

Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

M. Scholz

Band 9: Meteore und Meteorite



Meteoroide, Meteorite und Meteorströme, Interplanetare Materie

M.Scholz

Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

Band 9: Meteore und Meteorite

Meteoroiden, Meteorite und Meteorströme, Interplanetare Materie

E-Book-Ausgabe 2009

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

Bildnachweis: Wikipedia Commons, NASA, ESA, Autor

M.Scholz

Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

Band 9

Meteore und Meteorite

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme, Interplanetare Materie

Ausgabe 2009

mathias.scholz@t-online.de

INHALTSVERZEICHNIS

METEOROIDE, METEORITE UND METEORSTRÖME2

METEORE3

Meteorbeobachtung 5

Meteorströme..... 10

Feuerkugeln und Meteoritenfälle..... 16

METEORITE 20

Einteilung der Meteorite 22

Differenzierte Meteorite 24

Achondrite (Steinmeteorite)..... 25

 Angrite 25

 Aubrite..... 25

 Ureilite 25

 HED-Gruppe..... 25

 PAC-Gruppe – Primitive Achondrite 26

SNC-Gruppe oder Marsmeteorite..... 27

Lunare Meteorite 28

Stein-Eisenmeteorite 29

 Pallasite 29

 Mesosiderite..... 30

Eisenmeteorite..... 31

 Hexaedrite 32

 Oktaedrite 32

 Ataxite 33

Undifferenzierte Meteorite..... 34

 Kohlige Chondrite 34

 CI-Gruppe („Ivuna“-Typus) 35

 CM-Gruppe („Mighei“-Typus)..... 35

 CV-Gruppe („Vigarano“-Typus) 35

 CO-Gruppe („Ornans“-Typus)..... 37

 CK-Gruppe („Karoonda“-Typus) 37

 CR-Gruppe („Renazzo“-Typus)..... 37

 CH-Gruppe („High Iron“-Typus)..... 37

 CB-Gruppe („Bencubbinite“) 37

 Gewöhnliche Chondrite 38

 H („High Iron“)..... 38

 L („Low Iron“) 38

 LL („Low Iron and Low Metal“)..... 38

 Enstatit-Chondrite 38

| | |
|--|-----------|
| Kosmogonischer Ursprung der Meteorite | 39 |
| Altersbestimmung von Meteoriten | 44 |
| Bildungsalter | 46 |
| Expositionsalter | 46 |
| Erdalter (terrestrisches Alter) | 46 |
| INTERPLANETARE MATERIE..... | 48 |
| Staubkomponente | 49 |
| Das Zodiakallicht | 49 |
| Interplanetare Staubteilchen (IDPs)..... | 52 |
| Staubexperimente auf Satelliten..... | 53 |
| Interplanetares Gas..... | 55 |

Literatur

Index

Vorwort

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

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

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

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

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

M.Scholz

Herbst 2007

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Schaut man in einem Lexikon nach, was Meteoroiden sind, dann lernt man, daß es sich dabei um Himmelskörper handelt, die kleiner als Planetoiden, aber größer als Staubkörnchen sind und die sich durch den kosmischen Raum bewegen. Sie gewinnen an Bedeutung, sobald sie in die Erdatmosphäre eintreten und als „Sternschnuppen“ verglühen. Man kann sich dann nämlich etwas wünschen (z.B. einen Lottogewinn). Obwohl ein interessantes Forschungsthema, gibt es nach Recherche des Autors noch keine statistischen Analysen darüber, wie hoch die Quote der Wünsche ist, die wirklich in Erfüllung gehen. Als Physiker ist man da eher abgeneigt, hier irgendeinen kausalen Zusammenhang zu sehen. Am besten, man wünscht sich schönes Wetter. Darüber freut man sich immer und die Wahrscheinlichkeit, daß nach einer sternklaren Nacht ein sonniger Morgen anbricht, ist eher als „hoch“ einzuschätzen.

Die erwähnte Definition eines Meteoroids ist trotzdem problematisch. Die Frage ist, wann ist ein Stein- oder Eisenklumpen noch ein Planetoid oder ab welcher Größe mutiert ein Staubteilchen zu einem Sandkörnchen? Im Kapitel „Was sind Planetoiden“ wurde versucht, zumindest für den ersten Teil der Frage eine Antwort vorzugeben. Demnach sind Himmelskörper – soweit es sich dabei nicht um Kometen handelt – Meteoroiden, wenn sie kleiner als 100 m im Durchmesser sind. Die untere Grenze soll im Folgenden auf ca. 1 mm festgelegt werden. Noch kleinere Meteoroiden – soweit sie bei ihrem Eintritt in die Erdatmosphäre eine auch noch so kleine Sternschnuppe aufleuchten lassen – nennt man Mikrometeoroiden. Meteoroiden dürfen wiederum nicht mit den Meteoriten verwechselt werden. Das sind vielmehr die Reste von größeren Meteoroiden, die bei ihrem Eintritt in der Erdatmosphäre nicht völlig verdampfen und deshalb auf die Erde herunterfallen. Dort kann man sie dann mit etwas Glück auflesen und anschließend in einem Museum oder zu Hause in einer Vitrine oder Pappschachtel deponieren...

Der Name „Meteoroid“ leitet sich genauso wie der Name „Meteorit“ von dem griechischen Wort „meteoron“ ab, was schlicht und einfach „Himmelsphänomen“ bedeutet. Deshalb nennt man die Wetterkunde auch „Meteorologie“ (d.h. die Lehre von den Himmelsphänomenen) und die Wetterkundler „Meteorologen“. Und Meteore sind unter Fachleuten nichts anderes als die jedermann bekannten „Sternschnuppen“. Das zu den Begriffen.

Dann gibt es noch kosmische Materieteilchen, die so klein sind, daß sie in die Erdatmosphäre eintreten, ohne zu verdampfen (sie entsprechen in ihrer Größe etwa den Partikeln in Zigarettenrauch). Man bezeichnet sie als „*interplanetary dust particles*“ oder IDP's. Sie lassen sich unter Ausnutzung spezieller Techniken mit Hilfe von Flugzeugen oder Raketen in den oberen Atmosphärenschichten einsammeln oder in Form von Sedimentationen aus dem antarktischen Eis sowie aus Tiefseesedimenten extrahieren. Es handelt sich dabei wahrscheinlich hauptsächlich um kometarisches Material (Brownlee-Partikel), vielleicht aber auch – zumindest teilweise – um „Sternstaub“ (das ist Material, wie es in kosmischen Staubwolken vorkommt).

Die Erforschung der Meteoroiden konzentriert sich in zwei Richtungen. Einmal in die Meteorastronomie, die sich mit den Leuchterscheinungen, die durch Meteoroiden in der Hochatmosphäre hervorgerufen werden, beschäftigt und in den mehr experimentell ausgerichteten

Zweig der labormäßigen Untersuchung der Meteorite, wobei besonders deren chemische und mineralogische Zusammensetzung, ihr Alter und ihr Ursprung erforscht wird.

Die Untersuchung von Meteoroiden hat auch noch einen ganz praktischen Zweck. Künstliche Satelliten und bemannte Raumflugkörper sind ständig der Gefahr ausgesetzt, von Meteoroiden getroffen zu werden. Eine realistische Abschätzung von Einschlagswahrscheinlichkeiten in Abhängigkeit der kinetischen Energie der Partikel ist immerhin eine wichtige Voraussetzung dafür, um wirksame Schutzmechanismen (z.B. für die ISS) dagegen zu entwickeln.

Meteore

Das die flüchtigen Sternschnuppen und die eindrucksvollen Feuerkugeln (Boliden) wesensverwandte Himmelserscheinungen sind, wurde seit dem Altertum vermutet. Was sie aber sind, d.h. welche physikalischen Ursachen hinter diesen Himmelserscheinungen stecken, wurde bis in die Zeiten eines ALEXANDER VON HUMBOLDTS (1769-1859) und IMMANUEL KANTS (1724-1804) durchaus konträr diskutiert. Zwar fand man bereits in den Aufzeichnungen des Altertums Berichte, nach denen „Steine“ vom Himmel gefallen sind (z.B. der Meteoritenfall von Aigospotamoi (Griechenland) im Jahre 465 v.u.Z.), aber einen Zusammenhang mit Feuerkugeln, die ab und an gesichtet werden, stellte erst der durch seine Klangfiguren bekannt gewordene Physiker ERNST FLORENS FRIEDRICH CHLADNI (1756-1827) im Jahre 1794 her. Auf eine überaus scharfsinnige Weise konnte er zeigen, daß Feuerkugeln durch „Eisenmassen“ entstehen, die in die Erdatmosphäre einschlagen, abgebremst werden und dann auf die Erde fallen. Auch stellte er die Vermutung an, daß „die meisten Sternschnuppen wahrscheinlich auch nichts anderes“ sind. Etwa um die gleiche Zeit (1798) führten FRIEDRICH BENZENBERG (1777-1846) und HEINRICH WILHELM BRANDES (1777-1834) Simultanbeobachtungen von Sternschnuppen von zwei verschiedenen Standorten aus. Aus dem Vergleich ihrer Beobachtungen konnten sie ableiten, daß die meisten Meteore in einer Höhe von ungefähr 15 deutschen Meilen (das entspricht 112 km) aufleuchten was auch ungefähr den Tatsachen entspricht. Aber erst 1803 sah sich die Fachwelt (in Gestalt der Pariser Akademie der Wissenschaften) imstande, CHLADNIS Theorie anzuerkennen, nachdem ein großer „Meteoritenregen“ in L`Aigle (Frankreich) niedergegangen war, der von vielen Augenzeugen beglaubigt wurde.

Seitdem gehört es zur Allgemeinbildung, das Sternschnuppen lediglich die Leuchtpuren von kleinen Gesteinspartikeln sind, die mit hoher Geschwindigkeit in die oberen Atmosphärenschichten der Erde eindringen und dabei verglühen.

Es ist relativ leicht zu zeigen, daß die Eintrittsgeschwindigkeiten in die Erdatmosphäre im Bereich zwischen 12 und 72 km/s liegen. Höhere Geschwindigkeiten sind nicht möglich, da die Meteoroiden im Sonnensystem gebunden sind und die Entweichgeschwindigkeit in Erdnähe 42 km/s beträgt.

Sternschnuppen leuchten in den meisten Fällen ab einer Höhe von 115 km auf und erlöschen in ca. 90 km Höhe. Übersteigt ihre Helligkeit den Wert von -4^m (was ungefähr der Venushelligkeit entspricht), dann spricht man bereits von einer Feuerkugel oder Boliden. Ein Bolid, dessen Ausgangskörper ungefähr 10 cm groß ist, erzeugt eine Leuchterscheinung, dessen Helligkeit mit der Helligkeit des Vollmondes verglichen werden kann. Extrem helle Feuerkugeln sind manchmal sogar am Taghimmel

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

sichtbar und öfters mit akustischen Erscheinungen verknüpft. Normale Sternschnuppen stammen dagegen von Meteoriden, deren Durchmesser bei ungefähr ein bis zwei Millimetern liegt. Zwischen der Größe des Meteoroids (Radius r in [cm]) und der Meteorhelligkeit m (in Größenklassen) besteht übrigens ein lockerer funktionaler Zusammenhang (Partikel-Dichte $\rho=1 \text{ g cm}^{-3}$):

$$\lg r = 0.73 - 0.67 v_{\infty} - 0.13 m \quad [1.1]$$

v_{∞} = geozentrische Geschwindigkeit in [km/s]

Die Effekte, die zu der bekannten Leuchterscheinung führen, sind sehr komplex. Sie werden genaugenommen durch das Verb „verglühen“ falsch oder zumindest unzulänglich beschrieben. Man hat es hier mit Eintrittsgeschwindigkeiten weit oberhalb der Schallgeschwindigkeit zu tun. Dabei treten im Bereich des Meteorkopfes gasdynamische Prozesse auf (wobei Temperaturen von einigen 10^4 K erreicht werden), durch die das umgebende Gas erhitzt, in Flugrichtung komprimiert und weitgehend ionisiert wird. Erst dann, wenn die Ionen wieder zu neutralen Atomen rekombinieren, wird Strahlung emittiert. Man bezeichnet diesen Vorgang auch als Rekombinationsleuchten. „Verzögerte Rekombination“ erkennt man z.B. deutlich am kurzen „Nachglühen“ hellerer Meteore. Nur ein geringer Bruchteil der kinetischen Energie des Meteoroids wird übrigens für dessen Verdampfung aufgewendet. Der größte Teil erhitzt das umgebende Gas und wird für den Aufbau der Ionisationsspur (Durchmesser meist unter einem Meter) verbraucht. Grob geschätzt ergibt sich für die Energiebilanz eines Standardmeteors mit dem Durchmesser 0.5 mm, einer Dichte von 1000 kg/m^3 und der absoluten Helligkeit (das ist die Helligkeit, die ein Meteor in Größenklassen hat, wenn er im Zenit in genau 100 km Höhe aufleuchtet) von $M_{abs} = 0^m$ (Eintrittsgeschwindigkeit $v \sim 40 \text{ km/s}$):

| Vorgang | Anteil in % |
|----------------------------------|-------------|
| Verdampfung des Meteoriteilchens | 4 |
| Erwärmung der Luft | 38 |
| Rekombinationsleuchten | 42 |
| Rest | 16 |

Die Zerstörung des Meteoriden erfolgt durch einen Vorgang, der als Ablation bezeichnet wird. Darunter versteht man den Masseabtrag von der Oberfläche des Meteoroids durch Verdampfung und durch das Abplatzen geschmolzener Gesteinströpfchen aufgrund der Wechselwirkung mit der mit Überschallgeschwindigkeit vorbeiströmenden Luft. Bei größeren Meteoroiden (ab einer Masse von mehreren 100 g) spielt auch der aerodynamische Druck eine Rolle, der zur – bei Boliden häufig beobachteten – Fragmentation in mehrere Einzelkörper führen kann. Ist der Ausgangskörper groß genug, dann kann es sogar passieren, daß seine kinetische Energie bereits aufgebraucht ist, ohne daß er völlig zerstört wurde. Er geht dann in einer Höhe von 25 bis 5 km in den freien Fall über, wobei Endgeschwindigkeiten zwischen 100 und 200 m/s erreicht werden. Während der Bolide nur wenige Sekunden aufleuchtet, benötigt der Meteorit immerhin einige Minuten, bis er auf der Erde aufschlägt.

Beim Flug eines Meteoroiden durch die Erdatmosphäre entsteht eine Schockwelle, welche die Erdoberfläche erreichen kann. Bei massiveren Objekten ($M > 4 \text{ kg}$) wird sie hörbar und zwar als

Überschallknall bis hin zu donnerähnlichen Rollen. Sie kann aber auch mit empfindlichen Seismometern registriert werden. Wenn möglichst viele Personen über einen größeren Landstrich verstreut den Zeitpunkt bestimmen, wann die Schallerscheinung aufgetreten ist, lassen sich daraus wertvolle Informationen über den ungefähren Niedergangsort eines Meteoriten gewinnen.



Aufnahme der Leuchtspur eines Meteors des Orionidenstroms

Meteorbeobachtung

Man beobachtet Meteore in erster Linie um verlässliche statistische Daten über Häufigkeiten, Stromzugehörigkeiten und Radianten zu erhalten. Dazu werden visuelle Methoden (Zählungen, Eintragung der Bahnspuren in Sternkarten, Helligkeitsschätzungen), fotografische – und Video-Methoden (u.a. für Bahnbestimmungen geeignet – wenn von verschiedenen Orten aus das gleiche Meteor fotografiert wird und zusätzlich auf der Meteorspur Zeitmarken mittels eines Shutters aufgebracht werden, Bahnspurphotometrie, Spektroskopie, Feuerkugelüberwachungsnetze etc.) sowie Radar- bzw. Radiomethoden (damit können auch am Tage Meteore erfaßt werden) eingesetzt. Ein ganz modernes Verfahren, um Meteorspuren zu beobachten und darin z.B. Metalldämpfe nachzuweisen, besteht im Einsatz von LIDAR-Systemen („*Light Detection and Ranging*“). Es handelt sich dabei gewissermaßen um einen optischen Pedanten des Radars, welches im Unterschied dazu jedoch mit gepulstem Laserlicht arbeitet. Gemessen und analysiert wird die zurückgestreute elektromagnetische Strahlung.

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Wenn man in einer mondlosen Nacht zu einer Zeit, wo kein größerer Meteorstrom aktiv ist, Sternschnuppen beobachtet, dann kann man im Schnitt (je nach Himmelsbeschaffenheit) mit 4-6 Sichtungungen pro Stunde rechnen. Meist handelt es sich dabei um sogenannte „sporadische“ Meteore, da sie quasi zufällig und aus keiner bestimmten Richtung kommend ihre Spur am Himmel ziehen. Führt man über einen längeren Zeitraum Zählungen durch, dann beobachtet man, daß die Anzahl der Meteore gegen Morgen hin zunimmt. Diese Erscheinung nennt man „Tägliche Variation“ und ist verhältnismäßig einfach zu erklären. Befindet sich der Beobachter auf der Erde genau auf der Seite, die in Richtung Erdbewegung zeigt (das ist Mitternacht bis Mittag), dann sieht er mehr Sternschnuppen, weil in diesem Fall die Relativgeschwindigkeit der Meteoroiden in bezug auf die Erde größer ist (Vektoraddition der Geschwindigkeiten). Das führt letztendlich dazu, daß auch kleine Partikel als Sternschnuppen sichtbar werden.



Erscheinungsbild des Radianten eines Meteorstroms

Eine ähnliche Häufung wird in den Herbstmonaten beobachtet und dementsprechend als „jährliche Variation“ bezeichnet. Der Apex der Erdbewegung (das ist die Stelle am Himmel, in die der Vektor der Bahngeschwindigkeit zeigt) liegt dann bei etwa 90° westlich der Sonne, was bedeutet, daß er zu diesem Zeitpunkt seinen höchsten Punkt auf der Ekliptik erreicht. Der Effekt ist (ähnlich wie bei Strommeteoren, deren Radiant in hohen ekliptikalischen Breiten liegt, s.u.), daß mehr sporadische Meteore gesehen werden können.

Vielleicht ist an dieser Stelle ein guter Ort, um die Frage ein für allemal zu klären, warum die Sternschnuppen im deutschen Sprachraum den doch etwas merkwürdigen Namen „Sternschnuppen“ erhalten haben. So wie sich heute ein Mann von Welt eine „Havanna“ beschneidet, bevor er sie raucht (obwohl das gesundheitsschädlich ist), hat man früher – als es noch kein elektrisches Licht gab – den Docht einer Talg- oder Wachskerze, genauer dessen verkohltes Ende, abgeschnitten, also „geputzt“, um die Lichtleistung zu erhöhen, was zur damaligen Zeit „snuppen“ geheißen hat. Der kleinere Teil, der dabei übrigblieb – nämlich das verkohlte Ende – war die „Schnuppe“. Sie war so bedeutungslos, das die Berliner Gassenjungen einige Jahrhunderte später den Slang „ist mir doch schnuppe“ erfunden haben, den interessanterweise heute wiederum jeder versteht... Eine „Sternschnuppe“ ist also genau das, was beim „putzen“ eines Sterns übrigbleibt.

Neben den sporadischen Meteoren beobachtet man zu bestimmten Zeiten des Jahres Häufungen in der Zahl der Meteore, die pro Stunde von einem Beobachter gesehen werden. Diese Meteore unterscheiden sich von den sporadischen Meteoren dadurch, daß sie – wenn man ihre Bahnen an der Himmelskugel verlängert – scheinbar aus einem bestimmten Ort am Himmel „ausstrahlen“. Diesen „Ausstrahlungspunkt“ nennt man Radiant und ist – wie man sich leicht selbst überlegen kann – eine Konsequenz der Tatsache, daß die Meteoroiden auf zueinander parallelen Bahnen in die Erdatmosphäre eindringen. Oder anders ausgedrückt, Strommeteoroiden gehören Partikelwolken an, die sich auf fast identischen Bahnen um die Sonne bewegen und dabei an bestimmten Stellen die Erdbahn kreuzen. Derartige Partikelwolken nennt man Meteorströme und deren Radiant gibt die Richtung ihrer Bahntangente an.

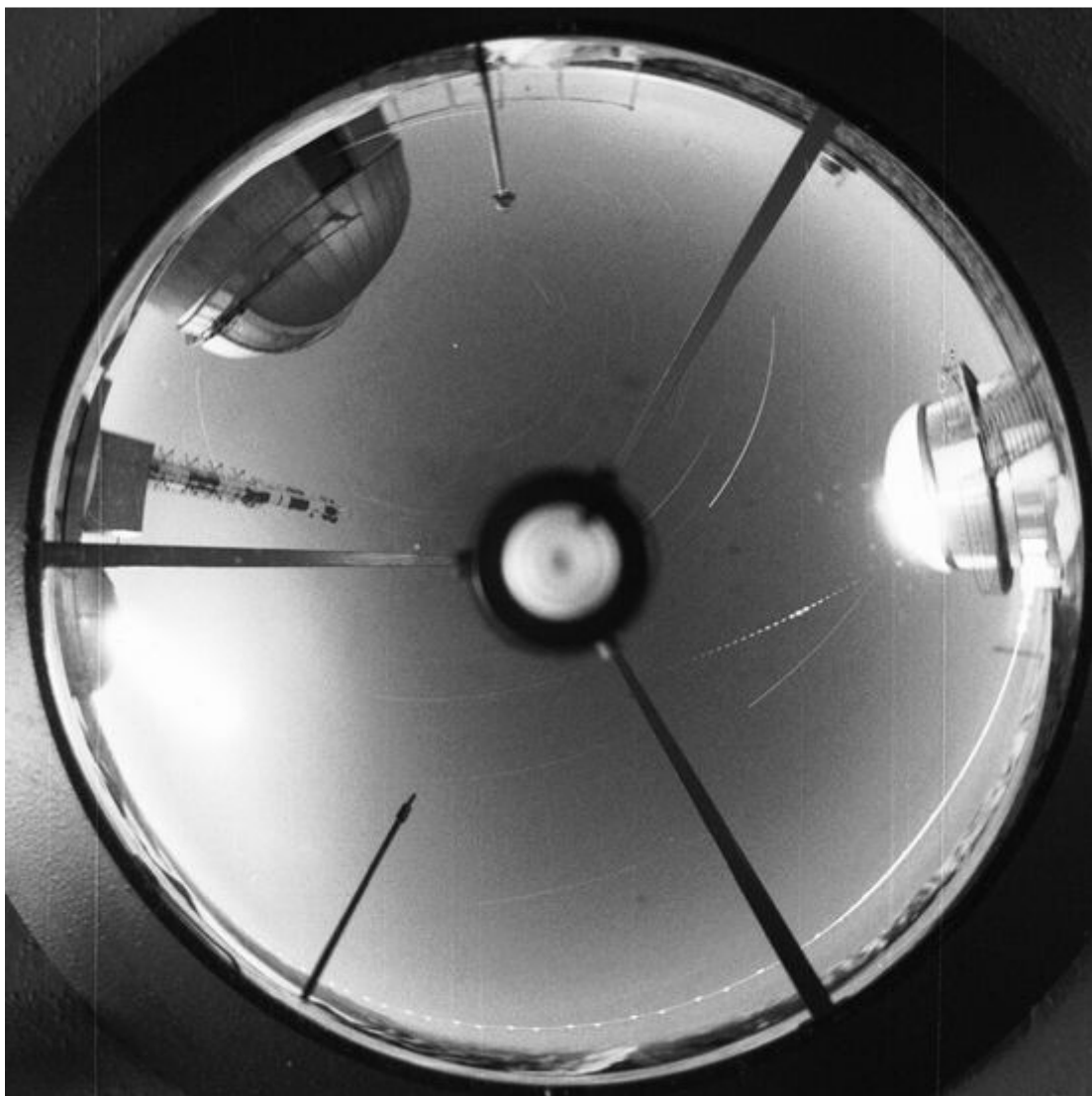
Kennt man die Eintrittsgeschwindigkeit eines Meteors und seinen Radianten, dann kann man aus diesen Angaben seine ursprüngliche Bahn um die Sonne berechnen. Eine wichtige Aufgabe der Meteorbeobachtung ist auch aus anderen Gründen die Radiantenbestimmung. Bei der visuellen Methode zeichnet man möglichst akkurat die Bahnen der Sternschnuppen in eine Sternkarte ein. Durch Verlängerung dieser Bahnspuren erhält man – soweit es sich nicht um sporadische Meteore handelt – ein Gebiet am Himmel, wo sie sich mehr oder weniger genau schneiden (Radiant). Genauere Positionen lassen sich aus der Auswertung von fotografischen- bzw. Videoaufnahmen gewinnen. Es läßt sich übrigens auch der Radiant eines Einzelmeteors bestimmen, wenn er von zwei verschiedenen Positionen der Erdoberfläche aus fotografiert wird. Außerdem kann man aus solchen „Stereoaufnahmen“ aufgrund der Parallaxe relativ leicht die Höhe des Aufleuchtens und die Höhe des Verlöschens eines hellen Meteors berechnen, wenn die Basislänge (günstig sind ca. 30 km) bekannt ist. Verwendet man zum Aufbringen von Zeitmarken vor einer Kamera zusätzlich noch einen Shutter mit bekannter Drehzahl, dann läßt sich anhand der Unterbrechungen der Meteorspur außerdem noch seine Eintrittsgeschwindigkeit in die Erdatmosphäre bzw. seine wahre Geschwindigkeit im Raum berechnen. Nach der im Prinzip identischen Methode beobachtet man übrigens auch Feuerkugeln in der Hoffnung, die Positionen von meteoritischen Restkörpern, die auf die Erde fallen, möglichst genau bestimmen zu können. Das Auffinden des „Meteoriten von Neuschwanstein“ (Niedergang am 6. April 2002) verdankt man z.B. den Überwachungskameras des „*European Fireball Networks*“, an dem viele Amateure mitarbeiten und das vom Observatorium Ondrejov in Tschechien betreut wird.

Die photographische Beobachtung liefert auch noch andere wertvolle Informationen. Ausgerüstet mit einem Objektivprisma kann man das Licht, das von der Ionisationsspur ausgeht, analysieren und daraus Rückschlüsse auf die chemische Beschaffenheit des Meteoroids (und der oberen Atmosphäre) ziehen. Lichtausbrüche deuten auf das Zerbrechen des Eintrittskörpers hin, was wiederum Aussagen über seine

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Festigkeit als wichtige Materialeigenschaft zulässt. Manchmal bleiben schwachleuchtende „Rauchwolken“ in der oberen Atmosphäre zurück. In dem man sie verfolgt, erhält man Informationen über die Strömungsverhältnisse (Höhenwinde) in der Mesosphäre und unteren Ionosphäre.

Zum Fotografieren von Meteorspuren benötigt man sehr lichtstarke Kameras und empfindliche Filme, wenn man nicht nur die allerhellsten Exemplare und Feuerkugeln erfassen möchte. Außerdem ist ein möglichst großes Gesichtsfeld anzustreben. Ende der fünfziger Jahre des vorigen Jahrhunderts, insbesondere im Zusammenhang mit dem geophysikalischen Jahr 1957, wurden extrem lichtstarke, modifizierte Schmidtteleskope entwickelt, die sich hervorragend zur Meteorbeobachtung eignen. Sie werden als Baker-Nunn-Kameras bezeichnet. Zur Feuerkugelüberwachung verwendet man häufig entweder sogenannte Fish-eye-Objektive oder man erfaßt den gesamten Himmel, in dem man einen außen aluminisierten Kugelspiegel von „oben“ fotografiert. Entsprechende Überwachungsnetze gibt es z.B. in Mitteleuropa (Europäisches Feuerkugelnetz mit ca. 25 Kameras), Japan und in Nordamerika.



Typische Überwachungsaufnahme des Europäischen Feuerkugelnetzes. Deutlich ist die durch einen Shutter unterbrochene Meteorspur von den Sternspuren zu unterscheiden.

Die Reichweite in bezug auf schwächere Meteore (und damit auch die „Ausbeute“) hat sich nochmals verbessert, seitdem man Videotechnik in Verbindung mit Restlichtverstärkern einsetzt. Besonders einige Amateurgruppen haben sich bei der Entwicklung und dem Einsatz dieser Technik verdient gemacht.

Neben der visuellen und fotografischen Methode werden auch Radiowellen zum Nachweis und zur Verfolgung von Meteoren eingesetzt. Der große Vorteil – insbesondere auch für statistische Untersuchungen – ist die völlige Unabhängigkeit von der Tageszeit. Wenn sich ein Meteoroid durch die oberen Atmosphärenschichten bewegt, wird ein Teil seiner Bewegungsenergie zur Ionisation der Luftmoleküle aufgebraucht. Neben der Ionenspur entsteht entlang der Bahn auch eine erhöhte Elektronenkonzentration. Schon früh in der Geschichte des Rundfunks hat man diese Erscheinung ausgenutzt, um sogenannte Überreichweiten zu erreichen. Ein VHF-Sender emittiert dabei Radiowellen mit einer Frequenz zwischen 30-100 MHz, die an den Ionenschläuchen der Meteorspuren reflektiert und von einem entfernten Empfänger wieder empfangen werden können. Im Normalfall entweichen die Radiowellen in den kosmischen Raum. Nur wenn zufällig ein Meteor ihre Bahn kreuzt, empfängt die entfernte Station für einen Augenblick einen Impuls. Dieser Vorgang wird von Amateurfunkern deshalb gerne als Vorwärtsstreuung („*Forward Scattering*“) bezeichnet.

Eine weitere funktechnische Methode, um Meteore zu beobachten, ist der Einsatz von Radar. In diesem Fall werden von einer Antenne kurze Impulse zirkular polarisierter elektromagnetischer Strahlung mit einer Frequenz um die 35 MHz ausgesendet. Treffen sie senkrecht auf eine Meteorspur, dann werden sie von den freien Elektronen reflektiert und zum Sender zurückgeworfen. Am Boden lassen sich diese Impulse mit speziellen Yagi-Antennen wieder empfangen. Derartige Antennenanordnungen werden jedoch selten primär für die Meteorforschung eingesetzt. Vielmehr nutzt man aus, daß man aus den Radarechos die Driftgeschwindigkeit der von den Meteoren erzeugten Ionenschläuche relativ genau vermessen kann und damit Informationen über die Windfelder in 80 bis 110 km Höhe erhält.

Eine vergleichsweise moderne Methode, die auch in der Meteorforschung eingesetzt wird, besteht im Einsatz von LIDAR-Geräten. Wie bereits erwähnt, arbeiten sie ähnlich wie Radar, benutzen jedoch im Gegensatz dazu als Strahlungsquellen hochenergetisches, gepulstes Laserlicht verschiedener Wellenlängen, wie sie z.B. verschiedene Gas- und Exzimerlaser liefern. Gemessen wird das in der Zielregion zurückgeworfene Streulicht. Das Haupteinsatzgebiet ist die Untersuchung von Veränderungen in der chemischen Beschaffenheit der Hochatmosphäre. Dabei wurde u.a. eine Schicht mit einer erhöhten Konzentration von Alkalimetallen in einer Höhe zwischen 80 und 120 km entdeckt, die durch den Eintrag von meteorischem Material gebildet und aufrechterhalten wird. Durch direktes Anvisieren von Meteorspuren kann man übrigens Informationen über die chemische Beschaffenheit der Ausgangspartikel gewinnen, was u.a. bei der Charakterisierung von Strommeteoren (kometarischen oder planetoidischen Ursprungs) nützlich sein kann.

Meteorströme

Wenn um den 12./13. August der Meteorstrom der Perseiden aktiv wird, kann es sogar vorkommen, daß man in den Abendnachrichten (zumindest beim „Wetter“) darauf hingewiesen wird. Wenn der Himmel klar und nicht gerade Vollmond ist, sollte man sich diese Gelegenheit auch nicht entgehen lassen und mal (vielleicht ganz in Familie) ein Stündchen „Sternschnuppenzählen“ einlegen. Selbst für einen Profiastronomen ist das eine erholsame Tätigkeit, da er ja heutzutage die meiste Arbeitszeit vor dem Computer und vor dem Schreibtisch verbringt und kaum mehr die Gelegenheit hat, den „originalen“ Sternenhimmel einmal in Ruhe zu betrachten...

Daß auffällige Häufungen im Auftreten von Sternschnuppen sich an bestimmten Tagen jährlich wiederholen, ist schon lange bekannt. So gibt es z.B. für das Jahr 36 n.Chr. Aufzeichnungen chinesischer „Astronomen“ von einem Sternschnuppenfall, den man heute eindeutig den Perseiden (ihr Radiant liegt im Sternbild Perseus) zuordnen kann. Genau 222 Jahre später (also im Jahre 258) trat ein weiteres Ereignis ein, das mittelbar (aber nicht kausal) etwas mit den Perseiden zu tun hat. Und zwar kam in den Augusttagen jenes Jahres der HEILIGE LAURENTIUS zu Tode. Seitdem – so sagt man – weint der Himmel „Laurentiustränen“. Und das nicht ohne Grund, denn dem heiligen Laurentius hatte der damalige römische Kaiser mit dem Namen „Valerian“ übel mitgespielt, und zwar wegen einer Geldangelegenheit. Der Papst SIXTUS II (195-262) vertraute aus irgendwelchen Gründen seinem Erzdiakon Laurentius (der zu diesem Zeitpunkt noch nicht „heilig“ war) den Kirchenschatz an und VALERIAN (195-262) brauchte auch gerade Geld. Als der Kaiser davon erfuhr, forderte er Laurentius auf, den Schatz gefälligst herauszurücken. Der aber verteilte ihn an die Armen, was ihm zwar letztlich große Sympathien bei der Nachwelt einbrachte, den Kaiser aber so erzürnte, daß er ihn auf einem großen Rost grillen lies (wie wir heute sagen würden). Daher kommt also der Name „Laurentiustränen“ für die Meteore des Perseidenstroms – und man hat etwas Interessantes zu erzählen, sobald eine Sternschnuppe über den Himmel huscht...

Meteorströme kann man nicht nur im August beobachten. Sie gehören vielmehr zu den durchaus gewöhnlichen Erscheinungen, die über das gesamte Jahr verteilt auftreten. Die meisten von ihnen fallen jedoch kaum auf, da sie sich vom Hintergrund der sporadischen Meteore – zumindest für den Laien – kaum abheben. Gekennzeichnet sind sie durch eine sogenannte Aktivitätsperiode, die von wenigen Stunden bis zu mehreren Wochen reichen kann, durch einen mehr oder weniger ausgeprägten Radianten und durch eine Rate, welche die ungefähre Anzahl pro Stunde und Helligkeitsintervall angibt. In seltenen Fällen kann es zu sogenannten „Meteorstürmen“ kommen, wo innerhalb weniger Stunden mehrere Tausend Sternschnuppen wie ein Feuerwerk am Himmel sichtbar werden.

Die Meteore der einzelnen Meteorströme unterscheiden sich oftmals auch noch in ihrem physischen Erscheinungsbild und zwar je nach dem, mit welcher Geschwindigkeit sie in die Erdatmosphäre eintreten, aus welchem Material die Meteoroiden bestehen und wie die verschiedenen großen Teilchen in der Partikelwolke verteilt sind.

Neben den Perseiden gehören noch die Quadrantiden, die Geminiden und die Leoniden zu den Strömen, die zumindest jeden Amateurastronomen geläufig sind.

Meteorströme entstehen, wenn die Erde bei ihrer Bewegung um die Sonne die Bahn mehr oder weniger ausgedehnter Partikelwolken kreuzt, die wiederum mit Kometenbahnen assoziiert sind. Diese Partikelwolken sind der sichtbare Ausdruck für die Auflösung periodischer Kometen, die besonders in Sonnennähe forciert wird. Die Staubteilchen verteilen sich entlang der Kometenbahn und dissipieren im Laufe der Zeit über die gesamte Bahnellipse. Gerät die Erde in diesen Bereich, dann beobachtet man einen Meteorstrom. Liegt der Radiant nahe an der Ekliptik, dann kann die Erde im Laufe eines Jahres die Meteorbahn an zwei verschiedenen Punkten kreuzen. Derartige Ströme werden als Ekliptikalströme bezeichnet.



Berühmte Zeichnung des „Sternschnuppenvorhangs“ der Leoniden im Jahre 1833 in Australien

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Je nachdem wie der Auflösungsprozeß eines Kometen fortgeschritten ist, wird sich das Erscheinungsbild eines damit assoziierten Meteorstroms ändern. Aus statistischen Untersuchungen des Auftretens von Strommeteoren kann man z.B. die Masseverteilung über eine Sekante des Stromquerschnitts ermitteln. Dazu müssen (möglichst von vielen Beobachtern) über einen längeren Zeitraum die Anzahl der Meteore pro Zeiteinheit, ihre Helligkeiten und ihre Stromzugehörigkeit bestimmt werden. Da die Wahrscheinlichkeit, daß ein Meteor auch wirklich von einem Beobachter registriert wird, von mehreren Begleitumständen abhängt, kann man eine „Wahrnehmungswahrscheinlichkeit“ p als Quotient zwischen beobachteter (n) und wahrer Meteoranzahl (n_0) einführen:

$$p = \frac{n}{n_0} \quad [1.2]$$

Der Wert von p wird von der „Aufmerksamkeit“ des Beobachters, von der Helligkeit m des Meteors und von der Lage der Meteorspur in bezug auf das Gesichtsfeld abhängen. Es sind verschiedene Methoden ausgearbeitet worden, um aus der beobachteten Anzahl n die „wahre“ Anzahl n_0 , bezogen auf einen „Standardhimmel“, schließen zu können. Diese Zahl ist die sogenannte „Zenithal Hourly Rate“, abgekürzt ZHR. Sie kann über folgende Beziehung berechnet werden:

$$ZHR = Anzahl \cdot \frac{60}{t_{eff}} \frac{100}{100-k} r^{(6.5-m_{grenz})} \frac{1}{\sin(h)} \quad [1.3]$$

t_{eff} ist die effektive Beobachtungszeit in Minuten, k der durchschnittliche Bewölkungsgrad in Prozent, r der sogenannte Populationsindex und h die Höhe des Radianten über dem Horizont zum Beobachtungszeitpunkt.

Man berechnet die ZHR i.d.R. für jeden Beobachter und für jedes zeitliche Intervall extra und bestimmt aus den gewonnenen Daten am Ende Mittelwerte. Die Funktion ZHR (t) oder ZHR (L_\odot) ist dann ein gutes und vergleichbares Maß für die Aktivitätsentwicklung eines Meteorstroms (L_\odot = Sonnenlänge) entlang der Schnittlinie mit der Erdbahn. Bleibt noch zu erklären, was die Größe r mit dem Namen „Populationsindex“ beschreibt. Sie gibt an, wie groß das Verhältnis zwischen schwachen und hellen Meteoren für einen gegebenen Meteorstrom ist. Ist n_1 die Anzahl der Meteore der Helligkeit m_1 und n_2 die Anzahl der Meteore mit der (größeren) Helligkeit $m_2 = m_1 - 1$ (in Größenklassen), dann gilt für deren Verhältnis:

$$\frac{n_1}{n_2} = r^{m_1 - m_2} \quad [1.4]$$

also bezogen auf eine Helligkeitsdifferenz von einer Größenklasse:

$$r = \frac{n(m)}{n(m-1)} \quad [1.5]$$

wobei $n(m)$ die Anzahl der Meteore der Helligkeit m und $n(m-1)$ die Anzahl der Meteore der Helligkeit $m-1$ ist. Für sporadische Meteore gilt z.B. $r \sim 3$. Das bedeutet, daß dreimal mehr Meteore der Helligkeit

m auftreten als solche der Helligkeit $m-1$. Der Populationsindex ist ein wichtiges Charakteristikum für einen Meteorstrom, da er direkt eine Aussage über die Verteilung der Teilchenmassen erlaubt. Das ist leicht einzusehen, wenn man (1.1) unter Berücksichtigung von $M = \rho V$ (die Dichte des Meteoroids wurde bei dieser zugeschnittenen Größengleichung zu 1 g/cm^3 angenommen) auf folgende Form bringt:

$$m = 7.0 - 5 \lg v_{\infty} - 2.5 \lg M$$

Aus (1.4) folgt dann

$$\frac{n_1}{n_2} = r^{m_1 - m_2} = r^{2.5 \lg \frac{M_2}{M_1}} \quad [1.6]$$

Das bedeutet, daß man aus dem Populationsindex r , der sich aus den Beobachtungen ergibt, auf die Masseverteilung der Meteoroiden in einem Meteorstrom schließen kann.

Tabelle: Populationsindizes und ZHRs einiger bekannter Meteorströme

| Strom | Aktivitätszeitraum | r | ZHR Maximum | Ursprungskomet |
|-----------------|--------------------|-----|--------------------------|--------------------------|
| Quadrantiden | 01.Jan. – 05.Jan. | 2.1 | 120 | --- |
| Lyriden | 15.Apr. – 28.Apr. | 2.9 | 15 | Thatcher (1861 I) |
| Eta-Aquariden | 19.Apr. – 28.Mai | 2.7 | 60 | Halley |
| Delta-Aquariden | 12.Jul. – 19.Aug. | 3.2 | 20 | |
| Perseiden | 17.Jul. - 24.Aug. | 2.6 | <100 variabel | Swift-Tuttle (1862 III) |
| Orioniden | 02.Okt. – 07.Nov. | 2.9 | 20 | Halley |
| Leoniden | 14.Nov. – 21.Nov. | 2.5 | 40+ (alle 33 Jahre Max.) | Tempel-Tuttle (1965 IV) |
| Geminiden | 07.Dez. – 17.Dez. | 2.6 | 110 | - planetoider Ursprung - |

Schon SCHIAPARELLI (1835-1910) konnte in seiner 1872 veröffentlichten Arbeit sehr gut den Zusammenhang zwischen Meteorströmen und den Bahnen bestimmter Kometen aufzeigen. Meteoroiden entstehen demnach in erster Linie bei der Auflösung von Kometenkernen. Einige Angaben dazu wurden bereits im Kapitel 2.4. gemacht. Es gibt aber auch einige wenige ekliptikale Stromsysteme, die offensichtlich mit Planetoiden im Zusammenhang stehen. So ist es z.B. auffällig, daß die Bahn des Erdbahnkreuzers „(3200) Phaeton“ innerhalb des Torus des Geminidenstroms verläuft. Außerdem liegt die Dichte der Ursprungspartikel der Geminiden-Meteore oberhalb von 1000 kg/m^3 , was im Vergleich zu kometarischen Strömen eher ungewöhnlich ist.

Die von kurzperiodischen Kometen freigesetzten Partikel bilden eine Wolke in der Umgebung des Kometen, die im Laufe der Zeit durch verschiedene Einflüsse dissipiert und dabei eine Art von Entwicklung durchmacht, die man am Verhalten einzelner Meteorströme ablesen kann.

In der ersten Zeit wird eine zwar ausgedehnte, aber im Vergleich zur Bahnellipse recht kleine Partikelwolke in ungefähr der gleichen Umlaufzeit wie der Ursprungskomet die Sonne umlaufen. Am

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Schnittpunkt mit der Erdbahn beobachtet man in ungefähr der gleichen Periode einen kurzen, aber meist intensiven Sternschnuppenfall. In den anderen Jahren ist dagegen die Intensität nur mäßig oder es tritt überhaupt keine Stromaktivität auf. Das „Lehrbuchbeispiel“ für solch einen Strom sind die Leoniden. Der Meteoridenschwarm entwickelte sich aus dem Zerfall des Kometen 1866 I, der eher unter dem Namen „Swift-Tuttle“ bekannt ist. In den Jahren 1799, 1833 und 1866 wurden sehr intensive „Meteorstürme“ um jeweils den 12. bis 16. November herum registriert. Besonders eindrucksvoll hat ALEXANDER VON HUMBOLDT (1769-1859) den Sternschnuppenfall (etwas untertrieben bei stündlichen Raten von über 1000 Meteoren) beschrieben, den er – fernab von Europa – am 12. November 1799 in Cumana / Südamerika, erleben dürfte. Auch die folgenden Ereignisse von 1833 und 1866 waren äußerst eindrucksvoll. Danach nahm die Intensität des alle 33 bis 34 Jahre auftretenden Stroms merklich ab. Erst 1966 wurde er überraschenderweise wieder aktiv und erreichte während des kurzen Maximums am 17. November 1966 um 17.50 UT eine Fallrate von über 2400 Meteore pro Minute! Es ist klar, daß nach solch einem Ereignis die Erwartungen für die nächste Wiederkehr im Jahre 1999 besonders hoch gesteckt waren. Und die Beobachter, die zur richtigen Zeit am richtigen Ort waren, wurden auch nicht enttäuscht (der Strom blieb auch noch in den Folgejahren aktiv). Besonders die große Anzahl von Feuerkugeln müssen ein fantastisches Bild abgegeben haben (der Autor konnte es leider nur am Fernseher verfolgen, weil der Himmel im November in Mitteleuropa – sie wissen ja ...).

Die frühesten Aufzeichnungen über die Leoniden stammen übrigens aus dem Jahre 901, als der Geschichtsschreiber EUTYCHIUS VON ALEXANDRIA (877-940) das Ereignis so erwähnenswert fand, daß er ein paar Zeilen darüber seiner Chronik anvertraute die, was eigentlich noch überraschender ist, bis heute überdauert hat.

Die Leoniden gehören demnach zu den „jungen“ Strömen mit einem scharfen Radianten und einem deutlichen, nur kurz andauernden Aktivitätsmaximum im zeitlichen Abstand der Umlaufzeit des Ursprungskometen.

Wenn ein Komet „zerbrösel“t, dann werden sich die für Meteore wesentlichen Partikel mit einer Masse $> 10^{-3}$ g im Laufe der Zeit aufgrund unterschiedlicher Prozesse (Anfangsimpulsverteilung, Poynting-Robertson-Effekt, Impulsänderungen durch Kollisionen, gravitative Störungen etc.) in einem torusförmigen Schlauch um die Kometenbahn mehr oder weniger gleichmäßig ansammeln. Je nach Größe der Bahnellipse ist dieser Vorgang innerhalb von wenigen 100 bis einigen 1000 Jahren abgeschlossen. Dieser Schlauch ist in dem Bereich, wo die meisten Teilchenemissionen stattgefunden haben (also in Perihelnnähe) stärker konzentriert als im Aphelbereich. Entsprechende Meteorströme sind zwar jährlich mit etwa gleicher ZHR zu beobachten. Ihre Aktivitätsperiode ist jedoch kurz und der Radiant ziemlich scharf. Ein Beispiel ist der in der zweiten Aprilhälfte zu beobachtende Meteorstrom der Lyriden. Bei weiterer Dissipation wird der Radiant immer unschärfer (Perseiden) und die Aktivitätsperiode wird länger. Die Partikel verteilen sich mehr und mehr im Raum und der Strom löst sich letztendlich völlig auf. Auffällig ist, daß Ströme mit sehr diffusen Radianten (z.B. die Alpha-Capricorniden) verhältnismäßig viele helle Meteore aufweisen. Der Grund liegt darin, daß die größeren Partikel „störungsresistenter“ sind und damit weniger schnell aus dem Hauptstrom heraus diffundieren.

Tabelle: Daten wichtiger Meteorströme

| Meteorstrom | Aktivitäts- Periode | Aktivitäts- Maximum | Radiant | | v km/s | ZHR | Ausgangskörper |
|------------------------|------------------------|------------------------|-----------|--------------|-----------|-----|----------------------|
| | | | RA deg | Dezl. deg | | | |
| Quadrantiden | Jan 01-Jan 05 | Jan 03 | 230 | +49 | 41 | 120 | |
| Delta-Cancriiden | Jan 01-Jan 24 | Jan 17 | 130 | +20 | 28 | 4 | |
| Alpha-Centauriden | Jan 28-Feb 21 | Feb 08 | 210 | -59 | 56 | 6 | |
| Delta-Leoniden | Feb 15-Mär 10 | Feb 24 | 168 | +16 | 23 | 2 | |
| Virginiden | Jan 25-Apr 15 | (Mär 24) | 195 | -04 | 30 | 5 | |
| Lyriden | Apr 16-Apr 25 | Apr 22 | 271 | +34 | 49 | 15 | C/Thatcher (1861 G1) |
| Pi-Puppiden | Apr 15-Apr 28 | Apr 23 | 110 | -45 | 18 | | 26P/Grigg-Skjellerup |
| Eta-Aquariden | Apr 19-Mai 28 | Mai 05 | 338 | -01 | 66 | 60 | 1P/Halley |
| Sagittariden | Apr 15-Jul 15 | (Mai 19) | 247 | -22 | 30 | 5 | |
| Juni-Bootiden | Jun 26-Jul 02 | Jun 27 | 224 | +48 | 18 | | |
| Pegasiden | Jul 07-Jul 13 | Jul 09 | 340 | +15 | 70 | 3 | |
| Juli-Phoeniciden | Jul 10-Jul 16 | Jul 13 | 032 | -48 | 47 | | |
| Piscis Austriniden | Jul 15-Aug 10 | Jul 28 | 341 | -30 | 35 | 5 | |
| Südl. Delta-Aquariden | Jul 12-Aug 19 | Jul 28 | 339 | -16 | 41 | 20 | |
| Alpha-Capricorniden | Jul 03-Aug 15 | Jul 30 | 307 | -10 | 25 | 4 | |
| Südl. Iota-Aquariden | Jul 25-Aug 15 | Aug 04 | 334 | -15 | 34 | 2 | |
| Nördl. Delta-Aquariden | Jul 15-Aug 25 | Aug 08 | 335 | -05 | 42 | 4 | |
| Perseiden | Jul 17-Aug 24 | Aug 12 | 046 | +58 | 59 | 110 | 109P/Swift-Tuttle |
| Kappa-Cygniden | Aug 03-Aug 25 | Aug 17 | 286 | +59 | 25 | 3 | |
| Nördl. Iota-Aquariden | Aug 11-Aug 31 | Aug 19 | 327 | -06 | 31 | 3 | |
| Alpha-Aurigiden | Aug 25-Sep 05 | Sep 01 | 084 | +42 | 66 | 10 | |
| Delta-Aurigiden | Sep 05-Okt 10 | Sep 08 | 060 | +47 | 64 | 6 | |
| Pisciden | Sep 01-Sep 30 | Sep 19 | 005 | -01 | 26 | 3 | |
| Draconids | Okt 06-Okt 10 | Okt 08 | 262 | +54 | 20 | | 21P/Giacobini-Zinner |
| Epsilon-Geminiden | Okt 14-Okt 27 | Okt 18 | 102 | +27 | 70 | 2 | C/Ikeya (1964 N1) |
| Orioniden | Okt 02-Nov 07 | Okt 21 | 095 | +16 | 66 | 20 | 1P/Halley |
| Südl. Tauriden | Okt 01-Nov 25 | Nov 05 | 052 | +13 | 27 | 5 | 2P/Encke |
| Nördl. Tauriden | Okt 01-Nov 25 | Nov 12 | 058 | +22 | 29 | 5 | 2P/Encke |
| Leoniden | Nov 14-Nov 21 | Nov 17 | 153 | +22 | 71 | var | 55P/Tempel-Tuttle |
| Alpha-Monocerotiden | Nov 15-Nov 25 | Nov 21 | 117 | +01 | 65 | | |
| Chi-Orioniden | Nov 26-Dez 15 | Dez 02 | 082 | +23 | 28 | 3 | |
| Phoeniciden | Nov 28-Dez 09 | Dez 06 | 018 | -53 | 18 | | D/Blanpain (1819 W1) |
| Puppilid-Veliden | Dez 01-Dez 15 | (Dez 07) | 123 | -45 | 40 | 10 | |
| Monocerotiden (Dez) | Nov 27-Dez 17 | Dez 09 | 100 | +08 | 42 | 3 | D/Mellish (1917 F1) |
| Sigma-Hydriden | Dez 03-Dez 15 | Dez 11 | 127 | +02 | 58 | 2 | |
| Geminiden | Dez 07-Dez 17 | Dez 14 | 112 | +33 | 35 | 120 | 3200 Phaethon |
| Coma Bereniciden | Dez 12-Jan 23 | Dez 19 | 175 | +25 | 65 | 5 | |
| Ursiden | Dez 17-Dez 26 | Dez 22 | 217 | +76 | 33 | 10 | 8P/Tuttle |

Wie bereits erwähnt, unterscheidet man kometarische und ekliptikale Ströme, wobei letztere mit dem System der Planetoiden bzw. mit der in der Ekliptikalebene konzentrierten interplanetaren Materie im Zusammenhang stehen. Es ist klar, daß man rein kinematisch beide Stromarten nicht eindeutig voneinander trennen kann. Die Teilchen der „echten“ Ekliptikalströme scheinen jedoch aus einem Material zu bestehen, dessen Dichte signifikant höher ist als die der locker aufgebauten „Brownlee-Partikel“ der kometarischen Ströme. Sie stellen offensichtlich Zerkleinerungsprodukte von Planetoidenkollisionen dar. Diese Annahme wird auch dadurch bestärkt, daß Feuerkugeln, die man Ekliptikalströme zuordnen kann, im Durchschnitt tiefere Atmosphärenschichten erreichen (ca. 80 km Endhöhe) als Feuerkugeln, die man kometarischen Strömen zuordnen muß (ca. 90 km Endhöhe). Das bedeutet, daß sie im Mittel fester sind als das locker aufgebaute kometarische Material. Feuerkugelbeobachtungen können also entscheidende Hinweise über den Ursprung eines ekliptikalen Meteorstroms liefern.

Feuerkugeln und Meteoritenfälle

Alle Meteore, deren Helligkeit die Maximalhelligkeit des Planeten Venus übersteigt, werden als Feuerkugeln oder Boliden bezeichnet. Es handelt sich dabei um eine der eindrucksvollsten Naturscheinungen am Himmel die man sich vorstellen kann, weshalb auch die besonders hellen (Vollmondhelligkeit und größer) Feuerkugeln mit Sicherheit auch von der lokalen Presse registriert werden. Das ist auch gut so, da man bei solchen Exemplaren davon ausgehen kann, daß Teile des Ursprungskörpers die Erdoberfläche erreicht haben könnten. Je mehr Leute es gibt, die ihre Beobachtungen preisgeben, desto genauer kann das eventuelle Fallgebiet eingegrenzt und der Meteorit letztendlich auch gefunden werden. Natürlich verläßt man sich heute nicht mehr nur auf die Schilderungen potentieller Augenzeugen.



Feuerkugel der Helligkeit -8^m © Pierluca Grotto

In Europa, Nordamerika und Japan wurden sogenannte Feuerkugelüberwachungsnetze aufgebaut, wo in jeder klaren Nacht mit Hilfe von All-Sky-Kameras kontinuierlich der Himmel und dabei eventuell auftretende Feuerkugeln fotografiert werden. Durch die genauere Vermessung der Spuren auf den Aufnahmen der einzelnen Stationen und etwas Trigonometrie lassen sich die wahrscheinlichsten Niedergangsgebiete so genau bestimmen, daß eine intensive Suche nach dem Meteoriten durchaus – wie z.B. der „Neuschwanstein-Meteorit“ zeigt – erfolgversprechend ist. Im Gegensatz zu den gewöhnlichen Sternschnuppen beobachtet man bei Feuerkugeln oft auffällige Farben und

Farbänderungen sowie Helligkeitsausbrüche entlang der Flugbahn bis hin zum Zerfall in mehrere Einzelkörper. Besonders helle Boliden sind leicht zeitversetzt oft mit akustischen Begleiterscheinungen wie Donnern, Rumpeln und Knallen verbunden. Sie können so stark sein, daß in früheren Zeiten ganze Landstriche in Angst und Schrecken versetzt wurden.

Die Beobachtung von Feuerkugeln ist in mehrfacher Hinsicht interessant. Neben der Aussicht, an „frisches“ außerirdisches Material zu kommen, geben sie u.a. auch Hinweise auf die stoffliche Beschaffenheit der eventuell mit ihnen assoziierten Meteorströme. Entsprechende Untersuchungen wurden besonders von tschechischen und slowakischen Wissenschaftlern durchgeführt. Sie führten zu einer Typisierung von Feuerkugeln nach ihrer Eintrittsgeschwindigkeit, Eintrittswinkel, Masse des Ausgangskörpers, Endhöhe (in der sie verlöschen), Schweifbildung + Nachleuchtdauer und natürlich der erreichten Maximalhelligkeit. Diese Einteilung korrespondiert wieder in einer gewissen Hinsicht mit der stofflichen Zusammensetzung des auslösenden Meteoroids (CEPLECHA et.al.). Danach unterscheidet man vier Typen von Material, aus denen Meteoroiden, die Feuerkugeln erzeugen, bestehen:

Typ I:

Gewöhnliches chondrisches Material hoher Festigkeit und einer Dichte von ungefähr 3700 kg/m^3 . Dieses Material stammt offensichtlich von zertrümmerten Planetoiden. Größere Brocken davon können zu Meteoritenfällen führen.

Typ II:

Kohlige Chondrite mit einer Dichte im Bereich zwischen 1900 bis 2100 kg/m^3 . Das Material stammt zum größten Teil wahrscheinlich von zertrümmerten, stofflich nicht ausdifferenzierten (primitiven) Planetoiden.

Typ IIIA:

Material geringer Dichte (600 bis 900 kg/m^3), offensichtlich kometarischen Ursprungs

Typ IIIB:

Lockeres Material sehr geringer Dichte (200 bis 340 kg/m^3) kometarischen Ursprungs (Beispiel Draconiden-Meteore)

Aus der Analyse von fotografischen Aufnahmen von Feuerkugeln wurden für die einzelnen Typen folgende prozentuale Anteile in bezug auf die Ereignishäufigkeit ermittelt:

| Typ | Anteil in % |
|------|-------------|
| I | 29 |
| II | 33 |
| IIIA | 29 |
| IIIB | 9 |







Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

Zu Meteoritenfällen kommt es nur, wenn die Feuerkugel bei ihrem Flug durch die Atmosphäre ihre gesamte ursprüngliche kinetische Energie verliert ohne daß der Ausgangskörper dabei vollständig aufgelöst wird (deshalb führen Feuerkugeln mit relativ geringer Eintrittsgeschwindigkeit häufiger zu Meteoritenfällen). Der Punkt, wo der Meteorit in den freien Fall übergeht, liegt im Durchschnitt irgendwo zwischen 20 und 30 km Höhe. Dann benötigt er noch ein paar Minuten, bis er auf der Erdoberfläche aufschlägt. Wenn der Eintrittskörper in der dynamischen Phase seiner Bahn in mehrere kleinere Körper zerfallen ist, dann können sich auf der Erdoberfläche ganze Meteoritenstreufelder ausbilden. 1868 kam es z.B. in Pultusk in Ostpolen zu einem wahren „Gesteinsregen“, bei dem schätzungsweise über 180000 Meteoriten auf die Erde niedergegangen sind. Bekannter ist der Meteoritenfall von Sikhote-Alin in Rußland vom 12. Februar 1947. Das Sikhote-Alin-Gebirge liegt etwas nördlich von Wladiwostok an der russischen Pazifikküste. An jenem Tag, kurz vor 11 Uhr Ortszeit, raste ein Bolide, der nach Augenzeugenberichten heller als die Sonne leuchtete, über den klaren Winterhimmel um sich mit mehreren lauten Knallgeräusche letztendlich zu verabschieden. Nur seine ausgedehnte Rauchspur haben die Reisenden der transsibirischen Eisenbahn noch stundenlang verfolgen können. Drei Tage später hatte man dann auch vom Flugzeug aus das Fallgebiet ausgemacht und konnte es vor Ort näher untersuchen. Im Laufe der Zeit wurden von den Wissenschaftlern über 100 Einschlagkrater (bis 27 m Durchmesser) und Einschlaglöcher identifiziert und mehr als 23 Tonnen meteoritisches Material geborgen. Man schätzt, daß bei diesem außergewöhnlichen Meteoritenfall mehr als 70 Tonnen kosmischen Materials die Erdoberfläche erreicht haben. Für ein paar Hundert Euro (oder Dollar) ist es übrigens heutzutage (seitdem ein Teil der Sowjetunion wieder Rußland ist) kein Problem mehr, ein Bruchstückchen (oder sogar einen Klumpen, s.u.) davon bei „Ebay“ zu ersteigern.

Website **eBay Deutschland**

[Artikel suchen ebenfalls in Deutschland](#)

Sortiert nach Artikeln: **bald endende Angebote zuerst** | [neu eingestellt](#) | [niedrigste Beträge zuerst](#) | [höchste Beträge zuerst](#)

| Bild ausblenden | Artikelbezeichnung | Preis | Gebote | Verbleibende Zeit |
|---|--|---------------------------------|----------------------------|-------------------|
| | Meteorit | EUR 40,00 | - | 13Std 46Mir |
|  | Diamant Meteorit Rub. Smar-und viele 520 Karat | EUR 2,00 | 3 | 19Std 47Mir |
|  | Tektit Meteorit ca.23,7 g ohne Versandkosten | EUR 7,00 | =Sofort Kaufen | 23Std 02Mir |
|  | Tektit Meteorit ca.33 g ohne Versandkosten | EUR 9,00 | =Sofort Kaufen | 23Std 02Mir |
|  | Tektit Meteorit ca.22,9 g ohne Versandkosten | EUR 7,00 | =Sofort Kaufen | 23Std 02Mir |
|  | Tektit Meteorit ca.43,6 g ohne Versandkosten | EUR 11,00 | =Sofort Kaufen | 23Std 02Mir |
|  | Sikhote - Alin 790 g ! Meteorit / Meteorite | EUR 140,00 EUR 200,00 | - =Sofort Kaufen | 23Std 31Mir |
| | ozzi* Meteorit WOLFE CREEK IIIB SELTEN 360 g! | EUR 99,00 | - | 23Std 46Mir |

Meteoritenfälle sind – global gesehen – gar nicht so selten. Die meisten bleiben natürlich unbeobachtet, entweder, weil sie in unbewohnten Gebieten niedergehen oder die Meteoriten schlicht ins Meer fallen. Es kann aber auch vorkommen, daß ein kosmischer Gesteins- oder Eisenklumpen durch das Dach eines Hauses schlägt (wie es z.B. 8.11.1982 in Whetersfield, Connecticut, geschah). Obwohl es auf der Erde mittlerweile mehr als 6 Milliarden Menschen gibt, ist die Wahrscheinlichkeit von einem einzelnen Meteoriten erschlagen zu werden eher als gering einzuschätzen. Es lohnt sich diesbezüglich nicht eine besondere Versicherung für etwaige Schadensfälle an Leib und Gut abzuschließen. Dem Verfasser ist bei seiner Recherche nur ein Fall bekanntgeworden, wo eine Frau – ohne jedoch einen dauerhaften Schaden zu erleiden – von einem Meteoriten getroffen wurde. Dieses

bemerkenswerte Ereignis geschah am 30. November 1954 in Sylacauga, Alabama und die Geschädigte war eine gewisse Mrs. E.H.HODGES. Dadurch, daß ihr massives Hausdach eine durchaus starke Bremswirkung entfaltete, traf sie der ca. 3.8 kg schwere Gesteinsbrocken nicht mit voller Wucht (sie lag zu dem Zeitpunkt bereits im Bett), so daß sie glücklicherweise nur leichte Verletzungen davontrug, die im Krankenhaus relativ schnell auskuriert werden konnten.

Reine Sachbeschädigungen sind da schon häufiger (z.B. ist eine Beule in einem Auto dokumentiert, die – was ganz ungewöhnlich ist – zu einer beträchtlichen Wertsteigerung des nicht mehr ganz taufischen Fahrzeugs geführt hat). Aber auch diese Ereignisse sind so außergewöhnlich selten, daß sie eigentlich nur durch ihre Seltenheit auffallen und auch nur deshalb von der Öffentlichkeit wahrgenommen werden. Und welche Zeitung oder welche Nachrichtenagentur würde schon von einem Loch in einem Hausdach berichten wenn es nicht eben als Ergebnis einer besonders großen „Sternschnuppe“ entstanden ist?

Die Identifikation eines gerade niedergegangenen Meteoriten ist für den Fachmann meist unstrittig. Durch den Flug des Meteoriten durch die Erdatmosphäre bildet sich gewöhnlich eine schwarze, wenige zehntel Millimeter dicke Schmelzkruste aus. Liegt ein Meteorit jedoch längere Zeit auf der Erdoberfläche, dann ist diese Schicht einer schnellen Verwitterung ausgesetzt. Zur Identifikation müssen dann andere Methoden, wie z.B. Anschliffe (Widmanstättenische Figuren) oder chemische Analysen herangezogen werden. Im Prinzip sind Meteorite mineralogisch jedoch so einzigartig, daß sie sich von irdischen Gesteinen immer unterscheiden lassen.

Meteoriten sind wie alle anderen Gesteine auch der Verwitterung und Erosion ausgesetzt. Oder anders ausgedrückt, nur besonders große Exemplare überdauern geologische Zeiträume. Etwas anders sieht es aus, wenn sie z.B. im antarktischen Eis landen. Darin werden sie quasi konserviert und – was ihre Zahl betrifft – im Laufe der Zeit auch angereichert. Bis heute konnte man rund 18000 Meteorite, die sich durch ihre Färbung natürlich sehr gut vom Eis abheben, um den Südpol herum aufsammeln.

Aber auch Wüstengebiete sind interessante Lokalitäten, wenn man nach Meteoriten suchen möchte. Das aride Klima verhindert weitgehend das Verwittern der dunklen Schmelzkrusten, so daß sich die „schwarzen Kiesel“ recht gut von dem zumeist helleren Wüstenboden abheben. Während die Antarktis aus verständlichen Gründen mehr den professionellen Meteoritensammlern mit wissenschaftlichen Background als Sammelgebiet dient, verschaffen sich die mehr kommerziell orientierten „Sammler“ ihr Material z.B. aus der lybischen Wüste oder suchen sie in den Nullarbor Plains in Australien...

Meteorite

Wenn ein Meteorit erst einmal auf die Erde gefallen und auch aufgefunden worden ist, dann interessieren sich gewöhnlich viele Leute dafür. Ein großes Glück ist es, wenn er einer ausgiebigen wissenschaftlichen Untersuchung zugeführt werden kann, da es auch im Zeitalter der Raumfahrt für einen Wissenschaftler eher schwierig ist, an außerirdisches Material heranzukommen. Besonders „frisches“ Material ist sehr gefragt, da es noch nicht oder kaum durch irdische Gase kontaminiert ist. Nun, seitdem solche Forscher wie PALLAS oder CHLADNI angefangen haben, Meteorite zu sammeln, wurde ihrer Analyse sehr viel Arbeitszeit gewidmet, so daß man heute einen sehr guten Überblick über ihre chemische Zusammensetzung und ihr Alter sowie ihrer Vorgeschichte hat. Darüber soll im Folgenden berichtet werden.



Meteorite

Meteorite werden nach ihrem vorherrschenden Mineralbestand grob in Steinmeteorite, Steineisenmeteorite und Eisenmeteorite. Als einfaches und sich leicht zu merkendes Klassifikationschema wird diese Einteilung auch heute noch benutzt, obwohl die Unterschiede zwischen einzelnen Meteoriten diffiziler sind und die Vielfalt unterscheidbarer Gruppen viel größer ist. Das betrifft insbesondere die Steinmeteorite, die sich mineralogisch als eine ausgesprochen heterogene Gesteinsklasse herausgestellt haben. Genaugenommen ist das auch nicht weiter verwunderlich, da sie von unterschiedlichen Himmelskörpern mit einer jeweils unterschiedlichen thermischen- und Differentationsgeschichte abstammen. Man kennt heute Meteorite, die man dem Mars oder dem Erdmond als Ursprungskörper zuordnet. Andere Meteoriten sind mit bestimmten Klassen (und Individuen) von Planetoiden und sogar mit entgasten Kernen von Kometen assoziiert.



Campo del Cielo – Eisenmeteorit mit einem Gewicht von 8 kg

Am häufigsten werden bei Meteoritenfällen Steinmeteorite gefunden. Entsprechend dem Katalog von M.M.GRADY (1999) entfallen 94% der Meteoritenfälle auf Steinmeteorite, 4.8% der Fälle lieferten Eisenmeteorite und nur 1.2% Steineisenmeteorite. Diese prozentuale Verteilung widerspiegelt auch in etwa die prozentuale Verteilung aller aufgefundenen Meteorite (bei denen kein Fallereignis beobachtet wurde). Danach sind die Eisen- und Steineisenmeteorite sogar noch seltener. Das hat z.B. JOHANNES CLASSEN (ein Meteoritensammler aus Sachsen) zu der Vermutung veranlaßt, daß unsere Vorfahren Eisenmeteorite bevorzugt zur Verhüttung und damit zur Herstellung hochwertiger Metallgegenstände verwendet haben und so ihr Defizit in den Funden zu erklären ist. Der Autor weiß nicht, ob diese These auch heute noch von entsprechenden Fachleuten in Erwägung gezogen wird...

Einteilung der Meteorite

Meteorite haben eine große Bedeutung für die Planetologie, da sie etwas über die Geschichte des Sonnensystems zu sagen haben. Während alle Gesteine der Erde im Laufe der Erdgeschichte vielfältigen Umwandlungs- und Umschmelzvorgängen unterworfen waren (und auch noch sind), kann man bei der Untersuchung verschiedener Meteoritenarten etwas über den stofflichen Ursprung der Planeten, Monde, Planetoiden und Kometen erfahren und sogar bis in die Zeiten vorstoßen, als sich die ersten Himmelskörper aus dem Material der protosolaren Gas- und Staubscheibe durch Akkretionsprozesse gebildet haben. Die sogenannten „primitiven“ Meteorite sind quasi Zeitzeugen von jenen Vorgängen vor mehr als 4.5 Milliarden Jahren. Stein- und Eisenmeteorite stammen dagegen von Himmelskörpern, die zumindest eine thermische Geschichte durchgemacht haben, bei der es zu einer mehr oder weniger ausgeprägten chemischen Ausdifferenzierung gekommen ist. Nach ihrer Entstehung bei Kollisionsereignissen waren die Bruchstücke z.T. Jahrtausenden der kosmischen- und solaren Strahlung ausgesetzt, was wiederum zu charakteristischen chemischen Veränderungen geführt hat. In dem man diese Veränderungen analysiert, erhält man Hinweise über den Zustand der Sonne in jenen vergangenen Zeiten.

Wichtige Minerale in Meteoriten

In Meteoriten findet man eine große Vielfalt von Mineralien, von denen im Folgenden einige der wichtigsten kurz vorgestellt werden sollen. Unter Mineralien versteht man gewöhnlich homogene und als Festkörper vorkommende anorganische Stoffe, aus denen Gesteine aufgebaut sind. Sie lassen sich chemisch und physikalisch über ihren atomaren Aufbau und ihre kristalline Struktur klassifizieren. Am Aufbau von Meteoriten sind neben mehr oder weniger nativen Elementen (z.B. in Form von Eisen-Nickel-Legierungen in Eisenmeteoriten) besonders Oxide und Silikate beteiligt. Kohlenstoff und Kohlenstoffverbindungen („organische Stoffe“) findet man ausschließlich in kohligem Chondriten während Halogenide weitgehend fehlen.

Folgende Tabelle listet die wichtigsten, in Meteoriten gefundenen Minerale auf (nach Schultz, 1993):

| | |
|--------------------------------|---|
| Olivine: | (Forsterit ,Fayalit) |
| Pyroxene: | Orthopyroxene (Enstatit, Ferrosilit) Klinopyroxene (Diopsid, Hedenbergit, Augit, Pigeonit) |
| Feldspate: | (Orthoklas, Albit, Anorthit) |
| Nickeleisen: | (Kamazit, Taenit) |
| Sulfide: | (Troilit) |
| Intermetallische Verbindungen: | (Schreibersit, Cohenit) |
| Phosphate: | (Apatit, Whitlockit) |
| Kohlenstoff: | (Graphit, Diamant) |
| Oxide: | (Spinell, Ilmenit, Chromit, Magnetit) |

Die formenreichste Gruppe der Minerale bilden ohne Zweifel die Silikate (auf der Erde sind z.Z. etwa 1100 unterschiedliche Silikatminerale beschrieben worden). Sie verdanken das der Eigenschaft des Siliziums, daß es genauso wie Kohlenstoff vier freie Valenzen besitzt. Durch Verbindung mit Sauerstoff entsteht in Form des SiO_4 -Tetraeders der geometrische Grundbaustein, aus dem sich eine Vielzahl von grundlegenden Silikatbaugruppen ableiten lassen:

Tektosilikate: Da in diesem Fall die einzelnen Tetraeder zu dreidimensional vernetzten Strukturen verbunden sind, spricht man auch von Gerüstsilikaten. Dazu gehören z.B. die sehr wichtigen Mineraliengruppen der Feldspate und Foide (sogenannte Feldspatvertreter).

Phyllosilikate: Bilden die SiO_4 -Tetraeder zweidimensional vernetzte, blattartige übereinander liegende Schichten, dann spricht man von Schichtsilikaten. Vor allem Tonminerale und Glimmer gehören dieser Silikatklasse an. Sie sind in jeweils einer Richtung gut spaltbar (z.B. Muskovit) oder besitzen unter der Einwirkung von Feuchtigkeit besonders gute Gleiteigenschaften (Tone).

Band- und Kettensilikate: Durch eine einfache bzw. doppelte Aneinanderreihung von SiO_4 -Tetraedern ergeben sich die sogenannten Ketten- und Bandsilikate. Ihnen werden einige sehr wichtige gesteinsbildende Minerale zugeordnet. Dazu gehören insbesondere die Pyroxene und die Amphibole (Hornblenden), die sich u.a. in ihrer kristallinen Struktur unterscheiden.

Cyclosilikate: Bei diesen Silikaten bilden jeweils drei oder sechs Tetraeder Ringstrukturen, die wiederum miteinander verbunden sind. Berylle und Turmaline gehören zu dieser Gruppe.

Orthosilikate: Bei dieser für die Gesteinsbildung sehr wichtigen Gruppe sind die SiO_4 -Tetraeder im Gegensatz zu den anderen Silikatbaugruppen an den Ecken nicht über ihre Sauerstoffatome miteinander verbunden. Sie bilden vielmehr Inseln, die durch die Atome anderer Elemente miteinander verkettet werden (deshalb auch die Bezeichnung „Inselnsilikate“). Die dunklen Gemengteile basischer Ergußgesteine gehören zu dieser Gruppe. Olivine, Granate und eine Anzahl von aluminiumhaltigen Mineralen (z.B. Andulasit, Al_2SiO_5) sind derartige Inselnsilikate.

Zu den wichtigsten mineralischen Bestandteilen der Meteorite gehören die Olivine und die Pyroxene. Auf der Erde bilden sie vorwiegend die dunkle Gesteinsmatrix von basischen Ergußgesteinen wie z.B. den Basalten und den Gabbros. Bei den Olivinen handelt es sich um eine Mischkristallreihe aus dem eisenhaltigen Fayalit (Fe_2SiO_4) und dem magnesiumreichen Forsterit (Mg_2SiO_4), die eine sogenannte „feste Lösung“ bilden und deren Mengenverhältnis deshalb zueinander entsprechend variieren kann. Bei Olivin handelt es sich gewöhnlich um eine sehr dichte Aggregation, die man in reiner kristalliner Form beispielsweise in der Eisen-Nickel-Matrix von Pallasiten finden kann. Unter bestimmten Bedingungen können Olivine in irdischen Basalten auch in Drusen auskristallisieren, deren Inhalt aber unter Einwirkung von Wasser sehr schnell zu einem grünlichen Pulver verwittert.

In dem Namen „Pyroxen“ steckt das griechische Wort „pyrox“ für „Feuer“ was darauf hindeuten soll, daß es besonders in magmatischen Gesteinen vorkommt. Da in das Kristall sehr viele verschiedene Kationen eingebaut werden können, ist die Summenformel entsprechend reichhaltig:



Von ihrer kristallinen Struktur her unterscheidet man Orthopyroxene, die eine Mischkristallreihe von $\text{Mg}[\text{SiO}_3]$ (Enstatit) und $\text{Fe}[\text{SiO}_3]$ (Ferrosilit) bilden und Klinopyroxene, zu denen z.B. das wichtige Augit in der Form $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ gehört. Letzteres ist als tiefdunkles Mineral ein wichtiger Bestandteil basischer Vulkanite.

Mit den Pyroxenen sind die Amphibole (Hornblende) verwandt, die jedoch Kristallite mit sechseckigem Querschnitt ausbilden (Pyroxene bilden dagegen oft Kristalle mit 8-eckigem Querschnitt)

und auch eine andere Spaltbarkeit aufweisen. In Steinmeteoriten findet man oft die Amphibole Diopsid $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ und Hedenbergit $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, die ähnlich wie die Olivine in einer Mischkristallreihe vorliegen.

Feldspate $(\text{Na, Li, Mg, Ca, Mn, Fe, Ti, Al})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ sind dagegen besonders von kieselsäurereichereren Gesteinen bekannt, wo sie z.B. in Form von Kaliumfeldspat (alter Name Orthoklas) einen der drei Hauptbestandteile von Granit (neben Quarz und Glimmer) bilden. In den grobkristallineren Formen dieses plutonischen Gesteins oder in dessen Drusen findet man oft schöne ebenflächige Kristallaggregationen, die sich unter Druck leicht spalten lassen. Daher auch der Name Feldspat – „spat“ wegen der guten Spaltbarkeit und „Feld“ von schwedisch „fjell“=Berg.

In die triklinen oder monoklinen Kristallgitter der Feldspate können eine Vielzahl von Metallkationen in verschiedenen Mengenverhältnissen eingebaut werden, so daß sich eine große Zahl von Variationen und Modifikationen ergibt. Die wichtigsten Mischkristallreihen bilden die Alkalifeldspate, mit einem hohen Anteil Kalium (z.B. Kaliumfeldspat oder Orthoklas, KAlSi_3O_8) sowie die Kalknatronfeldspate (z.B. $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), bei denen bei den Kationen die Elemente Calcium und Natrium überwiegen. Letztere werden auch als Plagioklase bezeichnet.

Interessant ist der Fakt, daß der auf dem Mond besonders häufige Feldspat Anorthit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) auf der Erde recht selten ist, was sich aber aus den Entstehungsbedingungen heraus erklärt (siehe 6.2.1.4.).

Zum Abschluß noch ein paar Worte zu den Oxiden. Zu ihnen gehören Minerale, die bereits bei sehr hohen Temperaturen (d.h. $> 1400\text{ K}$) auskondensieren können. Als Beispiel sei Spinell (MgAl_2O_4) genannt, den man z.B. als Bestandteil von „refraktären“ Einschlüssen im Allende-Meteoriten (einen kohligen Chondriten der Klasse CV3) gefunden hat und der uns in die Zeit zurückführt, als der solare Nebel auszukondensieren begann. Die in ihm enthaltenen Hochtemperaturoxide gelten als das älteste feste Material des Sonnensystems.

Während die unterschiedlichsten Silikate in Meteoriten zu finden ist, ist reiner Quarz, d.h. SiO_2 , eher selten. Das ist dahingehend verständlich, daß sich Quarze erst durch mehrmaliges Aufschmelzen von Silikatgesteinen soweit anreichern, daß sie kompakte Gesteinskörper bilden. Bei Meteoriten ist das offensichtlich niemals der Fall gewesen.

Differenzierte Meteorite

Unter differenzierten Meteoriten versteht man Meteorite, deren Mutterkörper in ihrer Frühgeschichte eine chemische Fraktionierung durchgemacht haben oder anders ausgedrückt, sie waren irgendwann zumindest einmal soweit aufgeschmolzen, daß sich die Bestandteile unterschiedlicher Dichte mehr oder weniger stark gravitativ trennen konnten (d.h. die schweren Bestandteile sanken nach unten). Nach der Zerstörung dieser Mutterkörper zeigen die dabei entstandenen Bruchstücke – je nachdem, aus welcher Schicht sie stammen – eine unterschiedliche Zusammensetzung. Von „Außen“ nach „Innen“ sind das bei einem vollständig ausdifferenzierten Himmelskörper Achondrite, Stein-Eisen-Meteorite und Eisenmeteorite. Das ist natürlich nur eine sehr grobe und heuristische Einteilung, da es natürlich auch Mutterkörper unterschiedlichen Differentiationsgrades gibt (abhängig von deren Größe, Position in der ursprünglichen protosolaren Scheibe und Abkühlungsdauer etc.). Das erklärt auch die große Vielfalt insbesondere der Steinmeteorite.

Achondrite (Steinmeteorite)

Diese nicht sehr häufige Gruppe von Steinmeteoriten enthalten keine Chondren (das sind in die Gesteinsmatrix eingelagerte kugel- oder ellipsenförmige Aggregate, die zumeist Olivin enthalten), was darauf hindeutet, daß es sich bei ihnen ähnlich wie bei den irdischen Gesteinen, um aufgeschmolzene Silikate handelt. Sie bestehen hauptsächlich aus Pyroxen ($(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$), verschiedenen Feldspaten (z.B. $(\text{KAl,NaAl})\text{Si}_3\text{O}_8$, Anorthit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und Olivin $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$), wobei die Gemengenverhältnisse stark variieren. Von den irdischen Gesteinen entsprechen ihnen am ehesten die Basalte. In Bezug auf die chemische bzw. mineralogische Zusammensetzung unterscheidet man folgende Untergruppen:

Angrite

Ihr mineralogischer Inhalt weist auf eine eindeutige magmatische Entstehung hin. Das Pyroxen kommt in Form von Fassait-Kristallen vor und der Olivin ist sowohl in der Eisen-, Magnesium- und auch Kalziumform vorhanden. Das basaltähnliche Gestein hat ein radiologisches Alter von ca. 4.56 Milliarden Jahren und gehört somit zu den ältesten Gesteinen überhaupt. Entstehung und Herkunft der Angrite ist weiterhin rätselhaft. Ihren Namen haben diese extrem seltenen Achondrite nach ihrem Fundort Angro dos Reis in Brasilien (Meteoritenfall Januar 1869, insgesamt 1.5 kg) erhalten.

Aubrite

Diese Form fällt dadurch auf, daß sie zu einem überwiegenden Teil aus einem fast eisenfreien, aber magnesiumreichen Pyroxen bestehen (Enstatit). Weitere Merkmale weisen auch hier auf einen magmatischen Ursprung hin, wobei das Vorkommen von unterschiedlichen Anteilen reduzierten Nickeleisens sowie einiger seltener Minerale auf weitgehend reduzierende Entstehungsbedingungen hindeuten. Der Planetoid (44) Nysa ähnelt in seinen Spektralmerkmalen dieser Meteoritenklasse. Der Prototyp ist ein ca. 0.8 kg schwerer Meteorit, der nach einem Meteoritenfall am 14. September 1836 bei Aubres in Frankreich gefunden wurde.

Ureilite

Diese Gruppe von Achondriten gehört aufgrund ihres Kohlenstoffgehaltes (ca. 2%) und dadurch, daß in ihrer Gesteinsmatrix aus Olivin, Pyroxen und reduzierten Nickeleisen Mikrodiamanten gefunden worden sind, zu den eher exotischen (obwohl in letzter Zeit in der Antarktis eine nicht unbedeutende Anzahl von ihnen aufgefunden wurden) Steinmeteoriten. Ihre Entstehung ist weitgehend rätselhaft und wird in der Fachliteratur kontrovers diskutiert. Manche Planetologen vermuten, daß als Ursprungskörper bereits teilweise differenzierte Planetoiden der C-Klasse in Frage kommen. Die drei Prototypen entstammen einem Meteoritenfall, der am 4. September 1886 in Novo Urei / Rußland, unter lautem Getöse niedergegangen ist. Das dabei aufgefundene meteoritische Material hat eine Gesamtmasse von knapp 2 Kilogramm.

HED-Gruppe

Die spektralen Merkmale der Achondrite, die dieser Gruppe angehören, ähneln sehr stark denen des Kleinplaneten (4) Vesta. Man vermutet, daß dieser ziemlich große Planetoid (Durchmesser ca. 530 km)

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

auch der Ursprungskörper ist weshalb diese Meteorite in der Fachliteratur oftmals auch als „Vestameteorite“ bezeichnet werden. Die Abkürzung „HED“ leitet sich von den Anfangsbuchstaben der mineralogisch unterscheidbaren Meteoritentypen „Howardite“, „Eukrite“ und „Diogenite“ ab, die aber untereinander eng verwandt sind. Diogenite ähneln irdischen Tiefengesteinen, da sie vor allem aus kalziumarmen, aber magnesiumreichen Orthopyroxenen bestehen. Eukrite ähneln dagegen bestimmten irdischen Basalten (die man früher auch als Eukrite bezeichnet hat) und bestehen hauptsächlich aus Anorthiten (kalziumreiche Feldspate) und kalziumarmen Pyroxenen mit einem geringen Anteil an reduzierten Nickeleisen. Ihr Name leitet sich übrigens von „eukritos“ ab, was soviel wie „leicht unterscheidbar“ bedeutet. Eukrite sind mineralogisch gesehen echte Ergußgesteine.

Howardite sind relativ selten und stellen gewissermaßen ein Bindeglied zwischen den „plutonischen“ Diogeniten und den Eukriten dar. Im Gegensatz zu den genannten sind Howardite jedoch Regolithe, die sich auf der Oberfläche eines Himmelskörpers gebildet haben müssen. Sie bestehen aus zusammengebackenen Diogeniten, Eukriten, planetaren Staub und anderen Meteoriten, die irgendwann einmal auf die Vesta aufgeschlagen sind. Diese mineralogische Vielfalt macht sie besonders für den ästhetisch eingestellten Meteoritensammler interessant. Benannt sind sie nach EDWARD C. HOWARD (1774-1816), der als Erster eine chemische Analyse eines derartigen Meteoriten vornahm.



Achondrit (Eukrite, ca. 8 cm groß) mit unverändertem Inneren und dünner, schwarzer Schmelzkruste, die sich beim Durchlaufen der Erdatmosphäre gebildet hat (Fundort Sioux County, USA)

PAC-Gruppe – Primitive Achondrite

Bei dieser sehr formenreichen Gruppe handelt es sich um metamorph umgewandelte Chondrite, die noch viele der primitiven Merkmale der Ursprungsgesteine beibehalten haben. Ihr mineralogischer Aufbau ist nur dann zu erklären, wenn man von einer sehr kurzen Rekristallisationszeit ausgeht. Sie entstanden wahrscheinlich bei lokalen Aufschmelzvorgängen nach starken Impakten auf relativ kleinen Planetoiden.

Man unterscheidet folgende Untergruppen:

| Typ | Prototyp |
|---------------------|----------------------------------|
| Acapulcoite | Meteoritenfall von Acapulco 1976 |
| Lodranite | Lodran, Pakistan 1868 |
| Winonaite | Winona-Meteorit, Arizona 1928 |
| Brachinite | Brachina-Meteorit, Australien |
| Primitive Enstatite | - |

SNC-Gruppe oder Marsmeteorite

Diese Meteorite werden nach den Fundorten der entsprechenden Prototypen auch als SNC-Meteorite (nach Shergotty, Indien; Nakhla, Ägypten; Chassigny, Frankreich) bezeichnet. Es herrscht einhellige Meinung unter den Planetologen, daß sie vom Mars stammen. Die in ihnen eingeschlossenen Gase haben eine ähnliche Isotopenzusammensetzung, wie sie auch von den Viking-Sonden auf dem Mars gemessen wurden. Auffällig ist auch ihr außergewöhnlich geringes Alter von zumeist nur einige Hundert Millionen Jahren. Mineralogisch lassen sich folgende Typen unterscheiden:

| Typ | |
|-----------------|---|
| Shergottite | Basaltähnliche Meteorite, die manche Wissenschaftler mit der vulkanischen Tätigkeit der Tharsis-Region des Mars in Verbindung bringen. Ihr relativ junges Alter von ca. 175 Millionen Jahren spricht eher dagegen. |
| Nakhlite | Diese aus Augit bestehende Meteoriten enthalten Spuren von mineralogischen Aggregaten, die nur unter dem Einfluß von Wasser entstehen können. Ihr Alter wird auf 1.5 Milliarden Jahre geschätzt, was auf eine „feuchte“ Vergangenheit des Mars hinweist. |
| Chassignite | Ähneln stark Duniten, das sind spezielle, fast vollständig aus Olivin aufgebaute Tiefengesteine. |
| Orthopyroxenite | Über den einzigen Vertreter dieser Gruppe – ALH84001 – hat der amerikanische Präsident BILL CLINTON am 7. August 1996 auf einer Pressekonferenz berichtet. Es ging dabei um die Entdeckung von möglichen Lebensspuren (in Form von „bakterienähnlichen“ Einschlüssen), die in dem in der Antarktis gefundenen Marsmeteoriten enthalten sein sollten. Heute wird diese Entdeckung skeptisch bewertet, obwohl sie weiterhin umstritten diskutiert wird. |

Lunare Meteorite

In den letzten Jahrzehnten wurden insbesondere in der Antarktis Meteorite gefunden, die stark den Proben ähneln, welche von den Apollo- und Luna-Missionen zur Erde gebracht worden sind. Sie werden deshalb auch als Lunaite bezeichnet. Sie entstammen lunaren Impakten, bei denen sie vom Mond fortgeschleudert und auf Umlaufbahnen um die Sonne befördert wurden. Da diese Bahnen die Erdbahn kreuzen, können größere Stücke nach einigen zehntausend bis einigen Millionen Jahren wieder auf die Erde fallen. Lunaite gehören trotzdem zu den seltenen Meteoriten (es sind kaum mehr als zwei Dutzend bekannt geworden), die besonders in der Antarktis und in ariden Wüstengebieten gefunden werden. Mittlerweile unterscheidet man fünf Untergruppen, die auch sehr schön die Vielfalt der lunaren Oberflächengesteine repräsentieren

| Typ | |
|-------------------|--|
| Marebasalte | Es wurden Meteorite gefunden, die nach dem Vergleich mit Apollo-Proben als echte Marebasalte eingestuft werden mußten. Sie bestehen hauptsächlich aus den Mineralen Augit und Pigenoit (also Pyroxenen) sowie Plagioklas und Olivin. Altersbestimmungen bestätigten, daß sie deutlich jünger sind als die helleren Hochlandgesteine. |
| Maregabbros | Prototyp ist der Meteorit ASUKA-881757, der in der Antarktis gefunden wurde. Er besteht hauptsächlich aus Anorthit (einem Plagioklas) sowie aus Pyroxenen in Form von Augit und Pigenoit, was ihn als Gabbro auszeichnet. In den vom Mond geholten Gesteinsproben gibt es keine Analoga zu diesem Meteoritentypus. |
| Anorthosite | Hochlandbrekkzien, die hauptsächlich aus hellem Anorthit bestehen und als Regolith vorliegen. |
| Hochlandbrekkzien | Konglomerate aus brekkziierten Anorthitklumpen sowie Pyroxenen und Olivin. Sie entstammen wahrscheinlich den zertrümmerten Gesteinschichten unterhalb des Mondregoliths. |
| Schmelzbrekkzien | Hierbei handelt es sich um impaktmetamorphe Hochlandanorthite. Auffällig ist, daß die Gesteinsmatrix teilweise von verglastem Material durchsetzt ist. |

Der erste Meteorit, dessen Herkunft vom Mond zweifelsfrei geklärt werden konnte, ist Yamato 791197. Es handelt sich dabei um eine feldspatreiche Regolith-Brekkzie, die 1979 in einem antarktischen Blaueisfeld aufgefunden wurde. Der größte Mondmeteorit (Kalahari 009), der bis jetzt auf der Erde gefunden wurde, hat eine Masse von 13.5 kg.

Stein-Eisenmeteorite

Die Stein-Eisenmeteoriten verdanken ihren Namen ihrer chemischen Zusammensetzung. Sie bestehen in etwa zur Hälfte aus Silikaten und Metallen, insbesondere den Elementen Nickel und Eisen. Im Vergleich zur Gesamtmasse der auf der Erde aufgefundenen Meteorite machen sie mit weniger als 5% Gewichtsanteil den kleinsten Teil aus, was sie besonders für Meteoritensammler begehrenswert macht. Man vermutet, daß ihre Mutterkörper noch nicht völlig ausdifferenzierte Planetoiden sind. Während ihrer Abkühlzeit kam es in diesem Fall nur zu einer Anreicherung, aber nicht zu einer völligen Trennung der metallischen von den silikatischen Bestandteilen im gesamten Planetoidenkörper bzw. in einer Übergangsschicht (Mantel) zwischen silikatischer Oberfläche und metallischen Kern. Eine weitere Quelle für Stein-Eisenmeteorite, die diskutiert wird, ist der Zusammenstoß ausdifferenzierter Planetoiden, wobei es beim Impakt zu einer Materialdurchmischung kommt. Mesosiderite sind wahrscheinlich in einem derartigen Szenario entstanden.

Stein-Eisenmeteorite werden in zwei Hauptgruppen eingeteilt. Außerdem unterscheiden die Fachleute noch ein paar weitere Typen, für die es nur wenige Funde – hauptsächlich aus Antarktika – gibt. Eine Schwierigkeit besteht u.a. auch darin, daß es noch keinen allgemein anerkannten „Algorithmus“ gibt, nach denen man Stein-Eisenmeteoriten von Steinmeteoriten einerseits und Eisenmeteoriten andererseits eindeutig abgrenzen kann.

Pallasite

Wenn es Meteorite zu Schmucksteinen gebracht haben, dann sind es die Pallasite. Bei ihnen handelt es sich um ein Netzwerk aus metallisch glänzenden Nickeleisen, in denen Olivinaggregate eingelagert sind. Außerdem enthalten sie noch weitere Mineralien von denen Troilit (FeS) und Schreibersit ($(\text{Fe, Ni})_3\text{P}$) besonders hervorzuheben sind. Ihre wahre Schönheit entfalten sie, wenn sie – wie ein Achat – einseitig geschliffen und poliert werden. Ihren Namen erhielten diese Meteoriten nach dem deutschen Forscher PETER SIMON PALLAS (1741-1811), der im Auftrag der Zarin KATHARINA DER GROßEN (1729-1796) Sibirien bereiste. In der Nähe von Krasnojarsk erzählte man ihm von einem Stein, der der Überlieferung nach „vom Himmel gefallen ist“. Bei der Inspektion des ca. 700 kg schweren Metallbrockens stellte er fest, daß er durch und durch mit Periodit-Einschlüssen (ein Olivin) durchsetzt war. So etwas kannte man bis zu diesem Zeitpunkt (1772) noch nicht. Seine Entdeckung war übrigens ein wichtiger Ausgangspunkt für CHLADNI's Theorie, nach der „Meteoreisen“ außerirdischen Ursprungs ist. Die schönsten Pallasite stammen übrigens aus Südamerika (die argentinischen Esquel-Pallasite).

Pallasite entstammen mit hoher Wahrscheinlichkeit aus der Mantel-Kern-Region größerer, durch Zusammenstöße zerstörter Planetoiden. Chemisch unterscheidet man bei den auf der Erde aufgefundenen Pallasiten drei Untergruppen, die offensichtlich verschiedenen Mutterkörpern zugeordnet werden können. Auch gibt es eine enge Verwandtschaft zu einigen Subtypen von reinen Eisen-Nickel-Meteoriten.



Esquel-Pallasite gehören zu den schönsten und teuersten Stein-Eisenmeteoriten.

Mesosiderite

Der innere Aufbau dieser Meteoritenklasse ähnelt einem chaotischen Mischmasch von Trümmergesteinen, die in einer Eisen-Nickel-Matrix eingelagert sind. Man findet in ihnen Mineralaggregationen unterschiedlichster Art, die in dieser Kombination in anderen Meteoriten nicht vorkommen. Alles deutet darauf hin, daß das Material nach einer sehr energiereichen Kollision zweier Planetoiden zusammengeschmolzen ist. Aus spektroskopischen Vergleichen hat sich die Mutmaßung ergeben, daß vielleicht der Planetoid Vesta (der ja nach neueren Untersuchungen einen großen Impaktkrater besitzt) der Ursprungsort zumindest einiger Mesosiderite ist.

Eisenmeteorite

Eigentlich müßten die Eisenmeteorite genaugenommen „Eisen-Nickelmeteorite“ genannt werden, denn „Meteoreisen“ enthält immer einige Prozent Nickel. Dabei kann das Nickel in zwei verschiedenen Legierungen mit unterschiedlichem Nickelgehalt in ein und demselben Meteoriten vorkommen (sog. Oktaedrite). Bei Zonen mit einem Ni-Gehalt von 4-7.5% spricht man von Kamazit („Balkeneisen“) und bei einem Ni-Gehalt von ca. 25-60% von Taenit („Bandeisen“). Obwohl Meteoritenfälle, die Eisenmeteorite liefern, äußerst selten sind, liefern sie in Bezug auf die Gesamtmasse (nicht Anzahl!) den weitaus größten Anteil am meteoritischen Material auf der Erde. Das liegt u.a. daran, daß sie sehr kompakt sind und bei ihren Flug durch die Atmosphäre selten in viele Einzelstücke zerplatzen. Außerdem ist ihre Verwitterungsrate gering und darüber hinaus sind sie auch noch leicht als Meteoriten zu erkennen. Eine der größten Eisenmeteorite der Welt wurde übrigens 1920 in Namibia entdeckt („Hoba-Meteorit“). Er hat eine Masse von ca. 60 Tonnen. Im Vergleich dazu bringt es der größte Steinmeteorit gerade einmal auf eine Masse von 1.7 Tonnen.

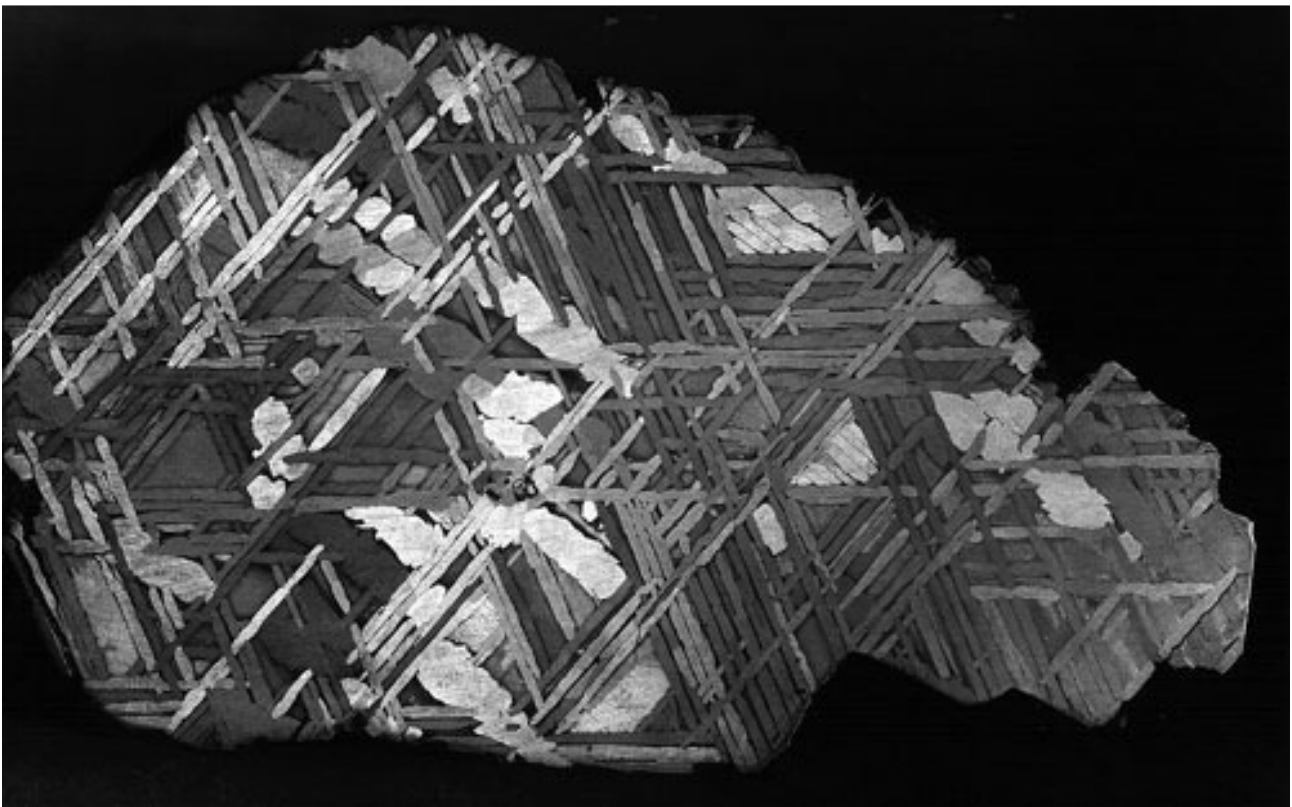


Der berühmte Hoba-Eisenmeteorit in Namibia, übrigens der einzige bekannte Ataxit

Wie bereits erwähnt, bestehen Eisenmeteorite aus Kamazit und Taenit in unterschiedlichen Mischungsverhältnissen. Schneidet man einen solchen Meteoriten an und poliert die Schnittfläche, dann kann man die verschiedenen Legierungsbestandteile nach einem Verfahren, das von dem österreichischen Chemiker ALOIS VON WIDMANSTÄTTEN (1754-1849) beschrieben worden ist, sichtbar machen. Trägt man nämlich auf diese Schnittfläche Salpetersäure auf, dann werden beim Ätzen die beiden Legierungsbestandteile unterschiedlich stark angegriffen. Als Ergebnis erhält man lamellenartige Muster, die meist parallel und senkrecht zueinander angeordnet sind und die man als

Widmanstätten-Figuren bezeichnet. Sie sind ein wichtiges Merkmal bei der Klassifizierung von Eisenmeteoriten. Eine genaue Untersuchung der kristallographischen und mineralogischen Mikrostrukturen kann übrigens Aufschluß über die thermische Geschichte des Himmelskörpers geben, aus dem der Meteorit letztendlich her stammt.

Für die Klassifizierung von Eisenmeteoriten wurden verschiedene Systeme entwickelt. Sie orientieren sich einmal in der chemischen Zusammensetzung (z.B. an der Konzentration von Gallium oder Germanium in Bezug auf Nickel) und zum anderen an der kristallinen Struktur der Legierungsbestandteile. Neuerdings wird auch ein Klassifikationsschema verwendet, welches auf Isotopenverhältnisse ausgewählter Elemente (z.B. Sauerstoff) beruht.



Widmanstätten-Figuren auf der polierten Fläche eines Eisenmeteoriten

Hexaedrite

Da diese Meteorite fast ausschließlich aus Kamazit bestehen, zeigen ihre Schnittflächen nach dem Ätzen keine Widmanstätten-Figuren. Dafür beobachtet man bei einzelnen Meteoriten feine parallele Linien, die man als sekundäre Impaktfolgen deutet, die das Kamazitgefüge verändert haben. Diese Linien werden Neumannsche Linien genannt.

Oktaedrite

Der Name dieses Meteoritentypus kommt daher, daß die Kamazit- und Taenit-Lamellen so verwachsen sind, daß sie der Struktur eines Oktaeders folgen. Das führt zu typischen und meist sehr deutlich ausgeprägten Widmanstätten-Figuren. Je nach dem, wie breit die Kamazitbänder sind, unterscheidet man noch weitere Untergruppen.



Eisenmeteorit (Oktaedrite) aus dem Henbury-Kraterfeld im Nordterritorium Australiens

Ataxite

Ataxite sind die nickelreichsten Meteoriten die man kennt, da sie fast ausschließlich aus Taenit bestehen (deshalb sieht man auch keine Ätzfiguren). Bis heute wurde kein einziger Fall eines Meteoriten dieses Typs beobachtet. Eines der wenigen Exemplare, die man kennt, liegt in der Nähe von Grootfontain in Namibia und wiegt 60 Tonnen...



Auch auf dem Mars liegen (Eisen-) Meteorite herum, wie dieser Ausschnitt aus einer Aufnahme vom Marsrover Opportunity zeigt

Undifferenzierte Meteorite

Zur Gruppe der undifferenzierten Meteorite gehören die ältesten und in ihrem Aufbau her primitivsten Gesteine unseres Sonnensystems. Sie führen uns in die Zeiten vor mehr als 4.5 Milliarden Jahren zurück, als sich das Sonnensystem aus einer kontrahierenden Gas- und Staubscheibe gebildet hat und worin durch Kondensationsprozesse Planetesimale entstanden, aus denen sich wiederum durch Akkretion die planetare Körper entwickelten, die noch heute das Sonnensystem bevölkern. Ihre Vielfalt in Aufbau und Struktur spiegelt die verschiedenen physikalischen Umweltbedingungen zur Zeit ihrer Entstehung wider. Deshalb kann ihre Erforschung wesentliche Informationen über die Kosmogonie von Planetensystemen im Allgemeinen und vom Sonnensystem im Besonderen liefern.

Alle undifferenzierten Meteorite sind Steinmeteorite unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung. Der prozentuale Gehalt an chemischen Elementen entspricht (insbesondere bei den kohligen Chondriten) ungefähr dem der Sonne, wenn man die volatilen Stoffe unberücksichtigt läßt. Man bezeichnet sie als Chondriten, da sie kleine kugelförmige Einschlüsse aufweisen, die sogenannten Chondren (griech. „*chondros*“=Saatkorn“). Die Größe dieser Chondren liegt meist zwischen 0.5 und 1 mm. Sie können aber durchaus Erbsengröße erreichen. Ihr mineralischer Inhalt ist sehr vielfältig. Am häufigsten werden Olivine und Pyroxene beobachtet. Über 84% aller beobachteten Meteoritenfälle liefern Chondrite. Sie sind damit von der Anzahl her die häufigsten Steinmeteorite, die man auf der Erde finden kann.

Kohlige Chondrite

Diese, durch ihre lockere Konsistenz und durchgehend dunkle Farbe auffälligen Meteorite, repräsentieren die urtümlichste Materie im Sonnensystem. Ihre Chemie ist dahingehend außergewöhnlich, daß sie kohlenstoffreiche, wasserhaltige Mineralien enthalten, in denen z.T. recht komplexe organische Verbindungen eingelagert sind. Ihre Präsenz ist nur zu erklären, wenn man annimmt, daß sie im Laufe ihrer Existenz niemals nennenswert hohen Temperaturen (also über 330 K) ausgesetzt worden sind. Im Vergleich zu den gewöhnlichen Chondriten enthalten sie darüber hinaus kaum metallisches Eisen oder Nickel. Diese Elemente liegen vielmehr in Form von Silikaten, Oxiden oder – in Verbindung mit Schwefel – als Sulfide vor. Die große Formenvielfalt der kohligen Chondrite (man unterscheidet ca. 7 Untergruppen, s.u.) erklärt man damit, daß sie an verschiedenen Stellen des solaren Urnebels entstanden sind, die unterschiedliche chemische und physikalische Umgebungsbedingungen repräsentierten. Aus dem Studium ihres Mineraliengehaltes kann man deshalb die physikalischen Bedingungen rekonstruieren, die zur Zeit der Planetenentstehung in verschiedenen Bereichen der protoplanetaren Staub- und Gasscheibe geherrscht haben. In diesem Zusammenhang sind auch Laborexperimente interessant, in denen man untersucht, unter welchen Bedingungen bestimmte Mineralien in der Gasphase auskondensieren und Tröpfchen bilden. Diese Tröpfchen interpretiert man – nachdem sie erstarrt sind und in eine Gesteinsmatrix eingebettet wurden – als die Chondren, die den Chondriten ihren Namen gegeben haben.

Nur ungefähr 3% der Meteoritenfälle liefern kohlige Chondrite. Der bekannteste Vertreter diesen Typus ist der sogenannte Allende-Meteorit. In der folgenden Übersicht sollen die wichtigsten Untergruppen der „carbonaceous chondrites“, abgekürzt „C“, kurz vorgestellt werden.

CI-Gruppe („Ivuna“-Typus)

Man vermutet, daß die Meteoriten dieses Typs im äußeren Sonnensystem entstanden sind. Auffällig sind ihre lockere Konsistenz und ihr hoher Wassergehalt, der bis 20% betragen kann. Die für Chondrite charakteristischen kugelförmigen Einschlüsse sind so klein, daß man sie nur mikroskopisch nachweisen kann. Viele der in der feinkörnigen Matrix eingeschlossenen Minerale sind unter der Einwirkung von Wasser verändert worden. Man findet z.B. Phyllosilikate sowie typische Tonminerale. Was diese ansonsten unansehnlichen Meteorite besonders für die Astrobiologen interessant macht, ist das Vorhandensein z.T. hochkomplexer organischer Moleküle. Zu erwähnen sind z.B. polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (sogenannte PAH's) und diverse Aminosäuren. Die Frage, inwieweit ihnen bei der Entstehung des Lebens auf der Erde eine gewisse Rolle zuzuordnen ist, wird z.Z. noch stark kontrovers diskutiert. CI-Meteorite sind sehr selten. Der Prototyp entstammt einem Meteoritenfall, der in der Nähe von Ivuna in Tansania am 16. Dezember 1938 stattgefunden hat. Insgesamt sind lediglich 6 Fundorte (Stand 2002) von Meteoriten des Ivuna-Typs bekannt geworden. Man vermutet, daß sie Bruchstücke von Kometen sind, die aus der Uranus-Neptun-Region stammen und die im Laufe ihrer Existenz nie einer nennenswerten Erwärmung ausgesetzt waren.

CM-Gruppe („Mighei“-Typus)

CM-Meteorite ähneln in ihrer chemischen Zusammensetzung noch weitgehend der CI-Gruppe, wobei der Wassergehalt jedoch deutlich geringer ist (ca. 10%). Außerdem sind in ihrer Grundmasse bereits Chondren sichtbar, die überwiegend aus Olivin bestehen. Daneben findet man als Besonderheit sogenannten Calcium-Aluminium-Intrusionen, die wiederum mikroskopisch kleine Diamanten enthalten, deren Ursprung mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht in unserem Sonnensystem liegt. Auch diese Meteorite sind reich an organischen Verbindungen. Der Murchison-Meteorit, der 1969 in Australien niederging, enthielt z.B. mehr als 200 verschiedene Aminosäuren. Es gibt ernstzunehmende Hinweise darauf, daß diese Moleküle wahrscheinlich bereits im interstellaren Raum - und zwar lange bevor sich das Sonnensystem gebildet hatte - entstanden sind. Diese Stoffe wurden in den nicht zu heißen Bereichen des Urnebels im Prozeß der Planetenbildung in das Material eingelagert, welches in Form von CM-Chondriten bis heute überdauert hat. Bestimmte Planetoiden scheinen auch aus diesem Material zu bestehen, wie fast identische Reflektionsspektren zeigen. Kandidaten sind 1 Ceres und 19 Fortuna.

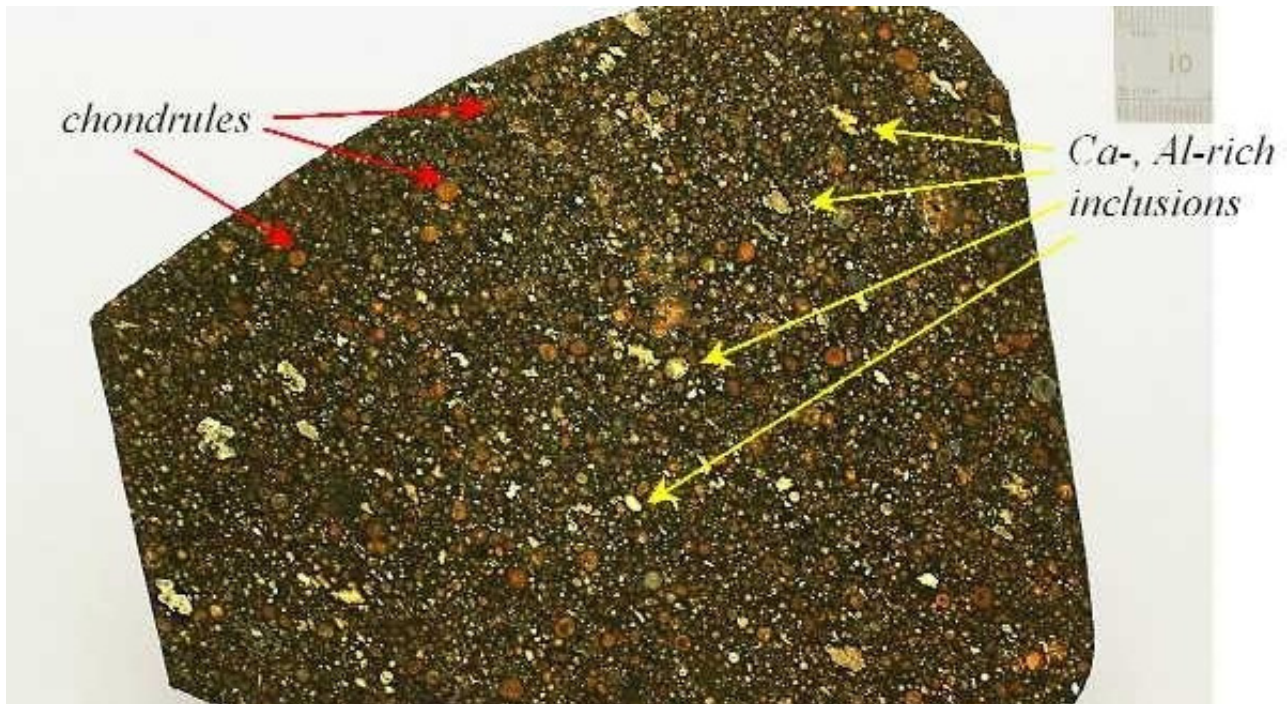
Der Prototyp stammt aus einem Fall in der Ukraine im Jahre 1889 (bei Mighei).

CV-Gruppe („Vigarano“-Typus)

Die Meteoriten dieses Typs ähneln schon stark den gewöhnlichen Chondriten. In ihrer dunkelgrauen Grundmasse sind z.T. recht große Chondren aus magnesiumreichen Olivinen sowie ansehnliche Calcium-Aluminium-Intrusionen eingelagert (letztere können bis zu 5% des Meteoritenmaterials ausmachen), die – wie im Fall des Allende-Meteoriten – mit mikroskopisch kleinen Diamantkristallen durchsetzt sind. Der Wassergehalt ist sehr gering und auch der Gehalt an organischen Stoffen hält sich in Grenzen. Prototyp ist der Vigarano-Meteorit, der 1910 in Italien niedergegangen ist. Der bekannteste Vertreter ist jedoch der Allende-Meteorit von 1969 (Mexico). Der nach einem Postamt benannte Meteorit zerplatzte bei seinem Eintritt in die dichteren Atmosphärenschichten und verteilte ca. 5 t Material über eine Fläche von mehr als 250 km². Davon wurden rund 2 t aufgesammelt. Deshalb ist er

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

auch der am häufigsten in Sammlungen vertretene kohlige Chondrit. Aus der Analyse der darin enthaltenen Edelgase hat man Hinweise auf eine Supernovaexplosion gefunden, die – nach den Hypothesen mancher Fachleute – ein Auslöser für die Entstehung der Sonne und des Sonnensystems war.



Kohliger Chondrit (CV3) mit CaAl-Einschlüssen und einer Vielzahl von Chondrulen © American Museum of Natural History



Die kohligen Chondrite vom Dar al Gani-Streufeld heben sich wie zurückgelassene Stücke von Steinkohle von dem hellen Wüstenboden ab. © SaharaMet

Die CV-Gruppe ist nicht sehr homogen. Deshalb unterscheidet man noch drei Untergruppen.

CO-Gruppe („Ornans“-Typus)

Obwohl sie – was ihre chemische Zusammensetzung betrifft – den CV-Chondriten stark ähneln, sind sie trotzdem von diesen allein durch Augenschein leicht zu unterscheiden. Die Chondren sind bedeutend kleiner und mit der Gesteinsmatrix fest verwachsen. Sie machen mehr als 3/5 des meteoritischen Materials aus. Der Gehalt an Calcium-Aluminium-Aggregaten ist entsprechend geringer. Dafür findet man flockenartige Einschlüsse von gediegenen Nickeleisen. Die Färbung reicht von sehr dunklem Grau (Prototyp) bis hin zu Schwarz (z.B. die Dar al Gani –Chondrite aus der Libyschen Wüste).

Der Prototyp entstammt einem Meteoritenfall, der im Jahre 1868 in Frankreich stattfand.

CK-Gruppe („Karoonda“-Typus)

CK-Meteorite – benannt nach einem Meteoritenfall in Karoonda, Australien, im Jahre 1930 – fallen durch ihren hohen Magnetitgehalt auf, der auch für die dunkelgraue Färbung verantwortlich ist. Außerdem sind sie von deutlich sichtbaren Chondren und gelegentlich von größeren Calcium-Aluminium-Intrusionen durchsetzt. Besondere Merkmale – wie z.B. Adern aus unter Druck geschmolzenem Gestein – weisen auf eine bewegte, durch Impaktereignisse geprägte Vergangenheit hin. Woher sie stammen, wie sie entstanden sind und wer eventuell als Mutterkörper in Frage kommt, ist noch weitgehend ungeklärt.

CR-Gruppe („Renazzo“-Typus)

Anhand des Reflektionsspektrums vermutet man, daß die CR-Meteorite, die von einem Fall im Jahre 1824 in Italien stammen, Teile des Planetoiden 2 Pallas sind. Im Gegensatz zum CM-Typ enthalten sie viel Nickeleisen und Eisensulfid (bis zu 10%). Auffällig sind auch die großen und gut differenzierten Chondren, die bis zu 50% des meteoritischen Materials ausmachen. Außerdem finden sich Spuren von Wasser und Hydrosilikaten sowie etwas Magnetit.

CH-Gruppe („High Iron“-Typus)

Die kohligen Chondrite dieser Gruppe enthalten bis zu 15% Nickeleisen. Der Prototyp (ALH 85085) wurde im „Meteoritenfundgebiet“ Allan Hills auf Antarktika gefunden. Bis heute sind gerade mal ein Dutzend Mitglieder diesen Typus bekanntgeworden. Sie stellen in einem gewissen Sinn den Übergang zwischen kohligen Chondriten und gewöhnlichen Steineisenmeteoriten dar. Ihr Chemismus deutet übrigens darauf hin, daß sie wahrscheinlich in unmittelbarer Nähe der Ursonne – etwa in der Entfernung der Merkurbahn – auskondensiert sind.

CB-Gruppe („Bencubbinite“)

Diese Meteorite ähneln mit einem Gehalt von über 50% Nickeleisen mehr den Steineisenmeteoriten. Der hohe Kohlenstoffgehalt und die Präsenz einiger anderer Mineralien offenbart jedoch eine engere Verwandtschaft mit den CR-Chondriten. Es sind nur wenige Exemplare dieses Typs bekanntgeworden, die überwiegend aus Australien (Bencubbin, 1930) und aus der Libyschen Wüste stammen.

Kohlige Chondrite, die den genannten Gruppen nicht zuzuordnen sind, werden vorläufig dem Typus „C UNGR“ – **C Ungrouped** - zugeteilt.

Gewöhnliche Chondrite

Gewöhnliche Chondrite heißen deshalb „gewöhnliche Chondrite“ weil man, wenn man einen Chondriten findet, es gewöhnlich ein „Gewöhnlicher Chondrit“ ist. Über 85% aller Meteoritenfälle gehören dieser Meteoritenklasse an, die sich hauptsächlich aus Olivin und Orthopyroxenen sowie aus mehr oder weniger oxidierten Nickeleisen aufbauen. Sie sind von den kohligen Chondriten leicht zu unterscheiden, da sie hauptsächlich aus Chondren bestehen und der Anteil der Füllmatrix eher gering ist. Entsprechend ihrem Gehalt an reinem Nickeleisen in bezug auf den Gesamteisengehalt werden drei Gruppen unterschieden (Eisengehalt in Gewichtsprozent):

H („High Iron“)

25-30% Eisengehalt, davon 15-19% gediegen. Sie bestehen hauptsächlich aus Olivin und Bronzit (ein Orthopyroxen), weshalb sie manchmal auch als Olivin-Bronzit-Chondrite bezeichnet werden.

L („Low Iron“)

20-24% Eisengehalt, davon 4-10% gediegen. Besteht hauptsächlich aus Olivin und Hypersthen (ein Orthopyroxen). Der Name „Olivin-Hypersthen-Chondrite“ ist nicht mehr gebräuchlich.

LL („Low Iron and Low Metal“)

2 Typen: 16-20% Eisengehalt (low total iron), 0.5-4% Eisengehalt (low metallic iron). Diese Meteoriten wurden früher als Amphoterite bezeichnet.

Enstatit-Chondrite

Diese Klasse von Meteoriten enthält das Nickeleisen fast ausschließlich in reduzierter, metallischer Form, wobei der Metallgehalt in etwa dem der H-Chondriten entspricht. Sogar die Pyroxene treten in eisenfreier Form auf und zwar als magnesiumreiches Enstatit (MgSiO_3). Ihre Mineralogie ist auch ansonsten außergewöhnlich, weshalb eine eigene Gruppe gerechtfertigt ist. Je nach dem Nickeleisengehalt unterscheidet man die beiden Untergruppen EH und EL.



Ausschnitt aus einem L6-Chondriten (Holbrook). Die hellen Körner sind Metalleinschlüsse.

Kosmogonischer Ursprung der Meteorite

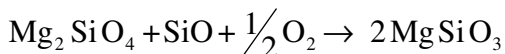
Während differenzierte Meteoriten in gewissem Sinne metamorphe Gesteine sind, deren Typen in etwa dem Schalenbau eines ehemals völlig aufgeschmolzenen und danach mehr oder weniger schnell abgekühlten planetarischen Körpers entsprechen, führen uns die undifferenzierten Chondrite in die Urzeit unseres Sonnensystems zurück. Zu dem Zeitpunkt, als die protosolare Gas- und Staubscheibe kollabierte und sich dabei aufheizte, lagen in ihren protosternnahen Bereichen bei Temperaturen von über 1700 K die meisten Stoffe im gasförmigen Zustand vor (sowohl elementar, aber auch molekular). Durch den Temperaturgradienten vom Zentrum nach außen ergaben sich jedoch verschiedene Temperatur- und Dichtebereiche mit unterschiedlichen Kondensationsbedingungen für verschiedene Stoffe, die man heute anhand von undifferenzierten Meteoriten zumindest teilweise nachvollziehen kann. In der Grundmasse (Matrix) mancher Meteoriten findet man sogar noch kleine Körnchen von Material, das bereits primär vor der Entstehung des Sonnensystems in der interstellaren Materie vorhanden war (sie zeichnen sich durch spezifische Isotopenanomalien aus). Dazu gehören z.B. Mikrodiamanten (aus Supernovaexplosionen), Graphit (wie er von manchen späten Überriesen wie z.B. den R Coronae-Borealis-Sternen abgeblasen wird) und Siliziumkarbid (ebenfalls aus Supernovaexplosionen). Die Chondren, welche hauptsächlich aus Eisen-, Magnesium- und Silikatmineralien bestehen, müssen bereits vor ihrer Einbettung in eine feinkörnige Matrix durch Kondensationsprozesse als kleine Tröpfchen im solaren Urnebel entstanden sein. Aufgrund ihrer Struktur ist eine andere Erklärung nicht möglich. Da die Kondensationstemperaturen materialabhängig sind (und sich im Labor bestimmen lassen), kann man die Reihenfolge der Auskondensationen als Funktion der Temperatur ermitteln. Auf diese Weise lassen sich Modelle entwerfen, mit deren Hilfe man erforschen kann, wie aus einer heißen Gas- und Staubwolke mit einer Elementezusammensetzung, wie sie weitgehend dem der Sonne entspricht, bei Abkühlung nach und nach die verschiedenen Mineralaggregate auskondensieren. Dabei ist zu beachten, daß der Kondensationsprozeß im chemischen Gleichgewicht stattfindet, d.h. einmal auskondensierte Aggregationen können bei fallender Temperatur wiederum mit anderen Elementen reagieren und sich so weiter verändern. In diesem Zusammenhang wurden die bereits bei den kohligten Chondriten der CV- und CO-Gruppe erwähnten Calcium-Aluminium-Intrusionen (CAIs = „*Ca-Al-rich Inclusions*“) besonders intensiv untersucht. Danach gehören sie mit einem Alter von $4.559 \pm 0.004 \cdot 10^9$ Jahren (Allende-Meteorit) zu den ältesten Meteoritenbestandteilen, die im Sonnensystem datiert wurden (das sind ca. 0.6 Milliarden Jahre mehr als das Alter der ältesten irdischen Gesteine). Sie verdanken ihren Namen dem Umstand, daß sie überwiegend aus „hochsiedenden“ Calcium- und Aluminium-Oxiden (bzw. Silikaten) bestehen, die schon relativ früh in der protoplanetaren Scheibe auskondensiert sind. Entsprechend ihrer Kondensationseigenschaften unterscheidet man refraktäre, normale, moderat volatile und volatile Stoffe. Refraktäre Stoffe kondensieren bei hohen Temperaturen, wie z.B. Korund oder Spinell (siehe Tabelle). Volatile Stoffe (wie z.B. Wasser) bei entsprechend niedrigen Temperaturen. CAIs sind reich an refraktären Stoffen (Al, Ca, Ti) und weisen einen Mangel an moderat volatilen (z.B. Mg) und volatilen Stoffen auf. Sie wurden bei weiterer Abkühlung kaum noch chemisch verändert, so daß sie bis heute quasi in ihrer ursprünglichen Form überdauert haben.

Meteoroiden, Meteorite und Meteorströme

Wichtige Minerale in CAIs, sortiert nach der Kondensationstemperatur bei einem Druck von 10 Pa

| | Mineral | K-Temperatur |
|--|-------------|--------------|
| $\text{Mg Al}_2 \text{O}_4$ | Spinell | 1786 K |
| $\text{Al}_2 \text{O}_3$ | Korund | 1758 K |
| Ca Ti O_3 | Perowskit | 1647 K |
| $\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{Si O}_7 / \text{Ca}_2 \text{MgSi}_2 \text{O}_7$ | Melilith | 1623 K |
| Ni Fe | Nickeleisen | 1473 K |

Die Kondensation kann in Form einer Gleichgewichtskondensation (die einzelnen kondensierten Phasen stehen untereinander und mit der Gasphase im Gleichgewicht) oder einer fraktionierten Kondensation (die kondensierte Phase koppelt sich von der Gasphase ab und verändert sich chemisch nicht mehr) stattfinden. Ein typisches Beispiel für den ersten Fall ist die Umwandlung von Forsterit (Mg_2SiO_4) in Enstatit (MgSiO_3). Forsterit kondensiert bei ungefähr 1370 K. Bei weiterer Temperaturniedrigung kondensiert MgO und SiO_2 und das Forsterit wandelt sich unter deren Einfluß entsprechend

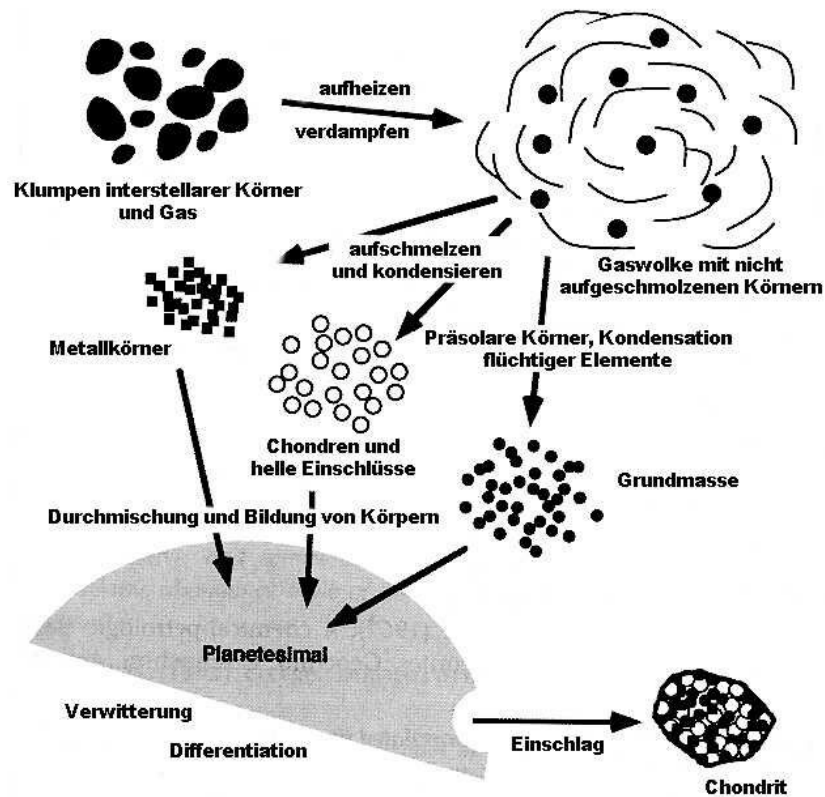


in Enstatit um. Ein Beispiel für eine fraktionierte Kondensation ist dagegen die Bildung der CAI-Aggregationen.

Die Primärprozesse, die zur Bildung von chondrischen Material geführt haben, sind demnach im solaren Urnebel (genauer in der protoplanetaren Scheibe) anzusiedeln. Modellrechnungen zeigen, daß sich als Ergebnis der Helmholtz-Kontraktion der Ursonne das Material im inneren Bereich der Gas- und Staubwolke auf ca. 2000 K aufheizte, also auf eine Temperatur, wo alle Stoffe in gasförmigen Zustand vorliegen. Im Zuge der Differentiation der Sonne begann diese Wolke wieder abzukühlen, wobei die bereits erwähnten Kondensierungsvorgänge einsetzten. Ab 1600 K kondensierte Aluminium und Titan und bildete feinste Körnchen der entsprechenden Oxide. Bei 1400 K folgte Eisen und Nickel, die selbst feinste Tröpfchen bildeten bzw. die Al-Ti-Körnchen mit einer dünnen Eisenschicht umhüllten.

Bei ungefähr 1300 K begann Silizium von der gasförmigen Phase in die feste Phase überzugehen, wobei es mit anderen Elementen wie z.B. Magnesium und Sauerstoff Verbindungen eingegangen ist und dabei mineralische Aggregate in staubförmiger Konsistenz ausbildete. Dieser Staub erhöhte die Opazität des inneren Teils der protoplanetaren Scheibe, wodurch sich die entfernteren Gebiete schneller abkühlten. Der radiale Temperatur- und Druckgradient von Innen nach Außen führte zu unterschiedlichen Mineralisationsbedingungen und erklärt, warum im inneren Sonnensystem Himmelskörper mit silikatischer- und metallischer Zusammensetzung dominieren, während im äußeren Sonnensystem Himmelskörper aus überwiegend volatilen Stoffen anzutreffen sind.

Bildung der Chondrite



Außerdem haben sich diese unterschiedlichen Bedingungen in der Zusammensetzung der undifferenzierten Meteorite niedergeschlagen. Die einzelnen Mineralaggregationen begannen schließlich zu wachsen (unter dem Einfluß elektrischer Adhäsionskräfte) und sich ab einer gewissen Größe bei Kollisionen zu verklumpen. Wie man zeigen kann, waren die Kollisionsgeschwindigkeiten vergleichsweise gering, da das Ausgangsmaterial auf nahezu kreisförmigen Bahnen und konzentriert in der Scheibenebene um die Sonne rotierte. Durch die geringe Relativgeschwindigkeit benachbarter Teilchen konnten diese sogenannten Planetesimale nach und nach wachsen, bis sie innerhalb von einigen 10^4 Jahren Größen erreichten, wo die Eigengravitation eine Kontraktion und Verfestigung sowie weitere Akkretionsprozesse einleitete. Da das (vorerst) mit keiner grundlegenden chemischen Veränderung einherging, entstanden silikatische Körper, in denen in einer Grundmasse (Matrix) die zuvor auskondensierten und mehr oder weniger runden, 0,5 bis 2 mm großen Mineralaggregationen (z.B. Olivine und Pyroxene, CAIs) in Form von Chondren sowie Metalle (FeNi) eingelagert sind. Die konkrete Zusammensetzung hängt dabei vom Ort der Planetesimalbildung in der protoplanetaren Scheibe ab. Das erklärt übrigens die Formenvielfalt der gewöhnlichen Chondrite.

Im Allende-Meteoriten wurden Olivinkörnchen mit einer interessanten Zusammensetzung gefunden die es erlauben, gewisse Rückschlüsse auf die physikalisch-chemischen Bedingungen während einer bestimmten Phase der protoplanetaren Scheibe, aus der schließlich das Sonnensystem entstanden ist, zu ziehen. Auf Dünnschliffen von einzelnen Olivinpartikeln erkennt man z.B. einen Kernbereich, der nur wenig Eisenoxid (FeO) enthält sowie einen Rand, der stark an FeO angereichert ist. Der Übergang ist

Meteoroide, Meteorite und Meteorströme

ausgesprochen abrupt was darauf hindeutet, daß die Hüllenbildung sehr schnell und unter veränderten chemischen und thermischen Bedingungen stattgefunden haben muß. Ohne jetzt näher auf Einzelheiten einzugehen soll an dieser Stelle nur darauf hingewiesen werden, daß insbesondere in den Chondriten wertvolle Informationen über die Frühphase unseres Sonnensystems „eingefroren“ sind, die es zu entschlüsseln gilt.

Das hier eben skizzierte Bild ist natürlich noch recht grob und in vielen Einzelheiten problematisch. Allein die große chemische und mineralogische Vielfalt der Chondren wirft fundamentale Fragen in bezug auf die Entstehungsmechanismen und Entstehungsbedingungen auf. Auch ist noch nicht völlig klar, wie – und wo – im solaren Nebel die Zusammenführung der chemisch unterschiedlichen Komponenten Matrix und Chondren erfolgt ist.



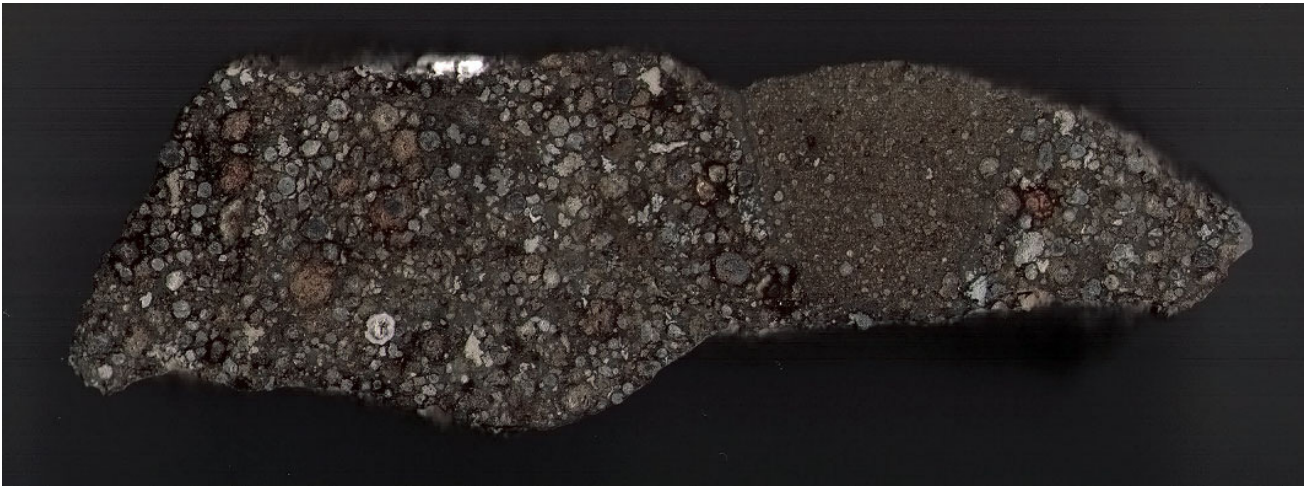
Dünnschliff einer Probe eines CR-Chondriten. Man erkennt deutlich Metalleinlagerungen sowohl in der feinkörnigen Matrix als auch in einigen Chondrulen bzw. als Hüllen darum. © SaharaMet

Aus den Planetesimals entstanden nach und nach planetoidenartige Körper mit einem Durchmesser in der Größenordnung von 100 km. Diese Körper waren (z.B. aufgrund endothermer radioaktiver Zerfallsprozesse, z.B. von ^{26}Al ; induktive Aufheizung durch das solare Magnetfeld) weitgehend aufgeschmolzen, wodurch eine vom Durchmesser abhängige mehr oder weniger schnelle Differentiation der Bestandteile unterschiedlicher Dichte erfolgte – Metalle wanderten in die

Kosmogonischer Ursprung der Meteorite

Zentralbereiche ab, die leichteren Silikate bildeten Mantel und Kruste. Bei diesem Differentiationsprozeß gingen die chondrischen Eigenschaften des Ausgangsmaterials weitgehend verloren. Nachdem solch ein erstarrter Körper bei einem Zusammenstoß mit einem anderen Planetoiden zerstört worden ist, entstanden Bruchstücke, die je nach ihrer Lage im Ursprungskörper heute als Achondrite (Kruste), Steineisenmeteorite (Mantel) oder Eisenmeteorite (Kern) eingestuft werden. Die Formenvielfalt dieser Meteoritenklassen ist darüber hinaus auf die unterschiedlichen Ausmaße der Differentiationsprozesses der verschiedenen Ursprungskörper zurückzuführen. Außerdem gibt es Beispiele dafür, wo Einschläge auf die Oberfläche eines Mutterkörpers zu thermischen – und Schockmetamorphosen geführt haben, welche die in einem Meteoriten vorhandenen Minerale auf eine typische Art und Weise veränderten.

Die primitiven kohligten Chondrite haben sich dagegen in den kühlen Außenbereichen des Sonnennebels gebildet. Sie sind kaum oder wenig thermisch beeinflusst (d.h. sie haben ihre volatilen Bestandteile wie z.B. Wasser, noch nicht verloren) und stellen deshalb auch die ursprünglichsten Meteoritentypen dar.



Kohliger Chondrit CV3

Altersbestimmung von Meteoriten

Die Frage nach dem Alter der Erde hat die Menschen schon immer irgendwie interessiert. Es gab aber lange Zeit – bis in den Beginn des 20. Jahrhunderts hinein – kaum greifbare Ansatzpunkte für eine absolute Altersbestimmung. Zwar gelang es 1654 dem anglikanischen Bischof JAMES USSHER (1581-1656) durch eine wortgetreue Auslegung der Bibel nachzuweisen, daß die Erde am 23. Oktober 4040 v.u.Z, und zwar genau morgens um 9 Uhr (!), von Gott geschaffen wurde. Doch haben seine Erkenntnisse leider keinen Bestand gehabt. Trotzdem soll– wegen der großen Mühen, die solch eine Berechnung zweifellos erforderte – seiner gedacht werden.

Geologen benutzen auf der Erde oftmals relative Datierungsmethoden, die sich aus der Schichtfolge verschiedener Gesteine ergeben (Stratigraphie). Eine absolute Datierung wurde auch hier erst nach der Entdeckung der natürlichen Radioaktivität durch HENRY BECQUEREL (1852-1908) und der Aufklärung deren Ursachen (dem radioaktiven Zerfall instabiler Nuklide) möglich.

Um Zeiträume zu messen, benötigt man eine Uhr. Oder anders ausgedrückt, einen natürlichen Vorgang, der irgendeine Prozeßabfolge (Periodizität) aufweist, an dem man die „Zeit“ festmachen kann. Solch ein Prozeß stellt der radioaktive Zerfall dar, die Umwandlung von instabilen Atomkernen in Atomkerne stabiler Elemente. Der ausschlaggebende Parameter ist dabei die sogenannte Halbwertszeit. Sie gibt an, wie lange es dauert, bis jeweils die Hälfte einer radioaktiven Substanz zerfallen ist.

Bekanntlich ist der radioaktive Zerfall ein statistischer Prozeß. Der Grund dafür ist, daß man entsprechend der Gesetze der Quantenmechanik immer nur eine Wahrscheinlichkeit λ angeben kann, daß in der nächsten Sekunde ein bestimmter Atomkern zerfällt. Oder anders ausgedrückt: Bezeichnet man mit N die Anzahl der Atomkerne einer radioaktiven Substanz zu einem bestimmten Zeitpunkt, dann werden im Verlauf der nächsten Sekunde λN Atome zerfallen. Deshalb läßt sich die Aktivität (d.h. die Anzahl der Zerfälle pro Zeiteinheit) durch folgende Gleichung beschreiben:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad [1.7]$$

oder nach Integration:

$$N(t) = N_0 \exp(-\lambda t) \quad [1.8]$$

wobei N_0 die Zahl der Kerne zum Zeitpunkt $t=0$ darstellt. Die Anzahl der Kerne (und damit auch die Aktivität) nehmen demnach exponentiell ab. Der Kehrwert der „Zerfallskonstante“ λ gibt die mittlere Lebensdauer τ der Atomkerne an. Gewöhnlich verwendet man anstelle des abstrakten λ -Wertes die sogenannte „Halbwertszeit“ $T_{1/2}$, welche der Zeit entspricht, in der die Menge der radioaktiven Ausgangssubstanz genau auf die Hälfte abnimmt.

Aus (1.8) folgt sofort:

$$T_{1/2} = \frac{1}{\lambda} \ln 2 \quad [1.9]$$

Altersbestimmung der Meteorite

Die Halbwertszeit ist ein wichtiger Parameter zur Charakterisierung radioaktiver Nuklide und kann zur Zeitmessung verwendet werden. Dazu bestimmt man einfach (im Prinzip, in der Realität ist das gar nicht so einfach) das Verhältnis der Mengen zwischen der Ausgangssubstanz (Mutternuklide) und der Menge der Zerfallsprodukte (Tochternuklide) in einer Gesteinsprobe. Damit läßt sich aus (1.8) bei bekannter Halbwertszeit das Alter der Probe berechnen.

Tabelle:

Halbwertszeiten einiger in der Natur vorkommender Nuklide (in Klammern Massezahl)

| Mutternuklid | Tochternuklid | Halbwertszeit [Jahre] |
|------------------|-----------------|-----------------------|
| (147) Samarium | (143) Neodym | 106 Milliarden |
| (87) Rubidium | (87) Strontium | 48.8 Milliarden |
| (187) Rhenium | (187) Osmium | 42 Milliarden |
| (176) Lutetium | (176) Hafnium | 38 Milliarden |
| (232) Thorium | (208) Blei | 14 Milliarden |
| (238) Uran | (206) Blei | 4.47 Milliarden |
| (40) Kalium | (40) Argon | 1.1 Milliarden |
| (235) Uran | (207) Blei | 704 Millionen |
| (10) Beryllium | (10) Bor | 1.52 Millionen |
| (36) Chlor | (36) Argon | 300 Tausend |
| (14) Kohlenstoff | (14) Stickstoff | 5715 |
| (234) Uran | (230) Thorium | 248 Tausend |
| (230) Thorium | (226) Radium | 75400 |

Nicht alle langlebigen Nuklide sind zur Altersbestimmung von Gesteinen geeignet. Häufig verwendet man z.B. (40) Kalium, welches in (40) Argon oder (40) Calcium zerfällt, Uran, das sich in einer komplizierten Zerfallsreihe in Blei umwandelt (U-Pb Datierung) und den Zerfall von Rubidium in Strontium (Rb-Sr Datierung). Das sind alles Elemente, die aufgrund ihrer großen Halbwertszeit als Mutternuklide bis heute überlebt haben. Es gibt aber auch sogenannte „ausgestorbene“ Radioaktivitäten, von denen man in undifferenzierten Meteoriten die übriggebliebenen Zerfallsprodukte finden kann. Ein Beispiel ist das (129) Jod mit einer Halbwertszeit von 16 Millionen Jahren. Durch eine ausgeklügelte Meßtechnik konnte man z.B. nachweisen, daß das in Meteoriten gefundene Edelgasisotop (129) Xenon ursprünglich aus (129) Jod entstanden ist.

Einen Überschuß an (26) Magnesium-Atomen hat man bei verschiedenen Meteoriten (insbesondere Achondrite) gemessen was dahingehend von Bedeutung ist, weil das dazugehörige Mutternuklid – (26) Aluminium – ganz wesentlich für das Aufschmelzen der ersten planetaren Körper verantwortlich gemacht wird. Bei ihrem Zerfall ist ein wesentlicher Teil der dazu notwendigen Wärme freigesetzt worden.

Bei einem Meteoriten ist „Alter“ nicht gleich „Alter“. Man unterscheidet genaugenommen drei verschiedene Zeitskalen:

Bildungsalter

Darunter versteht man den Zeitraum, der seit der Gesteinsbildung (bei denen die radioaktiven Nuklide eingeschlossen worden sind) vergangen ist.

Expositionsalter

Das ist die Zeit, die ein Meteoroid nach dem Losschlagen von einem Mutterkörper im interplanetaren Raum zugebracht hat, bis er schließlich auf die Erde fiel. Während dieser Zeit war er der kosmischen Strahlung und kurzweiliger Sonnenstrahlung sowie dem Sonnenwind ausgesetzt. Das führte zur Entstehung sowohl von stabilen als auch instabilen Nuklide in der Oberflächenschicht des Meteoriten. In dem man diese Nuklide untersucht, bekommt man heraus, wie lange sich ein Meteoroid frei im interplanetaren Raum aufgehalten hat.

Erdalter (terrestrisches Alter)

Das ist die Zeitdauer, die der Meteorit mittlerweile auf der Erde herumliegt. Zur Bestimmung dieser Zeitdauer nutzt man aus, daß sich die Produktionsraten einiger Mutter- und Tochternuklide im statistischen Gleichgewicht befinden, solange der Meteoroid der kosmischen Strahlung ausgesetzt ist. Liegt er dagegen erst einmal auf der Erde, dann ist er von der kosmischen Strahlung abgeschirmt und das Verhältnis der Menge der entsprechenden radioaktiven Stoffe verschiebt sich zugunsten der Tochternuklide.

Der in bezug auf das terrestrische Alter älteste Meteorit wurde 1987 als Einschluß in einem Kalksteinblock in Osterplana, Schweden, gefunden. Es handelt sich dabei um einen Chondriten, der vor ca. 480 Millionen Jahren auf die Erde gefallen ist. Ansonsten sind Meteoriten, die man auf der Erde findet, allenfalls einige 10000 bis einige Millionen Jahre alt. Der Grund ist einfach zu verstehen. In der feuchten und sauerstoffreichen Atmosphäre der Erde sind Meteorite – wie alle anderen Gesteine auch – verstärkt der Verwitterung ausgesetzt. Bei manchen der größeren Eisenmeteorite, die noch irgendwo herumliegen, kann man sogar quasi beim Rosten zuschauen. Deshalb findet man auch gehäuft an solchen Orten Meteorite, wo ihre Verwitterung durch günstige Umweltbedingungen verzögert wird, so in den Blau eisfeldern von Antarktika oder in den ariden Wüstengebieten Afrikas, Vorderasiens und Australiens.

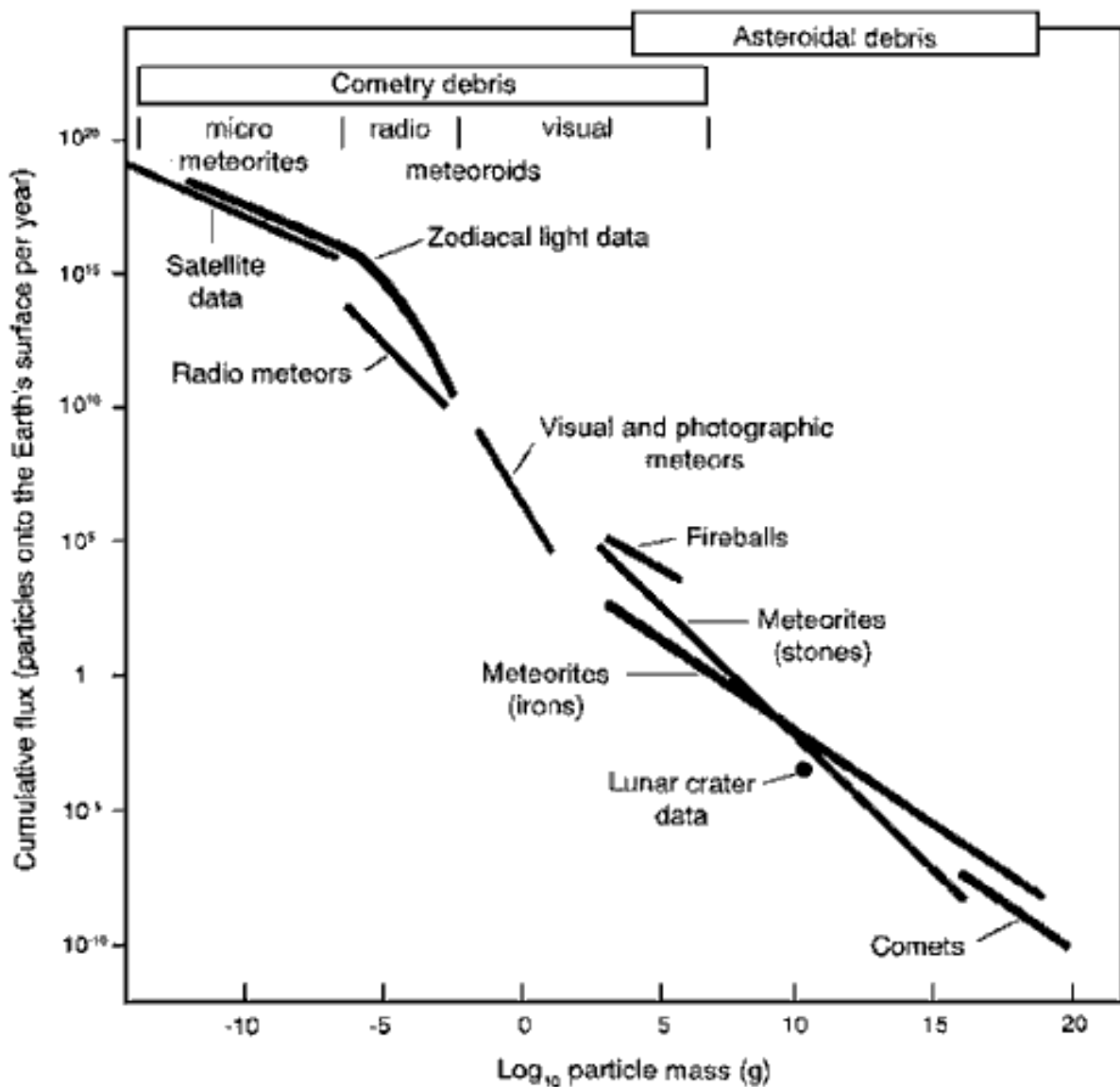
Das Bestrahlungsalter gibt ungefähr an, wie lange ein Meteorit durch den interplanetaren Raum geflogen ist bis er irgendwann einmal auf die Erde stürzte. Dabei fällt auf, das Eisenmeteorite in dieser Beziehung im Schnitt älter sind als Steinmeteorite. Während Steinmeteorite ein Expositionsalter von meist deutlich unter 100 Millionen Jahren aufweisen, konzentrieren sich Eisenmeteorite in zwei Gruppen bei ca. 400 und ca. 650 Millionen Jahren. Kohlige Chondrite sind dagegen ausgesprochen jung, meist nur einige wenige Millionen Jahre alt. Diese Zeiträume sind Zeugnis dafür, wann in der Vergangenheit meteoritische Mutterkörper bei Kollisionen untereinander „zerbröseln“ sind. Es lassen

sich sogar mehr oder weniger deutlich einzelne derartiger Ereignisse grob datieren. Ein typisches Beispiel sind z.B. die H-Chondrite. Ca. 40% aller bekannten und radiologisch vermessenen Steinmeteorite dieses Typs stammen offensichtlich aus einer zerstörerischen Kollision vor rund 7 Millionen Jahren.

Kosmogonisch interessant ist jedoch vor allem das Bildungsalter, und zwar nicht nur des Meteoriten als Ganzes, sondern auch seiner mineralogischen Bestandteile. Aus der Untersuchung verschiedenster Meteorite ergab sich, daß die sie aufbauenden Minerale überwiegend vor 4.4 bis 4.5 Milliarden Jahre entstanden sind. Zwischen der Kondensation der Minerale und der ersten Bildung von magmatischen, meist basaltähnlichen Gesteinen durch Aufschmelzung größerer planetoider Körper kann nach neueren Untersuchungen nur ein relativ kurzer Zeitraum von einigen 10 Millionen Jahren vergangen sein. Als einer der ältesten Meteorit gilt der Allende-Chondrit aus Mexiko. Aus der Untersuchung seiner Einschlüsse ergab sich ein Alter von $4.559 \pm 0.004 \cdot 10^9$ Jahre. Dieser Wert wird gemeinhin als Alter des Sonnensystems angesehen. Zum Vergleich: als die ältesten Gesteine der Erde gelten die Acasta-Gneise in Kanada nahe dem Großen Sklavensee. Ihr Alter wurde zu 4.03 Milliarden Jahre bestimmt. Die Planetenbildung muß also bereits nach weniger als 500 Millionen Jahre nach der Kondensation der festen Bestandteile der protoplanetaren Scheibe abgeschlossen gewesen sein.

Interplanetare Materie

Hier soll der Begriff „interplanetare Materie“ entgegen seiner wörtlichen Bedeutung in einer sehr eingeschränkten Form verwendet werden. Nämlich als Sammelbegriff für die Teilchen und Partikel, die sich zwischen den Planeten befinden und die zu klein sind, um noch als Meteoroid eingestuft zu werden. Dazu gehört der feine Staub, der in der Ekliptikalebene des inneren Sonnensystems konzentriert ist (Zodiakallicht), die Atome und Moleküle, die aus den Atmosphären der Planeten in den kosmischen Raum diffundieren, die Staubkomponente der Sonnenkorona und nicht zuletzt der Teilchenstrom des Sonnenwindes. Zwei Synonyme sind – mit jeweils unterschiedlicher Bedeutung – „Interplanetarer Staub“ und „Interplanetares Gas“.



Fluß, Partikelgrößen und Herkunft des interplanetaren Staubes, der jährlich von der Erde eingefangen wird (nach Millman, Dohnanyi 1974)

Staubkomponente

Seit langem weiß man, daß die Sonne von einer abgeflachten Staubscheibe umgeben ist, die sich leicht geneigt (ca. 3°) in etwa in der Ekliptikalebene konzentriert. Der innerste, sonnennächste Teil ist Bestandteil der sogenannten „falschen“ oder F-Korona („F“ kommt übrigens von „Fraunhofer“, weil in deren Spektrum Fraunhofersche Absorptionslinien zu sehen sind, die man bei einer totalen Sonnenfinsternis beobachten kann. Sie ist dadurch gekennzeichnet, daß ihr Licht vollständig aus gestreutem Sonnenlicht besteht. Ihre Fortsetzung findet sie im sogenannten Zodiakallicht, das besonders in den Tropen bei klarem mondlosem Himmel leicht zu beobachten ist. Der Teil des Zodiakallichts, welcher sich genau im Gegenpunkt der Sonne befindet und aufgrund der Rückwärtsstreuung des Sonnenlichts schwach leuchtet, nennt man Gegenschein.

Das Zodiakallicht

In Mitteleuropa gibt es kaum noch Menschen, die das Zodiakallicht einmal bewußt wahrgenommen haben, obwohl es z.B. im Frühjahr an einem klaren, mondlosen Abend als kegelförmige Erhellung am Westhorizont in Richtung Zenit aufsteigend durchaus zu sehen ist. Es hat seinen Namen nach dem Tierkreis (Zodiak) erhalten, da es sich an der Ekliptik entlang zieht. Dieses sogenannte Abendhauptlicht erreicht in etwa die Helligkeit der helleren Bereiche des Milchstraßenbandes. Wenn im Herbst die Ekliptik steil vom Osthorizont aufragt, kann man unter günstigen Bedingungen zu Beginn der Morgendämmerung das Morgenhauptlicht beobachten. In den Tropen ist das Zodiakallichtband (da die Ekliptik immer nahe dem Himmelsäquator verläuft) die ganze Nacht zu sehen. Der Bereich am Himmel, welcher der Position der Sonne genau entgegengesetzt gerichtet ist, erscheint dabei leicht erhellt (die Intensität beträgt aber nur ca. 5% vom Hauptlicht). Er wird als Gegenschein (übrigens auch im Englischen) bezeichnet. Er stellt eine Art Rückwärtsstreuung der Sonnenstrahlung dar, wie man es ähnlich beim Tyndall-Effekt beobachten kann. Schon GIOVANNI CASSINI (1625-1712) äußerte die Vermutung, daß das Leuchten des Zodiakallichts mit Reflektionen und Streuungen an feinen Staubpartikeln zu tun hat, die sich im Bereich der Planetenbahnen angesammelt haben.

Mittlerweile sind genaue photometrische und spektroskopische Untersuchungen vorgenommen worden, die zu durchaus interessanten Ergebnissen geführt haben. Besonders erwähnt werden sollen die Beobachtungen der Mondsonde Clementine. Sie nutzte den Mond aus, um bei einer langandauernden „Sonnenfinsternis“ (bei dem der Mond die Sonne abschattete) den Ekliptikbereich des inneren Sonnensystems von etwa 10 Sonnenradien an bis knapp innerhalb der Venusbahn im optischen Spektralbereich genau zu photometrieren. Mit dem Infrarotsatelliten IRAS gelang es außerdem die recht intensive Infrarotstrahlung des auf ca. 235 K aufgeheizten Staubes bei einer Wellenlänge von $10 \mu m$ zu registrieren. Diese Strahlung erschwert übrigens Infrarotbeobachtungen von interstellaren Objekten, soweit sie im Bereich der Ekliptik liegen.

Durch die genaue Untersuchung des Streulichtes konnte man einiges über den interplanetaren Staub in Erfahrung bringen. Neben photometrischen kamen dabei auch polarimetrische Meßmethoden zum Einsatz. Es zeigte sich, daß man recht deutlich drei verschiedene Größen-Populationen von Staubteilchen unterscheiden kann. Bezeichnet man mit n die Anzahl der Teilchen in einem bestimmten

Größenintervall a und mit R den Abstand zur Sonne in AU, dann läßt sich die Teilchendichte in etwa durch folgende empirisch bestimmte Beziehung beschreiben (β ekliptikale Breite):

$$n(R, a, \beta) = N_0(a) \frac{a^{-k}}{R} e^{(-2.6|\sin \beta|^{1.3})} \quad [1.10]$$

wobei für die einzelnen Staubpopulationen folgende Parameter gelten:

| a in μm | k | N_0 in $1/\text{m}^3$ |
|----------------------|------|-------------------------|
| 0.008 ... 0.16 | 2.7 | $1.0 \cdot 10^{-6}$ |
| 0.16 ... 0.29 | 2.0 | $1.1 \cdot 10^{-8}$ |
| 0.29 ... 340 | 4.33 | $1.9 \cdot 10^{-11}$ |

Eine Zone um die Sonne innerhalb eines Abstandes von ungefähr 20 Sonnenradien bleibt weitgehend staubfrei. Dort sind die Temperaturen so hoch, daß alle Staubpartikel unweigerlich verdampfen.

Neben diesen Größenpopulationen unterscheidet man noch Populationen entsprechend dem Ursprung der Staubteilchen. Dazu muß man wissen, daß die Staubscheibe um die Sonne ein höchst temporäres Phänomen ist. Aufgrund des Poynting-Robertson-Effekt bewegen sich Staubteilchen ($>1 \mu\text{m}$ Durchmesser) nicht auf stabilen Keplerbahnen um die Sonne, sondern sie nähern sich langsam auf Spiralbahnen der Sonne, in deren unmittelbaren Nähe sie schließlich verdampfen. Ein Teilchen mit einem Durchmesser von $10 \mu\text{m}$ in Erdbahnnähe hat in dieser Hinsicht nur eine Lebensdauer in der Größenordnung von einigen 10^4 Jahren. Andererseits beweisen die mikroskopischen Einschlüsse von Staubpartikeln im Mondgestein, daß in ferner Vergangenheit die Staubflußdichte in Erdnähe auch nicht viel anders war als heute. Das bedeutet, daß sich die solare Staubscheibe in einem Zustand dynamischen Gleichgewichts befindet, also quasi stabil ist. Es muß also Staubquellen im Sonnensystem geben, die kontinuierlich Material nachliefern. Abschätzungen ergeben, daß eine Staubproduktionsrate von ca. 10 t Material pro Sekunde notwendig ist, um die Zodiakallichtwolke dynamisch stabil zu halten.

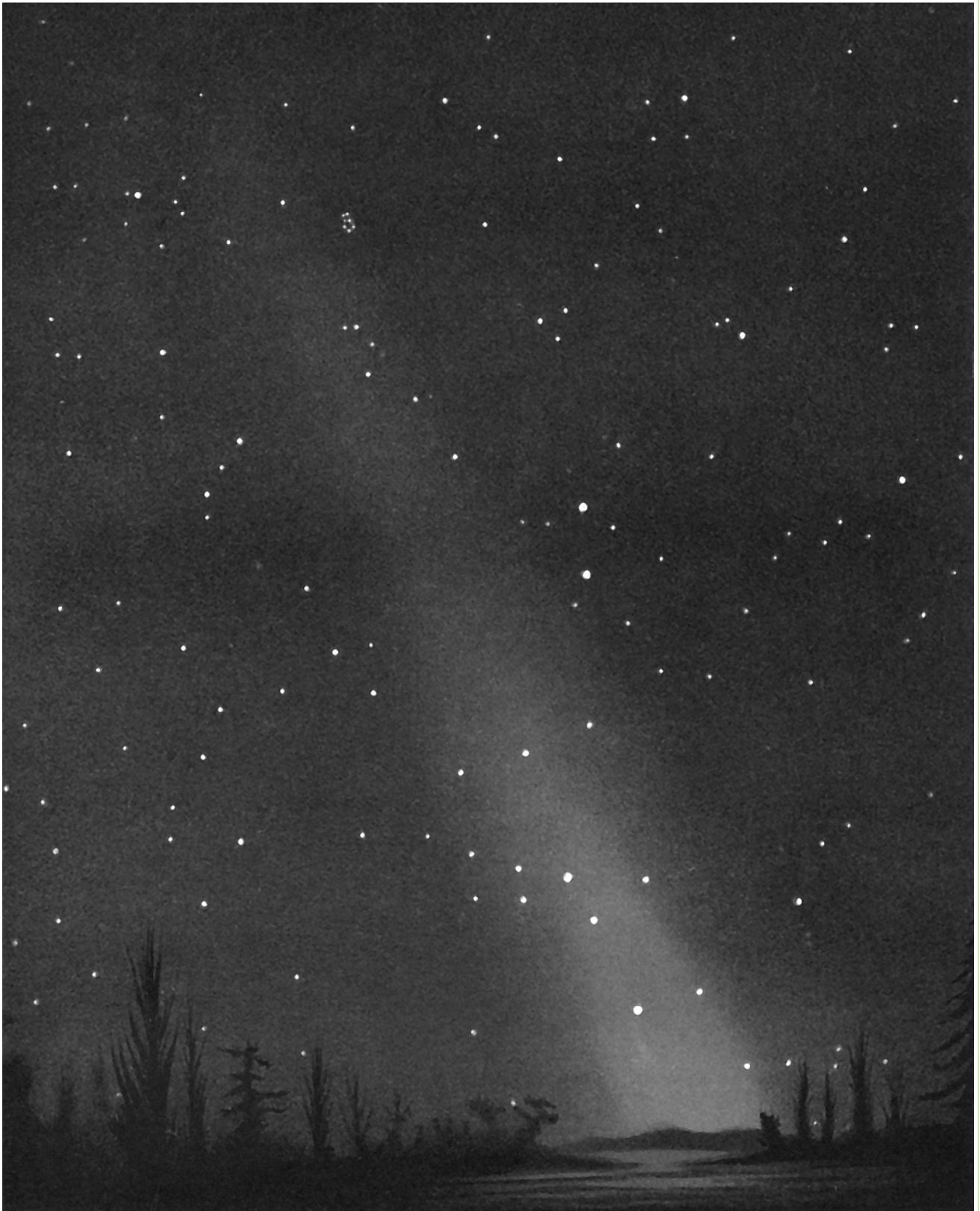
Als Quellen für den interplanetaren Staub kommen in Frage:

- Staub aus dem Planetoiden-Hauptgürtel
- Kometarischer Staub
- Interstellarer Staub

Während der IRAS-Mission konnten im Bereich des Planetoidengürtels schwache Staubbänder anhand ihrer thermischen Emission nachgewiesen werden, die offensichtlich mit bestimmten Planetoidenfamilien (z.B. Koronis, Eos, Themis) assoziiert sind. Das paßt auch gut ins Bild, da man den Planetoidengürtel langfristig als „Kugelmühle“ ansehen muß, wo durch Kollisionsereignisse Material quasi zu Staub vermahlen wird. Man schätzt heute, daß ca. 70% der kompakten und mehr

Zodiakallicht

silikatischen Staubteilchen aus dem Planetoidengürtel stammen. Außerdem scheint die Staubverteilung im Hauptgürtel recht anisotrop zu sein.



Zodiakallicht am Abendhimmel, nach einer Zeichnung von Étienne Léopold Trouvelot

Die zweite große Staubquelle stellen die Kometen dar. Gerade die großen gekrümmten Staubschweife heller Kometen gehören mit zu den eindrucksvollsten Himmelserscheinungen, die man von der Erde aus beobachten kann. Erinnert sei nur an Hale-Bopp im Frühjahr 1997.

Die Stauffreisetzung der Kometen erfolgt hauptsächlich in Perihelnnähe. Dabei entsteht entlang der Kometenbahn ein breiter Schlauch, in dem sich die Staubeilchen, die nicht zu stark vom Strahlungsdruck beeinflusst werden (Durchmesser $>1 \mu\text{m}$), konzentrieren. Wenn die Erdbahn solch einen „Schlauch“ kreuzt, beobachtet man einen Meteorstrom, dessen Radiant ungefähr die Richtung der Bahntangente angibt. Die in dem Schlauch enthaltenen Staubeilchen unterliegen jedoch dem Poynting-Robertson-Effekt. Sie werden also entsprechend ihrer Größe mehr oder weniger schnell zur Sonne hin spiralen. Dabei werden aus himmelsmechanischen Gründen die Apheldistanzen der elliptischen Bahnen schneller abgebaut als die Periheldistanzen. Die Staubeilchen wandern aus dem Schlauch immer mehr in den Scheibenbereich ab indem ihre Bahnexzentrizitäten kleiner werden. Außerdem wirken auch noch andere physikalische Prozesse auf die Staubeilchen ein, die Auswirkungen auf ihre Bahnelemente haben. Dazu gehören z.B. Kollisionen, elektrische Aufladungen (UV-Absorption, Elektroneneinfang \rightarrow interplanetares Magnetfeld) sowie der Strahlungsdruck. Man unterscheidet auch in diesem Fall mehrere Staub-Populationen, die von der Gruppenzugehörigkeit der Ursprungskometen abhängen. Erwähnt werden sollen nur die Kometen der Kreutz-Gruppe, die ihre Staublaster in unmittelbarer Sonnennähe abladen.

Wie hoch der Anteil an interstellarem Staub im Sonnensystem ist, läßt sich nur schwer abschätzen. Hier ist man auf direkte Probeentnahmen bzw. Vor-Ort -Messungen angewiesen, wie es z.B. mit der Anfang 1999 gestarteten Raumsonde STARDUST gelang (Staubeinschlags-Massenspektrometer CIDA). Zuvor konnte im Rahmen der ULYSSES-Mission der Nachweis erbracht werden, daß interstellare Staubeilchen durchaus bis in das innere Sonnensystem vordringen können. Sie verraten sich durch ihre „hyperbolischen“ Geschwindigkeiten. Aus Radar-Beobachtungen von Meteoriten ergab sich übrigens das überraschende Resultat, daß der recht nahe Stern β Pictoris eine starke Quelle interstellarer Staubeilchen ist (W.J.BAGGLEY). β Pictoris ist ca. 78 Lichtjahre von der Erde entfernt und besitzt eine auffällige Staubscheibe mit einem Durchmesser von ca. 200 AU. Sein Alter wird auf lediglich 100 Millionen Jahre geschätzt. Wahrscheinlich kann man hier die Entstehung eines neuen Planetensystems beobachten.

Interplanetare Staubeilchen (IDPs)

Auf die Erde rieseln pro Tag mehr als 40 t interplanetare Materie in Form von kosmischem Staub. Für Partikel, deren Größe $50 \mu\text{m}$ nicht übersteigt, ist die graduell dichter werdende Erdatmosphäre der ideale Detektor. Während größere Teilchen das Schicksal der Sternschnuppen ereilen und bei ihrem Eintritt größtenteils verglühen (die größeren Boliden einmal ausgenommen), können sehr kleine Teilchen die beim Abbremsen entstehende Reibungswärme gleich wieder abstrahlen. Sie werden dadurch immer langsamer bis sie unter dem Einfluß der Erdanziehung und der Zähigkeit der Luft langsam in Richtung Erdoberfläche absinken um im Schnitt nach mehreren Monaten Sinkzeit endlich die Erdoberfläche zu erreichen. Jede Hausfrau, die auf ihren Möbeln Staub wischt, kann deshalb davon

ausgehen, daß ein paar „*interplanetary dust particles*“ (IDP's) auf ihrem Vileda-Putzlappen haften bleiben.

Diese IDP's sind von enormen wissenschaftlichen Interesse, da sie uns – wie die Meteorite – etwas über die Entstehung unseres Planetensystems und über die Bedingungen „da draußen“ verraten können. Natürlich macht es wenig Sinn, den bereits erwähnten Putzlappen als Materialquelle heranzuziehen. Wie will man auch unter den vielen Millionen Partikeln Hausstaub die wenigen „außerirdischen“ herausfinden? Um trotzdem an Material zu gelangen, ist man auf Orte angewiesen, wo sich kosmische Staubteilchen konzentrieren und eine Kontamination durch „irdischen“ Staub gering oder gar nicht vorhanden ist. Folgende Quellen haben sich als brauchbar erwiesen:

Tiefseesedimente

Ein kleiner Teil der Tiefseesedimente ist extraterrestrischen Ursprungs und stammt aus dem Eintrag durch Meteoriten, Mikrometeoriten und kosmischen Staub. Er macht sich z.B. durch einen gegenüber irdischen Gesteinen erhöhten Iridium-Anteil bemerkbar.

Glaziale Einlagerung

Hier bieten sich Gletscherregionen fernab von irdischen Staublieferranten an. Dabei kommen genaugenommen nur einige wenige Regionen im Bereich des grönländischen Inlandeises und auf Antarktika in Frage. Um an die Staubteilchen zu gelangen, muß man größere Mengen von Eis schmelzen und das Wasser filtern. Am Ende bleibt noch das Problem, die „richtigen“ Teilchen aus dem Filtrat herauszufinden.

Auf sammeln in der Stratosphäre

Die Stratosphäre ist – wenn nicht gerade wieder einmal der Pinatubo ausbricht – ein ziemlich staubfreier Ort. Wenn man dort derartige Teilchen antrifft, kann man ziemlich sicher sein, daß sie außerirdischen Ursprungs sind. Da Informationen über den interplanetaren Staub auch für die Raumfahrt wichtig sind, betreibt die NASA seit 1974 ein Programm, bei dem mit Hilfe von hochfliegenden U2-Flugzeugen in der Stratosphäre Staubteilchen eingesammelt werden, um sie im Labor zu untersuchen. Sehr viele Untersuchungen von IDP's stützen sich auf das Probenmaterial, daß auf diese Weise gewonnen wurde.

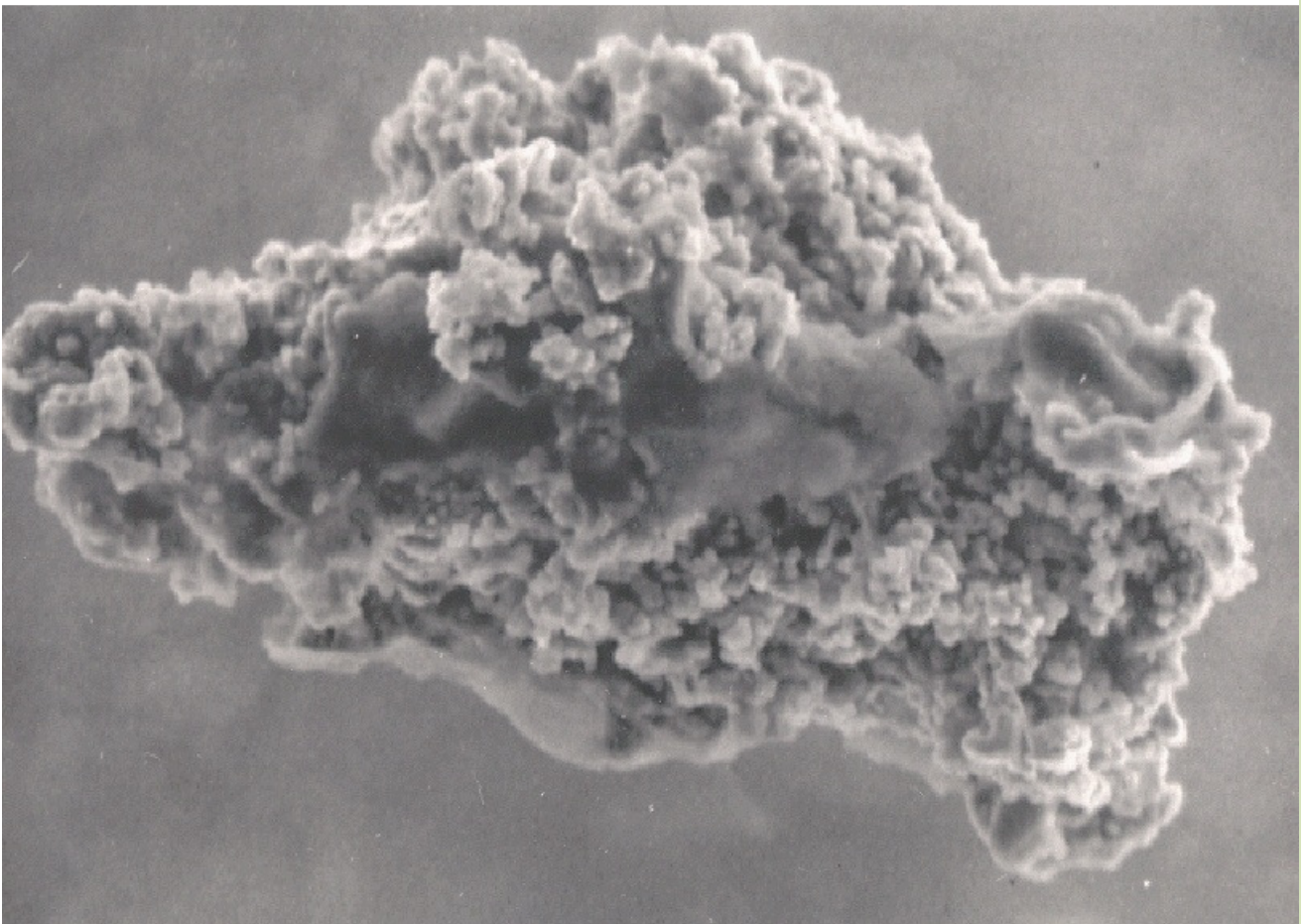
Staubexperimente auf Satelliten

Staubdetektoren gehören mittlerweile zur Standardausrüstung interplanetarer Raumsonden. Neben einfachen Kollisionsdetektoren werden heute aufwendige Massenspektrometer bis hin zu Aerogelplatten eingesetzt, in dem Staubteilchen abgebremst, gespeichert und zur Erde rückgeführt werden können. Der Satellit „Stardust“ ist z.B. ein Forschungssatellit, der speziell zur Untersuchung und Erforschung des interplanetaren und des interstellaren Staubes konzipiert und ausgerüstet worden ist.

Die genauesten und informativsten Untersuchungen werden an konkreten Staubproben in irdischen Labors durchgeführt wobei man als Probenmaterial häufig die bei Stratosphärenflügen an speziellen Sammeleinrichtungen festgeklebten Staubteilchen verwendet. Diese Staubteilchen sind trotz ihrer

geringen Größe im μm -Bereich mikroanalytischen Untersuchungsmethoden zugänglich. Mit Hilfe der Massenspektrometrie kann man z.B. Informationen über die in der Probe enthaltenen Elemente und deren Isotope erhalten. Das ist wichtig, da eine genaue Abgrenzung zu Kontaminationen oft nur über den Nachweis von Isotopenanomalien möglich ist. Den physischen Aufbau der Staubteilchen untersucht man u.a. mit Hilfe von verschiedenen elektronenmikroskopischen Analysemethoden. Damit läßt sich beispielsweise die mineralogische Beschaffenheit einer Mikroprobe ermitteln.

Die meisten mineralischen Staubpartikel entsprechen in ihrer chemischen Beschaffenheit chondrischen Material. Sie existieren entsprechend ihrem Bestrahlungsalter aber meist erst seit einigen Hunderttausend Jahren als freier Staub zwischen den Planeten. Das bedeutet natürlich nicht, daß das sie bildende Material „jung“ ist. Vielmehr haben die Himmelskörper, von dem die Staubpartikel stammen – also zumeist Planetoiden und Kometenkerne – in sich das Material konserviert, aus dem vor ca. 4.5 Milliarden Jahren das Sonnensystem entstanden ist. Dabei findet man zusätzlich noch Einlagerungen, die offensichtlich noch viel älter sind und die man der präsolaren interstellaren Materie zuordnen muß. Sie verraten sich durch auffällige Isotopenanomalien. Das heißt, ihre diesbezügliche Zusammensetzung ist so einmalig, daß man sie weder in differenzierten Meteoriten noch in irgendwelchen irdischen Gesteinen findet.



Elektronenmikroskopische Aufnahme eines Interplanetaren Staubpartikels

Interplanetares Gas

Staubteilchen sind oft aus zwei verschiedenen stofflichen Komponenten aufgebaut, die in ihrem Anteil an der gesamten Stoffmenge stark variieren. Soweit sie eine schichtartige Struktur haben, bestehen sie aus einem silikatischen Kern (Mg, Si, Al, S, Cl, Ca, Fe, Ni) und einem Mantel aus mehr flüchtigen Elementen (H, C, N, O). Es gibt natürlich auch Partikel, die nur aus einer der beiden Stoffgruppen bestehen. Staub, der aus Kometen stammt, hat meist ein lockeres Gefüge (Brownlee-Teilchen). Nach massenspektroskopischen Untersuchungen entspricht er in bezug auf die Elementhäufigkeit in etwa den kohligen Chondriten der Klasse C1, wobei die leichten Elemente oft stark angereichert auftreten.

Staubteilchen, die von einem Kometen ausgestoßen werden, machen im interplanetaren Raum einen „Alterungsprozeß“ durch. In Sonnennähe kann es zu Temperaturerhöhungen kommen, wodurch flüchtige Stoffe entsprechend ihrer Sublimationstemperatur abdampfen. In Extremfällen kann die Temperaturerhöhung sogar Werte erreichen, wo die Staubteilchen aufschmelzen und so ihr mineralogisches Gefüge ändern (ehemals amorphes Material kann z.B. kristallisieren). Im Interplanetaren Raum spielt auch die korpuskulare Strahlung (z.B. durch den Sonnenwind oder die kosmische Strahlung) eine wichtige Rolle, da sie auch in Sonnenferne, wo die Sublimationstemperaturen nicht erreicht werden, eine Art von Sputtering (Stoßverdampfung) bewirken, der wiederum besonders die leicht flüchtigen Elemente zum Opfer fallen. Da atomarer Kohlenstoff in dieser Hinsicht eine gewisse Resistenz zeigt, sammelt er sich an der Oberfläche der Staubkörnchen an. Deshalb besitzen kometarische Staubpartikel auch nur ein sehr geringes Albedo.

Das gesamte Sonnensystem ist in eine Staubwolke eingehüllt. Während im inneren Bereich Staub aus dem Planetoidengürtel überwiegt, ist der Staub in den äußeren Bereich des Kuiper-Gürtels fast ausschließlich kometaren Ursprungs. Größere Planeten wirken aufgrund ihrer Gravitation als Staubfallen. Um die Erde herum ist z.B. die Partikeldichte um den Faktor 2 größer als im interplanetaren Raum. Und Jupiter ist quasi in eine Staubwolke eingehüllt, deren innere dichte Teile sein Ringsystem bilden. Näheres dazu kann im entsprechenden Kapitel nachgelesen werden.

Interplanetares Gas

Bei der Bewegung um das galaktische Zentrum durchweht das Sonnensystem ein spezifischer „Fahrtwind aus neutralen Wasserstoff- und Heliumatomen. Er wird durch das interstellare Gas verursacht, welches sich mehr oder weniger dicht im Bereich der galaktischen Ebene konzentriert. Die Dichte dieses Gases ist überall im Sonnensystem weitgehend konstant und liegt in der Größenordnung von 0.1 H-Atome / cm³ und 0.01 He-Atomen / cm³. Das ist geringer als im freien interstellaren Raum, da ein Teil des Gases im Bereich der Heliopause abgelenkt wird. Die Strömungsgeschwindigkeit in bezug zur Sonne wurde zu ungefähr 20 km/s bestimmt. Und wer noch wissen will, woher der Wind weht, hier die Koordinaten des Sonnenapex relativ zum interstellaren Gas:

$$\alpha = 252^\circ, \quad \delta = -17^\circ$$

Während das interstellare Gas nur einen verschwindenden Anteil am interplanetaren Medium ausmacht, bestimmt der von der Sonne abströmende Partikelstrom weitgehend die geladene Komponente, die man auch als das interplanetare Plasma bezeichnet. Der Partikelstrom selbst – der Sonnenwind – entsteht in der Sonnenkorona. Er strömt mit einer mittleren Geschwindigkeit von ca. 450 km/s von der Sonne ab und tritt erst in mehr als 70 bis 140 AU Entfernung mit dem interstellaren Gas

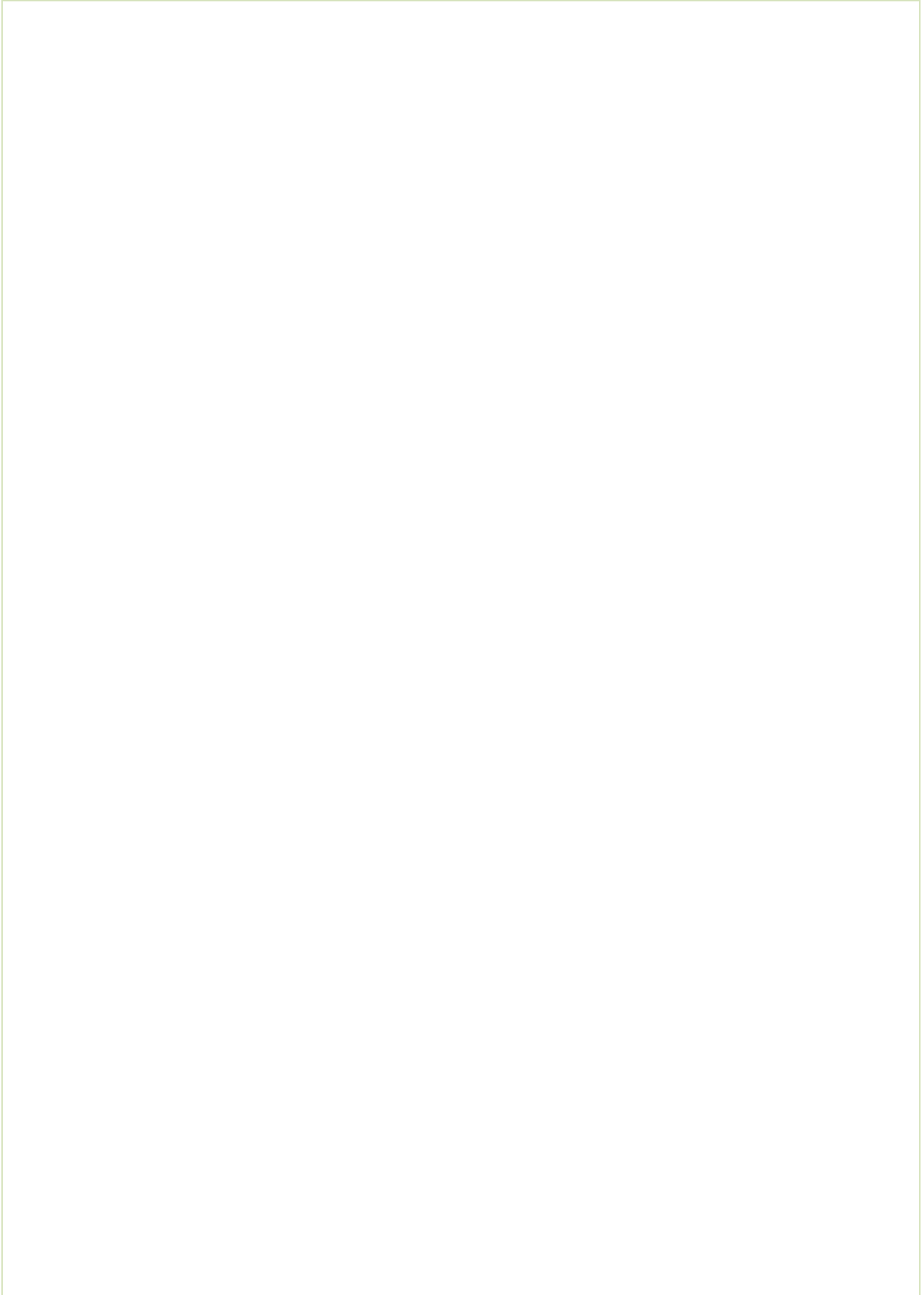
in Wechselwirkung, was sich in Form von Radioemissionen bemerkbar macht. Dieser Partikelstrom, der durch große räumliche und zeitliche Inhomogenitäten ausgezeichnet ist („space weather“) und auch stark mit der Sonnenaktivität korreliert, bewirkt u.a. Erosionsprozesse an planetaren Kleinkörpern (Planetoiden, Monde, Meteoroiden, Staubteilchen), Gaserosionen an Planeten mit Atmosphäre und die Ionen-schweife bei Kometen. Der kinetische Druck des anströmenden Plasmas führt bei Planeten mit Eigenmagnetfeld zur Ausbildung einer deformierten und ausgedehnten Magnetosphäre.

Sonnenwindplasma besteht zu 86% aus Protonen und zu 13% aus Heliumkernen. Atome anderer Elemente machen lediglich 1% der von der Sonne abströmenden Masse aus. Der dabei entstehende Masseverlust wird auf 10^9 kg/s geschätzt. Im Plasma sind darüber hinaus in großer Zahl freie Elektronen enthalten, die im Wesentlichen das magnetohydrodynamische Verhalten des Sonnenwindplasmas bestimmen (eingefrorene Magnetfelder). Die Elektronentemperatur liegt bei etwa $2 \cdot 10^5$ K und die kinetische Temperatur der mitgeführten Atomkerne bei rund $5 \cdot 10^4$ K. In Erdnähe liegt die Teilchenzahldichte (Protonen) im Mittel bei 6 Teilchen / cm^3 wobei diese Zahl je nach Intensität des Sonnenwindes innerhalb von zwei Größenordnungen schwanken kann.



Literatur zum Thema

- K. Lindner: **Taschenbuch der Astronomie**, Fachbuchverlag Leipzig, 1997
- H. Bernhard, K.Lindner, M.Schukowski: **Wissensspeicher Astronomie**, Volk und Wissen 1995
- A.Unsöld, B.Baschek: **Der neue Kosmos**, Springer-Verlag 2004
- A.Weigert, H.J. Wendker: **Astronomie und Astrophysik**. Ein Grundkurs, Wiley-VCH 2004
- H. Karttunen et.al.: **Fundamental Astronomy**, Springer-Verlag 2000
- B.W. Jones: **Discovering the Solar System**, Wiley 2000
- McBride, **Gilmour: Introduction to the Solar System**, Cambridge University Press 2004
- McNab, Younger: **Die Planeten**, RM Buch- und Medienvertrieb 1999
- C. Gritzner, **Kometen und Asteroiden**, Aviatic-Verlag 1999
- J.C. Brandt, R.D. Chapman, **Die Erforschung der Kometen**, Insel-Verlag 1997
- M. Achternbosch et. al., **Kometen beobachten**, Sterne und Weltraum-Verlag 2002
- D. Möhlmann, **Kometen**, Beck'sche Reihe C.H.Beck 1997



Index

A

Achondrite 26, 46
Allende-Meteorit 37, 42, 44, 50
Alpha-Capricorniden 15
Angrite 27
Apex 7
Ataxite 35
Aubrite 27

B

Baggaley, W.J. 55
Baker-Nunn-Kameras 8
Becquerel, A. Henry 47
Benzenberg, J. Friedrich 3
Bestrahlungsalter 49, 57
Bildungsalter 49, 50
Bolide 3, 5, 17, 18
Brandes, Heinrich Wilhelm 3
Brownlee-Partikel 2, 16

C

CAI 42, 44
Cassini, Sonde 5
Cassini, Giovanni D. 52
CB-Gruppe 40
Cephecha 18
CH-Gruppe 40
Chladni, Ernst Florens Friedrich 3, 21
Chondren 45
Chondrite, Enstatit 41
Chondrite, gewöhnliche 40
Chondrite, kohlige 18, 36, 42, 46, 50
CI-Gruppe 37
CK-Gruppe 39
Classen, Johannes 23
CM-Gruppe 37
CO-Gruppe 39
CR-Gruppe 39

D

Draconiden 18

E

Eisenmeteorite 22, 23, 33, 46, 49
Ekliptikalströme 11, 16
Erdalter 49
Eukrite 27
Eutychius von Alexandria 15
Expositionsalter 49

F

Feuerkugeln 4, 8, 17, 19
Feuerkugelüberwachungsnetze 6, 17
Fish-eye-Objektive 8

G

Gegenschein 52
Geminiden 11
Grady, M.M. 23

H

Hale-Bopp 55
HED-Gruppe 27
Hexaedrite 34
Hodges, E.H. 20
Howard, Edward C. 28
Humboldt, Alexander von 3, 14

I

IDP, interplanetary dust particles 2, 55, 56
interplanetare Materie 51
Interplanetarisches Gas 58
Ionisationsspur 4, 8

K

Kant, Immanuel 3
Katharina, die Große 31
kometarischen Ströme 16
Kometen 22, 23, 55, 58, 59
Kreutz-Gruppe 55

L

Laurentius, heiliger 11
Laurentiustränen *Siehe* Perseiden
Leoniden 11, 14, 15
LIDAR 6, 10
Lunare Meteorite 29
Lyriden 15

M

Marsmeteorite 29
Massenspektrometrie 57
Mesosiderite 32
Meteorbeobachtung 5
Meteore 3, 5, 7, 9, 17
Meteore, sporadische 6, 7
Meteoroiden 2, 4, 6, 8, 11, 14, 51, 59
Meteorite 3, 5, 20, 21, 22, 23, 26
Meteorite, Altersbestimmung 47
Meteorite, Ursprung 41
Meteoritenfälle 17, 19
Meteorströme 10, 11, 14, 55
Meteorstürme 11
Mikrodiamanten 41
Mutterkörper 26

O

Oktaedrite 34

P

PAC-Gruppe 28
Pallas, Peter Simon 21, 31
Pallasite 31
Perseiden 10, 15
Planetoide 2, 22, 23
Planetoidenfamilien 54
Planetoidengürtel 54
Populationsindex 13, 14
Poynting-Robertson-Effekt 15, 53, 55

Q

Quadrantiden 11

R

R Coronae-Borealis-Sterne 41

Radar 6, 10
Radiant 7, 15
Radiantenbestimmung 7
radioaktive Zerfall 47
Rekombinationsleuchten 4
Restlichtverstärker 9

S

Schiaparelli, Giovanni 14
Schockwelle 5
Sikhote-Alin 19
Siliziumkarbid 41
Sixtus II 11
Sonnenwind 59
STARDUST, Sonde 55, 56
Staubscheibe 52
Staubschweife 55
Steineisenmeteorite 22, 23, 30, 46
Steinmeteorite 22, 23, 36, 49
Sternschnuppen 2, 3, 6, 7, 18, 20, 55
Strahlungsdruck 55

T

Tägliche Variation 6

U

Überschallknall 5
ULYSSES, Sonde 55
Undifferenzierte Meteorite 36
Ureilite 27
Ursonne 43
Ussher, James 47

V

Valerian 11
Vesta 32

W

Widmannstättischen Figuren 20, 34, 35
Widmanstätten, Alois von 33

Z

ZHR 13, 15
Zodiakallicht 52