

# Klimageschichte

Ausbildungsseminar Wetter und Klima im Wintersemester 09/10  
Naturwissenschaftliche Fakultät II - Physik  
Universität Regensburg



RALPH SCHREGLE

08.01.10

# Inhaltsverzeichnis

<b>1 Ursachen für Klimaänderungen</b>	<b>1</b>
1.1 Natürliche Ursachen	1
1.2 Anthropogenen Ursachen	3
<b>2 Klimageschichte in großen Zeiträumen; Paläoklima</b>	<b>4</b>
2.1 Hadaikum	4
2.2 Archaikum	4
2.3 Proterozoikum	4
2.4 Phanerozoikum	5
2.4.1 Erdaltertum (Paläozoikum)	5
2.4.2 Erdmittelalter (Mesozoikum, von 251 bis 65 Mio. Jahren vor heute)	5
2.4.3 Erdneuzeit (Känozoikum, Zeitalter der Säugetiere, 65 Mio. Jahre bis heute)	6
<b>3 Quellen zur Klimageschichte</b>	<b>8</b>
3.1 Klimaarchive der Gesellschaft	8
3.2 Klimaarchive der Erde	9
<b>4 Methoden zur Klimarekonstruktion</b>	<b>11</b>
4.1 Datierung durch Isotope	11
4.1.1 Radiokarbonmethode	11
4.1.2 Untersuchungsmethoden für eine $^{14}\text{C}$ - Altersbestimmung	12
4.1.3 Kalium-Argon-Methode	13
4.1.4 Lange Zerfallsreihen radioaktiver Isotope	13
4.1.5 Lumineszenzmethode	14
4.2 Sedimentanalysen	14
4.3 Datierung der Sedimente	15
4.4 Analyse der Eisbohrkerne	16
4.4.1 Begriffserklärung	16
4.4.2 In Eisbohrkernen enthaltene Informationen	17
4.4.3 Datierungsmethoden bei Eisbohrkernen	18
<b>5 Fazit und Perspektiven</b>	<b>19</b>
<b>6 Quellen</b>	<b>20</b>

## 1 Ursachen für Klimaänderungen

Grundsätzlich unterscheidet man natürliche und anthropogene (vom Mensch) Ursachen für klimatische Veränderungen.

### 1.1 Natürliche Ursachen

- **Sonne als Energiequelle:** Die in der Sonne durch Kernfusion freigesetzte und abgestrahlte Energie bildet die Grundlage für chemische, biologische und klimatische Prozesse auf der Erde. Die Strahlungsleistung der Sonne wurde lange als gleichförmig aufgefasst, tatsächlich schwankt sie aber. Die *Sonnenaktivität* steht in direktem Zusammenhang mit der Zahl von Sonnenflecken, welche dunkle Stellen auf der sichtbaren Sonnenoberfläche sind. Mit teleskopischen Beobachtungen konnte schon Galilei sehen, dass die Anzahl der Sonnenflecken variiert. Am bekanntesten ist der 11-Jahres-Rhythmus der Sonnenfleckenhäufigkeit. Es gab aber auch Phasen, in denen keine Sonnenflecken beobachtet wurden und Phasen sehr hoher Aktivität. Verminderung oder Abwesenheit von Sonnenflecken fiel meist mit Phasen der Abkühlung zusammen. Um den Verlauf der Sonnenaktivität über einen längeren Zeitraum zu kennen, macht man sich die Eigenschaften von kosmogenen (höhenstrahlerzeugten) Isotopen wie  $^{14}\text{C}$  (mit Halbwertszeit 5730 Jahre) und  $^{10}\text{B}$  (Halbwertszeit 1,6 Mio. Jahre) zu Nutze. Je höher die Sonnenfleckenanzahl, desto höher die Sonnenaktivität, desto höher ist der sogenannte *Sonnenwind*. Dieser Wind ist ein Strom von Protonen und anderen geladenen Teilchen. Die Höhenstrahlung aus dem Weltraum wird sowohl durch das Magnetfeld der Erde, als auch durch das Magnetfeld des Sonnenwindes, abgelenkt. Während sich das Erdmagnetfeld nur

auf Zeitskalen von Jahrhunderten und mehr ändert, ist die magnetische Aktivität der Sonne auf kürzeren Zeitskalen variabel. Eine geringere Abschirmung der Höhenstrahlung geht daher mit schwacher Sonnenaktivität (schwächerem Sonnenwind) einher, führt zu höherer Produktion der kosmogenen Isotope und umgekehrt.

Neben den Veränderungen der Sonnenaktivität spielt auch die orbitale Konstellation zwischen Erde und Sonne eine wichtige Rolle. Die Erde dreht sich bekanntlich auf einer Ellipsenbahn um die Sonne, und die Sonne liegt nicht im Zentrum. Würde sie sich auf einer Kreisbahn um die Sonne bewegen, so würde die Menge der auf die Erdoberfläche auftreffenden solaren Strahlungsenergie immer gleich verteilt sein. Heute hat die Erdachse eine Neigung von  $23,5^\circ$  gegenüber der Fläche der Umlaufbahn - diese Neigung ist variabel und schwankt zwischen  $22^\circ$  und  $25^\circ$ . Desweiteren ändert sich auch die Ausrichtung der Erdachse zur Sonne zyklisch. Der Astronom Milutin Milankovich berechnete als erster die Zyklen für die Exzentrizität der Umlaufbahn (100000 Jahre), die Schiefe der Erdachse (40000 Jahre), und die Präzession der Erdachse (22000 Jahre). Mit diesen *Milankovich-Zyklen* versuchte der Wissenschaftler den etwa gleichmäßigen Zyklus von Kalt- und Warmzeiten zu erklären (etwa alle 100000a).

- **Erdatmosphäre:** Die Erdatmosphäre, also die Zusammensetzung der Lufthülle oberhalb der Erdoberfläche, entscheidet über die Wirkung der Sonneneinstrahlung auf der Erde. Die Luft besteht aus ca. 20% Sauerstoff und ca. 80% Stickstoff, sowie Spurengase wie Wasserdampf ( $H_2O$ ), Kohlenstoffdioxid ( $CO_2$ ), Methan ( $CH_4$ ) und Ozon ( $O_3$ ). Der Gehalt an diesen Spurengasen steht in direkter Relation zur Höhe der Temperaturen. Die Wirkung der Erdatmosphäre auf das Klima erfolgt strikt nach dem *Erhaltungssatz der Energie*, wonach die auf der Erde ankommende Solarstrahlung abzüglich des reflektierten Anteils gleich der von der Erde abgestrahlten Wärmestrahlung ist. Ohne die Treibhausgase in der Atmosphäre würde sich eine im Mittel am Erdboden eine Gleichgewichtstemperatur von  $-18^\circ C$  ergeben. Die Treibhausgase haben aber die Eigenschaft, die Sonnenstrahlung (mit Wellenlängen im sichtbaren Licht) nur geringfügig, die von der Erde abgestrahlte terrestrische Strahlung (Infrarotbereich) jedoch weitgehend zu absorbieren. Durch die Reemission dieser Strahlung zu ähnlich großen Teilen in Richtung Erde und Weltall wird aber nur dann ein Strahlungsgleichgewicht erreicht, wenn sich auf der Erde eine Temperatur von plus  $15^\circ C$  einstellt. Das bedeutet, dass der natürliche *Treibhauseffekt* auf der Erde im Mittel zu einer Erwärmung um  $33^\circ C$  führt.
- **Plattentektonik:** Unter Plattentektonik versteht man die Bewegung von Teilen der Erdkruste im oberen Erdmantel. Durch die Wanderung der Urkontinente über die Erdoberfläche veränderten sich die Meereströmungen und - wenn Kontinente und Gebirge auffalteten - die Windrichtungen und die Niederschlagsverteilung. Während starker plattentektonischer Aktivität führte das Auseinanderbrechen ehemaliger Subkontinente und Hebungsphasen demnach zu stärkerer Verwitterung und Abtragung. Die Folge war eine Verringerung des atmosphärischen Kohlendioxids durch dessen Bindung in Sedimenten. Sobald sich Landmassen den Polen nähern und an diesen kühlfsten Punkten der Erde das freie Strömen des Meerwassers behindert wird, bildet sich Eis. Es tritt der *Albedo-Effekt* auf. Darunter versteht man den Reflexionsgrad der Erde (welcher derzeit ca. 30% beträgt), also der von der Erde in den Weltraum zurückgespiegelten Teil der Sonnenenergie. Dieser Wert hängt im Wesentlichen von der Bewölkung und der Helligkeit der Erdoberfläche ab, also vor allem von der Eisbedeckung. Der Albedo-Effekt führt zu einer positiven Rückkopplung und damit zu vermehrter Abkühlung. Nach Steven Stanley wurde jedes große Massenaussterben dadurch verursacht, dass eine größere Landmasse auf ihrer Wanderung an eine Polkappe gelangte und eine dauerhafte Eisbildung auslöste. Durch die Rückkopplungseffekte rutschte der Planet dann in eine lange Eiszeit. Auch in jüngerer geologischer Zeit war der Kontinentaldrift noch klimawirksam; so unterbrach vor ca. 5 Mio Jahren die Kollision von Afrika und Eurasien die äquatorialen Strömungen und die Auffaltung der Alpen begann. Desweiteren vor 3,5 Mio Jahren die Entstehung der mittelamerikanischen Landbrücke. Durch die Schließung des Durchlasses zwischen Nord- und Südamerika wurden äquatoriale Strömungen umgeleitet, der Golfstrom entstand, welcher Wärme und Feuchtigkeit nach Europa transportiert.
- **Vulkanismus:** Mit der Plattentektonik hängt auch die Aktivität von Vulkanen zusammen. Große Ausbrüche tragen Asche, Aerosole und Gase in große Höhen (Aerosol: Stoffgemisch aus einem gasförmigen Stoff und flüssigen oder festen Bestandteilen, die man als Schwebestoffe bezeichnet). Es kann zur plötzlichen weltweiten Abkühlung führen, wenn Materieteilchen in

großer Menge bis in die Stratosphäre gelangen und mit Höhenwinden um den Erdball getragen werden (Indonesien 1815, weltweit mehrere Jahre der Abkühlung, Missernten und Hunger; Sumatra vor 75000a, vulkanischer Winter). Zuerst machte man die in die Stratosphäre eingebrachten Festkörper alleine verantwortlich für Abkühlung (Filter für Sonnenlicht); man fand jedoch heraus, dass Gase (vor allem Schwefelverbindungen) einen ebenso wirksamen Filter bilden (Höhenmessungen, Bali 1963). Schwefeldioxid ( $SO_2$ ) stellt das wichtigste Aerosol dar, das dann in der Atmosphäre zu Schwefelsäure ( $H_2SO_4$ ) umgewandelt wird. Bleiben die Aerosole jedoch zum größten Teil in der Troposphäre beschränkt, so werden sie innerhalb von wenigen Tagen durch Niederschlag ausgewaschen. Ihr längerfristiger Klimaeinfluss bleibt damit gering. Entscheidend für eine klimatische Auswirkung ist damit, dass Aschenpartikel und andere Aerosole tatsächlich bis in die Stratosphäre emporgeschleudert werden. Grobkörnige Aschenpartikel sind auf die Umgebung des Vulkans beschränkt; feinkörnige Aschen können in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, das heißt in etwa 8-12 km Höhe, transportiert werden. Andere Aerosole, die wie Rußpartikel Strahlung absorbieren, haben wie das von Vulkanen ausgesandte  $CO_2$  einen geringen Effekt. Von Wissenschaftlern wurde herausgearbeitet, dass acht Perioden besonders kühler Sommer mit größeren Vulkanexplosionen zusammenhängen.

- **Meteoriten:** Meteoriten haben theoretisch die gleiche Wirkung auf das Klima wie der Vulkanismus.

## 1.2 Anthropogenen Ursachen

Für anthropogene Klimaveränderungen zählt primär der **Anstieg der Treibhausgaskonzentration** in der Atmosphäre. Vor allem werden die Ursachen für die derzeitige *globale Erwärmung* in der Industrialisierung gesucht, welche eine Ausbeutung fossiler Energien nachsichzieht. Das Zeitalter der Dampfmaschinen führte zu erhöhtem Bedarf an Brennmaterial; Kohle und Erdöl wurden wichtigste fossile Energieträger; Erfindung des Ottomotors, Raffinierung zu Benzin, Erfindung des Automobils und dessen Massenproduktion und der Ölbohm versechzigfachte von 1860-1985 den jährlichen Energiebedarf. Durch extrem ansteigende Verfeuerung von Öl, Kohle und Gas kam es seit 1950 zu einer exponentiellen Steigerung der Anreicherung der Atmosphäre mit Spurengasen wie  $CO_2$ , Methan,  $CH_4$ , FCKW usw. In den letzten 150 Jahren ist eine Zunahme der  $CO_2$ -Konzentration in der Luft um gut 30% zu verzeichnen. In den Warmzeiten der letzten 450000 Jahren lag die  $CO_2$ -Konzentration bei 280ppm, 1980 bei 350ppm. Der natürliche, vom Menschen unbeeinflusste Treibhauseffekt beträgt etwa 33°C (Änderung der globalen bodennahen Mitteltemperatur der Erde gegenüber der Erde ohne Treibhauseffekt). Der durch die anthropogene Treibhausgasemission ausgelöste *zusätzliche* Treibhauseffekt würde lediglich ca 1°C betragen, bei einer Verdoppelung der Treibhausgaskonzentration vor dem industriellen Zeitalter. Aber durch die Wechselwirkungsprozesse des zusätzlichen Treibhauseffektes im Klimasystem ergeben Klimamodellrechnungen einen Anstieg von ca 3.5°C in der weltweiten Durchschnittstemperatur. Um diesen Wert einordnen zu können, kann man diesen in Relation zu Mitteltemperaturdifferenz von 4°C bis 5°C zwischen der letzten großen Vereisung von 21000 Jahren und zum heutigen Klima sehen (also ein deutlicher Temperaturanstieg). Der Erwärmung entgegen steht die anthropogene Luftverschmutzung durch Kleinstpartikel (Aerosole), die ihrerseits zu einer vermehrten Wolkenbildung anregen, was insgesamt die Albedo erhöht. Ohne diesen anthropogenen Abkühlungseffekt wäre die Erwärmung noch weit größer.

Eine weitere anthropogene Ursache ist die **Veränderung der Erdoberfläche**. Die Umwandlung von Natur- in Kulturlandschaften wirkt sich ebenfalls auf das Klima aus; dazu zählt die Einführung und Ausbreitung der Landwirtschaft, die vor allem mit flächenhaften Waldrodungen einhergeht (dunkler Wald  $\Rightarrow$  helle Felder  $\Rightarrow$  lokal erhöhte Albedo). Bei der Waldrodung wird  $CO_2$  freigesetzt, da oberirdische Pflanzenmasse verbrannt oder zersetzt wird und ein Teil des Auflagehumus und des im Boden gebundenen Kohlenstoffs abgebaut wird. Diese Art der Beeinflussung des Klimas war vor Beginn der Industrialisierung deutlich entscheidender als der Ausstoß von Treibhausgasen, wirkte aber nicht global. Die vom Menschen durchgeführten historischen Landnutzungsänderungen führten aber der Atmosphäre auch einen großen Anteil an Kohlendioxid zu. Bisher ist noch nicht geklärt, ob die historischen Landnutzungsänderungen das Klima erwärmt oder abgekühlt haben. Desweiteren führen auch **Eingriffe in den Wasserhaushalt** zu Klimaveränderungen, wenn man die Wassernutzung für gewerbliche, industrielle und persönliche Zwecke bedenkt. **Abwärme** durch Heizung von Gebäuden, elektrischen Geräten, Abgasen von Industrieanlagen und Abwässer sind weitere Eingriffe in den Wärme- und Energiehaushalt auf der Erdoberfläche. Ein signifikanter

Gradmesser für den menschlichen Einfluss auf Umwelt und Klima ist die Entwicklung der Bevölkerungszahlen, weil daran der jeweilige Land- und Energieverbrauch hängt; um 1750 lebten weltweit ca. 750 Mio Menschen, um 1975 schon 4 Milliarden.

- Verbrennung fossiler Energieträger – ca. 50 % ( $\text{CO}_2$ )
- chemische Industrie – ca. 20 % (v.a. FCKW und Halone)
- Abholzung und Brandrodung von Wäldern – ca. 15 %
- Landwirtschaft und andere Bereiche – ca. 15 % ( $\text{CH}_4$  aus Rinderhaltung, Reisanbau und Mülldeponien;  $\text{N}_2\text{O}$  durch Düngung)

Abbildung 1: Überblick über anthropogene Ursachen

## 2 Klimageschichte in großen Zeiträumen; Paläoklima

Im Folgenden soll das Paläoklima, also das Klima in älteren erdgeschichtlichen Zeiten, erläutert werden. Nach Kenntnissen der Astrophysik geschah vor 14 Milliarden Jahren der *Urknall*, aus dem vor 11 Milliarden Jahren die Galaxis und vor 9 Milliarden Jahren die *Urwolke* unseres Sonnensystems entstand. Vor etwa 5 Milliarden Jahren habe diese Sonnenwolke zu kollabieren begonnen, woraufhin unser Zentralgestirn und seine Planeten entstanden. Die Entstehung der Erde war vor ca. 4,55 Milliarden Jahren. Die Geologie teilt die Erdgeschichte in eine hierarchisch gegliederte Abfolge von Zeitaltern ein, mit *Äonen*, *Ären*, *Perioden*, *Epochen* und *Stufen*. Das *Präkambrium* (Zeitraum von 4 Milliarden Jahren bis 500 Millionen Jahre vor heute) gliedert sich in die Äonen *Hadaikum*, *Archaikum* und *Proterozoikum*, welche alle ihren Namen für die Bedingungen, die sie für Leben auf dem Planeten boten, bekamen.

### 2.1 Hadaikum

Am Anfang (Hadaikum) war die Erde eine heiße, glühende Kugel. Es existierte noch keine Atmosphäre, damit fehlten alle Voraussetzungen für Leben auf der Erde. Wegen geothermischer Aktivität bei der Bildung des Planeten waren die Temperaturen höher als je zuvor. Mit Ausbildung der Erdkruste in Bodennähe sanken vor ca. 4 Milliarden Jahren die Temperaturen unter  $100^\circ\text{C}$ , so dass Wasserdampf kondensieren konnte und Regen, Flüsse, Seen und Meere entstanden.

### 2.2 Archaikum

Im Archaikum (ca. 3,8-2,5 Mill. Jahren) hat sich die Uratmosphäre gebildet. Sie sorgte wegen ihres hohen  $\text{CO}_2$ -Gehalts für starke Absorption und geringe Rückstreuung des Sonnenlichts. Der Treibhauseffekt ermöglichte eine günstige Temperierung und es kam mit den Archäobakterien zur Entstehung des ersten Lebens. Nach der Kondensation von Wasserdampf bildeten sich Urozeane und Urkontinente. Älteste Anzeichen für einen Wasserkreislauf finden sich in 3,2 Milliarden Jahren alten Gesteinen. Mit dem Wasserdampf verschwand ein Großteil des  $\text{CO}_2$  aus der Uratmosphäre. Durch Photosynthese produzierten vor 2,6 Mill. Jahren *Cyanobakterien* Sauerstoff. Die kohlendioxidbasierte Atmosphäre brach zusammen, woraufhin anaerobe Organismen abstarben ( $\Rightarrow$  1. Massenaussterben auf der Erde). Das Ende des Treibhauseffektes verursachte eine globale Abkühlung vor etwa 2 Milliarden Jahren ( $\Rightarrow$  Eiszeit).

*Eiszeit*: Definition in der Geologie, wenn an den Polen und in den Hochgebirgen Gletscher existieren. Bezüglich den Eiszeiten kann man sagen, dass es in der Geschichte unseres Planeten derartige Vereisungen insgesamt fünfmal gab; zweimal im Präkambrium, zweimal im Erdaltertum und die noch anhaltende Eiszeit des Quartärs.

### 2.3 Proterozoikum

Während des *Proterozoikums* (2,5- 0,5 Mill. Jahren) war es für eine Milliarde Jahre erneut sehr viel heißer als in den meisten Phasen der Erdgeschichte, aufgrund von neuem atmosphärischen Treib-

hauseneffekt. Es bildeten sich älteste Pflanzen mit Zellkern (u.a. Einzeller). Am Ende dieses Äons erneut sehr starke Abkühlung  $\Rightarrow$  kälteste Periode der Erdgeschichte, in der es vor 650 Millionen Jahren zum 2. Massenaussterben kam.

## 2.4 Phanerozoikum

Das *Phanerozoikum* (500 Millionen Jahre bis heute) gliedert sich in die Ären:

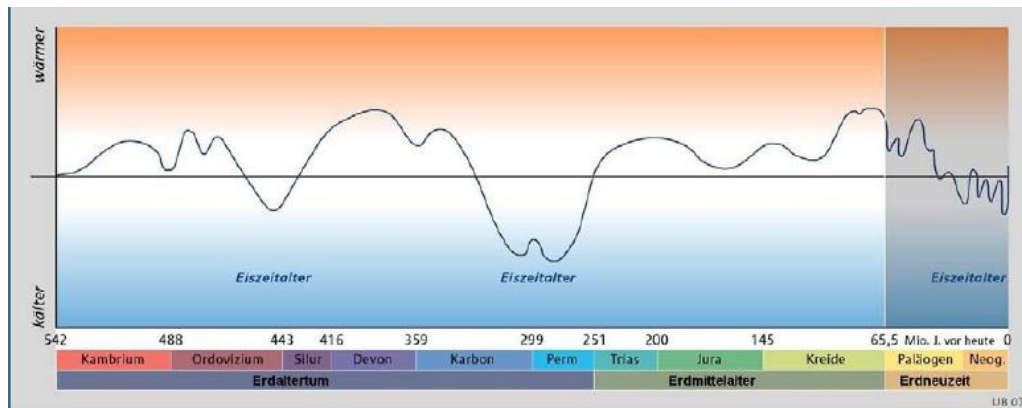


Abbildung 2: Temperaturüberblick über Phanerozoikum

### 2.4.1 Erdaltertum (Paläozoikum)

In diesem Abschnitt der Erdgeschichte (von 542 bis 251 Mio. Jahren vor heute) herrschte über eine lange Zeit ein wärmeres Klima als heute vor. Im *Kambrium* (600-510 Mio. Jahre vor heute) setzte jene Explosion der Lebensformen ein, mit der das Phanerozoikum begann  $\Rightarrow$  Muscheln, Krebse und erste Wirbeltiere. Vulkanexplosionen könnten die Erde aus ihrer eisigen Umklammerung befreit haben, indem sie riesige Mengen  $CO_2$  in die Atmosphäre beförderten und den Treibhauseffekt auslösten. Die Konzentration des Kohlendioxids war damals etwa drei Mal höher als heute. Ein zweiter Grund war, dass die Lage der Kontinente den Temperatúrausgleich zwischen Äquator und den Polregionen über lange Zeiträume nicht behinderte. Lediglich zwei Mal drifteten große Landmassen, Afrika und Gondwana, in die Gegend des Südpols und vereisten, wodurch zwei lange dauernde Eiszeitalter ausgelöst wurden. An der Wende zum *Erdmittelalter* fand das größte Artenaussterben der Erdgeschichte statt, das *Permische Eiszeitalter*, die *Mutter aller Naturkatastrophen*. Die Ursache waren wahrscheinlich sehr große und lang anhaltende Vulkanausbrüche, deren giftige Gase und Staubwolken zu extremen Veränderungen der Atmosphäre und des Klimas führten. Man nimmt an, dass über einen Zeitraum von etwa einer Million Jahre fast alle im Meer lebenden Arten, zwei Drittel aller an Land lebenden Arten und ein Drittel aller Insekten ausstarben.

### 2.4.2 Erdmittelalter (Mesozoikum, von 251 bis 65 Mio. Jahren vor heute)

Die Temperaturen waren dauerhaft höher als heute (im globalen Mittel ca.  $8 - 10^\circ C$ ), weil die Anordnung der Kontinente dem Temperatúrausgleich zwischen Tropen und polaren Regionen nicht mehr im Wege stand. Desweiteren war die Tierwelt auf dem Land, welche  $CO_2$  produzierte, ebenso eine Ursache für die hohen Temperaturen wie die Zunahme der Sonnenaktivität. Die Erde war vollkommen ohne Eisbedeckung und, weil kein Wasser auf dem Land fest gefroren war, lag der Meeresspiegel um etwa 80 Meter höher als heute. Über lange Zeit beherrschten tropische Wälder und Dinosaurier die Erde. Das Temperaturmaximum dürfte vor etwa 100 Mio. Jahren in der Kreidezeit erreicht worden sein (auch der Kohlendioxid-Gehalt erreichte Maximum). Beim Übergang zur *Erdneuzeit* kam es erneut zu einem großen Massenaussterben, bei dem etwa die Hälfte der Arten, unter ihnen die großen Dinosaurier, ausstarben. Als Ursache werden einerseits extreme Vulkanausbrüche in Indien, andererseits ein Meteoriteneinschlag in Mexiko vermutet.

### 2.4.3 Erdneuzeit (Känozoikum, Zeitalter der Säugetiere, 65 Mio. Jahre bis heute)

Das *Känozoikum* gliedert sich in *Paläogen*, *Neogen* und *Quartär*. Mit Beginn dieses Zeitalters begann jenes Eiszeitalter der Erde, in dem wir uns heute noch befinden (Känozoisches Eiszeitalter). Etwa mit dem Beginn der Erdneuzeit sind die klimatischen und geologischen Entwicklungen wesentlich besser fassbar als in älteren erdgeschichtlichen Epochen. Nach dem Massenaussterben der großen Saurier und vieler anderer Tierarten wurde es auf der Erde wieder kühler, aber immer noch wärmer als heute. Eine erneute ausgeprägte Warmphase vor etwa 55 Mio. Jahren wurde vermutlich durch die Freisetzung großer Mengen Methan aus dem Meeresboden ausgelöst. Darauf folgte eine mehr oder weniger kontinuierliche Abkühlung, die in erster Linie auf Kontinentalverschiebungen zurückgeführt wird. Während des *Neogen* driftete die Antarktis über einen Zeitraum von mehr als 10 Millionen Jahren zum Südpol und vereiste dabei zunehmend. Wie ein gigantischer Eiswürfel kühlte die Antarktis die angrenzenden Ozeane ab und die kalten Meeresströmungen ließen die Temperaturen weltweit sinken. Dramatische Formen nahm das jüngste Eiszeitalter erst während der letzten 2 Millionen Jahre an, in der Epoche des *Pleistozäns*. Aus der Sicht der Menschheitsgeschichte ist dies das Eiszeitalter im engeren Sinn, in dem nicht nur die Antarktis, sondern auch weite Teile der nördlichen Hemisphäre unter dauerndem Eis zu leiden hatte. Es ist von einem Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten (Glaziale und Interglaziale) geprägt, in dem die durchschnittlichen Temperaturen in einem Rhythmus von etwa 50000 bis 100000 Jahren um circa 11°C schwankten. Der Zeitraum von 11000 Jahren bis heute, ist der sogenannte *Holozän*. Dies ist die gegenwärtig noch andauernde warmzeitliche Epoche des Eiszeitalters, der die letzte Kaltzeit (Würm- oder Weichselkaltzeit) voranging und die seit ungefähr 10000 Jahren andauert. Es folgte ein Wechsel von relativ kalten (*Pessima*) und relativ warmen (*Optima*) Perioden bis zur Gegenwart. Herausragend warme Perioden waren das *Hauptoptimum* des Holozäns (4000-5000 und 6000-7000 vor heute) mit wärmeren Sommern als heute und warmen Wintern, das *Optimum der Römerzeit* und das *mittelalterliche Optimum*.

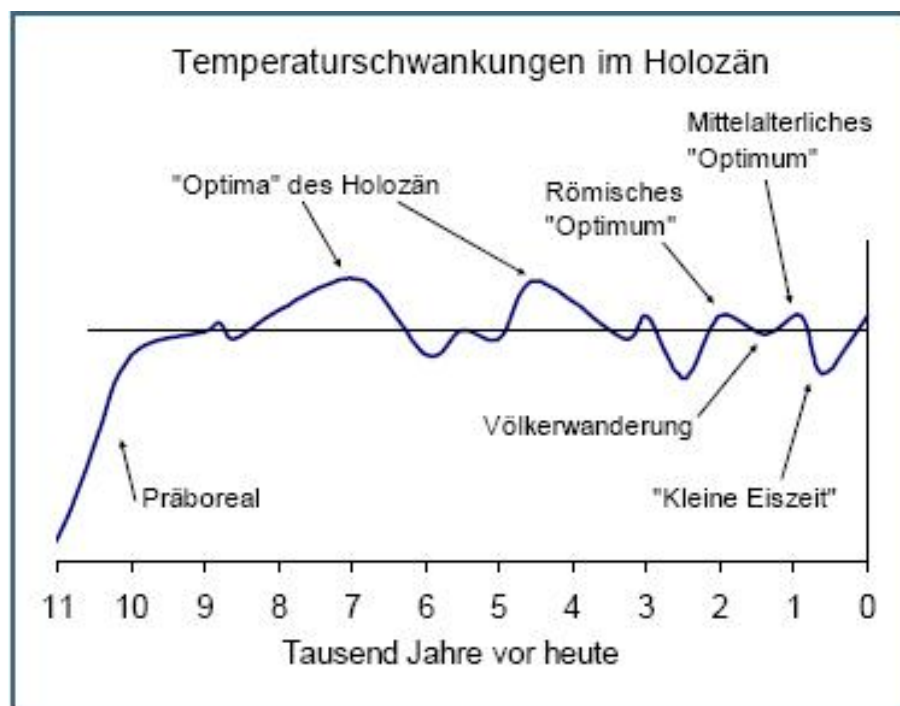


Abbildung 3: Temperaturverlauf während Holozän

- **Optimum der Römerzeit** (300 v. Chr.-400 n. Chr.)  
Während dieser Zeit waren die Alpenpässe den ganzen Winter passierbar (was Hannibal den Einfall in das *Römische Reich* erleichterte) und in England war es möglich den Weinanbau einzuführen. Im Gegensatz zur *Mittelalterlichen Warmzeit* war es im Optimum der Römerzeit zunächst niederschlagsreich und erst seit ca. 300 bis 400 n. Chr wesentlich trockener.
- **Mittelalterliche Warmzeit** (ca. 1000-1300 n. Chr.)

Gründe dafür waren das gehäufte Auftreten von Hochdruckgebieten (heiße Sommer, geringe Niederschläge, milde Winter) und eine starke Sonnenaktivität von 1100-1260 n. Chr. Man lag 1-2 Grad über dem Mittelwert der *Normalperiode* 1931-1960. Beispielsweise war der Sommer 1135 derart trocken, dass man zu Fuß die Donau passieren konnte.

- **Kleine Eiszeit (1300-1800)**

Wie bei der Warmzeit des Hochmittelalters muss man auch hier vorausschicken, dass wir es mit keiner konstanten Abkühlung zu tun haben, sondern mit einer vorherrschenden Tendenz; neben einer großen Zahl kalter und feuchter Jahre gab es auch normale Wetterperioden und sogar extreme Hitzejahre. Überwiegend gab es aber schneereiche, eiskalte und kaltfeuchte Winter. Ein weltweites Gletscherwachstum und eine Zunahme der Aridität war zu verzeichnen. Die globale Abkühlung führte freilich nicht überall zu Gletscherwachstum, sondern für trockene und tropische Gebiete kamen andere Erscheinungen  $\Rightarrow$  in Westafrika war weniger die Abkühlung als die Unregelmäßigkeit des Regenfalls bedrohlich ebenso wie im Mittelmeerraum die Dürre; Wüste, Sahara und Sahelzone verschoben sich mehrere 100 km nach Süden  $\Rightarrow$  Zunahme der Aridität kann als typisches Merkmal der globalen Abkühlung gelten.

Im Zuge der Kleinen Eiszeit gab es eine Totalvereisung großer Seen in China, das Zufrieren von Flüssen im Mittelmeerraum (Arno bei Florenz, Guadalquivir in Südspanien) und eine Veränderung der Flora und Fauna (höhere Getreidesorten erwiesen sich als anfällig gegenüber Feuchtigkeit und Winterkälte). Eine Serie von Naturkatastrophen führte zum *großen Hunger* von 1315-1322, da die langen kalten Winter die Vegetationsperiode verkürzten und anhaltender Regen die Ernte schädigten.

Die wichtigste Ursache für die kleine Eiszeit dürfte ein leichter Rückgang der Sonnenaktivität sein; Beobachtern in China, Japan und Korea fiel anhand von Aufzeichnungen das Ausbleiben von Sonnenflecken im späten 17. Jhd. auf. Als eine weitere Ursache gilt der Vulkanismus: Für die prekären Jahrzehnte zwischen 1580 und 1600 wurden fünf Ausbrüche identifiziert.

- **Globale Erwärmung: Moderne Warmzeit**

Seit dem Ausklingen der Kleinen Eiszeit gegen 1850 ist die mittlere Lufttemperatur weltweit um etwa 1°C gestiegen. Zum Teil ist der Temperaturanstieg ein natürlicher Vorgang. Der Mensch trägt jedoch zunehmend zur Klimaerwärmung bei. Der Internationale Klimarat *IPCC* (Intergovernmental Panel on Climate Change) geht davon aus, dass der größte Teil der Erwärmung, der seit etwa 1950 stattfand, vom Menschen ausgelöst wurde. Verantwortlich ist vor allem die Verstärkung des Treibhauseffekts durch den hohen Ausstoß von Treibhausgasen. Seit 1950 gab es eine exponentielle Steigerung der Anreicherung der Atmosphäre mit Kohlendioxid, Methan,  $CH_4$  und Stickoxiden. Zu dieser Zeit gab es bereits einige Treibhaustheorien; Arrhenius berechnete, dass bei einer  $CO_2$ -Gehalt-Halbierung in der Atmosphäre, es zu einer Reduzierung von 5 Grad Celsius kommen würde. 1957 legte Charles Keeling eine langjährige Messreihe vor. Keeling wollte damit die jahreszeitlichen Schwankungen der  $CO_2$ -Konzentrationen in der Atmosphäre nachweisen (Messbasis: Hawaii). Eher unerwartet wurde der Jahresrhythmus von einer zweiten Entwicklung überlagert: einem kontinuierlichem Aufwärtstrend  $\Rightarrow$  *Keeling-Kurve*. In den Warmzeiten der letzten 450000 Jahre lag die Kohlendioxid-Konzentration bei 280ppm, 1980 bei 350ppm. Die globale mittlere Oberflächentemperatur hat sich im Verlauf des 20. Jahrhunderts um 0,6° und in den letzten 25 Jahren um 0,2° bis 0,3°C erhöht. Darüber hinaus ist es zu einem deutlichen Rückgang des Gletschereises sowie der arktischen Eisdecke gekommen. Während Niederschläge in höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre zugenommen haben, haben sie in den subtropischen Gebieten Afrikas und Indonesiens abgenommen. Doch das mit Abstand deutlichste Signal globaler Erwärmung ist ein genereller Temperaturanstieg der obersten Ozeanschichten: So hat die globale mittlere Oberflächentemperatur der Ozeane (Sea Surface Temperature = SST) seit dem späten 19. Jhd. ungefähr um 1 Grad Celsius zugenommen. Es existieren mit Hilfe von Computermodellen errechnete Schätzungen, nach denen die globale Oberflächentemperatur bis zum Jahre 2100 zwischen 1,4 und 5,8°C zunehmen wird, wobei die Erwärmung der Landmassen größer sein wird als der globale Durchschnitt.

Während der Periode der globalen Erwärmung gab es zwischen 1940 und 1970 eine Phase der globalen Abkühlung (*Global Cooling*). Die Temperaturen gingen kontinuierlich zurück. In dieser Zeit waren Klimaforscher besessen von der Idee einer unmittelbar bevorstehenden Kaltzeit. Die Warmzeit des Holozäns schien mit 10000 Jahren schon unverhältnismäßig lange anzudauern (im Laufe des gesamten Quartärs hatten die Warmphasen scheinbar immer nur



etwa 10000 Jahre gedauert, während die restlichen 90000 Jahre des Milankovich-Zyklus von mehr oder minder großer Kälte geprägt war). Gründe für das *Global-Cooling* wurden nicht nur in natürlichen Ursachen gesucht. Für die Abkühlung wurde ein Filter-Effekt verantwortlich gemacht, der nicht mehr genügend Sonnenlicht auf die Erdoberfläche scheinen ließ  $\Rightarrow$  *Global Dimming*: Die Trübheit (turbidity) der Luft überwiege den Einfluss des ebenfalls von Menschen verursachten Ausstoßes von Treibhausgasen. Die Trübung der Luft durch vermehrten Nebel, Wolken und Smog führte zu einer Abkühlung von  $0,3^\circ$ . Der Staub in der Atmosphäre werde zwar auch durch natürliche Prozesse (Wüstenstürme) verursacht, aber wichtiger sind Effekte der großen Städte, Industrialisierung, Auto- und Flugzeugabgase.

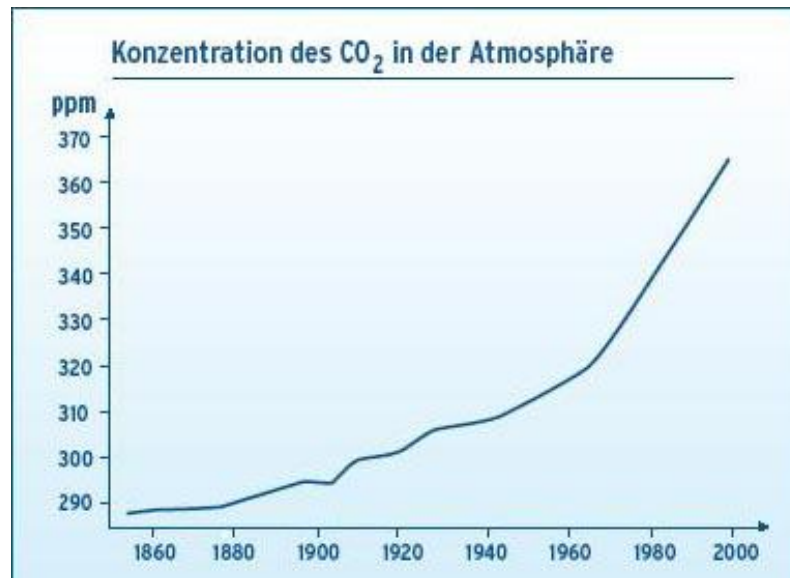


Abbildung 4: Anstieg der Kohlendioxidkonzentration; Keeling-Kurve

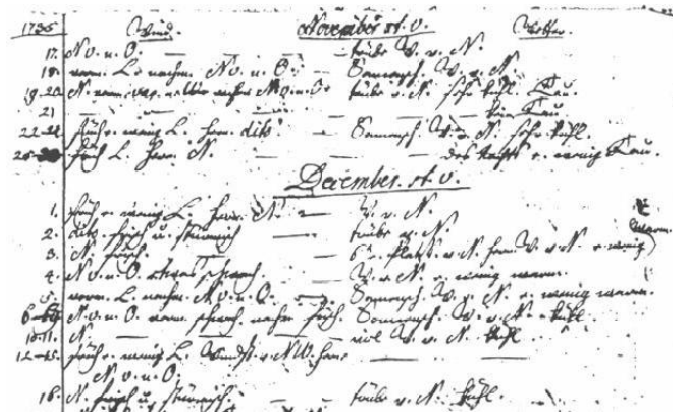
### 3 Quellen zur Klimageschichte

Als Quellen zur Klimageschichte bedient man sich sogenannter *Klimaarchive*: Unter diese Bezeichnung fällt alles, was Informationen über frühere Klimaverhältnisse speichert. Es wird zwischen direkten und indirekten Daten differenziert, wobei die indirekten Daten unter den Begriff *Proxydaten* fallen; aus diesen indirekten Daten können Klimaparameter nicht direkt abgelesen werden, sondern es bedarf Methoden der Klimarekonstruktion um aus diesen Klimaparameter zu entnehmen. Man unterscheidet grundsätzlich zwei Arten von Klimaarchiven:

#### 3.1 Klimaarchive der Gesellschaft

- bewusst angelegte Überlieferungen, die in öffentlichen oder privaten Archiven, Bibliotheken, Dateien usw. aufbewahrt wurden; wichtigste Archivträger waren in alten Zivilisationen Staatsverwaltungen und religiöse Einrichtungen.
- seit dem europäischen Mittelalter wurden in sehr vielen Städten Chroniken geführt, die u.a. Witterungsereignisse für die Nachwelt festhielten; zahlreiche Aufzeichnungen aus historischer Zeit hängen mit der Qualität der Ernte zusammen, direkte Beobachtung von Klimaereignissen wie erster Schneefall, Dauer geschlossener Schneedecke, Vereisung von Seen, Flüssen sogar Meeren, Daten über Wachstum von Pflanzen.
- durch Erfindungen u.a. des Thermometers (Galilei, 1597) und des Barometers (Torricelli, 1643) kam es zur instrumentellen Erhebung von Messdaten. Ein internationales Messnetz wurde erstmals in den 1650er Jahren aufgebaut; es wurden auch Windstärke, Feuchtigkeit, Auftreten von Nebel, Hagel und Regen dokumentiert.

- seit den 1960er Jahren Datenerfassung über Satelliten  
Die instrumentellen Messungen stellen direkte Daten dar; sie haben eine extrem hohe Auflösungsgenauigkeit (1 Tag oder kürzer).



**Abbildung 5:** Ein Beispiel für historische Aufzeichnungen sind die Wetterbeobachtungen für Teile des Novembers und Dezembers 1735 des deutschen Missionars in Madras (Indien)

### 3.2 Klimaarchive der Erde

Alle Archive der Erde sind Proxydaten. Wie bereits erwähnt, stellen sie keine meteorologischen Größen dar, deshalb müssen aus ihnen durch Transferfunktionen Klimaparameter abgeleitet werden.

- **Pollenanalysen**

Diese sind Analysen von Blütenstaub in Bodenproben. Auf diese Weise kann man die fossilen Pflanzenarten bestimmen. Durch Vergleich dieser Pflanzen mit dem Auftreten der Pflanzen in der Gegenwart lässt sich auf klimatische Bedingungen an diesem Standort zur damaligen Zeit schließen (Relativ weite Zurückdatierung möglich). Pollenuntersuchungen werden in Form von Pollendiagrammen dargestellt. Die Y-Achse gibt das Alter der Sedimente an; die relative Häufigkeit der verschiedenen Pollenkörner gibt die X-Achse an. Ein Problem für die Aussagekraft der Pollendiagramme ist, dass die verschiedenen Ausbreitungsfähigkeiten der einzelnen Pflanzenarten zu einer Unter- bzw. Überrepräsentation des dazugehörigen Pollens führen. Sind die Pollenkörner z.B. nur geringfügig vertreten, kann dies an dem seltenen oder entferntem Vorkommen dieser Art, aber auch an den Verbreitungsmechanismen des Pollens liegen.

Temperaturansprüche von Pflanzen: Efeu kommt heute auf Standorten vor, an denen im Juli etwa  $15^{\circ}\text{C}$  und im Januar  $-2^{\circ}\text{C}$  im Mittel nicht unterschritten werden. Die Stechpalme mindestens etwa  $12,5^{\circ}\text{C}$  mittlere Julitemperaturen und verträgt minimal etwa Null Grad Celsius Januartemperatur. Die Mistel hat auch ihre charakteristischen Temperaturen  $\Rightarrow$  aus dem Auftreten aller drei Arten lassen sich somit mittlere Minimaltemperaturen von ungefähr  $16^{\circ}\text{C}$  im Juli und  $0^{\circ}\text{C}$  im Januar schließen. Abschätzungen für Niederschlagsmengen aus Pollendaten sind bisher nur ansatzweise realisiert, da der Wasseranspruch bzw.-verbrauch der Gewächse u.a. von Temperatur, Luftfeuchte abhängig ist und kann zudem standortbedingt über verfügbares Grundwasser gedeckt werden.

- **Dendrochronologie**

Durch das unterschiedliche Wachstum im Sommer und im Winter entstehen Jahresringe; mit Beginn der Vegetationsperiode im Frühling bildet die Wachstumsschicht (Kambrium) nach innen große Zellen, die den Holzteil anwachsen lassen (Frühholz). Zum Herbst hin werden diese Tochterzellen immer kleiner (Spätholz), bis schließlich die Zellteilungen aufhören und der Baum sein Wachstum einstellt. Ein weiterer Jahresring beginnt zu entstehen, wenn im nächsten Frühling wieder größere Holzzellen gebildet werden, die an die kleinen aus dem letzten Herbst anschließen. Diese Wissenschaft (Dendrochronologie) nützt die Jahresringe von Bäumen oder gefundenem Holz, um Rückschlüsse auf das Klima zur Wachstumszeit des

Baumes zu machen. Man bedient sich der Tatsache, dass sich je nach Temperatur und Feuchtigkeit der Baum unterschiedlich gut entwickelt, was sich in der Ausprägung der Jahresringe widerspiegelt; ihre individuelle Prägung erhalten die einzelnen Baumringsequenzen von dem spezifischen witterungsklimatischen Verlauf und den Umweltverhältnissen, die innerhalb der einzelnen Jahre geherrscht haben. Je nach Weite der Jahresringe bei Bäumen kann man auf bessere oder schlechtere klimatische Bedingungen schließen (⇒ Jahresringe in der Zeit zwischen 1600 und 1700 sehr eng ⇒ Zeichen für Wachstumsreduktion ; damals kleine Eiszeit). Mit dieser Methode kann man Aussagen zum Klimaverlauf bis zu 12000 Jahre zurück machen.



Abbildung 6: Jahresringe eines Baumes

- **Korallenriffe**

Die Wachstumsschichten von Korallenriffen sind ähnlich den von Bäumen ebenfalls biologische Klimaarchive. Rings um den steilen Vulkankegel der Südseeinsel Tahiti, welche eine sehr junge Vulkaninsel ist, hat sich ein Ring von Korallenriffen gebildet. Sie bilden die Klimageschichte bis zurück zum Übergang von der jüngsten Eiszeit zur derzeitigen Wärmeperiode in unglaublich zeitlicher Auflösung ab. Wissenschaftler haben Bohrkerne von insgesamt mehr als 600 Meter Länge gewonnen, was den Messungen zufolge den vergangenen 17000 Jahren entspricht.

- **Meeres- und Seesedimente**

Grundsätzlich unterscheidet man zwischen klastischen (Sand), chemischen (Carbonate) und biogenen (Pollen, Korallenriffe) Sedimenten (Ablagerungen).

Die Klimaarchive in den Ablagerungen auf dem Grund der Ozeane reichen viele Hundert Millionen Jahre zurück. Unter *marinen Sedimenten* versteht man vom Land durch Flüsse, Gletscher, Massenbewegungen oder Wind in das Meer verfrachtetes Gesteinsmaterial, welches sich am Meeresboden ablagert oder die Sedimente bilden sich durch die Tätigkeit von im Meer lebenden Organismen (Foraminiferen, Korallen). Je nachdem, ob die Ablagerungen durch Abtragung auf dem Festland oder durch biologische Prozesse im Meerwasser ( Schalen von abgestorbenen Meeresamöben, den sogenannten Foraminiferen) entstanden sind, lassen sich zum Beispiel Temperaturen, Veränderungen des Erdmagnetfeldes, Meeresspiegelschwankungen oder Niederschlagsverhältnisse erforschen.

Zum Thema Seesedimente siehe *Sedimentanalysen*.

- **Eisbohrkerne**

Bei diesen Klimaarchiven geht es darum, aus der Kryosphäre (das Eis der Erde) durch Bohrungen Proben zu entnehmen und anhand dieser, mittels wissenschaftlicher Analysen, Informationen über vergangene Klimaverhältnisse zu machen. Mehr dazu siehe *Analyse der Eisbohrkerne*.



Abbildung 7: Eisbohrkern

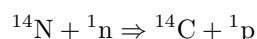
## 4 Methoden zur Klimarekonstruktion

### 4.1 Datierung durch Isotope

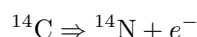
Zu den Methoden um Proben durch Isotope zu datieren, zählen u.a. die Radiokarbon- ( $^{14}\text{C}$ ), die Kalium-Argon-, Uran-Blei-, und die Luminiszenzmethode.

#### 4.1.1 Radiokarbonmethode

In der Natur kommen die drei Kohlenstoffisotope  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$  vor. Die Erde ist ständig der kosmischen Strahlung ausgesetzt. Trifft diese Strahlung auf die obersten Schichten der Erdatmosphäre, erzeugt diese freie Neutronen. Diese wiederum reagieren mit dem in der untersten Atmosphäre zu etwa 80% in der Luft enthaltenem Stickstoff.



Da es sich beim  $^{14}\text{C}$  um ein radioaktives Isotop handelt, ist dieses nicht stabil und zerfällt unter Abgabe eines Elektron in das Ausgangselement Stickstoff ( $\beta$ -Zerfall).



Mit Hilfe der  $^{14}\text{C}$ -Methode ist es möglich, das ungefähre Alter organischer Fundstücke zu berechnen. Hierbei macht die Methode sich das stabile Verhältnis von  $^{14}\text{C}$  zu  $^{12}\text{C}$  zu Lebzeiten eines Organismus und den Zerfall des  $^{14}\text{C}$ -Isotops nach dessen Tod zu Nutzen. Mit Hilfe der bekannten Halbwertszeit von 5730 Jahren und des Zerfallsgesetzes kann durch einfaches Rechnen das ungefähre Alter der Probe berechnet werden. Die Datierung ist für bis zu 50000 Jahre alte Proben (ungefähr acht bis neun Halbwertszeiten) möglich, danach ist die Menge des vorhandenen  $^{14}\text{C}$  bereits zu gering.

Nachdem das  $^{14}\text{C}$  in der Atmosphäre gebildet wurde, verbindet es sich dort mit dem vorhandenen Sauerstoff zu  $^{14}\text{CO}_2$ , welches durch die Fotosynthese der Pflanzen in die Biosphäre gelangt. Durch die Nahrungsaufnahme und den Stoffwechsel stellt sich bei den Lebewesen auf Dauer dieselbe Verteilung der Kohlenstoffisotope ein, wie sie in der Luft vorhanden ist. Wenn ein Organismus nun stirbt, also kein weiterer Austausch mit der Umwelt stattfindet, nimmt er kein weiteres  $^{14}\text{C}$  mehr auf, so dass sich durch den Zerfall des vorhandenen  $^{14}\text{C}$  das Verhältnis zwischen  $^{12}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$  ändert. Nun kann man mit Hilfe des Verhältnisses des beiden Isotope und Kenntniss der Halbwertszeit die Zeitspanne berechnen, die seit dem Tod des Organismus vergangen ist.

$$\left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{Mess}} = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{Atmosphäre}} \cdot e^{-\lambda_{14}t}$$

Um aus diesem Gesetz nach Messung des Isotopenverhältnisses das Alter der Probe zu berechnen zu können, muss noch der Faktor  $\lambda_{14}$  (*Zerfallskonstante*) aus dem Zerfallsgesetz bestimmt werden, wobei man sich die bekannte Halbwertszeit von 5730 Jahren zu Nutze macht.

#### 4.1.2 Untersuchungsmethoden für eine $^{14}\text{C}$ - Altersbestimmung

- **Zählrohrmethode**

Kohlenstoff wird nach chemischer Reinigung zu  $\text{CO}_2$  verbrannt, welches direkt im Geiger-Müller-Zählrohr eingefüllt wird. Zerfällt nun ein im  $\text{CO}_2$  enthaltener  $^{14}\text{C}$ -Kern, wird durch die Ionisierung (Abgabe eines Elektrons) ein elektrischer Impuls gemessen. Man misst also die  $^{14}\text{C}$ -Zerfälle in einer bestimmten Zeiteinheit  $\Rightarrow$  *Aktivität A*

$$t = \frac{\ln \frac{A_0}{A_t}}{\lambda_{14}}$$

Man benötigt eine Probengröße von mehreren Gramm.

- **Beschleunigermassenspektrometernachweis**

Messung kleinster Isotopenverhältnisse bis zu  $10^{-15}$  erlaubt; Nachweis von  $^{14}\text{C}$ -Atomen möglich ohne ihren Zerfall abwarten zu müssen; die Messzeit bei dieser Methode beträgt wenige Minuten im Gegensatz zu mehreren Tagen bei der Zählrohrmethode. Die Probengröße bei der AMS (Accelerator Mass Spectrometry) beträgt nur wenige Milligramm. Dabei werden die Isotope voneinander getrennt und jedes in einem Detektor nachgewiesen. In der Ionenquelle werden positiv geladene Ionen auf ein Target hin beschleunigt, das die zu untersuchende Probe enthält. Dabei werden neutrale, sowie einfach und mehrfach geladene Fragmente erzeugt. Für die AMS sind nur die negativ geladenen Ionen von Interesse, da es kein negatives Stickstoff-Ion gibt und es so zu keiner Verwechslung von  $^{14}\text{C}$  und  $^{14}\text{N}$  aufgrund der gleichen Masse kommen kann. Als Ionenstrahl werden häufig  $\text{C}_s^+$ -Ionen verwendet, da diese gerne Elektronen abgeben. Im Massenspektrometer werden unerwünschte Massen herausgefiltert. Dies geschieht aufgrund der Lorentzkraft. So werden alle Ionen mit Masse 14 herausgefiltert. Das Problem, das sich dabei ergibt, ist, dass  $^{12}\text{CH}_2$  auch die Masse 14 hat, aber aus  $^{12}\text{C}$  besteht. Im Tandembeschleuniger werden die Ionen auf hohe Energien beschleunigt. Dabei werden sie in der Mitte des Beschleunigers umgeladen, wodurch die Beschleunigungsstrecke doppelt ausgenutzt werden kann. Die Umladung geschieht an einer dünnen Folie oder einer Gasstrecke. Dabei werden den Ionen beim Passieren Außenelektronen abgestreift. So entstehen einfach oder mehrfach positiv geladene Ionen. Außerdem werden die chemischen Bindungen aufgebrochen, so dass das Problem mit  $^{12}\text{CH}_2$  gelöst ist. Hinter dem Tandembeschleuniger befindet sich ein zweites Massenspektrometer, das die Molekülfragmente, die durch den Stripingprozess entstanden sind, nach Massen selektiert und in die entsprechenden Detektoren für  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$  weiterleitet. Vor dem  $^{14}\text{C}$ -Detektor befindet sich zusätzlich noch ein Wien-Filter. Er dient dazu eventuell noch vorhandene  $^{12}\text{C}$ -Ionen endgültig herauszufiltern. Durch Stöße mit den Restgasatomen im Tandembeschleuniger kann es sein, dass  $^{12}\text{C}$ - und  $^{14}\text{C}$ -Ionen dieselbe Energie haben. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Masse, müssen sie jedoch auch eine unterschiedliche Geschwindigkeit haben. Der Wien-Filter besteht aus einem magnetischen und einem senkrecht dazu stehenden elektrischen Feld. Aufgrund der Lorentzkraft selektiert er die ihm passenden Ionen nun nach ihrer Geschwindigkeit, d.h. nur Ionen mit einer bestimmten Geschwindigkeit können ihn passieren.

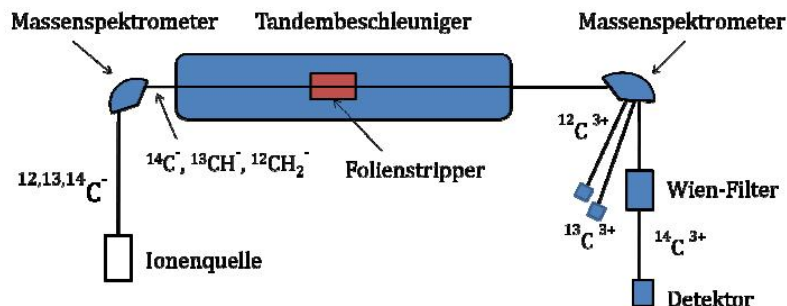


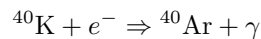
Abbildung 8: AMS

### 4.1.3 Kalium-Argon-Methode

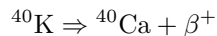
Diese Methode ist eine radiometrische Altersbestimmung, mit der man das geologische Alter von Gesteinen ermittelt. Es können Gesteine mit einem Alter von 200 bis 800 Millionen Jahre datiert werden. Bei Erzen, die schon bei ihrer Entstehung Blei enthalten, wird vielfach die K-A-Methode benutzt. 11% des  $^{40}\text{K}$  zerfällt mit einer Halbwertszeit von  $T_H = 1,28 \cdot 10^9 a$  in  $^{40}\text{Ar}$ . 89% zerfallen in  $^{40}\text{Ca}$  und sind für die Altersbestimmung unbrauchbar, da  $^{40}\text{Ca}$  als Grundelement in fast allen Gesteinen vorkommt. Unter Berücksichtigung, dass  $^{40}\text{Ar}$  nur in 11% der Zerfälle von  $^{40}\text{K}$  als Tochtersubstanz auftaucht, kann auch hier eine Altersbestimmung gemäß den Zerfallsgesetzen realisiert werden.

Zur Bestimmung des aktuellen Verhältnisses von  $\frac{N(^{40}\text{Ar})}{N(^{40}\text{K})}$  wird die zuvor mit einem Laser erhitzte Gesteinsprobe in einem Kernreaktor mit Neutronen beschossen. Schnelle Neutronen lassen hierbei aus  $^{40}\text{K}$  das Isotop  $^{39}\text{Ar}$  entstehen. Ist die Probe abgekühlt, kann man aus dem Gemisch von gasförmigen  $^{39}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ar}$  das Verhältnis  $\frac{N(^{40}\text{Ar})}{N(^{39}\text{Ar})}$  in einem Arbeitsschritt bestimmt werden. Je mehr  $^{39}\text{Ar}$  nachgewiesen wird, desto höher war zuvor der Kaliumanteil im Mineral.

$^{40}\text{K}$  zerfällt gemäß folgender Zerfallsgestze zu  $^{40}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ca}$



wobei  $\lambda_\epsilon = 0,582 \cdot 10^{-10} \frac{1}{a}$



wobei  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \frac{1}{a}$

$$t = \frac{1}{\lambda} \left( 1 + \frac{\lambda}{\lambda_\epsilon \cdot \frac{^{40}\text{Ar}_t}{^{40}\text{K}_t}} \right)$$

wobei  $\lambda = \lambda_\epsilon + \lambda_\beta$

Ist also das Verhältnis von Tochterisotop  $^{40}\text{Ar}$  zu Mutterisotop  $^{40}\text{K}$  durch Messung bekannt, kann das Alter berechnet werden.

### 4.1.4 Lange Zerfallsreihen radioaktiver Isotope

- **Thorium-230**

Thorium-Methoden eignen sich zur Datierung von Meeressedimenten. Das Uran im Meerwasser zerfällt in das Thorium 230, das sich in die Sedimente auf dem Meeresgrund einlagert. Thorium 230 ist ein Glied der Zerfallsreihe von Uran 238; es besitzt eine Halbwertszeit von 800000 Jahren.

- **Uran-Blei-Methode**

Die Methode wird am häufigsten für Proben aus dem Präkambrium, zum Beispiel irdisches Gestein oder auch Meteoriten, benutzt; sie basiert auf dem radioaktiven Zerfall von U 238 in Blei 206 (Uran-Radium-Reihe) und von Uran 235 in Blei 207 (Uran-Actinium-Reihe). Die verschiedenen instabilen Zerfallsprodukte in diesen Reihen sind viel kurzlebiger als das jeweilige Uran-Isotop am Anfang der Reihe. Für die Altersbestimmung spielen daher nur die Halbwertszeiten der Uran-Isotope eine wesentliche Rolle. Man stellt sowohl für Blei 206 als auch für Blei 207 das Zerfallsgesetz auf und durch mathematische Umformungen gelangt man zur Gleichung:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \cdot \frac{e^{-\lambda_{235}t} - 1}{e^{-\lambda_{238}t}}$$

Aus dieser Gleichung lässt dich durch iterative, numerische oder graphische Verfahren das Alter  $t$  bestimmen. Besonders interessant ist dabei, dass zur Bestimmung des Alters mit dieser Gleichung nur das Verhältnis der beiden Blei-Isotope gemessen werden muss, da das natürliche Uran-Isotopen-Verhältniss auf der Erde homogen und bekannt ist. Da Isotopenverhältnisse eines Elements viel genauer bestimmt werden können, als das verschiedener Elemente, ist diese Methode besonders genau.

Ein weiterer Vorteil dieser Methode ist, dass die Zerfallskonstanten von Uran mit einer Genauigkeit im Promillebereich bekannt ist, während die Zerfallskonstanten anderer zur Datierung

verwendeter radioaktiver Elemente in der Regel nur mit einer Genauigkeit im Prozentbereich bekannt sind.

#### 4.1.5 Luminiszenzmethode

Der große Vorteil dieser Methode gegenüber der Radiokarbonmethode ist, dass diese Methode für klastische Sedimente ohne Karbonat oder organischem Material geeignet ist (z.B. Flussterassen, Moränen), einem Sedimenttyp, dem man als Geologe sehr oft gegenübersteht.

In allen Gesteinen befindet sich ein geringer Anteil radioaktiver Elemente wie Thorium, Uran oder Kalium, deren Atomkerne mit der Zeit zerfallen und dabei Energie freigeben. Diese Energie löst aus umgebenden Atomen Elektronen ab, die sich unter dem Einfluss von Tageslicht frei bewegen und die *Löcher*, die sie zurücklassen, auch wieder auffüllen können. Beim Auffüllen eines Loches gibt das Elektron Energie in Form von Licht ab. Wenn aber die äußere Anregungsenergie des Tageslichtes fehlt, bleiben die abgelösten Elektronen in Verunreinigungen oder Defekten im Kristallgitter des Minerals stecken. Da die radioaktiven Elemente weiter aktiv sind, sammeln sich während der Dunkelheit immer mehr Elektronen in den Kristalldefekten an. Bei erneutem Kontakt mit Licht, werden diese Elektronen befreit, füllen die zurückgelassenen Löcher wieder auf und geben dabei Licht ab. Dabei gilt: Je länger das Gestein im Dunkeln lag, desto mehr Licht wird bei erneutem Lichtkontakt abgegeben. Es werden Gesteine geborgen, welche für Jahrhunderte oder Jahrtausende vom Tageslicht abgeschirmt waren. Im Labor beleuchtet man die Gesteinsmineralien mit Infrarotstrahlung und misst das *kalte Leuchten* der Mineralien. Je höher die Intensität, desto länger war das Gestein im Dunkel. Während dieses Prozedur, angefangen mit dem Bergen der Gesteine, dürfen die Mineralien nicht dem Tageslicht ausgesetzt werden. Dadurch würde die Gesteinsuhr auf Null zurückgesetzt werden.

Die Wirksamkeit dieser Methode reicht maximal 100000 Jahre in die Vergangenheit.

## 4.2 Sedimentanalysen

*Sedimentierung* ist das Ablagern/Absetzen von Teilchen aus Flüssigkeiten/Gasen unter dem Einfluss der Schwerkraft (oder Fliehkraft in Zentrifuge); Bildet sich zuunterst eine Schicht von Schwebstoffen, so nennt man diesen Bodensatz *Sediment*

Sedimente lassen sich nach ihrer Entstehung in 3 Hauptgruppen unterteilen: klastische, chemische und biogene Sedimente. Neben ihrer Entstehung ist der Ablagerungsort eine weitere wichtige Einteilungsmöglichkeit  $\Rightarrow$  fluviatile, marine, aeolische, glaziale Sedimente.

Die Sedimentanalysen sollen am Beispiel der *Seesedimente* veranschaulicht werden.

- **Korngrößenanalysen**

Eine Möglichkeit zur Analyse feinsten Lagen ist die *Korngrößenanalyse* mittels digitaler Bilderkennung. Hierfür werden Teilstücke aus den Bohrkernen ausgestochen und zu petographischen Dünnschliffen präpariert. Diese werden unter dem Mikroskop abfotografiert, um die einzelnen Mineral- und Gesteinskörner digital zu detektieren und deren Größe und Form zu vermessen.

Die wichtigsten Parameter sind die mittlere und maximale Korngröße, die Kornanzahl sowie die Korngrößenverteilung und die Sortierung einer Probe. Jeder Transportprozess sortiert das Sediment, da große Körner (Sand und Kies) unter dem Einfluss der Schwerkraft schnell absedimentieren, während kleine Körner (Ton und Silt) weit transportiert werden können. Der Durchmesser sowie die Dichte des sinkenden Partikels sind die steuernden Größen. Partikel mit einem höheren spezifischen Gewicht sinken schneller als gleich große, aber leichtere Partikel.

Korngrößenanalysen beschreiben Transportprozesse; Prozesse des Sedimenttransportes in einem See können aus den Korngrößen rekonstruiert werden.

- **Geochemische Analytik**

Die geochemische Zusammensetzung liefert Informationen über die Herkunft von Gesteinsproben, aber auch über die Nährstoff- und Sauerstoffgehalte eines Sees in der Vergangenheit. Von großer Bedeutung sind die Elemente Calcium und Schwefel. Schwefel repräsentiert in Verbindung mit Eisen das Mineral Pyrit ( $FeS_2$ ), das stark reduzierende Bedingungen im Tiefenwasser anzeigt, d.h. Ausbildung eines sauerstofffreien Bodenwassers. Zur Charakterisierung von Zeiten mit schlechter Tiefenwasserdurchlüftung wird daher Schwefel verwendet.

- **Wellenerosion**

Bei sehr starken Winden werden hohe Wellen beobachtet und durch den Wellenschlag wird feinkörniges Sediment (Silt bis Tonfraktion) vom Ufer mit der Strömung in die Mitte des Sees transportiert. Um auf diese Weise auch schwerere Körner zur Position der Bohrung zu transportieren, ist allerdings eine sehr große Strömungsgeschwindigkeit des Wassers über einen Zeitraum von etwa einer halben Stunde nötig ( $\Rightarrow$  extrem hohe Windgeschwindigkeit).

- **Windstaubsedimente**

Diese sind extrem gut sortiert, da die Körner aus der Staubwolke in Abhängigkeit von Korngröße und -dichte ausfallen. Dadurch werden grobe Körner dicht am Ausblasungsgebiet als Flugsand sedimentiert, während Körner der Siltfraktion über mehrere Kilometer transportiert werden. Eine Lösslage (als Löss bezeichnet man Stäube, welche durch kalte Winde bodennah transportiert werden) hat über die gesamte Dicke die gleiche Korngrößenzusammensetzung und repräsentiert einen einzelnen Staubsturm mit einer Dauer von Stunden oder Tagen.

- **Hochwasserlagen und fluviatile Sedimente**

Starke Niederschläge führen zu verstärktem Sedimenttransport in Gewässern, die einen Zufluss besitzen. Aus dem gesamten Einzugsgebiet des Zuflusses werden Partikel von Sand-, Silt- und Tonkorngröße ins Maar eingetragen. Das grobkörnige Material der Suspensionslösung setzt sich gravitativ direkt in Ufernähe ab. Die Ton- und Siltfraktion kann aber als Schwebfracht in der Wassersäule bis in das Seezentrum transportiert werden. Extreme Hochwasser können auch Feinsand bis in das Zentrum eines Maars transportieren. Suspensionslagen von Winterhochwassern sind vor allem klastisch geprägt. Dagegen charakterisieren sich Sommerhochwasserlagen durch eine deutliche Anreicherung von feinstem organischem Material. Ein wichtiges Kriterium zur Unterscheidung der Hochwasserlagen von Trübeströmen (Turbiditen) ist das Vorkommen von einzelnen groben Komponenten in der gesamten Schicht, da die Hochwasser über Tage immer wieder neue Sedimentfracht in den See eintragen, während Turbidite ein singuläres Ereignis sind und über einer grobkörnigen Basislage kontinuierlich feinkörniger werden.

- **Schutt und Geröll**

Grobkörniges Material in Sand- und Kieskorngröße kann (durch die bereits beschriebenen Transportprozesse) nicht in das Seezentrum gelangen. Trotzdem finden sich in dort genommenen Bohrkernen immer wieder Lagen mit grobem Material. Im Wesentlichen tragen dazu zwei unterschiedliche Prozesse bei: Entweder ist der See während äußerst kalter Winter zugefroren und das Sediment kann über die zugefrorene Seefläche ausgetragen werden, oder das Sediment wird durch Hangfließen direkt in einen Restsee mit extrem abgesenktem Wasserspiegel transportiert. Bachläufe können während extrem kalter Winter über den zugefrorenen See fließen und ihre Geröllfracht auf dem Eis ablagern.

- **Bohrungen**

Bohrungen in den heute noch offenen Maarseen erfolgen von einer schwimmenden Plattform mit Dreibein. Zur störungsfreien Kernung der obersten, stark wasserhaltigen Sedimente wird ein Gefrierverfahren eingesetzt, bei dem ein zwei Meter langes Schwert über ein Gestänge in das Sediment gedrückt wird; dabei wird in das Schwert  $-80^{\circ}\text{C}$  kaltes Flüssiggas gepumpt, woraufhin das Sediment an der Metalloberfläche angefroren wird und dabei die stark wasserhaltige, fast flüssige oberste 20cm-Schicht ungestört entkernt wird  $\Rightarrow$  *Freeze-Kerne* (maximal zwei Meter lang, 1000 Jahre alt). Längere Kerne bis 10m Tiefe können mit einem Rammverfahren realisiert werden; dabei wird ein 2m langes Kernrohr in das Sediment geschlagen, anschließend auf die Plattform zurückgezogen und in diesem Loch wird wieder das Kernrohr reingeschlagen (bereits 4m tief) usw. Für Bohrungen bis 150m Tiefe verwendet man Seilkernbohrungen.

### 4.3 Datierung der Sedimente

- **Die letzten 50 Jahre anhand von  $^{137}\text{Cs}$**

Kernwaffenversuche um 1963 und die Tschernobyl-Katastrophe 1986 führten zu einem weltweiten Anstieg des Cäsiumisotops  $^{137}\text{Cs}$  in der Atmosphäre und im Niederschlag (*radioaktiver Fallout*). Dieses künstliche radioaktive Kernspaltungsprodukt kommt normalerweise in Sedimenten nicht vor, die Anreicherungen in den Ablagerungen der Jahre 1963 und 1986 sind aber



selbst heute noch als Markerlagen in Sediment- und Bodenprofilen weltweit eindeutig nachweisbar und zu den den wichtigsten Leithorizonten der letzten 50 Jahre geworden. Analysen der Kerne weisen Maxima der  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität in den Jahren 63 und 86 nach.

- **Die letzten 100 Jahre anhand von  $^{210}\text{Pb}$**   
Das Bleiisotop  $^{210}\text{Pb}$  entsteht aus dem Zerfall eines Isotops des Edelgases Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ), welches über eine Uran- und Radiumzerfallskette in der Erdkruste entstanden ist und als Gas in die Atmosphäre entweicht. Dort bildet sich  $^{210}\text{Pb}$ , welches dann mit Regenfällen ausgewaschen wird und sich in regenwassergespeisten Systemen anreichert.  
⇒  $^{210}\text{Pb}$  ist daher in allen jungen Sedimenten der Erdoberfläche natürlich vorhanden. Die Halbwertszeit beträgt aber nur 22 Jahre, sodass es schon in Sedimenten, die lediglich 100 Jahre alt sind, nicht mehr nachgewiesen werden kann.
- **Die letzten 55000 Jahre anhand von  $^{14}\text{C}$**   
Diese Datierung ist die am häufigsten eingesetzte bei den Seesedimenten. Mit dieser Methode kann biogener Kalk ( $\text{CaCO}_3$ ) aber auch jede pflanzliche Substanz aus organischem Kohlenstoff datiert werden, d.h. Algen, Blattreste, Samen und Holz. Somit kann man anhand des  $^{14}\text{C}$ - Anteils biogene Partikel in den Seesedimenten, aber ebenso Knochen oder Baumstämme datieren. Wenn die Bildungsrate von  $^{14}\text{C}$  in der Atmosphäre immer konstant wäre, müssten Jahresringzählungen und die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Ringe immer genau übereinstimmen. Leider ist diese Voraussetzung aber nicht gegeben, da die Produktion dieses Kohlenstoffisotops in der Atmosphäre sich mit Änderungen der Intensität der Höhenstrahlung, der Sonnenstrahlung und des Erdmagnetfeldes in der Vergangenheit häufig geändert hat.
- **Tephrochronologie**  
Diese ist eine Datierungsmethode mit Hilfe der vulkanischen Asche (*Tephra*); sie beschränkt sich auf jüngere vulkanische Aktivitäten innerhalb des Quartärs. Ein relativ bekannter Eich-Horizont ist die Tephra des Laacher-See-Vulkans, der 10983 v.Chr ausgebrochen ist und weite Teile Mitteleuropas mit einer Ascheschicht bedeckte. Die Aschen haben eine typisch chemisch-mineralogische Zusammensetzung, nämlich einen hohen Silizium-, Calcium-, und Kaliumgehalt.

## 4.4 Analyse der Eisbohrkerne

### 4.4.1 Begriffserklärung

Diese Art der Klimadatenerfassung ist eine sehr junge aber zugleich eine der wichtigsten und genauesten Methoden. Dabei werden Bohrungen in die riesigen Landeisschilde der Erde, in die Kryosphäre (das Eis der Erde) unternommen, und die entnommenen Eisbohrkerne werden untersucht. Mit der Eisbohrkernanalyse kann man bis zu 1 Millionen Jahre in der Vergangenheit Aussagen über das Klima machen. Von Jahr zu Jahr setzt sich eine neue Schicht Eis ab. Riesige Eisschilde sind vor allem in der Antarktis und in Grönland zu finden. Einige haben eine Dicke von 3000m und sind mehrere hunderttausend Jahre alt (das Eis in 3623m Tiefe hat ein Alter von 400000 Jahren). Je tiefer eine Jahresschicht im Eis liegt, desto älter und dünner ist sie, da das Gewicht der darüber liegenden Schichten sie zusammendrückt und zur Seite fließen lässt.

Die Wahl eines geeigneten Bohrstandortes ist wichtiger Teil jedes Bohrvorhabens. Bestimmend für die Menge der zu gewinnenden Daten ist die Dicke des Eisschildes und damit auch die mögliche Länge des Bohrkerns. Einen entscheidenden Einfluss auf die Qualität des Bohrkerns hat die Topographie des Untergrunds; ein möglichst flacher Untergrund wird im Normalfall bevorzugt, da an einer solchen Stelle Störungen in den Eisschichten durch Eisbewegungen minimiert werden. Außerdem ist die Wahl eines Standortes in der Nähe des Zentrums der Eisentstehung (Eisscheide) von Vorteil, da in dieser Region laterale Eisbewegungen minimal sind. An diesen Stellen kann es aber auch durch den Auflastdruck zu plastischen Deformationen des Eis, vor allem zu Kompressionsvorgängen kommen. Dies verschlechtert mit zunehmender temporaler Tiefe die temporale Auflösung der Kerne.

Die Idee, dass ein Eiskern ein Archiv mit Klimainformationen darstellt, geht auf die im Jahre 1930 bis 1931 durchgeführte Grönlandexpedition von Alfred Wegener zurück. Einer der beteiligten Wissenschaftler untersuchte in einer 15m tief gegrabenen Grube die jährlichen Jahresschichten.



**Abbildung 9:** Bohrstation in der Antarktis

#### 4.4.2 In Eisbohrkernen enthaltene Informationen

- **Gasanalysen**

In kleinen Luftbläschen findet man heute noch Luft, die vor Jahrtausenden eingeschlossen wurde. Von Interesse sind Spurengase; untersucht werden die Konzentrationen von Kohlendioxid und Methan (haben relativ hohe Verweilzeit), da diese in ihrer Rolle als Treibhausgase einen wichtigen Einfluss auf das damals herrschende Klima hatten. Es kann grundsätzlich angenommen werden, dass die eingeschlossene Luft der Zusammensetzung der Atmosphäre zur Bildungszeit entspricht.

- **Analyse-Methoden von Spurengasen**

Früher wurde das Eis vor der eigentlichen Analyse geschmolzen, was zu einem relativ großen Analysefehler führte. Heute wird die Bestimmung durch die Trockenmethode durchgeführt, indem Eis eines bestimmten Bohrkernabschnittes in einem Vakuum zertrümmert wird und die ausgetretenen Gase durch Gas-Chromatographen oder mit Hilfe eines Laser-Infrarot-Spektrometers gemessen werden. Der analytische Fehler kann mit diesen neuen Methoden niedrig gehalten werden (3%); Fehler treten beispielsweise durch molekulare Diffusion auf, da das eingeschlossene  $CO_2$  nicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre ist.

- **Sauerstoff-Isotopen-Methode**

Eine Temperaturanalyse geschieht unter anderem mit Hilfe des  $\delta^{18}O$ -Signals:

$$\delta^{18}O = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{Probe} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{Standard}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{Standard}} \cdot 1000\text{‰}$$

Das Verhältnis der beiden Isotope  $^{18}O$  und  $^{16}O$  in den Sedimenten ist von der Temperatur abhängig, bei dem die Sedimente entstanden sind. Als Standard des  $\delta^{18}O$ -Signals wird das Isotopenverhältnis des *Standard Mean Ocean Water (SMOW)* verwendet. Das Isotopenverhältnis der beiden im Wasserdampf in der Atmosphäre sowie im Wasser aller Gewässer ist regional unterschiedlich, denn beim Verdunsten von Wasser tritt ebenso wie bei der Kondensation eine *Isotopenfraktionierung* auf (Verschiebung der Häufigkeit der Isotope eines Elements, hervorgerufen durch physikalisch/chemische Prozesse). Beim Verdampfen geht das leichtere Isotop bevorzugt in Dampf über, bei der Kondensation (z.B. Wolkenbildung, Regen) geht bevorzugt das schwerere Isotop in die flüssige Phase. Die Isotopenfraktionierung ist temperaturabhängig, so dass Niederschläge in kühlen Regionen ein niedriges  $\frac{^{18}O}{^{16}O}$ -Verhältnis haben als in Gegenden mit heißerem Klima.

- **Weitere Informationen aus Eisbohrkernen**

Die Dicke der einzelnen Jahresschichten (abgesehen davon, dass die älteren dünner sind) lassen Rückschlüsse auf die jeweilige Niederschlagsmenge zu. Bei der Untersuchung der Eisbohrkerne werden auch immer wieder dünne Schichten Staub entdeckt; diese stammen meistens von sehr großen Vulkanausbrüchen. Noch genauer kann man vulkanische Ablagerungen bestimmen, indem man die *elektrische Leitfähigkeit* des Eises feststellt. Diese gibt Informationen über die Menge der vulkanischen Ablagerungen und somit über die Vulkanausbrüche

der Vergangenheit.

Die Isotope  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  und  $^{36}\text{Cl}$  sind die wichtigsten kosmogenen Isotope für die Eisbohrkernanalyse. Während  $^{14}\text{C}$  sich 50-200 Jahre in der Atmosphäre halten kann bis es in den globalen Kohlenstoffkreislauf aufgenommen und abgelagert wird, kommt es bei  $^{10}\text{Be}$  innerhalb weniger Wochen nach Entstehung zur völligen Auswaschung aus der Atmosphäre. Dies führt dazu, dass  $^{10}\text{Be}$  als Niederschlagsproxy verwendet wird. Da man bei einer gleich bleibenden Menge kosmischer Strahlung von einer konstanten Produktion von  $^{10}\text{Be}$  ausgehen kann, lassen Schwankungen in der Konzentration dieses Isotops in Eisbohrkernen einen Rückschluss auf die Niederschlagsmenge zu. Eine hohe Niederschlagsmenge und damit auch eine hohe Akkumulationsrate hat demnach eine niedrige  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration zur Folge; das Verhältnis ist invers proportional. In den bisher untersuchten Eisbohrkernen treten jedoch auch Perioden auf, in denen die  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration nicht konstant ist und eine starke klimatische Veränderung anhand anderer Indikatoren nicht erkennbar ist. Diese Spitzen werden auf *kosmische Events* zurückgeführt z.B. *Supernovae* oder extrem starke Sonnenfleckenaktivitäten. Desweiteren wurde ein 11-Jahres-Zyklus in der globalen Produktion von  $^{10}\text{Be}$  festgestellt, der in Relation zur Sonnenfleckenaktivität steht.

Das  $^{36}\text{Cl}$  entsteht hauptsächlich dann, wenn kosmische Strahlung mit bestimmten chemischen Elementen an der Oberfläche von Gesteinen reagiert. Das in Eisbohrkernen vorgefundene  $^{36}\text{Cl}$  entsteht jedoch bei der Interaktion von kosmischer Strahlung mit Argon-Atomen in der Atmosphäre. Es dient als Anzeiger von Schwankungen in der Stärke des Erdmagnetfeldes, da die Produktionsrate von  $^{36}\text{Cl}$  bei abnehmender Stärke des Magnetfeldes exponentiell zunimmt. Im Verlauf des GRIP-Bohrprojektes (Greenland Icecore Project) konnten bei 32 und 40 ka BP Spitzen beim  $^{36}\text{Cl}$ -Wert festgestellt werden. Diese Spitzen wurden den Mono Lake-respektive Laschamp-Event zugeordnet, die starke Abschwächungen des Erdmagnetfeldes darstellen und auch schon in Paläomagnetismus-Daten aus Tiefseesedimenten im Nordatlantik festgestellt wurden.

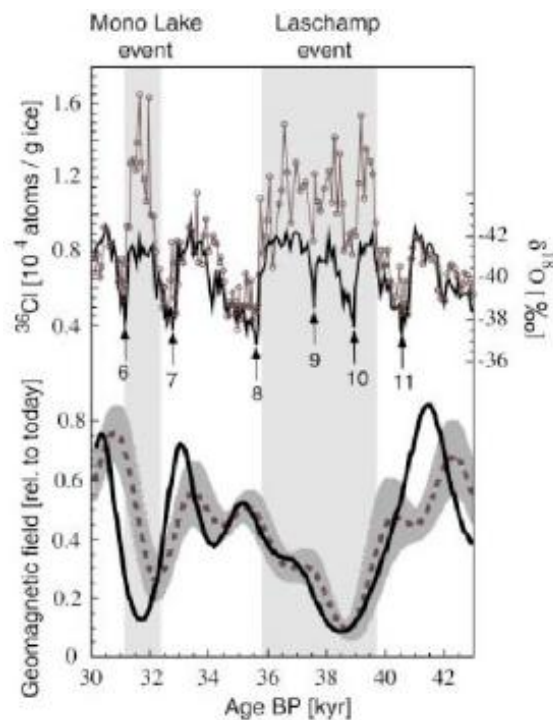


Abbildung 10:  $^{36}\text{Cl}$ -Anteile und Stärke des Erdmagnetfeldes

#### 4.4.3 Datierungsmethoden bei Eisbohrkernen

Es bedarf immer einer Symbiose vieler verschiedener Methoden, um ein sinnvolles Ergebnis zu erzielen.

- **Jahreszeitliche Trends**

*ECM (Electrical Conductivity Measurement)*: Hierbei wird die Leitfähigkeit gemessen und

daraus auf den Säuregehalt des Eises geschlossen, der einer jahreszeitlichen Schwankung unterliegt.

*Staubhorizonte:* Diese treten vermehrt während der trockenen Jahreszeit auf und nehmen in feuchteren Abschnitten entsprechend wieder ab. Es sind oft stratigraphische Bänder ausgebildet und können ebenso durch ECM untersucht werden.

*Geochemische Signaturen:* In der Antarktis haben sowohl die Sulfatkonzentrationen als auch die Meeressalzkonzentration im Frühjahr und Sommer ein Maximum. Die Anwendung von Isotopen ist nur in Gebieten mit hoher Massenakkumulation möglich und es muss der Einfluss von Verlagerungen durch Winde miteinkalkuliert werden  $\Rightarrow$  So konnte bei Vostokbohrung keine jahreszeitliche Veränderung des Isotopenverhältnisses nachgewiesen werden.

Generell sind die aufgeführten Methoden also in Gebieten mit viel Schneeanhäufung und hier nur für die letzten Jahrhunderte/-tausende anzuwenden. Darüber hinaus sind die Ergebnisse mehrerer Eisbohrkerne notwendig, um eine eindeutige Kalibrierung zu erhalten.

- **Marker-Horizonte**

Die Verwendung von Marker-Horizonten ist eine Datierungsmethode, die häufig in Verbindung mit anderen stratigraphischen Methoden gebraucht wird. Vor allem Marker-Horizonte aus vulkanischer Asche werden zu Datierungszwecken herangezogen, da der Zeitpunkt von Eruptionen vor allem in historischer Zeit auch durch andere Datenquellen relativ genau bestimmt werden kann. In Eisbohrkernen können vulkanische Aschen außer durch die für jede Eruption charakteristischen Partikel auch durch Spitzen in den  $H_2SO_4$ /Aziditäts-Datenreihen durch ECM-Analysen identifiziert werden. Ein Beispiel hierfür ist die Tambora-Eruption (Indonesien) im Jahre 1815 (*Jahr ohne Sommer* in Europa). Bei einer Bohrung an der Siple-Station (Antarktis) fand man in einer Tiefe von 113m (entsprechend den Jahren 1817-19) eine Sulfatspitze. Aschenlagen von Eruptionen aus prähistorischer Zeit können vor allem zur Altersbestimmung verwendet werden, wenn sie auch in limnischen Bändertonen dokumentiert sind, wo sie mit Radiokarbonanalysen und stratigraphischen Methoden datiert werden können. So wurde z.B. die so genannte *Vedde-Asche* vom Katla-Vulkan (Island) sowohl in Eisbohrkernen als auch in limnischen Sedimenten gefunden und konnte per Radiokarbonmethode auf ca. 10.5 ka BP datiert werden.

Durch einen Vergleich des durch diese Methode festgestellten Tiefen-Alter-Verhältnisses mit den Datierungsergebnissen anderer Methoden ( $^{14}C$ , layer counting, Spurengase) ist eine Überprüfung und Kalibrierung möglich.



Abbildung 11: Bergung eines Eisbohrkernes

## 5 Fazit und Perspektiven

Keine Warmphase in der Vergangenheit war vergleichbar mit der Temperaturentwicklung der letzten 30 Jahre, sondern die vergangenen Warmphasen waren verbunden mit höherer Einstrahlungsintensität auf der Nordhemisphäre (frühes Holozän) oder Phasen einer über lange Zeit aktiven Sonne (Bronzezeit, Römerzeit, Mittelalter, 19/20. Jahrhundert). Die eigentliche Bedrohung für die Menschen war nie das Klima - abgesehen vielleicht vom Beginn der letzten Eiszeit - , sondern der Nahrungsmangel. Lediglich solche Wetteranomalien, die die Ernte beeinflussten, wurden zur Bedrohung, alles andere waren singuläre Katastrophen, nach denen schnell die Normalität zurückkehrte. Die prognostizierten Wetteranomalien für das kommende Jahrhundert gehen in eine ganz andere Richtung. Verursacht durch die  $CO_2$ -gesteuerte Erwärmung der Erde, wird es in Mitteleuropa zu einer Erhöhung der Temperaturen um einige Grad kommen  $\Rightarrow$  Winter ohne Schnee und Sommer mit extremen Hitzewellen und Wassermangel (entscheidend für die menschliche Entwicklung werden vermutlich die Sommer mit Wassermangel, in denen lange Dürren die Ernte vernichten

können).

Entwicklungen, die in der Mitte oder gegen Ende des kommenden Jahrhunderts eintreten können, wenn der  $CO_2$ -Ausstoß ungebremst weiter fortgeführt werden sollte, könnten so aussehen: Verschiedene Computersimulationen sagen voraus, dass bei einem  $CO_2$ -Gehalt von etwa 600ppm in der Atmosphäre das grönländische Eisschild zu schmelzen beginnen würde. Ähnlich wie am Ende der letzten Eiszeit aus dem nordamerikanischen Eisschild, wären Schmelzwasserschüttungen in den Atlantik zu erwarten  $\Rightarrow$  Nordatlantik von Eisbergen bedeckt und der Golfstrom schwäche sich ab. Wenn also mit dem dem  $CO_2$ -Ausstoß unvermindert fortgefahren wird, wären die Konsequenzen einer Erwärmung eine extreme Abkühlungsphase (einige Jahre) - verursacht durch Schmelzwasser aus dem grönländischen Eisschild, das in den Nordatlantik fließt - und für die Landwirtschaft Mitteleuropas wäre dieser Umstand ebenso katastrophal wie lange Dürren.

Andrerseits muss erwähnt werden, dass  $CO_2$ -Anstieg nicht immer mit Temperaturanstieg gleichgesetzt werden kann. Beginn und Ausmaß der Gletscherschmelze am Kilimanjaro stehen mit steigenden  $CO_2$ -Gehalt in der Atmosphäre offensichtlich in keinem Zusammenhang, da das Abschmelzen des Gletschers bereits 1880 begann, als der  $CO_2$ -Gehalt durch die beginnende Industrialisierung gerade erst einmal von 280 auf 290 ppm angestiegen war. Auch im 20. Jhd. gab es keinen einheitlichen Temperaturanstieg bei gleichzeitig starkem  $CO_2$ -Anstieg (bis 1940 entwickelte sich eine Erwärmung, dann plötzlich bis 1975 eine unerwartete Kältephase  $\Rightarrow$  *Global Cooling*). Durch die erhöhte Kriegsproduktion und den enormen Nachkriegsaufschwung kam es zu hohem  $CO_2$ -Ausstoß. Daten aus antarktischen Eisbohrkernen zeigen, dass während der Erwärmung am Ende von Eiszeiten die antarktische Temperatur einige hundert bis tausend Jahre vor der  $CO_2$ -Konzentration zu steigen begann. Anhand eines Klimamodells konnten Wissenschaftler bestätigen, dass die  $CO_2$ -Konzentration während der Eiszeitzyklen der wichtigste Faktor für Temperaturänderungen in der Antarktis ist. Wäre  $CO_2$  aber die einzige Ursache, so würden die Anstiege von Konzentrationen und Temperaturen in etwa gleichzeitig erfolgen.

## 6 Quellen

- Rüdiger Glaser: Die Klimageschichte Mitteleuropas, ergänzte Neuauflage 2008
- Wolfgang Behringer: Kulturgeschichte des Klimas. C.H. Beck 2007
- [www.klimedia.ch](http://www.klimedia.ch)
- [www.hamburger-bildungsserver.de/klima/](http://www.hamburger-bildungsserver.de/klima/)
- [www.spaltenberger.de/geograph/eisbohrkerne.pdf](http://www.spaltenberger.de/geograph/eisbohrkerne.pdf)
- [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de)
- Quellen von Prof. Gebhardt