

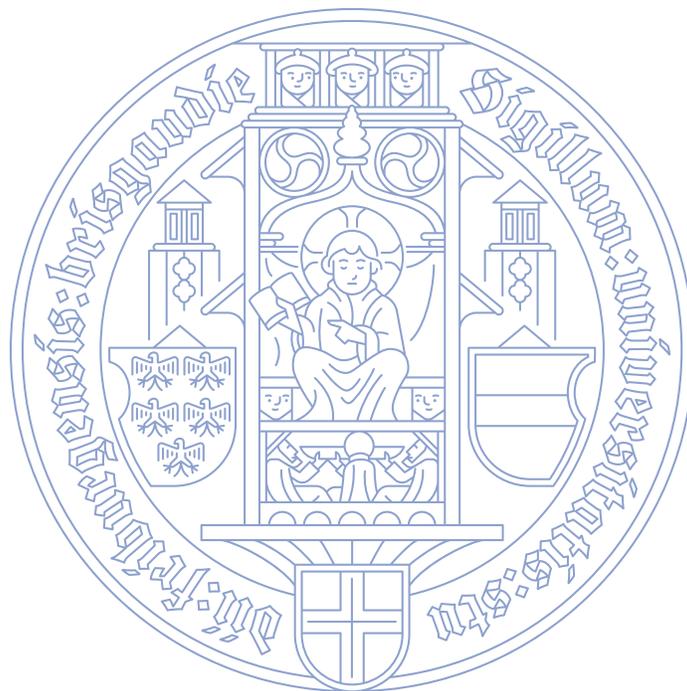
Physik des Klimas I

Solarkonstante und Paleoklima

Physikdidaktik, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

30.03.2024

Professor Dr. Thomas Filk



Weitere Kurztexte hier: <https://physikdidaktik.uni-freiburg.de/kurztexte/>

universität freiburg



Inhaltsverzeichnis

1 Physik des Klimas I	
Solarkonstante und Paleoklima	3
1.1 Die Solarkonstante	3
1.1.1 Sonnenaktivität	4
1.1.2 Milanković-Zyklen	4
1.1.3 Das Sonnenalter	6
1.2 Die Albedo	6
1.3 Aufbau der Atmosphäre	7
1.3.1 Die Troposphäre	7
1.3.2 Die Stratosphäre	7
1.3.3 Die Mesosphäre	8
1.3.4 Thermosphäre und Exosphäre	8
1.3.5 Homosphäre und Heterosphäre	8
1.4 Paläoklima	8
1.4.1 Warm- und Kaltzeiten	9
1.4.2 Proxies	10
1.5 Der Meeresspiegel	12
1.6 Anmerkungen	13

Kapitel 1

Physik des Klimas I

Solarkonstante und Paleoklima

Autor: Thomas Filk, Version vom: 30.03.2024

Unser Klima wird in erster Linie durch die Sonne bestimmt. Von ihr stammt die Energie, die nahezu sämtliche dynamischen Vorgänge auf der Erde antreibt. Eine zweite Energiequelle besteht in Zerfallsprozessen radioaktiver Elemente im Erdinneren. Diese Energieform können wir jedoch für das Verständnis des Klimas vernachlässigen.

Die Energieform, die in der Sonne durch Kernfusionsprozesse entsteht - streng genommen sollte man natürlich immer von „Umwandlung“ sprechen, d.h., bei Kernfusionsprozessen wird Kernenergie in thermische (Bewegungs-)Energie, Strahlungsenergie sowie in Neutrinos umgewandelt -, erreicht uns in Form von elektromagnetischer Strahlung, hauptsächlich im sichtbaren Bereich. Die Oberfläche der Sonne hat eine Temperatur von rund 5800 Kelvin und die zugehörige thermische Strahlung hat ihr Maximum bei rund 500 nm, das entspricht Licht im grün-blauen Bereich.

Der erste Abschnitt wird auf die Solarkonstante eingehen, d.h., die Menge an Energie, die pro Zeiteinheit (Sekunde) und pro Flächeneinheit (Quadratmeter) bei der Erde oberhalb der Atmosphäre ankommt. In diesem Zusammenhang gehen wir auch auf Phänomene wie die Albedo der Erde ein. Außerdem betrachten wir verschiedene Faktoren, die in der Vergangenheit einen Einfluss auf die Solarkonstante bzw. die Einstrahlung der Sonnenstrahlung auf die Erde gehabt haben und damit unser Klima beeinflusst haben könnten. Schließlich betrachten wir auch kurz das Gebiet der Paläoklimatologie, das sich mit dem Klima im Verlauf der Erdgeschichte beschäftigt.

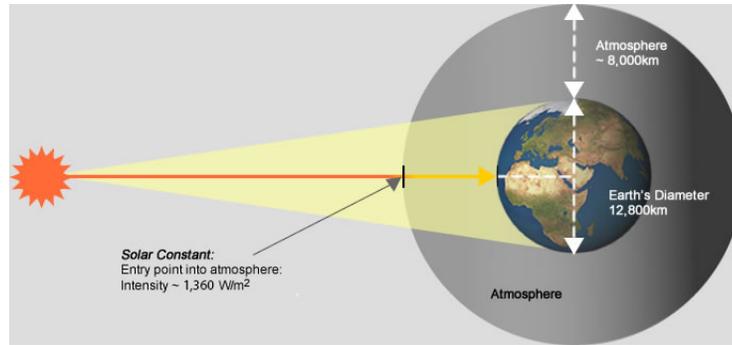
1.1 Die Solarkonstante

Die Solarkonstante ist definiert als das langjährige Mittel der Intensität pro Flächeneinheit der Sonneneinstrahlung oberhalb der Erdatmosphäre. Die Intensität ist dabei die Energie, die pro Sekunde auf eine bestimmte Fläche - in diesem Fall ein Quadratmeter senkrecht zur Strahlungsrichtung - trifft (siehe Abb. 1.1). Die IAU (International Astronomical Union) hat 2015 die Solarkonstante aufgrund neuerer Messungen auf den Wert

$$S = 1361 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \tag{1.1}$$

festgelegt. In älteren Büchern findet man oft den Wert $S = 1367 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$, der von 1982 bis 2015 Gültigkeit hatte. Heute misst man die Solarkonstante mit Satelliten, wobei die gemessenen Intensitäten auf den mittleren Abstand Erde-Sonne - die Astronomische Einheit - umgerechnet wird.

Abbildung 1.1: Definition der Solarkonstanten. Die gemessene Intensität der Sonnenstrahlung oberhalb der Erdatmosphäre wird auf den mittleren Abstand Sonne-Erde umgerechnet. (aus [5])



1.1.1 Sonnenaktivität

Streng genommen handelt es sich bei der Solarkonstanten nicht um eine Naturkonstante. Sie unterliegt kleinen Schwankungen. Eine winzige Schwankung entsteht durch den 11-Jahres-Zyklus der Sonnenaktivität. Im sichtbaren Bereich machen diese Schwankungen aber nur rund 0,1% aus. Lediglich im UV- bzw. im Röntgen-Bereich können diese Schwankungen wesentlich größer sein, allerdings wird diese Strahlung in höheren Schichten unserer Atmosphäre reflektiert bzw. absorbiert und erreicht den Erdboden größtenteils nicht. Allerdings lassen sich Schwankungen in der mittleren Jahrestemperatur von der Größenordnung von $0,1^\circ\text{C}$ mit einer Periode von 11 Jahren über längere Zeiträume nachweisen. Außerdem gab es in der Vergangenheit häufiger Perioden, in denen die Sonne insgesamt weniger aktiv war und die möglicherweise zu kleinen Eiszeiten geführt haben. Bekannt sind solche Perioden in der Zeit zwischen dem 14. und 18. Jahrhundert (das sogenannte Spörer-Minimum und das Maunder-Minimum; wobei ein direkter Bezug zum Klima in dieser Periode immer noch umstritten ist), beispielsweise durch Wintergemälde von Pieter Bruegel dem Älteren und seinen Söhnen.

Seit Beginn des 17. Jahrhunderts (seit der Erfindung des Teleskops) wurden die Sonnenflecken direkt beobachtet, sodass es gute Aufzeichnungen gibt. Für die Perioden davor eignen sich manche Isotopmessungen (z.B. ^{14}C und ^{10}Be). Diese Isotope entstehen hauptsächlich in der Atmosphäre durch den Einfluss der kosmischen Strahlung, die wiederum durch eine starke Sonnenaktivität und die damit verbundenen Sonnenwinde abgeschwächt wird. Dies führt zu einer Korrelation zwischen der Häufigkeit dieser Isotope in Bohrproben, die auf bestimmte Zeiten datiert werden können, und der Sonnenaktivität: Höhere Isotopenanteile lassen auf geringere Sonnenaktivität schließen, da zu diesen Zeiten die kosmische Strahlung ungehinderter in die Atmosphäre dringen konnte.

1.1.2 Milanković-Zyklen

Für unser Klima relevante Schwankungen sind (vermutlich) die sogenannten Milanković-Zyklen, benannt nach dem serbische Mathematiker Milutin Milanković (1879-1958). Hierbei handelt es sich um regelmäßige Oszillationen in den Parametern der Erdumlaufbahn um die Sonne. Diese Parameter sind insbesondere die Exzentrizität der Erdbahn, die Neigung der Erdachse und die Präzession der Erdachse.

Die Exzentrizität der Erdumlaufbahn

In einem reinen Zwei-Körper-Problem mit einer $1/r^2$ -Kraft (manchmal als nicht-relativistisches Kepler-Problem bezeichnet) bewegt sich ein leichter Körper (Erde) um einen schweren Körper (Sonne) auf einer elliptischen Bahn, wobei sich der schwere Körper in einem der Brennpunkte der Ellipse befindet. Dies gilt ganz allgemein für die Relativkoordinate zwischen den beiden Himmelskörpern, auch wenn die Masse des leichteren Himmelskörpers im Vergleich zu dem schwereren Himmelskörper nicht

vernachlässigt werden kann. In diesem Fall bewegen sich die beiden Körper um einen gemeinsamen Schwerpunkt, der sich in einem der Brennpunkte der Ellipse befindet.

Durch den Einfluss der anderen Planeten, insbesondere Jupiter und Saturn, verändert sich die Bahnkurve der Erde jedoch im Verlauf der Zeit. Insbesondere kann auch die Exzentrizität der elliptischen Bahn zwischen einer fast kreisförmigen Erdumlaufbahn ($\epsilon = 0,0006$) und einer schwach elliptischen Bahn ($\epsilon = 0,058$) variieren [7]. Diese Werte schwanken periodisch mit einer Periode von rund 405 000 Jahren, wobei auch Unterzyklen von der Größenordnung von 100 000 Jahren existieren.

Derzeit beträgt der Wert rund $\epsilon = 0,0167$, was einer Schwankung in der Entfernung zwischen Erde und Sonne im Bereich zwischen 147,09 Millionen Kilometern und 152,10 Millionen Kilometern entspricht. Obwohl die Differenz in diesen Werten nur rund 3,4% ausmacht, bedeutet dies für die Intensität der Sonnenstrahlung eine Schwankung von rund 6,8% im Verlauf eines Jahres (1). Bei einer entsprechend größeren Exzentrizität sind auch diese Schwankungen größer und können bis zu 24% ausmachen.

Neigung der Erdachse

Im Vergleich zur Ekliptik, also der Ebene der Erdumlaufbahn um die Sonne, ist die Drehachse der Erde um rund $23,5^\circ$ geneigt. Dieser Neigungswinkel ändert sich aufgrund der Einflüsse anderer Planeten mit einer Periode von rund 41.000 Jahren und schwankt zwischen $22,1^\circ$ und $24,5^\circ$.

Auch diese Schwankung hat zunächst einen jahreszeitlichen Einfluss auf unser Klima: Ist der Neigungswinkel größer, ist der Unterschied im Einfallswinkel der Sonne zwischen Sommer und Winter entsprechend größer, d.h., die jahreszeitlichen Schwankungen fallen stärker aus. Das wiederum kann einen Einfluss darauf haben, wie stark Schnee- und Eisflächen im Sommer abtauen und sich somit zurückbilden. Außerdem haben diese Schwankungen einen Einfluss auf verdunstende Wassermengen in höheren Breitengraden und somit auf den dortigen Niederschlag, was sich beispielsweise im Winter auf erhöhten Schneezuwachs bei Gletschern auswirken kann.

Präzession der Erdachse

Da die Erde keine ideale Kugelform hat sondern entlang der Erdachse etwas abgeplattet ist, also entlang des Äquators etwas „dicker“ als entlang von Längengraden (der Abstand vom Erdzentrum zum Nord- bzw. Südpol ist um rund 21 Kilometer kleiner als der Abstand vom Erdzentrum zum Äquator, wobei hier für die Erde vereinfachend die Form eines Rotationsellipsoids angenommen wird). Der gravitative Einfluss von Sonne und Mond (in geringerem Maß auch der von anderen Planeten, insbesondere Jupiter und Saturn) bewirkt ein Drehmoment, das die Erdachse aufrichten würde, falls sich die Erde nicht drehte. Wegen der Drehimpulserhaltung wird die Drehachse zur Seite gedreht und rotiert langsam um eine Senkrechte zur Erdbahn ((Bild!)). Diese Drehung bezeichnet man als Präzession. Sie hat eine Periode von rund 25 800 Jahren.

Der Haupteffekt der Neigung der Erdachse sind die Jahreszeiten, die auf der Nord- und Südhalbkugel der Erde um ein halbes Jahr relativ zueinander verschoben sind. Die Präzession bewirkt, zusammen mit den anderen Orbitalparametern, dass die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten (insbesondere zwischen Sommer und Winter) hinsichtlich ihrer Intensität verschieden stark ausfallen können. Wenn beispielsweise die Elliptizität der Erdbahn (d.h. die Exzentrizität) sehr groß ist, kann die Richtung der Erdachse relativ zu den Hauptachsen die Strahlungsunterschiede zwischen Sommer und Winter entweder verstärken (wenn der Sommer mit dem Perihel zusammenfällt) oder abschwächen (wenn Sommer mit dem Aphel zusammenfällt).

Ein weiterer wesentlicher Faktor für das Klima ist, dass die Nordhalbkugel der Erde größere Landmassen hat als die Südhalbkugel, die eine größere Wasserfläche hat. Insofern spielt es eine Rolle,

ob die oben erwähnte Verstärkung der Unterschiede zwischen Sommer und Winter für die Nord- oder für die Südhalbkugel zutrifft.

Während man in der physikalischen und astrophysikalischen Literatur für die Präzession der Erde einen Wert von 25 800 (oder aufgerundet 26 000) Jahren findet, findet man in der Literatur zur Klimaphysik bzw. zu den Milanković-Zyklen oftmals einen Wert von 23 000 Jahren. Für die Physik (z.B. die Bestimmung des Frühlingspunkts und den damit zusammenhängenden Jahreszeiten) ist die Richtung der Erdachse relativ zur Sonne wichtig. Für die Klimaforschung ist man eher an der Richtung der Erdachse relativ zum Perihel bzw. Aphel interessiert. Wegen der Periheldrehung der Erde, verschieben sich diese Punkte aber langsam. Der kombinierte Effekt von Präzession und Periheldrehung führt zu der verkürzten Periode von 23 000 Jahren.

1.1.3 Das Sonnenalter

Auf sehr langen Zeitskalen nimmt die Solarkonstante zu: in 100 Millionen Jahren um rund 1% [9]. Zu Beginn der Erdgeschichte betrug die Sonnenintensität nur rund 70% ihres heutigen Werts. Das Klima auf der Erde hätte somit wesentlich kälter sein müssen und alles Wasser auf der Erde hätte gefroren sein müssen. Es gibt aber deutliche Hinweise darauf, dass es insgesamt meist wärmer auf der Erde gewesen ist. Dies bezeichnet man als das *Faint young Sun paradox* [6]. Eine mögliche Lösung ist, dass der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre in früheren Zeiten (z.B. aufgrund von Vulkanismus) wesentlich höher war als heute. Diese Frage ist aber noch nicht endgültig geklärt.

1.2 Die Albedo

Die Albedo ist ein Maß dafür, wie stark ein Gegenstand eine Strahlung reflektiert. Es ist so etwas wie der totale elastische Wirkungsquerschnitt eines Gegenstands für elektromagnetische Strahlung. Allerdings handelt es sich nicht um eine Fläche, sondern um ein Verhältnis: das Verhältnis von reflektierter Intensität zu eingestrahelter Intensität. Man kann die Albedo als Funktion der Wellenlänge bzw. der Frequenz betrachten (da es um die reflektierte Strahlung geht, soll die Wellenlänge bzw. Frequenz erhalten bleiben), meist interessiert man sich aber für die Summe über das gesamte Spektrum.

Wenn man ein Foto von der Erde betrachtet, aufgenommen von einem Satelliten oder, besser noch, von einer Raumsonde oder Rakete auf dem Weg zum Mond oder einem anderen Ort im Sonnensystem, ist alles, was man von der Erde sieht, reflektierte Strahlung (siehe Abb. 1.2). Auf einem solchen Bild sieht man sofort, welche Teile der Erde eine hohe und welche eine niedrige Albedo haben: Schnee- und Wolkenfelder haben eine hohe Albedo, ebenso Eisfelder; Wasser und Wälder haben eine sehr niedrige Albedo. Sand bzw. Wüste oder Steppen haben eine mittlere Albedo.

Abbildung 1.2: Die Erde, aufgenommen von der Crew der Apollo-17 Mission im Jahre 1972. Deutlich erkennbar sind die Antarktis, der afrikanische Kontinent, die Insel Madagaskar und die saudiarabische Halbinsel. Die sehr stark reflektierenden Gebiete sind weiß, das sind Schnee- und Wolkenflächen. Die Wüsten sind deutlich heller als Waldgebiete oder Grasflächen. Sehr dunkel sind die Meere. Diese Helligkeiten entsprechen der Albedo der jeweiligen Flächen. (aus [3])



Die Albedo hat einen sehr großen Einfluss auf unser Klima. Je größer die Albedo eines Planeten ist, umso geringer ist (bei gleichbleibenden anderen Faktoren) die Oberflächenerwärmung. Während die Erde insgesamt eine Albedo von 0,3 hat, hat beispielsweise der Planet Venus aufgrund seiner dichten Wolkenschicht eine Albedo von 0,7. Obwohl Venus deutlich näher an der Sonne ist als die Erde und aus diesem Grunde eine doppelt so hohe Solarkonstante hat, wäre ihre Temperatur aufgrund der Albedo kühler als die der Erde. Tatsächlich ist ihre Oberflächentemperatur jedoch wesentlich höher (bei 460°C). Der Grund ist der Treibhauseffekt: Die Atmosphäre von Venus besteht zu 96% aus Kohlendioxid.

1.3 Aufbau der Atmosphäre

Die Atmosphäre der Erde wird in verschiedene Schichten unterteilt, von denen die untersten drei Schichten - die Troposphäre, die Stratosphäre und die Mesosphäre - den größten Einfluss auf unser Klima haben. Sie sind durch ihre Temperaturgradienten definiert. Die beiden darüber liegenden Schichten - die Thermosphäre (100–600 km) und die Exosphäre (600–200 000 km) - haben keinen direkten Einfluss auf unser Wetter bzw. Klima.

1.3.1 Die Troposphäre

Die Troposphäre ist die unterste Atmosphärenschicht, in der sich nahezu alle Wettervorgänge abspielen. Definiert ist sie durch einen negativen Temperaturgradienten, d.h., in dieser Schicht nimmt die Temperatur mit der Höhe ab. Sie erstreckt sich an den Polen bis in eine Höhe von rund 6–8 km, in den Tropen bis zu einer Höhe von 12–18 km. Im Durchschnitt hat sie eine Höhe von 13 km.

Die Abnahme der Temperatur hängt mit der Druckabnahme zusammen. Der Druck nimmt nahezu exponentiell mit der Höhe ab (dies gilt auch weit über die Troposphäre hinaus). Aus diesem Grund dehnt sich aufsteigende Luft aus (sie passt sich praktisch instantan dem Umgebungsdruck an) und wird dabei kühler. Dieser Vorgang erfolgt nahezu adiabatisch, d.h., es findet kein Wärmeaustausch mit der Umgebung statt. Aus diesem Grund nimmt die Temperatur mit der Höhe ab.

Eine instabile Wetterlage liegt vor, wenn die Abkühlung eines Luftpakets bei seinem Aufstieg aufgrund des verminderten Drucks langsamer erfolgt, als es der Temperatur der Umgebung entspricht. In diesem Fall hat das Luftpaket in einer bestimmten Höhe eine höhere Temperatur als die Umgebung, aber es hat denselben Druck. Höhere Temperatur aber gleicher Druck bedeutet, dass die Dichte des Luftpakets geringer ist als die Dichte der Umgebungsluft und somit ist das Luftpaket leichter und steigt weiter in die Höhe. Es findet somit eine Konvektion statt. Nimmt die Temperatur eines Luftpakets jedoch beim Aufstieg schneller ab, als die Temperatur der Umgebung, bleibt das Luftpaket dichter und steigt nicht weiter bzw. sinkt wieder. In diesem Fall ist die Lage stabil. Insbesondere herrscht eine stabile Wetterlage bei einer Inversionslage, d.h., wenn die Temperatur lokal mit der Höhe zunimmt. In aufsteigender Luft nimmt der Druck immer noch ab, sie kühlt sich somit ab und ihre Temperatur bleibt unter der Temperatur der Umgebung. Somit ist dieses Luftpaket dichter als die Luft der Umgebung und sinkt wieder ab.

Gehen wir an der Erdoberfläche von einer mittleren Temperatur von rund 18°C aus, so kann die Temperatur bis zur Obergrenze der Troposphäre auf rund -50°C bis -60°C abnehmen.

1.3.2 Die Stratosphäre

Oberhalb der Troposphäre beginnt die Stratosphäre, wobei diese beiden Atmosphärenschichten durch die sogenannte Tropopause getrennt sind. In der Stratosphäre nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe zu und kann in rund 50 km Höhe wieder nahezu bei 0°C liegen. In der Stratosphäre liegt

die Ozonschicht. Das Ozon absorbiert die UV-Strahlung, was zu einer Erwärmung führt. Da hier die höher liegenden Luftschichten eine höhere Temperatur haben, kommt es in der Stratosphäre praktisch nicht mehr zur Konvektion. Wolken, z.B. Gewitterwolken, die bis in die Stratosphäre reichen, bilden dort meist einen sogenannten Amboss, d.h. eine flache ausgedehnte Struktur, in der keine Konvektion mehr stattfindet.

1.3.3 Die Mesosphäre

Oberhalb der Stratosphäre in rund 50–60 km Höhe beginnt die Mesosphäre. Sie reicht bis ungefähr 80–90 km. In dieser Schicht findet man kaum noch Ozon, sodass die Temperatur in der Mesosphäre wieder abnimmt, teilweise bis deutlich unter -140°C . Dies ist die kälteste Schicht unserer Atmosphäre.

1.3.4 Thermosphäre und Exosphäre

In rund 85 km Höhe beginnt die Thermosphäre. Hier ist die Luft so dünn, dass die Atome von einzelnen Photonen auf sehr hohe Geschwindigkeiten beschleunigt werden können, und da die mittlere Weglänge der Atome bzw. Moleküle sehr groß ist, kommt es kaum zu einem Austausch. Die Temperatur nimmt daher wieder zu, bis teilweise auf über 1000°C .

Oberhalb der Thermosphäre in rund 600–700 km Höhe beginnt die sogenannte Exosphäre. Die Temperatur ändert sich hier nicht - die Luft wird so dünn, dass man von Temperatur im thermodynamischen Sinne kaum sprechen kann. Der Übergang zwischen beiden Schichten ist fließend. Eine Definition definiert die Grenze zwischen diesen beiden Schichten über die mittlere freie Weglänge der Atome bzw. Teilchen. Als Obergrenze der Exosphäre wird meist die Schicht definiert, in der die Sonnenwinde einen größeren Einfluss auf die Teilchen haben als das Gravitationsfeld der Erde. Diese Schicht liegt bei rund 200 000 km.

1.3.5 Homosphäre und Heterosphäre

Bis zu ungefähr der gleichen Höhe wie die Mesosphäre, d.h. bis rund 85 km, reicht auch die sogenannte Homosphäre. Das ist der Bereich der Atmosphäre, der als „well mixed“ (gut durchmischt) gilt. In diesem Bereich ändert sich die Zusammensetzung der Luft kaum, d.h., in diesem Bereich besteht die Atmosphäre zu rund 78% aus Stickstoff, 21% Sauerstoff, 0,94% Argon sowie Kohlendioxid, Neon, Helium, Methan, Stickoxide und weitere Spurengase. Bis zu dieser Höhe findet ausreichend vertikale Durchmischung der Luft statt, sodass diese Verhältnisse bestehen bleiben. Oberhalb von rund 85 km beginnt die Heterosphäre. Hier ist die Luft so dünn, dass es zu einer Trennung der verschiedenen Gasanteile entsprechend ihrer molekularen Gewichte kommt. Sauerstoff, Stickstoff und Argon bleiben zunächst weg, später in größerer Höhe auch Helium, sodass es in den äußersten Schichten praktisch nur noch Wasserstoff gibt. Wasserstoff und zu einem geringeren Anteil Helium sind auch die einzigen Gase, die dem gravitativen Einfluss der Erde entkommen und in den Weltraum entweichen können.

1.4 Paläoklima

Das Klima vergangener Jahrtausende und Jahrtausende kann uns wertvolle Erkenntnisse liefern, wie Flora und Fauna auf einen Klimawandel reagiert haben, und oftmals gingen deutliche Massensterben von Arten einher. Daher gibt es auch in den Berichten des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) oft lange Abschnitte über neuere Ergebnisse aus der Paläoklimatologie. Grundsätzlich muss man jedoch berücksichtigen, dass durch die Kontinentalverschiebungen und die damit verbundenen

geänderten Strömungsverhältnisse in den Ozeanen oder auch vermehrte vulkanische Aktivitäten in der Vergangenheit die Ergebnisse nur bedingt übernommen werden dürfen.

In der Geologie gibt man Zeiten sehr oft durch sogenannte chronostratigraphische Bezeichnungen an, d.h., statt „vor rund 66 Millionen Jahren“ sagt man eher „zu Beginn des Paläozäns“, oder statt „um die Zeit vor 100 Millionen Jahren“ sagt man „in der Kreidezeit“. Zu diesen Bezeichnungen findet man aktuelle Karten (in verschiedenen Sprachen) auf der Internetseite des ICS (International Commission on Stratigraphy) [1]. Diese sind sehr hilfreich, wenn man sich mit Paläontologie oder Paläoklimatologie beschäftigt.

1.4.1 Warm- und Kaltzeiten

Ein Einwand, der oft als Gegenargument zu einem anthropogenen Klimawandel vorgebracht wird, lautet: Es gab in der Vergangenheit schon häufig Zeiten, in denen die Erde eine deutlich höhere Durchschnittstemperatur hatte, teilweise sogar im Durchschnitt bis zu 15°C wärmer.

Das ist richtig! Die letzte Periode mit solchen Temperaturen gab es zu Beginn und während des Eozäns: Neben einer längeren Warmzeit vor ungefähr 50 Millionen Jahren gab es vor rund 55,8 Millionen Jahren, am Übergang vom Paläozän zum Eozän, eine für geologische Zeitskalen kurzzeitige Warmzeit von rund 200 000 Jahren Dauer, das sogenannte „Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum“ (PETM), während dem die Temperatur nochmals um 6–8°C zunahm. Auch die Kreidezeit vor rund 100 Millionen Jahren war sehr warm; und weiter in der Vergangenheit gabe es noch extremere Warmperioden (siehe Abb. 1.3).

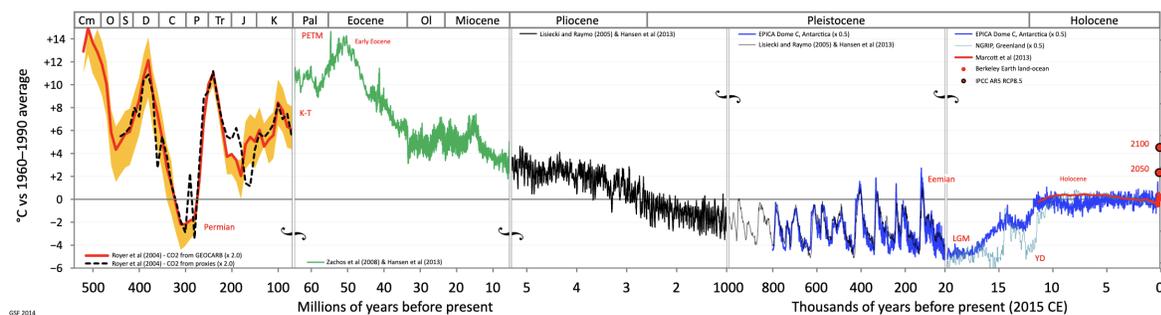


Abbildung 1.3: Globale Durchschnittstemperatur auf der Erde während der letzten 540 Millionen Jahre. Als Referenztemperatur dient die Durchschnittstemperatur zwischen 1960 und 1990. PETM: Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum; „Permian“ bezieht sich auf ein großes Massensterben von Pflanzen und Tieren, das vermutlich mit vulkanischen Aktivitäten in Sibirien und einem vergleichsweise raschen Klimawandel einherging; „Eemian“ bezieht sich auf die letzte Warmzeit (die Eem-Warmzeit) vor der letzten Kaltzeit; LGM: „last glacial maximum“ bezeichnet das Maximum der letzten Kaltzeit; YD: „Younger Dryas“, die Jüngere Dryaszeit bezeichnet eine kurze Kälteperiode, nachdem die letzte Kaltzeit beendet war und ein Temperaturanstieg eingesetzt hatte; das Holozän ist die momentane Serie bzw. Epoche, die nach der letzten Kaltzeit einsetzte. (aus [8])

Man erkennt aber auch, dass es (z.B. vor rund 300 Millionen Jahren) schon mal Kälteperioden gab, die mit unserer Eiszeit vergleichbar waren.¹ Es gibt die Theorie der „Schneeballerde“ (snowball

¹Nach der wissenschaftlichen Terminologie leben wir heute in einer Eiszeit bzw. einem Eiszeitalter, wohingegen das, was wir umgangssprachlich als Eiszeit bezeichnen, nochmals als Kaltzeit (glacial) innerhalb einer Eiszeit gilt. Wir leben heute in einer Warmzeit (interglacial) innerhalb einer Eiszeit. Die Definition von Eiszeitalter richtet sich danach, ob polare Regionen großflächig vereist sind, wobei manche Definitionen nur eine vereiste Region erfordern – wir leben dann seit rund 34 Millionen Jahren in einer Eiszeit – während andere verlangen, dass Nord- und Südpol großflächig

earth), wonach insbesondere vor rund 600-700 Millionen Jahren die Erde extreme Kälteperioden durchgemacht hat, bei denen große Teile der Erde (umstritten ist, ob möglicherweise die gesamte Erde, einschließlich vollständig zugefrorener Ozeane) unter einer Eisdecke lagen.

1.4.2 Proxies

Proxies sind „Stellvertreter“. In der Paläoklimatologie bezeichnen sie Parameter, die heute bestimmt werden können (z.B. das Verhältnis von ^{18}O zu ^{16}O -Isotopen in Gesteinsproben oder Fossilien) und von denen man gute Gründe hat anzunehmen, dass sie mit relevanten Parametern in der Vergangenheit korreliert sind (in diesem Fall z.B. mit der Oberflächentemperatur der Meere).

Die Aufzeichnung bestimmter Parameter wie Temperatur, CO_2 -Gehalt der Atmosphäre, Solarkonstante etc. mit wissenschaftlichen Instrumenten hat erst in jüngerer Zeit begonnen. Daher erhebt sich die Frage, woher wir wissen (oder zu wissen glauben), welche Temperatur (CO_2 -Gehalt, Methangehalt, Solarkonstante, etc) die Erde vor vielen Tausend bzw. Millionen Jahren hatte. Wenige Parameter können wir mehr oder weniger direkt bestimmen: Beispielsweise können wir aus Eisbohrungen in der Antarktis in eingeschlossenen Luftblasen direkt den CO_2 -Gehalt zu bestimmten vergangenen Zeiten in der Antarktis bestimmen. Auch andere Parameter im Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung der Luft lassen sich so bestimmen. Diese Messungen reichen maximal 800 000 Jahre zurück. Die meisten Parameter in weit zurückliegenden Zeiten werden jedoch indirekt gemessen.

Typische Proxies sind bzw. finden sich in: Baumringen, Eisbohrkernen, Korallen, Ozeansedimenten, Fossilien, Gesteinsproben, etc. Die folgenden Abschnitte sind nur Beispiele. Es gibt unzählige Proxies und in den meisten Fällen ist die Beziehung zwischen den heute gemessenen Werten und dem Parametern, auf die in früheren Zeiten geschlossen wird, sehr komplex. Die folgende Liste ist daher nur eine exemplarische Auswahl.

Meeresoberflächentemperatur (SST – sea surface temperature)

1. $\delta^{18}\text{O}$ ist ein Maß für das Verhältnis von ^{18}O - zu ^{16}O -Sauerstoffisotopen in unterschiedlichen Materialien. Definiert ist dieses Verhältnis durch

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\Delta\text{O}}{\Delta\text{O}_{\text{St}}} - 1, \quad (1.2)$$

wobei $\Delta\text{O} = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ das Verhältnis von ^{18}O -Isotopen zu ^{16}O -Isotopen in einer Probe ist und $\Delta\text{O}_{\text{St}}$ ein Standardwert für dieses Verhältnis (definiert zu $1/498,7$, siehe [10]).

Das Isotop ^{18}O ist schwerer als das Isotop ^{16}O . Daher verdunsten Wassermoleküle, die das Isotop ^{18}O enthalten, etwas schlechter als Wassermoleküle mit dem Isotop ^{16}O . Für Oberflächenmeerwasser in den Tropen ist das Verhältnis von Wassermolekülen mit ^{18}O zu solchen mit ^{16}O im Vergleich zu einem Standard größer. Regenwasser sowie Gebirgsbäche enthalten mehr ^{16}O . Diese Verhältnisse hängen von der Temperatur ab und daher bildet $\delta^{18}\text{O}$ ein Proxy für die Oberflächentemperatur von Wasser.

Dies macht sich an manchen Sedimenten bemerkbar. Insbesondere beobachtet man aber auch unterschiedliche Verhältnisse in den karbonathaltigen Schalen bei sogenannten Foraminiferen – Mikroorganismen in Gewässersedimenten –, je nachdem welche Wassertemperatur zum jeweiligen Zeitpunkt der Schalenbildung herrschte. Das sogenannte Benthon (benthic) $\delta^{18}\text{O}$ (Benthon, bzw. Englisch benthic, bezieht sich auf die obersten Schichten eines Gewässers) ist eines der wichtigsten Proxies bei der Bestimmung von Temperaturen in vergangenen Zeiten.

Vereisungen zeigen – danach leben wir seit 2,6 Millionen Jahren in einer Eiszeit.

Ähnliche Verhältnisse werden auch für andere Isotope definiert, beispielsweise $\delta^{15}\text{N}$ (dem Isotopenverhältnis von ^{15}N zu ^{14}N) und $\delta^{13}\text{C}$ (dem Verhältnis von ^{13}C zu ^{12}C). Diese Isotopenverhältnisse geben beispielsweise Aufschluss über den Stickstoffgehalt in der Atmosphäre oder von Wasser bzw. dem Methangehalt in der Atmosphäre.

2. TEX_{86} steht für „Tetraeder-Index von 86 Kohlenstoffatomen“ und ist eine Methode zur Bestimmung von Meeresoberflächentemperaturen in früheren Zeiten.

Bestimmte mikroskopische Meeresorganismen (sogenannte mesophile marine Thaumarchaeota) besitzen eine Zellmembran, in denen sich sogenannte Glycerol-Dialkyl-Glycerol-Tetraethern-Moleküle – GDGTs – befinden. Diese Moleküle besitzen eine unterschiedliche Anzahl von Cyclopentyl-Komponenten, das sind Ringe mit 5 C-Atomen. Die Anzahl dieser 5er-Ringe (typischer Weise zwischen 0 und 4) bzw. die Mengenverhältnisse der GDGTs zu verschiedenen Ringzahlen hängen von der Oberflächentemperatur des Meeres zu dem Zeitpunkt ab, als sich diese Organismen gebildet haben, und dienen somit als Proxy für die Meeresoberflächentemperatur.

Sonnenaktivität

Proxies für die Sonnenaktivität sind die Verhältnisse von ^{10}Be -Isotopen und ^{14}C -Isotopen zu ihren Standardisotopen. Wie schon erwähnt entstehen diese Isotope hauptsächlich durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre der Erde. Der Einfluss der kosmischen Strahlung hängt wiederum von der Sonnenaktivität ab: Je höher die Sonnenaktivität, umso intensiver sind die Sonnenwinde, die wiederum die kosmische Strahlung von der Erde teilweise ablenken. Je höher die Sonnenaktivität, umso geringer ist die Intensität der kosmischen Strahlung in den oberen Atmosphärenschichten und entsprechend geringer ist die Produktion von ^{10}Be -Isotopen und ^{14}C -Isotopen in diesen Schichten. Die Schwankungen in diesen Isotopen lässt sich in verschiedenen Substanzen nachweisen und gibt daher einen Aufschluss über die Sonnenaktivität in vergangenen Jahrtausenden bzw. Jahrmillionen.

Niederschlagsmengen und Sonnenscheindauer

Die Niederschlagsmengen – die Menge und Häufigkeit von Regenwasser – hat einen Einfluss auf die Stalagmiten in Tropfsteinhöhlen: Je höher die Niederschlagsmenge umso mehr Wasser trägt zur Bildung der Stalagmiten bei und umso breiter sind die Bänder, die als eine Form von „Jahresringen“ beobachtet werden können. Zumindes für die letzten paar Tausend Jahre kann man so die Niederschlagsmengen eines Jahres rekonstruieren.

Ein anderes Proxy für die Niederschlagsmenge bzw. die Sonnenscheindauer in einem Jahr sind die Jahresringe in alten Bäumen. Auch bei manchen Schalentieren (Schnecken, Muscheln) kann man aus den Ringstrukturen in den Schalen Rückschlüsse auf das Wetter oder auch andere Wachstumsbedingungen ziehen. Solche Ringstrukturen findet man teilweise auch in Fossilien, sodass man Proxies aus sehr weit zurückliegenden Zeiten der Erdgeschichte hat.

Kohlendioxid-, Stickstoff- und Methangehalt in der Atmosphäre

Für die vergangenen 800 000 Jahre lassen sich die CO_2 -, N_2 - und CH_4 -Konzentrationen in der Atmosphäre mehr oder weniger direkt aus Eiskernbohrungen in der Antarktis bestimmen (siehe Abb. 1.4).

Man erkennt auf diesen Bildern sehr gut die sogenannte Hockeyschlägerkurve der CO_2 -Konzentration in den letzten 10 000 Jahren nach der letzten Kaltzeit sowie die Schwankungen zwischen Kaltzeiten und Warmzeiten innerhalb der letzten 800 000 Jahre. Mit etwas Phantasie erkennt man auch einen leichten Anstieg der CO_2 -Konzentrationen vor rund 6–8 Tausend Jahren, der mit dem

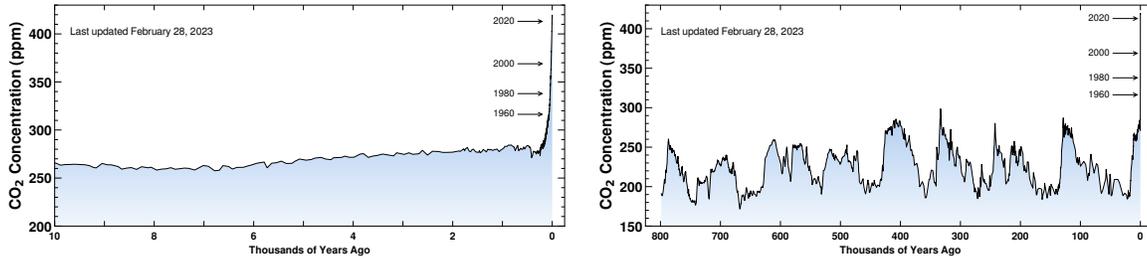


Abbildung 1.4: Der CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre, bestimmt aus Eiskernbohrungen in der Antarktis. (links) für die vergangenen 10 000 Jahre, (rechts) für die vergangenen 800 000 Jahre.

Beginn von Viehzucht, Ackerbau und generell der Sesshaftigkeit des Menschen einhergeht: Es wurden Weide- und Ackerbauflächen abgebrannt und somit erste fossile Brennstoffe freigesetzt. Außerdem haben beispielsweise der Anbau von Reis auf großflächigen Reisterrassen sowie die Viehzucht die Freisetzung von Methan, einem weiteren Treibhausgas, gefördert. Dieser Trend hat jedoch lediglich dazu geführt, dass eine einsetzende neue Kaltzeit etwas verzögert wurde. Erst der Beginn der industriellen Revolution und der damit verbundene intensive Verbrauch fossiler Brennstoffe vor rund 200 Jahren hat den CO_2 -Gehalt der Luft deutlich ansteigen lassen.

1.5 Der Meeresspiegel

Eine der drastischsten Folgen eines Klimawandels ist der Anstieg des Meeresspiegels. Auch hier gibt es natürlich viele Untersuchungen über den Meeresspiegel in der Vergangenheit. Beispielsweise war der Meeresspiegel während der letzten Kaltzeiten um rund 120 Meter niedriger als heute (siehe Abb. 1.5).

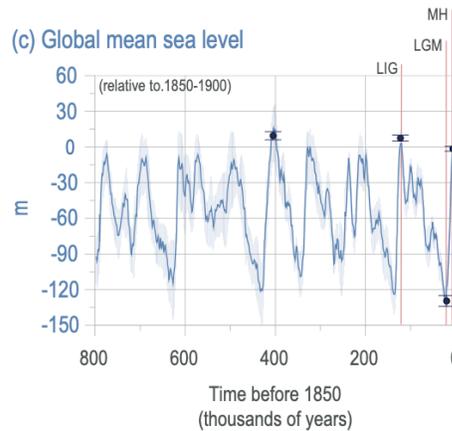


Abbildung 1.5: Der mittlere Meeresspiegel in den letzten 800 000 Jahren relativ zu der Zeitperiode 1850–1900. Deutlich erkennbar ist, dass der Meeresspiegel während der Kaltzeiten um über 100 Meter niedriger war als heute. Allerdings war der Meeresspiegel während der letzten Warmzeiten auch teilweise einige Meter höher. LIG last interglacial, LGM last glacial maximum, MH mid-Holocene. (aus [2])

Allerdings war er während der letzten Warmzeiten auch einige Meter höher als heute. Im Wesentlichen sind zwei Faktoren für die Höhe des Meeresspiegels verantwortlich: (1) die Temperatur des Wassers und (2) die Menge an landgebundenem Eis. Die Temperatur des Wassers hat einen Einfluss auf die Ausdehnung. Der Volumenausdehnungskoeffizient von Wasser bei 20°C beträgt ungefähr $\gamma = 0,2 \cdot 10^{-3}\text{K}^{-1}$. Eine Wassersäule von 4000 m (durchschnittliche Tiefe des Ozeans) würde sich bei einer Erwärmung um 1 Grad Celsius somit um rund 80 cm ausdehnen. Das gibt eine Vorstellung von der Größenordnung. Natürlich erwärmt sich das Wasser nicht gleich bis in eine Tiefe von 4 km,

andererseits beträgt die langfristige Erwärmung an der Oberfläche vermutlich mehr als ein Grad.

Der zweite Faktor ist entscheidender: Da die Gesamtwassermenge an der Erdoberfläche (Ozeane, Land und Atmosphäre) ungefähr konstant ist, sinkt der Meeresspiegel, wenn große Landstriche (Antarktis, Grönland, Alaska und Kanada, Nordeuropa, etc.) mit Eis bedeckt sind. Bei der letzten Kaltzeit war Europa bis zu den Alpen mit einer dicken Eisschicht bedeckt. Dies macht den größten Anteil der Schwankungen in der Meereshöhe aus. Schwimmendes Eis, wie es teilweise in der Arktis vorliegt, hat aufgrund des archimedischen Prinzips natürlich keinen Einfluss auf die Wasserhöhe,

Als Proxy für die Meerehöhe dienen oftmals bestimmte Fossilien im Sediment bzw. in Gesteinsproben, von denen bekannt ist, dass sie nur in seichtem Meerwasser leben.

Die Paläoklimatologie zeigt somit, dass wir in der Vergangenheit sehr unterschiedliche klimatische Verhältnisse auf der Erde hatten. Man kann kaum irgendein Klima als „für die Erde normal“ bezeichnen. Einen wesentlichen Einfluss hatten dabei die Kontinentalverschiebungen: Diese führten zu veränderten Strömungsverhältnissen der Ozeane, zu teilweise erhöhten vulkanischen Aktivitäten mit massivem CO₂ Ausstoß, zum Aufbau von Gebirgen wie dem Himalaya (bei diesen Prozessen werden große Mengen an CO₂ durch Verwitterungsprozesse gebunden), etc. Ein weiterer Faktor waren große Meteoriteneinschläge, die in der fernen Vergangenheit häufiger stattfanden als heute.

Der Einfluss des Menschen in jüngerer Zeit ist mittlerweile unbestritten. Letztendlich wird der anthropogene Klimawandel den Pflanzen Erde nicht zerstören – die Evolution wird neue, dem Klima angepasste Lebensformen hervorbringen – aber wir zerstören den Lebensraum, in dem wir Menschen entstanden sind und gleichzeitig werden viele vertraute Lebensformen aussterben, die im Zuge der kühleren letzten 20–30 Millionen Jahre entstanden sind. Viele derzeit bewohnte Gebiete werden im Meer versinken und die Häufigkeit von Trockenzeiten und anderen extremen Wetterverhältnissen werden zunehmen. Die Folgen des größten Problems – die mit dem Klimawandel verbundene Migration von Milliarden von Menschen – sind dabei derzeit kaum absehbar.

1.6 Anmerkungen

(1) Der Grund für den Faktor 2 zwischen der Schwankung im Abstand und der Schwankung in der Intensität der Sonneneinstrahlung liegt in dem $1/r^2$ -Gesetz der Intensität als Funktion des Abstands:

$$\frac{1}{(r \pm \Delta r)^2} \approx \frac{1}{r^2} \mp 2 \frac{\Delta r}{r}. \quad (1.3)$$

Literaturverzeichnis

- [1] International Commission on Stratigraphy (ICS) <https://stratigraphy.org/chart>.
- [2] IPCC – Climate Change 2021; The Physical Science Basis, Full Report, Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report (S.159).
- [3] NASA Image and Video Library, <https://images.nasa.gov/details/as17-148-22727>
- [4] NASA Earth Fact Sheet; <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>
- [5] Solarkonstante; Uni Kassel, <https://www.greenrhinoenergy.com/solar/radiation/images/solar-constant.jpg>
- [6] Wikipedia „Faint young Sun paradox“ https://en.wikipedia.org/wiki/Faint_young_Sun_paradox.
- [7] Wikipedia „Milankovitch cycles“. https://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles.
- [8] Wikipedia „Paleoclimatology“ <https://en.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatology>.
- [9] Wikipedia „Solarkonstante“. <https://de.wikipedia.org/wiki/Solarkonstante>.
- [10] Wikipedia „Vienna Standard Mean Ocean Water“ https://de.wikipedia.org/wiki/Vienna_Standard_Mean_Ocean_Water.

Index

- 11-Jahres-Zyklus der Sonne, 4
- ^{10}Be , 4, 11
- ^{14}C , 4, 11

- Albedo, 6
 - Venus, 7
- Atmosphäre
 - CO_2 -Gehalt, 10, 11
 - Erde, 7
 - Venus, 7
 - Zusammensetzung, 8

- Chronostratigraphische Bezeichnungen, 9
- CO_2 -Gehalt
 - in früheren Zeiten, 11

- $\delta^{13}\text{C}$, 11
- $\delta^{15}\text{N}$, 11
- $\delta^{18}\text{O}$, 10

- Eiszeit, 9
- Erdachse
 - Neigung, 5
- Erdatmosphäre, 7
- Erdform, Rotationsellipsoid, 5
- Exosphäre, 8
- Exzentrizitätsschwankungen, 5
- Exzentrizität, 4

- Fain young Sun paradox, 6
- Foraminiferen, 10

- Heterosphäre, 8
- Homosphäre, 8

- Inversionslage, 7

- Jahresringe, 11

- Kaltzeit, 9
- Kepler-Problem, 2-Körper-, 4
- Klimawandel
 - anthropogener, 13
- Kreidezeit, 9

- Meeresoberflächentemperatur, 10
- Meeresspiegel
 - Proxy, 12
- Meeresspiegel
 - in früheren Zeiten, 12
- Mesosphäre, 8
- Milakonvič, Milan, 4
- Milankovič-Zyklen, 4

- Niederschlagsmenge
 - Proxy, 11

- Ozonschicht, 8

- Paläoklima, 8
- Paläozän, 9
- Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum (PETM), 9
- Periheldrehung, 6
- Präzession, 5
- Proxy, 10
 - Sonnenaktivität, 4, 11

- Schneeballerde, 10
- Solarkonstante, 3
- Sonnenintensität
 - in früheren Zeiten, 6
- Sonnenzyklus, 4
- SST – Sea Surface Temperature, 10
- Stalagmiten, 11
- Stratosphäre, 7

- TEX_{86} , 11
- Thermosphäre, 8
- Tropopause, 7
- Troposphäre, 7

- Venus
 - Albedo, 7

Atmosphäre, [7](#)

Warmzeit, [9](#)