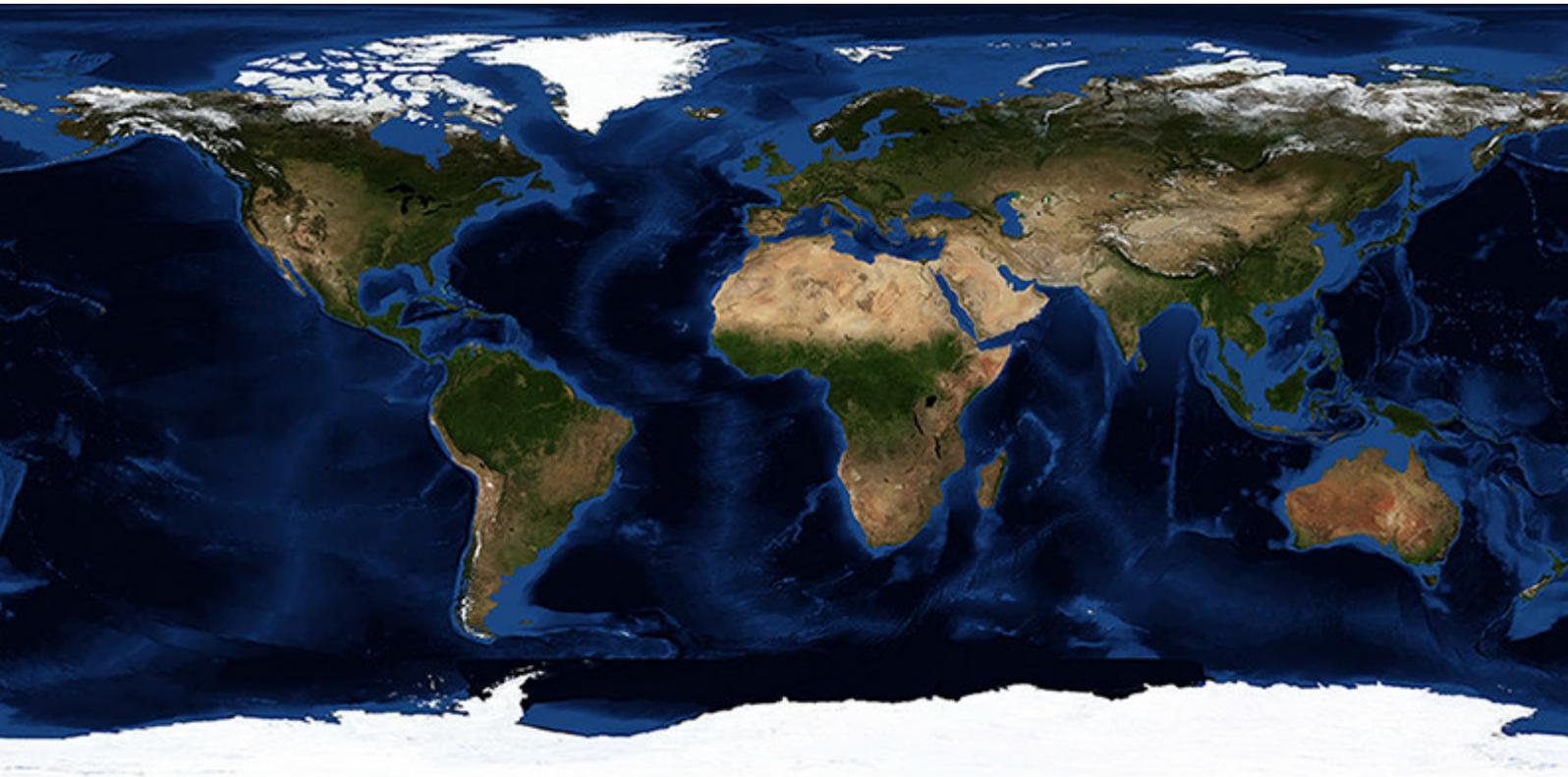


Planet Erde

Ein Skript aus dem SoSe 2013
zur Vorlesung Klimatologie
gehalten von Prof. Dr. Johannes Orphal

erstellt von
Lukas Leufen

Version vom 16.12.2013



Vorwort

Planet Erde beschreibt die einfachen Zusammenhänge in der Atmosphäre und auf der Erde. Dabei werden vor allem die Themen Klimatologie und einfache Meteorologie behandelt. Dieses Textwerk basiert größtenteils auf der Vorlesung *Klimatologie* von Prof. Dr. Johannes Orphal, gehalten im Sommersemester 2013 am KIT (Karlsruher Institut für Technologie). Es wird die Vorlesung in groben Zügen zusammengefasst, einige Themengebiete wurden jedoch deutlich genauer ausgeführt, als dies in der Vorlesung behandelt wurde. Keinesfalls darf *Planet Erde* als eigenständiges wissenschaftliches Werk angesehen werden, da es ursprünglich als ein vorlesungsbegleitendes Skript verfasst wurde und daher weder Quellen angegeben sind, noch die wissenschaftliche Richtigkeit garantiert werden kann. Dieses Skript ersetzt nicht den Vorlesungsbesuch, kann beim Verständnis der Vorlesung jedoch unter Umständen nützlich sein. Für die Leser, die *Planet Erde* nicht aus studienbedingten Gründen lesen, soll dieses Werk einen Einblick in den bewohnten Planet Erde geben und verständlich machen, wie bestimmte Wetterphänomene entstehen. Obwohl die gesamte Schrift insgesamt recht mathematisch gehalten ist, da aus Gleichungen exakte Zusammenhänge besser erklärt werden können, beinhaltet *Planet Erde* jedoch vor allem im Bereich des Klimas der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft einige sehr deskriptive Passagen.

Der Verfasser

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	3
1.1	Dimensionen und Bezugssystem der Erde	4
1.1.1	Erdbeschleunigung	6
1.1.2	Corioliskraft	7
1.1.3	Himmelsmechanik	7
1.2	(Erd-)Atmosphäre	9
1.2.1	Ozonschicht	11
1.2.2	Vertikalstruktur der Atmosphäre	12
2	Paläoklima	14
3	Strahlung	17
3.1	Planck'sche Kurve und Emission	17
3.2	Wiensches Verschiebungsgesetz	19
3.3	Stefan-Boltzmann-Gesetz	19
3.4	Albedo	21
3.5	Moleküle und Strahlung	22
4	Allgemeine Zirkulation	27
4.1	Zellen (i)	27
4.2	Hadleyzelle	27
4.3	Geostrophischer Wind	29
4.4	Zellen (ii)	31
4.5	Walkerzirkulation und El Nino	32
4.6	Sonstige Zirkulationen	33
5	Klimazonen	34
6	Thermodynamik	38
6.1	Trockenadiabatischer Temperaturgradient	38
6.2	Feuchtadiabatischer Temperaturgradient	40
6.3	Illustration von tr.adiab. und feuchtadiab. Temperaturgradient	41
7	Kreisläufe	42
7.1	Kohlenstoffkreislauf und Klima	42
7.1.1	Motivation und Definition	42
7.1.2	Kohlenstoffreservoirs	43
7.1.3	Geologischer Kohlenstoffkreislauf	44
7.1.4	Kohlenstoffkreislauf ohne Erdkruste	45
7.1.5	Einfluss des Menschen	47
7.2	Wasserkreislauf	48
7.2.1	Rückkopplung mit Wasser	49
7.2.2	Eigenschaften	50
7.2.3	Der Wasserkreislauf	51
7.2.4	Wasser und seine Erscheinungsformen	53
8	Schlusswort	55

1 Einführung

Die Begriffe Klima und Wetter werden oft in einem Zusammenhang genannt. In Wahrheit sind Klima und Wetter jedoch sehr unterschiedliche Begriffe. Das Klima ist die „Statistik des Wetters“, welche Angaben über einen großen Zeitraum von mindestens 30 Jahren macht. Dabei spricht man über Mittelwerte und Variabilität (typische Abweichung von einem Mittelwert). Beim Wetter wird dagegen ein Zeitpunkt, der zwischen 1 sec und 1 Woche liegen kann, durch typische Werte wie Niederschlag oder Temperatur beschrieben. Der Unterschied zwischen beiden Begriff zeigt sich beispielsweise, wenn man Temperaturunterschiede betrachtet. Eine 5K höhere Tagestemperatur (Wetter) ist normal bis wenig, eine Erhöhung des Mittelwerts um 2K ist dagegen extrem viel. Allgemein können viele Größen, darunter u.a. Temperatur, Niederschlag, Luftfeuchte, Wind, Luftdruck, Strahlung, gemessen und beobachtet werden.

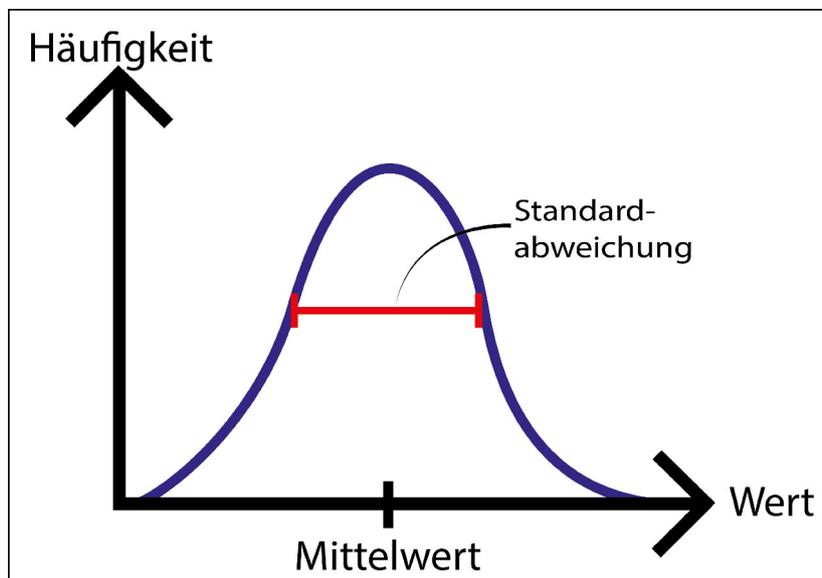


Abbildung 1: Standardabweichung

Klimabeobachtungen sind wie eingangs beschrieben immer langfristig und (hoch-)genau da Unterschiede oft sehr klein sein können. Daraus folgen Analysen und Modelle, wobei letztere jedoch immer unperfekt sind, da bspw. Kopplungen oder andere Zusammenhänge nicht berücksichtigt wurden. Schließlich erhält man eine Vorhersage, welche jedoch nur mit einer großen Unsicherheit zu behandeln ist. So ist eine Vorhersage für in 14 Tagen statistisch zu 50% wahr. Die Frage, ob es regnen wird, erhält demnach die Antwort *zu 50% ja, zu 50% nein* und gibt demnach keine sinnvolle Vorhersage mehr.

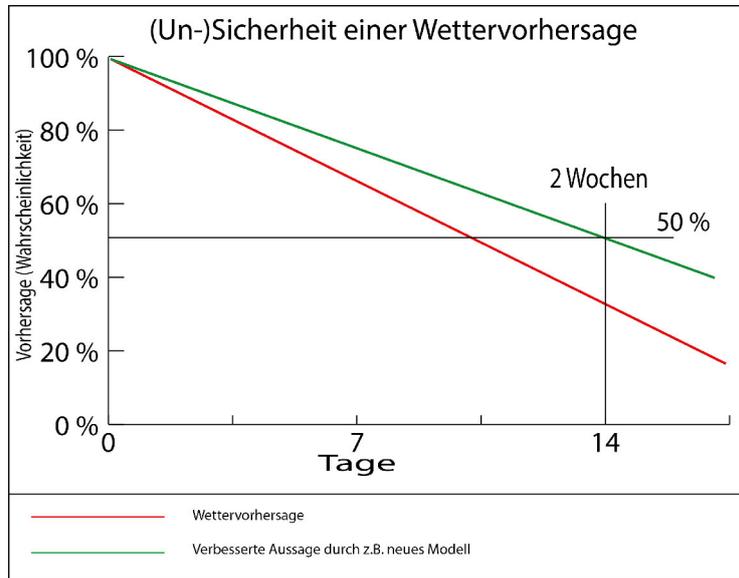


Abbildung 2: (Un-)Sicherheit einer Wettervorhersage

1.1 Dimensionen und Bezugssystem der Erde

Um einheitlich über das Bezugssystem Erde reden zu können, wurde folgende Vereinbarung getroffen. Ein Koordinatensystem wird mit seiner y-Achse auf die Verbindungsachse Nord-Süd und dem Ursprung auf Höhe des Äquators gelegt

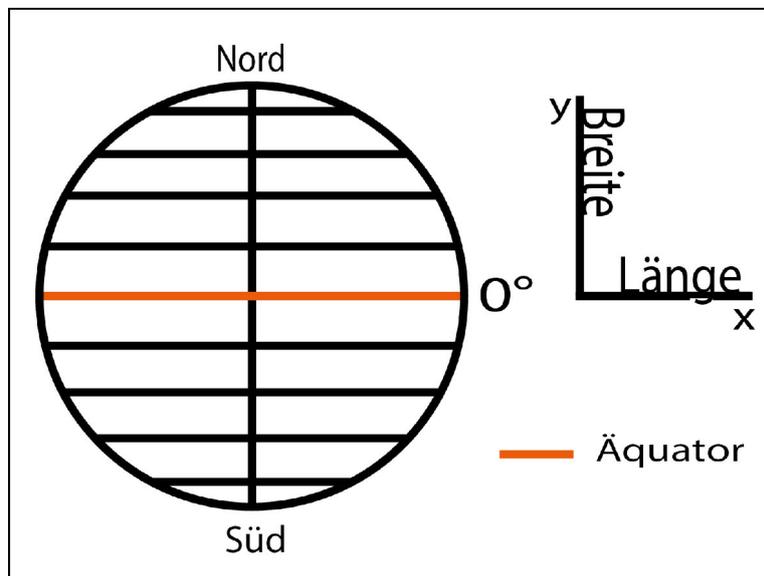


Abbildung 3: Bezugssystem Erde

Die y-Achse gibt dabei die Breiten (-grade) und die x-Achse die Längen

(-grade) in Abhängigkeit eines Winkels an. Der Radius der Erde beträgt am Äquator $R = 6375km$ und lässt sich durch die Relation

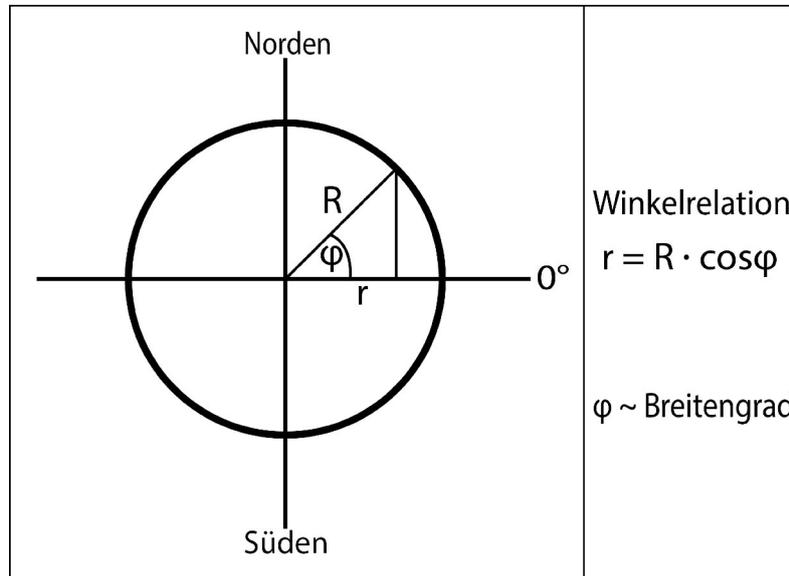


Abbildung 4: Winkelrelation

für jede Breite bestimmen. Am Äquator beträgt der Winkel $\varphi = 0^\circ$, an den Polen 90° und dazwischen erhalten die Breitengrade ihre Namen aufgrund des Winkels φ . Eine solche differenzierte Betrachtung ist wichtig, da Kräfte in verschiedenen Breiten unterschiedlich wirken. Durch den Radius r lässt sich der Erdumfang bestimmen, der gleichzeitig die sogenannte Länge des Breitenkreises ist. Der Umfang am Äquator beträgt

$$U_{0^\circ} = 2\pi r = 2\pi R \cos(0^\circ) \approx 40074km$$

Der Umfang bei 60° nördliche/südliche Breite ist

$$U_{60^\circ} = 2\pi R \cos(60^\circ) = \pi R \approx 20036km.$$

Die Erde rotiert um eine Achse, welche ungefähr auf der Nord-Süd-Verbindung liegt. Für eine ganze Umdrehung um diese Rotationsachse benötigt die Erde 23h 56min 4s. Diese Zeitdauer ($T=86164s$) wird Sterntag genannt. Unsere Vereinbarung über die Dauer eines Tages von 24h ist jedoch trotzdem nicht um 3min und 56s ungenau, da andere Effekte wie die Nutation der Drehachse der Erde oder die Umlaufbahn der Erde um die Sonne wirken. Daher ist nur alle vier Jahre ein sogenannter Schalttag notwendig, um die Ungenauigkeit auszugleichen. Analog dazu benötigt die Erde für die Revolution, die Umrundung der Sonne, ungefähr 365 Tage. Über

$$\omega = \frac{2\pi}{T}$$

ergibt sich eine Winkelgeschwindigkeit von $7,3 \cdot 10^{-5} \frac{1}{s} = const.$ Genauso lässt

sich die Mitführgeschwindigkeit an der Erdoberfläche in Abhängigkeit des Breitenkreises definieren.

$$v_\varphi = \frac{U_\varphi}{T} = 2\pi R \frac{\cos(\varphi)}{T} = \omega R \cos(\varphi)$$

Die Geschwindigkeit am Äquator beträgt folglich

$$v_0 = \omega R = 7,3 \cdot 10^{-5} \frac{1}{s} 6378 \cdot 10^3 m = 465 \frac{m}{s},$$

bei einer Breite von 60°

$$v_{60^\circ} = 232,5 \frac{m}{s}$$

und an den Polen logischerweise

$$v_{90^\circ} = 0 \frac{m}{s}$$

Durch die Rotation der Erde entstehen auch Scheinkräfte wie die Zentripetalkraft. Die Zentripetalbeschleunigung errechnet sich wie folgt.

$$a_Z = \frac{v^2}{r} = \omega^2 R \cos(\varphi)$$

1.1.1 Erdbeschleunigung

Die Massenverteilung der Erde ist nicht homogen. Als Ergebnis der Massenverteilungsunterschiede und der oben beschriebenen Fliehkraft, die von den Breitengraden abhängig ist, ergibt sich eine variable und ortsabhängige Schwerkraft. Der Ortsfaktor g wurde daher für eine Breite von 45° und einer Höhe auf NN (Normalnull) mit

$$g_0 = 9,806 \frac{m}{s^2}$$

normiert. Mit Hilfe der sogenannten *Herlmertschen Formel* kann dieser Faktor in Abhängigkeit der Breite errechnet werden.

$$g_\varphi = g_0 [1 - 0,0026 \cos^2(\varphi) + 0,00007 \sin^2(2\varphi)]$$

Daraus ergeben sich folgende Werte

$$g_{\text{Äqu}} = 9,78 \frac{m}{s^2}; \quad g_{\text{Pol}} = 9,83 \frac{m}{s^2}$$

Der Ortsfaktor g hat zusätzlich noch eine Höhenabhängigkeit, da sich die Entfernung zum Massenmittelpunkt der Erde mit zunehmender Höhe vergrößert und somit die Gravitationskraft abnimmt. Daher ergibt sich zusätzlich eine Höhenabhängigkeit mit

$$g(z) = g_\varphi - 3,086 \cdot 10^{-6} \frac{1}{s^2} z$$

$$\text{Bsp. : } g(z = 20 \cdot 10^3 m) = 9,745 \frac{m}{s^2}$$

1.1.2 Corioliskraft

Die Corioliskraft lässt sich durch

$$\vec{F}_C = -2m\vec{\omega} \times \vec{v}$$

errechnen. Dies ergibt eine Kraft von

$$F_C = 2m\omega v \sin(\varphi)$$

und eine Beschleunigung mit

$$a_c = \frac{F_C}{m} = 2\omega v \sin(\varphi).$$

Auf der Nordhemisphäre erfahren daher alle Bewegungen eine Ablenkung nach rechts.

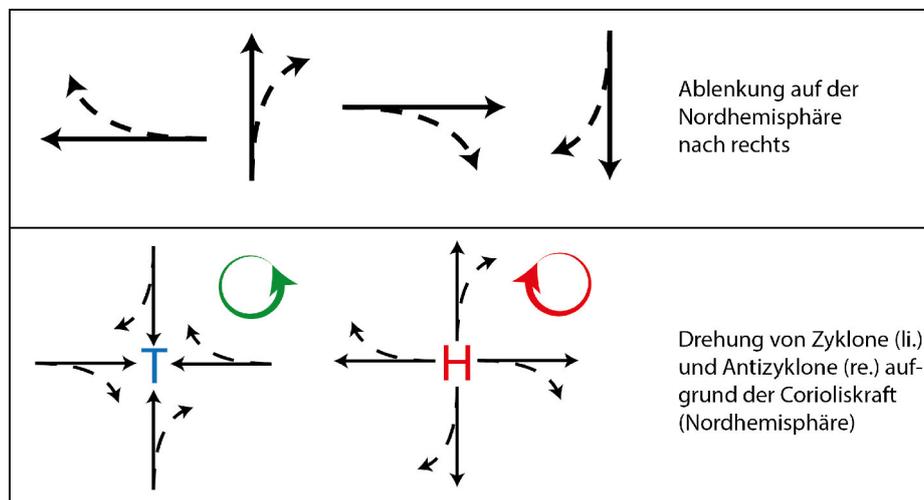


Abbildung 5: Auswirkungen der Corioliskraft

Die Corioliskraft hat auch Auswirkungen auf die Ozeanströmungen wie den Golfstrom.

1.1.3 Himmelsmechanik

Die Erde besitzt eine in Relation zur Umlaufbahn um die Sonne - geneigte Rotationsachse. Der Neigungswinkel beträgt aktuell $23,5^\circ$.

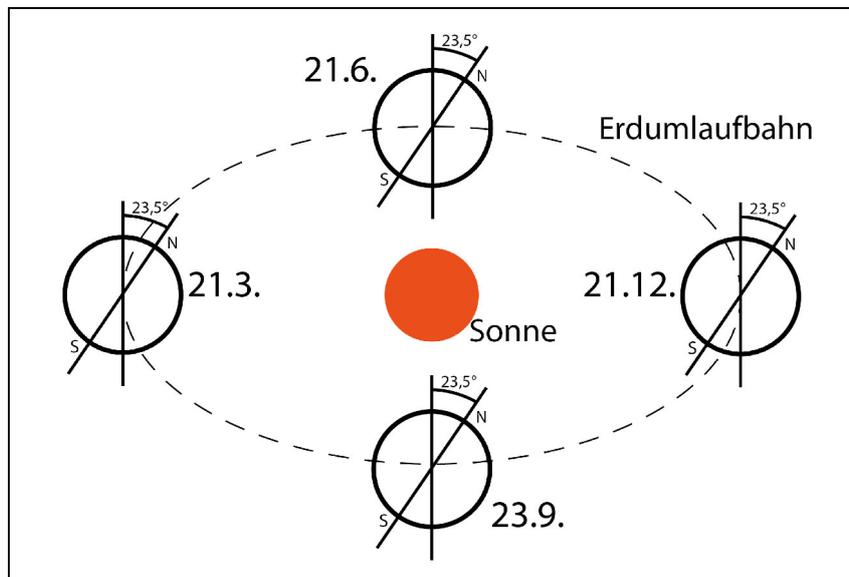


Abbildung 6: Jahreszeitlich abhängige Position der Erde (inkl. schiefe Rotationsachse)

Aufgrund dieser Schiefe der Ekliptik ergibt sich im Sommer, von der Nordhemisphäre aus betrachtet, eine größere Strahlung auf der Nordhemisphäre als im Süden, im Winter des Nordens ist dies genau umgekehrt. Ausgeglichen ist dieser Effekt während Herbst und Frühling, weshalb in diesen Jahreszeiten die Dauer von Tag und Nacht im Lot liegt. Die Umlaufbahn der Erde um die Sonne ist bekanntlich eine Ellipse. Die Sonne steht dabei in dem Brennpunkt, der näher an der Erdposition des 21. Dezembers gelegen ist. Der mittlere Abstand Sonne-Erde beträgt $150 \cdot 10^6 \text{ km}$.

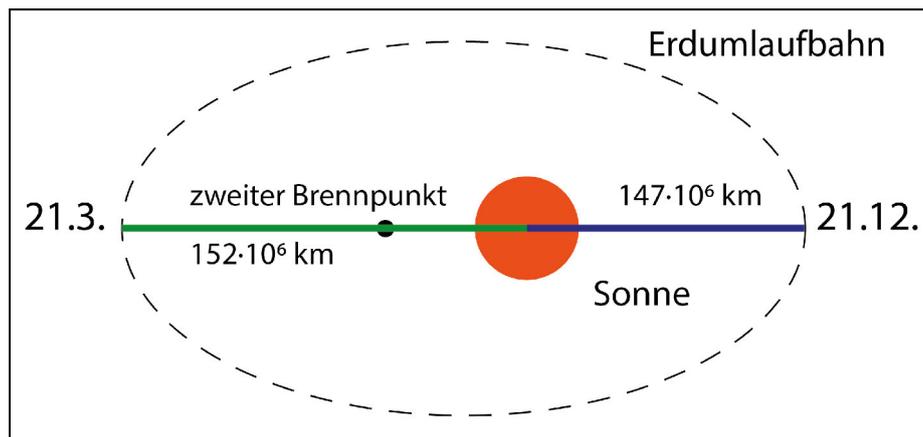


Abbildung 7: Große, kleine Halbachse

Dieser Abstand wird jedoch beeinflusst von Sonne, den umkreisenden Planeten, Raketen, Kometen usw. und hat somit Einfluss auf den Strahlungshaushalt

der Erde. Beispielsweise ändert sich die Exzentrizität alle 100.000 Jahre, die Erdneigung schwankt zwischen 21° und $23,5^\circ$ und die Präzession der Erde erstreckt sich über eine Dauer von 19 bis 21 Tsd. Jahre.

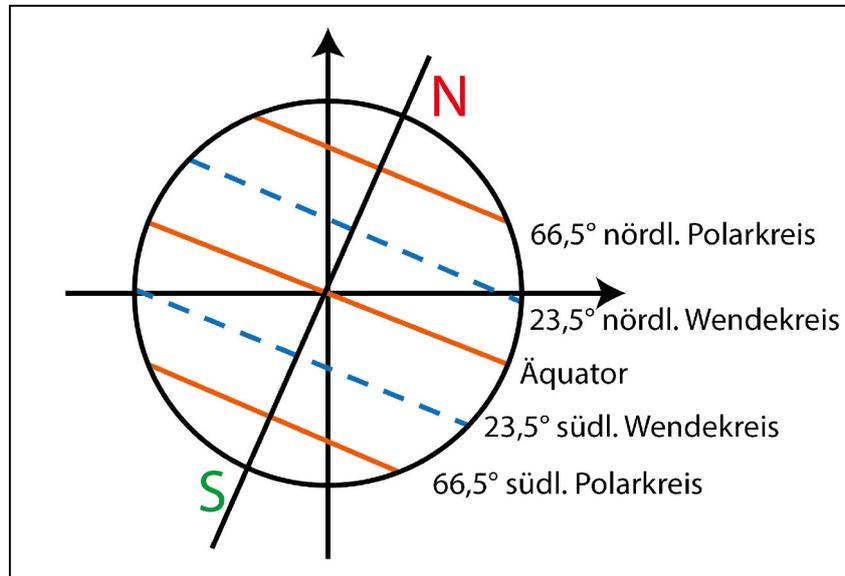


Abbildung 8: Grobe Aufteilung der Breitenkreise

Die sogenannten Strahlungszonen wurden vor über 50 Jahren definiert, um klimatisch zusammenhängende Gebiete beschreiben zu können. Heute beschränken sich diese Zonen nicht unmittelbar nur auf Vegetation und Tierwelt, sondern erschließt ein viel umfassenderes Spektrum, sodass die ursprüngliche Klassifizierung nicht unbedingt zielführend ist. Die Astronomischen Tropen erstrecken sich von $[-23,5^\circ ; 23,5^\circ]$ und zeichnet sich durch eine hoch stehende Sonne aus. Dabei sind die inneren Tropen (nahe am Äquator gelegen) immerfeucht und warm, vom Regenwald überzogen und die Mittagshöhe der Sonne erreicht einen Winkel von über $66,5^\circ$. Die äußeren Tropen (nahe der Wendekreise gelegen) sind dagegen recht trocken, meist von Savannen bedeckt und erfahren jahreszeitliche Veränderungen und Regenzeiten. Die strahlungsklimatischen Mittelbreiten erstrecken sich von den Wendekreisen bis zu den Polarkreisen. Bis zu einer Breite von 45° findet man die Subtropen, die sehr trocken und daher größtenteils von Wüsten bedeckt sind, ab 45° wird von den hohen Mittelbreiten gesprochen, die ein gemäßigtes Klima und vier Jahreszeiten (im Winter kurze Tage, im Sommer lange Tage) besitzen. Daher sollte bei klimatischen Vergleichen immer die Jahreszeit berücksichtigt und angegeben werden.

1.2 (Erd-)Atmosphäre

Regionale und globale Unterschiede ergeben sich u.a. aus der Strahlungsbilanz, d.h. der Menge an Energie die ein Quadratmeter aufgrund seiner Beschaffenheit und den äußeren Bedingungen aufnehmen kann, und der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Die Atmosphäre an sich ist erst seit etwa 1800 erforscht. Mittlerweile ist bekannt, dass sich die Zusammensetzung der Atmosphäre bis

heute zweimal grundlegend gewandelt hat. Momentan besitzt die Atmosphäre („Version 3.0“⁴) der Erde einen Volumenanteil von 78,08% Stickstoff (N_2) und 20,95% Sauerstoff (O_2). Es wird für gewöhnlich immer von trockener Luft geredet, da der Wasserdampfanteil (H_2O) extrem variabel ist und daher keine allgemeine Zusammensetzung angegeben werden könnte.

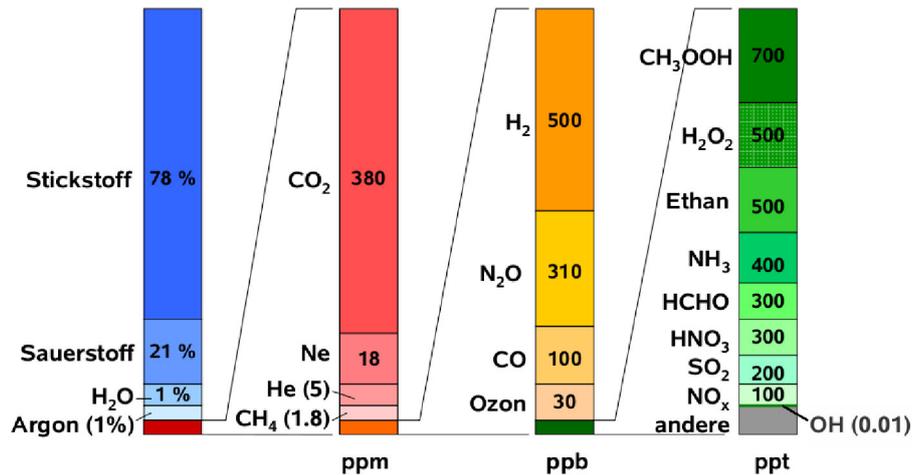


Abbildung 9: Prozentuale Zusammensetzung der Luft

Neben N_2 und O_2 enthält trockene Luft noch eine Vielzahl von Spurengasen, die nur in sehr kleinen Mengen vorhanden und daher auch schwierig zu messen sind. Argon (Ar) erreicht 1,28% und Kohlenstoffdioxid (CO_2) 0,04%. Des Weiteren gibt es noch Methan (CH_4), Lachgas (N_2O), Ozon (O_3) und Kohlenstoffmonoxid (CO), die sehr wesentlich für die Strahlung sind. Denn Luft ist nicht vollkommen durchlässig für Strahlung, weil ebendiese Gase Wärmestrahlung (= Infrarotstrahlung [IR]) absorbieren und emittieren, wohingegen N_2 und O_2 fast komplett durchlässig für IR sind, da sie homonukleone Diatome¹ sind und aufgrund ihrer Molekülzusammensetzung und Struktur schlechte Strahlungseigenschaften besitzen.

Die Atmosphäre lässt sich vertikal in Schichten ordnen. Die unterste Schicht, die Troposphäre, zeichnet sich durch einen annähernd linearen Temperaturgradient aus.

$$\text{linearer Temperaturgradient} : \frac{dT}{dz}$$

Dabei nimmt die Temperatur der Luft kontinuierlich ab, da sich ein Luftpaket, je höher es ist, aufgrund des geringeren Drucks ausdehnt und dabei Arbeit verrichtet, die wiederum durch Verbrauch von innere Energie (=Temperatur) möglich ist. In dieser Schicht spielt sich der Großteil des Wettergeschehens ab.

¹homo: gleich; Nukleus: Kern (lat.); di: zwei; also Moleküle aus zwei gleichen Atomen

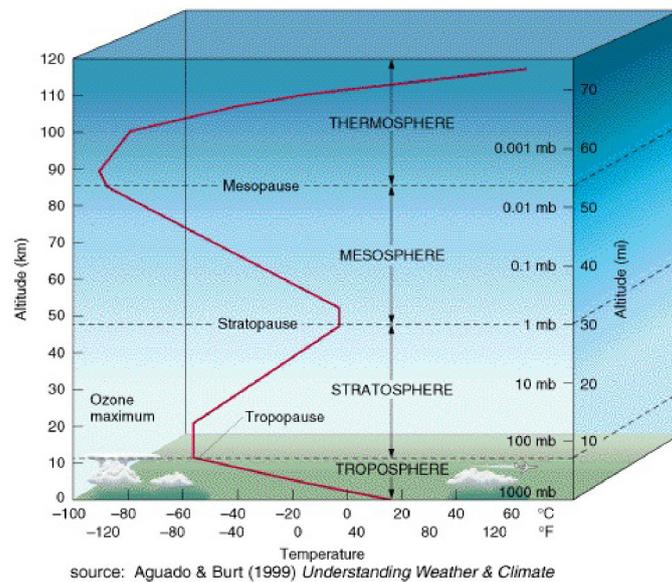
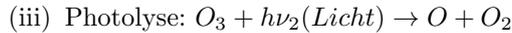
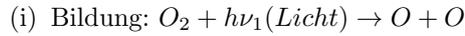


Abbildung 10: Aufbau der Atmosphäre

In einer Höhe von 10km an den Polen bis 15km am Äquator befindet sich die Tropopause, die sehr variabel in ihrer Höhenlage und Breite ist. Sie ist daran erkennbar, dass sich der Temperaturverlauf umkehrt und es vom Tiefpunkt bei ca. -80°C an wieder wärmer wird. Die anschließende Stratosphäre ist bekannt, weil sich dort das Ozon (O_3) befindet, welches erhebliche Teile der Strahlung absorbiert und diese so nicht bis zum Erdboden vordringen lässt. In ca. 50km Höhe sinkt die Temperatur wieder. Diese Grenze ist die Stratopause. Die Mesosphäre erstreckt sich bis zu einer Höhe von 82km und wird von der Mesopause abgeschlossen. Darüber gibt es per Definition noch die Thermosphäre und die Exosphäre, die NASA setzt allerdings die Grenze des Weltalls genau auf die Mesopause, obwohl der Übergang zwischen Erdatmosphäre und Weltraum fließen ist.

1.2.1 Ozonschicht

Ozon ist ein dreiatomiges Sauerstoffmolekül und tritt in der Atmosphäre vor allem in der Stratosphäre auf. Zur Bildung von Ozon wird Strahlung benötigt. Zunächst bewirkt UV-Licht, dass sich der gewöhnliche zweiatomige Sauerstoff O_2 in zwei Radikale aufspaltet. Daraufhin reagieren diese aufgespaltenen Sauerstoffatome mit weiteren Sauerstoffmolekülen und bilden das Ozon O_3 . Eine solche Aufspaltung durch Strahlung wird Photolyse (=Zerlegung durch Licht) genannt. Ozon zerfällt ebenfalls wiederum durch Strahlung, allerdings wird dazu eine andere Wellenlänge als für die Photolyse von O_2 benötigt, zu einem Sauerstoffatom und einem Sauerstoffmolekül. Dieser Kreislauf wird Chapman-Zyklus genannt.

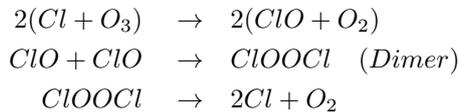
Chapman-Zyklus

Erklärung

(i) Aufspaltung von O_2 durch UV-Licht(ii) $\nu_{1,2}$ verschiedene Wellenlängen

(iii) Photolyse = Zerlegung durch Licht

Diese Reaktionen laufen jedoch nicht homogen in der Stratosphäre ab, sondern sind stark höhenabhängig. Die O_2 -Photolyse geschieht in der oberen Stratosphäre, die O_3 -Photolyse dagegen in der gesamten Stratosphäre, allerdings mit der Einschränkung, dass die Intensität mit fallender Höhe abnimmt, da dort auch die Strahlung geringer ist (Ozonschicht „schluckt“ sozusagen die UV-Strahlung und schützt daher auch die Menschen am Erdboden). Ozon zerfällt nicht nur durch Photolyse, sondern wird auch durch die Spurengase (Volumenanteil von 10^{-6} bis 10^{-12}) wie das Hydroxylradikal (OH), Stickstoffmonoxid (NO), Chlor (Cl) oder Brom (Br) katalytisch abgebaut. Die Senkung des Ozon geschieht dabei durch eine Reaktion eines solchen Spurengases mit Ozon zu Sauerstoff und einem Oxid. Dieses Oxid reagiert wiederum mit einem Weiteren und bildet sogenannte Dimere. Schließlich zerfällt das Dimer durch Photolyse zu Sauerstoff und dem Ausgangsspurengas. Als Ergebnis aus diesen Reaktionen hat man Sauerstoffmoleküle und die Spurengase, die natürlich erneut mit Ozon reagieren.



Vor allem der Chloranteil in der Stratosphäre ist seit 1900 erheblich durch den Ausstoß von FCKWs (Fluor-Chlor-Kohlen-Wasserstoff) gestiegen². Im Allgemeinen ist die Entwicklung der Ozonschicht sehr wichtig für das Klima der Zukunft.

1.2.2 Vertikalstruktur der Atmosphäre

Für gewöhnlich werden Kräfte durch Beschleunigung und Masse ausgedrückt. In der Meteorologie ist dies jedoch eher unpassend. Daher spricht man häufig von Beschleunigungen und der Dichte (Masse pro Volumen). Aus der hydrostatischen Grundgleichung ergibt sich die Tatsache, dass sich ein Luftpaket im Gleichgewicht zwischen Erdanziehung und Druckgradient befindet.

Hydrostatische Grundgleichung

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$$

²Ergänzung: Auch Chlor kann z.B. mit Hilfe von Methan (CH_4) zu Salzsäure (HCl) und einem Methylrest (CH_3) gesenkt werden

Hieraus lässt sich der Druck in Abhängigkeit der Höhe z ermitteln. Mit Hilfe der Gasgleichung (für ein ideales Gas) und der Umformung der allgemeinen Gaskonstante R (in mol) in die spezifische Gaskonstante von Luft R_L durch Division mit der molaren Masse (der Luft) ergibt sich eine Gleichung, die sich unter Annahme, dass eine konstante Temperatur vorherrscht, durch Integration und Umformung nach $p(z)$ lösen lässt. Diese Formel wird als die barometrische Höhenformel bezeichnet.

Ziel : $p(z) = ?$

ideale Gasgleichung : $p = \rho RT$

$$R = N_A K_B = 8,314 \frac{\text{J}}{\text{molK}}$$

$$R_S = \frac{R}{M} = 287 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}; \quad M(\text{Luft}) = 0,02896 \frac{\text{kg}}{\text{mol}}$$

$$\Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H}; \quad H = R_S \frac{T}{g} = \text{const.}; \quad \text{da Annahme } T = \text{const.}$$

mit N_A : Avogadokonstante; K_B : Boltzmannkonstante; R_S : spezifische Gaskonstante.

Durch Integration folgt die barometrische Höhenformel:

$$\begin{aligned} \ln(p) - \ln(p_0) &= -\frac{1}{H}z \\ \rightarrow p(z) &= P_0 e^{\left(-\frac{z}{H}\right)} \end{aligned}$$

P_0 ist der gemessene Bodendruck.

2 Paläoklima

Das Klima auf der Erde war nicht immer gleich, da die Bewegung der Erde periodischen Veränderungen unterliegt und auch die Plattentektonik einen gewissen Einfluss übt. Daher ergab sich in der Erdgeschichte schon eine Änderung von 3 bis 5 Kelvin über sehr große Zeiträume von tausenden (ka) bis Millionen (Ma) Jahren. In der Paläoklimatologie wird versucht, die Zusammenhänge der Kräfte und die Geschichte der Erde besser zu verstehen, in dem die Vergangenheit so gut es geht analysiert und berechnet wird.

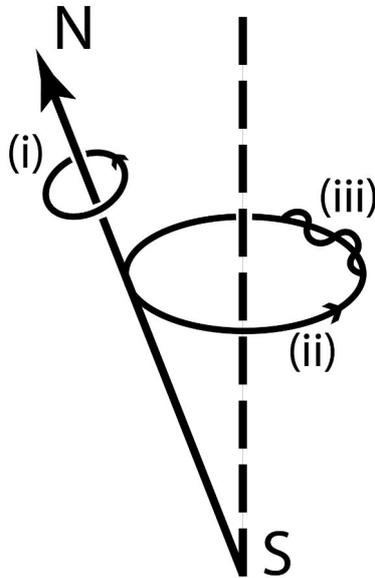


Abbildung 11: (i) Rotation, (ii) Präzession, (iii) Nutation

Erdschiefe bzw. Neigung der Ekliptik (aktuell $23,5^\circ$; Schwankungen zwischen $21,8^\circ$ und $24,4^\circ$), und die Exzentrizität, die Angabe, wie stark die Erdellipse ein Kreis ist. Die Obliquität ist übrigens dafür verantwortlich, wie lang Tag und Nacht sind.

Bei einer aktuellen Exzentrizität von $\epsilon = 0,017$ liegt die Schwankung der Sonneneinstrahlung zwischen Perihel und Aphel bei 6,9%. Die Exzentrizität ϵ variiert zwischen 0,005 (maximale Änderung der Sonneneinstrahlung: 2%) und 0,058 (23%). Auch verändert sich die Bahn der Erde durch die Apsidendrehung, das heißt die gesamte Erdumlaufbahn kreist um die Sonne. Da allerdings dabei der Abstand zwischen Erde und Sonne durchgehend „gleich“ (die Halbachsen) ist, sind die Auswirkungen auf das Wetter verschwindend gering bis nicht vorhanden.

Wie schon in Kap. (1.1.3) erwähnt ist die Berechnung der Erdbahn sehr schwierig, denn die Erde ist ein Kreisel. Die Bahn dieses Kreisels kann berechnet werden, da sie jedoch von vielen Kräften, die beispielsweise durch andere Planeten ausgeübt werden, abhängt, ist eine Berechnung sehr schwer und eine exakte Berechnung unmöglich, da sich diese Kreiselbahn von drei Effekten variiert wird. Die Erde rotiert um die eigene Achse (Dauer: 1d), präzidiert (Dauer: 25800a) und nutiert (Dauer: 18,5a) mit $\pm 20''$ (Bogensekunden).

Neben dieser Tatsache haben noch zwei andere Eigenschaften der Erde Einfluss auf das Wetter; die Obliquität, also die

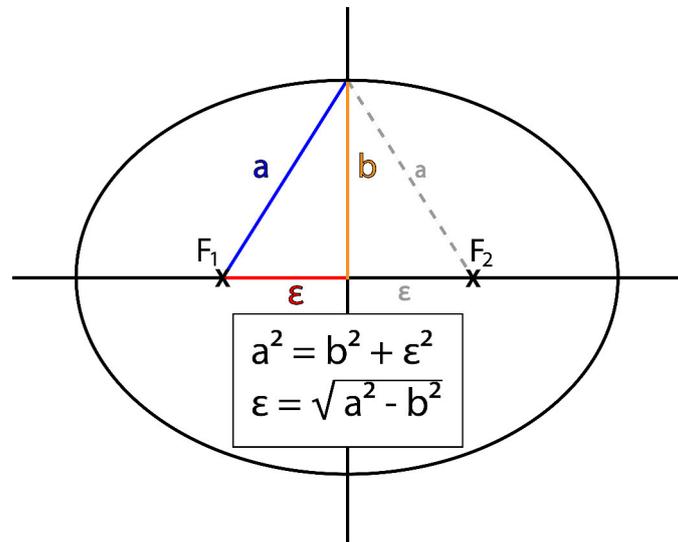


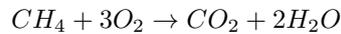
Abbildung 12: Ermittlung der Exzentrizität

Diese Variabilität hat Auswirkungen auf die Einstrahlung durch die Sonne. Daher ist auch die Solarkonstante nicht als eine wirkliche Konstante anzusehen, denn sie ist abhängig von den beschriebenen Zuständen. Dieses zeitvariante Muster wird zu Ehren seines Entdeckers Milanković-Zyklus genannt.

Paläoklimatisch ist das Lebensalter der Erde in vier Abschnitte unterteilt. Forscher gehen heutzutage von einem Erdalter über ungefähr 4,55 Mrd. Jahren aus. Über das Präkambrium, welches bis vor 0,542 Mrd. Jahren dauerte, ist recht wenig bekannt, da es kein Leben gab und die Erde vermutlich ein ausgetrockneter Planet war. Die drei wichtigeren Erdzeitalter sind das Paläozoikum (542 Ma bis 251 Ma), Mesozoikum (251 Ma bis 65,5 Ma) und das Känozoikum (65,5 Ma bis heute). Die Einteilung erfolgt hierbei durch Sedimentablagerungen. Weitere solche „Klimaarchive“ sind u.a. Baumringe, Eisbohrkerne, Korallen oder Tropfsteine. Einen großen Anteil an der Analyse dieser Archive hatte Alfred Wegener (1880 bis 1930), der vor allem durch seine Theorie über die Kontinentalverschiebungen posthum bekannt wurde. Die Analyse erfolgt durch eine Isotopenanalyse, wie beispielsweise mit ^{14}C , ^{18}O oder ^2D , des Probematerials. Sobald Organismen absterben, reichert sich keines dieser Isotope neu an und das Vorhandene zerfällt. Durch die Halbwertszeit lassen sich so Aussagen zu dem Alter des Materials treffen. Dass die Erdoberfläche während des Präkambriums so trocken war, liegt daran, dass man für die damalige Zeit eine Temperatur von $+180^\circ\text{C}$ schätzt. Erst vor ca. 4 Mrd. Jahren ist nach Theorien zur Folge die Temperatur auf 100°C gesunken und es begann für 40000 Jahre zu regnen. Einer anderen Hypothese nach hat daraufhin eine globale Vereisung, die sogenannte „Snowball Earth“, eingesetzt. Doch müsste es ja dann ebenfalls zu einem globalen Erhitzen gekommen sein. Allerdings ist bekannt, dass die Sonne in ihren jungen Jahren viel schwächer ausstrahlt als heute, im Gegensatz dazu war es jedoch wärmer als es das heute ist. Dieses Paradoxon bekam daher den Namen „The Faint Young Sun Paradox“.

Vor ungefähr 2,4 Mrd. Jahren hat vermutlich das „Great Oxygenation Event“ eingesetzt. Es gab bereits seit 1,4 Mrd. Jahren erste Lebewesen wie die Blaualgen, Cyanobakterien, die ohne Sauerstoff leben konnten und selbst heute noch eine Artenvielfalt von 2000 Arten besitzt. Während des GOE jedoch starb ein Großteil dieser Lebewesen an einem zu hohen Sauerstoffanteil und es entstanden neue angepasste Lebensformen. Enzyme haben sich darauf angepasst Sauerstoff für das eigene Überleben zu verbrauchen. Da sich in tieferen Erdschichten bspw. viel Fe^{2+} befindet, in darüberliegenden Schichten jedoch Fe^{3+} , welches durch einen erhöhten Sauerstoffanteil entsteht, in Vielzahl vorhanden ist, schließt eine solche Anreicherung an Erzen auf das Ereignis. Eine weitere Konsequenz des hohen Sauerstoffgehalts ist die Bildung von Wasser und Kohlenstoffdioxid.

Reaktionsgleichung



Da Methan ein stärkeres Treibhausgas als Kohlenstoffdioxid ist, wurde der Treibhauseffekt der Erde dabei verringert. Folglich entstand vor 543 Ma innerhalb eines sehr kurzen Zeitraums von 5 bis 10 Mio. Jahren explosionsartig sehr viel Leben („Kambrische Explosion“).

Eine Eiszeit ist definiert, dass die Polkappen durchgehend mit Eis bedeckt sind. Dagegen ist konsequenter keine Eiszeit, wenn die Kappen durchgehend frei sind. Da die Trennung fließend ist, da es sich ja um keine Logik oder Formel handelt, schließen wir daraus, dass wir uns aktuell in einer Eiszeit befinden. Allerdings leben wir in einer Wärmephase und möglicherweise könnten wir auch am Ende der Eiszeit leben. Da eine Eiszeit eine Ausnahmesituation bleibt, sind auch noch viele Fragen ungeklärt. Nach diversen Eiszeiten wie der huronischen Eiszeit (vor 2,3 bis 2,0 Mrd. Jahre) oder der algonkin'schen Eiszeit (ca. 0,95 Mrd. Jahre zurück) dauert die Quartäre Eiszeit nun schon seit 2,6 Ma an. Zwischen solchen Eiszeiten (Glazialen) gibt es wärmere Zeiten, die Interglaziale. Seit ca. 11625 Jahren lebt die Erde im Holozän, einer Warmzeit, ihre Dauer ist jedoch ungewiss, da auch sie sehr schwankend ist. Auch gibt es keine geeigneten Messwerte aus Römerzeit und Mittelalter um die Schwankungen besser zu beurteilen.

3 Strahlung

3.1 Planck'sche Kurve und Emission

Strahlung entsteht durch die Einstrahlung von unserer Hauptenergiequelle, die Sonne. Elektromagnetische Strahlung ist bekannt durch „Licht“, beinhaltet jedoch noch viele andere Komponenten wie die Ultraviolette Strahlung (UV) oder die Infrarote Strahlung (IR). Die Strahlungsbilanz der Erde setzt sich aus Einstrahlung (I_0), transmittierter Strahlung (T), Streuung (S), Reflexion (R) und Absorption (A) des Mediums zusammen.

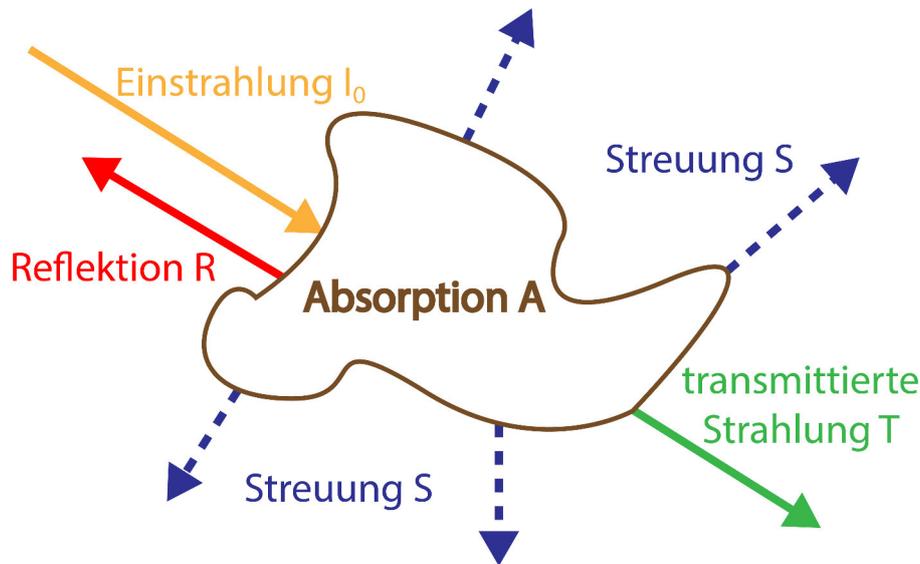


Abbildung 13: Strahlungsbilanz eines Mediums

Daraus folgen diese Zusammenhänge³:

$$I_0 = T + R + A$$

$$1 = \frac{T}{I_0} + \frac{R}{I_0} + \frac{A}{I_0}$$

$$1 = \tau + \rho + \alpha$$

$$\tau, \rho, \alpha \leq 1$$

τ : Transmissionskoeffizient ρ : Reflektionskoeff. α : Absorptionskoeff.

Kichhoff erkannte diesen Zusammenhang und Planck formulierte 1900 dann den schwarzen Strahler. Für $\alpha = 0$ folgt, dass die Summe der Koeffizienten τ und ρ gleich null sind. Da allerdings die Temperatur des schwarzen Strahlers konstant bleibt, kann er nicht nur absorbieren, sondern muss ebenfalls zwingend emittieren. Im Umkehrschluss kann eine schwarzer Strahler natürlich auch nicht mehr Energie (Wärme) emittieren als er absorbiert. Planck erkannte dabei, dass die

³Anm.: Die Streuung S ist sowohl in der transmittierten als auch in der reflektierten Strahlung enthalten.

sogenannte Spektralverteilung, Intensität I in Abhängigkeit der Wellenlänge λ , eines solchen Körpers jedoch abhängig von der Temperatur ist.

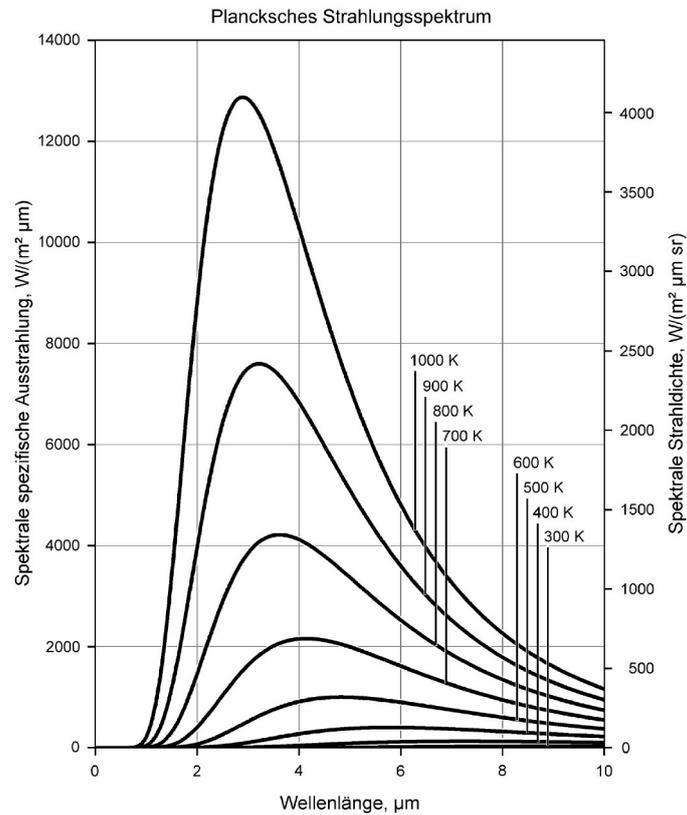


Abbildung 14: Plancksches Strahlungsspektrum

In Abb. (14) lässt sich erkennen, dass sich die Maxima der Planck'schen Kurve mit zunehmender Temperatur in Richtung kleinerer Wellenlängen verschieben. Daher lässt sich so auch die Temperatur eines Schwarzkörpers bestimmen, da ein schwarzer Körper abhängig von dem Ort des Maximums und daher abhängig von der Temperatur desselben in verschiedenen Farben ausstrahlt. Beispielsweise ist die Sonne im Moment für uns als gelb sichtbar, in vielen Jahren wenn die Sonne deutlich älter ist, wird sie rötlicher strahlen. Diese Eigenschaft gilt nur für schwarze Strahler und ähnliche Körper. Für einen schwarzen Strahler

besteht für die Emission M_λ^0 seit Planck folgende Zusammenhänge:

$$M_\lambda^0(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp(hc/\lambda kT)}$$

mit $kT = \text{Thermische Energie},$
 $k = \text{Boltzmannkonstante},$
 $c = \text{Lichtgeschwindigkeit}$
 $h = \text{Planck'sche Konstante}$

$$[M_\lambda^0] = W m^{-2} sr^{-1} m^{-1}$$

Es ist dabei zu bemerken, dass die Emission M_λ^0 als Funktion von der Wellenlänge und der Temperatur nur von Letzterem im Exponent abhängig ist. Die Emission kann alternativ durch die Frequenz ν ausgedrückt werden.

$$\lambda\nu = c \quad \Rightarrow \quad \frac{d\lambda}{d\nu} = \frac{c}{\nu^2} \quad \text{und} \quad \frac{d\nu}{d\lambda} = \frac{c}{\lambda^2}$$

ergibt

$$M_\nu^0(\nu, T) = \frac{2\pi h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$$[M_\nu^0] = W m^{-2} Hz^{-1}$$

3.2 Wiensches Verschiebungsgesetz

Mit Hilfe des Wienschen Verschiebungsgesetzes kann die Wellenlänge des Maximums eines schwarzen Strahlers mit Hilfe dessen Temperatur ermittelt werden.

$$\lambda_{max} T = 2898 \mu m K$$

Am Beispiel Sonne kann die Temperatur des Strahlers bestimmt werden:

$$\lambda_{max} = 0.5 \mu m \rightarrow T = 6000 K$$

Diese Temperatur gilt allerdings nur für die Photosphäre der Sonne, sozusagen dem strahlenden Teil (photo = Licht), im Inneren ist die Sonne viel heißer. In die umgekehrte Richtung zeigt sich, dass die Erde im Infrarotbereich strahlt.

$$T_{Erde} = 300 K \rightarrow \lambda_{max} = 10 \mu m \xrightarrow{\text{entspricht}} IR$$

3.3 Stefan-Boltzmann-Gesetz

Die Forscher Stefan und Boltzmann formulierten in dem nach ihnen benannten Gesetz den Zusammenhang zwischen Gesamtstrahlung und Temperatur bei einem idealen schwarzen Strahler. Die Strahlung ist sozusagen die Fläche unter

der Planck'schen Kurve.

$$S = \int_{\lambda} M_{\lambda}^0(\lambda, T) d\lambda$$

$$= \sigma T^4$$

mit Stefan – Boltzmann – Konstante :

$$\sigma = 5,67 * 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$$

Für die Meteorologie ist vor allem die Strahlung wichtig, welche von der Sonne ausgeht. Diese wird durch die Solarkonstante

$$s_0 = 1367 \frac{W}{m^2} \quad \text{”TOA”}$$

ausgedrückt. Allerdings muss für die Benutzung der Solarkonstanten beachtet werden, dass die Konstante im eigentlichen Sinn inkonstant ist. Die Strahlung s_0 variiert durch die schon beschriebenen Effekte wie z.B. Präzession und Nutation (siehe Kap. I) und ihr Zahlenwert gilt nur am oberen Rand der Atmosphäre (top of atmosphere = TOA). Am Erdboden ist sie normalerweise u.a. durch Streuung in der Atmosphäre geringer. Die Strahlung kann jedoch niemals höher sein als die Solarkonstante, da sie die maximal mögliche Strahlung beschreibt. Betrachten wir die Sonne als einen scheibenförmigen Strahler, da sie im Vergleich zur Erde viel größer ist, so lässt sich die Temperatur T_{Erde} bestimmen. Aufgrund der Geometrie der Erdoberfläche ergibt sich im Verhältnis der von der Sonne ausgehenden und auf der Erde ankommenden Strahlung folgende Relation.

$$A_{Erde[Kugel]} = 4\pi r^2, \quad A_{Sonne[Scheibe]} = \pi r^2$$

$$\frac{A_{Erde[Kugel]}}{A_{Sonne[Scheibe]}} = \frac{4\pi r^2}{\pi r^2} = 4$$

Daher gelangt, wegen der Strahlungsverteilung auf die Kugel Erde, nur $\frac{1}{4}s_0$ auf die Erdoberfläche, was etwa $342 \frac{W}{m^2}$ entspricht. Als Gegenbeispiel lässt sich daraus die Temperatur rekonstruieren. Da ein Gleichgewicht zwischen Ein- und Ausstrahlung existieren muss, da die Erde ja sonst immer wärmer oder kälter werden würde, folgt mit Hilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes:

$$\sigma T_E^4 4\pi r^2 \stackrel{!}{=} s_0 \pi r^2$$

$$T_E = \left(\frac{s_0}{4\sigma} \right)^{\frac{1}{4}} = 277K$$

Theoretisch müsste der Mond die selbe Temperatur bei einer thermischen Betrachtung wie die Erde aufweisen, doch da ihm die wärmende und zugleich schützende Atmosphäre fehlt beträgt die Temperatur auf der Oberfläche des Mondes bei Tag bis zu 400K und bei Nacht 218K. Einen gleichen Effekt findet man bei Satelliten, die in der Größenordnung den selben Abstand zur Sonne haben wie die Erde. Auch hierbei ist das Temperaturgefälle innerhalb des Satelliten wie auf dem Mond zwischen der sonnenzugewandten und der abgewandten Seite enorm.

3.4 Albedo

Die Albedo ρ ist die Reflektivität eines Körpers, die durch das Verhältnis reflektierter zu eingehender Strahlung ($\frac{refl.}{eing.}$) angegeben wird. Die mittlere Albedo der Erde beträgt $\rho_{Erde} = 0,3$. Mit Hilfe der Albedo kann die Annahme, dass die Erde ein idealer schwarzer Strahler sei, angenähert werden. Somit ergibt sich eine neue Erdtemperatur T'_E .

$$T'_E = \left(\frac{(1 - \rho_{Erde})s_0}{4\sigma} \right)^{\frac{1}{4}} = (0,7)^{\frac{1}{4}} 277K = 0,91T_E = 253K$$

Durch diese Rechnung ergibt sich jedoch ein Ergebnis, welches völlig von der Realität abweicht. Dass sich T'_E durch die Albedo weiter von der Wirklichkeit entfernt hat, liegt nicht an einer falschen Rechnung oder Annahme, sondern an einem weiteren Effekt der erheblichen Auswirkungen auf die Temperatur der Erde hat. Daher stellte Svante Arrhenius 1895 eine Theorie zum Treibhausgaseneffekt vor, in der er sich auf die durch John Tyndall gefundenen Treibhausgase in der Atmosphäre berief. Er kam außerdem zu dem Erkenntnis, dass, da der Mensch CO_2 verbrennt, eine Erwärmung der Erde folgen könnte. Arrhenius stellte sich eine unendlich dünne und homogen verteilte Schicht in der Atmosphäre vor und nahm an, dass diese fiktive Schicht die Eigenschaften eines Schwarzkörpers besitzt. Graphisch betrachtet trifft wie schon beschrieben ein Viertel der solaren Strahlung auf die Erdoberfläche wovon ca. 30 % durch die Albedo ρ_{Erde} reflektiert wird.

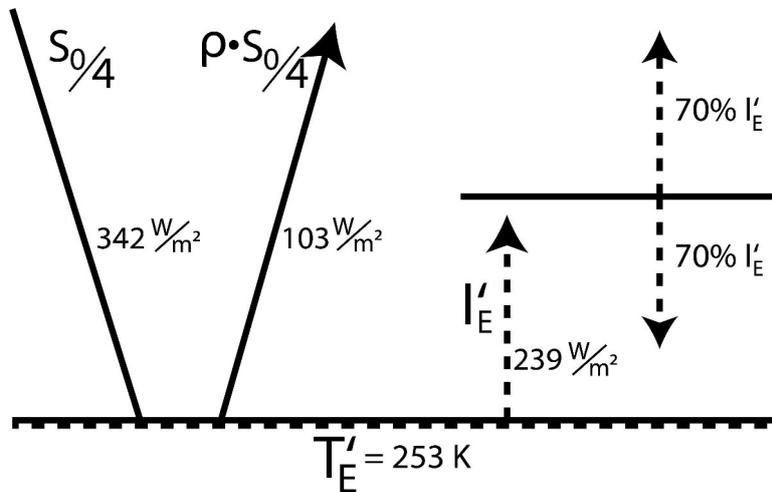


Abbildung 15: Strahlungsbilanz nach Arrhenius

Zusätzlich strahlt die Erde mit der Intensität I'_E aus, wobei diese von der fiktiven Schicht absorbiert wird. Da die Gesamtstrahlung durch die Annahme eines schwarzen Körpers auch emittiert werden muss ergibt sich folgender Zusammenhang, denn der Strahler emittiert ja sowohl nach oben als auch nach unten.

$$\sigma T_{Erde}^4 = 2\sigma T_{Schicht}^4 \Leftrightarrow T_{Erde} = \sqrt[4]{2} T_{Schicht}$$

Daraus lässt sich ableiten, dass die Erde nur $\sqrt[4]{2}T_{Erde}$ an die Atmosphäre wieder abgibt. Nun kann die Temperatur der Erde besser berechnet werden.

$$\begin{aligned}
 (1 - \rho) \frac{s_0}{4} + \sigma T_{Schicht}^4 &= \sigma T_{Erde}^4 \\
 \Leftrightarrow (1 - \rho) \frac{s_0}{4} &= \sigma (T_{Erde}^4 - T_{Schicht}^4) \\
 \Leftrightarrow (1 - \rho) \frac{s_0}{4\sigma} &= \frac{1}{2} T_{Erde}^4 \\
 \Leftrightarrow T_{Erde}^4 &= 2 \left(\frac{(1 - \rho) s_0}{4\sigma} \right) \\
 \Leftrightarrow T_{Erde} &= \sqrt[4]{2 \frac{(1 - \rho) s_0}{4\sigma}} \\
 \Leftrightarrow T_{Erde} &= \sqrt[4]{2} T'_{Erde} \approx 303K
 \end{aligned}$$

Dieses qualitative Ergebnis ist immer noch nicht exakt, besitzt jedoch die richtige Größenordnung, eine exakte Berechnung wäre jedoch auch viel komplizierter und nur durch Strahlungstransportmodellierungen möglich.

3.5 Moleküle und Strahlung

Was Arrhenius noch vermutete ist mittlerweile etwas besser bekannt. In der Erdatmosphäre befinden sich Treibhausgase, die IR absorbieren und emittieren, für UV-Strahlung und VIS (sichtbares Licht) allerdings transparent sind. Dabei lassen sich die Gase aufgrund ihres Beitrags zum Treibhauseffekts ordnen.

Treibhausgas	Bemerkung
H_2O	aller stärkstes Treibhausgas
CO_2	sehr variabel in Atm. verteilt
CH_4	-s.o.-
N_2O	-s.o.-
O_3	v.a. in Troposphäre, in Strat. eher unbedeutend
...	u.a. O_2, N_2

Überraschenderweise tragen auch die Moleküle Sauerstoff und Stickstoff zum natürlichen Treibhauseffekt bei, doch dieser geringe Anteil ist für aktuelles Geschehen vollkommen vernachlässigbar. In Bezug auf die Theorien Snowballearth und "The Faint Young Sun Paradox" (siehe Kap. 2) könnten diese beiden Gase jedoch eine entscheidende Bedeutung gehabt haben. Bekannt ist dagegen, dass Wasser das stärkste Treibhausgas in der Atmosphäre ist. Das Wasser, in Form von Wasserdampf, gelangt dorthin, da es durch Wärme verdunstet und aufsteigt. Folglich ist theoretisch der Treibhauseffekt auf der Nordhemisphäre im Winter (Nordwinter) geringer als im Sommer, allerdings gibt es im Sommer auch mehr Wolkenbildung, da ja mehr Wasserdampf in der Atmosphäre vorhanden ist, und diese Wolken wiederum absorbieren Sonnenstrahlung und so gelangt durch Streuung erst weniger Sonnenstrahlung auf die Erde. Um qualitativ Aussagen zu können, ob der Treibhauseffekt im Sommer oder Winter stärker ist, sind die Strahlungseigenschaften von Wolken bislang noch zu ungenau bekannt. Weil mit Hilfe der Quantenphysik das Verhalten von Molekülen besser erklärt werden kann, soll diese im Folgenden kurz angeschnitten werden. Moleküle im

Allgemein sind quantenmechanische Systeme. Was Planck zunächst nur annahm ohne es beweisen zu können und das Einstein fünf Jahre später auch bestätigen konnte ist, dass sich Energie in Molekülen nicht kontinuierlich sondern diskret verhält, mit anderen Worten ist die Energie abhängig von Zuständen und kann daher unterschiedliche Energieniveaus erreichen. Der Übergang zwischen solchen Niveaus erfolgt nicht fließend, sondern diskret (=sprungartig).

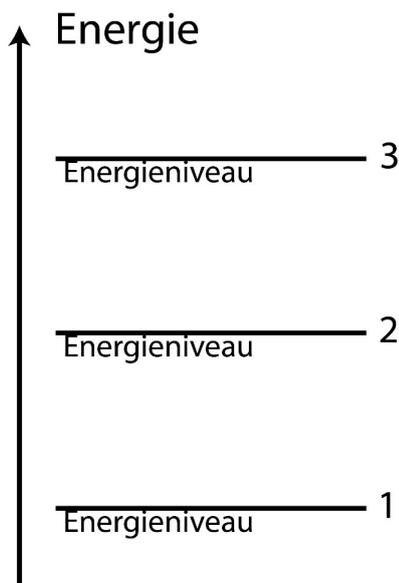


Abbildung 16: Energieniveaus (i)

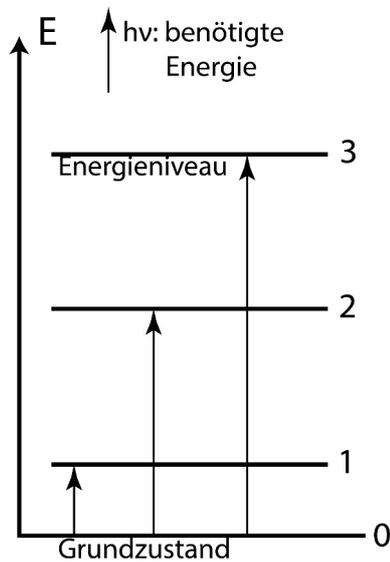
Bsp.(1): Die Atome in einem Molekül schwingen, da sich ihre Protonen eigentlich abstoßen und nur von den umschwirrenden Elektronen zusammengehalten werden. Führt man nun Energie hinzu, so geschieht wider den Erwartungen vorerst nichts. Erst eine ganz gewisse Energiemenge bewirkt, dass das Molekül schlagartig doppelt so schnell schwingt als zuvor. Und erst die doppelte Energiemenge verändert die Schwingung wieder.

Die Eigenschaften von Molekülen haben Auswirkungen auf die Energieübertragung in der Luft und den Treibhauseffekt. Sie sind sozusagen eine Art Motor der Atmosphäre. Moleküle besitzen vier unterschiedliche *Freiheitsgrade*, die ihre Bewegungsmöglichkeiten einschränken bzw. vorgeben.

- Translation: Moleküle können durch die Gegend fliegen.
- Rotation: Moleküle können um die eigene oder andere Achsen rotieren.
- Schwingungen: (siehe Bsp.(1))
- Elektronen/ Orbitale: (siehe Bsp.(2))

Bsp.(2): Bei der Photolyse von O_3 wird das Elektron durch Energie in ein nicht bindendes Orbital gehoben, sodass der Zustand von drei Sauerstoffatomen instabil wird und in ein Sauerstoffmolekül und ein Sauerstoffatom zerfällt.

Es muss erwähnt werden, dass Licht auf drei von vier Freiheitsgrade Auswirkungen hat, allein auf die Translation hat Licht keine Wirkung.



Die Energieniveaus werden von Null beginnend, dem sogenannten Grundzustand, aufwärts nummeriert. Ebenso steigt die benötigte Energie, die durch die Frequenz ν der Strahlung und dem Planck'schen Wirkungsquantum h

$$E = h\nu$$

angegeben ist. Die Stufen sind dabei vorerst allgemein einzuordnen und können Rotation, Schwingung etc. bedeuten. Erreicht die Strahlung ein solches Energieniveau, so wird ebendieser Zustand im Molekül angeregt. In den meisten Fällen ergibt sich folgende Tatsache:

$$E_{rot} \ll E_{vib} \ll E_{electr.}$$

Abbildung 17: Energieniveaus (ii)

Daraus lässt sich das Diagramm vervollständigen.

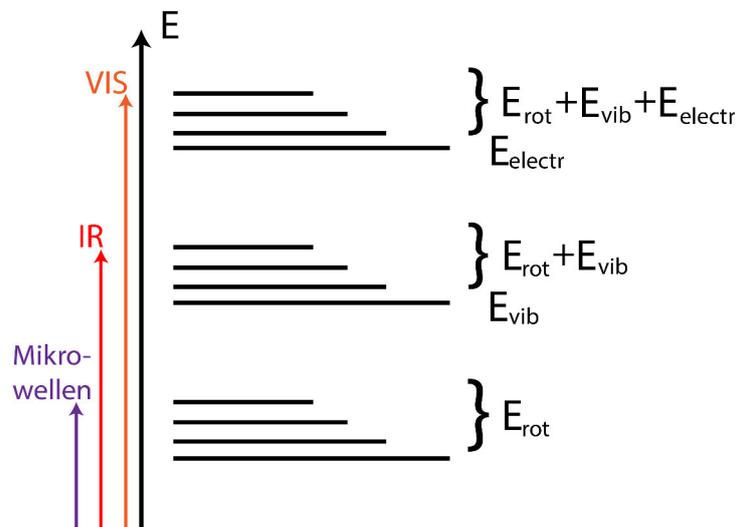


Abbildung 18: Energieniveaus (iii)

In der Grafik sind neben den Energieniveaus Rotation, Vibration und Elektronen auch Zwischenstufen eingezeichnet, die zum Einen der Verstärkung eines Effekts, zum Anderen der Koppelung von mehreren Effekten entsprechen. Selbstverständlich kann eine solche Koppelung nicht aus den Freiheitsgraden bestehen, deren Mindestenergie (die Stufen aus Abb. 17) noch nicht erreicht wurde.

MW-Strahlung: Die Energie im Mikrowellenbereich regt Moleküle lediglich zu Rotation an. Diese Funktion als „Energiespeicher“ wird auch bei allen Mikrowellen im Haushalt verwendet. Dabei sendet die Mikrowelle Strahlung im Mikrowellenbereich aus und erhöht somit die innere Energie (=Wärme) z.B. in Wasser, da die Moleküle stärker rotieren.

IR-Strahlung: Infrarote Strahlung erwirkt sowohl Rotation als auch Vibration und ist damit maßgeblich am Treibhauseffekt beteiligt.

VIS-Bereich: Sichtbares Licht, insbesondere das der Sonne, kann auch Elektronen anregen und dadurch chemische Prozesse zum Laufen bringen. Auf dieser Strahlung beruhen die photochemischen Prozesse wie die Entstehung von Ozon und Smog.

Wie stark Licht in der jeweiligen Wellenlänge ein Molekül beeinflusst hängt stark vom Molekültyp ab.

Molekültypen

- Zweiatomig
 - homonuklear: O_2, N_2
 - heteronuklear: CO, NO, ClO, \dots
- Mehratomig
 - linear: CO_2, N_2O
 - nichtlinear: $H_2O(!!!), CH_4, O_3, \dots$

Homonukleare zweiatomige Moleküle gehen keine Wechselwirkungen mit IR ein (keine Wechselwirkung im physikalischen Sinne bedeutet, dass ihr Effekt vernachlässigbar klein ist). Auch ist offensichtlich, dass Wasserdampf ein viel stärkeres Treibhausgas ist, da es in der Atmosphäre um Mengen mehr enthalten ist als CO_2 . Was allerdings dabei erwähnt werden sollte ist, dass H_2O von Natur aus in der Atmosphäre vorhanden ist und der Kohlenstoffdioxid- oder auch der Lachgasanteil durch den Menschen in kurzem Zeitraum verdoppelt wurde. Dadurch ist eine Veränderung des Klimas beobachtbar, wie genau dieser jedoch ausfällt ist noch überhaupt nicht errechenbar.

Bunsen und Kirchhoff erkannten, dass die Sonne aus Wasserstoff besteht, da sie bei der Analyse von verbrennendem Wasserstoff bemerkten, dass die Spektralverteilung mit den Fraunhoferlinien identisch der Sonne ist (sogenannte Balmerserie). Bei einer solchen Spektralanalyse der Sonne (@ TOP) zeigen sich einige markante Werte, mit denen die Sonne klassifiziert werden kann. Bspw. liegt das Maximum der Wellenlängen λ_{max} bei $0,5\mu m$.

Das Strahlungsspektrum der Sonne am Erdboden sieht dagegen etwas anders aus, da Gase in der Atmosphäre bestimmte Wellenlängen absorbieren.

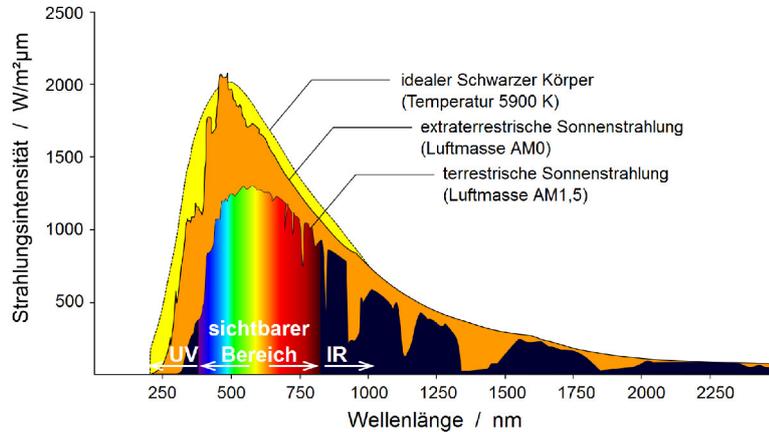


Abbildung 19: Strahlungsreduktion durch die Atmosphäre

Die Differenz im UV-Bereich ist der Absorption durch Ozon zuzuordnen, die Unterschiede im VIS-Bereich werden durch Wasserdampf erzeugt und im IR-Bereich zeigen dann neben Wasser u.a. auch Kohlenstoffdioxid und Methan ihre Wirkung. Diesen Bereichen lassen sich daher auch Wirkungsweisen zuweisen.

Absorption bewirkt

- (i) Photochemie
- (ii) Streuung: Die blaue Farbe des Himmels entsteht, da vor allem blaues Licht gestreut wird.
- (iii) Treibhauseffekt: Stärkste Absorption bei $\lambda = 10\mu m$, da dort $\lambda_{max}(Erde)$ liegt.

Betrachtet man nun die Strahlung der Atmosphäre, so ergeben sich viele einzelne Banden die sich jeweils einem Gas in der Luft zuordnen lassen. So kann beispielsweise auch ein Überschuss oder auch Mangel an Gasen erkannt werden, da sich dann die typische Bande verkürzt oder verlängert.

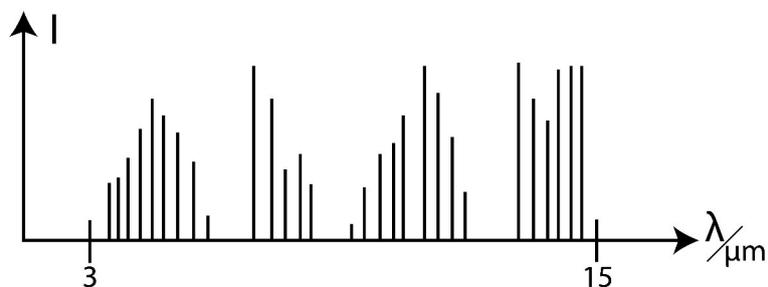


Abbildung 20: Emissionsbanden der Atmosphäre

4 Allgemeine Zirkulation

Bisher wurde u.a. diskutiert, dass die Erdachse geneigt ist und wie der Strahlungshaushalt der Erde ist. Im Kap. 4 werden einige Auswirkungen daraus gezeigt, wobei erwähnt werden muss, dass viele der Erkenntnisse noch nicht sehr lange bekannt oder anerkannt sind, da für diese Theorien lange Zeit sowohl die Akzeptanz als auch die technischen Hilfsmittel gefehlt haben. So ist die Existenz der im Folgenden beschriebenen *Hadleyzelle* erst seit den 50er Jahren des 20. Jahrhunderts bestätigt.

4.1 Zellen (i)

Der Begriff *Zelle* findet bei Zirkulationen Gebrauch, da sich die Luftmassen in großen geschlossenen Kreisen bewegen, in Zellen. Erste Modelle wie die „klassische Hadleyzelle“, äquivalent zum Begriff des „Ein-Zellen-Modell“, offenbarten sich als falsch. Hierbei war die Theorie, dass die aufsteigende Luft am Äquator in höheren Luftschichten der Atmosphäre bis zu den Polen transportiert wird und dort sinkt. Diese Annahme konnte nicht stimmen, da das entstehende Volumen in der Zelle viel zu instabil gegenüber bspw. der Corioliskraft gewesen wäre. Als bald wurde das heute gültige *Drei-Zellen-Modell* entwickelt. Dabei finden insgesamt sechs unabhängige Zirkulationen, je drei auf Nord- und Südhemisphäre, zwischen Pol und Äquator statt.

4.2 Hadleyzelle

Durch die solare Strahlung wird Luft erhitzt und gleichzeitig sinkt die Dichte ρ , wie der Zustandsgleichung für ideale Gase zu entnehmen ist. Aufgrund dessen steigt die Luft dann auf und kühlt sich dabei ab (siehe erster Hauptsatz der Thermodynamik). So wie in der Küche beim Kochen Wasserdampf aufsteigt und kondensiert und sich schließlich „Wolken“ bilden, geschieht dies insbesondere über den Tropen. Bei einer Betrachtung der Erde aus dem Weltall sind diese Breiten immer mit einem Wolkenband bedeckt. Da die aufgestiegene Luft nicht dort bleiben kann, da ja neue warme Luft von unten nachkommt und die Tropopause eine Art Grenze ist, da es dort wieder wärmer wird und die Luft dort also nicht weiter aufsteigen kann, beginnt die Luft zu zirkulieren, d.h. sie entweicht in höhere Breiten, am Boden strömt dagegen neue Luft in Richtung der Tropen.

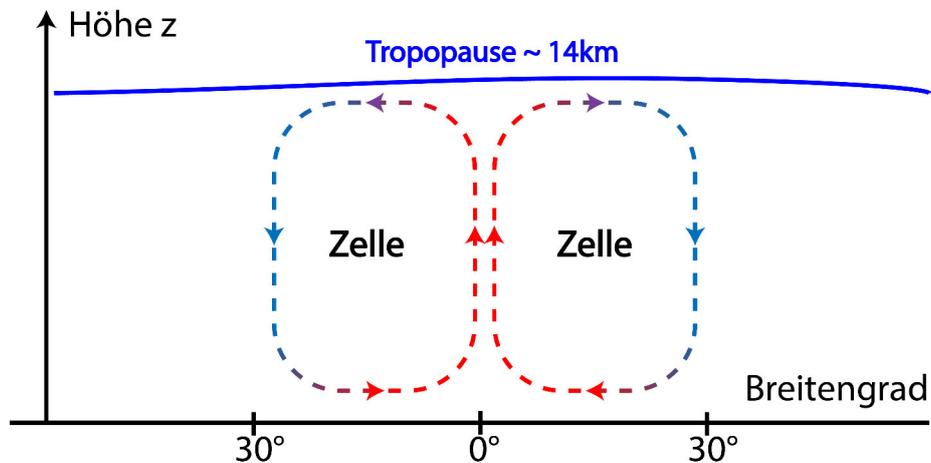


Abbildung 21: Idealisierte Hadleyzelle

Eine erste „theoretische“ Betrachtung ergibt, dass sich entlang einer Linie in den Tropen, der *Äquatorialen Tiefdruckrinne*, Tiefdruckgebiete bilden, da dort ja die Dichte der Luft durch Erwärmung abnimmt, und zu diesen Tiefdruckgebieten Luft in Bodennähe senkrecht zu der Tiefdruckrinne zuströmt. In der Realität gelangt die Luft nicht senkrecht zur Rinne, da die Corioliskraft ihre Wirkung entfaltet. Auf der Nordhemisphäre wird der Wind nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt. Es entstehen die bekannten *Passatwinde* aus Nordosten (NH) und Südosten (SH).

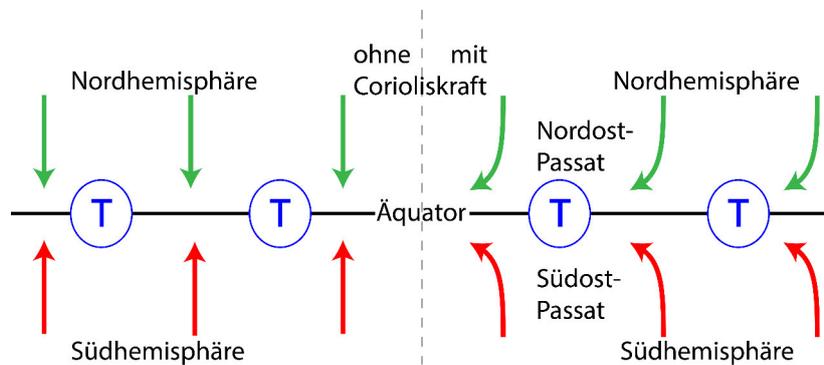


Abbildung 22: Entstehung der Passatwinde

Genau genommen ist daher auch Abb. 21 eine Idealisierung, da der Schnitt wegen der Corioliskraft nicht entlang einem Längengrad verläuft. Die äquatoriale Tiefdruckrinne bildet eine Art Barriere für Luftmassen, da diese nicht einfach von der Nordhemisphäre nach Süden gelangen können und umgekehrt. Nur langsam vermischen sich die Luftmassen beim Aufstieg und so dauert es einige Kreisläufe, bis Luft von Nord nach Süd transportiert wurde. Ebendiese Barriere ist jedoch nicht das ganze Jahr über an einem Ort, sondern verschiebt

sich nach Nord und Süd. Da sich Landmassen schneller erwärmen als Wasser, denn die Wärmekapazität von Land ist deutlich geringer als die von Wasser, verschiebt sich die sogenannte *ITCZ* (Inter-Tropical Convergence Zone) über Kontinenten viel stärker als über den Ozeanen. Bestes Beispiel dafür ist Indien, da der Indische Ozean praktisch von drei Seiten mit Landmassen umgeben ist und sich die ITCZ daher dort sehr stark nach Norden verschiebt. Ansonsten verschiebt sich die ITCZ im Nordsommer eher weniger nach Norden, da die vielen Wassermassen dies verhindern. Im Gegensatz dazu ist im Südwinter die ITCZ deutlich nach Süden über den vielen Landmassen vorangeschritten. Die ITCZ ist im Beispiel Indien (auch in Westafrika) auch dafür verantwortlich, dass es im NH-Sommer zum *Monsoon* kommt. Dabei überquert der Südostpassat, weil ja die ITCZ nördlich verschoben ist, den Äquator und dreht durch die Coriolisbeschleunigung nach rechts und trifft, nachdem er sich über dem gesamten Indischen Ozean mit Wasser angereichert hat, aus Südwest auf die indische Küste. Da das Land dort warm ist, beginnt die Luft zu steigen und es regnet.

In den Gebieten, in denen die trockene Luft (das Wasser ist ja „ausgeregnet“) der Hadleyzelle wieder sinkt, bilden sich der subtropische Hochdruckgürtel. Bei den Breitengraden 30° bis 35° erwärmt sich die Luft während diesem Vorgang. In diesen Breiten befinden sich daher die Wüsten an Land und auf See spricht man von den Rossbreiten, die ihren Namen vermutlich daher haben, dass diese Gebiete sehr windstill sind und sich die Seefahrer früher von ihren Rössern auf Bord trennen mussten, da das Trinkwasser sonst knapp geworden wäre. Oberhalb des Hochdruckgürtels, also von 35° bis 70° , setzt in den mittleren Breiten die (planetare) Westwinddrift ein. Hier ist die jahreszeitliche Variation zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten am stärksten auf der Erde ausgeprägt. Daher kommt es hier neben dem Hoch-Tief-Wechsel auch zu Windsystemen, Fronten und Jahreszeiten. Die Ausprägung und Eigenschaften sind dabei jedoch extrem abhängig von Land oder Wasser (maritim, kontinental). Insgesamt ist das Wetter in diesen Regionen sehr variabel.

4.3 Geostrophischer Wind

Der in Europa bekannte geostrophische Wind bildet sich zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief. Abhängig vom Druckunterschied der beiden Regionen, dem *NAO Index* (North Atlantic Oscillation), ist der Wind stärker (höheres Druckgefälle) oder auch schwächer (niedrigeres Druckgefälle). Durch die Druckunterschiede zwischen Islandtief und Azorenhoch wirkt eine Druckgradientkraft F_P von den Azoren in Richtung Island. Durch diese Kraft bewegen sich die Luftmassen zwischen den Druckunterschieden in Richtung Tief. Da bewegte Massen auf der Erde jedoch Coriolisbeschleunigung erfahren, dreht der Wind, der ja durch die Luftmassenstrom verursacht wurde, nach rechts. Erst in dem Moment, in dem sich ein Gleichgewicht zwischen F_P und der Corioliskraft F_C einstellt, stoppt der Wind seine Drehung, da er sich im Kräftegleichgewicht befindet.

$$\vec{F}_P + \vec{F}_C = 0$$

Das Kräftegleichgewicht darf nicht so verstanden werden, dass nun keine Bewegung mehr erfolgt, sondern da ja nur bewegte Körper coriolisbeschleunigt werden können, ändert sich wie schon geschrieben nur die Windrichtung nicht mehr.

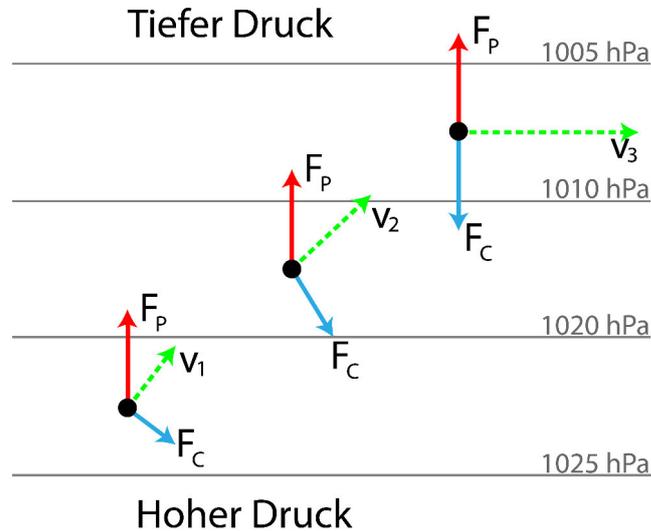


Abbildung 23: Geostrophischer Wind

Dass der geostrophische Wind nicht genau aus Westen kommt, obwohl er ja der Westwinddrift zuzuordnen ist und obwohl das Kräftegleichgewicht zwischen F_P und F_C ungefähr einen Westwind erzeugen würde, liegt in dem Zusammenhang, dass in der beschriebenen Herleitung zusätzliche Kräfte wie die Reibungskraft vernachlässigt wurden. Solche Kräfte verursachen dann Stürme und Ähnliches. Charakteristisch für den geostrophischen Wind ist, dass er parallel zu den Isobaren verläuft. Der NAO Index darf allerdings nicht als eine physikalisch perfekte Schwingung/Oszillator betrachtet werden, sondern er schwankt eher chaotisch und ist nicht vorhersagbar. Als Tatsache bleibt jedoch bestehen, dass ein positiver NAO Index einen milden Winter verursacht, da milde feuchte Luft aus Westen im Gegensatz zu kalter trockener sibirischer Luft auf Europa trifft. Bei einem negativen NAO Index „schläft“ der Westwind quasi ein und es besteht die Möglichkeit, dass ebendiese kalten Luftmassen aus Norden über Europa herfallen.

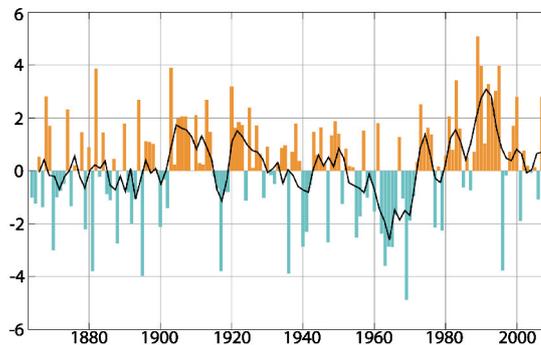


Abbildung 24: NAO Oszillation

Vergleicht man die West-

größer ist als bei 30° Breite. Der Polarjet ist besonders für Europa wichtig, da er große Auswirkungen auf das Wettergeschehen in Europa besitzt.

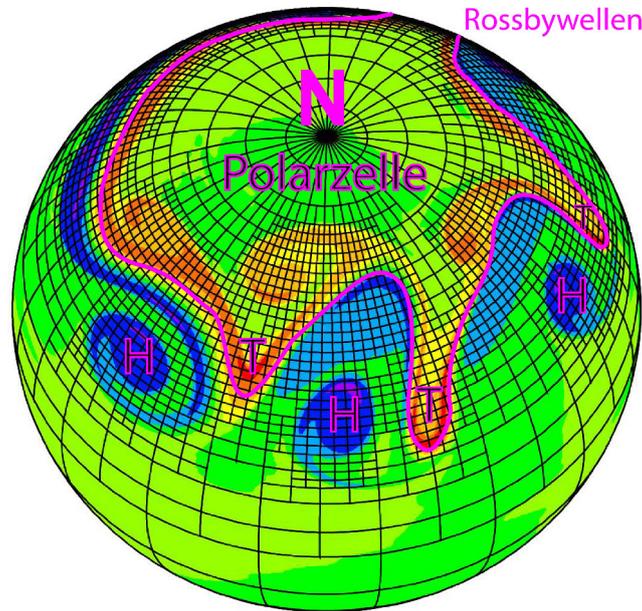


Abbildung 26: Erde „von oben“

Betrachtet man die Erde „von oben“, setzt man also den Nordpol in den auf einen Kreis projizierten Mittelpunkt der Erde so ergeben sich ringartige Strukturen um den Pol herum. Entscheidend für das Wettergeschehen ist die Polarfront (=Polarjet). Sie beult und wellt sich um den 60ten Breitengrad herum (Rossby-Wellen) und an den Ausbuchtungen gen Süden entstehen Zyklonen. Abb. (25) ist also ebenfalls nicht exakt, da es keine Ideallinie zwischen Nord und Süd gibt, sondern diese schräg, verbogen und verwirbelt ist. Die Verwirbelungen entstehen im Bereich der Polarfront, da dorthin sowohl warme Luft aus Süden als auch kalte Luft aus Norden strömt. Diese Unterschiede führen zu dauerhaften Abwechslungen von Zyklonen und Antizyklonen. Auch ist die Tropopause mit 15km Höhe über dem Äquator am weitesten ausgebreitet, an den Polen befindet sie sich schon bei einer Höhe von 8km.

4.5 Walkercirkulation und El Nino

Eine andere, ebenfalls nach ihrem Entdecker benannte Zirkulation ist die *Walkerzirkulation*. Dabei wird ein Schnitt entlang des 0ten Breitengrades, des Äquators, betrachtet. Auf dem Äquator wechseln sich ebenfalls in West-Ost-Verbindung Hoch- und Tiefdruckgebiete ab. Allerdings erfahren die Luftmassen hier keine Coriolisbeschleunigung, da sie sich auf dem Äquator befinden und es dort die Corioliskraft nicht wirken kann.

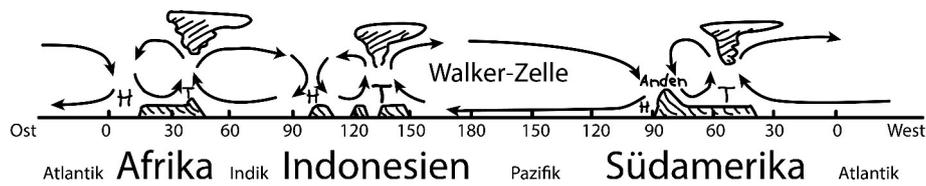


Abbildung 27: Walkerzirkulation

Die Besonderheit bei der Walkerzirkulation ist, dass die Anden die freie Zirkulation in Südamerika verhindern und so an der Atlantikküste nur ein Austausch mit der Meerluft stattfindet. Zusätzlich ist der Atlantik unmittelbar vor der südamerikanischen Küste ungewöhnlich kalt, da der durch Humboldt entdeckte und daher auch nach ihm benannte Humboldtstrom kaltes Polarwasser an der Küste vorbei treibt. Diese Besonderheiten, also eine eingeschränkte Zirkulation durch die Anden und der kalte Humboldtstrom, führen um die Weihnachtszeit zu einem „Umkippen“ der Zirkulation über dem Atlantik vor den Anden. Diese Wetterlage, bekannt unter *El Nino*, verursacht massive Niederschläge in den Anden, wo die Luft jetzt aufsteigt, anstatt zu sinken. Dies führt häufig zu Unwetterkatastrophen wie Erdbeben und auch die Ernte leidet sehr unter den schweren Regenfällen. Leider besteht in der Wissenschaft bis heute noch nicht genügend Wissen, um erklären zu können, warum *El Nino* entsteht und wie es vorausgesehen werden kann. Mögliche Zusammenhänge könnten dabei zwischen der Wassertemperatur, den Wasserströmen und der allgemeinen Temperatur bestehen, sind jedoch weder bestätigt noch widerlegt. Ebenso wie der NAO Index lässt sich die *ENSO* (El Nino Southern Oscillation) rückwirkend mit diesen Größen in Zusammenhang bringen, ein Umkehrschluss besteht jedoch nicht.

4.6 Sonstige Zirkulationen

Es gibt eine Unzahl von nach ihrem Entdecker benannten Zirkulationen. Wichtig ist dabei u.a. noch die *Brevert-Dobson-Zirkulation*, die einen Zirkulationskreislauf in der Troposphäre beschreibt und begründet, weshalb Ozon nicht gleichmäßig dort verteilt ist. Hierbei zirkuliert die Luft tatsächlich zwischen Äquator und den Polen, allerdings wird die freie Zirkulation durch eine Art Barriere, deren Beschaffenheit für dieses Kapitel irrelevant ist, eingeschränkt und so ergibt sich die Verteilung, dass es in den mittleren Breiten und teilweise an den Polen die höchsten Ozonwerte hat.

Eine weitere interessante Zirkulation ist die *QBO* (Quasi-Biennial Oscillation). Sie beschreibt einen bisher noch sehr unergründlichen Wechsel der Windrichtung eines am unteren Rand der Stratosphäre und oberhalb des Äquators wehenden sehr starken Windes im Wechseltturnus von ungefähr zwei Jahren. Die Periodendauer beträgt allerdings nur ungefähr zwei Jahre und ist daher auch sehr unbeständig.

5 Klimazonen

Wird von Klimazonen geredet, so redet man eigentlich von Klimaklassifikationen. Die Idee dabei ist die Welt nicht nach Strahlung oder Landverteilung, sondern viel allgemeiner nach sich ähnelnden Mittelwerten zu charakterisieren. Es geht dabei nicht um die Gegebenheiten, welche durch das Klima bestimmt werden oder mit diesem korrelieren (**Klimafaktoren**), sondern darum aus welchen *Klimaelementen* sich das Klima bildet. Klimafaktoren sind u.a. die Höhe, die Nähe zum Ozean, Strahlung, die geographische Breite, die Vegetation (wobei diese selbst sehr abhängig vom Klima ist), usw. Klimaelemente dagegen sind harte messbare Fakten, durch die Klima bestimmt werden kann.

Klimaelemente

- Temperatur
- Luftfeuchte
- Niederschlag
- Wind
- ...

Es gibt natürlich auch Klassifikationen, die nicht auf diesen Klimaelementen beruhen und die für manche Zusammenhänge sinnvoll sind. Hier die Auswahl der drei wichtigsten Klimaklassifikationen.

- (i) Strahlungsklimazonen: wie viel Strahlung fällt ein,...
- (ii) Generische Klimaklassifikation: z.B. durch die allgemeine Zirkulation
- (iii) Effektive Klimaklassifikation: die Benutzung von Klimaelementen

Bei (i) gibt es wenig Spekulationsraum für unterschiedliche Interpretationen und bei (ii) ist es abhängig welche Gegebenheit betrachtet wird, doch bei (iii) gibt es keine genaue Grenze. Es gibt hierbei über fünf sehr verbreitete Klassifikationen, die die Welt durch die Klimaelemente aufteilen. In Deutschland ist die Klimaklassifikation nach *Köppen und Geiger* gebräuchlich.

Aus der Schule sind *Klimadiagramme* bekannt, bei denen sowohl die Temperatur T, als auch der Niederschlag N (precipitation P) auf die Zeit in Monaten als statistischer 30-jähriger Mittelwert aufgetragen wird.

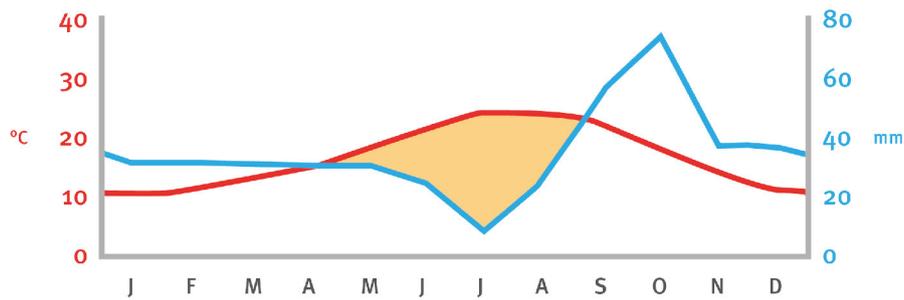


Abbildung 28: Klimadiagramm (Schema)

Eine weitere Betrachtung von Temperatur und Niederschlag ergibt ein *Klimagramm*, bei dem nur die Relation von Temperatur und Niederschlag betrachtet wird. Kurven auf dieser Diagrammart stehen in Verbindung mit effektiven Klimaklassifikationen.

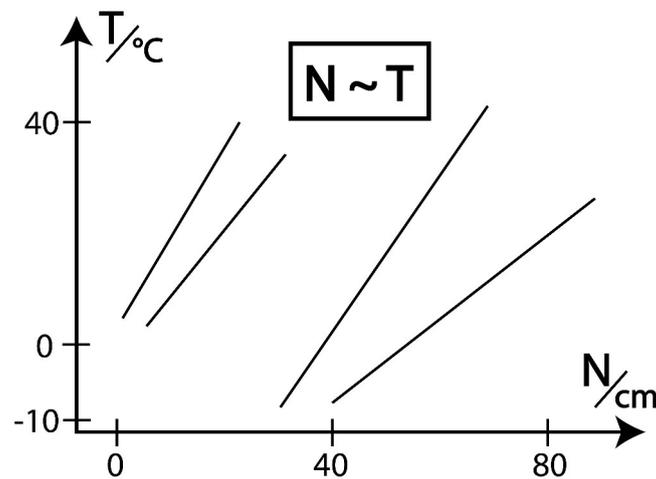


Abbildung 29: Klimagramm (Schema)

Selbstverständlich ist eine Einteilung nur aufgrund dieser Diagramme sehr grob und empirisch, doch ist ihre Aussagekraft oft doch größer als zunächst vermutet.

Flohn-Neef Eine bekannte generische Klimaklassifikation folgt nach Flohn und Neef:

Flohn-Neef

- äquatoriale Westwindzone: Der Bereich, in dem die ITCZ wandert.

- subtropische Trockenzone: Rossbreiten
- außertropische Westwindzone: u.a. Europa
- hochpolare Ostwindzone

Zwischen jeder Zone befinden sich sogenannte Übergangszonen, also drei an der Zahl.

Übergangszonen

- Randtropenklimate: Sommerregen, Winterpassat
- subtropische Winterregenzone: im Winter Westwind, z.B. Mittelmeer
- subpolare Zone: im Winter Ostwind, im Sommer Westwind

Auch wenn diese Klassifikationen sehr durchdacht sind, so finden sie in der Meteorologie keine richtige Benutzung, da sie nicht auf „richtiger Klimaforschung“, sondern eben lediglich auf Ähnlichkeiten beruhen. Teilweise sind diese Einteilungen auch schon sehr alt und längst überholt.

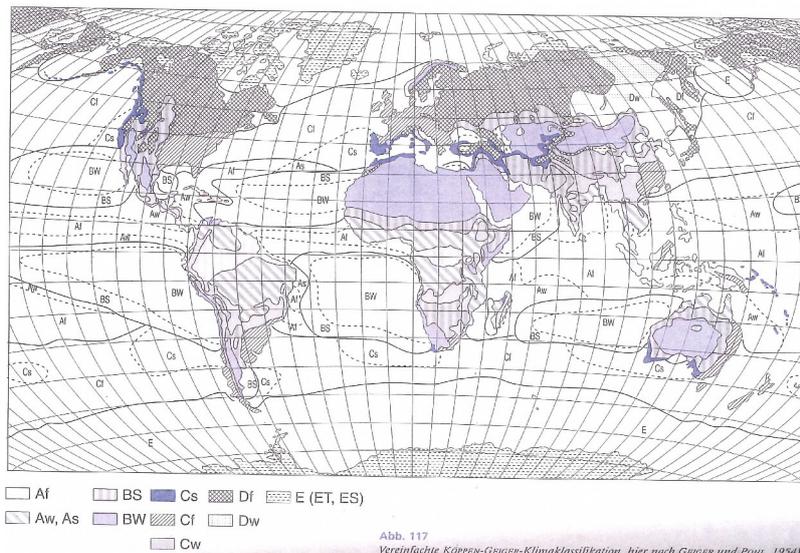


Abbildung 30: Klimaklassifikation nach Köppen und Geiger

Köppen-Geiger (nach „Handbuch der Klimatologie“): Die Klassifikation nach Köppen und Geiger strukturiert sich durch die Kombination von drei unterschiedlichen Kürzelgruppen, deren Kombination wie ein Code das jeweilige Klima beschreibt. Die Erde ist in fünf grobe *Klimazonen* mit den Kürzeln A, B, C, D und E eingeteilt. Des Weiteren gibt es eine Beschreibung des *Klimatyp* wie feucht oder Steppe durch f, m, W, S, w, s, T und F und des *Klimauntertyp* (h, k, a, b, c, d). Auch wenn diese Klassifikation schon sehr genau ist, können

die Kombinationen längst nicht alle regionalen Unterschiede wiedergeben. Auch sind diese Zonen trotz ihrer Präzision doch ja irgendwie willkürlich gesetzt und sind vor allem in den Übergangsbereichen sehr ungenau und dürfen daher nicht als harte Grenzen betrachtet werden. Die folgenden Beispiele sollen nun die Klassifikation nach Köppen und Geiger erklären.

A: tropisches Regenklima durch die ITCZ, kann durch die Typen f (feucht), m (), w () und s () unterteilt werden, der kälteste Monat hat eine Temperatur $\vartheta > 18^{\circ}C$

B: Trockenklimate, die Unterteilung erfolgt durch BW (Wüste) und BS (Steppe), für BW gilt $Niederschlag(cm) > \vartheta(^{\circ}C)$

C: warmgemäßigte Regenklimate zum Beispiel in Europa, kältester Monat liegt im Temperaturbereich $\vartheta \approx [-3^{\circ}C, 19^{\circ}C]$ und der wärmste Monat $\vartheta > 12^{\circ}C$, Spezifizierung durch w (wintertrocken), s (sommerfeucht), f (vollfeucht) und m (Monsun)

D: boreale⁴ Klimate existiert nur auf der Nordhemisphäre, kältester Monat $\vartheta < -3^{\circ}C$ und wärmster Monat $\vartheta > 10^{\circ}C$

E: Eisklimate oder auch Permafrostklimate, wärmster Monat bei $\vartheta < 10^{\circ}C$, ET ist Tundra, EF ist Frost

Anmerkung: In B, C und D können Sommer- und Wintertemperaturen durch a,b,c,d genauer beschrieben werden. Für Karlsruhe ergibt sich daher die Klimazone **Cfb**.

⁴„noch nicht polar, kurz darunter“, vgl. *aurora borealis*: das Nordlicht

6 Thermodynamik

In der Thermodynamik werden die Zusammenhänge in der Atmosphäre durch *Differentiale* ausgedrückt. Daraus können dann anschließend die makroskopischen Zusammenhänge hergeleitet werden. Betrachten wir nun das vertikale Temperaturprofil in der Troposphäre.

6.1 Trockenadiabatischer Temperaturgradient

Der *trockenadiabatische Temperaturgradient*⁵ beschreibt die Veränderung von vertikal bewegter Luft. Die erste Annahme erfolgt dabei aus der Energieerhaltung des *ersten Hauptsatz* der Thermodynamik⁶. Für die Energie in „einem Stück“ Atmosphäre gilt:

$$dU = dQ + dW$$

Mit der *Inneren Energie* U , der *Wärme* Q und der *Arbeit* W . Weiter gilt für ein ideales Gas, dh. das Molekül sei unabhängig von Wechselwirkungen mit anderen Molekülen und besitze eine ideale Struktur:

$$dU = c_V dT$$

$$\text{dabei : } [c_V] = \frac{J}{K}$$

c_V ist dabei die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Es soll hier gewarnt werden, dass es für die spezifische Wärmekapazität unterschiedliche Bezeichnungen gibt. c_V oder auch c_p ⁷ werden in Energie pro Temperatur und Gewicht

$$[c_v, c_p] = \frac{J}{Kkg}$$

Oft wird jedoch $1kg$ Luft betrachtet und die Wärmekapazität erhält obenstehende Einheit Energie pro Temperatur. Wird diese nicht im Verhältnis zum Masse sondern zu der Stoffmenge angegeben, werden die Konstanten groß geschrieben.

$$[C_V, C_p] = \frac{J}{Kmol}$$

Kommen wir nun zurück zum Thema. Auf der Suche nach dem Temperaturgradienten (hier noch allgemein)

$$\frac{dT}{dz} \quad \text{oder} \quad T(z)$$

betrachten wir nun als dritte Komponente die Volumenänderungsarbeit

$$dW = -pdV.$$

⁵trocken: ohne Wasser; adiabatisch: kein Wärmeaustausch mit der Umgebung; Gradient: Ableitung einer Größe meist nach der Ortsangabe

⁶Abkürzung für **T**hermodynamik oft: $\theta\Delta$ (griech. Anfangsbuchstaben)

⁷bei $p = const.$

Nehmen wir nun an der Druck sei konstant, beispielsweise bei aufsteigender Luft ohne Austausch mit der Umgebung, können wir den ersten Hauptsatz der $\theta\Delta$ umformen.

$$\begin{aligned}dU &= dQ + dW \\ \Leftrightarrow dQ &= dU - dW \\ \Leftrightarrow dQ &= c_V dT + p dV\end{aligned}$$

Durch die Zustandsgleichung für ein Mol eines idealen Gases

$$pV = RT$$

und dessen vollständigen Differential

$$p dV + V dp = R dT$$

folgt dann für die Wärme

$$\begin{aligned}dQ &= -V dp + (R + c_V) dT \\ &= -V dp + c_p dT \\ \text{mit } R + c_V &= c_p\end{aligned}$$

Da ja durch die Zustandsgleichung für Gase ebenfalls gilt

$$V = \frac{RT}{p}$$

ergibt sich nun

$$dQ = -\frac{RT}{p} dp + c_p dT$$

Machen wir nun unsere erste Annahme. Da der Vorgang adiabatisch, also ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung stattfinden soll, muss für das Differential der Wärme gelten

$$dQ = 0$$

Möglicherweise klingt diese Annahme sehr aus der Luft gegriffen, sehr falsch ist sie jedoch in der Realität überhaupt nicht, da Luft Wärme tatsächlich recht schlecht leitet. Nun ergibt sich ein Gleichgewicht zwischen Innerer Energie und Arbeit.

$$\frac{RT}{p} dp = c_p dT$$

Es ist also die Arbeit gleich der Temperaturänderung. Dies zeigt sich beispielsweise wenn Luft aufsteigt und sich dadurch abkühlt. Die Abkühlung kommt jedoch nicht von der Arbeit, die für den Aufstieg verwendet werden muss, sondern durch die Volumenausdehnung aufgrund des geringeren Drucks in höheren Atmosphärebereichen. Mit

$$\frac{RT}{p} dp = V dp$$

und

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

ergibt sich

$$V dp = -V \rho g dz = -mg dz$$

Setzen wir dies nun in das Gleichgewicht ein,

$$c_p dT = -g dz$$

so finden wir den trockenadiabatischen Temperaturgradient Γ

$$\Gamma = \frac{dT}{dz} = -\frac{Mg}{c_p} = \text{const.}$$

Dieser gilt in den untersten 10km der Atmosphäre, da hier die Temperaturabnahme tatsächlich ungefähr linear verläuft. Formulieren wir Γ nun noch um, damit eine direkte Höhenabhängigkeit erkennbar ist.

$$\Rightarrow T = T_0 - \text{const.} \cdot z$$

Mit den Werten der Konstanten $c_p = 28,97 \frac{J}{K \text{ mol}}$, dem Ortsfaktor $g = 9,81 \frac{m}{s^2}$ und der Stoffmenge der Luft $M = 28,97 \frac{g}{\text{mol}}$ ergibt sich ein Temperaturgradient

$$\frac{dT}{dz} = -0,00981 \frac{K}{m}$$

Dies ist gerundet die bekannt Abnahme der Temperatur mit

$$\text{Abnahme} \approx 1 \frac{K}{100m}$$

Insgesamt ist die Näherung⁸ des trockenadiabatischen Temperaturgradienten doch recht realistisch. Alleine die Tatsache, dass wir von trockener Luft ausgehen widerspricht der Realität. Daher gibt es neben dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten auch den *feuchtadiabatischen Gradient*.

6.2 Feuchtadiabatischer Temperaturgradient

Der *feuchtadiabatischen Gradient* soll hier ohne Herleitung erfolgen. Die Luftpakete sind nun im Gegensatz zu Kap. (6.1) mit Wasserdampf gesättigt. Eine Neuerung ist daher der Dampfdruck⁹ von Wasser, welcher eine Funktion der Temperatur ist. Für gesättigte feuchte Luft gilt:

$$dQ = -L d\rho_{w,sat}$$

Die Wärmeänderung ist nun nicht mehr null und steht im Gleichgewicht mit der spezifischen *Verdampfungswärme*¹⁰ von Wasser $L = 2,256 \frac{kJ}{g}$ und dem Wasseranteil in der Luft $d\rho_{w,sat}$ ¹¹. Die Dichte des Wasserdampf ergibt sich dabei aus dem *Mischungsverhältnis* der Luft

$$s = \frac{\rho_{Wasser}}{\rho_{Luft}}$$

⁸ $dQ = 0$ ✓, ideales Gas Luft ✓

⁹vgl. Clausius-Clapeyron-Formel

¹⁰Energie um 1g Wasser verdampfen zu lassen, bzw. die bei Kondensation frei wird

¹¹Die Abkürzungen *w* und *sat* stehen für die engl. Ausdrücke *water* und *saturated* (gesättigt)

Es folgt der feuchtadiabatische Temperaturgradient

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{MPg}{c_p p + RLT \frac{d\rho_{w,sat}}{dT}}$$

Für sehr niedrige Temperaturen geht $\frac{d\rho}{dT} \rightarrow 0$, da die Luft weniger Wasser aufnehmen kann, und es folgt aus dem feuchtadiab. der trockenadiab. Temperaturgradient. Typische Werte bei Feuchter Luft zwischen 0°C und 10°C ist $\sim \frac{0,5\text{K}}{100\text{m}}$.

6.3 Illustration von tr.adiab. und feuchtadiab. Temperaturgradient

Die unterschiedliche Erwärmung bzw. Abkühlung erzeugt bspw. den aus den Alpen bekannten warmen Fallwind mit dem Namen *Föhn*.

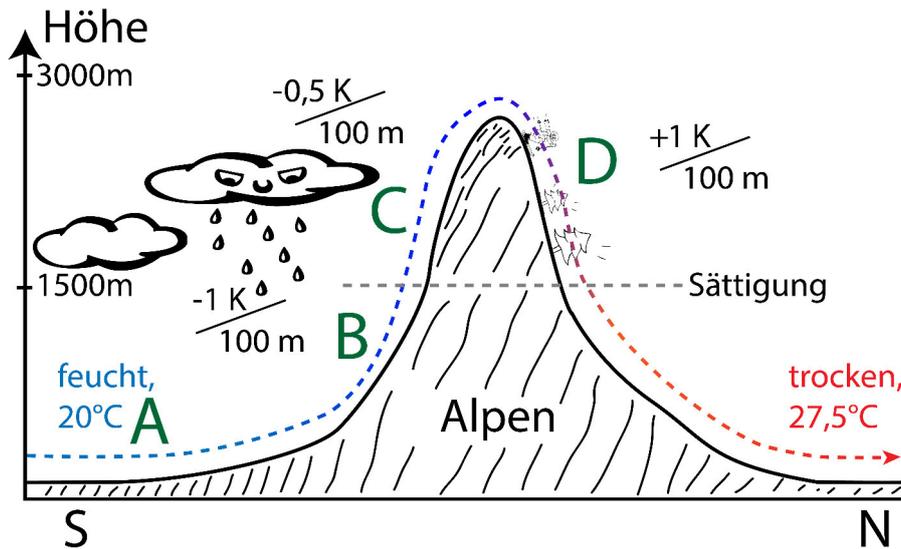


Abbildung 31: Illustration des Föhns

Warme und feuchte Luftmassen kommen von Süden (Mittelmeer) und treffen auf die Barriere der Alpen [A]. Da die Luft nicht gesättigt ist, steigt sie mit $\frac{1\text{K}}{100\text{m}}$ Temperaturabnahme auf [B]. In unserem Beispiel erreicht die Luft bei ca. 1500m Höhe Sättigung. Es bilden sich daher Wolken, die sogenannte *Föhnmauer*, es regnet und die Luft wird nun feuchtadiabatisch abgekühlt [C]. Ist die Barriere von 3000m überwunden, so ist die Luft trocken, da sie sich an der Luvseite¹² ausgerechnet hat. Die Luftmassen fallen also bei trockenadiabatischer Erwärmung mit $\frac{1\text{K}}{100\text{m}}$ [D]. Auf einem gedachten Nullniveau auf der Nordseite der Alpen (Meereshöhe) würde die Luft daher mit einer Temperatur von $27,5^\circ\text{C}$ als warme und trockene Luft ankommen. Föhn ist also lediglich der Unterschied zwischen den in Kap. (6.1) und Kap. (6.2) formulierten Temperaturgradienten.

¹²Der Wind kommt von Luv und geht nach Lee

7 Kreisläufe

Bis jetzt wurden die Treiber unseres Klima, die Klimafaktoren, wie Strahlung (Stichwort Sonne, Schwarzkörper), Zirkulation oder Dynamik bereits ausführlich besprochen. Im Folgenden werden nun zwei Beispiele gezeigt, die darauf Einfluss haben, oder von ebendiesen beeinflusst werden.

7.1 Kohlenstoffkreislauf und Klima

7.1.1 Motivation und Definition

Auf der Erde gibt es eine große Anzahl an Kreisläufen. Interessant sind dabei die sogenannten *biogeochemischen Kreisläufe*. Sie sind der zyklische Transport von Spurenstoffen, Atomen, Molekülen etc. durch die vier Bestandteile des Erdsystems; Atmosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Lithosphäre¹³. Solche Kreisläufe sind beispielsweise der Wasserkreislauf, der Stickstoffkreislauf und der in diesem Kapitel behandelte Kohlenstoffkreislauf¹⁴. Für jeden einzelnen Kreislauf lässt sich der Weg zurückverfolgen.

Die biogeochemischen Kreisläufe sind enorm wichtig in der Meteorologie, denn sie bilden die Wechselwirkung der vier Erdbestandteile, mit anderen Worten bestimmen sie also die Zusammensetzung der Atmosphäre. Deshalb ist die Atmosphäre auch kein statisches Konstrukt, sondern unterliegt einer zeitlichen Variationen, wie den anthropogenen Klimawandel. Durch Emissionen greift nun auch der Mensch seit der Industrialisierung massiv in diesen Zyklus ein.

¹³aufgeteilt in Erdkruste und Erdinneres

¹⁴weitere Kreisläufe: *S, Ph, O₂, Cu, Hg*, ...

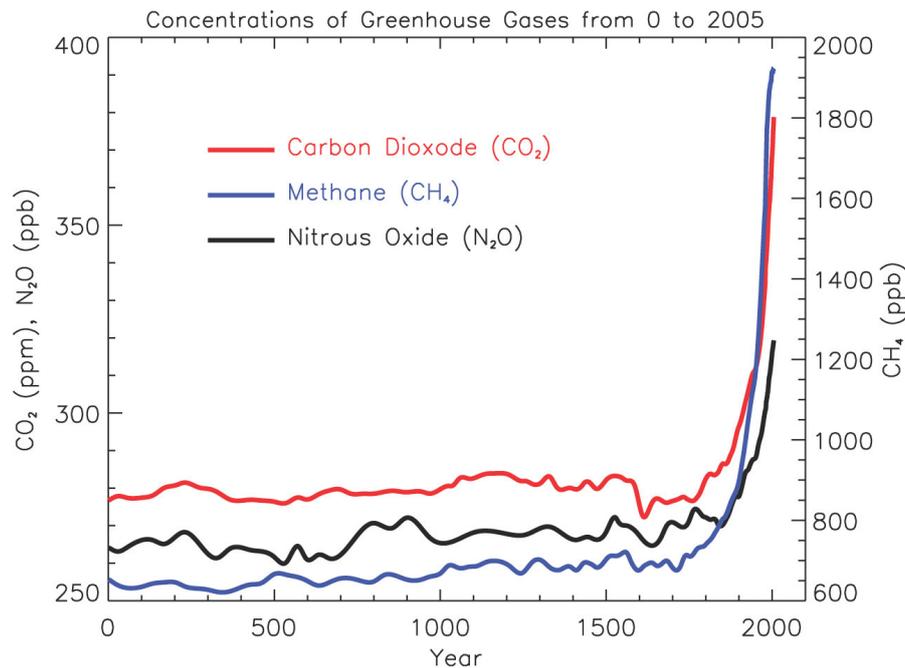


Abbildung 32: Zeitl. Entwicklung verschiedener Treibhausgase

Aktuell steigt zum Beispiel CO_2 mit circa 2ppm^{15} im Jahr.

$$1\text{ppm} = \frac{1\text{Molekül}}{10^6\text{Luftmoleküle}}$$

die übliche Maßgröße für den Kohlenstoffübergang ist für gewöhnlich Petagramm.

$$1\text{Pg} = 1\text{Gt} = 10^{15}\text{g}, \quad 1\text{PgC} \hat{=} 3,7\text{PgCO}_2$$

Um die Übergänge zwischen den einzelnen Bestandteilen einheitlich anzugeben, wird der Fluss von Masse pro Zeit auf einer normierten Fläche angegeben.

$$\text{Fluss} : \frac{\text{Masse}}{\text{Zeit, Fläche}} \rightarrow \text{heute(global)} : \sim 10 \frac{\text{PgC}}{\text{y}} = 37 \frac{\text{PgCO}_2}{\text{y}}$$

Grob befindet sich die Hälfte von den Bestandteilen des Kohlenstoffkreislaufs in der Atmosphäre, die andere Hälfte teilt sich auf Land und Ozean. Land und Ozean sind aber dabei genauso wichtig, da sie als Senken für Kohlenstoff fungieren und es ohne ihren Speicher eine Zunahme von $4\text{ppm}/\text{year}$ gäbe.

7.1.2 Kohlenstoffreservoirs

Wie schon erwähnt interagieren die vier Bestandteile der Erde miteinander. Der Abb. 33 sind die Mengenverteilung von Kohlenstoff zu entnehmen.

¹⁵parts per million

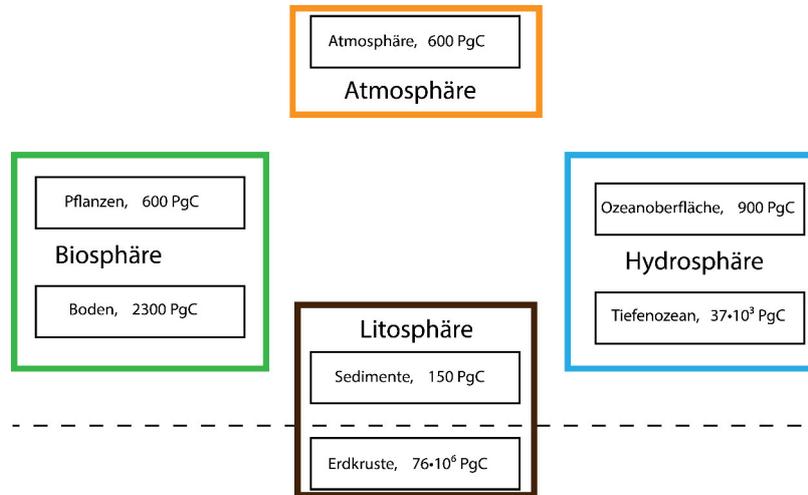
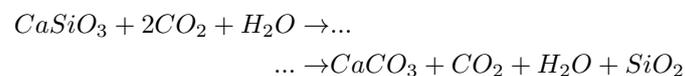


Abbildung 33: Reservoirs von Kohlenstoff

Es ist offenkundig, dass die Erdkruste der größte Speicher ist, doch der Austausch mit allen anderen Bestandteilen erfolgt jedoch dafür sehr langsam. Daher kann man zwischen zwei Zeitskalen unterscheiden. Zum einen der schnelle Kreislauf aller sonstigen Bestandteile mit $\tau = 10^2 y$ bis $10^3 y$ ¹⁶ und einen deutlich langsameren Kreislauf eben mit der Erdkruste bei $\tau > 10^5 y$. Die Zeit τ ist dabei die Dauer bis sich nach einer Störung wieder ein Gleichgewicht im Kreislauf einstellen würde. Insgesamt ergäbe sich aus diesem Kreislauf ohne das Zutun des Menschen ein dynamisches Gleichgewicht, doch nun ist ersichtlich, dass die aktuellen Emissionen nicht durch ein plötzlich nachhaltigeres Verhalten ausgeglichen werden können. Bis die aktuell andauernde und sich immer mehr verstärkende Störung von der Erde kompensiert würde, also die Nachwirkungen zurück gehen, kann es noch sehr viele Jahre dauern.

7.1.3 Geologischer Kohlenstoffkreislauf

Der zentrale Prozess im geologischen Kreislauf des Kohlenstoff ist die *Verwitterung*, also die Reaktion von Gestein¹⁷ mit Kohlenstoff und Wasser zu Calcium.



Für die Reaktion werden also zwei Kohlenstoffdioxidmoleküle benötigt und als Endprodukt wird ein solches Molekül gewonnen. In Summe ist also ein CO_2 -Entzug entstanden. Nun gelangt da $CaCO_3$ über den daher so benannten Kohlenstoffkreislauf bis in die Erdkruste. Ein ganz reales Beispiel ist Regen im Gebirge. Der Regen trifft auf einen Berg und wäscht das reagierte $CaCO_3$ aus der Boden. Über die Flüsse gelangt der Kohlenstoff nun in die Ozeane, lagert

¹⁶y: Jahre (engl.: years)

¹⁷z.B. $CaSiO_3$

sich dort in den Sedimenten ab und gelangt schließlich durch Krustenbewegungen in den Erdmantel. Dies geschieht natürlich vor allem an den Subduktionszonen¹⁸ der Kontinentalplatten. Ebenso gibt es natürlich, da wir ja von einem geschlossenen¹⁹ Kreislauf reden, einen Rückweg. Durch hohe Temperaturen erfolgt ein Ausgasen von CO_2 durch Vulkanismus. Dabei sind besonders die eher unspektakulären Vulkane beispielsweise am ozeanischen Rücken, also an den Subduktionszonen, für den Kohlenstofftransport aus dem Erdinnern heraus verantwortlich.

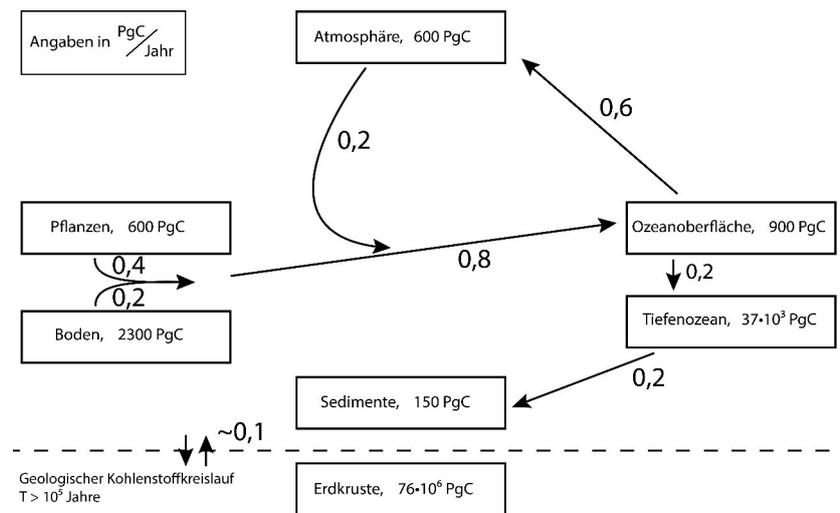


Abbildung 34: Geologischer Kreislauf

Betrachtet man nun diese Zahlenwerte im Verhältnis zur Störung durch den Menschen, so wird ersichtlich, wie stark der Mensch in den natürlichen Kreislauf momentan eingreift. Ob es dadurch jedoch zur drastischen Klimaerwärmung kommen wird, ist dabei überhaupt nicht bestätigt, dann es könnte durch das erhöhte CO_2 -Gehalt zu einem Treibhauseffekt und daher zu mehr Niederschlag kommen. Das wiederum könnte dann zu mehr Verwitterung und schließlich zu mehr Kohlenstoff in der Erdkruste führen.

7.1.4 Kohlenstoffkreislauf ohne Erdkruste

Da der Austausch mit der Erdkruste ja sehr langsam vonstatten geht, ist er für einige Kreislaufarme unbedeutend. Diese sollen nun hier aufgeführt werden.

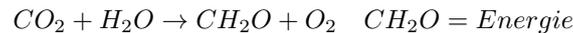
Atmosphäre: Die allgemeinen Treibhausgase aus Kohlenstoff, CO_2 und CH_4 , reagieren sehr langsam und sind nahezu chemisch inert. Daher können sie sich gut anreichern, da sie ja kaum reagieren, und verteilen sich recht uniform in

¹⁸Hier schiebt sich eine Platte unter die andere und schmilzt dabei.

¹⁹zumindest ohne das Einwirken des Menschen

vertikale und horizontale Richtung. Dennoch gibt es in der Nordhemisphäre einen erhöhten Anteil an Methan, da sich dort mehr Landflächen und Sümpfe befinden. Es erfolgt daher ein Transport von Methan in Richtung Süden, jedoch ist der ankommende Methanstrom im Süden aus unterschiedlichen und hier nicht relevanten Gründen abgeschwächt.

Biosphäre: Hierbei ist die Vegetation die treibende Kraft. Durch *Photosynthese* interagiert die Pflanzenwelt mit dem Reservoir des Atmosphäre.



Als Umkehrreaktion verbraucht die Pflanze einen Anteil dieser gewonnenen Energie durch *autotrophe Respiration* und dabei wird selbstverständlich wieder Kohlenstoff frei. Des Weiteren gibt es noch eine zweite Umkehrreaktion. Der Verfall von organischem Material wird *heterotrophe Respiration*²⁰ genannt.

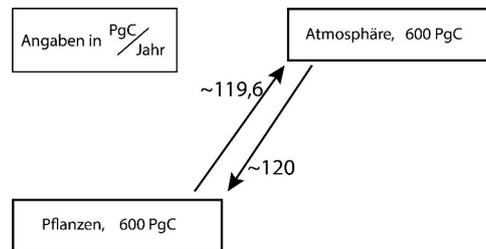
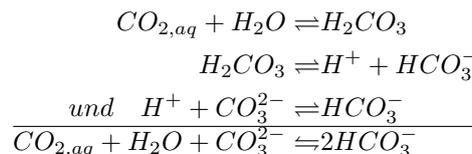


Abbildung 35: Kreislauf zwischen Atmosphäre und Biosphäre

Hydrosphäre: Um die Vorgänge in den Ozeanen gut nachvollziehen zu können teilen wir diese in zwei unabhängige Schichten auf. An der **Oberfläche** wird gasförmiges CO_2 aufgenommen. Der Fluss von CO_2 in den Ozean ist proportional zum Löslichkeitsgesetz

$$\propto (\rho_{CO_2,gas} - \rho_{CO_2,wasser}) \cdot$$

Eine weitere Proportionalität empirischer Natur ist der Wellengang. Es spielen also nicht nur chemische sondern auch physikalische Prozesse eine Rolle. Betrachten wir nun noch einmal das Löslichkeitsgesetz so sind zwei Sachlagen ableitbar. Bei einem negativen Koeffizienten, wenn also der Partialdruck von Kohlenstoffdioxid größer dem in der Luft befindlichen ist, so erfolgt *Ausgasen*, also ein Kohlenstoffübergang von den Ozeanen in die Atmosphäre. Bei einem positiven Vorzeichen geschieht *Lösen*, die Atmosphäre gibt Kohlenstoff an das Wasser ab. Dadurch ergibt sich ein *Carbonatpuffersystem*.



²⁰quasi: „Der Mensch isst Salat, nimmt Energie auf und produziert dabei CO_2 “

Die Pufferfunktion besteht darin, dass das Kohlenstoffdioxid in HCO_3^- und andere hier nicht gezeigte chemische Formen überführt wird und so dem Gradienten der Löslichkeit entzogen wird. Es wird also dadurch der Partialdruck von Kohlenstoff in Wasser $\rho_{CO_2, wasser}$ reduziert. So weit klingt dieser Puffer sehr positiv. Ein kleines Problem gibt sich aber durch die notwendige Existenz von Carbonaten. Reicht dieser Anteil nicht aus, so gibt es im Wasser tendenziell mehr H^+ -Ionen und so wird der Ozean sauer. Zur Folge ereignet sich dann zwar eine überdurchschnittliche Reaktion von Wasserstoffionen mit Carbonaten. Da das Carbonat unter anderem jedoch von den vielen Krustentieren im Wasser kommt, würde diese Gattung der Tierwelt zu Gunsten eines neutralen PH-Wert des Wassers irreversibel ab- genauer gesagt aussterben. Insgesamt lässt sich jedoch trotzdem zusammenfassen, dass der Ozean viel CO_2 aufnehmen kann.

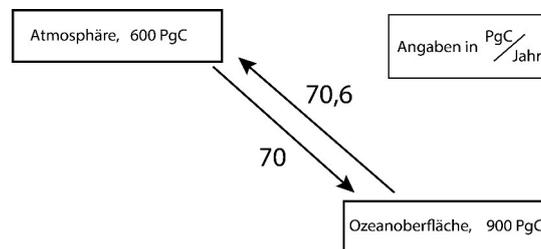


Abbildung 36: Kreislauf zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre

Nun betrachten wir den Austausch zwischen der Oberfläche und dem **tiefen Ozean**. Hier sammeln sich abgestorbene Tiere²¹ an und auch durch Wasserzirkulationen gelangt Kohlenstoff in diese Regionen.

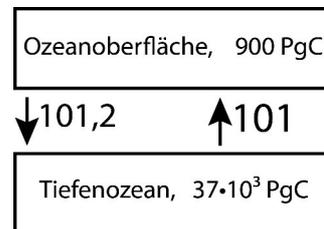


Abbildung 37: Hydrosphäre

7.1.5 Einfluss des Menschen

Seit Beginn der Industriellen Revolution bis heute hat sich in der Atmosphäre $165 PgC$ angereichert. Dies geschah anfangs durch die Benutzung von fossilen Brennstoffen, also Vorräten aus der Erdkruste, und hat sich mittlerweile auch auf die Waldrohung vor allem der Regenwälder, verbraucht von Biosphären-Reservoirs, ausgeweitet.

²¹sog. biologische Pumpe

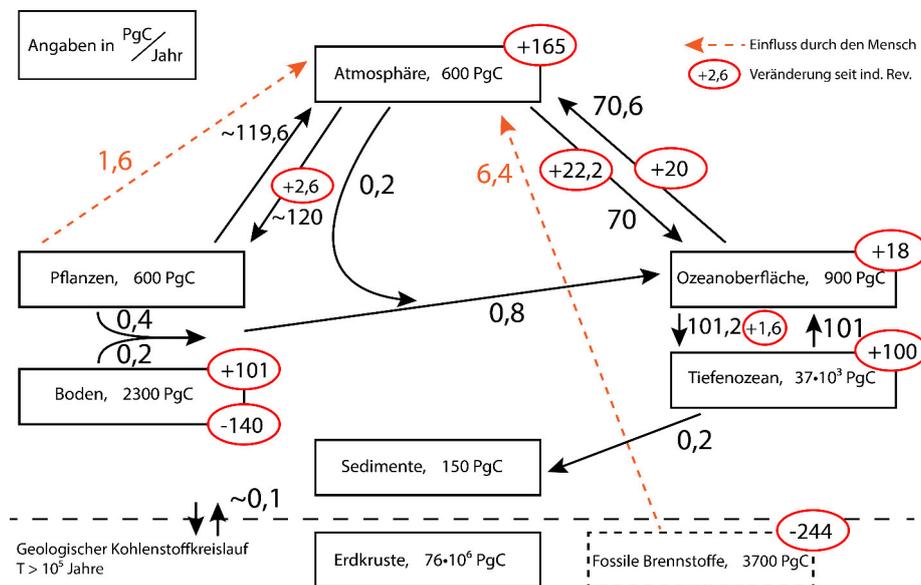


Abbildung 38: Einfluss des Menschen

Circa die Hälfte aller Zufuhr in die Atmosphäre wird im Land ($+2,6 \frac{\text{PgC}}{\text{y}}$) und der Wasseroberfläche ($+2 \frac{\text{PgC}}{\text{y}}$) aufgefangen, die andere Hälfte ist zusätzlich in der Atmosphäre. Im Folgenden sind einige Theorien zusammengestellt, was die Auswirkungen dieser Veränderung sein könnten.

- Variation einiger Prozesse, z.B. Carbonatpuffer
- mehr CO_2 in der Atmosphäre
 - Erderwärmung
 - Variation der Lösung z.B. im Ozean (+/-)
 - Auftauen der Permafrostböden
 - a) neue Vegetation (+)
 - b) Boden gibt CO_2 an Atmosphäre ab (-)
- CO_2 -Düngung
 - arbeiten Pflanzen bei mehr CO_2 möglicherweise besser?!

Es herrscht also noch eine sehr große Unkenntnis über die Zusammenhänge von wie hier Kohlenstoffkreisläufen anderen Kreisläufen und dem Klimawandel.

7.2 Wasserkreislauf

Bei der Beschreibung der Atmosphärenzusammensetzung wurde bis jetzt immer das Wasser ausgeklammert, da es sehr variabel und der Zusammenhang

daher sehr komplex ist. Aber Wasser ist für die Vorgänge in der Atmosphäre enorm wichtig. Hier einige Fakten, weshalb Wasser nicht zu vernachlässigen ist. Wasser ist das Treibhausgas „Nummer Eins“²², dient als riesiger Energiespeicher und ermöglicht erst überhaupt, dass Leben auf der Erde möglich ist. Ungefähr 71% der Erdoberfläche ist von Ozeanen bedeckt, daher auch der Name „blauer Planet“. Nur 29% der Oberfläche ermöglicht also Leben auf dem Land. Die durchschnittliche Meerestiefe beträgt 3,8 km und insgesamt besitzt das Wasser ein Volumen von 1 459 110 000 km³. Davon fallen 93,96% auf die Weltmeere inklusive der Polarregionen mit dem dort befindlichen Eis, 4,12% auf das Grundwasser, 1,65% auf Gletschereis²³, 0,02% auf Seen und Binnengewässer und nur 0,001% auf Wasser in der Atmosphäre.

7.2.1 Rückkopplung mit Wasser

Der Wasserkreislauf hängt eng zusammen mit der Dynamik, beispielsweise der Walkerzellen, denn erst durch solche dynamischen Gebilde gelangt Energie von einem Ort an den anderen, und mit der Strahlung, da das Wasser u.a. eine andere Wärmekapazität besitzt als das Land. Dadurch entstehen zum Beispiel die bekannten Land- und Seewinde. Am Tag erhitzt das Land schneller als das Meer, die warme Luft an Land steigt auf und neue Luft strömt vom Meer auf das Land. In der Nacht kühlt sich das Land jedoch auch viel schneller ab, da die Wärmekapazität viel geringer ist, während das Wasser im Verhältnis zum Land immer noch warm ist. Daher strömt jetzt die Luft vom Land über das Meer.

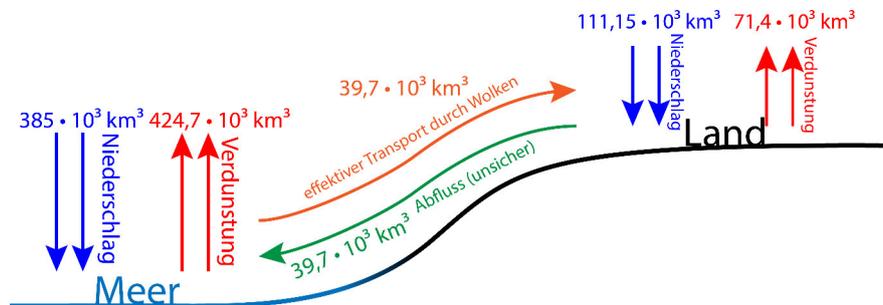


Abbildung 39: Wasserübergänge

Für solche Übergänge kann eine Bilanz aufgestellt werden.

$$N = A + V + (R - AB)$$

N: Niederschlag, A: Abfluss, V: Verdunstung, R: Rückhalt²⁴, AB: Aufbrauch
So lässt sich auch relativ einfach Hochwasser erklären. Nehmen wir dafür an, dass wir so gut wie keinen Aufbrauch und auch keine Verdunstung (es ist zu kalt)

²²stärker als Kohlenstoffdioxid

²³Anm: Die Meeresspiegelerhöhung hängt zusammen mit a) Erwärmung des Wassers und daher Volumenausdehnung, b) Gletscherschmelze (nicht Polarschmelze!)

²⁴z.B. Grundwasser, Stausee

haben. Ist nun jedoch der Niederschlag sehr hoch, so muss dieser durch Abfluss und Rückhalt kompensiert werden. Dabei ist der Rückhalt jedoch begrenzt, da ab einem gewissen Grad alle Speicherstände gefüllt sind. Das heißt die einzige Möglichkeit für das Regenwasser ist über die Flüsse abzufließen, da immer noch Niederschlag vorhanden ist. Natürlich erklärt dieses kleine Gedankenspiel bei Weitem kein Hochwasser, doch das grundlegende Prinzip wird hier doch etwas deutlicher.

7.2.2 Eigenschaften

Viele physikalisch und chemisch besondere Eigenschaften finden ihre Ursache in der Zusammensetzung des Wassermoleküls, denn es bildet ein großes Dipolmoment²⁵. Daher agiert Wasser als eine Art Magnet und kann Ketten bilden. Des Weiteren ist Wasser wegen des Dipols ein gutes Lösungsmittel das sich zum Einen am Salzgehalt der Meere zeigt, zum Anderen Ionenbildungen begünstigt. An solchen Ionen kann wiederum Wasserdampf kondensieren und es bilden sich Wolken. Dass diese Staubeilchen geladen sind zeigt sich bspw. daran, dass metallische Oberflächen schneller verstauben als Nichtmetalle. Aufgrund des Dipols besitzt Wasser die größte Dichte bei $\rho_{max} = +4^\circ C$, dies wird Dichteanomalie genannt. Als Folge besitzt Eis eine geringere Dichte, ist also „leichter“, und schwimmt daher auf Wasser.

Wasser besitzt eine enorme Wärmekapazität c_{water} . Nach dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik kann die in Wasser hineingesteckte Wärme gespeichert werden. Die Wärmekapazität von Wasser beträgt

$$c_{water} = 4,2 \frac{kJ}{kg \cdot K}.$$

Lediglich flüssiger Wasserstoff besitzt eine größere Wärmekapazität. Wasser ist also ein gutes Wärmespeicher, das heißt nicht, dass es sich schnell erwärmen kann²⁶, sondern Wasser kann viel Wärme aufnehmen und diese dann wieder abgeben²⁷. Dies stellt einen Ausgleich zu vielen sehr fluktuationsartigen Prozessen in der Atmosphäre da, auch die Amplitude des Tagesgang wird durch die Eigenschaften des Wassers abgeschwächt. Wegen dieser „Trägheit“ ist Wasser bei klimatischen Überlegungen jeglicher Art nicht vernachlässigbar. Auch besitzt Wasser die größte Verdampfungswärme aller Flüssigkeiten. Die Verdampfungswärme ist die Energie, die bei der Kondensation frei wird, beim Verdunsten benötigt wird. Als Folge dessen sind Wolken immer recht warm, da die großen Energiemengen bei der Wolkenbildung wieder frei werden. Die benötigte Energie kann in Abhängigkeit der Anfangstemperatur des Wassers wie folgt bestimmt werden.

$$Q_V = \left(2500,8 - 2,372 \frac{\vartheta}{^\circ C} \right) \frac{kJ}{kg}$$

Der Vorfaktor 2,372 ist empirischer Natur und der gesamte Korrekturterm beschreibt den Fakt, dass für wärmeres Wasser weniger Energie aufgebracht wer-

²⁵ je größer der Abstand von zwei unterschiedlichen Ladungen eines Moleküls, um so stärker ist das Dipolmoment

²⁶ es dauert im Gegenteil sogar sehr lange

²⁷ Wasser kühlt sich dabei ebenfalls wenig ab

den muss, damit dieses Wasser verdunstet, als für kaltes Wasser. Es ergibt sich für eine Temperatur von $\vartheta = 20^\circ\text{C}$ eine Verdunstungswärme von

$$Q_V = 2,45 \frac{\text{MJ}}{\text{kg}}.$$

Eine weitere Besonderheit ist, dass auch Eis Dampf abscheiden kann, es kann also ein direkter Übergang vom festen in den gasförmigen Aggregatzustand erfolgen. Der Dampfdruck von Wasser über Eis beträgt $2,8 \frac{\text{mJ}}{\text{kg}}$.

7.2.3 Der Wasserkreislauf

Energiekreislauf: Über den Wasserkreislauf zu reden bedeutet immer auch über einen Energiekreislauf zu reden. Wir wissen bisher, dass Wasser ein riesiger Energiespeicher ist, daher ist recht schnell klar, dass Wassermassen die von A²⁸ nach B transportiert werden auch ihre Energie dorthin bringen. Betrachte beispielsweise die allgemeine Zirkulation. Dabei verdunstet in den Tropen Wasser und die Verdunstungsenergie wird in den Wolken quasi zwischengespeichert. Es erfolgt der Transport in die mittleren Breiten und hier wird diese Energie während der Kondensation wieder abgegeben. Ein natürlicher Energietransport ist entstanden. Um diese Energie zu beschreiben gibt es eine große Anzahl an Maßen für die Luftfeuchtigkeit²⁹. Dies soll hier jedoch nicht vertieft werden.

ozeanische Zirkulation: Das wichtigste Prinzip der ozeanischen Zirkulation ist, dass salzreiches Wasser **schwerer** als salzarmes Wasser ist. So gewinnt der Golfstrom³⁰ auf dem Weg von Amerika nach Europa an prozentuaalem³¹ Salzgehalt, da während dem Transport Wasser verdunstet und das darin gelöste Salz übrig bleibt. Der Strom wird also bildlich gesprochen schwerer und beginnt einzutauchen, da das Meereis, auf welches das Wasser zuströmt, salzarm ist. Die Ozeane können in zwei Schichten unterteilt werden, zum Einen eine Zone bis ungefähr -200m und zum Anderen eine Zone darunter. In der oberen Zone erfolgt noch eine gute Durchmischung, in der unteren Schicht liegt die Temperatur unter 5°C .

²⁸A und B sind hier verallgemeinerte Orte

²⁹Dampfdruck (Clausius-Clapeyron), absolute Feuchte, relative Feuchte, Taupunkt, spezifische Feuchte, Mischungsverhältnis

³⁰Richtig heißt es *Nordatlantikstrom*, der Golfstrom ist nur am Golf von Mexiko.

³¹nicht absolut

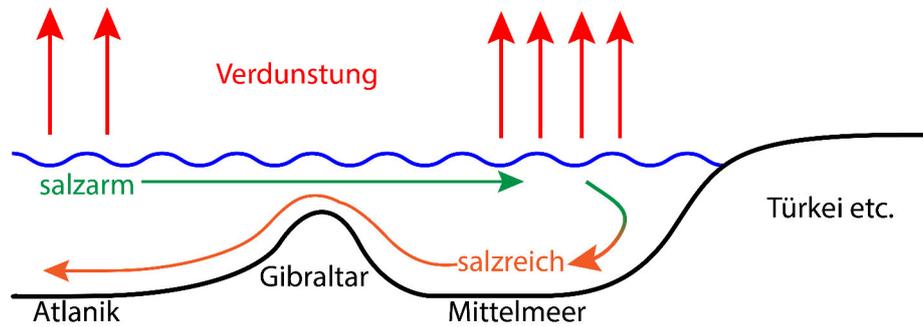


Abbildung 40: Ozeanische Zirkulationen

Mit diesen wenigen Informationen lässt sich die Zirkulation im Mittelmeer erklären. Kaltes, salzarmes Wasser erreicht vom Atlantik her Gibraltar und fließt in das Mittelmeer. Hier erfolgt Verdunstung, das Wasser reichert sich mit Salz an und sinkt. Da die Ostküste eine Barriere für die Wassermassen darstellt, strömt es am Untergrund wieder in die Richtung Atlantik. Bei Gibraltar überlagern sich daher zwei Strömungsrichtungen, die sich aber nicht begegnen, da der eine Strom an der Oberfläche, der andere am Grund fließt. Den gleichen Effekt sehen wir auch an der Ost- und Nordsee. So wie das Mittelmeer durch diese Zirkulation salzreicher als der Atlantik ist, so gilt dies auch für die Ostsee, deren Temperatur und Salzgehalt höher als bei der Nordsee ist.

Thermohaline Zirkulation: Die beiden vorausgehenden Beispiele sind jedoch im Vergleich zur globalen thermohalinen³² Zirkulation winzig. Durch den gleichen Effekt finden auf der gesamten Erdoberfläche Zirkulationen statt. In der folgenden Grafik sind die größten und wichtigsten Strömungen aufgezeigt.

³²Fähigkeit aufgrund der Temperatur oder des Salzgehalt die Dichte zu ändern.

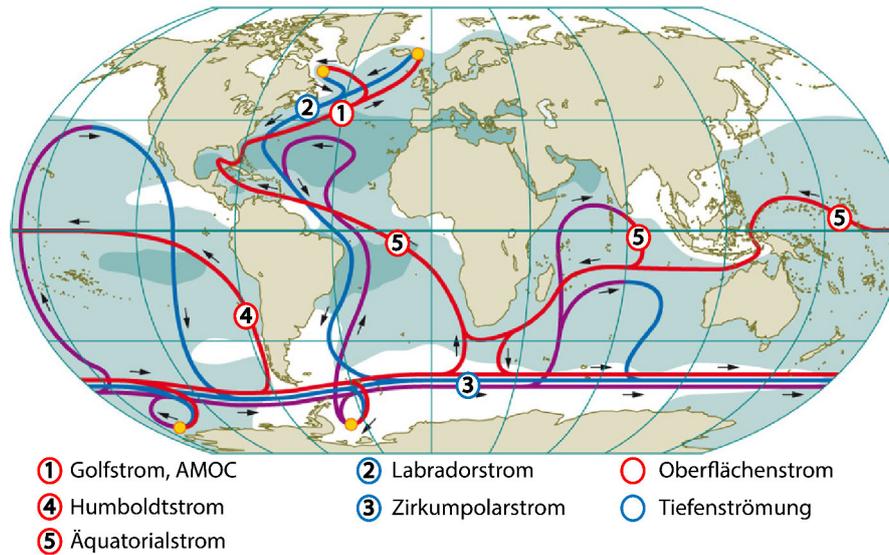


Abbildung 41: Thermohaline Zirkulation

7.2.4 Wasser und seine Erscheinungsformen

Neben den vielen Wassermengen in den Ozeanen und Binnengewässern ist Wasser ja auch in Wolken, Eis und Schnee enthalten. In diesem Abschnitt werden für die Erscheinungsform typischen Eigenschaften erläutert.

Wolken: Für den Strahlungshaushalt sind Wolken sehr entscheidend, denn sie streuen das direkte Sonnenlicht³³ und halten die Erde in bedeckten Nächten warm. Im Zusammenhang mit Wolken drängt sich immer der Niederschlag auf, der im Tagesschnitt globalen Schwankungen unterliegt. Der Wassergehalt von Wolken liegt im Mittel bei 1 bis $4 \frac{g}{m^3}$, mit anderen Worten sind Wolken also sehr schwer. Eine quaderförmige Wolke mit einem Kilometer Breite und Länge und einer vertikalen Ausdehnung von 100 m besäße demnach ein Gewicht von

$$1000m \cdot 1000m \cdot 100m \cdot 1 \frac{g}{m^3} = 100t.$$

Bei Nebel liegt die Dichte unter $1 \frac{g}{m^3}$ und bei tropischen Wolken dafür bei bis zu $10 \frac{g}{m^3}$. Wieso von einem Wassergehalt und gleichzeitig von einer Dichte gesprochen werden kann, läuft kohärent mit der Frage, weshalb Wolken nicht vom Himmel fallen. Wolken entstehen erst durch aufsteigender Luft, weil sich dabei die Temperatur erniedrigt, bei gleichem Wassergehalt jedoch die relative Feuchte³⁴ bis sie 100% erreicht ansteigt und sich Wassertröpfchen bilden. Wolken

³³vgl. Albedo

³⁴Da die Feuchtemaße ja nicht eingeführt wurden eine kurze Erklärung der relativen Feuchte. Sie bestimmt den prozentualen Anteil des Wassers, welches von der Luft theoretisch aufgenommen werden könnte. Dieses Maximum ist dabei temperaturabhängig.

fallen also nicht vom Himmel, da sie quasi aufsteigende Luft genauer kondensiertes Wasser und nicht Wasserdampf sind.

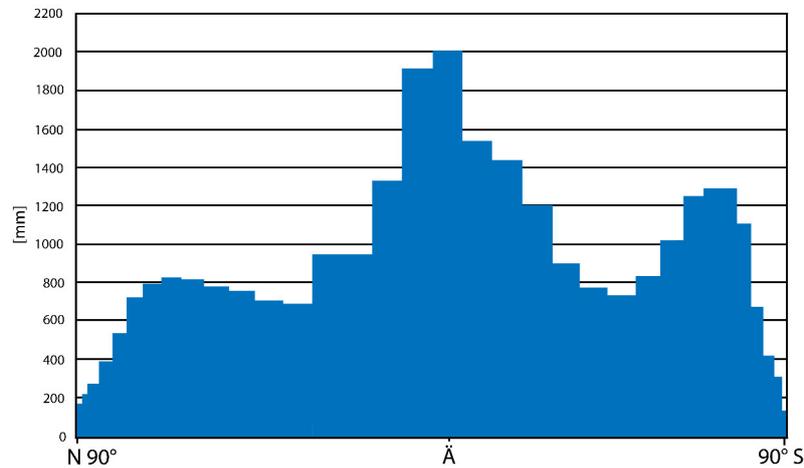


Abbildung 42: Globale Niederschlagsverteilung

Eis und Schnee: Die Kryosphäre³⁵ bedeckt 15% der gesamten Erdoberfläche, und 20% der Landflächen sind mit Permafrost überzogen. Permafrostböden besitzen das gesamte Jahr über eine Temperatur von $< 0^{\circ}\text{C}$ und sind Speicher für Wasser, Methan und eventuell auch für Lachgas³⁶. 90% des Süßwassers sind in Eis und Schnee gebunden. Schnee ist besonders interessant, da er im VIS eine sehr hohe Albedo besitzt³⁷, im IR jedoch nahezu ein idealer Schwarzkörper ist. Die hohe Albedo führt zu der Tatsache, dass Schnee eine sehr geringe Leitfähigkeit besitzt, weshalb Iglus eben aus Schnee gebaut werden. Auch hat dies Auswirkungen, da bei *Meereis* das Wasser darunter gewöhnlich wärmer ist und aber trotzdem nur ein sehr geringer Austausch stattfinden kann. An den Rändern der Antarktis ist das *Schelfeis* bis zu zwei Kilometer dick, schwimmt auf dem Meer und behindert beispielsweise den Wärmeaustausch. *Inlandeis* ist vor allem durch Gletscher³⁸ vertreten. Die Kryosphäre ist stark mit der Klimaerwärmung gekoppelt. Als direktes *Klimafeedback* ergibt sich der Anstieg des Meeresspiegels. Laut dem *PIC, Potsdam Institute for Climate Impact Research*, könnte der Anstieg in den nächsten 300 Jahren sogar bis zu 7m betragen. Eine Berechnung dessen ist jedoch sehr kompliziert, da die Höhe des Meeresspiegels tatsächlich regional recht variabel sein wird. Tatsächlich bewirkt das Schmelzen von 1% der Eisfläche in Grönland, dass sich der Meeresspiegel um +10cm erhöht, bei der Menge an Eis, die momentan an Eis dort schmilzt, eine beträchtliche Summe. Seit 1993 ergibt sich ein gemessener Anstieg von 3,1mm pro Jahr. In den letzten 20 Jahren lag der Anstieg also bei 6,2cm, allerdings geht man davon aus, dass das Jahresmittel ansteigen wird.

³⁵der Teil der Hydrosphäre, der im festen Zustand vorliegt.

³⁶Forscher sind sich darüber uneins

³⁷0,8 – 0,9

³⁸quasi verdichteter Schnee

8 **Schlusswort**

Das Thema Klima und Wetter wird weiterhin im Munde der Bevölkerung bleiben und es wird fortlaufend über den Klimawandel diskutiert und gestritten werden. Als Naturwissenschaftler verfolge ich persönlich die Aufgabe, das Wissen über die Natur und die Erde weitergeben zu wollen. Daher fordere ich jeden Leser auf das angereicherte Wissen in Gesprächen zu verbreiten und der allgemeinen Unwissenheit der Bevölkerung entgegenzuwirken. Nur so können Themen wie Energiewende, Nachhaltigkeit und Naturschutz sinnvoll angegangen werden. Für allen Studenten, die dieses Schriftstück gelesen haben, hoffe ich das Interesse an der Meteorologie/ Klimatologie geweckt zu haben.