

Das Klimasystem des MSCM

Autor: Thomas Langkamp

Mitarbeit: Tobias Bayr, Dieter Kasang

Das Klimasystem verstehen

| | |
|--|----|
| A) Einleitung: Das Monash Simple Climate Model (MSCM) stellt sich vor..... | 3 |
| B) Das Klimasystem im Überblick..... | 5 |
| C) Wechselwirkungen und Komponenten des Klimasystems..... | 13 |
| Die Atmosphäre..... | 14 |
| Unsere Windsysteme: Von Luftdruck und Erdrotation..... | 17 |
| Unregelmäßigkeiten: Der Einfluss der Kontinente auf die Winde..... | 23 |
| Wasserdampf und andere Treibhausgase..... | 27 |
| Die Wolken..... | 39 |
| Der Ozean..... | 42 |
| Eis und Schnee..... | 47 |
| Biosphäre, Pedosphäre, Anthroposphäre..... | 50 |
| D) Übertragung in ein Modell..... | 53 |
| Die aktuelle Erdtemperatur modellieren: Wie ist das möglich?..... | 53 |
| Realistische Klimamodelle und Szenarien..... | 54 |
| Anhang – Die ersten Jahre der Klimamodellierung..... | 58 |
| Hauptquellen..... | 58 |

Lieber Leser,

Abschnitt A) stellt das einfache Klimamodell MSCM vor und erklärt, welchen Nutzen solche vereinfachten Modelle haben.

Abschnitt B) ist für Leser interessant, die sich erstmals mit dem Begriff „Klimasystem“ konfrontiert sehen.

In Abschnitt C) erfahren Sie, woraus sich das Klimasystem im Detail zusammensetzt und wie sich die Komponenten auf die Temperatur der Erde auswirken. Viele dieser Komponenten und Prozesse finden Sie im MSCM wieder: <http://maths-simpleclimatemodel-dev.maths.monash.edu>

Abschnitt D) erläutert grundlegende Annahmen beim Bau auch komplexer Klimamodelle, was Klimaszenarien sind und wie das einfache MSCM hier einzusortieren ist.

A) Einleitung: Das Monash Simple Climate Model (MSCM) stellt sich vor

Entwickelt haben das MSCM Dietmar Dommenget und Janine Blöhdorn (geb. Floeter). Sie stellten es im Jahr 2011 in dem international angesehenen Wissenschaftsmagazin *Climate Dynamics* vor. Dommenget entwarf mit seinen Kollegen Kerry Nice und Martin Schweitzer passend zu dem Modell die Internetseite¹.

Die Seite ist wie gemacht für den Einsatz im Unterricht oder zum Selbststudium von Menschen, die sich einfach dafür interessieren, wie unser Klimasystem funktioniert. Verschiedene Modell-Ergebnisse lassen sich mit wenigen Klicks vergleichen. Die verschiedenen Ergebnisse entstehen, wenn man bestimmte Komponenten in dem Modell an- oder abschaltet. Genau das kann man auf der Internetseite direkt ausprobieren: Wolken aus und Kohlendioxid an und schon heizt sich unsere Erde sichtbar auf. Dazu wird jede einzelne Komponente in Text und Bildern erklärt. Das Modell zeigt auch die Erwärmung, wenn sich der Kohlendioxid-Gehalt der Atmosphäre verdoppelt. Und das Wissen, um das Modell zu verstehen und seine Ergebnisse richtig zu interpretieren liefert Ihnen diese Dokumentation.

Zunächst muss man wissen: Klimamodelle verfolgen vier Ziele.

1. Kenntnisse über das Klima der Zukunft gewinnen,
2. das Klima der Vergangenheit kennen lernen,
3. das Klimasystem besser verstehen und
4. die Verbesserung der Klimamodelle selbst.

Das vereinfachte Klimamodell MSCM wurde vor allem für Punkt 3 und 1 entwickelt. Es basiert auf dem *Globally Resolved Energy Balance* (GREB) Modell. Frei übersetzt könnte man GREB und auch das MSCM *Temperaturmodelle unseres Globus* nennen. Die Fachwelt spricht von einem einfachen Energiebalance-Modell. Für die Anwendung in der Schule ist Punkt 3 am wichtigsten, und genau in diesem Punkt glänzt das MSCM durch seine Einfachheit in Bedienung und Klimamodellierung. Das MSCM beschränkt sich auf das wirklich Wichtigste und liefert dennoch akzeptable Ergebnisse im Vergleich zur Realität.

Es konzentriert sich darauf, die Oberflächentemperatur unseres Planeten zu simulieren und ignoriert dabei manche Bestandteile des Klimas; darunter chemische Bestandteile der Atmosphäre, die Vegetation oder teilweise Einflüsse der Menschen. Dem Modell ist wichtig, die Temperatur korrekt zu modellieren, und das schafft es auch ganz passabel. Die Oberflächentemperatur (gedacht als Lufttemperatur in einer Höhe von 2 Metern) ist mit einer der wichtigsten Faktoren unseres Klimasystems. Denn ihr sind wir als Menschen unmittelbar ausgesetzt. Sie hat große Auswirkung auf unser Wohlbefinden und vor allem auf die Nahrungsmittelproduktion.

Das MSCM enthält all jene notwendigen Komponenten des Klimas, um die auf der Erde gemessenen Temperaturen der verschiedenen Klimazonen von den Tropen bis zu den Polen im Jahresverlauf nachzustellen. Der Sinn eines so vereinfachten Modells ist vor allem, die verschiedenen Wechselwirkungen zwischen den Bestandteilen besser verstehen zu können. Was passiert, wenn man den Ozean abschaltet, die Turbulenzen in der Atmosphäre oder gleich die

¹ Dietmar Dommenget, Janine Blöhdorn, Kerry Nice, Martin Schweitzer (2013): The MONASH University Simple Climate Model <http://maths-simpleclimatemodel-dev.maths.monash.edu>

ganze Atmosphäre? Was geschieht, wenn alles Meereis geschmolzen ist? Und was geschieht, wenn der Mensch immer mehr Kohlendioxid in die Atmosphäre bläst?

Die für diese Temperatur-Modellierung notwendigen Bestandteile werden vereinfacht in das Modell eingebaut. Sie werden so weit vereinfacht, dass die Temperatur noch soweit realistisch simuliert wird, dass die Sahara heißer ist als die Savannen nebenan, und so, dass der relative Temperaturverlauf über die Jahreszeiten stimmt. Gleichzeitig klammert das Modell Prozesse komplett aus, die sich auf die Temperatur gering oder gar nicht auswirken. Dieses Vorgehen – Prozesse ausklammern oder vereinfachen – ist wichtig in zweierlei Hinsicht. Einerseits, damit das Modell einfach zu handhaben ist. Andererseits, damit seine Funktionsweise von Laien verstanden werden kann, und zugleich, damit es auch älterer Computer nicht überfordert, welche die Berechnungen vornehmen müssen.

Allerdings: Je mehr Vereinfachungen und Auslassungen, desto ungenauer stellt es das wirkliche Klimasystem und dessen Zukunft dar. Der Sinn des Modells als Instrument zum Verständnis des Klimas bleibt dabei jedoch erhalten. Es lehrt uns, wie das Klimasystem funktioniert und wie seine Komponenten sich gegenseitig beeinflussen und welche Folge eine Erhöhung der Kohlendioxid-Konzentration auf die Temperatur grob abgeschätzt haben mag.

Weil das Modell so einfach ist, kann es sehr schnell zum Beispiel einen Jahresgang der Temperatur simulieren, so dass sofort sichtbar wird, wie sich Veränderungen an den Komponenten des Klimasystems grundsätzlich auswirken. Man kann immer neue Modellläufe mit immer neuen Einstellungen vornehmen und so das Klimasystem studieren. Die Auswirkungen auf die Lufttemperatur sind absolut gesehen nicht exakt, aber relativ gesehen schon. Es lässt sich gut feststellen, ob eine Komponente die Temperatur generell erhöht oder absenkt, wie schnell und wo das auf unserem Planeten geschieht. Die so gewonnenen Erkenntnisse helfen Laien die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems und ihre Wechselwirkungen zu verstehen. Und in der Forschung können sie mit komplexeren Modellen gegengeprüft werden, um ihre absolute Größenordnung exakter zu bestimmen.

Verwenden Sie das Modell als Lehrer in der Schule, können Sie sich voll auf das Folgende konzentrieren: Ihren Schülern zeigen, welche Bestandteile sich wie auf die Lufttemperatur auswirken. Dazu reicht es im ersten Schritt, die online verfügbaren Tutorien durchzugehen und die kurzen Infotexte zu studieren. In einem zweiten Schritt hilft Ihnen diese Dokumentation dabei, die Puzzleteile zu einem größeren Kontext zusammenzusetzen.

B) Das Klimasystem im Überblick

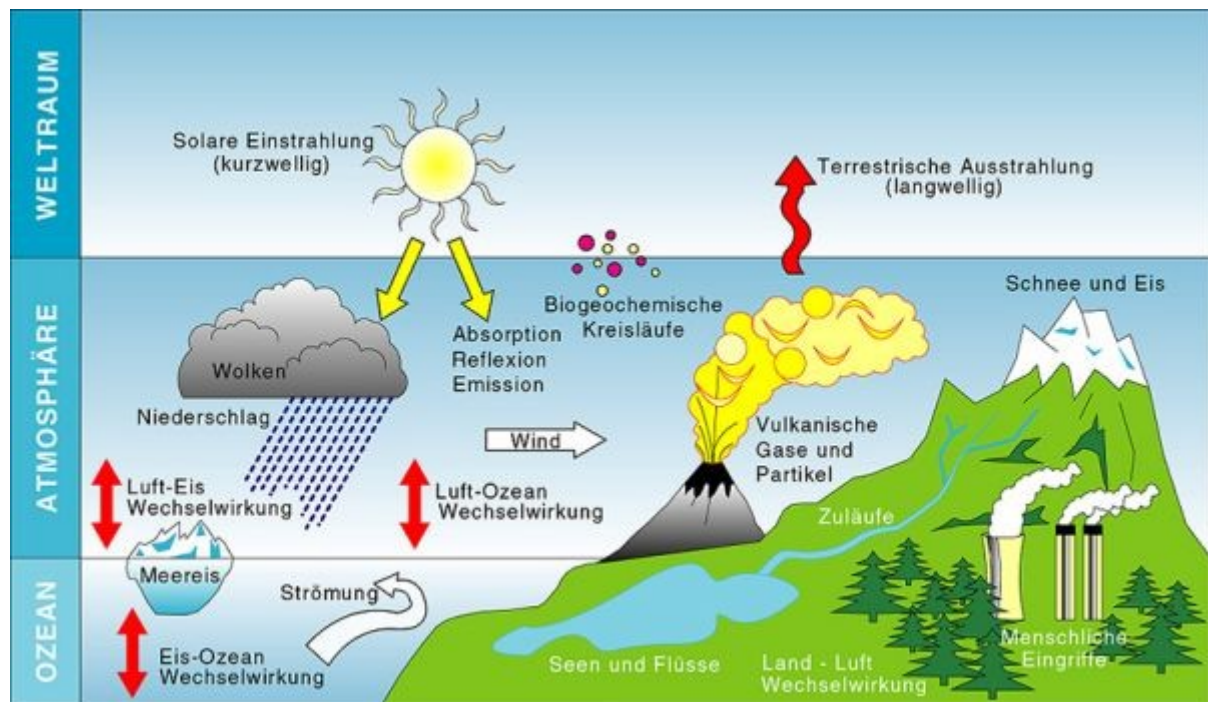


Abbildung 1: Das Klimasystem der Erde. ²

Im ersten Abschnitt haben wir erfahren, dass das MSCM ein vergleichsweise einfaches Modell ist und welchen Nutzen es hat. Es war die Rede von den Klimakomponenten und auch davon, wie sie sich im MSCM ein- und ausschalten lassen. Jetzt wollen wir die einzelnen Komponenten etwas näher kennen lernen, sowie die Kräfte, die sie in Bewegung setzen.

Die Sphären des Klimasystems

Obige Abbildung veranschaulicht die verschiedenen Komponenten schon ganz gut. Grob eingeteilt spricht man von verschiedenen Sphären: Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre und Lithosphäre. Sie ergeben zusammengesetzt das Klimasystem. Doch was verbirgt sich hinter diesen Begriffen?

Die **Atmosphäre** enthält die Luft, die wir atmen. Sie stellt die gasförmige Hülle der Erde dar. Sie umfasst auch feste Bestandteile wie Stäube, Rußpartikel und andere schwebende Teilchen, die man zusammenfassend **Aerosole** nennt. Feste wie gasförmige Bestandteile der Atmosphäre verändern ihre Durchlässigkeit für die Sonnenstrahlen. Chemische Reaktionen zwischen der Sonnenstrahlung und dem Sauerstoff in der Atmosphäre führen außerdem zu dem Phänomen der **Ozonschicht**, welche uns vor schädlicher UV-Strahlung schützt. Besonders bekannt ist die Ozonschicht aufgrund des menschengemachten so genannten Ozonlochs, einer besonders starke Abnahme der Ozonkonzentration im Süd-Frühjahr über dem Südpol. Generell ist die Ozonabnahme durch die aus Kühlgeräten entwichenen Ozon-zerstörenden FCKW-Gase aber in der gesamten Stratosphäre nachweisbar.

² Klimawiki: Das Klimasystem und seine Subsysteme, <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Klimasystem.jpg>

Die Atmosphäre **transportiert große Mengen Wärme** von den Tropen in die kälteren Gebiete unseres Planeten und sorgt durch ihre **gute Durchmischung** dafür, dass alle langlebigen Gase wie Sauerstoff, Stickstoff, Kohlendioxid und Methan schön gleichmäßig verteilt sind. Die festen Bestandteile, die Aerosole, sind hingegen nicht gleichmäßig verteilt.

Über lange Beobachtungszeiträume offenbart die Atmosphäre mehr als ein chaotisches System. Vielmehr lassen sich klare Bewegungsmuster erkennen. So gibt es **Windgürtel**, welche zum Beispiel in unseren mittleren Breiten dafür sorgen, dass die Winde überwiegend aus Westen wehen.

Hinter der **Hydrosphäre** verbergen sich die flüssigen Anteile der Erdoberfläche, aber auch der Böden: Ozeane, Seen, Flüsse und Grundwasser. Wie die Atmosphäre so weisen auch die Ozeane regelmäßige Bewegungsmuster auf, wenn man sie über einen längeren Zeitraum beobachtet. Man spricht von einem globalen Förderband, welches das Meersalz verteilt, aber auch viel Wärme transportiert und speichert. So spielt der Ozean eine Schlüsselrolle bei der Abmilderung der derzeitigen Erderwärmung, indem er Unmengen an Wärme speichert.

Gefrorenes Wasser, also Schnee und Eis gehören der **Kryosphäre** an, ob an der Erdoberfläche als polare Eiskappen, Gebirgsgletscher und Schnee, an der Meeresoberfläche als Meereis oder im Boden in Form von Frost. Eis und Schnee-Oberflächen wirken sich vor allem durch die so genannte Eis-Albedo-Rückkopplung auf das Klima aus. Ihr Effekt ist, dass schneeweiße Oberflächen viel Sonnenenergie ungenutzt zurück in den Weltraum reflektieren, anstatt sie aufzunehmen (zu absorbieren) und in Wärme umzusetzen.

Die **Biosphäre** umfasst alles Leben, also Tiere, Pflanzen, Pilze und den Menschen. Innerhalb der Biosphäre zählt man den Menschen zur Unterkategorie **Anthroposphäre**, welche heute einen entscheidenden Einfluss auf unser Klima ausübt. Pflanzen und Tiere verändern das Klimasystem durchaus auch in großem Umfang, aber die menschlichen Aktivitäten der letzten Jahrhunderte stechen heraus. Der Mensch hat es in nur wenigen Jahrhunderten geschafft das Gesicht der Erdoberfläche und auch die Zusammensetzung der Atmosphäre so stark zu verändern, wie es keiner anderen Spezies möglich gewesen wäre.

Auch vor der **Lithosphäre** hat der Mensch keinen Halt gemacht und tiefe Mienen hineingegraben. Die Lithosphäre umfasst die Böden und die im Mittel 100 km tief reichenden Gesteinsschichten inklusive dem so genannten äußeren Erdmantel. Die Gesamtheit der Böden fällt dabei in die Unterklasse der **Pedosphäre**. Die Böden sind die Grundlage des Lebens an Land und liefern Pflanzen Nährstoffe und Wasser.

Alle Sphären gemeinsam stehen im regen Austausch miteinander und weisen zahlreiche Schnittstellen und Schnittmengen auf. So transportieren Winde Meersalz, Wärme und Luftfeuchte, das Wasser der Ozeane verdampft und regnet andernorts nieder, Flüsse transportieren Nährstoffe und Sedimente, Gletscher transportieren Gesteinsmassen bis hin zu hausgroßen Findlingen, denn auch sie fließen, wenn auch im Zeitlupentempo. Die Liste ließe sich noch lange erweitern.

Strahlung: Der Antrieb des Klimasystems und sein Normalzustand

Alle Sphären zusammengenommen ergeben jedoch noch kein realistisches Klimasystem. Das Klima muss zuerst in Schwung gebracht werden. Wie ein Automotor braucht es einen Treibstoff. Den wesentlichen Treibstoff, in der Klimaforschung auch **Antrieb** genannt, liefert die Sonnenstrahlung. Und zwar mit einer Leistung von durchschnittlich 1367 Watt pro Quadrat-

meter (W/m^2) an der Oberseite der Erdatmosphäre. Man nennt diesen Wert Solarkonstante, obwohl aufgrund verschiedener Faktoren leicht schwankt. Wenn diese Strahlung die Erde erreicht trifft sie auf eine gekrümmte Oberfläche. Ebenso strahlte sie von einer kugelförmigen Oberfläche ab. Diese Geometrie bedingt, dass somit im Schnitt nur ein Viertel der Energie ankommt, als 342 Watt pro Quadratmeter. Diese erreichen den äußeren Rand der Atmosphäre. Was davon den Erdboden erwärmt ist eine andere Geschichte. Und zwar sind es im Mittel fast 50 Prozent, also nur noch rund $168 \text{ W}/\text{m}^2$, was gut 0,2 Pferdestärken pro Quadratmeter entspricht. Der Rest wird reflektiert oder von der Atmosphäre aufgenommen (absorbiert).

Die Strahlung der Sonne erhitzt Atmosphäre, Landfläche und Ozeane unterschiedlich stark. Ein wichtiger Faktor hierfür ist die **Albedo**, also wie stark eine Oberfläche reflektiert. Helle Oberflächen, wie Schnee und Eis der Kryosphäre haben eine hohe Albedo, dunkle wie der Ozean eine niedrige. So erhitzt sich auch ein weißes Auto in der Sonne wesentlich langsamer als ein schwarzes aufgrund der unterschiedlichen Albedo. Denn das Weiße **reflektiert** die Sonnenstrahlung überwiegend, während das Schwarze sie aufnimmt oder wissenschaftlich ausgedrückt: **absorbiert**.

Die unterschiedliche Albedo von Ozean und Kontinenten, aber auch innerhalb der Kontinente führt zu lokal Erwärmung oder Abkühlung und damit zu **Ungleichgewichten**, die dann Bewegung ergeben, um sich auszugleichen. Denn warme Luft ist leicht und steigt auf, während kalte Luft absinkt; gleiches gilt für das Wasser der Ozeane. Unser Klimasystem ist nun ständig bestrebt diese Ungleichgewichte auszugleichen und erzeugt so Winde und Ströme, die den gesamten Globus umspannen.

Die Albedo ist aber nur ein Faktor, der solche Ungleichgewichte erzeugt. Der **Einfallswinkel** der Sonnenstrahlen ist ein weiterer und von seiner Größenordnung her ein noch wichtigerer Einflussfaktor.

Zum einen verändert sich der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung über den Tagesverlauf gesehen. Es entstehen **Tag und Nacht** und die entsprechenden Temperaturwechsel. Der Einfallswinkel ist aber an anderer Stelle viel konstanter, als bei dem ständigen Tag- und Nachtwechsel. Und zwar entlang von **niederen zu höheren Breitengraden**. In den Polargebieten, den niederen Breiten, treffen die Sonnenstrahlen vergleichsweise flach ein und das auch Mittags und nicht nur bei Sonnenaufgang oder Sonnenuntergang. Im Gegensatz zu den Polargebieten trifft die Strahlung am Äquator Mittags immer sehr steil auf und führt zu entsprechender Hitze.

Physikalisch betrachtet hat der Einfallswinkel folgenden Effekt: Je flacher, desto größer ist die Erdoberfläche über die sich ein Strahlenbündel verteilt. Außerdem muss die Strahlung einen längeren Weg durch die dämpfende Atmosphäre zurücklegen.

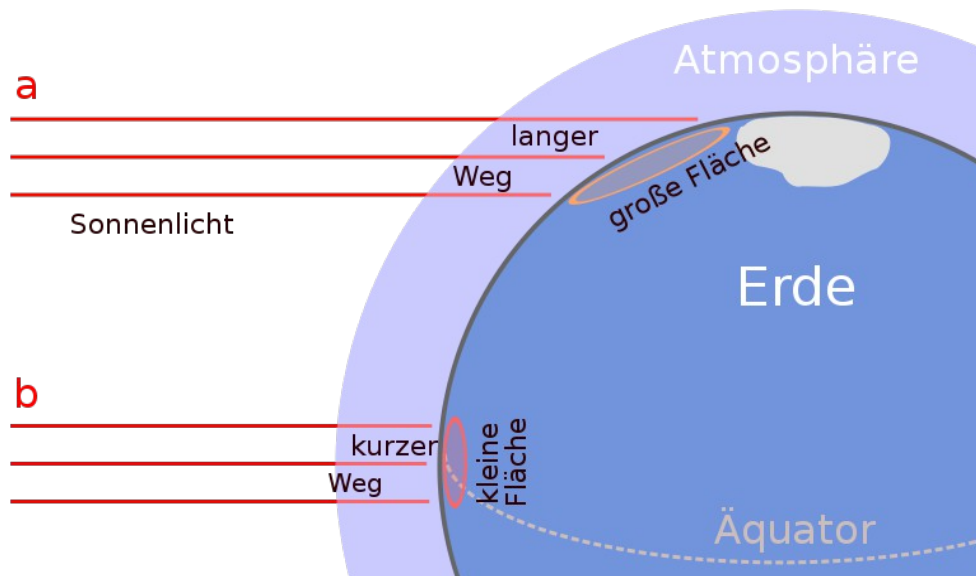


Abbildung 2: Winkelabhängigkeit der eintreffenden Sonnenstrahlung. Bei schrägem Auftreffen in den hohen Breiten (a) vergrößern sich sowohl der Weg durch die Atmosphäre als auch die Fläche, welche durch die gleiche Strahlenmenge erwärmt wird.³

Die Pole sind also der Sonne immer vergleichsweise stark abgewandt, so dass sie viel kälter sind als die Tropen. So gibt es Orte auf der Erde, an denen -89 Grad Celsius gemessen wurden, ebenso wie Orte mit bis zu +57 Grad Celsius Lufttemperatur⁴. Die exakt 56,7 Grad Celsius Hitze wurden an der Furnace Creek Ranch der US-amerikanischen Death Valley gemessen. Der Kälterekord von -89,2 Grad Celsius wird der Station Vostok zugesprochen, die sich nahe des Südpols befindet.

Wäre die Erde nur ein nackter Felsbrocken wie unser Mond fiel diese Temperaturdifferenz noch größer aus. Denn Ozean und Atmosphäre fehlten dann als Temperaturspeicher. Das kann man sich vorstellen wie bei einer sternklaren Nacht, die schnell auskühlt, weil die Wolken- decke quasi als Deckel auf dem Kochtopf fehlt, so wie beim Mond die Atmosphäre als Deckel auf der Oberfläche fehlt. Dieses Bild ist noch stark vereinfacht und soll nach und nach vervollständigt werden.

Das Temperatur-Ungleichgewicht zwischen Pol und Äquator bewegt jedenfalls die unterschiedlich schweren Luft- und Wassermassen. Großräumige, regelmäßige Ströme im Ozean und Windsystem in der Atmosphäre bilden sich aus. Kleinräumigere Ungleichgewichte der Strahlung wie sie durch den Schatten eines Berges oder Waldes hervorgerufen werden, führen zusätzlich zu lokalen Windsystemen.

Weiteren Einfluss auf den Strahlungshaushalt und damit auf die Temperatur der Erde haben die elliptische Form der Erdumlaufbahn (s.u.) und die Stellung der Erdachse. Denn die Erdachse ist zur Ebene der Erdumlaufbahn um die Sonne gekippt. Diese **Neigung der**

³ Peter Halasz (2007): Why the polar regions are colder, http://en.wikipedia.org/wiki/File:Oblique_rays_04_Pengo.svg

⁴ Arizona State University (2012): World: Highest Temperature, <http://wmo.asu.edu/world-highest-temperature> ; Arizona State University (2007): World: Lowest Temperature from Dr. Stephen Warren, University of Washington (8/22/2007): , <http://wmo.asu.edu/world-lowest-temperature>

Erdachse verändert die Temperatur über das Jahr gesehen: Es entstehen die **Jahreszeiten**. So scheint die Sonne mal mehr auf die Nord- und mal mehr auf die Südhalbkugel, je nachdem welche Hälfte der Sonne stärker zugewandt ist, siehe Abbildung. Die Jahreszeiten an den Polen sind dabei besonders extrem ausgeprägt. Ein halbes Jahr steht die Sonne hier über dem Horizont und es herrscht Sommer. Dabei steigt sie nie besonders hoch über den Horizont. Die andere Jahreshälfte herrscht an den Polen Dunkelheit und eiskalter Winter. Am Äquator hingegen wirkt sich die geneigte Erdachse weniger stark aus. Die Sonne steht tagsüber vergleichsweise hoch am Himmel so dass die Sonnenstrahlen öfter senkrecht auftreffen.

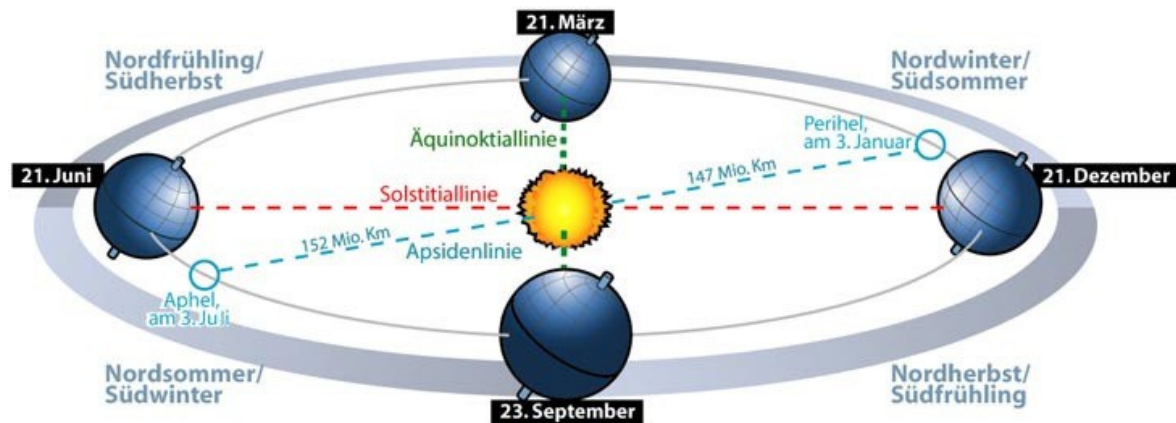


Abbildung 3: Die Stellung der Erdachse beim Umlauf der Erde um die Sonne sowie die unterschiedlichen Abstände der Erde zur Sonne auf ihrer elliptischen Umlaufbahn (Bahnexzentrizität).⁵

Der nächste Einflussfaktor findet sich in der elliptischen Erdumlaufbahn. Denn sie bestimmt den **Abstand der Erde zur Sonne**. Der schwankt und das im Jahreszyklus, aber auch über größere Zeiträume. Der Abstand Sonne-Erde beträgt in der gegenwärtigen Klimaepoche zwischen $147 \cdot 10^6$ km und $152 \cdot 10^6$ km. Bei maximaler Sonnennähe um den 3. Januar (Perihel) erreichen uns 6,7 Prozent mehr Sonnenenergie als bei Sonnenferne um den 5. Juli (Aphel). Entsprechend fallen die Winter auf unserer Nordhalbkugel etwas milder aus, die Sommer etwas kühler und auf der Südhalbkugel umgekehrt. Jedoch wird dieser Effekt überlagert und gedämpft, zum Beispiel dadurch, dass die Südhalbkugel einen viel größeren Anteil an Ozeanoberflächen hat als die Nordhalbkugel mit ihren großen Landflächen.

Nun gibt es neben dem Antrieb Sonnenenergie noch weitere, kleinere Einflüsse auf die Dynamik im Klimasystem. Die **Erdrotation** zum Beispiel verkompliziert die Bewegung dieser Winde und Ströme um ein Vielfaches. Sie führt zur Verwirbelung der Bewegungsmuster und damit zu Phänomenen wie Wirbelstürmen oder Hurrikänen. Ohne die Erdrotation würden Hurrikane nicht als Wirbel existieren, sondern wären nur kräftige Herbststürme, die vornehmlich in eine Richtung blasen, wie wir es aus unseren Breiten gewohnt sind.

Zusammengefasst halten die Sonnenstrahlung, ihr variierender Einfallswinkel, die Erdrotation und Anziehungskräfte von Sonne und Mond unser Klimasystem in ständiger Bewegung und

⁵ Horst Frank (2003): Jahreszeitenschema, Übersicht über die Referenzlinien der Erdbahn, http://de.wikipedia.org/wiki/Datei:Jahreszeiten99_DE2.jpg

führen zum **Normalzustand** des Klimas.

Klimawandel: Abweichungen vom Normalzustand

Veränderte sich nun der Antrieb des Klimasystems, so würde sich das Klima vom Normalzustand wegbewegen. Im Ergebnis führte das zu einer Erwärmung oder Abkühlung der Erdoberfläche.

Solch eine Veränderung findet tatsächlich regelmäßig statt, denn die Sonne schwankt in Ihrer Aktivität in verschiedenen Zyklen und auch die Bahn der Erde um die Sonne ändert sich durch Anziehungskräfte der anderen Planeten, betrachtet man sehr lange Zeiträume von tausenden von Jahren. Die **Veränderung der Erdbahn** ergibt regelmäßige Abweichungen, die verschiedenen Zeitskalen folgen und sich vorausberechnen lassen. Man nennt sie nach ihrem Entdecker Milankowitch-Zyklen. Sie führen alle paar Tausend Jahre zu Warmzeiten (Interglazialen und Kaltzeiten (Glazialen).

Dahingegen ist die **Sonnenaktivität** nicht gut vorhersehbar. Hohe Sonnenaktivität geht einher mit einer hohen Anzahl dunkler Sonnenflecken. Die mittlere Dauer eines Sonnenfleckenzyklus beträgt 11 Jahre und heißt nach seinem Entdecker auch Schwabe-Zyklus. Er führt zu entsprechend kurzfristigen Klimaerwärmungen oder Abkühlungen im Vergleich zur sich langfristig ändernden Erdbahn. Der Schwabe-Zyklus, schwankt aber um +/-2 Jahre und ist nicht der einzige Indikator für die Sonnenaktivität, was die exakte Vorhersage verkompliziert. So wird der Schwabe-Zyklus unter anderem noch von längeren Zyklen überlagert, von denen die längeren nur vermutet werden, denn es fehlt an lang zurückreichenden Aufzeichnungen der Sonnenfleckenanzahl.

Und auf noch einer vergleichsweise kurzen Zeitskala beobachten wir Veränderungen des Antriebs und zwar durch den **Menschen**. Welch starken Einfluss der Mensch seit der Industrialisierung auf den Antrieb beziehungsweise den Strahlungsantrieb ausübt, zeigt folgende Abbildung.

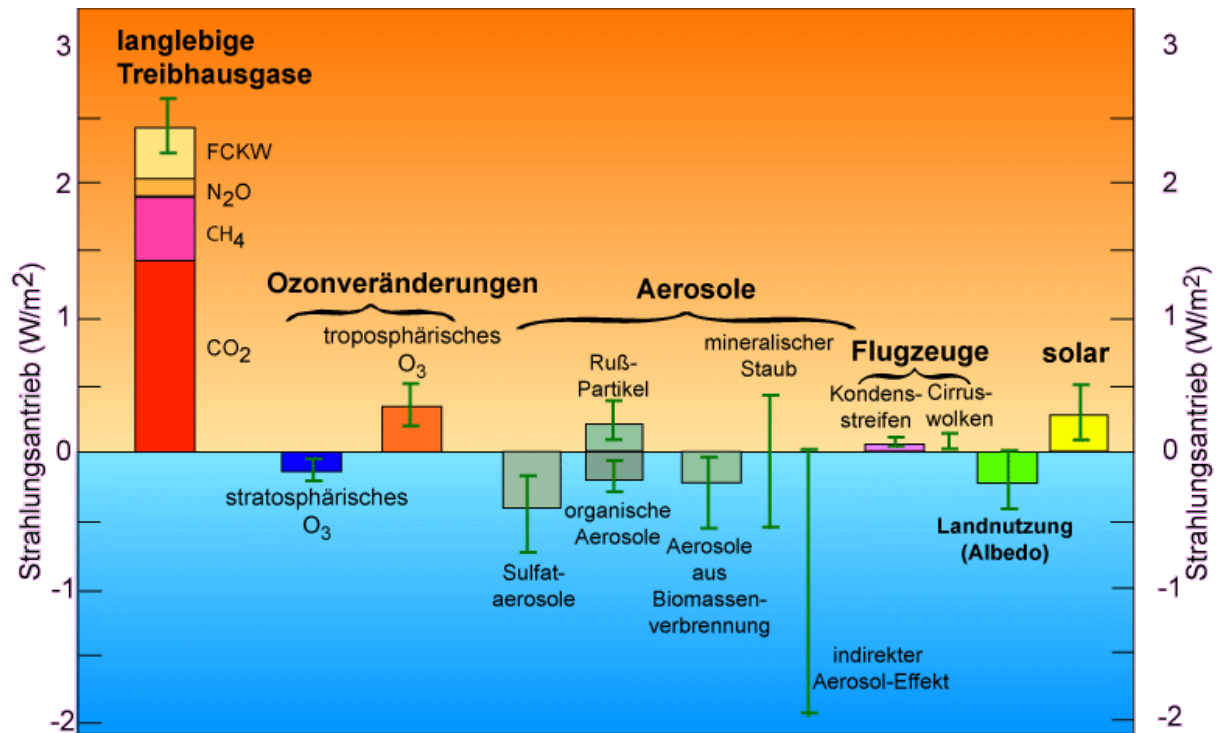


Abbildung 4: Was wärmt, was kühlt? Der Einfluss des Menschen auf den Strahlungsantrieb. Der menschengemachte, zusätzliche Treibhauseffekt und seine Bestandteile gegenüber dem Effekt gesteigerter Sonnenaktivität (rechts) seit 1750.⁶

Der positive Anteil des Strahlungsantriebs - in der Abbildung rötlich hinterlegt - wird **zusätzlicher oder anthropogener Treibhauseffekt** genannt. Der hier nicht gezeigte Anteil des Treibhauseffektes ist natürlicher Art, also seit Jahrtausenden vorhanden. Der Mensch hat den **natürlichen Treibhauseffekt** beziehungsweise seinen Antrieb jedoch verändert. Dafür verantwortlich ist vor allem der Ausstoß von Kohlendioxid (CO₂), einem Treibhausgas, das bei Verbrennung entsteht. Vor allem die Verbrennung von Öl, Kohle und Gas (so genannter nicht nachwachsender Rohstoffe) bringt zusätzliches Kohlendioxid in die Atmosphäre. Die dadurch veränderte Zusammensetzung der Atmosphäre, verändert den Antrieb indem eine geringere Menge von Wärmeenergie die Erde verlässt. Näheres zum Treibhauseffekt und den Treibhausgasen aber später.

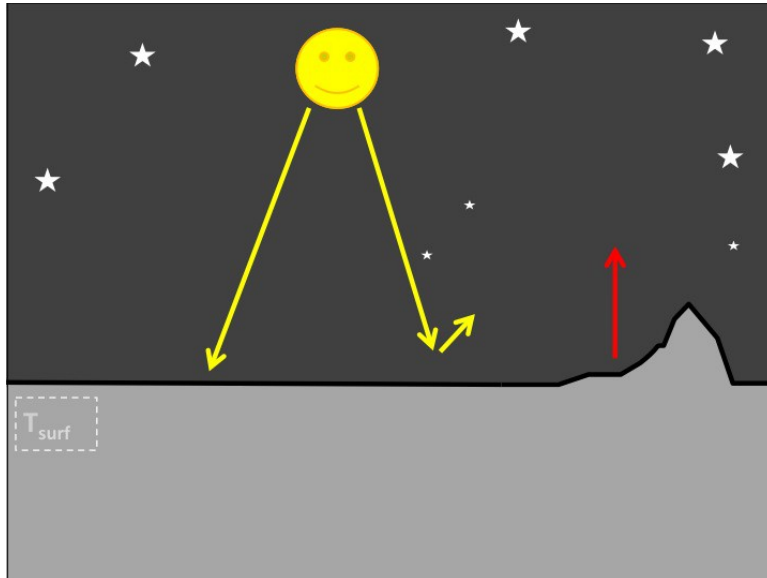
Die Abbildung zeigt neben klassischen Treibhausgasen (links) auch andere Komponenten, die für Veränderungen im Antrieb verantwortlich sind. Alles im blau hinterlegten Bereich führt relativ gesehen zu einer Abkühlung. Die bereits erwähnten, festen Aerosolen haben teils wärmende teils kühlende Einflüsse. Die Zerstörung der Ozonschicht (stratosphärisches O₃) durch FCKW-Gase führt zu einer Abkühlung der Stratosphäre selbst und in geringfügigem Maße auch der unteren Atmosphäre, während die Entstehung von bodennahem Ozon (troposphärisches Ozon) durch die Kombination von Autoabgasen und Sonnenstrahlung zu einer lokalen Erwärmung der Erdoberfläche führt. Auch Eingriffe wie die Waldrodung und der Städtebau (Landnutzung) haben einen Einfluss auf den Klimaantrieb, denn sie verändern die Oberfläche, auf die die Sonnenstrahlung trifft und damit die Albedo.

⁶ Klimawiki: Mittlerer globaler und jährlicher Strahlungsantrieb durch Treibhausgasen, Aerosole und Solarvariabilität (1750-2000), Abb. verändert nach IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton, J.T. et al., eds), Cambridge and New York 2001, Figure 6.6., <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Strahlungsantrieb.gif>

Um nun das Funktionieren des Klimasystems unter all diesen Einflüssen und Antrieben verstehen zu können, erläutert Abschnitt C) die einzelnen Komponenten. Er erklärt, wie sie zusammenspielen und welche Auswirkung die Komponenten auf die Oberflächentemperatur der Erde haben.

C) Wechselwirkungen und Komponenten des Klimasystems

Abbildung 5: Der Strahlungshaushalt der nackten Lithosphäre.



Um sich dem komplexen Klimasystem Erde möglichst einfach zu nähern, betrachten wir zunächst einmal nur die Lithosphäre ohne Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre und Biosphäre. Die nächsten Kapitel vervollständigen das System dann nach und nach, genauso wie es das MSCM ermöglicht. So lässt sich einfacher verstehen, welche Faktoren Einfluss auf unser Erdklima haben.

Die reine Lithosphäre, also eine der Sonne ausgesetzte nackte Erdkruste ist klimatisch

unserem Mond ähnlich – und zwar vor allem kalt. Wie lässt sich das erklären? Die Sonne strahlt doch gleich warm, ob nun Ozeane und Atmosphäre vorhanden sind oder nicht.

Der wichtige Unterschied ist: Die Sonne strahlt auf eine **starre** Erdkruste und erwärmt dabei nur **die obersten Zentimeter**. Die Sonnenstrahlen können nicht in tiefe Schichten vordringen, denn die Kruste ist im Gegensatz zu Ozean und Atmosphäre komplett undurchsichtig. Außerdem ist die Wärmeleitfähigkeit des Felsmaterials sehr begrenzt, weil es so starr ist. Im Gegensatz dazu sind Atmosphäre oder Ozean große Wärmeleiter und -speicher, weil sie gut durchmischt sind und damit die Wärme gut verteilen. Man könnte von Umwälzspeichern sprechen, welche durch ihre große Masse die Wärme außerdem deutlich länger halten können als die dünne Schicht der Erdkruste, die von der Sonne erwärmt wird. Die von der dünnen Felskruste eingefangene Wärme entweicht relativ schnell. In der Physik spricht man von einer niedrigen **Wärmekapazität**.

Resultat: Eine reine Lithosphäre wäre sehr kalt. Im MSCM lässt sich berechnen, dass so eine Erde gedacht als nackter Felsbrocken wie der Mond im Mittel bei -10 Grad Celsius frösteln würde. Die vollständige, echte Erde hingegen weist eine Lufttemperatur von angenehmen +15 Grad Celsius auf. Beide Angaben beziehen sich auf das Mittel eines ganzen Jahres und der gesamten Erdoberfläche.

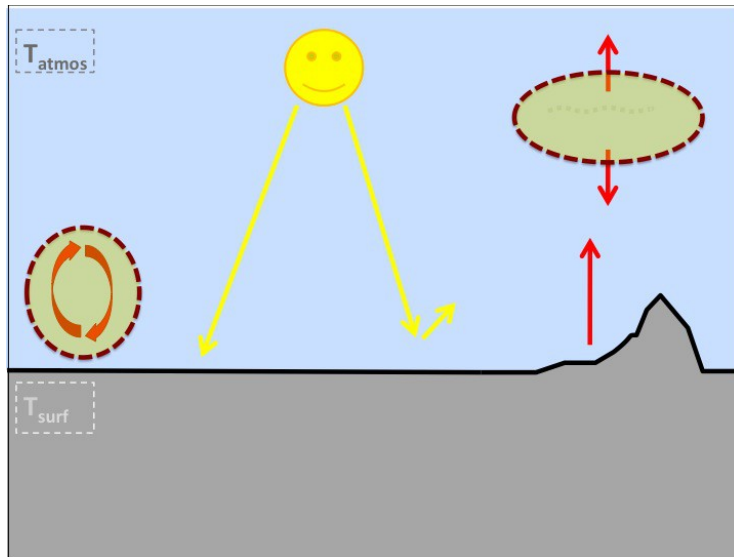
Gleichzeitig sind die Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht eines reinen Lithosphärenmodells viel größer. Denn tagsüber erhitzt sich die Felskruste sehr schnell, während sie sich des Nachts ebenso schnell wieder abkühlt.

Zusammengefasst: Das Modell einer nackten Erde kann unser echtes Erdklima nicht annähernd abbilden. Das zeigt vor allem die viel zu niedrige Temperatur im zeitlichen Mittel sowie die zu hohen Temperaturschwankungen, also die kurzzeitigen Extreme. Anscheinend gibt es also noch einiges zu ergänzen, bevor das modellierte Klimasystem komplett ist und die Reali-

tät gut nachempfindet. Das geschieht nun in den folgenden Kapiteln. Zur nackten Erde, also der reinen Lithosphäre auf ihrer Umlaufbahn um die Sonne gesellen sich Schritt für Schritt Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre und Biosphäre.

Die Atmosphäre

Abbildung 6: Prozesse im Zusammenspiel von Lithosphäre und Atmosphäre.



Der Felsbrocken Lithosphärenmodell soll nun gedanklich erweitert werden. Bisher haben wir hauptsächlich die Energiebilanz von Ein- und Ausstrahlung betrachtet. Wichtige Faktoren waren dabei die geringe Wärmekapazität der Erdkruste, Neigung der Erdachse und die elliptische Form der Umlaufbahn der Erde um die Sonne.

Nun wollen wir den Effekt der Atmosphäre auf die Erdoberflächentemperatur genauer verstehen. Eine wichtige Grundlage dafür ist, den Aufbau der Atmo-

sphäre zu kennen.

Der grundsätzliche Aufbau der Atmosphäre mit zunehmender Höhe wird in folgender Abbildung deutlich. Mit der Höhe nimmt der Luftdruck ab, da immer weniger Masse beziehungsweise Luftsäule oben auf liegt. Der Temperaturverlauf ist jedoch nicht so einfach gestaltet und bestimmt die im Folgenden erläuterte Schichtung.

Die unterste Schicht der Atmosphäre heißt **Troposphäre**. Sie ist an den Polen etwa 8 km mächtig am Äquator bis zu 17 km. Als Bergsteiger kann man live erleben wie die Lufttemperatur innerhalb der Troposphäre mit zunehmender Höhe abnimmt. Das liegt daran, dass sie primär vom Erdboden her geheizt wird. Denn dort findet die Umwandlung der Sonnenstrahlung in Wärmestrahlung überwiegend statt, welche dann zurück in die Atmosphäre strahlt.

Der Troposphärenschicht folgt eine erste Trennschicht, die **Tropopause**. Sie trennt die Troposphäre von der **Stratosphäre** ab, in der sich auch unsere Ozonschicht befindet. Die Temperatur bleibt mit Beginn der Tropopause einige Kilometer lang gleich. In der Troposphäre nahm sie noch ab. Mit Ende der Tropopause beziehungsweise innerhalb der Stratosphäre steigt die Temperatur dann mit der Höhe deutlich an. Das liegt an dem dort konzentrierten Ozon, welches die Sonnenstrahlung gut in Wärme umsetzen kann.

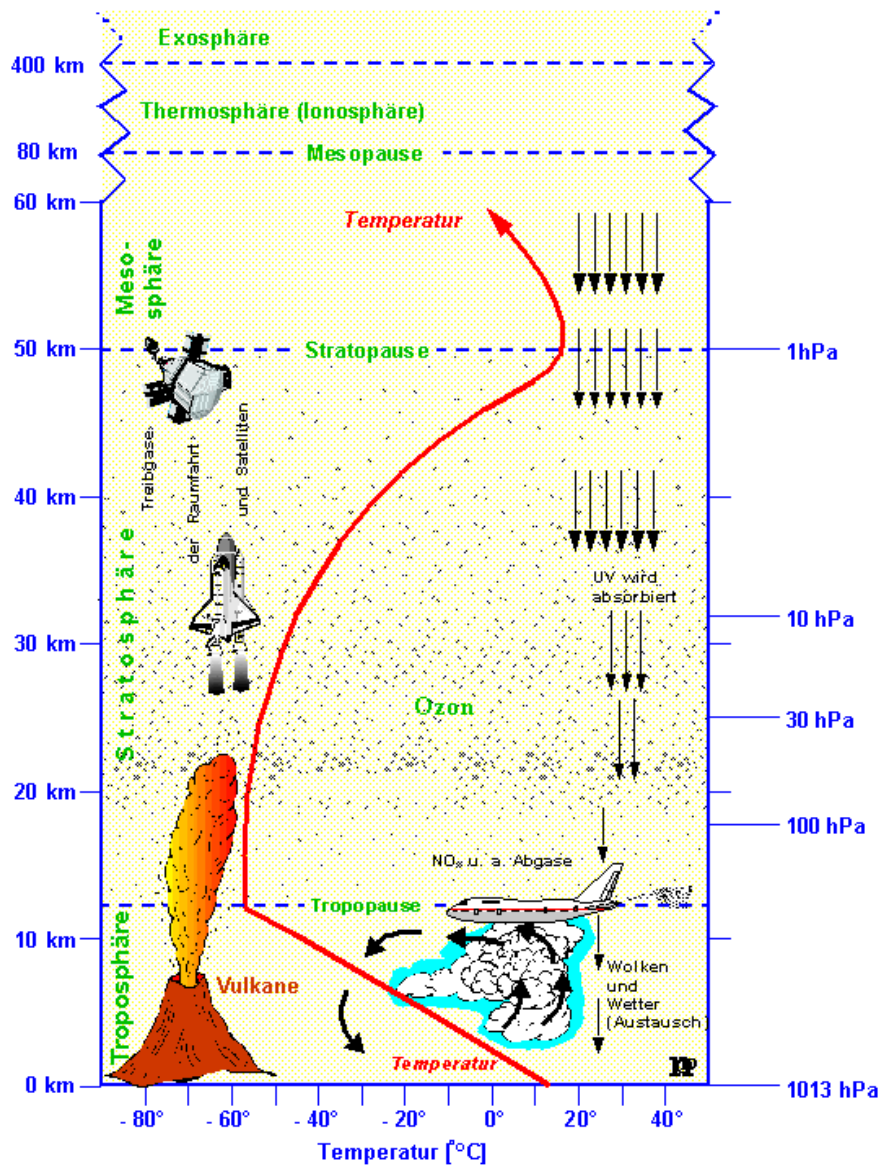


Abbildung 7: Der Stockwerkaufbau der Erdatmosphäre.⁷

Eine gleichbleibende oder zunehmende Temperatur mit der Höhe wie in Tropopause und Stratosphäre führt zu einem sehr **stabilen Luftkörper**, welcher nur selten von starken Vulkanausbrüchen durcheinander gebracht wird. Denn die warme, leichte Luft liegt in einer stabilen Schichtung auf der schweren, kalten Luft auf. Und Leichtes will aufgrund der Schwerkraft immer obenauf liegen, was hier eine Durchmischung verhindert. Ein gerade zubereiteter Latte Macchiato zeigt das gleiche Phänomen der stabilen Schichtung. Der leichtere Kaffee schwimmt auf der schweren flüssigen Milch, beide Flüssigkeiten haben keinerlei Bestrebungen diese Lage zu ändern bis man umrührt. Der noch leichtere Milchschaum schwimmt natürlich ganz oben. Aufgrund der gegenteiligen (labilen) Schichtung von warm (leicht) nach kalt (schwer) geht es in unserer Troposphäre turbulent zu. Hier spielt sich auch das ganze Wetter

⁷ Klimawiki Katharina Moths (2008): Der Stockwerkaufbau der Atmosphäre, Quelle: Norbert Noreiks, Max-Planck-Institut für Meteorologie
http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Aufbau_der_Atmosph%C3%A4re.gif

ab. Die erkalteten schweren Luftmassen wollen ständig aus der Höhe gen Boden und umgekehrt. Eine Zirkulation entsteht, aber dazu später mehr.

Die Stratosphäre endet wie die Troposphäre mit einer Temperaturänderung. Die **Stratopause** liegt in rund 50 km Höhe und geht über in die **Mesosphäre**, welche wieder von einer Temperaturabnahme mit der Höhe geprägt ist. Die Luft ab dieser Höhe ist jedoch so dünn, dass sie keine Relevanz mehr für das Klimageschehen am Erdboden hat. Gleiches gilt für die darüber liegende **Thermosphäre** und **Exosphäre** als Übergang zum Weltraum.

Stellen Sie sich nun die bis hier hin erläuterte Atmosphäre vor, allerdings etwas vereinfacht. Und zwar ohne Treibhausgase und **trocken**, das heißt ohne Wolken und Luftfeuchte. Die trockene Atmosphäre enthält relativ gleichmäßig verteilt Stickstoff (78 Prozent), Sauerstoff (21 Prozent) und Argon (1 Prozent). Hinzu kommen die festen Partikel namens Aerosole. Sie machen genau wie einige Spurengase nur einen sehr geringen Anteil der Atmosphäre aus und kommen oft nur an bestimmten Orten vor, sind also ungleichmäßig verteilt.

Eine solche Atmosphäre bringt gleich eine ganze Palette an kühlenden und wärmenden Einflüssen in das Klimasystem Erde hinein. Vor allem die Schicht der Troposphäre mit ihrem Wettergeschehen ist hier von Bedeutung. Grundsätzlich ermöglicht die Atmosphäre **Austauschprozesse** durch auf- und absteigende Luftmassen (Konvektion) und Verwirbelungen (Turbulenzen). Beide Prozesse sorgen dafür, dass Wärme von der Erdoberfläche in höhere Luftschichten abtransportiert wird und abgekühlte Luft herabsinken kann. Jedoch kann die Luft nicht unendlich hoch steigen. Das verhindert die erwähnte Temperatur-Schichtung der Atmosphäre beziehungsweise die stabile Tropopause.

Turbulenz und Konvektion wirken als insgesamt kühlend auf die Erdoberfläche. Außerdem kühlt die Atmosphäre durch **Reflexion**. Nicht alle Sonnenstrahlen erreichen den Erdboden, wenn Luftmoleküle im Weg stehen. Einige Strahlen werden von diesen Molekülen reflektiert, zum Teil zurück in den Weltraum, zum Teil aber auch in der Atmosphäre gestreut. Der Effekt ist gering, solange wir uns wie hier Wolken, Treibhausgase und Aerosole wegdenken, aber dennoch vorhanden.

Nun zu den wärmenden Einflüssen. Die Treibhausgase der Atmosphäre absorbieren die einfallenden kurzwelligen, energiereichen Sonnenstrahlung, wodurch sich die Atmosphäre erwärmt und diese Wärme auch gut über einen gewissen Zeitraum speichern kann. Anschließend geben die nun erwärmten Moleküle eine andere Art von Strahlung wieder ab: die **langwellige Wärmestrahlung**. Sie ist deutlich energieärmer, da sich die große Energie der kurzwelligen Sonnenstrahlung auf viele Luftmoleküle verteilt und diese somit deutlich kühler sind als die Sonnenoberfläche welche den Energiegehalt der kurzwelligen, einfallenden Strahlung bestimmt. Entsprechend energieärmer und damit langwelliger strahlt die langwellige Wärmestrahlung vom Erdboden ab.

Unsere Windsysteme: Von Luftdruck und Erdrotation

Kommen wir nun zu zwei weiteren Komponenten der Atmosphäre, die unser Klima bestimmen.

Zum einen gibt es die bereits erläuterte vertikale Bewegung von Luftmassen namens Konvektion und die bodennahe Verwirbelung zum Beispiel durch Windhindernisse wie Gebirge, Städte usw.

Zum anderen gibt es die horizontale Luftbewegung (Advektion) oder einfach gesagt: die Winde. Sie entstehen durch das Vorhandensein von Hoch- und Tiefdruckgebieten. Die Luft ist bestrebt die Druckunterschiede auszugleichen und weht vom hohen zum tiefen Druck. Das überhaupt Gebiete hohen und tiefen Drucks existieren, liegt primär an den Temperaturunterschieden zwischen Polen und Äquator, also an der unterschiedlich wirksamen Einstrahlung. Gebiete wie am Äquator, die sich aufgrund der senkrechten Sonneneinstrahlung stark aufheizen führen zu aufsteigender Luft. Dies führt zu einem leichten Unterdruck / Tiefdruckgebiet am Boden, während sich in der Höhe die aufgestiegene warme Luft staut und zu einem Überdruck / Hochdruckgebiet führt. Umgekehrt gibt es Orte in der Atmosphäre, an denen sich die Höhenluft abkühlt und absinkt. So entsteht ein Höhentief. Die absinkende Luft staut sich nahe dem Erdboden und bildet ein Hochdruckgebiet. In der Summe haben wir nun zwei Orte auf der Erde, welche gegenüberliegende Hoch- und Tiefdruckgebiete jeweils am Erdboden und auf Höhe der Tropopause aufweisen. Um diese auszugleichen, kommen die horizontalen Winde zum Zuge.

Primär werden solche Hoch- und Tiefdrucksysteme also durch die Temperaturunterschiede in den verschiedenen Klimazonen hervorgerufen. Die resultierende Luftzirkulation bei still stehenden Erde sähe aus wie in der Abbildung: Erhitzte Luftmassen am Äquator steigen auf und driften in rund 15 km Höhe (Tropopause) in Richtung der Pole. Auf ihrem Weg dorthin kühlen sie ab, sinken zu Boden und fließen zurück Richtung Äquator. Hochdruckgebiete finden sich hier in der Höhe über dem Äquator und am Boden der Pole; Tiefdruckgebiete am Boden des Äquators und in der Höhe über den Polen.

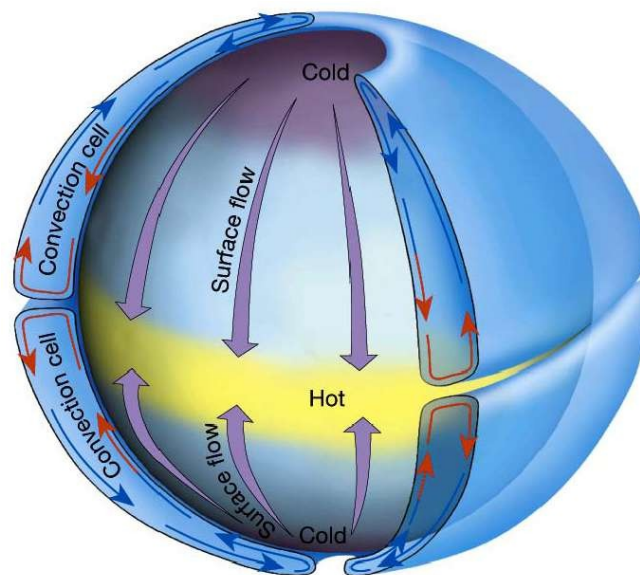


Abbildung 8: Vereinfachte Darstellung der atmosphärischen Luftzirkulation mit nur einer

Zirkulationszelle je Erdhalbkugel. Dieses im 17. Jahrhundert von Hadley vorgeschlagene Zirkulationsmuster würde zustande kommen, wenn die Erde nicht rotieren würde.⁸

Dieses einfache Strömungsbild wird jedoch durch die Erdrotation erheblich abgewandelt. Die Rotation hat einen bedeutenden Einfluss auf die Richtung der horizontalen Winde und führt dazu, dass das Zirkulationssystem kompliziert ausfällt. Täglich vollführt die Erde eine vollständige Drehung. Sie dreht sich dabei von West nach Ost beziehungsweise rechts herum. Das lenkt Winde auf der Nordhalbkugel nach rechts ab, auf der Südhalbkugel nach links. Denn auf Ihrem Weg vom Äquator zu den Polen (in der Abbildung von 0 nach A) strömen Luftmassen aus Gebieten mit hoher Drehgeschwindigkeit in Gebiete mit niedrigerer Drehgeschwindigkeit. Dadurch eilen die Luftmassen (blauer Punkt) aus höheren Breiten denen aus niederen Breiten quasi voraus. Auf der Nordhalbkugel ergibt sich so die Rechtsablenkung (Richtung B), auf der Südhalbkugel entsprechend die Linksablenkung. Die eingezeichneten Pfeile repräsentieren die auftretenden Kräfte. v steht für die Geschwindigkeit des Luftpaketes. Die Corioliskraft F_c steht immer senkrecht zu ihr, verändert daher nur ihre Richtung, nicht aber die Geschwindigkeit. In der Physik nennt man die Corioliskraft eine Scheinkraft, denn sie ist nur ein Effekt / Symptom der Rotation und keine wirklich wirkende Kraft. Vielmehr wird die Rotationsgeschwindigkeit beibehalten. Da sich das Luftpaket aber in einen Bereich niedriger Rotationsgeschwindigkeit begibt, verändert es relativ zu den langsameren Luftpaketen gesehen seine Richtung.

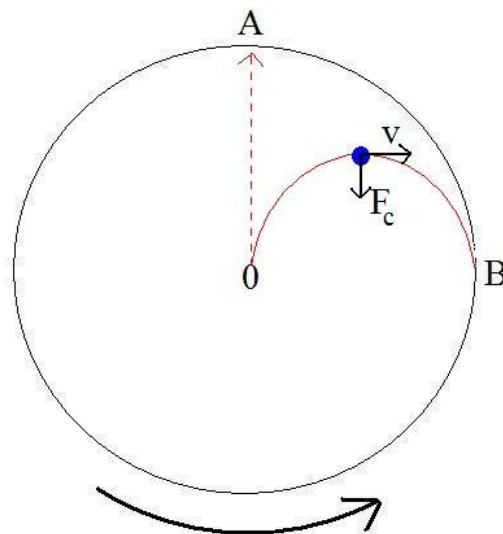


Abbildung 9: Wirkung der Corioliskraft auf ein Luftpaket.⁹

Da diese Scheinkraft nur bei einer Veränderung der Rotationsgeschwindigkeit auftritt, ist sie auch einige Grad um den Äquator herum fast nicht vorhanden. Die Winde dort werden nicht merklich abgelenkt, da sie auf ihrem Weg nur auf Zonen mit fast gleicher Umlaufgeschwindigkeit treffen. Erst mit zunehmender Erdkrümmung in Richtung der Pole nimmt die Umlaufgeschwindigkeit aufgrund des geringeren Kugelumfangs merklich ab. Entsprechend verstärkt

⁸ Vera Schlanger – Hungarian Meteorological Service (2003): Globale atmosphärische Zirkulation, Bild 2a: Die Zirkulation auf einer hypothetischen nicht rotierenden Erde, Originalquelle Webseite des nationalen Wetterdienstes, Southern Regional Headquarters – US, <http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1pd.html>

⁹ Klimawiki Sebastian Bathiany (2008): Skizze zur Veranschaulichung der Corioliskraft, <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Corioliskraft.JPG>

sich die Corioliskraft bis sie am Pol ihr Maximum erreicht hat.

Die Erdrotation ist aber nicht der einzige Faktor, der das Strömungsbild verändert. Während sie für die Rechts- beziehungsweise Links-Ablenkung verantwortlich ist, gibt es noch einen Faktor, der die Luft nach unten ablenkt. Denn tatsächlich sinken die am Äquator erhitzten Luftmassen bereits bei etwa 30 Grad nördlicher und südlicher Breite herab, anstatt erst am Pol. Das liegt daran, dass am Pol schlicht Platzmangel für die vom Äquator heranströmenden Luftmassen herrscht. Würde der komplette Luftgürtel des Äquators mit seinen rund 40.000 km Umfang einmal Richtung Pol wandern, müsste er sich dort angekommen an einem einzigen Punkt sammeln und entsprechend komprimieren. Stattdessen sinken die Luftmassen schon bei etwa 30 Grad Breite nach unten und fließen dann bodennah zurück gen Äquator.

In der Summe führen also Erdrotation, Abkühlung und der Platzmangel in Richtung Pol gemeinsam dazu, dass die Luftmassen nicht durchgängig vom Äquator zum Pol und umgekehrt strömen können, wie Hadley es im 17. Jahrhundert postuliert hatte. Separat betrachtet wirken sie wie folgt:

1. Die Corioliskraft verhindert, dass die Luftmassen weiter Richtung Pol strömen, weil sie sie nach West beziehungsweise Ost umlenkt.
2. Das Absinken wird dadurch bewirkt, dass die Luft schwerer wird: durch Verdichtung und durch Abkühlung.

Aus diesen Gründen bilden sich auf jeder Erdhalbkugel gleich drei Windsysteme aus. Zum einen wehen die in den Tropen und Subtropen verbreiteten **Passate**. Sie kommen meist aus **Nord-Ost** und zirkulieren in der sogenannten **Hadley-Zelle**. Diese Strömungszelle ist eine so genannte Konvektionszelle, da sie vor allem durch die am Äquator erhitzte und dort aufsteigenden Luftmassen angetrieben wird. Sie bestimmt die tropischen und subtropischen Klimate.

In den mittleren Breiten anschließend zirkuliert die **Ferrel-Zelle** in der sogenannten **Westwindzone**, in der sich auch Europa befindet. Die hier dominierenden Winde aus **Süd-West** strömen vor allem am Boden. Sie transportieren die warme Luft vom Rand des Wüstengürtels der Subtropen in höheren Breiten. In der Höhe fließt die Luft überwiegend aus Nord-Ost zurück.

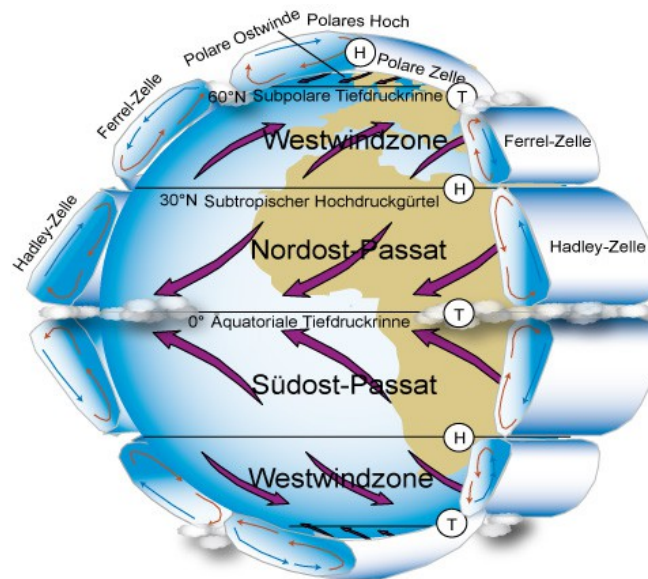


Abbildung 10: Die allgemeine Zirkulation der Erde. ¹⁰

In den Polargebieten angelangt findet sich als drittes die **Polare Zelle**, die ähnlich der Hadley-Zelle vorwiegend durch Bodenwinde aus Richtung **Nord-Ost** geprägt ist, wobei die Ost-Komponente aufgrund der Erdkrümmung deutlich überwiegt, während sie in der Höhe durch Wind aus südlicher Richtung geprägt ist.

Weil die bodennahe Luft kalt und schwer ist, steigt sie erst bei rund 60 Grad Breite langsam auf. Zum einen weil sie sich etwas erwärmt hat, aber auch weil sie aufgrund des größeren Platzangebotes weniger stark verdichtet ist. Beides macht sie leichter. Zugleich stößt sie auf einen Widersacher, der sie nach oben zwingt. Denn aus Süd-West strömt die Luft der Ferrel-Zelle heran. Man spricht von einer Frontalzone, genauer von der Polarfront. Die Konfrontation der warmen, feuchten Winde aus Süd-West mit den kalten, trockenen Winden aus Nord-Ost führt genau wie in den Tropen häufig zu starken Niederschlägen wie in der Abbildung angedeutet. Dazu aber später mehr.

¹⁰ Klimawiki Dieter Kasang (2008): Zirkulationszellen und Windsysteme der globalen Zirkulation, http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/AtmosphProzentC3ProzentA4rische_Zirkulation

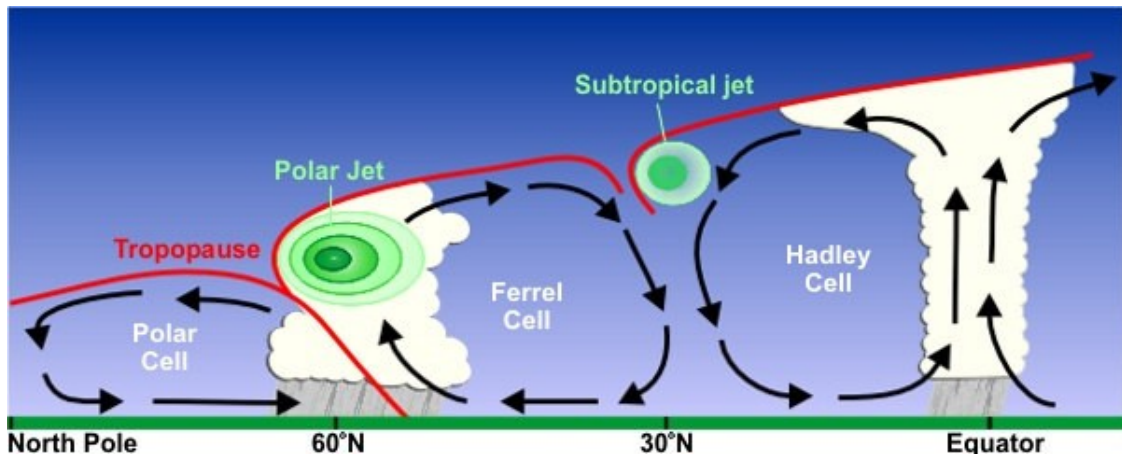


Abbildung 11: Die Allgemeine Zirkulation der Erde im Querschnitt. ¹¹

Die an der Polarfront aufsteigenden Luftmassen bilden in der Höhe den so genannten Polarjet. Ein Jet ist ein besonders schneller Wind, auch Strahlstrom genannt. Er weht mit 200 bis 500 km/h auf Höhe der Tropopause in 8 bis 12 km Höhe von West nach Ost. Er resultiert aus den Druckunterschieden der beiden Luftmassen die an der Polarfront aufsteigen. Beim Versuch des Druckausgleichs vom hohen Druck der warmen Luft aus dem Süden zum niederen Druck der kalten Luft vom Pol funkt wieder die Corioliskraft dazwischen. Sie lenkt den Wind auf der Nordhalbkugel nach rechts beziehungsweise Ost ab.

Das Pendant des Polarjets über den Subtropen heißt Subtropenjet, ist stärker gebündelt und weist im Mittel höhere Windgeschwindigkeiten auf. Da die Corioliskraft am Äquator fehlt, fehlt auch ein entsprechender Jet.

Zwischen den drei Zirkulations-Zellen Hadley, Ferrel und Polar finden sich windarme Übergangszonen, so genannte Rinnen und Gürtel. Ihr prägnantes Merkmal ist, dass bei den Rinnen die Luft aufsteigt und bei den Gürteln absinkt: An der **subpolaren Tiefdruckrinne** befindet sich die eben beschriebene Polarfront. Gemeinsam mit der **äquatoriale Tiefdruckrinne** (ITCZ, Innertropische Konvergenzzone) ist ihr niedriger Luftdruck in Bodennähe. Die ITCZ ist auch unter dem Namen Doldrums bekannt. Das Wort stammt aus dem Englischen von *dold* für dumm und drückte den Ärger der Seegler über die häufig ausbleibenden Winde aus. Im Französischen sprach man vornehmer von *calme* für Flaute, im deutschen von Kalmen für Windstillen.

Hoher Druck findet sich hingegen wie beschrieben beim **Polarhoch** (welches weniger eine Gürtelform als vielmehr eine Kappenform aufweist) und am **subtropischen Hochdruckgürtel** zwischen Passaten und Westwinden. Bei beiden sinkt die Luft aus der Höhe herab und verdichtet sich am Hindernis Boden, so dass höherer Luftdruck entsteht. Der subtropische Gürtel wird auch Rossbreiten genannt. Segelschiffer mussten hier so oft ihre Pferde über Bord werfen, wenn mal wieder Flaute herrschte und es an Wasser und Futter mangelte, dass sich dieser Begriff einbürgerte.

¹¹ Klimawiki Dieter Kasang (2010): Atmosphärische Zirkulation mit Jetstreams, Dieses Bild basiert auf dem Bild Cross section of the two main jet streams, by latitude aus der freien Mediendatenbank Wikipedia; Autor: National Weather Service. Original uploader was Thegreatdr at en.wikipedia <http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Jetstream>

Unregelmäßigkeiten: Der Einfluss der Kontinente auf die Winde

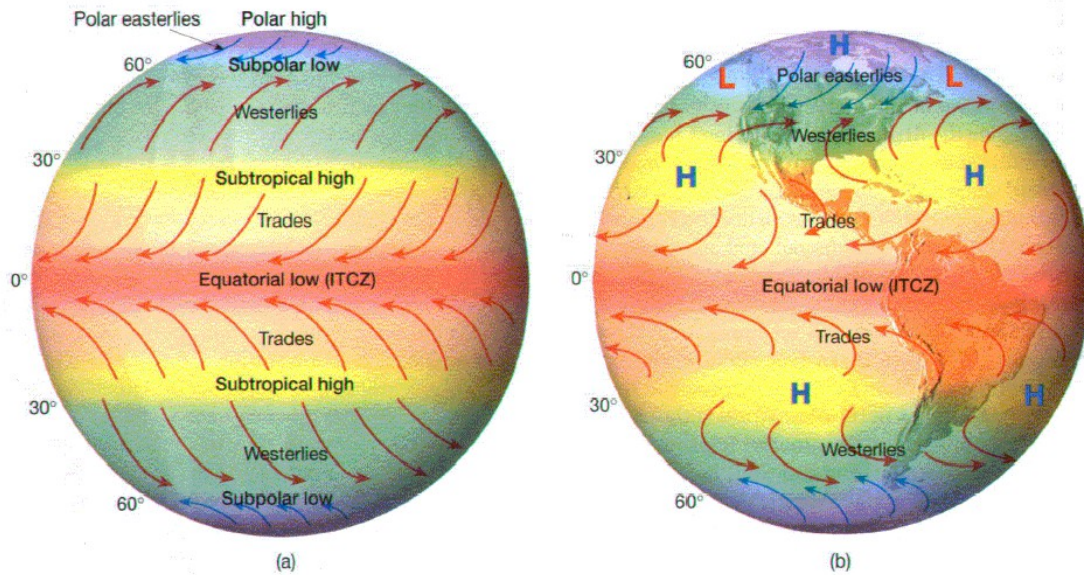


Abbildung 12: Vom idealisierten System (links) zum realistischeren Bild (rechts). Die Unregelmäßigkeiten werden durch die Kontinente verursacht. Dort wo sie eine größere Fläche einnehmen, verändern sie Albedo und Wärmekapazität und damit den Energieumsatz gegenüber dem Ozean. Zudem bremsen Gebirge etc. Winde ab und beeinflussen so ebenso die Temperaturverteilung der Erde.¹²

Die tatsächliche Lage und Ausprägung der **Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ)** und auch der anderen atmosphärischen Gebilde (Zellen, Rinnen, Gürtel, Frontalzonen) wird vor allem durch die unterschiedliche Erwärmung von Land- und Meeresflächen gesteuert. Landoberflächen erwärmen sich schneller als Wasseroberflächen, die heiße Luft steigt auf und erzeugt Tiefdruck am Boden. Nun befinden sich auf der Nordhalbkugel mehr Landflächen als auf der Südhalbkugel. Das führt dazu, dass sich die ITCZ schon im Mittel nicht bei 0, sondern bei ungefähr 5 Grad nördlicher Breite befindet¹³, da hier mehr erhitzte Luft aufsteigt und stärkere Bodentiefs bildet. Diese Mittelstellung erlangt die ITCZ jeweils am 21. März und am 23. September. Dazwischen erfolgt die Wanderung der ITCZ. Über den Ozeanen verschiebt sie sich grundsätzlich nur leicht, über den Kontinenten deutlicher. Zum Beispiel verschiebt sie sich im Südsommer sehr deutlich Richtung Südamerika mit seiner sich südlich des Äquators verbreiternden Landmasse. Ein weiteres Beispiel ist die Nordverschiebung der ITCZ im Nord-Sommer im Bereich des indischen Ozeans durch die starke Erwärmung über Südasien bis über den indischen Subkontinent. Mit der Nordwanderung der ITCZ wandert auch der Regen und führt zum bekannten indischen Monsun. Die Niederschläge erfolgen, da die von der Tiefdruckrinne aufsteigende Luft beziehungsweise die von einem Gebirge angehobene Luft sich in der Höhe abkühlt. Kalte Luft kann weniger Wasser halten und muss sich abregnen.

¹² Vera Schlanger – Hungarian Meteorological Service (2003): Globale atmosphärische Zirkulation, Bild 5a+b: Druckgürtel der Erdbreiten, <http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1pd.html>

¹³ Wikipedia, deutsche (2014): Innertropische Konvergenzzone, http://de.wikipedia.org/wiki/Innertropische_Konvergenzzone

Das zuvor am Beispiel ITCZ erläuterte Geschehen, lässt sich auch auf die anderen atmosphärischen Gebilde übertragen. Über ein Jahr gemittelt befänden sich die übrigen Rinnen, Gürtel und Frontalzonen idealerweise bei 30 und 60 Grad Breite. Nimmt man jedoch den Einfluss der Kontinente und der Jahreszeiten hinzu, so wandern sie regional unterschiedlich weit und variieren in ihrer Ausprägung. Das trifft auch auf die Zellen zu. Vor allem die **Ferrel-Zelle** strömt nur im statistischen Mittel wirklich gleichmäßig. Am Boden besteht sie aus wandernden Hoch- und Tiefdruckzellen mit je nach Jahreszeit warmen und kalten Luftmassen. Die Winde kommen aus entsprechend unterschiedlichen Richtungen und nur im Mittel aus Süd-West, siehe Abbildung. Schuld sind immer noch die Kontinente mit ihrer höheren Albedo und niedrigeren Wärmekapazität im Vergleich zum Ozean. Zusätzlich sind die Kontinente nicht flach und gleichmäßig gefärbt, sondern „bunt“ und gebirgig, was weitere Variationen in das System bringt. Dunkel gefärbte oder der Sonne zugewandte Gebiete wie Bergflanken heizen sich auf. Helle, wie schneebedeckte aber auch verschattete Gebiete kühlen die Luft. Entsprechend steigt die Luft an einer Bergflanke auf, während sie im schattigen Tal abkühlt, absinkt und von dort erst wieder durch den Sog der Bergflanke nach oben gefördert wird. So entsteht ein lokales Windsystem, in diesem Fall die Berg-Tal-Windzirkulation. Ein vergleichbares Windsystem mit gleichem Mechanismus ist zum Beispiel der Land-See-Wind.

Ein weiteres Beispiel für den variierenden Einfluss der Kontinente liefert der Fall des **Polarjets**. Er mäandriert, das heißt, er schlängelt, während der Subtropenjet recht geradlinig um den Globus verläuft. Große Gebirge wie die Rocky Mountains oder der Himalaya verstärken diesen Effekt nun.

Die Richtung Äquator auslenkenden Mäander der Polar-Zelle nennt man auch **Rosbywellen** oder planetare Wellen (siehe blaues Gebiet in Abbildung). Das Mäandern insgesamt führt dazu, dass sich große Luftmassen auch zwischen Polar- und Ferrel-Zellen austauschen können, obwohl die Barriere Polarfront im Weg steht. Denn wenn die Mäander stark genug werden (siehe Abbildung), kann es passieren, dass sich große Kaltlufttropfen abschnüren. Das heißt, die kalte Luft aus den Mäandertälern oder auch Mäandertrögen wird so weit Richtung Äquator ausgelenkt, dass sie sich als selbständiges System bis in die mittleren Breiten hinein bewegt. Ist so ein Kaltlufttropfen groß genug, bringt er so viel kalte Polarluft, dass sich das Wetter dort stark verändert. Umgekehrt kann auch Warmluft vom Atlantik her in die mittleren Breiten vorstoßen, so dass zum Beispiel ein bisher kristallklarer Winter in Europa zu Tauwetter verkommt.

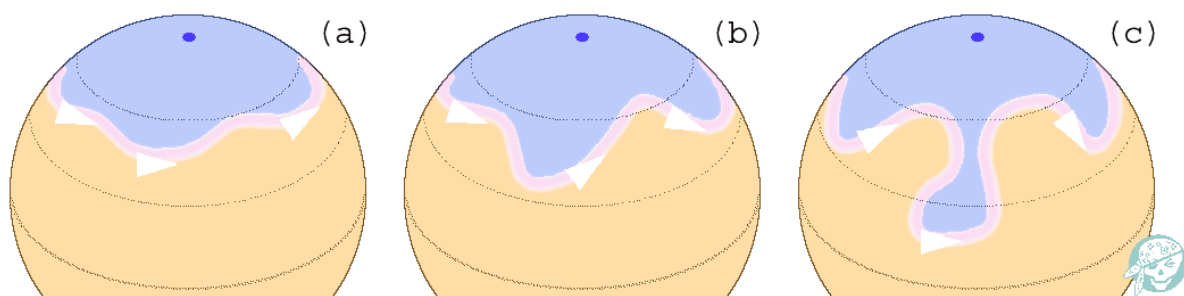


Abbildung 12: Abschnürung eines Kaltlufttropfens sowie Mäander und Strömungsrichtung des Polarjets.¹⁴

¹⁴ Vince Pflatau? de:User:W. (2005): Jetstream, Rossby Waves, N hemisphere, http://de.wikipedia.org/wiki/Datei:N_Jetstream_Rossby_Waves_N.gif

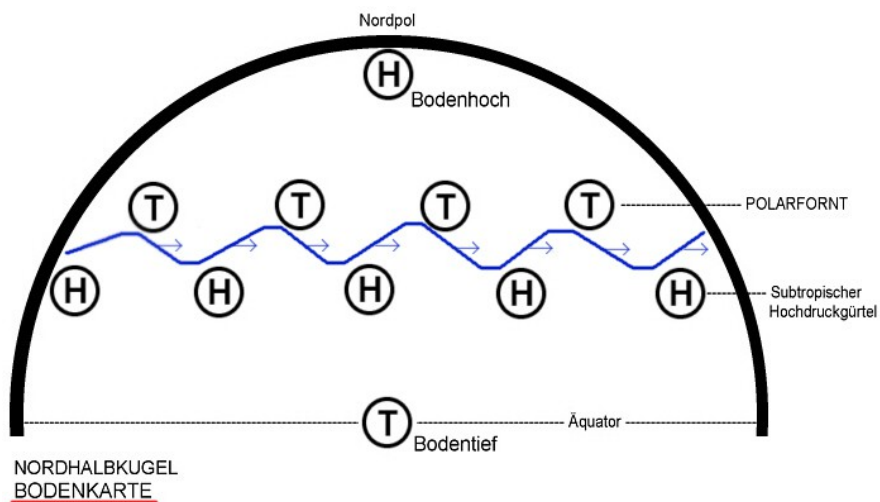


Abbildung 13: Struktur der Rossbywellen der Polar-Zelle. ¹⁵

Je nach Stationarität solcher abgeschnürter Tropfen oder auch schon bei einem Stillstand einer Rossbywelle für ein paar Tage kann sich am Boden extremes Wetter ergeben. Denn obwohl sich der Jetstream in großer Höhe befindet, schleifen die Mäander Luftmassen darunter mit. So entstehen Hitzewellen oder Kälteeinbrüche, je nachdem, ob kalte oder warme Luftmassen herangeführt werden. So bilden sich kurz hinter den Tälern beziehungsweise Trögen der Mäander in bodennähe Hochdruckgebiete aus. Tiefdruckgebiete hingegen bilden sich kurz hinter den Mäander-Rücken beziehungsweise -Keilen aus – siehe Abbildung. Der Grund ist folgender: In der Mitte eines Troges (der Trogachse) sind die Strömungslinien stark gekrümmt. Durch die Krümmung werden heranströmende Luftmassen des Jets abgebremst beziehungsweise gestaut. Der Stau führt zum Hochdruck am Boden, denn nur dahin können die Luftmassen ausweichen. Hinter der Trogachse nimmt die Krümmung der Stromlinien ab und sie laufen auseinander. Da aber aufgrund des Staus an der engen, stark gekrümmten Trogachse nur wenig Luft nachkommt entsteht ein Massenmangel. Ausgleichend strömt Luft vom Boden aus nach und führt so zum Bodentief auf Höhe des Keils.

Bleiben ein entsprechendes Hoch oder Tief länger stationär über einem Gebiet stehen, tritt mitunter eine alte Bauernregel in Kraft: „Wie das Wetter am **Siebenschläfer** sich verhält, ist es sieben Wochen lang bestellt“¹⁶. Der Siebenschläferfesttag ist am 27. Juni und gedenkt dem Wetterereignis, dass erst einige Tage später beginnt. In der Stadt München folgt einem trockenen Siebenschläfer in 8 von 10 Jahren¹⁷ ein trockener Hochsommer. Deutschlandweit stellt die Statistik eine Eintrittswahrscheinlichkeit der Siebenschläferregel zwischen 62 und 70 Prozent¹⁸ fest.

In der Summe führen die horizontalen, wie die vertikalen Luftbewegungen – induziert durch

¹⁵ Jimsen (2004): Jetstream bodenkarte nordhalbkugel, <http://de.wikipedia.org/wiki/Jetstream>

¹⁶ Wikipedia, deutsche (2013): Siebenschläferfesttag, <http://de.wikipedia.org/wiki/SiebenschlProzentC3ProzentA4fertag>

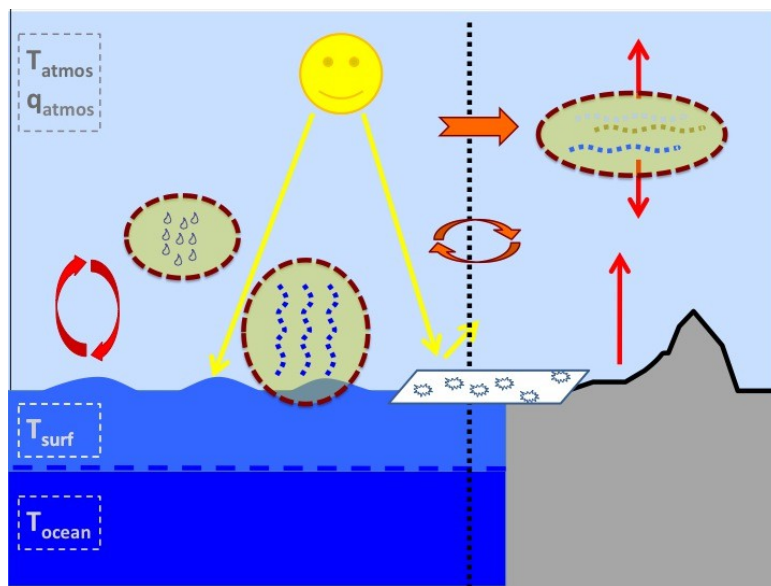
¹⁷ Horst Mahlberg (2003): Bauernregeln: aus meteorologischer Sicht, Springer Berlin Heidelberg, <http://books.google.de/books?id=a3bzrchtjdUC&lpg=PA98&dq=SiebenschlProzentC3ProzentA4ferProzent20Bauernregel&pg=PA98#v=onepage&q&f=false>

¹⁸ DWD Wetterlexikon (2005): Siebenschläfer, <http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=S&DAT=Siebenschlaefer>

die Unterschiedliche Aufheizung zwischen Äquator und Polen sowie zwischen Ozeanen und Kontinenten sowie innerhalb der Kontinente – zu klein- wie großräumigen Energieumverteilungen. Damit bestimmen Windsysteme, ob klein oder großräumig unser Erdklima zu einem großen Anteil. Dennoch gibt es weitere bedeutende Einflüsse wie die Bestandteile aus denen sich die Atmosphäre zusammensetzt. Dazu mehr in den folgenden Kapiteln.

Wasserdampf und andere Treibhausgase

Abbildung 14: Die Klima-Komponenten des Wasserdampf und anderer Treibhausgase.



Die Kette der Klimakomponenten führt uns weiter zum Wasserdampf als wichtigsten variablen Bestandteil der Atmosphäre. Und zwar zur unsichtbaren, durchsichtigen Form des Wasserdampfs. Viele denken bei Wasserdampf zunächst an den feinen Nebel der aus dem Kochtopf emporsteigt. Dieser Dampf ist jedoch kein Gas mehr. Was wir sehen sind erkaltete und dadurch kondensierte, feine Wassertropfchen. Echter Wasserdampf im physikalischen Sinne ist vollständig gasförmig

und durchsichtig.

In seiner unsichtbaren Gasform kommt Wasserdampf in sehr variablen Anteilen in der Atmosphäre vor. Der Anteil des Wasserdampfs wird als relative Feuchte in Prozent gemessen und beträgt beispielsweise in der Sahara tagsüber weniger als 10 Prozent¹⁹, während im Regenwald des Amazonasbeckens über 90 Prozent erreicht werden.

Ob Wasserdampf entsteht, wo und in welchen Mengen, das ist an verschiedene Bedingungen gekoppelt; zum einen daran, wie viel Wasser zum Verdampfen an der Oberfläche vorhanden ist und zum anderen an die Temperatur. Wasserdampf entsteht überwiegend durch das Verdampfen an Wasser-, Land- und Pflanzenoberflächen. Um etwas zu verdampfen wird Energie benötigt, Energie in Form von Wärme als möglichst hoher Temperatur. Die Wärme wird dabei nicht verbraucht, sondern sie wird umgewandelt in Bewegung. Denn beim sogenannten Phasenübergang von flüssig zu gasförmig gehen die Atome der verdampfenden Substanz auf einen größeren Abstand zueinander. Den gewonnenen Platz nutzen sie dazu sich großräumiger und schneller zu bewegen ohne zusammenzustoßen. Und genau dort landet die Wärmeenergie: in der atomaren Bewegung.

Ein konkretes Beispiel dafür kennen wir alle. Und zwar wenn Schweiß auf der Haut verdampft. Dabei wird die Haut gekühlt, weil die Wärme von der Hautoberfläche über den verdampfenden Schweiß abgeführt wird. Gleiches gilt für alle anderen Oberflächen von denen Wasser verdampft – sie kühlen wie beim Schwitzen ab.

Die Entstehung von Wasserdampf kühlt zunächst also die Erde. Jedoch wird bei der Kondensation die gleiche Menge an Energie wieder frei. Man spricht von latenter Energie, welche im Wasserdampf gespeichert ist und bei Kondensation freigesetzt wird.

Beide Effekte – das Abkühlen beim Verdampfen und das Erwärmen beim Kondensieren – he-

¹⁹ Universität Düsseldorf (2009): Lehrerseite – Die Wüste, <http://www.uni-duesseldorf.de/MathNat/Biologie/Didaktik/Wueste/pdfs/lehrseit.pdf>

ben sich im Mittel auf. Regional betrachtet aber führen sie zu einer Umverteilung der Wärme. Insbesondere die Ozeane kühlen durch die Verdunstung von Wasser ab; die trockeneren Landflächen, insbesondere Wüstenregionen, so gut wie gar nicht. Und dort wo viel Wasserdampf kondensiert, also bei der Entstehung von Nebel und Wolken, wird entsprechend viel Wärme freigesetzt. Somit wird auch vertikal Wärme umverteilt. Im Mittel erwärmen die großen Mengen kondensierenden Wasserdampfs die Atmosphäre und kühlen die Erdoberfläche.

Gleichzeitig wird Wasserdampf durch die verschiedenen Windsysteme so stark verteilt, dass er Regen in seltenen Fällen sogar in Wüsten bringt. Unter den Begriff Wüste fallen dabei die Sahara genauso wie die Polargebiete, denn auch sie erhalten vergleichsweise geringe Niederschlagsmengen. Dass sich dort dennoch soviel Wasser in gefrorener Form findet, ist auf den ersten Blick verwunderlich. Schnee und Eis haben sich in diesen Gebieten jedoch über die Jahrtausende angesammelt. Einmal dort, verschwinden sie nicht so schnell wieder, denn es fehlt die Wärme zur Verdunstung. Und jedes bisschen Luftfeuchte, dass die Polargebiete aus anderen Gebieten erreicht, führt sofort zu Schneefall. Das liegt daran, dass die kalte Luft die Feuchte viel schlechter halten kann als heiße. Deshalb herrscht dort eine vergleichsweise angenehme, trockene Kälte.

In der Summe kühlt die Umverteilung des Wasserdampfs jene Gebiete, aus denen er im Netto abtransportiert wird wie Ozeane und Tropen. Die im Wasserdampf steckende latente Wärmeenergie, geht ihnen verloren und erwärmt im Gegenzug vorwiegend die wolkenbildenden Schichten der Atmosphäre in der sie freigesetzt wird.

Der natürliche Treibhauseffekt

Neben der regionalen und vertikalen Umverteilung von Wärme hat Wasserdampf einen großen Anteil am genannten Treibhauseffekt. Er führt zu einer drastischen Erwärmung der Erdoberfläche von rund 20 Grad Celsius gegenüber einer Erde ohne Wasserdampf. Dieser Wert untermauert die Aussage, dass der Wasserdampf das wichtigste natürliche Treibhausgas der Erde ist. Das wichtigste vom Menschen produzierte Treibhausgas ist das Kohlendioxid. Zwar wird auch Wasserdampf vom Menschen produziert, jedoch ist die Menge im Vergleich zum natürlich vorkommenden Wasserdampf vernachlässigbar. Auch Kohlendioxid ist ein natürlicher Bestandteil unserer Atmosphäre, jedoch hat sich sein Anteil durch den Menschen erheblich vergrößert. Man muss also immer beachten, ob man vom natürlichen oder vom menschengemachten Anteil eines Gases und seines Treibhauseffektes spricht. Zum menschengemachten Anteil des Treibhauseffektes später mehr.

Ein wichtiger Aspekt des natürlichen Treibhauseffekt von Wasserdampf ist die positive Wasserdampf-Rückkopplung. Das heißt: Liegt Wasserdampf in der Atmosphäre vor oder wird er aus entfernten Regionen herangeführt, so verstärkt die Anwesenheit des Wasserdampf seine Entstehung selbst. Je mehr desto mehr – so etwas bezeichnet man als positive Rückkopplung. Der Grund für den sich selbst verstärkenden Prozess liegt im Treibhauseffekt des Wasserdampfes. Er erhöht die Lufttemperatur und verdampft somit noch mehr Wasser.

Auch die Anwesenheit anderer Treibhausgase oder ein sonniger Tag mit hoher Einstrahlung tragen zur positiven Rückkopplung und damit zur Entstehung von immer mehr Wasserdampf bei. Die Rückkopplung steigert sich jedoch nicht bis in die Unendlichkeit. Winde transportieren den Wasserdampf ab oder die Luftfeuchte erreicht einen so hohen Anteil, dass es zu einer Wasserdampf-Sättigung kommt. Das führt früher oder später zu Nebel, Wolken und / oder Niederschlag. Häufig kommt es dann wenn die feuchte Luft durch Aufstieg in größere Höhen abkühlt zu Niederschlag, da kühle Luft weniger Wasserdampf halten kann als warme.

Aber was unterscheidet nun eigentlich Treibhausgase von „normalen Gasen“? Woher stammt ihr Treibhauseffekt? Vereinfacht betrachtet lässt sich feststellen, dass Treibhausgase aus drei oder noch mehr Atomen bestehen und die allermeisten „normalen Gase“ nur aus ein oder zwei Atomen²⁰. Die beiden häufigsten Gase der Atmosphäre Sauerstoff O₂ und Stickstoff N₂ sind also keine Treibhausgase.

Treibhausgase aus drei oder mehr Atomen können sich in mehr Richtungen zu- und miteinander bewegen als zweiatomige Gase. Dadurch können sie mehr Wärmeenergie in Form von Bewegung speichern. In der Physik spricht man entsprechend von **mehr Freiheitsgraden der Bewegung**. Solche Freiheitsgrade sind zum Beispiel Stauchung, Streckung, Rotation um bis zu drei Raumachsen und die Verschiebung im Raum. Zweiatomige Gase lassen sich stauchen, strecken, im Raum verschieben sowie um zwei Achsen rotieren, denn sie sind quasi zweidimensional. Folgende Abbildung zeigt, welche Bewegungsmöglichkeiten bei Gasen mit drei oder mehr Atomen dazukommen. Der kreisförmige Pfeil zeigt, um welche Raumachse sie zusätzlich rotieren können. Die geraden Pfeile verdeutlichen außerdem zusätzliche Schwingungsrichtungen.

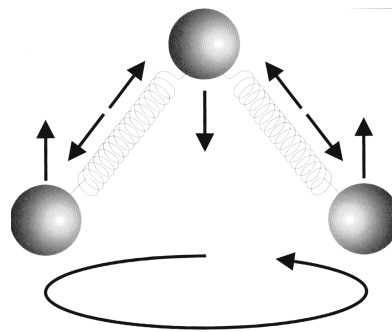


Abbildung 15: Bewegungs-Freiheitsgrade eines dreiatomigen Treibhausgases wie Kohlendioxid.²¹

Durch die größere Bewegungsfreiheit können Treibhausgase die langwellige Wärmestrahlung, die sich auf dem Weg vom Erdboden zum Weltraum befindet, besser aufnehmen (absorbieren) und als so genannte **Gegenstrahlung** emittieren, ein Effekt der auch **thermale Rückstrahlung** genannt wird. Die Energie der Wärmestrahlung wird eine Zeit lang in Form von Bewegungsenergie der Luftmoleküle zwischengespeichert aber immer wieder in alle Richtungen emittiert, auch Richtung Erdboden, daher die Namen Rück- beziehungsweise Gegenstrahlung. Die Rückstrahlung führt zu einer höheren Erdoberflächentemperatur als ohne Treibhausgase. Die Treibhausgase bremsen also quasi die Rückstrahlung in den Weltraum, vergleichbar mit einem Gewächshaus, dessen durchsichtige Wände die Sonnenstrahlung gut reinlassen, aber die anschließend entstehende Wärmestrahlung schlecht wieder raus lassen. Und dieser Effekt funktioniert bei den beweglicheren Treibhausgasen wie Wasserdampf und Kohlendioxid eben deutlich besser als bei den zweiatomigen Gasen wie Sauerstoff oder Stickstoff.

In der Bilanz tragen die Treibhausgase damit insgesamt zur Erhöhung der Wärmekapazität der Erdatmosphäre und damit der Erwärmung der Erdoberfläche bei. Nach einer gewissen Zeit

²⁰ Es gibt Ausnahmen: Zweiatomige, jedoch unbedeutende Treibhausgase sind beispielsweise Wasserstoffchlorid HCl und Kohlenmonoxid CO.

²¹ EMANUEL, K. (2005): Divine Wind: The History and Science of Hurricanes; Oxford University Press, New York

gelangt alle Energie die unser Planet von der Sonne bekommen hat wieder in den Weltraum. Wenn die Wärmestrahlung den Weltraum nach dem hin und her zwischen den verschiedenen dichten Luftschichten erreicht, tritt sie durch das so genannte **Fenster der Atmosphäre**. Ist die Temperatur der Erdoberfläche auf einem Level ausbalanciert, so entweicht durch das Fenster eben soviel Energie in den Weltraum, wie Energie von der Sonne auf die Erde durch ein zweites Fenster einstrahlt. Aber warum gibt es zwei Fenster, eines für die Einstrahlung und eines für die Ausstrahlung? Beide könnten doch durch das gleiche Fenster strahlen?

Das dem nicht so ist, liegt daran, dass die Einstrahlung eine ganz andere Beschaffenheit hat als die Ausstrahlung. Die Einstrahlung von der Sonne ist sehr energiereich und damit im physikalischen Sinne kurzwellig. Die Ausstrahlung ist im Vergleich eher energiearm und langwellig. Denn die Sonnenstrahlung gibt einen Teil ihrer Energie an die Moleküle von Erdoberfläche und Atmosphäre weiter. Deren Moleküle strahlen nun energieärmere, langwellige Strahlung ab, denn sie sind im Vergleich zur abstrahlenden Sonnenoberfläche kälter.

Kurzwellige, energiereiche Strahlung von der Sonne hat weniger Probleme die Atmosphäre zu durchdringen als langwellige Strahlung. Deshalb spricht man von zwei unterschiedlichen Fenstern. Ob nun kurzwellige oder langwellige Strahlung einfacher durch unsere Atmosphäre kommt, lässt sich durch die Zusammensetzung der Atmosphäre beeinflussen. Sehr bekannt ist zum Beispiel die Ozonschicht der Stratosphäre, welche uns vor besonders energiereicher und dadurch schädlicher ultravioletter (UV) Strahlung schützt, also das Einlass-Fenster für diese Art von Strahlung verkleinert, wenn viel Ozon vorhanden ist. Die Freisetzung Ozon-zerstörender Gase in den letzten Jahrzehnten jedoch hat im Gegensatz zu einer starken Ausdünnung der Ozonschicht geführt. Somit erreicht mehr Energie die Troposphäre. Ausnahmsweise kann ein geringerer Treibhausgasgehalt also auch zur Erwärmung beitragen, wenn er sich wie das stratosphäre Ozon in der richtigen Höhe befindet und so seine Reflektive Wirkung wichtiger wird als die Treibhauswirkung.

Ein weiteres Beispiel: Vergrößert sich der Anteil der Treibhausgase in der Atmosphäre, wird das Auslass-Fenster kleiner und der Planet heizt sich auf. Natürliche wie menschengemachte Treibhausgase schließen das Auslass-Fenster also beide ein Stück weit und führen so zum wärmenden Treibhauseffekt.

Bleiben wir jedoch zunächst beim natürlichen Anteil der Treibhausgase und wie sich sein Treibhauseffekt in Zahlen ausdrücken lässt.

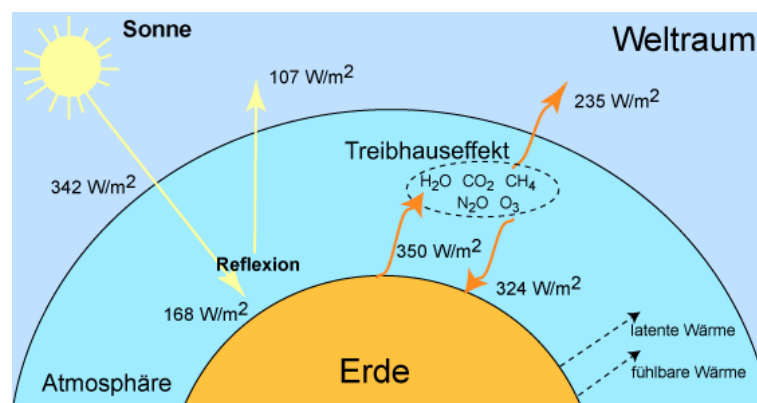


Abbildung 16: Kurz- und langwelliger Strahlungshaushalt der Erde²²

²² Klimawiki Katharina Moths (2008): Der natürliche Treibhauseffekt, <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Treibhauseffekt.gif>

Die Abbildung zeigt eine Zusammenfassung der mit Treibhausgasen zusammenhängenden Prozesse in der Atmosphäre und weitere Prozesse wie Reflexion und Wärmeflüsse. Dargestellt sind die Flüsse anhand von gelben, orange-farbenen und schwarzen Pfeilen. Die gelben Pfeile symbolisieren energiereiche, kurzwellige Strahlung wie sie von der Sonne kommt und durch Reflexion zu fast einem Drittel unverändert wieder in den Weltraum gelangt. Dass ein Drittel reflektiert wird, sehen wir an den Zahlenwerten, die jeden Pfeil begleiten. Sie sind in Watt pro Quadratmeter angegeben. Das ist die physikalische Maßeinheit des Energieflusses. Von den 342 Watt werden 107 Watt an Atmosphäre und Boden direkt reflektiert, 168 Watt erwärmen den Erdboden und der Rest von 67 Watt erwärmt die Atmosphäre – das alles bezogen auf einen Quadratmeter Fläche gemittelt über die ganze Erde und über einen langen Zeitraum.

Der erwärmte Boden emittiert entsprechend seiner Temperatur langwellige Wärmestrahlung – die orangefarbenen Pfeile. Die Wärmestrahlung kann nun wegen der Treibhausgase unseren Planeten nur zum Teil direkt verlassen. Deshalb schaukeln sich die Energieflusswerte zwischen Treibhausgasen und Erdboden bis auf 350 Watt hinauf. Befindet sich die Erde in einem Temperaturgleichgewicht – also weder auf dem Weg in eine Eiszeit noch in eine Warmzeit, so verlässt nach einer gewissen Verweilzeit die gleiche Energiemenge den Planeten, wie ihm von der Sonne gesendet wurde:

$\frac{35}{17}$ 342 Watt strahlen kurzwellig herein,

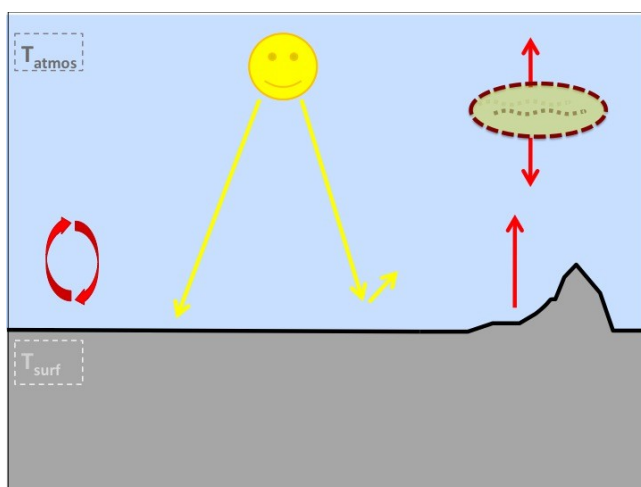
$\frac{35}{17}$ 107 Watt werden ohne Umweg oder Umwandlung reflektiert und

$\frac{35}{17}$ 235 Watt entweichen nach längerem hin und her in der Atmosphäre den Planeten in Form langwelliger Strahlung.

Gäbe es keine Treibhausgase, so sähe das Leben auf der Erde ganz anders aus: Sie wäre 33 Grad Celsius kälter. 20 Grad Celsius davon gehen alleine auf das Konto des Wasserdampfes.

Der menschengemachte Treibhauseffekt

Abbildung 17: Die Klima-Komponente der menschengemachten Treibhausgase.



Die wichtigsten vom Menschen (anthropogen) produzierten Treibhausgase sind Kohlendioxid CO_2 und Methan CH_4 . Da die Atmosphäre gut durchmischt ist, sind die meisten Treibhausgase (Ausnahmen sind Ozon und Wasserdampf) gleichmäßig verteilt.

Sortiert man die menschengemachten Treibhausgase danach, wie stark sie aufgrund ihres durch den Menschen erhöhten Anteils in der Atmosphäre **zusätzlich** erwärmend wirken, dann kommt an erster Stelle das Kohlendioxid, dann Methan, dann verschiedene chlorierte und

fluorierte Kohlenwasserstoffe (FCKWs) sowie troposphärisches Ozon O_3 ²³ und zuletzt Lachgas (Distickstoffoxid) N_2O .

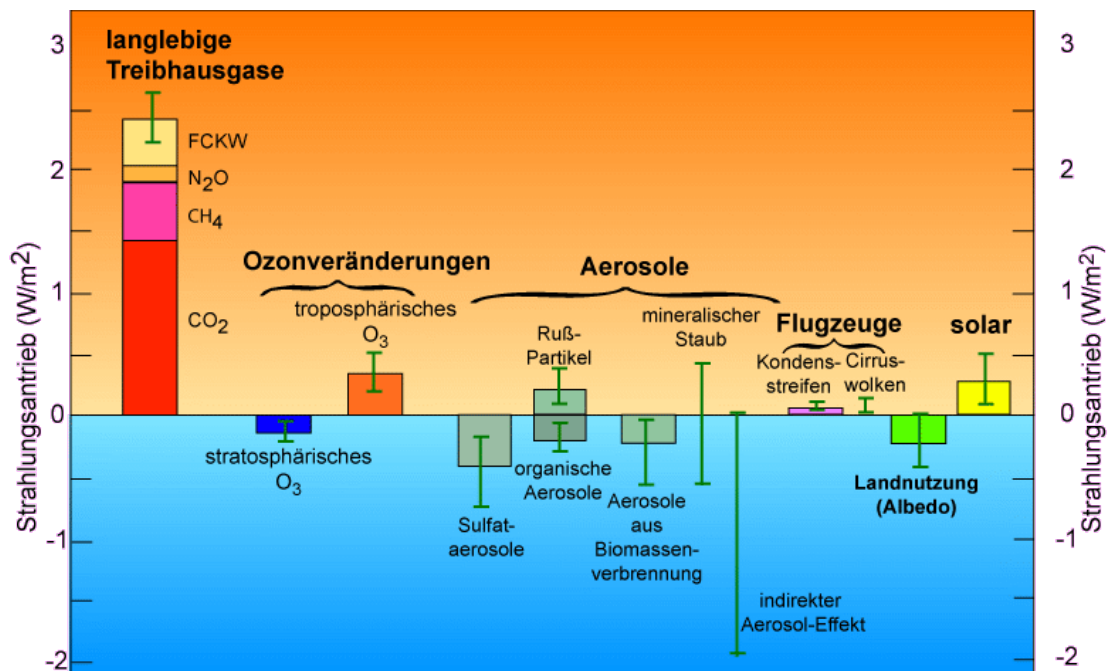


Abbildung 18: Die Komponenten des Strahlungsantriebs der Erde.²⁴

Der Wasserdampf hat zwar den größten Anteil am Volumen der Treibhausgase, er entsteht jedoch zum Großteil durch natürliche Prozesse auf die der Mensch nur geringen Einfluss hat. Deshalb wird er in der Diskussion um die Klimaerwärmung seltener thematisiert als Kohlendioxid und Methan.

Ein Mehr an Treibhausgasen oder gar neue, künstlich generierte Gattungen von Treibhausgasen wie die FCKWs jedoch, bringen die Wärmebilanz unseres Planeten aus dem Gleichgewicht. Sie heizen ihn zusätzlich auf. Seit der Industrialisierung bereits um knapp 1 Grad Celsius. Eine weitere Erwärmung ist fast unausweichlich, da das jetzt schon vorhandene Kohlendioxid eine Lebensdauer von mindestens einem Jahrhundert hat und somit immer weiter erwärmend wirkt. Es sei denn man könnte es aus der Atmosphäre herausfiltern, was derzeit aber nicht absehbar ist. Zumindest versucht die weltweite Staatengemeinschaft die schon angestobene Erwärmung zu beschränken. Sie soll bei 2 Grad Celsius gestoppt werden.

Man befürchtet, dass über diesem Wert, unumkehrbare Prozesse einsetzen. Sie könnten das Klima der Erde so extrem machen, dass es für den Menschen in seiner heutigen Lebensweise schwierig wird sich anzupassen. Vor allem die Geschwindigkeit der Erwärmung ist dabei ein Problem. Fände sie über viele Jahrhunderte gestreckt statt, wäre eine Anpassung der Pflanzen- und Tierwelt und auch des Menschen möglich – wie schon bei früheren Eis- und Warmzeiten. Die erwartete Erwärmung bis 2100 soll jedoch schneller als je zuvor verlaufen.

²³ Im Gegensatz zur Ozonschicht der Stratosphäre, die uns vor allzu energiereicher Strahlung abschirmt, ist troposphärisches Ozon ein Treibhausgas, welches in der Bilanz eine erwärmende Wirkung hat. Es entsteht oft bei sonnigem Wetter im dichten Straßenverkehr.

²⁴ Klimawiki Katharina Moths (2011): Strahlungsantrieb, Abb. verändert nach IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton, J.T. et al., eds), Cambridge and New York 2001, Figure 6.6. <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Strahlungsantrieb.gif>

Die bisherige Erderwärmung von knapp 1 Grad Celsius klingt nicht nach viel. Jedoch muss man sich vor Augen halten, dass 1 Grad Celsius ein räumlicher und zeitlicher Mittelwert ist. In manchen Gebieten stellen wir heute schon in manchen Monaten eine Erwärmung bis 14,2 Grad Celsius gegenüber der Periode 1951 bis 1980 fest. Andere Gebiete hingegen kühlen sich sogar zeitweise ab, siehe Abbildungen.

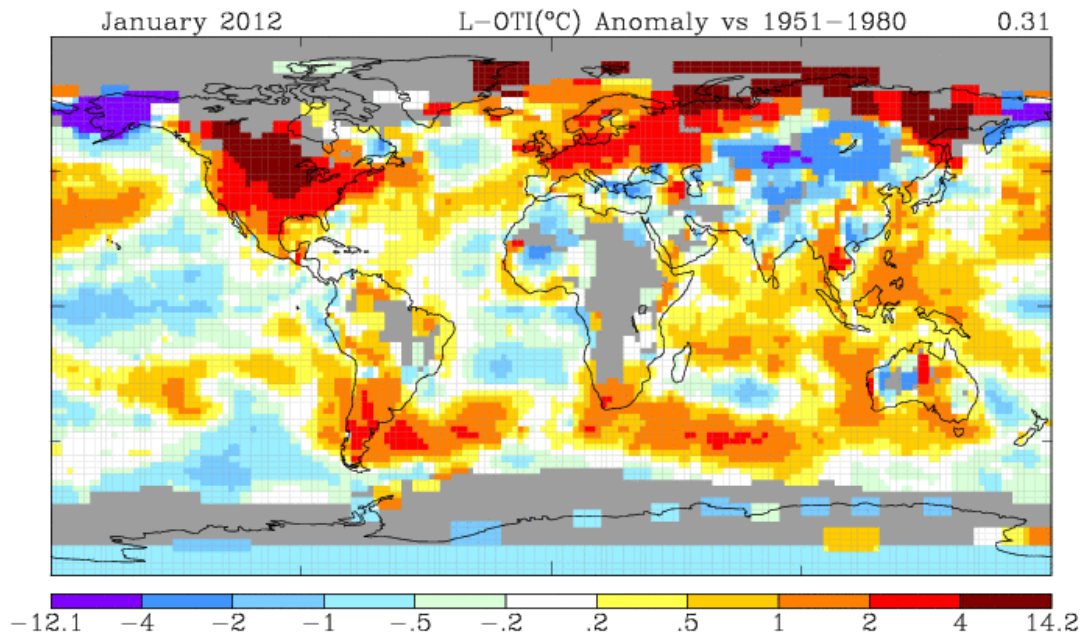


Abbildung 19: Temperaturanomalie im Monatsmittel des Januar 2012 gegenüber der Periode 1951 bis 1980.²⁵

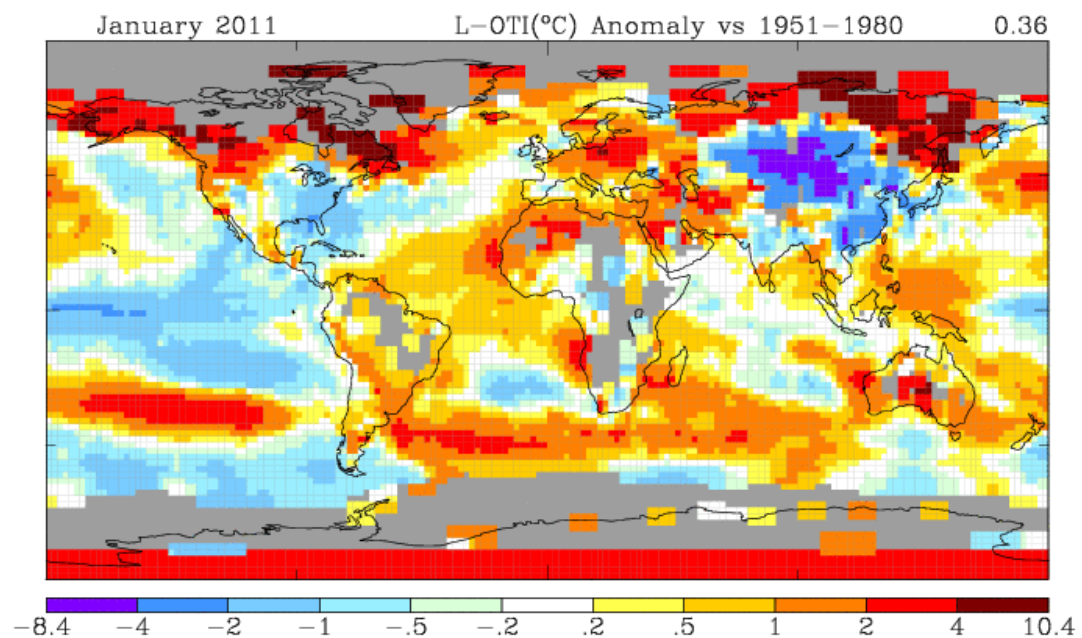


Abbildung 20: Temperaturanomalie im Monatsmittel des Januar 2011 gegenüber der Periode

²⁵ National Aeronautics and Space Administration (2014): GISS Surface Temperature Analysis, Goddard Institute for Space Studies, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>

1951 bis 1980.²⁶

Die meisten Treibhausgase sind zwar gleichmäßig über den Planeten verteilt, jedoch ist Ihr Erwärmungseffekt wie wir schon beim ungleichmäßig verteilten Wasserdampf gesehen haben regional unterschiedlich – auch bei den gleichmäßig verteilten. Dort wo Schnee und Meereis besonders viel Sonnenenergie reflektieren und kaum Wärme entsteht wirken die Treibhausgase relativ gesehen besonders erwärmend. Sie tragen zur lokalen Erwärmung einen größeren Anteil bei als in Regionen wo andere Effekte überwiegen. Gingen nun Schnee und Meereis zurück (wie es die Karte aufgrund der Temperaturzunahme in den Polargebieten schon andeutet), gewänne der Effekt der niedrigen Albedo des Ozeans also relativ gesehen die Oberhand und die regionale Erwärmung durch die Treibhausgase wäre nicht mehr so wichtig. Auch im Vergleich Kontinente gegen Ozean ist die Albedo ausschlaggebend für die regionale Bedeutung der Treibhausgase. Und zwar erwärmt sich die Nordhalbkugel mit ihrer größeren Landfläche im Schnitt stärker, die Treibhausgase bekommen aufgrund der höheren Albedo quasi mehr Wärmestrahlung vom Erdboden ab. Entsprechend ist die Gegenstrahlung stärker. Die Südhalbkugel hingegen mit ihren im Vergleich kühlen Ozeanflächen erwärmt sich im Mittel langsamer.

Entstehung und Entwicklung der Treibhausgase

Die Kohlendioxid-Konzentration in den letzten 10.000 Jahren blieb relativ konstant bei 280 ppm. „Parts per million“ steht für „Teile von einer Million“ beziehungsweise 10^{-6} so wie Prozent für „Teile von Einhundert“ beziehungsweise 10^{-2} steht. Die Bilanz des Kohlendioxidkreislaufes vor 10.000 Jahren war jedenfalls entsprechend dem Konstanten Gehalt sehr ausgeglichen. Mit Beginn der Industrialisierung im 19. Jahrhundert stieg die Kohlendioxid Konzentration jedoch dramatisch an. Und zwar auf bislang 396,5 ppm im Jahresmittel von 2013. Und sie steigt weiter. Über die letzten 20 Jahre im Schnitt um 2 ppm pro Jahr²⁷. Im Jahresgang betrachtet erfolgt der Anstieg nicht geradlinig. Zwischen Juni und Oktober kehrt er sich um, der Kohlendioxidgehalt nimmt kurzzeitig ab. Ursache ist der Sommer der Nordhalbkugel. Ihre größere Landfläche beherbergt soviel Vegetation, das mehr Kohlendioxid in der Wachstumsphase aufgenommen als vom Menschen ausgestoßen wird. Das lässt sich auch gut in diesem²⁸ Video mitverfolgen.

²⁶ National Aeronautics and Space Administration (2014): GISS Surface Temperature Analysis, Goddard Institute for Space Studies, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>

²⁷ NOAA-ESRL Data reposted at co2now.org (2014): Atmospheric CO2 NOAA-ESRL Monthly Mean Concentrations at the Mauna Loa Observatory (PPM), <http://co2now.org/images/stories/data/co2-mlo-monthly-noaa-esrl.pdf>

²⁸ U.S. Department of Commerce / National Oceanic & Atmospheric Administration / NOAA Research (2012): Time history of atmospheric carbon dioxide from 800,000 years ago until January, 2012, Earth System Research Laboratory, Global Monitoring Division, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/history.html>

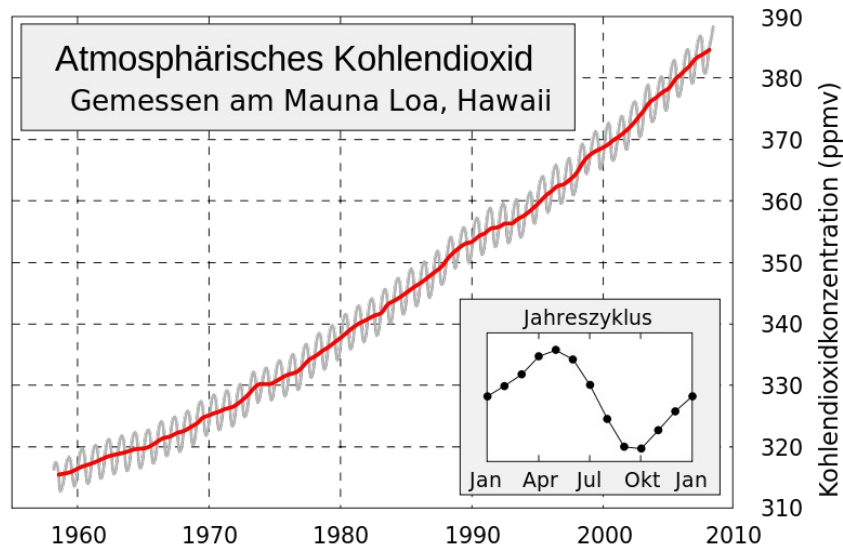


Abbildung 21: Historischer Verlauf der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration am Mauna Loa, Hawaii.²⁹

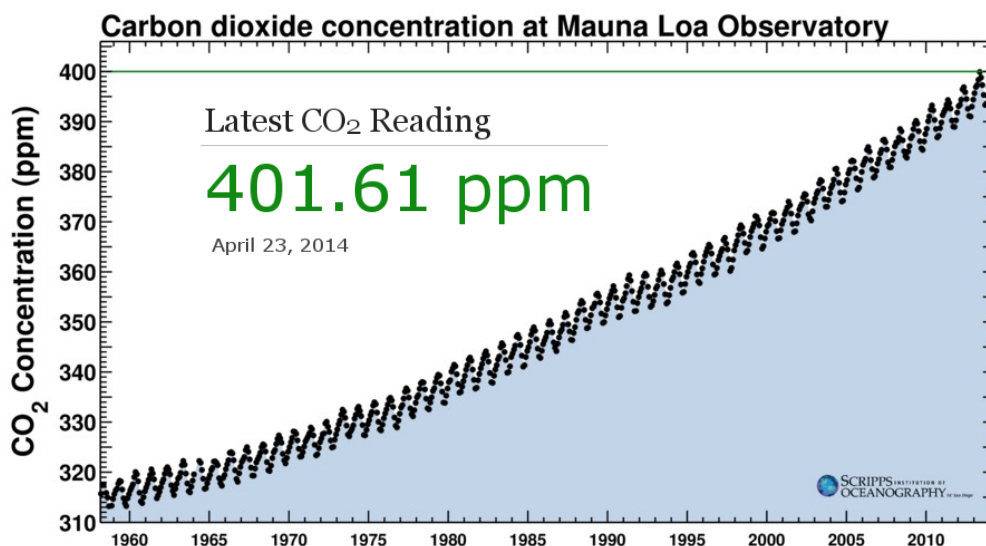


Abbildung 22: Historischer Verlauf der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration am Mauna Loa, Hawaii (englisch).³⁰

Ursache des vergrößerten Treibhausgasausstoßes sind die Menschen. Sie verbrennen fossile Energieträger wie Kohl, Öl und Gas, roden Wälder und zerstören Böden. Insbesondere die fossilen Energieträger benötigen lange Zeit (Jahrtausende), um wieder nachzuwachsen. Ihre Verbrennung produziert somit Kohlendioxid, welches nur schwer wieder aus der Atmosphäre

²⁹ Sémhur (2009): Mauna Loa Carbon Dioxide, http://de.wikipedia.org/wiki/Datei:Mauna_Loa_Carbon_Dioxide-de.svg

³⁰ Scripps Institution of Oceanography at UC San Diego (2014): The Keeling Curve - A daily record of atmospheric carbon dioxide, <http://keelingcurve.ucsd.edu/>

zu entfernen ist. Jährlich kommen so Emissionen von rund 10 Gigatonnen zusammen. Natürliche Kohlendioxid-Emissionen kommen auf jährlich etwa 120 Gigatonnen. Diese verschwinden aber auch wieder in natürlichen Senken wie dem Pflanzenwachstum oder dem Ozean, der einen großen Teil (57 Prozent³¹) des Kohlendioxids in Form gelöster Kohlensäure aufnimmt. Eine Senke ist also das Gegenteil einer Quelle.

Auch von den menschlich verursachten 10 Gigatonnen verschwindet ein Teil in Vegetation, Boden und Ozean. Der andere Teil reichert sich in der Atmosphäre an. Insgesamt verblieben dort seit den 50er-Jahren etwa 60 Prozent, also jährlich 6 Gigatonnen³². Dieser Anteil wird sich noch erhöhen, wenn die Aufnahmefähigkeit der Senken wie Pflanzenwachstum und Ozean durch Sättigung ausgeschöpft ist. Wann das der Fall sein wird ist der Forschung noch unbekannt. Sicher ist zumindest, dass ein sich erwärmender Ozean eine geringere Aufnahmefähigkeit für Kohlendioxid hat. Die Löslichkeit von Kohlensäure wird herabgesetzt, sie gastaus. Sie kennen das von einer in der Sonne warm gewordenen Sprudelflasche. Beim Öffnen entweicht die Kohlensäure schlagartig.

Den Treibhausgasen entgegen wirken Sulfataerosole, Staub und andere Partikel, welche Sonnenlicht reflektieren bevor es die Erdoberfläche erreicht. Diese Partikel werden unter dem Begriff Aerosole zusammengefasst. Sie gelangen durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre, aber auch durch natürliche Prozesse wie Vulkanausbrüche oder Sandstürme. Ihre Wirkung hält aber nicht annähernd so lange an wie die der langlebigen Treibhausgase. Aerosole haben nur eine kurze Verweilzeit in der Atmosphäre, bevor sie durch ihr eigenes Gewicht wieder herabgesunken oder vom Regen ausgewaschen sind.

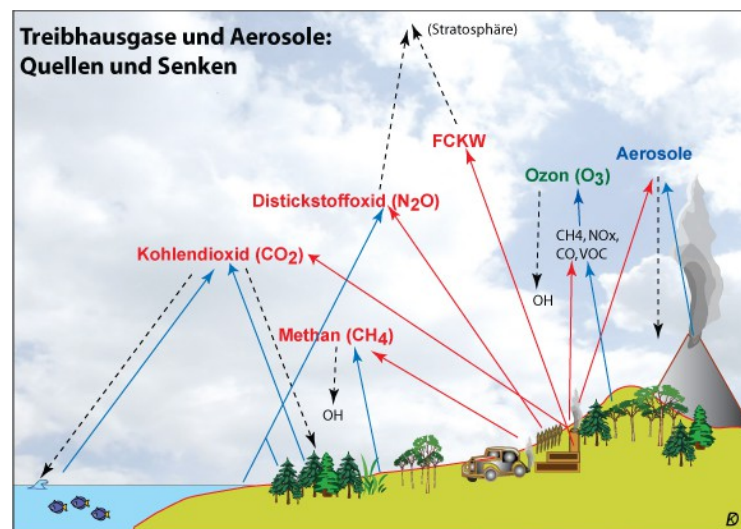


Abbildung 23: Quellen und Senken von Treibhausgasen und Aerosolen. Rote Schrift: anthropogen beeinflusste beziehungsweise erzeugte Treibhausgase, rote Pfeile: anthropogene Quellen; blaue Pfeile: natürliche Quellen; gestrichelte Pfeile: Senken.³³

Die Quellen und Senken der bis hierhin noch nicht behandelten Treibhausgase lassen sich wie folgt zusammenfassen. Die FCKWs wurden vor allem als Kühlmittel in Kühlschränken und

³¹ Wikipedia, deutsche (2014): Keeling-Kurve, <http://de.wikipedia.org/wiki/Keeling-Kurve>

³² Klimawiki (2013): Kohlendioxid, <http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Kohlendioxid>

³³ Klimawiki Sebastian Bathiany (2008): Skizze zu Quellen und Senken verschiedener Treibhausgase und von Aerosolen, http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Quellen_senken.jpg

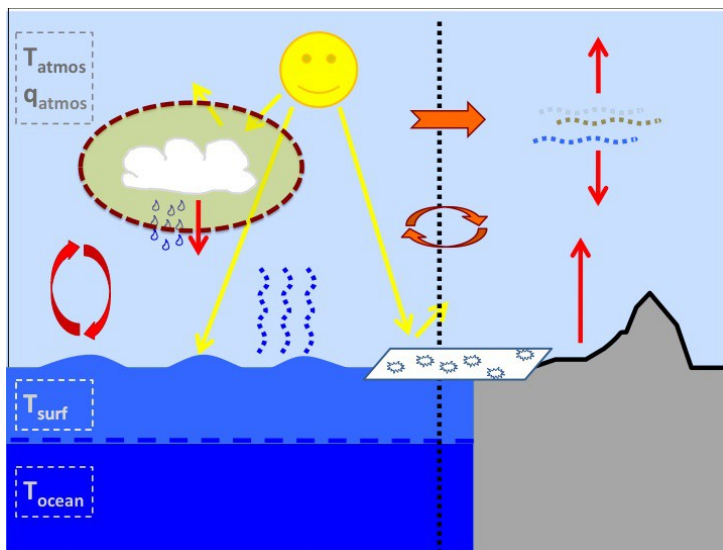
anderen Kühlanlagen eingesetzt. Distickstoffoxid stammt zur Hälfte aus natürlichen Quellen wie den Ozean und Böden aufgrund von erhöhtem Stickstoffeintrag. Die menschengemachten Quellen finden sich vor allem in der Landwirtschaft. Stickstoffhaltige Dünger finden immer größeren Einsatz. Methan stammt vor allem von Zersetzungsprozessen unter Luftabschluss aus Sümpfen, Termitenbauten und Wäldern. Anthropogene Quellen sind Reisfelder, Mülldeponien oder Erdgasgewinnung und -transport.

Neben den Senken Ozean und Vegetation für für Kohlendioxid gibt es auch Senken für die anderen Treibhausgase. Sie werden überwiegend durch chemische Reaktion wie mit dem Hydroxylradikal (OH) aus der Atmosphäre und weitere komplexe chemische Interaktionen und photochemische Prozesse entfernt. Kohlendioxid dagegen ist langlebig. Genau wie FCKWs und Distickstoffoxid, welche in der Stratosphäre unter Einfluss der Sonnenstrahlung chemisch abgebaut werden. Methan ist mit rund 12 Jahren ebenfalls recht langlebig, während troposphärische Ozon sehr kurzlebig ist.

Aus den Lebensdauern, Konzentrationen sowie den so genannten Treibhauspotenzialen lässt sich der Strahlungsantrieb der Treibhausgase und Aerosolen berechnen, wie er im Balkendiagramm zu Beginn des Kapitels dargestellt ist. Was Treibhauspotenzial meint, lässt sich am besten an einem Beispiel verdeutlichen: Jedes FCKW-Molekül trägt etwa 10.000 mal stärker zum Treibhauseffekt bei als ein Kohlendioxid-Molekül. Daher ist ihr Anteil am Treibhauseffekt im Vergleich zu ihrer geringen Konzentration relativ hoch. Sie besitzen also ein hohes Treibhauspotenzial.

Die Wolken

Abbildung 24: Die Klima-Komponente Wolke im Klimasystem.



Nun kommen wir zur sichtbaren Form des Wasserdampfes, der im physikalischen Sinne gar kein Wasserdampf mehr ist. Wolken und Nebel bestehen im physikalischen Sinne nicht aus Wasserdampf, sondern aus winzigen Wassertröpfchen oder auch feinsten Eiskristallen. Das Wasser in Wolken hat also schon wieder den Aggregatzustand flüssig. Gleichzeitig sind diese Tröpfchen aber so leicht, dass sie noch schweben können.

Die Entstehung einer Wolke folgt einem einfachen Grundprinzip:

Sie kann nur geschehen, wenn zum einen Kondensationskeime wie Aerosole vorhanden sind und wenn die Luft vom Wasserdampf übersättigt ist. Das geschieht besonders häufig, wenn sich Luft abkühlt. Dass kalte Luft weniger Wasser halten kann, sehen wir im Winter häufig an beschlagenen Scheiben. Werden die Scheiben sehr kalt (oder ist die Luftfeuchtigkeit sehr hoch) sammeln sich gar richtige Tropfen.

Das Abkühlen von Luft, wird durch drei Mechanismen hervorgerufen. Zum einen durch Abgabe von Strahlung, insbesondere Nachts, wenn die Sonne nicht mehr scheint. Das führt häufig in den besonders kalten Morgenstunden kurz vor Sonnenaufgang zu Nebel. Wird der Erdboden anschließend von Sonnenstrahlen erwärmt verschwindet der Nebel so schnell wieder wie er gekommen ist. Der zweite Mechanismus ist die Vermischung von warmer Luft mit entsprechend größeren Mengen kalter Luft an Fronten. Der Dritte Mechanismus ist das Aufsteigen von Luft. Es ist der häufigste Grund für die Wolkenentstehung. Luftmassen steigen zum einen auf, weil sie auf ihrem Weg ein Hindernis wie ein Gebirge übersteigen müssen – deshalb regnet es häufig an Bergflanken. Oder sie steigen auf wenn sie sich am Boden zunächst stark erwärmt und damit Gewicht verloren haben und wie ein Heißluftbalon aufsteigen. Enthalten sie genug Luftfeuchte und Kondensationskeime, entstehen Wolken.

Nebel und Wolken haben einen ganz ähnlichen Effekt wie Schnee und Eis. Aufgrund Ihrer hohen Albedo kühlen sie unser Erdklima primär ab. Sie reflektieren große Teile des Sonnenlichts zurück in das All schon bevor es in der Atmosphäre oder am Boden in Wärme umgewandelt werden kann.

Der offensichtliche Unterschied zwischen Schnee, Eis und Wolken ist, dass Wolken überall und nirgends sind. Schnee und Eis beschränken sich auf ganz bestimmte Gebiete. Wolken kommen und gehen und kühlen nicht nur die Polargebiete sondern den gesamten Planeten mal hier mal dort, wobei auch sie in bestimmten Gebieten gehäuft vorkommen als anderswo, wie in folgender Abbildung gut zu sehen. Dunkelblau markiert Gebiete, die im Juli 2006 häufig wolkenbedeckt waren. Auffällig dunkel sind die Gebiete über den Regenwäldern und an Hochgebirgsflanken, aber auch über Grönland, Australien und der Antarktis.

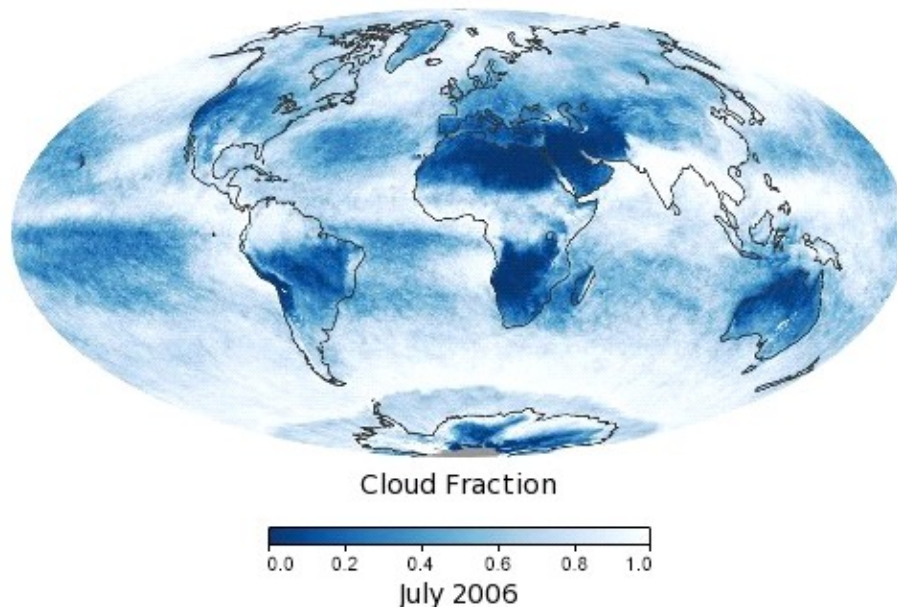


Abbildung 25: Wolkenanteil der Atmosphäre im Juli 2006.³⁴

Obwohl die Wolken in der Summe die Erde kühlen gibt es auch einem bestimmten Zeitraum, in dem Wolken die Erdoberfläche unter ihr wärmen. Und zwar Nachts. Dort wo in einer sterneklaren Nacht die Wolken fehlen, kühlt der Boden schnell aus. Mit Wolken hält sich die Wärme besser. Wie mit einem Kochtopfdeckel. Zum Ärger aller Schlitten- und Skifahrer, denn die Wolken aus denen womöglich gerade der Schnee fällt, erwärmen die Luft häufig gerade wieder so stark, dass er wieder taut. Dieses Phänomen beobachten wir häufig in den ohnehin milden, deutschen Küstengebieten. Einen ähnlich wärmenden Effekt der Wolken kann man bei Meereis feststellen. Ein Meereisdeckel wirkt wie ein Wolkendeckel. Der darunter ruhende Ozean kann nicht mehr so schnell auskühlen; dazu später mehr.

Ob Schnee, Eis, Wolken und auch Nebel also einen kühlenden oder wärmenden Effekt haben, ist abhängig von Jahreszeit und Uhrzeit. Tags kühlen sie durch Reflexion, des Nachts wärmen sie durch Isolation. Zu bestimmten Jahreszeiten kommt es zudem verstärkt zu Wolkenbildung aufgrund stärkerer Sonneneinstrahlung und der damit verbundenen steigenden Wasserverdunstung.

Auch in ihrer regionalen Verteilung spielen sich Schnee, Eis, Wolken und Nebel den Ball gegenseitig zu. In den Polargebieten isolieren vorwiegend Eis und Schnee, in vielen anderen Gebieten hingegen Nebel und Wolken. Ein weiterer relevanter Faktor ist die Höhe der Wolken. Nach dieser werden sie unter anderem auch benannt. Weitere namensgebende Faktoren sind das Aussehen und die Entstehungsart. Die darauf basierende Klassifikation existiert seit Beginn des 19. Jahrhunderts. Cumuli zum Beispiel sind Haufenwolken, die durch lokale, meist schnell aufgestiegene Luftmassen entstanden sind. Cirren hingegen sind faserige Federwolken in hohen Atmosphärenschichten, die aus Eiskristallen bestehen und noch einen größeren Anteil des Sonnenlichts hindurchlassen. Die dritte und letzte Hauptgattung sind strukturlose Schichtwolken, so genannte Stratuswolken. Sie entstehen durch großräumiges Aufsteigen von Luft und verdunkeln meist den ganzen Himmel.

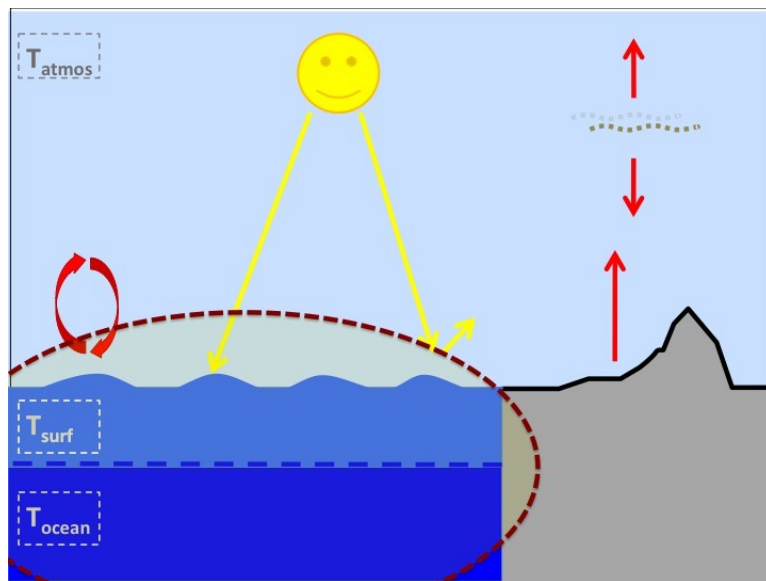
³⁴ Earthobservatory (2005): Global Maps Cloud Fraction, http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/view.php?d1=MODAL2_M_CLD_FR

Lichtdurchlässigkeit und Höhenlage der Wolken können bewirken, dass sie wie Wasserdampf einen gewissen Treibhauseffekt entwickeln also wie des Nachts kurzzeitig regional wärmend wirken. So haben Cirren zum Beispiel eine erwärmende Wirkung, weil sie leicht lichtdurchlässig sind und zweitens in großer Höhe und damit Kälte anzutreffen sind. Ihre Wärmeabstrahlung in den Weltraum ist daher gering, ihre isolierende Wirkung überwiegt. Dies ist ein Grund dafür, warum die Kondensstreifen von Flugzeugen ebenfalls zum Treibhauseffekt beitragen.

Ein weiteres Beispiel: Niedrige Stratuswolken sind häufig ähnlich kalt wie Cirren. Jedoch lassen sie so wenig Sonnenlicht zur Erde durch, dass sie netto kühlend wirken. In der Bilanz kühlen Nebel und Wolken die Erde um rund 20 Grad Celsius. Wasserdampf als Treibhausgas hingegen erwärmt die Erde um 20 Grad Celsius.

Der Ozean

Abbildung 26: Die Klimakomponente Ozean im Klimasystem.



Stellen wir uns nun die Erde samt Atmosphäre, Treibhausgasen und Ozean vor. Klimatisch wichtig macht den Ozean seine hohe Wärmespeicherkapazität.

Tags nimmt er große Mengen Wärme auf und gibt sie des Nachts wieder ab – wieder als hätte man einen Deckel vom Kochtopf entfernt. Ebenso gibt der Ozean die im Sommer aufgenommene Wärme im Winter an die Atmosphäre ab. Deshalb herrscht in Meeresnähe meist mildereres Klima beziehungsweise weniger stark schwankende Temperaturen.

Inmitten eines Kontinents fallen die Jahreszeiten deutlicher aus, die Winter sind härter, die Sommer heißer, denn so weit reicht die Wirkung des Wärmepuffers Ozean nicht.

Außer der Wärmespeicherkapazität hat der Ozean noch weitere bedeutende Eigenschaften. Unter anderem hat er deutlich andere Oberflächeneigenschaften als die Kontinente. Er ist sehr flach und bietet damit dem Wind kaum Widerstand. Zudem hat er eine sehr niedrige Albedo. Die Ozeanoberfläche hat eine dunklere Färbung und somit eine deutlich niedrigere Albedo als die trockenen, helleren Landflächen. Statt Sonnenstrahlung zu reflektieren saugt er sie förmlich auf. Dennoch wird der Ozean an der Oberfläche nicht brandheiß wie das schwarz lackierte Auto. Das liegt vor allem daran, dass er bis zu einigen Metern tiefe durchsichtig ist und sich die Absorption der Sonnenstrahlung auf dieses große Volumen verteilt. Die Eindringtiefe der Sonnenstrahlen ist natürlich abhängig von der Menge an Schwebeteilchen, Algen usw. Zudem steht der Ozean nicht still wie ein Teich bei Windstille, sondern ist ständig in Bewegung. So wird die Wärmeenergie der Sonnenstrahlen im Medium Wasser ständig umgewälzt und sehr schnell in noch größere Tiefen geleitet. Diesen Prozess haben wir schon bei den vertikalen Luftmassentransporten als Konvektion kennengelernt. Und auch beim vertikalen Wassertransport spricht man von Konvektion.

Der advective beziehungsweise horizontale Transport erfolgt über Strömungen. So können warme Wassermassen vom Äquator in höhere Breiten mit schwächerer Einstrahlung vordringen. Diese gute Durchmischung der Ozeane in alle Richtungen führt zur **langfristigen Speicherung** der Wärme in seinem riesigen Volumen. Die Ozeanströmungen verlaufen dabei nicht willkürlich, sondern organisiert als Strömungssysteme, vergleichbar mit den Windgürteln der Erde.

Nun gibt es verschiedene physikalische Antriebe für die Advektion und Konvektion der Wassermassen. Sie entstehen vor allem durch Dichteunterschiede des Wassers und den Winden an der Oberfläche.

Zunächst zur Dichte: Sie ändert sich mit Salzgehalt und Temperatur. Wärmeres Wasser ist leichter als kaltes und steigt auf, genau wie bei Luft. Jedoch gibt es bei einer Wassertemperatur von 4 Grad Celsius eine Anomalie. Hier hat Wasser die allerhöchste Dichte. Wird es noch kälter, wird es wieder leichter, steigt auf und gefriert bei 0 Grad Celsius als Eis an der Wasseroberfläche. Andernfalls würde die Eisentstehung an den Böden der Ozeane, Seen und Teiche beginnen und Schlittschuhlaufen noch seltener möglich.

Nun zum Salzgehalt: Bei der Eisentstehung an der Wasseroberfläche kann sich Salz nicht in den sich aufbauenden Kristallstrukturen halten und wird verdrängt. Es wird an das umliegende Wasser abgegeben und erhöht so den Salzgehalt und damit die Dichte des Wassers. Andererseits könnte man sagen, das entstehende Eis wandelt Süßwasser in Kristalle um und lässt Salz zurück. Kleinen Mengen von Salz werden in Form von kleinen Sole-Einschlüssen auch in das Eis eingebaut, aber nur in sehr geringem Maße. Stark salzhaltiges Wasser wird also vor allem dort produziert, wo sich große Meereisvorkommen bilden, im Winter der Polargebiete. Süßwasser hingegen entsteht dort, wo viel Eis schmilzt, im polaren Sommer und dort wo die Gletscher-gesteigten Flüsse der Kontinente in das Meer fließen.

Je höher nun die Salzkonzentration im Wasser ist, desto dichter ist das Wasser und damit schwerer. Es sinkt ab, während leichteres, salzarmes Wasser aufsteigt. Insgesamt führen die Dichteunterschiede durch Salz und Temperatur im Ozeanwasser nicht nur zu vertikalem Austausch des Wassers innerhalb einer Wassersäule, sondern auch zu ausgedehntem horizontalem Transport, was deshalb oft als thermohaline Zirkulation bezeichnet wird. Das bedeutet soviel wie Wärme- und Salz-gestützte Zirkulation. Gestützt wird sie aber auch durch die globalen Windgürtel, die gemittelt überwiegend gleichmäßig in eine bestimmte Richtung wehen; dazu aber später mehr.

Die großen Ozeanströme zusammen genommen ergeben ein globales Förderband des Wassertransports, auf dem schon der bekannte Zeichentrick-Fisch Nemo einen Teil seiner Reise bestritt. Das Förderband trägt zwar traditionell den Namen thermohaline Zirkulation, jedoch spricht man in Teilbereichen wie dem Nordatlantikstroms heute eher von der meridionalen Umwälzzirkulation (Meridional Overturning Circulation, MOC), siehe Abbildung.

Die globale thermohaline Zirkulation lässt sich noch vielfach weiter in einzelne Strömungskreisläufe und Abschnitte unterteilen. Ein bekanntes Beispiel ist der Golfstrom. Er transportiert am Äquator erwärmtes Wasser in der oberen Schicht des Atlantiks. Das warme Wasser gelangt in Form des Nordatlantikstroms bis an die nordeuropäischen Küsten. Dort transportieren die Westwinde seine Wärme ins Landesinnere.

Das gestaltet insbesondere unser küstennahes Klima milder als an Küsten derselben Breite in anderen Gebieten, zum Beispiel Neufundland oder Alaska. Der Temperaturmittelwert unserer Breiten läge ohne Golfstrom also eigentlich wesentlich niedriger. Die Auswirkung zeigt sich zum Beispiel an den Bevölkerungszahlen: So wohnen in Mittel- und Nordeuropa etwa 300 Millionen Menschen, in Kanada aber nur etwa 30 Millionen und das bei gleicher nördlicher Breite zwischen etwa 50 und 60 Grad. Auch in der Vegetation wird das sichtbar: In Irland und Wales wachsen noch bestimmte Palmenarten, während Kanada von Nadelhölzern geprägt ist.

Der Nordatlantikstrom fließt weiter bis in polare Regionen und kühlt dort aus. Auf seinem Weg dahin sinkt das Wasser nach und nach ab und fließt in umgekehrter Richtung auf etwas nördlicherer Route zurück (siehe Abbildung) zum Äquator bis in den Südatlantik.

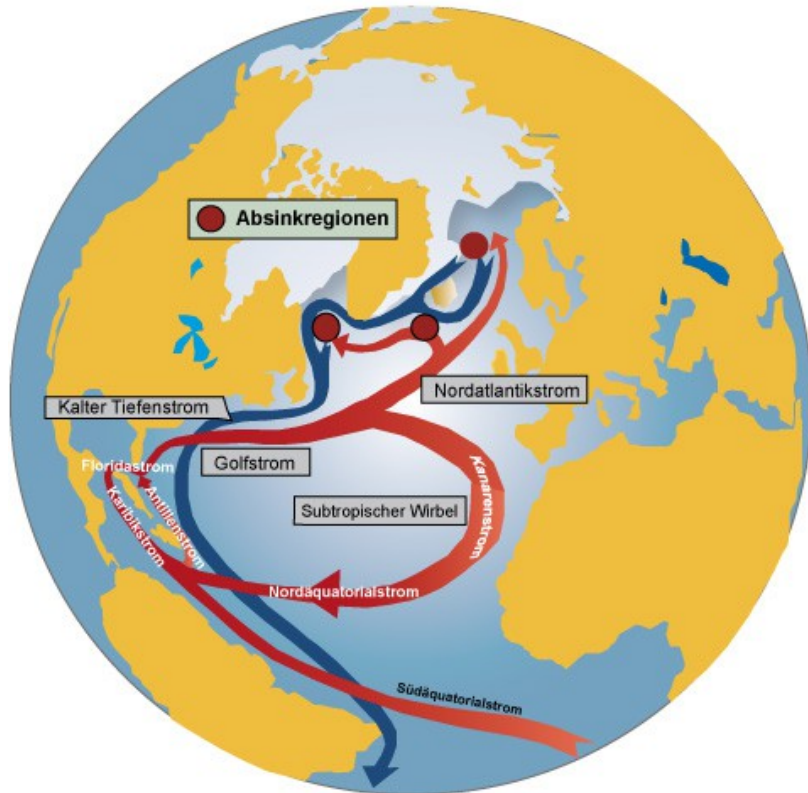


Abbildung 27: Wichtige atlantische Transportströme.³⁵

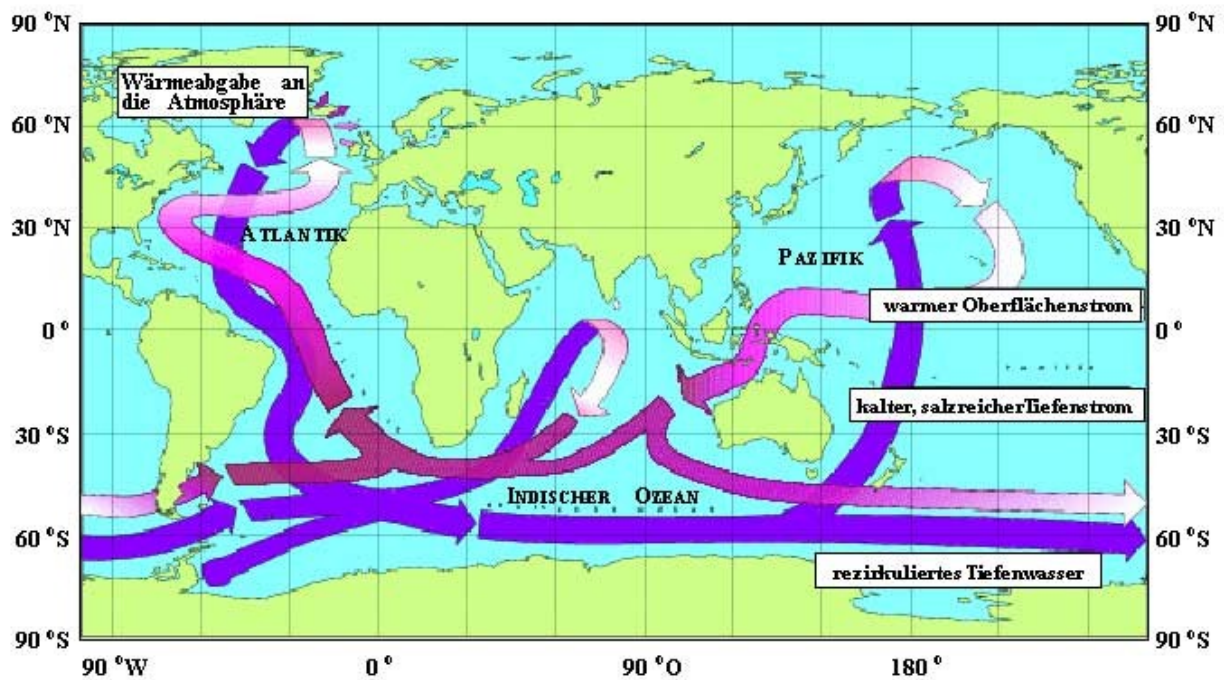


Abbildung 28: Das globale Förderband des Wasser- und Wärmetransports.³⁶

³⁵ Klimawiki Dieter Kasang (2008): Nordatlantikzirkulation, Abb. neu gezeichnet nach Detlef Quadfasel (2005): Oceanography: The Atlantic heat conveyor slows, Nature 438, 565-566, <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Nordatlantikzirkulation.jpg>

³⁶ Klimawiki Dieter Kasang (2008): Strömungssystem, aus Norbert Noreiks, Max-Planck-Institut für Meteorologie, nach Broecker, W.S. (1991): The great ocean conveyor, Oceanography 4, 79-91,

Die Rolle der Winde beim Antrieb des globalen Förderbandes ist etwas schwieriger zu lokalisieren, als die von Temperatur und Salz, welche lokal an die Stärke der Sonneneinstrahlung beziehungsweise an die Bildung von Meereis gebunden sind. Windgürtel gibt es überall auf der Erde. Ihre Rolle beim Wassertransport besteht vor allem darin leichtes Oberflächenwasser beiseite zu schieben, wodurch schwereres Tiefenwasser nach oben gesogen wird. Das schafft in der Tiefe wiederum Platz für neu absinkendes Wasser. Das Aufsteigen ist bei weitem nicht so stark lokalisiert wie das Absinken und geschieht großflächig verteilt³⁷. Darüber hinaus führen die Winde auch zu Wasseranstauungen an den Rändern der Kontinente. Dadurch wird das Wasser gezwungen an den Kontinentalrändern entlang auszuweichen. Das führt zugleich zum Auftrieb von kaltem Wasser an Kontinentalrändern außerhalb des globalen Förderbandes.

Nach Temperatur, Salz und Winden ist der letzte zu nennende Antrieb des Wassers die Gezeitenkraft. Sie wird durch den Mond und zu einem kleinen Anteil auch durch die anderen Himmelskörper, hervorgerufen. Ihre Masse übt eine Anziehungskraft aus, die wir als Ebbe und Flut beobachten können. Die so genannte Schwerkraft zieht die beweglichen Wassermassen der Erde an, genauso wie die Erde mit ihrer Schwerkraft uns selbst anzieht und auf dem Erdboden festhält oder genauso wie die Erde durch die Anziehungskraft der Sonne in ihrer Umlaufbahn gehalten wird.

Mond und Sonne üben bei Ebbe und Flut die weitaus größte Schwerkraft aus, während die anderen Planeten des Sonnensystems so weit entfernt sind oder im Vergleich so leicht sind, dass Ihr Einfluss nicht beobachtbar ist. Auch der Einfluss der Sonne ist verglichen mit dem des Mondes schon klein, jedoch noch deutlich sichtbar, wenn Sonne und Mond auf einer Linie zur Erde stehen und so besonders hohe Flutberge entstehen, auch bekannt als Springflut.

In der Summe bewirken Wärmeumsatz und -speicherung des Ozean insgesamt eine Erwärmung der Erdoberfläche. Die beschriebenen Prozesse führen dazu, dass viel mehr Strahlung in Wärme umgesetzt wird als an Land. Das gilt ganz besonders auf der Südhalbkugel, denn dort hat unserer Erde die größeren Ozeanflächen. Der Großteil des Wärmeumsatz auf der Südhalbkugel beschränkt sich dabei natürlich auf Oktober bis April, dem Sommer der Südhalbkugel.

Ozean im Klimawandel

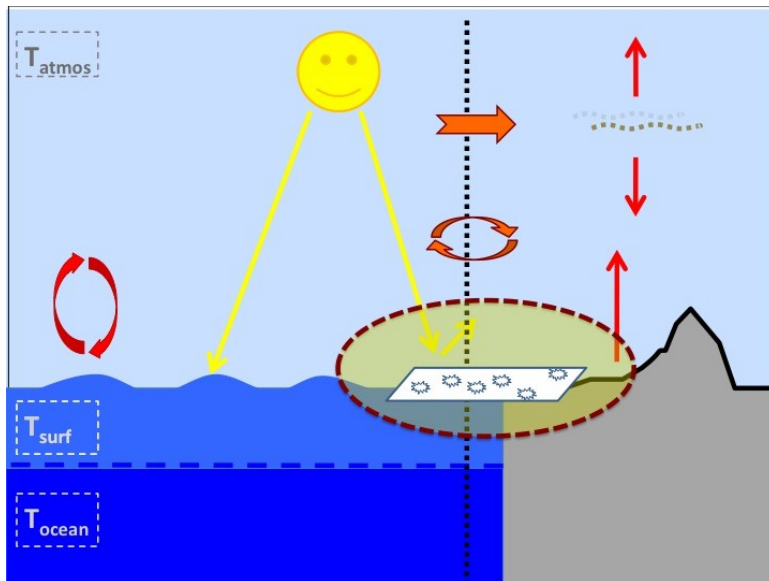
Im Vergleich zur Atmosphäre ist der Ozean ein sehr träges System. Er reagiert auf Klimaveränderungen aufgrund seiner schieren Masse und Wärmekapazität nur sehr zögerlich. Das spiegelt sich auch in der geringen Erwärmungsrate wider. Während sich die Atmosphäre seit der Industrialisierung um rund 1 Grad Celsius erwärmt hat, ist der Ozean in seinen oberen 700 m nur um 0,3 Grad Celsius wärmer geworden. Die Trägheit des Ozeans durch seine Wärmekapazität bremst so die Klimaerwärmung als Ganze. Das hat aber auch zur Folge, dass sich die Klimaerwärmung nicht von heute auf morgen abschalten lässt. Würde man heute die Zunahme an Treibhausgasen stoppen, würde das träge Gedächtnis des Ozeans in Form der bereits eingespeisten Wärme zu einer weiteren Erwärmung der Atmosphäre führen. Bis das Klima in einen Gleichgewichtszustand zurück fände, vergingen einige hundert Jahre. Eine ähnlich verzögernde Wirkung auf die Erwärmung hatten wir schon bei der Langlebigkeit des Kohlendioxids festgestellt.

<http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Stroemungssystem.jpg>

³⁷ [http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Meridionale_Umwälzzirkulation_\(MOC\)](http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Meridionale_Umwälzzirkulation_(MOC)), 21.07.2013

Eis und Schnee

Abbildung 29: Die Klimakomponenten Eis und Schnee im Klimasystem.



Nun wird der Ozean durch die festen Formen des Wassers ergänzt: Meereis, Gletscher, Schnee und polare Eiskappen.

Sie beeinflussen unser Klima vor allem durch die Eis-Albedo-Rückkopplung. Es handelt sich um eine positive Rückkopplung, das heißt, die Ausbreitung von Eis- und Schneeflächen bewirkt eine Abkühlung durch verstärkte Reflexion des Sonnenlichts. Die Abkühlung wiederum führt zu einer weiteren Ausbreitung der Eis- und Schneeflächen usw.

Umgekehrt: Schmelzen

Schnee und Eis und werden dadurch dunklere Flächen der Sonne ausgesetzt, wird mehr Sonnenenergie absorbiert und in Wärme umgewandelt. Die Wärme lässt wiederum noch mehr Schnee und Eis schmelzen. Und genau das passiert: In den Temperaturkarten der Erde im Treibhausgas-Kapitel lässt sich deutlich erkennen, dass sich die Klimaerwärmung bisher vor allem in den Polargebieten konzentriert. Folglich schmilzt das Meereis dort rapide unter dem beschleunigenden Einfluss der Eis-Albedo-Rückkopplung – ein Teufelskreis. Insbesondere im Sommer bedeckt weniger Meereis die Ozeane, so dass ganz neue Schifffahrtsrouten frei werden.

Speziell das Meereis hat noch einen weiteren Effekt auf das Klima. Die schon erwähnte Eis-Albedo-Rückkopplung kühlt die Polarmeere insbesondere im Sommer, wenn die Sonne relativ hoch am Horizont steht, aber stark vom Meereis reflektiert wird. Im Winter hat das Meereis jedoch auch einen wärmenden Effekt: Es isoliert den Ozean. Die im Sommer vom Ozean aufgenommene Wärme wird im Winter vom Meereis von der Atmosphäre abgeschirmt. Ohne Meereis würde der Ozean im Winter deutlich schneller abkühlen. Den isolierenden Effekt des Eises machten sich schon die Inuit beim Bau von Iglus zunutze.

So wie das Meereis den Ozean isoliert kann auch Schnee Landflächen isolieren. Davon profitiert vor allem die Tier- und Pflanzenwelt. Eine Schneedecke im Winter schützt davor, dass das Wasser im Boden und in Blättern und Wurzeln gefriert. Erst bei länger anhaltenden Lufttemperaturen unter 0 Grad Celsius hilft auch diese Isolierschicht nichts mehr, so dass auch Blätter, Wurzeln und Boden gefrieren.

Wie der Boden kann auch ein Wasserkörper bis in tiefe Schichten durchfrieren. Je niedriger die Lufttemperatur ist, desto stärker kühlt sich der Wasserkörper ab und bildet eine immer dickere Eisschicht an der Oberfläche. In flacheren Seen oder Teichen kann das dazu führen, dass der gesamte Wasserkörper gefriert. Da jedoch mit der Tiefe der Druck in der Wassersäule ansteigt, wird das Gefrieren eines tiefen Sees oder gar von Ozeanen erschwert. Denn ein erhöhter Wasserdruck senkt den Gefrierpunkt von Wasser herab.

Analog gilt das für den Salzgehalt. Je höher er liegt, desto kälter muss das Salzwasser werden, um zu gefrieren. Genau wie erhöhter Druck lässt auch erhöhter Salzgehalt die Dichte des Wassers steigen. Und je dichter Wasser ist, desto niedriger ist sein Gefrierpunkt. Zum Gefrieren müssen sich die Wasseratome in regelmäßig geformte Kristalle anordnen können. Der erhöhte Druck auf die Atome erschwert dies genauso wie Fremdkörper zwischen den Atomen, also Salz oder auch andere Stoffe. Sie müssen erst beiseite gedrängt und abgeschieden werden. Dabei wird das Salz entweder an das umliegende Meerwasser abgegeben oder in kleine Taschen hochkonzentrierter Salzlösung (Salzsole) im Meereis eingebaut.

Insgesamt kühlen Gletscher, Schnee und Meereis die Erde deutlich ab, denn der kühlende Effekt durch das Reflektieren des Sonnenlichts überwiegt den Wärmenden Effekt, der sich auf die Gebiete mit isolierenden Schnee- und Eisdecken (vor allem Meereis) beschränkt.

Meereisabnahme und Meeresspiegelanstieg

Die wechselhafte Eisbedeckung erklärt auch zu einem großen Teil die starken jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur in den Polargebieten. Die Ausdehnung von Meereis in der Antarktis schwankt zum Beispiel zwischen 18 und 3 Millionen km². Die Schwankungen in der Arktis sind etwas geringer, jedoch ist es über die letzten Jahrzehnte zu einer konstanten Abnahme der Fläche gekommen, welche wahrscheinlich der Klimaerwärmung zugeschrieben werden muss.

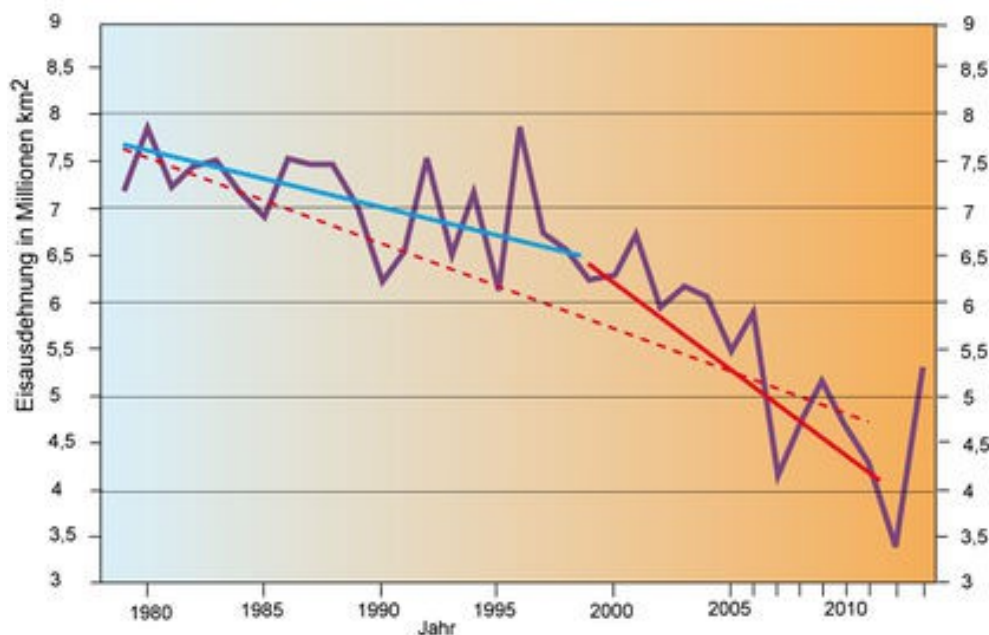


Abbildung 30: Die Meereisausdehnung der Arktis.³⁸

Zusätzlich verringert sich heutzutage auch noch das Reflexionsvermögen von Schnee und Eis durch menschliche Aktivitäten. Aerosole, Ruß und Staub legen sich vielerorts auf Gletscher-, Eis- und Schneeflächen und senken dort ihre Albedo. Dadurch nehmen sie mehr Sonnenstrahlung auf und schmelzen schneller ab, siehe Eis-Albedo-Rückkopplung.

³⁸ http://klimawiki.org/klimawandel/upload/thumb/Meereisausdehnung_arktis.jpg/420px-Klimawiki Dieter Kasang (2013): Meereisausdehnung Arktis, Eigene Darstellung nach [The National Snow and Ice Data Center: Sea Ice Index](#); temporäre Trends angelehnt an: J.C. Stroeve, et al. (2012): The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climatic Change* 110, 1005–1027, [Meereisausdehnung_arktis.jpg](#)

Während Meereis auf dem Ozean schwimmt und beim Abschmelzen den Meeresspiegel nicht erhöht, führen Eisschild-, Gletscherschmelze auf den Kontinenten zu einem Wasserzufluss, der den Meeresspiegel ansteigen lässt. Hinzu kommt der noch deutlich größere Effekt der thermischen Ausdehnung. Wird Wasser erwärmt, dehnt es sich aus genau wie derzeit die Ozeane, die immer mehr Wärme aus der Erderwärmung aufnehmen und abspeichern müssen. Insgesamt erhöht sich der Meeresspiegel so jährlich um drei Millimeter.

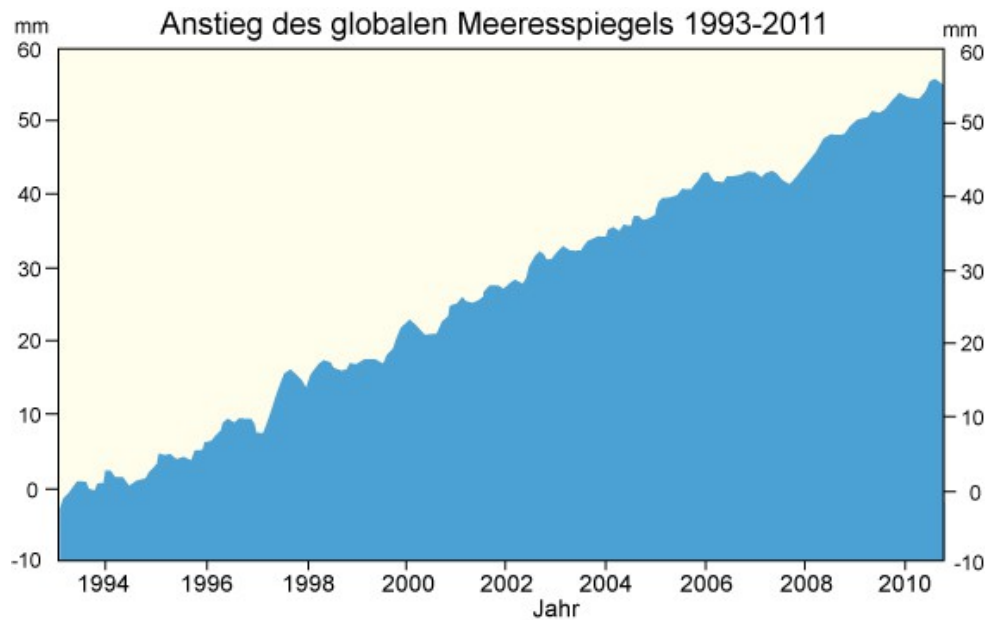


Abbildung 31: Der Anstieg des globalen Meeresspiegels. ³⁹

³⁹ Klimawiki Dieter Kasang (2011): Meeresspiegel global, Eigene Darstellung nach Cazenave, A., and F. Remy (2011): Sea level and climate: measurements and causes of changes, in: WIREs Climate Change 2, 647-662, http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Meeresspiegel_global_1993-2011.jpg

Biosphäre, Pedosphäre, Anthroposphäre

Vielleicht am schwersten zu modellieren ist die lebendige Sphäre unseres Planeten. Die Biosphäre lässt sich unterscheiden nach terrestrischer und mariner Biosphäre. Beide stehen im ständigen Austausch mit den anderen Sphären. Tiere, Pilze und Menschen atmen den Sauerstoff der Atmosphäre, Pflanzen produzieren ihn und nehmen das von den anderen abgeschiedene Kohlendioxid auf. Dieses Gleichgewicht ist verantwortlich für die gegenwärtige Zusammensetzung der Atmosphäre. Ursprünglich bestand sie hauptsächlich aus Kohlendioxid und Stickstoff, erst das pflanzliche Leben an Land und im Meer vor allem in Form von pflanzlichem Plankton (Phytoplankton) erhöhte den Sauerstoffanteil auf 21 Prozent. Auch die Konzentration der Treibhausgase Methan und Distickstoffoxid, wird durch Prozesse in der Biosphäre gesteuert.

Neben dem indirekten Einfluss durch Treibhausgase hat die Biosphäre auch direkte klimatische Auswirkungen. Eine dichte Bodenbedeckung bremst den Wind und fördert den Wasseraustausch durch Wasseraufnahme und Verdunstung. Ein großer Wald kann zudem auch große Mengen Wasser speichern, welches sonst die Flüsse anschwellen lassen oder unterirdisch abfließen würde. Die An- oder Abwesenheit eines großen Regenwalds kann ganze Niederschlagsmuster verändern.

Alle Lebewesen gemeinsam nehmen Nährstoffe aus der Biosphäre auf. Pflanzen sind vor allem auf Stickstoff- und Phosphor-Verbindungen angewiesen, die sie der Pedosphäre entziehen. Die Pedosphäre umfasst die lebendigen, im Austausch mit der Biosphäre stehenden, Böden. Der Austausch geschieht über die Wurzeln beziehungsweise bei Tier, Pilz und Mensch über den Umweg des Verzehrs der Pflanzen. Dabei stehen nicht mehr Stickstoff- und Phosphor-Verbindungen im Vordergrund, sondern Kohlenstoffverbindungen.

In Kombination mit der Sonne (Photosynthese) produzieren Pflanzen diesen für Menschen und Tiere wichtigen Nährstoff. Kohlenstoffverbindungen sind uns vor allem bekannt als Öle, Zucker und Stärke. In Kombination mit dem Atmen von Kohlendioxid sind die Pflanzen damit auch Hauptverantwortliche für den so genannten Kohlenstoffkreislauf zwischen Bio- und Pedosphäre. Die Kohlenstoffverbindungen geben sie an die Böden zurück, sobald sie verbrennen oder verzehrt und ausgeschieden werden oder im Herbst als Streu von den Bäumen fallen. Anteilig verteilt sich der Kohlenstoff zu

$\frac{35}{17}$ 67,5 Prozent auf den Boden,

$\frac{35}{17}$ 28,6 Prozent auf die lebende Vegetation und

$\frac{35}{17}$ 3,9 Prozent auf die Streu.⁴⁰

Je nach der aktuellen klimatischen Entwicklung können negative und positive Rückkopplungen dieses Gleichgewicht des Kohlenstoffkreislaufes auf globaler Ebene verändern. Bei der derzeitigen Klimaerwärmung dominieren positive Rückkopplungen, als Rückkopplungen, die sich gegenseitig verstärken, dabei auf Ihre Umwelt aber meist negative Auswirkungen haben.

Beispielsweise tauen in den Polargebieten zuvor dauerhaft gefrorene Böden (Permafrostböden) erstmals auf. Nach dem Auftauen startet die biologische Aktivität. Bakterien und andere Organismen beginnen organische Substanzen im Boden zu zersetzen, häufig unter Sauerstoffmangel. Dabei entsteht Methan, aber auch Kohlendioxid, dass zuvor in Kohlenstoffverbindun-

⁴⁰ Klimawiki (2013): Terrestrischer Kohlenstoffkreislauf,
http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Terrestrischer_Kohlenstoffkreislauf

gen gespeichert war. Diese Treibhausgase verstärken nun wieder die Klimaerwärmung und führen zu noch mehr auftauenden Böden. Eine positive Rückkopplung ist in Gang gesetzt. Taut der Boden tief genug auf, bis auf rund 150 Meter, können zudem Schichten mit so genannten Methanhydraten erreicht werden. Das ist in Eis eingeschlossenes Methan. Es existiert außer in den Permafrostböden auch ab etwa 300 Meter tiefe an den Kontinentalhängen der Ozeane. Da sich sowohl die Permafrostböden als auch die Ozeane erwärmen und damit die weit verbreiteten Methanhydrate auftauen, gast deutlich mehr Methan in die Atmosphäre aus, als bei einem stabilen Klima. Schätzungen sprechen davon, dass die Methanhydrate nach der Kohle (also vor Öl und Gas), die zweitgrößte fossile Energiequelle darstellt. Schwierigkeiten beim Abbau verhindern jedoch bisher die industrielle Nutzung.

In jedem Fall, ob nun das Methanhydrat industriell verbrannt wird oder ob es durch die Erderwärmung ausgast, führt es zu einer positiven Rückkopplung, welche die Klimaerwärmung verstärkt.

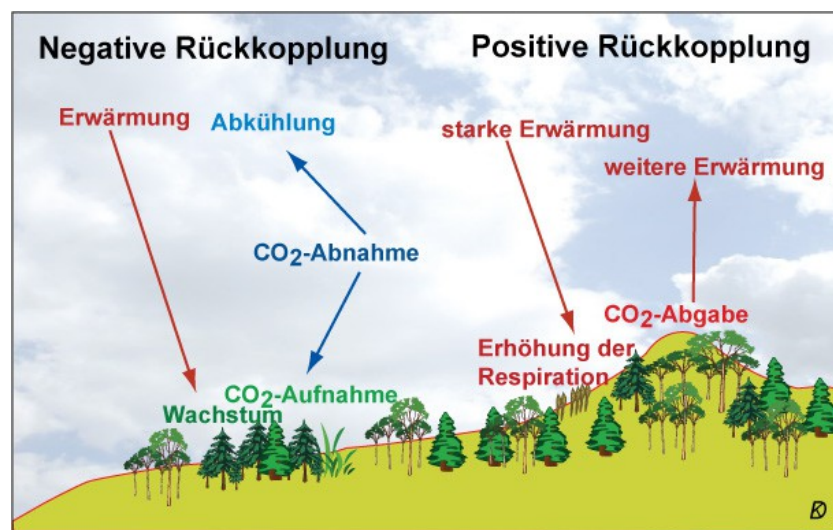


Abbildung 32: Negative und Positive Rückkopplungen zwischen Biosphäre und Pedosphäre.⁴¹

Vergleichbare Rückkopplungen können auch in Regenwäldern ablaufen. Stehen sie unter Temperaturstress und damit häufig einhergehenden Wassermangel, erhöht sich die biologische Aktivität. Insbesondere Abbauprozesse werden beschleunigt, da mehr Pflanzen absterben und die Bakterien und Pilze von höheren Temperaturen profitieren. Netto gast dann mehr Kohlendioxid aus dem Wald und seinem Boden aus, als in ihm durch Pflanzenwachstum gespeichert wird, was wiederum die Klimaerwärmung beschleunigt.

Die Pedosphäre, als Teil der Biosphäre, steht außerdem in starkem Austausch mit der Hydrosphäre. Nährstoffe werden vom Regen ausgewaschen. Ist der Wald krank oder wurde er gerodet, kann das Wurzelwerk bei einem starken Regenguss den Boden in Gänze verlieren. Er wird fortgewaschen. Seine Nährstoffe landen über Flüsse am Ende in Seen oder dem Meer. Bis ein Boden an Land nachgewachsen ist vergehen viele Jahre. Neue, anspruchslose Pflanzen müssen den nährstoffarmen, häufig sandigen Mutterboden besiedeln und neue Nährstoffe produzieren. Entsprechend wertvoll sind fruchtbare Böden für die Landwirtschaft. Um nicht Jahr-

⁴¹ Klimawiki Dieter Kasang (2008): Rückkopplung der Vegetation mit dem CO₂-Gehalt der Atmosphäre, http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Datei:Rueckkopplung_CO2.jpg

zehnte darauf warten zu müssen, dass ein ausgezehrter oder fortgewaschener Boden wieder Früchte tragen kann, wird immer mehr Kunstdünger eingesetzt, der die notwendigen Stickstoff- und Phosphorverbindungen liefert.

Andernfalls entsteht auf Dauer eine Wüste, da Niederschläge ausbleiben und die kühlende Wirkung des Waldes fehlt. Andererseits ermöglicht die Klimaerwärmung aber auch das Einwandern von Pflanzen und Tieren in zuvor zu kalte Gebiete, sei es in Richtung der Pole oder der Berggipfel. Findet die Klimaveränderung in einem gemächlichen Tempo statt, hat die Biosphäre weniger Probleme mitzuwandern als bei einem rapiden Klimawandel.

Auch in den sich erwärmenden Ozeanen müssen Tiere und Vegetation wandern. Korallen zum Beispiel bevorzugen eine Wassertemperatur, die im Winter nicht unter 18 Grad Celsius sinkt, aber auch auf zu hohe Temperaturen reagieren sie empfindlich. Die Korallen sterben, wenn die Temperatur um mehr als 0,8 bis 1 Grad Celsius über den mittleren Sommerwerten liegt und das mindestens 4 Wochen lang anhält. Der Klimawandel übt zudem auf drei weiteren Fronten Druck auf die Korallenriffe aus. Zum einen löst sich mehr Kohlendioxid aus der Atmosphäre im Ozean in Form von Kohlensäure. Das macht den Ozean saurer, was den Aufbau von Kalkskeletten erschwert, auf denen die Riffe basieren. Zum anderen steigt der Meeresspiegel. Da Korallen auf Licht angewiesen sind, kommen sie nur im flachen Wasser vor und müssen bei steigendem Meeresspiegel Richtung Küste wandern. Zuletzt erhöht die Klimaerwärmung die Sturmintensität und damit die direkte Beschädigung der Korallen durch Abbruch und Abrieb bei verstärktem Wellengang.

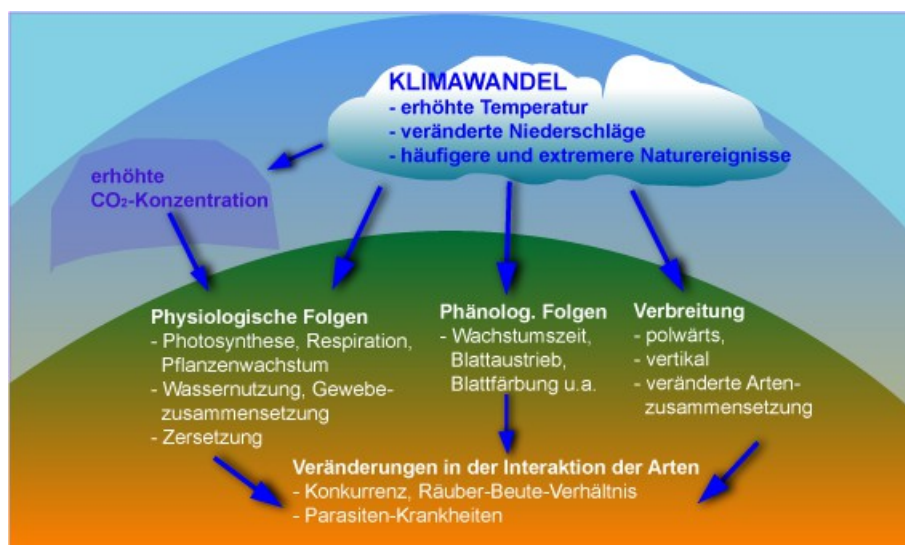


Abbildung 33: Folgen des Klimawandel für die Biosphäre.⁴²

All diese Rückkopplungen, Austauschprozesse, chemischen und physikalischen Umsetzungen und Veränderungen korrekt zu modellieren und in ihrer Quantität abzuschätzen ist enorm schwierig. Es fehlt vor allem an Messdaten zu den exakten Ausmaßen dieser Stoffflüsse. Flächendeckend ließen sie sich nur per Satellit erfassen, das ist aber schwierig für alle Prozesse die unterhalb des Blätterdachs oder gar im Erdboden stattfinden. Entsprechen muss man sich

⁴² Klimawiki Dieter Kasang (2009): Ökosystem Folgen, Verändert nach Hughes, L. (2000): Biological consequences of global warming: is the signal already apparent?, Trends in Ecology & Evolution, 15, 56-61, http://klimawiki.org/klimawandel/index.php/Datei:Oekosystem_folgen.jpg

auf wenige Messungen an neuralgischen Punkten konzentrieren und versucht die dort gewonnenen Erkenntnisse auf die Fläche zu übertragen.

Kommt nun noch der Mensch hinzu, der das Land mit Stickstoff düngt, Wald rodet, Flüsse umleitet, Monokulturen züchtet, Minen aushebt, Böden umpflügt, Städte auf ihnen erbaut usw. wird das System Biosphäre noch einmal deutlich komplexer. Strenggenommen zählt der Mensch nicht mehr zur Biosphäre, weil seine Einflusskraft zu groß geworden ist. Er erhält seine eigene Anthroposphäre und genau deren Entwicklung beziehungsweise die Entscheidungen der Menschen vorherzusagen ist ein Hauptproblem für Klimaprognosen. Der technische Fortschritt, die wirtschaftliche Aktivität und die Psychologie des Menschen sind die zentralen Steuerelemente zum Beispiel für den Ausstoß von Treibhausgasen, aber auch für die Veränderung der Landnutzung oder des Stickstoffkreislaufes durch Düngung.

D) Übertragung in ein Modell

Die aktuelle Erdtemperatur modellieren: Wie ist das möglich?

Um zu verstehen, wie es zur aktuellen Temperatur auf unserer Erde kommt und wie sie sich entwickeln wird, müssen wir mindestens wissen, wie viel Sonnenstrahlung den Planeten erreicht und wie viel Wärmestrahlung ihn wieder verlässt. Dies nennt man die Energiebalance der Erde. Einfache Klimamodelle wie das MSCM konzentrieren sich ganz besonders auf die Nachbildung der damit zusammenhängenden Prozesse.

Verändert etwas die Energiebalance, wie zum Beispiel mehr Treibhausgase in der Atmosphäre, so verlässt weniger Wärme den Planeten – für eine gewisse Zeit. Pendelt sich die Treibhausgaskonzentration ein, dann pendelt sich auch die Energiebalance wieder ein und die Temperatur verbleibt auf dem höheren Niveau. Lässt man nun einen Vulkan ausbrechen und Staub in die Atmosphäre blasen, kühlt sie solange ab, bis sich der Staub buchstäblich wieder gelegt hat.

Um eine reine Strahlungsbilanz zu modellieren braucht es nicht viel. Eine Strahlungsquelle wie die Sonne, dazu einen einzelnen Punkt der Erdoberfläche und die Strahlungsmenge, die er aufnimmt (absorbiert) oder reflektiert, sowie die Durchlässigkeit der Atmosphäre für eingehende und zurückgeworfene Strahlung.

Dies ist die einzige Schraube an der man dreht: Die Durchlässigkeit. Denn die Sonneneinstrahlung ist vergleichsweise konstant und kann von uns Menschen ohnehin nicht reguliert werden. Ganz anders die Durchlässigkeit der Atmosphäre: Sie wird durch den Staub der Vulkanausbrüche verändert, aber auch durch Treibhausgase. Treibhausgase gelangen seit der Industrialisierung vermehrt durch menschliche Emissionen in die Atmosphäre, es gibt sie dort jedoch vor allem von Natur aus. Ohne die natürlichen Anteile der Treibhausgase, von denen Wasserdampf mit Abstand den größten stellt, wäre die Erde um 33 Grad Celsius kälter und Leben wie wir es kennen nicht möglich.

Ein Klimamodell, das also den natürlichen und den menschlichen Treibhauseffekt berücksichtigt und somit die Durchlässigkeit der Atmosphäre für die Sonnenstrahlung berücksichtigt, liefert schon ein recht genaues Bild der globalen Mitteltemperatur. Ein wichtiger Schritt auf dem Weg zu unserem Klimamodell der Erdoberflächentemperatur.

Die globale Mitteltemperatur zu kennen, reicht aber in der Regel nicht. Wir wollen ja ein

möglichst realistisches Modell, dass auch die regionalen Temperaturunterschiede korrekt zeigt. Zumindest sollen die verschiedenen Klimazonen von den Polen bis zu den Tropen modelliert werden. Die Pole sollen kälter sein als die Tropen und auch der Ozean soll generell kühler sein als die Landflächen. Dazu muss dieses Energiebilanz-Modell noch eine Stufe komplexer gestaltet werden. Man fügt Ozeane und Kontinente ein und bedeckt sie an den richtigen Stellen mit Eis und Vegetation. Dann gibt man der Erde einen Schubs und lässt sie wie in der Realität um sich selbst rotieren, mit einer zur Sonne geneigten Achse und zusätzlich mit einer elliptischen Umlaufbahn um die Sonne. Und voilà: Man hat regional verschiedene Temperaturen und Jahreszeiten erschaffen.

Die Temperaturfehler die das Modell am Ende immer noch hat, sind je nach Zeit und Ort verschieden. Um mit einem fehlerhaften Modell dennoch einen vorsichtigen Blick in die Zukunft zu wagen, benötigt es Korrekturen: Dazu wird jeder Ort an jedem Tag – den das Modell für ein Referenzjahr berechnet hat – mit Messdaten verglichen. Die Differenz wird addiert oder subtrahiert, so dass das Modell den Messungen in diesem Jahr entspricht. Nun lässt man es in die Zukunft rechnen und addiert und subtrahiert weiter die eben ermittelten Korrekturwerte.

Physikalisch gesehen, ist das nicht ganz korrekt. Die notwendigen Korrekturen können sich in der Zukunft ändern, wenn das Klima andere Muster aufweist und ein Jahr zum Beispiel ganz andere Extreme aufweist, wie eine starke Hitzewelle, die es im Referenzjahr nicht gab. So eine Hitzewelle wird vom Modell womöglich ungleich schlechter dargestellt, als gewöhnliche Sommertemperaturen, so dass die Korrekturen zu kurz greifen. Dennoch ist man ohne Korrekturen noch einmal deutlich schlechter dran als mit ihnen. Und deshalb lassen sie sich jederzeit hinzu schalten, ganz nach Bedarf.

Im Hintergrund des Modells werkeln physikalische Gleichungen. Sie berechnen die Oberflächentemperaturen und sind mathematisch komplex. Um etwas über das Klimasystem zu lernen und es besser zu verstehen, benötigen wir jedoch keine Gleichungen. Wir schauen uns an, was beim Modell quasi hinten raus kommt und fügen je nach gewünschtem Realismus Komponenten hinzu oder schalten sie ab. Die dann zu beobachteten Veränderungen helfen uns verstehen. Genau dafür ist das MSCM wie geschaffen. So lassen sich zum Beispiel Ozean oder Atmosphäre abschalten. Ihr Einfluss auf die Temperatur wird sofort dargestellt und schon versteht man besser, wie sie wirken. Bei eingehender Beschäftigung mit dem Thema lässt sich auch verstehen, warum sie so wirken.

Realistische Klimamodelle und Szenarien

Folgende Abbildung zeigt grob die historische Entwicklung der Klimamodellierung: Eine Komponente nach der anderen wurde hinzugefügt, um das Klimasystem zu komplettieren. Am Ende steht ein so komplexes Modell, das es auch feinste Nuancen des Klimasystems auf wenige Kilometer genau darstellt. Das wird anhand von Messungen gegengeprüft.

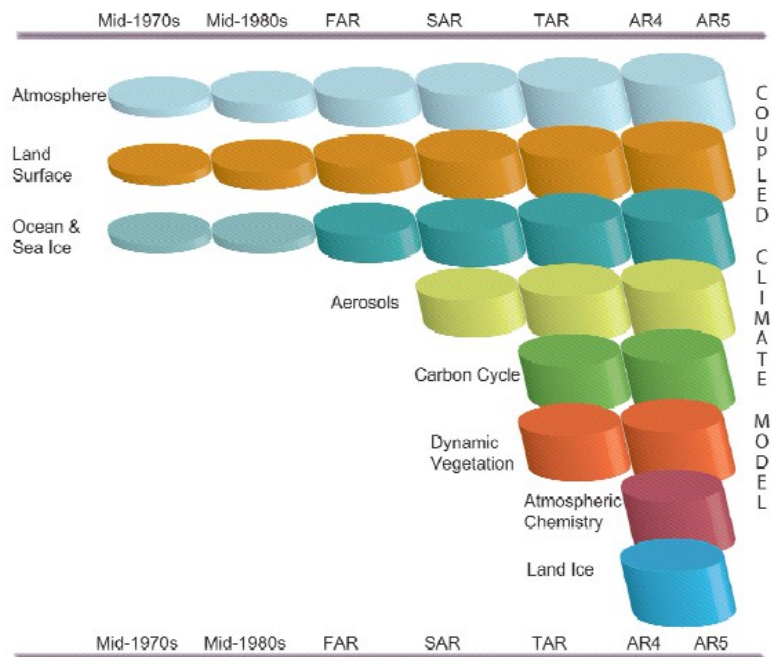


Abbildung 34: Chronologie der Klimamodellentwicklung.⁴³

Historie realistischer Klimamodelle für die Berechnung der Zukunft

Klimamodelle lassen sich wie in der vorigen Abbildung nach ihrer Prozess-Komplexität einteilen⁴⁴. Man begann mit der Modellierung der wichtigsten Prozesse der Atmosphäre bereits Anfang der 60er-Jahre. Man nannte diese Modelle allgemeine Zirkulationsmodelle beziehungsweise *General* oder *Global Circulation Models*, abgekürzt GCMs. Heutzutage steht diese Abkürzung meist für *Global Climate Model*.

Von den ersten Atmosphärenmodellen unabhängig existierten Ozeanmodelle. Sie berechneten die Wassertemperaturen in verschiedenen Tiefen. Die fertigen Berechnungen wurden dann an die Atmosphärenmodelle weitergegeben, damit diese die Lufttemperaturen realistischer berechnen konnten. Während das Atmosphärenmodell rechnete, konnte sich aber die Ozeantemperatur nicht mit anpassen. Die einmal eingespeisten Ozeantemperatur blieb statisch – nur die Lufttemperatur konnte sich ändern, sie war dynamisch.

Anfang der 80er-Jahre gelang es Ozeanmodelle an die 3-dimensionalen Atmosphärenmodelle direkt anzukoppeln. Das heißt, wenn sich die Luft an einer Stelle erwärmte, spiegelte sich das auch sofort in der Wassertemperatur darunter wieder. Beide Komponenten konnten also während eines Modelllaufs dynamisch aufeinander reagieren. Gleiches geschah mit Modellen für die Landoberfläche. Auch sie wurden nach und nach mit dem Atmosphärenmodell gekoppelt und immer weiter ausgebaut. Die Kopplung der verschiedenen Modellkomponenten wird in Abbildung nicht dargestellt, jedoch die Zunahme der Komplexität jeder einzelnen Komponente anhand der Höhe der Zylinder.

Die ersten gekoppelten Land und Ozeanmodelle waren noch stark vereinfacht, um die knappe

⁴³ Latif (2007): „Klimawandel und Klimadynamik“, S. 10, beziehungsweise im neuen IPCC-Bericht, Figure 1.13

⁴⁴ Ein zweite Möglichkeit sich der Einteilung verschiedener Klimamodelle zu nähern ist ihre räumliche Komplexität. Näheres dazu im Anhang.

Rechenkraft der damaligen Computer nicht zu überfordern. Anfangs modellierte man deshalb nur einen flachen, wenige Meter tiefen Ozean. Die Zirkulation und der Austausch mit dem Tiefen Ozean folgte später. Auch die Landoberfläche war vereinfacht. Es wurde zunächst nur betrachtet wie stark sie Sonnenstrahlung reflektierte oder aufnahm, abhängig von ihrer Bedeckung. Die Bedeckung wie beispielsweise durch Pflanzen veränderte sich nicht mit den Jahreszeiten und auch Austauschprozesse zwischen Boden und Atmosphäre musste man vorerst weglassen.

Für viele Anwendungszwecke wie die Klimaprojektion der Zukunft waren die Ergebnisse so stark vereinfachter Modelle nicht ausreichend. So fügte man immer weitere Prozesse hinzu wie die Aerosolen oder die dynamische Vegetation, die mit den Jahreszeiten wächst und vergeht. Auch chemische Reaktionen in der Atmosphäre wurden ergänzt, genauso wie Gebirgsgletscher und die Eiskappen von Grönland und Antarktis etc. Zudem versuchte man die Auflösung der Modelle zu erhöhen. Zunächst ließen sich Temperaturen, Luftfeuchte usw. nur an Punkten mit einem Abstand von jeweils beispielsweise 500 km berechnen. Heutzutage hat man diesen Abstand auf etwa 50 km verfeinert. Für eine weitere Verfeinerung fehlt immer noch die Rechenleistung und deshalb bedient man sich eines Tricks. Anstatt immer das Klima des gesamten Globus zu berechnen, schneidet man sich ein besonders interessantes Gebiet heraus und berechnet dies zusätzlich in einer verfeinerten Auflösung von zum Beispiel 5 km. Das ist insbesondere interessant für lokal agierende Interessenten wie Land- und Forstwirte. Diese müssen wissen was eine globale Temperaturerhöhung lokal für Auswirkungen hat. Dieser Typus Klimamodell nennt sich *Regional Climate Model*, abgekürzt RCMs in Abgrenzung zu den *Global Climate Models* beziehungsweise GCMs.

Mit Beginn des neuen Jahrtausends erblickte ein dritter Modelltyp das Licht der Welt: Die Erdsystemmodelle oder ESMs. Sie streben ein hehres Ziel der Klimaforschung an. Sie wollen die Erde inklusive dynamischer Einflüsse der Menschheit modellieren. Modelle zu Bevölkerungswachstum, wirtschaftlicher Aktivität, Städtebau und Soziologie bis hin zur Psychologie existieren zwar, sind aber noch nicht in die Klimamodelle integriert. Da jene so schwer zu modellieren sind bedient man sich unterschiedlicher Szenarien, um alle Entwicklungsmöglichkeiten abzudecken – dazu mehr im folgenden Abschnitt.

Die Komplexität heutiger Klimamodelle ist so hoch, dass ganze Forschungsinstitute an ihnen arbeiten. Neben der Temperatur können auf ihrer Grundlage auch Veränderungen großräumiger Wind- und Meeresströme abgeschätzt werden; oder auch der Meeresspiegelanstieg. Das ermöglicht Küstenstädten Anpassungsmaßnahmen zu planen.

Alles in allem ist die Klimaforschung heute an einem Punkt angelangt, an dem sie immer größeren Bedarf auch an weniger komplexen Modellen hat. Denn die vielen komplexen Modellen werden nur noch von wenigen Menschen vollständig verstanden. Hier leisten einfache Modelle wie das MSCM ihren wertvollen Beitrag, um gezielt Grundlagen zu vermitteln. Seine Einfachheit kann faszinierend sein und die weiterführende Beschäftigung mit dem brandaktuellen Thema Klimawandel fördern.

Szenarien

Im vorigen Abschnitt wurde die Entwicklung bis zu einem komplexen und an Messungen geprüften Modell beschrieben. Mit einem geprüften Modell darf man auch mit Fug und Recht Projektionen für die Zukunft erstellen. Eine Projektion in der Klimaforschung ist so etwas wie eine Wetterprognose für das Klima, aber doch etwas ganz anderes. Vom Wetter weiß man zumindest für einen kurzen Zeitraum wie es sich mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit entwickeln wird. Vom Klima wissen wir das nur begrenzt. Denn wir können nicht vorhersagen,

welche Klimapolitischen Entscheidungen die Menschheit treffen wird und welche technologischen Entwicklungen ihr zum Beispiel helfen, die Treibhausgasmenge in der Atmosphäre zu reduzieren. Um diesen Unterschied deutlich zu machen spricht die Klimaforschung von Projektionen statt von Prognosen. Zusammengefasst: Bei einer kurzfristigen Wetterprognose können sozioökonomische Entscheidungen der Menschen außer acht gelassen werden, bei den langfristigen Klimaprojektionen nicht. Das macht sie so schwierig.

Da unbekannt ist, wie die Menschen sich in Zukunft verhalten, werden möglichst viele verschiedene Projektionen erstellt. Den unterschiedlichen Projektionen sind so genannte Szenarien der menschlichen Entwicklung zugrunde gelegt. Beispielsweise ein Szenario, in dem sich umweltfreundliche Technologien und Politiken durchsetzen und ein gegenteiliges. Beide werden als gleich wahrscheinlich angesehen und zeigen in der jeweiligen Klimaprognose dann, wie das Klima unter diesen Umständen in der Zukunft aussähe. Die auf Szenarien basierenden Klimaprojektionen zeigen also viele denkbare Zukünfte, während die Wetterprognose eine einzelne, möglichst exakte Zukunft zeigt.

Die Projektionen sind unabhängig von den Szenarien immer fehlerbehaftet und werden es aufgrund der notwendigen Vereinfachungen in den Modellen immer bleiben. Jedoch lässt sich aus den vielen verschiedenen existenten Klimamodellen ein Mittelwert je Szenario errechnen, der schon eine gewisse Sicherheit bietet.

Nur die noch komplexeren, anvisierten ESMs könnten Szenarien eines Tages vielleicht unnötig machen. Denn die ESMs wollen letztendlich die bisher per Szenario abgedeckten Abschätzungen von Bevölkerungswachstum und wirtschaftlicher Entwicklung integrieren.

Anhang – Die ersten Jahre der Klimamodellierung

Denn die physikalischen Gleichungen, auf denen die Modelle basieren, umfassen 0 bis 3 Dimensionen. Je geringer die Anzahl der Dimensionen ist, desto unrealistischer fällt das Modell aus, je höher, desto realistischer. Die Anzahl der benötigten Dimensionen wird durch die Aufgabenstellung der Wissenschaftler vorgegeben, aber auch durch die ihnen zur Verfügung stehende Computer-Rechenkapazität.

Die historische Entwicklung der Klimamodellierung lässt sich in den ersten Jahren gut anhand der Anzahl der dargestellten drei räumlichen Dimensionen nachvollziehen. Entgegen der Intuition folgte die historische Entwicklung nicht dem Schema: Nach und nach mehr Dimensionen also vom 1- zum 3-dimensionalen Modell. Tatsächlich war es so, dass die Wissenschaftler den Wert von weniger komplexen Modellen mit nur wenigen Dimensionen erst später erkannten.

Das erste Klimamodell entwickelte Norman Phillips 1956. Es war ein so genanntes 2,5-dimensionales Modell, ein EMIC. Das steht für *Earth modeling with intermediate complexity*, also einer mittleren Komplexität.

Anfang der 1960er Jahre folgten 1-dimensionale Modelle, so genannte Strahlungs-Konvektionsmodelle. Sie halfen dabei zu verstehen, worauf das Klima besonders sensibel reagiert.

Schon 1963 entstand das erste vollwertige 3-dimensionale Modell der Atmosphäre, andere Sphären wie Ozean und Vegetation fehlten noch. Diesen ersten 3-dimensionalen Modelltyp taufte man AGCM, zumeist übersetzt mit *atmosphärisches Modell der allgemeinen Zirkulation*.

Das erste 0-dimensionale Energiebilanzmodell folgte 1969. Wie soll man sich 0 Dimensionen vorstellen? Ähnlich wie bereits im Abschnitt A2 beschrieben: Man benötigt eine punktförmige Sonne, dazu einen einzelnen Punkt der Erdoberfläche, wie viel Strahlung er reflektiert und dazwischen eine dämpfende Atmosphärenschicht. Das war es im Großen und Ganzen. Aber selbst aus so einem einfachen Modell kann die Wissenschaft noch wertvolle Schlüsse ziehen. Das Modell dient der Berechnung des Gesamtenergieflusses des Systems: Was geht rein, was geht raus, abhängig davon wie durchlässig man die Atmosphäre einstellt. Zieht man an der Schraube der Durchlässigkeit an, indem man mehr Kohlendioxid in das System entlässt, so lässt sich damit schon die Erderwärmung nachstellen, auch als Treibhauseffekt bekannt.

1970 folgte ein erstes 2-dimensionales Modell, ein so genanntes statistisch-dynamisches. Anfang der 80er-Jahre wurden erste Ozeanmodelle an die 3-dimensionalen Atmosphärenmodelle gekoppelt. Die Komplexität heutiger GCMs ist so hoch, dass ganze Forschungsinstitute an ihnen arbeiten.

Hauptquellen

maths-simpleclimatemodel-dev.maths.monash.edu

users.monash.edu.au/.../dommenget.and.floeter.greb.paper.cdym2011.pdf

users.monash.edu.au/.../dommenget.climate.dynamics.lecture.notes.pdf

www.klimawiki.org

www.ipcc.ch