
Ozeanströmungen im Klimasystem

Themenheft zu den Grundlagen des Klimawandels

© Marc Eyer, 2009

Abteilung Physik, Gymnasium Neufeld, Bern

1 Verteilung der Sonnenenergie auf der Erde

Die Erde wird von der Sonne dauernd mit einer Leistung von etwa 10^{17} Watt beschienen. Verteilt man diese Leistung auf die Querschnittsfläche, mit welcher sich die Erde der Sonnenstrahlung „in den Weg“ stellt, ergibt das pro Quadratmeter etwa eine Leistung von 1360 Watt. Diese Zahl heisst auch Solarkonstante S_0 (→Arbeitsheft *Der Treibhauseffekt*). Davon wird ein beträchtlicher Teil von der Atmosphäre aufgehalten. Im Maximum trifft eine Intensität von ca. 1000 W/m^2 auf die Erdoberfläche. Dies gilt aber nur für Flächen, auf welche die Sonnenstrahlung senkrecht einfällt. Da aber die Erde eine Kugel ist, trifft dies nur für die Oberfläche in Äquatornähe zu.

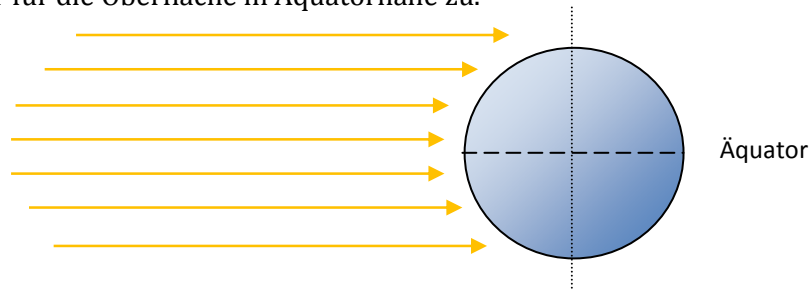


Abbildung 1: Die Exposition der Erde gegenüber der Sonneneinstrahlung im Herbst oder Frühling.



1. Berechne den Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung am Mittag des 21. Juni genau am Äquator und am Mittag des 21. Dezembers bei uns (ca. 47° Nord). Beachte, dass die Erde gegenüber der Richtung zur Sonne um 23.5° geneigt ist. Mache dazu eine Skizze! Berechne jeweils die Strahlungsintensität (Watt pro Quadratmeter) für die entsprechenden Situationen!

Die Verteilung der Sonnenenergie auf der Erde ist also ungleich. Die äquatorialen Gebiete erhalten ständig viel mehr Sonnenenergie als die polaren Regionen.

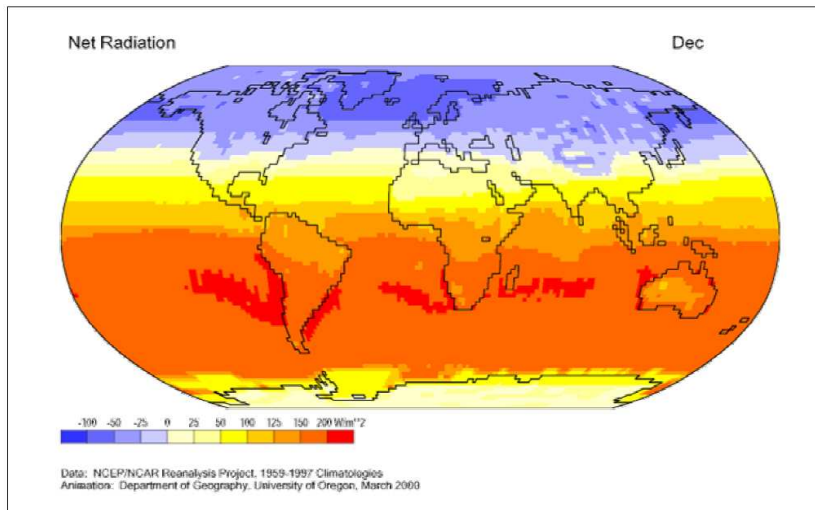


Abbildung 2: Computersimulation der Intensität der Sonneneinstrahlung im Dezember. Die Intensitäts-Angaben zu den Farben entsprechen der Abweichung von einem globalen Mittelwert. (Quelle: Global Climate Animations: http://geography.uoregon.edu/envchange/clim_animations)

2 Wasser als Wärmespeicher

Der Planet Erde befindet sich in einer äusserst günstigen Distanz von der Sonne, so dass der Stoff Wasser in all seinen drei Aggregatzuständen vorkommen kann. Dies ist eine Grundvoraussetzung für das Leben in seiner uns bekannten Form!

Wasser ist in vieler Hinsicht ein besonderer Stoff. Unter vielen anderen besonderen Eigenschaften hat Wasser eine ausserordentlich hohe *spezifische Wärmekapazität* c_w . Das bedeutet, dass viel Energie nötig ist, um Wasser um ein Grad Kelvin (bzw. °Celsius) zu erwärmen. Die spezifische Wärmekapazität von Wasser beträgt:

$$c_w = 4182 \frac{\text{Joule}}{\text{kg} \cdot \text{Kelvin}}$$

Um ein Kilogramm Wasser um ein Kelvin (oder °Celsius) zu erwärmen sind also eine Energie von 4182 Joule nötig. Umgekehrt muss man dem Wasser aber auch diese Energie entziehen, damit es sich um ein Grad Celsius abkühlt. Vergleichst du diese Energiemenge mit jener, die nötig ist um andere Stoffe zu erwärmen, bzw. abzukühlen, so stellst du fest, dass diese bei flüssigem Wasser ausserordentlich hoch ist. Achtung, Meerwasser hat gegenüber Süsswasser eine leicht verminderte spezifische Wärmekapazität. Sie beträgt **3900 Joule/kg K**.



2. Schlage in einer Formelsammlung die spezifische Wärmekapazität der folgenden Stoffe nach: Silber, Stein, Luft, Eis, Wasserdampf.

Die Eigenschaft, dass Wasser seine Temperatur nur sehr träge ändert, das heisst, dass ihm sehr viel Wärmeenergie zu- oder abgeführt werden muss, um eine Temperaturänderung hervorzurufen, macht das Wasser zu einem prägenden Faktor für das Klima!



3. Warum sind die Britischen Inseln bekannt für ihre milden feuchten Winter und ihre eher kühlen Sommer? Warum wird es in der Wüste am Tag bis zu 50 °C heiss, während die Temperaturen in der Nacht manchmal unter den Gefrierpunkt fallen?

Wasser ist also ein exzellenter Wärmespeicher (was übrigens in der Heiztechnik auch ausgenutzt wird!). Und noch viel mehr Energie kann in Wasser gespeichert werden, wenn man es verdampft. Denn die Energie, die nötig ist um 100°C heisses flüssiges Wasser in 100°C heissen Dampf zu verwandeln beträgt mehr als 2 Millionen Joule pro Kilogramm! Man nennt diesen Wert die *spezifische Verdampfungswärme*. Vorsicht also vor Wasserdampf! 1 kg 100°C heisser Wasserdampf enthält viel mehr Energie als 1 kg 100°C heisses flüssiges Wassers!

3 Wärmetransport durch Strömungen

Das Energiegefälle zwischen den äquatorialen Gebieten und den Polen führt rund um den Globus zu einem *Wärmetransport* von den mit Energie bevorzugten Gebieten hin zu den benachteiligten.

Das am besten geeignete Medium um viel Energie zu transportieren ist das Wasser.

- Erstens hat es eine sehr hohe spezifische Wärmekapazität, wie auch eine hohe spezifische Verdampfungswärme,
- zweitens kann es bei den auf der Erde vorkommenden Temperatur- und Druckbedingungen gleichzeitig in den Aggregatzuständen fest, flüssig und gasförmig vorkommen.

In Form von flüssigem Wasser und von Wasserdampf werden rund um den Globus riesige Mengen an Energie transportiert. Einer der größten Wärmeströme auf der Erde ist der Transport von Warmwasser im Atlantik von Süden nach Norden. Auf 24.5° N erreicht dieser Wärmestrom ein Maximum von etwa 1.3 Petawatt (10^{15} Watt). Das entspricht etwa 25% des gesamten Wärmestroms auf der Erde überhaupt.

Rund 50% des Energieaustauschs erfolgt aber über die Atmosphäre. Das Windsystem rund um die Erde verschiebt viel Wasserdampf und damit sogenannte *latente Wärme* in kühlere Regionen.

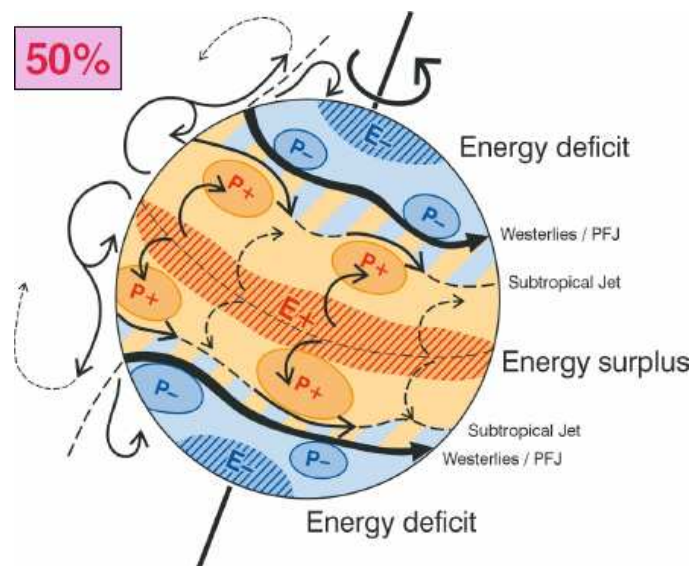


Abbildung 3: Die Windsysteme rund um den Globus machen etwa 50% des Wärmetransportes auf der Erde aus. (Quelle: Oeschger Centre, Climate Change Research, Uni Bern)

Die Rotation der Erde und die daraus folgende *Corioliskraft* (→Arbeitsheft *El Niño und co.*) bewirken, dass der Energieausgleich nicht auf direktem Wege erfolgen kann. Es kommt zu komplizierten globalen Zirkulationsmustern. Die *Westwinddrift* in unseren Breiten, die *Passate* und *Monune*, die das Klima anderer Regionen prägen sind Phänomene dieses Zirkulationsmusters.

4 Ozeanströmungen

Strömungen im Oberflächenozean werden hauptsächlich durch die Windsysteme angetrieben.

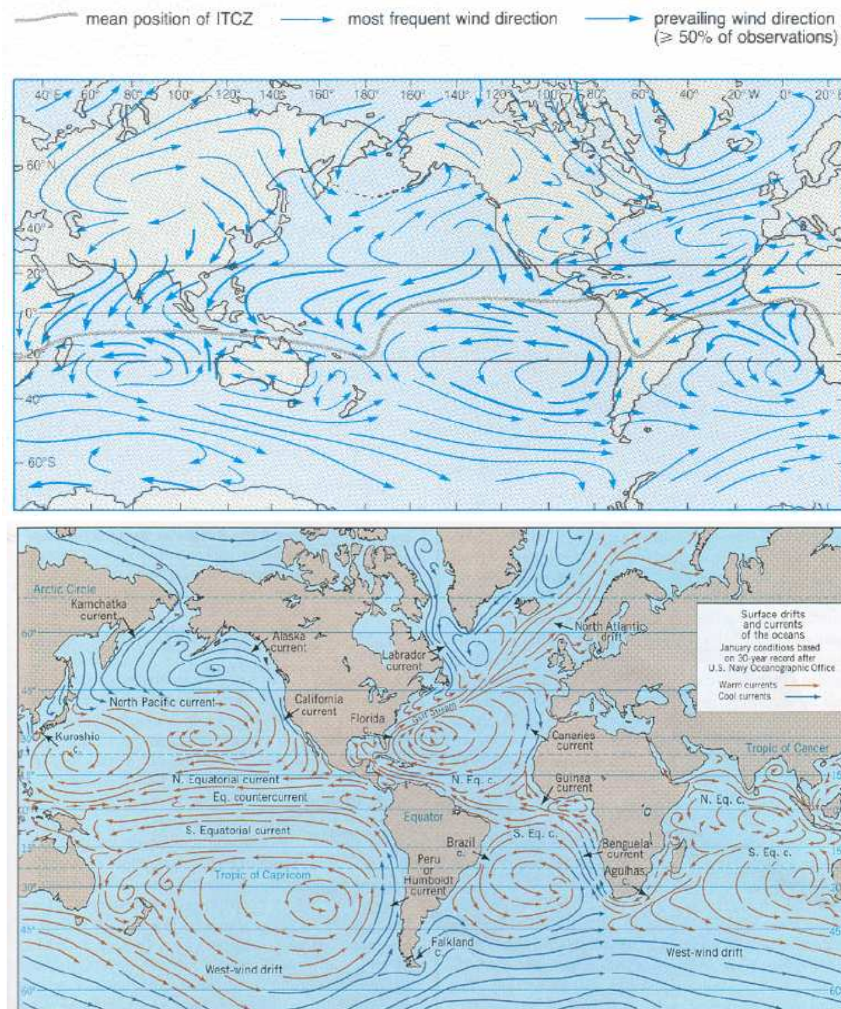


Abbildung 4: Oben: Die groben Windströmungen auf der Erdoberfläche. Unten: Oberflächenströme des Ozeans. Du kannst feststellen, dass die Haupt-Strömungsrichtungen der Winde auch in den Ozeanströmungen vorhanden sind. (Quelle: W. Aeschbach-Hertig; Uni Heidelberg)

Diese Oberflächenströme erzeugen durch den Transport von warmem oder kaltem Wasser einen Wärmestrom. Über die ganze Erde gesehen sind diese Strömungen aber nicht unabhängig voneinander sondern bilden ebenfalls ein Zirkulationsmuster.

Für das Klimasystem ganz wichtig ist aber, dass diese Oberflächenströme an gewissen Stellen in die Tiefen des Ozeans abtauchen und so die Ozeanzirkulation (wie die atmosphärische Zirkulation auch) zu einer dreidimensionalen Zirkulation wird. Wie kann nun aber eine ganze Strömung in die Tiefen des Ozeans absinken?

5 Die Salinität

Meerwasser besteht zu 96.5 % aus reinem Wasser und zu 3.5 % aus anderen Stoffen, wie beispielsweise Salz. Die **Dichte** von Meerwasser hängt im Wesentlichen von drei physikalischen Grössen ab; **der Temperatur und der Salinität** und – für Tiefenwasser – vom **Schweredruck** der in dieser Tiefe herrscht. Die Salinität entspricht dem Salzgehalt des Wassers und wird in Promillen [‰] angegeben, was das gleiche bedeutet, wie die Einheit [g/kg] (also: Gramm Salz pro Kilogramm Wasser). Das Meer ist nicht überall gleich salzhaltig. Dies hängt vor allem davon ab, wie gross das Verhältnis von Frischwasser (Süsswasser)-Eintrag zur Verdunstungsrate ist, *die Frischwasserbilanz*. Beim Verdunsten von Wasser bleibt das Salz im Meerwasser zurück. Wird mehr Wasser verdunstet als frisches Süsswasser ins Meer eingetragen wird, nimmt die Salinität eines Meeres zu. Statt dem Verdunsten, kann das Süsswasser dem Meer auch durch die Bildung von Meereis entzogen werden. Der Frischwassereintrag erfolgt auf drei Arten:

- durch Flüsse
- durch Niederschlag
- durch Schmelzwasser von Gletschern

Gewässer	Salinität [‰]
Durchschnitt Ozeane	35
Mittelmeer	37
Atlantik	35.4
Pazifik	34.5
Ostsee	8
Nordsee	3.5
Rotes Meer	40
Totes Meer	270
Aralsee	348
Süsswasser	0.5

Tabelle 1: Die Salinität verschiedener Gewässer auf der Erde

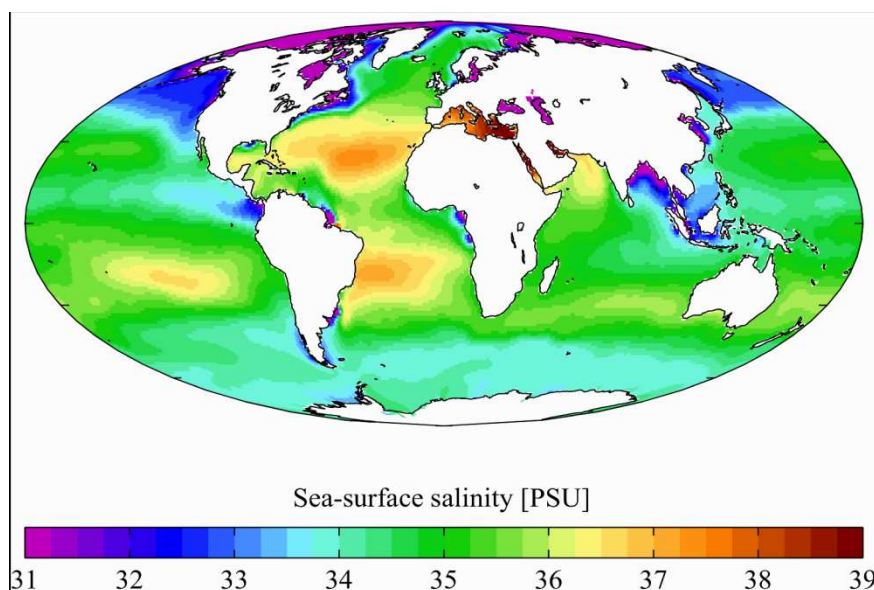


Abbildung 5: Übersicht über die Salinität der Ozeane. Die Zahlen sind Promille-Angaben. (Quelle: <http://dbpedia.org/resource/Salinity>)

Ist die Salinität unter 1 ‰ spricht man von **Süßwasser**, ist sie grösser als 40 ‰, von einem *hypersalinen Gewässer*.



4. Stelle Vermutungen darüber an, warum das Mittelmeer salzhaltiger ist, als der Atlantik, warum der Golf von Bengalen (östlich von Indien) einen geringen Salzgehalt hat, wie auch die Ostsee. Warum sind der Aralsee und das Tote Meer hypersalin?

Die Dichte des Meerwassers ist von der Temperatur, vom Druck und von der Salinität abhängig. Absolut reines, luftfreies Wasser hat bei einer Temperatur von 20 °C und Normaldruck (1013 hPa) eine Dichte von 998.2 kg/m³.

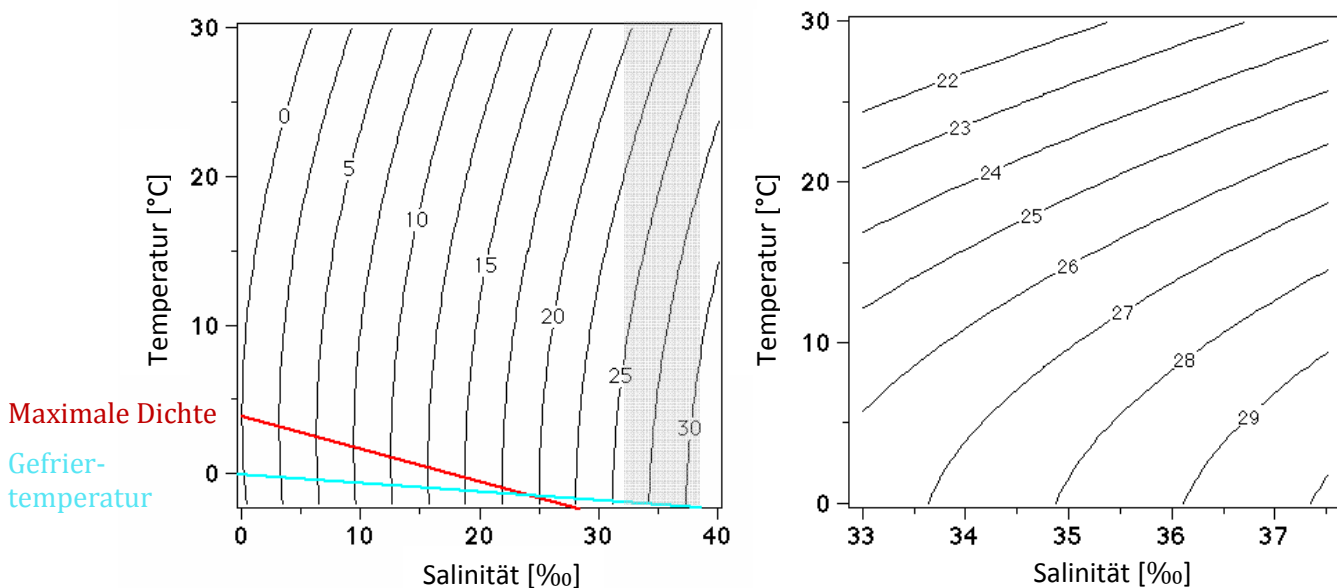


Abbildung 6: Dichte von Meerwasser in Abhängigkeit von Temperatur und Salinität bei einem Druck von 1013 hPa (Normaldruck). Der **graue Bereich** in der Grafik links ist rechts vergrößert dargestellt. Die Dichteangaben (kleine Zahlen in der Grafik) sind aus Platzgründen als Differenz Dichte - 1000 kg/m³ geschrieben, **25** bedeutet also eine Dicht von **1025 kg/m³**. Die rote Linie weist auf die maximale Dichte hin. Bei Süßwasser wird sie bekanntlich bei 4°C erreicht. Bei Salzwasser ist das anders! Mit der blauen Linie ist der Gefrierpunkt von Wasser angegeben. Auch der Gefrierpunkt liegt nur bei Süßwasser bei 0°C!

(Quelle: M. Tomczak, <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/IntroOc/notes/contents.html>)

In der Abbildung 6 ist ersichtlich, dass Salzwasser Dichten von deutlich über 1000 kg/m³ hat. Ein typischer Wert für Meerwasser beträgt 1025 kg/m³. Die für Süßwasser bekannten Werte für den Gefrierpunkt (0°C) und die maximale Dichte (4°C) gelten für Salzwasser nicht!



5. Welche Dichte hat Meerwasser von 10°C bei einer Salinität von 35 ‰?
6. Bis zu welcher Salinität liegt die maximale Dichte des Wassers über dem Gefrierpunkt?

Unterhalb von einer Salinität von etwa 24.7 ‰ liegt die maximale Dichte von Meerwasser noch über dem Gefrierpunkt. Kühlt bei solchen Gewässern das Oberflächenwasser ab, so sinkt das schwerste Wasser (z.B bei Süßwasser das Wasser mit einer Temperatur von 4°C) in die Tiefe. Obwohl sich das Oberflächenwasser weiter abkühlt, wird kein Wasser schwerer sein als das 4-grädige. Die Tiefen-Becken füllen sich also mit diesem 4-grädigen Wasser. Ist die Oberfläche kühler als 4°C ergibt sich eine stabile Schichtung im Wasser und die oberste Schicht kühlt weiter aus. Meereis bildet sich an der Oberfläche.

Oberhalb einer Salinität von 24.7 ‰ kommt es beim Abkühlen nie zu einer stabilen Schichtung. Das kühlere Wasser oben ist immer schwerer, als das darunter liegende wärmere. Der ganze Ozean wird durchmischt. Dies führt aber dazu, dass immer neu wärmeres Wasser aus den tiefen Schichten des Ozeans aufsteigt, womit die Abkühlung an der Oberfläche und die Eisbildung gehemmt werden.

Obwohl die *Kompressibilität* von Wasser sehr gering ist, ist die Veränderung der Dichte als folge des Schweredrucks beim Absinken in den Tiefenozean deutlich grösser als die Dichteunterschiede aufgrund von Temperatur und Salzgehalt. Der Schweredruck in 5000m Tiefe beträgt etwa $5 \cdot 10^7$ Pa und die Dichte des Wassers dort 1046 kg/m^3 !

⑥ Thermohaline Zirkulation

Das Zusammenwirken vom Antrieb durch Oberflächenwinde und den Auftriebskräften beim Aufeinandertreffen verschieden dichter Wassermassen führt dazu, dass die verschiedenen Ozeanströme ein

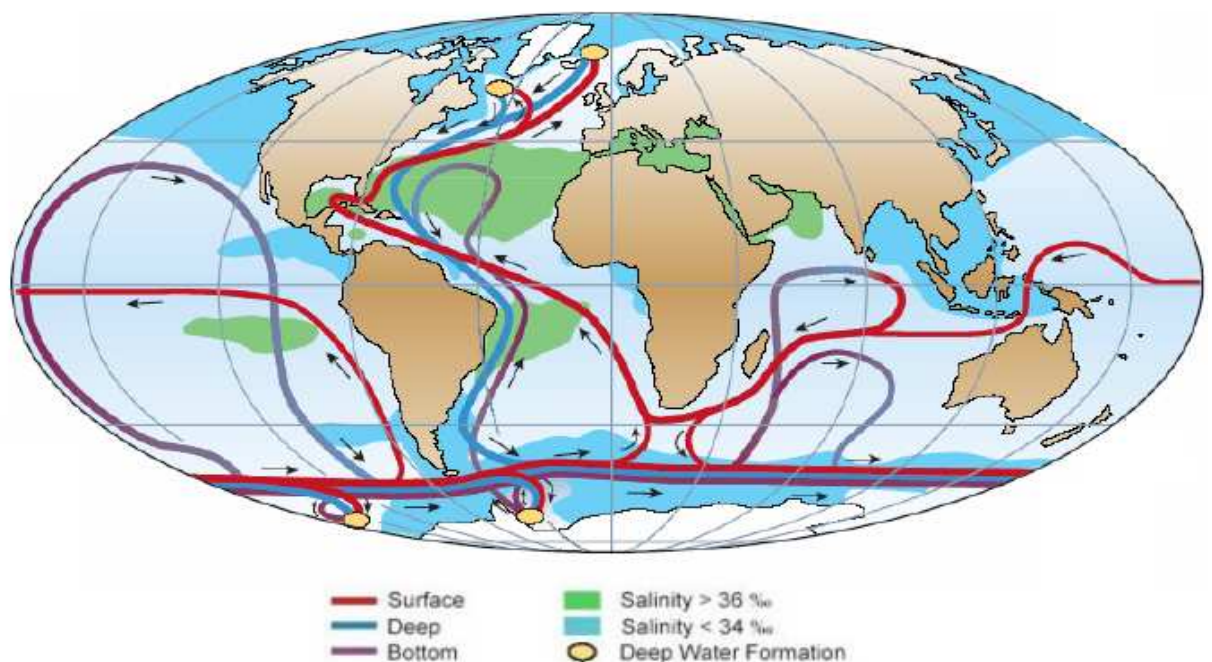


Abbildung 7: Die thermohaline Zirkulation, stark vereinfacht! Die gelben Bereiche (deep Water Formation) sind die Orte, wo Tiefenwasser gebildet wird. (Quelle: Rahmstorf, 2002. Nature 419; p. 207 – 214)

weltumspannendes Förderband für Wärme und Nährstoffe bilden, die *thermohaline Zirkulation*. Der Begriff *thermohalin* setzt sich aus den beiden Wörtern *thermo-* (Griechisch für Wärme) und *-halin* (Altgriechisch: *halys* für Salz) zusammen und soll auf die physikalischen Eigenschaften des Meerwassers hinweisen, die zur Zirkulation führen.

An der Oberfläche ist sie, wie in Kapitel 4 beschrieben, durch Winde angetrieben. An den Rändern der grossen polaren Eisschilder gibt es Stellen, wo die Strömungen in die Tiefe gerissen werden. Dort findet die sogenannte *Tiefenwasser-Bildung* statt (in Englisch: *Deep Water Formation*).

Dies geschieht vor allem, weil arktische Winde das aus dem Süden heranströmende Wasser abkühlen. Dabei entsteht Meereis, welches Süsswasser bindet. Das zurückbleibende Wasser wird salziger, damit dichter und sinkt in die Tiefe.

An anderen Stellen quillt das Tiefenwasser wieder an die Oberfläche (in Englisch: *upwelling*), zum Beispiel an der Westküste von Südamerika, wo der Humboldt-Strom Wasser aus grossen Tiefen nach sich nach oben zieht oder im Indischen Ozean. Das aufquellende Tiefenwasser ist sehr nährstoffreich aber sauerstoffarm und mehrere Grad kälter als das umgebende Oberflächenwasser. Mischt sich das aufquellende Wasser an der Oberfläche mit sauerstoffreichem Oberflächenwasser, bildet es an der lichtdurchfluteten Oberfläche **eine der fruchtbarsten Regionen der Erde**. An der peruanischen Küste ist die Primärproduktion fast acht Mal grösser als in der Nordsee. Entsprechend gross ist auch der Fischreichtum.

7 Der Golfstrom

Der für uns Europäer wichtigste Meeresstrom ist der so genannte *Golfstrom*. Bekannt ist dieser Meeresstrom schon seit dem 16. Jahrhundert und wurde von den Seefahrern entweder ausgenutzt oder gemieden.

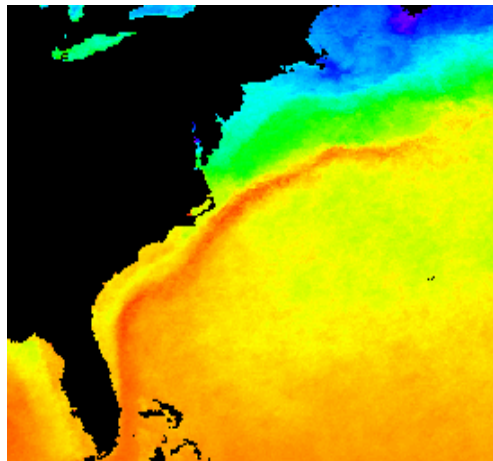


Abbildung 8: Ausschnitt des Golfstroms aus der Sicht des Infrarot-Satelliten AVHRR. Die Daten wurden über ein Jahr (1996) gemittelt. Die rot-orange Farbe entspricht einer Wassertemperatur von 20-30°C.

(Quelle: Hamburger Bildungsserver, <http://lbs.hh.schule.de>)

Der Golfstrom zwingt sich vom Golf von Mexiko an der Spitze von Florida an den Bahamas vorbei und folgt dann als 100 bis 200 Kilometer breiter Strom der Ost-Küste

Nordamerikas. Auf der Höhe von North-Carolina verlässt der Golfstrom die Küste, fließt in den offenen Atlantik und verliert sich dann in einer diffusen Strömung.

Um die Strömung grosser Mengen an Wasser im Ozean zu quantifizieren hat man die Einheit *Sverdrup Sv* eingeführt. Dabei gilt folgende Umrechnung:

$$1 \text{ Sv} = 10^6 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

Der Golfstrom ist mit bis zu 150 Sv und einer Geschwindigkeit von bis zu 2.5 m/s (9 km/h) eine der stärksten Meeresströmungen der Welt.

Dieser Wärmestrom führt dazu, dass die mittleren Jahrestemperaturen in der Umgebung des Golfstroms überdurchschnittlich hoch sind. Die ganze Westküste Europas profitiert von den warmen Wassermassen, die der Golfstrom in den Norden trägt. So herrschen an der Rockall-Schwelle (zwischen Schottland und Island) selbst im Januar Wassertemperaturen von 15°C, während sonst in ähnlichen Breiten Temperaturen von 0°C herrschen. Das Klima Europas und Grönlands ist also stark abhängig von der Stärke und vom Verlauf des Golfstroms.

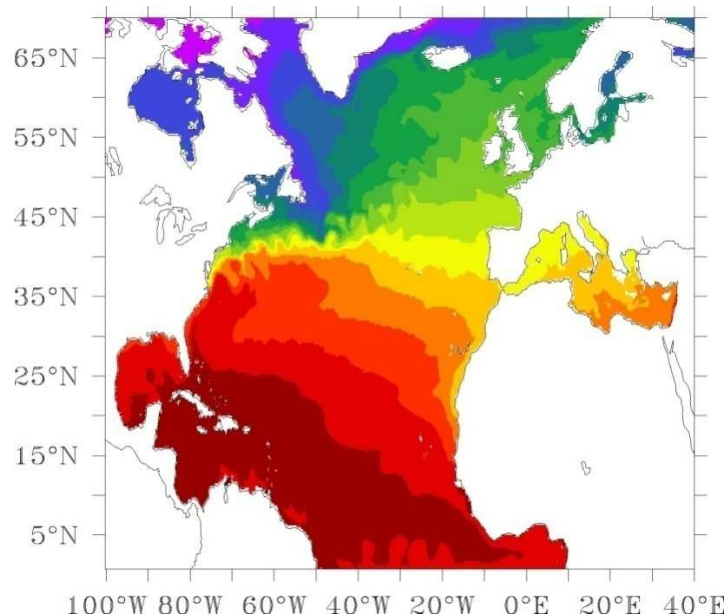


Abbildung 9: Temperaturverteilung im Nordatlantik. Das Bild ist geprägt durch den Golfstrom, der milde Temperaturen bis weit in den Norden bringt. (Quelle: Southampton Oceanography Centre)



7. Die Wärmeenergie ΔQ , die abgegeben wird, wenn Wasser sich abkühlt hängt mit der spezifischen Wärmekapazität von Wasser c_W zusammen (Kapitel 2) und kann folgendermassen berechnet werden:

$$\Delta Q = m \cdot c \cdot \Delta T,$$

mit m der Masse und ΔT der Temperaturänderung des Wassers.

Schätze die Leistung ab, mit welcher der Golfstrom Energie in den Norden transportiert, wenn du annimmst, dass sich das Golfstromwasser in Nordeuropa im Mittel um 7°C abkühlt und etwa 25 % der transportierten Wärme tatsächlich bis in den Norden gelangt.

8. Wie viele Kernkraftwerke erbringen etwa diese Leistung? (Das KKW Gösgen hat eine mittlere Leistung von etwa 1 Gigawatt.)

8 Wie verändert sich der Golfstrom?

Das ganze System der Meeresströmungen ist ein dynamisches hochkomplexes System, das hochgradig *nichtlinear* ist. Was bedeutet das?

Nichtlinear bedeutet, dass sich zwei Größen nicht proportional oder eben nicht linear zueinander verhalten. Die Stärke des Golfstroms hängt von verschiedenen Größen ab. Eine wesentliche Grösse ist der Eintrag von Frischwasser im Nordatlantik. Eine Bedingung für das Fließen des Golfstroms ist das Absinken der Wassermassen im Norden. Dies gelingt nur dann, wenn das heranströmende Wasser aus dem Süden genug salzhaltig und damit eine genügend grosse Dichte hat. Aus drei Gründen wird durch die globale Erwärmung der Salzgehalt des Golfstromwassers entscheidend verringert:

1. Durch den erhöhten Frischwassereintrag bedingt durch das Abschmelzen der Festlandgletscher
2. Zunahme der Niederschläge über dem Nordatlantik
3. Verminderte Meereisbildung

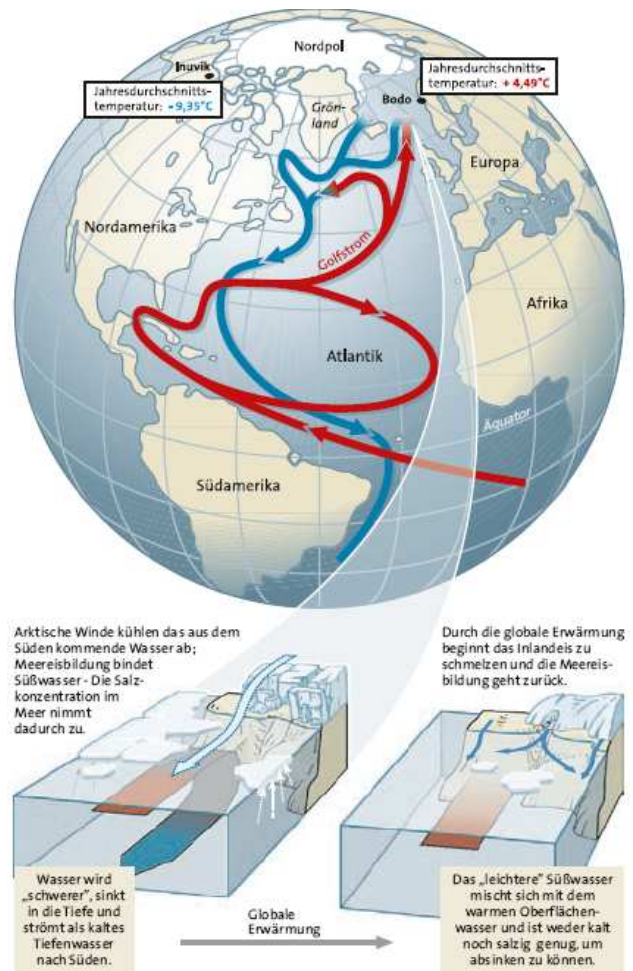


Abbildung 10: Veränderung der Tiefenwasserbildung aufgrund der Klimaerwärmung. (Quelle: http://www.klett.de/sixcms/media.php/229/W400280_Terrasse_arktis.pdf; Unterrichtsservice TERRA, Die Arktis – Entscheidende Region im Klimawandel, Seite 3, Abb. 2)

Über Computersimulationen gelangt man heute zu folgender Erkenntnis: Nimmt der Frischwassereintrag in den Nordatlantik immer mehr zu, scheint der Golfstrom sich vorerst nach Süden zu verschieben und die Temperatur in West-Europa nimmt sukzessive ab (Abbildung 11). Überschreitet der Frischwassereintrag eine bestimmte Schwelle F_2 , stellt der Golfstrom ab und das Klima fällt in einen **kalten Modus**.

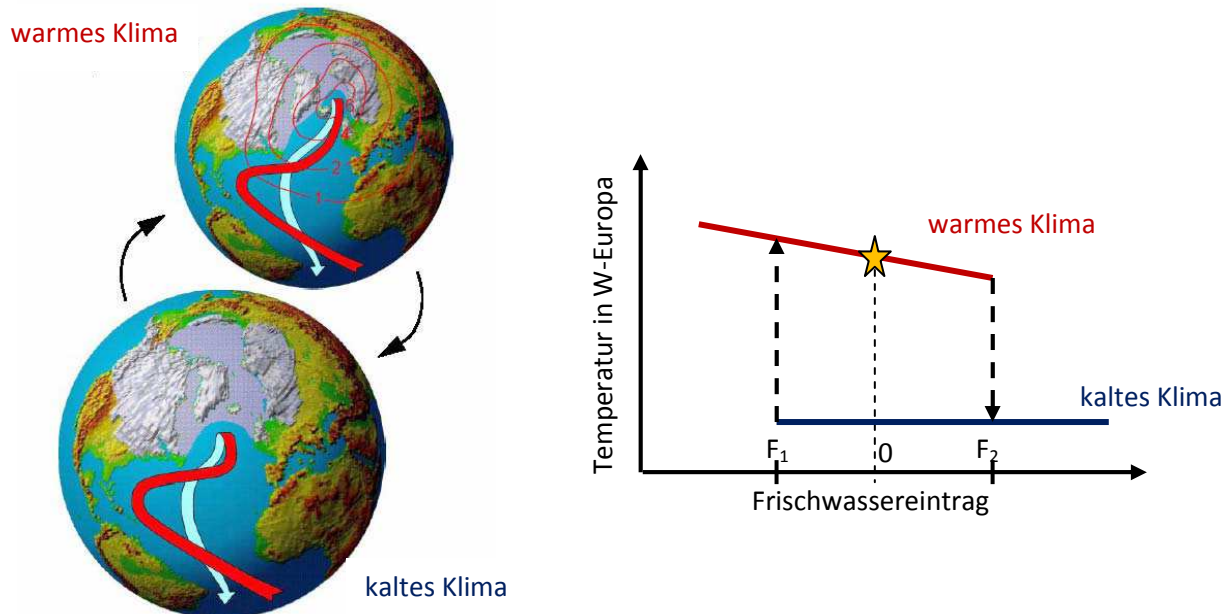


Abbildung 11: Unter gegenwärtigen Bedingungen besitzt der Golfstrom zwei mögliche stabile Zustände, „warmes Klima“ und „kaltes Klima“. Um das System von Modus „warm“ in den Modus „kalt“ kippen zu lassen, braucht es die Veränderung der Frischwassereintrags $F_2 - 0$, um das System vom Zustand „kalt“ wieder in den Zustand „warm“ umkippen zu lassen allerdings eine Veränderung von $F_2 - F_1$!

(Quelle : (links) Stefan Rahmstorf, <http://www.pik-potsdam.de/~stefan/sampleimages.html>, (rechts) angelehnt an Stocker and Wright, Nature, 1991 sowie Paillard, D., Glacial hiccups, Nature 409, 2001)

Um das Klimasystem wieder in den **warmen Modus** zu bringen reicht es aber nicht, die Ausgangssituation herzustellen. Der Frischwassereintrag muss unter die Schwelle F_1 gebracht werden, um den Golfstrom wieder zu starten und den Warm-Modus wieder herzustellen. Ein solches Verhalten wird auch als *Hysterese-Schleife* bezeichnet.

In der letzten Eiszeit waren vermutlich die „Umkipppunkte“ (F_1 und F_2) viel näher beisammen. Temperaturrekonstruktionen Grönlands für die letzte Eiszeit zeigen erstaunlich schnelle und heftige Temperatursprünge, sogenannte *Dansgaard-Oeschger-Events* (Abbildung 12). Diese sind charakterisiert durch einen steilen Temperaturanstieg und dann durch ein langsames Zurückfallen in den kalten Modus. Dabei betragen die grössten Temperatursprünge bis zu 12.5 °C!

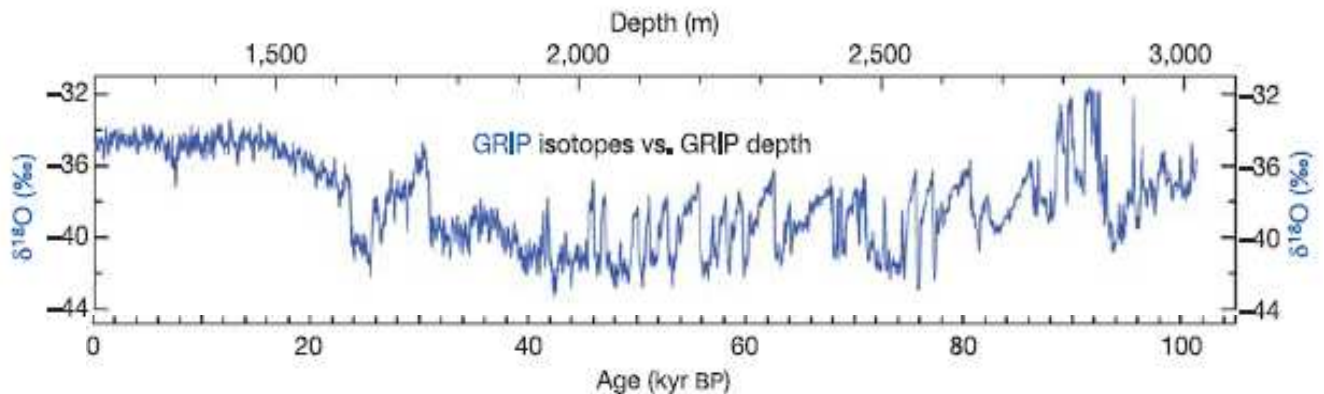


Abbildung 12: Schnelle Temperaturschwankungen in Grönland während der letzten Eiszeit, sogenannte Dansgaard/Oeschger Events. Auf der Y-Achse ist das stabile Isotop ^{18}O aufgetragen, das die Temperatur widerspiegelt (\rightarrow Arbeitsheft Palaeothermometer), gemessen am Eisbohrkern NGRIP, Grönland. (Quelle: North Greenland Ice Core Project Members, *Nature*, 2004)

Eine heute verbreitete Theorie besagt, dass diese Schwankungen auf das An- und Abschalten des Golfstroms während der letzten Eiszeit zurückzuführen sind. Versiegt der Golfstrom bedeutet das, dass viel weniger Wärme von Süden in den Norden transportiert wird. Das hat aber zur Konsequenz, dass diese Wärme an **einem anderen Ort nicht wegtransportiert wird!** Die Wärme, die der Golfstrom in den Norden führt, stammt hauptsächlich aus dem riesigen Wärme-(Wasser-)Reservoir des südlichen Ozeans. Dieser ist ein enormer Wärmespeicher. Gibt es nun einen verminderten Wärmetransport nach Norden, kühlt sich der Nordatlantik einerseits ab, andererseits heizt sich der Südatlantik auf. Diese Temperaturschaukel wird von Forschern *The bipolar Seesaw* (Bipolare Meeres-Schaukel) genannt.

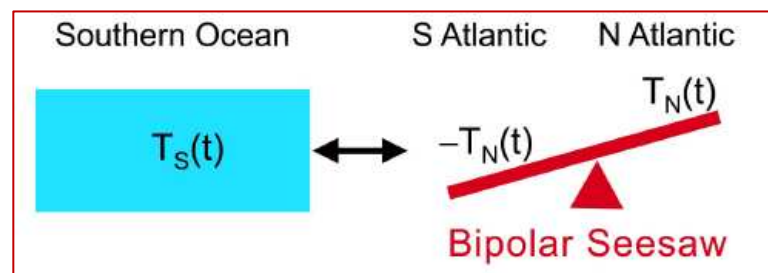


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Temperaturschaukel im Atlantik. (Quelle: Stocker und Johnsen, 2003)

Kommen wir nochmals auf die Abbildung 12 zurück. Diese zeigt die Temperaturschwankungen in Grönland. Sie sind repräsentativ für das ganze nordwestliche Europa und das nordöstliche Amerika. Entsprechend der Theorie der Bipolar Seesaw sollte also die Temperatur im Süden sich dazu immer gerade umgekehrt verhalten.



9. In der Abbildung 14 findest du die gleiche Temperaturrekonstruktion wie in Abbildung 11, nur etwas weiter in der Zeit zurückreichend in rot. Darüber siehst du eine gleiche Temperaturrekonstruktion allerdings von einem **antarktischen Eisbohrkern** (EDML, Dronning Maud Land), dessen Daten repräsentativ sind für die Temperatur des südlichen Ozeans in blau. Überprüfe die Theorie der *Bipolar Seesaw*!

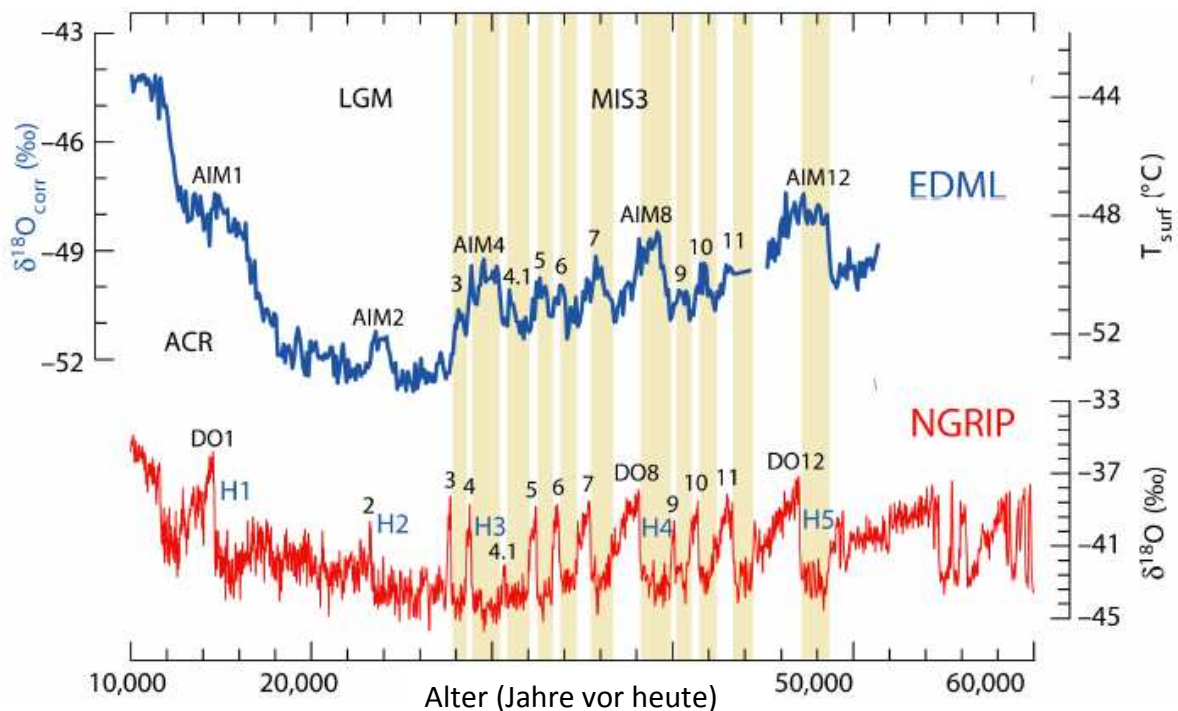


Abbildung 14: Temperaturrekonstruktionen aus Eisbohrkernen für die letzten 60'000 Jahren (letzte Eiszeit) für Grönland (rot; NGRIP) und für die Antarktis (blau, EDML). Hier einige Hinweise zu den verwendeten Abkürzungen: **LGM:** Last Glacial Maximum (letztes Eiszeit-Maximum); **MIS:** Marine Isotope Stage (ist eine Nummerierung von Warm- und Kalt-Phasen, die sich in marinen Isotopen Messungen niederschlagen); **AIM:** Antarctic Isotope Maximum (antarktische Maxima in den Isotopen Messungen); **ACR:** Antarctic cold reversal (Temperatur-Rückfall vor der beginnenden Warmzeit in der Antarktis); **DO:** Dansgaard/Oeschger Events (vgl. Text Kapitel 8); **H:** Heinrich Events (Schmelzwasser Einbrüche auf diese wir in diesem Rahmen nicht eingehen.) (Quelle: EPICA Community Members, Nature Vol. 444, 2006)

9 Wird sich der Golfstrom abschwächen?

Bereits heute kann man feststellen, dass die Ränder des grönländischen Eisschildes zunehmend abschmelzen. Damit verbunden ist ein grosser Frischwassereintrag in den Nordatlantik. Zusätzlich haben in den vergangenen Jahren auch die Niederschläge über dem Nordatlantik zugenommen.

Die meisten Klimamodelle prognostizieren für das 21. Jahrhundert eine deutliche Abschwächung des Golfstromes um 20 bis 50% und schließen ein komplettes Versiegen

bei einem Temperaturanstieg von 4 bis 5°C bis in 100 Jahren nicht aus (Abbildung 15). Bis heute wird allerdings keine entsprechende Abschwächung beobachtet. Hingegen kann eine Abnahme der Salinität im Nordatlantik bereits gemessen werden.

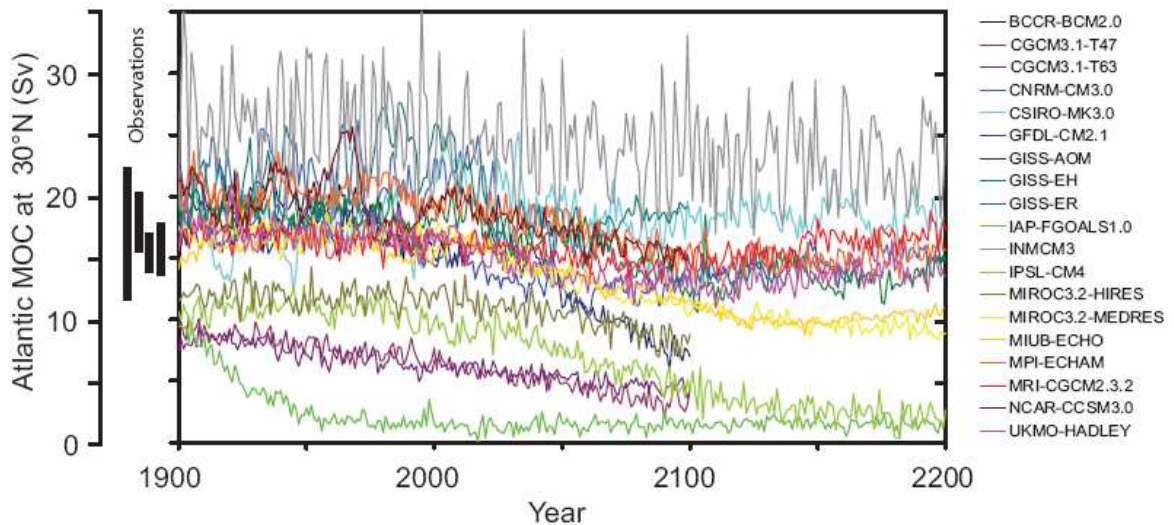


Abbildung 15: Prognosen von Computermodellen über das Verhalten des Golfstroms für das kommende Jahrhundert. MOC steht für Meridional Overturning Circulation. (Quelle: IPCC (2007): Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment Report, Cambridge and New York, Figure 10.15)

Eine Kompensation der globalen Klimaerwärmung durch eine Abschwächung des Golfstroms wird wohl höchstens zu einer regionalen Verzögerung der globalen Erwärmung führen, diese aber nicht aufhalten können. Ferner gibt es eine Reihe weiterer Effekte, die einer Abschwächung des Golfstromes entgegenwirken oder deren Auswirkungen vermindern.

- Erhöhte Verdunstung über dem Nordatlantik durch die globale Erwärmung
- Geringere Meereisbildung im Nordmeer
- Verschiebung der grossen stationären Hoch- und Tiefdruckgebiete (Island-Tief, Azoren-Hoch)



10. Schau dir den Kinofilm „The Day after Tomorrow an“ und beurteile ihn kritisch.

Beurteile selber den Realitätsgehalt des Films.

11. Neben der Veränderung der Meeresströme hat der Klimawandel auch noch andere Auswirkungen auf den Ozean.

- a. Informiere dich wie die erhöhte CO₂ Konzentration in der Atmosphäre sich auf den Ozean auswirkt (→ Arbeitsheft *Der Kohlenstoffkreislauf*).
- b. Häufig wird angenommen, dass der Meeresspiegel bei einer Klimaerwärmung vor allem durch den erhöhten Süßwassereintrag ins Meer verursacht wird. Der Meeresspiegel steigt aber auch durch die thermische Ausdehnung des Wassers an! Schätze ab, um wie viel sich der Meeresspiegel rein durch die thermische Volumenvergrößerung von Wasser erhöht, wenn du von einer mittleren Temperaturerhöhung von 2°C ausgehst. Gehe ferner davon aus, dass 70% der Erdoberfläche vom Meer bedeckt ist und die Erwärmung die obersten 300 m des Ozeans betreffen. Der thermische

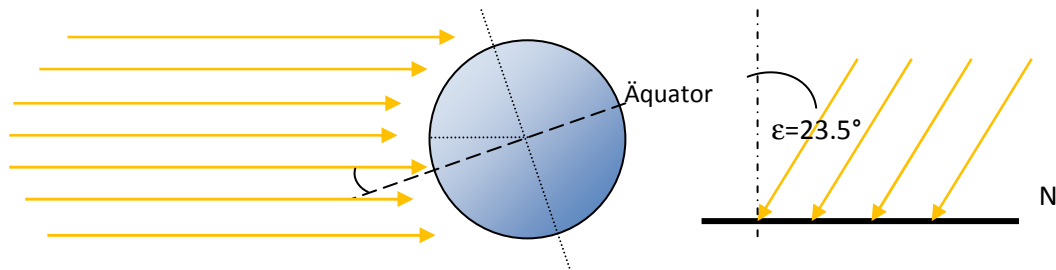
Volumen-Ausdehnungskoeffizient für Wasser beträgt $2.1 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$. Rechne auch noch aus wie viel das ausmacht, wenn der ganze Ozean (mit einer mittleren Tiefe von 3800 m) betroffen ist!

*Prof. Dr. Thomas Stocker und sein Team an der **Abteilung für Klima und Umweltphysik (KUP)** der Universität Bern sind weltweit führend in der Klimamodellierung. Sie versuchen mit Hilfe von riesigen Computerprogrammen das komplexe Zusammenspiel verschiedenen Klimafaktoren zu simulieren und damit Klimaprognosen für das kommende Jahrhundert zu machen.*

<http://www.climate.unibe.ch>

Lösungen

1. Am 21. Juni steht am Mittag die Sonne senkrecht über dem nördlichen Wendekreis, der auf einer Breite von 23.5° liegt.

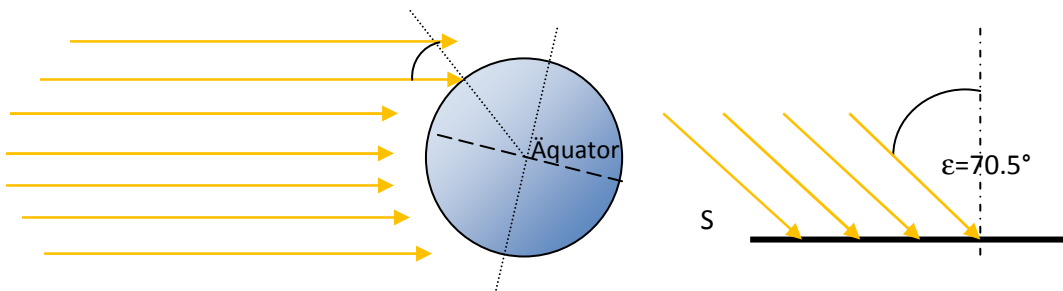


Am Äquator scheint die Sonne am Mittag unter einem Winkel **von 23.5° gegenüber dem Zenit aus Richtung Norden**.

Die Strahlungsintensität J ist gegenüber der maximal auf der Erdoberfläche auftreffenden Intensität von ca. 1000 Watt/m^2 vermindert. Du kannst es auch so auffassen, dass nur noch die Senkrecht-Komponente der Einstrahlung gezählt werden kann. Das entspricht der maximalen Sonnenintensität multipliziert mit dem Cosinus des Zenit-Winkels ε :

$$J = S_0 \cdot \cos(\varepsilon) = 1000 \frac{\text{Watt}}{\text{m}^2} \cdot \cos(23.5) = 917.1 \frac{\text{Watt}}{\text{m}^2}$$

Am 21. Dezember steht die Sonne senkrecht über dem südlichen Wendekreis, dann scheint über dem Äquator die Sonne in einem Zenit-Winkel von 23.5° von Süden. Auf einer geographischen Breite von 47° Nord scheint die Sonne noch 47° flacher also **in einem Zenit-Winkel von 70.5° aus Richtung Süden**.



Für die Intensität gilt hier die gleiche Rechnung, nur dass der Winkel jetzt 70.5° beträgt.

$$J = S_0 \cdot \cos(\varepsilon) = 1000 \frac{\text{Watt}}{\text{m}^2} \cdot \cos(70.5) = 333.8 \frac{\text{Watt}}{\text{m}^2}$$

2.

<i>Stoff/Element</i>	<i>Spezifische Wärmekapazität [Joule/kg K]</i>
<i>Silber</i>	234
<i>Stein</i>	ca. 850
<i>Luft</i>	1005
<i>Eis</i>	2100
<i>Wasserdampf</i>	1850

Die spezifische Wärmekapazität von **flüssigem Wasser** liegt mit **4182 Joule/kg K (Meerwasser: 3900 Joule/kg K)** deutlich höher als bei allen anderen hier aufgeführten Stoffen.

3. Die britischen Inseln sind umgeben von Wasser. Da sich das Wasser nur sehr langsam abkühlt, gibt der Ozean während des Winters dauernd **Wärme ab** und sorgt für milde Temperaturen. Im Sommer heizt sich das Land gegenüber dem Meer sehr rasch auf. Das Meer wirkt **kühlend**.

In der Wüste **fehlt das Temperaturschwankungen dämpfende Wasser** fast gänzlich. Sand hat eine deutlich geringere spezifische Wärmekapazität. Die Folge ist eine starke Aufheizung während des Tages und ein rasches Auskühlen in der Nacht.

4. **Das Mittelmeer** ist so salzig, weil die **Frischwasserbilanz negativ** ist, das heisst es verdunstet mehr Wasser, als dass durch Niederschläge und Flüsse ins Meer getragen wird. Dass das Mittelmeer sich so deutlich vom Atlantik unterscheidet hängt damit zusammen, dass das Mittelmeer **fast ein Binnenmeer** ist und nur durch die Strasse von Gibraltar und den Suez Kanal mit den Weltmeeren verbunden ist. Diese schmalen Verbindungen erlauben nur einen sehr geringen und langsamen Austausch von Wasser. Gleiches würde eigentlich auch für das Schwarze Meer gelten. Dieses liegt aber in einer **niederschlagsreicheren Klimazone**.

Der Golf von Bengalen liegt einerseits in einem Monsungebiet und wird andererseits durch die **zahlreichen in den Golf entwässernden Flüsse** (Ganges, Brahmaputra, etc.) versüsst. Vor allem im Herbst, wenn die Flüsse Hochwasser führen, kann der Salzgehalt auf unter 20 ‰ absinken. Der Eintrag von Süßwasser ist dann noch weit bis in den offenen Ozean hinein nachweisbar. Ähnlich ist es bei anderen Mündungsgebieten von grossen Strömen.

Die Ostsee ist ein Meer aus Brackwasser. Brackwasser ist eine Mischung aus Süß- und Salzwasser. Die zahlreichen Zuflüsse (Weichsel, Oder, Memel, Düna, Newa, Torneälven) sorgen für die Frischwasserzufuhr. Die Meerengen zum offenen Atlantik (Skagerrak und Kattegat) machen auch die Ostsee fast zu einem Binnenmeer.

Das Tote Meer und der **Aralsee** sind Binnenmeere, die eine extrem negative Frischwasserbilanz haben. Sie sind am Austrocknen. Der Aralsee hat in den 60er Jahren etwa die Hälfte seines Volumens verloren, weil den beiden Zuflüssen, dem Amu Darya und dem Syr Darya, die dem Pamir Gebirge entspringen, für die Bewässerung von Baumwollplantagen fast alles Wasser entzogen wurde.

5. Eine Dichte von **1027 kg/m³**.
6. Die rote und die blaue Linie (Abbildung 6) kreuzen bei einer Salinität von **24.7 ‰**.

7. Der Golfstrom hat eine Strömung von rund 150 Sv, das sind $1.5 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{s}$. 1 m^3 Meerwasser hat eine Masse von etwa 1025 kg (Dichte 1025 kg/m^3), also transportiert der Golfstrom

$$1.5 \cdot 10^8 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot 1025 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} = 1.54 \cdot 10^{11} \frac{\text{kg}}{\text{s}}$$

Wasser. Dieses Wasser gibt nun Wärme ab, indem es sich um 7°C abkühlt. Etwa 25% dieser Wärme gelangt nun tatsächlich nach Norden, der Rest wird unterwegs kontinuierlich abgegeben: Es wird pro Sekunde folgende Wärme frei:

$$P = \frac{\Delta Q}{t} = \frac{m \cdot c_w \cdot \Delta T}{t} = \frac{0.25 \cdot 1.54 \cdot 10^{11} \text{ kg} \cdot 3900 \frac{\text{Joule}}{\text{kg} \cdot \text{K}} \cdot 7\text{K}}{1\text{s}} = 1.05 \cdot 10^{15} \text{ Watt} = 1.05 \text{ Petawatt}$$

Das ist etwas weniger, als die 1.3 Petawatt, die auf Seite 3 angegeben sind.

8. Das Kernkraftwerk Gösgen hat eine Brutto-Leistung von 1020 MWatt, das sind $1.02 \cdot 10^9$ Watt. Teilst du die Lösung von Aufgabe 7 durch diesen Wert, ergibt das etwa eine **Million** Kernkraftwerke vom Typ Gösgen.
9. Vor allem zwischen dem Dansgaard/Oeschger Event 3 und 10 kannst du jedem Maximum in der roten Kurve (Temperatur-Peak im Norden) ein Minimum in der blauen Kurve zuordnen.
10. ...
- 11.
- Vgl. Arbeitsheft *Der Kohlenstoffkreislauf*.
 - Die Formel für die thermische Ausdehnung eines Volumens ΔV lautet:

$$\Delta V = V_0 \cdot \gamma \cdot \Delta T$$

Dabei ist V_0 das Anfangsvolumen, γ der thermische Volumen-Ausdehnungskoeffizient von Wasser und ΔT die Temperaturänderung. Das Anfangsvolumen errechnet sich aus 70% der Erdoberfläche multipliziert mit der Tiefe von 300 Metern d .

$$\Delta V = V_0 \cdot \gamma \cdot \Delta T = 0.7 \cdot 4\pi R_E^2 \cdot d \cdot \gamma \cdot \Delta T = 4.498 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$$

Das neue Volumen ist das Anfangsvolumen plus die Volumenausdehnung:

$$V = V_0 + \Delta V = V_0 + V_0 \cdot \gamma \cdot \Delta T = V_0(1 + \gamma \cdot \Delta T) = 0.7 \cdot 4\pi R_E^2 \cdot d(1 + \gamma \cdot \Delta T) = 1.071 \cdot 10^{17} \text{ m}^3$$

Teilst du dieses Resultat abermals durch die Fläche, erhältst du die neue Höhe der ehemals 300 Meter hohen Wassersäule:

$$H = \frac{V}{0.7 \cdot 4\pi R_E^2} = d(1 + \gamma \cdot \Delta T) = 300.126\text{m}$$

Der Wasserpegel ist also um **12.6 cm gestiegen**.

Rechnest du das gleiche für die ganze Ozeantiefe, so ändert sich nur, dass $d = 3800\text{m}$:

$$H = \frac{V}{0.7 \cdot 4\pi R_E^2} = d(1 + \gamma \cdot \Delta T) = 3801.596\text{m}$$

Der Wasserpegel steigt dann um **1.6 Meter!**
