
El Niño, NAO und Co.

Themenheft zu den Grundlagen des Klimawandels

© Marc Eyer, 2009

Abteilung Physik, Gymnasium Neufeld, Bern

1 Jahreszeiten und Witterung

☞ Eines der schönsten Phänomene unserer Breiten ist der Wechsel der Jahreszeiten! Während uns der Frühling die Schmetterlinge im Bauch flattern lässt, der Sommer uns die Muse an der Arbeit vertreibt und der Herbst uns wehmütig der dunklen Jahreszeit entgegen blicken lässt, kennen andere Regionen diesen stetigen Wandel der Witterung und die damit verbundene Verwandlung der Landschaften nicht oder zumindest nicht in dieser Art.



1. Was ist der Grund für den Wechsel der Jahreszeiten?

Nicht nur der Wechsel der Jahreszeiten, auch die periodische Veränderung von Wetterlagen ist typisch für unsere Breite. Wir leben in der so genannten *Westwindzone*. Der Witterung ist hier geprägt durch *Wetterlagen* und *Wetterfronten*, die in mehr oder weniger regelmässigen Abständen über unsere Lande hinweg ziehen und uns je nach Luftdruckverteilung mal feuchte, mal eher trockene, mal kalt oder mal eher warme Luftmassen aus irgendwelchen Himmelsrichtungen bringen.

Wie aber entstehen Wetterfronten und Wetterlagen?

Auf der Erde wird die Sonnenenergie sehr ungleich verteilt. Das hängt mit der Kugelgestalt der Erde zusammen. Während dort, wo die Sonnenstrahlung senkrecht auf die Erdoberfläche fällt die Sonnenenergie in voller Kraft auftrifft, gelangt dort, wo die Sonne nur sehr flach auf die Erde scheint, nur wenig Energie hin. Die Folge dieser ungleichen Energieverteilung sind die vergletscherten Pole, die Arktis und die Antarktis, sowie die immergrünen Tropen rund um den Äquator.



Abbildung 1: Die Erde! (Quelle: <http://C/assets/images/planet-erde.jpg>, Hadzic & Gottschling)

2 Zirkulationsmuster

☞ Die ungleiche Energieverteilung auf der Erde würde dazu führen, dass die Tropen sich immer stärker aufheizen und die Pole sich immer stärker abkühlen würden. Die Natur sorgt hier aber dafür, dass es zumindest zum Teil zu einem Ausgleich der Energie kommt.

Erwärmt sich über einer besonnten Fläche die Luft, so verändert sich deren Dichte, sie wird dünner. Gegenüber der sie umgebenden Luft ist diese jetzt leichter und beginnt zu steigen. Das Aufsteigen der Luftmassen führt zu einem verringerten Luftdruck am Boden, zu einem *Tiefdruckgebiet* oder auch *Konvergenzzone* genannt. *Konvergenz* bedeutet „zusammenlaufen, zusammenfließen“. Der Unterdruck im Tiefdruckgebiet führt zu einem Nachströmen von bodennahen Luftmassen. In den aufgestiegenen Luftmassen beginnt in der Höhe die Luftfeuchtigkeit zu kondensieren. Es bilden sich Wolken und die Luft „regnet aus“. Als nun kalte und trockene Luft wird sie in der Höhe von der nachströmenden Luft zur Seite geschoben und sinkt an einem anderen Ort wieder ab. Dort sorgt die schwere trockene Luft für eine *Hochdruckgebiet* oder *Divergenzzone*. *Divergenz* bedeutet „auseinander laufen, auseinander fließen“. Am Boden unter den absinkenden Luftmassen strömt die Luft seitlich weg (vgl. Abbildung 2).

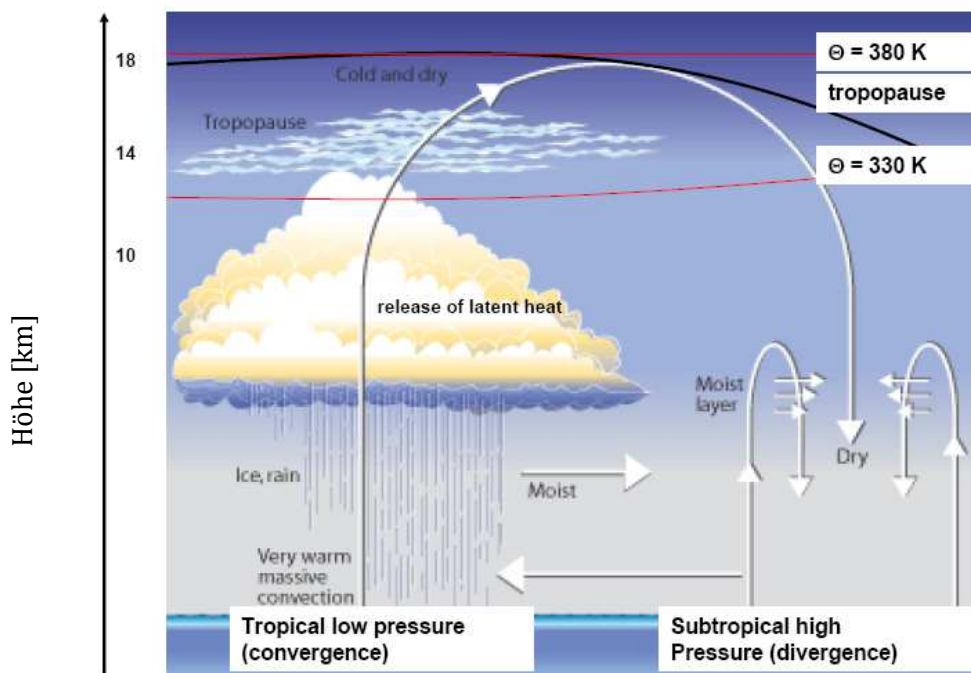


Abbildung 2: Die Hadley-Zelle; Warme feuchte Luftmassen steigen auf, regnen aus und sinken abgekühlt als trockene Luftmasse wieder zu Boden. (Quelle: Universität Heidelberg, Umweltphysik, W. Aeschbach-Hertig)

Eine solche Zirkulationszelle heiss *Haddley-Zelle* oder *Konvektionszelle*. Solche Konvektionszellen können auf allen Massstabsebenen vorkommen. Sei es als kleine Konvektionszellen im Kochtopf, sei es als Gewitterzelle über einer Stadt oder als grossräumige Haddley-Zelle, die aus der *innertropischen Konvergenzzone ITC* in den Tropen und den trockenen Divergenzonen der *Rossbreiten* besteht und für die täglichen *Zenitalregen* in den Tropen und für die anhaltende Trockenheit in den Wüstengebieten (z.B. der Sahara) verantwortlich ist.

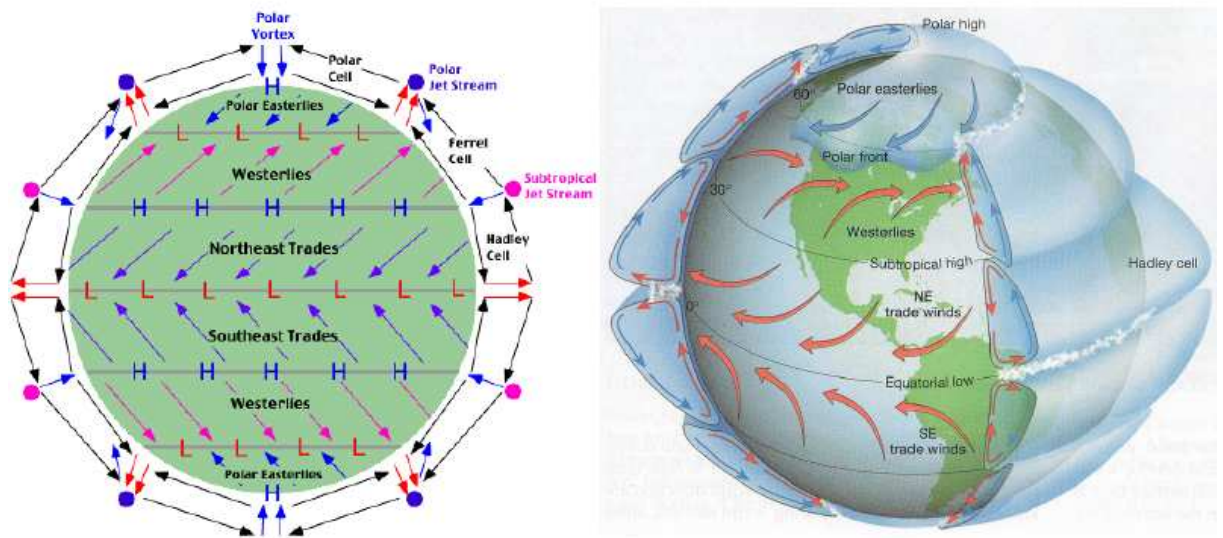


Abbildung 3: Globale Zirkulationsmuster; **H** steht für Hochdruck- und **L** für Tiefdruckgebiet (Low) (Quelle: Universität Heidelberg, Umwelphysik, W. Aeschbach-Hertig)

In Bodennähe führen die Druckunterschiede zu Winden. Im Bereich des Äquators sind das typischerweise die *südost* und die *nordost Passate* oder die so genannten *Trade Winds*. Strömungen gegen den Äquator **hin** werden nach **Westen** abgelenkt, solche vom Äquator **weg** nach **Osten**. Verantwortlich dafür ist die Rotation der Erde und die dadurch wirkende *Korioliskraft*.

3 Windsysteme und die Korioliskraft

Wir wollen vorerst versuchen die Kraft, die auf ein Luftpaket zwischen einem Hoch und einem Tiefdruckgebiet wirkt zu verstehen.

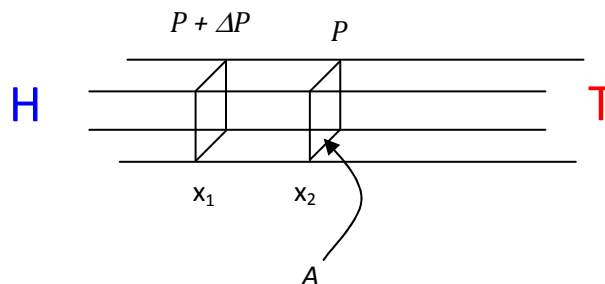


Abbildung 4: Entstehung der Druckgradient-Kraft F_{DG} . (Weitere Erklärung vgl. Text)

Die Kraft, die auf ein Luftpaket wirkt hängt mit der Veränderung des Drucks an verschiedenen Orten zusammen. Die Kraft, die bei gegebenem Druck auf eine Fläche wirkt beträgt $F = P \cdot A$, wobei F die Kraft, P der Druck und A die Fläche bezeichnet. Die Kraft die nun ein Luftpaket von einem Ort x_1 zu einem anderen Ort x_2 schiebt ist die Differenz der Kräfte an den jeweiligen Orten F_1 bzw. F_2 :

$$F_1 - F_2 = P \cdot A - (P + \Delta P)A = -\Delta P \cdot A$$

$$\begin{aligned} F &= m \cdot a \\ P &= \frac{F}{A} \\ \rho &= \frac{m}{V} \end{aligned}$$

Die Beschleunigung a auf das Luftpaket ist:

Kleine Formelsammlung

$$a = \frac{F}{m} = -\Delta P \cdot \frac{A}{m} = -\Delta P \cdot \frac{A}{\rho \cdot \Delta V} = -\Delta P \cdot \frac{A}{\rho \cdot A \cdot \Delta x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta x}$$

Dabei ist ρ die Dichte der Luft und $\frac{\Delta P}{\Delta x}$ heisst *Druckgradient* und gibt an, wie stark der

Druck pro Meter zu- oder abnimmt. Die Kraft, bzw. die Beschleunigung auf das Luftpaket ist dem Druckgradienten entgegengerichtet.

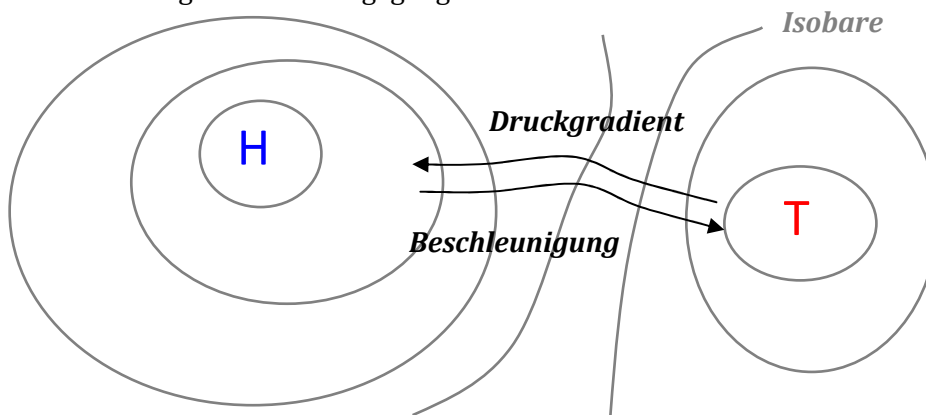


Abbildung 5: Beschleunigung auf ein Luftpaket durch die Druckgradient-Kraft F_{DG} .

Die Linien in Abbildung 5 bezeichnen die Orte gleichen Luftdrucks und heissen *Isobaren*. Der Druckgradient und die Druckgradient-Kraft sind immer senkrecht zu den Isobaren gerichtet. Gäbe es nur den Druckgradienten als Antrieb für den Wind, hätten sich in Kürze alle Hoch- und Tiefdruckgebiete ausgeglichen.

Da die Erdkugel rotiert und sich Massen wegen ihrer Trägheit ohne Krafteinwirkung **geradlinig** bewegen, bewegt sich die Erde dauernd unter den bewegten Luftmassen weg. Auf der Erde mitrotierend sieht das aus, als ob eine Kraft die Winde ablenken würde.

Wir wollen versuchen das zu verstehen: Wir nehmen uns dazu vorerst eine rotierende Scheibe (zum Beispiel ein ebener Plattenteller) zu Hilfe.

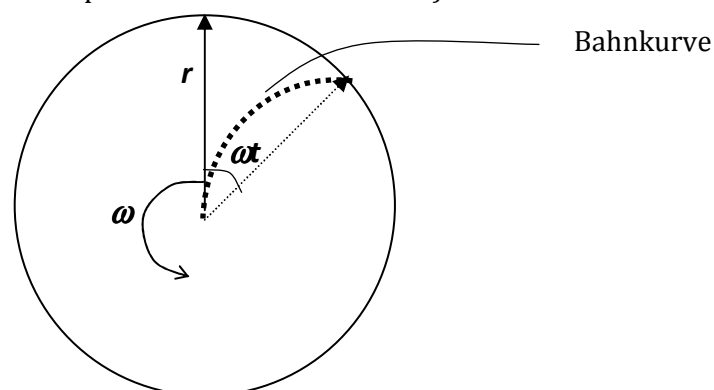


Abbildung 6: Ablenkung eines sich bewegenden Körpers auf einem rotierenden Teller.

Eine Kugel befinde sich im Zentrum des mit der Winkelgeschwindigkeit ω rotierenden Plattentellers mit dem Radius r und werde zum Zeitpunkt $t = 0$ mit der Geschwindigkeit v radial nach aussen hin weggestossen. Nach der Zeit $t = r/v$ erreicht das Teilchen den Tellerrand. In der Zwischenzeit hat sich aber der Teller gedreht und der Zielort der Kugel am Tellerrand hat sich um $s = \omega \cdot r \cdot t$ fortbewegt. Versetzt man sich in die Lage eines „Plattenbewohners“, der sich mit dem Plattenteller bewegt, so muss er eine Kraft auf die Kugel annehmen, welche sie ablenkt. Die auf die Kugel wirkende Beschleunigung ermittelt der Plattenbewohner aus der Strecke s um welche die Kugel abgelenkt wurde. Die Ortsfunktion der Beschleunigten Bewegung lautet vereinfacht:

$$s = \frac{at^2}{2} \Rightarrow a = 2 \frac{s}{t^2}.$$

Setzt man nun für $s = \omega \cdot r \cdot t$, erhält man:

$$a_c = 2 \cdot \frac{\omega \cdot r \cdot t}{t^2} = 2 \cdot \frac{\omega \cdot r}{t} = 2 \cdot \omega \cdot v$$

Die Beschleunigung nennt man die Koriolisbeschleunigung a_c .

Auf der Erde ist es nun noch etwas komplizierter, da die Erde bekanntlich keine Scheibe sondern eine Kugel ist. Die drei Grössen ω (Winkelgeschwindigkeit der Erde), v (Geschwindigkeit der Kugel) und a_c (Koriolisbeschleunigung) sind alles Vektore (gerichtete Grössen). Der Vektor $\vec{\omega}$ zeigt in Richtung der Rotationsachse. Die Koriolisbeschleunigung \vec{a}_c steht immer senkrecht auf die Fläche, die durch \vec{v} und $\vec{\omega}$ aufgespannt wird.

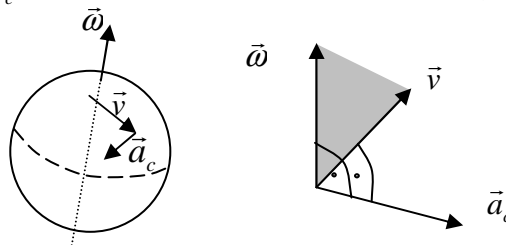


Abbildung 7: Richtung der Koriolisbeschleunigung in Abhängigkeit der Richtungen der Winkelgeschwindigkeit der Erde und der Geschwindigkeit der bewegten Masse.

Da der Winkelgeschwindigkeitsvektor der Erde immer parallel zur Erdachse orientiert ist, ist der parallel zur Edoberfläche wirkende Anteil der Koriolisbeschleunigung nur an den Polen voll ausgebildet, am Äquator ist er null. Diese Breitenabhängigkeit wird durch die Multiplikation mit dem Sinus des Breitenwinkels φ berücksichtigt.

$$a_c = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot v$$

Die Koriolisbeschleunigung oder -Kraft ist eine *Scheinkraft*, die nur für uns Erdbewohner in Erscheinung tritt, weil wir uns mit der Erde unter den sich „geradeaus bewegenden Dingen“ weg drehen. Aus dem Bezugssystem Weltall betrachtet gibt es keine Koriolis kraft!



2. Zwei sich reibungsfrei bewegende Massen 1 und 2 im Zentrum einer mit der Rotationsgeschwindigkeit $\omega = 3 \text{ s}^{-1}$ rotierenden, ebenen und waagrechtten Scheibe werden zum Zeitpunkt $t = 0 \text{ s}$ radial nach aussen hin weggestossen, die erste mit der Geschwindigkeit $v_1 = 1 \text{ m/s}$, die zweite mit $v_1 = 10 \text{ m/s}$.
 - a. Berechne die Koriolisbeschleunigung der beiden Massen.
 - b. Beschreiben beide Massen die gleichen Bahnkurven? Skizziere sie!
 - c. Ein Beobachter, der sich mit der Masse 1 mitbewegt behauptet, dass die Masse 2 unbeschleunigt sei. Ist diese Behauptung richtig?
 - d. Welche Distanz liegt zwischen den beiden Massen zum Zeitpunkt $t = 5 \text{ s}$?

3. Wilder Westen im Jahre 1810, 40°N : Ein Cowboy soll demnächst gehängt werden und hat eine Schlinge um den Hals. Sein Kollege beobachtet die Situation aus einer Distanz vom 300 m. Er will mit einem Schuss das 1.5 cm dicke Seil, das dem Cowboy um den Hals hängt, durchschliessen. Muss er dazu die Koriolisbeschleunigung berücksichtigen, wenn die Pistolenkugel eine Geschwindigkeit von 600 m/s hat?

4. Kann die Geschwindigkeit eines Luftpaketes alleine durch die Korioliskraft vergrössert werden?

5. Erkläre die in Abbildung 3 eingezeichneten Windrichtungen der „Trade Winds“ und der „Westerlies“! Was geschieht mit der Richtung eines „Trade Winds“ (zu Deutsch: Passat-Wind), wenn er den Äquator überschreitet?

6. Wir befinden uns in Mitteleuropa mitten in der „Westwinddrift“. Wie macht sich das bemerkbar?

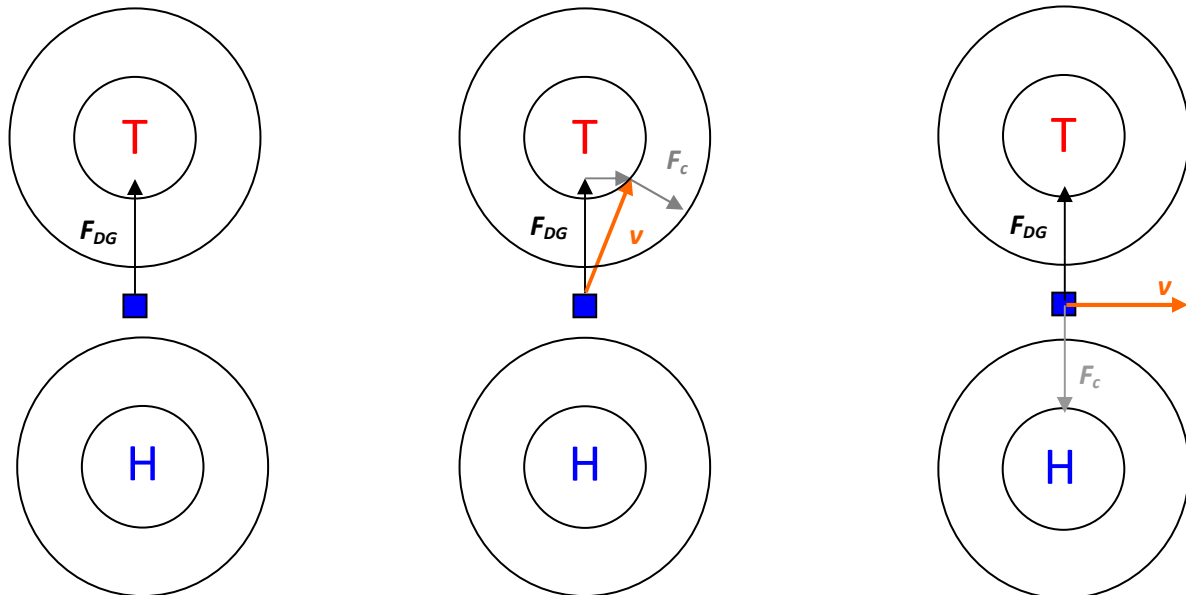
④ Geostrophischer und ageostrophischer Wind

Bis hier hin haben wir gesehen, dass zwei unterschiedliche Kräfte auf ein Luftpaket wirken. Die *Druckgradient-Kraft* und die *Koriolis-Kraft*. Da die Druckgradientkraft die eigentliche Ursache der Bewegung eines Luftpaketes ist und die Korioliskraft senkrecht zur Bewegungsrichtung wirkt, stehen die beiden Kräfte senkrecht aufeinander. Die Bewegungsgleichung für die Luft sieht daher folgendermassen aus:

$$\frac{F_x}{m} = a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta x}$$

$$\frac{F_y}{m} = a_y = 2 \cdot \omega_E \cdot \sin(\varphi) \cdot v_x$$

Dabei ist ω_E die Winkelgeschwindigkeit der Erde und v_x die Horizontalgeschwindigkeit der Luft. Dies hat folgende Konsequenzen:



Lässt man ein Luftpaket zwischen einem Hoch- und einem Tiefdruckgebiet los, so beschleunigt die Druckgradient-Kraft es in Richtung Tief hin.

Sobald das Luftpaket allerdings eine Geschwindigkeit hat, beginnt die Koriolis-Kraft senkrecht darauf zu wirken, womit der resultierende Vektor (auf der Nordhalbkugel) nach rechts abgelenkt wird.

Je grösser die Geschwindigkeit v , desto grösser wird die Korioliskraft F_c . Die Ablenkung des resultierenden Kraftvektors geht so lange, bis F_c genau entgegengesetzt F_{DG} ist und sich ein Kräftegleichgewicht eingestellt hat.

Abbildung 8: Entstehung des geostrophischen Windes

Der so entstehende Wind trägt **absolut nichts** zum Druckausgleich zwischen Hoch und Tief bei. Er weht parallel zu den Isobaren und heisst *geostrophischer Wind*. Die Höhenwinde, die *Jetstreams*, sind typische Vertreter dieser Windart.

Nun kann es ja nicht sein, dass es nie zu einem Druckausgleich kommt. Sonst hätten wir es mit einem Perpetuum Mobile zu tun. Wir können aber in den täglichen Wetterkarten verfolgen, wie Druckgebiete entstehen und vergehen. Wie ist das nach obigen Überlegungen möglich?

Wenn wir bodennahe Luftverschiebungen betrachten, so sind diese wesentlich durch die Rauigkeit der Erdoberfläche beeinflusst und werden durch Reibungskräfte gebremst. Dies erfordert eine neue Betrachtung der Kräfteverhältnisse:

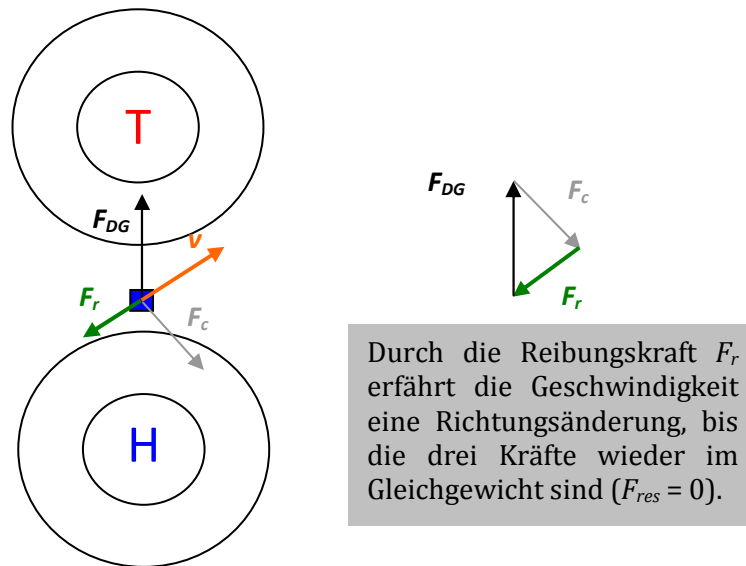


Abbildung 9: Entstehung des ageostrophischen Windes

Führen wir nun zusätzlich zu der Druckgradient-Kraft F_{DG} und der Koriolis-Kraft F_c eine Reibungskraft F_r ein, die der Windgeschwindigkeit entgegen wirkt, wird diese gebremst was eine Abschwächung von F_c zur Folge hat. Es stellt sich ein neues Gleichgewicht zwischen F_{DG} , F_c , und F_r ein. Dieses Gleichgewicht weist eine Windrichtung auf, welche nicht mehr isobarenparallel ist und leicht ins Tiefdruckgebiet hinein zeigt. Es kommt zum langsamen Druckausgleich.

5 Zyklonen und Antizyklonen

Gemäss den oben angestellten Überlegungen zirkuliert die Luft auf der Nordhalbkugel im Gegenuhrzeigersinn um das Tiefdruckgebiet. Ein solches System heisst *Zyklone*.

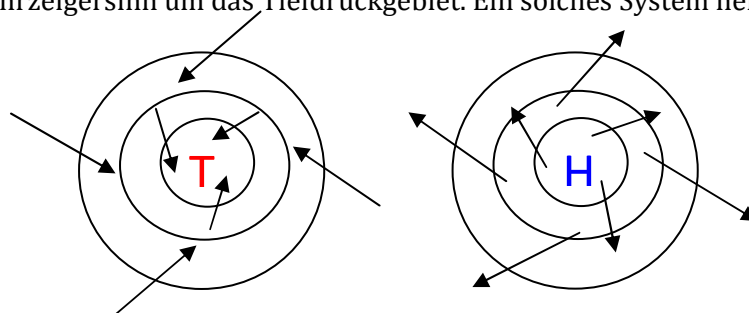


Abbildung 10: Zyklonen rotieren im Gegenuhrzeigersinn (links), Antizyklonen im Uhrzeigersinn (rechts).

Beim Hochdruckgebiet zirkuliert die Luft auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn. Man nennt dies eine *Antizyklone*. Auf der Südhalbkugel ist die Umlaufrichtung der Strömung gerade umgekehrt.

Das Wetter in Mitteleuropa und vor allem im Alpenraum ist stark von zwei ständig vorhandenen Druckgebieten abhängig, dem *Islandtief* und dem *Azorenhoch*. Die Strömung, welche durch die beiden Druckgebiete verursacht wird, bringt feuchte Luftmassen vom Atlantik gegen den Alpenraum und sorgt bei uns für *Wetterfronten*, die

Wolken und Niederschläge bringen. Obwohl die Namen dieser beiden Druckgebiete implizieren, dass sie sich immer am selben Ort befinden, wandern diese weit über dem Atlantik umher.

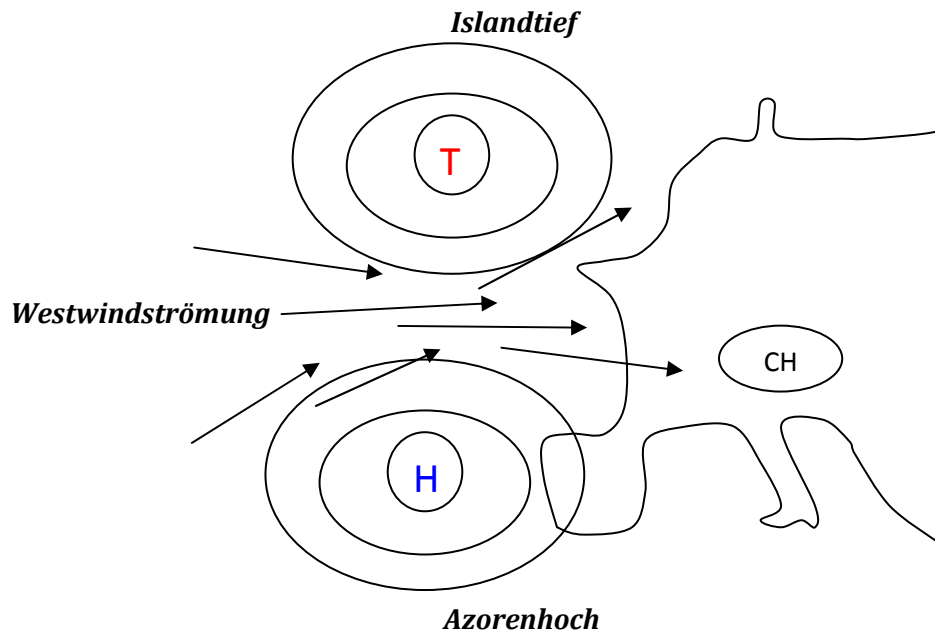


Abbildung 11: Azorenhoch und Islandtief prägen das Wetter im Alpenraum.

Das Islandtief, wie auch das Azorenhoch sind Bestandteile der globalen Zirkulation (Abbildung 3). Das Islandtief gehört zu den Tiefdruckgebieten der Westwinddrift, wie sein Gegenüber im Pazifik, das Aleuten-Tief auch. Das Azorenhoch gehört zur subtropischen Hochdruckzone.

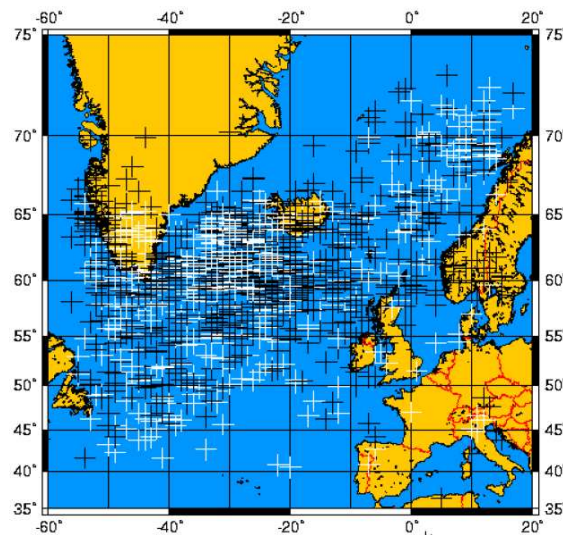


Abbildung 12: Monatsmittelwerte der Positionen der Druckzentren des Islandtiefs aus den Jahren 1881 bis 1995. Weisse Kreuze markieren dabei das Winterhalbjahr und schwarze das Sommerhalbjahr. (Quelle: Lexikon des Deutschen Wetterdienstes, www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon)

6 Die Nordatlantische Oszillation NAO

Sowohl das Islandtief, wie auch das Azorenhoch verlagern sich in unregelmäßigen Abständen nach Norden oder Süden und verändern durch ihre Lage und ihre Intensität die atlantische Westwindströmung. Die Variation der Stärke dieser beiden Druckgebiete wird die *Nordatlantische Oszillation NAO* genannt. Grob zeigen sich **zwei Moden** im Verhalten dieser Druckzentren, eine schwache Ausprägung und eine starke Ausprägung der beiden Druckgebiete. Man kann die beiden Moden auch als *Druckschaukel* verstehen, die mehr oder weniger gekippt ist. Sind die Druckunterschiede zwischen Islandtief und Azorenhoch gering, spricht man von einem *negativen NAO-Index*, sind die Druckunterschiede ausgeprägt, von einem *positiven NAO-Index*.

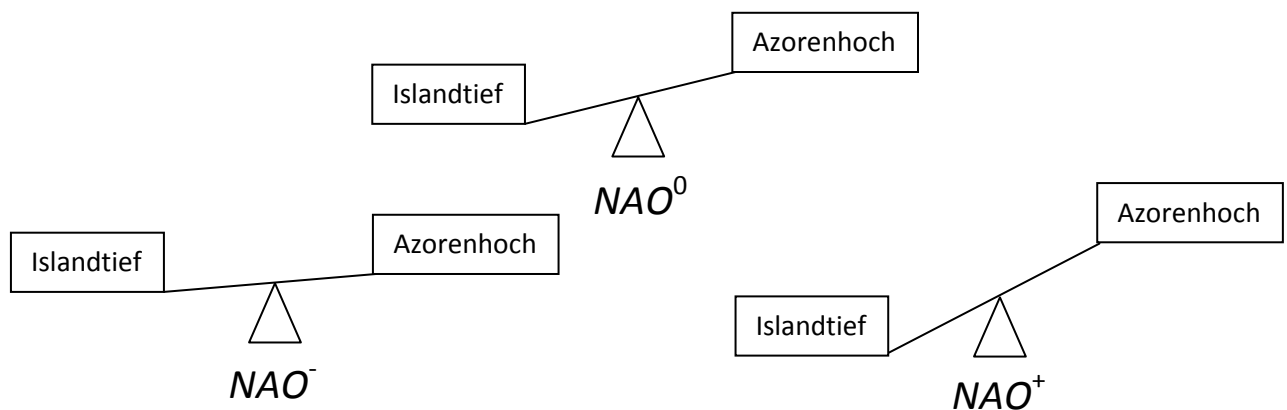


Abbildung 13: Die Nordatlantische Oszillation als Druckschaukel, links im negativen und rechts im positiven Modus und oben im „durchschnittlichen Zustand“ (Index = 0)

Was ist der NAO-Index genau?

Der NAO-Index ist ein Wert, der Druckanomalien zweier (oder paarweise mehrerer bestimmter Messstationen) vergleicht. Als Beispiel nehmen wir die Messstation A, die im Einflussbereich des Azorenhochs liegt und die Messstation I, die im Einflussbereich des Islandtiefs liegt. Bei diesen Messstationen wird nun der Druck-Monats-Mittelwert \bar{p}_{monat} mit dem langjährigen Druck-Mittelwert \bar{p} an diesem Ort verglichen und die Abweichung berechnet:

$$\Delta p = \bar{p}_{\text{monat}} - \bar{p}.$$

Δp heißt Druckanomalie. Diese Druckanomalie einer bestimmten Station wird nun in Bezug zur durchschnittlichen Streuung der Druckwerte bei dieser Station gesetzt, der Standardabweichung σ . Wir nennen diesen Wert „normierte Druckanomalie“ Δp_N :

$$\Delta p_N = \frac{\Delta p}{\sigma}$$

Δp_N sagt also, wie viele Standardabweichungen der Monatsmittelwert neben dem langjährigen Mittelwert liegt.

Nun werden die normierten Druckanomalien zweier charakteristischer Stationen miteinander verglichen. Deren Differenz heisst NAO-Index:

$$\text{NAO-Index} = \Delta p_N(A) - \Delta p_N(I)$$

Je nach Stationen-Paar, das zur Berechnung des NAO-Index verwendet wird, können die NAO- Zeitreihen (wie eine in Abbildung 15 zu sehen ist) voneinander abweichen.

In Mitteleuropa ist das Klima besonders im Winter geprägt durch die Westwindströmung, während im Sommer durch das nordwärts Rücken der ITC, Europa in den Einflussbereich der subtropischen Hochs gelangt.

Das Winterklima in Europa hängt nun stark davon ab, in welchem Modus sich die Nordatlantische Oszillation befindet.

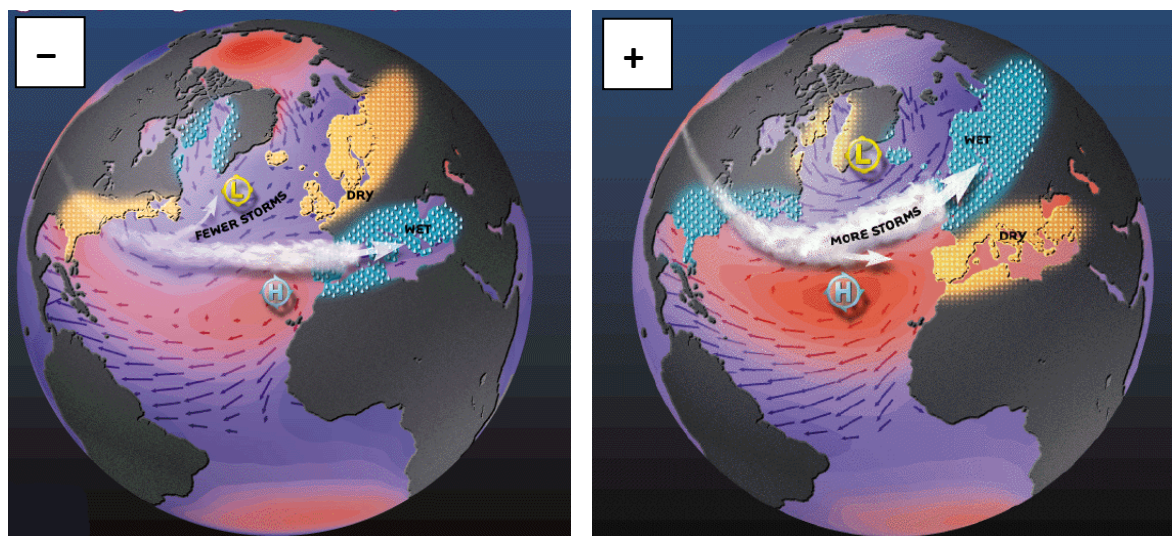


Abbildung 14: Negativer (links) und positiver (rechts) NAO-Modus und seine Konsequenzen für das Winterklima auf der westlichen Nordhalbkugel.

Im Folgenden sind stichwortartig die Auswirkungen eines negativen bzw. eines positiven NAO-Index erläutert:

Negativer NAO-Index (Abbildung 14 links):

- Das schwache Islandtief vermag die warme Luft vom amerikanischen Festland nicht abhalten. Dadurch wird es in Grönland verhältnismässig warm.
- Die geringe Druckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch bewirkt eine nur schwach ausgeprägte Westwindströmung. Diese reicht daher kaum in den nordeuropäischen Raum und beeinflusst eher den Mittelmeerraum. Dort sorgt die der feuchte Westwind vom Atlantik für erhöhten Niederschlag.
- Das winterliche Hoch über Russland kann nun seine volle Kraft entfalten. Dabei strömt sibirische Kaltluft nach Nordeuropa und Mitteleuropa. Der Negative NAO-Index sorgt im Alpenraum für trockenes kaltes Wetter.

Positiver NAO-Index (Abbildung 14 rechts):

- Ein starkes Islandtief zieht kalte Polarluft gegen Grönland. Die Temperaturen sinken tief und es ist sehr trocken.
- Die grosse Druckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch unterstützen die Jetstreams. Die Westwindströmung wird dadurch sehr stark. Winterstürme mit viel Niederschlag und milden Temperaturen sind die Konsequenz
- Das kräftige Islandtief drängt das winterliche Hochdruckgebiet über Russland zurück, das sich dafür mehr gegen Süden ausdehnt. Einzelne Ausläufer davon gelangen in den Mittelmeerraum womit es dort unüblich kühl und trocken wird.

Für den Alpenraum bedeutet also ein negativer NAO-Index **kalte Winterverhältnisse**, ein positiver NAO-Index hingegen **mildes, feuchtes und oft stürmisches Winterwetter**. In der Abbildung 15 ist der Winter-NAO-Index (für die Berechnung des Winter-Index werden nur die Monate Dezember bis März verwendet, dabei bedeutet z.B Winter 1995: Dez `94 bis März `95) für die Zeit zwischen 1900 und 2005 dargestellt. Erstaunlicherweise bleibt die Nordatlantische Oszillation immer mehrere Jahre in einem Modus und springt nicht zufällig zwischen positivem und negativem Modus hin und her.

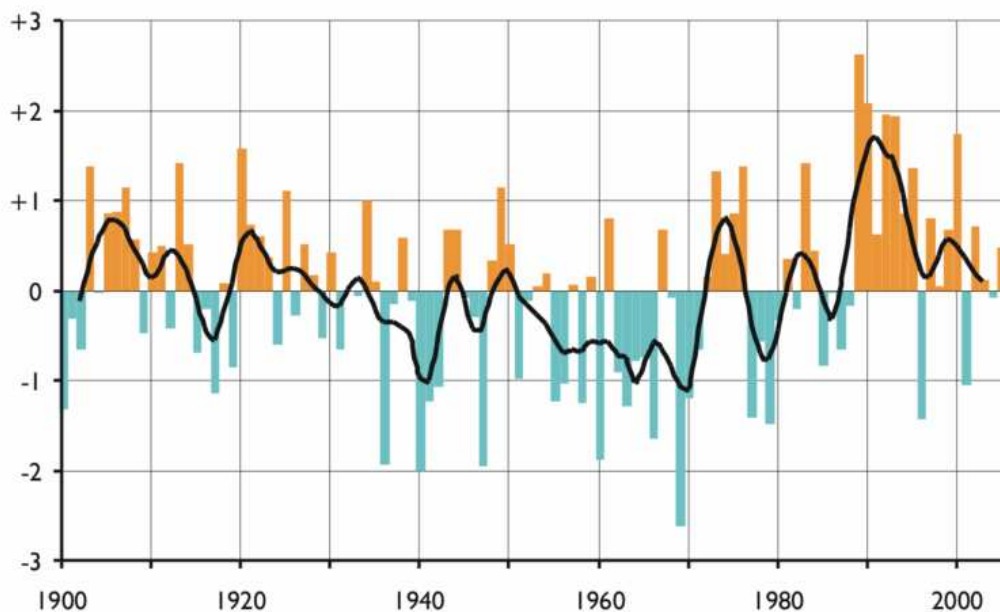


Abbildung 15: Winter-NAO-Index über die letzten 100 Jahre. Rot gefärbt sind die Phasen mit positivem, blau solche mit negativem NAO-Index. Die schwarze Linie beschreibt einen gleitenden Mittelwert über 5 Jahre durch die einzelnen Datenpunkte. (Quelle: Wikimedia Commons; <http://commons.wikimedia.org/wiki/Image:Winter-NAO-Index.png>; Daten nach J.W. Hurrell (Climate Analysis Section, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA).



7. An vielen Orten in den Voralpen müssen heute kleinere Skilifte aufgegeben werden, weil in den letzten Wintern nie mehr Schnee gelegen hat. Aus welchen Jahren stammen wohl diese Skiliftprojekte?

8. Die beiden Winterstürme mit den heftigsten Auswirkungen für die Schweiz in den letzten 20 Jahren waren Vivian (Februar 1990) und Lothar (Dezember 1999). Was für ein NAO-Index hat damals geherrscht?

7 El Niño

Druckschaukeln wie die Nordatlantische Oszillation, gibt es auch an anderen Orten auf der Erde. Eine der berühmtesten ist die Druckschaukel entlang des Äquators im Pazifik.

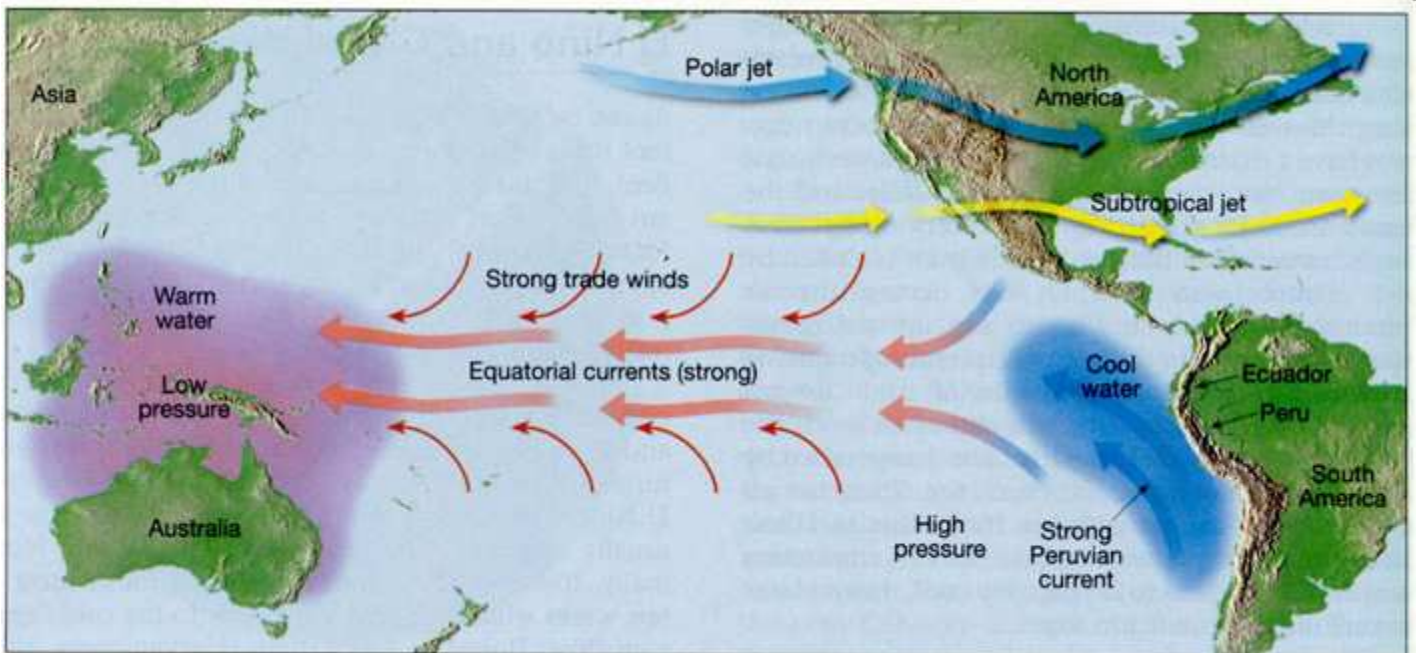


Abbildung 16: „Normale“ Druckverteilung über dem äquatorialen Pazifik. Der rote Bereich kennzeichnet das Hitzetief über Süd-Ost Asien, der blaue Bereich das Hochdruckgebiet vor der Küste Südamerikas. (Quelle: <http://www.sbg.ac.at/ipk/avstudio/pierofun/atmo/elnino.htm>, Pierre Madl; *the El-Niño (ENSO) Phenomenon Environmental Physics Lettner, Vol. 437-503, 2000.*)

Die Passatwinde, die von Nordosten und von Südosten über die riesigen Wasserflächen des pazifischen Ozeans gegen den Äquator hin blasen, sorgen dafür, dass im pazifischen Becken das warme äquatoriale Oberflächenwasser nach Westen, gegen Südost-Asien getrieben wird. Diese ständig westwärts gerichtete Strömung führt sogar dazu, dass der Meeresspiegel im südostasiatischen Raum um bis zu 70 cm höher liegt als vor der Küste Südamerikas! Vor allem aber gibt es im südostasiatischen Raum einen Stau an warmem Wasser, welches dazu führt, dass das warme Wasser bis in grosse Tiefen des Ozeans gedrängt wird. Auf der anderen Seite des Pazifiks, vor der Küste Südamerikas, strömt dem gegenüber kaltes nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche nach und bildet den sogenannten *Humbolt-Strom*.

Durch den Warmwasserüberschuss in Südost-Asien bildet sich in diesem Raum üblicherweise ein ausgedehntes Hitze-Tiefdruckgebiet. Dieses prägt das dortige Klima und sorgt für tropische Verhältnisse mit feuchter Hitze und vielen Niederschlägen. Auf der anderen Seite des Pazifiks ist der kalte Humbolt-Strom verantwortlich für ein ständiges Hochdruckgebiet, das für ein sehr trockenes Klima an der Westküste Perus und Nord-Chiles sorgt. Die aufsteigenden feuchten Luftmassen im Tiefdruckgebiet in Südost-Asien und die absinkenden trockenen Luftmassen im Hochdruckgebiet an der Westküste Südamerikas sorgen für eine Oberflächenströmung von Ost nach West (die Passate) und als Rückströmung für Höhenwinde in der umgekehrten Richtung, also von West nach Ost. Zusammen ergeben diese Strömungen eine geschlossene Zirkulationszelle, die so genannte *Walker-Zirkulation* (vgl. Abbildung 17).

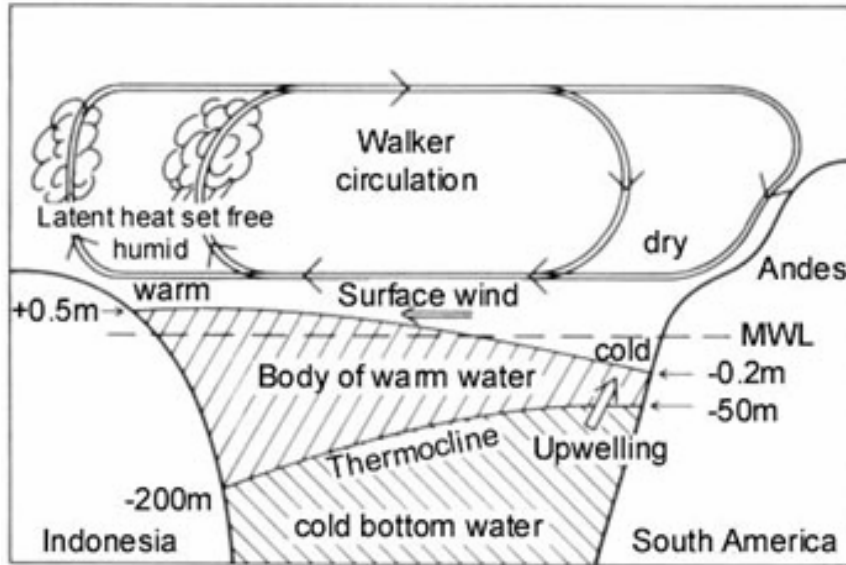


Abbildung 17: Die Walker-Zirkulation.

Alle paar Jahre ereignet sich nun eine Umkehrung der Druckverhältnisse. Ausgelöst durch eine Abschwächung und einer südwärts Verschiebung des Hochdruckgebietes vor der Küste Südamerikas schwächen sich auch die Passatwinde ab. Da nun weniger Warmwasser nach Südost-Asien gedrängt wird schwappt der Überschuss an Warmwasser aus dem asiatischen Raum als Welle über den Pazifik zurück in Richtung Südamerika. Dieses zurückströmende Warmwasser bringt nun den Humbolt-Strom quasi zum Erliegen bzw. drängt ihn weit nach Süden. Mit dem Warmwasser verschiebt sich auch die Druckverteilung. Die üblichen Druckunterschiede zwischen dem Hoch vor Südamerika und dem Tief in Südost-Asien schwächen sich ab, bzw. drehen sich sogar um!

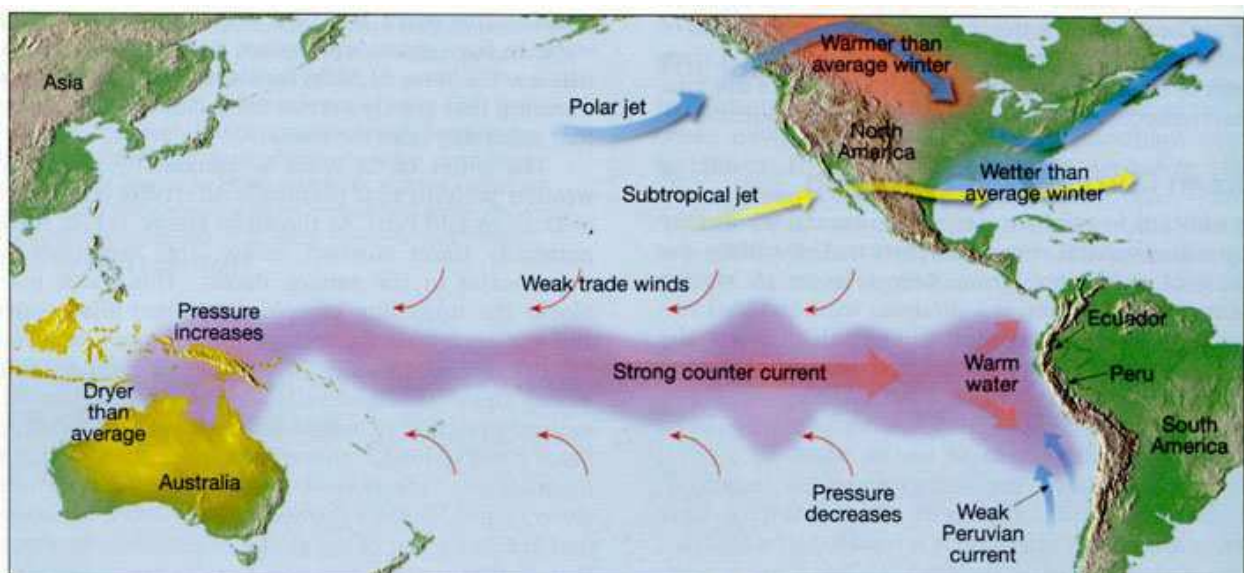


Abbildung 18: Umkippen der Druckverteilung über dem äquatorialen Pazifik. Das zurückschwappende Warmwasser schwächt den Humboltstrom und erzeugt ein Tiefdruckgebiet vor Südamerika. Diese Umdrehung der Situation heiße el Niño. (Quelle: <http://www.sbg.ac.at/ipk/avstudio/pierofun/atmo/elniño.htm>, Pierre Madl; the El-Niño (ENSO) Phenomenon Environmental Physics Lettner, Vol. 437-503, 2000.)

Diese Umkehr der Drucksituation und alle ihre Begleiterscheinungen werden unter dem Begriff El Niño oder genauer *El Niño Southern Oscillation (ENSO)* zusammengefasst.

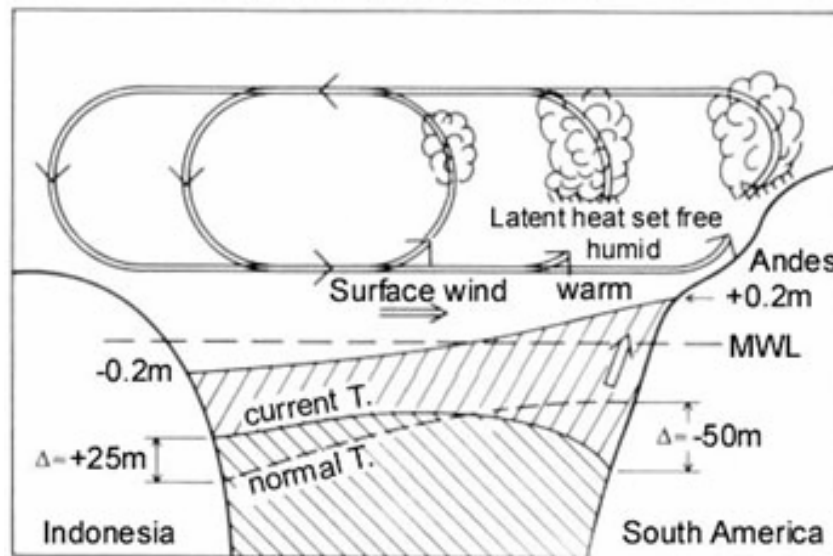


Abbildung 19: Die Umkehr der Walker-Zirkulation führt zum El Niño Phänomen

Die Umkehr der Walker-Zirkulation führt zu ungewöhnlichen klimatischen Verhältnissen sowohl in Südost-Asien, wie auch in Südamerika. Während in Peru und Nord-Chile heftige Niederschläge und Stürme toben, herrscht in Südost-Asien eine verheerende Dürre. Die klimatische Veränderung wirkt sich aber vor allem auch auf die Meeresströmungen aus. Der nährstoffreiche Humbolt-Strom kommt durch das El Niño Phänomen fast zum Erliegen, womit der Fischfangertrag an der Nordost-Küste Südamerikas dramatisch einbricht.

Das El Niño Phänomen dauert in der Regel 9 bis 12 Monate. Sein Auftreten ist nicht neu und hat an sich nichts mit dem Klimawandel zu tun. Immer schon tauchte dieses Phänomen in einer Periodizität von 2 bis 7 Jahren auf

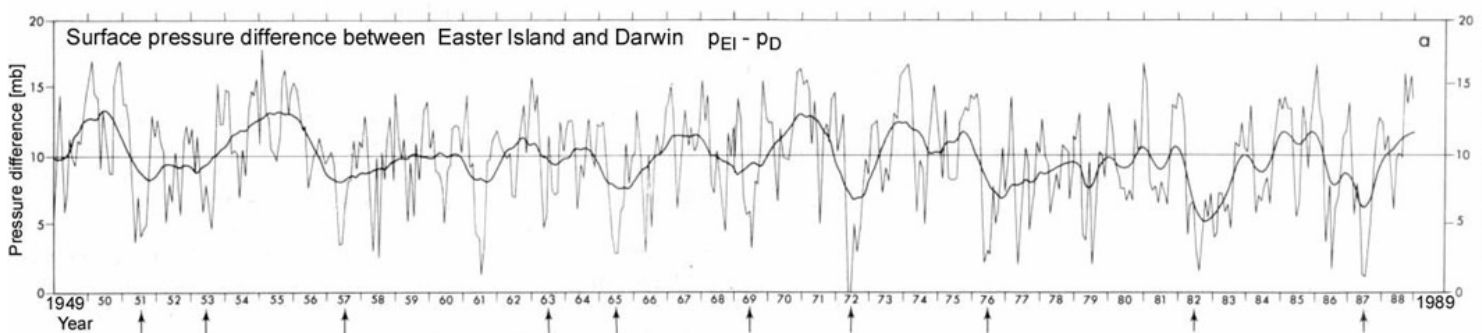


Abbildung 20: In der Grafik sind die Druckdifferenzen zwischen Easter Island (Isla de Pascua, Chile) im Südpazifik und der Stadt Darwin in Nordaustralien zwischen 1949 und 1989 dargestellt. Hohe Werte bedeuten verhältnismässig hoher Druck in Easter Island und entsprechend niedriger Druck in Darwin. Dies entspricht der „normalen“ Druckverteilung über dem Südpazifik. Mit den schwarzen Pfeilen sind extreme Anomalien in dieser Druckverteilung markiert, die sogenannten el Niño Events.

Quelle: <http://www.sbg.ac.at/ipk/avstudio/pierofun/atmo/elnino.htm>, Pierre Madl; *the El-Niño (ENSO) Phenomenon Environmental Physics Lettner, Vol. 437-503, 2000.*

③ Teleconnections und Klimawandel

Einge Wissenschaftler stellen sich die Frage, ob ein Zusammenhang oder eine Beeinflussung von ENSO und NAO besteht. Hängen positive oder negative NAO-Moden mit positive oder negativen NSO-Moden zusammen. Kann ein extemer NAO Index ein El Niño Phänomen auslösen? Schlüssige und eindeutige Antworten darauf gibt es bisher keine.

Auch der Einfluss des Klimawandels auf die Nordatlantische Oszillation oder das El Niño phänomen sind umstritten. Sicher ist, dass durch eine höhere globale Temperatur mehr Wasserdampf und damit mehr Energie in die Atmosphäre gelangt.

Lösungen

1. Der Grund für die Änderung der Jahreszeiten ist die Veränderung der Intensität der Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche. Diese verändert sich durch die Stellung der Rotationsachse der Erde gegenüber der Sonne. Die dadurch bedingte ungleiche Verteilung der Sonnenenergie auf der Erde führt zu Luftdruckunterschieden und damit zu Winden und Meeresströmungen und damit zu begleitenden Wetterphänomenen. Diese verändern sich Saisonal.

2.

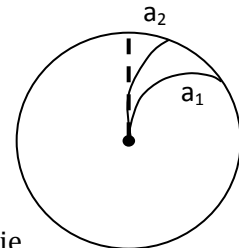
a.
$$a_c = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot v$$

$\sin(\varphi)$ ist hier gleich 1, da die Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Scheibe und die Geschwindigkeit der Massen immer senkrecht zueinander stehen.

$$a_1 = 2 \cdot \omega \cdot v = 2 \cdot 3\text{s}^{-1} \cdot 1\text{m/s} = 6\text{ m/s}^2$$

$$a_2 = 2 \cdot \omega \cdot v = 2 \cdot 3\text{s}^{-1} \cdot 10\text{m/s} = 60\text{ m/s}^2$$

- b. Nein! Und überraschenderweise wird Masse 2 trotz grösserer Koriolisbeschleunigung **weniger weit** nach „rechts“ abgelenkt. Dies kommt daher, dass die Masse 2, wegen der höheren Geschwindigkeit, auf ihrem Weg zum Scheibenrand eine viel kürzere Zeit der Koriolisbeschleunigung ausgesetzt ist! (Vergleiche dazu die Lösungsformel von Aufgabe 3, dort steht die Geschwindigkeit im Nenner; Also: höhere Geschwindigkeit, kleinere Ablenkung, trotz höherer Koriolisbeschleunigung!)
- c. Ja, da im Bezugssystem von Masse 1 beide eine geradlinig gleichförmige Bewegung machen! Die Korioliskraft ist eine „Scheinkraft“ die nur im rotierenden Bezugssystem auftritt.
- d. Am besten löst man diese Aufgabe im unbeschleunigten Bezugssystem der beiden Massen 1 und 2 und lässt die rotierende Scheibe ausser Acht:



$$s_1 = v_1 \cdot t = 1\text{m/s} \cdot 5\text{s} = 5\text{ m}$$

$$s_2 = v_2 \cdot t = 10\text{m/s} \cdot 5\text{s} = 50\text{ m}$$

Das ergibt also eine Differenz von **45 m**. Die darunter rotierende Scheibe tut da nichts zur Sache!

3. Die Ablenkung s_x der Kugel auf die Strecke $s_y = 300$ m beträgt näherungsweise*:

$$s_x = \frac{a_c t^2}{2} = \frac{2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot v_y \cdot t^2}{2}; \text{ da es sich die beiden Massen in ihren Bezugssystemen}$$

gleichförmig vorwärts (in y-Richtung) bewegen gilt: $v_y = \frac{s_y}{t}$ oder $t = \frac{s_y}{v_y}$. Damit gilt

$$s_x = \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot v_y \cdot \left(\frac{s_y}{v_y}\right)^2 = \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot v_y \cdot \left(\frac{s_y}{v_y}\right)^2 = \omega \cdot \sin(\varphi) \cdot \frac{s_y^2}{v_y}$$

$$= \frac{2\pi}{86400\text{s}} \cdot \sin(40) \cdot \frac{(300\text{m})^2}{600\text{m/s}} = 7.01 \cdot 10^{-3} \text{m},$$

also etwa 7 mm nach rechts (Nordhalbkugel!). Das Seil ist etwas mehr als doppelt so dick. Wenn er die Koriolisbeschleunigung nicht berücksichtigt wird's eng!

(* Sie beträgt sogar etwas mehr, da die Beschleunigung zu jedem Zeitpunkt senkrecht auf dem Geschwindigkeitsvektor steht.)

4. Da die Korioliskraft immer senkrecht auf dem Geschwindigkeitsvektor steht, wird der Betrag der Geschwindigkeit nicht verändert. Die Koriolisbeschleunigung bewirkt (im Bezugssystem der rotierenden Scheibe) nur eine Richtungsänderung der Geschwindigkeit.
5. Westerlies werden die Winde genannt, die aus dem Subtropenhoch nach Norden hin (bzw. auf der Südhalbkugel nach Süden hin) zu den Tiefdruckgebieten strömen. Wegen der Korioliskraft werden sie auf der Nordhalbkugel nach rechts (also nach Osten) abgelenkt. Auf der Südhalbkugel werden sie nach links (also auch nach Osten) abgelenkt.

Die Tradewinds (*Passat-Winde*) werden die Winde genannt, die aus dem Subtropenhoch nach Süden hin (bzw. auf der Südhalbkugel nach Norden hin) zum Äquator strömen. Wegen der Korioliskraft werden sie auf der Nordhalbkugel nach links (also nach Westen) abgelenkt. Auf der Südhalbkugel werden sie nach rechts (also auch nach Westen) abgelenkt.

Überströmen die Tradewinds den Äquator ändert die Koriolisbeschleunigung und die Strömung wird statt nach rechts (bzw. links) nach links (bzw. rechts) abgelenkt.

6. Die Westwindzone, in der wir uns befinden führt zu einer sehr aktiven Frontenentwicklung. Das Durcheinandermischen und Aufeinandertreffen von warmen und kalten Luftmassen bei deren Bewegungen um die Hoch- und Tiefdruckgebiete ergibt eine rege Wettertätigkeit. Das zeigt sich in unserer Gesellschaft unter Anderem dadurch, dass die Wettervorhersage in den Medien eine zentrale Rolle spielt. (Mit einer guten Wettervorhersage lässt sich viel Geld verdienen!) In anderen Regionen der Erde ist die Wettervorhersage ziemlich langweilig; entweder ist es wochen- bis monatelang „schönes Wetter“ oder man befindet sich in der Regenzeit. Am Äquator prägt ein „Tageszeitenklima“ das Wettergeschehen. Das Wetter während eines Tagesablaufs ist das ganze Jahr in etwa gleich.

7. Die ganze „Ski-Schweiz“-Euphorie mit vielen Skiliftprojekten stammt aus den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts. Man befand sich damals in einer Phase mit ausgesprochen negativen NOA-Indizes. Die Winter waren kalt und Schneereich. In diese Zeit fällt auch die letzte grosse „Seegröfni“ (1963), in der viele grosse Schweizer Seen komplett zugefroren waren.



Abbildung 21: Der gefrorene Bodensee 1963 (<http://bodensee-news.blogspot.com/2009/01/130109-winterimpressionen-von-hugo.html>)

8.

Vivian (Winter 1990): bei ca. +2.1

Lothar (Dezember 1999 = Winter 2000): bei ca. +1.8