

Druck

- Kraft pro Fläche
- In Gasen und Flüssigkeiten wirkt Druck allseitig (durch die ständigen Zusammenstöße der Teilchen. Durch die hohe Anzahl an Teilchen ist Druck statistisch in alle Richtungen gleich)

Bei Temperaturerhöhung => schnellere Teilchenbewegung => Druck steigt => Volumenvergrößerung
Bei Temperatursenkung => langsamere Teilchenbewegung => Druck sinkt => Volumenverkleinerung

Luftdruck

Ist das pro Flächeneinheit berechnete Gewicht der Luftsäule, die sich in vertikaler Richtung über der Fläche in der Atmosphäre befindet. (Sie übt einen Druck auf die Oberfläche aus)

- Luftdruckmessung mittels Quecksilber (Hg)
- Da Hg unterschiedliche Ausdehnung bei verschiedenen Temps, Breitengrad und Höhe hat, wird Luftdruck auf 0 °C, Normalschwere und Normalnull korrigiert
- Messung in mm Hg (mm auf Quecksilbersäule)
- Physikalische Einheit war früher Millibar (mb) und ist heute Hektopascal (hPa) (Werte die gleichen, heißt einfach hPa anstatt mb schreiben)

Die Entstehung horizontaler Luftdruckunterschiede und die Einleitung horizontaler Luftbewegungen (S.127, Weischet)

Gradient

- Änderung eines Messwertes pro Streckeneinheit in Richtung des stärksten Gefälles
- Also eine Größe mit einem best. Betrag und einer best. Richtung im Raum (Vektor)

Grundregeln horizontaler Luftbewegungen (S.138, Weischet)

Luftdruckgradient

- Luftdruckabnahme in einer Niveaulfläche pro Streckeneinheit in Richtung des Gefälles
- Ohne ablenkende Kraft wäre dies der direkte Ausgleich von Hoch zu Tief

Ist die Bewegung einmal eingeleitet und hat sie eine gewisse Größe erreicht, treten zusätzliche, sekundäre Kräfte in Form der Reibungs-, Coriolis- und Fliehkraft auf

Corioliskraft

- ablenkende Kraft der Erdrotation
- Luft ist träge. Beim strömen zum Äquator kommt sie in Bereiche höherer Mitführgeschwindigkeit. Durch die Trägheit folgt sie der Beschleunigung nur mit Verzögerung. Die macht sich deutlich durch die Ablenkung.

- Sie ist aber nur eine Scheinkraft, da sie andere Kräfte zuerst voraussetzt
- Geht zum Äquator hin gleich Null
- Wirkt senkrecht zur Bewegungsrichtung der Luft
- Lenkt die Luft nach rechts ab
- Soweit, bis Luft parallel zu Isobaren (also senkrecht zum Luftdruckgradienten) strömt
- Weitere Ablenkung nicht möglich, da sie sonst Arbeit verrichten müsste

Geostrophischer Wind

- Resultiert aus Ablenkung von Corioliskraft
- Horizontale Luftbewegung ohne Reibungseinfluss in einem Luftdruckfeld mit geradlinigen Isobaren
- Windbewegungen über große Entfernungen in höheren Atmosphärenschichten
- ein gleicher Luftdruckunterschied, wie in höheren Breiten, kann einen viel stärkeren Wind hervorrufen

Fliehkraft

- Tritt auf, sobald bewegte Luft in den Bereich eines Luftdruckfeldes mit zyklonaler oder antizyklonaler Krümmung gelangt
- Wirkt im Falle zyklonaler Krümmung in Richtung des Drehradius nach außen (Zentrifugalkraft)
- Also gleiche Richtung, wie die Corioliskraft und addiert sich mit dieser

Geostrophisch-zyklostrophischer Wind

- Dieser ist das Resultat reibungsloser Luftbewegung unter Mitwirkung der Fliehkraft bei zyklonaler oder antizyklonaler Isobarenkrümmung
- Auch als Gradientwind bezeichnet
- Weht ebenso Isobarenparallel
- Seine Stärke ist bei gleichem Druckgradient im Falle der Umkreisung eines Tiefdruckgebietes kleiner, und bei der Bewegung um ein Hoch größer als beim geostrophischen Wind
- entspricht: Gleiche Windgeschwindigkeiten erfordern bei zyklonaler Bewegung einen stärkeren Druckgradienten als bei antizyklonaler
- Auf der Südhalbkugel sind die Bedingungen die gleichen, nur der Drehsinn ändert
- Geostrophischer und geostrophisch-zyklostrophischer Wind können keinen Druckausgleich herbeiführen

Einfluss der Reibung auf die Luftbewegung

- Reibung entsteht durch Erdoberfläche

- Ihr Einfluss (Vertikalaustausch von Luftmassen) kann bis zu 2000m über Grund reichen
- Wirkt Bewegung der Luft entgegen
- Reduziert Windgeschwindigkeit und somit auch Corioliskraft
- Addiert sich mit ihr zu einer resultierenden Gesamtkraft
- Reibungswind hat eine **ageostrophische** Komponente, da mit ihm der Wind in Richtung des Tiefs abgelenkt wird
- Je stärker sie ist, desto größer die Ablenkung in Richtung Tief
- Über Land ist die Reibung stärker als über Wasser
- Mit der Höhe nimmt sie ab, mit der Höhe wird der Wind wieder geostrophisch

Turbulenzen, Bodenreibung, Böigkeit des Windes

- Ungestörte Strömung des Windes wird durch turbulenten Massenaustausch gestört (wird instabil), der noch durch die von der Bodenreibung verursachten Verwirbelungen herrührt
- Es kommt zu vertikalen Bewegungen der Luftteilchen, die Energie dafür kommt aus der Bewegungsenergie des Windes selbst
- Je stärker der Wind, desto höher die Reibungshöhe
- Langsamere Luftteilchen bremsen schnellere
- Dynamische Turbulenzen entstehen
- Vertikaler Massenaustausch wird noch durch thermische Turbulenz verstärkt (Aufstieg der Luftmassen durch Erwärmung der Erdoberfläche)
- Langsamere Teilchen kommen dadurch in größere Höhen, schnellere Teilchen in geringe Tiefen
- Allgemeine Konsequenz sind Böen, da nur bei schwacher Strömung die Geschwindigkeit des Windes über längere Zeit konstant bleibt

- V^* (siehe Skript) ist die Relativbewegung des geostrophischen Windes gegenüber dem Bodenwind
- Mit ihr und der Bodenreibung (R^*) resultiert die mittlere Gesamtreibung für die durchmischte Schicht
- Mit der Höhe nimmt R und V^* ab und es entsteht der Kräfteplan des geostrophischen Windes

Konsequenz der Ablenkung zum tieferen Druck hin ist, dass

- Die Luftströmung unter Reibungseinfluss eine druckausgleichende Wirkung hat
- Bei einem Hochdruckgebiet mit antizyklonalem Drehsinn ein Auseinanderströmen (**Divergieren**) verbunden ist
- Bei einem Tiefdruckgebiet mit zyklonalem Drehsinn ein Zusammenströmen (**Konvergieren**) der bewegten Luftmassen auftritt
- **Konvergenz** = Massenzuwachs, da mehr Masse einströmt als ausströmt
- **Divergenz** = Mehr Masse strömt aus als ein

- Wegen der Divergenz und Konvergenz des Bodenwindfeldes bei Hoch- und Tiefdruckgebieten folgt die Notwendigkeit einer vertikalen Ausgleichströmung im Inneren von Zyklonen und Antizyklonen
- Diese ist im Hoch abwärts und im Tief aufwärts

Konvergierende und divergierende Isobaren

- In der Atmosphäre sind horizontale Isobaren meist nicht parallel
 - Luft ist träge und folgt der beschleunigenden Kraft mit Verzögerung
 - Bei **Konvergenzen** entsteht eine Beschleunigung, da sich die Isobaren verdichten
 - Gradientkraft nimmt zu, Luft beschleunigt sich träge und Coriolis-Kraft wird erst stärker durch die Beschleunigung der Luft
 - Es kommt zu einer Ablenkung zum Tief hin
 - Bei **Divergenzen** kommt Luft mit zu großer Geschwindigkeit an, Corioliskraft überwiegt und es kommt zu einer Ablenkung zum Hoch
 - negative Beschleunigung bremst Luft ab
- ⇒ anisobare Komponenten

Vertikale Luftbewegung und ihre Konsequenzen (S.168)

Dynamische Turbulenz

- Hydro- oder aerodynamisch bedingte Verwirbelung einer Strömung
- Die für die turbulente Vertikalbewegung benötigte Energie wird vom horizontalen Strömungsfeld geliefert
- Energie ist besonders groß bei thermisch stabiler Schichtung der Luftmassen (unten kalte Luft, oben warme)
- Konsequenzen davon sind z.B. dass sich über Schneemassen eine Kaltfluthaut bildet, die erst bei ausreichender Windgeschwindigkeit aufgelöst werden kann

Thermische Konvektion

- Vertikale Aufwärtsbewegung von Luftteilchen als Folge des Auftriebs bei labiler Schichtung
- Aufstieg der Luftteilchen durch Aufheizen der Erdoberfläche

Trockenadiabatische Zustandsänderungen bei vertikalen Luftbewegungen (S.172)

Was ist Druck?

- Die Moleküle (der Luft z.B.) üben durch ihre ständige stattfindenden Zusammenstöße auf ihre Umgebung einen Druck aus

- Kraft pro Fläche

Adiabatische Zustandsänderung

- Beim Aufstieg von Luft wird der Druck kleiner
 - Folge ist, dass sich die Luft ausdehnen kann
 - Durch die Ausdehnung kommt es zum Bewegungsenergieverlust
 - Man stelle sich vor, dass eine abgrenzende Wand zurückweicht und Teile der Energie der anstoßenden Moleküle aufnimmt
 - Dadurch Temperaturabnahme
 - Umgekehrt kommt es bei der Druckzunahme (beim Absteigen) zu einer Temperaturzunahme (da die Wand nun wieder enger wird)
- ⇒ adiabatische Zustandsänderung
- trockenadiabatische Zustandsänderung wenn Sättigungsdampfdruck noch nicht erreicht ist ($\Rightarrow 0,98^\circ\text{C} / 100\text{m}$)

Feuchtadiabatische Temperaturveränderung

- durch die Abkühlung beim Aufsteigen wird irgendwann $e = E$ und die relative Luftfeuchte 100%
- Temperatur bei der die Feuchtesättigung erreicht ist heißt **Kondensationspunkt**
- Die Höhe in der das passiert heißt **Kondensationsniveau**
- Kondensationswärme wird frei bei weiterem Aufstieg
- Temperaturveränderung pro 100m nur noch ca. $0,5^\circ\text{C}$ (= in gemäßigten Breiten, sonst zwischen 0,5 und 0,7)

Umkehr adiabatischer Prozesse bei absteigender Luft

- Bei Absteigende Luft nimmt Temperatur zu ($\Rightarrow 0,98^\circ\text{C} / 100\text{m}$)
- Wolkenauflösung, da die wärmere Luft wieder mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann
- Bei zunehmendem Absinken wird Luft schnell sehr trocken

Dynamische Inversion

- Dem dynamische Absinken der Luft steht ein thermisches Aufsteigen von Luft durch die Einstrahlung der Sonne gegenüber
- Insgesamt entstehen drei Schichten
 1. Dynamisch absinkende Luft
 2. Trennschicht mit horizontaler Bewegungsrichtung
 3. Turbulent durchmischte thermische Aufwärtsbewegung
- Inversionen verhindern vertikale Aufwärtsbewegungen von aufgeheizten Luftschichten (Die Schichten steigen auf weil sie wärmer sind als die Umgebung. Wenn sie allerdings in die Höhe der Inversion gelangen ist sie plötzlich kälter als die Umgebung und kann nicht weiter aufsteigen)
- Inversion kann Kondensation verhindern, so dass sich Hochnebefelder bilden

Bodenseenebel:

Durch Bodenkaltluft, die während der Nacht entsteht, kann sich bei ausreichend Feuchtigkeit Nebel bilden. Wenn die Einstrahlung nun nicht ausreicht (negativer Energiebilanz) die Bodennahen Schichten aufzuheizen, kann sich dieser Nebel Tage- und Wochenlang halten

Astronomische Grundlagen

Erdrevolution

- Umlauf der Erde um die Sonne

Aphel

- Größte Sonnenferne

Perihel

- Größte Sonnennähe

Äquinoktien

- Tag- und Nachtgleiche

Solstitium

- Längster bzw. kürzester Tag auf der jeweiligen Halbkugel

Strahlung

Selektive Absorption

- Strahlungsesenergie wird in Körper aufgenommen und in Wärmeenergie überführt
- Körper absorbieren nur bestimmte Wellenlängen, die anderen werden reflektiert oder durchgelassen (-> selektiv)
- Absorptionsbanden = Ozon, CO₂, H₂O absorbieren best. Spektralbereiche

Ozon

- absorbiert UV-Strahlung
- Reaktion siehe Skript
- Ohne menschliche Einflüsse gäbe es ein natürliches Gleichgewicht

Globalstrahlung

- Auf eine horizontale Fläche pro Zeiteinheit zugestrahlte Summe aus direkter Sonnenstrahlung und diffusen Himmelslicht

Die Albedo

- Albedo ist Verhältnis von reflektierter zu einfallender Energie eines Körpers

- Reflexion ist überwiegend diffus nur zum Teil spiegelnd
- Von der unterschiedlich starken diffusen Reflexion von Strahlen verschiedener Wellenlänge aus dem sichtbaren Bereich hängt es ab, welche Farbe der Gegenstand hat
- Flächen, die alle Strahlen reflektieren, heißen weiß
- Flächen, die alle Strahlen absorbieren, heißen schwarz
- Relativ glatte Oberflächen, wie Wasser, Schnee, Sand, usw. haben relativ hohen Anteil an spiegelnder Reflexion
- Albedo ist deshalb stark abhängig vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung

Umsatz kurzweiliger Strahlung

- Energieumsatz der Strahlung nur bis in 1-2 mm Tiefe des vegetationslosen Bodens

Wärmeverteilung in Böden und Wasser...

- In Wasser dringt Licht viele Meter ein, d.h. Energie verteilt sich auf größeren Bereich als im Boden
- Folge ist langsamere Erwärmung
- Wärmeleitfähigkeit ist dazu noch kleiner als bei Boden
- Dazu noch kommt die turbulente Durchmischung von Wasser, wo kalt und warm vermischt wird

...und Schnee...

- Absorbiert nur wenig Energie, v. a. bei Neuschnee, da dann Luftvolumen die schnelle Weitergabe von Wärme verhindert

...und Vegetation

- Schlechter Wärmespeicher

Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche

Die Albedo

- Jeder Strahl der Globalstrahlung wird beim Auftreffen auf eine Oberfläche überhaupt nicht, teilweise oder ganz reflektiert
- Reflexion ist überwiegend diffus (vielgerichtet), nur zum Teil spiegelnd
- Von der unterschiedlich starken diffusen Reflexion von Strahlen verschiedener Wellenlänge aus dem sichtbaren Bereich hängt es ab, welche Farbe der Gegenstand hat
- Flächen, die alle Strahlen reflektieren, heißen weiß
- Flächen, die alle Strahlen absorbieren, heißen schwarz
- Albedo bedeutet Verhältnis von reflektierter zu einfallender Energie eines Körpers
- Es ist ausreichend, wenn man ein ganzes Strahlenbündel betrachtet, da sich im Grunde jeder Strahl anders verhält

- Relativ glatte Oberflächen, wie Wasser, Schnee, Sand, usw. haben relativ hohen Anteil an spiegelnder Reflexion, Albedo ist deshalb stark abhängig vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung

Planetarische Zirkulation

- Zirkulationsmechanismus der Lufthülle der Erde
- In Gang gesetzt durch die solar bedingte unterschiedliche Energiezufuhr
- Ausgleich von Masse, Wärme und Bewegungsenergie
- Fundament für Klimagliederung nach genetischen Gesichtspunkten

- Durchgehendes Luftdruckgefälle von den Tropen zu Polargebieten
- Größte meridionale Luftdruckgradienten im Bereich der Mittelbreiten von den unteren zu den oberen Troposphärenschichten zunehmend

Die Tropopause erfährt über den Mittelbreiten (zwischen 30-60°) ein starker Abfall von einer relativ einheitlich hohen tropischen (16-17 km) zu einer relativ einheitlich niederen polaren Tropopause (8-9 km), Stratosphäre ist am Pol wärmer als am Äquator

- Schicht des größten Druckgefälles dicht unterhalb der Tropopause, da in der unteren Stratosphäre eine Umkehr des meridionalen Temperaturgefälles eintritt
 - ⇒ Durch die Gesetze des geostrophischen Windes wird durch das polwärts gerichtete meridionale Temperaturgefälle eine westliche Höhenströmung verursacht, die am stärksten in der hohen Troposphäre der Mittelbreiten sein muss
- aber: Kein Druckausgleich bei isobarenparalleler Strömung, es müsste sich der thermische Gegensatz immer weiter verstärken und als deren Folge immer stärkere Winde bilden => wäre instabiles System
- also: Bildung von Mäanderwellen der Höhenströmung

Zyklus beginnt:

- Amplitude wird größer, somit dringt tropische Warmluft nach Norden und polare Kaltluft nach Süden vor (im Winter sind die Vorstöße z.T. sehr intensiv, so dass sehr kalte arktische Luft vorstoßen kann)
- Bildung eines Hochdruckkeils durch Warmluft und Tiefdrucktrog über Kaltluft
- Wenn Warmluft nach Norden vordringt und Kaltluft nach Süden kommt es zu immer stärkerem Druckgefälle. Dadurch wird Jetstream immer stärker.
- Warmluftvorstoß bewirkt Transport von Wärme, Masse und Bewegungsenergie polwärts
- Temperaturgradient steigt noch weiter an, bis kritischer Punkt erreicht ist
- Es kommt zur Rückbildung zur Zonalbewegung und damit zum Cut-off-Effekt: Warmluftinseln und Kaltlufttropfen entstehen. (Warmluftinseln für Witterung nicht so bedeutend, da sie sich in großer Höhe befinden)

- Verbunden mit dem Cut-off-Effekt ist die Blockierung der planetarischen Westwindströmung (blocking action)
- Bis sich wieder ein entsprechendes Druckgefälle aufgebaut hat stellen sich Witterungsperioden ein. Entweder Luftmassen kontinentaler Herkunft oder durch regionseigene Einflussfaktoren gestaltete Witterung

Dynamische Druckgebilde entstehen durch die Wellenstörung der Frontalzone (Frontalzyklone)

- Warmluft wird, weil sie leichter ist und durch die schnellere Bewegung auf die Kaltluft aufgeschoben
- Geschwindigkeit von Warmfront etwas schneller als die der Kaltfront,
 - weil sie aus dem Süden kommt und von dort eine stärkere Mitführgeschwindigkeit mitbringt
 - weil die Kaltfront durch mehr Bodenreibung gebremst wird
- Die Energie für den Aufgleitvorgang bezieht die Luft aus dem größeren Drehimpuls
- Nachrückende Kaltfront ist schneller als Warmfront, obwohl sie aus höheren Breiten kommt
- Sie muß sich unter die Warmfront schieben, da sie schwerer ist
- Durch Reibung kommen bodennahe Schichten nicht so schnell voran, wie höher gelegene
- Es kommt daher zur Versteilung der Front (kann in der Höhe sogar etwas voreilen)
- Starke Labilisierung der Schichten
- Warmluft muß schnell vertikal aufschiesse
- Adiabatische Abkühlung und Konvektion
- Luft strömt auf dem Boden nach und so „springt“ die Kaltfront gegen die Warmfront

Planetarische Luftdruckgürtel

- Ungefähr zirkumglobal durchgehende Gürtel sind nur äquatoriale Tiefdruckrinne und subpolarer Tiefdruckgürtel
- Alle anderen durch unterschiedliche Land-Wasser-Verteilung in räumlich getrennte Zyklonen und Antizyklonen aufgegliedert
- Im Winter der jeweiligen Halbkugel sind subtropisch – randtropischer Gürtel und Subpolarer Tiefdruckgürtel stärker ausgebildet als im Sommer

Tropische Zirkulation

- Trockene Luft (wegen Abstieg) aus subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtel strömt durch Corioliskraft abgelenkt aus NO, bzw. SO Passat zur äquatorialen Tiefdruckrinne
- Durch die Flächenvergrößerung, wegen der Kugelform der Erde, kommt es zur Flächendivergenz, was sich so ausdrückt, dass die Luft ihre horizontale Fläche vergrößern auf Kosten ihrer vertikalen Erstreckung (Absinken der Luft)

- Gleichzeitig nimmt sie viel Wasserdampf auf (dadurch wieder geringe Aufwärtsbewegung)
- Passatinversion trennt wasserdampfhaltige von trockener etwas wärmerer Luft in der Höhe
- Passate laufen sich aus oder treffen auf die ITC (Zone, wo starke Passate von beiden Seiten gegeneinander strömen)
- In Südamerika und Afrika gibt es anstelle der ITC ein großräumiges Tief
- In beiden Fällen gibt es keine Passatinversion mehr, Luft steigt thermisch bedingt auf, kondensiert, regnet
- Trockene Luft sinkt im subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtel wieder ab
- In Tropen: zwei ITCs (äquatoriale (bleibt ortsfest) und zenitale), diese verstärken sich, wenn sie zusammentreffen
-