

1 Atmosphäre: Begriffe

1.1 Kapitel 1: Die Atmosphäre

Bestandteile der Atmosphäre

- N_2 (78%), O_2 (21%), Ar (1%)
- div. Spurengase, z.B. O_3 , CO_2 , CH_4 , SO_2
- Wasserdampf (0-4%)
- Aerosole (in Luft schwebende flüssige oder feste Partikel)

Schichten der Atmosphäre

Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre, Thermosphäre (vgl. Abbildung 1.2 im Skript)

Tropopause ca. 8 - 16km: Knick im vertikalen Temperaturverlauf

Stratopause ca. 50km: (Lokales) Temperaturmaximum der Atmosphäre

Mesopause ca. 80km: Temperaturminimum der Atmosphäre

polare Stratosphärenwolken

- Braucht $< -78^\circ C \Rightarrow$ Tritt vor allem in Polregionen und in Stratosphäre auf
- Bestehen aus Kristallen aus Schwefel- oder Salpetersäure.

leuchtende Nachtwolken

- Entstehen an der Mesopause.
- Kondensationskeime kommen vermutlich von verglühenden Meteoriten.
- Durch die grosse Höhe werden sie noch von der Sonne beleuchtet, wenn die Erdoberfläche schon längst abgedunkelt ist.

Polarlichter

- Entstehen in etwa 90-100 km Höhe (Thermosphäre) vor allem in den Polregionen.
- Elektrisch geladene Teilchen (z.B. Sonnenwind) regen Luftteilchen (v.a. O) an, die sich kurz danach wieder abregen und dabei Photonen emittieren.
- Elektrisch geladene Teilchen werden durch das Magnetfeld der Erde vor allem an die Polarregionen gelenkt.

1.2 Kapitel 2: Thermodynamik

1.2.1 Grundsätzliches

Spezifische Grössen	$x = \frac{X}{m}$	x: spezifische Zustandsgrösse
		X: Zustandsgrösse
		m: Masse [kg]
Molare Grössen	$X_m = \frac{X}{m}M$	X_m : molare Zustandsgrösse
		X: Zustandsgrösse
		M: Molmasse [kg mol ⁻¹]
Anzahl Mole einer Substanz	n	
Molare Masse	$m = n \cdot M$	
Totale Anzahl Moleküle	$N = N_A \cdot n$	

1.2.2 Grundgleichungen

Ideale Gasgleichung	$pV = nRT$	
- für trockene Luft	$p = \varrho_d R_d T$	
hydrostatische Grundgleichung	$dp = -g\varrho dz$	
barometrische Höhenformel	Annahmen: isotherme und trockene Atmosphäre $p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{z}{H_s}\right) \quad p_0 = 1013.25 \text{ hPa}$	
Skalenhöhe H_s	$H_s := \frac{R_d T}{g} \approx 8000 \text{ m}$	
1. Hauptsatz der Thermodynamik	$dQ = dU + dW$	
adiabatisch	$dQ = 0$	
Arbeit	$W = \int_{V_1}^{V_2} p dV$	
dry lapse rate Γ_d	Annahmen: Atmosphäre trocken, adiabatische Zustandsänderung (keine Kondensation!) $-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} =: \Gamma_d \approx \frac{1\text{K}}{100\text{m}}$ Gibt den Temperaturunterschied eines Luftpakets an, wenn es angehoben ($dz > 0$) oder abgesenkt ($dz < 0$) wird.	
potentielle Temperatur θ	θ ist die Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn man es adiabatisch vom Druck p und der Temperatur T auf einen Standarddruck $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ bringen würde. $\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{c_p}{R_d}} \quad \frac{c_p}{R_d} =: \kappa = 0.286$	
Statische Stabilität	Siehe Abbildung 2.1 im Skript $\begin{aligned} \text{stabil} &\Leftrightarrow \Gamma < \Gamma_d \Leftrightarrow \frac{d\theta}{dz} > 0 \\ \text{instabil} &\Leftrightarrow \Gamma > \Gamma_d \Leftrightarrow \frac{d\theta}{dz} < 0 \\ \text{neutral} &\Leftrightarrow \Gamma = \Gamma_d \Leftrightarrow \frac{d\theta}{dz} = 0 \end{aligned}$ $\Gamma = -dT_{real}/dz$ bezeichnet den tatsächlichen, gemessenen Temperaturabfall	

1.2.3 Feuchte Luft

Dampfdruck e	Partialdruck des in der Luft vorhandenen Wasserdampfs.	
Sättigungsdampfdruck e_s	maximaler Dampfdruck. Wenn dieser Punkt erreicht ist, verflüssigt sich genau so viel Dampf wie flüssiges Wasser verdampft. Dynamisches Gleichgewicht.	
	$e_s = e_{s,0} \cdot \exp\left(C \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad C = \frac{M_W L}{R} = 5412$	
	Gültig unter den Annahmen: 1. spezifische Verdampfungswärme von Wasser sei konstant. 2. $1/\rho_W = 0$	
relative Feuchtigkeit	$RH = 100 \frac{e}{e_s}$	
Taupunkt T_d	Bis zu welcher Temperatur kann ein Luftpaket bei fixer Luftfeuchtigkeit abgekühlt werden bevor es kondensiert?	
	math. Bedingung: $e_s(T_d) = e$	
Sättigungsdampfdruck über Eis	$e_{s,Wasser} > e_{s,Eis}$	Wasser = flüssiges Wasser
	Über Wasser kann die Luft also feuchter sein als über Eis. Macht Sinn: Der Phasenübergang Gasförmig \rightarrow Fest ist energetisch noch günstiger als der Phasenübergang Gasförmig \rightarrow Flüssig.	
Ungefähre Wertepaare	100 hPa 320 K	
	400 hPa 350 K	
	800 hPa 360 K	
Bergeron's Beobachtung	Falls ein Luftpaket den Dampfdruck $e_{s,Wasser} < e < e_{s,Eis}$ hat, so "konkurrieren" Wasser (Nebel) und Eis (Eiskristalle an Nadeln von Bäumen) um Wasserdampf. In diesem Fall wird der Dampf zu Eis und nicht zu Wasser. Gleiche Begründung wie oben.	
saturated rate Γ_s	lapse	kleiner als Γ_d . Γ_d : Ein Prozess: Abkühlung durch Druckabnahme. Γ_s Zwei Prozesse: Abkühlung durch Druckabnahme, aber Erwärmung durch Kondensation. Kondensation findet statt, da bei tieferer Temperatur e_s niedriger ist und somit Wasserdampf kondensiert.

Stabilitätsbetrachtungen siehe ppt vom 9. Okt.

Temperaturgradient		Stabilität	
	trockenes Luftpaket	feuchtes Luftpaket	
$\Gamma < \Gamma_s < \Gamma_d$		absolut stabil	
$\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$	stabil	Kann mit zunehmender Höhe gesättigt werden. Dann ist die Feuchtadiabate relevant und somit ist die Schichtung instabil.	
$\Gamma_s < \Gamma_d < \Gamma$		absolut instabil	

2 Atmosphäre: Begriffe

2.1 Kapitel 3: Strahlung

Schwarzer Körper
(sK)

- Ein sK absorbiert elektromagnetische Strahlung vollständig. Somit (wegen Kirchhoffschem Strahlungsgesetz) ist sein (Wärme-) Emissionsvermögen im Vergleich zu beliebigen Körper maximal ($\epsilon = 1$)
- Ein sK lässt keine Strahlung hindurch und spiegelt oder streut nichts.
- Ein beliebiger Körper kann bei keiner Wellenlänge mehr Strahlung aussenden als ein sK

Wiensches Verschiebungsgesetz

$$\lambda_{max} \cdot T = 2.898 \cdot 10^{-3} \text{ m K}$$

$[\lambda_{max}] = \mu \text{ m}$; Wellenlänge bei der die grösste Strahlungsintensität auftritt.

$[T] = \text{K}$; absolute Temperatur der strahlenden Fläche

$$\lambda_{max} = \frac{d}{d\lambda} J(\lambda)$$

$$\lambda_{max, Sonne} \approx 500 \text{ nm}$$

$$\lambda_{max, Erde} \approx 10^4 \text{ nm}$$

Planck'sches Strahlungsgesetz

$$J(\lambda)d\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda k_B T} - 1} d\lambda dA$$

Strahlungsenergie pro Wellenlängenintervall pro Flächeneinheit

Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$P = \sigma A \epsilon T^4$$

$[P] = \text{W}$; Strahlungsenergie, die auf eine Seite von der Fläche A abgestrahlt wird.

$$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}, \text{ Stefan-Boltzmann-Konstante}$$

$\epsilon \leq 1$: Emissionsvermögen

$$P = \int_{\lambda=0}^{\infty} \int_{\text{Halbraum}} J(\lambda) dA d\lambda$$

Absorption

Zusammenstoss eines Photons mit einem Partikel, wobei das Photon unterschiedlich stark absorbiert werden kann. Absorbiert Partikel X ein Photon, so hat es mehr Energie, d.h. es

Albedo

Prozentualer Anteil der einfallenden Strahlung, der nicht absorbiert wird. Reflexion oder Streuung bspw. durch Aerosole oder Wolken, Erdboden.

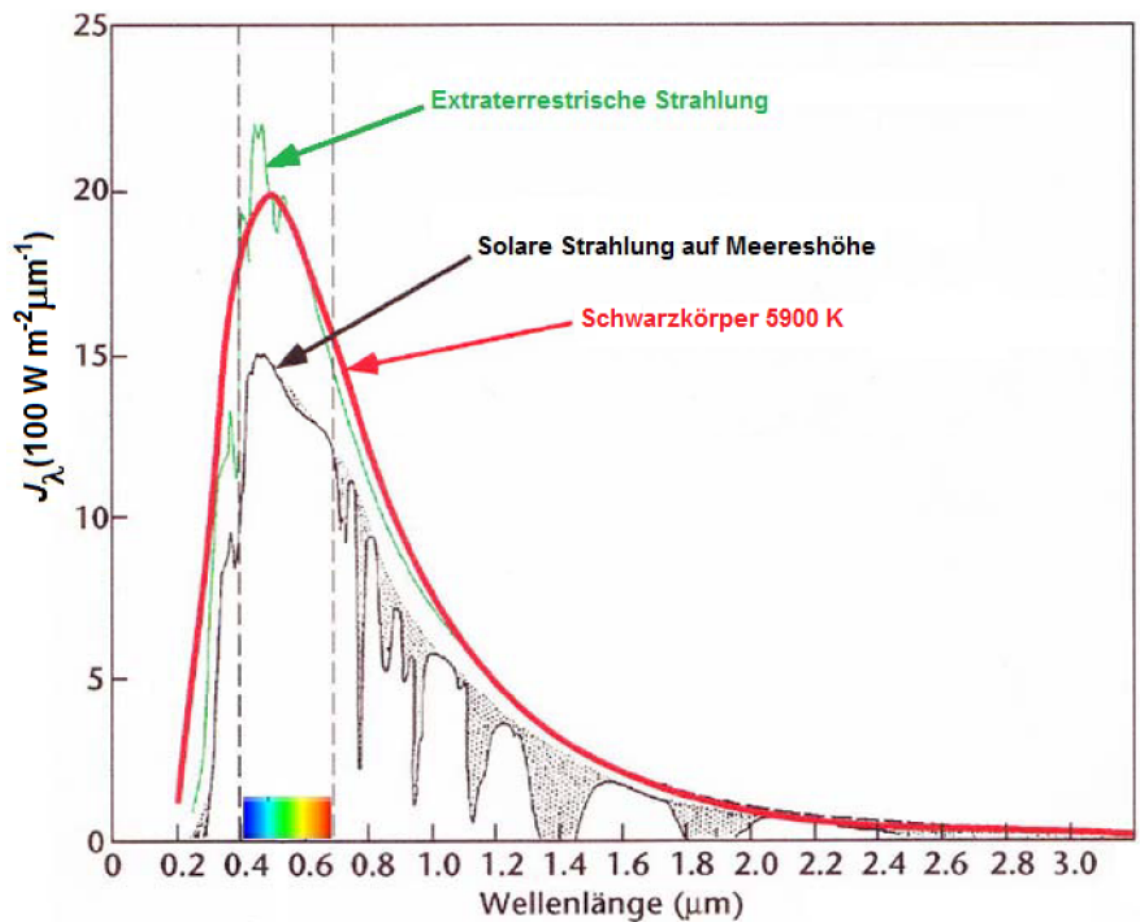
Treibhausgase

1. H_2O , 2. CO_2 , 3. CH_4 , 4. O_3 , 5. FCKW, 6. N_2O

Infrarotabsorption (8000 - 20000 nm): v.a. H_2O , CO_2

Infrarotfenster (8000 - 12000 nm): fast keine natürliche Absorption

Die oben genannten Gase absorbieren vor allem im IR-Fenster. Dies ist die Definition für Treibhausgase.



Absorptionslinien

Wellenlängen

Elektronenübergang

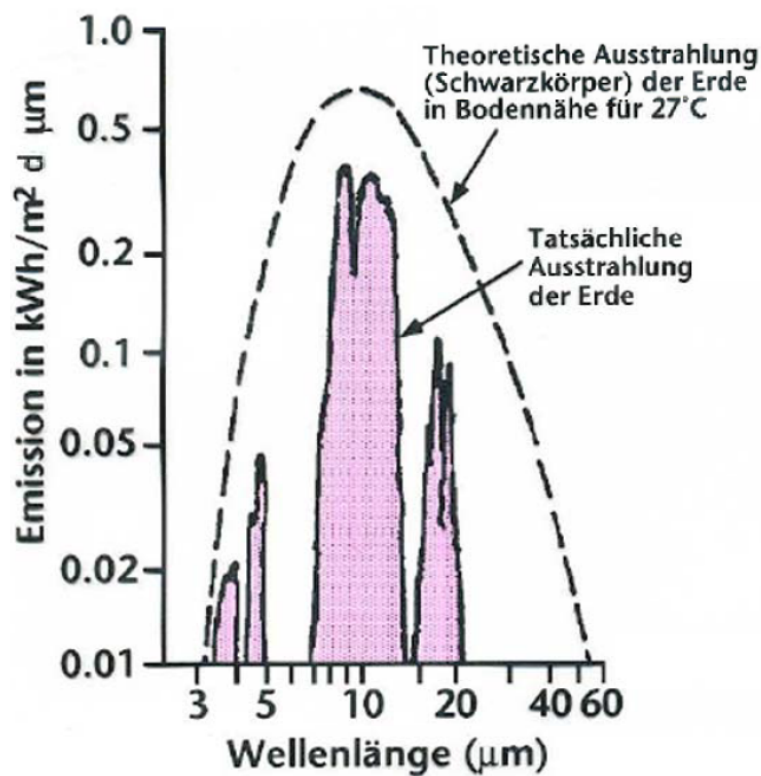
UV, sichtbar

Vibrationen

kurzwelliges IR

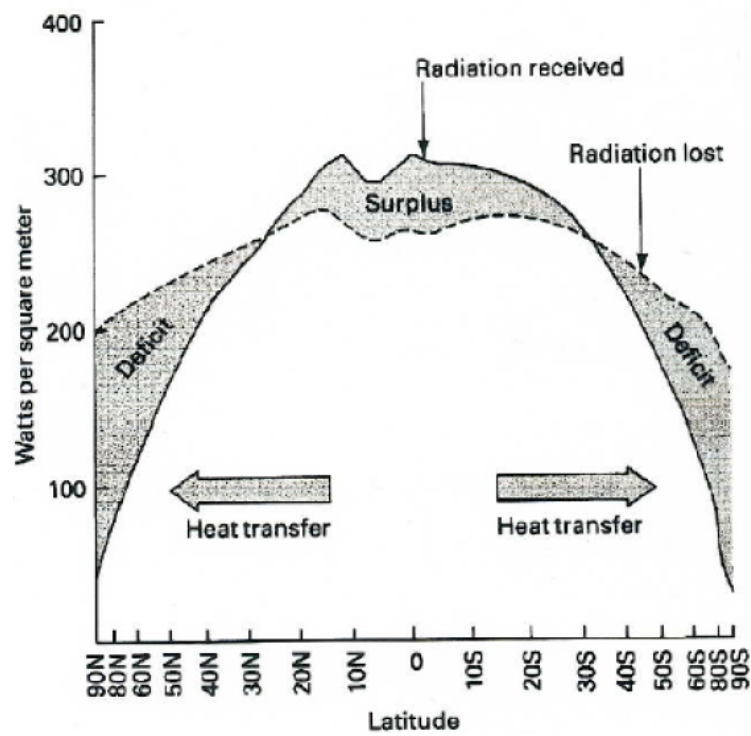
Rotationen

langwelliges IR



Strahlungsemission
der Erde

Absorption durch Treibhausgase (Treibhauseffekt). Treibhausgase, die um 10000 nm (IR-Fenster) aktiv sind, haben einen besonders starken Erwärmungseffekt.



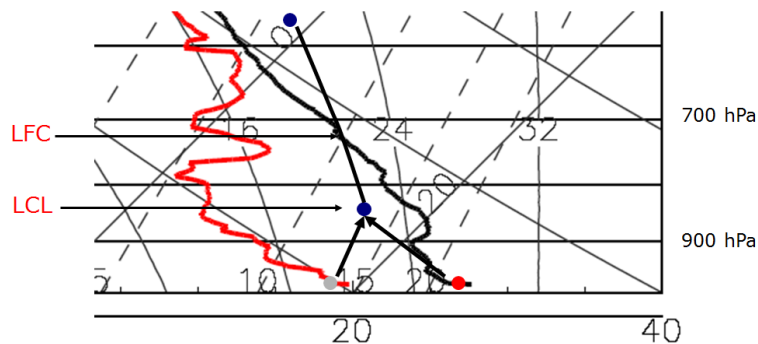
Strahlungsbudget

Sonneneinstrahlung nimmt gegen Pole ab. Albedo nimmt gegen Pole zu. \Rightarrow Am Boden absorbierte Energie nimmt gegen Pole ab. Zum Ausgleich findet ein Wärmetransport statt, mittels Ozean- und Luftströmungen (latente Wärme und fühlbare Wärme)

3 Kapitel 4: Wolken und Niederschlag

Aerosole	Aitken-Kerne	0.01 - 0.1 μm	$10^{10} / \text{m}^3$
	Grosse Kerne	0.1 - 2 μm	$10^7 / \text{m}^3$
	Riesen-Kerne	2 - 30 μm	$10^6 / \text{m}^3$
Hydrometeoren	Flüssige oder feste Bestandteile aus Wasser in der Atmosphäre. (Aerosole aus Wasser)		
	Wolkentröpfchen	0.001 - 0.2 mm	$10^8 / \text{m}^3$
	Regentropfen	0.2 - 8 mm	$10^3 / \text{m}^3$
	Hagelkörner	8 - 100 mm	$1 / \text{m}^3$
Bedeutung der Aerosole	Wichtig für Kondensation von Wasser und Bildung von Eis als Kondensations- bzw. Eiskeime		
Beispiele für Aerosole	Pollen, Russpartikel, Silikatpartikel (Sandsturm), Pilzsporen, Salzpartikel (Ozean, Gischt)		
Primärpartikel	Aerosol, das direkt von der Erdoberfläche in die Atmosphäre gelangt.		
Sekundärpartikel	Aerosol, das durch Nukleation (Partikelbildung aus Gasphase) entsteht.		
Aitken-Kerne	Entstehen hauptsächlich durch anthropogene Verbrennungsprozesse (Waldbrände, Industrie, Zigarettenrauch etc.)		
Typische Konzentrationen von Aitken-Kernen	Mittel (cm^{-3})		
	City	100'000	
	Stadt	30'000	
	Land	10'000	
	Berg	1'000	
	Ozean	400	
Trockene Deposition	Die Aerosole fallen vom Himmel wegen der Gravitation oder der Brown'schen Bewegung (Diffusion)		
Nasse Deposition	Aerosole werden durch Wolkentröpfchen oder sonstige Hydrometeoren eingefangen und aus der Atmosphäre entfernt.		
Lösungströpfchen	In Wasser lösliche Aerosole. Eignen sich besonders gut für die Tröpfchenbildung.		
Köhler-Gleichung	<div>$S = \frac{e'}{e_s} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}$</div> <p>$e'$: Sättigungsdampfdruck von Wasser an der (krummen) Oberfläche des Lösungströpfchens</p> <p>e_s: Sättigungsdampfdruck von Wasser über einer ebenen Oberfläche</p> <p>r: Radius des Lösungströpfchens</p> <p>a/r: Kelvin-Effekt: Sättigungsdampfdruck über krummer Oberfläche ist geringer als über ebener Oberfläche</p> <p>b/r^3: Raoult-Effekt: Sättigungsdampfdruck eines Wassertröpfchens mit gelösten Partikeln ist viel kleiner als eines reinen Wassertröpfchens.</p>		

Niederschlagsbildung	Warmer Regen	Kalter Regen		
	1. Luft ist gesättigt (100% RH)	1. 100% RH und $T < 0^\circ \text{ C}$		
	2. Wolkentröpfchen lagern sich an Aerosolteilchen an	2. Eiskristalle werden gebildet durch Eiskeime (unterschiedl. Gefriertemperaturen)		
	3. Koaleszenz: Einzelne Wolkentröpfchen kollidieren und bilden grössere Wolkentröpfchen (Regentropfen)	3. Schnelleres Wachstum, da $e_{s,Eis} < e_{s,Wasser}$		
Grössenverhältnisse	Teilchen	Radius (μm)	Konzentration ($\frac{1}{\ell}$)	Fallgeschwindigkeit ($\frac{\text{cm}}{\text{s}}$)
	Kondensationskeim	0.1	10^6	10^{-4}
	Wolkentröpfchen	10	10^6	1
	WT - RT Grenze	100		70
	Regentropfen	1000	1	650
Niederschlagspartikel	Graupel, Flocken, Kristalle, Schneepartikel			
Anheben eines bodennahen Luftpakets	Gegeben	Taupunktskurve (T_d), tatsächliche Temperaturkurve (T), Trockenadiabaten (θ), Feuchtadiabaten (θ_e), bodennahe Höhe h		
	Lifting condensation level (LCL)	Schnittpunkt (θ durch $T(h)$, θ_e durch $T_d(h)$) LCL = Wolkenbasis		
	Level of free convection (LFC)	Schnittpunkt (θ_e durch LFC, T), wobei nach LFC $\theta_e > T \Rightarrow$ instabile Schichtung		
	Level of neutral buoyancy (LNB)	Schnittpunkt (θ_e durch LFC, T), wobei nach LNB $\theta_e < T \Rightarrow$ stabile Schichtung		



4 Kapitel 5: Dynamik

Newton'sche BGL pro Volumeneinheit

$$\rho \vec{a} = \vec{F}_{res} = \vec{F}_p + \vec{F}_C + \vec{F}_R$$

\vec{F}_p = Druckgradientenkraft
 \vec{F}_C = Corioliskraft
 \vec{F}_R = Reibungskraft
 $[\vec{F}] = \text{N m}^{-3}$

Druckgradientenkraft

$$\vec{F}_p = -\vec{\nabla} p$$

Corioliskraft

Trägheitskraft. Relevant, da wir auf dem beschleunigten (rotierten) Bezugssystem Erde sitzen.

$$\vec{F}_C = -\rho f \vec{k} \times \vec{v}$$

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

Ω : Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation

ϕ : geografische Breite. 0 = Äquator, + 90 = Nordpol, -90 = Südpol

\vec{k} : Einheitsvektor in z-Rtg.

\vec{v} : Horizontalgeschwindigkeit eines Luftpakets

geostrophischer Wind

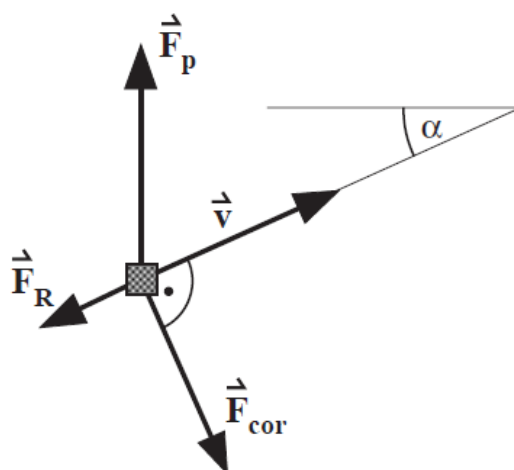
Annahme: $\vec{F}_R \ll \vec{F}_C \Rightarrow \vec{F}_C = -\vec{F}_p$

$$-\vec{\nabla} p = \rho f \vec{k} \times \vec{v}_G$$

Die geostrophische Windrtg. ist immer senkrecht zu \vec{F}_C resp. \vec{F}_p , also ist die Windrtg. immer entlang einer Isobare

$$|\vec{v}_G| = \frac{|\vec{\nabla} p|}{\rho f}$$

T



Kräftegleichgewicht mit Reibung

H

$$\vec{F}_C \cdot \vec{v} = 0, \vec{F}_R \times \vec{v} = 0, \vec{F}_C + \vec{F}_R = -\vec{F}_p$$

Der Winkel α hängt von der Reibung ab.

Hoch- und Tiefdruck-
gebiete

Hoch

relativ stationär

schwache Winde

Lebensdauer: 3-10 Tage

Windrtg: ☉

Tief

können sich schnell bewegen

starke Winde

Lebensdauer: 1-5 Tage

Windrtg: ☼

Zeichnung siehe Seite 7 in den Notizen

Merkmale einer Front

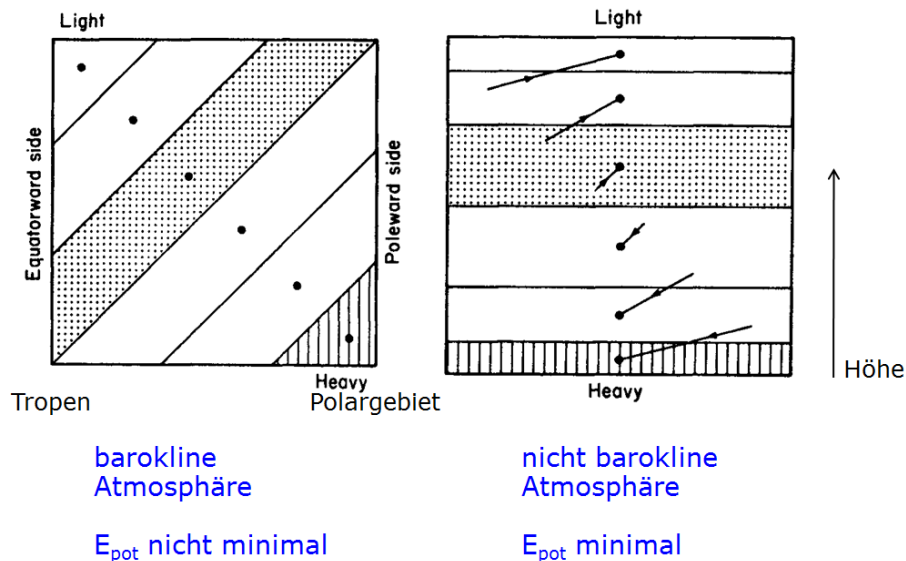
1. horiz. Temperaturgradient gross, z.B. 10 °C auf 100 km
2. starke Änderung der Windrichtung
3. aufsteigende Luft \Rightarrow Niederschlag

Polarfrontmodell

Gemäss dem klassischen Polarfrontmodell existiert immer eine weltumspannende Polarfront (Druckunterschied zwischen Nord und Süd), sodass sich ein Zyklon gemäss dem Polarfrontmodell bilden kann (Tiefdruckgebiet entsteht durch Störung der Front, gemäss norwegischem Modell)

barokline Instabilität

Tatsächlich ist eine Polarfront nicht immer gegeben, sondern viel schwächere Druckunterschiede, wobei man von einer baroklinen Zone spricht.



Ideale Extremsituation rechts: E_{pot} ist vollständig minimiert, resp. in E_{kin} (Wind) umgewandelt.

Ideale Extremsituation links: Die Sonne heizt die Tropen stärker auf als die Pole. Spezielle Schichtung der Luft. Warme Luft \Rightarrow Leichte Luft

Eine barokline Zone ist also instabil, somit können sich Zyklone bilden.

5 Kapitel 6: Numerische Wettervorhersage

Ausgangslage

- Zugrunde liegende physikalische Gesetze bekannt
- System von nichtlinearen gekoppelten DGL

Probleme

- Subgrid-Processes (z.B. Wolkenbildung)
- Zu wenig Messstationen in dünn besiedelten Gebieten \Rightarrow Datenqualität der Anfangsbedingungen schlecht
- System ist chaotisch
- Numerische Integration sehr rechenintensiv

6 Kapitel 7: Stoffkreisläufe und atmosphärische Chemie

Strahlungsbilanz

Erde (vgl. Stefan-Boltzmann-Gesetz)

$$P_{in} = P_{out}$$

$$\pi r_e^2 \sigma T_s^4 (r_s / R_{se})^2 (1 - A_e) = 4 \pi r_e^2 \sigma T_e^4$$

r_e Erdradius

T_s Sonnentemperatur

r_s Sonnenradius

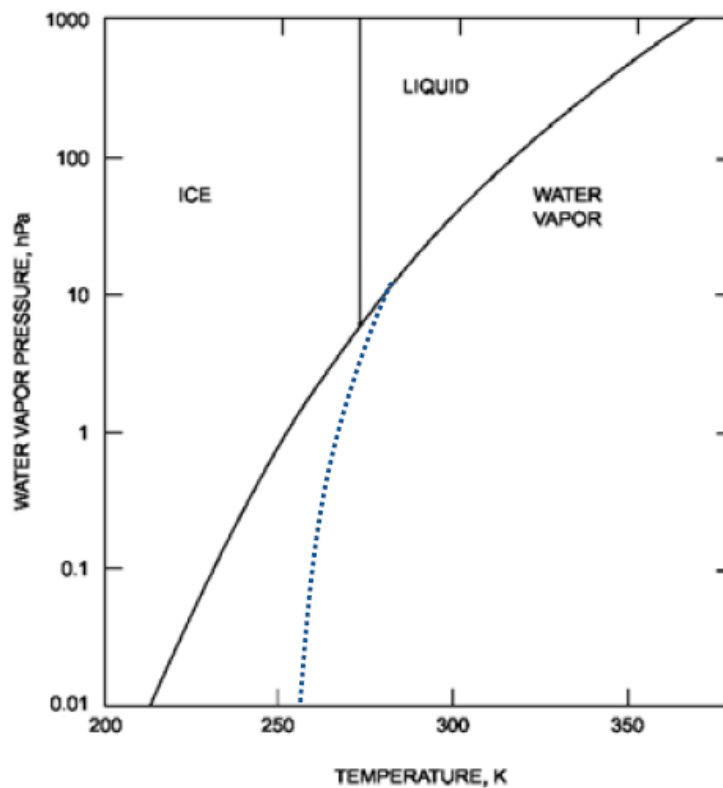
R_{se} Abstand Erde-Sonne

A_e Albedo Erde

Aus der Strahlungsbilanz kann die radiative Temperatur der Erde ermittelt werden. Sie vernachlässigt den Treibhauseffekt.

Weshalb es Wasser auf der Erde gibt

- Ausgangslage: Ausstoss von Wasserdampf durch Vulkanismus. Gewisse Temperatur gegeben
- Durch Treibhauseffekt (Wasserdampf in der Atmosphäre) steigt die Temperatur. Der Dampfdruck steigt, da immer mehr Wasserdampf in die Atmosphäre gelangt.
- Entscheidend ist, bei welchem Druck / Temperaturpunkt der Sättigungsdampfdruck erreicht wird (wenn überhaupt). Bei der Erde wird überschüssiger Wasserdampf flüssig (Liquid), auf dem Mars aber fest (Ice), da der Sättigungsdampfdruck für Eis tiefer ist als für Wasser. Auf der Venus ist der Treibhauseffekt des Wasserdampfs so stark, dass der Sättigungsdampfdruck nie erreicht wird.



6.1 Wasser- und Kohlenstoffkreislauf

6.1.1 Emissionen in Atmosphäre

Überblick	Siehe Abbildung 7.4
Verdunstung aus Ozean	Wasser verdunstet aus dem Ozean, falls der Sättigungsdampfdruck an der Wasseroberfläche > Wasserdampfdruck in der Atmosphäre.
Aufwind in Gewitterwolken (Feuchtkonvektion)	<ol style="list-style-type: none"> 1. \exists feuchte Luftpakete in Bodennähe. 2. Luftpaket wird abgekühlt (indem es aufsteigt). Taupunkt wird erreicht \Rightarrow Kondensation. Freisetzung von Kondensationswärme \Rightarrow Umgebung wärmer, Luftpaket kühler. 3. Auskondensierte Luftpakete kondensieren nicht und sind deshalb wärmer als ihre Umgebung. 4. Gemäss der idealen Gasgleichung ist $T \propto \frac{1}{\rho}$ also ist das auskondensierte Luftpaket weniger dicht und somit leichter als die Umgebung. Das Luftpaket steigt also so lange bis die Dichte der Umgebung wieder gleich ist.
Vulkanismus	<p>Wärmende Gase: $\text{CO}_2, \text{H}_2\text{O}$</p> <p>Kühlende Gase: $\text{SO}_2, \text{H}_2\text{S}$ ($\rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$) wirken als Aerosole</p>

6.1.2 Immissionen in Atmosphäre

CO ₂ Aufnahme in Ozean	$\begin{aligned} \text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O} &\rightarrow \text{CO}_2(\text{aq}) \\ \text{CO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} &\rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}_3\text{O}^+ \\ \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} &\rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_3\text{O}^+ \\ \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} &\rightarrow \text{CaCO}_3 \end{aligned}$ <p>Die Löslichkeit für Gase sinkt, je wärmer der Ozean ist.</p>
-----------------------------------	---

CO₂ Aufnahme in Biosphäre Photosynthese

CO₂ Aufnahme in Pedosphäre Nach Absterben von biologische Organismen wird deren CO₂ in den Boden eingetragen

6.1.3 Wichtige Gase im Kohlenstoffkreislauf

	CH ₄	CO	CO ₂
Quellen	Zersetzung organischer Materie, Viehzucht	unvollst. Verbrennung, CH ₄ Oxidation	Vollst. Verbrennung
Reaktionen	$\text{CH}_4 + \text{OH} \cdot \rightarrow \text{CH}_3 \cdot + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}$	$\text{CO} + \text{OH} \cdot \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H} \cdot$	CO ₂ ist chemisch inert (ausser aquatisiert)
Lebensdauer (e-telwertszeit)	10 Jahre	2 Monate	bis zu mehreren 100 Jahren
Verteilung	langlebig \Rightarrow homogene atmos. V.	kurzlebig \Rightarrow lokale Unterschiede	langlebig \Rightarrow homogene atmos. V.

6.1.4 Einige Einflüsse auf CO₂ Konzentration

Jahreszeit	Im Winter ist [CO ₂] höher, weil Laub zersetzt wird, und weniger Photosynthese betrieben wird. Im Sommer ist es genau umgekehrt Der Effekt wird durch die Südhemisphäre nicht ausgeglichen, weil die Nordhemisphäre mehr Landmasse hat
El Niño	Erwärmung der Meeresoberfläche ⇒ CO ₂ gast aus Ozean aus. ⇒ [CO ₂] steigt. Dürren ⇒ weniger Photosynthese ⇒ [CO ₂] steigt.

6.2 Aerosoleffekte

Anthropogene Aerosoleffekte entstehen durch eine unnatürliche Erhöhung der Aerosole in der Atmosphäre

Direkter Aerosoleffekt	Verifiziert. Erhöhung der Aerosolalbedo (Mehr Strahlung wird durch die Aerosole gestreut)
Indirekter Aerosoleffekt (Twomey-Effekt)	Verifiziert. Erhöhung der Wolkenalbedo (Mehr, aber im Volumen kleinere Wolkentröpfchen entstehen. Die Gesamtoberfläche steigt dadurch. Dies erhöht den Schatten und die Treibhauswirkung der Wolke)
2. indirekter Aerosoleffekt (Albrecht-Effekt)	Nicht verifiziert. Da die einzelnen (kleineren) Wolkentröpfchen leichter sind, kommt es weniger schnell zu Niederschlag, also längerer Wolkenlebensdauer und mehr Bewölkung

6.3 Der CO₂ Sägezahn

Sachverhalt	CO ₂ Konzentration in der Luft haben in den letzten 400'000 Jahren stark geschwankt. Bei den Eiszeiten lag jeweils ein Minimum vor, das sehr schnell zu einem Maximum anstieg, um dann wieder leicht abzufallen bis zum nächsten Minimum.
Ursache	Ansteigende Temperatur verursacht ansteigende CO ₂ Konzentration.
Mechanismus	<ul style="list-style-type: none">• Ozean erwärmt sich.• ⇒ Löslichkeit des Wassers für Gase sinkt.• ⇒ CO₂ gast aus.
Eisbildung	Langsam: Verdunsten von Ozean → atmos. Transport → Niederschlag → Eisbildung
Eisrückbildung	Schnell: Schmelzen und abfließen Sehr schnell: Abbrechen grosser Eismassen

6.4 Milankovitch-Zyklen

Sachverhalt

M. beschreiben Erdumlaufbahnänderungen, woraus Schwankungen der solaren Einstrahlung folgen.

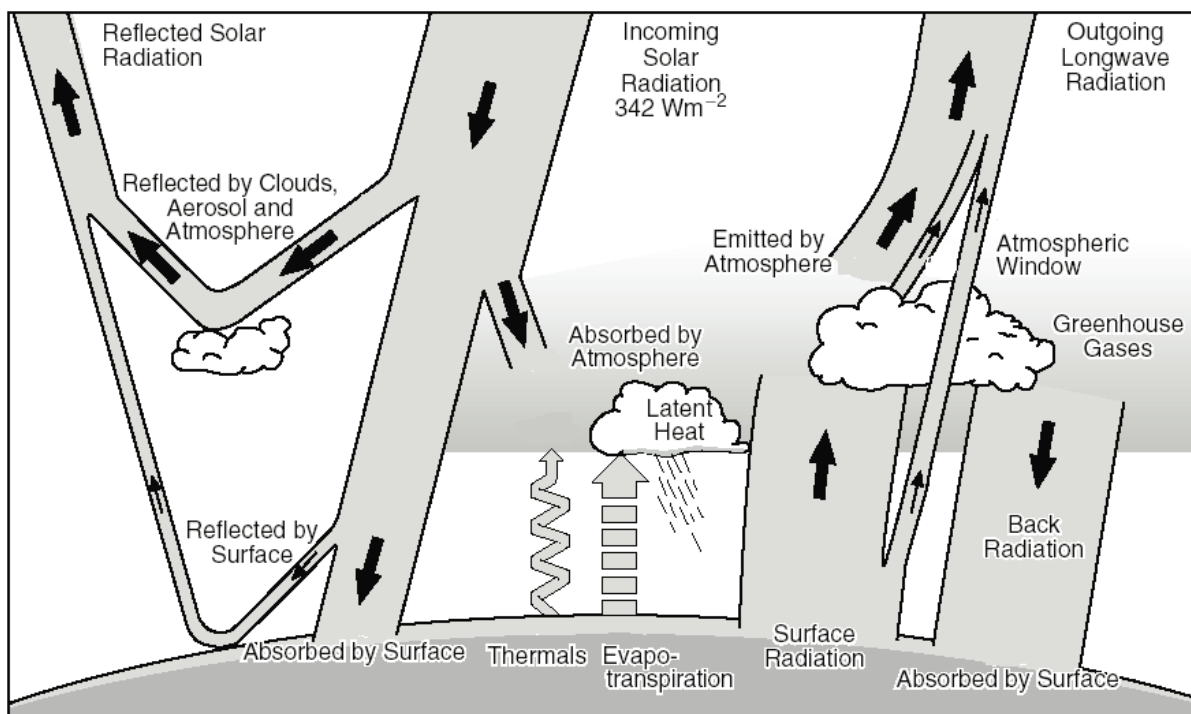
Einflussfaktoren

- Precession: gleichmässige Veränderung der Erdachse
- Obliquity: Neigung der Erdachse
- Eccentricity: Veränderung der Ellipsenform (elliptisch ist kälter)
- Solar forcing: Strahlungsantrieb der Sonne

Relevanz

Milankovitch-Zyklen könnten die Ursache von Eiszeiten sein.

6.5 Treibhauseffekt



Strahlung der Sonne

Hauptsächlich im sichtbaren und UV-Bereich (vgl. Planck'sches Strahlungsgesetz)

Strahlung der Erde

Hauptsächlich im langwelligen Bereich (vgl. Planck'sches Strahlungsgesetz)

Vereinfachter Mechanismus

Die Atmosphäre ist relativ durchlässig für kurzwellige Strahlung, aber stark absorbierend für langwellige Strahlung

Wärmende Faktoren

Treibhausgase, troposphärisches Ozon

Kühlende Faktoren

Stratosphärisches Ozon, Sulfate, indirekter Aerosoleffekt

Luftreinhaltemassnahmen

Die Luftreinhaltemassnahmen, der 90er Jahre zielten nur auf die kühlenden Aerosole ab. Das bedeutet, dass die Luft zwar reiner wurde, aber die Erwärmung ist dadurch gestiegen.

Vergleich

einiger

Siehe Tabelle Seite 25 Vorlesungsslides

Treibhausgase

Entwicklung der Erdatmosphäre (Slide S. 29)

6.6 Ozonchemie

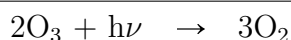
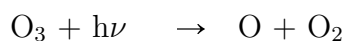
6.6.1 Ozonprozess in der Stratosphäre nach Chapman

- | | | |
|-------|--|---|
| 1. | $O_2 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 242nm} O + O$ | langsame Quellenreaktion |
| 2. | $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M + \Delta E_{kin}$ | Termolekulare Reaktion (ΔE_{pot} ist vorbestimmt, also braucht es einen Reaktionspartner (z.B. N_2), der die kinetische Energie aufnimmt) |
| 3. | $O_3 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 1200nm} O(^1D) + O_2$
$O_3 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 850nm} O + O_2$ | |
| 2 + 3 | $h\nu \xrightarrow{\text{v.a. UV}} \Delta E_{kin} \rightarrow \text{Temperaturanstieg}$ | UV-Schild und atmos. Heizung |
| 4. | $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$ | langsame Senkenreaktion |

6.6.2 Troposphärische Radikalkettenreaktionen

Chapmans errechnet Ozonkonzentration liegt höher als beobachtet. Deshalb muss es noch weitere Ozonsenken geben.

Allgemein wirken Radikale **katalytisch** auf den Ozonabbau. Die Radikale können in ca. 20-25km Höhe durch Strahlung aus meist anthropogenen Verbindungen herausgespalten werden.



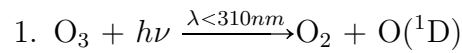
Desaktivierung (Abbruchreaktion) $NO_2\cdot + ClO\cdot + M \rightarrow ClONO_2 + M$. Führt in weiteren Schritten zu einer Sedimentation der Partikel und Denitrifizierung: Entfernung von NO_x und HNO_3 aus unterer Stratosphäre. Bei extrem kalten Temperaturen können polare Stratosphärenwolken gebildet werden, die wiederum Chlorradikale aktivieren.

6.7 Troposphärenchemie

Allgemeiner "Wasch"prozess $\{\text{VOC}, \text{CH}_4, \text{NO}_x, \text{SO}_2\} \xrightarrow{\text{Abbau durch OH-Radikale}} \{\text{CO}_2, \text{H}_2\text{O}, \text{O}_3, \text{HNO}_3, \text{H}_2\text{SO}_4\}$

VOC $\text{VOC} = \{\text{CO}, \text{KW}\}$

Herkunft OH-Radikal



Relative Lebensdauer $\text{N}_2\text{O} > \text{CH}_4 > \text{CO} > \text{HNO}_3 > \text{OH}$

Oxidation von CO $\text{CO} + 2 \text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO}_2 + \text{O}_3$ (Ozon-Produktion)
(Nettoreaktion)

Ox. von CO über dem Meer $\text{CO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{O}_2$ (Ozon-Abbau)

Ox. von CH_4 (Nettoreaktion) $\text{CH}_4 + \text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} + 4\text{O}_3$

7 Anhang

7.1 Nützliche Konstanten

Konstante	Symbol	Wert
Avogadro-Konstante	N_A	$6.0221 \cdot 10^{23} \text{mol}^{-1}$
Boltzmann-Konstante	k_B	$1.3807 \cdot 10^{-23} \text{J K}^{-1}$
Molvolumen für 1 mol Gas unter Normbedingungen	V	22.41 l
Molmasse für trockene Luft	M_d	28.96g mol^{-1} (Standardatmosphäre)
universelle Gaskonstante	R	$8.314 \text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$
Gaskonstante für trockene Luft	$R_d = R/M_d$	$287 \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Dichte für 1 mol trockene Luft unter Normbedingungen	$\rho_d = nM_d/V$	1292.12g m^{-3}
spezifische Wärmekapazität von Luft		
- bei konstantem Volumen	c_V	$1005 \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
- bei konstantem Druck	c_p	$717 \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Schwerebeschleunigung	g	auf Meeresniveau am Äquator: 9.780m s^{-2} am Pol: 9.832m s^{-2} in 30 km Höhe am Äquator: 9.689m s^{-2} am Pol: 9.740m s^{-2}
Winkelgeschw. der Erdrotation	Ω	$7.292 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$

7.2 Normbedingungen

Temperatur	$T = 273.15 \text{ K}$
Druck	$p = 1013.25 \text{ hPa}$

7.3 Nützliche Fakten

Temperatur	$K = 273.15 + ^\circ\text{C}$
Bar - Pascal	$1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$
Sonnentemperatur	$T_{\text{Sonne}} = 5780 \text{ K}$
Erdtemperatur	$T_{\text{Erde}} = 290 \text{ K}$

7.4 Einheiten und Zeichen

Grösse	Symbol	Bezeichnung der Einheit	SI-Grösse
Länge	l	Meter	m
Masse	m	Kilogramm	kg
Zeit	t	Sekunde	s
Geschwindigkeit	v		ms^{-1}
Beschleunigung	a		ms^{-2}
Impuls	p		m kg s^{-1}
Kraft	F	Newton (N)	m kg s^{-2}
Druck	p	Pascal (Pa)	$\text{m}^{-1} \text{ kg s}^{-2}$
Arbeit	W	Joule (J)	$\text{m}^2 \text{ kg s}^{-2}$
Leistung	P	Watt (W)	$\text{m}^2 \text{ kg s}^{-3}$
Energie	U, E	Joule (J)	$\text{m}^2 \text{ kg s}^{-2}$
Temperatur	T	Kelvin (K)	$\text{m}^2 \text{ kg s}^{-2} / \text{Teilchen}$