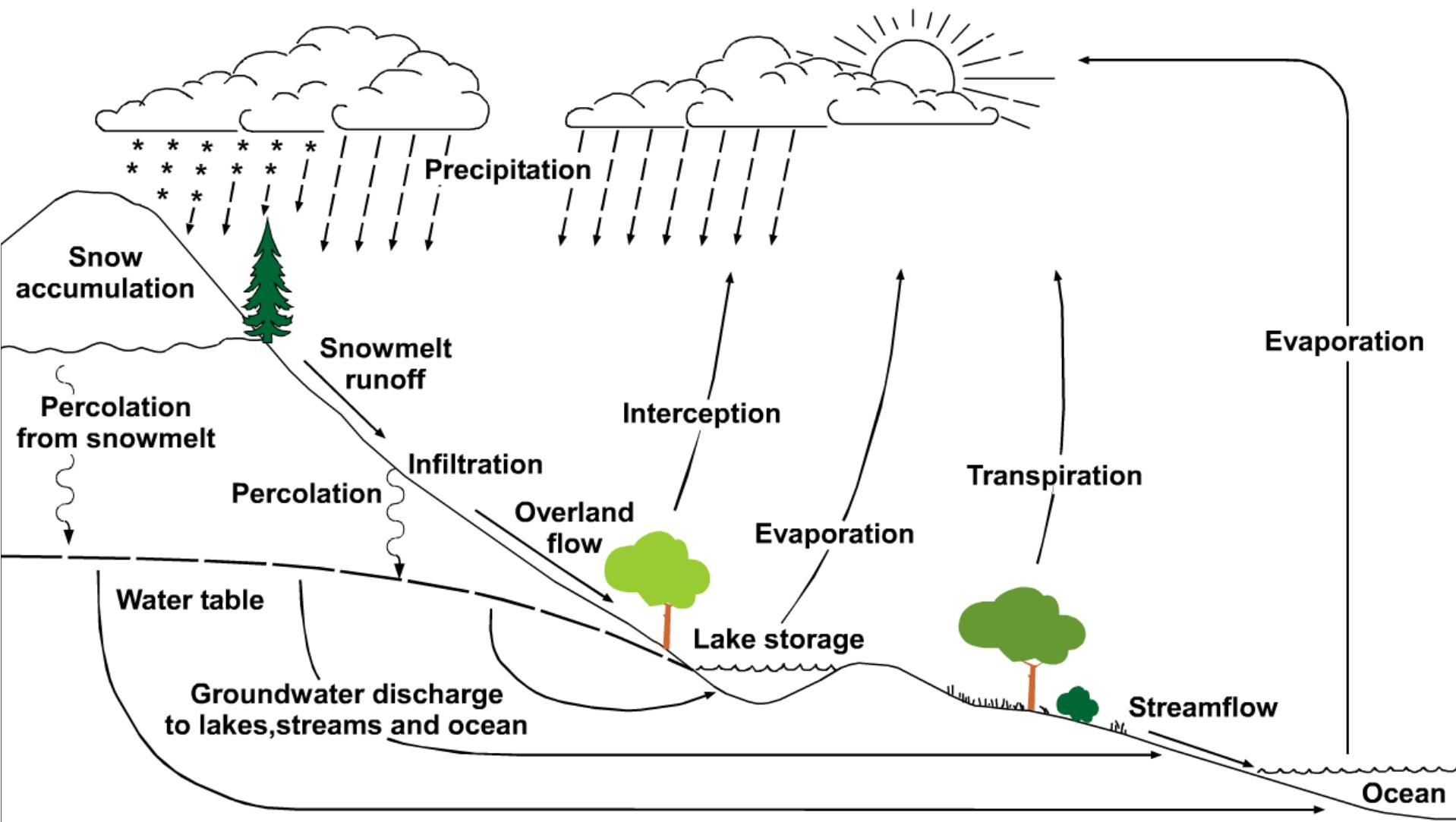
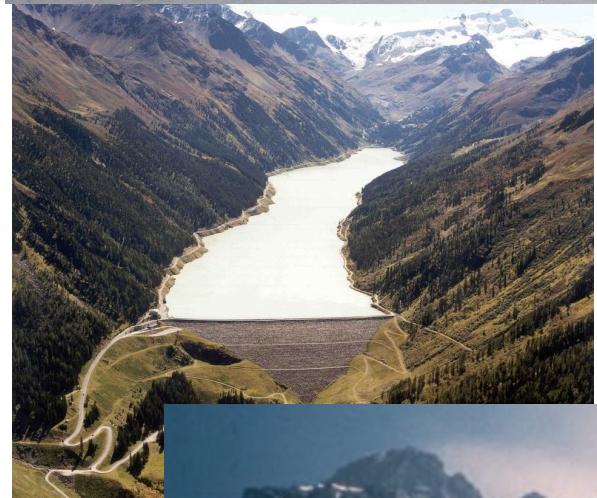
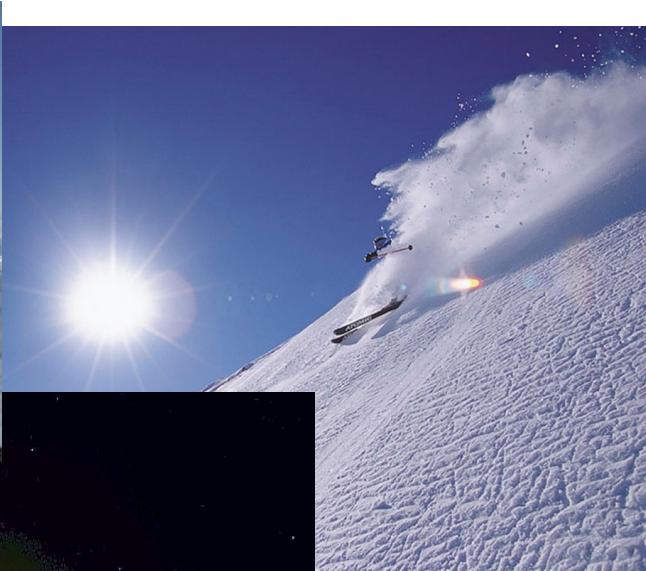
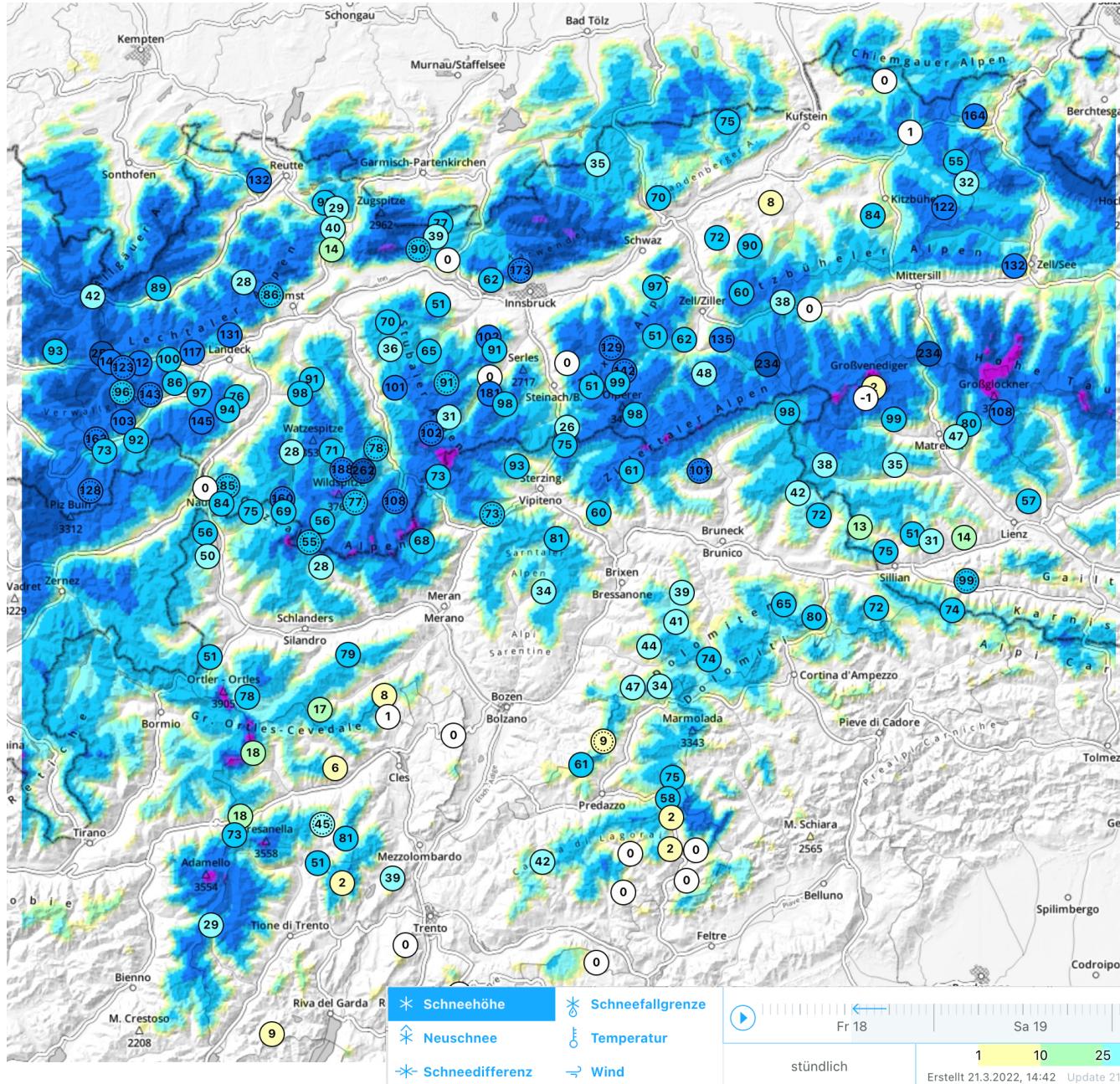


Schneehydrologie – Schneephysik – Messmethoden





Schneehöhenverteilung (lawine.report, 21.03.2022)



Schneehydrologische Prozesse

- Akkumulation
- Umverteilung
- Metamorphose
- Ablation

Schneehydrologische Prozesse

Schneeakkumulation (+)

- Niederschlag
- Resublimation
- Lateraler Transport

Metamorphose

- ab- / aufbauend
- Schmelzen & Wieder-gefrieren

Schneeablation (-)

- Schneeschmelze
- Sublimation
- Lateraler Transport

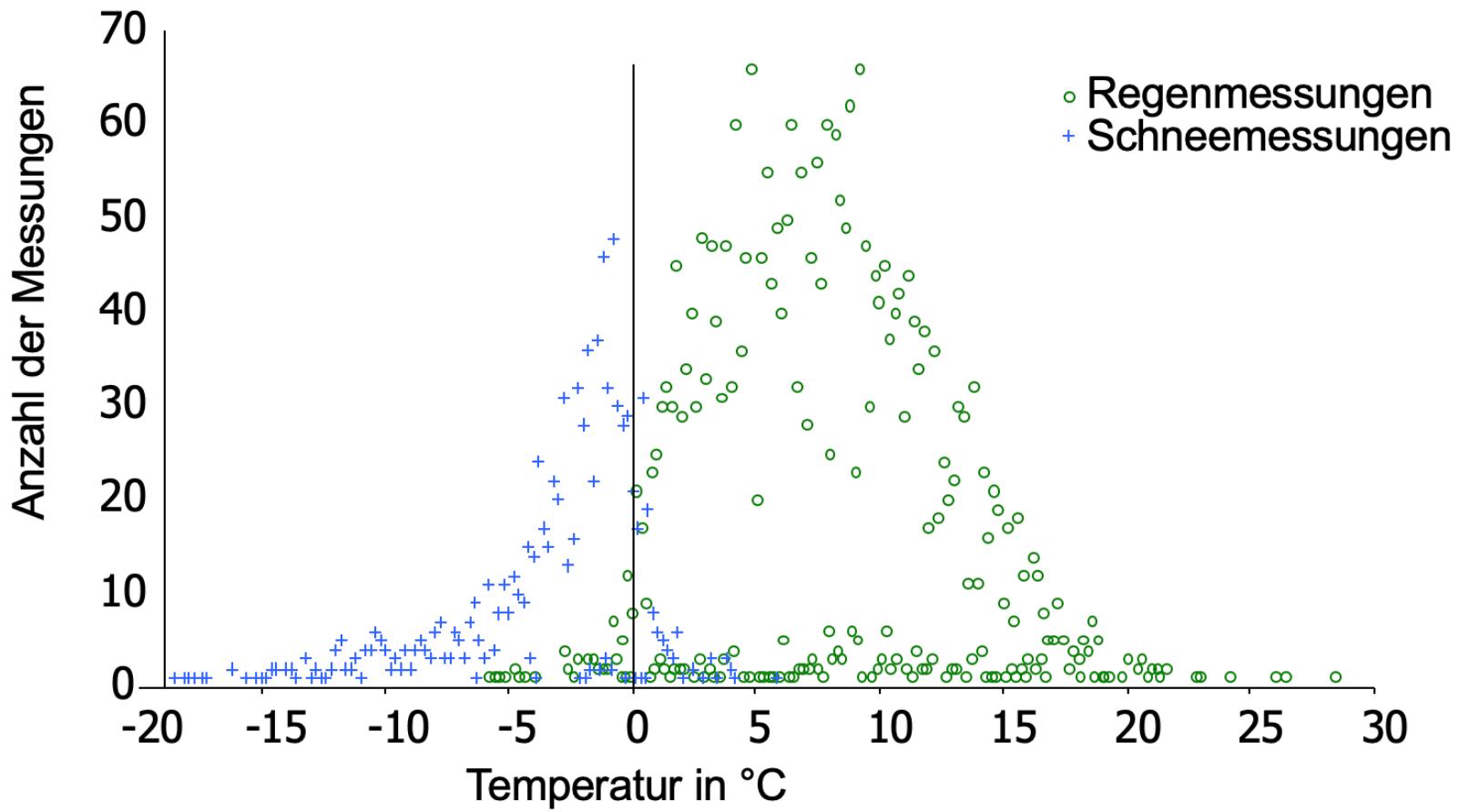
Laterale Prozesse / Umverteilung / Transport (+ / -)

- Wind-getriebener Schneetransport
- Gravitative Rutschungen / Lawinen

Interaktion Vegetation – Schnee (+ / -)

- Interzeption – Sublimation – Schmelze – Entladung
- Mikrometeorologie im Waldbestand

Abhängigkeit der Niederschlagsphase von der gemessenen Lufttemperatur im 2m-Niveau



(Hahnenklee/DWD 1982 - 1994, n = 3104 (Regen) bzw. 940 (Schnee))

Räumliche Variabilität der Schneedecke: Topographie

- Die Höhe einer saisonalen Schneedecke nimmt **normalerweise mit der Höhe des Geländes zu**, wenn andere Einflussfaktoren nicht mit der Höhe variieren.
- Gründe: mehr Schneefallereignisse, mehr Niederschlag, weniger Verdunstung und weniger Schmelze
- Die Rate der Zunahme kann aber räumlich wie zeitlich stark variieren
- Die Geländehöhe alleine ist aber kein kausativer Faktor für die Schneedeckenverteilung
- Dazu müssen auch noch berücksichtigt werden: Hangneigung, Exposition, Vegetation, Wind, Temperatur, Charakteristik der vorherrschenden Witterung etc.
- -> Akkumulation + Umverteilung + Ablation!

Räumliche Schneedeckenvariabilität



Über exponiertem Gelände produzieren die Auswirkungen von meso- und mikroskaligen Unterschieden in der Vegetation und der Topographie große Variationen in den Akkumulationsmustern

Umverteilung / Lateraler Transport

- Wind
- Lawinen
- Gravitative Rutschungen

Laterale Schneeprozesse - Wind

Schnee und Wind:

1. Präferentielle Deposition von Schneeniederschlag (bevor er den Boden erreicht)
2. Wind-getriebener Transport von bereits gefallenem Schnee (Erosion, Saltation, Suspension, Akkumulation)
3. Effektive Sublimation von Triebsschnee in die Atmosphäre

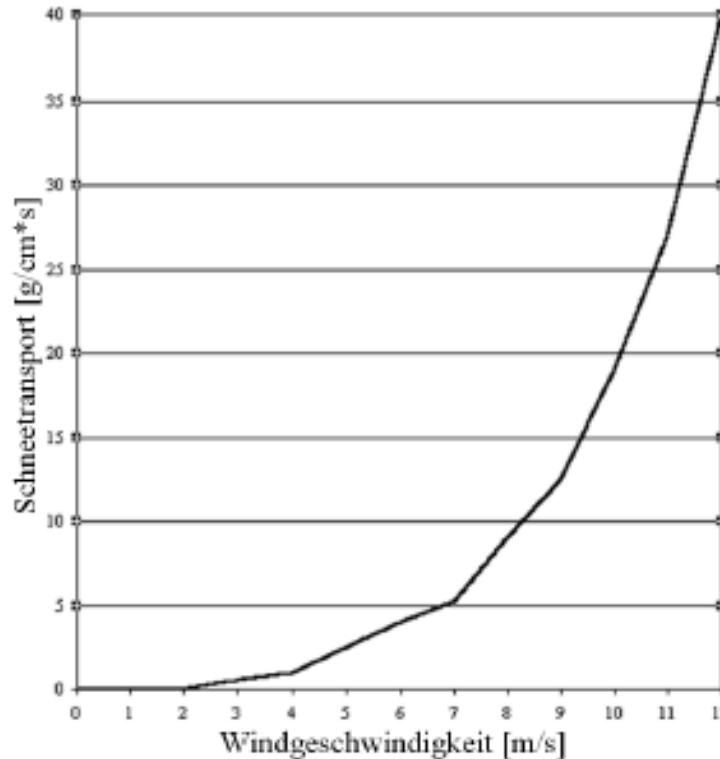
Abhängig von:

Windgeschwindigkeit und -richtung, Aufbau der Schneedecke, Eigenschaften der Schneeoberfläche, Scherspannung, Schneedichte, Feuchte, Temperatur, Strahlung, ...



Schneedrift, -transport oder –verfrachtung ("blowing snow", „snow drift“)

- Schneedrift beginnt ab rund 4 m/s (ca. 15 km/h) Windgeschwindigkeit bei lockerem Schnee, und
- Ab 10 m/s (ca. 35 km/h) Windgeschwindigkeit bei verfestigtem Schnee
- Die Schneedrift wächst mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit: doppelte Windgeschwindigkeit ergibt achtfache Menge an verfrachtetem Schnee



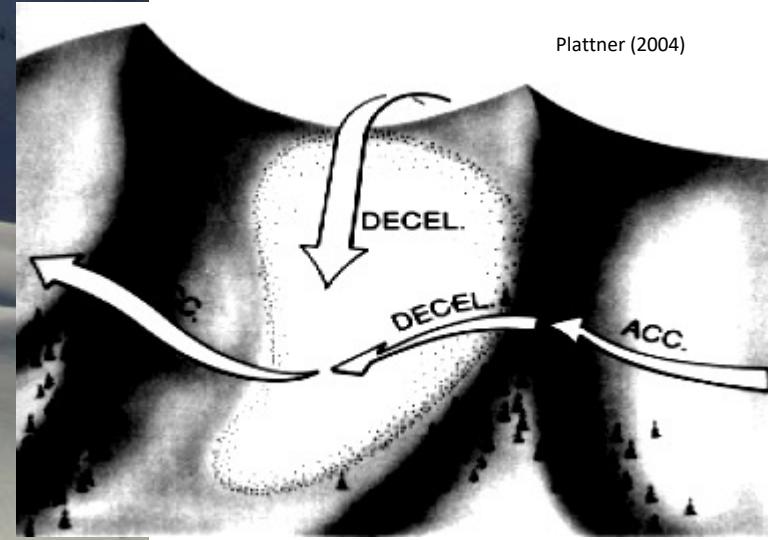
Beschleunigende und steady-state-Bedingungen

„Non-equilibrium transport conditions“:

- Beschleunigung oder Abbremsen des Windes durch topographisches Hindernis (z.B. „Passlage“)
- Zeitliche Variabilität der Windgeschwindigkeit („Böen“)



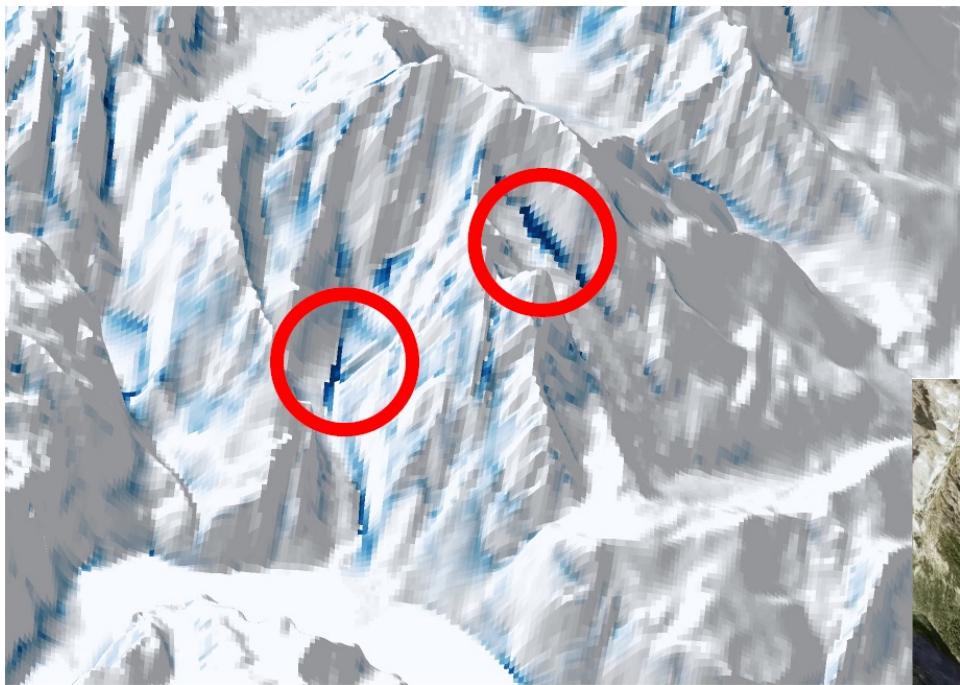
Plattner (2004)



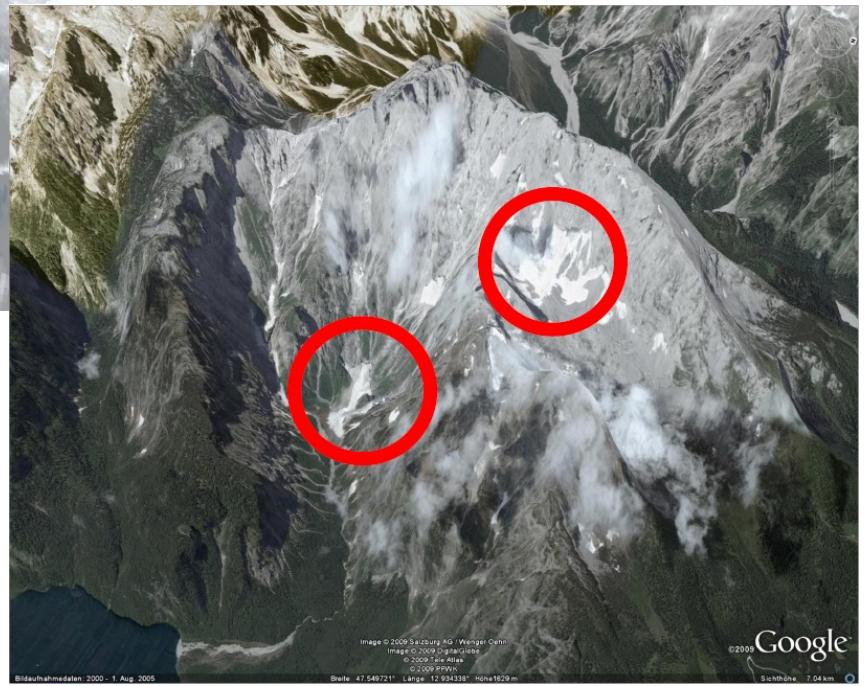
Hydrologische Auswirkungen der Umverteilung



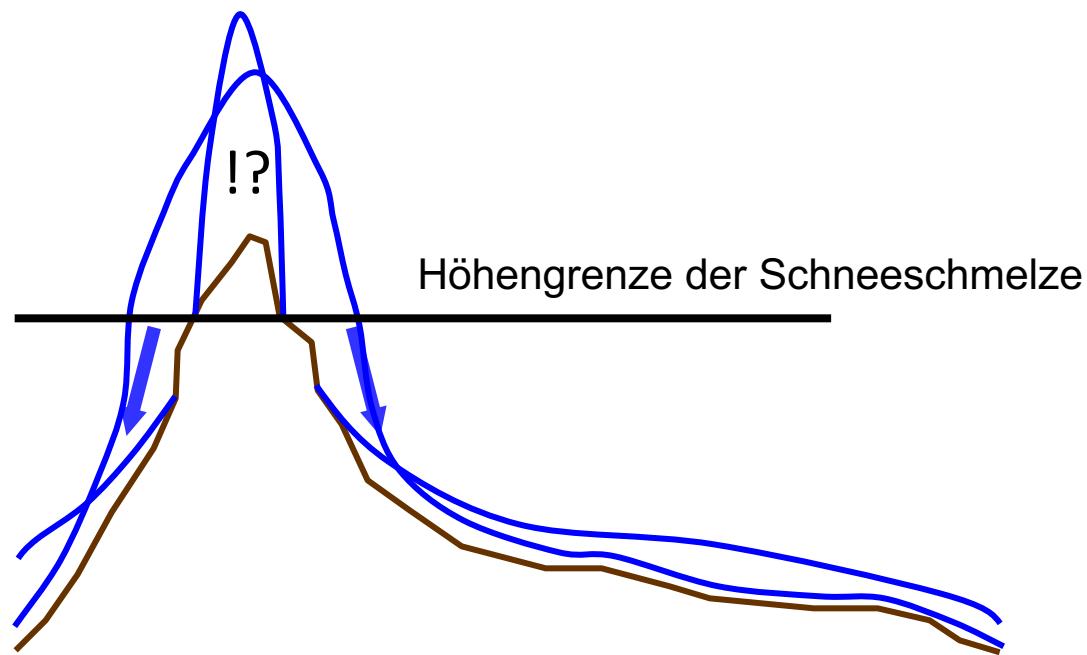
Laterale Schneeprozesse - Gravitation



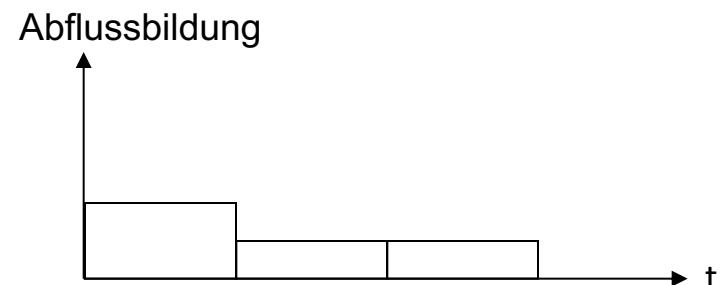
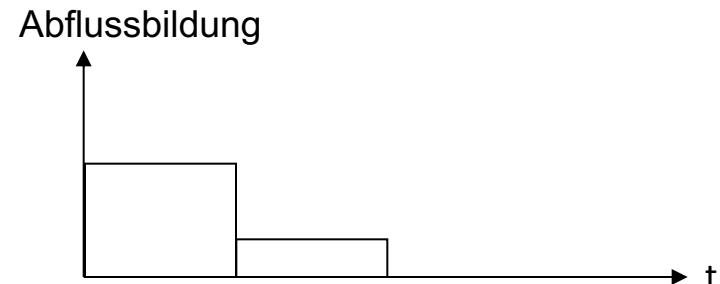
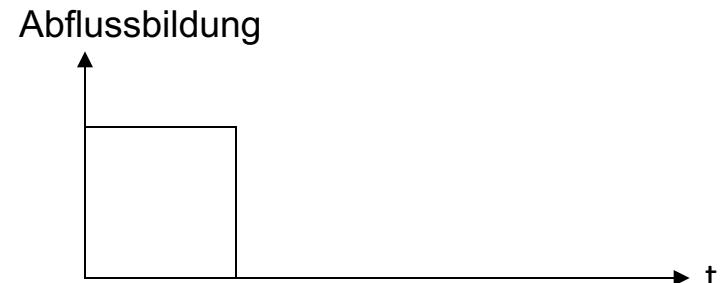
Schneeakkumulation durch gravitative Rutschungen



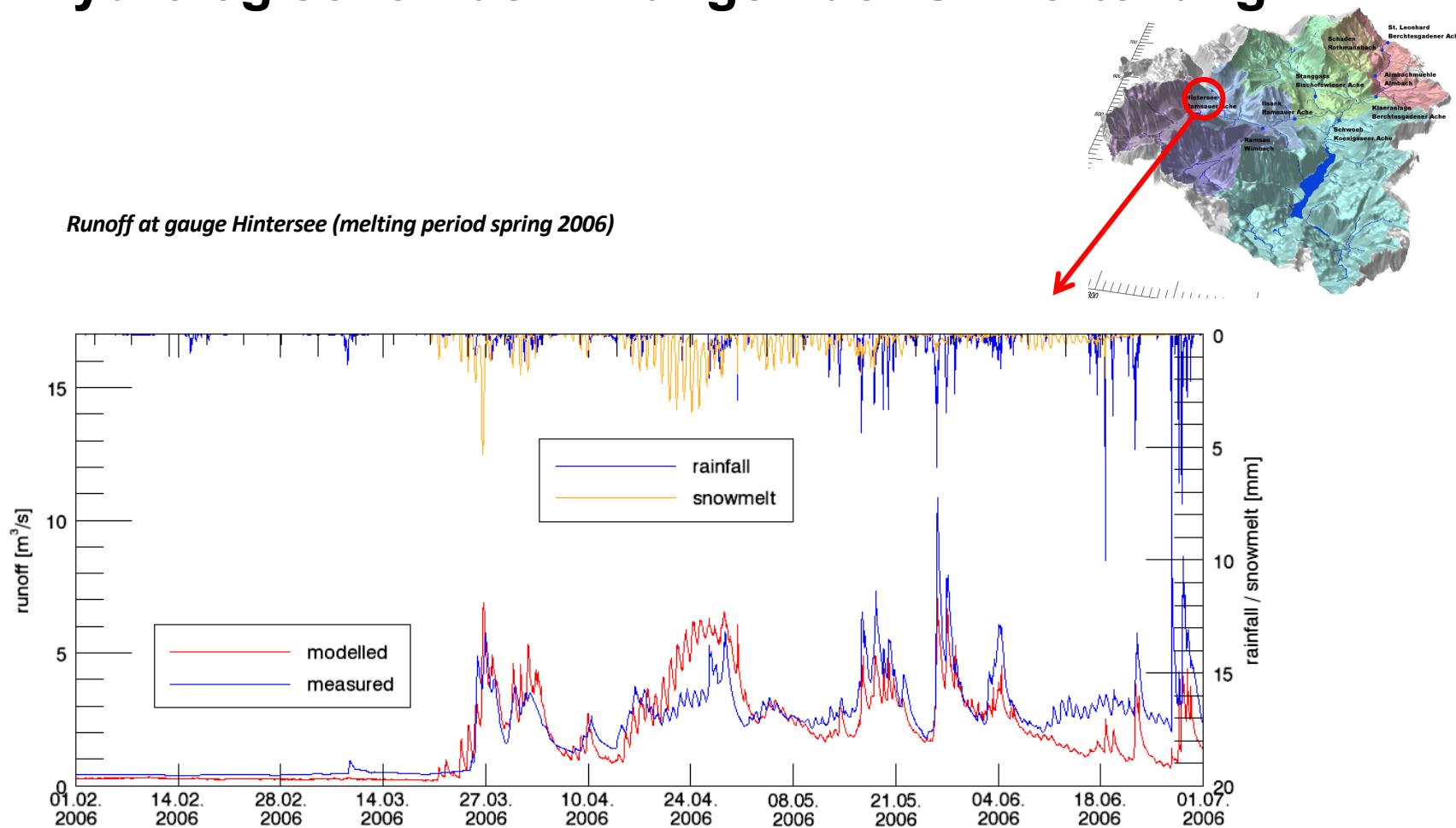
Hydrologische Auswirkungen der Umverteilung



Hydrologische Auswirkungen der Umverteilung



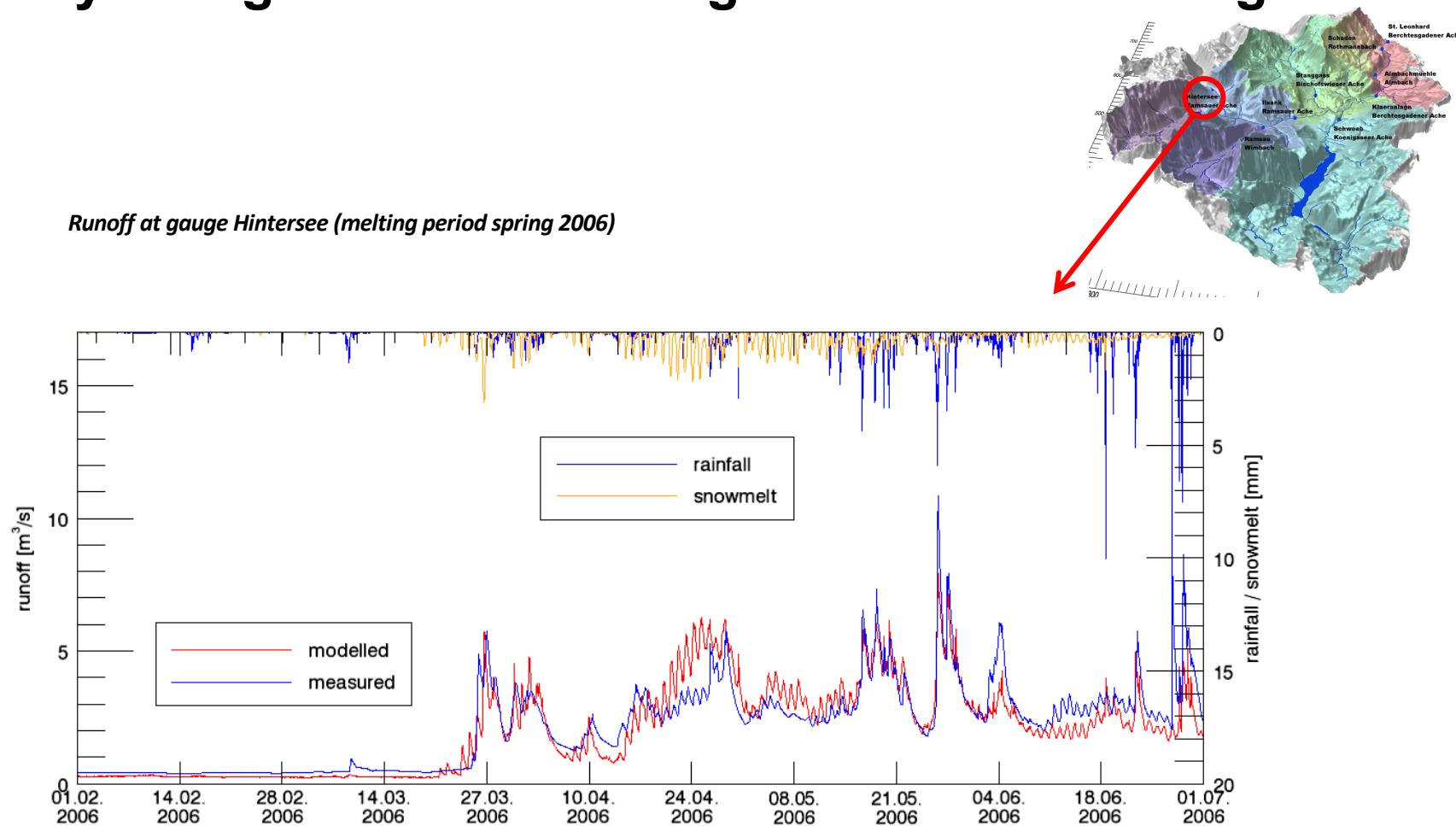
Hydrologische Auswirkungen der Umverteilung



Snow module: Energy-Balance
Nash-Sutcliffe = **0.58**

Warscher et al. 2013,
Water Resour. Res.,
<https://doi.org/10.1002/wrcr.20219>

Hydrologische Auswirkungen der Umverteilung



Snow module:

E-Bal + Snowslides + Wind

Nash-Sutcliffe = **0.76**

Warscher et al. 2013,
Water Resour. Res.,
<https://doi.org/10.1002/wrcr.20219>

Auswirkungen der Umverteilung

- Umverteilung von Schneewasseräquivalent
 - räumliche Variabilität der Schneedecke
 - Veränderte Schneeschmelzdynamik
 - Veränderung des Abflussregimes, d.h.
 - Veränderte zeitliche Dynamik
 - Skalenfrage!
 - Massenbilanz Gletscher
- Erhöhter Sublimationsverlust von Wasser zurück in die Atmosphäre
- Bildung von Schneebrettern → Lawinen, d.h. weitere räumliche Variabilitäten und spätere Umverteilung von Schneewasseräquivalent

Dichte und Porenanteil

Schneeart	Dichte in kg m ⁻³	Porenanteil in %
Neuschnee im Mittel	100	89
Wildschnee (sehr selten)	10 - 30	99 - 97
Pulverschnee (locker, trocken)	30 - 60	97 - 93
schwach windgepackt	60 - 100	93 - 89
stark windgepackt	100 - 300	89 - 67
feucht (Pappschnee)	100 - 200	89 - 78
filziger Schnee	150 - 300	84 - 67
rundkörniger Altschnee im Mittel	350	62
trocken, gesetzt	200 - 450	78 - 51
kantig-körniger Schnee	250 - 400	73 - 56
Schwimmschnee	150 - 350	84 - 62
Naßschnee	300 - 800	35 - 13
nasser Firnschnee	600 - 800	35 - 13
Gletschereis	800 - 900	13 - 2
Eis, porenfrei	917	0
Wasser	1000	0
Lawinenschnee, abgelagert	500 - 800	45 - 13

Zur Dichte von Eis und Schnee

Eis:

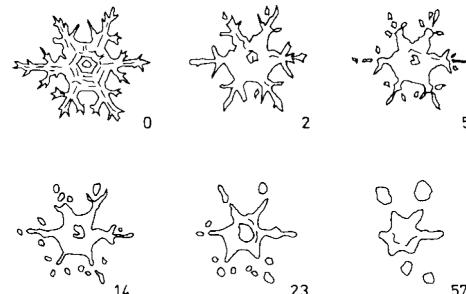
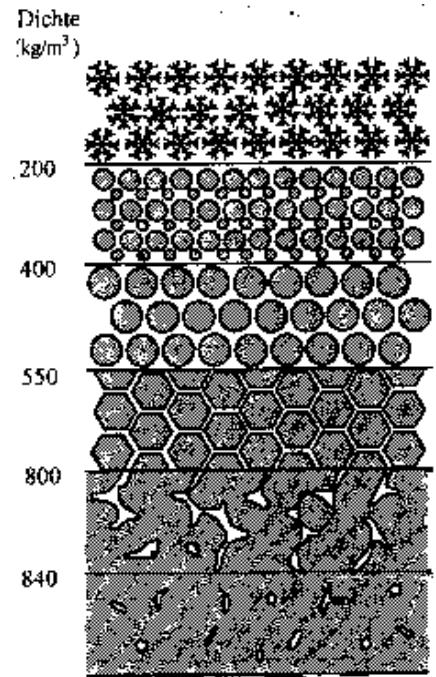
- Wegen der Änderung des molekularen Gefüges nimmt beim Schmelzen von Eis zu Wasser die Dichte um 9 % zu
- Maximale Dichte von Wasser bei $3,98\text{ }^{\circ}\text{C}$ (= 1). Erst wenn ein Gewässer diese Temperatur erreicht hat, kann es gefrieren

Schnee:

- stark abhängig vom Metamorphosezustand, zwischen 10 bis 700 kg/m^3

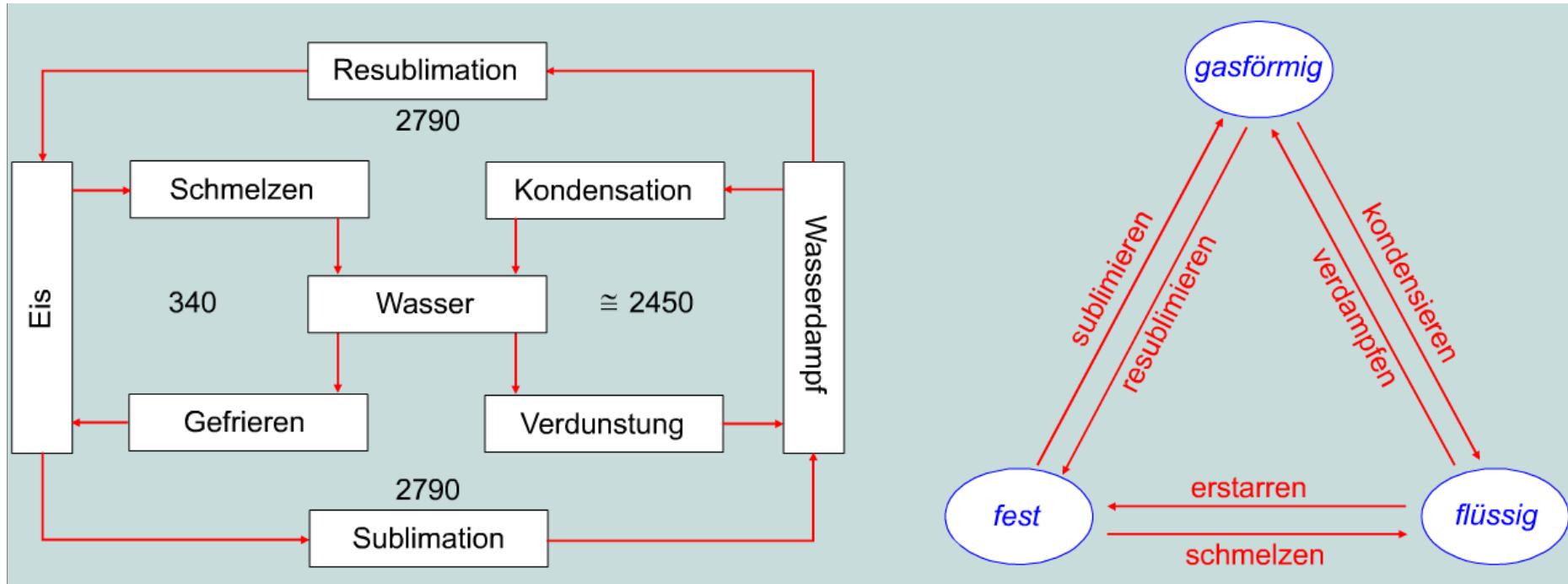
Prozesse, die zur Schneeverdichtung beitragen:

- Zerbrechen im Wind
- Diffusion von Wasserdampf von konvexen zu konkaven Oberflächenpartien
- Diffusion von Wasserdampf von wärmeren zu kälteren Schichten
- Verdichtung durch die Last der Schneedecke
- Einsickern und Wiedergefrieren von Schmelzwasser

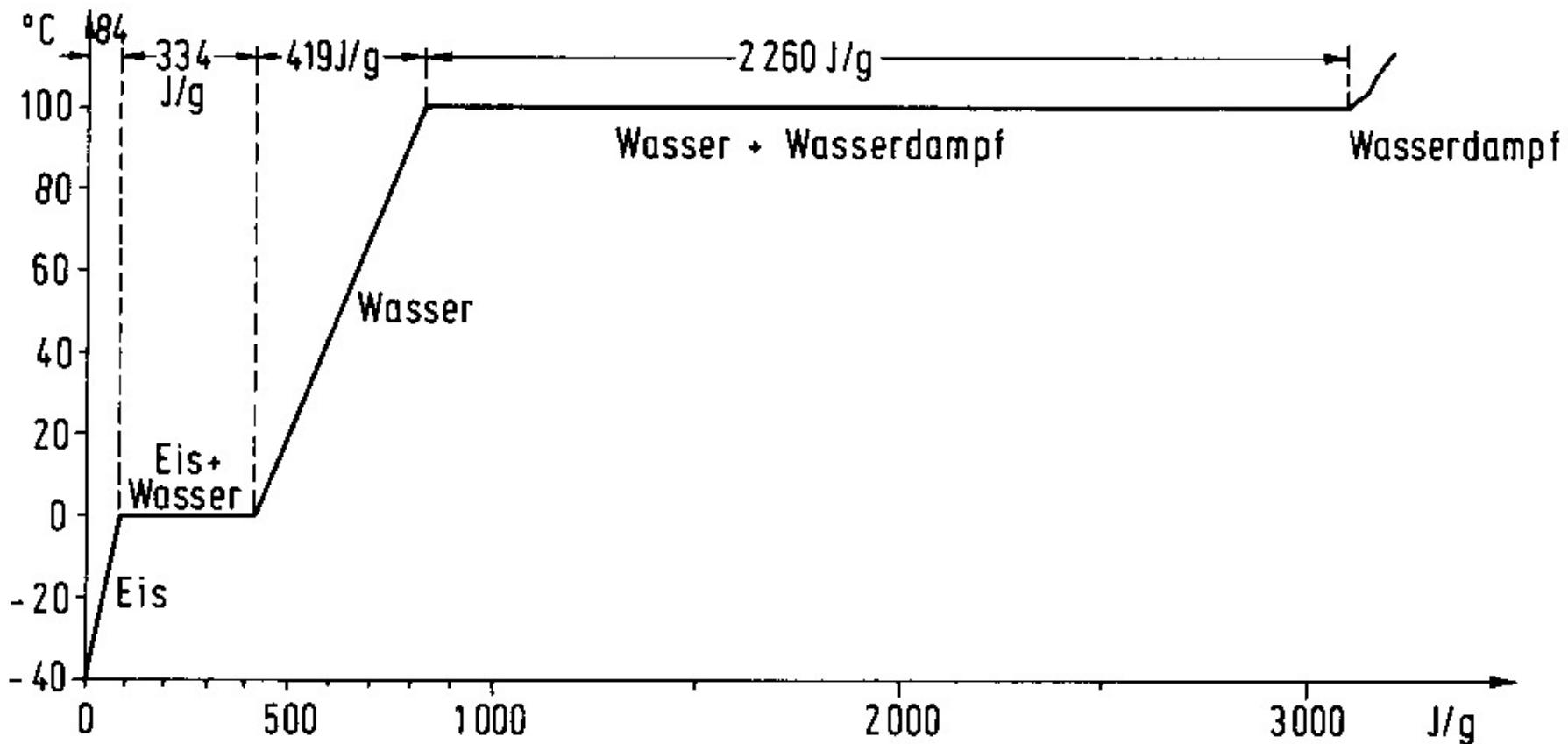


Alter in Tagen

Phasen- /Aggregatzustände und Energieumsätze beim Phasenübergang



Aggregatzustand und Energieumsätze



Aggregatzustand und Energieumsätze in Abhängigkeit von der Temperatur

Wichtigste physikalische Eigenschaften von Schnee

- Sublimation: direkter Übergang von fest in gasförmig, erfordert Schmelzwärme + Verdunstungswärme, also $340 \text{ kJ/kg} + 2.450 \text{ kJ/kg} = 2.790 \text{ kJ/kg}$; umgekehrter Vorgang: „Resublimation“
- die spezifische Wärme von Schnee entspricht etwa derjenigen von Eis, da die zur Erwärmung von Porenluft und Wasserdampf benötigte Energie sehr klein ist
- die effektive Wärmeleitfähigkeit von Schnee liegt demnach zwischen der von Luft ($0,024 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$) und derjenigen von Eis ($2,2 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$), sie beträgt ca. $0,13 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$
- **hohe Wärmekapazität, geringe Wärmeleitfähigkeit → Isolationseffekt einer Schneedecke (hängt von der Schneedichte ab)**
- Die Schmelztemperatur sinkt mit steigendem Druck (250 at: -2°C , 500 at: -4°C): bei vorübergehender Belastung von Schnee oder Eis mit Ski oder Schlitten tritt Schmelzen, und danach Wiedergefrieren ein

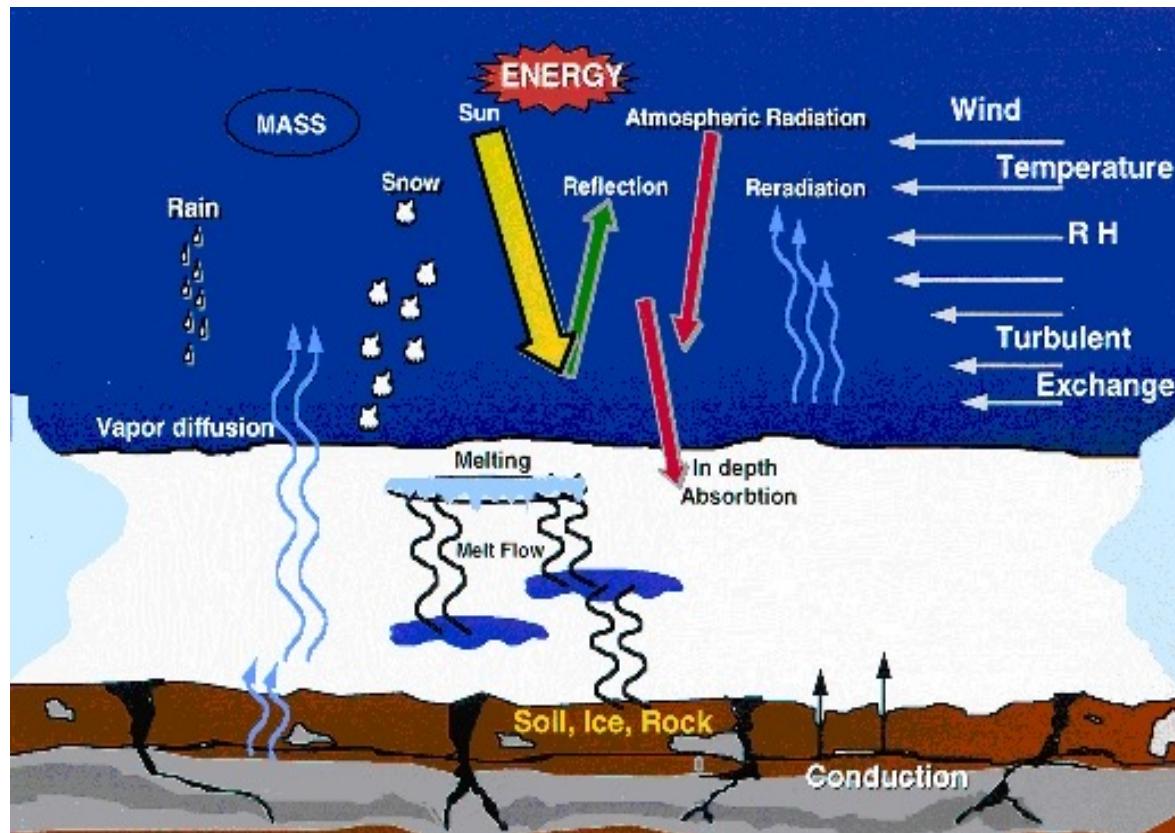
Energiebilanz der Schneedecke

In einem abgeschlossenen System gilt:

$$\sum E = 0$$



Energiebilanz der Schneedecke



Energiebilanzgleichung

$$\textcolor{red}{Q_N} + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G = Q_C + Q_M$$

in W/m²

Q_N = Strahlungsbilanz

Q_H = fühlbarer Wärmestrom

Q_E = latenter Wärmestrom

Q_P = advektive Wärmezufuhr durch Niederschlag

Q_G = Bodenwärmestrom

Q_C = durch Temperaturänderungen in der Schneedecke umgesetzte Energie

Q_M = zum Schmelzen umgesetzte Energie

Strahlungsbilanz

$$Q_N = Q_{si} - Q_{so} + Q_{li} - Q_{lo}$$

$$Q_N = (1 - \alpha) \cdot (Q_{dir} + Q_{diff}) + (Q_{li} - Q_{lo})$$

in W/m²

Q_{si} = kurzwellige einfallende Strahlung, $\lambda < 3 \mu\text{m}$

Q_{so} = kurzwellige reflektierte Strahlung

Q_{dir} = kurzwellige direkte Strahlung

Q_{diff} = kurzwellige diffuse Strahlung

Q_{li} = langwellige einfallende Strahlung, $\lambda > 3 \mu\text{m}$

Q_{lo} = langwellige emittierte Strahlung

α = Reflexionsvermögen,
in %: „Albedo“:

$$\alpha = \frac{Q_{so}}{Q_{si}} \cdot 100 [\%]$$

Strahlungsgesetze

Stefan - Boltzmann Gesetz:

Die gesamte abgestrahlte Energie eines Körpers ist eine Funktion der Temperatur (und der Emissivität ϵ):

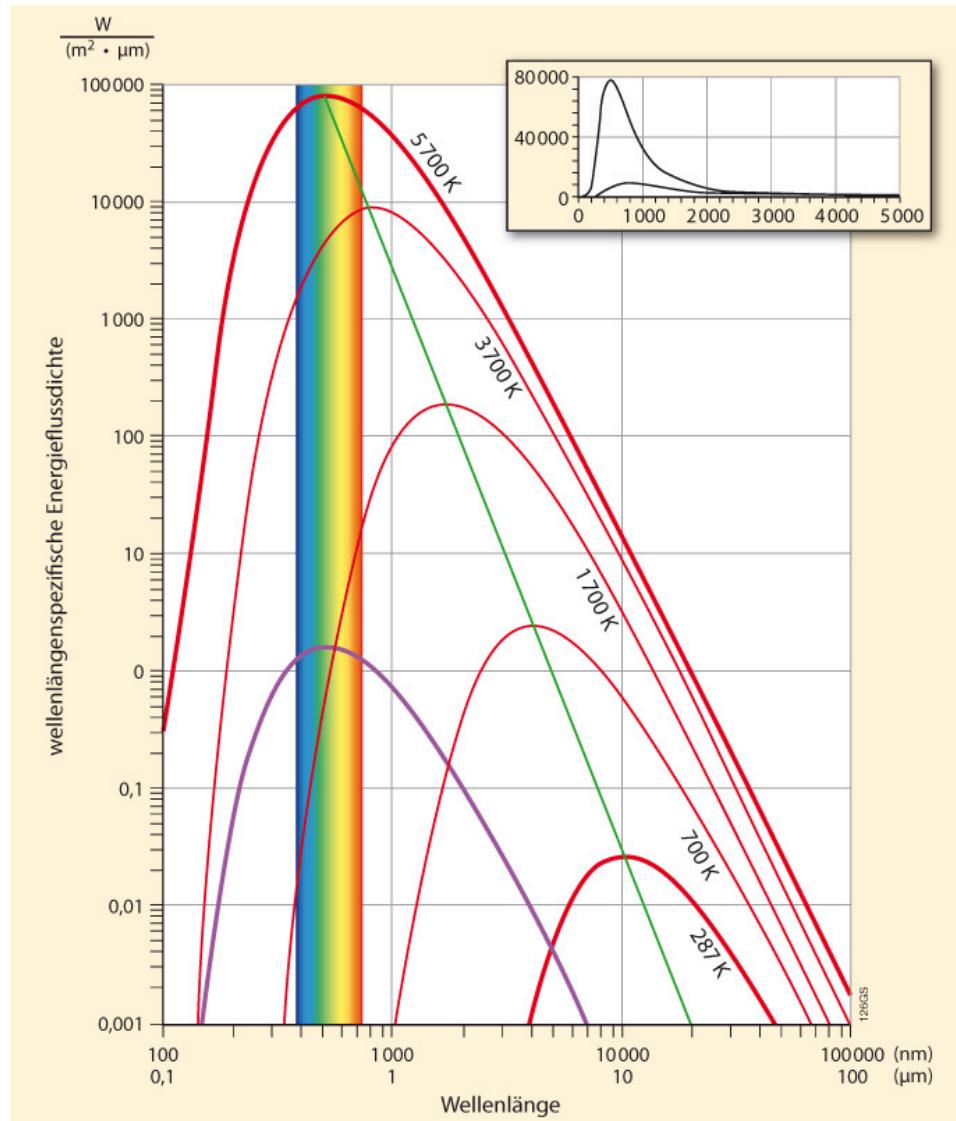
$$E = \epsilon \sigma T^4$$

σ : Stefan-Boltzmann-Konstante

Wien'sches Verschiebungsgesetz:

Wellenlänge für das Maximum der Energie:

$$\lambda_{\max} = \frac{2897,8 \mu\text{m} \cdot \text{K}}{T}$$



Kurzwellige Einstrahlung

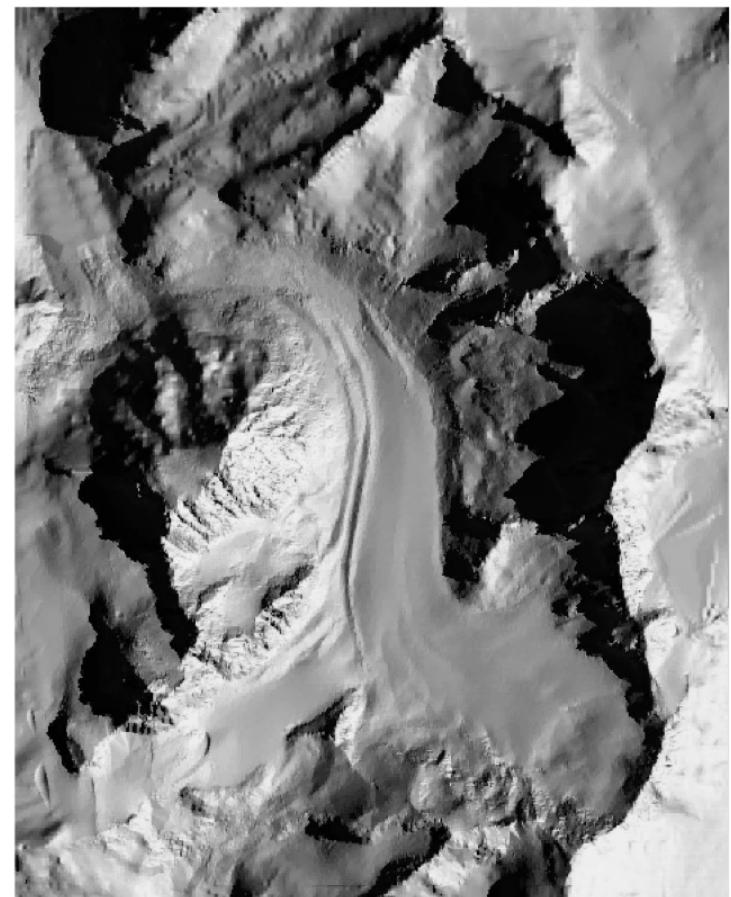
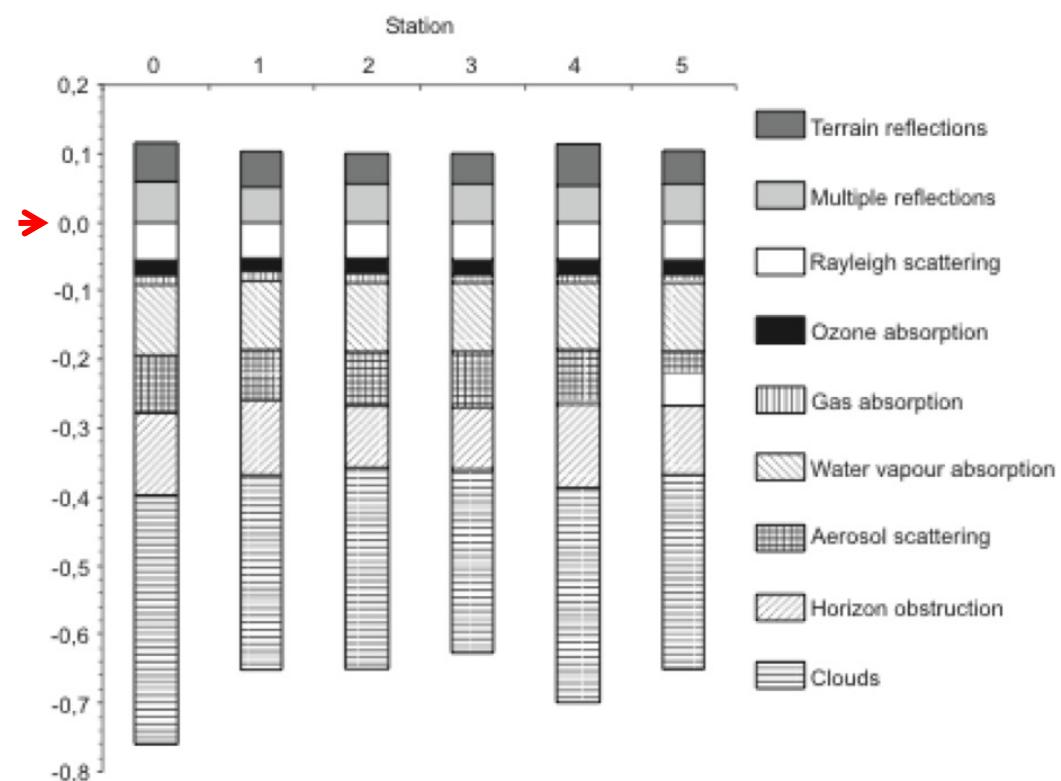
Hängt ab von:

- Solarkonstante
- Effekt der Atmosphäre
- Einfallswinkel



Modellierte Globalstrahlung (Haut Glacier d'Arolla, Juni 2001)

Beeinflussung der modellierten Globalstrahlung durch die verschiedenen atmosphärischen und Topographie-bedingten Prozesse (im Mittel über drei Sommermonate)



Globalstrahlung im Hochgebirge

- Globalstrahlung = kurzwellige, einfallende Strahlung = Summe aus direkter (Sonnen-) und diffuser (Himmels-) Strahlung
- Meist die wichtigste Energiequelle für die Schneeschmelze
- Abhängig von:
 - Sonnenstand
 - Abschattung
 - Reflektionen (vom Gelände)
 - Wolken
 - Absorption (Ozon, Gas, Wasserdampf)
 - Streuung (Rayleigh, Aerosole)

Umsatz der Strahlung am Boden

Albedo

Gibt es Vorschläge für die
Albedo von Schnee, Eis, Wald,
Wiese, Wasser, Boden?

Was verbirgt sich hinter der
Albedo?

Umsatz der Strahlung am Boden

Albedo

- Reflexionsvermögen eines Körpers (= prozentualer Anteil der reflektierten Strahlung)
- Der Rest ist Absorption
- Weiße Flächen: Albedo nahe 1 = 100 %
- Schwarze Flächen: Albedo nahe 0
- abhängig von der Wellenlänge

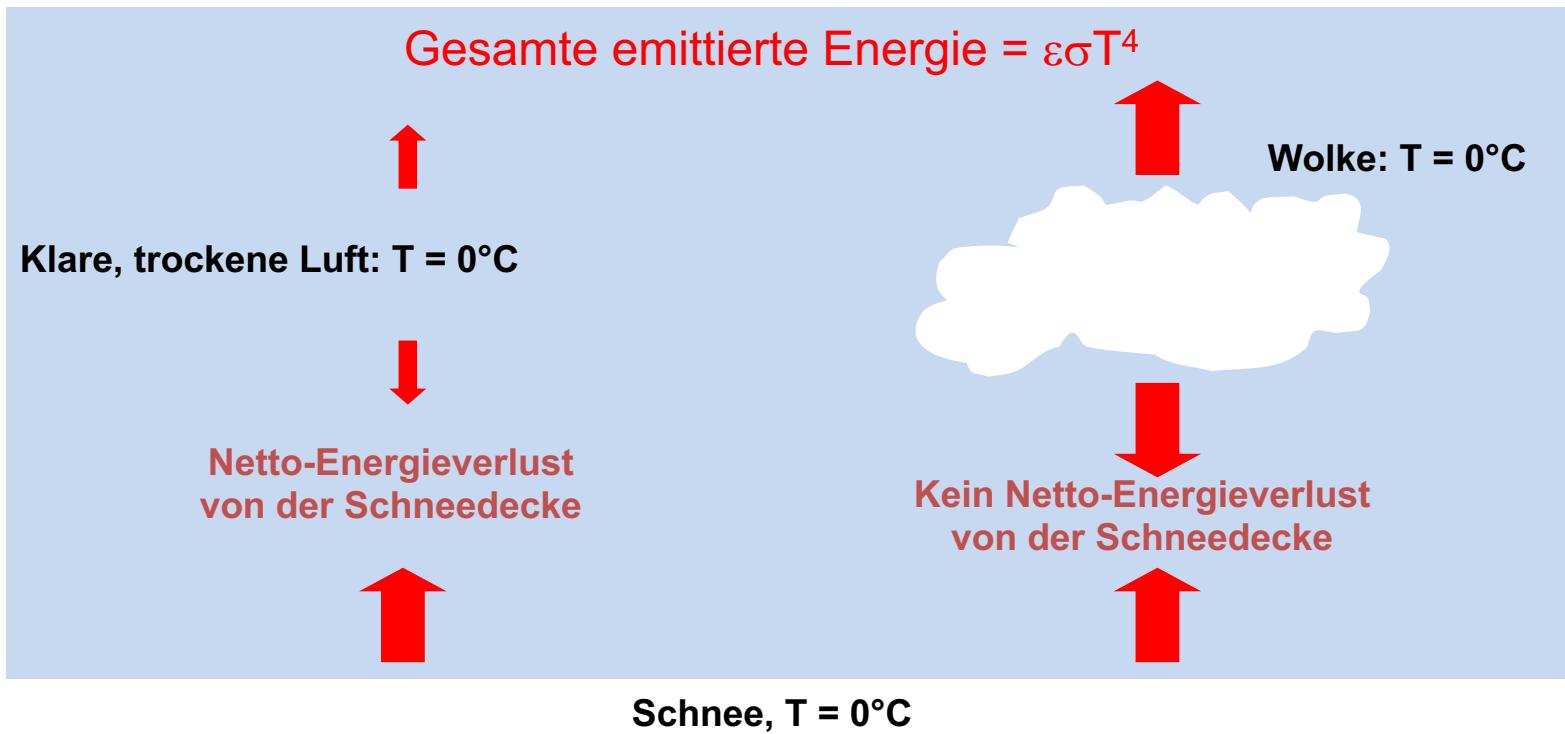
Beispiel Schnee:

kurzwellig bis 90 %, langwellig nahe 0 %

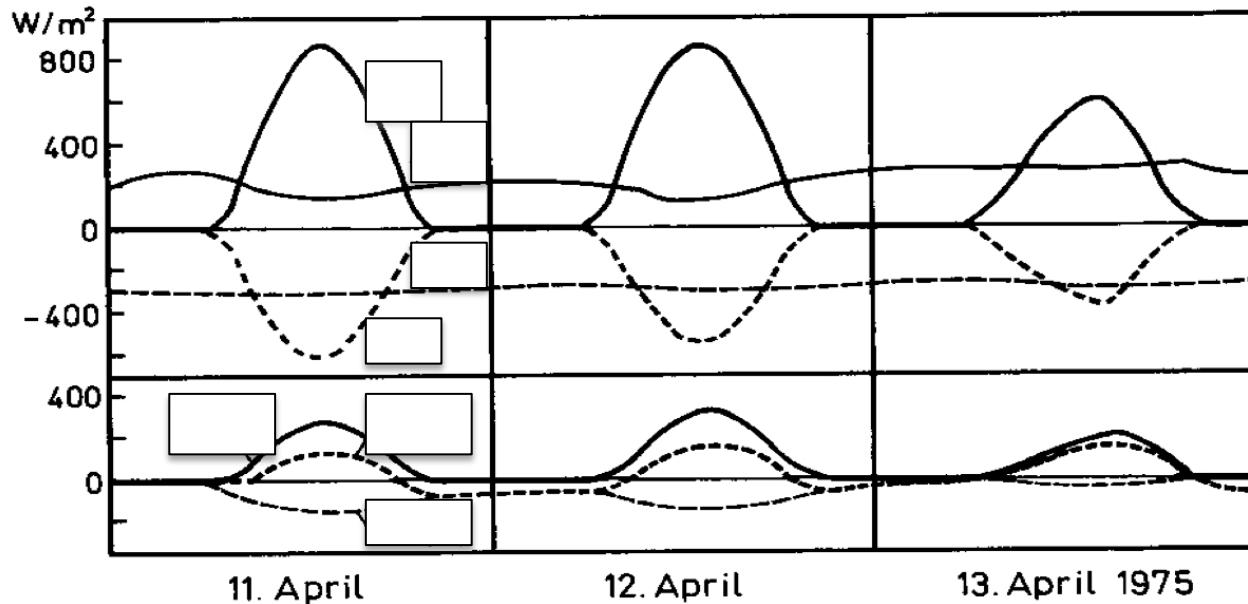
→ im LW fast perfekter schwarzer Körper, der alles absorbiert

Material	Albedo
Boden	0,05 - 0,40
Ackerkulturen	0,15 - 0,25
Wiese	0,20
Laubwald	0,15 - 0,20
Nadelwald	0,05 - 0,15
Asphalt	0,05 - 0,20
Wasser (Sonne tief)	0,10 - 1,00
Wasser (Sonne hoch)	0,03 - 0,10
Neuschnee	0,95
Altschnee	0,40
Gletscher	0,20 - 0,40
Wolken	0,37 - 0,77
Planetarische Albedo	0,305

Langwellige Ein- und Ausstrahlung / atmosphärische Gegenstrahlung



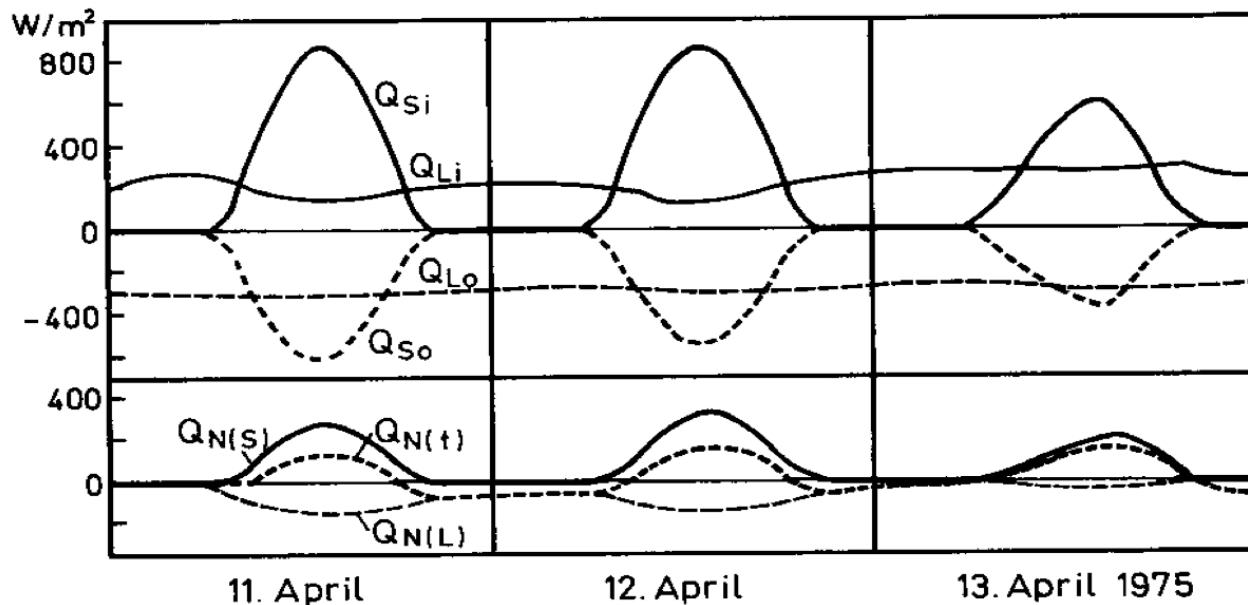
Bedeutung der Strahlungsterme



Was ist was und warum?

Was sieht man bei Vergleich der Tage?

Bedeutung der Strahlungsterme



- | | | |
|------------|---|---|
| Q_{Si} | = | einfallende kurzwellige, |
| Q_{So} | = | reflektierte kurzwellige, |
| Q_{Li} | = | einfallende langwellige, |
| Q_{Lo} | = | emittierte langwellige Strahlungsströme |
| $Q_{N(S)}$ | = | sowie kurzwellige, |
| $Q_{N(L)}$ | = | langwellige und die |
| $Q_{N(t)}$ | = | Gesamtbilanz |

Energiebilanzgleichung

$$Q_N + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G = Q_C + Q_M$$

in W/m²

Q_N = Strahlungsbilanz

Q_H = fühlbarer Wärmestrom

Q_E = latenter Wärmestrom

Q_P = advektive Wärmezufuhr durch Niederschlag

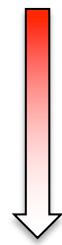
Q_G = Bodenwärmestrom

Q_C = durch Temperaturänderungen in der Schneedecke umgesetzte Energie

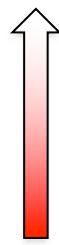
Q_M = zum Schmelzen umgesetzte Energie

Sensibler Wärmefluss

$T = 14^\circ C$



$T = -10^\circ C$



$T = 0^\circ C$

$T = 0^\circ C$

Latenter Wärmefluss

Die latente Wärme ist eine Funktion von:

- latenter Verdunstungswärme bei Wasser
(ca. 2496.7 KJ/kg bei 0 ° C → temperaturabhängig)
- (Re-)Sublimationsenergie bei Schnee/Eis
(Schmelzwärme + Verdunstungswärme = 2496.7 KJ/kg + 333.1 KJ/kg = 2829.8 KJ/kg)
- Wasserdampfgradient
- Turbulenz

Advektiver Wärmefluss

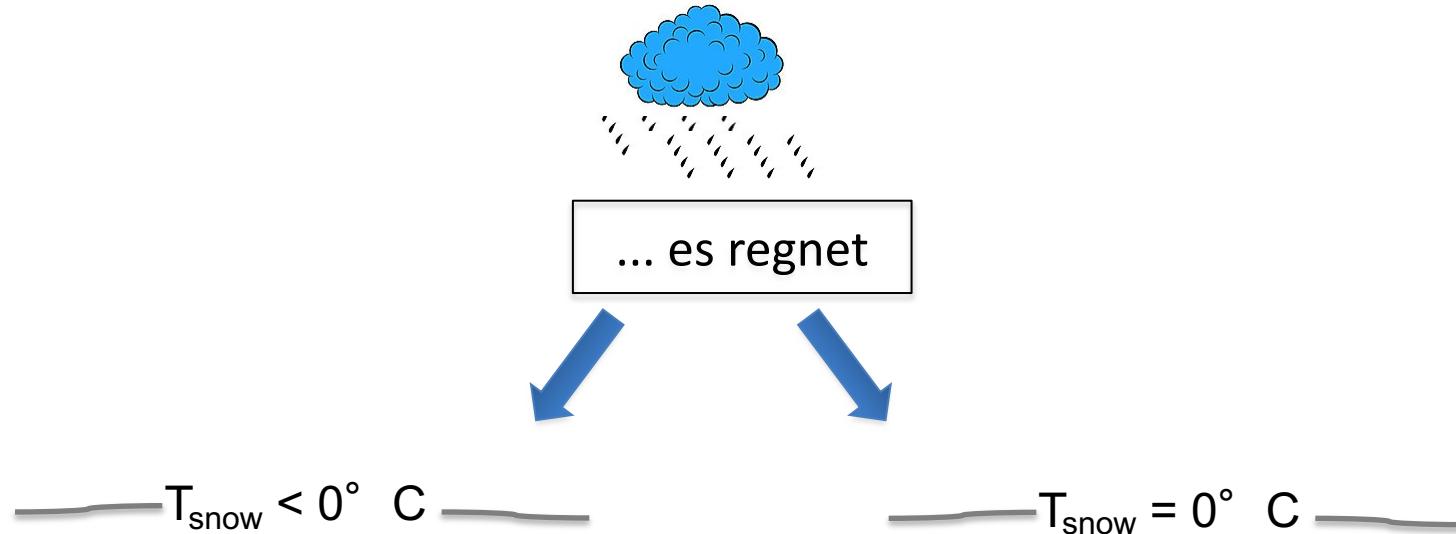
$$Q_P = c_w \cdot (T_P - T_o) \cdot P$$

- c_w = spezifische Wärme des Wassers, T_P die Temperatur des Niederschlags bzw. T_o die der Schneeeobefläche und P = Niederschlag in mm
- Regen und oberflächlich produziertes Schmelzwasser können versickern und in tieferen, kälteren Schichten wiedergefrieren; dabei geben sie latente Schmelzwärme ab

Merke: Die spezifische Wärme eines Stoffes gibt an, wieviel Energie (kJ) benötigt wird, um eine bestimmte Stoffmenge (kg) um eine bestimmte Temperatur (K) zu erwärmen!

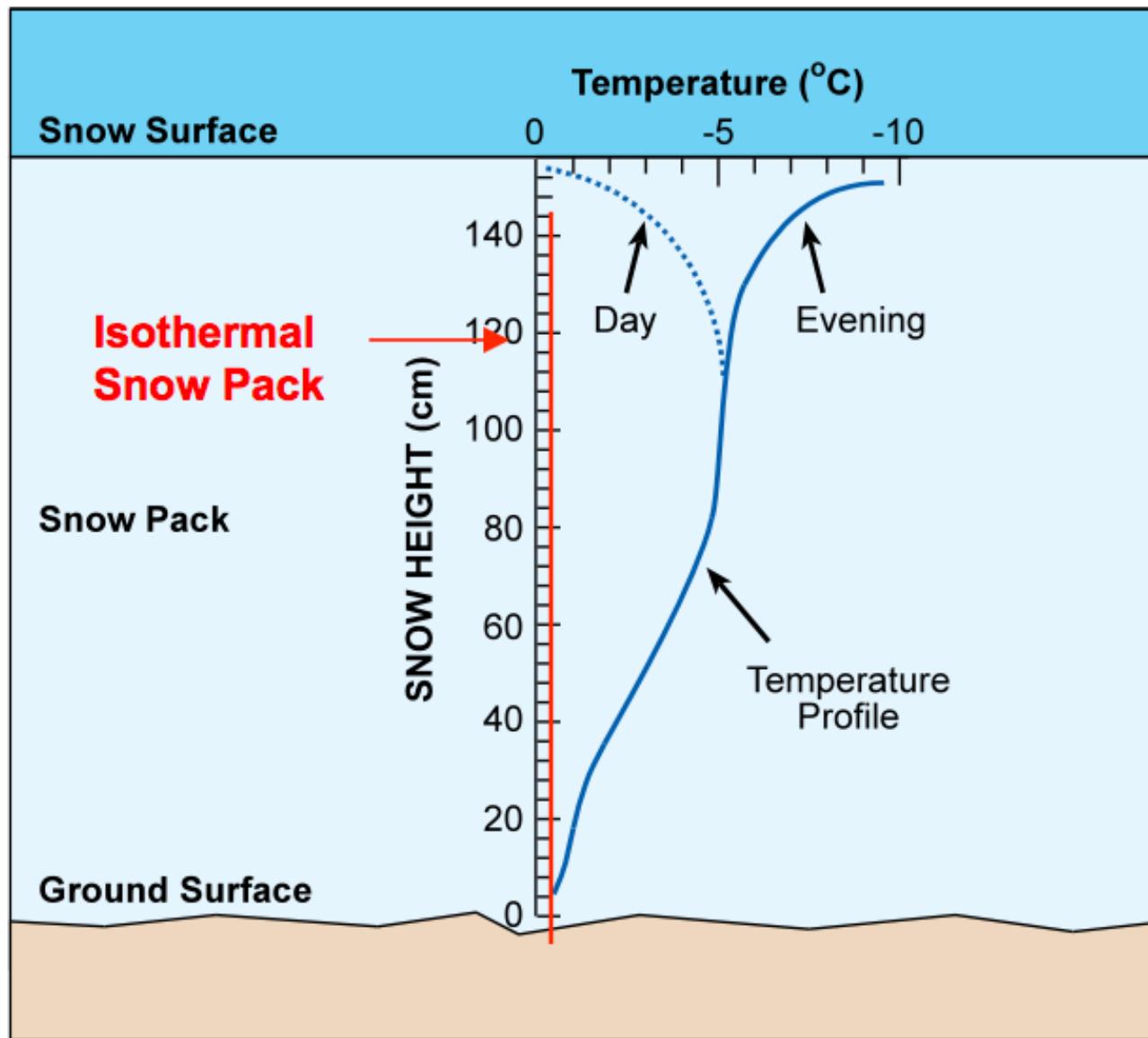
Regen auf Schnee

„Rain on Snow“

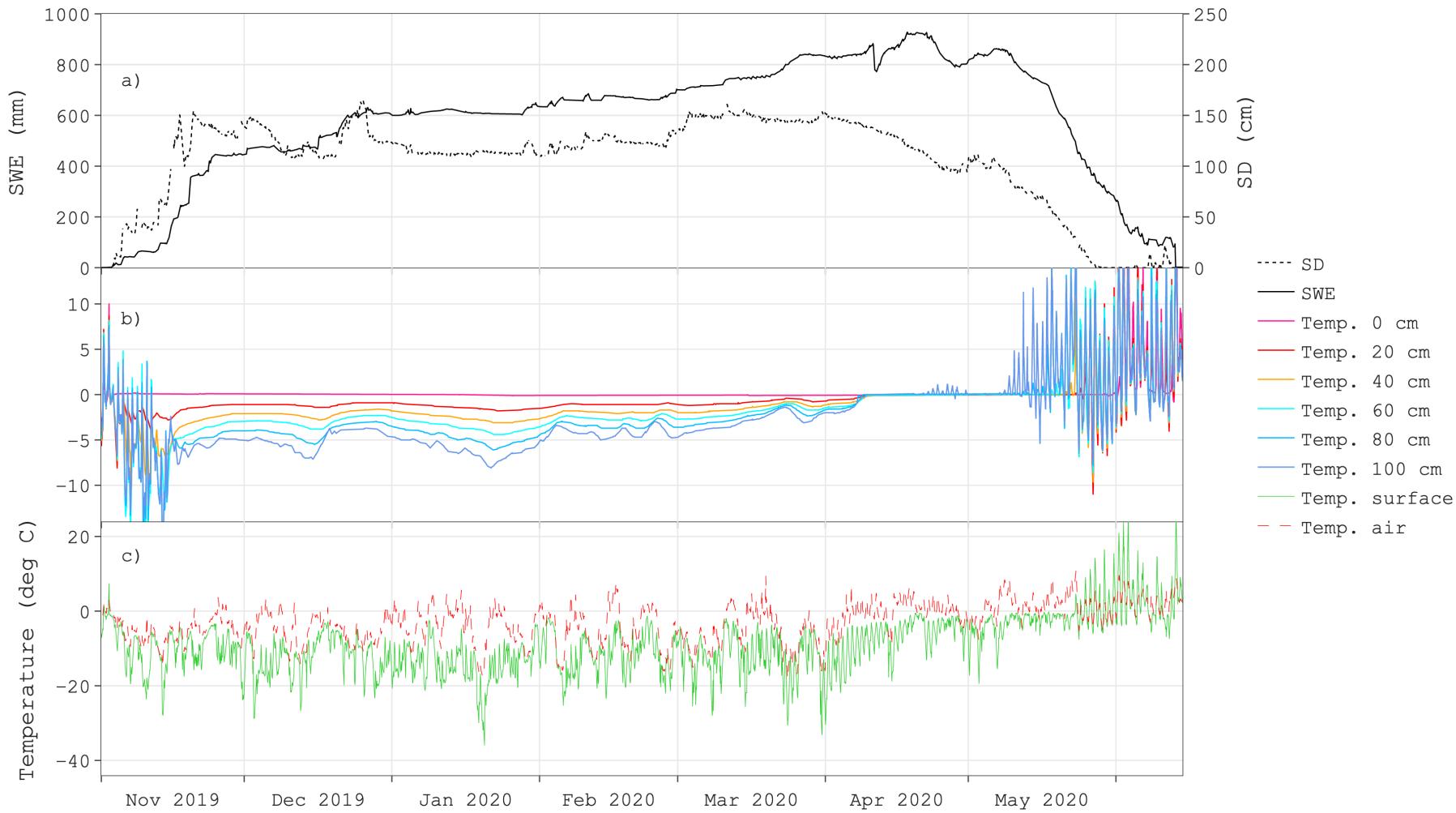


- Niederschlagswasser kühlt auf 0° C ab
 - Regen gefriert in der Schneedecke
 - Da die Luft bei Niederschlag als Wasserdampf gesättigt angenommen werden kann, kann auch Resublimation eintreten
 - Abkühlung, Schmelzwärme und Resublimation erhöhen die Temperatur der Schneedecke
 - Keine Schmelze!
- Niederschlagswasser bringt thermische und kinetische Energie ein
 - Da die Luft bei Niederschlag als Wasserdampf-gesättigt angenommen werden kann, tritt Resublimation ein
 - Niederschlagswärme & Kondensation führen zu Schmelze!

Interne „Energie“ und Schmelze

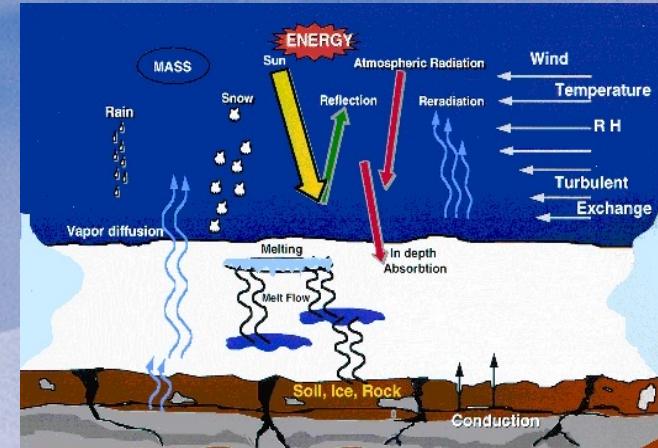


Interne „Energie“ und Schmelze



Energiebilanzgleichung

$$\sum E = 0$$



$$Q_N + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G = Q_C + Q_M$$

in W/m²

Q_N = Strahlungsbilanz

Q_H = fühlbarer Wärmestrom

Q_E = latenter Wärmestrom

Q_P = advektive Wärmezufuhr durch Niederschlag

Q_G = Bodenwärmestrom

Q_C = in der Schneedecke umgesetzte Energie

Q_M = zum Schmelzen umgesetzte Energie



Schnee(decken)parameter / physikalische Charakteristika

Höhe

Horizontierung

Temperatur

Porosität

Emissivität

Flüssigwassergehalt

Härte

Festigkeit

Korngröße

Kornform

Schneewasseräquivalent

Schneebedeckungsgrad

Eisanteil

Kältegehalt

Oberflächenalbedo

Rauigkeitsbeiwert

Scherreibung

Wasserhaltekapazität

Dichte

Effektive Wassersättigung

Spezifische Oberfläche



Messung Schnee(decken)parameter

Schneehöhe



Messung Schnee(decken)parameter

Schneehöhe

Ultraschallsensor

→ Gemessen wird die Zeit, die die Welle vom Sensor über ein reflektierendes Ziel zum Empfänger braucht → Distanz



Lidar, “Laserscanning”



Messung Schnee(decken)parameter

Schneedichte



Schneedichte und Schneewasseräquivalent

Ermittlung der Schneedichte

- Die Ermittlung der Schneedichte erfolgt mit dem Stechzylinder
- Aus jeder Schicht der Schneedecke wird eine Probe entnommen
- ... und deren Gewicht mit einer Federwaage bestimmt
- Die Dichte der Schicht wird dann bestimmt mit

$$\rho = \frac{G}{V} \quad \text{mit } \rho \text{ in kg/m}^3, G = \text{Gewicht in kg und } V = \text{Volumen in m}^3$$

Schneewasseräquivalent

- Dies erfolgt für alle n Schichten; das Wasseräquivalent SWE der Schneedecke ergibt sich dann mit den Schichtdicken h zu

$$SWE = \sum_{i=1}^n \rho_i \cdot h_i$$

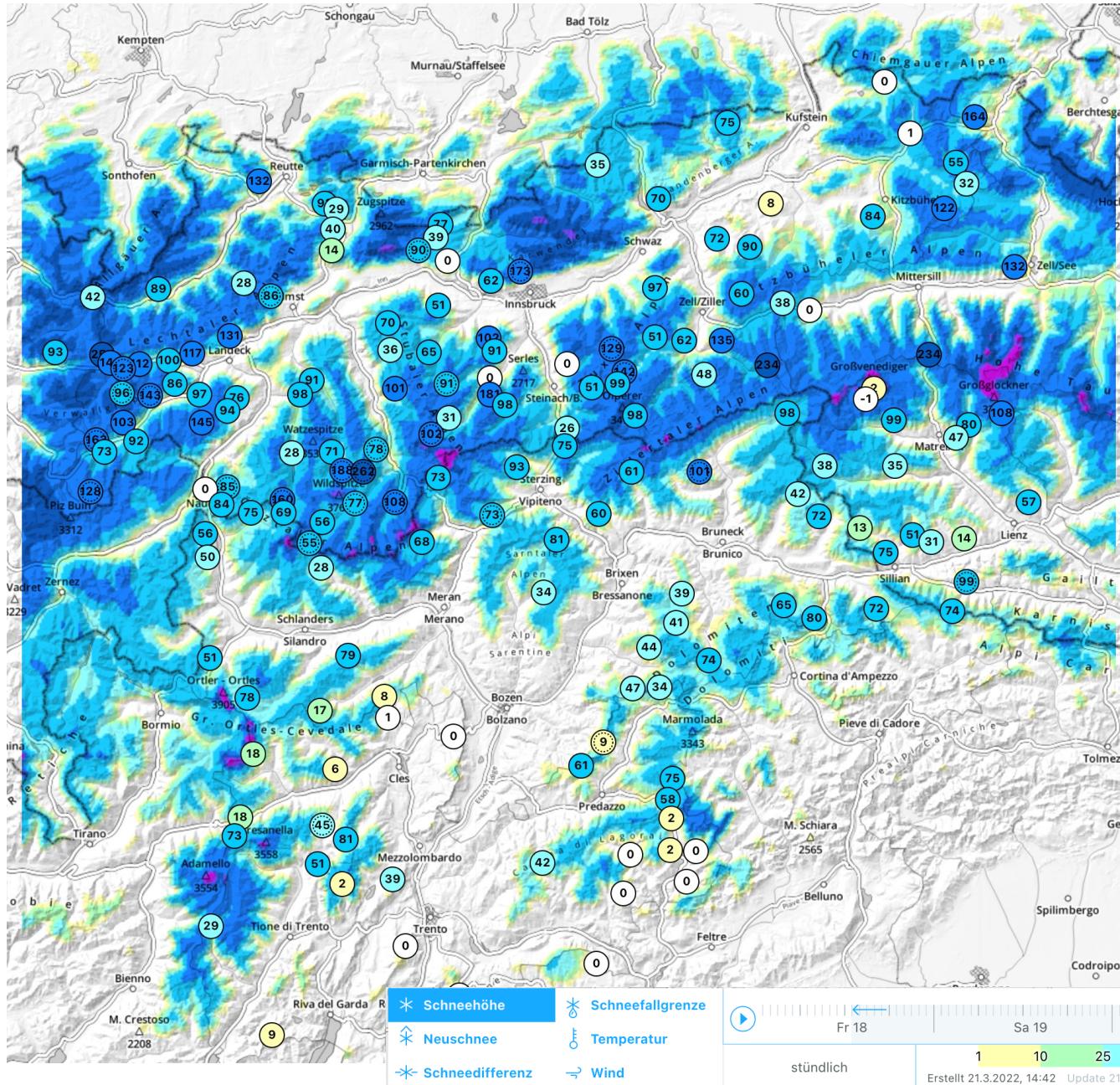
Schneewasseräquivalent



Flüssigwassergehalt



Schneehöhenverteilung (lawine.report, 21.03.2022)



SI-Basiseinheiten

Größe	Benennung	Einheit
Länge	Meter	m
Massa	Kilogramm	kg
Zeit	Sekunde	s
Thermodynamische Temperatur	Kelvin	K
Elektrische Stromstärke	Ampere	A
Stoffmenge	Mol	mol
Lichtstärke (Lichtstrom pro Raumwinkel)	Candela	cd

1 mol = diejenige Stoffmenge einer Substanz, die aus ebensoviel Teilchen besteht wie Atome in 12 g C₁₂ enthalten sind
(nämlich $6,022 \cdot 10^{23}$)

Einige abgeleitete SI-Einheiten

Größe	Benennung	Einheit	Beziehung zu den Basiseinheiten
Kraft	Newton	N	$1 \text{ N} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m/s}^2$
Druck	Pascal	Pa	$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$
Energie	Joule	J	$1 \text{ J} = 1 \text{ N} \cdot \text{m}$
Leistung	Watt	W	$1 \text{ W} = 1 \text{ J/s}$
ebener Winkel	Radiant	rad	$1 \text{ rad} = 1 \text{ m/m}$
Raumwinkel	Steradian	sr	$1 \text{ sr} = 1 \text{ m}^2/\text{m}$
Frequenz	Hertz	Hz	$1 \text{ Hz} = 1/\text{s}$
Celsius - Temperatur	Grad Celsius	° C	$1 \text{ }^\circ \text{C} = \text{K}$
Elektrische Ladung	Coulomb	C	$1 \text{ C} = 1 \text{ A} \cdot \text{s}$
Elektrische Spannung	Volt	V	$1 \text{ V} = 1 \text{ J/C}$

Physikalische Eigenschaften von Wasser

Kondensations- bzw. Verdampfungswärme (bei 20 ° C)	2.450	kJ/kg
Gefrier- bzw. Schmelzwärme	340	kJ/kg
Sublimationswärme (= Schmelz- plus Verdampfungswärme)	2.790	kJ/kg
Dichte von Wasser (Maximum bei 3,98 ° C)	1.000	kg/m ³
Dichte von Eis (deswegen schwimmt Eis auf Wasser)	916,8	kg/m ³
Dichte von Luft (Meeresniveau)	1,25	kg/m ³
Spezifische Wärme von Wasser (bei 20 ° C)	4,18	kJ/(kg·K)
Spezifische Wärme von Eis (bei –25 ° C)	1,9	kJ/(kg·K)
Spezifische Wärme von Luft	1,0	kJ/(kg·K)
Wärmeleitfähigkeit von Eis	2,2	W/(m·K)
Wärmeleitfähigkeit von Schnee	0,13	W/(m·K)
Wärmeleitfähigkeit von Luft	0,024	W/(m·K)

Wichtige Konstanten

Konstante	Wert
Planck'sches Wirkungsquantum	$h = 6,61 \cdot 10^{-34} \text{ W}$
Boltzmann-Konstante	$k = 1,380622 \cdot 10^{-22} \text{ J/K}$
Stefan-Boltzmann-Konstante	$s = 5,67 \cdot 10^{-12} \text{ W/(cm}^2\cdot\text{K}^4)$
Erdbeschleunigung	$g = 9,81 \text{ m/s}^2$
Lichtgeschwindigkeit	$c = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$
Karman-Konstante	$k = 0,4$
Universelle Gaskonstante	$R = 8314,36 \text{ J/(kmol}\cdot\text{K)}$
Elektrischer Diffusionskoeffizient für Wasserdampf	$D_e = 0,65 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$

Physikalische Kenngrößen von Eis: Temperaturabhängigkeit

T_e (°C)	ρ_E (g/cm³)	c_E (J/g K)	λ_E (J/cm min K)	$c_{S,E}$ (J/g)	$c_{V,E}$ (J/g)
0	0.9167	2.106	1.344	334	2835
-10	0.9187	2.031	1.390	312	2837
-20	0.9203	1.960	1.461	289	2838
-30	0.9216	1.884	1.528	264	2838
-40	0.9228	1.813	1.595	236	2838

- T = Temperatur
 ρ_E = Dichte
 c_E = spezifische Wärme
 λ_E = Wärmeleitfähigkeit
 $c_{S,E}$ = Gefrier- bzw. Schmelzwärme (\rightarrow unterkühltes Wasser!)
 $c_{V,E}$ = Verdunstungs- bzw. Sublimationswärme

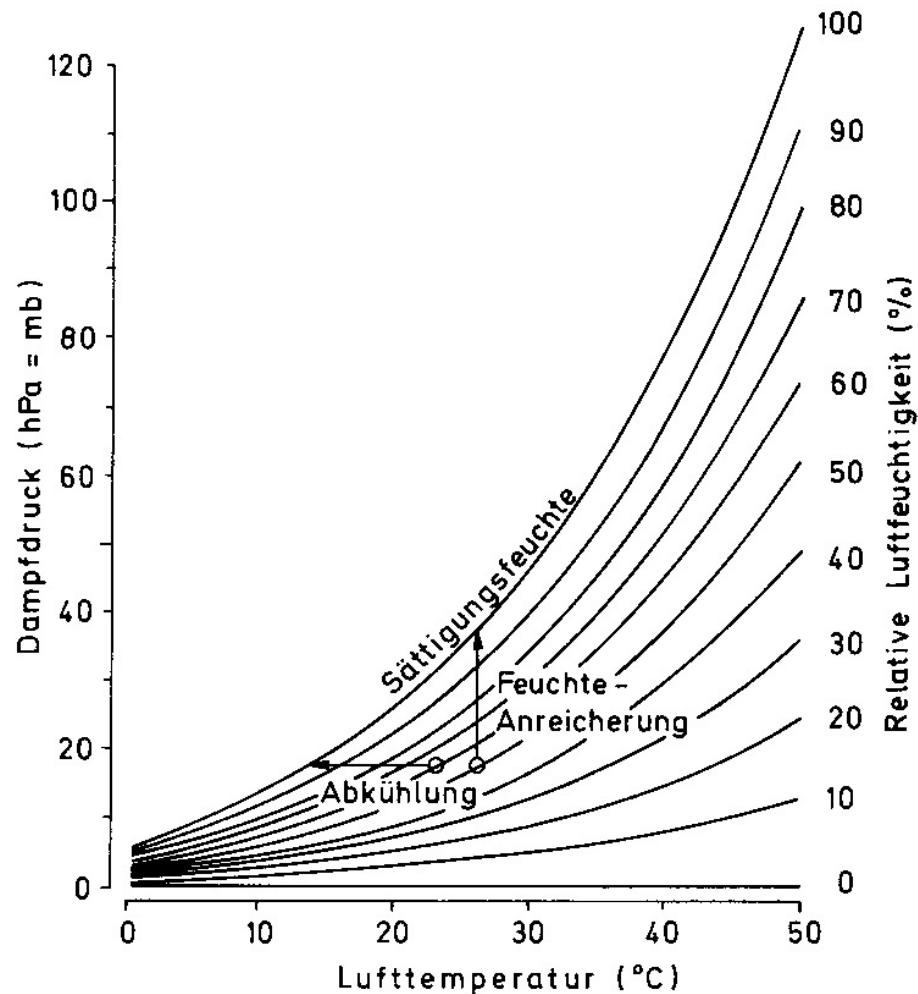
Sättigungsfeuchte, Dampfdruck und Lufttemperatur

Zusammenhang von Dampfdruck und relativer Luftfeuchtigkeit mit der Lufttemperatur sowie Feuchteänderungen durch Dampfzufuhr oder Abkühlung:

→ „Magnus'sche Dampfspannungskurve“:

$$E_W(T) = 6,107 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot T}{235+T}}$$

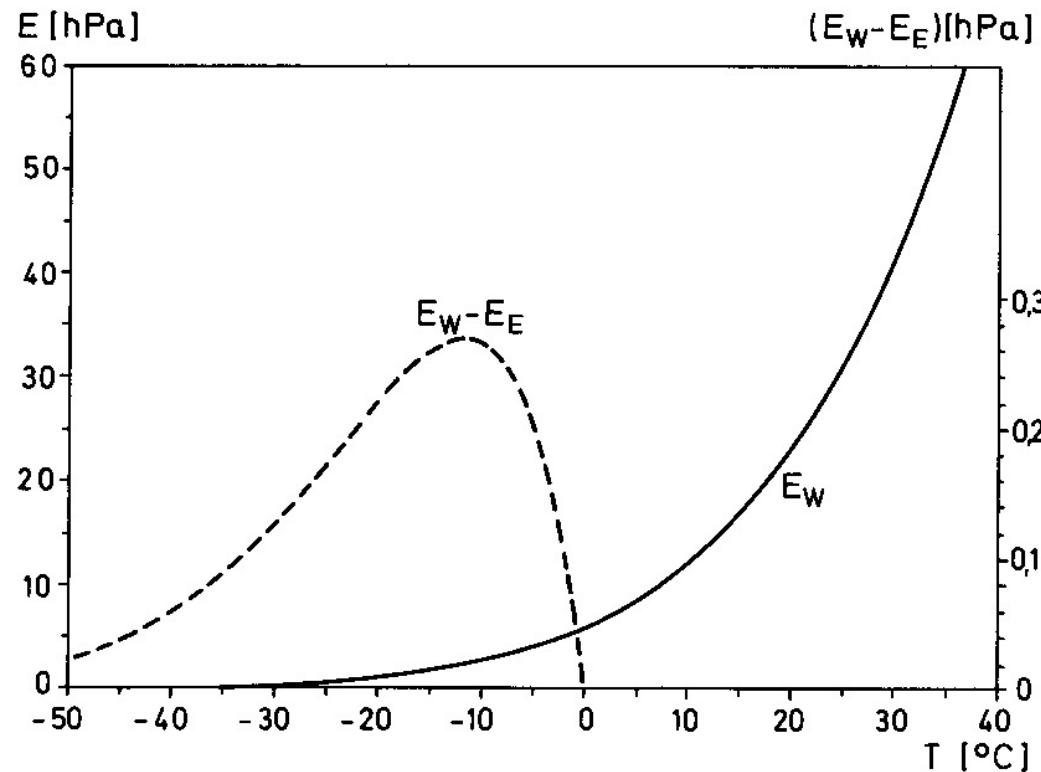
$$E_E(T) = 6,107 \cdot 10^{\frac{9,5 \cdot T}{265,5+T}}$$



Sättigungsdampfdruck über Wasser und Eis

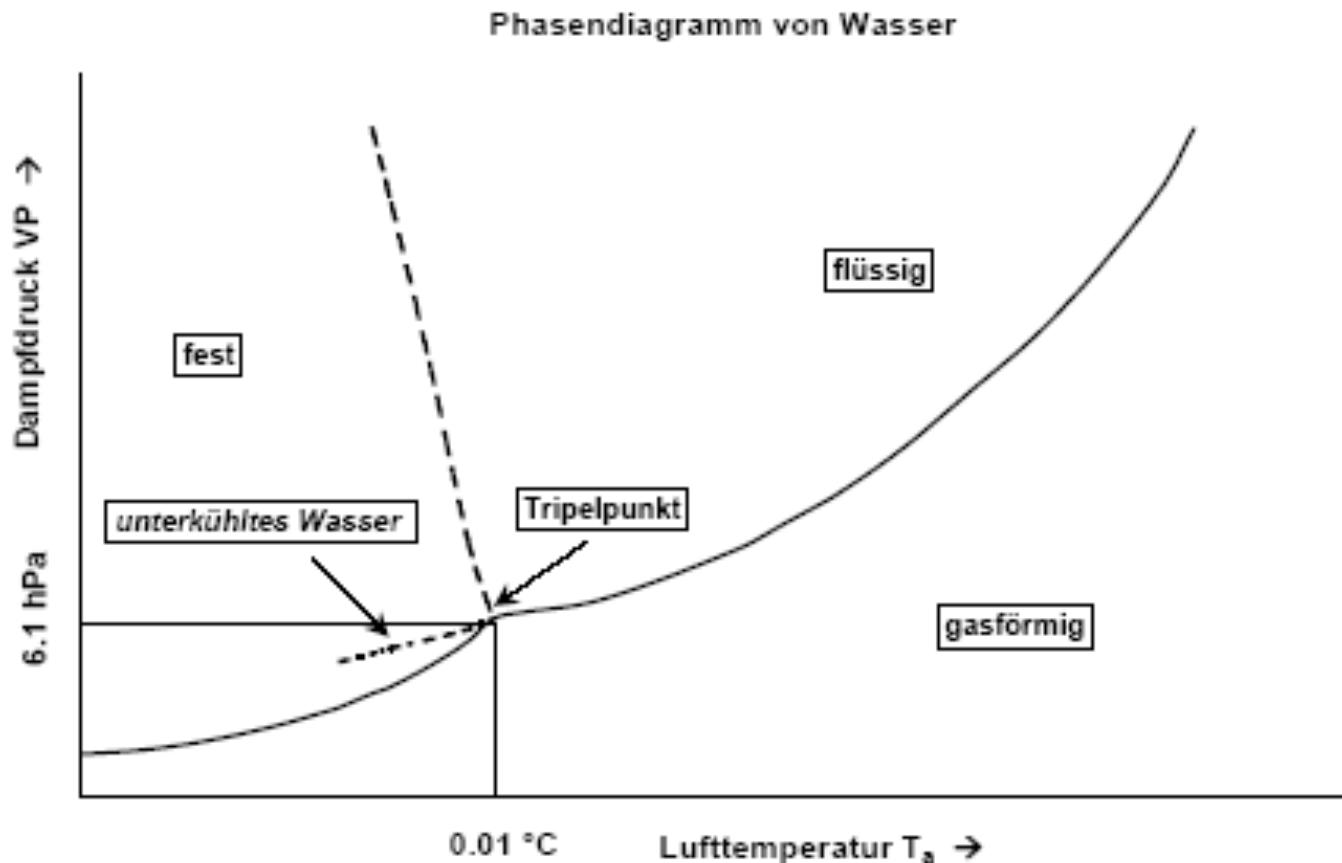
Sättigungsdampfdruck $E(T)$ und Differenz des Sättigungsdampfdruckes über Wasser E_W und über Eis E_E

Unterschied am größten bei -10°C , d.h. typischen Temperaturen in Wolken und Schneedecken: Da Sättigungsdampfdruck über Wasser größer als über Eis, kondensiert über Eis der Dampf leichter, d.h. Schnee bzw. Eis wächst (auf Kosten von Wassertropfen)



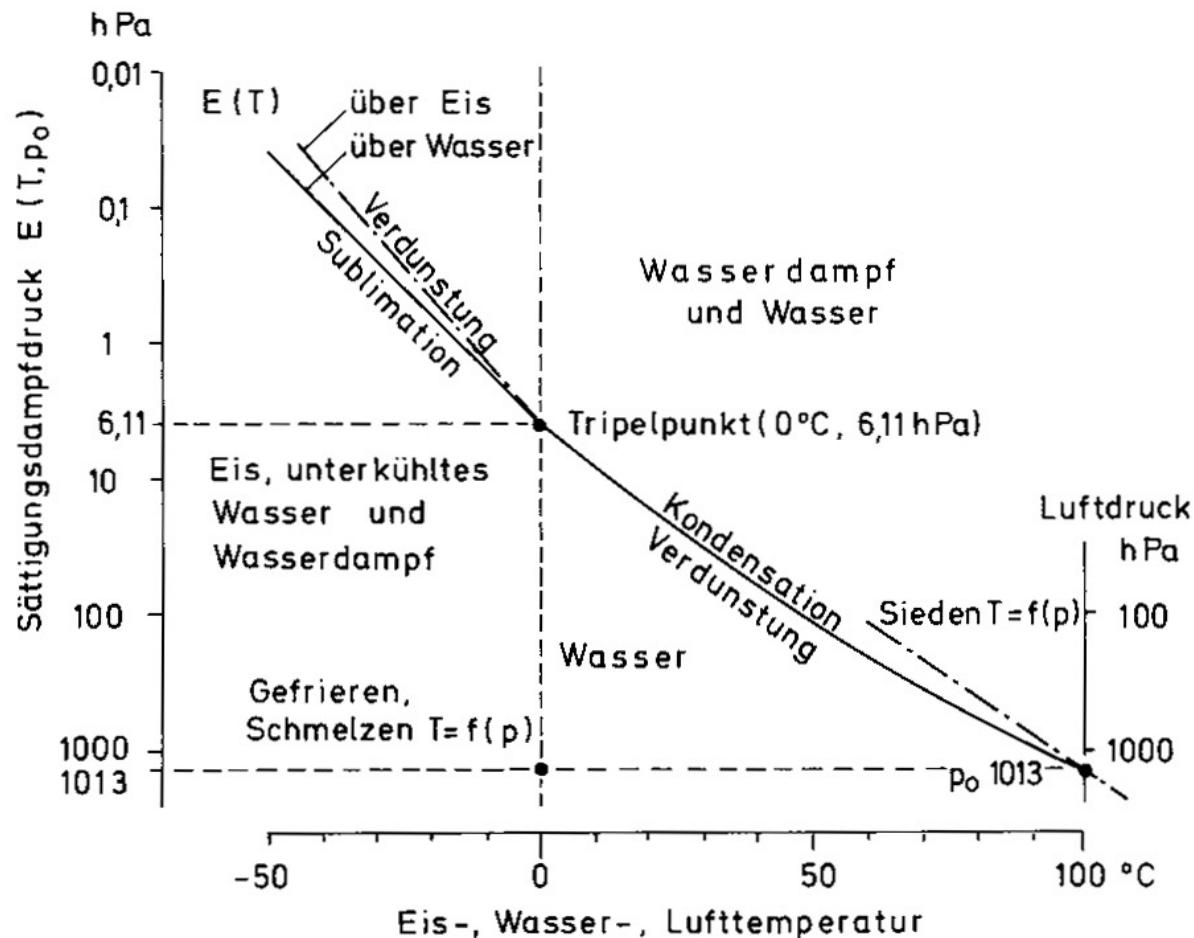
Tripelpunkt

Bei einem Luftdruck von $p = 1013 \text{ hPa}$ und einer Lufttemperatur von $T_a = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ sind die drei Aggregatzustände im Gleichgewicht, wenn der Partialdruck des Wasserdampfs $\text{VP} = 6,11 \text{ hPa}$ beträgt (Tripelpunkt)

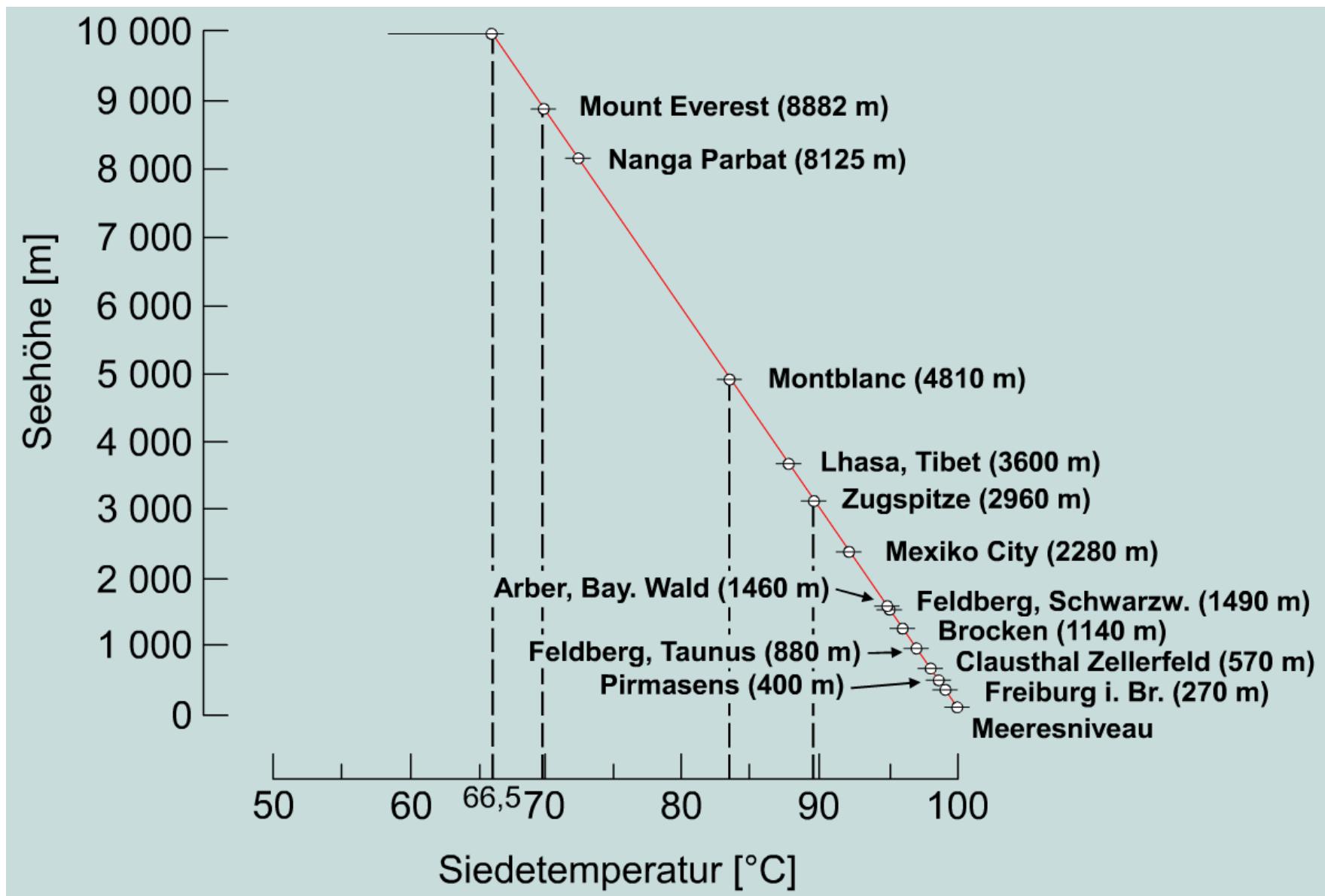


Die Phasen des Wassers: Abhängigkeit von Druck und Temperatur

Zustandsdiagramm
für die verschie-
denen Phasen des
Wassers in Abhan-
gigkeit von Druck
und Temperatur

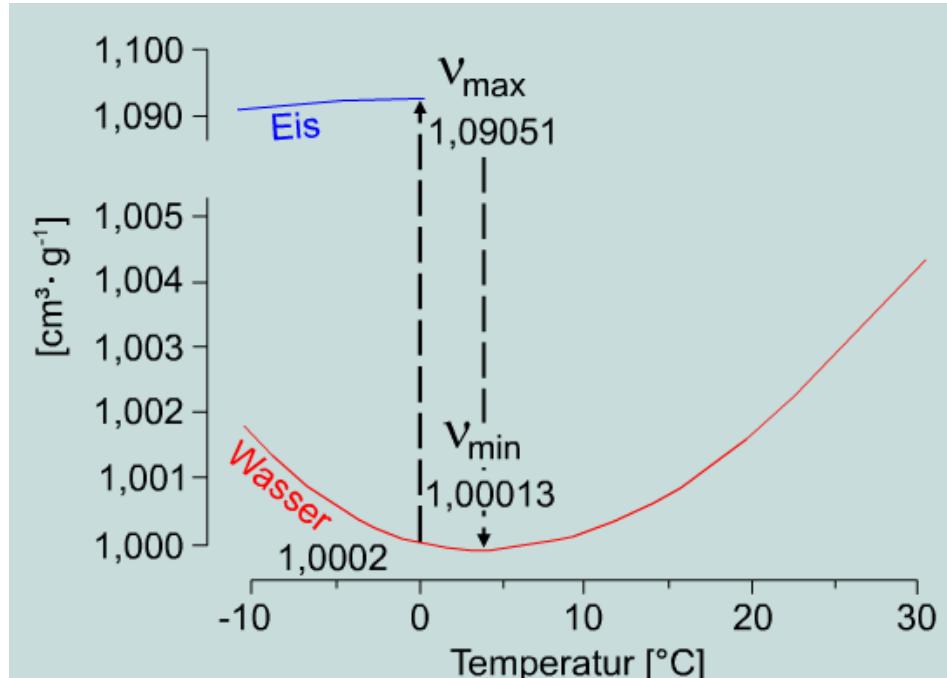
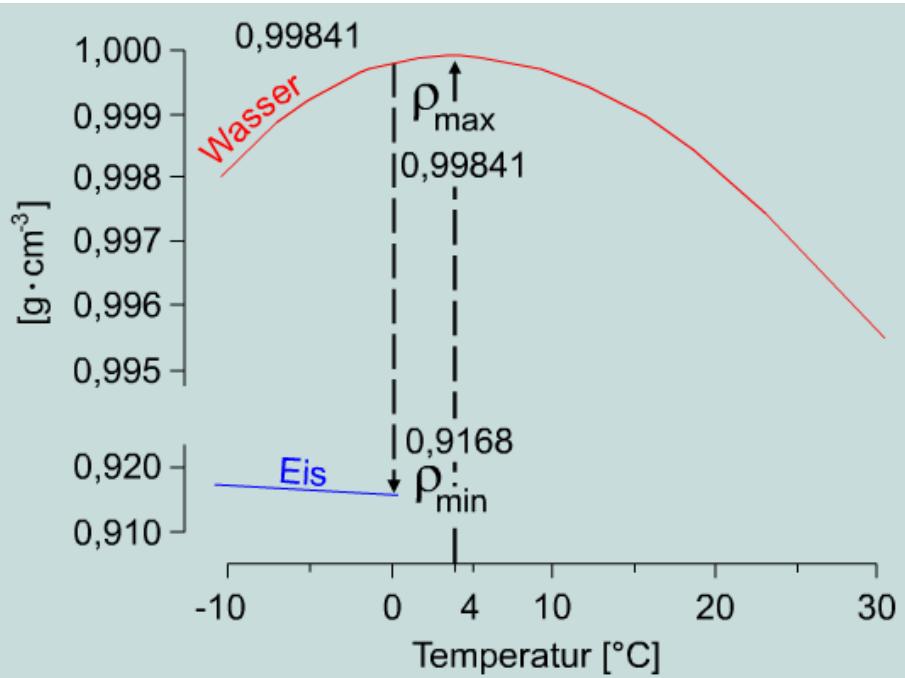


Siedetemperaturen im Gebirge



Dichte und spezifisches Volumen von Wasser in Abhängigkeit von der Temperatur

Dichte ρ und spezifisches Volumen v des Wassers in Abhängigkeit von der Temperatur → Aufpassen aufs Weißbier in der Gefriertruhe!



Fundamentale Naturgesetze

- Massenerhaltung
 - „Nichts wird bei den Operationen künstlicher oder natürlicher Art geschaffen, und es kann als Axiom angesehen werden, dass bei jeder Operation eine gleiche Quantität Materie vor und nach der Operation existiert“ (A. Lavoisir, 1785): auch Wasser kann im größeren Umfang in der Natur weder erzeugt noch vernichtet werden
- Newton's Bewegungsgesetze:
 - Trägheitsprinzip: jeder Körper verharrt im Zustand der Ruhe oder gleichförmig geradliniger Bewegung, solange keine Kraft auf ihn wirkt
 - Beschleunigungsprinzip: wirkt auf einen Körper eine Kraft, so wird er in Richtung der Kraft beschleunigt; die Beschleunigung ist der Kraft direkt, der Masse des Körpers umgekehrt proportional
 - Reaktionsprinzip: besteht zwischen zwei Körpern A und B eine Kraftwirkung, so ist die Kraft, welche von A auf B ausgeübt wird, entgegengesetzt gleich der Kraft, welche B auf A ausübt („actio
gegengleich reactio“)

Fundamentale Naturgesetze

- Gesetze der Thermodynamik:
 - Energieerhaltung: $E_{in} = E_{out} + \Delta S$, aber nur für abgeschlossene Systeme; die Energieformen können sich ineinander umwandeln
 - Kein Prozess ist möglich, bei dem Wärme zu 100 % in Arbeit umgewandelt wird: in einem abgeschlossenen System nimmt die Entropie nicht ab
 - Nernst'scher Wärmesatz: Am absoluten Nullpunkt der Temperatur ist die Entropie eines perfekten Kristalls gleich Null

Die **Entropie** ist ein Maß für die Unordnung oder Zufälligkeit eines Systems: ein System mit Entropie 0 ist perfekt geordnet

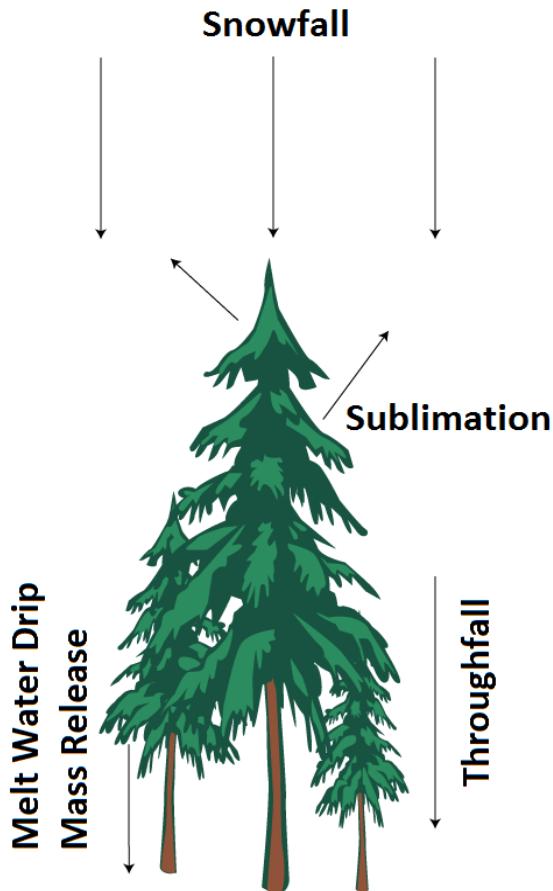
- Fick'sches Diffusionsgesetz:
 - Diffusion einer Substanz findet immer von höherer zu niedrigerer Konzentration statt (z. B. bei Temperatur, CO₂, Wasserdampf, Nitrat)

Schnee in Wäldern

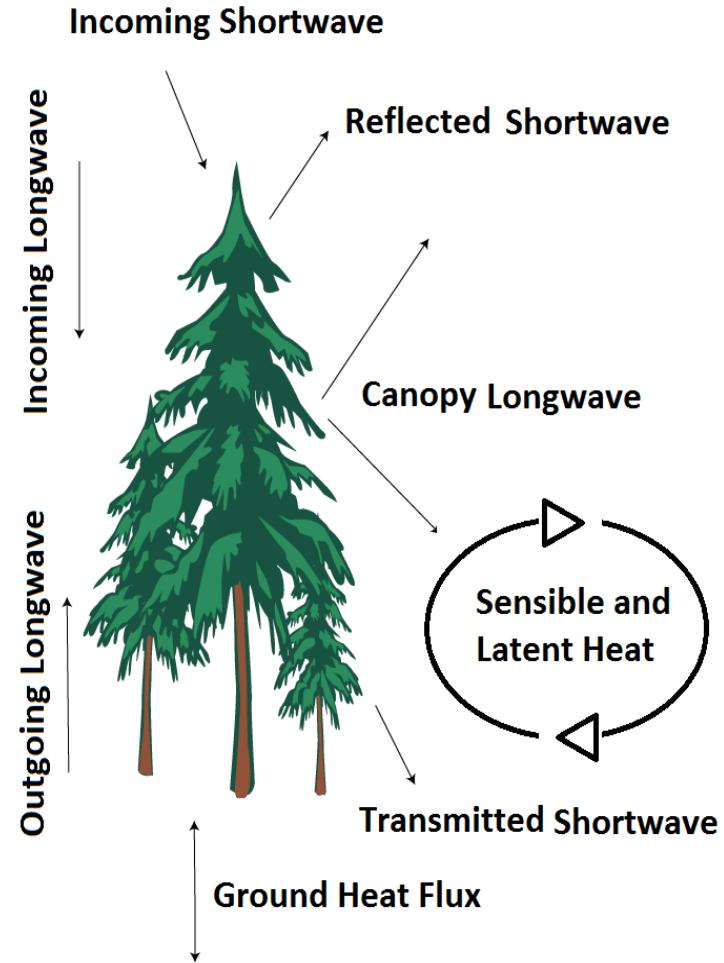


Schnee in Wäldern

Schneeinterzeption



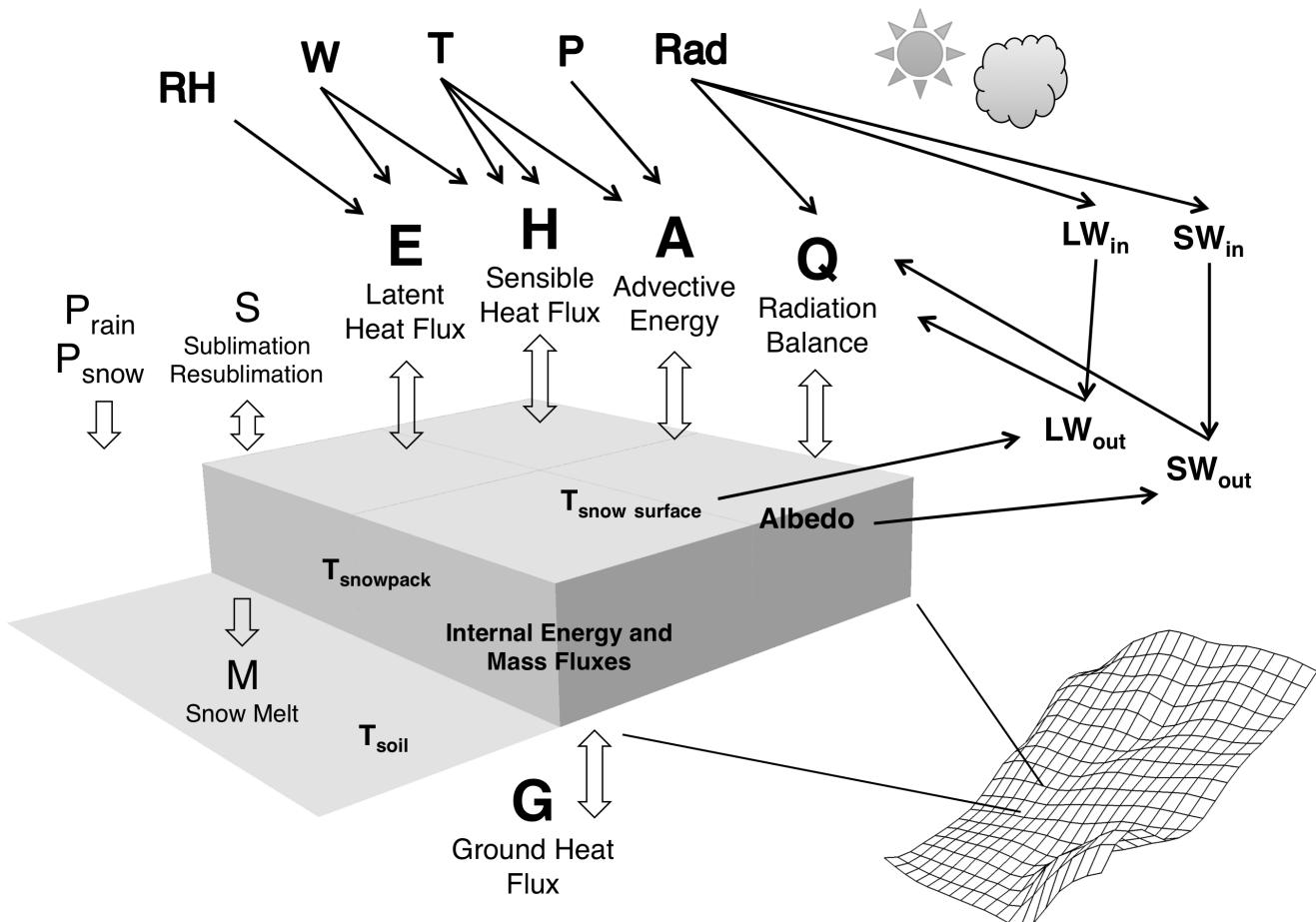
Mikrometeorologie



Energiebilanz

$$Q + H + E + A + G + M = 0$$

Q	<i>net radiation</i>
H	<i>sensible heat flux</i>
E	<i>latent heat flux</i>
A	<i>advective heat flux (precipitation)</i>
G	<i>ground heat flux</i>
M	<i>snowmelt or cooling/refreezing</i>



Wasser als Stoff - Herkunft

Woher kommt das Wasser auf der Erde?

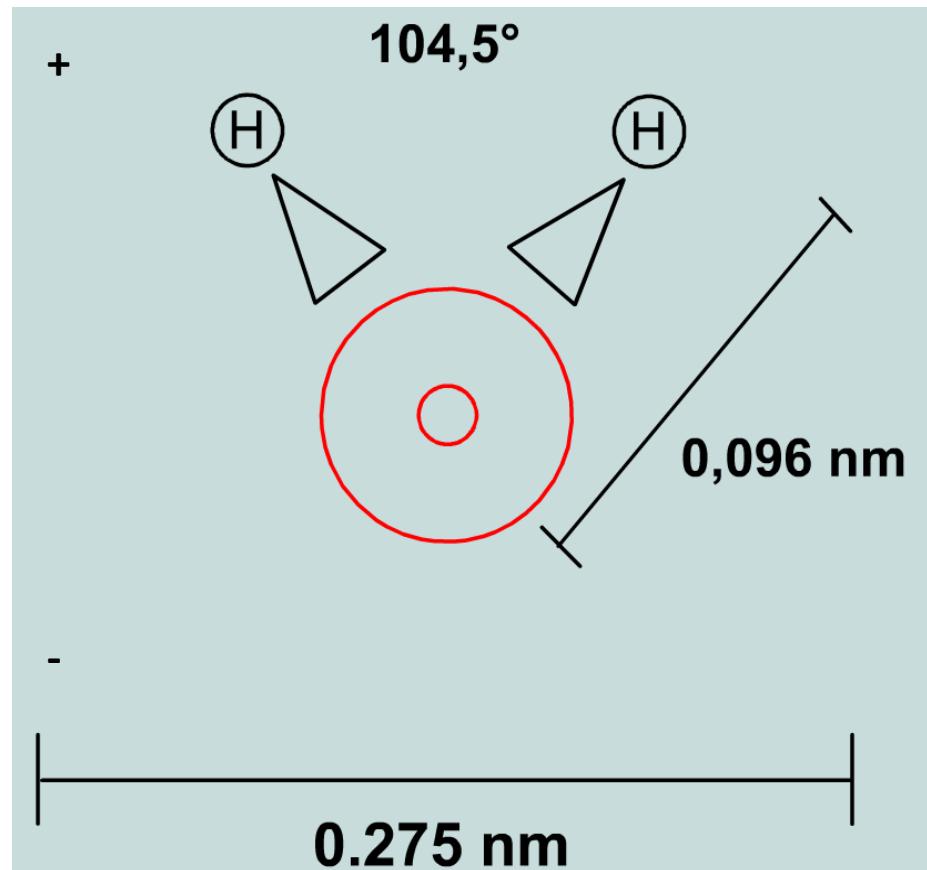
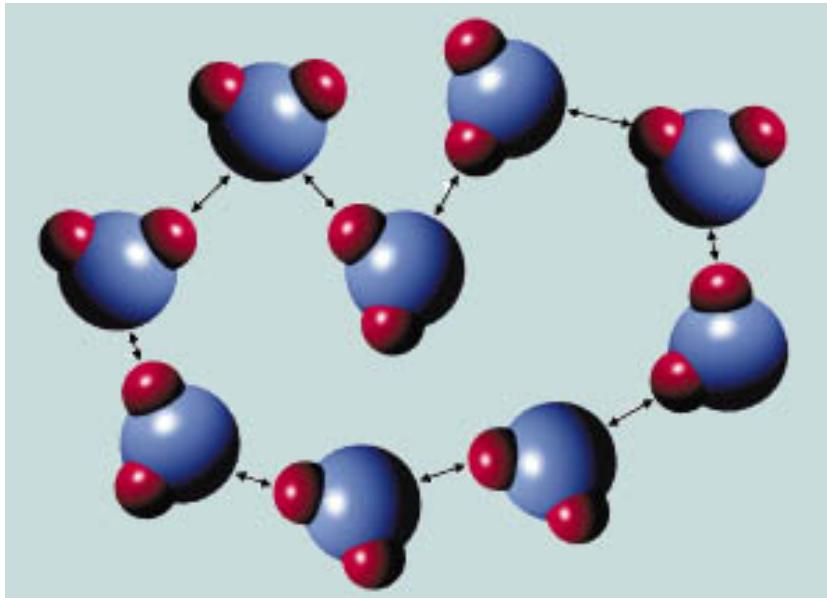
- Urgeschichte der Erde (älter als 3,7 Milliarden Jahre):
 - Erde zu heiß für flüssiges Wasser
 - Atmosphäre Wasserstoff – Helium, später verflüchtigt ins All
 - Gesteinswasser war aber bereits vorhanden, und
 - dampft dann später bei den hohen Temperaturen langsam aus
 - Wasserdampf zu schwer, um die Gravitation der Erde zu überwinden
- Dies alles war bis vor ca. 3,7 Milliarden Jahren
- Danach:
 - Abkühlung der Erde mit Differenzierungsprozessen im Erdmantel und –kruste (Kernbildung, Konvektionsströme im Inneren, Entgasung)
 - Wolkenbildung, Niederschlag, Bildung der Ozeane, Abfluss vom Land → erste Sedimentgesteine (älteste Vorkommen in Grönland)

Wasser als Stoff - Dipol

Wasser ist ein Dipol

Folgeeigenschaften:

- Gutes Lösungsvermögen (Salze (Nitrat), Mineralien (Kalziumkarbonat), Gase)
- Viskosität (Zähigkeit)
- Oberflächenspannung



Was ist eine Schneedecke?

- Poröses Medium: Eis + Luft (+ flüssiges Wasser)
- Generell ist eine Schneedecke aus Schichten verschiedener Schneearten zusammengesetzt
- Jede Schicht für sich ist vergleichsweise homogen
- Untereinander aber oft stark unterschiedlich
- Vorkommendes Eis hat Kristall- oder Kornform, die Partikel hängen meistens zusammen
- Struktur: Charakteristische Verteilung der Korngrößen
- Textur: Charakteristische Anordnung der Partikel



Hydrologische Charakteristika des Schneedeckenspeichers

- Empfehlungen zu Methoden und Techniken von Messungen an der Schneedecke geben z.B. UNESCO/IAHS/WMO (1970)
- Zur Erfassung der räumlich-zeitlichen Variationen des Schneedeckenspeichers werden im Gelände zu bestimmende Parameter benötigt; eine Schneeprofilaufnahme umfasst:
 - Schneebedeckung (%)
 - Schneehöhe (cm)
 - Schneedichte bzw. Lagerungsdichte (kg/m^3)
 - Wasseräquivalent der Schneedecke (mm)
 - Schneedeckenausfluss (mm)

Messgrößen am Schneeprofil

- Zur Beurteilung der hydrologischen Eigenschaften des Schneedecksenspeichers können Untersuchungen zur Stratifikation der Schneedecke an geeigneten Beobachtungspunkten aufgenommen werden
- Diese Messungen bestehen aus Schneeschichtprofilen (im Schneeschacht) mit der systematischen Ansprache von u.a.
 - Kornform (Klassen)
 - Korngröße (mm)
 - Gehalt an freiem Wasser (in Vol.-% oder in mm)
 - Feuchte (in Klassen)
 - Härte (in Klassen und Rammprofilen (Rammwiderstand in kg))
 - Temperaturprofil (in °C)



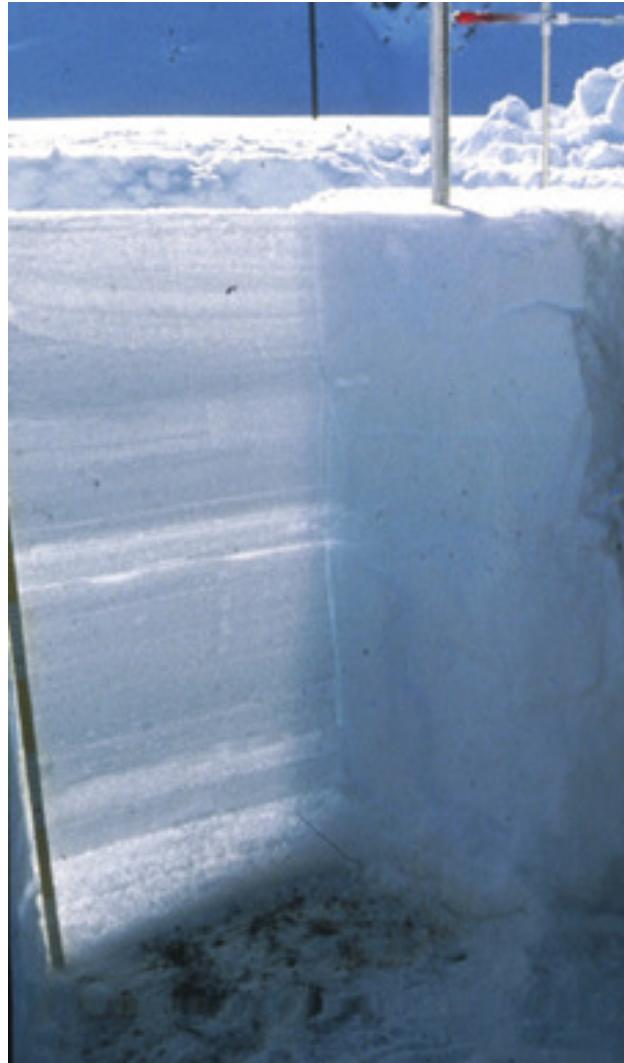
Schneedeckenaufbau

= Schichtabfolge der Schneedecke, „Schneedeckenprofil“



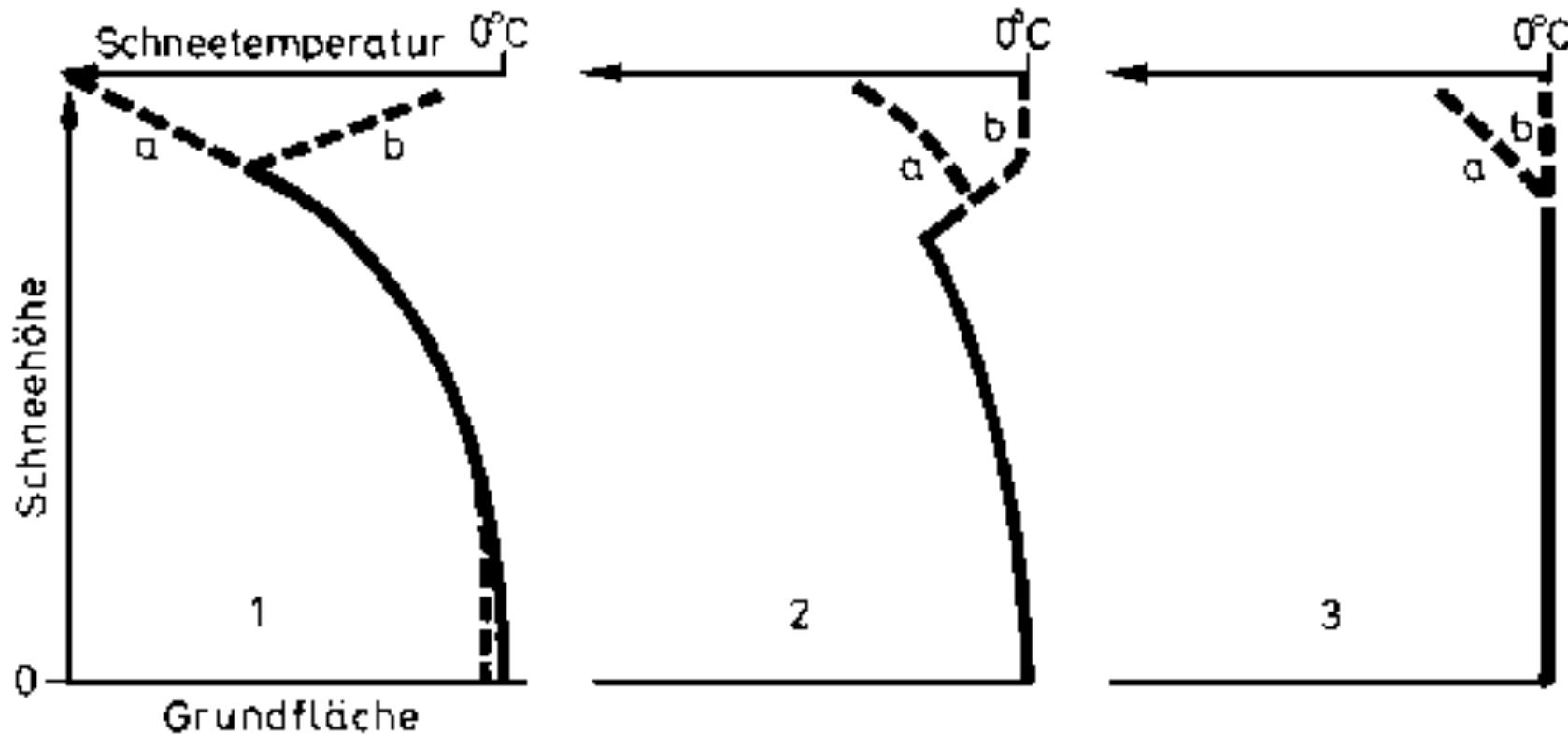
Schneedeckenaufbau

= Schichtabfolge der Schneedecke, „Schneedeckenprofil“



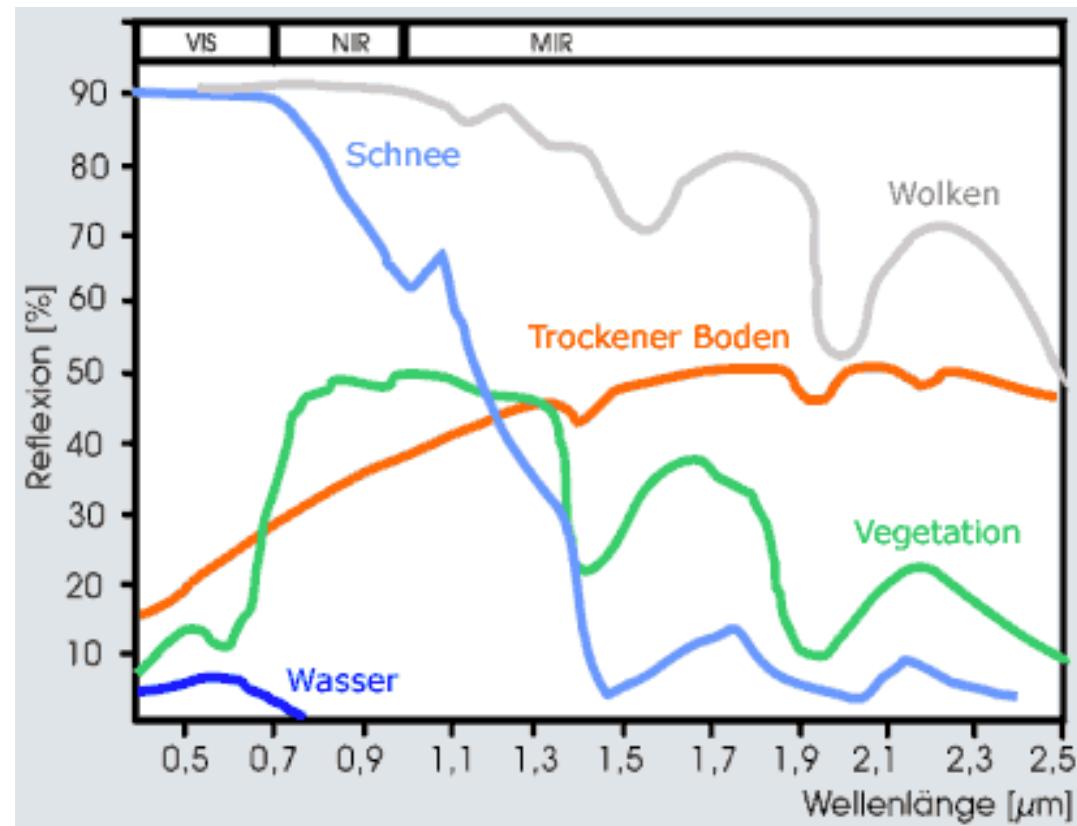
Temperaturprofil einer Schneedecke

Charakteristische Temperaturprofile mit den Varianten Ausstrahlungswetter (bzw. nachts, a) und Einstrahlungswetter (bzw. tagsüber, b)



Spektrale Eigenschaften von Schnee

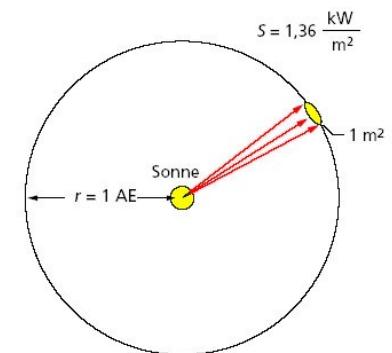
- Die Detektion einer Schneedecke mit optischen Fernerkundungsmethoden ist prinzipiell leicht möglich, da Schnee sich durch eine extrem hohe Reflexion im sichtbaren Wellenlängenbereich auszeichnet
- nur Wolken besitzen ein ähnliches Spektrum im sichtbaren Bereich (VIS)
- in der Radarfernerkundung werden die dielektrischen Eigenschaften von Wasser im Schnee genutzt



Solarkonstante

Von der Sonne eingestrahlte Energie senkrecht zu Sonnenstrahlen außerhalb der Atmosphäre:

$$S_0 \approx 1.368 \text{ W m}^{-2} \text{ (Solarkonstante)}$$



Diese Energie wird von der Erde wieder vollständig in den Weltraum abgegeben durch:

Reflexion + langwellige Abstrahlung

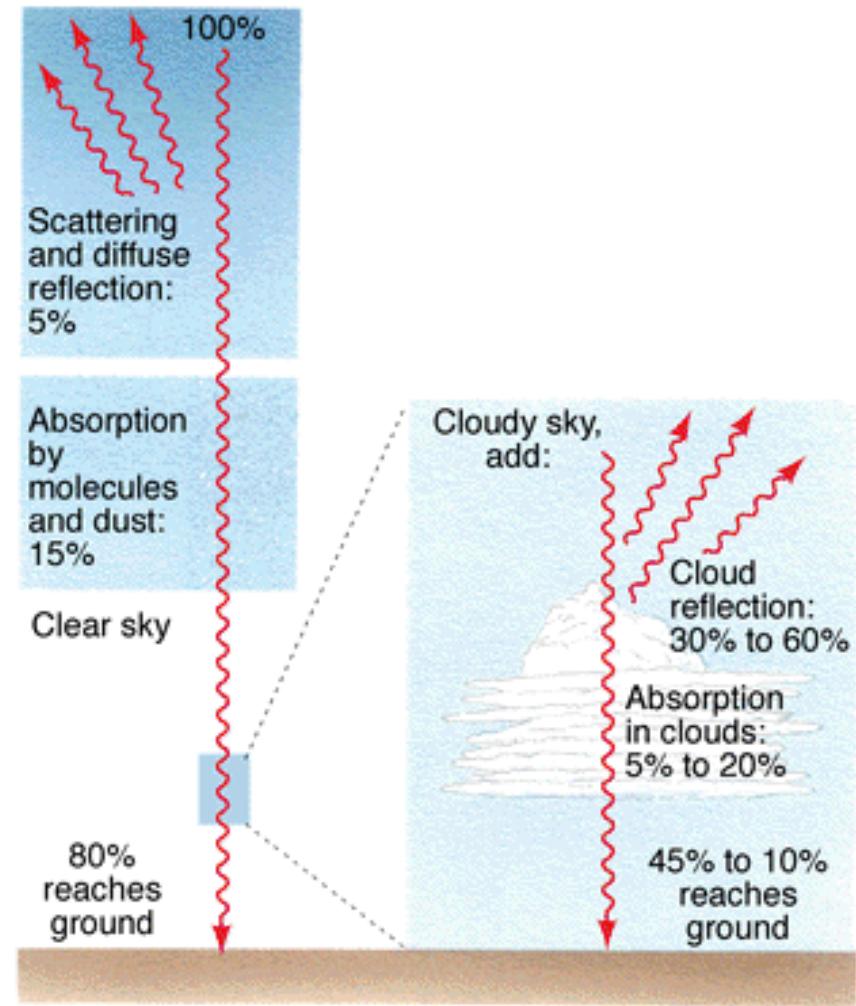
→ Strahlungsgleichgewicht

Merken!

Effekt der Atmosphäre

Wichtigste Prozesse:

- Streuung
- Reflexion
- Absorption



Reflexion und Streuung

Reflexion: Zurückwerfen eines einfallenden Signals

- Bsp. Spiegel / weiße Fläche
- In der Atmosphäre ist **diffuse Reflexion** die Regel

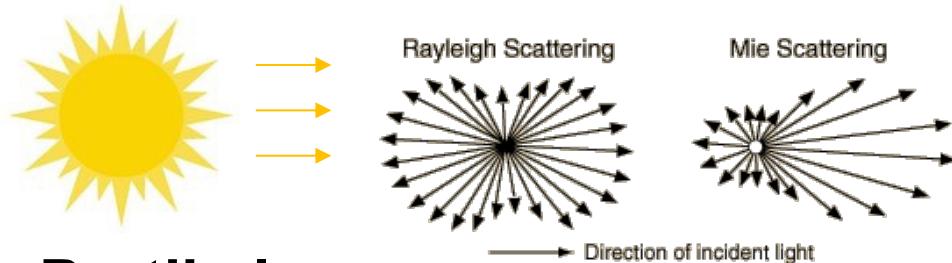
Streuung: Ablenkung an Gasmolekülen, Flüssigkeitstropfen und Aerosolen

- Durch Streuung wird die Strahlung in alle Richtungen verteilt (auch zurück in den Weltraum)

Streuung

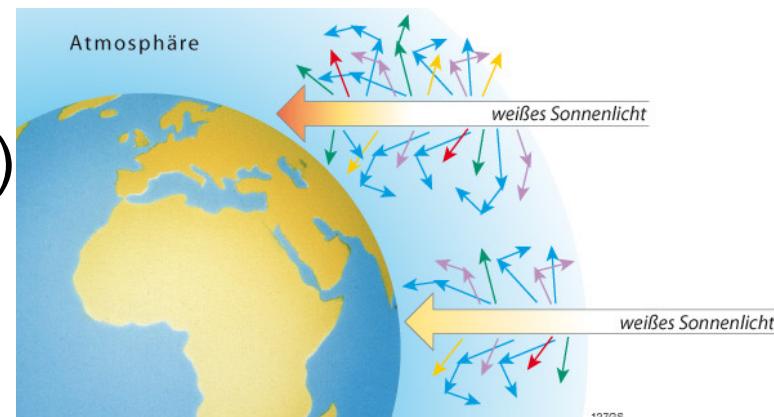
Rayleigh - Streuung:

- selektive Streuung an sehr **kleinen Partikeln** (Größe etwa Wellenlänge des Lichts oder kleiner, z.B. Luftmoleküle)
- **kürzere Wellenlängen** werden viel stärker gestreut als längere



Mie – Streuung:

- Streuung an **größeren Partikeln** (Wassertröpfchen, Staub, Aerosole)
- diffus, weißlich (Extremfall: Nebel)
- **nicht von der Wellenlänge abhängig**



Selektive Absorption

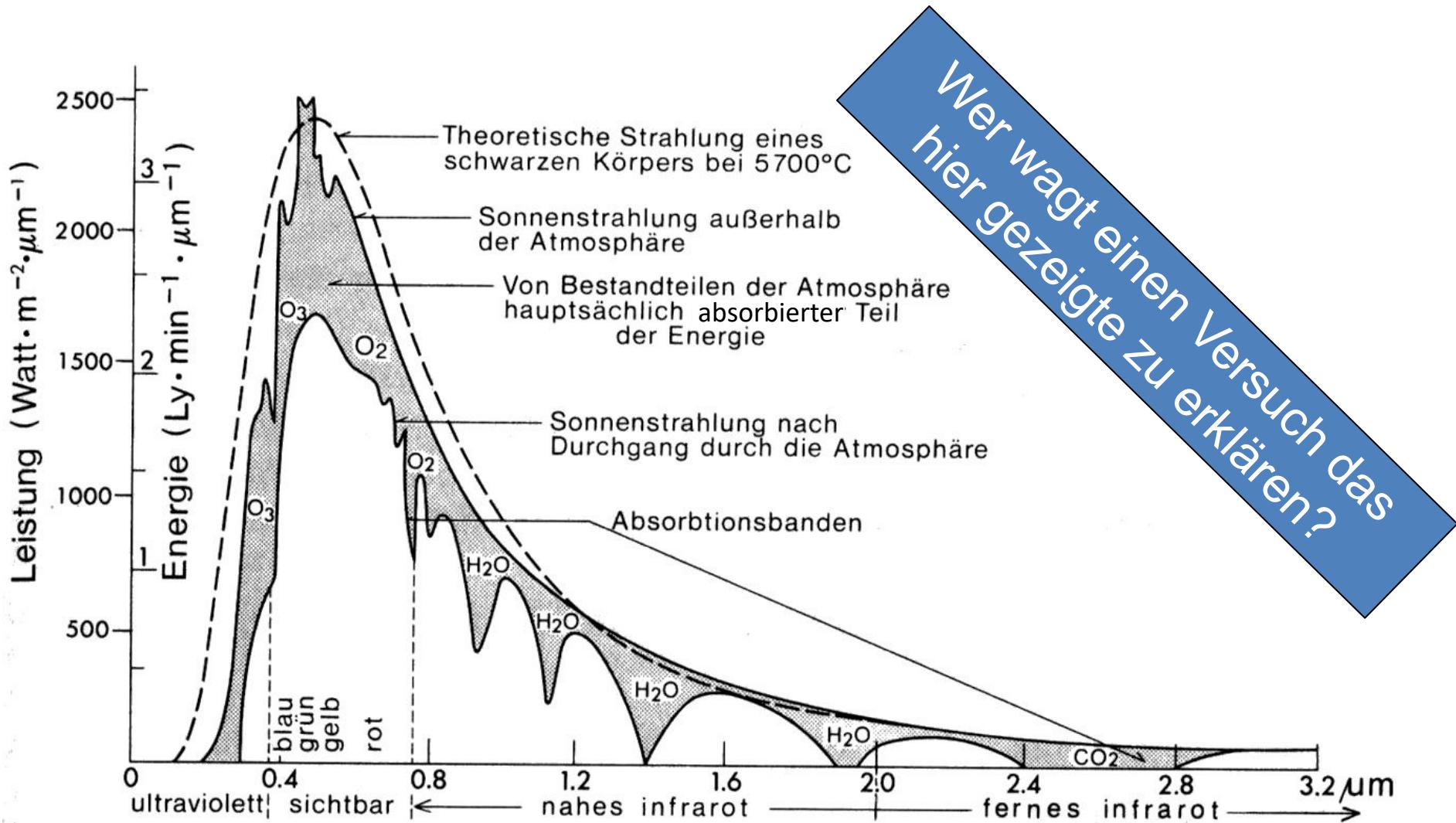
- **Transmission**
- **Absorption**

Was steckt hinter diesen Begriffen und
was sind die steuernden Faktoren?

Selektive Absorption

- **Transmission:** Durchstrahlung der Atmosphäre
- **Absorption:** Strahlungsenergie wird von den Partikeln aufgenommen
- In der Atmosphäre: wellenlängenabhängige, selektive Absorption an bestimmten Gasen (z.B. an O_3 , O_2 , H_2O , CO_2)
 - es erhöht sich die innere Energie (Temperatur) der Partikel
 - führt zu stärkerer langwelliger Ausstrahlung.
... Stefan-Boltzmann-Gesetz
 - Streuung und Absorption sind stark von Wasserdampf, Staub und Wolken abhängig
- Bedeutendste Absorptionsfläche: Erdoberfläche

Selektive Absorption



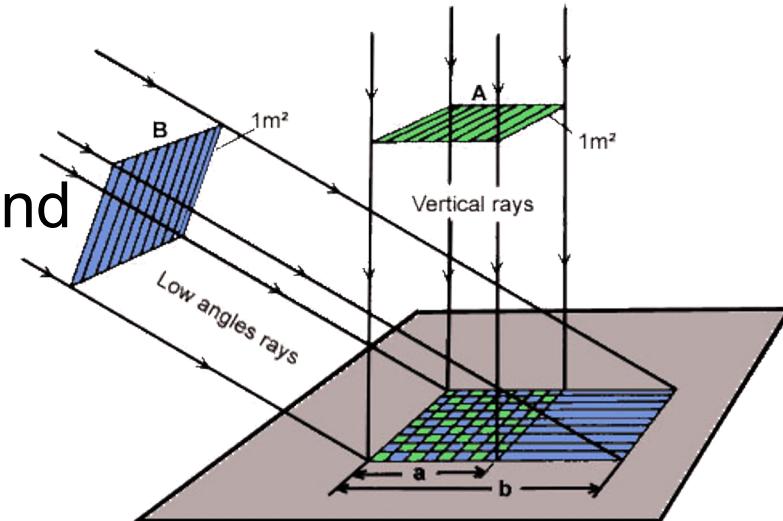
Wer wagt einen Versuch das hier gezeigte zu erklären?

Insolation im solaren Klima

Insolation = Empfang von Sonnenstrahlung auf einer Oberfläche

Sie ist abhängig von:

- Einfallswinkel auf den Untergrund (je flacher, umso weniger)
- Zeitdauer



→ Sonnenhöhe (Jahres-, Tageszeit)

→ Neigungswinkel

→ Abschattung

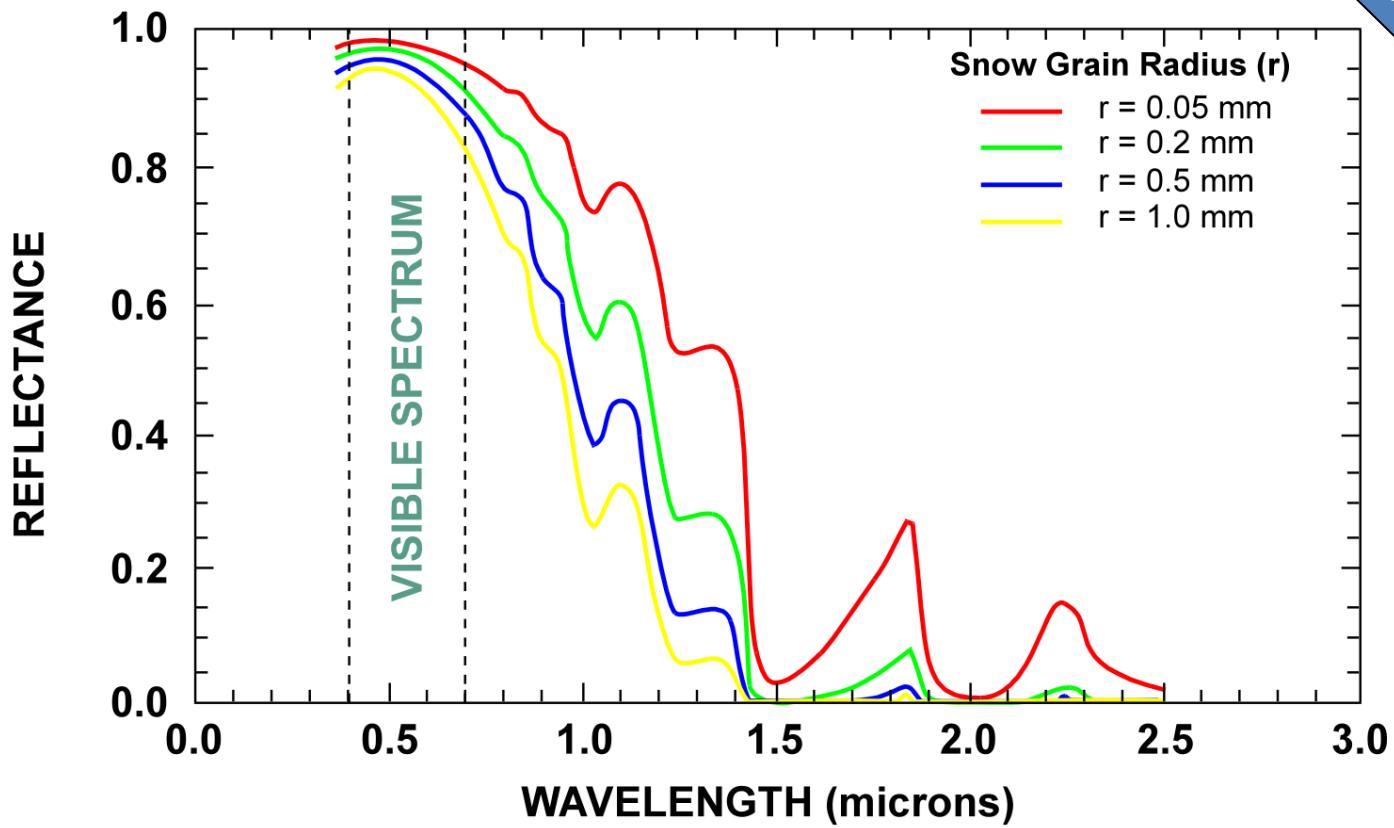
→ multiple Reflexion (Schnee-Atmosphäre)

→ Reflexion von (schneebedeckten) Berghängen

$$I = I_0 * \sin h$$

mit: $I_0 = 1368 \text{ W/m}^2$,
 $h = \text{Sonnenhöhenwinkel}$

Korngrößenabhängigkeit der Reflektion bei Schnee



Wer wagt einen Versuch das hier gezeigte zu erklären?

Langwellige Ein- und Ausstrahlung

- Die langwellige Strahlung aus der Atmosphäre kann mit empirischen Beziehungen, basierend auf den meteorologischen Standardmessungen, abgeschätzt werden (e.g. Ångström, 1916; Brunt, 1932; Brutsaert, 1975)
- Die langwellige Einstrahlung wird durch die Bewölkung beeinflusst
- Diese ist zeitlich wie räumlich höchst variabel und kann daher praktisch nicht interpoliert werden: lokale Messungen sind nötig, besonders im Gebirge, wo oft konvektive Verhältnisse vorherrschen
- Korrektur der langwelligen Strahlung mit dem Wolkenbedeckungsgrad bzw. dem Wolkentyp z.B. nach Bolz (1949)
- langwellige Ausstrahlung wird immer mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet, unter der Annahmen, dass Schnee (oder Eis) wie ein schwarzer Körper emittieren:

$$IR = \sigma \cdot \varepsilon \cdot T^4$$

mit σ = Stefan-Boltzmann-Konstante, ε = Emssivität und T = Lufttemperatur

Bodenwärmestrom

Nach der eindimensionalen Wärmeleitungsgleichung ist Q_G , mit der Wärmeleitfähigkeit λ und der Bodentemperatur T_B :

$$Q_G = -\lambda \cdot \frac{dT_B}{dz}$$

- λ liegt für verschiedene Böden bei 0,5 bis 4 W/(mK)
- Im allgemeinen ist Q_G aber gegenüber den anderen Komponenten des Wärmehaushaltes vernachlässigbar
- Abschwächung und Verschiebung der Amplitude

