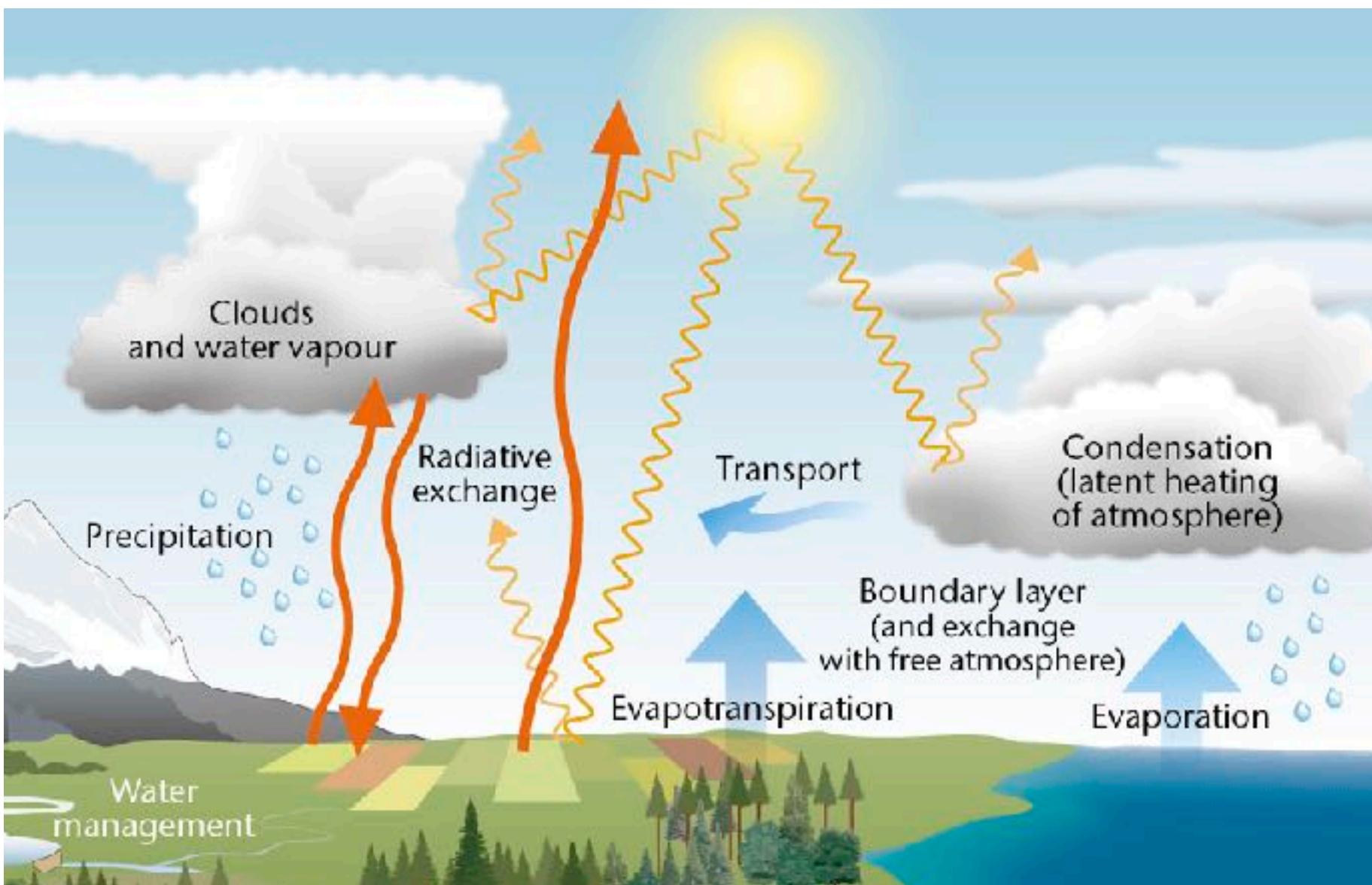


Energiebilanz & Verdunstung **5**

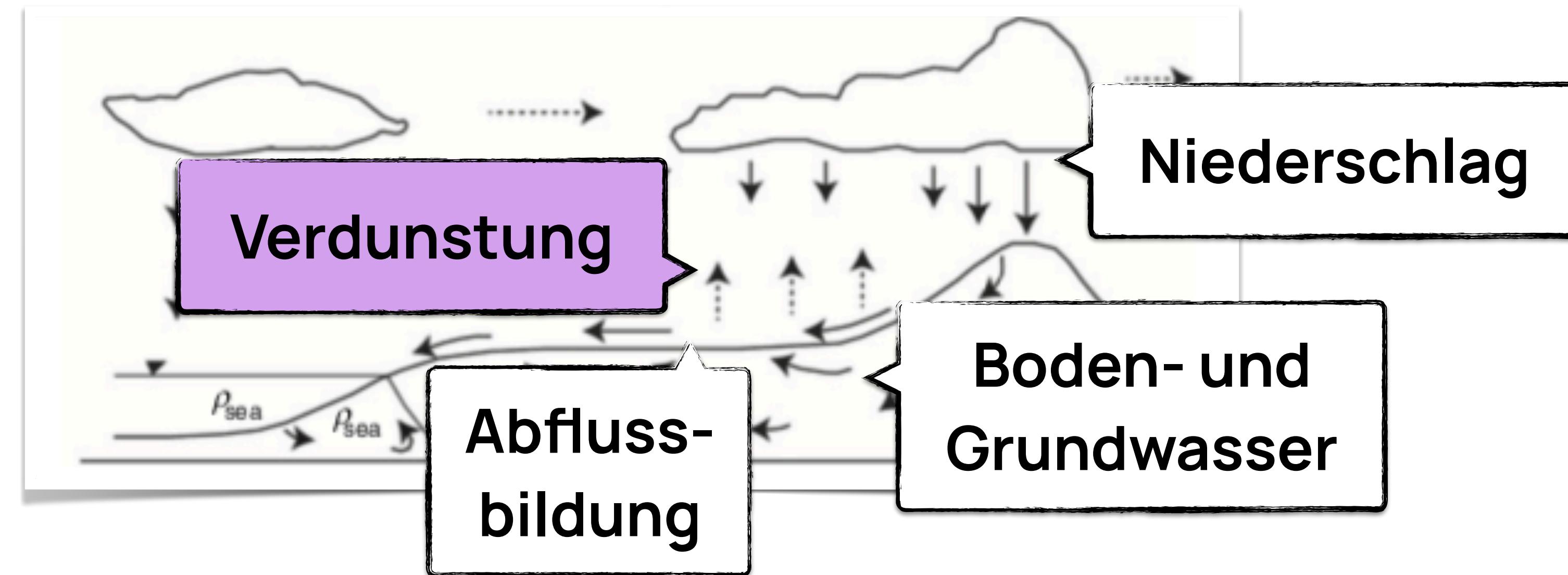
Grundlagen der Hydrologie
Primer in Hydrology



<https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/how-weather-works/water-cycle>

Elemente des Wasserkreislaufs

Der 4. Teil der Wasserbilanz

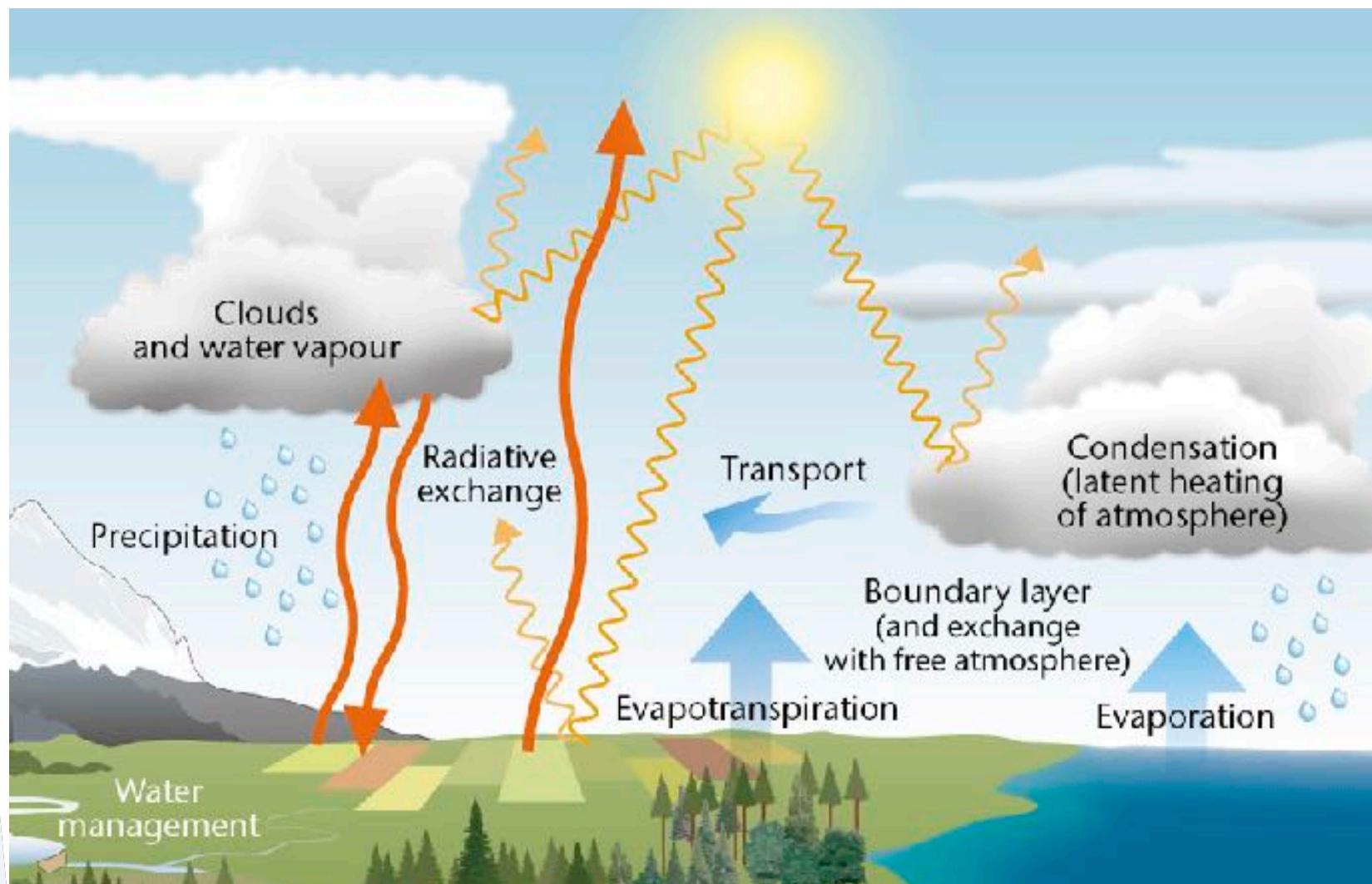


In der Verdunstung verbinden sich Wasser- und Energiebilanz.
Verdunstung macht 20-60% der Wasserbilanz
und ca. 50% der Energiebilanz aus.

Ziel der heutigen Vorlesung

Verdunstung als zentraler Teil der Hydrologie

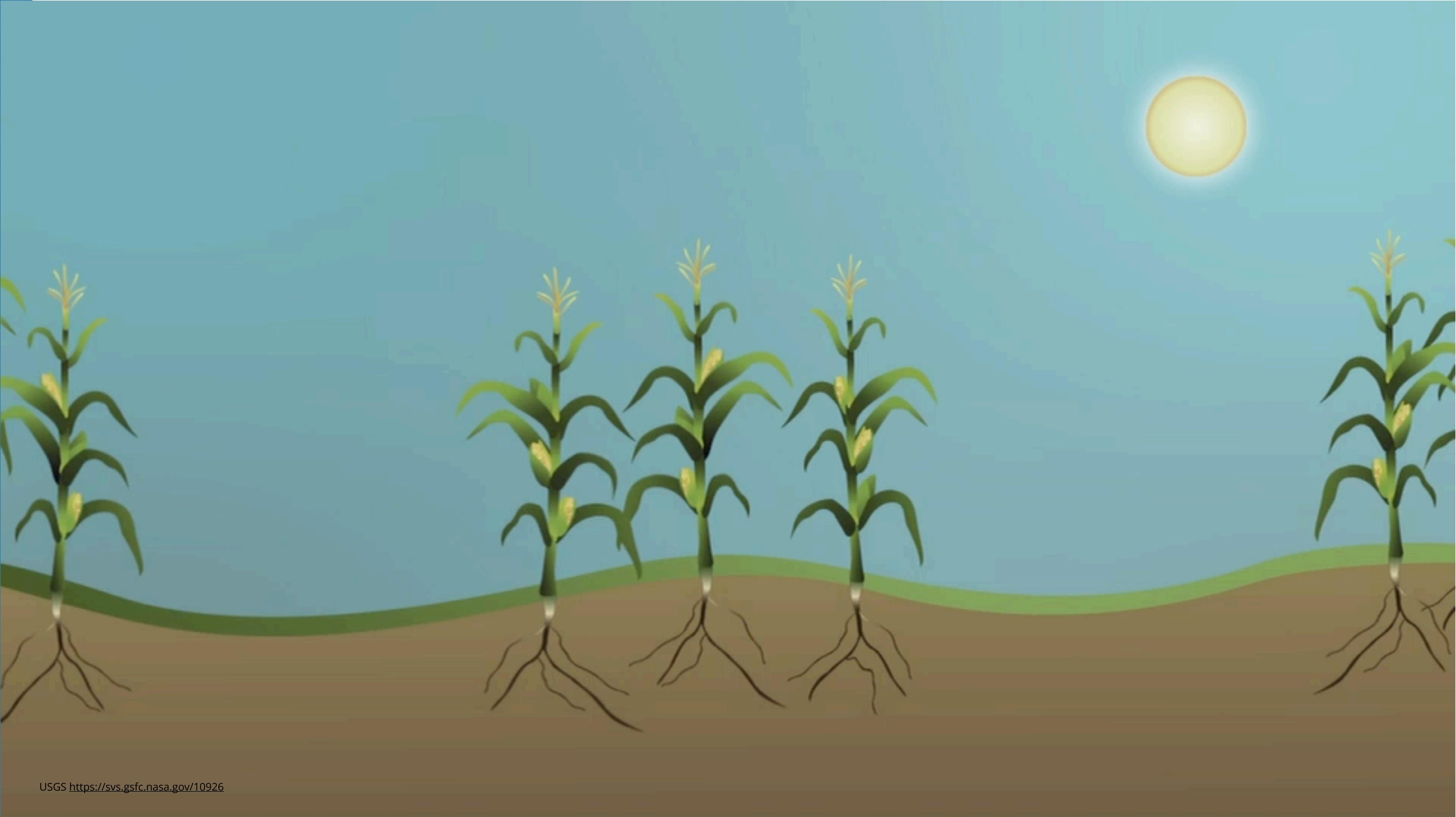
5



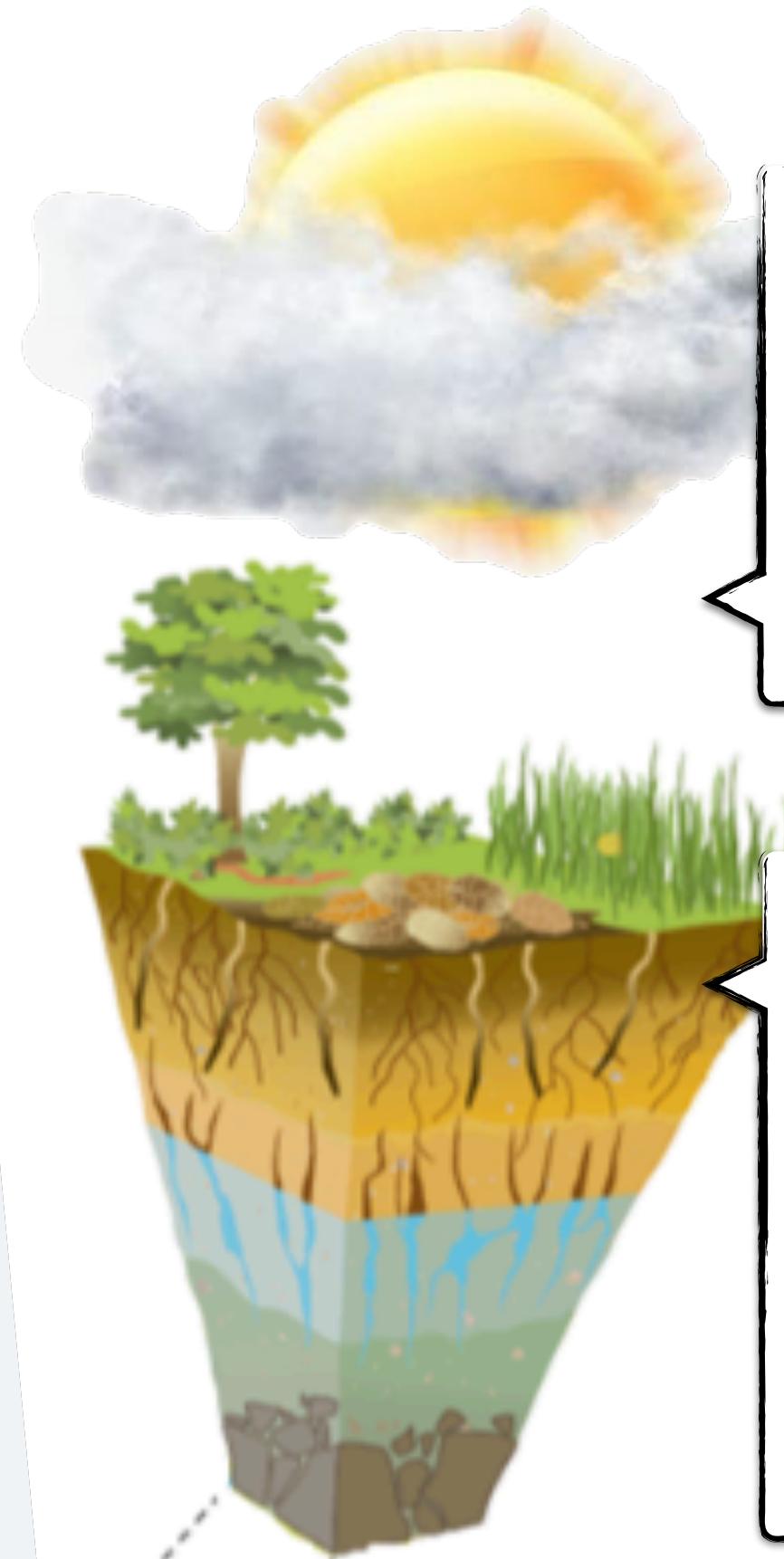
<https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/how-weather-works/water-cycle>

Ziele:

- Verstehend er Verbindung von Wasser und Energiebilanz in Verdunstung
- Bilanzen an Landoberflächen rechnen können
- Potenzielle und aktuelle Verdunstung unterscheiden
- Modelle für Verdunstung und ihre Annahmen kennen



Evaporation & Transpiration



Verdunstung

- Anteil an WB
- Steuerung

Boden- und Grundwasser

- Speicher
- Dränage

Der eigentliche Motor des Wasserkreislaufs

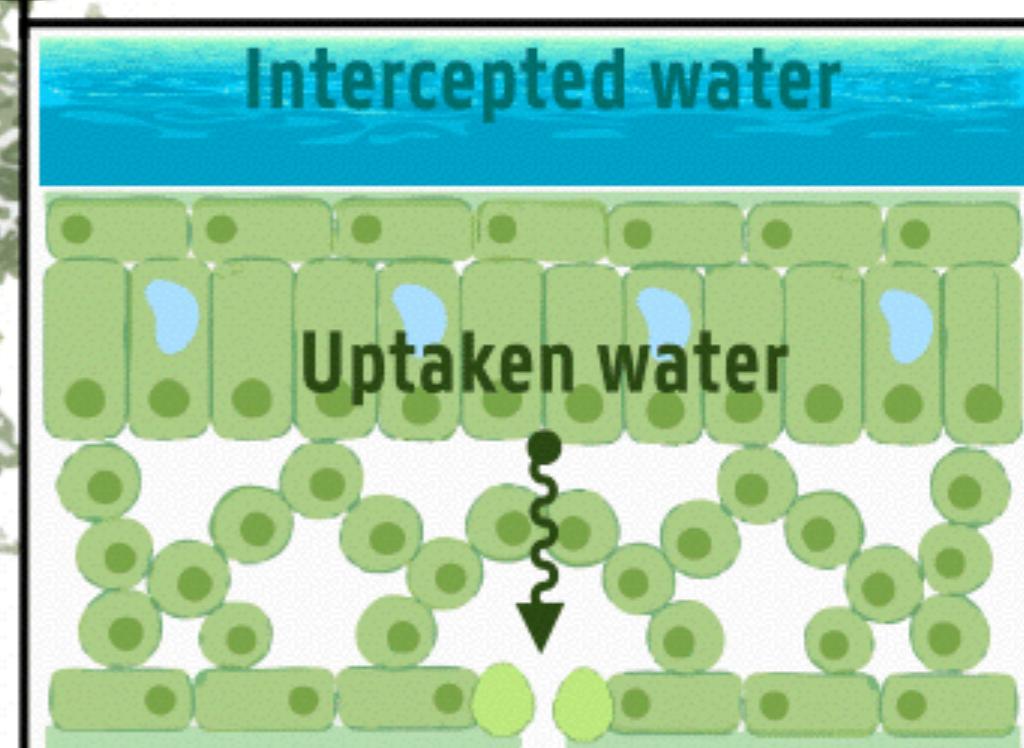
Verdunstung ist der Prozess, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt in den gasförmigen Zustand übergeht.

- Evaporation (E): direkte physikalische Verdunstung an der Landoberfläche
- Transpiration (T): Verdunstung durch die Vegetation aufgrund biotischer Prozesse
- Interzeptionsverdunstung (E_i): Verdunstung von Interzeptionswasser
- Evapotranspiration (ET) = E + T + E_i

Evaporation & Transpiration

Evaporation | Latent heat flux

Transpiration
Soil evaporation
Interception loss



Der eigentliche Motor des Wasserkreislaufs

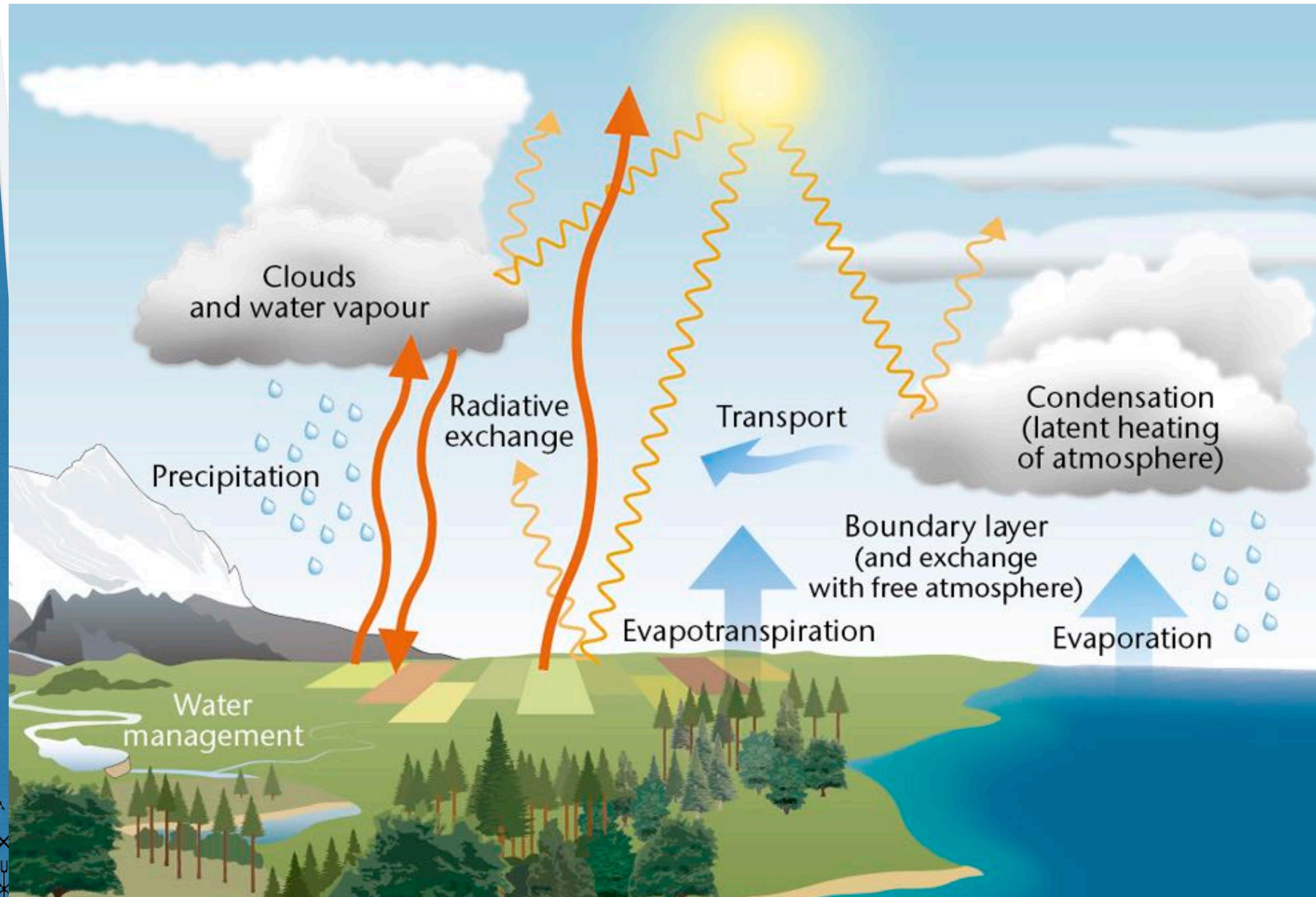
Verdunstung ist der Prozess, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt in den gasförmigen Zustand übergeht.

- Evaporation (E): direkte physikalische Verdunstung an der Landoberfläche
- Transpiration (T): Verdunstung durch die Vegetation aufgrund biotischer Prozesse
- Interzeptionsverdunstung (E_i): Verdunstung von Interzeptionswasser
- Evapotranspiration (ET) = E + T + E_i

Evapotranspiration

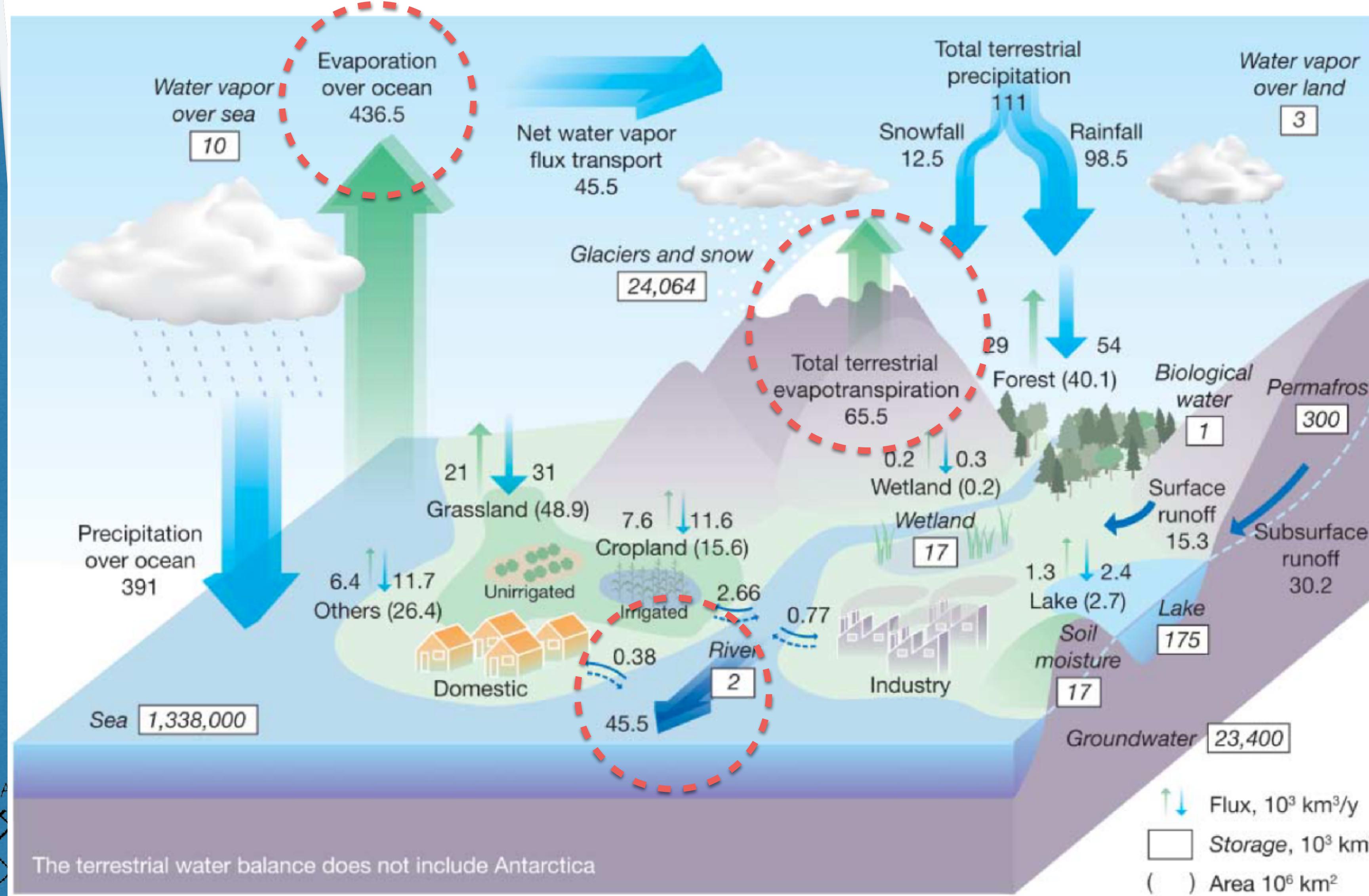
Hauptakteure

- Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche
- Verfügbarkeit von Wasser
- Vegetation



Evapotranspiration

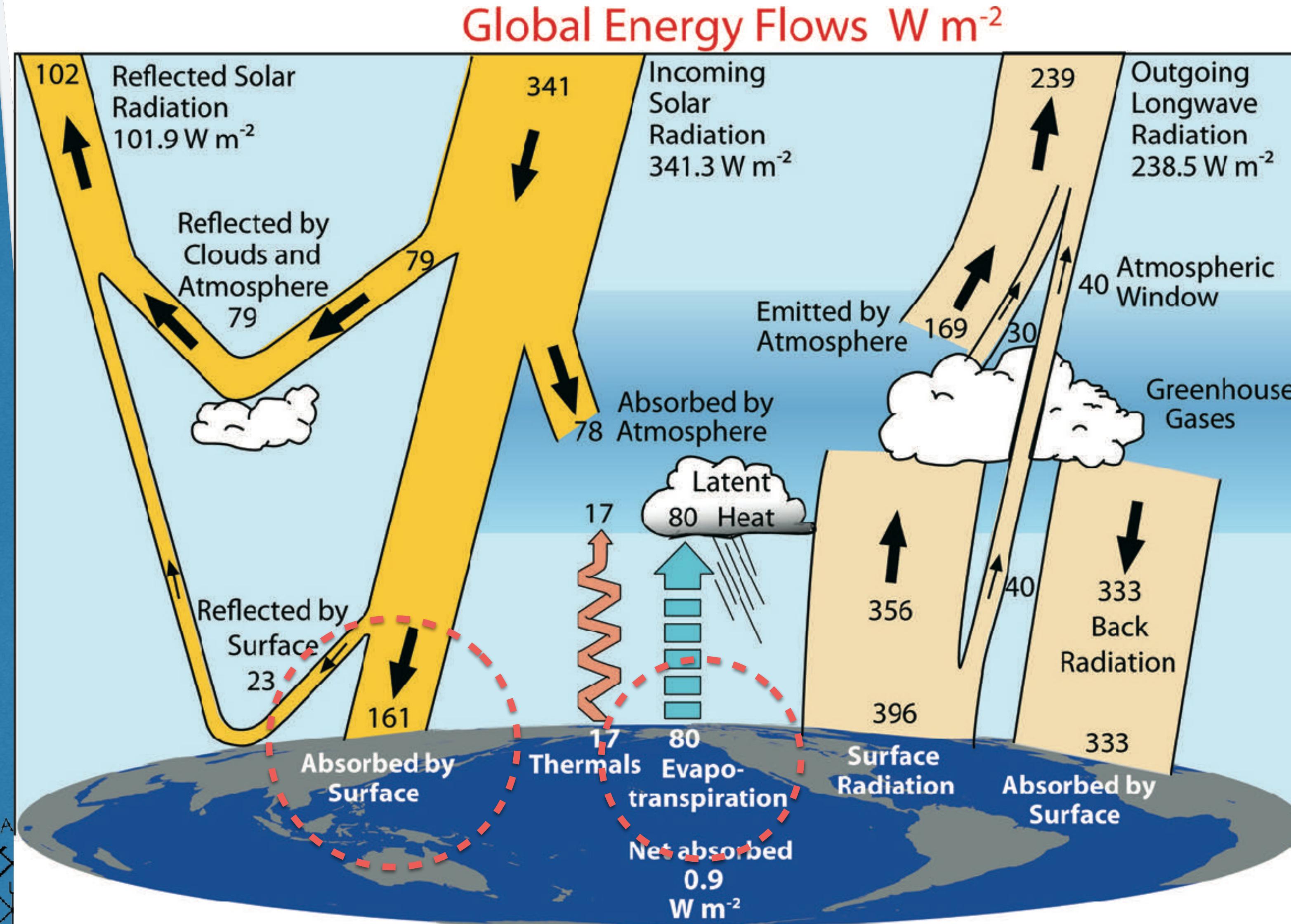
im Wasserkreislauf



Evapotranspiration

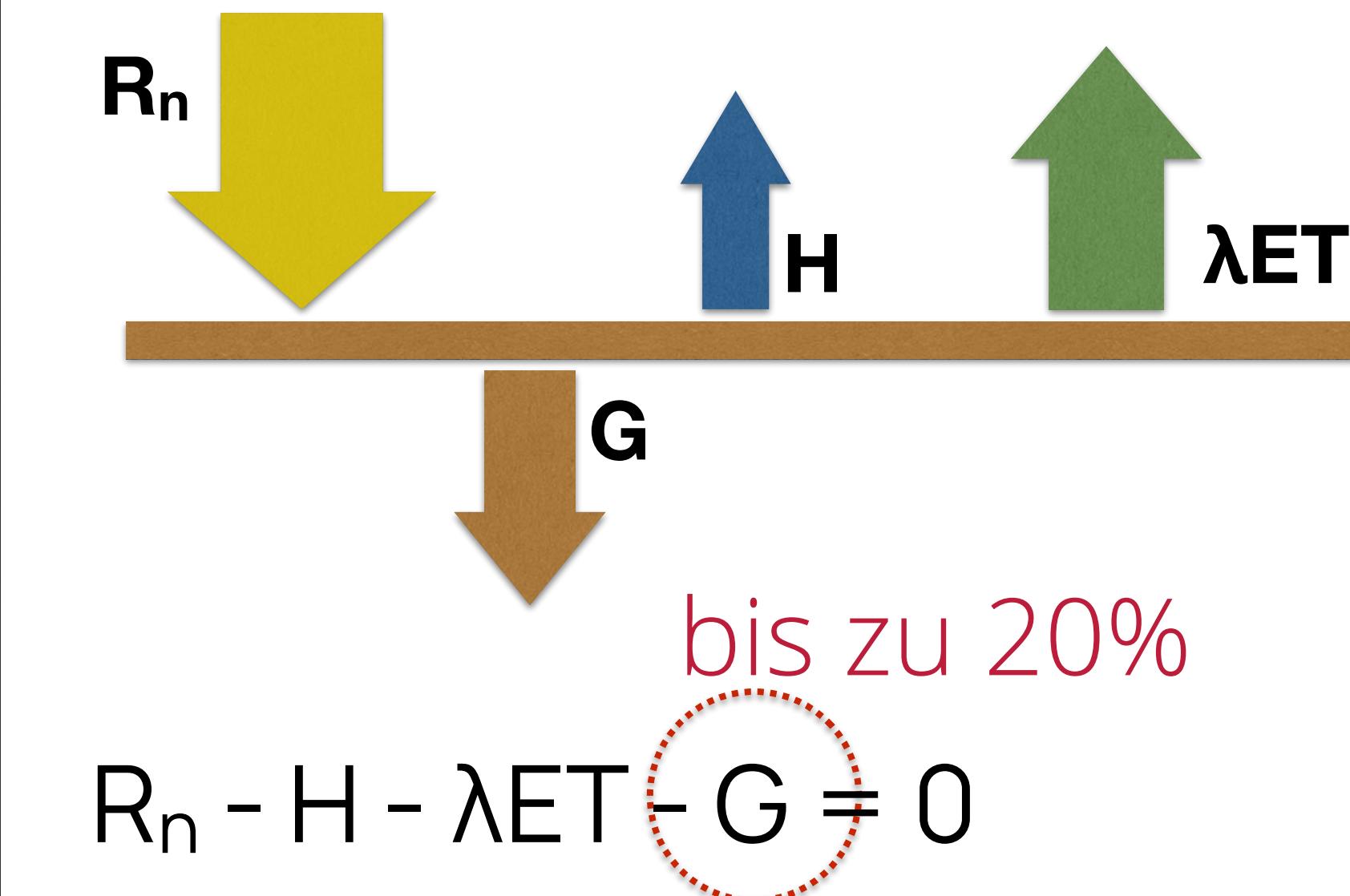
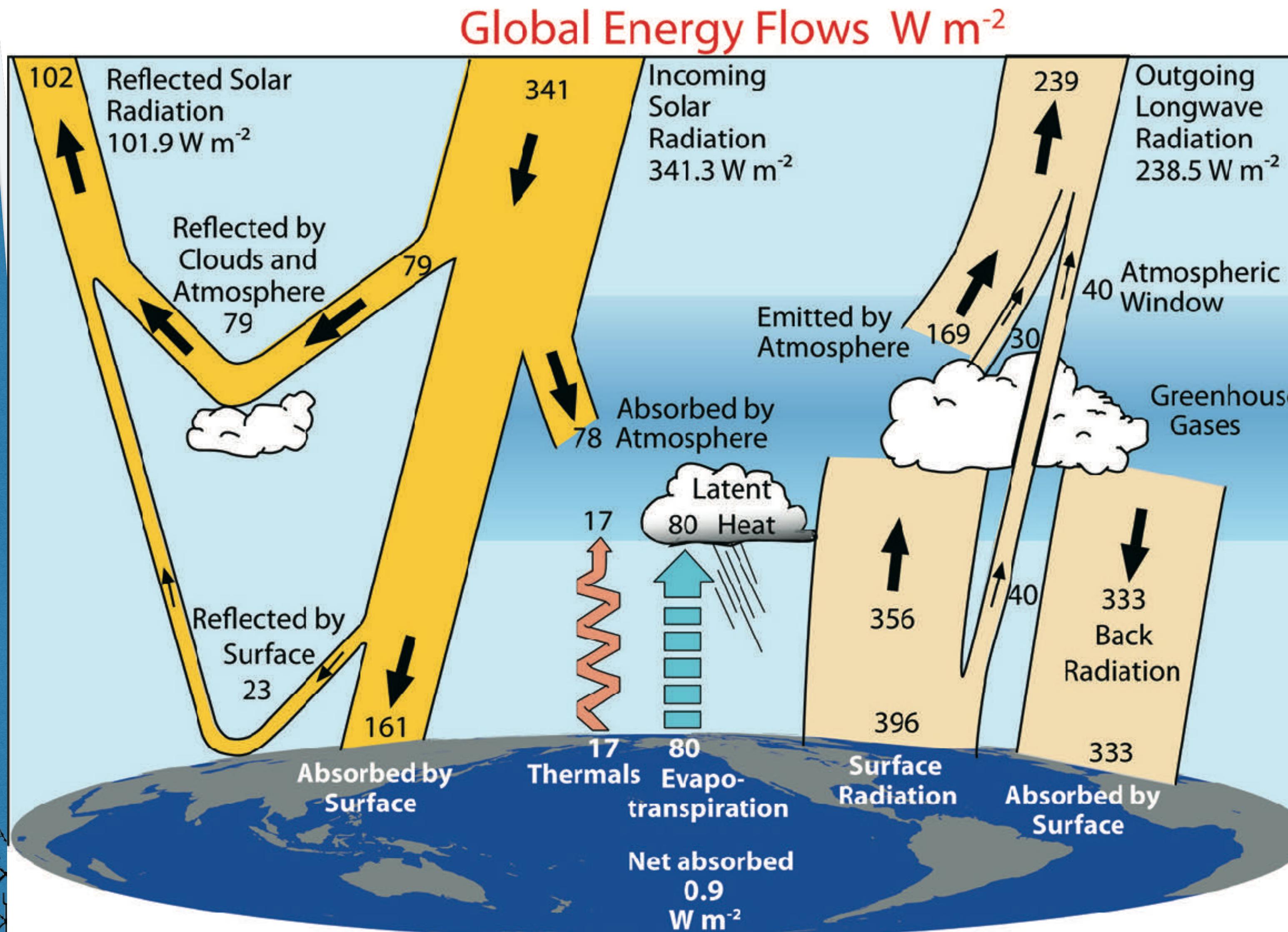
in der Energiebilanz

- 50% der Energiebilanz



Strahlungsbilanz

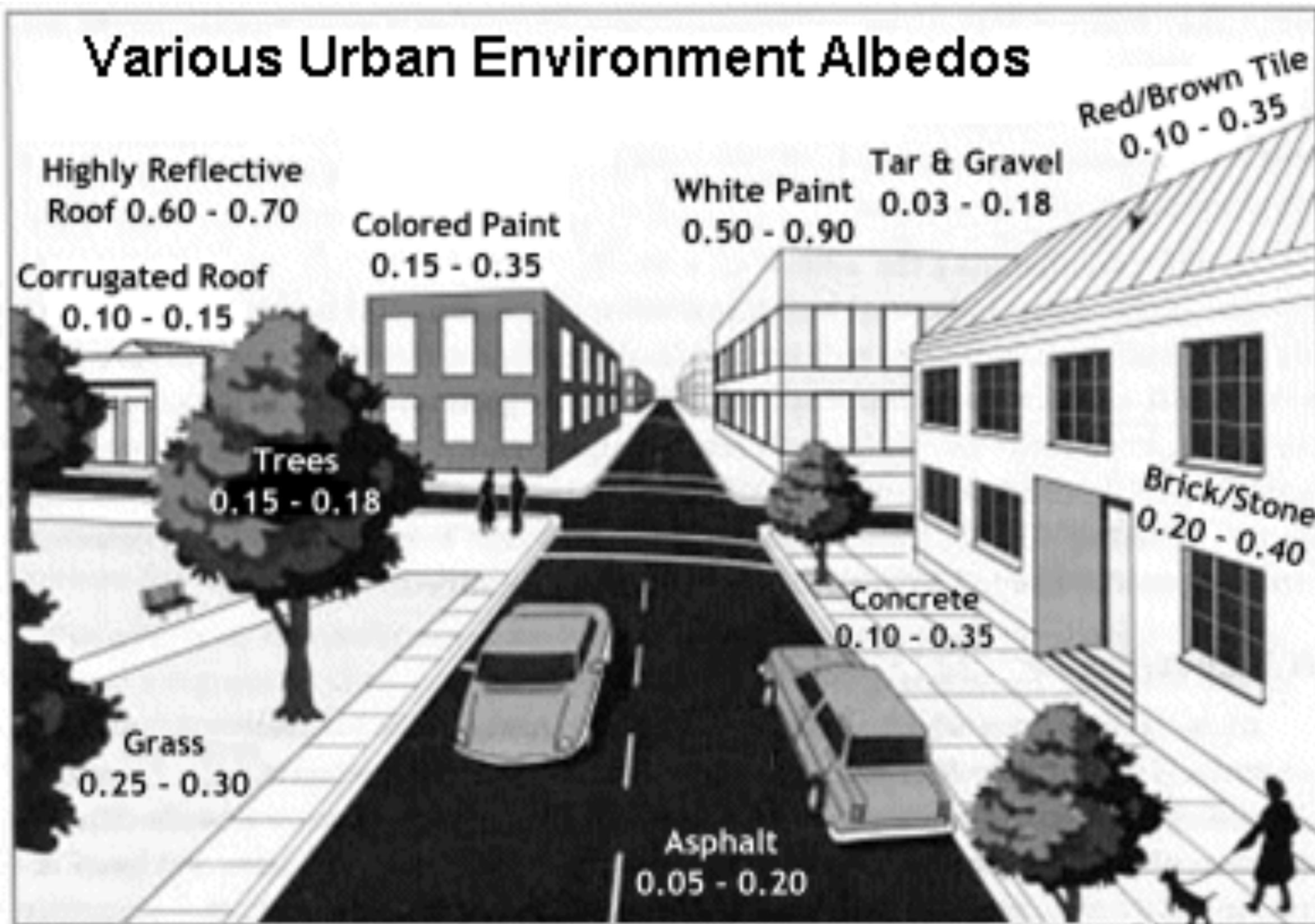
an der Erdoberfläche



R_n = Nettostrahlung
 H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom
 λET = Latenter Wärmestrom
 G = Bodenwärmestrom

Strahlungsbilanz

an der Erdoberfläche



"Anteil diffus reflektierter Strahlung beim Auftreffen auf eine nicht selbst leuchtende und nicht spiegelnde Fläche"

- Nettostrahlung

$$R_n = R_{ns} + R_{nl}$$

R_{ns} = Netto kurzwellige Strahlung

R_{nl} = Netto langwellige Strahlung

- Albedo für R_{ns}

$$R_{ns} = R_G(1-a)$$

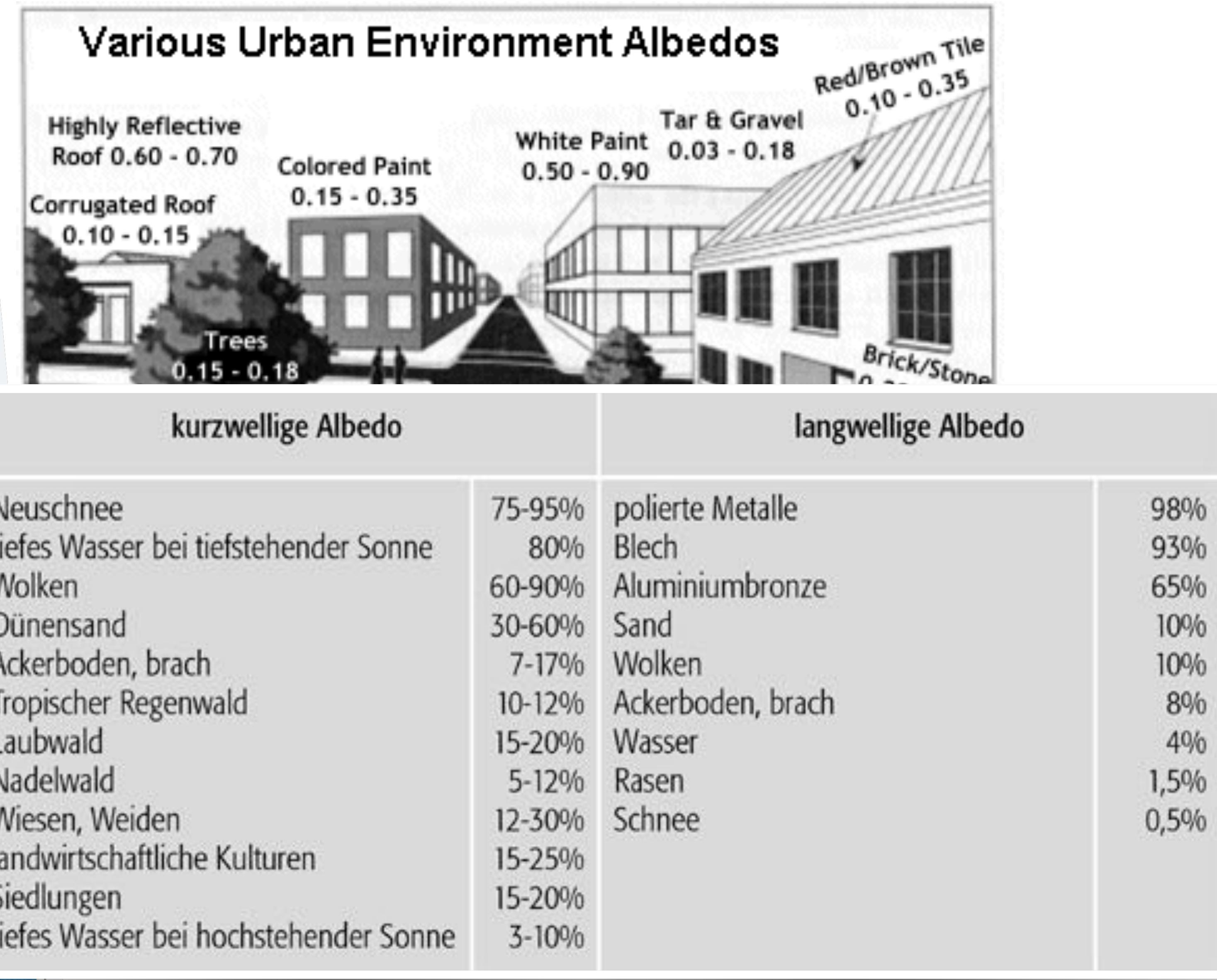
R_G = kurzwellige Globalstrahlung

a = Albedo Reflexionskoeffizient



Strahlungsbilanz

an der Erdoberfläche



- Nettostrahlung

$$R_n = \textcircled{R}_{ns} + R_{nl}$$

R_{ns} = Netto kurzwellige Strahlung

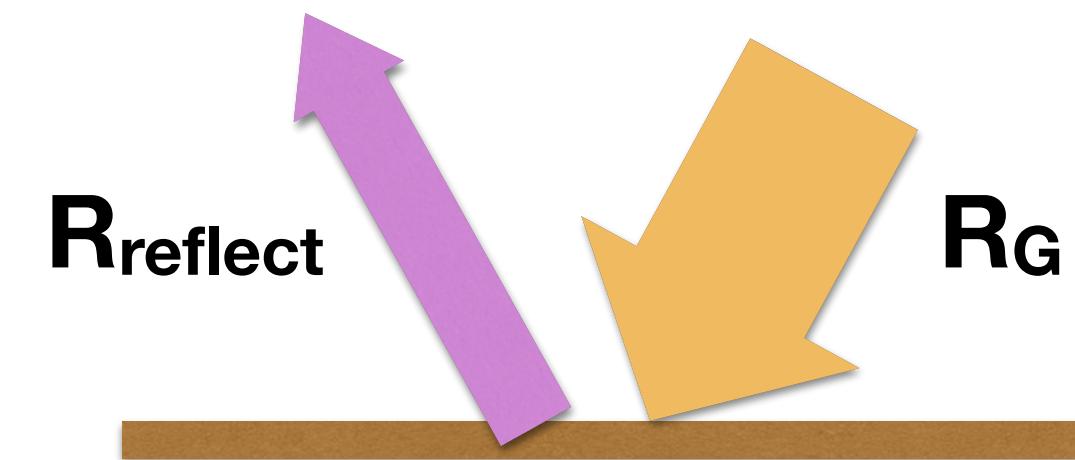
R_{nl} = Netto langwellige Strahlung

- Albedo für R_{ns}

$$R_{ns} = R_G(1-a)$$

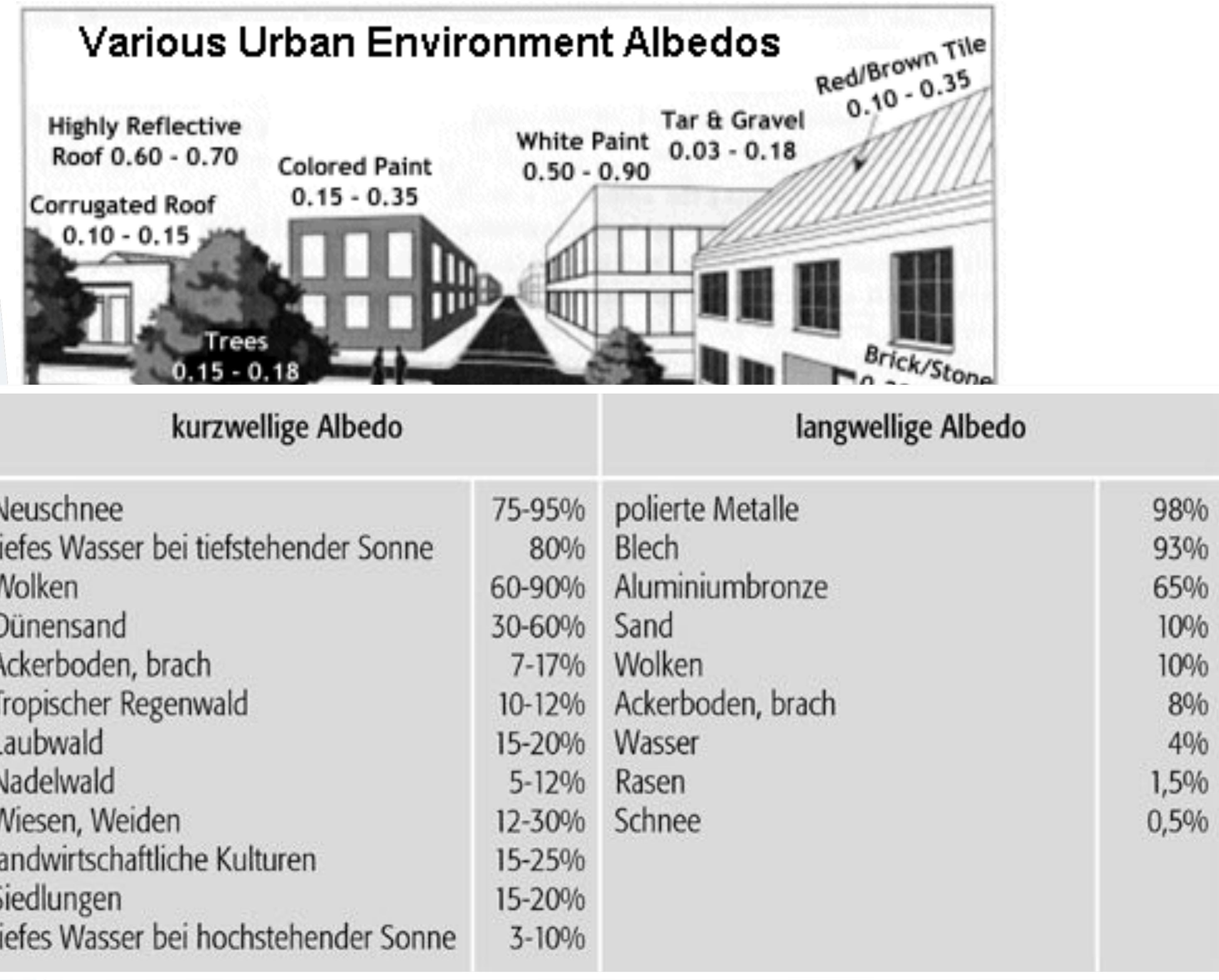
R_G = kurzwellige Globalstrahlung

a = Albedo Reflexionskoeffizient



Strahlungsbilanz

an der Erdoberfläche



- Nettostrahlung

$$R_n = R_{ns} + R_{nl}$$

R_{ns} = Netto kurzwellige Strahlung

R_{nl} = Netto langwellige Strahlung

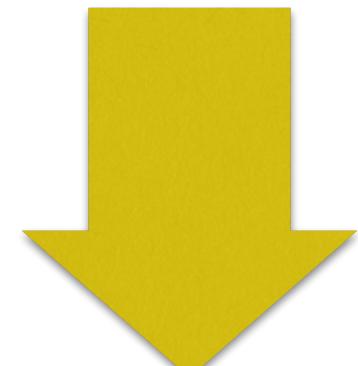
- Albedo für R_{ns}

$$R_{ns} = R_G(1-a)$$

R_G = kurzwellige Globalstrahlung

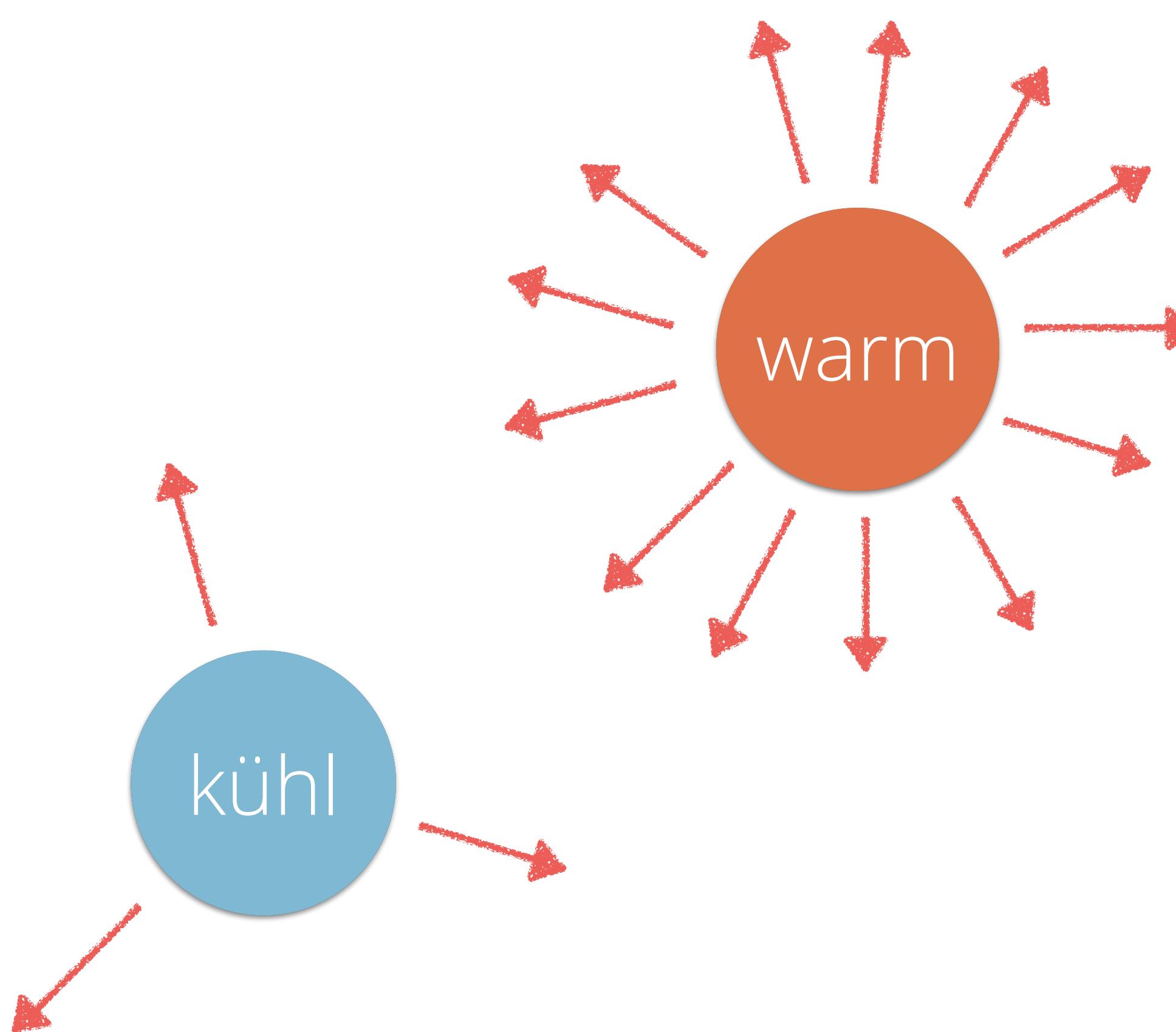
a = Albedo Reflexionskoeffizient

R_{ns}



Strahlungsbilanz

an der Erdoberfläche

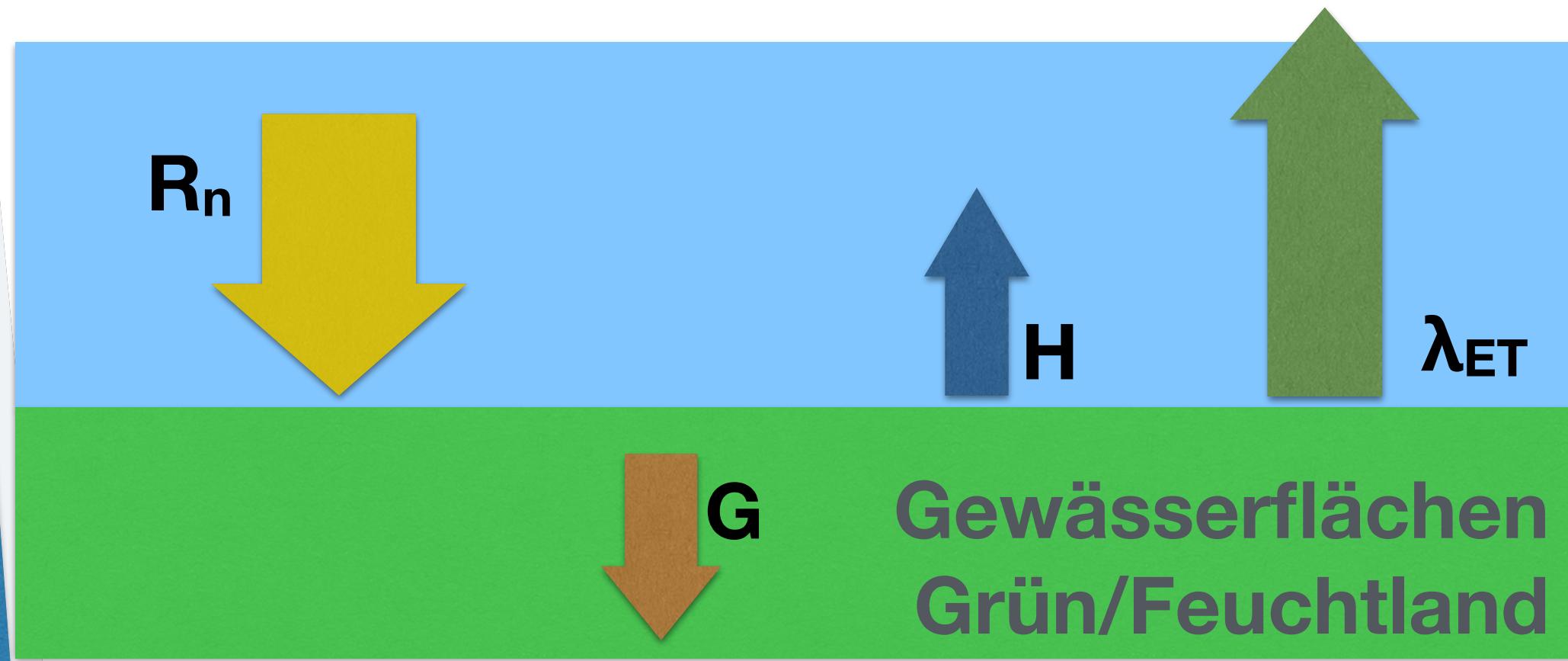


- thermische (langwellige) Strahlung als Funktion der Temperatur
 $E/(A \cdot \Delta t) = \sigma T^4 = R_{nl}$
- doppelte $T \gg 16$ -fache Energiedichte
T_{Oberfläche} nach Stefan & Boltzmann
- $T_0 = (R_{nl} / \epsilon \sigma)^{1/4}$
- $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
(Stefan-Boltzmann Konstante)
- $\epsilon = 1$ (Emissionskoeff.)

Wenn wir R_{nl} kennen, können wir T_0 berechnen...

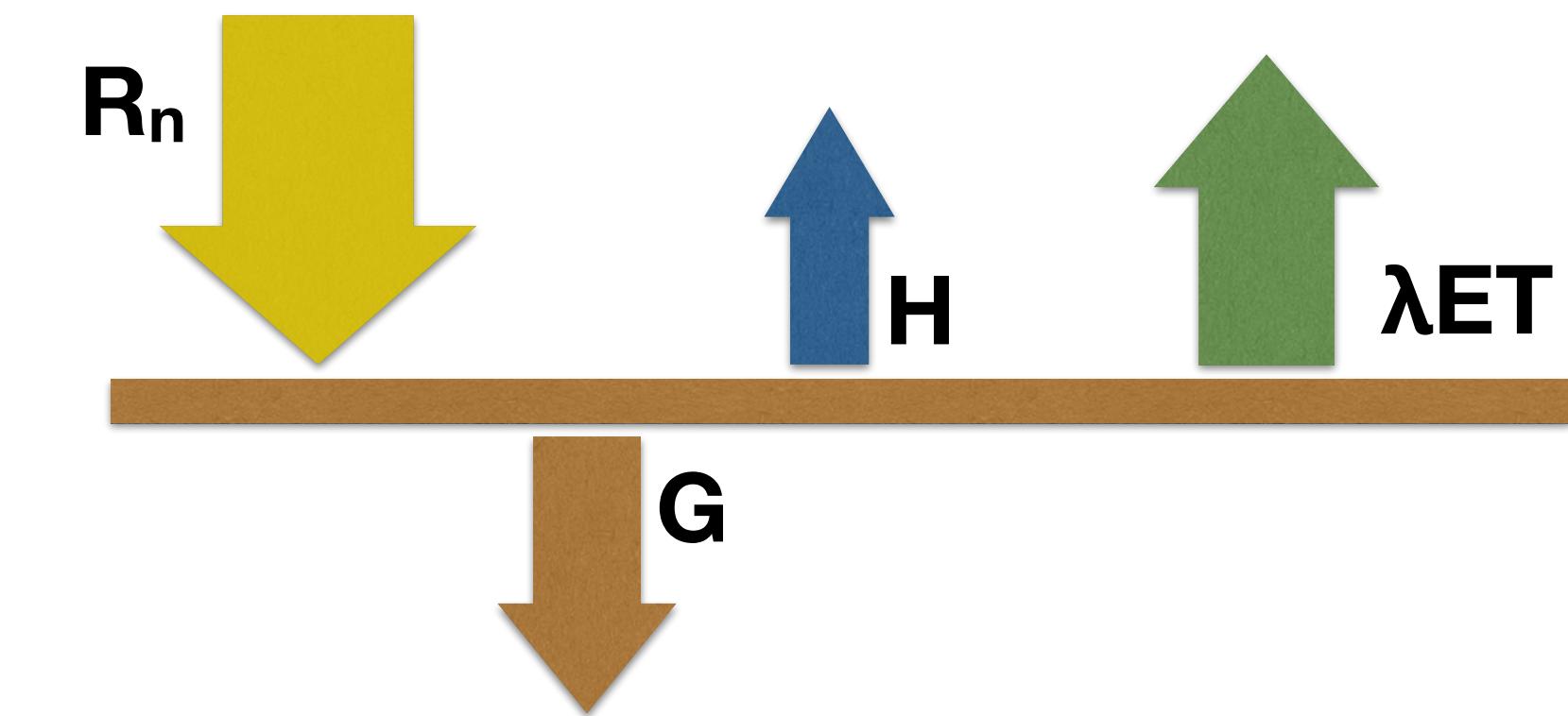
Strahlungsbilanz

Bowen Verhältnis an der Erdoberfläche



$$\beta = H / \lambda ET$$

β = Bowen Verhältnis



$$R_n - H - \lambda ET - G = 0$$

R_n = Nettostrahlung

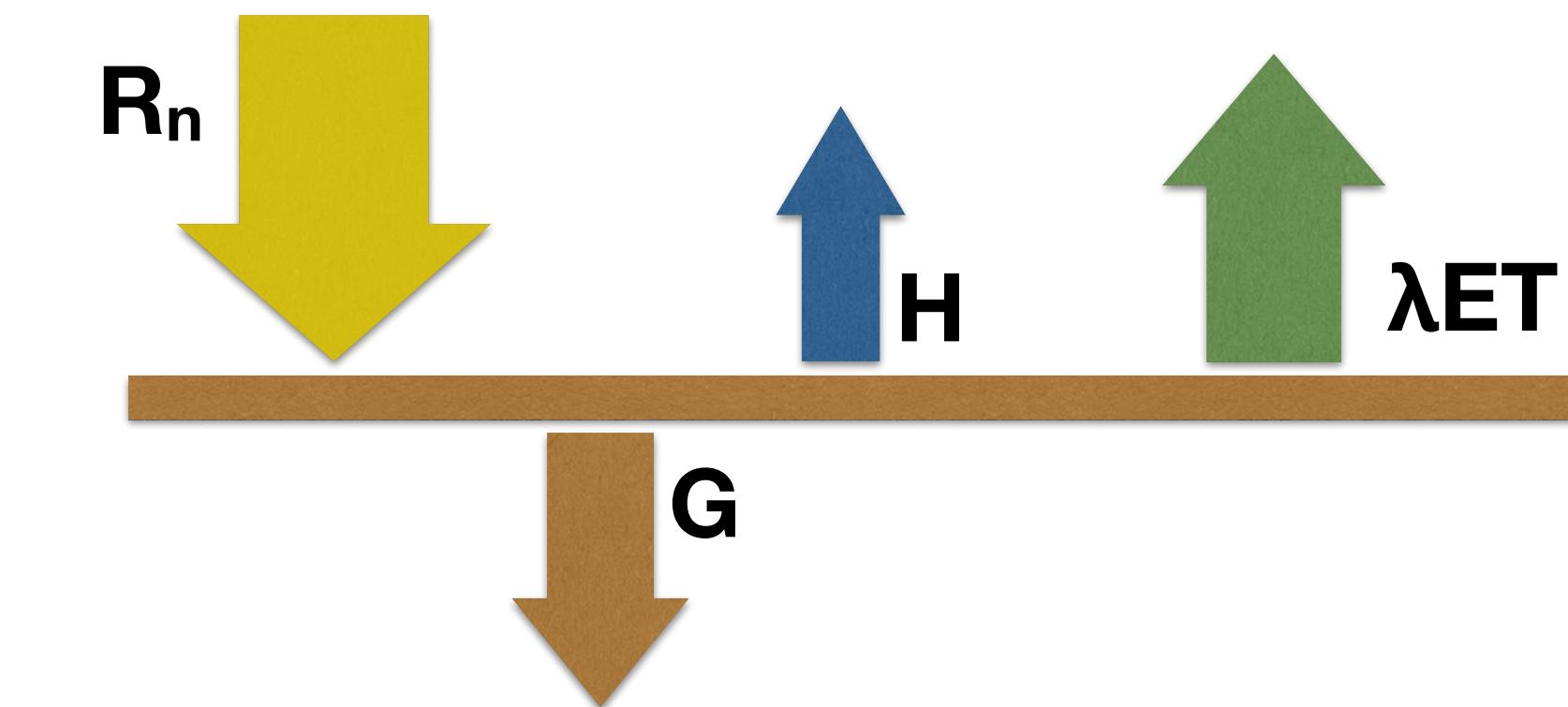
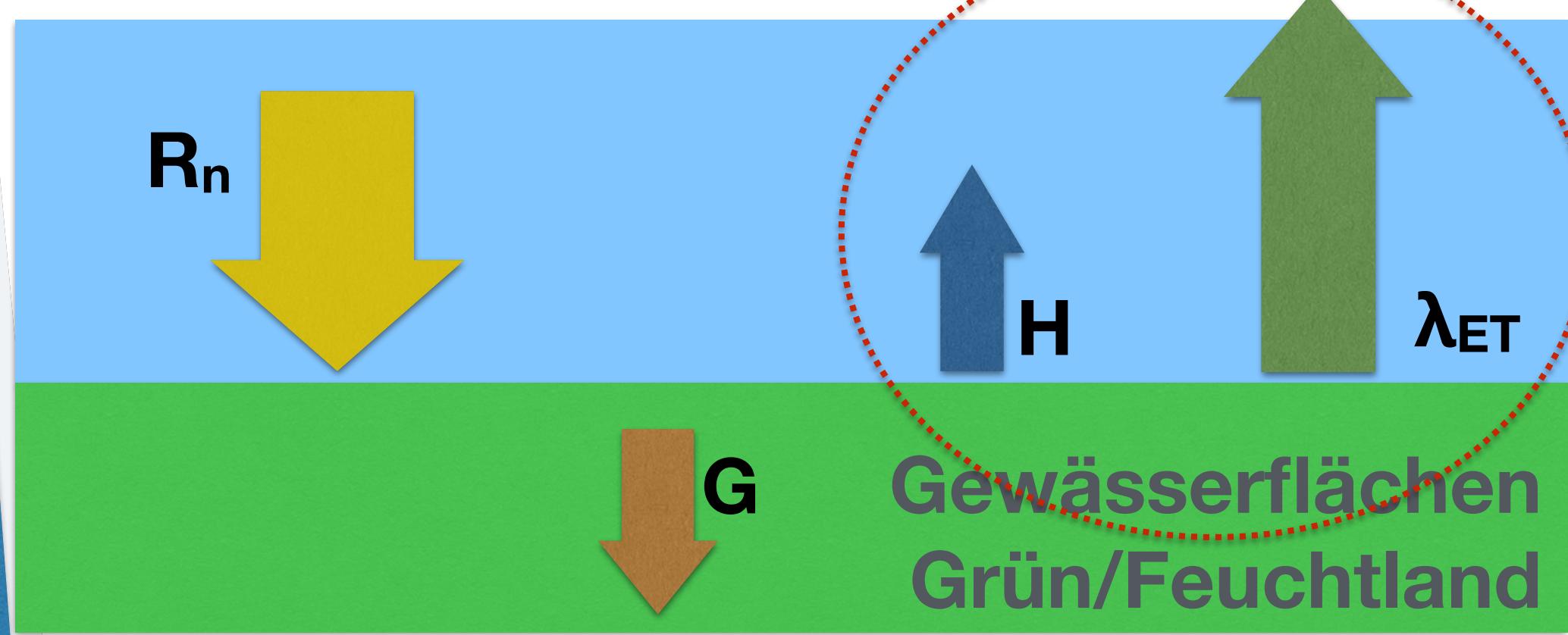
H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom

λET = Latenter Wärmestrom

G = Bodenwärmestrom

Strahlungsbilanz

Bowen Verhältnis an der Erdoberfläche



$$\beta = H / \lambda ET$$

β = Bowen Verhältnis

$$R_n - H - \lambda ET - G = 0$$

R_n = Nettostrahlung

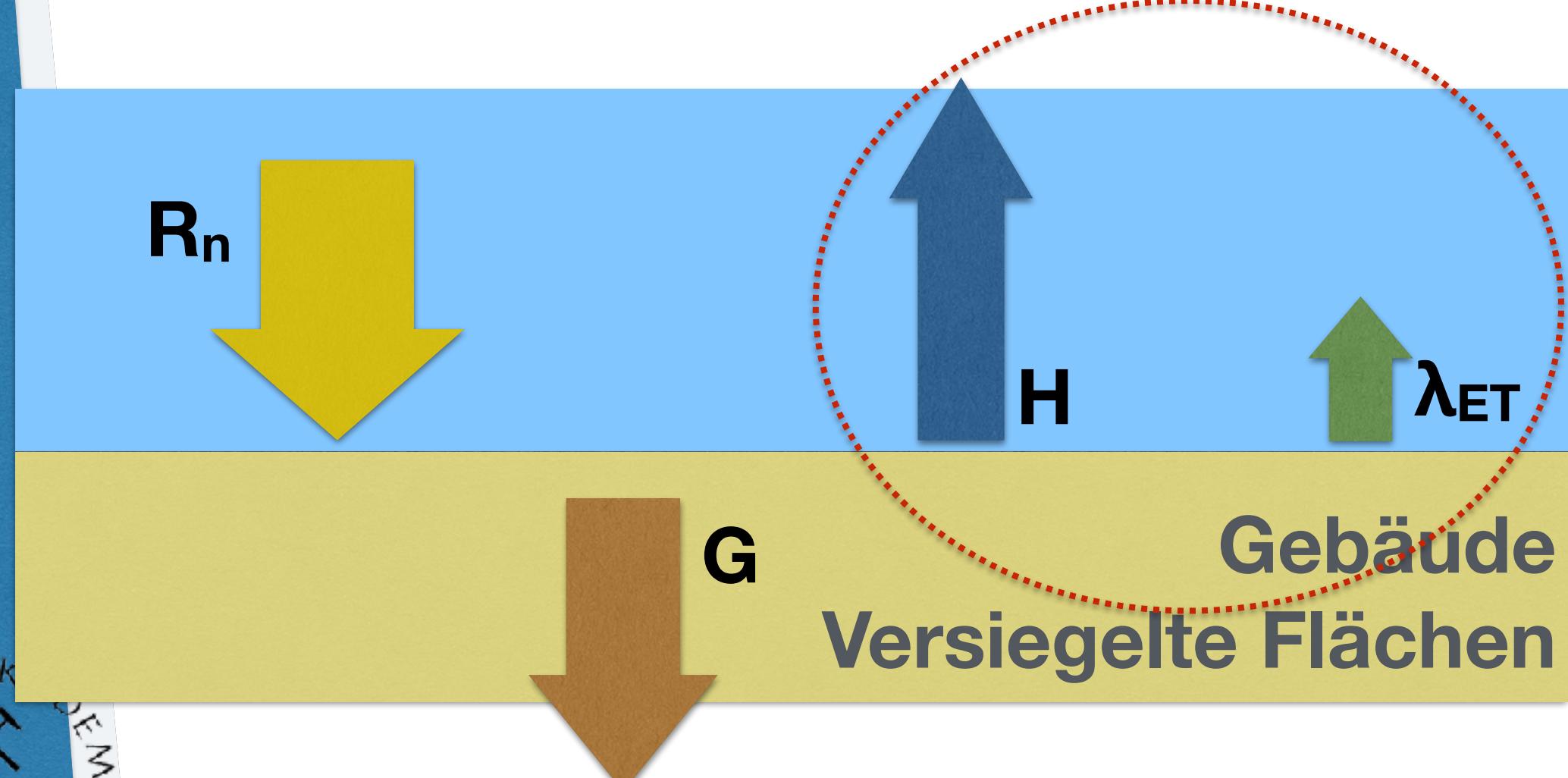
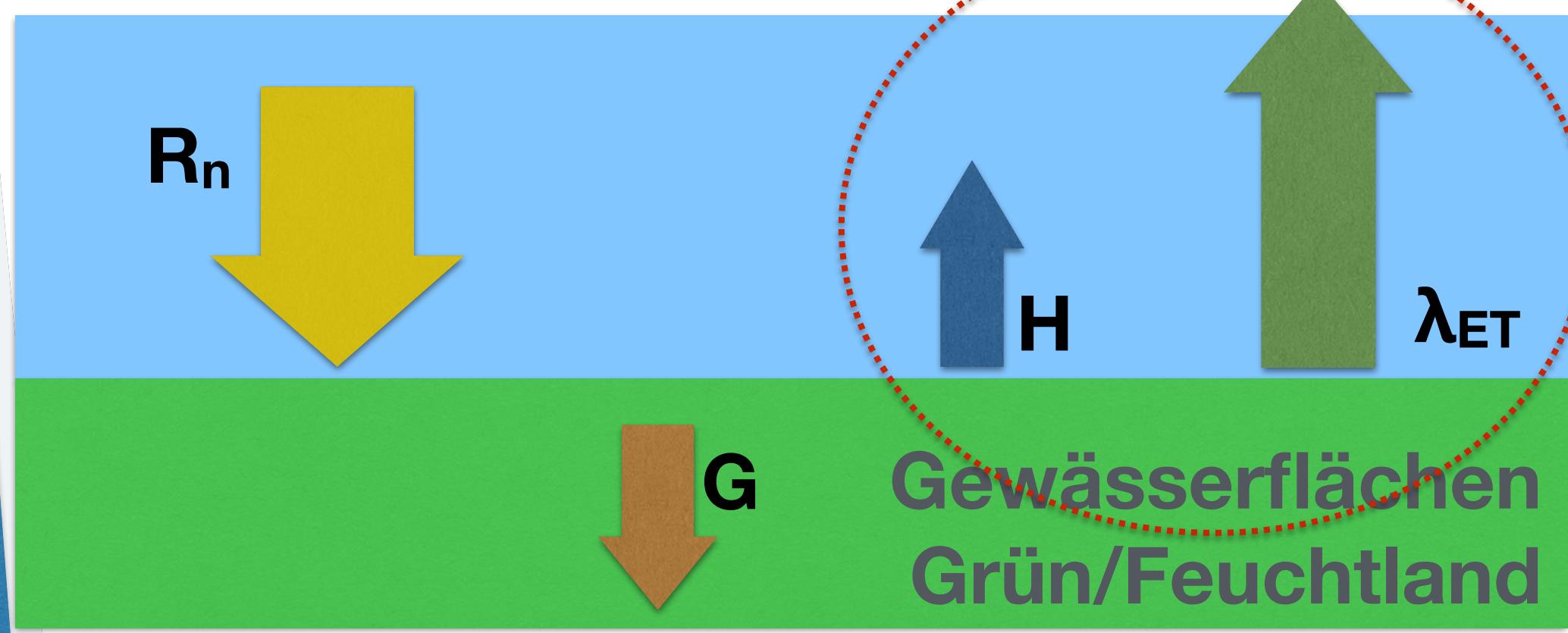
H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom

λET = Latenter Wärmestrom

G = Bodenwärmestrom

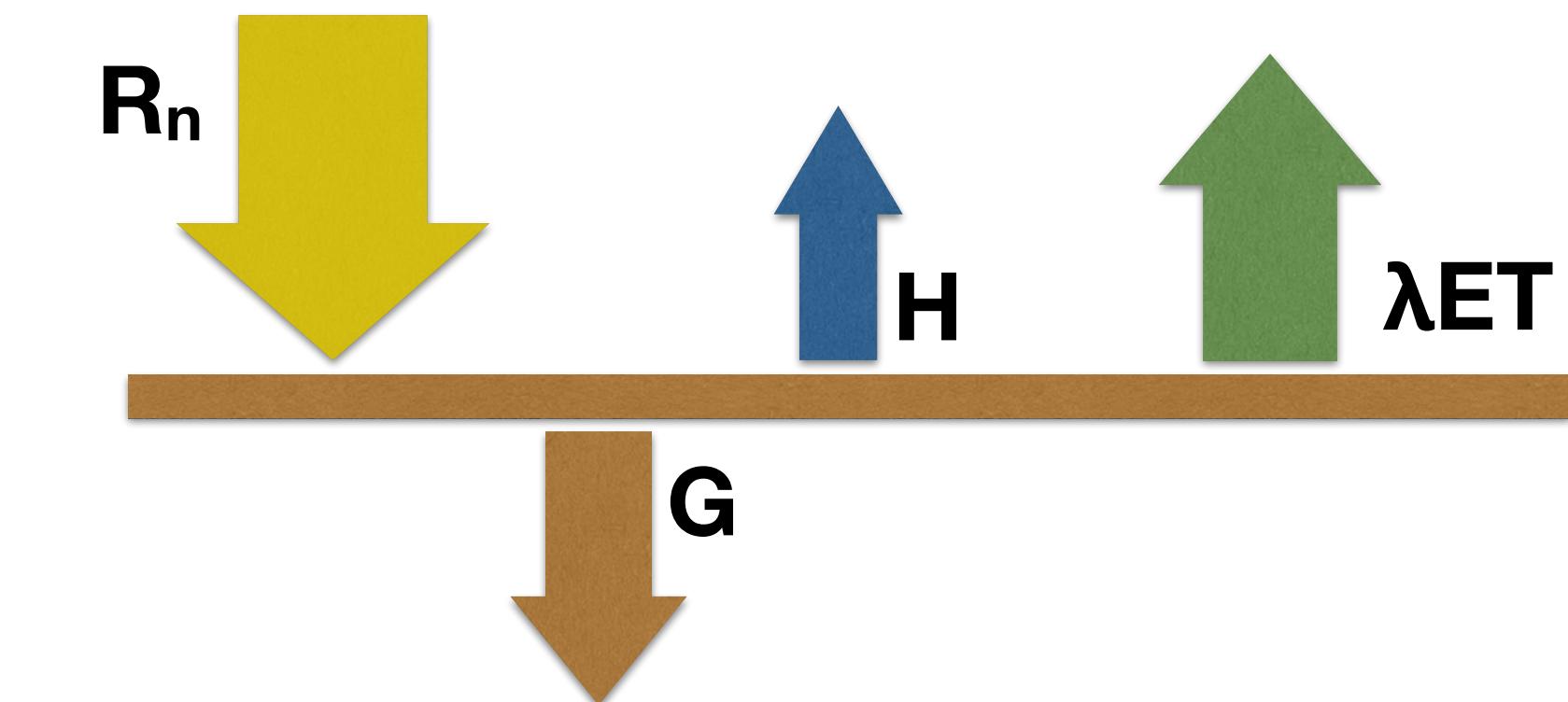
Strahlungsbilanz

Bowen Verhältnis an der Erdoberfläche



$$\beta = H / \lambda_{ET}$$

β = Bowen Verhältnis



$$R_n - H - \lambda_{ET} - G = 0$$

R_n = Nettostrahlung

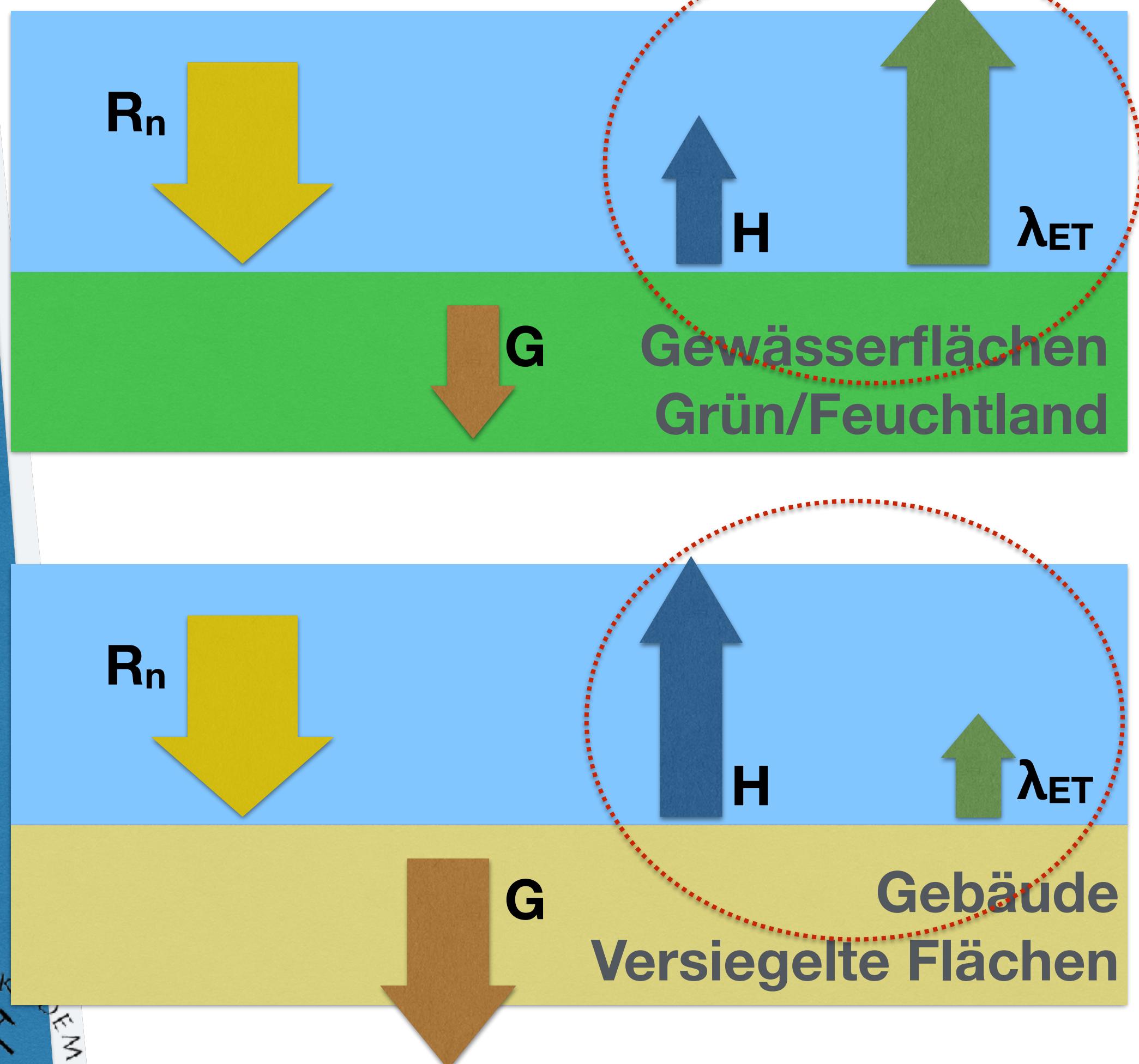
H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom

λ_{ET} = Latenter Wärmestrom

G = Bodenwärmestrom

Strahlungsbilanz

Bowen Verhältnis an der Erdoberfläche



$$\beta = H / \lambda_{ET}$$

β = Bowen Verhältnis

R_n = Nettostrahlung

H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom

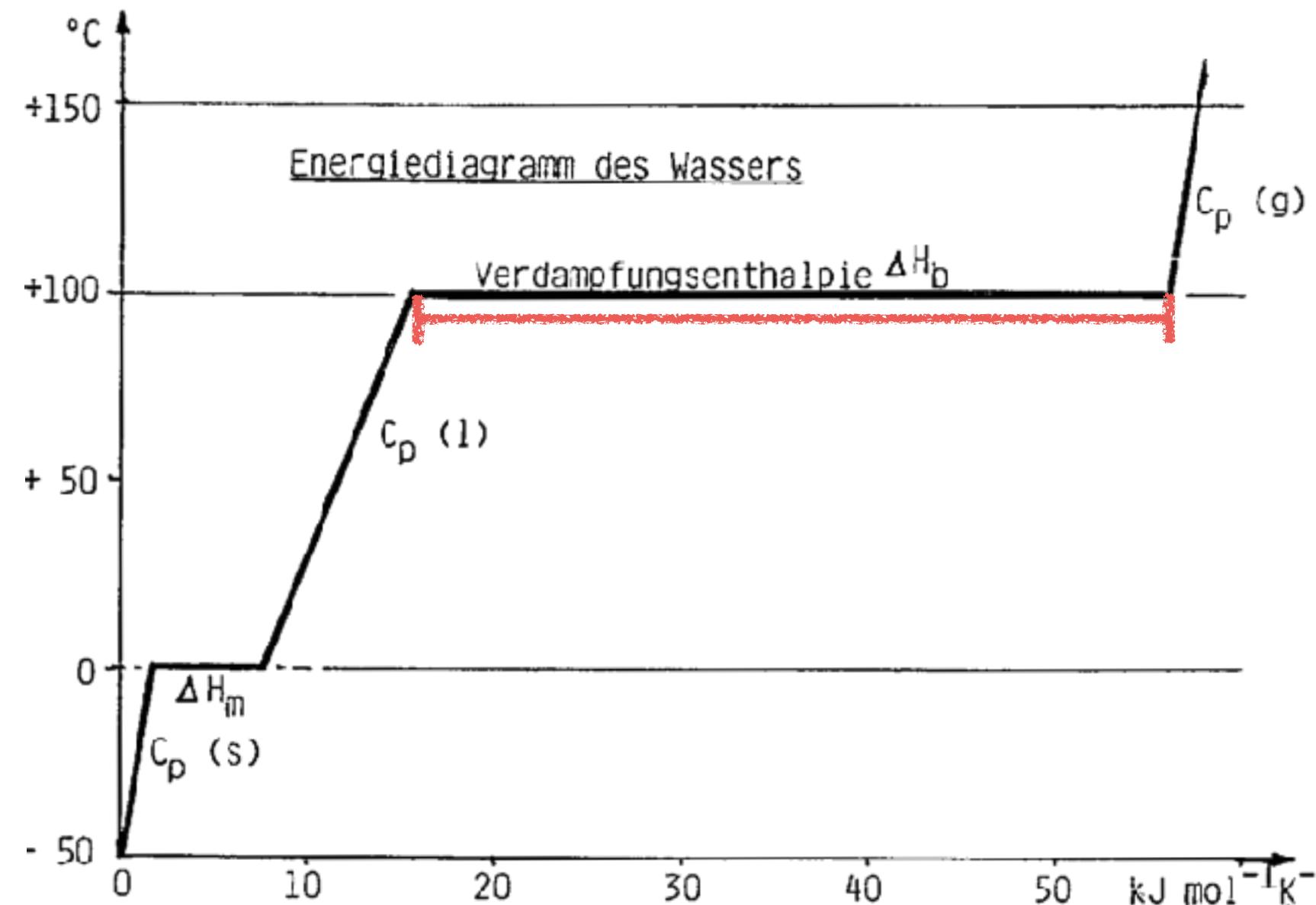
λ_{ET} = Latenter Wärmestrom

G = Bodenwärmestrom

Oberfläche	β_o
Mittel Ozeane	0,14
Mittel Festland	0,84
globales Mittel	0,2
humide Gebiete und bewässerte Landwirtschaftsflächen	0,2
Grasland	0,5
Wälder	1,0
Städte	1,5
semiaride Gebiete	5
Wüsten	10

Strahlungsbilanz

Verdampfungsenthalpie



$$\lambda ET \rightarrow \lambda \cdot ET$$

$$[E] = [E/m] \cdot [m]$$

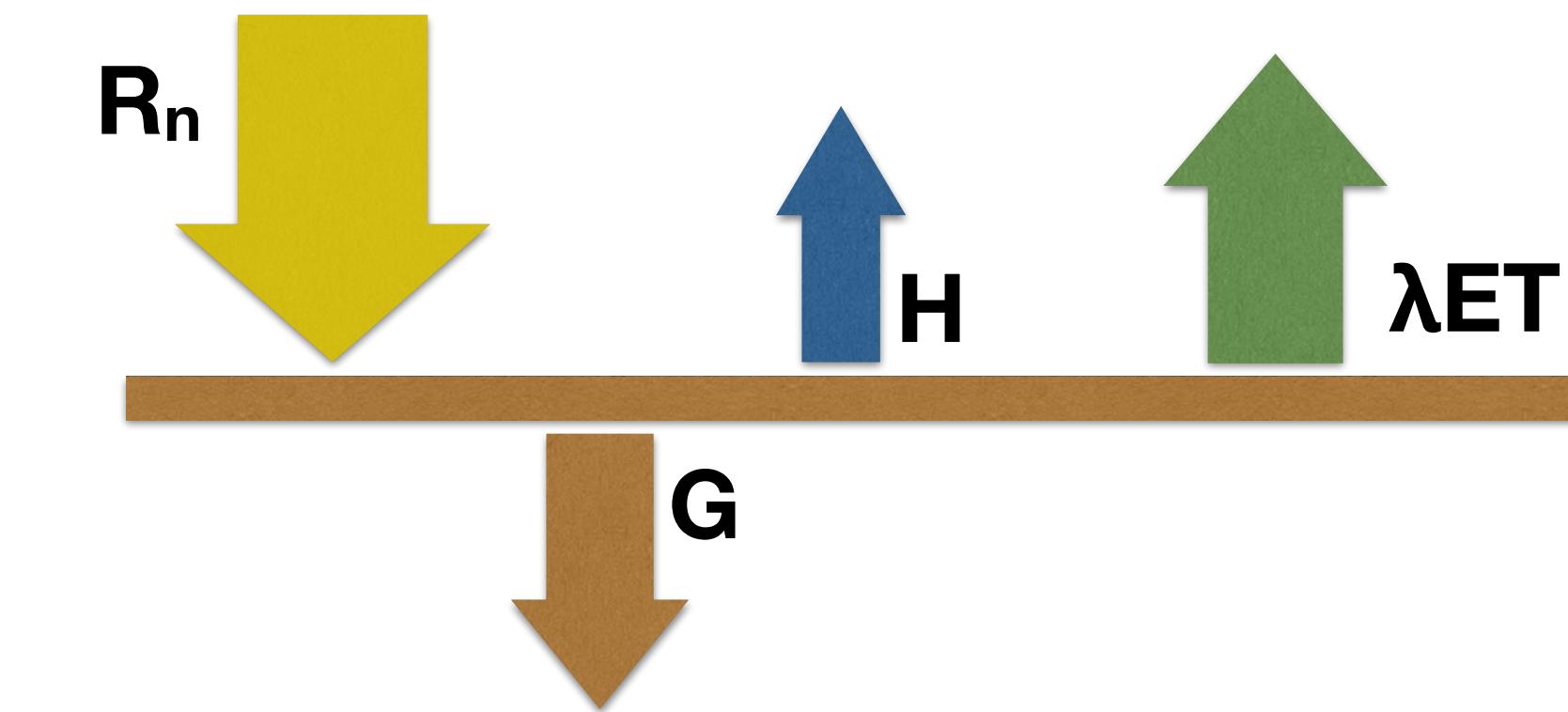
- $\lambda = 2,26 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
(Verdampfungsenthalpie H_2O)
- $ET = \text{Masse verdampften Wassers}$

Bowen Verhältnis

$$\beta = H / \lambda ET$$

β = Bowen Verhältnis

an der Erdoberfläche



$$R_n - H - \lambda ET - G = 0$$

R_n = Nettostrahlung

H = Fühlbarer (sensibler) Wärmestrom

λET = Latenter Wärmestrom

G = Bodenwärmestrom

Wasser- und Energiebilanz

Verdunstung als Massen- und Energiefloss

Energiebilanz:

$$R_n - H - \lambda ET - G = \Delta S_E$$

R_n = Nettostrahlung (Wm^{-2})

H = fühlbarer Wärmestrom (Wm^{-2})

G = Bodenwärmestrom (Wm^{-2})

λET = latenter Wärmestrom (Wm^{-2})

ΔS_E = Änderung des Energiespeichers

Wasserbilanz:

$$P - ET - Q = \Delta S_W$$

P = Niederschlag (mm)

ET = Evapotranspiration (mm)

Q = Abfluss (mm)

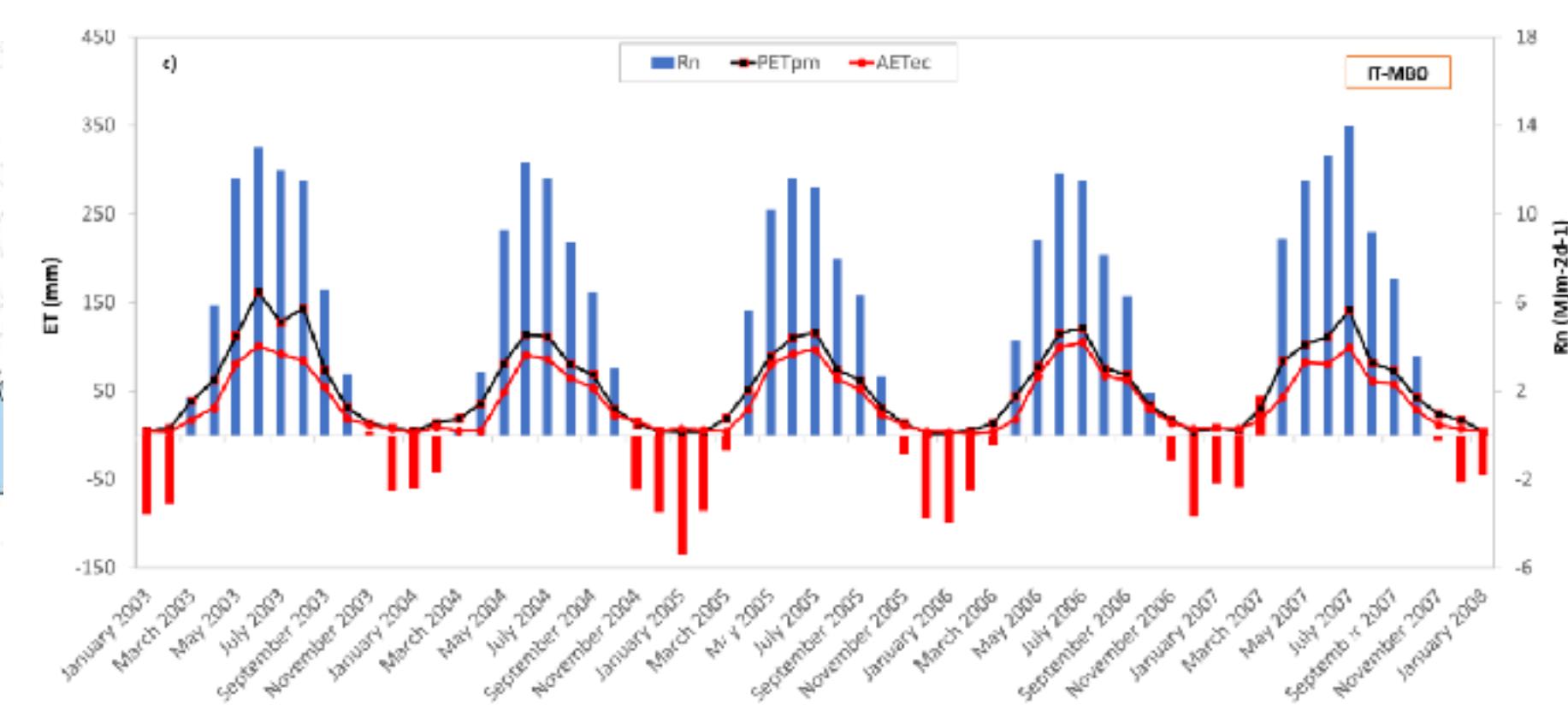
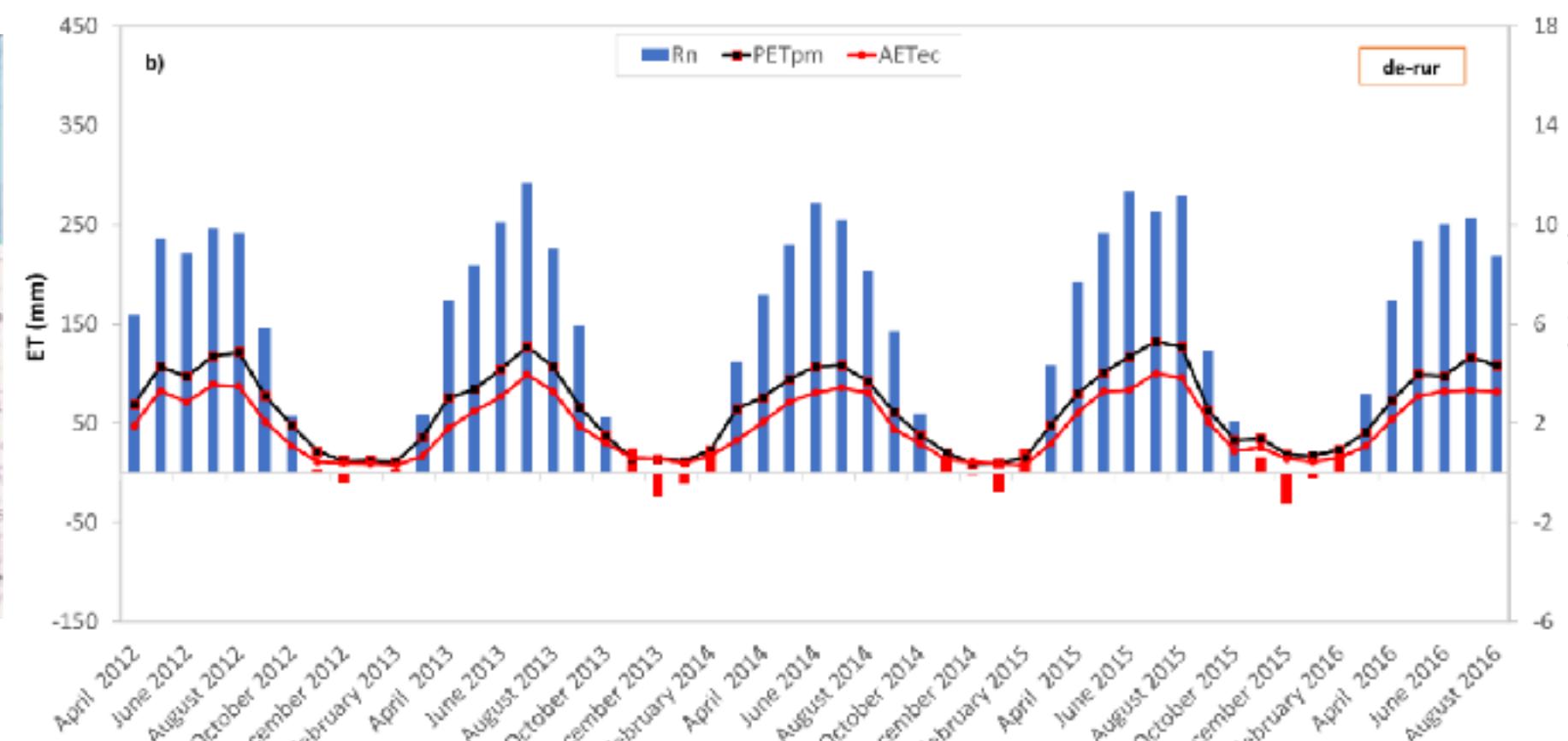
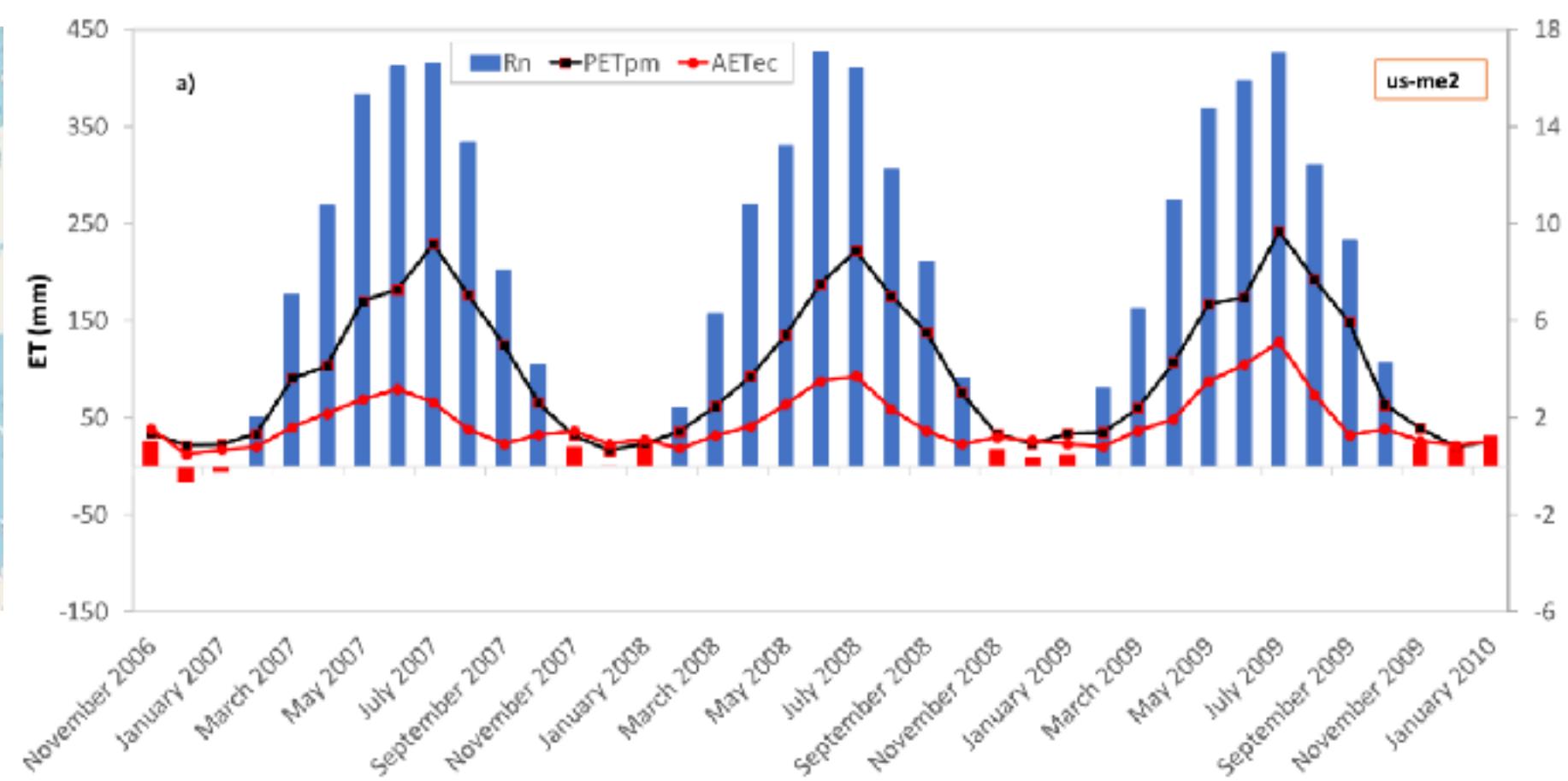
ΔS_W = Änderung des Wasserspeichers

Annahme

- bei längeren Zeiträumen sind die Bilanzen ausgeglichen
- $\Delta S \approx 0$ ($t > 1\text{a}$)

Limits

- $Q \rightarrow P :: ET \rightarrow 0$
- $H \rightarrow R_n :: \lambda ET \rightarrow 0$



ET_{pot} & ET_{act}

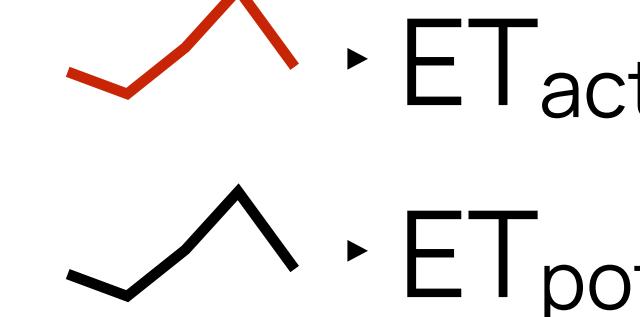
Basis der Budyko Kurve

Wenn genug Wasser zur Verfügung steht:

- $\text{ET}_{\text{act}} \rightarrow \text{ET}_{\text{pot}}$: die Verdunstung ist Energielimitiert

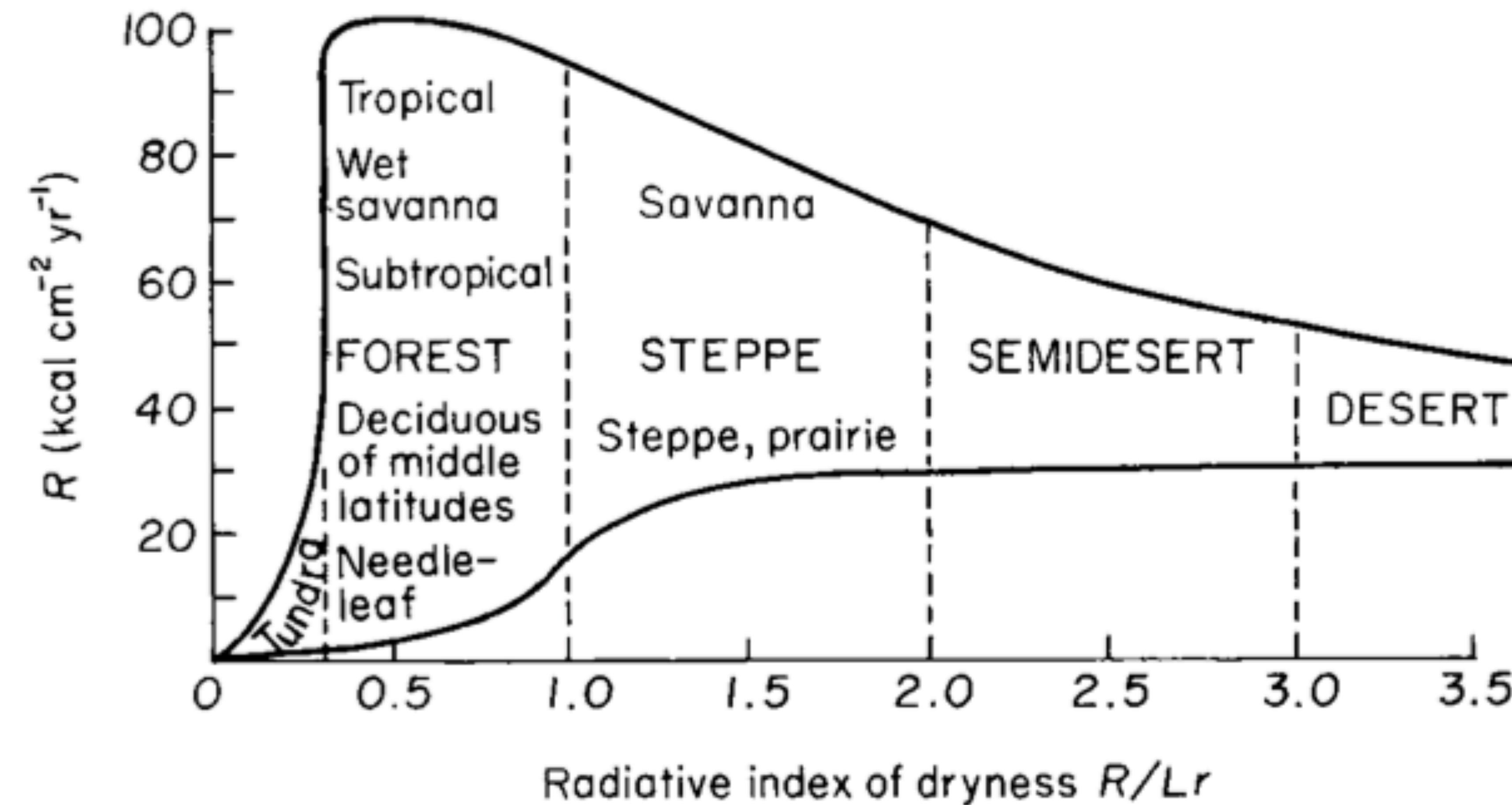
Wenn nicht genug Wasser zur Verfügung steht:

- $\text{ET}_{\text{act}} < \text{ET}_{\text{pot}}$: die Verdunstung ist Wasserlimitiert



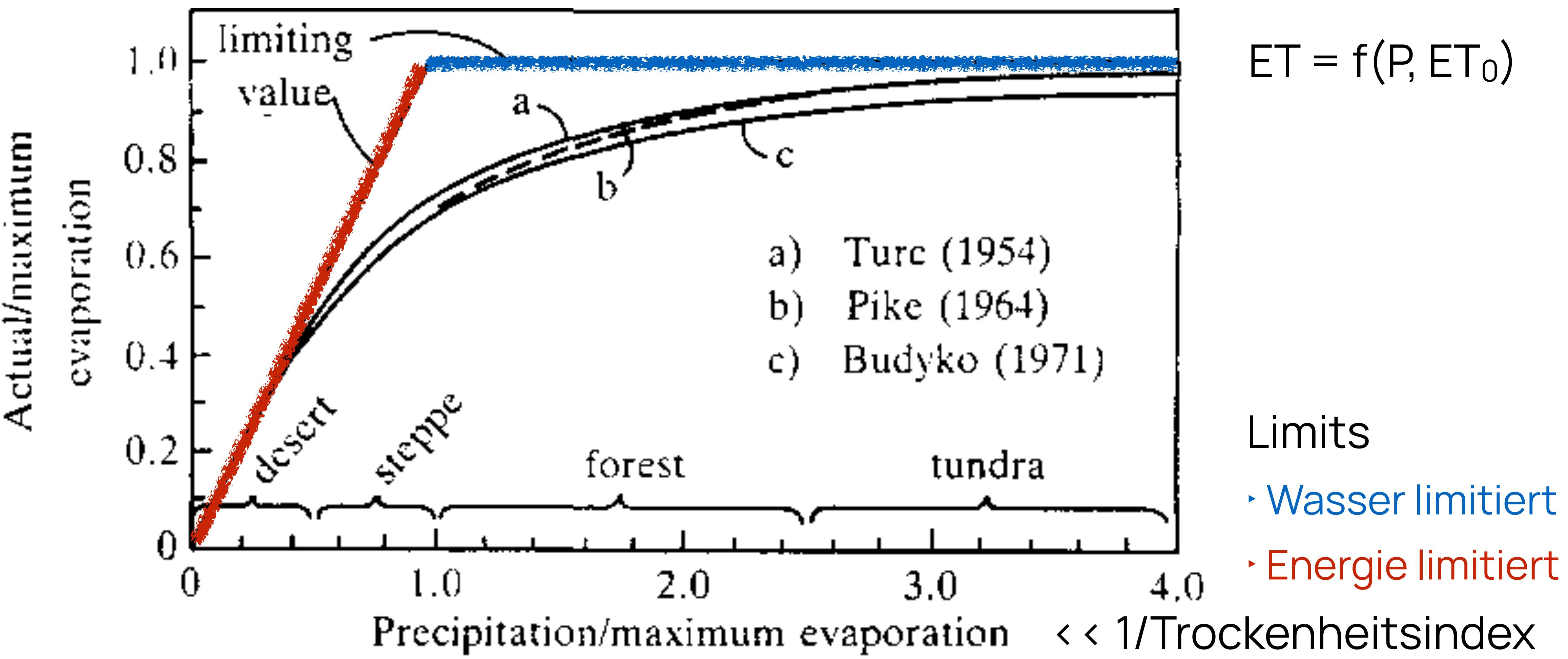
Budyko Kurve

von einem Trockenheitsindex zu den physik. Limits der Verdunstung



Budyko Kurve

von einem Trockenheitsindex zu den physik. Limits der Verdunstung



Trockenindex

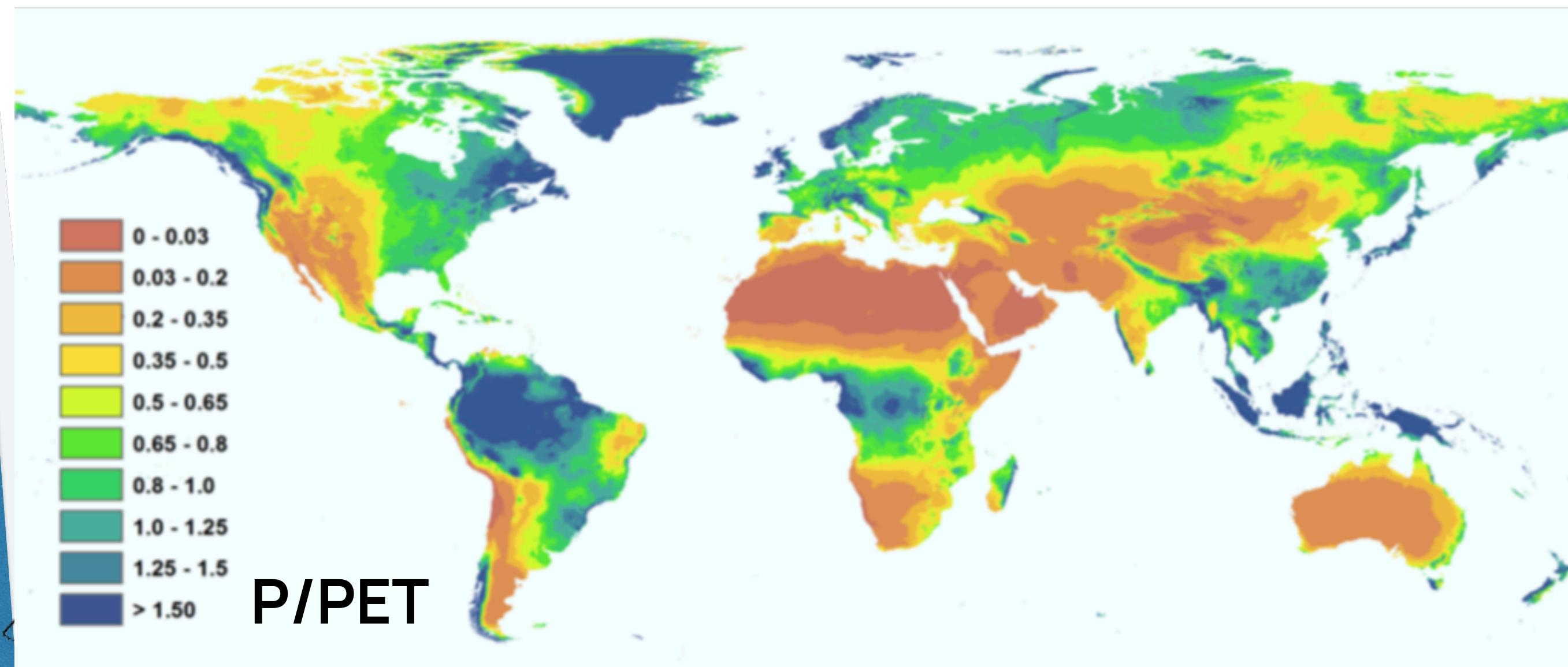
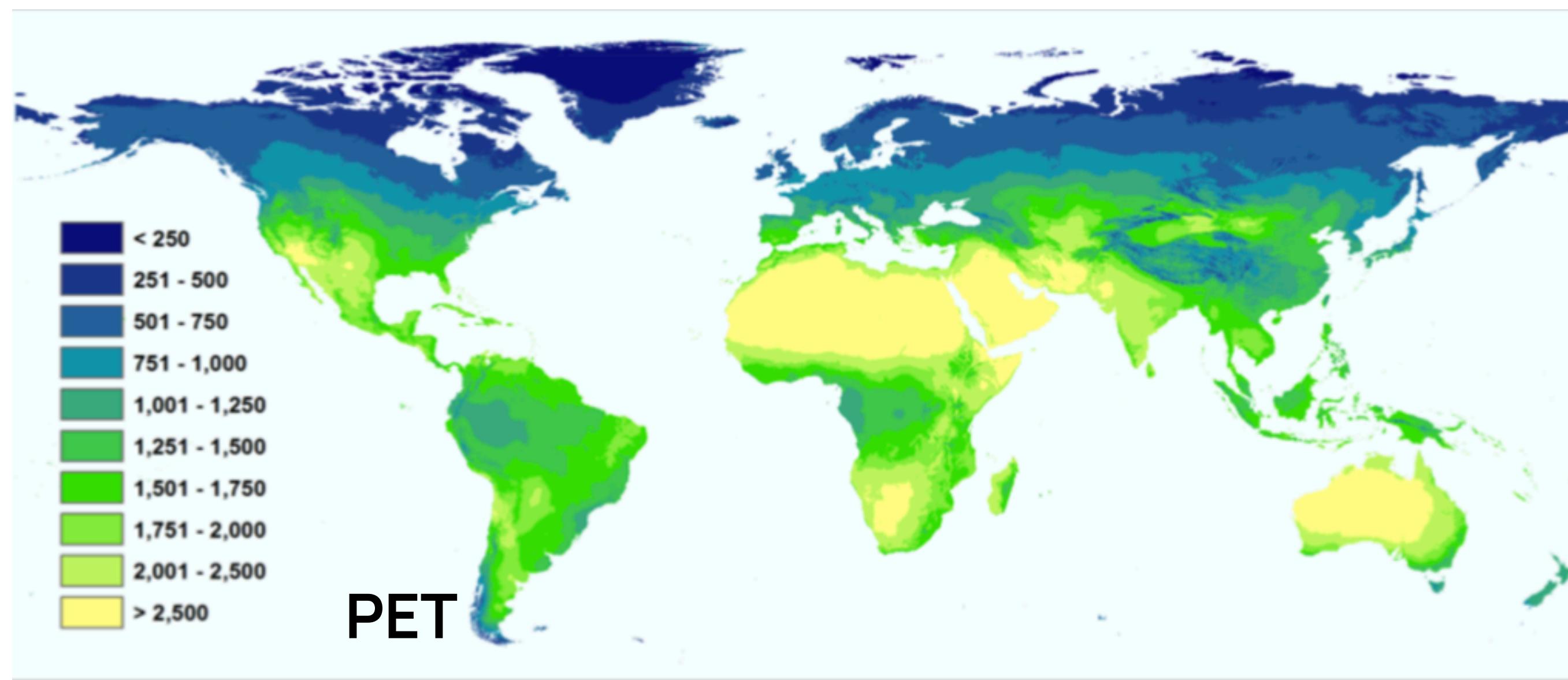
ET_{POT} und Trockenstress

$$ET_{POT} = PET = ETP$$

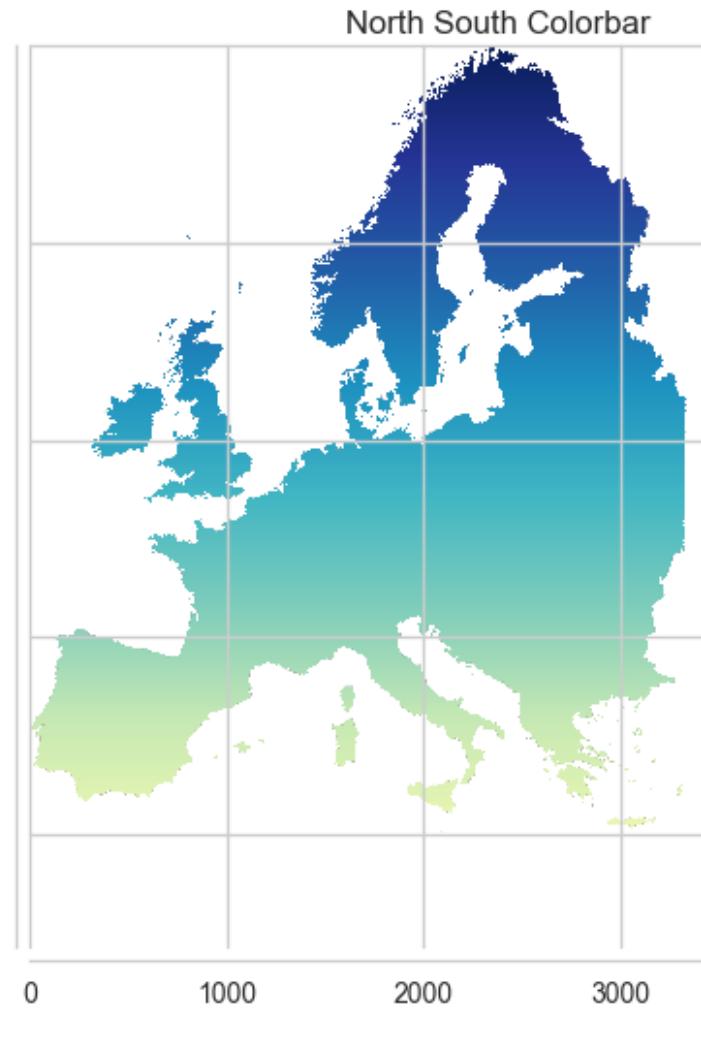
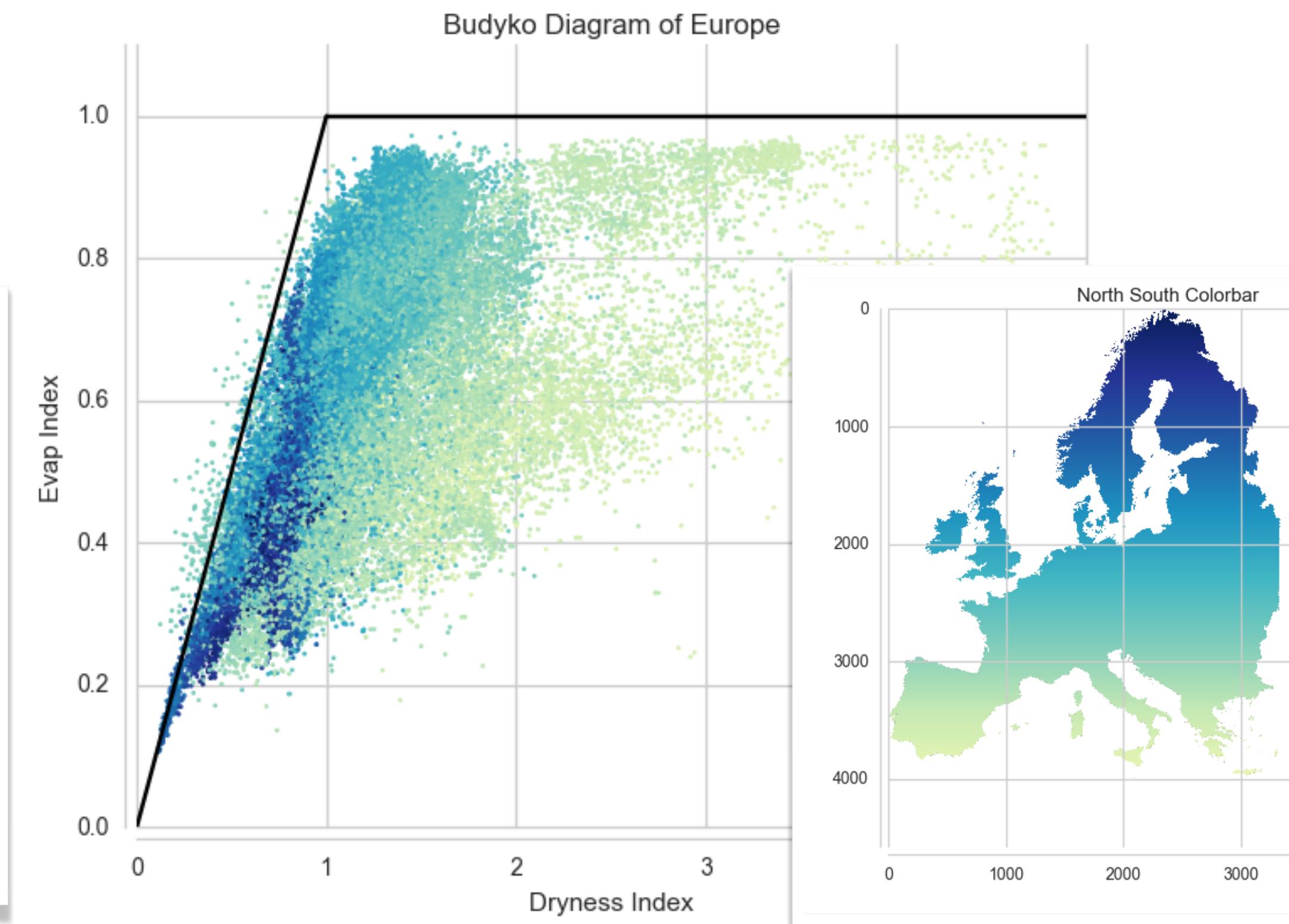
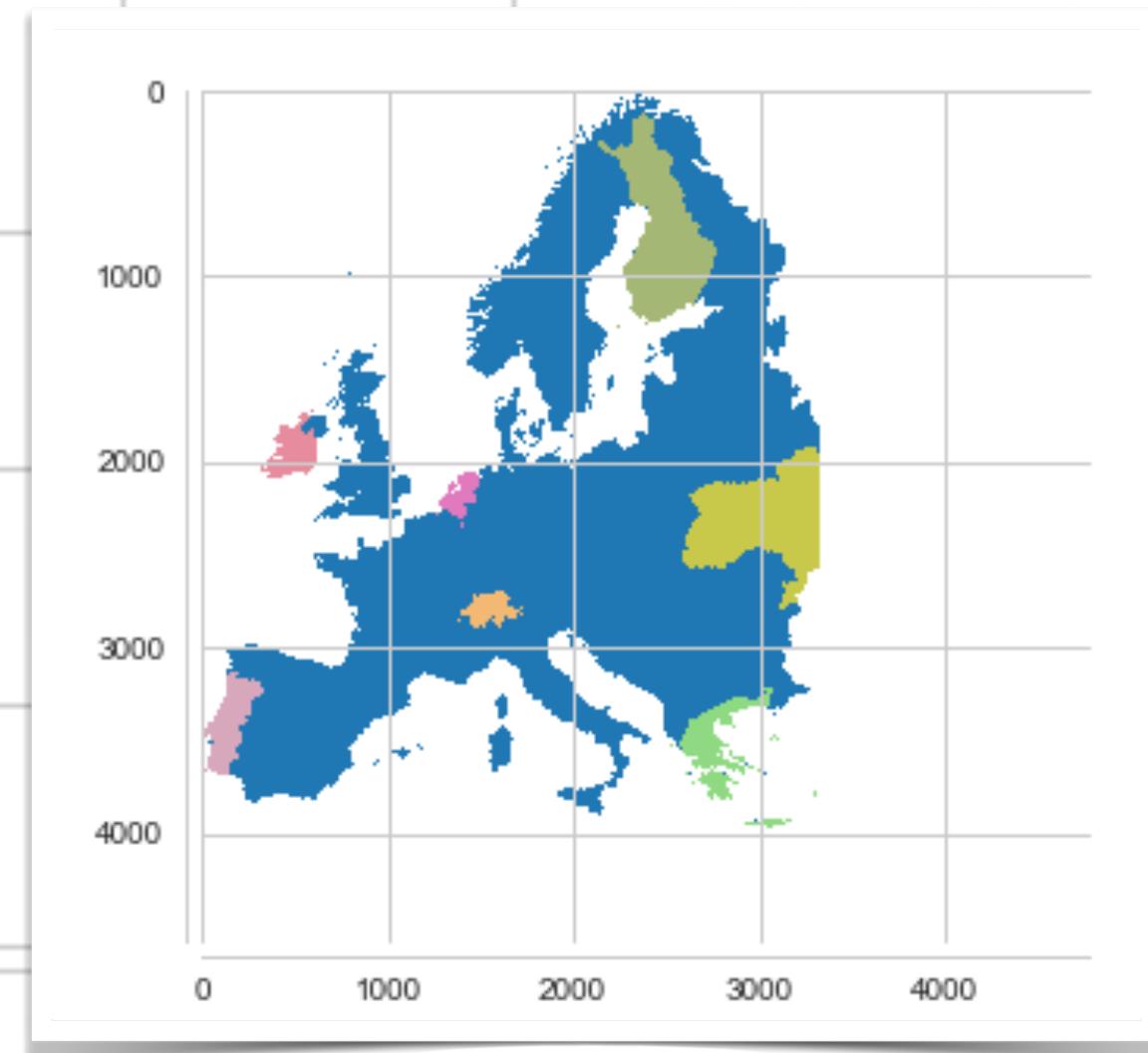
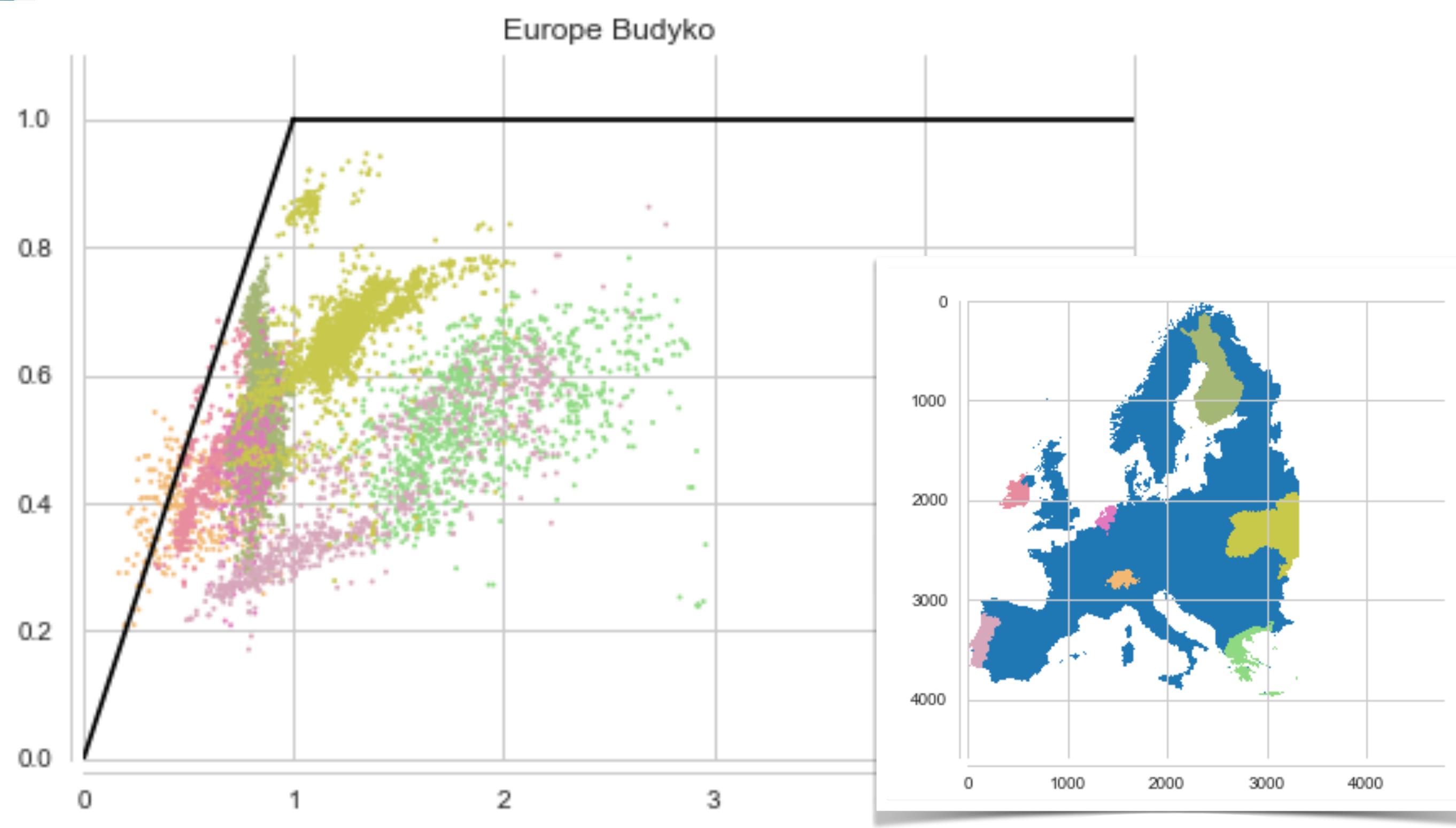
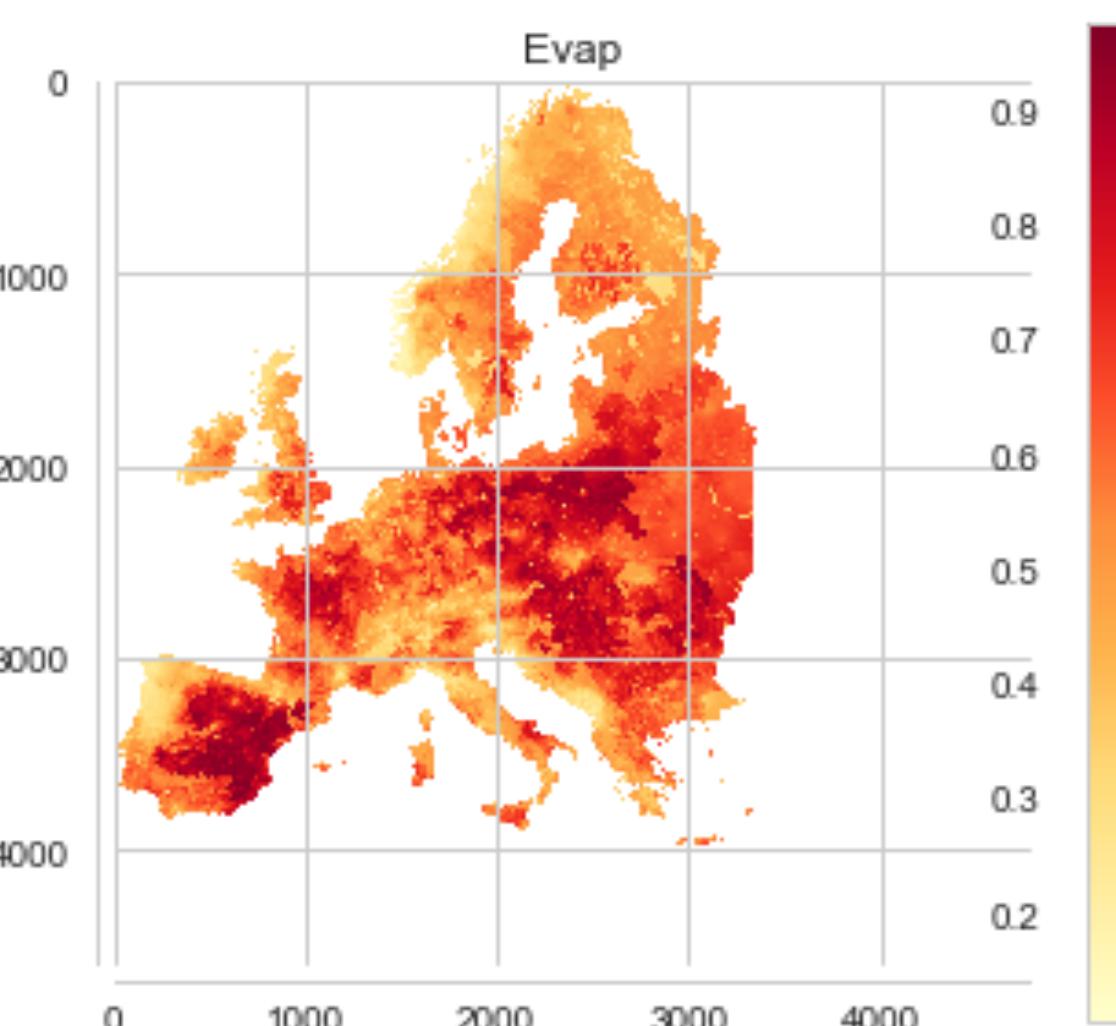
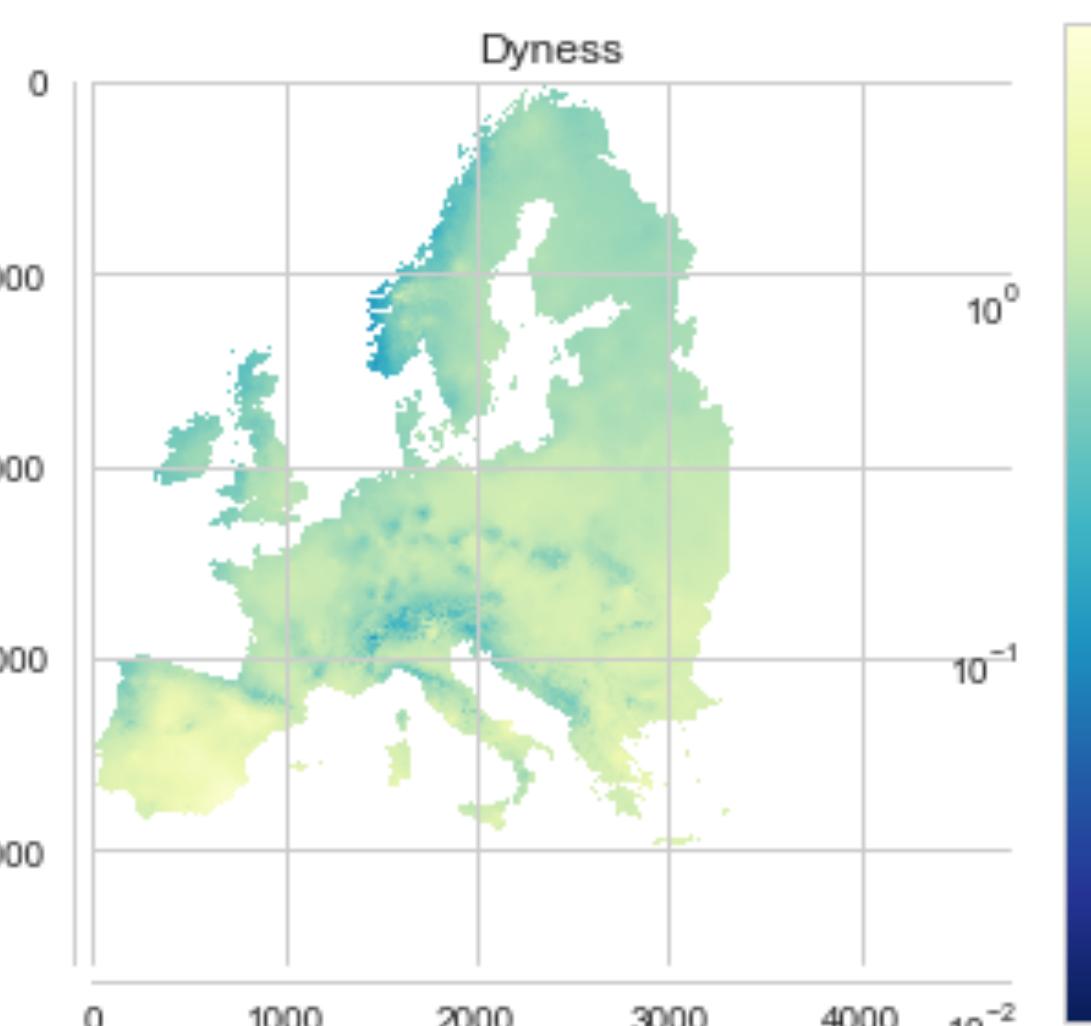
- vor allem Funktion der Strahlung und Temperatur

$$P/ETP$$

- bezieht das Wasserdargebot mit ein und verändert das Bild



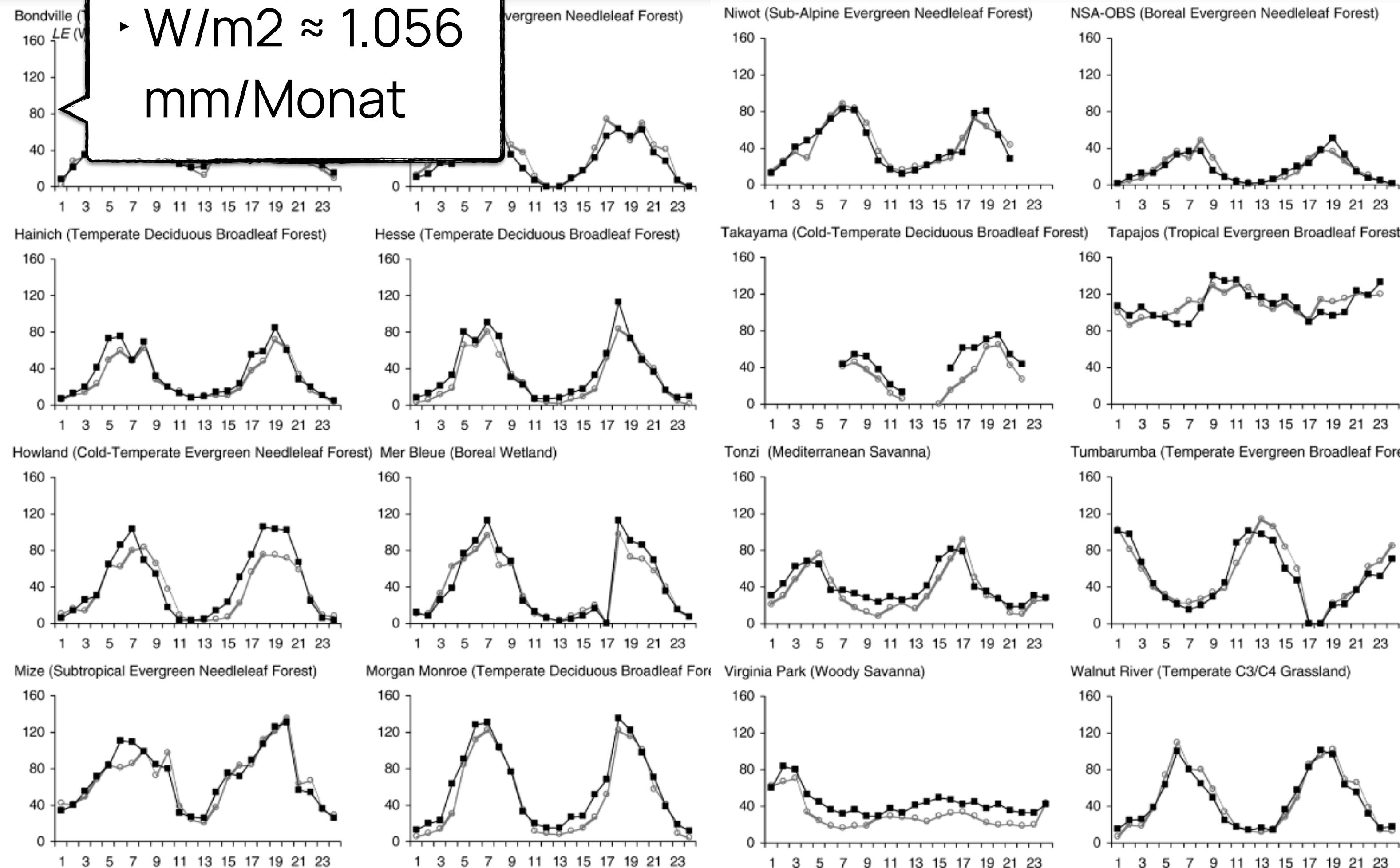
Budyko Kurve in Europa



ET_{act}

λET_{act}

$$\rightarrow W/m^2 \approx 1.056 \\ mm/Monat$$



Beispiele für
monatliche
Verdunstung an
FLUXNET stationen

Monat

Was bestimmt die Verdunstung?

Neben der Strahlungsbilanz: Sättigungsdefizit Luft und Wind



- Verdunstung ist ein komplexer Prozess an der Erdoberfläche
- Neben der Energiebilanz und Wasserverfügbarkeit:
 - Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasser (Sättigungsdefizit der Luft)
 - Abtransport "aufgefeuchteter" Luftpakete

Dampfdruckdefizit

als Grundlage der Verdunstungsabschätzung

$$E = a(e_w^* - e)$$

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit von Luft als Wasserdampf-Partialdruck

Magnus-Gleichung für Sättigungsdampfdruck:

$$e_w^* = 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)$$

- Temperatur (°C)
- empirische Gleichung!

Relative Luftfeuchte (f):

$$f = \frac{e}{e_w^*}$$

Dampfdruckdefizit (S): $S = e_w^* - e = [6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)] \cdot (1 - f)$

Dampfdruckdefizit

als Grundlage der Verdunstungsabschätzung

$$E = a(e_w^* - e)$$

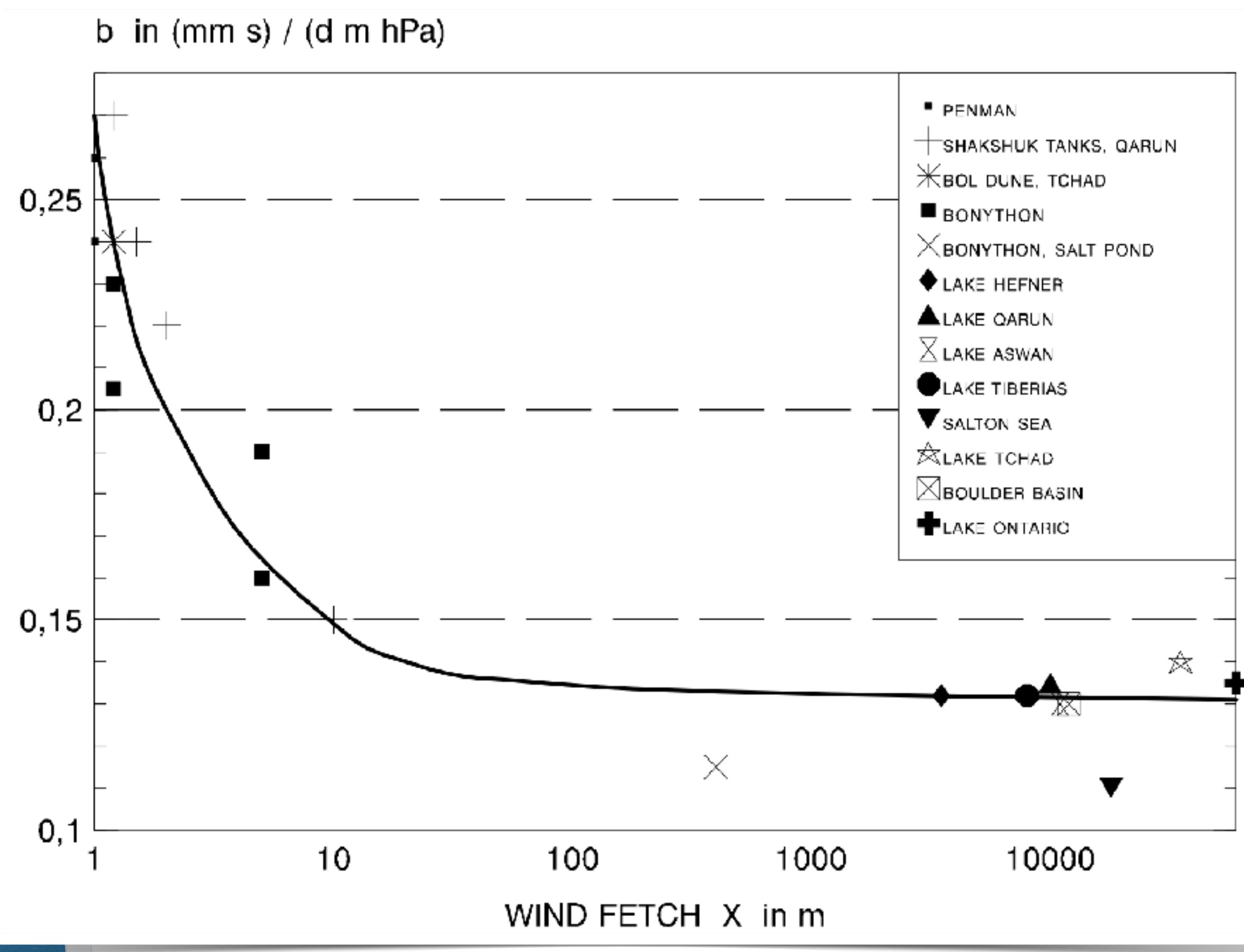
Dampfdruckdefizit (S):

$$e_w^* - e = [6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)] \cdot (1 - f)$$

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit von Luft als Wasserdampf-Partialdruck

- a: Windfunktion



$a = b \cdot v$ Wittenberg (1985)

- v: mittlere Windgeschwindigkeit
- b: Windfaktor nach Angriffslänge

Dampfdruckdefizit

Grundlage der Verdunstungsabschätzung

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit von Luft als Wasserdampf-Partialdruck

$$\frac{v - e}{v} = 1 - f$$

- a: Windfunktion

Dampfdruckdefizit

als Grundlage der Verdunstungsabschätzung

$$E = a(e_w^* - e)$$

Dampfdruckdefizit (S):

$$e_w^* - e = [6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)] \cdot (1 - f)$$

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit von Luft als Wasserdampf-Partialdruck

- a: Windfunktion

a = b·v Wittenberg (1985)

- v: mittlere Windgeschwindigkeit
- b: Windfaktor nach Angriffslänge

a = 0.13 + 0.094·v WMO für Dalton

- v: mittlere Windgeschwindigkeit
- versch. Parameter möglich

$$e_w^* - e = [6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)] \cdot (1 - f)$$

Dampfdruckdefizit

als Grundlage der Verdunstungsabschätzung

$$E = a(e_w^* - e)$$

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit

$$ETP_{Haude} = a_{Haude}(e_w^* - e)$$

Haude (1955)

- a_{Haude} als Vegetationsfaktor

• S aus T & f um 14 Uhr berechnet

Kultur	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Winterraps	0.18	0.18	0.20	0.32	0.37	0.35	0.26	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18
Roggen	0.18	0.18	0.20	0.30	0.38	0.36	0.28	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18
Winterweizen	0.18	0.18	0.19	0.26	0.34	0.38	0.34	0.22	0.21	0.20	0.18	0.18
Sommergerste	0.15	0.15	0.18	0.25	0.30	0.36	0.26	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Gras	0.20	0.20	0.21	0.29	0.29	0.28	0.26	0.25	0.23	0.22	0.22	0.20
Mais	0.15	0.15	0.18	0.18	0.18	0.26	0.26	0.26	0.24	0.21	0.14	0.14
Zuckerrüben	0.15	0.15	0.18	0.15	0.23	0.30	0.36	0.32	0.26	0.19	0.14	0.14

“Empirische” Modelle

Verdunstungsabschätzung mit unterschiedlichen Konzepten

$$E = a(e_w^* - e)$$

$$ETP_{\text{Haude}} = a_{\text{Haude}}(e_w^* - e)$$

$$ETP_{\text{Turc}} = 0.0031 \cdot C \cdot (R_G + 209) \cdot \frac{\vartheta}{\vartheta + 15}$$

$$C = 1 + ((50 - f)/70 \text{ bei } f < 50\%)$$

$$C = 1 + ((50 - f)/70 \text{ bei } f > 50\%)$$

$$R_G = R_0 \cdot (0.19 + 0.55 \cdot (S/S_0))$$

Dalton (1801)

- Sättigungsdefizit

Haude (1955)

- a_{Haude} als Vegetationsfaktor
- S aus T & f um 14 Uhr berechnet

Turc (1961)

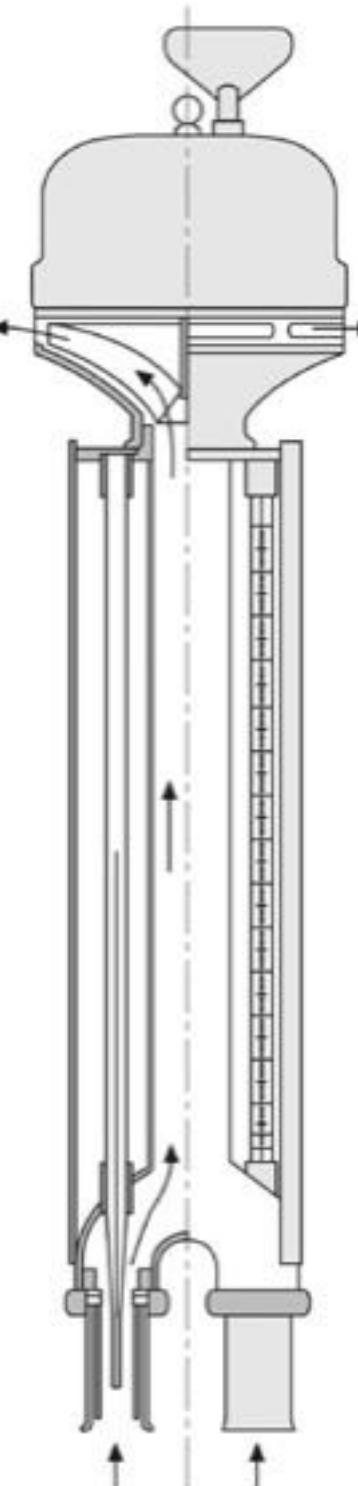
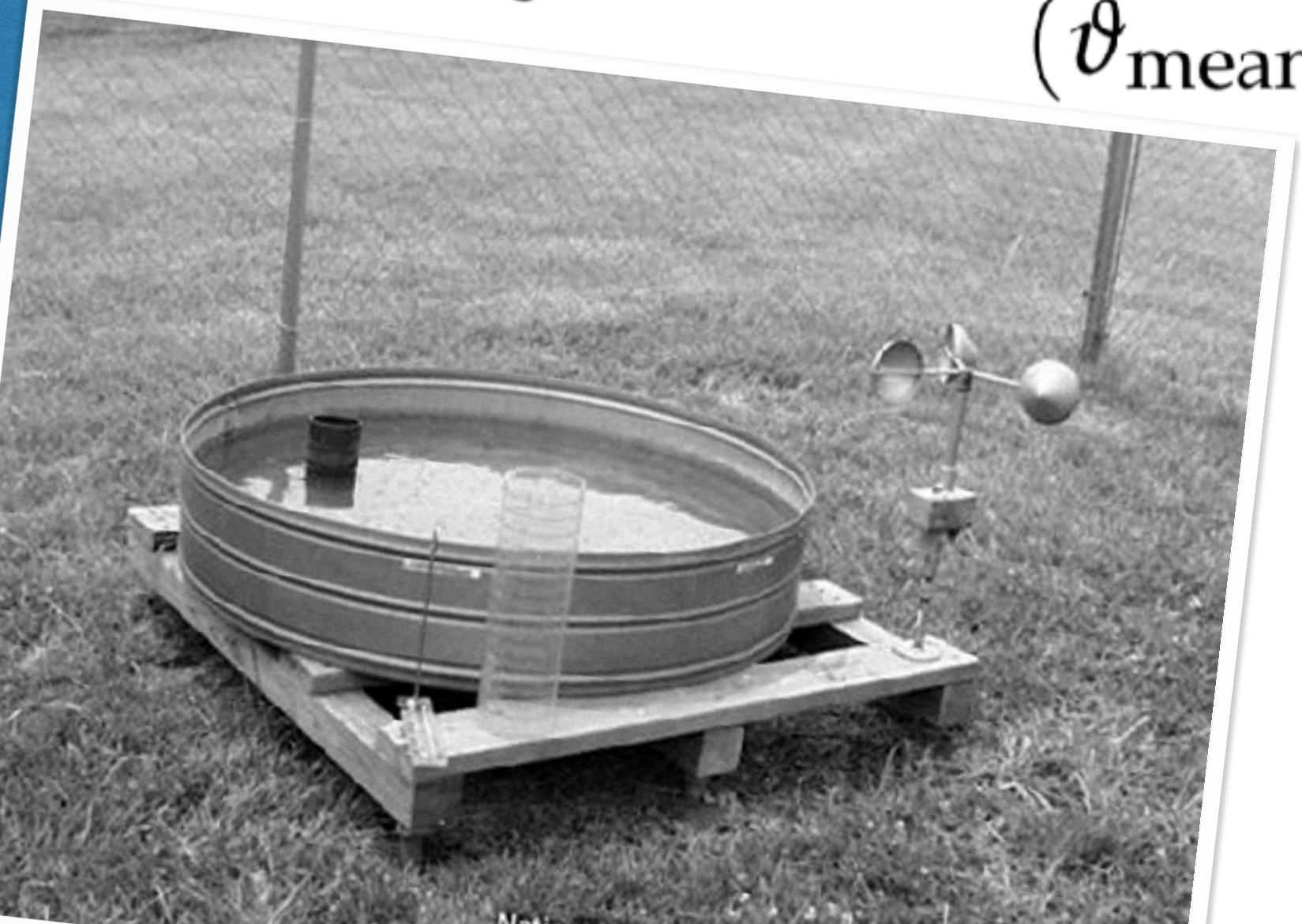
- Funktion der Temperatur und Globalstrahlung
- S/S_0 ist die relative Sonnenscheindauer

“Physikalische” Modelle

Verdunstung freier Wasseroberflächen

$$ETP_P = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{s + \gamma} f(v_{wind}) \cdot S$$

$$s = \frac{4098[0.6108 \cdot \exp(\frac{17.27 \cdot \vartheta_{mean}}{\vartheta_{mean} + 237.3})]}{(\vartheta_{mean} + 237.3)^2}$$



- Penman (1956)
- $\gamma = 0.6 \text{ hPa K}^{-1}$, $f(P)$, “psychrometr. Konstante”
- s : Anstieg der Dampfdruckkurve
- $f(v)$: Funktion der Windgeschwindigkeit
- S : Sättigungsdefizit
- λ : Verdampfungsenthalpie

mehr:

<https://wetlandscapes.github.io/blog/blog/penman-monteith-and-priestley-taylor/>

“Physikalische” Modelle

Verdunstung im Bezug auf eine “Gleichgewichtsverdunstung”

$$ETP_{PT} = a_{PT} \frac{s \cdot (R_n - G)}{s + \gamma}$$

$$s = \frac{4098[0.6108 \cdot \exp(\frac{17.27 \cdot \vartheta_{mean}}{\vartheta_{mean} + 237.3})]}{(\vartheta_{mean} + 237.3)^2}$$

- Priestley-Taylor (1972)
- $\gamma = 0.6 \text{ hPa K}^{-1}$
 - “psychrometrische Konstante”
 - s : Anstieg der Dampfdruckkurve
 - $a_{PT} = 1.26$ (Wasser)
 - $a_{PT} < 1$ (humide Zone)
 - $a_{PT} = 1.8..2$ (aride Zone)
 - (empirischer PT Faktor)

Modelle für Landschaftselemente

nach Kritik an “Überparameterisierung” in Penman

$$ET_0 = 0.0023 \cdot 0.408RA \cdot (T_{avg} + 17.8) \cdot TD^{0.5}$$

- RA gibt es als Tabellendaten
- oder kann aus R_G als $f(RH, S)$ berechnet werden

Hargreaves (1994)

- RA = Globalstrahlung ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)
- T_{avg} = Tagesmittel Temp ($^{\circ}\text{C}$)
- TD = $T_{max} - T_{min}$ ($^{\circ}\text{C}$)

$$ET_0 = 0.0013 \cdot 0.408RA \cdot (T_{avg} + 17.0) \cdot (TD - 0.0123P)^{0.76}$$

modifizierter Hargreaves
(Droogers and Allen, 2002)

- P = Niederschlag (mm)

Tatsächliche Verdunstung

Erweiterung des Penman Modells für ET_{act}

$$ETP_P = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{s + \gamma} f(v_{wind}) \cdot S$$

Penman (1956)

Penman-Monteith (1965)

- Referenz für Wasserbedarf von Nutzpflanzen

$$ETA_{PM} = \frac{1}{\lambda} \frac{s \cdot (R_n - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_w^* - e)}{s + \gamma \cdot (1 + \frac{r_s}{r_a})}$$

s slope of vapor pressure curve [PaK⁻¹]

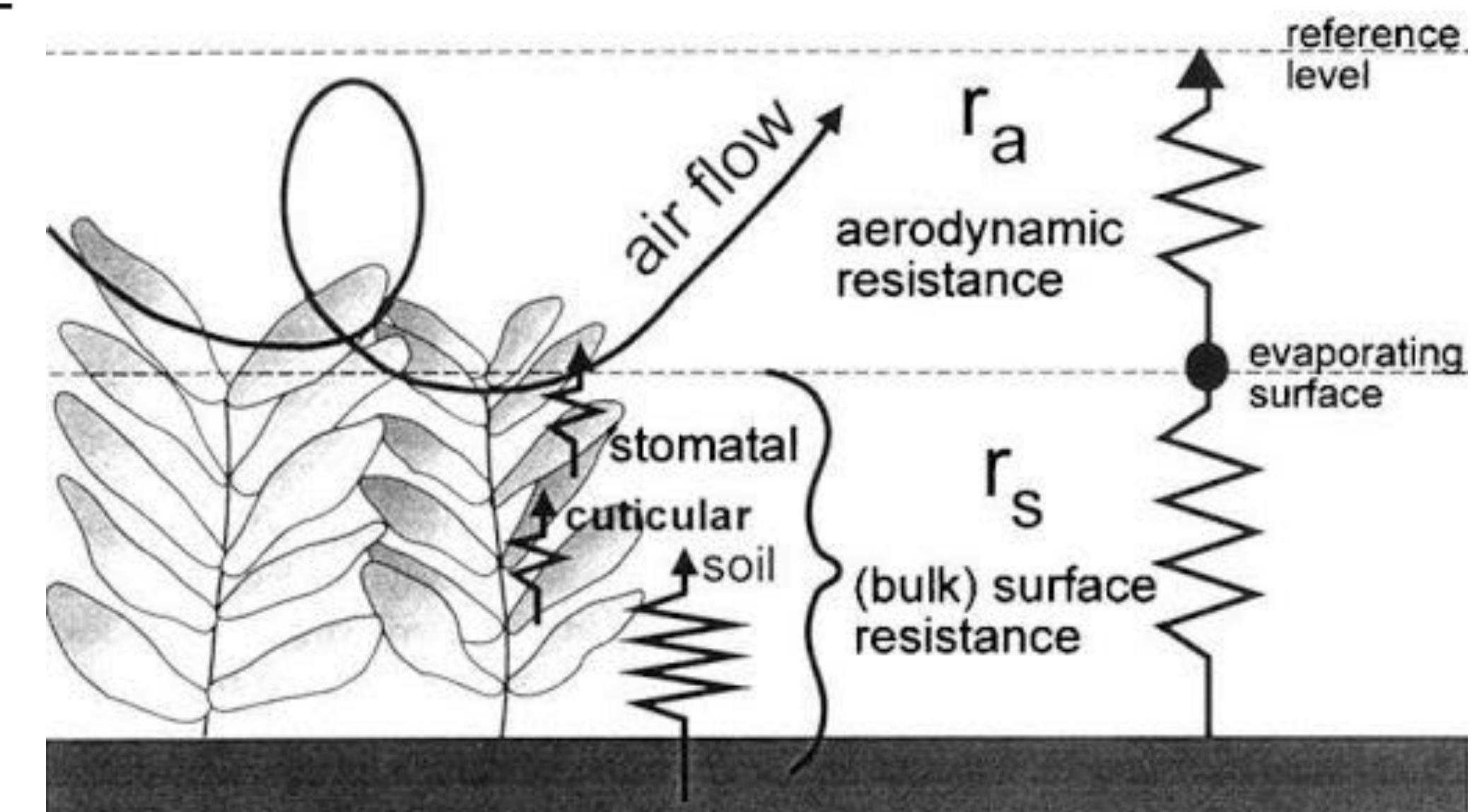
γ psychrometer constant (aprox. 0.6 hPaK⁻¹, f(P))

e_w^* saturation vapor pressure

e current vapor pressure

r_a aerodynamic resistivity

r_s stomata resistivity



Mehr Modelle? Hier:

www.climate-service-center.de

Sächliche Verdunstung

Erweiterung des Penman Modells für ET_{act}

$$ETP_P = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{s + \gamma} f(v_{wind}) \cdot S$$

Penman (1956)

$$ETA_{PM} = \frac{1}{\lambda} \frac{s \cdot (R_n - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_w^* - e)}{s + \gamma \cdot (1 + \frac{r_s}{r_a})}$$

Penman-Monteith (1965)

$$ETA_{FAO} = \frac{0.408 \cdot s(R_n - G) + \frac{900}{\vartheta + 273} \cdot u_2(e_w^* - e)}{s + \gamma \cdot (1 + \frac{70}{208} u_2)}$$

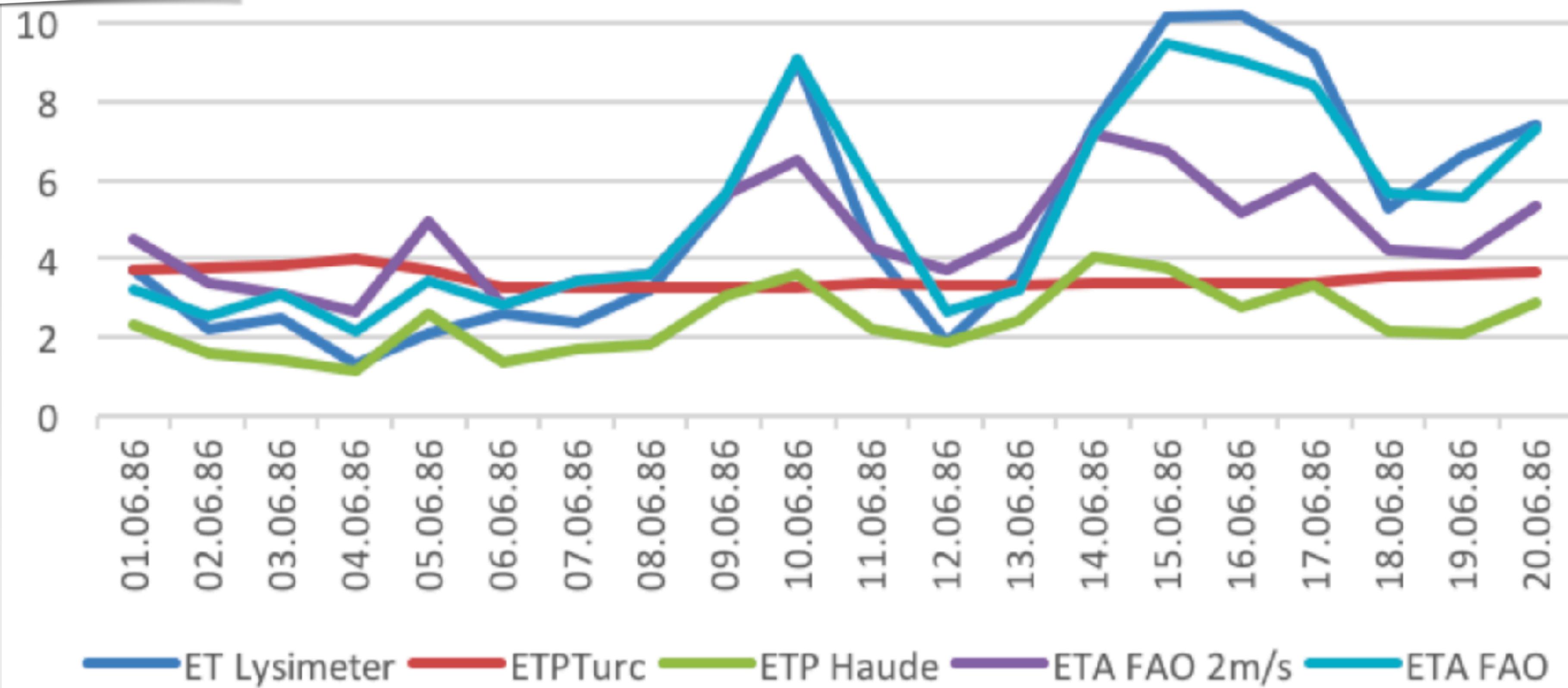
- Referenz für Wasserbedarf von Nutzpflanzen

Modelle für Verdunstung

Subtitle



ET Lysimeter Brandis [mm/d]



Model, (Reference), Sect.	Application, (ET _{type}), Sect.							
	Deep lakes (ET _{act}), 3.1	Shallow lakes (ET _{act}), 3.2	Catchment water balance (ET _{act}), 3.3	Estimating crop requirements (ET _{act}), 3.5	Lakes with vegetation (ET _{act}), 3.6	Bare soil evaporation (ET _{act}), 3.7	Rainfall-runoff modelling (ET _{pot}), 3.4	
Penman 1956, (Penman, 1956), 2.4.1	X	✓✓✓<2m*	X	X	X	X	X	✓✓
Penman plus Kohler and Parmele, (Kohler and Parmele, 1967), 3.1.1	✓✓	X	X	X	X	X	X	X
Penman plus Vardavas–Fountoulakis, (Vardavas and Fountoulakis, 1996), 3.1.1	✓✓	X	X	X	X	X	X	X
Penman based on equilibrium temperature, (Finch, 2001), 3.2	X	✓✓	X	X	X	X	X	X
Penman–Monteith, (Monteith, 1965), 2.1.2	X	X	X	✓	X	X	X	✓✓
FAO-56 Ref. crop, (Allen et al., 1998), 2.2	X	X	X	✓✓✓(humid)	X	X	X	X
Matt-Shuttleworth, (Shuttleworth and Wallace, 2009), 3.5	X	X	X	✓✓(windy, semi-arid)	X	X	X	X
Weighted Penman–Monteith, (Wessel and Rouse, 1994), 3.6	X	X	X	X	✓	X	X	X
Penman–Monteith based on equilibrium temperature, (McJannet et al., 2008), 3.2	✓✓	✓✓	X	X	X	X	X	X
Priestley–Taylor, (Priestley and Taylor, 1972), 2.1.3	X	X	X	X	X	X	X	✓✓
Morton, (Morton, 1983a, 1986), 2.5.2	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	X	X	X	X	✓✓
Advection-aridity, (Brutsaert and Strickler, 1979), 2.5.3	X	X	✓	X	X	X	X	X
Szilagyi–Jozsa, (Szilagyi and Jozsa, 2008), 2.5.3	X	X	✓	X	X	X	X	X
Granger–Gray, (Granger, 1989b; Granger and Gray, 1989), 2.5.3	X	X	✓	X	X	X	X	X
Budyko-like models, (Budyko, 1974; Potter and Zhang, 2009), 3.3	X	X	✓✓(annual)	X	X	X	X	X
Lake finite-difference model, (Finch and Gash, 2002), 3.2	✓	✓✓	X	X	X	X	X	X
Salvucci for bare soil, (Salvucci, 1997), 3.7	X	X	X	X	X	✓	X	X
Class-A pan evaporation or Pen-Pan, (Rotstayn et al., 2006), 2.3	✓	✓	X	✓	X	X	X	✓✓

noch viel mehr...

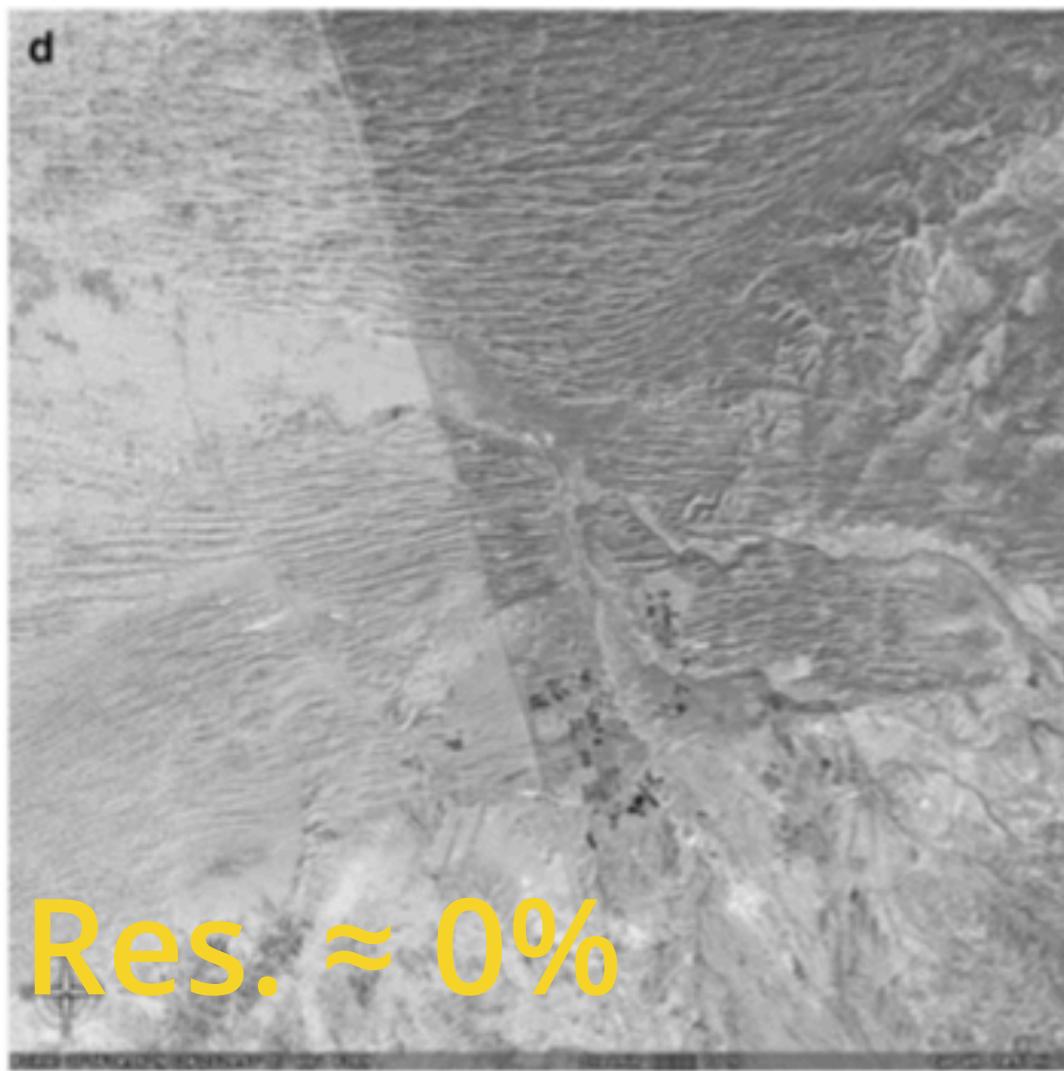
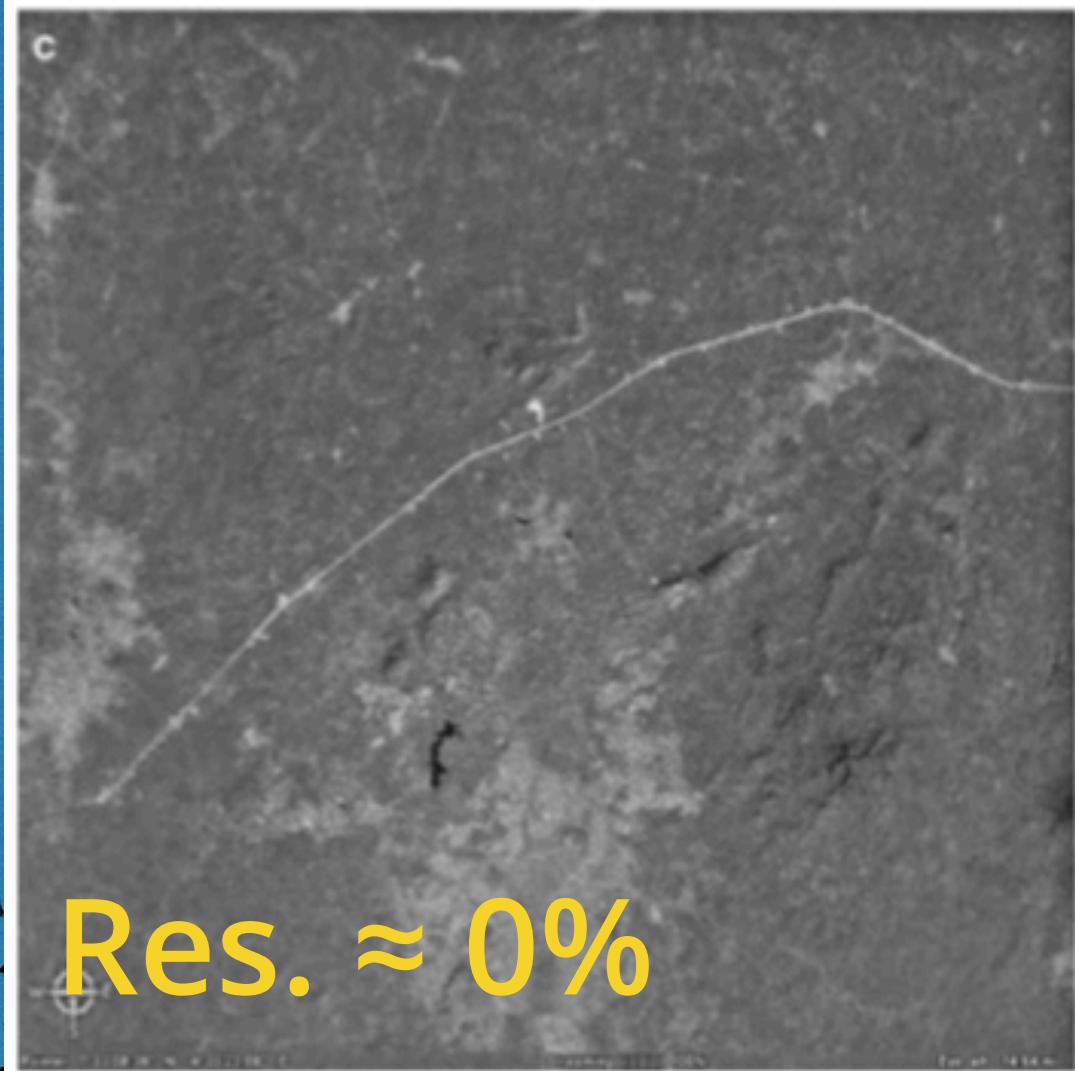
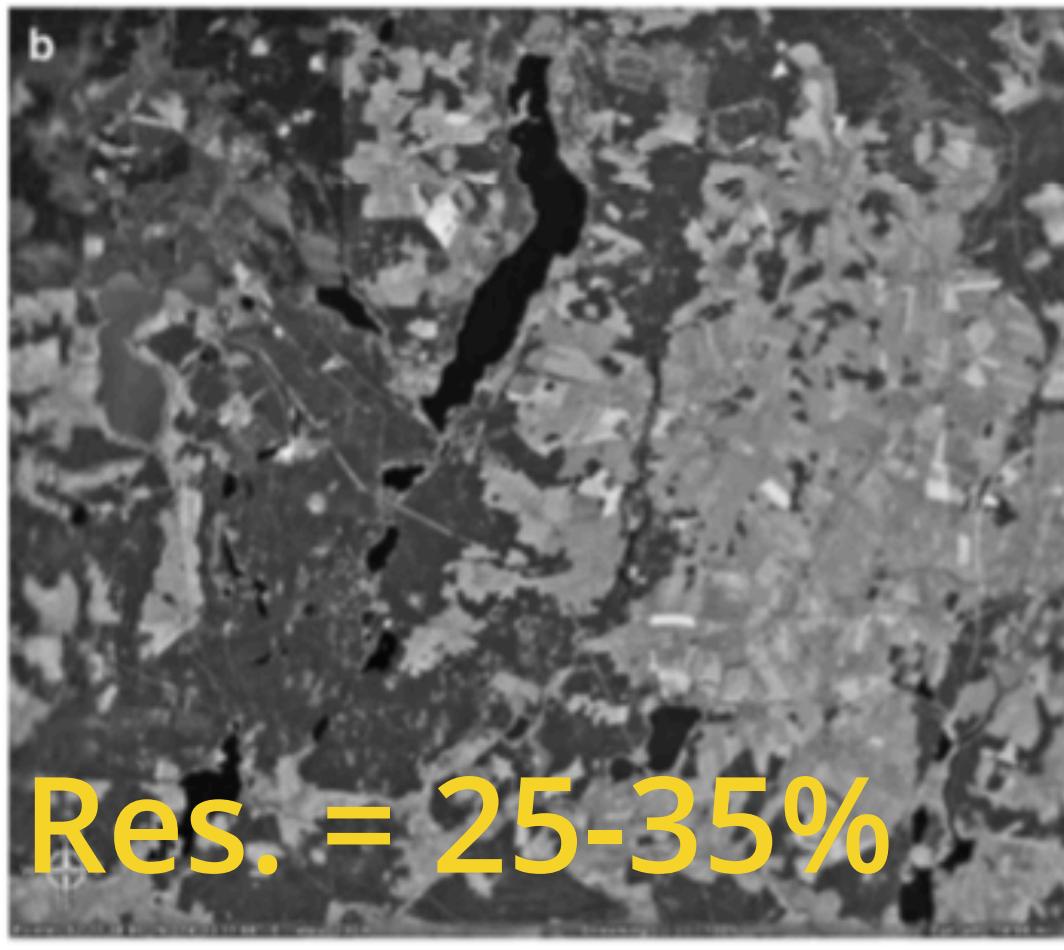
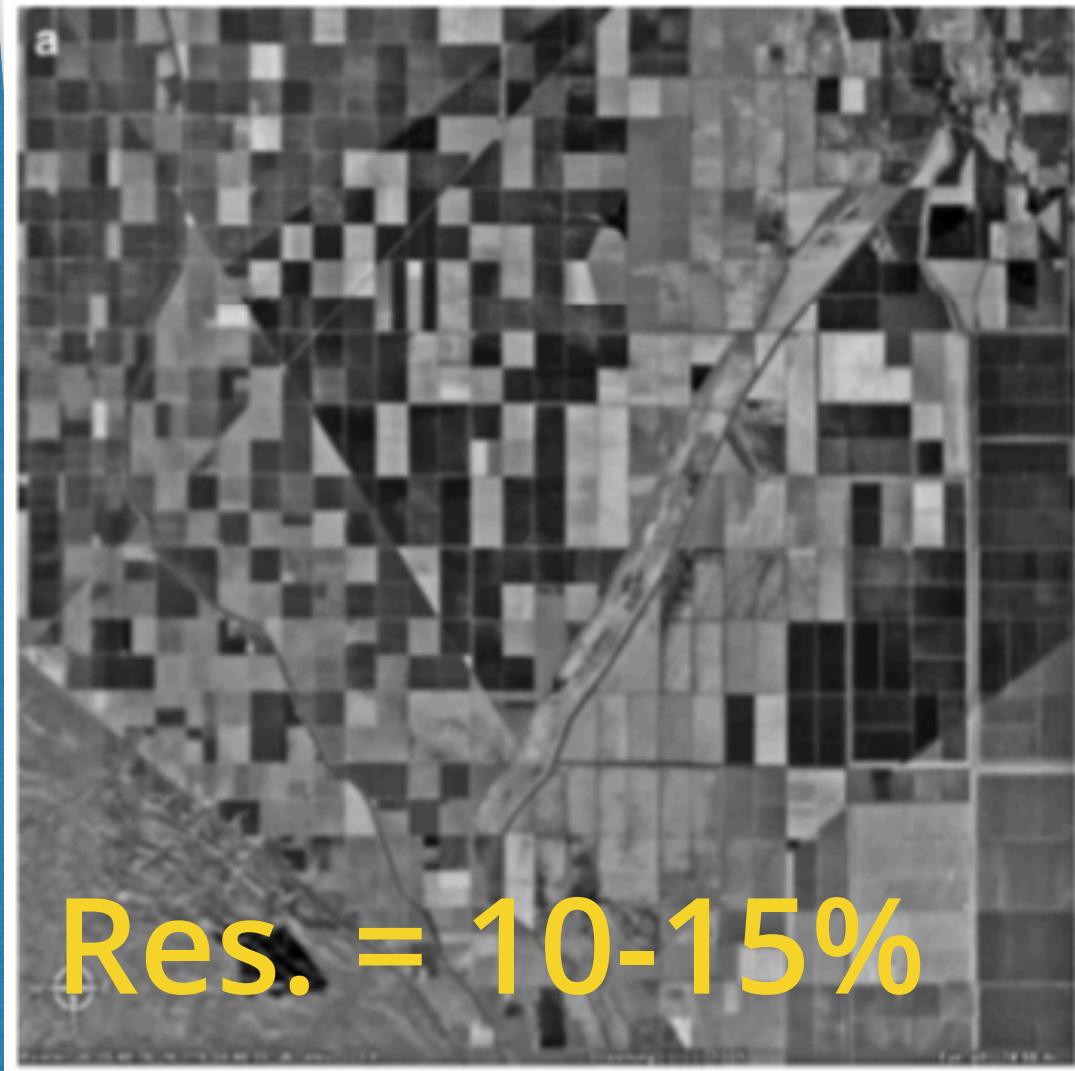
Modelle

Performance fall-abhängig

- es gibt nicht immer ein “bestes” Modell
- Es ist auch immer wichtig, auf die Skalen der Konzepte zu achten...

Schließen der Energiebilanz

Ein Skalenproblem



$$R_n - H - \lambda ET - G = Res.$$

Verdunstung über verschiedenen Landschaftselementen führen zu kleinräumigen Konvektionszellen

- $\beta = H / \lambda ET$
- Grenzen des einfachen Bowen-Verhältnis
 - Annahme von Skaleninvarianz mit Turbulenzen nicht mehr gegeben

“Physikalische” Modelle sind nicht perfekt

Auch das Penman-Monteith Modell hat erhebliche Defizite

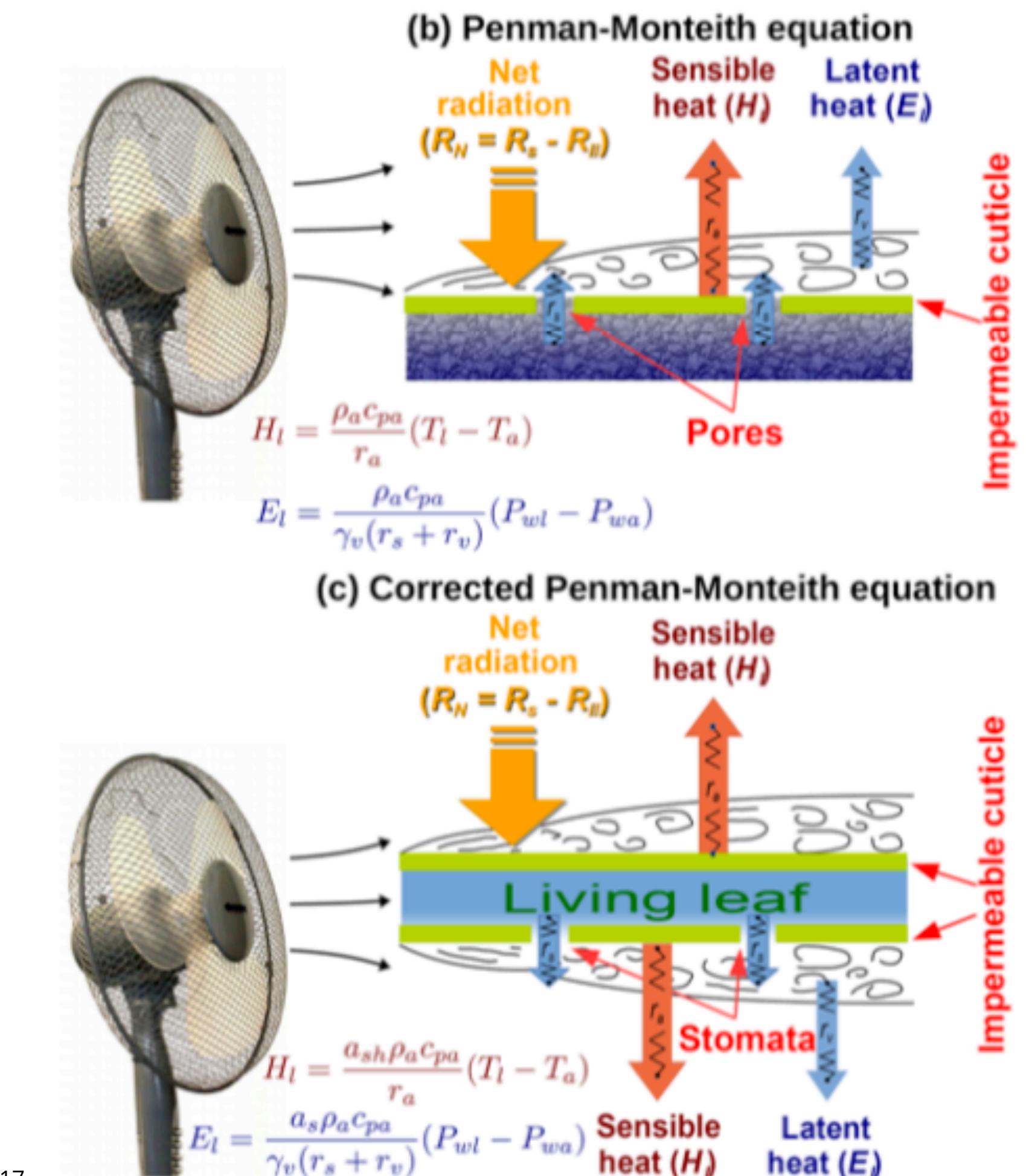
Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 685–706, 2017
www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/685/2017/
doi:10.5194/hess-21-685-2017
© Author(s) 2017. CC Attribution 3.0 License.

Open Access EGU

Hydrology and Earth System Sciences

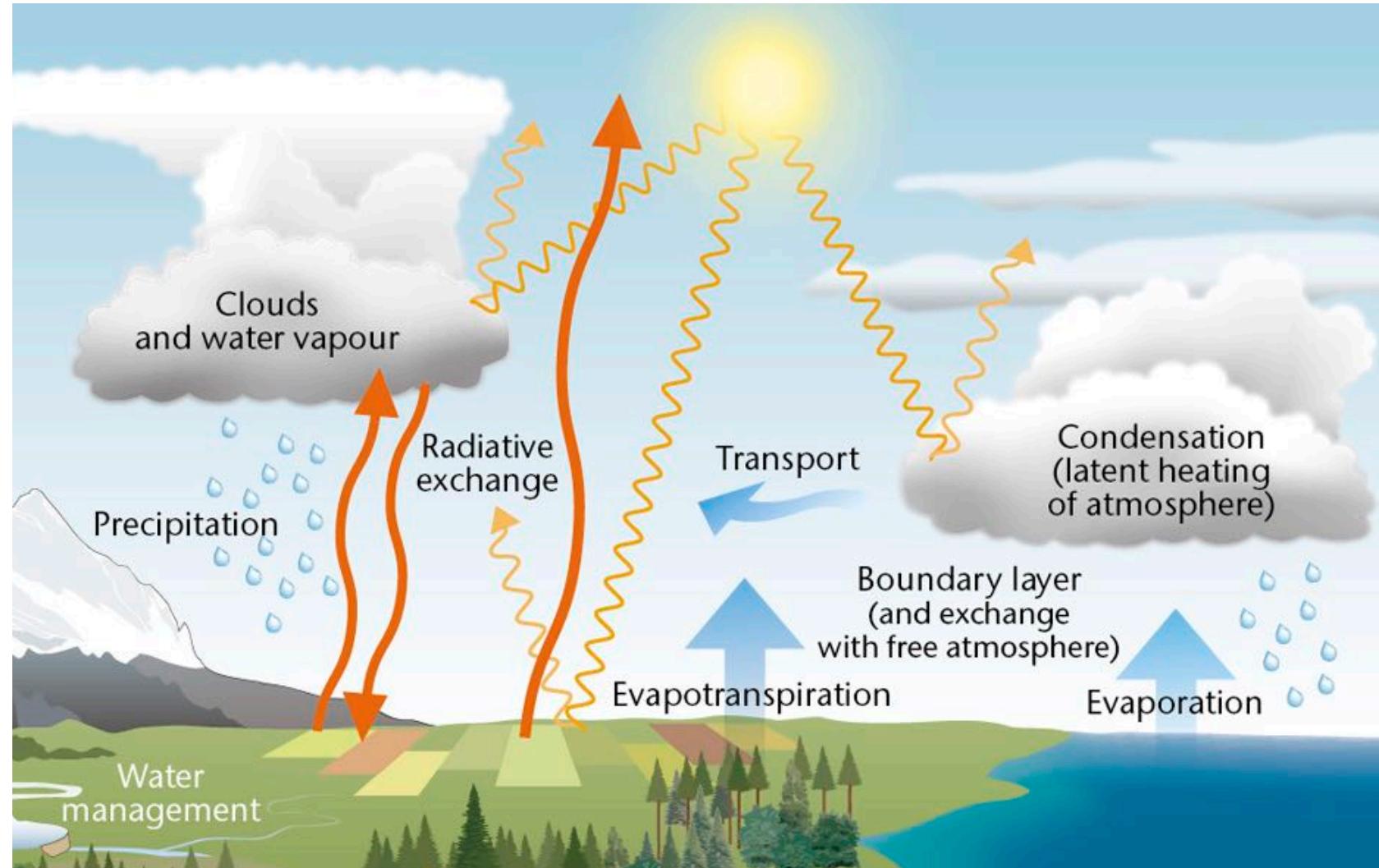
Stanislaus J. Schymanski and Dani Or
Department of Environmental Sciences, ETH Zurich, 8092 Zurich, Switzerland
Correspondence to: Stanislaus J. Schymanski (stan.schymanski@env.ethz.ch)
Received: 19 July 2016 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 26 July 2016
Revised: 5 December 2016 – Accepted: 7 January 2017 – Published: 2 February 2017

Schymanski, S. J., and D. Or (2017), Leaf-scale experiments reveal an important omission in the Penman-Monteith equation, <https://doi.org/10.5194/hess-21-685-2017>

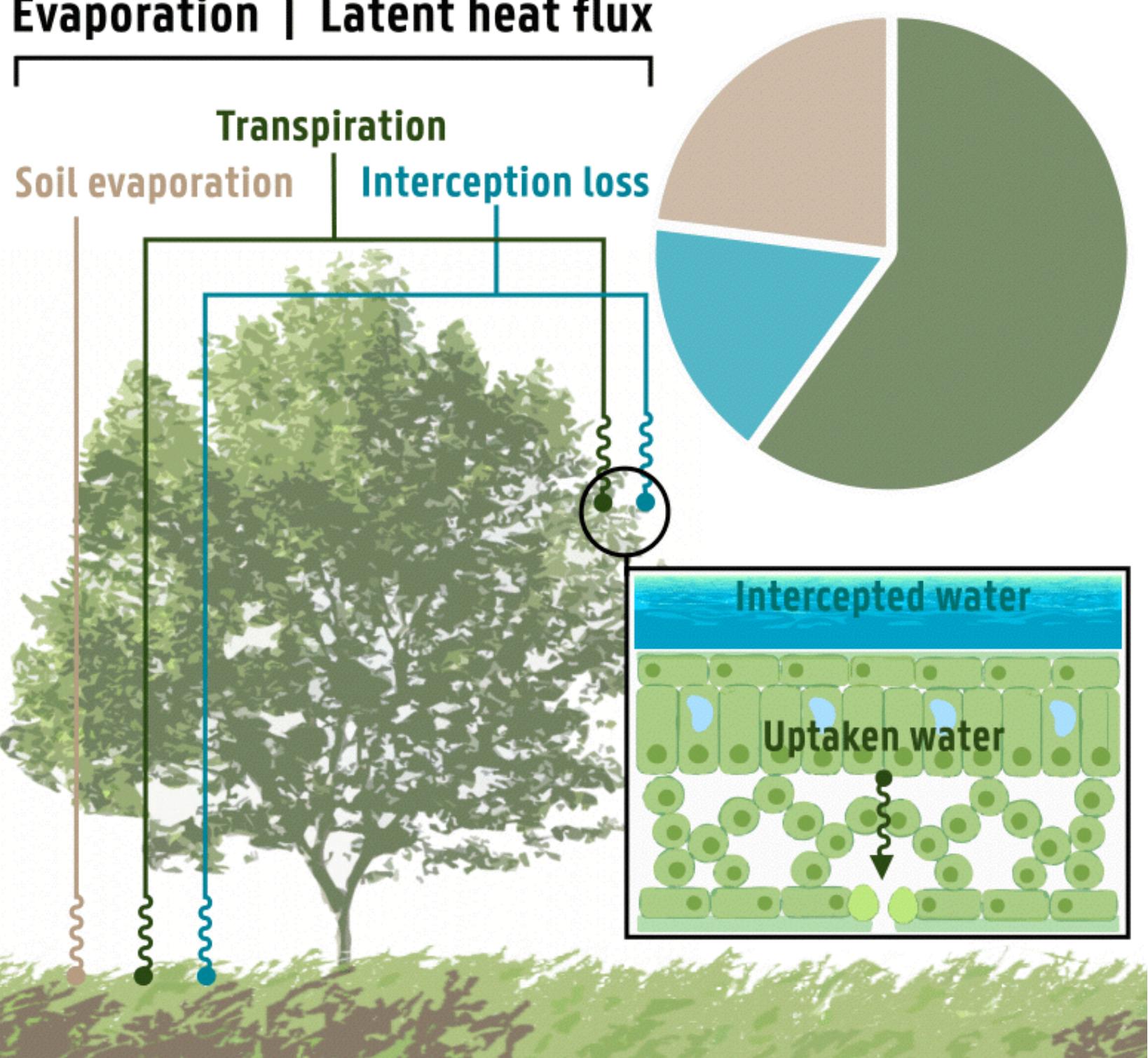


Zusammenfassung

Verdunstung als zentraler Teil der Hydrologie



Evaporation | Latent heat flux



<https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/how-weather-works/water-cycle>

Miralles, D. G., Brutsaert, W., Dolman, A. J., and Gash, J. H.: On the Use of the Term "Evapotranspiration," Water Resour Res, 56, <https://doi.org/10.1029/2020wr028055>, 2020.

- Verdunstungsmenge/-rate (Wasserbilanz) < > latenter Wärmestrom (Wasser x Verdampfungsenthalpie)
- Bowen-Verhältnis als Indikator ($H / \lambda ET$)
- Antrieb: Strahlung, Dampfdruckdefizit, (Temperatur, Luftfeuchte, Wind)
- ET_{pot} (bei unbegrenztem Wasservorrat → Energielimit), ET_{act} (Wasserlimit & Energielimit)
- Modelle für ET_{pot} nutzen unterschiedliche “Antriebsvariablen” – Problem vor allem ET_{act} , weil dafür die Wasserverfügbarkeit bekannt sein muss
- kleinräumige Landschaftsmuster können zu erheblicher Abweichung von den Abschätzungen führen (vor allem Konvektionszellen)