

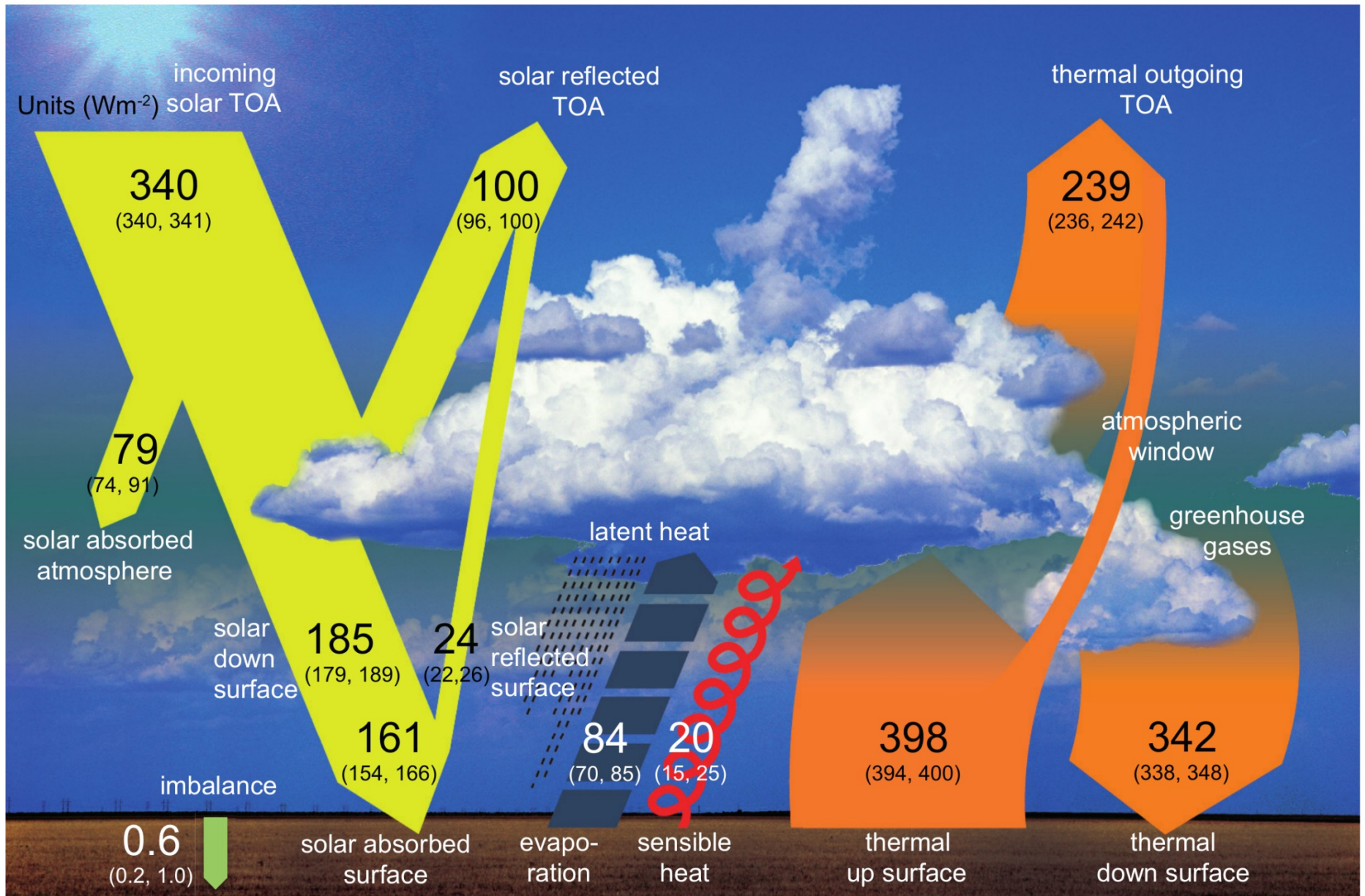
Die Strahlungsbilanz der Erde

-- Wie kommt der Klimawandel zu Stande? --

PD Dr. Christoph Kalicinsky

Physikschule: Atmosphärenphysik
25.03.2026

Strahlungsbilanz der Erde

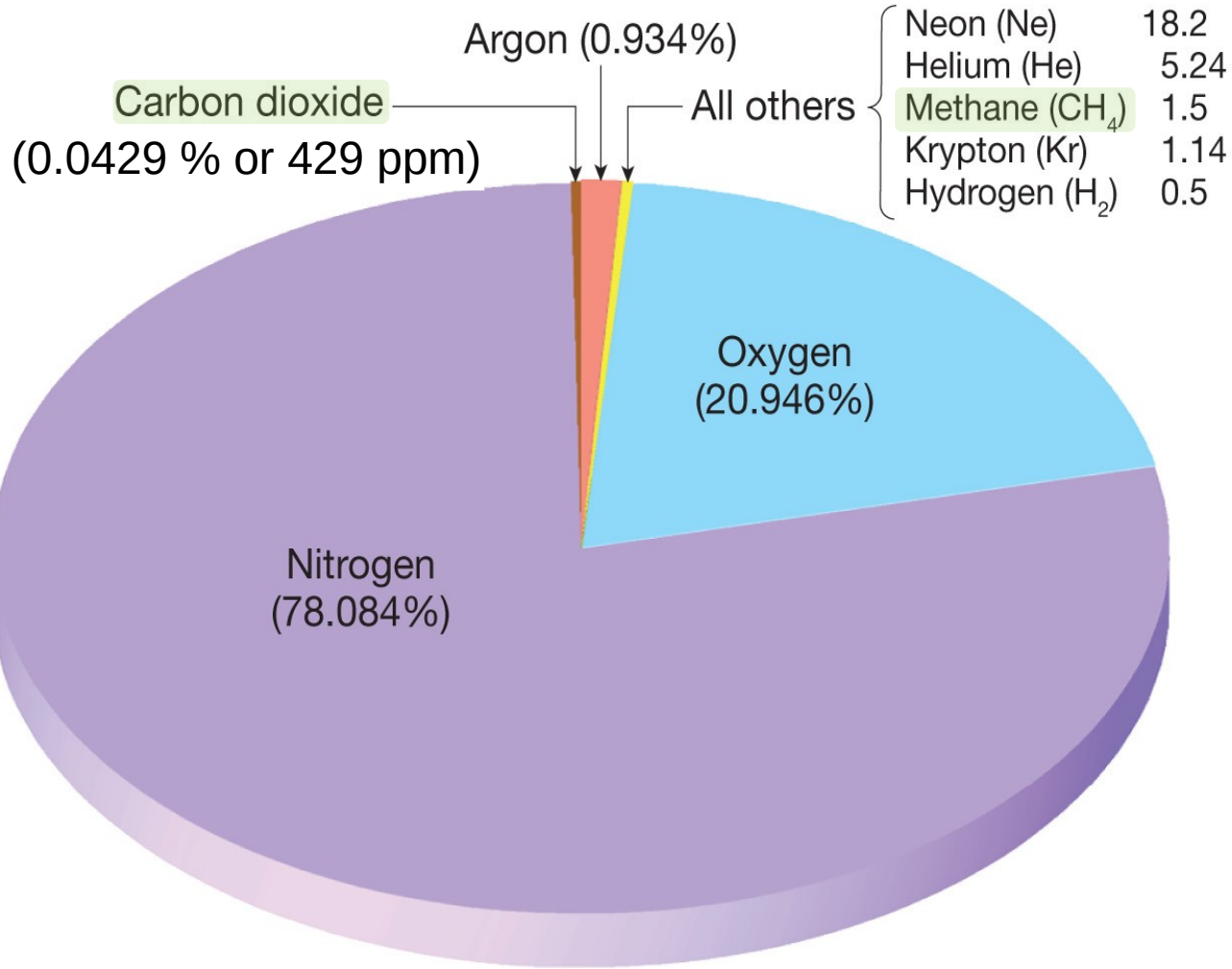


IPCC, AR5, 2013

Bestandteile der Atmosphäre

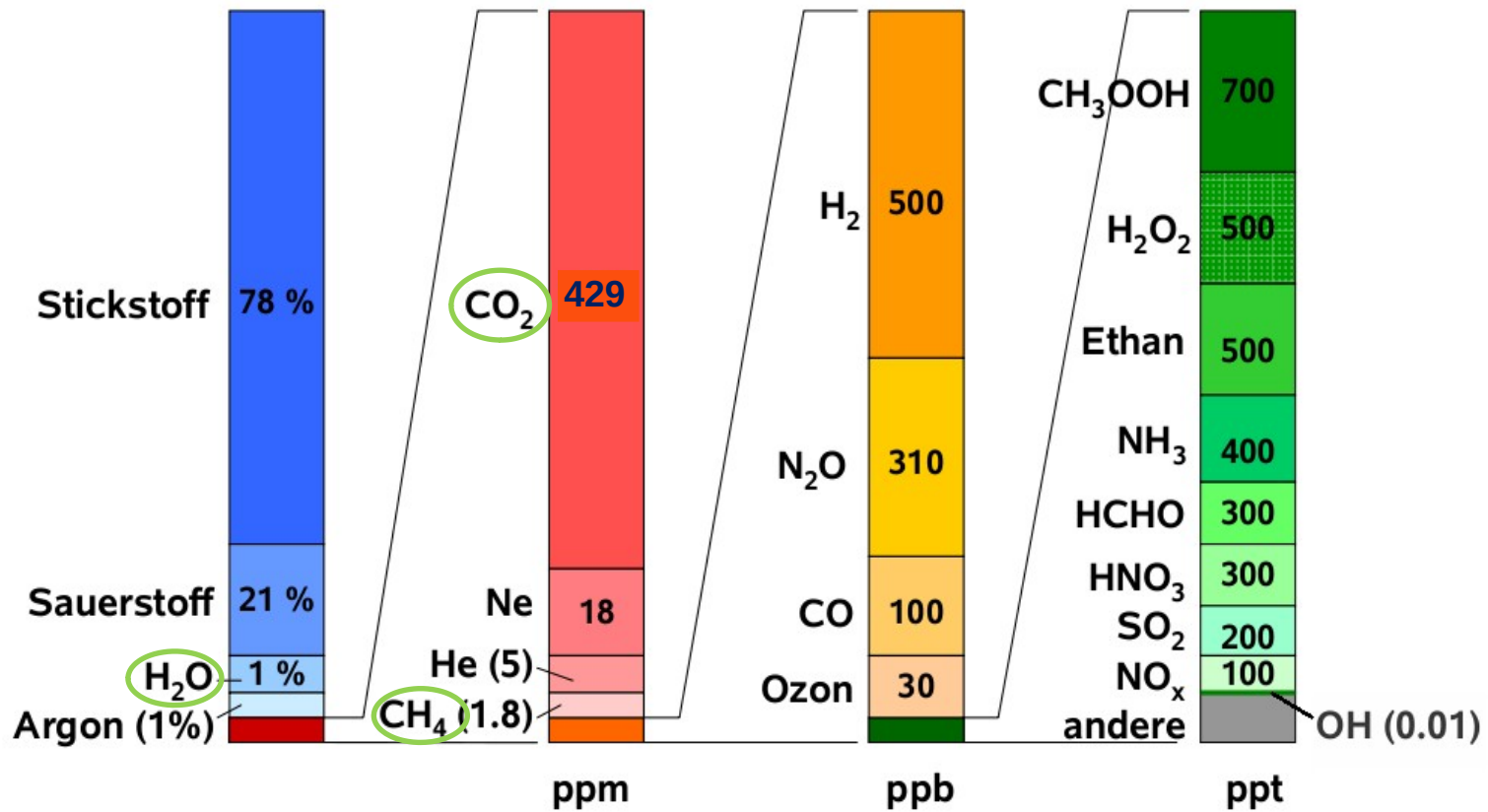
Betrachtung pro Volumen (in %)

Concentration
in parts per
million (ppm)



© 2013 Pearson Education, Inc.

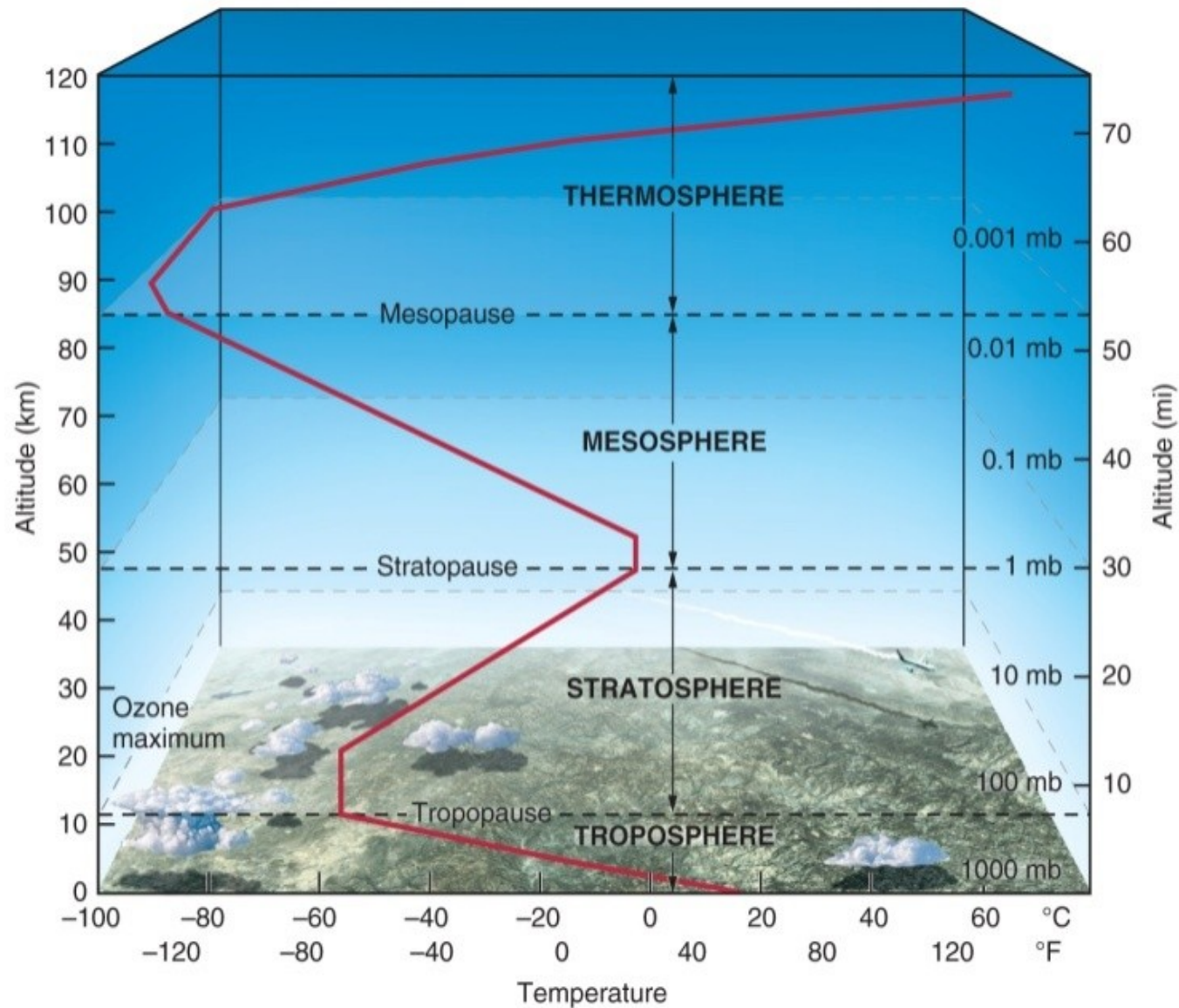
... detaillierter



zur Verfügung gestellt von R. Koppmann

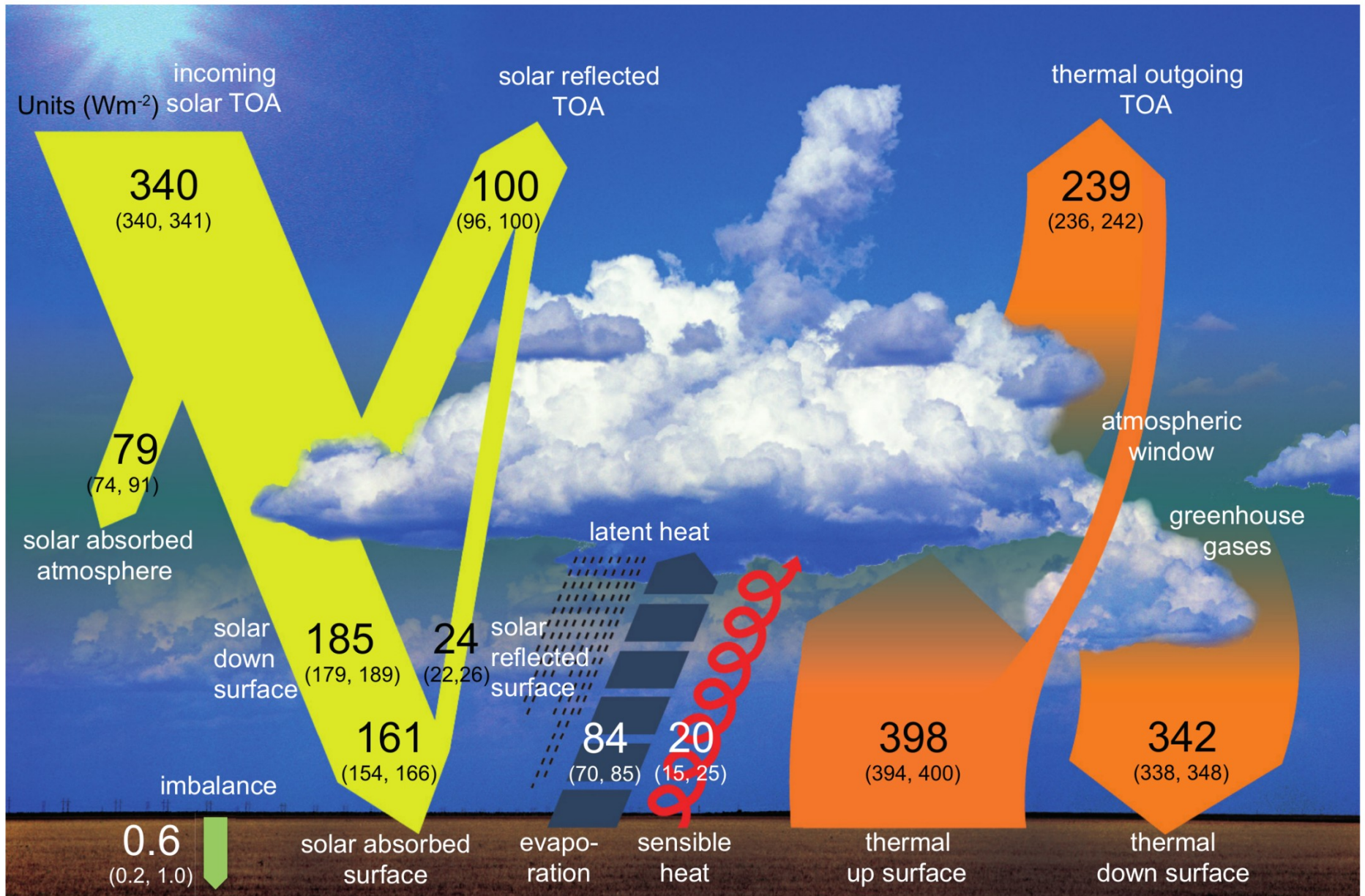
ppm	parts per million	10^{-6} mmol/mol
ppb	parts per billion	10^{-9} nmol/mol
ppt	parts per trillion	10^{-12} pmol/mol
ppq	parts per quadrillion	10^{-15} fmol/mol

Einteilung der Schichten nach der Temperatur



© 2013 Pearson Education, Inc.

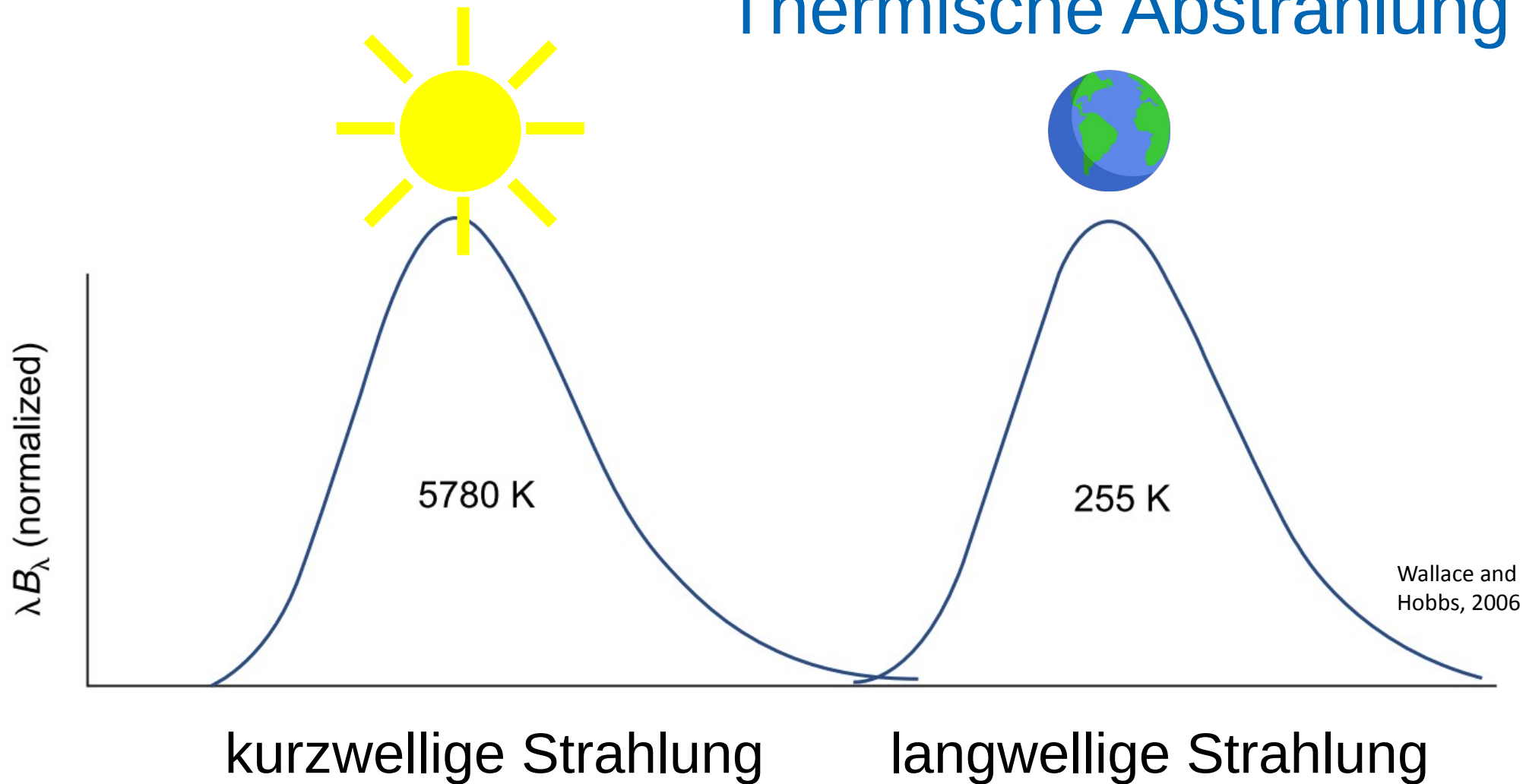
Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

Solare Einstrahlung vs.

Thermische Abstrahlung



Wichtige Strahlungsgesetze

- Kirchhoffsches Strahlungsgesetz:

$$\epsilon = \alpha$$

- ϵ : Emissivität, α = Absorption

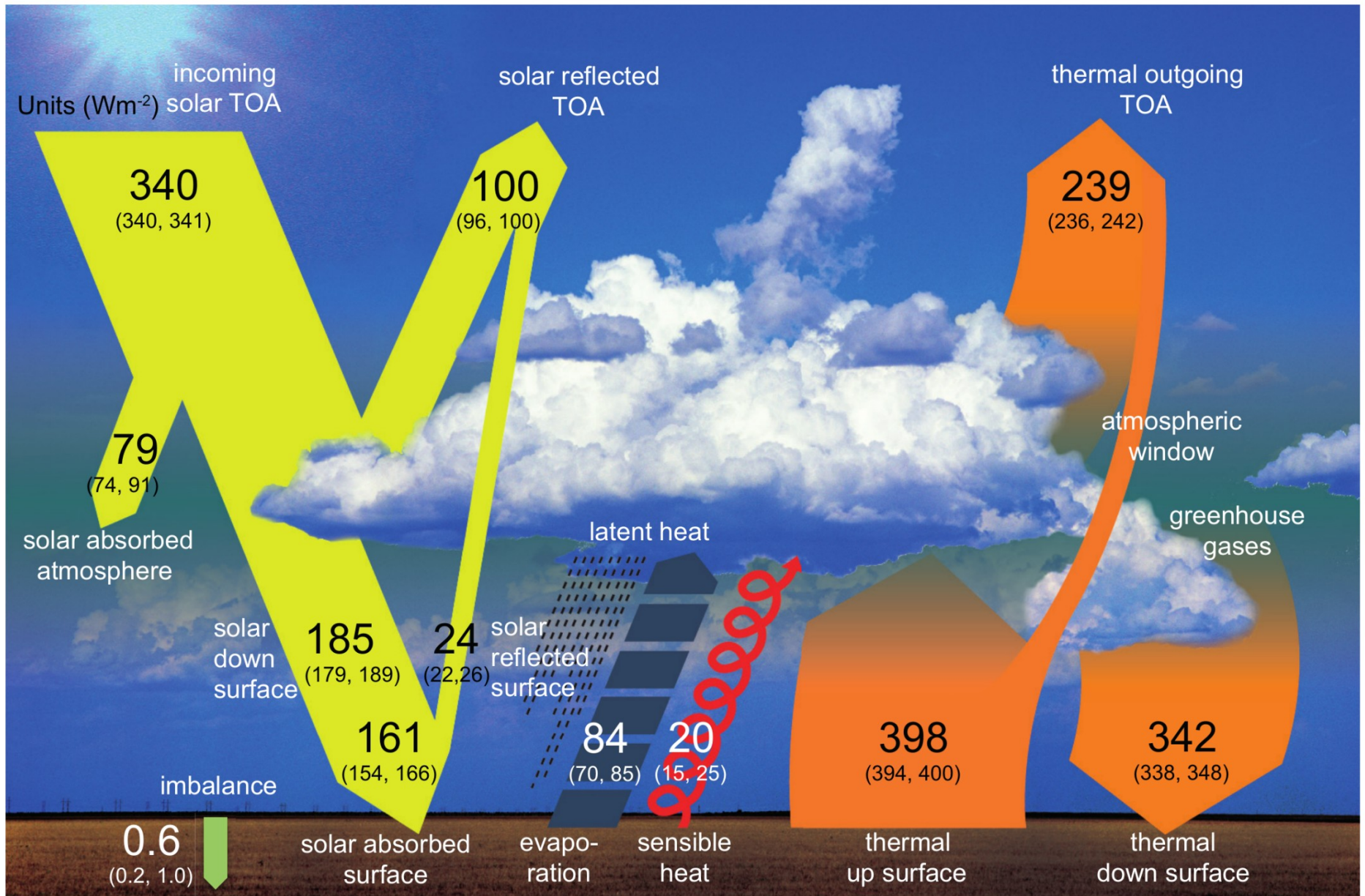
- Stefan-Boltzmann-Gesetz:

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

$$M = \frac{d\Phi}{dA} = \epsilon \sigma T^4$$

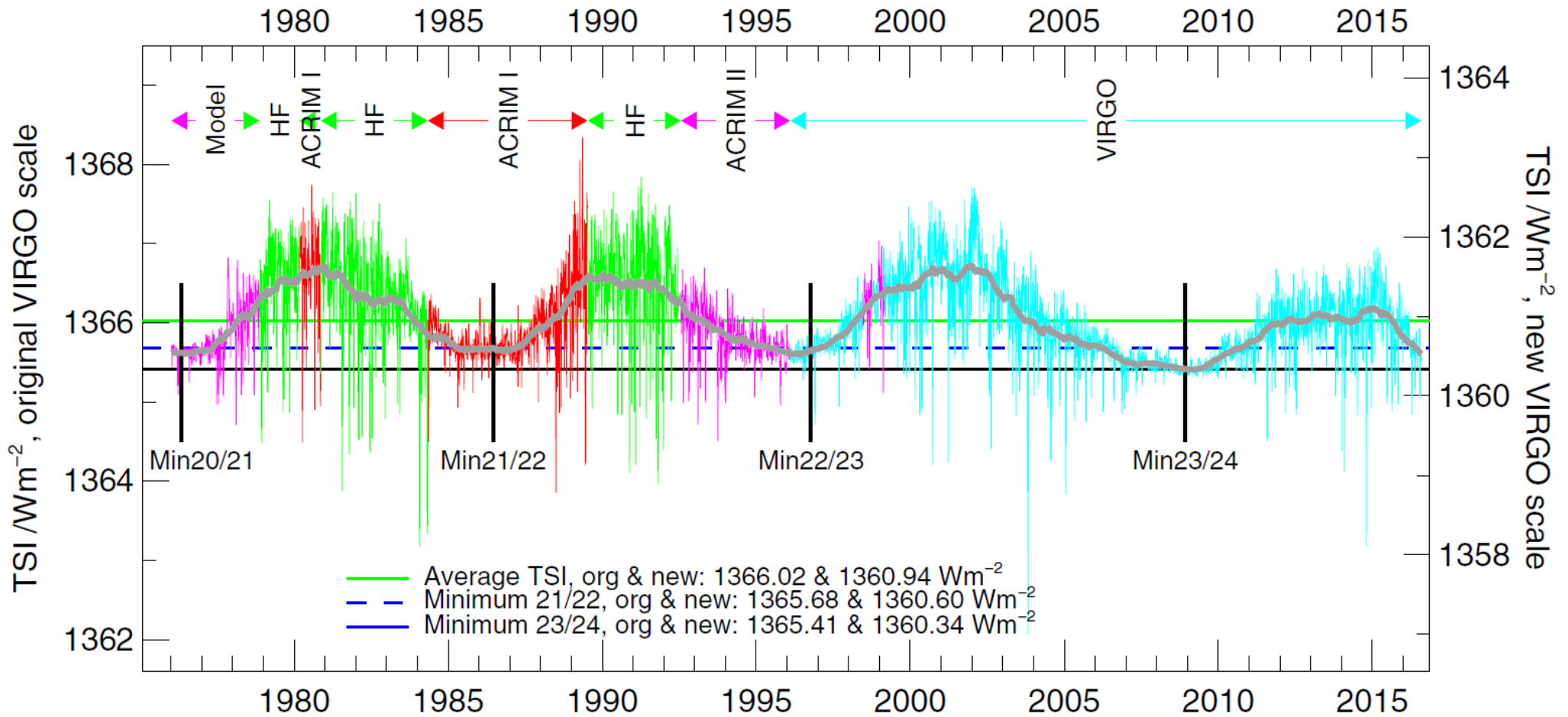
- $\sigma = 5,67 * 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$

Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

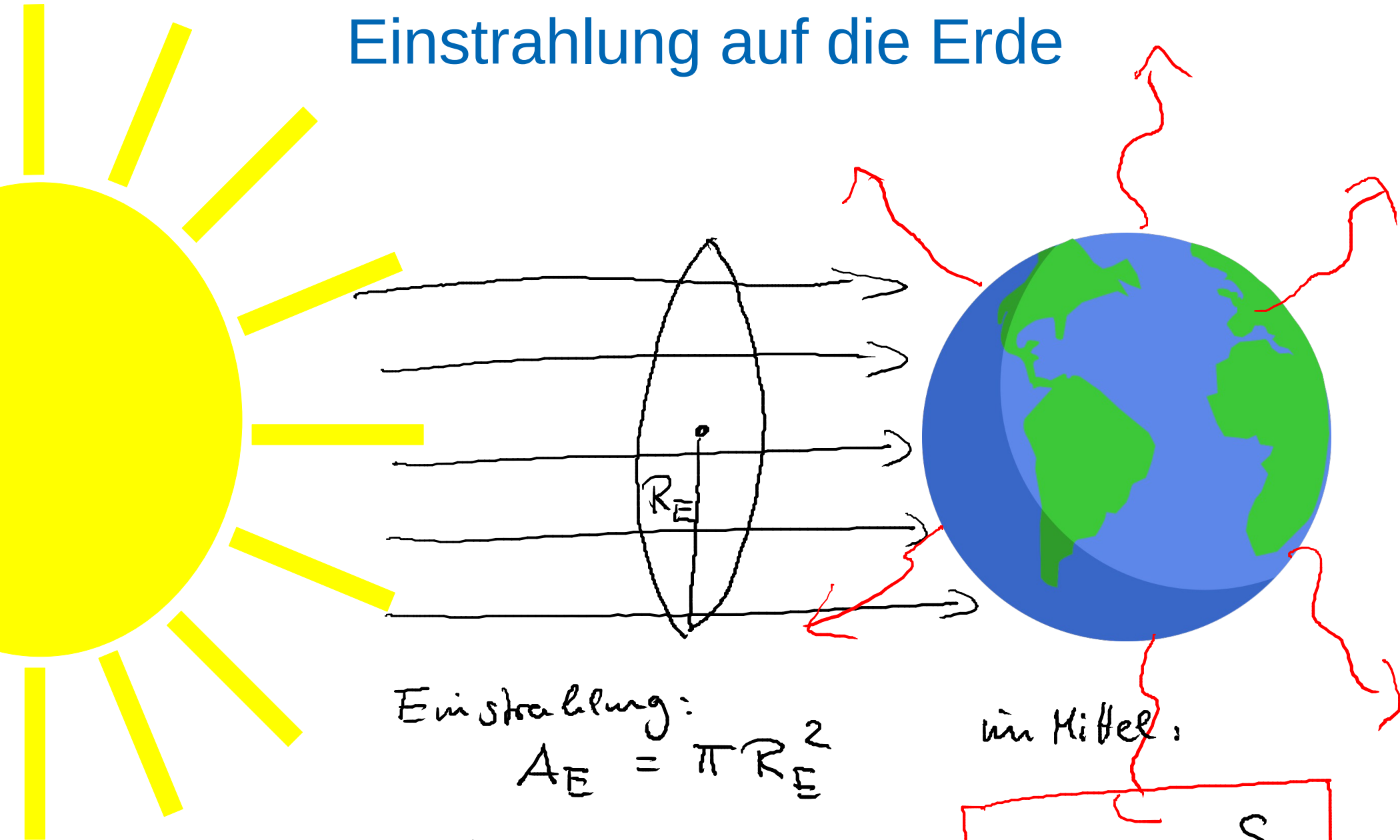
Solarkonstante



mittlere solare Bestrahlungsstärke Kopp, JSWSC, 2016

$$S_0 = 1361 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

Einstrahlung auf die Erde



Einstrahlung:

$$A_E = \pi R_E^2$$

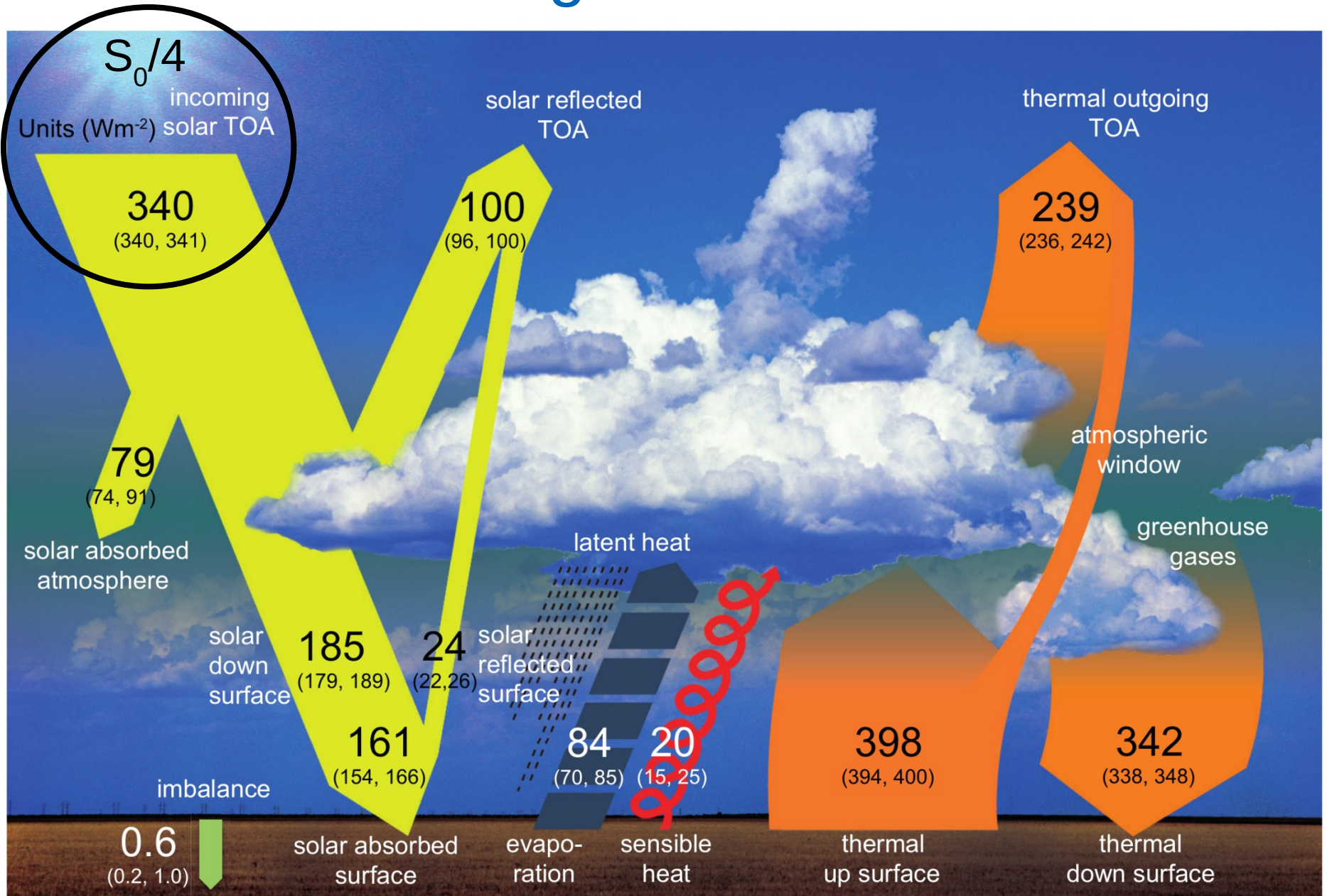
Abstrahlung:

$$A_A = 4\pi R_E^2$$

im Mittel:

$$E_{\text{Sonne}} = \frac{S_0}{4}$$

Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

Albedo der Erde

$$A = [0, 1]$$

nichts
↓
alles

Oberfläche	Albedo
flüssiges Wasser	
frischer Schnee	
alter Schnee	
dicke Wolken	
dünne Wolken	
Meereis	
Ackerboden	
Wiese	
Wüste	
Wald	
Asphalt	
Beton	
urbane Fläche	
Erde insgesamt	

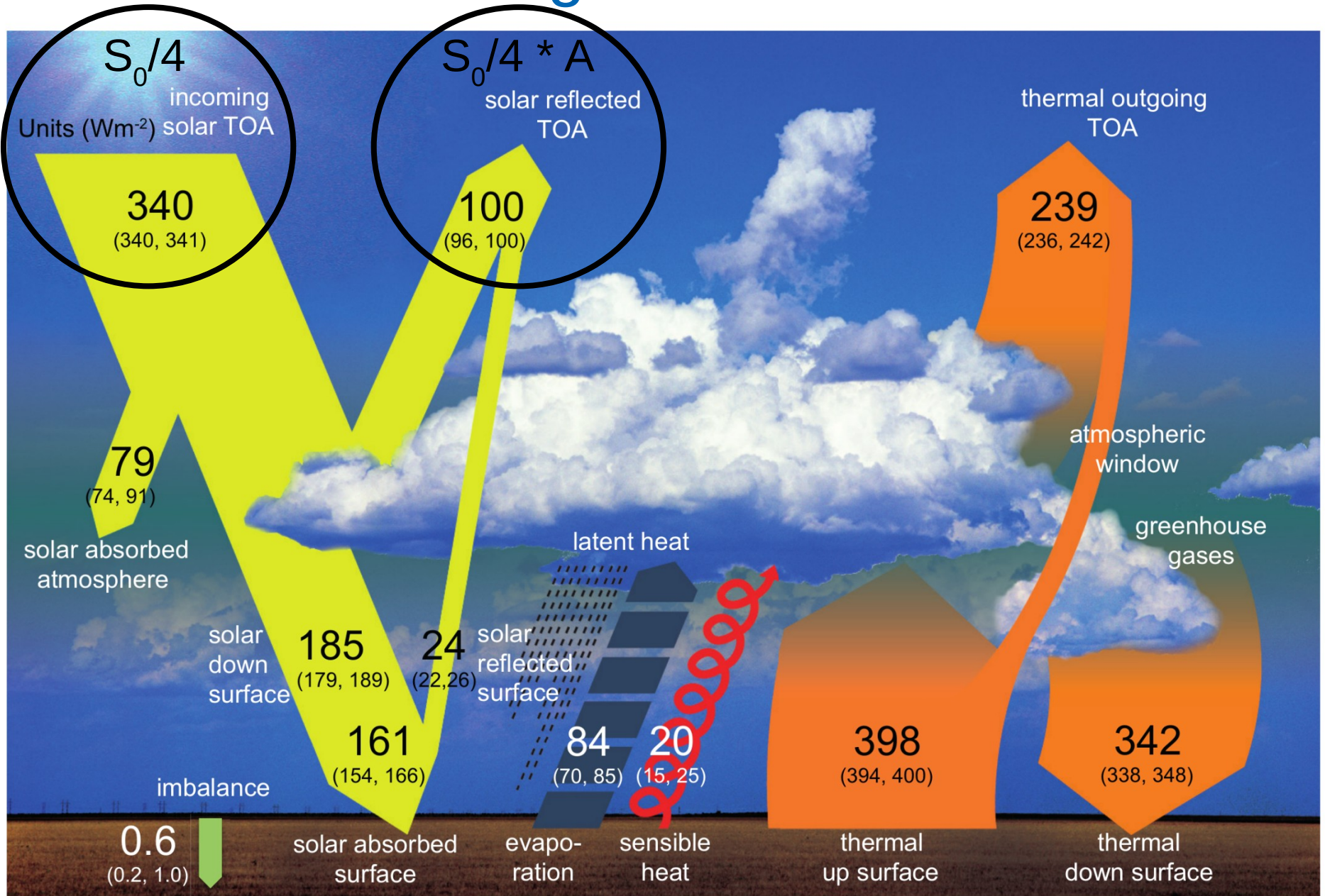
Jacobsen, 2005

Albedo der Erde

Oberfläche	Albedo
flüssiges Wasser	0,05 - 0,20
frischer Schnee	0,75 - 0,95
alter Schnee	0,40 - 0,70
dicke Wolken	0,30 - 0,90
dünne Wolken	0,20 - 0,70
Meereis	0,24 - 0,40
Ackerboden	0,05 - 0,20
Wiese	0,16 - 0,26
Wüste	0,20 - 0,40
Wald	0,10 - 0,25
Asphalt	0,05 - 0,20
Beton	0,10 - 0,35
urbane Fläche	0,10 - 0,27
Erde insgesamt	0,3

Jacobsen, 2005

Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

Gleichgewichtstemperatur der Erde

$$(1-A) \cdot F_{\text{Sonne}} = M_{\text{Erde}}$$

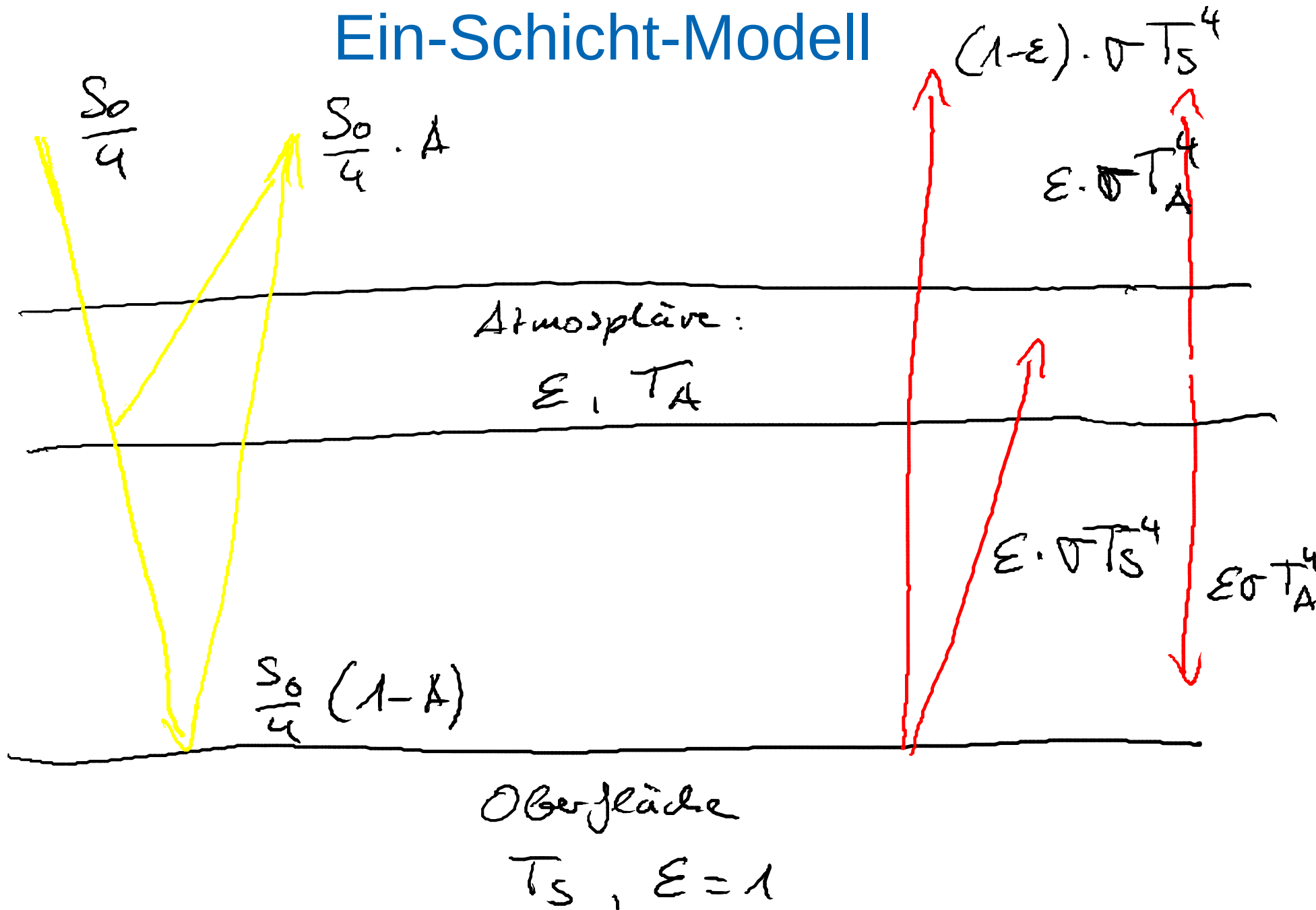
$$(1-A) \cdot \frac{S_0}{4} = \sigma T^4 \quad (E=1)$$

$$\Leftrightarrow T_S = \sqrt[4]{\frac{S_0 (1-A)}{4\sigma}}$$

$$\approx 255 \text{ K} = T_0$$

ca. -18°C

Ein-Schicht-Modell



Ein-Schicht-Modell

rein :

raus :

- Gleichgewichte:

- Oberer Rand (TOA): $\frac{S_0}{4} (1-A) = (1-\varepsilon) \sigma T_s^4 + \varepsilon \sigma T_A^4$

- Atmosphäre: $\varepsilon \cdot \sigma T_s^4 = 2 \varepsilon \sigma T_A^4$

- Erdoberfläche: $\frac{S_0}{4} (1-A) + \varepsilon \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$

Ein-Schicht-Modell

- Atmosphärentemperatur: $\varepsilon \sigma T_s^4 = 2\varepsilon \sigma T_A^4$

$$\Leftrightarrow T_s^4 = 2 T_A^4$$

$$\Leftrightarrow T_A = \frac{T_s}{\sqrt[4]{2}}$$

- Erdoberflächentemperatur:

$$\frac{S_0}{4} (1-A) + \varepsilon \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Einsetzen
von T_A :

$$\Rightarrow \frac{S_0}{4} (1-A) + \frac{\varepsilon}{2} \sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

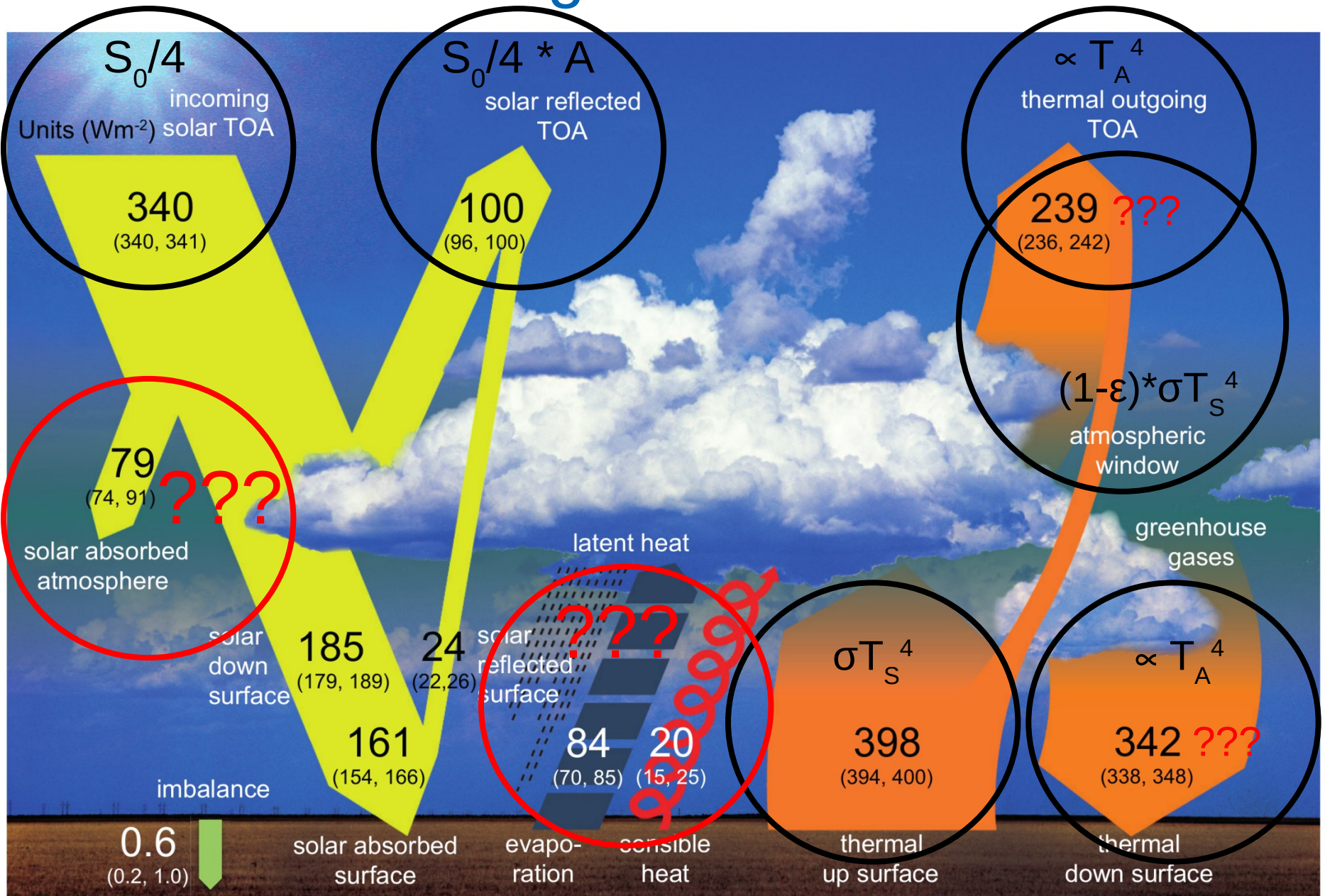
$$\Leftrightarrow \frac{S_0}{4} (1-A) = \sigma \left(1 - \frac{\varepsilon}{2}\right) T_s^4$$

$$\Leftrightarrow T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0 (1-A)}{4\sigma \left(1 - \frac{\varepsilon}{2}\right)}}$$

Ein-Schicht-Modell

	$\varepsilon = 0$	$\varepsilon = 1$	$\varepsilon = 0,78$
T_S	255 K (= T_0)	303 K	288 K
T_A		255 K (= T_0)	242 K
	ohne Atmosphäre	optisch dichte Atmosphäre	

Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

Fehlende Bereiche und Unterschiede

1) unterschiedliche Strahlungsflüsse aus der Atmosphäre:

- Reale Atmosphäre besteht aus mehr als einer Schicht, TOA „sieht“ andere Bereiche als der Boden

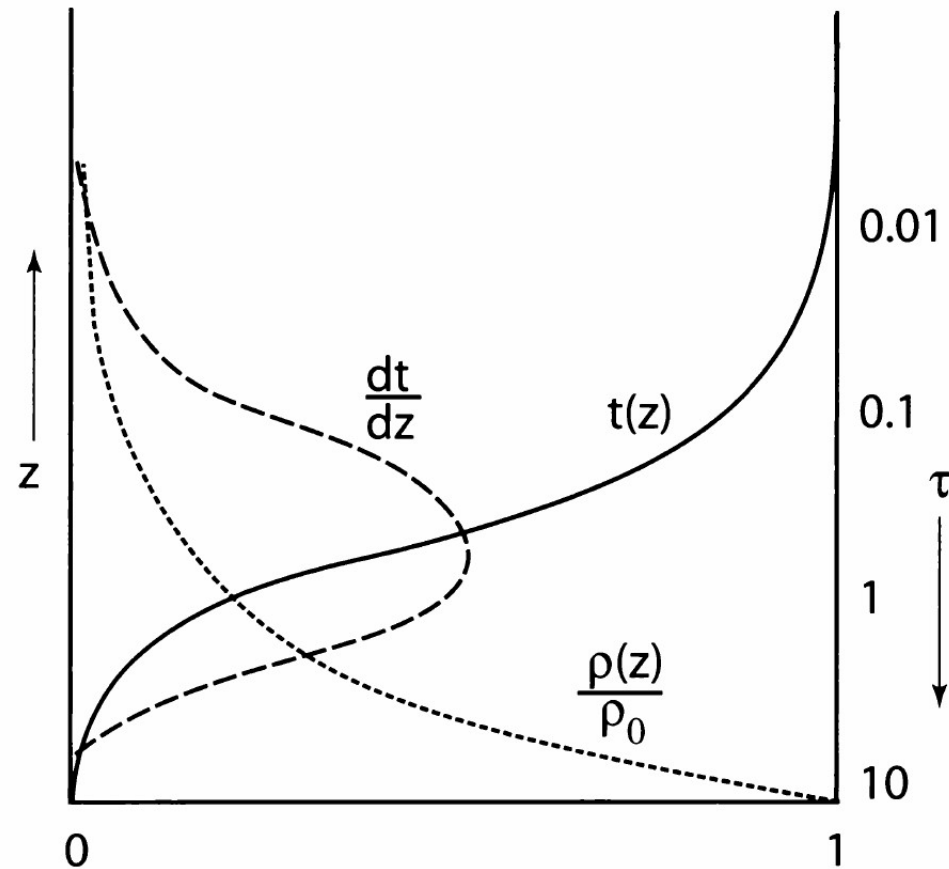
2) Absorption von Strahlung in der Atmosphäre:

- überwiegend Absorption von UV-Strahlung durch Gase wie z.B. Ozon

3) Latente und fühlbare Wärme:

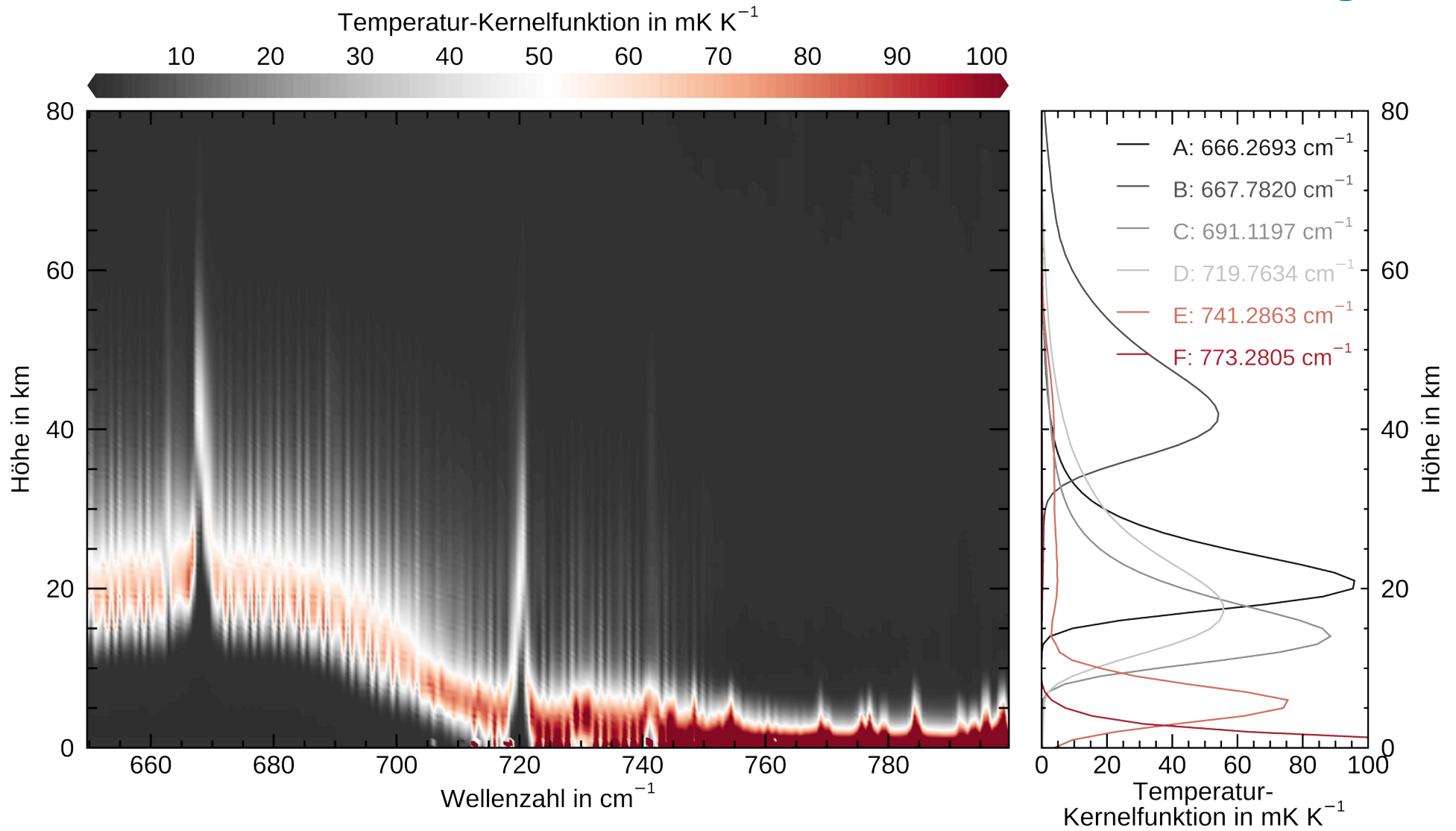
- Transport von Energie durch warme Luft und Wasserdampf
- feuchtadiabatischer Temperaturgradient

Effektive Abstrahlhöhe



Petty, A first course in atmospheric radiation, 2006

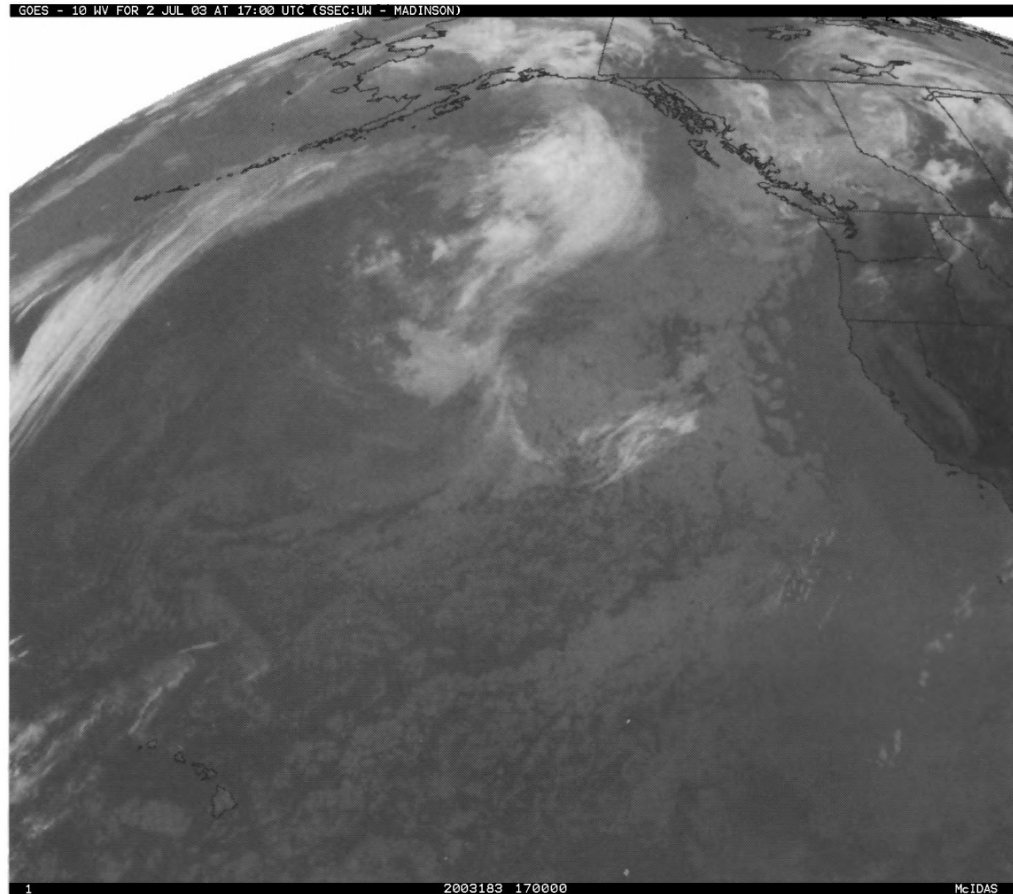
„Sichtweite“ für unterschiedliche Wellenlängen



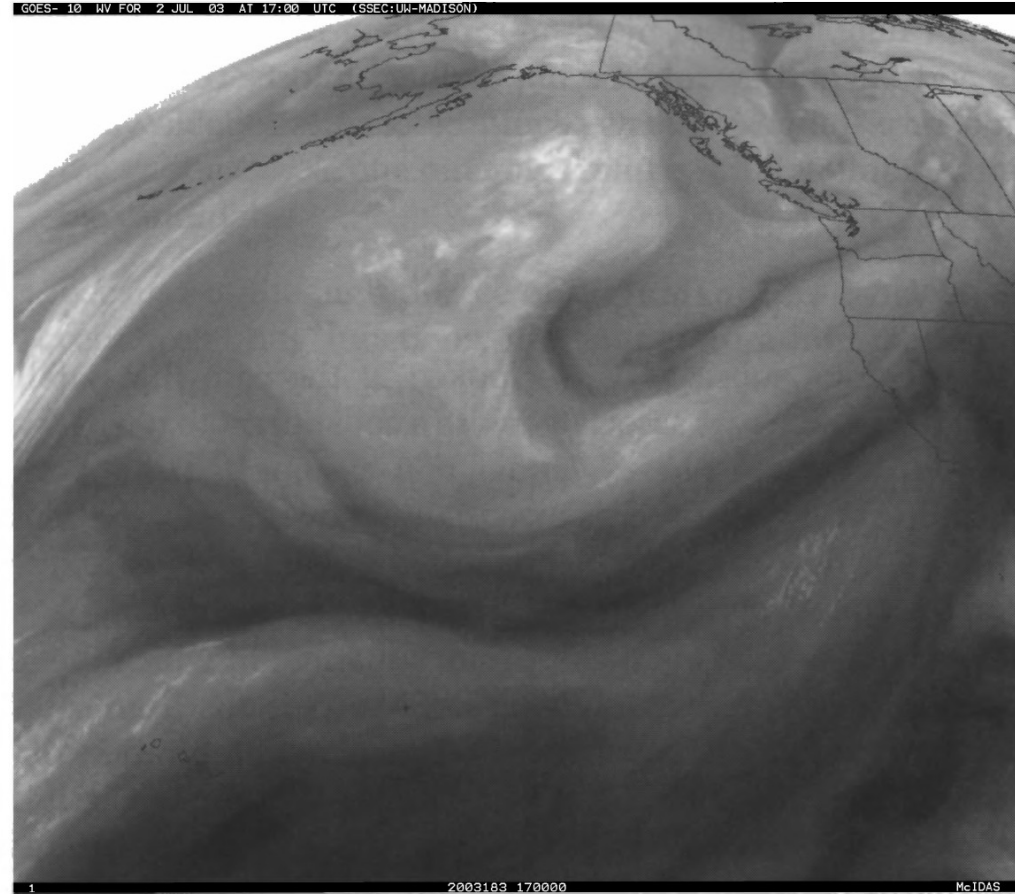
Koppmann und Krebsbach, 2026

„Sichtweite“ für unterschiedliche Wellenlängen

10,7 μm



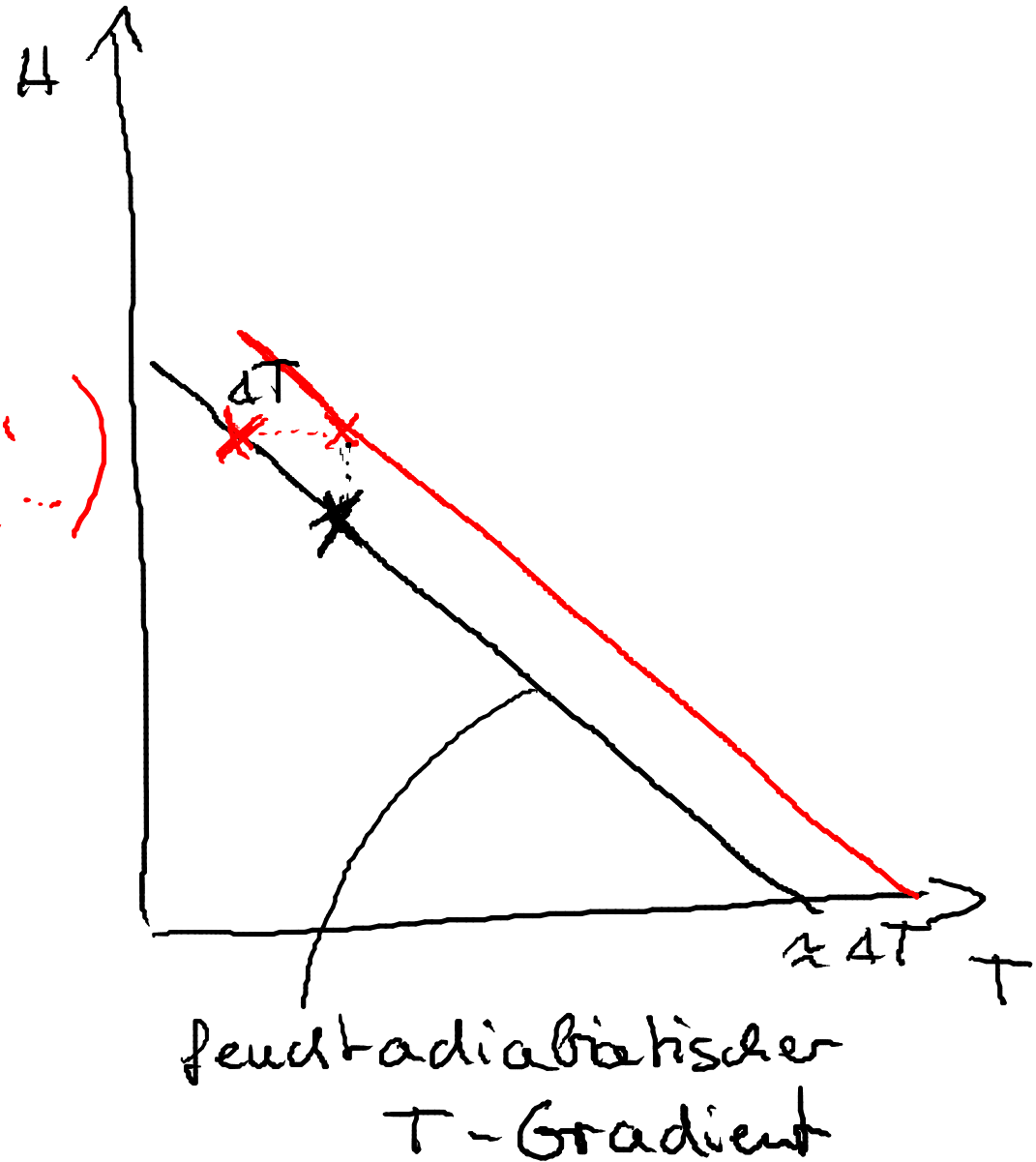
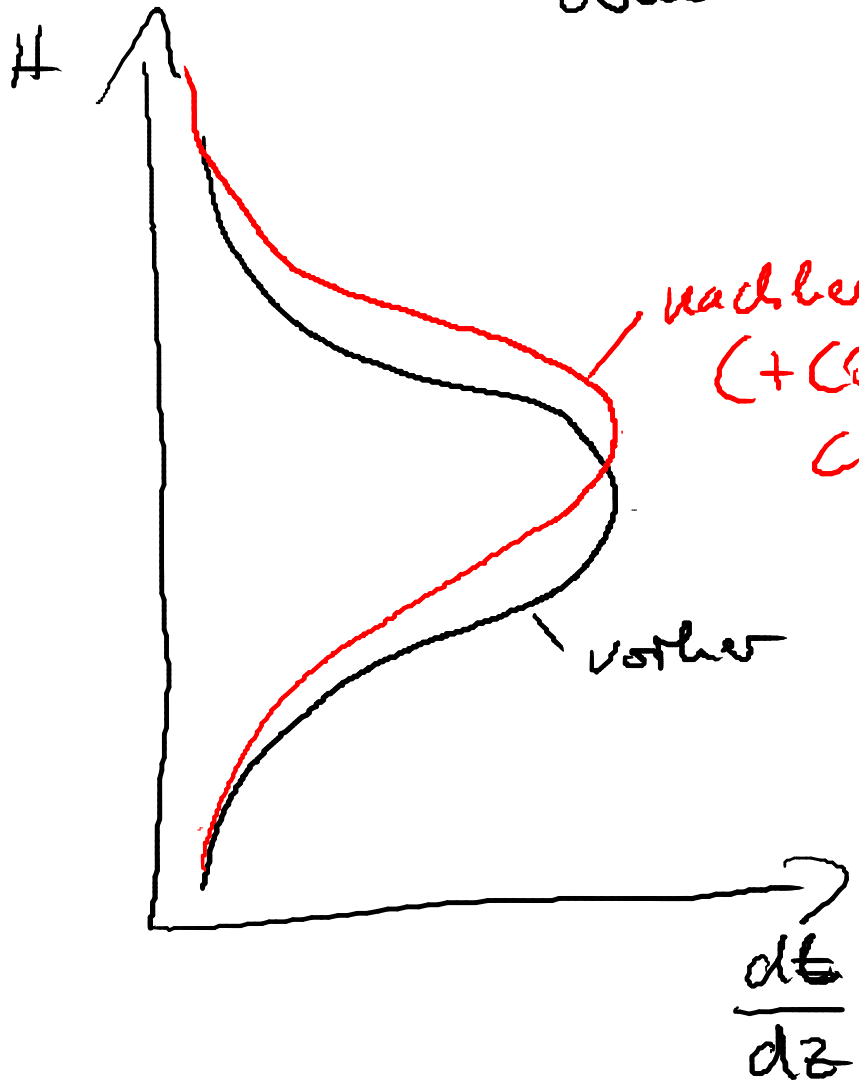
6,7 μm



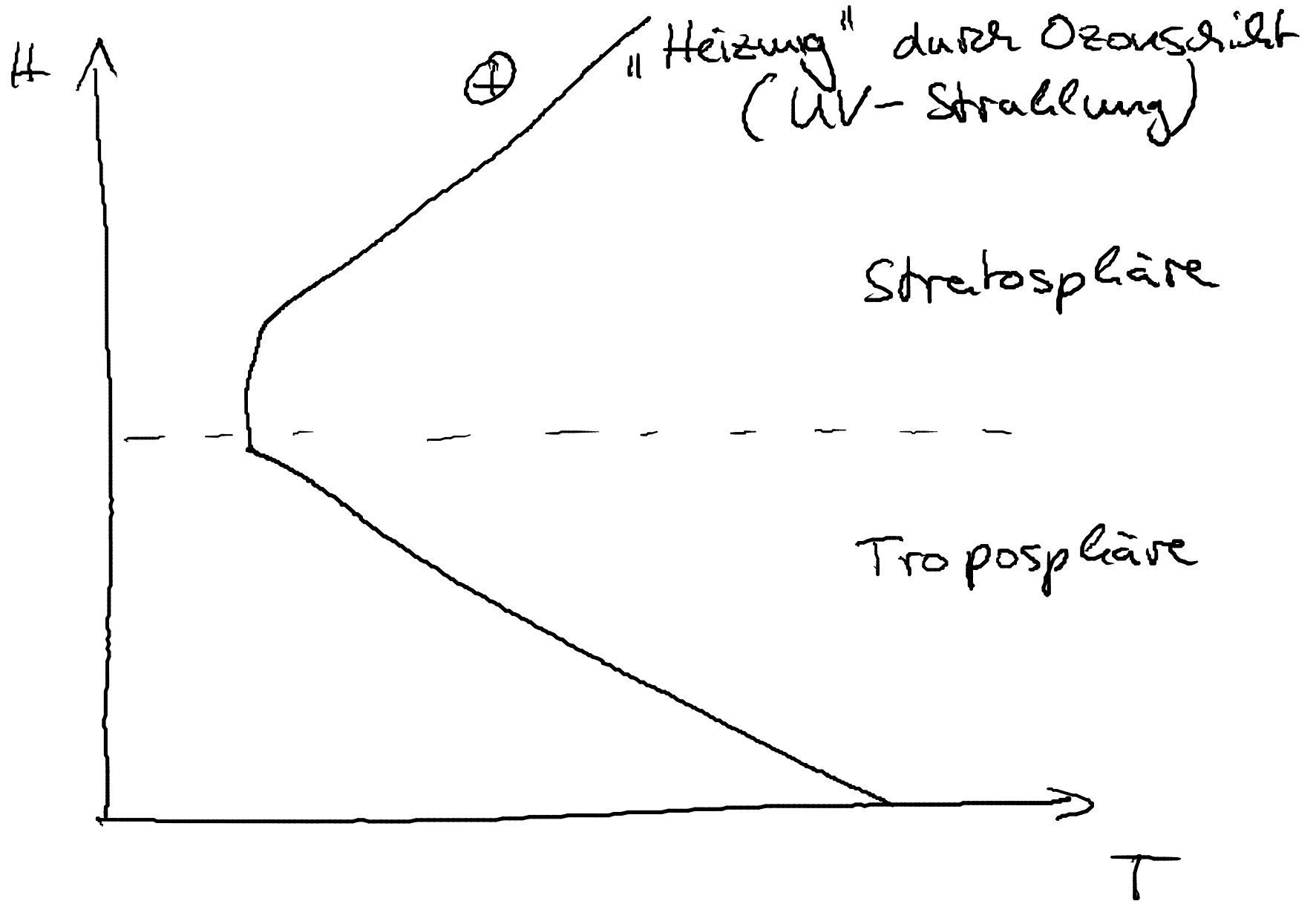
Petty, A first course in atmospheric radiation, 2006

Erklärung Klimawandel

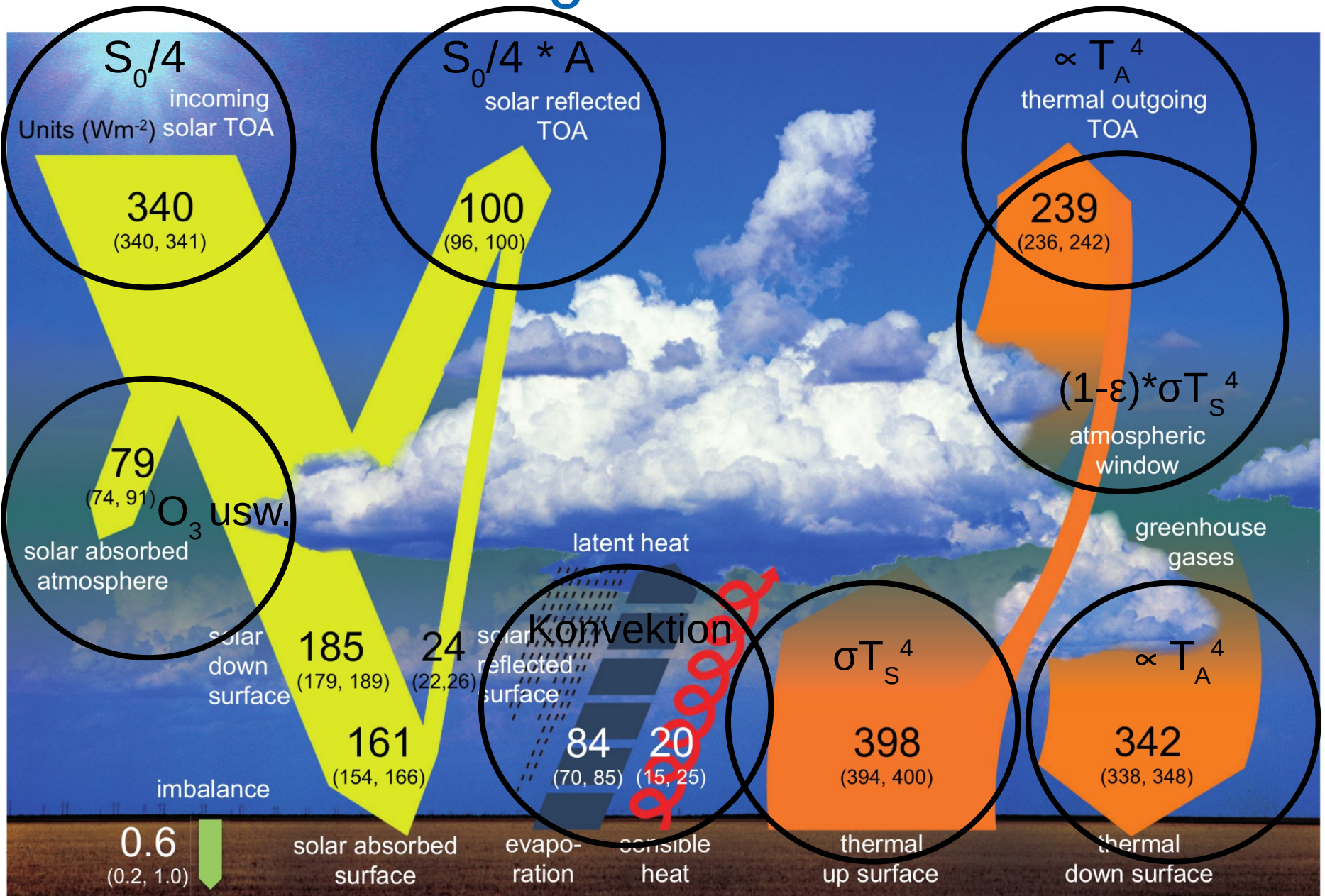
↓ Blick von oben



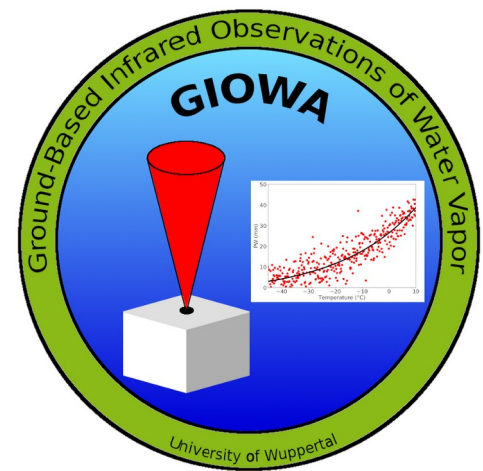
Erklärung Temperaturzunahme Stratosphäre



Strahlungsbilanz der Erde



IPCC, AR5, 2013

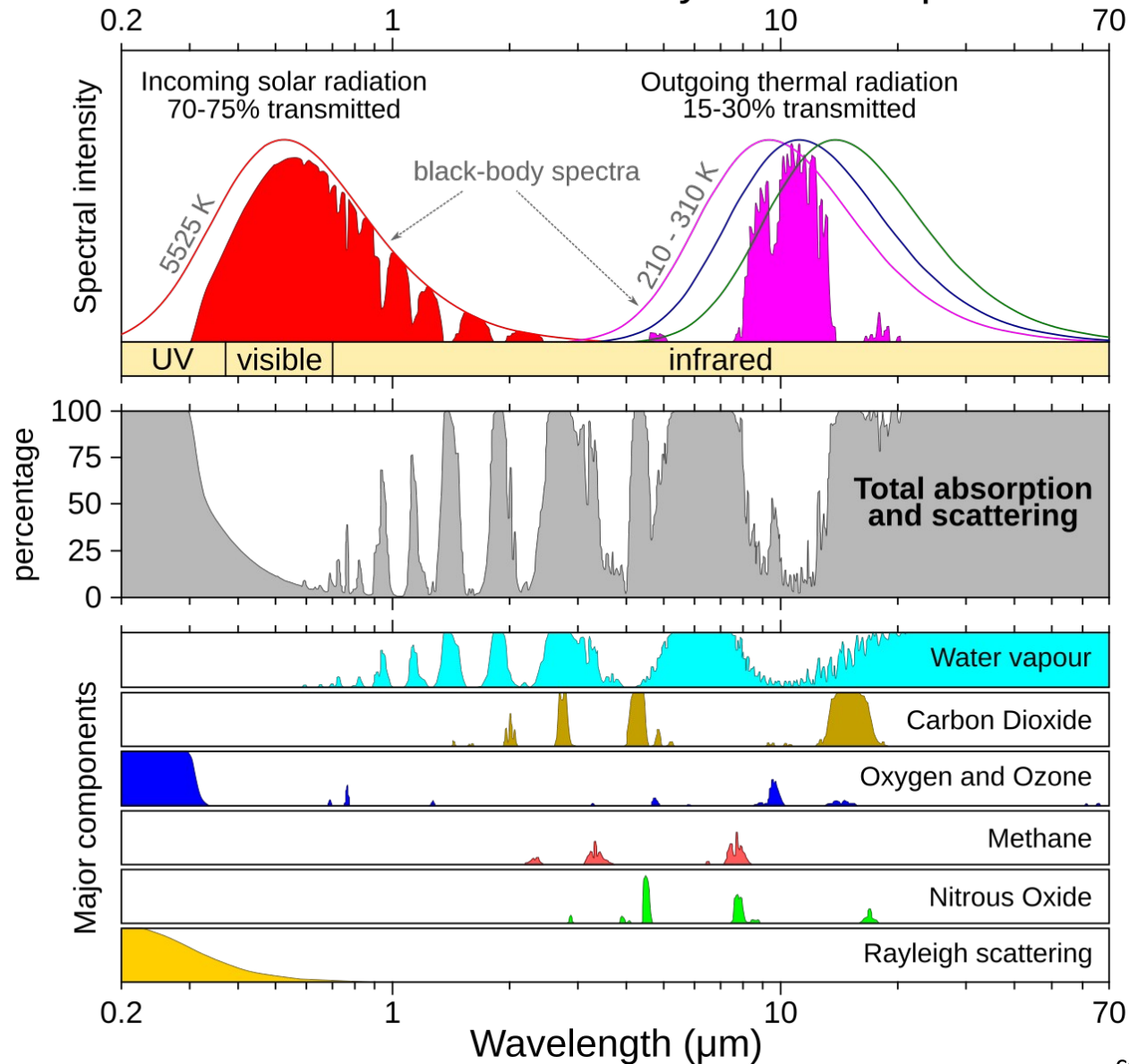


Anwendung für Messungen



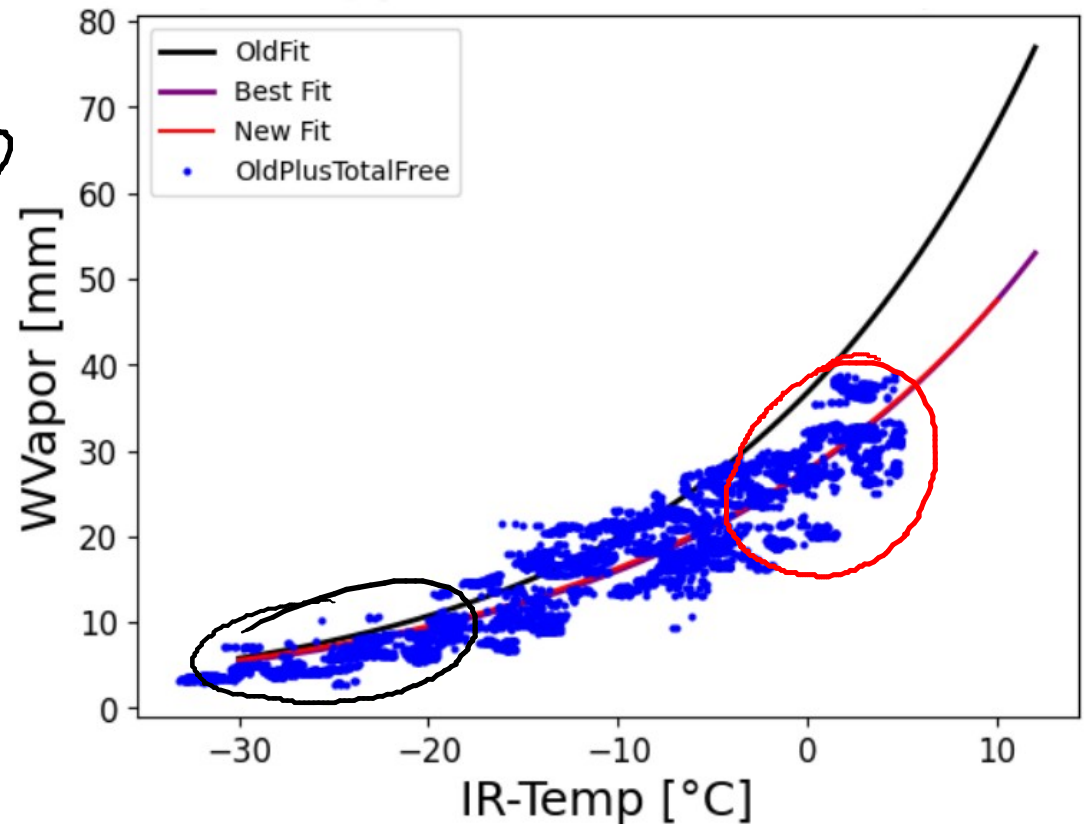
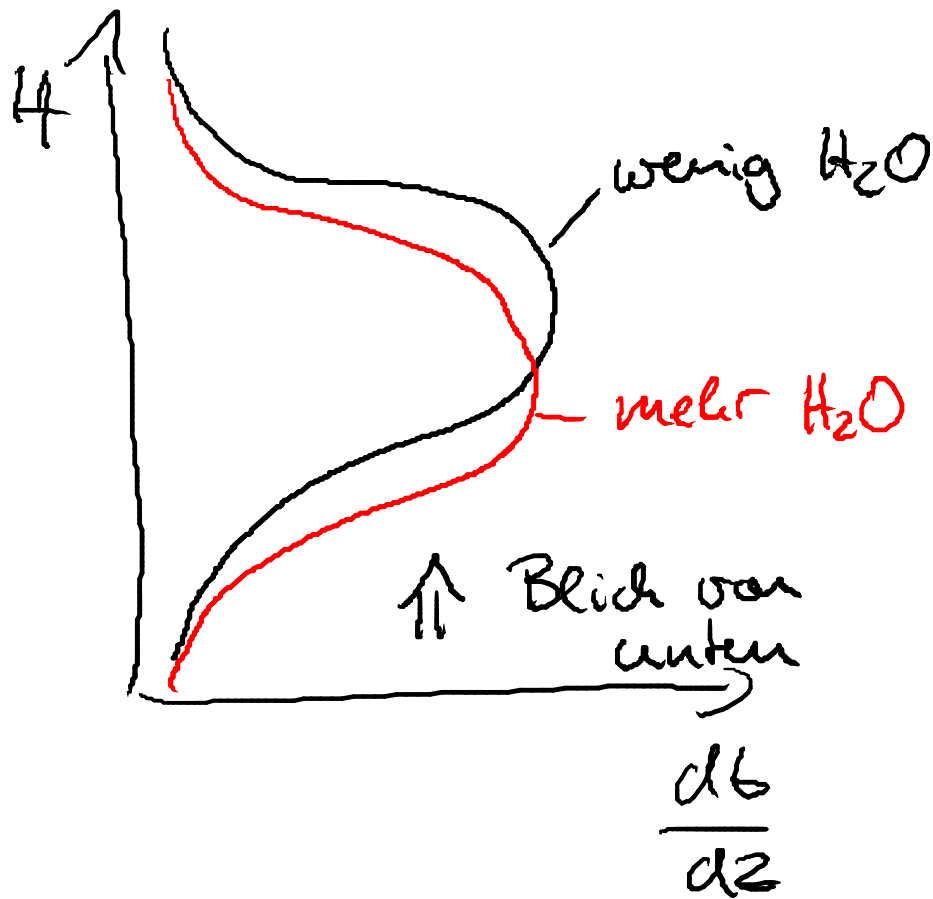
Wasserdampfbeobachtungen

Radiation Transmitted by the Atmosphere



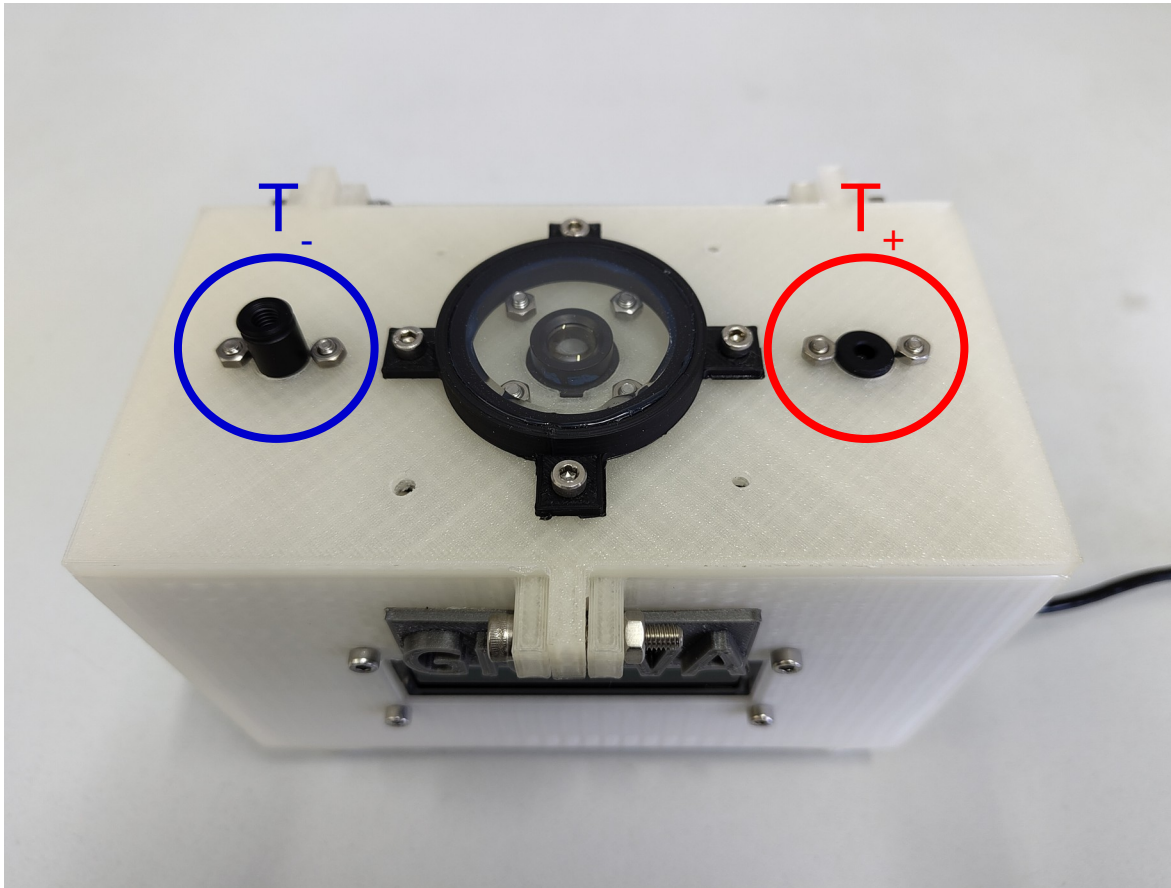
commons.wikimedia.org

Wasserdampfbeobachtungen



Experimentelle Übungen und Fragestellungen

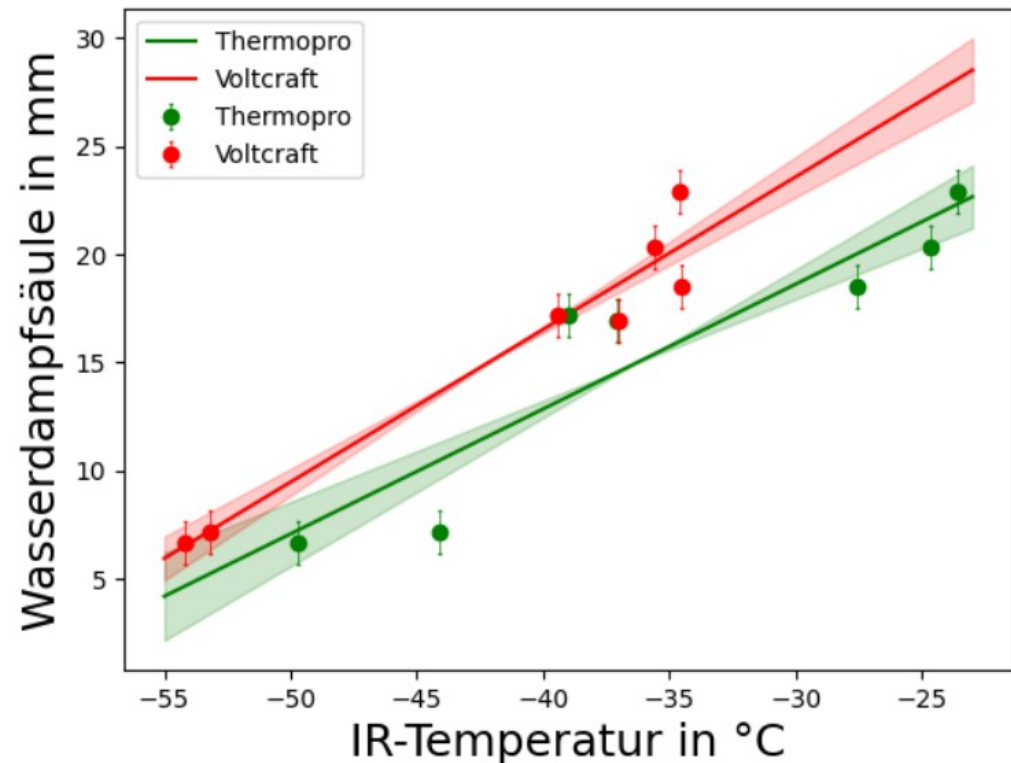
- Warum ist bei wolkenfreiem Himmel die Temperatur des einen Sensors geringer?



Tipp: Die Sensoren haben unterschiedliche Öffnungswinkel

Experimentelle Übungen und Fragestellungen

- Warum ist bei wolkenfreiem Himmel die Temperatur des einen Thermometers geringer?



Bachelorarbeit, Lester Buhrmann, 2024

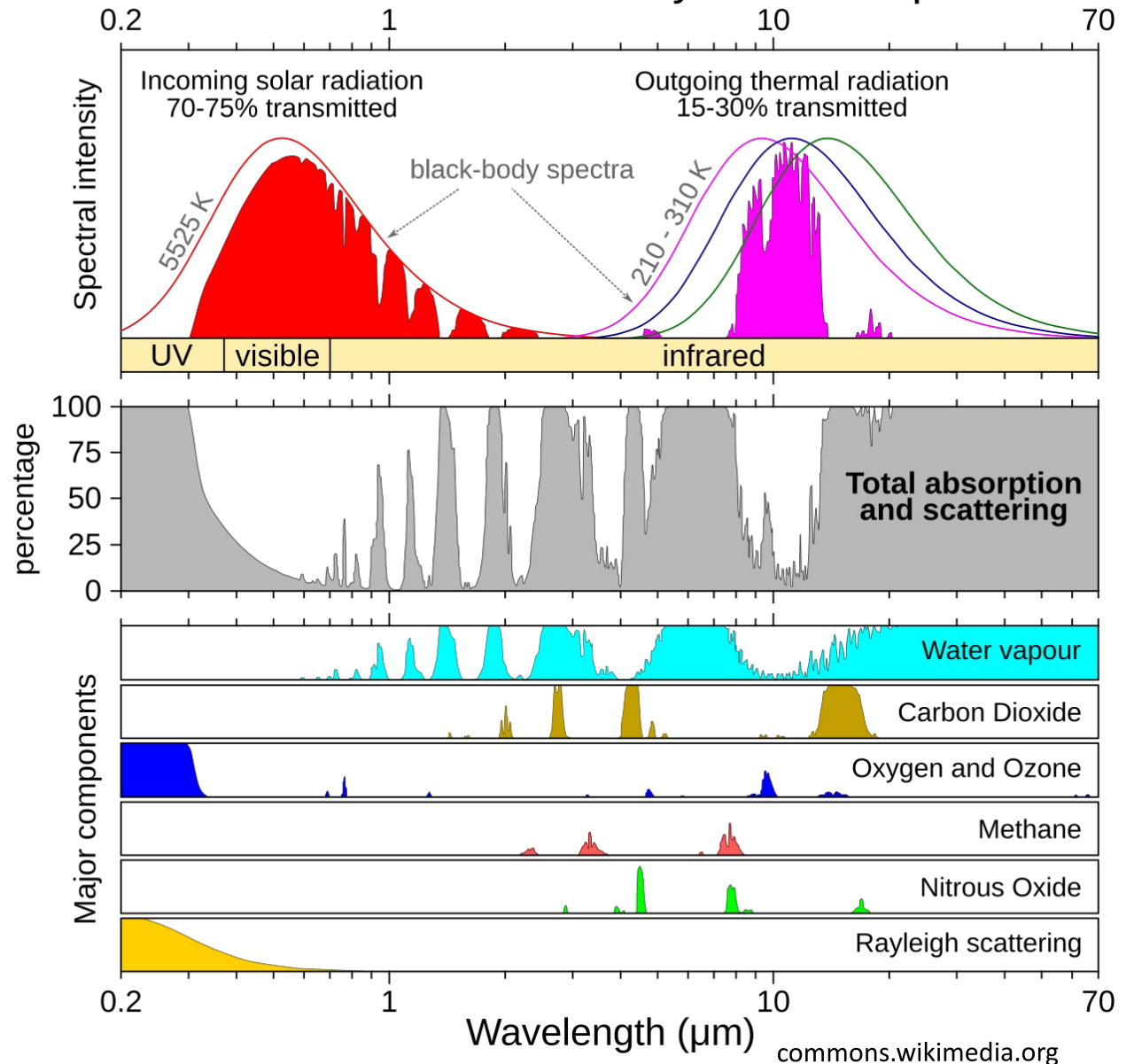
Tipp: Die Sensoren haben unterschiedliche Wellenlängenbereiche

Experimentelle Übungen und Fragestellungen

Radiation Transmitted by the Atmosphere



Ein Thermometer sieht einen größeren Bereich des Wasserdampfs.



commons.wikimedia.org