

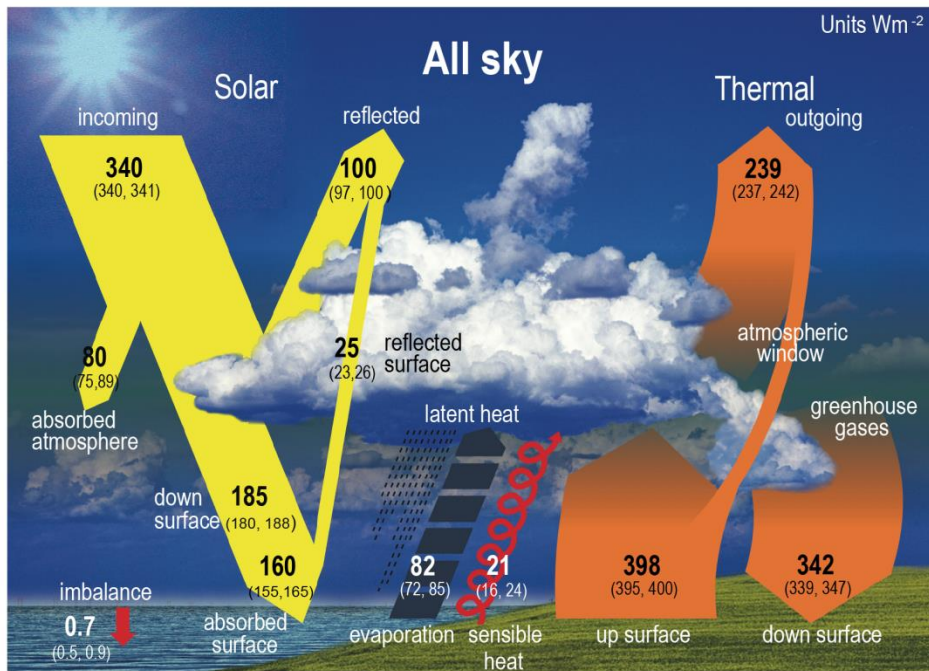
Fizyka Procesów Klimatycznych

Wykład 3 (Wymuszanie radiacyjne c.d.)

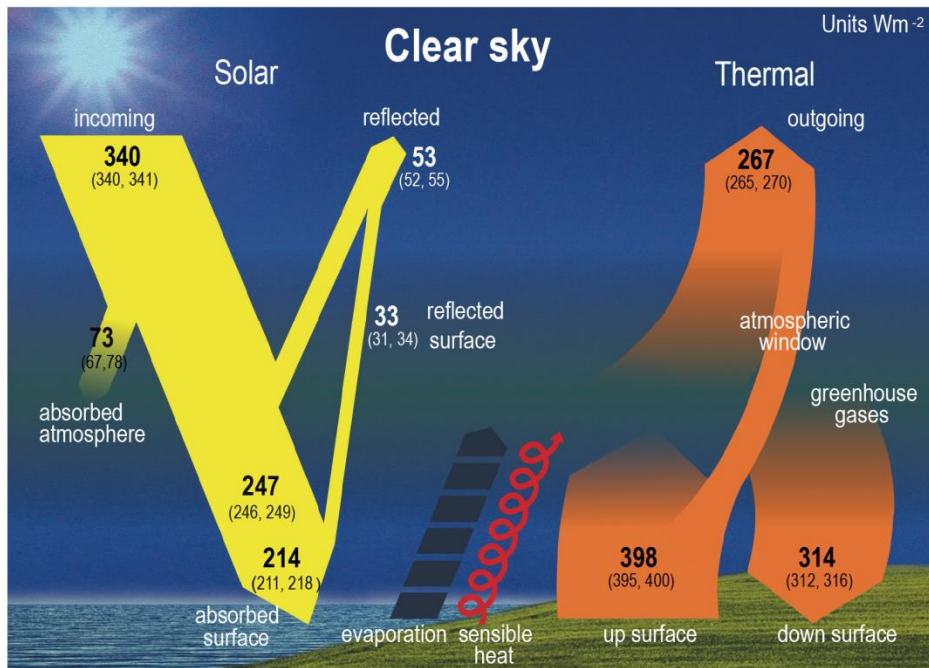
prof. dr hab. Szymon Malinowski
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
malina@igf.fuw.edu.pl

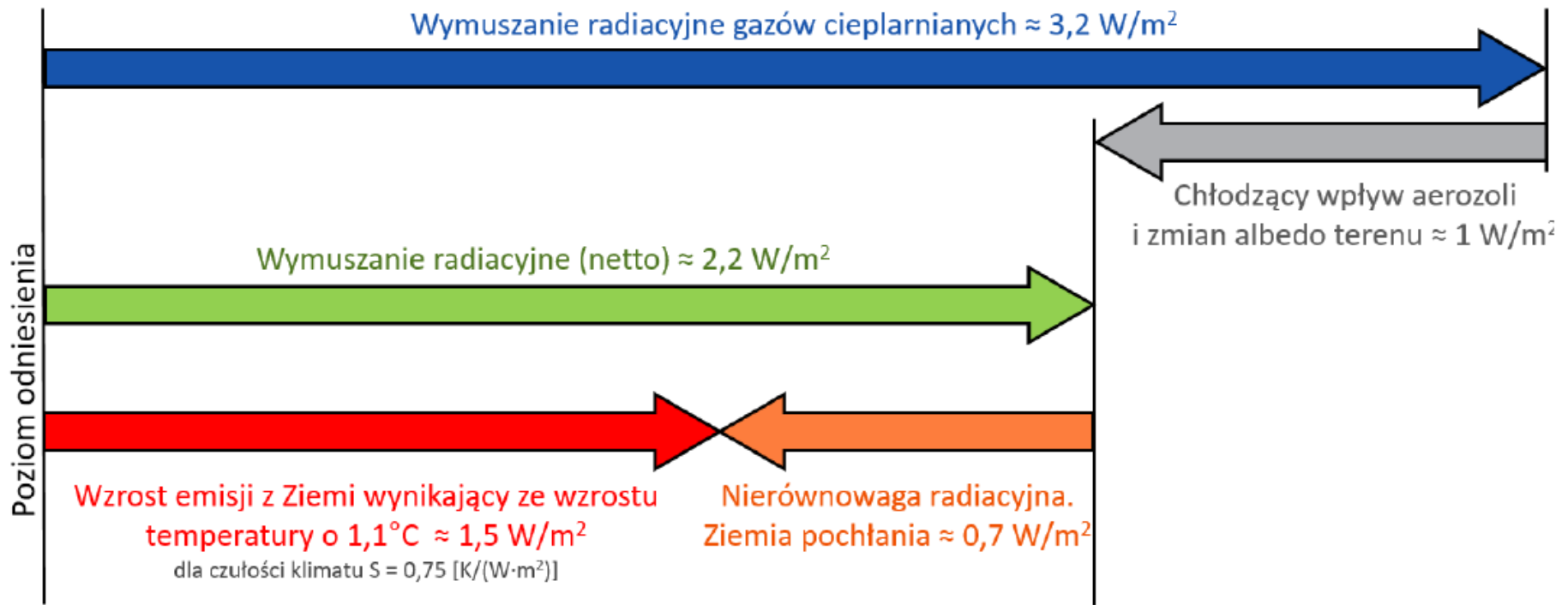
dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl

Wykorzystano slajdy dr Aleksandry Kardaś



Średni budżet energetyczny





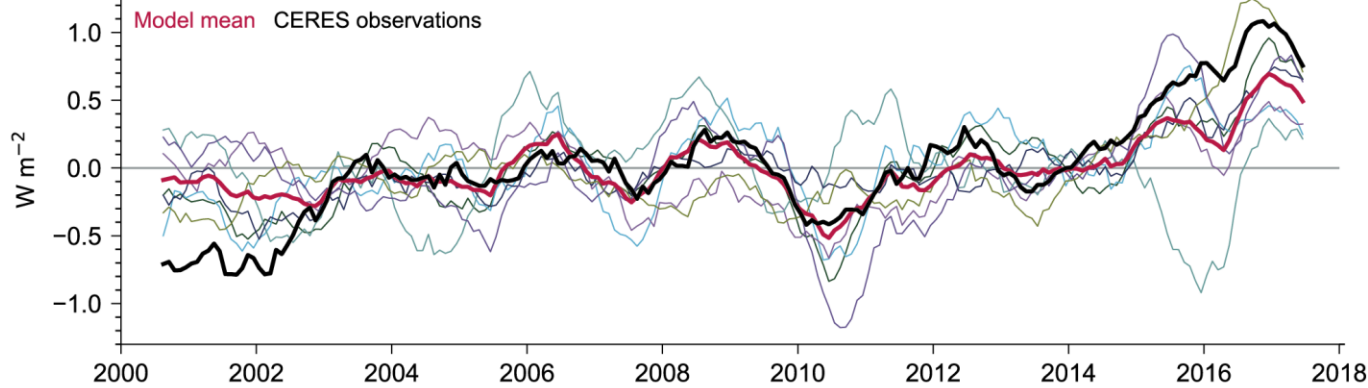
Wymuszenie radiacyjne $2,2 \text{ W/m}^2$ doprowadziło do wzrostu temperatury powierzchni Ziemi, w wyniku którego wypromieniowuje ona $1,5 \text{ W/m}^2$ więcej energii.

Pozostała nierównowaga energetyczna równa $0,7 \text{ W/m}^2$ prowadzi do dalszego wzrostu energii (nagrzewania się) ziemskiego systemu klimatycznego.

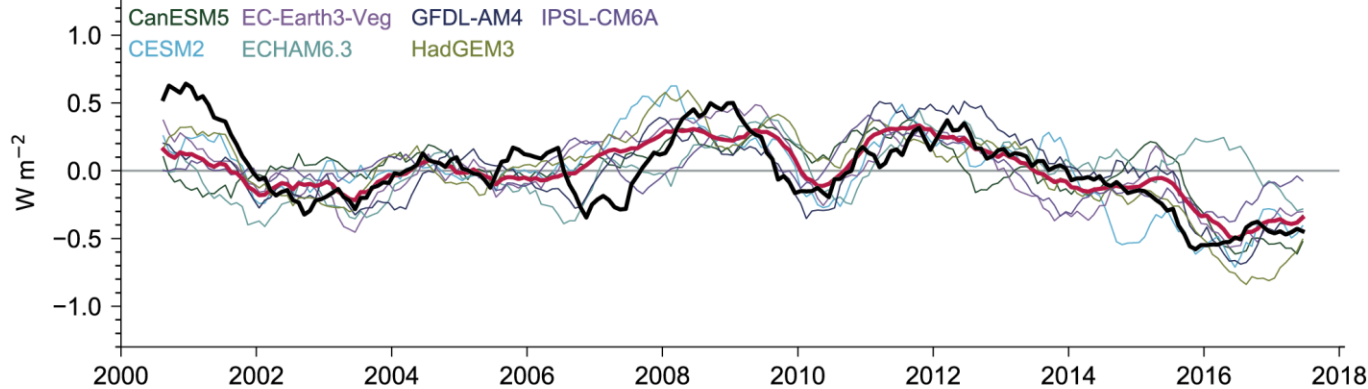
Wartości są przybliżone, zaokrąglone i zbilansowane, jednak każda z nich jest obarczona pewnym stopniem niepewności – największym dla aerozoli atmosferycznych oraz czułości klimatu, najmniejszym dla mierzonej sumarycznej nierównowagi radiacyjnej.

Zmiany czasowe składowych budżetu radiacyjnego

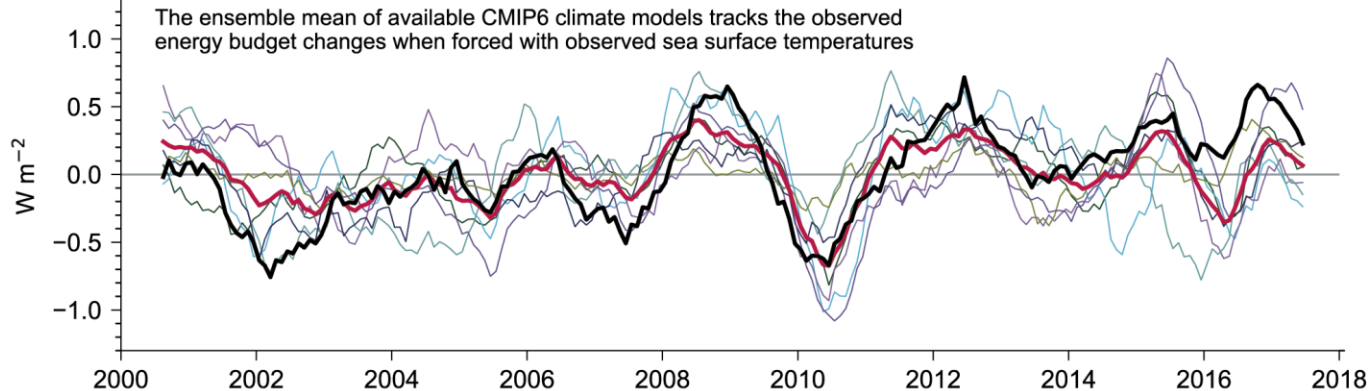
(a) Global mean solar flux anomaly



(b) Global mean thermal flux anomaly



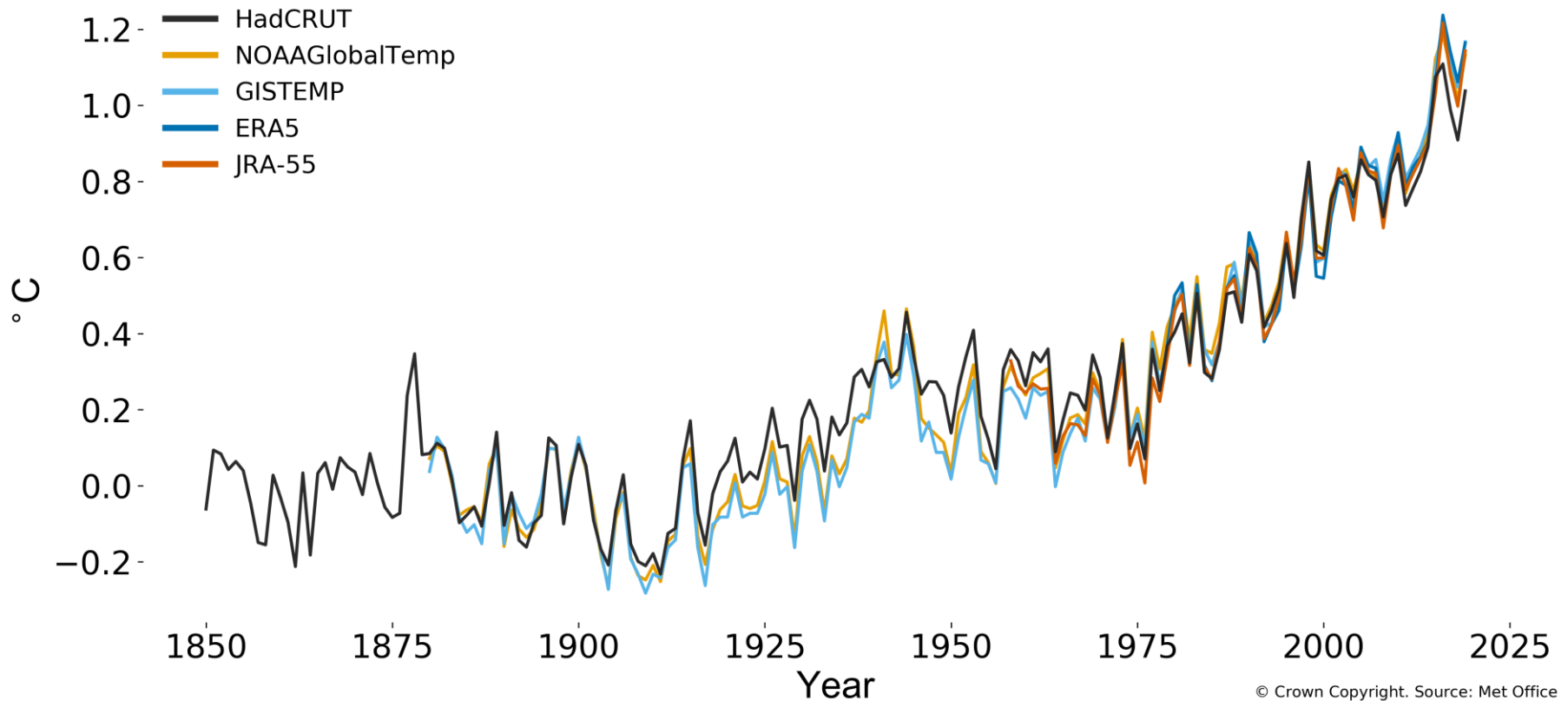
(c) Global mean net flux anomaly



Jak zmienił się system klimatyczny w odpowiedzi na te wymuszenia?

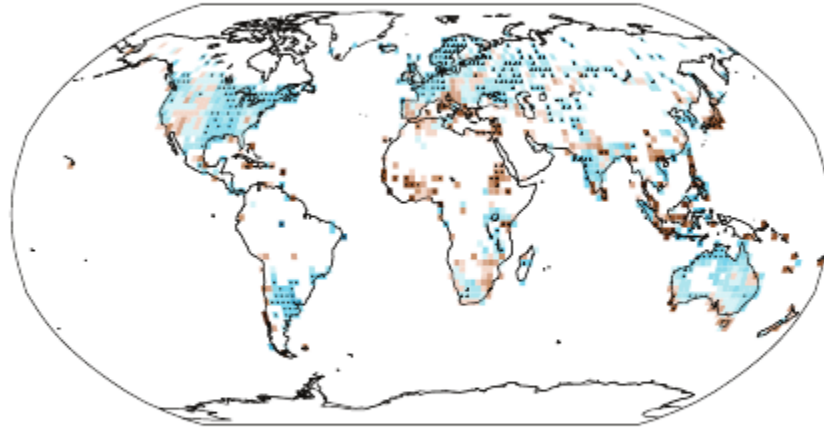
 Met Office

Global mean temperature difference from 1850-1900 (° C)

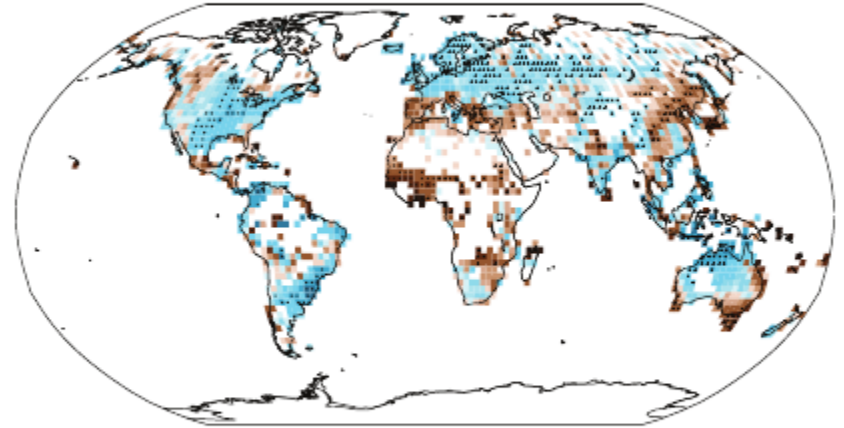


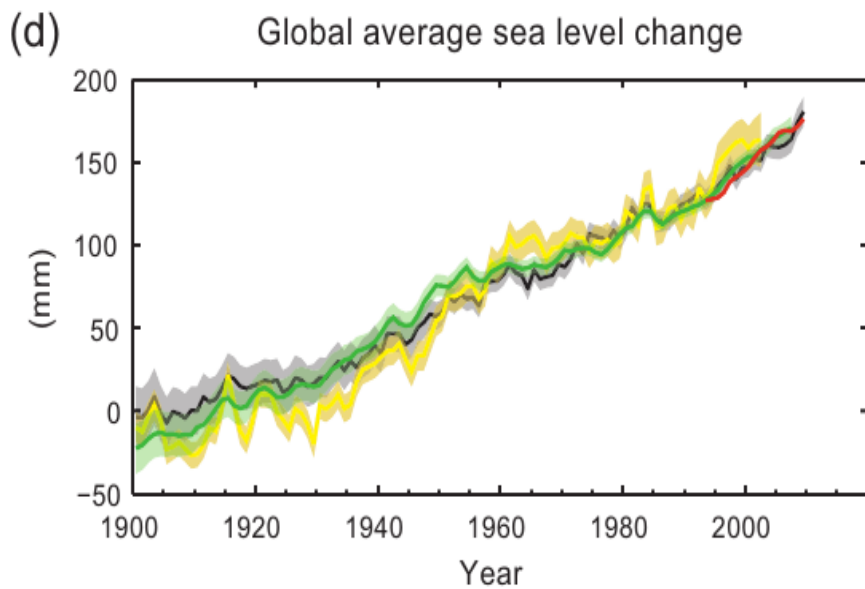
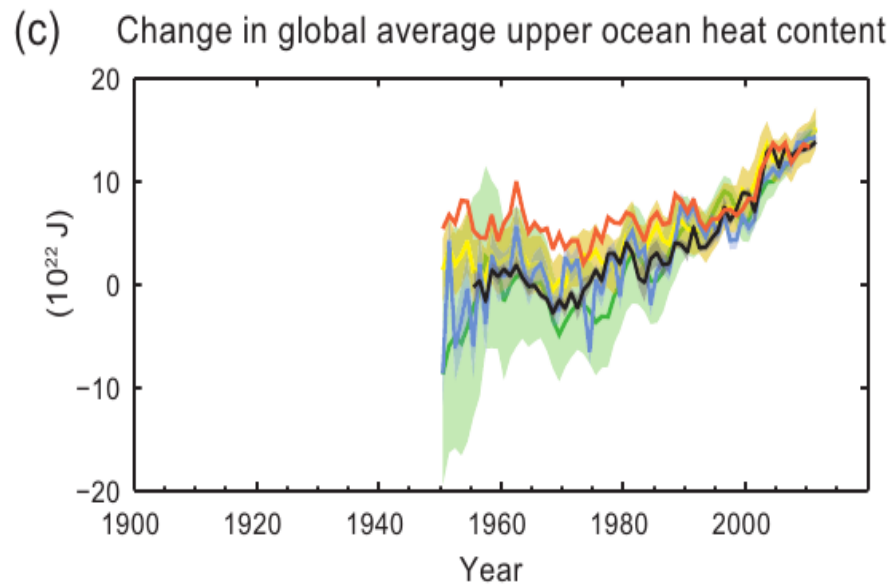
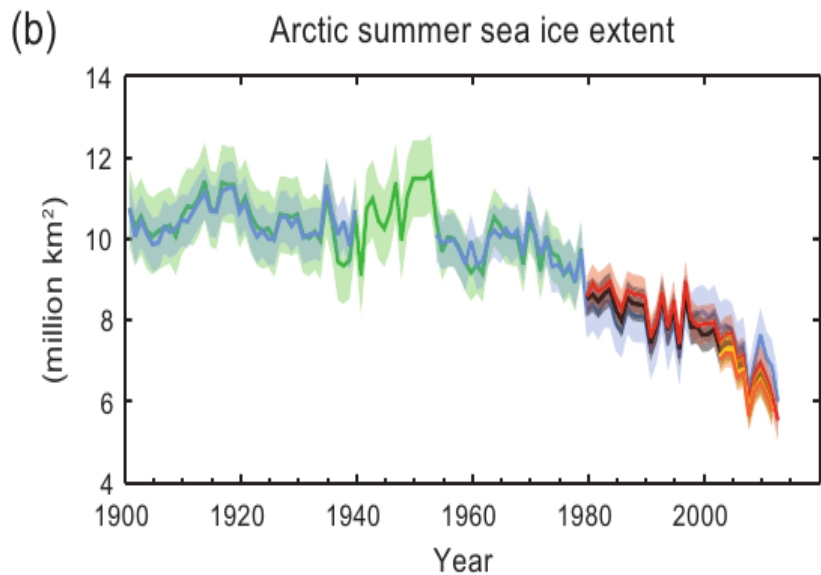
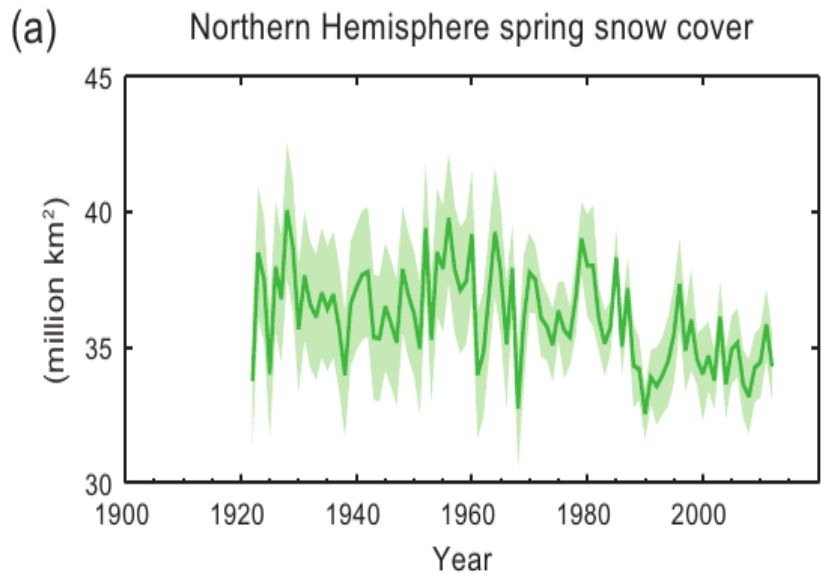
Observed change in annual precipitation over land

1901–2010



1951–2010





Wymuszanie radiacyjne (ang. *Radiative Forcing*, RF).

Różnica między bilansami radiacyjnymi (strumieniem energii słonecznej zabsorbowanej przez planetę a strumieniem energii promieniowania termicznego planety emitowanego w kosmos) określonymi dla warunków zaburzonych i niezaburzonych po dostosowaniu się w pierwszym przypadku temperatury w atmosferze, wilgotności i chmur, czyli bardzo szybko (dni i tygodnie) działających elementów systemu klimatycznego, ale zanim nastąpi reakcja wolnozmiennych (dziesiątki lat i więcej) elementów systemu klimatycznego (np. wzrośnie temperatura oceanu) .

Wymuszanie dodatnie związane jest ze wzrostem, a ujemne – ze spadkiem średniej temperatury powierzchni Ziemi.

UWAGA: istnieje wiele definicji, ta jest uproszczona. Można mówić o wymuszaniu na górnej granicy atmosfery, na powierzchni Ziemi e.t.c.

Chwilowe wymuszanie Radiacyjne (instantaneous radiative forcing)

Zmiana bilansu radiacyjnego w systemie klimatycznym.

Dodatnie wymuszanie radiacyjne oznacza, że dane zaburzenie prowadzi do wzrostu energii absorbowanej przez system.

Wymuszanie radiacyjne oblicza się ze wzoru:

$$RF = (F_{\downarrow} - F_{\uparrow})_{\text{zab}} - (F_{\downarrow} - F_{\uparrow})_{\text{pod}} \quad [\text{W}/\text{m}^2],$$

gdzie F_{\downarrow} oraz F_{\uparrow} oznaczają strumienie radiacyjne promieniowania odgórnego (promieniowanie idące w dół) i oddolnego (promieniowanie idące w górę).

Pierwszy nawias opisuje strumień netto w przypadku sytuacji z zaburzeniem, zaś drugi strumień netto przypadku niezaburzonego (podstawowego).

Wymuszanie radiacyjne może być zdefiniowane na dowolnej wysokości w atmosferze wówczas opisuje zmianę bilansu radiacyjnego w atmosferze po niżej tej wysokości.

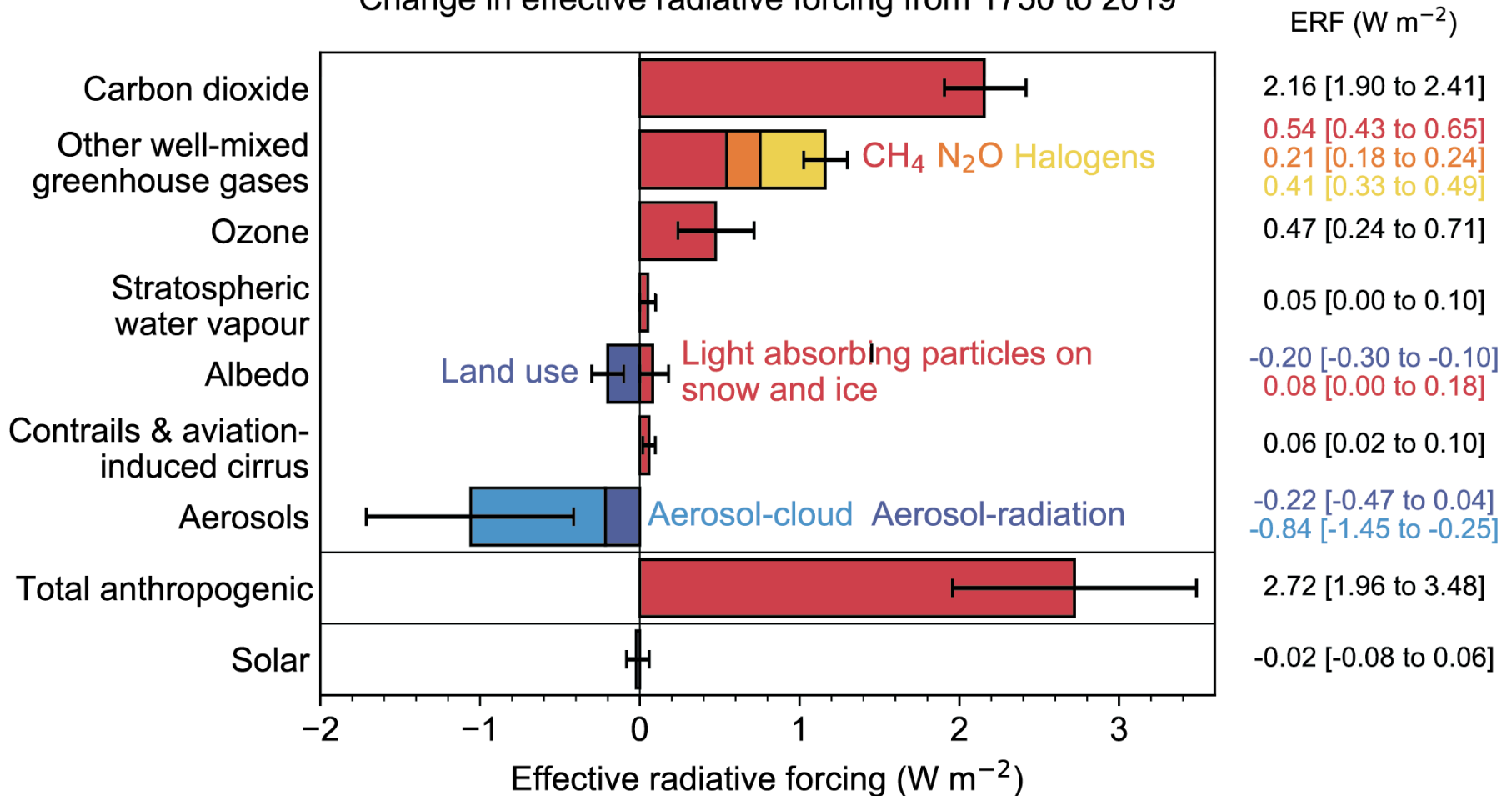
Najczęściej definiuje się je na górnej granicy atmosfery (wówczas odnosi się do całej kolumny pionowej powietrza), na wysokości tropopauzy lub na powierzchni Ziemi.

Przykładowy model online do wyznaczania wymuszeń radiacyjnych:

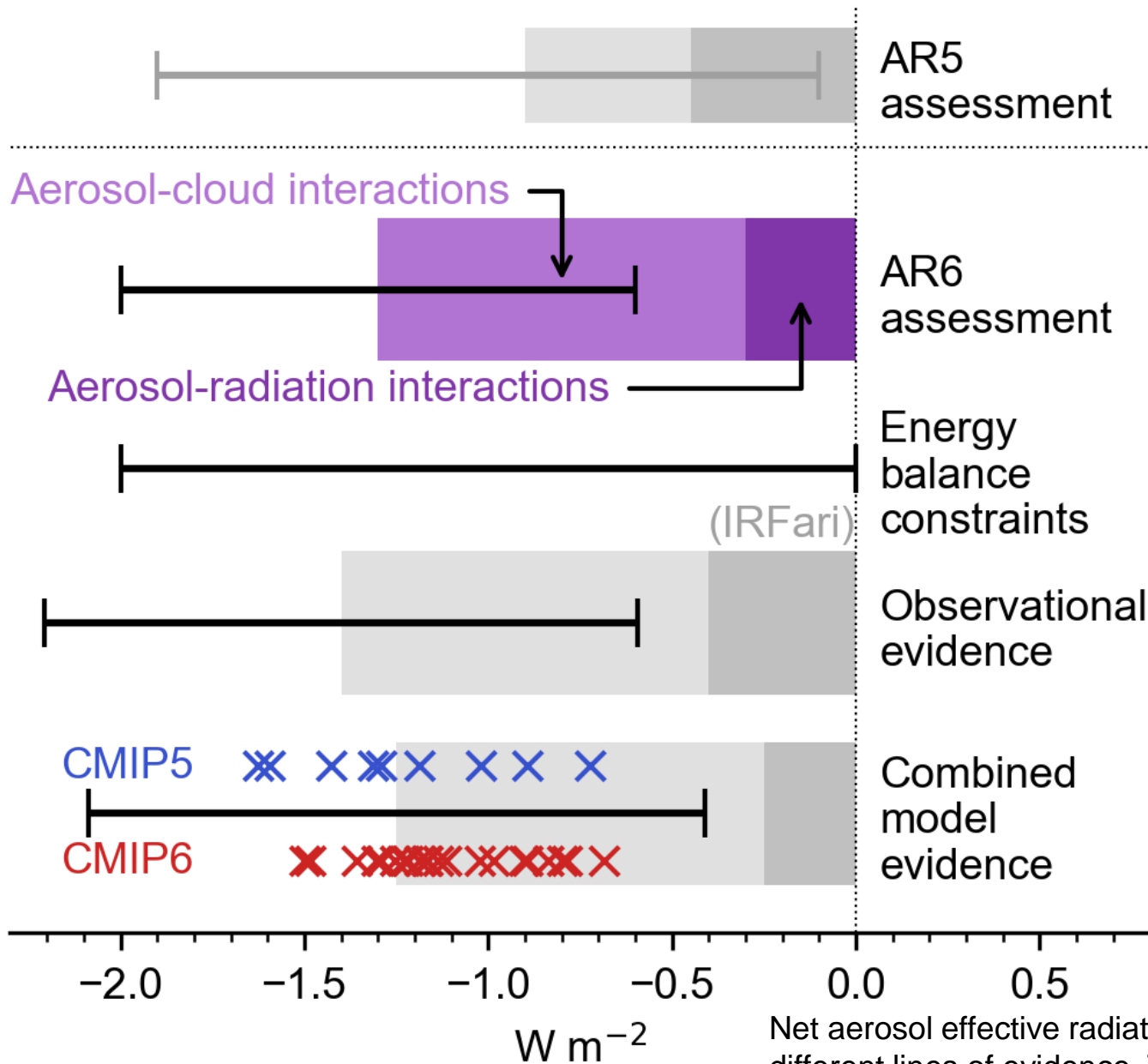
<https://cloudsgate2.larc.nasa.gov/cgi-bin/fuliou/runfl.cgi>

Średnie wymuszanie radiacyjne

Change in effective radiative forcing from 1750 to 2019



Aerosol effective radiative forcing



Odpowiedz systemu klimatycznego na wymuszanie radiacyjne.
System klimatyczny poddany zaburzeniu będzie ewoluował w kierunku nowego stanu równowagi. Dla niewielkich zaburzeń nowy stan może być wyznaczony ze wzoru:

$$DT = \alpha * RF$$

gdzie DT opisuje zmianę temperatury pomiędzy nowym stanem równowagi a stanem podstawowym, RF jest wymuszeniem radiacyjnym, zaś α jest współczynnikiem wrażliwości na zmiany klimatyczne [$KW^{-1}m^{-2}$].

Parametr ten opisuje odpowiedź systemu na zaburzenia radiacyjne uwzględniając wszystkie sprzężenia zwrotne występujące w układzie. Zakładając pewien typ zaburzenia w modelu klimatu wyznacza się równowagową wartość temperatury. Znając wartość odpowiadającą mu wymuszania radiacyjnego wyznacza się parametr α .

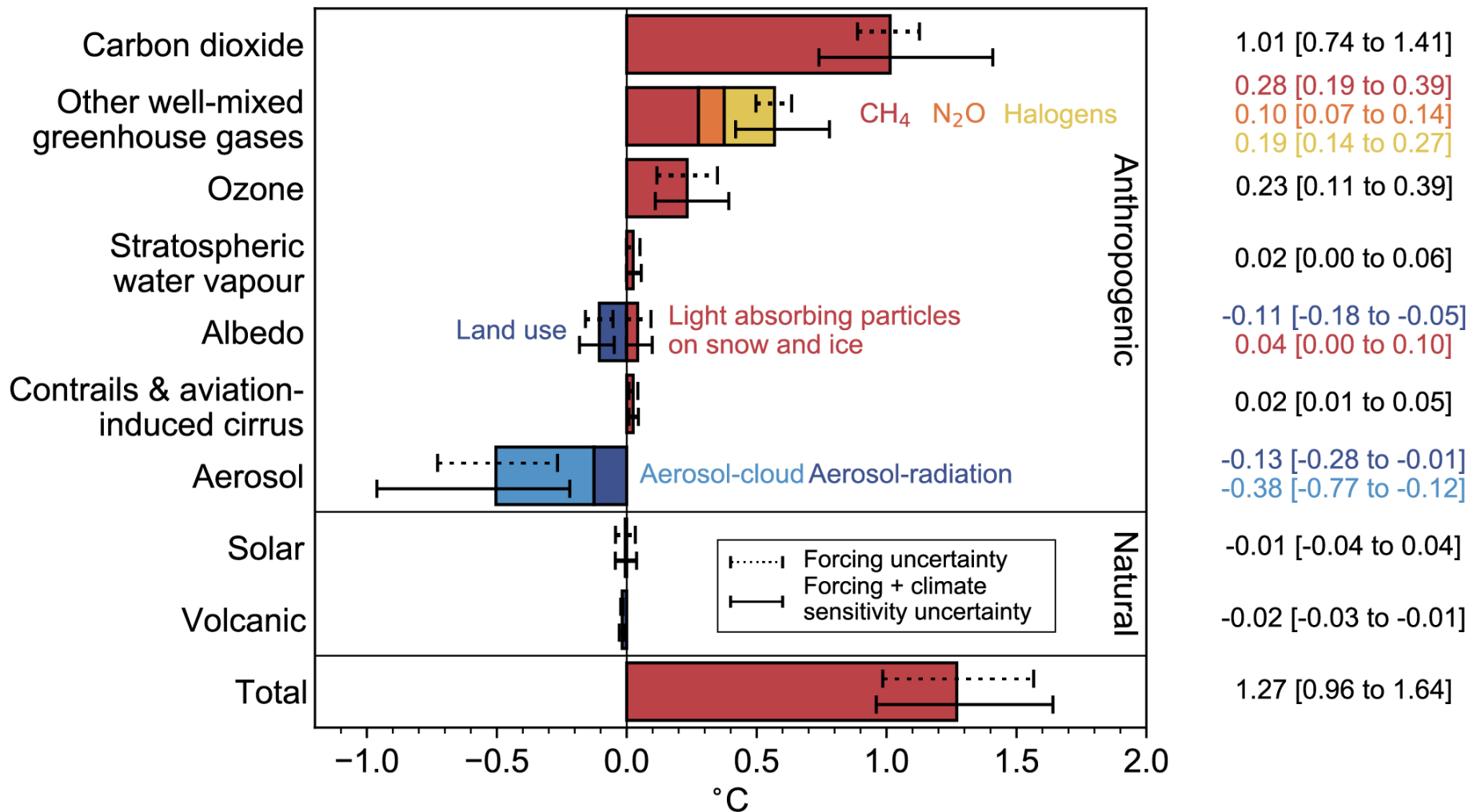
Często przyjmuje się że współczynnik wrażliwości na zmiany klimatyczne to około 0.6-0.7 [$KW^{-1}m^{-2}$].

Rozważając przypadek podwojenia koncentracji CO_2 w atmosferze możemy oszacować wymuszenia radiacyjne związane z tym zaburzeniem na około 4 co przy współczynniku $\alpha=0.6$ prowadzi do zmian temperatury na poziomie około 2.4 K.

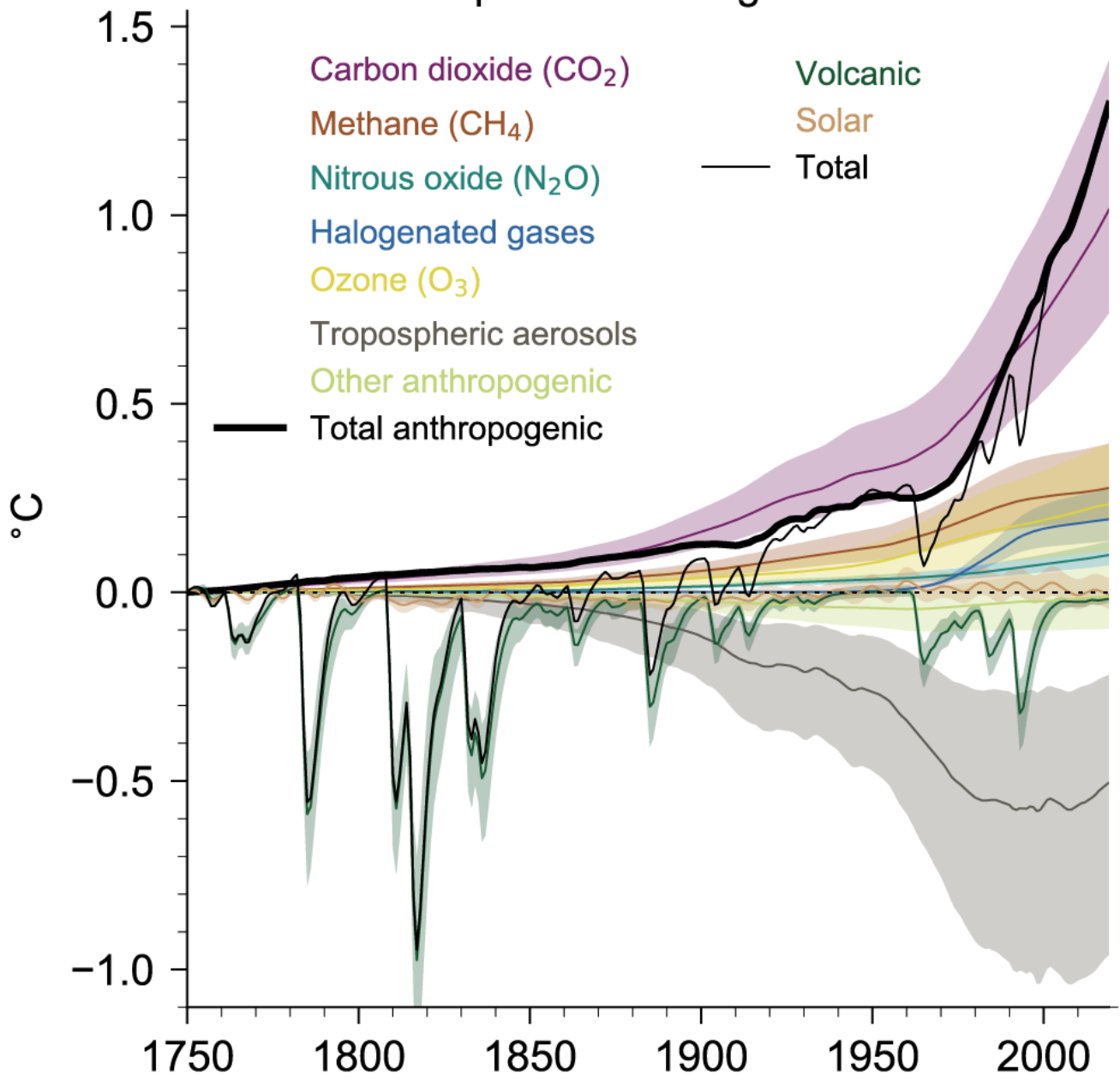
Średnia wkład różnych czynników do ogrzewania klimatu

Simulated temperature contributions in 2019 relative to 1750

°C



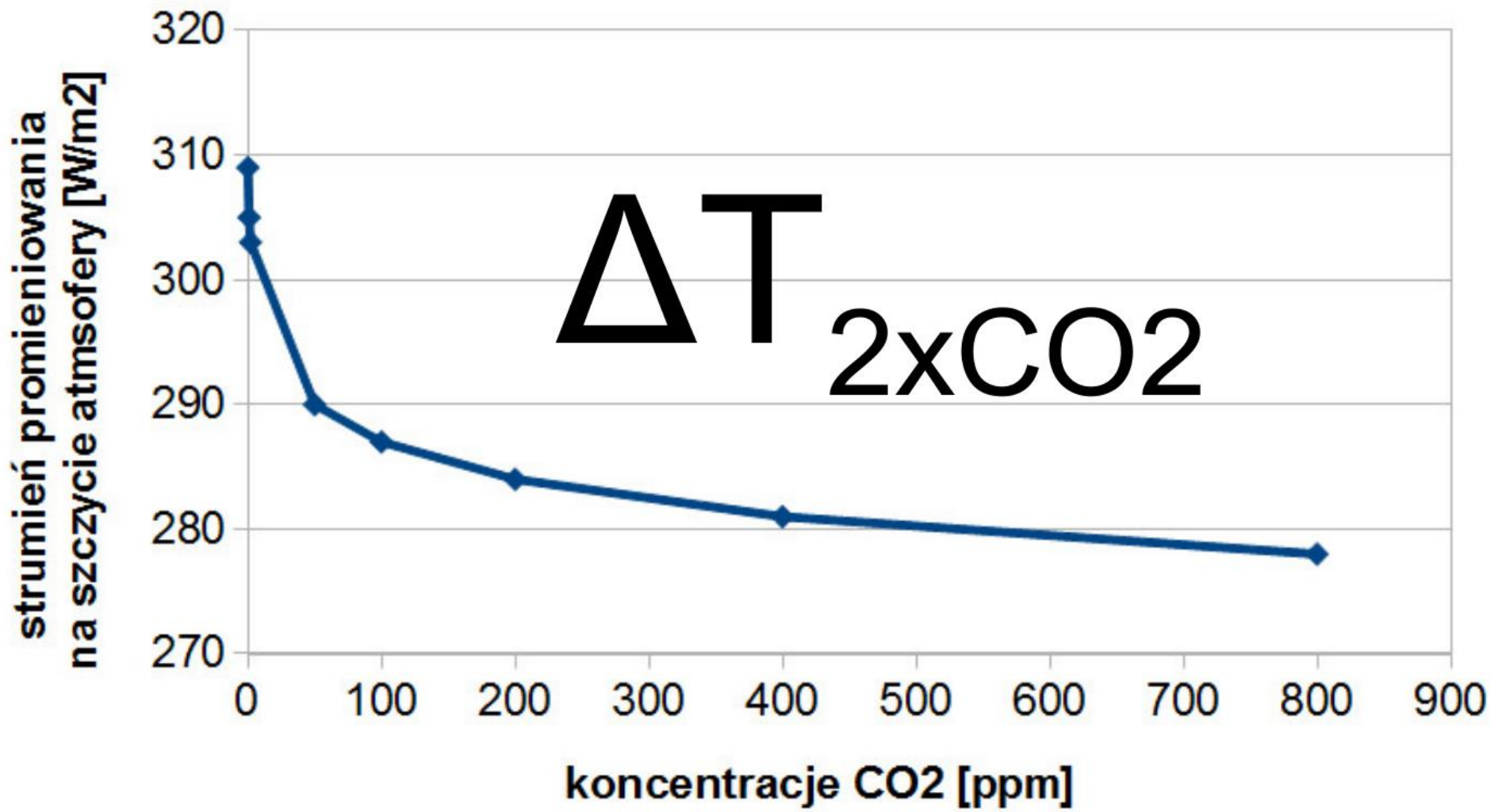
Attributed temperature change relative to 1750



Czułość klimatu (równowagowa) Equilibrium Climate Sensitivity (ECS)

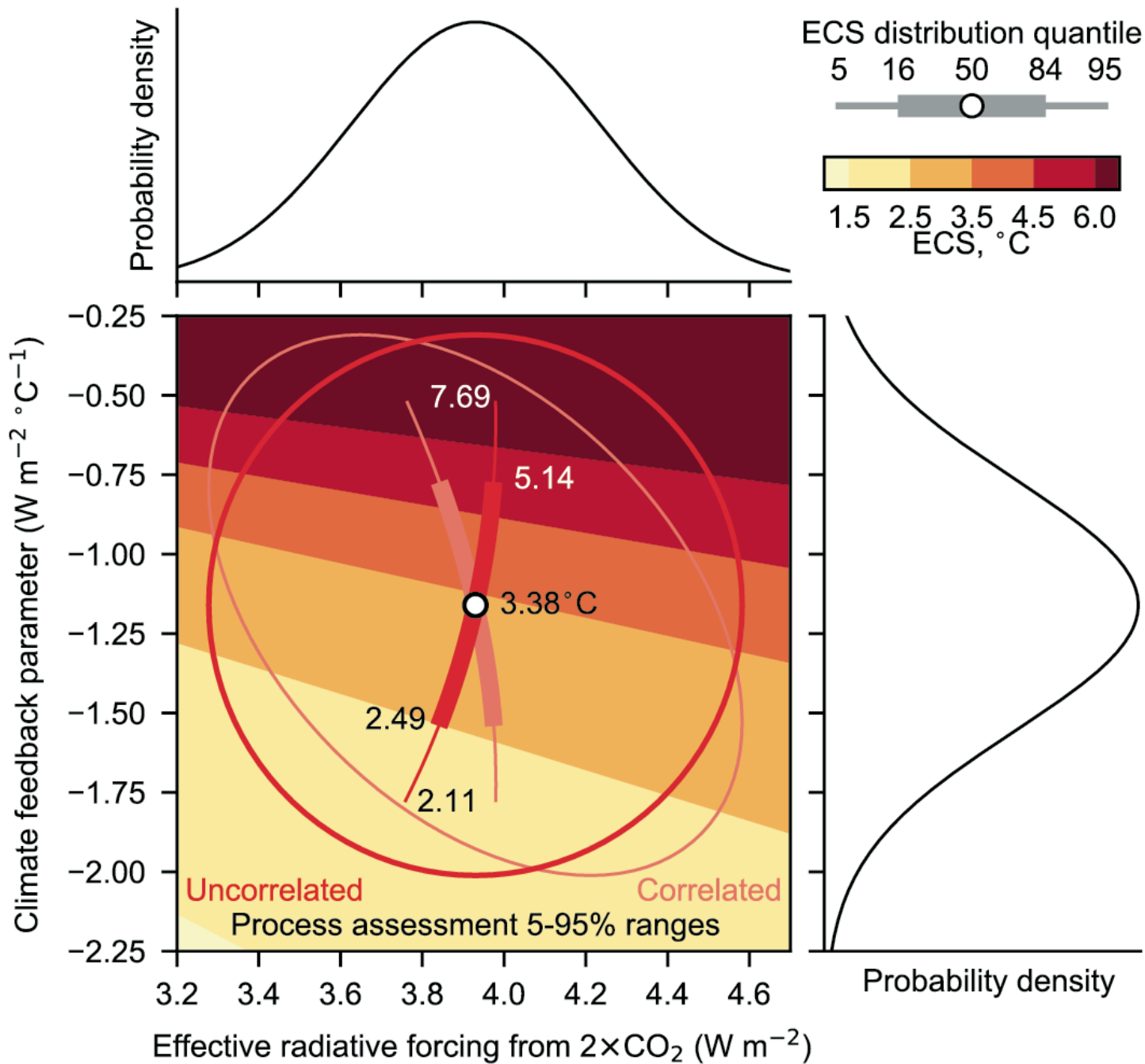
$$\Delta T_{2xCO_2}$$

zmiana globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi,
gdy po podwojeniu koncentracji CO₂ ukształtował się nowy stan równowagi



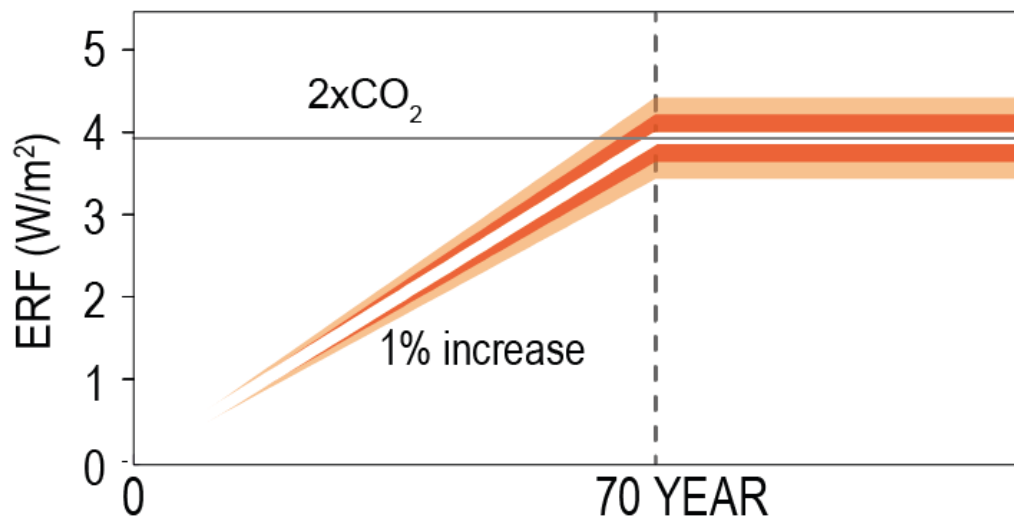
Każde podwojenie koncentracji CO₂ wprowadza taką samą zmianę!

Process assessment of Equilibrium Climate Sensitivity (ECS)

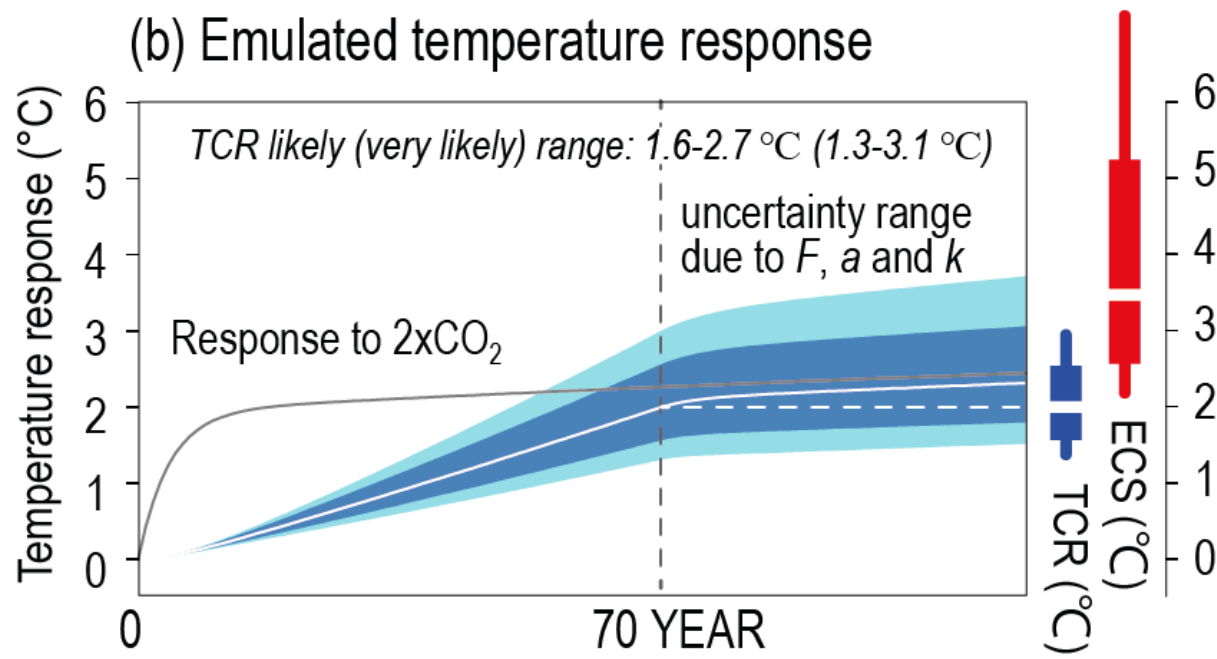


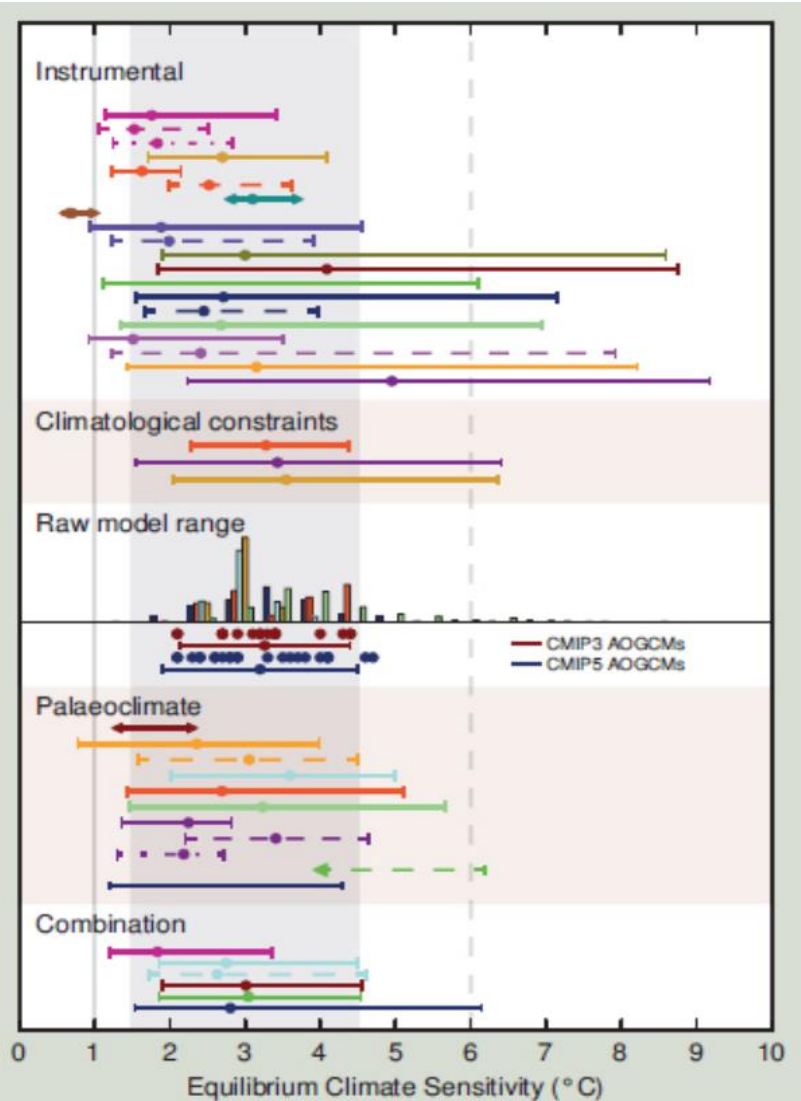
Process assessment of Transient Climate Response

(a) Idealized radiative forcing



(b) Emulated temperature response





TFE.6, Figure 1 | Probability density functions, distributions and ranges for equilibrium climate sensitivity, based on Figure 10.20b plus climatological constraints shown in IPCC AR4 (Box AR4 10.2 Figure 1), and results from CMIP5 (Table 9.5). The grey shaded range marks the *likely* 1.5°C to 4.5°C range, grey solid line the *extremely unlikely* less than 1°C, the grey dashed line the *very unlikely* greater than 6°C. See Figure 10.20b and Chapter 10 Supplementary Material for full caption and details. |

według V raportu IPCC
równowagowa czułość klimatu to

1,5 – 4,5 °C

Najprawdopodobniej: **3°C**

<http://forecast.uchicago.edu/Projects/modtran.orig.html>

<https://climatemodels.uchicago.edu/modtran/>

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

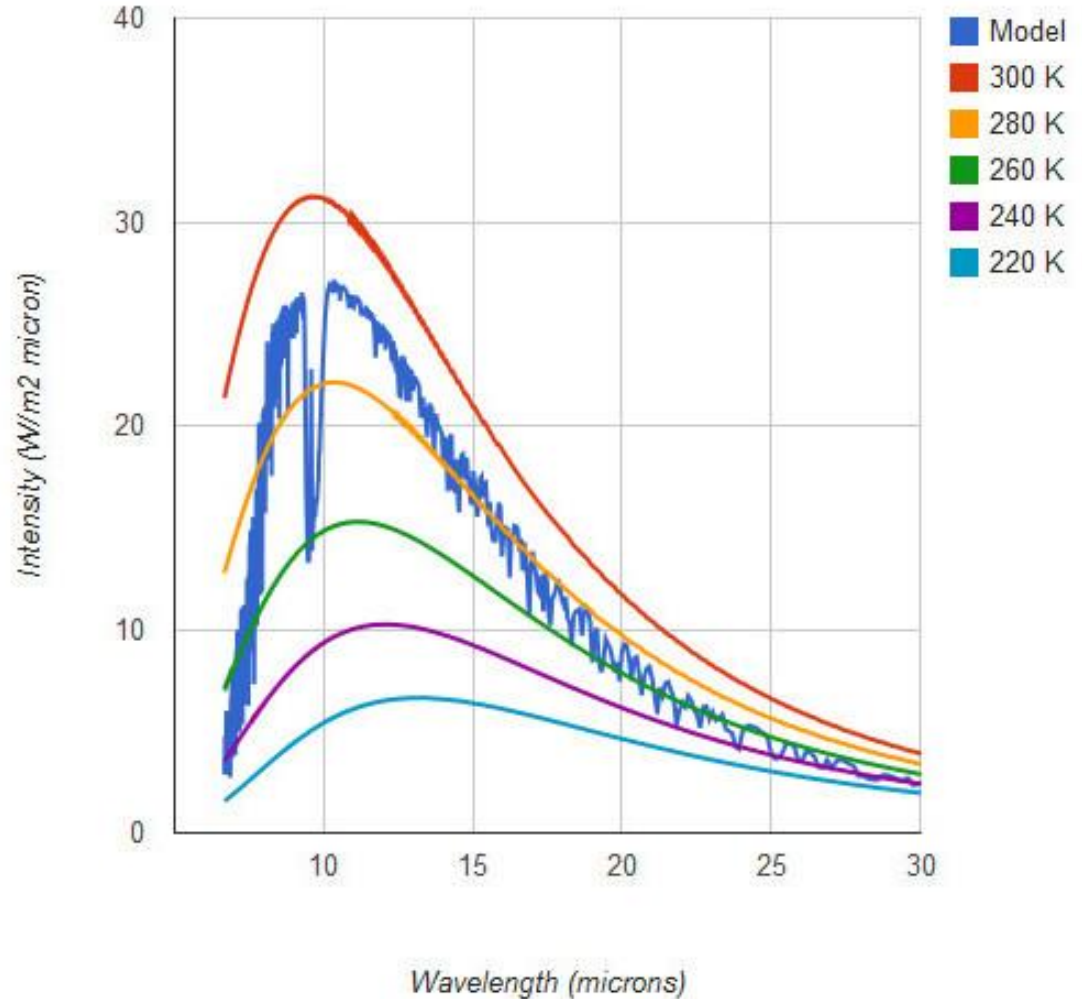
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

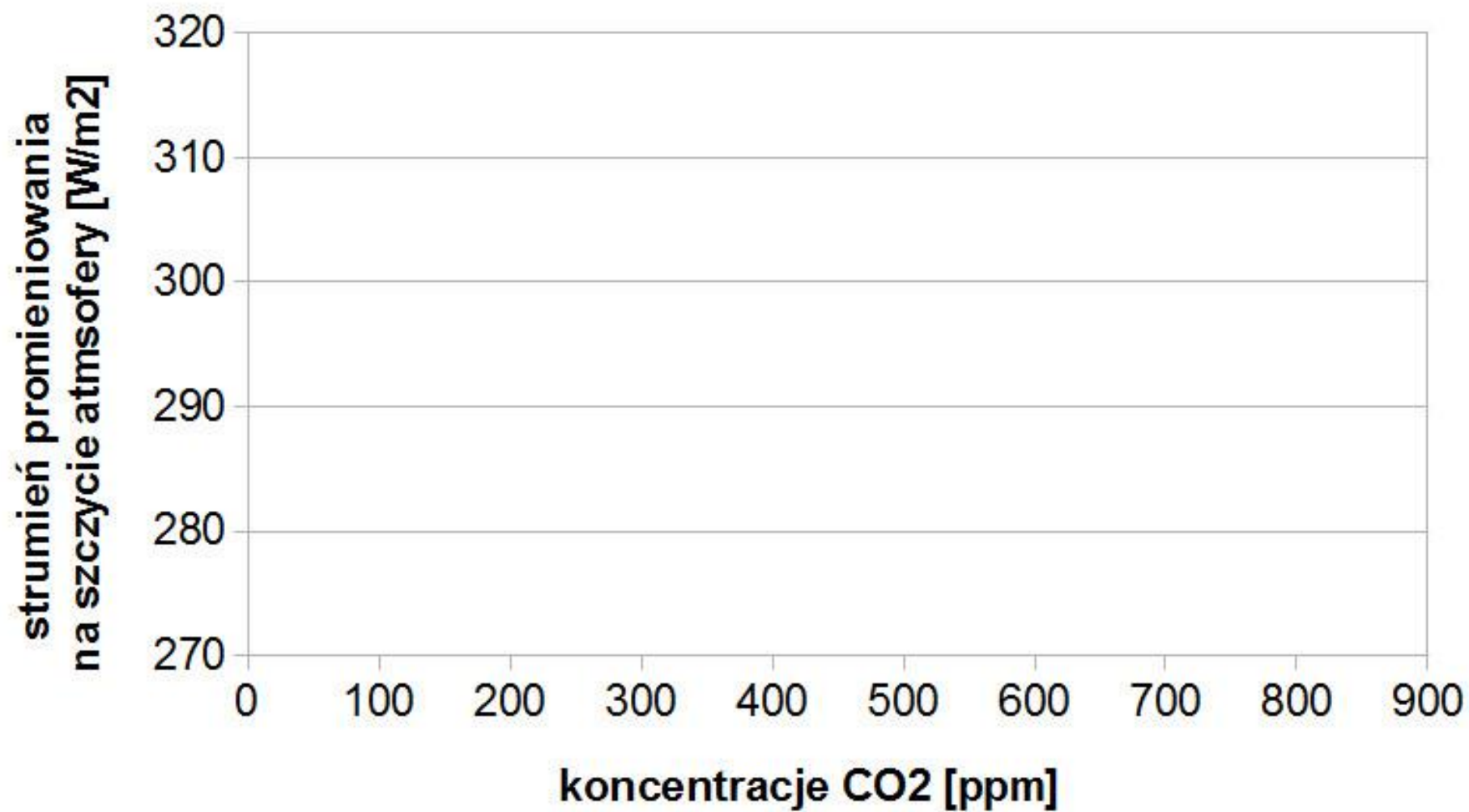
Upward IR Heat Flux **309.29** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

0 ppm CO₂, ~309W/m²



Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

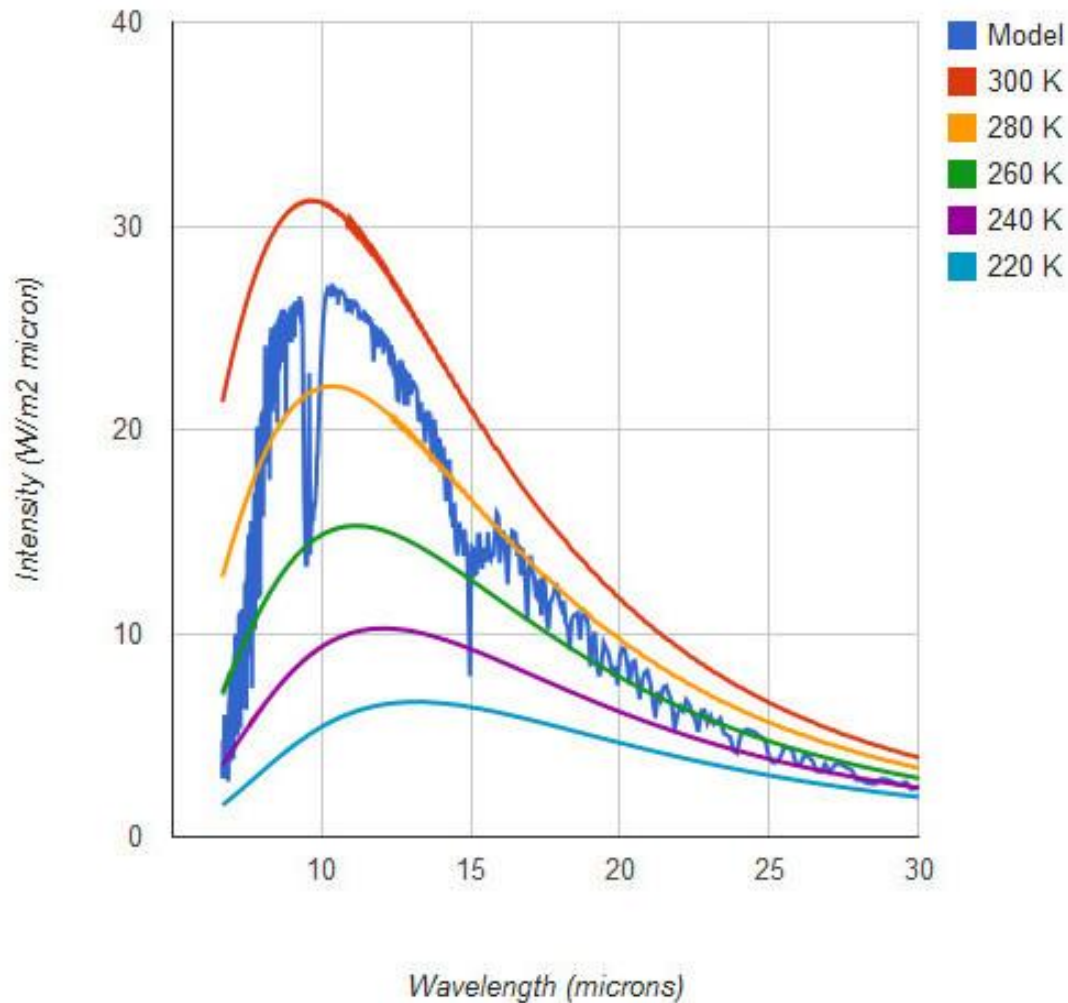
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **304.894** W/m²

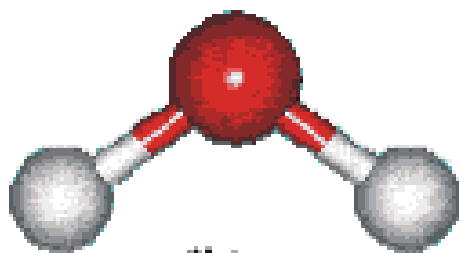
Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

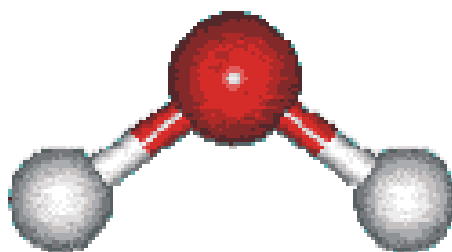
1 ppm CO₂, ~305W/m²

Stany wibracyjno-rotacyjne cząsteczki



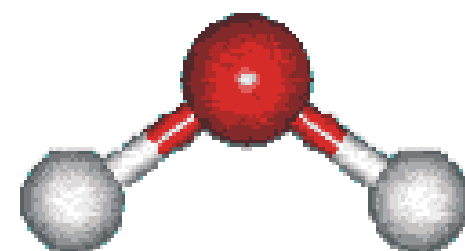
ν_1

symmetric stretch



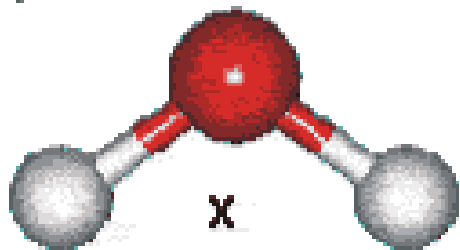
ν_3

asymmetric stretch

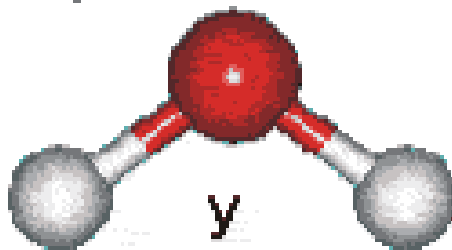


ν_2

bend

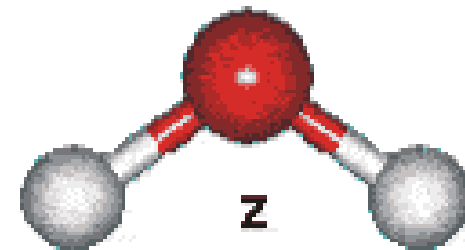


x



y

librations



z

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

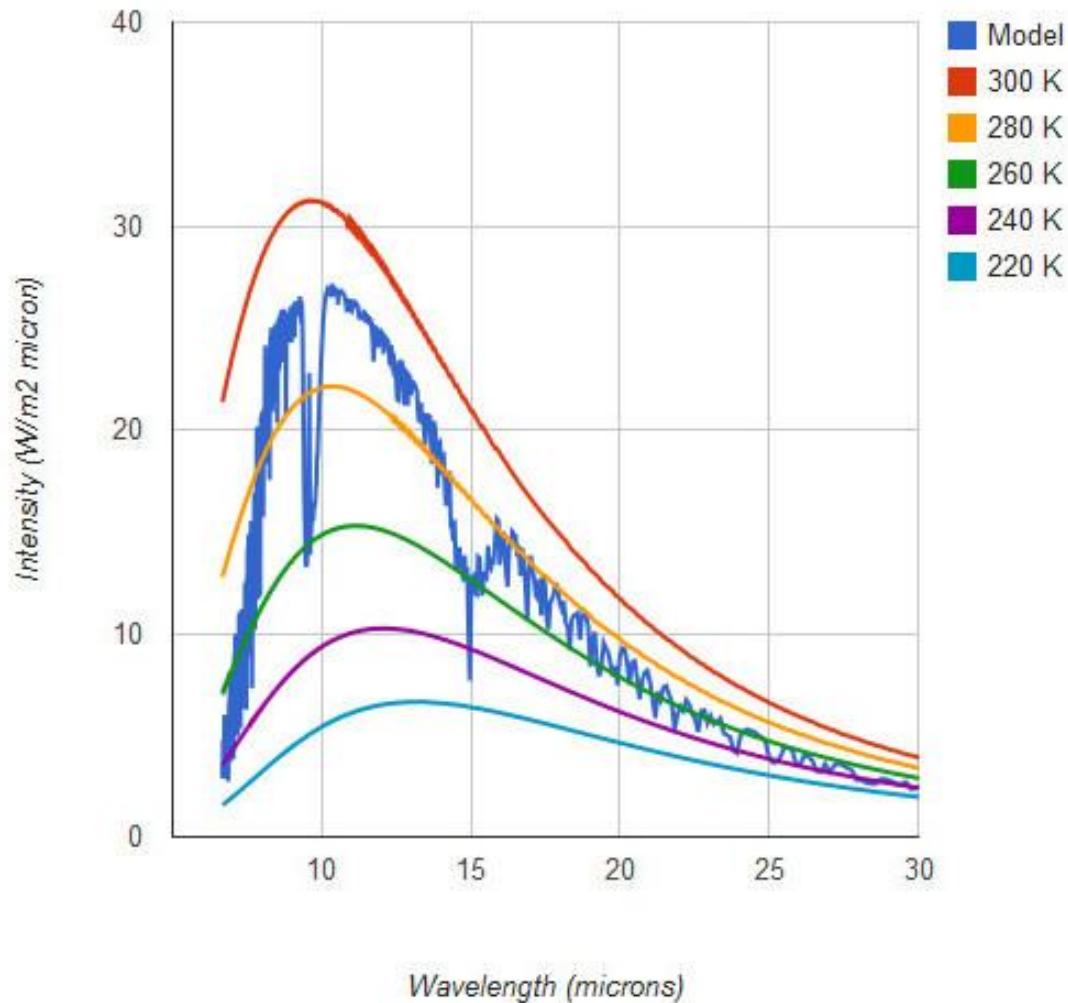
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **303.104** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

2 ppm CO₂, ~303W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

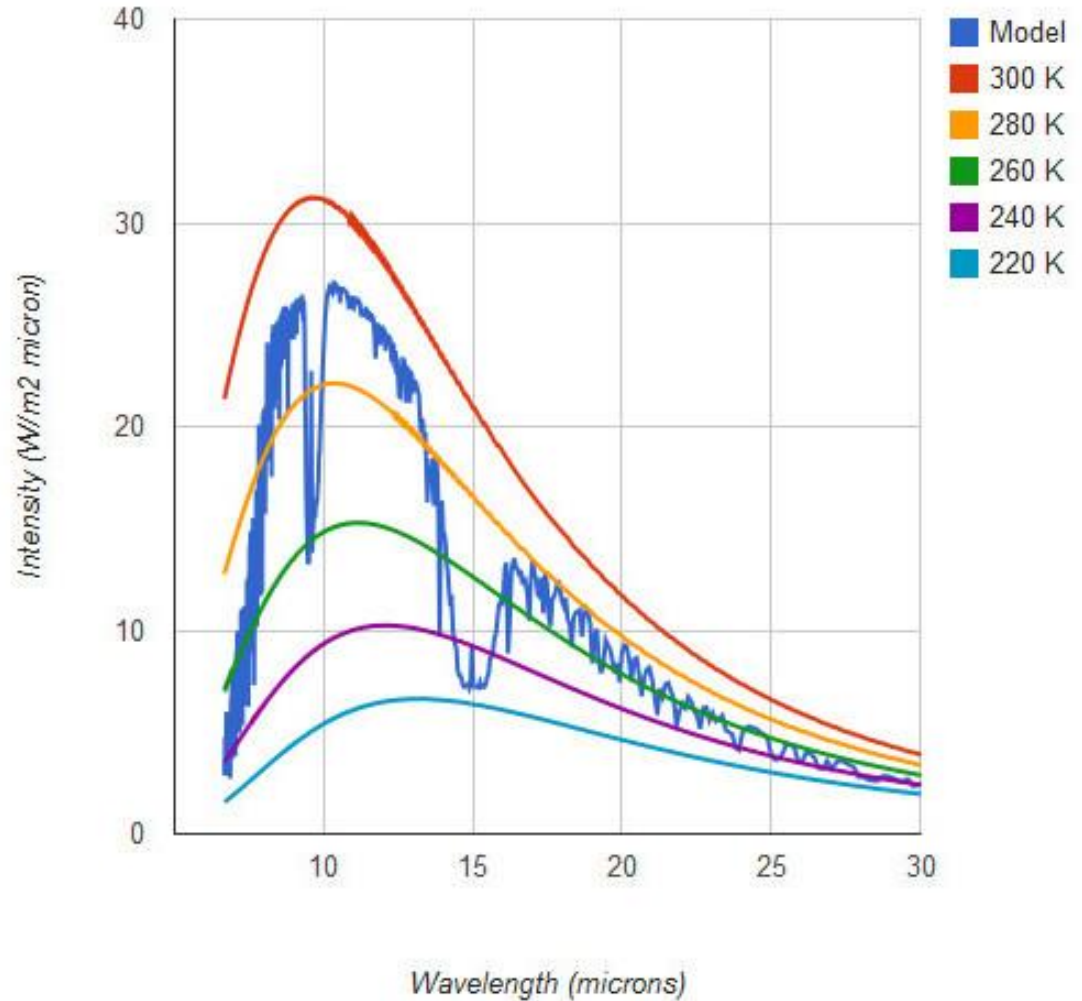
Locality

Altitude (km)

Model Output

Upward IR Heat Flux **289.822** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



50 ppm CO₂, ~290W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

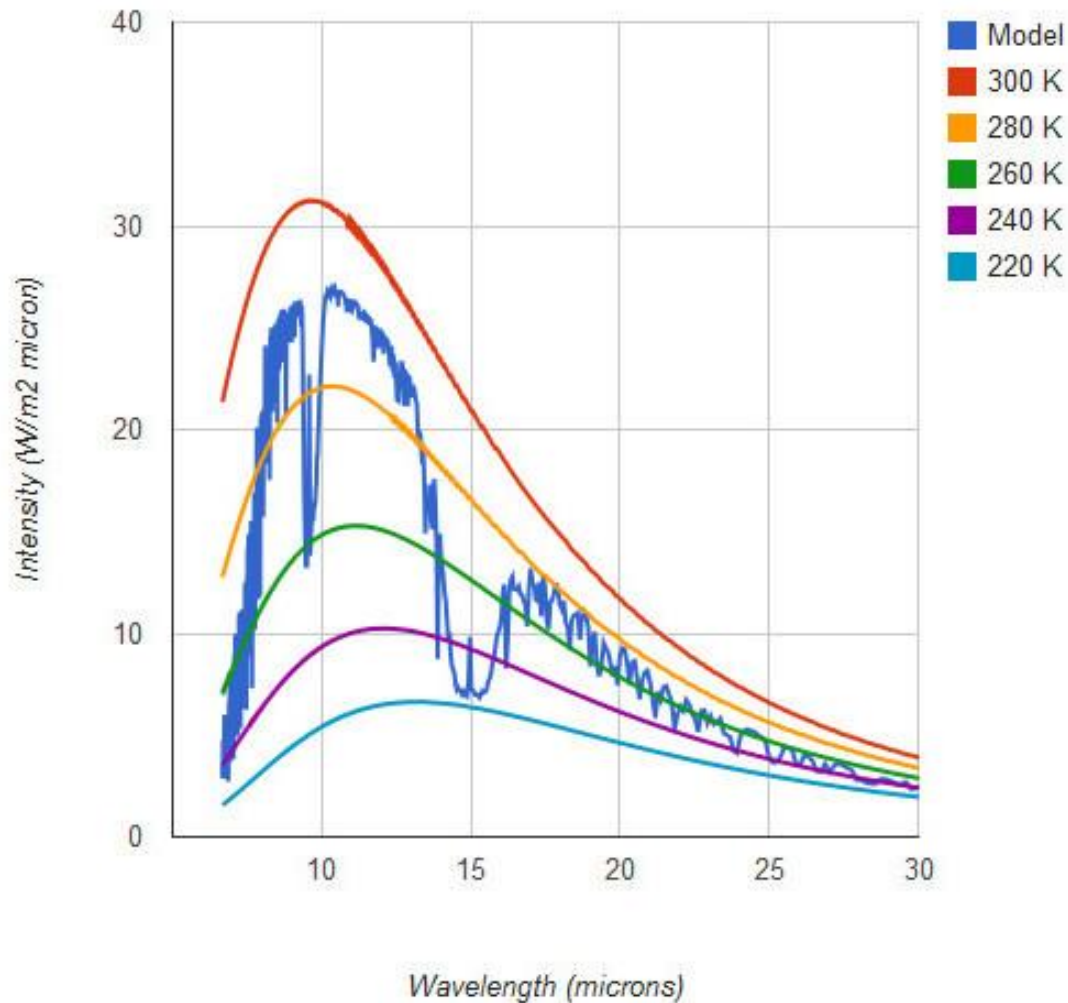
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **286.776** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

100 ppm CO₂, ~287W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

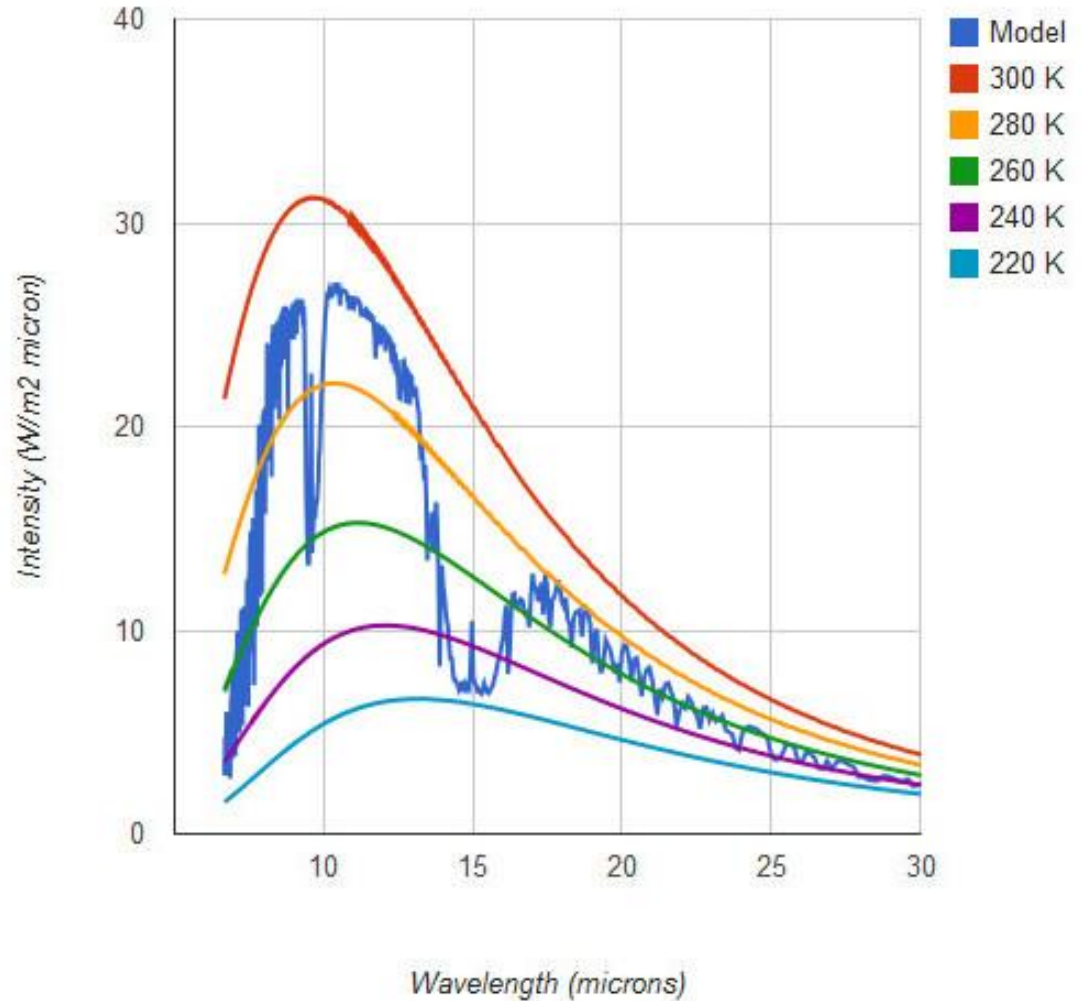
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **283.856** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

200 ppm CO₂, ~284W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

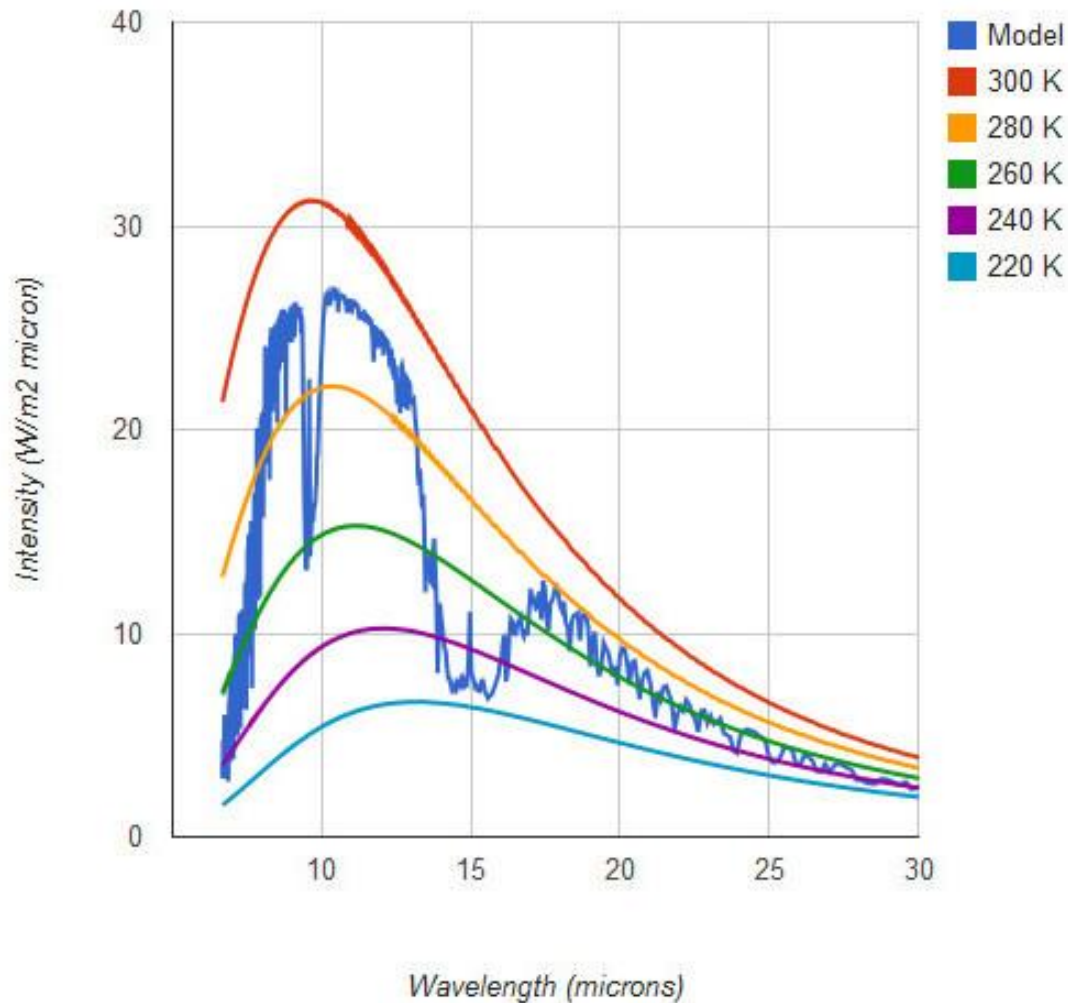
Locality

Altitude (km)

Model Output

Upward IR Heat Flux **280.936** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



400 ppm CO₂, ~281W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

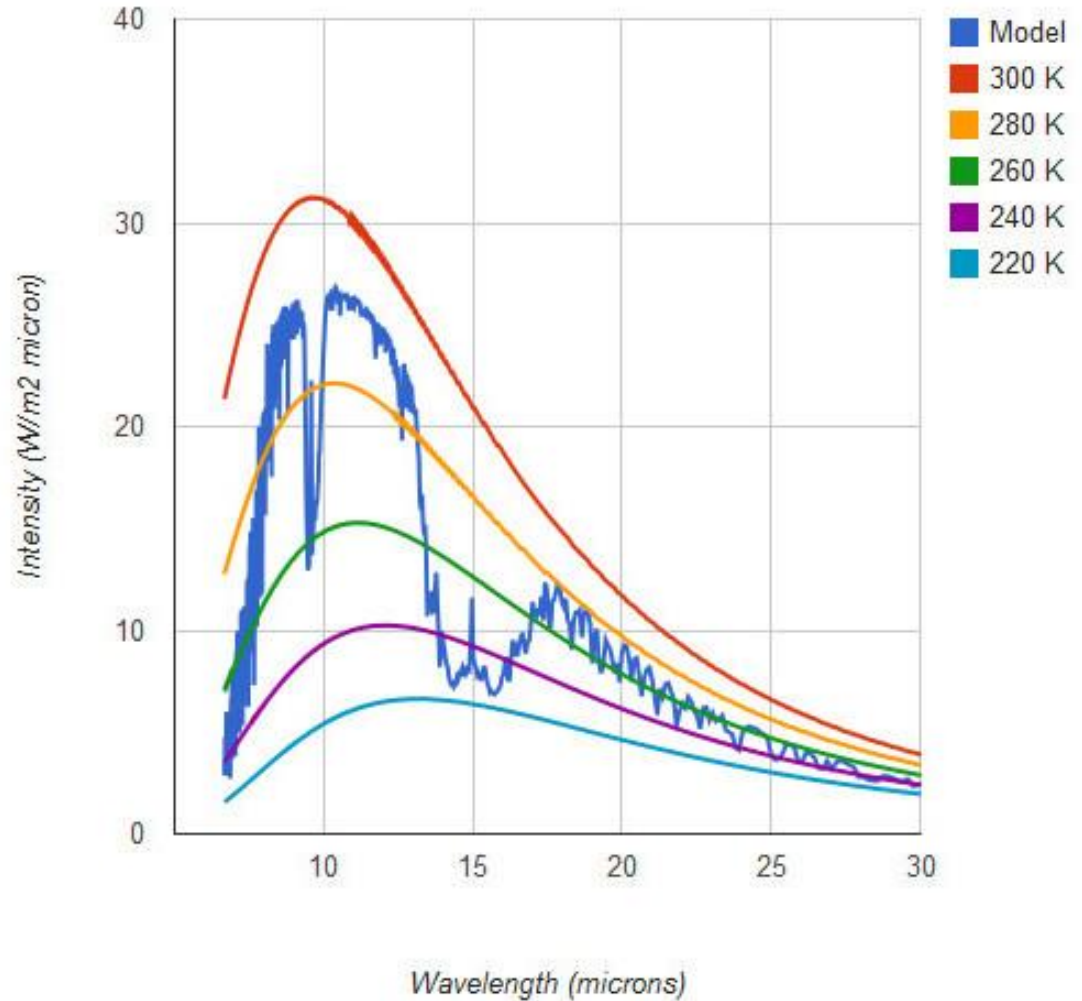
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

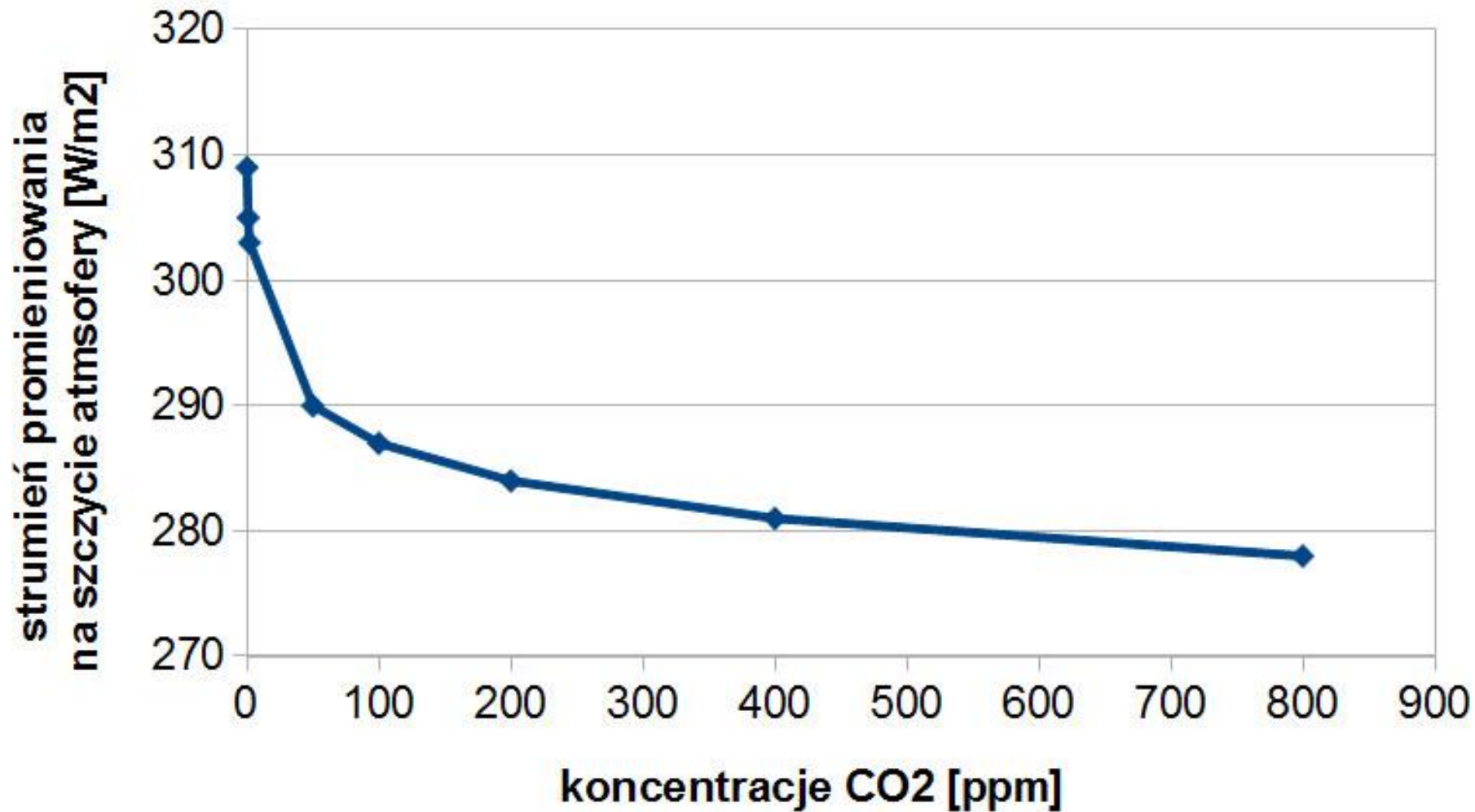
Upward IR Heat Flux **278.016** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



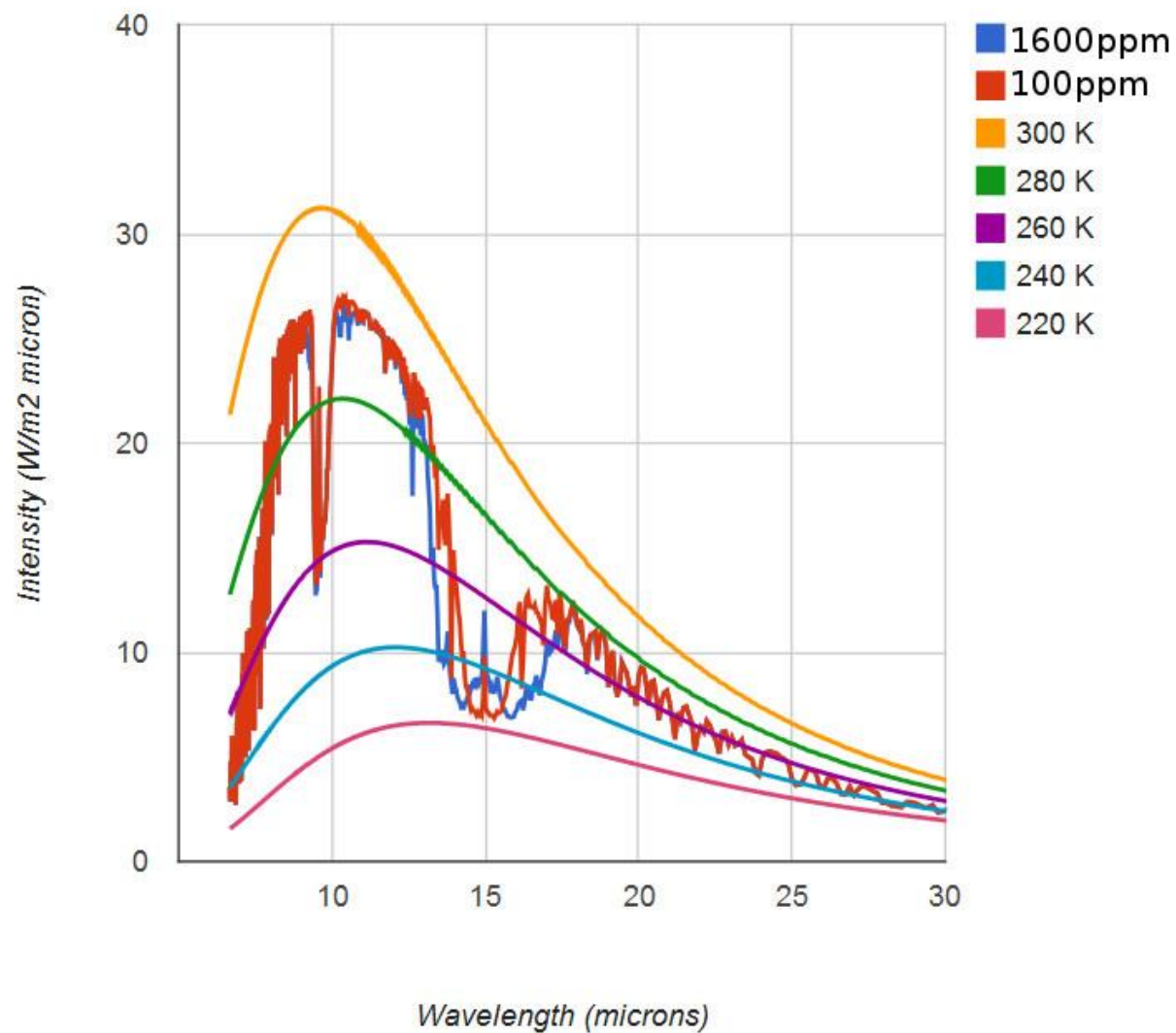
Wavelength

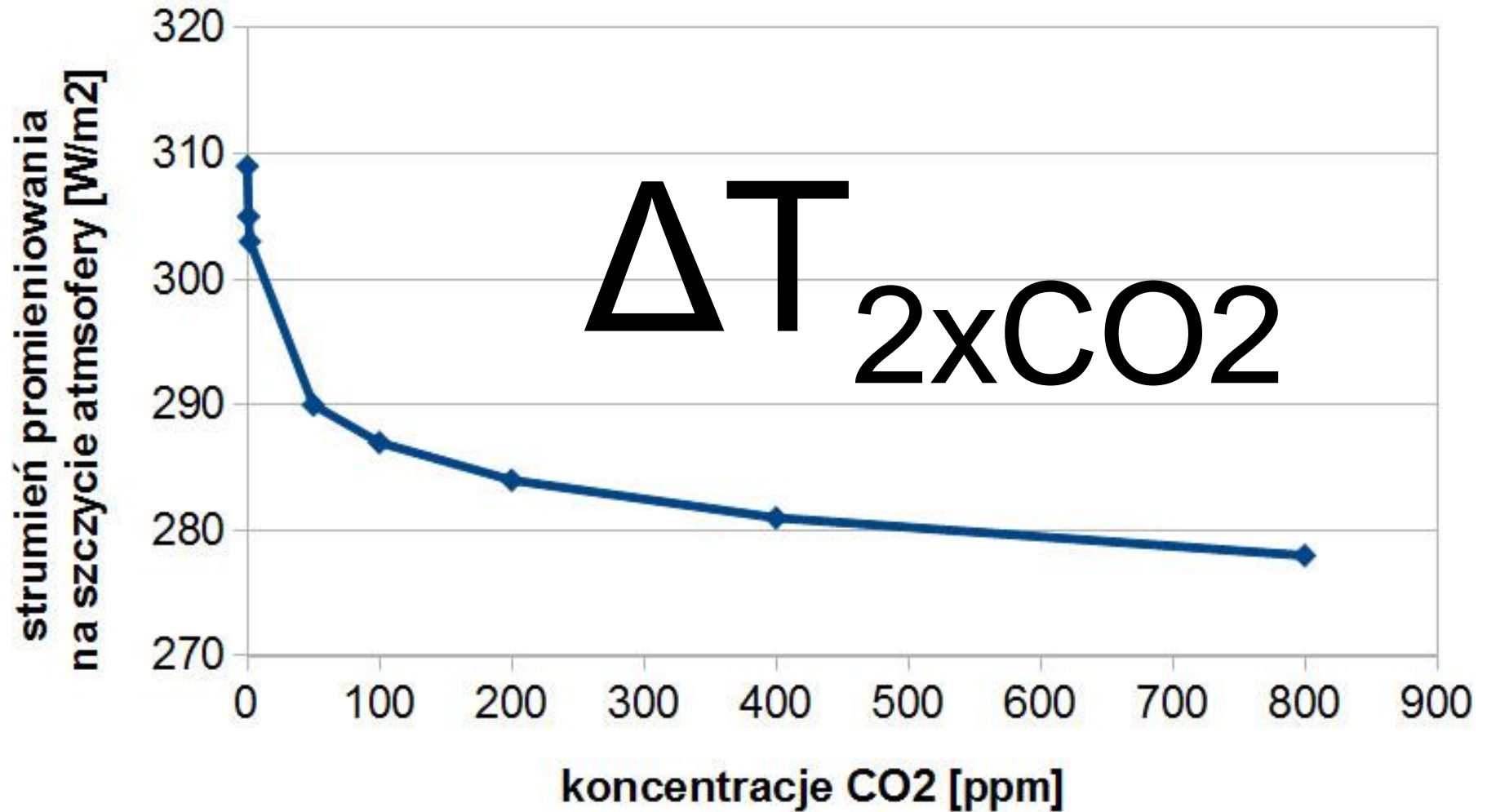
800 ppm CO₂, ~278W/m²



Każde podwojenie koncentracji CO₂ wprowadza taką samą zmianę!

Poszerzenie zderzeniowe





Każde podwojenie koncentracji CO₂ wprowadza taką samą zmianę!

Co się składa na czułość klimatu?

podwojenie koncentracji CO₂ ~ 1°C

+ uwzględnienie sprzężenia pary wodnej
i zmiany albedo w związku z topnieniem lodów ~ 2°C

+ uwzględnienie sprzężenia zwrotnego chmur ~ 2-4°C*

+ i inne

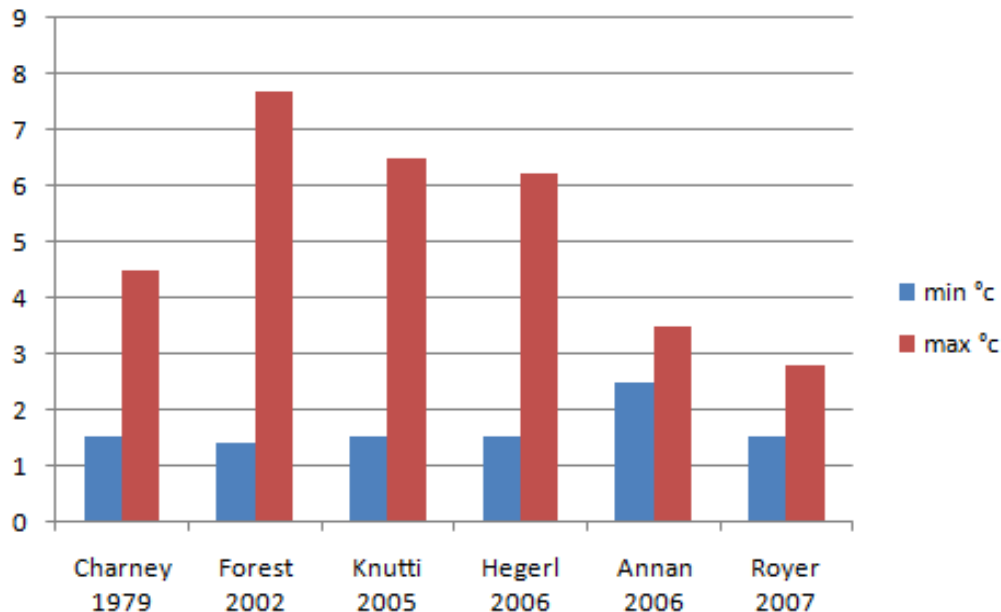
* Najnowsze badania wskazują, że raczej 4 niż 2°C.

Od czego (m.in.) zależy czułość klimatu?

- od wymuszeń – ich rodzaju, wielkości, rozkładu geograficznego
- od sprzężeń - ich rodzaju, wielkości, rozkładu geograficznego
- od aktualnego stanu klimatu

Czułość klimatu na podstawie modeli

1. Naszą wiedzę o świecie zapisujemy w postaci równań.
2. Zmieniamy warunek brzegowy (np. koncentrację CO₂).
3. Sprawdzamy, o ile zmienia się temperatura powierzchni Ziemi.



Wady:

- nie wszystkie mechanizmy umiemy dobrze opisać,
- działanie modelu sprawdza się na danych o *historycznym* klimacie.

Czułość klimatu na podstawie danych historycznych

1. Bierzemy dane o historycznych wartościach wymuszeń.
2. Bierzemy dane o historycznych temperaturach.
3. Sprawdzamy zmianę temperatury w odpowiedzi na wymuszenia

Paleo

wady:

- duże niepewności danych
- zmienił się stan wyjściowy
- mogą inaczej działać sprzężenia

zaleta:

- wiemy, że był czas na powrót do równowagi

Dane instrumentalne

wada:

- nie było pełnego powrotu do równowagi

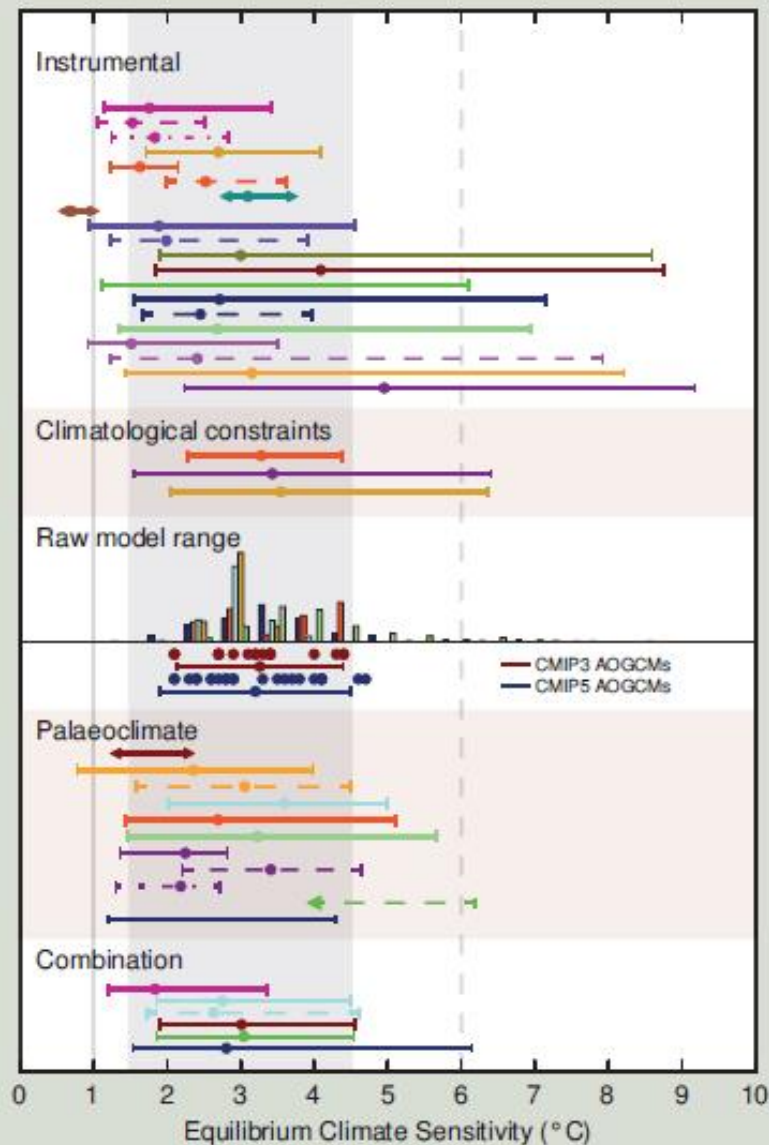
zaleta:

- ten sam stan wyjściowy
- te same wymuszenia
- te same sprzężenia

według V raportu IPCC
równowagowa czułość klimatu to

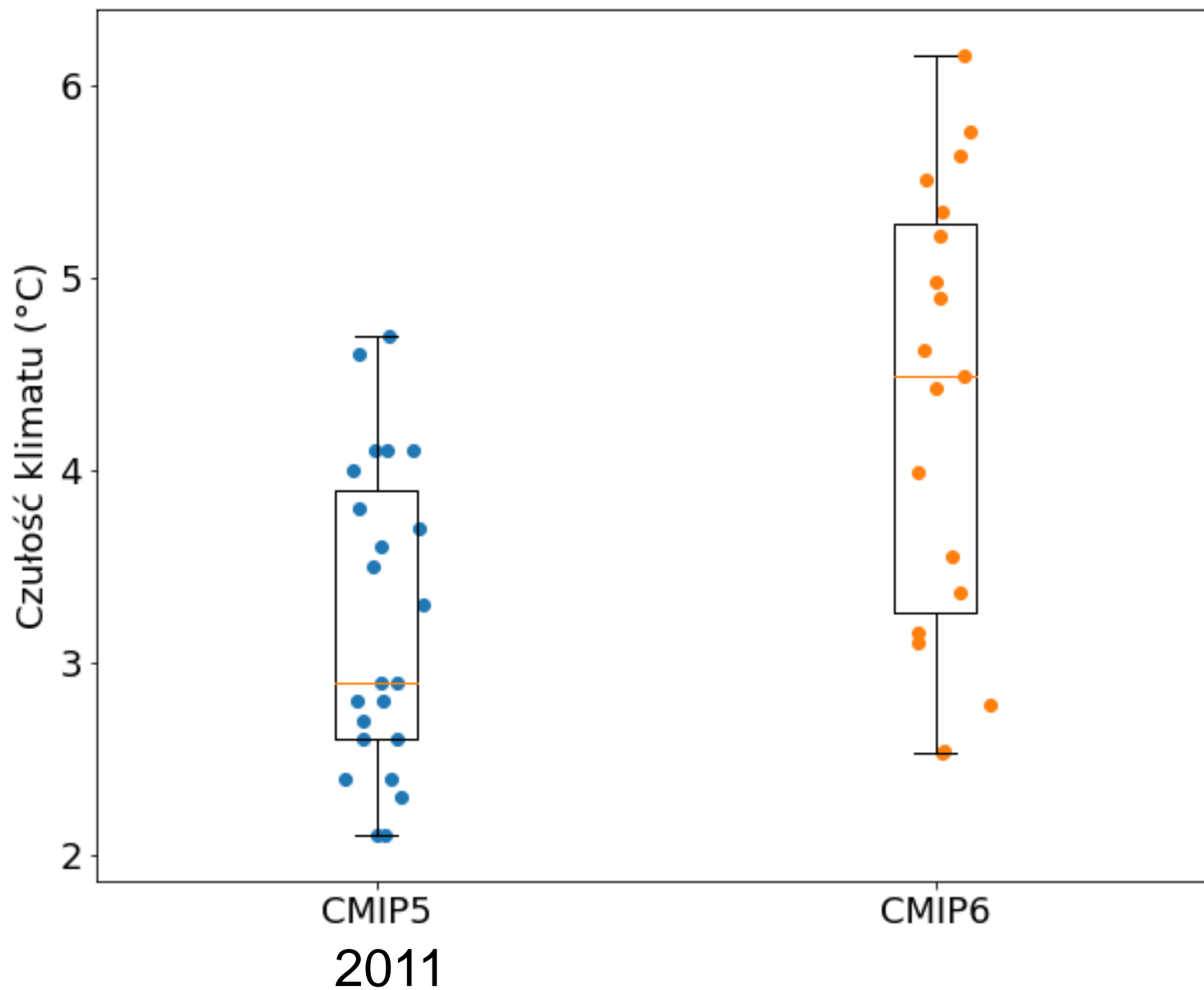
1,5 – 4,5 °C

Najprawdopodobniej: **3°C**



TFE.6, Figure 1 | Probability density functions, distributions and ranges for equilibrium climate sensitivity, based on Figure 10.20b plus climatological constraints shown in IPCC AR4 (Box AR4 10.2 Figure 1), and results from CMIP5 (Table 9.5). The grey shaded range marks the *likely* 1.5°C to 4.5°C range, grey solid line the *extremely unlikely* less than 1°C, the grey dashed line the *very unlikely* greater than 6°C. See Figure 10.20b and Chapter 10 Supplementary Material for full caption and details. }

Is climate sensitivity (response to CO₂ doubling) greater than we expected?



Skale czasowe działania różnych sprzężeń

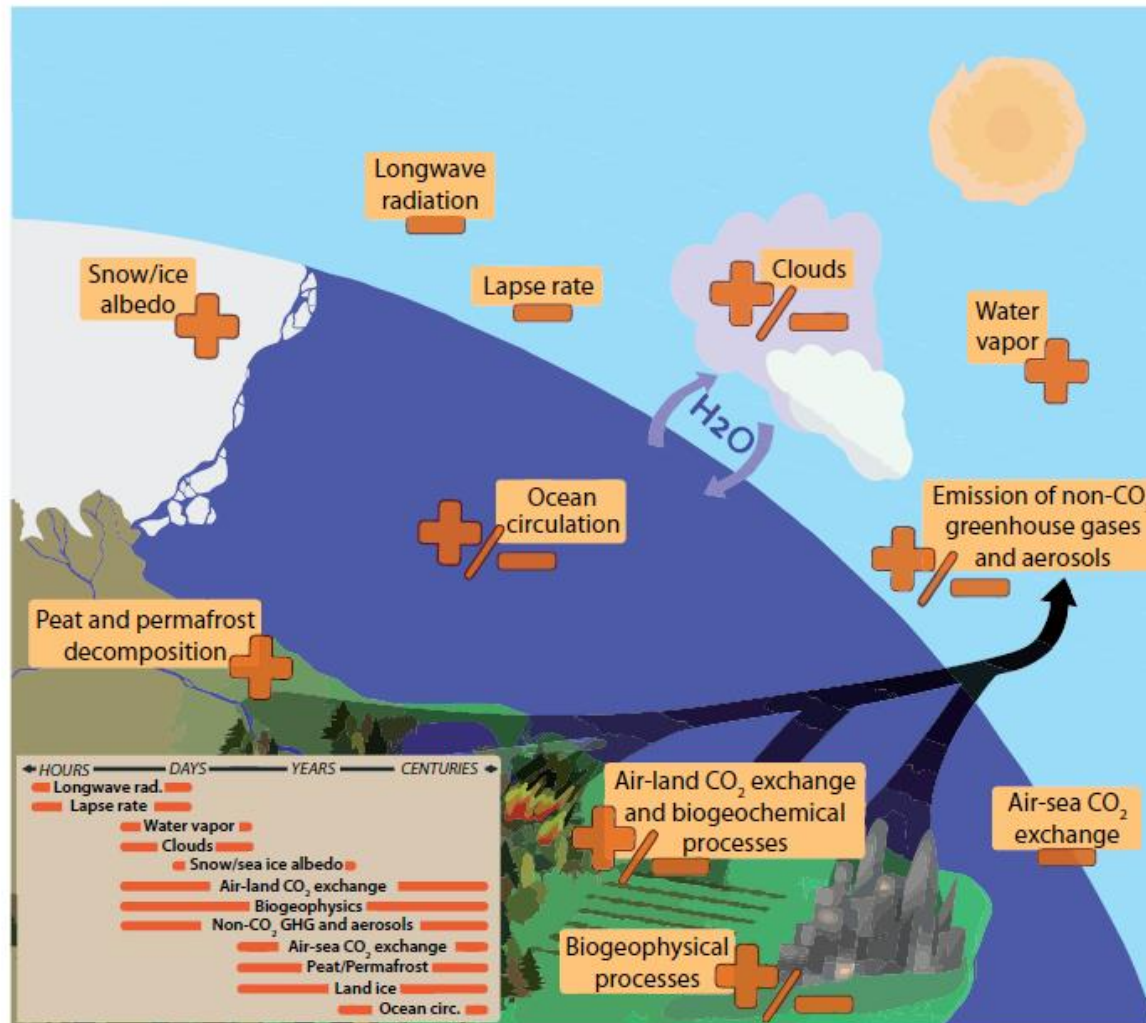
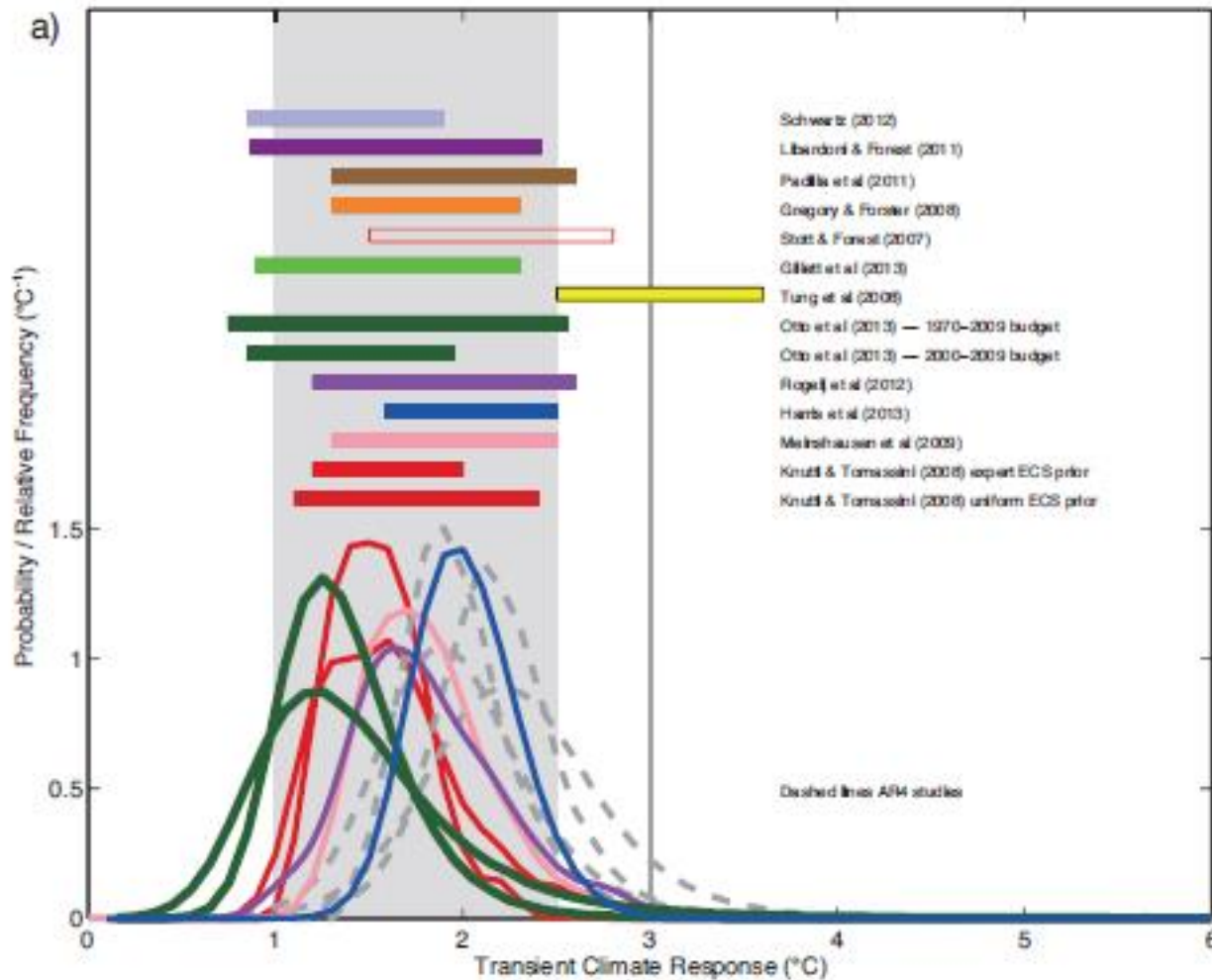


Figure 1.2 | Climate feedbacks and timescales. The climate feedbacks related to increasing CO₂ and rising temperature include negative feedbacks (-) such as LWR, lapse rate (see Glossary in Annex III), and air-sea carbon exchange and positive feedbacks (+) such as water vapour and snow/ice albedo feedbacks. Some feedbacks may be positive or negative (±): clouds, ocean circulation changes, air-land CO₂ exchange, and emissions of non-GHG and aerosols from natural systems. In the smaller box, the large difference in timescales for the various feedbacks is highlighted.

Prześciowa odpowiedź klimatu (Transient Climate Response – TCR)

$$\Delta T_{2xCO_2} \left(\text{Hourglass} \right)_{2xCO_2}$$

zmiana globalnej średniej temperatury powierzchni **w czasie**,
w którym koncentracje CO₂ podwoiły się, rosnąc w tempie 1% rocznie

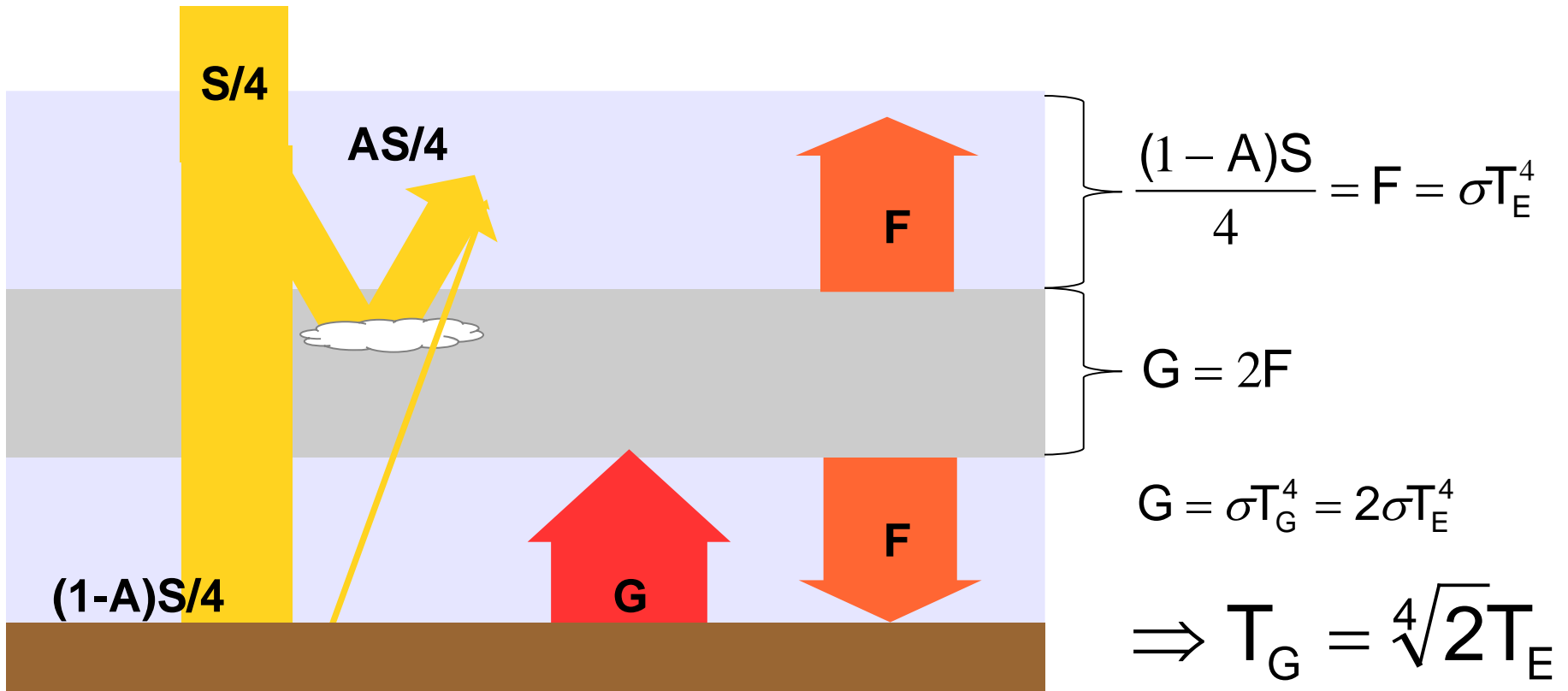


według V raportu IPCC przejściowa odpowiedź klimatu wynosi: **1-2,5 °C**

Skąd się bierze profil temperatury
w atmosferze?

Dlaczego nas on obchodzi?

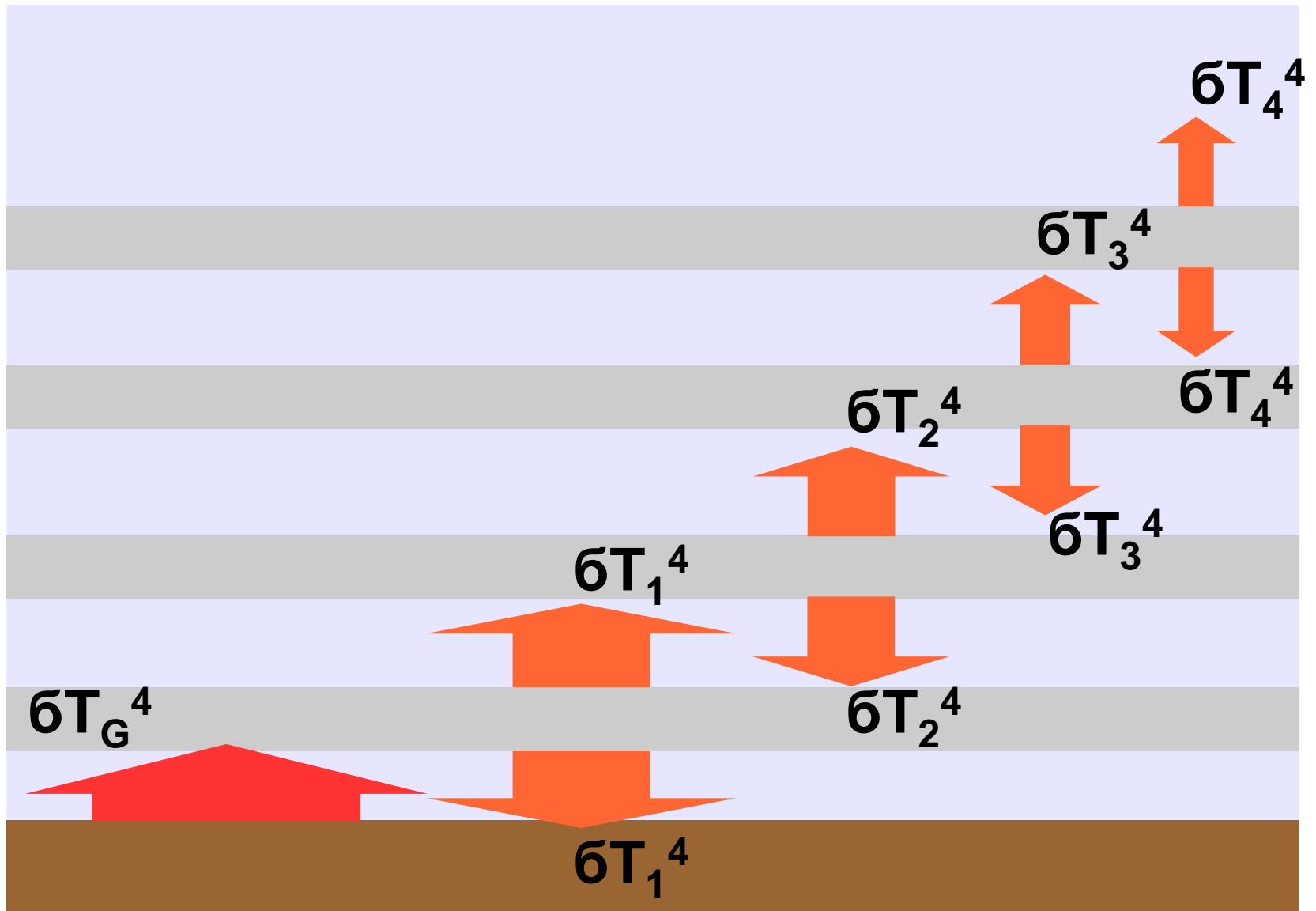
Efekt cieplarniany – model jednej szyby



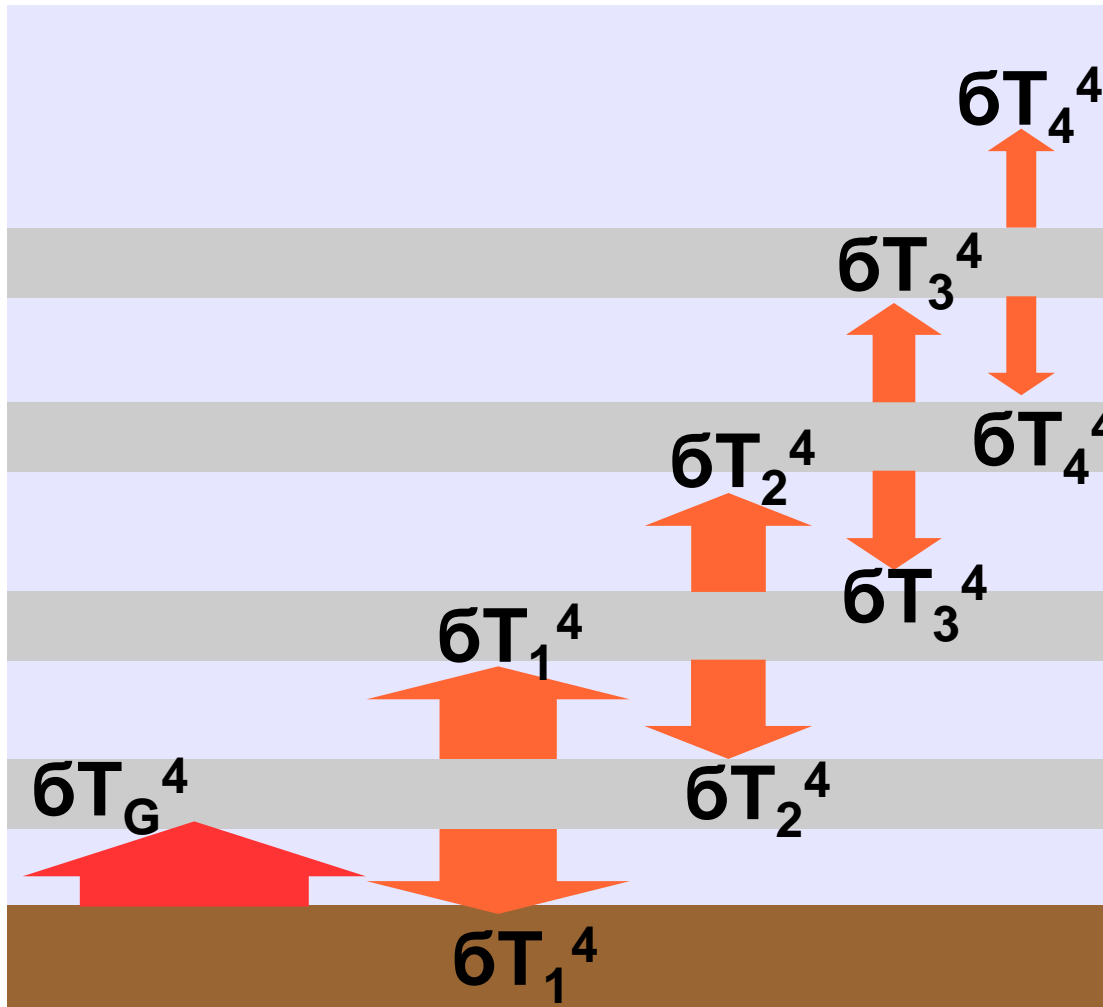
$$T_E \approx 255K$$

$$T_G \approx 303K$$

Model warstwowy



Model warstwowy



$$2\sigma T_N^4 = \sigma T_{N-1}^4$$

$$2\sigma T_3^4 = \sigma T_2^4 + \sigma T_4^4$$

$$2\sigma T_2^4 = \sigma T_1^4 + \sigma T_3^4$$

$$2\sigma T_1^4 = \sigma T_G^4 + \sigma T_2^4$$

Model warstwowy

$$2T_N^4 = T_{N-1}^4$$

$$2T_{N-1}^4 = T_{N-2}^4 + T_N^4$$

$$2T_{N-2}^4 = T_{N-3}^4 + T_{N-1}^4$$

...

$$2T_2^4 = T_1^4 + T_3^4$$

$$2T_1^4 = T_G^4 + T_2^4$$

$$T_{N-1}^4 = 2T_N^4$$

$$T_{N-2}^4 = 2T_{N-1}^4 - T_N^4 = 4T_N^4 - T_N^4 = 3T_N^4$$

$$T_{N-3}^4 = 2T_{N-2}^4 - T_{N-1}^4 = 6T_N^4 - 2T_N^4 = 4T_N^4$$

...

$$T_1^4 = 2T_2^4 - T_3^4 = NT_N^4$$

$$T_G^4 = 2T_1^4 - T_2^4 = (N+1)T_N^4$$

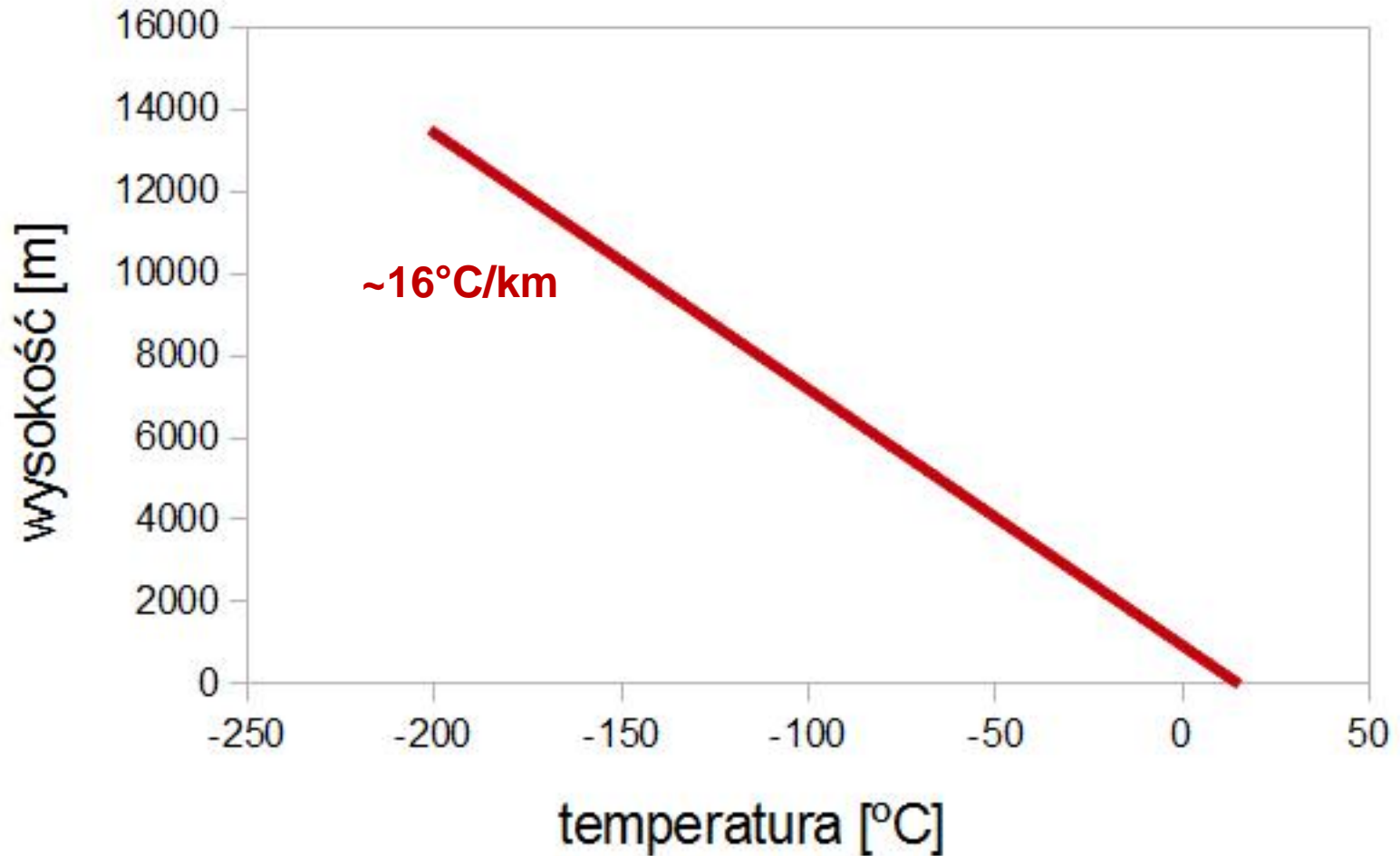
$$T_G = \sqrt[4]{N+1}T_N$$

$$= \sqrt[4]{N+1}T_E$$

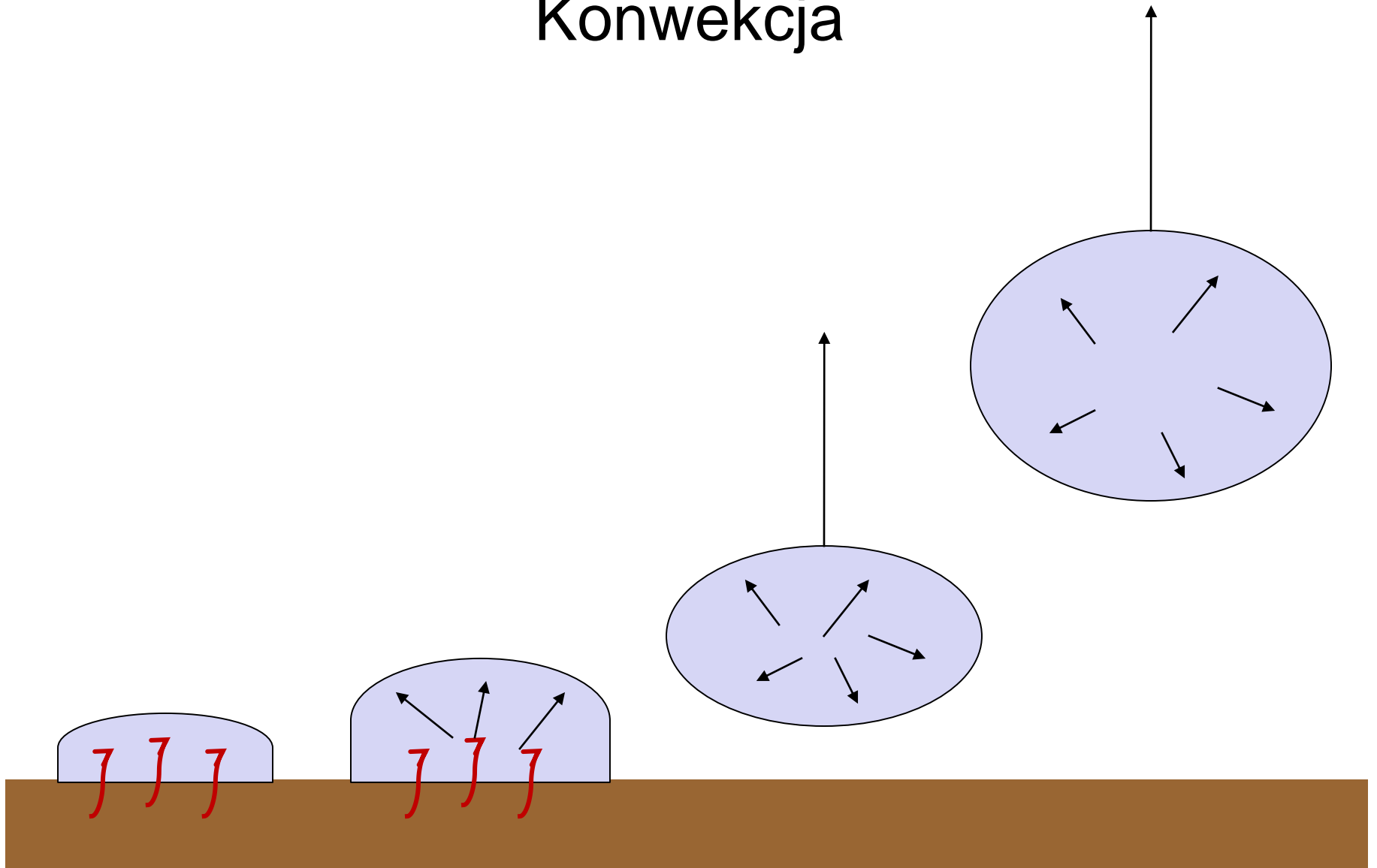
$$T_G > T_1 > T_2 > \dots > T_E$$

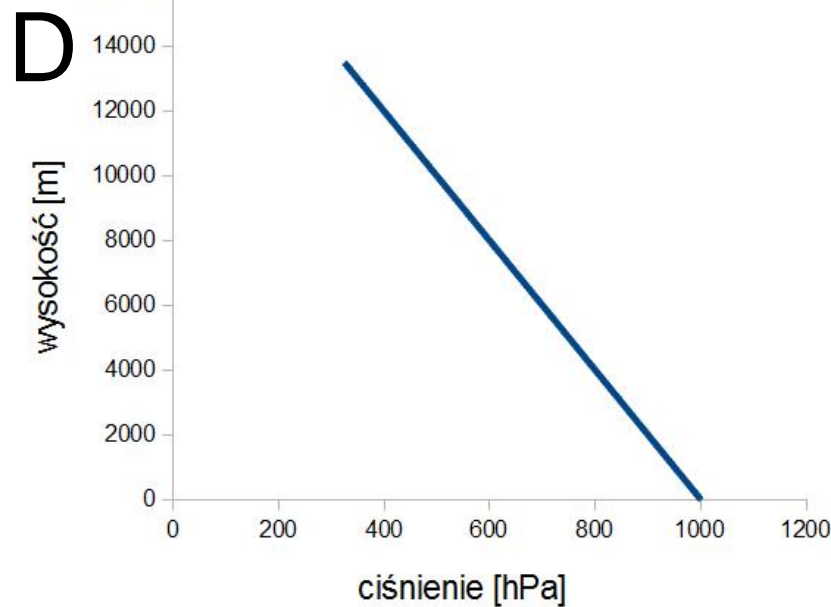
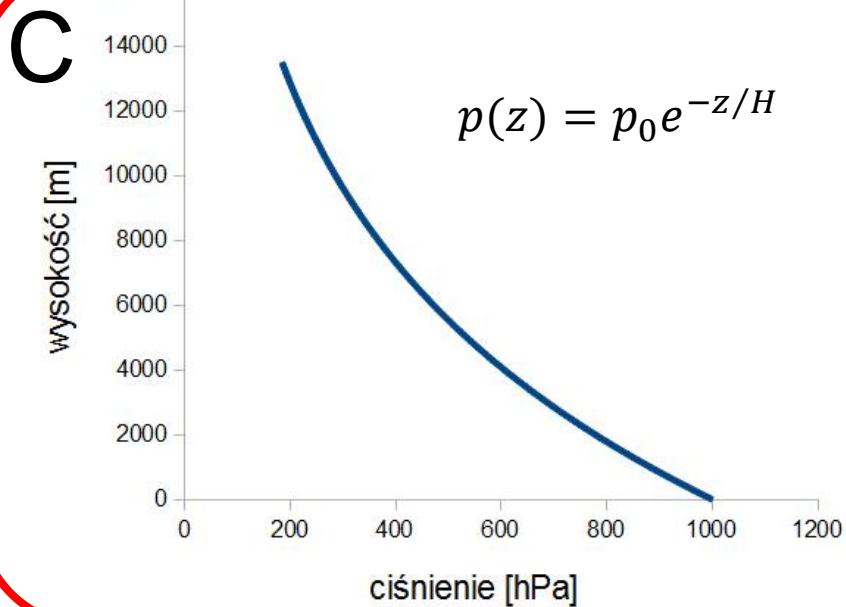
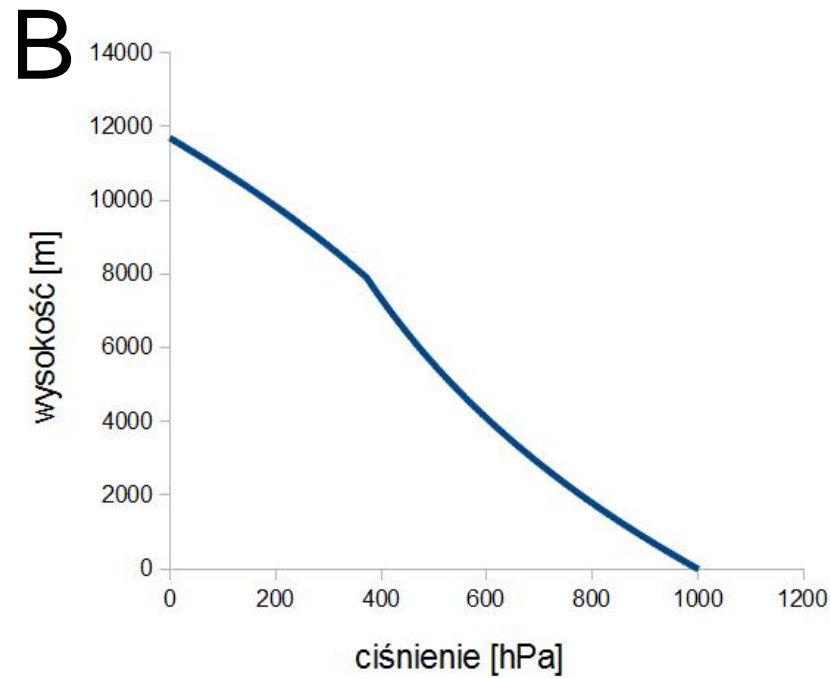
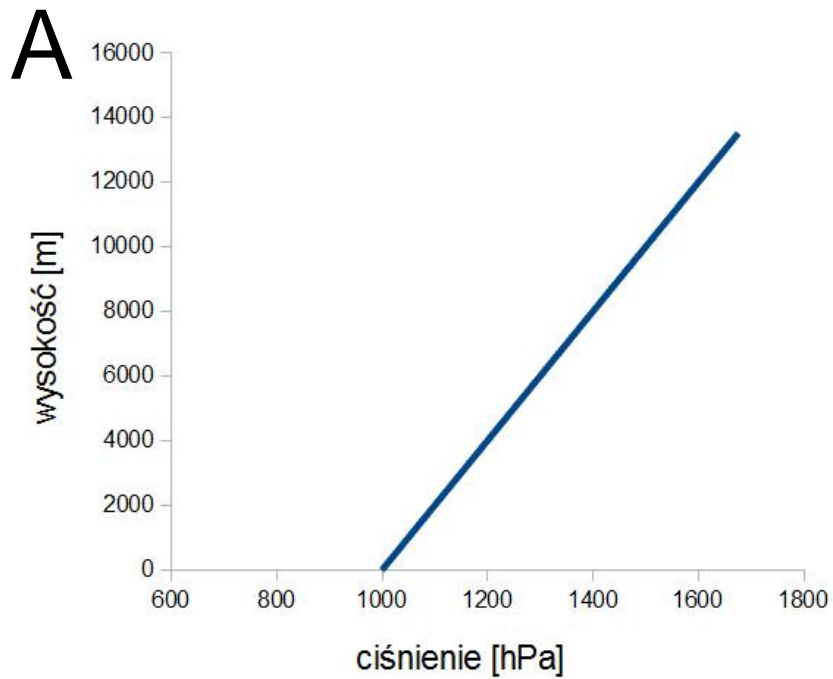
Temperatura maleje
z wysokością!

Gdyby energię transportowało wyłącznie promieniowanie...

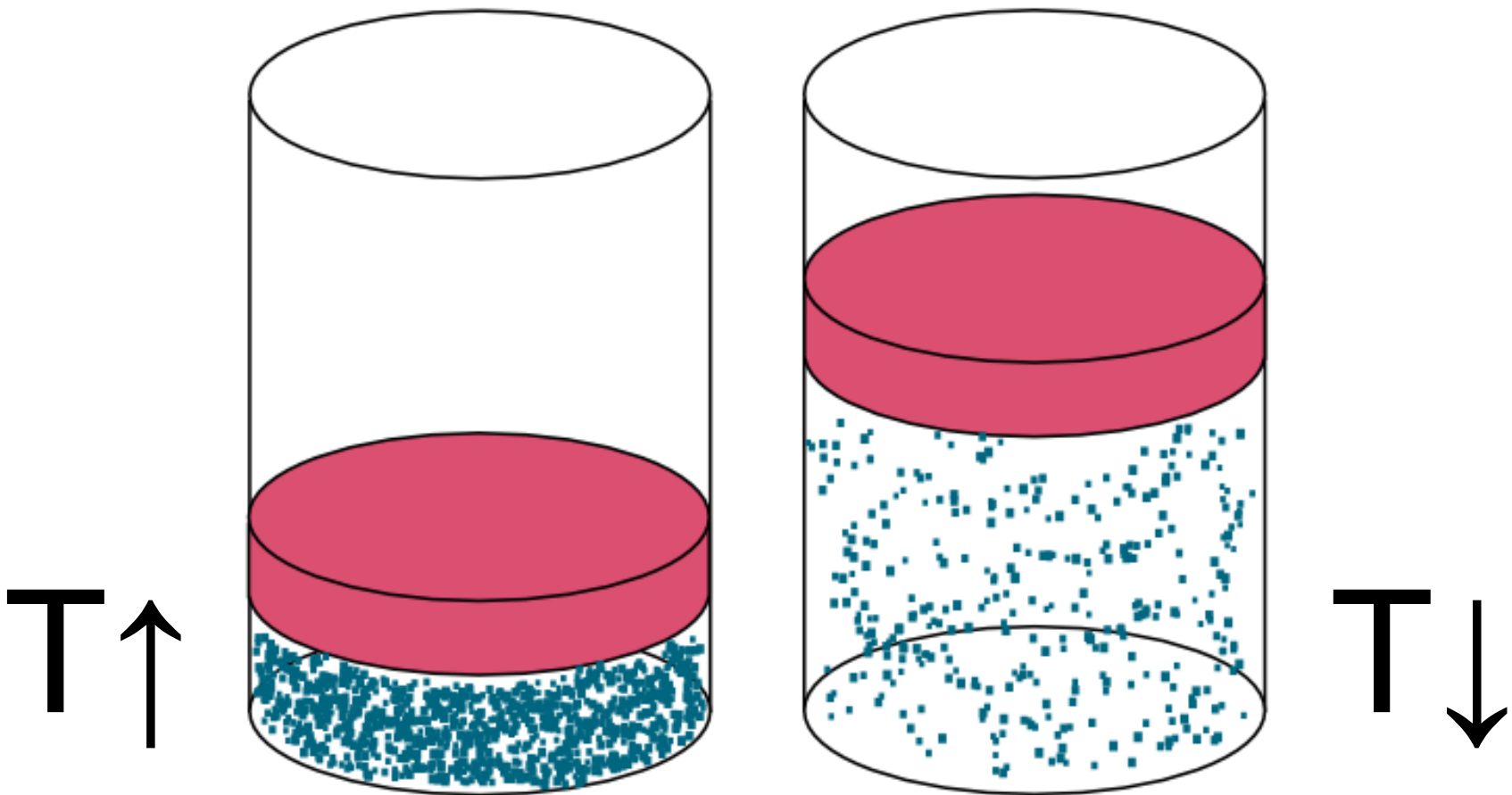


Konwekcja

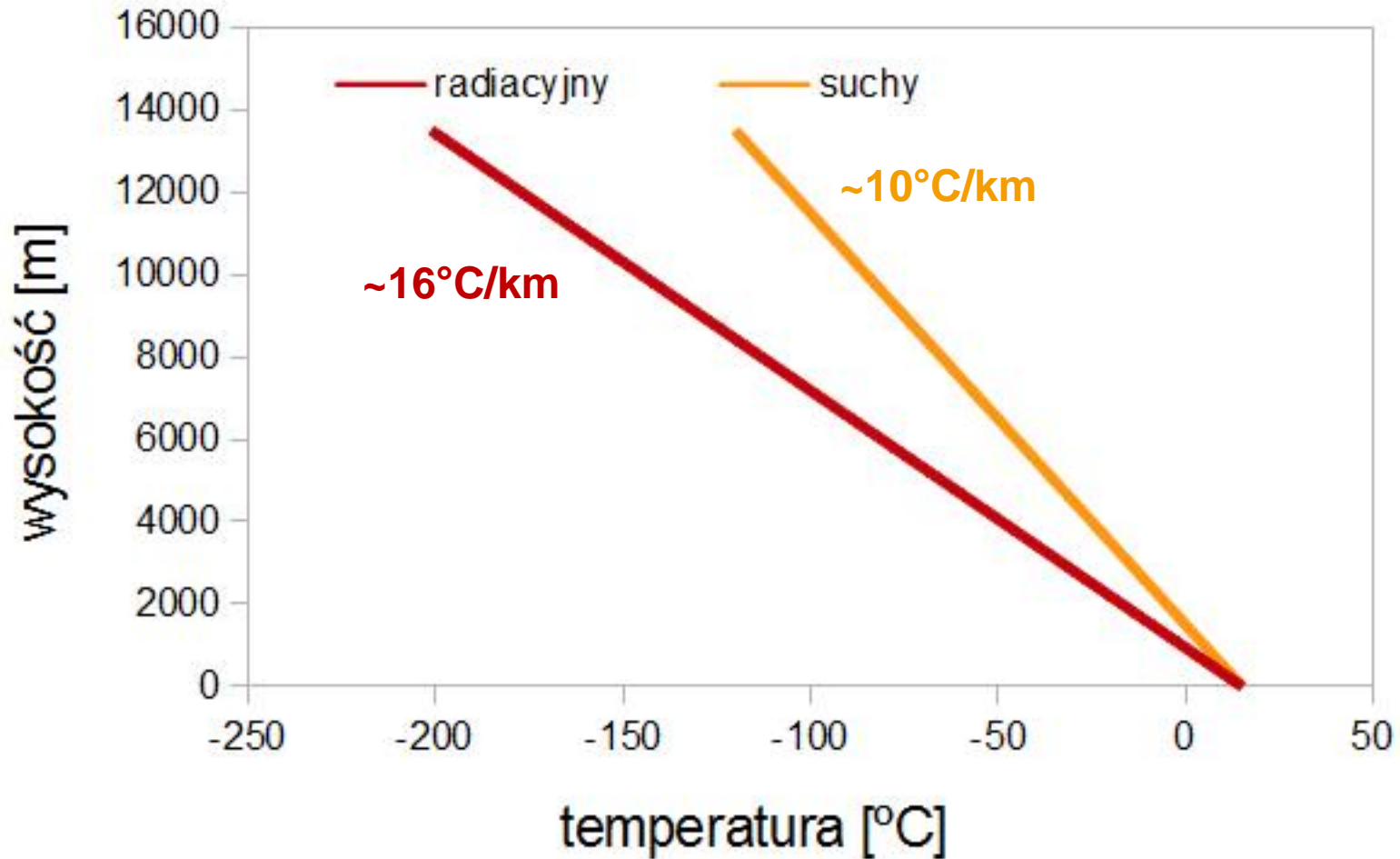




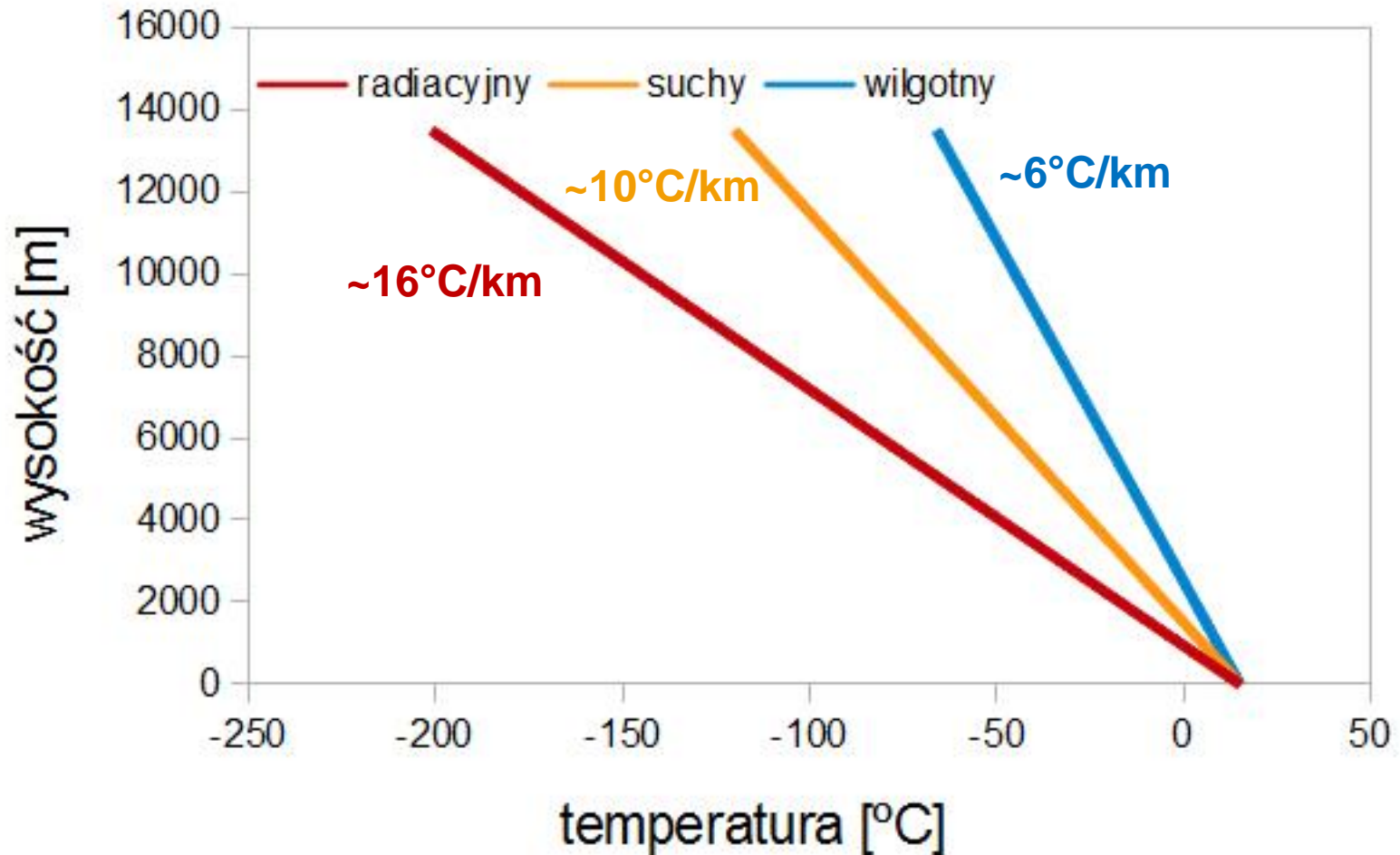
sprężanie - rozprężanie



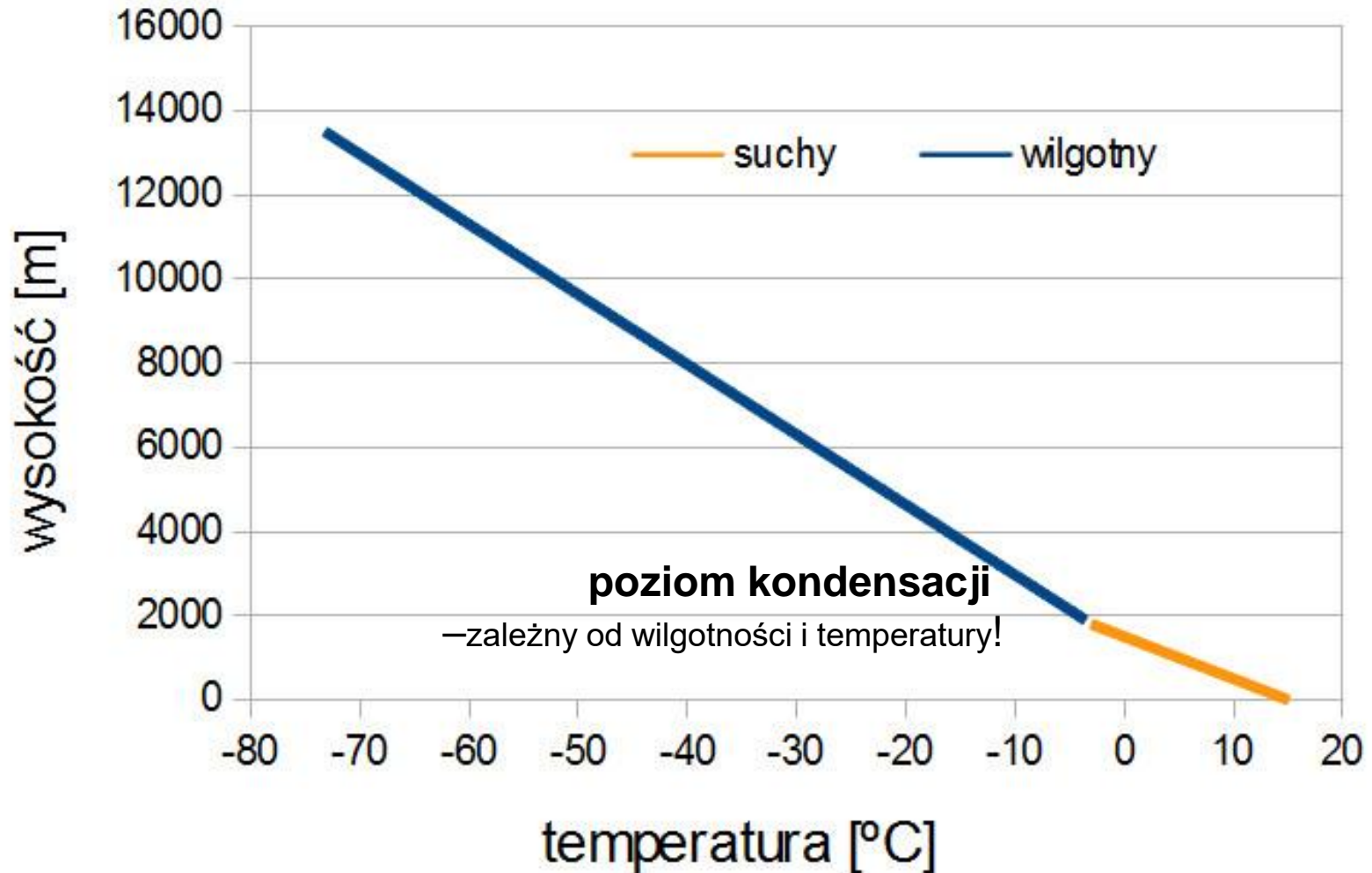
Gdyby w grę wchodziło tylko promieniowanie i rozprężanie...



Ale jest jeszcze para wodna!

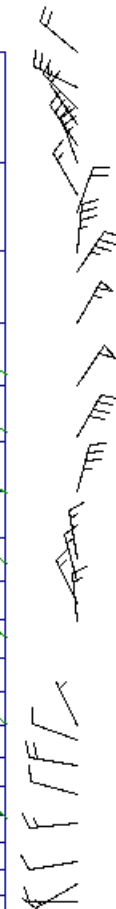
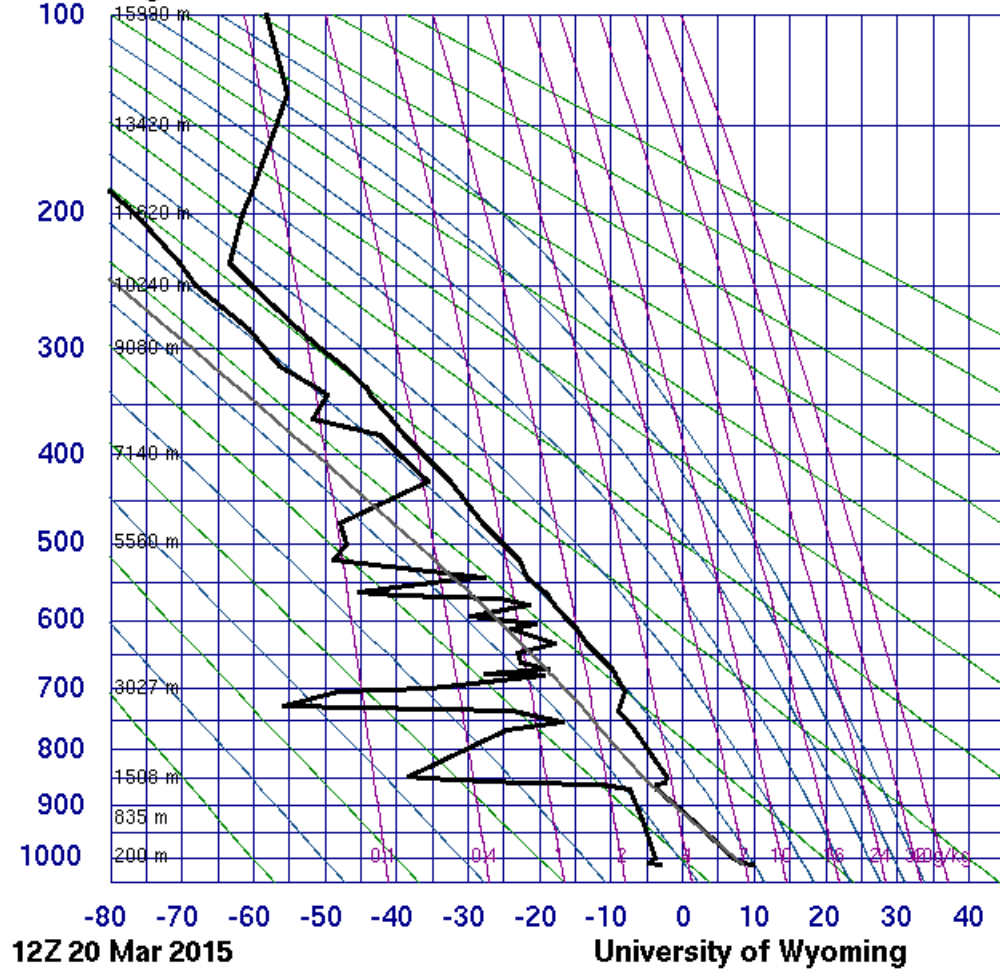


A tak realistyczniej...

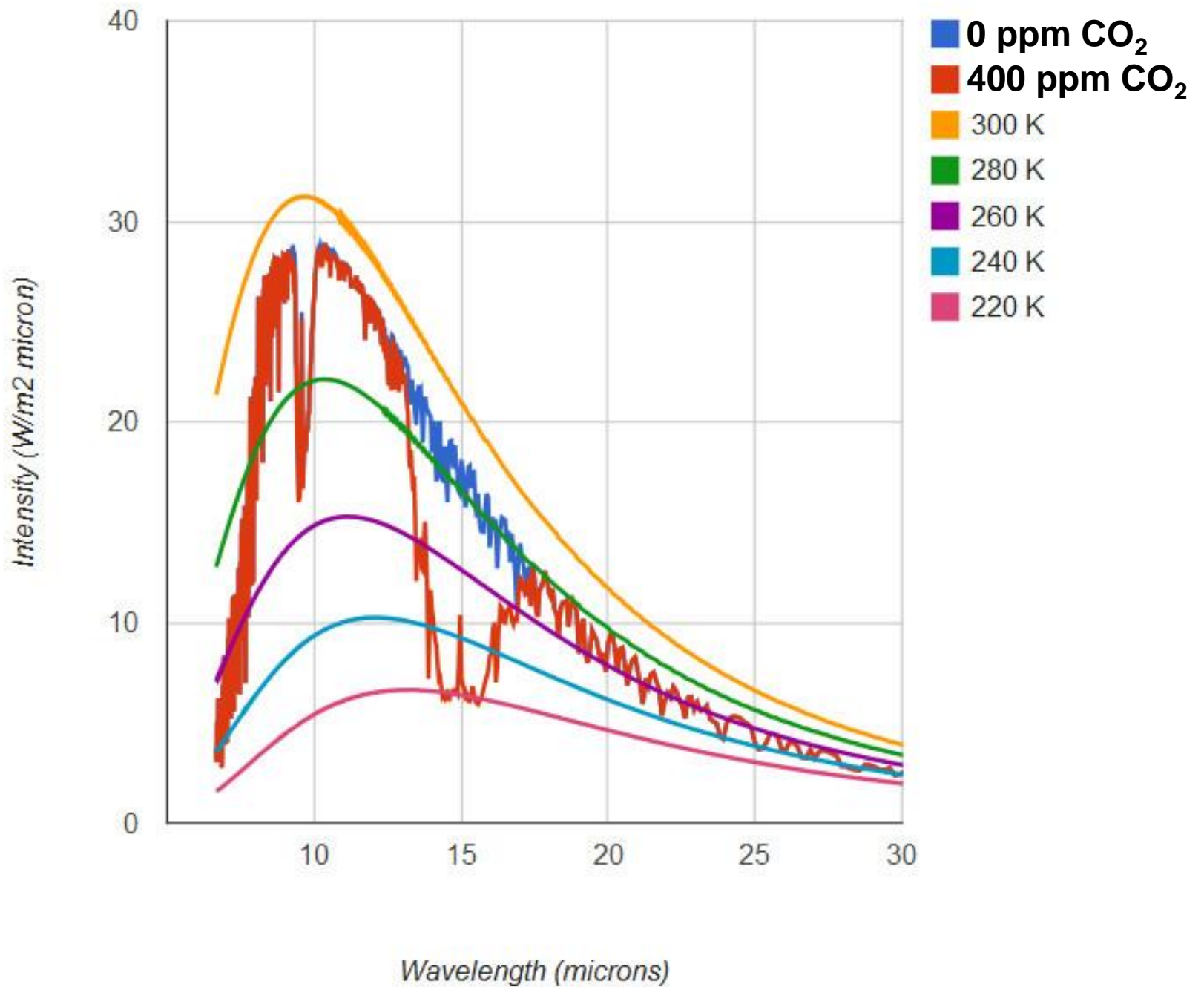


A tak naprawdę...

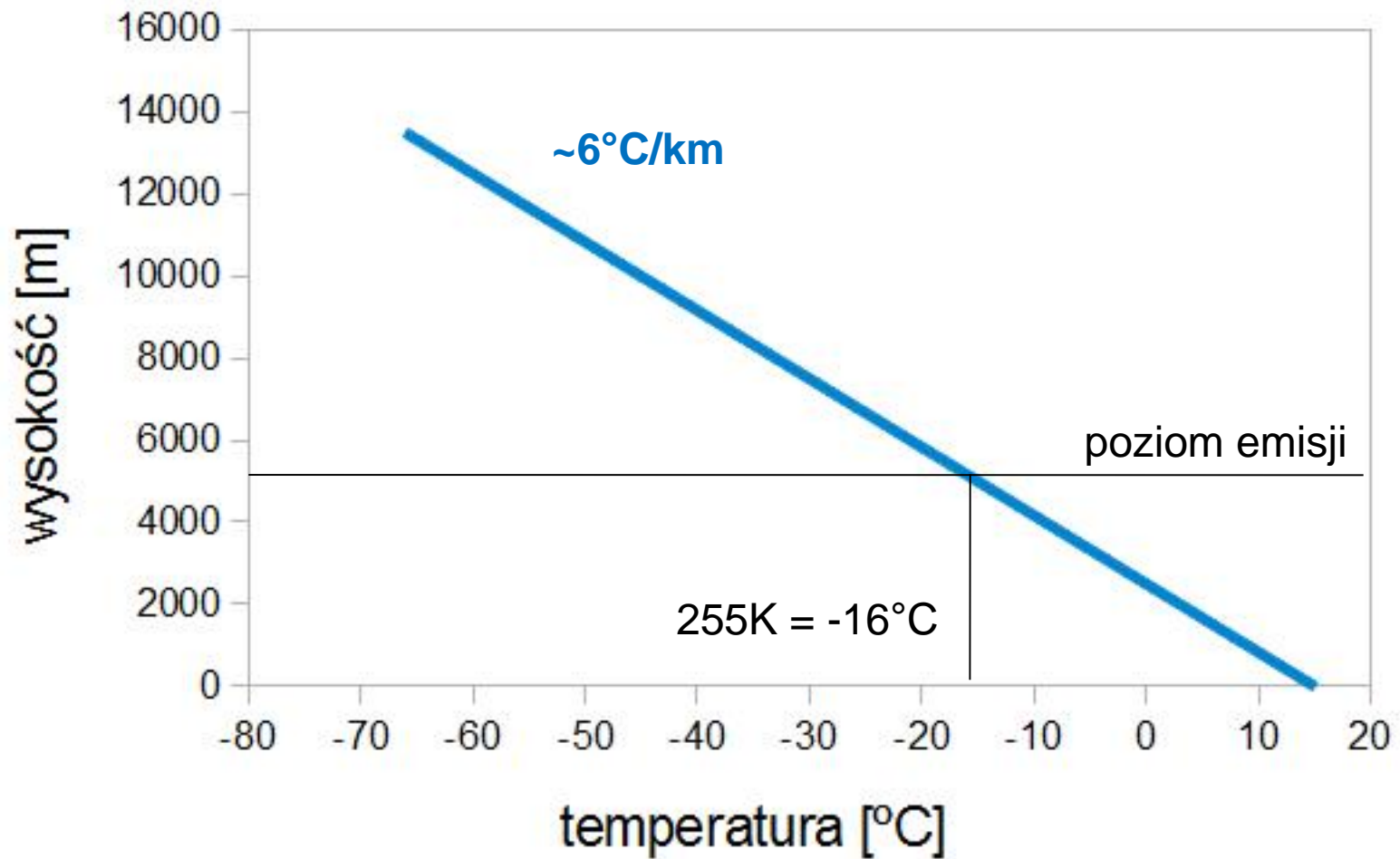
12374 Legionowo



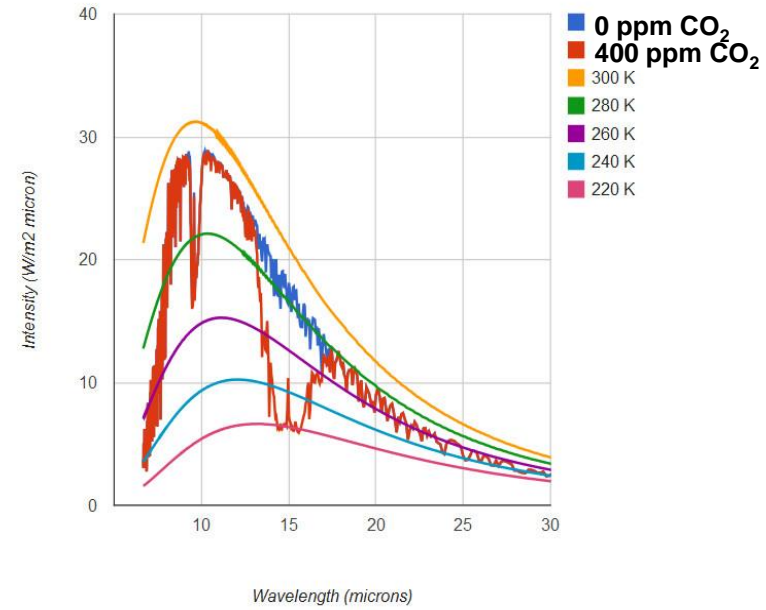
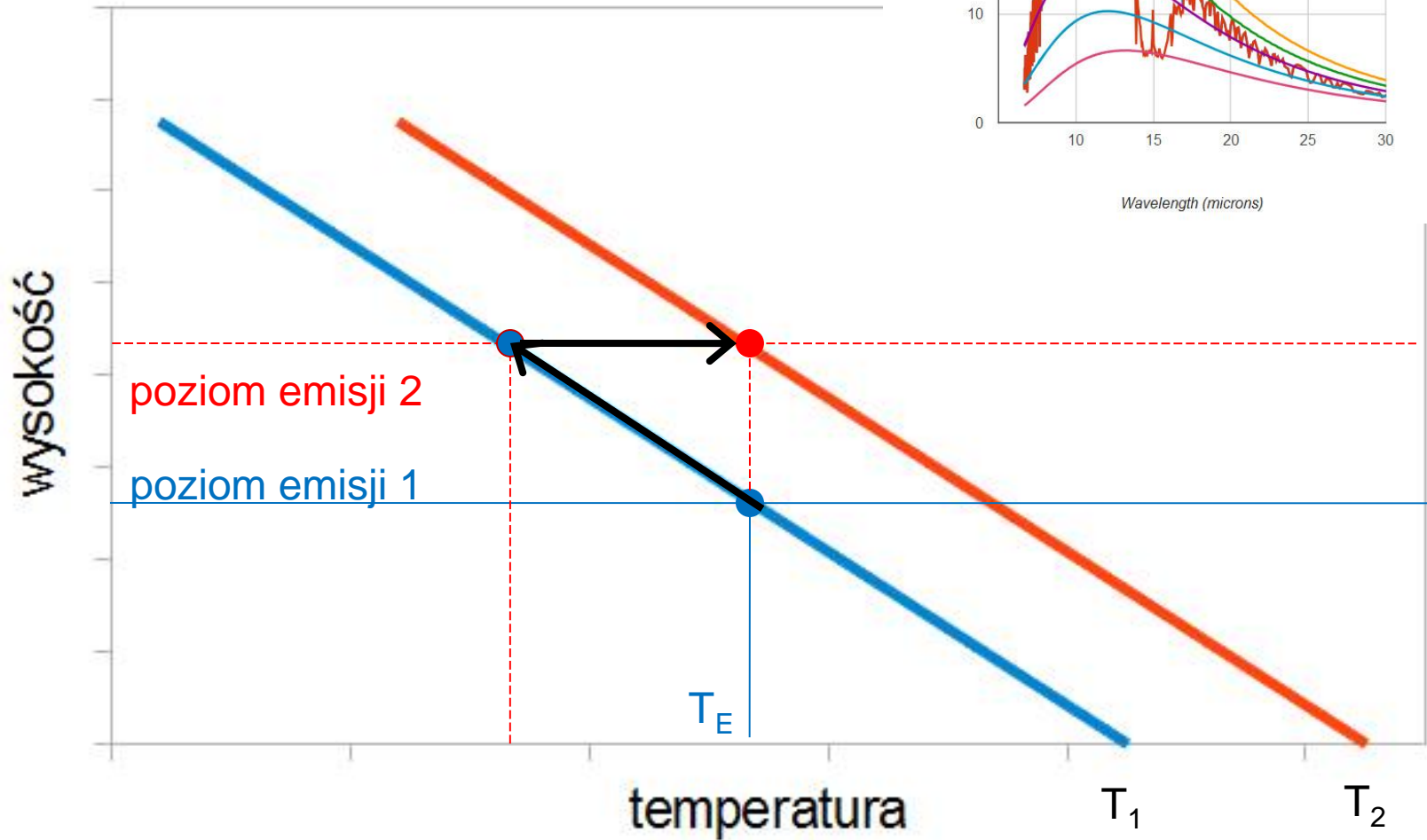
SLAT	52.40
SLON	20.96
SELV	96.00
SHOW	15.36
LIFT	12.11
LFTV	12.08
SWET	38.85
KINX	-40.5
CTOT	-11.2
VTOT	22.80
TOTL	11.60
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFCV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	266.7
LCLP	838.2
MLTH	280.5
MLMR	2.84
THCK	5360.
PWAT	6.91



Poziom emisji



Dodajemy CO₂...



$$\begin{array}{l} \text{zmiana} \\ \text{temperatury} \\ \text{na powierzchni} \\ \text{Ziemi} \end{array} = \begin{array}{l} \text{zmiana} \\ \text{poziomu} \\ \text{emisji} \end{array} \times \begin{array}{l} \text{gradient} \\ \text{temperatury} \\ \text{w atmosferze} \end{array}$$

Przykład

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Holding Fixed

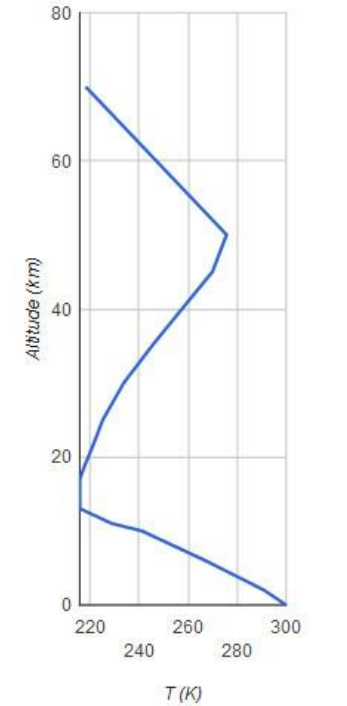
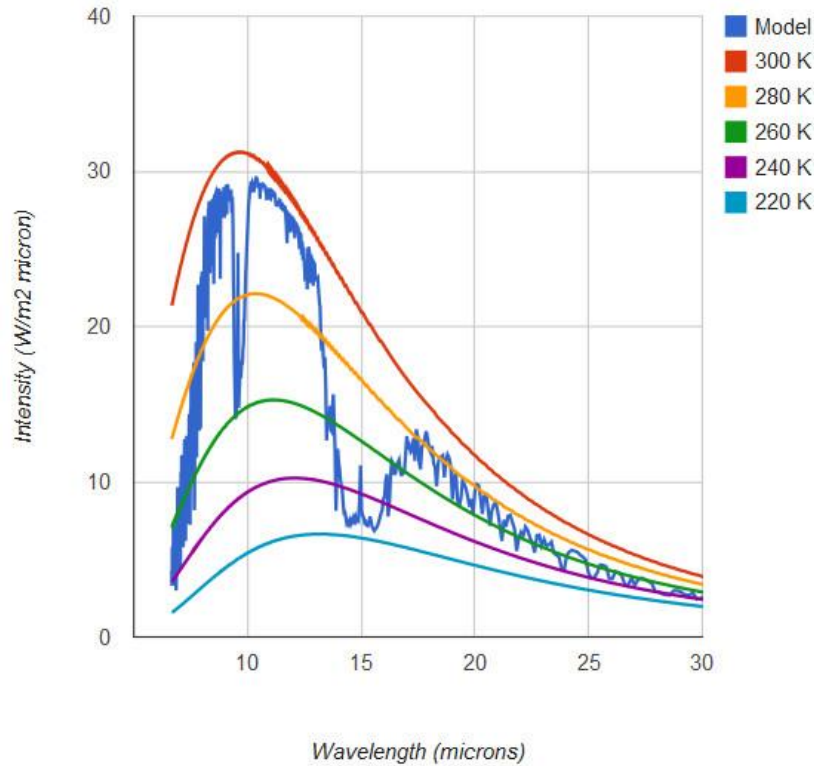
Locality

Altitude (km)

Model Output

Upward IR Heat Flux **301.503 W/m²**

Ground Temperature **300 K**



Wavelength

T (K)

Temperatura powierzchni Ziemi: $T_G=300K$

Promieniowanie na szczycie atmosfery / poziomie emisji: $F_E=301,5 \text{ W/m}^2$

Jaka jest temperatura efektywna (na poziomie emisji)?

$$F_E = \sigma T_E^4 \quad \Rightarrow \quad T_E = \sqrt[4]{\frac{1}{\sigma} F_E} \approx 270K$$

Jaka jest wysokość poziomu emisji (h)?

Zakładamy gradient temperatury 6 K/km.

$$T_E = T_G - \Gamma \cdot h \quad \Rightarrow \quad h = \frac{T_G - T_E}{\Gamma} = \frac{30}{6} = 5[\text{km}]$$

Podwajamy CO₂

Model Input

CO₂ (ppm) 800
CH₄ (ppm) 1.7
Trop. Ozone (ppb) 28
Strat. Ozone scale 1
Water Vapor Scale 1

Ground T offset, C 5.8
Holding Fixed Water Vapor Pressure

Locality Midlatitude Summer
No Clouds or Rain

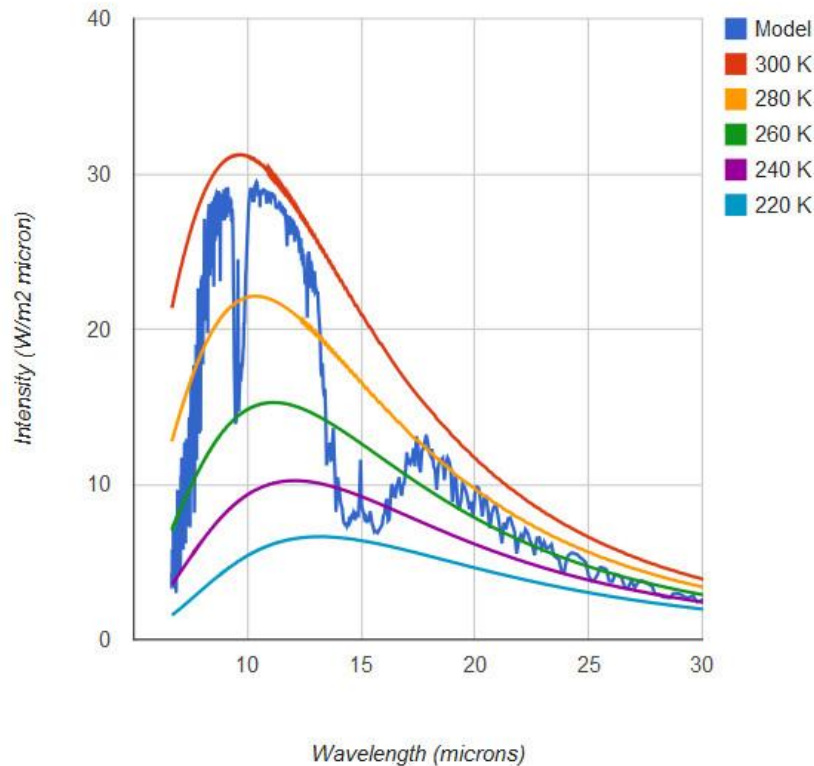
Altitude (km) 70
Looking down

Save This Run to Background

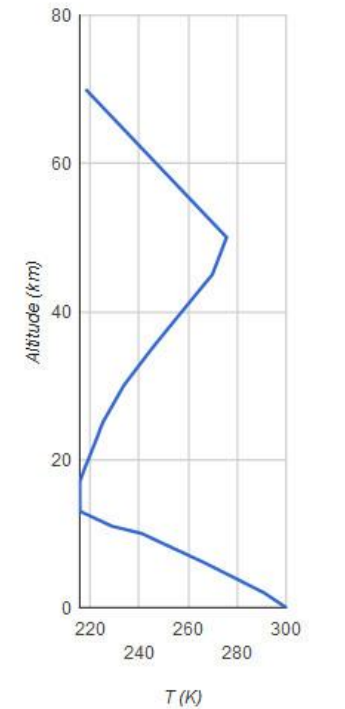
Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux 298.112 W/m²
Ground Temperature 300 K



Wavelength



T (K)

Temperatura powierzchni Ziemi: $T_G=300K$

Promieniowanie na szczycie atmosfery / poziomie emisji: $F_E=298,1 \text{ W/m}^2$

Jaka jest temperatura efektywna (na poziomie emisji)?

$$F_E = \sigma T_E^4 \quad \Rightarrow T_E = \sqrt[4]{\frac{1}{\sigma} F_E} \approx 269,3K$$

Jaka jest wysokość poziomu emisji (h)?

Zakładamy gradient temperatury 6 K/km .

$$T_E = T_G - \Gamma \cdot h \quad \Rightarrow h = \frac{T_G - T_E}{\Gamma} = \frac{30,7}{6} = 5,1[\text{km}]$$

**zmiana
temperatury
na powierzchni
Ziemi** = **zmiana
poziomu
emisji** x **gradient
temperatury
w atmosferze**

$$\Delta T_G = \Delta h \cdot \Gamma = 0,1 * 6 = 0,6[K]$$