



Bilans energii i pojęcie wymuszania radiacyjnego

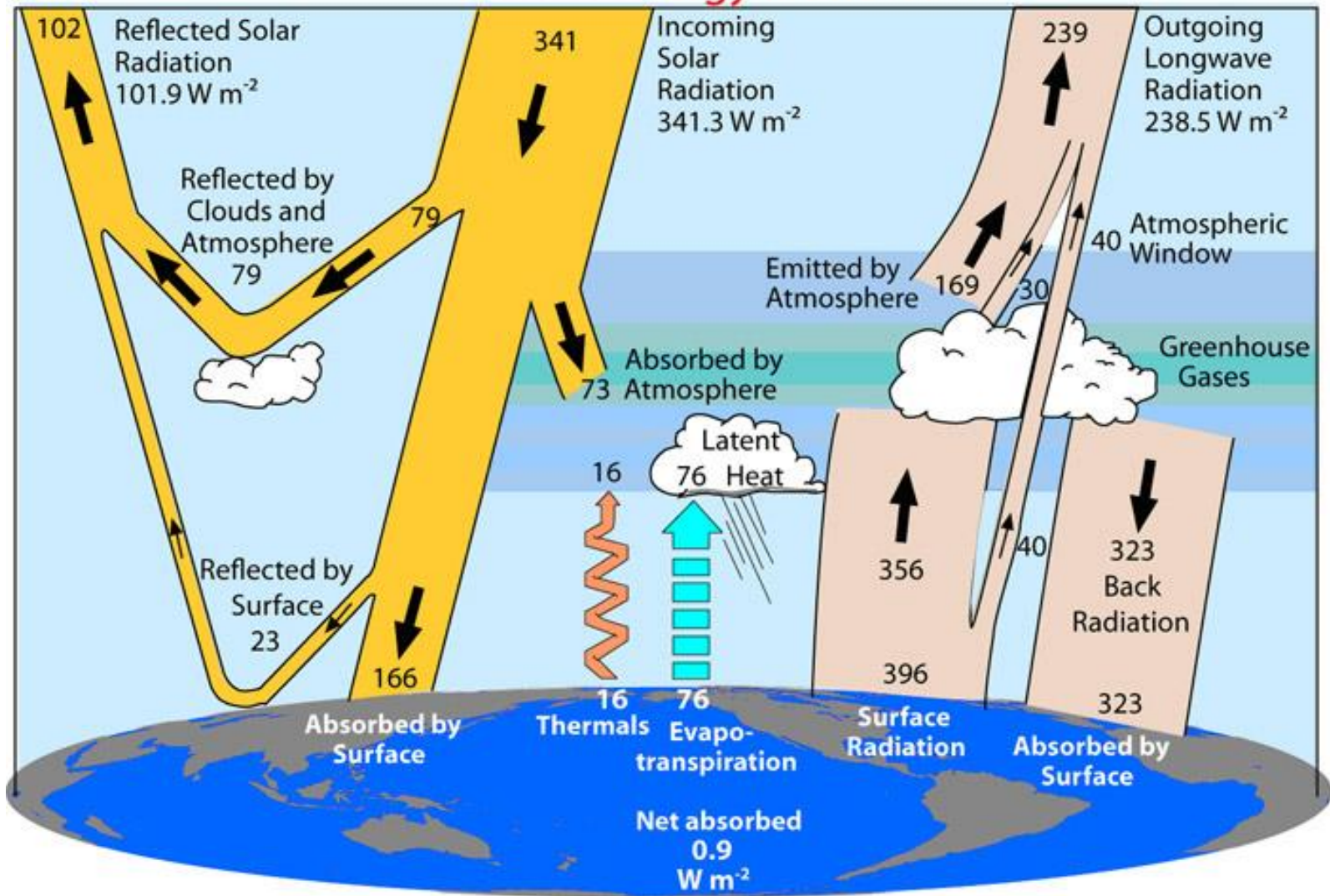
Krzysztof Markowicz

Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski

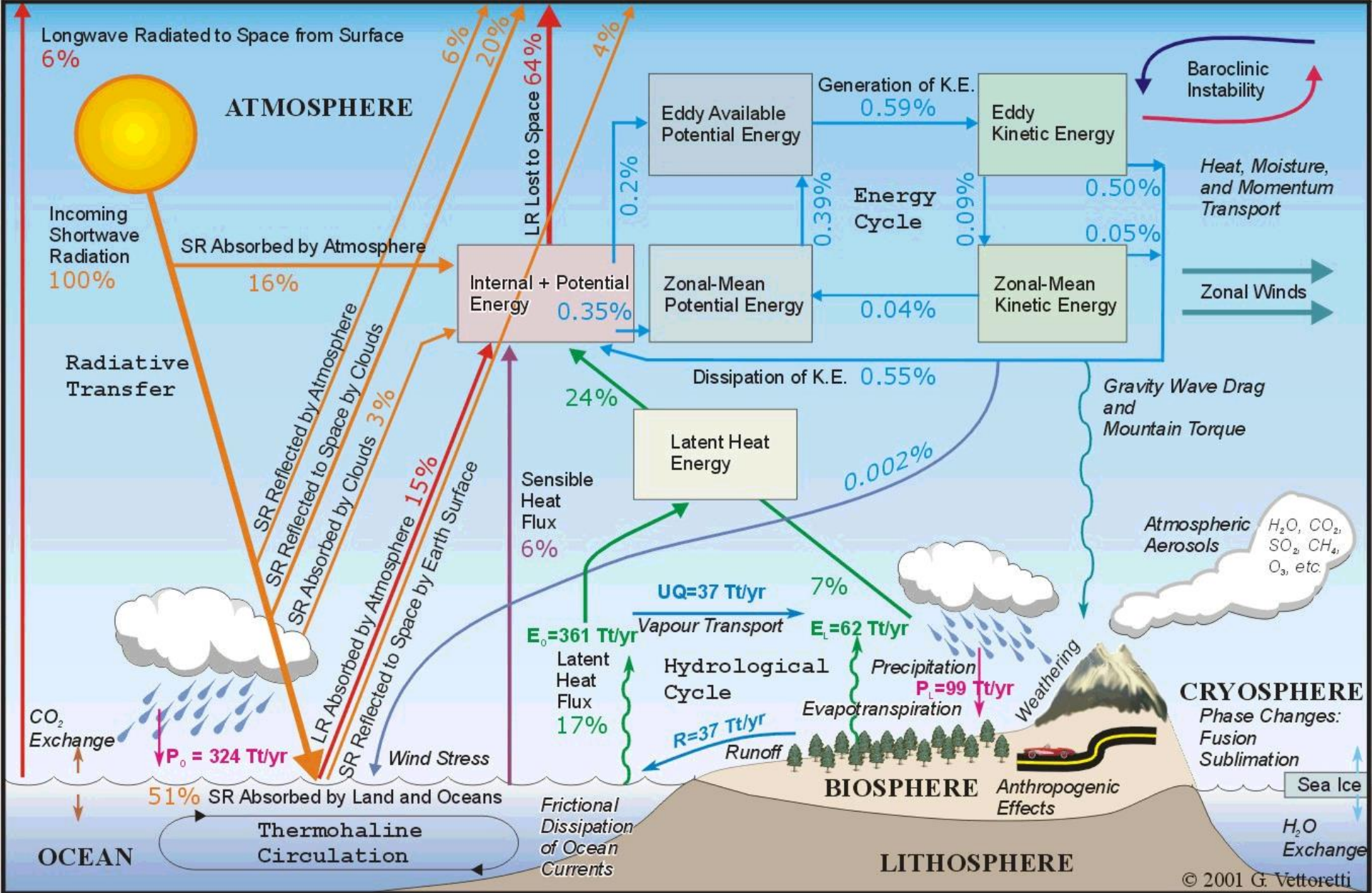
Pojecie bilansu energetycznego na górnej granicy atmosfery.

- Bilans energetyczny całej planety określony jest przez strumień promieniowania słonecznego padającego i odbijanego przez atmosferę oraz promieniowania długofalowe emitowane przez powierzchnię ziemi i atmosferę.
- W skali klimatycznej (kilkadziesiąt lat) bilans ten jest w przybliżeniu równy zero.
- Niezerowa wartość bilansu świadczyła o tym, że Ziemia średnia temperatura planety zmieniałaby się w czasie.
- Badania klimatyczne pokazują, że obserwowane współczesne ocieplenie jest rzędu 1K/100 lat.
- Do wywołania takiej zmiany potrzeba niezbilansowana energii na poziomie ułamka procenta strumienia promieniowania słonecznego dochodzącego do górnych granic atmosfery.

Global Energy Flows $W m^{-2}$



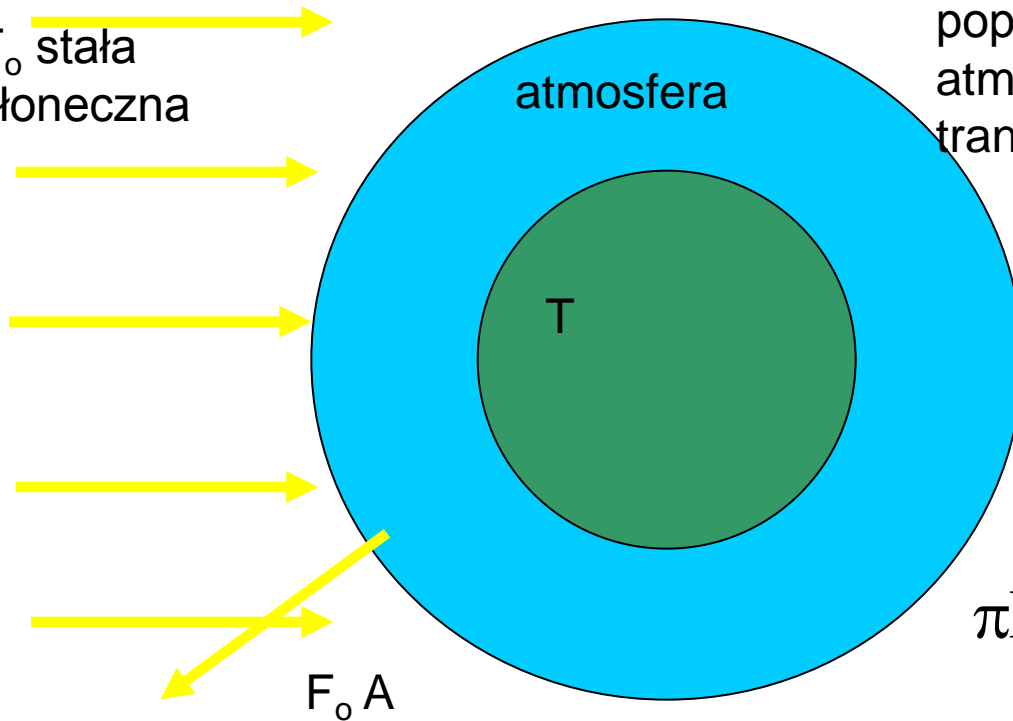
*Bilans promieniowania słonecznego oraz ziemskiego atmosferze
(Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009).*



Strumienie energii pomiędzy powierzchnią Ziemi, atmosferą oraz przestrzenią kosmiczną wyrażone w procentach przychodzącego promieniowania słonecznego

Równowaga radiacyjna na Ziemi

F_0 stała słoneczna



Atmosfera zmienia promieniowanie emitowane przez powierzchnię Ziemi. Wpływ atmosfery można uwzględnić poprzez temperaturę efektywną atmosfery lub wprowadzanie efektywnej transmisji Tr_{eff}

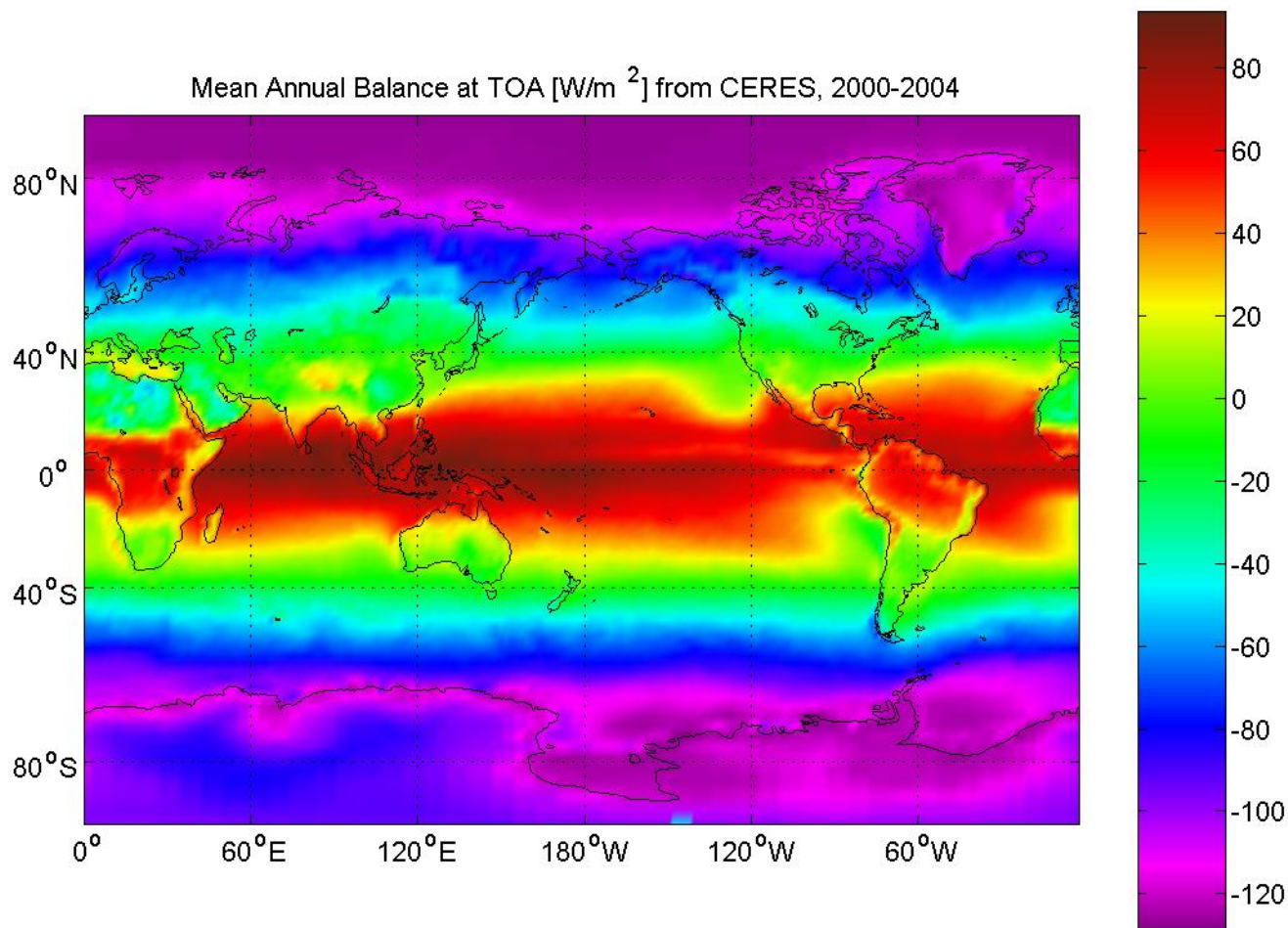
$$\sigma T_e^4 = \sigma T^4 Tr_{\text{eff}}$$

efektywna emisja w kosmos

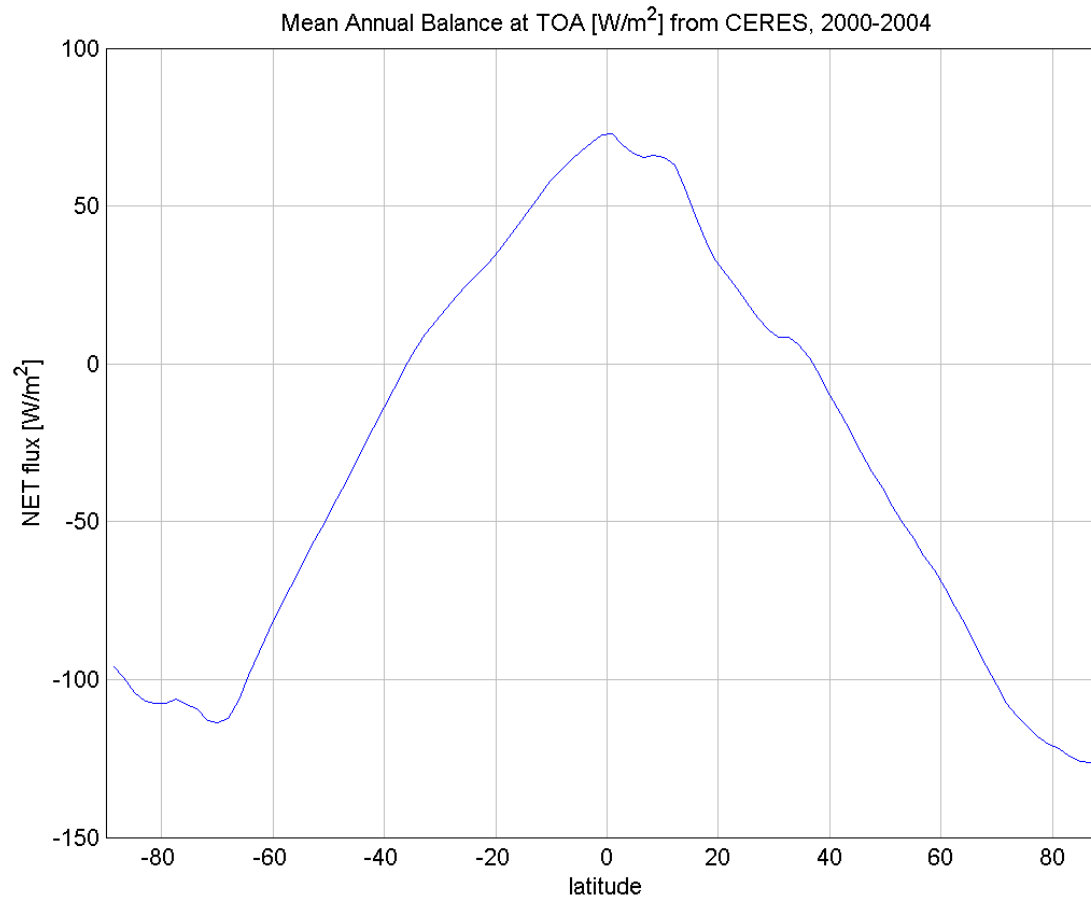
$$\pi R^2 F_0 = \pi R^2 A F_0 + 4\pi R^2 \sigma T_e^4$$

A - planetarne albedo

Bilans radiacyjny na górnjej granicy atmosfery



Bilans radiacyjny na górnym granicy atmosfery jako funkcja szerokości geograficznej.

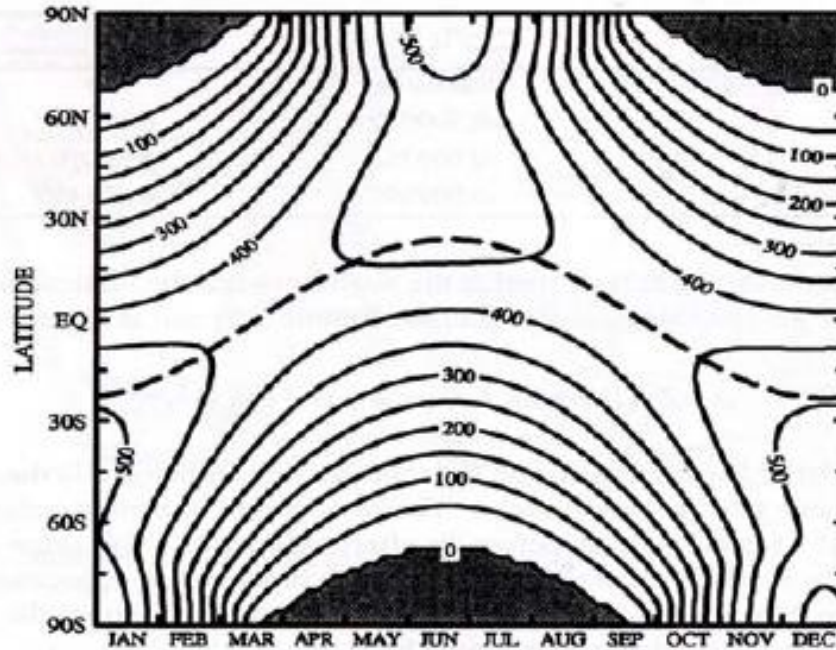


Zróżnicowanie bilansu energii w zależności od szerokości geograficznej

Wynika głównie z:

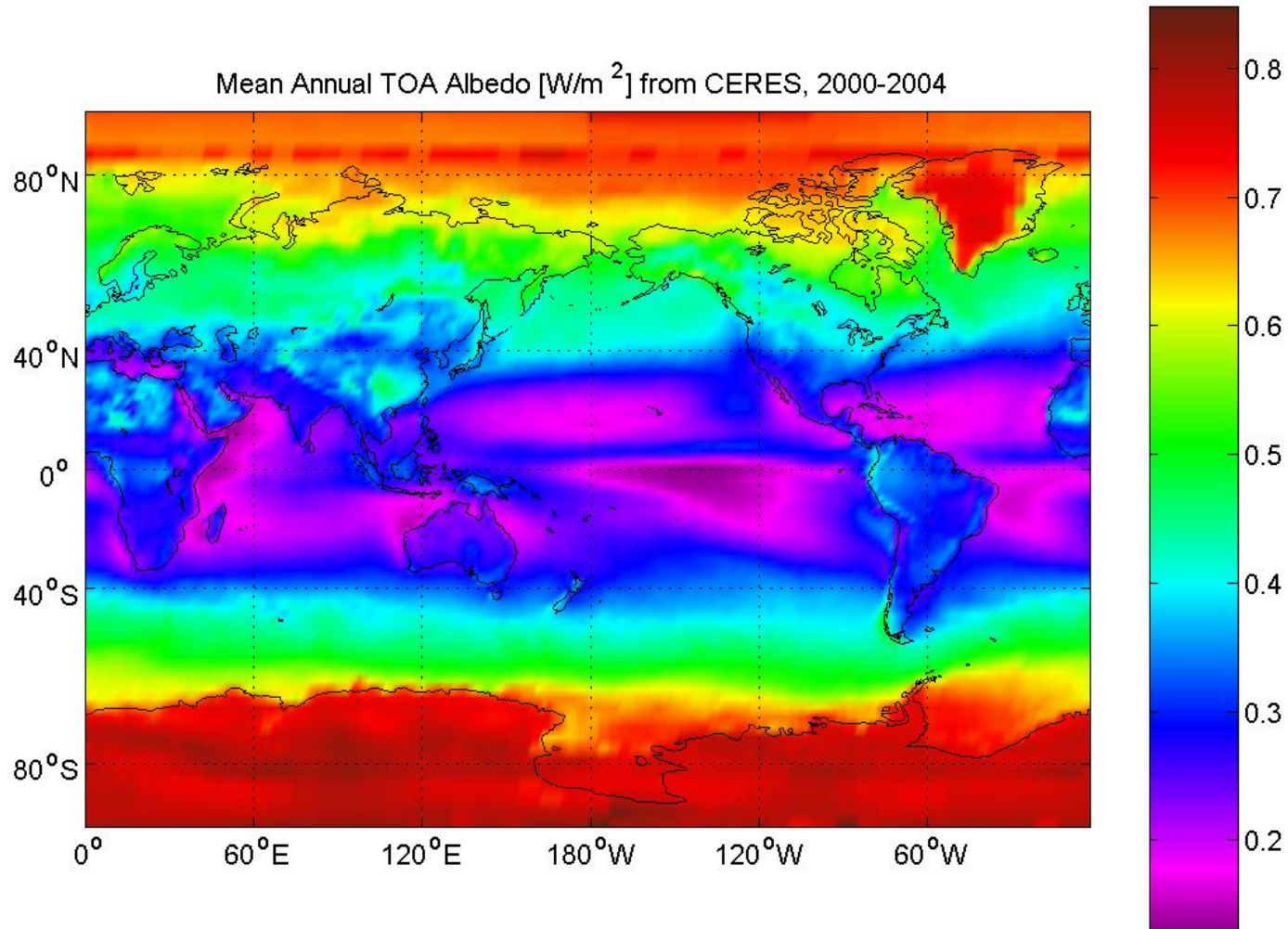
- rozkładu promieniowania słonecznego dochodzącego do danej szerokości geograficznej
- zmian albeda powierzchni ziemi
- zmian temperatury powierzchni ziemi (efekt sprzężenia zwrotnego)
- rozkładu zachmurzenia

Składowe bilansu energii na górnej granicy atmosfery

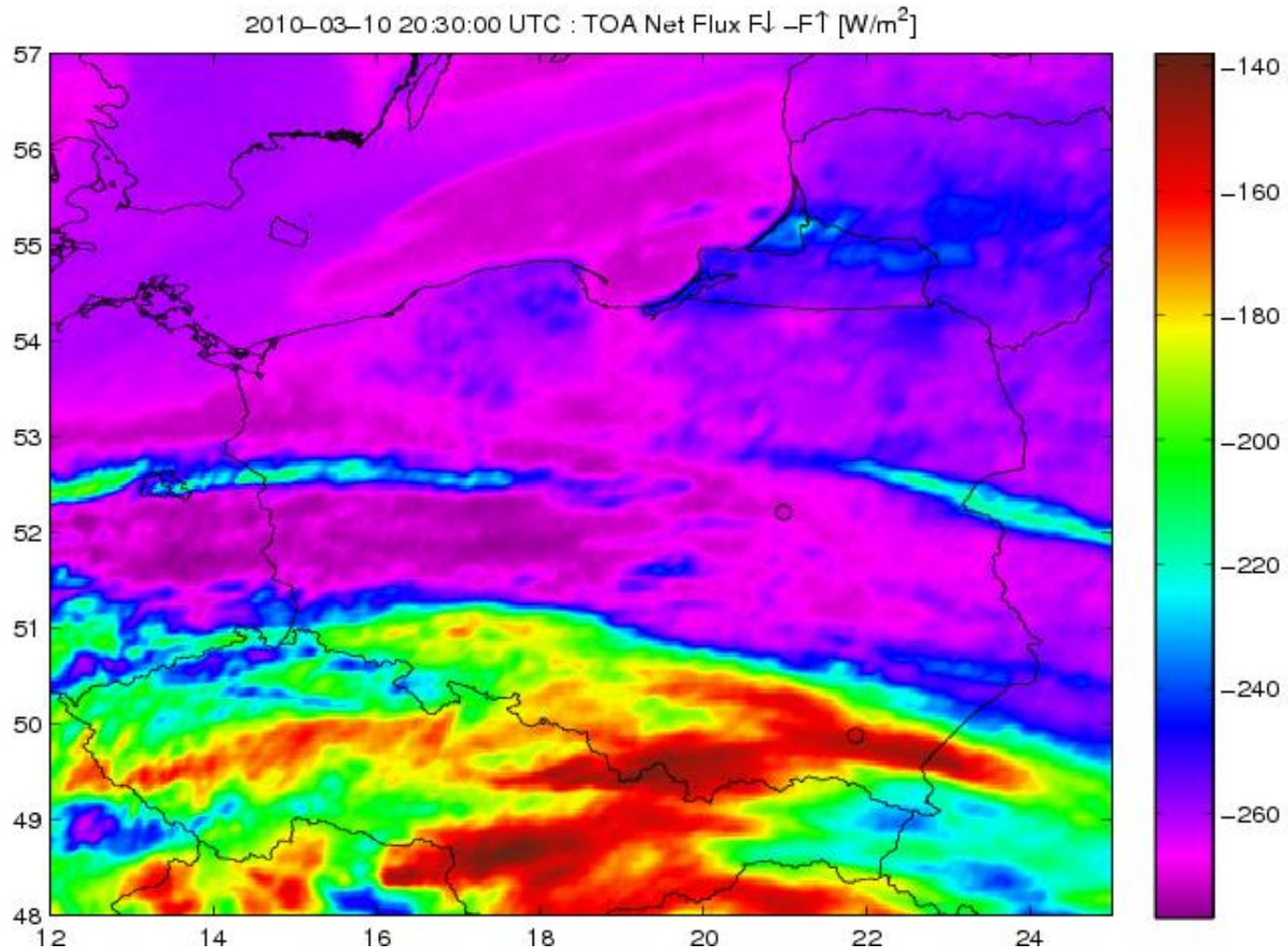


Średnie dobowa wartość promieniowania słonecznego na szczycie atmosfery jako funkcja szerokości geograficznej i miesiąca. Linia przerywana oznacza szerokość geograficzną gdzie występuje górowanie Słońca (Hartmann, 1994).

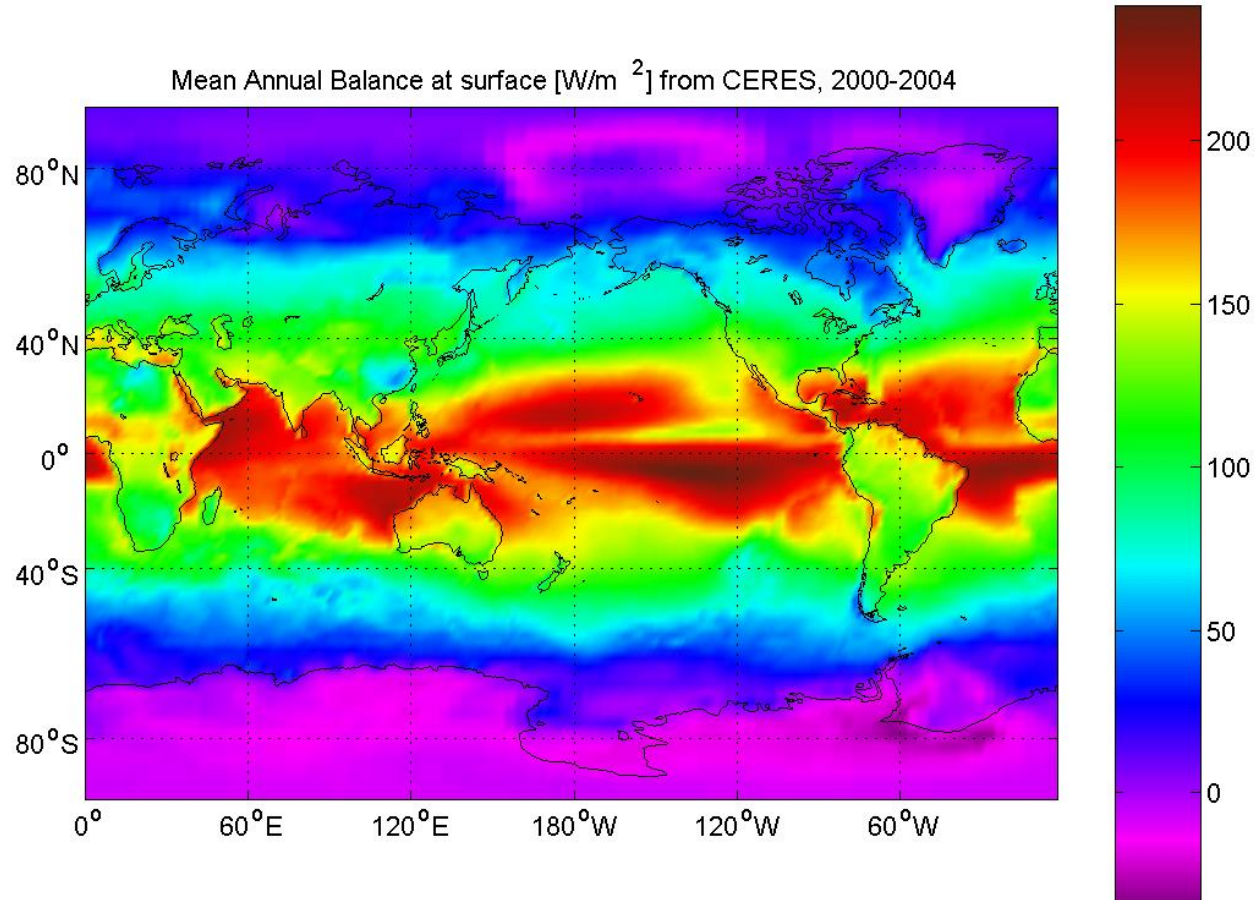
Zmienność albeda planetarnego Ziemi na górnej granicy atmosfery



Chwilowa wartość bilansu radiacyjnego nad Polską w czasie nocy.

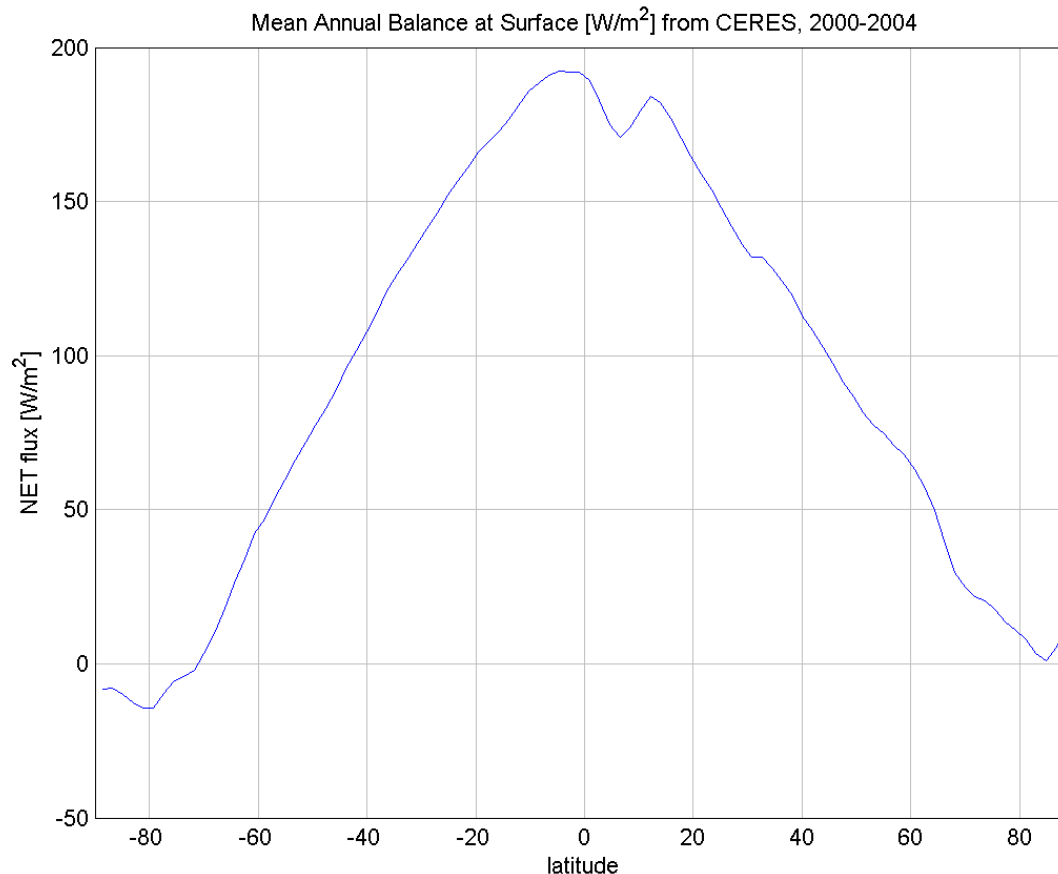


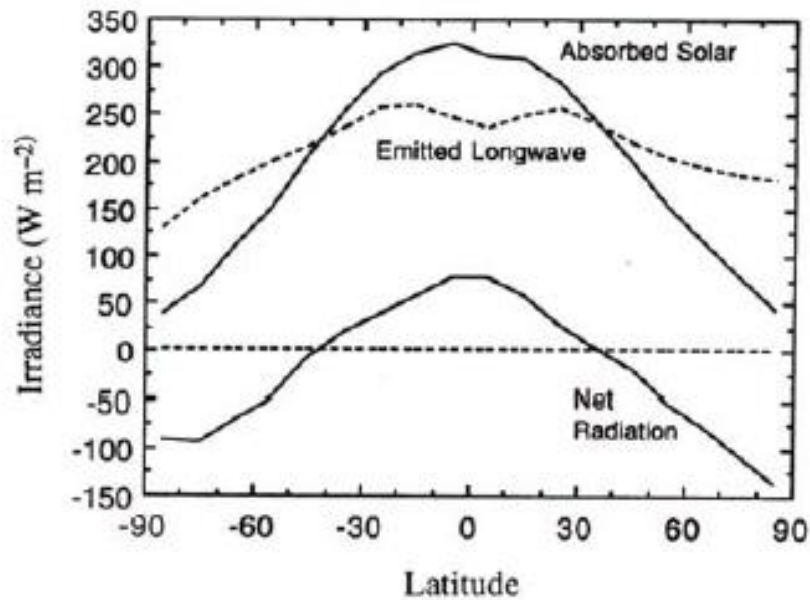
Bilans radiacyjny na powierzchni Ziemi



Bilans radiacyjny na powierzchni ziemi

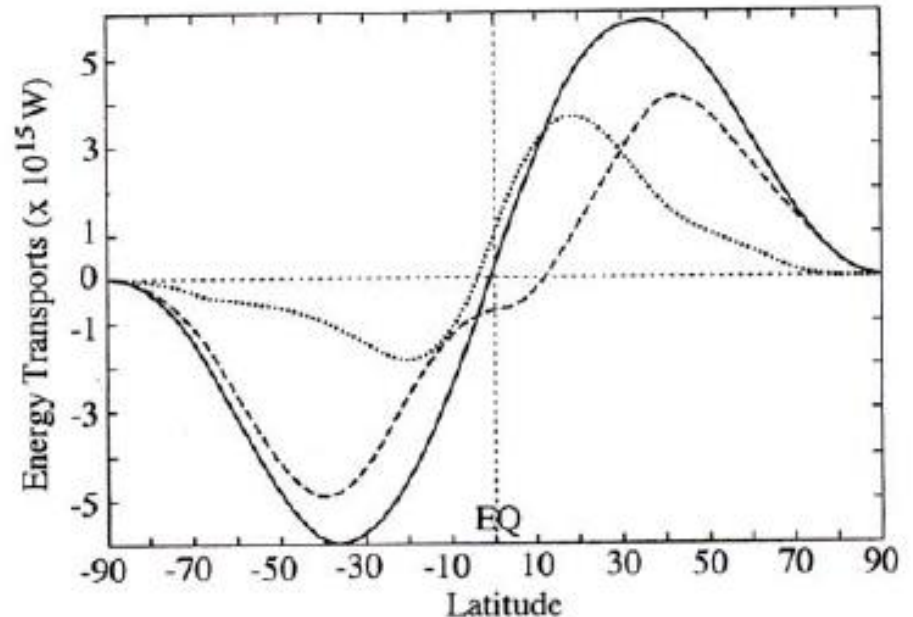
- Bilans jest dodatni, poza rejonami polarnymi.
- Dodatnia wartość bilansu wynikają głównie z wpływu chmur, które redukują efektywne promieniowanie długofalowe emitowane przez powierzchnię ziemi.





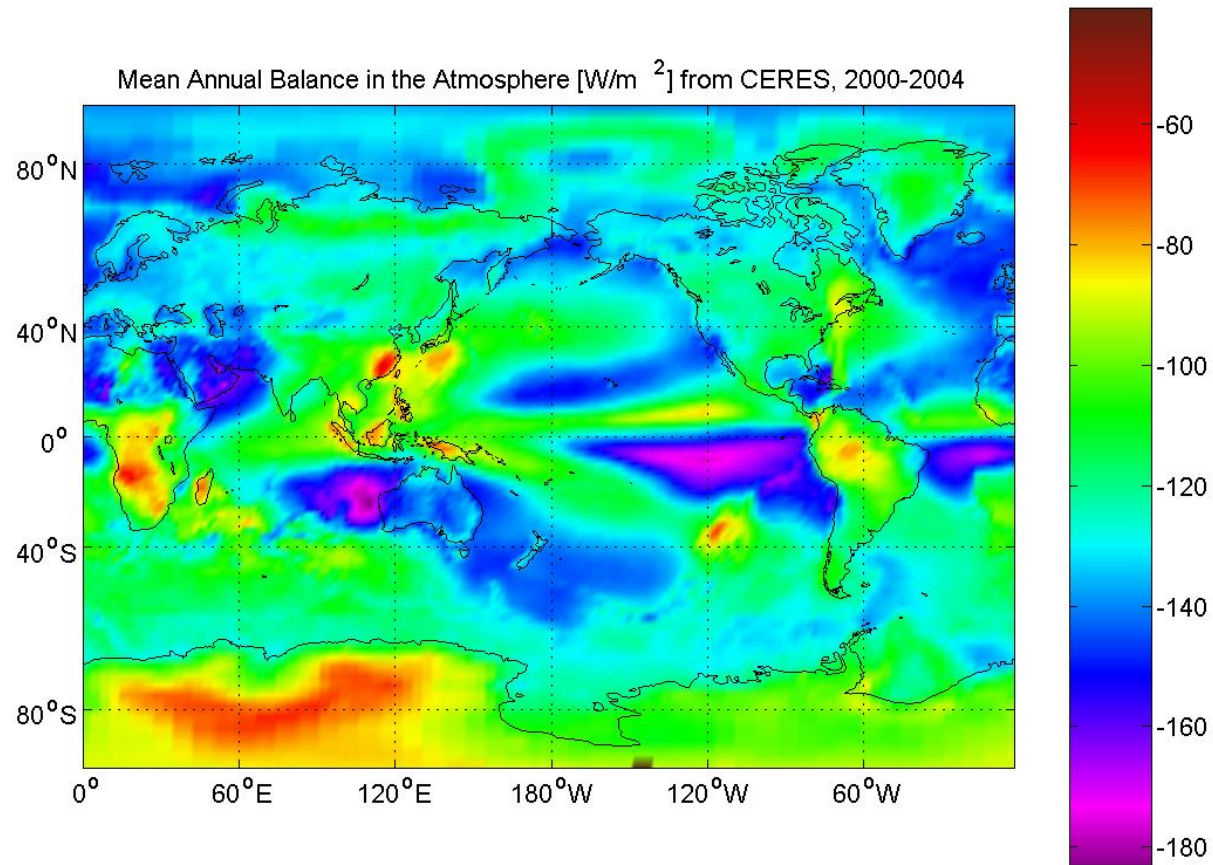
Średnia roczna wartość energii promieniowania słonecznego absorbowanego przez układ Ziemia-Atmosfera, energia emitowane (promieniowanie długofalowe) oraz ich wartość netto (Hartmann 1994).

Średnia roczna wartość energii transportowanej w kierunku północnym potrzebna do zrównoważenia bilansu radiacyjnego pomiędzy równikiem a biegunem. Linia ciągła oznacza bilans radiacyjny na szczycie atmosfery, linia przerywana w atmosferze zaś kropkowana w oceanie (Zhang Rossow, 1997)



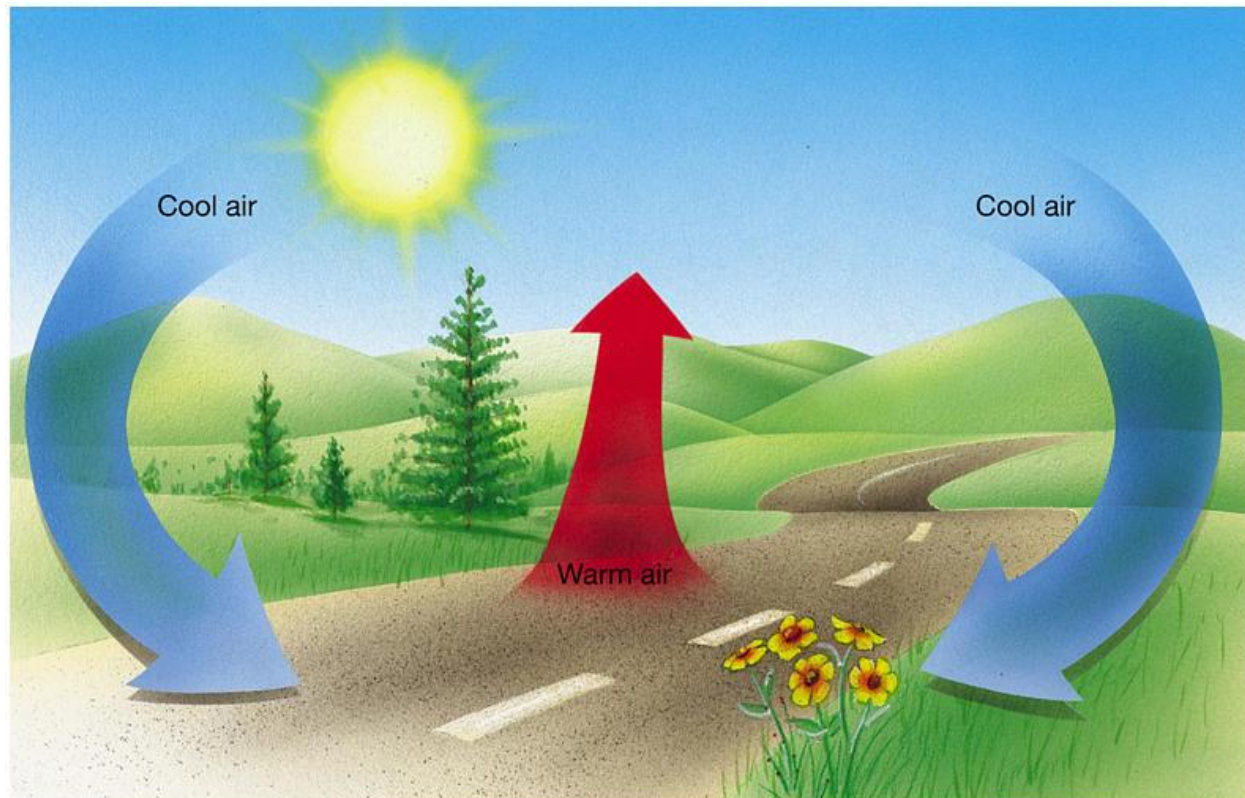
Bilans radiacyjny w atmosferze

Bilans jest ujemny co oznacza, że mamy tam do czynienia z innym źródłem energii, który równoważy wychładzanie radiacyjne.

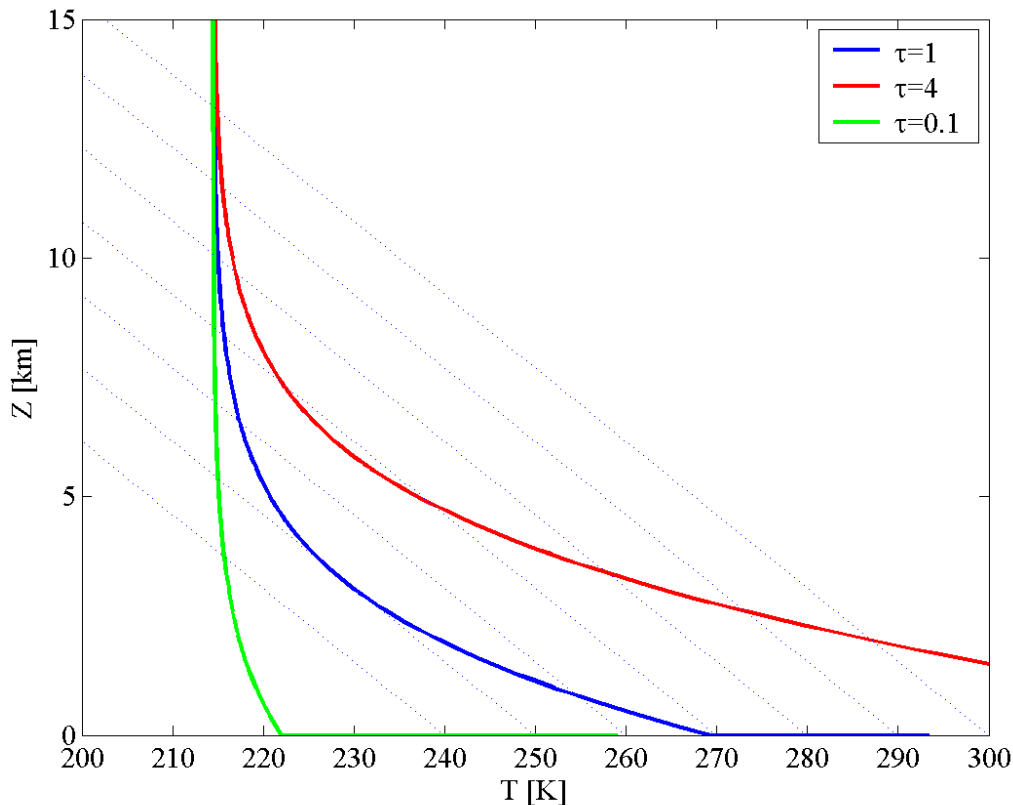


Transport ciepła od powierzchni ziemi

- Dyfuzja molekularna – poprzez chaotyczny ruch cząstek oraz ich zderzenia
- Konwekcja- uporządkowany ruch powietrza wywołany różnicą gęstości



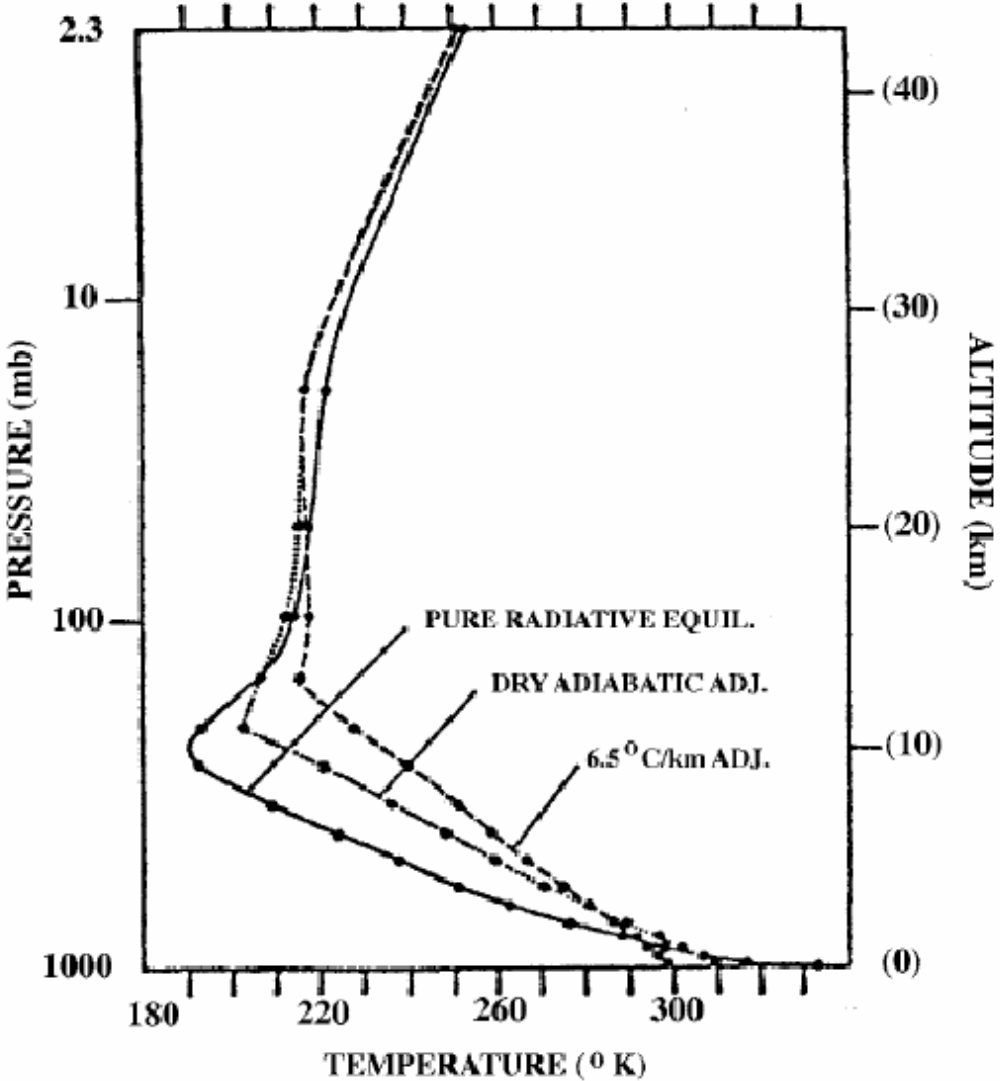
Równowaga radiacyjna



Na powierzchni ziemi występuje silna nieciągłość temperatury, która w rzeczywistych warunkach jest „niszczona” przez procesy termodyfuzji molekularnej

- Profile temperatury powietrza w troposferze dla grubości optycznej τ równej: 0.1 (czerwona linia), 1 (niebieska) oraz 4 (czerwona). Przerwane linie odpowiadają średniemu spadkowi temperatury w troposferze $0.65 \text{ K}/100\text{m}$.

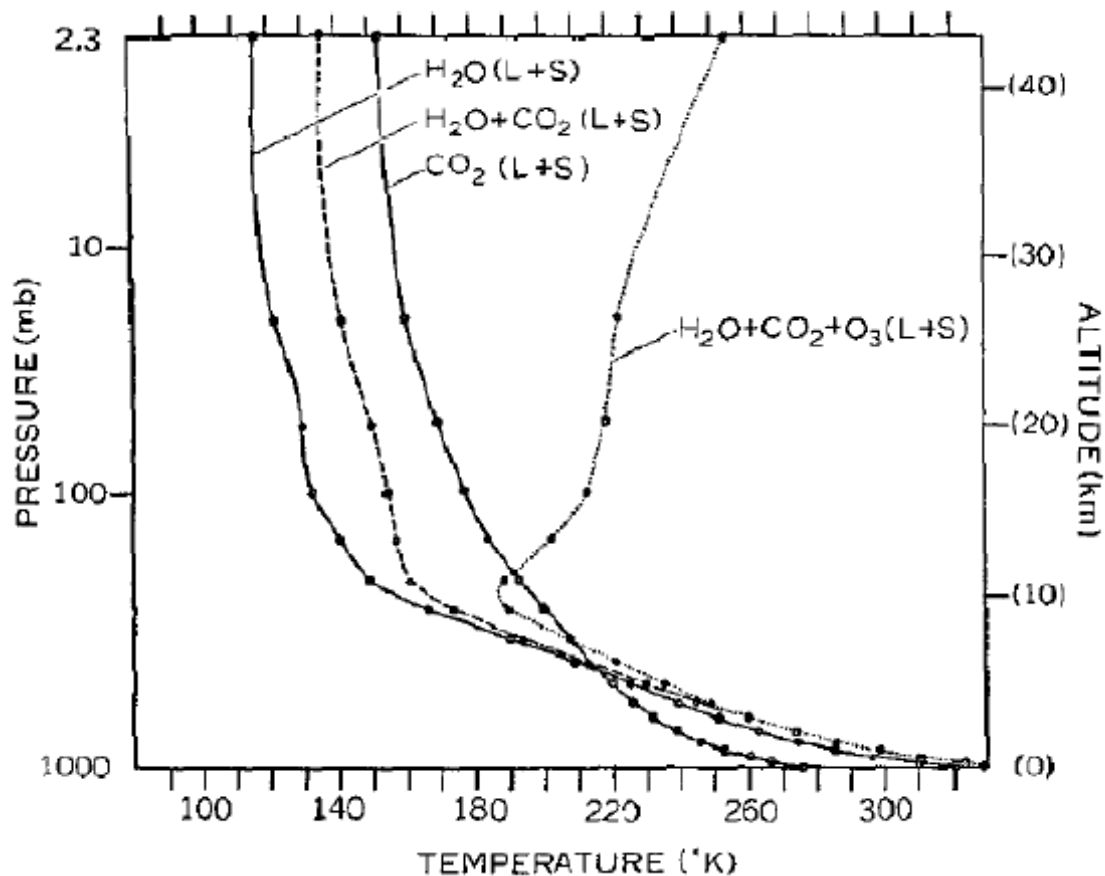
- Przy braku konwekcji mielibyśmy do czynienia z równowagą radiacyjną, która ustaliła by pionowy spadek temperatury z wysokością znacznie większy niż 10° na 1km.



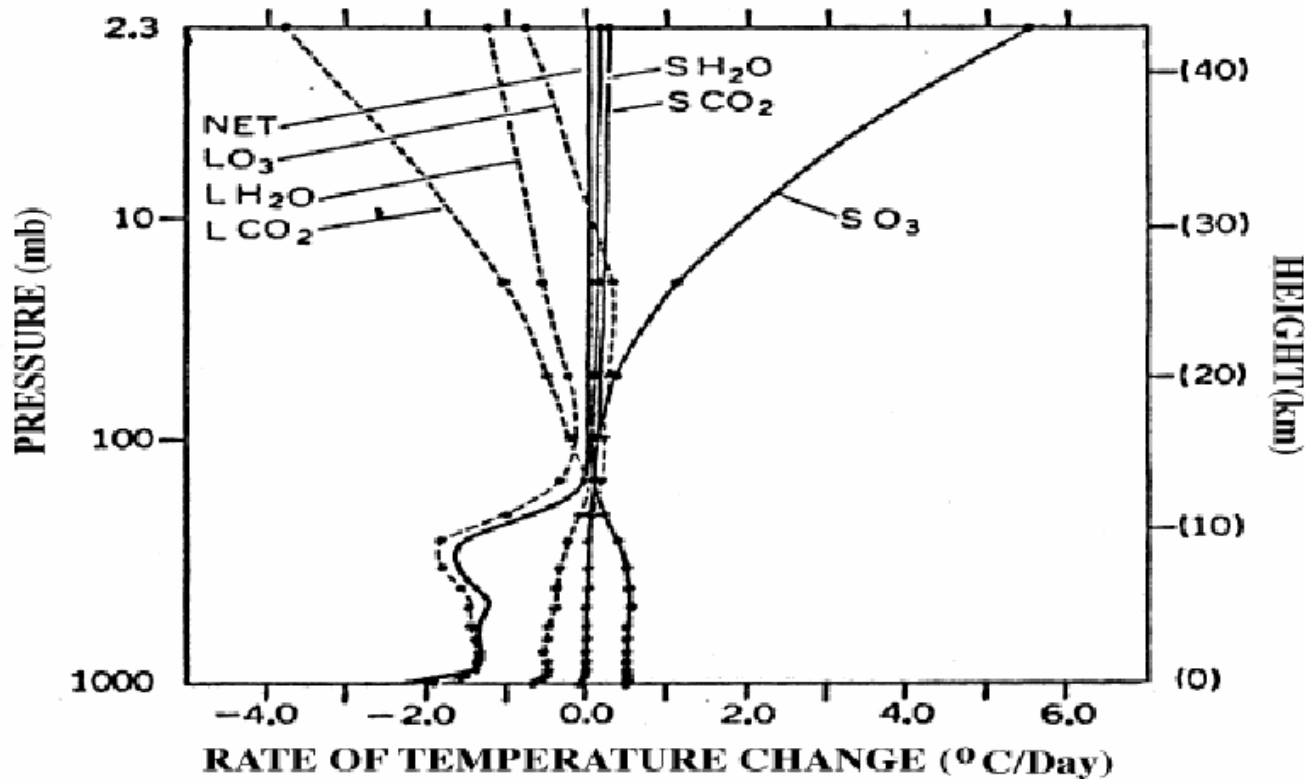
Równowaga radiacyjno-konwekcyjna

- W czasie konwekcji następuje transport ciepła jawnego oraz pary wodnej, która w pewnych warunkach może kondensować. W czasie tego procesu wydzielane jest ciepło przemiany fazowej, które jest istotnym źródłem energii w dolnej atmosferze. Mówimy o transporcie ciepła utajonego.
- Tak, więc transport ciepła od powierzchni do atmosfery zmniejsza spadek temperatury z wysokością.
- Ustala się stan równowagi zwanej równowagą radiacyjno-konwekcyjną. Średni spadek temperatury z wysokością wynosi w tym przypadku 0.65°C na każde 100 metrów.

Profile temperatury z wysokością przy założeniu równowagi radiacyjnej oraz różnego składu atmosfery.



Czy jednak w całej kolumnie atmosfery występuje ujemny bilans radiacyjny?



- Po wyżej troposfery bilans jest w przybliżeniu zerowy co oznacza, że mamy tam równowagę radiacyjną. Pochłanianie promieniowania UV przez ozon i tlen równoważy wypromieniowanie energii w kosmos.

Równowaga radiacyjno-konwekcyjna dla różnych grubości optycznych w zakresie podczerwieni termalnej

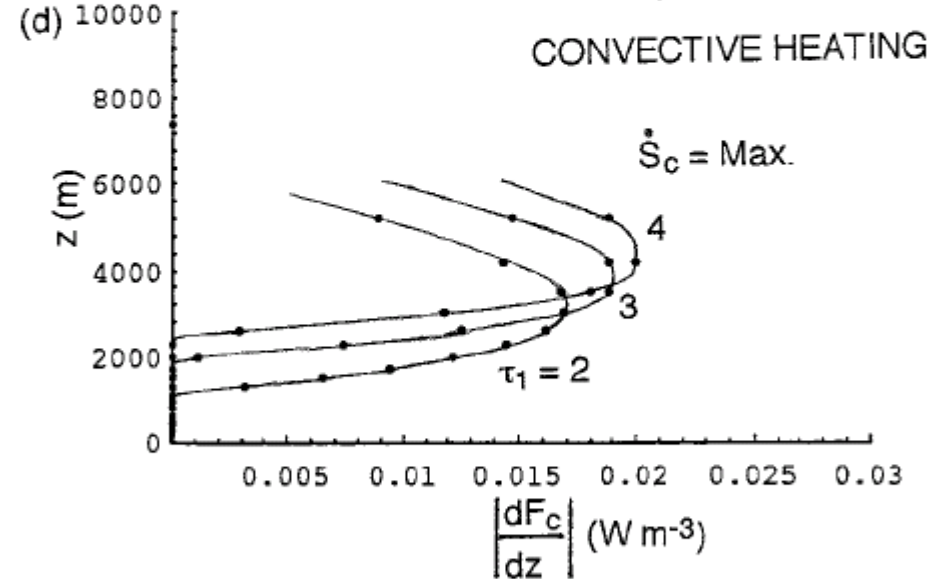
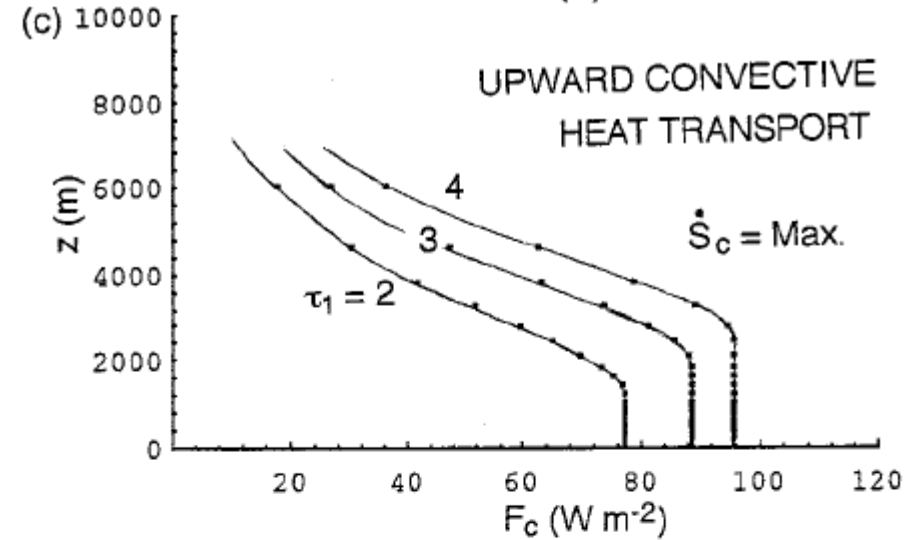
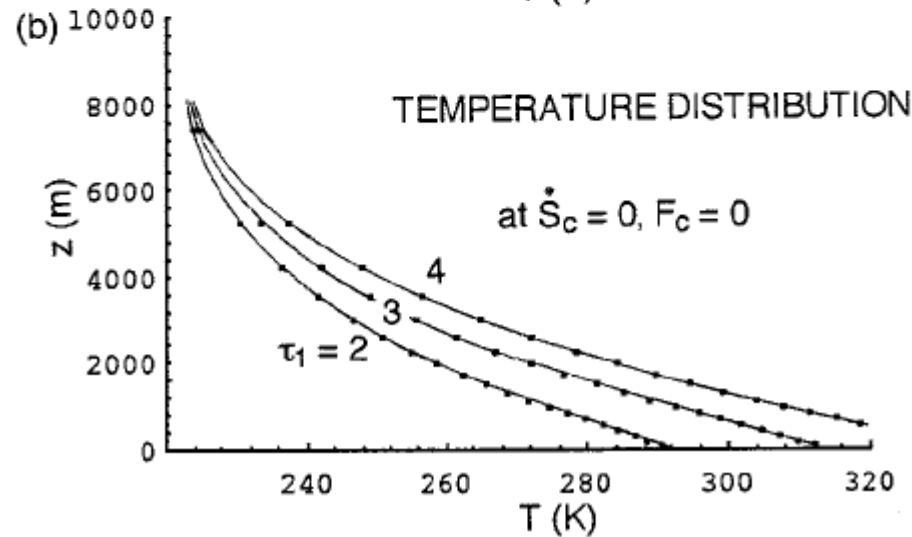
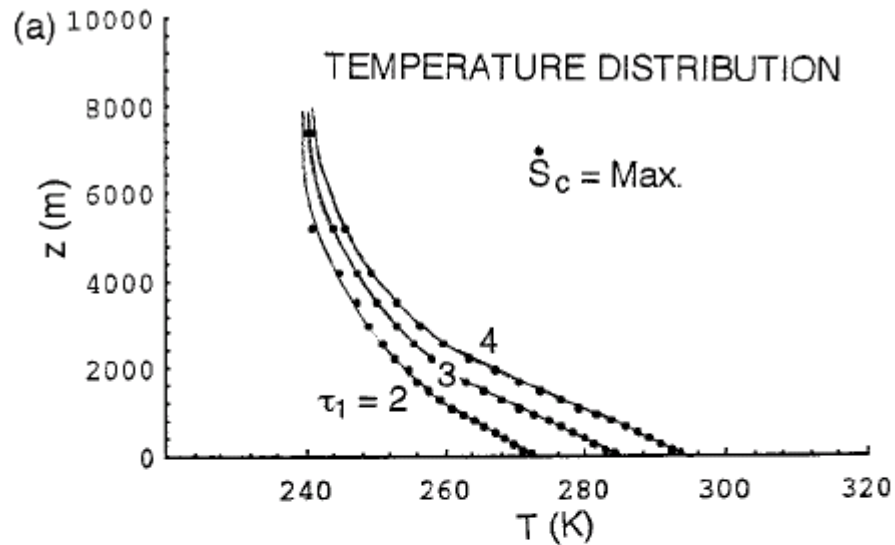


FIG. 2. Vertical distributions of (a) air temperature, (c) convective heat flux in the upward direction, and (d) convective heating (convergence of the convective heat flux) per unit volume for different optical depths for longwave radiation ($\tau_1 = 2, 3,$ and 4) estimated by a condition of maximum entropy increase [(4)]. For a comparison, air temperature distributions at pure radiation balance (no convective heat flux and, therefore, no convective entropy increase) are shown in (b).

Bilans energii na powierzchni ziemi w przypadku równowagi radiacyjno-konwukcyjnej dla różnych grubości optycznych w podczerwieni termalnej

TABLE 1. Global-mean (surface-area mean) temperature and energy flux components at the surface estimated by the entropy maximum condition.

Optical depth τ_1	Surface temperature T_g (K)	Longwave radiation components			Convective heat flux $F_C(\tau_1)$ (W m ⁻²)	Rate of maximum entropy increase dS_e/dt (W K ⁻¹ m ⁻²)	Partition ratio of convection/radiation $F_C(\tau_1)/\sigma T_g^4$
		Upward σT_g^4 (W m ⁻²)	Downward (W m ⁻²)	Net $F_L(\tau_1)$ (W m ⁻²)			
1	264	277	187	90	54	0.015	0.195
2	278	337	271	66	77	0.036	0.229
3	289	393	337	56	89	0.054	0.226
4	298	444	396	48	96	0.068	0.216
5	306	496	453	43	101	0.078	0.204
Observational*	288	390	350	40	102		0.262

* Based on Ohmura and Gilgen (1993).

- We wszystkich przypadkach strumień promieniowania krótkofalowego na powierzchni ziemi wynosi 142 W/m²

Analogia równowagi radiacyjno-konwekcyjnej do obwodu elektrycznego

- Prąd i odpowiada strumieniowi promieniowania krótkofalowego
- Rezystancja stratosferyczna R_s i troposferyczna R_t odpowiada grubości optycznej w podczerwieni termalnej w stratosferze i troposferze
- Rezystancja R_c odpowiada konwekcji
- Napięcia V_t i V_s odpowiadają temperaturze tropopauzy i powierzchni ziemi i wynoszą

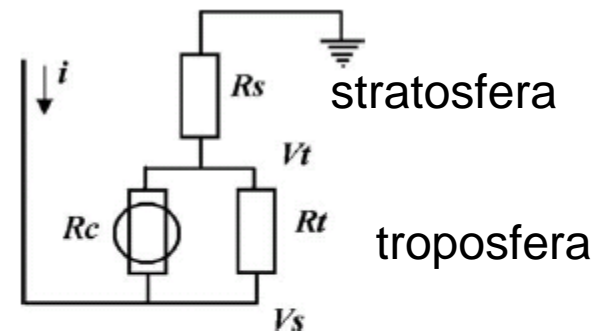


Fig. 4. Electrical circuit analog of radiative–convective equilibrium. Short-wave flux reaching the ground corresponds to current i . Stratospheric and Tropospheric resistances correspond to opacities (approximately 1 and $\tau_0 - 1$ respectively for optically-thick atmospheres). Resistance R_c corresponds to convection ‘shorting out’ the radiative resistance R_t . Voltages V_s and V_t correspond to surface and tropopause temperatures, respectively.

Lorenz and McKay, 2003

$$V_t = iR_s \quad V_s = i\left(R_s + \frac{1}{1/R_t + 1/R_c}\right)$$

Zmiany temperatury z wysokością

- Za spadek temperatury z wysokością odpowiadają własności optyczne atmosfery.
- Gdyby w dolnej troposferze występował gaz znacząco absorbujący promieniowanie słoneczne spadek temperatury z wysokością byłby znacznie mniejszy a w konsekwencji występowałyby słabsze ruchy konwekcyjne, mniejsze opady itd.
- Silna absorpcja promieniowania przez ten gaz minimalizowałaby ubytek ciepła wynikający z emisji promieniowania w kosmos. Tak, więc niepotrzebny byłby tak duży transport ciepła od powierzchni ziemi za pośrednictwem konwekcji.

Metoda wyznaczania równowagi radiacyjnej

- Korzystając z modelu transferu radiacyjnego wyznaczamy strumienie radiacyjne dla założonego stanu atmosfery (profile termodynamiczne, profile podstawowych gazów atmosferycznych, albedo powierzchni ziemi)
- Liczymy dywergencje strumienia netto i wyznaczamy tempo zmian temperatury powietrza w [K/dobę] dla każdej pionowej warstwy atmosfery
- Ustalając krok czasowy na 1 dobę, liczymy nowy profil temperatury powietrza w atmosferze, a następnie przy użyciu modelu transferu radiacyjnego nowe strumienie itd.
- Po uzyskaniu zbieżności otrzymujemy profil temperatury odpowiadający równowadze radiacyjnej

Metoda wyznaczania równowagi radiacyjno-konwekcyjnej

- W tym przypadku poza modelem transferu radiacyjnego musimy dysponować modelem konwekcji, który określi strumienie ciepła odczuwalnego oraz utajonego.
- Procedura wyznaczenia profilu temperatury odbywa się podobnie do przypadku równowagi radiacyjno-konwekcyjnej.

Wymuszenie radiacyjne

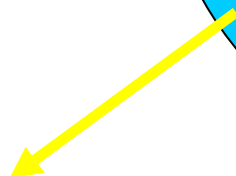
wymuszenie

F_o stała
słoneczna

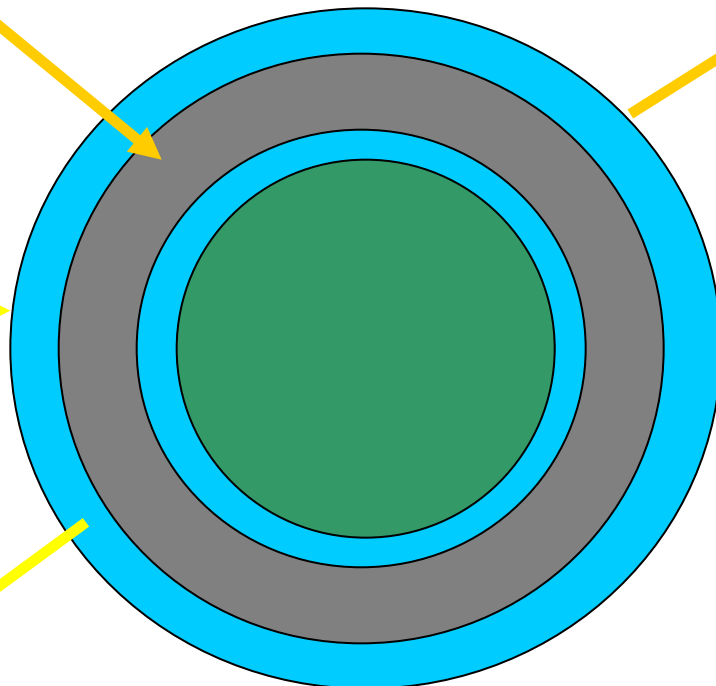
$F_o/4$



$A/4$



A - planetarne albedo



$\Delta N_{TOA}(\Delta A, \Delta T_{eff}, \Delta T)$

$T_{eff} \sigma T^4$



W stanie równowagi:
 $F_o (1-A)/4 = T_{eff} \sigma T^4$

Rozpatrzmy bilans promieniowania na górnej granicy atmosfery, gdzie strumień netto N wyraża się wzorem

$$N = (1 - A)F_s - F_L$$

W stanie równowagi radiacyjnej średnia wartość (uśredniona po czasie charakterystycznym dla skali zmian klimatu) strumienia netto wynosi zero

$$\langle N \rangle \cong 0$$

Wyniki ostatnich badań pokazują, że system klimatyczny nie jest w równowadze. Odchylenie od tego stanu jest bardzo małe i wynosi dziesiątne części procenta promieniowania słonecznego dochodzącego do Ziemi.

W pierwszym przybliżeniu OLR może być zapisany jako funkcja temperatury powierzchni Ziemi T_s w postaci

$$F_L(T_s) = T_{\text{eff}} \sigma T_s^4$$

gdzie T_{eff} jest efektywną transmisją promieniowania długofalowego w atmosferze

i zależy głównie od całkowitej zawartości pary wodnej oraz CO_2 w pionowej kolumnie powietrza.

Rozważmy małe zaburzenie od stanu równowagi, dla którego strumień netto na górnej granicy atmosfery zmienia się od wartości $N(T_s)$ do $N(T_s)+\Delta N$.

Zakładamy, że układ Ziemia-Atmosfera osiąga nową quasi-równowagę. Nowy stan może być zapisany jako suma wymuszenia radiacyjnego ΔN oraz odpowiedzi atmosfery zgodnie ze wzorem

$$\Delta N + \frac{\partial N}{\partial T_s} \Delta T_s = 0$$

Zmiany temperatury powierzchni Ziemi wywołane wymuszeniem radiacyjnym możemy zapisać w postaci

$$\Delta T_s = \alpha \Delta N$$

gdzie α oznacza współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne i wyraża się wzorem

$$\alpha = -\left(\frac{\partial N}{\partial T_s}\right)^{-1}$$

- Na podstawie wzoru na strumień netto na górnej granicy atmosfery współczynnik ten można przedstawić w postaci

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} - \frac{\partial F_s (1 - A)}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Zauważmy, że zdefiniowane powyżej zmiany temperatury powierzchni Ziemi związane są bezpośrednio z wymuszeniem radiacyjnym ΔN .
- Pośredni efekt związany jest z procesami zależnymi od temperatury powierzchni Ziemi, które mają charakter pozytywnych lub negatywnych sprzężeń zwrotnych.
- Dla przykładu wzrost temperatury powierzchni Ziemi wzmaga ewaporację, prowadząc w ten sposób do wzrostu wilgotności wzmacniającego efekt cieplarniany.

- Bardziej realistyczny model systemu klimatycznego uwzględnia, że pochłonięty przez układ Ziemia-Atmosfera strumień promieniowania słonecznego oraz strumień promieniowania długofalowego emitowany w przestrzeń kosmiczną zależy od szeregu parametrów.
- Umownie oznaczanych przez q_1, q_2, \dots . Każdy z nich zależy natomiast od temperatury powierzchni Ziemi.

Wówczas wymuszenie radiacyjne można zapisać postaci

$$\Delta N + \left(\frac{\partial N}{\partial q_1} \frac{\partial q_1}{\partial T_s} + \frac{\partial N}{\partial q_2} \frac{\partial q_2}{\partial T_s} + \dots \right) \Delta T_s = 0$$

Zmiana temperatury podobnie jak powyżej wynosi

$$\Delta T_s = \alpha \Delta N$$

gdzie tym razem współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne wyraża się wzorem

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} - \sum_i \frac{\partial N}{\partial q_i} \frac{\partial q_i}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Wróćmy jednak do pierwotnego prostszego modelu, w którym mamy tylko efekt bezpośredni.
- Według modeli radiacyjnych podwojenie dwutlenku węgla spowoduje wymuszanie radiacyjne na poziomie 4 W/m^2 .
- Zastanówmy się, jak duże zmiany temperatury może spowodować to wymuszenie radiacyjne?
- Korzystamy w tym celu z definicji współczynnika wrażliwości klimatu na wymuszenia radiacyjne zakładając, że temperatura powierzchni Ziemi nie wpływa na albedo planetarne.

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Założenie to jest bardzo silne, gdyż łatwo sobie wyobrazić, że wzrost temperatury prowadzi do wzrostu wilgotności oraz stopnia zachmurzenia, a w konsekwencji planetarnego albeda.

- Podstawiając wartość strumienia długofalowego na górnej granicy atmosfery mamy

$$\alpha = \frac{T_s}{4F_L}$$

- Podstawiając do wzoru na bezpośrednią zmianę temperatury powietrza otrzymujemy

$$\Delta T_s = \alpha \Delta N = 1.2\text{K}$$

Szacowany, przy użyciu modeli klimatu wzrost temperatury związany z podwojeniem CO_2 , jest większy i wynosi: 2.4 K.

Przyczyną tego są sprzężenia zwrotne np. podniesienie się temperatury powietrza powoduje większe parowanie i wzrost zawartości pary wodnej w atmosferze.

Wpływ zaś pary wodnej na efekt cieplarniany jest większy, niż CO_2 , co prowadzi do niedoszacowania zmian temperatury.

W rzeczywistości problem ten jest bardziej skomplikowany, gdyż wzrost zawartości pary wodnej prowadzi do większego zachmurzenia i wzrostu albedo, redukcji ocieplania.

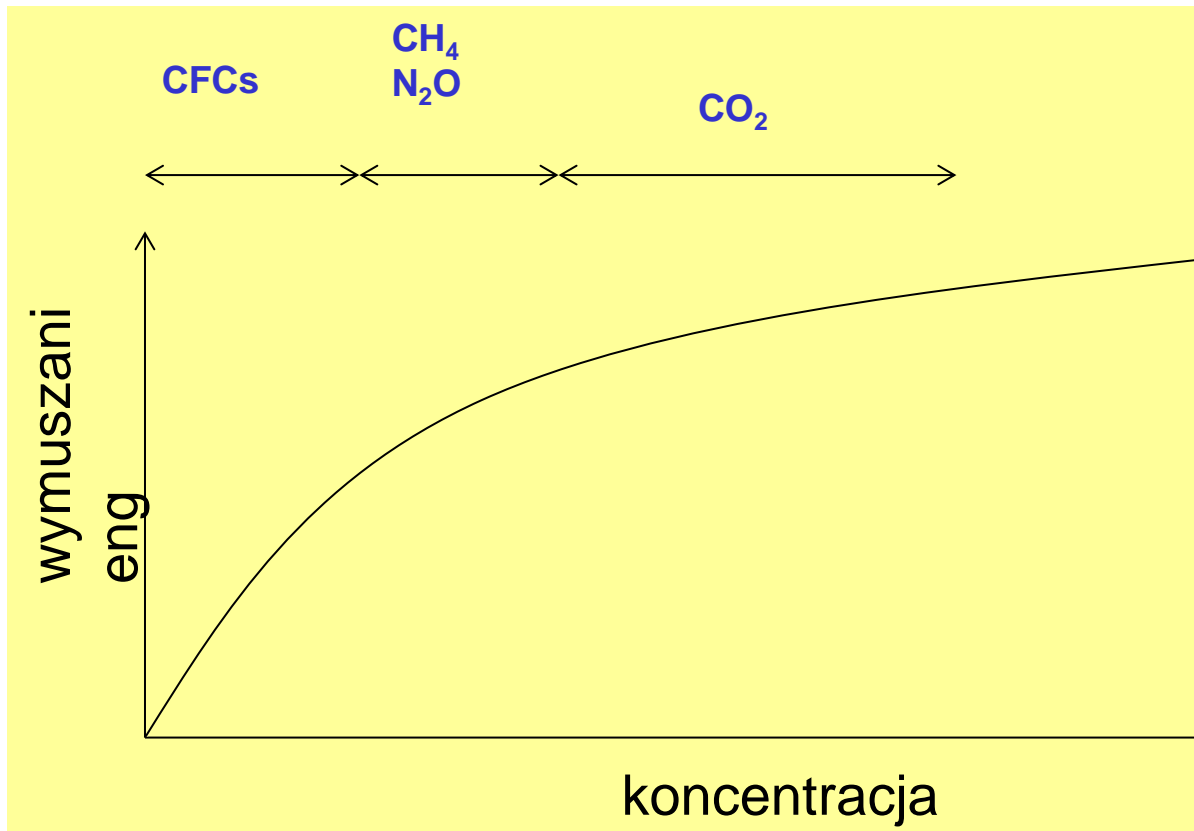
Parametr sprzężenia zwrotnego

- Analizując problemy wymuszania radiacyjnego wygodnie jest wprowadzić parametr sprzężenia zwrotnego (Feedback Parametr) jako $\lambda = \frac{1}{\alpha}$
- Wartości tego parametru przedstawia poniższa tabela

Wm⁻²K⁻¹	model
3.8	Ziemia jako ciało doskonale czarne
3.3	Realistyczny model radiacyjny Ziemi
2	Z uwzględnieniem sprzężenia zwrotnego pary wodnej
1-1.5	Z uwzględnieniem wszystkich sprzężeń zwrotnych (chmury, lodowce-albedo)

- Choć sama wartość wymuszenia radiacyjnego w przypadku dwutlenku węgla jest prosta do oszacowania przy użyciu modelu transferu promieniowania, to wyznaczenie współczynnika wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne (parametr sprzężenia zwrotnego) jest trudne i stanowi jedno z większych zadań dla globalnych modeli klimatycznych (np. GCM- global climate model).
- Obecnie szacuje się, że parametr ten wynosi 0.6-0.7.

Zależność wymuszania radiacyjnego od koncentracji gazów



Trace gas	Simplified expression Radiative forcing, ΔF , W_m^{-2}	Constants α	
		IPCC	Best estimate this work ^a
CO ₂	$\Delta F = \alpha \ln(C/C_0)$	6.3	5.35
CH ₄	$\Delta F = \alpha (\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) -$ $(f(M, N_0) - f(M_0, N_0))$	0.036	0.036
N ₂ O	$\Delta F = \alpha (\sqrt{N} - \sqrt{N_0}) -$ $(f(M_0, N) - f(M_0, N_0))$	0.14	0.12
CFC-11 ^b	$\Delta F = \alpha (X - X_0)$	0.22	0.25
CFC-12	$\Delta F = \alpha (X - X_0)$	0.28	0.33

$$f(M, N) = 0.47 \ln[1 + 2.01 \times 10^{-5} (MN)^{0.75} + 5.31 \times 10^{-15} M(MN)^{1.52}]$$

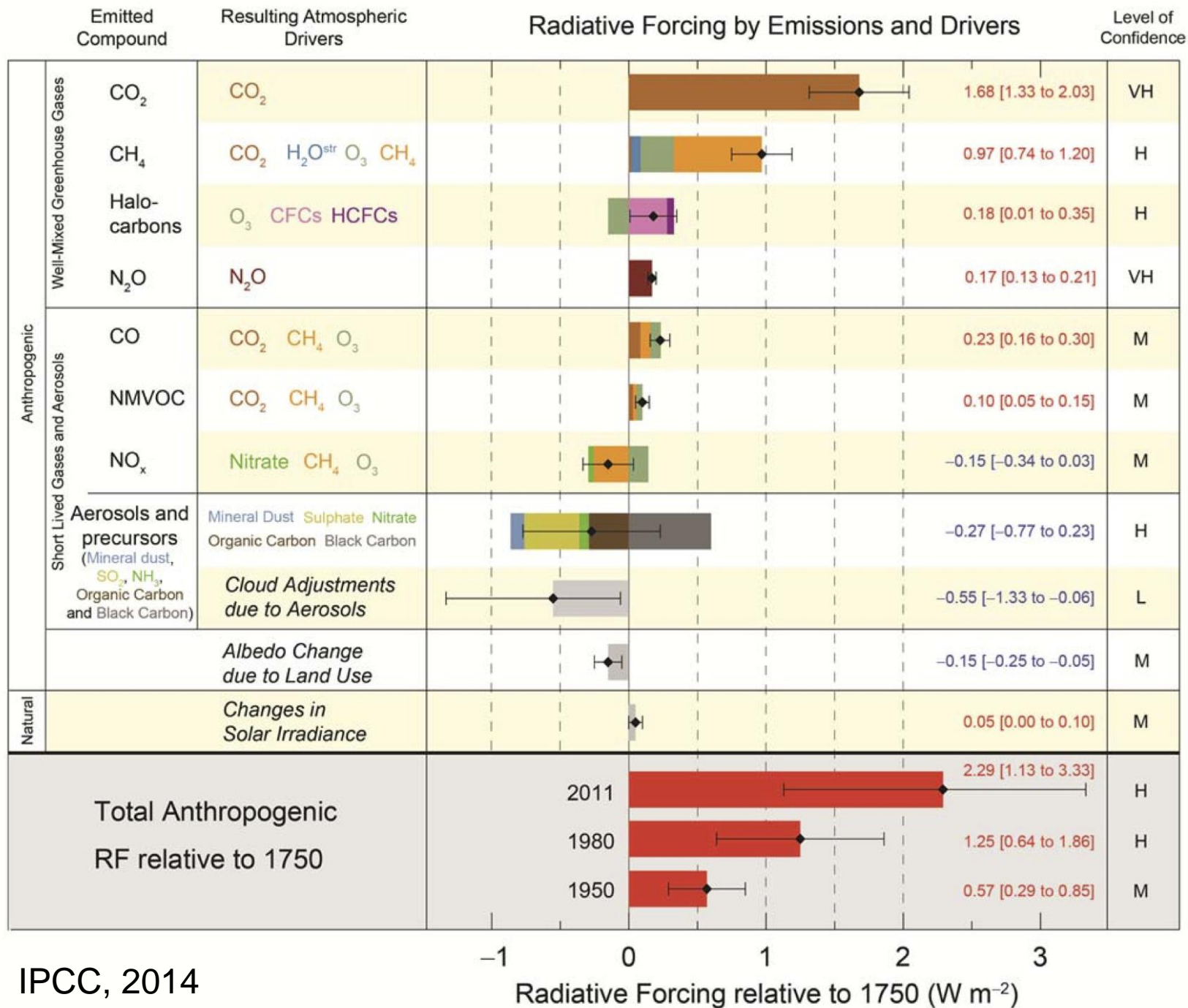
C is CO₂ in ppmv

M is CH₄ in ppbv

N is N₂O in ppbv

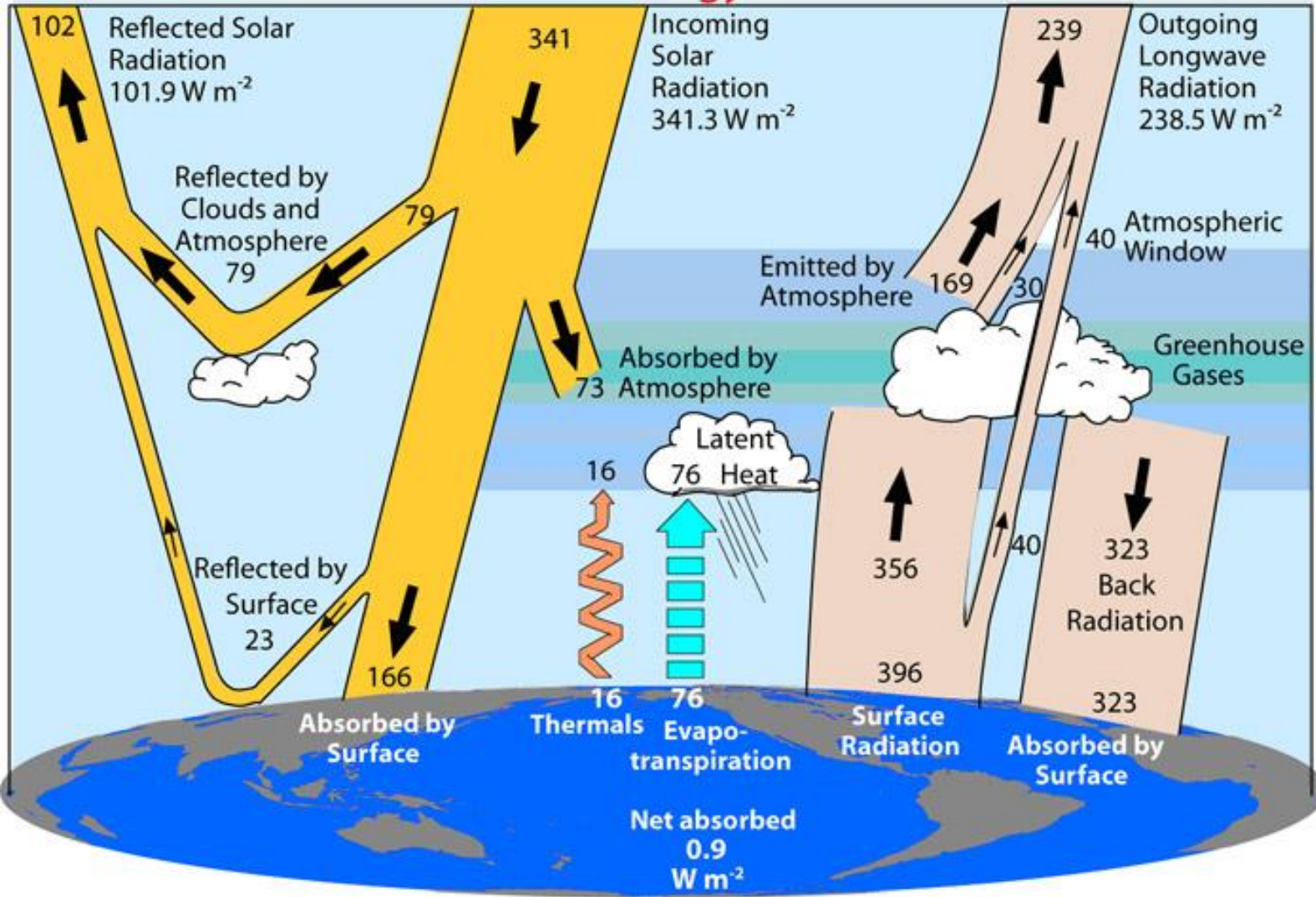
X is CFC in ppbv

Przybliżone formuły opisujące wymuszenie radiacyjne podstawowych gazów cieplarnianych (Myhre et al., 1998)



Global Energy Flows $W m^{-2}$

+0.9 W/m^2



+0.9 W/m^2

(Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009).

Niezbilansowanie energii na górnej granicy atmosfery

- W latach 1985-1989: bilans energii 0.0 W/m^2 (na podstawie obserwacji satelitarnych – projekt ERBE project [Levitus et al. 2005])
- W 2003 bilans energii $0.85 \pm 0.15 \text{ W/m}^2$ [Hansen et al., 2005], na podstawie modelu klimatu
- W latach 2000-2004: $0.9 \pm 0.15 \text{ W/m}^2$ [Trenberth et al., 2009], na podstawie obserwacji satelitarnych – detektor CERES
- W latach 2005-2010: $0.58 \pm 0.15 \text{ W/m}^2$ [Hansen et al., 2011], oszacowanie na podstawie oceanicznych pomiarów ARGO i modelu klimatu
- W 2012: $0.59 \pm 0.25 \text{ W/m}^2$ na podstawie obserwacji satelitarnych

Wymuszanie radiacyjne aerozoli

chwilowe wymuszanie $RF = (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{aerosol}} - (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{clear}}$

Wymuszenie radiacyjne aerozoli jest zdefiniowane jako perturbacja energii absorbowanej przez ziemski system klimatyczny związaną z obecnością aerozoli w atmosferze.

Bezpośrednie wymuszanie radiacyjne przez aerozol jest zdefiniowane jako różnica pomiędzy strumieniem netto promieniowania w obecności oraz bez aerozoli podczas braku zachmurzenia.

$$\Delta T_s = \alpha RF \quad \alpha - \text{climate sensitivity}$$

$$\alpha = -\left(\frac{\partial F_{\text{NET}}}{\partial T_s}\right)^{-1} \approx 0.75 \pm 0.25 \text{K} / \text{W} / \text{m}^2$$

Ograniczenia stosowania wymuszania radiacyjnego w obecności cząstek silnie absorbujących

- Cook and Highwood [2004] pokazali , że w przypadku aerozoli silnie absorbujących chwilowe wymuszania radiacyjne nie może być stosowane do szacowania zmian temperatury. Nawet znak zmian temperatury może być błędnie określony!
- Wynika to z dodatnich i ujemnych sprzężeń zwrotnych związanych z oddziaływaniem aerozoli absorbujących na własności mikrofizycznych chmur, które zależą od rodzaju użytych parametryzacji procesów chmurowych w modelach klimatu.

Alternatywne definicje wymuszania radiacyjnego

- Zaproponowano nowe definicje, które uwzględniają tzw. szybkie sprzężenia zwrotne w systemie klimatyczny.

Dopasowanie stratosferyczne (stratospheric adjusted RF)

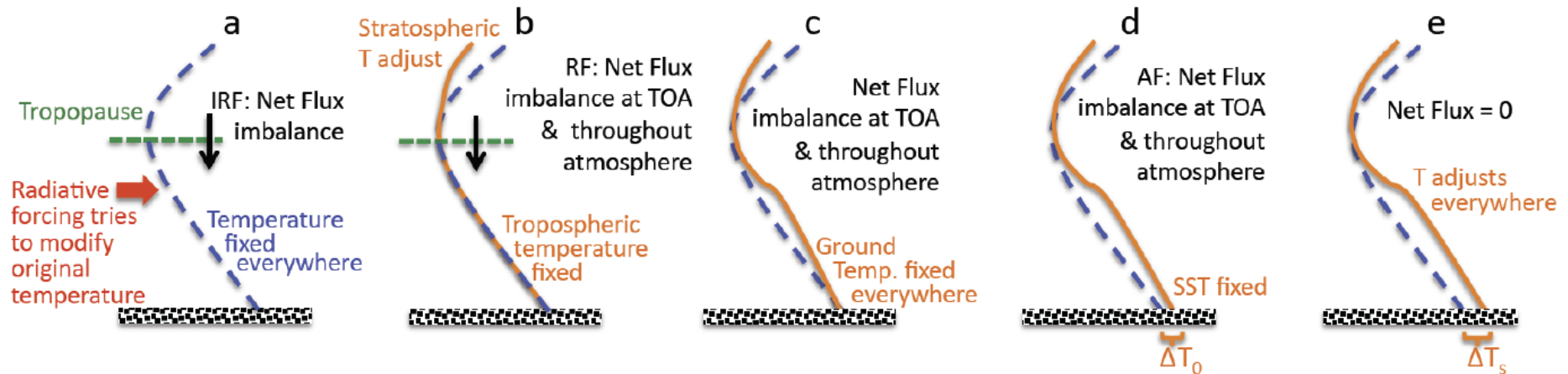
- Przybliżenie to uwzględnia dopasowanie profilu temperatury w stratosferze do nowego stanu równowagi radiacyjnej osiąganego po około 2-3 miesiącach.
- Zaletą tego podejścia jest wykorzystanie, podobnie jak w chwilowym wymuszaniu radiacyjnym modelu transferu radiacyjnego .

- Wymuszenie radiacyjne w tym przypadku wyznacza się poprzez zdjęcie wiązu niezmiennej w czasie temperatury w stratosferze, która tym razem dopasowuje się do nowego stanu równowagi.
- Po ustaleniu nowego profilu temperatury w stratosferze wyznaczane jest ponownie wymuszenie radiacyjne uwzględniając w ten sposób dopasowanie stratosferycznego.
- Największe różnice pomiędzy chwilowym i dopasowanym wymuszeniem radiacyjnym obserwowane są w zakresie podczerwieni, gdyż w przypadku promieniowania słonecznego temperatura powietrza ma niewielki wpływ na strumienie radiacyjne (jedynie poprzez niewielką zmianę współczynników absorpcji gazów związana z temperaturową zależnością poszerzenia linii widmowych).
- W podczerwieni z oczywistych względów wymuszenie radiacyjne związane ze strumieniami promieniowania zależy silnie od temperatury powietrza.

Alternatywne definicje wymuszania radiacyjnego

- Shine et al., [2003] zaproponował definicje wymuszania radiacyjnego opartą na założeniu stałej temperatury powierzchni ziemi (adjusted troposphere and stratosphere RF), które pozwala osiągnięcie równowagi nie tylko w stratosferze ale również w troposferze.
- Metoda ta wymaga użycia kosztownego obliczeniowo modelu klimatu jednak utrzymywanie stałej temperatury powierzchni ziemi powoduje, że należy wykonać relatywnie krótkie symulacje (kilku letnie) aby osiągnąć nowy stan równowagi. Jest to znaczny zysk czasu obliczeniowego, który w przypadku wyznaczania zmian temperatury ΔT s musi być liczony w dekadach lat.

Różne koncepcje definicji wymuszenia radiacyjnego



Calculation Methodology

Online or offline pair of radiative transfer calculations within one simulation

Difference between two offline radiative transfer calculations with prescribed surface and tropospheric conditions allowing stratospheric temperature to adjust

Difference between two full atmospheric model simulations with prescribed surface conditions everywhere or estimate based on regression of response in full coupled atmosphere-ocean simulation

Difference between two full atmospheric model simulations with prescribed ocean conditions (SSTs and sea ice)

Difference between two full coupled atmosphere-ocean model simulations