

Sprawozdanie

Model bilansu radiacyjnego ziemi

Amadeusz Filipek

Laboratorium komputerowe WFiIS AGH

1. Wstęp

Celem ćwiczenia jest wykonanie bilansu radiacyjnego ziemi w oparciu o prosty model wpierw bez atmosfery a następnie z jej uwzględnieniem.

W najprostszym ujęciu bilansu radiacyjnego Ziemia jest w stanie równowagi energetycznej pomiędzy energią uzyskaną z promieniowania słonecznego a energią wyemitowaną w postaci promieniowania cieplnego opisanego prawem Stefana-Boltzmana. Zatem moc padającego promieniowania słonecznego $P_{sł}$ jest równa mocy promieniowania wyemitowanego przez Ziemię P_z :

$$P_z = P_{sł}$$

oraz

$$P_{sł} = S \frac{Pow_z}{4} (1 - A)$$

$$P_z = \sigma T^4 \cdot Pow_z$$

gdzie S – stała słoneczna, A – średnie albedo powierzchni ziemi, Pow_z – powierzchnia Ziemi a σ – stała Stefana-Boltzmana. Z obu tych równań uzyskujemy średnią temperaturę Ziemi :

$$T_{sr} = \sqrt[4]{\frac{S(1-A)}{4\sigma}} \quad (1)$$

W tym najprostszym ujęciu atmosfera ziemiska nie jest brana pod uwagę. Atmosfera ziemiska pełni ważną rolę w bilansie energetycznym ze względu na efekt cieplarniany. Gazy cieplarniane pochłaniają część ziemskiego promieniowania termicznego i emitują je z powrotem w każdym kierunku efektywnie zmniejszając moc wyemitowaną przez ziemię wraz z atmosferą. W pierwszym przybliżeniu atmosferę można traktować jako jeden obszar o uśrednionych parametrach transmisji krótkofalowej t_a , transmisji długofalowej t_a' , albedo krótkofalowym a_a oraz albedo długofalowym a_a' . Uzyskujemy układ równań na temperaturę średnią dla powierzchni ziemi T_s oraz atmosfery T_a :

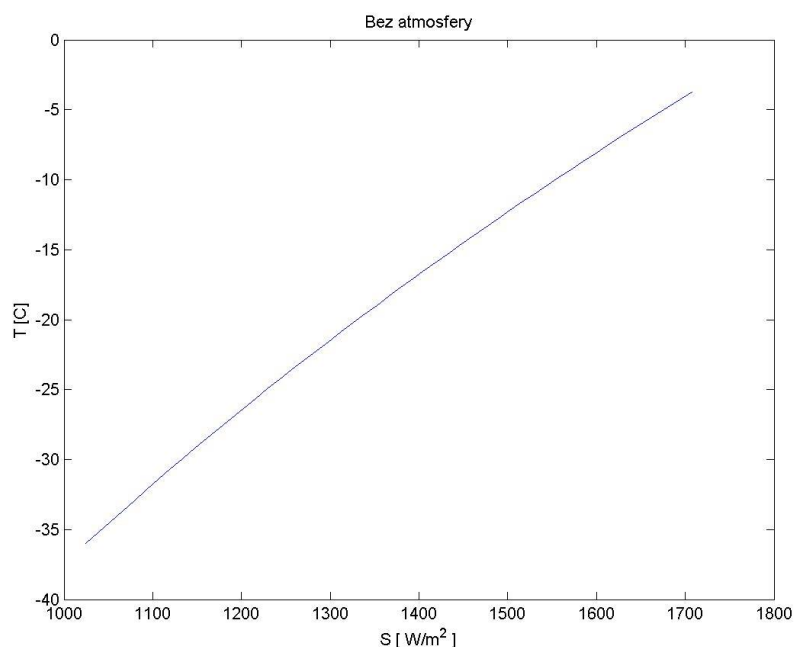
$$(-t_a)(1 - a_s) \frac{S}{4} + c(T_s - T_a) + \sigma T_s^4 (1 - a_a') - \sigma T_a^4 = 0 \quad (2)$$

$$-(1 - a_a - t_a + a_s t_a) \frac{S}{4} - c(T_s - T_a) - \sigma T_s^4 (1 - t_a' - a_a') + 2\sigma T_a^4 = 0 \quad (3)$$

gdzie c – współczynnik przenikania ciepła oraz a_s – albedo krótkofalowe powierzchni Ziemi.

2. Bilans bez atmosfery

Pierwszym etapem ćwiczenia było wykonanie obliczeń średniej temperatury Ziemi na podstawie wzoru (1) dla średniego albedo $A = 0.3$ w funkcji stałej słonecznej. Uzyskane wartości przedstawione są na poniższym wykresie :



Wykres 1. Średnia temperatura powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej bez uwzględnienia atmosfery

Dla faktycznej wartości stałej słonecznej naszego Słońca średnia temperatura wynosi :

$$T_{sr} \left(S = 1366 \frac{W}{m^2} \right) = -18.4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

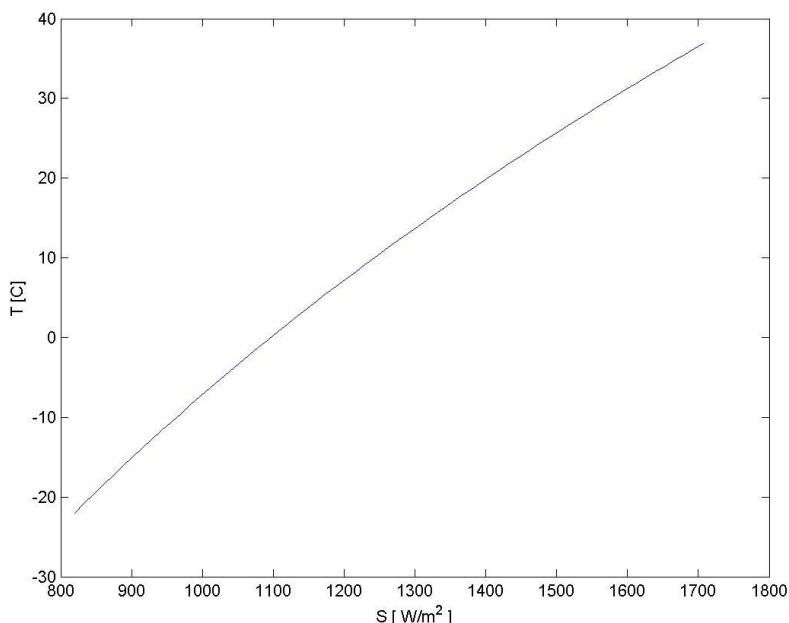
Na całym zakresie analizowanych stałych słonecznych średnia temperatura ziemii jest ujemna, co jest niezgodne ze stanem faktycznym (średnia temperatura powierzchni ziemi wynosi ok. $15 \text{ } ^\circ\text{C}$). Zatem najprostszy model nie uwzględniający atmosfery daje mniejsze wartości średniej temperatury.

3. Bilans z uwzględnieniem atmosfery

Następnie wykonałem obliczenia średniej temperatury Ziemi biorąc pod uwagę wpływ atmosfery na podstawie wzorów (2,3). Parametry we wzorach przyjąłem równe :

$c = 2.7 \frac{W}{m^2 K}$	
Promieniowanie krótkofalowe	Promieniowanie długofalowe
$a_s = 0.19$	$t'_a = 0.06$
$t_a = 0.53$	$a'_a = 0.31$
$a_a = 0.3$	

Układ równań (2,3) jest nieliniowy i nie ma prostych rozwiązań analitycznych ale można go rozwiązać numerycznie za pomocą solvera *fsolve* zawartego w pakiecie obliczeniowym oprogramowania *Matlab*. Uzyskane wartości średniej temperatury na powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej przedstawione są na poniższym wykresie:



Wykres 2. Średnia temperatura na powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej przy uwzględnieniu atmosfery

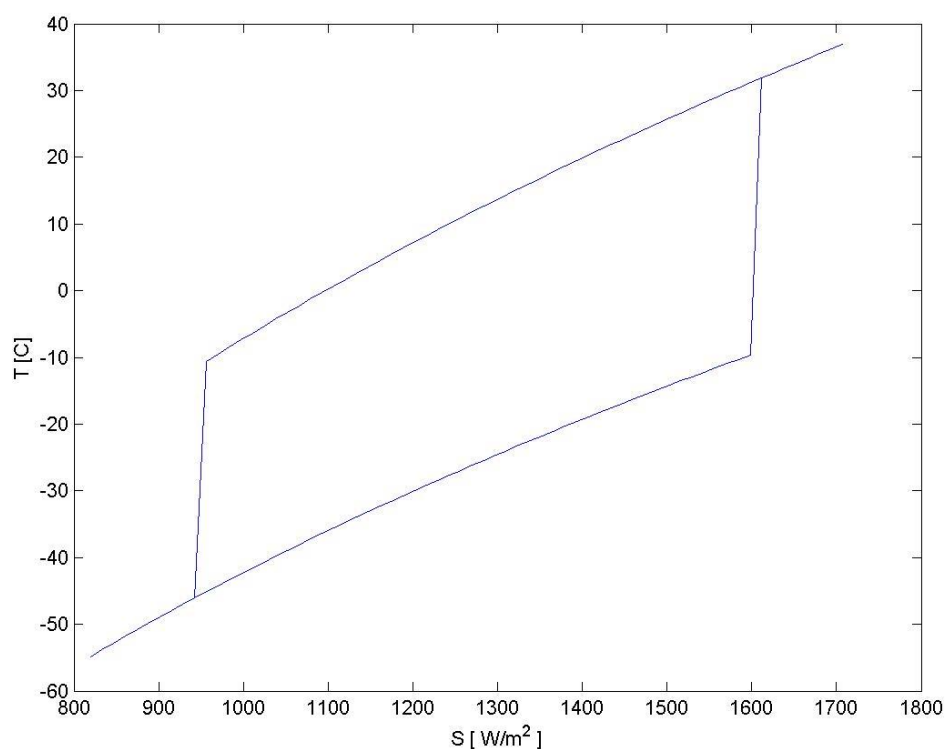
Krzywa na powyższym wykresie ma podobny kształt to zależności uzyskanej na wykresie 1. , jednak uzyskane temperatury mają wyższą wartość. Średnia temperatura Ziemi dla faktycznej wartości stałej słonecznej wynosi:

$$T_z \left(S = 1366 \frac{W}{m^2} \right) = 17.8 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Uzyskana temperatura jest bliska prawdziwej. Zatem wprowadzenie do modelu atmosfery prowadzi do wyższych temperatur Ziemi. Atmosfera spowalnia dysypację energii z Ziemi efektywnie podwyższając jej temperaturę. Efekt ten zwany jest efektem cieplarnianym.

4. Efekt zlodowacenia

Kolejnym krokiem ćwiczenia było wprowadzenie do modelu przejścia fazowego ciała stałe – ciecz dla wody. Przejście to jest istotne ze względu na to, że woda zajmuje dużą część powierzchni ziemi a zmiana wody w lód prowadzi do dużej zmiany albedo. Przejście to do modelu zostało wprowadzone za pomocą parametru albedo. Gdy temperatura powierzchni Ziemi schodzi poniżej temperatury krytycznej T_k wartość albedo powierzchni Ziemi $a_s = 0.19$ zostaje zmieniona z 0.19 na 0.67 i odwrotnie gdy temperatura przechodzi z niższej od T_k do temperatury wyższej. Poniżej przedstawiony wykres zależności średniej temperatury na powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej:

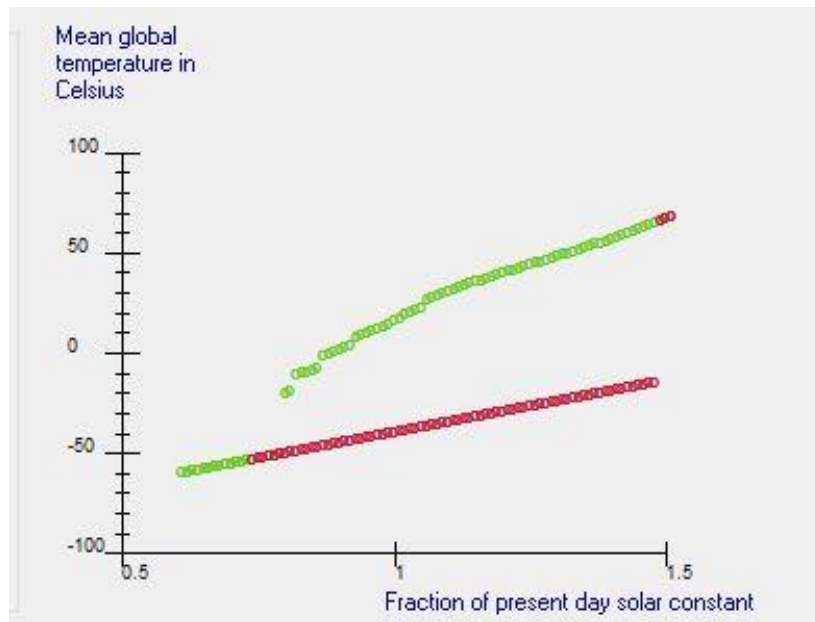


Wykres 3. Średnia temperatura na powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej przy uwzględnieniu zlodowacenia

Uzyskana zależność prezentuje znaczną histerezę. Wynik prezentuje możliwość wystąpienia epoki lodowcowej podczas której te same wartości stałej słonecznej dają zdecydowanie niższą średnią temperaturę Ziemi. Punkt zmrózenia ma warość ok. $950 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ a punkt roztopu ok. $1600 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$. Szerokość histerezy na przestrzeni stałej słonecznej wynosi $650 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$. Wysokość histerezy na przestrzeni temperatury wynosi ok. 32°C .

5. Model EBM

Ostatnim etapem ćwiczenia było porównanie uzyskanych wyników z modelem EBM (Energy Balance Model), który rozpatruje kolejne warstwy atmosfery o różnych wartościach parametrów albedo i transmisji. Uzyskany wykres średniej temperatury Ziemi w funkcji stałej słonecznej dla parametrów równych przyjętym powyżej wygląda następująco:



Wykres 4. Średnia temperatura na powierzchni Ziemi w funkcji stałej słonecznej, kolor zielony – malejąca stała słoneczna, kolor czerwony – rosnąca stała słoneczna

Powyższy przebieg temperatury również prezentuje histerezę, jednakże jest ona niesymetryczna. Proces zlodowacenia jest znacznie gładzyszy. Średnia temperatura Ziemi w stanie niezlodowaconym dla faktycznej wartości stałej słonecznej wynosi:

$$T_z \left(S = 1366 \frac{W}{m^2} \right) = 15 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Wartość ta bardzo dobrze zgadza się z wartością doświadczalną. Punkt zlodowacenia wynosi ok. $1065 \frac{W}{m^2}$ a punkt roztopu ok. $2008 \frac{W}{m^2}$. Szerokość histerezy na przestrzeni stałej słonecznej wynosi $943 \frac{W}{m^2}$ i jest większa wartości z punktu 4.

6. Podsumowanie

W ramach ćwiczenia wykonałem obliczenia prostego bilansu radiacyjnego ziemi bez uwzględnienia atmosfery a następnie z jej uwzględnieniem. Do modelu wprowadziłem także zjawisko zlodowacenia wody. Wyniki porównałem z bardziej skomplikowanym modelem EBM. Uzyskana średnia temperatura Ziemi bez uwzględnienia atmosfery jest dużo niższa od temperatury uzyskanej przy uwzględnieniu atmosfery. Atmosfera jest istotnym czynnikiem bilansu radiacyjnego Ziemi, spowalnia proces wypromieniowania energii z Ziemi tym samym ją podgrzewając. Podzielenie atmosfery więcej warstw prowadzi do dokładniejszych wyników co widać na przykładzie modelu EBM.