

エネルギーバランスモデルによる気候の安定性

Climate Stability in an Energy Balance Model

北海道大学工学部

○学生員

細井遵敬 (Nobutaka Hosoi)

北海道大学大学院工学研究院 正 員

山田朋人 (Tomohito Yamada)

1. はじめに

Budyko¹⁾と Sellers²⁾は、地球の気候に Bistability(多重平衡解)の存在を指摘した。図-1 は全球スケールの Energy Balance Model (EBM)の時間発展から、放射強制力に相当する情報として太陽定数の比に対する気温を示す。実線で書かれた部分では気温は容易に双方向へ遷移するが、点線は矢印の方向にのみ、不可逆的に遷移する。そのため、一度上側の実線の気温へ遷移した場合、下側の実線の気温へ遷移することは容易ではないとの解釈となる。地球の気候が多重平衡解は Ice-Albedo Feedback に起因するとされている。

気候が多重平衡解を有するかを議論するために、先行研究では 3 つの手法が用いられてきた。1 つ目は南北方向のエネルギー拡散を考慮した EBM である。2 つ目は、気候の季節性を加味した Single Column Models (SCM), 3 つ目は、大気や海洋・陸域の水循環やエネルギー収支を物理過程に則って解析する General Circulation Models (GCM)である。Wagner and Eisenman³⁾は、気候の季節性と南北方向のエネルギー拡散双方を取り入れた、海面・海水面でのエネルギー収支モデルを提案した。本研究では Wagner and Eisenman で考案されたエネルギー収支モデルが出した多重平衡解に関する結果の考察を進めるとともに、陸面・陸氷でのエネルギー収支を考えることで、陸における雪や氷を考慮することが気候における多重平衡解を助長するのか、抑えることとなるのかを明らかにする。

2. 海面・海水エネルギーバランスモデルの概要

海面・海水を考慮したエネルギーバランスモデル(以下、海面・海水モデル)の概要を示す。海面・海水モデルは、地球を大気と海のみで構成された惑星と仮定し、南端を赤道、北端を北極とした半球を緯度方向に 100 個のグリッドにわけ、同じ緯度ごとにエネルギー収支を

計算するという手法を取る。以下で海面・海水モデルで用いている式を示す。

海面・海水モデルで、エネルギー収支を計算する式は式(1)である。

$$\frac{\partial E}{\partial t} = aS - L + D\nabla^2 T + F_b + F \quad (1)$$

式(1)の左辺はエンタルピー $E[\text{J/m}^2]$ を時間 $t[\text{s}]$ で微分した項である。右辺第 1 項は正味太陽放射量 $[\text{W/m}^2]$ を表し、 a は太陽放射の吸収率、 S は太陽放射量 $[\text{W/m}^2]$ である。第 2 項は外向き長波放射 $[\text{W/m}^2]$ を表す。第 3 項は南北方向へのエネルギー拡散量 $[\text{W/m}^2]$ を表し、 D は拡散係数 $[\text{W/m}^2\text{K}]$ 、 T は気温 $[\text{K}]$ を表す。第 4 項は海底から海洋混合層へ流入する熱量 $[\text{W/m}^2]$ 、第 5 項は温暖化の指標を表す放射強制力 $[\text{W/m}^2]$ を表す。第 1 項から第 3 項までの各項の詳しい説明は後述する。第 4 項の海底から海洋混合層へ流入する熱量は定数として与える。気候の多重平衡解を議論する時、放射強制外力の増減により温暖化シナリオと寒冷化シナリオを表現する。

海面・海水モデルでは、式(1)にエンタルピー $E[\text{J/m}^2]$ を考慮することで、海面の結氷を再現する。結氷の有無はエンタルピーの符号によって決定される。また、海水厚さ $h[\text{m}]$ や気温 $T[\text{K}]$ は以下の式(2)で決定する。

$$E \equiv \begin{cases} -L_f h & E < 0 \\ c_w(T - T_m) & E \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

$E[\text{J/m}^2]$ は海洋混合層のエンタルピーを表す。エンタルピーが負の時、海面には海水が存在すると決め、 $L_f[\text{W/m}^3]$ は海水の単位体積あたりの凝固熱を表す。エンタルピーが 0 J/m^2 以上の時、海洋混合層のエンタルピーは海洋混合層の単位面積当たりの熱容量 $c_w[\text{W/m}^2\text{K}]$ と気温 $T[\text{K}]$ との積で表される。

式(2)の右辺第 1 項の正味太陽放射は(3)で表される太陽放射量と、(4)で表される吸収率の積で表される。

$$S(t, x) = S_0 - S_1 x \cos \omega t - S_2 x^2 \quad (3)$$

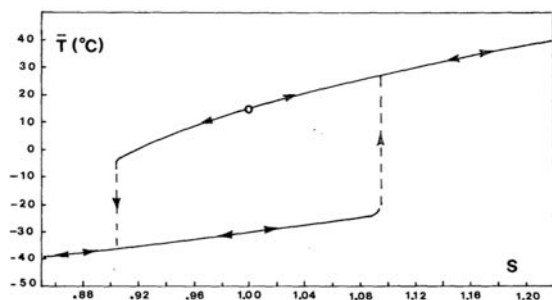


図-1 横軸は太陽定数の比。縦軸は地球の平均気温。多重平衡解を示すモデルの解を表している。(Oerlemans and V. D. Dool, 1977)⁴⁾

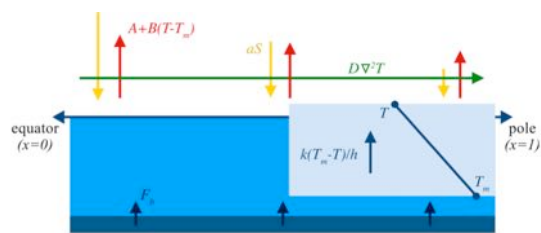


図-2 海面・海水エネルギーバランスモデルの模式図。右側の薄い青色が海水を、左側の青色が海洋混合層を、下側の濃い青が混合層より深い海を表す。(Wagner and Eisenman, 2015)

太陽放射量は、太陽放射の年平均を表す $S_0[\text{W/m}^2]$ 、太陽放射の季節性を表す $S_1 x \cos \omega t [\text{W/m}^2]$ 、緯度による差異を表す $S_2 x^2 [\text{W/m}^2]$ からなる。

$$a(x, E) = \begin{cases} a_0 - a_2 x^2, & E \geq 0 \\ a_i, & E < 0 \end{cases} \quad (4)$$

吸収率 a は海面と海水で異なる値を与えられる。 a_0 は海面の平均的な吸収率、 a_2 は場所による差、 a_i は海水の平均的な吸収率を表す。エンタルピーが 0 J/m^2 以上の時は海面の式が適用され、エンタルピーが負の時は海水の式が適用される。海面の吸収率の値と海水の吸収率の値との差が Ice-Albedo Feedback の効果を示すと考えられる。

$$L = A + B(T - T_m) \quad (5)$$

外向き長波放射の式は気温を変数とする一次元の式を採用する。右辺の $A[\text{W/m}^2]$ は気温が融点 $T_m[\text{K}]$ の時の外向き長波放射の値を表し、 $B[\text{W/m}^2\text{K}]$ は外向き長波放射の温度変化による比例定数である。

$$D \nabla^2 T = D \frac{\partial}{\partial x} \left[(1 - x^2) \frac{\partial T}{\partial x} \right] \quad (6)$$

南北方向の熱拡散量は領域間の気温の傾きを用いて計算する。

3. 海面・海水モデルの結果

図-3 に海面・海水モデルの結果の 1 例を示す。初期条件は太陽放射の季節性の振幅を表す S_1 を 0 W/m^2 とし、南北方向のエネルギー拡散係数 D を $0.3 \text{ W/m}^2\text{K}$ としたものである。寒冷化シナリオの場合、気温が 0°C 以下になるのは放射強制力が 26 W/m^2 の時だが、温暖化シナリオの場合、気温が 0°C 以上になるのは放射強制力が 32 W/m^2 の時である。これは Wagner and Eisenman のモデルが気候の多重平衡解を示すことを表している。

4. 陸面・陸氷エネルギーバランスモデル

陸面・陸氷エネルギーバランスモデル(以下、陸面・陸氷モデル)と海面・海水モデルで大きく違う点は、温度の決定の仕方、氷の扱い方、外向き長波放射と地中熱伝導量の計算方法である。

まず、陸面・陸氷モデルにおける、エネルギー収支の式を示す。陸面・陸氷におけるエネルギー収支の式は式(7)によって表される。

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \begin{cases} aS - OLR + D \nabla^2 T_l + F + G, & T \geq 0 \\ aS - OLR + D \nabla^2 T_l + F, & T < 0 \end{cases} \quad (7)$$

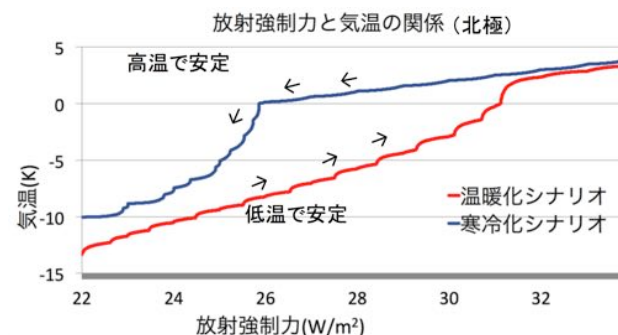


図-3 海面・海水モデルの結果の一例。縦軸は気温(K)。横軸は放射強制力。青線は寒冷化シナリオを示し、時間は右から左へ進む。赤線は温暖化シナリオを表し、時間は左から右へ進む。

式(7)の左辺はエンタルピー $E[\text{J/m}^2]$ を時間 $t(\text{s})$ で微分したものである。右辺第 1 項の $aS[\text{W/m}^2]$ は正味太陽放射量、第 2 項の $OLR[\text{W/m}^2]$ は外向き長波放射、第 3 項の $D \nabla^2 T_l[\text{W/m}^2]$ は南北方向へのエネルギー拡散量、第 4 項の $F[\text{W/m}^2]$ は温暖化の指標を表す放射強制力、第 5 項の $G[\text{W/m}^2]$ は海底から海洋混合層へ流入する熱量を表す。正味太陽放射および南北方向のエネルギー拡散の項は海面・海水モデルと同じなため説明を省略する。

小島らの観測結果⁵⁾を見ると、陸域における積雪は深さ約 20 cm 以上では地表面温度の影響をほとんど受けない。そのため、陸面・陸域モデルでは積雪を断熱材とみなし、陸氷におけるエネルギー収支の式で地中熱伝導量 $G[\text{W/m}^2]$ の項を除いた。

$$E = \begin{cases} c_l \int_{-H}^0 T_u(z) dz, & T \geq 0 \\ c_l T_l, & T < 0 \end{cases} \quad (8)$$

表面温度は(8)で決定される。式中の $c_l, c_l[\text{J/m}^2\text{K}]$ はそれぞれ、単位面積あたりの陸面の熱容量と、陸氷の熱容量を表す。陸面のエンタルピーは地中温度と熱容量の積、陸氷のエンタルピーは陸氷温度と熱容量の積で表される。

$$OLR = \sigma T_l^4 \quad (9)$$

外向き長波放射はシュテファン=ボルツマン法則に則った。

$$G = -\lambda_g \frac{\partial T_u(z)}{\partial z} \quad (10)$$

陸域における地中熱伝導量の計算式は近藤純正⁶⁾によった。地中熱伝導量 $G[\text{J/m}^2]$ は熱伝導率 $\lambda_g[\text{J/mK}]$ と地中温度の温度勾配との積で計算する。

5. まとめ

海面・海水モデルの結果から、Wagner and Eisenman の提案したモデルは、気候の多重平衡解を示すことがわかった。今後は海面・海水モデルでアルベドの値を変えた場合に、気候の多重平衡解がどのように変化するかを調べるとともに、陸面・陸氷モデルをさらに発展させたい。

本論文は ArCS の成果の一部である。

6. 参考文献

- 1) M. I. BUDYKO, 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, *Tellus*, 611-619
- 2) W. D. Sellers, 1969: A Global Climate Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System, *Journal of Applied Meteorology*, 392-400
- 3) J. OERLEMANS and H. M. Van Den DOOL, 1978: Energy Balance Climate Models : Stability Experiments with a Refined Albedo and Updated Coefficients for Infrared Emission, *American Meteorological Society*, 371-381.
- 4) Till J. M. WAGNER and Ian EISENMAN, 2015: How Climate Model Complexity Influences Sea Ice Stability, *American Meteorological Society*, 3998-4014
- 5) 小島賢治・木下誠一・若浜五郎・清水弘・中村勉・秋田谷英次, 1965: 札幌の平地積雪断面測定資料報告 : 昭和 38~39 年冬期, *低温科学 物理篇*, 99-119
- 6) 近藤純正, 1992: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, *農業気象*, 265-275