

第 1 章

大気大循環モデルの概要

本研究では, 地球流体電脳倶楽部で開発されている惑星大気大循環モデル DCPAM5 を用いた. DCPAM5 では, 設定を変更することで, 地球や火星など様々な惑星の気候を計算することができる. 本研究では, 惑星半径や大気組成等に地球の値を用い, 太陽定数を変化させることで, 地球の気候の太陽定数増減実験を行った. ここでは, DCPAM5 のうち本研究で行った実験で使用したモデルの要素について, その概要を述べる. 詳細およびその他の部分については DCPAM5 のドキュメント^{*1}を参照されたい.

1.1 座標系

座標系は, 水平方向には経度 λ , 緯度 φ , 鉛直方向には $\sigma = p/p_s$ をとる. ここで, $p_s(\lambda, \varphi, z)$ は地表面気圧, $p(\lambda, \varphi, z)$ は圧力である. ここで, z 高度である.

^{*1} 地球流体電脳倶楽部, 「DCPAM5 ドキュメント」, 大気大循環モデル DCPAM5, URL : https://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/dcpam5/dcpam5_latest/doc/

1.2 力学過程

大気の運動を記述する方程式系には、 σ 座標系におけるプリミティブ方程式系を用いる。プリミティブ方程式系は、運動方程式、熱力学の式、静水圧平衡の式、連続の式、水蒸気混合比の時間発展の式から成り、以下のように書ける：

$$\text{連続の式：} \quad \frac{\partial p_s}{\partial t} = -\nabla \cdot (p_s \mathbf{u}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \dot{\sigma}), \quad (1.1)$$

$$\text{運動方程式：} \quad \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -(\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} - \dot{\sigma} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} - f \mathbf{k} \times \mathbf{u} + \frac{R^d T_v}{p_s} \nabla p_s + \mathbf{F}, \quad (1.2)$$

$$\text{静水圧平衡の式：} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{R^d T_v}{\sigma}, \quad (1.3)$$

$$\text{熱力学の式：} \quad \frac{\partial T}{\partial t} = -(\mathbf{u} \cdot \nabla) T - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{\kappa T_v}{p} \frac{dp}{dt} + Q \quad \left(\kappa = \frac{R^d}{C_p} \right), \quad (1.4)$$

$$\text{状態方程式：} \quad p = \rho R^d T_v, \quad (1.5)$$

$$\text{物質の連続の式：} \quad \frac{\partial q_x}{\partial t} = -(\mathbf{u} \cdot \nabla) q_x - \dot{\sigma} \frac{\partial q_x}{\partial \sigma} + S_{q_x} \quad (x = v, w, i). \quad (1.6)$$

ここで、 \mathbf{u} は速度ベクトル、 $\dot{\sigma} = \frac{D\sigma}{Dt}$ は σ 座標系における鉛直速度、 f はコリオリパラメータ、 \mathbf{F} は外力、 Φ はジオポテンシャル、 R^d は乾燥空気の気体定数、 T は温度、 T_v は仮温度、 Q は非断熱加熱、 ρ は密度、 q は質量混合比、 S_{q_x} は物質の移流以外による時間変化の項である。下付き添字 v は水蒸気、 w は雲水、 i は雲氷を表す。また、鉛直方向の境界条件は、

$$\dot{\sigma} = 0, \text{ at } \sigma = 0, 1 \quad (1.7)$$

である。

空間の離散化には、水平方向はスペクトル変換法 (Bourke, 1988) を使い、鉛直方向は Arakawa and Suarez (1983) の差分法を用いる。時間の離散化には複数の方法を組み合わせて用いる。力学過程において、水平拡散およびスポンジ層における減衰項には後方差分、その他の項にはセミインプリシット法を用いる。また、ただし、物質移流ではセミ・ラグランジュ法を用いる。

1.3 物理過程

力学過程の方程式系における粘性項や非断熱加熱項は、様々な物理過程を考慮して計算する。以下でその概要を述べる。

放射過程としては、短波では δ -Eddington 近似した放射伝達方程式には Toon et al. (1989) の方法を用いて解く。H₂O, O₃ の吸収係数、雲による吸収・散乱、レイリー散乱の扱いはそれぞれ Chou and Lee (1996), Chou et al. (1998), Chou and Lee (1996) に従う。長波では散乱を無視した放射伝達方程式により計算し、H₂O, CH₄, N₂O, CO₂, O₃, 雲の吸収を考慮する (Chou et al., 2001, Chou and Kouvaris, 1991)。

乱流混合過程には、Mellor and Yamada (1982) Level 2.5 の方法に基づく乱流拡散係数を用いる。惑星表面におけるフラックスの評価には Beljaars and Holtslag (1991) の方法を用いる。

凝結過程には、積雲対流は Relaxed Arakawa-Schubert スキーム (Moorthi and Suarez, 1992) を氷晶を含むように拡張したものをを用い、大規模凝結は Le Treut and Li (1991) を氷晶を含むように拡張したものをを用いる。雲水、雲氷の時間発展には、移流に加えて、乱流による混合、凝結過程と定数時定数による消滅を考慮する。

地表面温度と土壤温度は、地表面における熱収支と地中の熱伝導方程式を数値的に解くことによって求める。土壤水分の決定にはバケツモデル (Manabe, 1969) を用いる。積雪がある場合、海氷上には雪は積もらない。雪のアルベドは 0.6 として地面アルベドを変化させる。

海面温度の決定には次の 2 つの方法から選択して用いる。1 つは海表面温度や海水面密度を気候値などの外部データから与える方法であり、もう 1 つは海洋を板海としてモデル内部で海表面温度を計算する、つまり、深さ 60 m の海洋の熱収支を計算することにより、海表面温度を得る方法である。