

Marshall et al.(2007) のレビュー

Mean Climate and Variability of the Atmosphere and Ocean on an
Aquaplanet

河合 佑太

神戸大学大学院理学研究科

2013/12/19

- 1 イントロダクション
- 2 結合モデルの記述
- 3 結果
- 4 解析: 力学的な解釈
- 5 結論
- 6 参考文献

- 現代の軌道と CO₂ 強制により駆動される, 陸なしの大気・海洋・氷結合システムの気候の数値実験を行った.
- 約千年間のシミュレーションは, 次の平均状態を与えた.
 - 氷冠は, 緯度 55 ° まで達した.
 - 大気と海洋は東西の帯状ジェットから成る. ジェットの構造は傾圧不安定により調整される.
 - 海洋の帯状的特徴にも関わらず, 南北熱輸送は効率的. 熱輸送の分配は現代とかなり同じ.
- 大気・海洋の環状モードのカップリングが, 系の変動を支配する.
 - 大気ジェット由来の確率的変動性は, 海洋の変動を駆動.
 - 海洋の帯状流の十年周期の変動は, 大気にフィードバックして環状モードの変動のスペクトルを特色づける. これは簡単な確率モデルにより捉えられる.
- 水惑星が, 地球の熱輸送の分配と気候を決める過程の情報をどう与えるかを再吟味する.

- 惑星の気候決定における大気・海洋の相互作用の特性を理解するために、大気・海洋・氷結合システムの数値モデルを用いて、理想的な実験を行った。
 - 目標は地球の現在気候や古気候を計算することではなく、結合システムの詳細を調べること。
 - 地形や海陸分布は簡単化 (実際、陸を取り除く水惑星設定)。一方、大気・海洋の力学は十分に表現。
- 設定は現在地球であるが陸がない惑星の極限を調べる。
 - 5.2 km の一様な水深をもつ海洋に覆われている。
 - 海洋の上の大気は、入射太陽放射によりエネルギーを与えられる。
 - 条件を満たせば氷形成。

「水惑星 (aquaplanet)」設定を使った先行研究

- 大気モデラーが言う「水惑星」: スラブオーシャンまたは指定した海水面温度分布を結合した大気のこと.

Hess et al. (1993)

- 指定された SST を使う水惑星設定を用いて, さまざまな緯度依存の SST 分布に対する熱帯収束帯 (ITCZ) の感度を調べた.

Kirtman and Schneider (2000), Barsugli et al. (2005)

- 大気を熱力学的な海洋モデルと結合して, 熱帯の降水が熱帯の平均状態に鋭敏であることを示した.

- M07 では, 大気モデルと海洋モデルをフルカップリングする.
- このような計算はこれまであまりなされていない. 少数例は Smith et al. (2006).
 - 結合システムにおける海洋循環の役割, 特に全球に熱を輸送する海洋の能力に対する地理的制約の重要性を強調.
- M07 の純粋な水惑星設定は, S06 の参照実験の設定と同じものであるが, 海洋モデルの定式化に重要な違いが存在する.
 - その違いにより, S06 と異なる気候状態が得られた (と主張している).

M07 の水惑星計算で得られる気候状態の特徴 (概略)

大気: 現代地球と似ている

- 加熱/冷却の差異により, 大気の風系は駆動される.
 - 熱帯ハドレーレジーム, 傾圧不安定により壊れる中緯度ジェット
- 極域の冷却は氷冠を形成.
- 総観システムの運動量輸送が, 中高緯度域の西風, 低緯度域の東風を維持する.
 - 海洋の真上で吹いた風は海洋の運動を励起

海洋: 現代地球と異なる循環

- 循環パターンは帯状ジェット. 方向は海面風と同方向.
 - 熱帯ベルト: 西向き, 中緯度: 東向き (<- 現代の南極周回流の力学を連想)
- 子午面循環は風と渦により駆動される沈み込みと関係する.
 - 極域で対流的に駆動される「熱塩循環」は存在しない.
 - 赤道から中緯度まで伸びる「亜熱帯」残差セルを含む.

大気・海洋間の南北熱輸送の分配

- 水惑星での大気と海洋の熱輸送の分配は, 現在気候とよく似ている.

- ① イントロダクション
- ② 結合モデルの記述
- ③ 結果
- ④ 解析: 力学的な解釈
- ⑤ 結論
- ⑥ 参考文献

- 流体の同型性を採用することで、一つの静力学コアから大気モデルと海洋モデルを得る.
- 水平格子: 大気・海洋とも立方球面格子
 - 解像度 C32(格子幅約 280 km)
 - 緯度経度格子のように極域で格子が集中しない.

大気モデル

中程度の複雑さ

- 鉛直方向: 5 層
 - 75, 250, 500, 750, 950 hPa
- 物理過程
 - SPEEDY (Molteni, 2003)
 - 4 バンド放射スキーム, 湿潤対流パラメタリゼーション, 境界層スキーム他

海洋モデル

- 鉛直方向: 15 層
 - 海底平坦で, 海深 5.2 km
 - 層幅は表層 50 m, 深部 690 m.
- diapycnal 混合
 - 混合係数: $3 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
- 海底の摩擦
 - 強い順圧帯状流が生成しないように海底摩擦のパラメータを調整.
- 地衡流渦パラメタリゼーション: Gent and Williams (1990)
 - 輸送係数: $800 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
- 対流パラメタリゼーション: 対流調節

氷モデル

- 熱力学的氷モデル (Winton, 2000)

強制

- 軌道と関係した強制, CO₂ レベルは, 現在気候の値を使う.
 - 季節サイクルは表現されるが, 日変化は存在しない.

計算

- 大気・海洋モデル間の, 運動量, 熱, 淡水フラックスの交換は, 毎時間 (海洋モデルの時間ステップ) で行う.
- 海洋モデルの初期条件: 静止状態. 温度と塩分は気候値の東西平均
- 4000 年積分するとおおよそ準平衡状態に落ち着く.
 - 以後示す平均状態とは, 最後の 100 年間の場を平均したもの.

- 1 イントロダクション
- 2 結合モデルの記述
- 3 結果**
- 4 解析: 力学的な解釈
- 5 結論
- 6 参考文献

平均状態: 温度

- 熱帯域: 弱い水平温度勾配, その終端から極域まで: 傾圧帯.
- 極は寒冷で, 約 55 度まで氷に覆われている.
- 海水の下には温度逆転層
 - 塩分がそれを補償
- 地球と似た主躍層
 - 深さは亜熱帯で約 1 km, 赤道湧昇域では著しく薄い.
- 温度躍層や極域の下では, 深層の約 2 の温度で良く混ぜられている.
 - 深層の流体は高緯度域の上昇流により海面まで上昇.

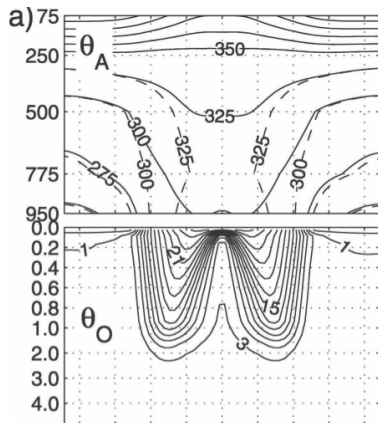


Figure: 大気の時位 (実線), 相当時位 (破線) θ_A [K], 海洋の時位 θ_O [C°] (M07, Fig,2a).

平均状態: 風

- 境界層や熱帯から遠い場所では, 風や海流は温度風バランスにある.
- 亜熱帯: 西風ジェット (250 hPa で 30 ms^{-1} に達する), 赤道域: 東風.
 - 緯度 30 度より極側で海面の西風が東向きの応力を, 赤道両側では貿易風が西向きの応力を起こす.
 - 極偏東風は存在しない.

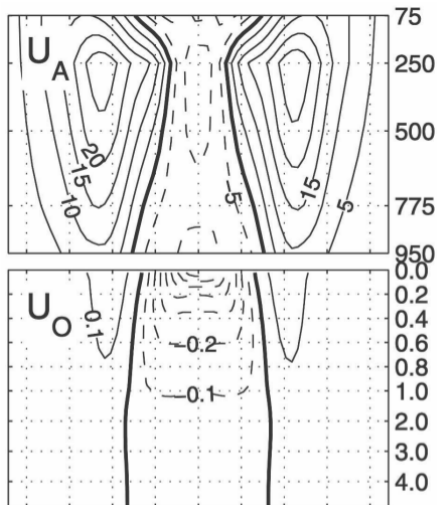


Figure: 大気の東西風速 U_A [ms^{-1}], 海洋の東西流速 U_O [ms^{-1}] (M07, Fig.2a)

平均状態: 海流

- 海岸が存在しないため, 海面応力と同方向の帯状ジェットが見られる.
 - 内部領域では, 帯状ジェットは温度風バランスにある.
- 海面応力は eddy drag により弱められながら下端まで達し, 海底の応力と完全にバランスする.
- 海面で赤道に沿う西向きの流れは 0.8 ms^{-1} , 中緯度の東向きの流れは 0.2 ms^{-1} に達する.

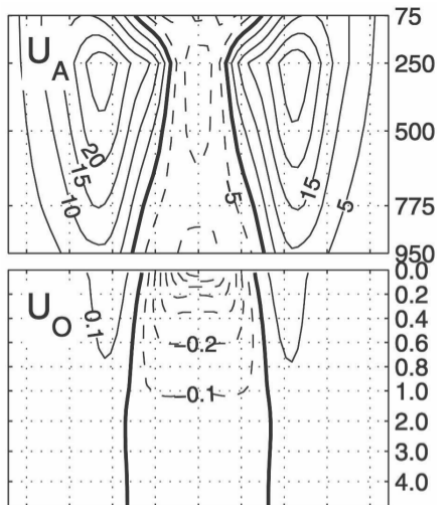


Figure: 大気の東西風速 U_A [ms^{-1}], 海洋の東西流速 U_O [ms^{-1}] (M07, Fig.2a)

平均状態：海洋の鉛直流

- 海面応力の回転により駆動されるエクマン・ポンピングは、温度躍層の下部表面のうねりを説明する。
- 赤道帯では、深部の冷水が上昇。
- 緯度 20 度から 45 度の間では、暖水が地表から下降。

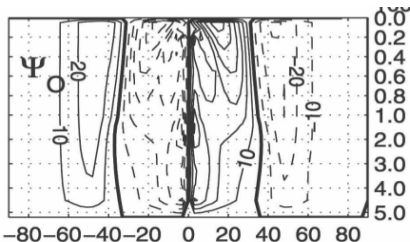


Figure: 海洋のオイラー平均子午面循環 Ψ_O [Sv] (M07, Fig.2b)

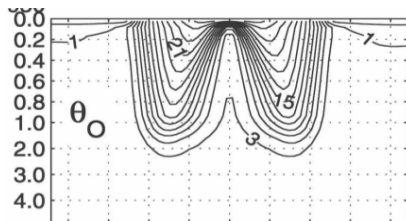


Figure: 海洋の温位 θ_O [C °] (M07, Fig.2a)

平均状態: 水蒸気, 塩分

- 比湿は空気の暖かいところで大きい (赤道下層で, 15 g kg^{-1} , 高度や緯度が高くなるにつれ減少).
- 水蒸気の "mirror image" である海洋の塩分場は, 舌状の分布をみせる.
 - 亜熱帯では蒸発が降水を上回る. 熱帯・高緯度では, 降水が蒸発を上回る.
- 氷の下の塩分の低さは, 温度の逆転を安定化させている.

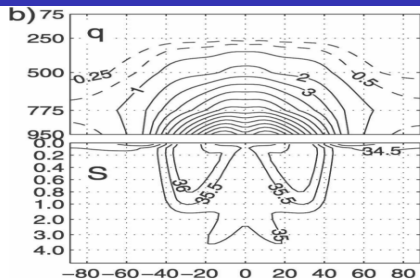


Figure: 比湿 q [g kg^{-1}], 塩分 S [psu] (M07, Fig.2b)

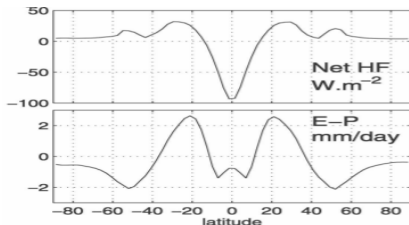


Figure: 正味の熱フラックス [W m^{-2}], 淡水フラックス [mm day^{-1}] (M07, Fig.3)

平均子午面循環

- 大気: 赤道の両側:ハドレーセル.
中・高緯度:フェレルセル.
- 海洋: 大気と同パターン
- 境界層内で大規模渦の水平渦運動量フラックスが無視できれば,
 $\bar{\Psi}_A = \bar{\Psi}_O$ が予期される.
 - ハドレーセルでは当てはまる.
 - 中緯度では $\bar{\Psi}_A$ が 50 % $\bar{\Psi}_O$ を上回る (オーダ的には同じ).
 - 総観規模の渦と関係した渦運動量フラックスが無視できないため
 - 大気の渦が駆動する質量フラックスは海洋の子午面循環よりずっと強い \leq 大気・海洋間の熱輸送の分配に関する重要な事実

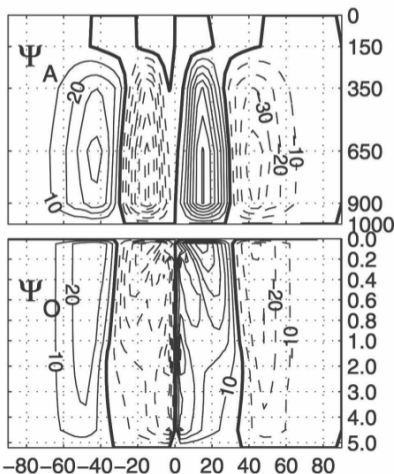


Figure: 大気, 海洋のオイラー平均子午面循環 Ψ_A, Ψ_O [$\text{Sv} \equiv 10^9 \text{ kg s}^{-1}$] (M07, Fig.2b)

海洋の残差循環

- $\Psi_{res} = \bar{\Psi} + \psi^*$
 - ψ^* は $\bar{\Psi}$ と逆の傾向
 - 中・高緯度では完全にキャンセル
- なぜ逆センスか? (Gill et al. (1974))
 - 海面応力のパターンは, 平均的な浮力面に南北勾配作る.
 - 有効位置エネルギーの貯蓄.
 - 傾圧不安定が浮力面を平坦化 <- 海面の風の効果と相反
- 極域の成層は弱いが, 沈み込みにより駆動される熱塩循環は見られない.

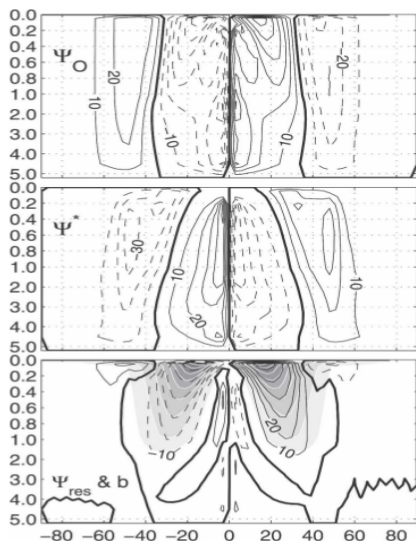


Figure: 時間・帯状平均した海洋の子午面循環の成分。(上段) オイラー平均 $\bar{\Psi}$, (中段) ポーラス輸送 ψ^* , (下段) 残差の輸送 Ψ_{res} と密度場

- 1 イントロダクション
- 2 結合モデルの記述
- 3 結果
- 4 解析: 力学的な解釈**
- 5 結論
- 6 参考文献

- Marshall and Radko (2003) : 南極周回流のような海洋の帯状流に対する簡単なモデルを開発.
- MR03 のモデルを適切に修正することによって, 水惑星の海洋の平均的な状態を説明する.

- 帯状平均, 残差平均された運動量方程式

$$-fv_{res} = \frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial \tau}{\partial z} + \frac{\partial \tau_e}{\partial z} \right) + A_h \nabla^2 u_{res} \right] \quad (1)$$

- ここで, τ は (海面/海底の) 応力. 渦応力は,

$$\tau_e = \rho f \frac{\overline{v'b'}}{\partial \bar{b} / \partial z} = \rho f K s_\rho = \rho f \psi^* \quad (2)$$

とパラメータ化する. $\psi^*(= K s_\rho)$ は bolus streamfunction,
 $K(= -\overline{v'b'} / (\partial \bar{b} / \partial y))$ は渦輸送係数, $s_\rho(= -(\partial \bar{b} / \partial y) / (\partial \bar{b} / \partial z))$ は平均的な浮力面の傾き.

- これは, Gent and McWilliams(1990) のパラメタリゼーションの残差平均の解釈である.
- 運動量の水平混合を表す項を含めている.
 - 西岸境界流と関係した摩擦境界層 (Munk, 1950) を表すモデルで必要とされる

- 帯状平均, 残差平均された浮力方程式

$$J(\psi_{res}, \bar{b}) = \frac{\partial \mathcal{B}}{\partial z} \quad (3)$$

- ここで, \mathcal{B} は, 小スケールの過程や大気-海洋のフラックスによる浮力フラックス.
- 内部領域では浮力フラックスの寄与は小さく, 近似的に $J(\psi_{res}, \bar{b}) = 0$ である.
 - 実際, Fig.4(bottom) のように, ψ_{res} と \bar{b} の等値線は重なる.
- 温度躍層の構造を求めるには, ψ_{res} と \bar{b} の関数関係が表層の過程により決められる必要がある.
 - Marshall(1997) では $\psi_{res} = -\mathcal{B}_s / \bar{b}_y$ と決まったが, 今の場合, そのような簡単な関係は見つけれないので, モデル結果から与える.

残差循環の流線関数

- 帯状平均, 残差平均された運動量方程式を海面から z まで積分すれば,

$$\psi_{res}(y, z) = - \underbrace{\frac{1}{\rho f} \tilde{\tau}}_{\bar{\psi}} + \underbrace{K_S \rho}_{\psi^*} \quad (4)$$

- ここで,

$$\tilde{\tau} = \tau_s + \int_{-z}^0 A_H \nabla^2 u \, dz$$

- 水平方向の運動量混合が無視できるならば, $\bar{\psi}$ は深さに依存しない.
 - このとき, 海面と海底のエクマン層の輸送は真反対になる.
- しかし, 実際 $\bar{\psi}$ は内部領域で深さに依存している.
 - 運動量バランスの中で粘性の役割は, 無視できない.

海洋の残差循環 (M07 Fig.4)

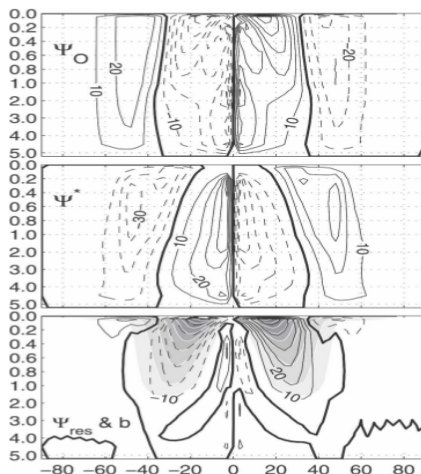


Figure: 時間・帯状平均した海洋の子午面循環の成分. (上段) オイラー平均 $\bar{\psi}$, (中段) ボーラス輸送 ψ^* , (下段) 残差の輸送 ψ_{res} と密度場 (M07, Fig.4).

- \bar{b} の解を求めるアルゴリズム
(4) を整理して,

$$s_\rho = \frac{1}{K} \left[\psi_{res}(\bar{b}) + \frac{1}{\rho} \tilde{\tau} \right] \quad (5)$$

- 表層の \bar{b} 分布とモデルから得られる関数関係 $\psi(\bar{b})$ を与えれば, 特性法 (see MR03) を使って上の式を積分することにより, \bar{b} の解を得る (Fig. 5).

得られた解とモデルの計算結果の比較

- 両者は良く一致している.
- MR03 の ACC とその子午面循環の理論の心である力学バランス (5) が, 水惑星の海洋に対して適切であることを示唆する.
 - スベルドラップバランスとは, 根本的に違う点に注意
- 温度躍層の深さは渦のプロセスによって根本的に制限される.

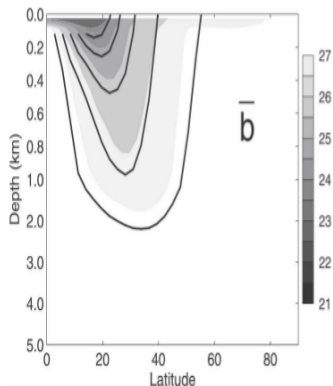


Figure: \bar{b} の解 (黒線) と 海洋モデルから得られた浮力場 (灰色陰影) [kg m^{-3}] の比較 (M07, Fig.5).

- 1 イントロダクション
- 2 結合モデルの記述
- 3 結果
- 4 解析: 力学的な解釈
- 5 結論**
- 6 参考文献

- 水惑星の数値実験から発見された気候を説明した.
- 平均状態
 - 大気: 現代の大気を連想させる.
 - 傾圧的に不安定な亜熱帯ジェット, ハドレー循環, 中緯度における地表の西風, 熱帯の貿易風.
 - 海洋: 現代と大きく異なる.
 - 卓越した海面風と同じ向きの帯状ジェット
 - 海洋の力学は Marshall and Radko (2003) の残差循環の理論で捉えられる.

- 海洋の力学は MR03 の残差循環の理論で捉えられる。
 - 温帯: 循環は南極周回流とよく似た力学で説明される。
 - 中緯度のオイラー平均流は渦のポールラス輸送によってほぼ完全に打ち消される。
 - 高緯度: 等密度面は内部領域の深くまで潜り込む。
 - 混合プロセスは弱い内部領域の成層に対し働く => 明瞭な残差循環を維持できない。
 - 低緯度: 中・高緯度で沈み込んだ等密度面が海面に向かい, 温度躍層を形成する。
 - 混合プロセスは強い成層に対し働く => 明瞭な残差循環を維持できる。

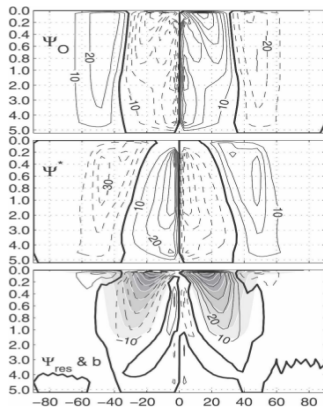


Figure: 時間・帯状平均した海洋の子午面循環の成分。(上段) オイラー平均 $\bar{\psi}$, (中段) ポールラス輸送 ψ^* , (下段) 残差の輸送 ψ_{res} と密度場 (M07, Fig. 4).

- ① イントロダクション
- ② 結合モデルの記述
- ③ 結果
- ④ 解析: 力学的な解釈
- ⑤ 結論
- ⑥ 参考文献

- J. Barsugli, S.-I. Shin, and P. D. Sardeshmukh. Tropical climate regimes and global climate sensitivity in a simple setting. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(4):1226–1240, 2005.
- A. Gill, J. Green, and A. Simmons. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 21, pages 499–528. Elsevier, 1974.
- P. G. Hess, D. S. Battisti, and P. J. Rasch. Maintenance of the intertropical convergence zones and the large-scale tropical circulation on a water-covered earth. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(5): 691–713, 1993.
- B. P. Kirtman and E. K. Schneider. A spontaneously generated tropical atmospheric general circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, 57 (13):2080–2093, 2000.

- J. Marshall and T. Radko. Residual-mean solutions for the antarctic circumpolar current and its associated overturning circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 33(11):2341–2354, 2003.
- J. Marshall, D. Ferreira, J. Campin, and D. Enderton. Mean climate and variability of the atmosphere and ocean on an aquaplanet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(12):4270–4286, 2007.
- R. S. Smith, C. Dubois, and J. Marotzke. Global climate and ocean circulation on an aquaplanet ocean-atmosphere general circulation model. *Journal of climate*, 19(18):4719–4737, 2006.