大気大循環モデル DCPAM の 時間・空間解像度依存性に関する研究

岡山大学 理学部 地球科学科 05420529 石岡 翔

2012/02/10

要旨

大気大循環モデル大気現象をとは大気現象を支配する方程式系の時間発展を数値 的に解き、大気の状態の時間変化を計算するものである.本研究では地球流体電脳 倶楽部の大気大循環モデル DCPAM5 を用いて、時間・空間解像度が計算結果にど のように影響するのかについて調べた.結果は、時間解像度を変えても計算される 大気の状態はほとんど変わらなかっが、一方で水平解像度を変えると計算される大 気の状態は変わった.水平解像度が高くなると、より降水量が多くなりハドレー循 環が強い状態になった.これは上昇域の面積が水平解像度によって規定され、高い 解像度のときには上昇域を狭くすることができるためであると考えられる.

目 次

| 第1章 | 序論 | 4 |
|-----|----------------------------------------|----|
| 1.1 | 大気大循環モデルと時間、空間解像度 | 4 |
| 1.2 | 研究目的.................................. | 6 |
| 第2章 | 実験 | 7 |
| 第3章 | 結果と考察 | 8 |
| 3.1 | 大気最下層気温 | 8 |
| 3.2 | 地表温度................................. | 8 |
| 3.3 | 降水量 | 10 |
| 3.4 | ハドレー循環の強さと降水量 | 11 |
| 3.5 | 上昇域の面積と循環の強さ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ | 13 |
| | 3.5.1 水蒸気量と上昇流 | 13 |
| | 3.5.2 上昇域の面積と水蒸気量 | 14 |
| | 3.5.3 水平解像度と上昇域の面積 | 14 |
| | | |

第4章 まとめ

17

| 参考文献 | 19 |
|------|----|
| | |

| 図録 |
|----|
|----|

3

 $\mathbf{18}$

第1章 序論

1.1 大気大循環モデルと時間.空間解像度

大気大循環モデルとは大気の状態を表す方程式系を数値的に解き,大気の状態の時間発展を計算するものである.大気の状態を記述する方程式系は以下の式で構成される(高橋ほか,2010). これらを連立させて解くことで時間発展を計算する.

運動方程式

$$\frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial t} = -(\boldsymbol{u}\nabla)\boldsymbol{u} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{u} - \boldsymbol{g} + \frac{1}{\rho}\nabla p + \boldsymbol{F}.$$
(1.1)

連続の式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \boldsymbol{u}). \tag{1.2}$$

熱力学の式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\boldsymbol{u}\nabla T + \frac{1}{\rho C_p}\frac{dp}{dt} + \frac{Q}{C_p}.$$
(1.3)

水蒸気の式

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\boldsymbol{u}\nabla q + Sq.$$
 (1.4)

ここで、u は風速、f はコリオリパラメタ、g は重力加速度、T は温度、p は気圧、 F は外力項、 ρ は密度、 C_p は乾燥大気の定圧比熱、Q は加熱の項、q は比湿、 S_q は比 湿の生成消滅に関する項である。

DCPAM は時間発展を計算するのにリープフロッグ法を使用している. リープ フロッグ法では,方程式

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F$$

main.tex

を次のように離散化する.

$$\frac{\phi(t+\Delta t) - \phi(t-\Delta t)}{2\Delta t} = F(t)$$

ここでは $t + \Delta t$, t, $t - \Delta t$ の3つの時間を用いている. 時刻tにおける時間変化率と時刻 $t - \Delta t$ における値から,時刻 $t + \Delta t$ における値 は次のように計算される.

$$\phi(t + \Delta t) = \phi(t - \Delta t) + F(t)2\Delta t$$

この時間間隔 Δt を時間解像度という.

実際の世界では空間のあらゆる場所において物理量が定義される.しかし計算 機上ではメモリーの容量などの制約によりあらゆる場所において物理量を定義す ることは不可能である.そのため計算機上で有限の数の点だけで物理量を定義し ている.大気大循環モデルでは図1.1のように格子点を設定し各格子点上の値の時 間発展を計算している.



図 1.1: 大気大循環モデルの格子イメージ (画像は http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/images/grid.gif から引用)

DCPAM5 はスペクトル法を使って計算している.そのため水平解像度は T21, T42, T85 といった切断波数によって表される.切断波数が大きいほど高次まで計 算されることになるので水平解像度は高くなる.ちなみに T21 の赤道付近の格子 点間隔は約 600km, T42 では半分の約 300km, T85 だとさらにその半分の約 150km である.

1.2 研究目的

大気大循環モデルの時間解像度は計算の安定性のため CFL 条件を満たすように 選ばれなければならない. そのため時間間隔の最大値は空間解像度によって決定さ れる. また空間解像度はひとつに何が見たいかということにより決められる. 例え ば, 梅雨前線が見たいのならば梅雨前線を表現することができる解像度を設定して やる必要がある. 大気大循環モデルを使った研究においては, 様々な時間・空間解 像度が使われている. しかしこの時間・空間解像度によって計算結果がどのような 影響を受けているのかということはあまり調べられていない.

Williamson (2008) は海面水温を固定した水惑星について計算を行い,時間・空 間解像度が計算結果に及ぼす影響について調べた.Williamson (2008) では,時間 解像度を高くする場合と空間解像度を高くする場合のどちらでも総降水量が増加 することが示された.また全球平均の降水量は時間解像度よりも空間解像度に対し てより敏感に変化した.しかし,結果がなぜ時間・空間解像度によって変わるのか についての詳細は議論されていない.本研究では,いわゆる沼惑星について時間・ 空間解像度を変えた計算を行い,大気大循環モデルの時間・空間解像度依存性につ いて調べた.また,そうした依存性の原因について考察をおこなった.

第2章 実験

実験には地球流体電脳倶楽部の大気大循環モデル DCPAM5 を使用した (高橋ほか, 2010).

基本的に地球のような惑星を想定し、以下のような設定のもと実験をおこなった.

- 時間解像度: 10分, 20分, 40分の3通り
- 空間解像度: 鉛直層数 16 層で固定して,水平解像度 T21, T42, T85 の 3 通り
- 放射: 自転軸の傾きは直立で年平均・日平均日射を与えた
- 地表面: 全球一様で熱容量 0, 湿潤度 1
- 太陽定数: 1380[w/m²]
- 惑星半径: 6.371 ×10⁶ [m]
- 自転速度: 24時間で1回転

ここでは簡単のため日平均・年平均の日射を与えている. 地表面の設定は熱容量0,湿潤度1のいわゆる沼地で,地表面温度はモデル内で整 合的に計算される.

計算は等温静止大気の初期条件から5年分計算した.そして初期条件の影響を取 り除くために最後の1年分だけを解析に使用した.

第3章 結果と考察

3.1 大気最下層気温

表 3.1 は全球平均の大気最下層の気温である.全球平均の気温は空間解像度 T21 で時間解像度を変化させても変化量は 0.1%以下であり大きな変化は見られない.時 間解像度 10分で水平解像度を変化させた場合,T85の気温は T21 に比べて約 0.7% 低くなった.また図 3.1 は大気最下層の気温の緯度分布である.時間解像度を変化 させても気温の緯度分布に差は見られない.水平解像度を変化させた場合は T85 の気温は T21 に比べて緯度 60 緯度付近で約 1.7% 低くなった.

表 3.1: 全球平均の大気最下層気温 (K)

| $\Delta t \ (\min)$ | 10 | 20 | 40 |
|---------------------|-------|-------|-------|
| T21 | 277.0 | 277.0 | 277.0 |
| T42 | 275.7 | 275.6 | |
| T85 | 275.0 | | |

3.2 地表温度

表 3.2 は全球平均の地表温度である. 全球平均の地表温度は水平解像度 T21 で時 間解像度を変化させた場合,変化量は 0.1%以下であり大きな変化は見られない. 時 間解像度 10 分で水平解像度を変化させた場合, T85 の温度は T21 に比べて約 0.9% 低くなった. 図 3.2 は地表面温度の緯度分布である. 時間解像度を変化させても大 きな差はない. 水平解像度を変化させると緯度 70 度以内で水平解像度が高いほど 温度が低くなった.



図 3.1: 大気最下層気温の緯度分布

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85

| 表 3.2: | 全球平均の地表面温度 (K) | |
|--------|----------------|--|

| | 1 2 4 5 | | |
|---------------------|---------|-------|-------|
| $\Delta t \ (\min)$ | 10 | 20 | 40 |
| T21 | 279.9 | 280.1 | 280.1 |
| T42 | 278.4 | 278.4 | |
| T85 | 277.5 | | |



図 3.2: 地表温度の緯度分布

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85

3.3 降水量

表 3.3 は全球平均の降水量である.本研究の全球平均の降水量は Williamson (2008)に比べて少なかった.この理由は地表面温度の違いによるものである.Williamson (2008)では地表面温度固定として温度を境界条件として与えていた.一方,本研究で は地表面温度はモデル内で計算される.その結果,地表面温度は Williamson (2008) よりも本研究のほうが低くなり,降水量は少なくなったと考えられる.Williamson (2008)と同じように本研究においても時間解像度を高くする場合と空間解像度を 高くする場合どちらにおいても降水量は増加した.また時間解像度を変化させた 場合よりも空間解像度を変化させた場合のほうが降水量の変化は大きくなった.

水平解像度をT21で固定し,時間解像度を変化させた場合の全球平均の降水量 は変化量は2%以下であったのに対し,時間解像度を10分で固定し水平解像度を変 えた場合,T85の全球平均の降水量はT21よりも約14%増加した(表3.3(b)). 図3.3は降水量の緯度分布である.赤道に降水量の鋭いピークが見られる.時間解 像度を変えても大きな変化は見られない.水平解像度を高くすると赤道付近の降 水量は多くなる.一方で,赤道付近以外の場所の降水量は水平解像度が変わっても あまり変化は見られない.

| | - | | | (/) | / |
|----------------|------------|---------|---------|-------|-------|
| Δt (mi | n) 5 |] | 0 | 20 | 40 |
| T42 | 1015 | 5.2 100 | 04.4 1 | 000.8 | 986.4 |
| T85 | 1069 | 0.2 100 | 65.6 1 | 058.4 | |
| T170 | 1101 | .6 110 | 01.6 | | |
| T340 | 1119 | 9.6 | | | |
| (a |): Willia | mson (2 | 2008) た | いら引用 | J |
| | | | | | |
| Δ | $t (\min)$ | 10 | 20 | 40 | |
| | T21 | 666.3 | 662.7 | 654.5 | j |
| | T42 | 728.4 | 719.2 | | |
| | T85 | 759.6 | | | |
| | | (b): 本 | 研究 | | _ |

表 3.3: 全球平均の降水量 (mm/yr)



図 3.3: 降水量の緯度分布

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85

3.4 ハドレー循環の強さと降水量

水平解像度によって全球平均の雨の量が変わるのは赤道付近で降る雨の量が変 わるためであることがわかった.次に赤道付近の雨の量が水平解像度によって変化 した理由を考える.赤道付近の雨はハドレー循環によって空気が持ち上げられるこ とで降っている.このハドレー循環とは赤道付近で上昇して亜熱帯で下降する循環 である.赤道付近の雨が変わっているのはハドレー循環が変わっているためではな いかと考えた.図 3.4 はハドレー循環の強さと低緯度における降水量の図である. ハドレー循環が強いときには低緯度の降水量も多いという関係があることがわか る.ハドレー循環の強さは,時間解像度が変化してもあまり変化しない.一方,水 平解像度が高いほどハドレー循環は強く,降水量も多い状態になる.

つまりハドレー循環の強さが水平解像度によって変わったため降水量は変化したのである.では、ハドレー循環の強さは何によって決まっているのだろうか.そもそも大気は安定成層しているため何らかの強制がないと循環は起きない.この強制の正体は雨が降るときに解放される潜熱である.循環は雨が降るときに解放される潜熱によって作られている.赤道で雨が降ると、解放される潜熱によって空気が暖められる.暖められた空気は密度が小さくなり上昇する.雨の量が多く、解放される潜熱が多いと、空気はより暖められて上昇しやすくなるので循環は強くなる.すなわち、降水量がハドレー循環の強さを決めている.

降水量はハドレー循環の強さで決まっている. そしてハドレー循環の強さは降

水量で決まっている. 降水量とハドレー循環の強さは因果関係で語ることはできない.



図 3.4: ハドレー循環と降水量

横軸はハドレー循環の強さ、縦軸は緯度20度以内の平均降水量である.黒はT21, 赤はT42,青はT85,〇は時間解像度10分,は20分,は40分を表している.こ こでハドレー循環の強さは子午面の質量流線関数によって以下のように定義した. まず子午面の質量流線関数の絶対値をとり,南北に2つあるハドレー循環のセル それぞれの最大値の平均をハドレー循環の強さとした.

3.5 上昇域の面積と循環の強さ

水平解像度によってハドレー循環の強さが変わるのは,上昇域の面積と循環の強 さに関係があるためではないかと考えた.それは上昇域が狭いと強い上昇流がで きために循環が強くなるというものである.

3.5.1 水蒸気量と上昇流

上昇流の強さと上昇する空気の水蒸気量の関係について考える.水蒸気を多く 持っている空気は水蒸気の少ない空気よりも水蒸気の凝結する温度は高くなる.そ のため上昇する空気は水蒸気をたくさん含んでいるほうが凝結する高度は低くな る.水蒸気が凝結を始めると上昇する空気は湿潤温度減率で温度が低下する.そし て水蒸気が多いほど湿潤温度減率は小さくなるので水蒸気を多く含んでいる空気 は水蒸気が少ない空気よりも温度の高い状態で上昇する(図3.5).そのため水蒸気 をより多く含んでいる空気に働く上向きの浮力は大きくなり,その結果,上昇流は 強くなり,また高くまで上昇できるようになる.



図 3.5: 水蒸気量と断熱減率

3.5.2 上昇域の面積と水蒸気量

次に上昇する空気が持っている水蒸気の量と上昇域の関係について考える.未 飽和の水蒸気を含んだ空気はある高度まで持ち上げられないと自力で上昇してい くことはできない.そのため空気を上昇させるには自力で上昇できる高さまで持 ち上げてやる必要がある.空気を持ち上げているのはその上にある空気が上昇す るためである.上の空気が上昇すると下にある空気は上から引っ張り上げられる. 上昇域が狭いと上に引っ張り上げられるまでに地表面から水蒸気をより多く得る ことができる.そのため上昇域が狭いほど上昇する空気はたくさんの水蒸気を含 んでいると考えられる.

3.5.3 水平解像度と上昇域の面積

大気大循環モデルで表現される上昇域の面積はグリッドの大きさで規定される. そのため水平解像度が高くなると水平解像度が低い場合に比べて上昇域の面積を 小さくできる可能性がある (図 3.6).

つまり水平解像度が高いと上昇域の面積を小さくすることができるので上昇す る空気の持つ水蒸気の量は多くなる.水蒸気の量が多いと上昇流は強くなり循環 は強くなると考えられる.



図 3.6: グリッドの大きさと上昇域の面積 左が高解像度,右が低解像度のグリッドを表す. 色が付いているグリッドは上昇域を表している.

表3.4は低緯度地域における降水域の面積をあらわした表である.一般に降水が ある場所では上昇流がある場所であるので,降水域の面積は上昇域の面積と考える ことができる.この表から水平解像度が高いほど上昇域の面積は狭くなっているこ とがわかる.また図3.7は鉛直方向の風の強さを表している.水平解像度が高いほ ど赤道付近の上昇流は強くなっている.



図 3.7: 鉛直方向の速度 (a):T21 Δt = 40, (b):T21 Δt = 20, (c):T21 Δt = 10, (d):T42 Δt = 20, (e):T42 Δt = 10, (f):T85 Δt = 10.

| ₹ 3.4 | :縡皮 | 20 度以内の降 | 水域の面積 |
|-------|-----|----------|-------|
| - | | 降水域の面積 | (%) |
| - | T21 | 43.7 | |
| | T42 | 39.4 | |

32.0

T85

表 3.4: 緯度 20 度以内の降水域の面積

第4章 まとめ

大気大循環モデル DCPAM を使って計算結果の時間・空間解像度依存性を調べた.

時間解像度を変えても計算される大気の状態はほとんど変わらなかった.一方 で水平解像度を変えると計算される大気の状態は変わった. どのように変わったか というと水平解像度が高くなると,より降水量が多くなりハドレー循環が強い状態 になった.

水平解像度によって計算される大気の状態が変わってしまった原因は,上昇域の 面積が水平解像度によって規定され,高い解像度のときには狭い上昇域を作ること ができるためであると考えられる.

謝辞

本研究をおこなうにあたり、ご指導いただきました指導教員である はしもと じょーじ 准教授に心より感謝いたします.

同研究室の弓場勇矢さんには研究を進める上で様々なアドバイスをいただきました.神戸大学の納多哲史さんにはスパコンの使い方などを一から教えていただきました.神戸大学の高橋芳幸助教には DCPAM のインストールの方法について アドバイスをいただきました.dcpam 勉強会の皆様には GCM にまつわるいろい ろなことを学ばせていただきました.本研究の図の作成には電脳 Ruby プロジェ クトの GPhys を使用しました.

また本研究でおこなった計算は宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 情報・計算工学 (JEDI) センターの NEC SX8-R を使用しました.

参考文献

- 高橋 芳幸, 石渡 正樹, 納多 哲史, 小高 正嗣, 堀之内 武, 森川 靖大, 林 祥介, DCPAM 開発グループ, 2010: 惑星大気モデル DCPAM, http://www.gfddennou.org/library/dcpam/, 地球流体電脳倶楽部.
- Williamson, 2008: Convergence of aqua-planet simulations with increasing resolution in the Community Atmospheric Model, Version 3, Tellus, 60A, 848-862,
- 堀之内 武,水田 亮,塚原 大輔,西澤 誠也,竹広 真一: 電脳 Ruby プロジェ ト:GPhys,http://ruby.gfd-dennou.org/products/gphys/
- JAXA スーパーコンピュータシステム V システムユーザーガイド.
- 室井 ちあし, 1997: 数値予報モデルの力学過程.
- 時岡 達志, 山岬 正紀, 佐藤 信夫: 気象の数値シミュレーション 気象の教室 5, 東 京大学出版

図録

緯度分布



図 4.1: 大気最下層の気温

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.

(c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.

(a)



図 4.2: 地表温度

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.
(c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.

(b)



図 4.3: 地表気圧

- (a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
- (b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.
- (c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.

(c)

 $\mathbf{21}$



図 4.4: 降水量

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.

(c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.





- (a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
- (b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.
- (c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.

(mm.yr-1)

con

scale

large

precipitation by

5000

4000





図 4.6: 大規模凝結による雨

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分. (b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.

(c): (b) の図の T42, T85 についてグリッドの大きさを T21 にあわせた.



図 4.7: 可降水量

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分. (b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.

地表熱収支





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.
(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.



図 4.13: 潜熱フラックス

(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.





(a): 水平解像度 T21 で, 黒線が時間解像度 40 分, 赤線が 20 分, 青線が 10 分.

(b): 時間解像度 10 分で, 黒線が水平解像度 T21, 赤線が T42, 青線が T85.



図 4.15: 地表面熱収支 (a):T21 Δt = 40, (b):T21 Δt = 20, (c):T21 Δt = 10, (d):T42 Δt = 20, (e):T42 Δt = 10, (f):T85 Δt = 10.

子午面断面



図 4.16: 気温 (a):T21 Δt = 40, (b):T21 Δt = 20, (c):T21 Δt = 10, (d):T42 Δt = 20, (e):T42 Δt = 10, (f):T85 Δt = 10.



図 4.17: 東西風 (a):T21 Δt = 40, (b):T21 Δt = 20, (c):T21 Δt = 10, (d):T42 Δt = 20, (e):T42 Δt = 10, (f):T85 Δt = 10.

30

4 図録







図 4.19: 比湿 (a):T21 Δt = 40, (b):T21 Δt = 20, (c):T21 Δt = 10, (d):T42 Δt = 20, (e):T42 Δt = 10, (f):T85 Δt = 10.