

大気大循環モデルDCPAMを使った 地表面境界条件に関する数値実験

岡山大学大学院 自然科学研究科 地球科学専攻
41425513 堀 駿

2015/02/13

要旨

地球大気はその下部境界で地表面と接しており, 地表面から熱的, 力学的に影響を受けている. 地面が大気に及ぼす影響は大きく, 大気の大循環は地面によって規定されているとも言える. 本研究では, 地球流体電脳倶楽部の大気大循環モデルDCPAMを用いて, 地表面境界条件が気候システムにどのような影響を与えるのかを調べた.

本研究は, 地表面の熱的な影響に注目し, 海面温度と海氷分布の境界条件を変えていくつかの実験をおこなった. それらの結果を比較することで, 地表面境界条件がどのような影響を与えているのかについて考察した.

海面温度の境界条件を変えた実験によって海洋熱輸送の効果について調べた結果, 海洋熱輸送は, 中緯度の亜寒帯気候を形成するのに重要な役割を果たしていることが確認された. また, 海氷分布の境界条件を変えた実験によって, 海氷の生成による地表熱容量, およびアルベドの変化の効果について調べた結果, 極域における海氷の生成は, 地球全体の表面温度を下げていることが確認された. また, 東西風を強めて大気の循環にも影響を与えていることも確かめられた.

目次

第1章 序論	4
1.1 研究背景	4
1.2 研究目的	4
1.3 研究内容	4
第2章 モデルと実験設定	6
2.1 大気大循環モデル DCPAM	6
2.1.1 座標系と離散化の方法	6
2.1.2 力学過程の支配方程式	6
2.1.3 物理過程	7
2.1.4 惑星表面の熱収支	8
2.2 モデルのチューニング	9
2.2.1 解像度	9
2.2.2 地表面境界条件	9
2.2.3 実験設定	10
第3章 実験結果と考察	11

3.1	海洋熱輸送の効果	11
3.1.1	海洋熱輸送の気候への影響	12
3.2	海氷の生成による地表熱容量の変化	14
3.2.1	大気大循環への影響	16
3.3	海氷の生成によるアルベドの変化	16
第4章	まとめ	20
謝辞		21
参考文献		22

第1章 序論

1.1 研究背景

地球大気はその下部境界で地表面と接しており、地表面から熱的・力学的に影響を受けている。そのため、地表面の条件が変わると大気大循環はその影響を受けて変化し、気候が変動する要因となりうる。たとえば、地表の植生が変化したり雪氷で覆わたりすると、地表のアルベドが変化してエネルギー収支に変化が出る。また、陸地の地形が変化することで力学的に大気の循環に変化が生じたり、あるいは大陸の移動によって海陸分布が変わって熱的にも力学的にも大気の循環に影響を及ぼすこともありえる。つまり、大気大循環は地面によって規定されているということもできる。過去の気候変動の要因を調べたり、将来の気候変動を予測することは、気候研究の分野において重要な課題のひとつである。地表面境界条件が気候システムに与える影響を明らかにすることは、この課題解決の一助となるだろう。

1.2 研究目的

本研究は、地表面境界条件が気候システムに与えている影響を調べることを目的とする。地表面境界条件が気候システムに与えている影響は様々なものがあるが、ここでは特に熱的な影響に焦点を当てて、その詳細を調べた。

1.3 研究内容

本研究では、大気大循環モデルを用いて、地表面境界条件が気候システムに与える影響を調べた。海面温度と海水分布の二つの地表面境界条件について、その与え方を変えた実験を行い、結果を比較することで地表面境界条件が気候形成に与える

影響についての考察を行った.

第2章 モデルと実験設定

2.1 大気大循環モデルDCPAM

本研究では, 地球流体電脳倶楽部^{*1} で開発されている大気大循環モデルDCPAM5^{*2}を使用した. ここではその概略について述べる.

2.1.1 座標系と離散化の方法

座標系は, 水平方向には緯度 φ , 経度 λ を, 鉛直方向には $\sigma \equiv p/p_s$ をとった3次元の球面座標系を用いている. ここで p は気圧, p_s は地表面気圧である.

離散化には水平方向に球面スペクトル法, 鉛直方向に Arakawa and Suarez (1983) の差分法を用いている. 時間方向には, 力学過程ではセミインプリシット法を用い, 物理過程には陽解法と陰解法を適宜用いる.

2.1.2 力学過程の支配方程式

力学過程の支配方程式には, 静水圧平衡を仮定したプリミティブ方程式系が用いられている. この方程式系の運動方程式, 静力学平衡の式, 連続の式, 熱力学の式, 水蒸気の連続の式を以下に記す.

^{*1}URL: <http://www.gfd-dennou.org/>

^{*2}高橋 芳幸, 樫村 博基, 竹広 真一, 石渡 正樹, 納多 哲史, 小高 正嗣, 堀之 内武, 林 祥介, DCPAM 開発グループ, 2012: 惑星大気モデル DCPAM, <http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/>, 地球流体電脳倶楽部

運動方程式

$$\frac{du}{dt} = fv + \frac{uv}{a} \tan\varphi - \frac{1}{a \cos\varphi} \frac{\partial\Phi}{\partial\lambda} - \frac{R^d T_v}{a \cos\varphi} \frac{\partial\pi}{\partial\lambda} + \mathcal{F}_\lambda, \quad (2.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{u^2}{a} \tan\varphi - \frac{1}{a} \frac{\partial\Phi}{\partial\varphi} - \frac{R^d T_v}{a} \frac{\partial\pi}{\partial\varphi} + \mathcal{F}_\varphi. \quad (2.2)$$

ここで $\Phi \equiv gz$, $\pi \equiv \ln p_s$, $T_v \equiv T(1 + c_v q)$.

静水圧の式

$$\frac{\partial\Phi}{\partial\sigma} = -\frac{R^d T_v}{\sigma}. \quad (2.3)$$

連続の式

$$\frac{d\pi}{dt} = -\nabla_\sigma \cdot \mathbf{v}_H - \frac{\partial\dot{\sigma}}{\partial\sigma}. \quad (2.4)$$

ここで,

$$\nabla_\sigma \cdot \mathbf{v}_H \equiv \frac{1}{a \cos\varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial\lambda} \right)_\sigma + \frac{1}{a \cos\varphi} \left(\frac{\partial}{\partial\varphi} (v \cos\varphi) \right)_\sigma. \quad (2.5)$$

熱力学の式

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R^d T_v}{C_p^d} \left(\frac{\partial\pi}{\partial t} + \mathbf{v}_H \cdot \nabla_\sigma \pi + \frac{\dot{\sigma}}{\sigma} \right) + \frac{Q^*}{C_p^d}. \quad (2.6)$$

水蒸気の式

$$\frac{dq}{dt} = S_q. \quad (2.7)$$

u は東西風速, v は南北風速, f はコリオリパラメタ, g は重力加速度, a は惑星半径, Φ は重力ポテンシャル, R^d は乾燥空気の気体定数, T_v は仮温度, C_p^d は乾燥空気の定圧比熱, q は水蒸気量である. また, \mathcal{F}_λ , \mathcal{F}_φ はそれぞれ経度方向, 緯度方向の外力, Q^* は外部からの加熱率, S_q は水蒸気の生成消滅率である.

2.1.3 物理過程

放射過程は短波放射の計算で H_2O , O_3 による吸収, 雲による吸収と散乱, レイリー散乱を考慮している. 長波放射の計算では H_2O , CO_2 , O_3 , 雲による吸収を考

慮している。降水過程では大規模凝結の評価に Manabe (1965) を使用し、積雲対流の評価に Relaxed Arakawa-Schubert (Moorthi and Suarez, 1992) を使用している。乱流混合の係数の評価には Mellor and Yamada (1974, 1982) の level 2 を用いている。地表面フラックスの計算にはバルク法を用いている。

2.1.4 惑星表面の熱収支

惑星表面、および地下の熱収支の計算は陸面と海で扱いが異なる。陸面については、地中熱伝導方程式を数値的に解くことで土壌温度を計算している。海面温度の決定は二つの方法から選択する。一つは、海面温度に気候値などのデータを外部から与える方法であり、もう一方は海洋を板海 (slab ocean) としてモデル内部で海面温度を計算する方法である。

slab ocean モデル (惑星表面 1 層モデル) について詳しく述べる。このモデルでは、惑星表面に 1 層の板があるモデルを考える。層中の温度は鉛直方向に一様であり、水平方向の熱のやり取りは無いものと仮定する。また、下の層との熱のやり取りはあるが、混ざること無しとする。すると、この 1 層の板の熱容量が有限の時、熱収支は下のように表現できる。

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = -F_{SR} - F_{LR} - F_{h, \frac{1}{2}} - LF_{q, \frac{1}{2}} + F_g. \quad (2.8)$$

ここで、 C_s は熱容量、 T_s は惑星表面温度、 F_{SR} は短波放射フラックス、 F_{LR} は長波放射フラックス、 $F_{h, \frac{1}{2}}$ は顕熱フラックス、 $LF_{q, \frac{1}{2}}$ は潜熱フラックス、 F_g は下の層への熱伝導フラックスである。

海氷が存在する場合は少し扱いが異なる。海氷が存在する時は、1 層の海氷のモデルを考え、その熱収支は以下ようになる。

$$C_I h_I \frac{\partial T_s}{\partial t} = -F_{SR} - F_{LR} - F_{h, \frac{1}{2}} - LF_{q, \frac{1}{2}} + F_b. \quad (2.9)$$

ここで、 C_I は海氷の単位体積当たりの熱容量、 h_I は海氷の厚さ、 F_b は海氷の底面から海に伝わる熱伝導フラックスである。海氷の温度が凝結温度を上回るときには、海氷が融解するため、熱収支を修正する。この時、表面温度は凝結温度を超えることはない。この時の惑星表面の熱収支は、

$$C_I h_I \frac{\partial T_s}{\partial t} = -F_{SR} - F_{LR} - F_{h, \frac{1}{2}} - LF_{q, \frac{1}{2}} + F_g - F_{IM}. \quad (2.10)$$

となる。ここで、 F_{IM} は海氷の融解による熱フラックスである。

2.2 モデルのチューニング

地形, 海陸分布, 植生などの基本的な設定は地球と同じにした. 実験に使用した物理パラメータを表 2.1 に示す.

表 2.1: 実験に使用した物理パラメータ.

パラメータ	値
惑星半径 [m]	6.371×10^6
重力加速度 [m/s^2]	9.8
乾燥大気の定圧比熱 [J/kg/K]	1004.6
乾燥大気のアボガドロ数 [kg/mol]	28.964
凝結成分 (水) の定圧比熱 [J/kg/K]	1810.0
凝結成分のアボガドロ数 [kg/mol]	18.01528×10^{-3}
凝結の潜熱 [J/kg]	2.5×10^6
太陽定数 [W/m^2]	1380

積分時間は 20 年間とし, 解析には最後の 5 年間で平均したものを使用した.

2.2.1 解像度

水平解像度は T21 とした. これは, スペクトル法の三角切断で切断波数が 21 という意味であり, この解像度における格子点は緯度方向に 32, 経度方向に 64 ずつ配置されている. このとき, 格子点の間隔は約 5.6 度である. 鉛直の層数は 22 とした. また, 時間ステップの間隔は 24 分とした.

2.2.2 地表面境界条件

実験では, 海面温度, 海氷分布の 2 つの地表面境界条件について, それぞれの与え方を変えて計算を行った.

海面温度の与え方は, 2.1.4 節で説明したように, 気候値などのデータを外部から与えるか, slab ocean モデルを用いて計算するかを選ぶことができる. ここで今

回は、気候値として AMIP II SST Climatology 1987-2006 ^{*3} を与える場合と、slab ocean モデルで計算する場合の2つを用意して実験を行った。

海水分布については、気候値などのデータを外部から与えることができる。データを与えなかった場合、海氷は無いものとして計算が行われ、海面温度が凝結温度を下回っても海氷は生成しない。今回は、気候値として AMIP II SEA ICE Climatology 1987-2006 ^{*4} を与える場合と、海氷無しの場合の2つを用意して実験を行った。

2.2.3 実験設定

2.2.2 節で説明した海面温度と海水分布、それぞれ2つの地表面境界条件を変えて、表 2.2 のような4つの実験を行った。

表 2.2: 実験に使用した地表面境界条件の組み合わせ。

	海面温度	海水分布
(A)	AMIP II	AMIP II
(B)	AMIP II	海氷無し
(C)	Slab Ocean	AMIP II
(D)	Slab Ocean	海氷無し

^{*3}PCMDI 提供の海面温度分布データ, URL: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/>

^{*4}PCMDI 提供の海氷面密度データ, URL: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/>

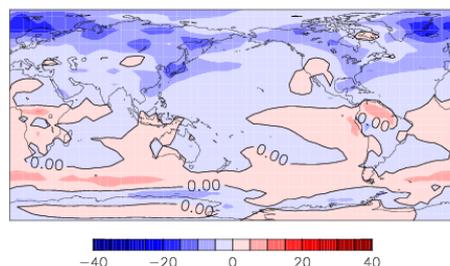
第3章 実験結果と考察

2.2.4節で述べた4つの実験について、結果を比較しながら考察を行う。

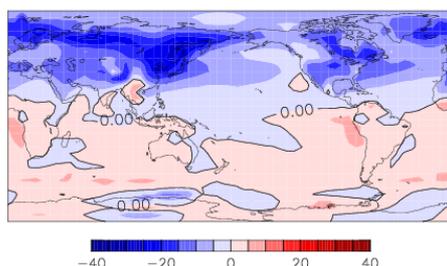
3.1 海洋熱輸送の効果

図3.1は実験(C)と(A)の表面温度の差を取ったものである。実験(A)と(C)は、海氷分布はともにAMIP IIを与え、海面温度の与え方を変えている。図中で青く塗られている部分は(C)のslab oceanモデルの方が表面温度が低い場所で、赤い部分は逆にslab oceanモデルの方が表面温度が高い場所である。(A)で与えているAMIP IIのデータは観測データを元としているため、現実の海の海洋熱輸送の効果も反映されたものとなっている。一方、(C)で用いているSlab Oceanモデルには海洋熱輸送の効果が入っていない。ゆえに、この2つの実験の結果を比較すると海洋熱輸送が気候にどんな影響を与えているかを見ることができる。図中に見られる温度の差は、現実に対して海洋熱輸送が止まった場合の温度変化を表していると見ることができる。すなわち、青く塗られている場所は海洋熱輸送が止まると温度が下がる領域である。

図3.1aは1月、つまり北半球が冬の時である。図を見ると、日本近海やグリーンランドの東側において、slab oceanモデルの方が海面温度が低くなっている。日本の近海には黒潮、グリーンランド沖にはメキシコ湾流が流れており、低緯度から高緯度へと熱を運んでいる。slab oceanモデルには海洋熱輸送が無いため、これらの場所で現実よりも温度が低くなったと考えられる。さらに、海洋熱輸送が止まると、海面温度の低下だけでなく別の場所にも影響が出ている。図3.1bは7月、つまり北半球が夏の時である。図を見ると、夏のユーラシア大陸全体で(C)の方が地表面温度が低くなっていることが分かる。これは、海面温度の低下がユーラシア大陸の気候に影響を与えたものであると考えられる。



a



b

図 3.1: 表面温度の差 (C)-(A)[K]. 縦軸は緯度で上が北極, 下が南極, 真ん中が赤道. 横軸は経度で, 東経 0 度から 360 度となっている. a: 1 月の平均表面温度の差. b: 7 月の平均表面温度の差.

3.1.1 海洋熱輸送の気候への影響

図 3.2 は, 実験 (A) と (C) についてそれぞれの地表面アルベドの 1 カ月平均を描いたものである. 図中で黄色く塗られている場所はアルベドが高くなっている場所である. 前節でユーラシア大陸で温度の差が出ていた, 7 月の図を比較すると, 海

洋熱輸送が無い (C) の方でユーラシア大陸全体のアルベドが高くなっていることが分かる。これは、大陸が雪氷で覆われていることによる。海洋熱輸送がある (A) では、1月に積もった雪氷は7月にはシベリアとヒマラヤの高地を除いて融けて無くなり、アルベドが低くなる。しかし、海洋熱輸送が無い (C) では、7月になっても雪がユーラシア大陸全体で融け残るほどに寒冷化した。

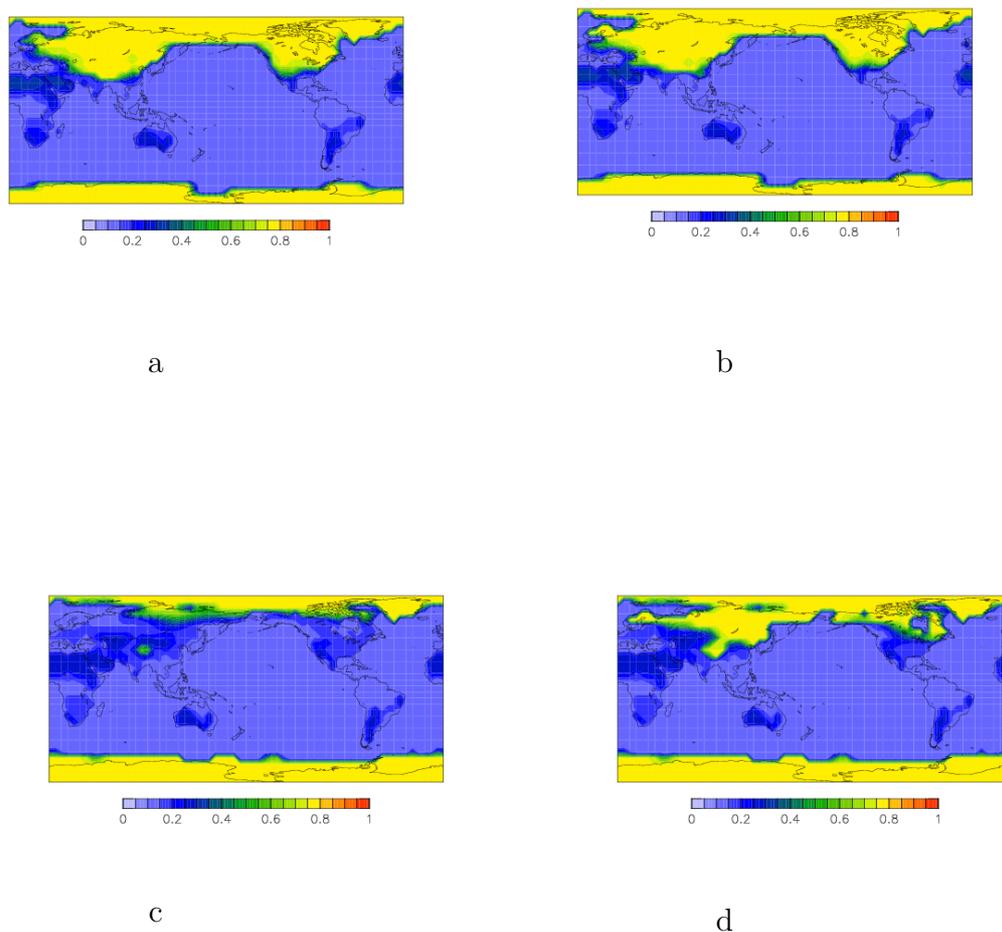


図 3.2: アルベド. 縦軸は緯度で上が北極, 下が南極, 真ん中が赤道. 横軸は経度で, 東経0度から360度となっている. a: 実験 (A), 1月の平均アルベド. b: 実験 (A), 7月の平均アルベド. c: 実験 (C), 1月の平均アルベド. d: 実験 (C), 7月の平均アルベド.

3.2 海氷の生成による地表熱容量の変化

図 3.3 は実験 (C) と (D) の表面温度の差をとったものである。実験 (C) と (D) は、海面温度はともに slab ocean モデルで計算し、海氷分布の与え方を変えている。簡単に言うならば、海氷が「有る」場合と「無い」場合である。図中で青く塗られている部分は (C) の方が表面温度が低い場所であり、これは、海氷が無い場合に対して海氷が生成した場合に作られる温度変化と見ることができる。海氷が生成して温度が下がると負 (青)、海氷が生成して温度が上がると正 (赤) になる。図を見ると、1 月には北極海、7 月には南極海で海氷のある (C) の方が温度が低くなっていることが分かる。

海氷が生成すると、地表熱容量とアルベドが変化する。(C) と (D) を比較すると、海氷が生成によるこれら 2 つの効果を見ることができる。ここで冬の極域の海での温度差を生み出したのは、地表熱容量の効果であると考えられる。

地面の単位表面積当たりの熱容量は密度、比熱、厚さから計算される。海は波や対流でかきまぜられ、混合層と呼ばれる厚さ数十 m の層は温度が一樣になる。海の熱容量を計算する際は、この混合層の厚さを用いることになる。混合層の厚さを h_m とおくと、海の単位表面積当たりの熱容量 C_S は以下のように書ける。

$$C_S = \rho_S C_{pS} h_m. \quad (3.1)$$

ここで、 ρ_S は海の密度、 C_{pS} は海水の比熱である。一方、海氷ができると、海氷は海の上に浮かぶため、大気が直接熱のやり取りをするのは海氷になる。海氷の厚さは混合層に比べて概ね薄く、密度と比熱も海氷の方が小さいため (表 3.1)、海氷ができると海氷が無い場合に比べて熱容量は小さくなる。海氷の単位表面積当たりの

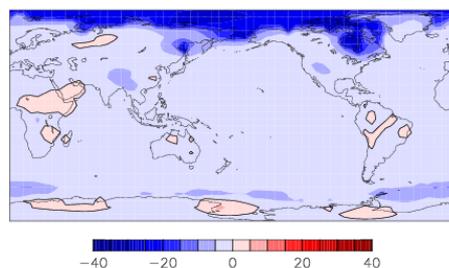
表 3.1: 水と氷の密度と比熱.

	密度 [kg/m ³]	比熱 [J/K/kg]
水	1000	4217
氷	917	2106

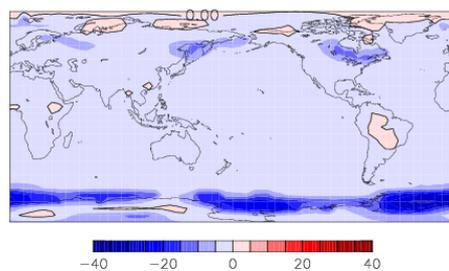
熱容量 C_I は式 3.1 と同様に以下のように書ける。

$$C_I = \rho_I C_{pI} h_I. \quad (3.2)$$

ここで、 ρ_I は海氷の密度、 C_{pI} は海氷の比熱、 h_I は海氷の厚さである。熱容量が小さいと表面温度は変化しやすくなる。そのため、冬に海氷が生成すると表面温度は



a



b

図 3.3: 表面温度の差 $(C)-(D)$ [K]. 縦軸は緯度で上が北極, 下が南極, 真ん中が赤道. 横軸は経度で, 東経 0 度から 360 度となっている. a: 1 月の平均表面温度の差. b: 7 月の平均表面温度の差.

大きく下がることになる。これが、海氷が生成することで起きる地表熱容量の変化による効果である。

実験 (C) と (D) の、冬の極域の海での温度差は、海氷が生成したことで地表の熱容量が小さくなり、温度が変化しやすくなって、冬場に表面温度が大きく下がったことが原因であると考えられる。

3.2.1 大気大循環への影響

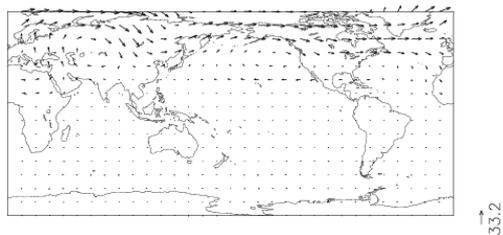
さらに、海氷の生成は地表面温度だけでなく大気の循環へも影響を与えている。図 3.4 は、実験 (C) と (D) の地表の風を取ったものである。図中に示された矢印は、海氷のある (C) の方が、海氷が無い (D) よりもその方向の風が強いことを表している。1 月には北半球の高緯度帯、7 月には南半球の高緯度帯で海氷のある (C) の方が西風が強く吹いていることが分かる。回転している惑星では、南北に温度勾配があるとコリオリ力によって東西方向に風が吹く。海氷の生成によって極域の温度が下がった結果、南北の温度勾配が強くなり、西風が強くなったのだと考えられる。

図 3.5 は緯度方向の温度勾配を描いたものである。縦軸が地表面の温度勾配、横軸が緯度となっている。この図を先ほどの図 3.4 と比べると、(C) と (D) で温度勾配の差が大きい緯度と、西風が強くなっている緯度が一致していることが読み取れる。このように、海氷の生成が大気循環にも影響を与えていることが確認できた。

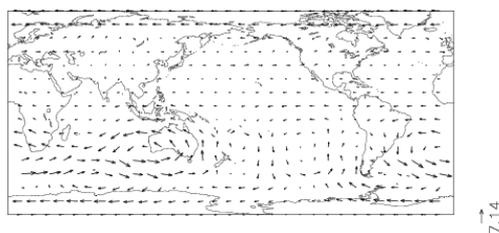
3.3 海氷の生成によるアルベドの変化

図 3.3 を見ると、海氷が生成する極域の海に限らず、全体的に実験 (C) の海氷がある場合の方が表面温度が低くなっている。全球平均した 1 年間の平均地表面温度を表 3.2 に示す。全球平均で見ると、海氷のある (C) の方が 2.4K 低くなっていることが分かる。これは、海氷が生成したことでアルベドが大きくなり、惑星の放射収支が変化して温度が下がったのだと考えられる。

海のアアルベドは 0.1 程度であり、太陽光のほとんどを吸収する。一方、海氷が生成するとアルベドは 0.8 程度になり、ほとんど太陽光を吸収しなくなる。このように海氷の生成によってアルベドが変化すると、地表面のエネルギー収支が変化する。一般的に惑星の放射収支が $2\text{W}/\text{m}^2$ 変化すると、表面温度は 1K 程度変わると言わ



a



b

図 3.4: 地表の風の差 (C)-(D)[m/s]. 縦軸は緯度で上が北極, 下が南極, 真ん中が赤道. 横軸は経度で, 東経0度から360度となっている. a: 1月の平均風速の差. b: 7月の平均風速の差.

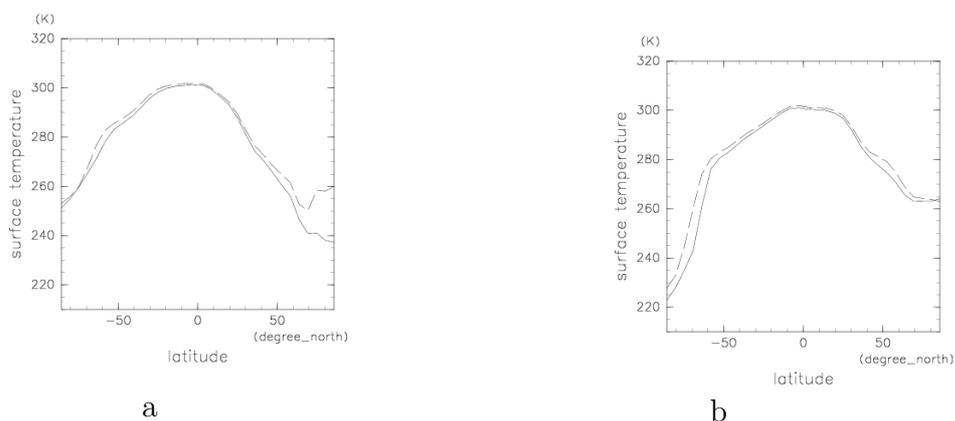


図 3.5: 経度平均した表面温度の緯度方向の温度分布. 縦軸は表面温度, 横軸は緯度. 実線は実験 (C), 破線は実験 (D) の結果を表す. a: 1 月の平均表面温度の緯度分布. b: 7 月の平均表面温度の緯度分布.

表 3.2: 全球平均, 年平均した地表面温度と下向き短波放射. 下向き短波放射は, 大気上端に入射する太陽放射から地表や雲などで反射される放射を引いたものであり, 地球が吸収した太陽放射と等しい.

	地表面温度 [K]	下向き短波放射 [W/m^2]
(C)	285.6	234.7
(D)	288.0	237.6

れている^{*5}.

表 3.2 に示した地球が吸収する短波放射の全球平均を比べると, 海氷のある (C) の方が 2.9W/m^2 小さくなっている. 海氷の生成によってアルベドが大きくなったことで, 惑星が吸収する短波放射が減少したのである. ただし, 一般的に言われている放射収支の変化に対する表面温度の変化は 2W/m^2 に対し 1K であり, 温度変化の要因は放射収支の変化によって概ね説明できるが, 変化の全てを説明するためにはさらなる解析が必要とされる.

^{*5}North and Coakley(1979) J. Atmos. Sci. 36 1189-1204

第4章 まとめ

地表面境界条件が気候にどのような影響を与えているのかを調べるために、大気大循環モデルを用いた数値実験を行った。実験は、地表面境界条件が大気大循環に与える熱的な影響に注目し、海面温度と海水分布の2つの地表面境界条件を変えた計算を行った。それらの結果を比較することで、それぞれの地表面境界条件が気候システムにどのような影響を与えるかについて考察を行った。

海面温度の与え方を変えることで、海洋熱輸送の効果について調べた。海洋熱輸送が止まると、低緯度から高緯度への海流による熱輸送が無くなり、中緯度帯での海面温度の低下が引き起こされた。さらに、この海面温度の低下の影響はアイスアルベドフィードバックによって増幅され、ユーラシア大陸全体に氷床を形成するに至った。海洋熱輸送は、中緯度の亜寒帯気候を形成するのに重要な役割を果たしていることが確認できた。

海氷分布の与え方を変えることで、海氷の生成による地表熱容量、およびアルベドの変化の効果について調べた。極域における海氷の生成は、地表熱容量の減少によって極域の表面温度を大きく低下させるだけでなく、アルベドの変化によって惑星の熱収支を変化させ、地球全体の表面温度を下げていることが確認できた。さらに、極域で表面温度が大きく下がることは、東西風を強めて大気の循環にも影響を与えていることが確かめられた。

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。神戸大学の高橋芳幸准教授には、研究を進めていく上で多くのアドバイスをいただきました。研究室 OB の石岡翔さんには、GCM や解析ツールの使い方に関する基本的なところから丁寧に教えていただきました。戸田晃太さんはじめ研究室のメンバーには、日々の話し相手になっていただき、研究の間の気分転換になりました。なお、本研究の解析には地球流体電脳倶楽部 Ruby プロジェクトの GPhys を使用しました。この場を借りて、皆様に心より感謝申し上げます。

参考文献

井谷優花, 2012: 大気大循環モデルによる地球気候の表現とその自転軸傾斜角依存性

高橋 芳幸, 檜村 博基, 竹広 真一, 石渡 正樹, 納多 哲史, 小高 正嗣, 堀之内 武, 林 祥介, DCPAM 開発グループ, 2013: 惑星大気モデル DCPAM, <http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/>, 地球流体電脳倶楽部.

石岡翔, 2014: 水惑星の大気大循環: 自転角速度依存性に関する研究

North and Coakley(1979) *J. Atmos. Sci.* 36 1189-1204