

エネルギーバランスモデルを用いた  
北極温暖化増幅と北極振動の理論的研究

2014年1月

海野友美

エネルギーバランスモデルを用いた  
北極温暖化増幅と北極振動の理論的研究

筑波大学大学院  
生命環境科学研究科  
地球科学専攻  
修士(理学) 学位論文

海 野 友 美

# Theoretical Study on Arctic Oscillation and Arctic Amplification using Energy Balance Models

Tomomi UMINO

## Abstract

Recently, researches of the Arctic warming are located one of the front lines in the problem of global warming, and are also located one of the most research projects at home and abroad. Since 1970s the global warming have appeared prominently in the Arctic, which is called Arctic Amplification (AA). It is considered that the AA is mainly caused by the surface albedo feedback. However, it has been considered that some natural fluctuations of the Arctic Oscillation (AO) influence the AA recently.

In this study some consequence assessments of AO against AA are investigated with two energy balance models which called 2-box model and 3-box model.

According to the results of the 2-box model, a index of AA increases when the AO is minus, but the results correspond to the observations. Here the index of AA indicates intensity of AA. The 2-box model is not appropriate to discuss the assessments of AO because in the 2-box model 2 boxes are divided at N30° which is low latitude. Then in this study, the 3-box model is developed referring to the 2-box model to implement more accuracy experiments. As the results, the index of AA increases when the AO is minus, and sea ice moves to higher latitude. These results corresponds to the observation.

**Key Words:** Arctic Oscillation, Arctic amplification, Global warming

# 目次

Abstract	i
目次	ii
表目次	iii
図目次	iv
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用モデルおよび解析手法	4
3.1 2-box モデルの概要と熱収支式	4
3.2 3-box モデルの概要と熱収支式	5
3.3 モデルの扱い方と解析手法	6
4 結果	7
4.1 2-box モデル	7
4.1.1 実験 1-4: $CO_2$ 増幅実験	7
4.1.2 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響	7
4.1.3 実験 5, 6: AHT 増減による AO 考慮実験	8
4.1.4 実験 7, 8: 雪氷面積増減による AO 考慮実験	8
4.2 3-box モデル	9
4.2.1 実験 1-4: $CO_2$ 増幅実験	9
4.2.2 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響	9
4.2.3 実験 5, 6: AHT 増減による AO 考慮実験	10
4.2.4 実験 7, 8: 雪氷面積増減による AO 考慮実験	10
5 考察	11
5.1 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響	11
5.2 2-box モデルと 3-box モデルの比較	11
6 結論	13
7 謝辞	14
参考文献	15

# 表目次

1	$CO_2$ 増幅実験 1-4 の初期条件 . . . . .	7
---	---------------------------------	---

## 目 次

1	AO に伴う地上気圧偏差および地上気温偏差の分布図. . . . .	17
2	1949 年から 2011 年の AOI 時系列. . . . .	18
3	北極域の温暖化. . . . .	19
4	2-box モデルの概念図. . . . .	20
5	3-box モデルの概念図. . . . .	21
6	2-box モデルの実験結果. . . . .	22
7	2-box モデルにおける実験の AA 指数の時系列. . . . .	23
8	2-box モデルにおける実験の半球平均気温の時系列. . . . .	24
9	2-box モデルにおける実験の Box 1 の気温の時系列. . . . .	25
10	2-box モデルにおける実験の Box 2 の気温の時系列. . . . .	26
11	2-box モデルにおける実験の大気熱輸送の時系列. . . . .	27
12	2-box モデルにおける実験の雪氷面積の時系列. . . . .	28
13	2-box モデルにおける実験の雪氷南端緯度の時系列. . . . .	29
14	2-box モデルにおける実験 5, 6 の AA 指数の時系列. . . . .	30
15	3-box モデルの実験結果. . . . .	31
16	3-box モデルにおける実験の AA 指数の時系列. . . . .	32
17	3-box モデルにおける実験の半球平均気温の時系列. . . . .	33
18	3-box モデルにおける実験の Box 1 の気温の時系列. . . . .	34
19	3-box モデルにおける実験の Box 2 の気温の時系列. . . . .	35
20	3-box モデルにおける実験の Box 3 の気温の時系列. . . . .	36
21	3-box モデルにおける実験の Box 1 から Box 2 への大気熱輸送の時系列. . . . .	37
22	3-box モデルにおける実験の Box 2 から Box 3 への大気熱輸送の時系列. . . . .	38
23	3-box モデルにおける実験の雪氷面積の時系列. . . . .	39
24	3-box モデルにおける実験の雪氷南端緯度の時系列. . . . .	40

# 1 はじめに

冬季北半球の中高緯度大気の主要な変動として、北極振動 (Arctic Oscillation: AO) がある。AO とは北緯約 60 度を挟んで南北に海面更正気圧 (Sea level pressure: SLP) が逆相関を持つ現象をいい、冬季 (11 月 ~ 4 月) の北半球 (北緯 20 度以北) における SLP を経験的直行関数 (Empirical orthogonal function: EOF) 展開したときの第一経験直行関数 (EOF-1) として定義された (Thompson and Wallace 1998)。つまり、SLP の変動を分析し、統計的に振幅が最も大きい卓越的なパターンとして抽出されるのが AO である。

図 1 に AO の空間構造を示した。気圧偏差 (図 1 上) の地理的な特徴としては北極域で低圧偏差があり、それを取り囲むように周極域で高圧偏差が生じている。ただし、北太平洋と北大西洋に高気圧偏差の極大が見られる。このような気圧偏差のときの地上気温 (Surface air temperature: SAT) 偏差の分布 (図 1 下) は、シベリアからヨーロッパにかけてとカナダ北西部が高温域、グリーンランド付近が低温域となる (Wallace and Thompson 2002)。日本はシベリアに中心を持つ大きな高温域の東部に含まれる。このような分布のときを AO 指数 (Arctic Oscillation Index: AOI) が正であるという。AOI が負のときは、分布のパターンが全て逆になる。AOI が正のときにはヨーロッパでは偏西風の強化により温和で雨が多くなり、日本付近では温和な天候が続く。逆に負のときにはヨーロッパでは晴天が続き、寒気の流入で寒冷化すると同時に日本付近も寒冷化する傾向がある (田中 2007)。大橋・田中 (2009) では、AO がカオス的に変動する自然変動であることを示唆した。図 2 に AOI の時系列を示した。AOI は 1988/89 年冬季に正の極大を示し、その後 2009/10 年の  $-3\sigma$  を示すまで負のトレンドを持っている。

一方、近年の北極圏の急激な温暖化の研究は、地球温暖化問題における研究の最前線と位置づけられ、国内外における最重要研究課題のひとつに位置づけられている。1970 年代以降、温室効果ガスの増加により地球温暖化が起こっている (図 3)。そして、この温暖化が最も顕著に現れているのが秋季から冬季にかけての北極域であり、全球平均と比較して気温の上昇率が約 2 倍大きいと指摘されている (Serreze and Francis 2006)。この現象は北極温暖化増幅 (Arctic Amplification: AA) と呼ばれ、古くから気候モデルの  $\text{CO}_2$  に対する感度実験の結果として得られてきた (Manabe and Wetherald 1975)。1990 年以降では、気候モデルの感度実験で見られた AA が観測や再解析データでも確認されるようになっている (Rigor et al. 2000; Serreze et al. 2009; Screen and Simmonds 2010a)。AA は海水面積の減少を引き起こし、北極海航路の開発や資源問題といった経済的側面にも影響を与えるため、近年 AA に関する研究が盛んに行われている。

AA の主な要因として古くから考えられているのは、海水や地表面の雪氷の融解によって引き起こされるアイス・アルベドフィードバックである (Manabe and Wetherald 1975; Manabe and Stouffer 1980)。2000 年以降の研究では、水蒸気や雲の効果 (Graversen and Wang 2009; Alexeev et al. 2005)、中緯度からの熱や水蒸気の輸送 (Solomon 2006; Overland

et al. 2008), 海洋から大気への熱供給 (Serreze et al. 2009, 2011; Screen and Simmonds 2010b), 北極低気圧 (Inoue and Hori 2011) といったアルベド以外のフィードバックの重要性も指摘されている。このように AA には様々なメカニズムが作用しており, これらはいずれも独立したプロセスではなく, 密接に関係していると考えられている。

AO は北極域の温暖化にさまざまな影響を与えることが知られている。Ohashi and Tanaka (2010) では, 1989 年以降の AO 指数の負のトレンドが秋季のポーフォート高気圧の強化と海氷密度の減少に関係していることを示した。一方で, 1960–1990 年代にシベリアの北極海沿岸で雪氷の融解による温暖化が見られ (Chapman and Walsh 1993), この温暖化の半分は自然変動である AO の正のフェーズで説明できるとされている (Thompson et al. 2000)。Nagato and Tanaka (2012) では, フィードバックを介さない条件の下で, AO と 2000 年以降に現れる AA が統計的に直交することを示した。

エネルギーバランスモデルは, 将来気候の推定値を得るために古くから広く使用されている。Budyko (1969) や Sellers (1969) では, 雪氷圏と大気圏の相互作用により全球気候に多重平衡があることを示すためにエネルギーバランスモデルを用いた。このときにアイス・アルベドフィードバックを組み込んだモデルにより AA を再現しており, それ以来, エネルギーバランスモデルは多くの研究で使用されてきている。

Langen and Alexeev (2007) では, 2-box エネルギーバランスモデルを使用している。このモデルでは北半球を北緯 0–30 度 (Box 1), 北緯 30–90 度 (Box 2) に分け, それぞれの Box におけるバランス方程式を考えている。Box 1 の気温変化を  $\Delta T_1$ , Box 2 の気温変化を  $\Delta T_2$  とすると, AA は  $\Delta T_2 / \Delta T_1$  と表される。これを用いて, Alexeev and Jacson (2012) では, AA は, 海氷の変動がないときは大気の熱輸送が重要となり, 現在気候下では, 地表面アルベドフィードバックが大気の熱輸送よりも強く影響していることを示した。

## 2 目的

Alexeev and Jacson (2012) では, エネルギーバランスモデルを用いて AA と, 海氷の変動や大気の熱輸送, 地表面アルベドフィードバックとの関係を示した. しかし AA と AO の関係を示した研究はない. そこで本研究の目的は, エネルギーバランスモデルを用いて, AA に対する AO の影響評価を行うこととする.

### 3 使用モデルおよび解析手法

本研究では，Alexeev and Jacson (2012) で用いたものと同様の 2-box モデル (図 4) と，それを改良した 3-box モデル (図 5) を用いている．北半球を 2 つあるいは 3 つの box に分け，各 box の熱収支式を考える．box の境界は両モデルとも，各 box の面積が等しくなる緯度を使用している．

2-box の場合を例に挙げて緯度の求め方を示す．地球の半径を  $r$ ，緯度を  $\theta$  とすると，北半球の表面積  $S$  は，

$$S = \int_0^{\frac{\pi}{2}} 2\pi(r \cos \theta)r d\theta = 2\pi r^2$$

と表されるため，低緯度側の Box 1 の表面積  $S_1$  と高緯度側の Box 2 の表面積  $S_2$  は，その  $\frac{1}{2}$  となる  $\pi r^2$  となればよい．

$$S_1 = \int_0^{\frac{\pi}{6}} 2\pi(r \cos \theta)r d\theta = \pi r^2$$

$$S_2 = \int_{\frac{\pi}{6}}^{\frac{\pi}{2}} 2\pi(r \cos \theta)r d\theta = \pi r^2$$

これより 2-box モデルは，北緯 0–30 度の Box 1 と北緯 30–90 度の Box 2 に分けることとした．3-box モデルも同様に各 box の表面積が  $\frac{2}{3}\pi r^2$  となる緯度を求めている．

#### 3.1 2-box モデルの概要と熱収支式

2-box モデルは，北緯 0–30 度を Box 1，北緯 30–90 度を Box 2 として，次に示す各 box の熱収支式を考えている．

$$H \frac{dT_1}{dt} = S_1 - F - (A + BT_1) + \epsilon$$

$$H \frac{dT_2}{dt} = S_2(1 - 2\alpha a) + F - (A + BT_2) + \epsilon$$

ここで， $H$  は海の熱容量， $T_1$ ， $T_2$  は Box 1, 2 の気温， $S_1$ ， $S_2$  は Box 1, 2 の短波放射， $F$  は低緯度から高緯度への大気の熱輸送 (Atmospheric heat transport: AHT)， $A$ ， $B$  は長波放射のパラメータ， $\epsilon$  は  $CO_2$  増加による外部強制のパラメータ， $\alpha$  はアルベド， $a$  は雪氷面積である．

熱収支式の右辺は，第 1 項：短波放射の入射，第 2 項：Box 1 から Box 2 へ向かう大気の熱輸送，第 3 項：外向き長波放射 (OLR)，第 4 項： $CO_2$  増加による外部強制のパラメータを意味するが，Box 2 は，面積  $a$  の雪氷の存在によりアルベド  $\alpha$  で  $S_2$  が反射する分が加味されている．

また，低緯度から高緯度への大気の熱輸送  $F$  は以下の式で表される．

$$F = F_0 + \gamma_1(T_1 - T_2) + \gamma_2 C(T_1)(T_1 - T_2)$$

この式の第2項は顕熱，第3項は潜熱を表している． $C(T_1)$  は飽和水蒸気圧であり，クラウジウス-クラペイロンの式により以下のように定義される．

$$C(T_1) = 6.11 \exp\left(17.23 \frac{T_1 - 273.15}{T_1 - 35.86}\right)$$

雪氷が存在する南端の緯度を，Box1 と Box2 の気温から線形内挿し  $\phi_{ice}$  とすると，雪氷面積  $a$  は以下のように表される．なお，この定義により雪氷南端は北緯 30 度以北という条件の下でこの実験は行われることとなる．

$$\phi_{ice} = 30^\circ + 30^\circ \frac{T_1 - T_{ice}}{T_1 - T_2}$$

$$a = 1 - \sin(\phi_{ice})$$

### 3.2 3-box モデルの概要と熱収支式

3-box モデルは，北緯 0–19.5 度を Box 1，北緯 19.5–41.8 度を Box 2，北緯 41.8–90 度を Box 3 として，各 box の熱収支式を考えている．

$$H \frac{dT_1}{dt} = S_1 - F_1 - (A + BT_1) + \epsilon$$

$$H \frac{dT_2}{dt} = S_2 + F_1 - F_2 - (A + BT_2) + \epsilon$$

$$H \frac{dT_3}{dt} = S_3(1 - 2\alpha a) + F_2 - (A + BT_3) + \epsilon$$

各項の表していることは基本的には 2-box モデルの場合と同様であるが，大気の熱輸送  $F$  は Box 1 から Box 2 への熱輸送を  $F_1$ ，Box 2 から Box 3 への熱輸送を  $F_2$  としている．Box 3 は，面積  $a$  の雪氷の存在によりアルベド  $\alpha$  で  $S_3$  が反射する分が加味されている．

また，大気の熱輸送  $F_1$ ， $F_2$  および飽和水蒸気圧  $C(T_1)$ ， $C(T_2)$  は以下の式で表される．

$$F_1 = F_0 + \gamma_1(T_1 - T_2) + \gamma_2 C(T_1)(T_1 - T_2)$$

$$F_2 = F_0 + \gamma_1(T_2 - T_3) + \gamma_2 C(T_2)(T_2 - T_3)$$

$$C(T_1) = 6.11 \exp\left(17.23 \frac{T_1 - 273.15}{T_1 - 35.86}\right)$$

$$C(T_2) = 6.11 \exp\left(17.23 \frac{T_2 - 273.15}{T_2 - 35.86}\right)$$

雪氷が存在する南端の緯度を, Box2 と Box3 の気温から線形内挿し  $\phi_{ice}$  とすると, 雪氷面積  $a$  は以下のように表される. なお, この定義により雪氷南端は北緯 41.8 度以北という条件の下でこの実験は行われることとなる.

$$\phi_{ice} = 41.8^\circ + 41.8^\circ \frac{T_2 - T_{ice}}{T_2 - T_3}$$

$$a = 1 - \sin(\phi_{ice})$$

### 3.3 モデルの扱い方と解析手法

前節で示した熱収支式より, モデルで操作できる要素は大気の熱輸送  $F$ , 雪氷面積  $a$ ,  $CO_2$  増加による外部強制のパラメータ  $\epsilon$  の 3 つである. これら 3 要素に様々な値を与えたうえでモデルを回し, 時間経過をみたときに安定したときの各 box の気温  $T$  などの値を読み取る. 具体的には 50 年間モデルを回し, その値を読み取っている. これらの解析により, 大気の熱輸送, 海氷の変動,  $CO_2$  の増加の 3 つの事柄が AA にどのように影響しているのかを検証することができる.

またここでは 2-box モデル (上式), 3-box モデル (下式) それぞれで AA を以下のように表し, 北極温暖化増幅指数 (Arctic Amplification 指数: AA 指数) と呼んでいる.

$$AA \text{ 指数} = \frac{\Delta T_2}{\Delta T_1}$$

$$AA \text{ 指数} = \frac{\Delta T_3}{\Delta T_2}$$

低緯度の気温変化に比べて高緯度の気温変化が大きくなると AA 指数は大きくなる. つまり, AA 指数が大きくなると AA が強まることを意味している.

## 4 結果

### 4.1 2-box モデル

2-box モデルの実験 1–8 の結果を図 6 に示す.

#### 4.1.1 実験 1–4: $CO_2$ 増幅実験

ここでは 2-box モデルを用いて、以下のような 4 つの実験を行っている。なお、実験 4 の温暖化増幅実験は  $CO_2$  を 2 倍としている。

表 1:  $CO_2$  増幅実験 1-4 の初期条件

No.	内容	値を変える要素
実験 1	放射平衡のみ	$\epsilon = 0, F = 0, a = 0$
実験 2	大気大循環あり	$F$ を与える
実験 3	雪氷あり	$a$ を与える
実験 4	温暖化増幅	$\epsilon$ を与える

実験 1 (図 6 の E1) では放射平衡のみを考えているので、大気の熱輸送  $F$  や雪氷面積  $a$  は 0 としている。実験 2 (E2) では大気大循環ありとするため、大気の熱輸送  $F$  を与え、雪氷面積  $a$  は変わらず 0 としている。このとき低緯度から高緯度に熱輸送があるため、Box 1 と Box 2 の気温差は 60K から 20K にまで減少している。

実験 3 (E3) では 3.1 節で示したように雪氷の南端緯度を求めたうえで、雪氷面積  $a$  を与えている。E3 は気候値としてこの後も比較に用いることとする。実験 4 (E4) では  $CO_2$  を 2 倍に増幅させたと仮定し、 $CO_2$  増加による外部強制のパラメータ  $\epsilon$  を与えている。

E4–E3 を考えて AA 指数を算出すると、AA 指数 =  $\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = \frac{4}{2} = 2.0$  となる。

#### 4.1.2 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響

先行研究である Alexeev and Jacson (2012) では、AA に対する大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックの相対的な影響を調べているが、ここではその内容を更に詳しく見ていくこととする。気候値である E3 は大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックの両方のフィードバックを考慮した場合である。そこで E3 の結果と、大気の熱輸送がない場合、地表面アルベドフィードバックがない場合の 3 者を比較することとする。

図 7 は E3 の結果 (実線)、大気の熱輸送がない場合 (点線)、地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線) の AA 指数の時系列を示したものである。横軸が年 (50 年間モデルを回している)、縦軸が AA 指数の大きさである。このとき地表面アルベドフィードバック

の影響は大気の熱輸送の約2倍となり、時間経過をみるとときには大気の熱輸送は重要であることがわかる。

図8は半球平均気温、図9はBox 1の気温 $T_1$ 、図10はBox 2の気温 $T_2$ の時系列を、E3の結果(実線)、大気の熱輸送がない場合(点線)、地表面アルベドフィードバックがない場合(破線)でみたものである。これらより、気温上昇の原因に関しても、地表面アルベドフィードバックの影響は大気の熱輸送よりもやや大きいことがわかる。また、低緯度よりも高緯度の方が地表面アルベドフィードバックの影響が大きく、これは高緯度には雪氷が存在しているためであると考えられる。

図11は大気の熱輸送 $F$ 、図12は雪氷面積、図13は雪氷南端緯度の時系列を同様にみたものである。大気の熱輸送に関しては、地表面アルベドフィードバックがあることで時間変化後の大気の熱輸送を小さくしている。雪氷面積に関しては、地表面アルベドフィードバックがない場合は一定値をとるが、地表面アルベドフィードバックを考慮すると両者を考慮した場合と同様の値をとる。雪氷南端緯度に関しては、地表面アルベドフィードバックの影響は大気の熱輸送よりも大きく、大気の熱輸送のみを考慮した場合は南端緯度が2.5度ほど南へ移動する。

#### 4.1.3 実験5, 6: AHT増減によるAO考慮実験

実験5, 6(図6のE5, E6)では大気の熱輸送の量を増減させてAOとの影響評価を行った。E5では $F$ を0.3PW増加させることでAO負、E6では $F$ を0.3PW減少させることでAO正を表している。

この結果、AA指数はE5のAO負の時は $\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = 3.2$ 、E6のAO正の時は $\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = 1.3$ となった。そのときのAA時系列は図14に示している。なお、 $\Delta T_1$ 、 $\Delta T_2$ とは気候値であるE3との差をとっている。

AO負に伴って、AA指数は2.0から3.2まで増大し、またE5-E6をとってE4-E3の値と比較すると、海氷が2度後退したことが示された。このとき半球平均気温は不変である。

#### 4.1.4 実験7, 8: 雪氷面積増減によるAO考慮実験

実験7, 8(図6のE7, E8)では雪氷面積の量を増減させてAOとの影響評価を行っている。E7では $a$ を0.02km<sup>2</sup>増加させることでAO負、E8では $a$ を0.02km<sup>2</sup>減少させることでAO正を表している。

この結果、AA指数はE7のAO負の時は $\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = 2.4$ 、E8のAO正の時は $\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = 1.6$ となった。つまりAO負に伴って、AA指数は2.0から2.4に増大し、またE7-E8をとってE4-E3の値と比較すると、海氷が1度後退したことも示された。しかしこのとき半球平均気温が0にならず観測とは合わない結果となった。

## 4.2 3-box モデル

3-box モデルの実験 1–8 の結果を図 15 に示す。

### 4.2.1 実験 1–4: $CO_2$ 増幅実験

ここでは 3-box モデルを用いて 4 つの実験を行っている。各実験の初期条件は、4.1.1 項の表 1 に示した 2-box モデルのものと同様である。

実験 1 (図 15 の E1) では放射平衡のみを考えているので、大気の熱輸送  $F$  や雪氷面積  $a$  は 0 としている。実験 2 (E2) では大気の熱輸送  $F$  を与え、雪氷面積  $a$  は変わらず 0 としている。このとき低緯度から高緯度に熱輸送があるため、Box 1 と Box 2 の気温差は 59K から 18K にまで減少し、Box 2 と Box 3 の気温差は 39K から 21K に減少している。

実験 3 (E3) では雪氷の南端緯度を求めたうえで、雪氷面積  $a$  を与えている。E3 は気候値としてこの後も比較に用いることとする。実験 4 (E4) では  $CO_2$  を 2 倍に増幅させたと仮定し、 $CO_2$  増加による外部強制のパラメータ  $\epsilon$  を与えている。

E4–E3 を考えて AA 指数を算出すると、 $\frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = 1.6$  となる。

### 4.2.2 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響

3-box モデルにおいても、AA に対する大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックの相対的な影響を詳しく見ていく。気候値である E3 は大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックの両方のフィードバックを考慮した場合である。そこで E3 の結果と、大気の熱輸送がない場合、地表面アルベドフィードバックがない場合の 3 者を比較することとする。

図 16 は E3 の結果 (実線)、大気の熱輸送がない場合 (点線)、地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線) の AA 指数の時系列を示したものである。このとき地表面アルベドフィードバックと大気の熱輸送の両者が同程度影響しており、地表面アルベドフィードバックと大気の熱輸送の両者が作用しているときに AA 指数は最も大きくなっている。

図 17 は半球平均気温、図 18 は Box 1 の気温  $T_1$ 、図 19 は Box 2 の気温  $T_2$ 、図 20 は Box 3 の気温  $T_3$  の時系列を、E3 の結果 (実線)、大気の熱輸送がない場合 (点線)、地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線) でみたものである。これらより、気温上昇の原因に関しては、半球平均だと地表面アルベドフィードバックより大気の熱輸送の影響がやや小さくなっている。

図 21 は Box 1 から Box 2 への大気の熱輸送  $F_1$ 、図 22 は Box 2 から Box 3 への大気の熱輸送  $F_2$ 、図 23 は雪氷面積、図 24 は雪氷南端緯度の時系列を同様にみたものである。大気の熱輸送に関しては、地表面アルベドフィードバックが時間変化後の値を小さくしており、より高緯度側の  $F_2$  の方がその効果が大きくなっている。雪氷面積に関しては、地表面アルベドフィードバックがない場合は一定値をとるが、地表面アルベドフィードバックの

みを考慮しても両者を考慮した場合と全く同様にはならず、時間経過を考えると大気熱輸送も多少の影響を与えていることがわかる。雪氷南端緯度に関しては、地表面アルベドフィードバックの影響は大気熱輸送よりもやや大きい。地表面アルベドフィードバックと大気熱輸送の両者が作用しているときに緯度が最も高くなっている。

#### 4.2.3 実験 5, 6: AHT 増減による AO 考慮実験

実験 5, 6 (図 15 の E5, E6) では大気熱輸送の量を増減させて AO との影響評価を行っている。E5 では 0.3PW 増加させることで AO 負、E6 では 0.3PW 減少させることで AO 正を表している。

この結果、AA 指数は E5 の AO 負の時は  $\frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = 2.3$ 、E6 の AO 正の時は  $\frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = 1.1$  となった。なお、 $\Delta T_2$ 、 $\Delta T_3$  とは気候値である E3 との差をとっている。

AO 負に伴って、AA 指数は 1.6 から 2.3 まで増大し、また E5-E6 をとって E4-E3 の値と比較すると、海氷が 5 度後退したことも示された。このとき半球平均気温は不変である。

#### 4.2.4 実験 7, 8: 雪氷面積増減による AO 考慮実験

実験 7, 8 (図 15 の E7, E8) では雪氷面積の量を増減させて AO との影響評価を行っている。E7 では  $0.02\text{km}^2$  増加させることで AO 負、E8 では  $0.02\text{km}^2$  減少させることで AO 正を表している。

この結果、AA 指数は E7 の AO 負の時は  $\frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = 1.8$ 、E8 の AO 正の時は  $\frac{\Delta T_3}{\Delta T_2} = 1.4$  となった。つまり AO 負に伴って、AA 指数は 1.6 から 1.8 に増大し、また E7-E8 をとって E4-E3 の値と比較すると、海氷が 5 度後退したことも示された。このとき半球平均気温は不変である。

## 5 考察

### 5.1 AHT と地表面アルベドフィードバックの影響

ここでは大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックが AA にどの程度影響しているかについて、2-box モデルと 3-box モデルの結果を比較しながら考察する。

2-box モデルにおける AA 指数の時系列結果は 4.2.2 項で図 7 とともに示したとおりである。地表面アルベドフィードバックの影響が大気の熱輸送の約 2 倍となり、時間経過をみるときは大気の熱輸送は重要である。これは Alexeev and Jacson (2012) の結果と一致する。

一方、3-box モデルにおける AA 指数の時系列結果は 4.1.2 項で図 16 とともに示したとおりである。地表面アルベドフィードバックと大気の熱輸送の両者が同程度影響しており、両者が作用しているときに AA 指数は最も大きくなった。

つまり両モデルを比較すると、2-box モデルでは強く影響していた地表面アルベドフィードバックは、3-box モデルでは大気の熱輸送と同程度の影響しかもたなくなる。このことは 2-box モデルと 3-box モデルでは AA 指数の定義が異なることに基づくのではないかと考える。2-box モデルでは AA 指数  $= \frac{\Delta T_2}{\Delta T_1}$  であるので、北緯 30 度までの主に熱帯地域 ( $T_1$ ) とそれ以外の中高緯度域 ( $T_2$ ) の気温の比となる。一方 3-box モデルでは、AA 指数  $= \frac{\Delta T_3}{\Delta T_2}$  であるので、北緯 19.5–41.8 度の中緯度域 ( $T_2$ ) とそれ以北の高緯度域 ( $T_3$ ) の気温の比となっている。なお、このことが原因で両モデルの AA 指数は、単純には比較することができない。

### 5.2 2-box モデルと 3-box モデルの比較

この研究では 2-box モデルを改良して 3-box モデルを作成した。

2-box モデルの 1 つ目の問題点は、この研究の目的である AO の影響評価をするためには box の分割の仕方が適さないということである。AO は北緯 20 度以北の EOF-1 と定義されるにも関わらず、2-box モデルでの分割境界は北緯 30 度であり、熱帯とそれ以外の中高緯度域で分けてしまっている。この問題を解消するために 3-box モデルでは、Box 2 と Box 3 の境界をより高緯度ですることとした。

2 つ目の問題点は、雪氷面積の増減により AO の評価をした実験 7, 8 の結果において、2-box モデルの場合は半球平均気温の差が上昇してしまい、観測と一致しなかったことである。変更後の 3-box モデルでは E7, 8 の結果でも半球平均気温の差は 0 となり、観測と一致した。

また、両モデルを比較すると 2-box モデルより 3-box モデルの方が雪氷面積が小さく雪氷南端緯度が高いことが特徴として挙げられる。これは 3.1 節および 3.2 節で示したよう

に, 2-box モデルは  $T_1$  と  $T_2$  を, 3-box モデルは  $T_2$  と  $T_3$  を線形内挿して雪氷南端緯度を求めていることが原因の一つとして考えられる.

## 6 結論

本研究ではエネルギーバランスモデルである 2-box モデル, およびそれを改変した 3-box モデルを作成し, AA と大気の大気熱輸送や地表面アルベドフィードバックの関係および AA と AO の関係について解析を行った.

AA と大気の大気熱輸送や地表面アルベドフィードバックの関係については, 2-box モデルでは地表面アルベドフィードバックの影響が大気の大気熱輸送の約 2 倍となったが, 3-box モデルでは地表面アルベドフィードバックと大気の大気熱輸送の両者が同程度影響するという結果となった. この違いは両モデルでの AA 指数の定義の仕方や box の境界緯度の違いに基づく部分が大きいのではないかと考える.

AA と AO の関係については, 大気の大気熱輸送と雪氷面積を増減することによって AA に対する AO の影響評価を行ったが, AO が負のとき AA 指数は増大し雪氷は後退するという結果がすべての実験で得られた.

AA に対する AO の影響評価をするためには 2-box モデルにはいくつかの問題点が存在したが, 3-box モデルではより高緯度で box を分割することで, その問題を解決することを考えた.

3-box モデルを用いることで, AA に対する AO の影響評価をより厳密にすることができたと考えられる.

## 7 謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である筑波大学計算科学研究センターの田中博教授には、研究の進め方等の筆者の質問や結果に対する考察などへの丁寧な御指導、御助言を賜りました。心より感謝いたします。

同専攻の植田宏昭教授、上野健一准教授、日下博幸准教授、若月泰孝助教ならびに理化学研究所の寺崎康児研究員には、発表の場などを通じて研究内容や手法、課題に関して様々な御助言を頂きました。心より感謝いたします。

最後に、共に研究を進めてきた大循環研究室の皆様や、共に机を並べ修士研究を進めてきた同期の皆様をはじめ、これまで支えてくださった全ての皆様の御協力により本論文を完成させることができました。心より感謝いたします。

## 参考文献

- Alexeev, V. A., and C. H. Jackson, 2012: Polar amplification: is atmospheric heat transport important? *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1601-z.
- Alexeev, V. A., P. L. Langen, and J. R. Bates, 2005: Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ ghost forcing ” experiments without sea ice feedbacks. *Clim. Dyn.*, **24**, 655–666.
- Budyko, M., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus.*, **21(5)**, 611–619.
- Chapman, W. L., and J. E. Walsh, 1993: Recent variation of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 33–47.
- Graversen, R. G., and M. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim. Dyn.*, **33**, 629–643.
- Inoue, J., and M. E. Hori, 2011: Arctic cyclogenesis at the marginal ice zone: A contributory mechanism for the temperature amplification? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L12502, doi:10.1029/2011GL047696.
- Langen, P. L., and V. A. Alexeev, 2007: Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM. *Clim. Dyn.*, **29**, 305–317.
- Manabe, S., and R. J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO<sub>2</sub> in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529–5554.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1975: The effect of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3–15.
- Nagato, Y., and H. L. Tanaka, 2012: Global warming trend without the contributions from decadal variability of the Arctic Oscillation. *Polar Science*, **6**, 15–22.
- Ohashi, M., and H. L. Tanaka, 2010: Data analysis of recent warming pattern in the Arctic. *SOLA*, **6A**, 1–4.
- 大橋正宏, 田中博, 2009: 地球温暖化予測モデルに見られる北極振動の解析的研究. *天気*, **56**, 743–753.
- Overland, J. E., M. Wang, and S. Salo, 2008: The recent Arctic period. *Tellus*, **60A**, 589–597.
- Rigor, I. G., R. L. Colony, and S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97. *J. Climate*, **13**, 896–914.

- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010a: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334–1337.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010b: Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16707, doi:10.1029/2010GL044136.
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 392–400.
- Serreze, M. C., and J. A. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, **76**, 241–264.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland, 2009: The emergence of surface-based Arctic amplification. *Cryosphere*, **3**, 11–19.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, and J. J. Cassano, 2011: Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the Arctic. *J. Geophys. Res.*, **116**, D07104, doi:10.1029/2010JD015127.
- Solomon, A., 2006: Impact of latent heat release on polar climate. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07716, doi:10.1029/2005GL025607.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018–1036.
- Wallace, J. M., and D. W. J. Thompson, 2002: Annular modes and climate prediction. *Phys. Today*, **55**, 28–33.

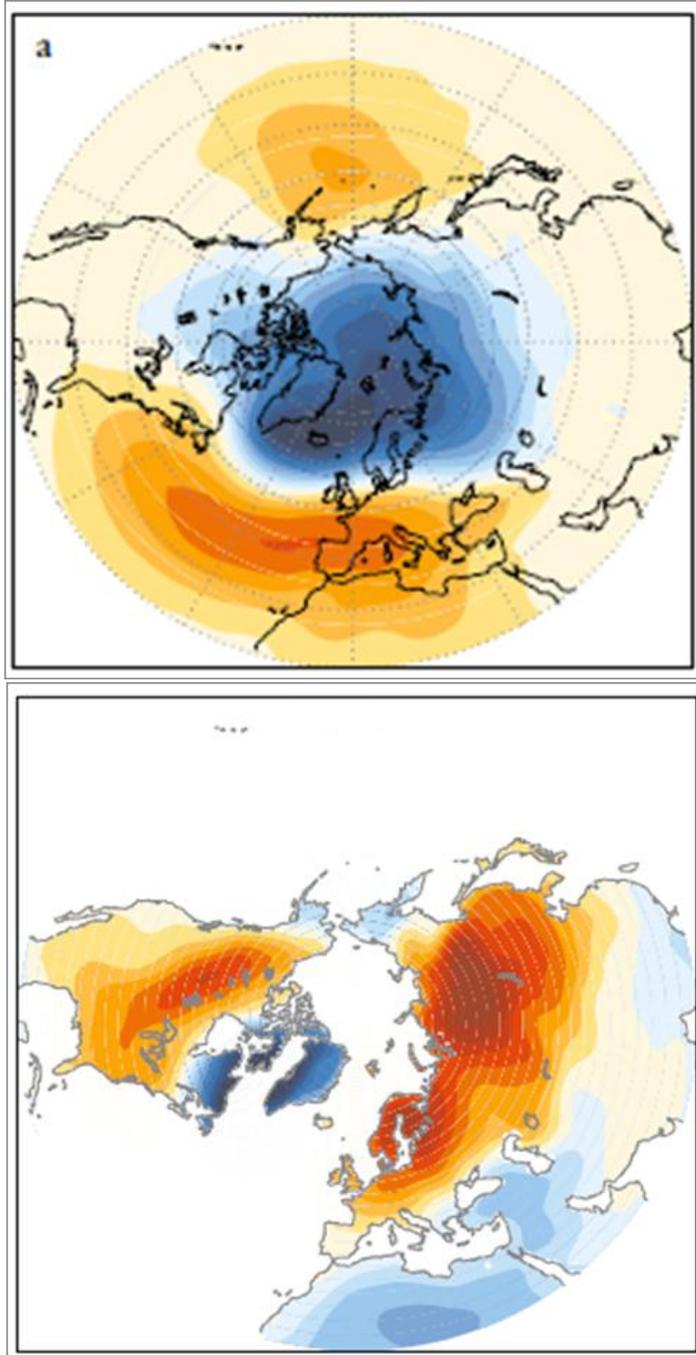


図 1: AO に伴う (上) 地上気圧偏差および (下) 地上気温偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

# Arctic Oscillation Index NCEP/NCAR reanalysis

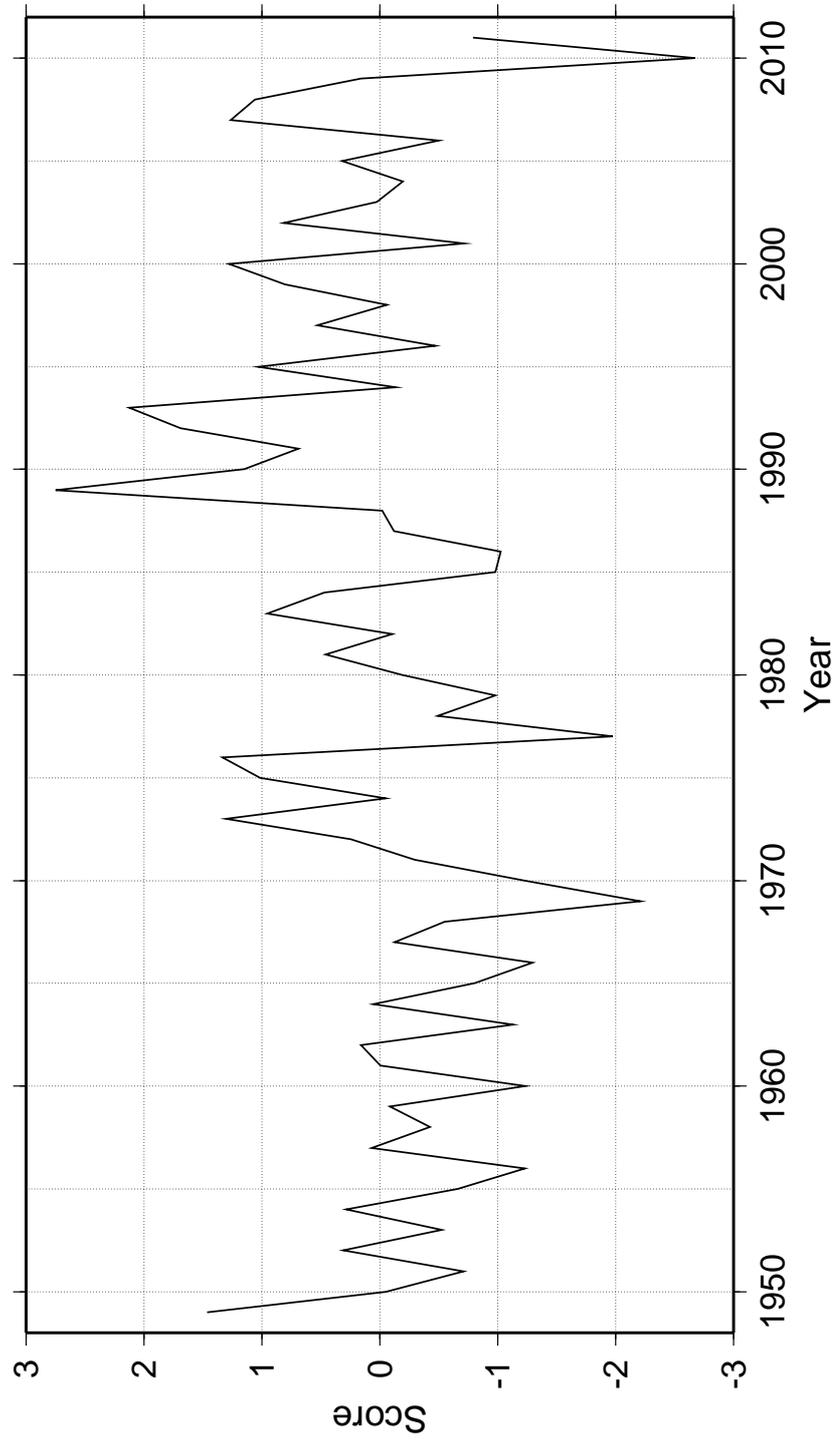
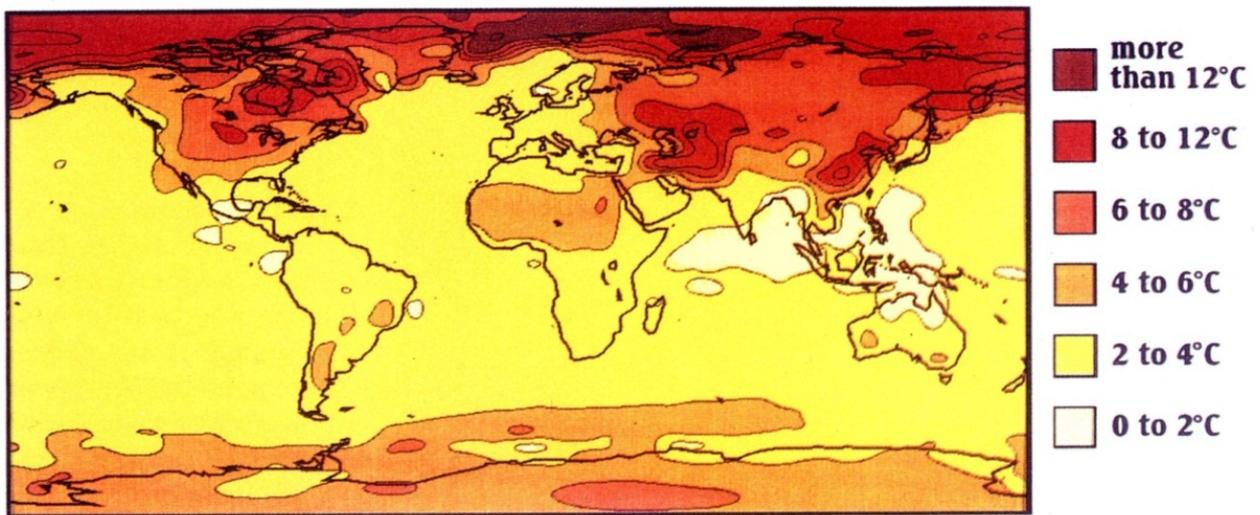


図 2: 1949 年から 2011 年の AOI 時系列.

IPCC, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS



Projections from computer models predict large temperature increases in future arctic winters (Dec., Jan., Feb.) after CO<sub>2</sub> has doubled in the atmosphere.

図 3: 北極域の温暖化 (IPCC 第四次報告書より引用).

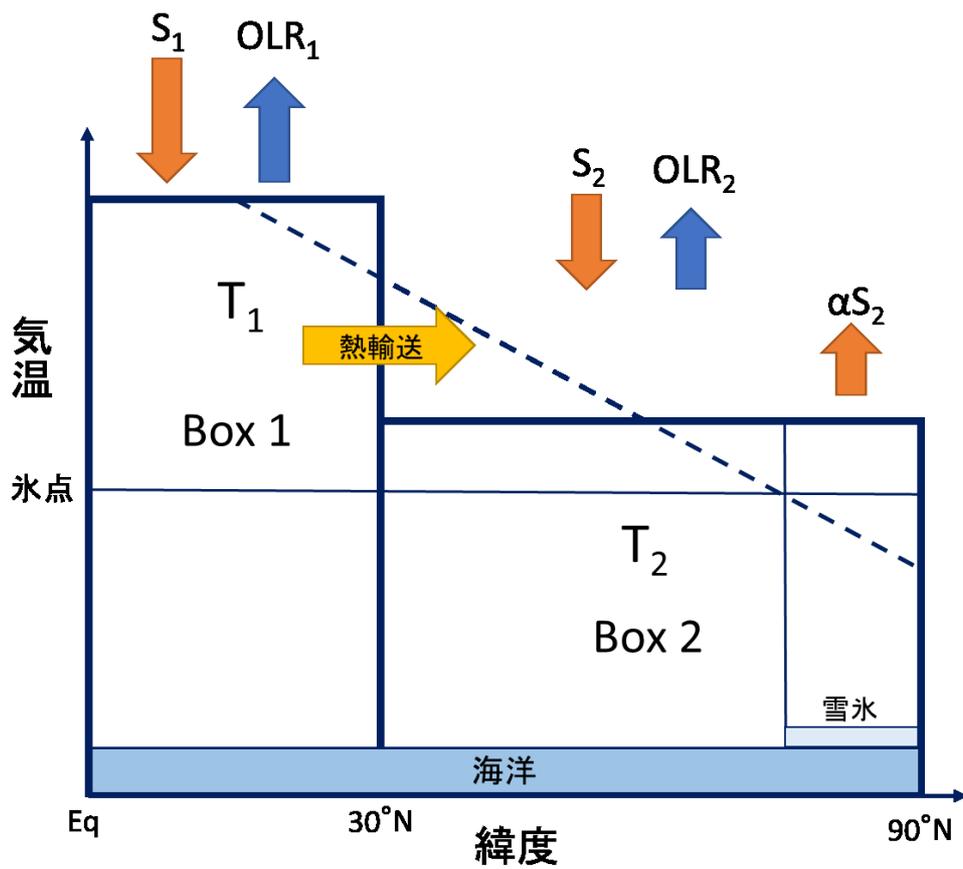


図 4: 2-box モデルの概念図.

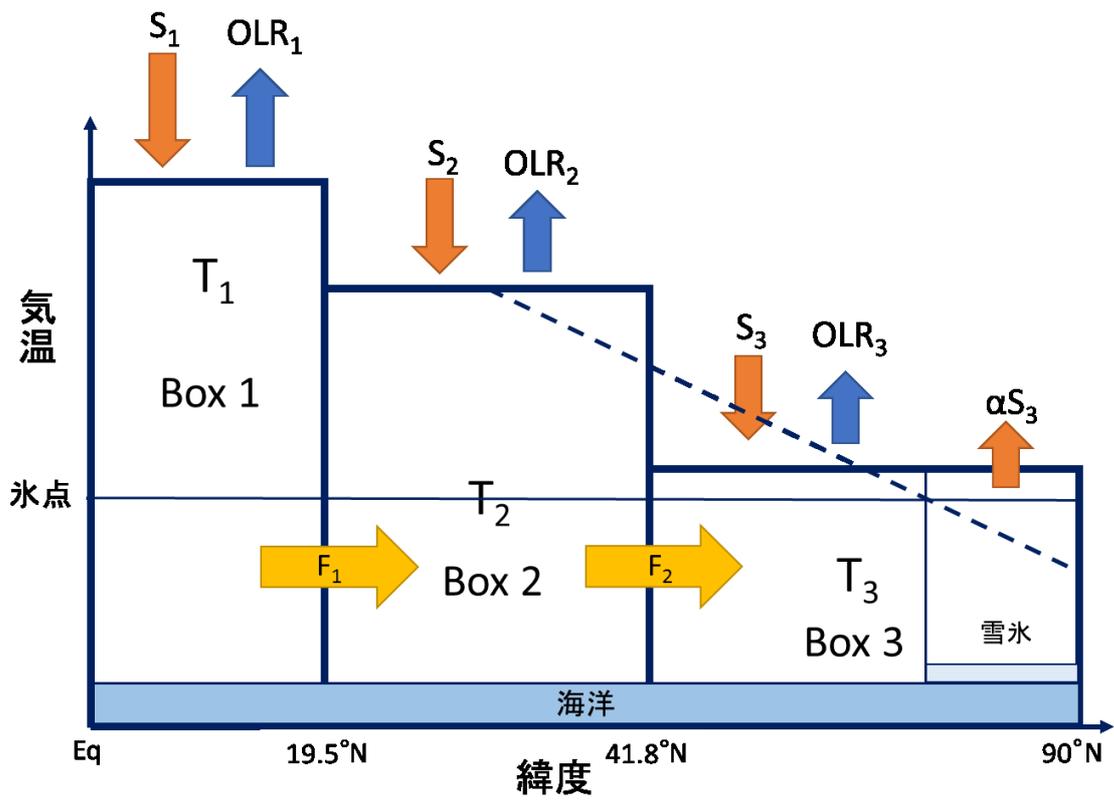


図 5: 3-box モデルの概念図.

実験	$\varepsilon$ CO2	F AHT	a Ice	a Ice lat.	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub> Low lat.	T <sub>2</sub> High lat.	T <sub>1</sub> -T <sub>2</sub>	備考 単位: PW
E1	0	0	0	--	287	317	258	60	放射平衡
E2	0	5.5	0	--	287	298	277	20	大循環あり
E3	0	5.9	0.16	57	283	296	270	25	雪氷圏あり
E4	0.51	5.9	0.12	61	286	298	274	24	2 × CO2
E4-E3	4 W/m2	0	-0.04	5	3	2	4	-2	AA = 2.0
E5	0.51	5.9	0.07	68	287	298	277	21	AO 負
E6	0.51	5.7	0.10	65	287	299	275	24	AO 正
E5-E6	4 W/m2	0.2	-0.03	3	0	-1	2	-3	AA <sup>-</sup> : AA <sup>+</sup> = 3.2 : 1.3
E7	0.51	5.8	0.09	64	287	298	276	22	AO 負
E8	0.51	6.0	0.16	60	285	298	273	24	AO 正
E7-E8	4 W/m2	-0.2	-0.07	4	2	1	3	-2	AA <sup>-</sup> : AA <sup>+</sup> = 2.4 : 1.6

図 6: 2-box モデルの実験結果.

Arctic Amplification Index (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

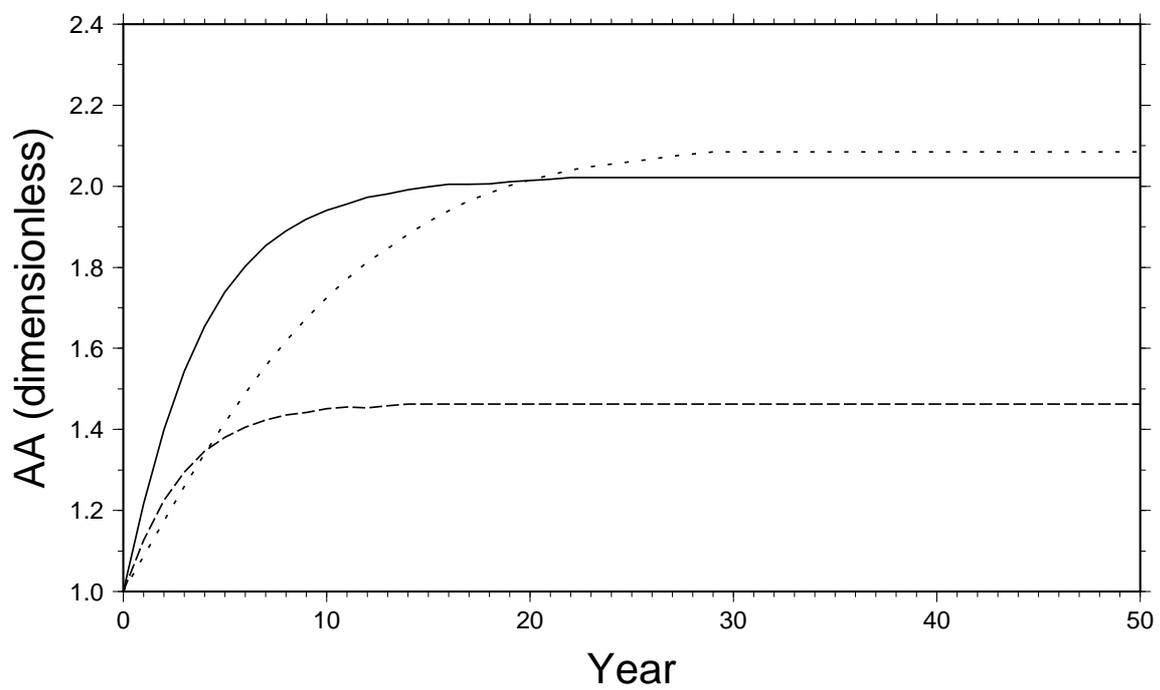


図 7: 2-box モデルにおける実験の AA 指数の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Global mean Temperature (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

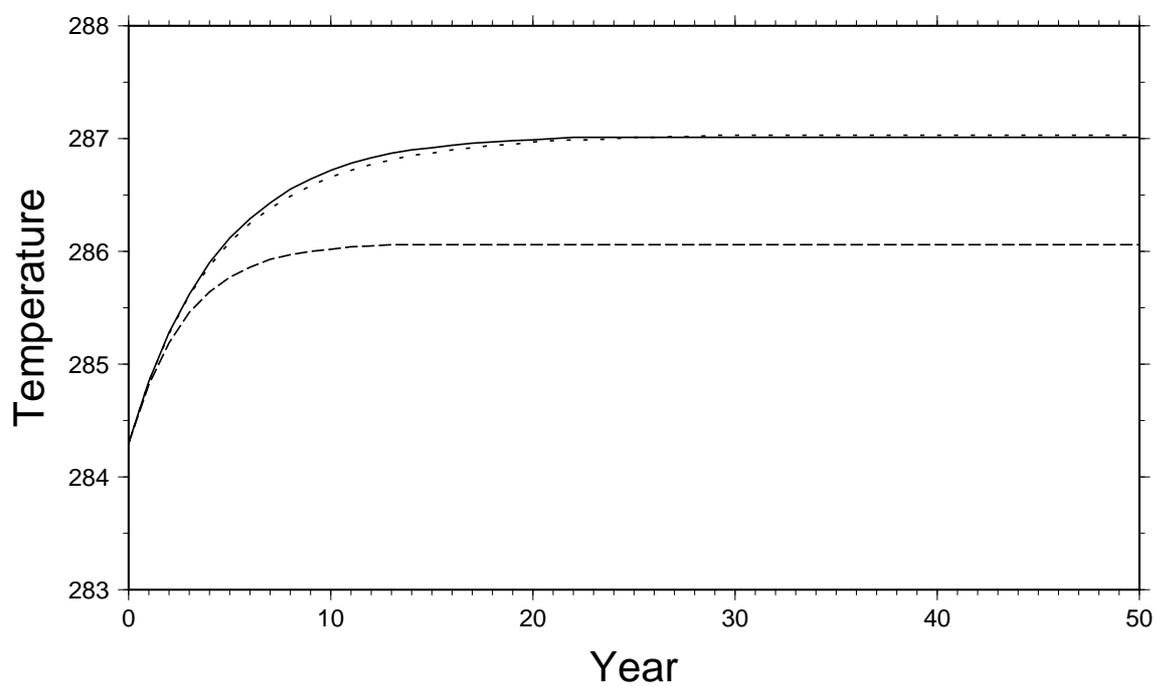


図 8: 2-box モデルにおける実験の半球平均気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Box1 Temperature (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

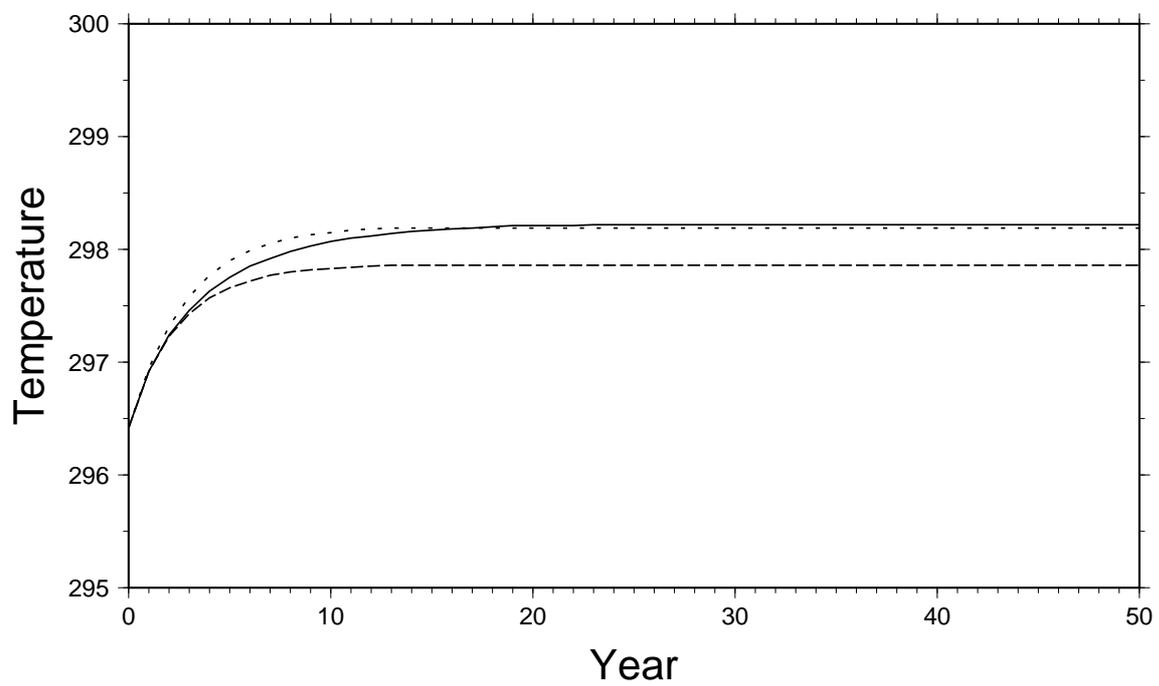


図 9: 2-box モデルにおける実験の Box 1 の気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Box2 Temperature (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

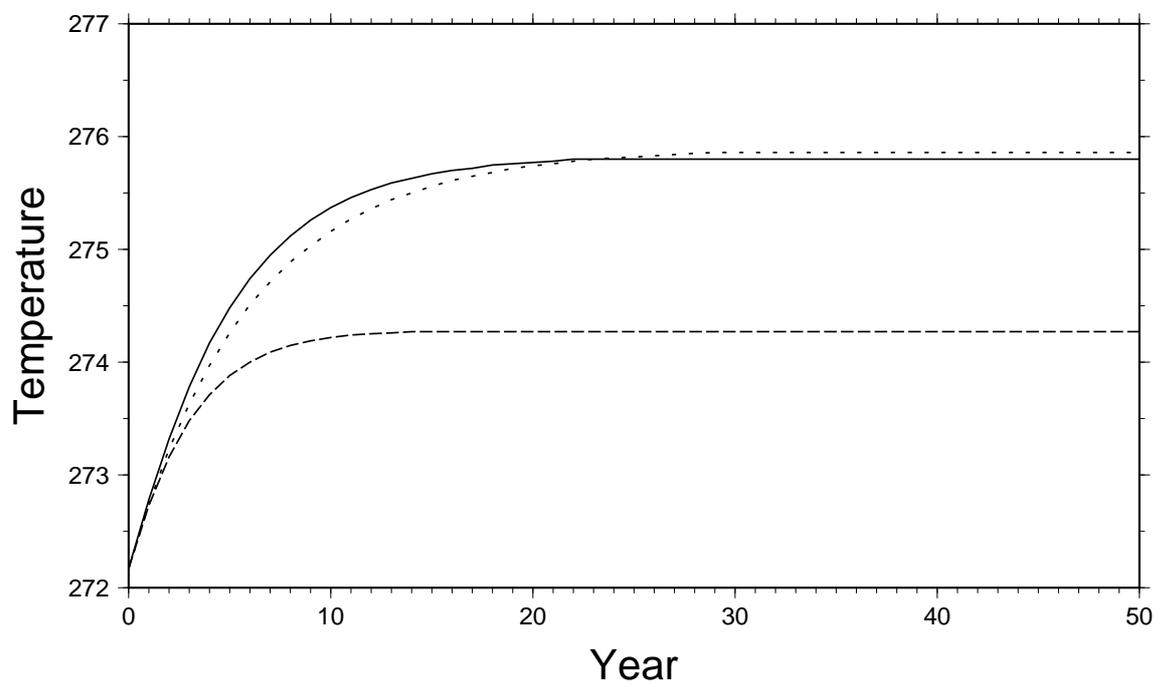


図 10: 2-box モデルにおける実験の Box 2 の気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Atmospheric Heat Transport (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

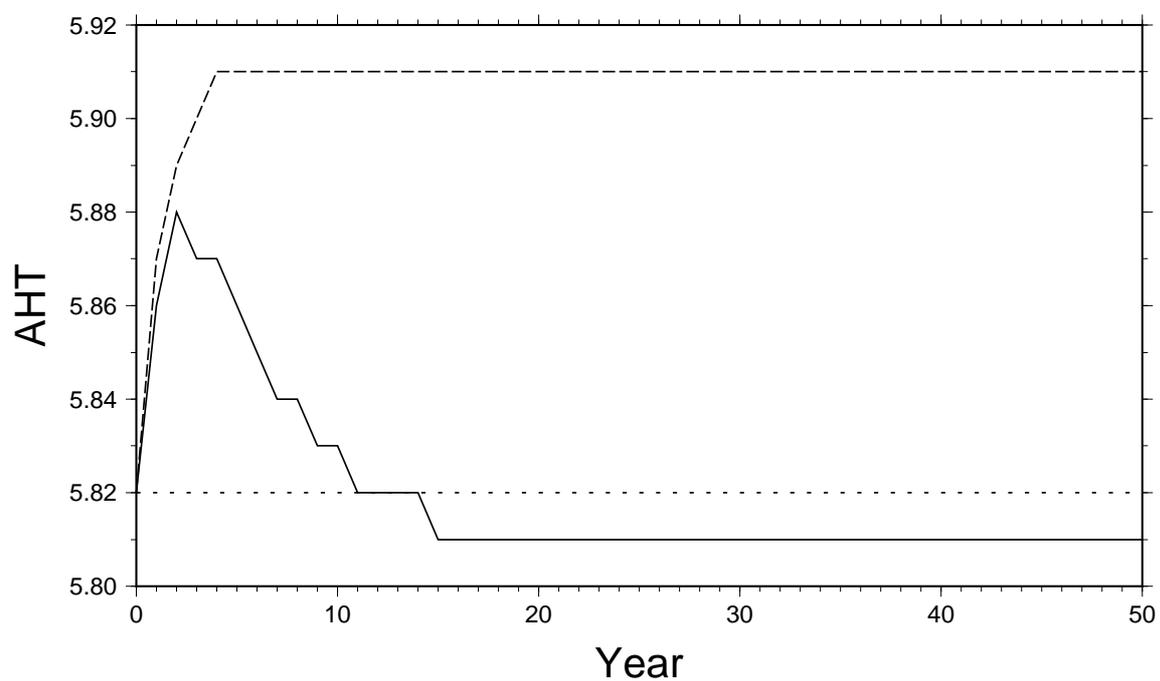


図 11: 2-box モデルにおける実験の大気熱輸送の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Sea Ice (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

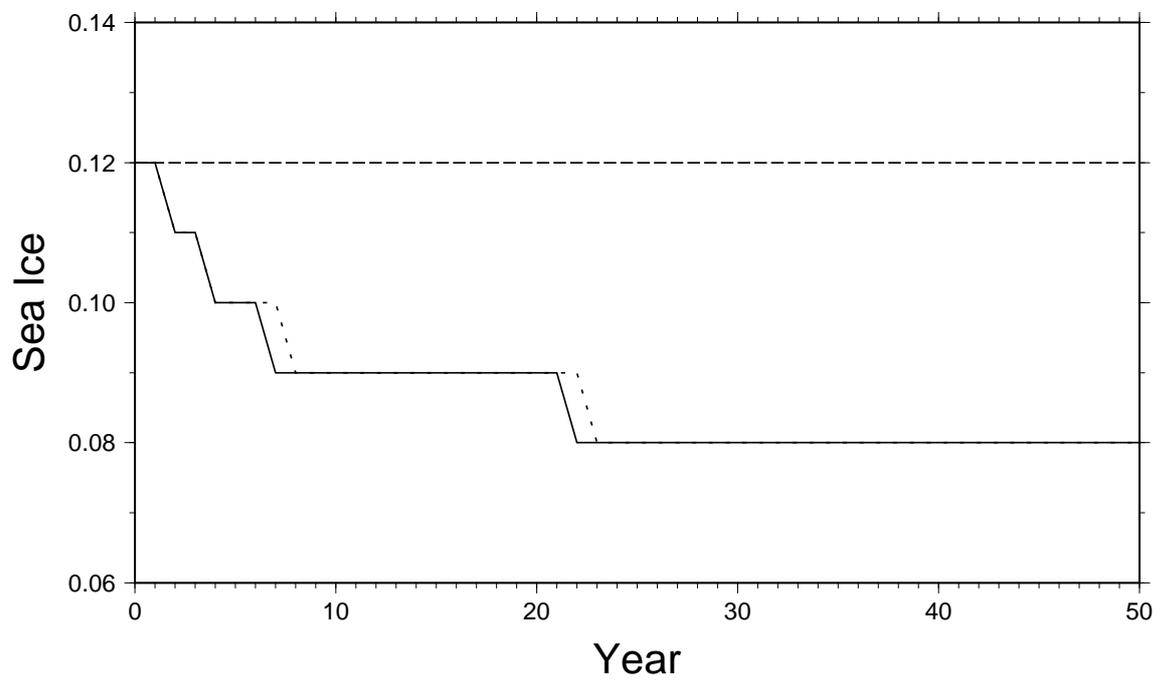


図 12: 2-box モデルにおける実験の雪氷面積の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Sea Ice Latitude (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

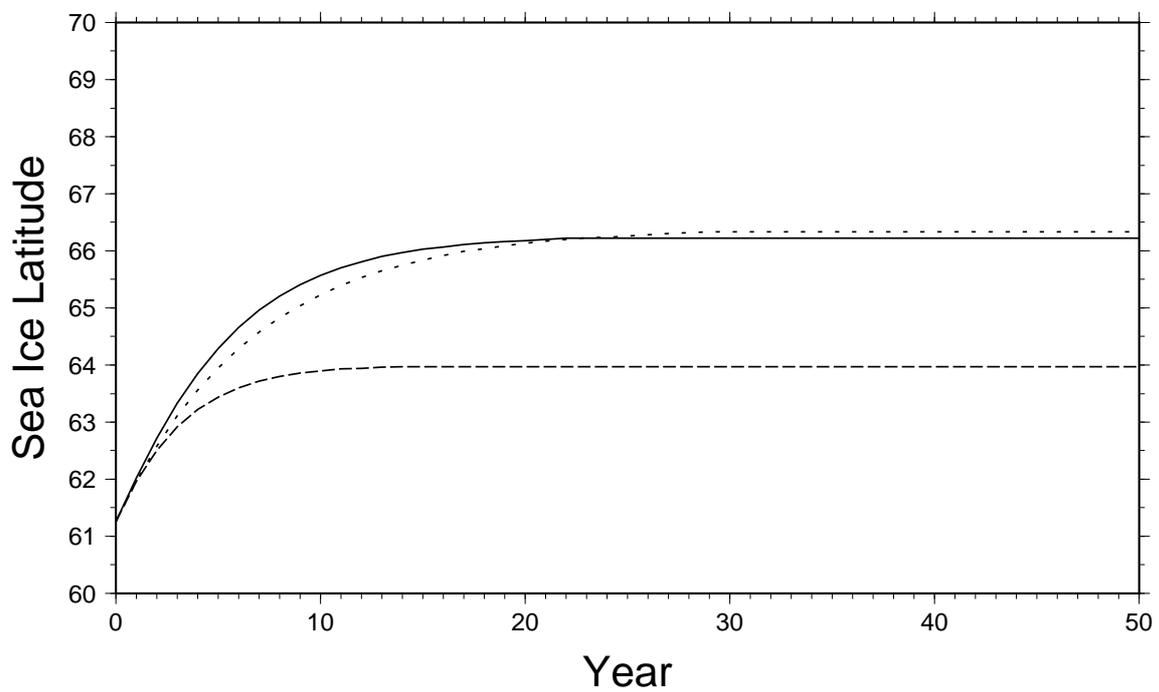


図 13: 2-box モデルにおける実験の雪氷南端緯度の時系列. 大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気の熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

E5 E6 Arctic Amplification Index (annual mean)  
Two Box Energy Balance Model

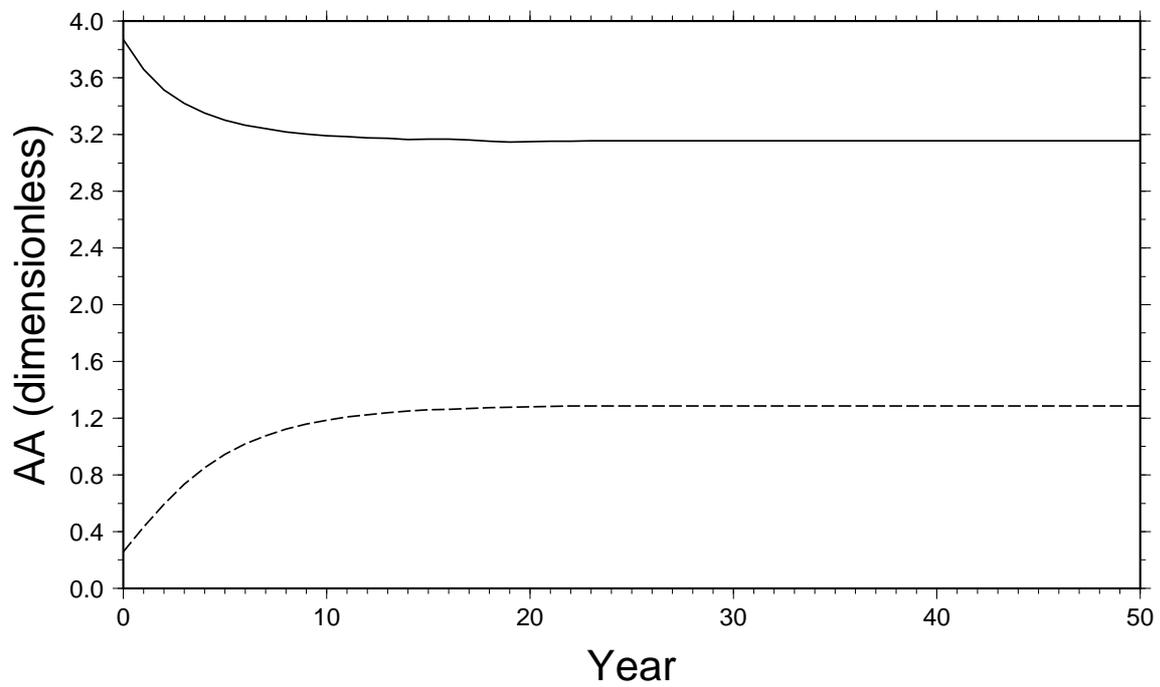


図 14: 2-box モデルにおける実験 5, 6 の AA 指数の時系列. 実験 5 の AO 負の場合 (実線), 実験 6 の AO 正の場合 (破線).

実験	$\epsilon$ CO2	F1	F2	a Ice	a Ice lat.	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub> Low	T <sub>2</sub> Mid.	T <sub>3</sub> High	T <sub>1</sub> -T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	備考 単位: PW
E1	0	0	0	0	--	287	339	280	242	59	39	放射平衡
E2	0	6.2	4.7	0	--	287	306	288	267	18	21	大循環あり
E3	0	6.2	4.9	0.08	67	286	306	287	264	19	23	雪水圏あり
E4	0.51	6.4	4.9	0.03	76	289	308	290	269	18	21	2×CO2
E4-E3	4W/m <sup>2</sup>	0.1	0.1	-0.05	8	3	2	3	5	-1	-2	AA=1.6
E5	0.51	6.4	5.1	0.03	77	289	308	290	265	18	20	AO負
E6	0.51	6.3	4.8	0.04	74	289	308	291	268	17	23	AO正
E5-E6	4W/m <sup>2</sup>	0.1	0.3	-0.01	3	0	0	-1	-3	1	-3	AA <sup>-</sup> :AA <sup>+</sup> =2.3:1.1
E7	0.51	6.4	4.9	0.01	77	289	308	290	270	17	21	AO負
E8	0.51	6.4	5.0	0.06	74	289	308	290	268	18	22	AO正
E7-E8	4W/m <sup>2</sup>	0	-0.1	-0.05	3	0	0	0	1	0	-1	AA <sup>-</sup> :AA <sup>+</sup> =1.8:1.4

図 15: 3-box モデルの実験結果.

Arctic Amplification Index (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

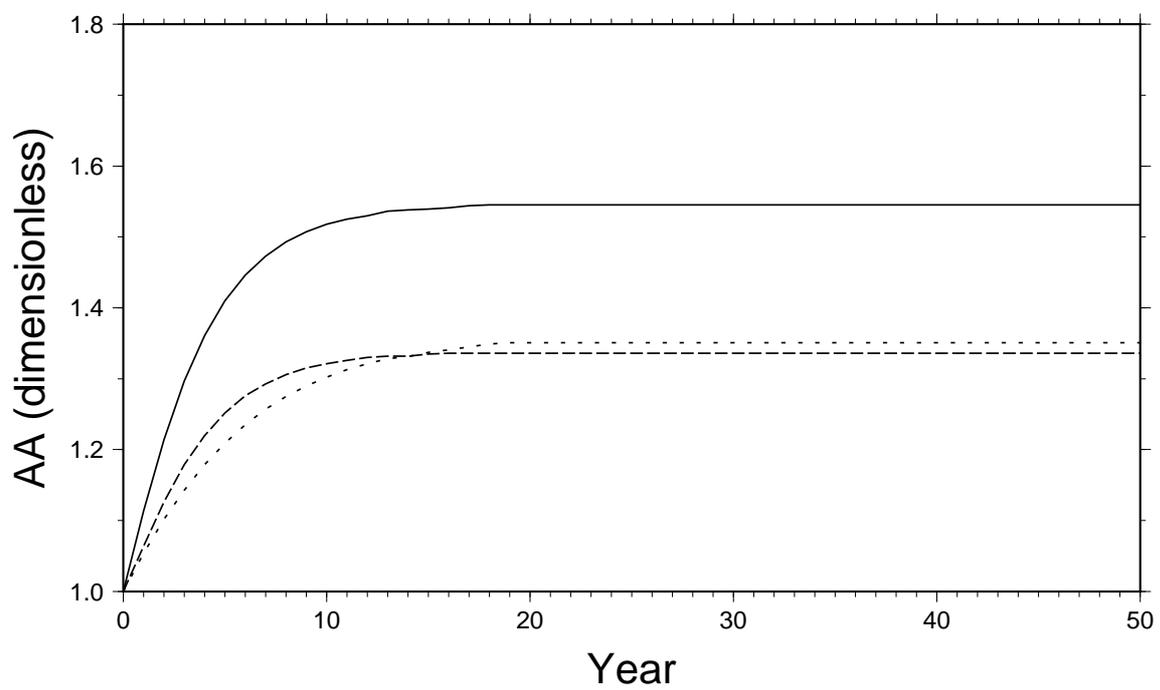


図 16: 3-box モデルにおける実験の AA 指数の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Global mean Temperature (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

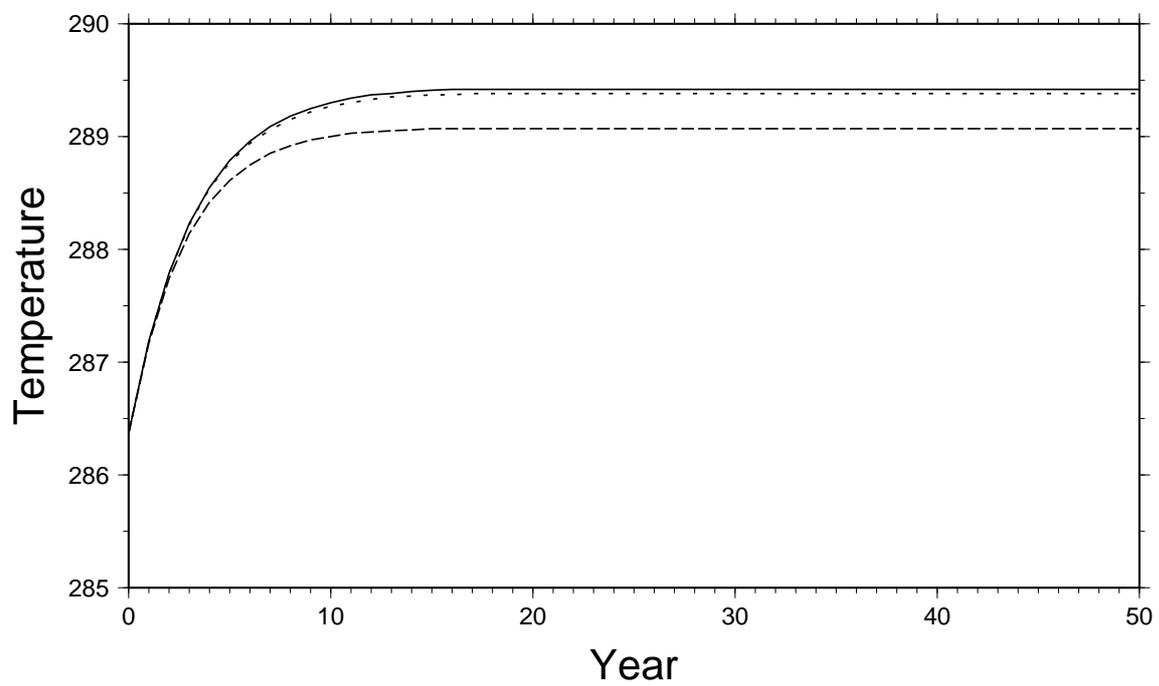


図 17: 3-box モデルにおける実験の半球平均気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Box1 Temperature (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

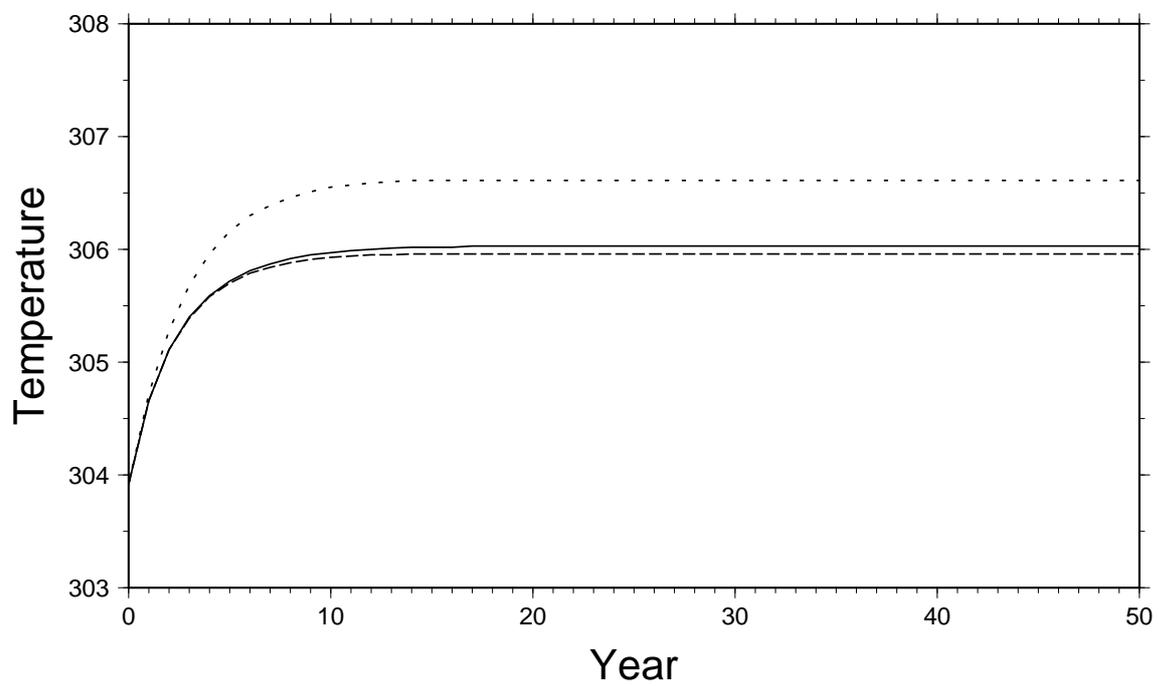


図 18: 3-box モデルにおける実験の Box 1 の気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Box2 Temperature (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

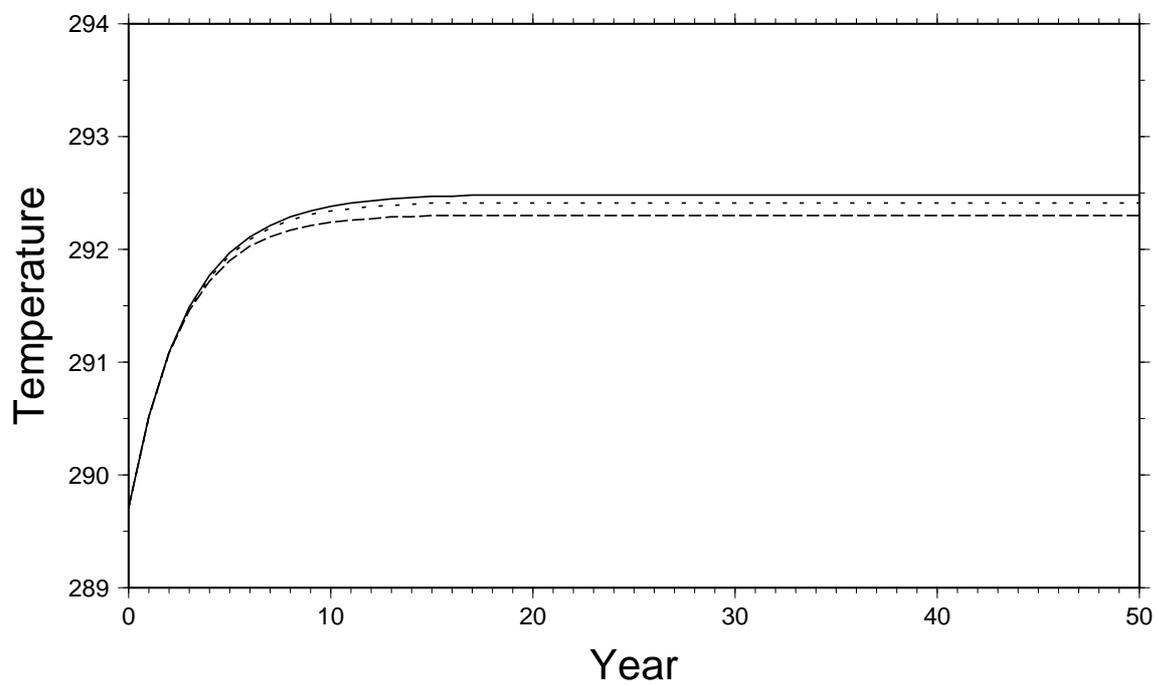


図 19: 3-box モデルにおける実験の Box 2 の気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Box3 Temperature (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

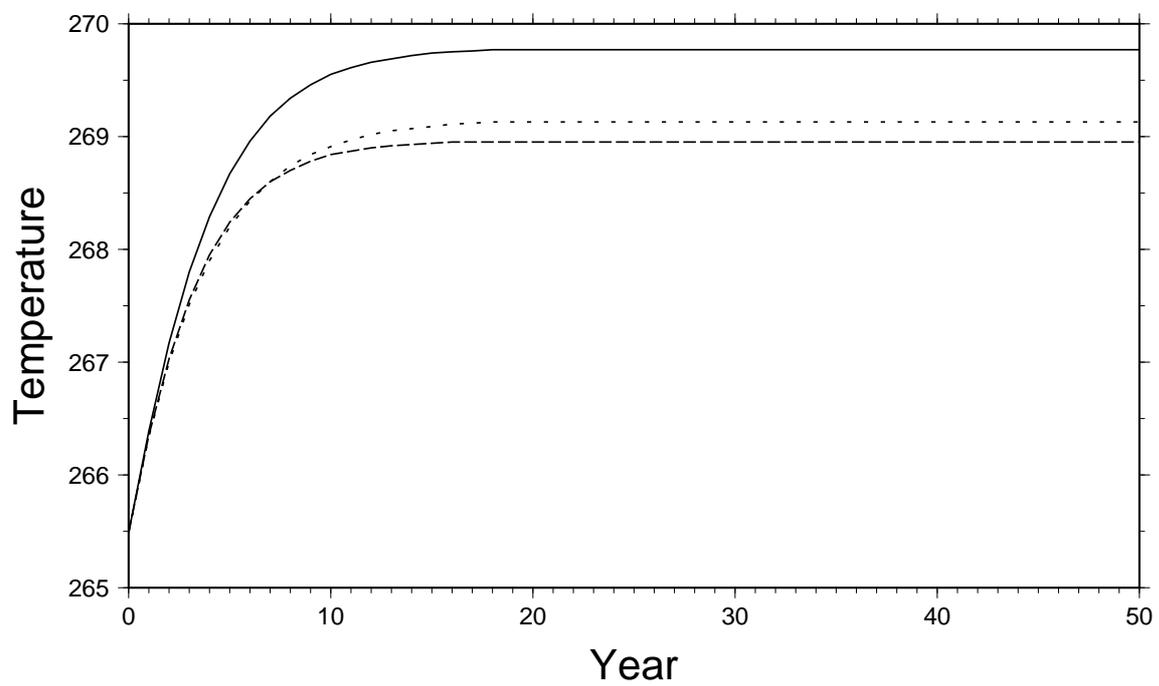


図 20: 3-box モデルにおける実験の Box 3 の気温の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Atmospheric Heat Transport (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

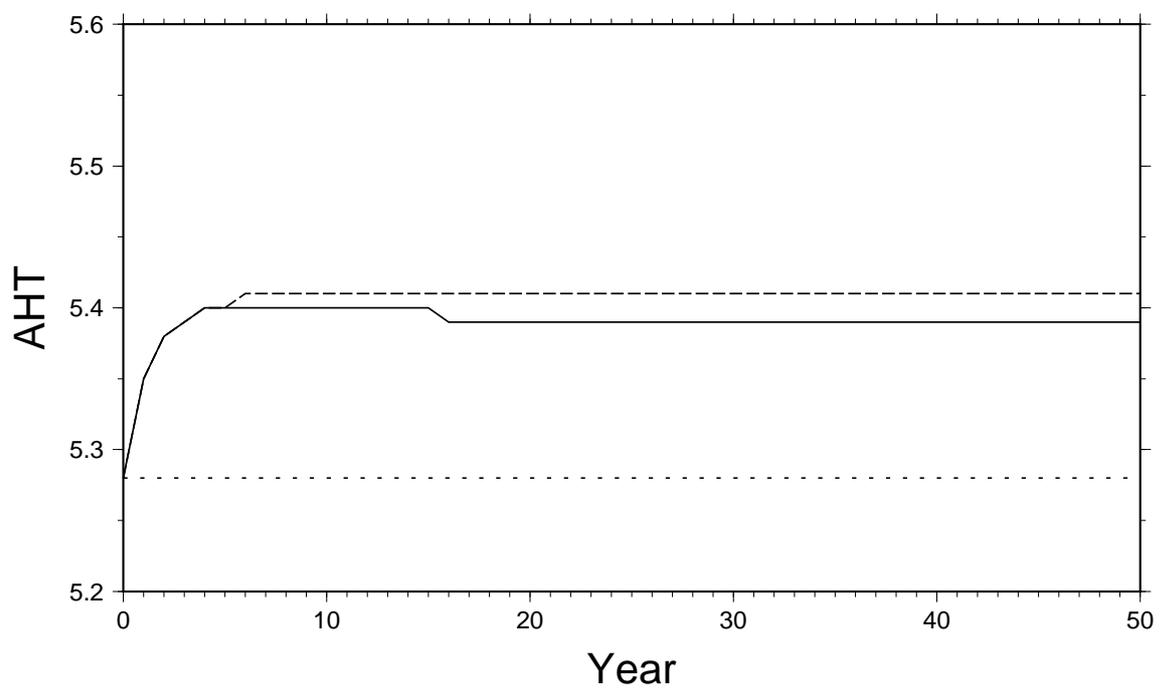


図 21: 3-box モデルにおける実験の Box 1 から Box 2 への大気熱輸送の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Atmospheric Heat Transport2 (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

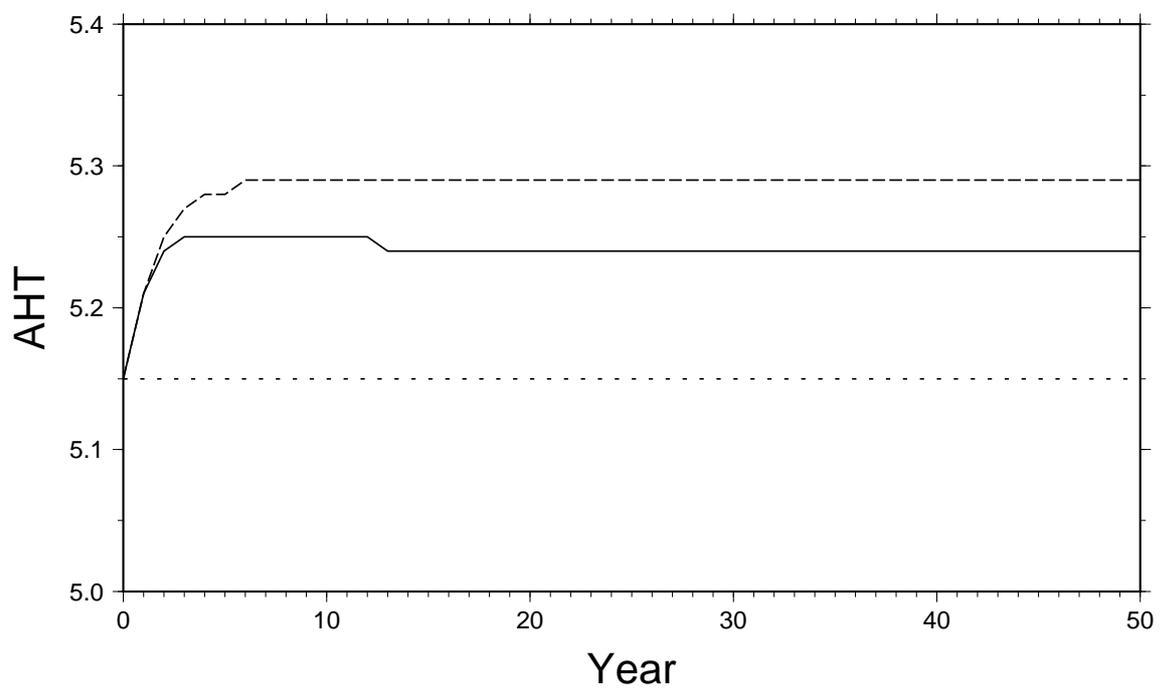


図 22: 3-box モデルにおける実験の Box 2 から Box 3 への大気熱輸送の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

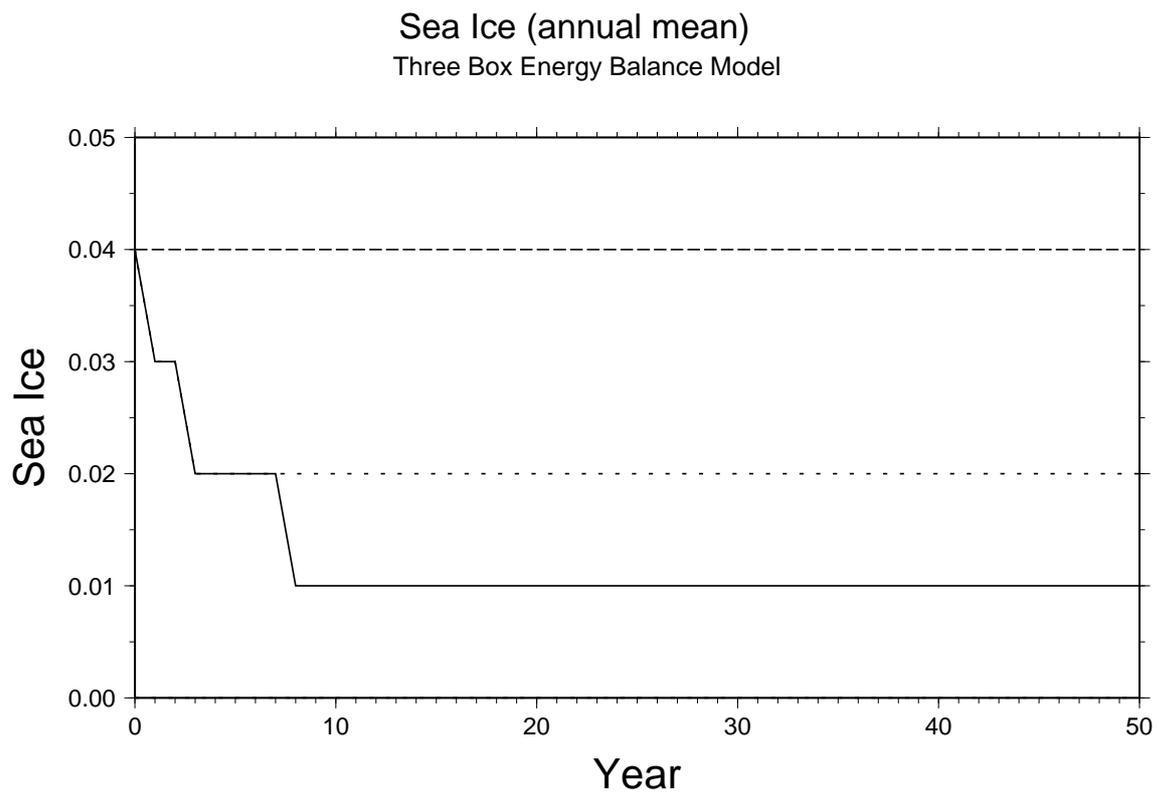


図 23: 3-box モデルにおける実験の雪氷面積の時系列. 大気熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).

Sea Ice Latitude (annual mean)  
Three Box Energy Balance Model

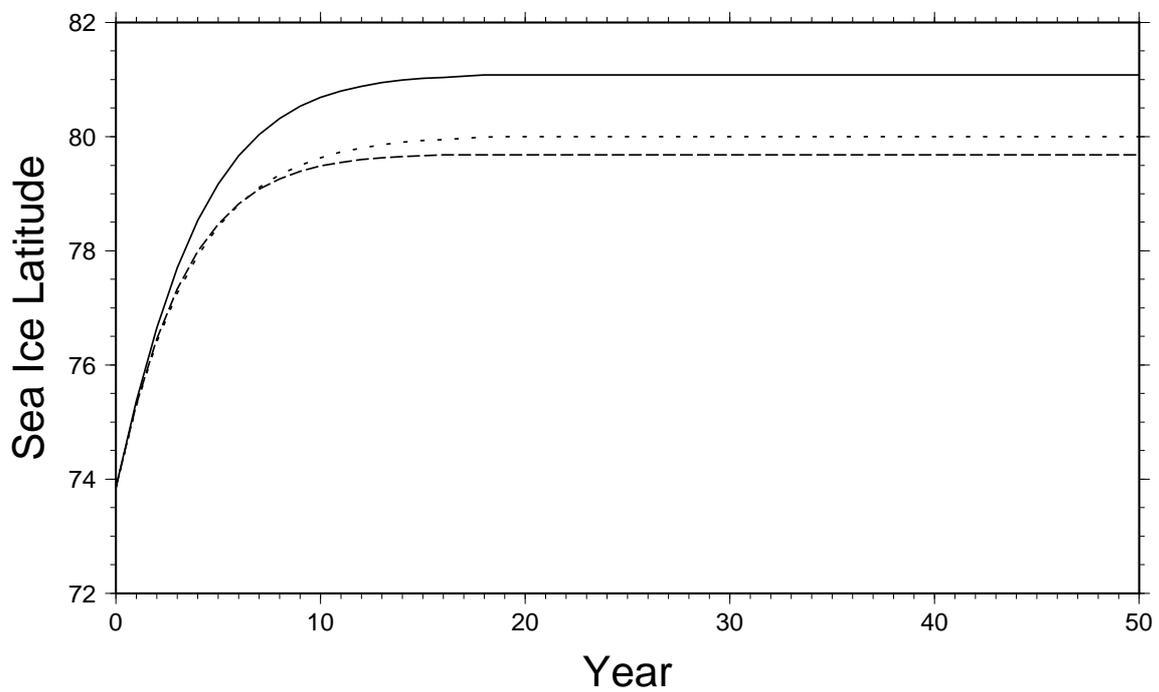


図 24: 3-box モデルにおける実験の雪氷南端緯度の時系列. 大気の熱輸送と地表面アルベドフィードバックを考慮した場合 (実線), 大気の熱輸送がない場合 (点線), 地表面アルベドフィードバックがない場合 (破線).