

平成 23 年度 卒業論文

北極海およびグリーンランドの近年の  
温暖化と北極振動の関係について

筑波大学 生命環境学群 地球学類

地球環境学主専攻

200810786

海野 友美

2012 年 2 月

# 目次

目次	i
表目次	iv
図目次	v
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用データ	4
4 解析方法	5
4.1 AOに伴う気温の変動の定量化	5
4.2 近年の温暖化の解析	5
5 結果	6
5.1 北半球の平面図	6
5.1.1 ジオポテンシャル高度	6
5.1.2 東西風	6
5.1.3 気温	6
5.2 鉛直構造	7
5.2.1 ジオポテンシャル高度及び東西風	7
5.2.2 気温	7
5.3 グリーンランド	8
5.3.1 北緯 70° における経度-高度断面図	8
5.3.2 西経 60° における緯度-高度断面図	8
5.3.3 北緯 50-90°、西経 0-80° における平面図	9
6 考察および結論	10
6.1 グリーンランド付近の温暖化の成因	10
6.2 データの信頼性	10
謝辞	11
参考文献	12

# 北極海およびグリーンランドの近年の温暖化と 北極振動の関係について

海野友美

## 要旨

北極圏の温暖化は、人為的な温室効果ガスの増加によるものの他に、北極振動 (Arctic Oscillation: AO) に伴う自然変動の影響が含まれている。1990 年から 2010 年にかけて北極振動指数 (Arctic Oscillation Index :AOI) は負に転じ、それに伴い、グリーンランドの気温が近年急上昇している。北極評議会の傘下の北極圏監視評価プログラム作業部会は、このままグリーンランドの氷床が融け続けると、今世紀末の海面水位が最大で 1.6m 上昇するとの予測を発表した。これは IPCC の第 4 次報告書による、100 年で最大 0.5m という海面水位の上昇を更新する新たな知見である。しかしこの将来予測は、北極振動などの自然変動を考慮に入れて再検討するべきである。

そこで本研究では、北極海およびグリーンランドの近年の温暖化を、温室効果ガスの増加による人為的強制と北極振動による自然変動に分離し、それぞれの効果の 3 次元的な空間構造と時間変化を比較することで、両者の効果を定量化し、分布の特徴を明らかにした。

AOI に回帰した気温アノマリと 1991–2010 年の気温のトレンドを比較すると、北極域の温暖化のうち、グリーンランド付近の温暖化の大半は北極振動に起因することが説明できた。しかし北極域は観測データが少ないため、他のデータも用いて、今後より検討していく必要がある。

キーワード: 北極振動、地球温暖化、海面上昇、気候変動

# Relationship between the Arctic Oscillation and Recent Warming over the Arctic Ocean and Greenland

Tomomi UMINO

## Abstract

Recent observed Arctic warming may be caused mostly by the increasing anthropogenic greenhouse gases, but the part of the warming may be caused by Arctic Oscillation (AO) which is considered as natural variability of the atmospheric general circulation. During 1990 to 2010 the AO Index has shifted to negative values, which may explain the recent rapid warming over the Arctic Ocean and Greenland. The AMAP project under the Arctic Council (AC) recently announced that the sea level would rise up to 1.6 m by the end of this Century if the Greenland ice sheet continues to melt by this speed. This prediction of the sea level rise is far larger than the value of 0.5 m projected by the Fourth Assessment Report (AR4) of the IPCC. However, we must predict the future sea level rise carefully by taking account of the natural variability due to the Arctic Oscillation.

In this study, the recent warming over the Arctic Ocean and Greenland is decomposed in contributions from the natural variability due to the AO and the anthropogenic global warming due to the increased greenhouse gases. The 3D structures of various meteorological variables regressed with the AO Index are analyzed quantitatively, and the results are compared with the observed trends during 1990 to 2010. According to the results of this study, the recent rapid warming over the Arctic Ocean and Greenland can be explained mostly by the features of the AO. Considering the oscillating characteristics of the natural variability by the AO, it is suggested that the prediction of the sea level rise of 1.6 m by the end of this Century is likely to overestimate the reality of the future sea level rise.

**Key Words:** Arctic Oscillation, Global warming, Sea level rise, Decadal variability

## 表 目 次

1	使用データについて . . . . .	4
---	---------------------	---

## 図 目 次

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).	13
2	グリーンランドの地形図. コンター間隔は 200m で太い破線は氷縁 (Ralf 2004 より引用).	14
3	1949 年から 2011 年の AOI 時系列.	15
4	AOI に回帰した (上) 地上気温 (SAT) アノマリおよび (下) 地上気圧 (SLP) アノマリ. 期間は 1949 年から 2010 年.	16
5	AOI に回帰した北半球ジオポテンシャル高度アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面.	17
6	AOI に回帰した北半球東西風アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面.	18
7	(上)AOI に回帰した北半球 1000hPa 面での気温アノマリ. (下)1991 年から 2010 年の気温のトレンド.	19
8	AOI に回帰した北半球ジオポテンシャル高度アノマリ (上) および東西風アノマリ (下). 同緯度で帯状平均してある.	20
9	AOI に回帰した気温アノマリ (上) および気温のトレンド (下). 同緯度で帯状平均してある.	21
10	北緯 70 °における AOI に回帰したジオポテンシャル高度 (上) および東西風 (下) の経度-高度断面図.	22
11	北緯 70 °における AOI に回帰した気温の経度-高度断面図.	23
12	西経 60 °における AOI に回帰したジオポテンシャル高度 (上) および東西風 (下) の緯度-高度断面図.	24
13	西経 60 °における AOI に回帰した気温の緯度-高度断面図.	25
14	AOI に回帰したジオポテンシャル高度アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.	26
15	AOI に回帰した東西風アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.	27
16	(上)AOI に回帰した気温アノマリ. (下) 気温のトレンド. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.	28
17	1979–2001 年の気温のトレンドの帯状平均図. a 冬 (12–2 月)、b 春 (3–5 月)、c 夏 (6–8 月)、d 秋 (9–11 月) (Graversen et al. 2008 より引用).	29

# 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 2) 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)。

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、北極航路の開発や資源問題とも関係し、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。地球温暖化は北極圏においてもっとも顕著に発現する。その原因として挙げられるアイス・アルベドフィードバックは温暖化を増強するメカニズムであり、このメカニズムを含まない水惑星モデルによる研究でも、北極圏の温暖化が顕著となることが知られている。これを Arctic Amplification (北極圏温暖化の増幅) といい (Serreze and Francis 2006)、その物理的・力学的メカニズムの解明が重要とされている。さらに、北極圏の 10 年から 100 年スケールの温暖化には、人為的な温室効果ガスの増加によるものの他に、AO に伴う大振幅の自然変動の影響が含まれており (Ohashi and Tanaka 2010)、両者の定量的な分離と詳細なメカニズムの研究が、国際北極科学委員会 (International Arctic Science Committee :IASC) の最重要課題のひとつとされている (IASC Bulletin 2011)。

北極圏や北半球の温暖化の空間的特徴を支配する北極振動は、1980 年代末に正極のピークを迎え、地球温暖化の約半分が北極振動によるものと考えられた (Wallace and Thompson 2002)。ところが、その後 2010 年にかけて北極振動指数 (AOI) は負に転じ、

北半球中緯度の冬季の気温が低下または横ばいとなる一方で、グリーンランドの気温が10年スケールで急上昇している(気象庁異常気象分析検討会 2010)。そのため、北極評議会(Arctic Council :AC)傘下の研究組織(Arctic Monitoring and Assessment Program :AMAP)は2011年5月に、このままグリーンランドの氷床が融け続けると、今世紀末の海面水位が最大で1.6 m 上昇するとの予測を発表した。これは気候変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC)の第4次報告による100年で最大0.5 m という海面水位の上昇を更新する新たな科学的知見として注目されている。しかし、これが自然変動によるものだとすると、この知見は再検証される必要がある。

本研究で焦点を当てたグリーンランドの地形図をGrave (2004)より引用する(図2)。グリーンランドは面積の約85%は氷床に覆われており、北緯60°–84°、西経20°–70°付近に位置する。



## 2 目的

本研究では、北極海およびグリーンランドの近年の温暖化を、温室効果ガスの増加による人為的強制と北極振動による自然変動に分離し、それぞれの効果の3次元的な空間構造と時間変化を比較することで、両者の効果を定量化し、分布の特徴を明らかにする。

### 3 使用データ

本研究では、アメリカ環境予報センター (National Centers for Environmental Prediction) とアメリカ大気研究センター (National Center for Atmospheric Research) の共同による NCEP/NCAR 再解析プロジェクトによって作成されたデータを用いる。NCEP/NCAR 再解析データは、1948 年 1 月以降の長期のデータを使って、新しい大気の実験をすることと同時に、現在の大気の状態を解析して作成されている。使用するデータの概要は以下の表 1 の通りである。

再解析データとは、同一の数値予報モデルとデータ同化手法を用いて、過去数十年間にわたりデータ同化を行い、長期間にわたってできる限り均質になるように作成したデータセットのことである。このような均質な大気解析データセットは極めて信頼度の高い基礎資料になり得る。特に気候変動の解明、大気大循環の解析と全球のエネルギー循環の研究の際には有用である。

表 1: 使用データについて

種類	NCEP/NCAR 再解析データ
期間	1948 年 1 月から 2010 年 2 月の冬季 (DJF)
時間間隔	00Z, 06Z, 12Z, 18Z
水平グリッド間隔	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
鉛直グリッド間隔	17 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)
気象要素	ジオポテンシャル高度 $Z$ , 気温 $T$ , 東西風 $u$ , 海面更正気圧 $P_s$

## 4 解析方法

### 4.1 AOに伴う気温の変動の定量化

AOに対応する気温の変動を解析するために、気温とAOIの回帰を行う。回帰にはSLPにより計算されたThompson and Wallace (1998)の定義に基づくAOIを用いる。AOI時系列は図3のようになる。気温をAOIに回帰することで、AOに対応する気温の空間構造を求め、この空間構造とAOIの積を求めることで、AOに対応する気温の変動を算出する。

### 4.2 近年の温暖化の解析

AOIは1980年代末に正のピークを迎えたが、その後2010年にかけてはAOIは負に転じ、北半球中緯度の冬季の気温が低下または横ばいとなる一方で、グリーンランドの気温が10年スケールで急上昇している。その傾向が強い1991–2010年の20年間の気温のトレンドを解析し、気温のトレンドと前小節で説明したAOIに回帰した気温のトレンドを比較することで、近年の温暖化がAOにどれだけ起因しているかを解析する。線形トレンドを計算する際には最小二乗法を用いた。

## 5 結果

### 5.1 北半球の平面図

#### 5.1.1 ジオポテンシャル高度

図5はAOIに回帰したジオポテンシャル高度アノマリである。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。(上)は500hPa面、(下)は1000hPa面。コンター間隔は5mであり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。

500hPa面でのジオポテンシャル高度アノマリ(図5上)はグリーンランド島の南方に60mを超える負の偏差の中心があり、高緯度では負偏差が卓越している。一方、西ヨーロッパ付近には50m近い正の偏差の中心が、また東アジア付近には20mを超える正の偏差の中心があり、中緯度では正偏差が卓越している。1000hPa面でも同様に、高緯度ではグリーンランドの東海上を中心とした負偏差が、中緯度では正偏差が卓越している。つまり、この期間でのAOIに回帰したジオポテンシャル高度アノマリは、AOI正の構造をとっていることがはっきりと見てとれる。

#### 5.1.2 東西風

図6はAOIに回帰した東西風アノマリである。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。(上)は500hPa面、(下)は1000hPa面。コンター間隔は0.4m/sであり、西風偏差を実線、東風偏差を破線で表している。

この図をみると、大西洋上の中緯度では西風偏差が大きくなっているのが特徴的である。AOIが正の時には偏西風が強化され、中緯度のヨーロッパでは温和で雨が多くなる(田中 2007)という特徴と一致している。

#### 5.1.3 気温

図7(上)はAOIに回帰した1000hPa面での気温アノマリである。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は0.4℃であり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。図7(下)は1000hPa面での気温のトレンドである。期間は1991年～2010年のDJF(12月～2月)である。コンター間隔は0.5℃/decadeであり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。

AOIに回帰した気温のアノマリ(図7上)は、高緯度ではグリーンランドの西海上を中心として負の偏差、中緯度では正偏差がみられ、AOI正の構造をとっている。一

方、気温のトレンド (図 7 下) は、高緯度での昇温が顕著であり、正の偏差の中心はグリーンランドの西海上とヨーロッパの北海上の 2 か所に位置している。両者を比較すると、グリーンランドの西海上での大きな偏差の中心の場所がほぼ一致していることがみてとれる。

## 5.2 鉛直構造

### 5.2.1 ジオポテンシャル高度及び東西風

図 8 (上) は AOI に回帰したジオポテンシャル高度アノマリを帯状平均した、緯度-高度断面図である。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は 10m であり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。高緯度では大きな負の偏差が、緯度 40-50 °付近では正の偏差が目立ち、2 つのジェットがはっきりと見ることができる。

図 8 (下) は AOI に回帰した東西風アノマリを帯状平均した、緯度-高度断面図である。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は 1m/s であり、西風偏差を実線、東風偏差を破線で表している。中緯度では西風偏差、低緯度では東風偏差が顕著であり、AOI 正の時の特徴がはっきりとみることができる。

### 5.2.2 気温

図 9 (上) は AOI に回帰した気温アノマリを帯状平均した、緯度-高度断面図である。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は 0.1 °C であり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。図 9 (下) は気温のトレンドを帯状平均した、緯度-高度断面図である。期間は 1991 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) である。コンター間隔は 0.5 °C/decade であり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。

AOI に回帰した気温アノマリの帯状平均緯度-高度断面図 (図 9 上) では高緯度の中層に大きな負の偏差があるのが特徴的であり、上層では正の偏差がみられる。中緯度の下層や低緯度の中層には正の偏差がみられる。一方、気温トレンドの帯状平均緯度-高度断面図 (図 9 下) では、高緯度の下層および中層での正の偏差がみられる。両者を比較すると、高緯度中層での偏差の中心の位置が一致していることがみてとれる。

## 5.3 グリーンランド

ここではグリーンランドに焦点を当てて解析をしていく。グリーンランドは世界最大の島であり、面積の約85%は氷床に覆われている(図2)。北緯60°–84°、西経20°–70°付近に位置する。

### 5.3.1 北緯70°における経度–高度断面図

図10(上)はAOIに回帰したジオポテンシャル高度アノマリの北緯70°における経度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は5mであり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。北緯70°においては全ての地点において負偏差をとっており、特に負偏差が大きいのは西経60°付近の上層および東経120°付近の上層である。

図10(下)はAOIに回帰した東西風アノマリの北緯70°における経度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は1m/sであり、西風偏差を実線、東風偏差を破線で表している。北緯70°においては地表近くは大きな偏差は見られないが、上層に行くほど西風偏差が顕著となり、特に西経150°と東経0°の上層に大きな西風偏差がみられる。

図11はAOIに回帰した気温の北緯70°における経度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は0.1°であり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。西経60°(グリーンランド)の下層–中層、東経120°の中層–上層に大きな負の偏差が、東経0–120°付近の下層および西経0–180°付近の上層に正の偏差がみられる。

### 5.3.2 西経60°における緯度–高度断面図

図12(上)はAOIに回帰したジオポテンシャル高度アノマリの西経60°における緯度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は5mであり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。北緯50–90°では上層にいくにつれ負の偏差が大きくなり、一方、北緯40°付近の中層では正偏差がみられる。図12(下)はAOIに回帰した東西風アノマリの西経60°における緯度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は1m/sであり、西風偏差を実線、東風偏差を破線で表している。高緯度および北緯30°付近では東風偏差が、中緯度では西風偏差がみられる。図13はAOIに回帰した気温の西経60°における緯度–高度断面図である。期間は1949年～2010年のDJF(12月～2月)で気候値は全期間の平均

としている。コンター間隔は0.1 であり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。西経 60° とは図 2 のグリーンランドの地形図から分かるようにグリーンランドの西海上を通っており、図 13 でグリーンランドの位置する北緯 60–80° 付近には大きな負の偏差をみることができる。

### 5.3.3 北緯 50–90°、西経 0–80° における平面図

図 14 は AOI に回帰した北緯 50–90°、西経 0–80° におけるジオポテンシャル高度アノマリである。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。(上) は 500hPa 面、(下) は 1000hPa 面。コンター間隔は 5m であり、正偏差を実線、負偏差を破線で表している。グリーンランド付近では負偏差が卓越することが分かるが、特に 500hPa 面ではグリーンランド島の南方に負の偏差の中心をみることができる。

図 15 は AOI に回帰した北緯 50–90°、西経 0–80° における東西風アノマリである。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。(上) は 500hPa 面、(下) は 1000hPa 面。コンター間隔は 1m/s であり、西風偏差を実線、東風偏差を破線で表している。グリーンランド付近は弱い東風偏差であり、グリーンランドの南海上には、ヨーロッパに温和な気候をもたらす偏西風がみられる。

図 16 (上) は AOI に回帰した北緯 50–90°、西経 0–80° における 1000hPa 面での気温アノマリである。期間は 1949 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) で気候値は全期間の平均としている。コンター間隔は 0.4 であり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。図 16 (下) は北緯 50–90°、西経 0–80° における 1000hPa 面での気温のトレンドである。期間は 1991 年～2010 年の DJF (12 月～2 月) である。コンター間隔は 0.4 /decade であり、正偏差を実線と赤いシェード、負偏差を破線と青いシェードで表している。両図を比較すると、AOI に回帰した気温アノマリ (上) の負の偏差と気温のトレンド (下) の正の偏差がグリーンランドの西海上という同位置にあることがはっきりとみられる。

## 6 考察および結論

### 6.1 グリーンランド付近の温暖化の成因

NCEP/NCAR 再解析データを用いて、AOI に回帰した気温のアノマリと 1991–2010 年の気温のトレンドを算出し比較することで、グリーンランド付近の温暖化パターンを AOI の変動に関連付けて解析することで、以下のようなグリーンランド付近の温暖化と AO の関係が推測できた。

AOI は 1980 年代末に正のピークを迎え、その後 2010 年にかけては AOI は負に転じた (図 3)。つまり本研究で気温のトレンドを算出した 1991–2010 年の期間は AO が負の傾向にあり、この期間にグリーンランドの気温は急上昇しているという結果が得られた (図 7 下)。この結果は、気象庁異常気象分析検討会 (2010) の結果に矛盾しない。

また、この期間の気温の上昇はグリーンランド付近に限らず北極域全体にわたって言えることである (図 7 下)。特に気温の上昇が大きい、正偏差の中心はグリーンランドの西海上およびヨーロッパの北海上の 2 か所に位置する。一方、AOI に回帰した気温のアノマリの負偏差の中心はグリーンランドの西海上にあり、北極海上には負の偏差は見られない (図 7 上)。つまり、北極域の温暖化のうち、グリーンランド付近のものは北極振動に大きく起因していると考えることができる。

### 6.2 データの信頼性

本研究では NCEP/NCAR 再解析データを用いて解析を行ったが、Graversen et al. (2008) ではヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts :ECMWF) の再解析プロジェクト ERA-40 のデータを用いて、北半球の気温の鉛直構造を把握している (図 17)。しかし、James A. Screen et al. (2011) において ERA-40 は北極・南極の氷に覆われた海上の対流圏下層 (約 500hPa より下層) で低温のバイアスが見られることが示されている。また、このエラーは ERA-40 に特有のものであり、他の再解析データは、観測された北極域の気温とほとんど一致していることから、北極域の研究に用いるには十分であることも同時に示されている。

再解析データは観測データよりも空間的・時間的に解像度が高く、気候変動を解析する上で重要なツールである。しかし特に極域では観測データが少ないため、再解析データの扱いには注意が必要となる。また、本研究で焦点を絞ったグリーンランドは、約 85% が氷床に覆われ標高も高いため、再解析データを用いるには特に注意が必要となる。グリーンランド付近を正確に解析するためには、他のデータ (特に観測データ) も検討する必要があるであろう。



## 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田中博教授には、研究テーマの設定から研究内容、研究の進め方まで、様々な質問に対し懇切丁寧に御指導していただきました。心から感謝の意を表します。また、同大学計算科学研究センター寺崎康児研究員をはじめ、大気大循環研究室の大学院の先輩方には、研究に対する貴重な御意見や技術的な御指導を賜りました。さらに、同大学生命環境科学研究科の林陽生教授、上野健一准教授、植田宏昭准教授、日下博幸准教授には様々な発表の場において貴重な御意見、御指摘をいただきました。また、共に卒業論文を進めてきた大気科学分野の4年生の皆様には、時折良き相談相手となっていただきました。最後に、本論文に関わった全ての皆様には心から感謝の意を表すと共に篤くお礼を申し上げます。

## 参考文献

- IASC Bulletin, 2011: *International Arctic Science Committee 2011*, 81 pp.
- James A. Screen and Ian Simmonds, 2011: Erroneous Arctic temperature trends in the ERA-40 reanalysis: A closer look. *J. Climate*, **24**, 2620–2627.
- Ohashi, M., and H. L. Tanaka, 2010: Data analysis of warming pattern in the Arctic. *SOLA*, **6A**, 1–4.
- 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.
- Greve, R. 2004: Evolution and dynamics of the Greenland ice sheet over past glacial-interglacial cycles and in future climate-warming scenarios. Proc. 5th Intl. Workshop on Global Change: Connection to the Arctic. 15–16 November 2004, Tsukuba Japan, 42–45.
- Rune G. Graversen, Thorsten Mauritsen, Michael Tjernstrom and Gunilla Svensson, 2008: Vertical Structure of recent Arctic warming. *Nature*, Vol.541, 3 January 2008
- 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.
- 田中博, 2007: 偏西風の気象学. 成山堂, 174pp.
- 長門祐太, 2011: 北極振動による自然変動を除いた人為的地球温暖化の定量化. 筑波大学地球学類卒業論文, 50 pp.

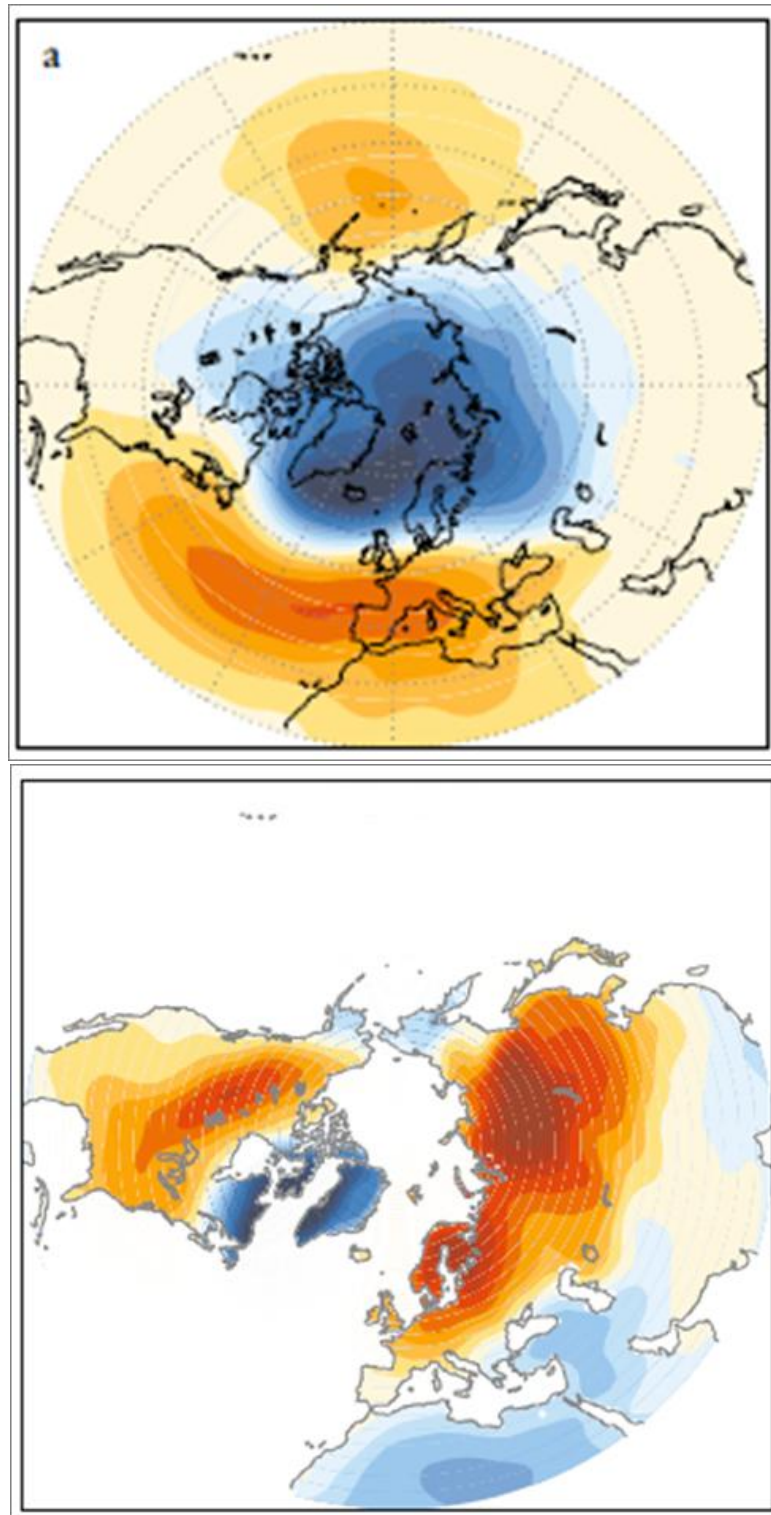


図 1: AO に伴う (上) 地上気圧偏差および (下) 地上気温偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

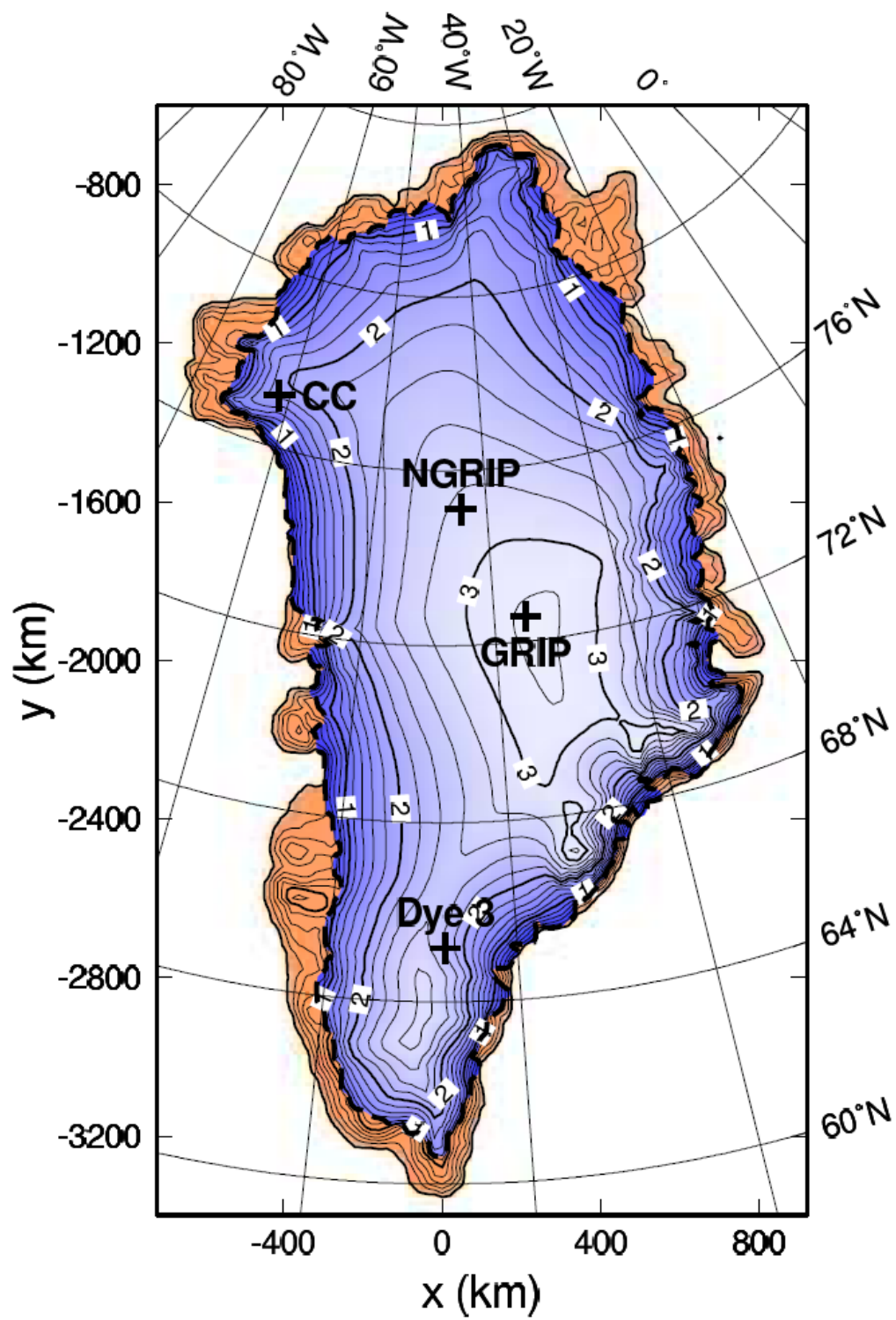


図 2: グリーンランドの地形図. コンター間隔は 200m で太い破線は氷縁 (Ralf 2004 より引用).

# Arctic Oscillation Index NCEP/NCAR reanalysis

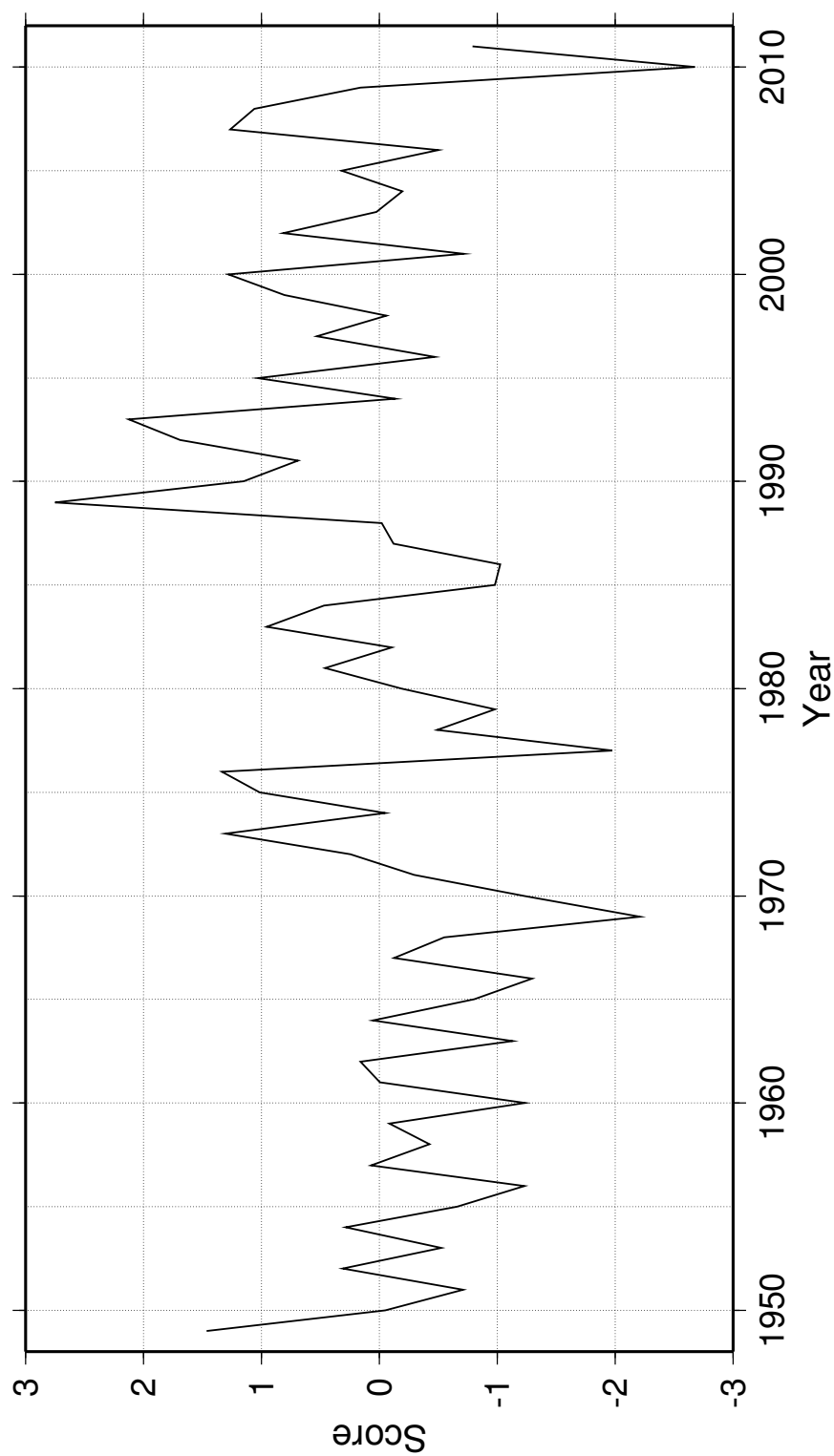


図 3: 1949 年から 2011 年の AOI 時系列.

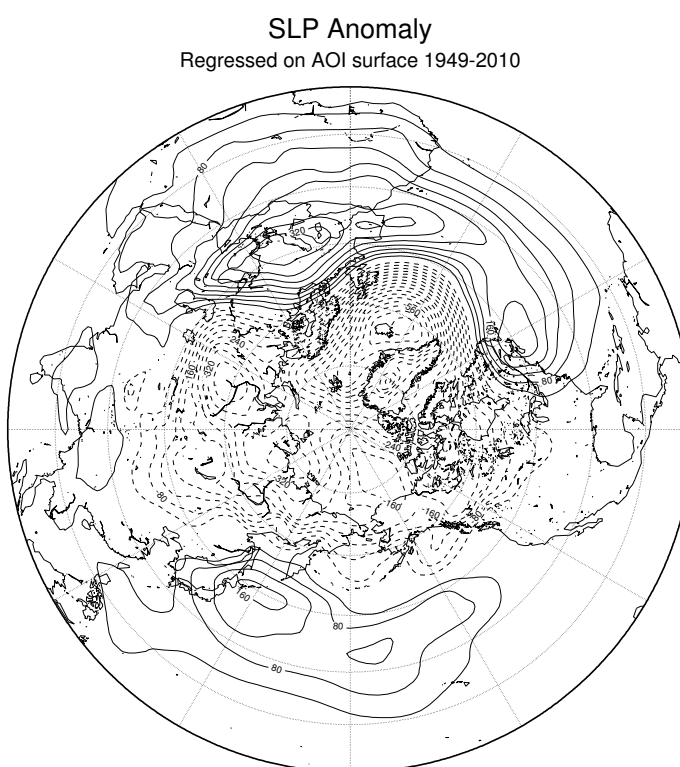
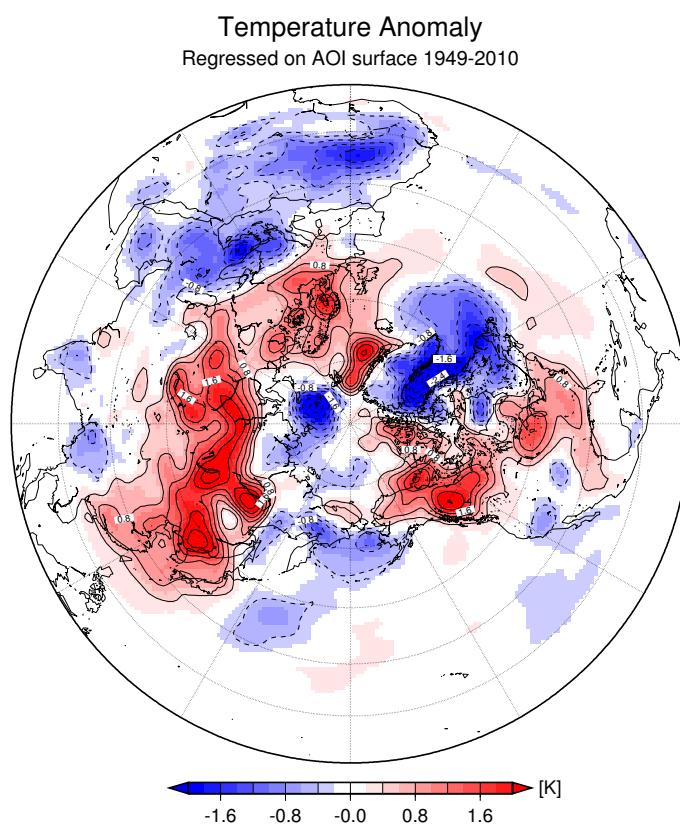
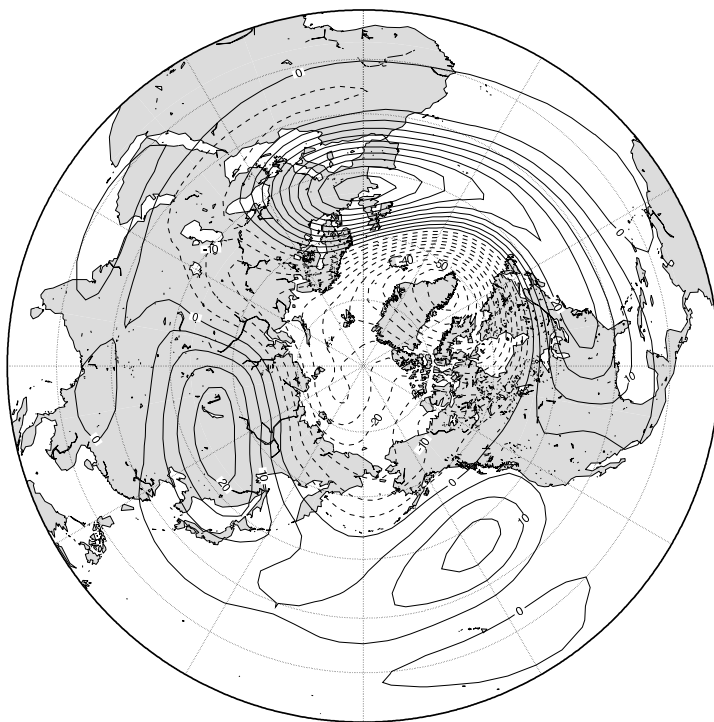


図 4: AOI に回帰した (上) 地上気温 (SAT) アノマリおよび (下) 地上気圧 (SLP) アノマリ. 期間は 1949 年から 2010 年.

500 hPa Height regressed on AOI



1000 hPa Height regressed on AOI

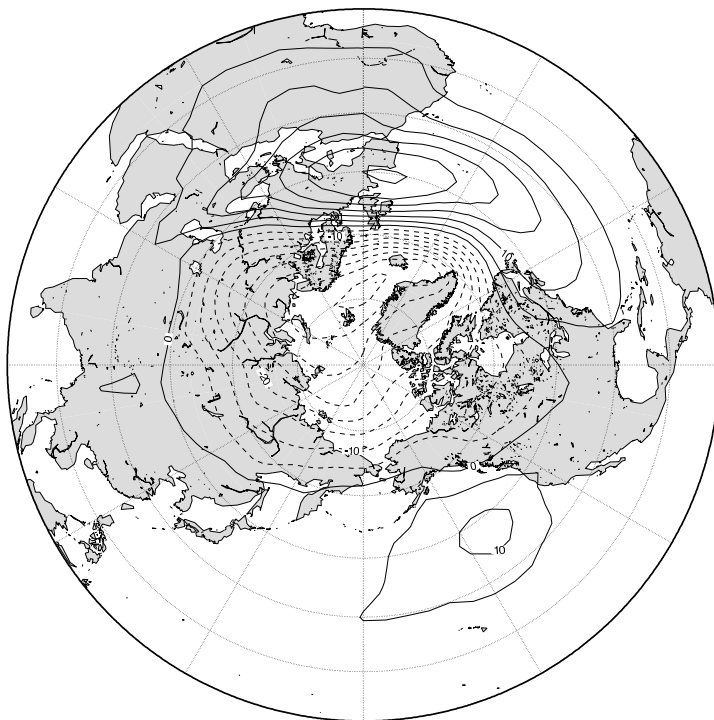
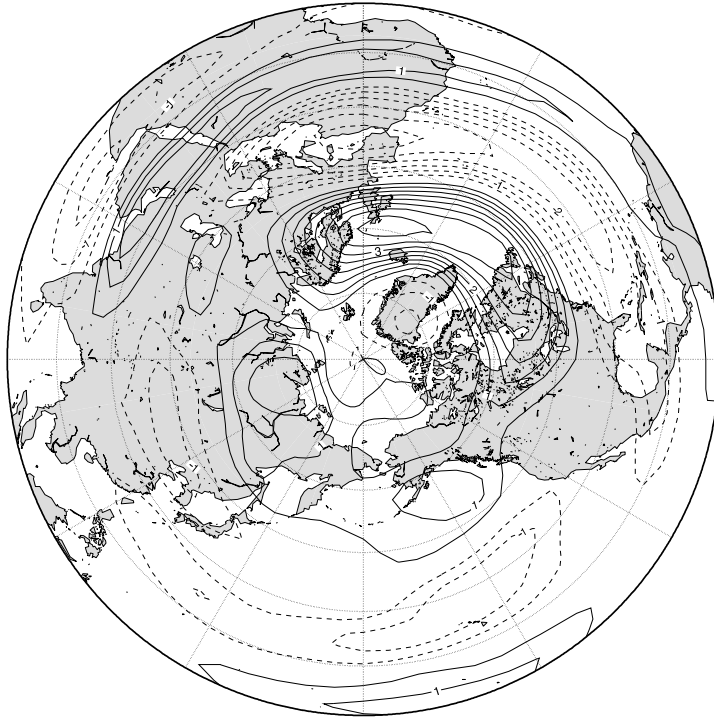


図 5: AOI に回帰した北半球ジオポテンシャル高度アノマリ. (上)500hPa 面.  
(下)1000hPa 面.

500 hPa Zonal Wind regressed on AOI



1000 hPa Zonal Wind regressed on AOI

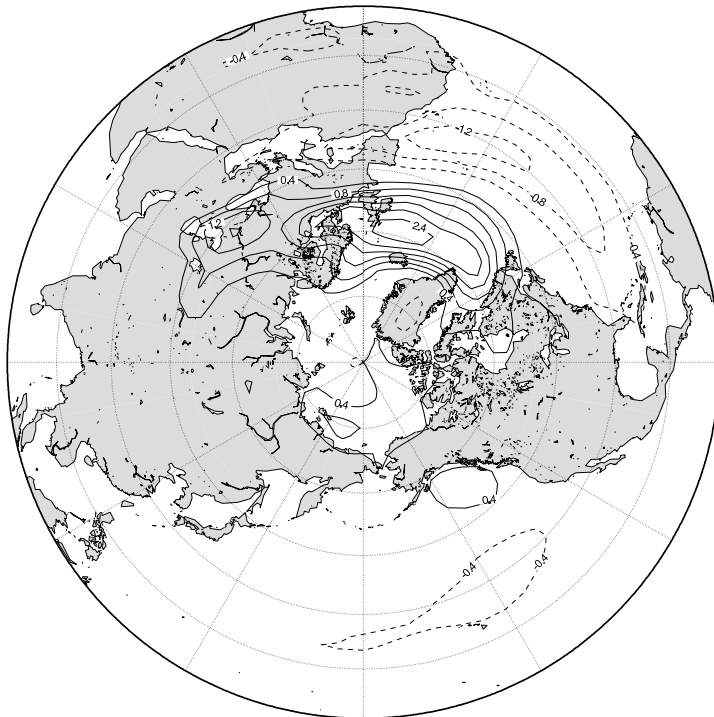
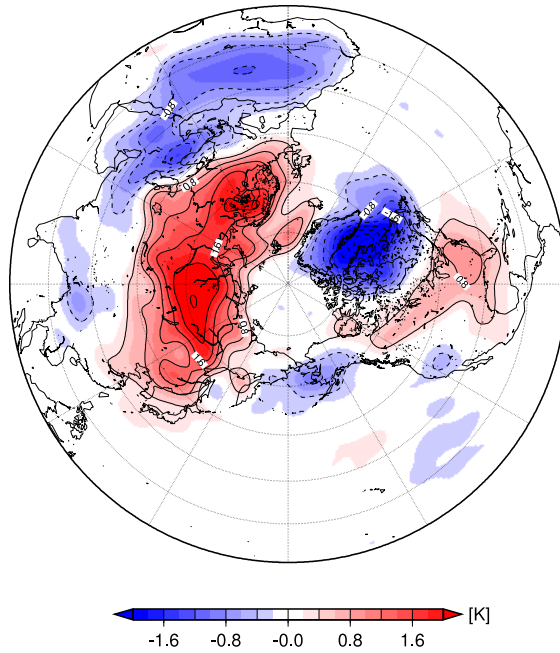


図 6: AOI に回帰した北半球東西風アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面.



1000 hPa Temperature regressed on AOI



linear trend of Temperature (1000hPa)

1991-2010

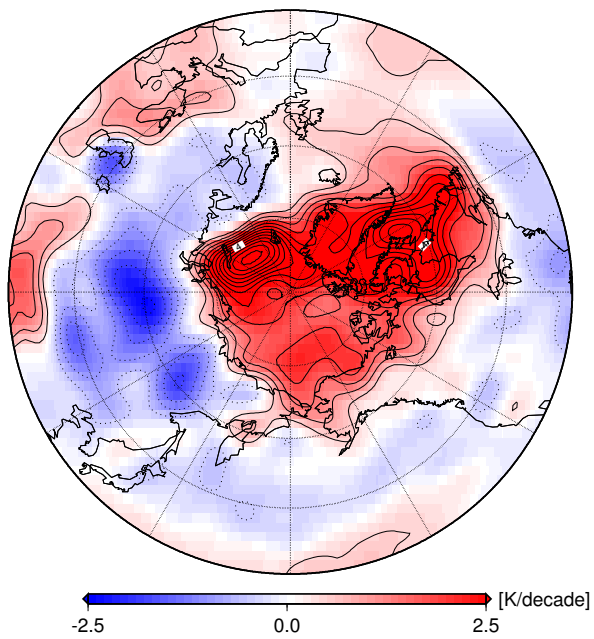


図 7: (上)AOI に回帰した北半球 1000hPa 面での気温アノマリ. (下)1991 年から 2010 年の気温のトレンド.

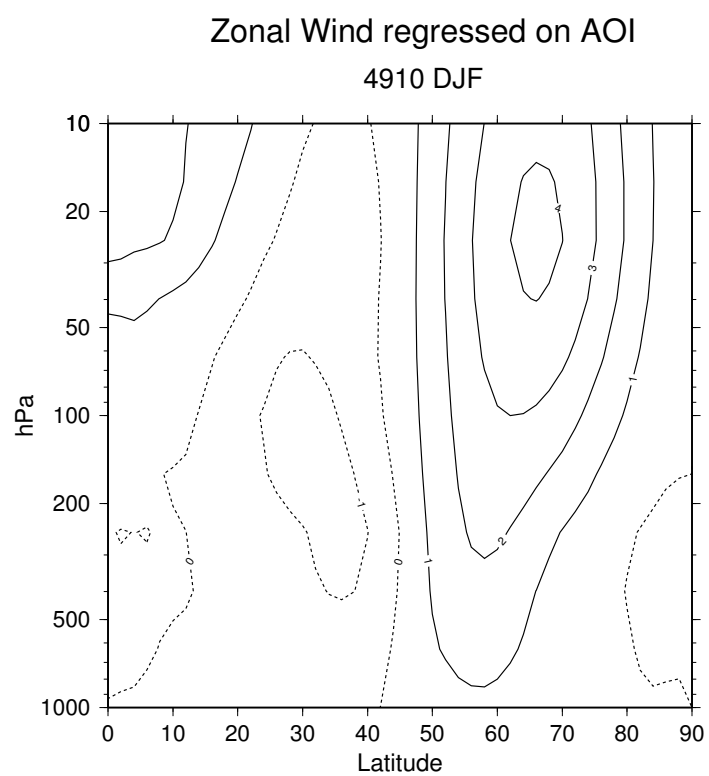
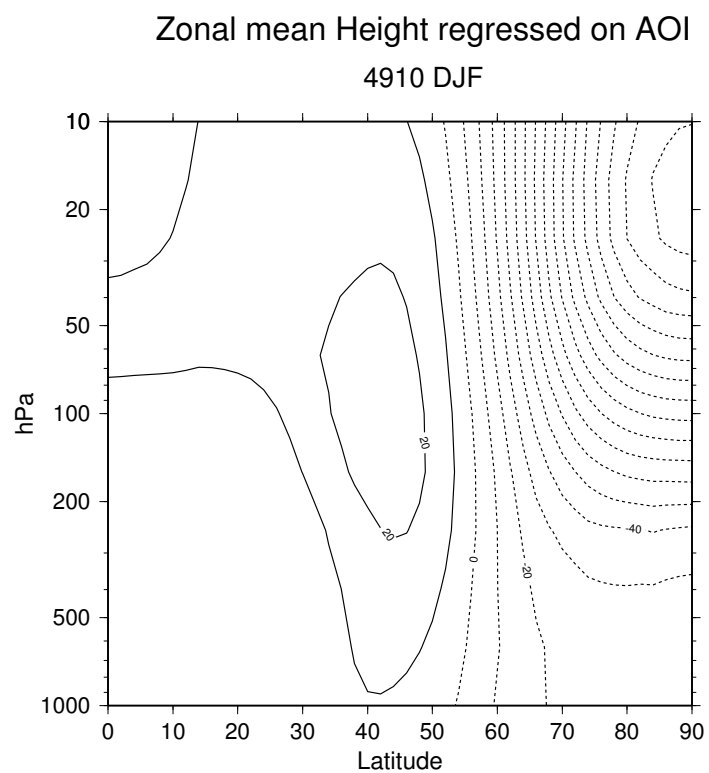


図 8: AOI に回帰した北半球ジオポテンシャル高度アノマリ (上) および東西風アノマリ (下). 同緯度で帯状平均してある.

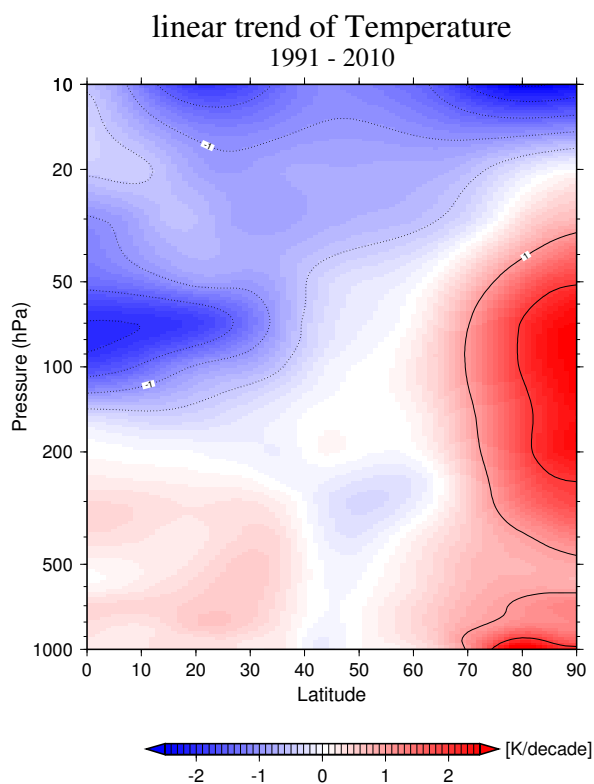
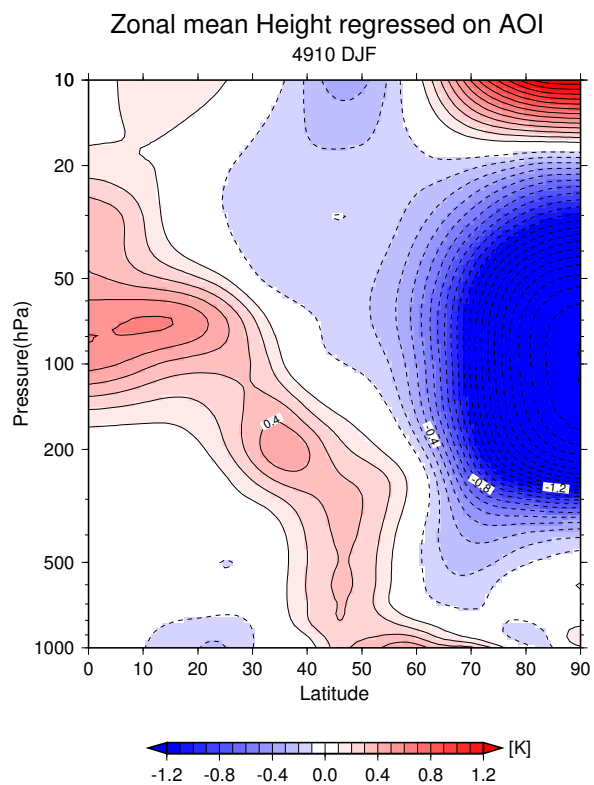


図 9: AOI に回帰した気温アノマリ (上) および気温のトレンド (下). 同緯度で帯状平均してある.

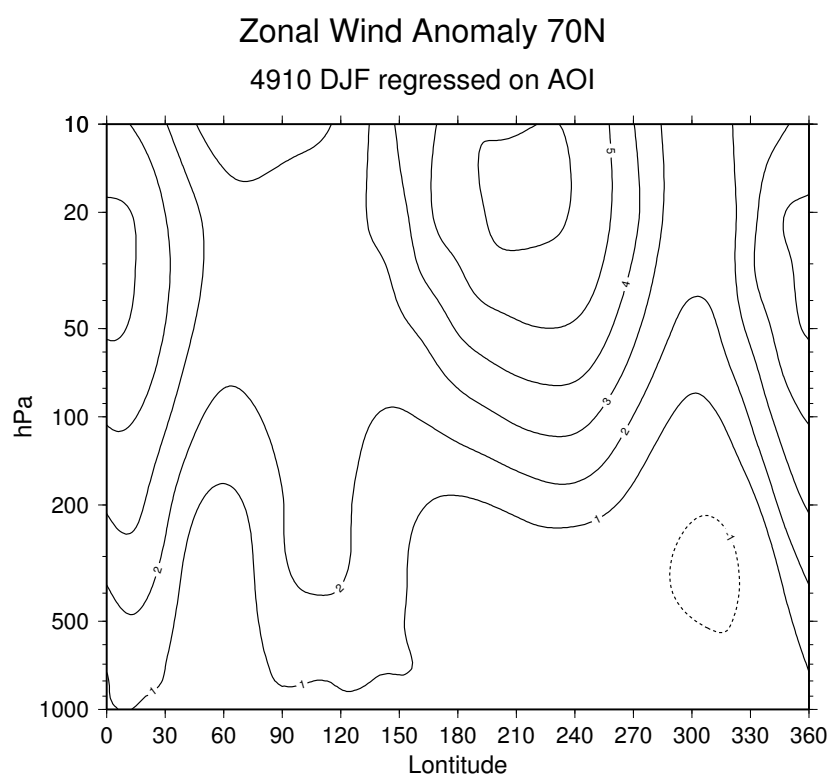
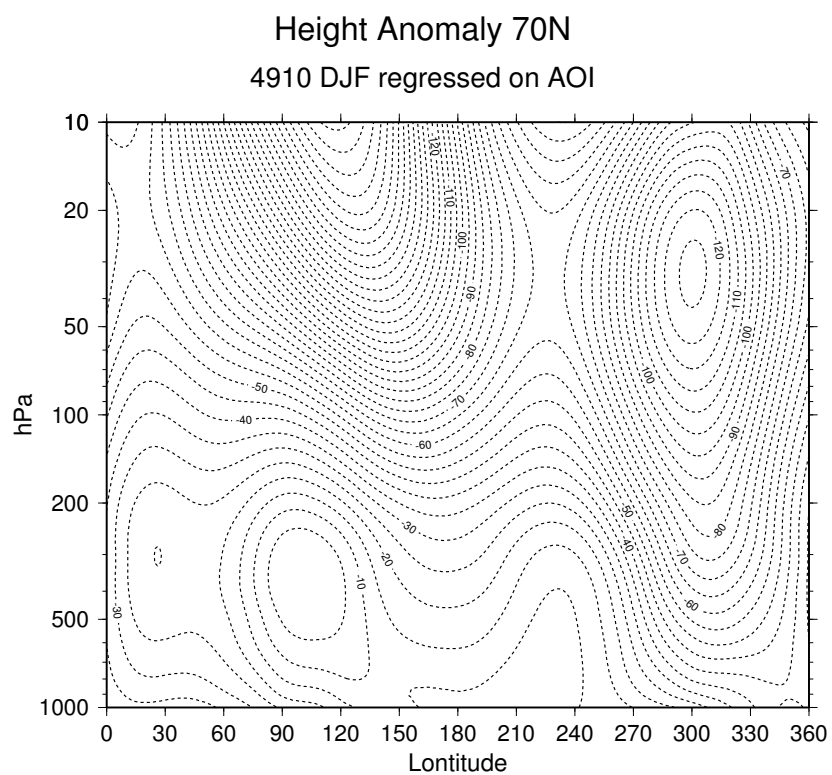


図 10: 北緯 70 °における AOI に回帰したジオポテンシャル高度 (上) および東西風 (下) の経度-高度断面図.

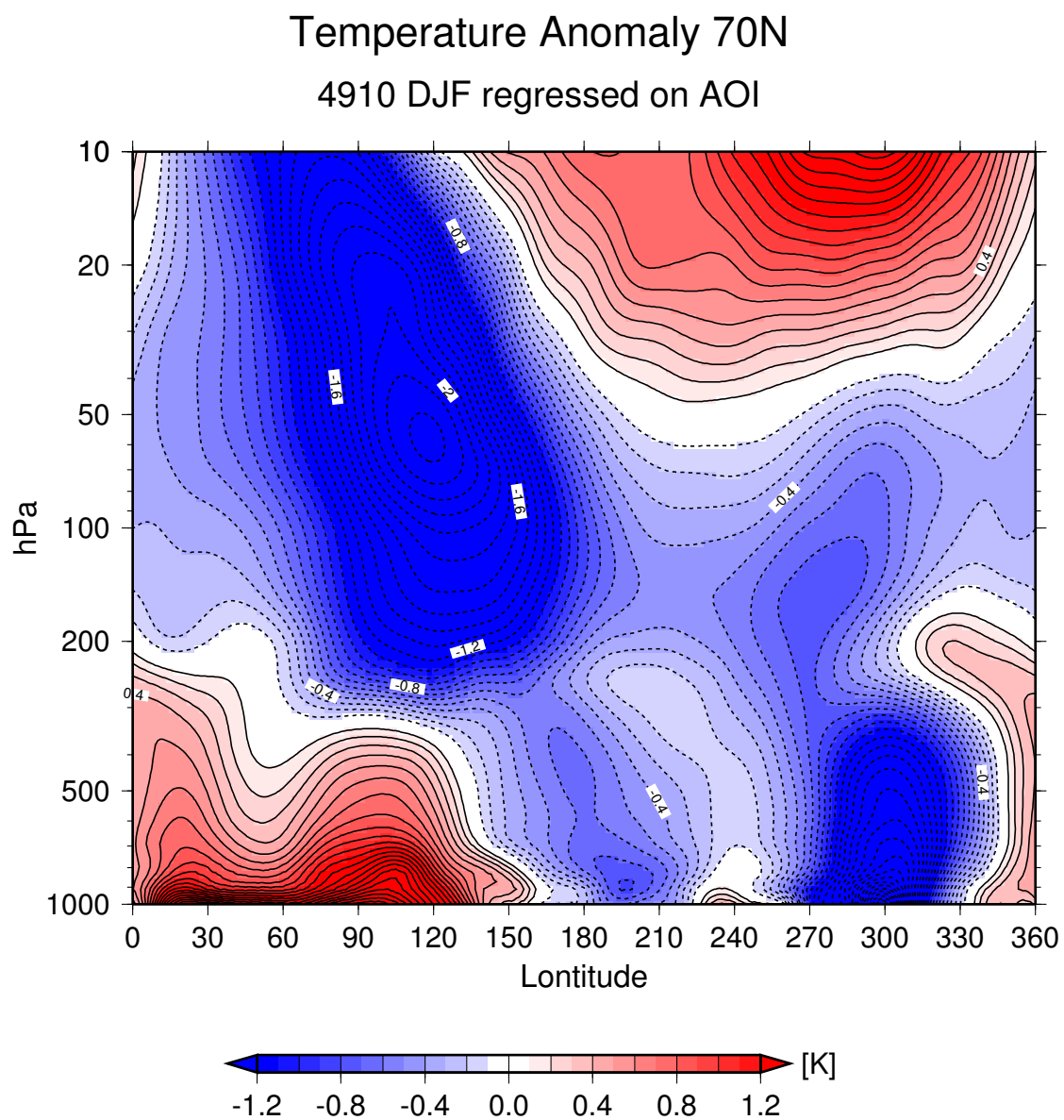


図 11: 北緯 70 °における AOI に回帰した気温の経度-高度断面図.

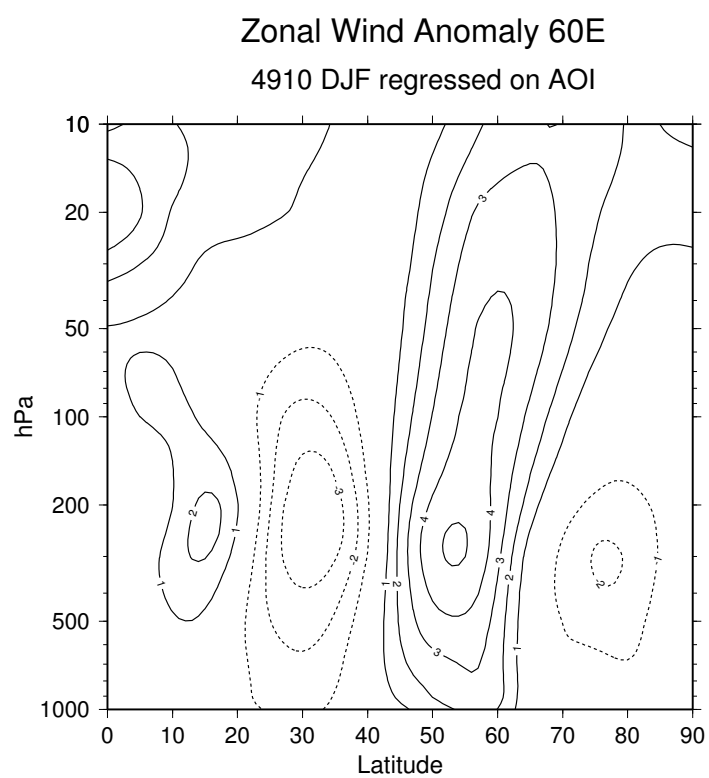
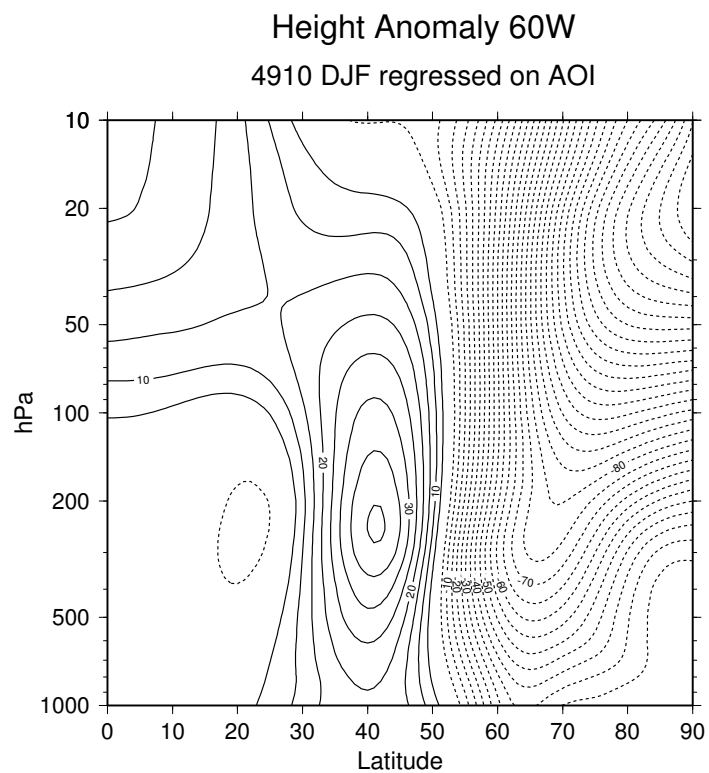


図 12: 西経 60 °における AOI に回帰したジオポテンシャル高度 (上) および東西風 (下) の緯度-高度断面図.

## Temperature Anomaly 60W

4910 DJF regressed on AOI

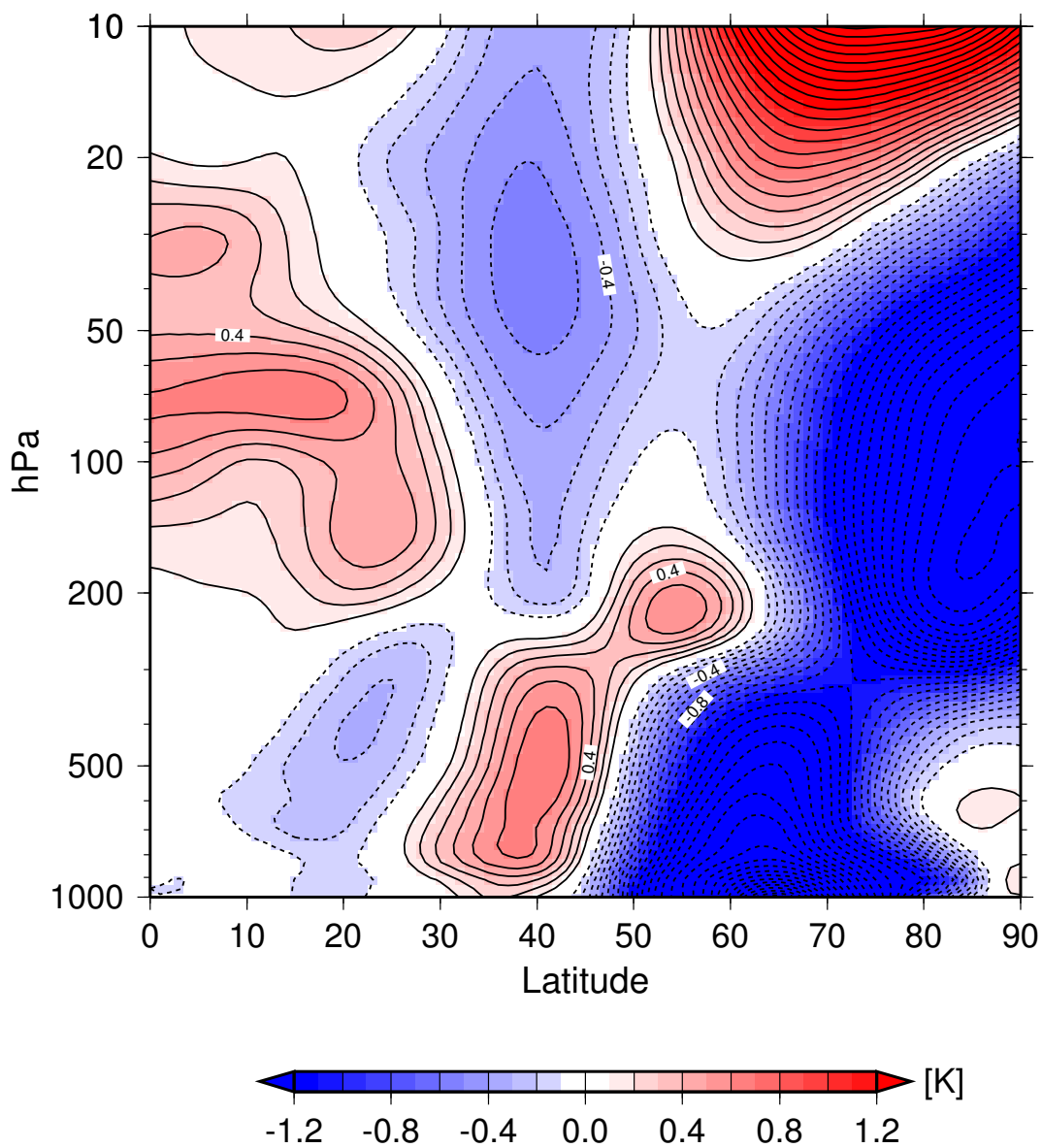
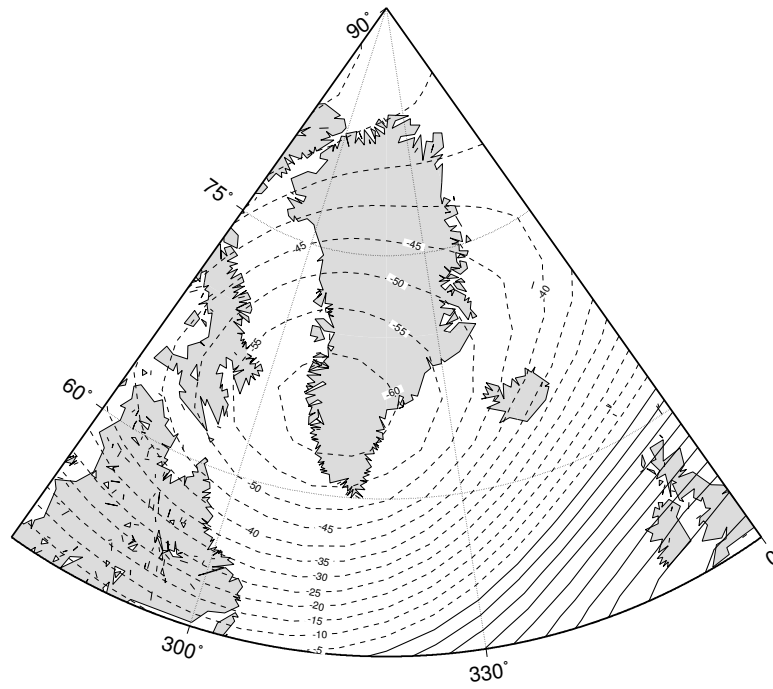


図 13: 西経 60 °における AOI に回帰した気温の緯度-高度断面図.

500 hPa Height regressed on AOI



1000 hPa Height regressed on AOI

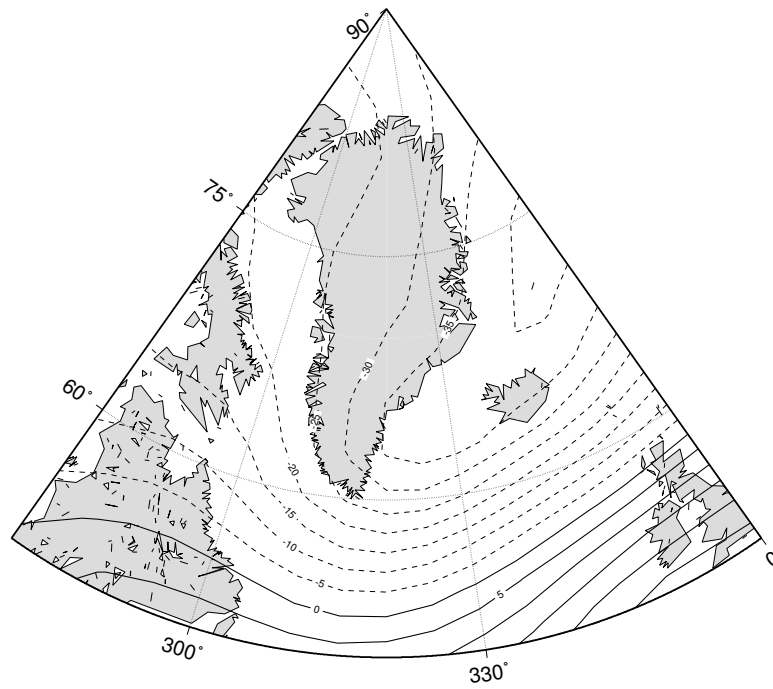
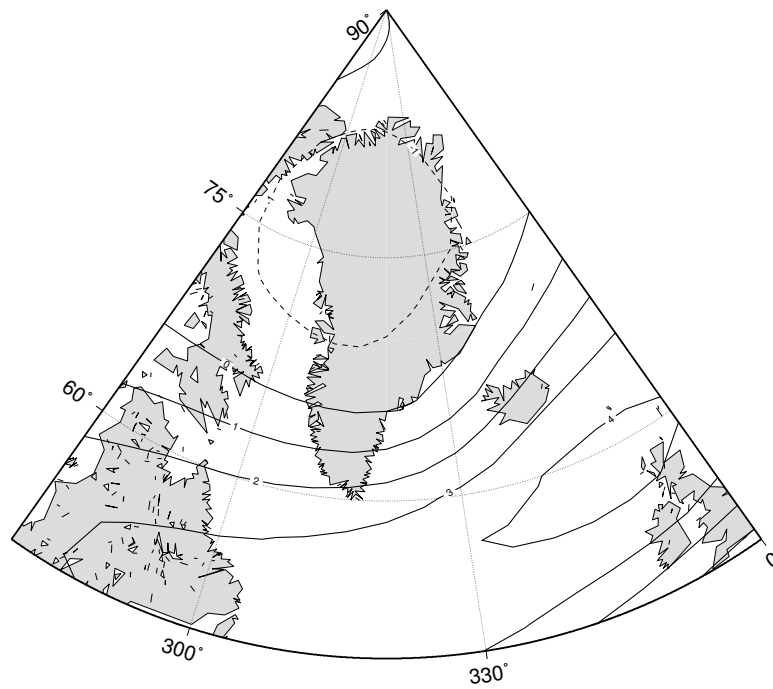


図 14: AOI に回帰したジオポテンシャル高度アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.



500 hPa Zonal Wind regressed on AOI



1000 hPa Zonal Wind regressed on AOI



図 15: AOI に回帰した東西風アノマリ. (上)500hPa 面. (下)1000hPa 面. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.

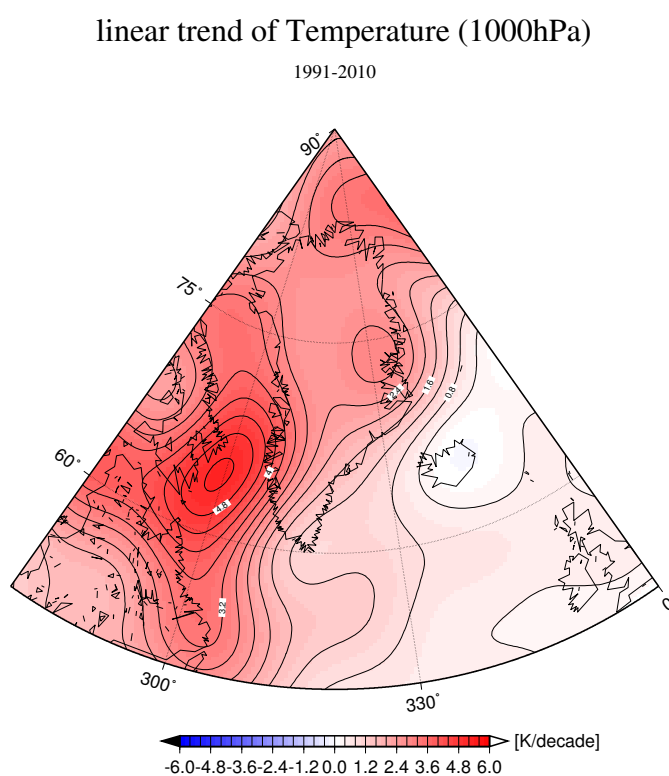
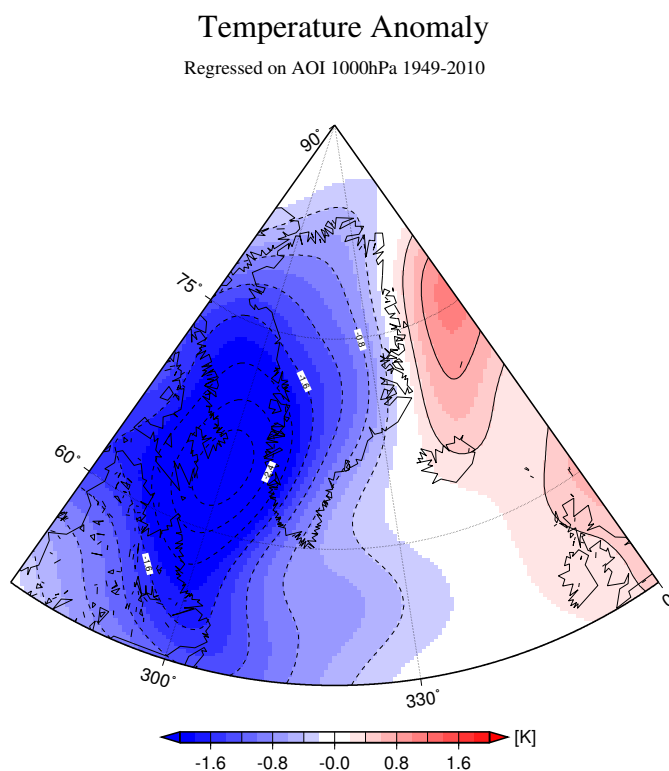


図 16: (上)AOI に回帰した気温アノマリ. (下) 気温のトレンド. 範囲は北緯 50°–90°、西経 0°–80°.

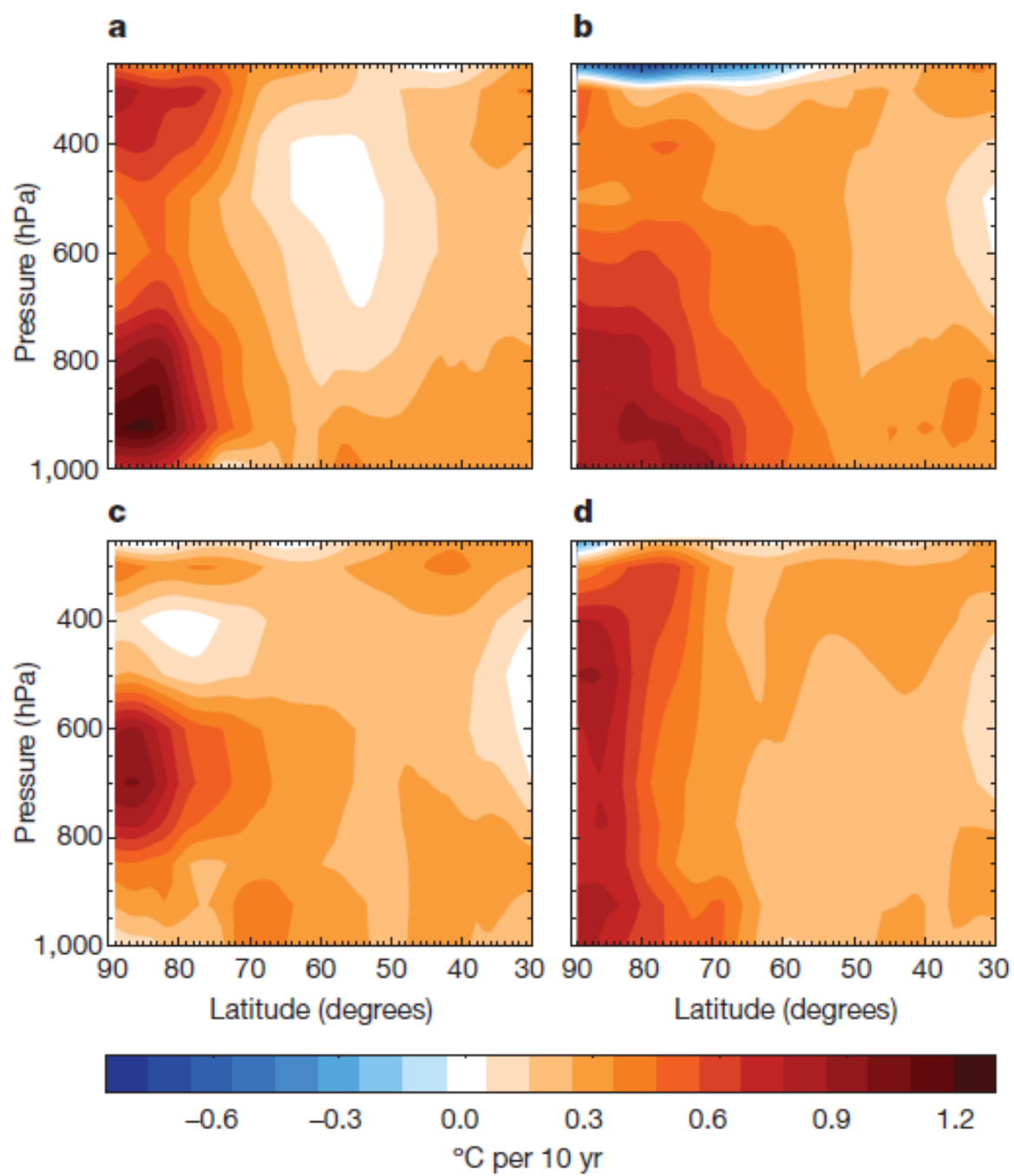


図 17: 1979–2001 年の気温のトレンドの帯状平均図. a 冬 (12–2 月)、b 春 (3–5 月)、c 夏 (6–8 月)、d 秋 (9–11 月) (Graversen et al. 2008 より引用).