

平成22年度 卒業論文

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

筑波大学生命環境学群地球学類

地球環境学主専攻

200710820

長門祐太

2011年2月

目次

要旨	iii
Abstract	iv
図目次	v
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用データ	4
3.1 再解析データ	4
3.2 観測データ	4
4 解析手法	6
4.1 観測に見られる地球温暖化の解析	6
4.2 卓越する空間パターンの抽出	6
4.3 AO に伴う SAT の変動の定量化	6
5 結果	7
5.1 北半球の温暖化パターン	7
5.1.1 北半球の年平均時系列	7
5.1.2 北極域の SAT の季節別時系列	8
5.1.3 SAT の季節別トレンドパターン	9
5.1.4 EOF 解析による冬季 SAT の卓越パターンの抽出	10
5.2 AO に伴う SAT の変動	12
5.2.1 SAT の空間パターン	12
5.2.2 AO の影響の除去	13
6 まとめと考察	14
7 結論	16
8 謝辞	18
参考文献	19
Appendix	21
EOF 解析	21
EOF 解析とは	21

EOF 解析における固有ベクトルの計算方法	23
ラグランジュの未定乗数法	26
有効位置エネルギー	27
有効位置エネルギーとは	27
有効位置エネルギーの定義	27

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

長門 祐太

要旨

近年、地球温暖化に伴う北半球中高緯度の気候変動が注目されている。北半球の中高緯度の気候大循環の長期変動を支配する要因として、北極振動 (Arctic Oscillation; AO) がある。AO とは北緯約 60 度を挟んで南北に地上気圧が逆相関を持つような現象である。北極振動指数 (Arctic Oscillation Index; AOI) の変動と地上気温の長期変動のトレンドにはよい相関が見られる。また、AO はカオス的に発生する自然変動である。

本研究では、近年の地球温暖化トレンドから AO に伴う地上気温の変動を除去することで、人為的地球温暖化と考えられる影響を定量化することを目的とした。

1940-1970 年は AOI の負のトレンドに従い、北半球の地上気温も下降トレンドを示している。北半球において顕著な温暖化を示した 1970-1990 年は AOI も顕著に正のトレンドを示している。しかし、1990 年以降 AOI は負のトレンドを示しているが、地上気温は温暖化トレンドを維持している。これは近年の北極海の海水減少によるアイス・アルベドフィードバックによるものである。このように 1990 年以降を除いては AOI の変動と地上気温の変動はよく一致しており、特に 1970-1990 年の急激な温暖化は AO でその約半分を説明できる。

しかし本研究において、この AO の構造を北半球で平均すると、正と負の偏差が相殺しゼロに近い値となってしまう、地上気温の変動と直交してしまうということがわかった。つまり、AO は直接的に北半球の温暖化に影響を及ぼすことができないということである。ただし、AO が海水や海水温といった気候システムにメモリを残し、これらを介して地上気温の変動に影響を及ぼしている可能性は十分に考えられる。

キーワード: 北極振動, 地球温暖化, 気候変動

Estimation of Global Warming Trend without the Contributions from Decadal Variability of the Arctic Oscillation

Yuta NAGATO

Abstract

Climate change associated with recent global warming is most prominent in the Arctic and subarctic. The Arctic Oscillation (AO) is a dominant atmospheric phenomenon in the Northern Hemisphere characterized as opposing atmospheric pressure patterns between the middle and high latitudes. Decadal variability of surface temperature associated with the Arctic Oscillation Index (AOI) shows high correlation with recent global warming trend.

In this study, recent global warming trend is separated in contributions from increasing anthropogenic greenhouse gas and decadal variabilities by the AO.

It is found that the AO is an atmospheric eigenmode with zero eigenvalue, excited mostly by internal nonlinear dynamics. AO may thus be regarded as a natural variability which is basically unpredictable. According to our analysis, the global mean temperature decreased during 1940–1970 associated with the negative AOI. The global warming pattern in the Northern Hemisphere shows that the rapid warming during 1970–1990 contains a large fraction of natural variability due to the AO. Conversely, the period 1990–2010 indicates a clear negative trend AOI. The global warming seems to have ceased in response to the recent negative trend of the AOI. There is a considerable decadal variability of the global mean temperature associated with the natural variability due to the AO.

However, it is shown that the AO has large amplitude in local as EOF-1, but the AO is almost dynamically orthogonal to the global warming component for the global mean. The AO can be related to the decadal variability of the global mean temperature only through the feedback by climate sub-systems.

Key Words: Arctic Oscillation, Global warming, Decadal variability

図 目 次

1	AO に伴う SLP 偏差の空間分布図	29
2	AO に伴う SAT 偏差の空間分布図	29
3	全球および北半球平均の SAT 偏差時系列図 (HadCRUT3)	30
4	北緯 30 度以北ならびに 60 度以北平均の SAT 偏差時系列図 (Had- CRUT3)	31
5	全球および北半球平均の SAT 偏差時系列図 (NCEP/NCAR 再解析 データ)	32
6	北緯 30 度以北ならびに 60 度以北平均の SAT 偏差時系列図 (NCEP/NCAR 再解析データ)	33
7	NOAA CPC の AOI 時系列図	34
8	HadSLP2 より計算された AOI 時系列図	35
9	北極域における季節別 SAT 偏差の時系列図	36
10	北半球の冬季 SAT の線形トレンドの空間分布	37
11	北半球の春季 SAT の線形トレンドの空間分布	38
12	北半球の夏季 SAT の線形トレンドの空間分布	39
13	北半球の秋季 SAT の線形トレンドの空間分布	40
14	北半球における冬季 SAT の EOF-1 の空間分布図	41
15	北半球における冬季 SAT の EOF-2 の空間分布図	42
16	北半球における冬季 SAT の EOF-3 の空間分布図	43
17	北半球における冬季 SAT の EOF-4 の空間分布図	44
18	AOI に回帰した北半球の冬季 SAT の空間分布図 (SLP)	45
19	AOI に回帰した北半球の冬季 SAT の空間分布図 (順圧成分)	46
20	AO の影響を除いた北半球の温暖化時系列図 (SLP)	47
21	AO の影響を除いた北緯 30 度以北の温暖化時系列図 (SLP)	48
22	AO の影響を除いた北半球の温暖化時系列図 (順圧成分)	49
23	AO の影響を除いた北緯 30 度以北の温暖化時系列図 (順圧成分)	50

1 はじめに

近年、人為的起源の温室効果ガスの増加などに伴って、中高緯度の気候がどのように変化するかが注目されている。気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) の第4次評価報告書 (Fourth Assessment Report; AR4) で使用された気候モデル群は20世紀後半の温暖化を再現し、21世紀には温室効果ガスの増加などによる顕著な温暖化が起これと予測している。

一方で、冬季北半球の中高緯度の気候大循環の長期変動を支配する要因として北極振動 (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) SLPを経験直交関数 (Empirical orthogonal function; EOF) 展開したときの第一経験直交関数 (EOF-1) として定義される (Thompson and Wallace 1998)。つまり、AOは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。

AOの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 (図1)。ただし、北太平洋と大西洋に高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 (図2) (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の変動と異常気象の関係をみると、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AOIが負のときにはヨーロッパでは晴天が続く、寒気流入で寒冷化するとともに日本付近も寒冷化する傾向がある (田中 2007)。

主要な気候変動として古くから知られている北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation; NAO) に伴って現れる北半球 SLP のパターンが、太平洋を除けば AO のパターンとよく一致することや、NAO 指数と AOI が有意な高い相関を持つことなどから、NAO が AO の主要部分であるとする見方もある。

AOは十日程度の短いスケール、年々から十年規模の変動、さらにはそれ以上の長期傾向を示す。AOIが20世紀後半において顕著な上昇トレンドを示すことが報告され、その十年スケールの変動と近年の地球温暖化時に見られる気候変動のパターンは非常によく対応している。また、20世紀後半の観測に見られる地球温暖化はシベリア周辺やカナダ北部でSATの上昇が著しい一方で、グリーンランド周辺のSATは低下する (Chapman and Walsh 1993) というAOパターンに似た特徴が見られる。北半球中高緯度の温暖化とAOとの高い相関は、Thompson et al. (2000) において示されており、北半球の気候変動の約半分がAOIの増加傾向で説明できると言われているため、温暖化研究においてAOの成因の理解が重要視され

てきた。

Miller et al. (2006) では, IPCC-AR4 で使用された 14 種類の大気海洋結合モデル群のデータセットの解析から, AOI は温室効果ガスや対流圏エアロゾルのような人為的外部強制力により正のトレンドを示すことが示唆された。Hori et al. (2007) においても IPCC-AR4 モデル群で再現された AOI のトレンドは AO そのものの自然変動の結果ではなく, 北極域における人為的強制トレンドの結果であるとしている。

Tanaka and Matsueda (2005) では, AO の力学構造を理解するために順圧大気における解析を行った。その結果, AO は外力の構造とは無関係に特異固有モードとして任意のタイムスケールで自然励起されることを提唱した。また, AO はその大部分が大気の力学的な内部変動で生じた自然変動であり, カオス的に変動するためにそれを予測することは極めて困難であるとされている (大橋・田中 2009)。このように近年, AO は自然変動であると支持する研究が増えてきており, これらの結果から 20 世紀に観測されてきた北極域の急激な温暖化は AO という自然変動の結果である可能性もあると言えるだろう。さらに, Ohashi and Tanaka (2010) では, IPCC-AR4 モデル群の中では現実大気で最も卓越する AO に伴う SAT パターンが過小評価され, 現実大気では卓越しない外部強制応答による昇温パターンを再現してしまっていることが示唆された。また, 20 世紀後半の急激な温暖化トレンドは AO プラスのパターンで進行しているが, 21 世紀になり AO がマイナスに転じたために温暖化が止まっていることを示し, AO という自然変動が数十年スケールで気温の変動をある程度コントロールしていることを示唆した。しかし, 近年の急激な温暖化に対する AO の影響の定量的な評価や, 温暖化時の AO の詳細なメカニズムの解明はなされていない。

2 目的

本研究では, Ohashi and Tanaka (2010) で示された気温変動に対する AO の貢献を考慮し, 観測された現在までの地球温暖化のトレンドを人為的な温室効果ガスの増加によるものと, AO による自然変動に分離することで人為的温暖化の影響を定量的に見積もる. また, 近年の急激な温暖化のメカニズムについても調査する.

3 使用データ

3.1 再解析データ

アメリカ環境予報センター (National Centers for Environmental Prediction; NCEP) / アメリカ大気研究センター (National Centers for Atmospheric Research; NCAR) 再解析データセットから SLP と SAT の月平均データを使用した。水平グリッド間隔は 2.5 度 × 2.5 度であり、1948 年 1 月から 2010 年 2 月を解析対象期間とする。

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うる。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。

NCEP/NCAR では、1948 年 1 月から 50 年以上という長期にわたって同一のデータ同化手法により再解析が行われており、このデータは解析に用いることができる。ただし、1979 年に初めて人工衛星 TIROS が打ち上げられ、客観解析に初めて衛星データが導入されたことにより、1979 年を境にデータの不連続な変動が残っていることに留意しなくてはならない。モデルや解析スキーム等による見かけの気候変動は取り除かれているが、入力データの質の不連続は明瞭に残っている。また、2.5 度 × 2.5 度の等圧面データには、全ての変数に対して T30 の波数切断で平滑化が施されているため、高緯度地方では波動状の誤差が顕著に表れる。しかし長周期の変動の研究では、長期間にわたる均質なデータである再解析データは非常に貴重である。

NCEP/NCAR 再解析データに用いられている予報モデルの水平分解能は T62、鉛直分解能は 30 層、データ同化手法は 3 次元変分法で、その解析レベルはモデル面である。ただし、先に述べたように等圧面データには平滑化のために T30 の波数切断が行われている。

3.2 観測データ

英国気象局気象研究部ハドレーセンター (Hadley Center for Climate Prediction and Research) による観測データセット HadCRUT3 (Brohan et al. 2006) より、SAT のアノマリの月平均データ、HadSLP2 より SLP のアノマリの月平均データを用いる。このデータセットは全球 5 度 × 5 度のグリッド間隔で構成されており、使用期間は 1850 年 1 月から 2010 年 2 月とした。

HadCRUT は 1850 年から気温のトレンドや変動のデータを提供しており、その最新版である HadCRUT3 は近年の海上や地上での地点データの向上によって作成された。HadCRUT3 のデータは、East Anglia 大学の Climate Reserch Unit の

CRUTTEM3 の地上気温のデータと、ハドレーセンターの HadSST2 の海水面温度のデータの組み合わせによって作成された 1850 年 1 月からの SAT の偏差のグリッドデータである。両データの気候値は 1961–1990 年である。

また、HadSLP2 は全 2228 地点で観測された地上気圧と海面気圧を組み合わせ、それを最適内挿することによって作成された月平均 SLP のデータである。この観測は 1850 年から 2004 年まで行われている。

アメリカ海洋大気圏局 (National Oceanic and Atmospheric Administration; NOAA) の Climate Prediction Center (CPC) よりインターネット上で公開されている月平均北極振動指数 (Arctic Oscillation Index; AOI) のデータを 1950 年から 2010 年 2 月まで使用する。

4 解析手法

4.1 観測に見られる地球温暖化の解析

NCEP/NCAR 再解析データおよび, HadCRUT3 による観測データの北半球平均時系列を作成する際には, 各データに対して緯度 ϕ による $\cos \phi$ の重みをかけた上で平均操作を行っている. また, 数十年周期の変動を見るために 11 年移動平均を施している.

また, NCEP/NCAR 再解析データの線形トレンドを計算する際には最小二乗法を用いた.

4.2 卓越する空間パターンの抽出

NCEP/NCAR 再解析データにおいて, 北半球 (北緯 30 度以北) の冬季 (DJF) 平均 SAT 偏差を 1950 年から 2010 年について EOF 解析し, SAT の空間パターンで卓越するものを抽出する (EOF 解析については Appendix 参照). EOF 解析を行う際, 各データに対して緯度 ϕ による $\sqrt{\cos \phi}$ の重みをかけた上で分散共分散行列を計算している. また, 偏差を求める際の気候値は全期間の平均値としている. AO は特に冬季に卓越するため DJF 平均でこれらの解析を行っている.

4.3 AO に伴う SAT の変動の定量化

空間構造で最も卓越するとされる AO に対応する SAT の変動を解析するために, SAT 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 と, Tanaka and Matsueda (2005) の手法に基づき計算された順圧大気 AOI の 2 種類を用いる. SAT を AOI に回帰することで, AO に対応する SAT 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 SAT の変動を算出する. この AO に対応する SAT の変動を元データから差し引くことで, AO という自然変動の影響を取り除いた温室効果ガスの増加などによる人為的な温暖化と考えられる時系列を算出できる.

5 結果

5.1 北半球の温暖化パターン

本節では、観測された SAT のデータから北半球の温暖化パターンの特徴を解析した結果を示す。

5.1.1 北半球の年平均時系列

図 3 から図 6 は、SAT 偏差の年平均時系列である。データは図 3、図 4 では HadCRUT3 による観測データ、図 5、図 6 では NCEP/NCAR 再解析データを用いている。図 3 の上と図 5 の上は全球平均、図 3 の下と図 5 の下は北半球平均、図 4 の上と図 6 の上は北緯 30 度以北平均、図 4 の下と図 6 の下は北緯 60 度以北平均である。点線が年々 SAT の偏差、太実線が 11 年移動平均を施した SAT の偏差、細実線が回帰直線を表している。気候値は 1961 年から 1990 年までの 30 年間としている。11 年移動平均は SAT の短期間での変動を取り除くために施した。

また、図 7、図 8 には Thompson and Wallace (1998) で定義された AOI の DJF 平均の時系列を示した。図 7 は NOAA CPC の月平均 AOI のデータで、期間は 1951–2010 年である。図 8 は、HadSLP2 月平均 SLP より計算した DJF 平均 AOI であり、期間は 1850–2004 年である。

HadCRUT3 の観測データは 1900 年以前は特に北極域に欠損が多く、正確な SAT の時系列を表していない可能性があるが、1900 年以降は欠損の地点数が少なくなり SAT の時系列も正確に表されていると考えられる。

図 3 から図 6 を見ると、全ての図において SAT の時系列は直線的な温暖化と約 30 年で温暖化と寒冷化が入れ替わるような周期的な変動の組み合わせで変動しているように見える。回帰直線の傾き、周期的変動の振幅の大きさは平均する範囲で異なるが、北極域に近づくほど傾き、振幅ともに大きくなる傾向がある。周期的変動の周期はどの範囲の平均を見ても同じである。

近年の SAT の変動を見てみると、1940 年に温暖化のピークを迎え、そこから寒冷化が始まった。この 1940 年からの寒冷化は 1970 年にピークを迎え、1970 年以降は温暖化へとシフトしている。寒冷化を示した 1940 年から 1970 年は AOI が緩やかな減少トレンドを示した期間（図 7、図 8）であり、SAT の変動とよい相関が見られる。1970 年以降は近年の温暖化として注目され始めた期間であり、SAT は急激な上昇トレンドを示している。1970 年以降は AOI も顕著な正のトレンドを示した期間であり、この正のトレンドは 1990 年頃まで続いている。この期間も AOI と SAT のトレンドにより相関が見られる。しかし、1990 年以降、AOI は負のトレンドに転じたのに対して、SAT は上昇トレンドを維持しており、AOI と SAT の変動の間には相関は見られなくなった。この温暖化は、北半球の高緯度に行くほど顕著であり、北緯 60 度以北（図 4 の下）では、1970 年から 2010 年の 40 年間に約 1 K の

SAT の上昇が見られる。図 6 の下の NCEP/NCAR 再解析データでは、この温暖化はさらに大きく評価されており、40 年間で 2 K の上昇が見られる。このように近年の温暖化は北極域を中心に起こっていることがわかる。しかし、北極域のデータは信頼性があまり高くないことに留意しなければならない。また、より高緯度の平均になるほど SAT の年々変動が大きくなっている。データの違いによる SAT の変動の違いはグリッド数や内挿方法により生じていると考えられる。しかし、変動のパターンは観測・再解析データ共に似た変動を示している。

北半球全体の SAT の時系列 (図 3 の下, 図 5 の下) を見ると、こちらも 1990 年頃までは AOI の変動のトレンドと非常に良い相関を持ちながら SAT は変動している。一方で、1990 年以降は北極域の温暖化に引っ張られるように AOI 下降トレンドとは逆に SAT は温暖化トレンドを維持している。しかし、この急激な温暖化も 2000 年をピークにそれ以降やや温暖化トレンドが緩やかになっているように見える。また、この頃から、AOI が強い負を示すようになり、2010 年には -3σ を記録した。これらの傾向から、AO はやはり北半球の気候変動に強く影響していると考えられる。

5.1.2 北極域の SAT の季節別時系列

図 9 は、北極域 (北緯 60 度以北) における SAT 偏差の季節別時系列図である。太実線が冬季 (DJF)、細実線が春季 (MAM)、点線が夏季 (JJA)、破線が秋季 (SON) を表している。観測データは HadCRUT3 を用いており、気候値は 1961 年から 1990 年と平均値としている。年々変動を取り除くために 5 年の移動平均を施した。

近年の北極域において、全ての季節で右肩上がりの温暖化のトレンドが見られるが、AOI が負のトレンドから正のトレンドに転じた 1970 年以降、最も昇温しているのは冬季である。また、1970 年までの冬季の SAT のトレンドは AOI のトレンドと同様、下降のトレンドを示している。冬季は、AO が最も卓越する季節であり、これらのことから冬季の SAT の変動と AOI の変動との間には他の季節と比べて、特に強い関係があることが推測される。しかし、1990 年以降は AOI の増加トレンドとは関係なく SAT は昇温傾向を示しており、この結果だけで AO との関係を議論することは難しい。

また、1990 年以降は春季の SAT の変動が線形トレンドを除くと AOI のトレンドと似た変動をしているように見える。春季の SAT の変動は冬季の SAT の変動とは逆の関係にあり、冬季が寒冷化すると春季は温暖化し、冬季が温暖化すると春季は寒冷化していることがわかる。

AOI が負に転じた始めた 1990 年以降に着目すると、冬季よりも秋季の方が温暖化していることがわかる。秋季は 1990 年以前はほとんどトレンドを持っておらず、ゼロ付近で変動し、温暖化にはほとんど影響を与えていなかったが、1990 年以降秋季の温暖化トレンドが急激に強まった。この秋季の急激な温暖化は近年の北極海での海氷の減少によるアイス・アルベドフィードバックによるものであると考えら

れる。また、秋季の温暖化は海氷にメモリを残し、冬季の近年の温暖化にも影響を与え、その影響が AO の影響を上回るために、冬季の SAT の変動は AOI の変動とは無関係に昇温したと考えられる。

夏季の SAT の変動には特に顕著な傾向は見られないが、やはり 1970 年以降緩やかな温暖化の傾向が見られる。

以上のことから、1970 年以降は海氷の減少や AO のような北極域の気候変動が現れ易い秋季や冬季に強い温暖化の傾向が見られた。しかし、1985–1990 年の短期間に春季に急激な温暖化が起こっていることにも留意すべきである。この期間は、AOI が正に大きく振れた期間であり、何らかの関係がある可能性もある。

5.1.3 SAT の季節別トレンドパターン

図 10 から図 13 は、北緯 30 度以北における SAT の線形トレンドの季節別の空間分布である。NCEP/NCAR 再解析データを用いており、AOI のトレンド別に 1949–1969 年、1969–1989 年、1989–2009 年の期間に分けた。コンター間隔は 1 K で、実線は正のトレンド、点線は負のトレンドを表している。また、負のトレンドの範囲にシェードがかかっている。

1949–1969 年は北半球全体では緩やかな寒冷化を示し、冬季 AOI は緩やかな下降トレンドを示しており（図 7、図 8）、AOI の変動と SAT の変動がよい相関を示した期間である。この期間の冬季 SAT の線形トレンドの空間分布（図 10 の左上）を見ると、シベリアからヨーロッパとカナダからアメリカ北部で降温トレンド、グリーンランド周辺で昇温トレンドを示しており、これは AO マイナスのときの SAT の空間構造（図 2 の正負が逆の構造）によく似ている。他の季節を見ると、春季（図 11 の左上）の北極海上にやや強い降温トレンドとユーラシア大陸東部に昇温トレンドが見られる。夏季（図 12 の左上）、秋季（図 13 の左上）には顕著なトレンドは見られないが、全体的に降温トレンドを示している。この期間は全ての季節を通して空間全体で降温トレンドを示しており、その傾向は特に冬の大陸上で顕著である。

一方、1969–1989 年は北半球全体で急激な温暖化が進み、AOI も顕著な上昇トレンドを示した期間である。この期間も冬季 AOI と北半球 SAT の変動にはよい相関が見られる。線形トレンドの空間分布は、冬季（図 10 の右上）には 1949–1969 年とは逆で、シベリアとカナダ北西部で昇温トレンド、グリーンランド周辺で降温トレンドが見られるような AO プラスのときの SAT の空間構造（図 2）が見られる。また、春季（図 11 の右上）にも冬季ほど顕著ではないが、AO プラスの SAT の空間構造に似たトレンドの分布が見られる。この期間は顕著に AOI が正のトレンドを示した期間であり、冬季の強い AO パターンの残像が春季まで残ったためにこのように春季にも AO プラスの構造が現れたと考えられる。夏季（図 12 の右上）や秋季（図 13 の右上）には、目立ったパターンは見られないが、全体として昇温のトレンドを示していることがわかる。この期間は全ての季節を通して昇温のトレンドを示しており、北半球の 1970 年以降の急激な温暖化と一致するような結果となっ

た。特に、冬季の AO に伴う SAT の空間構造に似たシベリアやカナダ北西部の昇温は 5 K 以上と顕著であり、この期間の温暖化の大部分はこの昇温によって起っているということがわかる。

1989–2009 年は AOI の上昇トレンドは止まり、下降トレンドとなった期間である。しかし、SAT の変動は 1970 年以降の急激な温暖化トレンドが 2000 年以降やや緩やかになっているものの維持しており、AOI と SAT の変動に相関は見られない。この期間の SAT の線形トレンドの空間分布を見てみると、冬季 (図 10 の下) と春季 (図 11 の下) では、シベリアで降温トレンドを示し、グリーンランド周辺で温暖化するような AO マイナスのときの SAT の空間パターンに似ていることがわかる。しかし、図 10 の左上に比べ、グリーンランド周辺の昇温トレンドの範囲が北極海上まで広がっている。また、カナダ北部も昇温トレンドとなっている。秋季の空間分布 (図 13 の下) には、北極域全体が昇温パターンとなっており、温暖化パターンが特徴的に現れている。特にこの昇温は北極海上で顕著である。この温暖化パターンは、北極海の海氷が減少することで起こるアイス・アルベドフィードバックによるものである。近年は図 6 で見られたように北極域で顕著な温暖化が起り、海氷が減少している。さらに、海氷面積は一年の中で秋季に最小を迎える。これらの原因が複合的に作用して近年の秋季のトレンドの空間パターンにアイス・アルベドフィードバックとして現れている。夏季 (図 12) の空間分布は、一様に昇温トレンドとなっているがそのトレンドは秋季と比べると小さくなっている。

つまり、1970 年以降の顕著な温暖化は冬季の AO プラスの SAT の空間構造による大陸部分の温暖化と、秋季におけるアイス・アルベドフィードバックによる北極域全体の温暖化によって、その大部分が構成されている。また、その他の季節でも全体として昇温のトレンドを示している。

5.1.4 EOF 解析による冬季 SAT の卓越パターンの抽出

図 14 から図 17 は北緯 20 度以北の冬季 SAT を EOF 解析して抽出された EOF-1 から EOF-4 の固有ベクトルの空間分布 (上) とスコアの時系列 (下) を表した図である。データは NCEP/NCAR 再解析で、期間は 1949–2010 年の DJF 平均 SAT である。コンター間隔は 0.3 K であり、実線は正の偏差、点線は負の偏差を表している。

EOF-1 として空間で最も卓越するパターン (図 14) は、シベリアからヨーロッパとカナダで正の偏差、グリーンランド周辺で負の偏差を示し、図 2 の AO に伴う SAT のパターンに似た構造となっている。しかし、図 2 と比べて北アメリカ大陸の正の偏差のピークが南に少しずれている。このパターンの寄与率は 21.0 % である。スコアの時系列を見ると、1969 年までは下降トレンドを示し、そこから 1989 年まで上昇トレンドを示し、現在まで下降トレンドを示している。この変動は SLP の偏差の EOF-1 のスコアの時系列である AOI の変動のトレンドとよく一致している。しかし、それぞれの年の値を見ていくと概ね AOI の値と一致しているものの

1989 年や 2010 年など AOI が正負に大きな値を取った年の SAT のスコアはそれよりも小さくなっている。

EOF-2 (図 15) の固有ベクトルの空間分布は、北極域全体が正の偏差で覆われており、ピークはカナダ北西部とカラ海上にある。この構造は図 13 の下の近年の秋季に見られるようなアイス・アルベドフィードバックによる温暖化パターンに似ている。この構造は 2000 年までの冬季 SAT の偏差の EOF 解析においてはどの成分にも現れておらず (Ohashi and Tanaka 2010)、近年の北極海における海氷面積の減少によって励起されていることがわかる。スコアの時系列は右肩上がりに上昇し続けており、温暖化パターンを示していることがわかる。この EOF-2 の寄与率は 14.6 % となっており、SAT 偏差場の変動に対して十分に貢献していると言え、EOF-2 の変動による影響も無視できない。

EOF-3 (図 16) は、ユーラシア大陸の南とグリーンランド西部からカナダ北部に正の偏差、北極海上に負の偏差を持つような構造となっている。スコアの時系列は 1980 年頃までは約 30 年の周期で正と負のトレンドが入れ替わり EOF-1 のスコアの変動に比べると短周期でのトレンドの変動がはっきりと見られるが、1980 年以降はそのトレンドが小さくなっている。

EOF-4 (図 17) は、ボーフォート海から東シベリア海上に大きな正の偏差の領域、カナダ全域に負の偏差を持つような構造となっている。スコアの時系列は、1980 年以前は正のトレンド、1980 年以降は負のトレンドを示し、1980 年を境にトレンドが変化している。EOF-4 は EOF-3 とは逆に EOF-1 のスコアの変動に比べて長い周期で変動していることがわかる。

しかし、EOF-3、EOF-4 は共に寄与率が小さいので、北半球の気候変動にほぼ影響していないと考えられる。また、EOF-4 までの 4 つの要素で北半球の SAT 偏差の変動の 50 % 以上を表しているので、EOF-5 以降の要素の影響は小さいと考えられる。

5.2 AO に伴う SAT の変動

本節では, Thompson and Wallace (1998) の定義にしたがって計算された NOAA CPC の AOI と Tanaka and Matsueda (2005) の方法に従って計算された順圧成分の AOI を SAT と回帰することで AO に伴う SAT の変動を算出し, AO が SAT の変動に与える直接的な影響を定量化する.

5.2.1 SAT の空間パターン

図 18 は, NOAA CPC の AOI (下) を SAT に回帰したときの北緯 30 度以北の冬季 (DJF) 平均 SAT 偏差の空間パターン (上) を示している. 期間は 1951–2010 年である. コンター間隔は 0.5 K で, 実線が正の偏差, 点線が負の偏差を表している. SAT は NCEP/NCAR 再解析データ, AOI は NOAA CPC のデータを用いており, SAT の偏差を求める際の気候値は全期間の平均値としている.

図 18 の AO に伴う SAT の空間構造は図 2 のように, シベリアとカナダで正の偏差, グリーンランド周辺で負の偏差となるような構造になっている. AOI が正の値を示したときにはこの構造を示し, AOI が負に転じた時には正の偏差と負の偏差が逆転する. 1951–1969 年は AOI が下降トレンドを示した期間であり, このときシベリアやヨーロッパ, カナダで寒冷化, グリーンランド周辺で温暖化するようなパターンとなる. 逆に, 1969–1989 年は 1977 年に AOI がやや強い負の値を示したものの, 全体として AOI の上昇トレンドが見られた期間で, シベリアやヨーロッパ, カナダで温暖化, グリーンランド周辺で寒冷化するパターンとなる. 1989–2010 年は 1989 年の $+3\sigma$ から 2010 年の -3σ に向けて下降トレンドを示し, 1951–1969 年と同様のパターンとなる. これらの結果は図 10 や図 14 のパターンとよく一致しており, AO が SAT 数十年周期の変動に対して支配的であることがわかる.

また, 図 19 は順圧成分の AOI (下) を SAT と回帰したときの北緯 30 度以北の冬季 (DJF) 平均 SAT 偏差の空間パターン (上) を示している. 図 18 と同様に, 期間は 1951–2010 年であり, コンター間隔は 0.5 K で, 実線が正の偏差, 点線が負の偏差を表している. SAT は NCEP/NCAR 再解析データを用いており, 気候値は全期間の平均である.

図 19 も図 18 と同様にシベリアからヨーロッパにかけてとカナダで正の偏差, グリーンランド周辺で負の偏差となるような構造となっている. しかし, 図 18 と比べてシベリアの正の偏差の領域が小さく, ピークの値も少し小さくなっている. また, カナダの正の偏差のピークがやや南にずれている. AOI (下) の値は年々の値を見ると, 図 18 と比較して少し異なる部分があるものの, テレンドはほぼ一致している. このように AO は順圧大気においてもその大部分を支配している.

5.2.2 AO の影響の除去

図 20 から図 23 は、北半球ならびに北緯 30 度以北平均の冬季 SAT の偏差の時系列を表している。破線が NCEP/NCAR 再解析データによる SAT の変動、細実線が AOI の変動に伴う SAT の変動、太実線が破線から細実線を引いたもので、AO の影響を除去した SAT の変動を表している。図 20 と図 21 は NOAA CPC の AOI、図 22 と図 23 は順圧成分の AOI を用いている。また、図 20 と図 22 は北半球平均の時系列、図 21 と図 23 は北緯 30 度以北平均の時系列を表している。期間は 1951–2010 年で、偏差を求める際の気候値は全期間の平均とした。また、短周期の変動を除去するために 11 年移動平均を施している。

図を見ると、AOI の変動に伴う SAT の変動（細実線）が非常に小さな値で変動していることがわかる。その振幅は最大でも北半球平均で約 0.05 K、北緯 30 度以北平均で約 0.1 K となっている。このことから、北半球全体よりも北緯 30 度以北の方がより AO の影響を受けているということがわかるがその影響は共に小さい。この AOI の変動に伴う北半球の SAT の変動の影響を差し引いた太実線を見ると、AOI が負のトレンドを示した期間である 1955–1970 年には寒冷化を進める方向に、AOI が強く正に振れた 1985–2000 年には温暖化を進める方向に AOI の変動が僅かに寄与していることがわかる。しかし、その値が小さいことから数十年スケールでの SAT の変動を除去することはできていない。また、その他の期間においてはほとんど AO に伴う SAT の変動が現れていない。そこで、図 18 の AO に伴う SAT の空間パターンの空間平均を見てみると、 3.84×10^{-2} K と非常に小さな値となっており、シベリアからヨーロッパ、カナダの正の偏差とグリーンランド周辺の負の偏差が相殺し、打ち消しあっているためにこのように AO の影響が空間平均では現れてこないことがわかった。

順圧成分の AOI の変動に伴う SAT の変動（図 22、図 23 の細実線）は、図 20 と図 21 の細実線よりもさらに値が小さくほぼ 0 K となっており、太実線と破線は重なっている。図 19 の AO に伴う SAT の構造の空間平均は -5.76×10^{-2} K であり、こちらも正の偏差と負の偏差が相殺するような構造となっている。

6 まとめと考察

再解析データを用いて、北半球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、以下のような北半球の温暖化と AO の関係が推測できた。

北半球の SAT の時系列は数十年周期の変動を持っており、そのトレンドは AOI の変動のトレンドと似た傾向を示している。特に、AOI が負のトレンドを示した 1949–1969 年と AOI が正のトレンドを示した 1969–1989 年には、それぞれ北半球は寒冷化のトレンドと温暖化のトレンドを示し、AOI と SAT よい相関が見られた。このとき冬季の SAT も同様に AOI の変動のトレンドと相関を持ちながら変動し、また他の季節の SAT の変動には顕著なトレンドが見られないことから、1990 年頃までの北半球の SAT の変動は AOI の変動に伴う冬季の SAT の変動によって説明できると考えられる。この結果は Ohashi and Tanaka (2010) の結果に矛盾しない。また、冬季の強い AO のパターンが春季の SAT の構造にも影響し、春季の SAT のトレンドにも弱いながら AO に伴う SAT の空間パターンが見られる。よって、春季の SAT の変動も北半球の SAT の変動に少なからず影響を及ぼしている可能性が考えられる。1989 年以降は、AOI の正のトレンドが止まり負のトレンドとなったが、SAT は上昇トレンドを維持したままであった。これは、1990 年頃から顕著に現れ始めた秋季の海氷の減少によるアイス・アルベドフィードバックによる温暖化パターンによるものであると考えられる。また、このアイス・アルベドフィードバックによる急激な温暖化パターンは海氷減少のピークを終えた冬季にも影響を残し、この影響が AO の負のトレンドによる寒冷化のパターンを打ち消して温暖化を維持したと考えられる。しかし、この北半球の温暖化も 1998 年の強いエルニーニョ現象を境に緩やかになっている。また、この頃から AOI が強く負に振れ始めたことから、やはり AOI の変動と SAT の変動には関係があると考えられる。

これらのことより、数十年スケールの SAT の変動と AOI の変動の間には何らかの関係があることが考えられる。特に AO が卓越する冬季においてその影響は強く、現実の SAT の空間パターンにもその構造は現れている。SAT の EOF-1 にも AO に伴う SAT の空間構造に似てものが出てくることから AO と SAT の間に関係が考えられる。しかし、SAT の EOF-1 が SLP の EOF-1 と必ず一致しているとは言えず、十分な検証が必要である。近年の急激な海氷の減少による秋季のアイス・アルベドフィードバックによる温暖化パターンと AO の影響を合わせると、1970 年以降の急激な温暖化の大部分を説明できると考えられる。

次に、現実の SLP の空間パターンに卓越する AO の SAT に対する影響を定量化するために AOI と SAT を回帰し、AO に伴う SAT の空間パターンを算出した。この空間パターンの変動を現実の SAT の変動から差し引くことで、AO による自然変動を除いた人為的な地球温暖化と考えられる成分を算出した。

AO の変動に伴う SAT の空間構造は AOI が正のときに、シベリアからヨーロッパとカナダで正の偏差、グリーンランド周辺で負の偏差となるような構造で、AOI が負のときには正と負の偏差が逆転する。AOI が正のときには北半球が全体的に

温暖化しているように見えるが、この構造を空間で平均してしまうと正の偏差と負の偏差が相殺し、ゼロに近い値となってしまうことがわかった。つまり、AO に伴う SAT の変動は北半球の SAT の変動に直接的に影響を及ぼすことはできず、AO に伴う SAT の変動と現実の SAT の変動は直交してしまうということである。

AO に伴う SAT の変動 (T) を求める際に、SAT について以下のような摂動を与えた。

$$T(\theta, \lambda, t) = T_0 + T'(\theta, \lambda, t)$$

ここで、 T_0 は対象とする空間の平均の SAT である。また、 T' は SAT の摂動を表し、 T_0 からの偏差量である。AO の研究においては T' で表される偏差場の変動が議論されるが、この T' は対象とする空間で平均するとゼロになってしまうという縛りを持っている。つまり、

$$T' = T - T_0$$

を空間平均すると、

$$\overline{T'} = \overline{T - T_0}$$

$$\overline{T'} = 0$$

となってしまう。ここで、バーは空間平均を表し、 $\overline{T_0} = T_0$ である。このような理由から、AOI の変動に伴う SAT の変動と 温暖化時系列は直交してしまう。

しかし、現実の SAT の変動には AO のパターンがはっきりと表れていることから、この結果だけで AOI と SAT の数十年スケールでの変動が完全に無関係であると結論付けることはできないと考えられる。数式の上では、実際の SAT の変動に直接的に影響を及ぼすことはできないが、海水温度や海氷などの気候システムに AO がメモリを残し、これらの気候システムを介して SAT の変動に影響を及ぼしている可能性が示唆された。

7 結論

本研究では、近年の地球温暖化と AO の関係を再解析データを用いて検証することで、そのメカニズムの解明を試みた。また、地球温暖化時系列を AO による自然変動と温室効果ガスなどによる人為的な温暖化の成分に分離し、その影響を定量化することを試みた。

北半球の SAT の時系列から、近年急激な温暖化が起こっていることは事実であることがわかった。また、その温暖化は北極域でより顕著であり、北極域で急激な気候変動が起こっていることが示唆された。SAT の変動と AOI の変動のトレンドを見ると、1990 年頃までの北半球の冬季 SAT の空間構造はその約半分が AO により支配されており、AOI の変動が SAT の変動をコントロールしていることが考えられた。しかし、最近 20 年の冬季北半球の温暖化は EOF-1 である AO に加え、秋季の海氷の減少によって卓越するアイス・アルベドフィードバックによる温暖化パターンと考えられる EOF-2 の二つのパターンの組み合わせで卓越していることが示唆された。このアイス・アルベドフィードバックは 2000 年以降、急激に卓越してきたパターンであり、近年の海氷減少と強く関係していると考えられる。また、近年になって卓越していることから、この成分が温室効果ガスなどによる人為的地球温暖化の成分であるということも考えられる。しかし、空間パターンで最も卓越するのは AO のパターンであり、SAT の変動と AOI の変動に相互関係があることも十分に考えられる。

北半球の SAT の変動に対する AO の直接的な貢献を AOI と SAT を回帰することで求めた。Ohashi and Tanaka (2010) では、1970 年から 1990 年の温暖化が AOI の正のトレンドによって約半分を説明できることを示唆した。しかし、AO に伴う SAT の空間構造を平均すると、正の偏差と負の偏差が相殺し、その値はゼロに近い非常に小さな値となってしまうことが本研究からわかった。つまり、AO はローカルには SLP の EOF-1 として最大の振幅を持ち、空間パターンで最も卓越するものの、その空間平均の値は非常に小さく、地球温暖化時系列とは直交してしまい、空間平均の SAT の変動には直接影響を及ぼすことはできない。

これは、AO に伴う SAT の変動を算出する際に SAT の平均からの偏差を用いたことにより生じた結果である。偏差場は空間で平均するとゼロになる縛りを持っており、AO の研究では偏差場を用いることから空間平均は正と負の偏差が相殺し、ゼロとなってしまう。

しかし、AO は直接的には地球温暖化に影響を及ぼすことができないが、現実大気に AO の構造が現れていることを考えると、AO が引き起こす昇温や降温が海氷や海水といった気候システムにメモリを残し、それらを介して SAT に影響を及ぼしている可能性は十分にある。

また、気温の将来変動に予測に関して次のようなことがわかった。気温の将来予

測を行うための予報方程式である熱力学第一法則

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla v - \omega \frac{\partial C_p T}{\partial p} = \omega \alpha + Q$$

は, SAT の平均からの偏差場 T' を用いると,

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T' + \omega \frac{\partial T'}{\partial p} - \frac{\omega \gamma}{p} = \frac{Q}{C_p}$$

となる. この偏差場を用いたプリミティブ方程式系では運動エネルギーと有効位置エネルギーの和として全エネルギーが保存される. しかし, この方程式系は T' を用いていることから北半球全体などの空間平均における地球温暖化予測には用いることができない. つまり, 有効位置エネルギーが保存されるプリミティブ方程式系では地球温暖化予測ができないということになる.

8 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、本研究の動機となる論文の紹介、解析手法の提案、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、心より感謝しております。

また、筑波大学研究員の寺崎康児氏、にはプログラミングや解析手法、データの取得方法など計算機関係における多くの御指導、御助言を頂きました。前筑波大学生命環境科学研究科の大橋正宏氏には、本研究を行うにあたり参考となる数多くの資料を提供して頂きました。

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、植田宏昭准教授および同大学計算科学研究センターの日下博幸准教授や、同大学の大学院生の皆様には、方針発表、中間発表、最終発表、ポスター発表の場で貴重な御助言を多く頂きました。

最後に、共に研究を進めてきた研究室の先輩方や、共に机を並べ卒論作業を進めてきた地球学類の4年生の皆様には、よき相談相手となって頂きました。

本論文は以上の皆様の御協力により完成させることができました。心より感謝いたします。

尚、本研究で用いた主な図は、The Generic Mapping Tools System (Wessel and Smith 1991) にて作成いたしました。

参考文献

- Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, and P. D. Jones, 2006: Uncertainly estimates in regional and global observed temperature change: a new dataset from 1850. *J. Climate*, **17**, 4045–4057.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 33–47.
- Cohen, J. and M. Barlow, 2005: The NAO, the AO, and global warming: How closely related? *J. Climate*, **18**, 4498–4513.
- Hori, M. E., D. Nohara, and H. L. Tanaka, 2007: Influence of Arctic Oscillation towards the Northern Hemisphere surface temperature variability under the global warming scenario. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 847–859.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 966pp.
- Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Ohashi, M., and H. L. Tanaka, 2010: Data analysis of recent warming pattern in the Arctic. *SOLA*, **6A**, 1–4.
- Tanaka, H. L. and M. Matsueda, 2005: Arctic Oscillation analyzed as a singular eigenmode of the global atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 611–619.
- 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.
- 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.

田中 博, 山内 恭, 村田 功, 松浦陽次郎, 鈴木力英, 2009: 第1回国際北極研究シンポジウム報告 - 温暖化により激変する北極圏 - . 天気, 56, 65–69.

Appendix

EOF 解析

大気科学の中でよく使われる解析手法である EOF 解析について解説する.

EOF 解析とは

AO は北半球における SLP を EOF 解析 (主成分解析) したものの第一主成分により定義される.

EOF 解析は, いくつかの地点における時系列データの主要な変動パターンを抽出して変動の特徴を把握するための統計的手法であり, 北半球における大気の変動パターンを見るためにこれを行う.

一般に何らかの相関関係がある p 個の地点でのデータ x_1, x_2, \dots, x_p ($p \geq 2$) で, 時系列方向に N 個のデータ $x_{1\lambda}, x_{2\lambda}, \dots, x_{p\lambda}$ ($\lambda = 1, 2, \dots, N$) が得られたとする. これらの N 個の時系列データは, それぞれ p 個の地点での気象要素が相互に関連のある変動を示しているとみなせるので, この変動を説明する関数として, p 個の変量の一次結合で表すことができ, これを

$$z = l_1 x_1 + l_2 x_2 + \dots + l_p x_p \quad (1)$$

と仮定し, l_1, l_2, \dots, l_p を変化させ,

$$\sum_{i=1}^p l_i^2 = 1 \quad (2)$$

の条件の下で, z の分散が最大になるときの z を第一主成分という. このときの係数を l_{1i} ($i = 1, 2, \dots, p$) で表すと,

$$z_1 = l_{11} x_1 + l_{12} x_2 + \dots + l_{1p} x_p \quad (3)$$

となる.

次に z_1 とは無相関な z のうちで, 式 (3) を満たす最大の分散を持つ z_2 が決定できる. この z_2 を第二主成分という. この時の係数を l_{2i} ($i = 1, 2, \dots, p$) とすると z_2 は,

$$z_2 = l_{21} x_1 + l_{22} x_2 + \dots + l_{2p} x_p \quad (4)$$

と表すことができる. 以下同様にして第 m 成分 z_m までで全変動の大部分が説明できればこれ以上を求める必要はない. ここで, z_m を,

$$z_m = l_{m1} x_1 + l_{m2} x_2 + \dots + l_{mp} x_p \quad (5)$$

と書く。従って各係数は,

$$l_{\alpha 1}^2 + l_{\alpha 2}^2 + \cdots + l_{\alpha p}^2 = \sum_{k=1}^p l_{\alpha k}^2 = 1 \quad (6)$$

を満たし 各主成分は 以下の条件を満たすように定まる。

- 第一主成分 z_1 の分散が最大である。
- 第 i 主成分と第 j 主成分 ($i \neq j$) は直交する (無相関である)。

各主成分の計算は, $p \times p$ の分散共分散行列の固有値問題に帰着する。これについては次小節に記すこととする。

全球再解析データに対して EOF 解析をする際には注意が必要である。なぜなら, 全球再解析データはどの緯度帯でも, 経度方向には同じ数のグリッドが存在するからである。地球は球形であるので, 全球再解析データのままでは, 高緯度になるほど各グリッドあたりの面積が小さくなる。そのため, 面積荷重を考慮せずに EOF 解析を行ってしまうと, 低緯度と比較して高緯度の変動が相対的に大きく見積もられてしまい, 実際に変動を特徴付けるパターンとは異なるパターンが現れる恐れがある。このグリッドの偏りを修正するために, 緯度方向に面積荷重 $\sqrt{\cos \theta}$ をデータにかけて偏りを解消する。

EOF 解析における固有ベクトルの計算方法

一般に, p 変数データ, すなわち N 個の各標本について, p 種類の変数 x_1, x_2, \dots, x_p が測定されたとし, そのデータに基づき, 主成分 $z_1, z_2, \dots, z_m (m \leq p)$ を求める方法について以下で述べる.

まず, 得られたデータより各変量の分散共分散 σ_{ij} を求め, それを

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \cdots & \sigma_{1p} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \cdots & \sigma_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{p1} & \sigma_{p2} & \cdots & \sigma_{pp} \end{pmatrix} \quad (7)$$

と表す. ここでの σ_{ij} は各変量の分散共分散の不偏推定値であり,

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{N-1} \left\{ \sum_{\lambda=1}^n (x_{i\lambda} - \bar{x}_i)(x_{j\lambda} - \bar{x}_j) \right\} \quad (8)$$

$$\bar{x}_i = \frac{1}{N} \sum_{\lambda=1}^N x_{i\lambda} \quad (9)$$

とし, さらに相関行列を求め, それを

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{p1} & r_{p2} & \cdots & r_{pp} \end{pmatrix} \quad (10)$$

$$(r_{ii} = 1; i = 1, 2, \dots, p)$$

と表す.

ここで, p 個の変数 x_1, x_2, \dots, x_p からなるベクトル変量を

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_p \end{pmatrix} \quad (11)$$

とする. ここで, \mathbf{X} のとりうる量は,

$$\begin{pmatrix} x_{11} \\ x_{21} \\ \vdots \\ x_{p1} \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} x_{12} \\ x_{22} \\ \vdots \\ x_{p2} \end{pmatrix}, \dots, \begin{pmatrix} x_{1N} \\ x_{2N} \\ \vdots \\ x_{pN} \end{pmatrix}$$

また, 各主成分を式 (1) の形で求めるために各主成分の変量 x_i の係数をそれぞれベクトル

$$\mathbf{l}_1 = \begin{pmatrix} l_{11} \\ l_{21} \\ \vdots \\ l_{p1} \end{pmatrix}, \mathbf{l}_2 = \begin{pmatrix} l_{12} \\ l_{22} \\ \vdots \\ l_{p2} \end{pmatrix}, \dots, \mathbf{l}_m = \begin{pmatrix} l_{1m} \\ l_{2m} \\ \vdots \\ l_{pm} \end{pmatrix}$$

で表し, l_α の転置行列を l_α^T で表すと主成分は

$$\begin{pmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{l}_1^T \\ \mathbf{l}_2^T \\ \vdots \\ \mathbf{l}_m^T \end{pmatrix} \mathbf{X} \quad (12)$$

と書くことができる. ただし, 各 \mathbf{l}_α^T は単位ベクトル ($\mathbf{l}_\alpha^T \cdot \mathbf{l}_\alpha = 1$) とする.

これより, 各成分 z_α が条件 (6) を満たすように係数を求めればよい. したがって,

$$V\{z_1\} = v\{\mathbf{l}_1^T \mathbf{X}\} = \mathbf{l}_1^T V\{\mathbf{X}\} \mathbf{l}_1 = \mathbf{l}_1^T \mathbf{S} \mathbf{l}_1 \quad (13)$$

z_1 の分散 $V\{z_1\}$ が最大になるような \mathbf{l}_1 を求めるために, ラグランジュの未定乗数法を用いる (次小節参照). ここで, ラグランジュ未定乗数を λ として,

$$v = \mathbf{l}_1^T \mathbf{S} \mathbf{l}_1 - \lambda(\mathbf{l}_1^T \mathbf{l}_1 - 1) \quad (14)$$

の両辺を \mathbf{l}_1^T で微分すると, 微分方程式

$$\frac{\partial v}{\partial \mathbf{l}_1^T} = (\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{l}_1 \quad (15)$$

\mathbf{I} : p 次の単位行列

が得られ, ラグランジュの未定乗数法よりこの微分方程式が 0 になるときに z_1 の分散 $V\{z_1\}$ は最大になる. すなわち, 以下の連立方程式

$$(\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{l}_1 = 0 \quad (16)$$

を解けばよい. ここで, 式 (12) のベクトル \mathbf{l}_1 の要素がすべて 0 以外の解を持つためには λ が固有方程式

$$|\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}| = 0 \quad (17)$$

の解 (固有値) でなければならない. また, z_1 の分散 $V\{z_1\}$ を最大にするものが存在するとすれば, 式 (15) より

$$V\{z_1\} = \lambda \quad (18)$$

であり, 式 (17) の固有値に等しくなるので, z_1 における係数ベクトル \mathbf{l}_1 としては, 式 (17) の最大の固有値 λ_1 に対応する単位固有ベクトルとして第一主成分 z_1 を決定することができる. 一方, 式 (17) の固有値を展開すると λ についての p 次方程式になるので, p 個の固有値 (重複するものを含めて数えると) が存在し, しかも S は非負の対称行列であるから固有値はすべて非負の実数である. その中の最大のものを λ_1 として \mathbf{l}_1 を求める. さらに大きさの順に $\lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_m$ を抽出し, $\lambda_k (1 \leq k \leq m)$ に対応する単位固有ベクトルを第 k 主成分 z_k における係数ベクトル \mathbf{l}_k として, 全部で m 個の主成分を求めるとこれらは条件を満たす.

ラグランジュの未定乗数法

関数 $y = f(x_1, x_2, \dots, x_p)$ について, 条件 $h(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0$ のもとで, その極大, もしくは極小を求めるために, 以下の関数を導入する.

$$z = f(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda h(x_1, x_2, \dots, x_p) \quad (19)$$

この仮定した関数において, z を最大にすることは, y を $h = 0$ のもとで極大, もしくは極小にすることと同値である. したがって,

$$\frac{\partial z}{\partial x_1} = \frac{\partial z}{\partial x_2} = \dots = \frac{\partial z}{\partial x_p} = h(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0 \quad (20)$$

を解いて, x_1, x_2, \dots, x_p を求めると, この x_1, x_2, \dots, x_p に対する y の値が極大, もしくは極小となる. さらに条件が次のように二個以上あるときにおいても,

$$h_1(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0, \quad h_2(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0, \quad \dots, \quad h_p(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0 \quad (21)$$

上記の場合と同じように, 次の関数について,

$$z = f(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda_1 h_1(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda_2 h_2(x_1, x_2, \dots, x_p) + \dots + \lambda_p h_p(x_1, x_2, \dots, x_p) \quad (22)$$

上記の場合と同じように式 (20) を解くことにより y を極大, もしくは極小にすることができる.

有効位置エネルギー

有効位置エネルギーについて解説する.

有効位置エネルギーとは

顕熱の質量積分で表現される全位置エネルギーのその大部分は運動エネルギーに変換されることのないエネルギーであり, 大気の運動を議論する場合の良い目安ではない. そこで, 全位置エネルギーから運動エネルギーに変換されることのない部分を差し引いた量として有効位置エネルギー (available potential energy) が定義される.

有効位置エネルギーの定義

有効位置エネルギーは以下のように定義される.

$$\tilde{A} = \int_V (\phi + I) \frac{dV}{g} - \int_V (\phi + I)_R \frac{dV}{g} \quad (23)$$

ここで, ϕ は位置エネルギー, I は内部エネルギー, V は体積, g は重力加速度を表している. 添え字の R はリファレンスの意味で, もうこれ以上エネルギーを生成し得ないような状態を表す (これを dead state と呼ぶこともある). Lorenz (1955) によると, 厳密な意味での有効位置エネルギーは

$$\tilde{A} = \frac{c_p}{g(1 + \kappa)p_0^\kappa} \iiint (p^{\kappa+1} - \bar{p}^{\kappa+1}) dx dy d\theta \quad (24)$$

によって定義される. ここで, $\kappa = R/c_p$, θ は温位であり, \bar{p} は温位面に沿って計算される. この有効位置エネルギーは, 気圧座標面系では近似的に等圧面上での気温 T の分散により計算することができる.

$$\tilde{A} = \int_V \frac{C_p}{2} \Gamma (T - T_0)^2 \frac{dV}{g} = \int_V C_p \Gamma \frac{T'^2}{2} \frac{dV}{g} = \int_V \frac{R}{\gamma} \frac{T'^2}{2} \frac{dV}{g} = \int_V A \frac{dV}{g} \quad (25)$$

ここで, 単位質量あたりの有効位置エネルギーを以下のように定義した. 本来, A は全球質量積分に対して定義される量であるが, K との対比で局所的に再定義する場合もある.

$$A = \frac{R}{\gamma} \frac{T'^2}{2} \quad (26)$$

また, Γ は Saltzman (1995) で定義された静的安定度の逆数で, 全球平均は等圧面に沿って計算される. これは, Tanaka (1985) で定義された γ とは逆数の関係にある.

$$\Gamma = -\frac{\kappa \bar{\theta}}{p \bar{T}} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)^{-1} = \frac{R}{c_p \gamma} \quad (27)$$

このように定義された有効位置エネルギーは量的には運動エネルギーの 10 倍以下のオーダーになる。気温の分散で表されていることからわかるように、有効位置エネルギーは正值であり、エネルギーと呼ぶにふさわしい量である。

有効位置エネルギーの時間変化を与える式は、(25) の定義式を時間で微分し、気温の時間変化項に熱力学の式を代入すればよい。その結果を式で表すと

$$\frac{d\tilde{A}}{dt} = \frac{d}{dt} \int_V A \frac{dV}{g} = \int_V \omega' \alpha' \frac{dV}{g} + \int_V \frac{R}{c_p \gamma} T' Q' \frac{dV}{g} = -C + G \quad (28)$$

となる。ここで、 C は傾圧変換項、 G は放射などの非断熱加熱による熱エネルギーの生成である。これが全位置エネルギーの式に置き換わるのである。全位置エネルギーと運動エネルギーとの間の変換を表す傾圧変換項が、全球平均値に対して共通になっていることが、有効位置エネルギーの定義の条件である。

有効位置エネルギーの変化をもたらす要因の一つは $\omega' \alpha'$ の積分項であるが、等圧面平均の ω はゼロであり、これは $\omega \alpha$ の積分項に等しい。よって、有効位置エネルギーを全位置エネルギーの式と置き換えることができる。傾圧変換項は、運動エネルギーに変換される量を表しているので、むしろ有効位置エネルギーを定義する際には満たす必要のある条件である。式 (28) の右辺第二項は T と Q の共分散を表し、Differential Heating と呼ばれている。暖かい赤道付近で放射加熱が卓越し、逆に寒い極地で放射冷却が卓越することにより、有効位置エネルギーは生成される。暖かい領域で放射冷却があり、寒い領域で放射加熱があると、温度場は一様されるが、この場合は有効位置エネルギーの減少を意味する。等温大気を一様に加熱することで、全位置エネルギーは増加するのに対し、有効位置エネルギーは増加することはない。これは、気圧傾度力が生じないことから理解できる。一方、極域を冷却することで全位置エネルギーは減少するのに対し、有効位置エネルギーは増加する。運動に必要な気圧傾度力を生じるときにだけ有効位置エネルギーは増加するのである。よって、大気大循環を駆動する原動力は有効位置エネルギーであると言える。

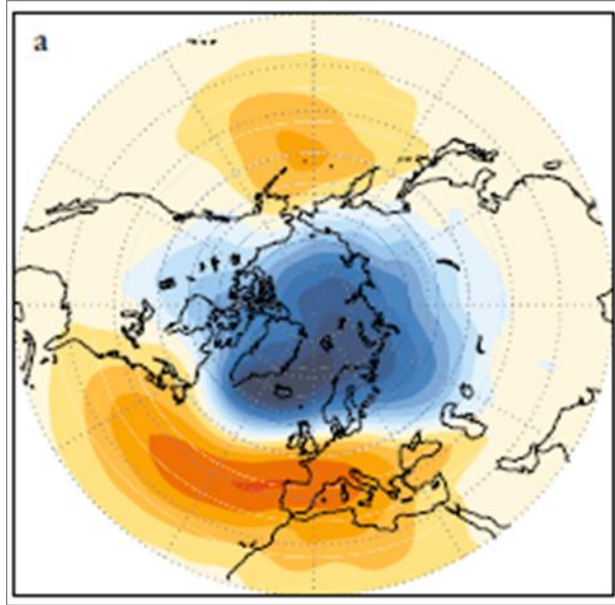


図 1: AO に伴う地上気圧偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

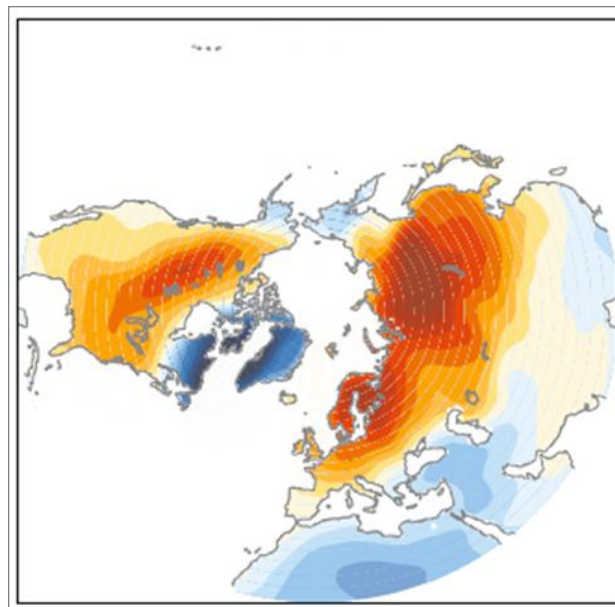
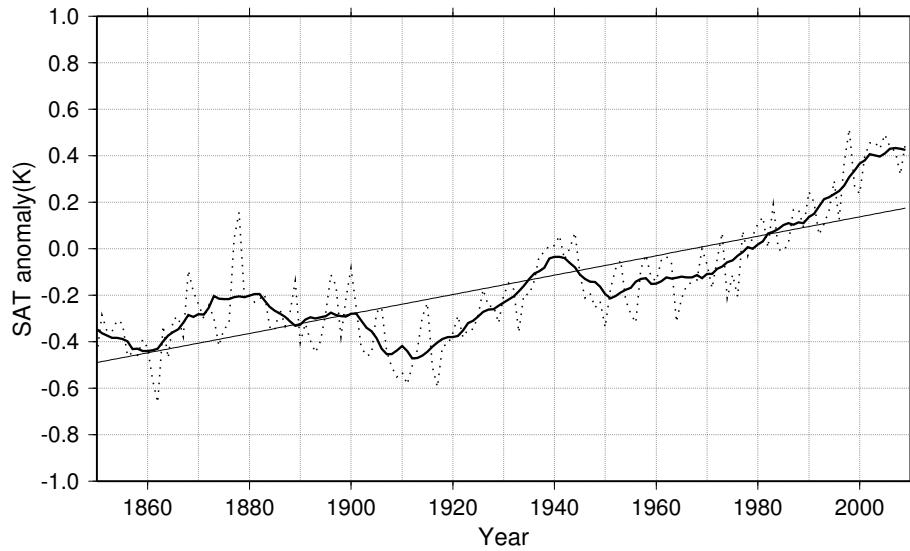


図 2: AO に伴う地上気温偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

HadCRUT3 (Global mean)
(11-year running mean)



HadCRUT3 (Northern Hemisphere mean)
(11-year running mean)

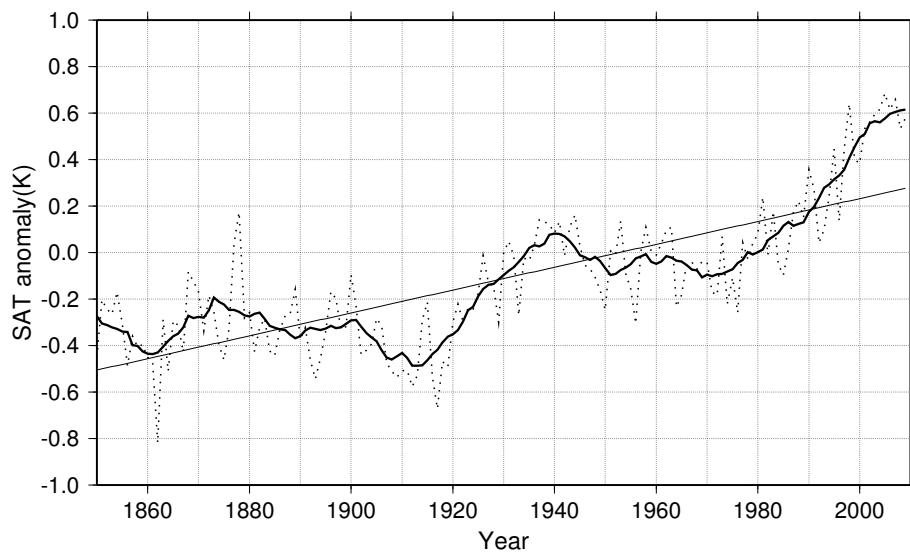
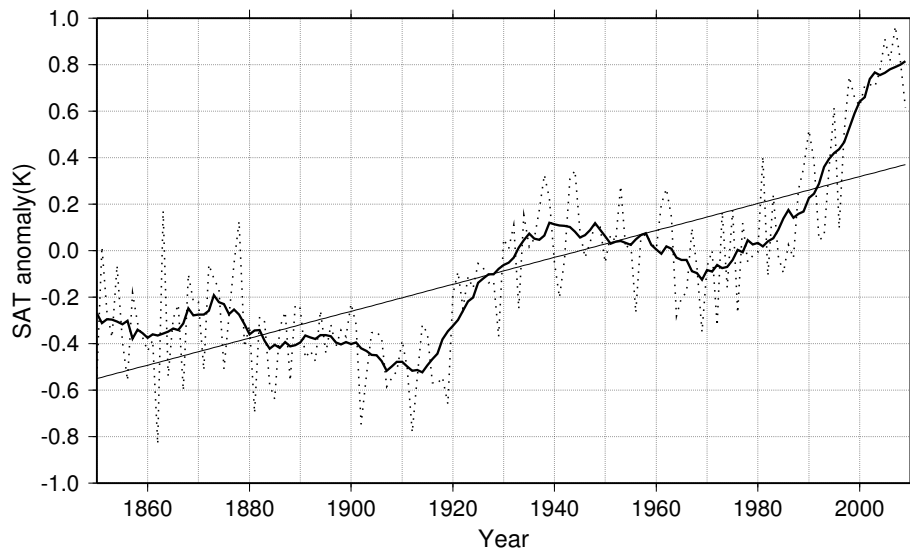


図 3: 全球 (上) および赤道以北 (下) 平均の SAT 偏差時系列. 点線は年々の SAT 偏差, 太実線は 11 年の移動平均を施した時系列, 細実線は回帰直線を表す. データは HadCRUT3 である.

HadCRUT3 (30-90°N mean)
(11-year running mean)



HadCRUT3 (60-90°N mean)
(11-year running mean)

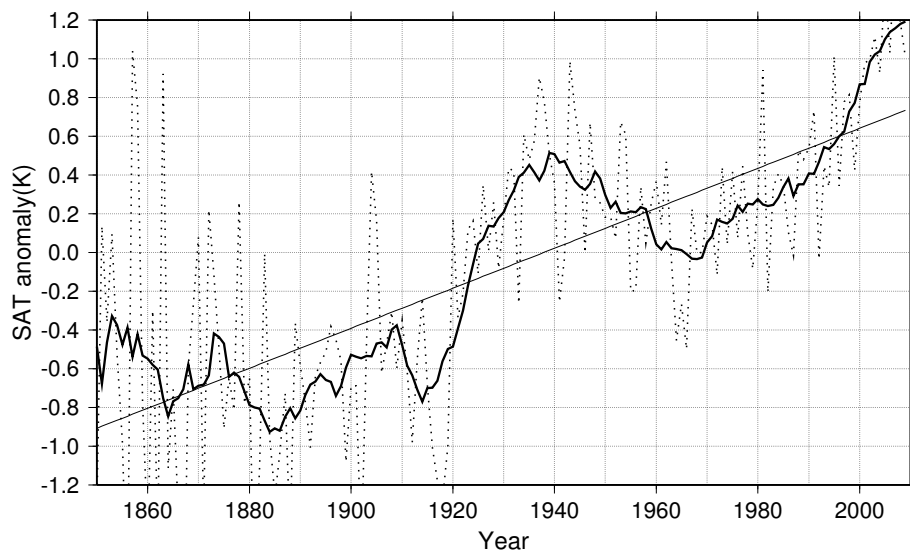
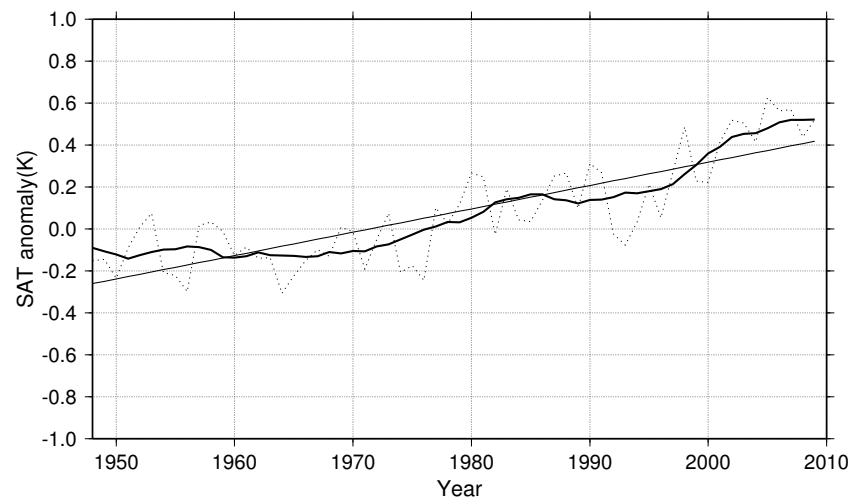


図 4: 図 3 と同様. ただし, 北緯 30 度以北 (上), 北緯 60 度以北 (下) 平均を表している.

NCEP/NCAR reanalysis(Global mean)
(11-year running mean)



NCEP/NCAR reanalysis(Northern Hemisphere mean)
(11-year running mean)

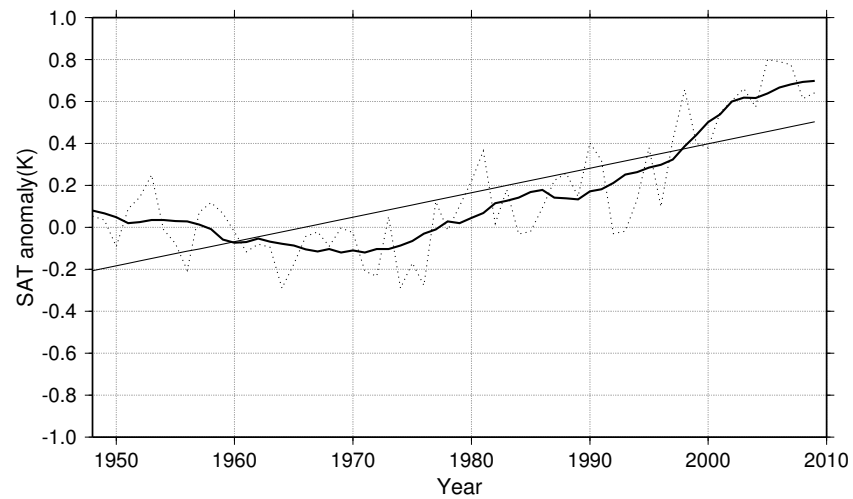


図 5: 全球 (上) および赤道以北 (下) 平均の SAT 偏差時系列. 点線は年々の SAT 偏差, 太実線は 11 年の移動平均を施した時系列, 細実線は回帰直線を表す. データは NCEP/NCAR の再解析データである.

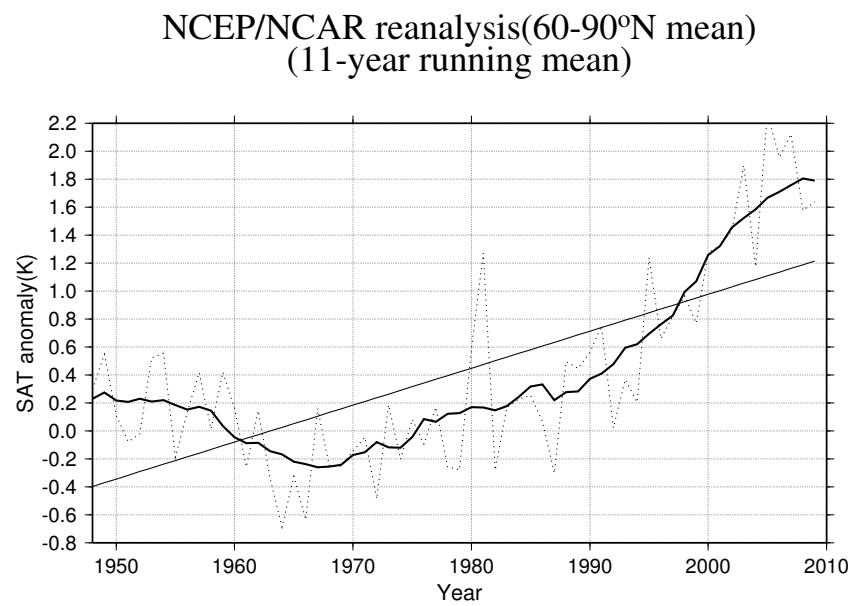
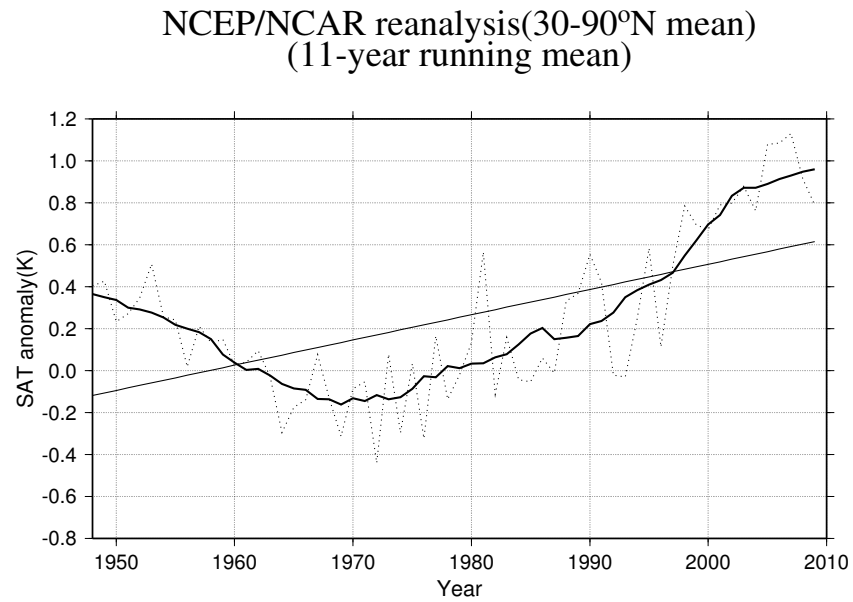


図 6: 図 5 と同様. ただし, 北緯 30 度以北 (上), 北緯 60 度以北 (下) 平均を表している.

Arctic Oscillation Index(DJF) (Sea Level Pressure)

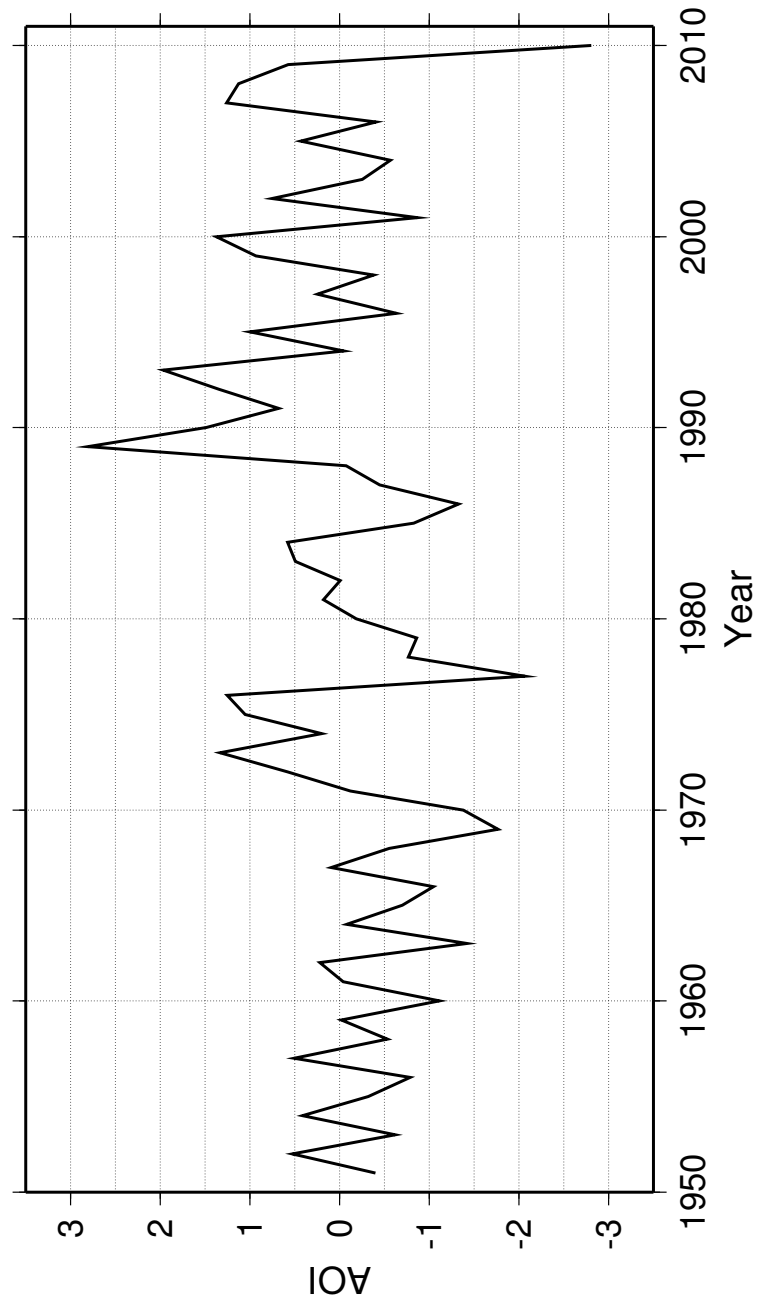


図 7: Thompson and Wallace (1998) で定義された SLP より計算された AOI の時系列図. データは NOAA CPC の月平均 AOI で, 期間は 1951–2010 年の DJF 平均である.

Arctic Oscillation Index(DJF) (HadSLP2)

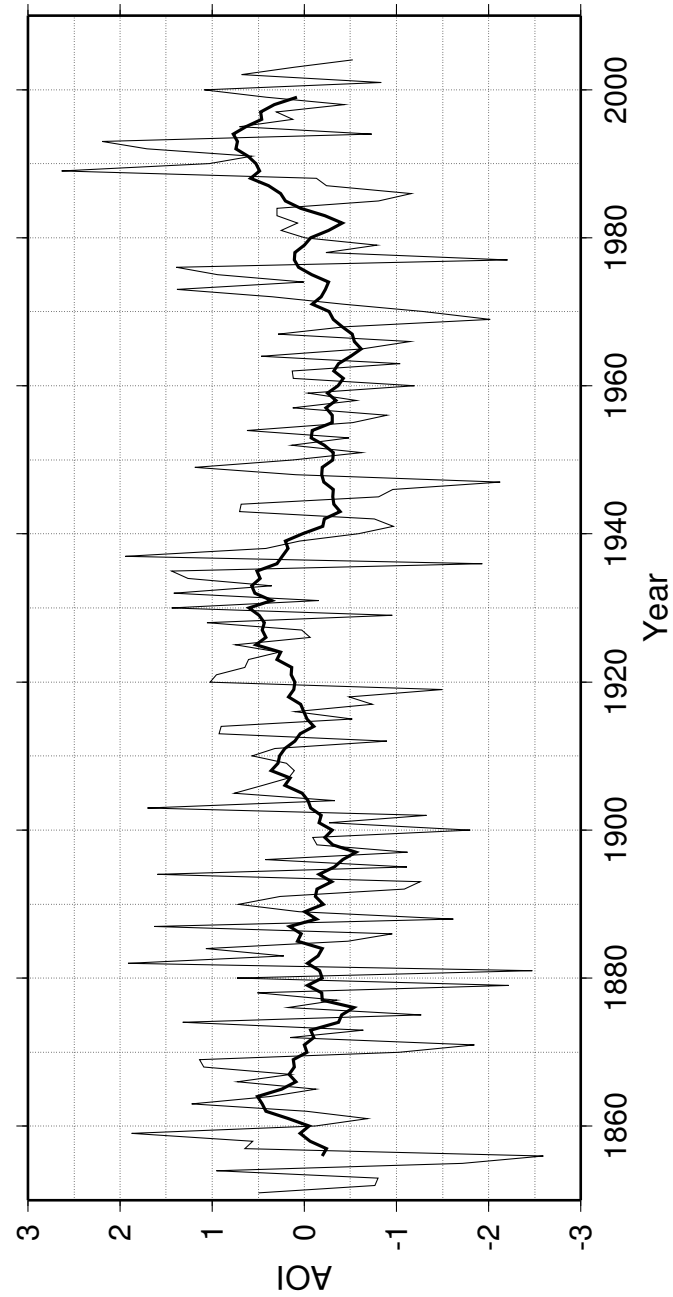


図 8: HadSLP2 の月平均 SLP より計算された AOI の時系列図. 期間は 1851–2004 年の DJF 平均である. 細実線は年々の値, 太実線は 11 年移動平均を表している.

HadCRUT3(60-90°N) (5-year running mean)

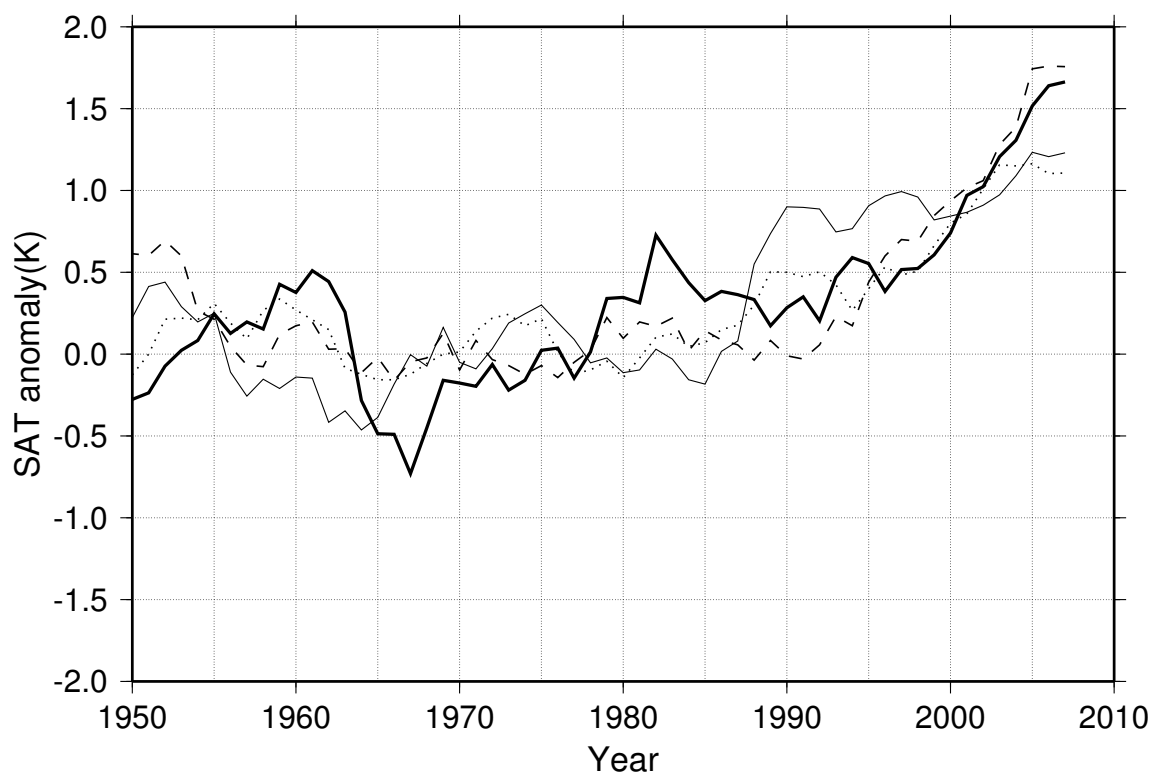


図 9: 北極域 (北緯 60 度以北) における季節別 SAT 偏差の時系列図. 太実線が冬季, 細実線が春季, 点線が夏季, 破線が秋季を表す. データは HadCRUT3 であり, 5 年のローパスフィルターを施してある.

Linear trend of SAT NCEP/NCAR reanalysis (DJF)

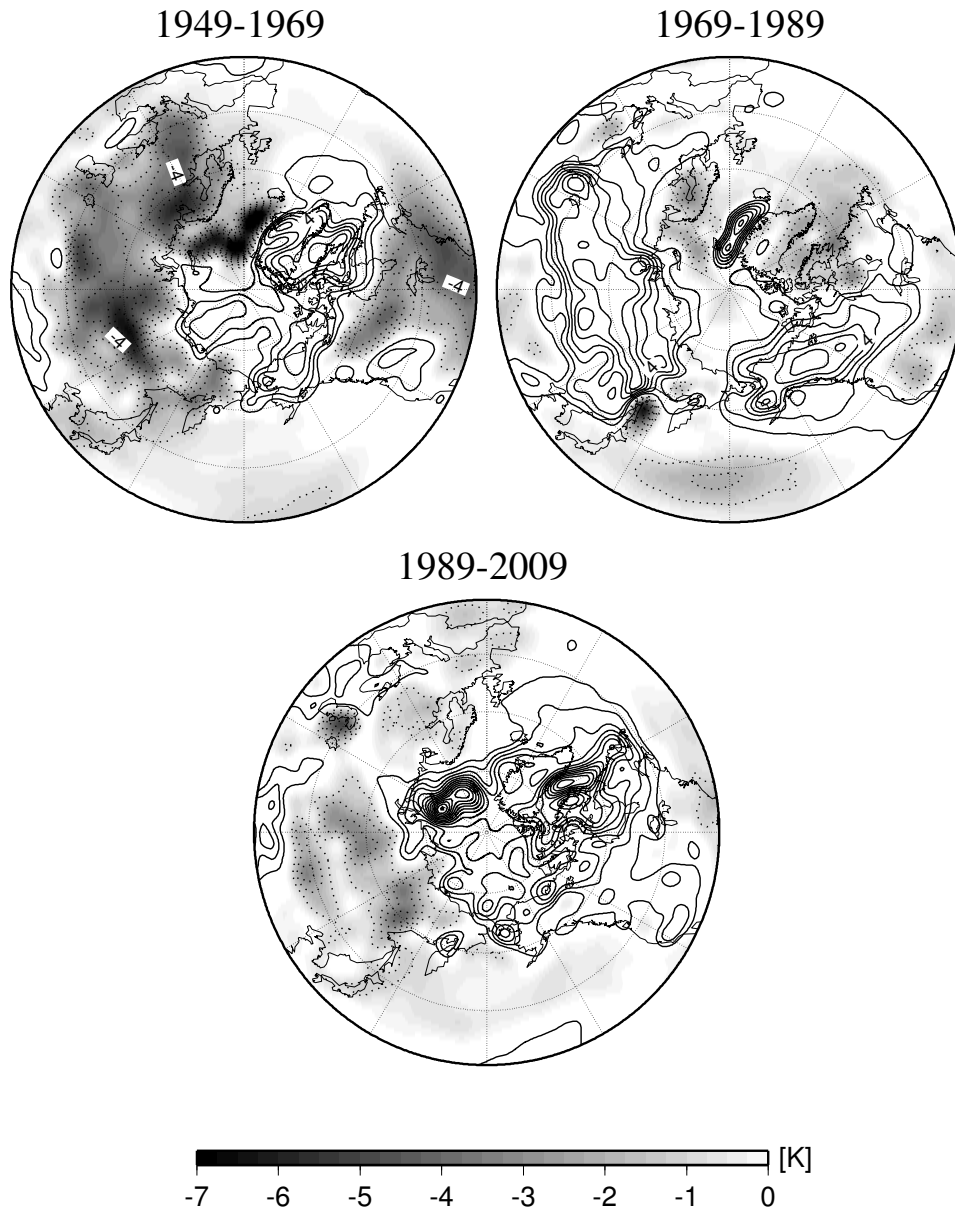


図 10: 北半球 (北緯 30 度以北) における冬季 SAT の線形トレンドの空間分布図. 左上が 1949-1969 年, 右上が 1969-1989 年, 下が 1989-2009 年を表す. データは NCEP/NCAR 再解析データである. コンター間隔は 1 K で, 実線は正のトレンド, 点線は負のトレンドを表し, シェードは負のトレンドを表している.

Linear trend of SAT
NCEP/NCAR reanalysis (MAM)

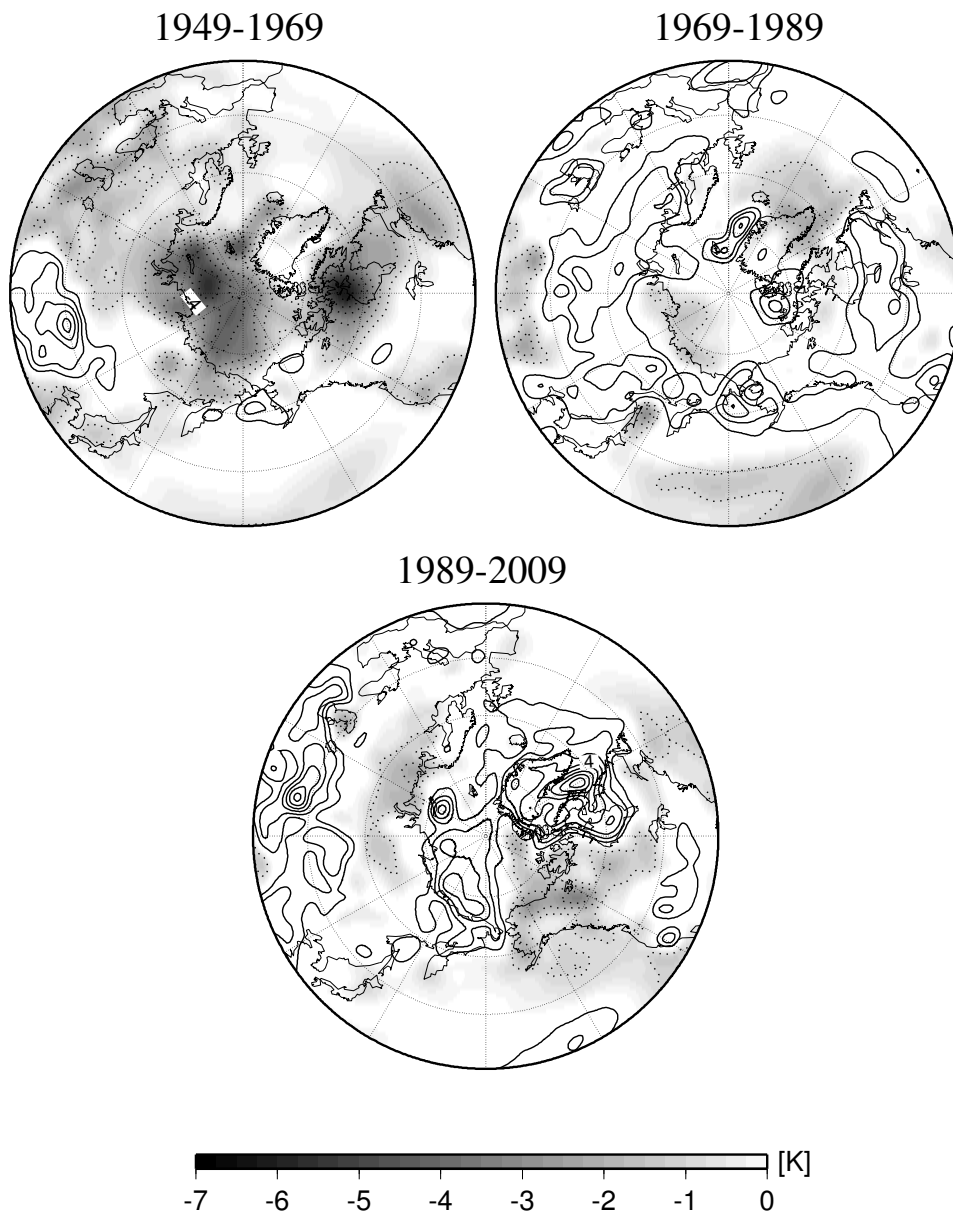


図 11: 図 6 と同様. ただし, 春季 SAT の線形トレンドを表している.

Linear trend of SAT
NCEP/NCAR reanalysis (JJA)

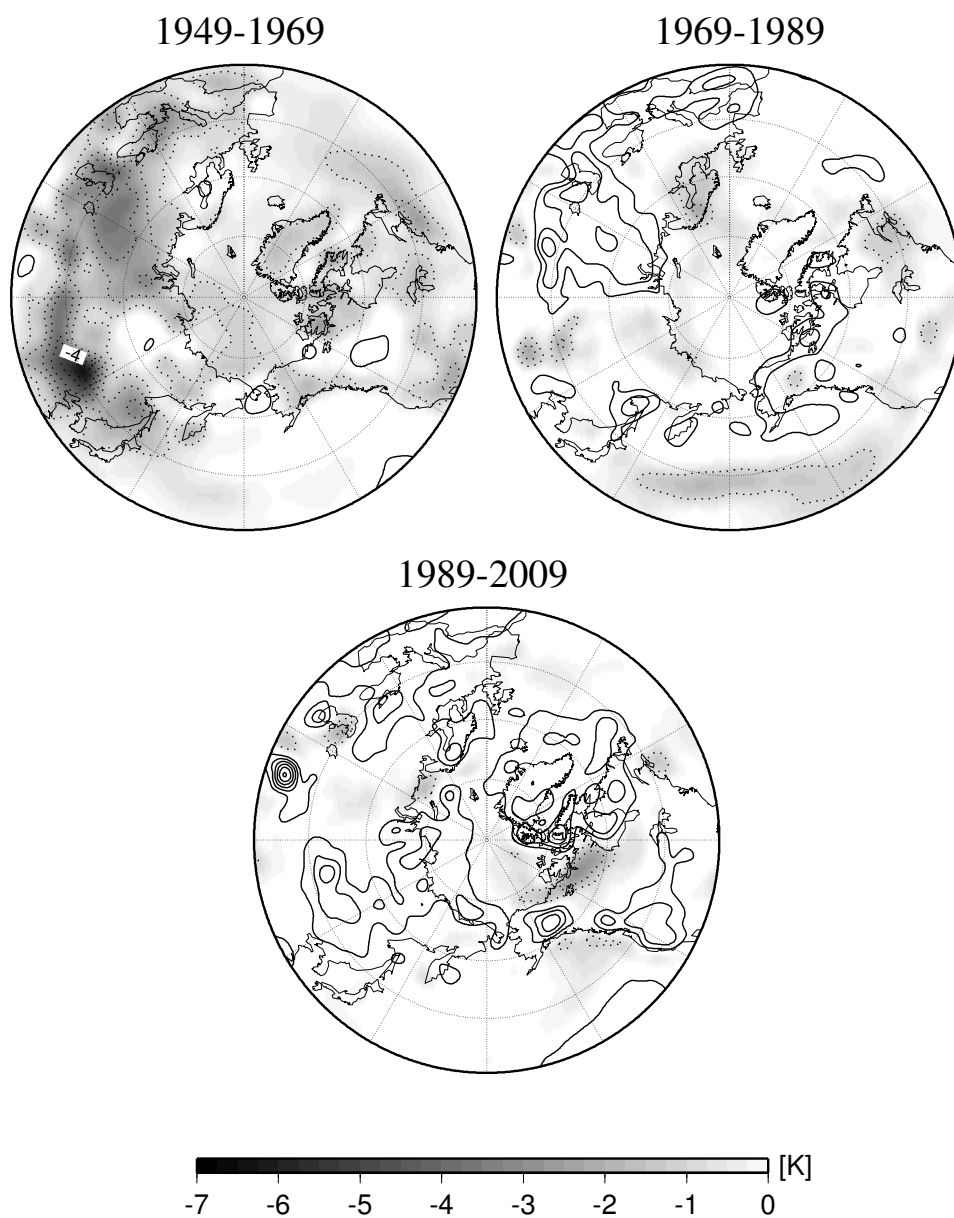


図 12: 図 6 と同様. ただし, 夏季 SAT の線形トレンドを表している.

Linear trend of SAT
NCEP/NCAR reanalysis (SON)

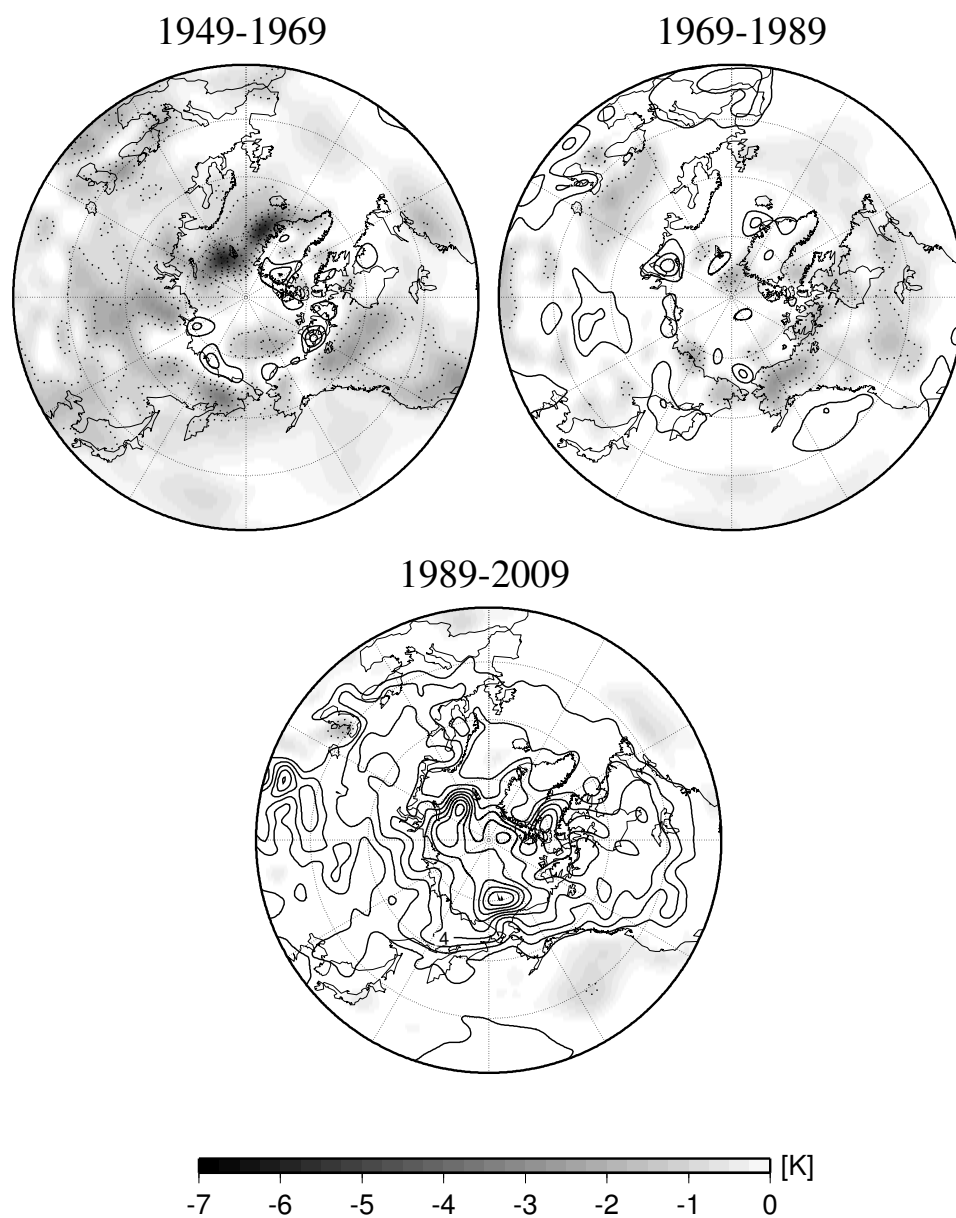


図 13: 図 6 と同様. ただし, 秋季 SAT の線形トレンドを表している.

Eigenvector (SAT)
NCEP/NCAR reanalysis
(DJF in K)
EOF- 1(21.0%)

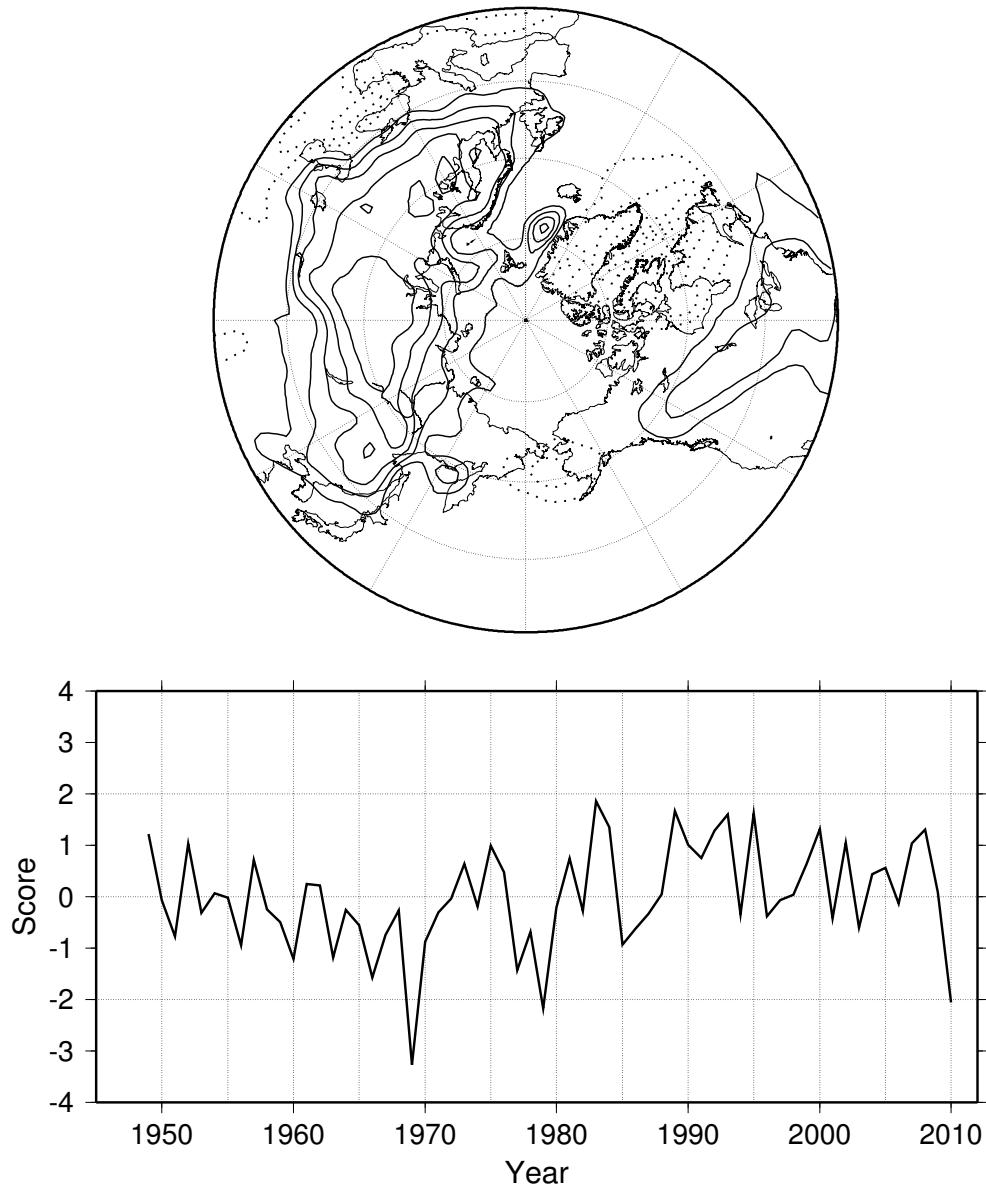


図 14: 北半球 (北緯 30 度以北) における冬季 SAT の EOF-1 の (上) 固有ベクトルの空間分布, (下) スコアの時系列. 期間は 1949–2010 年の DJF で, データは NCEP/NCAR 再解析データ. カッコ内数字は寄与率を表し, コンター間隔は 0.3 K である.

Eigenvector (SAT)
NCEP/NCAR reanalysis
(DJF in K)
EOF- 2(14.6%)

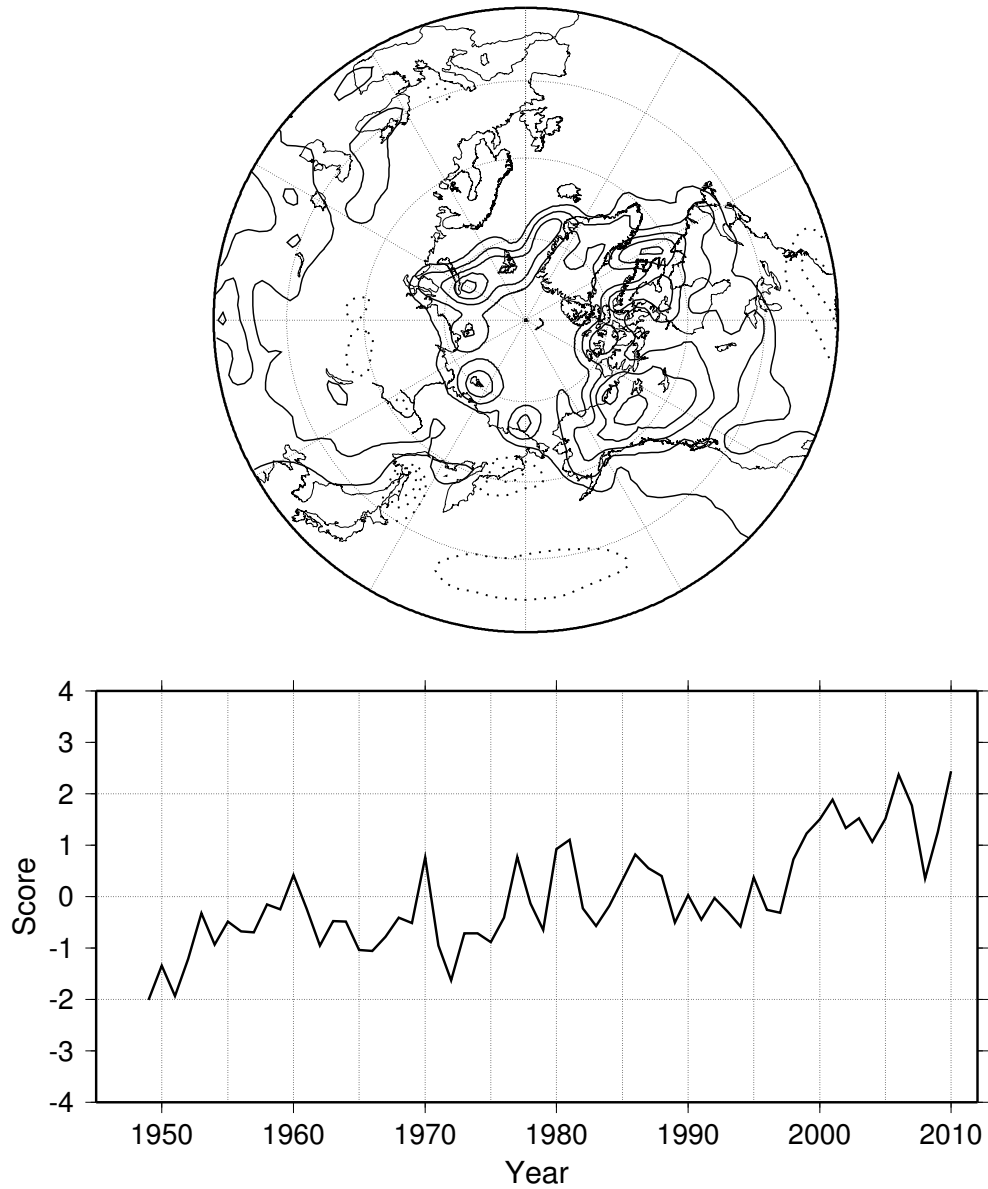


図 15: 図 10 と同様. ただし, EOF-2 を表している.

Eigenvector (SAT)
NCEP/NCAR reanalysis
(DJF in K)
EOF- 3(10.1%)

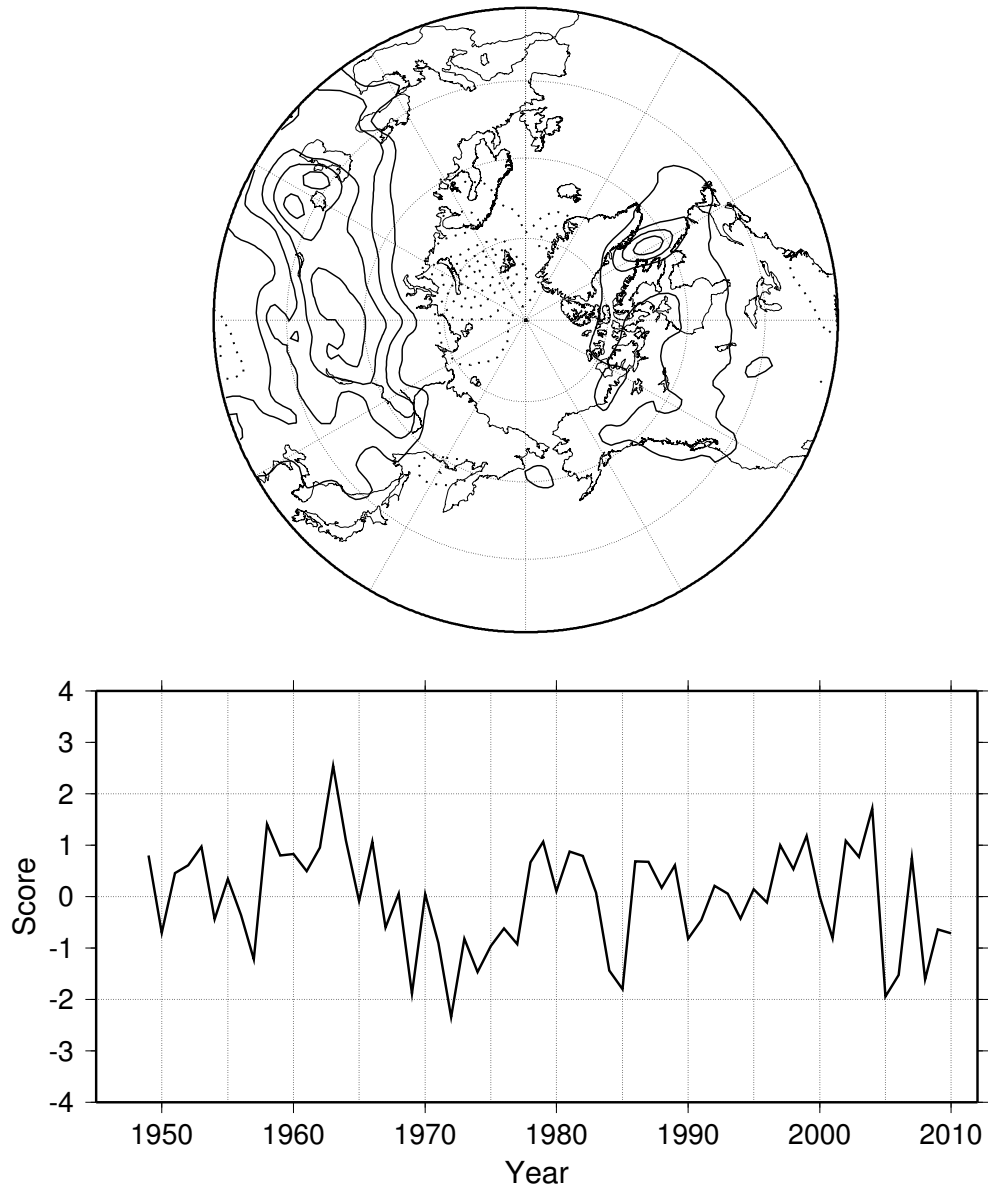


図 16: 図 10 と同様. ただし, EOF-3 を表している.

Eigenvector (SAT)
NCEP/NCAR reanalysis
(DJF in K)
EOF- 4(7.1%)

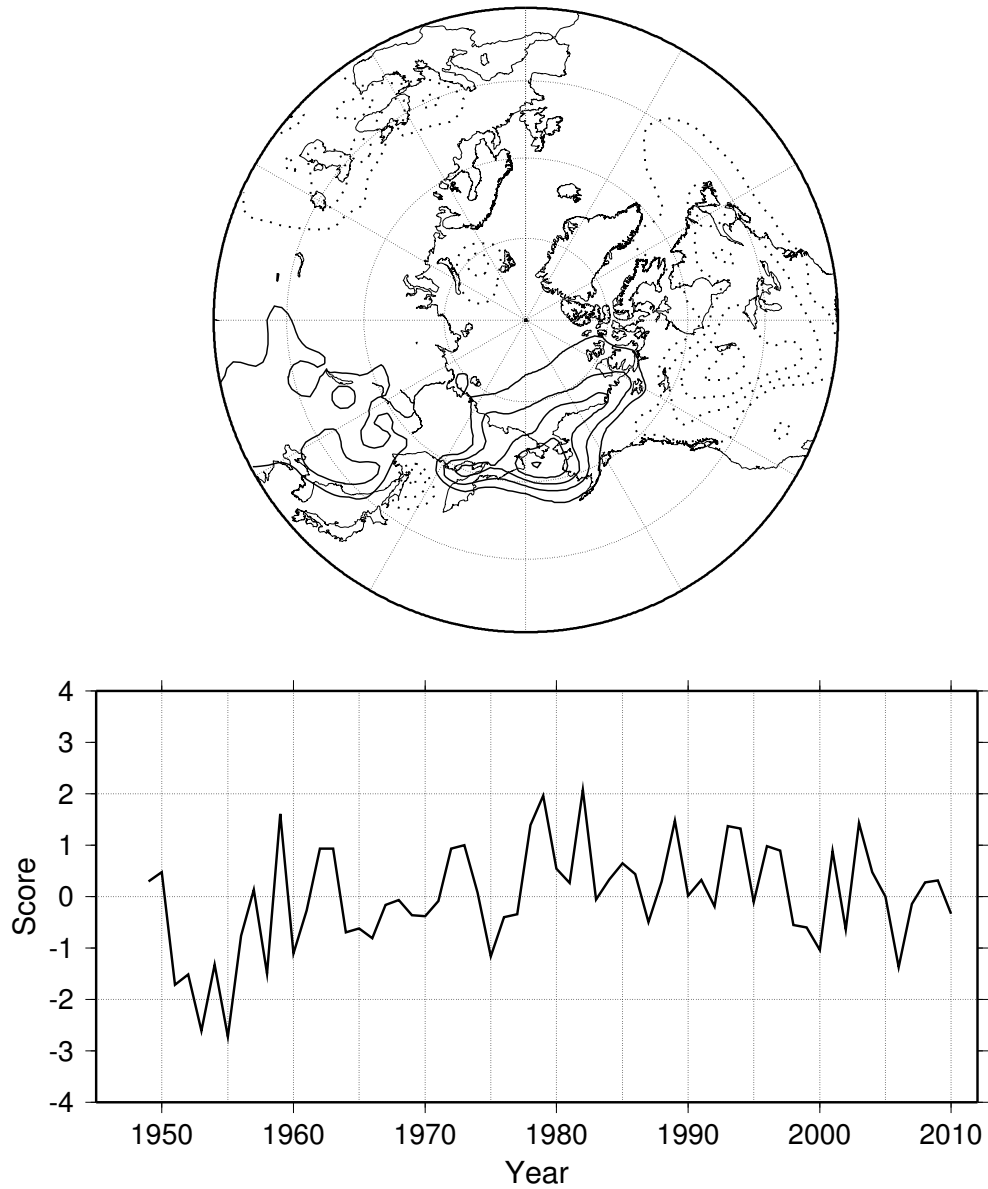


図 17: 図 10 と同様. ただし, EOF-4 を表している.

SAT (regression with AOI)
1951-2010 DJF



AO Index (NOAA CPC)

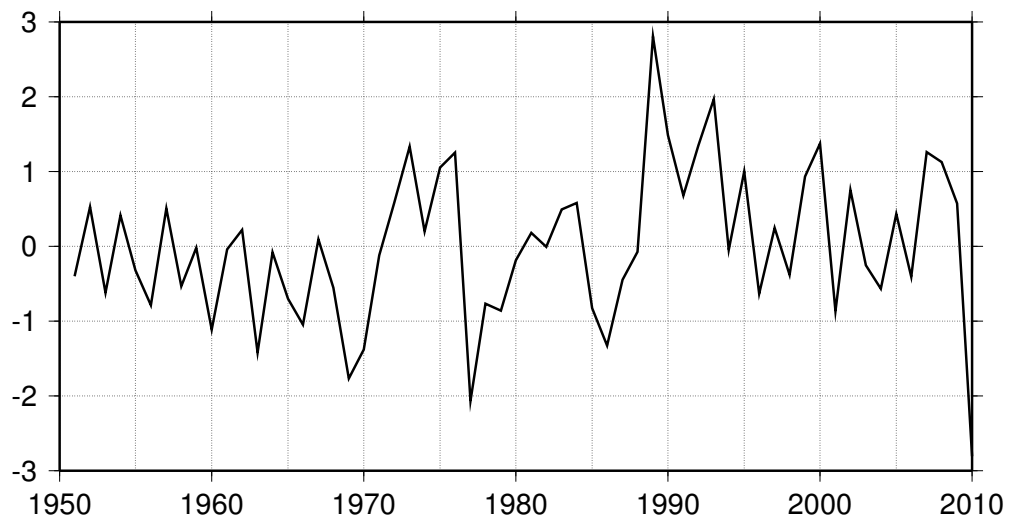


図 18: 北半球 (北緯 30 度以北) の NOAA CPC による AOI (下) に回帰した SAT の空間パターン (上). コンター間隔は 0.5 K で, 実線は正の偏差, 点線は負の偏差を表している.

SAT (regression with AOI)
1951-2010 DJF



AO Index (Barotropic Component)

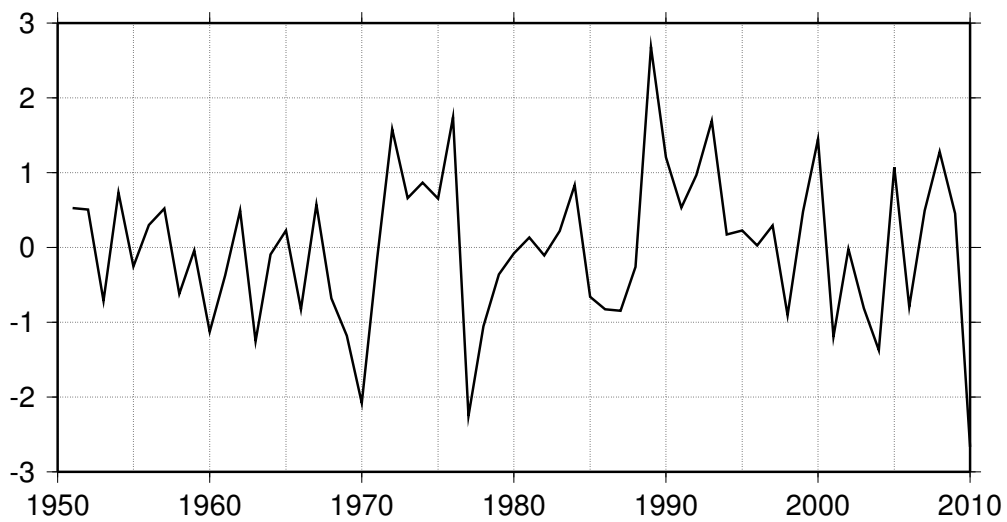


図 19: 北半球 (北緯 30 度以北) の順圧成分によって計算された AOI (下) に回帰した冬季 (DJF) 平均 SAT の空間パターン (上). コンター間隔は 0.5 K で, 実線は正の偏差, 点線は負の偏差を表している.

NCEP/NCAR reanalysis (Northern Hemisphere)
 AOI (NOAA CPC)
 (11-year running mean)

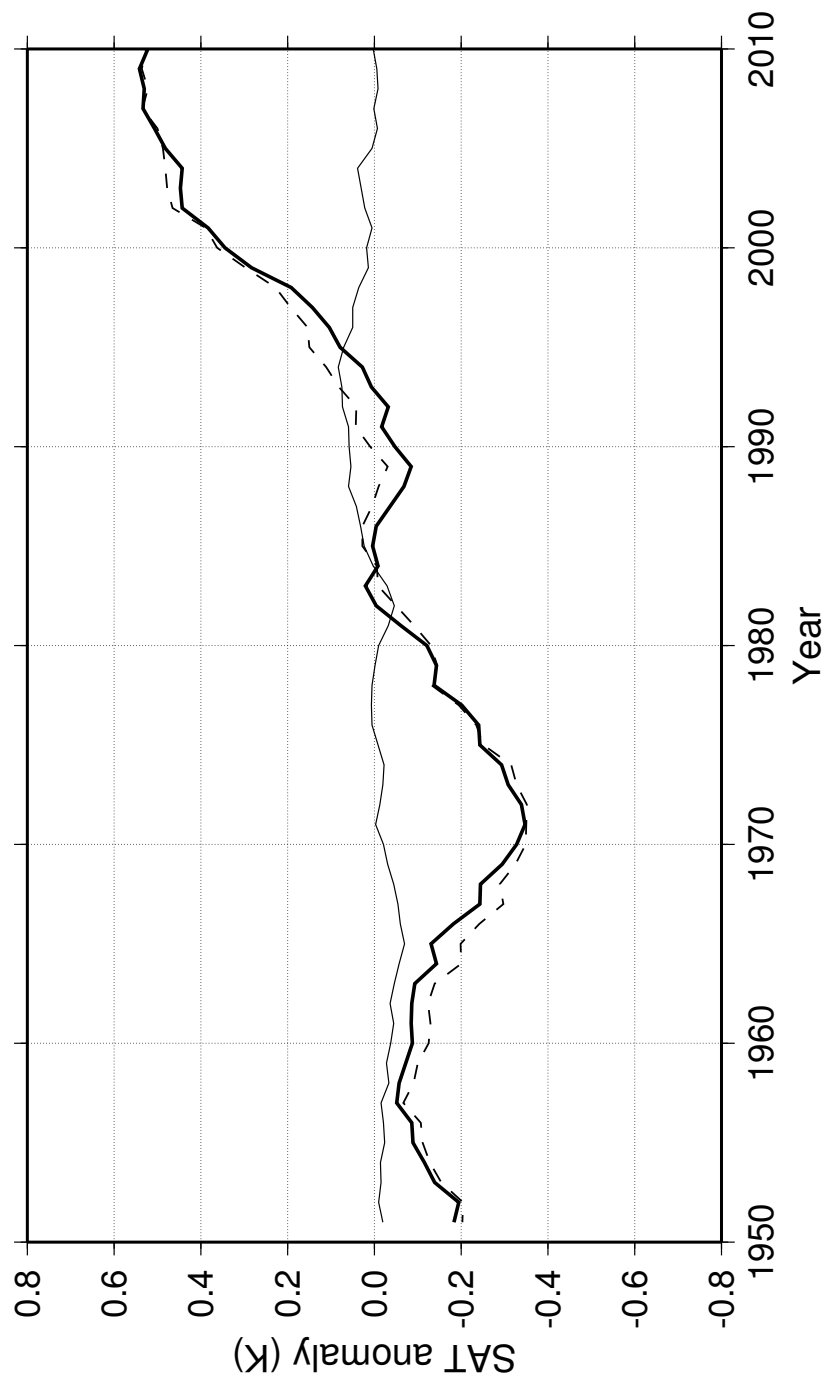


図 20: 北半球の冬季 (DJF) 平均 SAT の偏差の時系列. 点線が NCEP/NCAR 再解析データの SAT, 細線が AO に伴う SAT, 太線が AO の影響を取り除いた SAT の偏差の時系列を表す. 期間は 1951–2010 年で, AOI は NOAA CPC のデータを用いている. SAT の偏差を求める際の気候値は全期間の平均である.

NCEP/NCAR reanalysis (30-90°N)
 AOI (NOAA CPC)
 (11-year running mean)

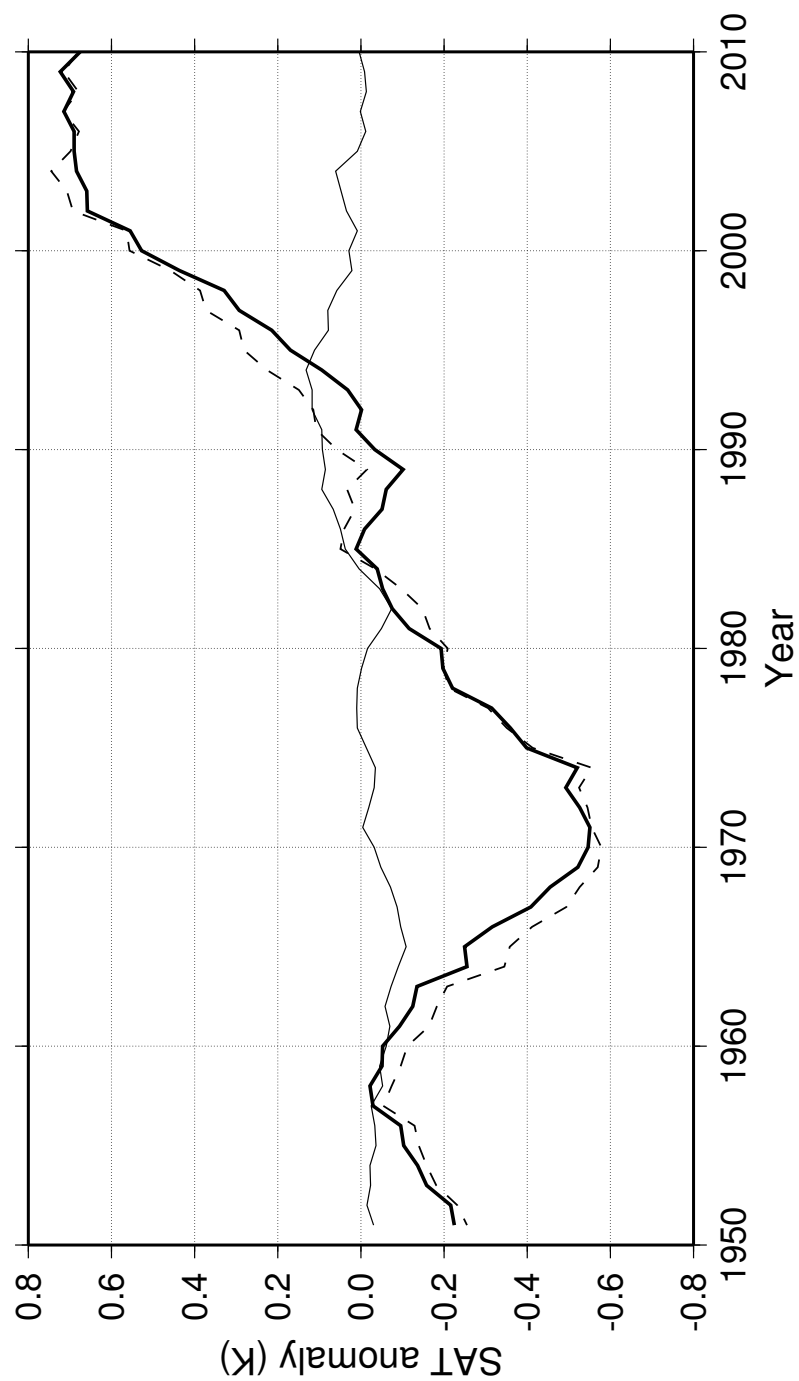


図 21: 図 20 と同様. ただし, 北緯 30 度以北平均である.

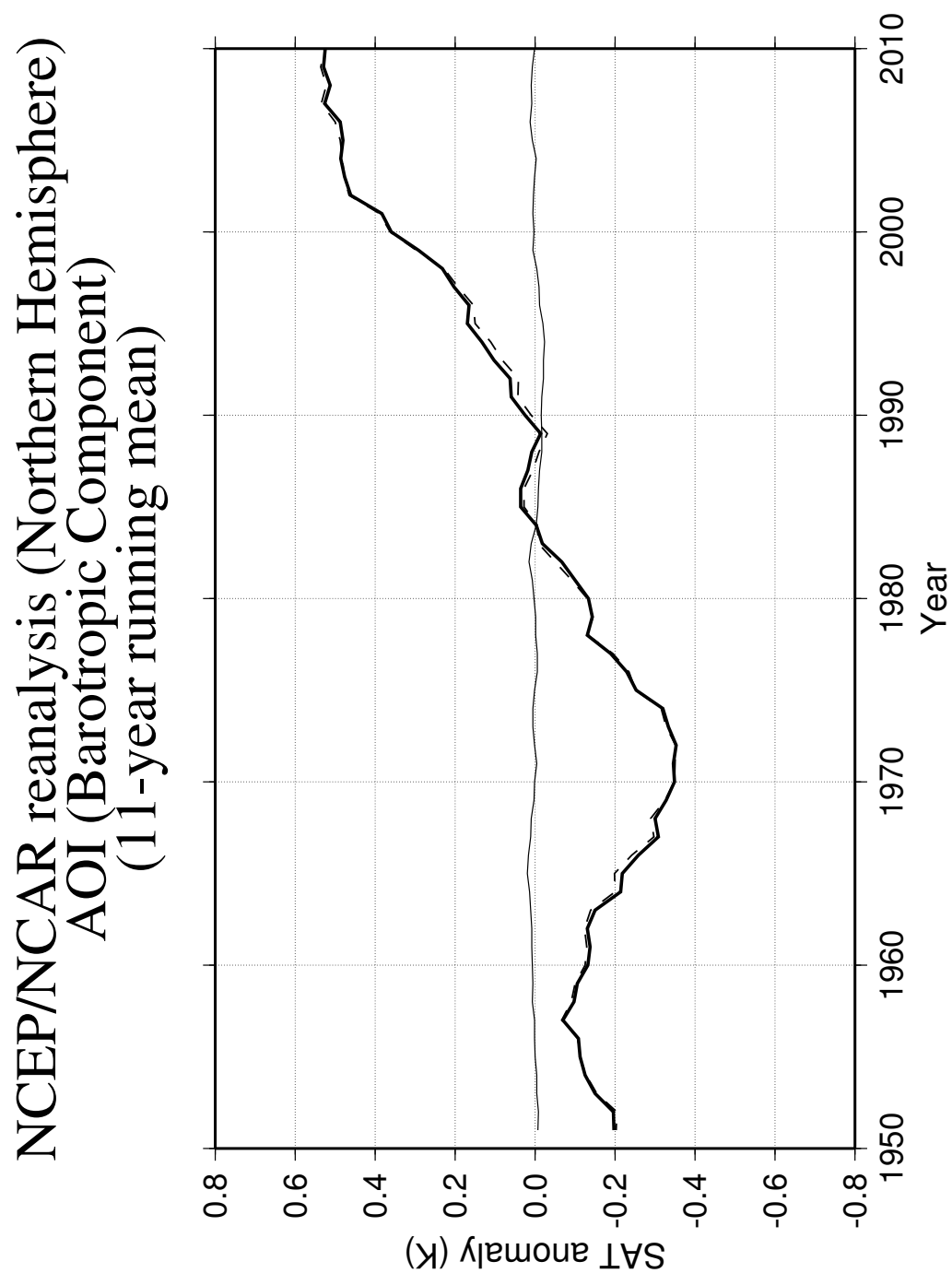


図 22: 図 16 と同様. ただし AOI は順圧成分により計算されたものを用いている.

NCEP/NCAR reanalysis (30-90°N)
AOI (Barotropic Component)
(11-year running mean)

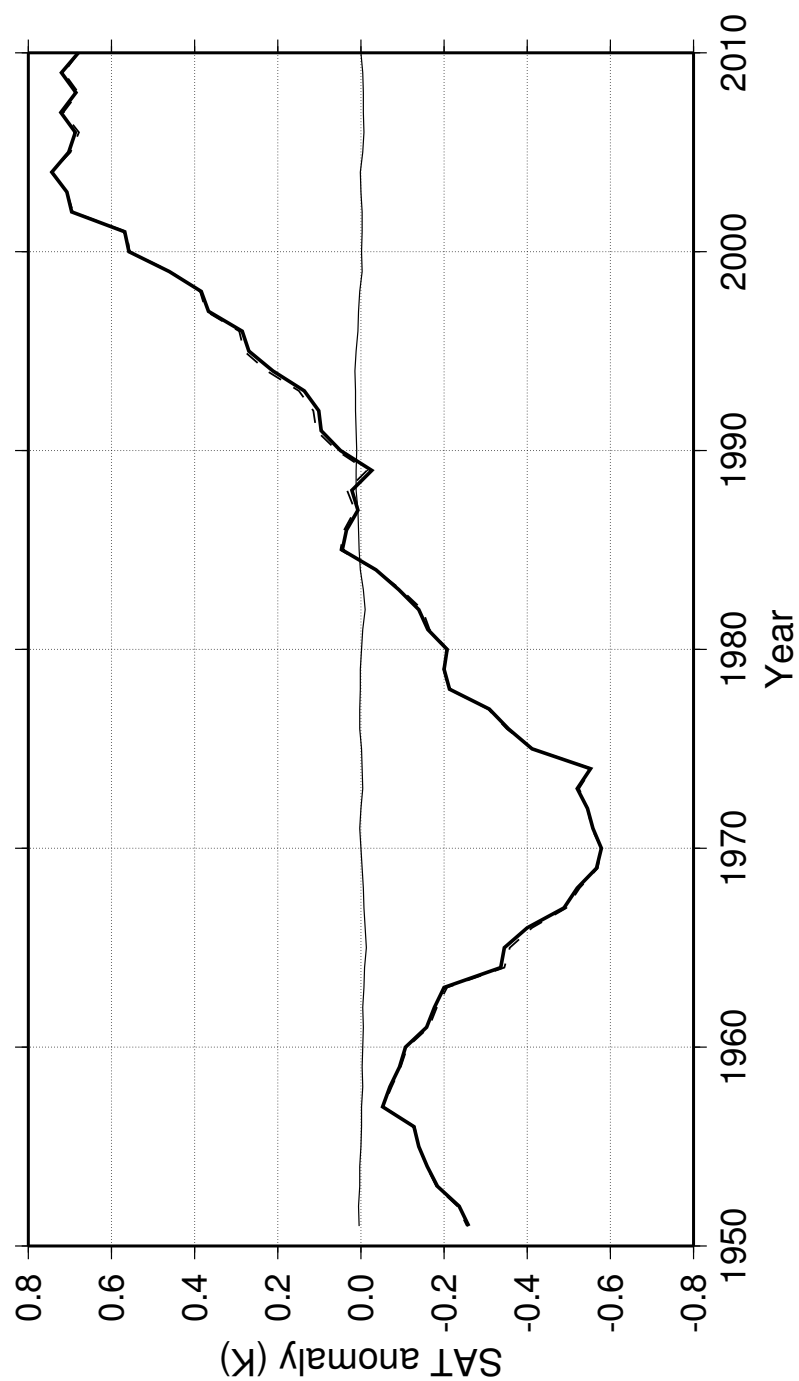


図 23: 図 16 と同様. ただし AOI は順圧成分により計算されたものを用いており, 北緯 30 度以北平均である.