

近年の北極域における
温暖化パターンの解析的研究

2010年1月

大橋正宏

近年の北極域における
温暖化パターンの解析的研究

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

大橋正宏

Data Analysis of Recent Warming Pattern in the Arctic

Masahiro OHASHI

Abstract

The climate change associated with the recent global warming is most prominent in the Arctic and Subarctic. As the Arctic Oscillation (AO) known as the most dominant atmospheric phenomenon in the Northern Hemisphere showed high correlation with the surface air temperature (SAT) and sea ice patterns in the Arctic, the AO has attracted more attention as a crucial factor in explaining global warming. However, the increasing trend of the AO Index (AOI) since 1970 has stopped over the last two decades, and the AO began to deviate from the global warming trend.

In this study, we analyze the arctic climate change patterns in SAT and sea ice, and investigate its mechanism over the last two decades when the positive trend of the AOI has stopped. In addition, I confirm whether the speculated mechanism is simulated by Intergovernmental Panel on Climate Change Forth Assessment models, and examine the contributions from the internal variability and the response to the external forcing in the arctic climate change.

As a result, we speculated the mechanism of arctic warming as following. The patterns of SAT and sea ice before 1989 are mostly determined by the AO in winter. In contrast, the arctic warming pattern after 1989 is characterized as both of the AO pattern in winter and ice-albedo pattern in autumn. As the positive trend of the AOI and Pacific Decadal Oscillation index shift to negative since 1989, the Beaufort High has been intensified throughout the year. The intensified Beaufort High in summer tends to transport more ice toward Greenland, reducing the sea ice concentrations over the Beaufort Sea in September. By means of the positive ice-albedo feedback, the SAT in autumn has increased prominently. The ice-albedo feedback pattern was not seen before 1989. The arctic warming before 1989 especially in winter was explained by the positive trend of the AOI, and also

the intensified Beaufort High and the drastic decrease of the sea ice concentrations in September after 1989 were associated with the recent negative trend of the AOI.

It was suggested that time series of the AOI and the Beaufort High intensity vary without the human effects such as the increasing greenhouse gases. Since the AO and the Beaufort High in the Arctic may be the stochastic natural variability in the atmospheric pressure field, the decreasing trend of sea ice in the Arctic may not be irreversible.

Key Words: Arctic Oscillation, Arctic warming, Beaufort High, Sea ice

目次

Abstract	i
表目次	v
図目次	vi
1 はじめに	1
2 目的	5
3 使用データ	6
3.1 観測・再解析データ	6
3.2 IPCC-AR4 モデル群データ	8
4 解析手法	10
4.1 AOIとポーフォート高気圧の勢力の作成	10
4.2 内部変動と外部強制応答の分離	11
5 結果	12
5.1 観測に見られる北極域の温暖化パターン	12
5.1.1 SATの季節別時系列	12
5.1.2 SATの季節別トレンドパターン	12
5.1.3 9月の海氷のトレンドパターン	13
5.1.4 SLP場と海氷変動	14
5.2 IPCC-AR4モデル群による解析	15
5.2.1 SATにおける再解析とモデルの差異	15
5.2.2 AOに伴うSATパターン	16
5.2.3 海氷分布の再現性	16
5.2.4 SLP場と海氷変動	17
5.2.5 将来予測	18
6 まとめと考察	20
7 結論	22

謝辞	23
参考文献	24
付録	28
EOF 解析	28
EOF 解析とは	28
EOF 解析における固有ベクトルの計算方法	30
ラグランジュの未定乗数法	33
Bilinear 内挿	34

表 目 次

表 1	IPCC-AR4 モデル群の概要	35
-----	----------------------------	----

目次

図 1	AO に伴う SLP 偏差の地理分布図	36
図 2	AO に伴う SAT 偏差の地理分布図	36
図 3	北極海の地図	37
図 4	北極域における季節別 SAT 偏差の時系列図	38
図 5	北半球における季節別 SAT の線形トレンド (1949–1969 年) の地理分布図	39
図 6	北半球における季節別 SAT の線形トレンド (1969–1989 年) の地理分布図	40
図 7	北半球における季節別 SAT の線形トレンド (1989–2008 年) の地理分布図	41
図 8	AOI, PDO 指数, ポーフォート高気圧の勢力の時系列図	42
図 9	北極海における海水面積比 (9 月) の線形トレンドの地理分布図	43
図 10	9 月の北極海における海水面積比 (HadISST) の負偏差の地理分布図	44
図 11	北半球における冬季 SAT の線形トレンド (1951–1999 年) の地理分布図	45
図 12	北半球における冬季 SAT (NCEP/NCAR 再解析) の EOF-1 から EOF-4 の地理分布図	46
図 13	北半球における冬季 SAT (IPCC-AR4 モデル群平均) の EOF-1 から EOF-4 の地理分布図	47
図 14	北半球における CCCMA–CGCM3.1 (T47) の冬季 SAT 偏差の地理分布図	48
図 15	北半球における MRI–CGCM2.3.2 の冬季 SAT 偏差の地理分布図	49
図 16	北半球における NCAR–CCSM3 の冬季 SAT 偏差の地理分布図	50
図 17	観測データ HadISST による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海水面積比の地理分布図	51
図 18	IPCC-AR4 モデル群による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海水面積比の地理分布図	52
図 19	IPCC-AR4 モデル群による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海水面積比の地理分布図	53
図 20	9 月の北極海における海水面積比 (CCCMA–CGCM3.1 (T47)) の負偏差の地理分布図	54

図 21	9月の北極海における海氷面積比 (GISS-AOM) の負偏差の地理分布図	55
図 22	9月の北極海における海氷面積比 (IPSL-CM4) の負偏差の地理分布図	56
図 23	9月の北極海における海氷面積比 (MIROC3.2 (Medres)) の負偏差の地理分布図	57
図 24	9月の北極海における海氷面積比 (MPI-ECHAM5) の負偏差の地理分布図	58
図 25	CCCMA-CGCM3.1 (T47) による AOI とポーフォート高気圧の勢力の 20 世紀時系列図	59
図 26	MRI-CGCM2.3.2 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の 20 世紀時系列図	60
図 27	NCAR-CCSM3 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の 20 世紀時系列図	61
図 28	内部変動と外部強制応答に分離した 9 月の北極海における海氷面積比 (CCCMA-CGCM3.1 (T47)) の負偏差の地理分布図	62
図 29	CCCMA-CGCM3.1 (T47) による AOI とポーフォート高気圧の勢力の内部変動成分の 21 世紀時系列図	63
図 30	CCCMA-CGCM3.1 (T47) による AOI とポーフォート高気圧の勢力の外部強制応答成分の 21 世紀時系列図	64
図 31	MRI-CGCM2.3.2 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の内部変動成分の 21 世紀時系列図	65
図 32	MRI-CGCM2.3.2 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の外部強制応答成分の 21 世紀時系列図	66
図 33	NCAR-CCSM3 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の内部変動成分の 21 世紀時系列図	67
図 34	NCAR-CCSM3 による AOI とポーフォート高気圧の勢力の外部強制応答成分の 21 世紀時系列図	68

1 はじめに

近年の地球温暖化に伴う気候変動が、自然界のフィードバックを介して最も顕著に現れているのが、北極圏および、その周辺の北極域である。20世紀後半に見られたシベリアを含む北極域の温暖化は、全球平均気温の2倍以上のペースで上昇している。さらに北極域の海氷、特に晩夏の海氷が顕著に減少し近年注目を浴びている。また、気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) の第四次報告書 (Fourth Assessment Report; AR4) で使用された気候モデル群の将来予測によると、21世紀はどのシナリオを見ても北極域を中心に昇温が進行すると示唆されている (IPCC 2007)。以上のことから、北極域は地球温暖化の実態解明の鍵を握る重要な地域である。

一方、冬季北半球の中高緯度大気的主要な変動として、北極振動 (Arctic Oscillation; AO) があり、AO と気候変化との関連が近年議論されてきている。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 (NDJFMA) 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 Thompson and Wallace (1998) により定義された。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)。

主要な大気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の SLP 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パターンは非常によく対応している。また 20 世紀後半の地球温暖化は、シベリア周辺やカナダ北部で昇温が著しい一方で、グリーンランド周辺の SAT は低下する (Chapman and Walsh 1993) という AO パターンに似たような特徴が見られる。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いわれているため、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 AO のトレンドは AO そのものの振幅の力学的結果でなく、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。一方、Teng et al. (2006) では、3 種類のシナリオ予測実験結果における AOI の現在気候からの増加分が、各シナリオ間で変わらないことから、人為的な強制力に対する影響は少ないとしている。温暖化すると AO が正となるメカニズムはまだ解明されていないが、1 つの考えとして成層圏の影響がある。二酸化炭素が増加すると対流圏は温暖化するが成層圏は寒冷化する。対流圏界面は熱帯が中緯度よりも高いため、温暖化すると中緯度の下部成層圏の西風が強くなり、これが対流圏に影響するのではないかと考えられている。

AO の変動において、大気の内外部変動と外部強制応答の寄与の定量的評価は十分なされてこなかったが、Yukimoto and Kodera (2005) では、気象研究所の気候モデル MRI-CGCM2 によるアンサンブル気候再現実験結果を用いることで、北半球中高緯度の数十年スケール変動を内部変動と外部強制応答に分けている。これと同様の手法を IPCC-AR4 モデル群で行った研究が、大橋・田中 (2009) であり、外部強制応答の AOI が観測に一致していないことと、それに重なる内部変動による AOI の振幅が十分大きいことから、AO の十年スケールの変動は温室効果ガスのような外部強制応答ではなく、カオス的に変動する大気-海洋システムの純粋な内部変動として説明できると示唆している。この結論は、AO が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すると提唱した Tanaka and Matsueda (2005) の結果に矛盾しない。20 世紀観測されてきた北極域の温暖化の大

部分は、AOに伴う自然変動の結果であるのかもしれない。

また、北極域の気候を議論する上で北極海の海水変動は重要な要素である。近年の北極海の海水減少は、ほとんどの気候モデルの温暖化予測結果よりも急激に進んでおり (Stroeve et al. 2007), 2007年夏には観測史上最小の海水面積を記録した (Stroeve et al. 2008)。この2007年夏の海水激減は、第1に1990年代以降に生じた海水上空の気温の上昇、南風の侵入、そして太平洋と大西洋の双方からの暖かい海水の流入によって、10年スケールの海水の厚さが減少傾向にあったこと、第2にベーリング海峡を通過し、チャクチ海からポーフォート海に流れ込んだ暖水による北極海西部沖合いの海水融解の促進、第3にポーフォート高気圧の発達により、北極海上空の大気循環がパッチ状の海水をグリーンランド方向に向けて輸送したことが原因と結論付けられている (田中ほか 2009)。この2007年の海水激減をきっかけに北極域の気候システムは臨界点を超え、新しい気候レジームに入ってしまったという意見も多く見られたが、2008年、2009年と夏の海水面積は回復傾向にあるためはっきりしたことは未だわかっていない。

海水変動をAOと関係付けた文献もいくつかある。Rigor et al. (2002) では、海水の動きに対するAOの影響をブイデータを用いて示しており、北極海上の地上風の低気圧性循環が多年氷を動かすことで、東シベリア海やラプテフ海の海水が薄くなり、それらの海水はフラム海峡を通して流出すると述べている。さらに、Rigor and Wallace (2004) は、近年の9月における海水減少が、1989–1995年のAOIが高い期間における多年氷の輸送の遅れた応答によるものであると主張している。一方で、AOのような自然変動は海水減少においてはあくまで引き金であり、そこにアイス-アルベドフィードバックの効果が加わることで減少が加速されるという見解もある (Lindsay and Zhang 2005)。

SATや海水など北極域の気候と良く対応してきたAOだが、ここ十数年のAOIは温暖化とともに始まった正トレンドが止まり、負のトレンドとなっている (Overland and Wang 2005)。また、Cohen and Barlow (2005) では、SATとAOIの時系列の相関が1990年以降低いことから、温暖化は10年スケールのAOに依存しないと述べている。一方で北極域では1920–1940年にかけても顕著な温暖化が見られた時期があり、この期間においてAOIが負のトレンドを示していたという前例がある。この20世紀前半に見られた温暖化の研究は、Bengtsson et al. (2004) で行われており、バレンツ海上の大気循環と海水のフィードバックによる確率論的な内部変動が原因であると示唆している。Wang et al. (2007) ではこの結果に矛盾がないことを、IPCC-AR4モデル群の20世紀気候再現実験結果がこの時期の観測を再現できてい

ないことにより確かめた。

温暖化時の AO のメカニズムについて未解明な部分が多いこと、急激な海氷減少により北極域の気候システムは新しい気候レジームに入ってしまったかどうかということ、近年の北極域の気候変動が AO だけでは説明がつかないことなど、北極圏の温暖化研究において解明すべき課題は多い。

2 目的

本研究では、AOI の増加トレンドが止まっている最近 20 年の北極域における、SAT や海氷の気候変動パターンを再解析・観測データを用いて解析し、それ以前の期間と比較し、そのメカニズムを探る。また、得られたメカニズムが IPCC-AR4 モデル群の出力データで再現できるかを確認し、現在気候と将来予測において北極域の気候変動に対する内部変動、外部強制応答の寄与を調べる。

3 使用データ

3.1 観測・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 Center 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 2008 年 12 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, 長期間にわたって出来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, きわ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出来る。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的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, すべての変数に対して T30 の波数切断で平滑化施されているため, 高緯度地方では波動状の誤差が顕著に現れる。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。

また, 英国気象局気象研究部ハドレーセンター (Hadley Centre for Climate Prediction and Research) による観測データセット HadCRUT3 (Brohan et al. 2006) より, SAT の月平均データを, 海氷と海面水温 (Sea surface temperature; SST) の観測データセット HadISST (Rayner et al. 2003) より, 海氷面積比の月平均データを用いる。これらデータセットはそれぞれ全球 5 度 × 5 度, 1 度 × 1 度のグリッド間

隔で構成されており、使用期間は 1950 年 1 月から 2008 年 12 月とした。

気象庁ホームページから太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation; PDO) 指数の 1950 年から 2008 年の冬 (DJF) 平均データも使用する。PDO 指数は北緯 20 度以北の北太平洋における SST 偏差の EOF1 で定義されている。ただし、このデータは地球温暖化の影響を取り去るため、EOF の計算を行う前にそれぞれの地点の月平均 SST 偏差から全球平均 SST 偏差を除いている。

3.2 IPCC-AR4 モデル群データ

IPCC-AR4 で使用された十種類の大気海洋結合モデルにおける 20 世紀気候再現 (20th Century Climate in Coupled Model; 20C3M) 実験, 3 種類の温暖化シナリオ (Special Report on Emission Scenarios-A1B, A2, B1; SRES-A1B, A2, B1) 実験結果から, 月平均の SLP, SAT, 海氷面積比のデータセットを使用する. これらのデータは, 地球規模の気候をシミュレートする全球気候モデルの診断・相互比較を目的として 1989 年に設立された, 気候モデル診断・相互比較プログラム (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison; PCMDI) により提供されている. データの使用期間は, 20C3M 実験を 1901 年 1 月から 1999 年 12 月, SRES 実験を 2001 年 1 月から 2099 年 12 月とした.

20C3M 実験はモデルに 19 世紀末から 20 世紀の既知の外部強制力を与えることにより 20 世紀の気候変化を再現する実験である. 与える既知の外部強制力として人為起源と自然起源がある. 人為起源の強制力として温室効果ガス (二酸化炭素, メタン, 亜酸化窒素およびハロカーボン類) および対流圏エアロゾル, 自然起源の強制力として太陽活動, および火山活動による成層圏エアロゾルによる強制を与えている.

また, SRES 実験は温室効果ガス増加やエアロゾルの成因となる二酸化硫黄による応答を表現している. 今回使用する三種類のシナリオ (A1B, A2, B1) の説明は以下に示す.

A1 シナリオは「高成長社会シナリオ」であり, 高度経済成長が続き, 世界人口が 21 世紀半ばにピークの達した後に減少し, 新技術や高効率化技術が急速に導入される未来社会を想定している. A1 シナリオは技術的な重点の置き方によって, A1FI シナリオ, A1T シナリオ, A1B シナリオの三つのグループに分けられ, 今回使用する A1B シナリオは, 化石エネルギー源と非化石エネルギー源のバランスを重視したものである. 二酸化炭素濃度は, 2100 年までに 720 ppm に安定化させており, 最も現実的なシナリオである.

また, A2 シナリオは「多次元化社会シナリオ」と言われ, 非常に多次元な世界において, 独立独行と地域の独自性を保持するシナリオである. 出生率の低下が非常に穏やかであるため世界人口は増加を続ける. 世界経済や政治はブロックされ, 貿易や人・技術の移動が制限される. 経済成長は低く, 環境への関心も相対的に低いのが特徴である. 二酸化炭素濃度の強制は最も強く, 2100 年には 840 ppm に達している.

「持続発展型社会シナリオ」である B1 シナリオは、地域間格差が縮小した世界である。A1 シナリオ同様に 21 世紀半ばに世界人口がピークに達した後に減少するが、経済構造はサービス及び情報経済に向かって急速に変化し、物資志向が減少し、クリーンで省資源の技術が導入される。環境の保全と経済の発展を地球規模で両立している。二酸化炭素濃度の強制は最も弱く、2100 年までに 540 ppm に安定化させている。

尚、使用する十種類のモデルの詳細（モデル名、国名、大気部分の解像度、海洋部分の解像度、アンサンブルメンバー数、参考文献）は表 1 に示した。尚、今回使用した十種類のモデルは、大橋・田中（2009）を参考に代表的なものを選択している。

4 解析手法

4.1 AOIとポーフォート高気圧の勢力の作成

本研究における AOI は、北緯 20 度以北の冬 (DJF) 平均 SLP を EOF 解析したときの EOF-1 で定義した (EOF 解析の詳細については付録を参照のこと)。ただし、気候値は全期間の平均値とし、再解析データにおいては、EOF の計算を行う前にトレンドを差し引いている。得られた AOI に 11 年のローパスフィルタを施したものを十年スケールの AOI、11 年のハイパスフィルタを施したものを年々スケールの AOI とした。

北極域の平均場は、極渦と呼ばれる低気圧を北極海上に持ち、AO は極渦が強まったり弱まったりするものであるとされているが、ポーフォート海上にはポーフォート高気圧といわれる高気圧性循環が存在し、この高気圧は海氷変動と密接な関係がある。今回、ポーフォート高気圧の勢力をポーフォート海領域 (北緯 73.75–81.25 度、西経 130–170 度) で平均した SLP 偏差 (気候値は全期間の平均値) で定義している。また、ポーフォート高気圧は 9 月の海氷分布と季節別に相関を取ったところ、夏季 (JJA) が最も相関が高かったので、今回は夏季のポーフォート高気圧で解析を行った。尚、本文中で使われる北極海の名称は図 3 に示した。

4.2 内部変動と外部強制応答の分離

IPCC-AR4 モデル群の出力データを利用することの利点の一つとして、大気や海洋の変動を内部変動と外部強制応答に分離して解析できることが挙げられる。本論文における分離の方法は、Yukimoto and Kodera (2005) の手法に従った。

IPCC-AR4 モデル群による 20C3M 実験および SRES 実験にはアンサンブル実験が導入されている。アンサンブルメンバー数はモデル間で統一されておらず、20 世紀と 21 世紀で異なるものもある (表 1)。これらのアンサンブルメンバー間では内部変動は独立であるが、外部強制力は共通であるので、実験のアンサンブル平均が外部強制に対する応答とみなされ、またアンサンブル平均を差し引いた残差は内部変動 (内部力学により生じた自然変動のゆらぎ) とみなすことができる。この解析で対象となるモデルは、大橋・田中 (2009) ではアンサンブルメンバー数が三本以上揃っているものとしたが、今回はより確実に分離をするため五本以上あるモデルを扱う。

例えば十年スケールの AO は次のように分離する。北緯 20 度以北の冬平均 SLP をアンサンブル平均とそこからの残差に分け、残差はメンバー分をつなぎ合わせて一つの長期データとして扱う。EOF-1 を計算し、11 年のローパスフィルタを施すことで、外部強制応答および内部変動による十年スケールの AOI の時系列が得られる。

5 結果

5.1 観測に見られる北極域の温暖化パターン

本節では、観測されたSATや海氷における北極域の温暖化パターンの特徴をAOIのトレンドで分けた期間で解析した結果を示す。

5.1.1 SATの季節別時系列

図4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)を表す。観測データHadCRUT3による全解析期間で平均した気候値からの偏差であり、年々変動を取り除くため5年のローパスフィルタを施した。

北極域において1940年から1970年頃までの緩やかな寒冷化の後に始まった温暖化は、冬季に顕著と言われてきたように、図4を見ると1970年から現在まで最も昇温しているのは冬季である。しかしながら、AOIのトレンドが正から負に転じている近年20年だけを見ると、冬季よりもむしろ秋季の温暖化が顕著であることがわかる。秋季は他の季節に比べて1990年頃までトレンドがほとんどなかったことを考えると、近年の顕著な昇温は海氷減少との関係があるのではないかと推測できる。

5.1.2 SATの季節別トレンドパターン

図5から図7は、北半球(北緯30度以北)におけるSATの線形トレンドの季節別分布図である。NCEP/NCAR再解析データを用いており、それぞれ1949–1969年、1969–1989年、1989–2008年のトレンドを示した。また、図8に太実線でAOIの時系列図を示した。NCEP/NCAR再解析データを使用しており、年々変動を取り除くため5年のローパスフィルタを施している。

1949–1969年はAOIが緩やかな下降トレンドを示した期間(図8)であり、北極域の気候もこの期間は緩やかな寒冷化であった。地理分布(図5)を見てみると、冬季にシベリアからヨーロッパとカナダ北西部に降温トレンド、グリーンランド付近に昇温トレンドが見られ、明瞭にAOマイナスのパターンが現れていることがわかる。他の季節はどれも全体的に降温トレンドを示しているが、冬季に比べるとその大きさは小さい。

一方、1969–1989年はAOIが顕著な上昇トレンドを示した期間(図8)であり、北極域も温暖化に転じている。この期間、AOIとSATの時系列には非常に良い対応が見られた(Cohen and Barlow 2005)。パターン(図6)を見ると、シベリアやカナダの昇温トレンド、グリーンランドの降温トレンドとなるAOプラスの分布が、冬季と春季に現れており、特に冬季は顕著である。夏季や秋季はAOに伴う構造とはならず昇温は小さく一様である。この期間の温暖化の大部分は、AOに伴う冬季の大陸部分の気温上昇の現れであることがわかった。

また、1989–2008年は前の期間に見られたAOIの増加トレンドが止まり(図8)、下降トレンドとなった期間である。北極域の温暖化は依然として続いており、AOIとSATの時系列相関はない(Cohen and Barlow 2005)。しかしながら図7を見ると、冬季と春季にはAOマイナスの構造がしっかりと現れている。夏季の昇温は小さく一様であった。これまでの2つの期間と明瞭に異なる点は、秋季における北極海上の顕著な気温上昇である。この構造は、海氷の融解によって生じた開水面がより多くの日射を吸収し、海氷の融解をさらに促進させるというアイス-アルベドフィードバックによるパターンであると考えられる。この北極海上の昇温は冬季にも生じている。図4で見られた近年の秋季の顕著な気温上昇は、アイス-アルベドフィードバックによるものであることがわかった。

5.1.3 9月の海氷のトレンドパターン

近年の北極域のSATの上昇傾向には少なからず海氷の影響があると示唆されたので、次は海氷面積の解析を行う。海氷面積は年間を通して9月に最小値、3月に最大値となる。減少トレンドを見ると3月よりも9月のほうが大きい(Serreze et al. 2007)ことから、本研究では9月の海氷に注目した。図9は、北極海における海氷面積比の線形トレンドの分布図である。観測データHadISSTによるものであり、減少トレンドのみを示してある。

まず、1951–2008年のトレンド分布を見てみると、グリーンランド海からバレンツ海、カラ海にかけてと、東シベリア海からポーフォート海にかけて、この58年間で北極海の家氷周縁部が大幅に減少しているのがわかる。この期間のトレンドをSATのときと同じようにAOIが増加トレンドを示した1969–1989年とAOIが負のトレンドの1989–2008年に分けたものも図9に示した。

1969–1989年の減少トレンドは、主にグリーンランド海からバレンツ海、カラ海にかけて現れている。一方で、1989–2008年は減少トレンドがカラ海から東シベリ

ア海, ボーフォート海上に存在していた. AOI のトレンドで分けた期間で, 分布がこれだけ異なるということは, 海氷変動には気圧場が大きく影響しているのではないかと推測できる.

5.1.4 SLP 場と海氷変動

海氷変動に影響する大気や海洋の現象として AO や PDO, ボーフォート高気圧などが挙げられる. 図 8 に (太実線) AOI, (細実線) PDO 指数, (破線) ボーフォート高気圧の勢力の時系列図を示している. これらは NCEP/NCAR 再解析データ (PDO 指数は気象庁ホームページのデータ) を使用しており, 年々変動を取り除くため 5 年のローパスフィルタを施している.

AOI は前述してきた通り, 1970 年頃まで下降した後, 1990 年頃までは上昇, その後現在まで下降トレンドとなっている. 一方で, ボーフォート高気圧の勢力の時系列は, AOI のとほぼ逆相関 (相関係数は -0.60) で変動していることが示された. ここ 20 年, ボーフォート高気圧は強化されていることがわかる. 次はこれらの時系列と海氷変動との相関を試みることにする.

図 10 に北極海における 9 月の海氷面積比の負偏差の分布図を示した. 観測データ HadISST を用いており, それぞれ (左上) 年々スケールの AOI への回帰, (右上) 十年スケールの AOI への回帰, (左下) PDO 指数への回帰, (右下) ボーフォート高気圧の勢力への回帰である.

年々スケールの AOI による海氷分布は, 主に東シベリア海に負偏差が見られる. 一方で, 十年スケールの AOI への回帰図を見ると, 負偏差はグリーンランド海からカラ海にかけてと, 東シベリア海上にあり, これは前に示した 1969–1989 年の海氷面積比の減少トレンドによく一致 (空間相関は 0.66) している. PDO 指数に関してもグリーンランド海やバレンツ海での減少応答が存在していた. また, 夏季のボーフォート高気圧による負偏差の分布は, カラ海, 東シベリア海, ボーフォート海にあり, 1989–2008 年の減少トレンドに一致している (空間相関は 0.54) ことが示された. 尚, PDO 指数による分布にもボーフォート海に負偏差があるが, 近年 20 年において PDO 指数は負のトレンドであるため, 1989–2008 年のボーフォート海の家氷減少に PDO は関係していないと思われる.

5.2 IPCC-AR4 モデル群による解析

本節では、IPCC-AR4 モデル群を用いて、前節で解析した北極域の温暖化パターンの要因を検証した結果を示す。

5.2.1 SAT における再解析とモデルの差異

図 11 は、1951-1999 年の北半球 (北緯 30 度以北) における冬季 SAT の線形トレンドの分布図である。上図は NCEP/NCAR 再解析データによるものであり、下図は表 1 で示した十種類の IPCC-AR4 モデル群の出力データの平均である。IPCC-AR4 モデル群は前述にもある通り複数のアンサンブルメンバーを持つが、モデル間でその数は異なるため、今回はモデル平均をする際にそれぞれ一つのランを使用した。尚、各モデルの格子点数を合わせるために、Bilinear 内挿を用いた (Bilinear 内挿の詳細については付録を参照のこと)。

20 世紀後半において再解析データが示す構造は、シベリアやカナダでの高温域、グリーンランドでの低温域で特徴付けられる AO パターンであるが、IPCC-AR4 モデル群による分布は、近年の秋季に見られるような、陸域よりも北極海上の昇温で特徴付けられるアイス-アルベドパターンであることがわかる。温室効果ガスなどの外部強制力が十分に考慮された IPCC-AR4 モデル群が、全球平均 SAT の長期変動の再現に成功していることは、大橋・田中 (2009) でも確かめたが、このようにパターンを見てみると全く再現できていない。このことは観測された冬季 SAT トレンドの大部分が自然変動である可能性を示唆している。

Teng et al. (2006) では、NCAR の気候モデルによる 21 世紀予測実験結果の SAT のデータを EOF 解析することで、外部強制応答と AO に関係のあるモードに分離している。この手法を NCEP/NCAR 再解析データと IPCC-AR4 モデル群平均の 20 世紀後半の冬季 SAT に使用してみた。図 12、図 13 は、1951-1999 年の北半球における冬季 SAT を EOF 解析したときの EOF-1 から EOF-4 の分布図 (カッコ内に寄与率を示した) であり、それぞれ NCEP/NCAR 再解析データ、IPCC-AR4 モデル群の出力データの平均によるものである。

NCEP/NCAR 再解析データ (図 12) は EOF-1 (23.3 %) に AO パターンによく似た構造が現れたが、IPCC-AR4 モデル群平均 (図 13) の EOF-1 (32.7 %) には、外部強制応答による北半球全域が暖まるような構造が見られ、AO の構造は EOF-2 (13.4 %) に隠れるような結果となった。再解析データにはモデルの EOF-1 が示す

ような外部強制応答による構造は存在しなかった。再解析データの EOF-2 (11.4 %) とモデルの EOF-3 (8.3 %) は符号が逆に出ているが、極大値や極小値の位置を見るとわかるように同じような構造となっている。また、両者の EOF-4 (7.5 %, 6.1 %) にも似たような構造が現れた。モデルの中では、現実大気において最も卓越する AO に伴う SAT パターンが過小評価され、現実大気には見られない外部強制力による応答が過大に現れてしまっているため、全段落で示したように再解析データとモデル間でトレンドパターンが異なっているのではないかと思われる。

5.2.2 AO に伴う SAT パターン

前小節では、モデルの SAT パターンについて EOF-2 (13.4 %) に AO の構造が現れることが確認できた。4.2 節の手法で内部変動と外部強制応答による AOI をそれぞれ得ることができるので、この AO の構造がどちらの性質であるかを調べることが可能である。図 14 から図 16 に、CCCMA-CGCM3.1 (T47), MRI-CGCM2.3.2, NCAR-CCSM3 の北半球における冬季 SAT 偏差の地理分布図を示した。それぞれ (上) 内部変動と外部強制応答, (左下) 内部変動, (右下) 外部強制応答の十年スケールの AOI への回帰である。アンサンブルメンバーが五本以上揃っているモデルを選択した。

どのモデルも内部変動と外部強制応答に分離していない AOI への回帰図は、観測に見られるような AO パターンの構造が再現できていることがわかる。モデルの中では AOI による SAT パターンの応答が、しっかりと表現できていることが確認できた。また、内部変動の AOI による SAT の構造は CCCMA-CGCM3.1 (T47) や MRI-CGCM2.3.2 においては、分離する前のものと同ほとんど同じ分布、つまり AO の構造となっており、外部強制応答によるパターンは観測のような AO の構造とは異なった。この結果は、AO に伴う SAT の構造が内部変動であることを示唆している。NCAR-CCSM3 に関しては、内部変動と外部強制応答が同程度に分離されていて、他の二種類のモデルとは異なる結果となったが、五本のランのうち一本が顕著なアイス-アルベドパターンを示していたため、それが他の四つのランを打ち消してしまっていると考えている。

5.2.3 海氷分布の再現性

次に、前節の観測データで解析した AOI やポーフォート高気圧の勢力に伴う海氷分布が IPCC-AR4 モデル群で再現できるかを確かめる。まず、モデル群の 9 月の

海氷分布の気候値を観測と比べてみた。図 17 に観測データ HadISST, 図 18 から図 19 に IPCC-AR4 モデル群による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海氷面積比の地理分布図を示してある。複数のアンサンブルメンバーをもつモデルは全て一つのランを使用した。

分布を見るとわかるように、モデル間で海氷分布の形や面積は様々である。CCCMA–CGCM3.1 (T47) や IPSL–CM4 は特に観測に対して形や面積の再現性がよく、MIROC3.2 (Medres) や MPI–ECHAM5 も観測に似たような分布をしている。一方、GISS–AOM は形は違うものの面積は観測と同程度であった。GFDL–CM2.1, UKMO–HadCM3 は観測に見られる面積を極端に過小評価、MRI–CGCM2.3.2, NCAR–CCSM3, NCAR–PCM は極端に過大評価しているため、これらのモデルは今後海氷のデータの解析には使用しないことにする。

図 20 から図 24 は、前段落で海氷分布の気候値が観測に近かった IPCC-AR4 モデル群 (それぞれ CCCMA–CGCM3.1 (T47), GISS–AOM, IPSL–CM4, MIROC3.2 (Medres), MPI–ECHAM5) で描いた 9 月の北極海における海氷面積比の負偏差の地理分布図であり、それぞれ (上) 十年スケールの AOI への回帰と、(下) ポーフォート高気圧の勢力への回帰である。

これらを図 10 で示した現実の分布と比べてみる。最も再現性がよかったモデルは CCCMA–CGCM3.1 (T47) であり、十年スケールの AOI によるグリーンランド海、バレンツ海、東シベリア海の負偏差や、ポーフォート高気圧によるカラ海、東シベリア海、ポーフォート海の負偏差など現実の分布に近い。GISS–AOM は、AOI による海氷応答に関しては、グリーンランド海やカラ海の負偏差が再現できていないが、ポーフォート高気圧による負偏差は現実をよく再現している。IPSL–CM4 においては両者ともに全く再現できておらず、MIROC3.2 (Medres) は AOI による負偏差は再現できてないが、ポーフォート高気圧のほうは再現性がよい。MPI–ECHAM5 は両者ともに再現できていないことがわかる。海氷分布の気候値の再現性がよかったモデル群でも、AO やポーフォート高気圧による海氷の応答を再現できたものは少なかった。

5.2.4 SLP 場と海氷変動

AOI やポーフォート高気圧の勢力を内部変動成分と外部強制応答成分に分け、それぞれに対する海氷面積比の分布の特徴を見てみる。図 25 から図 27 は、それぞれ CCCMA–CGCM3.1 (T47), MRI–CGCM2.3.2, NCAR–CCSM3 による (上) AOI と

(下) ボーフォート高気圧の勢力の 20 世紀時系列図である。細線が内部変動、太線が外部強制応答を表す。

どのモデルも共通して、AOI、ボーフォート高気圧ともに内部変動の振幅が外部強制応答よりも十分大きいことが示唆された。この結果は大橋・田中 (2009) で示唆したことに矛盾しない。外部強制応答による時系列にはトレンドのようなものは見られなかった。

次に、前小節で海氷分布の再現性が最もよかった CCCMA-CGCM3.1 (T47) において、これらの内部変動と外部強制応答の時系列へ回帰した海氷分布の構造を確認した。図 28 に、内部変動と外部強制応答に分離した 9 月の北極海における海氷面積比 (CCCMA-CGCM3.1 (T47)) の負偏差の地理分布図を示す。それぞれ十年スケールの AOI への回帰 (左上が内部変動、右上が外部強制応答)、ボーフォート高気圧の勢力への回帰 (左下が内部変動、右下が外部強制応答) である。

内部変動としての AOI やボーフォート高気圧による海氷分布は、分離する前の構造 (図 20) によく一致している。一方、外部強制応答による海氷パターンは一致しておらず、特にボーフォート高気圧においては海氷との相関はほとんどない。内部変動としての AOI やボーフォート高気圧によって海氷の変動が説明できることがわかった。

5.2.5 将来予測

最後に 21 世紀ランを用いて将来予測に見られる AOI とボーフォート高気圧の勢力について解析を行った。三種類のシナリオ間の比較をすることで人為的影響を見ることができる。図 29 から図 34 は、CCCMA-CGCM3.1 (T47)、MRI-CGCM2.3.2、NCAR-CCSM3 による AOI とボーフォート高気圧の勢力の内部変動成分、外部強制応答成分の 21 世紀時系列図である。それぞれ緑線が SRES-A1B シナリオ、赤線が SRES-A2 シナリオ、青線が SRES-B1 シナリオを示す。尚、NCAR-CCSM3 は SRES-A2 シナリオのランの一つが 2089 年までしかなかったため、その期間で解析している。

20 世紀のときと同様に、どのモデルも内部変動の AOI やボーフォート高気圧の振幅 (図 29、図 31、図 33) は外部強制応答のそれ (図 30、図 32、図 34) よりも十分大きく、将来気候においても自然変動の重要さが示唆された。外部強制応答におけるボーフォート高気圧は、全てのモデルで下降トレンドとなっているが、これは温暖化すると極域が低圧傾向になることと同じである。ただし、外部強制応答の AOI

には増加トレンドは見られなかった。大橋・田中 (2009) では、外部強制応答による AOI に増加トレンドが確認された。今回は大橋・田中 (2009) とは手法が異なり、EOF 解析をする前に 11 年ローパスフィルタを施していないためトレンドが現れなかったものと思われる。このことは外部強制応答による AO の変動のほとんどが、長周期のトレンドでなく年々スケールの変動であることを示唆している。また、各シナリオ間の差異はどのモデルにおいても見られなかった。AOI やポーフォート高気圧の勢力は温室効果ガスのような人為的影響はほとんど受けずに、大部分が確率論的な自然変動であるという結果が得られた。

6 まとめと考察

観測・再解析データを用いて、SAT や海氷などの北極域の温暖化パターンを AOI に関連付けて解析することで、以下に示すような北極域のおおまかな温暖化メカニズムが推測できた。

AOI が緩やかな負のトレンドを示した 1949–1969 年、顕著な正のトレンドを示した 1969–1989 年は、AO が冬季の SAT を決定してきた。特に 1970 年頃から始まった温暖化は、1990 年頃までは AO に伴う冬季の SAT によって十分に説明できる。冬季以外の季節は、SAT の変動は小さく分布も一様であった。また、この期間の 9 月のグリーンランド海からバレンツ海、カラ海にかけての海氷減少分布も、十年スケールの AO や PDO のような大気-海洋システムの自然変動によるものであることも示唆された。

1989 年以降、それまでの期間に見られた AOI や PDO 指数の増加トレンドが止まり、減少トレンドとなることで、年平均としてのポーフォート高気圧の勢力が強化された。9 月の海氷に最も影響するのは夏季のポーフォート高気圧の強化（夏季の AOI の減少でもよい）であった。夏季のポーフォート高気圧の強化により、9 月のポーフォート海の海氷が激減する（グリーンランド方向へ海氷が輸送させられる）。するとアイス-アルベドフィードバックを介して、秋季の北極海上の SAT が顕著に増加する。実際、1989 年以降の北極域の温暖化は冬季よりも秋季で顕著であり、この秋季のアイス-アルベドパターンによる昇温は、これより前の期間では観測されていない。

以上の結果より、近年 20 年の SAT の上昇や海氷の減少は、決して十年スケールの AO の変動と無関係なわけではないと考えられる。つまり、9 月の海氷減少は、冬季の AO プラスと夏季の AO マイナスが大きく影響しており、近年の海氷減少は夏季の AO マイナスが支配的であったのではないかという結論である。ただし、冬季の AO と夏季のポーフォート高気圧（夏季の AO）の関係はまだはっきりしないことが多く、今回の解析結果からだけでは両者を関係付けることは難しい。また、北極海の海氷厚はポーフォート高気圧と密接に関係があるため、海氷変動とポーフォート高気圧の変動は互いに相互作用する可能性も十分あるという点には注意しなければならない。

次に、以上で得られた北極域の温暖化メカニズムが、大気に内在する自然変動によるものなのか、それとも人為的な外部強制による応答なのかを確かめるため、十種類の IPCC-AR4 モデル群で解析を行った。

まずはモデル群の再現性を確認するため、観測・再解析データとの比較を行った。その結果、IPCC-AR4 モデル群は、現実に見られるような冬季 SAT の AO パターンのトレンドを再現せず、外部強制力に伴う北極海を中心とした全球が暖まるようなパターンを示すことがわかった。一方、EOF 解析の手法で冬季 SAT のパターンを解析したところ、再解析データには、EOF-1 に AO に似た構造が現れた。しかしながら、モデルの EOF-1 で見られた外部強制応答による昇温がどのモードにも見つからず、現実には外部強制応答による温暖化はほとんどなかったものと思われる。モデルの中では、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、現実大気には存在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も示唆された。モデル平均を施すことによって AO に伴う SAT の構造が過小評価された可能性が高いが、このことは AO が内部変動（外部強制応答で AO パターンが強化されることはない）ということを示しており、大橋・田中（2009）の結論を裏付けるものとなっている。また、冬季 SAT の構造の大部分は内部変動としての AO によるものであることを示し、観測された冬季 SAT の AO パターンのトレンドが自然変動であったと考察できる。

一方、モデル群における海氷分布の再現性を見たところ、モデル間でのばらつきが大きく、海氷面積比の分布の気候値がよく再現できていたモデルは半分であった。特に AO とポーフォート高気圧に伴う海氷分布をともによく再現できていたモデルは CCCMA-CGCM3.1 (T47) のみであった。このモデルにおいて、十年スケールの AOI やポーフォート高気圧の勢力を内部変動と外部強制応答に分けてそれらに伴う海氷分布を見たところ、20 世紀後半の現実にあるような海氷分布は内部変動によって説明可能であることが示唆された。また、AO やポーフォート高気圧そのものも内部変動としての振幅が、外部強制応答のそれよりも十分大きい。

最後に 21 世紀将来予測において、AO やポーフォート高気圧の人為的影響を検証するため、三種類のシナリオ間比較を行った。21 世紀も 20 世紀と同様に外部強制応答よりも内部変動の振幅のほうが大きい。外部強制応答によるポーフォート高気圧の変動には、減少トレンドが見られたものの、各シナリオ間での差異は全く現れず、AO やポーフォート高気圧は 21 世紀、温室効果ガスのような人為的強制力に関係なく変動するという結果が得られた。AO やポーフォート高気圧など、北極域の気圧場がカオス的な自然変動であるならば、今後海氷減少が不可逆的に進行するというということはないであろう。

7 結論

本研究では、近年の北極域の温暖化に伴う気候変動と AO との関係を観測・再解析データを用いて検証することで、そのメカニズムを探った。また、IPCC-AR4 で使用された気候モデル群のデータ解析によって、そのメカニズムが内部変動と外部強制応答のどちらで説明できるかなど原因解明を試みた。

1989 年頃までは、冬季 AO により北極域の SAT や海氷の分布がほぼ決まってきたが、近年 20 年の北極域の温暖化は冬季の AO パターンと秋季のアイス-アルベドパターンによって生じていることが示唆された。秋季の昇温の原因として、1989 年まで顕著な上昇トレンドを示した AOI が、1990 年以降に負のトレンドに変わったことによるポーフォート高気圧の強化が挙げられる。特に夏季のポーフォート高気圧の強化 (夏季の AO マイナス) が、秋季のポーフォート海の海氷を減少させ、北極海におけるアイス-アルベドフィードバックを加速させた。その結果、近年 20 年の SAT の上昇や海氷の減少は、十年スケールの AO の変動と無関係のように見えていたが、決してそうではないことがわかった。

冬季の AO プラスと夏季のポーフォート高気圧の強化 (夏季の AO マイナス) が 9 月の海氷減少に大きく寄与することがわかり、気候モデル群の解析により、両者の大部分は人間活動による外部強制応答よりも、大気に内在する確率論的な自然変動で説明できることがわかったため、海氷変動を含めた北極域の気候変動予測の難しさが示唆された。

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、また筆者の質問等において終始丁寧な御指導、御鞭撻を賜わり、心より感謝しております。

気象研究所/地球科学技術総合推進機構の松枝未遠研究員には、研究を進めるにあたり数多くの貴重なアドバイス・コメント・議論をして頂き、誠に有難うございました。

また、電力中央研究所の大庭雅道研究員、筑波大学研究員の井上知栄氏、寺崎康児氏、同大学生命環境科学研究科の釜江陽一氏、前筑波大学生命環境科学研究科の加藤真悟氏、近藤圭一氏には、セミナーおよび様々な場において多数の御助言、御意見を頂きました。

さらに同大学生命環境科学研究科の木村富士男教授、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講師や、大学院生の皆様には、大気分野ゼミ、集中ゼミ、中間発表および最終発表の場で御助言を頂き誠に有難うございました。

共に修士論文作業を進めた同大学大気分野の修士2年生の皆様、共に机を並べて学んだ修士1年生の皆様および同大学地球科学専攻気候・気象学分野の4年生の皆様には時折よき相談相手となって頂きました。

最後に筆者を大学院まで進学させて頂いた家族に深く感謝の意を表します。

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) にて作成しました。

参考文献

- Bengtsson, L., V. A. Semenov, and O. M. Johannessen, 2004: The early twentieth-century warming in the Arctic A possible mechanism. *J. Climate*, **17**, 4045–4057.
- Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett and P. D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- 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.
- Delworth, T. et al. (2006): GFDL’s CM2 global coupled climate models, Part1: Formulation and simulation characteristics. *J. Climate*, **19**, 643–674.
- Flato, G. M. and G. J. Boer, 2001: Warming asymmetry in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 195–198.
- Hasumi, H. and S. Emori, 2004: K-1 coupled GCM (MIROC) description. *Tech. Rep.*, Cent. for Clim. Syst. Res. (CCSR), Univ. of Tokyo, Tokyo, Japan.
- 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.
- Hourdin, F., et al., 2006: The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, **15**, 1405–1413.
- 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.

- Jungclaus, J. H., M. Botzet, H. Haak, N. Keenlyside, J. J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner 2006: Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *J. Climate*, **19**, 3952–3972.
- Lindsay, R. W. and J. Zhang, 2005: The thinning of Arctic sea ice, 1988–2003: Have we passed a tipping point? *J. Climate*, **18**, 4879–4894.
- Meehl, G., W. Washington, C. Ammann, J. Arblaster, T. Wigley and C. Tebaldi. 2004: Combinations of natural and anthropogenic forcings un twentieth-century climate. *J. Climate*, **17**, 3721–3727.
- Meehl, G. A., W. M. Washington, B. D. Santer, W. D. Collins, J. M. Arblaster, A. Hu, D. M. Lawrence, H. Teng, L. E. Buja, and W. G. Strand, 2006: Climate change in the 20th and 21st centuries and climate change commitment in the CCSM3. *J. Climate*, **19**, 2597–2616.
- 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.
- Overland, J. E., and M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06701, doi:10.1029/2004GL21752.
- Pope, V. D., M. L. Gallani, R. A. Rowntree and R. A. Stratton, 2000: The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Clim. Dyn.*, **16**, 123–146, doi: 10.1007/s00382005000.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan, 2003: Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Rigor, I. G. and J. M. Wallace, 2004: Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L09401, doi:10.1029/2004GL19492.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony, 2002: Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 2648–2663.

- Russell, G. L. Miller and D. Rind, 1995: A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. *Atmos. Ocean*, **33**, 683–730.
- Scinocca, J. F. and N. A. McFarlane, 2004: The variability of modelled tropical precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1993–2015.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze, 2007: Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Stroeve, J., M. Serreze, S. Drobot, S. Gearheard, M. Holland, J. Maslanik, W. Meier, and T. Scambos, 2008: Arctic sea ice extent plummets in 2007. *Eos Trans. AGU*, **89**, 13–14.
- 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.
- Teng, H., W. M. Washington, G. A. Meehl, L. E. Buja, and G. W. Strand, 2006a: Twenty-first century Arctic climate change in the CCSM3 IPCC scenario simulations. *Climate Dyn.*, **26**, 601–616.
- 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.
- Wang, M., J. E. Overland, V. Kattsov, J. E. Walsh, X. Zhang, and T. Pavlova, 2006: Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the twentieth century. *J. Climate*, **20**, 1093–1107.
- Yukimoto, S. and K. Kodera, 2005: Interdecadal Arctic Oscillation in twentieth century climate simulations viewed as internal variability and response to external forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03707, doi:10.1029/2004GL021870.

Yukimoto, S., A. Noda, S. Uchiyama, T. Kusunoki and A. Kitoh, 2006: Climate change of the twentieth through twenty-first centuries simulated by the MRI-CGCM2.3. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **56**, 9–24.

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.

付録

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,

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

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.

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{第一主成分 } z_1 \text{ の分散が最大である.} \\ \text{第 } i \text{ 主成分と第 } j \text{ 主成分 } (i \neq j) \text{ は直交する (無相関である).} \end{array} \right.$$

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, 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 変量データ, すなわち N 個の各標本について, p 種類の変量 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 個の変量 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 \mathbf{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、

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

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.

Bilinear 内挿

Bilinear 内挿とは, ある格子点上の変数の値を求めるために, 面積荷重平均を行う手法である.

$$x(j) = \frac{\sum_{i=1}^n A(i, j)y(i)}{\sum_{i=1}^n A(i, j)} \quad (23)$$

ここで $x(j)$ は各グリッド j で定義される求めたい解析値, $y(i)$ は既知のグリッド i における解析値, $A(i, j)$ はグリッド j と i を辺を共有しない二頂点としたときにできる四角形の面積である.

今回のように地球のような球面上では, λ を緯度, θ を経度とすると, 二点 (λ_1, θ_1) , (λ_2, θ_2) が辺を共有しない二頂点となり, A は以下のような式となる.

$$A = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \cos\theta d\lambda d\theta \quad (24)$$

表 1: IPCC-AR4 モデル群の概要. 左からそれぞれ, モデル名, 国名, 大気部分の解像度, 海洋部分の解像度, 20 世紀と 21 世紀のアンサンブルメンバー数, 参考文献を示している. 各センターの名称は以下の通りである. CCCMA: Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis. GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. GISS: Goddard Institute for Space Studies. IPSL: Institute Pierre Simon Laplace. MIROC: Center for Climate System Research Model for Interdisciplinary Research on Climate. MPI: Max Planck Institute for Meteorology. MRI: Meteorological Research Institute. NCAR: National Center for Atmospheric Research. UKMO: United Kingdom Meteorological Office, Hadley Centre.

Model	Country	Atmos. Res.	Ocean. Res.	Ensemble Size			Reference
				20C	21C	21C	
CCCMA-CGCM3.1 (T47)	Canada	T47L31	3.75 ° × 3.75 °L29	5	5	5	(Flato and Boer 2001; Scinocca and McFarlane 2004)
GFDL-CM2.1	USA	2.5 ° × 2 °L24	1 ° × 1 °L50	3	1	1	(Delworth et al. 2006)
GISS-AOM	USA	T42L20	4 ° × 3 °L43	2	2	2	(Russell et al. 1995)
IPSL-CM4	France	3.75 ° × 2.5 °L19	2 ° × 1 °L31	2	1	1	(Hourdin et al. 2006)
MIROC3.2 (Medres)	Japan	T42L20	1.4 ° × (0.5 °-1.4 °)L44	3	3	3	(Hasumi and Emori 2004)
MPI-ECHAM5	Germany	T63L31	1 ° × 1 °L40	3	3	3	(Jungclauss et al. 2006)
MRI-CGCM2.3.2	Japan	T42L30	2.5 ° × (0.5 °-2 °)L23	5	5	5	(Yukimoto et al. 2006)
NCAR-CCSM3	USA	T85L26	1.1 ° × (0.3 °-1.1 °)L40	7	5	5	(Meehl et al. 2006)
NCAR-PCM	USA	T42L18	1 ° × 1 °L32	4	1	1	(Meehl et al. 2004)
UKMO-HadCM3	UK	3.75 ° × 2.5 °L15	1.25 ° × 1.25 °L20	2	1	1	(Pope et al. 2000)

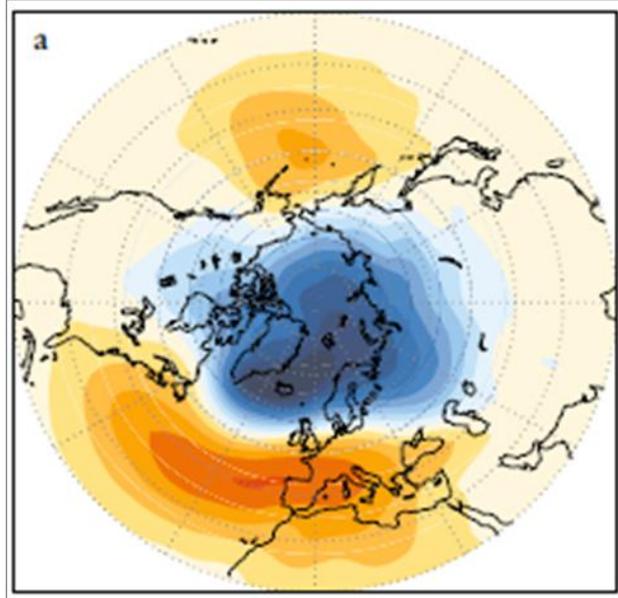


図 1: AO に伴う SLP 偏差の地理分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

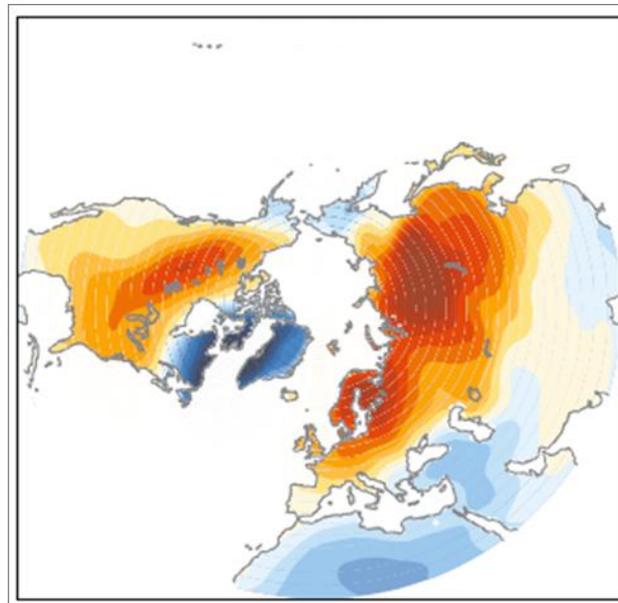


図 2: AO に伴う SAT 偏差の地理分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

Arctic Ocean



図 3: 北極海の地図.

60–90°N mean SAT anomaly (K)
HadCRUT3
(5-year low-pass filter)

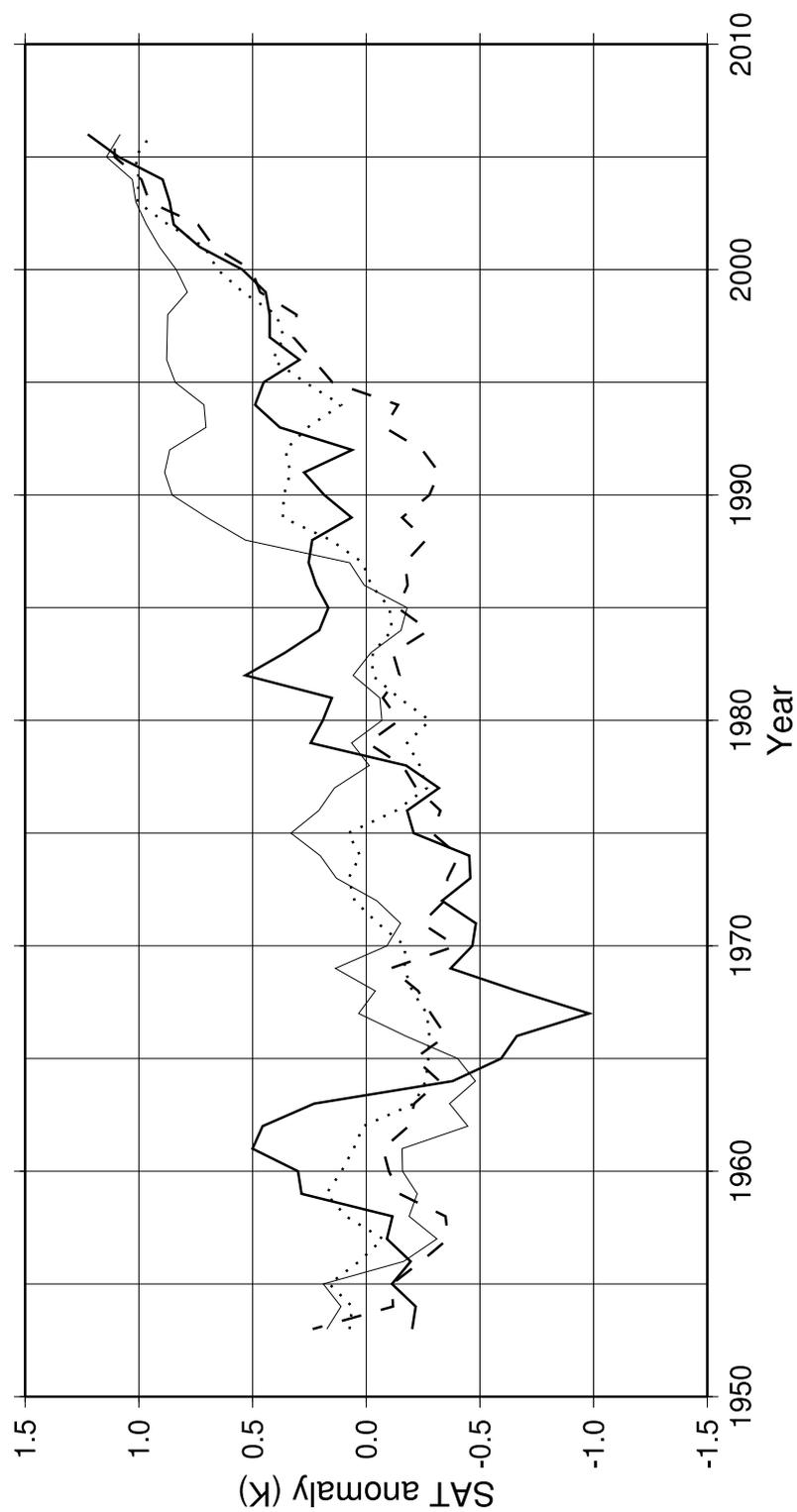


図 4: 北極域 (北緯 60 度以北) における季節別 SAT 偏差の時系列図. 太実線が冬季, 細実線が春季, 点線が夏季, 破線が秋季を表す. データは HadCRUT3 であり, 5 年のローパスフィルターを施してある.

Linear trend of surface air temperature
NCEP/NCAR reanalysis
(1949–1969 in K)

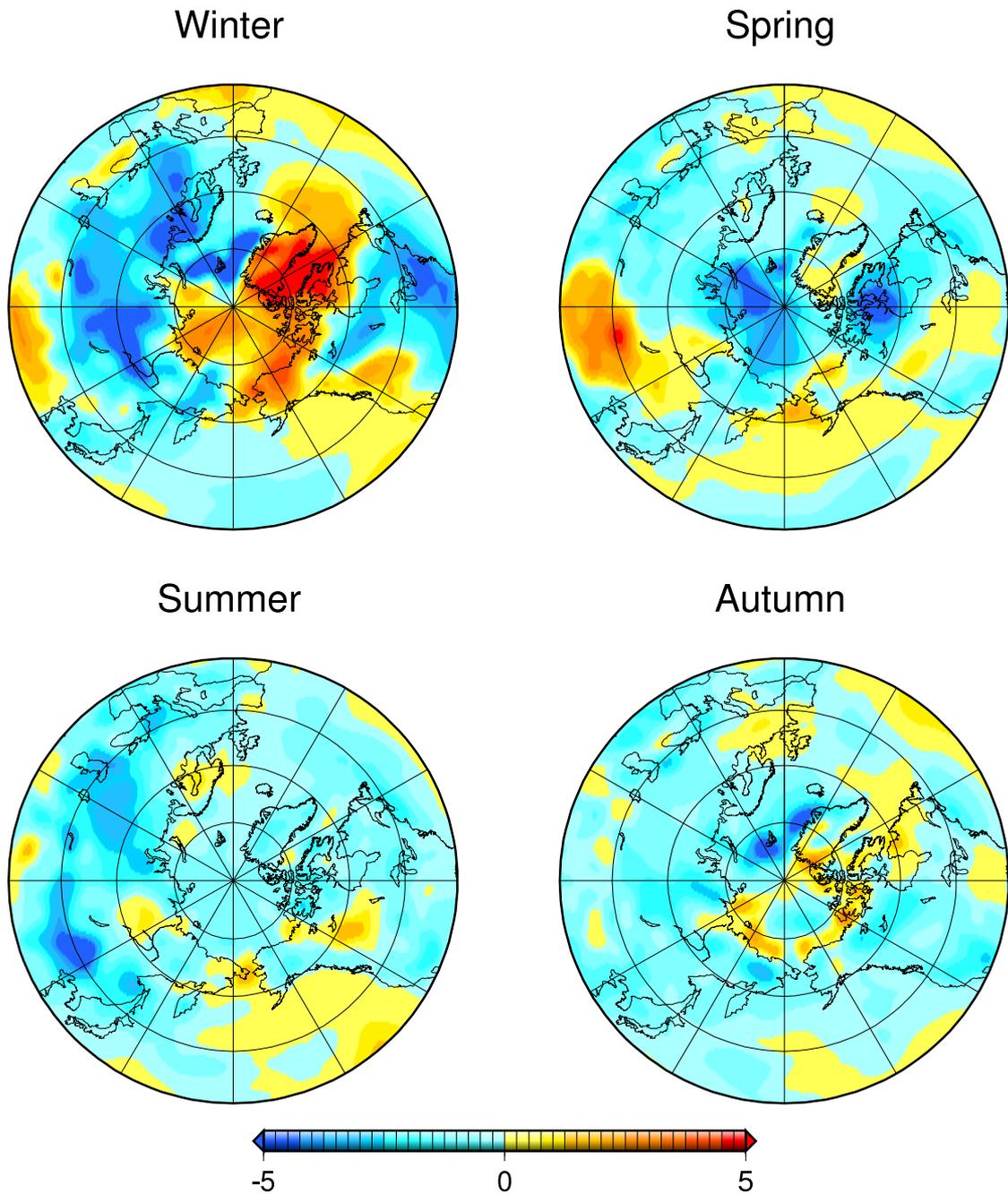
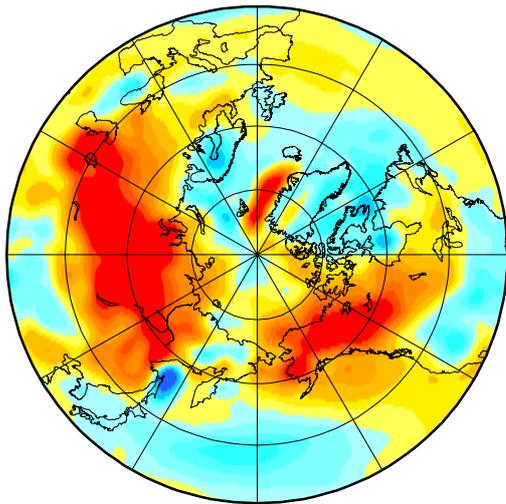


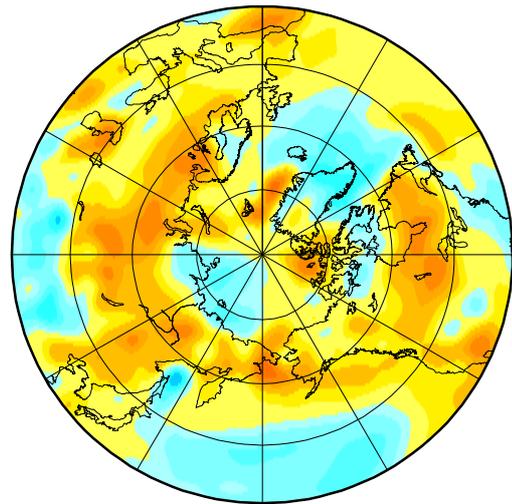
図 5: 北半球 (北緯 30 度以北) における季節別 SAT の線形トレンド (1949–1969 年) の地理分布図. データは NCEP/NCAR 再解析である.

Linear trend of surface air temperature
NCEP/NCAR reanalysis
(1969–1989 in K)

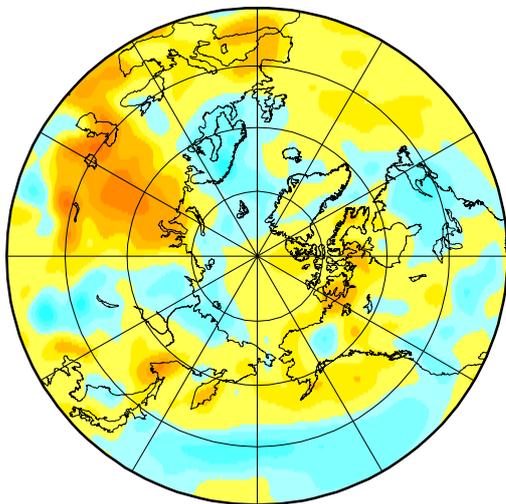
Winter



Spring



Summer



Autumn

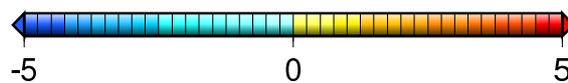
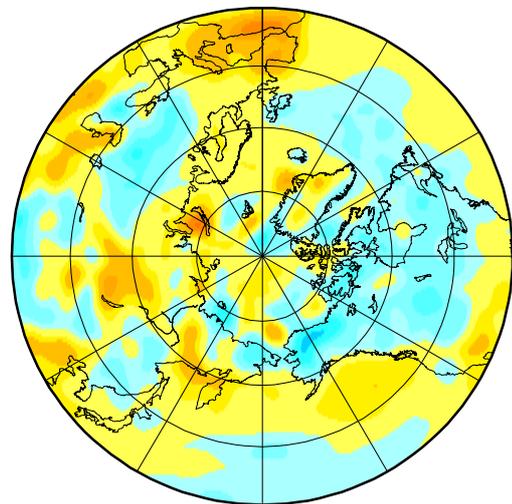
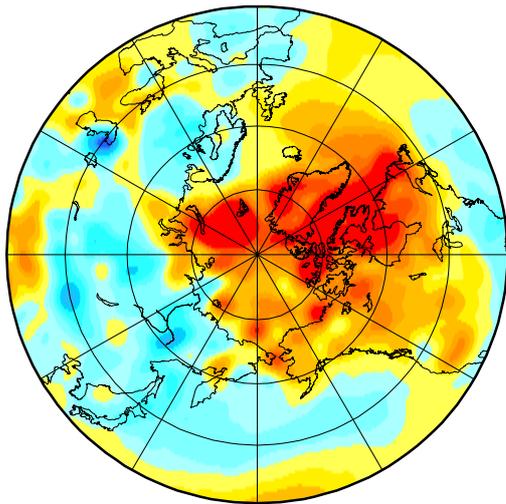


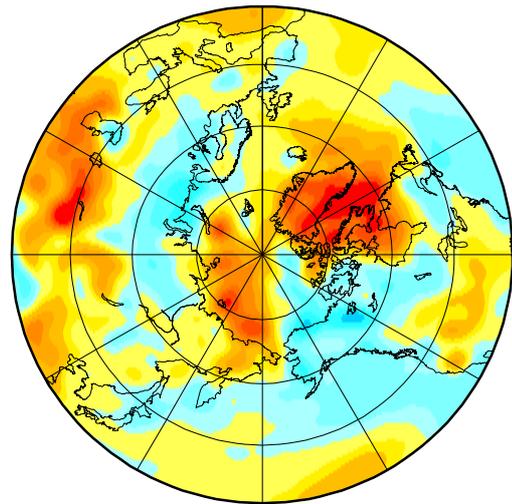
図 6: 図 5 と同様. ただし期間は 1969–1989 年である.

Linear trend of surface air temperature
NCEP/NCAR reanalysis
(1989–2008 in K)

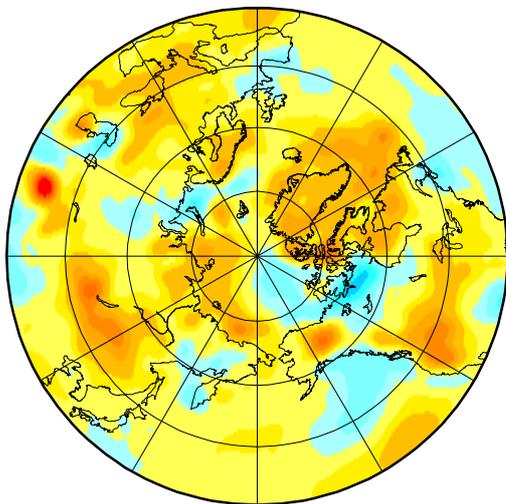
Winter



Spring



Summer



Autumn

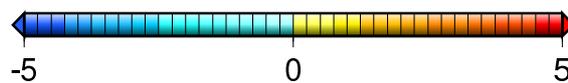
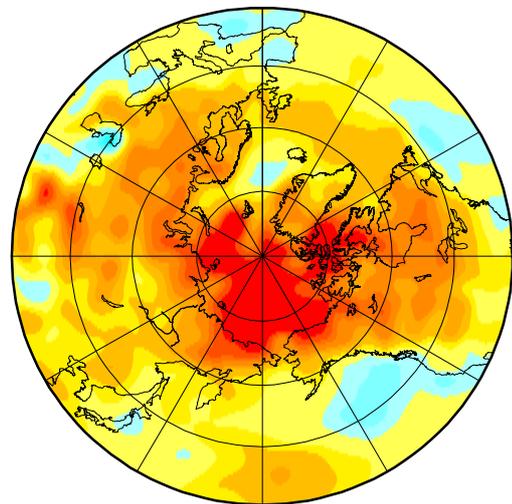


図 7: 図 5 と同様. ただし期間は 1989–2008 年である.

AOI, PDO index, Intensity of Beaufort High (hPa) NCEP/NCAR reanalysis, JMA website

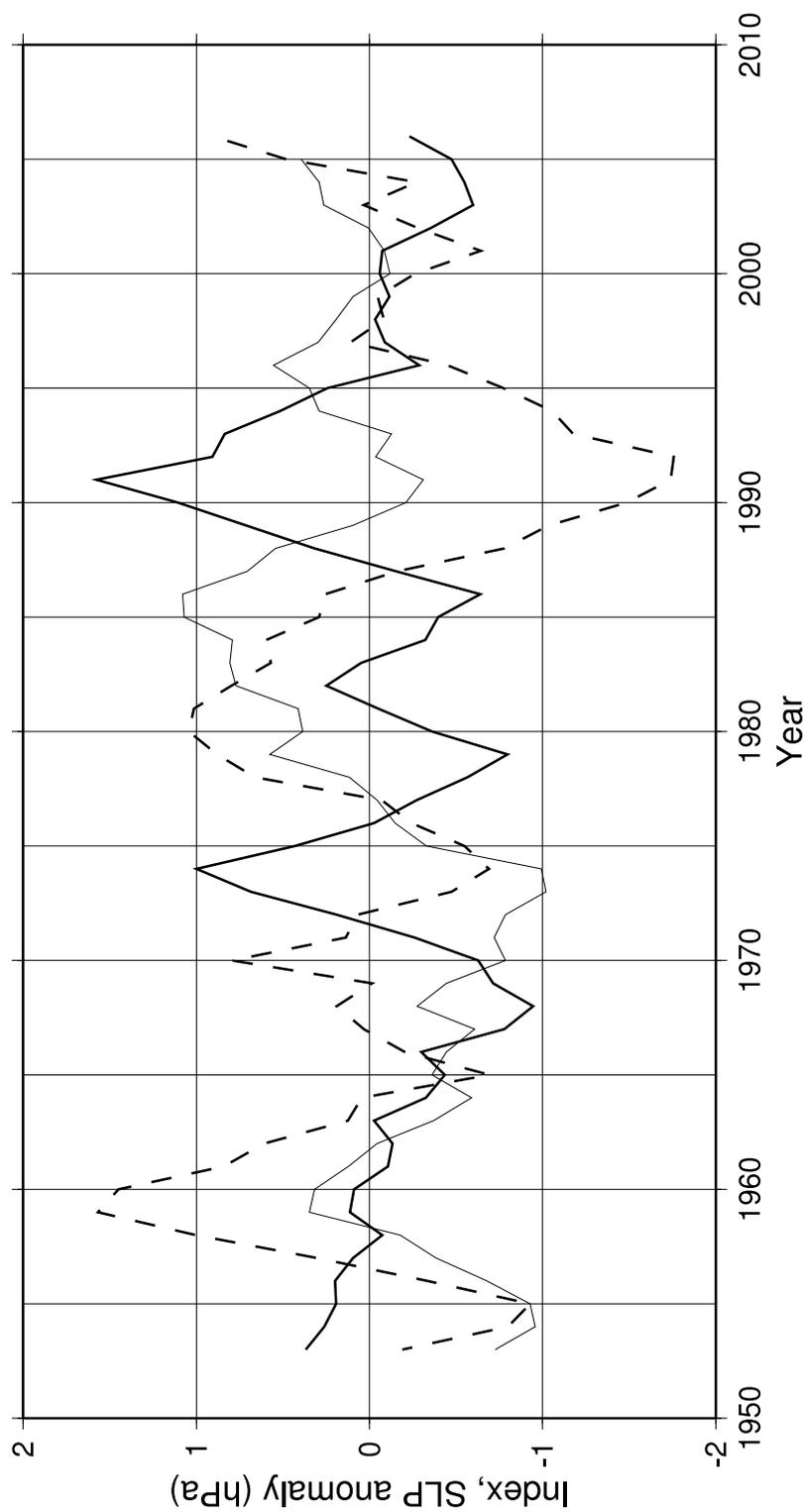


図 8: (太実線) AOI, (細実線) PDO 指数, (破線) ポーフォート高気圧の勢力の時系列図. データはNCEP/NCAR 再解析 (PDO 指数は気象庁ホームページのデータ) であり, 5年のローパスフィルタを施してある.

Linear trend of sea ice concentration
HadISST
(September in %)
1951–2008

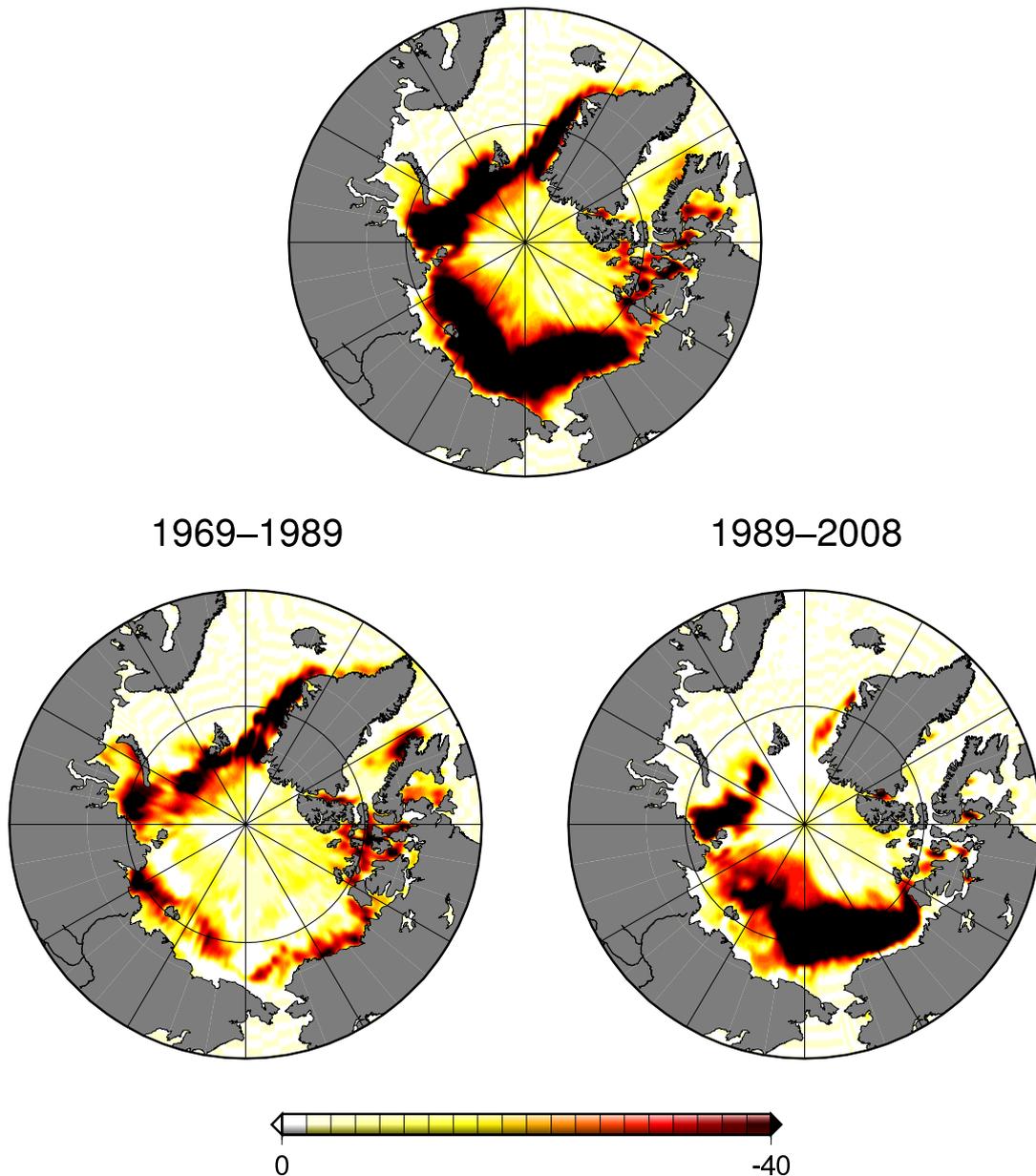
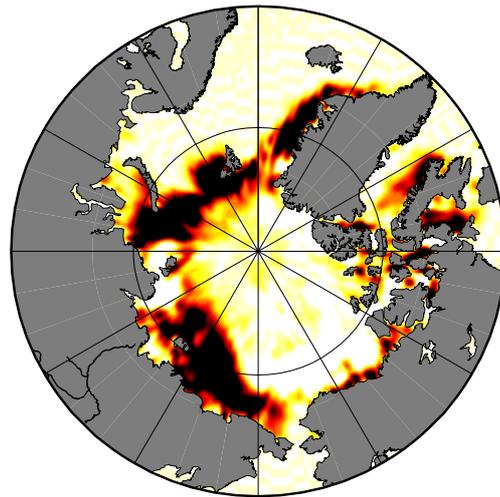
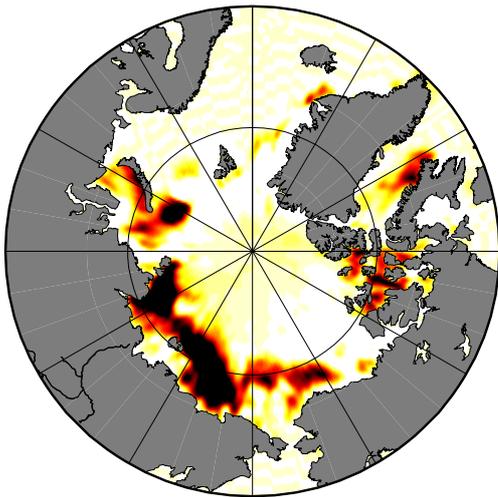


図 9: 北極海における海氷面積比 (9月) の線形トレンドの地理分布図. データは HadISST であり, 減少トレンドのみを示してある.

Sea ice concentration anomaly
 HadISST, NCEP/NCAR reanalysis
 (1951–2008 September in %)

Reg. with interannual AOI

Reg. with decadal AOI



Reg. with PDO index

Reg. with intensity of Bea. High

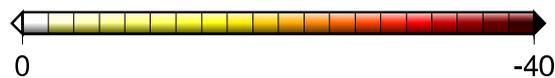
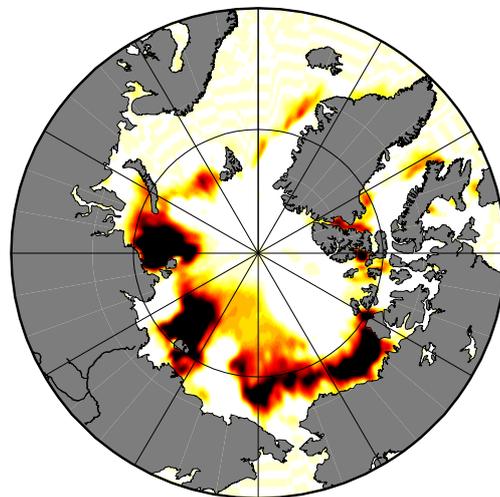
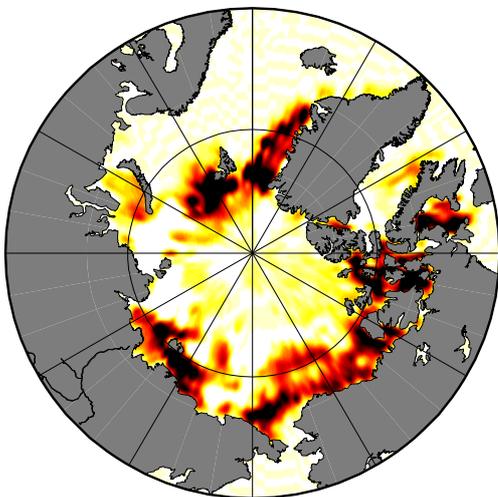
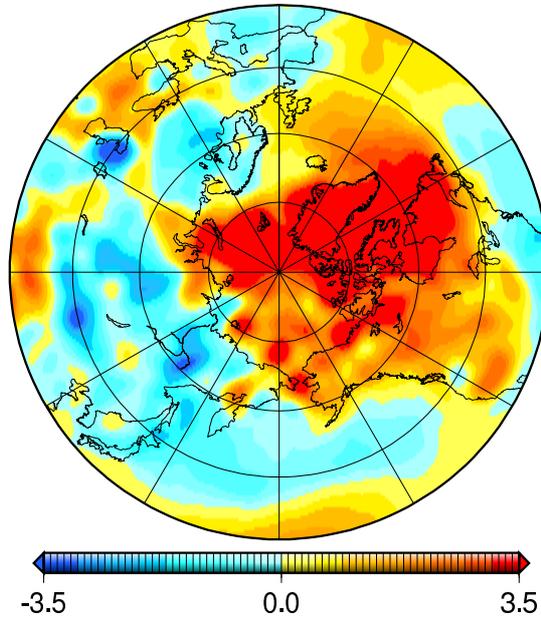


図 10: 9月の北極海における海水面積比 (HadISST) の負偏差の地理分布図. それぞれ (左上) 年々スケールの AOI への回帰, (右上) 十年スケールの AOI への回帰, (左下) PDO 指数への回帰, (右下) ポーフォート高気圧の勢力への回帰である.

Linear trend of surface air temperature
(1951–1999 winter in K)

NCEP/NCAR reanalysis



IPCC-AR4 10 AOGCMs

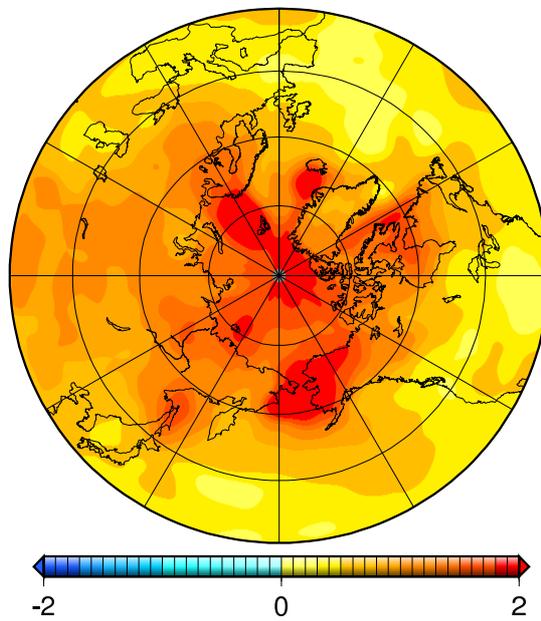
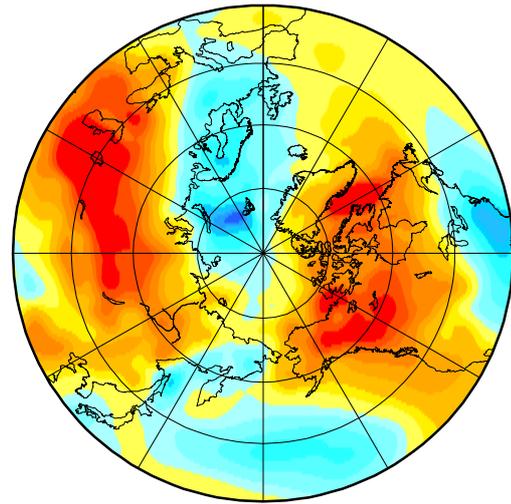
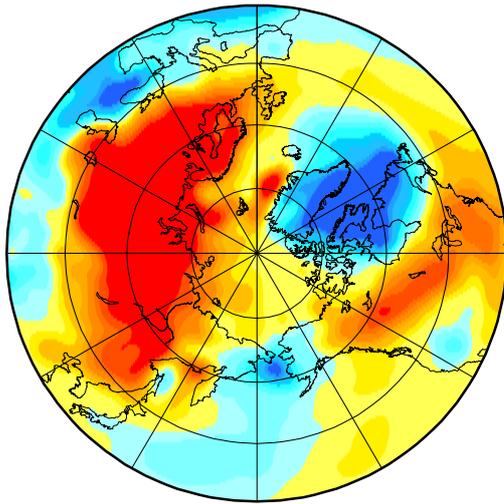


図 11: 北半球 (北緯 30 度以北) における冬季 SAT の線形トレンド (1951–1999 年) の地理分布図. データはそれぞれ (上) NCEP/NCAR 再解析, (下) IPCC-AR4 モデル群の平均である.

Eigenvector (SAT)
NCEP/NCAR reanalysis
(1951–1999 winter in K)

EOF-1 (23.3 %)

EOF-2 (11.4 %)



EOF-3 (9.1 %)

EOF-4 (7.5 %)

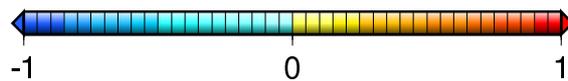
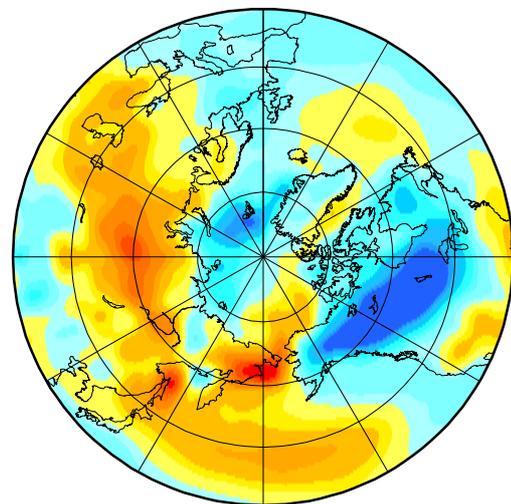
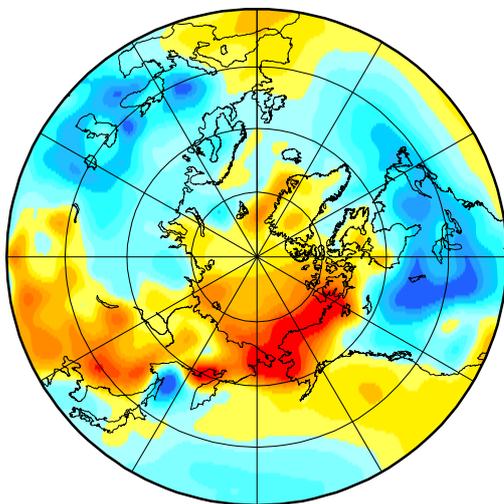
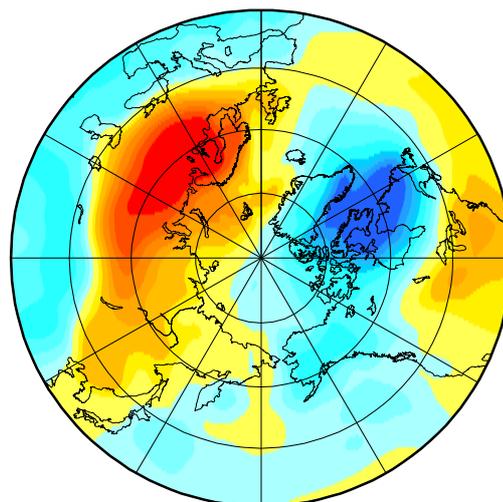
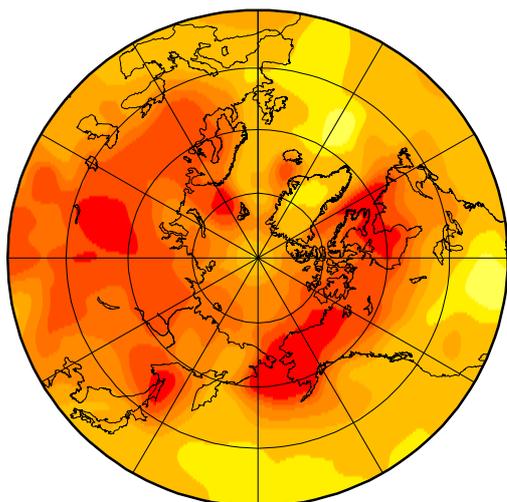


図 12: 北半球 (北緯 30 度以北) における冬季 SAT (NCEP/NCAR 再解析) の (左上) EOF-1, (右上) EOF-2, (左下) EOF-3, (右下) EOF-4 の地理分布図. カッコ内の数字は寄与率を示す.

Eigenvector (SAT)
IPCC-AR4 10 AOGCMs
(1951–1999 winter in K)

EOF-1 (32.7 %)

EOF-2 (13.4 %)



EOF-3 (8.3 %)

EOF-4 (6.1 %)

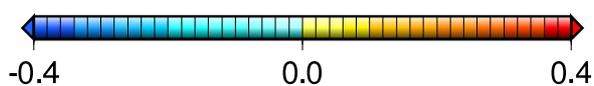
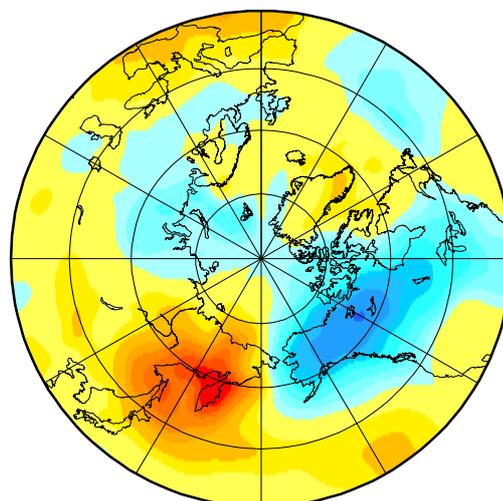
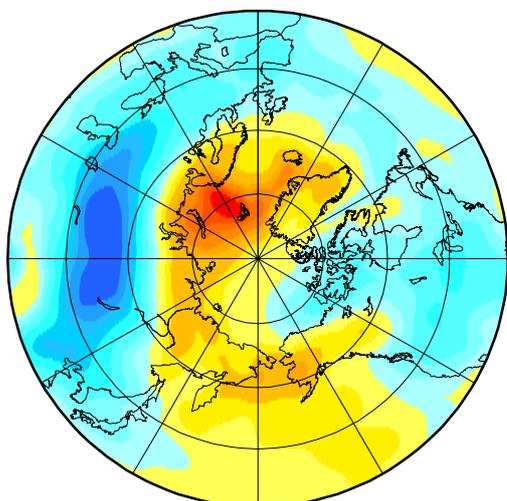


図 13: 図 12 と同様. ただしデータは IPCC-AR4 モデル群の平均である.

SAT anomaly (20C winter in K)

CCCMA-CGCM3.1 (T47)

Regression with decadal AOI

Internal variability + External response

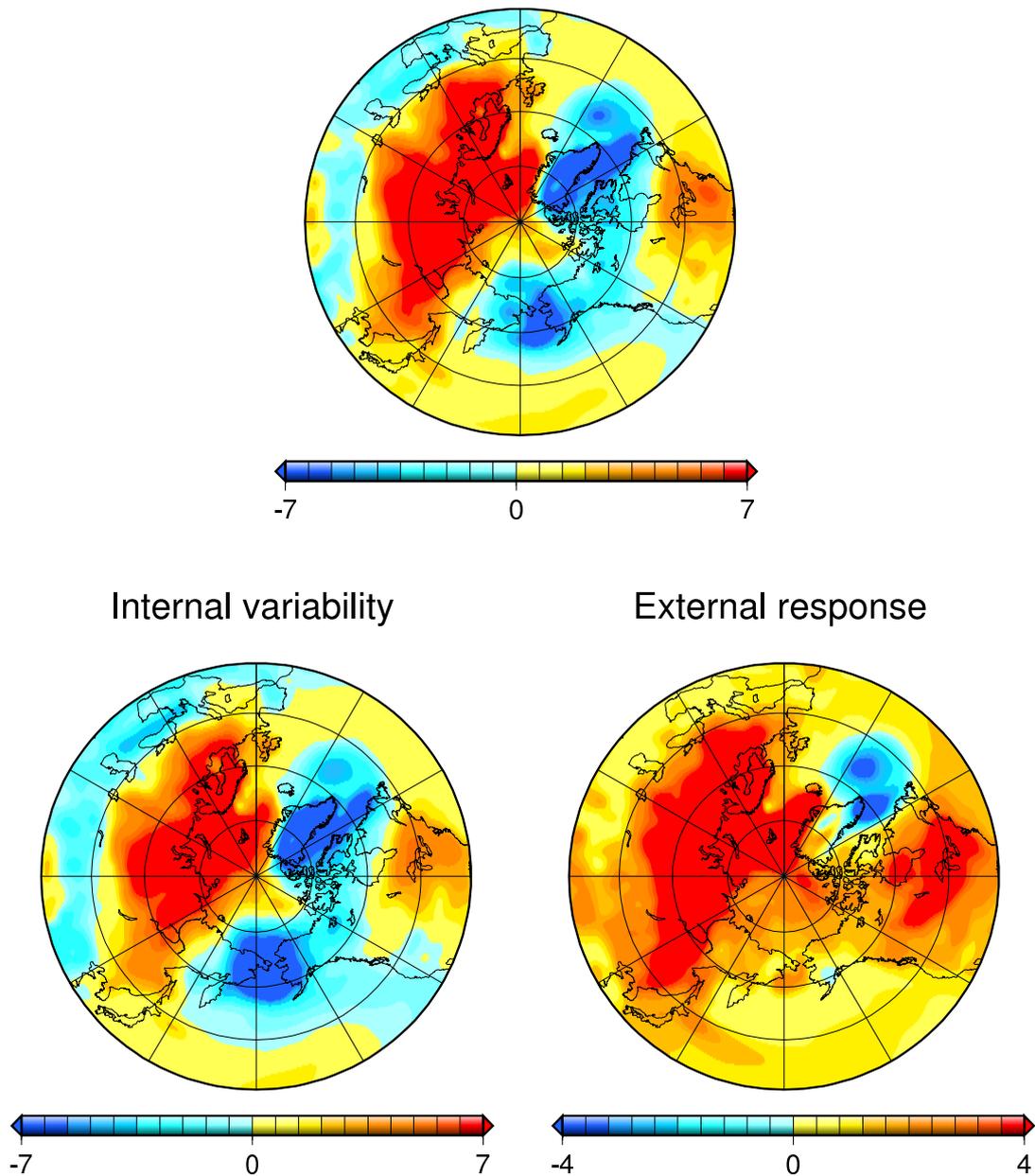


図 14: 北半球における CCCMA-CGCM3.1 (T47) の冬季 SAT 偏差の地理分布図. それぞれ (上) 内部変動と外部強制応答, (左下) 内部変動, (右下) 外部強制応答の十年スケールの AOI への回帰である.

SAT anomaly (20C winter in K)
MRI-CGCM2.3.2
Regression with decadal AOI
Internal variability + External response

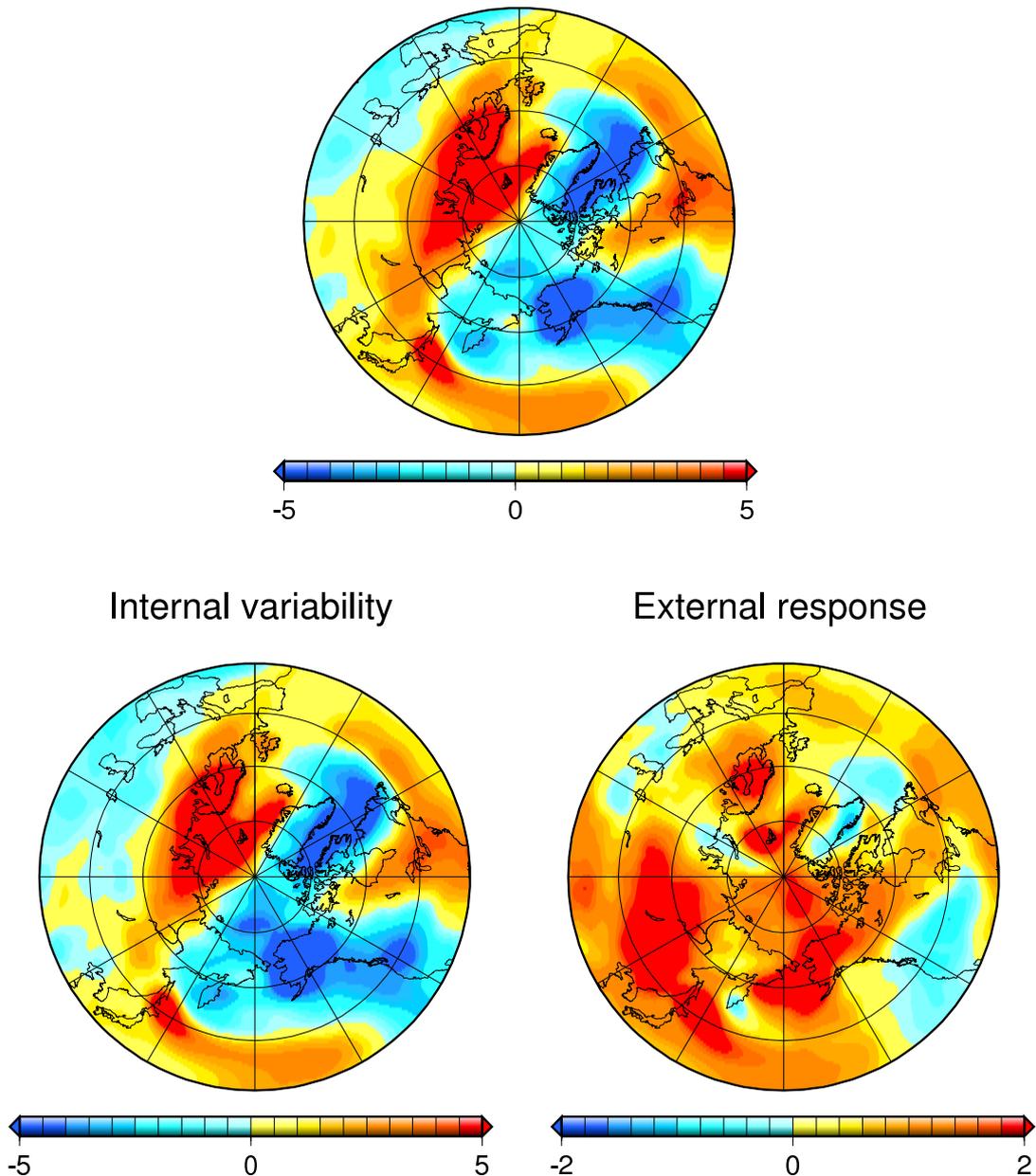


図 15: 図 14 と同様. ただしモデルはMRI-CGCM2.3.2である.

SAT anomaly (20C winter in K)
NCAR-CCSM3
Regression with decadal AOI
Internal variability + External response

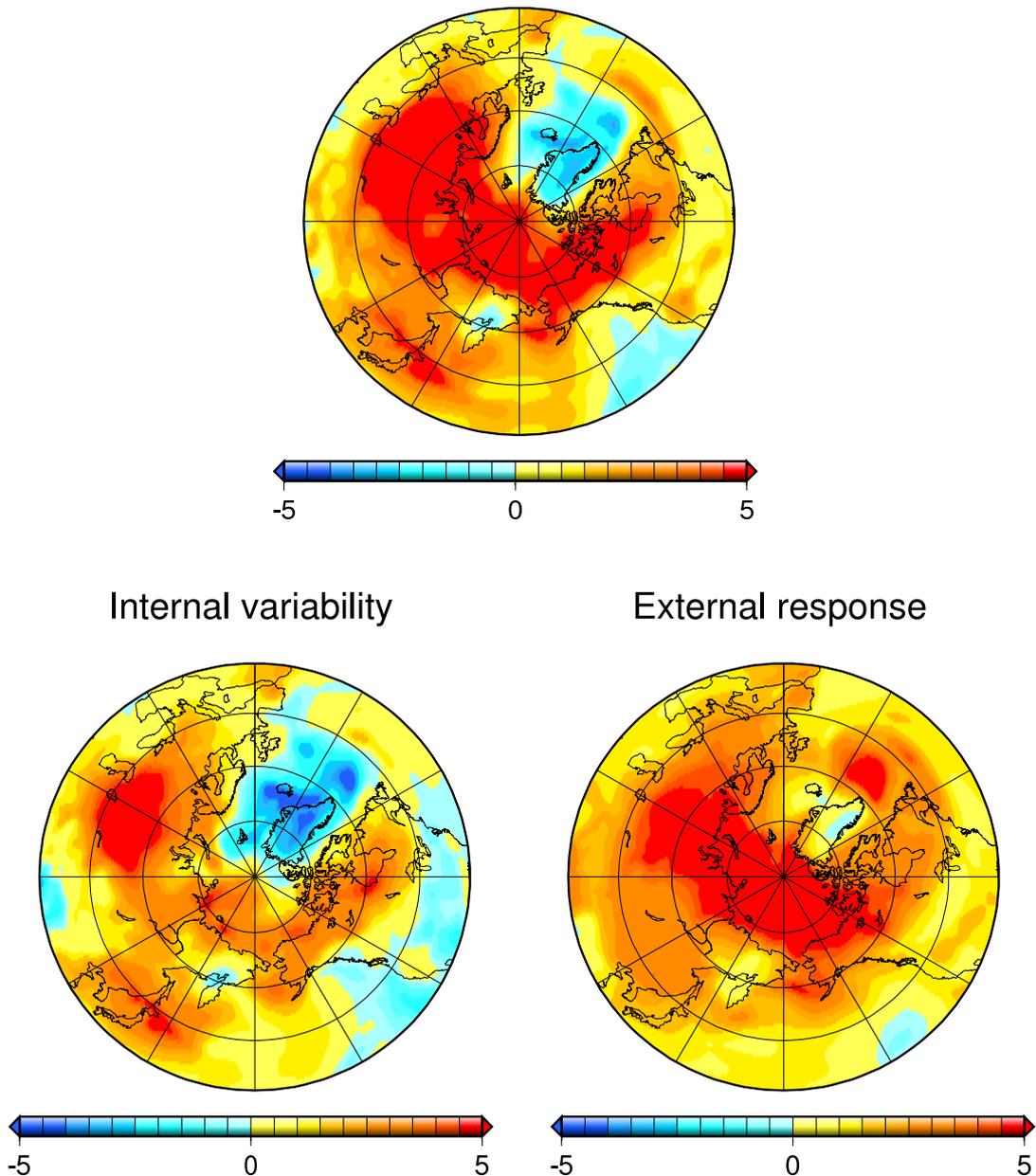


図 16: 図 14 と同様. ただしモデルはNCAR-CCSM3である.

Sea ice concentration
HadISST
(1970–1999 mean September in %)

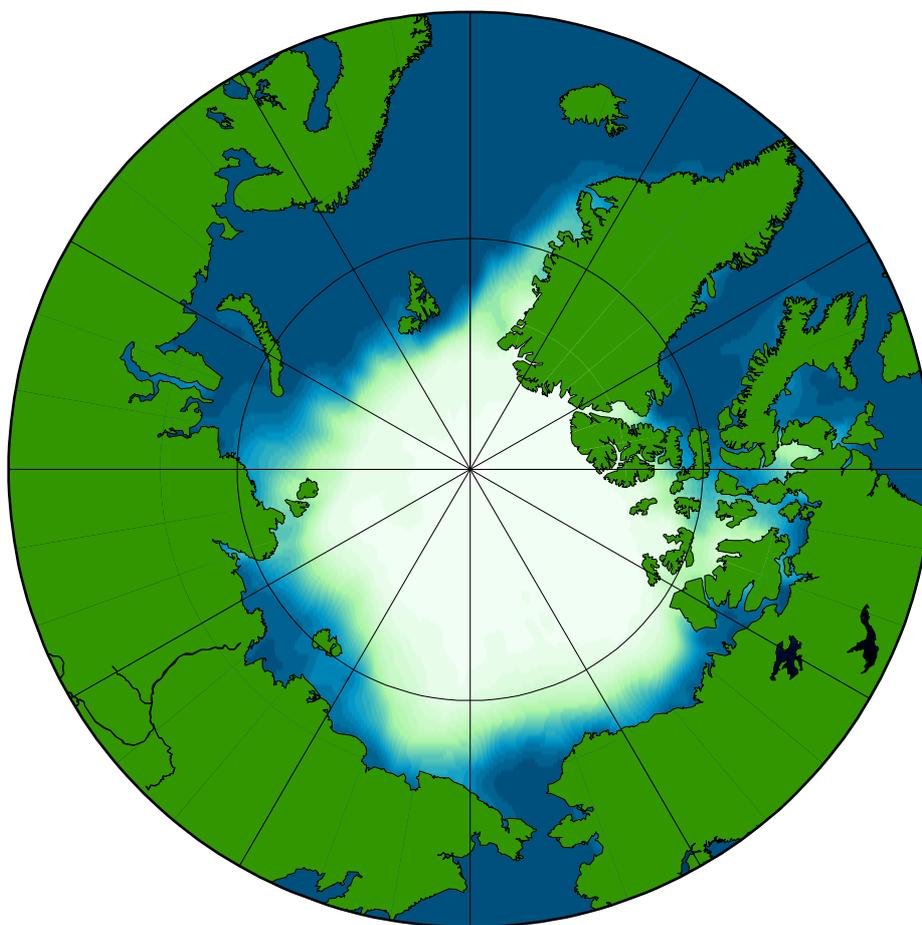
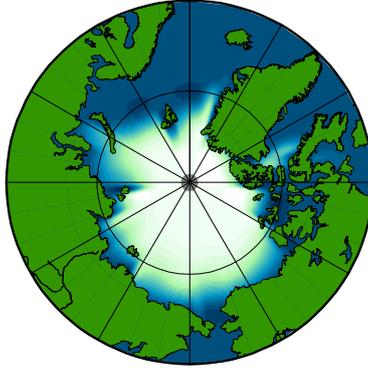


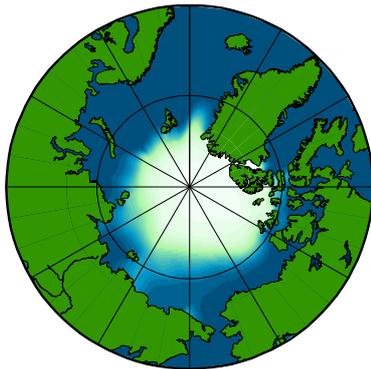
図 17: 観測データ HadISST による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海水面積比の地理分布図.

Sea ice concentration
(1970–1999 mean September in %)

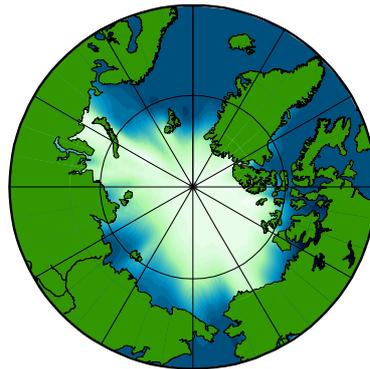
CCCMA–CGCM3.1 (T47)



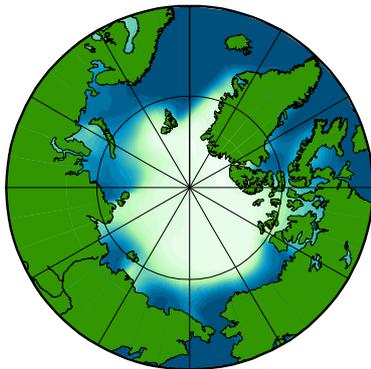
GFDL–CM2.1



GISS–AOM



IPSL–CM4



MIROC3.2 (Medres)

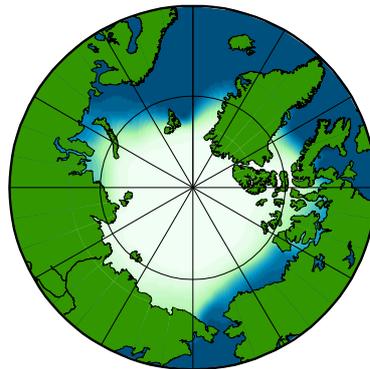
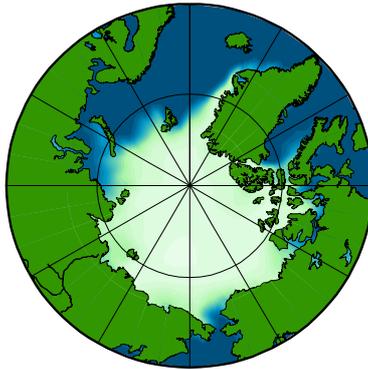


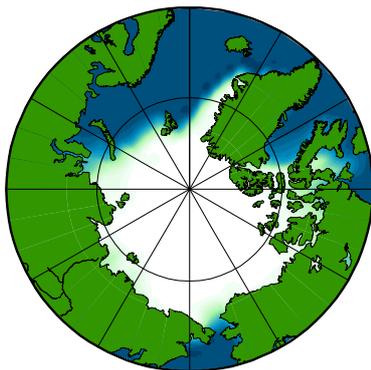
図 18: IPCC-AR4 モデル群による 9 月 (1970–1999 年の気候値) の海氷面積比の地理分布図.

Sea ice concentration
(1970–1999 mean September in %)

MPI-ECHAM5



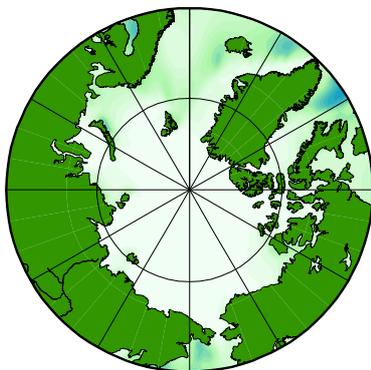
MRI-CGCM2.3.2



NCAR-CCSM3



NCAR-PCM



UKMO-HadCM3

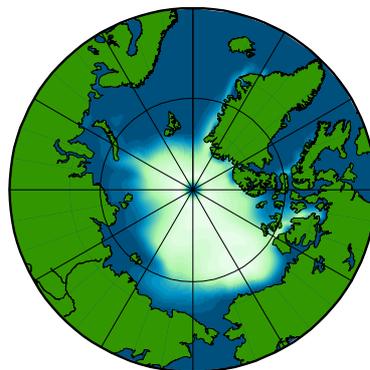
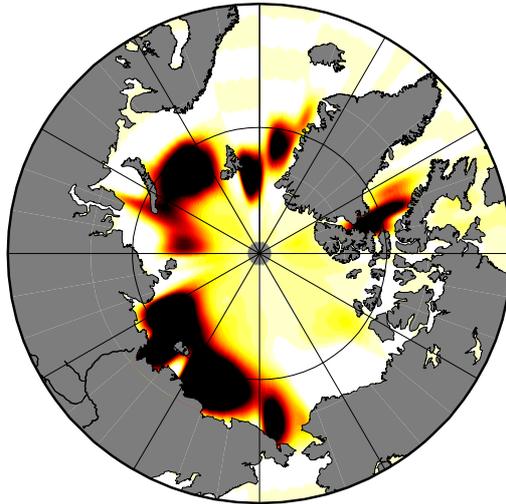


図 19: 図 18 と同様.

Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

CCCMA-CGCM3.1 (T47)

Reg. with decadal AOI



Reg. with intensity of summer Beaufort High

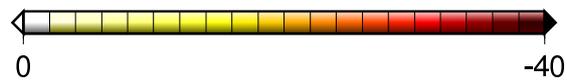
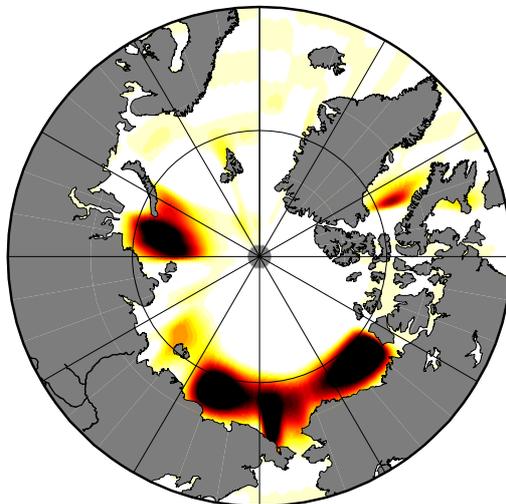
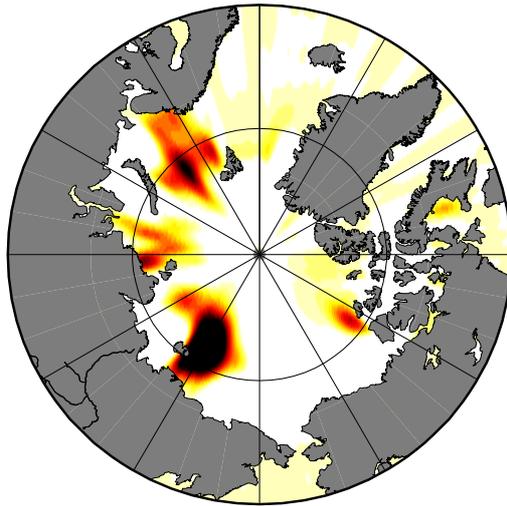


図 20: 9月の北極海における海氷面積比 (CCCMA-CGCM3.1 (T47)) の負偏差の地理分布図. それぞれ (上) 十年スケールの AOI への回帰, (下) ボーフォート高気圧の勢力への回帰である.

Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

GISS-AOM

Reg. with decadal AOI



Reg. with intensity of summer Beaufort High

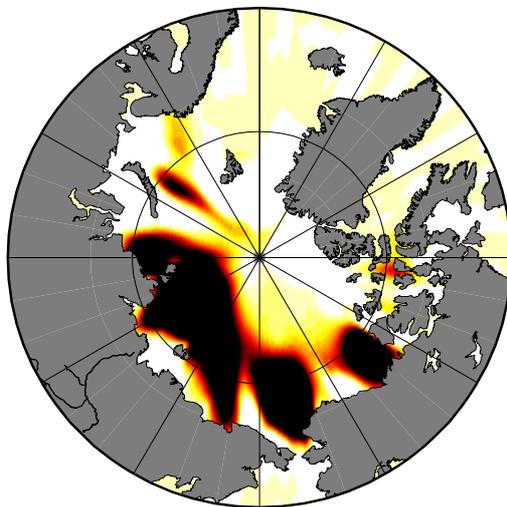
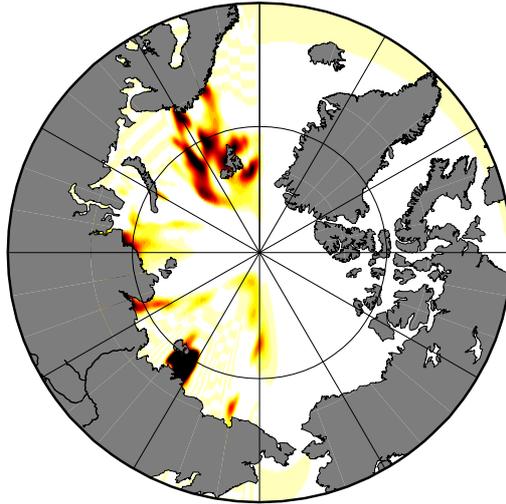


図 21: 図 20 と同様. ただしモデルは GISS-AOM である.

Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

IPSL-CM4

Reg. with decadal AOI



Reg. with intensity of summer Beaufort High

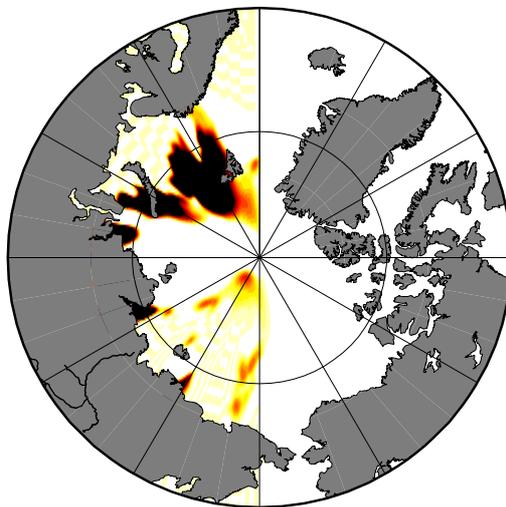
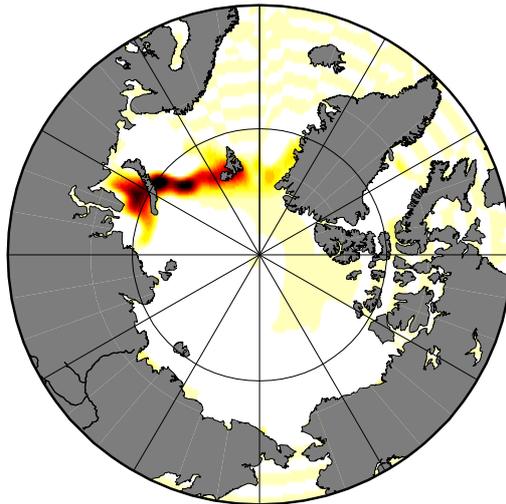


図 22: 図 20 と同様. ただしモデルはIPSL-CM4である.

Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

MIROC3.2 (Medres)

Reg. with decadal AOI



Reg. with intensity of summer Beaufort High

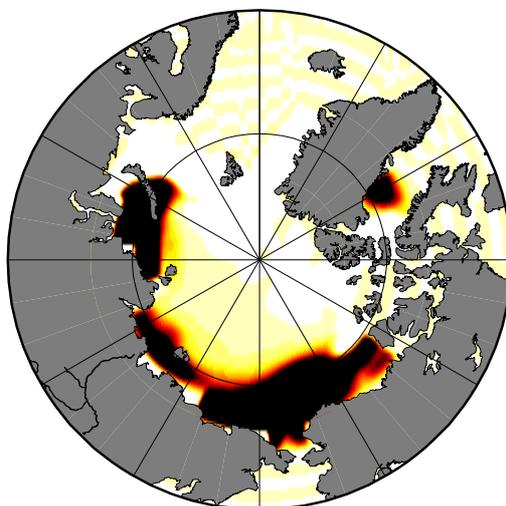
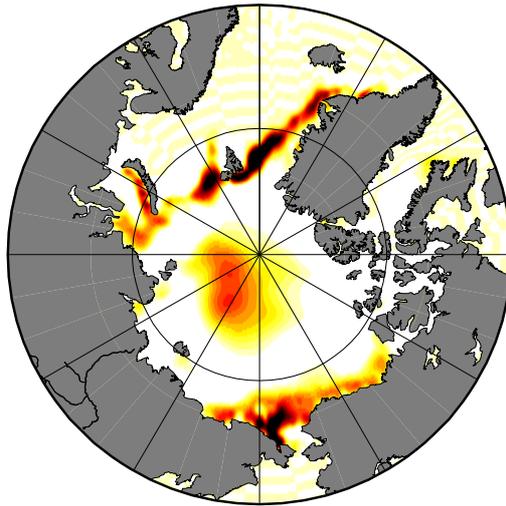


図 23: 図 20 と同様. ただしモデルは MIROC3.2 (Medres) である.

Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

MPI-ECHAM5

Reg. with decadal AOI



Reg. with intensity of summer Beaufort High

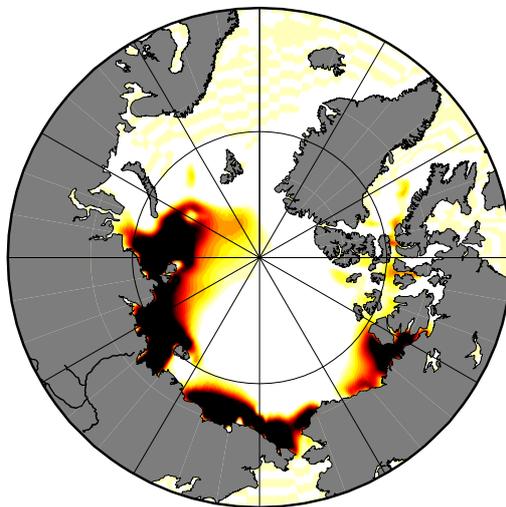
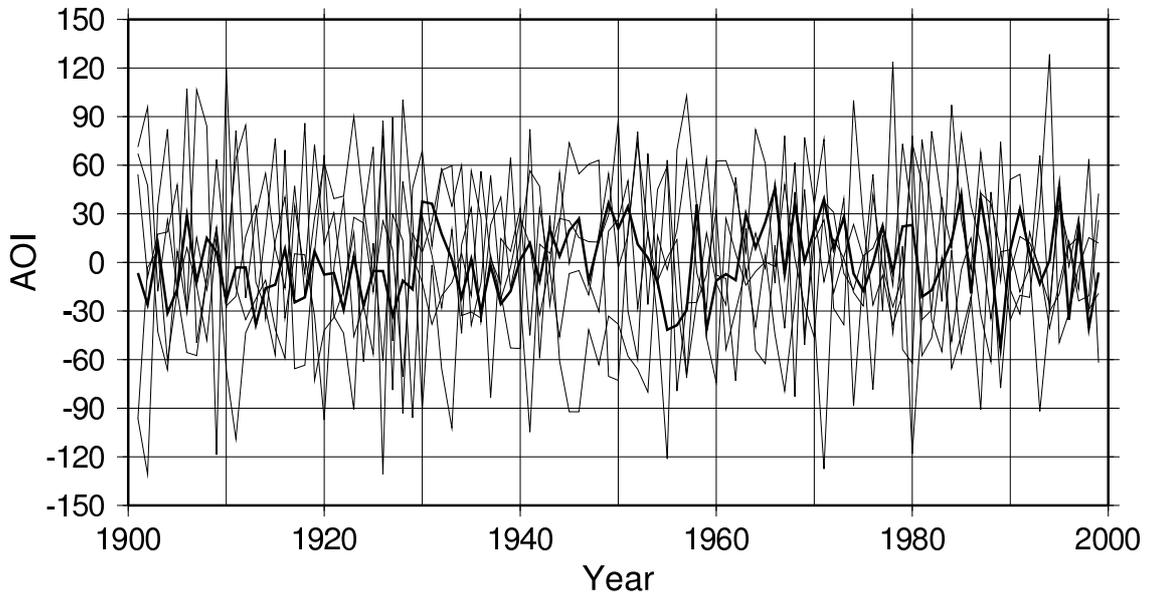


図 24: 図 20 と同様. ただしモデルは MPI-ECHAM5 である.

AOI

CCCMA-CGCM3.1 (T47)



Intensity of Beaufort High (Summer in hPa)

CCCMA-CGCM3.1 (T47)

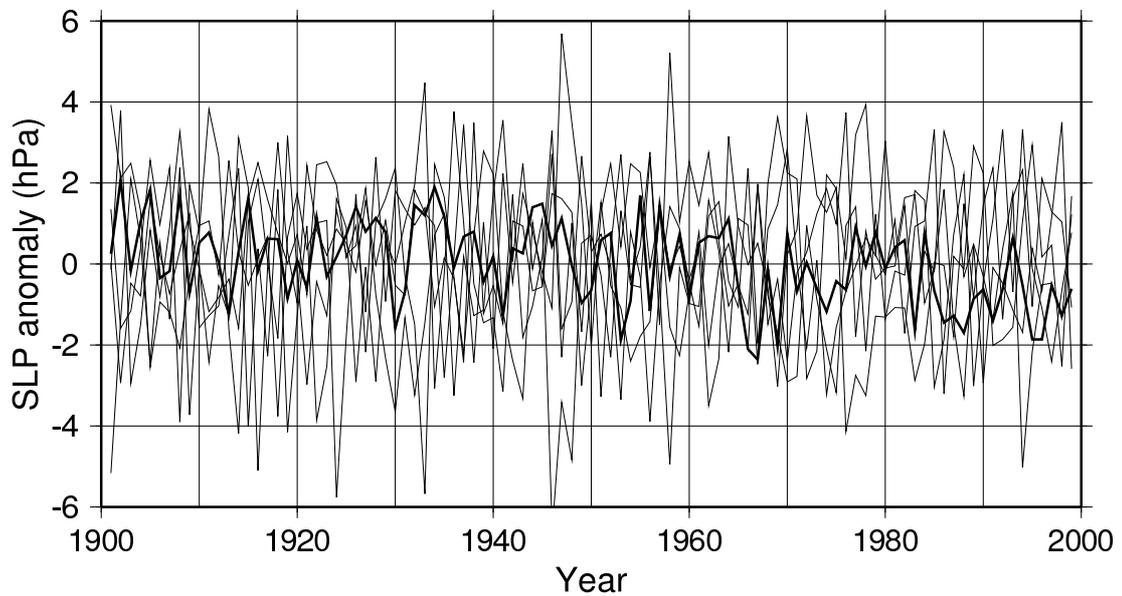
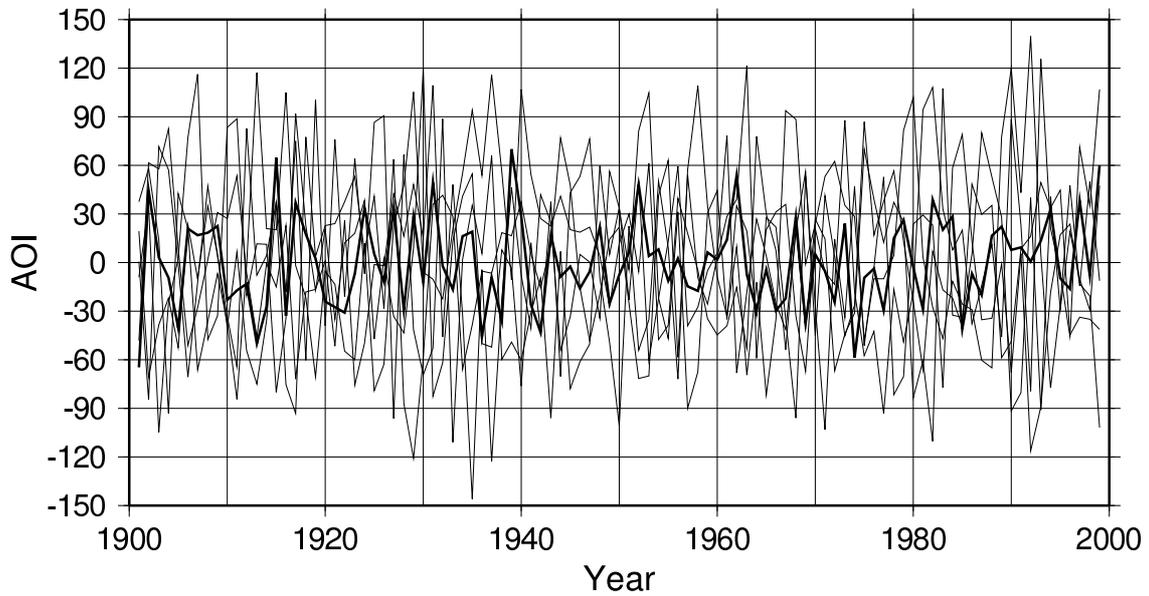


図 25: CCCMA-CGCM3.1 (T47) による (上) AOI と (下) ボーフォート高気圧の勢力の 20 世紀時系列図. 細線が内部変動, 太線が外部強制応答を表す.

AOI

MRI-CGCM2.3.2



Intensity of Beaufort High (Summer in hPa)

MRI-CGCM2.3.2

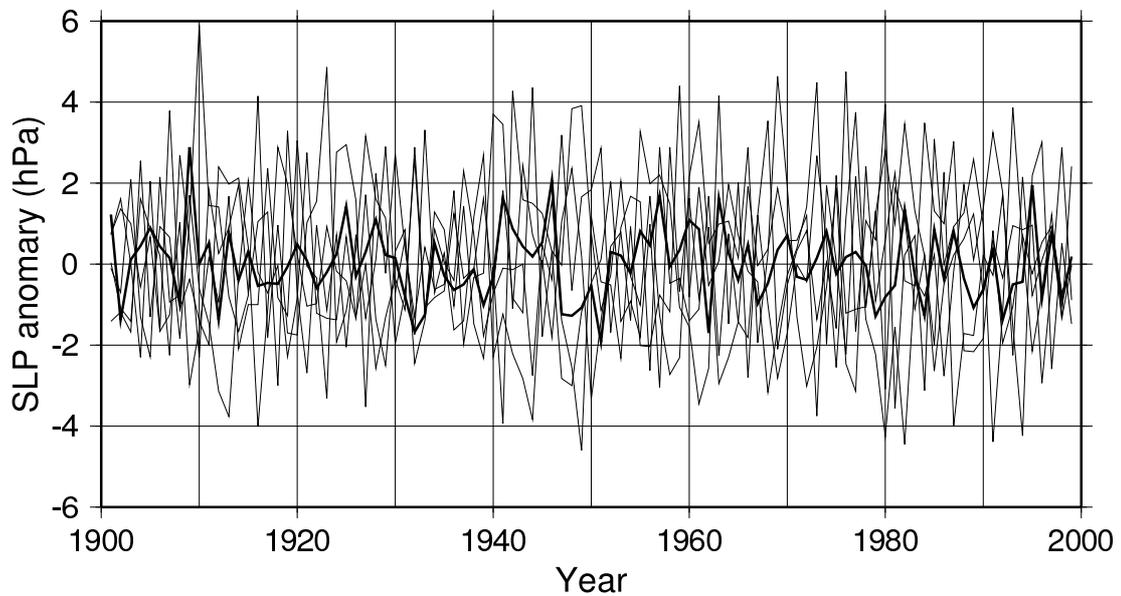
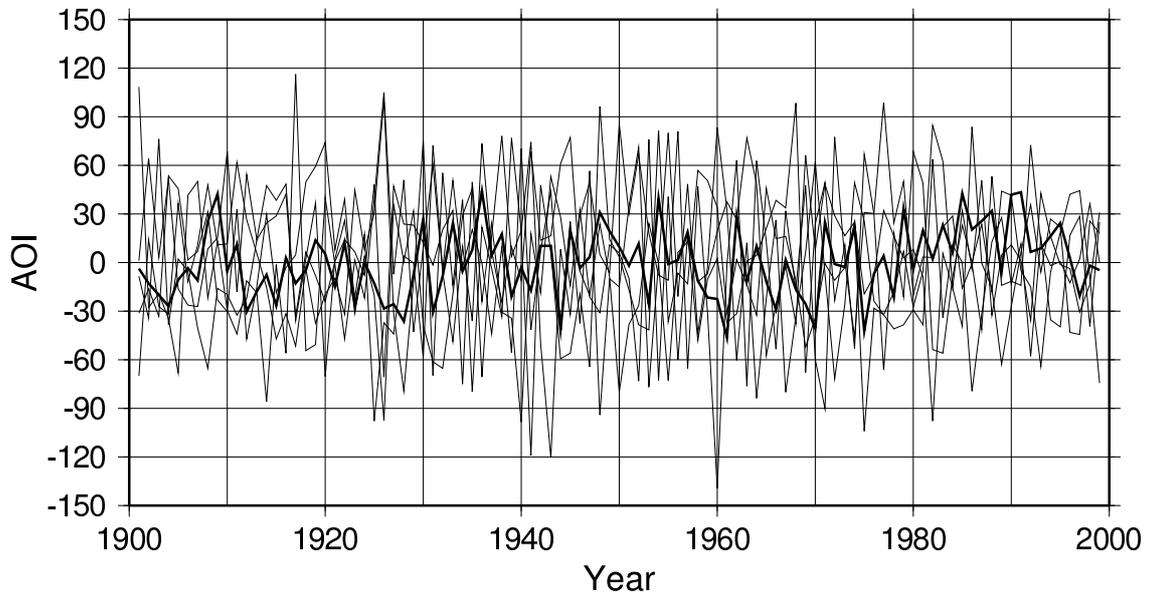


図 26: 図 25 と同様. ただしモデルは MRI-CGCM2.3.2 である.

AOI NCAR-CCSM3



Intensity of Beaufort High (Summer in hPa) NCAR-CCSM3

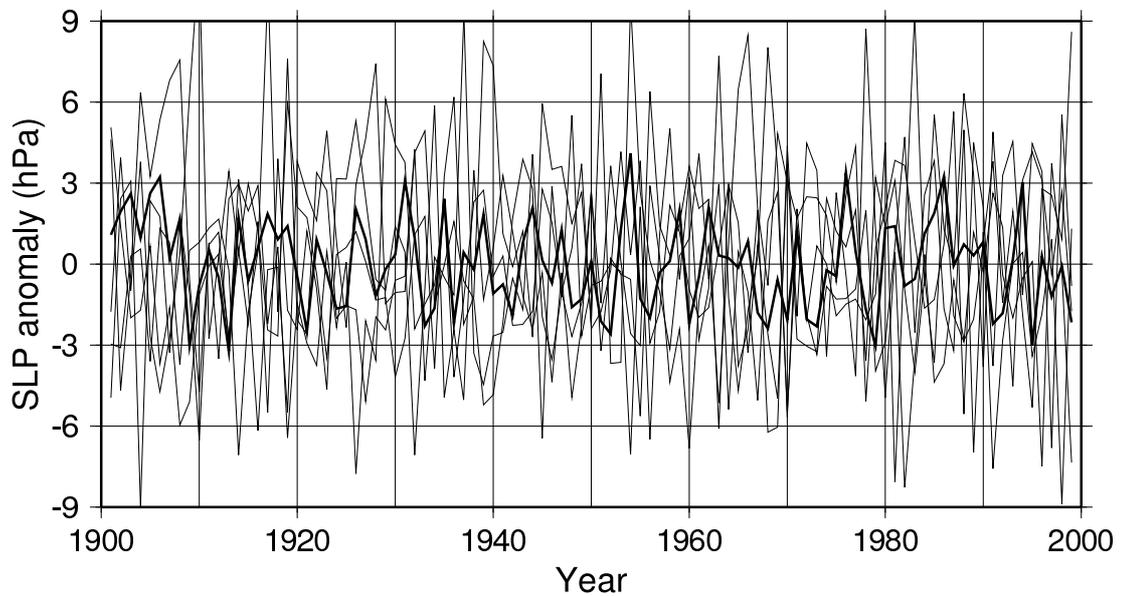


図 27: 図 25 と同様. ただしモデルは NCAR-CCSM3 である.

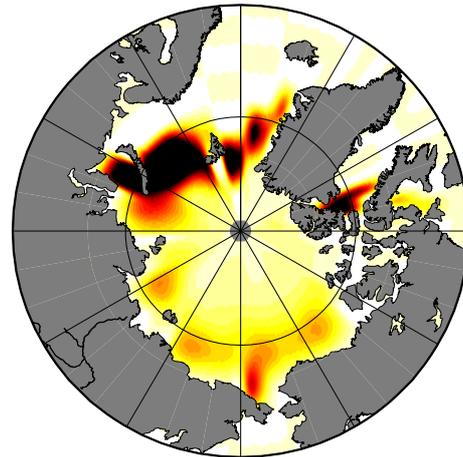
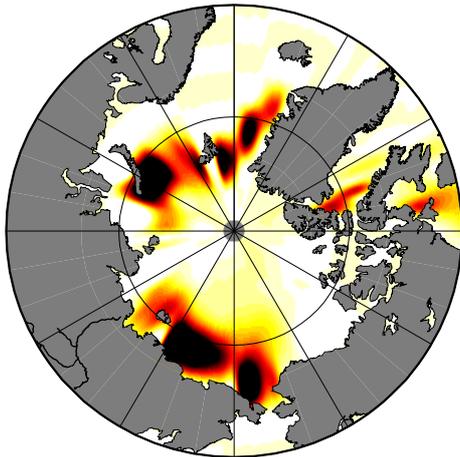
Sea ice concentration anomaly (20C Sep. in %)

CCCMA-CGCM3.1 (T47)

Reg. with decadal AOI

Internal variability

External response



Reg. with intensity of summer Beaufort High

Internal variability

External response

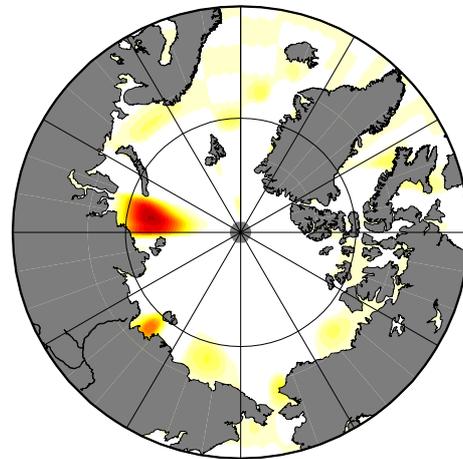
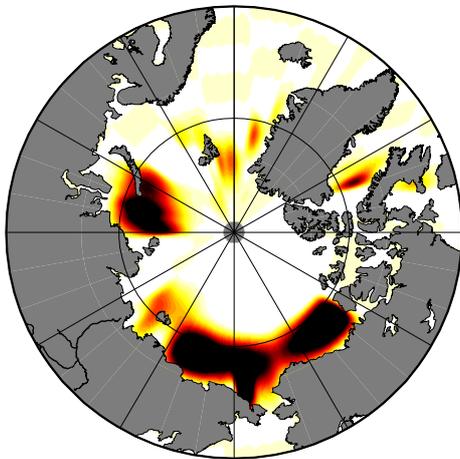
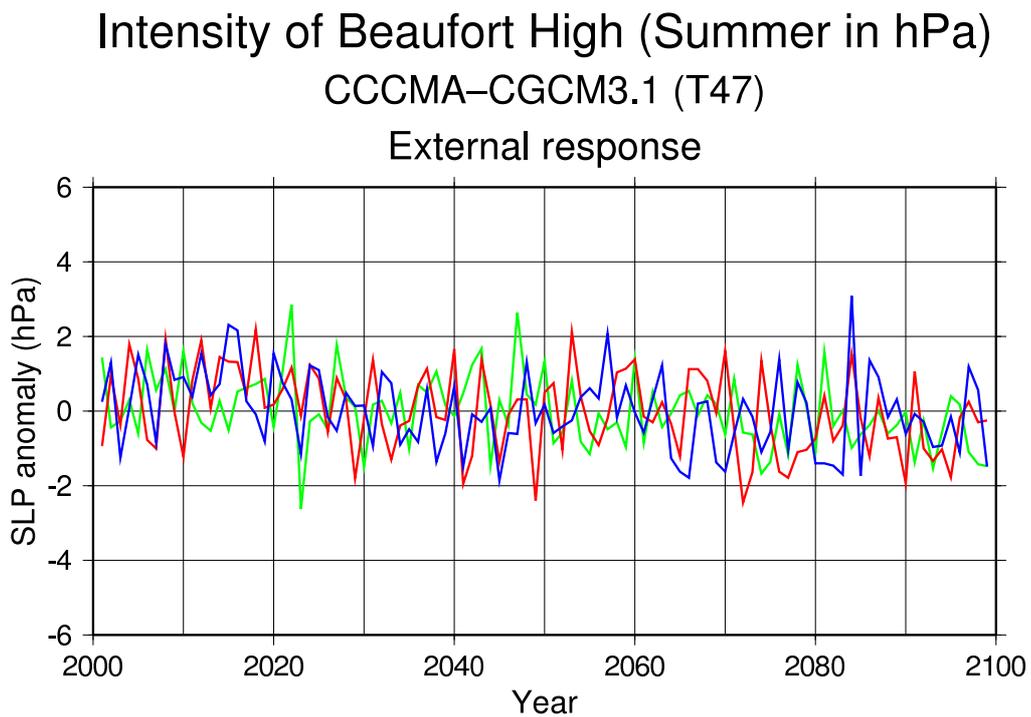
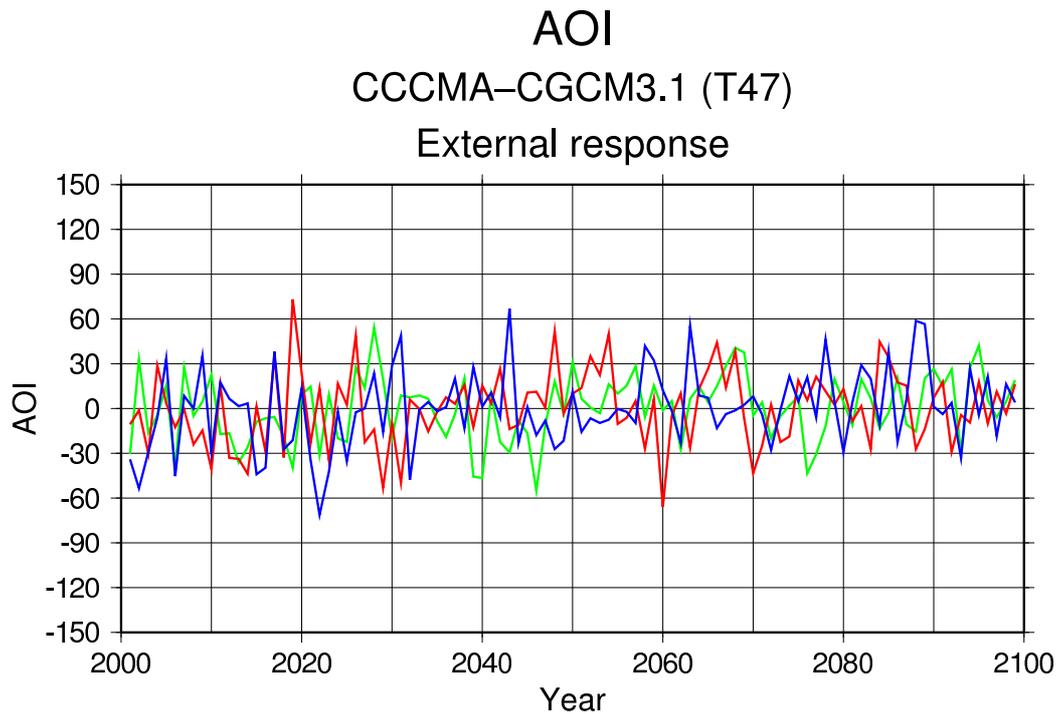


図 28: 内部変動と外部強制応答に分離した 9 月の北極海における海氷面積比 (CCCMA-CGCM3.1 (T47)) の負偏差の地理分布図. それぞれ十年スケールの AOI への回帰 (左上が内部変動, 右上が外部強制応答), ボーフォート高気圧の勢力への回帰 (左下が内部変動, 右下が外部強制応答) である.

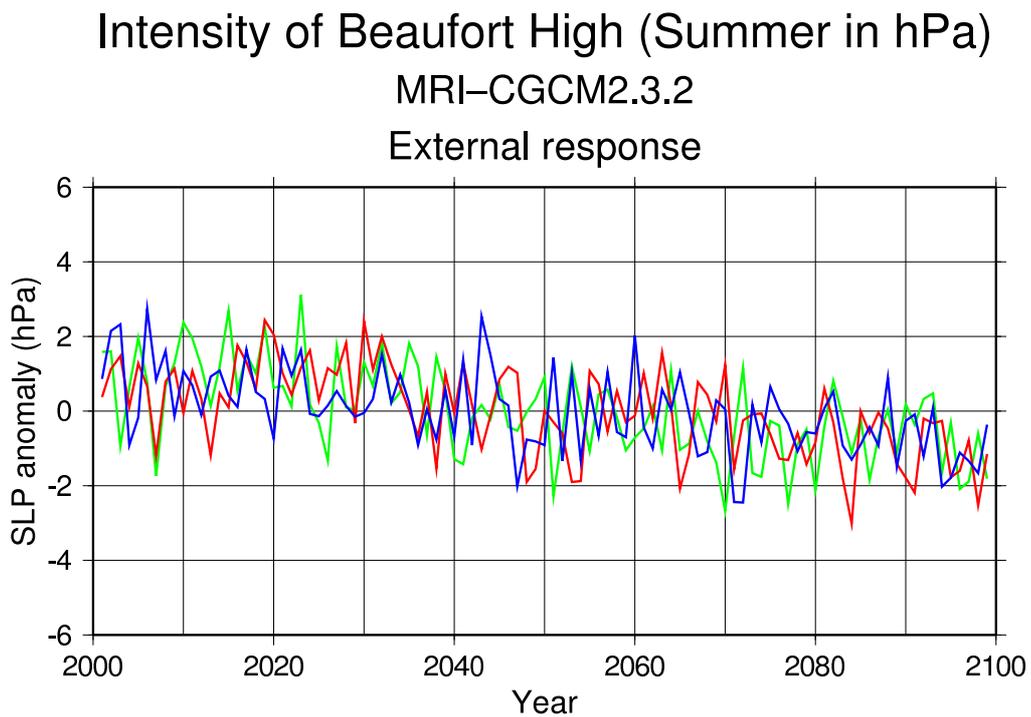
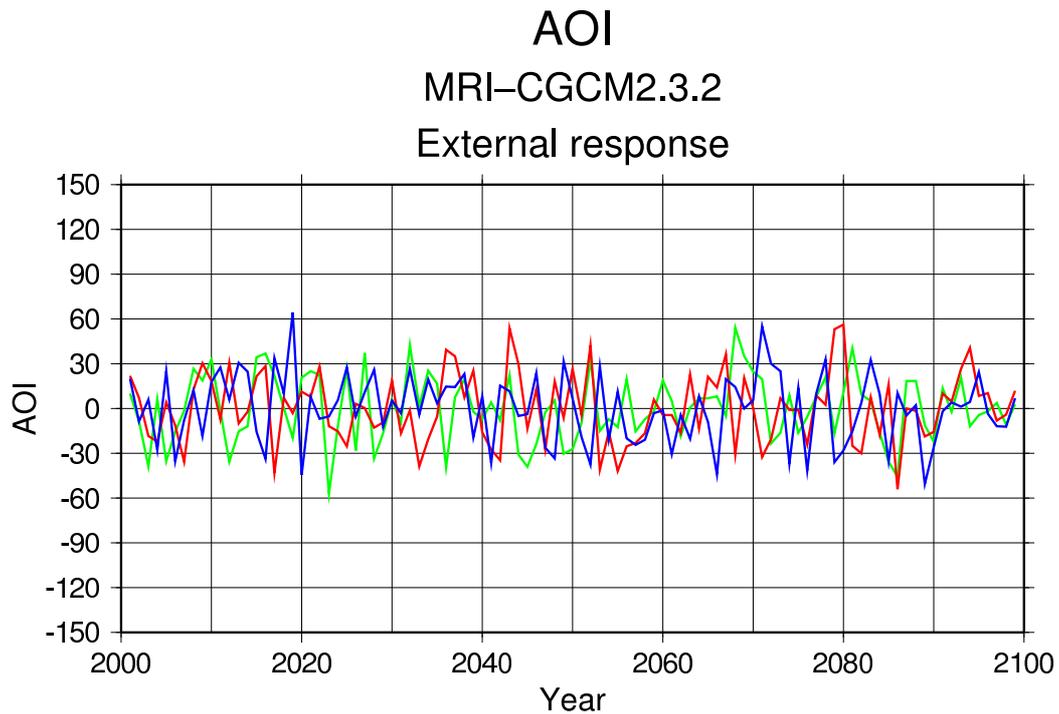


SRES-A1B

SRES-A2

SRES-B1

図 29: CCCMA-CGCM3.1 (T47) による (上) AOI と (下) ボーフォート高気圧の勢力の内部変動成分の 21 世紀時系列図. それぞれ緑線が SRES-A1B シナリオ, 赤線が SRES-A2 シナリオ, 青線が SRES-B1 シナリオを表す.

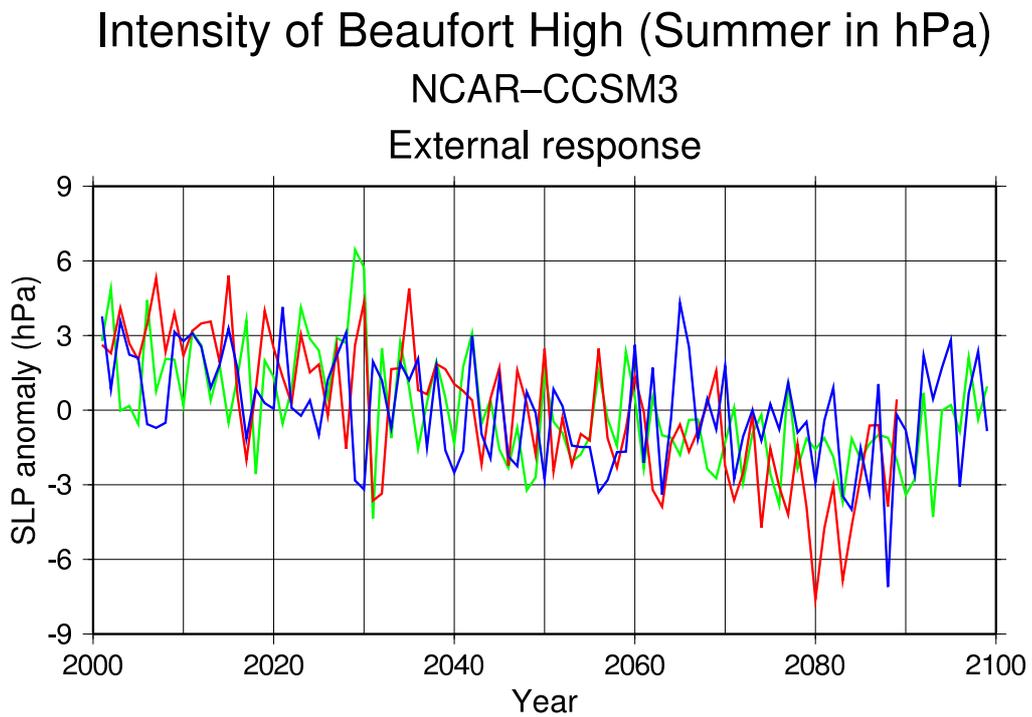
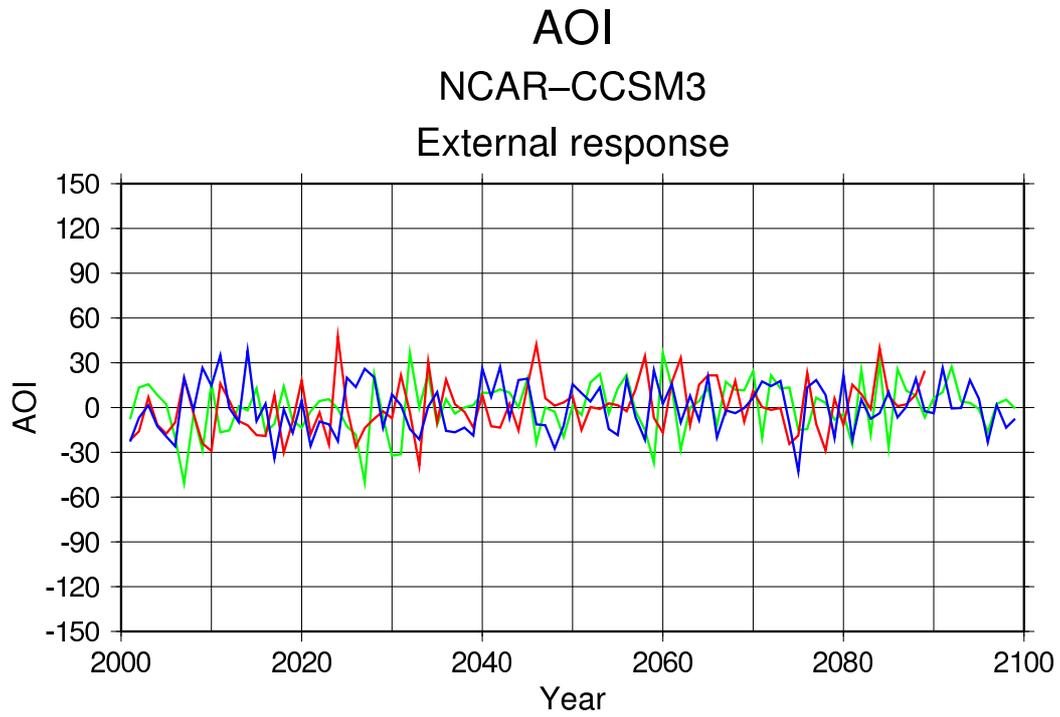


SRES-A1B

SRES-A2

SRES-B1

図 30: CCCMA-CGCM3.1 (T47) による (上) AOI と (下) ボーフォート高気圧の勢力の外部強制応答成分の 21 世紀時系列図. それぞれ緑線が SRES-A1B シナリオ, 赤線が SRES-A2 シナリオ, 青線が SRES-B1 シナリオを表す.

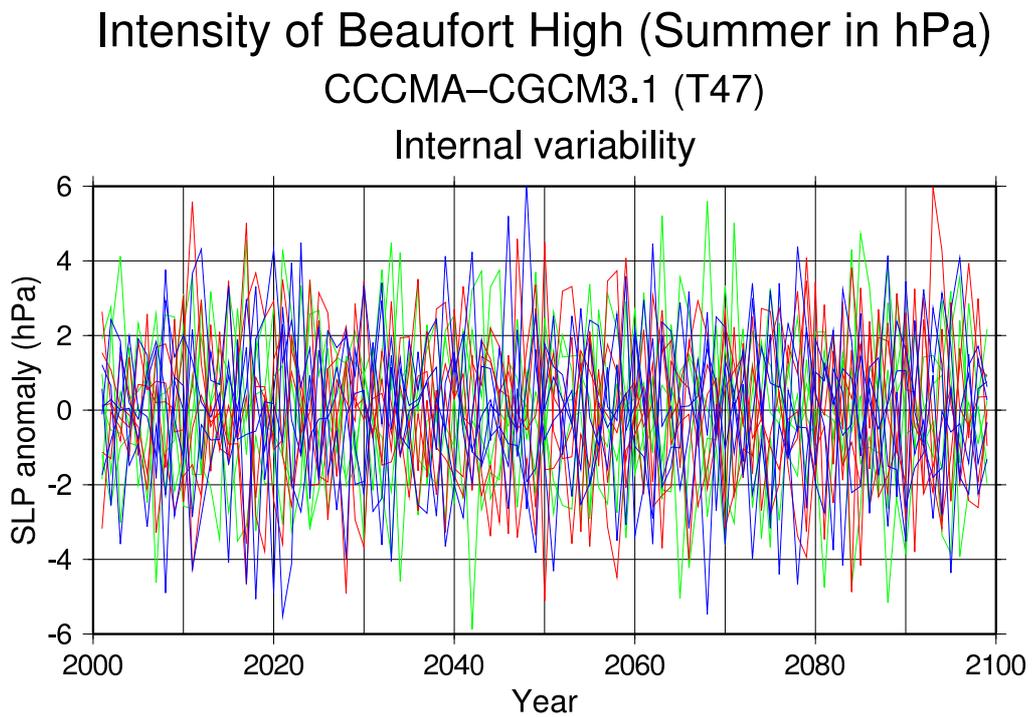
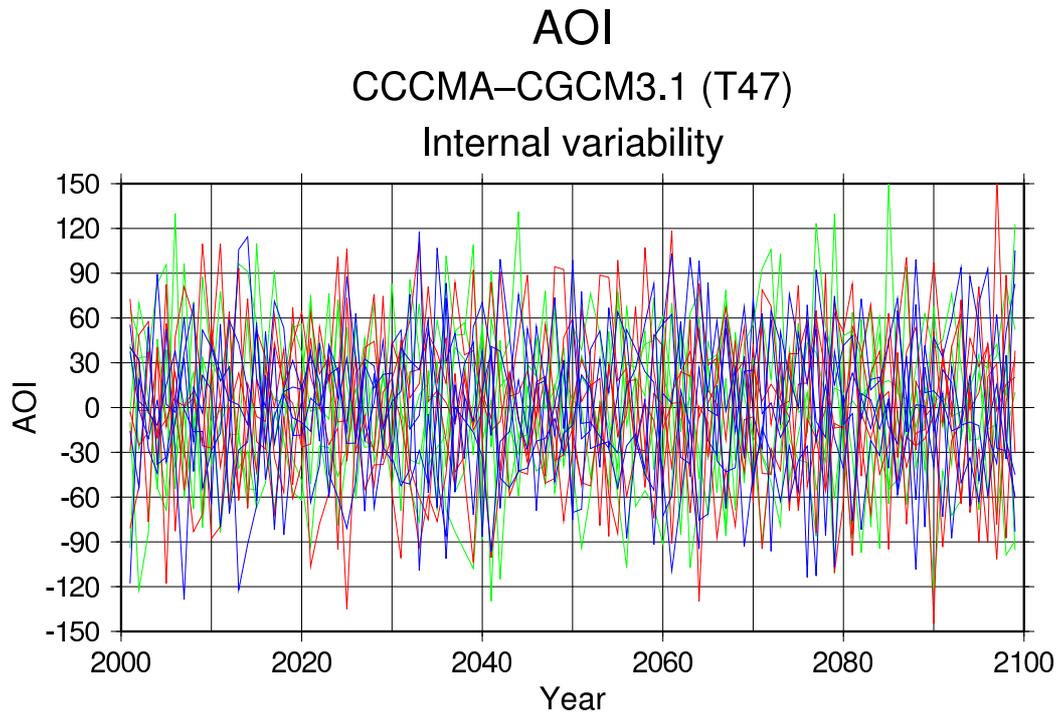


SRES-A1B

SRES-A2

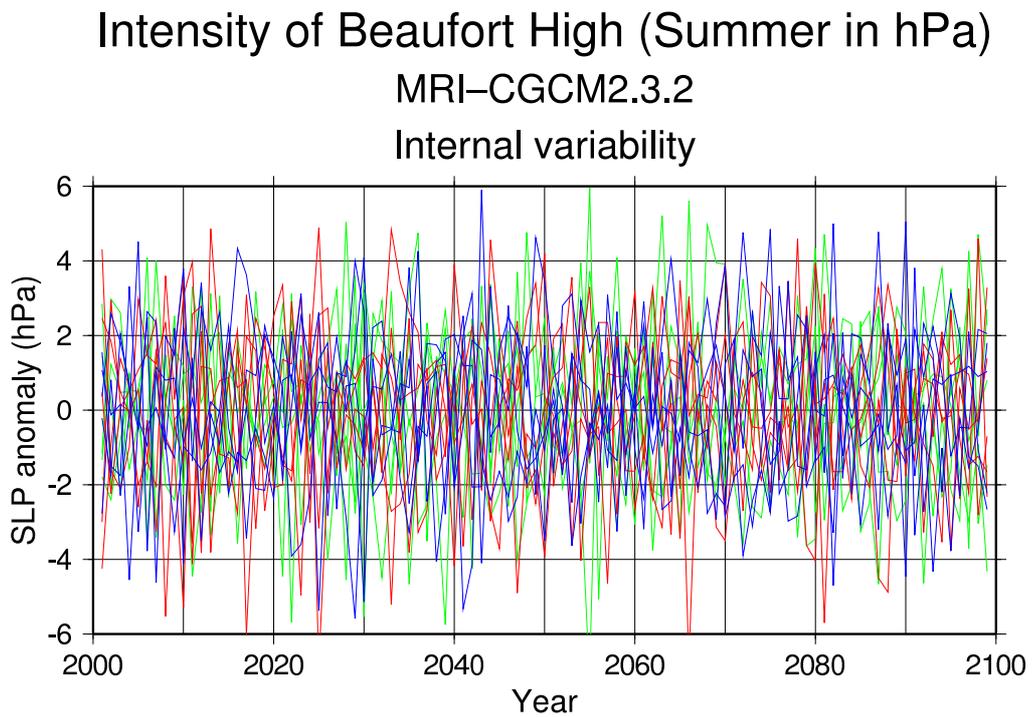
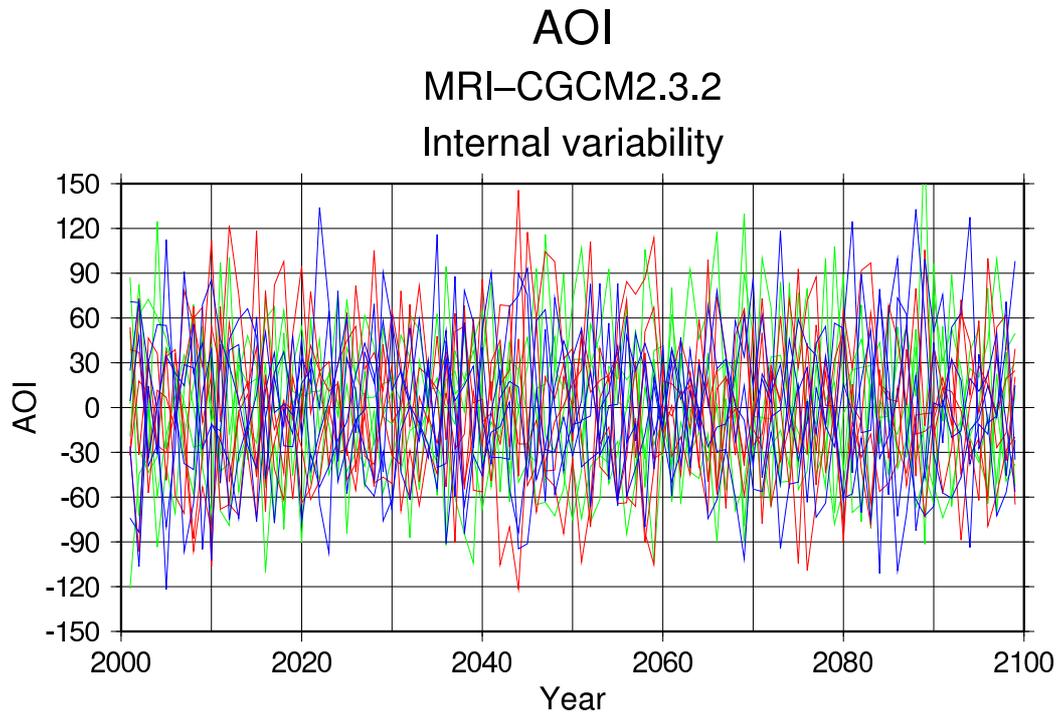
SRES-B1

図 31: 図 29 と同様. ただしモデルはMRI-CGCM2.3.2 である.



SRES-A1B SRES-A2 SRES-B1

図 32: 図 30 と同様. ただしモデルはMRI-CGCM2.3.2である.

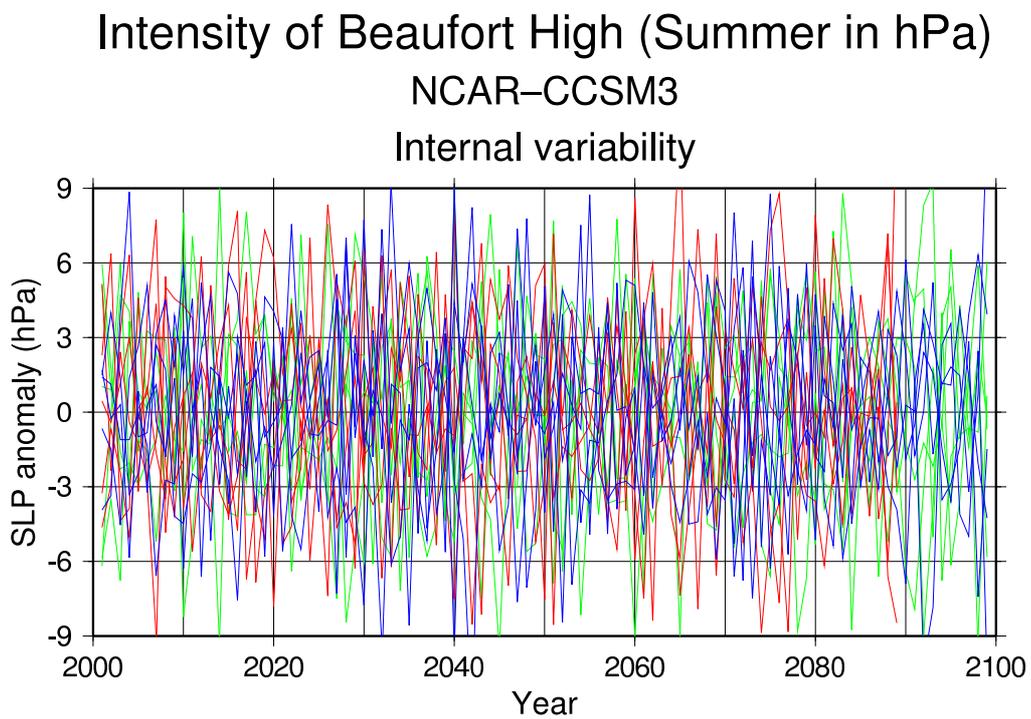
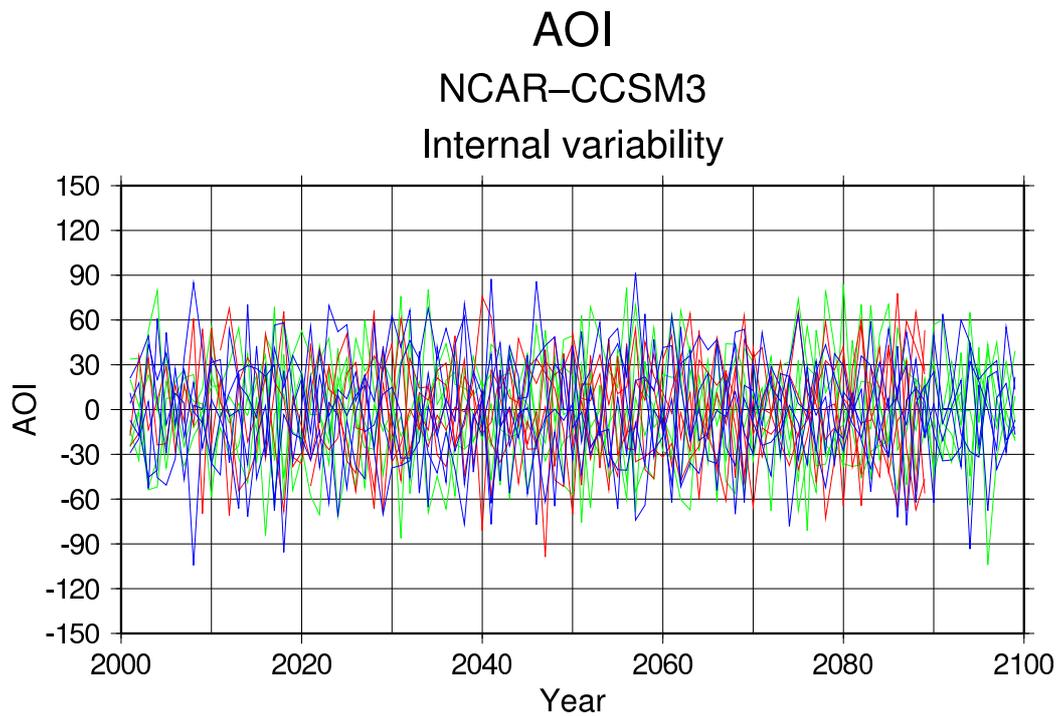


SRES-A1B

SRES-A2

SRES-B1

図 33: 図 29 と同様. ただしモデルはNCAR-CCSM3である.



SRES-A1B

SRES-A2

SRES-B1

図 34: 図 30 と同様. ただしモデルはNCAR-CCSM3である.