

平成 22 年度 卒業論文

冬季北大西洋振動が
翌冬の日本の気候に与える影響

**Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation
on the climate of Japan in the following winter**

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

地球環境気候学研究室 507321

大鹿 美希

指導教員：立花義裕教授

概要

日本の冬季の気候には、暖冬・寒冬などの大きな気温変動が存在し、この大きな気温の変動には、テレコネクションが関わっているといわれている (Kodera¹⁾, 1998). 本研究では、テレコネクション・パターンのひとつである冬季 NAO 変動と翌冬の日本の気候との関連性に着目し、解析を行った. 冬季 NAO 変動により、翌冬には WP が現れる傾向があり、このメカニズムを理解することは重要であると考えられる.

解析結果から、冬季 NAO 変動から翌冬に WP が現れるプロセスが 2 通りあることが分かった. 1 つ目は、冬季 NAO の長周期変動成分による、春季・夏季の海氷を介した、北極経由のものである. 2 つ目は、冬季 NAO の短周期変動成分による、夏季～冬季の SST を介した、赤道経由のものである. 1 つ目は、過去の論文によるプロセスと一致していたが、二つ目については、ブリューワー・ドブソン循環による対流活動の変動が関わっているのではないかという仮説を提起した.

目次

第 1 章	序論.....	5
1-1	研究背景	
1-2	研究目的	
第 2 章	大気・海洋.....	7
2-1	大気	
2-1-1	NAO (北大西洋振動) パターン	
2-1-2	WP (西太平洋) パターン	
2-1-3	ジオポテンシャル高度	
2-2	海洋	
2-2-1	エルニーニョ・ラニーニャ現象	
2-3	大気－海洋	
第 3 章	使用データ.....	10
3-1	NCEP/NCAR 再解析データ	
3-2	HadISST データ	
3-3	ERSST_v3	
第 4 章	解析手法.....	13
4-1	Index 定義	
4-2	移動平均	
4-3	ラグ相関	
4-3-1	北極海の海氷	
4-3-2	SST (海面水温)	
第 5 章	解析結果.....	16
5-1	北極海の海氷	
5-2	SST (海面水温)	
第 6 章	考察・まとめ.....	24

引用文献.....	27
-----------	----

謝辭

1章 序論

1-1 研究背景

日本の冬季の気候には、暖冬・寒冬などの大きな気温変動が存在する。この大きな気温の変動は、中・高緯度を流れる偏西風の蛇行やブロッキング高気圧など、大気大循環のさまざまな現象に影響されている。そのため、日本の暖冬・寒冬のメカニズムの解明には大気大循環との関係の理解が必要とされる。

大気大循環には、テレコネクション・パターンが関わっていると言われている。テレコネクションとは、空間的に離れた地域で、気圧、気温、降水量などが、互いに相関をもって変動する現象である。これまでに、北半球で 13 種類のパターンが定義されており、大気大循環の卓越変動として解釈できることが明らかにされている。このテレコネクションによって気圧が変動すると、世界各地で小・大雨、低・高温、洪水、旱魃、竜巻や熱帯低気圧の増加・減少などの異常気象が発生し、人的被害、社会的・経済的被害をもたらす。そのため、日本の冬季の気候を予測する場合、卓越変動であるテレコネクション・パターンとの関係を理解することが重要となる。

日本周辺の冬季の気候を予測した Honda *et al.*¹⁾(2009) は、夏季～秋季の北極海（バレンツ海）の海氷面積が例年より少ない場合、冬季の日本に低温偏差がもたらされることを示した。また、Ogi *et al.*²⁾(2003) は、冬季 NAO (North Atlantic Oscillation : 北大西洋振動) 変動が冬季の海氷や積雪に影響し、その変動が春季から夏季にかけて海氷や積雪に持続されることを示した。

このことから、テレコネクション・パターンのひとつである、冬季 NAO (Fig. 1-1) の変動が、春季から夏季の北極海の海氷変動を通じて翌冬の日本の気候に影響を及ぼしているのではないかと考えられる。

1-2 研究目的

冬季 NAO 変動が翌冬の日本の気候にどのような影響を及ぼすのか把握するため、冬季 NAO と翌冬の大気場（ジオポテンシャル高度・気温）との相関関係を調べた。すると、翌冬には WP (Western Pacific : 西太平洋) パターンが現れ (Fig. 1-2) , NAO と WP は逆相関であった。また, Kodera³⁾, (1998) で示されたように, WP による日本周辺の気温偏差を確認することができた。つまり, 冬季 NAO が正の場合, 翌冬には WP の負が現れ, 日本周辺に低温偏差をもたらす傾向があると言える。

しかし, 冬季の NAO と翌冬に現れる WP の関係については, これまでに研究例がなく, 明らかになっていない。そこで, 本研究の目的は, 冬季の NAO 変動から, どのようなプロセスで翌冬に WP が現れ, 日本の冬季の気候が決定されているのかを理解することである。

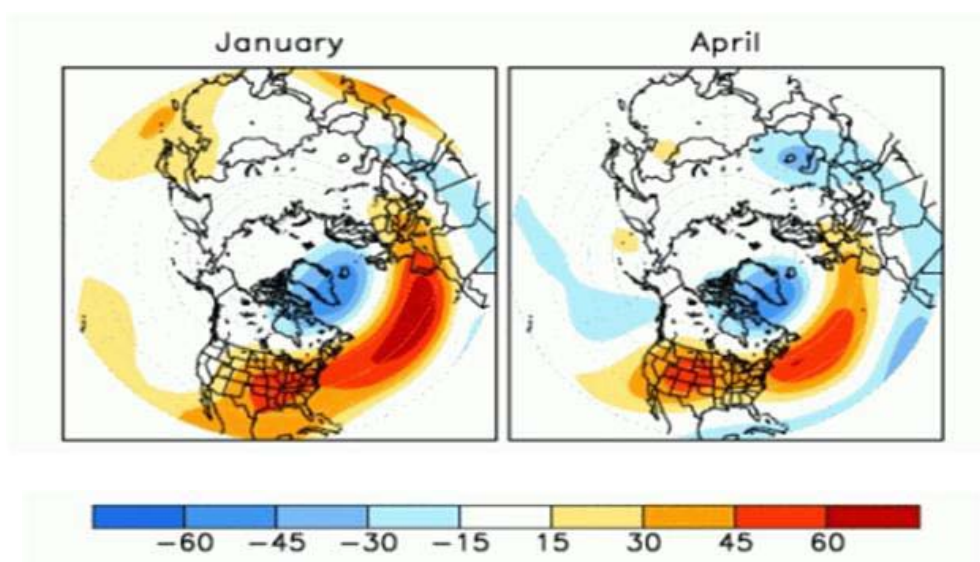


Fig. 1-1 NAO パターン(正)

1 月, 4 月の 500hPa 高度の月標準偏差の時間変化の相関図

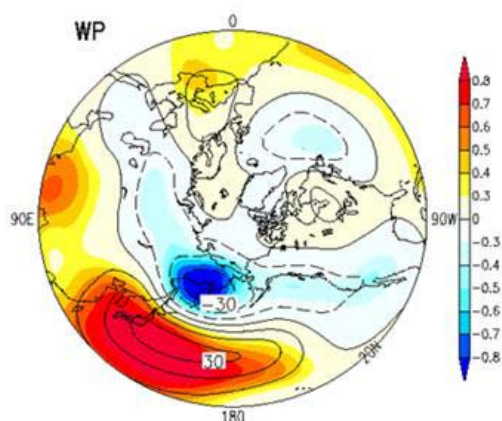


Fig. 1-2 WP パターン(正)

12、1、2 月の冬平均 500hPa 高度偏差との回帰係数（等値線間隔 10m）と相関係数（色彩）

2章 大気・海洋

2-1 大気

2-1-1 NAO (North Atlantic Oscillation : 北大西洋振動)パターン

最も古くから議論されてきた北半球のテレコネクション・パターンの1つである。Fig. 1-1 に示したように、冬季を中心に北大西洋上のアイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに強まる(弱まる)現象のことを言う。

NAO が正であるときは、アイスランド低気圧、アゾレス高気圧とも強い状態であり、中高緯度間の気圧傾度と偏西風が平年より強まる。また、冬季に大西洋を横断する低気圧が発達しやすく、その経路は平年より北側を通る。その結果、Fig. 2-1 に示したように、ヨーロッパでは多雨で暖冬となり、カナダ北部やグリーンランドでは乾燥した寒冬となる。アメリカ東部も同様に温暖多雨の冬となる。

逆に、NAO が負であるときは、アイスランド低気圧、アゾレス高気圧がともに弱く、中高緯度間の気圧傾度が小さく、偏西風が弱くなる。そして、大西洋を横断する低気圧も発達しにくく、その経路は東西方向に近くなる。その結果、地中海地域には湿潤な空気が流れ込み、北ヨーロッパには寒冷な空気が流れ込みやすくなる。アメリカ東岸地域では寒波が到来しやすく、雪の多い天候となる。対して、グリーンランドでは温暖となる。

つまり、NAO の正と負とで、ヨーロッパ・アメリカ各地域での影響は反転する。NAO の日本に対する影響としては、NAO が正のときは、オホーツク海高気圧が強まり冷夏に、負の時は逆に弱くなって猛暑になるという報告がある。

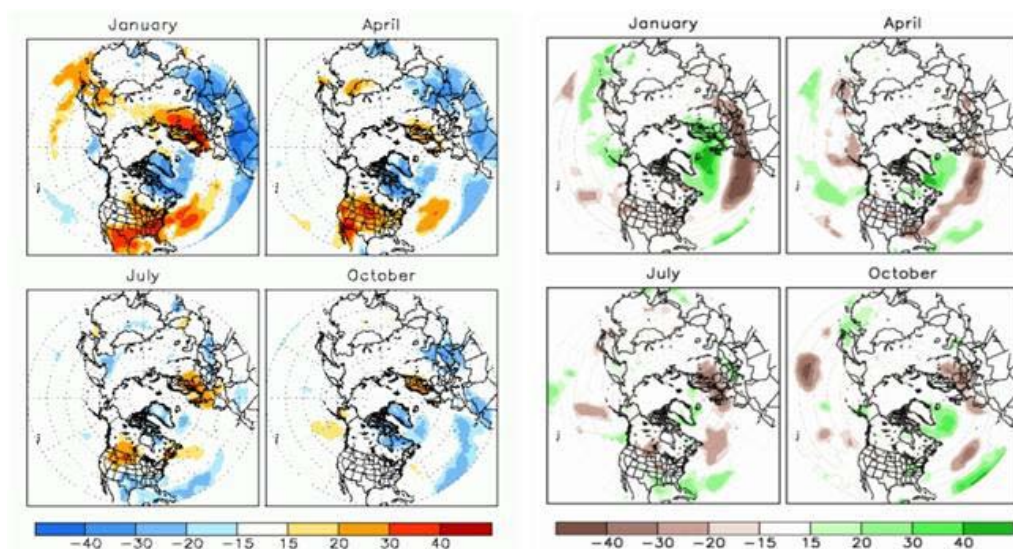


Fig. 2-1 1月、4月、7月、10月における NAOIndex と地上気温偏差 (左) , 降水量偏差 (右) の相関係数 (対象月を中心とした3ヶ月平均値, 対象期間: 1950~2000年)

2-1-2 WP (Western Pacific : 西太平洋) パターン

WP パターンとは、太平洋西部で北緯 45 度付近を境に 500hPa の高度偏差の符号が逆になる現象である(Fig. 1-2).

WP が負となる年の日本の気候の傾向として、本州と南西諸島は寒冬となり、北海道は暖冬となる． WP が正のとなる年の傾向として、本州と南西諸島は暖冬となり、北海道は寒冬となる (Kodera ³⁾, 1998).

2-1-3 ジオポテンシャル高度

ジオポテンシャルとは (Geopotential) とは、地球上のある場所の高度を示す指標であり、単位質量を平均海面からその場所の高度まで引き上げるのに要する仕事量で表わされる．すなわち、位置エネルギーを質量で割った値に等しい．

地球の平均海面を基準として鉛直方向に z 軸をとり、物体のする仕事を測る．平均海水面からの高さ z によってジオポテンシャルを定義すると、式(2.1)と表わされる．

$$\Phi = \int_0^z g dz$$

Φ : ジオポテンシャル, g : 重力加速度, z : 高度

$$\Phi_1 - \Phi_2 = R_d \int_{p_1}^{p_2} T d(\ln p)$$

$$\Phi_1 - \Phi_2 = R_d \int_{p_1}^{p_2} \frac{T}{p} dp$$

ジオポテンシャル Φ を標準重力加速度 g_0 で割った量をジオポテンシャル高度 Z と呼ぶ．

$$Z = \frac{\Phi}{g_0} = \left(\frac{1}{g_0} \right) \int_0^z g dz$$

対流圏内での重力加速度 g の値は、標準重力加速度 g_0 の値でほとんど一定であり、ジオポテンシャル高度 Z と普通の高度 z はほとんど同じである．現在の高層天気図は、等圧面上の天気図があり、そこに描かれている等高度線は等ジオポテンシャル線である．等圧面でジオポテンシャル高度が低い地点は、気圧が低い．多くの場面で計算に便利のため、ジオポテンシャル高度を用いて解析を行った．

2-2 海洋

2-2-1 エルニーニョ・ラニーニャ現象

エルニーニョ現象 (Fig. 2-3) とは、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米のペルー沿岸にかけての広い海域での海面水温が平年に比べて高くなり、その状態が1年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象 (Fig.2-3) と呼ばれる。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起これると考えられる。

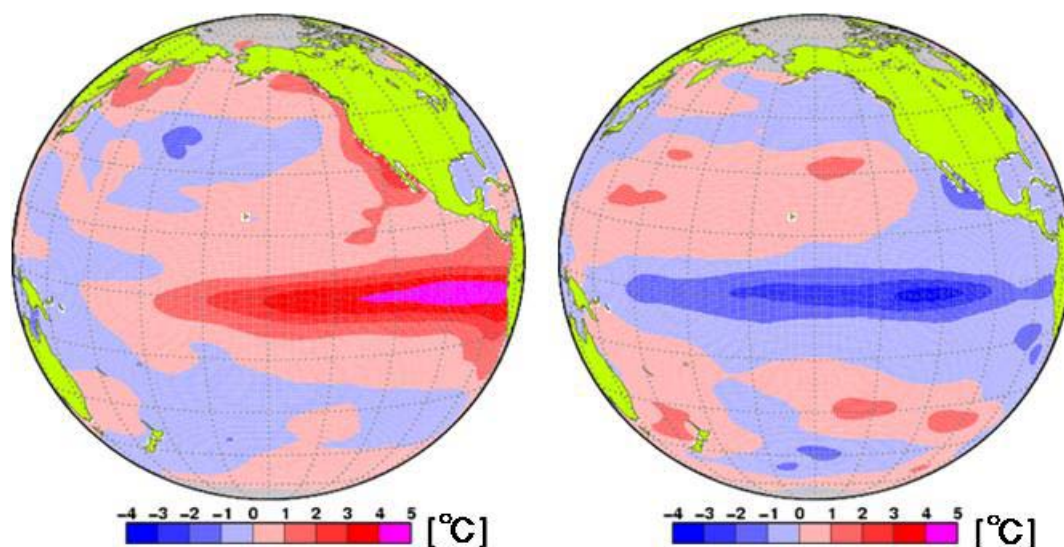


Fig. 2-2 1997年11月のエルニーニョ現象が最盛期であった月平均海面水温平年偏差(左)及び、1988年12月のラニーニャ現象が最盛期であった月平均海面水温平年偏差(右)

2-3 大気 - 海洋

エルニーニョ現象発生時には、熱帯の対流活動が平常とは異なる場所で活発となるため、熱帯域の大気の東西循環が変化する。このため、熱帯季の天候は、エルニーニョ現象の直接的な影響を受ける。また、平常と異なる場所で対流活動が活発となった変化は、「ロスビー波」と呼ばれる波動として中・高緯度まで伝播し、対流活動の変化の要因となった海面水温の高い領域の位置の変化に応じた大気循環パターンを形成する。代表的な大気循環パターンには、WPパターンがあり、その出現にエルニーニョ・南方振動 (ENSO) が関係していることが以前から知られている (Horel and Wallace⁴⁾, 1981)。統計的にエルニーニョ現象時の冬季に現れやすい傾向にある。

3章 使用データ

3-1 NCEP/NCAR 再解析データ

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一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休のエネルギー循環の際には有効である。

NCEP/NCAR 再解析データは、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) Reanalysis Project に基づいて解析されたデータである。提供されているデータは、海面気圧、ジオポテンシャル高度、風、大気温度、相対湿度等である。水平グリッド間隔は 2.5 度×2.5 度であり、鉛直方向に 17 層持つ 3 次元データである。時系列データであり、1948 年以降のデータが提供されている。本研究では、ジオポテンシャル高度、気温の月平均データを使用している。1960 年 1 月から 2010 年 12 月を解析対象期間とする。下記に NCEP/NCAR 再解析データのジオポテンシャル高度の例を示す。2010 年 12 月は、負の NAO パターンとなっているのが分かる。

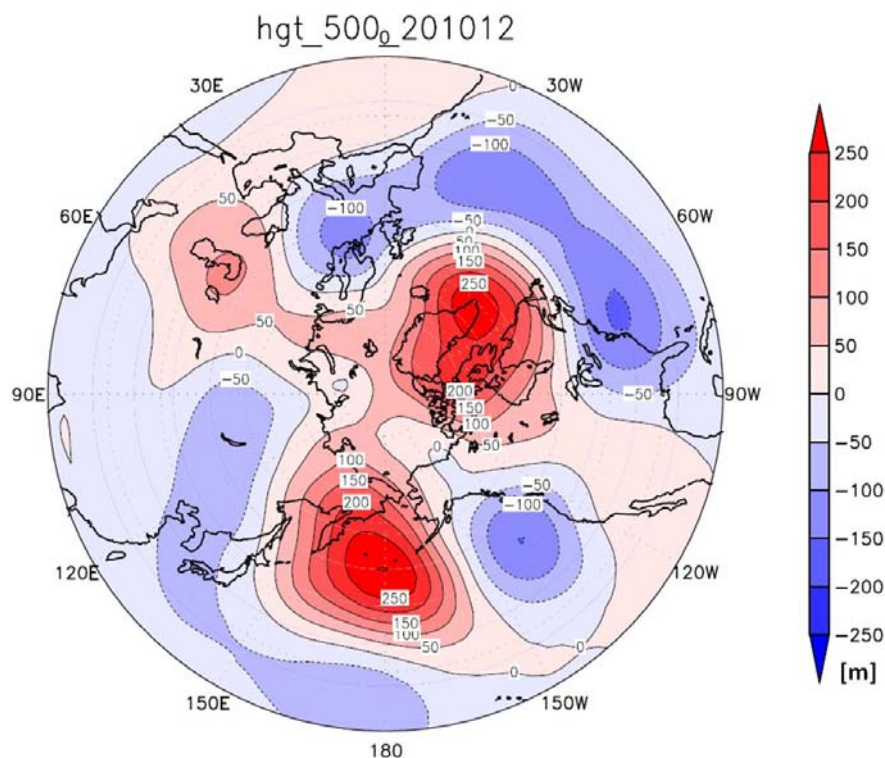


Fig. 3-1 NCEP/NCAR 再解析データの例
2010 年 12 月の 500hPa ジオポテンシャル高度偏差 [m]

3-2 HadISST データ

HadISST(Hadley Center Sea Ice and Sea Surface Temperature data sets)は、英国ハドレーセンターによって作成された海氷量と海面水温のデータセットである。水平グリッド間隔は1度×1度であり、1870年から現在に至るまでの月別データである。近年は、AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)やSSM/I(Special Sensor Microwave / Imager)による衛星データとIABP(International Arctic Buoy Programme)などによる漂流ブイデータをブレンドしている。本研究では、海氷の月平均データを使用している。1960年1月から2010年12月を解析対象期間とする。下記にHadISSTデータの海氷密接度の例を示す。2010年8月は、過去51年間(1960年～2010年)に比べて、海氷が減少していることが分かる。

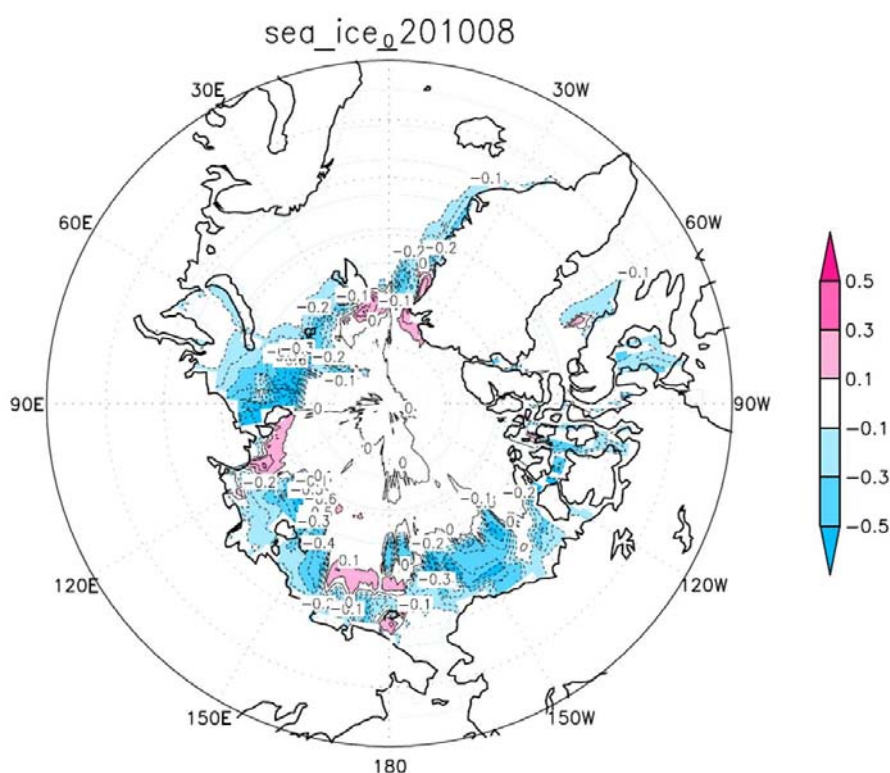


Fig. 3-2 HadISST データの例
2010年8月の海氷密接度偏差

3-3 ERSST_v3

拡張再建海面水温(Extended Reconstruction Sea Surface Temperature:ERSST)の v3 は、船舶観測データを元にした再解析データである。水平間隔グリッドは、2.0 度×2.0 度であり、分析は国際統合海洋気象データセット(International Comprehensive Ocean_Atmosphere Data Set:ICODAS)に基づいている。本研究では、SST の月平均データを使用している。1960 年 1 月から 2010 年 12 月を解析対象期間とする。下記に ERSST_v3 データの SST (海面水温) の例を示す。2010 年 12 月は、ラニーニャ現象が顕著に現れているのが分かる。

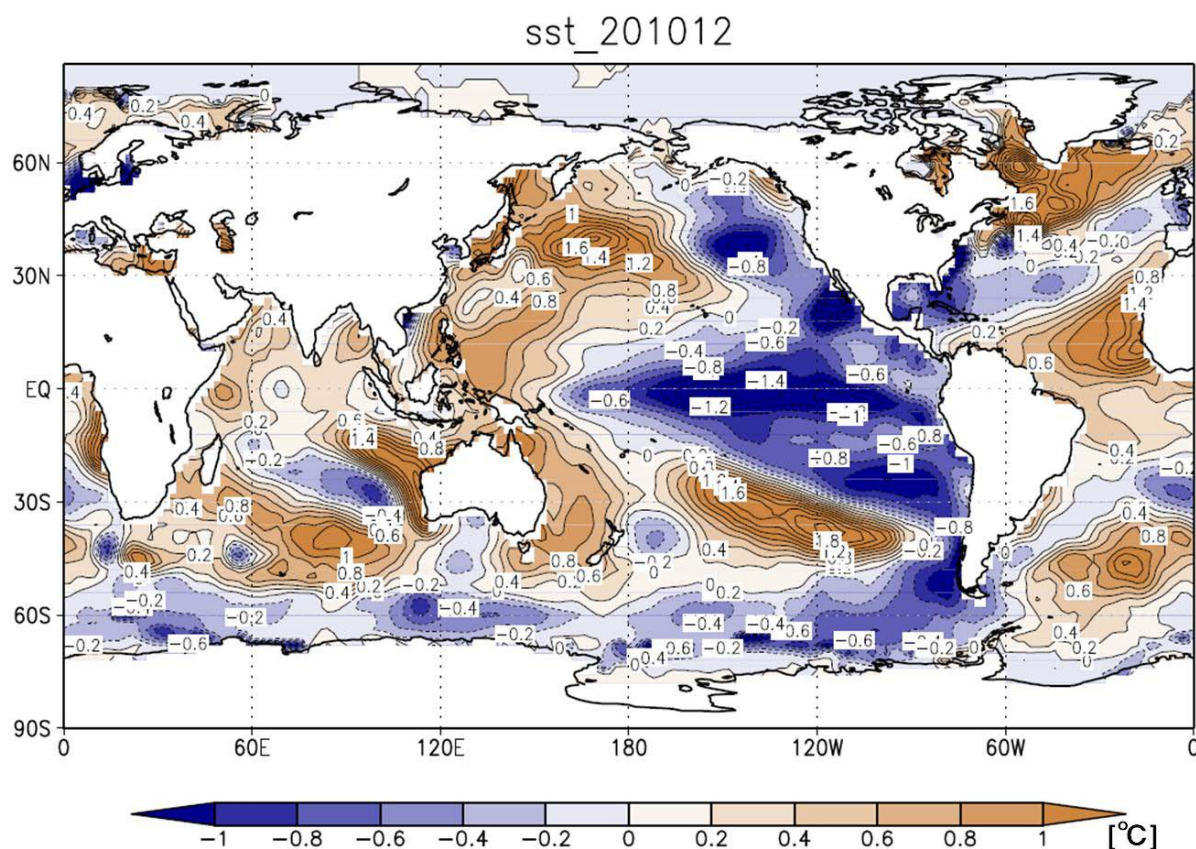


Fig. 3-3 ERSST_v3 データの例
2010 年 12 月の SST (海面水温) 偏差 [°C]

4章 解析手法

4-1 Index 定義

NAO : アゾレス高気圧とアイスランド低気圧

{(北緯 32.5 度～37.5 度, 310 度～317.5 度)+(北緯 42.5 度～47.5 度, 東経 10 度～20 度)}
のジオポテンシャル高度の領域平均－(北緯 77.5 度～85 度, 東経 332.5 度～34.5 度)のジ
オポテンシャル高度の領域平均の値に対して標準化を行う (Fig. 3-1-a).

WP : 東シベリアの高気圧と本州東側の低位気圧

(北緯 32.5 度～40 度, 東経 145 度～160 度)のジオポテンシャル高度の領域平均－(北緯 52.5
度～62.5 度, 東経 132.5 度～150 度)のジオポテンシャル高度の領域平均の値に対して標
準化を行う (Fig. 3-1-b).

NAO・WPIndex とともに 12 月の 500hPa 面のジオポテンシャル高度を用い, 対象期間を 1960 年～
2010 年の 51 年間とした.

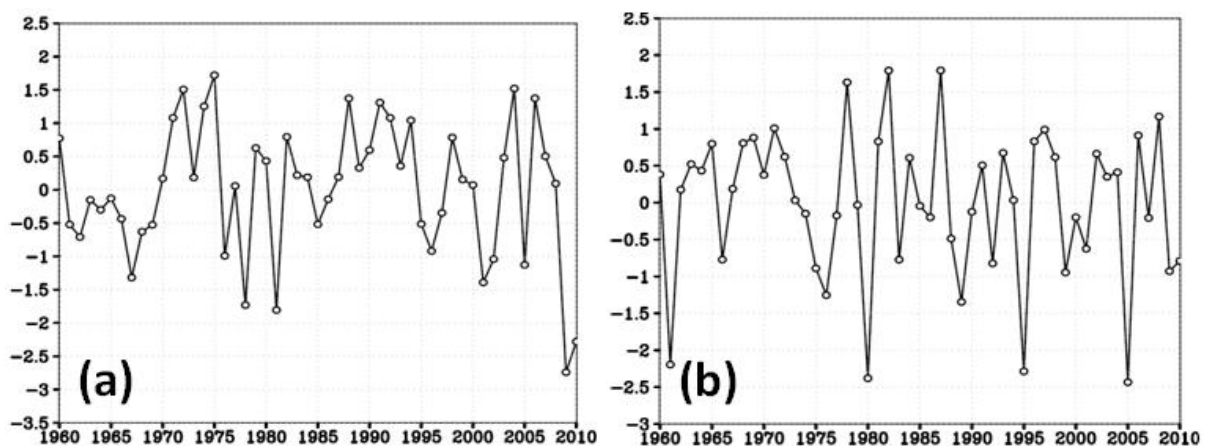


Fig. 4-1 NAOIndex (a) と WPIndex (b)
(1960 年～2010 年)

4-2 移動平均

移動平均とは、時系列データを平滑化する手法である。金融分野をはじめ、気象、水象などの計測分野で使われる。今回は、単純移動平均 (Simple Moving Average : SMA) を行った。そして、移動平均する年数として、エルニーニョ・ラニーニャによる変動よりも長いスケールの長周期変動を抽出するため、5年と設定した。長周期変動成分と短周期変動成分を求める式を下記に示す。

$$\text{DATA}_{\text{long}} = \frac{\text{DATA}(t-2) + \text{DATA}(t-1) + \text{DATA}(t) + \text{DATA}(t+1) + \text{DATA}(t+2)}{5}$$

$$\text{DATA}_{\text{short}} = \text{DATA}_{\text{total}} - \text{DATA}_{\text{long}}$$

NAO・WPIndex に上記の式をあてはめ、NAO・WPIndex をそれぞれ長周期変動成分と短周期変動成分に分けた(fig. 3-2).

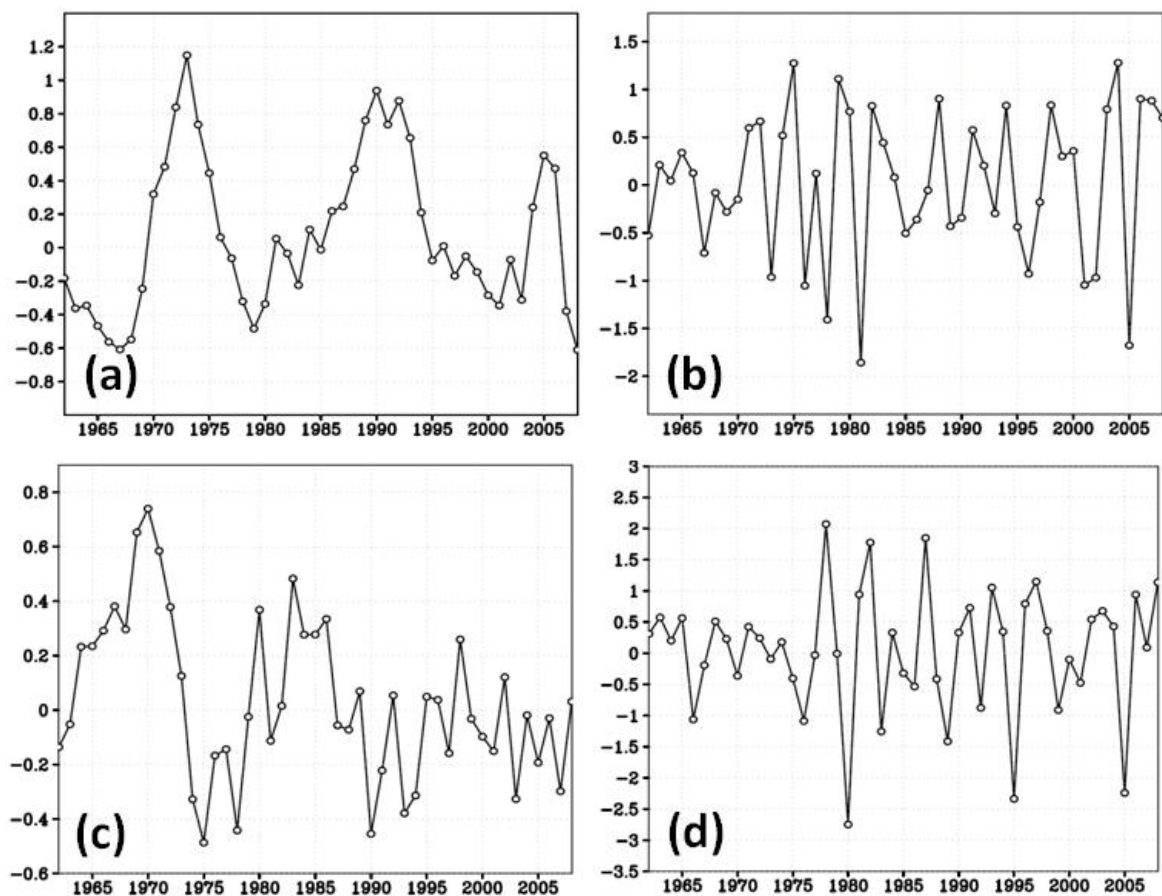


Fig. 4-2 NAOIndex の長周期変動成分(a), 短周期変動成分(b)
WPIndex の長周期変動成分(c), 短周期変動成分 (d)

4-3 ラグ相関

冬季 NAO 変動から、どのようなプロセスで翌冬に WP が現れ、日本の冬季の気候が決定されているのかを理解するため、ラグ相関を用いた。冬季 NAOIndex と海氷・SST を 1 年後まで 1 ヶ月ごとに進めてラグ相関を取った。次に、翌冬の WPIndex と海氷・SST を 1 年前まで 1 ヶ月ごとに遡ってラグ相関を取った。

相関を取る海氷と SST には、Index と同様に 5 年移動平均をすることによって長周期変動成分と短周期変動成分に分けた。ラグ相関は、長周期変動成分同士、短周期変動成分同士で行った。

NAO と WP のそれぞれからラグ相関を取ることににより、冬季 NAO から翌冬の WP へのプロセスが必要・十分条件であるかどうか確認することができる。

4-3-1 北極海の海氷

Honda *et al.*¹⁾ (2009) と Ogi *et al.*²⁾ (2003) で示されたように、冬季 NAO 変動から北極海の海氷変動を通じて翌冬の WP が現れるのか確認するため、海氷とのラグ相関を行った。ここで、北極海の海氷は、顕著な減少傾向になっているため、トレンドを除去した。トレンドを除去した後に 5 年移動平均を行った。

4-3-2 SST (海面水温)

大気・海洋相互作用の関係より、大気と海洋は、風や海面に及ぼす力や海氷の蒸発などによる熱や水のやり取りなどを通じて、相互に密接に結びついていると考えられるため、SST とのラグ相関を行った。

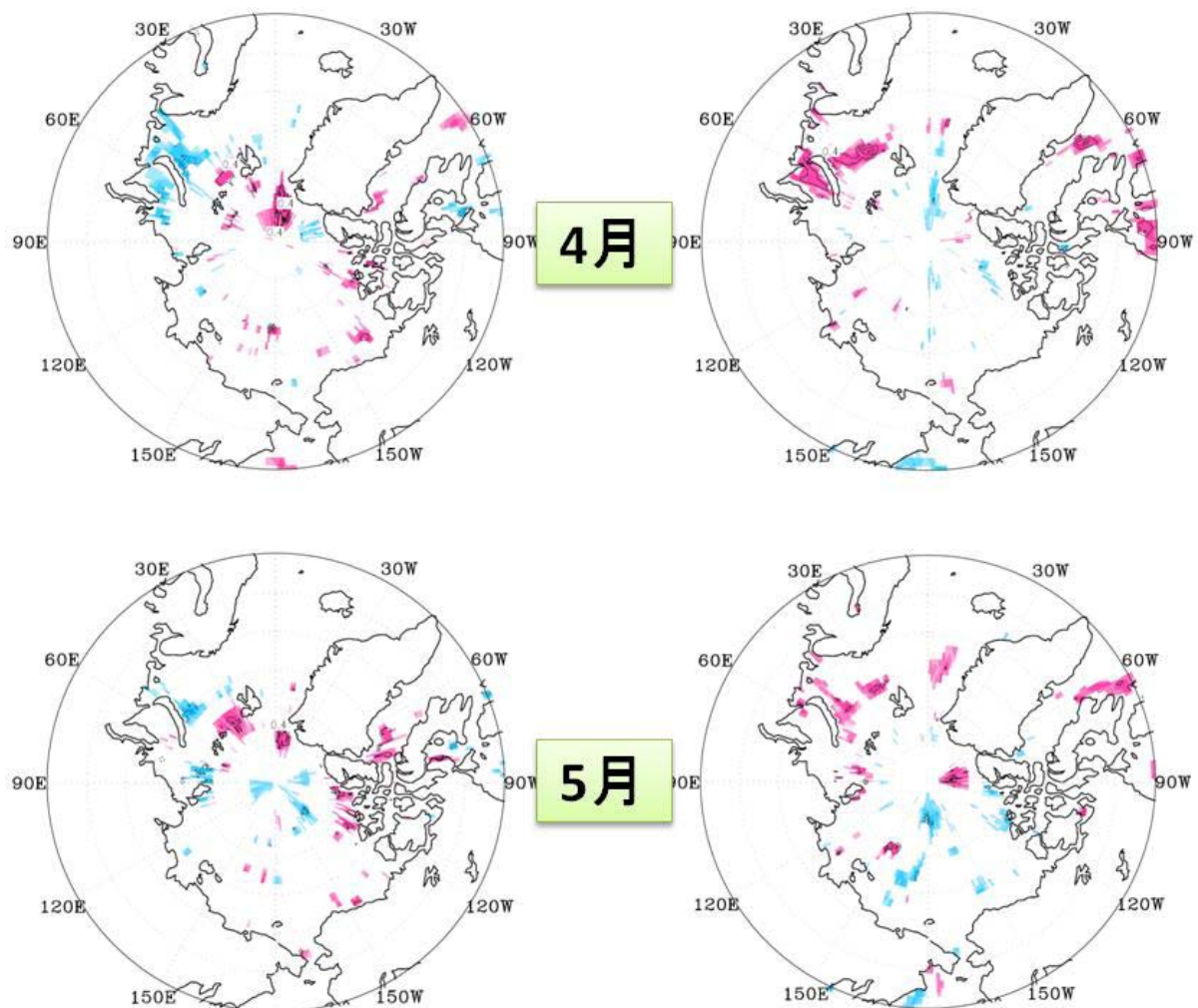
5章 解析結果

5-1 北極海の海氷

過去の論文による仮説が正しい確認するため、冬季 NAO・翌冬の WP の長周期・短周期変動成分と北極海の海氷変動との関連性を調べた。

Fig.5-1 と Fig.5-2 より、長周期変動成分の NAO・WP の場合のみに統計的有意性があり、短周期変動成分には、そのような関連性は見いだせなかった。長周期変動の統計的有意性は、バレンツ海周辺に多くみられる。

冬季 NAO と春季から夏季にかけてのバレンツ海の海氷変動は逆相関であり、翌冬の WP とは順相関であった。このことから、冬季 NAO が正の場合、春季から夏季にかけてバレンツ海の海氷は減少し、翌冬の WP は負となる傾向が、気候の長周期変動には存在することが理解できる。



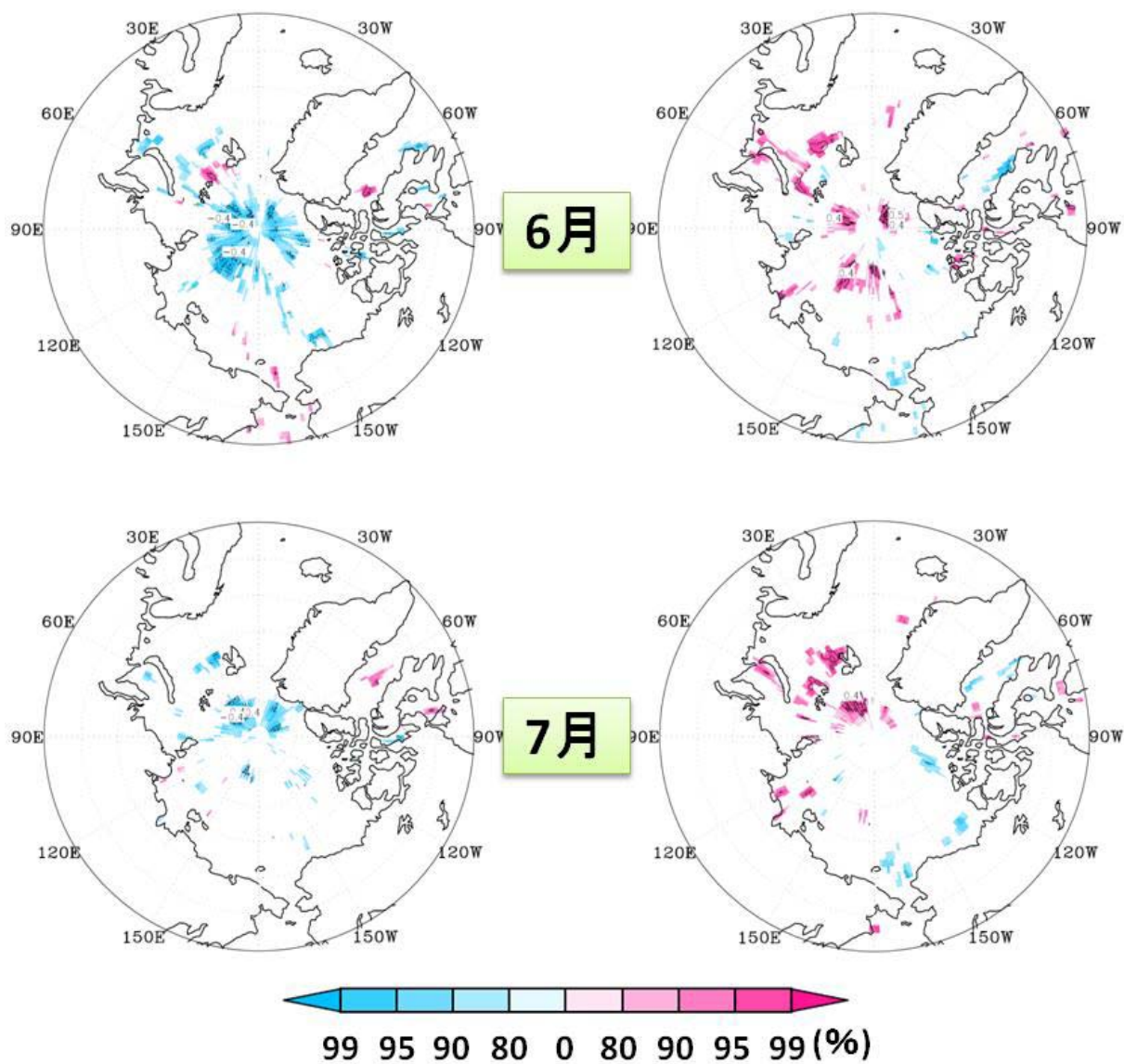
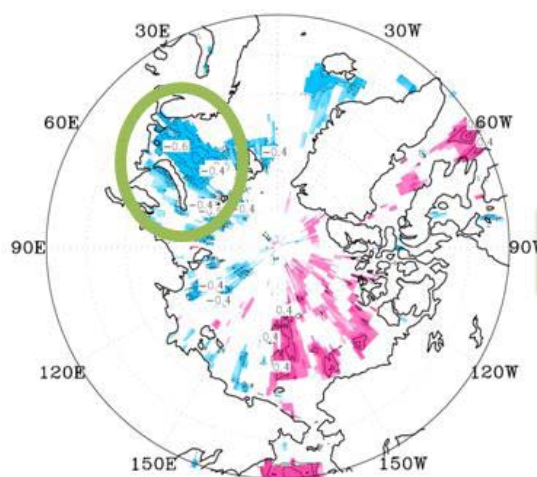
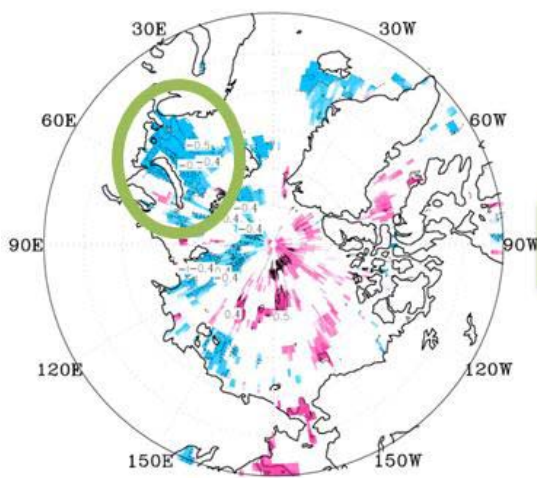
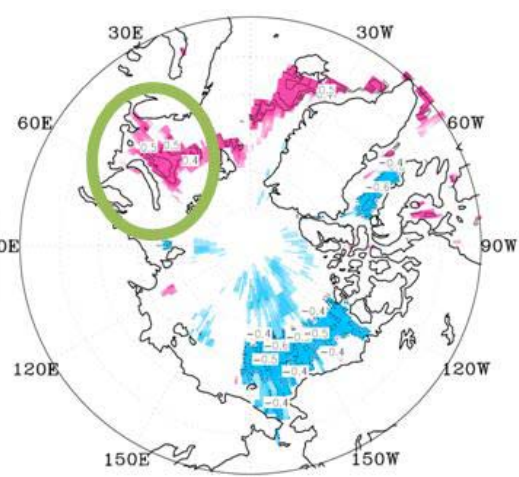


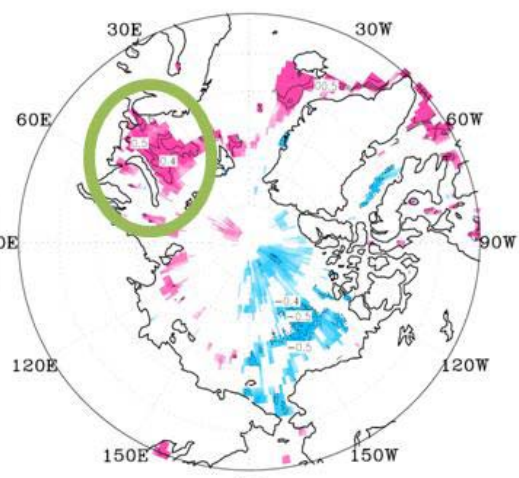
Fig. 5-1 短周期変動成分
 NAO (左), WP(右)と海氷データの相関
 (contour:相関係数 shade:有意性)



4月



5月



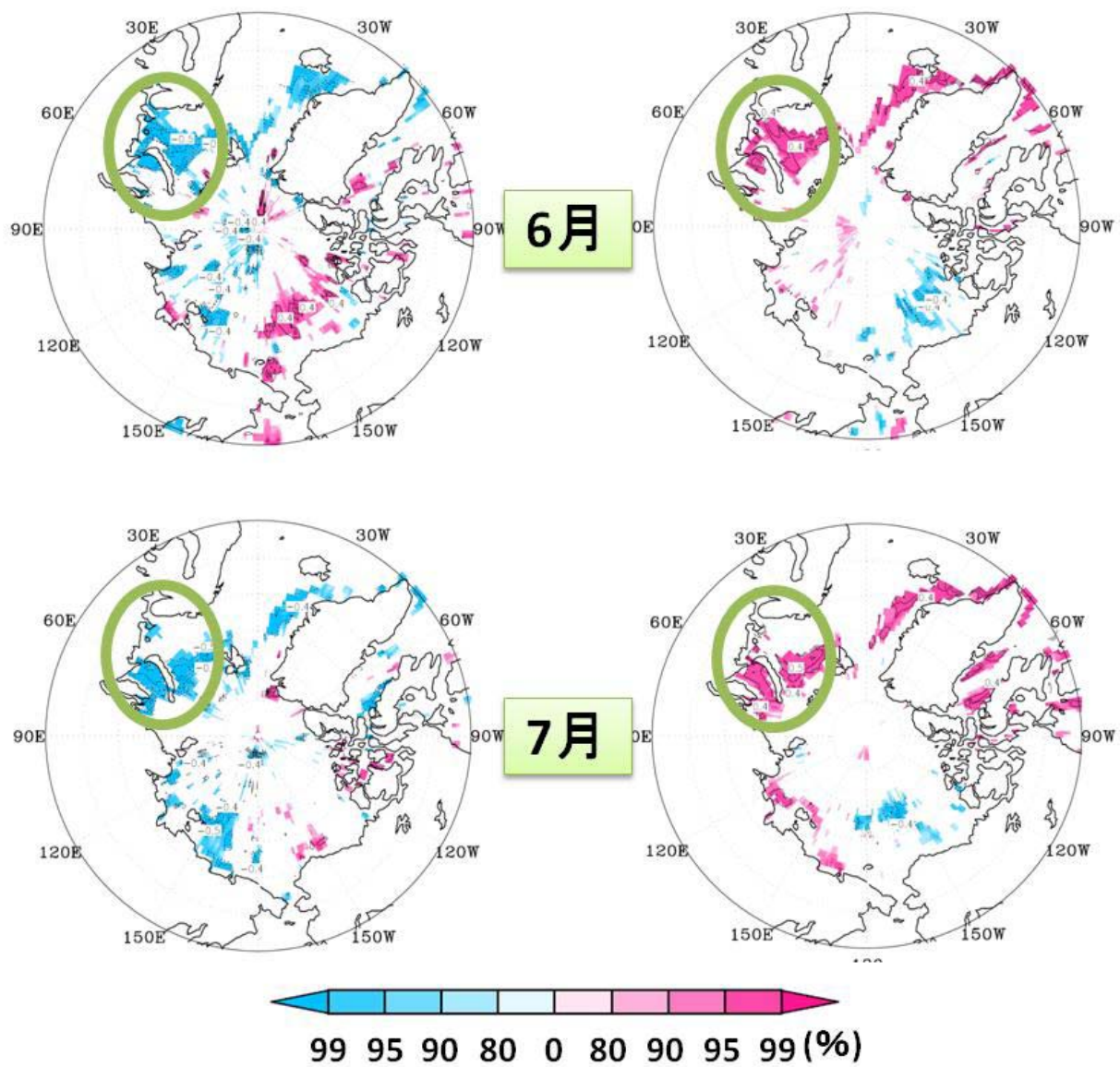
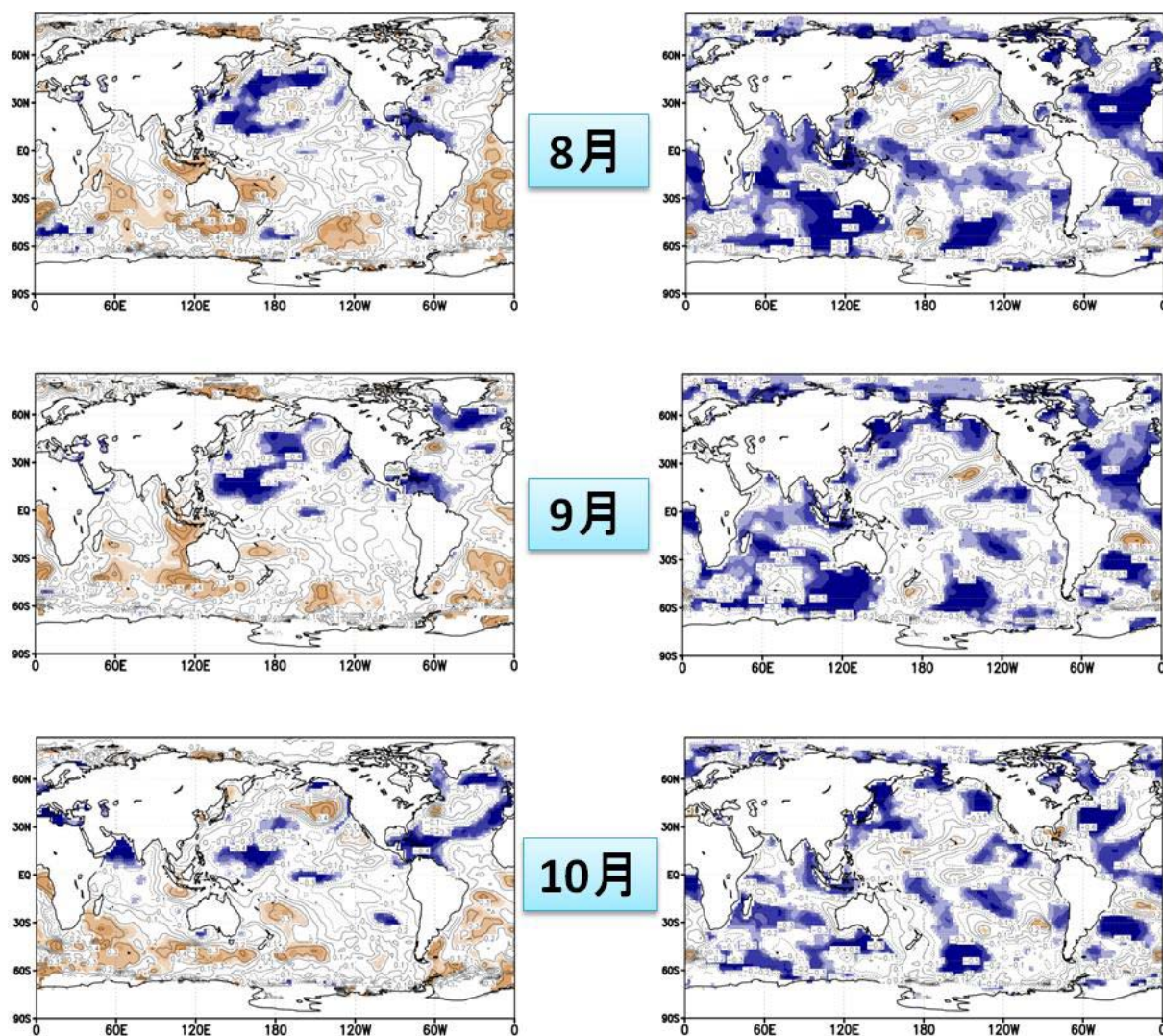


Fig. 5-2 長周期変動成分
NAO (左), WP(右)と海氷データの相関
(contour:相関係数 shade:有意性)

5-2 SST (海面水温)

大気－海洋相互作用の関係より，NAO が SST に影響を及ぼしているのではないかと考えられるため，冬季 NAO・翌冬の WP の長周期・短周期変動成分と SST との関連性を調べた．

Fig.5-3 と Fig.5-4 より，短周期変動成分の NAO・WP の場合のみに統計的有意性があり，長周期変動には，そのような関連性は見いだせなかった．冬季 NAO と夏季から冬季にかけて赤道付近の SST は逆相関であり，翌冬の WP とは順相関であった．このことから，冬季 NAO が正の場合，夏季から冬季にかけてラニーニャが現れ，翌冬の WP は負となる傾向が気候の短周期変動に存在することが理解できる．



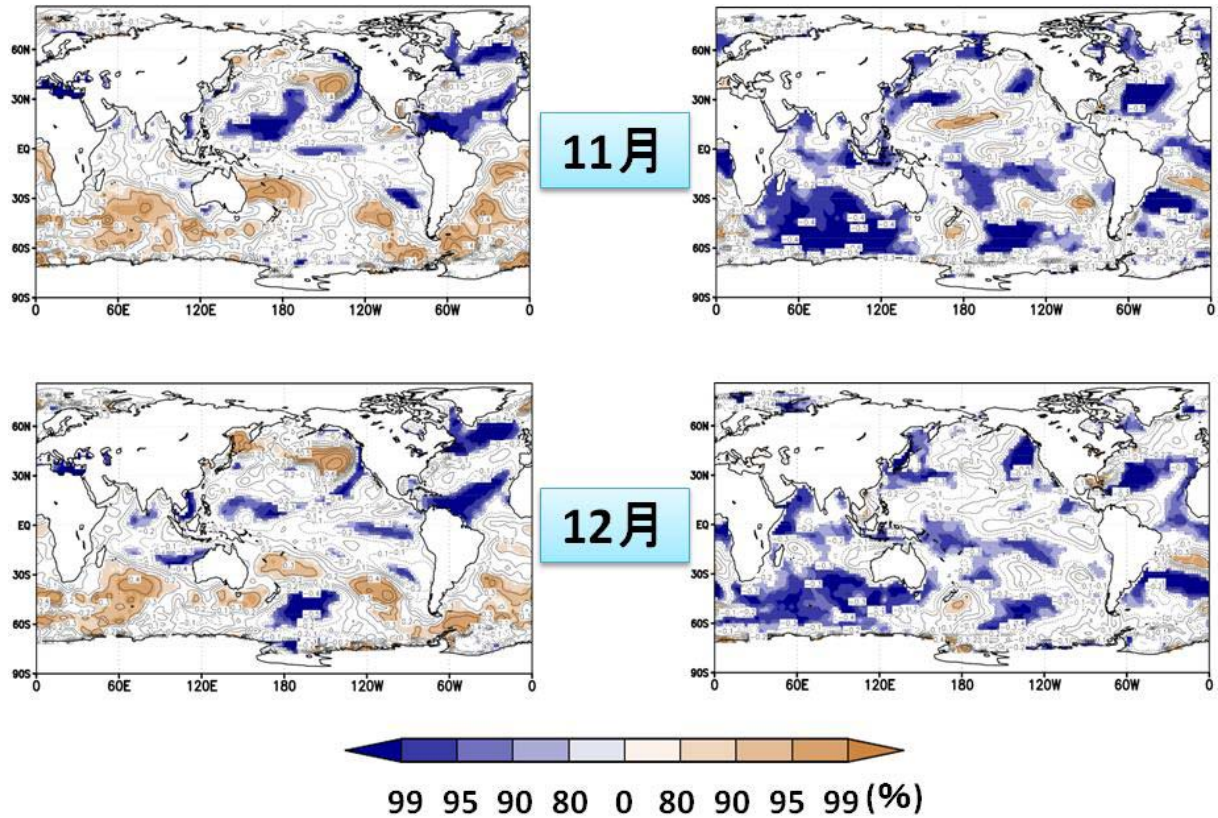
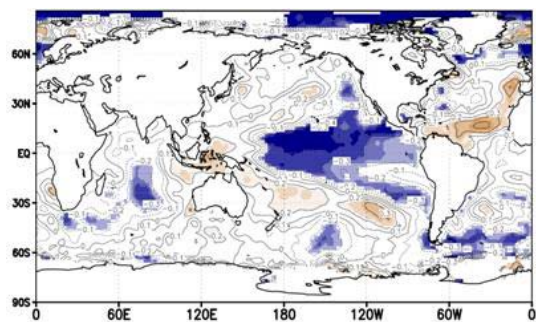
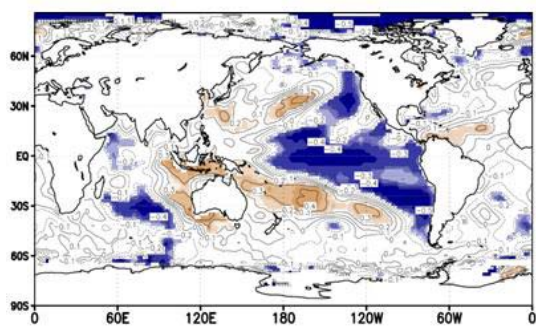
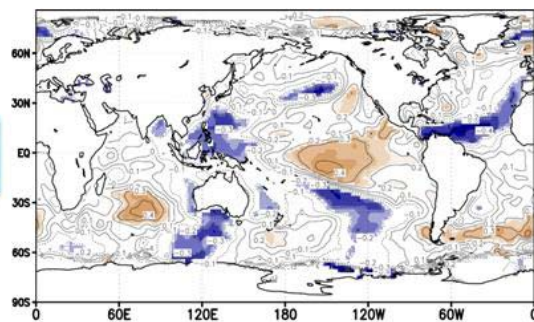


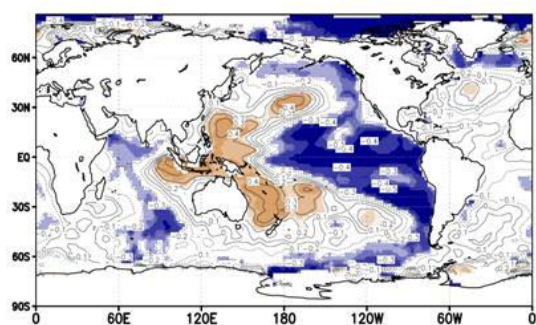
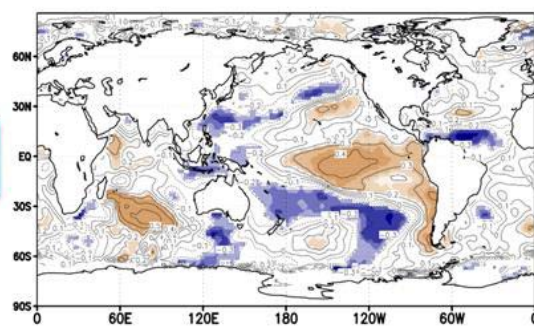
Fig. 5-3 長周期変動成分
NAO (左), WP(右)と SST データの相関
(contour:相関係数 shade:有意性)



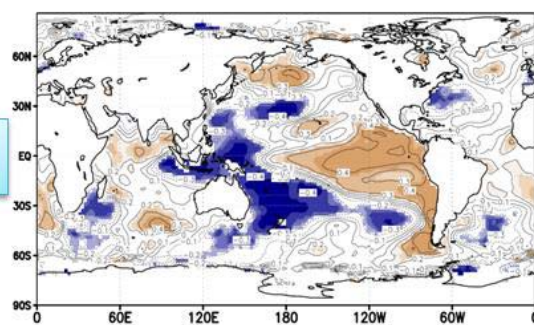
8月



9月



10月



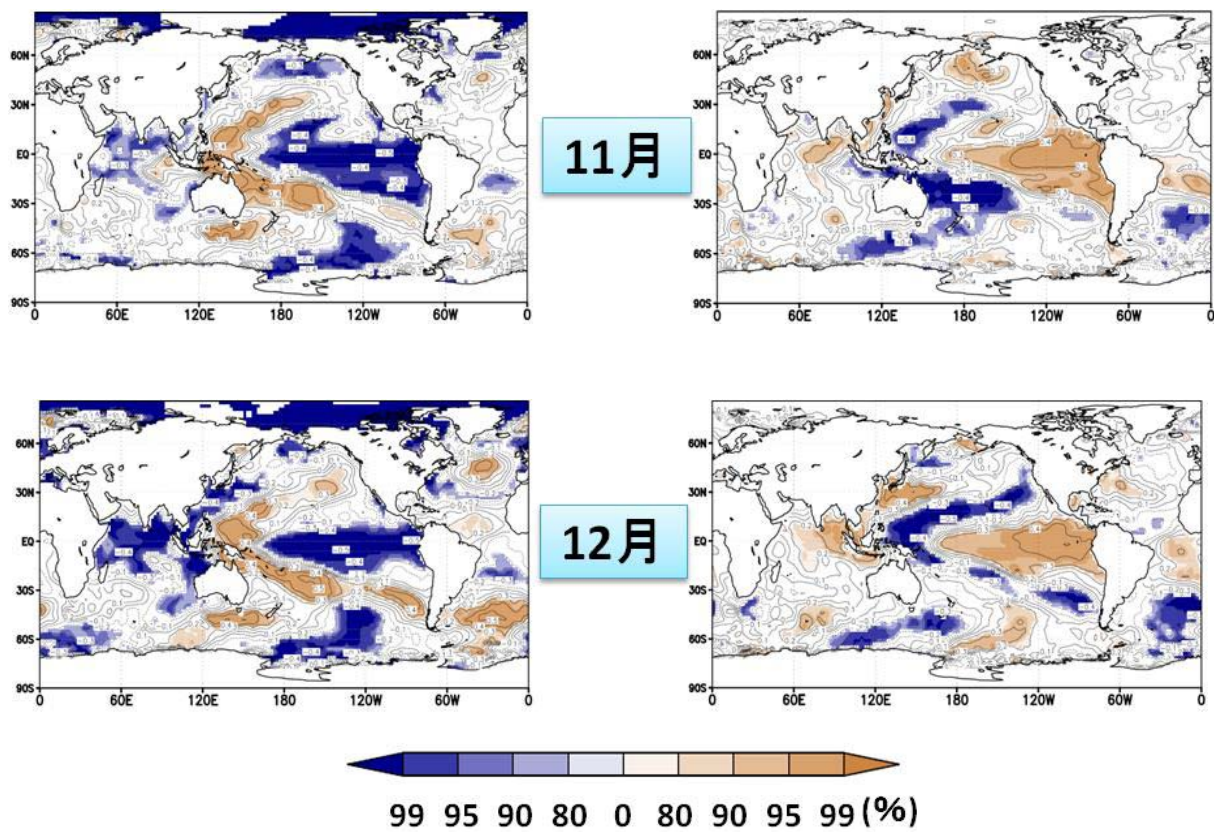


Fig. 5-4 短周期変動成分
NAO (左), WP(右)と SST データの相関
(contour:相関係数 shade:有意性)

6章 考察・まとめ

冬季 NAO 変動により、翌冬に WP が現れるプロセスとして、2通りの経路を以下に示す。

一つ目として、冬季 NAO の長周期変動成分による、春季から夏季にかけてのバレンツ海の海水変動を介した、北極 (高緯度) 経由のものである。この経路は、Honda *et al.*¹⁾ (2009) と Ogi *et al.*²⁾ (2003)より立てた仮説が正しいと考えられる。

二つ目として、冬季 NAO の短周期変動成分による、夏季から冬季にかけての赤道付近の SST 変動であるエルニーニョ・ラニーニャを介した、赤道 (低緯度) 経由のものである。Kodera³⁾, (1998) と Horel and Wallace⁴⁾, (1981) は、冬季にエルニーニョが現れた場合、その時の WP は正となり、日本周辺に低温偏差がもたらされることを示した。しかし、冬季 NAO 変動により、夏季から冬季にかけてエルニーニョ・ラニーニャが現れるということは、これまでに研究例がなく、メカニズムは明らかになっていない。このメカニズムに関して、下記の仮説を提起したい。

冬季 NAO の変動が成層圏を介して、冬季から夏季までこの変動が持続することにより、夏季の SST に影響を与える。その結果、夏季から冬季にかけてエルニーニョ・ラニーニャが現れたのではないかと考えた。

この仮説を確かめるため、冬季 NAO の短周期変動成分と成層圏 (10hPa) のジオポテンシャル高度、圏界面高度とのラグ相関を行い、関連性を調べた。

成層圏のジオポテンシャル高度では、1・2月に北に低気圧、南に高気圧という気圧偏差配置をとり、3・4月に北に高気圧、南に低気圧という気圧偏差配置をとる。そして、5月にもう一度、1・2月の気圧偏差配置へと元に戻る傾向がある (Fig.6-1)。

次に、気圧偏差配置が変動しているときの圏界面高度を調べた。2回目の気圧偏差配置の変動が起こった5月の太平洋の赤道あたりに圏界面高度の増加が見られた。この変化は、エルニーニョ・ラニーニャがはっきりと現れ始める8月まで持続している (Fig.6-2)。

つまり、冬季 NAO が正の場合、成層圏まで達するような気圧偏差が生じる。この気圧偏差配置は、成層圏の低緯度と高緯度の間の大循環であるブリューワー・ドブソン循環に何らかの影響を及ぼすことにより、赤道域での圏界面高度が増加する。そのため、熱帯大気の対流活動が活発になり、対流に伴う収束風による赤道付近の SST 偏差に影響を及ぼし、ラニーニャが生じるというものである。上記の関係は、冬季 NAO パターンが負の場合、この逆のプロセスをたどると言える。

この提起した仮説は、まだ明らかになっていない部分が含まれているため、より詳しい解析が必要である。また、この他の仮説についても今後、検討していかなければならない。

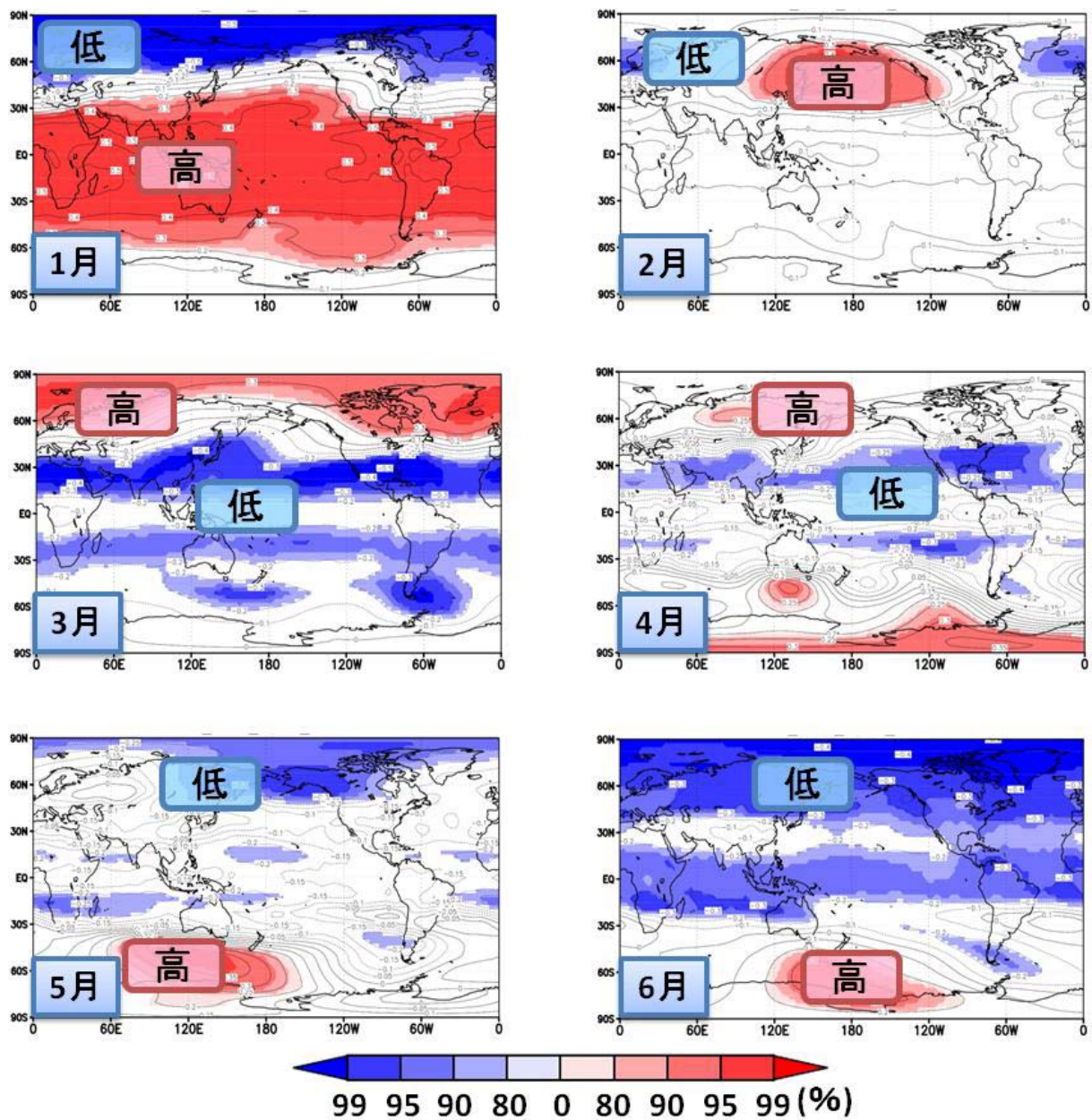


Fig. 6-1 短周期変動成分
NAO と 10hPa ジオポテンシャル高度 (成層圏) の相関
(contour:相関係数 shade:有意性)

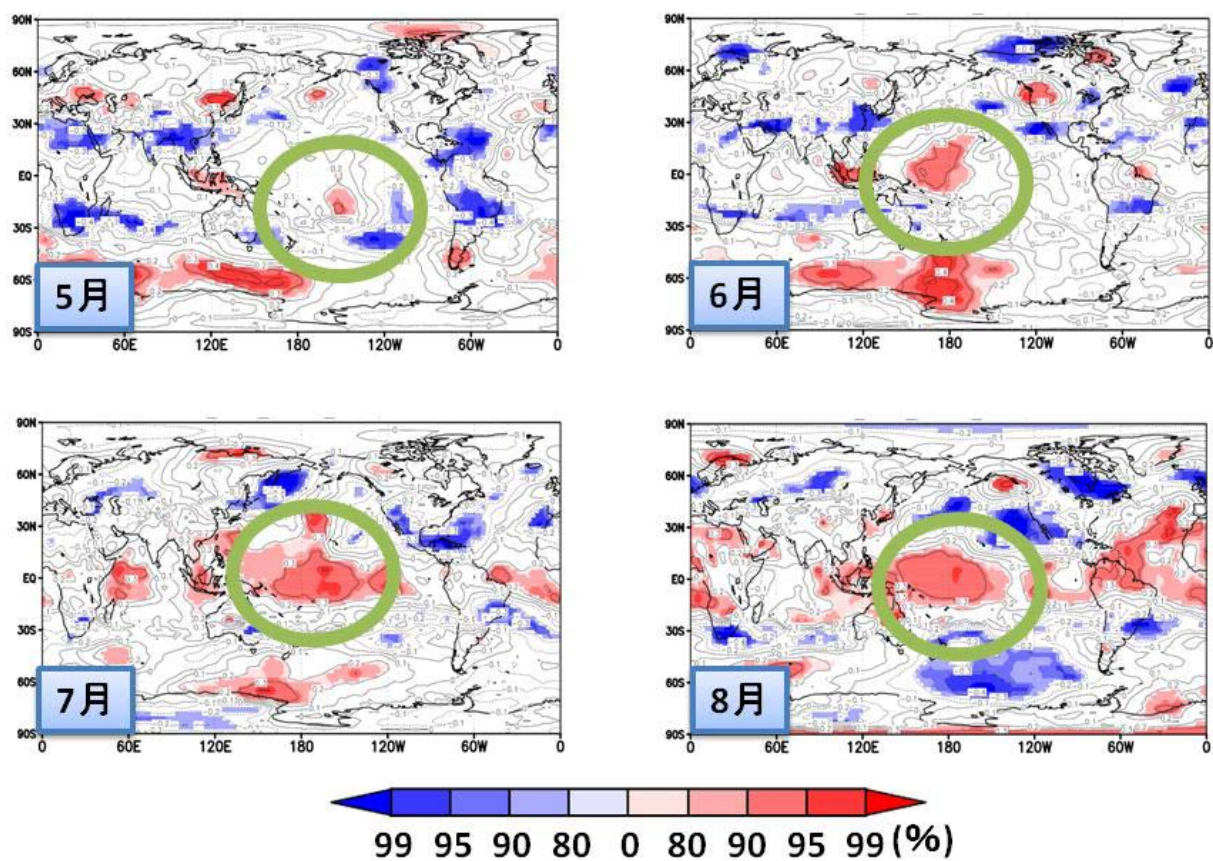


Fig. 6-2 短周期変動成分
NAO と圏界面高度の相関
(contour:相関係数 shade:有意性)

引用文献

- 1) Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009, Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophys. Res. Lett.* **36**: L08707
- 2) Ogi, M., Y. Tachibana, and K. Yamazaki, 2003, Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation, *Geophys.Res. Lett.* **30**: 1704
- 3) Kodera, K., 1998: Consideration of the origin of the different midlatitude atmospheric response among El Niño events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**,47-61.
- 4) Horel, J.D., and J.M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.

謝辞

本研究を進めるにあたり，日々のゼミを始め，専門的な知識や研究発表のあり方などを細かく丁寧にご指導を頂いた卒業論文指導教員の立花教授に感謝致します。海洋研究開発機構の小木雅代氏，新潟大学理学部の本田明治准教授には，研究集会を通して有益なアドバイスを頂き深く感謝致します。また，三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方には，合同ゼミでの貴重なご意見，授業を通して研究に必要な物理学の知識を多く教えて頂き深く感謝しております。さらに，計算機の使い方やプログラミングの組み立て方を一から丁寧に教えて頂いた地球環境気候学研究室の先輩方，日常の議論を通じて多くの知識や示唆を頂いた研究室の皆様には大変お世話になりました。最後に，これまで困難を共にした同級生の皆様には，日々お互いに助け合い，切磋琢磨することにより，さらに成長できたことを深く感謝致します。