

日本の冬季・夏季地上気温の卓越変動と  
大気大循環との関係

八 木 晃 司

東北大学 大学院理学研究科 地球物理学専攻

2007 年 12 月

## 要旨

日本の気候には、暖冬や寒冬、冷夏や暑夏などの大きな気温の経年変動が存在する。この大きな気温の経年変動は、中・高緯度における偏西風の蛇行や熱帯域のエルニーニョ・南方振動（El Niño / Southern Oscillation: ENSO）現象など、大気大循環のさまざまな現象に影響されている。すなわち、日本の暖冬／寒冬や冷夏／暑夏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。

大気大循環場には、「テレコネクションパターン」の存在が知られている。テレコネクション（teleconnection）とは、遠く離れた複数の地点の大気が同期して変動する現象である。これまでに北半球で 13 種類のパターンが同定されており、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。すなわち、日本の気候と大気大循環との関係を調べる場合、その卓越変動であるテレコネクションパターンとの関係解明が重要となる。

第 1 章では、関連するこれまでの研究をレビューし、本研究の目的を述べる。北半球のテレコネクションパターンと気候との関連について、これまで多くの研究がおこなわれてきた。日本の冬季の気候と関連するものとして、太平洋／北アメリカ（Pacific / North American: PNA）パターンや西太平洋（Western Pacific: WP）パターンなど、いくつかのパターンが指摘されている。また近年、「北極振動（Arctic Oscillation: AO）」と呼ばれる北半球で最も卓越する半球規模の大気の変動パターンと日本の気候との関連も報告されている。さらに、北半球の夏季についても、東アジアの天候に関連する四つのテレコネクションパターン（ヨーロッパ - 日本（Europe-Japan: EJ）1・EJ2・西アジア - 日本（West Asia-Japan: WJ）・太平洋 - 日本（Pacific-Japan: PJ））が近年同定されている。しかしながら、これまでの研究では大気大循環の記述に主眼が置かれ、日本の気候にとってどのパターンの影響が本質的に重要なのかは、明確には理解されていない。日本の気候に関連するパターンの相対的な重要性が評価できれば、日本の暖冬／寒冬や冷夏／暑夏のより確実な予測に貢献することが期待される。そこで本研究では、日本の気候の卓越変動に主眼を置き、その大気大循環

との関係を調べることにより、日本の気候にとってより重要となるテレコネクションパターンを提示することを目的とする。

第2章では、まず、日本の冬季の気候の卓越変動を抽出するために、日本の気象官署の地上気温データを代表的なパラメータとして使用し、回転経験的直交関数 (Rotated Empirical Orthogonal Function: REOF) 解析をおこなった。REOF 解析には、都市化の影響を考慮して全 155 地点中 57 地点のデータを独自に選んで使用した。その結果、全変動エネルギーの約 90%を説明する二つのモードが抽出された。第1モードは東日本以西の地域、第2モードは北日本を中心とする変動パターンであった。次に、この上位2モードと大気大循環との関係を調べるために、各モードの時係数と北半球の海面気圧場との回帰分析をおこなった。その結果、第1モードは WP パターンの活動に、第2モードは AO の活動に対応していることがわかった。この結果は、日本の気象官署 57 地点の地上気温と 55 地点の海面気圧の特異値分解解析からも確かめられた。さらにこの上位2モードと日本周辺の海上風および地上気温場との回帰分析をおこなった。その結果、それぞれ第1モードは西日本付近での、第2モードは北日本付近での南東風偏差および北西風気候値による温度移流との関係が認められた。すなわち、日本の冬季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環の WP パターンと AO であり、いずれも北西季節風を介した温度移流がその地上気温の変動に寄与していることが示された。一方、実際にこれら二つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるために、二つの指数を用いた重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約 6 割が説明されることが示された。これらの結果は、これまで日本の気候との関連が指摘されてきた PNA パターンやその他のパターンの寄与が、相対的に小さいことも同時に示している。

第3章では、約 20 年ぶりの大寒冬を記録した 2005 年 12 月と、記録的な暖冬を経験した翌年の 2006 年 12 月の日本の天候の差異の要因を、大気大循環の観点から理解することを目的とした。熱帯太平洋において、2005 年 12 月はラニーニャ現象、2006 年 12 月はエルニーニョ現象が生じていた。このことから、ENSO 時に励起される大気大循環の三つのテレコネクションパターン (WP・PNA・熱帯／北半球 (Tropical / Northern Hemisphere: TNH)) と、さらに日本

の冬季の気候の経年変動の支配的要因として前章で論じた AO を加えた四つのパターンに着目し、それらの活動度指数を両年で比較考察した。その結果、特に WP 指数と AO 指数が、2005 年 12 月は日本に気温低下をもたらす負の値を、逆に 2006 年 12 月は日本に気温上昇をもたらす正の値をとっていたことがわかった。すなわち、両年の日本の天候の差異には、WP パターンと AO の活動度の違いが重要であり、二つのパターンが重なり合った結果、気温低下もしくは上昇をもたらす大気循環場になっていたことが示された。さらに、本研究の観点の妥当性を確かめるために、ここで用いた四つのパターンの各活動度指数に対する 500hPa 面高度場の線形回帰成分を重ね合わせることにより、両年 12 月の観測された 500hPa 面高度場の再現性を調べた。その結果、これら四つのパターンの組合せにより、北太平洋西部の大気循環場がほぼ再現できることが示された。この結果は、北半球冬季にみられる他のテレコネクションパターンの北太平洋西部への影響があまりなかったことも同時に示している。

第 4 章では、まず、日本の夏季の地上気温に対してスペクトル解析をおこない、その変動の時間特性を調べた。その結果、南西諸島を除く北日本・東日本・西日本で、特に 7 から 9 年のスペクトルギャップより短い周期帯に類似した傾向が認められた。これは日本の冬季の地上気温にはみられない傾向であった。日本の夏季の地上気温におけるより支配的な変動に着目するために、ここでは日本の夏季の南西諸島を除く 8 年よりも短い周期帯の変動に着目し、テレコネクションパターンの寄与を調べた。第 2 章と同様に、まず、日本の夏季の気候の卓越変動を抽出するため、日本の気象官署の地上気温データの REOF 解析をおこなった。REOF 解析には、都市化の影響を考慮して全 155 地点中 52 地点のデータを独自に選んで使用した。その結果、全変動エネルギーの約 90% を説明する三つのモードが抽出された。第 1 モードは西日本、第 2 モードは北日本、第 3 モードは東日本を中心とする変動パターンであった。次に、この上位 3 モードと大気大循環との関係を調べるため、各モードの時係数と北半球の等圧面高度場との回帰分析をおこなった。その結果、第 1 モードは WJ パターンの活動に、第 2 モードは PJ パターンの活動に、第 3 モードは EJ2 パターンの活動に対応していることがわかった。さらに、これら三つのモードと日本周辺の海上風および地上気温場、日照時間との回帰分析をおこなった。その結果、

第1モードは西日本付近での日照時間の多寡との関係、第2, 第3モードは北日本や東日本付近でのオホーツク海高気圧の変動にともなう冷涼な北東気流(ヤマセ)による温度移流や日照時間の多寡との関係が認められた。すなわち、日本の夏季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環のWJ, PJ, およびEJ2パターンであり、日照時間やヤマセにともなう温度移流がその地上気温の変動に寄与していることが示された。一方、実際にこれら三つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるため、それらの指数に対する重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約6割が説明されることが示された。これらの結果は、これまで日本の気候との関連が指摘されてきたその他のパターンの寄与が小さいことも同時に示している。

第5章では、本研究のまとめをおこなった。本研究は、日本の冬季と夏季の地上気温の卓越変動に主眼を置き、その大気大循環との関係を調べることにより、日本の気候にとってより重要となるテレコネクションパターンを提示することを目指したものであった。その結果、日本の気候の卓越変動は、大気大循環における少数のテレコネクションパターンおよび変動パターンによりその大部分が説明でき、冬季地上気温はWPパターンとAO, 夏季地上気温はWJ・PJ・EJ2パターンの重ね合わせにより、それぞれ約6割の変動が再現できることが示された。本研究により、日本の暖冬/寒冬や冷夏/暑夏のメカニズムを考える上でより重要となる要素が大気大循環の観点から観測データをもとに整理された。これらのパターンの監視が、日本の暖冬/寒冬や冷夏/暑夏の理解とその予報に有用であると考えられる。今後の研究課題は、日本の気候にとって重要であることを提示したこれらのパターンの励起メカニズムの解明である。そのためには、その励起源や励起される過程について観測データやモデルを用いて詳細に調べる必要がある。

## 謝辞

本研究は、花輪公雄教授、須賀利雄准教授、木津昭一准教授、ならびに大気海洋変動観測研究センターの川村宏教授、境田太樹准教授、島田照久助教のご指導のもとにおこなわれました。

花輪公雄教授には、御多忙にもかかわらず、大学院の5年を通じて非常に多くのご指導をいただきました。研究の方向性に行き詰った際には、研究内容を整理していただき、新たな方向性を示していただきました。厚く御礼申し上げます。

木津昭一准教授には、日頃から度々貴重なご意見をいただきました。特に修士課程2年から博士課程2年の前期までの間は、私自身の指導教員を務めていただき、大変お世話になりました。話の論理の組み立て方から研究の細部まで非常にきめ細やかなご指導をいただきました。深く感謝いたします。

須賀利雄准教授には、セミナーだけでなく多くの場面での的確なご助言をいただきました。また、普段のお茶の時間などでも私自身にとって有益な話をたくさんしていただきました。心から御礼申し上げます。

大気海洋変動観測研究センターの川村宏教授、境田太樹准教授、島田照久助教にも、セミナーなどでご指導いただきました。深く感謝いたします。

上原裕樹氏には、様々な場面で叱咤激励していただきました。本論文をまとめる際にも、たくさんのご助言をいただきました。心から御礼申し上げます。杉本周作氏には、計算機の管理をしていただきました。また、常日頃から数多くの相談に応じていただきました。その研究に対する姿勢からも、非常に多くのことを学ばせていただきました。心から御礼申し上げます。鋤柄千穂氏には、セミナーや予備審査前のリハーサルなどでの的確なご意見をいただきました。誠にありがとうございました。矢吹崇氏にも、予備審査前などにご助言をいただきました。気にかけていただき、深く感謝いたします。

坪内崇真氏は、同期として多くの場面で私にとっての励みとなりました。さまざまな物事に対する積極的な姿勢からも多くのことを学ばせていただきました。心より感謝いたします。服部友則氏にも、的確なご意見を多くいただき

ました。深く感謝いたします。Rahmat Hidayat 氏には、暖かいご声援をいただきました。また、私自身の英語力の無さも痛感させていただきました。誠にありがとうございました。遠山勝也氏には、私自身の研究分野について興味を示していただき、度々質問していただきました。いろいろと説明をする過程で私自身にとっても大変勉強になりました。また、本論文の校正にもご協力いただきました。深く感謝いたします。

お茶の時間をともにした成清久美子氏、西田充朗氏には、暖かいご声援をいただきました。二人のおかげで、快適に研究を進めることができました。心より感謝申し上げます。中川嘉剛氏には、本論文の作成にあたり、様々な差し入れをいただきました。阿部泰人氏、伊藤治仁氏、三保恵里氏、佐藤岳仁氏、岡崎麻佑氏、中田真帆氏にも暖かいご声援をいただきました。重ねて感謝申し上げます。

ここに記した方々のほかに、研究室の卒業生である、安中さやか氏、長谷川拓也氏、堀井孝憲氏には研究を進める上で大変お世話になりました。また、地理学教室の境田清隆教授、同教室の卒業生の高橋信人氏にも数多くの場面でお世話になりました。誠にありがとうございました。研究室秘書の伊藤久美子氏、COE 事務員の水田奈緒子氏、熊谷志津子氏にも度々ご迷惑をおかけしました。最後になりましたが、両親や友人の支えなくして研究生活を送ることはできませんでした。心より深く感謝いたします。

## 論文目次

<b>1. 序</b>	<b>1</b>
1.1 日本の気候と大気大循環	1
1.2 大気大循環におけるテレコネクションパターン	2
1.3 テレコネクションパターンと日本周辺の気候との関連	3
1.4 日本の気候と関連する大気大循環の卓越変動	4
1.5 本研究の目的	4
1.6 本研究の構成	5
<b>2. 日本の冬季地上気温の卓越変動と冬季の大気大循環との関係</b>	<b>10</b>
2.1 背景	10
2.2 データと手法	11
2.3 日本の冬季地上気温の卓越変動	12
2.4 日本の冬季地上気温の卓越変動と冬季の大気大循環との関係	13
2.4.1 第1モード	13
2.4.2 第2モード	13
2.5 大気大循環の卓越変動パターンと日本の地上気温との関係	14
2.6 大気大循環の卓越変動パターンによる日本の地上気温の再現性	16
2.7 まとめ	17
<b>3. 2005年12月と2006年12月の大気大循環と日本の天候</b>	<b>33</b>
3.1 背景	33
3.2 データと手法	34
3.3 2005年12月と2006年12月の日本の天候の解釈	35
3.3.1 日本の冬季の天候の経年変動の支配的要因	36
3.3.2 ENSOの間に励起されるテレコネクションパターン	36
3.4 大気大循環の卓越変動パターンによる500hPa面高度の再現性	39

3.5	まとめ	39
<b>4.</b>	<b>日本の夏季地上気温の卓越変動と夏季の大気大循環との関係</b>	<b>52</b>
4.1	背景	52
4.2	データと手法	54
4.3	日本の夏季地上気温のスペクトル	55
4.4	日本の夏季地上気温の卓越変動	55
4.5	日本の夏季地上気温の卓越変動と夏季の大気大循環との関係	56
4.5.1	第2モードと第3モード	57
4.5.2	第1モード	58
4.6	テレコネクションパターンによる日本の地上気温の再現性	58
4.7	まとめ	59
<b>5.</b>	<b>結論</b>	<b>77</b>
5.1	本研究のまとめ	77
5.2	今後の課題	80
	<b>参考文献</b>	<b>82</b>

# 第 1 章

## 序

### 1.1 日本の気候と大気大循環

日本の気候には、暖冬や寒冬、冷夏や暑夏などの大きな気温の経年変動が存在する。これらの現象は、冬のシベリア高気圧やアリューシャン低気圧、夏の太平洋高気圧やオホーツク海高気圧など、特定の季節に出現する停滞性の高・低気圧の位置や強さが平年の状態から顕著に偏ったことにより発生することが多い。

太平洋高気圧などの特定の季節に出現する停滞性の高・低気圧の生成には、海陸分布や海面水温の分布などによる地表面の加熱の不均一、ヒマラヤなどの山岳による力学的な効果が重要である。一方、平年の状態からの偏りは、中・高緯度における偏西風の蛇行やブロッキング高気圧など、主に中・高緯度大気の力学に起因する変動によって大きく左右される。また、マッデン・ジュリアン振動（Madden-Julian Oscillation: MJO）と呼ばれる赤道域の季節内振動、アジアモンスーン、あるいはエルニーニョ／南方振動（El Niño / Southern Oscillation: ENSO）現象などの熱帯域を中心とする大気・海洋現象に関連する変動にも影響される。さらに、北太平洋数十年変動などの十年から数十年スケールの変動や、より長い時間スケールの地球温暖化にも影響される。このように停滞性の高・低気圧の平年からの偏りが大気大循環の現象の影響を受けることから、日本の暖冬や寒冬、冷夏や暑夏が大気大循環の現象に起因することがわかる。

したがって、日本の暖冬や寒冬、冷夏や暑夏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なる。そこで、本研究では、日本の気候の卓越変動と大気大循環との関係について着目する。

## 1.2 大気大循環におけるテレコネクションパターン

大気大循環とは、地球規模で循環する組織だった大気の流れのことを指す。気象学では記述の便宜上、大気中の運動をその水平スケールによって大・中・小規模の運動、あるいはマクロスケール・メソスケール・ミクロスケールの運動に区分する。このうち、大規模（マクロスケール）の運動は水平スケールが約 2 千 km 以上の運動のことを指し、この区分に位置するのが大気大循環である（図 1.1）。

大気大循環には、1.1 節でも触れた偏西風の蛇行や ENSO 現象など中・高緯度や熱帯のさまざまな変動現象が存在する。そのうち、数日から数十日の持続性をもつ現象として、「テレコネクションパターン」の存在が知られている。テレコネクション（teleconnection）とは、遠く離れた複数の地点の大気が同期して変動する現象である。

インドモンスーンの年々変動と関連のある気象要素を全球的に調べた 20 世紀初頭のウォーカー卿による研究（例えば、Walker and Bliss, 1932）が、最も早いテレコネクションの定量的研究である。彼らはこの中で南方振動や北大西洋振動（North Atlantic Oscillation: NAO）など、現在でも重要と考えられているいくつかのテレコネクションを見出した。その後、Wallace and Gutzler（1981）によって、初めてテレコネクションパターンが系統的に調べられた。彼らは、格子化された北半球冬季の 500hPa 面高度のデータに相関解析をおこない、相関係数の分布が波列状の特徴的な五つのパターンを同定した。さらに、Horel（1981）は Wallace and Gutzler（1981）と同様のデータに回転経験的直交関数（Rotated Empirical Orthogonal Function: REOF）解析を適用することにより、大気大循環の卓越変動として同様のパターンが抽出されることを指摘した。その後、Barnston and Livezey（1987）は、各季節・各月の北半球 700hPa 面高度の REOF 解析により、合わせて 13 種類のテレコネクションパターンを定義した。現在でもこの定義は広く用いられている。

また、理論的な研究も並行しておこなわれ、現在その実態は定在（定常）ロスビー波のエネルギー伝播であると考えられている（Hoskins and Karoly, 1981; Horel and Wallace, 1981）。ここで、定在とは位相の伝播がないことで、ロスビー波とはコリオリパラメータの緯度変化を復元力とする、回転する惑星上の大

気や海洋に特徴的な大規模な波のことである。テレコネクションの主な発生要因は、大陸や海からの熱の供給に対する大気の応答であると考えられているが、テレコネクションのほとんどにおいて、実際の励起機構は理解されていない。

このように、大気大循環にはいくつかのテレコネクションパターンが存在し、それらのパターンは物理的な実態をもつこと、さらにそれらのパターンは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きた。すなわち、日本の気候と大気大循環との関係を調べる場合、その卓越変動であるテレコネクションパターンとの関係説明が重要となる。

### 1.3 テレコネクションパターンと日本周辺の気候との関連

北半球のテレコネクションパターンとその周辺各地の気候との関連について、これまで多くの研究がおこなわれてきた。日本の冬季の気候と関連するものとして、太平洋／北アメリカ（Pacific / North American: PNA）パターンや西太平洋（Western Pacific: WP）パターンなど、いくつかのパターンが指摘されている（Nishimori and Kawamura, 1993）。PNA パターンは、北太平洋のアリューシャン低気圧の中心付近から、アラスカまたはカナダ北西部、さらにアメリカ南東部のフロリダ半島付近にかけてみられる正負正、あるいは負正負の交互の気圧偏差の波列を指す（図 1.2a）。WP パターンとは、西太平洋上の南北ダイポール型の気圧の振動を指す（図 1.2b）。

テレコネクションパターンによる日本の気候への影響として、PNA パターンによるものがその代表例として挙げられる。PNA パターンを励起するものとして、熱帯域の ENSO 現象や MJO、中緯度域の低気圧の活動などいくつかの現象が指摘されている（例えば、気象庁、2007）。ここでは、最も一般的であり、理解が進んでいる例として、ENSO 現象が PNA パターンを励起する場合の日本の気候への影響について概観する。

ENSO 現象が発生している北半球冬季は、PNA パターンが出現しやすいことが指摘されている（Horel and Wallace, 1981）。PNA パターンの出現は、アリューシャン低気圧の中心が東に移動し、強化することに対応する（図 1.3）。このため、北太平洋西部の偏西風の軸は平年の状態と比べて北に移動し、その強流部も東側にずれることになる。この結果、日本付近では季節風の吹き出しが弱

くなり、このような年には日本は暖冬傾向となる。WP パターンによる影響は Koderá (1998) や Koide and Koderá (1999) によって、他のパターンによる影響は Nishimori and Kawamura (1993) や Xie *et al.* (1999) によって指摘されているものの、PNA パターンによるものと比べて明確には理解されていない。

#### 1.4 日本の気候と関連する大気大循環の卓越変動

近年、「北極振動 (Arctic Oscillation: AO)」と呼ばれる北半球の大気の変動パターンと日本の気候との関連が報告されている。AO とは、北極域と中緯度域との間の気圧の振動を表す変動パターンである (図 1.4)。

このパターンを初めて発見したのは Exner (1913) である。彼は冬季の地表気圧データを用い、シベリア東部、スカンジナビア北部、グリーンランド西岸の 3 地点で平均した気圧を基準時系列として作成した相関図から、このパターンを見出した。このパターンは EOF 解析により求まる最も卓越した海面気圧の変動パターンとして知られてきたものの、その大きな空間的拡がり、そうしたパターンを抽出しやすい EOF 解析の数学的特性に起因した人為的なものであると考えられてきた。しかしながら、近年、Thompson and Wallace (1998; 2000) により、このパターンは北半球の北緯 20 度以北の海面気圧場の EOF 解析第 1 モードとして定義され、AO と命名された。彼らは、さらに、その実態は対流圏から成層圏にまで及ぶ極渦の強化／弱化であることを指摘した。この極渦の強化／弱化は、東アジアにおける北西季節風の弱化／強化に対応しており (Jhun and Lee, 2004)、それにともない、日本周辺の海面水温は上昇／低下し (Yasunaka and Hanawa, 2001)、東日本や北日本の気温が上昇／低下することが知られている (Thompson and Wallace, 2001; Xie *et al.*, 1999)。

#### 1.5 本研究の目的

以上のように、いくつかのテレコネクションパターンや AO による日本の気候への影響がこれまで指摘されてきた。しかしながら、これまでの研究では大気大循環に主眼を置いた記述が多く、日本の気候にとってどのパターンの影響が本質的に重要なのかは、明確には理解されていない。日本の気候と関連するパターンの相対的な重要性が評価できれば、日本の暖冬／寒冬や冷夏／暑夏の

より確実な予測に貢献することが期待される．そこで本研究では，日本の気候の卓越変動に主眼を置き，その大気大循環との関係を調べることにより，日本の気候にとってより重要となるテレコネクションパターンを提示することを目的とする．

## 1.6 本研究の構成

第2章では，冬季の日本の気候の卓越変動を記述し，大気大循環との関係を調べる．第3章では，2005／06年冬季と2006／07年冬季における極端な日本の天候に着目し，その差異の要因を大気大循環の観点から考察する．さらに，第4章では，夏季の日本の気候の卓越変動を記述し，大気大循環との関係を調べる．最後に，第5章で本研究全体の内容をまとめる．

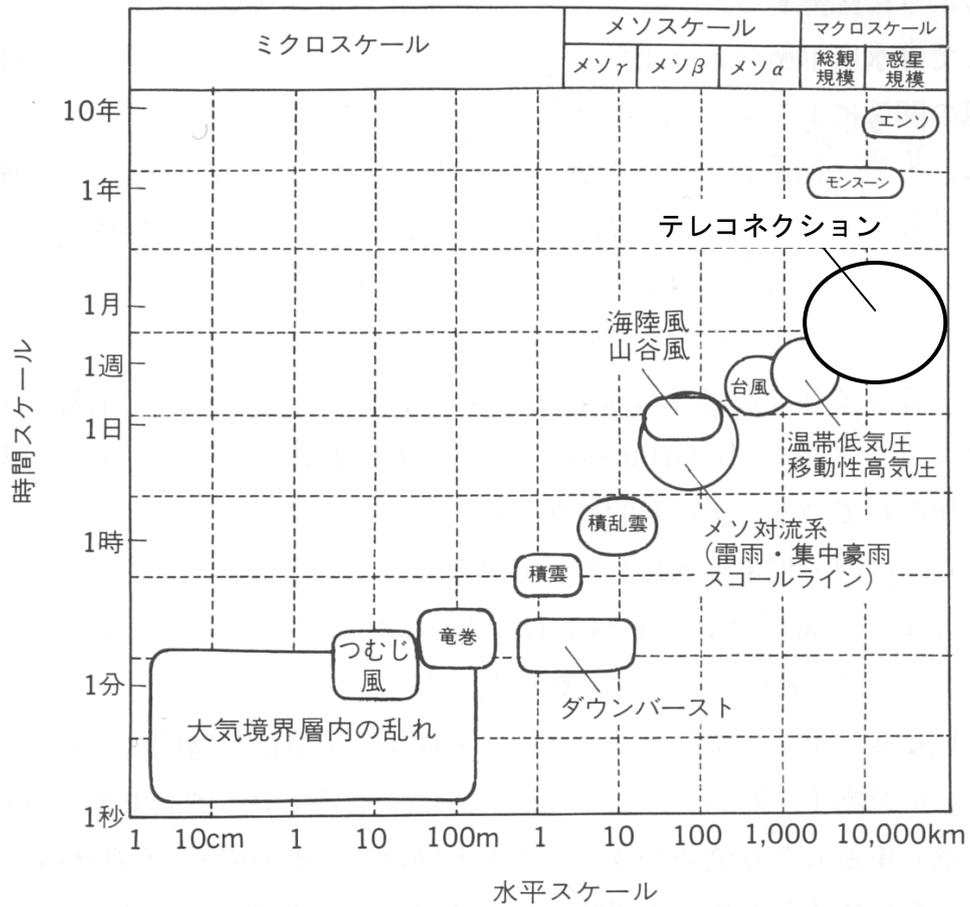
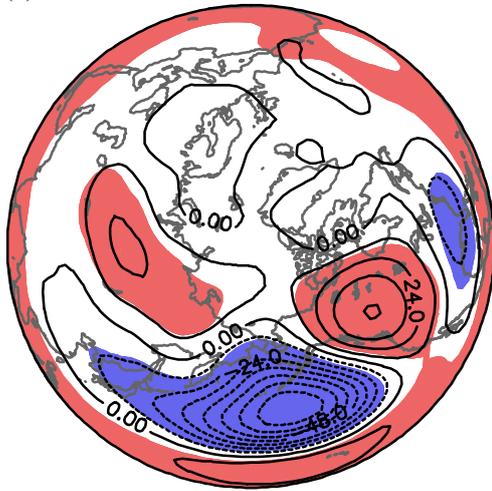


図 1.1. 大気の運動の時間・空間スケール（小倉義光著『一般気象学』の図を変更）.

(a) PNA パターン



(b) WP パターン

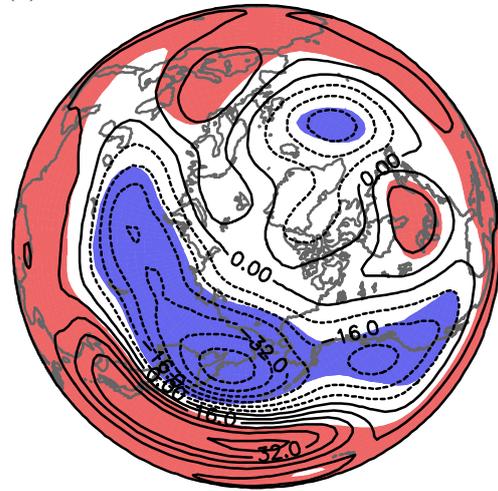
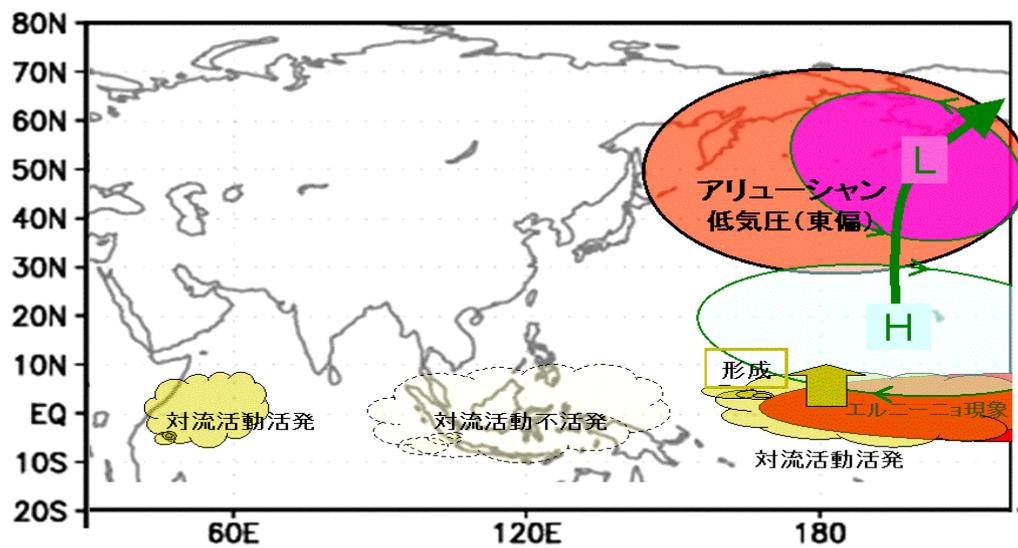


図 1.2. 各テレコネクションパターン指数に対する北半球 500hPa 面高度の回帰係数分布. 陰影部は有意水準 10%で有意な領域を示す. (a) PNA パターン, (b) WP パターン.



※ (H)と(L)はそれぞれ上空の高気圧性と低気圧性の循環偏差を示す

図 1.3. エルニーニョ時のアリューシャン低気圧の東偏メカニズム (Horel and Wallace, 1981) の模式図 (気象庁, 2007).

(a) 正のフェーズ



(b) 負のフェーズ



図 1.4. AO が (a) 正のフェーズ, もしくは (b) 負のフェーズのときの北半球の大気循環の模式図 (気象研究ノート第 206 号「北極振動」より).

## 第 2 章

### 日本の冬季地上気温の卓越変動と冬季の大気大循環との関係

#### 2.1 背景

大気大循環場には、「テレコネクションパターン」の存在が知られている。テレコネクション (teleconnection) とは、遠く離れた複数の地点の大気が同期して変動する現象である。テレコネクションは、偏西風の蛇行や高・低気圧の変動などの現象を介して、周辺の大気や海洋に大きな影響を及ぼすことから、これまで多くの研究がおこなわれてきた。

Wallace and Gutzler (1981) は、初めてテレコネクションを系統的に調べ、北半球冬季の五つのテレコネクションパターンを同定した。Horel(1981)は、それらのパターンの客観的な導出方法として、回転経験的直交関数 (Rotated Empirical Orthogonal Function: REOF) 解析が有用であることを示した。さらに、Barnston and Livezey (1987) は、北半球の各月、各季節の 700hPa 面高度に対して REOF 解析をおこない、合計 13 種類のパターンを同定した。米国海洋大気庁 (NOAA) の気候予報センター (CPC) では、この定義による各テレコネクションパターンの活動度指数を公表している。

北半球のテレコネクションパターンとその周辺各地の気候との関連について、これまで多くの研究がおこなわれてきた。日本の冬季の気候と関連するものとして、太平洋／北アメリカ (Pacific / North American: PNA) パターン、西太平洋 (Western Pacific: WP) パターン、ユーラシア (Eurasian: EU) パターン、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) パターンなどいくつかのテレコネクションパターンが指摘されている (Nishimori and Kawamura, 1993)。エルニーニョ／南方振動 (El Niño / Southern Oscillation: ENSO) イベントが発生している冬季は、PNA パターンが出現しやすく (Horel and Wallace, 1981)、それに伴い、アリューシャン低気圧は東偏・強化し、日本は暖冬傾向になることが知られている。このとき、日本南東方海域の海面水温偏差は正の値を示すことが指摘されている (Hanawa *et al.*, 1988)。さらに、Koide and Kodera (1999)

は、30年間に於ける北半球 500hPa 面高度と全球地上気温（陸上気温と海面水温を組み合わせたもの）の特異値分解（Singular Value Decomposition: SVD）解析をおこない、三つの相互関係の強いモードを見出した（図 2.1）。第 1 モードから順に、下部成層圏の極渦の変動、PNA パターン、WP パターンと関連するモードである。この下部成層圏の極渦の変動は、現在は北極振動（Arctic Oscillation: AO; Thompson and Wallace, 1998）として知られている。

これまで、大気大循環のいくつかのテレコネクションパターンや AO による日本の冬季の気候への影響が指摘されてきた。しかしながら、これまでの研究は大気大循環に主眼を置いた記述がほとんどであり、日本の気候にとってどの変動パターンの影響が本質的に重要なのか明確には理解されていない。日本の気候と関連する大気大循環の変動パターンの相対的な重要性が評価できれば、日本の暖冬／寒冬のより確実な予測に貢献することが期待される。そこで本研究では、日本の冬季の気候の卓越変動に着目し、大気大循環との関係を調べることを目的とする。

2.2 節では、本研究で用いたデータと解析手法について説明する。2.3 節では、REOF 解析を用いて日本の冬季地上気温の卓越変動を抽出し、2.4 節で、その卓越変動に於ける大気大循環の変動を調べる。2.5 節では、大気大循環に主眼を移し、これまで関連が指摘されてきた大気大循環の変動パターンと日本の冬季地上気温との関係を調べ、2.6 節で、大気大循環のいくつかの卓越変動パターンによる日本の冬季地上気温変動の再現性を考察する。最後に、2.7 節で、本研究の結果をまとめる。

## 2.2 データと手法

日本の冬季地上気温の経年変動を調べるために、全国の気象官署 155 地点（図 2.2）の月平均気温、月平均海面気圧を用いる。解析期間は、1961 年から 2004 年までの 44 冬季（前年 12 月から 2 月）とする。REOF 解析には、解析期間中に欠測がなく、都市化の影響が小さいと考えられる人口 10 万以下の 57 地点（図 2.2）を使用する。REOF 解析とは、EOF 解析の一種であり、物理的解釈が簡単になるように、一つのモードが説明する変動域を局在化させる特徴をもつ（Richman, 1986）。本研究では、気候変動研究に広く適用されているバ

リマックス (Varimax) 回転を用いて、全変動の 98.5%以上を説明する上位 10 モードを回転させる。

また、日本の気候と大気大循環との関係を調べるために、北半球の大気循環場のデータとして、ヨーロッパ中期気象予報センター (ECMWF) の再解析データ (ERA40; Uppala *et al.*, 2005) の月平均の海面気圧および海上風を使用する。なお、米国環境予測センター (NCEP) / 米国大気研究センター (NCAR) 再解析による同様のデータ (Kalnay *et al.*, 1996) を用いた場合でも、2.4 節と同様の結果が得られることは確認している。さらに、NOAA の CPC により公開されている北半球のテレコネクションパターン指数 (Barnston and Livezey, 1987) を用いる。同機関提供の AO 指数 (Thompson and Wallace, 1998; 2001) も使用する。ERA40 が 2002 年 8 月まで提供されていることから、解析期間は、1961 年から 2002 年までの 42 冬季とする。

### 2.3 日本の冬季地上気温の卓越変動

日本の冬季地上気温の卓越変動を抽出するために、12 月から 2 月までの冬季平均した地上気温に対する REOF 解析をおこなう。図 2.3 は、第 1 モードおよび第 2 モードの時係数に対する各地の地上気温の相関係数の分布 (相関図) を示す。第 1 モードは、南西諸島から西日本、東日本を中心とする変動パターンであり、第 2 モードは、北日本を中心とする変動パターンである。寄与率は、それぞれ 59.8%と 30.8%を示し、これら二つのモードにより、全変動エネルギーの約 90%が説明される。日本の冬季の気候の卓越変動についての過去の研究例はほとんどなく、これら二つの変動パターンは、これまでに見出されていないものである。

冬季平均値の解析から得られたモードがどの月において卓越するのかを調べるために、11 月から 3 月までの各月の地上気温に対する REOF 解析をおこなった。その結果、特に 12 月から 2 月の各月において、冬季平均のものによく似た変動パターンを示していた。それらの月の REOF 解析上位 2 モードの時係数と冬季平均値の解析の上位 2 モードの時係数との相関はそれぞれ有意水準 5%で有意であり (表 2.1)、説明する変動の割合もよく対応していた。したがって、冬季平均値に対して得られた結果は、冬季の各月について成り立って

いると考えられる。

## 2.4 日本の冬季地上気温の卓越変動と冬季の大気大循環との関係

この節では、2.3 節で記述された冬季平均地上気温に対する REOF 解析の各モードの時係数と北半球の海面気圧や日本周辺の海面気圧および海上風との回帰分析をおこない、日本の冬季地上気温の卓越変動に対応する大気循環場の変動を記述する。この節では、冬季地上気温の REOF 解析第 1 モードを単に「第 1 モード」と記述する。REOF 解析第 2 モードについても同様である。

### 2.4.1 第 1 モード

図 2.4 は、第 1 モードの時係数に対する北半球の海面気圧の回帰係数の分布（回帰図）を示す。北太平洋で正の値、ユーラシア大陸北部で負の値を示す。これは、WP パターン（Wallace and Gutzler, 1981）に類似している。第 1 モードの時係数と WP 指数との相関係数は 0.75 であり、有意水準 5% で有意であった。REOF 解析と同様に、欠測がなく都市化の影響が小さいと考えられる人口 10 万以下の日本の 57 地点の冬季地上気温と日本の 55 地点の冬季海面気圧を用いた SVD 解析もおこなった。SVD 解析第 1 モードの地上気温の時係数に対する北半球の海面気圧の回帰図（図 2.5）は、上記の第 1 モードの場合とよく似た変動パターンを示すとともに、SVD 解析第 1 モードの地上気温の時係数と第 1 モードの時係数との相関係数も 0.94 と高い値を示していた。

図 2.6a は、第 1 モードの時係数に対する日本周辺の海面気圧および海上風の回帰図を示す。海面気圧は日本の西方で負の値、日本付近を含めたその東方で正の値を示し、これにともない、海上風は西日本付近で大きな南東風偏差、すなわち北西季節風の弱化を示す。この南東風偏差は、地上気温の気候値の等値線に直交する成分をもち、暖気の流入強化を示す（図 2.6b）。さらに、西日本付近で海上風気候値の上流により大きな正の地上気温偏差があり、通常より暖かい空気塊の流入を示唆する（図 2.6c）。すなわち、第 1 モードの東日本以西の地域の正の気温偏差は、海上風による温度移流によりもたらされていることが示唆される。

### 2.4.2 第 2 モード

図 2.7 は、第 2 モードの時係数に対する北半球の海面気圧の回帰図を示す。

シベリア高気圧の北部での弱化和アリューシャン低気圧の弱化を含む、極域とその周辺での気圧の振動を表す変動パターンを示す。これは、正の位相の AO (Thompson and Wallace, 1998) に似ている。第 2 モードの時係数と AO 指数との相関係数は 0.48 であり、有意水準 5% で有意であった。REOF 解析と同様に、欠測がなく都市化の影響が小さいと考えられる人口 10 万以下の日本の 57 地点の冬季地上気温と日本の 55 地点の冬季海面気圧を用いた SVD 解析もおこなった。SVD 解析第 2 モードの地上気温の時係数に対する北半球の海面気圧の回帰図 (図 2.8) は、上記の第 2 モードの場合とよく似た変動パターンを示すとともに、SVD 解析第 2 モードの地上気温の時係数と第 2 モードの時係数との相関係数も 0.94 と高い値を示していた。

図 2.9a は、第 2 モードの時係数に対する日本周辺の海面気圧および海上風の回帰図を示す。海面気圧は日本の北西方向で負の値、北東方向で正の値を示し、これにともない、海上風は北日本付近で南東風偏差、すなわち北西季節風の弱化を示す。この南東風偏差は、地上気温の気候値の等値線に直交する成分をもち、暖気の流入強化を示す (図 2.9b)。さらに、北日本付近で海上風気候値の上流により大きな正の地上気温偏差があり、通常より暖かい空気塊の流入を示唆する (図 2.9c)。すなわち、第 2 モードの北日本の正の気温偏差は、海上風による温度移流によりもたらされていることが示唆される。

## 2.5 大気大循環の卓越変動パターンと日本の地上気温との関係

2.4 節では、日本の冬季地上気温の卓越変動に主眼を置き、大気大循環との関係を記述した。逆に、この節では、冬季の大気大循環に主眼を置き、日本の地上気温との関係を記述する。これまで全球および日本周辺の地上気温との関連が指摘されてきた大気大循環の三つの変動パターン (AO・PNA パターン・WP パターン) の活動度指数による日本の地上気温の合成図解析をおこない、これらの変動パターンと同期した日本の地上気温の変動を記述する。具体的には、各指数の時系列の標準偏差 ( $\sigma$ ) を超える正または負の偏差をもつ年の合成図を作成した。

図 2.10a と図 2.10b は、それぞれ、AO 指数が  $1\sigma$  以上の値を示した 1973, 1976, 1989, 1990, 1992, 1993, 2000 年の合成図と同指数が  $-1\sigma$  以下の値を示した

1963, 1966, 1969, 1970, 1977, 1986, 2001 年の合成図を示す. AO が正のフェーズの場合には, 全国的に  $0.5^{\circ}\text{C}$  以上の 5% の有意水準を超える有意な気温上昇がみられるのに対して, 負のフェーズの場合には北日本で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以下の有意な気温低下がみられる. すなわち, 両フェーズともに北日本では有意な気温変動がみられ, 実際, AO 指数と日本の地上気温の相関係数も北日本ほど大きな値を示す (図 2.10c). これらの結果は Xie *et al.* (1999) による NAO 指数と日本の冬季地上気温との相関解析結果と一致する. NAO は AO と同一視される現象である (例えば, Thompson and Wallace, 2000; Wallace, 2000).

図 2.11a と図 2.11b は, それぞれ, PNA 指数が  $1\sigma$  以上の値を示した 1961, 1964, 1970, 1977, 1983, 1986, 1987, 1998, 2001, 2003 年の合成図と同指数が  $-1\sigma$  以下の値を示した 1965, 1966, 1969, 1971, 1972, 1979 年の合成図を示す. PNA パターンが正のフェーズの場合には, 北日本で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以下の有意な気温低下がみられるのに対して, 負のフェーズの場合には有意な気温変動は認められない. PNA 指数と日本の地上気温の相関解析では, 北海道と本州太平洋側の一部の地域で弱い負相関がみられる (図 2.11c) ものの, これまで考えられてきたような PNA パターン時の日本の暖冬傾向は認められない.

図 2.12a と図 2.12b は, それぞれ, WP 指数が  $1\sigma$  以上の値を示した 1966, 1973, 1979, 1987, 1988, 1998, 1999, 2001 年の合成図と同指数が  $-1\sigma$  以下の値を示した 1962, 1963, 1968, 1971, 1974, 1981, 1986 年の合成図を示す. WP パターンが正のフェーズの場合には, 東日本以西の地域で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以上の有意な気温上昇がみられるのに対して, 負のフェーズの場合には北海道を除く地域で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以下の有意な気温低下がみられる. すなわち, 両フェーズともに東日本以西の地域では有意な気温変動がみられ, 実際, WP 指数と日本の地上気温の相関係数も同地域で大きな値を示す (図 2.12c). これらの結果は Koderu (1998) による WP パターンが北西季節風の変動を通じて西日本の気温に影響を及ぼすとする主張と一致する.

すなわち, これまで日本周辺の地上気温との関連が指摘されてきた大気大循環の三つの変動パターンのうち, 特に AO と WP パターンと関連した変動が大きく, PNA パターンと関連した変動は小さいことが確かめられた. ここでの結果は, 日本の冬季地上気温の卓越変動に主眼を置いた 2.4 節での解析結果を

支持するものである。なお、三つの変動パターン全てにおいて認められた両フェーズ間の日本の地上気温への影響の現れ方（変動幅や変動する地域）の違いは興味深く、今後の課題である。

## 2.6 大気大循環の卓越変動パターンによる日本の地上気温の再現性

この節では、2.4 節や 2.5 節で日本の冬季地上気温との関連が示された WP パターンと AO の活動度指数と日本の冬季地上気温との重回帰分析をおこない、これらの活動度による日本の冬季地上気温変動の再現性を調べる。

図 2.13 は、それら二つの指数を説明変数として求められた重回帰モデル（濃い線）と実際の日本の地上気温偏差（薄い線）を示す。重回帰モデルは、実際の地上気温偏差の主だった特徴を再現できており、重相関係数は 0.78 を示す。すなわち、日本の地上気温偏差の変動エネルギーの約 6 割がこれら 2 変数による重回帰モデルにより説明される。各説明変数の偏回帰係数は、WP パターンが 0.75、AO が 0.37 の値を示すことから、WP パターン、AO の順に日本の地上気温偏差に寄与することがわかる。また、説明変数として PNA 指数を加えても、重回帰モデルによる再現性は向上しなかった。これらの結果は、2.4 節や 2.5 節の解析結果を支持すると同時に、これまで日本の気候との関連が指摘されてきた PNA パターンやその他のパターンの寄与が相対的に小さいことも示している。

気象庁の区分により、日本を北日本、東日本、西日本、南西諸島に分けた地域別の同様の解析の結果を、表 2.2 にまとめる。偏回帰係数の値から、北日本では AO の寄与が相対的に大きいものに対して、東日本や西日本、南西諸島では WP パターンの寄与が相対的に大きいことがみてとれる。これは、2.4 節で WP パターンと対応することが示された第 1 モードが東日本以西の地域を中心とする変動パターンであり、AO との対応が示された第 2 モードが北日本を中心とする変動パターンであったことと整合的である。重回帰モデルの重相関係数は、南方の地域ほど高い値を示す。これは、日本では南方の地域ほど大気大循環のテレコネクションパターンという定在的な変動による影響が大きいことを意味する。逆に、北方の地域ほど低い重相関係数を示すことから、北方の地域ほど大気の移動性の高・低気圧などの短周期変動による影響が大きいことが

示唆される。

## 2.7 まとめ

この章では、まず、日本の冬季の気候の卓越変動を抽出するために、日本の気象官署の地上気温データを代表的なパラメータとして使用し、REOF解析をおこなった。その結果、全変動エネルギーの約90%を説明する二つのモードが抽出された。第1モードは東日本以西の地域、第2モードは北日本を中心とする変動パターンであった。次に、この上位2モードと大気大循環との関係を調べるために、各モードの時係数と北半球の海面気圧場との回帰分析をおこなった。その結果、第1モードはWPパターンの活動に、第2モードはAOの活動に対応していることがわかった。この結果は、日本の地上気温場と海面気圧場のSVD解析からも確かめられた。さらにこの上位2モードと日本周辺の海上風や地上気温との回帰分析をおこなった結果、どちらのモードも北西季節風の弱化にともなう温度移流との関係が認められた。すなわち、日本の冬季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環のWPパターンとAOであり、いずれも北西季節風を介した温度移流がその地上気温の変動に寄与していることが示された。一方、実際にこれら二つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるために、二つの指数を用いた重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約6割が説明されることが示された。これらの結果は、これまで日本の気候との関連が指摘されてきたPNAパターンやその他のパターンの寄与が、相対的に小さいことも同時に示している。

表 2.1. 冬季（12～2 月）平均の REOF 解析上位 3 モードと有意水準 5%で有意な月別 REOF 解析の上位モード（丸囲み数字）とその相関係数（括弧内の数字）.

	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar
DJF-REOF1	—	①(0.78)	①(0.80)	①(0.81)	—
DJF-REOF2	—	②(0.63)	②(0.80)	②(0.71)	②(0.32)

表 2.2. WP 指数と AO 指数に対する日本の四つの地域（北日本，東日本，西日本，南西諸島）ごとの冬季地上気温の重回帰分析結果.

	偏回帰係数		重相関係数
	WP	AO	
北日本	0.15	0.49	0.56
東日本	0.72	0.32	0.73
西日本	0.82	0.32	0.8
南西諸島	0.96	0.14	0.84

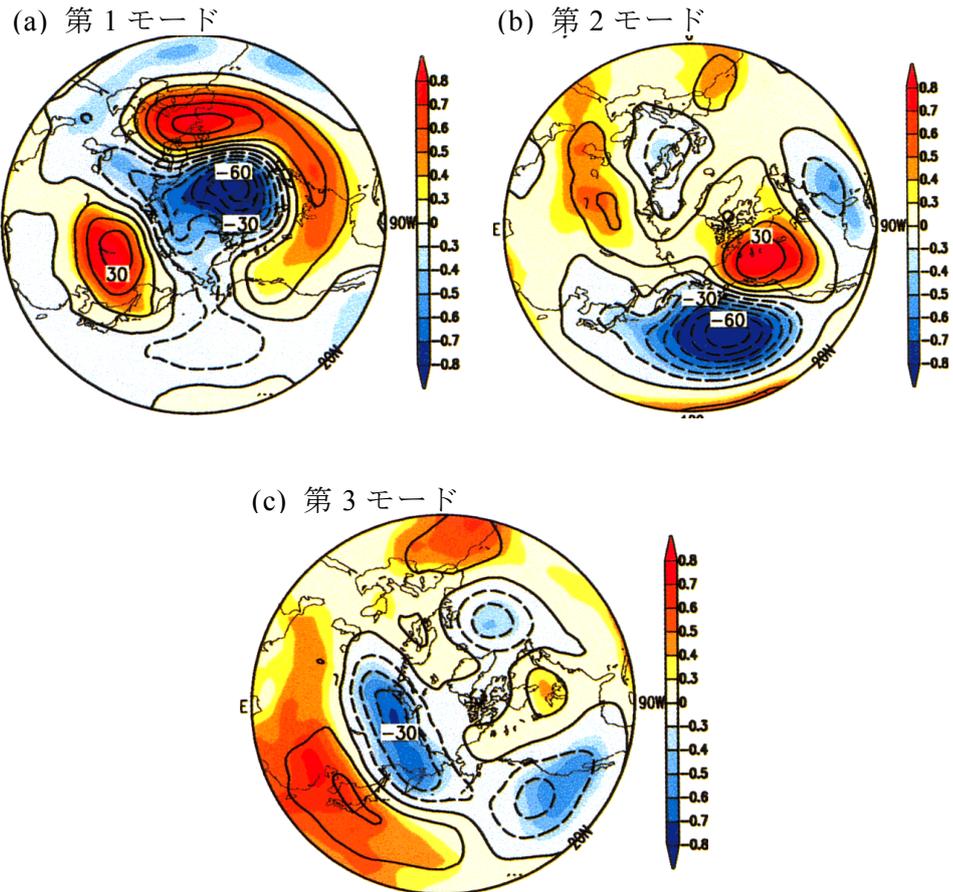


図 2.1. 北半球冬季 500hPa 面高度と全球地上気温（陸上気温と海面水温を組み合わせたもの）の特異値分解解析の上位 3 モードの全球地上気温の時係数に対する 500hPa 面高度の異質回帰係数分布．等値線は回帰係数，陰影は相関係数を示す．(a) 第 1 モード，(b) 第 2 モード，(c) 第 3 モード（Koide and Kodera, 1999）．

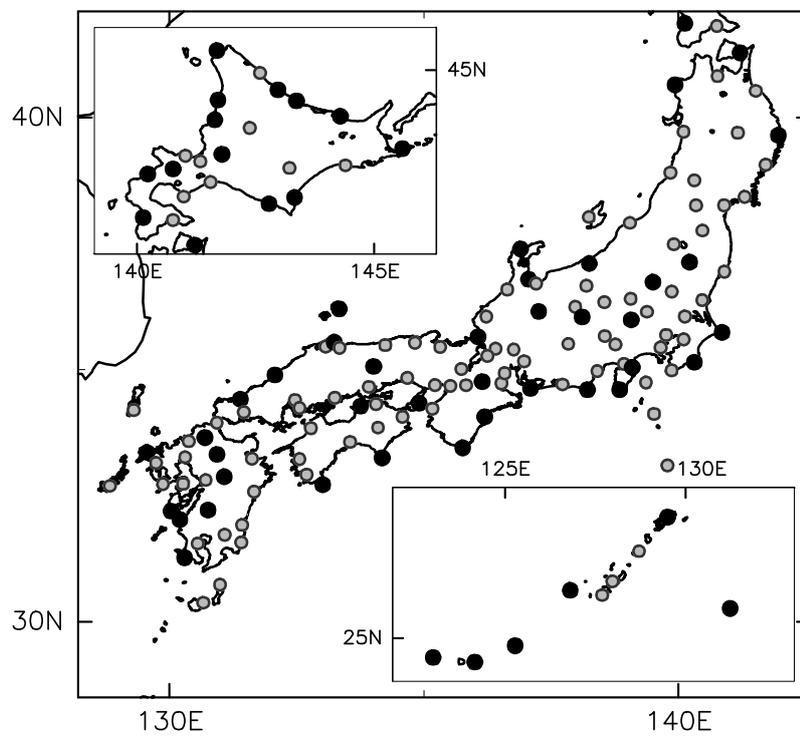


図 2.2. 解析に使用した日本の気象官署 155 地点. 黒丸は REOF 解析で用いる 57 地点を示す.

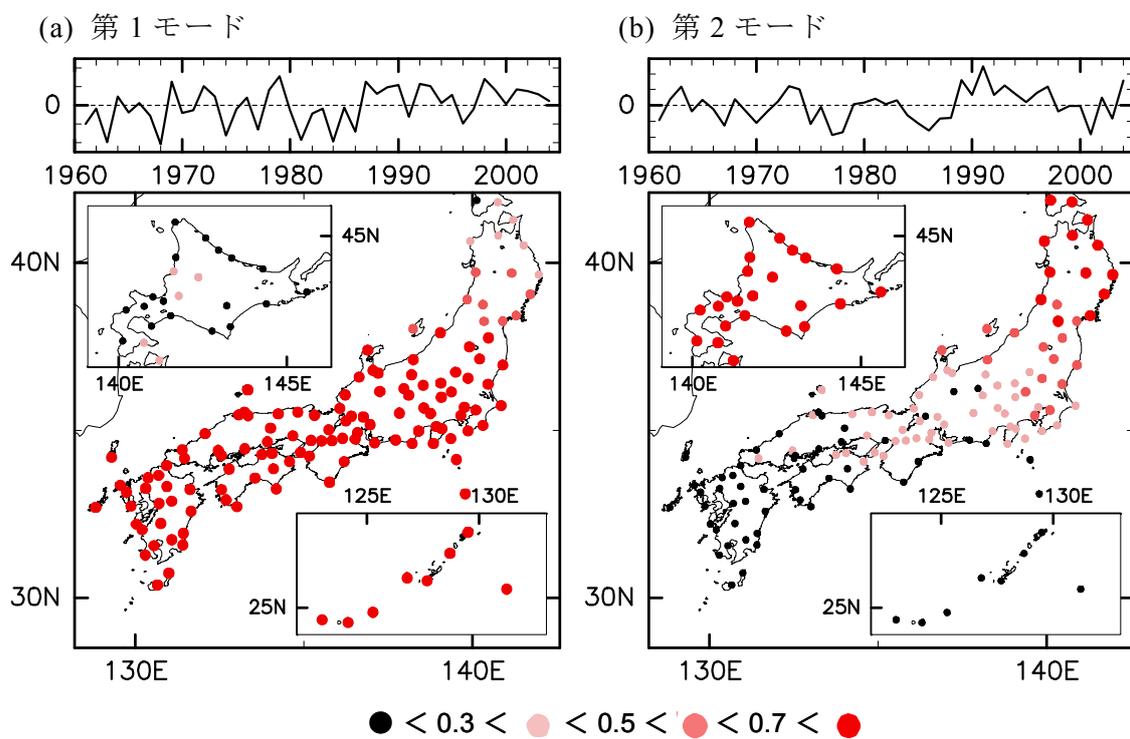


図 2.3. 日本の冬季（12月から2月）平均した地上気温の REOF 解析の上位 2 モード. (上図) 時係数, (下図) 時係数と各地の地上気温の相関係数, (a) 第 1 モード, (b) 第 2 モード.

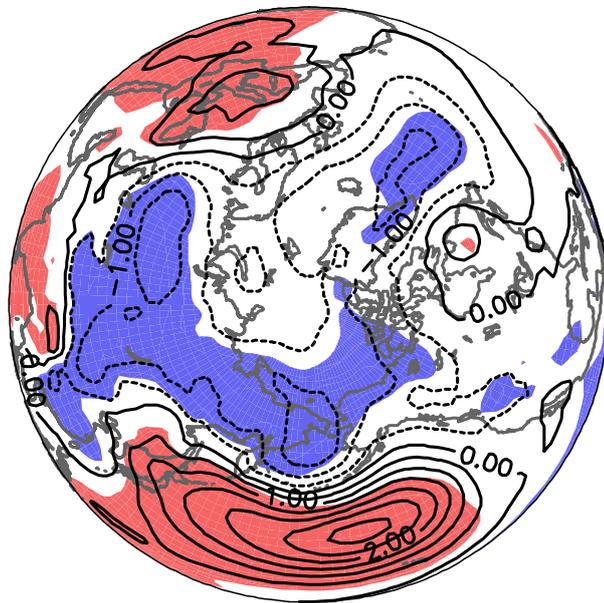
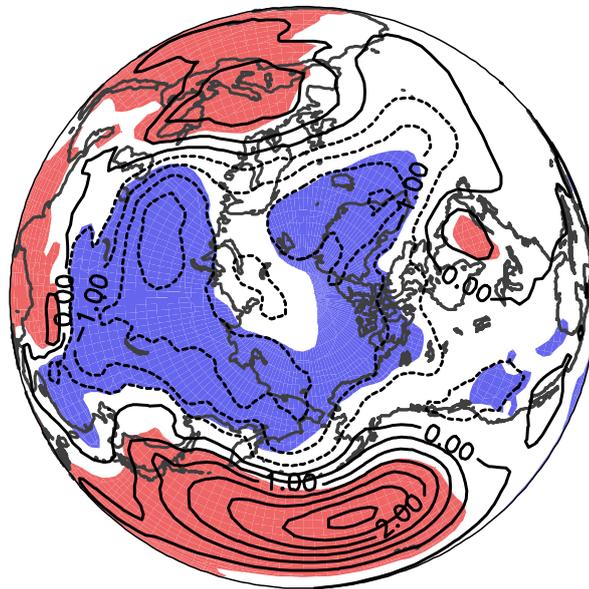


図 2.4. 第1モードに対する北半球海面気圧の回帰係数分布. 等値線間隔は0.5hPa, 破線は負の値を示す. 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10%で有意な領域を示す.



**図 2.5.** 日本の 57 地点の冬季地上気温と日本の 55 地点の冬季海面気圧の SVD 解析第 1 モードの地上気温の時係数に対する北半球海面気圧の回帰係数分布. 等値線間隔は 0.5hPa, 破線は負の値を示す. 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10%で有意な領域を示す.

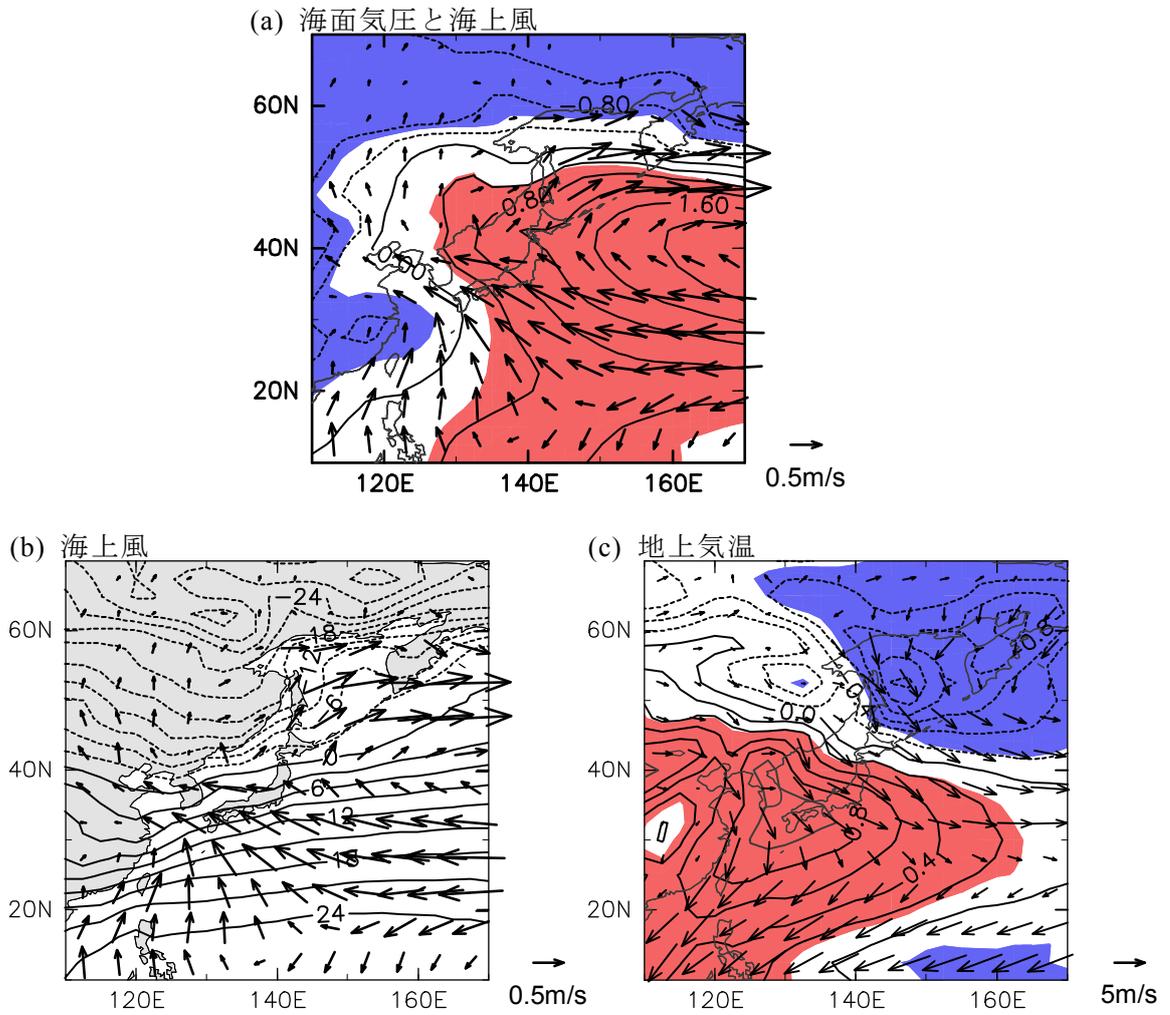


図 2.6. 第 1 モードに対する回帰係数分布. (a) 海面気圧の回帰係数 (等値線) と海上風の回帰係数 (矢印). 等値線間隔は  $0.4\text{hPa}$ , 破線は負の値を示す. 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10% で有意な領域を示す. (b) 海上風の回帰係数 (矢印) と地上気温の気候値 (等値線). 等値線間隔は  $2^{\circ}\text{C}$ . (c) 地上気温の回帰係数 (等値線) と海上風の気候値 (矢印). 等値線間隔は  $0.2^{\circ}\text{C}$ . 陰影部は地上気温の回帰係数が有意水準 10% で有意な領域を示す.

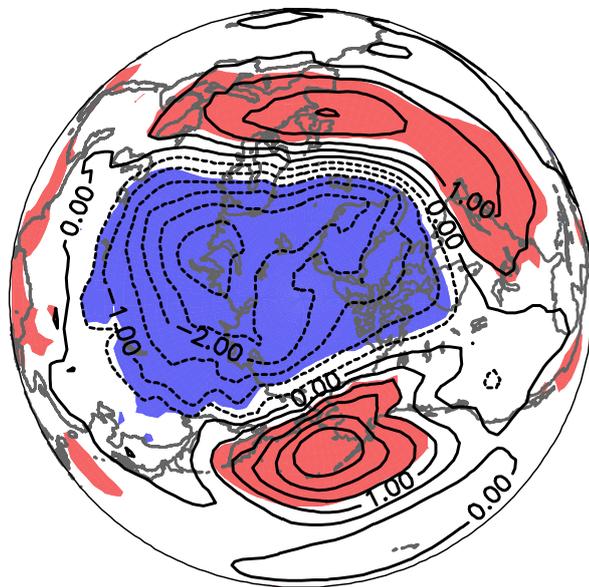


図 2.7. 図 2.4 と同様. ただし, 第 2 モードに対する回帰係数分布.

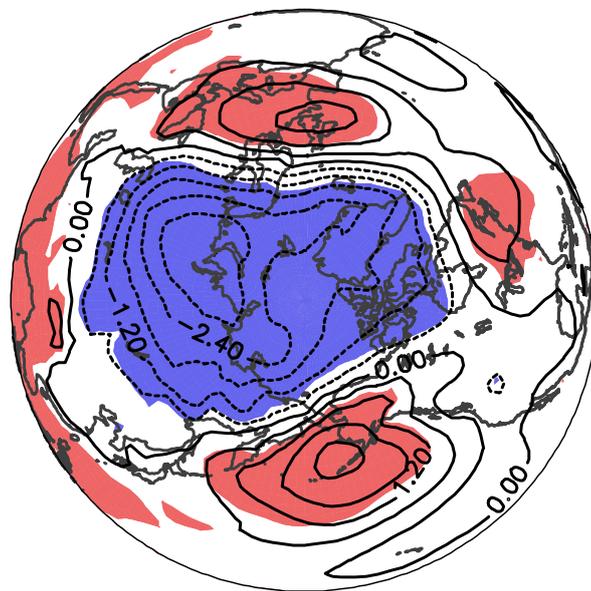


図 2.8. 図 2.5 と同様. ただし, 第 2 モードに対する回帰係数分布.

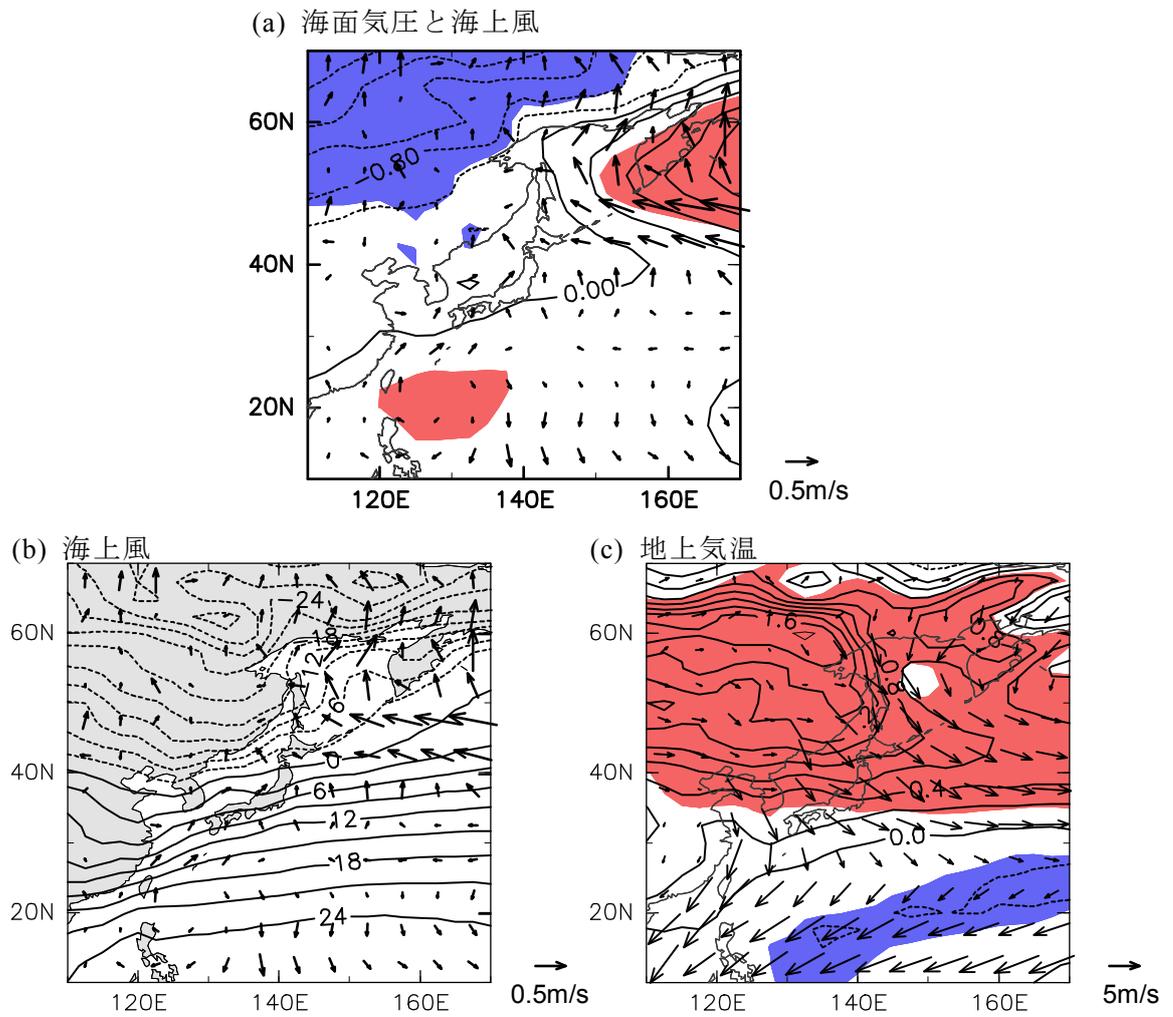


図 2.9. 図 2.6 と同様. ただし, 第 2 モードに対する回帰係数分布.

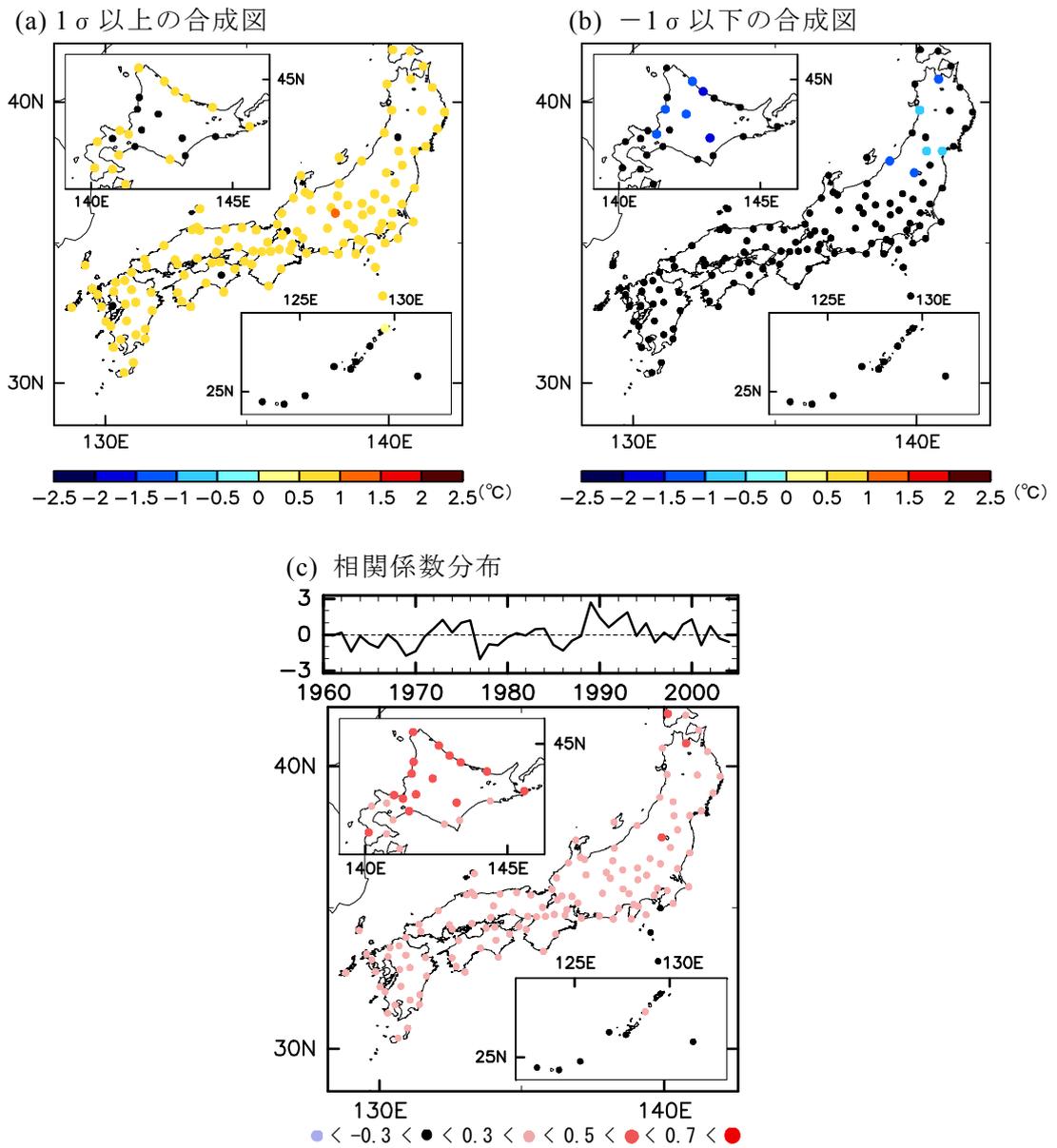


図 2.10. AO 指数に対する日本の冬季地上気温偏差の合成図と相関係数分布. (a)  $1\sigma$  以上の値をもつ事例の合成図, 色の付いた地点は 5% の有意水準で有意な地点, (b)  $-1\sigma$  以下の値をもつ事例の合成図, (c) AO 指数の時系列 (上) とその相関係数分布 (下).

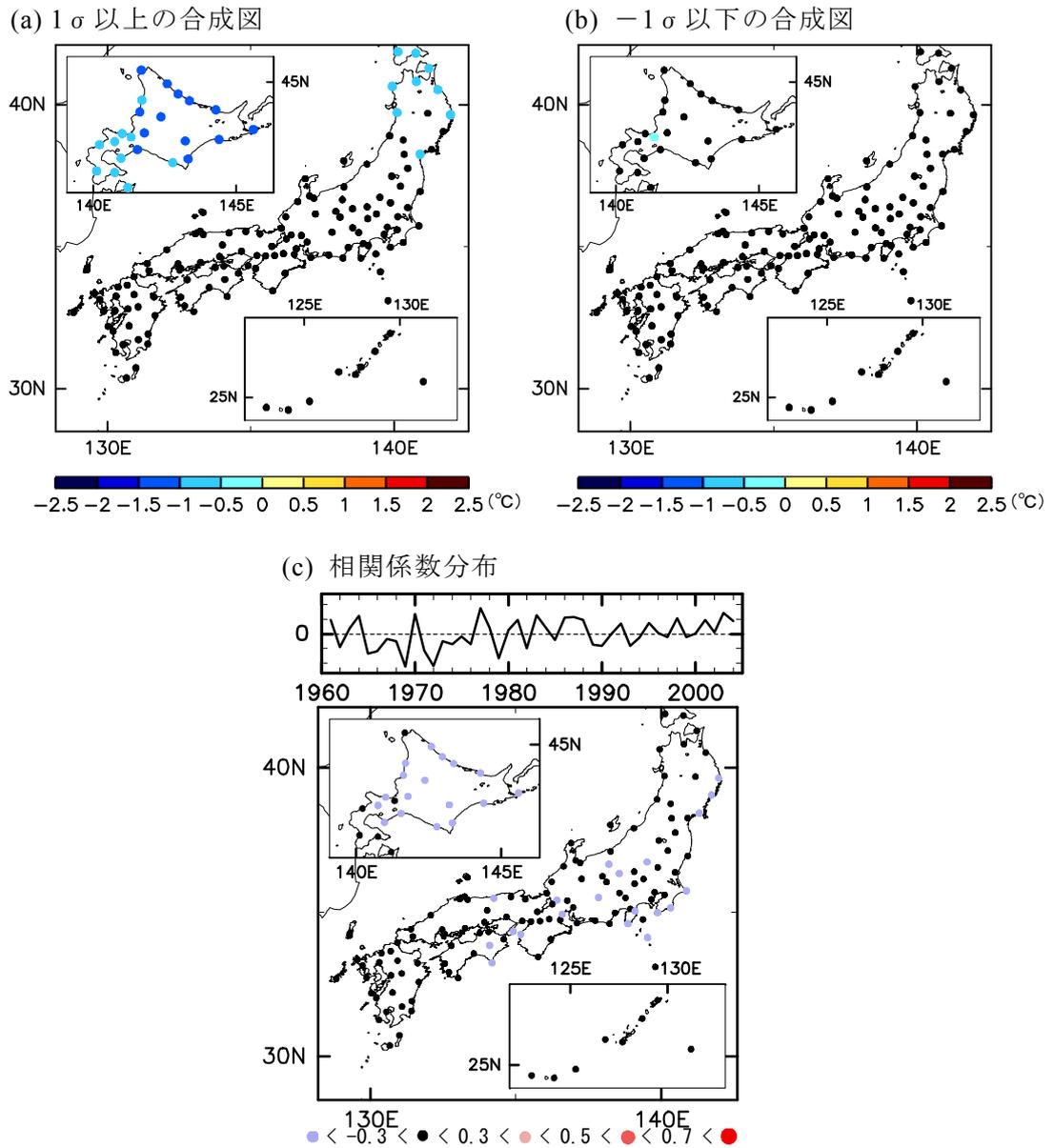


図 2.11 . 図 2.10 と同様. ただし, PNA 指数に対する日本の冬季地上気温偏差の合成図と相関係数分布.

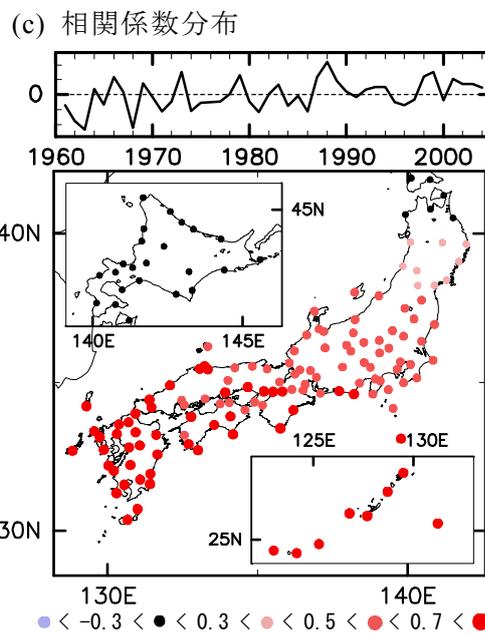
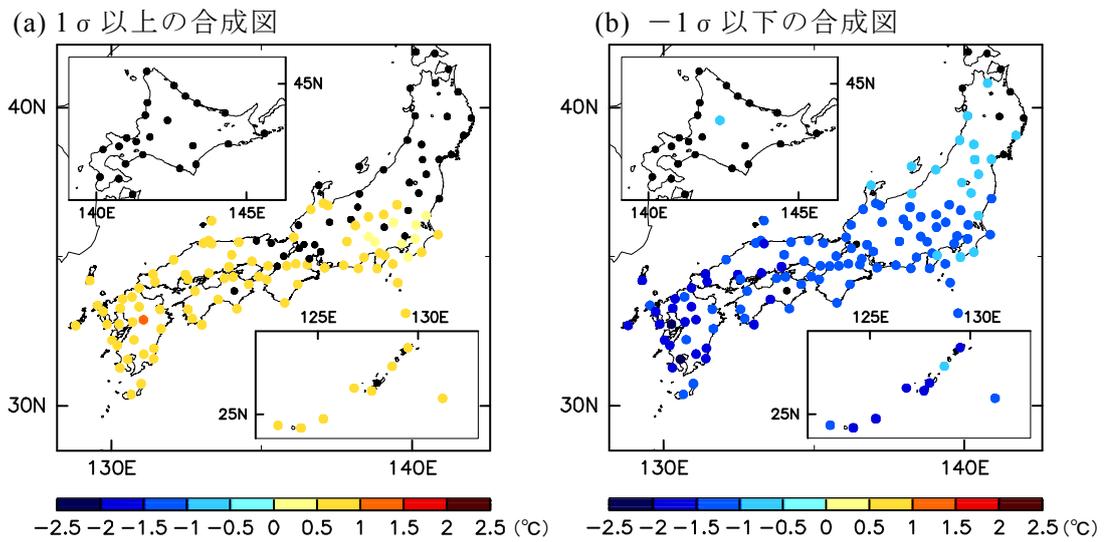


図 2.12. 図 2.10 と同様. ただし, WP 指数に対する日本の冬季地上気温偏差の合成図と相関係数分布.

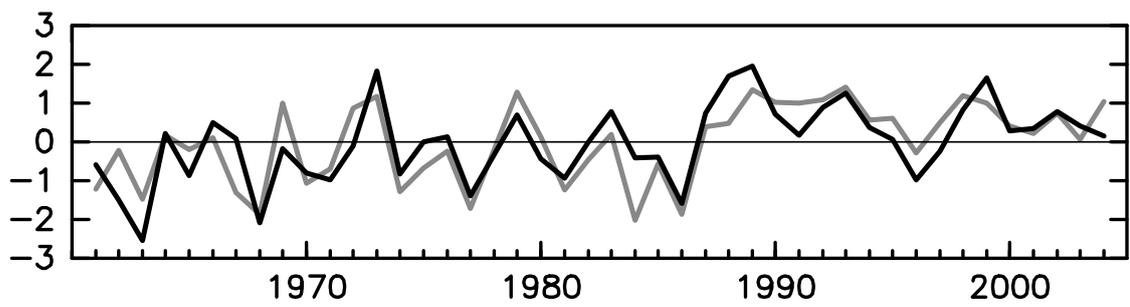


図 2.13. WP 指数と AO 指数に対する日本の冬季地上気温の重回帰モデル  
 (濃い線) と観測値 (薄い線).

## 第 3 章

### 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の大気大循環と日本の天候

#### 3.1 背景

日本の 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の天候は極端に異なる様相を示した。図 3.1a に示すように、「2005/06 年冬季（以下、2006 年冬季）」は 2005 年 12 月から全国的に気温が下がり、平年値から 3℃も低い、記録的な低温となり、また、豪雪ともなった。この状態は、1 月上旬まで続いた。一方、図 3.1b に示すように、「2006/07 年冬季（以下、2007 年冬季）」は 2006 年 12 月の中旬からほぼ全国的に気温が上がり、平年値から 2℃も高い状態となり、また、日本海側地域で記録的な少雪となった。この状態は、特に南西諸島を除く地域で 2 月下旬まで続いた。このような両年における天候の差異は、何によってもたらされたのであろうか。

日本の周辺の気候変動は大気大循環と密接に関連していることが知られている。大規模な気温場と大気循環場の経年変動に関して、いくつかの卓越変動が多くの研究で記述されてきた。Koide and Kodera (1999) は、30 年間における北半球冬季の 500hPa 面高度と全球地上気温（陸上気温と海面水温）場の特異値分解解析をおこなった。その結果、三つの相互関係の強いモードを見出し、第 1 モードは下部成層圏の極渦の変動、第 2 モードは PNA パターン (Wallace and Gutzler, 1981)、さらに第 3 モードは WP パターン (Wallace and Gutzler, 1981) と関連していることを示した。Koide and Kodera (1999) による下部成層圏の極渦の変動は、現在は AO モード (Thompson and Wallace, 1998) として知られている。本研究の第 2 章や安中・花輪 (2008) では、日本の気候変動に焦点を当てた解析をおこない、日本の冬季の天候の経年変動の支配的要因は、大気大循環の WP パターンと AO であることを示した。

一方、熱帯太平洋において、2005 年 12 月はラニーニャ現象、2006 年 12 月はエルニーニョ現象が生じていた (図 3.2)。ただし、2006 年 12 月のエルニーニョ現象は、気象庁の定義を満たさず、米国海洋大気庁の定義による。気象庁

では、エルニーニョ現象を Niño3 海域（北緯 5 度～南緯 5 度，西経 150 度～90 度）の海面水温の 5 ヶ月移動平均値の平年偏差が 0.5℃以上の月が 6 ヶ月以上継続した場合として定義しており，一方，米国海洋大気庁では，Niño3.4 海域（北緯 5 度～南緯 5 度，西経 170 度～120 度）の海面水温の 3 ヶ月移動平均値の平年偏差が 0.5℃以上であった場合として定義している．Horel and Wallace（1981）は，エルニーニョ／南方振動（El Niño / Southern Oscillation: ENSO）イベント時にはいくつか存在するテレコネクションパターンのうち WP パターンと PNA パターンが励起される傾向にあることを指摘した．また，Kodera（1998）は，PNA パターンと WP パターンの活動度はそれぞれの単体では ENSO サイクルと弱い相関しか見出せないものの，二つの活動度を組み合わせると強い相関が見出されることを示した．さらに，花輪（2001）は，ENSO イベント時には，PNA，WP，熱帯／北半球（Tropical / Northern Hemisphere: TNH; Mo and Livezey, 1986; Livezey and Mo, 1987）パターンの全部，あるいはそれらのいくつかは励起されることを指摘した．

そこで，本研究では，特に変動の大きかった 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の日本の天候に着目し，その変動の要因を大気大循環の観点から考察する．

第 3.2 節では本研究で用いたデータを説明し，第 3.3 節では 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の日本の天候を大気大循環や熱帯太平洋の変動との関係から解釈する．第 3.4 節では，本研究で着目するいくつかの大気大循環の変動パターンを用いて，両年 12 月の大気循環場の再現性を調べる．最後に，第 3.5 節で本研究の結果をまとめる．

### 3.2 データと手法

まず，2006 年冬季と 2007 年冬季の地上気温の推移を調べるために，日本の気象官署の 17 地点の日平均値を用いる．17 地点はそれぞれ，網走，根室，寿都，山形，石巻，伏木，長野，水戸，飯田，銚子，境，浜田，彦根，宮崎，多度津，名瀬，石垣島である．これら 17 地点は，気象庁により日本の年平均気温の平年差を調査する際に採用されているものである．これらの地点は，1901 年以降の移転などにもなう統計の切断による影響や都市化の影響，地理的分布を考慮して選ばれている．

また、日本の冬季地上気温の経年変動を調べるために、気象官署の 155 地点（図 3.3）の月平均地上気温を用いる。解析期間は、1951 年から 2007 年までの 51 冬季（前年 12 月から 2 月）とする。回転経験的直交関数（Rotated Empirical Orthogonal Function: REOF）解析には、解析期間中に欠測がなく、都市化の影響が小さいと考えられる人口 10 万以下の 51 地点（図 3.3）を使用する。REOF 解析とは、EOF 解析の一種であり、物理的解釈が簡単になるように、一つのモードが説明する変動域を局在化させる特徴をもつ（Richman, 1986）。本研究では、気候変動研究に広く適用されているバリマックス（Varimax）回転を用いて、全変動の 97.5%以上を説明する上位 10 モードを回転させる。

さらに、熱帯太平洋の経年変動を調べるために、英国のハドレーセンターによって作成された海面水温データセット（Hadley centre sea Ice and Sea Surface Temperature: HadISST; Rayner *et al.*, 2003）の月平均値を使用する。このデータセットは、1870 年から現在に至るまで、1 度×1 度の格子点間隔で用意されている。北半球中高緯度の大気大循環のデータとして、米国環境予測センター（NCEP）／米国大気研究センター（NCAR）再解析による 500hPa 高度の月平均値（Kalnay *et al.*, 1996）も用いる。このデータセットは、1948 年から現在に至るまで、2.5 度×2.5 度の格子点間隔で用意されている。また、ENSO の活動度をみるために、Niño3.4 指数と南方振動指数（Southern Oscillation Index: SOI）を用いる。さらに、大気大循環の卓越変動の活動度として、米国海洋大気庁により公開されている、北半球のテレコネクションパターン指数（Barnston and Livezey, 1987）や AO 指数（Thompson and Wallace, 1998; 2001）も使用する。

### 3.3 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の日本の天候の解釈

図 3.1a に示すように、2006 年冬季の厳冬は、12 月上旬から 1 月中旬までの約 40 日間の現象であった。このことから、2006 年冬季と 2007 年冬季における日本の天候の顕著な変動を解析対象として扱う場合、季節平均値ではなく月平均値をもとにした解析が必要である。そこで、本研究では月ごとのデータセットを用いて解析をおこなう。この節では、大気大循環や熱帯太平洋の変動の観点から、両年における日本の天候の変動要因を調べる。

### 3.3.1 日本の冬季の天候の経年変動の支配的要因

第2章や安中・花輪(2008)では、季節平均値を用いた解析により、北半球の大気大循環のWPパターンとAOが日本の冬季の天候の経年変動の支配的要因であることを指摘した。まず、それらの解析に倣い、日本の冬季の地上気温のREOF解析をおこなう。ただし、本研究では、季節平均値ではなく、季節内の変動を加味した前年12月から2月までの連続した3ヵ月の月平均値を新たに用いる。

図3.4は、第1モードおよび第2モードの時係数に対する各地の地上気温の相関係数の分布を示す。第1モードは東日本以西の地域を中心とする変動パターン、第2モードは北日本を中心とする変動パターンを示す。順に57.9%、30.8%の寄与率をもち、これら二つのモードにより全変動エネルギーの約90%が説明される。次に、これらのモードと大気大循環との関係を調べる。第2章や安中・花輪(2008)と同様に、第1モードはWPパターンと、第2モードはAOと良く対応していることが示される(図3.5)。実際、第1モードの時係数とWP指数、第2モードの時係数とAO指数の相関係数は、それぞれ0.51、0.44であり、有意水準5%で有意であった。

そこで、WPパターンとAOの活動度を調べることにより、2005年12月と2006年12月の日本の天候の解釈を試みる。図3.6に示すように、2005年12月はWP指数とAO指数ともに気温低下を示す負の値をとっているのに対して、2006年12月は両指数とも、気温上昇を示す正の値をとっていることがわかる。したがって、両年の日本の天候の差異には、WPパターンとAOが大きく関与していたことが示唆される。

### 3.3.2 ENSO時に励起されるテレコネクションパターン

一方、先に記述したように、2005年12月と2006年12月は、それぞれラニーニャ、エルニーニョの状態であった。エルニーニョ現象時には、東アジアの北西季節風は弱まり(例えば、Hanawa *et al.*, 1989)、日本周辺の海面水温は高くなるとともに(例えば、Hanawa *et al.*, 1988)、日本は暖冬傾向になる(宮崎, 1989; Xie *et al.*, 1999)。花輪(2001)では、ENSOイベント時には、WPとPNA、TNHの各テレコネクションパターンの全部あるいはそれらのいくつかが励起されることを示している。実際、ENSOの活動度を現すNiño3.4指数およびSOI

と WP, PNA, TNH の活動度指数とは、それぞれ統計的に有意な相関をもって  
いた(表 3.1). 2005 年 12 月と 2006 年 12 月では、ENSO イベントにともない、  
これらのどのパターンが励起されていたのであろうか. ここでは、WP と PNA,  
TNH の活動度を表す各テレコネクションパターン指数を用いて、両年の大気  
循環場の比較をおこなう. 表 3.2 に示すように、2005 年 12 月は WP 指数が-  
1.76 $\sigma$  ( $\sigma$  は標準偏差) の値をもち、ラニーニャ現象にともなって、負の WP  
パターンが励起されていたのに対して、2006 年 12 月は WP 指数と PNA 指数  
がそれぞれ 1.23 $\sigma$ , 1.68 $\sigma$  の値をもち、エルニーニョ現象にともなって、正の  
WP パターンと正の PNA パターンが励起されていた. このことから、先に記  
述したように、WP パターンが両年の日本の天候の差異をもたらしていたこと  
が示唆される. 一方、2006 年 12 月では、エルニーニョ現象にともない、正の  
PNA パターンも同時に励起されていた. 正の PNA パターンがアリューシャン  
低気圧を東偏・強化し、日本付近の北西季節風が弱化し、日本が暖冬傾向にな  
ることがこれまでに指摘されている(例えば、鳥羽(1996)). 2006 年 12 月の  
日本の暖冬に、PNA パターンも関与していたのであろうか.

エルニーニョ現象時に励起される正の PNA パターンが日本の冬の天候に影  
響しているか否かという問題を、より一般的に考察するために、まず、過去の  
ENSO イベント時の大気循環を調べる. 図 3.7 は、気象庁によって定義された  
ラニーニャ年やエルニーニョ年の 12 月における WP と PNA, TNH の各テレコ  
ネクションパターンの規格化された指数を示す. この図から、どのパターンが  
励起されるかは個々の ENSO イベントに強く依存していることがみてとれる.  
Koide (1998) や花輪 (2001) でも、個々の ENSO イベントによって、北半球  
冬季の中緯度の大気循環の様子にはかなりのばらつきがあることが指摘され  
ている. 日本の冬の気候との関係がこれまで指摘されてきた、ENSO イベント  
にともなって励起される WP パターンと PNA パターンの日本の気温偏差への  
影響を考察するために、ENSO イベント時の WP 指数と PNA 指数による日本  
の地上気温の合成図解析をおこなう. 具体的には、ラニーニャ時でかつ各指数  
の時系列の標準偏差 ( $\sigma$ ) を超える負の偏差をもつ年の合成図、さらにはエル  
ニーニョ時でかつ各指数の時系列の  $1\sigma$  を超える正の偏差をもつ年の合成図  
を作成した. また、より多くの事例を用いて統計的な有意性を議論するために、

ここでは1月と2月の事例も含めて解析をおこなった。

図 3.8a と図 3.8b は、それぞれ、ラニーニャ時でかつ WP 指数が  $-1\sigma$  以下の値を示した 15 事例 (1954.12, 1955.12, 1956.1, 1956.2, 1956.12, 1963.1, 1968.1, 1968.2, 1971.1, 1971.2, 1974.1, 1984.1, 1986.2, 1995.12, 2005.12) の合成図と、エルニーニョ時でかつ同指数が  $1\sigma$  以上の値を示した 8 事例 (1957.12, 1973.1, 1982.12, 1987.1, 1987.12, 1988.1, 2006.12, 2007.1) の合成図を示す。ラニーニャ時に負の WP パターンが卓越する場合には、北海道を除く地域で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以下の有意水準 5% で有意な気温低下がみられるのに対して、エルニーニョ時に正の WP パターンが卓越する場合には、本州で  $0.5^{\circ}\text{C}$  以上の有意な気温上昇がみられる。一方、図 3.8c と図 3.8d は、それぞれ、ラニーニャ時でかつ PNA 指数が  $-1\sigma$  以下の値を示した 13 事例 (1951.2, 1955.2, 1955.12, 1956.1, 1956.2, 1964.12, 1968.1, 1971.1, 1971.12, 1972.1, 1976.2, 1984.12, 1989.2) の合成図と、エルニーニョ時でかつ同指数が  $1\sigma$  以上の値を示した 13 事例 (1963.12, 1969.12, 1977.1, 1977.2, 1983.1, 1983.2, 1986.12, 1988.2, 1992.1, 1997.12, 2002.12, 2003.1, 2006.12) の合成図を示す。ラニーニャ時に負の PNA パターンが卓越する場合とエルニーニョ時に正の PNA パターンが卓越する場合ともに、有意な気温変動は認められない。これらのことから、ENSO イベント時に WP パターンが励起されることが日本の天候にとって重要となることがわかる。

この節をまとめると、2005 年 12 月と 2006 年 12 月の両年の日本の天候の差異には、WP パターンと AO が大きく関与していたことが示唆された。さらに、ENSO イベント時にみられる三つのテレコネクションパターンのうち、WP パターンが励起されることが日本の天候にとって重要となることが示された。気象庁 (2007) では、両年の天候の差異の主要因として、AO の活動にともなった寒気の振る舞いと ENSO イベントにともなった暖気の振る舞いの二つを挙げている。表現は異なるものの、気象庁による解釈は本研究の結果と矛盾していない。

### 3.4 テレコネクションパターンによる 500hPa 面高度の再現性

3.3 節では大気循環場の変動を理解するために、ENSO イベント時に励起される大気大循環の WP, PNA, TNH の各テレコネクションパターンと、日本の冬季の天候の経年変動の支配的要因の一つである AO を加えた四つのパターンに着目し、それらの活動度指数を 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の両年で比較考察した。ここでは、本研究の観点の妥当性を調べるために、四つの各指数に対する 500hPa 面高度の回帰係数を重ね合わせることにより、2005 年 12 月と 2006 年 12 月の両年の 500hPa 面高度を再現することを試みる。図 3.9 は、再現された高度場と元の観測の高度場、ならびにその後者から前者を差し引いた残差場を示す。再現された高度場と観測の高度場との空間相関係数は、2005 年 12 月では 0.87、2006 年 12 月では 0.84 を示す。さらに、両年の残差場には、組織だったパターンがみられない。これらのことから、観測の高度場の主要な構造が、着目した三つのテレコネクションパターンと AO によりほぼ説明されることが示される。すなわち、本研究の観点の妥当性が裏付けられる。

3.3 節で日本の冬の天候への影響が小さいことが示された ENSO イベント時の PNA パターンは、2005 年 12 月と 2006 年 12 月の両年の大気循環場においてどのように位置づけられるのであろうか。このことについて考察するために、PNA パターンを除いた WP, TNH, AO の三つのパターンを用いて、同様に両年の 500hPa 面高度の再現を試みる。再現された高度場と観測の高度場との空間相関係数は、2005 年 12 月では 0.78、2006 年 12 月では 0.39 を示すことから、特に 2006 年 12 月において、北太平洋西部の大気循環場への PNA パターンの寄与が大きかったことがわかる。したがって、PNA パターンは両年の日本の天候に差異をもたらした主要因ではなかったものの、両年の北太平洋西部の大気循環場の構成要素として重要であったことがわかる。

### 3.5 まとめ

この章では、約 20 年ぶりの大寒冬を記録した 2005 年 12 月と、記録的な暖冬を経験した翌年の 2006 年 12 月の日本の天候の差異の要因を、大気大循環の観点から理解することを目的とした。熱帯太平洋において、2005 年 12 月はラニーニャ現象、2006 年 12 月はエルニーニョ現象が生じていた。このことから、

ENSO イベント時に励起される大気大循環の三つのテレコネクションパターン（WP・PNA・TNH）と、さらに日本の冬季の気候の経年変動の支配的要因として第2章で論じたAOを加えた四つのパターンに着目し、それらの活動度指数を両年で比較考察した。その結果、特にWP指数とAO指数が、2005年12月は日本に気温低下をもたらす負の値を、逆に2006年12月は日本に気温上昇をもたらす正の値をとっていたことがわかった。すなわち、両年の日本の天候の差異には、WPパターンとAOの活動度の違いが重要であり、二つのパターンが重なり合った結果、気温低下もしくは上昇をもたらす大気循環場になっていたことが示された。さらに、本研究の観点の妥当性を確かめるために、ここで用いた四つのパターンの各活動度指数に対する500hPa面高度場の線形回帰成分を重ね合わせることにより、両年12月の観測された500hPa面高度場の再現性を調べた。その結果、これら四つのパターンの組合せにより、北太平洋西部の大気循環場がほぼ再現できることが示された。この結果は、北半球冬季にみられる他のテレコネクションパターンの北太平洋西部への影響があまりなかったことも同時に示している。

表 3.1. 各指数間の相関係数. 解析期間は 1951 年から 2007 年までの 57 冬季.  
星印は有意水準 5% で有意なものを示す.

	WP	PNA	TNH	AO	SOI	Niño3.4
WP	1	0.17	-0.06	0.12	*-0.38	*0.45
PNA		1	0.05	-0.17	*-0.35	*0.39
TNH			1	*0.27	*0.32	*-0.35
AO				1	0.06	-0.14
SOI					1	*-0.9
Niño3.4						1

**表 3.2.** 2005 年 12 月と 2006 年 12 月の各指数の比較. 1951 年から 2006 年までの気候値を用いて規格化したものを示す.

	WP	PNA	TNH
2005.12	-1.76	1.22	-0.16
2006.12	1.23	1.68	0.53

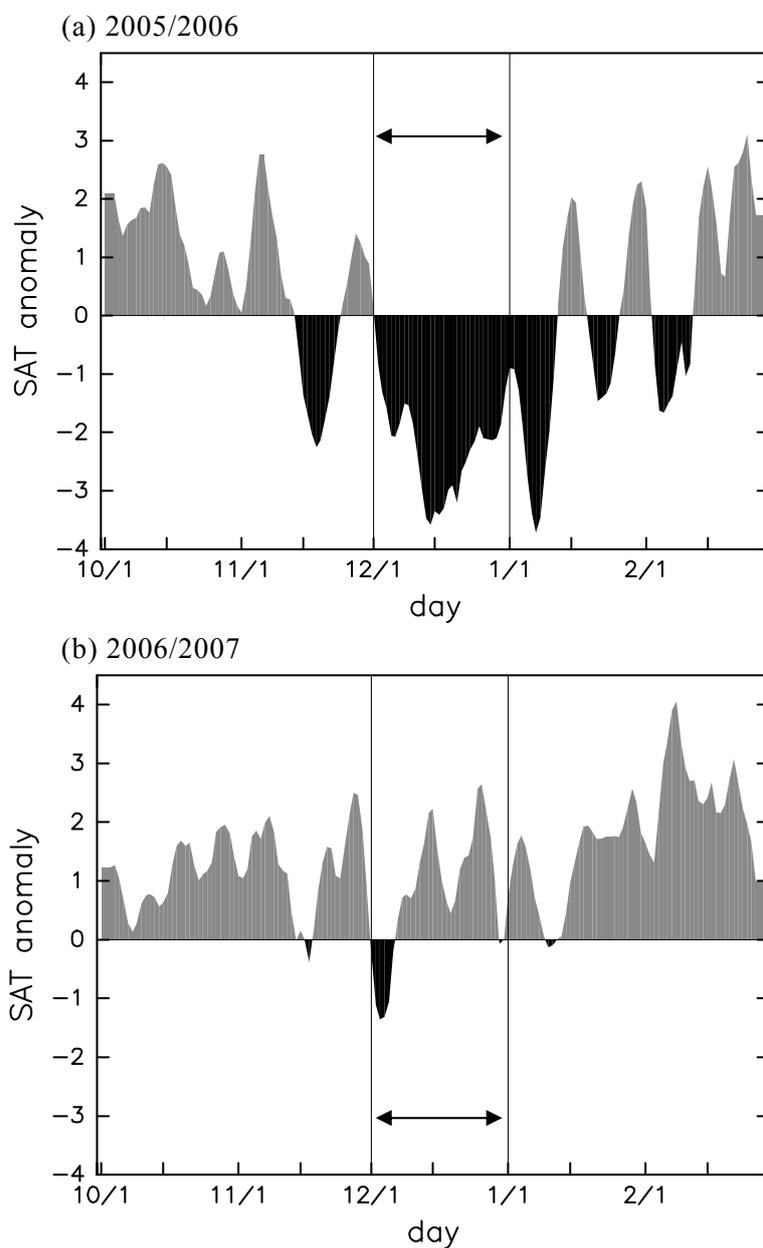
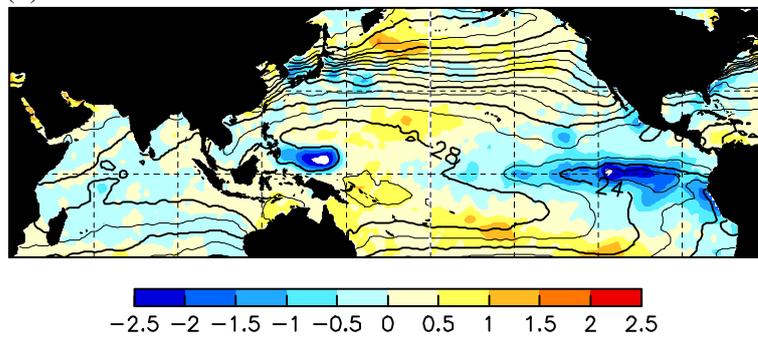


図 3.1. 日本の気象官署 17 地点で平均した地上気温の時系列 (地点は本文を参照).  
 気候値は 1971 年から 2000 年までとする. (a) 2005 年 10 月 1 日から 2006 年  
 2 月 28 日までの期間, (b) 2006 年 10 月 1 日から 2007 年 2 月 28 日までの期間.

(a) 2005 年 12 月



(b) 2006 年 12 月

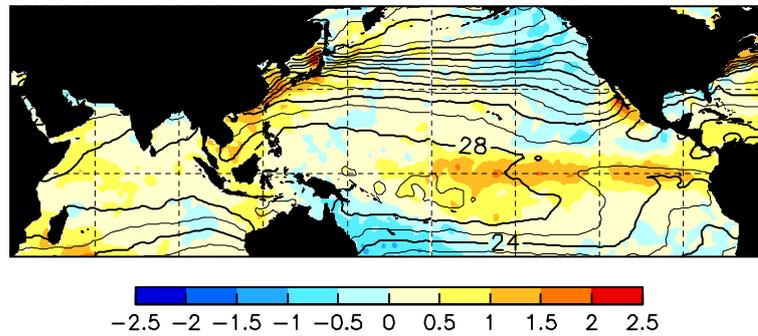


図 3.2. 海面水温（等値線）とその気候値からの偏差. (a) 2005 年 12 月, (b) 2006 年 12 月. 等値線間隔は  $2^{\circ}\text{C}$ , 気候値は 1971 年から 2000 年までとする.

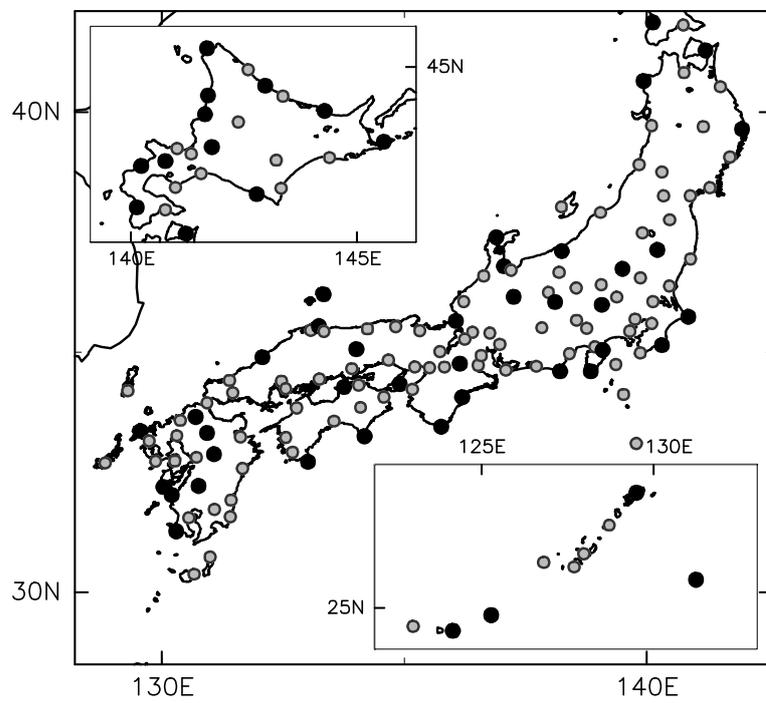
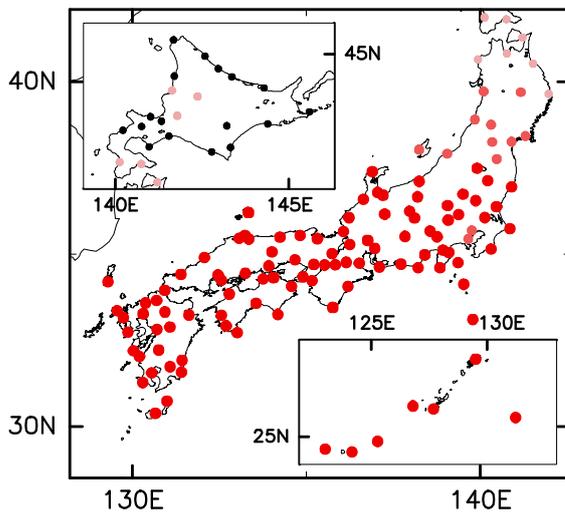
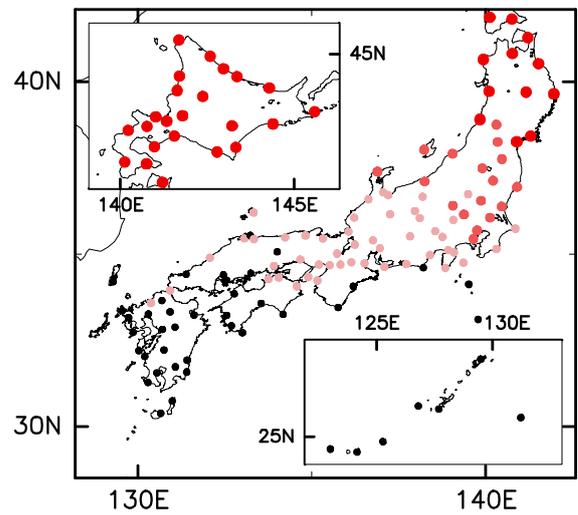


図 3.3. 解析に使用した日本の気象官署 155 地点. 黒丸は REOF 解析で用いる 51 地点を示す.

(a) 第1モード



(b) 第2モード



●  $< 0.3 <$  ●  $< 0.5 <$  ●  $< 0.7 <$  ●

図 3.4. 日本の冬季（12月から2月）の月ごとの地上気温の REOF 解析上位2モードに対する相関係数分布. (a) 第1モード, (b) 第2モード.

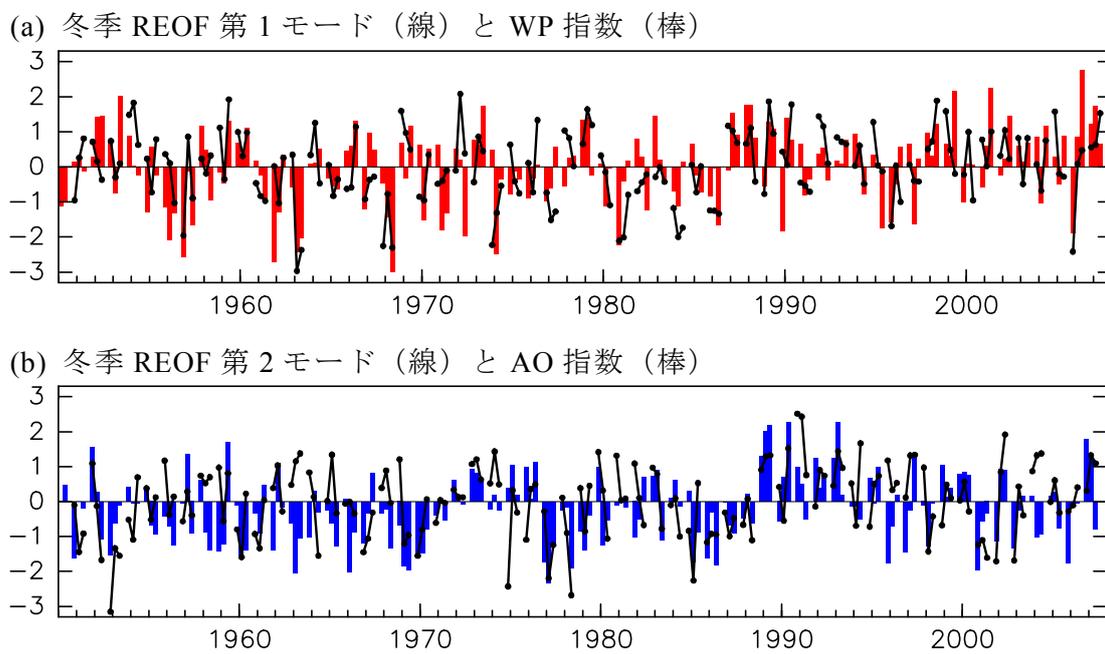


図 3.5. 日本の冬季 (12 月から 2 月) 地上気温の REOF 解析上位 2 モードの時係数. (a) 第 1 モードの時係数 (線) と WP 指数 (棒), (b) 第 2 モードの時係数 (線) と AO 指数 (棒).

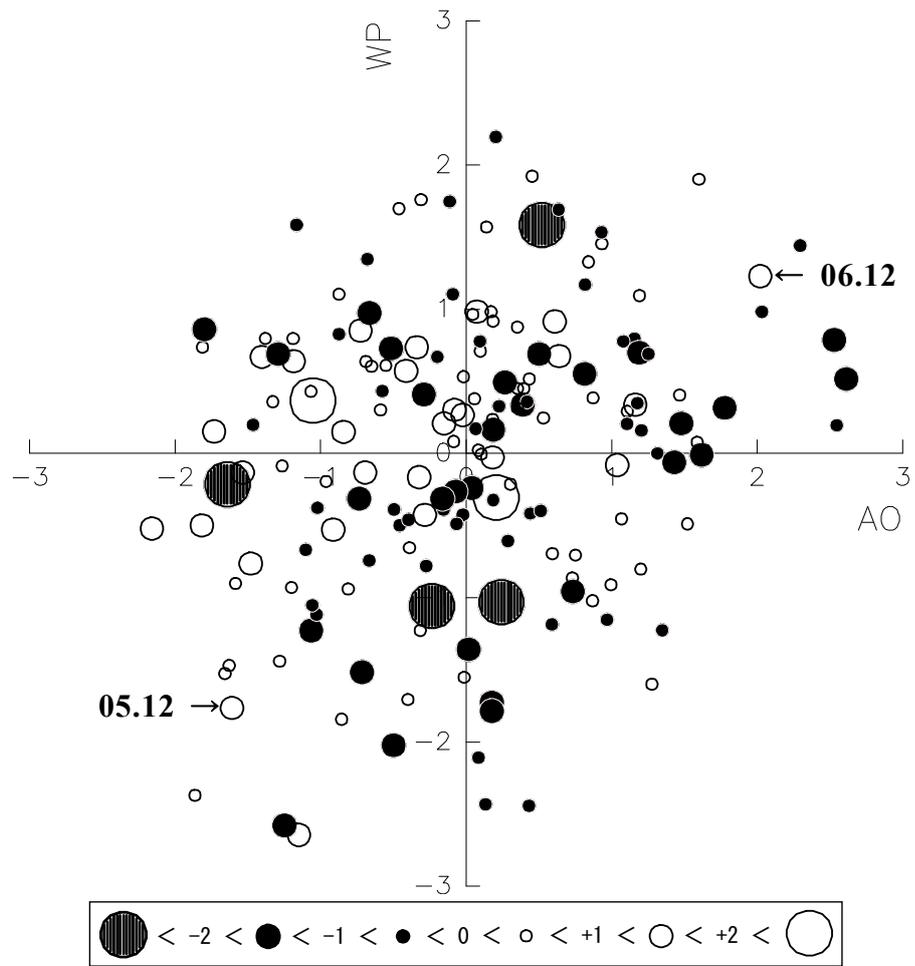


図 3.6. 冬季（12月から2月）の各月の WP 指数と AO 指数の散布図．丸の大きさは PNA 指数の大きさを示す．白丸（黒丸）は正（負）の値を示す．

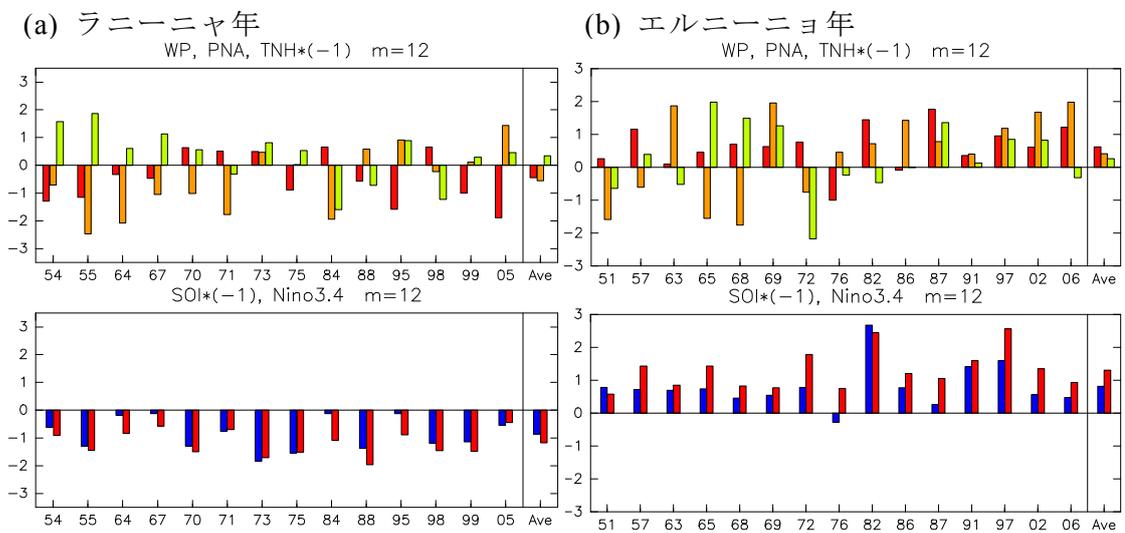


図 3.7. 規格化した各指数. (上図) WP パターン (赤), PNA パターン (橙), TNH パターン (緑), (a) ラニーニャの 12 月, (b) エルニーニョの 12 月. (下図) 上図と同じ. ただし, SOI (青) と Niño3.4 指数 (赤).

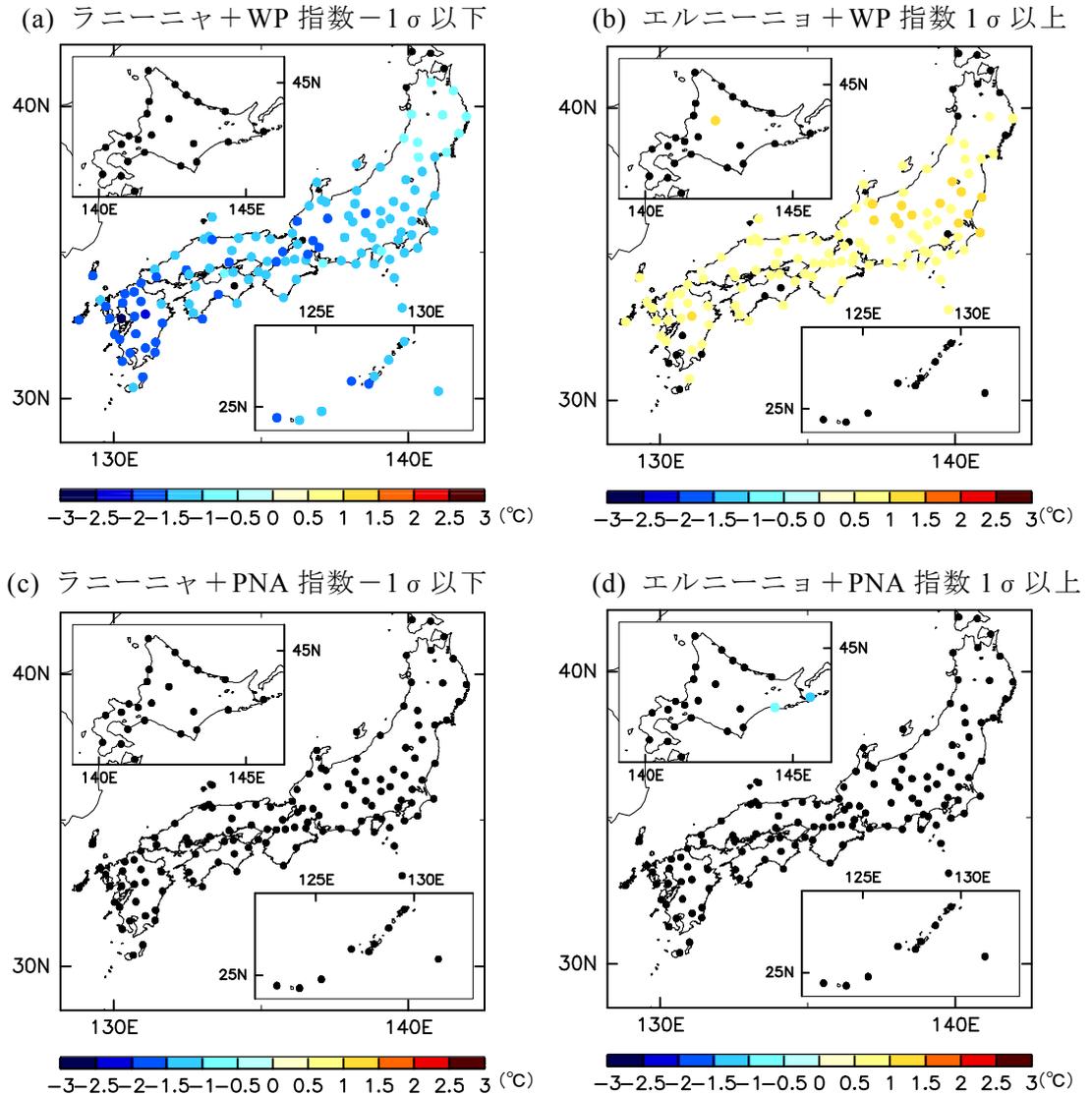
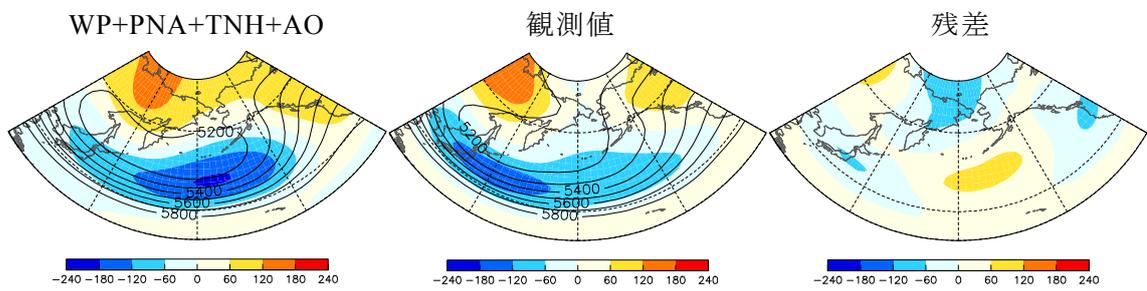


図 3.8. ENSO イベント時の WP 指数および PNA 指数に対する日本の冬季（12 月から 2 月）地上気温偏差の合成図. (a) ラニーニャ時でかつ WP 指数が $-1\sigma$  以下の値をもつ事例, 色の付いた地点は5%の有意水準で有意な地点, (b) エルニーニョ時でかつ WP 指数が $1\sigma$  以上の値をもつ事例, (c) ラニーニャ時でかつ PNA 指数が $-1\sigma$  以下の値をもつ事例, (d) エルニーニョ時でかつ PNA 指数が $1\sigma$  以上の値をもつ事例.

(a) 2005 年 12 月



(b) 2006 年 12 月

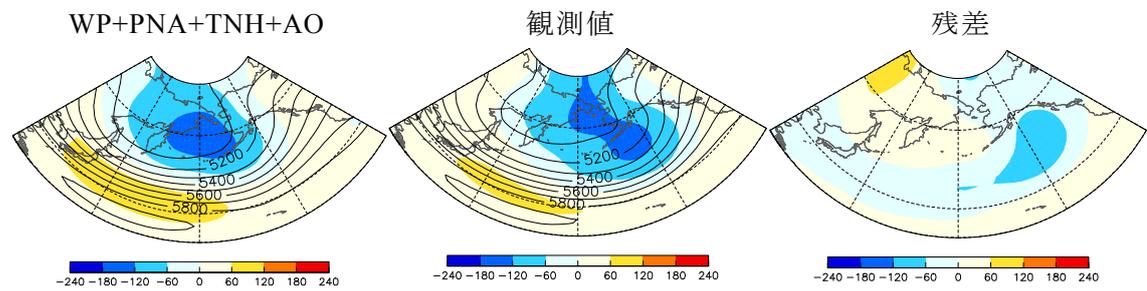


図 3.9. 500hPa 等圧面高度場. (左図) WP, PNA, TNH パターンと AO の各指数を用いて再現した場, (中図) 観測値, (右図) 観測値から再現した場を差し引いた残差場, (a) 2005 年 12 月, (b) 2006 年 12 月.

## 第 4 章

### 日本の夏季地上気温の卓越変動と夏季の大気大循環との関係

#### 4.1 背景

日本およびその周辺地域に冷夏／暑夏をもたらす要因として、小笠原高気圧、オホーツク海高気圧、チベット高気圧の変動が挙げられる。北日本の冷夏は、オホーツク海上のブロッキング高気圧（オホーツク海高気圧）の停滞により冷涼な北東気流（ヤマセ）が長期間吹き続けることで生じやすいことが指摘されてきた（例えば、工藤，1984; Ninomiya and Mizuno, 1985a）。逆に、日本付近の亜熱帯高気圧である小笠原高気圧や、対流圏上層のチベット高気圧が発達すると、日本は暑夏になることが知られている。

日本周辺の気候変動は大気大循環と密接に関連している。球面上の定在ロスビー波の伝播として解釈されるテレコネクションの概念（Hoskins and Karoly, 1981; Horel and Wallace, 1981）が適用されて以来、日本の夏季の気候の経年変動に関連する大気大循環のいくつかの卓越変動パターンがこれまで示されてきた。主なテレコネクションパターンとして、西部熱帯太平洋からの波列パターン（例えば、Nitta, 1987）、チベット高原上空を横切る波列パターン（Krishnan and Sugi, 2001; Wu and Wang, 2002; Enomoto et al., 2003）、ユーラシア北部を横切る波列パターン（Wang, 1992; Wang and Yasunari, 1994; Nakamura and Fukamachi, 2004）などが指摘されている。近年、Wakabayashi and Kawamura（2004）は、これらのパターンが見出された領域に着目し、再解析データから求めた流線関数偏差に経験的直交関数（Empirical Orthogonal Function: EOF）解析を適用して、東アジアの夏季の気候に関連する四つのテレコネクションパターンを同定した（図 4.1）。すなわち、ヨーロッパ - 日本（Europe-Japan: EJ）1 パターン、EJ2 パターン、西アジア - 日本（West Asia-Japan: WJ）パターン、太平洋 - 日本（Pacific-Japan: PJ）パターンである。EJ1、EJ2 パターンは、ユーラシア北部上空で卓越するパターンであり、オホーツク海高気圧の変動と関係している。WJ パターンは、西アジアから北太平洋中央部にかけての対流圏

上層亜熱帯ジェットに沿った定在的な波列パターンであり，Enomoto *et al.* (2003) のシルクロードパターンと類似するものである．PJ パターンは西部熱帯太平洋からの波列パターンであり，Nitta (1987) により初めて命名されたものである．

一方，日本の夏季の気候の卓越変動についてもこれまでいくつかの研究がおこなわれてきた．三上 (1975) や Ninomiya and Mizuno (1985a) は，EOF 解析を用いて，日本の夏季地上気温の二つの卓越変動を抽出した．第 1 モードは，全国一様に変動するパターンであり，第 2 モードは，日本の北側と南側で逆符号に変動するパターンであった．藤部 (1989) は，東日本の月平均気温の 10 年の周期成分について回転 (Rotated) EOF (REOF) 解析をおこない，第 1 モードは本州東海岸，第 2 モードは北海道で卓越するパターンであることを示した．さらに，近年，Yasunaka and Hanawa (2006) は，日本の夏季地上気温の REOF 解析をおこない，第 1 モードは本州の変動パターンであり，近年，Wakabayashi and Kawamura (2004) により定義された WJ パターンと関連すること，さらに第 2 モードは北日本の変動パターンであり，PJ パターンと関連することを指摘した．

これまで，ユーラシア北部上空で卓越するパターン (EJ1, EJ2) が 1993 年や 2003 年などの日本の大冷夏と関係することが Nakamura and Fukamachi (2004) などにより指摘されてきたものの，日本の気候への影響の定量的な評価はなされていない．これまでの研究では大気大循環に主眼を置いた記述がほとんどであり，逆に日本の気候のほうに主眼を置いた記述をおこなうことにより，日本の気候にとっての EJ1, EJ2 パターンの相対的な重要性が評価可能となる．このような観点から解析をおこなった Yasunaka and Hanawa (2006) の結果からは，日本の夏季地上気温の主要なモードに EJ1, EJ2 パターンとの関連は認められなかった．しかしながら，第 1 モードに気温の上昇トレンドが含まれていたことやこれらのテレコネクションパターンと関連するオホーツク海高気圧の変動が主に北日本や東日本の気候に影響することを加味し，時間スケールや対象領域をさらに限定した上で日本の気候に主眼を置いた記述をおこなえば，これらのテレコネクションパターンの日本の気候への寄与がより明瞭になることが期待される．

そこで、本研究では、日本の夏季地上気温の時間スケールと領域を独自に絞り、その卓越変動を抽出することにより、日本の夏季の気候と大気大循環との関係をさらに理解することを目的とする。

4.2 節では、本研究で用いたデータと解析手法について説明する。4.3 節では、スペクトル解析を用いて、日本の四つの地域（北日本、東日本、西日本、南西諸島）ごとの夏季地上気温変動の時間特性を調べる。4.4 節では、REOF 解析を用いて日本の夏季地上気温の卓越変動を抽出し、4.5 節で、その卓越変動に関係する大気大循環の変動を調べる。4.6 節では、大気大循環のいくつかの卓越変動パターンによる日本の夏季地上気温変動の再現性を考察する。最後に、4.7 節で、本研究の結果をまとめる。

## 4.2 データと手法

日本の夏季地上気温の経年変動を調べるために、全国の気象官署 155 地点（図 4.2）の月平均気温、月平均海面気圧を用いる。解析期間は、1961 年から 2004 年までの 44 夏季（6 月から 8 月）とする。REOF 解析には、南西諸島を除く、解析期間中に欠測がなく、都市化の影響が小さいと考えられる人口 10 万以下の 52 地点（図 4.2）を使用する。南西諸島を除く理由に関しては 4.3 節で記述する。REOF 解析とは、EOF 解析の一種であり、物理的解釈が簡単になるように、一つのモードが説明する変動域を局在化させる特徴をもつ（Richman, 1986）。本研究では、気候変動研究に広く適用されているバリマックス（Varimax）回転を用いて、全変動の 98.0%以上を説明する上位 10 モードを回転させる。

また、日本の気候と大気大循環との関係を調べるために、北半球の大気循環場のデータとして、ヨーロッパ中期気象予報センター（ECMWF）の再解析データ（ERA40; Uppala *et al.*, 2005）の月平均の海面気圧、等圧面高度および海上風を使用する。なお、米国環境予測センター（NCEP）／米国大気研究センター（NCAR）再解析による同様のデータ（Kalnay *et al.*, 1996）を用いた場合でも、4.5 節と同様の結果が得られることは確認している。さらに、Wakabayashi and Kawamura（2004）による東アジアの天候に関連する四つのテレコネクションパターン指数（WJ・PJ・EJ1・EJ2）を用いる。ERA40 が 2002 年 8 月まで

提供されていることから、解析期間は、1961年から2002年までの42夏季とする。

#### 4.3 日本の夏季地上気温のスペクトル

日本の夏季地上気温の変動の時間特性を調べるために、日本の夏季の地上気温に対するスペクトル解析をおこなう。図4.3は、気象庁の区分による日本の四つの地域（北日本、東日本、西日本、南西諸島）における地上気温偏差のパワースペクトルを示す。南西諸島を除く三つの地域で類似した傾向がみられ、7から9年のスペクトルギャップより短周期の成分で3から4年、6年の類似した周期性が認められる。この6年の周期性は、Kurihara (2003)により指摘された近年の北日本の夏季地上気温の準6年周期変動や、Kanno (2004)による夏季の稚内と仙台の気圧差における5年周期変動に対応する。一方、南西諸島では、統計的な有意性は議論できないものの、2から4年にパワースペクトルのピークが認められる。南西諸島は日本の最も南に位置する地域であり、エルニーニョ／南方振動 (El Niño / Southern Oscillation: ENSO) 現象など、熱帯のより短周期の変動との関係が示唆される。また、特に北日本において約10年周期の変動が認められる。西森 (1999)により、北日本の夏の気候は約10年の周期をもつオホーツク海高気圧の盛衰に影響されることが指摘されており、北日本の地上気温の約10年周期の変動は、オホーツク海高気圧と関連しているが示唆される。

南西諸島のより短周期の変動や北日本の約10年周期の変動は、それ自体興味深いものであり、今後の課題である。本研究では、日本の夏季地上気温においてより組織立ってみられる、南西諸島を除く地域の7から9年よりも短い周期帯の変動に着目し、その大気大循環との関係を調べる。再帰型バターワースフィルタを用いて、カットオフ周波数を8年とし、全てのデータセットから長周期成分を除去した。

#### 4.4 日本の夏季地上気温の卓越変動

日本の夏季地上気温の卓越変動を抽出するために、6月から8月までの夏季平均した地上気温に対するREOF解析をおこなう。図4.4は、第1モードから

第3モードまでの時係数と、それらに対する各地の地上気温の相関係数の分布を示す。第1モードは西日本を中心とする変動パターンであり、第2モードは北日本を中心とする変動パターン、第3モードは東日本を中心とする変動パターンである。寄与率は、それぞれ36.6%、33.5%、20.7%を示し、これら三つのモードにより、全変動エネルギーの約90%が説明される。第1モードの変動パターンは、Yasunaka and Hanawa(2006)のREOF解析第1モードや藤部(1995)の日照時間のREOF解析第3モードに似ている。第2モードの変動パターンは、Yasunaka and Hanawa(2006)のREOF解析第2モードに類似している。第3モードの変動パターンはどの研究によってもこれまでに見出されていないものである。大冷夏として知られる1993年や2003年には、第2モードと第3モードの時係数が大きな正の値を示すことから、日本の夏季地上気温におけるこれらのモードの重要性が示唆される。これらのモードと対応する大気循環場の変動については次節で扱う。

夏季平均値の解析から得られたモードがどの月において卓越するのかを調べるために、5月から9月までの各月の地上気温に対するREOF解析をおこなった。その結果、特に7月と8月において、夏季平均のものとよく似た変動パターンを示していた。それらの月のREOF解析上位3モードの時係数と夏季平均値の解析の上位3モードの時係数との相関はそれぞれ有意水準5%で有意であり(表4.1)、説明する変動の割合もよく対応していた。したがって、夏季平均値に対して得られた結果は、夏季の7月と8月について成り立っていると考えられる。ただし、8月の第1モードは北日本を中心とする変動パターン、第2モードは西日本を中心とする変動パターンであり、それぞれ夏季の第2モード、第1モードとよく対応していた。

#### 4.5 日本の夏季地上気温の卓越変動と夏季の大気大循環との関係

この節では、4.4節で記述された各モードの時係数と日本周辺の海面気圧、海上風、日照時間や、より広域の等圧面高度との回帰分析をおこない、日本の夏季地上気温の卓越変動に対応する大気循環場の変動を記述する。1993年や2003年などの大冷夏との関連が示唆される第2モードと第3モードから順に記述する。

#### 4.5.1 第2モードと第3モード

図 4.5 は、第 2 モードと第 3 モードの各時係数に対する日本周辺の海面気圧および海上風の回帰係数の分布（回帰図）を示す。海面気圧は、二つのモードともに、オホーツク海上で正の値を示し、それにともない、海上風は北日本から東日本にかけて北東風偏差を示す。この北東風偏差は、地上気温の気候値の等値線に直交する成分をもち、寒気の流入強化を示す（図 4.6）。すなわち、オホーツク海高気圧の変動にともなった冷涼な北東気流（ヤマセ；例えば、工藤, 1984; Ninomiya and Mizuno, 1985a, b）による温度移流の効果により、これらのモードの気温偏差がもたらされていることが示唆される。日照時間の回帰図（図 4.7）も、北日本や東日本で負の値を示しており、ヤマセ時にしばしばみられる下層雲や前線による寡照の効果によりこの地域の負の気温偏差が強化されていることが示唆される。

図 4.8 は、第 2 モードの各時係数に対するユーラシア大陸から北太平洋にかけての 850hPa 面高度、500hPa 面高度、200hPa 面高度の回帰図を示す。850hPa 面高度の回帰図に着目すると、北緯 20 度付近で正、日本付近で負、オホーツク海付近で正の値を示す。これは、西部熱帯太平洋からの波列パターンである PJ パターン（例えば、Nitta, 1987; Wakabayashi and Kawamura, 2004）に類似している。Nitta(1987)で示唆された西部熱帯太平洋から北方への定在ロスビー波の伝播との関係もみられ（図 4.9）、第 2 モードの時係数と PJ 指数との相関係数は  $-0.70$  であり、有意水準 5% で有意であった。また、500hPa 面高度と 200hPa 面高度の回帰図に着目すると、850hPa 面高度の回帰図でみられたオホーツク海付近での正の値の分布が高度とともに北西方向に傾く様子がみてとれる。すなわち、第 2 モードの気温偏差をもたらすオホーツク海高気圧は、Tachibana *et al.* (2004) によって指摘された傾圧的な構造をもつタイプに対応する。

図 4.10 は、第 3 モードの各時係数に対するユーラシア大陸から北太平洋にかけての 850hPa 面高度、500hPa 面高度、200hPa 面高度の回帰図を示す。500hPa 面高度の回帰図に着目すると、北欧付近で負、ウラル山脈付近で正、バイカル湖から北方の沿岸付近で負、オホーツク海付近で正の値を示す。これは、ユーラシア大陸の北部を横切る波列パターンである EJ2 パターン（例えば、Nakamura and Fukamachi, 2004; Wakabayashi and Kawamura, 2004）に類似してい

る。Nakamura and Fukamachi (2004) で示された北欧から東方への定在ロスビー波の伝播との関係もみられ (図 4.11), 第 3 モードの時係数と EJ2 指数との相関係数は 0.49 であり, 有意水準 5% で有意であった。また, 850hPa 面高度と 200hPa 面高度の回帰図に着目すると, 500hPa 面高度の回帰図でみられたオホーツク海付近での正の値の分布がそれぞれほぼ同じような位置に認められる。すなわち, 第 3 モードの気温偏差をもたらすオホーツク海高気圧は, Nakamura and Fukamachi (2004) や Tachibana *et al.* (2004) によって指摘された順圧的な構造をもつタイプに対応する。

#### 4.5.2 第 1 モード

図 4.12a は, 第 1 モードの時係数に対する日本周辺の日照時間の回帰図を示す。西日本を中心とする負の値を示すことから, 寡照, すなわち非断熱加熱の効果により, このモードの気温偏差がもたらされていることが示唆される。海面気圧や海上風の回帰図 (図 4.12b) には, 西日本付近に有意なシグナルは認められず, 海上風による温度移流との関連は明瞭には認められない (図 4.12cd)。

図 4.12e は, 第 1 モードの時係数に対するユーラシア大陸から北太平洋にかけての 200hPa 面高度の回帰図を示す。カスピ海の東方と日本の西方, さらにアリューシャン列島付近で大きな負の値を示す。これは, 対流圏上層の亜熱帯ジェットに沿ってみられる夏季の WJ パターン (Wakabayashi and Kawamura, 2004) に似ている。実際, 第 1 モードの時係数と WJ 指数との相関係数は  $-0.45$  であり, 有意水準 5% で有意であった。また, カスピ海の東方と日本の西方のシグナルは, 対流圏上層に形成されるチベット高気圧の変動パターンと類似している。したがって, 第 1 モードとチベット高気圧の変動との関連が示唆される。実際, 200hPa 面高度の北緯 35 度から 40 度, 東経 60 度から 80 度における領域平均した値で定義されるチベット高気圧指数 (Yasunaka and Hanawa, 2006) との相関係数は  $-0.53$  であり, 有意水準 5% で有意である。

#### 4.6 テレコネクションパターンによる日本の地上気温の再現性

この節では, 4.5 節で日本の夏季地上気温の卓越変動との関連が示された WJ パターン, PJ パターン, EJ2 パターンの活動度指数と日本の夏季地上気温との重回帰分析をおこない, これらの活動度による日本の夏季地上気温変動の

再現性を調べる。

図 4.13 は、それら三つの指数を説明変数として求められた重回帰モデル（濃い線）と実際の日本の地上気温偏差（薄い線）を示す。重回帰モデルは、実際の地上気温偏差の主だった特徴を再現できており、重相関係数は 0.76 を示す。すなわち、日本の地上気温偏差の変動エネルギーの約 6 割がこれら 3 変数による重回帰モデルにより説明される。各説明変数の偏回帰係数は、WJ パターンが 0.55、PJ パターンが 0.59、EJ2 パターンが 0.19 の値を示すことから、WJ パターンと PJ パターンの日本の地上気温偏差への寄与が大きく、準じる形で EJ2 パターンが寄与することがわかる。また、説明変数として EJ1 指数を加えても重回帰モデルによる再現性は向上しなかった。これらの結果は、4.5 節の観点を支持すると同時に、EJ1 パターンの寄与が相対的に小さいことも示している。

北日本、東日本、西日本の地域別の同様の解析の結果を、表 4.2 にまとめる。偏回帰係数の値から、西日本では WJ パターンの寄与が相対的に大きいのに対して、東日本や北日本では PJ パターンの寄与が相対的に大きいことがみてとれる。これは、4.5 節で WJ パターンと対応することが示された第 1 モードが西日本を中心とする変動パターンであり、PJ パターンとの対応が示された第 2 モードが北日本を中心とする変動パターンであったことと整合的である。重回帰モデルの重相関係数は、北方の地域ほど高い値を示す。これは、日本では北方の地域ほど大気大循環の定在的な変動による影響が大きいことを意味する。逆に、南方の地域ほど低い重相関係数を示すことから、南方の地域ほど大気の高・低気圧などの短周期変動による影響が大きいことが示唆される。

#### 4.7 まとめ

この章では、まず、日本の夏季の地上気温に対してスペクトル解析をおこなない、その変動の時間特性を調べた。その結果、南西諸島を除く北日本・東日本・西日本で、特に 7 から 9 年のスペクトルギャップより短い周期帯に類似した傾向が認められた。ここでは日本の夏季の、南西諸島を除く、8 年よりも短い周期帯の変動に着目し、テレコネクションパターンの寄与を調べた。第 2 章と同様に、まず、日本の夏季の気候の卓越変動を抽出するため、日本の気象官署の地上気温データの REOF 解析をおこなった。その結果、全変動エネルギーの約

90%を説明する三つのモードが抽出された。第1モードは西日本、第2モードは北日本、第3モードは東日本を中心とする変動パターンであった。次に、この上位3モードと大気大循環との関係を調べるため、各モードの時係数と北半球の等圧面高度場との回帰分析をおこなった。その結果、第1モードはWJパターンの活動に、第2モードはPJパターンの活動に、第3モードはEJ2パターンの活動に対応していることがわかった。さらにこの上位3モードと日本周辺の海上風や日照時間との回帰分析をおこなった結果、第1モードには日照時間の多寡との関係、第2、第3モードにはオホーツク海高気圧の変動にともなう冷涼な北東気流（ヤマセ）の強化／弱化による温度移流と日照時間の多寡との関係が認められた。すなわち、日本の夏季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環のWJ、PJ、およびEJ2パターンであり、日照時間やヤマセを介して関連することが示された。一方、実際にこれら三つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるため、それらの指数に対する重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約6割が説明されることが示された。これらの結果は、これまで日本の気候との関連が指摘されてきたその他のパターンの寄与が小さいことも同時に示している。

表 4.1. 夏季(6~8月)平均の REOF 解析上位 3 モードと有意水準 5% で有意な月別 REOF 解析の上位モード (丸囲み数字) とその相関係数 (括弧内の数字).

	May	Jun	Jul	Aug	Sep
JJA-REOF1	—	②(0.77)	①(0.87)	②(0.69)	①(0.40)
JJA-REOF2	②(0.39)	①(0.72)	②(0.80)	①(0.81)	②(0.59)
JJA-REOF3	—	—	③(0.57)	③(0.74)	—

表 4.2. WJ, PJ, EJ2 パターンの各指数に対する日本の三つの地域（北日本，東日本，西日本）ごとの夏季地上気温の重回帰分析結果.

	偏回帰係数			重相関係数
	WJ	PJ	EJ2	
北日本	0.38	0.76	-0.29	0.82
東日本	0.51	0.43	-0.21	0.71
西日本	0.64	0.33	0.03	0.67



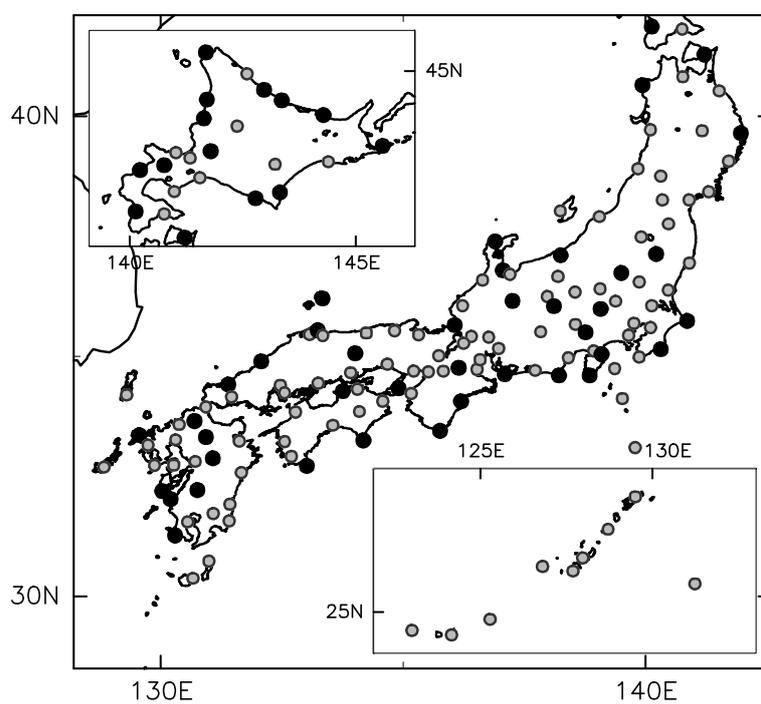


図 4.2. 解析に使用した日本の気象官署 155 地点. 黒丸は REOF 解析で用いる 52 地点を示す.

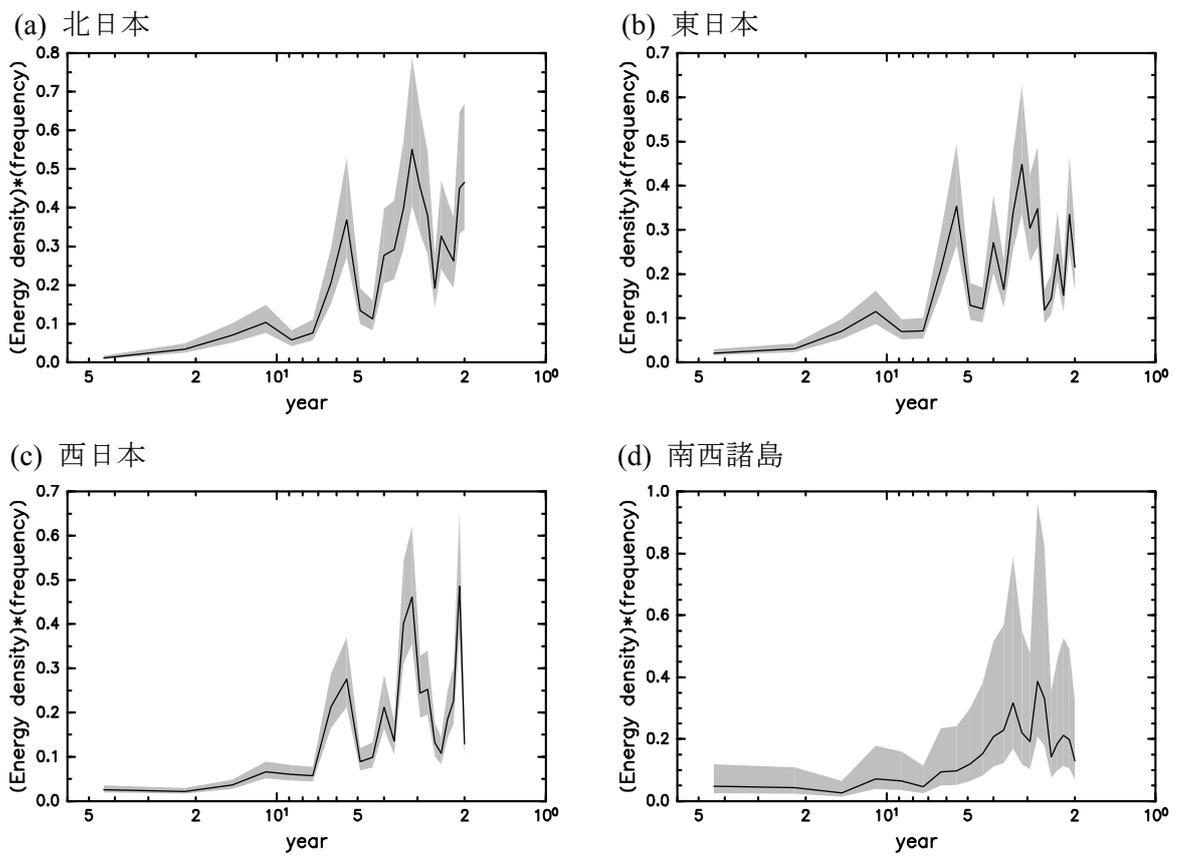


図 4.3. 日本の四つの地域における夏季地上気温偏差のパワースペクトル.  
 (a) 北日本, (b) 東日本, (c) 西日本, (d) 南西諸島.



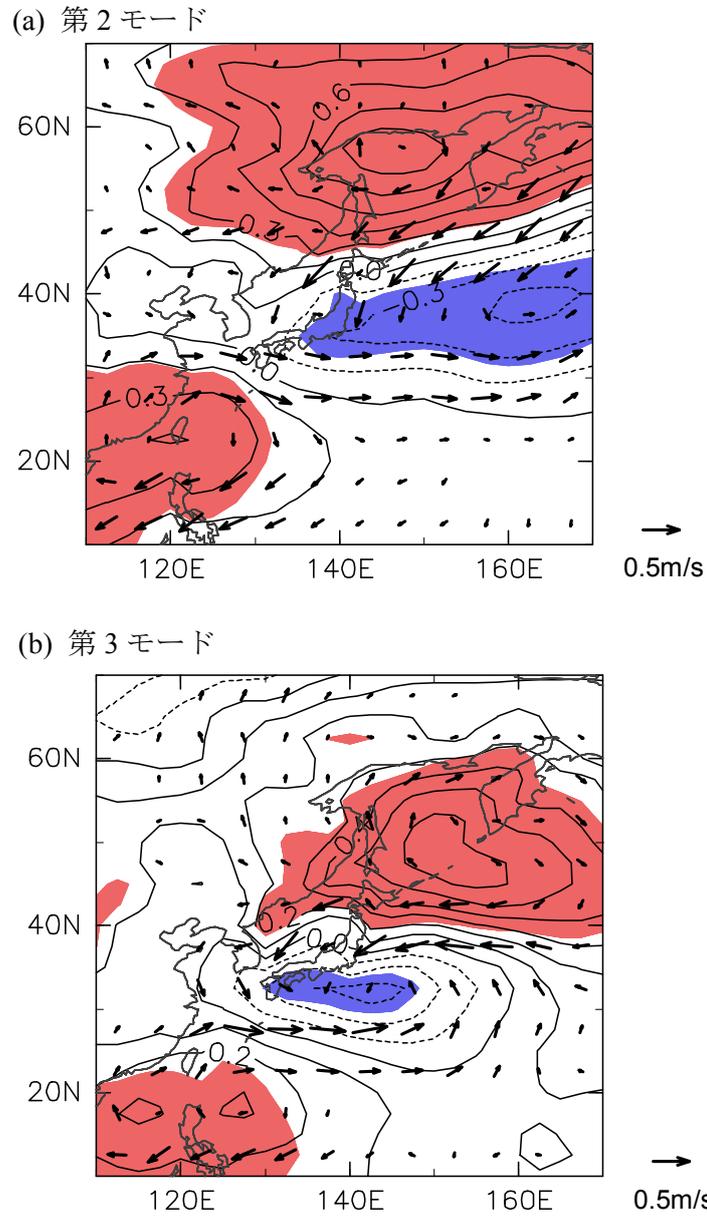
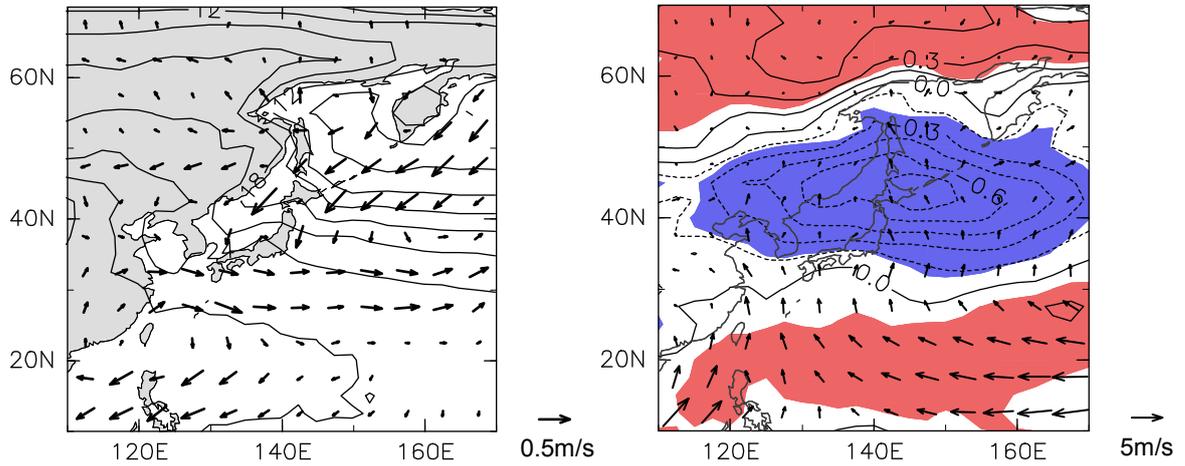


図 4.5. (a) 第2モードと (b) 第3モードに対する日本周辺域の海面気圧（等値線）と海上風（矢印）の回帰係数分布. (a) 等値線間隔は  $0.15\text{hPa}$ , 破線は負の値, 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10%で有意な領域, (b) 等値線間隔は  $0.1\text{hPa}$ .

(a) 第2モード, 海上風 (左) と地上気温 (右)



(b) 第3モード, 海上風 (左) と地上気温 (右)

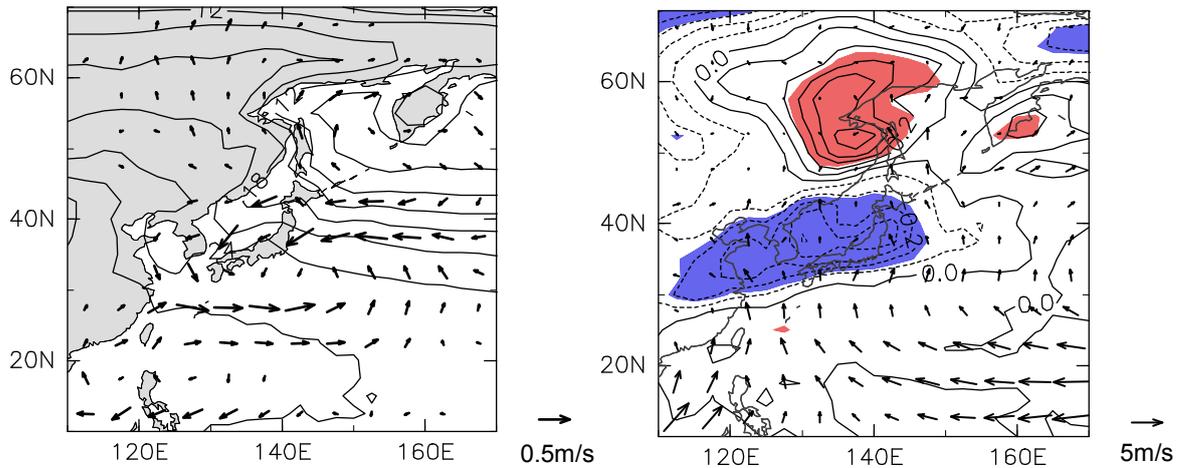
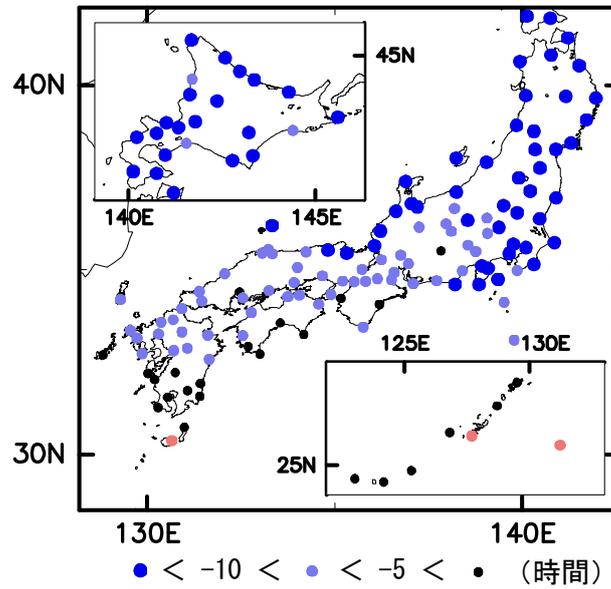


図 4.6. (a) 第2モードと (b) 第3モードに対する回帰係数分布. (左) 海上風の回帰係数 (矢印) と地上気温の気候値 (等値線), 等値線間隔は  $2^{\circ}\text{C}$ , (右) 地上気温の回帰係数 (等値線) と海上風の気候値 (矢印), 等値線間隔は  $0.2^{\circ}\text{C}$ , 破線は負の値, 陰影部は地上気温の回帰係数が有意水準 10% で有意な領域.

(a) 第2モード



(b) 第3モード

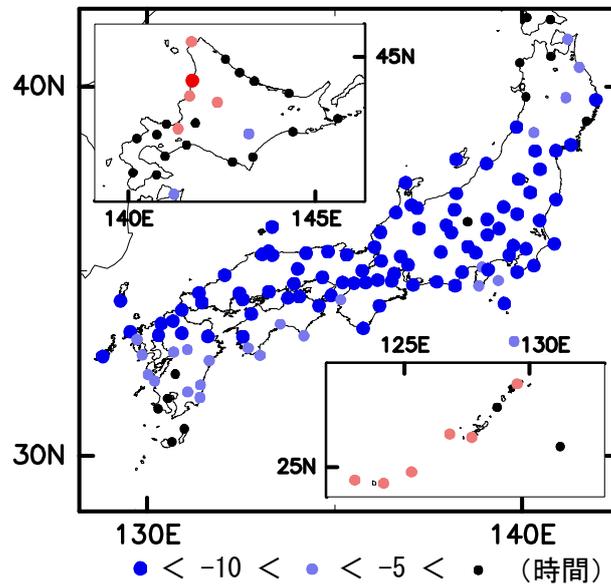
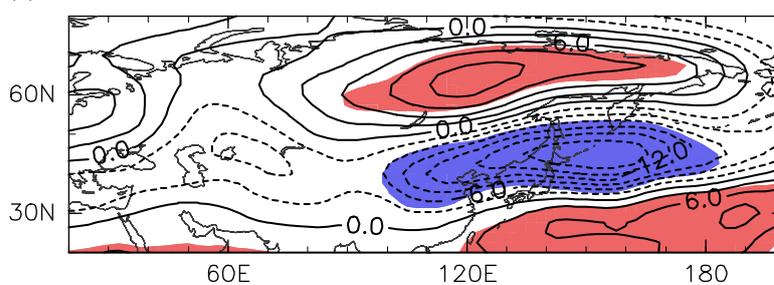
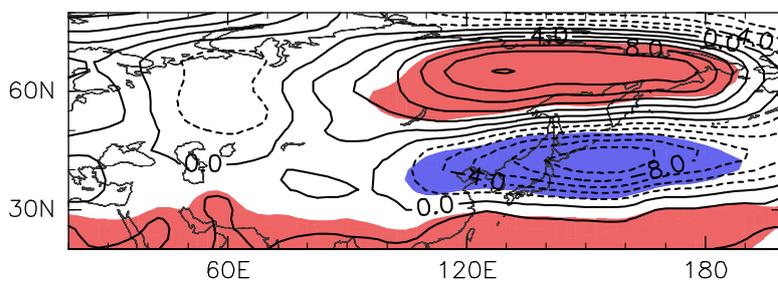


図 4.7. (a) 第2モードと (b) 第3モードに対する日本の日照時間の回帰係数分布.

(a) 200hPa 面高度



(b) 500hPa 面高度



(c) 850hPa 面高度

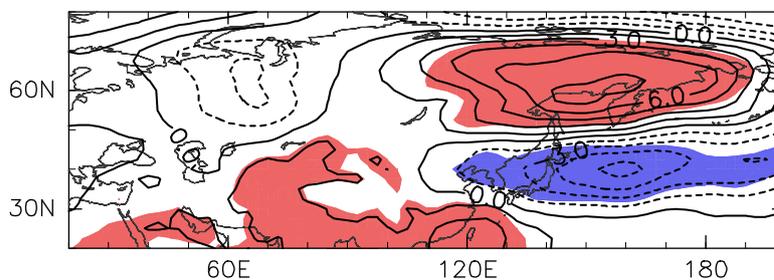


図 4.8. 第 2 モードに対する各等圧面高度の回帰係数分布. (a) 200hPa 面高度, 等値線間隔は 3.0m, 破線は負の値, 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10%で有意な領域, (b) 500hPa 面高度, 等値線間隔は 2.0m, (c) 850hPa 面高度, 等値線間隔は 1.5m.

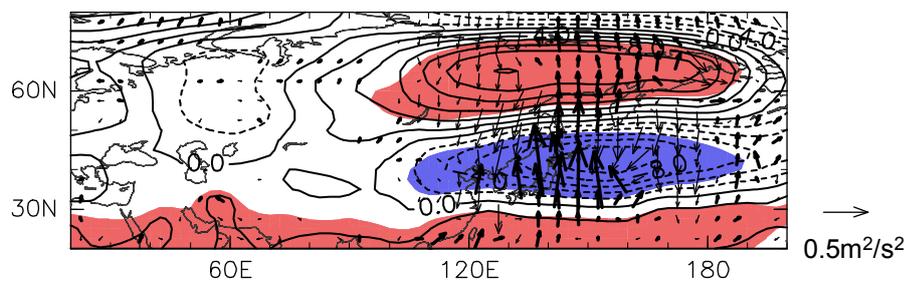
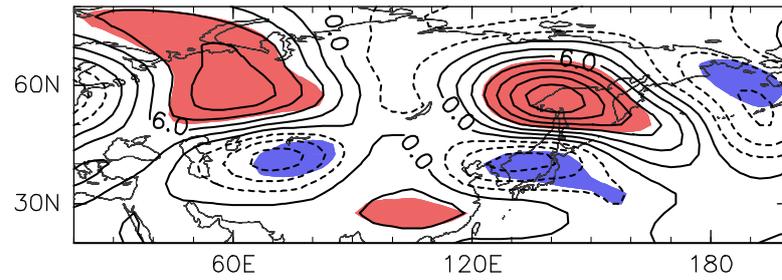
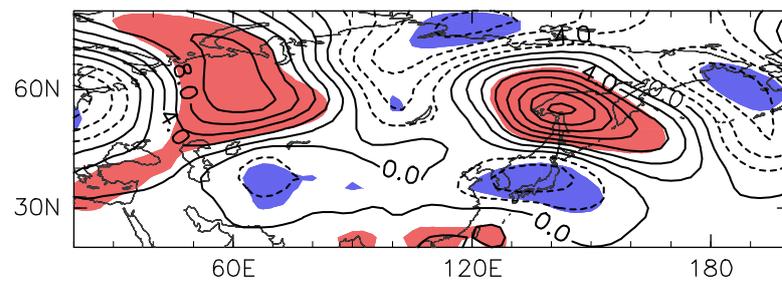


図 4.9. 図 4.8b と同様. ただし, 矢印は波活動度フラックス ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ , Takaya and Nakamura, 1997; 2001) を示す.

(a) 200hPa 面高度



(b) 500hPa 面高度



(c) 850hPa 面高度

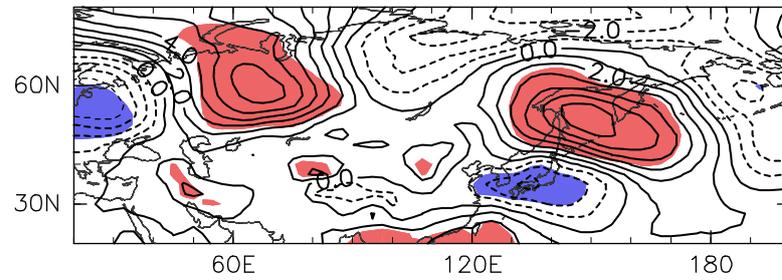


図 4.10. 図 4.8 と同様. ただし, 第 3 モードに対する回帰係数分布. 等値線間隔は, (a) 3.0m, (b) 2.0m, (c) 1.0m.

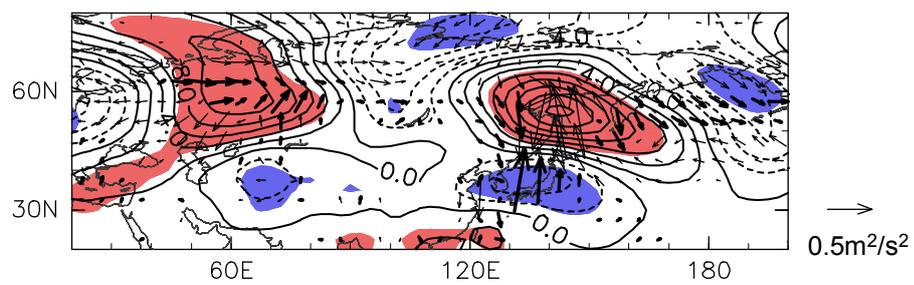


図 4.11. 図 4.10b と同様. ただし, 矢印は波活動度フラックス ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ , Takaya and Nakamura, 1997; 2001) を示す.

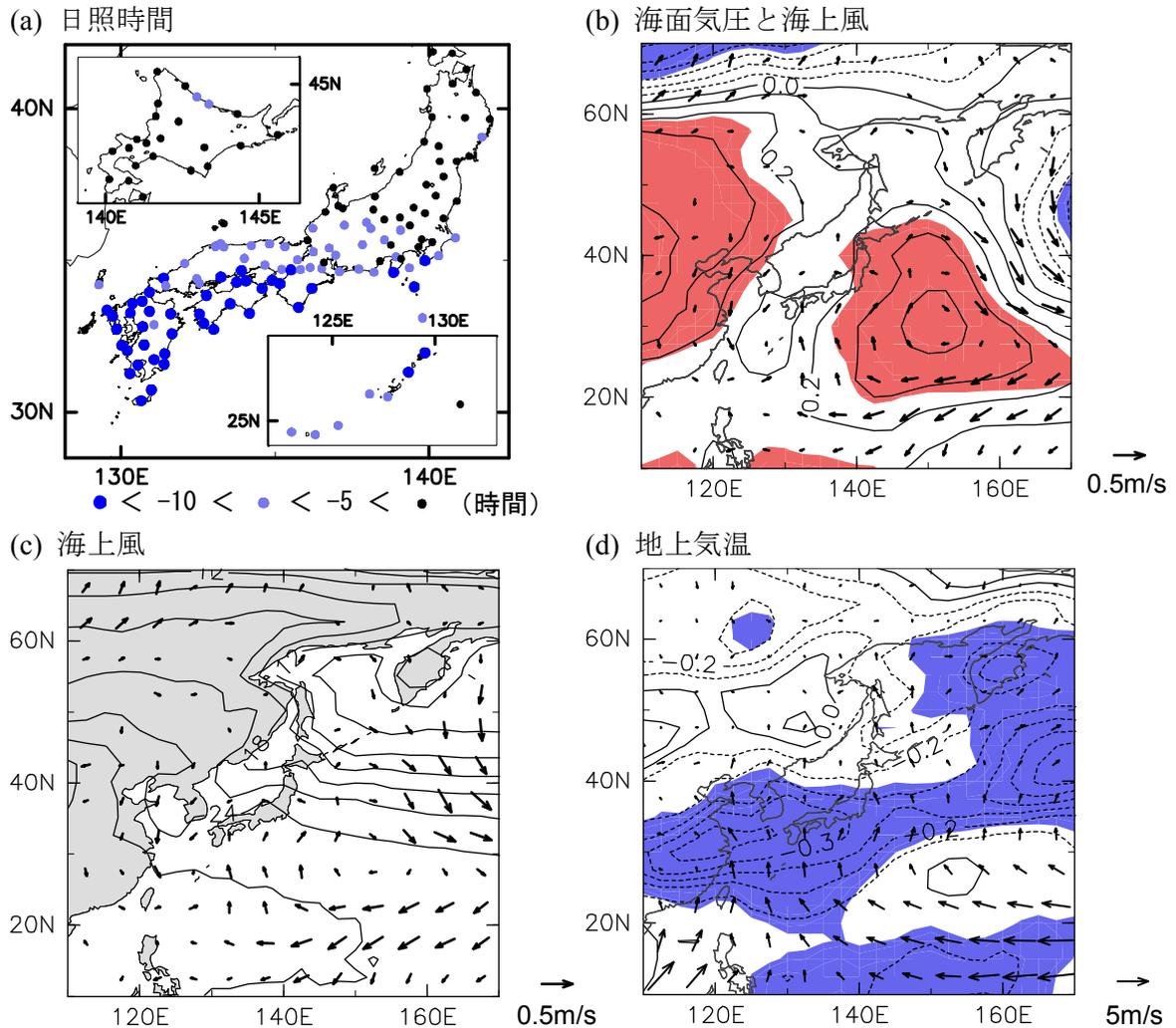
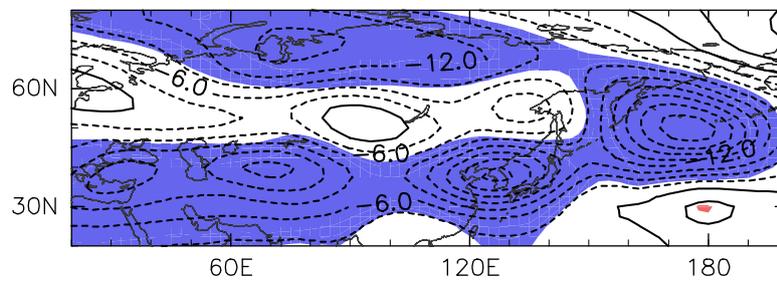


図 4.12. 第 1 モードに対する回帰係数分布. (a) 日照時間の回帰係数, 単位は時間, (b) 海面気圧の回帰係数(等値線)と海上風の回帰係数(矢印), 等値線間隔は 0.1hPa, 破線は負の値, 陰影部は海面気圧の回帰係数が有意水準 10%で有意な領域, (c) 海上風の回帰係数(矢印)と地上気温の気候値(等値線), 等値線間隔は 2°C, (d) 地上気温の回帰係数(等値線)と海上風の気候値(矢印), 等値線間隔は 0.08°C.

(e) 200hPa 面高度



(図 4.12 の続き) (e) 200hPa 面高度の回帰係数, 等値線間隔は 3.0m, 破線は負の値, 陰影部は有意水準 10%で有意な領域.

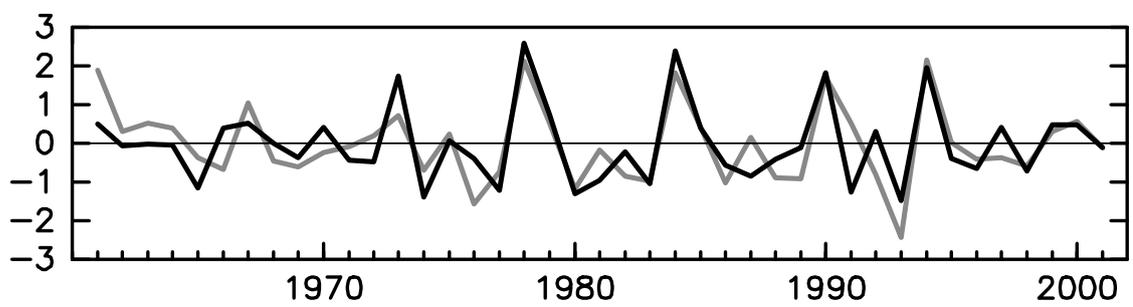


図 4.13. WJ, PJ, EJ2 パターンの各指数に対する日本の夏季地上気温の重回帰モデル（濃い線）と観測値（薄い線）

## 第 5 章

### 結論

#### 5.1 本研究のまとめ

本研究は、日本の気候の卓越変動に主眼を置き、大気大循環との関係を調べることにより、日本の気候にとってより重要となるテレコネクションパターンを提示することを目指したものであった。

第 2 章では、冬季の日本の気候の卓越変動を記述し、大気大循環との関係を調査した。まず、冬季の日本の気候の卓越変動を抽出するために、日本の気象官署の地上気温データを代表的なパラメータとして使用し、回転経験的直交関数 (Rotated Empirical Orthogonal Function: REOF) 解析をおこなった。REOF 解析には、都市化の影響を考慮して全 155 地点中 57 地点のデータを独自に選んで使用した。その結果、全変動エネルギーの約 9 割を説明する上位 2 モードが抽出され、第 1 モードは東日本以西の地域、第 2 モードは北日本を中心とする変動パターンであった。次に、これら二つのモードと大気大循環との関係を調べるために、各モードの時係数と北半球海面気圧場との回帰分析をおこなった。その結果、第 1 モードは西太平洋 (Western Pacific: WP) パターンの活動に、第 2 モードは北極振動 (Arctic Oscillation: AO) の活動に対応していることがわかった。この結果は、日本の気象官署 57 地点の地上気温と 55 地点の海面気圧の特異値分解解析からも確かめられた。さらにこれら二つのモードと日本周辺の海上風および地上気温場との回帰分析をおこなった。その結果、それぞれ第 1 モードは西日本付近での、第 2 モードは北日本付近での南東風偏差および北西風気候値による温度移流との関係が認められた。すなわち、日本の冬季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環の WP パターンと AO であり、いずれも北西季節風を介した温度移流がその地上気温の変動に寄与していることが示された。一方、実際にこれら二つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるために、二つの指数を用いた重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約 6 割が

説明されることが示された。これらの結果から、これまで日本の気候との関連が指摘されてきた太平洋／北アメリカ（Pacific / North American: PNA）パターンやその他のパターンの寄与が相対的に小さいことも同時に示された。さらに気象庁の区分により、日本を北日本、東日本、西日本、南西諸島の四つの地域に分けた地域別での二つの指数による重回帰分析をおこなった。重回帰モデルの重相関係数は、南方の地域ほど高い値を示すことから、日本では南方の地域ほど大気大循環のテレコネクションパターンという定在的な変動による影響が大きいことが示唆された。逆に、北方の地域ほど低い重相関係数を示すことから、北方の地域ほど大気の高・低気圧などの短周期変動による影響が大きいことが示唆された。

第3章では、約20年ぶりの大寒冬を記録した2005年12月と、記録的な暖冬を経験した翌年の2006年12月の日本の天候の差異の要因を、大気大循環の観点から理解することを目的とした。熱帯太平洋において、2005年12月はラニーニャ現象、2006年12月はエルニーニョ現象が生じていた。このことから、エルニーニョ／南方振動（El Niño / Southern Oscillation: ENSO）時に励起される大気大循環のWP・PNA・熱帯／北半球（Tropical / Northern Hemisphere: TNH）の三つのテレコネクションパターンと、さらに日本の冬季の気候の経年変動の支配的要因として第2章で論じたAOを加えた四つのパターンに着目し、それらの活動度指数を両年で比較考察した。その結果、特にWP指数とAO指数が2005年12月は日本に気温低下をもたらす負の値を、逆に2006年12月は日本に気温上昇をもたらす正の値をとっていたことがわかった。すなわち、両年の日本の天候の差異には、WPパターンとAOの活動度の違いが重要であり、二つのパターンが重なり合った結果、気温低下もしくは上昇をもたらす大気循環場になっていたことが示された。さらに、本研究の観点の妥当性を確かめるために、ここで用いた四つのパターンの各活動度指数に対する等圧面高度場の線形回帰成分を重ね合わせることにより、両年12月の観測された等圧面高度場の再現性を調べた。その結果、これら四つのパターンの組合せにより、北太平洋西部の大気循環場がほぼ再現できることが示された。この結果は、北半球冬季にみられる他のテレコネクションパターンの北太平洋西部への影響があまりなかったことも同時に示している。

第4章では、まず、夏季の日本の地上気温変動の時間特性を調べるために、気象庁の区分による日本の四つの地域（北日本、東日本、西日本、南西諸島）における地上気温偏差のスペクトル解析をおこなった。その結果、南西諸島を除く北日本、東日本、西日本で、特に7から9年のスペクトルギャップより短い周期帯に類似した傾向が認められた。これは日本の冬季の地上気温にはみられない傾向であった。ここでは日本の夏季地上気温においてより組織立ってみられる、南西諸島を除く地域の7から9年よりも短い周期帯の変動に着目し、テレコネクションパターンの寄与を調べた。この周期帯の変動の抽出には、再帰型のバターースフィルタを用いて、カットオフ周波数を8年とし、全てのデータセットから長周期成分を除去した。第2章と同様に、日本の夏季の気候の卓越変動を抽出するために、日本の気象官署の地上気温データのREOF解析をおこなった。REOF解析には、都市化の影響を考慮して全155地点中52地点のデータを独自に選んで使用した。その結果、全変動エネルギーの約9割を説明する上位3モードが抽出され、第1モードは西日本、第2モードは北日本、第3モードは東日本を中心とする変動パターンであった。次に、これら三つのモードと大気大循環との関係を調べるために、各モードの時係数と北半球等圧面高度場との回帰分析をおこなった。その結果、第1モードは西アジア-日本（West Asia-Japan: WJ）パターンの活動に、第2モードは太平洋-日本（Pacific-Japan: PJ）パターンの活動に、第3モードはヨーロッパ-日本（Europe-Japan: EJ）2パターンの活動に対応していることがわかった。さらに、これら三つのモードと日本周辺の海上風および地上気温場、日照時間との回帰分析をおこなった。その結果、第1モードは西日本付近での日照時間の多寡との関係、第2、第3モードはオホーツク海高気圧の変動にともなう冷涼な北東気流（ヤマセ）による温度移流や日照時間の多寡との関係が認められた。すなわち、日本の夏季の地上気温の経年変動の支配的要因は大気大循環のWJ, PJ, およびEJ2パターンであり、日照時間やヤマセにともなう温度移流がその地上気温の変動に寄与していることが示された。一方、実際にこれら三つの大気大循環の変動パターンによりどの程度日本の地上気温変動が再現できるのかを調べるために、三つの指数を用いた重回帰分析をおこなった。その結果、日本の地上気温変動の約6割が説明されることが示された。これらの結果から、こ

れまで日本の気候との関連が指摘されてきたその他のパターンの寄与が小さいことも同時に示された。さらに、北日本、東日本、西日本の地域別での三つの指数による重回帰分析をおこなった。重回帰モデルの重相関係数は、北方の地域ほど高い値を示すことから、日本では北方の地域ほど大気大循環のテレコネクションパターンという定在的な変動による影響が大きいことが示唆された。逆に、南方の地域ほど低い重相関係数を示すことから、南方の地域ほど大気の移動性の高・低気圧などの短周期変動による影響が大きいことが示唆された。

以上の結果をまとめると、日本の気候の卓越変動は、大気大循環における少数のテレコネクションパターンおよび変動パターンによりその大部分が説明でき、冬季地上気温は WP パターンと AO、夏季地上気温は WJ・PJ・EJ2 パターンの重ね合わせにより、それぞれ変動の約 6 割が再現できることが示された。本研究により、日本の暖冬／寒冬や冷夏／暑夏のメカニズムを考える上でより重要となる要素が大気大循環の観点から観測データをもとに整理された。

## 5.2 今後の課題

WP・AO・WJ・PJ・EJ2 の五つのパターンの監視が、日本の暖冬／寒冬や冷夏／暑夏の理解とその予報に有用であると考えられる。今後の研究課題は、日本の気候にとって重要であることを提示したこれらのパターンの励起機構の解明である。最後に、これら五つのパターンにおける現在の知見を簡単にまとめる。

日本の冬季については、まず、WP パターンに関して、Ose (2000) により、その出現には南シナ海の海面水温とこれに関係する熱帯太平洋西部の降水量の変動が関係していることが統計的に示されている。しかしながら、熱帯太平洋西部の熱源が WP パターンにどのように作用するのかは明らかにはされていない。AO については、数日から季節内変動の短い時間スケールについては大気内部の力学による（たとえば、Kimoto *et al.*, 2001）とされているが、数年から数十年スケールの変動の原因については十分に解明されていない。

日本の夏季については、WJ パターンに関して、Enomoto *et al.* (2003) がインドモンスーンやそれに対応したユーラシア大陸上での非断熱加熱が本質的

な形成要因であることを示している。PJ パターンについては、Nitta (1987) によりフィリピン付近の積雲対流活動にともなう非断熱加熱がそのパターンの励起に関係していることが示されており、近年、Kosaka and Nakamura (2006) によりその形成過程が提示されている。EJ2 パターンについては、EJ1 パターンと完全に分離されるものなのか不明瞭のままではあるものの、ユーラシア北部を横切るパターンとしてみた場合、木本ほか (2005) により、北大西洋の海面水温偏差がそのパターンの形成に寄与していることが示されている。しかしながら、WJ・PJ・EJ2 のこれら三つのパターンがどのようにして励起されるのかは明確なことはわかっていない。

今後、何故冬季と夏季のこれら五つのパターンが励起されるのかについて観測データやモデルを用いて詳細に調べていく必要がある。

## 参考文献

- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Enomoto, T., B.J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Exner, F.M., 1913: Über monatliche Witterungsanomalien auf der nordlichen Erdhalfte im Winter. *Sitzb. Mathem. -Naturw. Kl., Acad. der Wissenschaften*, **CXXII, Bd. Abd, II a**, 1165-1240.
- 藤部文昭, 1989: 約10年の卓越周期を持つ本州東部の気温変動. *天気*, **36**, 139-143.
- 藤部文昭, 1995: 北日本における夏の月平均気温変動の地域特性と各種観測要素との関係—主成分分析からみた冷夏の実態—. *天気*, **42**, 567-577.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba, 1988: Surface thermal condition in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe, 1989: Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events. Part II. ENSO composite. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 835-845.
- 花輪公雄, 2001: エルニーニョと地球環境. 成山堂書店, 257pp.
- Horel, J. D., 1981: A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500mb height field. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2080-2092.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B.J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical

- atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- 気象庁, 2007: 冬 (12~2月) の天候, 25pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe, and N. Yasutomi, 2001: Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- 木本昌秀・宮坂隆之・荒井美紀, 2005: 欧州熱波と日本の冷夏 2003. 気象研究ノート, **210**, 155-160.
- Kodera, K., 1998: Consideration of the origin of the different midlatitude atmospheric response among El Niño events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 47-61.
- Koide, H., and K. Kodera, 1999: A SVD analysis between the winter NH 500-hPa height and surface temperature fields. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 47-61.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Krishnan, R., and M. Sugi, 2001: Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 851-860.
- 工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性－1981年6月18日～21日の事例解析－. *天気*, **31**, 411-419.
- Livezey, R. E. and K. C. Mo, 1987: Tropical-extratropical geopotential height

- teleconnections during the Northern Hemisphere winter. Part II : Relationships between monthly mean Northern Hemisphere circulation patterns and proxies for tropical convection. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3115-3132.
- 三上岳彦, 1975: 主成分分析による日本の夏季気温分布型の表現とその動気候学的考察. 地理学評論, **48**, 784-797.
- 宮崎保彦, 1989: エル・ニーニョ年の日本の天候の特徴. 天気, **36**, 489-498.
- Mo, K. C. and R. E. Livezey, 1986: Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2488-2515.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Ninomiya, K., and H. Mizuno, 1985a: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass. Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 845-857.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985b: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass. Part 2. Structure of the northeasterly flow from polar maritime airmass. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 859-871.
- 西森基貴, 1999: 日本における冷夏・暑夏の出現特性に関する解析. 天気, **46**, 269-280.
- Nishimori, M. and Kawamura, R., 1993: The relationship between seasonal snow cover in Japan and recent climatic change. *Annals of Glaciology*, **18**, 166-172.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc.*

- Japan*, **65**,373-390.
- Ose, T., 2000: A biennially oscillation sea surface temperature and the Western Pacific pattern. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 93-99.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学〔第2版〕. 東京大学出版会, 308pp.
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C.; Kaplan, A., 2003: Global analyses 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.
- Richman, M. B., 1986: Rotation of principal components. *J. Climate*, **6**, 293-335.
- Tachibana, Y., T. Iwamoto, M. Ogi and Y. Watanabe, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**,1399-1415.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 1997: A formulation of a wave activity flux of stationary Rossby waves on a zonally-varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Thompson, D. J. W., 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. J. W., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
- Thompson, D. J. W., and J. M. Wallace, 2001: Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, **293**, 85-89.
- 鳥羽良明, 1996: 大気・海洋の相互作用. 東京大学出版会, 336pp.
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold,

- V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Wakabayashi, S. and R. Kawamura, 2004: Extraction of major teleconnection patterns possibly associated with anomalous summer climate in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1577-1588.
- Walker, G.T. and E. W. Bliss, 1932: "World Weather V" , *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wallace, J. M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 791-805.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Wang, Y., 1992: Effects of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season) . *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 929-951.
- Wang, Y. and T. Yasunari, 1994: A diagnostic analysis of the wave train propagating from high-latitudes in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 269-279.
- Wu, R. and B. Wang, 2002: A contrast of the East Asian summer monsoon-ENSO relationship between 1962-77 and 1978-93. *J. Climate*, **15**, 3266-3279.
- Xie, S. P., H. Noguchi, and S. Matsumura, 1999: A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in northern Japan. *J. Meteor.*

*Soc. Japan*, **77**, 573-582.

山崎孝治, 2004: 北極振動. 気象研究ノート, 206, 181pp.

Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2001: Arctic Oscillation and corresponding sea surface temperature anomaly fields. *Tohoku Geophys. J.*, **36**, 47-63.

Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2006: Interannual summer temperature variations over Japan and their relation to large-scale atmospheric circulation field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 641-652.

安中さやか・花輪公雄, 2008: 日本の冬季気温の経年変動とその大規模大気循環場との関係. 天気, **55**, 印刷中.