平成23年度 修士論文

# 冬季極東域で卓越する温度偏差パターンと それに伴う大気循環場の特徴

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻 気象学・気候学及び大気物理学分科

馬渕 未央

#### 要旨

冬季極東域で生ずる寒波の要因については、EU(Eurasian)パターンやWP (Western Pacific)パターンといったテレコネクションパターンと関連づけて、 主に500 hPa月平均高度場データを用いて解析されてきた。このため冬季極東 域に寒波をもたらす循環偏差の構造や形成プロセスの詳細は明らかではない。 また、日本での豪雪イベントに関する事例解析はいくつか存在するが、半球規 模での循環偏差と関連づけた統計解析も十分ではない。そこで本研究では、長 期間の日々のデータを用いて、冬季極東域で出現しやすい温度偏差パターンと、 それに伴う半球規模での循環偏差の形成プロセスと3次元的構造について解析 を行った。

まず、1957 年から 2002 年まで ERA-40 再解析データを用いて、冬季極東域 における 850 hPa 長周期温度変動成分について主成分分析を行い、卓越する温 度変動パターンを抽出した。その結果、極東域全域でのコヒーレントな変動パ ターンを表現する EOF1 と、領域の南北の双極子的変動パターンを表現する EOF2 とで、全温度変動の約 75%を表現することが示された。

次に、EOF1 と EOF2 で張られる 2 次元位相空間における存在確率密度関数 (PDF)を求めた。その結果、PDF が正規分布よりも有意に大きくなる領域と して、レジーム A とレジーム B が抽出された。ここで、レジーム A は、極東 域全域が低温傾向で、特に、西日本が強い寒波に覆われる持続的な温度偏差パ ターンとして特徴づけられる。一方、レジーム B は極東域が暖冬となり、南北 温度差の偏差が小さくなるパターンに対応する。

このレジームAについて、位相空間上での合成図解析を行い、次のような時 間発展が明らかになった。まずその形成期では、アラスカ域の対流圏上層で発 達したブロッキング高気圧が西進し、ユーラシア大陸上空では EU パターンが 形成される。一方、南シナ海付近で活発化した対流に伴って形成される、ベン ガル湾付近の対流圏上層の高気圧性循環偏差から日本上空へとロスビー波束 が伝播する。レジームAの最盛期では、EU パターン、ブロッキング高気圧、 熱帯からのロスビー波束が重畳し、シベリア上空で高気圧性偏差、日本付近で 低気圧性偏差となる強い WP パターンが形成される。この WP パターンが、持 続性の強い低温偏差を、極東域、特に西日本にもたらすのである。また、この WP パターンはプラネタリー波の上方伝播を制限し、成層圏極渦が強化する。

本研究は、対流活発領域が北半球側に位置する初冬に、西日本厳冬パターン であるレジームAが頻発する傾向にあることを示唆している。また、温暖化に 伴う海面水温の上昇は、対流活動を活発化させるため、初冬の西日本厳冬パタ ーンを増加させる可能性が考えられる。

## 目次

第1章 はじめに	1
1.1 日本の豪雪事例	1
1.2 冬季北半球の気候学的特徴	5
1.3 冬季極東域の大気循環場と関係する北半球大気循環場の特徴	8
1.4 本研究の目的	11
第2章 使用データと解析手法	12
2.1 データセット	12
2.1.1 ERA-40 再解析データセット	12
2.1.2 外向き長波放射(OLR)	13
2.2 解析手法	14
2.2.1 EOF 解析	14
2.2.2 確率密度関数(PDF)	15
a 2D PDF	15
b 2D PDF の統計的有意性	18
第3章 解析結果	20
3.1 冬季極東域で卓越する温度変動パターン	20
3.2 EOF1, EOF2 に伴う大気循環場の特徴	23
3.3 冬季極東域で生じやすい温度場レジーム	33
3.3.1 2D 位相空間における存在確率密度分布(PDF)	33
3.3.2 2D 位相空間での平均速度ベクトル	34
3.4 レジーム A(西日本寒冬パターン)に伴う大気循環場の特徴	36
3.4.1 平均速度ベクトルを用いた合成図解析	36

3.4.2 レジ	ジームイベントに基づく合成図解析40
第4章 考察	
4.1 初冬の第	寒波と温暖化49
4.2 2011 年	12月の天候と大気循環場50
第5章 結論	
謝辞	
引用文献	
Appendix	
Appendix A	Lanczos filter60
Appendix B	テレコネクションパターン61
Appendix C	波活動度フラックス63
Appendix D	対流活動と関係した対流圏界面付近の構造
Appendix E	ロスビー波の伝播66

## 第1章 はじめに

#### 1.1 日本の豪雪事例

冬季極東域の気候は、大規模な大気循環場と密接に関係している。例えば、極東域 の対流圏下層では、ユーラシア大陸上のシベリア高気圧と北太平洋のアリューシャン 低気圧の間に形成される大きな東西気圧勾配に伴い、ユーラシア大陸からの冷たい北 西季節風の影響を受ける。また、対流圏上層では、気候学的に存在する気圧の谷に伴 い、亜寒帯ジェットが南へ蛇行するため、高緯度領域からの寒気が入りやすい。従っ て、極東域は対流圏全層を通して寒気が入りやすく、日本の豪雪地帯では日本海に流 入する暖流の影響もあり、降雪量が非常に多い。このような冬季極東域の気候と大気 循環場の関係について、日本に甚大な被害をもたらした豪雪事例の概況や要因分析は 多くの報告が行われている。

気象庁が"豪雪"と正式に命名した「昭和 38 年 1 月豪雪」では、死者 228 名、行 方不明者 3 名、負傷者 356 名、住家全壊 753 棟、半壊 982 棟、床上浸水 640 棟、床 下浸水 6,338 棟などの被害が出てたが(消防白書より)、気象庁はこの豪雪について 以下のように概要を伝えている。(以下、気象庁 HP 災害をもたらした気象事例「昭 和 38 年 1 月豪雪」より抜粋)

12月末から2月初めまでの約1か月にわたり北陸地方を中心に東北地方から 九州にかけての広い範囲で降雪が持続した。冬型の気圧配置が続く中、前線や 小低気圧が日本海で発生して通過したため、平野部での降雪が多くなった。最 深積雪は福井で213cm、富山186cm、金沢181cm、伏木(富山県高岡市)225cm、 長岡(新潟県長岡市)318cmを観測した。鉄道はストップ、道路も除雪が追い つかず、孤立する集落が多数でた。雪の重みによる住家や施設の倒壊も相次い だ。九州でも断続的に雪が降り、日田(大分県日田市)で39cm、阿久根(鹿 児島県阿久根市)で38cmなど平野部でも積雪が30cmに達し、山間部では 100cmを超えた所もあった。このため、交通障害や通信障害、停電、農業被害 が多く発生した。2月になると寒気の流入は収まったが、1月に降った大雪の 影響で北陸や中国地方を中心に雪崩や融雪による洪水が発生した。



図 1.1.1 降雪量 (cm)。期間は 1962 年 12 月から 1963 年 2 月。(気象庁 HP より引用)



「平成 18 年豪雪」も気象庁が"豪雪"と正式に命名した事例である。この事例で は、死者 152 名、負傷者 2,145 名、住家全壊 18 棟、半壊 28 棟、一部損壊 4,667 棟、 床上浸水 12 棟、床下浸水 101 棟などの被害が出ており(消防庁による(平成 18 年 9 月 25 日現在))、気象庁はこの豪雪について以下のように概要を伝えている。(以下、 気象庁 HP 災害をもたらした気象事例「平成 18 年豪雪」より抜粋)

12月から1月上旬にかけて非常に強い寒気が日本付近に南下し、強い冬型の 気圧配置が断続的に現れたため、日本海側では記録的な大雪となった。各地で 積雪の12月としての最大記録を更新するとともに、東日本と西日本では12月 の月平均気温が戦後最も低くなった。1月中旬以降も、日本海側の山沿いを中 心に大雪となる日がたびたびあった。このため、12月中旬から1月中旬を中心 に、屋根の雪下ろし等除雪中の事故や落雪、また、倒壊した家屋の下敷きにな るなど、甚大な人的被害が発生したほか、家屋の損壊や交通障害、電力障害等、 多数の被害が発生した。12月からの度重なる大雪により、新潟県津南町では2 月5日、これまでの最大記録を超える416cmの積雪を観測したほか、12月~3 月の間、積雪を観測している339地点のうち23地点で、これまでの積雪の最 大記録を54地点で、2月としての最大記録を18地点で、3月としての最大 記録を4地点で更新した。降雪量は、12月~1月上旬にかけて全般に平年を大 きく上回った。1月中旬以降、山沿いではたびたび大雪に見舞われたのに対し て、平野部では降雪量が平年並~少なかった。このため12月~3月の降雪量は 山沿いでは多くの地点で平年を上回ったが、平野部では平年並となったところ が多かった。なお、3月に入ると各地で融雪により積雪量は徐々に減少したが、 山沿いでは平年より積雪の多い状態が続いた。



図 1.1.3 降雪量の平年比(%)。期間は 2005 年 12 月 1 日から 2006 年 3 月 31 日。(気象 庁 HP より引用)



図 1.1.4 新潟県中魚沼郡津南町での積雪深 (cm)。積算降雪量 (cm)。期間は 2005 年 12 月 1 日から 2006 年 3 月 31 日。(気象庁 HP より引用)

このような豪雪事例の要因分析について、川村ほか(2007)では、38 豪雪時の海 面気圧(SLP)の空間分布は、Thompson and Wallace (1998)によって提案された、 北極寒気の蓄積(放出)の指標となる北極振動(Arctic Oscillation: AO)の反転パ ターンに類似しているおり、極域からの寒気放出パターンと分類できることを示唆し ている(図 1.1.5 b)。一方、平成 18 年豪雪時の東アジア・北太平洋域の空間分布は、 Watanabe (1990) によって提案された、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の SLP の東西傾度に対応する MO 指数 (Winter Monsoon Index)の回帰と類似してい ることを指摘している(図 1.1.5 a, c)。また、平成 18 年豪雪時は、ラニーニャ現象 によりウォーカー循環が強化し、南シナ海・フィリピン海周辺の対流が活発化、その 対流加熱に対するロスビー波応答(Matsuno, 1966; Gill, 1980)の結果として、中国 南部の対流圏上層に非常に強い高気圧が形成され、亜熱帯ジェットを導波管として日 本上空へ伝播したことを示唆している。また、この熱帯からの遠隔強制について、前 田ら(2007)は、データ解析および数値実験により、ベンガル湾からフィリピン沖で の非常に活発な積雲対流活動による大気加熱により、対流圏上層に平年より非常に強 い発散風を生じ、地球自転の効果によりその少し北のユーラシア大陸を流れる亜熱帯 ジェット上で、振幅の大きな定常ロスビー波が励起された、と結論を出している(図 1.1.6)。



図 1.1.5 (a) 冬季(12 月-2 月) 平均 MO 規格化指数に回帰させた場合の SLP の回帰係数。(b) 1963 年 1 月の SLP 平年偏差分布。(c) 2005 年 12 月の SLP 平年偏差分布。(川村, 2007 より引用)



図 1.1.6 2005 年 12 月 1 日~1 月 30 日の 30 日平均外向き長波放射 (OLR) 平年偏差 (色)、200hPa 流線関数平年偏差 (等値線)、定常ロスビー波の活動度フラックス (矢印)。OLR の単位は W/m<sup>2</sup>。 流線関数の等値線間隔は3×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s 。定常ロスビー波の波活動度フラックス(Takaya and Nakamura,2001)の単位はm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> (図の右下の矢印を参照)。(前田, 2007 より引用)

また、この他に日本の寒冬・豪雪について、日本海とオホーツク海の熱源、水蒸気 源に着目した研究(立花ほか,2007)や、日本列島周辺で発生した爆弾低気圧に着目 した研究(Kuwano et al., 2007)、北極海の海氷面積との関係の研究(Honda et al., 2009)、さらに平成18年豪雪とほぼ同時期に発生した成層圏突然昇温の研究(西井, 中村,2007)などがある。

このように、社会的に被害の甚大であった日本の豪雪事例は、その要因分析につい て多くの報告が行われている。しかし、冬季極東域に寒波をもたらす一般的な循環場 の特徴について、より長期間のデータを用いて詳しく記述した研究はない。また、降 雪量は大規模な大気循環だけでなく、微細な地形や海陸風、局所安定度などのメソス ケール大気現象にも大きく依存し、代表する空間スケールも小さいため、降雪量をも とに、寒波と関係する大気循環場の特徴を抽出するのは難しい。さらに、降雪量のデ ータは陸上に限られている上に、雪質や風速にも大きく依存するため、そのデータの 空間代表性は、ますます限定されてしまう。そこで本研究は、地形依存性が比較的小 さく、空間代表性の高い気温に焦点を当て、冬季極東域に寒波をもたらす一般的な循 環場の特徴について、統計的に解析する。

#### 1.2 冬季北半球の気候学的特徴

この節では、冬季極東域の温度場と大規模な大気循環場に着目して、冬季北半球の気候場の基本的特徴を記す。

まず、図 1.2.1 は、対流圏下層である 850 hPa 等圧面における、1 月 1 日の温度の 気候値である。気候値として、1958 年から 2002 年までの ERA40-再解析データセッ ト(Uppala et al., 2005)を用い、日々の日平均値に 60 日の Lanczos filter (Duchon,1979)を施している(詳細は Appendix A 参照)。同緯度帯で温度分布を 比較すると、北半球の中緯度から高緯度にかけて、ユーラシア大陸東部、北アメリカ 東部は低温である。一方、低緯度では、太平洋西部で高温である。このことから冬季 極東域は、同緯度帯の中では最も低温であり、南北温度傾度が同じ緯度帯で最も大き いことが分かる。



図 1.2.1 850 hPa 等圧面における 1 月 1 日の温度(K)の気候値。コンター間隔は 10 K。陰影の間隔は 5 K。気候値の算出期間は 1958 年から 2002 年。値は日平均値に 60 日の Lanczos filter が施されている。

次に、極東域の温度分布と関連のある、北半球の大気循環場の特徴について述べる。 図 1.2.2 は各等圧面の、1 月 1 日の高度場の気候値である。925 hPa 高度場(図 1.2.2 a)では、北太平洋北部にアリューシャン低気圧、ユーラシア大陸北部にはシベリア 高気圧がみてとれる。冬季極東域で特徴的な西高東低冬型気圧配置とは、この両者が 卓越した状態である。また、シベリア高気圧は背が低いことが特徴的であり、850 hPa 高度場 (図 1.2.2 b) では見出せない。 対流圏中層である 500 hPa 高度場 (図 1.2.2 c) では、徐々に低緯度と高緯度の等圧面高度の差が大きくなり、対流圏界面付近に位置 する 250 hPa 高度場(図 1.2.2 d)では、極域の低温と低緯度域の高温に伴う層厚の 違いにより、中高度域では南北等圧面高度差が顕著に大きくなり、この領域に亜熱帯 ジェットが位置する。また、500 hPa 高度場および 250 hPa 高度場で、日本北部、 北米東部、ヨーロッパ北東部は、同緯度帯の中では高度場が低い。これは気候学的に、 それらの地域の上空が低温であることを意味している。50 hPa 高度場(図 1.2.2 e) では、等圧面高度分布は対流圏と比較して同心円状に近づくが、アリューシャン列島 付近にいわゆるアリューシャン高気圧に伴うリッジが存在することが分かる。このリ ッジは対流圏では、北米西岸のロッキー山脈付近に位置しており、気候場でみてもリ ッジの等位相線は高さとともに西傾していることがわかる。これは、惑星規模波が上 方伝播していることと対応している。また、50 hPa 等圧面高度の南北傾度は中高緯 度帯と極域の間で最大となり、極夜ジェットはこの等高度線の間隔が狭い領域に位置 することが分かる(60°N付近)。



図 1.2.2 各等圧面高度場 (m) の気候値。(a)925 hPa、(b)850 hPa、(c)500 hPa、(d)250 hPa、(e)50 hPa。コンター間隔は、(a)(b)は 50 m、(c)(d)(e)は 100 m。陰影の間隔は全て 100 m。気候値の算出 期間は 1958 年から 2002 年。値は日平均値に 60 日の Lanczos filter が施されている。

#### 1.3 冬季極東域の大気循環場と関係する北半球大気循環場の特徴

冬季極東域における持続的な寒波は、半球規模での大気循環偏差と関連する可能性 が考えられる。冬季北半球大気循環偏差場は、テレコネクションパターンにより特徴 づけることができる。テレコネクションとは、地球上で数千 km 以上も離れた地点間 の気象・海象変化に互いに関連が見られることであり、遠隔結合、遠隔相関ともいう。 すなわち、遠く離れた2地点の気象要素の辺縁偏差の時系列間に顕著な正または負の 相関がある場合に、テレコネクションの存在が同定される。長期予報等に重要な全球 大気中のテレコネクションは数多いが、これらは Wallace and Gutzler (1981)による 組織的な研究をはじめとして、80 年代にその空間パターン等の概要が明らかになっ た。

Wallace and Gutzler (1981)は、冬季月平均 500 hPa 高度場の偏差を用いて、互い に相関の高い複数の地点から、北半球上で 5 つのテレコネクションパターンを見出し た (詳細は Appendix B 参照)。具体的には図 1.3.1 に示す、PNA (Pacific North American) パターン、WP (western Pacific) パターン、EA (eastern Atlantic) パターン、WA (western Atlantic) パターン、EU (Eurasian) パターンである。



図 1.3.1 冬季北半球で卓越するテレコネクションパターン 太線は、それぞれのパターンの指数と冬季 500 hPa 高度場の相関係数が±0.6。 細線は 500 hPa 高度場の平均値、コンター間隔は 120 m。統計期間は 1962 年から 1977 年の冬季(12-2 月) の 45 ヶ月。(Wallace and Gutzler, 1981)。

これらの中でも極東域の気候に影響を与える可能性があるのは、ユーラシア大陸上 を大円弧上に並ぶ波列状の EU パターンと、オホーツク海と日本南海に位置する双極 子型の WP パターンである。Wallace and Gutzler (1981)では、この 2 パターンの指数について、以下のように定義している。

$$EU = -\frac{1}{4}z^{*}(55^{\circ}N, 20^{\circ}E) + \frac{1}{2}z^{*}(55^{\circ}N, 75^{\circ}E) - \frac{1}{4}z^{*}(40^{\circ}N, 145^{\circ}E)$$
$$WP = \frac{1}{2}z^{*}(60^{\circ}N, 155^{\circ}E) - \frac{1}{2}z^{*}(30^{\circ}N, 155^{\circ}E)$$

ここで、z\*は冬季(12月~2月)の500hPa月平均高度場の規格化偏差である。EU パターンの作用中心は、ヨーロッパ域の北緯55度、東経20度、ユーラシア中部(北 緯55度、東経75度)、極東域(北緯40度、東経145度)付近に存在し、ヨーロッ パ域の高度場偏差と極東域の高度場偏差とは正の相関があることを示している。この ため、ヨーロッパ域が低温の場合に、極東域も低温になる傾向となる。また、ヨーロ ッパ域と極東域で低温傾向となるのは、両者で等圧面高度が低くなる、EU指数が正 の場合が多い。一方、WPパターンの作用中心は、日本南方海上の北緯30度、東経 155度と、オホーツク海付近の北緯60度、東経155度にあり、高度偏差場の南北シ ーソーパターンと対応している。このため、西日本を含む極東域南部が低温傾向の場 合、北日本を含む極東北部は高温傾向となりやすい。また、西日本を含む極東域南部 で低温傾向となるのは、この領域の等圧面高度が負偏差となる、WP指数が正の場合 が多い。

このようにテレコネクションパターンは、大気長周期変動成分の特徴を記述する際 に有用であり、長期予報や持続的な天候の要因分析をする際に古典的に用いられてき た。しかし、その定義には、対流圏中上層の月平均高度場を用いることが一般的であ り、成層圏との関連も含む偏差パターンの三次元的構造や、偏差パターンの形成・減 衰などの時間発展を記述することは困難である。一方、近年では、長周期変動成分を 濾波した日々のデータを用い、テレコネクションパターンと成層圏の関係について、 時間発展にも注目した研究も報告されている。

例えば、Nishii and Nakamura (2010) は、WP パターンが卓越すると北極域成層 圏の温度が低下することを指摘している。彼らは、WP パターンを太平洋西部の、500 hPa 高度場偏差の経験的直交関数解析の第1モードとして定義し、日々の高度場偏差 のWP パターンへの射影よりWP パターン指数を定義した。解析期間 1979 年から 2008 年の冬季(11 月—3 月)のうち、この指数が極大を示す 18 事例の合成図を図 1.3.2 に示す。極大日前はWP パターンの発達に伴い、極東域に存在する気候値的な 気圧の谷が、東からの高気圧正偏差に覆われ、ロスビー波の砕波を伴うブロッキング 高気圧がオホーツク海域で形成される(図 1.3.2 e, f)。一方、極域の成層圏温度は極 大日から1カ月程度低温化しており、これに伴い負の高度場偏差が現れている(図 1.3.2 b, c)。これは、オホーツク海北部でブロッキング高気圧が形成されることによ り、対流圏で惑星波の振幅が弱化、成層圏への上方伝播が弱まった結果、成層圏極夜 ジェットの惑星規模波による減速効果が弱まり、極渦が平年に比べ強化し、それに伴 い成層圏極域が低温化したと考えられる。

このように、三次元的構造や時間発展に注目することで、その気象要素をもたらし た力学的過程の推測が容易になる。



図 1.3.2 WP パターン指数が極大を示す 18 事例の合成図。(a)(b)(c)の黒色の実線(破線)は 30 hPa 合成高度場偏差が正(負)、コンター間隔は 50 m。有意水準 95%で有意に正(負) 偏差が大きい領域を黄(青) 色で色塗り。(a) day –5 (b) day 0 (c) day +5。紫色は、30 hPa 合成高度場が 23000 m および 23600 m。矢印はロスビー波活動度フラックスの 30 hPa 等圧 面の水平成分。単位はm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>。緑色はロスビー波活動度フラックス 100 hPa 等圧面の鉛直成分が 0.005 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>。(e)(f)(g)は(a)(b)(c)と同じ。但し、250 hPa 高度場偏差。紫色は 250 hPa 合成高度場が 10000 m。(Nishii and Nakamura, 2010)

#### 1.4 本研究の目的

前節で述べたように、日本に甚大な被害をもたらした豪雪事例の要因分析は多くの 報告が行われている。しかし、冬季極東域に寒波をもたらす一般的な循環場の特徴に ついて、より長期間のデータを用いて詳しく記述した研究はない。また、降雪量はメ ソスケール大気現象に大きく依存し、代表する空間スケールも小さいため、降雪量を もとに、寒波と関係する大気循環場の特徴を抽出するのは難しい。一方、これまで大 気長周期変動成分の特徴を記述するために用いられてきたテレコネクションパター ンの定義には、対流圏中上層の月平均高度場を用いることが一般的であり、成層圏と の関連も含む偏差パターンの三次元的構造や、偏差パターンの形成・減衰などの時間 発展を記述することは困難である。そこで本研究では、極東域の温度偏差に注目し、 それと関係する半球規模での大気循環場の時間・空間的特徴を、詳細に調べる。

この論文は、第2章で使用したデータセットおよび、EOF解析や確率密度関数(PDF) などの統計的手法について述べ、第3章で冬季極東域で卓越する温度偏差パターンと その形成要因等、解析結果を述べる。第4章では本研究の解析結果から、寒波と温暖 化の関係について考察し、第5章で論文の結論を述べる。

## 第2章 使用データと解析手法

本研究では、1957年から2002年までの45年分にわたる冬季期間の日々のERA-40 再解析データセットを用いて、冬季極東域の主要な温度変動パターンをEOF解析に より取り出し、寄与率の大きな主成分変動に伴う北半球大気循環偏差場を、回帰分析 により特徴付ける。次に、この主要な2つのEOFに伴うPC1、PC2により張られる 位相空間上での確率密度分布を元に、極東域で出現しやすい温度偏差パターン(レジ ーム)を抽出する。さらに、各レジームについて、位相空間上での合成図解析を実施 し、各レジームの形成・維持・終息プロセスを詳細に吟味する。通常の合成図解析で は、1つの変数に基づき実施することが多いが、ここでは、上記の2つの変数で張ら れた位相空間で合成図解析を実施する手法を提案する。

まずこの章では、用いたデータセットおよび、EOF 解析や確率密度関数 (PDF) などの統計的な解析手法について述べる。

#### 2.1 データセット

#### 2.1.1 ERA-40 再解析データセット

本研究では、ERA-40 再解析データセットを用いた。データは、6 時間毎(00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC) に、1000 hPa から 0.4 hPa までの 23 層の等圧面上の 2.5 度×2.5 度の緯度経度格子点上で与えられている。解析に使用した期間は 1957/58 年 から 2001/02 年の 45 冬季(12 月 1 日~2 月 28 日)である。

ERA-40 再解析データ	
データの期間	1957年9月1日~2002年8月31日
	1 日 4 回(00, 06, 12, 18UTC)
水平解像度	緯度経度 2.5°×2.5°格子
鉛直方向の層数	23 層(1000, 925,850, 700, 600, 500,
	400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30,
	20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.4 hPa 面 )

ここでは、異常気象と関連する大気長周期変動成分に着目して解析するため、6時間毎に与えられた再解析データをまず日平均し、得られた日平均値に cut-off 周期が10日の Lanczos filter を適用し(詳細は Appendix A 参照)、日々の長周期変動成分

を濾波した。用いた Lanczos filter のウィンドウ期間は 20 日間である。一方、気候 値は1957年9月1日から2002年8月31日までの日平均値より日々の平均値を求め、 さらにこの平均値に対して 60 日の Lanczos filter を施した値で定義した。また、偏 差は日平均値と気候値の差に、10 日の Lanczos filter を施した値で定義した。

本研究で実施する解析期間中には 4050 日分(90 日×45 冬季)のデータが存在する。

#### 2.1.2 外向き長波放射 (OLR)

本研究では、大気の対流活動の指標として米国国立大気海洋庁(NOAA)作成の外向 き長波放射(Outgoing Longwave Radiation: OLR)を用いた。データは、2.5 度×2.5 度の緯度経度格子点上で、日平均値が与えられている。解析に使用した期間は、 1979/80 年から 2001/02 年の 23 冬季(12 月 1 日~2 月 28 日)である。

NOAA OLR データ	
データの期間	1979年1月1日~2009年12月31日
	1 日 4 回(00, 06, 12, 18UTC)
水平解像度	緯度経度 2.5°×2.5°格子

異常気象と関連する大気長周期変動成分に着目するため、前節と同様に、cut-off 周期が10日のLanczos filterを適用した値を用いた。気候値は1979年1月1日から 2009年12月31日までの日平均値より日々の平均値を求め、さらにこの平均値に対 して60日のLanczos filterを施した値で定義した。偏差は日平均値と気候値の差に、 10日のLanczos filterを施した値で定義した。

本研究で実施する、解析期間中には 2070 日(90 日×23 冬季)のデータが存在する。

#### 2.2 解析手法

この章では、3.1節および3.3節で用いる統計解析の手法について述べる。

#### 2.2.1 EOF 解析

Empirical orthogonal functions (EOFs) は、データを要約するための代表的な 手段であり、多数のデータからモードと呼ばれる少数個の時間・空間関数を抽出し、 次元を減らす事によって、元のデータの持つ意味を理解しやすくすることができる。 本研究では、冬季極東域の 45 年分に及ぶ等圧面の温度のグリッドデータから、いく つかの空間のモード、つまり卓越する変動パターンを抽出するために、EOF 解析を 行った。解析領域は、日本列島ほぼ全域を覆う、北緯 25 度〜北緯 50 度、東経 120 度〜東経 150 度とし、領域内には、K=143 の格子点が存在する。これらの格子点上 の 850 hPa 温度偏差から作成される共分散行列について、以下のように固有値計算を 行い、主要変動成分を取り出した。

まず、EOF の空間構造を求める、固有値・固有ベクトル問題は  

$$\mathbf{V}\,\vec{x}_m = \lambda_m \vec{x}_m$$
 (2.1)

である。ここで、 $\lambda_m$ は固有値、 $\vec{x}_m$ は固有ベクトル、mはモード、Vは850 hPa温度 偏差の各格子点同士の共分散行列、

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} \sigma_{11}^2 & \cdots & \sigma_{1K}^2 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{K1}^2 & \cdots & \sigma_{KK}^2 \end{bmatrix}$$
(2.2)

である。 $\sigma_{ij}^2$ は、格子点*i*と格子点*j*の共分散

$$\sigma_{ij}^{2} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^{N} T_{i}' \cos \phi_{i} T_{j}' \cos \phi_{j}$$
(2.3)

N は時系列の長さであり、偏差T'には格子点データの緯度( $\phi$ )依存による疎密の補 正を行うため、 $\cos\phi$ を掛けた。

次に、各モードの空間パターンEOFmと主成分スコアPCmを求める。式(2.1)で求められた固有ベクトルはノルムの大きさが1となるように規格化されているため、各モードの空間パターンは以下のように、固有値の平方根(スコアの標準偏差)と固有ベクトルの積をとり、

$$EOF_m = \sqrt{\lambda_m} \, \vec{x}_m \tag{2.4}$$

と定義した。また、各モードの主成分スコアは、固有ベクトルと各格子点の 850 hPa 温度偏差の内積を規格化し、

$$PC_{mn} = \frac{\vec{x}_m \cdot \vec{T}'_i(n) \cos \vec{\phi}}{S_m}$$
(2.5)

と定義した。ここでも格子点データの緯度( $\phi$ )依存による疎密の補正を行うため、 偏差  $T_i'(n)$  に $\cos \phi$ を掛けた。 $S_m$ は、 $\vec{x}_m \cdot \vec{T}_i'(n) \cos \vec{\phi}$ の標準偏差である。

このようにして求められた、最も固有値の大きいモードの空間パターンを EOF1、 これに伴う主成分スコアを PC1 とした。同様に、固有値の 2 番目に大きいモードの それが、EOF2 および PC2 である。

#### 2.2.3 確率密度関数 (PDF)

冬季極東域で出現しやすい温度偏差パターン(レジーム)を抽出するため、2 つの 主要な主成分スコア(*PC1*, *PC2*)で張られる 2 次元位相空間における確率密度分布 (Probability Density Function; PDF)を求め、モンテカルロ法による有意差検定を行った。

#### a. 2D PDF

2 つの主要な主成分スコア (*PC1*, *PC2*) で張られる 2 次元位相空間における確率 密度分布 (PDF) を、Kimoto and Ghil (1993)に従い、以下の手順で評価した。

まず、ある日 *i* における偏差場パターンに相当する 2 次元状態ベクトル*x*を以下のように定義する。

$$\boldsymbol{X}_{\boldsymbol{i}} = \left( PC1_{\boldsymbol{i}}, \ PC2_{\boldsymbol{i}}\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} \right)$$
(2.6)

ここで、 $PC1_i \ge PC2_i$ は *i* 日目における主成分スコア、 $\lambda_1 \ge \lambda_2$ は、それぞれ EOF1  $\ge$  EOF2 に対応する固有値である。このように、PC2の大きさを PC1の標準偏差の 大きさでスケーリングし直した(Kimoto and Ghil, 1993)のは、PC2の変動の大きさ が PC1の変動に比べて小さいことを加味するためである。つまり、温度の変動は PC2 方向に比べ PC1 方向に変動しやすいことを考慮するためである。

次に、式(2.6) で定義された、位相空間上の観測データのサンプルポイント(サン プル数は 4050) に基づき、kernel density estimation(Silverman, 1986)法を用いて、 2 次元位相空間上における確率密度関数(probability density function: PDF)  $\hat{f}(x)$  を 求める。この手法では、それぞれのサンプルポイントについて、ある形と大きさを持 った連続的な局所 kernel density 関数を割り当て、これらの関数を全サンプルポイン トで足しあわせることにより、位相空間上における任意の点xにおける PDF  $\hat{f}(x)$ の 推定を行う。この推定された PDF の空間的滑らかさは、平滑化パラメータhによっ て制御される。このhは、各サンプルポイントが推定された PDF に影響を与える位 相空間上での影響半径に相当する。このパラメータhは、データ数が疎な位相空間で もより信頼性の高い PDF 推定が行えるように決定される。

本研究で採用した kernel density estimation 法の手順は以下の通りである (Kimoto and Ghil, 1993)。まず、試験推定関数 $\hat{f}_p(x)$ を以下のように定義する。

$$\hat{f}_p(x) = \frac{1}{C} \sum_{i=1}^{N} K\left(\frac{x - X_i}{h_p}\right)$$
(2.7)

ここで、 $X_i$ は *i*番目のサンプルポイントを示すベクトル、 $h_p$ は試験推定で用いる平滑 化パラメータ、Nはサンプルの大きさ、Cは積分 $\hat{f}_p(x)dx = 1$ を保証するために必要 な規格化定数で

$$C = \int \left\{ \sum_{i=1}^{N} K\left(\frac{x - X_i}{h_p}\right) \right\} dx$$
(2.8)

と定義される。式 (2.8) で、**K(x)**は kernel 関数で、ここでは、いわゆる Epanechnikov kernel

$$K(\mathbf{x}) = \begin{cases} 1 - \mathbf{x}^{t} \mathbf{x}, & \text{if } \mathbf{x}^{t} \mathbf{x} < 1\\ 0, & \text{if } \mathbf{x}^{t} \mathbf{x} \ge 1 \end{cases}$$
(2.9)

を採用した。ここで、tは転置を表す。ここでは、Silverman (1986)を参考にして、 試験平滑化パラメータ $h_p$ =1.77 として $\hat{f}_p(x)$ を求めた。

次に、各サンプルポイント**X**<sub>i</sub>に対する局所バンド幅η<sub>i</sub>を次の式で与える。

$$\eta_i = \left\{ \hat{\boldsymbol{f}}_{\boldsymbol{p}}(\boldsymbol{X}_i) / \mathbf{G} \right\}^{-\alpha} \tag{2.10}$$

ここで、

$$\log G = (1/N) \sum_{i=1}^{N} \log \hat{f}_{p}(X_{i})$$
(2.11)

であり、鋭敏度パラメータ $\alpha$ を $\alpha$ =0.5 (Silverman, 1986)として与えた。ここでは、 $\alpha$ および $h_p$ は上記の値で固定した。これは、Silverman (1986)によると、最終的に推定された PDF の試験推定に対する依存性が大変小さいためである。最後に、最終的に推定された PDF  $\hat{f}(x)$ を以下の式で与える:

$$\hat{f}(\boldsymbol{x}) = \frac{1}{C} \sum_{i=1}^{N} \eta_i^{-r} \boldsymbol{K} \left( \frac{\boldsymbol{x} - \boldsymbol{X}_i}{h \eta_i} \right)$$
(2.12)

ここで、hは最終平滑化パラメータ、rは次元数でr=2、Cは前述のCと同様に規格 化定数で、

$$C = \int \left\{ \sum_{i=1}^{N} \eta_i^{-r} K\left(\frac{x - X_i}{h\eta_i}\right) \right\} dx$$
(2.13)

で定義した。

この h は、least-square cross validation (LSCV) (Kimoto and Ghil, 1993)に基づき決定した。LSCV は、

$$M(h) \equiv \int \left( \boldsymbol{f} - \hat{\boldsymbol{f}} \right)^2 d\boldsymbol{x}$$
 (2.14)

で定義される評価関数を最小化する方法である。ここで、**f**はデータの真の確率密度、 **f**は推定された確率密度 PDF であり、積分範囲は位相空間の全領域である。この*M(h)* は、以下のように書き換えることができる。

$$M(h) = \int \hat{f}^2 dx - 2 \int f \hat{f} dx + \int f f dx$$
  
=  $\int \hat{f}^2 dx - 2 \int f \hat{f} dx + const$  (2.15)

式(2.15)において、真の確率密度関数**f**は求められないが、第2項をアンサンブル 平均の関係から、

$$\mathbb{E}\left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\hat{f}_{-i}\right] = \mathbb{E}\left[\hat{f}_{-i}\right] \equiv \int \hat{f}_{-i} f dx = \int \hat{f} f dx \qquad (2.16)$$

と見積もることができる。ここで、 $\hat{f}_{-i}$ は *i* 番目のデータポイントを排除して推定された、 $X_i$ での PDF である。また、E[]= $\int$ []fは、真の PDF に基づく期待値とみなせる。また、式(2.16)において、 $\hat{f}$ の代わりに $\hat{f}_{-i}$ を用いる cross-validating によって、有限のサンプルからより精度良く $\int f\hat{f}dx$ の推定値を導くことができる。

従って、式(2.15)を

$$M_0(h) = \int \hat{f}^2 dx - \frac{2}{N} \sum_{i=1}^{N} \hat{f}_{-i}(X_i)$$
(2.17)

と、サンプルデータのみで計算される評価関数 $M_0$ (h)で置き換え、その値を最小値に する hを求める。なお、右辺各項の積分は、数値的に求めることができる。図 2.1 に  $M_0(h)$ の依存性を示す。式(2.17)の計算では、日々の $PC_i$ の値を用いた。また、 $PC_i$ のの時系列は時間的に持続性を持つ(小さなラグに対する自己相関係数がゼロでない)ため、式(2.17)の $\hat{f}_{-i}$ の評価では、(i-0)から(i+10)までのサンプルを排除した。このようにして、求めた $M_0(h)$ (図 2.1)より、h=0.71で $M_0(h)$ は最小となることが分かる。従って、以下ではh=0.71とした。但し、最終的な PDF は、hを 0.5<h<1.0の範囲で与えても、ほぼ同じであることを確認している(図 2.1)。

なお、式(2.12)より、 $\eta_i$ が大きいサンプル点は、そのサンプル点から遠く離れた 領域での PDF に影響を与えることがわかる。式(2.10)より、あるサンプル点の周 囲に密集してデータ点が存在する場合、そのサンプル点の $\eta_i$ は大きくなる。しかし、  $\eta_i$ が大きい場合には、式(2.12)から、PDF に小さな影響しか与えないことも分かる。



#### b. 2D PDF の統計的有意性

前節で求められた PDF  $\hat{f}(x)$ が統計的に有意に 2D 正規分布から大きな値をとる位 相空間上の領域を調べるには、ノンパラメトリックな検定手法であるモンテカルロ法 が有効である。本研究では、冬季極東域で 2D 正規分布よりも有意に大きな出現確率 を持つ大気状態(レジーム)を調べるため、Kimoto and Ghil(1993)に従い、以下 のように検定した。

まず、観測されたサンプルデータ( $PC1_i$ ,  $PC2_i$ )と同じ標準偏差と、一日ずれ相関係 数をもつ、ランダムな時系列  $y1_i$ と  $y2_i$ (時系列の長さ Nはサンプルデータと同じ 4050) を、以下の式に従い発生させる。

$$y1_{i+1} = R1 \cdot y1_i + \sqrt{1 - R1^2} \cdot p_i \tag{2.18}$$

$$y2_{i+1} = R2 \cdot y2_i + \sqrt{1 - R2^2} \cdot p_i \tag{2.19}$$

ここで、*R1*および *R2*は、それぞれ観測された *PC1*および *PC2*のラグ1日での自己 相関係数で、例えば、*R1*は

$$R1 = \sum_{i=1}^{N} \frac{PC1_i \cdot PC1_{i+1}}{PC1_i^2}$$
(2.20)

で与えられる。また、式(2.18)、(2.19)で $p_i$ は標準偏差1の正規乱数である。この ようにして発生させたレッドノイズの特徴を持つ疑似時系列は、観測されたサンプル データと同じ標準偏差の大きさ(1)と、同じ平均値(0)を持つ。

次に、発生させた疑似時系列を用いて、2D 位相空間で PDF  $\hat{f}_{R}(x)$ を前述と同じ手 法で求める。この PDF  $\hat{f}_{R}(x)$ は発生させるデータ長が無限大のとき、正しく bivariate Gaussianity となるが、発生させるデータ長が有限(*N*=4050)の場合、PDF は見かけ 上 bivariate Gaussianity からずれる。このようにデータ長が有限なために出現する bivariate Gaussianity からのずれに比べて、観測されたサンプルデータから求められ た PDF  $\hat{f}(x)$ の bivariate Gaussianity からのずれが有意に大きい領域をレジームとし て定義する。

この疑似時系列を本研究では 10000 個発生させ、それぞれについて PDF を計算し、 10000 個の  $\hat{f}_R(x)$ を求めた。その後、2D 位相空間上の任意の点 xで、観測されたサ ンプルデータに基づく PDF $\hat{f}(x)$ と、発生させた疑似時系列から得られる 10000 個の PDF 確率密度 $\hat{f}_R(x)$ とを比較し、 $\hat{f}(x)$ の値が、大きい順に並べた 10000 個の $\hat{f}_R(x)$ の 中で何番目に位置するかを求めた。この結果から、例えば、 $\hat{f}_R(x)$ の上位 1000 番目 以内に $\hat{f}(x)$ が位置するとき、 $\hat{f}(x)$ は、90%の統計的有意性水準で、bivariate Gaussianity よりも値が大きいと判断できる。また、 $\hat{f}_R(x)$ の下位 1000 番目以内に 位置するときには、90%の統計的有意水準で、Gaussianity よりも値が小さいと判断 できる。

### 第3章 解析結果

3.1 節および 3.2 節では、冬季極東域の温度の変動成分を多く含む"変動パターン" と、それに同期する大気循環場について議論する。3.3 節および 3.4 節では、実際に 出現しやすい"偏差パターン"を調べ、それがどのような大気循環場の下生じるのか 議論する。

#### 3.1 冬季極東域で卓越する温度変動パターン

冬季、極東域で卓越する温度変動パターンを、2.2.1 節で述べた EOF 解析により調 べた。解析領域は、日本列島ほぼ全域を覆う、北緯 25 度〜北緯 50 度、東経 120 度 〜東経 150 度とした。以下では、850 hPa 面の温度偏差について行った EOF 解析の 結果を示すが、1000 hPa から 250 hPa の異なる等圧面温度偏差を用いて EOF 解析 で得られる主要変動パターンは、250 hPa 面を除いて 850 hPa 面でのそれとほぼ同 様である(図 3.1.1)。

その結果、最も大きな固有値(寄与率は 49.9%)に対応する空間パターン EOF1 は、冬季極東域で最も卓越する温度変動パターンに相当し、極東域全域の温度偏差が 同期して変動する特徴を示すことが分かった(図 3.1.1e)。この変動パターンの作用 中心は朝鮮半島付近の東経 125 度、北緯 40 度に存在する。次に寄与率の大きい第二 モードは、その寄与率が 25.8%で、対応する空間パターン EOF2 は、北緯 40 度付近 を境に極側の領域と赤道側の領域とで温度偏差が逆相関で変動するパターンに対応 する(図 3.1.1f)。また、EOF1 と EOF2 の二つのパターンで冬季極東域の 850 hPa 温 度変動の 75.7%を説明するため、以下の解析では、この 2 パターンを用いて解析を進 める。

次に、EOF1 (EOF2) に伴う主成分スコア PC1 (PC2) を図 3.1.2 に示す。期間 は、38 豪雪(昭和 38 年、1963 年)と対応する 1962 年 12 月 1 日~1963 年 2 月 28 日である。1 月と2 月では PC1 と PC2 の値は負となり、この時期は、極東域全体の 温度が低く、かつ、西日本で顕著な低温であったことが見て取れる。また、平成 18 年豪雪の起きた期間と対応する 2005 年 12 月 1 日~2006 年 2 月 28 日の主成分スコ アを図 3.1.3 に示す。平成 18 年豪雪は、2005 年 12 月から 2006 年 1 月上旬にかけて 記録的な大雪と低温が続いたことが知られているが、この期間の主成分スコアでは、 PC1 は周期的変動しながら、しばしば負の値をとり、PC2 は 12 月末に強い負の値と なることが分かる。したがって、この期間は、極東域全体の温度が周期的に低くなり、 12 月末は西日本で顕著な低温であったことが見て取れる。このように、PC1 と PC2 のみによって、過去の大寒波事例も特徴付けられることが分かる。



図 3.1.1 北緯 25 度〜北緯 50 度、東経 120 度〜150 度の領域で求められた 250 hPa 等圧面温度偏差場の EOF 第 1 モード(a)と EOF 第 2 モード(b)の空間パターン。等値線の間隔は 0.6 K。(c)(d)は 500 hPa 等圧面。(e)(f)は 850 hPa 等圧面。



図 3.1.2 1962 年 12 月 1 日から 1963 年 2 月 28 日までの(a) PC1 と、(b) PC2 の時間変動。



図 3.1.3 2005 年 12 月 1 日から 2006 年 2 月 28 日までの(a) PC1 と、(b) PC2 の時間変動。 データは JRA-25/JCDAS データセットを用いた。

#### 3.2 EOF1, EOF2 に伴う大気循環場の特徴

極東域における主要温度変動パターンに伴う大気循環場の特徴を調べるために、主 成分スコア PCと、各層の高度場偏差について、回帰分析を行った。

回帰 Yは、以下の式(3.2.1)のように、高度場偏差 $Z_{anom}$ と PCの共分散 $S_{xy}$ と PC の分散 $S_x^2$ の商で表すことができる。また、大気循環の時間発展についても調べるた めに、20日前から 20日後までのずれ回帰分析を行った。PCに対する高度場偏差の ラグをd ( $d = -20 \sim 20$  days)とすると(dが負の値は、高度場偏差が先行しているこ とを意味する)、ずれ回帰 Yは

$$Y = \frac{S_{xy}}{S_x^2} X$$
(3.2.1)

$$\begin{cases} S_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (Z_{anom})_{i+d} \cdot PC_i}{N-1} \\ S_x^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N} PC_i^2}{N-1} \end{cases}$$
(3.2.2)

で表現することができる。ここで、iは時刻(1日毎でi=1からN)、Nは時系列の長さ、 $PC_i$ はi日目の主成分スコア(PC1あるいはPC2)の値、( $Z_{anom}$ )<sub>i+d</sub>はi+d日目の高度場偏差を示す。

図 3.2.1 に PC1 と 250 hPa 等圧面高度偏差場とのずれ回帰分析の結果を示す。同時回帰では(図 3.2.1 d)、ヨーロッパ、ユーラシア北部、極東域を作用中心とするロスビー波列を見て取ることができるため、EOF1 は EU パターンと類似する空間パターンを持つことが分かる。一方、ずれ回帰図では、ラグが 15 日前(図 3.2.1 a)のとき、ユーラシア東部で正の高度場偏差、カラ海とバレンツ海付近で負偏差が現れ、10日前(図 3.2.1b)ではヨーロッパ域で正偏差が出現することが分かる。また、極東域の作用中心での偏差は同時回帰(図 3.2.1 d)に比べ小さい。このため、当初ヨーロッパ域に形成された作用中心からロスビー波のエネルギーが下流側に伝播するとともに、ユーラシア東部に位置していた正の偏差も若干東進することにより、同時回帰で見られる極東域での作用中心が形成されることが示された。その後、5 日後では(図 3.2.1 e)、極東域の作用中心が北太平洋中部にまで東方に延伸し、そこからさらに北米大陸上へと伝播する波列が形成される。

次に、北日本と西日本の温度偏差分布のシーソー的変動パターンを示す EOF2 の時 系列 PC2 と 250 hPa 等圧面高度場偏差とのずれ回帰分析の結果を図 3.2.2 に示す。 同時回帰分析 (図 3.2.2 d) は WP パターンと類似する空間構造を持つことがわかる。 高度場偏差は、東部シベリア域の作用中心と本州付近の作用中心との間でシーソー的 な変動を示す。一方、5日前のずれ回帰(図 3.2.2 c)では、同時回帰と同様のWPパ ターンを認められることができるが、上流側のカラ海付近に位置する作用中心の偏差 の大きさが同時回帰よりも大きく、逆に、極東域に位置する作用中心の偏差は同時回 帰よりも小さい。このことは、カラ海起源の準定常波列が南東方向にエネルギー伝播 することで極東域の高度場偏差が形成されていることを示唆している。さらに、5日 後(図 3.2.2 e)では、全体の位相が若干東側に移動するとともに、ユーラシア域の偏 差は小さくなり、太平洋域から北米にかけての偏差は増大している。このことは、時 間とともに下流側に波活動度が伝播し、パターンが減衰していく様子を示していると 考えられる。



図 3.2.1 *PC1* に対する 250 hPa 高度場偏差のずれ回帰。コンター間隔は 30 m。 有意水準 99%で 有意に正(負) 偏差が大きい領域を赤(青) 色で色塗りした。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5。(f) day +10,有意水準 99%で有意に正(負) 偏差が大きい領域を赤(青) 色で 色塗り。



図 3.2.2 PC2 と 250 hPa 高度場偏差のずれ回帰。陰影と等値線は図 3.2.1 と同じ。(a) day –15, (b) day –10, (c) day –5 (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。

次に、極東域での温度変動が成層圏循環と関連する可能性を吟味するため、10 hPa 等圧面高度場偏差とのずれ回帰を求めた(図 3.2.3)。PC1との同時回帰場(図 3.2.3 d) では、東西波数1型の偏差が卓越することが分かる。しかし、相関の有意な領域はユ ーラシア付近に限定される。一方、PC2とのずれ回帰場(図 3.2.4)を見ると、同時 回帰(図 3.2.4 d)では、西日本が高温傾向で北日本が低温傾向の場合、成層圏中層 では中高緯度域で負の高度場偏差、極域で正の高度場偏差が生じ、極夜ジェットが弱 化する極性を持つ環状モードパターンが出現することが見て取れる。これは、Nishii and Nakamura (2010)でも指摘されており、WPパターンに伴い東ユーラシア域で負 の高度場偏差が生じる(北日本で低温傾向)場合、対流圏から成層圏への惑星規模波 の上方伝播が強まり、成層圏での平均流一波動相互作用により、伝播してきた惑星規 模波が帯状風を減速するため成層圏で正の極性(極域で正の高度場偏差)を持つ環状 モードが出現すると考えられる。



図 3.2.3 *PC1* と 10 hPa 高度場偏差とのずれ回帰。陰影と等値線は図 3.2.1 と同じ。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day+5, (f) day+10。



図 3.2.4 *PC2* と 10 hPa 高度場偏差とのずれ回帰。陰影と等値線は図 3.2.1 と同じ。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。

次に、各 PCの変動と関連する高度場偏差の鉛直構造を調べるため、北緯 35 度~ 北緯 70 度の領域で南北平均した各等圧面高度場偏差と PC1 とのずれ回帰場を図 3.2.5 に示す。同時回帰(図 3.2.5 d)では、バレンツ海付近(東経 100 度付近)の負 偏差領域と、極東域(東経140度付近)の正偏差領域における位相は、対流圏で高さ とともに西に傾いていることが分かる。この鉛直構造は、惑星規模のロスビー波束が 上方に伝播する傾向にあることを意味している。実際、さらに下流側の東経180度付 近では成層圏下部の100hPaに負偏差が観測される。その偏差の大きさは統計的に有 意ではない。5日後では、全体の位相が東にずれるとともに、偏差の大きな領域が次 第に下流側に存在することが分かる。また、いずれの等位相線も高さと共に西に傾い ている。このことから、惑星規模波は上方伝播する傾向にあり、成層圏での高度場偏 差が波動の下方伝播を通じて大気下層の高度場偏差や温度偏差を強制する可能性は 極めて小さいことも確認できる。(図 3.2.5 b, c, e, f)。北緯 35 度〜北緯 70 度の領域 で南北平均した各等圧面高度場偏差と PC2 とのずれ回帰場を図 3.2.6 に示す。高度場 偏差の波列は次第に下流へ伝播している。5日前ではバレンツ海付近(東経 100 度付 近)のトラフがやや東傾しているので、成層圏下部から下方伝播している可能性があ る。


図 3.2.5 35°N~70°N で南北平均した高度場偏差と*PC1*とのずれ回帰の東西鉛直断面図。縦軸は 1000 hPa~10 hPa、横軸は 0°~125°E。コンター間隔は 10 m。陰影は図 3.2.1 と同じ。(a) day – 15, (b) day –10, (c) day –5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。



図 3.2.6 35°N~70°Nで南北平均した高度場偏差と PC2 とのずれ回帰の東西鉛直断面図。縦軸は 1000 hPa~10 hPa、横軸は 0°~125°E。コンター間隔は 10 m。陰影は図 3.2.1 と同じ。(a) day – 15, (b) day –10, (c) day –5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10

### 3.3 冬季極東域で生じやすい温度場レジーム

### 3.3.1 2D 位相空間における存在確率密度分布(PDF)

冬季極東域で出現しやすい温度偏差パターン(レジーム)を抽出するため、3.1 節 で導出した冬季極東域850 hPa 温度場偏差の2つの主要な主成分スコア(*PC1*, *PC2*) で張られる 2 次元位相空間における確率密度分布(Probability Density Function; PDF)を、2.2.3 節(a)で述べたように、Kimoto and Ghil (1993)に従い、評価した。

図 3.3.1 a に得られた PDF  $\hat{f}(x)$ を示す。この図の横軸は PC1、縦軸は PC2である。 求められた PDF は、おおよそ気候値(原点)付近に極大値をもつ 2 次元正規分布 (bivariate Gaussianity)に近い形を持っていることがわかる。しかし、より注意深く この PDF を見ると以下の特徴を見て取ることが出来る: PDF の極大域は原点からや や第4象限側に存在する。PC1 が正の領域では、PC2の符号に対して PDF の分布は 比較的対称的であるが、PC1 が負の領域では PC2に対して PDF はより非対称的な分 布となる。より具体的には、第2象限に比べ第3象限で PDF は大きな値をとる傾向 にあることがわかる。以上のことを、温度偏差分布に翻訳すると、極東域全域が暖か い場合には、平年よりも西南日本がより暖かい状態と北日本がより暖かい状態をほぼ 同じ確率で出現する。一方、極東域全体が低温傾向の場合には、北日本が平年に比べ 低温となる状態に比べ、西南日本の気温が平年以下になる状態の出現確率がより大き い。また、38豪雪(図 3.1.2)や、平成 18年豪雪(図 3.1.3)の状態が、この 2D 位 相空間では第3象限付近に状態変数が存在する場合の事象として特徴付けられるこ とは、極めて興味深い。

図 3.3.1 a で示された PDF は、ほぼ 2D 正規分布に近いが、前述の通り、特徴的な「非一様性」を有している。この非一様性に着目し、PDF が統計的に有意に 2D 正規 分布から大きな値をとる位相空間上の領域を、2.2.3 節(b)で述べたモンテカルロ法 (Kimoto and Ghil, 1993)を用いて検定した。なお、このような領域を「レジーム」と 定義する。すなわち、レジームとはランダムな分布(正規分布)よりも有意に大きな 出現確率を持つ大気状態を意味する。

検定結果を、図 3.3.1 b に示す。赤色(青色)で色塗りした領域は、80%の有意水 準で**f**(**x**)が bivariate Gaussianity より大きい(小さい)領域を示す。この図から、 観測されたサンプルデータより推定した PDF が有意に bivariate Gaussianity よりも 大きい領域が 2 つ存在することが分かる。1 つは *PC1* 及び *PC2* がともに負の値をと る第3象限に存在する領域であり、他方は *PC1*の軸上で *PC1*の値が正の領域である。 以下では、前者と後者の領域を、それぞれ、レジーム A とレジーム B と呼ぶ。この ように、この 2 つのレジームが冬季極東域で発生しやすい温度偏差パターンであるこ とが示された。レジーム A は、極東域の全域、特に、西日本で大きな低温偏差となる温度偏差パターンを表す。一方、レジーム B は、極東域の全域で暖かく、極東域での南北温度傾度が平年並みとなる温度偏差パターンと対応している。

また、レジームAと対のような、第2象限に位置する出現確率が有意に小さい領域 も興味深い。この領域は極東全域が寒く、特に北日本で大きな低温偏差、つまり、南 北温度傾度の大きい偏差パターンである。大規模循環の視点では、地球の回転の効果 により、南北に温度傾度のある状態が元々維持されているが、この温度差が大きい場 合、大気は力学的に不安定であるため、大気循環場の維持が難しく、発現しにくいと 考えられる。



図 3.3.1 2D 位相空間における存在確率密度(PDF)分布(a)。横軸は PC1、縦軸は PC2(PC1の 標準偏差で規格化)。等値線(実線)の間隔は 0.01、点線は 0.005。(b) モンテカルロ法に基づく存 在確率密度の有意性の検定結果(b)。有意水準を等値線で示す(PDF が 0.005 以上の領域のみ)。等 値線の間隔は 10%。有意水準 80%で 2 次元正規分布に比べ PDF の大きい領域は赤色、同水準で PDF が小さな領域を青色で色塗。

#### 3.3.2 2D 位相空間での平均速度ベクトル

前節で求められたレジーム A、 B で PDF が大きくなる要因を調べるために、i 日 目の各サンプルデータについて、(i+2)日目と(i-2)日目のサンプルデータ $X_i$ を用いて、 位相空間における「平均速度ベクトルV(x)」を、以下のように求めた。

$$V(x) = \frac{1}{C \cdot \hat{f}(x)} \sum_{i=1}^{N} \left\{ \eta_i^{-r} K\left(\frac{x - X_i}{h\eta_i}\right) \frac{X_{i+2} - X_{i-2}}{4} \right\}$$
(3.3.1)

ここで、
$$\hat{f}(\mathbf{x})$$
とCはそれぞれ、2.2節(a)に記述した、最終的に推定された PDF  
 $\hat{f}(\mathbf{x}) = \frac{1}{C} \sum_{i=1}^{N} \eta_i^{-r} K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{X}_i}{h\eta_i}\right)$  (2.12)

と、規格化定数

$$C = \int \left\{ \sum_{i=1}^{N} \eta_i^{-r} K\left(\frac{x - X_i}{h\eta_i}\right) \right\} dx$$
(2.13)

で与えられる。

このようにして求めた平均速度ベクトルの分布を図 3.3.2 a に、位相空間の各点に おけるその大きさの変動の大きさを示す | V(x) | の標準偏差を図 3.3.2 b に示す。図 3.3.2 a より、平均的にはサンプルデータの時間変化を示す解軌道は、この 2D 位相空 間上を反時計回りに回転する傾向にあることがわかる。すなわち、冬季極東域の温度 分布は、全域で温度偏差が正となった後は、北日本を中心に平年より温度が下がり、 その後、極東域で温度偏差が負となり、そして、西日本で温度が平年以下となった後 に、また、極東全域で温度偏差が正となる。また、大気の状態が気候値付近に存在す るときに平均速度は小さく、温度偏差が大きくなると平均速度は一般的に大きくなる ことが分かる。しかし、レジーム A とレジーム B が存在する領域では、平均速度が その周辺に比べ小さい。特に、レジーム A ではその傾向が顕著である。従って、特に、 レジーム A は持続性の高い偏差パターンであることが示された。

一方、図 3.3.2b から位相空間全体で平均した平均速度が 0.1/day なのに対し、平均 速度変動の標準偏差は 0.2/day に達することが分かる。このため、平均速度は、個々 の軌道の変化を代表していない可能性が高い。この事については、後に考察する。一 方、全体として、位相空間の右上半分領域での平均速度変動は、左下半分に比べて大 きい傾向にあることがわかる。特に、レジーム A の領域では、速度変動が顕著に小さ い。すなわち、極東域全域が低温傾向で、かつ西日本で温度偏差が負の大気状態(レ ジーム A) は、持続しやすく、個々のイベントの時間変化傾向も比較的類似している ことが分かった。



図 3.3.2 (a)平均速度ベクトル。PDF が 0.005 以上の領域のみ等値線を引く。横軸は *PC1、縦*軸は *PC2*で、等値線は平均速度ベクトルの大きさ、矢印は速度ベクトル。ベクトルの大きさは右下に示 す。|V| < 0.08/day の領域を赤色、 |V| > 0.16/day の領域を青色で色塗り。 (b) 平均速度ベクトル $の大きさの標準偏差 (<math>\sigma$ )。横軸は *PC1、縦*軸は *PC2*で、等値線の間隔は 0.01、 $\sigma < 0.22$  ( $\sigma > 0.28$ ) の 領域を赤色(青色) で色塗。レジーム A, B のおおよその領域を楕円で示す。

# 3.4 レジームA(西日本寒冬パターン)に伴う大気循環場の特徴

冬季極東域で生じやすい温度分布パターンであるレジーム A に伴う大気循環場の 特徴を解析するために、ここでは二通りの手法で、位相空間上での合成図解析を行う。 また、レジーム A を代表する点として、以下では、(*PC1*, *PC2*)=(-1.0, -1.4)で定義 する点 *O*(図 3.4.1 での大きい赤い点)を考え、この点 *O*を通過する軌道の特徴を解 析する。なお、点 *O*近傍のレジーム A 内にある点を考えても、以下の特徴はほぼ同 じである。

### 3.4.1 平均速度ベクトルを用いた合成図解析

まず、t=0で点 $O(x_0)$ を通過する軌道 $x_d(t)$ を、速度ベクトルV(x)を用いて以下の積分することにより求める。

$$x_{d}(t) = \int_{0}^{t} V(x_{d}(t))dt + x_{0}$$
(3.4.1)

$$\boldsymbol{x_o} = (-1.0, -1.4) \tag{3.4.2}$$

式(3.4.1)に従って求められた、*x<sub>d</sub>*(t= -20 day)から*x<sub>d</sub>*(t= +20 day)までの毎日の「軌 道」 *x<sub>d</sub>*(t)の位置を図 3.4.1 に赤色の小さな点で示す。図 3.3.2 a から予期されるよう に、軌道は *PC1* が負で *PC2* が 0 付近の領域から時計回りに、*PC1* が正で *PC2* が負の領域へと進むことが確認できた。

次に、この軌道  $x_d(t)$ 上の各点で、以下のように、その近傍に存在するサンプルデ ータを用いて合成解析を行った。例えば、求める 250 hPa 高度場偏差の合成図 $Z_d$ (x,y)は、i日目のサンプルデータの 250 hPa 高度場偏差 $Z_i(x,y)$ を用いて、

$$Z_d(x, y) = \sum_{i=1}^{N} W_i(x_d) \cdot Z_i(x, y)$$
 (3.4.3)

と書くことができる。ここで、

$$\boldsymbol{W}_{i}(\boldsymbol{x}) = \frac{1}{\mathbf{C} \cdot \hat{\boldsymbol{f}}(\boldsymbol{x})} \eta_{i}^{-r} \boldsymbol{K} \left( \frac{\boldsymbol{x}_{d} - \boldsymbol{X}_{i}}{\mathbf{h} \eta_{i}} \right)$$
(3.4.4)

で、X<sub>i</sub>は i 日目のサンプルデータの 2D 位相空間での位置である。

このように求められた 250 hPa 高度場偏差合成図を図 3.3.5 に示す。15 日前(図 3.3.5 a)では、ヨーロッパからユーラシア北部を経由し極東域に至る波列が顕著であり、EUパターンと類似している。ピーク(図 3.4.2 d)では、WPパターンと類似する、シベリアと本州付近に作用中心が存在する双極子型の高度場偏差として特徴づけられる。一方、ヨーロッパ域の負偏差は減衰し、太平洋域から北米域へ至る波列が出現する。さらに、10 日後(図 3.4.2f)では、図 3.4.2 d で出現した WPパターンが南東方向に移動し、図 3.4.2 a の EUパターンとは逆位相の負の EUパターンが顕著となる。この結果は、図 3.2.1 d や図 3.2.2 d で示された *PC1* や *PC2*に対する 250 hPa 高度場偏差の回帰分析結果と整合的で、2D 位相空間で軌道が、第 3 象限から第 4 象限へと通過すると、正の EUパターンから正の WPパターン、さらに負の EUパターンと遷移していくことと対応している。

ところで、この方法では、位相空間上の一点を通過する軌道変化を、いくらでも過 去に遡って、あるいは、いくらでも遠い未来までも予測することができる。しかし、 この軌道の時間変化は平均速度ベクトルに基づいて求められたことに注意すべきで ある。この平均速度ベクトルは、図 3.3.2 b で示されたように、変動の大きい軌道変 化から算出されており、図 3.3.2a で示された決定論的な成分よりも大きなノイズ成分 を含んでいる。従って、平均速度ベクトルに基づく軌道変化の予測には、大きな制約 が存在する。また、気象学的直観によると、合成図は key day (*t*=0)から時間的に離 れるに従い、その偏差の大きさは小さくなり気候値に近づくため、偏差の統計的有意 性は小さくなるはずである。しかし、図 3.4.2 で示されたように、15 日前や 10 日後 でも合成図は大きな偏差成分を含んでおり、この気象学的直感と矛盾している。この

37

矛盾は、軌道の予測で無視したノイズ成分から生じているのである。そこで、次節では、key day (*t=*0)で点 **0**の近傍を通過したイベントから合成図解析することにする。



-3 -2 -1 0 1 2 3 図 3.4.1 点 **O**=(-1.0, -1.4) (大きいな赤色点)を通過する平均的軌道。前後 20 日間の 軌道の位置を示す。小さな赤色の点は平均速度ベクトルを時間積分して求めた平均軌道、緑 色の点は点 **O** 近傍を通過したイベントの合成から求めた平均的軌道。横軸は PC1、縦軸は PC2。



図 3.4.2 平均速度ベクトルを時間積分することにより求められた点 O を通過する平均的軌道での 250 hPa 高度場偏差合成図。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。 等値線の間隔は 30 m。

# 3.4.2 レジームイベントに基づく合成図解析

レジーム A を代表する点 O の近傍を軌道が通過した個々のイベントを以下のよう に平均することにより合成図を作成する。まず、day 0 における点  $O(x_0)$  での合成図  $\overline{Z}_0(x,y)$ は、i日目のサンプルデータを $\overline{Z}_i(x,y)$ を用いて、

$$\overline{Z}_{0}(x,y) = \frac{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(x_{0}) \cdot Z_{i}(x,y)}{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(x_{0})}$$
(3.4.5)

と書くことができる。ここで、

$$W_i(\boldsymbol{x_0}) = \frac{1}{c \cdot \hat{\boldsymbol{f}}(\boldsymbol{x_0})} \eta_i^{-r} \boldsymbol{K}\left(\frac{\boldsymbol{x_0} - \boldsymbol{X_i}}{h\eta_i}\right)$$
(3.4.6)

である。式(3.4.6) より、day j では、個々のi日目のサンプルデータはi+j番目の データとなるので、day j の合成図 $\overline{Z}_i(x,y)$ は、

$$\overline{Z}_{j}(x,y) = \frac{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(\boldsymbol{x}_{0}) \cdot Z_{i+j}(x,y)}{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(\boldsymbol{x}_{0})}$$
(3.4.7)

で与えることができる。

また、このセクションではより詳細な解析を行うために、高度場偏差だけでなく、 波活動度フラックス、流線関数、OLR についても合成解析を行う。これらの解析に より、レジームAが卓越する前後での、エネルギー伝播の様子や、熱帯の循環場、お よび対流活動を調べることができる。なお、本研究では、Takaya and Nakamura(2001) で定義される定常ロスビー波の波活動度フラックスを用いた(詳細は Appendix C 参 照)。

式(3.4.7)に基づいて求められた 250 hPa 高度場偏差の合成図を図 3.3.6 に示す。 極東域全域、特に西日本で低温偏差となる温度分布パターンの成熟期(day 0)の15 日前(図 3.3.6 a)では、アラスカ上空にブロッキング高気圧が存在するが、ユーラ シア域には有意な偏差は存在しない。その後、時間の経過とともに(図 3.3.6 b, c)、 極向きのエネルギー伝播を伴うブロッキング高気圧が発達しながら西進し、ヨーロッ パ域では正の EU パターンが徐々に発達する(図 3.3.6 c)。この EU パターンは波列 の下流側への弱いエネルギー伝播を伴う。ピーク(図 3.3.6 d)では、西進してきた ブロッキングと EU パターンが重畳し、極東域で強い WP パターンが形成される。シ ベリア域から極東域へ、強いエネルギー伝播がみられる。当然ながら、図 3.3.6 dで 示される成熟期の合成図は、図 3.3.5 d を同一である。さらに、衰退期(図 3.3.6 e, f)

40

では、下流域の北太平洋から北米にかけての波活動度の大きな射出を伴って波列が伝 播するが、極東域の偏差は減衰していく。

また、このようにして求められた合成図は key day から離れるに従い、その偏差 は小さくなり気候値に近づくことが分かる。実際、2D 位相空間における day jにお ける位置の合成図 $\overline{X}_j$ は、

$$\overline{X}_{j} = \frac{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(\boldsymbol{x}_{0}) \cdot X_{i+j}}{\sum_{i=1}^{N} W_{i}(\boldsymbol{x}_{0})}$$
(3.4.8)

で求められる。図 3.3.4 の緑色の点は、このようにして求められた $\bar{X}_j$ を示す。この図 からも、key day から離れるに従い、合成した軌道の位置は気候値に近付いているこ とが分かる。

一方、図 3.3.7 に、図 3.3.6 と同様にして求めた、10 hPa 高度場偏差合成図を示す。 成層圏中層では 10 日前(図 3.3.7 b)に、アラスカ上空に有意な低気圧性偏差が存在 し、それが徐々に極に移動することにより、ピーク(図 3.3.7 d)に強い極渦が形成 される。また、10 日後(図 3.3.7 f)では、成層圏で有意な偏差は存在しない。また、 ピーク(図 3.3.7 d)での偏差の分布は、図 3.2.4 dの回帰分析の結果から予期される 分布と矛盾しない。さらに、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差よりも先んじて有意に 大きくなる傾向は見て取れなかった。逆に、第 3.2 節で考察したように、この合成図 解析の結果からも、対流圏での WP パターンの形成に付随して、成層圏の極渦が強ま っており、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差を強制する有意な形跡を、この合成図か ら見いだすことは困難である。

次に、図 3.3.8 に、図 3.3.6 と同様にして求めた、OLR と 250 hPa 流線関数の偏差 の合成図を示す。15 日前(図 3.3.8 a)から 10 日後(図 3.3.8 f)まで全体を通して、 これらの OLR 偏差は 99%の水準で統計的に有意である。南シナ海付近では対流活発 域、日付変更線付近では対流不活発域が存在する。これはラニーニャ時における対流 の特徴と同様である。また、5 日前(図 3.3.8 c)では、ベンガル湾の上層に、極東域 へ弱いエネルギー伝播を伴う高圧性循環偏差が存在し、ピーク(図 3.3.8 d)では減 衰している。これは、持続的な南シナ海の対流活動に伴って、ベンガル湾上空に高気 圧性偏差を形成し、そこから射出された準定在性 Rossby 波列が亜熱帯ジェットを導 波管として北東に伝播し、日本上空の対流圏上層に低気圧性偏差を形成したと考えら れる。この南シナ海の対流活動に伴う、ベンガル湾の高気圧性偏差の形成は、松野ー ギルパターンと呼ばれている。熱帯域に熱源を置いた場合、対流圏上層ではその西側 に高気圧性偏差が形成される(詳細は Appendix D参照)。また、この形成された高 気圧性偏差から射出された準定在性 Rossby 波列の伝播についても、その詳細を Appendix E で述べる。

41

以上のことから、レジームAで特徴づけられる、極東域全域、特に西日本で低温偏差となる温度偏差パターンは、その形成期には、アラスカ上空に存在したブロッキング高気圧が西進しつつ、EUパターンと重畳することにより形成された、強い正のWPパターンに伴って出現することが示された。それと同時に、熱帯では、南シナ海での対流活発化に伴い、ベンガル湾上空で形成されたロスビー波が亜熱帯ジェット上を北東へ伝播し、西日本の低気圧性偏差に寄与したものと考えられる。成層圏では、対流圏でのWPパターンに付随して極渦が強まる傾向にあり、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差を強制する形跡はみられない。



図 3.3.6 点 *O*=(-1.0, -1.4)近傍を通過したイベントから作成した 250 hPa 高度場偏差の合成図。 (a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10 。統計的有意水準が 99%以上で 偏差がゼロでない領域を色塗。有意な正(負) 偏差領域は赤(青) 色で示す。等値線の間隔は 30 m。 高度場偏差に伴う波活動度フラックス(Takaya and Nakamura,2001)をベクトルで示す。単位は m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>、ベクトルの大きさは右下の矢印で示す。



図 3.3.7 図 3.3.6 と同じ。但し、10 hPa 高度場偏差合成図。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。



図 3.3.8 図 3.3.6 と同じ。但し、黒色は外向き長波放射量(OLR)で、コンター間隔は 10 W/m<sup>2</sup>。紫色は流線関数で、コンター間隔は 3×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s。有意水準が 99%以上で OLR の偏差が有意な領域に 色塗り。有意な正(負)偏差領域は、赤(青)色で示す。高度場偏差に伴う波活動度フラックス(Takaya and Nakamura,2001)を緑色のベクトルで示す。単位はm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>、ベクトルの大きさは右下の矢印で示す。(a) day –15, (b) day –10, (c) day –5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。



図 3.3.9 図 3.3.6 と同じ。但し、850 hPa 高度場偏差合成図。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。



図 3.3.10 図 3.3.6 と同じ。但し、500 hPa 高度場偏差合成図。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。



図 3.3.11 図 3.3.6 と同じ。但し、50 hPa 高度場偏差合成図。(a) day -15, (b) day -10, (c) day -5, (d) day 0, (e) day +5, (f) day +10。

# 第4章 考察

# 4.1 初冬の寒波と温暖化

第3章では、温度変動レジームA、すなわち、極東域全域、特に西日本で低温偏差 となる温度変動パターンと、南シナ海付近からベンガル湾での対流活動の影響につい て議論した。この熱帯域における対流活動が引き起こす大規模循環偏差場のおおまか な特徴は、松野-ギルパターンで説明することができる(詳細は Appendix D 参照)。 すなわち、赤道上に対流活動を伴う熱源がある場合、対流圏上層では、熱源の北西側 と南西側の両半球において赤道対象な高圧性循環が生じる。一方、赤道より北半球(南 半球)寄りに熱源を置いた場合は、対流圏上層の大気応答は赤道に対し南北非対称と なり、熱源の北西(南西)側に強い高気圧性循環が存在し、南西(北西)側に弱い高 気圧性循環が形成される。従って、熱帯の海面水温(SST)の極大域が北半球側にあ る初冬では、対流圏上層において、対流活発域の北西域に高気圧性循環が形成し、そ こから亜熱帯ジェット上を導波管としてロスビー波が伝播することにより、極東域の 対流圏上層が低気圧性循環偏差となり、西日本が寒冬になりやすい。しかし、強い SST の極大域が南半球側に移る晩冬では、対流活動の中心も南半球側に移動し、北半 球側に顕著な高気圧性循環は形成されにくくなる。このため、西日本寒冬パターンは 生じにくいと推察することができる。実際に、平成 18 年豪雪では、初冬(2005 年) 12月末) に、西日本寒冬パターン EOF2 の指数である PC2 が大きい負の値となった (図 3.1.3)。さらに、前田ほか(2007)は 2005 年 12 月に生じた日本付近の異常低温の 要因は、熱帯域のベンガル湾からフィリピン付近での非常に強い積雲対流活動である と報告している。

本研究で見出されたレジームA、すなわち極東全域、特に西日本で低温偏差となる 温度偏差パターン領域で、確率密度が有意に大きい要因が熱帯での対流活動であるな らば、晩冬のみデータを用いて PDF を求めた場合、レジームA は検出されない可能 性が高い。本研究では、12月1日から2月28日のデータを用いた解析を行ったが、 解析期間を初冬と晩冬に分けて、その時期毎の寒冬の原因を今後詳しく解析する必要 がある。さらに、ベンガル湾からフィリピン沖での対流活動は、その領域での SST の高温化と関連する可能性が高い。地球温暖化に伴い熱帯域の SST は高くなるので、 今後は初冬の西日本での寒冬パターンの出現頻度が増す可能性が高いことを本研究 は示唆している。これについては、本研究では解析していない 2000 年以後のデータ について、それ以前の期間と比べ、PDF の変化した可能性について解析する必要が ある。

### 4.2 2011 年 12 月の天候と大気循環場

さて、本修論執筆中の2011年12月に西日本で顕著な寒波が出現したので、その要 因を本研究結果より考察する。まず、気象庁は、2011年12月の気候系の特徴を、次 のように解説している。(以下、気象庁 地球環境・海洋部「気候系監視速報(2011 年12月)」より抜粋)

<気候系の特徴(2011年12月)>

- ・ラニーニャ現象が持続している(エルニーニョ監視速報 No.232 参照)。
- ・気温は、北~西日本で低かった。日照時間は、東・西日本日本海側と沖縄・奄 美でかなり少なかった。
- ・ロシア北西部では異常高温、中央アジア南部では異常低温となった。
- ・大西洋からユーラシア大陸は、偏西風の南北蛇行が大きかった。
- ・熱帯の対流活動は、インド洋からインドネシア付近で平年より活発、太平洋赤 道域の日付変更線付近で不活発だった。
- ・太平洋赤道域の海面水温は、東部から日付変更線の西側にかけて負偏差だった。

<日本の天候>

月の後半を中心に断続的に強い寒気が流れ込んだため、北・東・西日本では月 平均気温が低く、冬型の気圧配置が強まった下旬には日本海側で大雪となった (図 4.2.1、図 4.2.2)。東・西日本日本海側では、上旬も寒気や気圧の谷の影響 で曇りや雨あるいは雪の日が多く、月間日照時間がかなり少なかった(図は詳 細)。北・東・西日本の太平洋側では、中頃以降を中心に冬型の気圧配置が卓越 して晴れの日が多かった。沖縄・奄美は月を通して寒気や気圧の谷の影響で曇 りや雨の日が多く、月間日照時間がかなり少なかった。

平均気温:北・東・西日本は低く、沖縄・奄美では平年並だった。

降水量:北・東日本日本海側で多かったほかは平年並だった。

日照時間:東・西日本日本海側と沖縄・奄美はかなり少なく、北日本日本海 側では少なかった。北・東・西日本太平洋側では平年並だった。

<世界の天候>

2011 年 12 月の世界の月平均気温偏差は+0.02℃であった。12 月の世界の平均 気温は、上昇傾向が続いており、長期的な上昇率は約 0.71℃/100 年である(図 は省略)。主な異常天候発生地域は次のとおり(図 4.2.3)。

○ロシア北西部では、異常高温となった。

○中央アジア南部では、強い寒気の影響で、異常低温となった。

〇フィリピンでは、ミンダナオ島を通過した台風第 21 号により、1200 人以上 が死亡したと伝えられた(フィリピン政府)。





図 4.2.1 月平均気温、月降水量、月間日 照時間の平年差(比)(2011年12月) 平年値は 1981~2010年の30年平均値。 (気象庁 気候系監視速報)

図 4.2.2 地域平均気温平年差の5日移動平均 時系列(2011年10月~2011年12月)。平年 値は 1981~2010年の30年平均値。(気象庁 気候系監視速報)



△:異常高温 ▽:異常低温 □:異常多雨 ×:異常少雨(気象庁 気候系監視速報)

<中・高緯度の循環>

月平均 500hPa 高度(図 4.2.4)は、北極域で負偏差となった(正の北極振動)。 大西洋からユーラシア大陸では偏西風の南北蛇行が大きかったこと(図 4.2.5) に対応して、正偏差と負偏差が交互に並ぶ波列パターンが卓越し、西シベリア は正偏差(リッジが形成)、日本付近は負偏差となった。これに対応して、シベ リア高気圧は平年より強く、また、アリューシャン低気圧は日本の東海上で平 年より強くなり、日本付近では冬型の気圧配置が強かった。



図 4.2.4 北半球月平均 500hPa 高度・平 年差(2011 年 12 月)。等値線の間隔は 60m 毎。陰影は平年差。平年値は 1981~2010 年の平均値。(気象庁 気候系監視速報)



図 4.2.5 北半球月平均 200hPa 風速・風ベ クトル(2011 年 12 月)。等値線の間隔は 15m/s 毎。平年の 30m/s の等値線を緑色で 表す。平年値は 1981~2010 年の平均値。 (気象庁 気候系監視速報)

#### <熱帯の対流活動>

熱帯の対流活動は、インド洋東部からインドネシア付近で平年より活発、太平 洋赤道域の日付変更線付近で不活発だった(図 4.2.6)。対流圏下層の赤道域で は、インド洋で西風偏差、太平洋西部から中部で東風偏差が明瞭だった(図は 省略)。対流圏上層では、アジア南部で高気圧性循環が明瞭となった(図 4.2.7)。 赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は、月の初め頃と終わり頃にイ ンドネシア付近を東進した(図は省略)。南方振動指数は+2.2 だった(図は省 略)。



図 4.2.6 月平均外向き長波放射量(OLR)平年差 (2011 年 12 月)。等値線の間隔は 10 W/m<sup>2</sup> 毎。平年値は 1981~2010 年の平均値。(気象庁 気候系監視速報)



図 4.2.7 月平均 200hPa 流線関数・平年差(2011 年 12 月)。等値線の間隔は10×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s毎。 陰影は平年差。平年値は 1981~2010 年の平均値。(気象庁 気候系監視速報)

<海況>

12月の太平洋赤道域の海面水温は、東部から日付変更線の西側にかけて負偏差 だった(図4.2.8)。NINO.3海域の月平均海面水温偏差および基準値との差は – 0.9℃だった(図は省略)。赤道を挟んだ南北両側の太平洋熱帯域では、中部か ら東部にかけて顕著な負偏差が見られた。北太平洋では、アリューシャンの南 で顕著な正偏差が見られた。一方、米国西岸からアラスカ南岸にかけて顕著な 負偏差が分布した。南太平洋では、オーストラリア東方沖から 30°S、130°W 付 近にかけて顕著な正偏差が見られた。

インド洋では、赤道域および南インド洋の熱帯域で顕著な正偏差が見られた。 北大西洋では、米国東方沖およびカリブ海で顕著な正偏差が見られ、45°N、 35°W付近で顕著な負偏差が分布した。



図 4.2.8 月平均海面水温平年差(2011 年 12 月)。等値線の間隔は 0.5℃毎。灰色ハッチ は海氷域を表す。平年値は 1981~2010 年の平均値。(気象庁 気候系監視速報)

気象庁「気候系監視速報(2011年12月)」より抜粋

2011年12月は全国的に温度が低かったが、下旬は西日本で特に負の温度偏差が顕 著だった(図 4.2.2)。これは本研究で見出されたレジーム A、極東域全域、特に西日 本で低温偏差となる温度偏差パターンと対応する。2011 年 12 月の北半球 500 hPa 高度場では(図4.2.4)、ヨーロッパ、西シベリア、日本付近に、正偏差と負偏差が交 互に並ぶ波列パターンが卓越した。本研究のレジームAに基づく合成図解析でも、成 熟期の10日前及び5日前に(図3.3.10b,c)、これと類似するパターンが表れており、 EU パターンとして扱った。一方、合成図解析の15日前(図3.3.10a)からピーク(図 3.3.10 d) にみられる、アラスカ上空からシベリアへ西進するブロッキング高気圧は、 2011 年 12 月の月平均高度場にはみられなかった。ところが、2011 年 12 月の月平均 OLR では(図 4.2.6)、ラニーニャ傾向(図 4.2.8)に伴い西太平洋域からインド洋で の高温偏差が顕著で、この SST 正偏差によって、インド洋からインドネシア付近で の対流が活発化したと考えられる。この対流活発域での非断熱加熱によって励起され たと考えられるアジア南部での対流圏上層の高気圧性偏差場も明瞭である。この高気 圧性偏差場は、本研究で得られた、10日前および5日前での合成図(図 3.3.8 b, c) でみられる、南シナ海やインドネシア付近の対流活発、その北西に位置するベンガル 湾の対流圏上層での高気圧性循環偏差と対応している。

このように、今冬、2011 年 12 月の寒波に伴う月平均大気循環場は、アラスカ上空 のブロッキング高気圧が存在しないことを除き、EU パターンが卓越したことや、南 シナ海やベンガル湾での活発な対流活動に伴い、対流圏上層に高気圧性循環偏差が存 在したことなど、本研究とで解析されたレジームAと共通する特徴をもっていたこと は大変興味深い。また、平成 18 年豪雪と同様に、今冬の寒波も、初冬でのイベント である点は、レジームAの形成要因と予測に関する今後の研究発展につながる重要な 示唆を与えていると考えられる。

# 第5章 結論

冬季極東域で卓越する温度変動パターンを抽出するため、1957年から2002年までの ERA-40 再解析データを用いた解析を行った。まず、冬季極東域における850 hPa 温度長周期変動成分について主成分分析を行い、この領域の温度変動パターンは、極 東域全域でのコヒーレントな温度変動パターンを表現するEOF1と、北日本と西日本 に作用中心を持ち南北の領域間での温度偏差のシーソー的変動パターンを表現する EOF2とで、全温度変動の約75%を表現することが示された。

次に、EOF1 と EOF2 で張られる 2D 位相空間における存在確率密度を求めた。その結果、存在確率密度が有意に 2 次元正規分布よりも大きくなる領域として 2 つのレジーム (レジーム A、レジーム B) を取り出すことに成功した。レジーム A は、PC1 及び PC2 がともに負の状態、すなわち極東域全域が低温傾向で、しかも西日本で低温傾向が強いパターンとして特徴づけられる。また、レジーム A では解軌道の時間変化も小さく、持続性の高い循環場であることが分かった。一方、レジーム B は極東域が暖冬となるパターンで、南北の領域間の温度差は気候値と変わらない状態に対応する。

次に、レジームAについて、位相空間における解軌道を用いて合成図解析を行い、 その時間変化傾向について解析した。その結果、レジームAの形成期(day -10)に は、対流圏上層のアラスカ上空でブロッキング高気圧が発達することが分かった。そ の後 (day -5)、このブロッキング高気圧は徐々に西進し、また、ユーラシア大陸上 で EU パターンが形成し始める。レジーム A の最盛期(day 0)では、この両者が重畳 し、シベリア上空で強い高気圧性偏差と、日本付近での強い低気圧性偏差が形成され、 強いWPパターンとなる。このWPパターンが、持続性が強く、極東域全域で寒く、 特に、西日本で厳冬となる温度偏差パターンを形成するのである。この WP パターン は、プラネタリー波の上方伝播を制限し、成層圏極渦は強化される。本研究で行った 合成図解析からは、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差を積極的に生成される形跡は認 められなかった。一方、熱帯の対流活動は、南シナ海で、レジーム A の形成期(day -15)から衰退期(dav+15)まで持続的に対流は活発であり、その北西に位置するべ ンガル湾の対流圏上層では、5 日前に高気圧性循環偏差が最も強まった。 レジーム A の最盛期(day0)では、WPパターンに加えて、この高気圧性循環偏差がトリガーと なって北東へ射出されたロスビー波束が、日本上空での負の高度場偏差の形成に重要 な役割を果たしていると考えられる。

# 謝辞

本研究は指導教員である京都大学防災研究所 向川 均 教授の御指導の下行われた ものです。向川教授には、研究面だけでなく、土台となる数学や英語、発表の練習等、 大変多くの御指導を頂きました。また、本研究の 2D 位相空間における合成図解析は、 榎本 剛 准教授の御提案により実施しました。研究を進めるに当たり、支えて下さっ た皆様に、この場を借りて心より御礼申し上げます。

## 引用文献

- Cushman-Rosin, B., 1994: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Prentice-Hall International (UK) Limited, London.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólma, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 553–597.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimentions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016–1022.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. Q. J. R. Meteorol. Soc., 10, 447–462.
- Highwood, E. J., and B. J. Hoskins, 1998: The tropical tropopause. Q. J. R. Meteorol. Soc., 124, 1579–1604.
- 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.
- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. J. Atmos. Sci., 47, 2177–2199.
- Iwao, K., and M., Takahashi, 2008: A Precipitation Seesaw Mode between Northeast Asia and Siberia in Summer Caused by Rossby Waves over the Eurasian Continent. J. Climate, 21, 2401–2419.
- 川村隆一,小笠原拓也,吉池聡樹,2007:平成18年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動.2005/06年日本の寒冬・豪雪,気象研究ノート,216,95-107.
- Kimoto, M., and M. Ghil, 1993: Multiple Flow Regimes in the Northern Hemisphere Winter. Part I :Methodology and Hemispheric Regimes. J. Atmos. Sci., 50, 2625–2643.
- 気象庁,昭和38年1月豪雪.

http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/1963/196301/196301.h tml (2012/2/28 アクセス).

気象庁, 平成 18 年豪雪 平成 17 年(2005 年)12 月~平成 18 年(2006 年)3 月. http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2005/200512/gousets u18.html(2012/ 2/ 28 アクセス). 気象庁, 2006: 冬 (12月~2月)の天候.

気象庁, 2012: 気候系監視速報(2011年(平成 23年)12月).

- Kuwano-Yoshida, A., and Y. Asuma, 2008: Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **136 (2)**, 712–740.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 89-94.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. J. Meteor. Soc. Japan, 44, 25–43.
- 日本気象学会, 1998: 気象科学辞典. 東京書籍株式会社, pp. 388-389.
- 西井和晃, 中村尚, 2007: 2006 年1月の成層圏突然昇温期間中の対流圏循環偏差場の 特徴. 平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 2005/06 年 日本の寒 冬・豪雪, 気象研究ノート, 216, 139–149.
- Nishii, K., H. Nakamura, and Y. J. Orsolini, 2010: Cooling of the wintertime Arctic strarosphere induced by the western Pacific teleconnection pattern. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L13805.
- Silverman, B. W., 1986: Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman and Hall/CRC, pp. 84–88.
- 立花義裕,高野陽平,岩本勉之,2007:熱源・水蒸気源解析からみた2005年12月の 日本海・オホーツク海とWPパターンとの関連性.2005/06年日本の寒冬・豪 雪,気象研究ノート,216,161-166.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave -Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. J. Atmos. Sci., 58, 608–627.
- 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.
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van De Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, FuentesM, Hagemann S, H'olm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette J-J, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the Geopotential Heig-

ht Field during the Northern Hemisphere Winter. Mon. Wea. Rev., 109, 784–812.

- Watanabe, T., 1990: Study on formation processes of SST anomalies in the western North Pacific: Role of the East Asian winter monsoon. Doctoral Thesis, Tohoku University, 121pp
- Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Ewbster., 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. J. Atmos. Sci., 56, 374–399.

# Appendix

### Appendix A Lanczos filter

本研究では、異常気象と関連する大気長周期変動成分に着目して解析するため、全てのデータに対して、Duchon(1979)の Lanczos filter を用いて日々の長周期変動成分を濾波した。ここでは、濾波の方法について説明する。

長周期変動成分の日々の値は、日平均値に以下の cut-off 周期が 10 日の Lanczos filter を適用した値で定義した。すなわち、日平均値を $x_i$ とすると、Lanczos filter 適用後のある日の値xは、

$$x \equiv \frac{\sum_{i=-n}^{n} w_i x_i}{\sum_{i=-n}^{n} w_i} \tag{A.1}$$

である。ここでwiは、

$$w_i = \frac{\sin(2\pi f_L i)}{\pi i} \frac{\sin\left(\frac{\pi i}{n}\right)}{\frac{\pi i}{n}} \quad (i = -n, \cdots, 0, \cdots, n) \tag{A.2}$$

で与えられる。また、 $f_L$ は cut-off 周期、2n+1 はフィルター関数の項数を表し、10 日の low-pass フィルターを施す場合、

$$f_L = 10(\exists), \quad n = 2f_L + 1 = 21(\exists)$$
 (A.3)

とした。

気候値xは日平均値より日々の平均値を求め、さらにこのデータに対して 60 日の Lanczos filter を施した値で定義した。すなわち、日々の平均値を $x_i$ とすると、ある 日の気候値xは、

$$\bar{x} \equiv \frac{\sum_{i=-n}^{n} w_i x_i}{\sum_{i=-n}^{n} w_i} \tag{A.4}$$

である。60日の low-pass フィルターを施す場合、cut-off 周期およびフィルター関数の項数は、

$$f_L = 60(\square), \quad n = 2f_L + 1 = 121(\square)$$
 (A.5)

とした。

# Appendix B テレコネクションパターン

Wallace and Gutzler (1981)では、テレコネクションパターンを以下のように客観 的に定義している。まず、1962/63 年から 1976/77 年の 12、1、2 月、15 冬季 45 ヶ 月分の月平均海面気圧と 500 hPa 高度場における、月毎の平均からの偏差から、相関 行列 R を計算する。行列 R の成分 $r_{ij}$ は、半球上のある格子点での高度場偏差 i とその 他全格子点 j での高度場偏差の、時間方向の相関係数である。R の列である $R_i$ は、図 B.1a のように、1 点相関図を表している。次に、ある i と全ての jの相関係数 $r_{ij}$ のう ち、最小となる $r_{ij}$ を成分とする行列 $T_i = |(r_{ij} \text{ minimum for all }j)|$ 、すなわち i 毎に最も 強い負の相関係数をプロットする (図 B.1b)。図 B.1b では、太平洋上を大円弧上に 並ぶ波列状の高相関領域や、オホーツク海と日本南海に、双極子型の高相関領域が存 在する。これらはそれぞれ PNA (Pacific North American) パターンと、WP (western Pacific) パターンの原型である。このようにして Wallace and Gutzler (1981)により 見つけられたテレコネクションパターンは、図 B.2 に示す 5 パターンがある。具体的 には、PNA パターン、WP パターン、EA (eastern Atlantic) パターン、WA (western Atlantic) パターン、EU (Eurasian) パターンである。





図 B.1 (a)北極と 50 hPa 高度場全ての格子点との 1 点相関図。統計期間は 1962/63 年から 1976/77 年の冬季(12-2月)。コンター間隔は 0.2。(b)500 hPa 高度偏差場での 1 点相関図毎の最小の相関係数 $\rho_i$ (テレコネクション度)をプロット。値は 100 倍し、負号を省略。淡色は $60 \le \rho_i < 75$ 、濃色は $75 \le \rho_i$ 。矢印は、個々の 1 点相関図で最も強い負相関の格子点を含む、強いテレコネクション度の中心を繋いでいる。統計期間は 1962 年から 1977 年の冬季(12-2月)の 45 ヶ月。(Wallace and Gutzler, 1981)。



図 B.2 冬季北半球で卓越するテレコネクションパターン 太線は、それぞれのパターンの指数と冬季 500 hPa 高度場の相関係数が±0.6。細線は 500 hPa 高度 場の平均値、コンター間隔は 120 m。統計期間は 1962 年から 1977 年の冬季(12-2 月)の 45 ヶ月。 (Wallace and Gutzler, 1981)。

Wallace and Gutzler (1981)では、この5パターンの指数について、冬季 (12月~ 2月)の500hPa月平均高度場の規格化偏差を用いて、以下のように定義している。  $PNA = \frac{1}{4} \{z^*(20^\circ N, 160^\circ W) - z^*(45^\circ N, 165^\circ W) + z^*(55^\circ N, 115^\circ W) - z^*(30^\circ N, 85^\circ W)\}$ (B.1)

WP = 
$$\frac{1}{2}z^*(60^\circ N, 155^\circ E) - \frac{1}{2}z^*(30^\circ N, 155^\circ E)$$
 (B.2)

EA = 
$$\frac{1}{2}z^*(55^\circ N, 20^\circ W) - \frac{1}{4}z^*(25^\circ N, 25^\circ W) - \frac{1}{4}z^*(50^\circ N, 40^\circ E)$$
 (B.3)

WA = 
$$\frac{1}{2} \{ z^* (55^\circ N, 55^\circ W) - z^* (30^\circ N, 55^\circ W) \}$$
 (B.4)

$$EU = -\frac{1}{4}z^{*}(55^{\circ}N, 20^{\circ}E) + \frac{1}{2}z^{*}(55^{\circ}N, 75^{\circ}E) - \frac{1}{4}z^{*}(40^{\circ}N, 145^{\circ}E)$$
(B.5)

ここでz\*は月平均高度場の規格化偏差である。

それぞれのパターンは、遠く離れた複数地点の高度場偏差の時系列間に顕著な正ま たは負の相関があることを示している。例えば、EUパターンの作用中心は、ヨーロ ッパ域の北緯 55 度、東経 20 度、ユーラシア中部(北緯 55 度、東経 75 度)、極東域 (北緯 40 度、東経 145 度)付近に存在し、ヨーロッパ域の高度場偏差と極東域の高 度場偏差とは正の相関がある。

# **Appendix C** 波活動度フラックス

準定常ロスビー波束の伝播の仕方や、特徴を調べるために波活動度フラックスを使用した。その中でも東西非一様な基本場中での停滞性の擾乱に対しても適用できる、 位相依存性のない特徴を持つ Takaya and Nakamura (2001)により示された波活動 度フラックス $W_s$ を使用した。デカルト座標系での $W_s$ の水平成分、鉛直成分は次のよ うに書くことができる。

$$\boldsymbol{W}_{s} = \begin{pmatrix} \bar{U}(\psi'_{x}^{2} - \psi'\psi'_{xx}) + \bar{V}(\psi'_{x}\psi'_{y} - \psi'\psi'_{xy}) \\ \bar{U}(\psi'_{x}\psi'_{y} - \psi'\psi'_{xy}) + \bar{V}(\psi'_{y}^{2} - \psi'\psi'_{yy}) \\ \frac{f_{0}^{2}}{N^{2}} \{ \bar{U}(\psi'_{x}\psi'_{z} - \psi'\psi'_{xy}) + \bar{V}(\psi'_{y}\psi'_{z} - \psi'\psi'_{yz}) \} \end{pmatrix}$$
(C.1)

ここで $f_0$ はコリオリパラメータ、 $N^2$ は浮力振動数の乗であり、それぞれ以下のように表される。

$$f_0 = 2\,\Omega\,\sin\phi_0\tag{C.2}$$

$$N^{2} = \frac{R_{a}p^{k}}{H} \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right) \tag{C.3}$$

ここで、 $\Omega$ は地球の角速度 (7.292×10<sup>-5</sup> *s*<sup>-1</sup>)、*R*<sub>a</sub>は乾燥空気の気体定数、*k*は*R*<sub>a</sub>を 低圧比熱で割った値、*H*はスケールハイト、*z* = -Hln*p*、*p* = (pressure/1000hPa)、 $\theta$ は 温位、 $\psi$ は流線関数、U は東西風、V は南北風である。また、添字*x*,*y*,*z* は座標軸で あり、*z* 軸には鉛直log*p*座標を用いている。また、A'、Āはそれぞれ擾乱成分と、平 均場を示し、本研究ではそれぞれ、長周期変動に伴う偏差場と気候値を与えた。

この波活動度フラックスの方向はロスビー波の局所的な群速度の方向に等しく、またその大きさは波活動度の大きさと等しくなっている。よってこのフラックスにより、 定常ロスビー波のエネルギー伝播をスナップショットで知ることが可能である。

### Appendix D 対流活動と関係した対流圏界面付近の構造

雲中の水が相変化する際に周りの大気と熱のやり取りをするため、熱帯域の積雲活動は潜熱放出を伴う。そのため、対流活動は赤道波のような、大規模な大気構造を励起する熱源となりえる(e.g., Wheeler et al., 1999)。赤道波のひとつに熱源の西側で赤道対称なロスビー波、熱源の東側でケルビン波の構造を持つ松野-ギルパターンがある。Gill(1980)は赤道付近の熱源によって松野-ギルパターンが形成されることを数値実験によって示した。図 D.1 に赤道上に熱源を置いた場合の大気応答パターンを、図 D.2 に赤道非対称な位置に熱源を置いた場合の大気応答パターンを示す。



図 D.1 赤道上に熱源を置いた場合の大気下層の応答。コンターは圧力、矢印は水平風を表す。(Gill, 1980)



図 D.2 赤道非対称な位置に熱源を置いた場合の大気下層の応答。熱源は北半球にある。コンターは 圧力、矢印は水平風を表す。(Gill, 1980)

さらに Highwood and Hoskins(1998)は、12 月から 2 月の西太平洋域と 6 月から 8 月のアジアモンスーン域に松野-ギルパターンとして理解できる構造が存在するこ とを示し、これらが非断熱源による対流圏大規模場の直接応答であることを、傾圧モ デルを用いて示した。この構造は、上部対流圏 250 hPa では熱源の東で赤道西風を伴 うケルビン波応答、熱源の西では赤道波に捕捉されたロスビー波応答である赤道対称 な高気圧性循環のペアを持つ。下部対流圏では上部対流圏とは逆の循環であり、高度 場と温度場の間には、当然ながら、図 D.3 に示すように静水圧平衡の関係が成り立っている。



図 D.3 赤道上の熱源に対する大気応答の模式図。太い矢印は大規模上昇流を伴う熱源の位置。H とLは圧力偏差、WとCは温度偏差を示す。(Highwood and Hoskins, 1998)

### Appendix E ロスビー波の伝播

Hoskins and Ambrizzi(1993)は、亜熱帯ジェットのような強い西風ジェット帯は定 常ロスビー波の導波管として働くことを示した。ここではこの導波管構造を示す全定 常波数についての説明を行う。

中緯度β平面での東西一様流中の順圧渦度方程式について、*Ā*を基本場、*A*'を擾乱成 分として線形化を行うと、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{U}\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi' + \beta_*\frac{\partial\psi'}{\partial x} = 0$$
(E.1)

となる。ここで、

$$\beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \overline{U}}{\partial y^2} \tag{E.2}$$

であり、 $\beta_*$ は絶対渦度の南北勾配を表している。ここに、 $\psi' = Ae^{i(kx+ly-\omega t)}$  (A は任意の定数)となる波動解を仮定し代入すると、以下のような分散関係の式が得られる。

$$\omega = \overline{U}k - \frac{\beta_* k}{K^2} \tag{E.3}$$

ここで*K* = √*k*<sup>2</sup> + *l*<sup>2</sup>は全波数である。

一方、定常ロスビー波の全定常波数 $K_s$ は、式(E.3)で $\omega = 0$ とおくと、

$$K = K_s = \sqrt{\frac{\beta_*}{\overline{U}}} \tag{E.4}$$

で与えられることが分かる。この全定常波数K<sub>s</sub>は西風基本場( $\overline{U}$ )、 $\beta_*$ がともに正のと きのみ定数となる。この全定常波数が虚数になるか、あるいはロスビー波の全波数 K がこの全定常波数K<sub>s</sub>よりも大きいときは、ロスビー波は伝播不可能である。また、  $\partial^2 \overline{U} / \partial y^2$ の影響が大きい、つまり鋭いジェットとなる構造を持つとK<sub>s</sub>の極大が生じ、 K<sub>s</sub>より波数が小さいロスビー波は極大が生じた緯度に捕捉される。このようなときに、 導波管構造が形成されていることを、Hoskins and Ambrizzi(1993)が示した。図 E.1 は、Hoskins and Ambrizzi (1993)で示された導波管構造が形成されているときの、 全定常波数のプロファイルと波の屈折率の概念図である。縦軸は南北方向を、横軸は 全定常波数の大きさを表す。この図のように南北方向にK<sub>s</sub>が極大を持つとき、右図の 太線の矢印で示されるようにロスビー波が導波管内に捕捉されて伝播することが分 かる。
この定常波数に球面の効果を取り入れるため、 $\beta_* \ge K_s \ge \lambda$ レカトル座標系で表すと以下のようになる。

$$\beta_M = \left\{ 2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi}\right)^2 (\cos^2\phi\bar{v}) \right\} \frac{\cos^2\phi}{a}$$
(E.5)

$$K_{s} = \sqrt{\frac{a\beta_{M}}{\bar{v}}} = \left[\frac{1}{\bar{v}}\left\{2\Omega - \left(\frac{1}{\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\phi}\right)^{2}\left(\cos^{2}\phi\bar{v}\right)\right\}\right]^{\frac{1}{2}}\cos\phi$$
(E.6)

ここで a は地球の半径 (6.378 × 10<sup>6</sup> m)、 $\bar{v}$ は $\bar{v} = \bar{U}/acos\phi$ で与えられる。また、 $\beta_M$ は 球面上での絶対渦度の南北勾配に cos $\phi$ をかけたものである。



図 E.1 Hoskins and Ambrizzi(1993)で示された全定常波数のプロファイルと波の概念図。 左図の軸は南北方向を、横軸は全定常波数の大きさを示す。右図の矢印はロスビー波の伝 播経路の概念的に示す。