## 平成 17 年度 修士論文

# 初夏のオホーツク海ブロッキング高気圧の 形成メカニズムに関する研究

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻 堀川 英隆

#### 修士論文要旨

#### 初夏のオホーツク海ブロッキング高気圧の形成メカニズムに関する研究

京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 堀川英隆

夏季に持続性の高いオホーツク高気圧が出現すると「やませ」と呼ばれる北東気流により日本付近は冷夏となる.このオホーツク海高気圧は、対流圏上層にブロッキング高気圧と呼ばれる準定常高気圧偏差を伴うことが多い.最近、Nakamura and Fukamachi(2004)(以下、NF04)は、合成図解析により、このブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なり、7月ではヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播の寄与が重要であるが、一方、5月では、北太平洋域の総観規模擾乱が弱まることに伴うフィードバック効果が重要であることを示している.しかし、後者のメカニズムは、ブロッキング高気圧の形成と総観規模擾乱の活動性との関連に関するこれまでの知見と異なるものであり、さらに個々の事例に基づいた詳しい解析が必要である.

そこで本研究では,まず,1979 年から 2005 年までの NCEP 再解析データを用いて,初夏の北太平洋域における総観規模擾乱と高度場偏差との関係,および5 月にオホーツク海域で発達するブロッキング高気圧の形成メカニズムについて詳しく検討した.

最初に,総観規模擾乱の活動が活発な領域 (ストームトラック) の北太平洋における主要変動を EOF 解析により同定した.その結果,北太平洋におけるストームトラックの主要変動と有意に関連 する対流圏上層の高度場変動がオホーツク海域には存在しないことが示された.このことはオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に,北太平洋域のストームトラックは重要な役割を果たしていないことを示唆する.

次に,5月において,オホーツク海域で1週間程度以上持続したブロッキング高気圧イベントの全てについて,その形成メカニズムを詳細に検討した.ここで,ブロッキング高気圧イベントを,オホーツク海域において 300hPa 高度場の季節内長周期成分の大きさが,5 月におけるその標準偏差よりも大きくなる日が,1 週間以上持続した事例として定義した.この定義により,27 年間で 27 例のブロッキング高気圧イベントを同定した.これらブロッキングの形成メカニズムは,東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進して形成する場合と,ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成する場合の 2 つに大別されることが,ブロッキング形成期における波活動度フラックス(Takaya and Nakamura,2001)の解析より示された.ここで,後者の形成メカニズムは,NF04 では 7 月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧に特有のものであると述べられていた点に注意すべきである.

さらに,これら 2 つの場合の典型例であった,2005 年 5 月と 2001 年 5 月のブロッキングイベントに関して詳しい解析を行った.その結果,両者の形成メカニズムの違いは,ユーラシア域における亜寒帯ジェットの構造の違いが原因であることが示唆された.また,両者の事例で,ブロッキング形成期に北太平洋域でストームトラックの弱化は見い出せず,そのフィードバック効果も無視できる.むしろ,2005 年の事例では,ストームトラックの活動は活発化し,そのフィードバック効果に伴い,アラスカ付近に強い高気圧性偏差が存在することが示された.したがって,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成には,このアラスカ域の高気圧性偏差が,その循環に伴う  $\beta$  一効果と,アラスカ域での弱い西風との相乗効果により,西進することが重要であると考えられる.このことは,合成図解析からも確かめられた.

また,2005年の事例について,気象庁ーヶ月アンサンブル予報データを用いた解析結果より,オホーツク海域でのブロッキングの予測精度に,その形成期におけるアラスカ域での対流圏上層の高気圧性偏差の南北位置が大きな影響を与えていることが示された.これは,アラスカ域では西風の比較的強い南北シアーが存在するため,高気圧性偏差の南北位置に依存して,その西進速度が変化するためと考えられる.このことも,ブロッキングの形成に,西進効果が重要であることを示唆している.

# 目次

第1章 1.1 1.2 1.3	はじめに オホーツク海高気圧と日本の冷夏	5 5 9 17
第 <b>2</b> 章 2.1 2.2 2.3 2.4	データと解析手法 使用データ	18 18 19 19 21
第 <b>3</b> 章 3.1 3.2	気候値 300hPa 高度場	22 22 23
第4章 4.1 4.2 4.3	高度場とストームトラック ストームトラックに伴うフィードバック効果の理論	26 26 28 32
第 <b>5</b> 章 5.1 5.2 5.3	準定常ロスビー波の水平伝播 ロスビー波のエネルギー伝播 導波管	40 40 41 43
第 <b>6</b> 章 6.1 6.2 6.3	事例解析 Z300L の時間発展	45 45 47 49
第7章	移動性擾乱に伴うフィードバック効果	<b>55</b>
第8章	気象庁一ヶ月予報データの解析	<b>59</b>
第9章	結論と考察	65
第 10 章	謝辞	69
第 11 章	参考文献	70

# 図目次

1.1	冷夏年におけるオホーツク海高気圧指数 (磯部ほか,2005)	7
1.2	オホーツク海高気圧の出現頻度 (杉中 , 1965)	7
1.3	夏季の月平均 1000hPa 高度場	8
1.4	2005 年 5 月のオホーツク海高気圧と東北日本の低温	8
1.5	5月と7月の大気下層でのオホーツク海高気圧 (Nakamura and Fukamachi,2004)	11
1.6	オホーツク海高気圧の鉛直構造 (Nakamura and Fukamachi,2004)	11
1.7	7月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム (Nakamura and Fukamachi,2004)	12
1.8	ロスビー波の導波管の概念図 (Hoskins and Ambrizzi,1993)	12
1.9	オホーツク海における地表面気温の南北温度傾度の気候値の季節進行 (Nakamura	
	and Fukamachi,2004)	12
1.10	7月のオホーツク海高気圧の鉛直構造 (Nakamura and Fukamachi,2004)	13
1.11	SP index の計算領域 (Tachibana et al,2004)	14
1.12	SP index と7月の月平均 1000hPa 高度場の相関関係 (Tachibana et al,2004) .	14
1.13	5 月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム (Nakamura and Fukamachi,2004)	16
1.14	オホーツク海域での 300hPa 高度場と地表面気圧偏差との相関関係	17
2.1	ブロッキングイベントの形成期とピーク期の定義	20
3.1	5月-7月の 300hPa 高度場の気候値と標準偏差	24
3.2	5月-7月の300hPa 東西風の気候値と標準偏差	25
0.2		20
4.1	E の発散と収束に伴う平均場へのフォーシングの概念図 (James,1994)	27
4.2	ストームトラックと E の関係 (Lau,1988)	27
4.3	太平洋域における冬季のストームトラックの気候値 (Lau,1988)	30
4.4	冬季のストームトラックの EOF 主要モード (Lau,1988)	30
4.5	冬季のストームトラックと月平均 $500\mathrm{hPa}$ 高度場の相関関係 $(\mathrm{Lau}, 1988)$	31
4.6	太平洋域における夏季のストームトラックの気候値	33
4.7	5 月の太平洋域におけるストームトラックの EOF 主要モード	35
4.8	5月の太平洋域におけるストームトラックと 300hPa 高度場の相関関係	35
4.9	6 月の太平洋域におけるストームトラックの EOF 主要モード	37
4.10		37
4.11	7月の太平洋域におけるストームトラックの EOF 主要モード	39
5.1	冬季の PNA パターン (Wallace and Gutzler,1981)	42
5.1		43
3.2	ロスビー波導波管の概念図・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	40
6.1	2001 年 5 月と 2005 年 5 月の事例における 300hPa 高度場偏差と波活動度フラックス	46
6.2	300hPa 高度場と東西風の気候値	48
6.3	2001 年 5 月と 2005 年 5 月の事例における 300hPa 高度場と東西風の基本場	48
6.4	2001年5月と2005年5月の事例における基本場構造の違い	48
6.5	2001年5月と2005年5月の事例における形成期の渦度収支	52
6.6		53

6.7	2001 年 5 月と 2005 年 5 月の事例の形成期におけるストームトラックの活動度.	54
7.2	Case A と Case I の形成期におけるストームトラックの活動度 Case A と Case I の形成期における 300hPa 高度場の合成図	56 57 58
	2005 年 5 月の事例におけるオホーツク海域でのアンサンブル平均とスプレッド オホーツク海域の 15 日予報のアンサンブルメンバーと 200hPa 高度場との相関	60
	関係	62
8.3	2005 年 5 月のアラスカ域とオホーツク海域のアンサンブルメンバー	63
8.4	2005 年における U200 の 4-5 月の平均値	63
8.5	アラスカ域とオホーツク海域での予報誤差の関係・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	64

# 表目次

2.1	NCEP <b>再解析データ</b>	18
2.2	気象庁一ヶ月アンサンブル予報データ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	18
2.3	オホーツク海域での上層高気圧性偏差イベントの発生期間とピーク日の偏差..	20

## 第1章 はじめに

## 1.1 オホーツク海高気圧と日本の冷夏

オホーツク海高気圧は5月から8月に集中して出現することが過去の研究により知られている(例えば加藤 1995). 北日本や東日本では,持続性の高いオホーツク海高気圧が出現すると,それに伴う「やませ」と呼ばれる北東気流のため冷夏となることが多い.冷夏であった年における,オホーツク海域 ( $140^{\circ}$ E- $155^{\circ}$ E ,  $45^{\circ}$ N- $60^{\circ}$ N) で領域平均した海面気圧偏差により定義されたオホーツク海高気圧指数と東日本での気温偏差の関係を,図1.1に示す(磯部ほか,2005). オホーツク海高気圧が発達するとき,東日本では低温となる.

杉中 (1965) は,オホーツク海に中心を持ち,その海域の大部分を覆う地上天気図での高気圧をオホーツク海高気圧と定義した (加藤 , 1995) . 図 1.2 に杉中 (1965) の定義により集計された 1959 年から 1963 年における,地上天気図上のオホーツク海高気圧の出現度数を示す.オホーツク海高気圧の出現は 5 月から 8 月に集中し,その頻度は 8 月に最も多くなる.一方,4 月と 10 月にはほとんど出現しない.

オホーツク海高気圧の持続期間は移動性高気圧に特長的な時間スケールである 2 , 3 日よりは長いが , 月平均スケールよりは短い (加藤 , 1995) . また , 発生頻度の年々変動が大きく , 対流圏下層の月平均高度場の気候値には存在しない . 図 1.3 に 1979 年から 2005 年の NCEP 再解析データの 1000hPa 高度場の  $5\sim8$  月の月平均値を示す . 気候値では北太平洋や北大西洋において対流圏下層に高気圧が存在している . 一方 , オホーツク海域では高気圧は存在せず , 毎年オホーツク海高気圧が出現しないことを示している .

しかし、オホーツク海高気圧が現れた年には、日本の低温が1週間から1ヶ月程度続くこともあり、日本の稲作や農業は大きな影響を受ける.例えば、2005年5月は、東日本や北日本で低温傾向が持続した(気象庁気候系監視報告、2005).図1.4 に、NCEP再解析データを用いて、オホーツク海高気圧が最盛期となった2005年5月12日から16日の5日間で平均した地上気圧平年偏差と、5月の東北日本(図1.4(A)で青線で囲んだ領域)における1000hPaの気温平年偏差の時系列を示す.オホーツク海には持続する高気圧性偏差(図1.4(A)で赤色に塗った領域)が存在し、東北日本での気温は、平均値よりも1標準偏差以下となる低温が持続していることがわかる(図1.4(B)).この持続する低温傾向のため、東北地方の太平洋側で水稲の生育が遅れたり、苗が弱って黄色

く変色するなどの被害が報告されている.また,2001 年 4 月下旬から 5 月上旬にもオホーツク海高気圧が出現し,岩手県では低温・降霜による農業被害がリンゴを中心に 12 億円を超えた.1

このように、初夏のオホーツク海高気圧の出現を予測することは日本の農業被害の 観点からも非常に重要である.しかし、5 月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム は、最近、Nakamura and Fukamachi(2004)が日々の移動性高低気圧との関連を指摘しているが、その形成要因は完全に明らかにされたわけではない.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>水稲冷害研究チーム http://ss.tnaes.affrc.go.jp/reigai/doko/doko2005/doko05.html

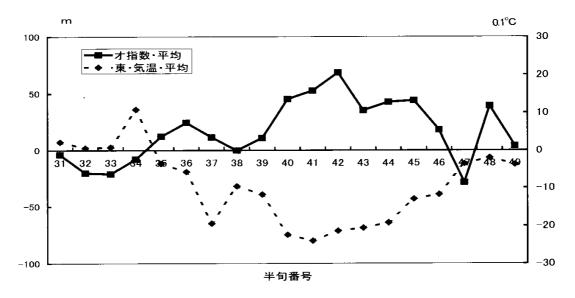


図 1.1:5 例の冷夏年 (1979,80,82,88,93) で平均したオホーツク海高気圧指数 (実線) と東日本気温偏差 (破線) の時系列 (6/1 から 8/31 日). 磯部ほか (2005)

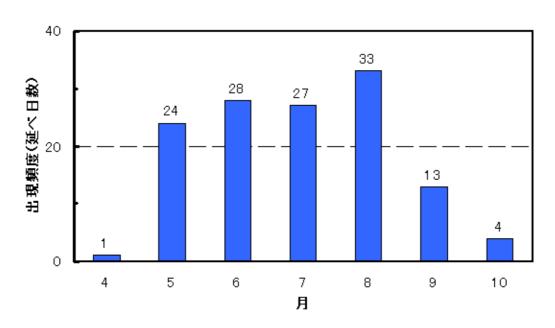


図 1.2: 1959 年から 1963 年における地上天気図上のオホーツク海高気圧の出現頻度 (延べ日数). 杉中 (1965) を引用しグラフを作成 .

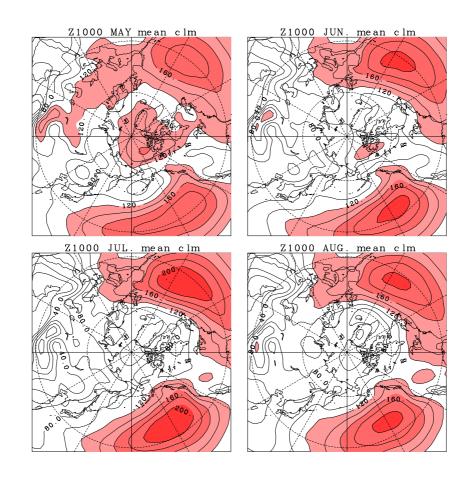


図 1.3: 5月から8月の1000hPa 高度場の月平均気候値 . 1979年から2005年のNCEP 再解析データを用いて作成 . 120m 以上の領域に赤色を塗った .

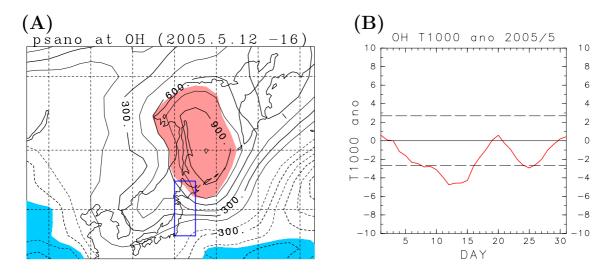


図 1.4: (A)2005 年 5 月 12 日から 16 日の地表面気圧偏差の平均値 .5 月の標準偏差以上の領域を赤色で塗った.単位は Pa. (B)2005 年 5 月 1 日~31 日の東北日本 (青線で囲んだ範囲) での 1000hPa 気温偏差の時系列 (右) . 点線が 5 月の標準偏差を示している. (A)(B) 伴に NCEP 再解析データを用いて作図 .

### 1.2 オホーツク海高気圧の形成メカニズム

オホーツク海高気圧の形成メカニズムについては過去に多くの研究が行われてきた.最近,Nakamura and Fukamachi(2004)(以下ではNF04)は,NCEP再解析データ(1965年-1993年)を用いることにより,大気下層でオホーツク海高気圧が現れるとき,オホーツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が形成されていることを,強いオホーツク海高気圧が現れた15例の合成図解析によって示した.図1.5 に,5月と7月の強いオホーツク海高気圧15例の最盛期における平均海面気圧と平均海面気圧偏差の合成図を示す.5月と7月において,大気下層でのオホーツク海高気圧の水平構造は似ており,陰影で示されている偏差の中心はオホーツク海に位置している.一方,図1.6(a)(d)において陰影で示される300hPa高度場の合成図では,5月ではその中心がオホーツク海域であるのに対して,7月では中心がオホーツク海域の北に位置している.このように,5月と7月ではオホーツク海高気圧の鉛直構造が異なることが示された.また,Tachibana et al.(2004)は,1958年から1998年の7月のNCEP再解析月平均データを用いて,7月に大気下層でオホーツク海高気圧が現れるときに,太平洋で低気圧性偏差が見られることを指摘し,南方からの波列によりオホーツク海域で高気圧性偏差が形成される可能性を示した.

さらに,NF04はオホーツク海域の大気上層で形成されるブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なることを示した.以下で,その詳細を紹介する. (1)7月におけるオホーツク海高気圧の形成メカニズム

NF04 は , 7月において , 亜寒帯ジェットに沿ってヨーロッパ域からオホーツク海域上層に伝播する準定常ロスビー波のエネルギーが , オホーツク海域での対流圏上層の高気圧性偏差の形成に重要であることを示している . 図 1.7 の (a)-(d) にオホーツク海高気圧の最盛期の 6 日前 (Day-6) から最盛期までの 300hPa 高度場偏差 (コンターと陰影) と Takaya and Nakamura(2001) で示された波活動度フラックス (矢印) が示されている . Day-6 にヨーロッパ域で高気圧性偏差が存在しており , 最盛期にかけてシベリア上空において準定常ロスビー波のエネルギー伝播が見られる . 一般に , ジェットが強くかつシャープな構造をしている場合 , ロスビー波のエネルギーはジェットが存在する緯度帯に補足され , そのエネルギーはジェット中を東に伝播する (図 1.8)<sup>2</sup> .

図 1.9 に , オホーツク海域における地表面気温の南北温度傾度 (a) 及び東西温度傾度 (b) の季節進行を示す . 7 月は , オホーツク海域では正の南北温度傾度 (オホーツク海とその北の陸のコントラスト) の値が最も大きい季節であり , 温度風の関係から対流圏上層の西風ジェットが弱まっているため , 準定常ロスビー波のエネルギー伝播が阻害されてオホーツク海の北側でブロッキング高気圧が急速に発達する . このブロッキング高

<sup>2</sup>詳細は5章で示す

気圧に伴う渦位アノマリーにより誘起される循環により,地表面付近では緯度約 50N に東風偏差をもたらす(図 1.10). 一方,そこでは冷たいオホーツク海とその西側の暖かい大陸との間に大きな東西温度傾度が存在する(図 1.9(b))ので,東風が等温度線を横切って吹くことにより,大陸沿岸で大きな寒気移流が形成される.この寒気移流は地表面付近で負の渦位アノマリーを形成するので,地表面付近でも強い高気圧性偏差,すなわちオホーツク海高気圧を形成する.

一方, Tachibana et al.(2004) はオホーツク海における対流圏下層の南北温度傾度の指標として、シベリア域 (図 1.11 緑色) と太平洋域 (図 1.11 赤色) で示される領域における 1000hPa-500hPa の層厚の差により SP index を定義した。図 1.12 に、この SP index と 7月の月平均 1000hPa 高度の各格子点との相関・回帰係数を示す。有意な相関関係を示す領域に影が塗られている。オホーツク海域において有意な正の相関がみられるため、オホーツク海で正の南北温度傾度が大きい年ほど地表付近のオホーツク海域で気圧が高くなる傾向があることを示している。また、シベリア域から熱帯太平洋域にかけて、SP index との相関係数が正負の領域が波状に分布している。シベリア域における波列構造は、ヨーロッパから準定常ロスビー波のエネルギー伝播に対応していると解釈でき、NF04 の結果と一致している。しかし、熱帯太平洋域においても有意な相関関係がみられるため、熱帯太平洋領域から北へ向かう波動伝播も7月のオホーツク海高気圧の形成に対して重要であると、彼らは指摘している。

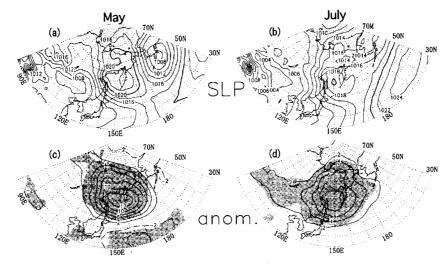


図 1.5: 強い 15 例の地上オホーツク海高気圧が現れたときの , 8 日の low-pass filter を施した平均海面気圧の合成図 . (a) は 5 月で (b) は 7 月 . また , (c) と (d) はそれぞれ 平年からの偏差を示す . 単位は hPa であり , 95 %の有意水準で陰影 . (Nakamura and Fukamachi,2004)

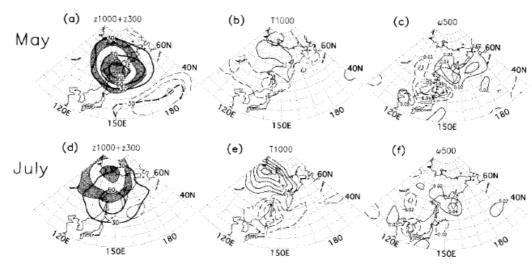


図 1.6: (a):5 月の強いオホーツク海高気圧が発生したときの 1000hPa 高度場 (コンター) と 300hPa 高度場 (陰影) の合成図.コンター間隔は 40m. (b):1000hPa 温度偏差の合成図.コンター間隔は 1K. (c):500hPa における鉛直速度の合成図.実線が正で破線が負の値であり,コンター間隔は 0.02Pa/s. (d)-(f) は 7 月の値である.(Nakamura and Fukamachi,2004)

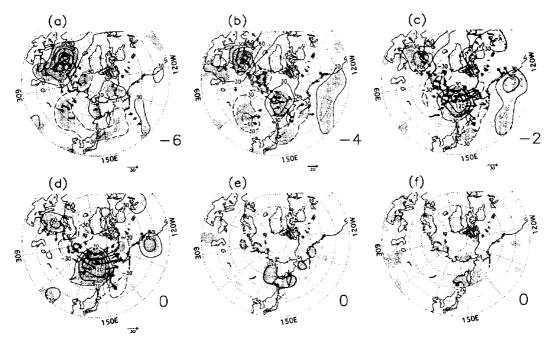


図 1.7: 7月に強Nオホーツク海高気圧が現れたときの,300hPa 高度場偏差と波活動度フラックス(Takaya and Nakamura,2001). 単位は,高度場偏差は m で波活動度フラックスは  $m^2/s^2$  である.Nakamura and Fukamachi,2004)

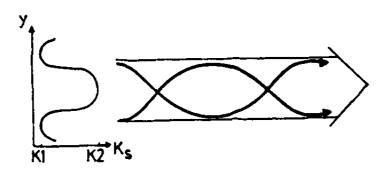


図 1.8: 定常ロスビー波数  $K_s$  の断面と射出の向きの反射 . Hoskins and Ambrizzi(1993)

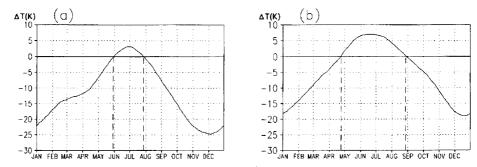


図 1.9: (a):オホーツク海における地表面気温の南北温度傾度の気候値の季節進行  $145^\circ$ E に沿って ,  $55^\circ$ N と  $65^\circ$ N の差を計算 . (b):オホーツク海における地表面気温の東西温度傾度の気候値の季節進行  $.50^\circ$ N に沿って  $135^\circ$ E と  $145^\circ$ E の差を計算 . (Nakamura and Fukamachi,2004)

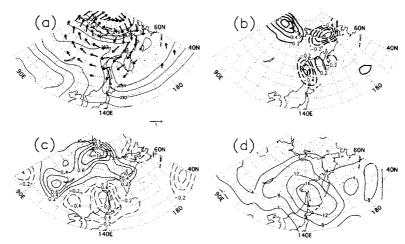


図 1.10: (a):7月の強い地上オホーツク海高気圧が現れたピークの日 2 日前に  $300\mathrm{hPa}$  にポテンシャル渦度アノマリーを規定したときに引き起こされる  $1000\mathrm{hPa}$  での風速偏差 (矢羽) と  $1000\mathrm{hPa}$  気温 . (b):(a) の水平風のみによって引き起こされた  $1000\mathrm{hPa}$  温度傾向 . (c):観測された  $1000\mathrm{hPa}$  温度傾向 . (d):観測された  $1000\mathrm{hPa}$  高度場傾向 (Nakamura and Fukamachi,2004)

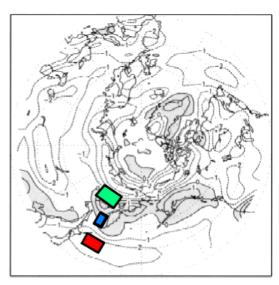


図 1.11: 7月における 1000hPa 温度傾度の気候値 . 1958 年 1998 年の7月の月平均値に対してそれぞれ , 青領域: 850hPa 高度場 (OH Index), 緑領域: 1000hPa と 500hPa の層厚 (SB Index), 赤領域: 1000hPa と 500hPa の層厚 (PC Index) を計算 . Tachibana (2004)に加筆 .

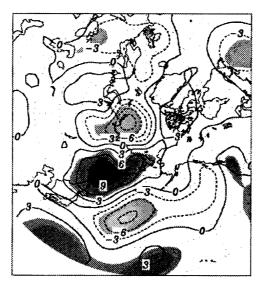


図 1.12: SP index と 7月の月平均 1000hPa 高度の相関・回帰係数.実線が正で破線が負の値であり,90%,95%,99%の有意水準で影が塗られている.Tachibana(2004)

#### (2) 5月におけるオホーツク海高気圧の形成メカニズム

5月において,オホーツク海域では地表面南北温度傾度の気候値は負であり(図 1.9),7月のようにオホーツク海域で対流圏上層のジェットの減速は見られない.NF04は,5月においては,ヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播は弱く,むしろ北太平洋での短周期の移動性擾乱に伴うフィードバック効果がオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に重要であると述べている.

図 1.13 に , オホーツク海高気圧最盛期から最盛期の 6 日前 (Day-6) までの , 300hPa 高度場偏差及び波活動度フラックス (左列) , 総観規模擾乱に伴うフィードバック効果による 300hPa 高度場の時間変化傾向 (中列) , 総観規模擾乱の活動度の偏差 (右列) が示されている . いずれの図も , 95 %の有意水準で影が塗られている . ここで , 総観規模擾乱に伴うフィードバック効果については , 時間平均した順圧渦度方程式を , 強い大気下層でのオホーツク海高気圧が出現した 15 例に適用することにより評価している . 総観規模擾乱のフラックス項のみを残した順圧渦度方程式は ,

$$\frac{\overline{\partial z'}}{\partial t} \approx \frac{f}{q} \nabla^{-2} \overline{(-\nabla \cdot (\mathbf{V}'\zeta'))}$$
(1.1)

と書くことができる.ここで,「は時間平均を示し,」は時間平均からの偏差の短周期変動成分を表す.ここで,偏差の長周期変動成分は無視されている.また,z はジオポテンシャル高度,f はコリオリパラメター,g は重力加速度,V は水平風速, $\zeta$  は渦度の鉛直成分である.時間平均場に風による相対渦度移流や絶対渦度の南北移流が無視された.

 $\mathrm{Day}$ -6において中央太平洋 (日付変更線付近)で形成された高気圧性偏差がオホーツク海域に西進することにより,オホーツク海域でブロッキング高気圧が形成される.また,オホーツク海高気圧の最盛期とその 2 日前 ( $\mathrm{Day}$ -2)において,移動性擾乱に伴うフィードバック効果がオホーツク海域で大きいことが示された.しかし,このブロッキング高気圧の形成期である  $\mathrm{Day}$ -4 にかけては,オホーツク海域において移動性擾乱に伴うフィードバック効果は見られない.また,形成期から最盛期にかけて,北太平洋域で移動性擾乱の活動度が弱くなることも示された(図 1.13).

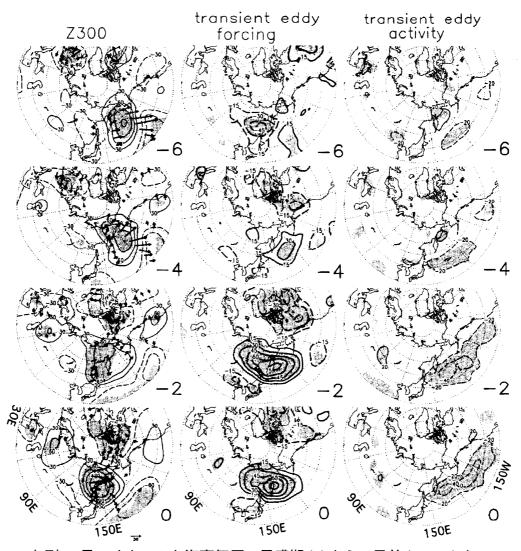


図 1.13: 左列: 5月のオホーツク海高気圧の最盛期 (0) から 6 日前 (Day-6) までの , Z300 偏差及び波活動度フラックス (単位矢印は  $30\text{m}^2/\text{s}^2$ ) . 中列: 1 日あたりの総観規模擾乱に伴う高度場強制 (20m/day 間隔) . 右列: 総観規模擾乱の活動度 (15m 間隔) . Nakamura and Fukamachi(2004)

### 1.3 本研究の目的

本研究では,NF04で示されたように,オホーツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が存在するときに大気下層にオホーツク海高気圧が発達すること(図1.14)に着目し,このブロッキング高気圧の形成メカニズムを調べた.NF04は,5月のオホーツク海域におけるブロッキング高気圧の形成には,北太平洋におけるストームトラックが弱化することに伴うフィードバック効果が重要であると述べている(図1.13).しかし,このストームトラックの弱化はブロッキング高気圧が原因であると考えることもできるため,総観規模擾乱に伴うフィードバック効果以外の要因も詳しく検討する必要がある.

NF04は、オホーツク海域でのブロッキング高気圧が最盛期となる日の2日前から最盛期にかけて、オホーツク海域で総観規模擾乱に伴うフィードバック効果が大きいことを示している。しかし、オホーツク海域でのブロッキング高気圧は最盛期の1週間以上前から発達するため、このブロッキング高気圧の形成期における解析を行う必要がある。そこで、本研究では、周期10日以上の変動成分を取出すlow-pass filter を施した300hPa高度場(Z300L)偏差が、オホーツク海域で、5月の標準偏差を超える日が1週間以上続いた場合、その期間をブロッキングイベントと定義した。また各イベントにおいて、Z300Lが最大となる日をピーク日、その前後1週間をピーク期と定義した。さらに、ピーク期の前の1週間を形成期として、この形成期における解析を行った。

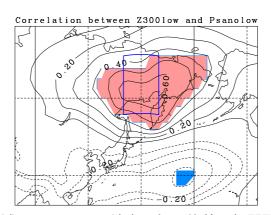


図 1.14: オホーツク海域での Z300L と地表面気圧偏差の相関関係 . 青色の四角形の範囲で Z300L を平均した . 赤が正の値で青が負の値 . 99 %の有意水準で色を塗った .

## 第2章 データと解析手法

## 2.1 使用データ

本研究では,1979 年から 2005 年までの 27 年間の  $NCEP^1$ 再解析データを使用した (表 2.1).このデータは 1 日 4 回 (00,06,12,18UTC) で提供されている.本研究ではこの うち 1 日 2 回 (00, 12UTC) の値を用いて解析を行った.さらに,気象業務センターより GPV で提供された気象庁ーヶ月アンサンブル予報データの 200hPa 高度場について も解析を行った.その概要を表 2 に示す.これらのデータは緯度経度 2.5 度格子点データで与えられる.また,対応する実況データとして緯度経度 1.25 度格子点データとして提供された気象庁全球客観解析 (GANAL) データを用いた.

表 2.1: NCEP 再解析データ

期間 1979年1月から 2005年 5月 1日	🗄 2 回 (00 , 12UTC	)
--------------------------	-------------------	---

水平解像度 緯度経度 2.5° × 2.5° グリッド

使用した変数 300hPa 高度場,東西風,南北風,地表面気圧

表 2.2: 気象庁ーヶ月アンサンブル予報データ

初期日	200に年に	H 20 E	コ /っレの羽 口 /	\ <b>レ</b> 01 ロ	(木曜日)(	$\mathbf{r}$ 10HTC
70.50口	2003 <del>+-</del> 3	<i>H</i> 20 E		) C ZI 🗆		<i>11</i> 12010

予報時間 34 日間 1 日 1 回 (12UTC)

初期値の作成方法 BGM 法

メンバー数 水曜日と木曜日でそれぞれ 13 メンバーずつ

水平解像度緯度経度 2.5° × 2.5° グリッド使用した変数200hPa 高度場,東西風,南北風

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>National Centers for Environmental Prediction

## 2.2 季節内長周期変動 (LFV) 成分の抽出

まず,気候値を,NCEP 再解析データの 1979 年から 2004 年までの 26 年間の 1 日 2 回の 300hPa 高度場 (Z300) 平均値に 31 日移動平均を施したものとして定義する.この気候値からの差を偏差と定義し,この偏差に,Blackmon(1976)の low-pass filter を施して周期 10 日以上の季節内長周期変動 (LFV) 成分を取り出した (Z300 については,Z300Lと表記する).

一方,移動性擾乱に対応する周期については,2.5 日から6 日の変動成分を取り出す band-pass filter(Blackmon,1976) を施した300hPa の東西風偏差 u' と南北風偏差 v' から渦運動量エネルギー (EKE300) を $\frac{1}{2}(u'^2+v'^2)$  と定義し,移動性擾乱の活動度の指標とした.さらに,1 日 2 回求められる渦運動量エネルギーに上述した low-pass filter を施した値 (EKE300L と表記する) を用いて,ストームトラック (移動性擾乱の活動が活発である領域) の LFV 成分を取り出した.

## 2.3 5月のオホーツク海域でのブロッキング高気圧イベント

加藤 (1993) は日々の天気図の解析から,オホーツク海高気圧は単に月平均スケールの現象ではなく,通常の傾圧不安定波のスケールよりは長いが月平均スケールよりは短い現象であることを述べている.そこで,本研究では,オホーツク海域を, $55^\circ$ N- $70^\circ$ N, $140^\circ$ E- $160^\circ$ E と定義し,その領域内で Z300 偏差の季節内長周期変動成分 (Z300L) が最も大きい格子点 (中心点)を選択する.この中心点における Z300L が 5 月におけるその標準偏差よりも大きくなる日が少なくとも 1 週間継続する場合をブロッキングイベントと定義した.また,各ブロッキングイベントの期間中で Z300L 偏差が最も大きくなる日をピーク日と定義した.さらに,定義されたピーク日を中心とする 1 週間をピーク期と定義し,ピーク期の前の 1 週間を形成期と定義した(図 2.1).

上記のように取り出されたイベントのうち , ピーク日の Z300L が最も大きい 10 例を表 2.3 に示す .

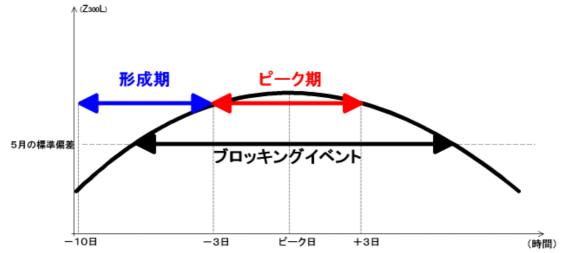


図 2.1: 本研究で用いたブロッキングイベントの形成期とピーク期の定義.矢印 (赤) の期間をピーク期と定義し,矢印 (青) の期間を形成期と定義した.

表 2.3: オホーツク海域での上層高気圧性偏差イベントの発生期間とピーク日の偏差

	ピーク日	中心点での偏差 (hPa)	イベントの継続日数
1	2005年5月5日	409	12日
2	2003年5月8日	373	9日
3	2001年5月20日	368	9日
4	1996年5月4日	327	10 日
5	1986年5月15日	313	8日
6	1981年5月13日	306	16 日
7	2001年5月1日	300	10 日
8	1991年5月26日	290	7日
9	1985年5月27日	280	7日
_10	1995年5月11日	250	10 日

#### 2.4 EOF解析

本研究では太平洋域でのストームトラックの主要な変動成分を取り出すため EOF 解析 (主成分分析) を行った.以下で,N 個の格子点で与えられた高度場偏差データ (平均は 0) の EOF 解析について説明する.高度偏差 Z' は,空間  $(\phi)$  と時間 t の関数  $Z'(\phi,t)$  で表され,これを N 個の線型独立な成分に変数分離すると,

$$Z'(\phi, t) = \sum_{i=1}^{N} f_i(t)e_i(\phi)$$
 (2.1)

となる.ここで, $f_i(t)$  は主成分 (スコア) であり, $e_i(\phi)$  は空間モード (固有ベクトル) である.

式 (2.1) は , 分散共分散行列 V を使って ,

$$Ve_i(\phi) = \lambda_i e_i(\phi) \tag{2.2}$$

と書くことができるので,式 (2.2) において,分散共分散行列 V の固有値  $\lambda_i$  と対応する固有ベクトル  $e_i(\phi)$  を求めればよい.ここで  $e_i(\phi)$  は,空間領域全体での 2 乗和が 1 になるように規格化されている.固有ベクトルは各モードが直交するので,それぞれの時間ごとに  $Z'(\phi,t)$  と  $e_i(\phi)$  の内積を求めることで,スコアが得られる.また,第 i モードの固有値を全固有値の和で除したものを寄与率といい,全分散量に対する第 i モードの分散の割合を表す.

最後に,EOF解析を行う際には次の3点に注意する必要がある.

- (1) 対象とする領域と期間が異なれば,結果も異なること.
- (2) 伝播する現象は, EOF 第一モードと第二モードに分解される可能性があること.
- (3)EOF 第一モードは,対象とする領域と期間において最も卓越するパターンを示すが, EOF 第二モード以降は,それよりも低次のモードからの直交性の制約を受けること.

## 第3章 気候値

初夏におけるオホーツク海域における季節内長周期変動 (LFV) 成分の解析を行うには,まず,この季節の気候場の特徴を理解しておくことは重要である.ここでは,5月から7月までの気候場の北太平洋域における特徴を記述する.

## 3.1 300hPa高度場

図 3.2 に 300hPa における月平均高度場 (Z300) の気候値と,その標準偏差の緯度経度分布を示す.気候値においては,月平均値を実線で,月平均値の東西平均からの偏差が正(負)の領域に赤(青)色を塗った.この節では気候値の東西平均からの偏差が正の地域を定常リッジと呼び,負の地域を定常トラフと呼ぶ.また,月平均値の標準偏差については 60m 以上の大きさをもつ領域に赤色を塗った.

まず,5 月の気候値においては,アジア大陸東部 ( $120^\circ$ E) から太平洋東部 (日付変更線付近) にかけて,及び北アメリカ東海岸 ( $70^\circ$ W) に定常トラフが存在する.オホーツク海域は,定常トラフに覆われている.また変動の大きい地域は太平洋東部 ( $150^\circ$ W 付近) とヨーロッパ ( $0^\circ$  付近) 及びアメリカ大陸東部 ( $80^\circ$ W) である.これらの領域はブロッキング高気圧が多く発生する地域と一致している.6 月においても東アジアから太平洋にかけて定常トラフに覆われているが,トラフの中心は5 月に比べ東に移動している.また変動の大きな領域は5 月と変わらないが,その大きさは5 月の3 分の2 程度である.7 月においては5 月や6 月のような東アジアにおける定常トラフは存在しない.シベリア東部に存在する高気圧性偏差は6 月に比べさらに大きくなっている.一方,アメリカ大陸東海岸での定常トラフは7 月も,5 月と6 月と同様に存在している.

### 3.2 300hPa東西風

図 3.2 に 300hPa における月平均東西風 (U300) の気候値と標準偏差の緯度経度分布を示す.気候値については,風速 20m/s 以上を,標準偏差については 6m/s 以上の領域をそれぞれ赤色に塗った.まず,5 月においては日本上空から日付変更線付近に亜熱帯ジェットが存在する.このジェット気流は西太平洋 ( $150^{\circ}$ E) で最も強い.一方北太平洋域の  $60^{\circ}$ N においては 10m/s 程度の弱風域が存在する.しかし,この領域での年々変動の大きさは 8m/s 以上に達する.従って,この領域では,西風が強いときにはその強さが亜熱帯ジェットと同程度となることもある.6 月の東西風分布及び年々変動の大きな領域は,5 月とほとんど同じであるが,東アジアにおける亜熱帯ジェットの中心は東に移動し,日付変更線付近となる.また,7 月において北太平洋域の亜熱帯ジェットは弱まり,その風速は 5 月の半分程度にまでなる.また,変動の最も大きな領域は 5 月に比べ南の領域である中央太平洋の  $40^{\circ}$ N 付近となる.

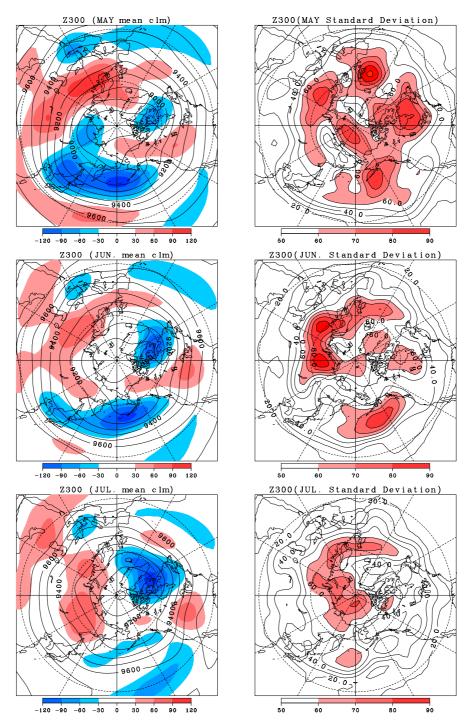


図 3.1: 左列: 1979 年 2004 年の 5 月から 7 月における各月の Z300 気候値 (等値線) と気候値の東西平均からの偏差 (色).等値線は 100m 間隔で,偏差については正 (負) の領域を赤 (青) で塗った.右列:Z300 の標準偏差.(上):5 月,(中):6 月,(下):7 月

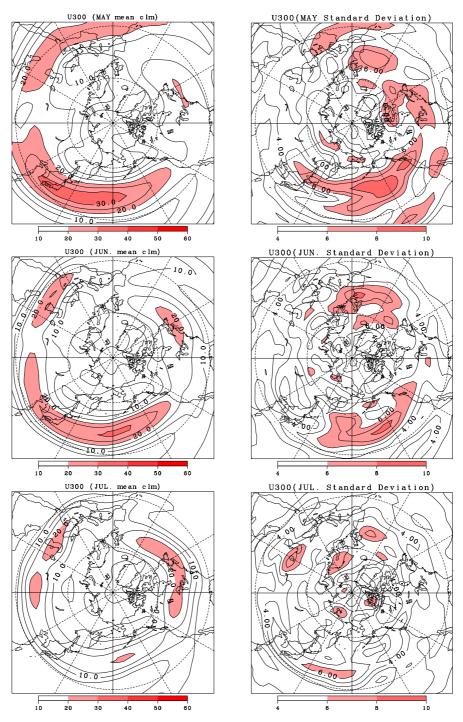


図 3.2: 図と同じだが ,  $\mathrm{U}300$  の気候値と標準偏差を示す.気候値については  $20\mathrm{m/s}$  以上の領域に赤色で色を塗った.

## 第4章 高度場とストームトラック

## 4.1 ストームトラックに伴うフィードバック効果の理論

Lau(1988) は,大気循環における長周期成分と短周期成分の相互作用の性質を理解するため,300hPa における順圧過程の解析及び500hPa における高度場の EOF 解析を行った.前者においては,移動性擾乱と時間平均流の間の相互作用を説明するため Hoskins et al.(1983) や Trenberth(1986) によって導出された Extended Eliassen-Palm vectors(Eベクトルと表記する)を用いている.

ここで,この  ${f E}$  ベクトルの説明をする  $({
m James},1994)$ .まず,時間平均渦度方程式を考える.ここで与えられる物理量  ${
m A}$  を時間平均量  ${f A}$  と  ${
m A}'$  にわけると,時間平均渦度方程式は,

$$\frac{\overline{\partial \zeta}}{\partial t} \approx -\overline{\nabla \cdot (\mathbf{V}'\zeta')} \tag{4.1}$$

と書ける(1.2節参照).次に, Eベクトルを,

$$\mathbf{E} = (\overline{\frac{1}{2}(v^2 - u^2)} \ \overline{-u^2v^2}) \tag{4.2}$$

と定義すると南北渦度フラックスは、

$$\overline{v'\zeta'} = \nabla \cdot \mathbf{E} \tag{4.3}$$

となる.式 (4.1) において東西渦度フラックス成分は南北渦度フラックス成分に比べ十分小さいとして式 (4.3) を代入すると,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \approx -\frac{\partial}{\partial u} (\nabla \cdot \mathbf{E}) \tag{4.4}$$

と書ける.式4.4は,Eベクトルの発散が見られる領域の極(赤道) 側において時間平均場の渦度傾向が正(負) であることを示している.図4.1にEベクトルの収束・発散と平均場の渦度傾向の関係を示す.divergence(convergence) と書かれている領域でEベクトルの発散(収束) が見られる.Eベクトルが発散(収束) している領域では渦度の北(南) 向きフラックスが大きいので(式(4.3)),その極<math>(赤道) 側は渦度の南北フラックスが収束(発散) する領域であるため,時間平均場の渦度傾向はE(負) である.

 ${
m Lau}(1988)$  は,この  ${
m E}$  ベクトルを用いて,ストームトラックに伴う時間平均場へのフィードバック効果を説明している.図  $4.2({
m a})$  に,北太平洋域においてストームトラッ

クが強い 10 例で平均した渦運動量エネルギーと対応する E ベクトルが示されている.ここで,渦運動量エネルギーは  $300\mathrm{hPa}$  での  $\frac{1}{2}(\overline{u'^2+v'^2})$  で定義され, は 2.5 日から 6 日周期の成分を取り出す band-pass filter を施すことによって得られた短周期成分で定義されている.陰で示される領域で渦運動エネルギーが大きく,矢印は E ベクトルを示す.ストームトラックが強いとき,その入り口 (出口) では E ベクトルの発散 (収束) が見られる (図  $4.2(\mathrm{a})$ ).つまり,ストームトラックの入り口付近は,その極 (赤道) 側が低 (高) 気圧傾向であるため,西風加速の領域となっている.一方,ストームトラックの出口付近は東風加速の領域となっている.

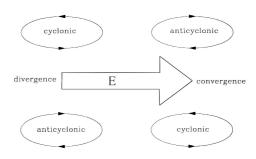


図 4.1: E の発散と収束に伴う平均場へのフォーシングの概念図 (James,1994).

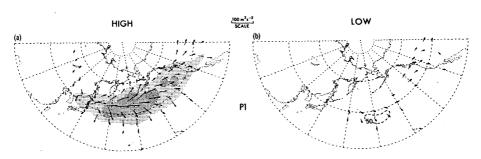


図 4.2: ストームトラックとEの関係 . (a) が , 太平洋地域における 500hPa のストームトラックに対する EOF 第一モードのスコアが大きい 10 例の合成図 . (b) はスコアが小さい 10 例の合成図 (Lau , 1988) .

## 4.2 冬季のストームトラックの観測結果 (Lau,1988)

 ${
m Lau}(1988)$  は冬季 (11 月から 3 月) のストームトラックを , 2.5 日から 6 日の周期の  $500{
m hPa}$  高度場 (Z500) 変動の各月における標準偏差  $(\sigma500)$  の大きい領域で定義し ,  $\sigma500$  の変動と月平均場との関係について EOF 解析 (2.4 節参照) を用いて議論した.彼は , まず , 太平洋域  $(20^{\circ}{
m N}-70^{\circ}{
m N}$  ,  $100^{\circ}{
m E}-110^{\circ}{
m W})$  と大西洋域  $(20^{\circ}{
m N}-70^{\circ}{
m N}$  ,  $110^{\circ}{
m W}-40^{\circ}{
m E})$  で の  $\sigma500$  偏差を用いて EOF 解析を行った.ここで , 気候値は 11 月から 3 月の気候値で 定義している.ここでは , 本研究と関連のある太平洋域での結果について紹介する.

#### ストームトラックの気候値

図 4.3 に 11 月から 3 月の  $\sigma500$  の分布 (陰影) と 500hPa 高度場の気候値を示す .  $\sigma500$  の値が大きな領域は , 日々の移動性擾乱が発達しやすい地域とほぼ一致しており , ストームトラックを表している . 太平洋域のストームトラックの気候学的な位置は , 東アジアの定常的な気圧の谷の周辺で始まり , 太平洋東岸にある定常的な気圧の峰まで続いている . また , ストームトラックの中心は中央太平洋付近である .

#### EOF 第一モード (P1)

図 4.4(a) ~ (d) に太平洋域  $(100^\circ\mathrm{E}$  から  $110^\circ\mathrm{W}$  ,  $20^\circ\mathrm{N}$  から  $70^\circ\mathrm{N}$  ) における  $\sigma500$  偏差 の EOF 解析によって得られた , EOF 第一モード (P1) から EOF 第四モード (P4) を示す . EOF 第一モード (図 4.4(a)) は太平洋全体で値が大きく , 単極子  $(\mathrm{monopole})$  構造をしている . 値の大きな地域は中央太平洋であり , 東西に伸びた構造をしている . このパターンはストームトラックの気候値と似ている . つまりこのことは , ストームトラックが気候値の位置から空間的に移動することなく , その強度が変動していることを示している .

図 4.5(a) には P1 に対応するスコアと, 月平均場 (Z500) の各格子点値との相関係数が示されている.正(負)の相関が見られる領域は濃色(淡色)で塗られている.ストームトラックが強いとき, その入り口の極側であるオホーツク海の北側は低気圧性偏差傾向, 赤道側である西太平洋は高気圧性偏差傾向の領域である.つまり, ストームトラックの入り口付近は西風加速の状態にあることがわかる.

#### EOF 第二モード (P2)

このパターンは,太平洋の中部と東部での双極子(dipole)構造を示している(図4.4(b)). 変動の極値はストームトラックの気候値をまたぐように存在している.これらは,ストームトラックが気候値の北もしくは南に移動するパターンを示している.また P2 に対応するスコアは月平均場と強い相関関係を持っている.P1 と同様に,ストームトラックの入り口付近である北太平洋東部は西風加速の領域となっている(図4.5(b)).また

P2 に伴う月平均場の相関パターンは太平洋地域でよく知られているテレコネクションパターンである Pacific/North American(PNA) パターン (Wallace and Gutzler,1981) と非常によく似ており, PNA パターンの形成とストームトラックの強化が対応していることが示唆された.

#### EOF 第三モード (P3)

このパターンは,アラスカ付近と日付変更線からアメリカ大陸西海岸付近で反対の符号をもつ変動パターンである(図 4.4(c)).P3 に対応するスコアと月平均場との相関関係はベーリング海と,アメリカとメキシコの国境付近で大きな値をもつ(図 4.5(b)).このことは,アラスカ付近でのブロッキング形成と北太平洋東部でのストームトラックの弱化が対応していることを示唆している.

#### EOF 第四モード (P4)

このパターンはストームトラックが東西に短くなることを示している.また寄与率は 6.2 %と小さい.また月平均場との相関関係も小さい.

以上のことから,ストームトラックの変動と高度場変動とは有意な相関関係を持つことが示された.ストームトラックが強いとき,その入り口の極側で低気圧性偏差が存在し,出口の極側で高気圧性偏差が存在することが示された.つまり,ストームトラックの強化に伴い,その入り口付近では西風加速が生じ,出口付近では西風減速が生じることと対応する.

しかし, Lau(1988) では月平均値を用いているため, オホーツク海高気圧のような月平均スケールよりも短いスケールの現象とストームトラックとの関係は明らかでない.

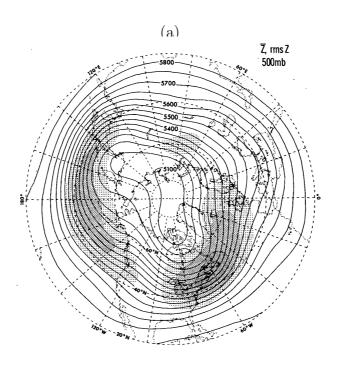


図 4.3: 11 月から 3 月における Z500 高度場 (コンター) と bandpass-filter が施された Z500 の標準偏差の気候値 .50-60m ,60-70m ,70m 以上に色がつけられている Lau(1988)

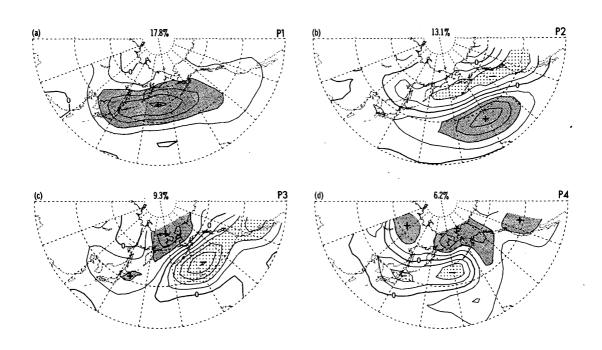


図 4.4: 太平洋域におけるストームトラックの EOF 第一モードから第四モード (P1-P4). 値の大きい箇所に濃色 (正) と淡色  $(\mathbf{\hat{q}})$  が塗られている.またそれぞれの図の上に対応する固有値が示されている.Lau(1988)

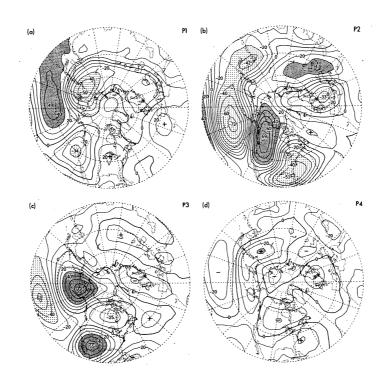


図 4.5: ストームトラックの主要モードに対するスコアと月平均 Z500 の各格子点での相関係数 . コンター間隔は 10 %で , + 30 %以上に濃色が , - 30 %以下に淡色が塗られている . Lau(1988)

## 4.3 夏季のストームトラックの観測結果

本研究では,300hPa における渦運動量エネルギーの季節内長周期変動 (LFV) 成分である EKE300L の値が大きな領域をストームトラックであるとみなし,5 月から 7 月のそれぞれの月でストームトラックの変動を調べるため,日々の EKE300L 偏差を用いて EOF 解析を行った.解析領域は,前述した Lau(1988) で用いられているのと同じ太平 洋域 ( $20^\circ\text{N}-70^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ\text{E}-110^\circ\text{W}$ ) である.また,気候値は5 月から 7 月における各月の 平均値で定義した.さらに求められた EOF の各モードのスコアと 300hPa における高度場の LEV 成分である Z300L との相関係数を各格子点で計算した.

図 4.6(A)-(C) に 5 月から 7 月のストームトラックの気候値を示す.5 月においては,北太平洋中部 (日付変更線付近) で EKE300L の値が  $80m^2/s^2$  以上 (濃赤色) である.6 月になると,ストームトラックの中心は北太平洋東部 ( $150^\circ$ W 付近) とまで東進する.5 月と比べストームトラックの活動は弱まり,その中心付近で  $40m^2/s^2$  程度 (淡赤色) である.7 月においては,ストームトラックの中心位置は 6 月とほぼ同じであるが,その活動度はさらに弱まり, $40m^2/s^2$  以上 (淡赤色) の領域は存在しない.

図 4.6(D) に太平洋領域における月平均 EKE300L の季節変化を示す . 縦軸は EKE300L を , 横軸は 1-12 月を表している . 5 月は冬季と同程度に強いが , 7 月は 1 年のうちでもっとも移動性擾乱の活動は不活発であり , 冬季と比べるとその活動度は半分以下である .

次に,5月-7月の各月におけるストームトラックの変動と300hPa高度場の長周期変動成分との関係について述べる.

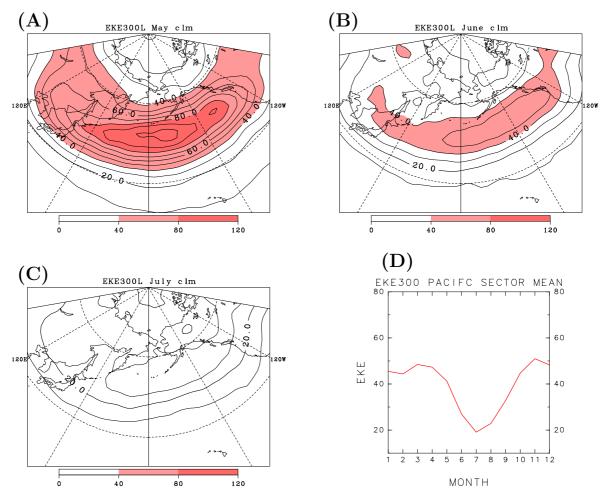


図 4.6: 5 月から 7 月における各月の EKE300L の気候値 ((A)-(C)) と , 月ごとに太平洋領域  $(20^\circ\text{N-}70^\circ\text{N}$  ,  $100^\circ\text{E-}110^\circ\text{W})$  で平均した EKE300L の値 (D) で , 横軸が月を示す . 単位は  $\text{m}^2/\text{s}^2$ 

#### (1)5月のストームトラックの変動

#### EOF 第一モード (5P1)

このパターンは,太平洋域で単極子構造を示しており(図 4.3), Lau(1988)で示された冬季のストームトラックの月平均値の EOF 第一モードとよく似ている(図 4.4).また,変動の大きな領域はストームトラックの気候学的位置とほぼ一致しており,ストームトラック自体の強度変動を表していると考えられる.図 4.3 で示された 5P1 と Z300L との相関関係から,ストームトラックが強化されたとき,その入り口付近の領域では若干の西風加速が見られる.オホーツク海域においては,有意な値ではないが,ストームトラックが強まるとき,低気圧性偏差傾向となっていることが示された(図 4.3).

#### EOF 第二モード (5P2)

このパターンは,東西の双極子構造を示し,ストームトラックが東西に変位する構造を示している(図 4.3). また,変動の大きな領域は太平洋北西部と太平洋東部である.このようなパターンは Lau(1988) の冬季のストームトラックの変動パターンには見られないため,5 月特有の変動パターンであるといえる.また,300hPa 高度場の LFV 成分(Z300L)との相関係数は,図に示した 4 つの EOF モードの中では最も大きな値を示す.太平洋北西部でストームトラックの活動が強いとき,Z300L は日本付近と太平洋東部で高気圧性偏差傾向を示す.オホーツク海域では,有意ではないが,低気圧性偏差が見られる.

#### EOF 第三モード (5P3)

このパターンは,ストームトラックの東西方向の伸縮を示しており,変動の大きな地域はオホーツク海付近とアメリカ西海岸付近である(図 4.3). 固有地は 7.0~% と小さく,Z300L との相関係数も小さい.

#### EOF 第四モード (5P4)

このパターンは太平洋北部と南部の双極子構造であり,ストームトラックの南北の変位を示している(図 4.3).太平洋北部でストームトラックが強いとき,Z300L はオホーツク海からアラスカにかけて低気圧正偏差傾向となっており,中央太平洋域で有意な高気圧性偏差傾向が見られる.

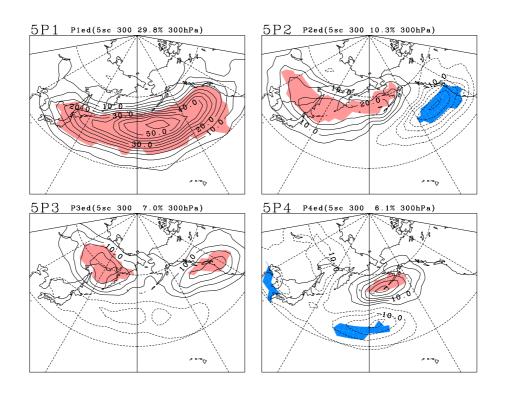


図 4.7: 5 月の太平洋域での EKE300L の EOF 第一モードから第四モード (5P1-5P4) . 日々の EKE300L の規格化したスコアへの回帰図で示した.寄与率を表の上に示した. 99 %の有意水準で塗色.

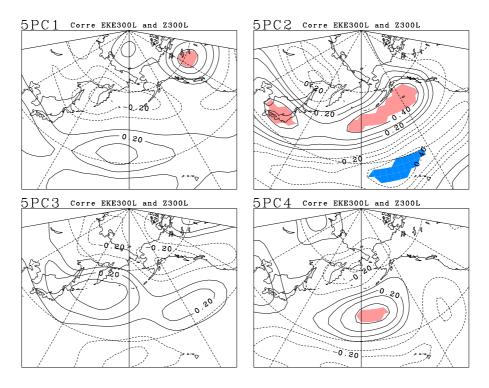


図 4.8: 5月の太平洋域での EOF 各モードのスコアと Z300L の各格子点での相関係数 (5PC1 から 5PC4) . 99 %の有意水準で塗色 .

#### (2)6月のストームトラックの変動

### EOF 第一モード (6P1)

5 月の EOF 第一モードとほぼ同じ変動パターンであるが,変動の中心領域は東太平洋  $(150\mathrm{W}\ \mathrm{d})$  である  $(\boxtimes 4.3)$  . また,変動の大きさは 5 月の半分程度である.また  $Z300\mathrm{L}$  との有意な相関関係は認められない.

#### EOF 第二モード (6P2)

5月のEOF 第二モードと同様に , 東西の双極子構造を示す (図 4.3) . ストームトラックが太平洋西部で強まり東部で弱まるとき , アラスカ付近は高気圧性偏差となっている (図 4.3) . このことは , アラスカ付近でしばしば観測されるブロッキングリッジの形成とストームトラックの変動の 6P2 とが関連していることを示唆している .

### EOF 第三モード (6P3)

南北の双極子構造を示す.(図 4.3).日本付近では東西方向に伸びた変動の大きな地域が存在する.これは梅雨前線に伴い移動性低気圧の変動が活発であることを示していると考えられる.移動性擾乱の活動が日本付近で強まり,太平洋北部で弱まる時,太平洋中部(日付変更線付近)では低気圧性偏差が存在することが示される.また,有意な値ではないが,オホーツク海では高気圧性偏差が存在する.

### EOF 第四モード (6P4)

アジア大陸東部で変動の大きな地域が見られるが,寄与率は5.1%と変動は小さい. Z300L との相関係数も小さいが,オホーツク海域では高気圧性偏差が存在する.

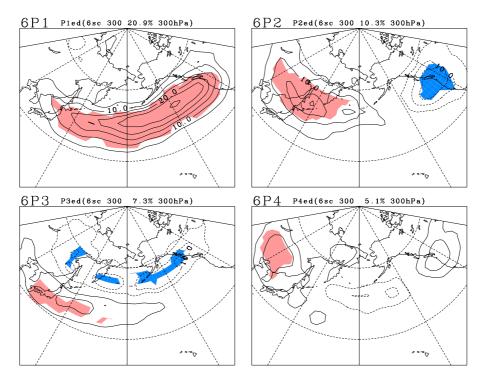


図 4.9: 図 4.3 と同じだが 6 月のストームトラックについて示す.

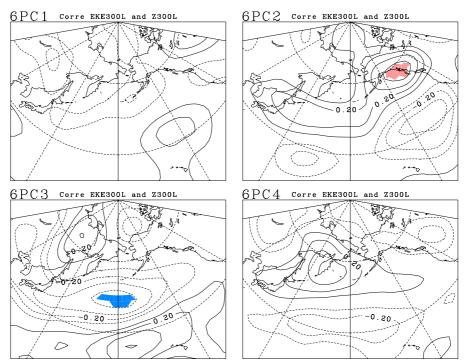


図 4.10: 図 4.3 と同じだが 6 月のストームトラックについて示す.

### (3)7月のストームトラックの変動

### EOF 第一モード (7P1)

5月の EOF 第一モードと同様に単極子構造を示すが,変動の大きな地域は5月に比べ極側である (図 4.11).また変動の大きさは6月の半分以下であり,日本付近での変動はごく小さい.寄与率は14.0%であり,全分散量に占める割合は,5月,6月に比べ小さい.

### EOF 第二モード (7P2)

東西の双極子構造を示し,変動の大きな地域はオホーツク海付近と太平洋東部である(図 4.11).

### EOF 第三モード (7P3)

太平洋東部において南北の双極子構造を示す(図 4.11).

### EOF 第四モード (7P4)

アジア大陸北東部で変動が大きく,太平洋での変動は見られない(図 4.11).

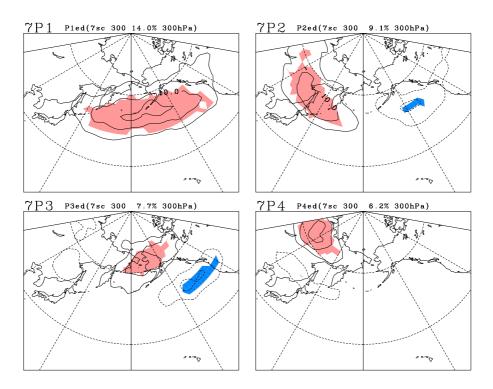


図 4.11: 図 4.3 と同じだが7月のストームトラックについて示す.

# 第5章 準定常ロスビー波の水平伝播

### 5.1 ロスビー波のエネルギー伝播

地球上で数千km以上も離れた地点間での気象要素に互いに関連が見られることをテレコネクションパターンという (気象科学辞典,1998).このテレコネクションパターンにはいくつかの種類があることが知られている。図 5.1 に,北太平洋上のある格子点 (45°N,165°W)と他の格子点との冬季の月平均500hPa高度場偏差の相関係数の空間分布を示す (Wallace and Gutzler,1981).赤道太平洋から北太平洋,北アメリカ大陸へと相関係数の正負の領域が波状に分布しており,このパターンはPNA(Pacific-North American)パターンと呼ばれている。このようなパターンの形成には,定常ロスビー波のエネルギー伝播が重要な役割を果たしていることが考えられる。また,NF04は,7月におけるオホーツク海域での上層ブロッキング高気圧はヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播によって形成されることを示している。このように,準定常ロスビー波の理解は惑星規模スケールの定在的な循環偏差を議論するために重要である。ここでは,順圧ロスビー波の分散関係式の導出,及び定在性ロスビー波のエネルギー伝播について説明する。

#### (1)順圧ロスビー波の位相速度

ここでは,中緯度<br/>
β<br/>
平面における強制のない非発散の順圧渦度方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}\right) \zeta + \beta v = 0 \tag{5.1}$$

をもとに議論を進める.ここで,u,v はそれぞれ東西風と南北風を, $\zeta$  は相対渦度の鉛直成分を表す.式 (5.1) の u , v ,  $\zeta$  をそれぞれ,東西平均場  $\bar{z}$  と擾乱部分  $\bar{z}$  に分ける.

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad \zeta = \bar{\zeta} + \zeta'$$
 (5.2)

ここで,基本場の東西風 $\bar{u}$ は緯度方向に変化しないと仮定する.

流線関数  $\psi'$  を

$$u' = -\partial \psi' / \partial y, \quad v' = \partial \psi' / \partial x, \quad \zeta' = \nabla^2 \psi'$$
 (5.3)

と定義し,式5.1を基本場の線形化すると,擾乱に対する方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi' + \beta\frac{\partial\psi'}{\partial x} = 0 \tag{5.4}$$

が得られる.次に,擾乱  $\psi'$  として  $\psi'=\exp[i(kx+ly-\nu t)]$  の平面波解を仮定し,式 (5.4) に代入すると,順圧ロスビー波の分散関係が次式のように導かれる.

$$c_x = \bar{u} - \frac{\beta}{K^2} \tag{5.5}$$

ここで, $c_x=\nu/k$ ,,k は東西波数であり, $\nu$  は周期である.また, $K^2=(k^2+l^2)^{1/2}$  と定義される.式 (5.5) は,順圧ロスビー波の基本場に相対的な位相速度は常に西向き  $(c_x-\bar u<0)$  であることを示している.

### (2) 定在ロスビー波のエネルギー伝播

式 5.5 において, 東西方向の群速度は,

$$c_{gx} = \frac{\partial \nu}{\partial k} = \bar{u} + \frac{\beta(k^2 - l^2)}{(k^2 + l^2)^2}$$
 (5.6)

とかける.ここで,定在波 (つまり, $c_x=\nu=0$ ) を考える.東西方向の群速度は,

$$c_{gx} = \frac{2\bar{u}k^2}{(k^2 + l^2)^2} = 2\bar{u}\cos\alpha \tag{5.7}$$

となる.ここで  $\alpha$  は x 軸と群速度ベクトルのなす角である.式 (5.7) は,定在性ロスビー波のエネルギーは,西風中を常に東向きに進み,その群速度は基本場の西風の 2 倍となることを示している.

### 5.2 導波管

Hoskins and Ambrizzi(1993) は,11月から2月で平均した300hPaにおける気候値のまわりで線形化した順圧渦度方程式を用いて,局所的に与えた擾乱に対する大気循環の応答を調べた.その結果,30°N付近に存在するアジアジェットに伴う「導波管」が存在すると,その中を定在性ロスビー波のエネルギーが東向きに伝播しやすいことを示した.ここでは,線型理論を用いて,このような「導波管」について説明する.前節では簡単のため基本場の西風分布が緯度方向に変化しない場合を考えたが,本節では基本場の西風分布が緯度方向に変化する場合を考える.

まず,線形化した強制のない非発散の順圧渦度方程式である式 (5.4) において, $\bar{u}$  の 緯度方向の変化を考えると,

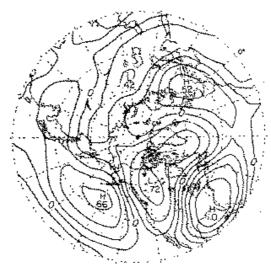


図 5.1: 北太平洋  $(45^{\circ}N$ ,  $165^{\circ}W)$  と全球の他の格子点間の冬季の月平均 500hPa 高度場偏差の相関係数  $(Wallace\ and\ Gutzler,1981)$ .

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi' + v'\beta^* = 0 \tag{5.8}$$

と書ける.ここで, $\beta^*=\beta-d^2\bar{u}/dy^2$  と定義した WKB 近似を仮定し, $\bar{u}$  の南北変化が 擾乱の南北波長に比べ十分大きいと近似する.擾乱  $\psi^{'}=\exp[i(kx+ly-\nu t)]$  とおき,式 (5.5) において, $\beta$  を  $\beta^*$  で置き換えることで,この場合のロスビー波の分散関係は,

$$\nu = \bar{u}k - \frac{\beta^* k}{K^2} \tag{5.9}$$

となる.ここで, $K=(k^2+l^2)^{1/2}$  と定義される.次に,定在性ロスビー波  $(\nu=0)$  の場合,K は,

$$K = K_s = (\frac{\beta^*}{\bar{u}})^{\frac{1}{2}} \tag{5.10}$$

で与えられる.次に,伝播に伴う波数の変化を考察する.基本場は南北方向のみに変化すると仮定するので, $k={
m const}$ であることに注意する.従って,式 (5.7) で与えられる群速度  $c_g=(u_g,v_g)$  と伴に移動する系での波数の変化は,

$$\frac{d_g k}{dt} = 0 (5.11)$$

となる.また,南北波数の変化は

$$\frac{d_g l}{dt} = \frac{K_s}{l} \frac{d_g K_s}{dt} = \frac{K_s}{l} v_g \frac{dK_s}{dy} \tag{5.12}$$

となる.ここで, $dK_s/dl = l/k$ を用いた.

さらに, $v_g/l=c_g/K_s$ なので,

$$\frac{d_g l}{dt} = c_g \frac{dK_s}{dy} \tag{5.13}$$

となり, 定義より  $tan\alpha = l/k$  なので,

$$\frac{d_g \alpha}{dt} = \frac{k}{K_s^2} c_g \frac{dK_s}{du} \tag{5.14}$$

となり , 式 (5.14) は  $K_s$  の南北変化と波数ベクトルの方向  $\alpha$  の時間変化が対応していることを示している .

Hoskins and Ambrizzi(1993) は,図 5.2 のような, $K_s$  がある緯度で極大値  $K_2$  をとり,その南北で小さくなっている場を考えた.

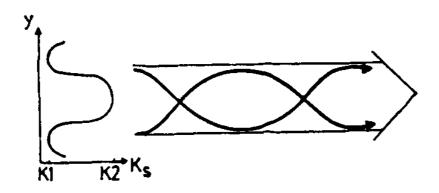


図 5.2: 定常ロスビー波数  $K_s$  の断面と射出の向きの反射

全波数  $K_1$  の定在性ロスビー波が ,  $K_s=K_1$  となる緯度で東向き  $(\alpha=0)$  で射出された場合を考える .  $K_s$  <  $K_2$  となる緯度の領域では , 式 (5.14) より ,  $\frac{d_g\alpha}{dt}$  > 0 なので , 波数ベクトルの方向は次第に極向きとなる .  $K_s=K_2$  の緯度を超えると ,  $\frac{d_g\alpha}{dt}$  < 0 であるので波数ベクトルは次第に東向きとなり ,  $K_s=K_1$  となる緯度で  $\alpha=0$  となる . しかし , この緯度でも  $\frac{d_g\alpha}{dt}$  < 0 なので , 波数ベクトルの方向は次第に南向きとなる . すなわち ,  $K_s=K_1$  となる . 従って , 基本場  $K_s$  が南北に極大となる場合 , ロスビー波を効率的に東向きに伝播させる「導波管」が形成していることがわかる . これは現実の場の西風分布で考えると , 南北にシャープなジェット気流が存在する状況が当てはまる .

### **5.3** 波活動度フラックス

定在性ロスビー波のエネルギーの大きさや,その群速度の方向を調べるために,波活動度フラックスを用いた解析を行った.本研究では,300hPa高度場,東西風及び南北風の季節内長周期成分偏差とを用いて,式(5.15)で定義される Takaya and Nakamura(2001)で示された東西非一様な流れに適用できる波活動度フラックスを用いた.その大きさ

は,エネルギーフラックスの大きさと等しく,またその向きはロスビー波の群速度ベクトルの向きと等しい.

$$W = \frac{1}{2|barU|} \begin{pmatrix} \bar{u}(v^{'2} - \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial v'}{\partial x}) + \bar{v}(u^{'}v^{'} - \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial v'}{\partial y}) \\ \bar{u}(-u^{'}v^{'} - \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial v'}{\partial y}) + \bar{v}(u^{'2} + \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial u'}{\partial y}) \\ \frac{f_0^2}{S^2} \left\{ \bar{u}(-v^{'} \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi'}{\partial p} - \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial v'}{\partial p}) + \bar{v}(-u^{'} \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi'}{\partial p} + \frac{\Phi'}{f_0} \frac{\partial u'}{\partial p}) \right\} \end{pmatrix} (5.15)$$

ここで, $\bar{u}$ , $\bar{v}$  は基本場,u',v', $\Phi'$  はそれらのずれで定義される擾乱成分である.また  $f_0=2\Omega\sin\phi_0$  である.ここで, $\phi_0=60^\circ N$  とした.ただし,本研究では準定常ロスビー波の水平伝播のみに注目し,式 (5.15) を  $300\mathrm{hPa}$  面に適用して解析を行った.また,基本場としては 4-5 月の平均値を,擾乱成分としては季節内長周期成分とした.

# 第6章 事例解析

2.3節で示した指標により,5月において,27年間に27例のオホーツク海域におけるブロッキングイベントの発現が確認された.これらほぼ全てのブロッキングイベントは,NF04で示されているように,中央太平洋域の上層高気圧性偏差の西進により形成されることがわかった.ただし,中央太平洋域での上層高気圧性偏差の形成過程には,(1) さらに東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進する場合(2005年,2003年,1981年など)と,(2) ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成される場合(1986年,2001年など)の2つに大きく分けられることが,300hPa高度場偏差の季節内長周期変動成分(U300L)から求めた波活動度フラックス(5.3節参照)を用いた解析から示された.特に,後者の過程は,NF04では7月型の形成過程であることに注意する必要がある.ここでは各ケースの典型例である2005年と2001年の事例について,詳しく解析する.

### 6.1 Z300Lの時間発展

図 6.1 に 2005 年 (a) と 2001 年 (b) のそれぞれについて,オホーツク海域で Z300L 偏差が極大となるピーク日 (Day0) と,その 2 日前 (Day-2),4 日前 (Day-4),6 日前 (Day-6),8 日前 (Day-8) での Z300L と,Z300L に伴う波活動度フラックスの経度-緯度分布を示す.赤 (青) で塗られている領域が,絶対値が標準偏差よりも大きい高気圧 (低気圧) 性偏差を示す領域である.2001 年の事例では,Day-8 に 40E 付近に高気圧性偏差が存在する (図 6.1,-8a).Day-4 には東向きのエネルギー伝播が生じ,中央太平洋域にブロッキング高気圧が形成される.これは NF04 で示された 7 月型のオホーツク海ブロッキングの形成と同じメカニズムである.一方,2005 年の事例では Day-8 にアラスカ付近で強い高気圧性偏差が存在する (図 6.1,-8b).しかし,ヨーロッパ域からの顕著なエネルギー伝播は存在しない.Day-4 から Day-2 にかけて,アラスカ付近に存在する強い高気圧性偏差が西進することにより,オホーツク海域でプロッキングが出現する.

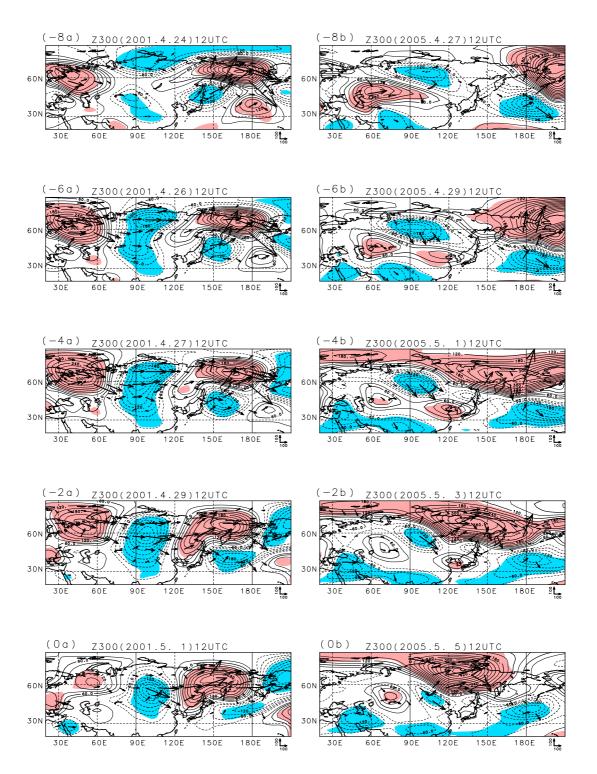


図 6.1: 2001 年 (左) と 2005 年 (右) の Z300L の時間発展.上からピーク 8 日前,6 日前,4 日前,2 日前,ピーク日.等値線が Z300L 偏差で,その大きさが標準偏差以上の領域に色を塗った.赤 (青) 色が正 (負) の偏差を示す.矢印が Z300L から求めた波活動度フラックス (Takaya and Nakamura,2001). 単位は  $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$ 

### 6.2 基本場

まず,各事例における基本場の違いについて解析する.ここでは,基本場は各年の4月から5月のまで2ヶ月間の平均値で定義した.300hPa 高度場 (Z300) と300hPa 東西風 (U300) の基本場の気候値を図6.2 に示す.U300 の気候値については,東西風の強さが20m 以上の領域を赤色で塗った.図6.2 の Z300 の気候値から,東シベリア (120°E),アメリカ大陸東海岸 (60°W),そしてヨーロッパ (30°E)に定常なトラフが存在することがわかる.また,北アメリカ大陸西海岸付近 (120°W)で定常なリッジが存在する.オホーツク海域では,等高度腺の南北傾度は小さく,その間隔は少し緩んではいるが,顕著なリッジは見られない.一方,U300 の気候値では,北太平洋域で西風ジェットが存在し,特に日本付近 (140°E)でジェットが強い.オホーツク海域からアラスカ半島にかけては,弱風域となっている.

次に,2001 年と2005 年の基本場の Z300 と U300 偏差を図 6.3 に示す.2001 年においては,シベリア上空で等高度線の南北傾度が大きく,西風ジェットが強い.また,東太平洋及び北アメリカ大陸東海岸でトラフが見られる.2005 年においては,東大西洋  $(0^{\circ}E)$  にトラフが,北アメリカ西部でリッジが見られる.また,オホーツク海域から北アメリカ大陸東海岸にかけて,弱風域が広がっている.一方,2001 年と2005 年のどちらの年においても,オホーツク海付近で顕著なリッジは見られない.これは,5 月上旬に出現したブロッキングイベントの持続期間よりも長い期間で基本場を定義したためである.

次に , 準定常ロスビー波の伝播が可能な領域の存在を確かめるため , 基本場の  $300\mathrm{hPa}$  東西風 (U300) 分布から , 式 (6.1) で定義される基本場の絶対渦度の南北傾度  $\beta^*$  を計算した .

$$\beta^* = \beta - d^2 U/dy^2 \tag{6.1}$$

ここで, $\beta (= \frac{2\Omega}{a} \cos \phi, \Omega$  は地球の角速度) は惑星渦度の南北傾度を表し,U は基本場の東西風を表す.

図 6.4 に,2001 年と 2005 年の  $\beta^*$  の分布を示す.ここで, $\beta^*$  が負の領域は準定常ロスビー波のエネルギーが伝播できない領域であることを示し,その全てに青色を塗った (5.2 節).2001 年はヨーロッパ域から  $135^\circ$ E 付近まで  $\beta^*$  が正であり,その南北で  $\beta^*$  が 負の領域が存在する (図 6.4).これは,この領域で,準定常ロスビー波がエネルギー伝播しやすい導波管の存在を示唆している (Hoskins and Ambrizzi,1993).一方,2005 年には,ヨーロッパ域では  $60^\circ$ N 付近において  $\beta^*$  が正の地域は存在するが中央アジアでその南側の負の領域が存在せず,2001 年のような明瞭な導波管の存在は確認できない.このため,ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播が生じにくい状態であると考えられる.これら基本場の違いは図 6.1 で示された上層高気圧性偏差の形成過程の違いとも矛盾しない.

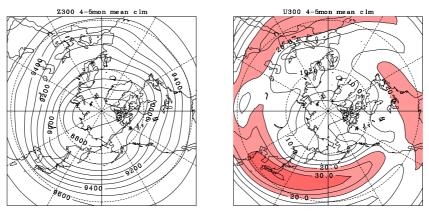


図 6.2: Z300 と U300 の 4-5 月の気候値 . 単位は , Z300 については m で , U300 については m/s であり , 20m/s 以上に赤色を塗った .

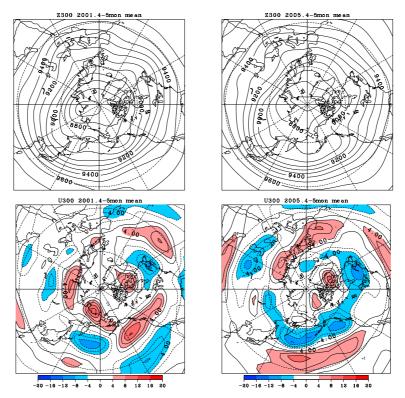


図 6.3: 2001 年と 2005 年における,Z300 と U300 偏差の 4-5 の平均値.Z300 については,100 m 間隔のコンターで示した.U300 については,絶対値が 4 m/s 以上の正 (負)の値を示す領域を赤 (青) 色で塗った.

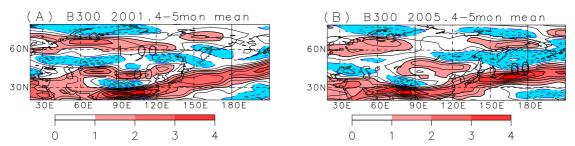


図 6.4: (1) によって定義される絶対渦度の南北傾度  $\beta^*$  . U300 の 4 月-5 月の平均値から計算し,(A) が 2001 年で,(B) が 2005 年.コンター間隔は, $1.10^{-11}{
m s}^{-1}$  である. $\beta^*$  が負の領域を青色に塗った.

### 6.3 渦度収支解析

次に,5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムを調べるため,順圧渦度方程式を用いて,300hPaでの季節内長周期変動(LFV)成分に伴う高度場(Z300L)変化傾向について解析した.解析にはCash and Lee(2000)を参考にして式(6.2)を用いた.この式は順圧渦度方程式にlow-pass filterに相当する時間平均を施すことにより求められる.ここで,気候値の時間変動は無視し,また移動性擾乱伴う短周期成分の時間変動はこの時間平均操作により消去される.一方,簡単化のため,短周期成分の東西風によるLFV成分の渦度移流を無視した.

$$\frac{\partial z^{'L}}{\partial t} \qquad \frac{f}{g} \sum_{i=1}^{4} \xi_i \tag{6.2}$$

$$\xi_1 = \nabla^{-2} (-\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta'^L - \mathbf{V}'^L \cdot \nabla \bar{\zeta}) \tag{6.3}$$

$$\xi_2 = \nabla^{-2} (-\nabla \cdot (\mathbf{V}^{\prime L} \zeta^{\prime L})^L - (\mathbf{V}^{\prime L} \cdot \nabla \zeta^{\prime L})^L)$$
(6.4)

$$\xi_3 = \nabla^{-2} (-\nabla \cdot (\mathbf{V}^{\prime B} \zeta^{\prime B})^L - (\mathbf{V}^{\prime B} \cdot \nabla \zeta^{\prime B})^L)$$
(6.5)

$$\xi_4 = \nabla^{-2} \left( -v'^L \frac{df}{dy} \right) \tag{6.6}$$

式 (6.2) から式 (6.6) で,「は基本場を示し,気候値を用いた.また,」は基本場からの偏差であり, $^{'L}$  と $^{'B}$  は,それぞれ偏差に low-pass filter を施した値と band-pass filter を施した値である.式 (6.3) で示される  $\xi_1$  は,基本場による  $\zeta_300L$  の移流と,300hPa 水平風  $\mathbf{V}300L$  による基本場の渦度移流による高度場変化傾向との和を示す.式 (6.4) で示される  $\xi_2$  は,LFV 成分に伴う渦度フラックスの収束・発散に伴う高度場変化傾向,式 (6.5) の  $\xi_3$  は移動性擾乱に伴う渦度フラックスの収束・発散に伴う高度場変化傾向である.最後に式 (6.6) の  $\xi_4$  は  $\mathbf{V}300L$  のための惑星渦度移流に伴う高度場変化傾向を表している.

本研究では,オホーツク海でのブロッキングイベントの形成メカニズムを調べるため,2.3 節で定義した,ブロッキングイベントの形成期において式 (6.2) の右辺各項をそれぞれ平均し,2001 年と 2005 年の事例についてそのの大きさを比較した.図 6.5 に,2300L 偏差の時間変化傾向の解析値及び,式 (6.3) から式 (6.6) に伴う 2300L の時間変化傾向の水平分布を示す.ここで,実線 (破線) は正  $(\mathfrak{g})$  の時間変化傾向を示し,正  $(\mathfrak{g})$  の変化傾向示す領域は赤  $(\mathfrak{f})$  色を塗った.ここで観測値  $(\mathfrak{g})$  の時間変化傾向(図 6.2(AO),(BO))の時間変化傾向(図 6.2(A1)(B1)-(A4)(B4))は 60m/day 以上の大きさを持つ正  $(\mathfrak{g})$  の領域に色を塗った.また,オホーツク海域でのブロッキングイベント期前後の渦度収支の時間変化を調べるために,2300L 時間変化傾向,及び式 (6.3) から式 (6.6) で表される各項の値をオホー

ツク海域 (140E-160E,55N-70N) で領域平均した値の時系列を,図 6.6 に示す.横軸が日で,Z300L が極大となる日を day0(peak と表記)し,その前後 20 日間の時間変化を示す.縦軸は 1 日あたりの Z300L 高度場傾向を示し,赤破線が Z300L 時間変化傾向を,青実線が式 (6.3) から式 (6.6) で表される各項の大きさを示す.

まず,オホーツク海域でのブロッキングの発達に伴い,2001 年と 2005 年のどちらも Z300L の時間変化はオホーツク海域で正の値を示している (図 6.5(AO)(BO)).また,ピーク日には Z300L の時間変化傾向は 0 であり,ピーク日を過ぎると負の時間変化傾向が見られる (図 6.6).ただし,2001 年はオホーツク海域でピーク日 10 日前から高気圧性偏差が持続したため,前 5 日間での Z300L 偏差の変化率は 2005 年の方が大きい.次に,式 (6.3) から式 (6.6) に伴う高度場変化傾向の空間分布及び,オホーツク海域における高度場変化傾向の時系列について,その特徴を述べる.

#### 基本場による相対渦度移流

形成期のオホーツク海域において,2001年と2005年のどちらの事例においても,式 (6.3)は負の値を示す(図6.5(A1)(B1)).つまり,オホーツク海域でのブロッキングの形成を妨げる働きであることが示された.ただし,2001年には,オホーツク海の西側で強い正の値を示す領域が存在し,図6.1のパターンとの相関は低い.一方,2005年にはシベリアから日付変更線付近まで広く負の値の領域で覆われている.一方,衰退期 (Day+2-Day+8) においては,オホーツク海域で1日あたり150mとかなり強い正の値が見られ,ブロッキングの衰退を妨げる効果を持つことがわかる (図 6.6).

#### 季節内長周期変動 (LFV) 成分に伴う渦度フラックス

2001 年の事例では,形成期において,オホーツク海の東で大きな正の値の領域が見られる.これはヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により,オホーツク海の東  $(165^\circ\mathrm{E})$  付近で高気圧性偏差が生成されることに対応している.また,2005 年の事例では,カムチャッカ半島付近で弱い正の値を示すが,その寄与は後述の $\beta$  効果に比べ小さい (図 6.6).

#### 移動性擾乱に伴うフィードバック効果

2001 年,2005 年ともに形成期において,オホーツク海域でこの項の寄与は他に比べ最も小さい.しかも,2005 年については,負の値を示す.また太平洋地域全体に注目しても,その大きさは式 (6.3) から式 (6.6) の中で最も小さい.このため,オホーツク海域のブロッキングの形成期に対する,移動性擾乱に伴うフィードバック効果は小さいことが示された.しかし,このフィードバック効果はブロッキングの衰退期において大きな値を示すため (図 6.6),オホーツク海域でブロッキングが生じたために,ストームトラックが弱まり,正のフィードバック効果が現れたことが示唆される.

### LFV 成分による惑星渦度移流

2001 年,2005 年どちらの事例においても,オホーツク海域において大きな正の値の領域が存在する.このことはオホーツク海の東ですでに形成された偏差の西進がオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対して重要であることを示唆している.また,式 (6.6) は,オホーツク海域でブロッキング高気圧の形成期において Z300L 時間変化傾向の約 4 倍の値に達する (図 6.6).

以上をまとめると,2001年と2005年ともに,LFV 成分に伴う惑星渦度移流による高度場変化傾向がオホーツク海においてブロッキング高気圧形成に対して最も重要であることがわかる.一方,気候値の水平風に伴う相対渦度移流の大きさは,LFV 成分に伴う惑星渦度移流の大きさと同程度であるが,オホーツク海域においては負の値を示す.つまりこの両者は打ち消しあう傾向にあることがわかる.また,2001年の事例では,準定常ロスビー波のエネルギー伝播に対応するLFV 成分の渦度収束もブロッキング高気圧の形成に対し重要である.

また、オホーツク海域でのブロッキングの形成に対し移動性擾乱に伴うフィードバック効果がほとんど寄与しないことも示された.NF04 は合成図解析により、ピーク期 (Day-2-Day0) にストームトラックが弱化することに伴うフィードバック効果が大きいことを示している.一方、本研究では、2005 年 5 月の事例のイベントの形成期において EKEL 偏差は太平洋地域で広く正の値であり、平年よりもストームトラックの活動は強いことが示された(図 6.7).また、2001 年の事例でも形成期において、太平洋領域ではストームトラックの活動に大きな偏差は見られない.従って、ストームトラックの活動度からも、オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成にはストームトラックからのフィードバック効果は直接的には重要でないことが示された.

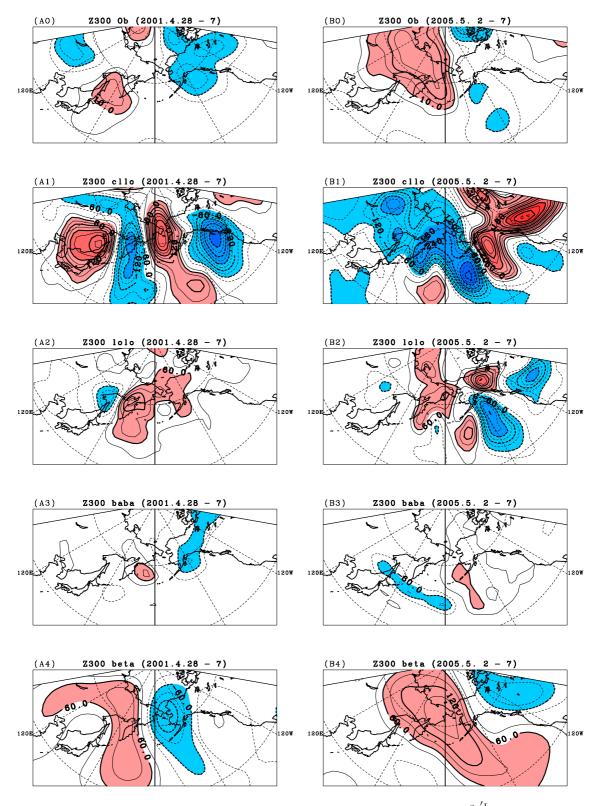


図 6.5: (AO):2001 年 5 月の事例のブロッキング形成期で平均した  $\frac{\partial z'^L}{\partial t}$  偏差の解析値 . 10 m/day 以上の大きさに色を塗った . 赤 (青) に正 (負) が値を示す . (A1)-(A4):(AO) と同じだが , それぞれ  $\xi_1,\xi_2,\xi_3,\xi_4$  を示し , 60 m/day 以上に色を塗った . (BO)-(B4):(AO)-(A4) と同じだが , 2005 年 5 月のブロッキングイベントについて示す . 単位は m/day である .

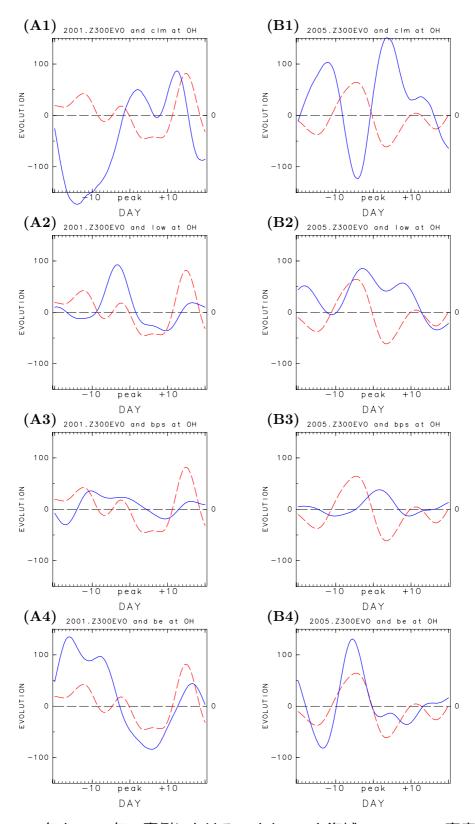


図 6.6: 2001 年と 2005 年の事例における,オホーツク海域での  $300\mathrm{hPa}$  高度場の時間発展を示す.縦軸が高度場,横軸が時間であり,ピーク日の 20 日前から 20 日後を示す.全ての図において,赤破線が観測値であり,青実線が $\xi_1,\xi_2,\xi_3,\xi_4$  による高度場時間発展を示す.

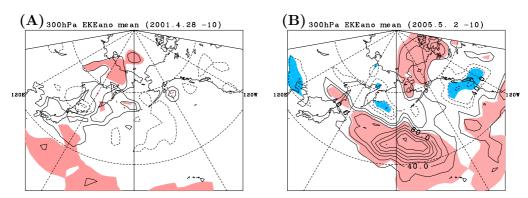


図 6.7: EKE 偏差の形成期における平均値 . 左が 2001 年 , 右が 2005 年 . 標準偏差以上に色塗り . 赤が正で青が負の値 .

# 第7章 移動性擾乱に伴うフィードバッ ク効果

前節において 2001 年と 2005 年 5 月の事例では,移動性擾乱に伴うフィードバック効果は,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対しては小さいことが示された.しかしながら,5 月は盛夏季と比べて移動性擾乱の活動が強く,5 月のストームトラックに伴うフィードバック効果の一般的性質を調べることは重要である.

アラスカ域から高気圧性偏差が西進することによりオホーツク海域でブロッキング高 気圧が形成した2005年5月の事例では,形成期において北太平洋域のストームトラッ クが強いことが示された、この事例の一般性を確かめるために、ブロッキング形成期 におけるストームトラックの活動度に注目した解析を行った. そこで, オホーツク海 域で強いブロッキング高気圧イベントが出現した10例に対し,その形成期において, 移動性擾乱の活動が強かった事例と弱かった事例をわけて、ブロッキング高気圧の形 成メカニズムの違いを検討した.ここでは,移動性擾乱の活動度の指標として,5月に おいて気候値のストームトラックの強弱を表す EOF 第一モードのスコア (2.4 節参照) の形成期の平均値 (PC1) を用いた.オホーツク海におけるブロッキング形成期におい て,PC1 の平均値が5月の標準偏差の $rac{1}{2}$ を超える場合を $Case\ A(active)$ , $rac{1}{2}$ より小さい 場合を Case I(inert) とした.全 10 例のうち, Case A が 3 例 (2005 年, 2003 年, 1991 年), Case I が 3 例 (2001年, 1996年, 1986年) 選ばれた. 図 7.1 には, Case A と Case Iの EKE300L 偏差の合成図を示しており、 $Case\ A(Case\ I)$  については、 $40m^2/s^2$  以上  $(-40\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$  以下) の領域に赤色 (青色) を塗った.また,実線が正の値で破線が負の値を 示す.オホーツク海域でのブロッキング形成期において, Case A では北太平洋中部で 移動性擾乱の活動が活発であり (図 7.1(A)), Case I では北太平洋中部で移動性擾乱の 活動が弱いことがわかる(図 7.1(B)).

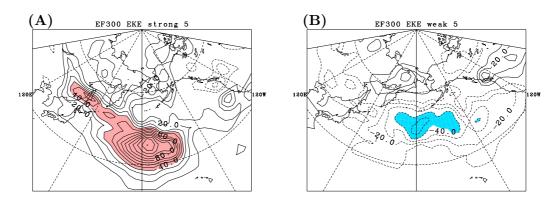


図 7.1: Case A(A) と Case I(B) の形成期で平均した EKE300L 偏差の合成図  $.40m^2/s^2$  以上に塗色 . 赤が正で青が負の値 .

次に,オホーツク海域でのブロッキング形成期からピーク期(ピーク日前,Day-8,Day-6,Day-4,Day-2,Day0)における  $Case\ A$  と  $Case\ I$  の 300hPa 高度場の季節内長周期 成分 (Z300L) の比較を示す (Z300L) の比較を示す (Z300L) の比較を示す (Z300L) において,コンターは Z300L 偏差に Z300L 高度場の気候値を加えた値を示し,Z300L 偏差がその標準偏差より大きな値である領域に色を塗った.

Case A では, Day-8 から Day-6 にかけてアラスカ付近でリッジが形成される (図 7.2-8A, -6A). その後, このリッジは西進し (図 7.2-4A, -2A), オホーツク海域の北側にブロッキング高気圧が形成される (図 7.2-0). 一方, Case I では, Day-8 から Day-6 にかけては Z300L の偏差は見られないが, アラスカ付近では弱いトラフが存在している (図 7.2-8I, -6I). その後, Day-4 から Day-2 にかけて, 北西太平洋域 (170E) 付近にリッジが形成され, Day0 にオホーツク海域でブロッキング高気圧が形成される (図 7.2-4I, -2I, -0I).

最後に、移動性擾乱に伴うフィードバック効果について考察する.まず、図 7.3 にブロッキング形成期における Z300L 偏差の 1 日あたりの高度場時間変化傾向の平均値を示す.標準偏差以上の変化率を示す範囲に色を塗った.Case A の形成期においては、オホーツク海域では負の値を示す(図 7.3(A)).また、Case I の形成期においては、正の値を示すが、有意な値ではない(図 7.3(B)).一方、Case A の形成期にアラスカ域において正の値を示す領域が見られる.Case A の事例では、ストームトラックが強化されることに対応してアラスカ域で高気圧性偏差が形成し、西進することにより、オホーツク海域でブロッキング高気圧が形成することが示唆される.

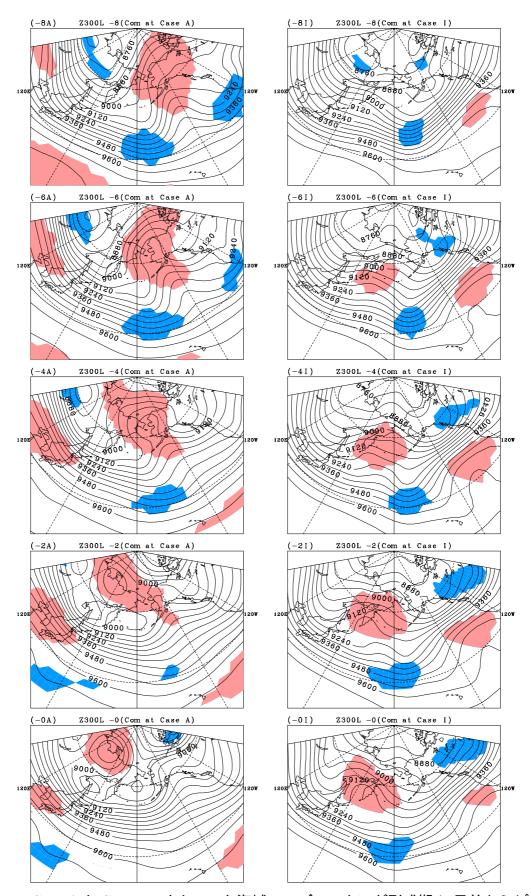


図 7.2: Case A と Case I のオホーツク海域でのブロッキング形成期 (8 日前からピーク日) における,Z300L + 気候値の Z300(コンター) と Z300L(色塗) の合成図.Z300L については,標準偏差を超える領域に色を塗った.赤 (青) が正 (負) の値.

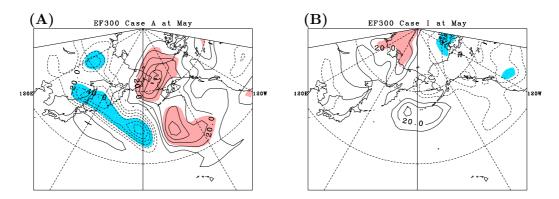


図 7.3: Case A(A) と Case I(B) の形成期で平均したストームトラックに伴うフィードバック効果による 1 日あたりの 300hPa 高度場変化傾向の合成図.単位は m/day で , 5 月の標準偏差以上の領域に色を塗った.赤が正で青が負の値.

# 第8章 気象庁一ヶ月予報データの解析

2005 年 5 月のオホーツク海域での強いブロッキング高気圧の予測可能性と形成メカニズムを調べるために,気象庁ーヶ月アンサンブル予報データ (2.1~節参照) の 200hPa 高度場 (Z200) を用いて解析を行った.このブロッキング高気圧は,1979 年から 2005 年の 5 月に出現したオホーツク海域でのブロッキング高気圧のうち,最も強い事例である (2.4~節参照)

ここでは,2005 年 5 月の事例におけるピーク日の 15 日前と 14 日前である 2005 年 4 月 20 日 (13 メンバー)と 21 日 (13 メンバー)を初期値とする合計 26 個の気象庁アンサンブル予報メンバーを用いて解析を行った.ここでは,それぞれのメンバーの Z200 に 10 日以上の low-pass filter を施し,季節内長周期変動 (LFV) 成分 (Z200L) を取り出した.なお,予報 7 日目までのデータについては,LFV 成分の作成に 4 月 20 日以前の解析値 (GANAL) を用いた.

まず,2005 年 5 月に出現したオホーツク海域でのブロッキング高気圧の予測可能性を調べた.本研究では,各格子点における 26 個のアンサンブルメンバーを  $a_i (i=1,26)$  で表し,全アンサンブルメンバーの平均値を,

$$\hat{a} \equiv \frac{1}{26} \sum_{i=1}^{26} a_i \tag{8.1}$$

とする.また,アンサンブル予報のばらつきを表すスプレッドsを,

$$s \equiv \sqrt{\frac{1}{26} \sum_{i=1}^{26} (a_i - \hat{a})^2}$$
 (8.2)

と定義する.

図 8.1(A) にオホーツク海域  $(130^{\circ}E-150^{\circ}E,60^{\circ}N-70^{\circ}N)$  で Z200L を平均した各アンサンブルメンバーの予測値 (図 8.1(A) 黒実線) とそのアンサンブル平均 (青実線) 及び GANAL の Z200L(赤破線) の時間変化を示す.初期日から予測 9 日目 (4 月 30 日) までは,アンサンブル平均と解析値との差は小さい.しかし,9 日目以降の高度場の予測に関しては,各メンバー間のばらつき (スプレッド) が大きくなる.図 8.1(B) には,実線で Z200L のスプレッドの時間変動を,破線でオホーツク海域の 5 月における Z200L の標準偏差の大きさを示す.標準偏差の作成においては NCEP 再解析データを用いている.予報誤差の大きさが,標準偏差の大きさを超える日が,予測可能な期間の目安を与えるため,2005 年 5 月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧は,15 日前

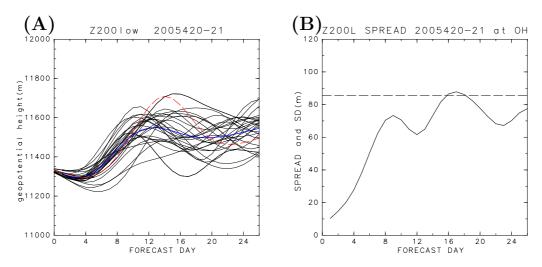


図 8.1: (A):2005 年 4 月 20, 21 日を初期値とする,オホーツク海域での Z200L の時間変動.黒細実線が各メンバー,青実線がアンサンブル平均,赤破線が GANAL を示す.(B) オホーツク海域における Z200L のスプレッドの時間変動 (B) と 5 月の標準変偏差(破線) . 単位は (A)(B) ともに m である.

からはその発生を予測できないことが示された.次に,全アンサンブルメンバー予測 値を用いて回帰分析を行うことにより、オホーツク海域で高気圧偏差が極大となる日 (ピーク日) である予測 14 日目におけるオホーツク海域平均した Z200L の予測値と相関 の高い Z200L 偏差を調べた (図 8.2). 図 8.2(-6) は , ピーク日の 6 日前 (Day-6) の予報 値でアラスカ北部に高度場の正偏差が存在するとき、ピーク日におけるオホーツク海 域で Z200L が正偏差を持つ傾向にあることがわかる. 図 8.3 には, Day-6 でのアラスカ 域 (180°E-90°W , 60°N-80°N) で平均した Z200L 予測値と Day0 でのオホーツク海域で 平均した Z200L 予測値との関係を示す.ここで,横軸と縦軸の値は,全メンバーの予 測値から求められる標準偏差を用いて規格化した.分布は右上がりになっており,両 者の間には強い相関関係があることがわかる.図8.2より, Day 0 でのオホーツク海領 域における Z200L の正偏差と有意な相関を持つ領域は , Day -9 には 90°W 付近の北極 海, Day -6 には 130°W 付近のアラスカ北部, Day -3 には日付変更線付近の北極海付 近, そして, Day 0 にはオホーツク海北部に存在し, 次第に正偏差がアラスカ付近か ら西進してきている様子がわかる.このことは,この2005年5月の事例では,オホー ツク海域で形成されたブロッキング高気圧を正しく予測するためには、ピーク日より 前に存在した,アラスカ北部や日付変更線付近での対流圏上層高気圧性偏差を正しく 予測することが必要であることが示している.これは,解析値を用いた渦度収支解析 の結果とも整合的である.

さらに,オホーツク海域におけるブロッキング高気圧の予測誤差が生じる要因について詳しく検討するために,ピーク日の6日前 (Day-6)に Day0 でのオホーツク海領域における正偏差と有意な相関を持つ領域である,アラスカ域 ( $180^\circ\text{E}-90^\circ\text{W}$ ,  $60^\circ\text{N}-80^\circ\text{N}$ )で平均した Z200L 予測値の予測誤差が最大のアンサンブルメンバー (LE) と,最小の

メンバー (SE) との比較を行った.図 8.5 に,メンバー LE,メンバー SE,及び解析値 (GANAL)の,Day -14,Day -6,及び Day 0の Z200L 偏差分布を示す.ここで,偏差 場はこれまでと同様に気候値との差として定義している.まず,Day -14 では,メンバー LE,メンバー SE,及び解析値の全てで,アラスカ半島北東部 (140°W,60°N 付近)に中心を持つ高気圧性偏差が存在しており,これらの違いは大変小さい.しかし,アラスカ域における高気圧性偏差の中心付近の大きさを詳しく比べると,解析値とメンバー SE に比べ,メンバー LE の偏差はわずかに小さい.Day -14 におけるアラスカ北東部における高気圧性偏差の中心がアラスカ半島北西部 (160°W,70°N 付近)に存在するのに対し,メンバー LE では北太平洋北東部 (150°W,50°N 付近)に存在する.さらに,Day 0 では,メンバー SE と解析値では,オホーツク海域で強いプロッキング高気圧が形成されているのに対し,メンバー LE では、高気圧性偏差はオホーツク海域では見られず,北太平洋東部にとどまったままである.すなわち,メンバー LE での Day 0 におけるオホーツク海域での予測誤差の原因は,高気圧性偏差の西進速度が,メンバー SE や解析値に比べ小さいことによると考えられる.

次に,この西進速度の違いを図 8.4 から検討してみる.この図は,6.2 節と同様に,2005 年の 4 月と 5 月の 2ヶ月平均で定義した基本場の 200hPa 東西風分布である.この図から,オホーツク海域からアラスカ半島にかけての高緯度域には,5m/s 以下の弱い西風領域が拡がっている.一方,それより南の北太平洋域では,西風の強さは 15m/s程度である.メンバー SE と解析値では,Day -6 に,高気圧性偏差がアラスカ半島北東部に存在するため,高気圧性偏差領域で西風は弱く,高気圧性偏差は西進しやすい環境にあったと考えられる.一方,予測誤差が最大となったメンバー SE では,Day -6 に高気圧性偏差が,西風が比較的強い北太平洋北東部に存在したため,西進性が弱くなったと考えられる.

以上のように,アラスカ半島付近に高気圧性偏差が存在すれば,その後同じタイミングで,オホーツク海領域でブロッキングが形成されるわけではないことが示された.これは,北太平洋領域に基本場の東西風分布に南北シアーが存在するため,ロスビー波の西進速度が,アラスカ半島付近に初期に存在する高気圧性偏差の南北位置に鋭敏に依存するためと考えられる.

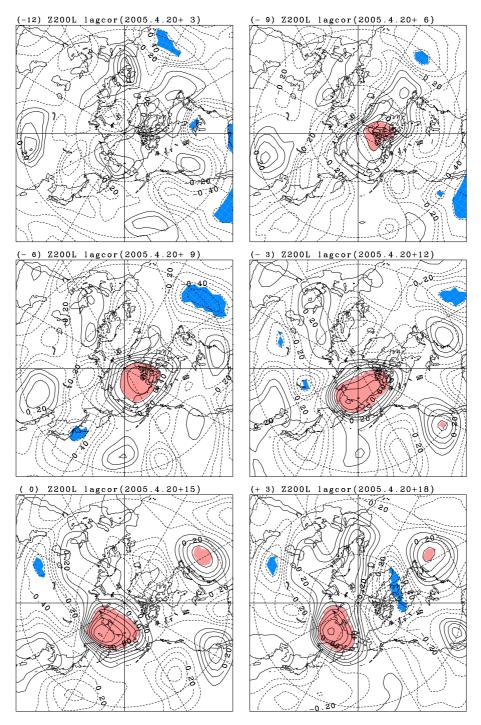


図 8.2: オホーツク海域の 15 日予報 (ピーク日) でのアンサンブルメンバーと各格子点での Z200L 予報値の相関係数.Day-12 から Day3 までを 3 日置きに示す . 正 (負) の値を 99 %の有意水準で赤 (青) 色に塗った .

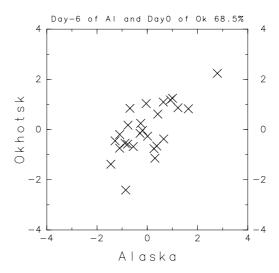


図 8.3: 全メンバーで標準化した Day-6 におけるアラスカ域での Z200L(横軸) と Day0 におけるオホーツク海域での Z200L(縦軸) .

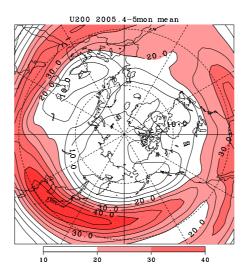


図 8.4: 2005 年における U200 の 4-5 月の平均値.赤 (青) 色が正 (負) の値であり,絶対値が 20 m/s 以上の領域に色を塗った.単位は m/s.

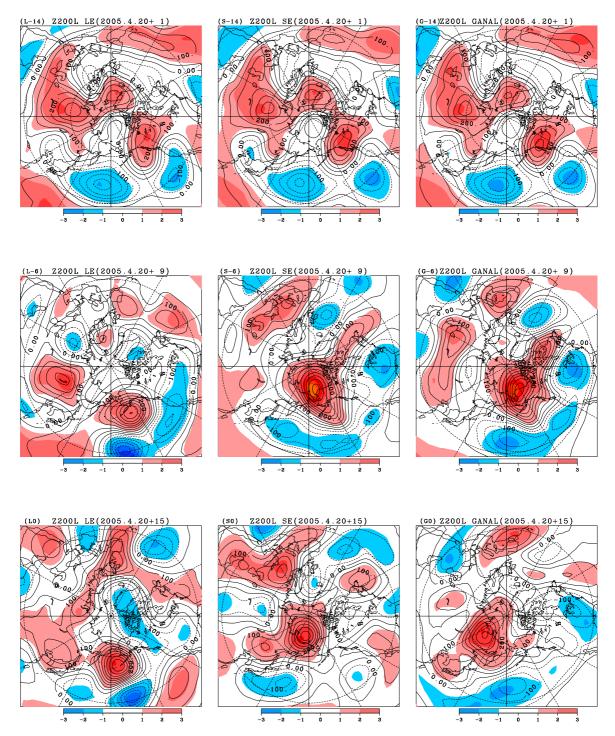


図 8.5: Day-6 において,アラスカ域で最も誤差が大きいメンバー (LE) と最も誤差が小さいメンバー (SE) 及び解析値 (GANAL) の Z200L . Day-14, Day-6, Day0 を示す.コンターが高度場偏差で標準偏差以上の領域に塗色.赤 (青) 色が正 (負) の偏差を示す.

## 第9章 結論と考察

初夏のオホーツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が発達するときには,大気下層でオホーツク海高気圧が出現し,しかもしばしば一週間以上も持続するため,日本に異常低温をもたらす.このため,オホーツク海域のブロッキング高気圧の形成メカニズムとその予測可能性を理解することは重要である.NF04 は,合成図解析により,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なり,7月ではヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播の寄与が重要であるが,5月では,むしろ北太平洋域の総観規模擾乱の活動に伴うフィードバック効果が重要であることを示している.しかし,5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧は,総観規模擾乱の活動が活発なストームトラックの入り口付近に存在するため,このフィードバック効果の有効性については疑問が残る.

そこで本研究では,1979年から2005年までの27年間のNCEP再解析データを用いて,夏季の北太平洋域における総観規模擾乱の季節内長周期変動と高度場偏差との関係,および5月においてオホーツク海域に出現するブロッキング高気圧の形成メカニズムについて詳しい検討を行った.また,2005年5月の気象庁ーヶ月アンサンブル予報データを用いて,同時期に出現したオホーツク海域における顕著なブロッキング高気圧の予測可能性について解析を行った.

まず,気候値を27年間の日々の平均値に31日の移動平均を施した値として定義し,この気候値からの差を偏差として定義する.次に,1日2回のNCEP再解析300hPa水平風偏差データに総観規模擾乱に特徴的な周期2.5日から6日の変動成分を抽出するband-pass filter(blackmon,1976)を施し,総観規模擾乱に伴う水平風成分を取出す.さらに,5月から7月の北太平洋域におけるストームトラックの季節内長周期変動を解析するため,このように求められた水平風を用いて計算される,渦運動量エネルギーに周期10日以上の変動成分を抽出するlow-pass filterを施した値にEOF解析を行った.その結果,渦運動エネルギーの大きい領域として同定されるストームトラックの中心は,気候値では,5月には北太平洋中部に存在し,その強さは冬季と同程度であることが示された.また,7月にストームトラックの活動は,5月の半分程度しかないことが示された.また,7月にストームトラックの活動は,5月の半分程度しかないことが示された.一方,EOF解析の結果から,次のような,夏季の太平洋域におけるストームトラックの主要な変動パターンが存在することが示された.(1)気候値のストームトラック自体の強弱を表すパターン(EOF第一モード),(2)ストームトラックが東西方向に伸縮するパターン(EOF第二モード),(3)ストームトラックが東西方向に伸縮するパ

ターン (EOF 第三モード), (4) ストームトラックが南(北) に変位するパターン (EOF 第四モード). さらに,各 EOF パターンのスコアと月平均 300hPa 高度場偏差との相関解析の結果,5 月においては,北太平洋域におけるストームトラックの主要変動と有意に関連する 300hPa 高度場変動がオホーツク海域に存在しないことが示された.このことは,オホーツク海域でのブロッキング形成に,北太平洋域のストームトラックの変動は重要な役割を果たしていないことを示唆している.

次に,5月において,オホーツク海域で1週間程度以上持続するブロッキング高気圧イベントに着目してその形成メカニズムを調べるため,周期 10 日以上の変動成分を取出す low-pass filter を施した 300hPa 高度場 (Z300L) 偏差が,オホーツク海域で,5 月の標準偏差を超える日が 1 週間以上続いた場合,その期間をブロッキングイベントと定義した.また各イベントにおいて,Z300L が最大となる日をピーク日,その前後 1 週間をピーク期と定義した.さらに,ピーク期の前の 1 週間を形成期とした.

このオホーツク海ブロッキング高気圧形成期における,波活動度フラックス (Takaya and Nakamura,2001) を用いた解析から,5 月のブロッキング高気圧の形成過程は,次の 2 種類に大別できることが示された.

- (1) 東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進してブロッキング高気圧が形成する場合
- (2) ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成する場合

ここで,後者の形成メカニズムは,NF04では7月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧に特徴的な形成メカニズムであることが示されている.しかし,本研究によって,5月のブロッキング形成にもあてはまる場合があることが示された.

次に,2つの形成過程に分類されるブロッキングイベントの中での典型例である,2005年5月と,2001年5月の事例について詳しい解析を行った.まず,両者の形成メカニズムの違いは,基本場の東西風分布の違いが原因になっていることが示された.すなわち,ヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播が存在した2001年の事例ではシベリア北部で基本場の西風が強く,ロスビー波のエネルギー伝播を促進する「導波管」構造が基本場に存在していた.一方,2005年の事例ではユーラシア大陸上での明瞭な導波管構造は存在しないが,北太平洋で西風が弱く,アラスカで発生した高気圧性偏差が西進しやすい基本場となっていた.

さらに,これら 2 つの事例について,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成期に対し,順圧渦度方程式を用いた解析を行った.その結果,2005 年の事例ではアラスカ付近の高気圧性偏差に伴う惑星渦度の南北移流 (すなわち, $\beta$  効果) が,高気圧性偏差の西進を促進し,オホーツク海域のブロッキング形成に最も重要な寄与をしていることが示された.一方,2001 年の事例では,形成期において,北太平洋中部でロスビー波のエネルギーフラックスが収束することに伴う正の高度場変化傾向が,オホー

ツク海域でのブロッキング形成に重要であることが示唆された.この北太平洋中部の高気圧性偏差が,ピーク期に,西進してオホーツク海領域でブロッキング高気圧となる.また,各事例の形成期におけるストームトラックの作用についても解析を行った.2001年の事例では,ブロッキング形成期にストームトラックの活動度偏差は有意ではなく,ストームトラックに伴うフィードバックは無視できる程度であった.一方,2005年の事例では,形成期にストームトラックの活動は,NF04とは異なり,活発であった.また,そのフィードバック効果により,ストームトラックの出口付近のアラスカ付近の高気圧性偏差が作られていることが確かめられた.

また合成図解析の手法を用いて,ブロッキング形成におけるストームトラックの活動性に注目した解析を行い,2005年の事例解析の結果の一般性を確かめた.すなわち,ブロッキング形成期において,前述した5月のストームトラック変動のEOF第一モードのスコアの平均値が正であり,しかも,その絶対値が標準偏差の $\frac{1}{2}$ より大きい事例を合成して解析した.その結果,ブロッキング形成期において北太平洋域でストームトラックが強化する事例が存在することが確かめられた.また,そのような場合には,形成期にアラスカ域で高気圧性偏差が存在することも確認できた.この高気圧偏差が,その後,西進し,オホーツク海域でブロッキング高気圧が出現する.

最後に,気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析により,2005年5月の 事例について,オホーツク海域でのブロッキングの形成メカニズムと予測可能性を吟味 した.まず,ブロッキング形成期におけるオホーツク海域で平均した200hPa高度場と 各格子点の 200hPa 高度場との相関解析を全メンバー間で行った. その結果, オホーツ ク海域でのブロッキング高気圧の予測に成功したアンサンブルメンバーでは、その形 成期においてアラスカ北部での高気圧偏差を正しく予測していることが示された.さ らに、この相関解析の結果を詳しく吟味するため、ブロッキングピーク日でのオホー ツク海域で平均した  $200\mathrm{hPa}$  高度場の予測誤差が最大のアンサンブルメンバー (LE) と , 最小のアンサンブルメンバー (SE) との比較を行った.その結果,ブロッキング形成期 に , メンバー LE では 200hPa 高気圧性偏差が , 比較的西風の強い北太平洋北東部に存 在したのに対し , メンバー SE と解析値では , 高気圧性偏差は , 基本場の西風の弱いア ラスカ半島北東部に存在した.このため,メンバーLEでは,その後の高気圧性偏差の 西進性が,メンバー SE や解析値に比べ弱く,オホーツク海域でブロッキング高気圧が 形成されなかったと考えられる.すなわち,この予報データを用いた解析結果からも, 2005年5月のオホーツク海域におけるブロッキング高気圧の形成には、その形成期に アラスカ域に存在する対流圏上層の高気圧性偏差の西進が,最も重要な寄与をしてい ることが確かめられた.

本研究の結果,5月のオホーツク海域におけるブロッキング高気圧の形成には,ストームトラックの弱化に伴うフィードバック効果が重要でない事例も数多く存在するこ

とが示された.これは,合成図解析によりフィードバック効果の重要性を示したNF04 の研究とは一見矛盾している.この矛盾は,NF04の合成図解析で用いられた期間が, 本研究のブロッキング形成期ではなく、ピーク期に相当していることから生じたと考 えられる.まず,本研究で示されたように,ブロッキング形成期において,北太平洋 域ストームトラックの活動が活発な事例は数多く存在し、その活発化したストームト ラックに伴うフィードバック効果により,アラスカ付近の対流圏上層に高気圧性偏差 が形成される.この高気圧性偏差は,それ自身の循環に伴う $\beta$ -効果による西進性が, その領域で基本場の西風が弱いことで促進され、その後ピーク期に、オホーツク海領 域でブロッキング高気圧を形成する.すると,NF04が解析したピーク期には,この強 いブロッキング高気圧の存在によって,ストームトラック領域の入り口付近で総観規 模擾乱の活動が弱まると考えられる. すなわち, NF04 で示されたストームトラックの 弱化とブロッキング高気圧との関係は,いわば逆であり,本研究で示されたように別 の原因,あるいは,タイミングで形成されたブロッキング高気圧が存在することによ り,太平洋域でのストームトラックの活動が弱まったと考えるべきである.あるいは, NF04 が示したメカニズムは,オホーツク海域におけるブロッキング高気圧形成機構で はなく、その維持機構に相当すると考えるべきであろう、

# 第10章 謝辞

本研究を進めるにあたり,指導教官である向川均助教授には,研究に対する心構え や気象力学のおもしろさなど非常に大切なことを教えていただき,研究の方針,議論 まで常に熱心にご指導いただきました.心から感謝申し上げます.また,京都大学防 災研究所の岩嶋樹也教授,井口敬雄助手には研究全般にわたり議論していただきました.大阪府立大学の久保田拓志氏には,ゼミでの議論などを通じて大変多くのご助言 を頂きました.心より感謝いたします.

2年間ともに励ましあい勉強を続けてきた,祖慶良平氏,吉田裕一氏には大変お世話になりました.また,京都大学防災研究所災害気候研究分野の皆様には,ゼミや生活全般を通して大変お世話になりました.中村貞代さんには,様々な面で大変お世話になりました.また,京都大学理学研究科物理気候学研究室の皆様にも多くのご助言を頂きました.この場で,心より感謝いたします.

なお,図の作成には,地球流体電脳ライブラリを使用しました.

# 第11章 参考文献

- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. J. Atmos. Sci., **33**, 1607-1623.
- Cash, B. A., and S. Lee, 2000: Dynamical processes of block evolution. J.Atmos.Sci., 57, 3202-3218.
- Hoskins, B.J., and R. Pearce, 1983: Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Academic Press, 397 pp.
- Hoskins, B.J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. J. Atmos. Sci., **50**, 1661-1671.
- 磯部英彦,河原幹雄,遠藤洋和,北畠淳,前田修平,佐藤均,小林ちあき,2005:大 気大循環の特徴.気象研究ノート,**210**,17-51.
- James, I.N. 1994: Introduction to Circulating Atmospheres.
- 加藤内蔵進,1993:ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的特徴.気象研究 ノート,183,67-90.
- 気象庁,2005:気候系監視報告.平成17年5月号.
- Lau, N.C., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low frequency changes in the circulation pattern. J. Atmos. Sci., 45, 2718-2743.
- 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.
- 日本気象学会,1998:気象科学辞典.
- 杉中誠一,1965:オホーツク高気圧の統計的性質.研究時報,17,628-640.
- Tachibana, Y., T. Iwamoto, and M. Ogi, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high, J. Met. Soc. Japan, 82, 1399-1415.

- 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.
- Trenberth, K.E. 1986: An Assessment of the Impactof Transient Eddies on the Zonal Flow during a Blocking Episode Using Localised Eliassen-PalmFlux Diagnostics . J. Atmos. Sci., 43, 2070-2087.
- 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.