平成21年度修士論文

成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と 関連する帯状風構造

佐治 憲介

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

平成 22 年 1 月 22 日 提出

成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と関連する 帯状風構造

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

佐治 憲介

近年,成層圏循環の変動が対流圏に及ぼす影響について数多くの研究が行われている.例えば, Perlwitz and Harnik (2003)は統計的な解析により成層圏から下方伝播した東西波数1のプラネタ リー波が約6日後に対流圏に影響を及ぼすことを示している.さらに,Kodera et al. (2008)は, 2007年3月上旬に生じた成層圏突然昇温後のプラネタリー波の顕著な下方伝播イベントについて 事例解析を行い,プラネタリー波の鉛直伝播の時間発展を3次元的に記述した.しかしながら,こ のようなプラネタリー波の下方伝播がどのような条件やメカニズムで生じるかは明らかになってい ない.

そこで、本研究では、北半球冬季における成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を明らかにするために、JRA-25/JCDASデータ及び気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて解析を行った.まず、再解析データを用いて、過去の顕著な下方伝播イベントに見られる特徴を、特に帯状風構造に着目して合成図解析により統計的に調べた.はじめに、顕著なプラネタリー波の下方伝播イベントが発生するときの帯状風構造を、成層圏上層の西風シアーの強さと、成層圏中層での西風の強さを基に以下の3つに分類した.Type A:中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造、Type B:成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造、Type C:高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造.

次に、これらの3つの特徴的な帯状風構造とプラネタリー波の下方伝播との関連を詳細に調べる ために、それぞれの帯状風構造が見られた典型的な下方伝播イベントについて、事例解析を行った.

まず、Type A の典型例として 2007 年 3 月上旬の事例について、再解析データを用いて詳細に解析を行った. その結果、帯状風の南北及び鉛直方向の曲率の効果により、西風極大域の周縁部に屈折率 $n_k = 0$ で定義される反射面が形成され、 60° N - 80° N の狭い領域で波数 1, 2 のプラネタリー波が下方伝播していることが分かった. さらに、アンサンブル予報データを用いて、各アンサンブルメンバーにおけるプラネタリー波の下方伝播の強さと帯状風構造との関連について調べた. その結果、プラネタリー波の下方伝播が強いメンバーでは、中部成層圏で西風が極大となり、高緯度の上部から中部成層圏において反射面が形成されやすいことが示された.

次に、Type B の典型例として 2008 年1 月中旬の事例について、再解析データを用いて調べた結 果、10hPa より上層に存在する西風ダブルジェットの間の領域で、波数1 に対する屈折率が負とな り、波数1のプラネタリー波が下方伝播していることが示された. さらに、アンサンブル予報データ を用いた解析より、プラネタリー波の下方伝播が強いメンバーでは、10hPa より上層の成層圏にお いて、解析値で見られた西風ダブルジェット構造が形成されやすいことが分かった.

最後に、Type C の典型例として 2008 年 2 月下旬の事例について解析を行った結果、70°N 以南の 下部成層圏の西風領域と中部成層圏中高緯度の東風領域との間に反射面が形成され、プラネタリー 波が高緯度域で下方伝播していることが示された.さらに、アンサンブル予報データを用いた解析 でも、プラネタリー波の下方伝播が強いメンバーでは、60°N 以北の下部成層圏における西風が比較 的強く、上層の東風との間に屈折率が負となる領域が形成されやすいことが分かった.

このように、いずれの帯状風構造においても、プラネタリー波の下方伝播は、成層圏における反射 面の存在と関連していることが示唆される.

目 次

| 第1章 | はじめに | 1 |
|-----|--|----|
| 1.1 | 成層圏循環の変動が対流圏に及ぼす影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ | 1 |
| | 1.1.1 東西一様成分の下方伝播 | 1 |
| | 1.1.2 東西非一様成分の下方伝播 | 1 |
| 第2章 | 使用データと解析手法 | 6 |
| 2.1 | 使用データ.................................... | 6 |
| | 2.1.1 JRA-25/JCDAS データセット | 6 |
| | 2.1.2 気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ | 6 |
| 2.2 | 解析手法 | 7 |
| | 2.2.1 変形オイラー平均方程式系 | 7 |
| | 2.2.2 プラネタリー波の鉛直伝播 | 8 |
| | 2.2.3 プラネタリー波の伝播特性 | 9 |
| | 2.2.4 波活動度 flux | 10 |
| 第3章 | 解析結果 | 12 |
| 3.1 | 過去のプラネタリー波の下方伝播イベントの統計的特徴............ | 12 |
| 3.2 | 顕著なプラネタリー波の下方伝播イベントの検出 | 17 |
| 3.3 | 顕著なプラネタリー波の下方伝播イベント時の帯状風構造の特徴........ | 17 |
| 3.4 | 事例解析 | 22 |
| | 3.4.1 2007年3月上旬の事例: Type A | 23 |
| | 3.4.2 2008年1月中旬の事例: Type B | 39 |
| | 3.4.3 2008年2月下旬の事例: Type C | 55 |
| | | ~~ |

第4章 まとめ

69

第1章 はじめに

1.1 成層圏循環の変動が対流圏に及ぼす影響

近年, 成層圏循環の変動が対流圏に及ぼす影響について数多くの研究が行われている. この成層 圏から対流圏への影響は, 対流圏における異常気象の発生とも密接に関連するため, その力学を解 明することは重要である. また, 決定論的な天気予報の予測限界は, 中緯度対流圏では大気のカオス 的性質のために2週間程度であるが, より長い変動周期を含む成層圏から対流圏への影響のメカニ ズムが解明されれば, 対流圏の中長期予報の改善につながると考えられる.

1.1.1 東西一様成分の下方伝播

北半球冬季に卓越するほぼ東西一様な循環変動パターンの主成分として北極振動 (Arctic Oscillation: AO) が知られている. Thompson and Wallace (1998) は, 20°N 以北の北半球冬季 (11月 - 4月)の月平均海面気圧偏差場の EOF 第1モードとして AO を定義した. この AO は北極域と中緯度の海面気圧のほぼ環状のシーソー的変動で特徴づけられ,その形状から北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) とも呼ばれる. さらに, Baldwin and Dunkerton (2001) は,各等圧面における NAM パターンと実際の高度偏差場との内積で定義される NAM index が, 10日から 60 日程度の時間スケールで,成層圏から対流圏へ下方伝播する性質があることを示した (図 1.1). また彼らは,成層圏での NAM が正 (負)のとき,その後 60 日間の海面気圧偏差場で正 (負)の AO パターンが卓越することを示した (図 1.2).

また、Limpasuvan et al. (2004)は成層圏突然昇温について、成層圏帯状風の気候値からの東風 偏差がピークとなる日を key day として 39 事例の合成図解析を行い、成層圏突然昇温が対流圏に 及ぼす影響について調べた. その結果、成層圏突然昇温後に帯状風偏差と帯状平均気温偏差が、10 日から 60 日程度の時間スケールで成層圏から対流圏へ下方伝播する様子が明らかとなった.

これらの研究は、東西一様成分が卓越する変動パターンが、成層圏から対流圏へ約2,3週間の時間スケールで下方伝播することを示している.

1.1.2 東西非一様成分の下方伝播

前節で述べた東西-様場の下方伝播とは別に, 成層圏循環の変動が対流圏に及ぼすプロセスのも う1つの可能性として, 東西非一様成分, すなわち擾乱成分が成層圏から対流圏へ下方伝播する可能 性についても幾つか議論されている. Perlwitz and Harnik (2003) は東西波数1成分に着目し, 10, 30, 50hPa 面高度場と, -15 日から +15 日のタイムラグをとった 500hPa 面高度場との SVD 解析 を行った. その第1特異モードの時係数の相関係数から, 10hPa と 500hPa において約6日のタイ ムラグで相関のピークが見られた. 図 1.3 に, ラグ -6 日 (a), +6 日 (b) での, 第1特異モードに伴 う高度場回帰図を示す. ここで, ラグが負のときは成層圏が先行し, 正のときは対流圏が先行するこ



図 1.1: (A)10hPa における NAM index が -3.0 を超えた日を day 0 としたときの、その前後 90 日の NAM index の時間高度断面図. 18 事例を合成して作成. (B)10hPa における NAM index が +1.5 を超えた日を day 0 としたときの、その前後 90 日の NAM index の時間高度断面図. 30 事例を合成して作成. 等値線間隔 は、色のついた部分が 0.25 で、白線が 0.5 である. 正の値には寒色系、負の値には暖色系の陰影をつけている. ただし -0.25 から 0.25 の間の値には陰影をつけていない (Baldwin and Dunkerton, 2001).

とを意味する. 図 1.3 を見ると, (a) では東西波数 1 の位相は高度とともに西に傾き, (b) では高度と ともに東に傾いていることが分かる. このことは,東西波数 1 の擾乱が (a) では上方伝播, (b) では 下方伝播していることを意味する. また彼らは,このような成層圏から対流圏への影響が卓越する か否かは, 58°N から 74°N で平均した帯状風 \overline{U} の上部成層圏での鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) に 依存することを示し, ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) が +(-)0.5 標準偏差を上 (下) 回るときで合成した月平均 の帯状風の子午面断面図を示した (図 1.4). その結果,波数 1 成分が対流圏へ反射する特徴的な帯 状風構造として,極夜ジェットが中部成層圏でピークをもつ帯状風構造 (図 1.4a) が提案された. 彼 らの研究から,東西波数 1 の波成分が成層圏から対流圏へ約 6 日で下方に伝播していることが示さ れた. この時間スケールは前節で議論した東西一様成分の下方伝播の時間スケールと比べて非常に 短い. しかしながら,彼らの研究はあらかじめ波数 1 成分にのみ着目しているため,実際に東西非一 様成分がどのように下方伝播しているのかという下方伝播の実態や,その力学的なメカニズムにつ いては明らかにされていない.

そこで、Kodera et al. (2008)は、こうした下方伝播の実態やメカニズムを明らかにするために、 2007年2月末の成層圏突然昇温後に発生したプラネタリー波の成層圏から対流圏への顕著な下方伝 播イベントについて事例解析を行った.その結果、成層圏突然昇温に伴い上部成層圏で西風シアー が負となり、これに伴い上部成層圏で反射面が形成されたことで波の反射が生じた可能性が示され た(図1.5).さらに、Plumb (1985)の3次元波活動度 flux を用いて、この波の下方伝播について詳 細に調べたところ、ヨーロッパ域で対流圏から成層圏へ上方伝播したロスビー波束が、成層圏で反 射され、再び北米域で成層圏から対流圏へ下方伝播する様子が捉えられた(図1.6).しかしながら、 彼らが行った事例解析からは、成層圏で帯状風がどのような構造となるときに波の下方伝播が生じ るのか、また、波の下方伝播はどの程度帯状風構造に鋭敏に依存して生じるのかは明らかになって いない.



図 1.2: 10hPa における NAM index が閾値を超えた後 60 日間の平均海面気圧偏差 (hPa). (A) 閾値が-3.0 のときの 18 事例, 計 1080 日の合成図. (B) 閾値が+1.5 のときの 30 事例, 計 1800 日の合成図 (Baldwin and Dunkerton, 2001).

そこで本研究では、プラネタリー波の下方伝播と成層圏での帯状風構造との関連を明らかにする ために以下の解析を行った.まず、再解析データを用いて、過去の顕著な下方伝播イベントに見られ る特徴を、特に帯状風構造に着目して合成図解析により統計的に調べた.その結果、プラネタリー 波の下方伝播は、Kodera et al. (2008)で見られた中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造(図 1.5)を含む3つの特徴的な帯状風構造のときに生じることが示された.すなわち、(1)中部成層圏で 西風が極大となる帯状風構造,(2)成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造,(3)高緯度 成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造のときである.次に、この3つの特徴的な帯状風構造 とプラネタリー波の下方伝播との関連を調べるために、それぞれの構造が見られた下方伝播イベン トについて、JRA-25/JCDASデータ及び気象庁1ヶ月アンサンプル予報データを用いて詳細に解 析を行った.具体的には以下の3事例について解析を行った.

- 中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造
 2007年3月上旬の事例
- ・ 成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造
 2008年1月中旬の事例
- 高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造
 2008年2月下旬の事例

なお,解析に用いた気象庁1ヶ月アンサンブル予報データは2006年3月を境にメンバー数が異なる.このため,同じ条件で解析を行うために,それぞれの帯状風構造について,2006年3月以降で下方伝播が最も顕著であった事例を抽出した.



図 1.3: 10hPa, 500hPa 面における東西波数 1 成分のジオポテンシャル高度場の SVD 解析 (Perlwitz and Harnik, 2003). 10hPa (500hPa) 面のジオポテンシャル高度場と、タイムラグ -6 日, +6 日における 500hPa (10hPa) 面のジオポテンシャル高度場との SVD 解析で得られた第 1 特異モードの時係数への回帰図を示す. (a) ラグ -6 日 (対流圏が先行), (b) ラグ +6 日 (成層圏が先行). 単位は gpm.



図 1.4: 58°N から 74°N で平均した上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) が, (a)-0.5 標準偏差を下回るときと, (b)0.5 標準偏差を上回るときで合成した月平均の帯状風の子午面断面図 (Perlwitz and Harnik, 2003). 等値線間隔は 5.0 m/s. (c)58°N から 74°N で平均した帯状風の鉛直プロファイル. 実線, 破線はそれぞれ, (a), (b) に対応する.



図 1.5: 2007年3月3日,4日の帯状風と全波数成分の E-P flux の子午面断面図. 赤が西風領域,青が東風領域. 等値線間隔は 5.0 m/s. 図右下のベクトルの大きさは南北成分が $1.0 \times 10^7 \text{kg/s}^2$,鉛直成分が $5.4 \times 10^4 \text{kg/s}^2$.



図 1.6: 2007 年 3 月 4 日の 60°N から 70°N で平均した Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux (ベクトル) と ジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の経度高度断面図.東西波数 1 から 3 成分のみを合 成.暖色系の陰影が正偏差域,寒色系の陰影が負偏差域.等値線間隔は 100gpm,図右下のベクトルは東西成 分が $100m^2/s^2$,鉛直成分が $0.5m^2/s^2$. ただし, flux は $\rho_0^{1/2}$ で割った (ρ_0 は密度).

第2章 使用データと解析手法

2.1 使用データ

本研究では、過去のプラネタリー波の下方伝播イベントの特徴を調べるために、JRA-25/JCDAS データセットを用いた.次に、この再解析データ及び気象庁1ヶ月アンサンブルデータを用いて、特 徴的な帯状風構造が見られた3つの下方伝播イベントについて事例解析を行った.ここでは、それ ぞれのデータについて説明する.

2.1.1 JRA-25/JCDAS データセット

JRA-25/JCDAS データセットの詳細を以下の表 2.1 に示す.

| 使用期間 | 1979年11月 - 2009年4月 |
|--------|------------------------------------|
| 解析時刻 | 00, 06, 12, 18UTC |
| 水平格子間隔 | $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ |
| 水平格子点数 | 288 × 145 (経度方向 × 緯度方向) |
| 鉛直層数 | 23 層 (1000hPa - 0.4hPa) |

表 2.1: JRA-25/JCDAS データセットの概要

2.1.2 気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ

気象庁1ヶ月アンサンブル予報データの詳細を以下の表2.2に示す.

| 使用期間 | 2006年3月 - 2009年4月 |
|--------|----------------------------------|
| 水平格子間隔 | $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ |
| 水平格子点数 | 144 × 73 (経度方向 × 緯度方向) |
| 鉛直層数 | 22 層 (1000hPa - 1hPa) |
| 初期時刻 | 12UTC (水曜日, 木曜日) |
| 予報期間 | 34日 |
| メンバー数 | 水曜日,木曜日に25メンバーずつ |
| | |

表 2.2: 気象庁1ヶ月アンサンブル予報データの概要

本研究では,再解析データ,予報データともに,6時間毎のデータを日平均して解析を行った.使用した変数は,ジオポテンシャル高度 (Z),東西風 (U),南北風 (V),気温 (T) である.また,気候値として,1979年1月から,2006年12月までの日々の平均値に対し,60日をカットオフ周期とする ランチョス低周波フィルター (121項)を施したものを使用した (気象庁 2007).

2.2 解析手法

本節では、まず、成層圏でのプラネタリー波と帯状風との相互作用の力学を考察するために用いられる変形オイラー平均 (TEM: Transformed Eulerian mean) 方程式系を示し、プラネタリー波の 伝播特性についてその概要を示す.次に解析に使用した波活動度 flux を示す.

2.2.1 変形オイラー平均方程式系

対数気圧座標系 $(z = -H \ln(p/p_s))$ における中緯度 β 面準地衡風方程式系の TEM 方程式系は以下のように書ける.

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} - f_0 \overline{v}^* - \overline{X} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \boldsymbol{F}, \qquad (2.1)$$

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} + \overline{w}^* \frac{\partial \overline{\theta_0}}{\partial z} - \overline{Q} = 0, \qquad (2.2)$$

$$\frac{\partial \overline{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \overline{w}^*)}{\partial z} = 0, \qquad (2.3)$$

$$f_0 \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + \frac{R}{H} \exp\left(-\frac{\kappa z}{H}\right) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial y} = 0.$$
(2.4)

ここで、 p_s は地表面気圧の標準値、u は地衡風の東西成分、v、w は南北風と鉛直風、 θ は温位、H は スケールハイト、R は気体定数、 $\rho_0 = \rho_s e^{-z/H}$ は密度、 $\kappa = R/C_p$ 、 $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$ は緯度 ϕ_0 でのコ リオリパラメータ、X は摩擦、Q は非断熱加熱である. さらに、 \overline{A} はある物理量 Aの東西平均、A' は 東西平均からの偏差で定義した Aの擾乱成分を表す. また、残差子午面循環 $(0, \overline{v}^*, \overline{w}^*)$ を以下のよ うに定義する.

$$\overline{v}^* \equiv \overline{v}_a - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 \overline{v' \theta'}}{\partial \overline{\theta}_0 / \partial z} \right), \qquad (2.5)$$

$$\overline{w}^* \equiv \overline{w}_a + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \overline{\theta}_0 / \partial z} \right).$$
(2.6)

ただし、 v_a 、 w_a はそれぞれ南北、鉛直風の非地衡風成分を表す. さらに、式 (2.1) 右辺のベクトル $F \equiv (0, F^{(y)}, F^{(z)})$ は、E-P flux (Eliassen-Palm flux) と呼ばれる量であり、それぞれの成分は以 下のように与えられる.

$$F^{(y)} = -\rho_0 \overline{u'v'},\tag{2.7}$$

$$F^{(z)} = \frac{\rho_0 f_0 v' \theta'}{\partial \theta_0 / \partial z}.$$
(2.8)

この TEM 方程式系では、 波の影響は式 (2.1) 右辺の $\nabla \cdot F$ の形でしか表れないことが分かる. また、 E-P flux の発散 (収束) は \overline{u} の加速 (減速) と対応し、 同時に、 残差子午面循環 $(0, \overline{v}^*, \overline{w}^*)$ を形成 することが分かる.

また,式(2.1)-(2.4)を球面座標系で表すと,

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} - f_0 \overline{v}^* - \overline{X} = \frac{1}{\rho_0} a_0 \cos \phi \nabla \cdot \boldsymbol{F}, \qquad (2.9)$$

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} + \overline{w}^* \frac{\partial \theta_0}{\partial z} - \overline{Q} = 0, \qquad (2.10)$$

$$\frac{1}{a_0 \cos \phi} \frac{\partial (\overline{v}^* \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \overline{w}^*)}{\partial z} = 0, \qquad (2.11)$$

$$f_0 \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + \frac{R}{a_0 H} \exp\left(-\frac{\kappa z}{H}\right) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial \phi}.$$
(2.12)

と書ける. ただし, a₀ は地球半径を表す.

2.2.2 プラネタリー波の鉛直伝播

ここでは、プラネタリー波が鉛直に伝播可能な条件について記述する. 対数気圧座標系 ($z = -H\ln(p/p_s)$)において、基本流 $\overline{U}(y,z)$ のまわりで線形化した中緯度 β 面準地衡風渦位方程式は、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{U}\frac{\partial}{\partial x}\right)q' + v'\frac{\partial\overline{q}}{\partial y} = Z',\tag{2.13}$$

と書ける. ただし, Z' は非保存項である. ここで, q' は擾乱の準地衡風渦位であり,

$$q' = \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 f_0^2}{N^2} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \right), \qquad (2.14)$$

と表される. ここで、 ψ' は擾乱の地衡風流線関数、N は浮力振動数である. さらに、帯状平均場の渦 位の南北微分は以下のように表される.

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \overline{U}}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 f_0^2}{N^2} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \right).$$
(2.15)

ここでは、まず、帯状風 \overline{U} が一定のときのプラネタリー波の鉛直伝播を考える. このとき、式 (2.15) より、 $\partial \overline{q}/\partial y = \beta = -\overline{c}$ となる. さらに、 $N = -\overline{c}$ 、Z' = 0と仮定する. ここで、東西波数 k、南北波数 l、東西位相速度 c_x とした平面波解を、

$$\psi'(x, y, z, t) = \Psi(z) \exp\left[i(kx + ly - kc_x t) + \frac{z}{2H}\right], \qquad (2.16)$$

と仮定し、これを式 (2.13) に代入すると、

$$\frac{d^2\Psi}{dz^2} + m^2\Psi = 0,$$
 (2.17)

となる.ただし,

$$m^{2} \equiv \frac{N^{2}}{f_{0}^{2}} \left[\frac{\beta}{\overline{U} - c_{x}} - \left(k^{2} + l^{2}\right) \right] - \frac{1}{4H^{2}},$$
(2.18)

と定義する. 波が鉛直伝播するためには, $m^2 > 0$ でなければならない. このとき, m は鉛直波数である. 式 (2.18) より, 定在波 ($c_x = 0$) について, 波が鉛直方向に伝播可能な \overline{U} の条件が求まる.

$$0 < \overline{U} < \frac{\beta}{(k^2 + l^2) + f_0^2/(4N^2H^2)} \equiv U_c.$$
(2.19)

この U_c はロスビー臨界速度と呼ばれている.式 (2.19)より,帯状風 \overline{U} が U_c よりも弱い西風中でのみ,定在波は伝播可能であることが分かる.また, U_c は波の水平スケール(k, l)に依存する.一般的に,夏半球では,成層圏における帯状風は東風であるため,定在波は鉛直方向に伝播できない.

また、式 (2.19) より、 U_c は東西波数 k が小さいほど大きくなることが分かる. このことは、一般的に上層ほど西風が強くなる冬季成層圏ではより波長の長い波がより上方に伝播できることを意味する. また、 $\overline{U} = U_c$ で定義されるロスビー臨界高度に到達したとき、波はその高度より上には伝播できない.

もし, \overline{U} が式 (2.19)の条件を満たし、波が鉛直伝播できるとき、式 (2.16)の $\Psi(z)$ は、

$$\Psi(z) = \psi_0 \exp(imz), \tag{2.20}$$

と書け、式 (2.19)は、

$$\psi'(x, y, z, t) = \psi_0 \exp\left[i(kx + ly + mz - kc_x t) + \frac{z}{2H}\right],$$
(2.21)

と表される. ただし, ψ_0 は複素振幅である. ここで, 再び N = -定, Z' = 0 と仮定し, 式 (2.13) に ψ' を代入すると, 以下のロスビー波に関係する分散関係式が得られる.

$$\omega \equiv c_x k = \overline{U}k - \frac{k\beta}{(k^2 + l^2) + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2}\right)}.$$
(2.22)

よって群速度の各成分は以下のように表わされる.

$$c_{g}^{(x)} \equiv \frac{\partial \omega}{\partial k} = \overline{U} - \frac{\beta \left[(-k^{2} + l^{2}) + \frac{f_{0}^{2}}{N^{2}} \left(m^{2} + \frac{1}{4H^{2}} \right) \right]}{\left[(k^{2} + l^{2}) + \frac{f_{0}^{2}}{N^{2}} \left(m^{2} + \frac{1}{4H^{2}} \right) \right]^{2}},$$
(2.23)

$$c_g^{(y)} \equiv \frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{2kl\beta}{\left[\left(k^2 + l^2\right) + \frac{f_0^2}{N^2}\left(m^2 + \frac{1}{4H^2}\right)\right]^2},\tag{2.24}$$

$$c_g^{(z)} \equiv \frac{\partial \omega}{\partial m} = \frac{2km\beta \frac{J_0}{N^2}}{\left[(k^2 + l^2) + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2}\right)\right]^2}.$$
(2.25)

式 (2.25) より, k > 0 のとき, m > 0 ならば, $c_g^{(z)} > 0$ となることが分かる. ロスビー波が上向き (下向き)の群速度をもつとき, 定在波の位相線 (kx + mz = -c) は高さとともに西 (東) 傾することが分かる.

2.2.3 プラネタリー波の伝播特性

前節では、一定の帯状風 \overline{U} 中の定常波の鉛直伝播について示した.ここでは、現実大気のように \overline{U} が緯度(y)、高度(z)とともに変化する場合のプラネタリー波の伝播特性について示す.

式 (2.13) において, Z' = 0, N = -定とし, 擾乱の解を,

$$\psi' = e^{z/2H} \operatorname{Re}\left[\Psi(y, z) e^{ik(x-c_x t)}\right], \qquad (2.26)$$

とすると,

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} + n_k^2 \Psi = 0, \qquad (2.27)$$

となる.ここで、

$$n_k^2(y,z) = \frac{\partial \overline{q}/\partial y}{\overline{U} - c_x} - k^2 - \frac{f_0^2}{4H^2N^2},$$
(2.28)

であり、 n_k を東西波数 k の波に対する屈折率と呼ぶ.式 (2.27)は、屈折率 n_k をもつ媒質中を伝播 する二次元平面内の光波の伝播を表す式と同じ形式をしている.このことから、光波が屈折率の大 きい方向に向かって伝播するように、ロスビー波も子午面内を屈折率 n_k の大きい方向に向かって 伝播することが分かる.したがって、ロスビー波は n_k が正で大きい領域に向かい、 n_k が負の領域を 避けるように伝播する傾向にあることが分かる.また、この屈折率がなめらかに正から負になると ころで $n_k = 0$ で定義される反射面が形成される.この反射面では、波の等位相線は反射面と垂直と なり、そこで波は伝播する向きを変え反射する.

さらに、定在波 ($c_x = 0$)の伝播特性について次のような考察ができる.式 (2.28)からも分かるように、 \overline{U} が南北、鉛直方向に変化するとき、式 (2.15)より \overline{U} の南北、鉛直方向の2階微分が波の伝播に影響を与える.子午面内の西風ジェットの中心では \overline{U} の分布が凸となるため、 n_k はジェットの軸に沿って極大となり、ジェットの周縁部では n_k は小さくなる.このため、ロスビー波はジェット軸に沿って伝播する傾向がある.

また、東西波数 w_n $(w_n = 1, 2, \dots)$ の定在波 $(c_x = 0)$ に対する屈折率 n_k を球面座標系で表すと、

$$n_k^2 = \frac{1}{a_0 \overline{U}} \frac{\partial \overline{q}}{\partial \phi} - \left(\frac{w_n}{a_0 \cos \phi}\right)^2 - \frac{f_0^2}{4H^2 N^2},\tag{2.29}$$

と書ける.

2.2.4 波活動度flux

プラネタリー波の伝播やエネルギーの大きさを調べるために,波活動度 flux を用いて解析を行った.まず,子午面方向の波の伝播を調べるために, E-P flux を用いた.この E-P flux は子午面方向の波の伝播は表現できるが,東西方向の波の伝播を記述できない.そこで,3次元的な波束伝播を表現できる Plumb (1985)の波活動度 flux を用いた.以下にそれぞれの詳細を示す.

E-P flux

子午面方向のプラネタリー波の伝播や伝播エネルギーの大きさを調べるために, 2.2.1 節で示した E-P flux を用いた解析を行った. 対数圧力座標系において, 球面座標系を用いて表記した E-P flux $F \equiv (0, F^{(\phi)}, F^{(z)})$ は以下のように表すことができる.

$$F^{(\phi)} = -\rho_0 a_0 \cos \phi \overline{u'v'}, \qquad (2.30)$$

$$F^{(z)} = \frac{\rho_0 a_0 \cos \phi f_0 v' \theta'}{d\theta_0/dz}.$$
(2.31)

ここで, $d\theta_0/dz$ は基本場の静的安定度であり, 本研究では, θ_0 を, 東西平均した温位 $\overline{\theta}$ を 20°N 以北で面 積平均したものとした. また, スケールハイト H = 7km, 地球半径 $a_0 = 6370$ km, $\kappa = R/C_p = 2/7$, 地表面気圧 $p_s = 1000$ hPa, 気体定数 R = 287JK⁻¹kg⁻¹ とした. Plumb (1985) の3次元波活動度 flux

E-P flux は子午面方向の波束の伝播は表現できるが、東西方向の波束の伝播は記述できない. そこで、準停滞性 $(\partial/\partial t \Rightarrow 0)$ の 3 次元的な波束の伝播を表現する Plumb (1985) の波活動度 flux (F_s) を用いて解析を行った. ここで F_s は以下のように定義できる.

$$\boldsymbol{F}_{s} = p \cos \phi \begin{pmatrix} v'^{2} - \frac{1}{2\Omega a_{0} \sin 2\phi} \frac{\partial (v'\Phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a_{0} \sin 2\phi} \frac{\partial (u'\Phi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega a_{0} \sin \phi}{S} \left[v'T' - \frac{1}{2\Omega a_{0} \sin 2\phi} \frac{\partial (T'\Phi')}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix}.$$
(2.32)

だたし,

$$S = \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + \frac{\kappa \hat{T}}{H}$$
(2.33)

は静的安定度であり, \hat{A} はある物理量 A の 20° N 以北での面積平均, Φ' はジオポテンシャルの東西 平均からの偏差を表す.

 F_s は、東西一様な基本場中での準停滞性擾乱の3次元的な波束伝播を表現する波活動度 flux である. 基本場が擾乱よりもゆっくりと変化する場合、この flux の向きは定常ロスビー波の群速度の向きに一致する (Plumb, 1985). また、 F_s の東西平均は E-P flux に帰着する.

第3章 解析結果

3.1 過去のプラネタリー波の下方伝播イベントの統計的特徴

2.2.3 節で述べたように, 成層圏におけるプラネタリー波の伝播方向は, 成層圏の帯状風構造に依存する. 一般的に, 北半球冬季の成層圏では西風が卓越しているため, 対流圏で励起された定在波は鉛直上方に伝播する (図 3.1). 特に, 東西波数 1, 2 といった波長の長いプラネタリー波のみが鉛直上方に伝播できる (図 3.2). しかしながら, 冬季の成層圏の帯状風構造は成層圏突然昇温などにより大きく変動するため, 成層圏中の波の伝播方向や, 波活動度 flux の変動も大きい. よって, 成層圏から対流圏へのプラネタリー波の下方伝播が生じる際には, 図 3.1 のような気候学的な帯状風構造とは異なる構造をもつ可能性が考えられる. そこで,本節では, 過去のプラネタリー波の下方伝播イベントの統計的な特徴について, JRA-25/JCDAS データを用いて解析を行った. まず, 下方伝播イベントが発生した日数の年々変動と, それをもたらす要因について解析する.



図 3.1: 北半球冬季における帯状風と全波数成分の E-P flux の平均値. 1979 年から 2008 年までの冬季 (11 月 - 4 月) の日毎の値を平均. 等値線間隔, 図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.

図 3.3 は北半球冬季 (11月 - 4月) におけるプラネタリー波の下方伝播イベントが生じた毎年の日 数を示している.具体的には、100hPa - 30hPa, 60°N - 80°N で平均した E-P flux の鉛直成分 (\overline{F}_z) が負であった日数を、1979/80 年から 2008/09 年までの各冬季毎に示した.この図から、下方伝播 の多い冬季と少ない冬季とでその日数の差が大きいことが分かる.例えば、1989/90 年の冬季では \overline{F}_z が負となる日数が 46 日であるのに対し、2003/04 年の冬季では 4 日である.そこで、このよう な違いが生じた原因を調べるために、両者の帯状風の違いを考察する.図 3.4 に、1989/90 年 (上)、 2003/04 年 (下)の冬季 (11月 - 4月) の 60°N - 80°N で平均した \overline{U} の時間高度断面図を示す.また、



図 3.2: 北半球冬季 (11月 - 4月) における \overline{F}_z の日毎の平均値 kg/s². 期間は 1979/80 年から 2008/09 年ま でで, 黒線が全波数成分, 赤線が波数 1 成分, 青線が波数 2 成分, 紫線が波数 3 成分.

図 3.5 に、1989/90 年 (上)、2003/04 年 (下) の冬季 (11 月 - 4 月) の 60°N - 80°N で平均した上部成 層圏での \overline{U} の鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) の時系列を示す. これらの図から、1989/90 年の冬季で は、2 月以降に中部成層圏 (50hPa - 5hPa) に帯状風 \overline{U} の極大域が見られる (図 3.4 上). これに伴 い、2 月以降の ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) の値は負となっており、また、冬季全体にわたって、上部成層圏の \overline{U} の鉛直シアーが負となる日が多いことが分かる (図 3.5 上). 一方、2003/04 年の冬季では、12 月 20 日頃に生じた成層圏突然昇温に伴い、2 月中旬にかけて、東風が成層圏上層から下層へと降りて くる様子が明瞭である (図 3.4 下). これに伴い、成層圏突然昇温の開始時を除き、($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) は、冬季全体にわたって正となっていることが分かる (図 3.5 下). 以上から、上部成層圏で \overline{U} の負 の鉛直シアーが形成されやい年には、プラネタリー波の下方伝播が生じやすいことが分かる. これ は、上部成層圏での帯状風 \overline{U} の負の鉛直シアーがプラネタリー波の下方伝播に重要であることを示 唆した Perlwitz and Harnik (2003) や Kodera et al. (2008) の結果と整合的である.

そこで、図 3.6 に北半球冬季において、 60° N - 80° N で平均した上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直 シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)が負であった日数を示した.この図から、プラネタリー波の下方伝播が生 じやすかった 1989/90 年の冬季 (11 月 - 4 月)は 101 日と多く、プラネタリー波の下方伝播が少な かった 2003/04 年の冬季 (11 月 - 4 月)は 37 日と少ないことが分かる.したがって、図 3.3、図 3.6 からも、プラネタリー波の下方伝播が生じやすい年には、上部成層圏で帯状風 \overline{U} は負の鉛直シアー になりやすい傾向があることが示唆される.

さらに、プラネタリー波の下方伝播と上部成層圏での帯状風 \overline{U} の負の鉛直シアーとの関連を実際 に調べるために、図 3.3、図 3.6 で示した各冬季毎の日数の相関関係を散布図で示した (図 3.7). その 結果、 \overline{F}_z が負となる日数 (図 3.3、水色) と上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直シアーが大きな負の値と なる日 (図 3.6、青色) との間に正の相関関係 (相関係数 = 0.52: 95%有意) が見られた. 以上から、 プラネタリー波の下方伝播と上部成層圏での帯状風 \overline{U} の負で大きな鉛直シアーとが関連すること が示唆される.



図 3.3: 北半球冬季におけるプラネタリー波の下方伝播日数. 期間は 1979/80 年から 2008/09 年. 水色: $\overline{F}_z < 0$ であった日数. 青色: \overline{F}_z が全下方伝播日数の平均値より下回った日数.



図 3.4: 1989/90 年 (上), 2003/04 年 (下) の冬季 (11 月 - 4 月) の 60°N - 80°N で平均した帯状風 U の時間 高度断面図. 等値線間隔は 5.0 m/s. 赤が西風領域, 青が東風領域.



図 3.5: 1989/90 年 (上), 2003/04 年 (下) の冬季 (11 月 - 4 月) の 60°N - 80°N で平均した上部成層圏での 帯状風 U の鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)の時系列.単位は m/s.



図 3.6: 北半球冬季において、上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直シアーが負となる日数. 期間は 1979/80 年から 2008/09 年. 水色: 60°N - 80°N で平均した上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)が 負となる日数. 青色: ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)が負となる全日数の平均値より、



図 3.7: \overline{F}_z が負となる日数 (横軸) と, 上部成層圏で西風シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)が負となる日数 (縦軸)の 相関図. 各冬季ごとにプロットした. ただし, ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$)が負となる日数に関しては, 平均より強い日数 (図 3.6, 青色)を示している. 赤実線は回帰直線.

3.2 顕著なプラネタリー波の下方伝播イベントの検出

次に、過去のプラネタリー波の顕著な下方伝播時に、どのような帯状風構造が見られるかを調べた.期間は、1979/80 年から 2008/09 年の冬季 (11月 - 4月) とし、成層圏下部高緯度 (100hPa - 30hPa, 60°N - 80°N) で平均した全波数成分に伴う E-P flux の鉛直成分 (\overline{F}_z) が負となるイベントをプラネタリー波の下方伝播イベントとした.さらに、イベントをピーク時の \overline{F}_z の絶対値の順に並べ、上位 30 事例について解析した.詳細を表 3.1 に示す.

3.3 顕著なプラネタリー波の下方伝播イベント時の帯状風構造の 特徴

3.2 節で検出した上位 30 事例の下方伝播イベントについて、 60° N - 80° N で平均した上部成層圏 での帯状風 \overline{U} の鉛直シアー ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) と、 60° N - 80° N で平均した 30hPa における帯状風 \overline{U}_{30hPa} に着目して、以下の 3 つの帯状風構造に分類して解析することにした. ただし、 \overline{F}_z が最初に 負となった日を day 0 とし、その 3 日前 (day -3) から day 0 までで平均した ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$) と \overline{U}_{30hPa} で分類した. ここで、上部成層圏での帯状風 \overline{U} の鉛直シアーは、3.1 節の結果より、プラネタ リー波の下方伝播と関連するパラメータであることが示唆されるため、帯状風構造の分類では重要 と考えた. また、帯状風 \overline{U}_{30hPa} の強さに着目し、成層圏高緯度が概ね東風になる場合を区別した. こ れは、2.2 節で述べたように、東風領域の存在はプラネタリー波の伝播に大きく影響する可能性があ るためである. 図 3.8 に各々のタイプで day -3, day 0, day +3 で合成した全波数成分に伴う E-P flux と帯状風を示す.

- Type A (図 (3.8) 上):中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造.

 *Ū*_{2hPa} *Ū*_{10hPa} < 0, *Ū*_{30hPa} >10.0 m/s
- Type B (図 (3.8) 中):成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造.

 *Ū*_{2hPa} *Ū*_{10hPa} > 0, *Ū*_{30hPa} > 10.0 m/s
- Type C (図 (3.8) 下): Type A, B 以外で, 高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風 構造.

 $\overline{U}_{30hPa} < 10.0 \text{ m/s}$

各事例数は, Type A が 15 事例, Type B が 6 事例, Type C が 9 事例であった (表 3.1). また, 図 3.8 で合成した E-P flux の発散に伴う帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ を図 3.9 に示した.

次に、図 3.8 から、各々のタイプについて、プラネタリー波の下方伝播が生じる前後で、帯状風構造 や波の伝播方向がどのように変動するかを調べた.まず、Type A (図 3.8 上段)では、day -3 では、 70°N、10hPa 付近に西風の極大域が見られる.また、図 3.9 上段左を見ると、10hPa 付近に上方伝播 する波に伴う E-P flux の収束域が存在し、この領域で西風が減速されていることが分かる. day 0 では、10hPa より下層の成層圏の 60°N 以北で下向きの flux が見られ、波が成層圏から対流圏へ下 方伝播していることが分かる. さらに、図 3.9 上段より、day 0、day +3 において、10hPa より上層 で E-P flux の発散に伴い西風加速となっており、成層圏上層の西風が強まっていることが分かる.

次に、Type B (図 3.8 中段) では、day -3 では、50hPa より上層の成層圏の強い西風領域中を波 は上方に伝播しているが、day 0 では、50hPa より下層の成層圏の 60°N 以北で下方伝播している。 さらに、図 3.9 中段より、 day 0 において、この波の下方伝播による E-P flux の発散に伴い、 60°N - 80°N、 50hPa - 10hPa の中部成層圏で西風加速となっていることが分かる. この結果、 day +3 にお いて、 60°N - 80°N、 50hPa - 10hPa の領域で西風がより強まっていることが分かる.

最後に、Type C (図 3.8 下段) では、day -3 において、50hPa より上層の成層圏の 60°N 以北は、 概ね東風に覆われている. また、図 3.9 下段左から、この領域は上方伝播する波に伴う E-P flux の 収束により東風加速となっていることが分かる. 一方、day 0 では、60°以北、50hPa より下層の成 層圏で下向きの flux が見られ、上層の東風が弱まっている. 図 3.9 下段を見ると、60°以北、50hPa より上層は、波の下方伝播に伴う E-P flux の発散領域となっており、そこで西風が加速されている. さらに、この西風加速は day +3 においても見られ、60°N 以北の成層圏で西風が形成されている.

| No | 期間 | 持続日数(日) | ピーク日 | 大きさ $(imes 10^4 	ext{kg/s})$ | 帯状風構造 |
|----------------|--------------------|---------|------------|-------------------------------|--------------|
| 1 | 1979.12.18 - 12.21 | 4 | 1979.12.19 | -4.47 | В |
| 2 | 1980.01.10 - 01.14 | 5 | 1980.01.13 | -5.55 | В |
| 3 | 1981.02.17 - 02.21 | 5 | 1981.02.18 | -5.94 | \mathbf{C} |
| 4 | 1982.03.03 - 03.05 | 3 | 1982.03.04 | -5.39 | А |
| 5 | 1983.02.15 - 02.17 | 3 | 1983.02.16 | -5.00 | А |
| 6 | 1984.01.20 - 01.24 | 5 | 1984.01.21 | -5.53 | В |
| $\overline{7}$ | 1984.02.08 - 02.12 | 5 | 1984.02.10 | -7.76 | А |
| 8 | 1986.01.30 - 02.02 | 4 | 1986.01.31 | -5.07 | А |
| 9 | 1986.02.20 - 02.26 | 7 | 1986.02.23 | -6.69 | А |
| 10 | 1988.03.15 - 03.18 | 4 | 1988.03.17 | -5.87 | \mathbf{C} |
| 11 | 1989.02.25 - 02.28 | 4 | 1989.02.27 | -10.03 | \mathbf{C} |
| 12 | 1990.01.22 - 01.31 | 10 | 1990.01.24 | -4.27 | В |
| 13 | 1990.02.12 - 02.17 | 6 | 1990.02.15 | -6.83 | А |
| 14 | 1990.03.22 - 03.26 | 5 | 1990.03.24 | -9.48 | А |
| 15 | 1991.01.12 - 01.14 | 3 | 1991.01.13 | -4.62 | А |
| 16 | 1992.12.25 - 12.27 | 3 | 1992.12.26 | -7.36 | В |
| 17 | 1993.01.15 - 01.18 | 4 | 1993.01.16 | -4.61 | А |
| 18 | 1993.03.20 - 03.27 | 8 | 1993.03.26 | -4.93 | А |
| 19 | 1995.02.07 - 02.08 | 2 | 1995.02.07 | -7.43 | \mathbf{C} |
| 20 | 1995.02.11 - 02.17 | 7 | 1995.02.13 | -10.51 | \mathbf{C} |
| 21 | 1995.12.12 - 12.17 | 6 | 1995.12.14 | -5.98 | В |
| 22 | 1996.03.14 - 03.17 | 4 | 1996.03.15 | -10.10 | А |
| 23 | 1998.12.19 - 12.22 | 4 | 1998.12.20 | -5.85 | \mathbf{C} |
| 24 | 1999.01.08 - 01.13 | 6 | 1999.01.10 | -5.06 | \mathbf{C} |
| 25 | 2002.03.03 - 03.13 | 11 | 2002.03.06 | -5.70 | \mathbf{C} |
| 26 | 2003.02.23 - 02.25 | 3 | 2003.02.24 | -4.29 | А |
| 27 | 2007.03.04 - 03.07 | 4 | 2007.03.05 | -7.36 | \mathbf{A} |
| 28 | 2007.03.20 - 03.23 | 4 | 2007.03.21 | -4.48 | А |
| 29 | 2008.01.26 - 01.29 | 4 | 2008.01.28 | -6.97 | А |
| 30 | 2008.02.26 - 03.04 | 8 | 2008.02.29 | -7.27 | \mathbf{C} |

表 3.1: プラネタリー波の下方伝播イベント上位 30 事例. 第2列はイベントが検出された期間 (年月日), 第3列は持続日数 (日), 第4列は \overline{F}_z が最小となる日, 第5列はピーク日における \overline{F}_z の大きさ, 第6列は 3.3 節 で ($\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}$), \overline{U}_{30hPa} により分類した帯状風構造を表す. 太字は本研究で解析した事例を示す.







図 3.8: 過去の顕著なプラネタリー波の下方伝播イベント上位 30 事例について, $(\overline{U}_{2hPa} - \overline{U}_{10hPa}) \geq \overline{U}_{30hPa}$ により分類した帯状風と E-P flux の合成図. 各事例とも, \overline{F}_z が最初に負になる日を day 0 とし, その 3 日前 (day -3), 3 日後 (day +3) で合成して作成. 等値線間隔, 図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.



図 3.9: 図 3.8 で合成した E-P flux の発散に伴う帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$. 等値線間隔は 8 m/s/day で, 赤が正領域, 青が負領域. 図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.

3.4 事例解析

前節で述べた3つの特徴的な帯状風構造について、それぞれの典型例として、以下の3事例について再解析データ及び予報データを用いて詳細に解析を行った.

- 2007 年 3 月上旬の事例: Type A
- 2008年1月中旬の事例: Type B
- 2008年2月下旬の事例: Type C

それぞれの詳細を表 3.2 に示す. なお, 2008 年 1 月上旬の事例は, 表 3.1 で示された上位 30 事例に は入っていないが, 用いた予報データが存在する 2006 年 3 月以後に発生した Type B 下方伝播イベ ントで最も顕著な事例として解析した.

| No | 年月日 | 持続日数(日) | ピーク日 | 大きさ (×10 ⁴ kg/s) | 帯状風構造 |
|----|--------------------|---------|------------|-----------------------------|--------------|
| 1 | 2007.03.04 - 03.07 | 4 | 2007.03.05 | -7.36 | А |
| 2 | 2008.01.17 - 01.18 | 2 | 2008.01.18 | -1.08 | В |
| 3 | 2008.02.26 - 03.04 | 8 | 2008.02.29 | -7.27 | \mathbf{C} |

表 3.2: 本研究で解析したプラネタリー波の下方伝播事例. 各要素の内容は表 3.1 と同じ.

3.4.1 2007年3月上旬の事例: Type A

3.3 節で述べた3つの特徴的な帯状風構造のうち,中部成層圏で西風が極大となる構造が見られた Type A の典型例として,2007年3月上旬の事例について,再解析データ及び予報データを用いて詳細に解析を行った.



図 3.10: 80°N 以北で平均した帯状平均温度の高度時間断面図.期間は 2007 年 2 月 14 日から 3 月 20 日ま で.等値線間隔は 5.0K, カラー間隔は 2.5K.



図 3.11: 2006 年 11 月 1 日から 2007 年 4 月 30 日までの \overline{F}_z の時系列. 単位は kg/s². 黒線が全波数成分, 赤線が波数 1 成分, 青線が波数 2 成分, 紫線が波数 3 成分.

まず、2007年2月下旬から3月上旬にかけて生じた成層圏突然昇温の特徴を示す.図3.10に、2007年2月14日から3月20日までの80°N以北で平均した成層圏における帯状平均温度の時間変化を示した.この図から、10hPaの温度は2月20日から上昇し、2月27日から3月1日にかけて下降した後、3月3日にかけて再び昇温していることが分かる.また、成層圏全体を見ると、1回目の昇温は下部成層圏(100hPa - 30hPa)まで大きく昇温しているのに対し、2回目の昇温は下部成層圏で昇温が小さく、顕著な昇温は30hPaより上層の成層圏で見られる.

次に、この成層圏突然昇温の前後における成層圏の波活動度について調べた. 図 3.11, は、2006 年 11 月 1 日から 2007 年 4 月 30 日までの E-P flux の鉛直成分 (\overline{F}_z)の時系列を示す. この図から、 2 回目の昇温後の 3 月 3 日から 3 月 7 日頃にかけて、 \overline{F}_z は大きな負の値を示し、波数 1 と 2 のプラ ネタリー波が成層圏から対流圏へ下方伝播したことが分かる.

以下,この成層圏突然昇温後のプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を調べるために 詳細に解析を行った.

(a) 再解析データを用いた解析

ここでは、2007年3月2日から3月4日にかけての成層圏突然昇温イベント期におけるプラネタ リー波の伝播と帯状風の変動を調べるために、E-P flux の子午面断面図を見ることで詳しく解析を 行った.図3.12は、2007年3月2日から3月4日までの、帯状風と全波数のE-P flux (F) (左列)、 E-P flux の発散に伴う帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ (右列)を示す.ここで、 ρ_0 は密度、 a_0 は 地球半径を表す.

まず、図 3.12 左上より、3 月 2 日では 60°N 以北の極域成層圏に強い西風領域が見られ、10hPa、 50°N - 80°N 付近は、この西風中を上方伝播する波の収束により東風加速領域(図 3.12 右上)とな り、極域の西風の減速が始まる. E-P flux の収束により 3 月 3 日では、さらに東風加速が生じ(図 3.12 右中)、10hPa より上層の西風がさらに弱くなる(図 3.12 左中). その結果、3 月 4 日では、図 3.12 左下に見られるように、10hPa より上層の 70°N 以北で東風が生じている. 以上より、3 月 2 日 から 3 日にかけての成層圏突然昇温は、成層圏極域の西風中を上方伝播したプラネタリー波に伴う E-P flux の収束(特に波数1: 図は省略)による東風加速に伴い生じたことが分かる.

一方,図3.12 右中を見ると、75°N 以北の50hPaより下層の成層圏で E-P flux が下向きとなって おり、波が下方伝播していることが分かる.この下向きの E-P flux は、3月4日には、より顕著に見 られるようになり、10hPaより上層の60°N 以北では、波の下方伝播に伴う E-P flux の発散領域に 対応して西風加速領域となっている(図3.12 右下).

以上から,対流圏より上方伝播したプラネタリー波が高緯度側へ伝播し,成層圏上層で東風加速 を生じさせた後に,下方伝播する様子が明らかとなった.次に,この急激な伝播方向の変化について プラネタリー波の伝播に関する詳細な解析を行う.

24



図 3.12: 2007 年 3 月 2 日から 3 月 4 日までの、帯状風と全波数の E-P flux (F) (E), E-P flux の発散に伴うによる帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ (右). 左図の等値線間隔, ベクトルは図 1.5 と同じ. 右図の等値線間隔は 8 m/s/day で、赤が正領域、青が負領域. 図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.

図 3.12 において, 2007 年 3 月 2 日から 4 日にかけて成層圏中を上向き, 高緯度側に伝播したプラ ネタリー波が対流圏へ下方伝播する様子が確認された. このような波の伝播方向の急激な変化は, 帯状風構造と関連している可能性があると考えられるため,帯状風構造に伴う波の屈折率を用いて 解析を行った.

図 3.13 は、東西方向の位相速度を 0 と仮定したときの屈折率 n_k の子午面断面図である.図 3.11 より、この下方伝播イベントでは主に東西波数 1,2の擾乱の下方伝播が卓越していたため、屈折率 は東西波数 1,2の波成分についてのみ示した。等値線の値は屈折率の 2 乗に地球半径の 2 乗をかけ た値で、ベクトルは E-P flux を示す。また、東風中は定在ロスビー波が伝播できないため、東風領域 を青色で示した。すなわち、この図で赤色と青色の領域は定在波が伝播できない領域を示している。 また、 n_k が滑らかに正から負の値となる $n_k = 0$ で定義される反射面を赤実線で示した。

まず, 波数1成分に対する屈折率を見ると, 3月2日では, 10hPa - 50hPa, 60°N付近と85°N付近 に反射面が形成され, 波は70°N - 80°N付近の屈折率の大きな領域を上方に伝播している(図 3.13 左上). 3月3日では, 10hPa付近に反射面が形成されており, これに伴い上方伝播が抑制されてい る(図 3.13 左中). 3月4日では, 上層の反射面はなくなっているが, 波は屈折率の大きな領域に向 かうように下方伝播が顕著になっている(図 3.13 左下).

波数2成分においては、3月2日では、70°N、80°N に反射面が形成されており、波数1成分と比べ ると、波の伝播可能な領域はより狭くなっている(図3.13右上).3月3日には、波数1成分と同様 に、10hPa付近に反射面が形成されており、成層圏での波数2成分の波活動度は著しく減少してい る(図3.13右中).3月4日では、上層の反射面はなくなり、波は60°N - 80°付近の伝播可能領域を 下方伝播している(図3.13右下).

ここで、図 3.12 を見ると、この反射面は中部成層圏に存在する西風の極大域の周縁部に存在して いることが分かる.一方、E-P flux の分布から、西風の極大域に沿って対流圏から上方伝播した波 が、60°N - 80°Nの狭い領域に捕捉され、10hPa 付近に形成された反射面により下方伝播した様子 が示唆される.

このように屈折率を用いた解析により、中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造は、その南北、 鉛直方向の曲率の効果により、西風極大域の周縁部で屈折率が0となる反射面を形成し、その結果 プラネタリー波が下方伝播したことが示唆される.



波数 2



図 3.13: 2007 年 3 月 2 日から 3 月 4 日までの,東西波数 1 (左),東西波数 2 (右)の定在波に対する屈折率の 子午面断面図. 等値線は屈折率の 2 乗に地球半径の 2 乗をかけた値 $(n_k^2 \times a_0^2)$,ベクトルは E-P flux. 等値線 は -100.0 以上 100.0 以下のみを 20.0 の間隔で示す.赤実線は $n_k = 0$ で定義される反射面,赤色領域は n_k が負の領域,青色領域は東風領域を示す. 図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.

次に、Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いて、3 次元的な波束の伝播を調べた.図 3.14 は、 3月2日から3月4日までの、60°Nから70°Nで平均した Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux (ベ クトル)と、ジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の経度高度断面図である.た だし、波活動度 flux と高度場偏差は波数1から3成分のみを合成して求めた.なお、成層圏での flux を見やすくするため、flux を $\rho_0^{1/2}$ で割った.ここで、 ρ_0 は密度である.

この図から、3月2日では、成層圏の90°E付近を中心に大きな鉛直上向きのfluxが存在している ことが分かる(図3.14上).また、高度場偏差の等位相線は、東半球の低気圧偏差に着目すると、高 さとともに西傾していることが分かる.このことは明瞭に対流圏から成層圏へとロスビー波束が上 方伝播することを示している.3月3日には、東半球では依然としてロスビー波束の上方伝播が見 られるが、西半球の成層圏では、高度場偏差の等位相線が高さとともに東傾しており、これと対応し て下方伝播が見られるようになる(図3.14中).さらに、3月4日では東半球での上向きのfluxは小 さくなり、西半球での下向きのfluxが増加する(図3.14下).このように、Plumb(1985)の3次元 波活動度fluxを用いた解析より、ヨーロッパ域で対流圏から成層圏へ上方伝播したロスビー波束が、 成層圏で反射され、再び北米域で成層圏から対流圏へ下方伝播する様子が捉えられた.

以上の解析により、2007年3月上旬に生じたプラネタリー波の下方伝播の実態を明らかにするこ とができた.特に、中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造は、その南北、鉛直方向の曲率の効果 により、成層圏中で反射面が形成されやすい構造であることが示唆された.このため、通常は上方伝 播するプラネタリー波が下方伝播したと考えられる.さらに、この帯状風構造とプラネタリー波の 下方伝播との関係をより詳細に調べるために、気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析 を行った.



図 3.14: 2007 年 3 月 2 日から 3 月 4 日までの, 60°N から 70°N で平均した Plumb (1985) の 3 次元波活動 度 flux (ベクトル) とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の経度高度断面図.東西波数 1 から 3 成分のみを合成して求めた.等値線間隔,図右下のベクトルの大きさは図 1.6 と同じ.

(b) 予報データを用いた解析

プラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関係をより詳細に調べるため、2007年2月21日、22 日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析を行った.特に、アンサンブル予報 の各メンバーにおけるプラネタリー波の下方伝播の強さと帯状風構造との関係について詳しく調べ た.このため、アンサンブル予報データの各50メンバーについて、東西波数1から3成分で合成し た Plumb (1985)の3次元波活動度fluxを用いて、「プラネタリー波の下方伝播の強度」を次のよ うに定義した.まず、図3.14より、この事例においては、成層圏では波数1の下方伝播が顕著であっ たため、100hPa - 30hPa、60°N - 70°N で平均した Plumb (1985)の3次元波活動度 flux の鉛直成 分 F_z を、経度方向の180度範囲で平均した値 F_z^{180} を指標とした.次に、 F_z^{180} が最小となる経度領 域 (x, x + 180°)を求め、その F_z^{180} の最小値を下方伝播強度と定義した.これは、各メンバーで、プ ラネタリー波が下方に伝播する経度範囲が異なることを考慮するためである.



図 3.15: Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いて定義した下方伝播強度の予測値の時系列. 横軸は予 測日. 黒線が各メンバーの予測値, 青線が全 50 メンバーのアンサンブル平均値, 水色線がアンサンブル平均 値 ±1 標準偏差, 赤線が解析値.

次に、以下に示すように、下方伝播がうまく予測されたメンバーと予測されなかったメンバーに グループ分けを行い解析を行った.図3.15は、2007年2月21日、22日を初期日とする1ヶ月アン サンブル予報における F_z^{180} の予測値の時系列を示す.黒線が各メンバーの予測値、青線が全50メ ンバーのアンサンブル平均値、水色線がアンサンブル平均値±1標準偏差、赤線がJRA-25/JCDAS データに基づく解析値である.この図から、解析値において、 F_z^{180} は3月3日から4日にかけて大 きく減少し、3月5日に最小となることが分かる.このため、 F_z^{180} の1日あたりの減少量が最も大き かった3月4日を基準として、 F_z^{180} の予測値が全50メンバーのアンサンブル平均値-(+)1標準偏 差を下(上)回るメンバーを、下方伝播が予測された(予測されなかった)メンバーとした.その結 果、下方伝播が予測されたグループ(以下、グループS)、予測されなかったグループ(以下、グルー プF)の数は、ともに8メンバーであった.以下、この2つのグループの帯状風構造や屈折率の違い を比較することにより、成層圏で帯状風がどのような構造となるときにプラネタリー波の下方伝播



図 3.16: 2007 年 3 月 2 日 (上), 3 月 4 日 (下) の, 60°N から 70°N で平均した Plumb (1985) の 3 次元波活 動度 flux (ベクトル) とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の予測値の経度高度断面図. グループ S の合成図.東西波数 1 から 3 成分のみを合成.等値線間隔,図右下のベクトルの大きさは図 1.6 と 同じ.

ここでは、グループSとグループFとで、3次元的な波束の伝播がどのように異なるかを示す.図 3.16、図 3.17 はそれぞれ、3月2日、3月4日における、グループSとグループFで合成した、60°N から 70°N で平均した Plumb (1985)の3次元波活動度 flux と、ジオポテシャル高度場の東西平均 からの偏差の経度高度断面図である.ただし、3次元波活動度 flux と高度場偏差は東西波数1から 3成分のみ合成した.

まず、図 3.16 を見ると、グループSでは、3月2日において、東半球で鉛直上向きのflux が存在し、 また、高度場偏差の等位相線は、東半球では高さとともに西傾しており、対流圏から成層圏へとロス ビー波束が上方伝播する様子が明瞭である。また、3月4日には、西半球で高度場偏差の等位相線が 高さとともに東傾しており、これに伴いロスビー波束の下方伝播が明瞭に見られるようになる(図 3.16下).



図 3.17: 図 3.16 と同じ. ただし、下方伝播が予測されなかったグループFの合成図.

一方, グループFでは、3月2日では、予測されたグループと同様に東半球での波束の上方伝播が 予測されているが(図3.17上)、3月4日における西半球での波束の下方伝播が全く予測されていない(図3.17下).以上より、グループSでは、解析値と同様に西半球でのロスビー波束の下方伝播を 予測しているが、一方、グループFは西半球での下方伝播を予測していないことが分かる. 次に、グループSとグループFとで、帯状風構造と、それに伴う屈折率がどのように異なるかを 調べ、成層圏で帯状風がどのような構造となるときにプラネタリー波の下方伝播が生じやすいのか を明らかにする、図 3.18、図 3.19 はそれぞれ、3月2日から3月4日までの、グループSとグループ Fで合成した、帯状風と E-P flux (左列)と、東西波数1の定在波に対する屈折率(右列)の子午面断 面図である.ただし、屈折率は各グループで合成した帯状風分布について求めた.

まず、両グループの帯状風構造を比較する.図3.18を見ると、3月2日では、60°N以北の極域で西 風領域となっており、波はこの西風中を上方伝播している(図3.18左上).3月3日では、上方伝播 する波の収束により、上部成層圏で西風が減速され、5hPaより上層では東風領域となっている(図 3.18左中).一方、中部から下部成層圏では西風の減速は小さく、100hPa-10hPa、60°N - 80°Nの 領域は西風の極大域となっている.さらに、3月4日では、上部成層圏の東風領域はなくなっている が、中部成層圏の西風極大域は依然として維持されている(図3.18左下).このグループFの帯状風 構造を解析値(図1.5)と比較すると、上部成層圏の東風、中部成層圏の西風の強さがやや弱いが、解 析値と非常に類似していることが分かる.

一方, グループ F では (図 3.19), 3 月 2 日では, 60°N 以北の極域で比較的弱い西風領域となって おり, 波はこの西風中を上方伝播している (図 3.19 左上). 3 月 3 日では, 60°N - 80°N の中部成層圏 でやや西風が強まるが (図 3.19 左中), 3 月 4 日では, この西風は再び弱まり, さらに上方伝播する 波の収束により, 50°N 以北の上部成層圏の東風が強まっている (図 3.19 左下). この構造を, グルー プ S の帯状風構造 (図 3.18 左) と比較すると, 中部成層圏での西風が弱いことが分かる.

以上より、この事例において、中部成層圏に比較的強い西風極大域が存在するときには、プラネタ リー波の下方伝播が生じやすいことが示唆される.

次に、これらの帯状風構造に基づく屈折率の違いを考察する.まず、グループSの屈折率(図3.18 右)を見ると、3月2日では、60°N以北の西風ジェットの軸に対応して屈折率の大きな領域が存在し、 プラネタリー波はその領域を上方伝播している(図3.18右上).3月3日では、70°N - 80°N、30hPa - 5hPa付近に反射面が形成され、波の上方伝播が抑制されている(図3.18右中).また、この反射面 の形成は、帯状風が高緯度の中部から上部成層圏で比較的強い南北及び鉛直方向の正の曲率をもっ ていることに対応している.さらに、3月4日では、波は中部成層圏の西風極大域に対応する屈折率 の極大域を下方伝播している(図3.18右下).ただし、解析値に比べ、下方伝播している領域の E-P flux の鉛直成分は小さい.

ここで、グループFの屈折率 (図 3.19 右) と比較すると、グループS では 70°N - 80°N, 30hPa - 5hPa 付近の反射面がより明瞭に見られることが分かる. またグループS では、成層圏下部の 60°N 付近に屈折率の小さな領域が見られる. これによって、低緯度側への波の伝播が抑制され、上部成層 圏高緯度で反射が生じやすかったと考えられる.

以上より、グループSではグループFに比べ、中部成層圏での西風極大域がより明瞭であり、曲率の効果により、反射面が形成されやすい帯状風構造であることが分かった.

33


図 3.18: 2007 年 3 月 2 日から 3 月 4 日までの、帯状風と E-P flux の予測値 (左)と、東西波数 1 の定在波に 対する屈折率 (右)の子午面断面図. グループ S の合成図. ただし、屈折率は左図の帯状風分布について求め た. 左図の等値線間隔、ベクトルは図 1.5 と同じ. 右図の等値線間隔は 10.0、ベクトルは図 1.5 と同じ.



図 3.19: 図 3.18 と同じ. ただし、グループ F の合成図.

次に、プラネタリー波の下方伝播がどの程度帯状風構造に鋭敏に依存して生じるのかを定量的に 明らかにするために、プラネタリー波の下方伝播強度と帯状風との相関関係を調べた. 具体的には、 アンサンブル予報の全 50 メンバーを用いて、1 標準偏差で規格化した 3 月 4 日の F_z^{180} の予測値と、 3 月 2 日 (day -2) から 3 月 4 日 (day 0) の帯状風予測値との回帰係数を求めた (図 3.20 左). ただ し、各メンバーの予測値のアンサンブル平均値からの差を偏差と定義した.

この図から、day -2, day -1では、10hPa - 100hPaの成層圏において、 $60^{\circ}N$ 付近より極側で負 偏差,赤道側で正偏差が見られることが分かる(図 3.20 左上, 左中). すなわち、下方伝播が生じる 2 から 1 日前に、中部から下部成層圏 (10hPa - 100hPa)の高緯度で西風偏差、 $50^{\circ}N$ 付近に東風偏 差が存在するときに、プラネタリー波の下方伝播(F_z^{180} が負)が強まることが示唆される. day 0で は、下部成層圏 (50hPa - 100hPa)においては、day -2, -1と同様の偏差が見られるが、一方、上部 成層圏の中高緯度には強い負偏差が見られる(図 3.20 左下). これは、3月4日における F_z^{180} の予測 値が正偏差、すなわちプラネタリー波の波活動度 flux が上向き偏差である場合、上層では波活動度 flux の収束に伴い東風偏差となることを強く反映された結果と考えられる.

次に、図 3.20 左の回帰場を、帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値 (図 3.20 右) と重ね合わせることで、 F_z^{180} の予測値の大小に伴い帯状風構造がどのように変化するのかを調べた。図 3.21 左 (右) は、3 月 4 日の F_z^{180} の予測値が – (+)2 標準偏差となる場合の帯状風と全波数の E-P flux の子午面断面図である.まず、図 3.21 左から、 F_z^{180} の予測値が – 2 標準偏差となる場合(下向き伝播)では、期間を通して、60°N - 80°N、100hPa - 10hPaの領域に西風の極大域が存在していることが分かる.この構造は、グループSの合成図 (図 3.18 左)と類似しており、プラネタリー波の下方伝播が強まる際の帯状風構造は、中部成層圏で西風の極大域をもつ構造となることが再び確かめられた.また、図 3.21 左の帯状風構造に対応する屈折率を計算したが、グループSの合成図 (図 3.18 右)と同様に、70°N - 80°N、30hPa - 5hPa 付近に反射面が形成されることが確かめられている(図示せず).

一方,図 3.21 右から, F_z^{180} の予測値が +2 標準偏差となる場合 (上向き伝播)では,期間を通して, 60°N - 80°N, 100hPa - 10hPa の領域の西風が比較的弱く, day 0 にかけて,成層圏の東風が強まり ながら下層に降りてくる様子が見られる.また,この帯状風構造に伴う屈折率を計算したが,グルー プFの合成図 (図 3.19 右)と同様に, 60°N - 80°N 付近の成層圏には明瞭な反射面が形成されない ことが確かめられている (図示せず).

したがって、この回帰分析より、Type A ではプラネタリー波の下方伝播と、中部成層圏での西風の極大域とは統計的に有意に関係していることが示された.

36



図 3.20: 左図: 1標準偏差で規格化した3月4日の F_z^{180} の予測値と、3月2日 (day -2) から3月4日 (day 0)の帯状風予測値との回帰係数の子午面断面図. 等値線間隔は0.5m/s. 相関係数の統計的有意性が95 (99)%以上の領域を淡く(濃く)色塗りした. 赤が正相関,青が負相関領域を表す. 右図: 2007年3月2日から3月4日までの,帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値. 等値線間隔,図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.



図 3.21: (左)3月4日の F_z^{180} の予測値が -2 標準偏差となる場合の帯状風と E-P flux の子午面断面図.図 3.20右のアンサンブル平均値から図 3.20左の帯状風回帰場の2倍をひいて作成.(右)3月4日の F_z^{180} の予 測値が +2 標準偏差となる場合.アンサンブル平均値に帯状風回帰場の2倍を足して作成.等値線間隔,図右 下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.

3.4.2 2008年1月中旬の事例: Type B

3.3 節で述べた 3 つの特徴的な帯状風構造のうち, 成層圏で強い西風シアーをもつ構造が見られた Type B の典型例として, 2008 年 1 月中旬の事例について, 再解析データ及び予報データを用いて詳細に解析を行った.



図 3.22: 80°N 以北で平均した帯状平均気温の気候値からの偏差の高度時間断面図.期間は2008年1月1日 から1月31日まで.等値線間隔は5.0K,カラー間隔は2.5K.



図 3.23: 2007 年 11 月 1 日から 2008 年 4 月 30 日までの \overline{F}_z の時系列. 単位は kg/s². 黒線が全波数成分, 赤線が波数 1 成分, 青線が波数 2 成分, 紫線が波数 3 成分.

まず、2008年1月中旬以降の成層圏における極域の温度変動の特徴を示す.図3.22に2008年1 月の80°N以北で平均した成層圏における帯状平均温度の気候値からの偏差の時間変動を示した. この図で、1月22日から1月29日にかけて10hPaの温度偏差が大きく正であることと対応して、成 層圏突然昇温が生じている.また、この成層圏突然昇温前の1月16日から22日では、負の温度偏差 も明瞭となっている.

次に、この成層圏突然昇温前後の波活動度について調べた. 図 3.23 は、2007 年 11 月 1 日から 2008 年 4 月 30 日までの \overline{F}_z の時系列を示す. この図から、成層圏突然昇温後の 1 月 26 日から 1 月 30 日 頃にかけて、 \overline{F}_z は大きな負の値を示し、波が下方伝播したことが分かる. この下方伝播イベントは 3.3 で述べた 3 つの特徴的な帯状風構造のうち、中部成層圏で西風が極大となる構造をとる Type A のイベントであった (図示せず). 一方、この 1 月下旬の下方伝播イベントほど顕著ではないが、こ の成層圏突然昇温前の降温期の 1 月 18 日頃に、 \overline{F}_z は負の値となっている.

以下,この成層圏突然昇温前の降温期に見られたプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関 連を調べるために詳細に解析を行った.

(a) 再解析データを用いた解析

まず、E-P flux の分布と帯状風構造について詳しい解析を行う.図 3.24 は、2008 年 1 月 14 日、1 月 16 日、1 月 18 日の、帯状風と全波数成分の E-P flux (F) (左列)、E-P flux の発散に伴う帯状風 の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ (右列) を示す.

まず、帯状風に着目すると、図 3.24 左上より、1 月 14 日では中高緯度成層圏は強い西風に覆われ ており、1 月 16 日 (図 3.24 左中)、1 月 18 日 (図 3.24 左下)と上部成層圏でこの西風はさらに強まっ ていることが分かる. さらに、この強い西風領域を見ると、60°N 付近と 75°N - 80°N 付近にジェッ ト軸が 2 つ存在しており、成層圏はダブルジェット構造となっていることが分かる.

次に、E-P flux に着目すると、1月14日では中高緯度成層圏で鉛直上向きとなっており、さらに 10hPaより上層では低緯度側へ波が伝播している.これに伴い10hPaより上層の成層圏では60°N より極側でfluxの発散に対応する西風加速領域、低緯度側で西風減速領域となっている(図3.24右 上).次に、1月16日では10hPaより下層のE-P fluxが、極方向(55°N以北)と、低緯度方向(55°N 以南)に分かれていることが分かる.これに伴い10hPaより上層の中高緯度における西風加速がさ らに強まっている(図3.24右中).さらに、1月18日になると、極側へ向かって伝播する波が、10hPa より下層の高緯度で下方伝播し、これに伴い上層のfluxの発散に対応する西風加速がさらに強まっ ている(図3.24右下).図3.22に示した1月中旬の成層圏極域の降温は、この西風加速に対応して 生じたと考えられる.



図 3.24: 図 3.12 と同じ. ただし、2008 年 1 月 14 日 (上)、1 月 16 日 (中)、1 月 18 日 (下).

以上より、2008年1月18日にかけて成層圏中を上方伝播するプラネタリー波が、成層圏中で低 緯度側と高緯度側に分かれて伝播し、高緯度側に伝播した波が下方伝播する様子が明らかとなった. このような波の伝播方向の変化と帯状風構造との関係を調べるために、帯状風構造に伴う屈折率に ついて解析を行った.

図 3.25 は、1 月 14 日、1 月 16 日、1 月 18 日における東西波数 1 (左)、東西波数 2 (右) の定在波 に対する屈折率の子午面断面図である.まず、波数 1 成分に対する屈折率をみると、期間を通して 10hPa 付近から上層の 70°N 付近に屈折率が負の領域が存在している (図 3.25 左). 波の伝播方向の 変化を見ると、1 月 14 日では波は上方伝播しているが、1 月 16 日ではこの領域を避けるように高緯 度側と低緯度側に分かれて伝播し始め、1 月 18 日では高緯度側に向かって伝播する波が下方伝播し ている.また、図 3.24 を見ると、この屈折率が負の領域はダブルジェットの間の領域と対応してい ることが分かる.したがって、この屈折率が負の領域は、ダブルジェットの間で帯状風の南北方向の 曲率が正であったために形成されたと考えられる.

このように、屈折率を用いた考察により、高緯度成層圏で強い西風シアーをもつ帯状風構造 (Type B) では、ダブルジェットの存在により、そのダブルジェットの間の緯度帯で波数1に対する屈折率 が負となる領域が形成され、これに伴い波数1のプラネタリー波が下向きに伝播した可能性が示唆 される. また、図 3.8 中段の Type B の合成図を見ると、day -3、day 0 において、同様に、50°N 付近 と 70°N - 80°N 付近に 2 本のジェット軸が存在していることが分かる. このことからも、一般的に、 Type B では、ダブルジェットの存在がプラネタリー波の下方伝播に寄与する可能性が示唆される.

一方, 波数 2 に対する屈折率を見ると, 期間を通して, 成層圏では 70°N 以北の広い領域で屈折率 は負となっている.一方, 波の伝播期間は成層圏下層の 70N 付近では, はじめ上向きであったが (図 3.25 右上), 徐々に上向き flux が弱まり (図 3.25 右中), 1 月 18 日には成層圏の広い領域で下方伝播 となっている.このため, 屈折率の分布の変化と, E-P flux の伝播方向の変化は必ずしも一致しな い.したがって, 波数 2 の振舞いに関しては, その E-P flux の変化を反射面の形成の有無という観 点のみから議論することができない.

次に、Plumb (1985)の3次元波活動度 flux を用いて、3次元的な波束の伝播を調べた.図3.26 は図3.14と同様に、2008年1月14日、1月16日、1月18日における、60°Nから70°Nで平均した Plumb (1985)の3次元波活動度 flux (ベクトル)とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の経度高度断面図である.1月14日では、90°E - 180°E にかけての東半球で鉛直上向きの flux が存在し、また、高度場偏差の等位相線が高さとともに西傾しており、対流圏から成層圏へとロ スビー波束が上方伝播する様子が明瞭である(図3.26上).1月16日では、210°E 付近の成層圏下層 の西半球で高度場偏差の等位相線が高さとともに東傾しており、これに伴い下方伝播が見られるよ うになり(図3.26中)、1月18日には西半球での下向きのfluxが増加する(図3.26下).このように、 2007年3月上旬の事例と同様に、東半球で対流圏から成層圏へ上方伝播したロスビー波束が、成層 圏で反射され、再び西半球で成層圏から対流圏へ下方伝播する様子が捉えられた.ただし、図3.14 と比べ、この事例では、波は主に成層圏下層の狭い領域で反射しているようである.また、成層圏上 層の90°E 付近にも、これとは別のロスビー波束の下向き伝播が見られ、これは明らかに成層圏中下 層のロスビー波束の下方伝播とは現象が異なる.したがって、図3.25 右下で見られた成層圏全層で の波数2 成分の下向き伝播を一連のメカニズムのみで説明するのは困難であることが示唆される.



図 3.25: 図 3.13 と同じ. ただし、2008 年 1 月 14 日 (上)、1 月 16 日 (中)、1 月 18 日 (下).



図 3.26: 図 3.14 と同じ. ただし、2008 年 1 月 14 日 (上)、1 月 16 日 (中)、1 月 18 日 (下).

(b) 予報データを用いた解析

プラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関係をより詳細に調べるため、2008年1月2日、3 日を初期日とする気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて、3.4.1節と同様の解析を行った。



図 3.27: Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いて定義した下方伝播強度の予測値の時系列. 横軸は予 測日. 黒線が各メンバーの予測値, 青線が全 50 メンバーのアンサンブル平均値, 水色線がアンサンブル平均 値 ±1 標準偏差, 赤線が解析値.

まず、3.4.1節と同様に、2008年1月17日における下方伝播強度 F_z^{180} をもとに、下方伝播が予測 されたメンバー (グループS)と、予測されなかったメンバー (グループF) にグループ分けを行っ た.図 3.27は、2008年1月2日、3日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報における F_z^{180} の予測 値の時系列を示す.この図から、解析値の F_z^{180} は1月17日にかけて大きく減少し、1月18日に最 小となることが分かる.このため、 F_z^{180} の1日あたりの減少量が最も大きかった1月17日を基準と して、3.4.1節と同様のグループ分けを行った.その結果、グループSのメンバーの数は9メンバー、 グループFのメンバーの数は8メンバーであった.以下、この2つのグループの帯状風構造や屈折 率の違いを比較することにより、成層圏で帯状風がどのような構造となるときにプラネタリー波の 下方伝播が生じるのか、また、波の下方伝播はどの程度帯状風構造に鋭敏に依存するのかを明らか にする.



図 3.28: 2008 年1月13日(上),1月17日(下)における 60°N から 70°N で平均した Plumb (1985)の3次 元波活動度 flux (ベクトル)とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差(等値線)の予測値の経度高度 断面図. グループSの合成図.東西波数1から3成分のみを合成.等値線間隔,図右下のベクトルの大きさは 図 1.6 と同じ.

ここでは、グループSとグループFとで、3次元的な波束の伝播がどのように異なるかを示す.図 3.28、図 3.29 はそれぞれ、2008 年 1 月 13 日と 1 月 17 日における、グループSとグループFで合成 した、60°Nから 70°Nで平均した Plumb (1985)の3次元波活動度 fluxと、ジオポテシャル高度場 の東西平均からの偏差の経度高度断面図である.

まず、グループSでは、1月13日では、東半球で鉛直上向きのfluxが存在し、また、高度場偏差 の等位相線が西傾しており、対流圏から成層圏へとロスビー波束が上方伝播する様子が明瞭である (図 3.28 上). さらに、1月17日では、西半球の10hPa - 50hPaの領域でロスビー波束の下方伝播が 見られるようになる (図 3.28 下).



図 3.29: 図 3.28 と同じ. ただし、グループ F の合成図.

一方, グループ F では, 1月13日では, グループ S と同様に東半球の波束の上方伝播が予測されているが (図 3.29 上), 1月17日では, 西半球での波束の下方伝播は全く予測されておらず, 等位相線も高さとともに西傾したままである (図 3.29 下).

以上より、グループSは、解析値と同様に西半球でのロスビー波束の下方伝播が予測されているが、一方、グループFは西半球での下方伝播が予測されなかったことが分かる.次に、両グループにおける帯状風構造と、それに伴う屈折率を調べることで、このような違いが生じた原因を明らかにする.

次に、グループSとグループFとで、帯状風構造と、それに伴う屈折率がどのように異なるかを 調べ、成層圏で帯状風がどのような構造となるときに波の下方伝播が生じるのかを調べる.図3.30、 図3.31 はそれぞれ、1月13日(上)、1月15日(中)、1月17日(下)における、グループSとグルー プFで合成した、帯状風と全波数のE-P flux(左)と、東西波数1の定在波に対する屈折率と波数1 のE-P flux(右)の子午面断面図である.

まず、両グループの帯状風構造を比較する. 図 3.30 より、グループS では、1 月 13 日において、 中高緯度成層圏は強い西風に覆われており、1 月 17 日にかけて、この西風が強まっていることが分 かる. ただし、解析値での帯状風構造 (図 3.24 左)と比較すると、60°N 付近の西風ジェットの軸は 見られるが、高緯度側のジェットは不明瞭である. 一方、東西波数 1 の波に対する屈折率を見ると、 70°N 付近に値の小さな領域が見られるが、解析値の場合 (図 3.25 左)と異なり符号は正となってい る (図 3.30 右). また、グループS の全波数 E-P flux は、解析値と異なり、高緯度で明瞭な下向き伝 播は見られないが、グループF (図 3.31)に比べると、上向きの flux は明瞭に小さくなっている.

ー方、グループFの帯状風構造 (図 3.31 左)を見ると、グループSのそれと比べて一見して明瞭 な差が見られなかった. ただし、1月17日では、10hPa付近の帯状風構造に着目すると、グループF のジェット軸 (70°N付近)はグループSのジェット軸 (60°N付近)に比べやや極側にシフトしてい る. また、東西波数1の定在波に対する屈折率においても、両グループで明瞭な差が見られないが、 1月17日では、70°N付近、10hPa付近のグループFの屈折率は、グループSに比べて、やや大きな 値となっている.

このことを確かめるために、2008年1月17日において、下方伝播強度 F_z^{180} の予測値が全50メン バーで最小であったメンバーの帯状風分布と、東西波数1の波に対する屈折率を調べた(図3.32). この図より、1月13日では、解析値と同様、10hPaの60°N付近と75°N - 80°N付近に西風ジェット 軸が見られる(図3.32上). これに伴い、ダブルジェット構造に近い帯状風構造となっている70°N 付近に屈折率の小さな領域が見られ、10hPaより上層では値が負となっている. また、1月17日で は(図3.32下)、10hPa付近の屈折率が負の領域はなくなるが、依然として値は小さい. さらに、E-P fluxを見ると、屈折率の小さな領域を避けるように伝播し、100hPa付近の高緯度域では波数1の E-P fluxは下向きとなっている.

以上より,高緯度成層圏で強い西風シアーをもつ帯状風構造 (Type B) では,極夜ジェットがダ ブルジェットとなる傾向にあり,西風ジェットの南北方向の曲率の効果により,低緯度側のジェッ ト軸の極側の 70°N 付近で屈折率の小さな領域が形成されやすく,その結果プラネタリー波は下方 伝播する傾向にあることが考えられる.

48



図 3.30: 2008 年 1 月 13 日 (上), 1 月 15 日 (中), 1 月 17 日 (右) における, 帯状風と全波数の E-P flux の予 測値 (左)と, 東西波数 1 の定在波に対する屈折率と波数 1 の E-P flux (右) の子午面断面図. グループ S の 合成図. 等値線, ベクトルは図 3.18 と同じ.



図 3.31: 図 3.30 と同じ. ただし、 グループ F の合成図.



図 3.32: 2008年1月17日における下方伝播強度 F_z^{180} の予測値が最も小さかったメンバーの帯状風と全波数の E-P flux (左),東西波数1の定在波に対する屈折率と波数1の E-P flux (右)の子午面断面図. 等値線,ベクトルは図 3.30 と同じ.

次に、プラネタリー波の下方伝播がどの程度帯状風構造に鋭敏に依存して生じるのかを定量的に 明らかにするために、プラネタリー波の下方伝播と帯状風との相関関係を調べた.具体的には、ア ンサンブル予報の全 50 メンバーについて、1 標準偏差で規格化した 1 月 17 日の F_z^{180} の予測値と、 1月 15 日 (day -2) から 1 月 17 日 (day 0) の帯状風予測値との回帰係数を求めた (図 3.33 左). た だし、各メンバーの予測値のアンサンブル平均値からの差を偏差と定義した.

この図から、day -2 において、10hPaより上層の成層圏では、60°N 以北で有意な正偏差、60°N 以南で有意な負偏差領域が存在する(図3.33 左上). このような偏差は、day -1、day 0 でも見られ、 day 0 では、100hPa 付近の下部成層圏でも見られるようになる(図3.33 左中、左下). したがって、 成層圏における帯状風が 60°N 以北で弱く、60°N 以南で強い場合に、プラネタリー波の下方伝播が 強まることが分かる.

次に、図 3.33 左の回帰場を、帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値 (図 3.33 右) と重ね合わせ ることで、 F_z^{180} の予測値の大小に伴い帯状風構造がどのように変動するのかを調べた.図 3.34 左 (右)は、1月17日の F_z^{180} の予測値が – (+)3標準偏差となる場合の帯状風と E-P flux の子午面断 面図である.この図から、 F_z^{180} の予測値が –3標準偏差となる場合(下向き伝播)では、+3標準偏差 となる場合(上向き伝播)と比べて、西風ジェットの南北幅が広いことが分かる.例えば、day 0 に おいて、予測値が –3標準偏差となる場合では、 $\overline{U} \ge 30$ m/sの領域は 50°N - 80°N であるのに対し て、予測値が +3標準偏差となる場合では 60°N - 80°N である (図 3.34 下).また、予測値が –3標 準偏差となる場合の帯状風構造では、特に day –2 と day –1 で 50°N 付近と 70°N - 80°N 付近に 2 つのジェット軸が見られるダブルジェット構造になっていることが分かる(図 3.34 左上、左中). さらに、この帯状風構造に対応する波数 1 の屈折率を計算すると、解析値と同様にダブルジェットの 間の領域に屈折率の値が小さな領域(ただし符号は正)が形成されることが分かった(図示せず).

以上より,成層圏で強い西風シアーをもつ構造 (Type B) では,ダブルジェットの存在により,そ のダブルジェットの間で波数1に対する屈折率の値が小さな領域が形成され,波数1のプラネタリー 波の下方伝播が生じやすい構造であることが再び示唆される.



図 3.33: (左): 1標準偏差で規格化した 1 月 17 日の F_z^{180} の予測値と, 1 月 15 日 (day -2) から 1 月 17 日 (day 0) の帯状風予測値との回帰係数の子午面断面図. 等値線間隔, 陰影は図 3.20 と同じ. (右): 2008 年 1 月 15 日から 1 月 17 日までの,帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値. 等値線間隔,図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.



図 3.34: 図 3.21 と同じ. ただし, 1月 17日の F_z^{180} の予測値が -(+)3 標準偏差となる場合の帯状風と E-P flux の子午面断面図.

3.4.3 2008年2月下旬の事例: Type C

3.3 節で述べた3つの特徴的な帯状風構造のうち、高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる構造 をもつ Type C の典型例として、2008年2月下旬の事例について、再解析データ及び予報データを 用いて詳細に解析を行った。



図 3.35: 80°N 以北で平均した帯状平均温度の高度時間断面図.期間は 2008 年 2 月 10 日から 3 月 11 日ま で.等値線間隔は 5.0K, カラー間隔は 2.5K.

まず、図 3.35 に、2008 年 2 月中旬から 3 月上旬にかけての 80°N 以北で平均した帯状平均温度の 時間変動を示した.この図から、10hPaの温度は 2 月 11 日から上昇した後、2 月 18 日から 2 月 20 日にかけて下降し、さらに 2 月 22 日にかけて再び上昇していることが分かる.また、成層圏全体を 見ると、2 月 14 日付近の 1 回目の昇温は主に 30hPaより上層の成層圏に限られているが、2 月 20 日 以後の 2 回目の昇温は下部成層圏まで広がる大規模な昇温であることが分かる.

次に、2月上旬の成層圏突然昇温の前後における成層圏の波活動度について調べた. 図 3.23 より、 2月26日頃から3月4日頃にかけて、E-P flux の鉛直成分 \overline{F}_z は大きな負の値を示し、主に波数1 のプラネタリー波が成層圏から対流圏へ下方伝播したことが分かる.

以下では、この成層圏突然昇温時のプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を調べるために再解析データ及びアンサンブル予報データを用いて詳細に解析を行った.

(a) 再解析データを用いた解析

まず、図 3.36 に、再解析データを用いて求められた、2008 年 2月 22 日、2月 24 日、2月 26 日の帯 状風と全波数成分の E-P flux (F)(左列)、E-P flux の発散に伴う帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ (右列)を示す.図 3.36 左上より、2月 22 日では、10hPa より上層の中高緯度成層圏に強い東風領域 が見られ、この領域は、対流圏から上方伝播する波に伴う E-P flux の収束による強い東風加速領域 となっている (図 3.36 右上).2月 24 日では、この東風加速により、50°N 以北の成層圏では、30hPa より下層の 70°N 以南の領域を除いて強い東風領域となっている (図 3.36 左中).図 3.35 で見られ た成層圏全体に広がる昇温は、この東風加速に伴い生じたと考えられる。E-P flux をみると、プラ ネタリー波は東風中を伝播できなくなり、波活動度はこの領域で著しく減少していることが分かる (図 3.36 右中).さらに 2月 26 日では、下部成層圏において、低緯度から高緯度へと伝播する波は、こ の東風領域を避けるように高緯度域で下方に伝播していることが分かる (図 3.36 左下). これに伴い, 10hPa, 80°N を中心とした領域は, E-P flux の発散領域となり, 西風加速が生じている (図 3.36 右下).

以上から、下部成層圏において、低緯度から高緯度へ伝播したプラネタリー波が、東風領域を避け るように下方伝播する様子が明らかになった.次に、この波の伝播方向の変化について、波の屈折率 を用いた解析を行う.

図 3.37 は, 2月 22日, 2月 24日, 2月 26日における東西波数1(左),東西波数2(右)の定在波に 対する屈折率の子午面断面図である.まず波数1成分を見ると, 2月 22日では,帯状風 $\overline{U} = 0$ (臨 界層)付近で屈折率が大きくなっており,波はこの領域に向かって上方に伝播していることが分か る(図 3.37 左上).2月 24日では,この臨界層が 50°N - 80°N で高さとともに低緯度側に傾いてお リ,この高緯度域の屈折率の大きな領域に向かうように波の伝播方向が変化する(図 3.37 左中).さらに,2月 26日では,60°N - 80°N,20hPa - 100hPa の領域に屈折率が0となる反射面が形成され ており,高緯度側へ伝播する波が下方に伝播するようになる(図 3.37 左下).図 3.36 から,この反射 面は,70°N 以南の下部成層圏の西風領域と中部成層圏中高緯度の東風領域との間に存在する帯状風 の南北鉛直方向の曲率が大きな領域で形成されていることが分かる.また,波数2 成分に対する屈 折率についても同様の分布が見られ,高緯度側へ伝播する波が西風領域と東風領域との間に形成さ れた反射面付近で下方に伝播するようになる(図 3.37 右).

このように、屈折率の解析により、高緯度成層圏が概ね東風に覆われる帯状風構造では、高緯度域の東風領域と下部成層圏低緯度側の西風領域との間で、帯状風の曲率の効果により形成される反射 面が存在し、プラネタリー波はその付近で下方伝播していることが示された.

次に、Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いて、3 次元的な波束の伝播を調べた. 図 3.38 は、 2008 年 2月 22 日、2月 24 日、2月 26 日における、60°N から 70°N で平均した Plumb (1985) の 3 次 元波活動度 flux (ベクトル) とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の経度高度 断面図である. ただし、波活動度 flux と高度場偏差は波数 1 から 3 成分のみを合成して求めた. この 図から、2月 22 日では成層圏下層において 30°E を中心に上向きの flux が見られ、東半球の低気圧 偏差の等位相線は高さとともに西傾していることが分かる (図 3.38 上). また、これとは別に 270°E 付近の西半球で下向きの flux が見られ、下部成層圏から対流圏へ波束が下方伝播している. 2月 24 日では、西半球において、10hPaより下層で高度場偏差の等位相線が高さとともに東傾しており、こ れと対応して下向きの flux が増加している (図 3.38 中). 一方、東半球における上向きの flux は減 少し、そこでの上方伝播は弱まっている. さらに、2月 26 日では、東半球における上向きの flux、西 半球における下向きの flux はともに減少しているが、波が東半球で対流圏から成層圏へと上方伝播 し、西半球で対流圏で下方伝播する傾向は継続している (図 3.38 左). このように、Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いた解析により、この期では、西半球側でロスビー波束が成層圏から対 流圏へ下方伝播している様子が捉えられた.



図 3.36: 図 3.12 と同じ. ただし、2008 年 2 月 22 日 (上)、2 月 24 日 (中)、2 月 26 日 (下).



波数1

波数 2

図 3.37: 図 3.13 と同じ. ただし、2008 年 2 月 22 日 (上)、2 月 24 日 (中)、2 月 26 日 (下).



図 3.38: 図 3.14 と同じ. ただし、2008 年 2月 22日 (上)、2月 24日 (中)、2月 26日 (下).

(b) 予報データを用いた解析

この事例におけるプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関係をより詳細に調べるため,2008 年2月13日,14日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報データを用いて,3.4.1節と同様の解析 を行った.



図 3.39: Plumb (1985) の 3 次元波活動度 flux を用いて定義した下方伝播強度 F_z^{180} の予測値の時系列. 横軸は予測日. 黒線が各メンバーの予測値, 青線が全 50 メンバーのアンサンブル平均値, 水色線がアンサンブル平均値 ± 1 標準偏差, 赤線が解析値.

まず、3.4.1 節と同様の手法で下方伝播強度 F_z^{180} を用いて、下方伝播がうまく予測されたメンバー と予測できなかったメンバーにグループ分けを行う.図 3.39 は、1 ヶ月アンサンブル予報における F_z^{180} の予測値の時系列を示す.この図から、解析値において、 F_z^{180} は2月23日から2月24日にか けて大きく減少し、2月25日に最小となることが分かる.このため、 F_z^{180} の1日あたりの減少量が 最も大きかった2月24日の F_z^{180} に基づき、3.4.1 節と同様のグループ分けを行った.その結果、下 方伝播が予測されたグループ (グループS)のメンバー数は9メンバー、予測されなかったグループ (グループF)のメンバーの数は6メンバーであった.以下、この2つのグループの3次元的波束伝 播や帯状風構造、屈折率の違いを比較する.



図 3.40: 2008 年 2 月 22 日 (上), 2 月 24 日 (下) における, 60°N から 70°N で平均した Plumb(1985) の 3 次 元波活動度 flux (ベクトル) とジオポテンシャル高度場の東西平均からの偏差 (等値線)の予測値の経度高度 断面図. グループ S の合成図. 東西波数 1 から 3 成分のみを合成. 等値線間隔, 図右下のベクトルの大きさは 図 1.6 と同じ.

まず、グループSとグループFで、3次元的な波束の伝播がどのように異なるかを示す.図3.40、 図3.41 はそれぞれ、2008年2月22日、2月24日における、グループSとグループFのそれぞれで合 成した、60°Nから70°Nで平均したPlumb(1985)の3次元波活動度fluxと、ジオポテシャル高度場 の東西平均からの偏差の経度高度断面図である.ただし、波活動度fluxと高度場偏差は波数1から 3成分のみを合成して求めた.まず、グループSでは、2月22日において、60°E付近の成層圏下層を 中心に、上向きのfluxが存在し、東半球でロスビー波束は上方に伝播している(図3.40上).これと 対応して、10hPaより下層の低気圧偏差の等位相線は高さとともに西傾している.解析値(図3.38 上)と比較すると、10hPaより下層ではグループSは解析値の波の3次元構造をよく再現している ことが分かる.一方、2008年2月24日には、解析値(図3.38中)に比べ、かなり弱いながら、330°E 付近の成層圏下層で下向きのfluxが存在している.また、この下方伝播が生じる経度は、解析値に 比べて、東にシフトしている.一方、解析値と同様に、成層圏下層の西半球側で高度場偏差の等位相



図 3.41: 図 3.40 と同じ. ただし, グループ F の合成図.

線は高さとともに東傾している.

一方, グループ F では, 2月 22 日において, 60°E 付近を中心とした上向きの flux と対応して高度 場偏差は高さとともに西傾しているが (図 3.41 上), 解析値と異なり, 西半球の成層圏下層での下向 き flux は存在しない. さらに, 2月 24 日においても, 西半球側での波構造の再現性が悪く, 300°E 付 近では解析値と異なり上向き flux が存在する (図 3.41 下). 次に、グループS とグループF とで、帯状風構造と、それに伴う屈折率がどのように異なるかを 調べた. 図 3.42、図 3.43 はそれぞれ、2月 23 日から 2月 25 日における、グループS とグループF で 合成した、帯状風と全波数成分の E-P flux (左列)、東西波数 1 の定在波に対する屈折率と波数 1 の 波に伴う E-P flux (右列)の子午面断面図である.

まず、両グループの帯状風構造を比較する. グループSでは (図 3.42 左), 2月 23 日において、 50hPa より上層の成層圏は概ね東風に覆われており、50°N - 70°N 付近の下部成層圏では、上向き の E-P flux が存在していることが分かる (図 3.42 左上). 2月 24 日では、50°N - 70°N 付近の下部 成層圏では E-P flux は上向きではあるが、60°N、50hPa 付近で東風領域を避けるように、E-P flux ベクトルの向きが低緯度側と高緯度側に分かれている (図 3.42 左中). さらに、2月 25 日では、高緯 度域の成層圏下層では 70°N 付近で E-P flux ベクトルは下向きとなっている (図 3.42 左下). また、 図 3.36 と比較すると、グループ S の E-P flux は解析値とほぼ同じ分布となっていることが分かる.

一方, グループ F では (図 3.43 左), グループ S と同様に 50hPa より上層の成層圏は概ね東風に 覆われているが, 下部成層圏においてグループ S のように高緯度側へ向かう E-P flux が見られな い. また, この構造をグループ S の帯状風構造 (図 3.42 左)と比較すると, 60°N - 80°N の下部成層 圏 (100hPa - 50hPa) の西風がやや弱いことが分かる.

次に、両グループでの屈折率の違いを考察する.まず、グループSで合成した屈折率の分布(図 3.42右)を見ると、2月23日では、60°N以南、30hPaより上層の屈折率の大きな領域が存在し、波数 1のE-P fluxベクトルはその領域に向かうように上方に伝播している(図3.42右上).また、100hPa、 60°N - 80°Nの領域に屈折率の極大域が見られ、その上方と高緯度側で屈折率は負となっている.2 月24日及び2月25日では、70°N - 80°N、100hPa - 30hPaに存在する屈折率が負の領域がより明 瞭となり、2月25日には、70°N、100hPa付近でE-P fluxは下向きとなる(図3.42右下).ここで、 図3.42左の帯状風構造と比較すると、この屈折率の負領域は、60°N以北の下部成層圏(100hPa - 50hPa)における西風領域と、上層の東風領域との境界に存在することが分かる.

一方, グループFの屈折率 (図 3.43 右) を見ると, 特に 2月 23 日と 2月 24 日とでは, このような 下部成層圏の西風領域とその上層の東風領域の間で屈折率が負となる領域は明瞭ではない (図 3.43 右上, 中). これは, グループFの帯状風構造では, 60°N 以北の下部成層圏 (100hPa - 50hPa) の西 風が比較的弱く, 西風の南北方向の曲率が小さいため, 上層の東風領域との間に屈折率が負となる 領域が形成されなかったと考えられる.

以上より,高緯度域で波数1成分の下方伝播が生じたグループSでは,グループFに比べ,グループSの帯状風構造は,60°N以北の下部成層圏(100hPa - 50hPa)における西風が比較的強いため, 上層の東風との間で屈折率が負となる領域が形成されやすかったと考えられる.

63



図 3.42: 2008 年 2 月 23 日から 2 月 25 日における,帯状風と全波数の E-P flux の予測値 (左)と,東西波数 1 の定在波に対する屈折率 (右)の子午面断面図. グループ S の合成図. 等値線,ベクトルは図 3.18 と同じ.



図 3.43: 図 3.42 と同じ. ただし、 グループ F の合成図.

次に、プラネタリー波の下方伝播がどの程度帯状風構造に鋭敏に依存して生じるのかを定量的に 明らかにするために、プラネタリー波の下方伝播強度と帯状風との相関関係を調べた.具体的には、 アンサンブル予報の全 50 メンバーを用いて、1 標準偏差で規格化した 2 月 24 日の F_z^{180} の予測値と、 2 月 22 日 (day -2) から 2 月 24 日 (day 0)の帯状風予測値との回帰係数を求めた (図 3.44 左). た だし、各メンバーの予測値のアンサンブル平均値からの差を偏差と定義した.

この図から、day -2 において、50°N 以北の上部対流圏から下部成層圏 (200hPa - 10hPa) に有意 な負偏差の領域が拡がっていることが分かる (図 3.44 左上). さらに、day -1、day 0 においても、 この領域では有意な負偏差となっている (図 3.44 左中、左下). 以上から、50°N 以北の上部対流圏か ら下部成層圏にかけて、西風偏差が存在するときに、プラネタリー波の下方伝播が強まることが分 かる.

次に、図 3.44 左の回帰場を、帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値 (図 3.44 右) と重ね合わせ ることで、 F_z^{180} の予測値の大小に伴い帯状風構造がどのように変化するのかを調べた.図 3.45 左 (右) は、2月 24 日の F_z^{180} の予測値が – (+)2 標準偏差となる場合の帯状風と E-P flux の子午面断 面図である.この図から、 F_z^{180} の予測値が –2 標準偏差となる場合 (下向き伝播) では、50°N 以北の 下部成層圏 (100hPa - 50hPa) の西風が、期間を通して比較的強いことが分かる (図 3.45 左).また、 この帯状風構造に対応する屈折率を計算すると、グループ S の合成図 (図 3.42 右) と同様に、70°N - 80°N、100hPa - 30hPa 付近に反射面が形成され、この反射面を避けるようにプラネタリー波の下 方伝播が生じていることが確認された (図示せず).

一方, F_z^{180} の予測値が +2 標準偏差となる場合 (上向き伝播) では, 期間を通して, この領域の西風が比較的弱いことが分かる (図 3.45 右). このため, 上層の東風領域との間に屈折率が負の領域が形成されず, F_z^{180} の予測値が -2 標準偏差となる場合に形成された反射面が形成されていなかった (図示せず).

以上より,高緯度成層圏が概ね東風に覆われる帯状風構造 (Type C)の場合,プラネタリー波の 下方伝播が強いときには、50°N 以北の下部成層圏の西風が比較的強く、それに伴う帯状風の曲率の 効果により、上層の東風と下部成層圏との間で反射面が形成されやすいことが再び示唆された.



図 3.44: 左図: 1 標準偏差で規格化した 2 月 24 日の F_z^{180} の予測値と、2 月 22 日 (day -2) から 2 月 24 日 (day 0) の帯状風予測値との回帰係数の子午面断面図. 等値線間隔は 0.5m/s. 陰影は 90% (薄い影)、95% (濃い影) で相関が有意な領域を示し、赤が正相関、青が負相関領域を表す. 右図: 2008 年 3 月 22 日から 2 月 24 日までの、帯状風と E-P flux のアンサンブル平均値. 等値線間隔、図右下のベクトルの大きさは図 1.5 と同じ.



図 3.45: 図 3.21 と同じ. ただし, 2月 24日の F_z^{180} の予測値が -(+)2 標準偏差となる場合の帯状風と E-P flux の子午面断面図.

第4章 まとめ

本研究では、北半球冬季における成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を 明らかにするために、JRA-25/JCDAS データ及び気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて 詳細に解析を行った。

まず,再解析データを用いて,過去の顕著な下方伝播イベントに見られる特徴を,特に帯状風構造 に着目して合成図解析により統計的に調べた.はじめに,顕著なプラネタリー波の下方伝播イベン トが発生するときの帯状風構造を,成層圏上層の西風シアーの強さと,成層圏中層での西風の強さ を基に以下の3つに分類した. Type A: 中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造, Type B: 成層 圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造, Type C: 高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる 帯状風構造.

次に、これらの3つの特徴的な帯状風構造とプラネタリー波の下方伝播との関連を調べるために、 それぞれの帯状風構造が見られた典型的な下方伝播イベントについて、再解析データ及び気象庁1ヶ 月アンサンブル予報データを用いて詳細に事例解析を行った。

まず、中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造 (Type A)の典型例として 2007 年3月上旬のプ ラネタリー波の下方伝播イベントについて再解析データを用いて解析を行った.その結果、帯状風 の南北及び鉛直方向の曲率の効果により、西風極大域の周縁部に反射面が形成されており、プラネ タリー波は 60°N - 80°N の領域で顕著に下方伝播していたことが分かった. さらに, Plumb (1985) の3次元波活動度fluxを用いて、3次元的な波束の伝播を調べた結果、東半球で上方伝播したロス ビー波束が、西半球で下方伝播する様子が捉えられた、次に、2007年2月21日、22日を初期日とす る1ヶ月アンサンブル予報データを用いて、各メンバーにおけるプラネタリー波の下方伝播の強度 と帯状風構造との関係について調べた.具体的には、Plumb (1985)の3次元波活動度 flux を用い て定義した下方伝播強度の予測値の大小に基づき,下方伝播が予測されたメンバー (グループS)と 予測されなかったメンバー (グループF) に分類し, 各グループで合成した帯状風構造や屈折率の比 較を行った.その結果,グループSの帯状風構造は,グループFと比べて中部成層圏での西風の極 大域が明瞭であることが分かった。また、このような帯状風構造では、南北及び鉛直方向の帯状風 の曲率が正となるため、高緯度の中部から上部成層圏において屈折率が0となる反射面が形成され やすい構造であることが分かった、この事例で、プラネタリー波の下方伝播が生じやすいときに中 部成層圏で西風の極大域が明瞭になることは、全アンサンブルメンバーを用いた下方伝播の強度予 測値と帯状風予測値との相関解析からも確かめられた.

次に、成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造 (Type B)の典型例として 2008 年 1 月 中旬の下方伝播イベントについて同様の解析を行った. このイベントでは、再解析データを用いた 解析によると、上部成層圏の 60°N 付近と 75° - 80°N 付近に西風ジェット軸が 2 つ存在するダブル ジェット構造となっていることが分かった. また、東西波数 1 の定在波に対する屈折率に着目する と、このダブルジェットの間の緯度帯 (70°N 付近)に屈折率が負となる領域が形成されていた. 波数 1 のプラネタリー波は、この領域を避けるように成層圏中で高緯度側と低緯度側に分かれて伝播し、 高緯度側に伝播した波が下方伝播する様子が明らかとなった. また、Plumb (1985) の 3 次元波活動 度 flux を用いて 3 次元的な波束の伝播を調べた結果、主に成層圏下層の狭い領域ではあるが、2007
年3月上旬の事例と同様に、東半球で上方伝播したロスビー波束が西半球で下方伝播する様子が捉 えられた.次に、2008年1月2日、3日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報データを用いて2007 年3月上旬と同様の解析を行った.その結果、下方伝播が予測されたグループSでは下方伝播が予 測されなかったグループFと比べて、10hPaより上層の成層圏の60°N以北で西風が強く、60°N以 南で西風が弱いことが分かった.また、全アンサンブルメンバーを用いて、下方伝播の強度予測値に 対する帯状風予測値の回帰係数を求めた結果、下方伝播が強度は、10hPaより上層の成層圏での西 風の強弱と有意に関連することが示された.さらに、この西風の強弱は上部成層圏でダブルジェッ トが形成されるか否かを決定付ける.したがって、Type A では、上部成層圏でのダブルジェットの 形成が、プラネタリー波の下方伝播と関連していることが示唆された.

最後に、高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造 (Type C)の典型例として、2008年 2月下旬の下方伝播イベントについて事例解析を行った.このイベントでは、再解析データを用い た解析によると、70°N 以南の下部成層圏の西風領域と、中部成層圏中高緯度での東風領域との間の 帯状風の南北方向の曲率の大きな領域に反射面が明瞭に形成されていた.まず、2008年2月13日、 14日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報データを用いてプラネタリー波の下方伝播強度と帯 状風構造との関係について調べた.その結果、下方伝播が予測されたグループSでは、下方伝播が予 測されなかったグループFと比べて、60°N 以北の下部成層圏 (100hPa - 50hPa) における西風が強 いことが分かった.また、全アンサンブルメンバーを用いて、プラネタリー波の下方伝播の強度予測 値に対する帯状風予測値の回帰係数を求めた結果、下方伝播が強まるときには、60°N 以北の下部成 層圏の西風が有意に強いことが示された.

本研究では、Perlwitz and Harnik (2003) や Kodera et al. (2008) で示された中部成層圏で西 風がピークとなる帯状風構造 (Type A) だけではなく、それ以外の帯状風構造においてもプラネタ リー波の下方伝播が生じることが示された.また、いずれの帯状風構造においても屈折率が0とな る反射面の存在が下方伝播と関連している可能性が示唆された.しかしながら、2008年1月中旬の 事例において、波数2の波の下方伝播は、反射面の存在とは関係していなかった.このことから、波 の下方伝播は帯状風構造以外の要素、例えば、波の励起源などと関連している可能性がある.さら に、同じ帯状風構造であっても、プラネタリー波が対流圏から成層圏に伝播する際の伝播方向が異な ると、下方伝播は生じないと考えられる.したがって、今後は、対流圏におけるプラネタリー波の励 起や、成層圏への上方伝播の特徴と、その後に生じる波の下方伝播についても解析する必要がある.

謝辞

本研究を行うにあたり,指導教官である京都大学防災研究所 向川 均 教授には,気象学全般,研究 方法など細部に至るまで大変熱心な御指導を頂きました.心から御礼申し上げます.

また,本研究の重要な先行研究の著者である名古屋大学小寺邦彦 COE 特任教授には,研究を進めるにあたって,多くの貴重な示唆や助言をいただきました.深く感謝いたします.

所属研究室である災害気候研究分野では,京都大学防災研究所 井口 敬雄 助教に,温かい御指導 をいただきました.また,修士課程の2年間,ともに励まし合い勉強してきた,竹村 和人 氏には大 変御世話になりました.そして,秘書の中村貞代 さん,先輩である櫻井 渓太 氏,後輩である田中 智 之 氏,長田 翔 氏に,この場を借りて感謝の意を表します.

合同セミナーでは,京都大学大学院理学研究科 里村 雄彦 教授,重 尚一 准教授,西 憲敬 助教,そ して物理気候学研究室の皆様に,多くの貴重な助言をいただきました.厚く御礼申し上げます.

最後に、ここには書ききれなかった方々を含め、修士課程の2年間でお世話になった全ての方に 心より感謝いたします.

本研究では、JRA-25/JCDAS データセットを使用しました. このデータセットは気象庁及び電 カ中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです. また、本研究で は、1ヶ月アンサンブル予報データを使用しました. データを提供して頂いた、気象庁数値予報課の 皆様に深く感謝いたします. 図の作成には地球流体電脳ライブラリを使用しました.



- [1] Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987): *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489pp.
- [2] Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294, 581 - 584.
- [3] Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh (2008): Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.
- [4] Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004): The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. J. Clim., 17, 2587 - 2589.
- [5] Perlwitz, J., and N. Harnik (2003): Observational Evidence of Stratospheric Influence on the Troposphere by Planetary Wave Reflection. J. Clim., 16, 3011 - 3026.
- [6] Plumb, R. A. (1985): On the three dimensional propagation of stationary waves. J. Atmos. Sci., 42, 217 - 229.
- [7] Thompson, D. W. J., J. M. Wallace (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperaturefields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297 - 1300.