

南半球環状モードの遷移過程 パート2：赤道向き遷移過程

塩竈秀夫*・寺尾徹**・木田秀次*

* 京都大学大学院理学研究科

** 大阪学院大学情報学部

要 旨

南半球環状モードの赤道向き遷移過程を調べた。遷移過程の前半期間にはオーストラリアの南で正高度偏差が発達する。これはその地点でのブロッキング高気圧の発生と関係する。この正高度偏差からは東向きに太平洋を東西に横断する東西波長約7000kmの準定常ロスビー波が発せられる。準定常ロスビー波が形成、砕波されるに従い南極上空の渦位の絶対値が下がり、赤道向き偏差がおきる。

キーワード：環状モード、帯状平均流のバシレイション、遷移過程、南半球、ブロッキング

1. はじめに

環状モード(以下SAM)は冬季南半球対流圏で卓越した季節内変動である(Rogers and van Loon, 1982; Kidson, 1988b; Karoly, 1990; Thompson and Wallace, 2000)。SAMの変動は極ジェットの南北移動を表している(Yoden et al., 1987; Kidson, 1988a; Nigam, 1990; Kidson and Sinclair, 1995; Hartmann and Lo, 1998; Itoh et al., 1999 Lorenz and Hartmann, 2001)。極ジェットが極端に極よりまたは赤道よりにある場合(以下極値フェーズと呼ぶ)、短周期擾乱との相互作用でその極端な位置が長時間維持されることがわかっている(Robinson, 1991; Yu and Hartmann, 1993; Hartmann, 1995; Robinson, 1996; Hartmann and Lo, 1998; Kidson and Watterson, 1999; Limpusvan and Hartmann, 2001; Lorenz and Hartmann, 2001)。

一方、両極値フェーズ間の遷移過程に関してはあまり多くのことはわかっていない。Shiotani (1990) や Kidson and Watterson (1999) はSAMの遷移には擾乱の運動量フラックス偏差が先行することを示している。しかしそのような擾乱の運動量フラックス

偏差が発生する過程に関しては言及されていない。我々は関連する論文(Shiogama et al. 2002b)において、極向き遷移過程にとって準定常ロスビー波の影響が重要であることを示した。東西波長約7000kmの東進する準定常ロスビー波が、南太平洋上でその波活動度を赤道向きに散逸させることで、極向き遷移過程の前半における駆動力となっている。

赤道向き遷移過程に関しては、これまでの観測的事実からブロッキング高気圧が重要な役割を果たす可能性が示唆される。Hirasawa et al. (2000) は1997年6月に南極観測点ドームフジで観測されたブロッキング高気圧を解析した。このブロッキング高気圧は準定常ロスビー波の波活動度伝搬に伴いアフリカの南で形成され、南極大陸東部の奥深くまで貫入している。極近くまで入り込んだブロッキング高気圧はその後5-6日間にわたって持続し、それに伴い極の周辺の西風は弱まった。この事例においては、ブロッキング高気圧が南極大陸上に侵入することにより赤道向き遷移がおきている。南極大陸上ではしばしばブロッキング高気圧が観測されている(Hirasawa, 1999)。観測される赤道向き遷移イベントのうち、どれだけの割合ものがブロッキング高気

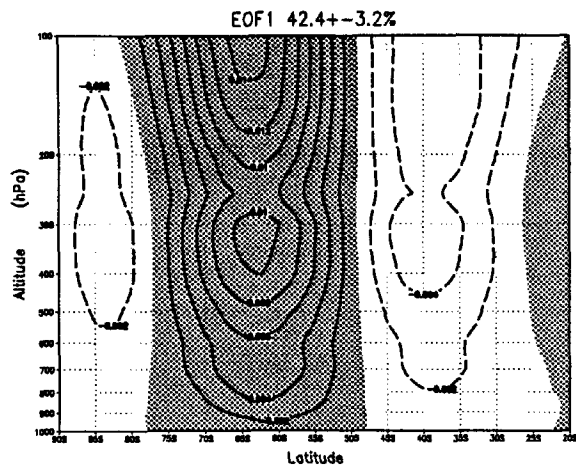


Fig. 1 The principal mode of the empirical orthogonal function analysis by the covariance matrix which is made for the variation of the zonal mean zonal wind in the height-latitude section. Variations are beforehand 10-day low-pass filtered and weighted for the zonal length of the area and the uneven spacing of each pressure level. The percent variance explained and the sampling error according to the North et al. (1982) test is given at top. Solid contours indicate positive values, and dashed contours negative one. The contour interval is 0.002. The zero contours are omitted. The areas with positive values are shaded.

庄の影響によるものかを統計的に調べることは興味深い。

本論文における目的は、長期間にわたる現実大気から赤道向き遷移過程の力学を解明することにある。その際に特にブロッキング高気圧の及ぼす影響を注意深く見ていく。第2節でデータ、手法および赤道向き遷移過程の定義に関して述べる。解析の結果は第3節で示す。そこではまず事例解析を行う。次に長期間のデータを用いたコンポジット解析の結果について述べ、最後にブロッキング高気圧の発生率を調べる。結論は第4節で示す。

2. データ、手法および極向き遷移の定義

National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) の再解析データを用いる (Kalnay et al., 1996)。解像度は緯度経度とも 2.5° グリッドである。南半球冬季 (6-8月) のデータのみを 1979年から 1999年の 21年間にわたって解析する。ただし移動平均値を計算する時または事例解析のために必要な場合のみ 5月と9月のデータを追加す

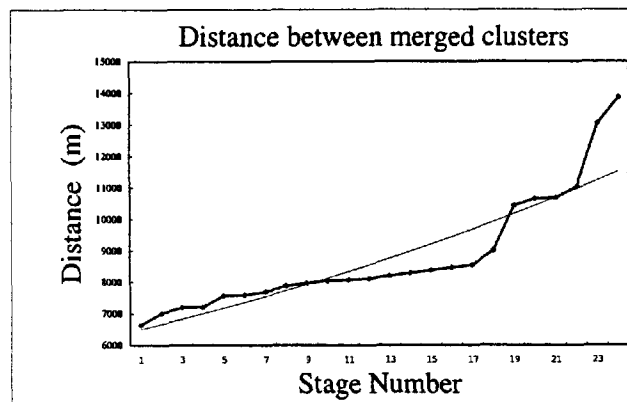


Fig. 2 Distance (m) between merged clusters as a function of the stage of the cluster analysis are drawn by marks and a thick line. Developments of low-frequency 500-hPa geopotential height from lag -10 day to lag +4 day are analyzed by average-linkage-clustering. Thin line is an approximate exponential function.

| NO. | DATE | Cluster NO |
|-----|-----------|------------|
| 1 | 27/6/1980 | 1 |
| 2 | 2/7/1982 | 1 |
| 3 | 19/6/1983 | 1 |
| 4 | 21/8/1983 | 1 |
| 5 | 10/6/1986 | 2 |
| 6 | 14/7/1986 | 1 |
| 7 | 19/8/1986 | 1 |
| 8 | 23/6/1987 | 2 |
| 9 | 26/7/1987 | 1 |
| 10 | 14/8/1988 | 1 |
| 11 | 24/8/1989 | 1 |
| 12 | 5/7/1990 | 2 |
| 13 | 28/8/1990 | 1 |
| 14 | 11/6/1991 | 1 |
| 15 | 14/8/1991 | 1 |
| 16 | 5/8/1993 | 1 |
| 17 | 9/6/1994 | 1 |
| 18 | 7/6/1995 | 1 |
| 19 | 24/6/1996 | 1 |
| 20 | 30/7/1996 | 3 |
| 21 | 22/8/1996 | 1 |
| 22 | 17/6/1997 | 1 |
| 23 | 15/8/1998 | 3 |
| 24 | 16/7/1999 | 1 |
| 25 | 8/8/1999 | 3 |

Table 1 The key-days of equatorward transition events are listed in the middle column. Cluster number of each event is shown in the right column.

る。気候値季節進行の全解析期間平均値からのずれは前もってデータから除去する。気候値季節進行は次のように得られる。各カレンダー日の 21年平均値を計算する。さらに 31日移動平均フィルターをかける。

任意の変数 (ここでは a とする) を 2つの成分に

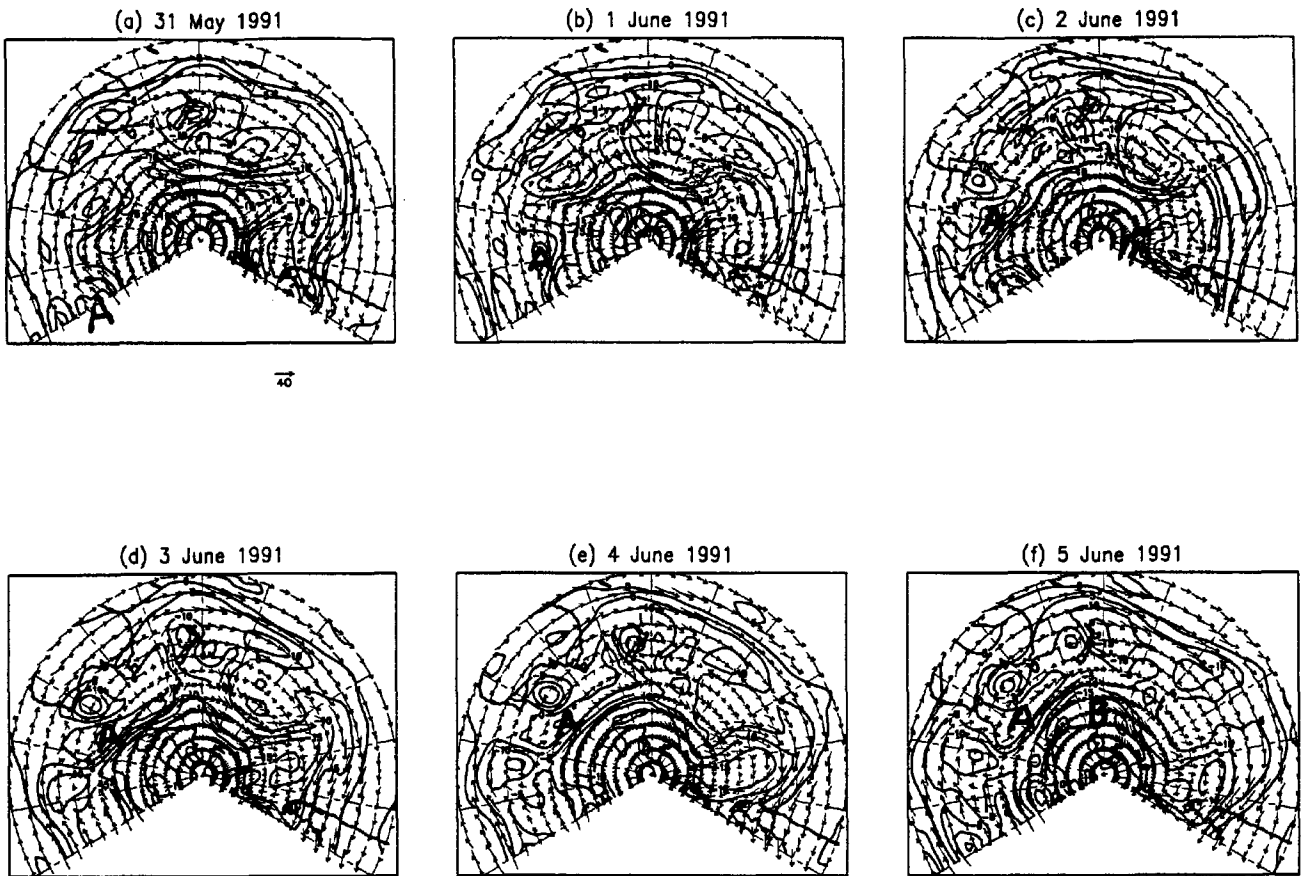


Fig. 3 Synoptic maps of quasi-geostrophic potential vorticities and horizontal wind vectors (ms^{-1} ; scaled as at the bottom of the first figure) at 300-hPa surface during (a) 31 May 1991 to (f) 5 June 1991. Contour interval is $5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Please see text for more details.

分ける。

$$a = a_{LF} + a_{HFT}, \quad (1)$$

ここで a_{LF} と a_{HFT} はそれぞれ 10 日長周期または短周期フィルターをかけた成分である。以下 a_{LF} および a_{HFT} をそれぞれ '長周期成分', '短周期擾乱' と呼称する。

短周期擾乱による高度場強制力を次式によって求める (Nakamura, 1992)。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} \equiv \frac{f}{g} \nabla^{-2} (-\nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'\zeta'}), \quad (2)$$

ここで \mathbf{v}' と ζ' はそれぞれ短周期擾乱の水平風ベクトルと相対渦度であり, f および g はコリオリパラメーターと重力加速度を表す。またバーはアンサンブル平均を意味する。

ブロッキング高気圧の発生率は Trenberth and Mo (1985) の基準を改良したものをを用いて調べる。発生率は $Z_{300_{LF}}$ から求められる。ここで $Z_{300_{LF}}$ は 300-hPa 高度場の長周期成分である。各日で $Z_{300_{LF}}$ からその 31 日移動平均値を除いたものを $Z_{300_{LF}}^*$ とする。次に Hirasawa et al. (2000) に倣って $Z_{300_{LF}}^*$

に $\sin 45^\circ \sin^{-1} \phi$ の重みをかける。ただし ϕ は緯度である。そして各地点で $z_{300_{LF}}^*$ の大きさを調べ、連続 5 日間以上にわたって 100m 以上の値を持つとき、その地点ではブロッキング高気圧が発生しているとする。

SAM の変化を表すインデックスは、多くの研究と同様に次のようにして得られる (Yoden et al., 1987; Kidson, 1988a; Nigam, 1990; Hartmann and Lo, 1998; Itoh et al., 1999)。まず、帯状平均帯状流における長周期成分の気候値からのずれを主成分分析する。図 1 に主成分分析第 1 モードを示す。40°S と 60°S に逆の極を持ち、鉛直に等価順圧構造を示す。このモードは全体の分散の 42.4% を説明する。第 1 モードの主成分時系列に 10 日長周期フィルターをかけ、さらに標準化したものを SAM の変動を表すインデックスとし、以下 PC1 と呼称する。

PC1 を用いて赤道向きの遷移の発生を定義する。PC1 が正に大きな値を持つとき、極ジェットは気候値よりも高緯度よりに位置する。逆に負に大きな値を持つときは、低緯度よりに位置する (c.f., Shiogama et al. 2002b)。PC1 が +0.5 から -0.5 まで減少する

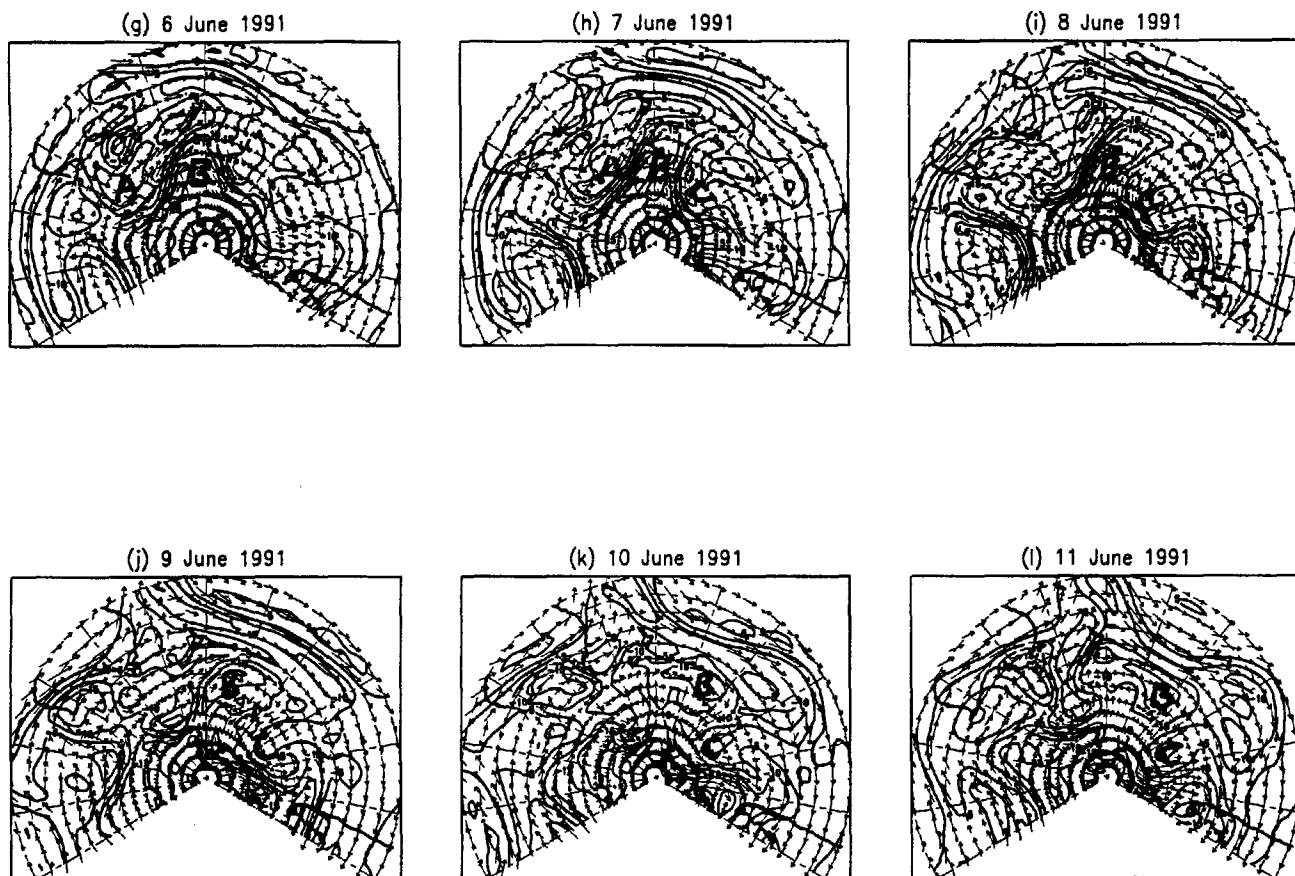


Fig. 3 (Continued)

事例を探す。PC1が初めて0以下の値をとる日を基準日とする。少なくとも基準日の前後2日、併せて5日間にわたって単調減少する事例のみを赤道向き遷移が発生したと定義する。21年間の解析期間で25ケースが見つかった。全事例の基準日を表1に示す。Hirasawa et al. (2000)で解析された事例は、この表の中の基準日が1997年6月17日のものである。こうして選ばれた25事例を、さらにクラスター解析によって分類する。クラスター分析にはいろいろな定義が存在するが、Wilks (1995)の式(9.77)によって求められる *Average-linkage-clustering* を用いる。ここでは長周期500-hPa高度場の lag -10日から lag +4日にかけての時間発展をクラスター分析にかける。その前に、 20°S より北のデータは除き、 $\cos\phi$ の重みをかける。各ステージで集約された2つのクラスター間の距離を図2に示す。近似指数曲線も重ねている。距離はステージ23以降、近似曲線よりも顕著に大きくなる。ステージ22までに集約されて残っている3つのクラスターが含むケース数はそれぞれ19,3,3個である(表1)。以下では、19個の事例を含む最初のクラスターに関する結果のみを示す。この場合の結果は全25事例を用いた解析結果と本質的には変わらない(not shown)が、統計的有意性

がよりはっきりしている。

時間ずらしコンポジットを計算していく際、サンプリング誤差を減少させるために、各ずらし日における値はその前後2日の5日間における平均値とする。そのため各コンポジット図は95日間のサンプルから作られ、その中には19自由度が含まれる。以下に述べる結果は、ここまでで述べた基準を多少変えても、本質的に変化しない。

3. 結果

a. 事例解析

はじめに1つの事例解析の結果を示す。示される事例の基準日は1991年6月11日である。この事例における300-hPa準地衡渦位(q_{300})の時間発展を図3に描く。5月31日から3日にかけて短周期擾乱のリッジAがインド洋上を東進している。しかし6月3日以降は、その東進速度は鈍り、ブロッキング高気圧へと変わっている。ブロッキング高気圧Aは6月5日までゆっくりと南東方向へと進んでいく。6月6日から7日にかけてAに伴う高気圧性循環によって、南極上空にあった絶対値の大きい q_{300} の一部(B)がニュージーランドの東にまで引き出

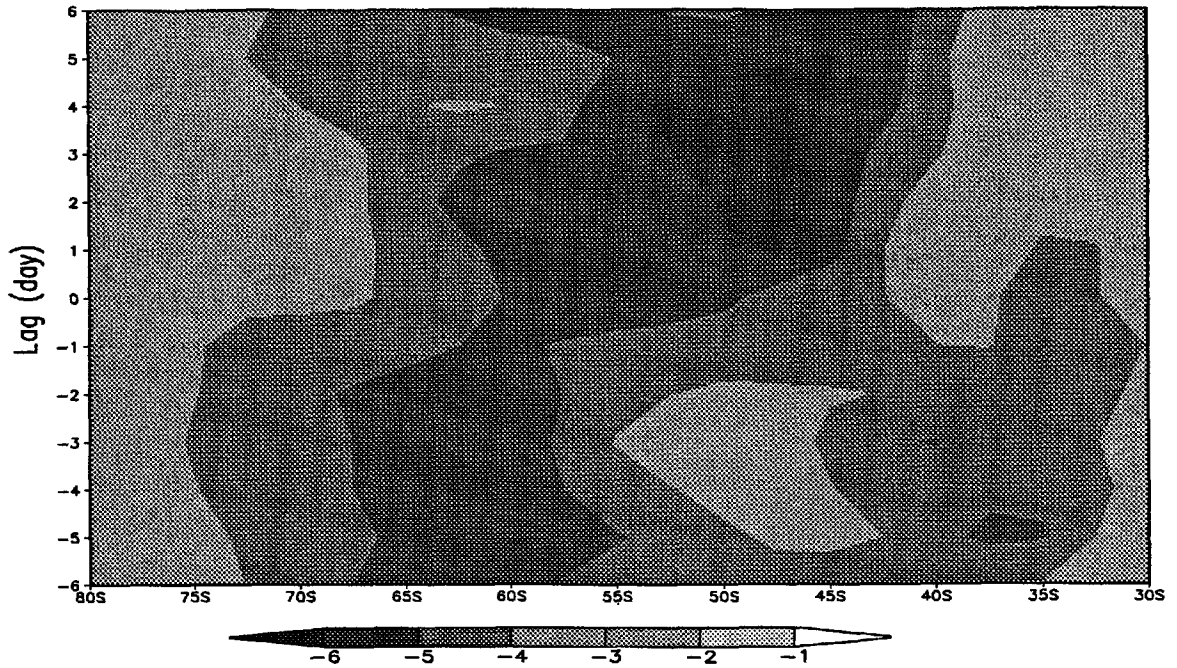


Fig. 4 Development of zonal mean quasi-geostrophic potential vorticities (10^5s^{-1}) during a case of transition event, whose key day is 11 June 1991. Y-axis is lag day from 8 June 1991.

される。こうして発達したトラフBの周りの低気圧性循環は、さらに下流にリッジCを作り出す。これらの結果はブロッキング高気圧Aが下流に新しいロスビー波列を射出していることを表している (c.f., Nakamura et al., 1997)。このロスビー波列の東西波数は3-4である。

6月9日以降、Bは中緯度側に切離され、逆にトラフCは南極上空に貫入していく。このことが帯状平均した q_{300} の分布にどのような変化をもたらすかを調べる (Fig. 4)。この時、緯度ごとの面積の違いを考慮するために、 q_{300} に $\cos \phi$ の重みをかけている。Lag -6日 (6月5日) では60-65°Sに負の極大値がある。極大値はlag -2日 (6月9日) 以降低緯度側に移動し、赤道向き遷移がおきている様子をとらえている。総観図ではトラフBはlag -2日 (6月9日) に切離されて50°S付近にある。以上のように帯状平均図における極大値の動きはトラフBの低緯度側への移動、切離とよく一致する。したがってトラフBが南極上空から低緯度側へと切離されたことは、半球全体の平均で見ても q_{300} の分布を大きく変化させるだけの影響を及ぼしたと考えられる。

トラフBが低緯度へと引き出される原因をつくったのはオーストラリア南で発生したブロッキング高気圧Aであった。Hirasawa et al. (2000) の1997年6月における事例ではブロッキング高気圧はアフリカの南から南極上空に侵入しており、上記の事例解析の結果とは異なる。しかしこの事例において

もブロッキング高気圧の南極上空への貫入が重要であった。

b. コンポジット解析

次にコンポジット解析の結果を示す。図5は300-hPa面における水平風風速のコンポジットとその気候値からの偏差が有意な場所を示している。-6日には、南極を取り囲むように高緯度に正の速度偏差が見られ、極ジェットが気候値よりも高緯度側にあることを示している。オーストラリアの南から中部太平洋にかけての高緯度には、極ジェットが亜熱帯ジェットから離れて存在しており、いわゆるダブルジェット構造が見られる。それら2つのジェットの間には有意な弱風域が存在する。-2日になるとオーストラリア-ニュージーランド域の極ジェット出口部は、インド洋上の極ジェットコア部から120°E付近で切り離される。切り離された出口部は徐々に弱まり、+2日までには速度偏差の正の有意性はなくなる。同時にインド洋の極ジェットコア部は徐々に低緯度へと動き、90°Eで亜熱帯ジェットと結合する。

図6と図7に300-hPa、500-hPaおよび850-hPa面における高度偏差場のコンポジットを示す。各気圧面の高度偏差場の変動は非常に似通っており、赤道向き遷移過程が等価順圧な過程であることを示唆している。そのため以降は300-hPa面における変動のみを記述する。

-6日において、ニュージーランドの南に正の高度

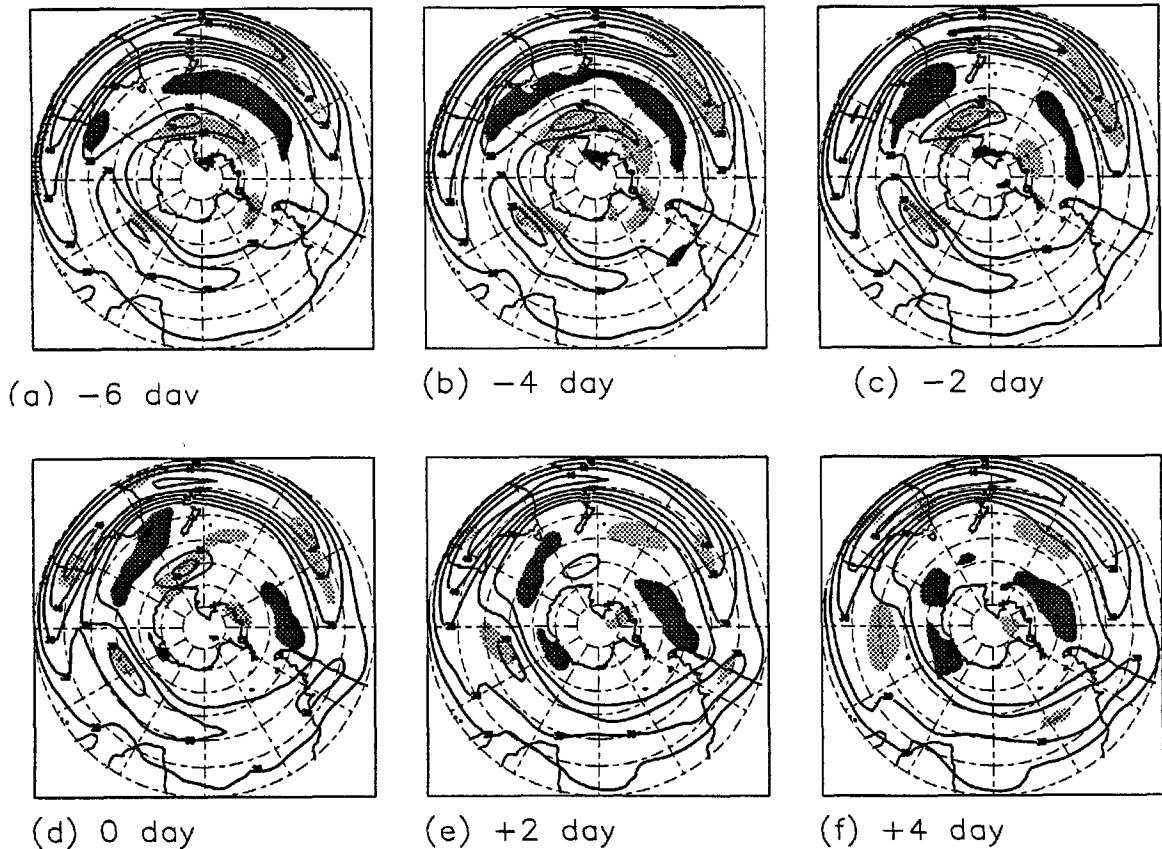


Fig. 5 Contours indicate the averaged time evolution of the 300-hPa horizontal wind velocity during the equatorward transitions. The wind velocity field is averaged over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -6 day to (f) lag +4 day. The contour interval is 5 ms^{-1} , and the contours less than 25 ms^{-1} are omitted. Areas shaded lightly (heavily) indicate where the differences from climatology exceed positive (negative) significant level with the 90% confidence.

偏差が東西に横たわっており、さらにその南の南極上空には負の偏差がある。これは、図 5a で示されるように、この場所で極ジェットの出出口が比較的高緯度にあり、亜熱帯ジェットから分離していることと一致する。-4 日になるとニュージーランドの南の正高度偏差は弱まり、かわりにその上流にあたるオーストラリアの南に強い正高度偏差が現れる。この新たな正高度偏差を強制するプロセスを分析するために、短周期擾乱による高度場強制力偏差を調べる (図 8)。-6 日から-4 日にかけてオーストラリアの南で正強制力偏差が見られ、この場所に現れた正高度偏差は短周期擾乱によって強制されていることがわかる。この位置は前述の事例解析において短周期擾乱からブロッキング高気圧が生まれた場所である。

再び高度偏差に目を戻すと、南極上にあった負の偏差が-2 日から+2 日にかけて 150°W の経度線付近に沿って中緯度側へと動いている。さらに 0 日には、下流の $100^\circ\text{W}, 65^\circ\text{S}$ に正高度偏差が現れる。+2

日以降ではこの新しい正高度偏差の方がオーストラリア南の正高度偏差よりも振幅が大きくなる。オーストラリア南の正高度偏差、中部太平洋の負高度偏差および東太平洋の正高度偏差は東西に並んで東西波数 3-4 の波列を形成する。このときの波活動度の伝搬状況を調べるために、長周期成分の Takaya and Nakamura (1997; 2001) 波活動度フラックス偏差を図 9 に示す。-4 日までは目立った波活動度フラックス偏差は見られない。-2 日になるとオーストラリアの南の正高度偏差からわずかに南東方向に向けたフラックス偏差が見られる。0 日には、オーストラリアの南の正高度偏差から発せられた波活動度フラックス偏差はさらに下流へと伝搬し、 $100^\circ\text{W}, 65^\circ\text{S}$ に現れる正高度偏差の生成、強化に寄与しているように見える。

もう一度高度偏差場の変動に着目すると、中部太平洋の負高度偏差はさらに低緯度側へと移動する。また 0 日に見られる東太平洋の正高度偏差は、その後南極上空へと貫入していく。南極上空全体が 0 日

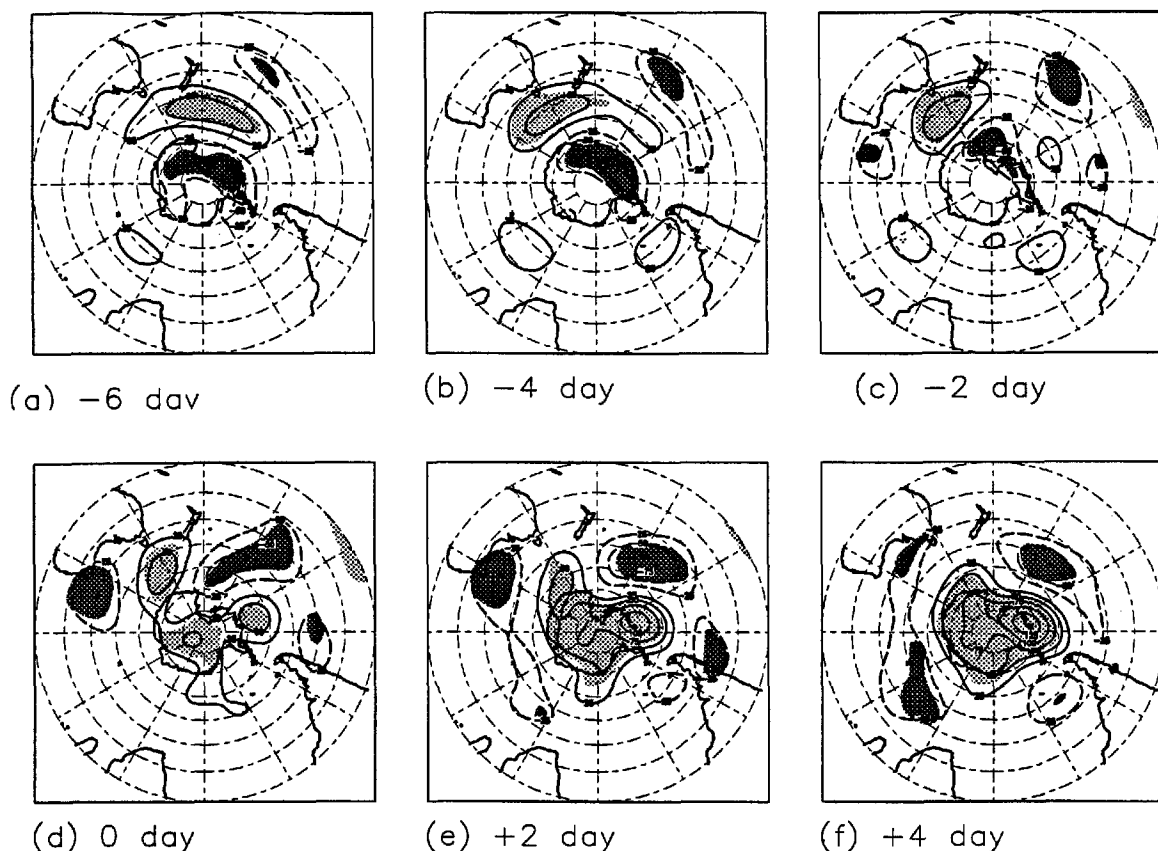


Fig. 6 The averaged time evolution of the 300-hPa geopotential height anomalies during the equatorward transitions. The geopotential height field is averaged over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -6 day to (f) lag +4 day. Solid contours indicate positive anomaly, and dashed contours represent negative one. The contour interval is 25 m, and the zero contour is omitted. Areas of shading indicate significant with the 90% confidence level.

以降は正の高度偏差に覆われていく。南極上空全体が正高度偏差に覆われる原因を調べるために、この時の短周期擾乱による高度場強制力偏差をみると、-2日以降南極上空に正の強制力偏差が現れている。負高度偏差の低緯度側への移動と中高緯度からの正高度偏差の貫入だけではなく、短周期擾乱も南極上空全体が正高度偏差に覆われるために働くことを、この結果は示している。

図9に見られた波活動度フラックスの伝播経路がどのように決まっているかを調べるために、Hoskins and Ambrizzi (1993)の方法に従って計算したPC1 \geq 1の時の導波管を示す(図10)。インド洋上では50°Sの緯度線に沿って導波管がある。西太平洋から下流においては導波管の位置が60°Sの緯度線沿いに移り変わり、南極半島の東まで東西に横たわっている。オーストラリア南の正高度偏差から発せられた波活動度フラックスは、この60°S緯度線上の導波管内を東へと伝搬している。導波管の位置が高緯度よりで南極大陸に非常に近いために、導波管内で振幅が

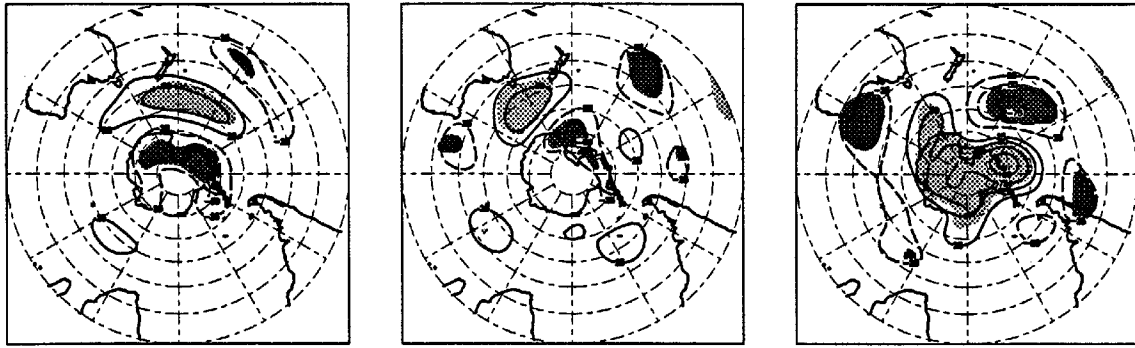
増幅した正高度偏差が上述のように南極上空まで貫入した可能性がある。

c. ブロッキング発生率

前述したように、1991年6月8日を基準日とする事例では、オーストラリア南で発生したブロッキング高気圧とその下流に形成された東西波数3-4のロスビー波が遷移過程の上で決定的役割を果たした。コンポジット解析の結果はこの事例解析の結果とよく一致していた。ここでは赤道向き遷移過程の全アンサンブル中において、1991年6月8日の事例と同様にオーストラリア南でブロッキング高気圧が発生している確率を調べる。

まず比較のために気候値でのブロッキングの発生率を図11に示す。太平洋の中高緯度で発生率が高く0.075から0.1の割合でブロッキング高気圧が発生している。南西太平洋と南東太平洋でブロッキング高気圧が頻発することはよく知られているが(e.g., Sinclair, 1996)、図11ではその2つの発生頻度の極

(a) -6 day, 500 hPa (b) -2 day, 500 hPa (c) +2 day, 500 hPa



(d) -6 day, 850 hPa (e) -2 day, 850 hPa (f) +2 day, 850 hPa

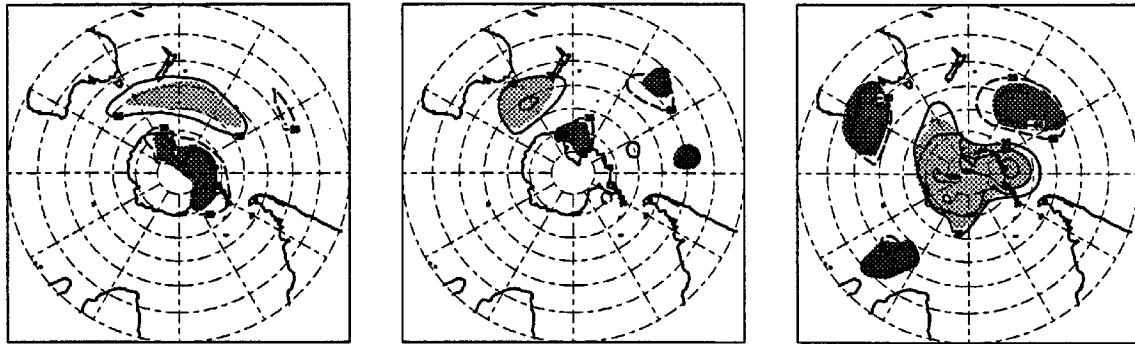


Fig. 7 Same as fig. 6 except for at 500-hPa surface from (a) -6 day to (c) +2 day and at 850-hPa surface from (d) -6 day to (f) +2 day.

大域は区別できない。南極半島の東にも発生率0.05の極大域が見られるが、この存在は Trenberth and Mo (1985) も 1972 年から 1980 年のデータを用いた解析で示している。

次に赤道向き遷移過程におけるブロッキング高気圧の発生率を調べる (図 12)。-3 日におけるブロッキング高気圧の発生率分布で特徴的なのは、オーストラリアの南で 0.2 と大きな極大域が観測されることである。気候値では半球中で最大の発生率が 0.1 程度であることから、この値はかなり大きいといえる。ブロッキング高気圧発生基準を 50m 以上の正高度偏差が 3 日間以上持続することと緩めたとき、発生率の空間分布パターンはあまり変化しないが、オーストラリアの南での値は 0.4 まで上昇する。コンポジット解析で見られたオーストラリア南の有意な正偏差は、この場所で頻発するブロッキング高気圧を反映していると考えられる。Hirasawa et al. (2000) の 1997 年 6 月における事例ではブロッキング高気圧はアフリカの南で発生した。アフリカの南では気候値からの有意な増加は見られないが、発生率 0.1 の極大域がある。しかしこの値はオーストラリアの南における発生率 0.2 の半分であり、赤道向

き遷移過程の前半期間においては、オーストラリアの南でより多くのブロッキング高気圧が発生している。太平洋の中緯度では有意な偏差は見られないが、高緯度では顕著な発生率の減少が見られる。一方、南極半島の東では気候値の場合と同様に、遷移の際も発生率 0.2 とたびたびブロッキング高気圧が観測される。+3 日になるとオーストラリア南の極大域は姿を消すが、代わりに南極半島の西に沿うように発生率が最大で 0.3 という非常に大きい極大域が現れる。この結果は、オーストラリア南のブロッキング高気圧から下流へ波活動度フラックスが発せられ、そのために東太平洋上に正高度偏差が形成され、それが南極上空に貫入したことによると考えられる。

4. 結論

冬季南半球対流圏で環状モード (SAM) は卓越した季節内変動である。SAM は中高緯度にある極ジェットの南北への変動を表す。この研究では SAM の赤道向き遷移過程を 1979 年から 1999 年の 21 年間にわたる NCEP/NCAR 再解析データを用いて調べた。

赤道向き遷移は以下のようなプロセスで展開する

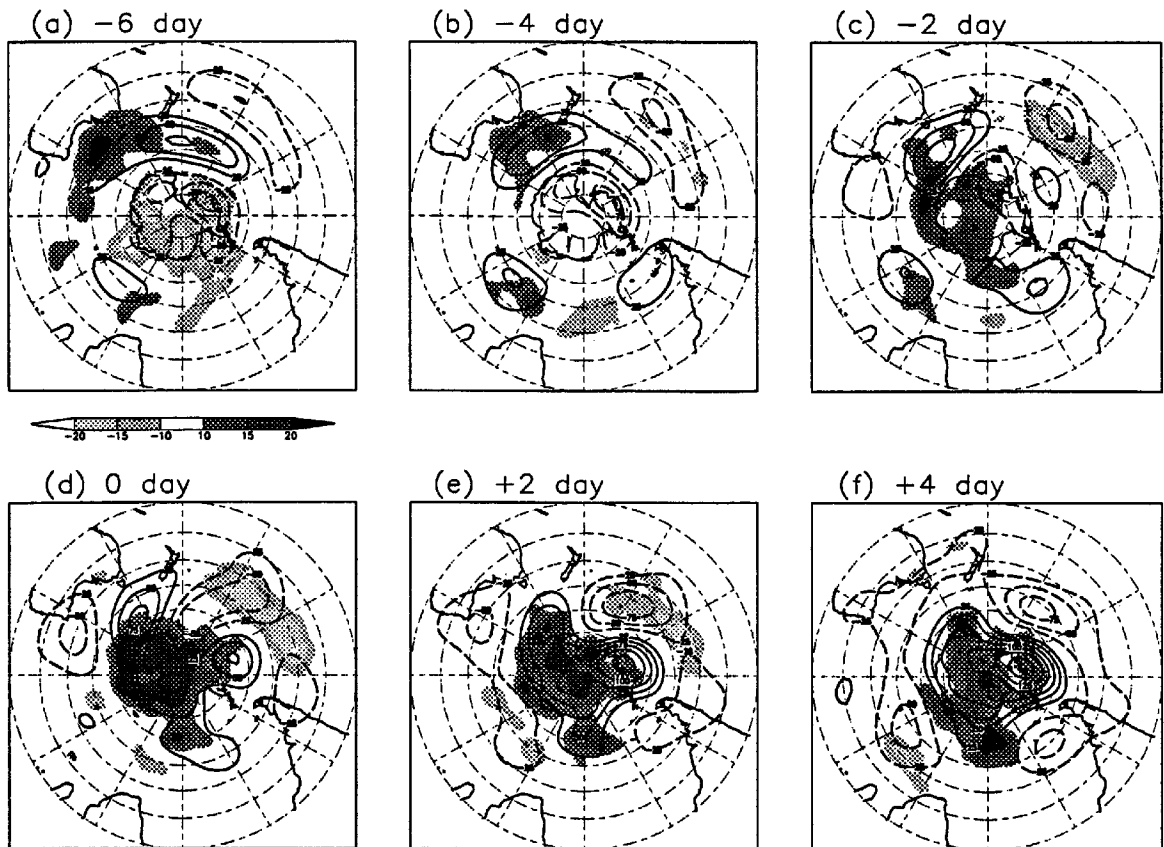


Fig. 8 The time evolution of 300 hPa geopotential height tendency anomalies (mday^{-1}) induced by high-frequency transients during the equatorward transition. The tendencies are evaluated over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -6 day to (f) lag +4 day during the poleward transition events. Light (heavy) shading represents positive (negative) tendency anomalies. The contours of geopotential height anomalies (same as Fig. 6) are superimposed as reference.

ことがわかった。遷移以前において極ジェットは高緯度よりに位置し、南極上空は負の高度偏差によって覆われている。遷移過程では、まずオーストラリアの南において正高度偏差が発達する。この正高度偏差は、その地点で気候値よりも明らかに頻繁に発生するブロッキング高気圧に関係し、短周期擾乱によって強化維持される。オーストラリア南の正高度偏差からは導波管に沿って準定常ロスビー波が東向きに射出される。そのロスビー波列が形成される際に、南極上空に存在した絶対値の大きい渦位が中部南太平洋上で低緯度側へと引き出さる。さらに下流にあたる南極半島の西では、低緯度にあった絶対値の小さい渦位が中高緯度へと移流され、振幅の大きなリッジが形成される。こうして形成されたロスビー波が砕波するに伴い、南極半島西のリッジは南極大陸上空まで入り込み、中部南太平洋のトラフは低緯度側へと切離される。それによって南極上空において渦位の絶対値は低下し、正の高度偏差がその上を覆うようになり、極ジェットは低緯度側に移る。こ

の時、短周期擾乱は南極上空で正の高度偏差を強制するように働く。

ブロッキング高気圧が極近くまで侵入し、それによってSAMが赤道向きに遷移させられる可能性は、Hirasawa et al. (2000)の事例解析から示されていた。我々は長期間の観測データを分析することで、ブロッキング高気圧が赤道向き遷移に及ぼす影響が非常に重要なものであることを統計的に示した。彼らが解析した事例においてブロッキング高気圧はアフリカ付近で発生していたが、我々の解析の結果、オーストラリアの南で発生する確率のほうが高いことがわかった。

極ジェットが極端に低緯度または高緯度に位置するとき(極値フェーズ)、短周期擾乱との相互作用によりその極端な位置が維持されると考えられている(e.g., Hartmann and Lo, 1998)。そのため極値フェーズは長期間にわたって持続しようとする性質があり、季節内での天候の変動とその予測に重大な影響を与える。しかし一方で、極値フェーズが破ら

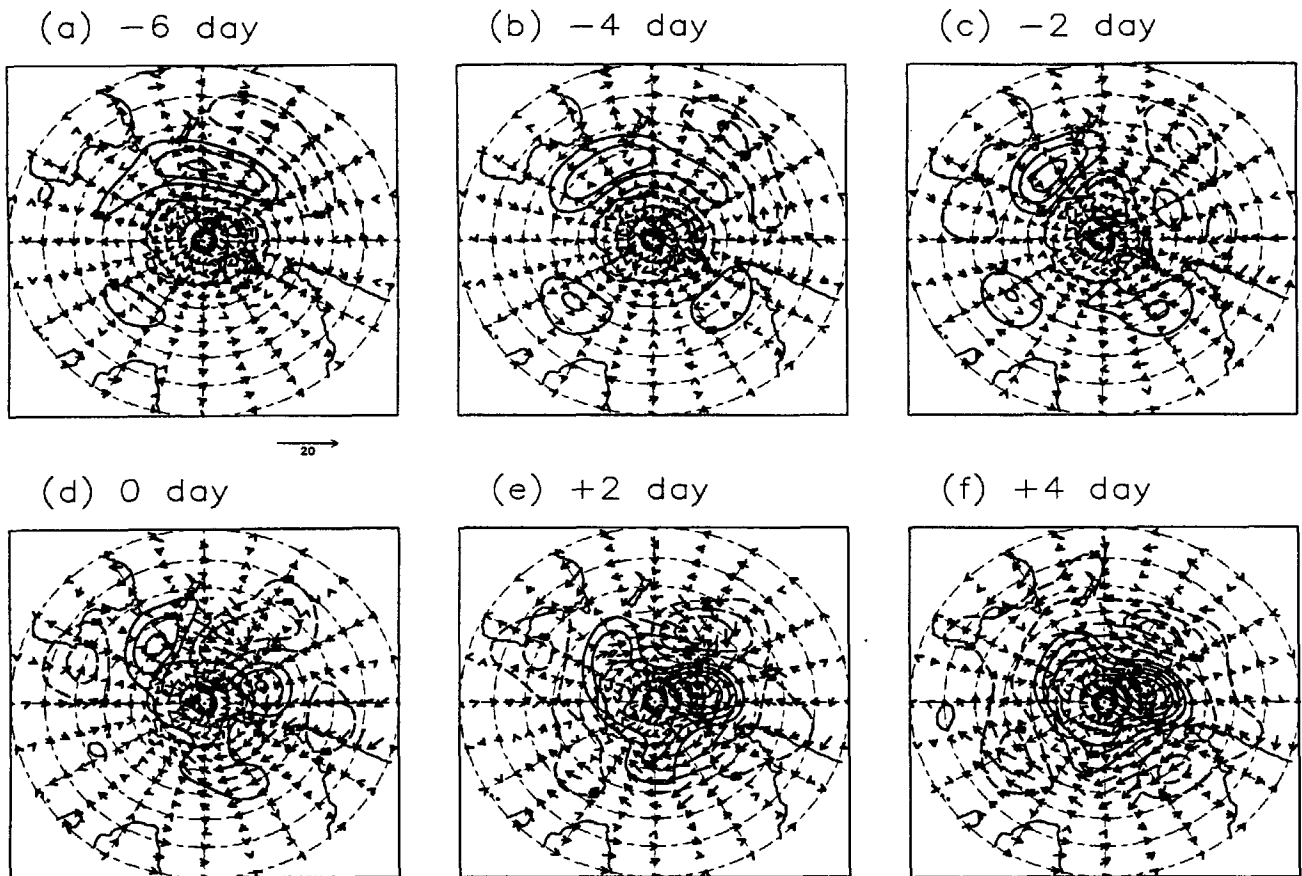


Fig. 9 Vectors display the time evolution of Takaya and Nakamura (1997, 2001) wave activity flux anomalies (m^2s^{-2} ; scaled as at the bottom of second figure) associated with low-frequency transients during the poleward transition events. We assume that the wave phase speed is 0 ms^{-1} and the basic state is the climatological ambient flow. The flux are evaluated over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -6 day to (f) lag +4 day. Contours show the 300-hPa geopotential height anomalies that are the same as that shown in Fig. 6.

れ遷移が引き起こされる際の力学に関しては十分な知識がなかった。我々は、ブロッキング高気圧や準定常ロスビー波という長周期成分がどのような力学プロセスで遷移過程に関わるかを示してみせた。またそれら長周期成分が働く場所に空間的な偏りがあることも示した。したがって、以上の結果は、現実大気におけるSAMの力学を理解し、その変動を予測するために重要な貢献をしてくれる。

謝辞

この研究は京都大学防災研究所岩嶋樹也教授のサポートを受けました。数値計算のために地球流体電腦ライブラリ (<http://dennou.gaia.h.kyoto-u.ac.jp/arch/dcl/index.html>) および Numerical Recipes (<http://www.nr.com/>) を使用しました。

参考文献

- Hartmann, D. L. (1995) : A PV view of zonal flow vacillation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 2561–2576.
- Hartmann, D. L. and F. Lo (1998) : Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 1303–1315.
- Hirasawa, N. (1999) : Summary of the atmospheric observation with meteorological sonde and of radiation and cloud at Dome Fuji station in Antarctica and preliminary results, *Tenki*, Vol. 46, pp. 97–102 (in Japanese).
- Hirasawa, N. and H. Nakamura and T. Yamanouchi (2000) : Abrupt changes in meteorological conditions observed at an inland Antarctic station in association with wintertime blocking, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, pp. 1911–1914.
- Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi (1993) : Rossby

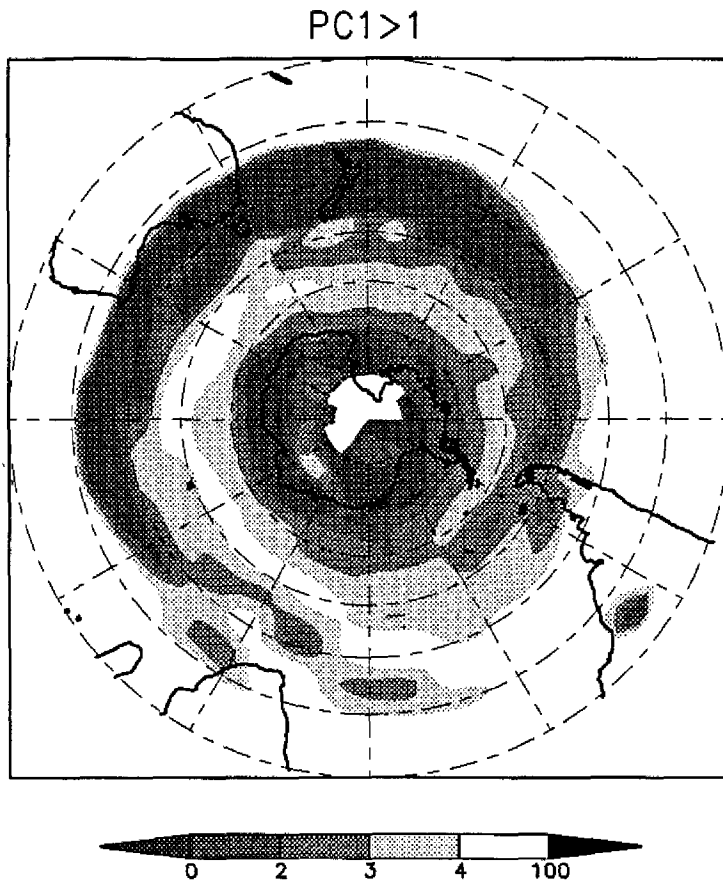


Fig. 10 Total stationary wave number for the case when $PC1 \geq 1$.

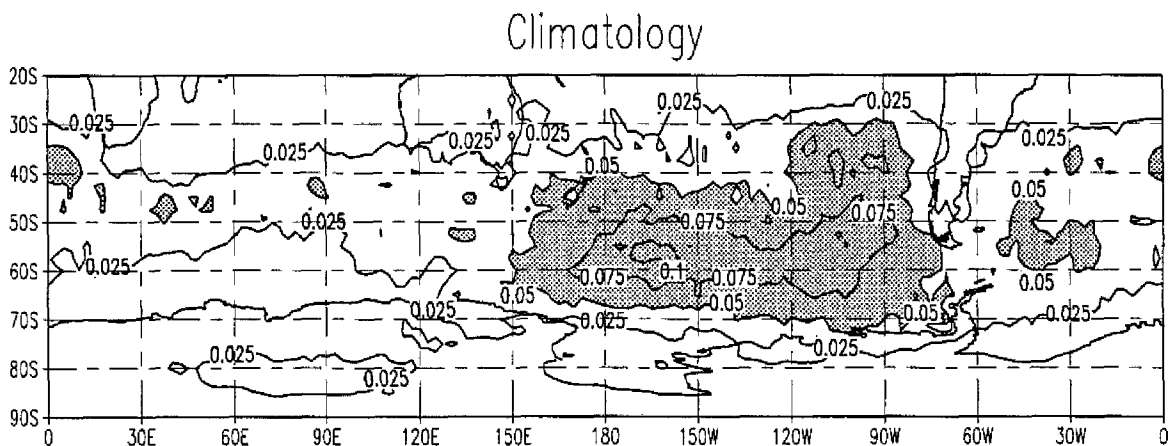


Fig. 11 Incidence of blocking anticyclone for the wintertime climatology. Contour interval is 0.05. The areas with values greater than 0.05 are shaded.

wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, pp. 1661–1671.

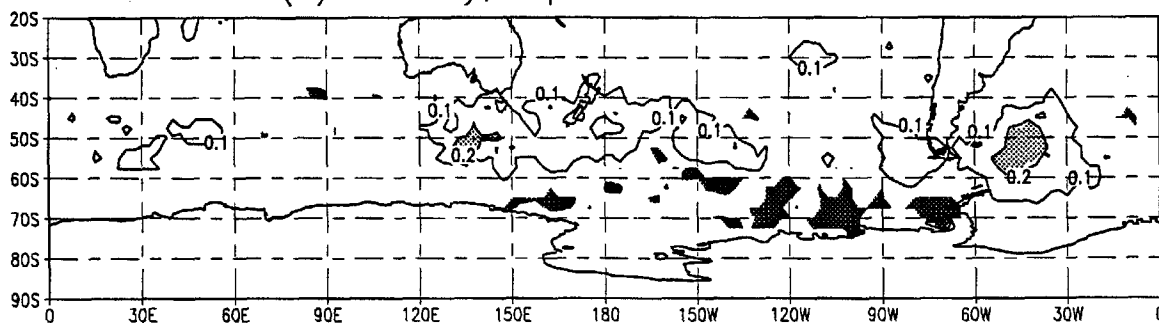
Itoh, H. and M. Kimoto and H. Aoki (1999) : Alternation between the single and double jet structures in the Southern Hemisphere tro-

posphere.1. Chaotic wandering, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 77, pp. 399–412.

Kalnay, E. and Coauthors (1996) : The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 437–471.

Karoly, D. J. (1990) : The role of transient ed-

(a) -3 day, Equatorward transition



(b) +3 day, Equatorward transition

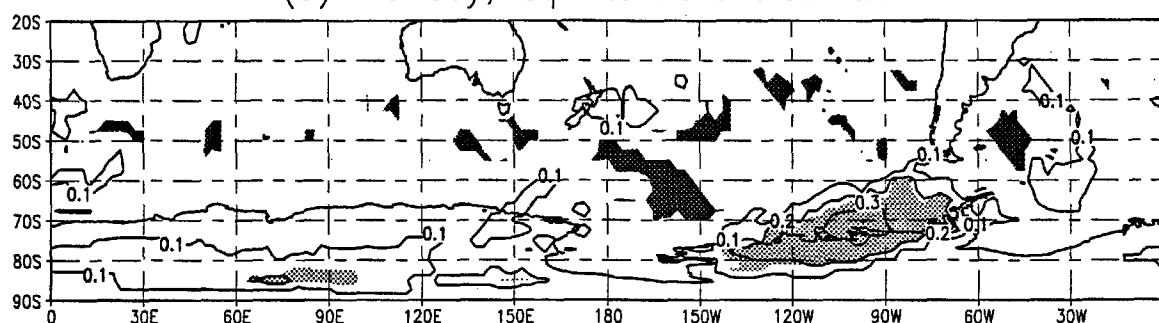


Fig. 12 Incidence of blocking anticyclone for (a) -3 day and (b) +3 day of the equatorward transition events. Contour interval is 0.1. Areas shaded lightly (heavily) indicate where the differences from climatology exceed positive (negative) significant level with the 85% confidence.

- dies in low-frequency variations in the Southern Hemisphere circulation, *Tellus*, Vol. 42A, pp. 41-50.
- Kidson, J. W. (1988a) : Indices of Southern Hemisphere zonal wind, *J. Climate*, Vol.1, pp. 183-194.
- Kidson, J. W. (1988b) : Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation, *J. Climate*, Vol. 1, pp. 1177-1198.
- Kidson, J. W. and M. R. Sinclair (1995) : The influence of persistent anomalies on Southern Hemisphere storm tracks, *J. Climate*, Vol. 8, pp. 1938-1950.
- Limpasuvan, V. and D. L. Hartmann (1999) : Eddies and the annular modes of climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, pp. 3133-3136.
- Limpasuvan, V. and D. L. Hartmann (2001) : Wave-maintained annular modes of climate variability, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 4414-4429.
- Lorenz, V. and D. L. Hartmann (2001) : Eddy-zonal feedback in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 58, pp. 3312-3327.
- Nakamura, H. (1992) : Midwinter Suppression of Baroclinic wave activity in the Pacific, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, pp. 1629-1642.
- Nakamura, H. and M. Nakamura and J. L. Anderson (1997) : The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 2074-2093.
- Nigam, S. (1990) : On the structure of variability of the observed tropospheric and stratospheric zonal-mean zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 47, pp. 1799-1813.
- North, G. , T. Bell, R. Cahalan, and F. Moeng (1982) : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 699-706.
- Rogers, J. C. and H. van Loon (1982) : Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 1375-1392.
- Shiogama, H. and T. Terao and H. Kida (2002b)

- : Transition Process of the Southern Annular Mode. Part 1: Poleward transition, グロースベッター, in press (in Japanese).
- Shiotani, M. (1990) : Low-frequency variations of the zonal mean state of the Southern Hemisphere troposphere, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 68, pp. 461–470.
- Trenberth, K. E. (1986) : An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics, J. Atmos. Sci., Vol. 43, pp. 2070–2087.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace (2000) : Annular modes in the extratropical circulation. Part1 : Month-to-month variability, J. Climate, Vol. 13, pp. 1000–1016.
- Yoden, S. , M. Shiotani, and I. Hirota (1987) : Multiple planetary flow regimes in Southern Hemisphere, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 65, pp. 571–585.

Transition Process of the Southern Annular mode. part 2: Equatorward Transition Events

SHIOGAMA Hideo*, TERA0 Toru** and KIDA Hideji*

*Graduate School of Science, Kyoto University

**Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University

Synopsis

Equatorward transition processes of the Southern Annular Mode are examined. Positive height anomalies appear south of Australia at the first half period of the transition events. They are associated with large incidence of blocking anticyclone at there for then. They emit new quasi-stationary Rossby wave trains, whose wavelength are about 7000 km, eastward across the Pacific Ocean. Absolute values of potential vorticity above Antarctica are decrease and the equatorward transition processes are carried out as these Rossby wave trains growth and break.

Keywords : *annular mode; zonal flow vacillation; transition; Southern Hemisphere; blocking*