

## 成層圏突然昇温現象の予測可能性 —1998/99 年冬季の事例解析—

向川 均・佐海 弘和\*・廣岡 俊彦\*\*

\* 北海道大学大学院地球環境科学研究科

\*\* 九州大学大学院理学研究院

### 要 旨

1998 年 12 月に発生した東西波数 1 型の成層圏突然昇温現象の予測可能性を、気象庁一ヶ月予報結果を用いて解析した。その結果、成層圏極域における昇温現象は一ヶ月前から予測可能であることが示された。また、昇温現象を引き起す波数 1 の増幅を再現するには、上部対流圏における帯状平均風と総観規模擾乱との相互作用をうまく予測が重要であることが示された。さらに、成層圏突然昇温現象の直後に発生した、対流圏ブロッキング現象の予測可能性について、成層圏と対流圏との力学的結合の視点から吟味する。

キーワード：成層圏突然昇温現象，予測可能性，ブロッキング現象，惑星波

### 1. はじめに

冬の成層圏循環における最も顕著な現象である突然昇温現象は、Matsuno(1971)により、対流圏から鉛直伝播する大振幅のプラネタリー波と成層圏における帯状平均風との相互作用という枠組みで力学的に理解しうることを示されている。しかしながら、突然昇温現象の発生時にしばしば観測される、対流圏におけるプラネタリー波の増幅メカニズムを矛盾なく説明する理論は依然として存在しない。また、現業の数値予報モデルを用いて、実際に発生した昇温現象を、どれくらい前から予測しうるのかという予測可能性や、成層圏突然昇温の前駆現象に言及した研究も少ない(例えば、Mechoso *et al.*, 1985)。

一方、中長期予報の精度向上の観点からは、成層圏循環の変動が対流圏循環に及ぼす影響とその予測可能性を明らかにする必要がある。例えば、Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) は、統計的解析によって、極渦の弱い状態と強い状態にそれぞれ対応する北極振動(以下 AO)の正負のシグナルが、成層圏

上層から徐々に成層圏中を下方伝播して対流圏にまで達することを指摘しているが、この AO シグナルが下方伝播する力学的メカニズムや、下方伝播の予測可能性は明らかにはされていない。他方、対流圏ブロッキング現象と成層圏突然昇温現象との関連性については、Labitzke (1965) や、Quiroz (1985) らの研究による指摘はあるが、両者の力学的関連も明らかではない。

そこで本研究では、1998 年 12 月中旬に発生した波数 1 型の成層圏突然昇温現象の予測可能性や、その発生メカニズム、及び対流圏循環との関連を調べるため、気象庁一ヶ月予報モデルによる予測結果を用いて事例解析を行った。

### 2. データ

1998 年 11 月、12 月の期間について、気象庁一ヶ月予報結果を用いた。この一ヶ月予報は、水平解像度が T63(1.875° 格子)で、鉛直層数 30 (モデル上端は 1hPa) の気象庁数値予報モデルを用いて実施

されたものである。また、予報は、週2回(水曜と木曜)、それぞれ、最も確らしい初期値から時間積分を行うコントロールランと、複数(4メンバー)の微小な摂動をこの初期値に加えて時間積分を行う摂動ランからなるアンサンブル予報の手法を実際には用いているが、本研究で用いたのは、毎週木曜日を初期日とする週一回のコントロールラン(全8予報)のみである。予報結果は、12時間毎に、1000hPaから10hPaまでの17等圧面上での緯度経度2.5度格子点データとして提供された。

一方、同期間の実況データとして、6時間毎の、1000hPaから10hPaまでの17等圧面上での緯度経度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データを用いた。

### 3. 結果

#### 3.1 1998年11月、12月の大気循環の特徴

まず、1998年11月、12月の大気循環の特徴を簡潔に記述する。Fig.1からわかるように、1998年12月12日頃から一週間程度で40Kも成層圏極域の温度が上昇し、それに伴い、成層圏高緯度域で東風となり、典型的な突然昇温(major warming)が発生した。この昇温が極大となるのは、12月17日頃である。

Fig.2aで示した、旬平均10hPa等圧面高度場の分布から、この突然昇温現象は東西波数1のプラネタリー波の増幅によって生じたことがわかる。また、この増幅期の前にあたる11月下旬の対流圏循環を見ると、ヨーロッパ付近で、ブロッキング高気圧が発生していることがわかる(Fig.2b左上)。このブロッキング高気圧と突然昇温現象との関連については後で議論する。一方、突然昇温現象が終了した12月末にも、対流圏では、アラスカ付近に顕著なブロッキング現象に伴う高気圧性循環が発生している(Fig.2b右下)。Fig.2より、この高気圧性循環は10hPa等圧面高度場でも明瞭に存在しており、成層圏中部にまで達する非常に背の高い順圧構造を持っていることがわかる。この特徴は、11月下旬に発生したブロッキング高気圧(Fig.2a左上)のように、通常はそれに伴う高気圧性循環が対流圏内のみに留まるのとは対照的であり、ブロッキング現象の形成メカニズムの観点からも大変興味深い。

#### 3.2 一ヶ月予報の誤差解析

Fig.3に1998年11月、12月に実施された一ヶ月予報モデル結果(全8例)の予報誤差の成長の様子を

示した。予報誤差の指標として、次の式で定義される、等圧面高度場における平均自乗根誤差(RMSE: Root Mean Square Error)を採用した:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Z_f^i - Z_a^i)^2}{N}} \quad (1)$$

ここで、 $Z_f^i$ と $Z_a^i$ は、それぞれ、ある格子点( $i$ )における、予測された高度場と、観測された高度場の値である。また、 $N$ は格子点数で、Fig.3では、北緯20度以北の領域に対して面積の重みも加味して平均をとった。

まず、500hPaでの誤差成長を見ると(Fig.3a)、予報誤差の大きさは、平均して10日程度で飽和し、それよりも長期の予測に対しては誤差は成長しないことがわかる。このことは、対流圏の大気運動の予測可能な期間が10日程度であることと対応している(余田他,1992)。一方、Fig.3bに10hPa等圧面高度場の予報誤差の時間的成長を示した。まず、予報誤差の大きさは、Fig.3aに比べ数倍大きいことがわかる。これは、高度とともに大気密度が小さくなるため、高度場の変動が成層圏では大きいためである。また、成層圏では、予報誤差は線形的にゆっくりと成長し、30日予報でも飽和する様子は見られない。したがって、成層圏における大気運動の予測可能な期間は、対流圏と比べて長く、20日から30日以上にまで達することが示唆される。これは、Fig.2でわかるように、成層圏では空間スケールの大きなプラネタリー波が卓越しているため、運動の時間スケールも大きくなるためと考えられる。また、成層圏突然昇温現象の発生と関連して、予報誤差が大きく増減することも見て取れる。

次に、成層圏極域での昇温現象の予測可能性を議論するため、10hPaの北緯80度での帯状平均温度の解析値と予測値をFig.4に示した。極域での突然昇温現象の発生に関しては、11月19日(以下、Run 3)以降を初期値とする予測結果では正しく予測されており、現在の最新の数値予報モデルでは、ほぼ一ヶ月前から成層圏突然昇温現象を予測できる可能性があることがわかる。また、10hPa等圧面高度場分布(図省略)から、Run 3以降の予測値では、成層圏における波数1の増幅現象も正しく予測していることが示される。このことは、極域での昇温を正しく予測できたことと対応している。しかし、各予測での成層圏における波数1のプラネタリー波の位相は、解析値のそれとは異なっていた。このことが、Fig.3bで示された、等圧面高度場予報誤差の急激な増加を産み出しているのである。

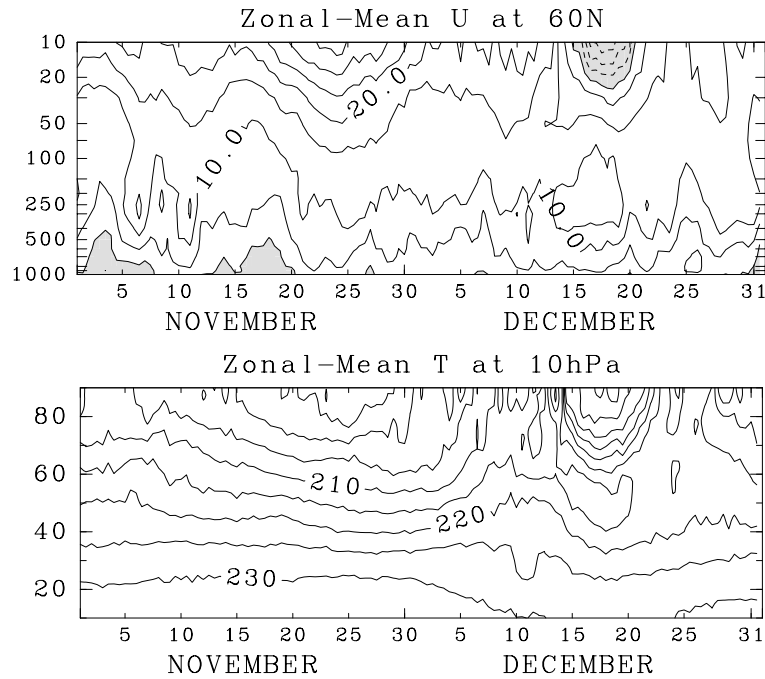


Fig. 1 Time-height cross section of zonal-mean zonal wind (m/s) at 60°N from 1 November to 31 December 1998 (Top). Negative values are shaded. (Bottom) Time-longitude cross section of zonal-mean temperature (K) at 10hPa.

### 3.3 成層圏突然昇温現象の発生とブロッキング現象

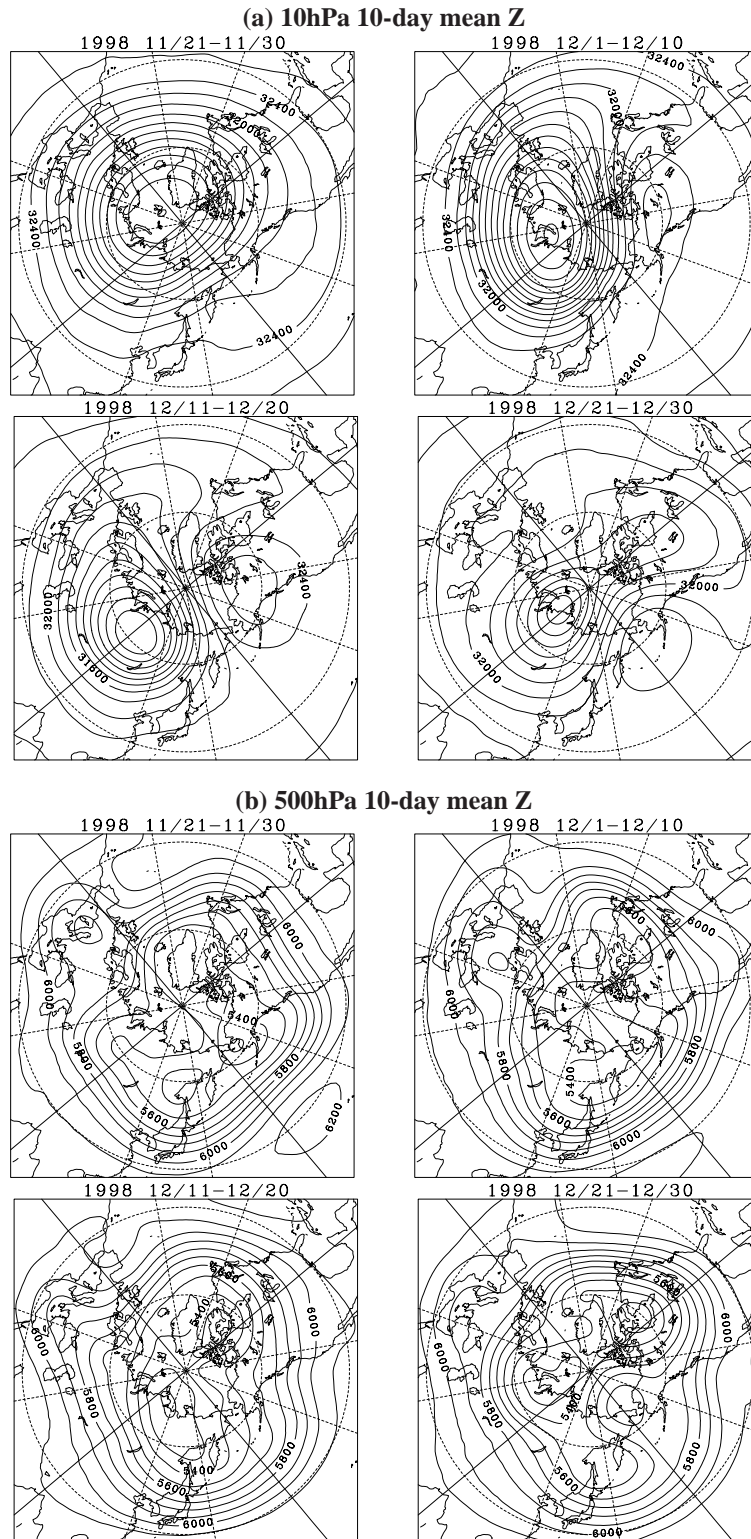
前節でみたように、11月12日を初期値とする Run 2 は、突然昇温の予測を失敗し、11月19日を初期値とする Run 3 以降の予測では、突然昇温の予測に成功している、このような突然昇温現象の予測の成否を分けた原因がどこにあるのかを検討するため、以下では、Run 2 と Run 3 における波数1のプラネタリー波の振る舞いについて詳細に解析する。

まず、Fig.5 に 1998 年 11 月、12 月における波数1のプラネタリー波の、北緯60度での振幅の高度-時間変動を示す。解析値では、11月下旬以降に、まず対流圏中上層付近で振幅が大きくなり、12月初旬に成層圏でも振幅が大きくなった後、12月17日付近で突然昇温が発生している。これは、対流圏で励起された大振幅のプラネタリー波が成層圏に伝播し、突然昇温を引き起こすという、Matsuno (1971) による突然昇温発生の基本メカニズムを裏付けるものである。一方、突然昇温の予測に失敗した Run 2 では、11月下旬に対流圏中でのプラネタリー波はわずかに増幅するが、それは持続せず、12月初旬には減衰してしまう。それに対し、突然昇温の予測に成功した Run 3 では、対流圏での増幅と、成層圏への伝播をほぼ正確に予測している。このため、成層圏突然昇温の予測に成功したと考えられる。この

ように、突然昇温の予測に成功した予報と失敗した予報の違いは、11月下旬から12月上旬における波数1のプラネタリー波の振舞の違いにより生じていたと考えられる。

次に、この時期での対流圏における波数1のプラネタリー波の振舞を詳しく見るため、Fig.6 に、波数1に伴う EP-flux の鉛直成分の時間変動を示す。この図から、解析値や Run 3 では、11月25日から12月初めにかけて、EP-flux の鉛直成分が対流圏中下層で増大するが、Run 2 では、この増大が顕著でないことが示される。また、解析値では、12月初旬にこの値が小さくなった後に、再び上向き伝播が強くなるが、Run 2 では、12月初旬以降、上向き伝播はほぼ無くなってしまう。

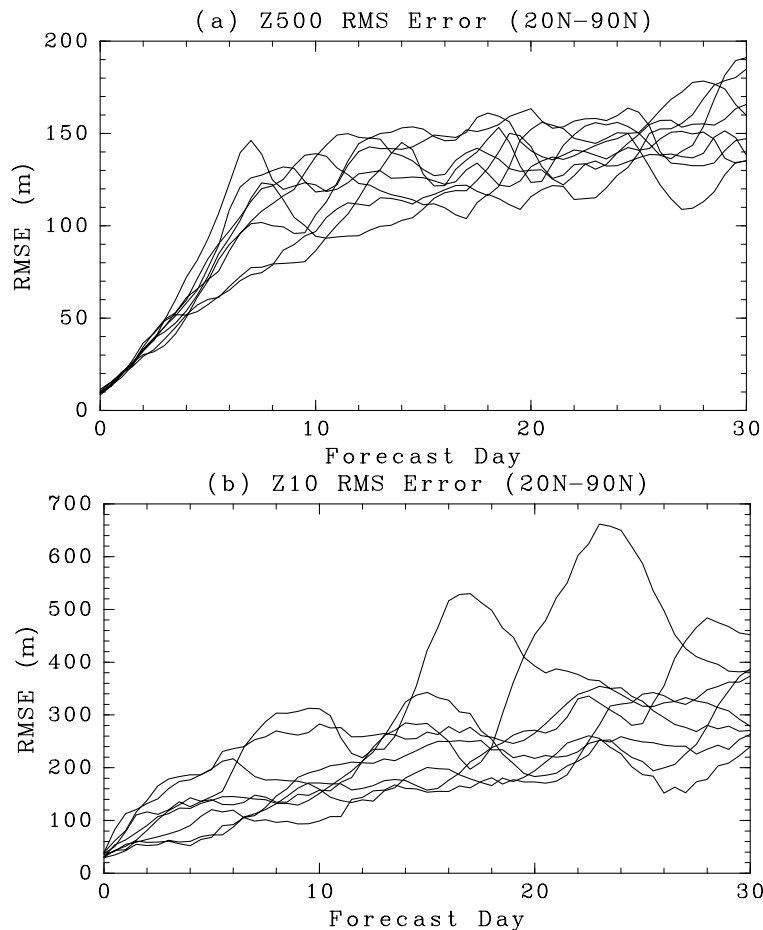
11月下旬から12月初めに生じた、波数1成分の鉛直上向き成分の増大と、ヨーロッパ上空で発生したブロッキング現象との関連を、Plumb (1985) の定在波に対する3次元波活動度フラックスを用いて調べた。波活動度フラックスは、5日平均した波数1から3のプラネタリー波の成分について計算した。Fig.7 は、これらのプラネタリー波成分のみで構成された5日平均の250hPa高度場である。図で左列に記した解析値では、この時期にヨーロッパ域で発生したブロッキング高気圧により、12月初旬には、



**Fig. 2** (a) 10-day mean geopotential height field for 21–30 November 1998 (top left), 1–10 December 1998 (top right), 11–20 December 1998 (bottom left), and 21–30 December 1998 (bottom right). Contour interval is 200m. (b) As in (a) except for 500hPa. Contour interval is 100m.

大西洋からヨーロッパ上空における偏西風の南北への分流が明瞭になる。また、波数1成分の増幅は、形態的には、この分流に伴う偏西風ジェットの外側

へのシフトに対応している。この様子は、昇温の予測に成功した Run 3 においても同様に見られる(図省略)。一方、昇温の予測に失敗した Run 2 では、



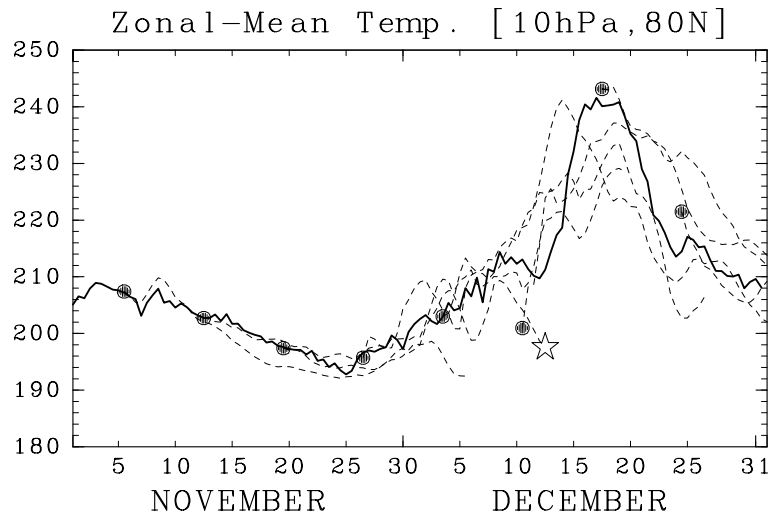
**Fig. 3** Error growth against the forecast period of 8 JMA one-month forecasts initialized during November and December 1998. The error growth is evaluated by RMSE of geopotential height averaged over the region north of 20°N. (a) 500hPa, (b) 10hPa.

ブロッキング現象の発生は顕著ではなく、極渦の中心の北極からずれもほとんどない。

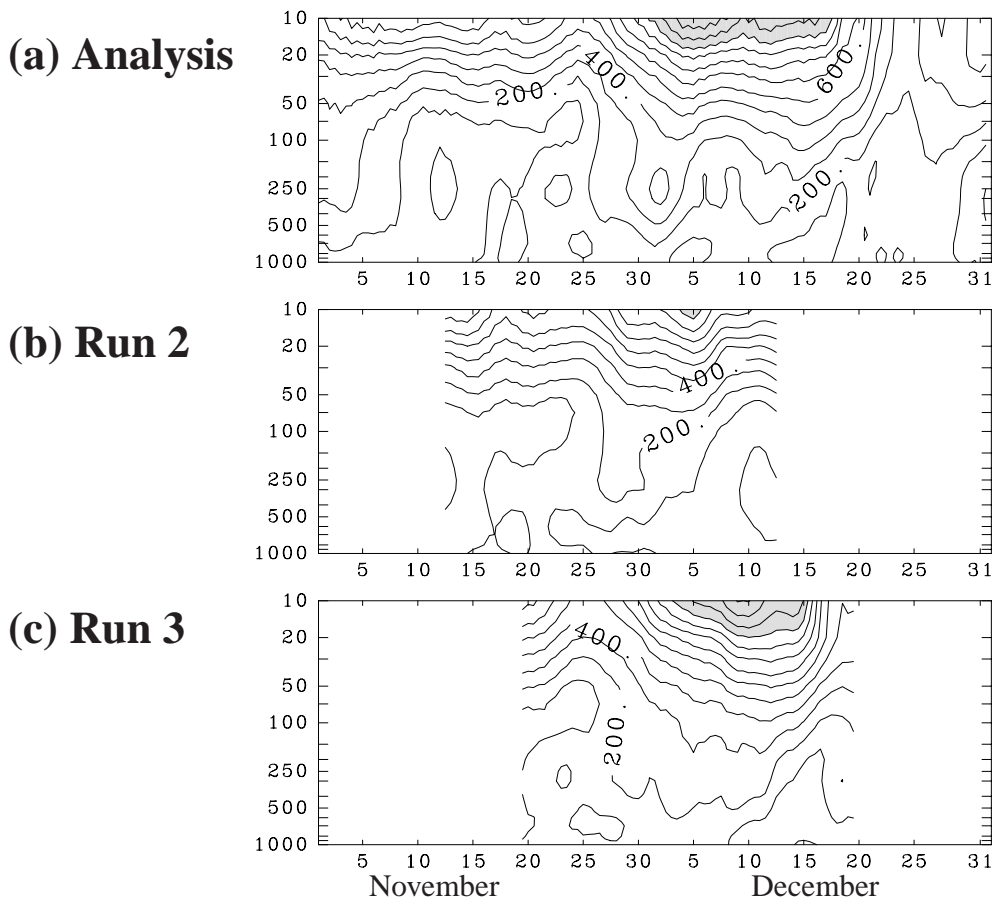
次に Fig.8 に、北緯 60 度における各半旬における高度場偏差の定在波成分と、波活動度フラックスの東西・鉛直成分の東西分布を示した。解析値の時間変化を見ると、ヨーロッパ付近に形成されるブロッキング高気圧は、12 月 20 日から 25 日には対流圏内で順圧的な構造を持ち、波数 1 成分は 100hPa 付近で節構造を持つ。このため、ブロッキング高気圧の下流域でのわずかな上向き伝播を除けば、波活動度の成層圏への明瞭な鉛直伝播は見い出せない。その後、ブロッキング高気圧の下流域に存在する対流圏上層の低圧部が発達するとともに、波数 1 成分は、成層圏から対流圏中部にまでつながる、鉛直西方に傾いた構造を持ち始める。これに伴い、波活動度フラックスが、対流圏上層の極東域に存在する低圧

部と、ブロッキング高気圧の上流域に存在する気圧の峰付近から成層圏へ上向きに伝播する様子が明瞭となる。しかし、成層圏突然昇温の予測に失敗した Run 2 では、極東域に存在する低圧部の発達が顕著ではなく、そこからの上向き伝播も解析値に比べ小さい。また、ブロッキング高気圧の上流域での上向き伝播も無視しうるほど小さい。

さらに、250hPa 等圧面における波活動度フラックスの水平成分の分布 (Fig.9) から、解析値と Run 2 で次のような違いを見て取ることができる。まず、解析値では、ヨーロッパ付近に存在するブロッキング高気圧から下流側への明瞭な波活動度の伝播によって、極東域の低圧部が発達していく様子がみられるが、Run 2 では、この下流側への伝播は明瞭ではない。一方、解析値では、極東域の低圧部から主として赤道側へ波活動度は伝播するが、Run 2 では

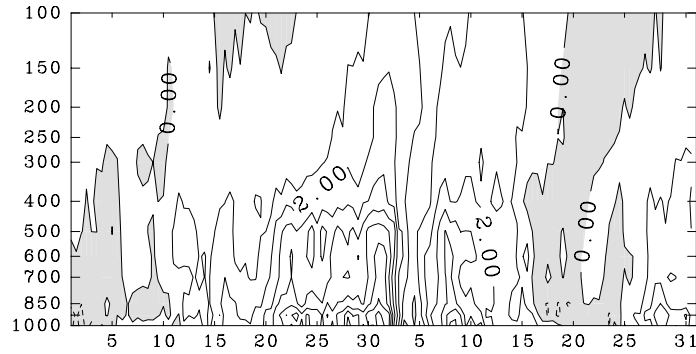


**Fig. 4** Time variation of zonal-mean temperature at 80°N, 10hPa. The observed value is denoted by the thick solid line while predicted values by JMA one-month forecasts are shown by broken lines. Circles denote the initial date of each forecast. Open star is the last day of the forecast (Run 2) initialized on 12 November.

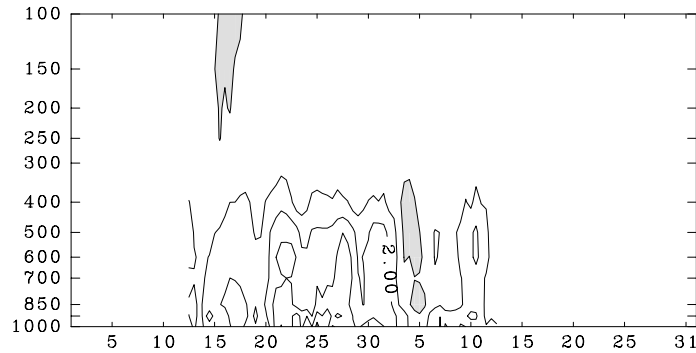


**Fig. 5** Time-height cross section of zonal wavenumber 1 amplitude (m) from 1 November to 31 December 1998. (a) Observation, (b) Run 2 initialized on 12 November 1998, and (c) Run 3 initialized on 19 November 1998. Values larger than 1000m are shaded.

(a) Analysis



(b) Run 2



(c) Run 3

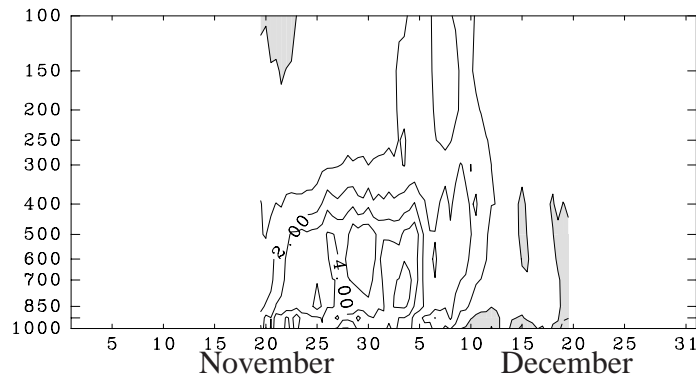


Fig. 6 Time-height cross section for the vertical component of EP-flux of wavenumber 1 averaged over the region from 40°N to 70°N ( $10^5 \text{ kg/s}^2$ ). Negative values are shaded. (a) observation, (b) Run 2 initialized on 12 November 1998, (c) Run 3 initialized on 19 November 1998.

東側への伝播が強く、それによって下流側で高圧部が徐々に形成されていく。

以上の解析より、ブロッキング高気圧の存在と、対流圏から成層圏への波活動度フラックスの増大とは直接的に結び付くのではなく、ブロッキング高気圧が存在する領域から下流側へロスビー波の波活動度が射出され、それが極東付近に存在する低圧部の発達を促した結果、波数1のプラネタリー波に伴う波活動度の鉛直上向きへの伝播が増大したと考えられる。したがって、ブロッキング高気圧の存在は、間接的に成層圏突然昇温の発生を促していると考えられる。

### 3.4 成層圏突然昇温現象が対流圏循環に及ぼす影響

12月初めまでに生じたプラネタリー波の構造の違いは、その後の対流圏循環にも大きな影響を与えていることがわかった。まず Fig.10で、12月6日から10日で平均した対流圏中での東西波数4から10の総観規模擾乱に伴うEPフラックスの分布を示す。解析値では、北緯50度、400hPaを中心とするEPフラックスの収束と、中高緯度大気下層での発散が顕著であり、擾乱活動が活発である。一方、成層圏突然昇温の予測に失敗したRun 2での総観規模擾乱に伴うEPフラックスの分布は解析値とは大きく異なり、北緯50度付近の対流圏中上層でのEPフラックスの収束と下層での発散傾向が明瞭で

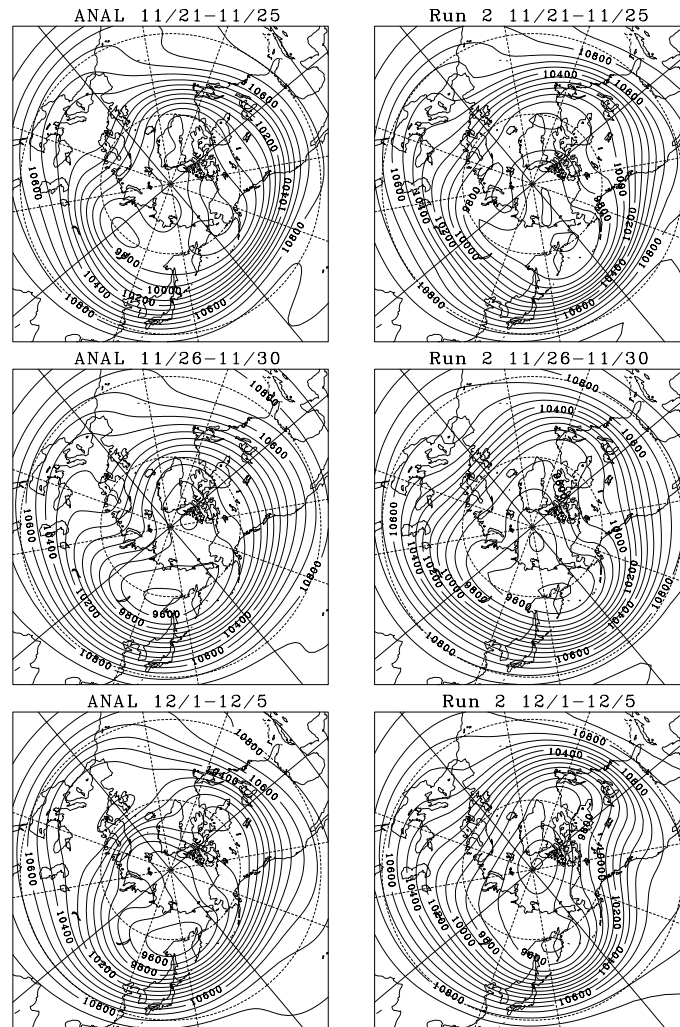


Fig. 7 5-day mean 250hPa geopotential height field composed of zonal wavenumber 0–3 components. Left panels show the observation, and right panels Run 2 initialized on 12 November. (Top) 21–25 November 1998, (middle) 26–30 November 1998, and (bottom) 1–5 December 1998.

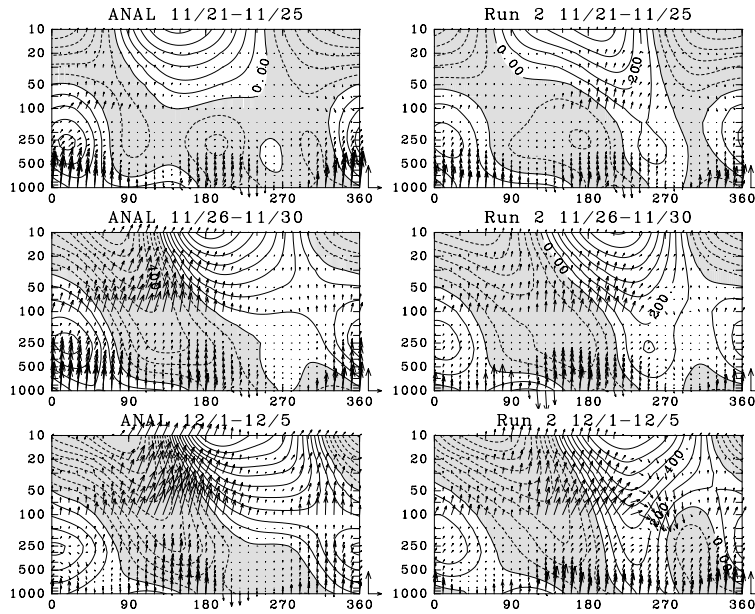
はない。これは、Run 2 における総観規模擾乱の活動が弱いことを示唆している。実際、Run 2 の12月初旬の500hPa等圧面高度場分布(図略)を見ると、通常、中高緯度で卓越する波数6の移動性擾乱をほとんど見いだすことができない。

このような総観規模擾乱の活動性の違いを反映して、対流圏中における帯状平均風の緯度高度分布も大きく異なっている(Fig.11)。解析値やRun 3に比べ、Run 2では、北緯40度200hPa付近に存在する対流圏亜熱帯ジェット気流の極側(北緯60度付近)の対流圏上層で、帯状平均した西風が強い。これは、Fig.10で示されたように、総観規模擾乱に伴うEPフラックスの収束が、Run 2では小さいことに対応している。また、この領域における帯状平均風速の違いのため、北緯60度付近で、解析値とRun 3では、Run 2に比べ、西風の南北シアーが

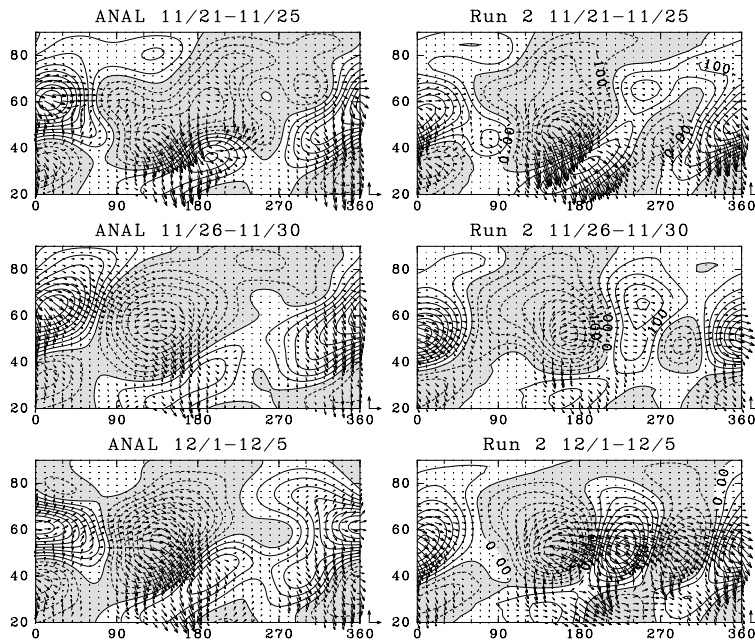
強く、逆に鉛直シアーは弱くなっている。以上のように、成層圏突然昇温の発生は、対流圏におけるプラネタリー波の活動の変動を通じて、対流圏中での総観規模擾乱と帯状風との力学的相互作用に大きな影響を与えようと考えられる。

一方、成層圏突然昇温現象の終了期にあたる12月中旬から下旬にも、成層圏循環は大きな影響を対流圏循環に与えている。Fig.12にこの時期における250hPa等圧面高度場(波数0~3)の時間変化を、Fig.7と同様に5日平均場で示した。解析値ではアラスカ上空で顕著なブロッキング高気圧が形成されるが、Run 6(初期日12月10日)の予測値では、その発達は弱く、12月末には消滅している。また、Fig.12より、ブロッキング高気圧は、対流圏における波数2の増幅としても捉えることが可能であることがわかる。

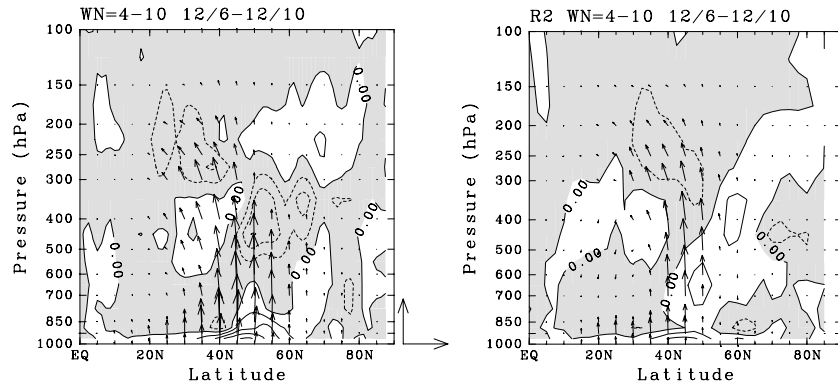




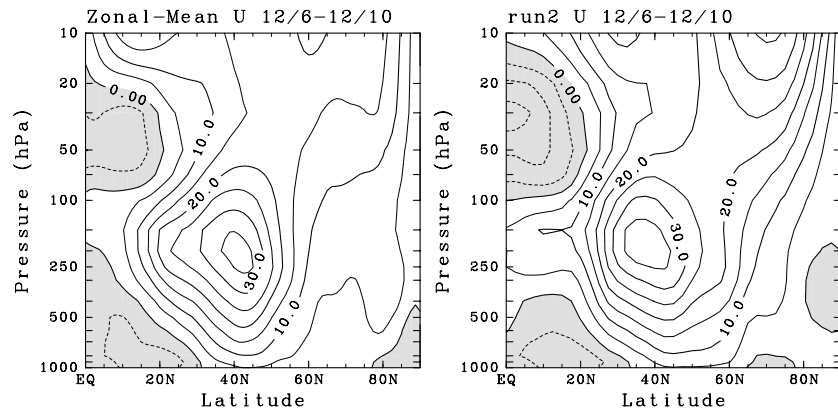
**Fig. 8** Zonal and vertical components of Plumb's wave activity flux for 5-day mean eddy field composed of zonal wavenumber 1–3 components at 60°N (arrows). The magnitude of vector is multiplied by 10 above 100 hPa. Contours denote 5-day mean eddy geopotential field (contour interval is 100 m). Negative values are shaded. Left panels show the observation, and right panels Run 2 initialized on 12 November. The vector at the right bottom shows the magnitude of  $(100.0, 0.5) \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . (Top) 21–25 November 1998, (middle) 26–30 November 1998, and (bottom) 1–5 December 1998.



**Fig. 9** Zonal and meridional components of Plumb's wave activity flux for 5-day mean eddy field composed of zonal wavenumber 1–3 components at 250 hPa (arrows). Contours denote 5-day mean eddy geopotential field (contour interval is 50 m). Negative values are shaded. Left panels show the observation, and right panels Run 2 initialized on 12 November. The vector at the right bottom shows the magnitude of  $(25.0, 25.0) \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . (Top) 21–25 November 1998, (middle) 26–30 November 1998, and (bottom) 1–5 December 1998.



**Fig. 10** Latitude-height cross section of EP-flux for synoptic-scale waves (wavenumber 4–10) averaged for 6–10 December 1998 ( $\text{kg/s}^2$ ) (arrows). The arrow at the right bottom shows the magnitude of  $(5.0 \times 10^8, 8.0 \times 10^5) \text{ kg/s}^2$ . Contours denote the divergence of EP-flux. Contour interval is  $5 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ , and negative values are shaded. Left panel shows the observation, and right denotes Run 2 initialized on 12 November 1998.



**Fig. 11** Latitude-height cross section for zonal-mean zonal wind averaged for 6–10 December 1998 ( $\text{m/s}$ ). Negative values are shaded. Left panel shows the observation, and right denotes Run 2 initialized on 12 November 1998.

Fig.2 より、このブロッキング高気圧は、その最盛期には、成層圏にまで及ぶ非常に背の高い構造を持つことがわかる。一方、Fig.13 に示した北緯 60 度における波数 2 の振幅の高度-時間変化より、この波数 2 の増幅は、12 月 15 日前後に大気全層で同時あるいは、成層圏領域でやや先行して生じていることがわかる。従って、対流圏で増大した波の活動度が鉛直伝播するという描像ではこの増幅を説明することはできないことが示唆される。また Fig.13 より、Run 5、Run 6 では、対流圏から成層圏に及ぶ波数 2 の増幅を予測できておらず、この増幅現象の予測可能性は極めて低い。さらに、Run 6 の結果では、成層圏における波数 2 の増幅はある程度再現されているものの、対流圏における波数 2 の増幅は弱く、Fig.11 で見たようにブロッキング高気圧の発達

も弱い。このため、対流圏における波数 2 の増幅あるいは、ブロッキングの発達形成と、成層圏での波数 2 の増幅とは直接に関係していないことが示唆される。

この時期における成層圏と対流圏との力学的結合を詳しく調べるため、Fig.14、Fig. 15 に、Fig.8 と Fig.9 と同様な、Plumb (1985) の 3 次元波活動度フラックスの分布を示す。まず、解析値を見ると、ブロッキングの発達初期 (Fig.14 左上) には、対流圏界面付近で波数 2 の振幅は小さく、波活動度の伝播方向は鉛直ではなく、むしろ水平方向が卓越している。また、Fig.15 左上に示した 250hPa での水平分布より、ブロッキング高気圧の発達は、その上流側の低圧部から北東方向に射出された波活動度フラックスによって促進されている様子が見える。従って、

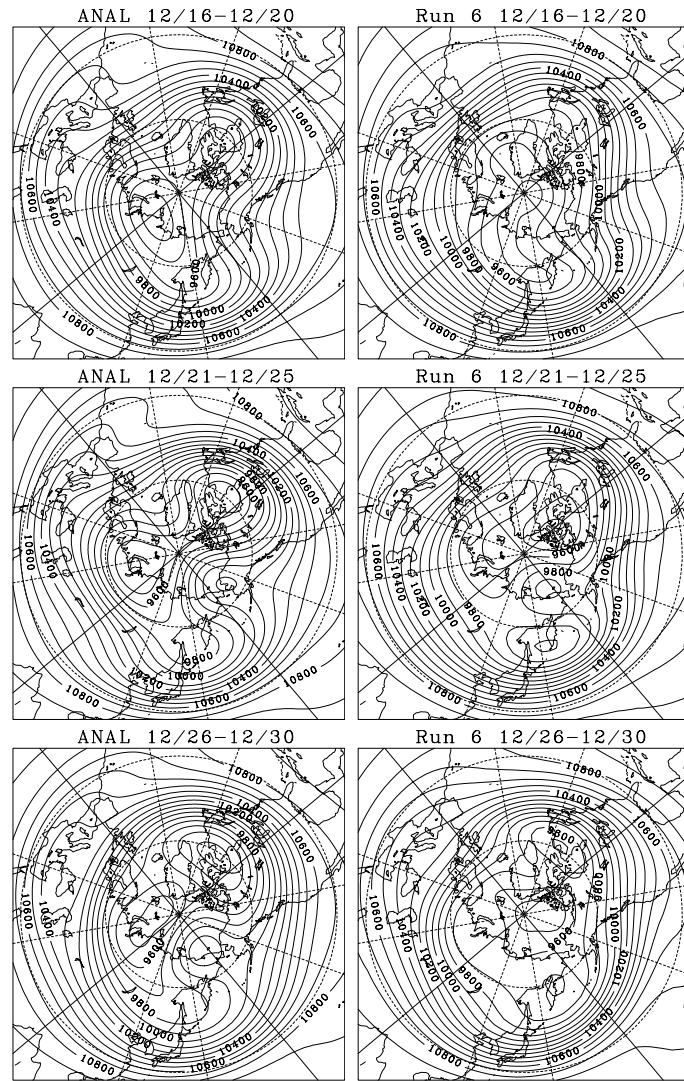


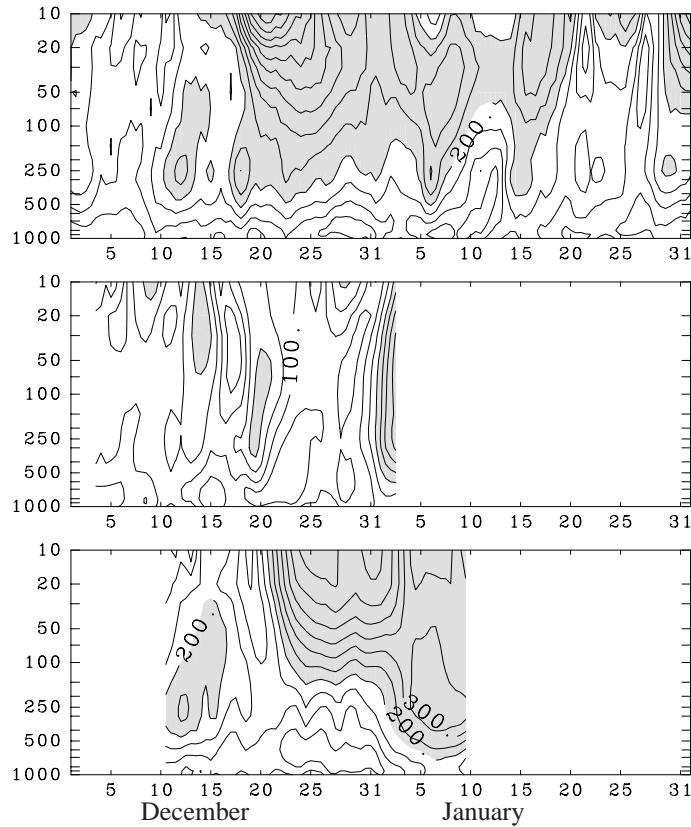
Fig. 12 As is Fig.7 except for 5-day mean field during the period of 16–20 December 1998 (top), 21–25 December 1998 (middle), and 26–30 December 1998 (bottom). Right panels denote Run 6 initialized on 10 December 1998.

この解析結果からも、ブロッキング高気圧の形成と成層圏での波数2の増幅との間の直接的な関係は支持されない。しかし、ブロッキング高気圧が発達する (Fig.14 左中) と、対流圏上層から成層圏への波活動度の鉛直伝播も明瞭となり、大気全層にわたる波数2の構造が維持される。

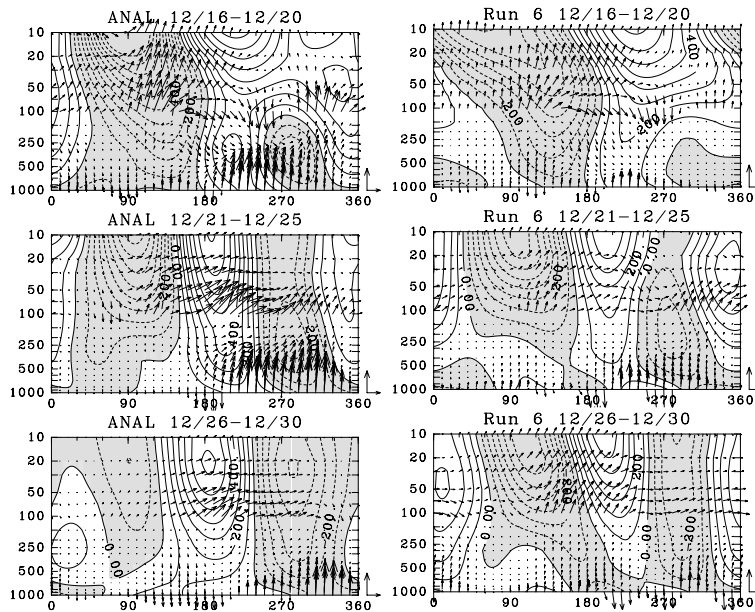
一方、対流圏中での波数2の増幅が見られなかった Run 6 では、解析値で見られた対流圏上層における極東域の低圧部から北東側に射出される波活動度は弱く (Fig. 15 右中, 右下)、期間の終りには、逆に赤道側に伝播し、ブロッキングは維持されなくなってしまふ。このため、対流圏から成層圏への波活動度の伝播は弱く、成層圏での波数2の増幅も小さい (Fig.13)。このような、極東付近の低圧部から

射出される波活動度フラックスの伝播方向の違いは、Fig.12の等圧面高度分布とも一致している。すなわち、解析値では、低圧部から延びる気圧の谷は、北西から南東に延びているため、極向きへ波活動度が伝播したが、Run 6では、その向きは、北東から南西へと次第に変化し、波活動度も次第に赤道向きへ伝播するようになったと考えられる。

また、成層圏突然昇温の発生期においては、Fig.9に示されたように、対流圏中での中高緯度域から赤道向きへの波活動度の伝播が明瞭であるが、昇温末期には、Fig.15に示されたように、特に太平洋域において極側への伝播が明瞭になる。この対流圏における南北伝播の向きの変動は、Kodera and Chiba (1995) において既に指摘されているが、本研究に



**Fig. 13** As in Fig.5 except for zonal wavenumber 2 amplitude (m). Values larger than 200 m are shaded. (Top) observation, (middle) Run 5 initialized on 3 December, and (bottom) Run 6 initialized on 10 December.



**Fig. 14** As in Fig. 8 except for Run 6 initialized on 10 December 1998 in right pannels. (Top) 16–20 December 1998, (middle) 21–25 December 1998, and (bottom) 26–30 December.

おいても昇温後のブロッキング現象の発生に対して重要な役割を果していることが確かめられた。

#### 4. 結論

1998年12月に生じた成層圏突然昇温現象の予測可能性について、気象庁一ヶ月予報モデル結果を用

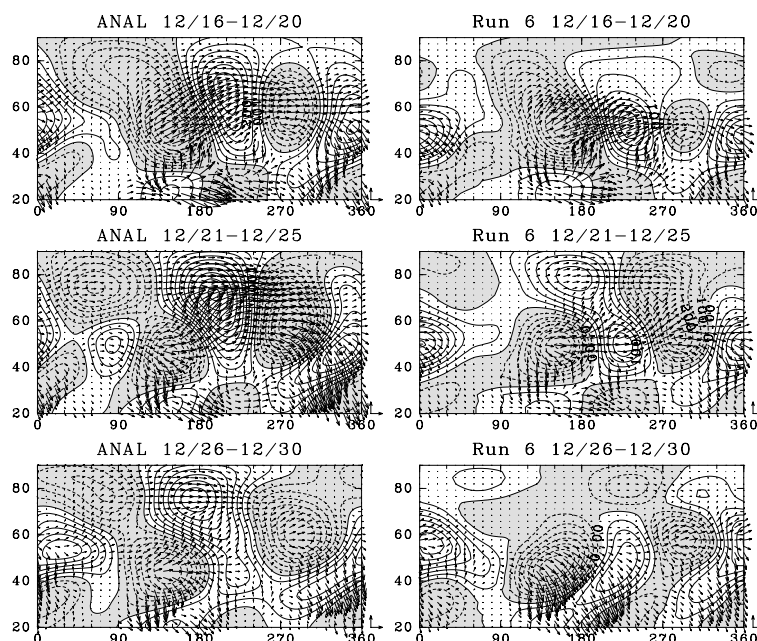


Fig. 15 Same as in Fig.9 except for Run 6 (initialized on 10 December 1998) in the right panels. (Top) 16–20 December 1998, (middle) 21–25 December 1998, and (bottom) 26–30 December 1998.

いて解析を行った。

まず、北半球における等圧面高度場の平均自乗根誤差で評価すると、成層圏での予報誤差は、対流圏のそれとは異なり、予報期間を通してほぼ線型的に成長することがわかった。一方、成層圏極域の昇温現象は、一ヶ月程度以前から予測しうる可能性が示唆された。

次に、昇温現象の再現に失敗した予測結果と、成功した結果とを比較して、3次元波活動度フラックスを解析することにより、昇温現象の前に生じる対流圏内での波数1のプラネタリー波の増幅と、ヨーロッパ上空で生じたブロッキング現象との関連について次のような示唆が得られた。すなわち、ブロッキング高気圧の存在と、対流圏から成層圏への波活動度フラックスの増大とは直接的に結び付くのではなく、ブロッキング高気圧が存在する領域から下流側へ射出された波活動度フラックスが、極東付近に存在する低圧部の発達を促し、それによって波数1のプラネタリー波に伴う波活動度の鉛直上向き伝播が増大したと考えられる。したがって、ブロッキング高気圧の発生と持続性を正しく予測することは、成層圏突然昇温の予測には必要ではあるが、ブロッキング高気圧が成層圏突然昇温の発生に果たす役割は間接的であると示唆される。

一方、成層圏循環は、突然昇温現象の発生期において、重大な影響を対流圏循環に及ぼしていること

が示唆された。まず、昇温形成期において、対流圏での波数1のプラネタリー波の増幅は、総観規模擾乱の活動に影響を及ぼし、それによって対流圏の帯状風分布も大きな影響を受けることが示された。すなわち、波数1のプラネタリー波が増幅する(増幅しない)場合、総観規模擾乱の活動度も強い(弱い)ため、対流圏上層の亜熱帯ジェットコアの極側で、総観規模擾乱に伴うEPフラックスの鉛直成分の収束が強く(弱く)なる。この収束によって、帯状平均風は強く(弱く)減速されるため、帯状平均風分布に大きな違いが生ずると考えられる。また、この帯状平均風分布の違いは、プラネタリー波の成層圏への鉛直伝播にも大きな影響を及ぼすことが考えられる。一方、昇温末期に、波数2の増幅に伴い、成層圏にまで及ぶ背の高い構造を持つブロッキング高気圧がアラスカ上空で発生した。その発生過程を詳細に検討した結果、成層圏での波数2の増幅は、対流圏での増幅に間接的な影響を及ぼしていることが示唆された、すなわち、Kodera and Chiba (1995)が指摘したように、昇温によって、対流圏内のプラネタリー波の南北伝播方向が赤道向きから極向きへと変化し、対流圏の極東域に存在する低圧部から北東方向に波活動度フラックスが射出されることにより、その下流側のアラスカ上空でブロッキング高気圧が発達したと考えられる。

## 謝 辞

データを提供して頂いた, 気象庁数値予報課なら  
びに気候情報課の皆様へ深く感謝する。図の作成に  
は地球流体電脳ライブラリを用いた。

## 参考文献

- 余田成男・木本昌秀・向川均・野村真佐子 (1992):  
カオスと数値予報— 局所的リアプノフ安定性と  
予測可能性 —, 天気, Vol. 39, pp. 593–604.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy  
(1987): *Middle Atmosphere Dynamics*. Aca-  
demic Press. pp. 489.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (1999):  
Propagation of the Arctic Oscillation from the  
stratosphere to the troposphere. *J. of Geophys.*  
*Res.*, Vol. 104, pp. 30937–30946.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001):  
Stratospheric harbingers of anomalous weather  
regimes. *Science*, Vol. 294, pp. 581–584.
- Kodera, K., and M. Chiba (1995): Tropo-  
spheric circulation changes associated with  
stratospheric sudden warmings: A case study.  
*J. of Geophys. Res.*, Vol. 100, pp. 11055–11068.
- Labitzke, K. (1965): On the mutual relation be-  
tween stratosphere and troposphere during pe-  
riods of stratospheric warmings in winter. *J.*  
*Appl. Meteorol.*, Vol. 4, pp. 91–99.
- Matsuno, T. (1971): A dynamical model of strato-  
spheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27,  
pp. 871–883.
- Mechoso, C. R., K. Yamazaki, A. Kitoh, and A.  
Arakawa (1985): Numerical forecasts of strato-  
spheric warming events during the winter of  
1979. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, pp. 1015–  
1029.
- Plumb, R. A. (1985): On the three-dimensional  
propagation of stationary waves. *J. Atmos.*  
*Sci.*, Vol. 42, pp. 217–229.
- Quiroz, R. S. (1986): The association of strato-  
spheric warmings with tropospheric blocking. *J.*  
*Geophys. Res.*, Vol. 91, pp. 5277–5285.

## Predictability of Stratospheric Sudden Warming —A Case study for 1998/99 Winter—

Hitoshi MUKOUGAWA, Hirokazu SAKAI\*, and Toshihiko HIROOKA\*\*

\* Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

\*\* Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

## Synopsis

The predictability of a wavenumber 1 stratospheric sudden warming event occurring in December 1998 is examined using the operational one-month forecast data set based upon the Numerical Weather Prediction Model (NWPM) of Japan Meteorological Agency. The stratospheric warming in the polar region of this event is predictable by NWPM from one month before. The fair reproduction of the interaction between zonal mean flows and synoptic waves in the upper troposphere for promoting the generation of planetary waves with wavenumber 1 is found to be essential for the successful prediction of this event. We also examine the predictability of the tropospheric blocking event occurring just after the warming peak period in terms of the dynamical linkage between stratosphere and troposphere.

**Keywords :** stratospheric sudden warming, predictability, blocking, planetary waves