

## 成層圏循環の季節進行・年々変動に関する数値実験

田口 正和・余田 成男

京都大学大学院理学研究科

### 要旨

平均東西風・強制惑星波・傾圧擾乱が共存する中での対流圏-成層圏の力学結合を、大気循環モデルを用いた数値実験によって調べた。10個の地形振幅の値のそれぞれについて100年の積分を実行した。成層圏循環の年々変動について、特に、現実大気に対応するふたつの典型例が得られた；振幅が比較的小さい場合は春に年々変動が大きく、比較的大さい場合は冬に年々変動が非常に大きい。さらに突然昇温に伴って、“ブレコンデイショニング”と事後影響が見られた。

キーワード： 対流圏-成層圏結合, 季節進行, 年々変動, 突然昇温

### 1. はじめに

現実の成層圏循環は季節内及び年々の時間スケールで大きな変動を示す(例えば Randel, 1992)。このような変動の様子は南北半球間で異なり、北半球では初冬から真冬にかけて変動が非常に大きく(Labitzke, 1982)、南半球では晩冬から初春に大きい(Shionati *et al.*, 1993)。これは、北半球では2,3年に一度冬に成層圏突然昇温現象が起きる一方、南半球では晩冬に極夜ジェットが極向き下向きシフトすることを反映している。

北半球の成層圏循環の季節内・年々変動を特徴づける突然昇温が対流圏循環の変動によって引き起こされるという考え方は、その発現メカニズムを明らかにした Matsuno (1971)の先駆的研究によってはじめて示された。Matsunoは対流圏で増幅する惑星波を仮定し、それが成層圏に伝播し、突然昇温を引き起こすことを理論的に示した。このような突然昇温前の上向きの影響は、観測データや大気大循環モデル(general circulation model, GCM)データを用いた突然昇温の事例解析で確認されている(詳細は Andrews *et al.*, 1987を参照)。

突然昇温にまで至らなくても、増幅した惑星波の上向き伝播は観測データやGCMデータの解析に南北両半球でしばしば見られる(Shiotani and Hirota, 1985など)。

従って、いくつかの観測的研究が、北半球だけでなく南半球の季節内・年々変動においても、鉛直伝播する惑星波をとした対流圏から成層圏への上向きの影響を示している。たとえば Aoki *et al.* (1996)は南半球での年々変動について、初冬の対流圏ジェットの構造と晩冬の極夜ジェットのシフトのタイミング(Shiotani *et al.*, 1993)の対応と、その惑星波活動との関係を指摘している。

成層圏循環の変動のもうひとつの原因は、中高緯度成層圏の内部力学過程である。Holton and Mass (1976)は、簡略化された波動-平均流相互作用モデルを用いて、対流圏界面近くの下端境界条件が時間的に一定でも、成層圏の内部変動が起きることを示した。この内部変動は“成層圏パシレーション”として知られ、数ヶ月を周期とする、突然昇温の周期的発現によって特徴づけられる(Yoden, 1987a,b)。

この“Holton-Mass”モデルにおいて平均東西風に一年周期の強制を与えると、完全に一年周期の応答が得られ、年々変動は起こらない(Yoden, 1990)。それは、中高緯度ベータチャンネルモデルでは、ある冬の“記憶”は夏の間に完全に失われるからである。ところが低緯度から高緯度まで表現する球面モデルでは、平均東西風の一年周期強制に対しても、年々変動が得られる(Scott and Haynes, 1998)。なぜなら、低緯度での帯状角運動量の緩和時間は

熱の緩和時間に比べて長いので、ある冬の“記憶”を次の冬までとどめることができるからである (“the low latitude flywheel”)

成層圏の変動と対流圏の変動の関係についての上のふたつの考え方は、どちらも極端な仮定を置いているが、それぞれの観点から問題を理想化する理論的研究には有用である。しかしながら、いくつかの最近の研究は成層圏から対流圏への影響を指摘している。例えば、Kodera and Chiba (1995) は 1984~85 年の突然昇温の事例解析を行ない、突然昇温に伴う対流圏循環の変化を示した。成層圏で突然昇温が起きると、対流圏で惑星波の位相の南北構造が逆転し、低緯度に行くにつれて東に傾くようになる。この惑星波の位相構造により冷たい空気が海上に移流され、そこで傾圧擾乱が強化する。また、Yoden *et al.* (1999) は GCM の長時間積分データ (1 月固定条件で 7200 日) のコンジット解析から、卓越する東西波数に依存した突然昇温の下方影響を示している。波数 1 型の突然昇温後には、極域下部成層圏及び上部対流圏の帯状平均温度が普通より低く、中高緯度の平均東西風が強い。一方波数 2 型の突然昇温後には、突然昇温のシグナルがヶ月かけて上部対流圏まで下降する。

成層圏から対流圏への下方影響を指摘するこれらの研究は、対流圏と成層圏は一方的な関係でも独立な関係でもなく、むしろ両者は相互に影響を及ぼし合うことを示している。従って、対流圏と成層圏がどのように密接に結合しているかを調べることは重要な課題である。対流圏成層圏結合系の力学については、簡略化した大気循環モデルで季節を冬に固定した実験がすでに行なわれている。対流圏に強制惑星波がない場合、すなわち平均帯状流と傾圧擾乱だけの場合、対流圏と成層圏の結合は基本的に上向きの影響だけとなる。すなわち、傾圧擾乱の非線型効果により成層圏惑星波が励起される (Scinocca and Haynes, 1997)。これに対して Taguchi *et al.* (2000; 以下では TYY と略記) は、対流圏にさらに強制惑星波を含めると、成層圏突然昇温とその下方影響が現われることから結合は双方向的となることを、地形の振幅をふったパラメータ実験により示した。

本研究では、TYY と同じ枠組みで季節サイクルを含めた実験を行ない、平均帯状流・強制惑星波・傾圧擾乱の三者が共存する中での成層圏循環の季節進行・年々変動と対流圏循環のつながりを調べる。TYY と同様に東西に sin 型の表面地形を与えて、その振幅を実験パラメータとし、100 年積分を 10 パラメータについて実行した。特に、成層圏から対流圏への影響を明らかにするため、対流圏の外的条件は時間的に一定とした。

## 2. モデル

モデルは全球三次元プリミティブモデル (地球流体電

脳倶楽部, 1998) である。水平分解能は三角切断 T21 であり、鉛直には地表から中間圏まで  $\sigma$  座標で 42 層とっている。時間積分はセミインプリシット法で、時刻刻みは  $\Delta t = 20$  分とした。

季節サイクルは、放射過程をニュートン加熱/冷却で表わし、放射平衡基本温度場を sin 型で一年周期変化させることで導入される (Scott and Haynes, 1998);

$$T^*(\phi, z, t) = r(t)T_W^*(\phi, z) + (1 - r(t))T_S^*(\phi, z). \quad (1)$$

ここで、 $\phi, z, t$  はそれぞれ緯度、高度、時間で、 $r(t) = (1 + \sin 2\pi t/T)/2$  ( $T$ : 一年)。 $T_W^*(\phi, z)$  は、TYY で用いられた、北半球の冬に対応する放射平衡基本温度場である (TYY, Fig.1a)。また  $T_S^*$  は、 $T_S^*(\phi, z) = T_W^*(-\phi, z)$  であり、北半球の夏に対応する基本温度場である。尚、 $T^*$  は対流圏では時間変化しない。放射緩和時間は、 $\alpha(z) = [1.5 + \tanh(z - 35 \text{ km})/7 \text{ km}] \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  とした (Holton and Mass, 1976)。

モデル大気は乾燥大気であり、湿潤過程はない。さらに、乾燥対流調節と、モデル最下層でレーリー摩擦を用いた (緩和時間 0.5 日)。高度 50km 以上にもレーリー摩擦を導入したが、その係数は  $\beta(z) = [1.02 - \exp((50 \text{ km} - z)/40 \text{ km})] \times 5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  と与えた (Scott and Haynes, 1998)。内部粘性を  $\nabla^4$  の形で、渦度・発散・温度の各方程式に課した。緩和時間は最大波数 21 に対して 2 日とした。

仮想的な表面地形

$$h(\lambda, \phi) = \begin{cases} 4h_0\mu^2(1 - \mu^2)\sin(m\lambda) & (\mu \geq 0), \\ 0 & (\mu < 0), \end{cases} \quad (2)$$

を用いた。ここで、 $\lambda$  は経度であり、 $\mu = \sin \phi$ 、 $m$  は東西波数である。

地形の振幅  $h_0$  を実験パラメータとした。すなわち、TYY で  $m = 1$  に固定し、 $h_0$  を細かくスイープして得られた 4 つのレジームから、それぞれ 2 個または 3 個の合計 10 個の  $h_0$  を選んだ。この 10 個の  $h_0$  のそれぞれについて、等温静止大気から 1 年のスピナップの後、100 年の積分を実行した。

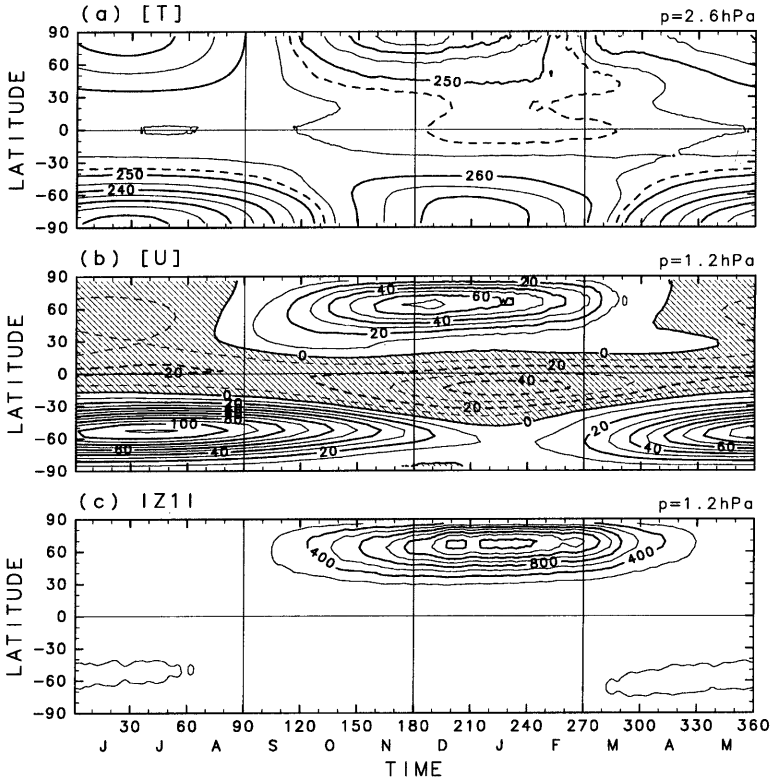
## 3. 結果

### 3.1 平均的季節進行

現実的な突然昇温が再現される  $h_0 = 1000\text{m}$  のランにおける成層圏の季節進行は、現実大気中のそれを定性的に再現している (Fig.1)。すなわち、帯状平均温度は夏極 (冬極) で高温 (低温) であり、帯状平均東西風はこれにおよそ温度風バランスし、夏半球 (冬半球) 中高緯度で東風 (西風) である。惑星波の振幅は、西風の吹く冬を中心に大きい。

Fig.1 でも、南北両半球を比較することで成層圏循環

$h_0 = 1000\text{m}$



**Fig.1** Latitude-time sections of (a) zonal mean temperature at 2.6 hPa, (b) zonal mean zonal wind at 1.2 hPa, and (c) wave-amplitude of zonal wavenumber-1 of geopotential height at 1.2 hPa, averaged for 100 years in the run of  $h_0 = 1000\text{ m}$ . Contour intervals are 5 K, 10  $\text{ms}^{-1}$  and 200 m in (a) ~ (c), respectively. Dotted lines in (a) are contours of 252.5 K.

が表面地形に依存することが分かる；地形の起伏のない南半球より起伏のある北半球において、冬の極域の温度は高温であり、極夜ジェットは弱く、惑星波振幅は大きい。熱帯では強制は半年周期であるにも関わらず、温度・東西風に一年周期の応答が卓越している。このことは、熱帯成層圏の循環に冬季中高緯度成層圏の惑星波活動が寄与しているという指摘（例えば Holton *et al.*, 1995）を支持する。

Fig.2 に、各  $h_0$  のランにおける上部成層圏での季節進行を示す。極域での帯状平均温度は、 $h_0$  がごく小さい場合、一年周期変化する放射平衡基本温度場に追随し、サインカーブに近い季節変化をする。 $h_0$  が大きくなるにつれて ( $h_0 \lesssim 500\text{m}$ )、基本温度場からのずれが春に現われる

ようになるが、冬の温度は基本温度場に近い低温である。さらに  $h_0$  が大きくなるにつれて、ずれは大きくなり、その時期は春から初冬に遡る（つまり一年の中での最低温度が上がる）。

この温度の季節進行の  $h_0$  依存性は、平均東西風では、 $h_0$  が大きくなるにつれて極夜ジェットの最大値は小さくなり、その出現時期は早くなることに対応する。惑星波の振幅の最大値も、 $h_0 \lesssim 600\text{m}$  では  $h_0$  とともに大きくなり、その時期は春から真冬となる。より大きな  $h_0 (\leq 2000\text{m})$  の場合は、 $h_0$  によらず振幅は冬に大きい。

このモデルには一年周期強制が成層圏だけに導入されているので、大気的一年周期応答の鉛直分布 (Fig.3) を見ることで、成層圏から対流圏への影響を調べることがで

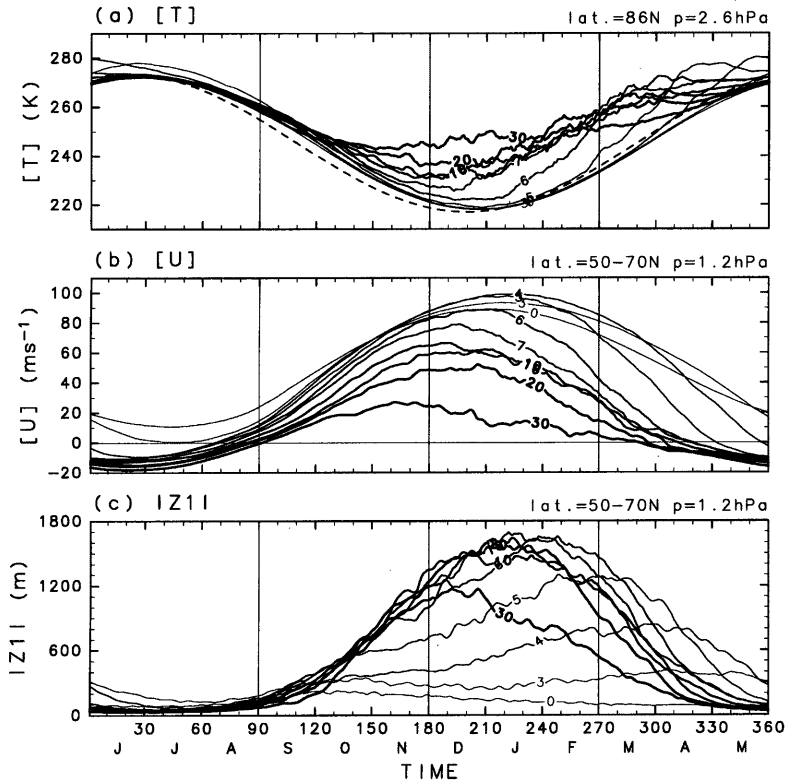


Fig.2 Seasonal march of the upper stratosphere averaged for 100 years in each run: (a) zonal mean temperature (86°N and 2.6 hPa), (b) zonal mean zonal wind (averaged over latitudes 50°N~70°N at 1.2 hPa), and (c) wavelength of zonal wavenumber-1 of geopotential height (50°N~70°N at 1.2 hPa). A dotted line in (a) denotes the time change of the basic temperature profile. Labels are  $h_0 \times 10^{-2}$ .

きる。帯状平均温度及び平均東西風の一年周期のパワースペクトル密度は、どの  $h_0$  でも、成層圏で大きく対流圏に入るにつれて著しく小さくなる。ところが惑星波振幅では、成層圏でのパワー自体  $h_0$  に依存する(概ね  $h_0$  が大きいとパワーも強い)だけでなく、対流圏への浸透も  $h_0$  により異なる。例えば、 $h_0 = 300\text{m}$ ,  $400\text{m}$  の場合の方が、 $h_0 = 600\text{m} \sim 1000\text{m}$  の場合より、対流圏への浸透が大きい。総観規模擾乱の振幅の一年周期応答の浸透も  $h_0$  に依存している;  $h_0 = 0\text{m} \sim 1000\text{m}$  では、応答は対流圏でより大きい、より大きな  $h_0$  では成層圏でより大きいと同程度である。

### 3.2 年々変動

年々変動を見るために、各  $h_0$  のランにおける極域成層圏界面付近での帯状平均温度の時系列 100 年分を Fig.4 に示した。地形の起伏がないときは ( $h_0 = 0\text{m}$ )、極域の温度変化に年による違いはほとんどない。 $h_0$  が大きくなるにつれて ( $h_0 = 300\text{m} \sim 500\text{m}$ )、年々変動が現われるようになるが、その時期は  $h_0$  とともに夏から春に遡る。冬には年々変動は小さい。 $h_0 = 600\text{m} \sim 1000\text{m}$  では、年により激しい突然昇温が起きることを反映して、年々の違いは冬に特に大きい。さらに  $h_0$  が大きくなると ( $h_0 = 1600\text{m} \sim 3000\text{m}$ )、冬に突然昇温が頻発するようになり、晩秋にも年々の違いが大きく現われるようになる。これらのうち、春先に年々変動が現われるレンジが現実の南

Power Spectrum Density  $\tau=1$ year

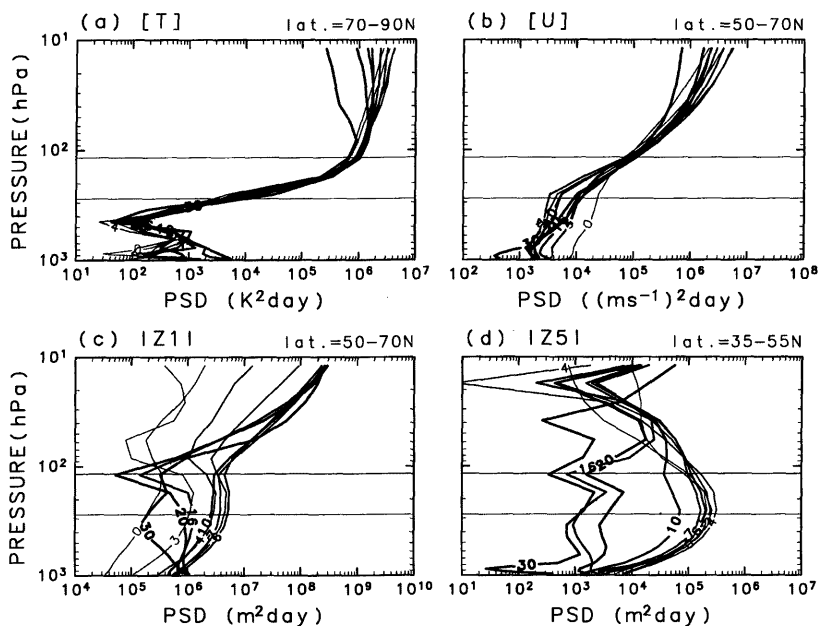


Fig.3 Vertical profiles of power spectrum density with a period of one year in each run: (a) zonal mean temperature (70°N~90°N), (b) zonal mean zonal wind (50°N~70°N), (c) wave-amplitude of zonal wavenumber-1 of geopotential height (50°N~70°N), and (d) wave-amplitude of zonal wavenumber-5 of geopotential height (35°N~55°N). Labels are  $h_0 \times 10^{-2}$ . Annual thermal forcing is introduced above the upper horizontal lines, while it is not below the lower lines.

半球に対応し、真冬に年々変動の大きいレンジが北半球に対応する。

年々変動の季節依存性をより明らかにするため、 $h_0 = 0\text{m}, 500\text{m}, 1000\text{m}$ の3つのランを例に、極域の月平均温度 (Fig.4の月平均) について100年間の頻度分布を求めた (Fig.5)。 $h_0 = 0\text{m}$ のランでは、季節によらず年々変動はほとんどないが、 $h_0 = 500\text{m}$ のランでは春 (3月, 4月) に年々変動が大きいことが確認できる。 $h_0 = 1000\text{m}$ の場合、冬 (1月, 12月, 2月) に年による違いが非常に大きい。

3.3 突然昇温をキーとした変動

この節では  $h_0 = 1000\text{m}$ のランを例に、季節内・年々変動を特徴づける突然昇温に関連した月平均場の変動について示す。Fig.6は、1月の上部成層圏極域での帯状平均温度を基準としたラグ相関図である。自己同時相関に

ついては、成層圏で高でいわゆる4-box構造が現われている；高緯度では成層圏 (中間圏) で正 (負) 相関で、中緯度では逆のパターンである。極域成層圏の正相関は対流圏 ( $\phi \sim 60^\circ\text{N}$ ) までつながっていて、成層圏で突然昇温が起きた1月にはここでも温度が高いことを示す。平均東西風の同時相関は中高緯度成層圏のほぼ全体で強く負であり、突然昇温時に極夜ジェットは減速することを意味する。この負相関は対流圏までつながっている。一方、極域の中部成層圏以下では正の相関である。惑星波振幅の同時相関は高緯度成層圏で正の相関であり、突然昇温時に惑星波が増幅していることを表わす。

1ヶ月前には、成層圏から対流圏にかけて平均東西風と惑星波振幅に突然昇温の「ブレコンディショニング」が見られる。すなわち、平均東西風は中緯度 (高緯度) で弱く (強く)、いわゆる極渦がしまった状態で、惑星波は中高緯度で増幅している。成層圏での平均東西風の相関パター

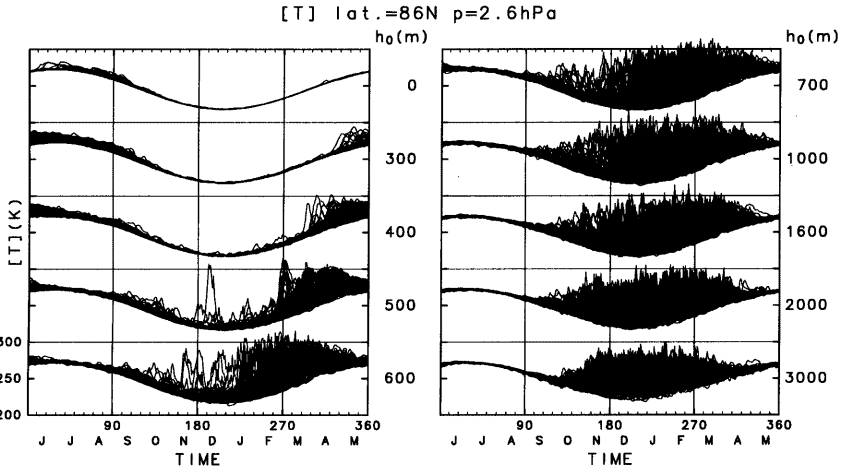


Fig.4 Daily time series of zonal mean temperature K at 86°N and 2.6 hPa for 100 years in each run.

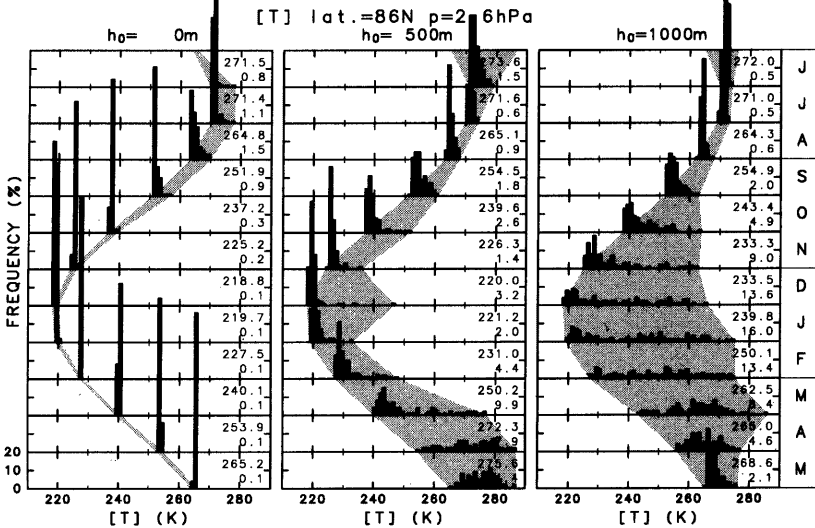
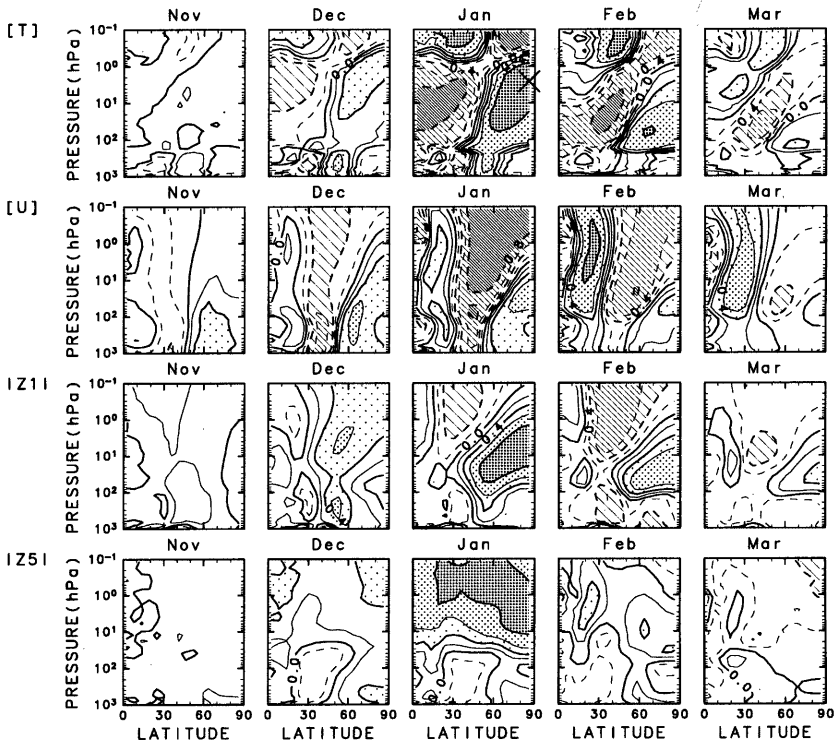


Fig.5 Frequency distributions of monthly and zonal mean temperature at 86°N and 2.6 hPa for 100 years in three runs of  $h_0 = 0\text{m}$  (left),  $500\text{m}$  (center) and  $1000\text{m}$  (right). Averages for the 100 years and standard deviations from them are written.

$h_0=1000\text{m}$   
corr. [T] Jan.



**Fig.6** Latitude-height sections of lag-correlation coefficients with zonal mean temperature in January at  $86^\circ\text{N}$  and  $2.6\text{ hPa}$ , indicated by  $\times$ , in the run of  $h_0 = 1000\text{m}$ . (from top to bottom) Zonal mean temperature, zonal mean zonal wind, wave amplitude of zonal wavenumber-1 of geopotential height, and wave amplitude of zonal wavenumber-5 of geopotential height. (from left to right) November (two months before) to march (two months later). Contour interval is 0.2.

ンはおおよそ順圧的に対流圏に伸びていて、対流圏では緯度  $50^\circ\text{N}$  付近を境としたダイポールパターンとなっている。対流圏での感星波振幅も  $50^\circ\text{N}$  付近で大きくなっている。2ヶ月前には相関は小さい。一方、突然昇温後の成層圏での進行は、平均東西風及び感星波振幅の相関パターンが極向き下向きに伝播することで特徴づけられる。2ヶ月後でも、相関は比較的強く現われている。対流圏でも、1ヶ月後に感星波振幅が中緯度で弱くなるといった相関が見られる。

平均東西風の相関パターンの時間進行で特徴づけられるこのような突然昇温前後の変動は、1月をキーとした場合だけでなく、変動の大きな他の月をキーとした場合に

についてもほぼ同様である (Fig.7)。すなわち、11月~2月を基準とした場合、1ヶ月前に対流圏から成層圏に及ぶダイポールパターン、同時相関として成層圏で強く負の相関パターン、その後2ヶ月にわたる極向き下向き伝播が共通して見られる。ただし3月をキーとした場合は、相関は小さくパターンの進行は明瞭でない。さらに、現実の南半球に対応する  $h_0 = 500\text{m}$  のランでも、変動の大きな3月または4月を基準とすると、同様の進行が見られる (図は省略)。

Fig.7の平均東西風アノマリの時間進行パターンは極域成層圏界面付近の温度を基準とするラグ相関により得られた。このため、このパターンが変動全体の中で強固

$h_0=1000\text{m}$   
corr. [T]

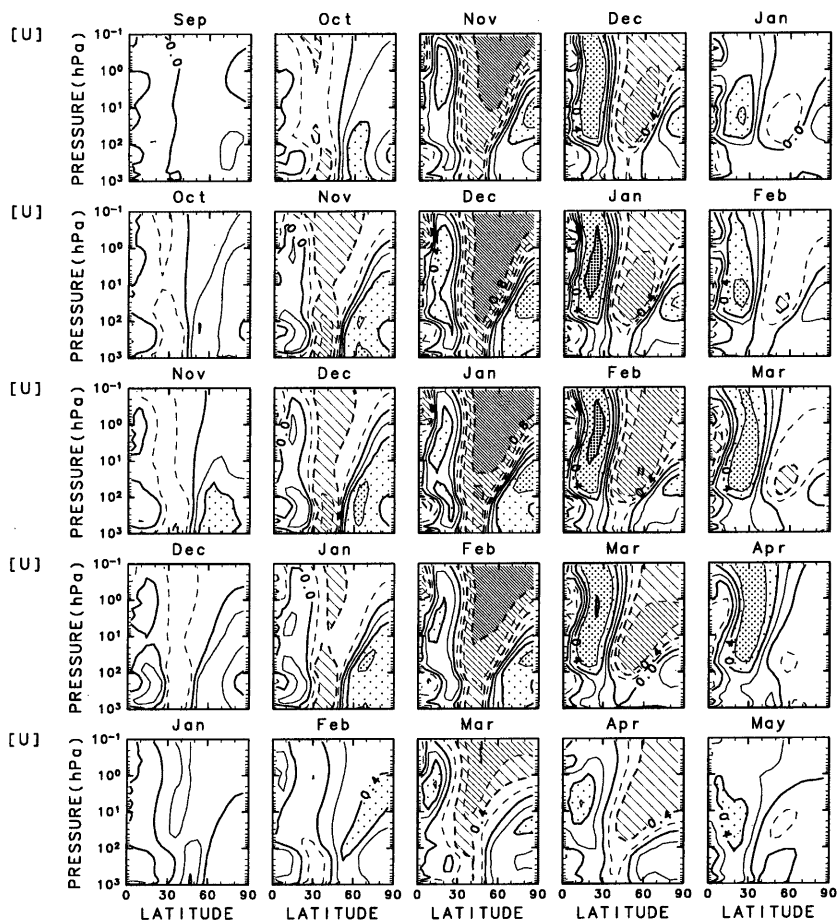


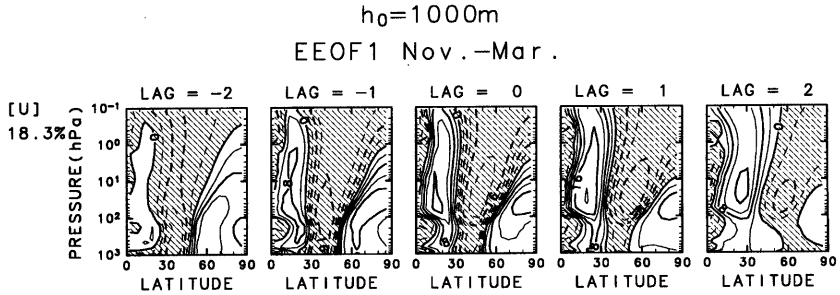
Fig.7 As in Fig.6 but only for zonal mean zonal wind. The key month is changed from November (top) to March (bottom).

なものかそれとも基準に依存するものかを吟味する必要がある。そこで extended empirical orthogonal function (EEOF) 解析 (Kodera, 1995) により、前もって何も設定しないで平均東西風の変動を抽出する。すなわち、各年の東西風を5ヶ月分つなげたものをひとつのベクトルとし、さらに中心の月を11月から3月までずらす。こうして、このベクトルが500年分あるとして、EOF 解析を適用する。これにより、5とおりの5ヶ月において共通して

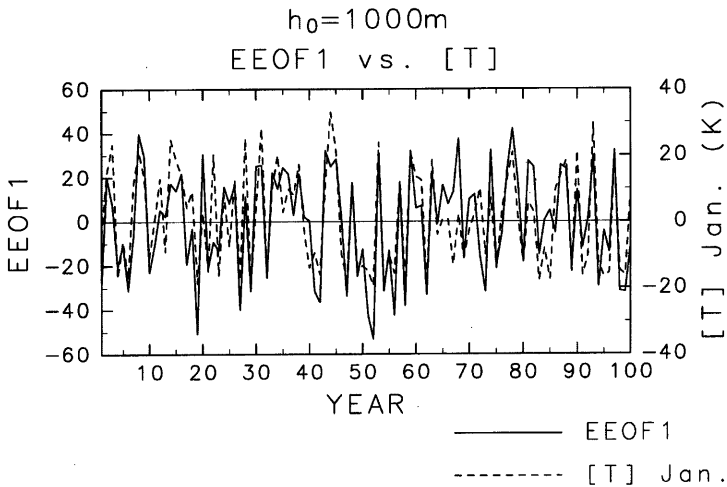
卓越する変動を取り出すことができる。

この EEOF 解析により得られる第一モード (EEOF1, Fig.8) は、先に温度とのラグ相関により得られたもの (Fig.7) に似た、平均東西風のアノマリの進行を示す。すなわち、1,2ヶ月前には中高緯度に順圧的なダイポールパターンのアノマリがあり、それが極に進むにつれてアノマリの振幅が大きくなる ( $\text{lag} = -1 \sim 0$ )。その後数ヶ月かけて、アノマリは極向き下向きに伝播する。EEOF1の





**Fig.8** Latitude-height sections of the first mode derived from the EEOF analysis (EEOF1) for five combinations of five months from September~January to January~May. Unit is arbitrary and contour interval is 4.



**Fig.9** Principal component of the EEOF1 mode (solid line), which is derived projecting the mode onto the five months around January (November~March). Time series of zonal mean temperature in January at  $86^\circ\text{N}$  and 2.6 hPa are also drawn (broken line).

寄与率は18.3%である。このように、温度を基準したラグ相関解析とキーを前もって設定しないEEOF解析で同様のパターンが得られたことは、突然昇温に伴うこの東西風アノマリの進行が晩秋から初春にかけての年々変動に決定的に寄与していることを意味する。

EEOF1の時係数(1月を中心とした5ヶ月に射影)と、上部成層圏における1月の温度の時系列を比較すると(Fig.9), 両者はほぼ一致している(相関係数 $r=0.78$ )ので, Fig.8のパターンが突然昇温に伴う変動そのもので

あることが確認できる。同様に他の月(11,12,2月)についても, EEOF1の時係数と温度時系列は高い相関を示す(それぞれ,  $r=0.72, 0.81, 0.71$ )。ただし3月については両者の相関は弱い( $r=0.14$ )が, これは3月に起きる突然昇温前後の変動が他とは少し異なることを反映している(Fig.7)。

#### 4. 議論

この研究の大きな興味のひとつは、成層圏から対流圏へ

の下方影響についてである。一年周期強制を成層圏だけで与え、対流圏の外的条件は時間的に一定としても、一年周期応答が対流圏に浸透しうることが示された (Fig.3)。このような下方影響は波動-平均流相互作用により説明できるだろう。停滞性惑星波の鉛直伝播が可能なのは、成層圏の平均東西風が西風かつあまり強くない状況だけであり (Charney and Drazin, 1961), 惑星波が対流圏から成層圏に伝播できるかできないかによって、対流圏での惑星波の振舞いは異なる可能性がある。つまり、成層圏での平均東西風の季節サイクルが対流圏循環の季節進行にも反映されることになる。

$h_0 = 1000\text{m}$  のランでは、激しい突然昇温が冬に起きることを反映して、年々変動も冬に大きい (Figs.4,5)。これは、現実の北半球の変動に対応したパラメータ領域である。このランにおける冬の各月ごと (または冬平均) の100年の温度時系列から、突然昇温の頻度や間隔を求めることを試みた (図は省略)。突然昇温を温度偏差が100年平均より  $1\times$  標準偏差以上高いものと定義すると、それは平均しておよそ5年に一回起きている。その間隔はランダムなように見えるが、この閾値で突然昇温と認定されるのは各月とも100年のうち20回程度であり、このサンプル数は突然昇温の間隔を議論するには必ずしも十分でない。統計的有意性をもってこれを決定するには、より長期間の積分が必要である。

突然昇温に伴う変動は平均東西風及び惑星波振幅アノマリの進行で特徴づけられることが3.3節で示された (Figs.7, 8)。この一連の成層圏での進行も、波動-平均流相互作用によって解釈できるだろう。突然昇温の1ヶ月前には、東西風アノマリは高 (中) 緯度で正 (負) のダイポールパターンで、惑星波アノマリは対流圏-成層圏で正である (Fig.6)。この増幅した惑星波は、高緯度の東西風の正のアノマリにガイドされてそこに集中することで、中緯度の東西風の負のアノマリを極向きに進ませるとともに、さらに減速させるように働き、突然昇温を引き起こす。同時に、東西風の正のアノマリも極向きに進んでいる。突然昇温後に東西風・惑星波振幅アノマリは極向き下向き伝播が起きるのも、同様のシナリオによる。

ここで突然昇温発現の鍵となっているのは、1ヶ月前に東西風アノマリのダイポールパターンと惑星波の増幅が同時に起きていることである。これは、東西風アノマリのダイポールパターンが順圧的に対流圏まで伸び、そこで惑星波の励起に関係しているからだと思われる。このことは、対流圏高緯度 (温度基準の相関が極大値となっているところ) での平均東西風を基準に惑星波振幅との同時相関を計算すると、対流圏に大きな正の相関が得られることで確認される (図は省略)。すなわち、対流圏ジェットが地形の極側を流れるときに、惑星波がより大きく励起されていることになる。

このモデルでは強制惑星波の起源は地形だけであるので、突然昇温を引き起こすような大きな振幅の惑星波を励起する状況は限られている。このため、対流圏にも大きな相関が現われやすいと考えられる。一方、現実大気における強制惑星波の起源には地形の力学効果だけでなく海陸の熱的コントラストもあるので、対流圏での増幅過程はより複雑であると推測される。実際、観測データを用いて平均東西風について自己相関解析を行なった結果では、対流圏での相関はより小さい (Kodera *et al.*, 1990, Fig.2)。また、平均東西風について EOF 解析を行なった場合でも、概ね同様のダイポールパターンが得られているが、対流圏での振幅は大きくない (Kodera, 1995, Fig.5)。

Fig.7における平均東西風アノマリの進行の様子は、キ一月によらず同様なものとなっている。すなわち、突然昇温の起きた月によらず、突然昇温を基準に何ヶ月前 (後) かで位相の進み具合が決まっている。このことは、逆にカレンダーを固定して考えると、突然昇温が早い季節に起きる年の方が例えば秋にアノマリの進行が早いことを意味する。このことを確かめるために、Fig.10に示した。キ一月が11月~2月の場合は、それが早いほど9,10月にアノマリの進行が進んでいる。例えば10月に成層圏の正のアノマリは、キ一月が11月の場合は緯度  $70^\circ\text{N}$  付近にあるが、キ一月が2月の場合は  $60^\circ\text{N}$  付近にある。一方、夏にはアノマリは非常に小さく、キ一月による系統的な差異は見られない。ただしキ一月が3月の場合は、9,10月でも例外的である。この結果は、秋の状態だけでその冬のいつ突然昇温が起きるか予測できる可能性を示唆するものである。高い統計的有意性でこれを検証するためにも、より長い積分期間が必要とされる。

## 5. まとめ

本研究では、平均東西風・強制惑星波・傾圧擾乱が相互作用する中で成層圏循環の季節進行・年々変動と対流圏循環とのつながりを調べるために、一年周期強制を含む大気循環モデルを用いた数値実験を行なった。地形の振幅  $h_0$  を実験パラメータとして ( $h_0 = 0\text{m} \sim 3000\text{m}$ )、10個のパラメータのそれぞれについて100年の積分を実行した。

成層圏循環の季節進行のパラメータ依存性として、 $h_0$  が大きくなるにつれて、極夜ジェットは弱くなり、極夜ジェットが最強となる時期は真冬から晩秋に遷ることが分かった。成層圏から対流圏への下方影響は、一年周期強制がない対流圏にまで浸透することで確認できた。浸透の仕方は  $h_0$  に依存するだけでなく、物理量によっても異なる。帯状平均温度・平均東西風については、 $h_0$  によらず浸透は小さいが、惑星波振幅については、特に比較

$h_0=1000\text{m}$   
rgrs. [T]

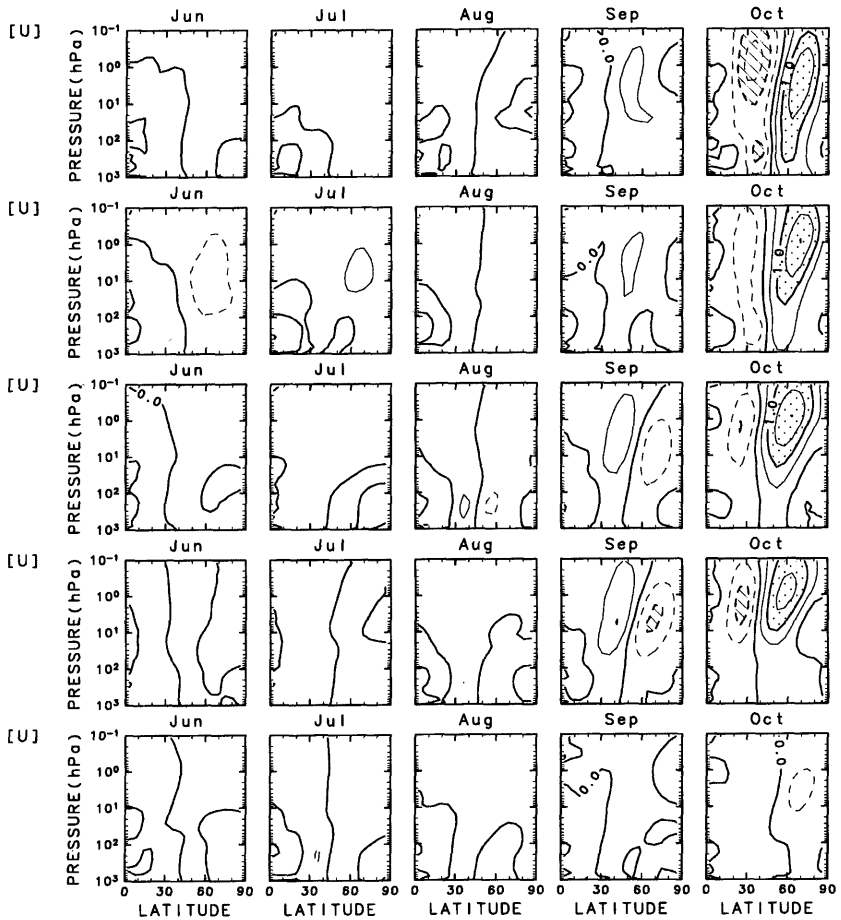


Fig.10 As in Fig.7 but for regression coefficients. Panels are aligned in vertical with calendar months.

的小さな  $h_0$  ( $= 300\text{m}, 400\text{m}$ ) の場合に浸透が大きい。

成層圏循環の年々変動については、 $h_0$ により特にふたつの典型例が得られた；地形振幅が比較的小さい場合 ( $h_0 \sim 500\text{m}$ ) は春に年々変動が大きい、比較的大きな振幅の場合 ( $h_0 \sim 1000\text{m}$ ) には冬に年々変動が大きい。前者は現実の南半球に対応するパラメータレンジであり、後者は北半球に対応するレンジである。

さらに、現実の北半球に対応する  $h_0 = 1000\text{m}$  のランに

おいて、突然昇温をキーとしたラグ相関解析及び EEOF 解析によって月平均場の進行を解析した。突然昇温 1ヶ月前には、いわゆる“プレコンディショニング”が見られた。これは、対流圏から成層圏に及ぶ平均東西風アノマリのダイポールパターンと、対流圏での惑星波の増幅によって特徴づけられる。突然昇温後には、平均東西風・惑星波振幅のアノマリが数ヶ月かけて極向き下向きに伝播する事後影響が見られた。

## 謝辞

数値モデルは地球流体電脳倶楽部の AGCM5 を基に作成した。解析・作図には、同倶楽部の地球流体電脳ライブラリを用いた。数値計算には、京都大学大型計算機センターの VPP800 を使用した。

## 参考文献

- 地球流体電脳倶楽部 (1998): AGCM5, <http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5/>, 地球流体電脳倶楽部。
- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B. (1987): *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489pp.
- Aoki, H., Shiotani, M. and Hirota, I. (1996): Interannual variability of the tropospheric circulation and its relation to the stratosphere in the southern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 74, pp. 509–523.
- Charney, J. G. and Drazin, P. G. (1961): Propagation of planetary-scale disturbances from lower into upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 66, pp. 83–109.
- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B. and Pfister, L. (1995): Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, Vol. 33, pp. 403–439.
- Holton, J. R. and Mass, C. (1976): Stratospheric vacillation cycles. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 2218–2225.
- Kodera, K. (1995): On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, pp. 14077–14087.
- Kodera, K. and Chiba, M. (1995): Tropospheric circulation changes associated with stratospheric sudden warmings: A case study. *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, pp. 11055–11068.
- Kodera, K., Yamazaki, K., Chiba, M. and Shibata, K. (1990): Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 17, pp. 1263–1266.
- Labitzke, K. (1982): On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 60, pp. 124–139.
- Matsuno, T. (1971): A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 1479–1494.
- Randel, W. J. (1992): *Global Atmospheric Circulation Statistics, 1000–1mb*. NCAR Tech. Note, Vol. 366, 256pp.
- Scinocca, J. F. and Haynes, P. H. (1999): Dynamical forcing of stratospheric planetary waves by tropospheric baroclinic eddies. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 2361–2392.
- Scott, R. K. and Haynes, P. H. (1998): Interannual variability of the extratropical stratospheric circulation: the low-latitude flywheel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 124, pp. 2149–2173.
- Shiotani, M. and Hirota, I. (1985): Planetary wave-mean flow interaction in the stratosphere: a comparison between northern and southern hemispheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 111, pp. 309–334.
- Shiotani, M., Shimoda, N. and Hirota, I. (1993): Interannual variability of the stratospheric circulation in the southern hemisphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 119, pp. 531–546.
- Taguchi, M., Yamaga, T. and Yoden, S. (2000): Internal variability of the winter stratosphere through the troposphere-stratosphere dynamical link in a simple global circulation model. in preparation.
- Yoden, S. (1987a): Bifurcation properties of a stratospheric vacillation model. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 44, pp. 1723–1733.
- Yoden, S. (1987b): Dynamical aspects of stratospheric vacillations in a highly truncated model. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 44, pp. 3683–3695.
- Yoden, S. (1990): An illustrative model of seasonal and interannual variations of the stratospheric circulation. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 47, pp. 1845–1853.
- Yoden, S., Yamaga, T., Pawson, S. and Langematz, U. (1999): A composite analysis of the stratospheric sudden warmings simulated in a perpetual January integration of the Berlin TSM GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 74, pp. 175–188.

**A Numerical Experiment on Seasonal March and Interannual Variability  
of the Stratospheric Circulation**

Masakazu TAGUCHI and Shigeo YODEN  
Department of Geophysics, Kyoto University

**Synopsis**

Dynamical coupling between the troposphere and the stratosphere in presence of mean zonal flow, forced planetary waves and baroclinic waves is investigated in a numerical experiment with a mechanistic circulation model. Amplitude of a sinusoidal surface topography is chosen as an experimental parameter, and 100-year integrations are performed for each of ten values of the parameter. Two types of interannual variability of the stratospheric circulation are especially obtained, corresponding to the real atmosphere; the variability is large in spring for small topographic amplitudes, while it is extremely large in winter for medium amplitudes. "Preconditioning" and after-effects are seen associated with stratospheric sudden warmings.

**Keywords:** troposphere-stratosphere coupling, seasonal march, interannual variability, sudden warming