

環状変動における地形の役割

—— 数値実験 ——

西澤誠也・余田成男

京都大学大学院理学研究科

要旨

対流圏中・高緯度域の環状変動に対する地形の役割を、簡略化した大気大循環モデルを用いた数値実験により調べた。地形が平坦な場合と、地形の東西波数が1で振幅が大きな場合、東西波数2で振幅が大きな場合の3通りの表面地形で長期積分を行い、各4000日分を解析した。表面地形の振幅および東西波数によってジェット気流やストームトラックの特徴が異なっており、対流圏大気変動の主要成分である環状変動の実体も異なっている。

キーワード: 環状変動, 大気大循環, 長期変動, 表面地形

1 はじめに

Thompson and Wallace(1998, 2000 以下 TW2000)は帯状平均帯状風場や海面更正気圧の変動を経験的直交関数(EOF)展開法を用いて解析し、大規模な大気の長期変動のなかでもっとも卓越するモードは、南北半球ともに経度依存性が小さく極域と中緯度間の振動である「環状モード」であることを見出した。この環状な変動は地表から下部成層圏まで等価順圧的な構造をしている。環状変動は一年を通してみられるが、特に冬季に卓越する。海面温度(SST)の変動を平年値で与えたり、季節を固定して行った大気大循環モデル(GCM)実験でも同様な変動が卓越する(Yamazaki and Shinya 1999 など)ことから、環状変動は基本的に大気の内部変動であると考えられる。また環状モードの経年変動は近年の気候変動と同じ傾向をもっており、環状変動が気候を表す重要な指標になると考えられている。

両半球の環状モードは空間パターンがよく似ているものの、それらが同一の現象であるかどうかは必ずしも明らかではない。南半球の環状モードは、以前から知られていた傾圧擾乱と帯状平均帯状流の相互作用である“zonal flow vacillation”(Yoden et al. 1987, Hartmann 1995 など)と同じ現象をとらえていると考

えられている。一方、北半球では、EOFの第一モード(EOF1)において、中緯度の太平洋域と大西洋域とは同符号であるが、両地域の変動の相互の相関は低い(Deser 2000)。また北大西洋域には南北双極子型の振動パターンである北大西洋振動(NAO)が存在するが(Walker and Bilss 1932)、この局所的な変動であるNAOの指標と環状モードの指標は相関が高い(Wallace 2000)。これらのことから、北半球では、NAOや太平洋域の変動を特徴づける太平洋・北アメリカテレコネクションパターン(PNA; Wallace and Gutzler 1981)の方が環状モードよりも大気変動をより適切に表しているのではないかと指摘がある(Ambaum et al. 2001)。

大気変動の両半球間の違いは、大規模地形や加熱源の東西非一様性によって強制された惑星規模波動の違いに因るところが大きいと考えられる。また環状モードの力学を考える上では傾圧擾乱や惑星規模波動などの波動活動との関係が重要である(Limpasuvan and Hartmann 2000, Kimoto et al. 2001 など)。地形の違いによって大気変動の主要モードである環状変動がどのように変化するかを調べることは、環状変動の理解を深めるために有益である。そこで、我々は地形を理想化して惑星規模波動だけを直接強制し、基本場や傾圧擾乱との相互作用を単純化して数値実験

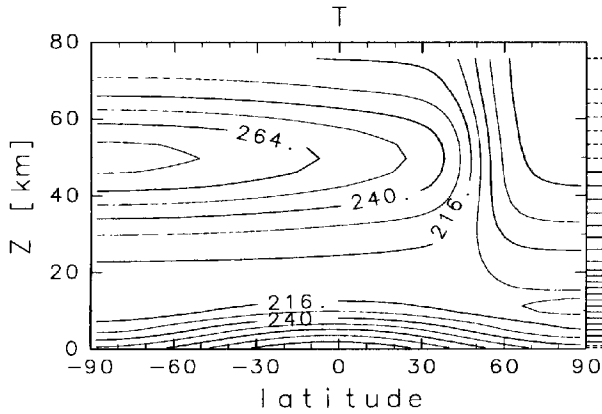


Fig. 1: Radiative equilibrium temperature for Newtonian cool/heating. Horizontal lines on the right-hand side denote the positions of vertical discretization and dashed lines are those for bottom boundary layer and for top sponge layer.

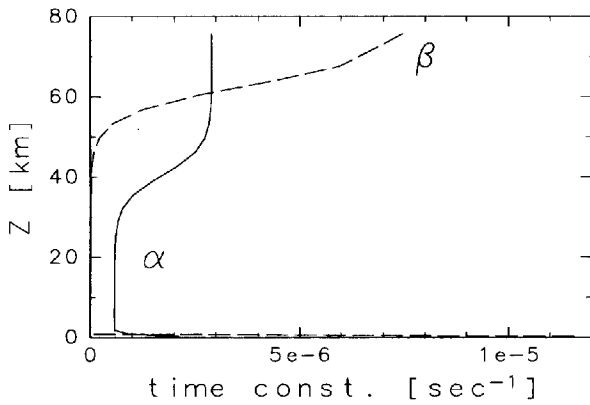


Fig. 2: Relaxation time constant for Newtonian cool/heating (α) and Rayleigh friction (β).

を行った。

西澤・余田 (2002) では、このように単純化した地形の振幅 (h_0) を 0m から 1000m まで少しずつ変えたパラメータ走査実験を行った。15 例 \times 4000 日間のデータで EOF 解析を行った結果、環状変動の性質が地形の振幅によって大きく変化することが分かった。この性質の変化は地形の振幅に対して線形的に変化するのではなく、 $h_0=400\sim 500$ m 付近で急に変化している。環状変動の性質は、 $h_0=400\sim 500$ m を境に地形が小さな時と大きな時とで大きく 2 つに分けることができる。

本研究では、地形の振幅が異なった場合や地形の東西波数が異なった場合に環状変動の性質がどのように違うかを調べる。地形が平坦な場合、地形の東西波数が 1 で振幅が大きな場合、および東西波数が 2 で振幅が大きな場合の 3 つの場合を選び、環状変動の性質の違いを詳しく調べて、地形の役割を明らか

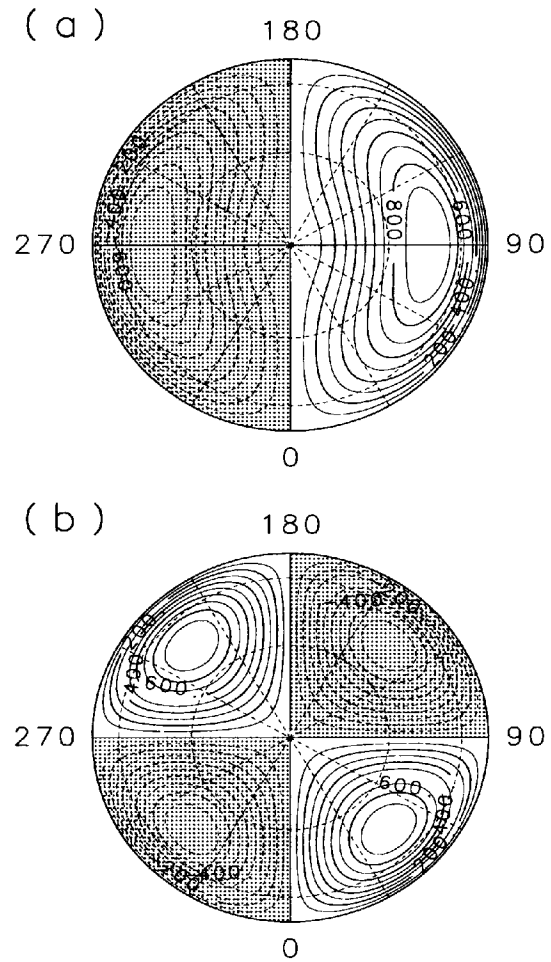


Fig. 3: Topography in (a)WN1 and (b)WN2 experiments. Negative value is hatched. Outside numbers show longitude.

にする。

2 モデル及び実験設定

本研究で用いたモデルは、3次元大気大循環モデル AGCM5.3(地球流体電脳倶楽部 1998) をもとに、いくつかの物理過程を簡略化したものである (Akahori and Yoden 1997)。球面調和関数展開によるスペクトルモデルで、水平分解能は全波数 42 で三角切断 (T42) したものである。鉛直には Fig. 1 右側のように 30 層をとり、そのうち約 50km より上の 7 層はスポンジ層とし、最下 2 層は境界層とした。放射過程はニュートン加熱・冷却で置き換えた。その際に用いた放射平衡温度場は東西一様で、北半球の冬の状況を模している (Fig. 1)。またその緩和時間 (α^{-1}) は対流圏で 20 日、成層圏で 4 日となるように

$$\alpha^{-1} = \left(12 - 8 \times \tanh \frac{z - 35}{7} \right) [day] \quad (1)$$

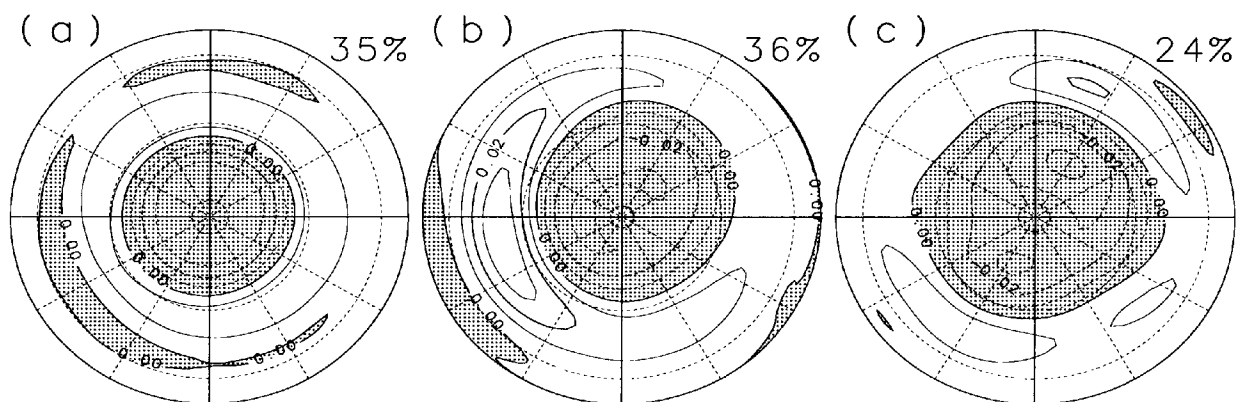


Fig. 4: EOF1 of surface pressure in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments. Number on the top right corner in each panel represents contribution rate.

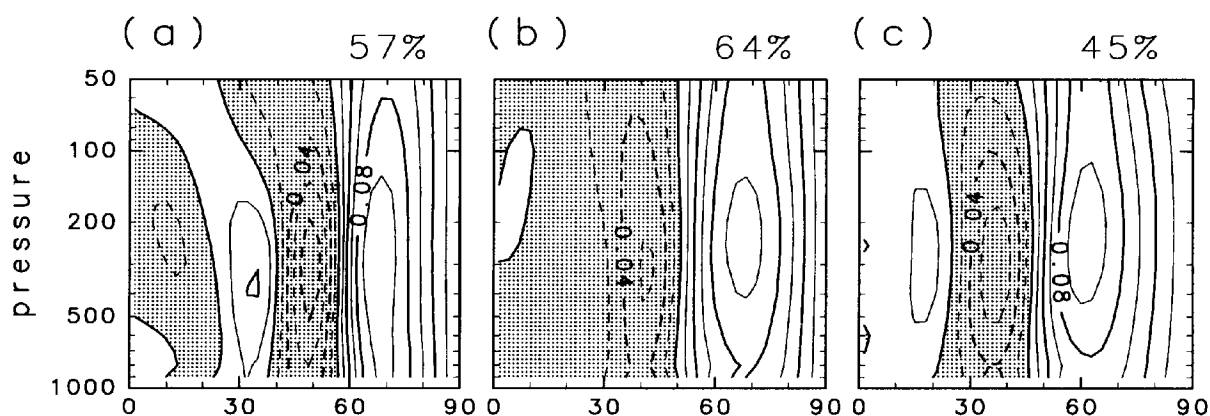


Fig. 5: EOF1 of zonal mean zonal wind in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments. Number on the top right corner in each panel represents contribution rate.

とし、最下層、2層目ではそれぞれ5.5日、12日とした (Fig. 2)。下端の境界層ではレイリー摩擦を用い、その緩和時間 (β^{-1}) は最下層と2層目でそれぞれ0.5日、2.5日とした。スポンジ層にもレイリー摩擦を用い、緩和時間定数 (β) は

$$\beta = \frac{1}{3} \left(1 + \tanh \frac{z-63}{7.5} \right) [\text{day}^{-1}] \quad (2)$$

とした (Fig. 2)。

水平方向には内部粘性を渦度、発散、温度に対して ∇^4 の形で与え、緩和時間は最大波数42に対して6時間とした。

乾燥大気を仮定し、蒸発・降水過程はすべて除いた。また、対流については乾燥対流調節のみを用いた。

表面地形を変えたパラメータ走査実験 (西澤・余田, 2002) から次の3つを選びだし、より詳細なデータ解析を行った。1つめは平坦 (FLAT) 実験で、南北半球ともに地形を平坦とした。2つめは東西波数1型

(WN1) 実験で、地表のジオポテンシャル (Φ_s) が

$$\Phi_s(\lambda, \mu) = 4gh_0\mu^2(1 - \mu^2) \sin \lambda \quad (3)$$

で表される東西波数1型の地形 (Fig. 3(a)) を北半球のみに置き、南半球は平坦とした。ただし、 λ :経度、 μ :サイン緯度 ($\mu = \sin \phi$, ϕ :緯度)、 g :重力加速度 (9.8ms^{-2}) である。地形の振幅 h_0 は1000mとした。3つめは東西波数2型 (WN2) 実験で、Fig. 3(b)の地形を同じく北半球のみに置いた。振幅は同じく $h_0=1000\text{m}$ である。

250Kの静止等温大気に微少擾乱を加えたものを初期値とし、300日間時間積分した後4000日間積分し、その4000日分を解析に使用した。モデルの出力は σ 座標系のデータであるが、スプライン補間をして気圧座標系のデータに変換した。またゆっくりした長期変動に注目するために、30日の low-pass フィルターを通した1日毎のデータを解析し、領域は北半球に限った。

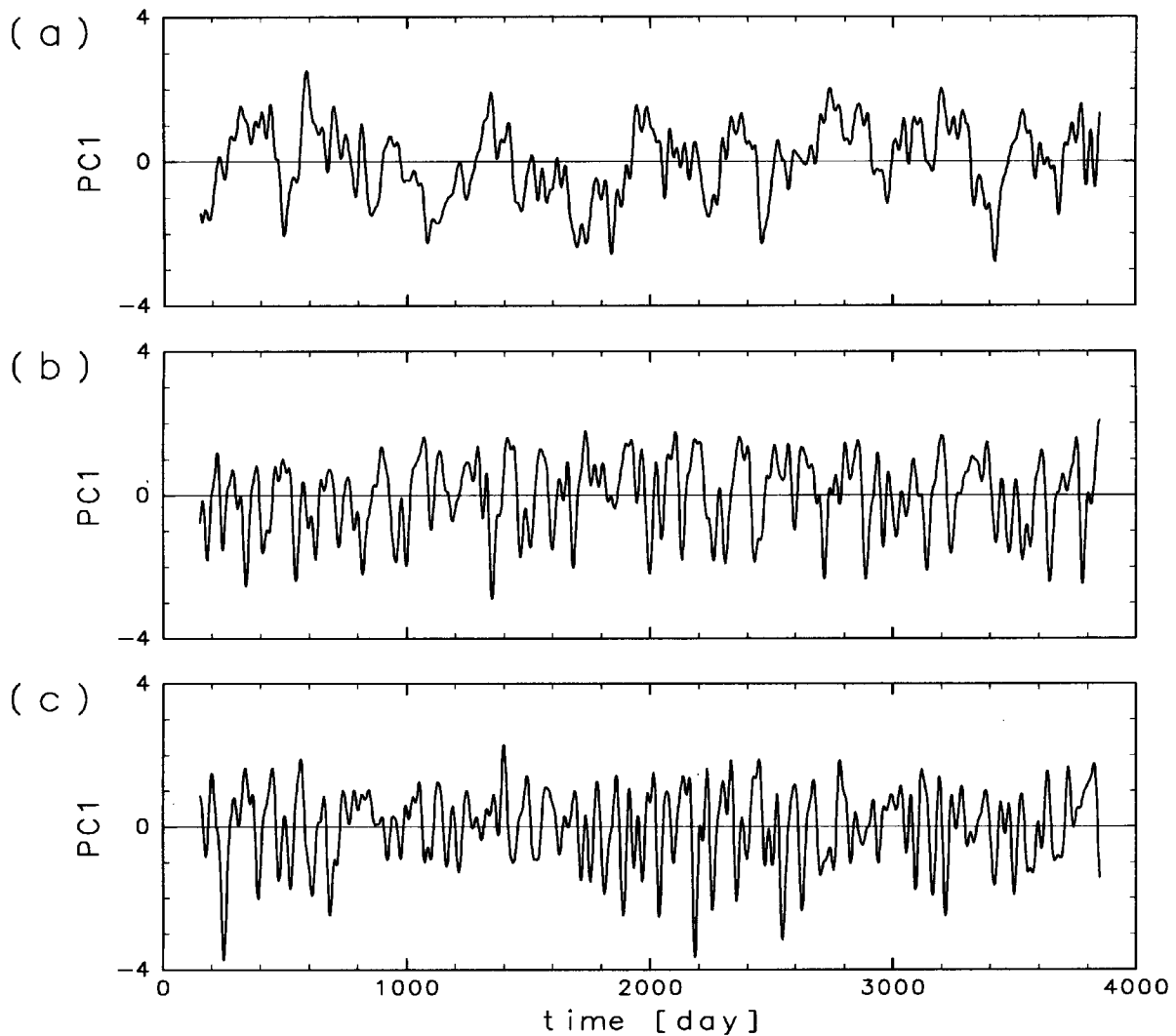


Fig. 6: Time series of normalized PC1 of zonal mean zonal wind corresponding to EOF1 shown in Fig. 5 in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments.

3 結果

3.1 EOF 解析

地表面気圧 (P_s) 場の EOF 解析を行った。 P_s の EOF1 は、3つの実験ともに、極域と中緯度で反対符号をもち東西非一様性が小さな環状構造をしている (Fig. 4)。ただし、WN1, WN2 実験の場合の EOF1 は FLAT 実験の結果に比べて経度依存性が大きく、地形の谷にあたる経度付近で振幅が大きい。極を取り巻いている負の領域の大きさは FLAT 実験の場合がもっとも小さく、WN2 実験の場合がもっとも大きい。符号が反転する節の位置は、FLAT 実験の場合は北緯約 65 度であり、WN2 実験の場合は北緯約 55 度である。WN1 実験の場合には経度によってやや違いがあり、経度 135 度付近では北緯約 50 度、経度 315 度付近では北緯約

65 度である。FLAT, WN1 および WN2 実験の場合の寄与率はそれぞれ 35%, 36%, 24% であり、WN2 実験の場合の寄与率は他の 2 つに比べて小さい。

地上から 50hPa までの領域における帯状平均帯状風 (U) の EOF1 は、極域と中緯度域で反対符号をもち、地上から下部成層圏まで突っ立った等価順圧的な構造となる (Fig. 5)。中・高緯度における鉛直方向の構造をみると、絶対値は 300hPa 付近でもっとも大きくなっている。もっとも極側にある節の位置は、3つの実験の中で FLAT 実験の場合がもっとも高緯度であり、北緯約 55 度である。WN1 実験の場合は北緯約 50 度であり、WN2 実験の場合ではもっとも低緯度の北緯約 45 度である。また 300hPa での節の数は、FLAT 実験の場合は 3 つであるが、WN2 実験の場合は 2 つであり、WN1 実験の場合は 1 つである。

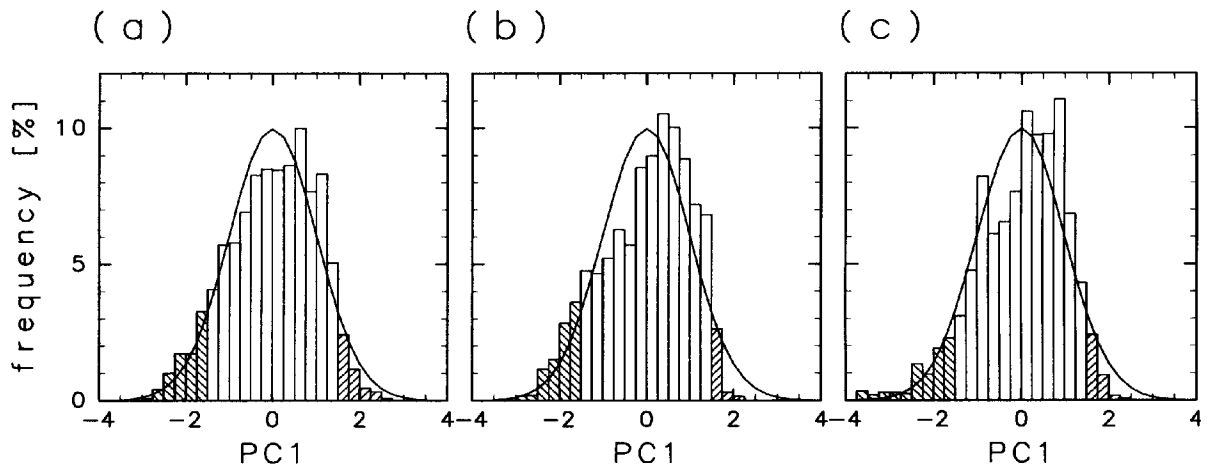


Fig. 7: Frequency distribution function of PC1 in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments. Curves denote the normal distribution. Shaded columns represent days when PC1 is greater than or equal to 1.5 standard deviation, or it is less than or equal to -1.5 standard deviation.

FLAT 実験, WN1 実験, WN2 実験の場合の寄与率はそれぞれ 57%, 64%, 45%であり, P_s の EOF1 の寄与率と同様に, WN2 実験の場合は他の 2 つに比べて小さい。

Fig. 6 は U の EOF1 に対応する主成分 (PC1) の時系列をそれぞれの標準偏差 (σ) で規格化したものである。 U の PC1 と P_s の PC1 との相関は, FLAT, WN1, WN2 実験ではそれぞれ 0.88, 0.96, 0.91 と高く, P_s と U の EOF1 は基本的に同じ変動成分をとらえていると考えられる。FLAT, WN1, WN2 実験での PC1 の標準偏差はそれぞれ 26.8, 52.6, 40.2 であり, FLAT 実験に比べ WN1, WN2 実験の PC1 の変動が大きいことが分かる。PC1 の時間変化には明瞭な周期性はみられないものの, FLAT 実験の場合は数 100 日程度の時間スケールの変動が認められる。これに対して, WN1 実験, WN2 実験の場合は, FLAT 実験の場合に比べて短い時間スケールの変動が卓越している。また PC1 が間欠的に大きな負の値をとることがある。このようなイベントは不規則に起こっており, 特に WN2 実験の場合は長期間起こらないとき (800 日~1600 日, 3300 日~など) がみられる。

規格化した PC1 の頻度分布を Fig. 7 に示す。FLAT 実験の場合は正規分布に近いが, WN1 実験, WN2 実験の場合は, PC1 の時系列にみられる負の偏差イベントに対応した偏りがみられる。FLAT 実験, WN1 実験, WN2 実験の場合の歪度はそれぞれ -0.29 , -0.44 , -0.64 であり, WN2 実験が一番歪んだ分布となっている。

3.2 コンポジット解析

U の PC1 が 1.5σ より大きな期間 (High) と, -1.5σ より小さな期間 (Low) を取り出し, コンポジット解析を行った。FLAT 実験の場合 High は 163 日, Low は 304 日であり, WN1 実験の場合はそれぞれ 113 日, 349 日, WN2 実験の場合はそれぞれ 132 日, 286 日である。

Fig. 8 は 300hPa 面における東西風のコンポジット図である。FLAT 実験の場合, 東西風の大きさはほぼ東西一様である。High 時では, 北緯 35 度付近と 55 度付近の 2 つの緯度帯で西風が強く, 緯度方向に風速の極大値が 2 つ存在するダブルジェット構造をしている。Low 時には北緯 45 度付近で西風が強く, 緯度方向に風速の極大値が 1 つであるシングルジェット構造をしている。また High 時に比べてジェットの high 緯度側で風速のシアーが大きい。

WN1 実験の場合は FLAT 実験に比べて経度依存性が大きくなる。High, Low 時ともに表面地形の山から谷に向かう斜面にあたる経度 180 度付近で西風がもっとも強い。High 時では経度依存性が大きく, ジェット気流は下流に行くほど高緯度側にシフトしており, 経度 315 度あたりでは北緯 65 度付近に位置する。また北緯約 30 度, 経度 270~360 度付近にも風速が極大となっている領域が存在しており, ダブルジェット構造がみられる。一方, Low 時においては, 風速 25m/s 以上の領域がすべての経度に存在し, その緯度は北緯 40 度付近と経度依存性が小さく, 環状に近い構造をしている。極域には東風の領域が存在しており, FLAT 実験と同様に High 時よりもジェットの high 緯度側で風速のシアーが大きくなっている。High と Low 時の差

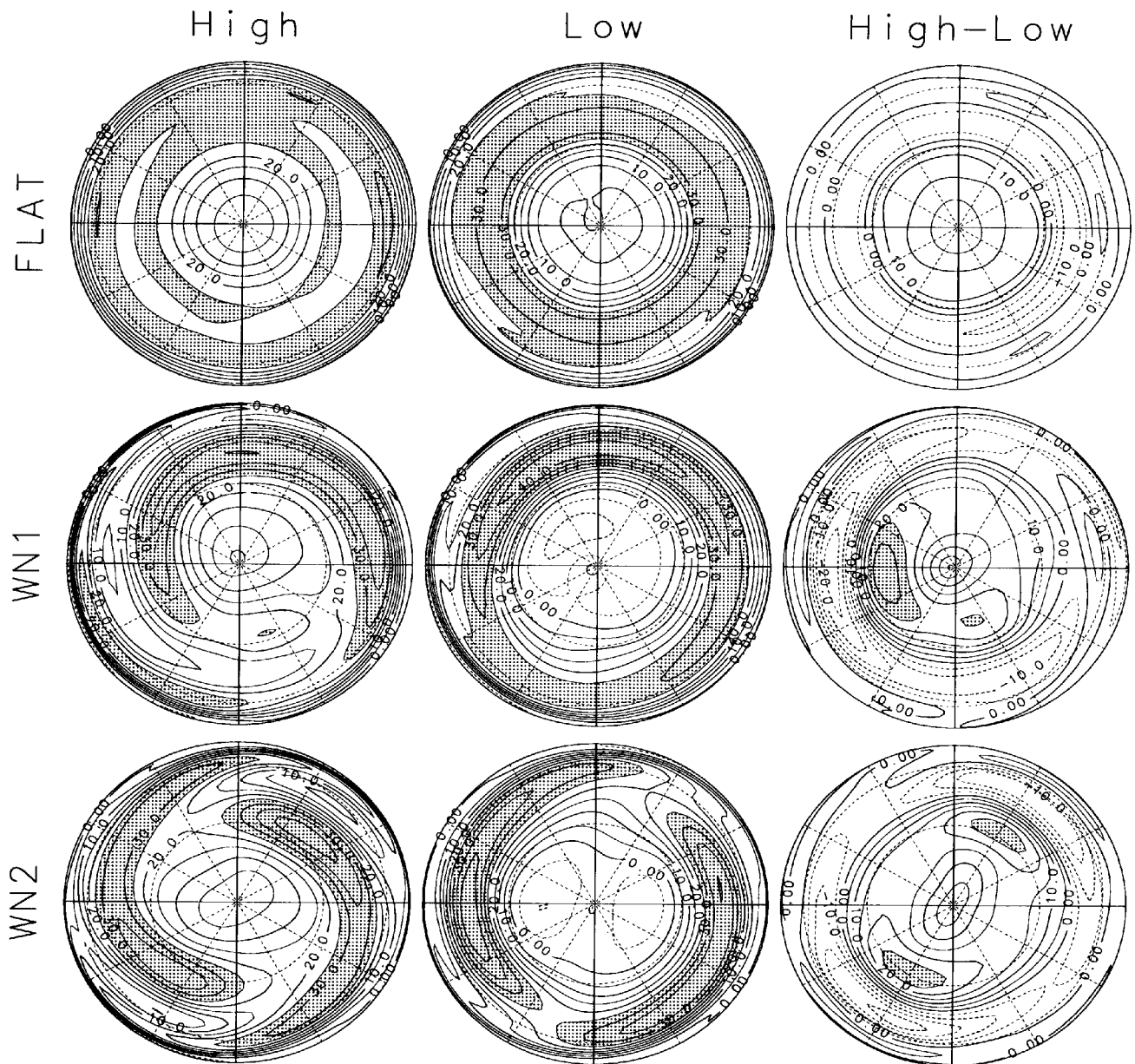


Fig. 8: Composite map of the intensity of zonal wind at 300hPa for High or Low period of PC1 of the zonal mean zonal wind and their difference; FLAT(top), WN1(middle) and WN2(bottom) experiments. (Left) time mean in days when PC1 is greater than or equal to 1.5σ , (Center) when PC1 is less than or equal to -1.5σ and (Right) difference between High and Low. Shaded area shows region where the zonal wind is greater than or equal to 25m/s.

をとると地形の谷にあたる経度 270 度付近でもっとも差が大きい。これはジェットの出撃付近でのジェットの位置の緯度の違いによる。

WN2 実験の場合はジェット気流が東西に 2 つに分かれて存在している。High 時においてもっともジェットの強い経度は、WN1 実験とは異なり、表面地形の谷のところであり、経度 135 度および 315 度付近である。WN1 実験の High 時と同様に、ジェット気流は下流に行くほど高緯度にシフトし、出撃付近の経

度 180 度および 360 度付近では北緯 55 度に位置する。一方、Low 時では、ジェットが最も強い経度は、High 時よりも約 30 度西にあり、山から谷に向かう斜面にあたる 90 度および 270 度付近である。それに伴いジェットの出口は High 時よりも西に後退している。またジェットの位置する緯度は、High 時に比べて経度依存性が小さく、北緯 40 度付近である。WN1 実験と同様に、極域には東風の領域が存在し、ジェットの高緯度側で風速のシアーが大きい。High と Low 時の

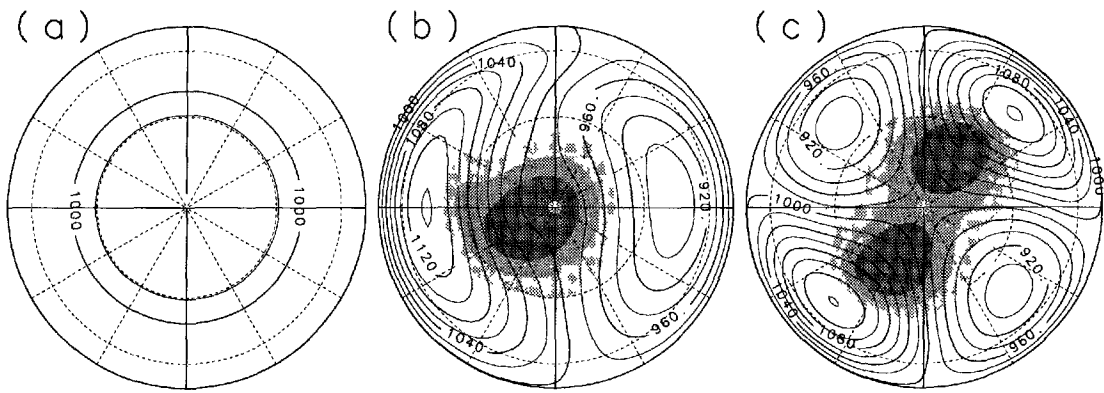


Fig. 9: Time mean of surface pressure(contours) and variance(gray scale; only in (b) and (c) panels.) in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments. Gray scale shows the region where variance of surface pressure is greater than 12hPa^2 and interval of gray scale is 2hPa^2 .

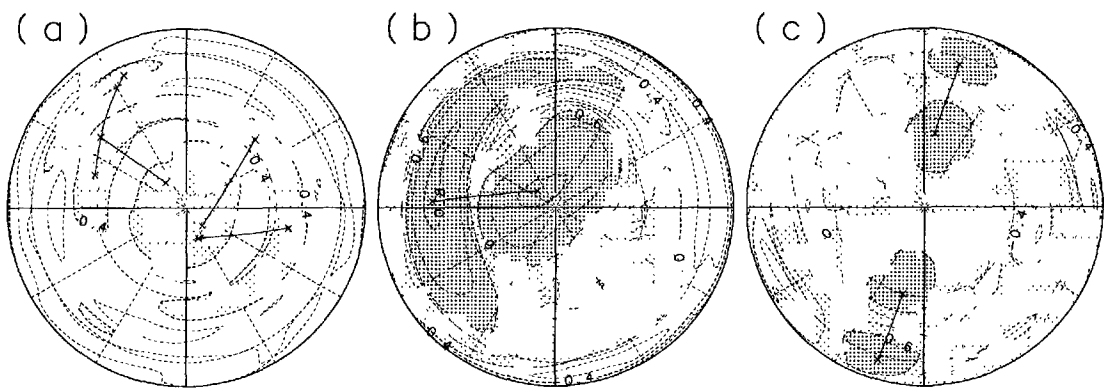


Fig. 10: 1-point correlation map in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments. Some pairs of points that have the strongest negative correlation are shown by symbol X and connected by a thin line.

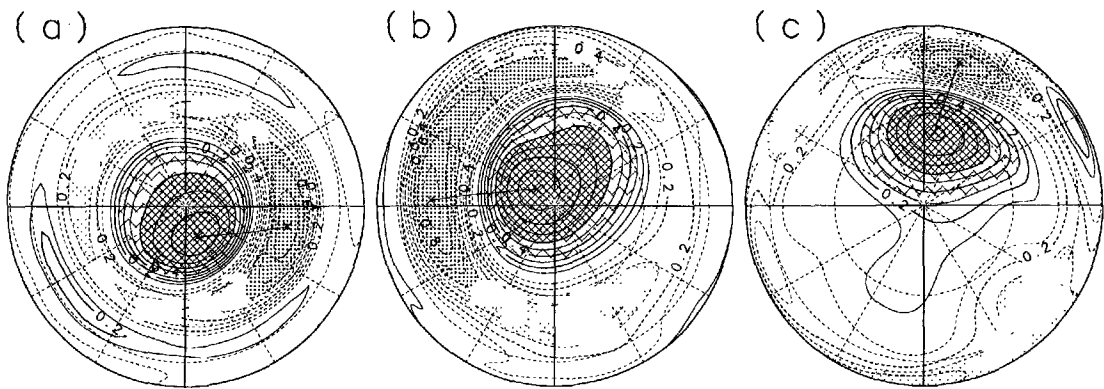


Fig. 11: Correlation map for the index which is explained in text in (a)FLAT, (b)WN1 and (c)WN2 experiments.

差をとると、WN1 実験と同様に地形の谷の経度で大きな違いがある。ただし WN1 実験では北緯約 40 度と約 70 度で差の絶対値が大きかったが、WN2 実験では北緯約 35 度と約 60 度で絶対値が大きく、WN1 実験の結果よりも低緯度側にある。

3.3 1 点相関解析

EOF1 において或る 2 点が同符号であっても、その 2 点間の相関が高いとは限らない (Ambaum et al. 2001)。そこでテレコネクションパターンを抽出する際に使われた 1 点相関解析 (Wallace and Gutzler 1981) を行った。

まず Ps の時間平均場と分散の様子をみておく (Fig. 9)。FLAT 実験の場合の時間平均場は同心円状であり、緯度とともに値が小さくなるのに対し、WN1、WN2 実験の場合、表面地形を反映して東西非一様であり、地形の山に相当する経度では値が低く、谷に相当する経度では値が高い。分散は、WN1 実験では、極域から地形の谷の北側にかけて大きな値を持っている。一方、WN2 実験の場合、谷の北側の 2ヶ所で大きな値をもち、極は鞍点となっている。これらの分散が大きなところは上部対流圏偏西風ジェットの出口の北側域にあたる (Fig. 8 参照)。

Ps の 1 点相関解析をおこなうと、FLAT 実験の場合は Fig. 10(a) のように北緯 55 度付近の緯度帯と極域との間で逆相関の関係がみられ、その逆相関をもつ領域がほぼ東西一様に存在している。それに対して WN1、WN2 実験の場合は東西非一様性が大きい。WN1 実験では、高緯度と中緯度間の逆相関が高い領域が 270 度を中心に東西にのびて存在している (Fig. 10(b))。また、この対の高緯度側の領域は極を取り巻いており、もっとも値が高い点は極に近い。また対の低緯度側の領域は北緯約 40 度である。一方、WN2 実験では、高い逆相関の関係をもつ領域の対が経度 170 度および 350 度付近の 2ヶ所に存在しており (Fig. 10(c))、その経度方向の幅は限られている。それらの領域の経度は、Ps の分散が大きく上部対流圏ジェット出口域のある経度とはほぼ同じである。また、その領域の中心は北緯約 65 度と約 30 度であり、WN1 実験の結果に比べて低緯度であり、高緯度側の領域は極を含んでいない。

次に、最も高い逆相関の関係をもつ 2 点を取り出し、それぞれ点の Ps の変動成分を規格化し、高緯度側の点の値から低緯度側の値を引いたものを指標として定義し、その指標と各格子点上での Ps との相関を計算した (Fig. 11)。FLAT 実験の場合の相関パターンは、極域とそれを取り巻く中緯度域とが反対符号をもつ環状なパターンであり、EOF1 (Fig. 4(a)) のパ

ターンと似ている。WN1 実験の場合の相関パターンも環状に近く、EOF1 のパターン (Fig. 4(b)) と似ている。一方、WN2 実験の場合、東西方向の範囲が限られた局所的な南北双極子構造をしている。また経度約 170 度および約 350 度の 2 つの高い逆相関領域でそれぞれ定義した 2 つの指標の相関は 0.17 であり、2 つのジェットの出口域における変動は同期していないことを示している。

4 まとめと議論

FLAT 実験の場合、長期変動の様相は経度方向にはほぼ一様であり、高緯度域と中緯度域の間で逆相関の関係をもつ変動が卓越している。EOF 解析と相関解析の結果はともに似た環状パターンであり、環状変動が主要な変動成分であるといえる。

WN1 実験、WN2 実験では、ともに Ps の EOF1 は環状であるが、対流圏の偏西風ジェット気流の構造や 1 点相関図などは経度依存性が大きい。WN1 実験では Ps の分散が大きなところは 1ヶ所だけであり極域を含んでいる。1 点相関解析の結果は南北双極子パターンを示すものの、相関の高い領域は広い経度帯におよんでいる。もっとも逆相関が高い 2 点の振動を表す指標を定義し、その指標を基準とした相関図は EOF1 のパターンと似て環状である。一方、WN2 実験では、Ps の分散の大きなところが 2ヶ所あり、その経度帯が限られている。これはストームトラックが 2 つのジェットの出口域にそれぞれ形成されていることに因る。1 点相関解析を行うと、それら 2 つの経度帯で局在化した南北方向の双極子パターンが得られる。またこれらの領域間の相関は低く、変動は同期していない。この対応は WN1 実験の結果と異なり、変動の大きな領域が 1ヶ所で極を含んでいるか、WN2 実験では変動の大きな領域が 2ヶ所であり極を含んでいないかという違いが重要であると考えられる。

これら一連の実験により、表面地形の違いによって環状変動の性質に大きな違いが見られることが分かった。地形の振幅だけでなくその東西波数によっても環状変動の実体は大きく異なっている。地形の違いにより偏西風ジェット気流やストームトラックの経度構造が変化し、同時に大規模な長期変動の空間構造も変化している。

現実大気において、北半球では大規模山脈が存在し、変動の大きな対流圏ジェット気流の出口域が大西洋と太平洋の 2ヶ所に存在する。一方、南半球は海洋がほとんどで、北半球に比べて地形が平坦であるので、対流圏ジェット気流の東西非一様性が比較的小さい。地形による惑星規模波動の影響を考えると、FLAT 実

験の場合が南半球の状況に近く、WN2 実験の場合が北半球の状況に近いと考えられる。

参考文献

地球流体電脳倶楽部 (1998):

<http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5/>.

西澤誠也・余田成男 (2002): 環状変動における地形の役割, グロースベッター, in press.

Akahori, K., Yoden, S. (1997): Zonal flow vacillation and bimodality of baroclinic eddy life cycles in a simple global circulation model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 54, pp. 2349-2361.

Ambaum, A. H. P., Hoskins, B. J., Stephenson, D. B. (2001): Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *J. Climate*, Vol. 14, pp. 3495-3507.

Deser, C. (2000): On the Teleconnectivity of the "Arctic Oscillation", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, pp. 1141-1144.

Hartmann, D. L. (1995): A PV view of zonal flow vacillation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 2561-2576.

Kimoto, M., Jin, F., Watanabe, M., Yasutomi, N. (2001): Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, pp. 737-740.

Limpasuvan, V., Hartmann, D. L. (2000): Wave-

maintained Annular modes of climate variability, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 4414-4429.

Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, pp. 1297-1300.

Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 1000-1016.

Walker, G. T., Bliss, E. W. (1932): World weather V, *Mem. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 4, pp. 53-83.

Wallace, J. M., Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Weather Rev.*, Vol. 109, pp. 784-812.

Wallace, J. M. (2000): North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms? one phenomenon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 126, pp. 791-805.

Yamazaki, K., Shinya, Y. (1999): Analysis of the Arctic Oscillation Simulated by AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 77, pp. 1287-1298.

Yoden, S., Shiotani, M., Hirota, I. (1987): Multiple planetary flow regimes in the Southern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 65, pp. 571-586.

Role of topography on annular variability

— Numerical experiment —

Seiya NISHIZAWA and Shigeo YODEN

Department of Geophysics, Kyoto University

Synopsis

Role of surface topography on the annular variability of mid- and high-latitude troposphere is examined by numerical experiments with an idealized general circulation model under a perpetual winter condition. Long time integrations are done for 3 cases of the surface topography (flat surface, sinusoidal topography of zonal wavenumber 1 or 2), and each of 4,000-day data is analyzed. Depending on the surface topography, the characteristics of jet streams and storm tracks are different, as well as the nature of annular variability.

Keywords: annular variability; general circulation; low frequency variability; surface topography