

大気大循環の年々変動と異常天候 (I)

岩 嶋 樹 也・山 元 龍三郎

INTERANNUAL VARIATIONS OF ATMOSPHERIC GENERAL CIRCULATION AND ABNORMAL WEATHER (I)

By Tatsuya IWASHIMA and Ryozauro YAMAMOTO

Synopsis

To investigate the relationship between interannual variations of atmospheric general circulation and abnormal short-term climatic variations, analyses of seasonal mean tropospheric height anomaly field in the Northern Hemisphere are made by using 500 mb JMA monthly mean height data for the period 1946–81 and NMC twice-daily 200, 500 and 850 mb height data for the period 1963–79. Composites of height anomalies are obtained for the high and low Southern Oscillation Index (SOI), and the spherical harmonic analysis is performed to reveal the spatially dominant modes for our time-space spectral general circulation model.

1. 序

近年、世界各地で頻発する早ばつや異常低温などの異常天候は、一国にとどまらず、場合によっては全世界の社会・経済に大きな影響を及ぼすことがあり、その予測は極めて重要な問題である。このような予測を含め、気候変動予測・長期予報の科学的基礎を与えるための国際協同研究として世界気候計画 (WCP) が進められている。この計画の中心となる気候変動国際協同研究計画 (WCRP) は、数週間から数十年の時間スケールの気候変動の物理機構について理解を深め、1～2カ月先の長期予報や数カ月～数年の気候予測を可能にすると共に、二酸化炭素の増加など人間活動が、より長期の気候変化に及ぼす影響を明らかにすることを目的にしている。

気候変動は大気大循環の変動と密接な関係にあり、その年々変動の研究は気候変動国際協同研究計画の具体的目標の一つでもある。我国の予報上の重要課題とされている厳冬・暖冬あるいは空梅雨・冷夏なども大気大循環の年々変動と密接に関連していることはよく知られているが、その物理機構には不明な点が多く、それらの成因・機構の解明は今後の課題である。我々は気候変動の年々変動の基礎的研究を行うために数値モデル作成を進めている¹⁾。このモデルでは大気大循環の平均的な季節変化を表現するために、従来の空間スペクトル・時間差分方式をさらに進め、空間のみでなく時間に関してもスペクトル展開方式を採用する。即ち、空間的には球面調和関数で展開し、時間については1年を基本周期とするフーリエ級数展開した時間-空間スペクトルモデルである。大気大循環の年々変動の実態把握はこのようなスペクトルモデル作成の基礎的知見として、またそれ自身としても重要不可欠である。それゆえできる限り長期間の実測データの解析を試み、異常天候の発現との関連を検討する。

大気大循環の年々変動をもたらす要因として、太陽活動・火山噴火による成層圏エアロゾル・海面水温・雪氷面積など多くの可能性が示唆されているが、その程度、役割など充分明確にされていない^{2),3)}。これらの要因中の海面水温の変動に関しては、熱帯海洋の年々変動が赤道域のみならず、中・高緯度とも密接に関連していることが Bjerkness⁴⁾ の研究以後広く知られるようになり、最近特に注目されている。即ち、エ

ル・ニーニョ現象 (El Niño event) と称される熱帯東部太平洋に広がる海面水温の異常高温は、熱帯大気の東西循環と影響を及ぼし合い、地上気圧の広範囲に及ぶ振動として知られてきた南方振動 (Southern Oscillation) とも強く関連していることが知られている⁵⁾。多くの研究では、各格子点毎の時系列データに基づき、ある点を基準として他の全点との相関係数分布図を求め、いわゆるテレコネクション (遠隔相関) が議論されている (例えば Wallace and Gutzler⁶⁾)。本研究では、合成図解析や球面調解析、スペクトル解析などを行い、南方振動に伴って北半球中・高緯度の気大循環がどのような変動をしているのか、そしてその変動で卓越する空間・時間スケールはどうか、また異常天候とどのように関連しているのか、等について長期間にわたる観測データから明らかにすることを目標にしている。

2. 東部赤道太平洋海面水温と南方振動指数 (Southern Oscillation Index: SOI)

東部赤道太平洋の海面水温の変化は、El Niño 現象と密接に関連し、これはまた南方振動現象 (Fig. 1 参照) とよく対応している (例えば Philander⁵⁾ 参照)。この南方振動の指標として南太平洋と西太平洋の地上気圧差が使われるが、タヒチ (17°S, 150°W) とオーストラリアのダーウィン (12°S, 131°E) の気圧差が診断的な研究には適している (Chen⁷⁾)。このタヒチ・ダーウィン地上気圧差を用いて表わされた南方振動指数 SOI は、東部太平洋赤道海面水温の変動と極めて良い対応関係にあることが、Fig. 2 から知られる。このように東部熱帯域の海面水温変化と気大循環の変動がどのように関連しているのかについて、SOI を指標として解析することができる。

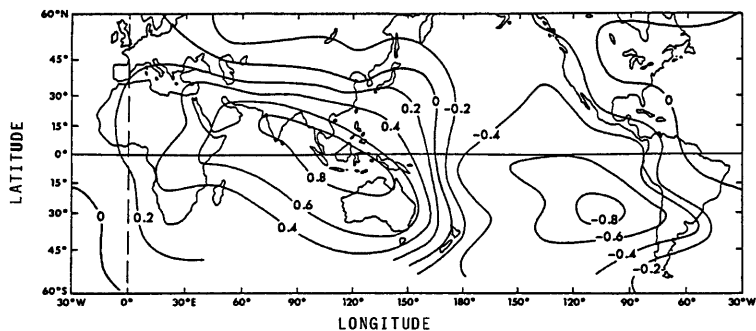


Fig. 1 The correlation of monthly mean surface pressure with that of Djakarta (after Berlage¹⁵⁾)

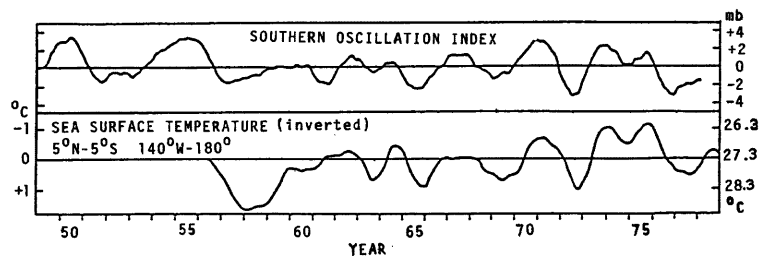


Fig. 2 Time series of Southern Oscillation Index and sea surface temperature over the region 5°N-5°S and 140°W-180° (after Wyrski¹⁶⁾)

3. データ

ここで指標として用いる SOI は、Parker⁹⁾ による季節平均値であり、以下の2種類の北半球格子点等圧面高度データを解析する。

3.1 高度データ

基本等圧面高度データとしては、次の気象庁 (JMA) による、1946年1月～1981年12月 (36年分) の 500 mb 月平均格子点データ (20°N～80°N; 緯度 10°×経度 10°) を使用する。また、米国 National Meteorological Center (NMC) の1963年1月1日～1979年12月31日 (17年分)、850, 500, 200mb の日々2回格子点高度データ (20°N～90°N; 緯度 5°×経度 5°) を併用する。

これらの等圧面高度データから、冬 (12月, 1月, 2月), 春 (3月, 4月, 5月), 夏 (6月, 7月, 8月), 秋 (9月, 10月, 11月) の季節平均値を求める。各季節毎に、全期間の平均値を平年値 (normal) とし、それからの偏差 (anomaly) を解析する。

3.2 SOI データ

期間1946～1981年に対応する SOI を用いる。このデータには、Fig. 3a に示されているように、季節変化が含まれている。ここでは、多年のデータから求められる平均的 (normal) 季節変化からのずれを検討するので、各季節毎に36年のデータから、標準偏差を求め、これを用いて SOI を正規化する (Fig. 3b)。

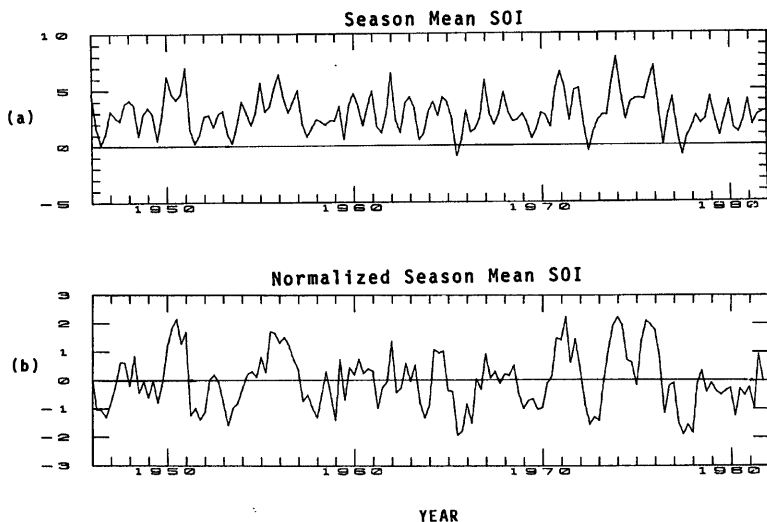


Fig. 3 Time series of Southern Oscillation Index during the period 1946-81: a) Season mean SOI; b) Normalized season mean SOI

4. 高・低 SOI 期の合成高度場

Fig. 2 に示されているように、SOI が負の場合は、東部赤道太平洋域に高水温域が広がる場合であり、逆に SOI が正の場合は水温が低い場合に相当する。このような熱帯海面水温の異常高温・低温期に北半球高度場がどのようなであったかを知るために、SOI の標準偏差 (=1) を規準として、その絶対値が著しく大きい (SOI < -1, SOI > 1) 時期の合成高度場を各季節毎に求めた (Fig. 4)。それぞれの季節の偏差分布に幾つ

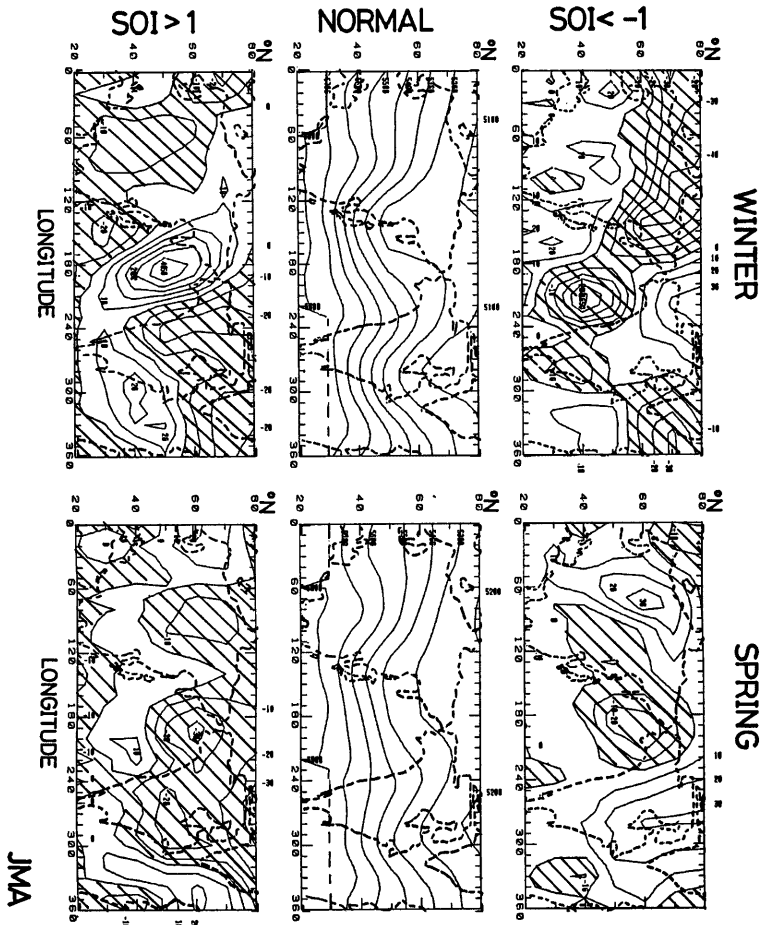


Fig. 4 a) 500 mb height anomaly composites associated with $|SOI| > 1$ of four seasons: Upper panel $SOI < -1$; Bottom panel $SOI > 1$ and middle panel height normal height field; a) winter and spring b) summer and autumn. The contour interval is 10 gpm, and the shaded areas are negative.

かの特徴が見出せる:

冬季低 SOI 期には、北米大陸南部・太平洋東部から北西方向のユーラシア大陸北部、グリーンランド・大西洋北部に負の高度偏差域が広がり、高 SOI 期には、ほぼ逆の分布をしている。超長波スケールの大規模場では、東西波数 1～2 に相当する分布で、南北モードは高・低 SOI 期いずれも同じ幅広い分布をしている。

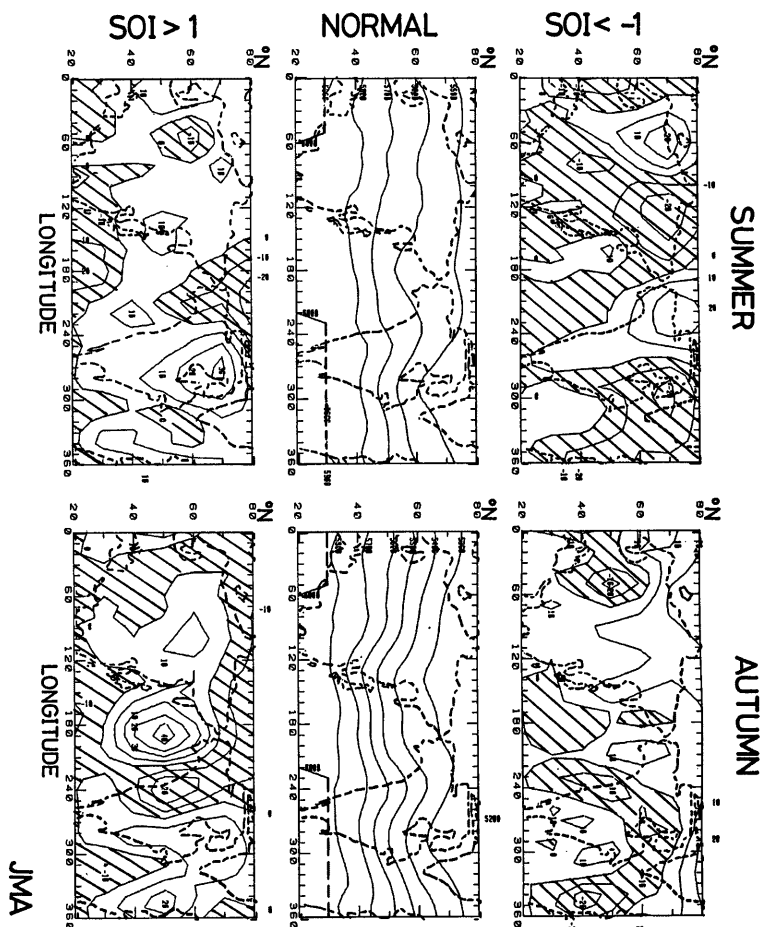


Fig. 4 b) The same as Fig. 4a), but for summer and autumn

春季低 SOI 期には、太平洋・大西洋北部に負偏差域、西部シベリアに正偏差極値が見られる。高 SOI 期には、大西洋・中国から中緯度太平洋にかけての領域を除き負偏差域が広がっている。

夏の低 SOI 期には、高緯度に正負偏差域が東西波数 2 に対応する分布をし、高 SOI 期には、シベリア西部、アラスカ・カナダ北部、西太平洋に負偏差域が見られる。

秋の低 SOI 期は、東欧・太平洋南東部・北アメリカ大陸西岸からカナダ、大西洋東部にかけて負領域が広がる。高 SOI 期には、北部太平洋からシベリア・中国・大西洋に正偏差域、カナダ西部に負の極値領域が見られる。

全季節の偏差分布を比較すると、季節毎に違った偏差分布パターンをしており、高・低 SOI 期それぞれに共通するような類似の分布は見出せない。しかし、春季高 SOI 期、秋季低 SOI 期などのように、より小

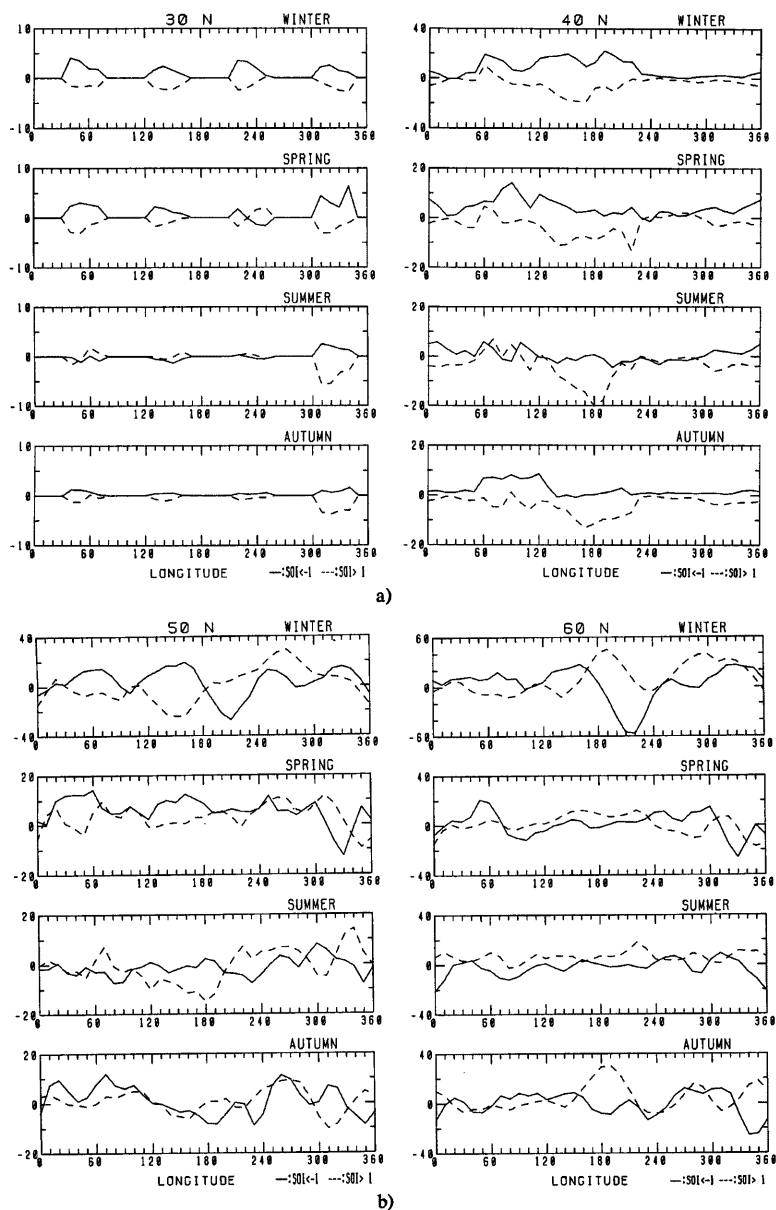


Fig. 5 Longitudinal distribution of composites height anomalies along latitudes 30°, 40°, 50° and 60°N: a) 30°N and 40°N; b) 50°N and 60°N. Solid lines: SOI < -1; Dashed lines: SOI > 1

さな空間スケールの偏差分布も見られるが、中・高緯度の分布から明らかなように、冬季には東西波数 1、夏季には波数 2 の比較的大きなスケールの偏差が卓越していること、また、正負偏差分布パターンに逆位相分布が（特に冬季には顕著である）見られることなど共通した特徴と思われる。この高度偏差場の高・低 SOI 期の逆位相に近い分布を 30°N , 40°N , 50°N , 60°N の緯度円に沿ってみたものが Fig. 5 である。各季節・緯度により上下関係は異なるが、SOI の高低で逆の変化を明瞭に示す緯度が見出せる。例えば、 $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$ の日本付近に着目してみると、夏季 30°N を除き各季節とも高 SOI 期に負の偏差が認められる。冬・春などの低 SOI 期には逆の正偏差が見られる。このような高度場の平年からのずれは、Fig. 4 の平年高度分布にも見られる日本付近に定常的に存在するトラフやリッジの強さ・位置に影響を与え

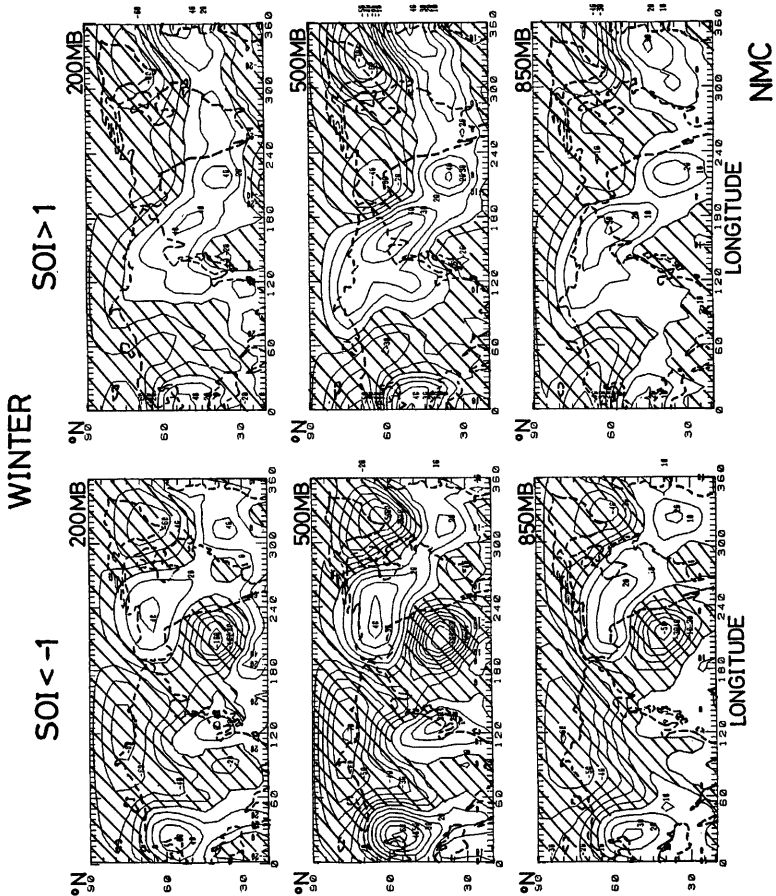


Fig. 6 a) Anomaly of 200 mb, 500 mb and 850 mb height field for $|\text{SOI}| > 1$: $\text{SOI} < -1$ (left) and $\text{SOI} > 1$ (right): a) winter and b) summer. The contour intervals are 10 gpm except for winter of 200 mb (20 gpm). The shaded areas are negative.

ることを意味し、ある場合には異常天候の発現にも関連することが予想される。

上の対流圏中層 500mb の偏差分布にみられる特徴的な太平洋・北米大陸上の正負域が交互にみえるパターンは、Chen⁷⁾ による、異なる短期間 (1951~1979年) の 700mb 高度の Fig. 1 と同様の相関解析結果にも見出せる。特に冬季には明瞭である。そこで鉛直方向にはどのような分布をしているのかを明確にするために、米国 NMC の 3 高度 (200, 500, 850mb) データを用いて検討する。先に示した、JMA 500mb データに比べて、期間が半分程度であり、また格子間隔等も異なるので、同じ期間による 500mb JMA データと比較を行い、特徴的な分布はほぼ対応していることを確認した。Fig. 6 は冬季・夏季の 3 高度における合成偏差図である。偏差分布パターンが、両季節ともに上下方向に一対一に対応していること、極値は対流圏の上方向わずかに大きいことが知られる。ここには示さないが、春・秋もほぼ同様である。このような分布は、Wallace and Gutzler⁶⁾ の地表気圧と 500mb 高度場の相関解析結果からの、相当順圧的 (equivalent baro-

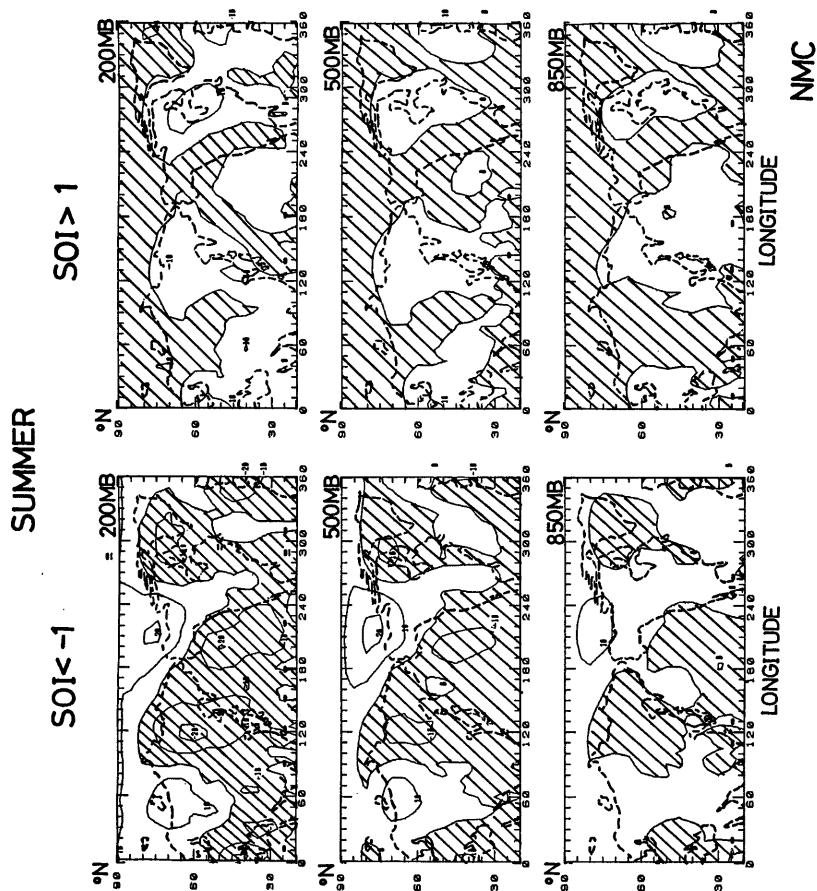


Fig. 6 b)

tropic) 鉛直構造をしているとの推論を明瞭に示すものである。この冬季低 SOI 期にみられる特徴的な高度偏差分布パターンの力学的成因について幾つかの理論モデルによる説明が試みられている。Hoskins and Karoly⁹⁾ は熱源域で作られた強制ロスビー波が伝播して、冬季の太平洋北東部から北米大陸・大西洋にかけて交互に現われる正負高度偏差分布が生じると説明し、Simmons, Wallace and Branstator¹⁰⁾ は東西に変化する基本場の順圧不安定で、また Frederikson¹¹⁾ は 3 次元的な力学不安定で説明できるとしている。このようなモデル結果を総合して、太平洋から北米大陸・大西洋にかけて、特に冬季に見られる偏差分布パターンは、熱帯海面水温の異常により励起された強制ロスビー波が中・高緯度まで伝播して、さらに力学不安定が加わってもたらされると考えられる。また冬季に顕著で夏季には熱帯海面水温の異常高温の影響が小さいという季節による差は、中緯度偏西風域が低緯度まで広がっているか否かによるものと説明されている (Webster¹²⁾)。高度偏差分布が全てこのような線型モデルで解釈説明できたわけではなく、個々の分布について詳細なまた定量的な検討が要請される。

上に示された各季節の合成高度偏差場は、東西波数 1～4 に相当する超長波と局所的に卓越する長波程度のスケールの擾乱から成っているようにみえる。次に、これらの偏差分布でどのような空間スケール (波数) 成分が卓越するのか、あるいは空間スペクトル展開した場合にどのような成分で表現されるのか波数空間における特徴を検討する。

5. 高・低 SOI 期合成偏差場の球面調和解析

各季節毎の高・低 SOI に対して得られた合成偏差場 $h'(\lambda, \varphi)$ はどのような空間スケールの擾乱から構成されているか調べる。

特徴的な卓越する等圧面高度場の分布パターンのデータ解析ではデータ自身から求めた経験的直交関数を用いる主成分分析法が使用されたりする (例えば Trenberth and Paolino¹³⁾) が、他の数値モデル計算結果と比較すること (例えば Christidis and Spar¹⁴⁾)、あるいは我々のスペクトルモデル作成の目的から、既知の直交関数である球面調和関数を用いた解析法を採用する。

ここでは北半球におけるデータのみであり、 $h'(\lambda, \varphi)$ を南北両半球対称と仮定して次のような球面調和関数に展開する：

$$h'(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|+1}^N H_n^m P_n^m(\sin \varphi) e^{im\lambda}$$

ここで、 λ =経度、 φ =緯度、 m =東西波数、 n =総波数 ($n-m$ =南北モード)、 P_n^m =ルジャンドル陪関数、 H_n^m =球面調和展開係数。東西波数 m は、長波を含むように波数 8 までとり ($M=8$)、南北モードとしては $\max(n-m)=8$ とした：すなわち、 $m=0, 1, 2, 3, \dots, 8$; $n'=n-m=0, 2, 4, 6, 8$

季節、高低 SOI 毎の振幅 ($|H_n^m|$)、位相を Table 1 に示す。また、振幅の相対的な大きさを知るために、次のような総分散に対する比を求めた：

$$|H_n^m| / \sigma(|H_n^m|)$$

$$\text{ここで } \sigma(|H_n^m|) = \left[\sum_n |H_n^0|^2 + 2 \sum_m \sum_n |H_n^m|^2 \right]^{1/2}$$

Fig. 7 から、季節・SOI の高低によらない共通する特徴として、振幅の大きな部分は、主に $m \leq 5$; $n-m \leq 6$ にあることが知られる。これはいわゆる三角形波数切断モデルで表現可能であることを示している。

冬季の低 SOI 期には、波数 $(m, n)=(1, 5), (4, 4)$ に、高 SOI 期には、 $(0, 4), (2, 2)$ に極大を持ち、モード $(1, 5)$ の高・低 SOI 期の位相は、ほぼ逆位相になっていることを含め、Fig. 4a から予想されたような分布である。

春季の低 SOI 期には、 $(0, 0), (1, 3)$ モードが、高 SOI 期には $(1, 1), (2, 2)$ モードが、夏季低 SOI 期には、 $(2, 4), (2, 6), (4, 4)$ 、高 SOI 期には $(0, 2), (1, 1)$ が、秋季低 SOI 期には $(1, 1), (1, 3)$ 、高 SOI 期には $(2, 2), (2, 4)$ が卓越している。

Table 1 Amplitudes and phase angles of spherical harmonics of 500 mb composites height anomalies number ($n-m$). Left and right values represent the amplitude $|H_m^n|$ and phase angle

SOI> -1 (-1.35)											
	M	N=0		N=2		N=4		N=6		N=8	
WINTER	0	2.2	0.	3.3	180.	2.1	180.	0.2	0.	1.8	0.
	1	2.2	161.	3.3	-23.	5.3	143.	1.9	137.	1.2	118.
	2	3.4	-147.	3.1	79.	4.3	-109.	2.0	-103.	0.6	-84.
	3	1.1	-49.	2.1	-122.	0.9	82.	0.7	118.	0.5	161.
	4	4.2	140.	2.8	40.	0.8	-49.	0.9	-71.	0.4	-125.
	5	0.4	79.	1.6	-170.	0.4	-168.	0.1	-133.	0.1	-42.
	6	0.8	70.	0.9	-79.	0.2	-87.	0.0	-13.	0.2	52.
	7	2.0	-106.	0.7	117.	0.4	142.	0.3	151.	0.1	-150.
	8	0.9	-173.	0.3	116.	0.2	151.	0.2	168.	0.1	174.
SOI> -1 (-1.53)											
	M	N=0		N=2		N=4		N=6		N=8	
SPRING	0	10.6	0.	0.8	180.	5.2	0.	1.0	180.	0.4	180.
	1	2.2	-91.	4.1	42.	0.7	-13.	1.6	158.	1.7	164.
	2	0.3	108.	3.6	-166.	2.7	153.	1.6	167.	0.6	175.
	3	0.7	-29.	1.8	-123.	0.4	72.	0.5	143.	0.6	166.
	4	1.2	9.	1.0	172.	0.6	69.	0.6	57.	0.5	37.
	5	1.5	-137.	1.3	13.	0.6	-15.	0.4	-27.	0.2	-69.
	6	1.4	155.	1.2	2.	0.2	-11.	0.0	-96.	0.1	130.
	7	0.6	102.	0.6	25.	0.2	1.	0.1	-104.	0.2	-168.
	8	1.4	66.	0.4	-179.	0.2	154.	0.1	119.	0.2	77.
SOI> -1 (-1.38)											
	M	N=0		N=2		N=4		N=6		N=8	
SUMMER	0	1.0	180.	1.1	180.	1.0	0.	0.4	0.	0.3	0.
	1	1.0	21.	1.8	165.	0.5	-34.	0.3	106.	0.4	109.
	2	1.1	87.	2.3	-99.	2.2	-91.	2.0	-91.	0.9	-88.
	3	0.7	-162.	0.7	-135.	0.3	152.	0.4	104.	0.4	92.
	4	1.9	-29.	1.6	159.	0.6	110.	0.6	109.	0.3	105.
	5	1.7	15.	1.7	-171.	0.2	-158.	0.1	-2.	0.4	12.
	6	1.9	-18.	0.6	177.	0.2	127.	0.2	103.	0.1	11.
	7	0.2	-42.	0.4	-43.	0.3	-32.	0.3	-22.	0.1	-0.
	8	0.8	-79.	0.4	126.	0.1	127.	0.0	81.	0.1	-46.
SOI> -1 (-1.38)											
	M	N=0		N=2		N=4		N=6		N=8	
AUTUMN	0	3.0	0.	1.0	0.	3.1	0.	1.1	0.	0.6	0.
	1	3.1	-17.	3.1	-165.	1.6	-33.	0.7	-43.	0.6	0.
	2	2.7	-111.	2.6	112.	1.2	-42.	0.4	-74.	0.4	-138.
	3	1.3	34.	1.3	-146.	0.9	57.	0.6	47.	0.2	35.
	4	2.0	59.	2.0	-98.	0.5	-52.	0.2	-66.	0.2	134.
	5	1.5	143.	1.4	-52.	0.7	-33.	0.5	-23.	0.1	10.
	6	0.7	-94.	1.3	-136.	0.6	-149.	0.3	-163.	0.0	-119.
	7	1.0	-79.	0.7	-47.	0.3	-26.	0.2	29.	0.1	61.
	8	0.6	121.	0.1	-143.	0.1	133.	0.1	121.	0.1	131.

for $|\text{SOI}| > 1$ periods of four seasons: M =zonal wavenumber; N =meridional node $\tan^{-1} m\lambda$, where the units are gpm and degree, respectively.

SOI > +1 (1.66)									
$N=0$		$N=2$		$N=4$		$N=6$		$N=8$	
5.4	180.	7.9	0.	8.8	180.	1.8	0.	0.8	0.
4.5	68.	5.6	-152.	4.3	-103.	1.4	-90.	0.9	-4.
11.1	-143.	9.5	38.	1.8	-134.	1.1	-162.	1.5	-161.
5.8	-11.	6.1	169.	0.6	-125.	1.0	-133.	0.7	-100.
0.9	170.	2.9	-48.	1.1	7.	0.7	23.	0.2	82.
1.3	-159.	1.5	135.	0.6	138.	0.2	128.	0.1	-51.
1.2	-155.	0.2	32.	0.1	53.	0.2	57.	0.1	80.
1.4	-19.	0.6	-179.	0.3	173.	0.2	137.	0.1	88.
0.7	-19.	0.5	174.	0.3	160.	0.2	128.	0.1	94.

SOI > +1 (1.65)									
$N=0$		$N=2$		$N=4$		$N=6$		$N=8$	
3.2	0.	4.2	180.	2.1	0.	0.2	0.	0.3	180.
3.6	30.	3.3	-92.	3.0	-1.	1.0	-152.	1.4	-160.
3.6	177.	3.0	7.	0.5	99.	0.1	-23.	0.4	-128.
0.5	-47.	0.5	18.	1.7	-8.	0.7	-16.	0.4	-165.
3.0	-10.	2.1	169.	0.4	78.	0.3	68.	0.2	13.
1.0	-166.	0.7	-73.	0.3	-16.	0.3	19.	0.1	65.
2.1	-91.	0.1	152.	0.2	141.	0.3	118.	0.2	116.
0.1	99.	0.6	-78.	0.2	-96.	0.1	-164.	0.1	131.
1.3	-154.	0.2	-36.	0.1	-73.	0.0	-96.	0.1	-148.

SOI > +1 (1.55)									
$N=0$		$N=2$		$N=4$		$N=6$		$N=8$	
3.5	180.	7.4	0.	5.0	180.	0.7	0.	0.7	180.
4.9	37.	2.2	-148.	2.0	26.	0.6	-7.	0.7	-30.
3.2	-160.	1.7	37.	1.5	156.	0.9	151.	0.5	167.
2.3	35.	1.1	-86.	1.2	-62.	0.8	-72.	0.2	-77.
2.5	73.	0.9	-94.	0.8	-15.	0.7	-19.	0.4	3.
0.8	54.	0.4	24.	0.3	-40.	0.3	-63.	0.2	-70.
2.6	-167.	0.6	46.	0.0	83.	0.1	-63.	0.2	-96.
0.6	-178.	0.4	-117.	0.2	-178.	0.2	143.	0.2	134.
1.4	164.	0.4	-84.	0.2	-85.	0.1	-63.	0.0	133.

SOI > +1 (1.55)									
$N=0$		$N=2$		$N=4$		$N=6$		$N=8$	
0.7	180.	3.4	0.	4.0	180.	1.0	180.	0.7	180.
1.7	-17.	1.9	164.	1.7	-9.	0.9	50.	0.7	48.
5.9	-152.	5.9	33.	1.6	167.	0.9	161.	0.8	-166.
4.1	-15.	3.6	162.	0.7	156.	0.5	176.	0.2	-76.
0.9	111.	2.8	-24.	0.8	-36.	0.4	-54.	0.2	-152.
1.1	-119.	1.8	82.	0.8	89.	0.5	94.	0.1	174.
0.9	-124.	0.7	67.	0.2	118.	0.2	165.	0.2	-138.
0.3	172.	0.2	136.	0.1	102.	0.1	65.	0.1	52.
0.1	-27.	0.3	-139.	0.1	-135.	0.0	-127.	0.0	5.

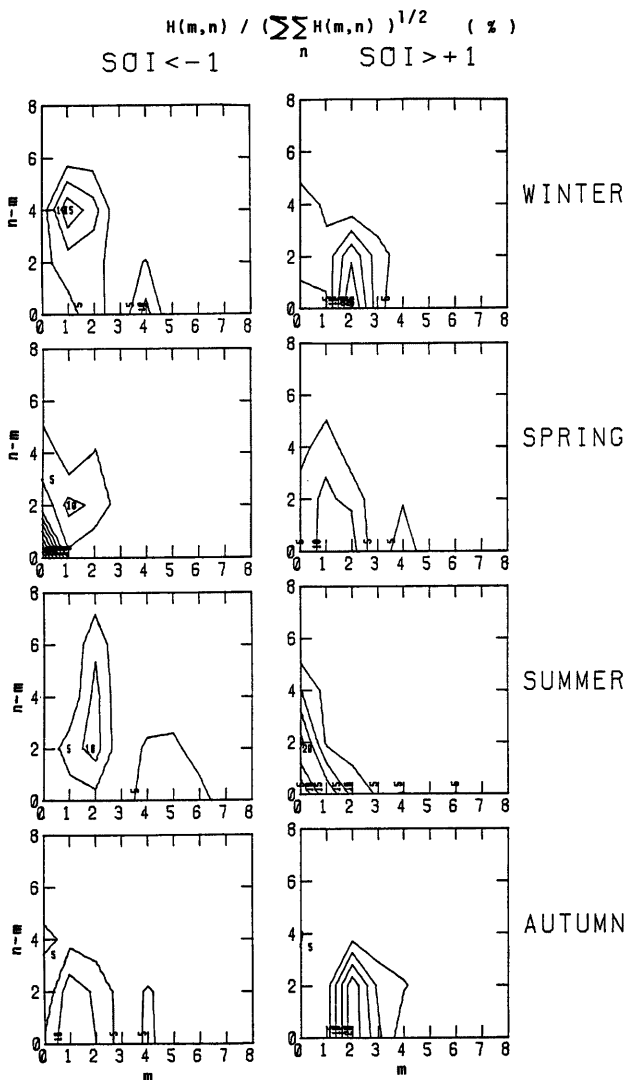


Fig. 7 Contribution ratio of each harmonic component to the total variance:

$$H_m^2 / (\sum_n |H_n^2| + 2 \sum_m \sum_n |H_m^2|)^{0.5}$$

冬季・夏季それぞれにおける卓越する波数・モードは、厳密には異なっているが、全体的な特徴としてみると、低 SOI 期には $(m, n-m) = (1 \sim 2, 2 \sim 4)$ と $(4 \sim 6, 0)$ に、高 SOI 期には $(0, 2 \sim 4)$ と $(1 \sim 2, 0)$ の 2 群に分けられる。このような 2 群のモードの定常波が常に卓越しているとすれば、どのような過程で生成さ

れ、維持されているのか、また異常天候とどのような関連があるのか興味ある今後の研究課題である。

6. 結 び

熱帯東太平洋における海面水温の変化を表現するものとして、南方振動指数 SOI を用いて、北半球中・高緯度の高度偏差場を解析した。正規化した SOI の標準偏差を規準にして+1以上、-1以下の高・低期に分けて、高度場の合成を行い、各季節毎に特徴的な偏差分布パターンを得た。この分布は、さらに行なった球面調和解析による波数空間においても表現される。2, 3の東西波数・南北モード成分のみで表現することには限界があるが、少数特定成分のみでも大きな特徴は表現できそうである。

ここでは、それぞれの季節の高低 SOI 期毎に平均（合成）した場を検討したが、次の段階では、全期間を通じ Figs. 2, 3 に見られるような、SOI の時間変化（すなわち、熱帯太平洋海面水温の変動）に対応して高度場（あるいは波数空間での卓越部分）がどのような時間変化をしているのか、そして異常天候の出現（頻度）とどのように対応するものか等が検討課題である。

謝 辞

計算は全て京都大学理学部附属気候変動実験施設の計算機システム (FACOM M150F) により行なった。作図には、竹内義明氏作成のプログラムを使用した。記して謝意を表したい。

参 考 文 献

- 1) 岩嶋樹也・山元龍三郎・竹内義明：時間空間スペクトル大気大循環モデル——気候変動研究の新しい試み——日本気象学会関西支部例会講演要旨集，第26号，1983，pp. 2-15.
- 2) ICSU/WMO JOC: The Physical Basis of Climate and Climate Modelling, GARP Publication Series No. 16, 1975, 265 pp.
- 3) 山元龍三郎：気候変動の問題点，グロースベッター，第19巻，1980，pp. 7-30.
- 4) Bjerknes, J.: A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature, Tellus, Vol. 18, 1966, pp. 820-828.
- 5) Philander, S. G. H.: El Niño Southern Oscillation Phenomena, Nature, Vol. 302, 1983, pp. 295-301.
- 6) Wallace, J. M. and D. S. Gutzler: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, Mon. Wea. Rev., Vol. 109, 1981, pp. 784-812.
- 7) Chen, W. Y.: Assessment of Southern Oscillation Sea-Level Pressure Indices, Mon. Wea. Rev., Vol. 110, 1982, pp. 800-807.
- 8) Parker, D. E.: Documentation of a Southern Oscillation Index, Meteor. Mag., Vol. 112, 1983, pp. 184-188.
- 9) Hoskins, B. J. and D. J. Karoly: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing, J. Atmos. Sci., Vol. 38, 1981, pp. 1179-1196.
- 10) Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns, J. Atmos. Sci., Vol. 40, 1983, pp. 1363-1392.
- 11) Frederikson, J. S.: A Unified Three-Dimensional Instability Theory of the Onset of Blocking and Cyclogenesis II: Teleconnection Patterns, J. Atmos. Sci., Vol. 40, 1983, pp. 2593-2609.
- 12) Webster, P. J.: Seasonality in the Local and Remote Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies, J. Atmos. Sci., Vol. 39, 1982, pp. 41-52.
- 13) Trenberth, K. E. and D. A. Paolino, Jr.: Characteristic Patterns of Variability to Sea Level Pressure in the Northern Hemisphere, Mon. Wea. Rev., Vol. 109, 1981, pp. 1169-1189.
- 14) Christidis, Z. D. and J. Spar: Spherical Harmonic Analysis of a Model-Geopotential Climatology, Mon. Wea. Rev., Vol. 109, 1981, pp. 215-229.

- 15) Berlage, H. P.: The Southern Oscillation and World Weather, Kon. Ned. Meterorol., Meded. Verh., No. 88, 152 pp.
- 16) Wyrтки, K.: The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaction and El Niño, Marine Technology Society Journal, Vol. 16, pp. 3-10.