

大気大循環の年々変動と異常天候（Ⅱ）

岩 嶋 樹 也・山 元 龍 三 郎

INTERANNUAL VARIATIONS OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND ABNORMAL WEATHER (II)

By *Tatsuya IWASHIMA* and *Ryozauro YAMAMOTO*

Synopsis

Composite analyses are made for zonal mean wind and ultra-long waves with zonal wave-numbers 1, 2 and 3, by using 500 mb JMA season mean height data. Year-to-year variations of height field are examined, with referring to the composite height field: The extreme 1982/83 case of El Nino event shows the similar pattern of height anomaly field to the composite field for $SOI < -1$.

To investigate dominant periods and their relationship of the variability of general circulation and SOI, spectral and cospectral analyses of SOI, Zonal index (ZI) and index of Polar vortex intensity (PVI) are performed as the first step.

1. 序

大気大循環の年々変動の研究は、気候変動国際協同研究計画（WCRP）の具体的目標の一つであり、我々はその実態把握と新しい「時間-空間スペクトルモデル」による研究を進めている。

大気大循環の変動と異常天候の発現は密接に関連しているが、その成因・機構は充分解明されていない。本研究は、長期間の実測データ解析により大気大循環の年々変動の実態を把握し、モデル作成の基礎的知見を得ることを目指している。

大気大循環の年々変動をもたらす要因の一つに海面水温がある。特に熱帯東部太平洋海面水温は、低緯度のみならず中・高緯度にまで影響を及ぼし、エルニーニョ・南方振動（ENSO）現象と対応するとして近年大いに注目されている。この南方振動指数（SOI）を海面水温の指標として、北半球季節平均高度場の解析を進めてきた。前報（Ⅰ）¹⁾では、1946～1981年の高・低 SOI 期の 500 mb 合成高度偏差場およびその球面調和解析によって特徴的な偏差分布とそれに対応する卓越空間スケールを示す結果を得た。ここでは引続いて SOI 高低期の帯状平均場とそれからのずれに相当する、平均東西風や超長波の南北構造の差異を調べる。さらに、極めて顕著で今世紀最大といわれている1982/83年のエルニーニョ現象を含む1982年以降のデータを追加し、個々の SOI 高低期の場について前報（Ⅰ）で示した合成場と比較検討する。また、SOI と中・高緯度の循環を示す帯状指数（ZI）や極渦指数（PVI）の時系列データを利用してスペクトル解析を行い、卓越周期やそれら指数間の関係について予備的検討を試みる。

2. 高低 SOI 期の帯状平均高度・東西風

熱帯太平洋の海面水温の異常が広範囲にわたって生ずる場合には東西平均場や平均子午面循環にも何らかの影響が及ぶであろうことは容易に推定される（Kousky *et al.*²⁾）。これは中高緯度の異常天候の出現にも関連する。Bjerknes^{3),4)}によって提出された、このような考えの一部を、Chiu and Lo⁵⁾, Chiu *et al.*⁶⁾は、月

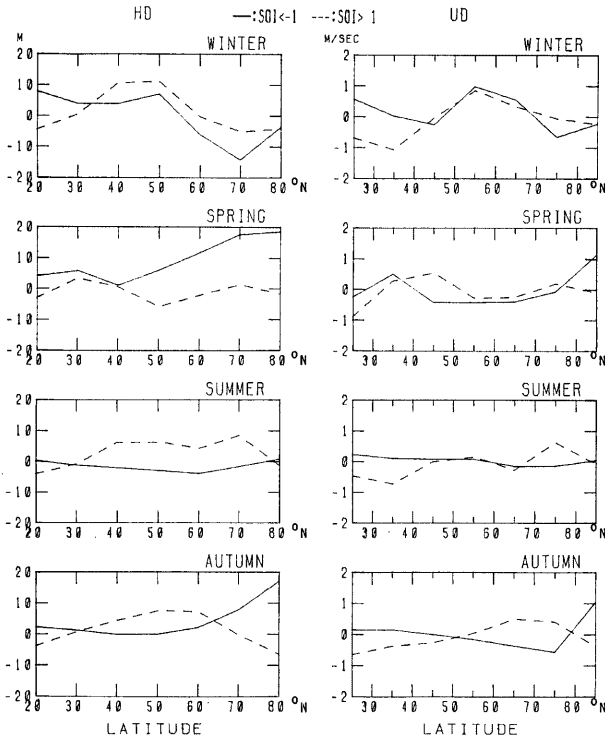


Fig. 1 Latitudinal distribution of zonal mean height (HD) and wind (UD) composited for $|SOI| > 1$ of four seasons (JMA 500 mb data during the years 1946-81)

平均の熱帯太平洋海面水温や対流圏高度データの相関解析によって検討した。彼らのものより、より長期間にわたる対流圏 500 mb データを用いて、規格化した SOI 絶対値の極めて大きかった場合 ($|SOI| > 1$) の合成場から帯状平均高度・東西風を季節毎に求めた (Fig. 1)。季節によって多少異なっているが、高度場は、 $30^{\circ}N$ より南では低 SOI 期、春季を除く $30^{\circ}N$ 以北の中高緯度では高 SOI 期の方が大きくなっている。すなわち赤道太平洋海面水温が高くなったときには、 $30^{\circ}N$ 付近を境にして低緯度側では高度が上昇し、中高緯度側では下降する傾向にある。これに対応して帯状平均東西風の緯度分布をみると、 40° 以南の低緯度側で西風成分を増大させる傾向にある。高緯度では逆に西(東)風成分を減少(増加)させる傾向が見出せる。中緯度の帯状平均東西風にはほとんど差が見出せない。しかし、これは緯度 10° 毎のデータから求めた。そこで、期間は短く厳密な比較はできないが、合成高度場では良く一致しているので、緯度・経度 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子点 NMC データから同様な帯状平均を求めて補足する (Figs. 2, 3)。緯度範囲が広いので春季の高度場などのように極端に異なっている部分も見られるが、全体のおよその分布傾向は一致しているとみてよい。冬季の SOI 高・低両期に対応する東西風には、中緯度においても差異が明瞭に見られる。定性的には、中緯度偏西風極大が低 SOI 期には弱まって多少南に位置し、高 SOI 期には強まって北へ移動すること

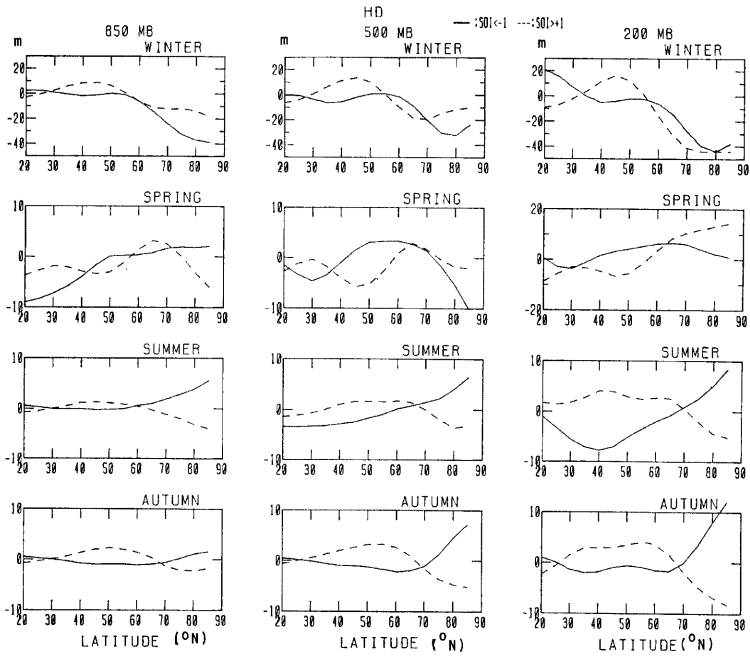


Fig. 2 Latitudinal distribution of zonal mean height for $|SOI| > 1$, derived from NMC 850, 500 and 200 mb data during the years 1963–79

を示している。

前報の合成高度場から、鉛直方向には順圧的の分布をしていることが知られたが、このことから推定されるように、帯状平均高度・東西風の緯度分布の特徴は、850 mb, 200 mb においても略同様である。量的には、上方程わずかに大きくなっている。

ここでは $|SOI| > 1$ 期の合成場の差をみた。これが時間的な変動としてみた場合、SOI と高度場や平均東西風がどのような対応関係にあるのかについては第 4 章以下で検討する。

次章では、上記の帯状平均高度・東西風に対し、擾乱の水平構造すなわち、各緯度毎に東西 1 次元的に表現した波の振幅・位相の緯度分布について検討する。

3. 高・低 SOI 期の超長波の水平構造

$SOI > 1$ あるいは $SOI < -1$ の高・低 SOI 期の合成高度場を各緯度毎に 1 次元フーリエ解析して波動擾乱の場を次式で表現する。：

$$h(\lambda, \varphi) = H^0(\varphi) + \sum_{m=1}^M H^m(\varphi) \cos\{m(\lambda - \lambda^m)\}$$

ここで、 h = 合成高度、 λ = 経度、 φ = 緯度、 m = 東西波数、 $H^0(\varphi)$ = 東西平均高度、 $H^m(\varphi)$ = 波数 m の波動の振幅、 λ^m = 波数 m の波動の位相角（緯度の関数）。 M = 最大東西波数（最終的には 18 とする）。

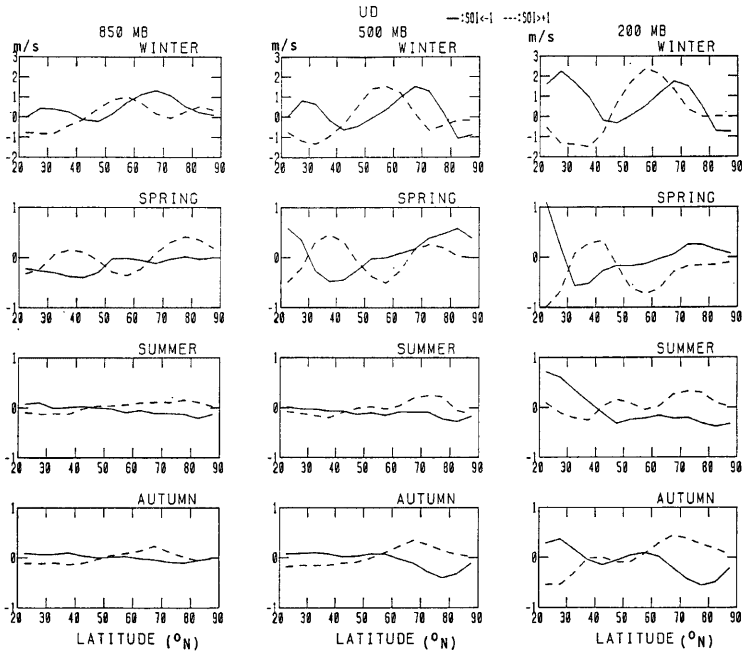


Fig. 3 The same as Fig. 2, except for zonal mean wind

得られた波動擾乱の南北水平構造すなわち、振幅 $H^m(\varphi)$ や位相角 λ^m の緯度分布を比較する。合成高度場の大きな特徴は少数の特定（の球面調和解析で得た）超長波成分のみでも表現可能であることが前報 (I) で結論されたが、ここでも次に例示するように、東西波数3までの超長波で充分と思われるので波数 $m=1, 2, 3$ についてのみ検討する。

Fig. 4 は冬季の緯度 $40^\circ N$ に沿っての高度偏差場をフーリエ解析した後、最大波数 $M=1, 2, 3, 8, 16$ として再合成したものである。波数8までとればほぼ完全に元の高度偏差場を表現しており、波数3程度でも大規模場を表現するには充分であることが知られる。

Fig. 5 は、冬季の波数1~3の超長波について、平均的ノルマルな振幅・位相とそれからの高・低SOI期のそれぞれのずれを示している。まずノルマルな超長波の全体的特徴には、(1) 振幅の緯度分布は $45^\circ N$ 付近に $75\sim 90 m$ の略同程度の極大値を有する、(2) 位相

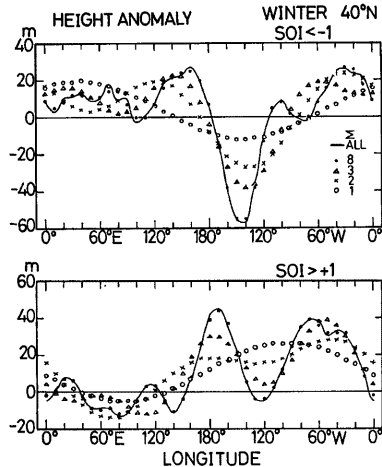


Fig. 4 Longitudinal distribution of height, resulted from Fourier synthesis of several wavenumber components of composited height anomalies for $|SOI| > 1$, along $40^\circ N$ at 500 mb in winter

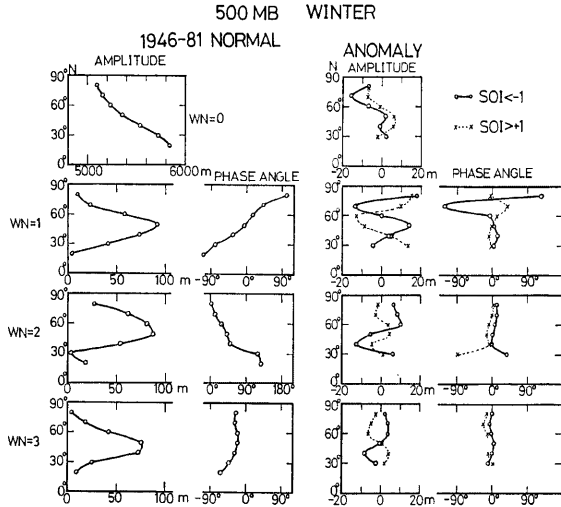


Fig. 5 Latitudinal distribution of zonal mean height and phase-angle of ultra-long waves with wavenumber (WN) 1, 2 and 3; Normal values and deviations of composited values for $|SOI| > 1$ in winter

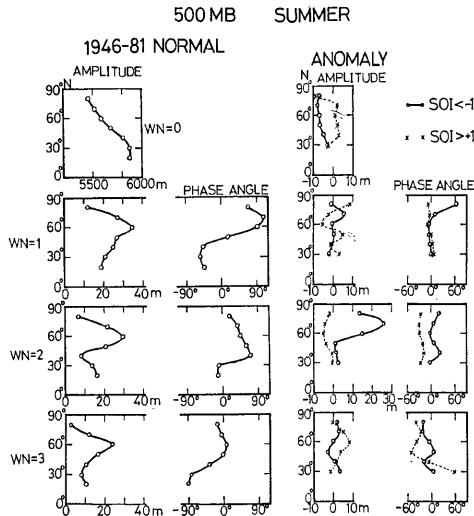


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for summer

角は、波数 1, 3 が緯度とともに東に傾き、波数 2 は逆に西に傾く分布をしている(ただし波数 2 の $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ には大きな位相変化が見られる), などが見出せる。これに対する, 高・低 SOI 期の偏差場(ここでは, 振幅・位相のずれとして表現されている)の特徴は次のようにまとめられる: (i) SOI 高低期の差は振幅に現れ, 位相には, 波数 1 の高緯度を除いてほとんど大きな差異がみられない。(ii) 波数 1, 3 の振幅は $50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ を境にして中・高緯度で逆の正負偏差分布をし, ノルマル振幅緯度分布の 40°N 付近に見られる振幅極大が SOI の高・低期に南あるいは北へシフトする。

SOI < -1 期の波数 1 の位相は, ノルマルな分布と合せてみると, 60°N より北側では西に傾いた構造になる。この位相変化や 80°N の大きな振幅のずれは, 前報で得た球面調和解析結果の中の H_1^m すなわち東西波数 1, 南北モード 4 の卓越に対応している。この波数 1 の 80°N の振幅や波数 2, 3 の高緯度における振幅の正偏差が, Hoskins and Karoly⁷⁾ によるロスビー波伝播の光路理論で示された「振幅が高緯度で大きくなる」結果に対応するのかどうか興味ある問題である。また, 上記の南北構造は, 運動量の南北輸送の増減をもたらし, さらにエネルギー過程に寄与するので, 高・低 SOI 期の 2 次元(運動量輸送, エネルギー過程)の比較も興味深い。

Fig. 6 は夏季のノルマルな超長波の構造とそれからのずれを示す。ノルマルな振幅は中・高緯度に極大を持つ, 冬季と類似の緯度分布をしている。その極大値は約 $1/2\sim 1/3$ で, 緯度も $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 程北へ移っている。位相角分布も, 一部の緯度を除いて全体的には冬季と略同様で, 波数 1, 3 は緯度とともに東に傾き, 波数 2 は西に傾いた構造をしている。また, 波数 2 の $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ には大きな位相差がみられる。このノルマルな構造に対して高低 SOI 期のずれをみると振幅は冬季に比べ, 全体的にやや小さくなっており, 冬季程差異が明瞭ではない。「波数 2 の SOI < -1 期の振幅のずれが高緯度で大きい」, 「波数 2, 3 に位相の差がある」などの冬季と異なった特徴が見出せる。このように振幅, 位相ともに, 緯度による変化や SOI の高低期の差異が小さかったり, 同じだということから, 運動量の輸送もノルマルな場合と大差なく, Fig. 2 にみられる東西風の緯度分布と対応しているものと考えられる。

4. 高度場の年々変動および SOI との関係

これまで, 帯状平均高度・東西風などの基本場が季節によって大きく異なり, その結果擾乱の南北伝播に(特に冬季と他の季節で)違いが生じるとの考えや Webster⁸⁾, Arkin⁹⁾ らの研究結果を参考にして, 季節毎で SOI の高・低期毎に合成した場について検討してきた。この結果は, SOI 絶対値が極めて大きな場合すなわち, 熱帯海面水温が異常に高い状態や低い状態にある時のみ期待されるもので, 時間的な経過や変動は表わしていない。すなわち, 合成場を構成する個々の年(季節)毎にみた場合には必ずしも合成場と同様な状態をしているわけではない。Fig. 7 は, 前報に1982年以降のデータを追加し, 球面調和解析した冬季高度場の振幅 $|H_1^m|$ の時間変化を SOI とともに示している。例えば, SOI < -1 期の合成高度場で卓越していた波数成分 $|H_1^m|$ を他の波数成分の時間変化と比較してみると, SOI の小さくなった場合に必ず $|H_1^m|$ 成分が卓越する, というわけではないことが知られる。そこで, SOI で表現される熱帯海面水温が外力強制項として長期時間変動している場合に大気がどのような応答をするか, というような見方で連続した時系列としての解析も試みる。

4.1 相 関 解 析

SOI と超長波に相当する $m=0\sim 4$ の球面調和係数 H_1^m 振幅の全期間時系列や季節毎の時系列の相関係数を計算して Table 1 が得られる。全期間を通じては, 相対的にみれば, $(m, n)=(0, 2), (0, 8), (1, 1), (1, 5)$ などの波数成分がやや大きく, 統計学的な95%の信頼限界に近いけれども有意な大きさではない。季節毎の計算では, 全期間を通しての場合に比べて, 大きな相関係数を持つ波数成分が多い。例えば冬季の $(m, n)=(0, 2)$; 夏季の $(m, n)=(1, 1), (2, 6), (4, 6)$, 秋季の $(m, n)=(0, 8)$ などは, 標本数 36, 95%の有意水準の相関係数臨界値 0.329 に, より近くなったり, 越えている。これらは, SOI と $|H_1^m|$ の時間

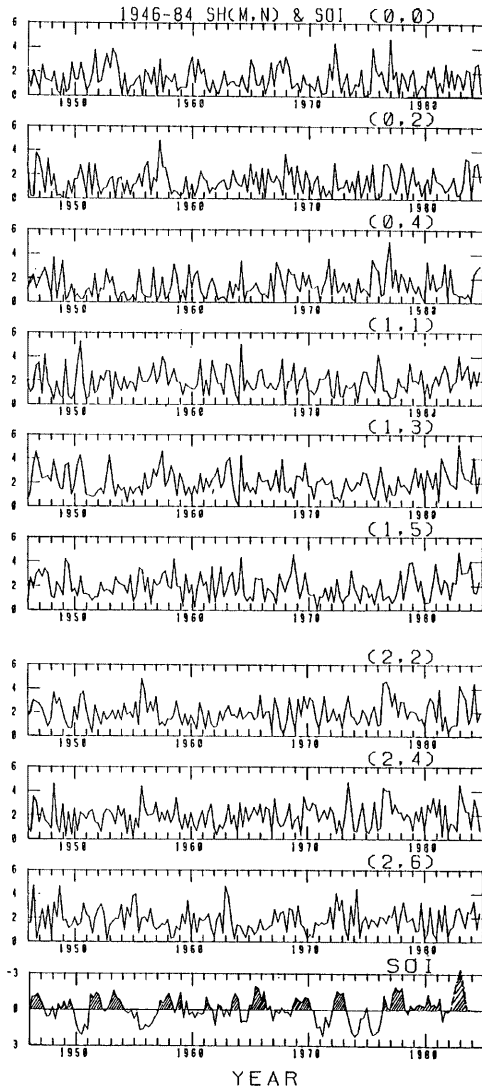


Fig. 7 Time variation of spherical harmonic amplitude of 500 mb height anomaly $|H_n^m|$

Table 1 Correlation coefficients between SOI and spherical harmonic amplitude of 500 mb height anomaly $|H_m^n|$ ($\times 100$)

	n-m	m=0	m=1	m=2	m=3	m=4
ALL SEASON	0	4	-14	4	0	9
	2	14	-2	7	0	1
	4	5	10	-4	2	-1
	6	8	-8	0	-1	1
	8	16	-2	5	0	15
WINTER	0	7	-16	9	1	18
	2	31	8	16	8	-5
	4	20	24	2	0	-6
	6	14	-3	10	-9	-6
	8	16	-9	5	2	16
SPRING	0	19	-28	15	-1	-19
	2	5	-27	11	1	-17
	4	0	-8	-23	22	1
	6	12	0	-15	12	8
	8	12	0	9	-2	18
SUMMER	0	-10	-31	-3	-4	14
	2	-18	-16	16	-1	37
	4	-15	2	30	-24	0
	6	-8	-5	24	-25	1
	8	3	-6	29	-18	20
AUTUMN	0	-2	10	-6	2	27
	2	22	7	-13	-11	5
	4	-9	19	-26	14	1
	6	10	-25	-16	16	4
	8	35	11	-13	17	9

変動が同時に起こっている、としてみたものである。従って、SOIの変動に対して H_m^n の応答を考えるとこの立場からは、時間(季節)のずれを考えることが必要となる。また、SOI([I]のFig. 3)や H_m^n (Fig. 7)の時系列には幾つかの長周期変動成分が含まれているようである。このことから、どのような周期変動成分が含まれ、それらの間の関係はどうか等の詳細な検討が期待される。ここではまず強制外力項の指数と考えているSOIと、中緯度の高度場の指数としてよく用いられる帯状指数(Zonal Index, ZI)や(70°, 80°N帯状平均高度の和として求められる)極うずの強さを示すものと考えられる極うず指数(PVI)を予備的にスペクトル解析して、卓越周期などの検討をする。

なお、ここでのZI, PVIは気象庁予報部による季節予報資料: 長期予報テクニカルノート No. 25 (1981), No. 26 (1983) から得た。

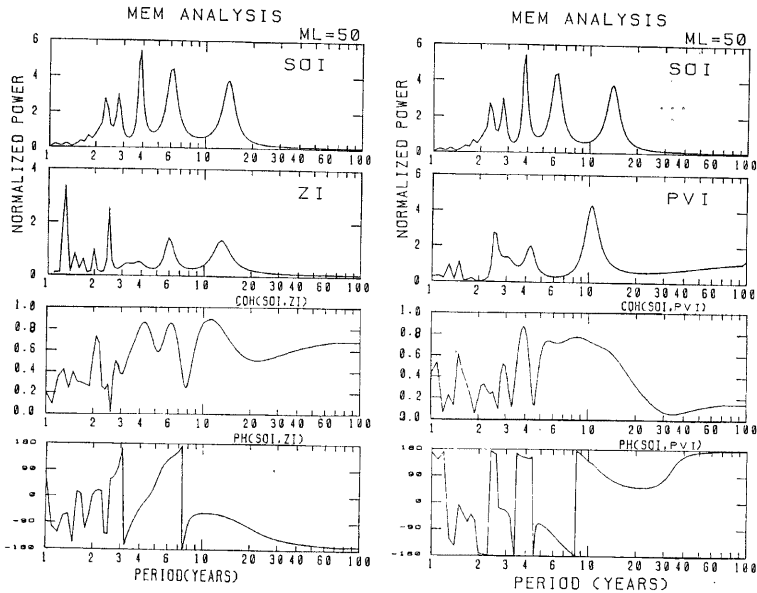


Fig. 8 Spectra and cospectra computed from all the season mean data of Southern Oscillation Index (SOI), Zonal index (ZI), and Polar vortex intensity index (PVI) during the years 1946-81 (144 seasons). Maximum filter length=50.

4.2 SOI, 帯状指数 ZI, 極渦指数 PVI のスペクトル解析

1946~1981年(36年間)の季節平均した SOI, ZI, PVI を最大エントロピー法(MEM)によってスペクトル解析して Fig. 8 を得る。ここで、パワースペクトル解析は Andersen¹⁰⁾ の Burg アルゴリズムにより、クロススペクトル解析は, Hayashi¹¹⁾ の提案した方法で、フィルターの長さをデータ総数の約1/5として計算した。次のような特徴が見出せる：(i)SOI には、2.3年, 2.7年, 4年, 6年, 14年の卓越周期があり、ZI には2年以下(1.3年など)の短周期と、2.5年, 6年, 13年に、PVI には、2.5年, 4.3年, 10年に卓越が見られる。(ii)SOI と ZI の卓越周期の中の6年周期は、SOI の位相が ZI より135°進んでいる。従って、SOI の逆符号(-SOI)を考えると ZI より45°進んでいることになり、これは SOI が負の極値すなわち熱帯海面水温が最も高くなった時から3/4年(3季節)後に中緯度偏西風が極大になることに相当している。これより長い周期の SOI の14周期に対して少しずれているが ZI の約13年の周期を対応すると考えると、この場合には、SOI の方が60°程度すなわち2年余り遅れていることになる。(iii)SOI と PVI の場合は、それぞれ4年, 4.3年が近い卓越周期である。この場合には SOI が約150°進んでおり、SOI の逆符号(-SOI)で考えると約30°すなわち熱帯海面水温の最高値出現から約1/2年後に極渦が強まることに対応する。

上述の通り、SOI の4年, 14年の卓越周期と6年周期では、それぞれ対応する ZI あるいは PVI との位相差符号が逆であり、このような結果が熱帯海面水温の変動が大気に及ぼす影響のみならず逆に大気からのフィードバックを示すのかどうか興味ある問題である。

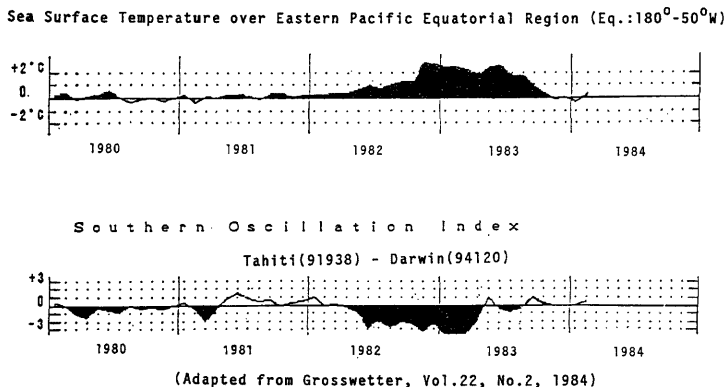


Fig. 9 Time series of SOI and the sea surface temperature averaged over the longitudes 180° - 85° W along the equator from 1980 to 1984

4.3 1982—1984年の高度場

これまでは主として1981年までのデータを用いて解析を進めてきた。1982年から1983年にかけて今世紀最大といわれるエル・ニーニョが発生し、従来の典型的なエル・ニーニョとは違った点も指摘されたりして注目を集めている。Fig. 9 は、1980年以降の SOI と東太平洋赤道域 (0° N, 180° ~ 85° W) の海面水温月平均値を示しているが、1982~83年の北半球冬季には、海面水温は 2° C 以上高く、SOI も -3 より小さくなっていることが知られる。

1946~1981年の平均値をノルマルとして、1981/82年冬季から1984年秋季までの季節平均高度場 (Fig. 10) から偏差場を求める (Fig. 11)。SOI の高低に対応して最も顕著な変化がみられる冬季に着目すると次のような特色が見出せる。前報 [I]¹⁾ の Fig. 4 で示された冬季の $SOI < -1$ 期合成場と比較すると、1982/83年冬季には、(i) 40° - 50° N, 180° - 150° W の北太平洋中央辺りに、約3倍の -150 m を下廻る負の偏差がみられ、(ii) 高緯度の負偏差域の二つの極値 (30 - 40° E, 60° W 付近) は約 60° ~ 80° 程度西の (70° N; 0° E, 140° E) へ移っている。また、1983/84年冬季は $SOI = 0$ であったが、この時の高度偏差場には、北太平洋に 50 m を越える極値を持った負偏差域、そしてまた、北大西洋からグリーンランド上には -100 m 以下の負偏差がみられる。このような、1982/83年冬季と類似の分布は Fig. 9 から知られるように1982~83年を通じて熱帯海面水温が極めて高かったことによるものと考えられ、Fig. 11 の1983年春季、夏季、秋季偏差場にその形跡が見出せる。このことは、全季節を通じる一連の時間的変動としてみることの必要性を示唆している。

1982/83年冬季のように、SOI が負極めて小さい場合には合成場として得た分布と略一致しているが、1981年以前の高低 SOI 期には果してどの程度の類似性が見られるだろうか、次節で冬季に $|SOI| > 1$ であった例を幾つか調べてみる。

Fig. 12 は球面調和解析結果から求めた各スペクトル波数成分の全分散に対する寄与率 (%) を示している [前報 [I]¹⁾ Fig. 7 に対応している。ただし前報の本文中および図の表題・説明は誤っており、 $|H(m, n)|^2 / \sum_m \sum_n |H(m, n)|^2$, $|H_m^m|^2 / (\sum_m H_m^m + 2 \sum_m \sum_n |H_m^m|^2)$ などと訂正する。前報 [I] の結果を対比すれば、1983年冬季は、 $(m, n) = (1, 3), (2, 4)$ スペクトル成分に極大を持ち、合成場の $(m, n) = (1, 5)$ とは異なっている。むしろ1984年冬季の方が合成図に近い。

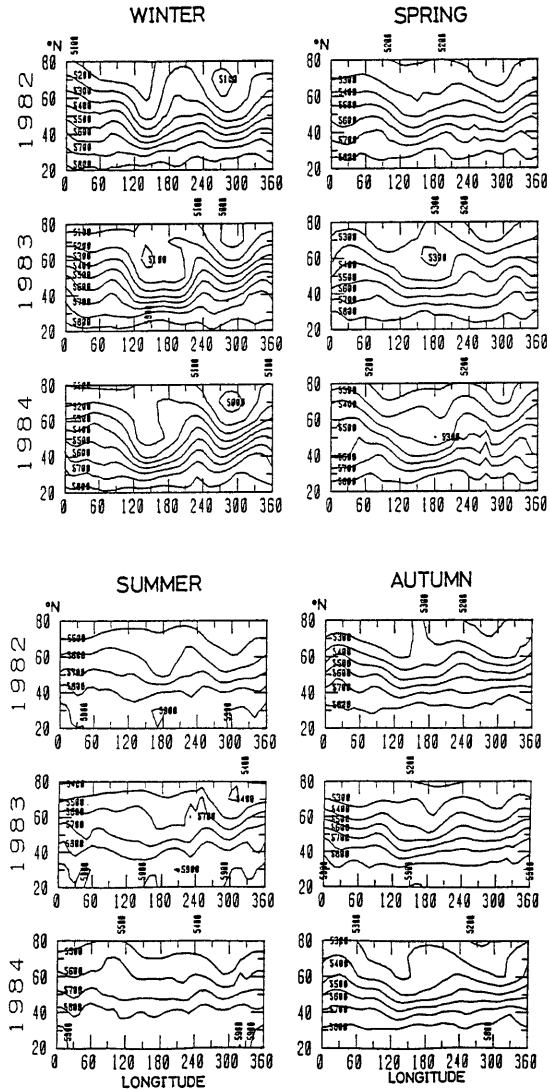


Fig. 10 Season mean 500 mb height from the 1981/82 winter to the 1984 autumn. Units are m , and the contour intervals are 100 m .

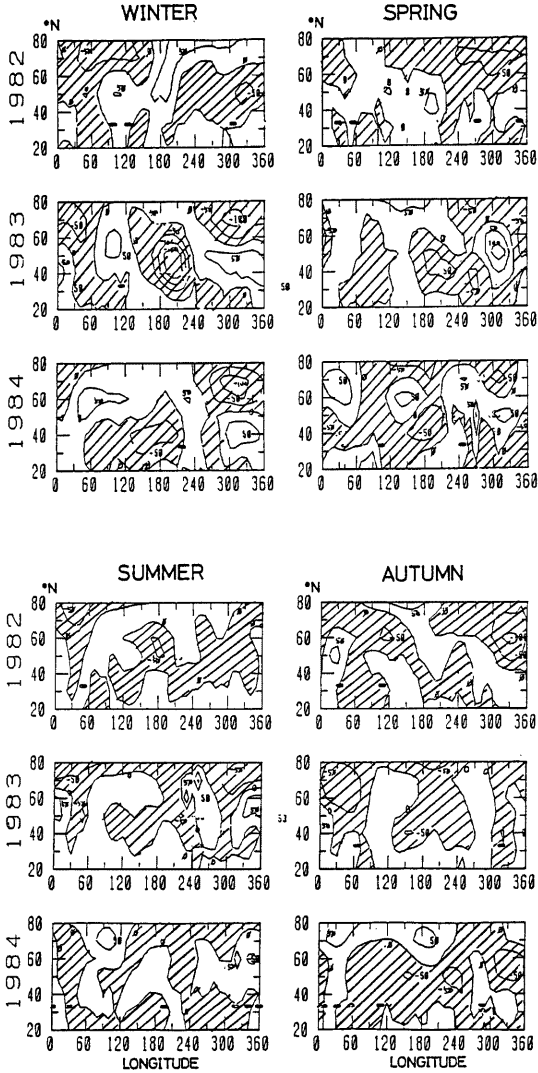


Fig. 11 Season mean 500 mb height anomalies from the normal field averaged for the respective season during the years 1946-81. The contour intervals are 50 m, and the shaded area represents negative values.

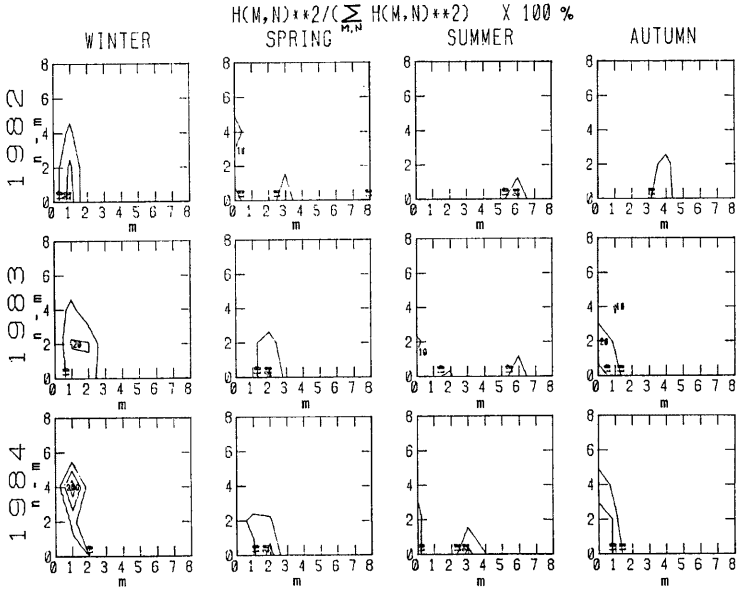


Fig. 12 Contribution ratio of each harmonic component to the total variance:

$$\frac{|H_m^n|^2}{\sum_n |H_n^0|^2 + 2 \sum_{m,n} |H_m^n|^2}$$
 for all seasons since 1982. Contour interval: 10%.

4.4 1981年以前の冬季の高・低 SOI 期における高度場

1981年以前の冬季の SOI < -1 や SOI > 1 期における高度場を合成場と比較し、年々の差異を調べてみる (Fig. 13)。

冬季低 SOI 期の合成高度場に見られる特徴的な、北太平洋の負偏差は、1969年、1973年、1978年いずれにも見出せるが、その強さや位置が年によってかなり変動していることが知られる。例えば、1969年には北太平洋の負偏差中心が 30° 東（やや北）にあり、北シベリアの負偏差は中国北部の 50° N, 90° E 付近まで南下している。高 SOI 期の場合には、120°~150° E のトラフが弱く、180°-150° W のリッジが強いが、偏差場で見ると、年による変動が明らかである。例えば、合成場の太平洋北部の 50° N, 180° アリューシャン付近に中心を持つ 50 m の等値線で囲まれた正偏差域に着目すると、1971、1974年には合成場と略同じ場所にみられるのに対し、1976年には南（東）に 20° 程ずれている。

1983年のような極めて大きな熱帯太平洋海面水温の異常出現時には、合成場の分布に近い高度偏差パターンがみられた。しかし個々の年毎の高度場を合成場と比べてみると共通する特徴的の分布も見出せるが、かなり変動していることが知られる。このような年々変動の差異が、SOI の変動に対応するのだろうか、あるいはどの程度まで説明できるのか、今後検討を進めたい。

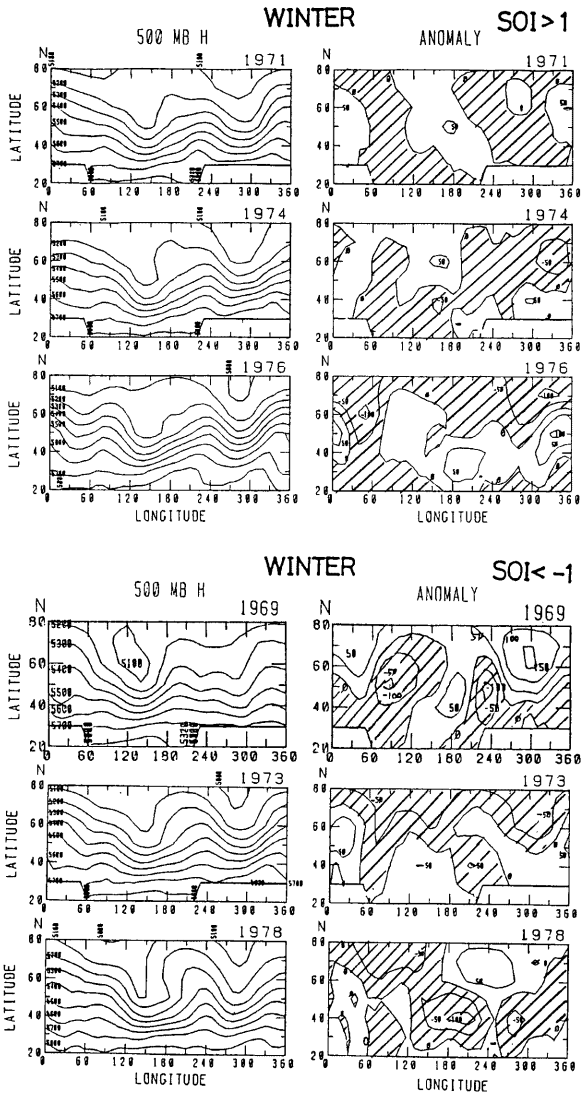


Fig. 13 Examples of 500 mb height and anomaly fields of the $|SOI| > 1$ winter. The contour intervals of the normal and anomaly fields are 100 m and 50 m, respectively. The shaded area shows the negative anomalies.

Table 2 Surface air temperature anomaly in the northern, central and western parts of Japan in the winter (Dec., Jan. and Feb.) and summer (July and Aug.) seasons (adapted from Kurihara¹²⁾)

Year	Winter (Dec., Jan., Feb.) Mean Surface Air Temperature Anomaly			Summer (July, Aug.) Mean Surface Air Temperature Anomaly		
	WJ	CJ	NJ	WJ	CJ	NJ
1951	-0.7	-0.4	-0.3	-0.6	-0.2	1.1
1953	1.3	0.7	0.4	0.0	-0.9	-0.5
1957	0.3	0.7	1.1	-0.3	-0.4	-0.3
1963	0.2	0.3	0.7	0.2	0.2	0.0
1965	0.2	0.2	0.2	0.2	-0.6	-0.8
1969	-0.4	-0.5	-0.9	-0.1	-0.3	-0.5
1972	0.9	0.9	1.6	-0.7	-0.3	0.6
1976	-1.5	-1.2	-1.8	-0.9	-1.5	-0.8
1982	0.3	0.7	0.8	-1.2	-1.0	0.4

WJ = Western Japan : Osaka, Shionomisaki, Hiroshima, Fukuoka, Miyazaki

CJ = Central Japan : Niigata, Wajima, Nagoya, Matsumoto, Tokyo

NJ = Northern Japan : Wakkanai, Abashiri, Nemuro, Obihiro, Asahikawa, Sapporo, Hakodate, Akita, Miyako, Sendai

5. 結 び

今世紀最大といわれた1982/83年のエル・ニーニョ現象を含む1982年以降のデータも追加して、前報と同様に、SOI を指標に合成場解析や年々の変動について検討した。

帯状平均高度場の合成解析によって、熱帯太平洋海面水温が高ければ、南北の高度差は大きくなり、40°N以南（～20°N）で西風成分を増やす傾向にあることが示された。また、合成場の超長波の水平構造についても検討した。平均子午面循環、運動量輸送、エネルギー過程の高低 SOI 期の比較も興味ある問題であるが、質の良い詳細なデータが要求されるので将来の研究課題として残された。

高・低 SOI 期の高度合成場と合成前の個々の年の高度場を比べてみると、共通する特徴的な分布パターンにも差異・変動が見られたり、1983/84年冬季のように前年から持続していると考えられる場合もあることが明らかである。このようなことから、熱帯海面水温の指数と考えている SOI が極値をとる時に限らず、外力の時間的変化に対して大気がどのような応答をするのか、との見方での解析を進めることにした。超長波の変動との関係を検討する前に、帯状指数 (Z I) や極温指数 (PVI) の帯状平均場を示す量の時系列データを使ってスペクトル解析を行なった。それぞれに幾つかの卓越周期 (4年, 6年, 13~14年) が見出され、相互の位相関係に興味ある結果が見出された。このことから SOI の6年周期が高度場に影響を及ぼしていると考えられるが、波動擾乱との間にもそのような関係が見出されるかどうか明らかにしたい。

帯状平均東西風（あるいは帯状指数）の変化やこれまでの研究から、熱帯における東西 (Walker) 循環や局所的な南北 (Hadley) 循環が重要であることは明らかであるが、異常天候との関連について充分明らかになってはいない。例えば、熱帯太平洋海面水温の上昇 (SOI < -1) に伴って、東西循環が弱まり、西太平洋とその北部の局所的な南北 (Hadley) 循環が強まり、日本付近のトラフは西方にずれ、暖冬となり、逆の場合

(SOI>1)には寒冬となる, などのシナリオが考えられるが, **Table 2** (栗原¹²)からも知られるようにその対応は単純ではない(SOI<-1の1951/52, 1969/70は寒冬, SOI≈0の1976/77年には大寒冬となっている)。このように極めて局所的な異常天候の原因を全て熱帯海面水温の異常にのみ帰することには無理がある。従って他の様々な要因の影響も考慮しながら, より広範囲で生ずる異常天候と大気大循環の変動との対応関係の検討を継続する。

謝 辞

計算, 作図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 M 150 F, M 340 R) を利用して行なった。データの追加処理に際して協力を得た森二朗技官に感謝する。

参 考 文 献

- 1) 岩嶋樹也・山元龍三郎: 大気大循環の年々変動と異常天候 (I), 京大防災研年報, 第27号 B-1, 1984, pp. 339-352.
- 2) Kousky, V.E., M.T. Kagano and I.F.A. Cavalcanti: A Review of the Southern Oscillation: Oceanic-Atmospheric Circulation Changes and Related Rainfall Anomalies, *Tellus*, Vol. 36A, 1984, pp. 490-504.
- 3) Bjerknes, J.: A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature, *Tellus*, Vol. 18, 1966, pp. 820-829.
- 4) Bjerknes, J.: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 97, 1969, pp. 163-172.
- 5) Chiu, W.-C. and A. Lo: A Preliminary Study of the Possible Statistical Relationship between the Tropical Pacific Sea Surface Temperature and the Atmospheric Circulation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 1979, pp. 18-25.
- 6) Chiu, W.-C., A. Lo, D.H. Weidler, Jr. and D. Fulker: A Study of the Possible Statistical Relationship between the Tropical Pacific Sea Surface Temperature and Atmospheric Circulation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, 1981, pp. 1013-1020.
- 7) Hoskins, B.J. and D. Karoly: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, 1981, pp. 1179-1196.
- 8) 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.
- 9) Arkin, P.A.: The Relationship between Interannual Variability in the 200 mb Tropical Wind Field and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, 1982, pp. 1393-1404.
- 10) Andersen, M.: On the Calculation of Filter Coefficients for Maximum Entropy Method Analysis, *Geophysics*, Vol. 39, 1974, pp. 69-72.
- 11) Hayashi, Y.: Space-Time Cross Spectral Analysis Using the Maximum Entropy Method, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 59, 1981, pp. 620-624.
- 12) 栗原弘一: エル・ニーニョ現象について, *グロースペクター*, 第22巻, 1984, pp. 52-55.