

# グロースベッター

第26巻 第2号

研究報告

冬季の太平洋 / 北アメリカにおける異なった天候レジーム間の遷移過程  
..... 金谷年展 ..... 1

月例会「長期予報と大気大循環」(昭和62年10月2日)の報告  
—「1986/1987 ENSO」について—

I. 海況の特徴 ..... 安藤正 ..... 23  
II. 全球大気の特徴 ..... 山田真吾 ..... 42  
III. 世界の異常天候 ..... 渡辺典昭 ..... 50  
IV. 「なつしま」による気象観測 ..... 森一正・丸山健人 ..... 63  
V. 1986-87年エルニーニョ発生期の大気・海洋変動 ..... 新田勅 ..... 86  
VI. モンスーンと ENSO の関係について ..... 安成哲三 ..... 94  
(特別講演)  
VII. ENSO 現象の発生の予測について ..... 山形俊男 ..... 98

報告

日米 ENSO ワークショップに参加して ..... 山田真吾 ..... 106

ニュース

関西の長期予報事情 ..... 西本洋相 ..... 110

1988年3月

L. F. グループ

## 冬季の太平洋／北アメリカにおける異なった天候レジーム間の遷移過程

金 谷 年 展\*

### 1. はじめに

実際の気候には、半球スケールで現われやすい複数の準定常状態、いわゆる“異なった天候レジーム”が存在する。異なった天候レジームは、古くから“*grosswetterlagen*” (Baur, 1948など)や“*analogs*” (Lorenz, 1969; Gutzler and Shukla, 1984など)として多くの研究がなされてきており、数週間～数10年のタイムスケールの天候や気候の変動の原因としても注目されてきた。

近年、異なった天候レジームのメカニズムについていくつかの理論的研究が行われてきた。Charney and DeVour (1979)は、地形の影響を含む順圧モデルにおいて多重平衡解の存在を示した。傾圧モデルにおける多重平衡解はCharney and Straus (1980)によって議論され、さらにReinhold and Pierrehumbert (1982)やYoden (1983 a, b)は、time-dependentな傾圧気候のふるまいの中で現われる異なった天候レジームの存在を指摘している。

異なった天候レジームの原因に関しては、以上のようなメカニズムとは別に、もうひとつの重要な概念として、“テレコネクション”の考え方がある。熱帯海水温アノマリーと北半球中・高緯度大気のテレコネクションは、Bjerknes (1969)によって始めて指摘された。Hoskins and Karoly (1981)は球面上における定常ロスビー波の伝播理論を導びき、テレコネクションの力学的意味付けを行った。Wallace and Gutzler (1981)は、一点相関法を用いて、実際に北半球冬季500 mb面高度場における5つのテレコネクションパターン(PNAパターン、EUパターン、EAパターン、WPパターン、WAパターン)の存在を示している。最近では、これらのテレコネクションパターンとEl niño/Southern Oscillation (ENSO)との関係についても調べられてきている。観測データに基づいた研究としては、Horel and Wallace (1981)がEl niñoの完熟期にPNAパターンが顕著に現われることを示し、Loon and Madden (1981)はSouthern Oscillation Index (SOI)を用いて同様の結果を指摘した。さらに、いくつかの数値実験(Shukla and Wallace, 1983; Lau and Lim, 1984; Tokioka et al., 1986)は、El niñoに対応する海水温異常がPNAパターン的な応答をひきおこすことを示している。

しかし、一方において、これらの研究とは全く異なる研究成果も現われている。El niñoのような熱帯海水温異常とは無関係に、中・高緯度大気の不安定のみによってもPNAパターンがおこりうることを示した数値実験(Lau, 1981; Simmons et al., 1983)があり、実際に1972-73 El niño eventのように、El niñoとPNAパターンが一致しないケースも存在する。そのため現在の

---

\* 東北大学理学部地理学教室大学院

ところ、PNAパターンとENSOの関係も明確にはわかっておらず、またPNAパターンがいつどのように出現するのかも明らかになっていない。さらに、中・高緯度大気において自励的に存在する複数の天候レジームとテレコネクションとの関係もよく理解されていない。

これらの問題を解決するための第一歩として、本研究では、冬季の太平洋/北アメリカにおける異なった天候レジーム（PNAパターンに関連した天候レジームを含む）を抽出し、ENSOの影響を考慮しながら、それらの特徴や遷移過程を調べた。その成果として得られる異なった天候レジーム間の遷移の兆候は、天候予測にとっても有益な資料たり得るものと考えられる。

## 2. テレコネクションパターン

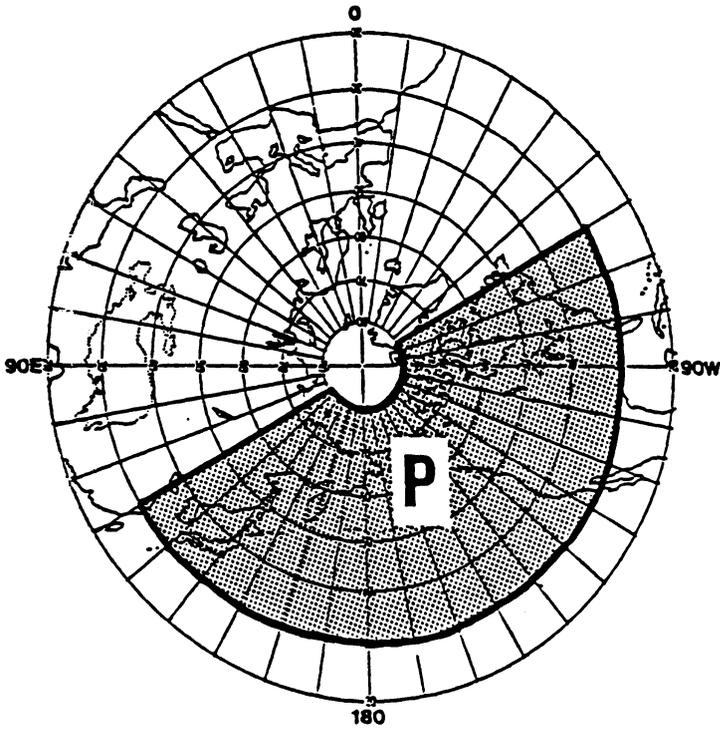
冬季の太平洋/北アメリカにおけるテレコネクションパターンを見出すために、主成分分析を行った。分析に用いたのは、1946年～1985年の冬季（12月、1月、2月）における北半球（ $20^{\circ}\text{N}\sim 80^{\circ}\text{N}$ ）半旬平均500 mb面高度場で、気象庁作成の $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ 緯度-経度グリッドデータである。ここでは、Wallace and Gutzler (1981) 他によって指摘されたPNAパターンが出現する領域として、第1図に示したような領域Pを設定し、この領域Pにおいてその半旬平均500 mb面高度場に主成分分析を施した。すなわち、同領域内における、 $114(6\times 19\text{緯度}\times\text{経度グリッドポイント})\times 720(18\text{半旬}\times 40\text{年})$ のデータ行列をもとに、固有値と固有ベクトルを求めた。

第1表には、第1成分～第5成分の寄与率と累積寄与率を示した。これを見ると、第2成分までで約40%の寄与率に達していることがわかる。そこで、本研究では第2成分までをとりあげることとし、第1成分をP1、第2成分をP2と表現する。そのP1とP2の固有ベクトルの分布を第2図に示した。それらの成分が持続して顕著に寄与しているような場合は、定常ロスビー波の伝播によってそれらの成分のテレコネクションパターンがひきおこされていると考えられるので、第2図には、考えうる定常ロスビー波エネルギー伝播の方向も矢印で示してある。この図から、P1とP2で得られたテレコネクションパターンに対しては、次のように特徴づけることができる。

P1：北太平洋上で負(-)、アラスカ～北アメリカ西岸で正(+)、北アメリカ東部で-というテレコネクションパターン。Wallace and Gutzler (1981) が指摘したPNAパターンとほぼ同じパターンである。

P2：日本南東方海上で+、アリューシャン付近で-、北アメリカ中央部で+、北アメリカ南東部で-というテレコネクションパターン。

次に、これらのテレコネクションパターンとENSOの関係を調べた。ENSOの状態を知るのに、Tahiti ( $15^{\circ}\text{S}, 149^{\circ}\text{W}$ )とDarwin ( $12^{\circ}\text{S}, 131^{\circ}\text{E}$ )の月平均海面気圧差のアノマリーとして定義されたSOIを用いた。ここで、TahitiとDarwinにおける月平均海面気圧は、1946年～1960年の期間は“World Weather Records”, 1961年～1984年の期間は“Monthly Climatic Data for the World”のデータを使用した。SOIの大きな時（相対的にDarwinの海面気圧が低い時）は、



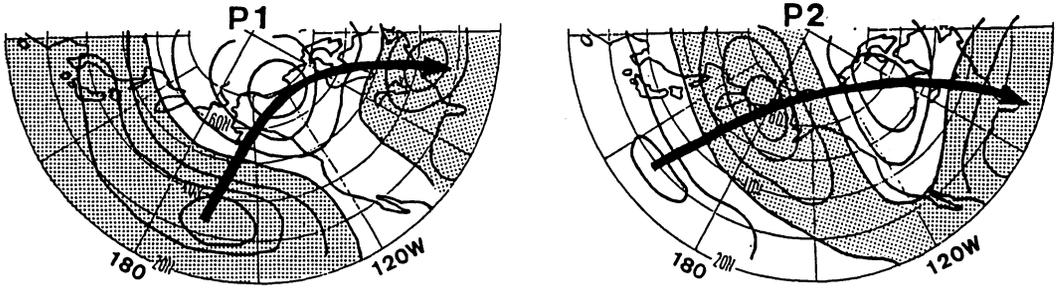
第1図 設定された領域P

第1表 主成分（第1成分～第5成分）の寄与率（var.）と累積寄与率（cum.）

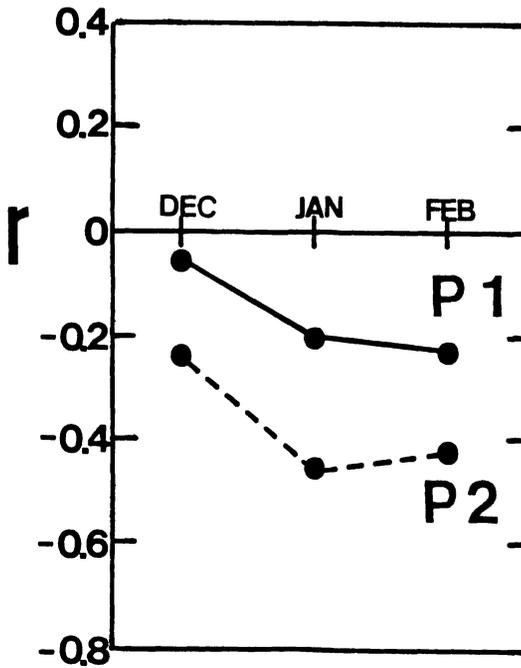
compo.	var. (%)	cum.(%)
1st	22.3	22.3
2nd	15.9	38.2
3rd	13.0	51.2
4th	8.4	59.6
5th	6.7	66.3

ほぼ anti-El Niño に対応し、熱帯西部太平洋での対流活動が活発で、熱帯太平洋海面上での偏東風は強まっており、一方、SOI の小さな時（相対的に Darwin の海面気圧が高い時）は、ほぼ El Niño に対応し、熱帯中部～東部太平洋での対流活動が活発で、熱帯太平洋海面上での偏東風は弱まっている、ということの意味している。

月平均を施した各成分スコアと SOI の相関係数を各月ごとに計算し、その様子を第 3 図に示した。これを見ると、P 1 は、いずれの月も負の相関をもっているが、相関係数の絶対値は高々 0.2 程度で、ほとんど無相関に近いことがわかる。それに対し P 2 は、いずれの月も高い負の相関をもっており、特に 1 月と 2 月には相関係数が  $-0.45$  にまで達している。こうした事実は、ENSO と密接な関係にあるテレコネクションパターンは、いわゆる PNA パターンとして認められた P 1 のテレコネクションパターンではなく、P 2 のテレコネクションパターンであることを示している。



第2図 P1とP2の固有ベクトルの分布。  
 等値線間隔は0.05，陰影部は負の値を示す領域。矢印は，考えうる  
 定常ロスビー波エネルギー伝播の方向。



第3図 各成分スコアとSOIの相関係数(r)。

### 3. 天候レジーム

#### 3.1 天候レジームの抽出

P 1, P 2 で得られたテレコネクションパターンの符号を考慮して, 4つの型(P 1<sup>+</sup>, P 1<sup>-</sup>, P 2<sup>+</sup>, P 2<sup>-</sup>)のアノマリーパターンを設定した。これらのアノマリーパターンの出現は, 第4図に示したように, P 1とP 2のスコアの符号と絶対値によって定義した。こうして, 対象期間の全半句の中から, それぞれの型のアノマリーパターンが出現していた半句を抽出した。これらの4つの型のうちのいずれかのアノマリーパターンが出現していた半句の数は, 対象期間の全半句のうち約75%を占めている。

第5図は, 各型のアノマリーパターンの継続期間別出現頻度を示したものである。これによると, いずれの型のアノマリーパターンも, 1~3半句程度しか継続していないという頻度が高くなってはいるが, P 2<sup>+</sup>型を除いて5半句以上継続しているという例も少なくはない。ここでは, トランジェント波の影響を排除し, ある程度定常的な循環パターンを取り扱う意味で, それぞれ2半句以上継続して出現していたアノマリーパターン(これを“天候レジーム”と呼ぶことにする)のみを選び出し, 以後の解析の対象とした。

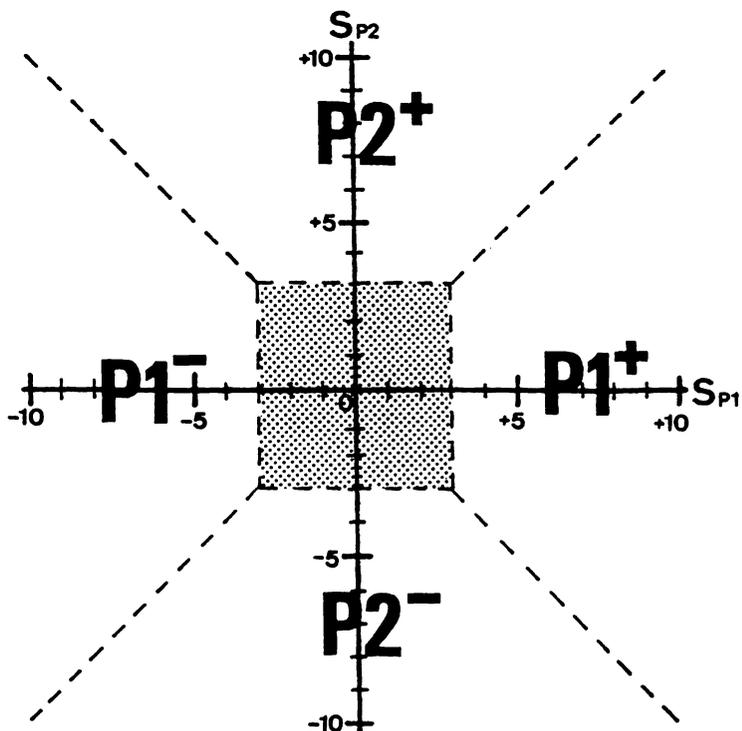
#### 3.2 定常波の伝播

次に, 各型の天候レジームがどのような定常ロスビー波のふるまいによって, 形成や維持がなされているのかを調べた。定常ロスビー波の伝播の様子を知るために, 定常波のアクティビティ(the activity of stationary waves, 今後はASWと略す)のフラックス $\mathbf{F}$ を計算した。この $\mathbf{F}$ は, Plumb (1985), Kanaya (1986)に従い, 準地衡風近似下において

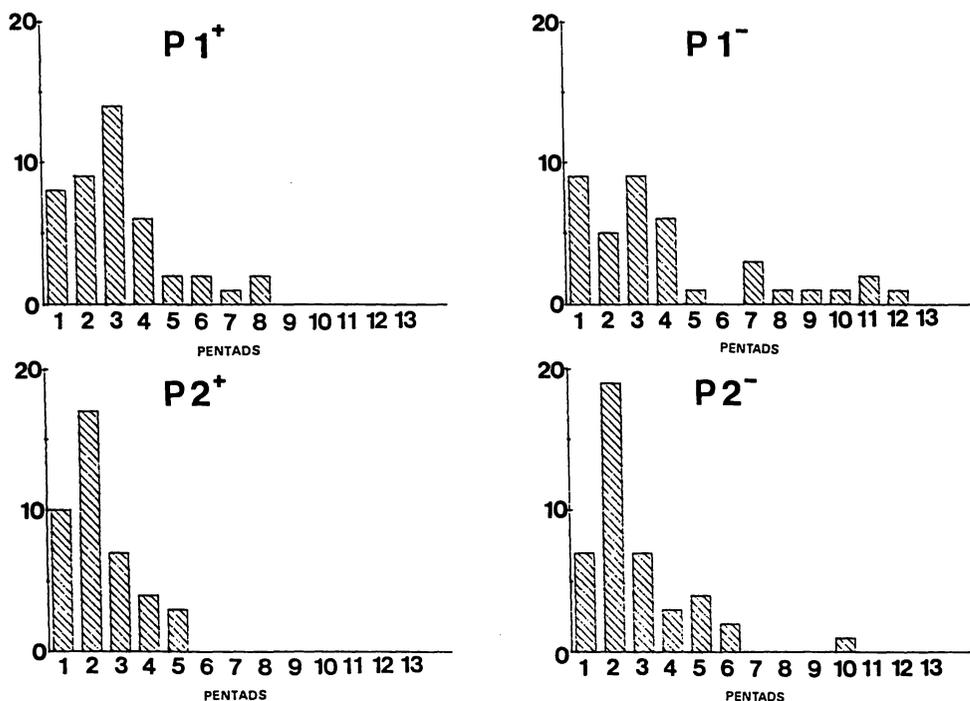
$$\mathbf{F} = \begin{Bmatrix} F(\lambda) \\ F(\phi) \\ F(p) \end{Bmatrix}$$

$$= \cos \phi \times \left\{ \begin{array}{l} v^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial (v^* \phi^*)}{\partial \lambda} \\ -u^* v^* + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial (u^* \phi^*)}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \phi}{[\theta]_p} \left\{ v^* \theta^* - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial (\theta^* \phi^*)}{\partial \lambda} \right\} \end{array} \right\}$$

のように表わされる。ここで,  $\lambda$ ,  $\phi$ ,  $p$ はそれぞれ, 経度, 緯度, 気圧である。 $u$ は地衡風の東西成分,  $v$ は地衡風の南北成分,  $\phi$ は等圧面高度,  $\theta$ は温位,  $\Omega$ は地球自転の角速度,  $a$ は地球の半径を示している。また,  $[\ ]_p$ は帯状平均,  $( )^*$ は帯状平均からのずれを表している。この3次元ベクトル $\mathbf{F}$ は, Plumb (1985)によって指摘されているように, 定常ロスビー波の3次元的な伝



第4図 P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型, P2<sup>+</sup>型, P2<sup>-</sup>型のアノミーパターン出現の定義  
 $S_{P1}$ ,  $S_{P2}$  は, それぞれ P1, P2 のスコアを示す。陰影部は, いずれ  
 の型のアノミーパターンも出現していないとみなす。



第5図 各型のアノミーパターンの継続期間別出現頻度

播の方向と大きさの情報を与えるベクトルである。

第6図は、各型の天候レジームについての500 mb面高度のコンポジット(左)とそのコンポジットから計算されたベクトル  $\mathbf{F}\{F(\lambda), F(\phi)\}$  の分布(右)を示している。本来定常ロスビー波の伝播は3次的に議論されなくてはならないが、ここではデータの制約上、ベクトル  $\mathbf{F}$  の鉛直成分は計算されていない。そこで、定常波の鉛直構造を知るために、各型の天候レジームにおける海面気圧アノマリーのコンポジットを第7図に示した。第6図と第7図より、次のような各天候レジーム型における定常波のふるまいの特徴が得られた。

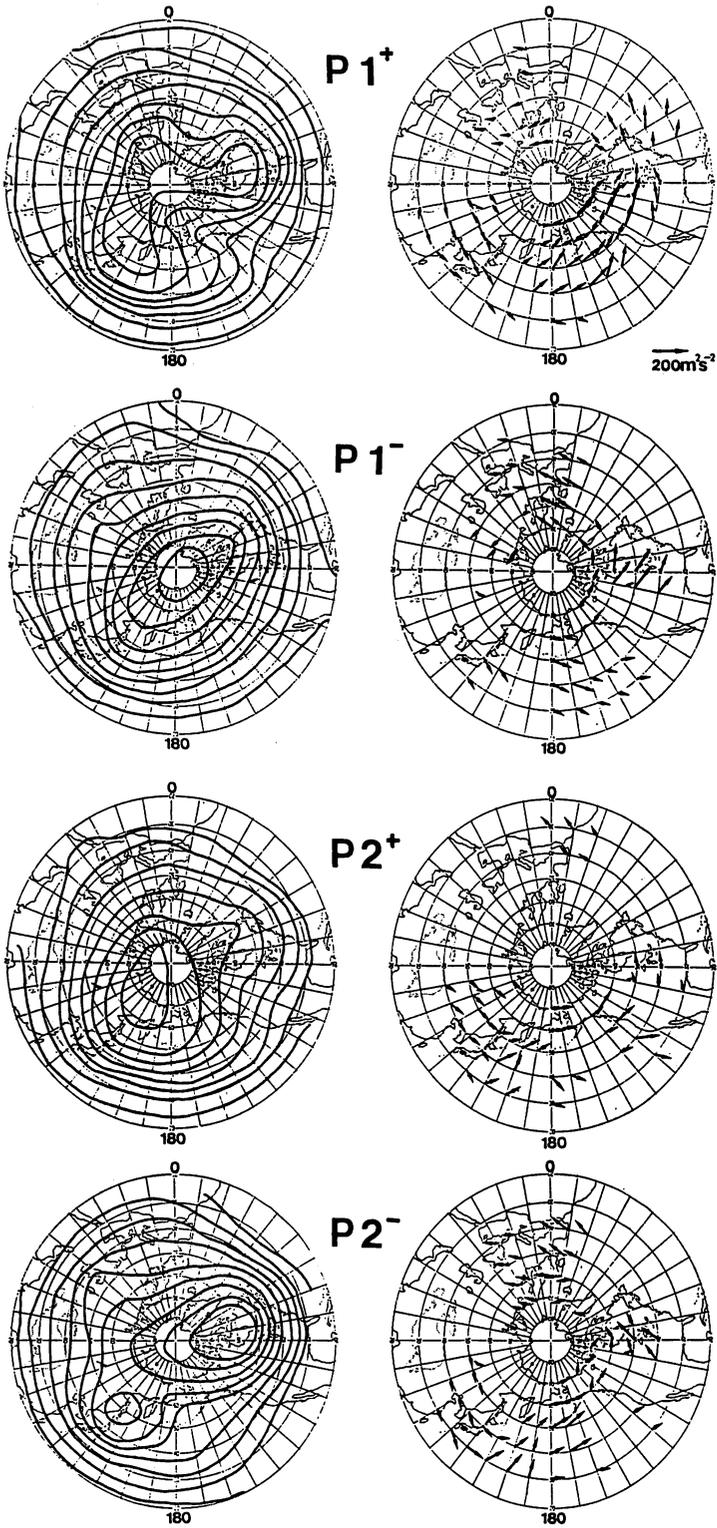
P1<sup>+</sup>型: 太平洋上のトラフ、アラスカ付近のリッジ、北アメリカ東部のトラフが発達しているレジーム。ASWは、太平洋上から北アメリカへ大きく伝播している。しかし、太平洋上の30°N付近におけるASWのフラックスは南向きになっているので、ASWのsourceは熱帯太平洋上ではなく中緯度ジェット付近であることがわかる。また、海面気圧アノマリーパターンは、500 mb面高度アノマリーパターン(第2図)とほとんど一致しており、定常波の順圧的伝播(水平伝播)が支配的であると思われる。

P1<sup>-</sup>型: 太平洋上~北アメリカにおいて帯状流が卓越し、トラフやリッジが弱いレジーム。ASWは北太平洋上と北アメリカ上でそれぞれ、ジェット付近から南向きに伝播している。しかし、海面気圧アノマリーパターンは、500 mb面高度アノマリーパターンに比べると、その位相が東へ大きくシフトしており、定常波の上方伝播が顕著におこっていると解釈できる。したがって、このレジームは順圧的伝播よりも傾圧的伝播の方が支配的であると考えられる。

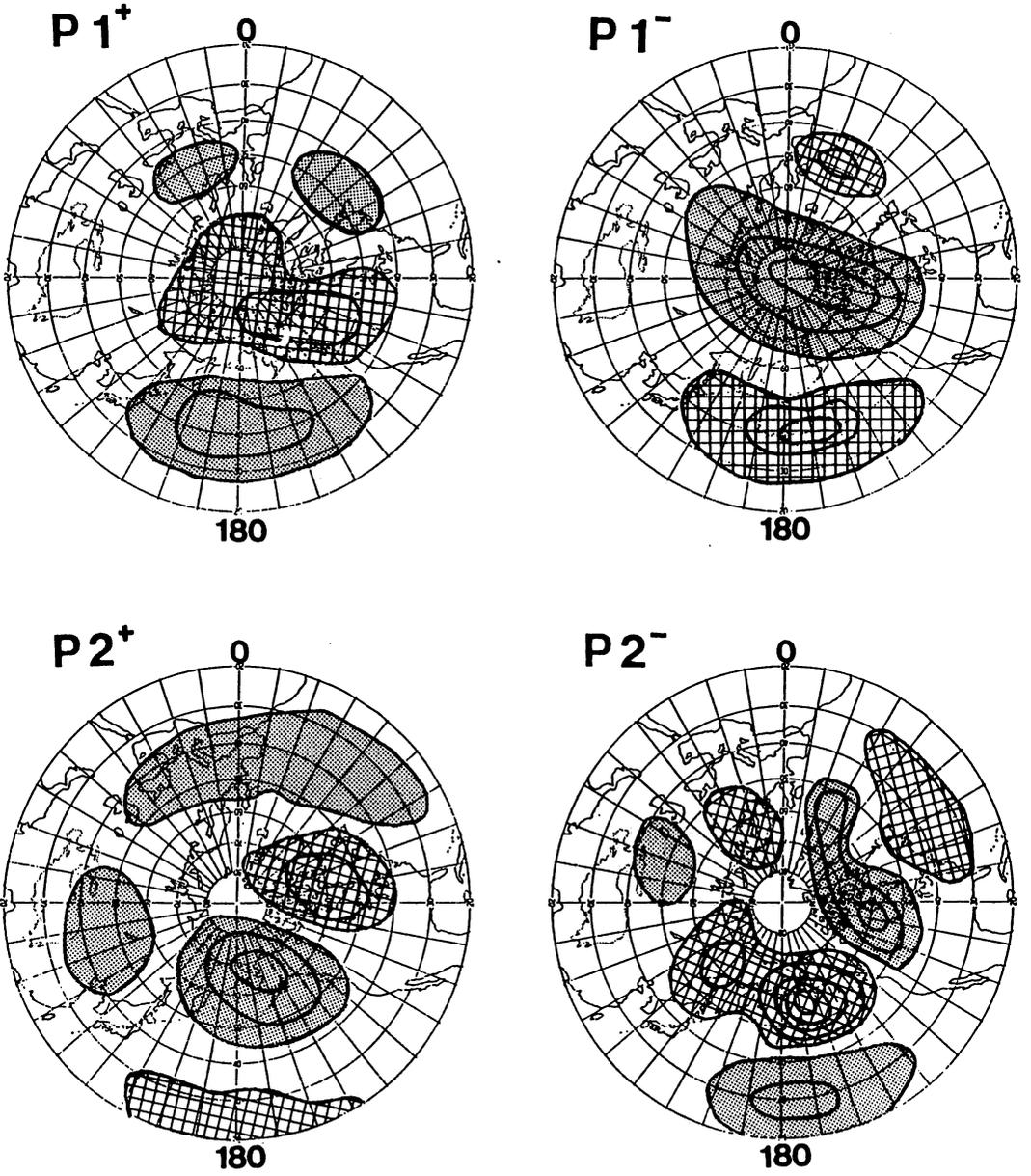
P2<sup>+</sup>型: 太平洋上の40°N付近のジェットがシャープであり、北アメリカ上のジェットは弱くなっているレジーム。ASWは低緯度太平洋から北アメリカへ伝播している。特に太平洋上の30°N付近でASWのフラックスが大きな北向きになっていることは興味深い。また傾圧性は弱く、そうした順圧的伝播が支配的である様子もわかる。

P2<sup>-</sup>型: 太平洋上で二重ジェットができており、北アメリカ上ではジェットがシャープになっているレジーム。ASWは低緯度太平洋から北アメリカへ大きく伝播しており、順圧的伝播が支配的である。

このように、P1<sup>+</sup>型、P1<sup>-</sup>型、P2<sup>+</sup>型、P2<sup>-</sup>型のそれぞれのレジームにおける特徴的な定常波伝播の様子が見い出された。SOIと高い相関をもっているP2<sup>+</sup>型とP2<sup>-</sup>型のレジームが全く異なった位相であるにもかかわらず、同じようなASWの伝播(低緯度太平洋から北アメリカへの伝播)がおこっていることは注目に値する。一方、SOIとほとんど相関がなく、PNAパターンに関連したP1<sup>+</sup>型とP1<sup>-</sup>型のレジームは、ともに中緯度ジェット付近にASWのsourceをもっていることにも注意しなければならない。



第6図 各型の天候レジームについての500 mb 面高度のコンポジットマップ(左)とそのコンポジットから計算されたベクトル $F\{F(\lambda), F(\phi)\}$ の分布(右). 等高線間隔は100m(左). ただしベクトル $F$ の分布(右)において $30 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 以下のベクトルは省いてある。



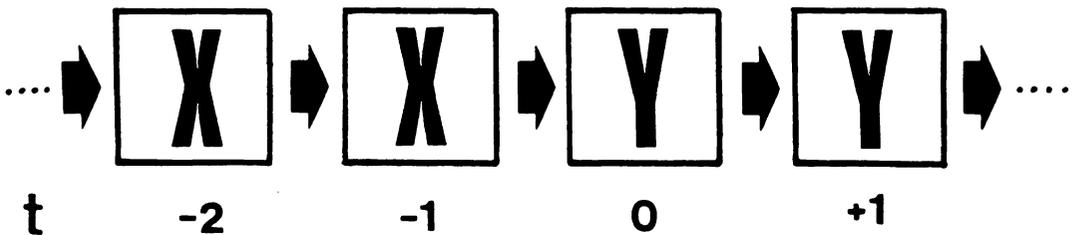
第7図 各型の天候レジームについての海面気圧アノマリーのコンポジットマップ  
 等圧線間隔は3 mb。網線部は+3 mb以上、陰影部は-3 mb以下の領域。ただし0 mbの等圧線は省いてある。

#### 4. 天候レジーム間の遷移

##### 4.1 統計的な特徴

ここでは、先に得られた異なった天候レジーム相互間の遷移の特徴を統計的に調べた。本研究で取り扱った異なった天候レジーム間の遷移は、対象として、第8図に示したような場合、すなわち、ある天候レジームから他の天候レジームへ介入する半旬なしに移行したのものに限定した。このことは、ある準定常状態から他の準定常状態へ急変したものをとりあげたことを意味する。

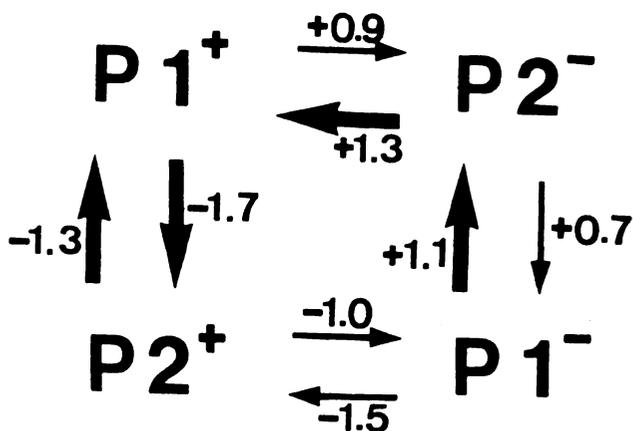
第2表には、それぞれの異なった天候レジーム間の遷移の頻度を示した。また、第2表から第9図のような遷移ダイアグラムを作成することができる。ここに示された数値は、それぞれの遷移がおこった月におけるSOIの平均値である。P1<sup>+</sup>型からP2<sup>+</sup>型のレジームへの遷移を、(P1<sup>+</sup>→P2<sup>+</sup>)のように表わすことにすると、この図から、(P1<sup>+</sup>⇔P2<sup>+</sup>)、(P1<sup>-</sup>→P2<sup>-</sup>)、(P2<sup>-</sup>→P1<sup>+</sup>)の頻度が高いのに対し、(P1<sup>+</sup>⇔P1<sup>-</sup>)、(P2<sup>+</sup>⇔P2<sup>-</sup>)はほとんどおこっていないことがわかる。また、P2<sup>-</sup>型のレジームに関連した(P1<sup>+</sup>⇔P2<sup>-</sup>)、(P1<sup>-</sup>⇔P2<sup>-</sup>)はSOIの大きな時におこっており、P2<sup>+</sup>型のレジームに関連した(P1<sup>+</sup>⇔P2<sup>+</sup>)、(P1<sup>-</sup>⇔P2<sup>+</sup>)はSOIの小さな時におこっている。すなわち、P1<sup>+</sup>型とP1<sup>-</sup>型のレジームは、SOIの大きな時はP2<sup>-</sup>型のレジームから、SOIの小さな時はP2<sup>+</sup>型のレジーム遷移によって出現している。SOIの標準偏差は約1.7(mb)であり、これからも、SOIに依存したこのような遷移の特徴はかなり有意であると考えられる。



第8図 X型レジームからY型レジームへの遷移とそれに対応する  $t$ 。  
ここで、X及びYはP1<sup>+</sup>、P1<sup>-</sup>、P2<sup>+</sup>、P2<sup>-</sup>のうちの任意である。

第2表 異なった型の天候レジーム間の遷移の頻度

TO FROM	P1 <sup>+</sup>	P1 <sup>-</sup>	P2 <sup>+</sup>	P2 <sup>-</sup>
P1 <sup>+</sup>		2	10	9
P1 <sup>-</sup>	1		5	12
P2 <sup>+</sup>	15	5		0
P2 <sup>-</sup>	11	7	0	



第9図 遷移ダイアグラム  
 頻度が5回以上の遷移が矢印で示してある。太い矢印は頻度が10回以上の遷移。矢印の近傍に示した値は、それぞれの遷移がおこった月における SOI の平均値 (単位はmb)。

## 4.2 天候レジーム間の遷移過程

### 4.2.1 P<sup>2+</sup>型, P<sup>2-</sup>型レジームの出現過程

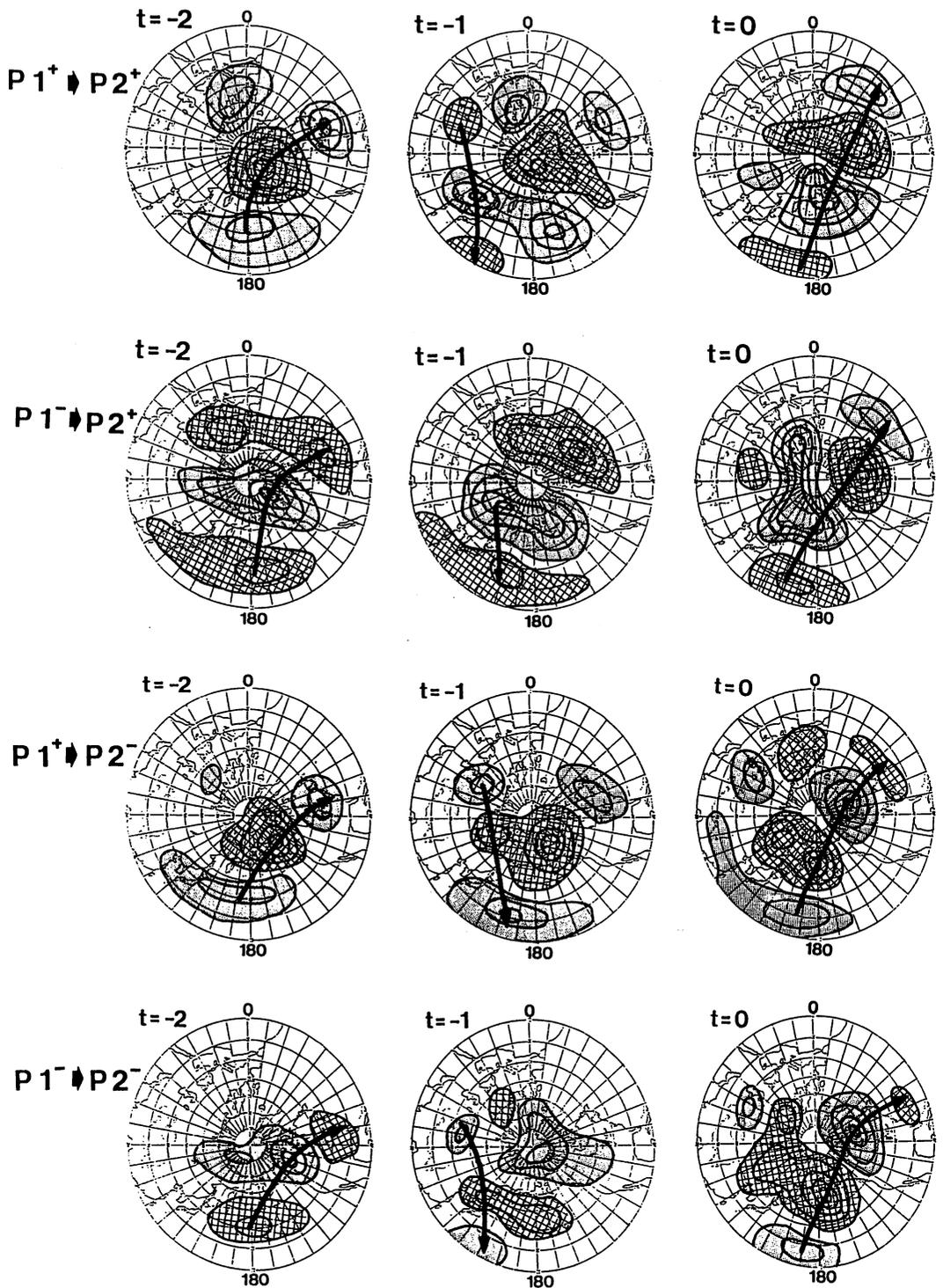
異なった天候レジーム間の遷移過程をコンポジット解析によって調べた。第10図は、P<sup>2+</sup>型、P<sup>2-</sup>型レジームの出現に関連した遷移における、 $t = -2, -1, 0$  (第8図に示されたような) に対応する半旬についての500 mb面高度アノマリーのコンポジットを示したものである。これによると、すべての遷移の $t = -1$ において、中央アジア付近から低緯度西太平洋への波列が現われはじめているのがわかる。すなわち、P<sup>2+</sup>型、P<sup>2-</sup>型レジームの出現に先行してその波列が現われている。またP<sup>2+</sup>型レジーム出現前に現われるその波列と、P<sup>2-</sup>型レジーム出現前に現われるその波列とでは符号が全く逆になっていることもわかる。しかし、この波列は、Wallace and Gutzler (1981) によって示されたEUパターンとは異なっていることに注意する必要がある。

さらに、こうした様相を確かめるために、次のような波列指数  $I_a$  を求めた。

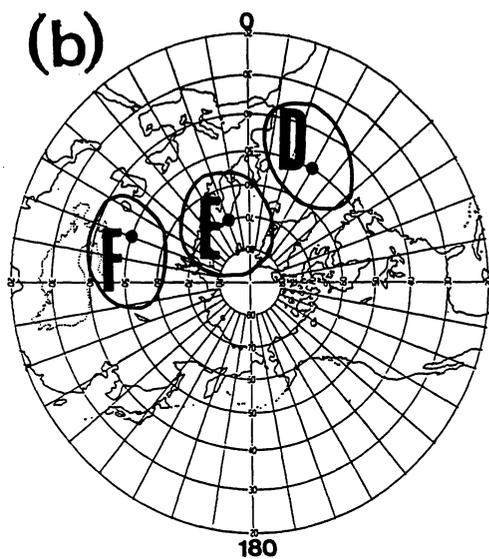
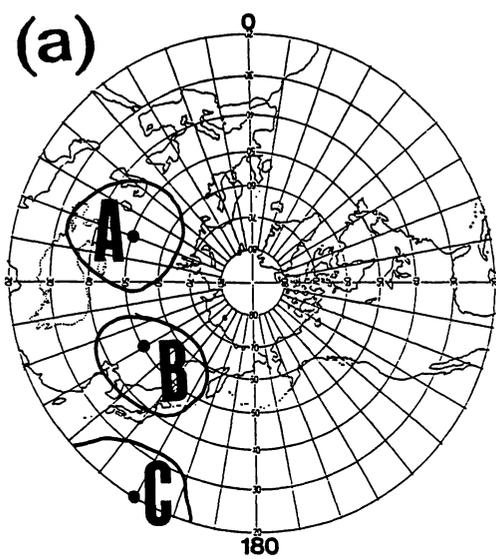
$$I_a = (Z_A/\sigma_A - Z_B/\sigma_B + Z_C/\sigma_C)/3$$

ここで、 $Z_A, Z_B, Z_C$  は第11図-(a)に示した点A、点B、点Cにおける500 mb面高度アノマリー、 $\sigma_A, \sigma_B, \sigma_C$  は点A、点B、点Cにおける500 mb面高度の標準偏差である。 $I_a$  が正の時は、500 mb面高度が相対的に中央アジア付近で高く(H)、シベリア付近で低く(L)、日本南東方海上でHとなっており、反対に  $I_a$  が負の時は、中央アジア付近でL、シベリア付近でH、日本南東方海上でLとなっていることを意味している。第12図には、それぞれの遷移のすべての例についての、 $t = -2, -1$  における  $I_a$  を示した。これを見ると、 $t = -2$  においては、いずれの遷移も  $I_a$  が大体ランダムな値になっているのに対し、 $t = -1$  においては、P<sup>2+</sup>型のレジームの出現に関連した(P<sup>1+</sup>→P<sup>2+</sup>)、(P<sup>1-</sup>→P<sup>2+</sup>)のほとんどの例で  $I_a$  が増加して顕著な正の値を、またP<sup>2-</sup>型レジームの出現に関連した(P<sup>1+</sup>→P<sup>2-</sup>)、(P<sup>1-</sup>→P<sup>2-</sup>)のほとんどの例で  $I_a$  が減少して顕著な負の値を示すようになっている。したがって、P<sup>2+</sup>型、P<sup>2-</sup>型レジームは、前のレジームがP<sup>1+</sup>型かP<sup>1-</sup>型であるかということは無関係に、SOIと  $I_a$  の符号に大きく依存して出現しているといえよう。

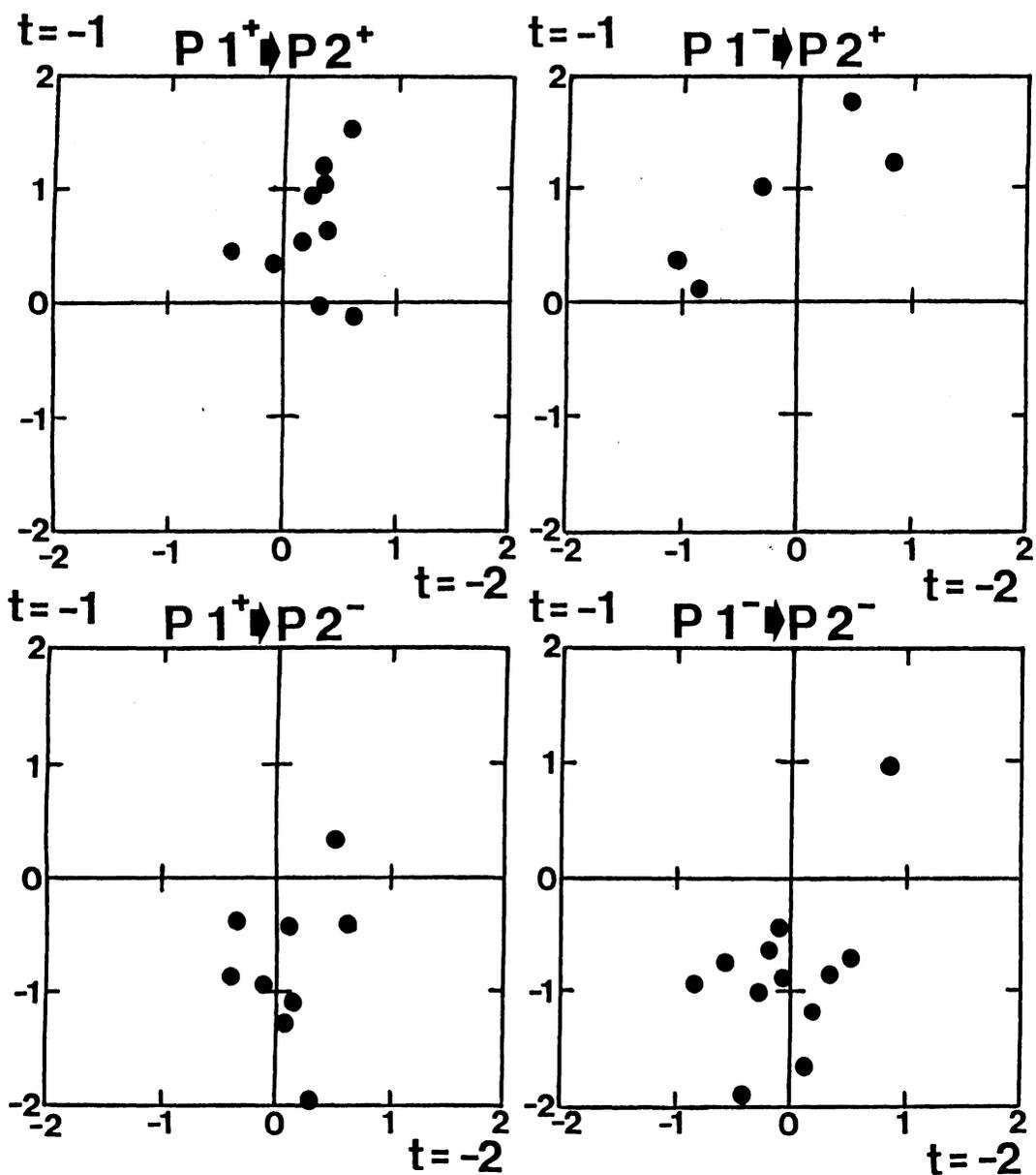
こうしたP<sup>2+</sup>型、P<sup>2-</sup>型レジームの出現過程は、金谷(1988)によって議論されたテレコネクションパターンの連鎖として解釈できる。この連鎖に関しては、次のようなメカニズムが考えられる。すなわち、そのひとつは、中央アジア付近から低緯度太平洋への波列が太平洋上の熱帯対流活動に影響を与え、それが太平洋/北アメリカにおけるP<sup>2</sup>のテレコネクションパターン出現の引金になっているというメカニズムで、これはLau and Phillips(1986)によって指摘された考え方とほぼ同じである。さらに“帯状流の変化に伴う熱帯対流活動の中・高緯度大気への応答感度が変化している”(Kuma, 1985など)や“定常ロスビー波の過反射理論”(Lindzen and Tung, 1978)もそのメカニズムとして考えられるかもしれない。しかし、こうしたテレコネクションパターンの連鎖が、これらのうちのいずれのメカニズムでおこっているのかは、本研究の結果だけではわからないので、今後の詳しい解析が必要である。



第10図  $[P1^+ \rightarrow P2^+]$ ,  $[P1^- \rightarrow P2^+]$ ,  $[P1^+ \rightarrow P2^-]$ ,  $[P1^- \rightarrow P2^-]$  における  $t = -2, -1, 0$  に対応する半旬についての 500 mb 面高度アノマリーのコンポジットマップ  
等高線間隔は 30 m。網線部は + 30 m 以上、陰影部は - 30 m 以下の領域。ただし 0 m の等高線は省いてある。また、出現したロスビー波列を矢印で示した。



第 11 図 中央アジア付近から低緯度太平洋への波列に関連した点 A, 点 B, 点 C(a)と大西洋からチベット付近への波列に関連した点 D, 点 E, 点 F (b)。



第12図  $[P 1^+ \rightarrow P 2^+]$ ,  $[P 1^- \rightarrow P 2^+]$ ,  $[P 1^+ \rightarrow P 2^-]$ ,  $[P 1^- \rightarrow P 2^-]$ の  $t = -2, -1$ における波列指数  $I_a$

#### 4.2.2 P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現過程

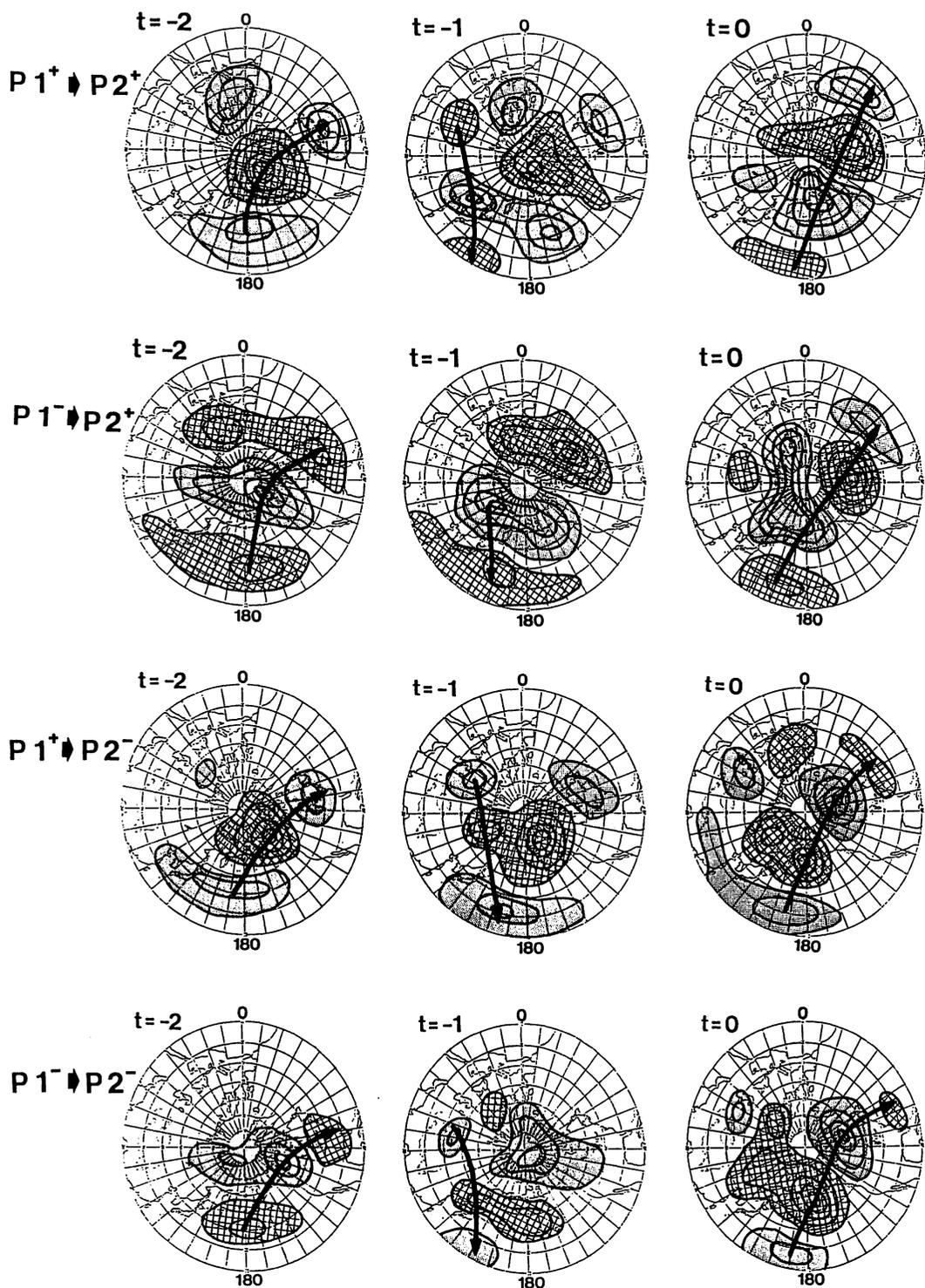
P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現に関連した天候レジーム間の遷移過程を調べた。第13図は、[P2<sup>+</sup>→P1<sup>+</sup>], [P2<sup>-</sup>→P1<sup>+</sup>], [P2<sup>+</sup>→P1<sup>-</sup>], [P2<sup>-</sup>→P1<sup>-</sup>]における $t = -2, -1, 0$ に対応する半旬についての500 mb面高度アノマリーのコンボジットを示したものである。これによると、 $t = -1$ において、いずれの遷移も大西洋からチベット付近への波列(Wallace and Gutzler, 1981によって示されたEAパターンに似ている)が顕著に現われている。すなわち、この波列はP1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現に先行して現われている。しかし、同じP1<sup>+</sup>型レジームの出現でも、P2<sup>+</sup>型レジームから遷移する場合([P2<sup>+</sup>→P1<sup>+</sup>])とP2<sup>-</sup>型レジームから遷移する場合([P2<sup>-</sup>→P1<sup>+</sup>])では、それに先行して現われる波列の符号が全く逆になっていることがわかる。また、P1<sup>-</sup>型レジーム出現の場合でも、[P2<sup>+</sup>→P1<sup>-</sup>]の前に現われるその波列と[P2<sup>-</sup>→P1<sup>-</sup>]の前に現われるその波列の符号が逆になっている。これらは、P2<sup>+</sup>型, P2<sup>-</sup>型レジームの出現過程に見られた様相とは全く異なっている。

さらに次のような波列指数 $I_b$ が求められた。

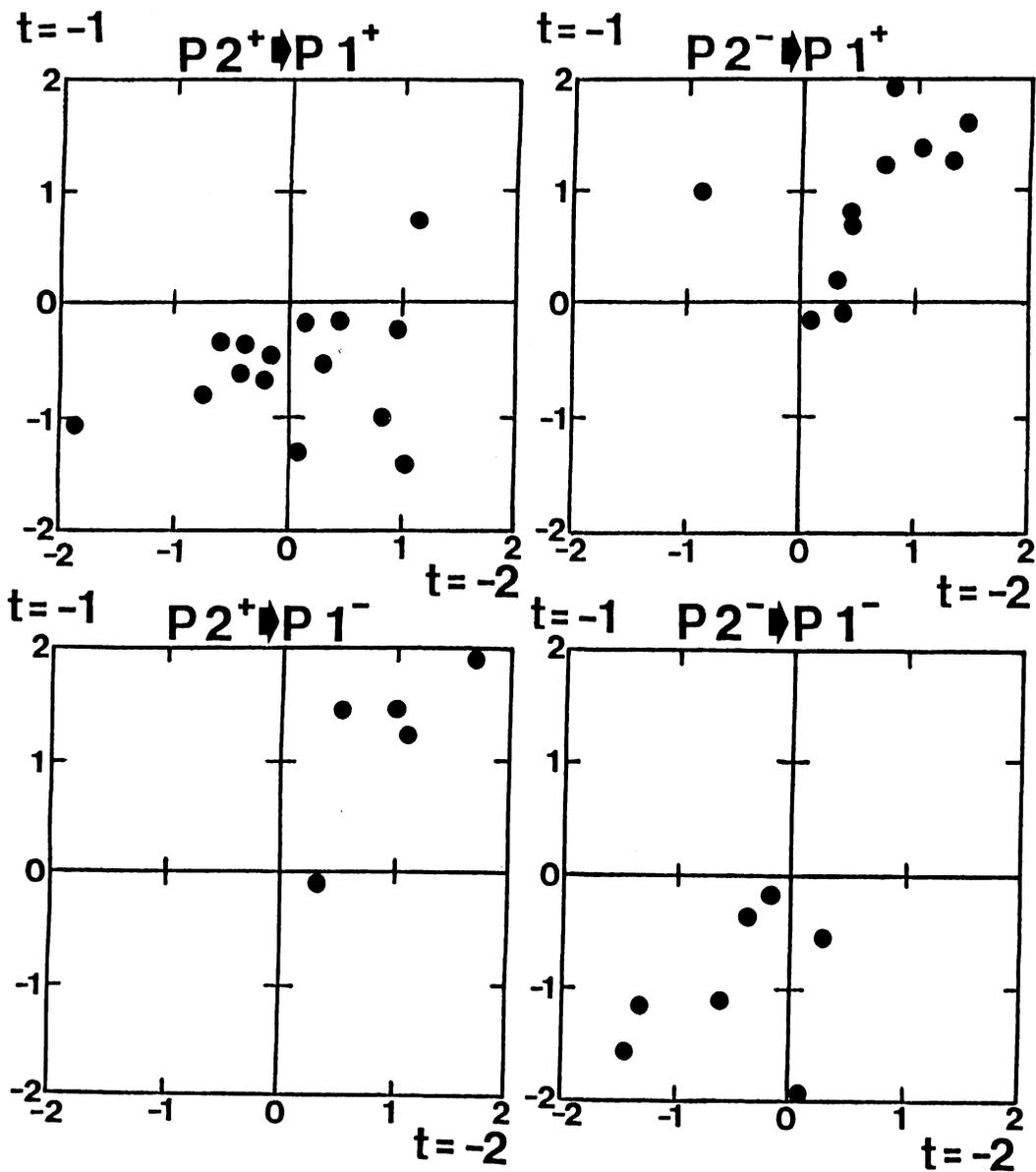
$$I_b = (Z_D/\sigma_D - Z_E/\sigma_E + Z_F/\sigma_F) / 3$$

ここで、 $Z_D, Z_E, Z_F$ は第11図-(b)に示した点D, 点E, 点Fにおける500 mb面高度アノマリー、 $\sigma_D, \sigma_E, \sigma_F$ は点D, 点E, 点Fにおける500 mb面高度の標準偏差を示している。 $I_b$ が正の時、大西洋で**H**、ヨーロッパ北部で**L**、チベット付近で**H**となっており、 $I_b$ が負の時、大西洋で**L**、ヨーロッパ北部で**H**、チベット付近で**L**となっていることを意味している。第14図には、それぞれの遷移のすべての例についての $t = -2, -1$ における $I_b$ を示した。これを見ると、 $t = -1$ における $I_b$ が、[P2<sup>-</sup>→P1<sup>+</sup>]と[P2<sup>+</sup>→P1<sup>-</sup>]ではほとんどの例で顕著な正の値になっているのに対し、[P2<sup>+</sup>→P1<sup>+</sup>]と[P2<sup>-</sup>→P1<sup>-</sup>]ではほとんどの例で顕著な負の値になっていることがわかる。すなわち、P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現の兆候としてとらえられる $t = -1$ における $I_b$ の値は、前のレジームがP2<sup>+</sup>型かP2<sup>-</sup>型かによって全く逆符号になっている。さらに、このことは、P2<sup>+</sup>型レジームが出現している時(SOIが小さい時)に $I_b$ が顕著な正の値になればP1<sup>-</sup>型レジームへ、顕著な負の値になればP1<sup>+</sup>型レジームへの遷移がおこる、と解釈できる。同様に、P2<sup>-</sup>型レジームが出現している時(SOIが大きい時)に $I_b$ が顕著な正の値になればP1<sup>+</sup>型レジームへ、顕著な負の値になればP1<sup>-</sup>型レジームへの遷移がおこる。

こうした結果より、P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現過程はテレコネクションパターンの連鎖とは考えられず、したがってその力学過程も、P2<sup>+</sup>型, P2<sup>-</sup>型レジーム出現の場合とは異なっていると思われる。P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型のレジームは、Charney and Straus (1980)やYoden (1983)などによって示された傾圧大気中における複数の準定常状態と考えられ、大西洋からチベット付近への波列の出現が極東付近の循環場に影響を与え、それが地形と結びついた順圧あるいは傾圧不安定を介してP1<sup>+</sup>型やP1<sup>-</sup>型のレジームへの遷移に何らかの寄与をしているのかもしれない。しかし、こ



第13図  $(P2^+ \rightarrow P1^+)$ ,  $(P2^- \rightarrow P1^+)$ ,  $(P2^+ \rightarrow P1^-)$ ,  $(P2^- \rightarrow P1^-)$ における  $t = -2, -1, 0$  に対応する半旬についての 500 mb 面高度アノマリーのコンポジットマップ  
凡例は第10図と同じ。



第14図  $(P2^+ \rightarrow P1^+)$ ,  $(P2^- \rightarrow P1^+)$ ,  $(P2^+ \rightarrow P1^-)$ ,  $(P2^- \rightarrow P1^-)$ の  $t = -2, -1$ における波列指数  $I_b$

の確証については未だ多くの調査が必要であろう。

## 5. まとめ

最近40年間（1946年－1985年）の冬季の太平洋/北アメリカにおける半旬平均500 mb 面高度場に主成分分析を施すことにより、主成分P1, P2において2つのテレコネクションパターン（P1：北太平洋上で－, アラスカ付近で＋, 北アメリカ東部で－；P2：日本南東方海上で＋, アリューシャン付近で－, 北アメリカ中央部で＋, 北アメリカ南東部で－）を得た。SOIと密接な関係にあるのは、P1のテレコネクションパターン（いわゆるPNAパターン）ではなく、P2のテレコネクションパターンであった。

P1, P2の成分スコアの符号, 絶対値及びその持続性を考慮して, 4つの型（P1<sup>+</sup>, P1<sup>-</sup>, P2<sup>+</sup>, P2<sup>-</sup>）の天候レジームを抽出した。それぞれの型の天候レジームについて, 定常波のアクティビティフラックスを計算したところ, P2<sup>+</sup>型とP2<sup>-</sup>型のレジームは, 低緯度太平洋から北アメリカへのASWの伝播によって形成, 維持されているのに対し, P1<sup>+</sup>型とP1<sup>-</sup>型のレジームは, 中緯度のジェット付近におけるASWのsourceによって形成, 維持されていることがわかった。

異なった天候レジーム間の遷移過程をコンポジット解析によって調べた。この結果, P2<sup>+</sup>型, P2<sup>-</sup>型レジームの出現に先行して, 中央アジア付近から低緯度太平洋への波列が現われているのが見つかった。また, P2<sup>+</sup>型, P2<sup>-</sup>型レジームの出現は, 主にSOIとこの波列の符号によって決定しており, 前のレジームには依存していない。一方, P1<sup>+</sup>型, P1<sup>-</sup>型レジームの出現に先行して大西洋からチベット付近への波列が現われていることもわかった。しかし, 同じP1<sup>+</sup>型やP1<sup>-</sup>型のレジーム出現の場合でも, この波列の符号は前のレジーム型に依存して異なっていた。さらに, 異なった天候レジーム間の遷移の兆候の指標として波列指数（ $I_a, I_b$ ）も提案された。

このように, 冬季の太平洋/北アメリカにおける異なった天候レジームとENSOの関係及びそれらの天候レジーム間の遷移過程が明らかになった。しかし, 大気大循環におけるlow-frequency variabilityは, 複数の現われやすい準定常状態とそれらの間の遷移といった観点のみによって説明することには無理であろう。本研究で得られた結果は多分に統計的である点に留意する必要があるが, しかし, それにもかかわらず, 天候レジーム間の遷移の兆候として特徴的な波列が非常に顕著に現われていることは, かなり重要な意味をもっていると考えられる。そうした波列の出現が, 力学過程においてどのような役割を演じているのかを明らかにすることは今後の課題であろう。

## 謝 辞

本研究にあたり, 御指導下さった東北大学の設楽寛教授並びに, 本稿の作成にあたり貴重な御援助を賜った筑波大学の安成哲三先生に深く感謝いたします。有益な助言をいただいた東北大学地理学教室の諸兄, 資料のコピーの際にお世話になった気象庁長期予報課の方々, 仙台管区気象台の方

方に厚く御礼申し上げます。

#### 引用文献

- 金谷年展, 1988 : 北半球冬季 500 mb 面高度場におけるテレコネクションパターンの連鎖について, 地理評, **61**, 4 (印刷予定)。
- Baur, F., 1948 : Einführung in die Grosswetterkunde. *Wiesbaden, Dieterich*, 165 pp.
- Bjerknes, J., 1966 : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820-829.
- Bjerknes, J., 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Charney, J. G. and J. G. DeVour, 1979 : Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1205-1216.
- Charney, J. G. and D. M. Straus. 1980 : Form-drag instability, multiple equilibria and propagating planetary waves in baroclinic, orographically forced, planetary wave systems. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1157-1176.
- Gutzler, D. S. and J. Shukla, 1984 : Analogs in the wintertime 500 mb height field, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 177-189.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981 : Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981 : The steady linear response of a spherical troposphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Kanaya, T., 1986 : An observational analysis of wave activities in different circulation regimes for 1982 summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 599-604.
- Kuma, K., 1985 : Linear response of global atmosphere to thermal forcing during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 739-747.
- Lau, K.-M. and H. Lim, 1984 : On the dynamics of equatorial forcing of climate teleconnections. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 161-176.
- Lau, K.-M. and T. J. Phillips, 1986 : Coherent fluctuations extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164-1181.
- Lau N.-C., 1981 : A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15 year simulation with a GFDL general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2287-2311.
- Lintzen, R. S. and K. K. Tung, 1978 : Wave overreflection and shear instability. *J. Atmos.*

- Sci.*, **35**, 1626–1632.
- Lorenz, E. N., 1969 : Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogs. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 636–646.
- Plumb, R. A., 1985 : On the three dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Reinhold, B. B. and R. T. Pierrehumbert, 1982 : Dynamics of weather regimes : Quasi-stationary waves and blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1105–1145.
- Shukla, J. and J. M. Wallace, 1983 : Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613–1630.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator, 1983 : Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.
- Tokioka, T., A. Kitoh and A. Katayama, 1986 : Atmospheric response to the sea surface temperature anomalies in the mature phase of El Niño : Numerical experiment under the perpetual January condition, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 347–362.
- von Loon, H. and R. A. Madden, 1981 : The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperature in the northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1150–1162.
- Walker, G. T. and E. W. Bliss, 1932 : World weather V. *Mem. Roy. Met. Soc.*, **4**, 53–84.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1150–1162.
- Yoden, S., 1983 a : Nonlinear interactions in a two layer, quasi-geostrophic, low order model with topography. Part I : Zonal flow-forced wave interactions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 1–18.
- Yoden, S., 1983 b : Nonlinear interactions in a two-layer, quasi-geostrophic, low order model with topography. Part II : Interactions between zonal flow, forced waves and free waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 19–35.

## 月例会「長期予報と大気大循環」(昭和 62 年 10 月 2 日) の報告

「1986/1987 ENSO について」をテーマとした月例会を、昭和 62 年 10 月 2 日気象庁において開催した。以下に、各講演内容を掲載する。

### I. 海況の特徴

安藤 正\*

#### 1. はじめに

1986 年の後半から太平洋の赤道域では、ENSO (El Niño-Southern Oscillation) 現象が起り、現在 (1987 年 12 月) も継続している。今回の ENSO は今世紀最大規模といわれた 1982/83 年のもの以来 4 年ぶりである。この間、1984 年 7 月から IGOSS (全世界海洋情報サービスシステム) 計画の一環として、太平洋域の水位をモニターする IGOSS 海面水位パイロット計画 (ISLPP) が、また 1985 年 1 月からは WCRP の一部として TOGA 計画がそれぞれスタートし、ENSO 現象の監視とそのメカニズムの解明のための国際協力体制が整備されてきた。今回の ENSO は、過去のものに比べて、より早くより詳細にその推移のモニターが可能となった。

ここでは ENSO 現象の海洋側の顔であるエルニーニョに注目して、海況の推移の特徴について述べる。大気側の現象については本誌掲載の他の報告を参照していただきたい。

#### 2. エルニーニョ 1986/87 の推移

##### 2-1 海面水温

1986 年から 1987 年にかけての太平洋赤道域の海面水温分布の推移を、気象庁海洋課で解析した月平均海面水温実況図及び平年偏差図 (図 1) をもとに述べる。実況図は旬 (10 日) 毎の緯経度 1 度毎の格子点値を、月毎に 3 旬分平均し、さらに緯経度 2 度毎の格子点値化して等温線を描画してある。平年値は Reynolds (1982) を用いている。また図 2 は、160°E 以東の赤道域を 3 つに分けた各海域内で平均した海面水温の旬毎の推移を、平年値とともに示したものである。

---

\* 気象庁海洋気象部海洋課

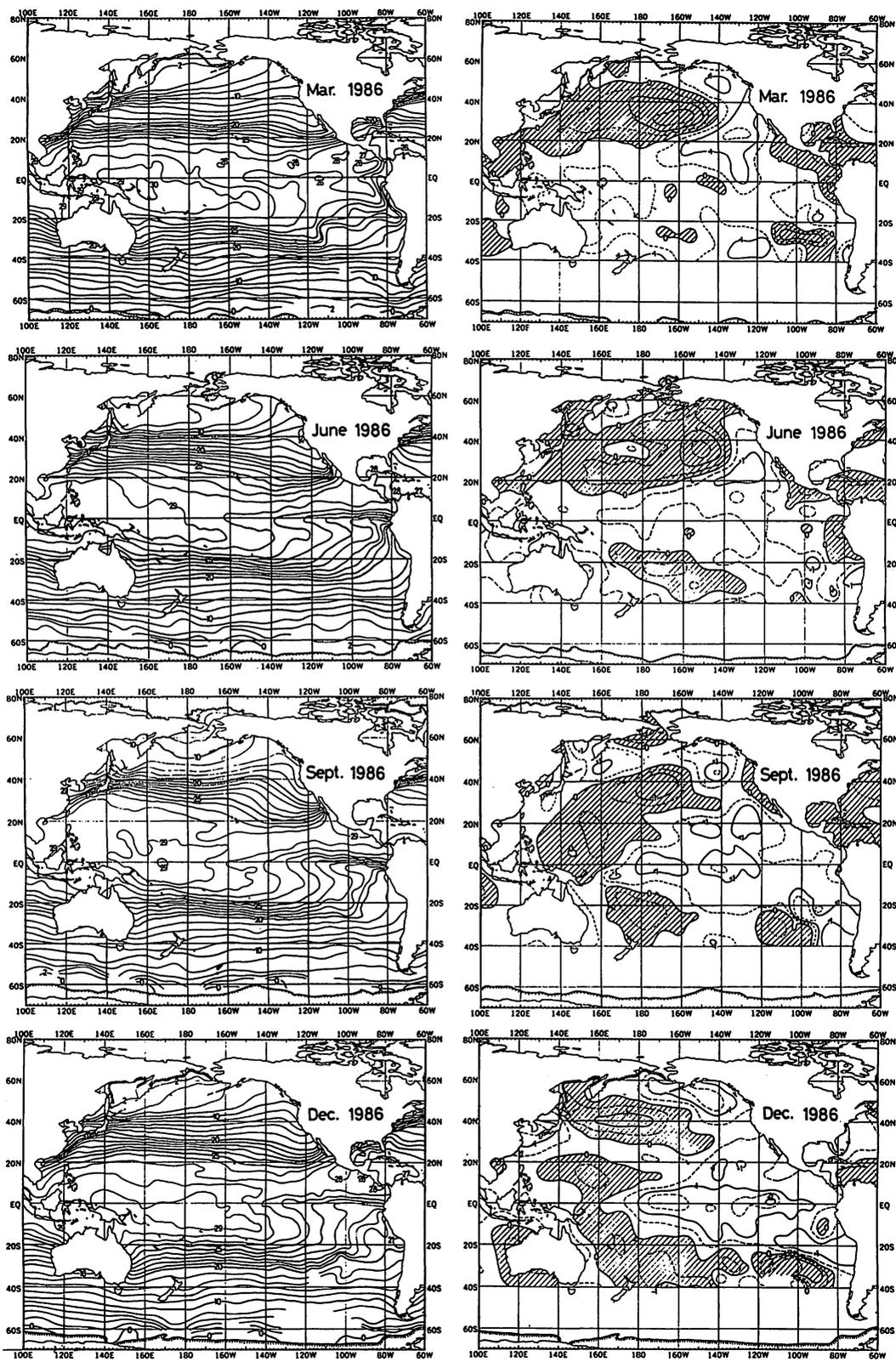
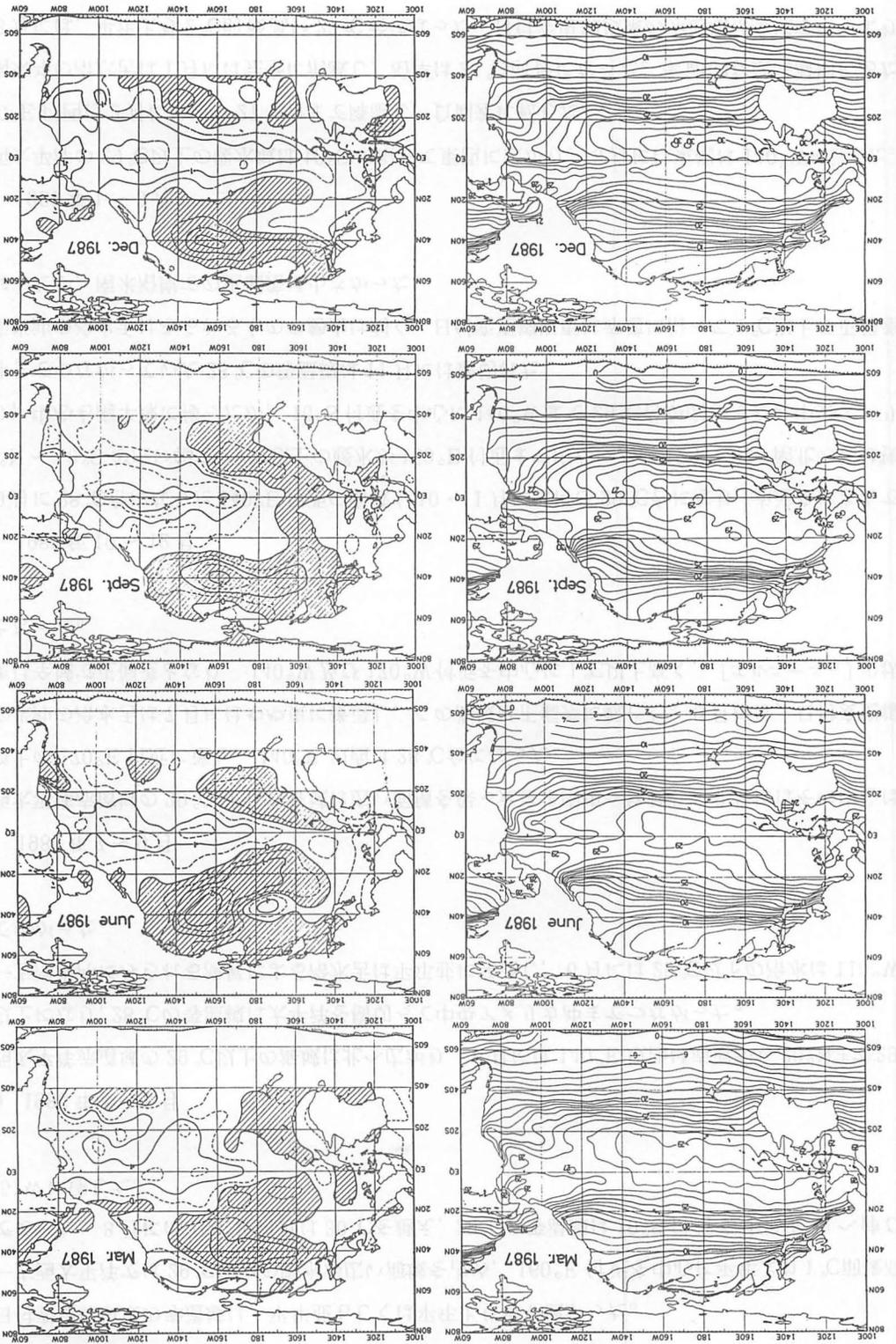


图1 月平均海面水温分布图(左)と平年偏差图(右)( $^{\circ}\text{C}$ )。



1) 1986年1～3月

日付変更線以東の赤道域は、平年並もしくは平年よりやや低かった。

一方西太平洋では29℃以上の暖水が広い海域を占め、160°E付近を中心に平年より1℃前後高めであった。3月には160°E付近は30℃を越え、29℃の等温線は10°S付近を中心に東へ伸び145°Wに達した。

2) 1986年4～6月

西太平洋赤道域の29℃以上の海域は北へ広がり、6月には140°E以西は赤道から20°Nまで29℃以上になり、28℃の等温線は太平洋を横切って中央アメリカ沖までつながった。

一方南米沖にみられる湧昇による冷水舌は平年並に発達し、6月には25℃以下の冷水は110°Wまで広がった。

3) 1986年7～9月

西太平洋赤道域の29℃以上の海域は広い面積を保ったまま南東へ移動し、9月にはその中心は赤道上の170°E付近に達し、140°E以西は28℃台になった。

南米沖の冷水舌は7月にはやや東に後退し、この海域は正偏差に転じた。9月には、日付変更線以東は全域で正偏差となり、140°W及び170°W付近を中心に1℃以上高く、「エルニーニョ」の状態となった。

4) 1986年10～12月

9月に28℃台になった140°E以西の海域も10・11月には再び29℃台になり、赤道をはさんで10°N～10°Sの広い幅で29℃以上の暖水が160°E付近まで広がった。12月には、南北の幅は狭まり、中心も南半球に移ったが、10°S付近を中心に140°Wまで29℃台が広がった。中央アメリカ沖までつながっていた28℃の等温線は11月には途切れた。

南米沖の冷水舌はみられるものの勢力は弱く、日付変更線以東は赤道に沿って1℃以上の正偏差となったが、南米沿岸での正偏差は小さかった。

5) 1987年1～3月

西太平洋の29℃以上の暖水域は10°Sに沿って東西に広がり、3月には東端は140°Wに達した。140°E以西は2月にはいり27℃台まで降温し、負偏差に転じた。

南米沖の冷水舌は1月には完全に消滅し、沿岸は26℃前後になった。季節的な最高温期にあたる3月には、平年より2℃前後高い27℃台になった。日付変更線以東の赤道域は全域で平年より1.5℃前後高い状態が続いていた。

6) 1987年4～6月

4月には28℃の等温線は再び太平洋を東西に横切って中央アメリカ沖とつながり、赤道域でも120°W以西はすべて28℃以上になった。140°E以西も5・6月には赤道から20°N付近まで29℃台になった。

南米沖の冷水舌は5月まではみられなかったが、6月には弱いながらも出現し、25℃以下の冷水は100°W付近まで西進した。しかし沿岸の正偏差は1℃前後に留まった。

7) 1987年7～9月

西太平洋赤道域の29℃以上の暖水域は、7月には150°W以西と170°W付近に分かれたが、8月以降は再びつながり、150°Wまで達した。

8・9月に南米沖は季節的に最低温期を迎えるが、冷水舌は十分に発達せず平年より1℃以上高い状態が続いた。日付変更線以東は引続き1℃以上の正偏差域が広がり、9月には150～100°Wは2℃以上高めとなった。

8) 1987年10～12月

160°W以西の太平洋赤道域は広く29℃以上の暖水が広がり、1986年の同時期と比べてもその面積は広い。

日付変更線以東の1℃以上の正偏差域はさらにその面積を広げ、北は10°N、南は20°Sに達した。

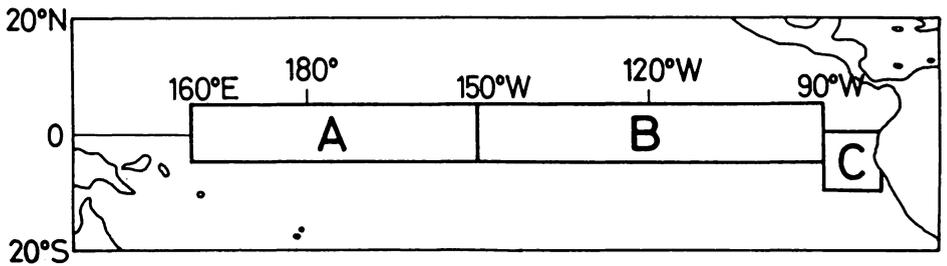
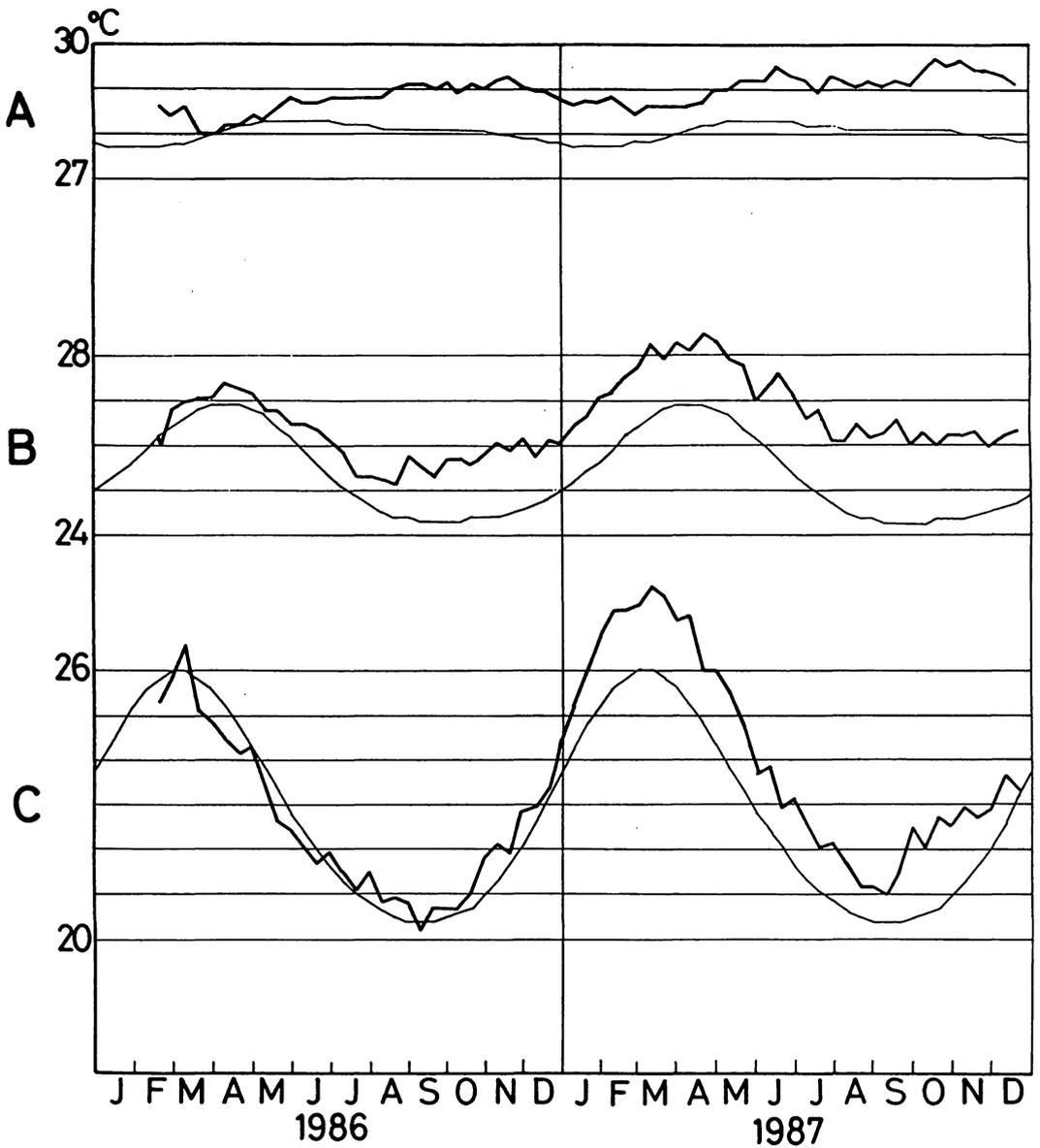


図2 太平洋赤道域中央部(A), 東部(B)及び南米沿岸(C)の旬平均海面水温の推移。細線は平年値を示す。

図2に示す各海域の海面水温の時系列をみると、今回のエルニーニョでは南米沿岸（C海域）での正偏差の増大に先行して、中部（A）及び東部（B）赤道域で正偏差が現れている。南米沿岸では、1987年3月及び9月に正偏差が2℃を越えたが、1972/73年あるいは1982/83年のエルニーニョのように5℃を越える大きな偏差はみられない。しかしB海域では1986年の中頃から平年より1.5℃前後高い状態が続き、1987年7月以降は2℃前後の正偏差になっている。A海域でも1986年中頃から平年より約1℃高い29℃前後が続いており、今回のエルニーニョでは南米沿岸よりも、中・東部赤道域での正偏差の持続が顕著であるといえる。

赤道域の暖水の広がりを目安として月毎の赤道上の28℃の等温線の位置（経度）の推移を図3に示す。非エルニーニョ期では28℃の等温線は日付変更線付近にあるが、今世紀最大といわれる1982/83年のエルニーニョでは、1983年の前半には南米沿岸まで達した。今回は1987年4月に100°Wに達したに留まっており、この指標からみたエルニーニョの規模としては1982/83年のものに遠く及ばない。

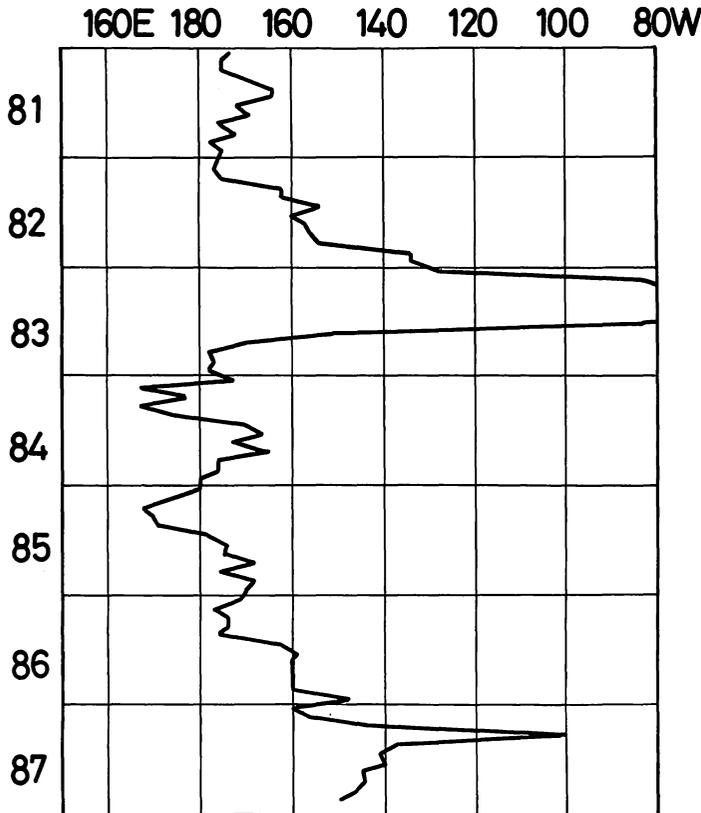


図3 赤道上の28℃等温線の位置（経度）の月毎の時系列。

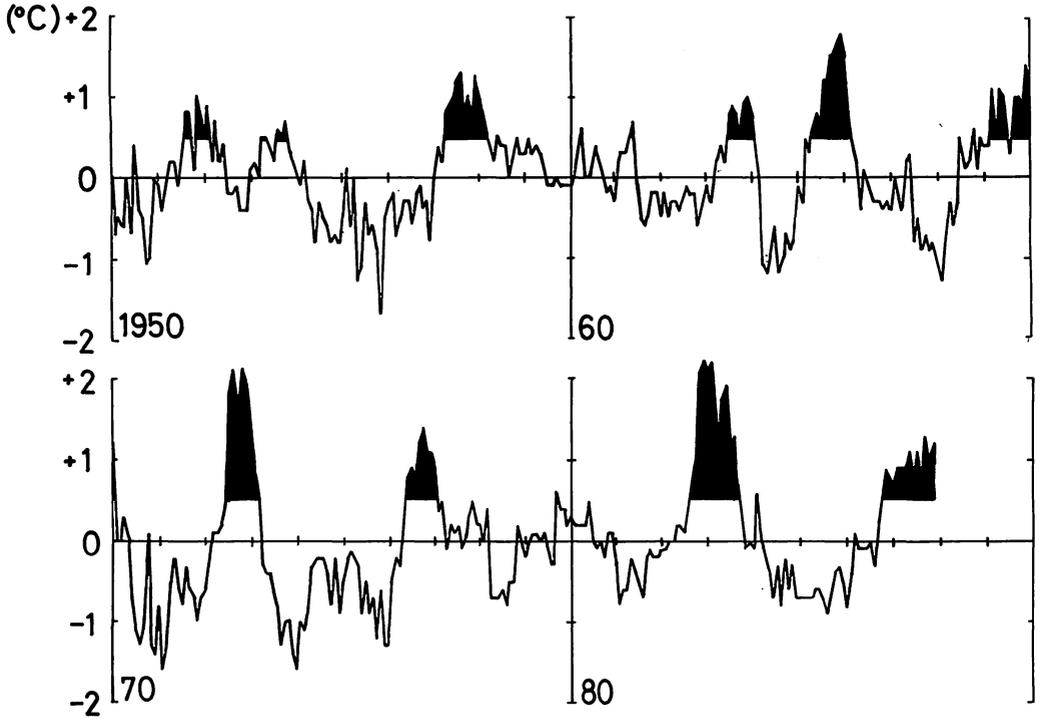


図4 東部太平洋赤道域（図2の海域B）の月平均海面水温年偏差の時系列。黒塗部は0.5℃以上の正偏差。

一方、図4は1950年以降の東部太平洋赤道域（図2の海域B）の月平均海面水温年偏差の時系列を示す。1950年以来、今回を含めて10回のエルニーニョが発生している。この海域の海面水温でみる限り、今回のエルニーニョは正偏差の大きさは小さいものの、丸1年以上継続しており過去のものより継続期間が長い。小さな正偏差ながらも長く継続したタイプとしては1957、1969年のものに似ているが、今回のものは現在（1987年12月）も継続中であり、継続期間については1950年以降最も長いものになるう。

## 2-2 赤道域の表層水温断面

ENSO現象に現れる海洋の変動は単に海面水温だけでなく、海洋上層全体の変動であり、赤道海域の表層の立体的な水温構造の空間的・時間的変化を捉えることが重要である。しかし表層水温の観測には特別な測器を必要とするため、海面水温に比べデータの数が少ない。表層水温のデータ（深さ数100mまでの水温プロファイル）をリアルタイムに収集するために、IGOSS計画の一環としてBATHY/TESACと呼ばれる通報式が定められている。この通報は各国の海洋観測船の他、委託を受けた一般商船が中心となって行われ、その通報数は月あたり3000～4000通で海面水温データ

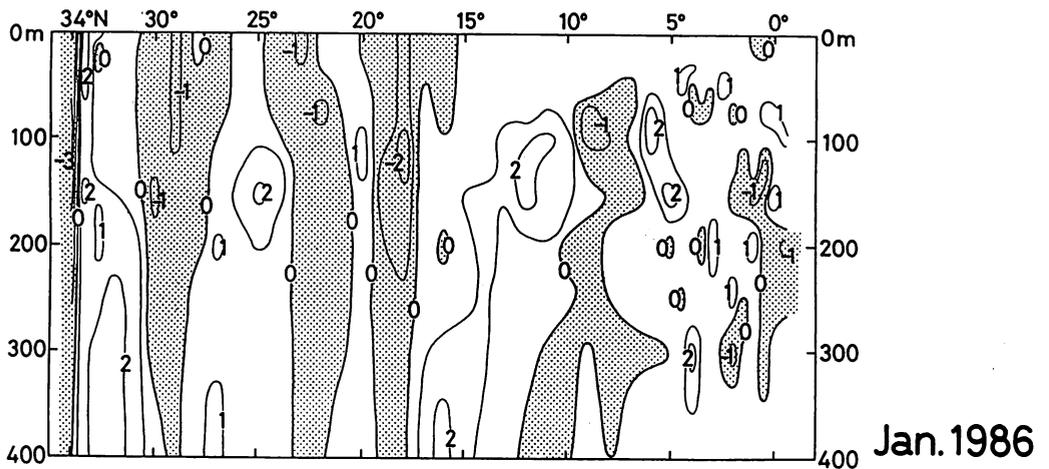
の1/30程度である。気象庁海洋課では1986年からBATHY/TESACの全通報を対象にリアルタイムに品質管理を行い、太平洋全域にわたる表層水温のモニターを行っている。

また気象庁の観測船「凌風丸」は、1967年以来毎年1月に（1972年以降は6/7月にも）日本南岸からニューギニア北岸までの137°E線に沿う定期海洋観測を実施している。このような大洋を縦断する規模の長期にわたる定線観測は世界にも例をみない。これまでの観測結果から、エルニーニョに対応して西太平洋赤道域の表層の海況も大きく変動すること——即ちエルニーニョ発生の前には暖水が蓄積し、発生期には逆に暖水層が薄くなること——が明らかにされている（Masuzawa and Nagasaka（1975）、Andow（1987））。

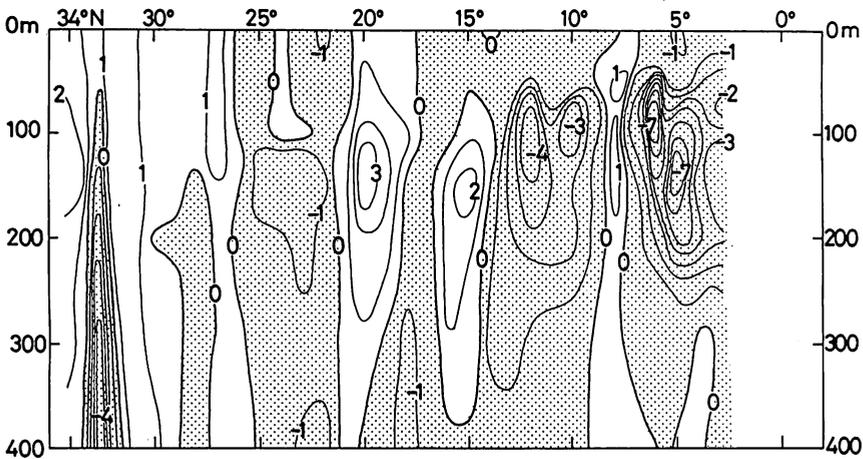
図5は凌風丸の観測による1986年1月、1987年1月及び7月の137°E線に沿った断面での水温の平年偏差を示す。平年値は、1月は1967～84年、7月は1972～1984年の平均である。エルニーニョ発生以前の1986年1月の137°E線に沿う赤道域の表層はほとんど全域で正偏差であり、暖水が蓄積していることがわかる。一方、エルニーニョ発生後の1987年1月では対照的に全域にわたって負偏差となり、暖水が消失している。このような赤道域表層の暖水の消失は、過去のエルニーニョ期の1973及び1983年の1月にもみられた（Andow（1987））。1987年の7月には、海面近くは正偏差になっているが、100～200m深では負偏差であり暖水層の厚さは薄くなっている。

BATHY/TESAC通報をもとに作成した、1986年3月から1987年10月までの、赤道に沿った深さ200mまでの月毎の表層水温の断面を図6に示す。ここで観測点は経度1度毎に5°S～5°Nの範囲で最も赤道に近いものを採用している。

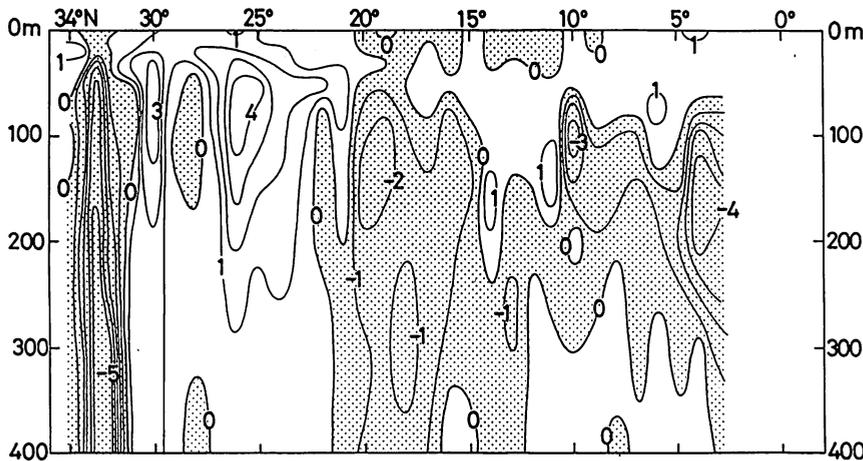
1986年3月では、175°E以西で28℃以上の暖水が深さ100m付近まで覆っていたが、日付変更線以東の太平洋中央域の海面付近は27℃前後であり、東西の温度傾度が大きい。同年6月には、この暖水層はやや東進して170°Wに達したが、それ以東では28℃以上は全くみられず、120°W以東の海面付近は25℃前後で水温は低い。西太平洋の暖水層は同年7月以降徐々に東へ広がり、12月には170～140°Wの表層は急激に昇温し、29℃前後の高温水が深さ100mを越え、一部では140mに達した。この傾向は翌年1月も続いたが、2月以降太平洋中央域の暖水層はやや薄くなり100m前後となった。この間、海面水温は常時29℃前後で変化は小さく、暖水層全体の変動は海面水温だけでは捉えられないことがわかる。1987年1月の140°E以西は表層の暖水層が非常に薄く、前述した凌風丸の結果を支持している。



Jan. 1986



Jan. 1987



July 1987

図5 凌風丸による137°E断面の表層水温年平偏差(°C)。上：1986年1月，  
中：1987年1月，下：1987年7月。陰影部は年平より低いことを示す。

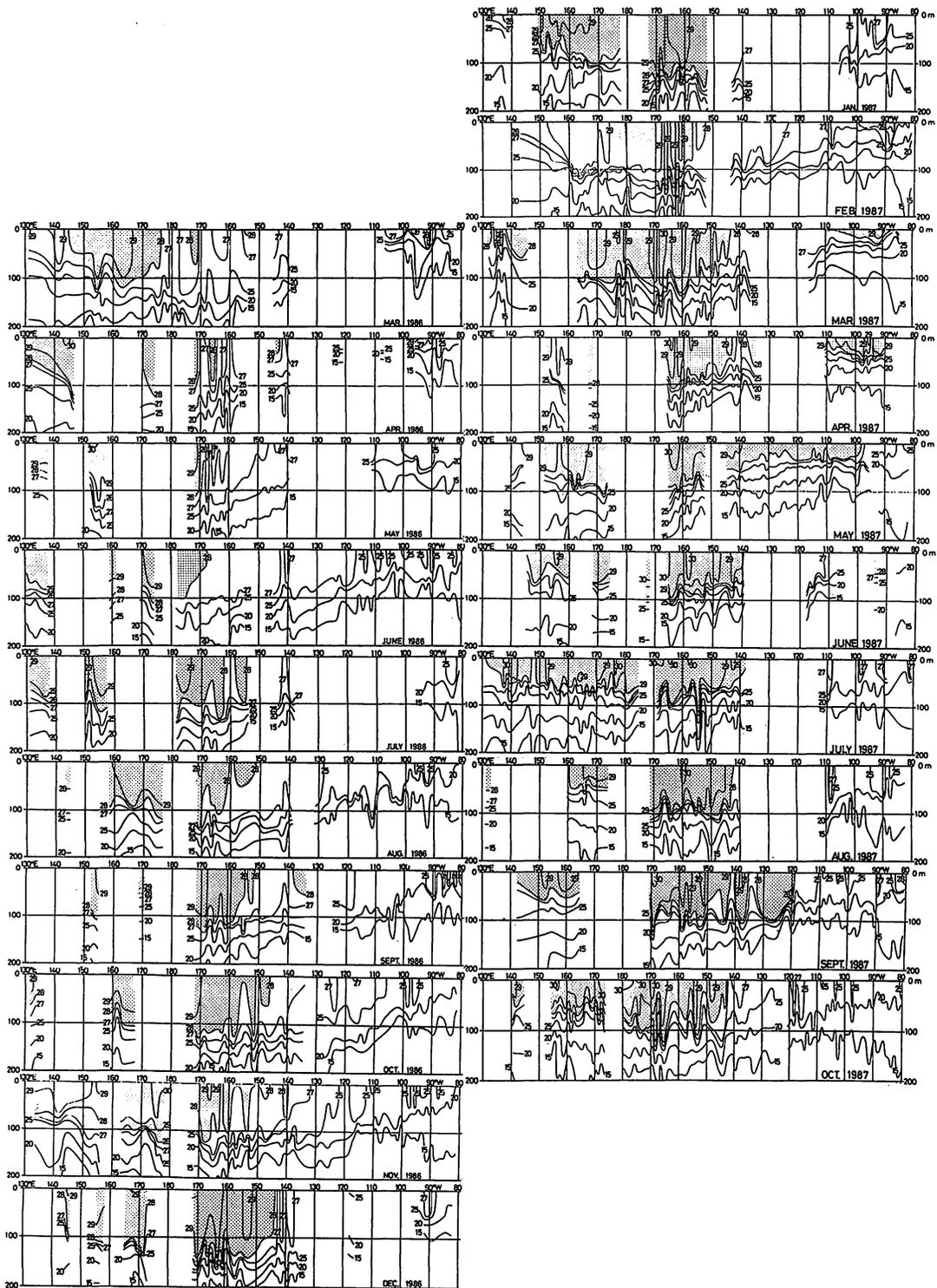


図6 赤道に沿った表層水温の断面(°C, 1986年3月~1987年10月)。等温線は15, 20, 25, 27, 28, 29及び30°C, 陰影部は28°C以上の暖水を示す。

1987年2月には、南米沖の90°W付近の海面付近は28°Cを越え、この暖水層は4月には40m程度まで厚みを増した。5月にはいり南米沿岸から90°Wにかけての水温は25°C前後まで低下したが、100°W以西の海面付近は28°C以上の暖水が西太平洋まで連なり、140°~100°Wでは30m前後の厚さで広がった。その後冷水舌の発達に伴い南米沖の水温は低下したが、140°W以西では100m前後の厚さの暖水層が継続してみられ、9月には120°Wまで広がった。

前節でみたように、今回のエルニーニョでは中・東部赤道域で海面水温の正偏差が持続していたが、表層の暖水もこの海域で厚く、たとえ海面から大気に熱の輸送が起こっても表層全体の水温は低下しにくい状態になっている。とくに日付変更線の東側の170°W付近の暖水層は、通常は最も厚い西太平洋域よりも厚い。

### 2-3 赤道域の表層水温の時系列

前節では月毎の表層水温断面をもとにその特徴を述べたが、時間的分解能を上げるため、図7に示す海域毎に、BATHY/TESAC 通報による表層水温プロファイルからいくつかのパラメータを求め、その時系列を作成した。海域は赤道をはさんで2°S~2°N、東西方向には経度10度の大きさである。パラメータとしては、海面水温、表面混合層の深さ、深さ200mまでの平均水温、20°Cと25°Cの等温線の深度等を考え、5日毎に各海域内に含まれるすべての値を平均した。

図7に深さ200mまでの平均水温の時系列を示す。この量は表層200mまでの貯熱量を見積もり、各海域での海洋表層の熱的応答の指標とみなせる。データの数に限りがあり、海域によっては不連続になることがあるが、西部(a, b, c)、中部(d, e, f)及び東部(g, h, i)の3群に分けて、1986年以前の非エルニーニョ期とそれ以降のエルニーニョ期の傾向を比べると、西部では概ね26°Cから23°Cに降温したのに対し、東部では15°C前後から18°C前後に昇温している。中部の海域d, eでは1984年の3, 4月に平均水温の著しい低下がみられ1982/83年のイベント終了後の強い反エルニーニョ状態を示している。中部の海域ではエルニーニョ期に水温が高いが、1986年にはいり変動の幅が大きくなり、5月末、12月末及び1987年8月に高水温のピークがみられる。とくに12月末のものは顕著で27°C前後まで上昇しており、前述した暖水層の厚さの増大に対応している。この平均水温の上昇はそれぞれ1か月程度で以前の状態に復している。上昇のピークにある期間は10日を越えることはない。

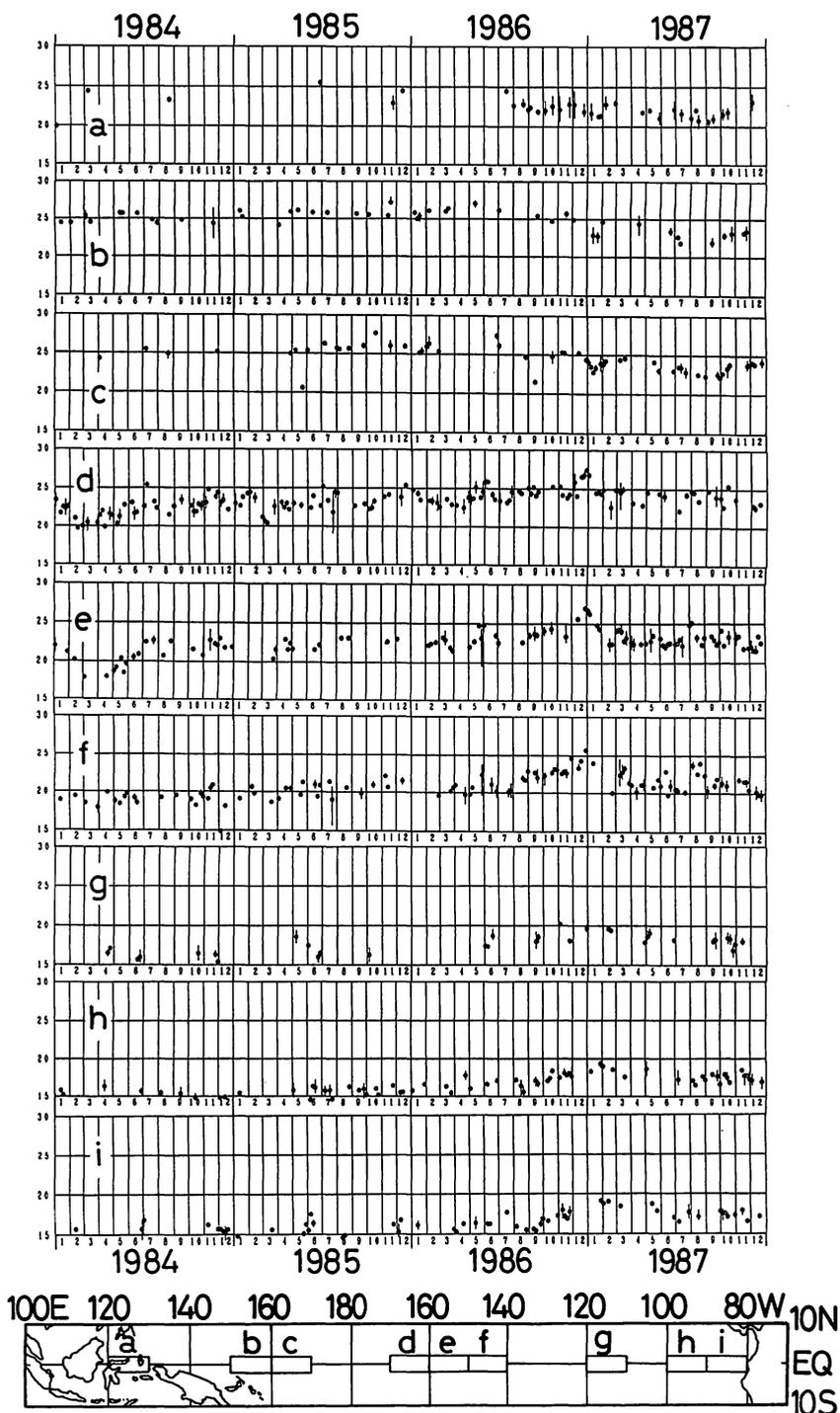


図7 各海域の深さ 200 m までの平均水温の時系列 (°C)。縦棒は平均した際の値の範囲を表す。

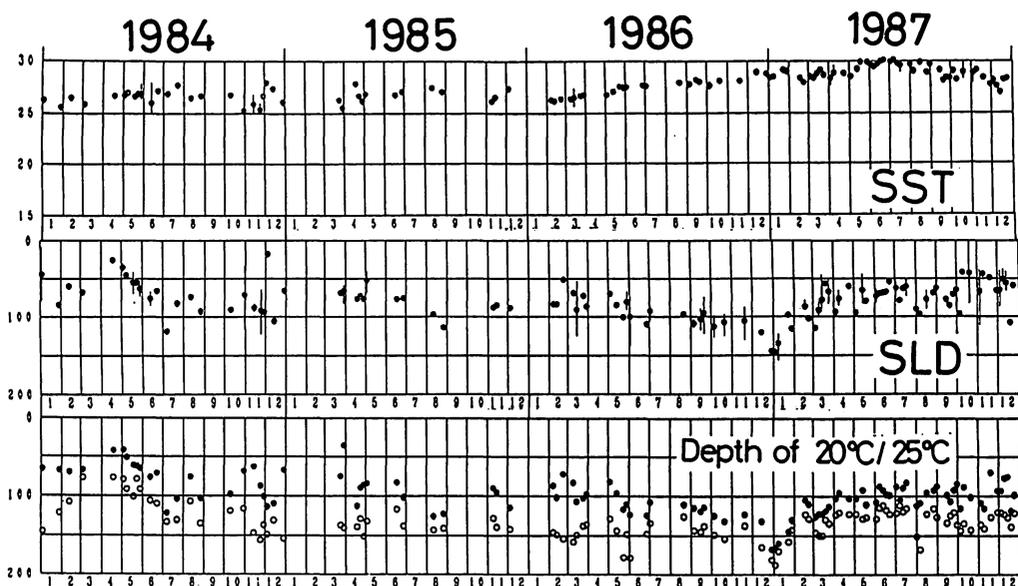


図8 海域 e における海面水温 (°C) (上), 表面混合層深度 (m) (中)及び 20°C と 25°C の等温線深度 (m) (下: 白丸は 20°C, 黒丸は 25°C を表す)。上・中図の縦棒は平均した際の値の範囲を表す。

海域 e について他のパラメータの時系列を図 8 に示す。ここで表面混合層の深さは海面水温よりも 1°C 低い水温の深さとして定義してある。海面水温は 1986 年の初めから増加を続け、1987 年 6 月には 30°C 前後のピークに達したが、図 7 にみられた大きな変動は現れていない。表面混合層や等温線の深度は暖水層の厚さの目安となるが、平均水温の上昇とともに各深度も増大している。さらに 20°C/25°C の等温線深度は、1986 年 12 月末の増大期に両者の差が小さくなり躍層の水温鉛直傾度が大きくなっている。このことは図 6 にも現れている。この太平洋中央域の暖水層の厚さの増大は、図 6 には示していないが、170 ~ 180°W でも認められる。しかしそれ以西ではみられず、海域 c ではやや遅れた 1987 年 1 月中旬に逆に水温が低下している。

図 7 の海域 d, e, f の昇温はほとんど同時期に起こっており位相差は現れていないが、東部太平洋の海域 h, i では約 1 か月後の 1987 年 1 月末に小さなピークが認められる。仮に海域 d から h まで水温躍層の変位が 1 か月かかって伝播したとすると、その位相速度は 3.0 m/s となり、単純な二層モデル (上層: 水温 29°C, 層厚 100 m, 下層: 水温 15°C, 塩分は両層とも 34 ‰) での内部ケルビン波の位相速度 1.9 m/s とオーダー的には一致する。

Nitta and Motoki (1987) は、850 mb と 200 mb の風ベクトルと「ひまわり」の雲画像の解析を行い、1986 年 11 月前半にニューギニア北方の西部太平洋赤道域で大気の大気対流活動が急激に発達した後東進し、11 月下旬には赤道をはさんでサイクロン渦対が形成され、12 月には日付変更線付近に強い西風バーストが存在したことを示した。12 月末の暖水層の厚さの増大はこの西風バーストによるエクマン輸送により生じたものと推測される。厚い暖水層の存在は海面水温の低下を弱める効果をもたらす、高海面水温域の東進による東西の気圧傾度の低下→貿易風の弱化→暖水の収束という ENSO を発達させる正のフィードバックの形成につながる。また測地衛星 GEOSAT の高度計による赤道域の海面水位の観測でも、同時期に日付変更線付近から 110°W に至るまで高水位域が伝播している様子が捉えられている (Cheney and Miller (1987))。

新田 (1987) は 1986 年 5 月にも日付変更線の西側の赤道域でサイクロン渦対が発生したことを指摘している。前述のように 5 月末にも 12 月末のものより小さいが、暖水層の厚さの増大が認められる。この時期は赤道域の海面水温の正偏差が増大を始める直前であり、このサイクロン渦対による西風バーストが今回のエルニーニョのトリガーになった可能性が高い。同様な太平洋中央域での暖水層の増大は 1987 年 8 月にもみられ、今回のエルニーニョは、その継続中に太平洋中央域で西風バーストとそれに伴う海洋表層の暖水の収束という ENSO を発達させる大気海洋相互作用が何度か生じていたと考えられる。このことが今回のエルニーニョの特徴の一つである継続期間が長いことに関連していよう。

## 2-4 海面水位

ISLPP はハワイ大学が中心になって推進されており、現在太平洋域の 26 개국 60 か所の島や沿岸の検潮所からの資料をもとに、月平均海面水位平年偏差図が公表されている。海面水位は表層の暖水の厚さを反映しており、陸上からのエルニーニョのモニターとして大きな期待を集めている。

図 9 は、1986 年 3 月、12 月及び 1987 年 4 月の海面水位平年偏差図である。1986 年 3 月の赤道域の海面水位偏差は西高東低で、西太平洋赤道域の 160°E 付近を中心に暖水が蓄積されていることを示唆している。12 月には 160°E 以西は低水位となり太平洋中央域の島々の水位が上昇しており表層水温でみたようにこの時期の暖水層の厚さの増大に対応している。一方、1987 年 4 月は西低東高となり、前年 3 月とは対照的な分布になっている。

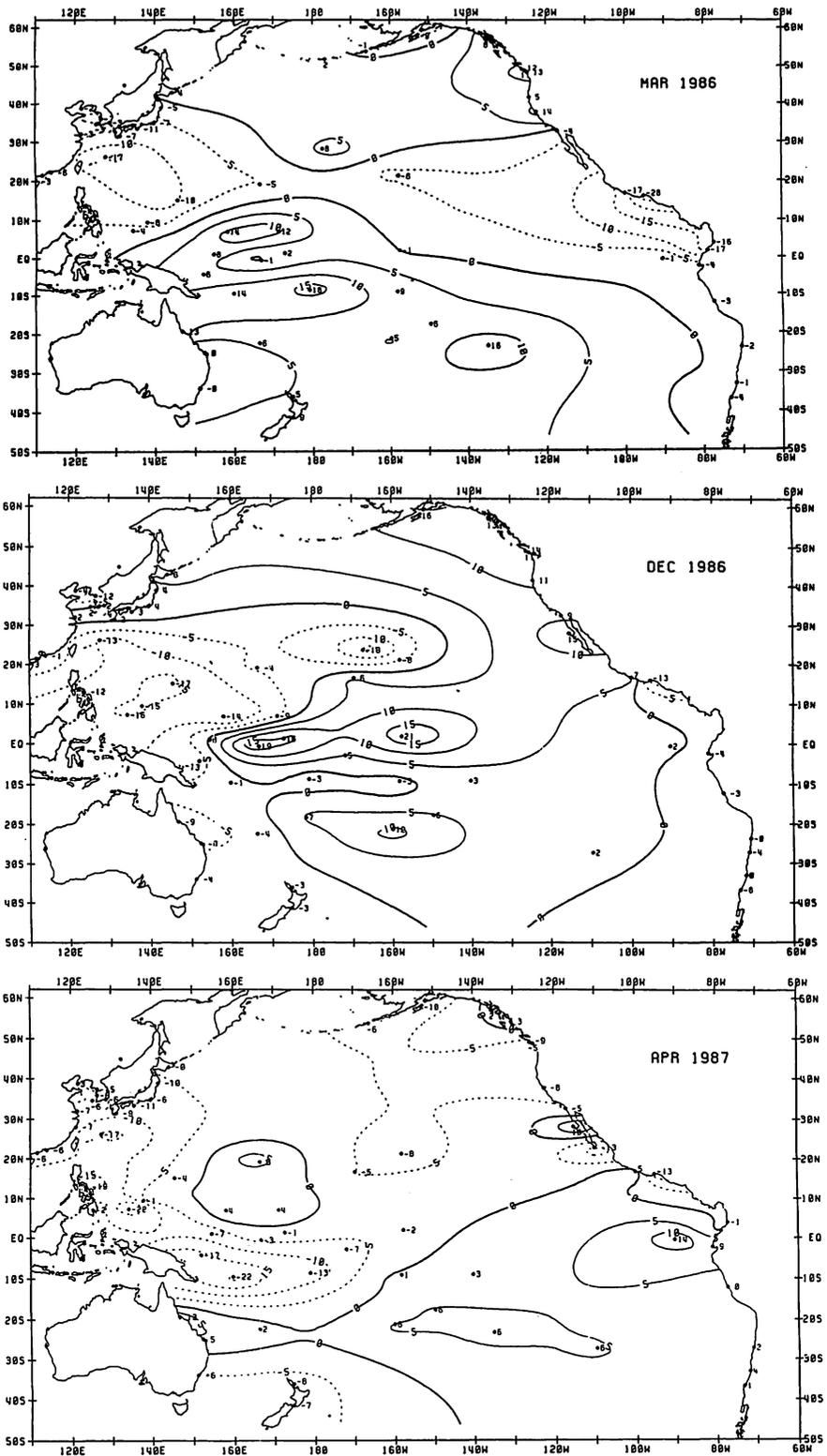


図9 太平洋域の海面水位偏差図 (cm)。1986年3月(上), 12月(中) 及び 1987年4月。平年値は1975~1981年の平均。

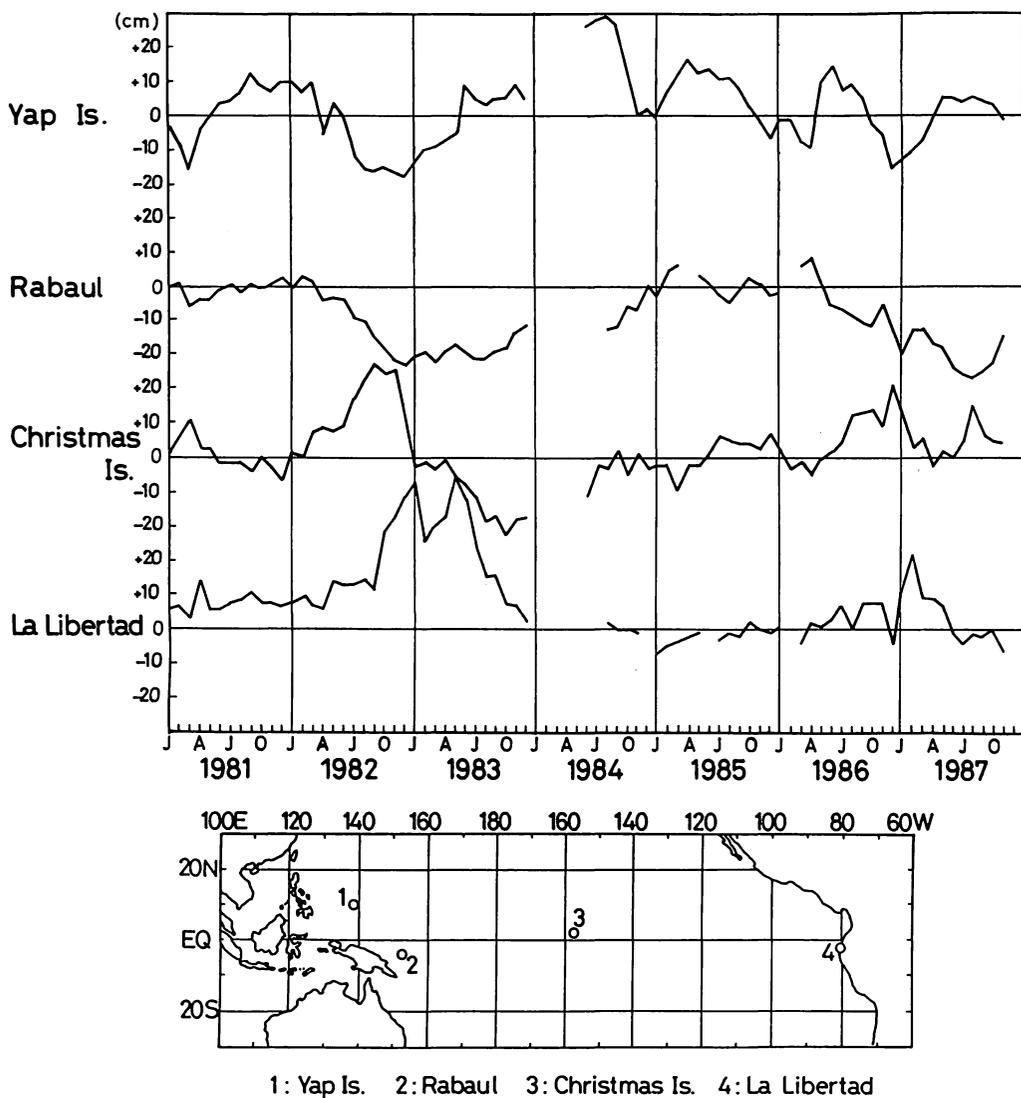


図10 太平洋赤道域の各地点の月平均水位偏差の時系列。

赤道域の4つの地点の月毎の水位偏差の時系列を図10に示す。1982/83年のエルニーニョ期には、西太平洋のYap島とRabaulでの低水位に対し南米沿岸では高水位と著しい対照を示し、中部太平洋のChristmas島はエルニーニョ期の前半に高水位であった。一方今回のエルニーニョでは、Rabaulで前回同様に長期にわたる水位の低下がみられるが、他地点では前回ほど大きな変動はなく、とくに南米沿岸のLa Libertadでは1987年の初めにやや高水位になったもののすぐに平年並に復した。

### 3. おわりに

海面水温からみた今回のエルニーニョの特徴として、

- (1) 南米沿岸での正偏差は小さく、正偏差の中心は中・東部太平洋赤道域にあること
- (2) 継続期間が丸1年を越え、過去のイベントに比べて長いこと

が挙げられる。またはっきりとエルニーニョの状態になったのは1986年の後半であり、前回の1982/83年のものと同様に、従来いわれていた春先に発生し秋に最盛期を迎え翌年の春に消失するという季節に固定されたシナリオとは異なった推移をしている。今回のイベントではエルニーニョの代名詞ともいべき5℃を越えるような大きな海面水温の正偏差は現れていないが、過去の例では大きな正偏差は通常水温の低い南米沖の海域に限られている。今回のように太平洋中央域で昇温した場合、正偏差が2℃を越えると赤道域での大気との平衡温度である30℃(Newell(1986))に達するためそれ以上大きな偏差は生じないことに注意したい。図2の海域Aで1年以上にわたり29℃を越え続けていることはかなり異常な状態であるといえよう。

太平洋中央域での西風バーストに対する海洋の応答が明らかになったが、この変動が海面水温にはほとんど現れない。このことはENSOにおける海洋の変動を捉えるためには海面水温だけではなく、表層水温や海面水位など海洋表層全体のモニターが重要であることを再認識させた。TOGA計画の進展等により太平洋赤道域の表層水温データは増えてはいるもののまだ十分ではなく、1986年12月末の暖水層の厚さの増大についてもその伝播の様子やその形状等不詳な点も多い。

現在も継続中のエルニーニョの今後の動向が注目されているが、引続き赤道域の海況をモニターしていきたい。

### 参考文献

- Andow, T., 1987: Year-to-year variation of oceanographic section along the meridian of 137°E. *Oceanogr. Mag.*, 37, 44-73.
- Cheney, B. and L. Miller, 1987: GEOSAT altimeter sea-level time series. *Sample Ocean Products*, WOCE/TOGA Data Management Unit, Univ. of Delaware, 2-3.
- Masuzawa, J. and K. Nagasaka, 1975: The 137°E oceanographic section. *J. Mar. Res.*, 33, 109-116.
- Newell, R. E., 1986: El Niño: An approach towards equilibrium temperature in the tropical eastern Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1338-1342.
- 新田 勅, 1987: エルニーニョ発生期の大気・海洋変動. 1987年気象学会秋季大会予稿集, 58.
- Nitta, T. and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986-87 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*,

65, 497-506.

Reynolds, R. W., 1982 : A monthly averaged climatology of sea surface temperatures. NOAA Tech. Rep. NWS 31, Washington, DC, 35 pp.

## II 全球大気の特徴

山田 真吾\*

1986年から87年にかけて見られた熱帯域の循環場・対流活動の特徴について ENSO との 関 連 を中心として述べてみたい。

### ◎ SST

海洋の経過については、先に安藤氏から紹介があったが、ここでもう一度簡単にまとめておきたい。図1は、現在長期予報課でモニターしている熱帯太平洋域の領域平均海面水温偏差の時系列図である。上から、西部熱帯太平洋域・中部熱帯太平洋域・東部熱帯太平洋域・南米ペルー沖を示している。平年値は、海洋課の資料と異なり、COADS データセットから計算した1950～79年の30年平均値である。また、NINO. WEST 域のみ符号の上下を逆にしてある。

今回のエルニーニョにおいては、SSTの上昇は86年の秋にまず中部太平洋域に現われた。NINO. 4では9月にSST偏差が+1℃を越えた。NINO. 3では9月から上昇傾向が見られたが、偏差が+1℃を越えたのは11月であった。そしてもっとも東のNINO. 1+2では上昇傾向がはっきりしたの

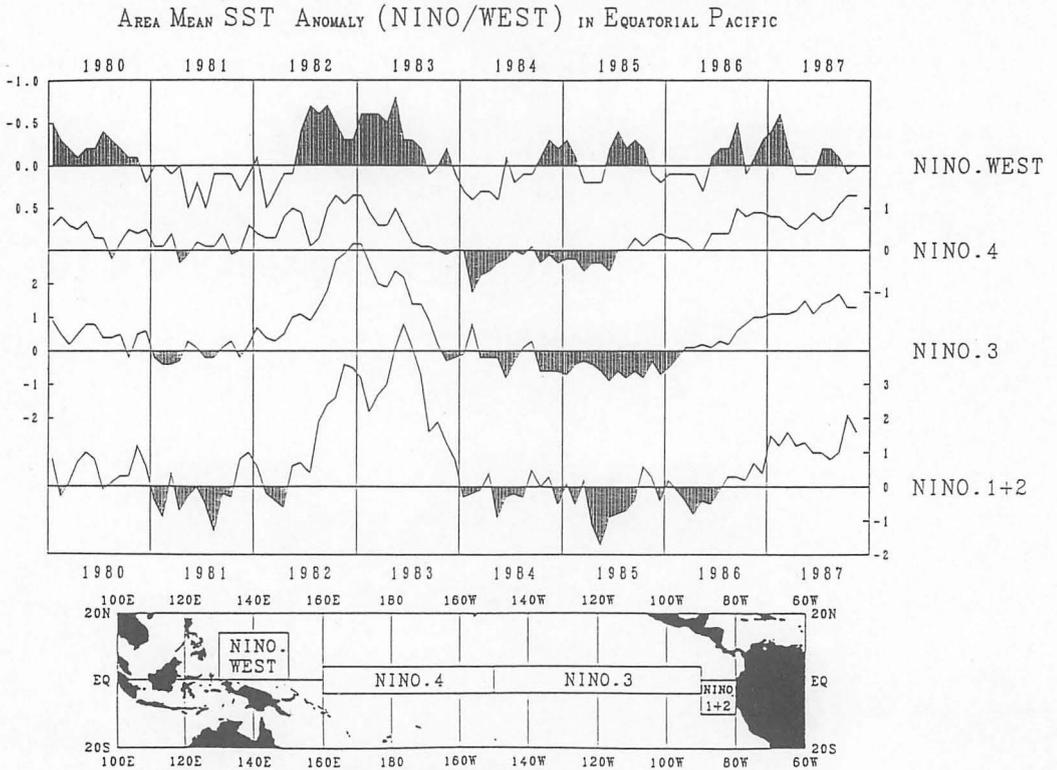


図1 熱帯太平洋域の領域平均海面水温偏差  
(平年値は、1950～79年の30年平均値。NINO. WEST域のみ上下が逆)

\*気象庁 長期予報課

は11月以降で、偏差が $+1^{\circ}\text{C}$ を越えたのは翌年の1月であった。SST偏差は西から東へと拡大したことがわかる。

ペルー沖のSST偏差は87年3月にピークに達したが、その大きさは $+1.5^{\circ}\text{C}$ と82/83エルニーニョに比べると半分以下であった。沿岸域では、その後偏差は減少傾向を示したが、中部から東部太平洋では夏以降も平年よりかなり高い状態が続いた。一方、西太平洋熱帯のSSTは、86年後半から冬にかけて顕著な負偏差となったが87年夏以降はほぼ平年に近い状態に変動した。

### ◎海面気圧

大気においてENSOをモニターするのに最も良い指標とされているのは、南太平洋中部のタヒチ島とオーストラリア北部のダーウィンの海面気圧、またその差から計算されるSOIである。図2に、SOIの時系列を示した上から、正規化されたダーウィンの海面気圧偏差、正規化されたタヒチの海面気圧偏差、タヒチとダーウィンの気圧差によるSOIである。82年から83年半ばまでの顕著なSOI低指数の期間の後、タヒチとダーウィンの気圧偏差は、月々の細かな変動を除くとほぼインフェイズして変動し、SOIは86年半ば頃までゼロ近傍を変動していた。SOIが $-1$ を下回るようなはっきりした負の値を示したのは86年11月であり、その後も下降を続けて87年春から夏にかけて $-2$ を下回る顕著な低指数となった。6月に $-2.7$ という数値をとった後は単調に上昇を続け、11月には指数はほぼゼロに戻った。しかし、個々に見ると、タヒチの気圧は5ヶ月移動平均で86年初め頃から下降傾向が見られるのに対し、ダーウィンの気圧は86年12月に急激に上昇した。平年に戻る傾向が見られ始めたのも、タヒチでは7月から、ダーウィンでは9月からでタヒチの方が早かった。また、偏差の大きさもダーウィンでは82/83に匹敵する大きさであったのに対し、タヒチにおける低下は82/83ほど大きくなかったと言える。また、1977年以降ダーウィンでは気圧が高く、タヒチでは気圧が低いという長期傾向を持っているのがわかる。

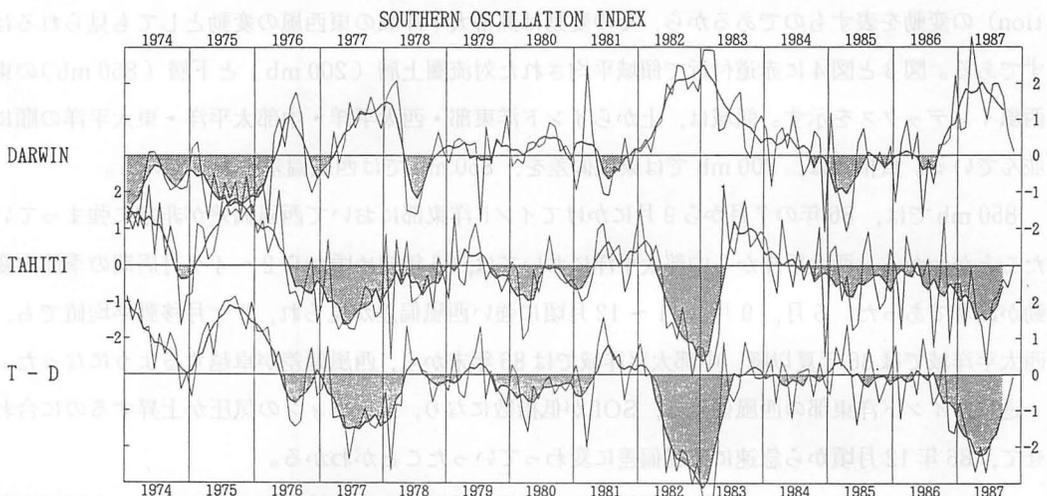


図2 正規化されたタヒチおよびダーウィンの海面気圧とタヒチとダーウィンの海面気圧差によるSOI

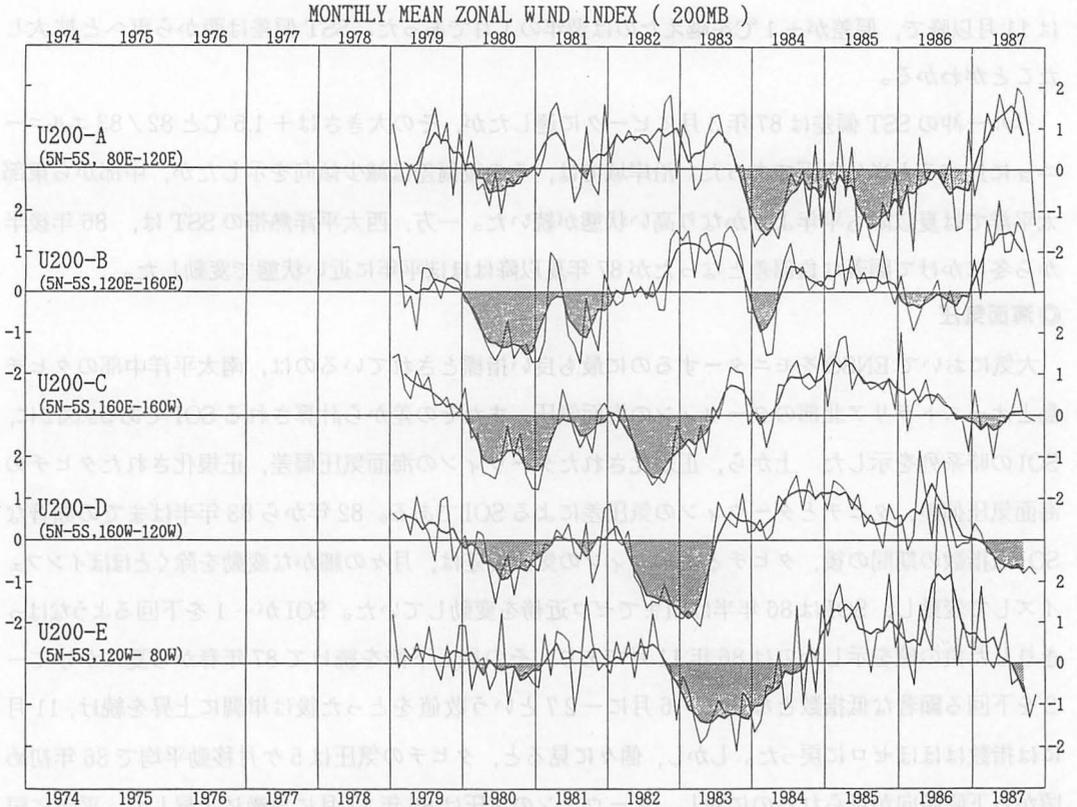


図3 赤道域で領域平均された対流圏上層(200mb)の東西風インデックス。上から、80E-120E、120E-160E、160E-160W、160W-120W-80Wの5N-5Sの平均値。平均と標準偏差は1979-1985年のデータを用いた。

### ◎上層風・下層風

南方振動(SO)はインド洋から西太平洋域と東太平洋域の間の大規模な循環場(Walker circulation)の変動を表すものであるから、その変動は熱帯太平洋域の東西風の変動としても見られるはずである。図3と図4に赤道付近で領域平均された対流圏上層(200mb)と下層(850mb)の東西風インデックスを示す。領域は、上からインド洋東部・西太平洋・中部太平洋・東太平洋の順に並んでいる。負指数は、200mbでは東風偏差を、850mbでは西風偏差を表している。

850mbでは、86年の7月から9月にかけてインド洋東部において西風偏差が非常に強まっていたことがわかる。西太平洋から中部太平洋においては、86年初め頃から2~4ヶ月周期の季節内変動が顕著であった。5月、9月、11~12月頃に強い西風偏差が見られ、5ヶ月移動平均値でも、西太平洋域では86年夏以降、中部太平洋域では86年末から、西風偏差が卓越するようになった。

逆に、インド洋東部の西風偏差は、SOIが低指数になり、ダーウィンの気圧が上昇するのに合わせて、86年12月頃から急速に東風偏差に変わっていったことがわかる。

82/83年のイベント時には、強い西風偏差が東部太平洋から南米沿岸まで及んだが、今回は東部太平洋域には、顕著な偏差はほとんど見られなかった。ただ、85~86年前半と86~87年冬を比

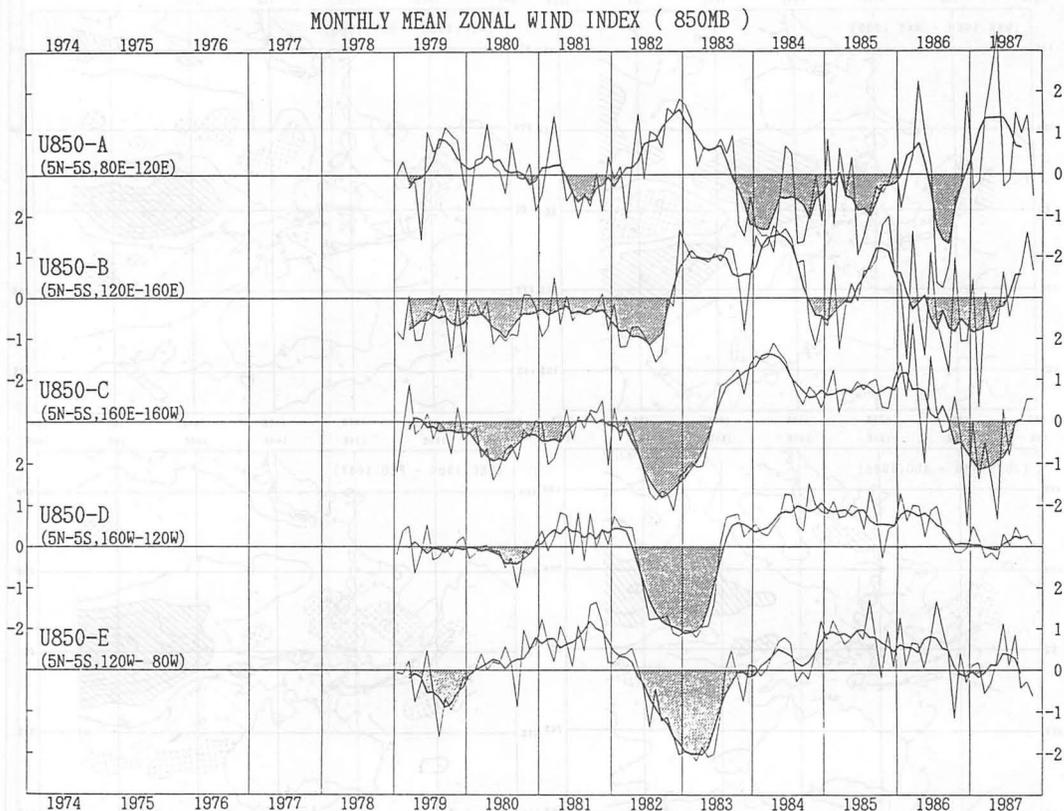


図4 赤道域で領域平均された対流圏下層 ( 850 mb ) の東西風インデックス。領域は図3と同じ

べると、東風は弱まっており、解析モデルの系統的な差の影響（84年まではECMWFの解析，85年以降は気象庁数値予報課の解析）も少しはあるものと思われる。（東部太平洋域は観測データの少ない地域であるので差が表れやすい。）

200 mbにおいては、インド洋東部から西太平洋域で86年までの東風偏差に変わって87年初めから西風偏差が強まり、87年春から夏にかけて西風偏差が顕著であった。一方、中部太平洋域では86年末に、また東部太平洋域では87年春以降、西風偏差から東風偏差に変わったことがわかる。南米沿岸で東風偏差に変わったのは、87年夏であり、東風の強まる時期が東側ほど遅れていたことを示している。

850 mbの中部太平洋における西風偏差は、86/87年冬から87年春にかけて最盛期となったが、夏以降急速に弱まって秋にはほぼ平年並の状態に戻った。

#### ◎対流活動

ENSOにおいては、熱帯における大気的主要な加熱源である背の高い積雲対流の活動度がどこで盛んであるかが重要である。それは、SSTの分布や大規模な循環場の反映であり、また大規模な循環場を形成する原動力でもある。ベンガル湾から西部熱帯太平洋域は、世界的にも最も盛んに対流の

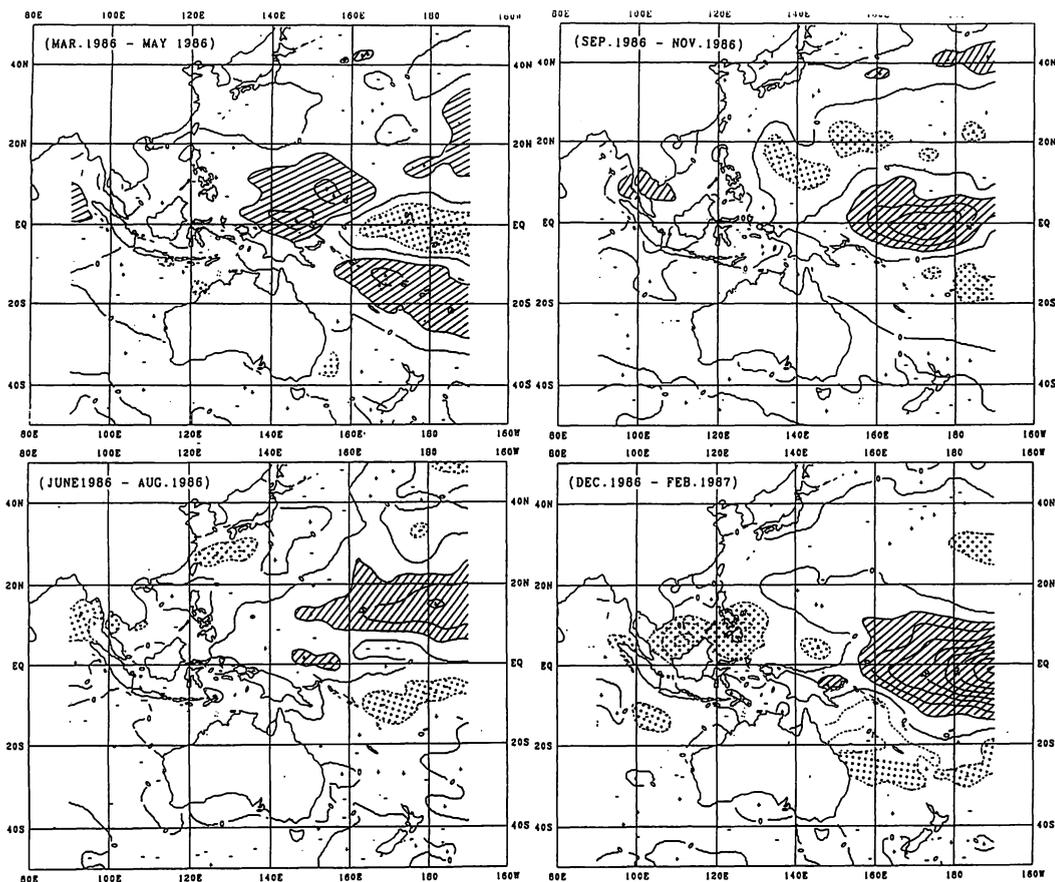


図5 86年春から87年秋までの季節平均上層雲量偏差図  
(平年値は、1975 - 85年の7年平均値)(その1)

起こっている領域であり、このエリアにおける対流の活動度をモニターすることは重要である。長期予報課では、GMS データを用いてこの領域の対流活動の監視を行なっている。

図5は、86年春から87年秋までの季節平均の上層雲量偏差図である。86年春にはすでに140°Eの東側に正偏差が見られ、対流活動の活発な領域が東に移り始めていることを示唆している。しかし、160°E以東の赤道域は負偏差、西太平洋域は広く正偏差に覆われている。86年夏になると、主に北半球側で正偏差域がさらに東進し、日付変更線付近の赤道域はほぼ平年並になった。一方、ベンガル湾からインドシナ半島では負偏差に変わった。86年秋になると、160°E以東の赤道域でも対流活動が活発化し、ENSOイベント時に見られる特徴がはっきりしてきた。しかし、もう一つの特徴であるフィリピン南部からインドネシア付近が負偏差に変わったのは、86/87年冬であった。日付変更線以東の赤道域には大きな正偏差が見られた。87年春には、対流活発域はさらに東進し、東南アジアからオーストラリア北部は広く負偏差に覆われた。この86/87年冬から87年春にかけての時期にENSOイベント時の特徴がもっともよく表れていたといえる。87年夏には、東南アジアの負偏差は続いているものの対流活発域が西へ戻ってくる傾向が見られ、秋になると、日付変更線付近の

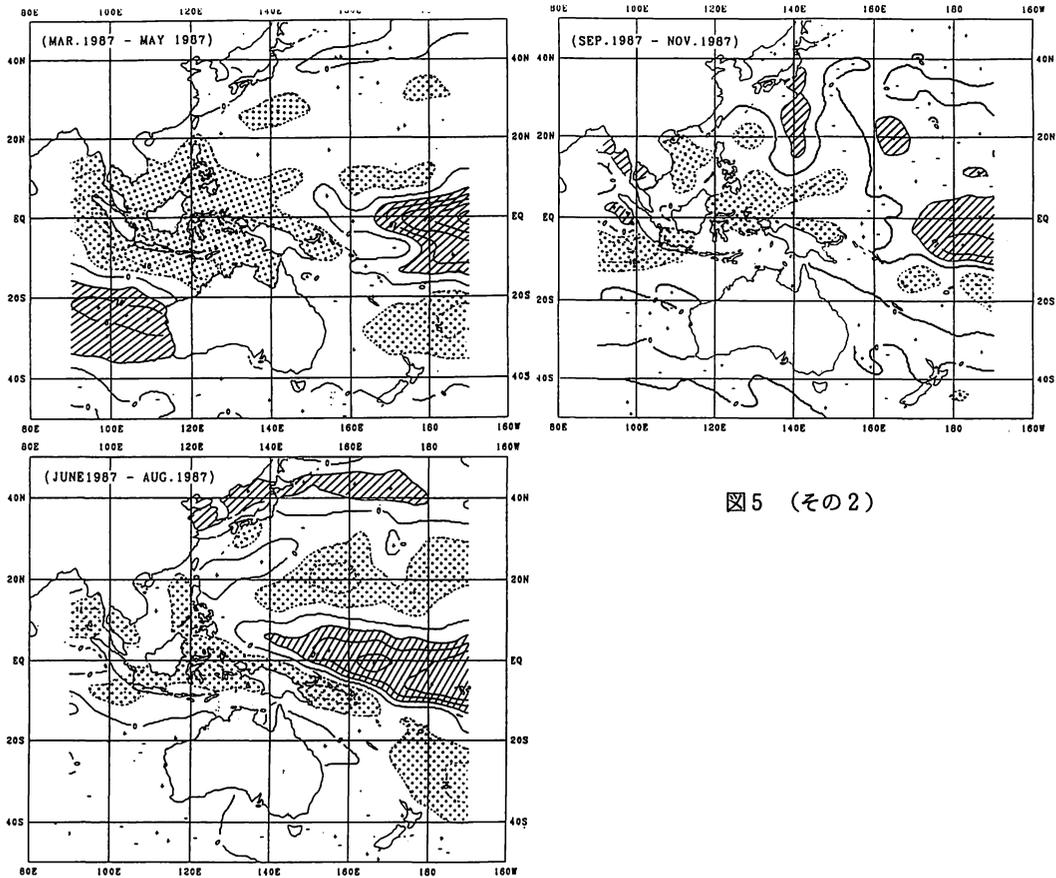


図5 (その2)

正偏差は弱まり、ベンガル湾には正偏差が見られるようになってきた。

82/83年のイベントでは、対流域が日付変更線よりさらに東側にシフトし、南米沿岸域でも活発な対流が見られたが、今回のイベントでは、OLRデータで見ても、対流活発域の中心は、日付変更線付近にとどまっており、86年9月以降、1年以上にわたって、日付変更線の赤道域で対流活動が活発な状態が続いたのが特徴といえる。対流活動の抑制されていたインドから東南アジア・インドネシアでは、87年は深刻な早魃に見舞われた。

### ◎ 中高緯度への影響

図6に、このENSOイベント中で大気への影響がもっとも明瞭であった86/87年冬平均の対流圏上層(200 mb)と下層(850 mb)における風偏差ベクトルと流線関数の偏差を示す。

850 mbでは、インド洋東部に東風偏差、日付変更線付近に強い西風偏差が見られ、日付変更線の赤道を挟んだ南北に低気圧性偏差の対が見られる。北半球側にはさらに、30°N付近を中心とする高気圧性偏差、50°N付近を中心とした低気圧性偏差が見られる。また、200 mbでは、日付変更線の30°N付近の高気圧性偏差と50°N付近の低気圧性偏差が顕著で、偏差の列は北アメリカ北部を

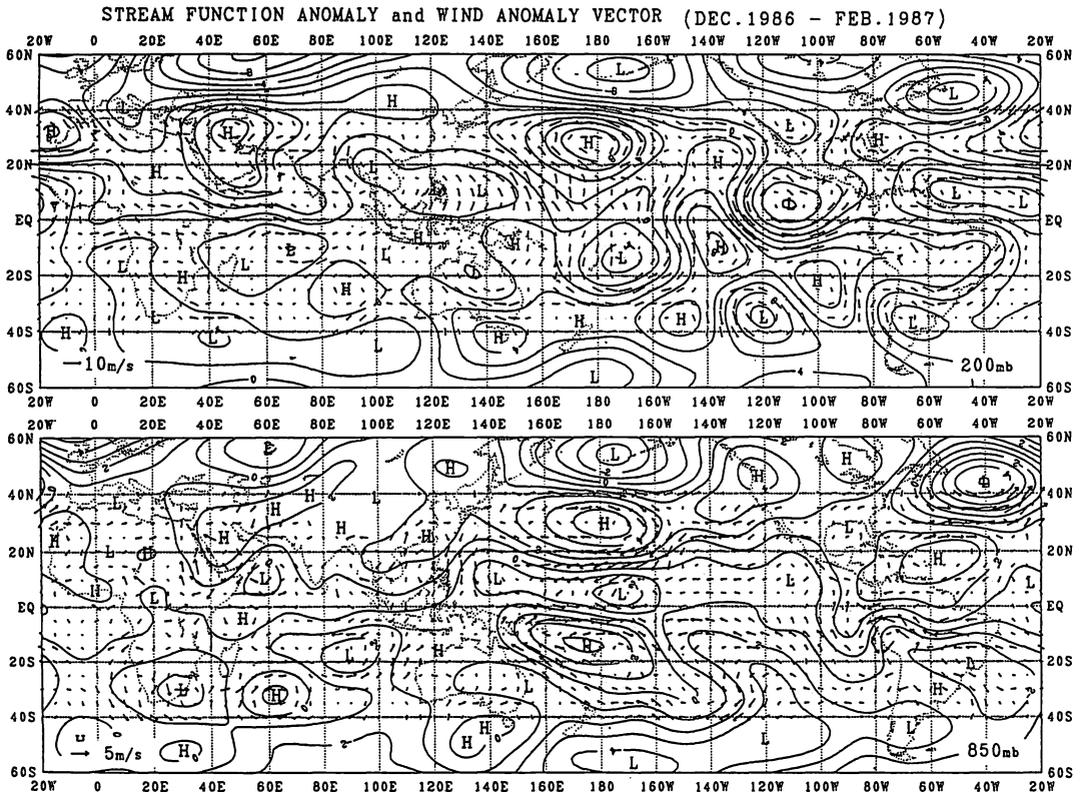


図6 1986年12月～1987年2月の3ヵ月平均風偏差ベクトルと流線関数偏差  
 上図は対流圏上層（200 mb），下図は対流圏下層（850 mb）

通って北大西洋まで連なっている。また、西太平洋域の低緯度には、南風の偏差が卓越しており、ハドレー循環が強化されていたことを示唆している。

図7は、82/83年冬と86/87年冬の季節平均の500 mb高度偏差図である。点彩の領域は、-50 m以下の負偏差域、斜線の領域は、50 m以上の正偏差域である。偏差の大きさは、82/83年の方がずっと大きい両者の特徴は非常によく似ている。西太平洋亜熱帯の帯状の正偏差、アリューシャンを中心とする深いトラフに対応する負偏差、北アメリカ北西部からアラスカへ伸びるリッジに対応する正偏差、北アメリカ南部の弱い負偏差ばかりでなく、西ヨーロッパの正偏差、ウラル山脈付近の負偏差、バイカル湖付近の正偏差も対応している。

82/83年の冬と86/87年の冬では、SST偏差の大きさがかなり異なるのにもかかわらず中高緯度の高度偏差分布がこのようによく似ていたのは驚くべきことと思われる。

◎まとめ

熱帯太平洋において、海面水温の上昇がはっきりしてきたのは、86年秋であった。SST偏差はまず日付変更線付近で顕著になり、しだいに東方へ拡大した。SOIも、86年秋の後半には顕著な負指

# WINTER mean 500hPa HEIGHT and ANOMALY

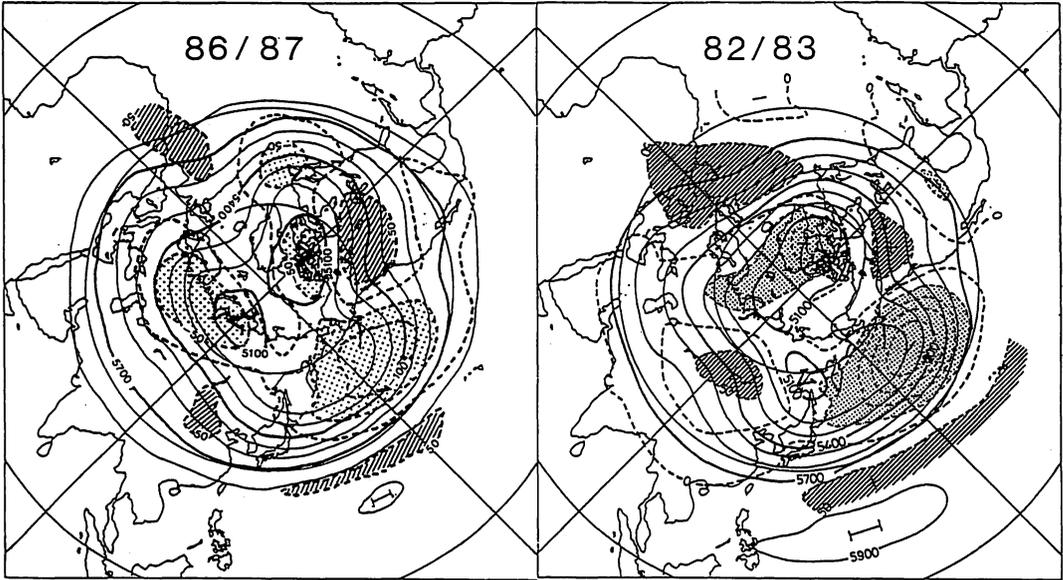


図7 冬の3カ月平均（12月～2月）の500mb高度および偏差図  
右図は1986/87年の冬平均，左図は1982/83年の冬平均

数に変わった。これに伴って、活発な対流活動の中心も西部熱帯太平洋域から中部赤道太平洋域へとシフトした。ペルー沿岸域で SST 偏差が極大になったのは、87年春であった。しかし、その大きさは82/83年のイベントに比べると半分程度であった。SOIも87年の春の終わりには、極小になった。SST偏差は比較的小さかったにもかかわらず、SOIは82/83年のイベントに匹敵する顕著な負の値になった。1986年の終わりに、日付変更線の赤道域に上層雲量の顕著な正偏差が現われ、87年秋まで持続した。一方、フィリピンからインドネシア・インドシナ半島にかけては、87年初め以降、顕著な負偏差に覆われた。しかし、82/83年のイベント時に見られたような対流活発域が東部赤道太平洋から南米沿岸まで達するような顕著な東進はほとんど見られなかった。熱帯太平洋の対流圏下層では、86年夏の後半に、西太平洋域に顕著な西風偏差が見られ、86年の末から87年夏の初めまで中部赤道太平洋に顕著な西風偏差が持続した。しかし、大きな西風偏差が存在したのは、 $150^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ の間に限られており、82/83年の時のような顕著な東方への広がりは見られなかった。中高緯度への影響は、86/87年の冬から87年春にかけて顕著であった。86/87年冬の500mb高度パターンは、振幅は小さいものの82/83年のパターンによく似ていた。北太平洋の $40^{\circ}\text{N}$ に中心を持つ負偏差、北アメリカ北西部の正偏差、西太平洋の亜熱帯域を覆う正偏差などは ENSO の warm event 時の冬に見られる特徴と言える。

87年夏以降も中部から東部熱帯太平洋域では海面水温が平年よりかなり高い状態が続いているが、大気のアノマリーは弱まり平年に近い状態に戻る傾向が見られる。この冬に ENSO に特徴的な偏差パターンが再び現われてくるかどうか注意深く監視したい。

### III 世界の異常天候

渡辺典昭\*

#### 1. はじめに

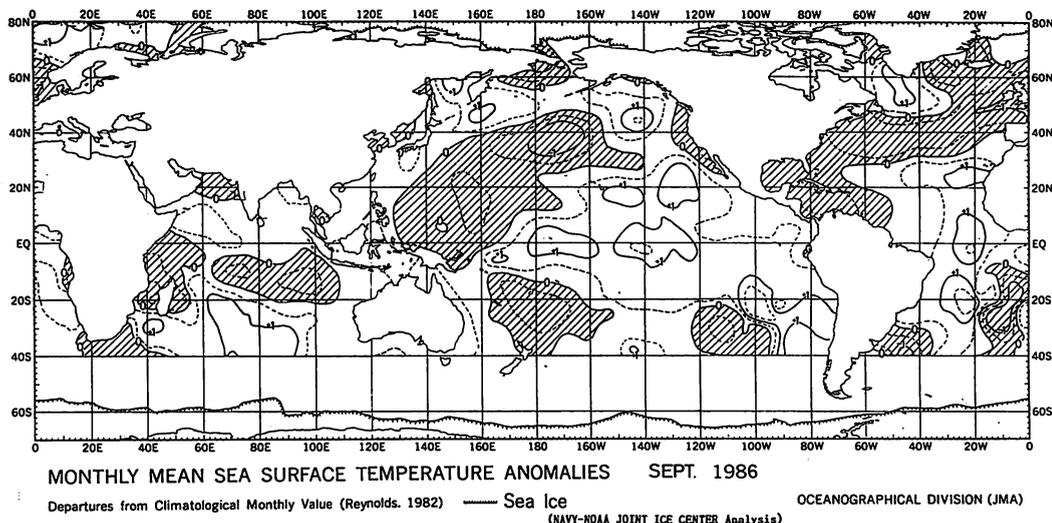
1987年10月2日、気象庁の第1会議室において「87/87 ENSO」をテーマとして、月例会「長期大会と大気大循環」が開催された。多数の参加者と予定時間を超過しての討論は、この問題に対する関心の高さを感じさせた。

本稿は、当日、「世界の異常天候」について話題を提供させてもらった際のメモをまとめたもので、読者の何等かの参考になれば幸いである。

#### 2. データおよび調査方法

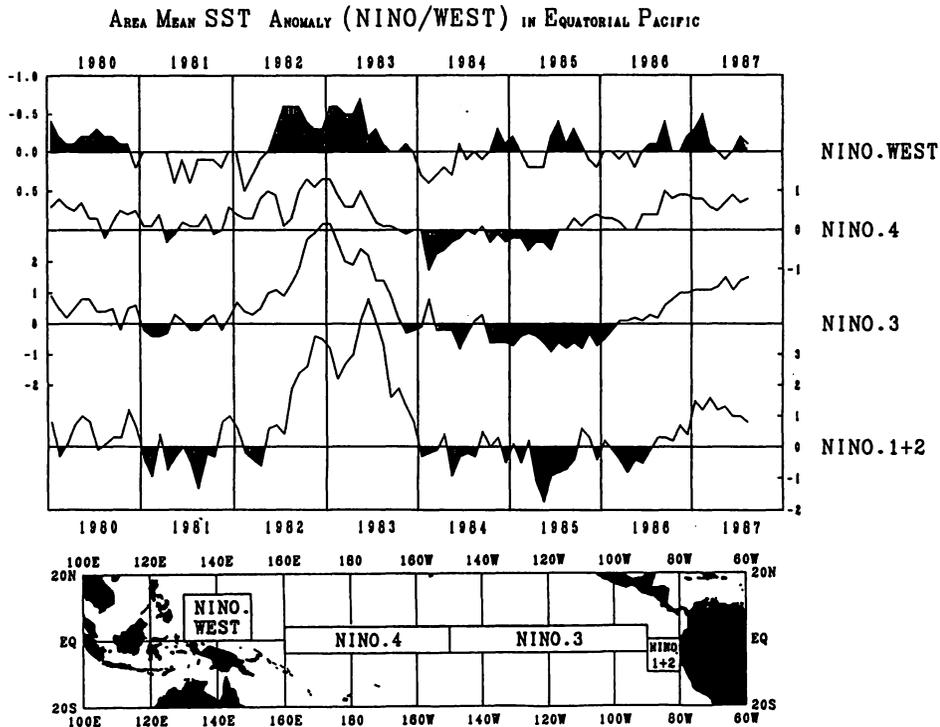
使用したデータは、地上月平均値気象通報式 (CLIMAT報) により報せられる電報を気象庁長期予報課で処理したもので、平年値にはWMO作成の1931-60年の30年平均値、一部に気象庁観測部統計室が作成した1951-80年の30年平均値をもちいた。

異常気象について、WMOでは、25年以上にわたり1回ぐらいしか起こりえないほどまれな現象と定義している。ここでは、各月において、気温については、平年値との差が標準偏差の2倍以上、降水量については、平年値を求めた30年間の観測値の何れよりも大きい場合、または小さい場合のことを“異常”とする。



第1図 月平均海面水温偏差図 (気象庁海洋課作成)  
等値線 1°C (実線) 0.5°C (破線) 毎 陰影部は負偏差域

\* 気象庁長期予報課



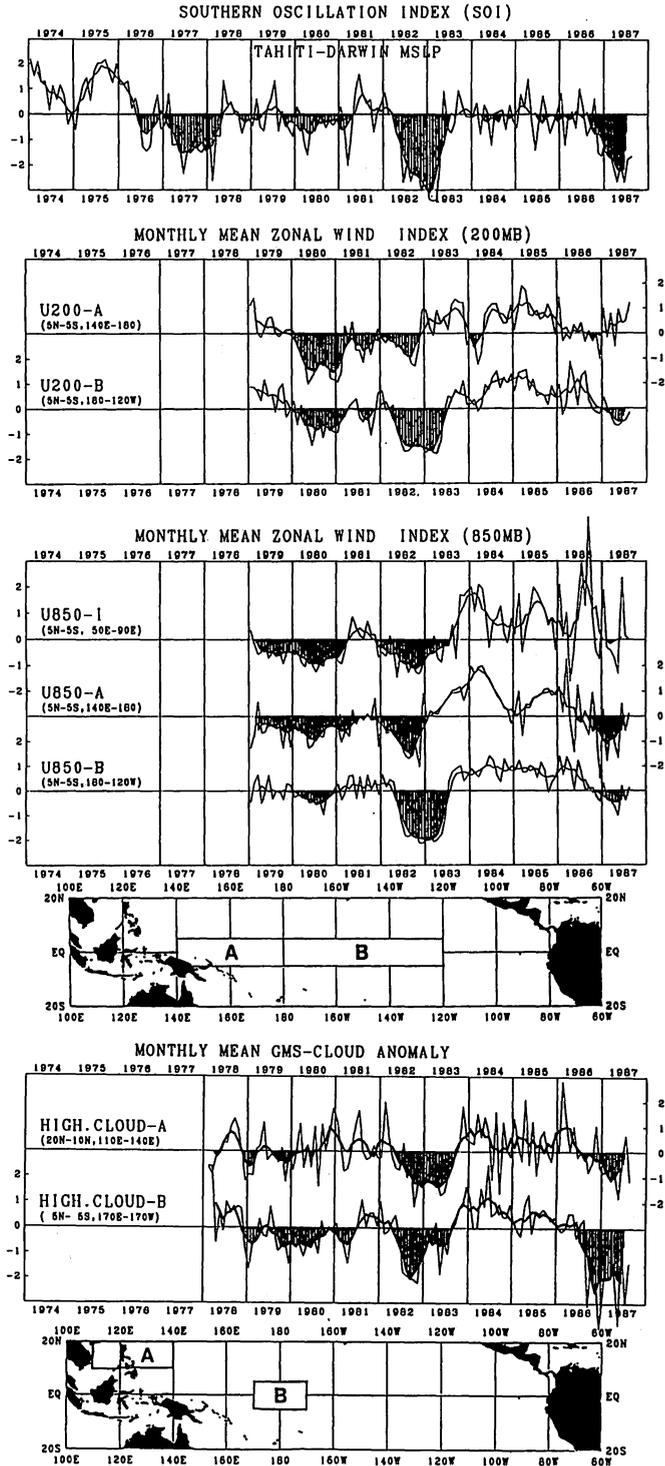
第2図 熱帯太平洋の特定領域（地図に示す）における月平均海面水温偏差(°C)の時系列図  
陰影部は負偏差 (気象庁長期予報課作成)

また、ENSOが時間スケールの長い現象であること、月々の天候については、「気候系監視報告」(気象庁)などに掲載されていることから、ここでは、何か月かにわたり持続したような現象を中心に報告する。

### 3. 調査期間

今回の ENSO がいつから始まったかを特定することは難しいが、①1986年6月まではほぼ平常並みであった赤道太平洋の月平均海面水温が、7,8月と徐々に正偏差が大きくなり、9月には、平常差+1°Cの領域が180°~120°W付近で広まった(第1図)こと、②熱帯太平洋域の特定領域における月平均海面水温偏差の時系列図(第2図)でも、NINO 3, 4といった領域では9月から正偏差が大きくなっていること、③気象庁長期予報課がENSOに関連して監視している各種指数の時系列図(第3図)でも、SOIは9月から負となり、上層雲量の偏差も夏頃から負となっている(即ち、フィリピン付近で対流活動が不活発となり、日付変更線付近で活発となる)ことなどから、1986年9月には ENSO 状態であると考えられる。

そこで、本調査では、1986年9月から1987年8月までの1年間を対象とした。



第3図 各種指数 (SOI, 赤道域200mb・850mbの風, 上層雲量) の時系列図  
(気象庁長期予報課作成)

#### 4. 1986/87の世界の異常天候

第4図はこの期間にみられた高温・低温、第5図は多雨・少雨で、括弧内は現象が持続した期間を示している。また、第6図には、異常天候のみられた地域のうち7地点について、月平均気温と月降水量の時系列を示した。

##### 4.1 アジア

アジアでは、1987年1月～3月中国南部で高温となった。1987年5月～8月には南アジアから東南アジアにかけての広い範囲で高温・少雨となり、干ばつが伝えられた。被害は、農作物の大幅減産、水不足等深刻化している。インド西部のアーメダバードでは8月の月平均気温が32.9℃(平年差+3.5℃、標準偏差の5.0倍)、月降水量36mm(平年比11%)であった(第6図の1)。

一方、朝鮮半島、中国南部沿岸地方では、7、8月に台風の接近や、集中豪雨などにより多雨となり、洪水被害もでた。仁川では、7月630mm(平年の2.1倍)、8月477mm(2.7倍)、上海では、7月361mm(2.5倍)、8月233mm(2.0倍)の降水が記録された。

##### 4.2 ヨーロッパ

ヨーロッパは北欧、東欧を中心としてほぼ1年をとおして低温であった。また、1987年5月～8月には多雨となり、不順な天候が続いた。特に低温の著しかった1987年1月にはヘルシンキ(フィンランド)を始め平年を10℃(標準偏差のおよそ3倍)以上下回った地点もかなりの数にのぼった(第6図の2はスウェーデンのカールスタッドの例)。

南欧では、7月、ギリシアを中心に熱波に襲われ多数の死者がでた。

##### 4.3 アフリカ

アフリカ南部は、1986年10月～1987年の8か月にわたり高温となった。サヘル地方や、ギニア湾沿岸を除く西部では1987年4月以降少雨となっており、干ばつが懸念されている。ニジェールのニアメイでは6～8月の3か月降水量が248mm(平年の53%)である。第6図の3、4にプレトリア(南アフリカ)、ニアメイの時系列図を示す。

##### 4.4 北アメリカ

1986年12月～1987年6月、アメリカ北西部からカナダにかけての広い範囲で高温となった(第

---

#### 第3図の説明

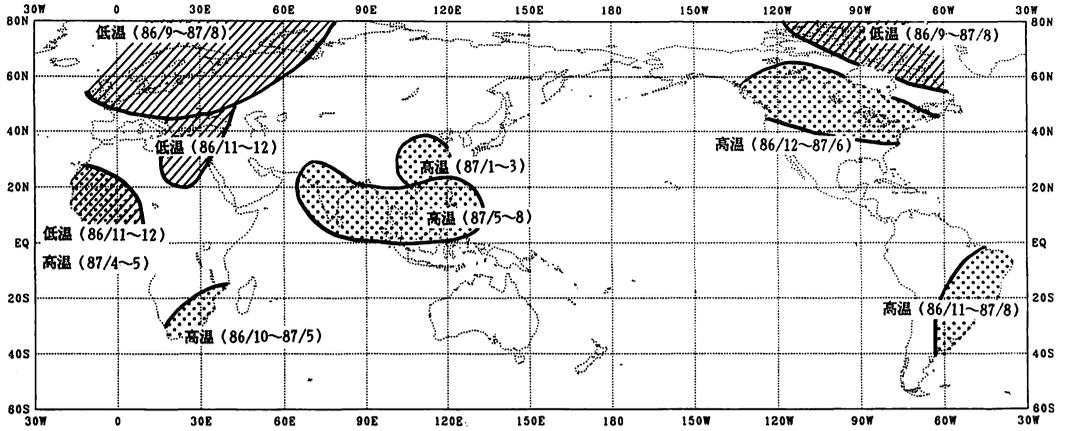
各指数は気候値からの偏差で、単位は標準偏差。気候値は、SOIは30年平均値(1951～1980年)、赤道域の風は7年平均値(1979～1985年)、上層雲量は8年平均値(1978～1985年)。

細実線：各月の値、太実線：5か月移動平均

SOIはタヒチとダーウィンの月平均海面気圧の差。

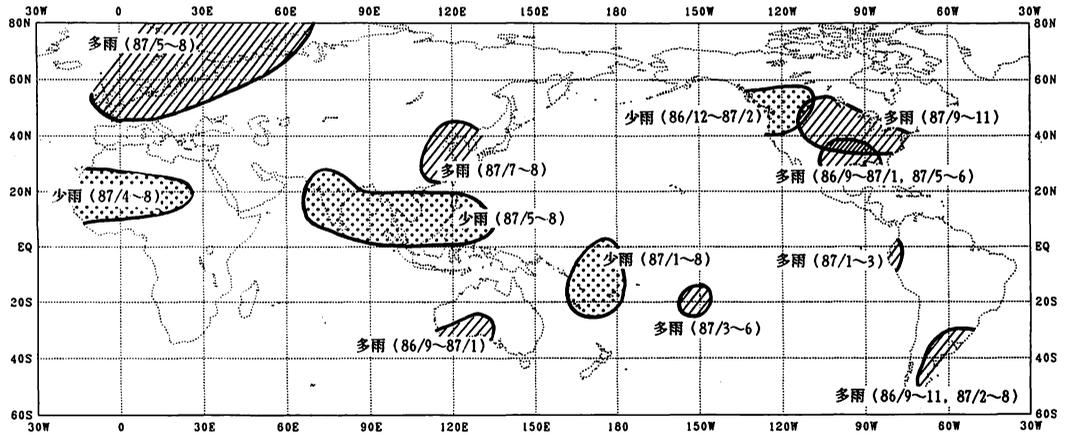
U200、U850は特定の赤道域の200mb、850mb東西風から作成(領域A、Bは地図参照。Iはインド洋)。U200-A、B、U850-Iは西風偏差を正に、U850-A、Bは東風偏差を正にとる。

HIGH. CLOUDは特定領域(地図参照)の上層雲量偏差から作成した指数。Aは正偏差のとき正に、Bは負偏差のとき正にとる。



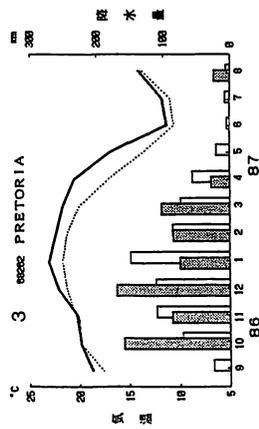
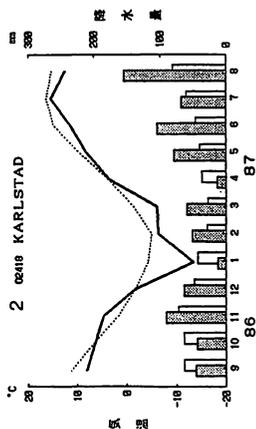
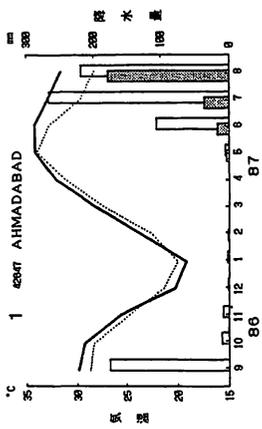
第4図 1986年9月～1987年8月 世界の異常天候

点彩部は 異常高温  
 斜線部は 異常低温  
 括弧内は異常天候のみられた期間

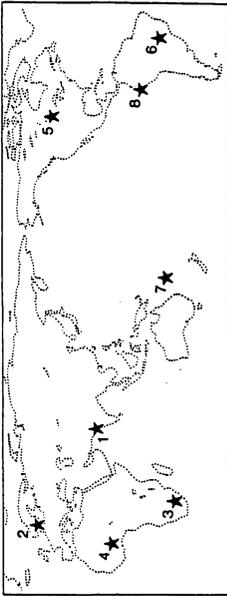
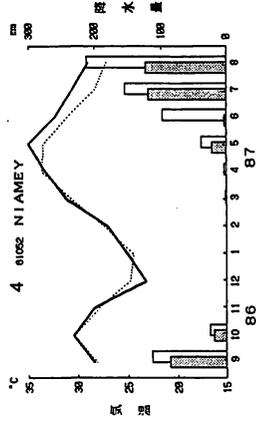
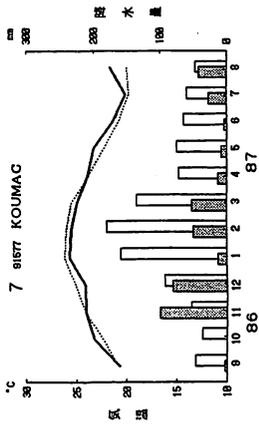
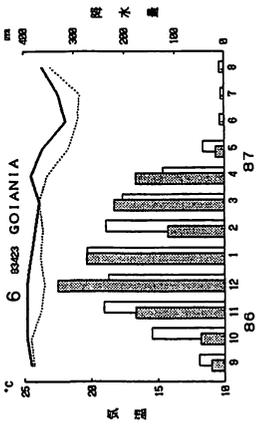
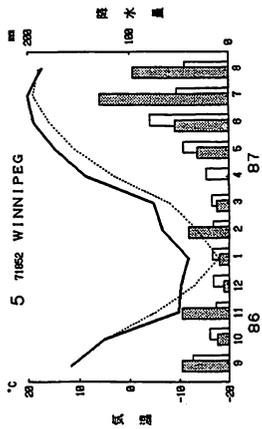


第5図 1986年9月～1987年8月 世界の異常天候(降水量)

斜線部は 異常多雨  
 点彩部は 異常少雨  
 括弧内は異常天候のみられた期間



実線 月平均気温  
 破線 同平年値  
 点線 月降水量  
 空白 同平年値  
 \* 入電無し (気温は内挿)



第6図 世界7地点の月平均気温、月降水量の時系列図 (1986年9月～1987年8月)

6 図の 5 はカナダのウィニペッグの例である)。

アメリカ南部では 1987 年 3, 4 月を除き多雨が続いた。また, 1986 年 9 月～11 月にはアメリカ中部から東部にかけて多雨, 1986 年 12 月～1987 年 2 月にはアメリカ西部で少雨となった。

#### 4.5 南アメリカ

ブラジル東部, 南東部ではこの期間をとおして高温となった。第 6 図の 6 は南東部のゴイアニアの月平均気温, 月降水量の時系列図で, 特に 1987 年 4 月以降高温であることがわかる。また, アルゼンチンでは多雨となった。

#### 4.6 オセアニア

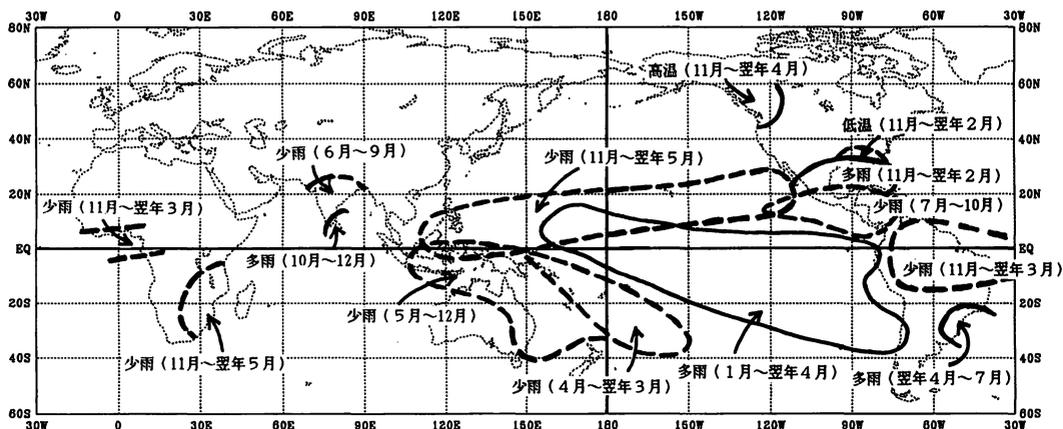
オーストラリア南西部では, 1986 年 9 月～1987 年 1 月多雨となった。また, 1987 年 1 月以降, フィジー, バヌアツ, ニューカレドニアなどでは少雨, 3 月以降フランス領ポリネシアでは多雨となった。第 6 図の 7 にクーマク (ニューカレドニア) の時系列図を示す。

#### 4.7 日本

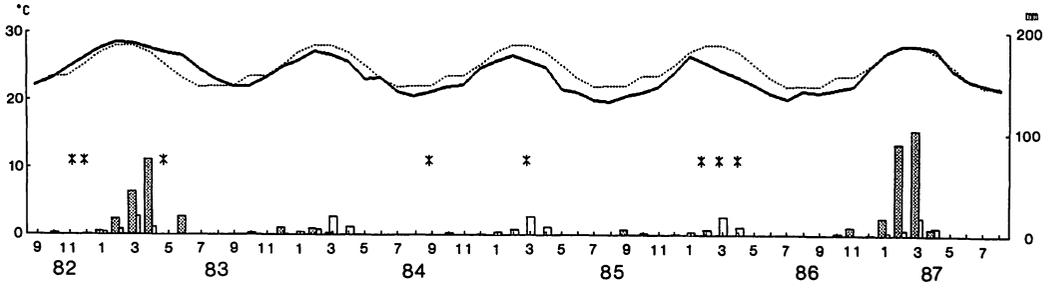
日本では, 86 年 10 月の低温 (宮古 11.3℃, 平年差 -1.6℃, 足摺 18.8℃, 平均差 -1.6℃など), 87 年 4 月の少雨 (仙台 8mm, 平年比 10%, 松本 9mm, 平年比 9%など) がみられたが, 2 か月以上続くような異常天候はみられなかった。

### 5. ENSO 時の典型的な異常天候と 1986/87 ENSO の異常天候

第 7 図はエルニーニョ現象にともなう典型的な異常天候のパターンである (Rasmusson, 1985)。また, Quiroz (1983) は, 1982/83 ENSO と 1982/83 の冬の世界の天候について, さらに, Glants et al. (1987) は, 1982/83 ENSO と世界の天候についてまとめている。

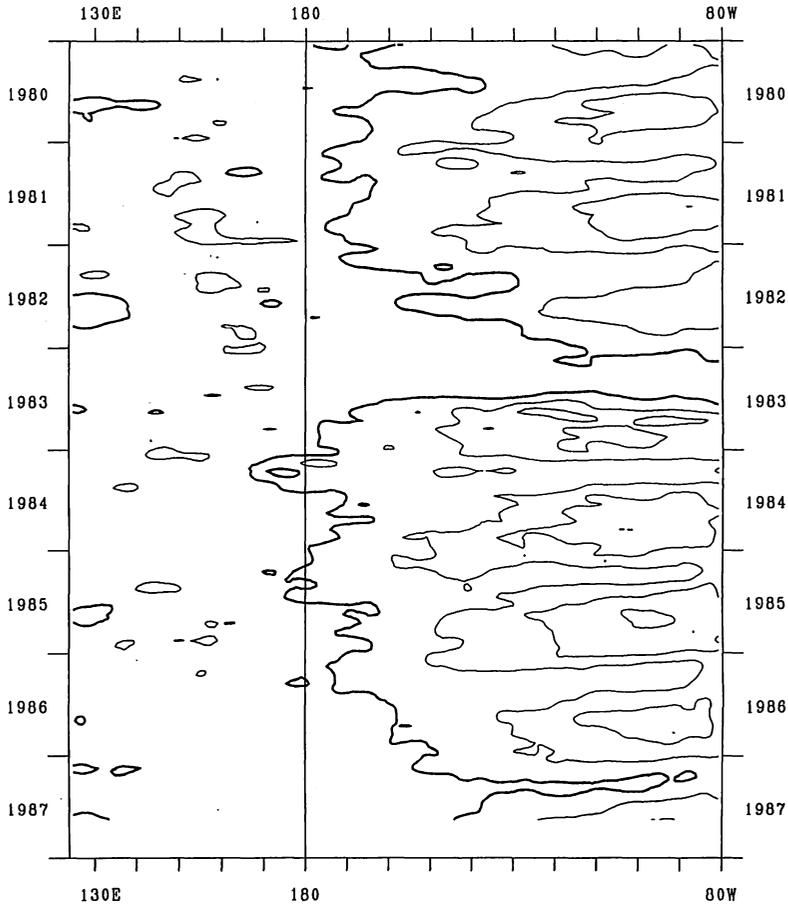


第 7 図 エル・ニーニョ現象にともなう典型的な異常天候パターン (Rasmusson, 1985 による)



第8図 ヒウラの月平均気温，月降水量の時系列図（1982年9月～1987年8月）

実線 月平均気温      点線 月降水量  
 破線 同平年値      白線 同平年値



TIME-LONGITUDE CROSS SECTION OF SST ,4N-4S  
 (CONTOUR INTERVAL= 2 DEGREE)

第9図 赤道域における海面水温の時間経度断面図（1980年1月～1987年8月）  
 等値線 2℃毎，太線は28℃      （気象庁長期予報課作成）

これらの ENSO 時の天候の特徴と今回の天候を比較してみた。一口に“ENSO”といっても、発生時期や、規模など異なる点も多く単純に比較できるものではないが、何らかの参考になればと思う。

第7図以外に指摘されている主な点は、

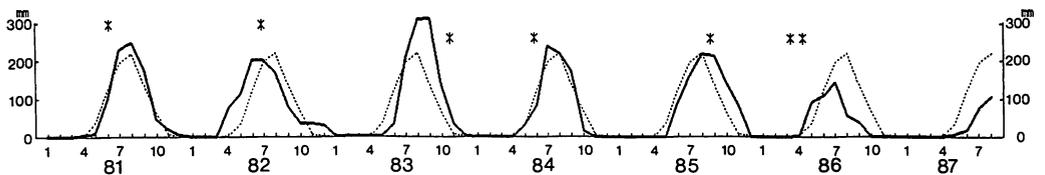
- ① 冬のアメリカ・カナダの高温 (Quiroz, 1983)
  - ② 冬の中国南部の多雨 (Wang and Mearns, 1987)
- などである。

### 5.1 エクアドル、ペルー北部の多雨

第8図にピウラ（ペルー北部平野部；第6図の地図中8の地点）の1982年9月から1987年8月までの月平均気温、月降水量の時系列図を、また、第9図に赤道付近の海面水温の時間経度断面図（1980年1月～1987年8月）を示す。これらから、ピウラではペルー沿岸の海面水温に対応し、海面水温の高くなった1983年2月～4月や、1987年1月～3月に多雨となっていることがわかる。逆に、ENSOではない84年や85年には海面水温も低く、降水もほとんどない。

### 5.2 インドの少雨

ENSOの年には、モンスーン季の総雨量が平年を下回るといわれるが (Rasmusson and Carpenter, 1983, Sinha, 1987), 現在、北西部や、南部を中心に干ばつ被害が伝えられている。インド西部のアーメダバード（第6図の1と同地点）の降水量をみると（モンスーンという季節現象をみるために3か月移動平均をとった。入電のなかった1983年11月, 1984年6月, 1985年9月, 1986年3月, 1986年4月については平年値を用いた）、1982年や、1986年、1987年に少雨であることがわかる（第10図）。



第10図 アーメダバードの月降水量の時系列図（1982年1月～1987年8月、3か月移動平均、欠測（\*印）は平年値を流用）

なお、インド東部や、バングラデシュ、ネパールでは、1987年7月には多雨で洪水被害も伝えられており、平年を下回る従来のパターンと異なっている。

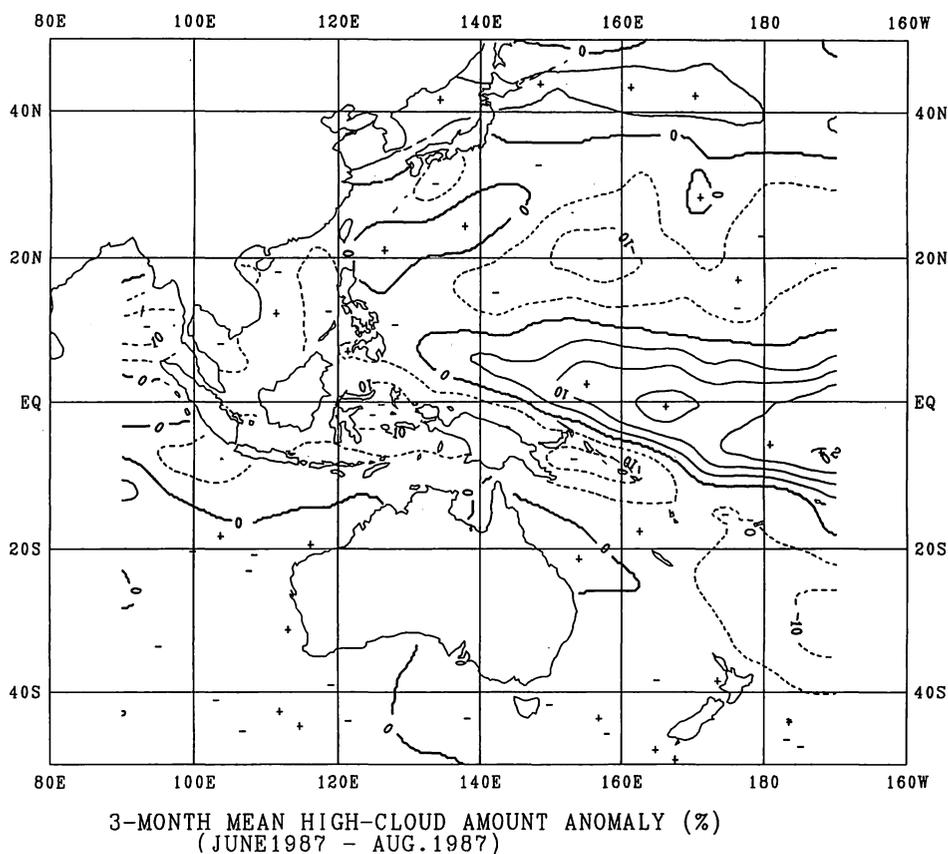
### 5.3 オセアニアの少雨

1982/83 ENSO のときには、オーストラリア南東部は、ほぼ1年にわたり少雨となり、観測始まって以来の記録となったが、今回は、地域によっては平年を下回った月もあったが、前回のような極端な少雨はみられなかった。

また、フィジー、バヌアツ、ニューカレドニアなどの少雨(1987年1月～8月)、フランス領ポリネシアの多雨(1987年3月～6月)などは第7図とよく似ている。インドネシアについては、データがえられなかったが、3か月平均の上層雲量の偏差図(第11図)をみると、インドネシア付近は負偏差であり、小雨であると考えられる。

### 5.4 アフリカ南部の高温

アフリカ南部については少雨がいわれているが(Rasmusson, 1985, Ogallo, 1987),今回は、少雨より1986年10月～1987年5月の8か月にわたる高温が目立った。ちなみに1986年12月～1987



第11図 3か月平均上層雲量偏差図(1987年6月～8月)(気象庁長期予報課作成)  
等値線 5%毎(負偏差は破線)

年2月の3か月間の降水量は平年の70%～110%であった。

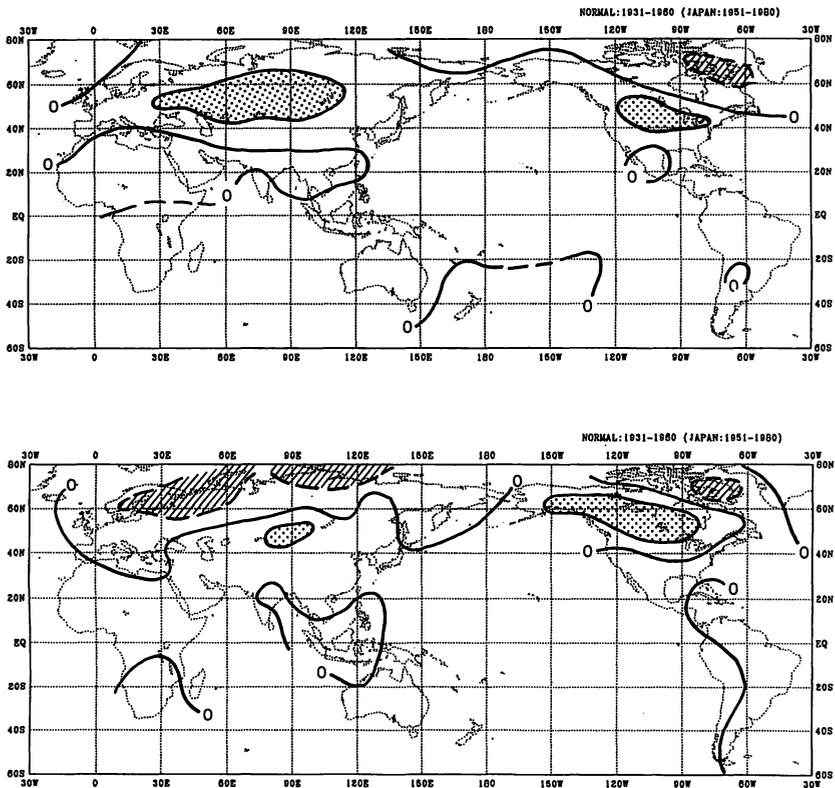
### 5.5 冬期アメリカ・カナダの高温，南部の多雨

1986年10月～1987年2月の南部の多雨はRasmussonの指摘とほぼ一致している。

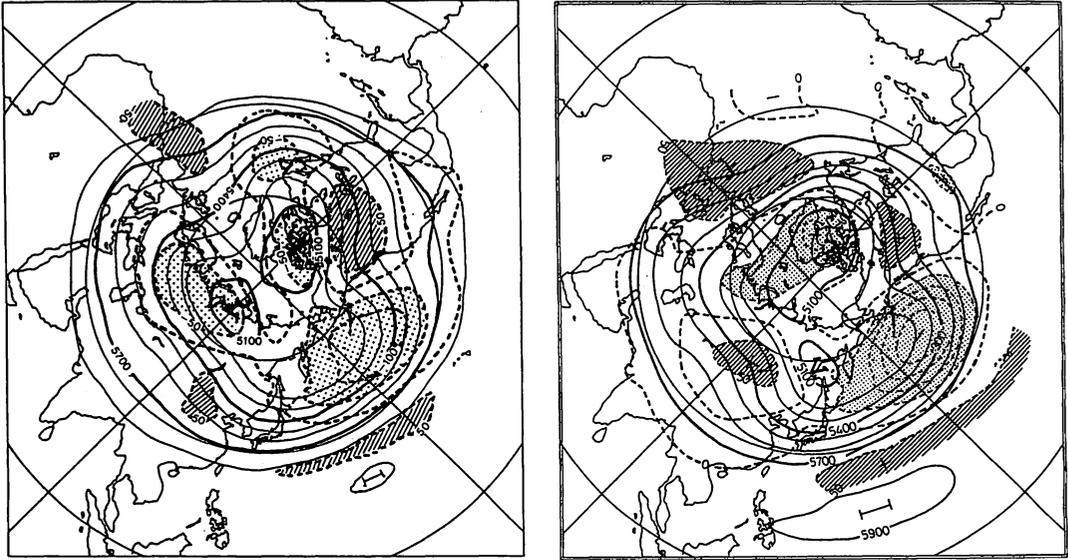
また，1982/83の冬には，記録的な高温となったアメリカ・カナダは，今回も前回とほぼ同等ないしはそれ以上の高温となった。第12図は1982年12月～1983年2月と，1986年12月～1987年2月の3か月平均気温偏差図で，アメリカ中西部の高温，カナダ北東部の低温など，北アメリカ大陸はよく似たパターンとなっている。

この期間の3か月平均500 mb天気図（第13図）でも，太平洋から北アメリカ大陸にかけては太平洋の低緯度での正偏差，中緯度での負偏差，アメリカ大陸の正偏差，メキシコの負偏差とよく似ている。これは，冬季の典型的なテレコネクションパターンの一つであるPNAパターンと呼ばれるものである。

なお，ヨーロッパは，1982/83年には平年を上回ったが，1986/87年では顕著な低温となっ



第12図 3か月平均気温偏差図（上；1982年12月～1983年2月，下；1986年12月～1987年2月）  
 等値線 4℃（負偏差は破線）  
 点彩部は +4℃以上  
 斜線部は -4℃以下



第13図 3か月平均500 mb天気図(右; 1982年12月~1983年2月, 左; 1986年12月~1983年2月)  
 等値線 実線 高度100 m毎  
 破線 偏差50 m毎  
 斜線部は +50 m以上  
 点彩部は -50 m以下  
 (栗原, 1987による)

ている。

## 6. おわりに

ペルー北西部では、現象に近いこともあり ENSOの影響が端的にあらわれている。ペルーでは、地球物理学研究所をはじめ政府機関が ENSOの発生や規模などを予測し、洪水被害を最小限にするための努力や、また、稲作の奨励など産業への応用にとりくんでいる(1987年6月17日付日本経済新聞)。

他地域への影響はペルーのように単純ではない。

たとえば、ENSOとモンスーンとの関係について、Yasunari (1987)は、インド洋の気圧の正偏差が夏のモンスーンを弱め、この正偏差が東進して ENSOへと移行すると指摘しており、その因果関係をめぐって様々な議論がなされている。

中高緯度への影響についても、先に、PNAパターンのテレコネクションについて述べたが、PNAパターンは大気それ自身の内部調節でおこることが数値実験で示されており(Lau, 1981)、また、ENSOではない1986年1月にもPNAパターンはみられ、まだ十分に解明されているとはいえない。

今後さらに、大気-海洋、雪氷等の相互作用についての解明が求められよう。

## 謝 辞

執筆に際し、気象庁長期予報課の方々には有意義なコメントを多々頂いた。お礼申し上げます。また、発表の機会を与えてくださったグロースベッター事務局に感謝いたします。

## 参考文献

- Glantz, M., R. Katz, and M. Krenz (edited), 1987 : The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Climate Anomalies, National Center for Atmospheric Research.
- 栗原弘一, 1987 : 1986/87 エルニーニョ 南方振動 (ENSO), 気象, 360, 9125-9127.
- Ogallo, L., 1987 : Impact of the 1982-83 ENSO Event on Eastern and Southern Afrika, The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Climate Anomalies, NCAR.
- Quiroz, R. S., 1983 : The Climate of the "El Nino" Winter of 1982-83 — A Season of Extraordinary Climatic Anomalies, Mon. Wea. Rev., 111, 1685-1706.
- Rasmusson, E. M., 1985 : Climate Variability and the Southern Oscillation, WCRP Publications Series No. 4, WMO/TD No. 65.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1983 : The relationship between Eastern Equatorial Pacific Sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka, Mon. Wea. Rev., 111, 517-528.
- Sinha, S. K., 1987 : The 1982-83 Drought in India, The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Climate Anomalies, 37-42, NCAR.
- Wang, S, and L. O. Mears, 1987 : The Impact of the 1982-83 El Nino Event on Crop Yield in China, The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Anomalies, 43-49, NCAR.
- Yasunari, T., 1987 : Global Structure of the El Nino/Southern Oscillation. part II. Time Evolution, J. Met. Soc. Japan, 65, 81-102.

#### IV. 「なつしま」による気象観測

森 一 正\*, 丸 山 健 人\*

##### 1. はじめに

1987年1月に気象庁から出された86-87エルニーニョ発生の発表を受けて、1987年2月、中部赤道太平洋域での緊急観測が実施された (Japanese El Niño Experiment - 1987: JENEX-87)。JENEX-87の目的は、86-87エルニーニョ発生期間中に、データ空白域である中部赤道太平洋域で海洋、気象観測を行い、エルニーニョ・イベントの発達、維持過程のより詳細な把握を試みることであった。そのために、北海道大学、日本海洋科学技術センター、東大海洋研究所、東北大学、日本気象協会、気象研究所の観測員からなる合同観測隊が急拠編成され調査船「なつしま」(日本海洋科学技術センター) 船上で、海洋力学、海洋化学、および気象観測が行われた。筆者の一人(森)は、二人の観測員(山形忠和(日本気象協会)、松本善之(北大院))と共に気象観測に従事する機会を得た。

ところで、1ヶ月～季節の時間スケール大規模場で見えたエルニーニョイベントの進行過程に関する研究は過去のエルニーニョの合成解析 (Rasmusson and Carpenter, 1982), 82-83エルニーニョの解説 (Rasmusson and Wallace, 1983) 等がある。一方、総観規模擾乱とエルニーニョ・イベントとの関係に関する研究は、ツイン低気圧に注目した Keen (1982) の統計的調査、86年11月に見られた下層西風強風の出現とツイン低気圧の報告 (Nitta and Motoki, 1987) 等がある。しかし、エルニーニョ・イベントの発展維持過程について、総観規模の時間空間スケールまで遡った把握はきわめて不十分である。より正確にエルニーニョ・イベントの過程を理解するためには、発生期のみではなく発達、成熟、衰弱期を含む全ての期間について総観規模現象まで遡った把握が必要である。

そこで、本報文では「なつしま」の観測結果をもとに、86-87エルニーニョが成熟期へ近づいていたと考えられる (気象庁予報部, 1987 a) 1987年2月に中部赤道太平洋域で見られた総観規模擾乱の記述を行うことを主目的とする。第2節でJENEX-87で行った気象観測の概要を紹介した後、第3節で観測結果を示し、その中に見られる総観規模の時間空間スケールを持つ二つの顕著な変動を指摘する。第4節でそれらの変動をもたらしている総観規模擾乱の構造の概要、消長、移動を、観測結果を含む大規模場のデータを用いて明らかにする。第5節で、その二つの擾乱と1987年2月に中部赤道太平洋域に見られた対流活動との関係を概観する。第6節で以上の結果をまとめ、二つの総観規模擾乱について議論し、それらの擾乱と、エルニーニョ・イベントの発展維持過程と

---

\* 気象研究所

の関係について考察を試みる。

## 2. 「なつしま」船上での気象観測

観測領域を図1に示す。調査船「なつしま」は、1987年1月23日に横須賀を出港し、2月1日から4日まで160°E線沿いに5°Nから5°Sまで南進（測線Aと呼ぶ）後東北東進、10日から12日まで180°E線沿いに、5°Nから5°Sまで南進（測線B）した後5°S沿いに東進、17日から19日まで160°W線沿いに5°Sから5°Nまで北進（測線C）し、2月23日ホノルルに入港した。その航路上で海上気象、高層気象観測が実施された。南北緯度5°、東西経度160°線で囲まれる領域は観測がより密に行われた特別観測域である。船の速度は平均20 km/hで一日約500 km移動しながらの観測であった。

### a. 海上気象観測

海面気圧、乾湿球温度、風向風速、海面温度（SST）、雲量、雲形の項目からなる海上気象観測を00, 06, 12, 18 GMTに行った。また各観測時間の中に「なつしま」乗組員による雲形の項目を含まない簡易観測が行われた。顕著な降水について、その期間と降水量を記録した（降水量は気象測器工場作製の簡易雨量計による）。また、甲板上60 cmの舷側のてすりに設置した自記通報乾湿記録計（大田計器製作所）による乾湿球温度と、気圧の自記記録を得た。

### b. 高層気象観測

JENEX-87では、オメガゾンデ（バイサラ社製、RS 80-15 N）を使用し、合計79回の高層観測を行った。観測密度は、測線A, B, Cに沿っては6時間間隔（00, 06, 12, 18 GMT）、その他の20°N以南の領域では12時間間隔（00, 12 GMT）である。顕著降水時には臨時放球を行った。

観測で得られたデータはインマルサットを経由して気象庁にリアルタイムデータとして通報され、気象研究所では速報用の解析を行った。

## 3. 観測結果

### a. 海上気象観測

図2に海上気象観測結果の時系列を示す。図2(a)に示すように、特別観測域内では、SSTは160°Wまで28℃以上で、南半球側では29℃以上の海域もあった。気温はほぼSSTに追隨していた。

海上風の変化を見る（図2(b)）。西風成分の強まりが2月4日（5°S, 160°E）付近に見られた。この西風成分の強まりは後に示すように対流圏下層にわたるもので、比較的赤道に近い南半球側

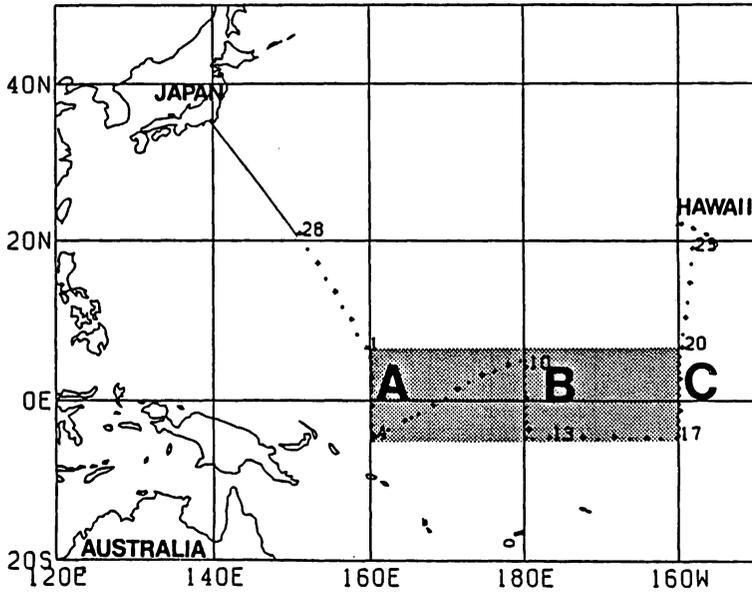


図1. 「JENEX-87」の観測領域

実線は「なつしま」の航跡。20°N以南の放球地点を“+”（太字は00 GMT）で示す。数字は日付，A, B, Cは測線名，陰影部は特別観測域。

(10°S)に発生しつつある熱帯低気圧の北側の循環内での現象であった。地上で西風成分の見られた2月3日から5日までを総観規模の変動のみられたCASE 1とする。7日06 GMTの南南西風のピークは、降水量22 mmのスコール通過後のもので後にこのスコール通過の状況を示す。風向の北北東から南東への変化が13日(5°S, 175°W)付近に見られる(図2(f)参照)。この変化は後に示すように対流圏全層にわたる風の変化を伴うもので、対流圏上層低気圧性渦が航路を北東から南西へ横切る際の現象であった。13日の前後12日から14日までをCASE 2とする。16, 18, 19日に見られる細かい変動は降水量7~80 mmの降水現象に伴うものであった(図2(d)参照)。

図2(c)に示すように、海面気圧では大気潮汐による半日周期振動が顕著であった。24時間移動平均(太線)で見ると、CASE 1の期間を含む測線A上での船の南下に伴っての気圧の降下(0°Nと5°S間で約2 mb)、CASE 2の期間内、13日、5°S, 175°W付近での気圧の上昇、という傾向が分かる。これら二つの期間以外の緯度5°以内の領域では移動平均気圧はほぼ一定であった。

図2(f)にCASE 1とCASE 2の期間の天気状態を示す。CASE 1, 2.5°S以南では北北西から西北西の風で下層雲の発達抑制され、CASE 2では13日から14日にかけて、風向が北北東から南東に変化した。

日記録から求めた気圧、気温、相対湿度の日変化を図3に示す。大気潮汐による半日周期振動の振幅は約2.5 mbである。日最高気温は13地方時に現れ、日較差は約3°Cである。携帯型通風乾

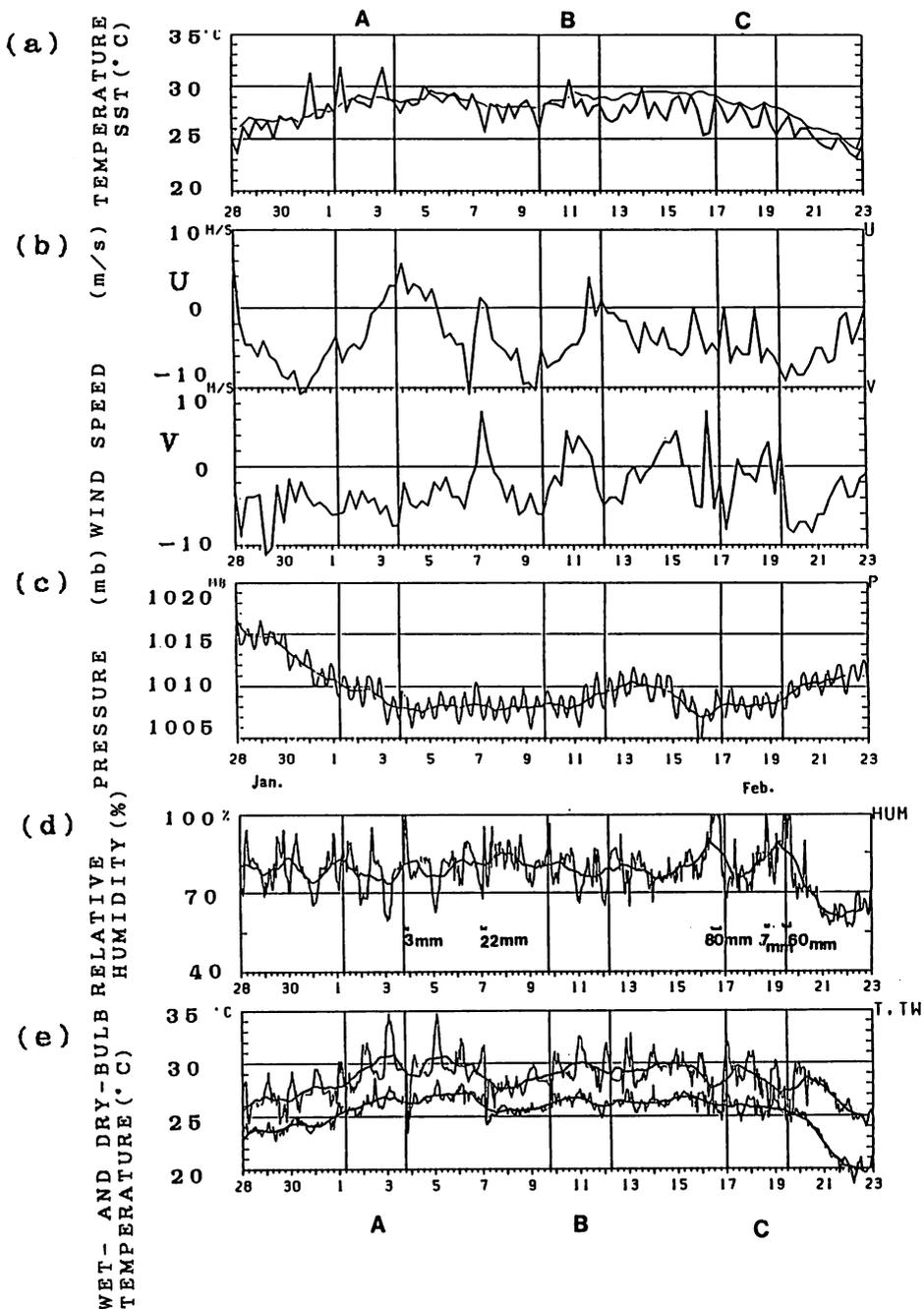


図2. 海上気象観測結果の時系列

縦軸は各要素のスケール，横軸は時間で数字は日付。(a)携帯型アスマン通風乾湿計による気温（太線）海面水温（細線）。(b)海上風の東西成分（上段）と南北成分（下段）。(c)自記気圧計の毎時読み取り値（細線）と24時間移動平均値（太線）。(d)自記通風乾湿記録計による湿度（細線）と24時間移動平均値（太線）および顕著降水時間とその降水量。(e)同じく乾湿球温度。(f)全雲量，雲形，中下層雲雲量，風向風速の地図上へのプロット。00 GMTの位置の右肩に日付を示す。上図はCASE 1，下図はCASE 2。

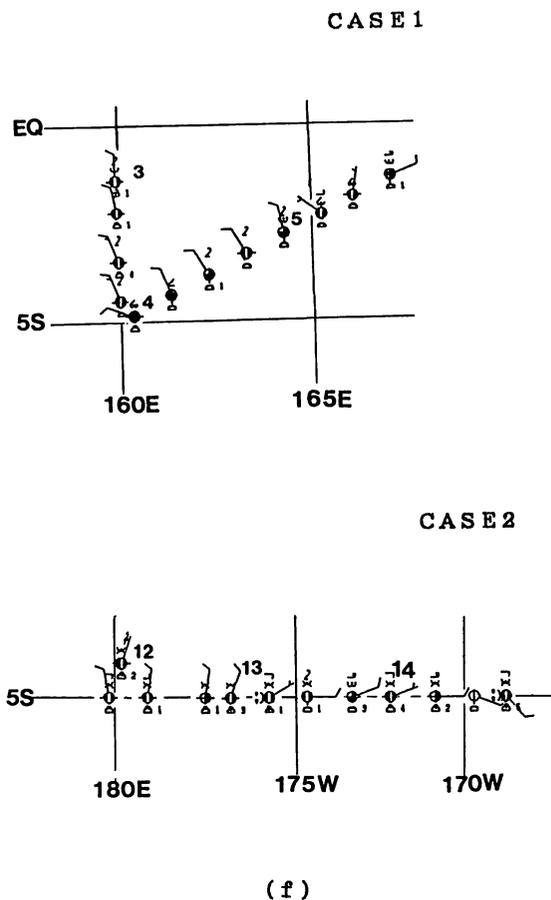


図2. つづき

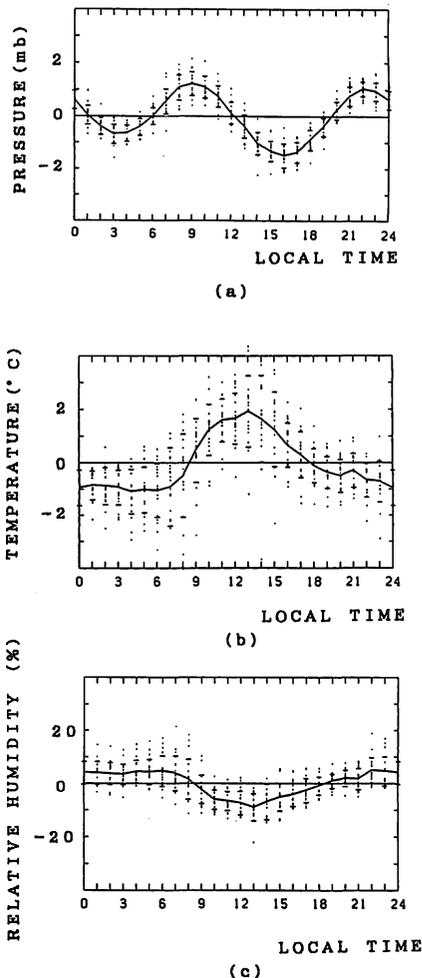


図3. 自記記録から求めた日変化

縦軸は各要素のスケール、横軸は時間で数字は地方時。2月1日から19日までの毎時データを、船舶位置が15°東へずれる毎に1時間の時差補正をしてプロットしたものの19日平均(太線)。横線は標準偏差の幅。(a)は気圧、(b)は気温、(c)は相対湿度。

湿計で求めた気温(図2(a))と自記記録(図2(e))とを比較すると、日中最高5°Cも自記記録が高い場合があった。相対湿度は日中、夜間より約15%低い。

#### b. 高層気象観測

観測結果の航路に沿う高度時間(距離)断面を図4に示す。

相対湿度断面図(図4(a))から、観測断面は5°N線で二つの領域すなわち偏東貿易風帯と熱帯収束帯に明瞭に分離されることが分かる。5°N線以北では対流圏中上層は非常に乾燥しており気温で見て逆転層が高度2-3kmで顕著である(図5(b)参照)。5°N線以南ではほぼ対流圏全層にわ

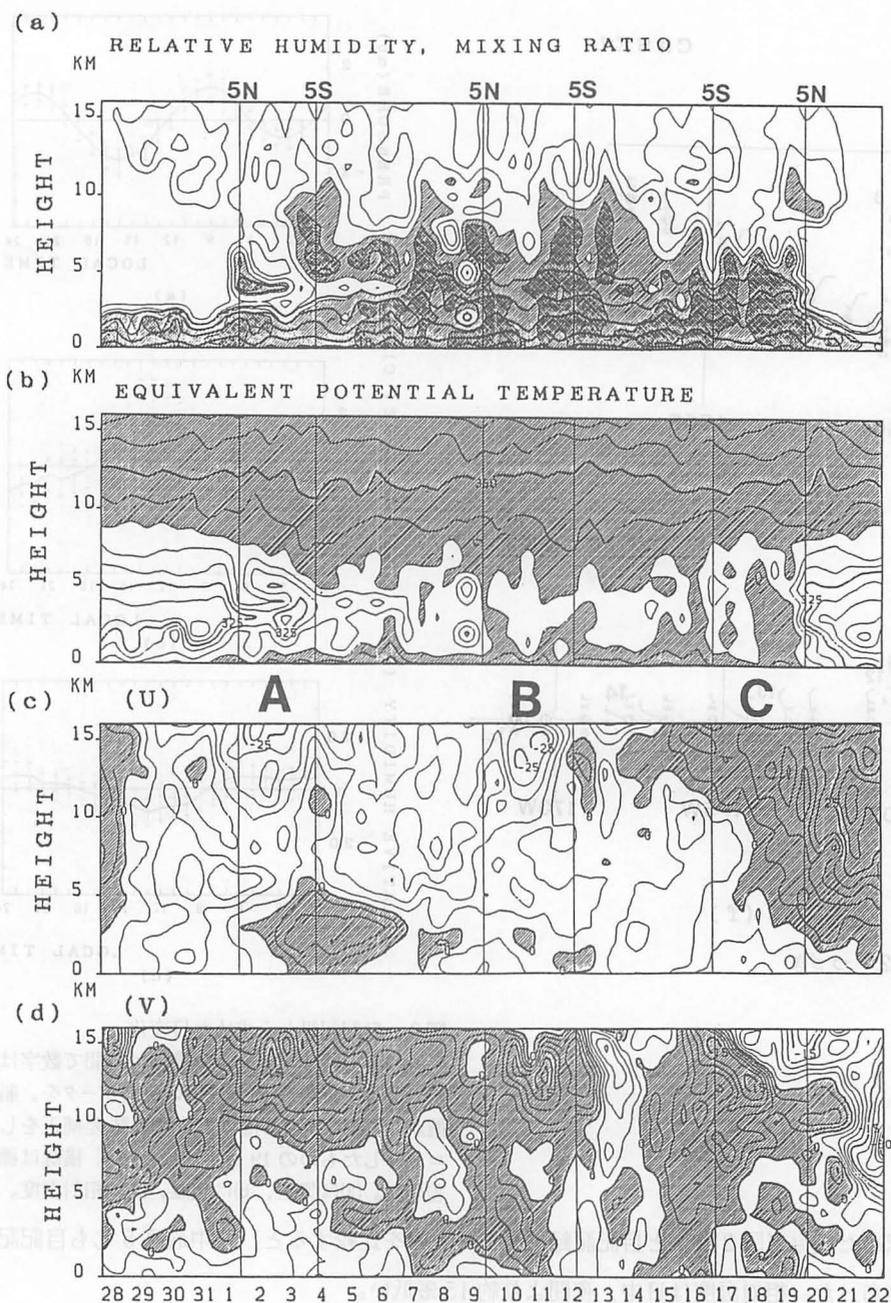


図4. 高層観測結果の高度時間(距離)断面図

縦軸は高度、横軸は時間(距離: 1日=約500 km)で数字は日付, A, B, Cは測線名。00, 12 GMTの観測結果の高度1 km毎の値で作成。(a)相対湿度と混合比。相対湿度の等値線の間隔は20%で斜線部は60%以上、編目部は80%以上の領域。太線は混合比の等値線で間隔は3 g/kgで6 g/kg以上について示す。(b)相当温位。等値線の間隔は5°K、白抜きは340°K以下の領域。(c)高層風の東西成分。等値線の間隔は5 m/sで斜線部は西風域。(d)高層風の南北成分。等値線の間隔は3 m/sで斜線部は南風域。

たり空気は湿っており、高い SST、気温（図 2(a)）のもとで水蒸気の絶対量も多い。これらは熱帯収束帯（ITCZ）の典型的特徴である。つぎに相当温位で ITCZ 内の成層を見る（図 4(b)）。下層の特に豊富な水蒸気が潜在的に有する熱エネルギーゆえに対流圏中上層にわたり水蒸気が豊富な状態での対流不安定成層となっている。

図 5 に船が 5°N 以南にあった期間と 5°N から 20°N の間にあった期間の平均鉛直プロファイルを示す。ITCZ 内の平均成層（図 5(a)）は対流不安定であり、飽和相当温位の鉛直プロファイルから条件付不安定成層でもあることが分かる。風の平均鉛直プロファイルで高度 3 km 付近に見られる東風成分の弱まりは、以下に述べる CASE 1 で見られた強い西風の影響である。

高層風の東西成分を見ると（図 4(c)）、CASE 1 の期間（2 月 3 日－5 日）には高度 5 km 以下に南ほど厚く風速の大きい西風層があり、その最大風速は高度 3 km で 10 m/s 以上であった。南北成分を見ると（図 4(d)）、CASE 1 の期間、高度 8 km 以下で北風 8 km 以上で南風という南北循環が明瞭で、CASE 2 の期間では、13 日から 14 日にかけて高度 15 km を中心とする対流圏上層で最大 10 m/s の北風となっていた。また、船が測線 A、B 沿いに赤道を横切る時に、対流圏上層で東風成分の最大値（25 m/s 以上）が観測されたことは興味深い。

緯度 5°以内での観測中、我々は二つの総観規模の変動に気づき、これまで観測結果の時系列を示すなかでその変動を指摘してきた。ここでは図 6 に二つの変動の詳しい高度時間断面図を示す。CASE 1（図 6(a)）では高度 3 km を中心とする 15 m/s 近い風速をもつ下層西風層と上層の南～南東風が顕著である。西風層の上部は乾燥域であり大規模な下降流場の存在を示唆する。このことは図 2(f)に示した雲の状態とも矛盾しない。地上気圧で見られた気圧の降下は下層中心であり、図 2(f)の海上風は船の南側に低圧部を持つ風系を示していた。CASE 2 では 13 日 00 GMT 高度 12 km を中心として対流圏上層で南西から北東への時計回りの風向の変化が明瞭に見られる。この変化が見られる層は最大 0.6 mb の低気圧偏差域で、最大 1.2 °C の低温偏差域でもある。鉛直構造を見れば上層に半日遅れて下層に最大 1.0 mb の高気圧偏差が現れ、北東から東への風向の回転が見られる。海上風も、図 2(f)に示すように南側に高圧部を持つ変化を示した。相対湿度 80 %以上の領域で成層状態を見ると、この上層寒冷低圧渦と思われる擾乱の東側は、西側より相対的に対流活動が不活発である。

第 4 節で以上の変動の見られた二つの CASE の期間の大規模場の様相を見る。

### c. 積雲対流スケールの現象

積雲対流スケールの現象は、JENEX-87 の対象には含まれていなかった。従って、ここでは複雑な現象の一面しか記述できない。しかし、データ空白域で見られた積雲対流スケールの現象について述べることは、意味の有ることと思われる。

船が熱帯低気圧の北側 500 km に位置していた（図 11 参照）CASE 1 の期間中の 2 月 3 日 19GMT

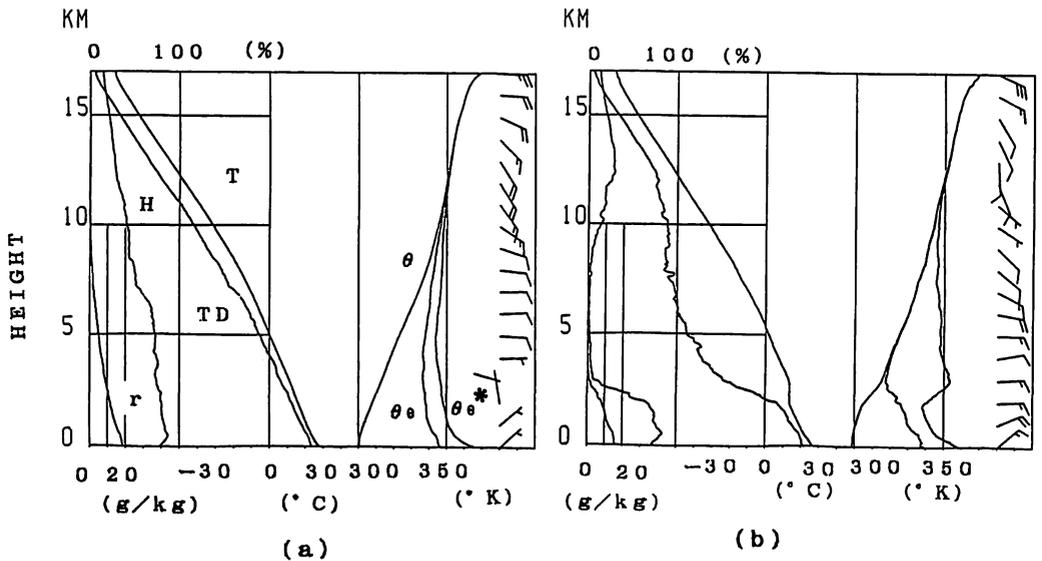


図5. 領域平均鉛直プロファイル

縦軸は高度，横軸は各要素のスケール。左から混合比，相対湿度，露点温度，温度，温位，相当温位，飽和相当温位，高層風。矢羽は5 m/s。左図はITCZ内の61例，右図は貿易風帯（西側）の7例の平均。

に8 m/sの北北西風から20 m/sの西風への急激な変化が起こった。その直後降水が始まり，3日22 GMTまで続いた。地雨性降水中の西風の風速は12 m/sであり，降水量は3 mmであった。この現象は，熱帯低気圧の循環場の中の低TBB領域（ $-60^{\circ}\text{C}$ 以下）の下で見られた（図11参照）。降水中の21 GMTに臨時放球を行った。図7に結果を示す。地上では15 m/sを越える西風が吹き，1～4 km高度（高積雲の雲底下）では鉛直方向にはほぼ様な15 m/sを越える北西風であった。一方降水前（3日18 GMT）と後（4日00 GMT）では，風速の鉛直プロファイルは他のCASE1の期間中のものと同様に，高度3 km付近にピークを持っていた。これらから，地上の強い西風と対流圏下層の強い鉛直方向に様な北西風は，高度3 km付近に強風軸を持つ，赤道近傍南半球側で発生しつつある熱帯低気圧に伴う下層風が，降水に伴う鉛直運動により鉛直方向に混合された結果であると思われる。

もう一つの活発な対流は2月7日，時速20 km/hで東北東進する船上をスコールが後方西南西から接近し東北東へ通過した際に見られた。0215 GMTから0310 GMTまで，降水量22 mmのシャワーが観測され，降水が始まる直前の0208 GMTに臨時放球を行った。図8に高層観測の結果，及び自記記録を示す。放球約50分前には西南西から近づきつつある積乱雲の雲底からその前方へ吹き下ろす周囲より約 $7^{\circ}\text{C}$ 低温のダウンドラフトが14 m/sの南西風として観測された。気温，風の

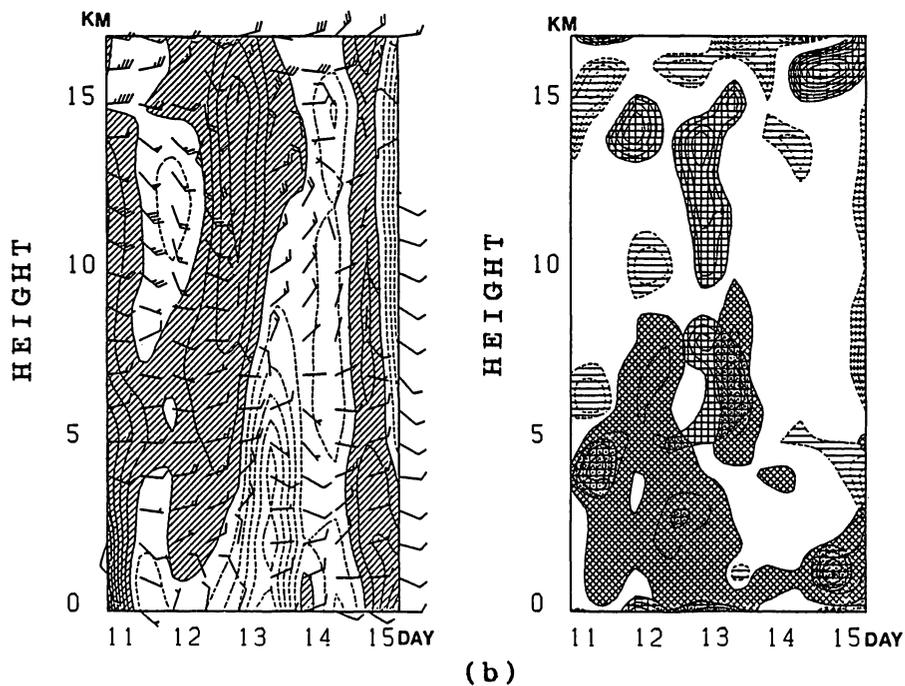
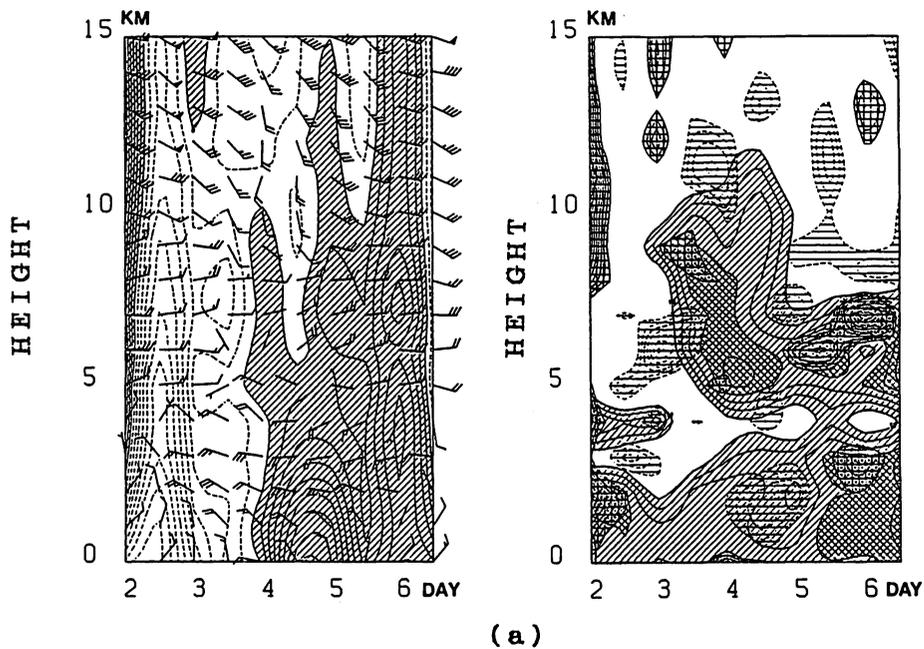


図6. CASE 1, CASE 2の鉛直断面

00 GMT, 12 GMTの観測値で求めた各々のCASEを含む5日間平均からの偏差と高層風。(a)CASE 1。左図は、高層風と気圧偏差。気圧偏差の等値線の間隔は0.2 mbで斜線部は負偏差域。右図は気温偏差と相対湿度。気温偏差の等値線の間隔は0.2°Cで+0.6°C以上の正偏差域は横線部、-0.6°C以下の負偏差域を格子域で示す。相対湿度の等値線の間隔は10%で湿度50%以上の領域を斜線部で、80%以上の領域を編目部で示す。(b)CASE 2。相対湿度80%以上の領域のみ示した以外は(a)と同様。

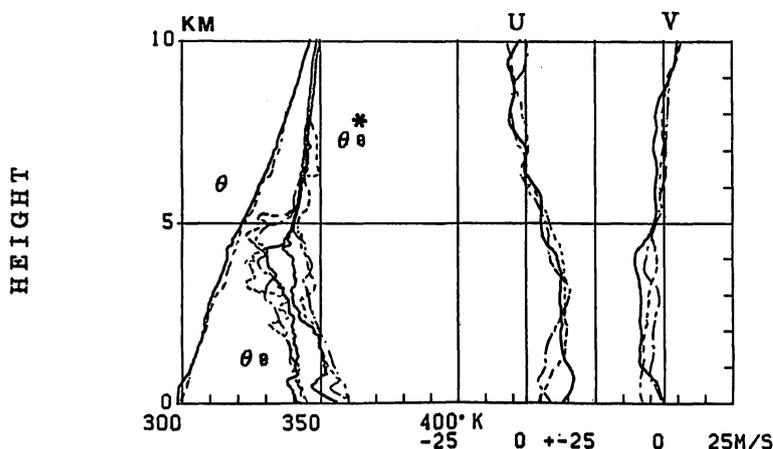


図7. 2月3日21 GMTの鉛直プロファイル

左から、温位、相当温位、飽和相当温位、風の東西、南北成分のプロファイル。太線が2月3日21 GMTの観測結果で、点線は2月4日00 GMT、一点鎖線は2月3日18 GMTの観測結果。

鉛直プロファイルで見ても、この積乱雲からの冷たいダウンドラフトと思われる冷却された層が高度2 km以下に見られる。この積乱雲の雲頂高度は約8 - 10 kmと推定される。降水時には対流不安定は解消され湿潤中立であった。ダウンドラフトが船に達した時の船と積乱雲との距離を10 kmとすると、この積乱雲の移動速度は東北東へ約8 m/sとなる。

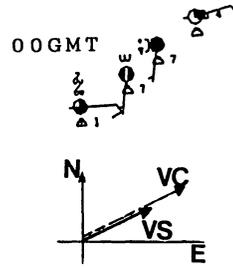
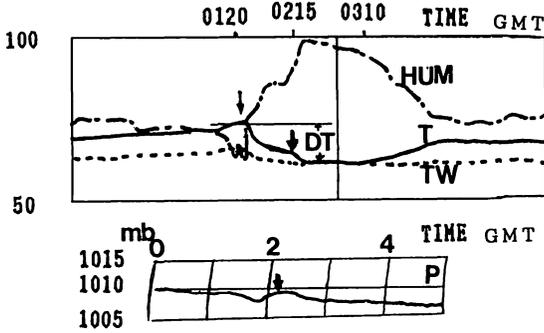
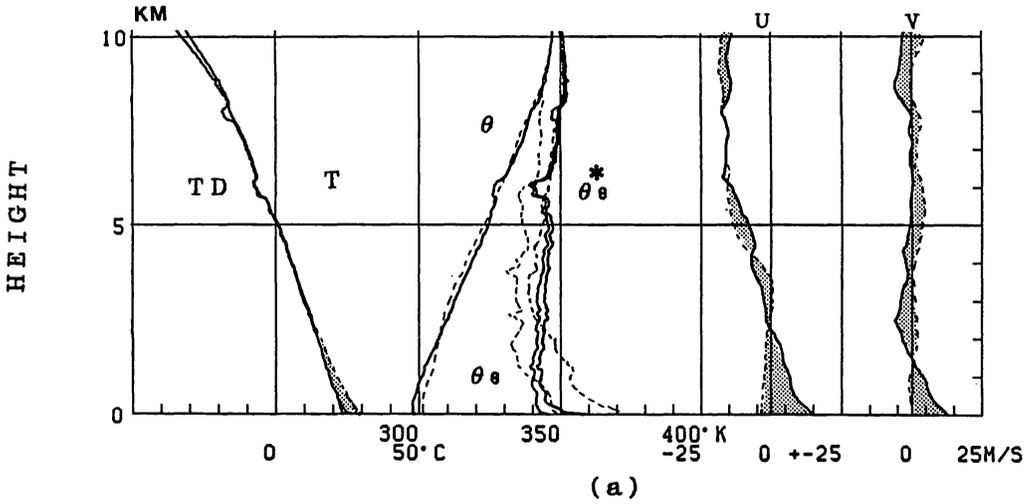
2月16日12 GMTすぎから18 GMTすぎまで降水量80 mmの地雨性降水が見られた。16日12 GMTの成層と16日00 GMTの成層を図9に示す。12 GMTでは成層は湿潤中立で中下層では冷却されていた。

ITCZ内であっても対流活動が相対的に抑制されている期間があった。図10にその例として2月10日18 GMTの成層を示す。高度3 km付近に乾いた層があり下降流の存在を示唆している。

#### 4. 大規模場の様相

この節では前節で示した総観規模の変動をもたらした擾乱の水平規模、消長、移動を見るためCASE 1とCASE 2の期間中の大規模場について記述する。

使用したデータセットは気象庁でGTSから受け取られた、我々の観測データもその中に含まれている地上、高層観測資料からなるデータセットである。また12時間間隔のGMSデータ(1°格子の高層雲量とTBB、および衛星風)を対流活動、および雲域周辺の流れを記述するために用いた。さらに数値予報課の全球解析により得られた2.5°格子12時間間隔のデータを大規模な環境の変動の概要を示すために用いた。



(b)

(c)

図8. 2月7日のスコールに関する記録

(a) 7日 02 GMT の高層観測結果 (太線) と 7日 00 GMT の高層観測結果 (点線)。気温、風速プロファイルの両者の差を点彩域で示す。(b) 降水前後の自記記録。横軸は時間、縦軸は各要素のスケール。太い矢印は降水開始時刻で小さい矢印はダウンドラフトが船に達した時刻。上図は気温 (実線)、湿度 (一点鎖線)、湿球温度 (点線) で縦軸は湿度のスケール。温度、湿球温度は測器に固有の変換式で求める。下図は気圧。(c) 船と対流雲の相対関係の模式図で上図は 7日 00 GMT から 18 GMT までの天気の変化、下図は船の移動速度ベクトル (VS) と対流雲の移動速度ベクトル (VC) の関係。

a. CASE 1 (2月3日-2月5日)

図 11 にこの期間を含む 2月 2日から 6日までの 00 GMT の TBB 分布と下層の風、地上の風と流線および気圧、200 mb の風と流線を示す。まず対流活動を見る。3日に 160°E 付近、0°S~10°S 帯に散在していた対流活発域が 4日から 6日にかけて総観規模 (~2000 km) の対流システムとして徐々に組織化されながら南東へ移動している。地上気圧を見ると、1006 mb 以下の低圧域が 4日から 6日にかけてその対流システムのやや南西よりにひろがり、中心気圧は 3日に 1005 mb、6日に

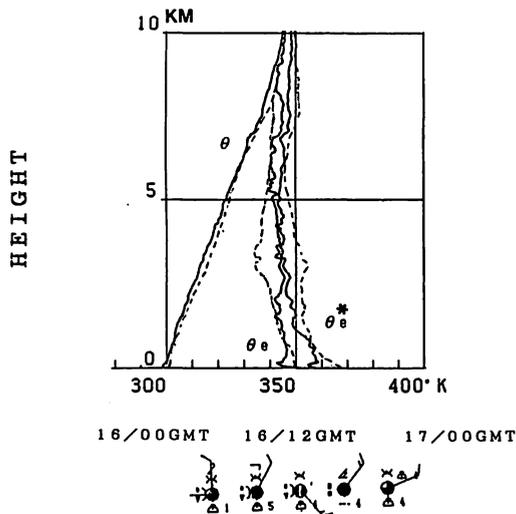


図9. 2月16日12 GMTの鉛直プロファイル  
太線が12 GMTの観測結果で、点線は16日00  
GMTの観測結果。16日00 GMTから17日00  
GMTの天気記号も示す。

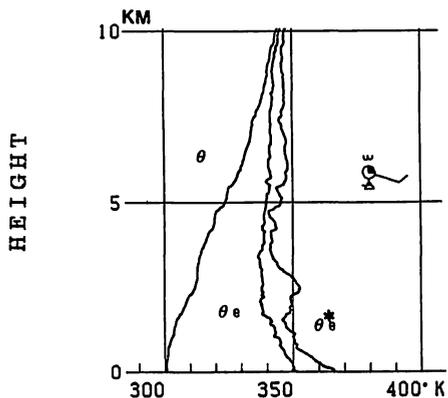


図10. 2月10日18 GMTの鉛直プロファイル  
と天気記号。

1002 mb その後 20°S, 175°E まで南東進した9日には996 mbと降下した。地上の低気圧性循環は5日に確立している。200 mbの流線で見ると、対流活発域の組織化の過程で、その上空の高気圧性循環が4日頃確立されている。船とこの熱帯低気圧中心との距離は、4日00 GMTで約500 kmである。3日から5日にかけての図から、この期間、船は発生しつつあった熱帯低気圧の北側の循環の中にあっただと言える。従って、CASE 1で得た断面(図6(a))は、この赤道近くの南半球側で発生しつつあった熱帯低気圧の北側の断面である。

この季節には、この領域で西風のオーストラリア・モンスーンが卓越する(Sumi and Murakami, 1981)。今述べた西風はモンスーンの一部である。しかし、季節平均的な西風であると同時に、

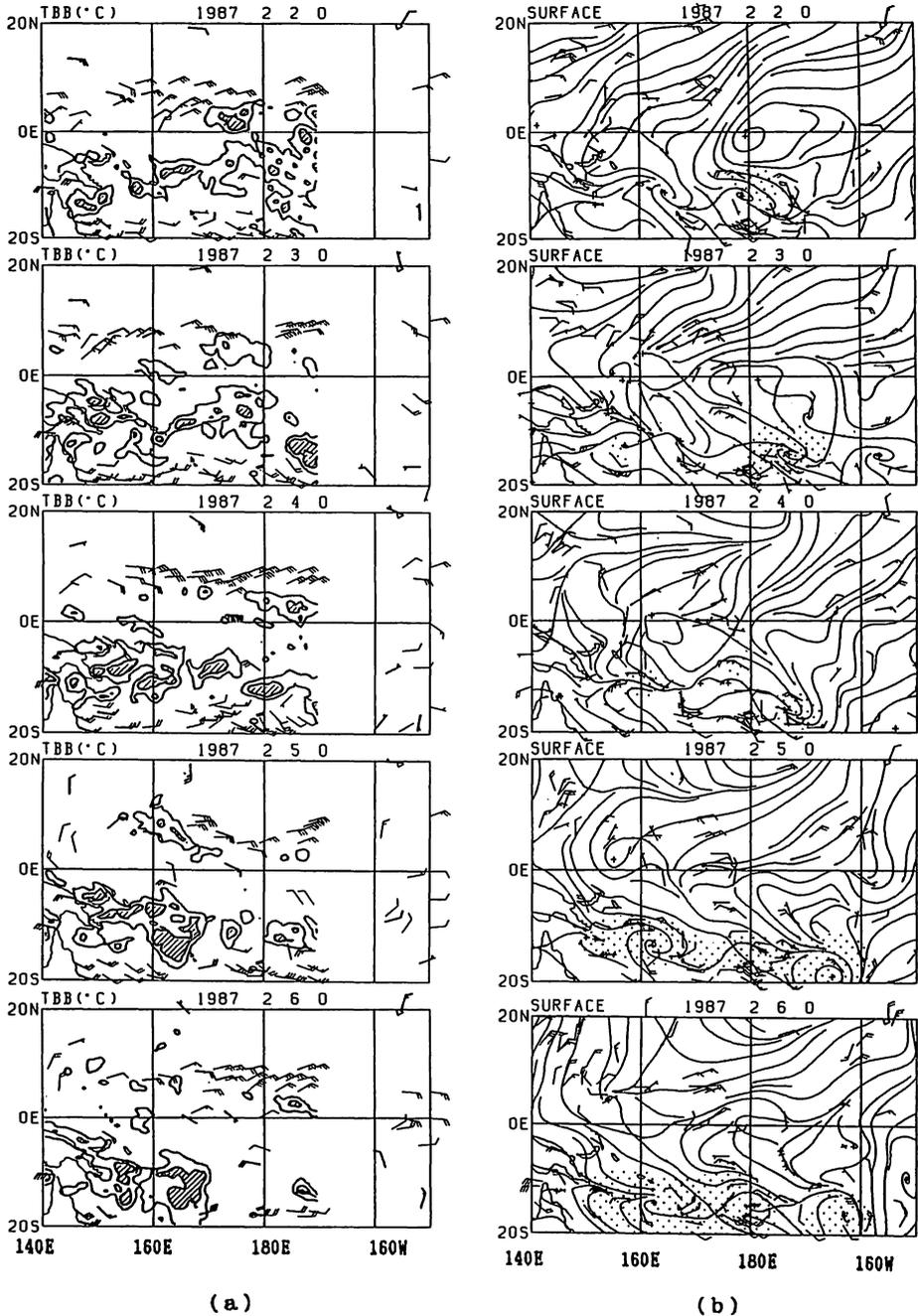
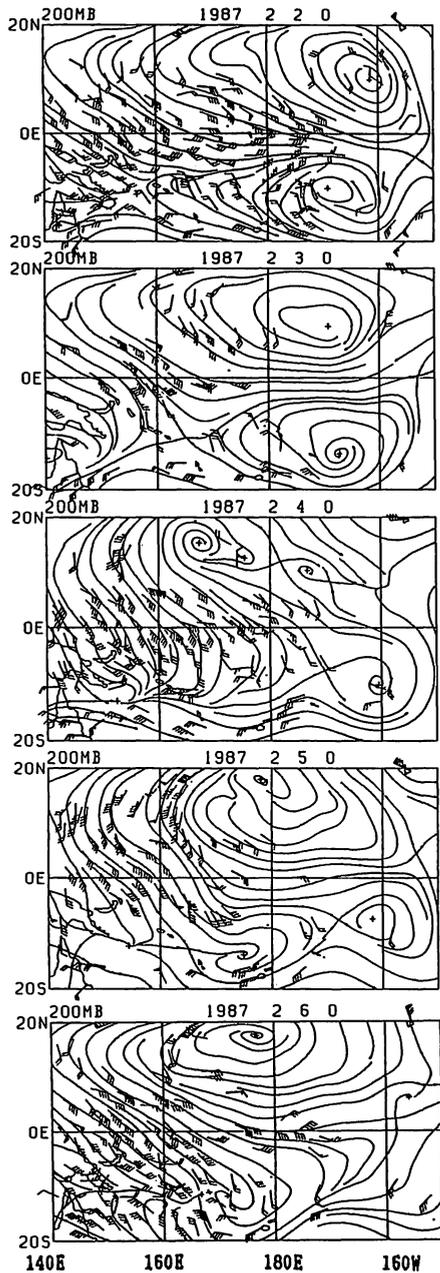


図 11. CASE1 を含む 2 月 2 日～6 日の大規模場の様相  
 (a) TBB 分布図と 850 mb 高層風 (太い矢印) および衛星風。TBB の等値線の間隔は 30 °C で - 30 °C 以下の領域のみ示す。斜線部は - 60 °C 以下の領域。170 °W 以東は、TBB データは無いことに注意。衛星風はマップタイムから 3 時間以内で高度差 50 mb 以内のものを 10 °N 以南についてプロット。(b) 地上風と客観解析風による流線図。地上データから主観解析した気圧場の 1006 mb 以下の低圧域を点彩部で示す。(c) 200 mb 高層風 (太い矢印) と衛星風および客観解析風による流線図。衛星風は 10 °N 以北も含めた以外は(a)と同じ。



(c)

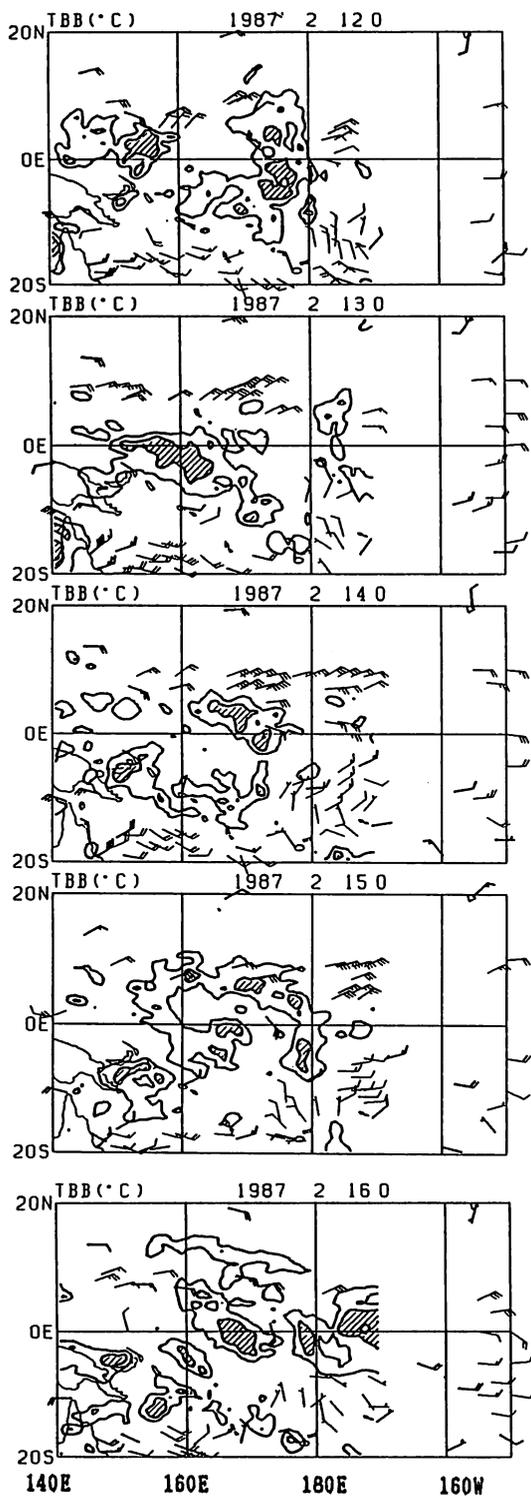
図 11. つづき

総観規模の時間空間スケールで見れば図11に示したように南半球の赤道近くで発生，発達しつつある。活発な積雲対流活動を伴う熱帯低気圧の循環の一部でもある。

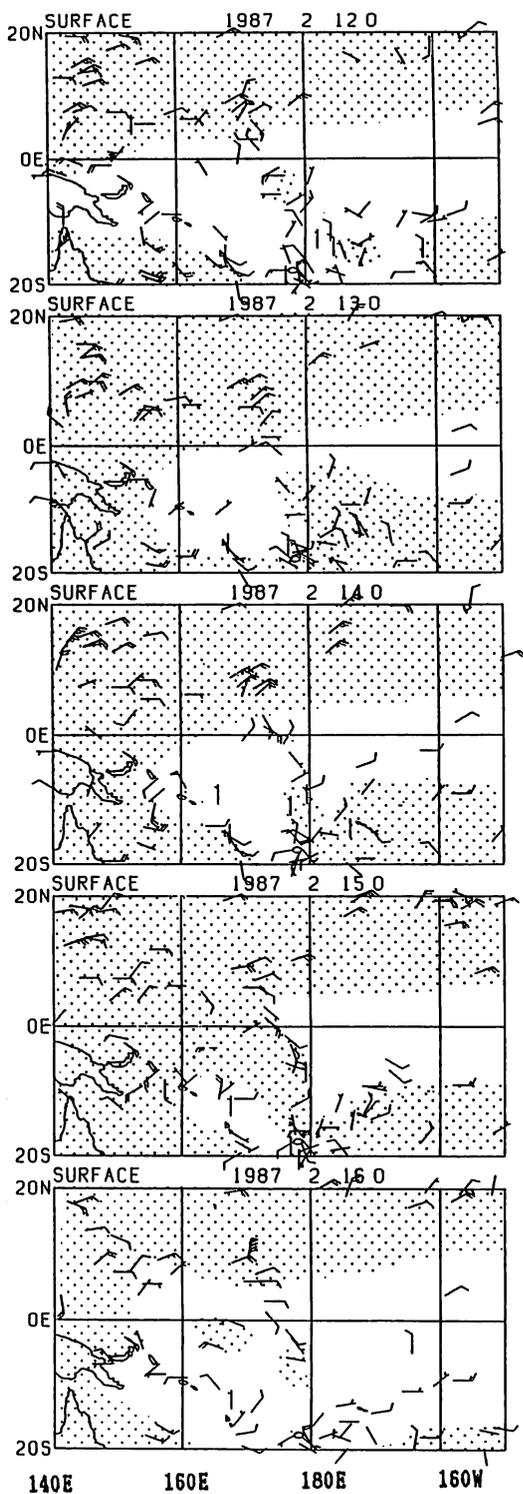
b. CASE 2 (2月12日-2月14日)

図 12 に CASE 2 を含む 12 日から 16 日 までについて図 11 と同様に示す。まず 200 mb の流線を見る。12 日から 14 日にかけて直径約 1500 km の上層低気圧性渦が，船の航路を北東から南西に斜めに横切っている。地上気圧ではそれと同期した高圧場の西進傾向が見られるようである。特に 13 日 00 GMT には渦域で気圧の上昇が見られ，1009 mb 以上の高圧部が現れている。高圧部付近の地上，850 mb の風は高気圧性の水平シアアを持つ。図 2(a) で示したようにこの海域の SST が 29 °C 以上であるにもかかわらず，上層渦の東側付近には活発な対流活動域は見られず，地上観測の雲量，雲形データからも活発な積乱雲は見られないことから，上層渦の東側は下降流場であることが示唆される。活発な対流活動域は渦の北西約 1000 km の赤道上看られる。この上層渦は 12 日には 10°N, 170°W にその 4 日前から形成されだした北半球高気圧性循環の南東側の弱い低気圧性循環であった。12 時間毎の MAP で見ても，この上層渦の構造は，13 日から 14 日の間ほぼ保たれていた(図略)。

以上より図 6(b) に要約した変動は，赤道付近に起源を持ち寿命が 2, 3 日で直径約 1500 km の上層低気圧性渦の通過によることが示された。またその渦の鉛直構造は図 6(b) から



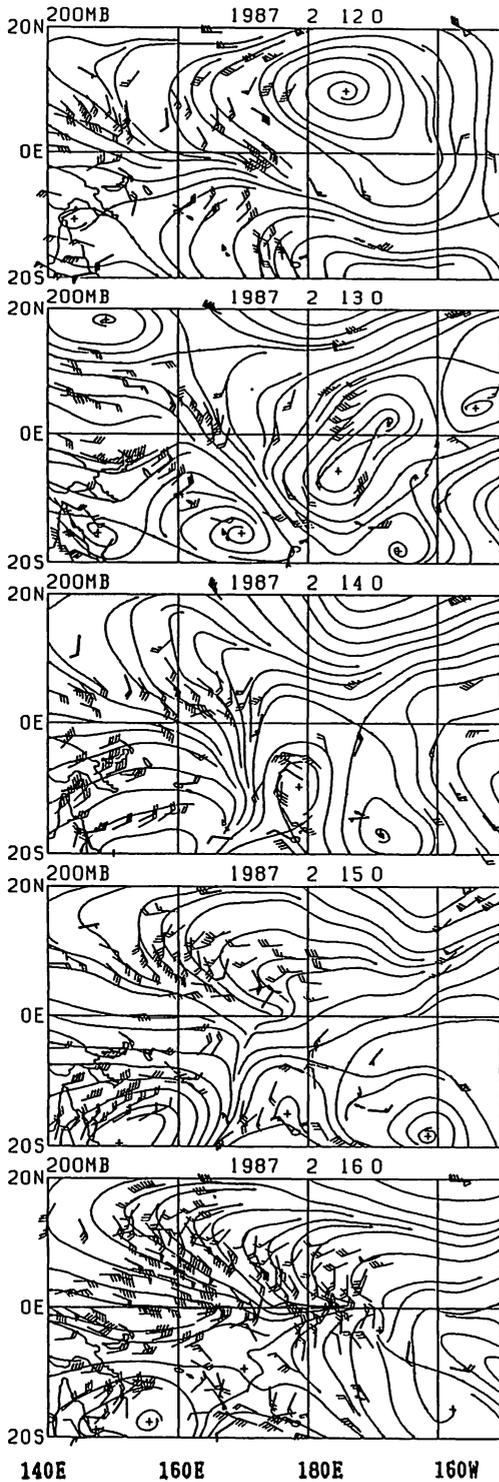
(a)



(b)

図 12. CASE 2 を含む 2 月 12 日～ 16 日の大規模場の様相

(b)で地上気圧 1009 mb 以上の高圧域を点彩部で示し流線を描かない以外は図 11.と同じ。



(c)

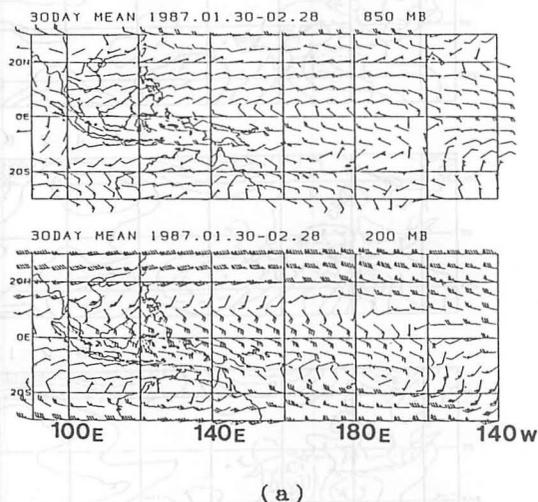
図12. つづき

上層で寒冷低圧偏差，下層で高圧偏差という傾圧的構造を持つ。渦の鉛直軸は下層でやや後方にずれ渦の後面は下降流場と推定される。

### 5. 中部赤道太平洋域に見られた大規模場の変動

この節では，前節に示した総観規模擾乱と2月に見られた大規模場の変動との関係を概観する。図13に30日平均（1月30日—2月28日）の850 mb, 200 mbの風，および高層雲量分布を示す。850 mb面では，0°S～10°Sの緯度帯で西風が160°Wまで入っている。200 mb面では10°S, 180°E付近を中心とする高気圧性循環が明瞭である。対流活動は，0°S～10°S帯で特に160°E以東で活発であった。これらの30日平均場の中には先に示したような総観規模擾乱の消長を伴う変動が存在する。図11，図12からわかるように擾乱の寿命が数日であることから30日平均からの半月平均偏差を見る。高層雲量，850 mb高度，200 mb, 850 mbの半月平均偏差風の流線図を図14に示す。なお，既に観測期間の対流活動の変動については報告されている（気象庁気象研究所，1987）が，ここでは先に示した総観規模擾乱との関係に注目する。

半月平均高層雲量偏差（図14(a)）を見ると，対流活動の活発な領域は赤道近傍南半球の熱帯低気圧の発生発達が見られたCASE 1を含む第2半月，南半球側にあり，それが弱まる第3半月，赤道上で対流が活発となっている。上層低気圧性渦が赤道付近から南西へ移動したCASE 2はその対流域が北半球側へ移動する期間である。北半球側で対流が活発



(a)

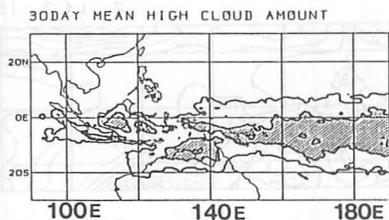


図13. 1月30日～2月28日の30日平均場  
(a)上図は850 mb平均風, 下図は200 mb平均風, 客観解析値を使用。(b)30日平均高層雲量分布図。雲量2以上の領域を等値線の間隔雲量2で, 雲量4以上の領域を斜線部で示す。

量の経度時間断面を図15に示す。0°S～10°S帯に注目すると以上に詳しく示した2月の第2, 第6半旬の南半球側対流活動は, この断面図上では, 100°E付近から東進してきた雲域にあるように見える。一方, 第14図からは, 南半球側の対流活動は, 赤道域, 北半球側の対流活動とも関係を持つとも考えられる。いずれにしても10°N～10°Sの緯度帯での中部赤道太平洋域は季節内変動の時間スケールで見て, 2月は対流活動の活発な時期であったことがわかる。

## 6. まとめ

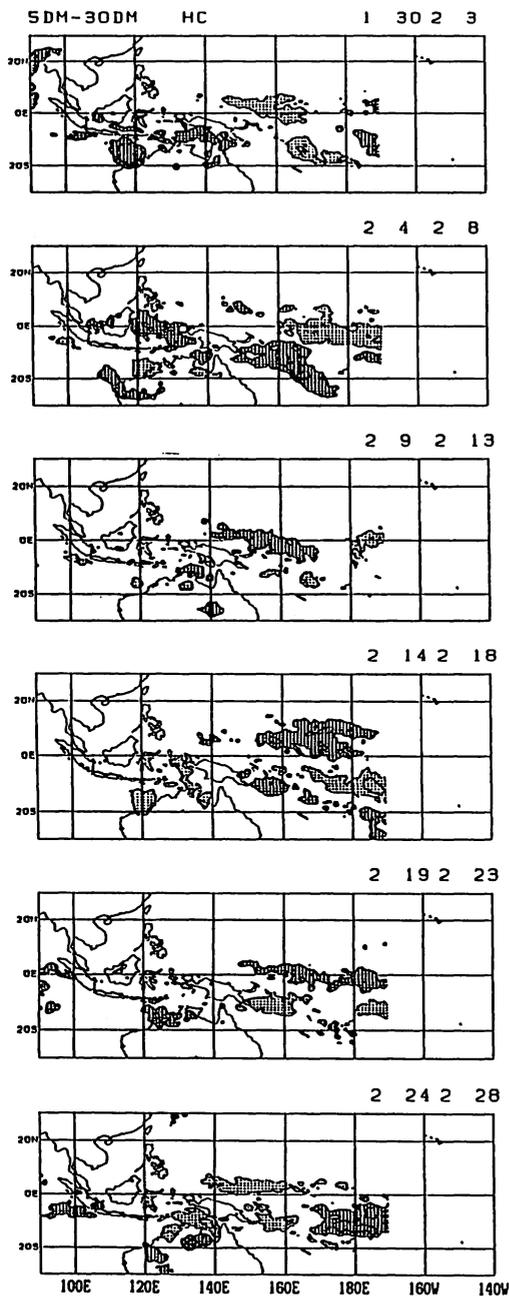
86-87 エルニーニョの経過の詳細な把握を念頭において, 1987年2月に中部赤道太平洋域で行

な第4半旬, 南半球側の対流は相対的に抑制されている。再び赤道上で対流が活発になった後, 第6半旬, 南半球側の対流活動が再び活発となる。日々の天気図では, この期間, CASE1と同様に熱帯低気圧の発生発達が見られた(図略)。対流の活発, 不活発域は各々850 mb高度の負偏差, 正偏差域と対応する傾向がある。

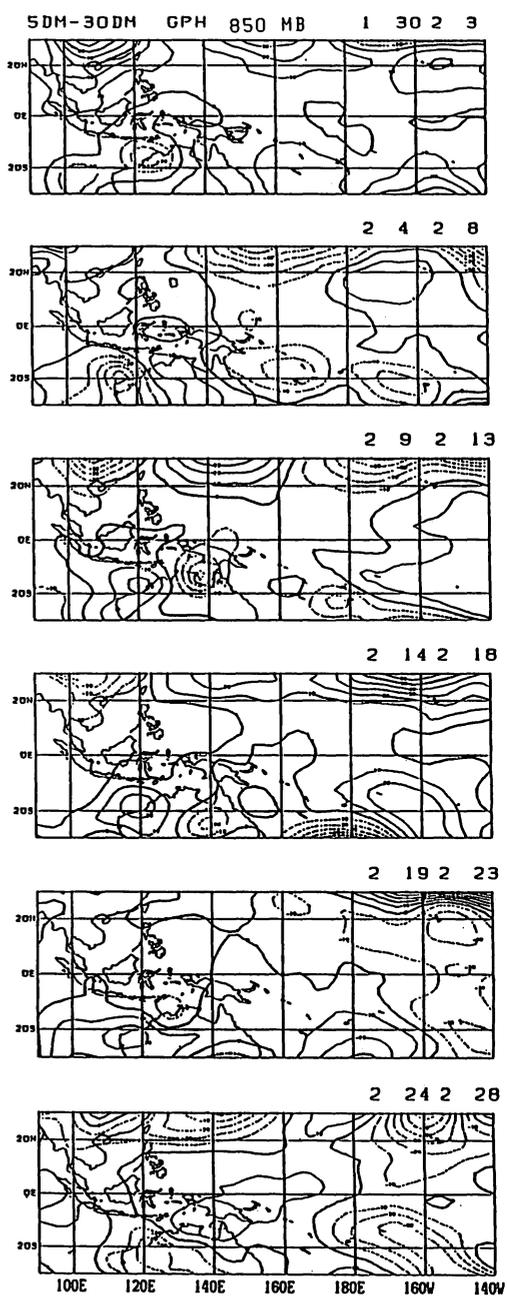
200 mbの流れ場では, CASE1を含む第2半旬と第6半旬, 対流活発域から北半球側への赤道を越える流れが顕著であり, 逆に第4半旬では対流域北上に対応して赤道から北半球側に発散の中心がある。850 mbの流れ場では, 熱帯低気圧に伴う循環が第2, 第6半旬に明瞭である。

以上からCASE1, CASE2に見られる総観規模擾乱は大規模場の1ヶ月程度の時間スケールの変動の二つの位相を示しているように見られる。

これまでに示した総観規模擾乱とその擾乱の消長を伴う大規模場の変動が見られた2月の, 86-87 エルニーニョに伴う対流活動の変動の中での位置を見るため, 1986年11月から1987年2月までの赤道沿い2.5°N～2.5°S, 0°S～10°S, 0°S～10°N帯の平均高層雲



(a)

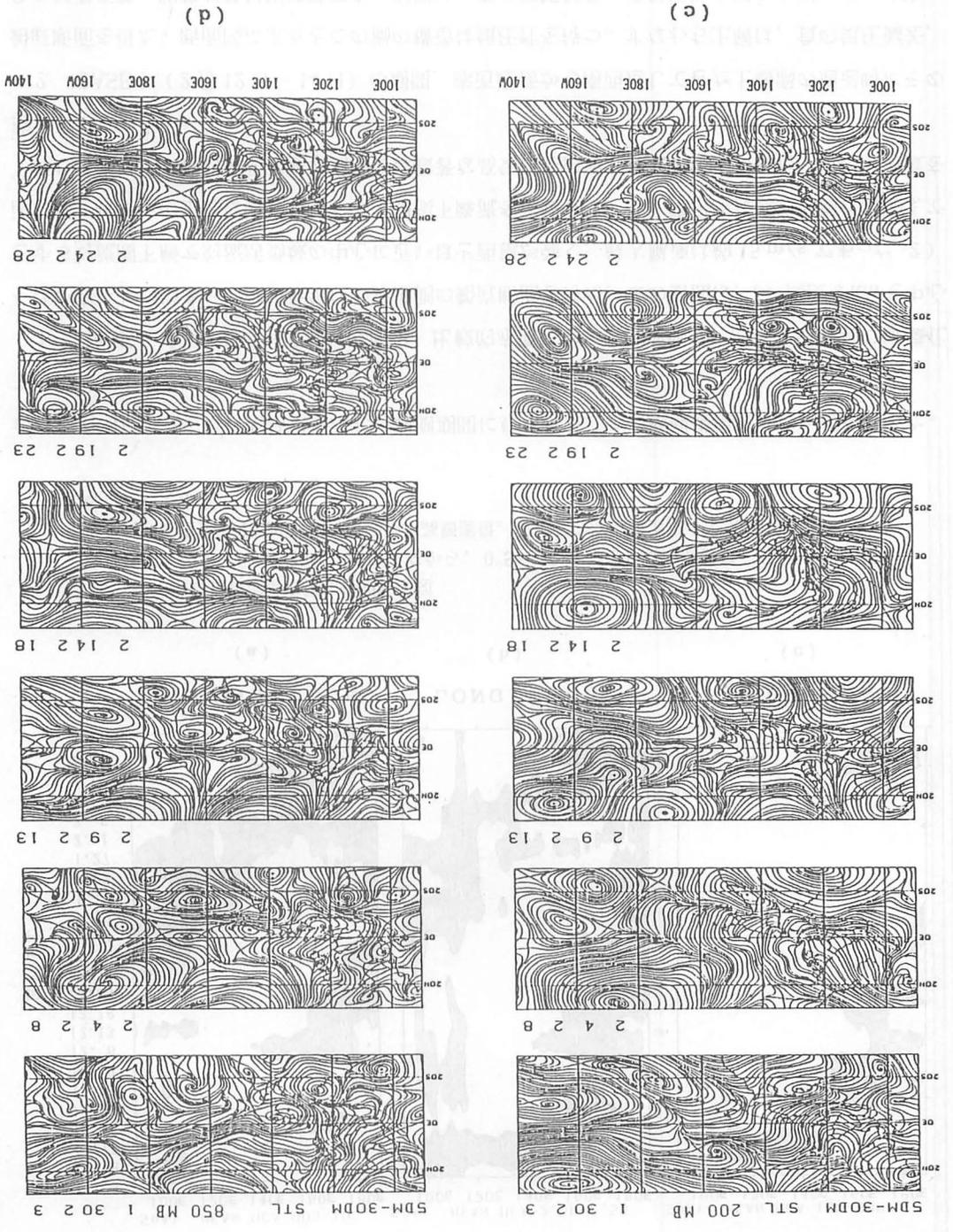


(b)

図 14. 30日平均からの半旬平均偏差図

(a)高層雲量偏差。+ 2以上の正偏差域を格子部で，- 2以下の負偏差域を点彩部で示す。(b) 850mb 高度偏差。等値線の間隔は 10 gpm で負偏差域の等値線は点線。(c) 200 mb の風偏差場の流線図。(d) 850 mb の風偏差場の流線図。

图 14 对比



(c)

(d)

100E 120E 140E 160E 180E 140W

20N 30N

2 24 2 28

2 19 2 23

2 14 2 18

2 9 2 13

2 4 2 8

SDM-30DM STL 200 MB 1 30 2 3

SDM-30DM STL 850 MB 1 30 2 3

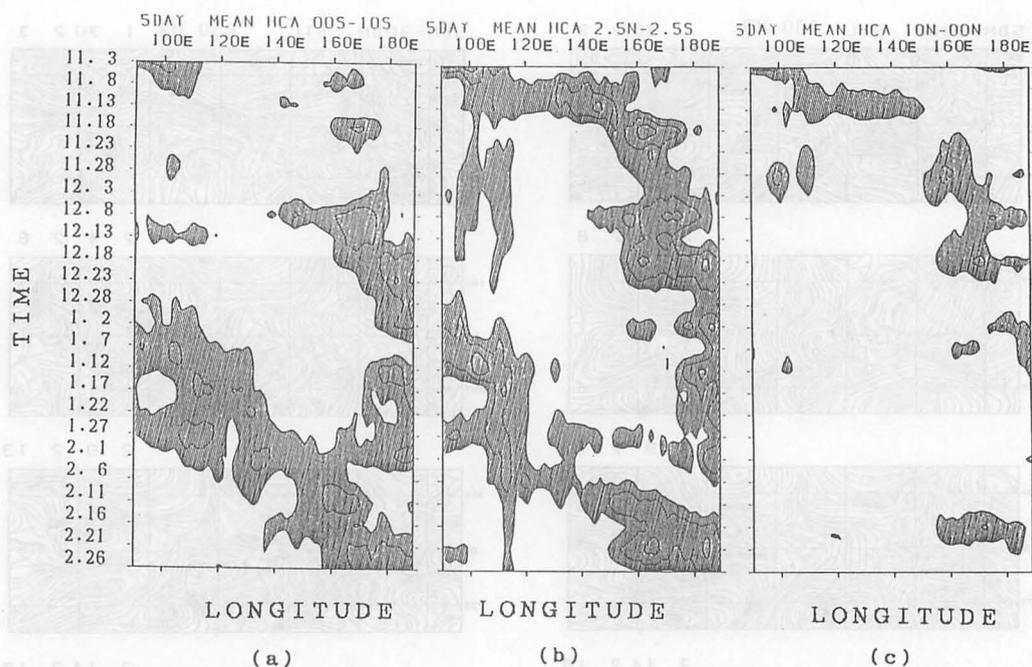


図 15. 半旬平均高層雲量の経度時間断面図

縦線は時間で数字は日付，横軸は経度。左から， $0^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$  帯の平均高層雲量， $2.5^{\circ}\text{N}\sim 2.5^{\circ}\text{S}$  帯の平均高層雲量， $10^{\circ}\text{N}\sim 0^{\circ}\text{N}$  帯の平均高層雲量。等値線の間隔は雲量 2 で雲量 4 以上について斜線を施して示す。

われた JENEX-87 の観測結果を示し，観測期間に見られた二つの総観規模擾乱の記述を行った。主な結果を述べる。

1. CASE 1 (2月3日-5日)の期間，比較的赤道に近い南半球側で，活発な対流雲の組織化を伴い発生しつつあった熱帯低気圧の赤道側の鉛直断面を得た。この断面は，1) 高度 3 km を中心とする対流圏下層で対流活動域の中心に近いほど西風が強く，最大風速は約 15 m/s であった，2) 西風層，特にその上部は乾燥しており大規模下降流を示唆する。3) 降水時に強い西風は海面まで下降してきた，4) 対流活発域の上層では顕著な高気圧性循環と発散域が見られた，という特徴を持つ。

2. CASE 2 (2月12日-14日)の期間，赤道近傍から南西進してきた上層渦の通過時にその鉛直断面を得た。断面図によるとこの渦の構造は傾圧性を持つ。すなわち上層は，負の気圧偏差，負の気温偏差，明瞭な低気圧性循環を，下層は，正の気圧偏差，高気圧性の風の水平シアーを持つ。また渦の東側の領域は下降流場であったと推定される。この渦の直径は約 1500 km で，寿命は 2, 3 日である。

3. 観測で捕らえた総観規模擾乱と 2 月に見られた大規模場の変動との関係の把握という観点か

ら 30 日平均からの半月平均偏差場を作成し、CASE 1 に見られた赤道近傍の南半球側での活発な対流活動を伴う熱帯低気圧の発生、発達、2 月第 6 半月にも見られたこと、CASE 2 の上層渦は、対流活発域が南半球から北半球へシフトする時の現象であることを指摘した。

4. 中部赤道太平洋におけるこれら 2 月の対流活動の変動と 86-87 エルニーニョ期間中に見られた季節内変動との関係の把握という観点から、86 年 11 月から 87 年 2 月までの  $10^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{S}$  帯の対流活動を概観し、季節内変動の時間スケールで見て、2 月は対流活動の活発な時期であることを指摘した。

つぎに、観測で捕らえた赤道近くの総観規模擾乱について議論する。CASE 1 の赤道近傍南半球熱帯低気圧の構造の上に述べた以外の特徴は、1)  $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$  帯の対流雲が組織化されたものであること、2) 対流雲の組織化が見られた領域では詳細に見ると上層の高気圧性循環の確立に少し(1 日)遅れて地上の低気圧性循環が確立したこと、3) 地上の低圧部、低気圧性循環の中心は対流活発域のやや南西に見られたこと、である。CASE 1 の熱帯低気圧に比べて約  $10^{\circ}$  南の SPCZ 内の熱帯低気圧に関しては FGGE データを用いた解析があり(例えば Vincent, 1985)、特徴 3) や、雲域の外側での乾燥した下降流場が解析されている。しかし、南半球側の赤道近くに発生する熱帯低気圧に関する解析は、あまり無いように思われる。また、図 6(a) に示したように発生期、その北側下層に強い西風域を持つこの赤道近傍の熱帯低気圧が、エルニーニョ・イベントの維持に何等かの役割をはたしているのかどうかの吟味は、総観規模まで遡ったエルニーニョ・イベントの発展過程の理解という観点から、興味深いことである。

CASE 2 の上層渦の構造は図 6(b) に要約されている。熱帯上層の流れ場の解析は多くなされ(例えば Krishnamurti (1971))、北西太平洋域での上層寒冷渦も衛星風を用いて解析されている(Shimamura, 1982) が、図 6(b) のような中部太平洋の赤道近傍に発生した上層渦の鉛直断面を直接示した解析例はあまり無いと思われる。この報文に示したような赤道近傍での半月平均場で見られる 1 ヶ月程度の対流活動の変動に関係をもつ総観規模擾乱の存在については、JENEX-87 で得た知見をもとに、より長期間にわたり調べる予定である。

今まで述べた総観規模擾乱の特徴から赤道近傍の循環と、循環により組織化された対流活動による大気非断熱加熱との相互作用の中でこれらの総観規模擾乱が生ずる様子がイメージされる。しかし、総観規模擾乱の発生の機構に関する定量的解析は高層気象観測点がほとんど無いため困難であろう。

総観規模擾乱まで遡ったエルニーニョ・イベント過程の研究は、その発生のメカニズムへの興味から、理論的にも(Philander et al., 1984, Yamagata, 1987)、解析的にも(Nitta and Motoki, 1987) 主に発生期を対象になされてきた。エルニーニョ発生期のみならず、発達、維持にとっても総観規模擾乱は重要であると考えられる(それが発生するかしないかで月平均海面風応力の値は大きく変わるであろう)。実際、高水温減が南半球側に偏っていた(気象庁予報部, 1987b) 2 月、

これまで示したように赤道近傍南半球側に熱帯低気圧が発生し赤道のやや南の $5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 帯の下層に強い西風をもたらしていた。また、第5半旬には、 $175^{\circ}\text{E}$ 線に沿う赤道上の島で数日持続した下層の西風強風が観測されている(図略)。発生期のように対流による大気の非断熱加熱が赤道を中心に南北対象になりやすい状態ではなく2月のように高水温域および対流活発域がどちらかの半球にずれる季節についても総観規模擾乱まで遡って考えることは、エルニーニョ・イベントの発展過程のより正確な理解に必要なことである。

年々変動であるエルニーニョ・イベントと総観規模擾乱との間に存在する季節内変動と、総観規模擾乱との関係を調べることもエルニーニョ・イベントの過程の研究に重要であろう。

## 謝 辞

JENEX-87に参加する機会を与えて下さった気象研究所の相原正彦予報研究部長に感謝致します。また、「なつしま」船上で気象観測に従事していただいた日本気象協会の山形忠和氏、北海道大学大学院生の松本善之氏に感謝致します。観測長であった竹内謙介北海道大学助教授をはじめ観測員の方々にはお世話になりました。また浜中利夫船長をはじめ「なつしま」乗組員の皆様には簡易観測、通報、放球作業補助等でお世話になりました。JENEX-87の準備ならびに実施にあたっては気象庁海洋気象部のご援助を頂きました。なおJENEX-87は科学技術振興調整費により行われた。

## 参考文献

- Keen, R. A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1405-1416.
- 気象庁気象研究所, 1987: 昭和61年度研究報告書, 82-93.
- 気象庁予報部, 1987 a: 気候系監視報告, 8月, pp 51.
- , 1987 b: 季節予報資料, 3月, pp 38.
- Krishnamurti, T. N., 1971: Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the Northern Hemisphere summer. *J. Appl. Meteor.*, 10, 1066-1096.
- Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986-87 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 497-506.
- Philander, S. G. H., T. Yamagata and R. C. Pacanowski, 1984: Unstable air-sea interactions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 41, 604-613.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea.*

Rev., 110 . 354—384 .

Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace, 1983 : Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222 , 1195—1202 .

Shimamura, M. 1982 : An application of GMS satellite data in the analysis of the upper cold low in the western North Pacific. *Geophys. Mag.*, 40 , 113—152 .

Sumi, A. and T. Murakami, 1981 : Large-scale aspects of the 1978—79 winter circulation over the greater WMONEX region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59 , 625—645 .

Vincent D. G., 1985 : Cyclone development in the South Pacific convergence zone during FGGE, 10—17 January 1979. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111 , 155—172 .

Yamagata, T., 1987 : A simple moist model relevant to the origin of intraseasonal disturbances in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65 , 153—165 .

## V. 1986 - 87 年エルニーニョ発生期の大気・海洋変動

新 田 勳\*

### 1. はじめに

今世紀最大規模と言われた 1982-83 年エルニーニョは、熱帯域にとどまらず世界各地に様々な“異常気象”と呼ばれる現象をもたらし、改めて熱帯太平洋域の変動の影響の大きいことを示した。この大振幅のエルニーニョに関する様々な角度からの理論的、解析的な研究により、エルニーニョの実態と機構の理解が大幅に進展し、未解明の問題点が整理されてきている。その一つに、エルニーニョ発生初期にどのような要因が重要な役割を果しているかという問題がある。

折も折、1986 年に新たなエルニーニョが勃発した。今回は、このエルニーニョの発生期に注目し、対流活動、大気循環、海面水温にどのような変動が存在し、相互にどう関係し合っていたかについて解析した結果を報告する。特に、10 日～20 日程度持続する赤道上の擾乱の重要性について指摘したい。

### 2. 解析資料

対流活動のふるまいを見るために、気象衛星センター作成の 5 日平均上層雲量データと、3 時間間隔の GMS-IR データを用いた。また、大気循環の解析には、気象庁数値予報課が行った 12 時間間隔の全球客観解析値を使用した。さらに、海洋変動を見るために、気象庁海洋課作成の旬平均北西太平洋海面水温データを用いた。

### 3. 1986 年の西部赤道太平洋における対流活動、大気循環、海面水温の変動

図 1 は、赤道域における上層雲量の時間-経度断面図である。雲量は 1～2 ヶ月ごとに強弱を繰り返しており、その多くは西から東への伝播を示している。夏頃までは、活発な対流域の東端は 160°E 付近に停まっていたが、夏から秋にかけて徐々に東へ伸び、日付変更線近くまで達するようになった。11 月初旬から中旬にかけて、ニューギニア北の赤道域（～140°E）に現われた活発な対流域は、その後東進し、日付変更線近くまで達し、1986 年末から 1987 年初頭にかけて 160°E 以東に停滞した。このように中部太平洋で対流活動が強く、逆に西部熱帯太平洋で弱いパターンはエルニーニョ現象の一つの特徴である。

図 2 は同様な赤道上で 850 mb 風の断面図である。図 1 で見られる活発な対流域を影で示している。平均的には偏東風が卓越しているが、対流活動の活発化に伴って西風が出現している。特に、11 月の対流活動の東進に対応して、強い西風領域が東に伸び、11 月以降、赤道西太平洋域は全域

\* 気象研究所

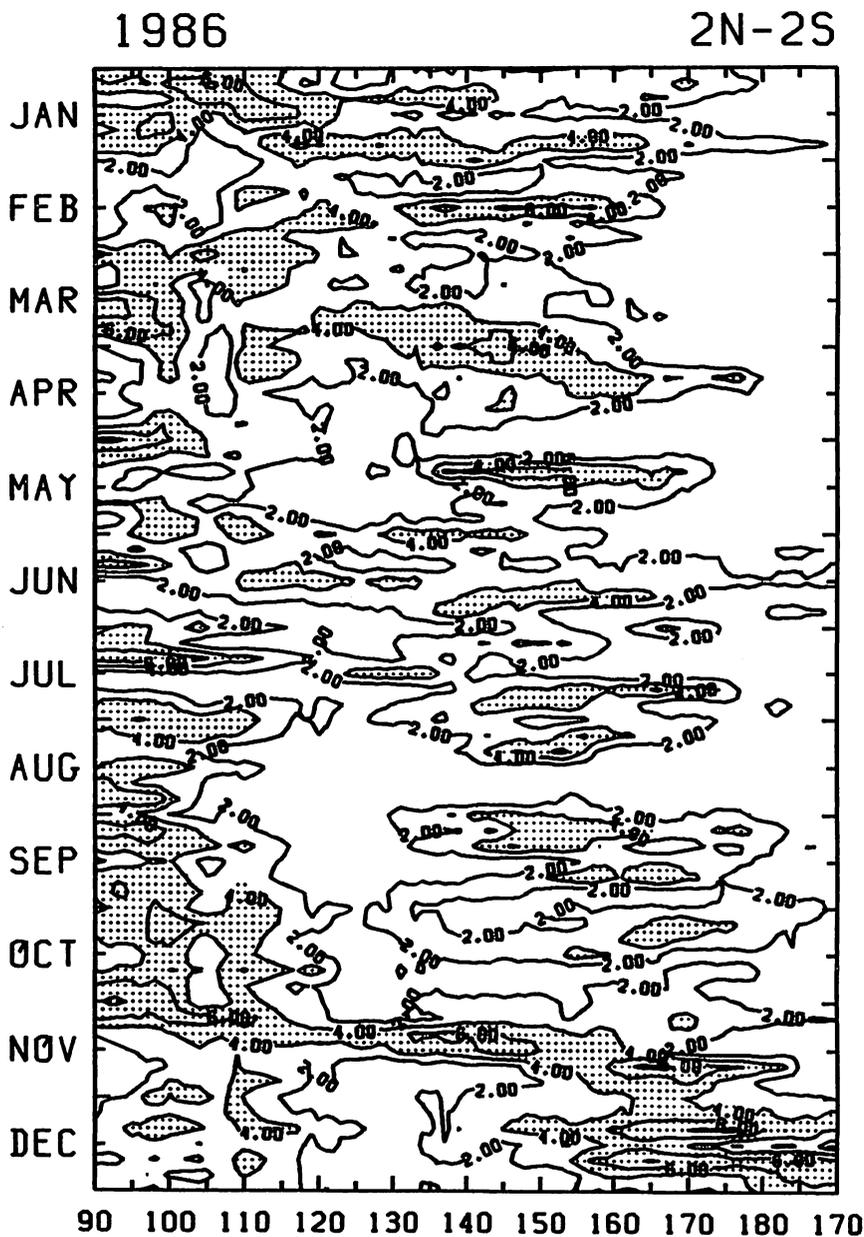


図1 2°N～2°Sで平均した5日平均上層雲量(0-10)の時間-経度断面図。等値線は雲量1間隔、影は雲量4以上。

西風で占められている。

図1, 2で見られる11月以降の日付変更線近くの対流活動の活発化と、その西側領域での下層西風の強化は、これまでのエルニーニョ現象と共通の特徴であり、対流活動と大気循環から見る限り、1986-87エルニーニョは11月頃に確立したとすることができる。

海洋の変動を見るために、赤道～5°Nで平均した海面水温の時間-経度断面を図3に示す。興味

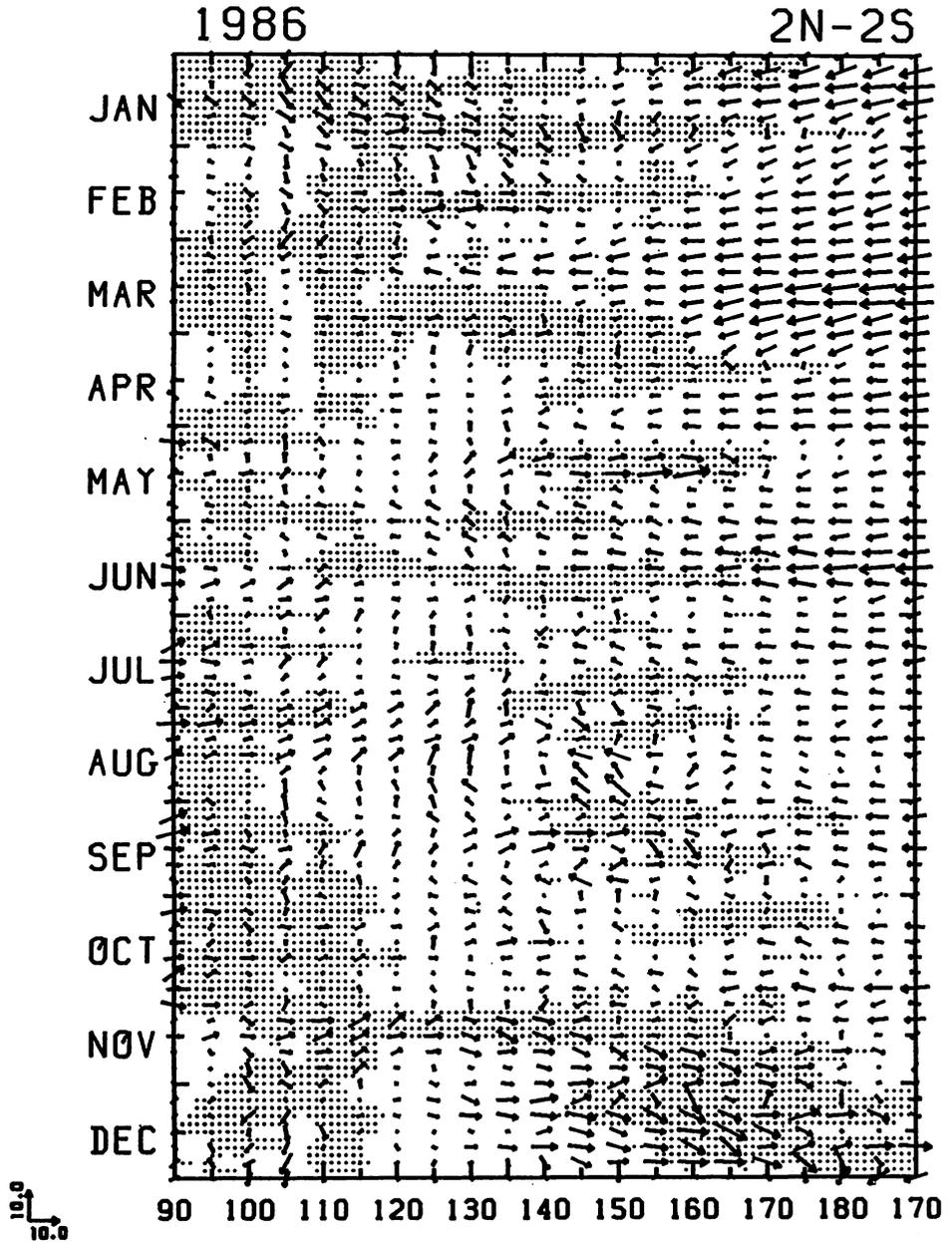


図2 2.5°N～2.5°Sで平均した5日平均850 mb風の時間-経度断面図。影は雲量3以上の活発な対流域。

あることは、大気側でエルニーニョの特徴が現われてきた11月には、すでに日付変更線より西の領域は全域29℃以上の暖水で覆われていることである。エルニーニョの海洋側の特徴である中部太平洋の暖水の出現は、8月～9月に起きている。さらに図からこの暖水の東への拡がりは、5月頃から始まっているようである。

図3には図2と同じ850 mbの風ベクトルも記入してあるが、丁度暖水の東への拡がりが始まっ

たと思われる5月中旬頃、 $10\text{ ms}^{-1}$ を越す強い西風が約10日間現われている。図1から、この西風の出現は、対流活動の活発化に対応していることがわかる。このような対流活動の活発化、西風の強まり、暖水の東への拡がりについて、次の章でさらに詳しく見てみよう。

#### 4. 双子低気圧の発達と暖水の東進

5月初旬から中旬にかけての対流活動と大気の下層の流れを見るために、5日平均の雲量と850 mb風を示したのが図4である。5月の第1半旬には、赤道西部太平洋域には活発な対流域はなく、東から西へ偏東貿易風が吹いている。第2半旬になると赤道域で対流活動がやゝ活発となり、東風が弱まり一部で西風が現われてきている。

5月の第3旬になってニューギニア北東の赤道上でスーパークラスターが急速に発達し、その直下及び西側で西風が現われた。さらに第4半旬にはスーパークラスターの東端付近に、南北半球対の双子低気圧が発生・発達した。双子低気圧に挟まれた赤道には $10\text{ ms}^{-1}$ を越える西風が卓越している。図1,2で見られた5月中旬の対流活動の強化と下層西風の出現は、スーパークラスター及び双子低気圧の発達に伴うものであることがわかった。

この時の旬平均海面水温分布を示したのが図5である。赤道域でスーパークラスターと双子低気圧が発達した5月第2旬(5月11日-20日)には、熱帯西部太平洋域には $29\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上の暖水が蓄えられており、赤道域ではその暖水が東へ $160^{\circ}\text{E}$ 近くまで伸びている。双子低気圧が発達した後の5月第3旬、6月第1旬には、赤道域の暖水が更に東へ伸長し日付変更線近くまで達した。

図3で見られるように、この5月末から6月にかけての暖水の東進以降、それまで赤道太平洋の西岸近くに停まっていた暖水のプールが東に溢れ出し、日付変更線より西の赤道域は一様に暖水で覆われた。この暖水域の拡張が11月に起きた本格的なエルニーニョ勃発の下地作りに重要な役割を果たしたことが推測される。また、図2から5月の双子低気圧に伴う西風の強化以後11月までに、季節内変動に対応する対流の活発化と西風の出現が数回起きていることがわかるが、これらの現象もエルニーニョ発現の下地作りに大きな役割を果たした可能性が考えられる。

#### 5. おわりに

1986年の熱帯西部太平洋域の対流活動、大気循環及び海面水温の時間・空間変動を調べた結果、対流活動と大気循環にエルニーニョ的特徴が顕在化したのは11月以降であること、一方、海面水温の異常はそれより半年も早い5月~6月にかけての暖水の東進として現われていることがわかった。さらにこの暖水の東進には双子低気圧の発達に伴う西風の強まりが重要であることが示唆された。

最近の理論的な研究によって、エルニーニョの発現には大気と海洋との強い結合が必要であることがはっきりしてきたが、その強い結合は常時起きるのではなく、起きやすい状況と起きにくい状況があるのではないだろうか。今回の解析で明らかになった西風の強化に伴う暖水の東への拡がり

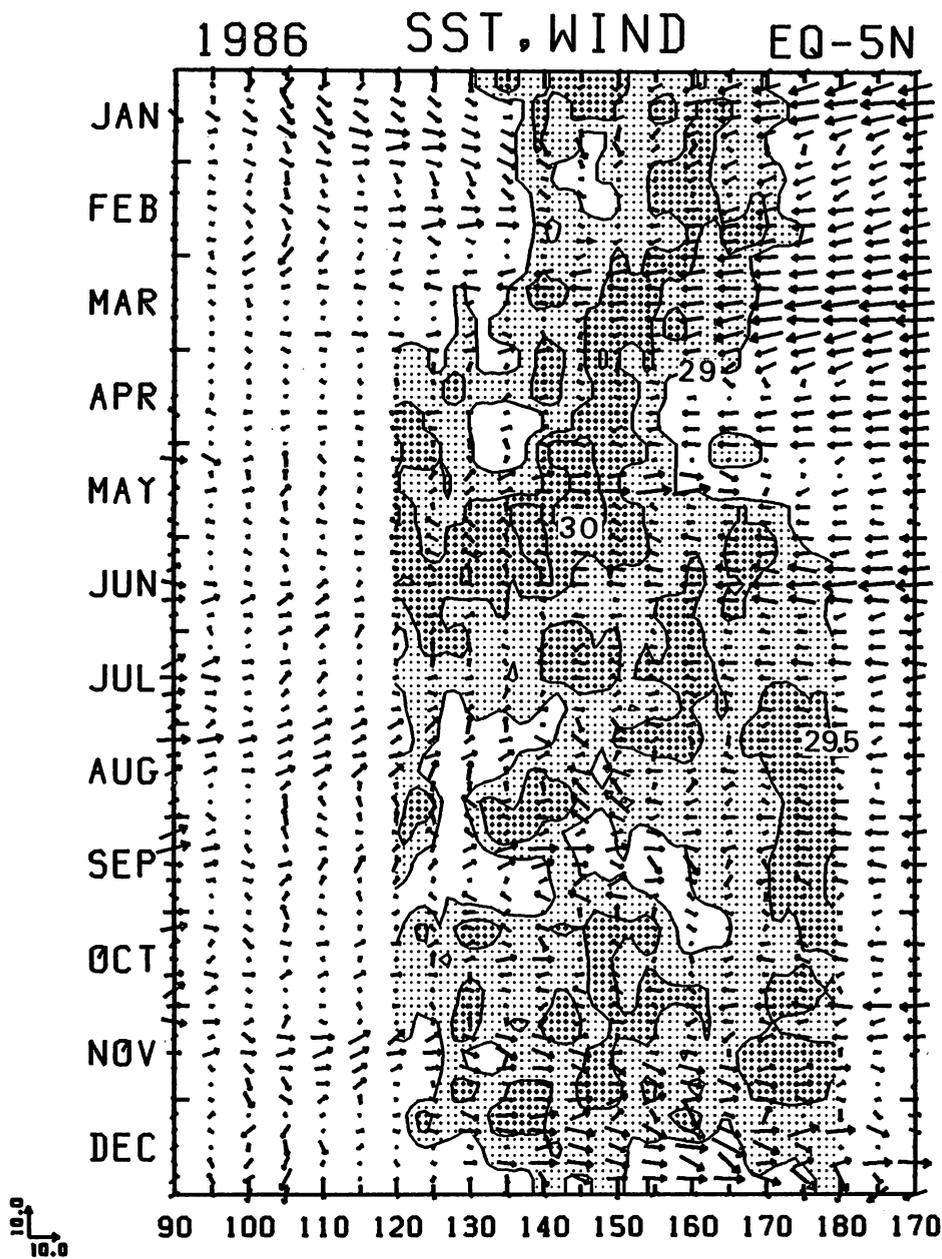


図3 赤道 - 5°N で平均した旬平均海面水温の時間-経度断面図。等値線は 29°C 以上の水温域を 0.5°C 間隔で引いたもの。薄い影は 29°C 以上、濃い影は 29.5°C 以上の水温域を示す。

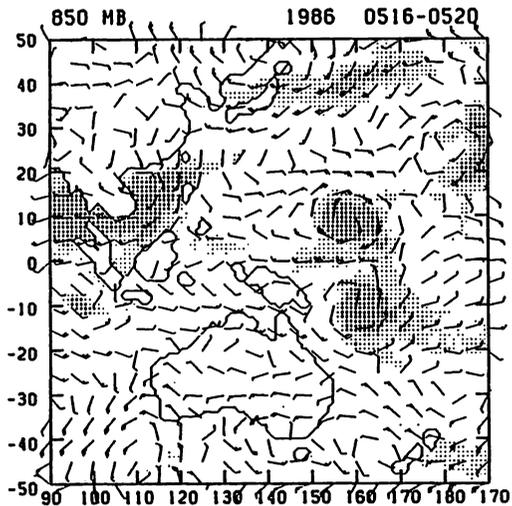
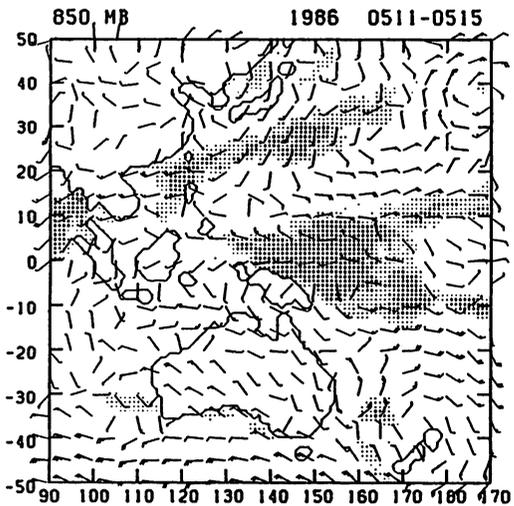
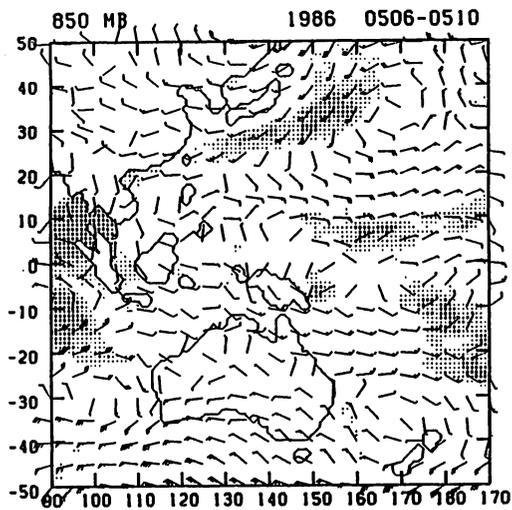
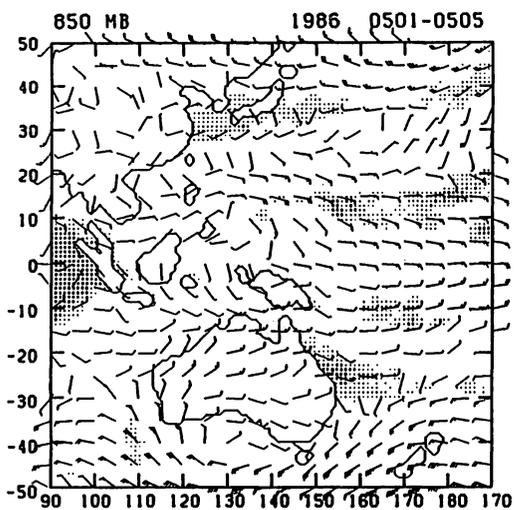


図4 5月第1半旬から第4半旬までの半旬平均した850mb風分布。影は雲量3以上の活発な対流域。

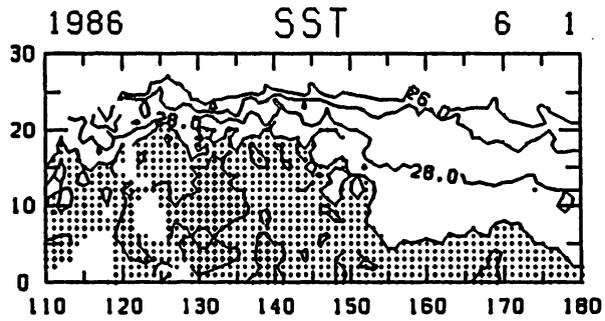
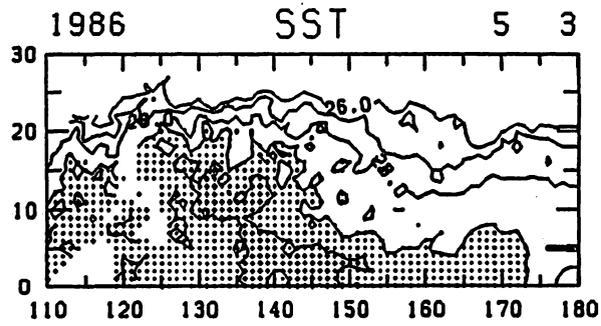
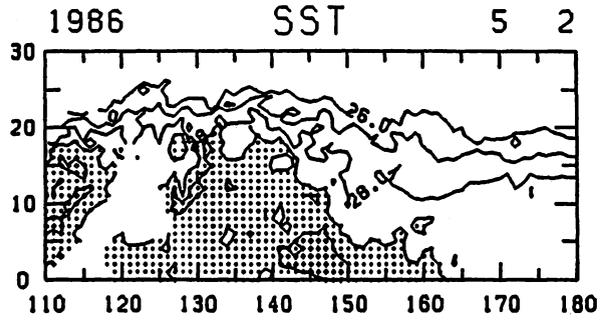


図5 5月第2旬(上), 第3旬(中), 6月第1旬(下)の海面水温分布。等値線は1°C間隔, 影は29°C以上の暖水域。

も、その状況作りの重要な一要素と考えることができる。また、このような状況作りには大気と海洋の様々な変動やじょう乱が関与してくる可能性があり、エルニーニョごとに異なった要素が関係し合っているかも知れない。今後更にエルニーニョ発生前後の大気と海洋の詳細な解析を積み上げ、状況作りの様々な過程を整理して行く必要があるであろう。その際、大気と海洋が一体となった時間・空間変動の解析が要求される。特に、大気と海洋がどのような結合状況にあるのかについての解析が望まれる。

## VI. モンスーンと ENSO の関係について —どちらが卵かニワトリか、それとも……

安 成 哲 三\*

### 1. はじめに

モンスーンと ENSO の関係について、われわれはそろそろ決着をつけねばならない。G. T. Walker 以来、この両者の関係については、多くの議論がなされてきた。しかしながら、依然としてその論調は、「エル・ニーニョの年にはインドモンスーンも弱くなる」的なものが多い。Walker がモンスーン予報のための因子を捜す過程で南方振動 (SO) が発見されたという経緯が、まだ尾を引いているのであろうか。

エル・ニーニョ現象に伴う熱帯太平洋域の大気循環の大きな偏倚 (これを仮に ENSO と呼ぶことにする。この言葉は最近とみに頻繁に用いられているが、具体的に何をさしているのかあいまいなことが多い。自戒の意味もこめて、その都度定義を明確にすることを、この際心がけたい) が、インドモンスーンの弱化に寄与するという見方に対する、非常にシンプルな反証をふたつ、まずのべたい。

ひとつは、季節的にみて、ほとんどの場合、まず夏のモンスーンが弱まり、そして秋から冬にかけて ENSO が発現していることである。これに対しては、例えば南方振動指数 (SOI) といった ENSO の指標は、すでに春頃から下がりかけているのではないか、という反論も聞かれる。その通りであるが、だからといって ENSO が主でモンスーンが従だとは言えないはずである。そもそも SOI などと言ってしまふから、ENSO の指標のように錯覚 (?) してしまうが、ダーウィンの気圧が上がる (下がる) ことが、いったいどのような物理過程とかかわっているかを、もう一度考え、調べなおす必要がある。

もうひとつは、過去約 100 年の統計によると、ENSO の年で活発なモンスーンだった年は 1 年もないが、不活発なモンスーンの年でも、ENSO の発現しなかった年はかなりある (Sikka, 1987) という事実である。すなわち、弱いモンスーンが ENSO 発現の必要条件となりえても、ENSO 発現が弱いモンスーンの必要条件となりえない、ということが示唆される。

著者は、最近約 20 年の全球的なデータ解析により、ENSO の開始が、赤道西部太平洋からさらに西のインド洋にかけての地域で先行する大気循環の偏差と関連していることを、指摘してきた (Yasunari, 1985; 1987)。ここでは、さらに論を進めて、インドモンスーンの強弱の変動こそが ENSO 発現の、少くともポテンシャル (必要条件と言ってもいい) をつくりだしているのではない

---

\* 筑波大学・地球科学系

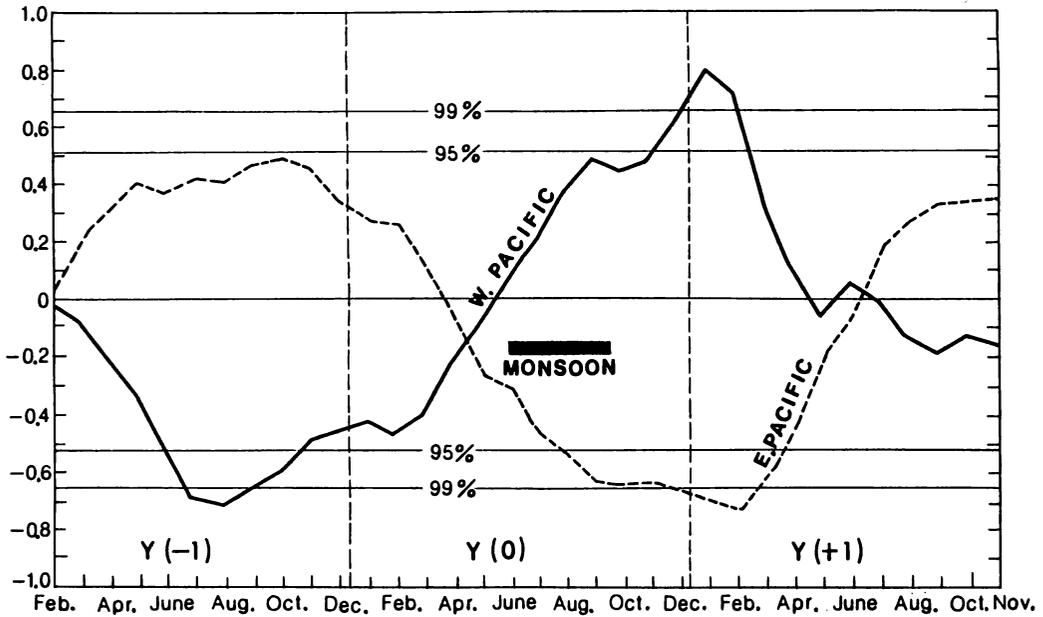


図1 インドモンスーン降水量（6～9月）と、赤道西部太平洋（ $0^{\circ}-8^{\circ}\text{N}$ ， $130^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$ ，実線）と赤道東部太平洋（ $0^{\circ}-8^{\circ}\text{N}$ ， $170^{\circ}\text{W}-150^{\circ}\text{W}$ ，破線）の海面水温（3ヶ月移動平均）との時差相関。モンスーンと同じ年をY(0)，前年を(-1)，翌年をY(+1)で示す。(Yosunari, 1988)

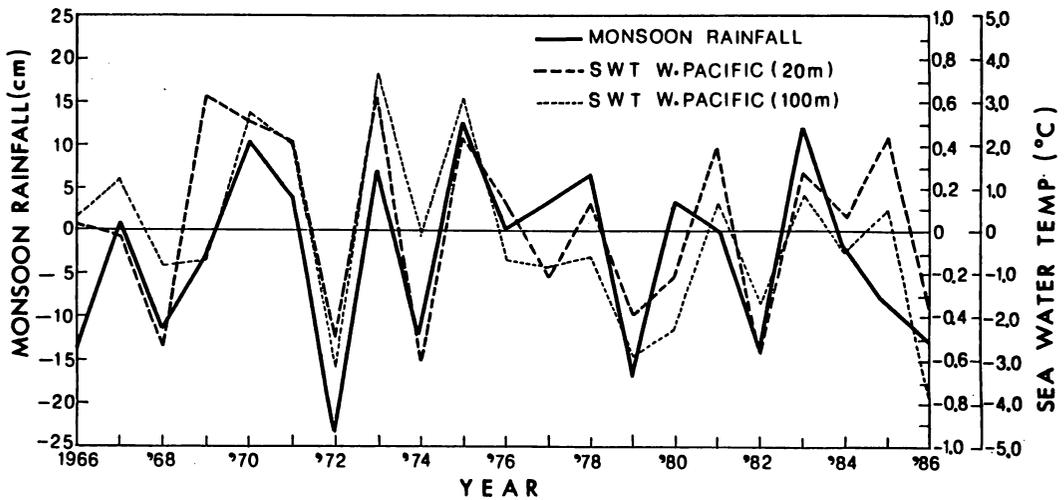


図2 インドモンスーン降水量（6～9月）の年平均偏差と、翌年1月の西部太平洋（ $137^{\circ}\text{E}$ ， $2^{\circ}-10^{\circ}\text{N}$ ）表層海水温（水深20m；破線，水深100m；点線）の年平均偏差。右側の2つのスケールは、外側が水深100m，内側が水深20mの値のためのスケールである。(Yasunari, 1988)

か、ということ強く示唆させる結果をひとつ示したい。

## 2. インドモンスーンと熱帯太平洋の海面水温との相関

図1は、インドモンスーン降水量（6～9月）（Parthasarathy et al, 1987）と、赤道西部および東部太平洋の海面水温（3ヶ月移動平均値）との時差相関を示す。西部および東部とも、参照したモンスーンに引き続く冬に、極大の相関を示していることがわかる。いずれの地域も、冬の最盛期には、99%の有意水準を越している。（この季節は、エル・ニーニョ時には海水温からみた完熟期にも対応している。）1年前の夏から秋にも、第2の（しかし符号を反転した）極大が見られる。Nicholls（1984）は、この部分にのみ着目して、西太平洋域の海面水温が、インドモンスーンの予報に使えらしたとしたが、モンスーンに引き続く、このより高い相関をどう解釈するだろうか。

前年の比較的高い、符号の反転した相関は、結局のところ、インドモンスーンと赤道太平洋の海面水温のもつ、準2年振動（QBO）的な変動特性に依っている、と著者は判断する。事実、凌風丸による熱帯西部太平洋の1月の表層水温は約2～3年周期で変動しており、その変動は、前年のインドモンスーン降水量と非常に良く相関している（図2）。水深20mの水温とモンスーン降水量との相関係数は0.75を示す。（詳しくは、Yasunari, 1988を参照されたい。）

すなわち、本日の山形氏の講演にもあったように、赤道西部太平洋の暖かくて厚い混合層の形成が、ENSO発現のための少くとも必要条件であるとすると、図1、図2は、その前年の夏の強いモンスーンこそが、その必要条件をつくり出していることを強く示唆している。

夏の強いモンスーンは、おそらくそれに伴う強い熱帯東西循環を通じて、西太平洋のより暖かい、東太平洋のより冷たい表面海水温を生じさせると考えられるが、問題は、このような海水温偏差が、秋から冬にかけて、どのような機構で維持・強化されていくか、ということであろう。最近Meehl（1987）は、熱帯域の経年変動のアノマリーが、空間的にはインドモンスーン域→西太平洋→東太平洋へと、季節的には夏→秋・冬→翌年の春へと伝播することを示唆したが、ここで示した結果は、そのより具体的な物理過程の一段面を見たものと思われる。したがって、86/87のエル・ニーニョとインドモンスーンの関係も、以上のような視点で見なおす必要がある。

最後に、凌風丸の貴重な海水温資料を整理したかたちで提供して下さった。気象庁長期予報課の栗原弘一氏に感謝致します。

## 参考文献

Meehl, G. A., 1987: The Annual Cycle and Interannual Variability in the Tropical and Indian Ocean Region. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 27-50.

Nicholls, N., 1983: Predicting Indian Monsoon Rainfall from Sea-Surface Temperature in the Indonesia-Australia Area. *Nature*, 307, 576-577.

- Parthasarathy, B., N. A. Sontakke, A. A. Monot and D. R. Kothawale, 1987: Drought/Floods in the Summer Monsoon Season over Different Meteorological Subdivisions of India for the Period 1871–1984. *J. Climatol.*, 7, 57–70.
- Sikka, D. R., 1987: 私信 (P. R. C. – U. S. Monsoon Workshop '87 にて発表). .
- Yasunari, T., 1985: Zonally Propagating Modes of the Global East-West Circulations Associated with the Southern Oscillation. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 1013–1029.
- , 1987: Global Structure of the El Nino/Southern Oscillation. Part II. Time Evolution. *J. Met. Soc. Japan*, 65, 81–102.
- , 1988: Impact of Indian Monsoon on the Sea Surface Temperature in the Equatorial Pacific. To be published.

## Ⅶ. ENSO現象の発生の予測について

山形俊男\*

### 1. はじめに

近年、ENSOと呼ばれる赤道域の短期気候変動の研究にはかなりの進展があった。まず、モデル研究に関して、大きく二つのタイプの研究に分類してみよう。一つは比較的簡単な大気海洋結合モデルを用いて、基本的な力学、熱力学を理解しようとするものであり、他方は有益な力学予報を目指して高度に現実的なモデルを扱っていかうとするものである。ENSO研究の最初の著しい進展は前者において、大気海洋結合系に正のフィードバック機構の存在が見い出された事である。第二の突破口はNMC/CACにおいて赤道海洋のオペレーショナル・モデルが初めて動き出したことによって開かれたと言えるだろう。第三の残された突破口は勿論オペレーショナル・レベルの大気海洋結合モデルを完成させることである。しかし、この第三段階に至るまでには、結合系の示す力学、熱力学的性質をより深く理解することが必要であり、このためには簡単な結合モデルの役割もまだ残されていると言える。

ここではまずENSOの暖かいエピソード(エル・ニーニョ)の発生直前の大気と海洋の状態を要約し、ENSO現象の発生に必要な条件について議論する。次いで適切と考えられる初期条件のもとでAnderson-McCrearyの海洋モデルとGillの湿潤大気モデルを結合した簡単なモデルを走らせてみる。このアノマリーモデルの結果を1982/83年、1986/87年の暖かいエピソードと比較し、暖かいエピソードを励起したり、終息させたりするには何が必要かを論じてみたい。

### 2. ENSOの暖かいエピソードの前提条件

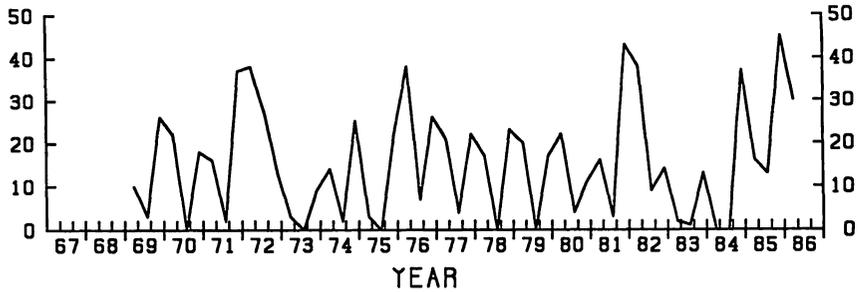
Nitta and Motoki (1987)によれば1986/87年の大気海洋結合モードの発達する直前5月から10月頃にかけて海表面温度(SST)の高い(29℃以上)海域が赤道域西太平洋のかなり広い範囲に(日付変更線付近まで)に広がっていた。1982/83年のENSOの時にも大気海洋結合モードの発達する直前の5,6月頃までに、やはり広い範囲の赤道域西太平洋が高温化していた。さらに、「ひまわり」の雲量データによれば、季節内変動に伴う活発な対流域がこの高いSSTとともに東進した。この活発な対流域では西風のバーストとサイクロン渦対の発生という興味深い現象が発生していることも明らかになった。

第1図は140°Eから160°Eの範囲の赤道域西太平洋において、このような西風のバーストの発生した日数の頻度を1969年から1986年までの期間にわたって示したものである(NMC/CACの

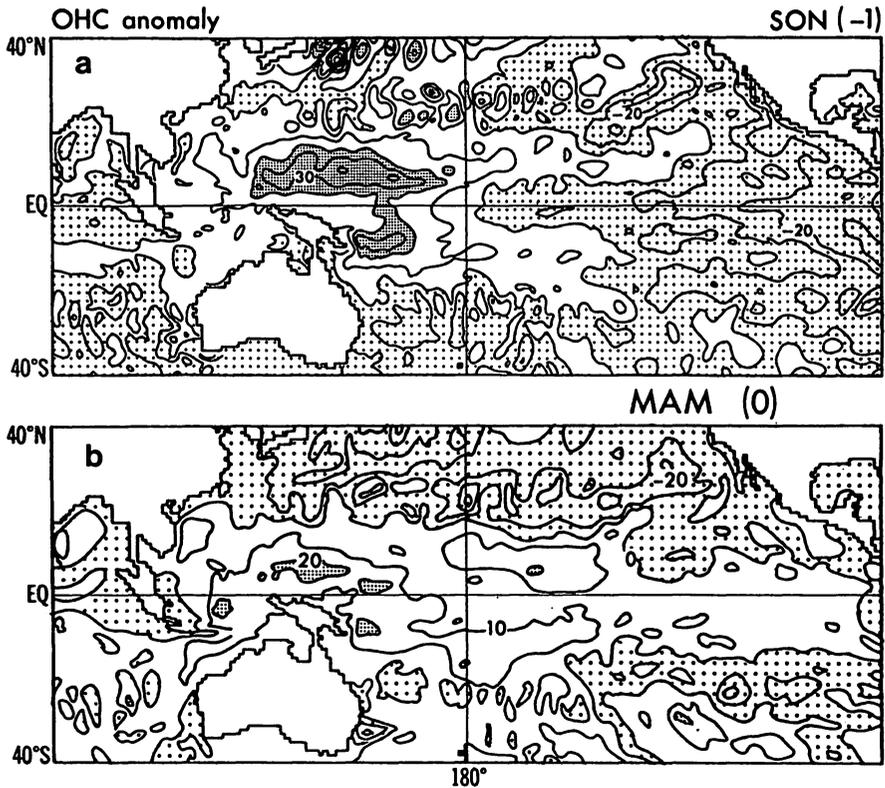
---

\*九州大学・応用力学研究所

# NUMBER OF DAYS WITH WESTERLIES IN THE EQUATORIAL PACIFIC



第1図 西風のバーストの発生頻度。140°Eから160°Eの範囲の赤道域西太平洋において、1969年から1986年までの発生日数を2月～5月、6月～9月、10月～1月の3期間で積算。



第2図 GFDLモデルによる ENSOの(a) Antecedent Phase (発生前年の9月から11月) 及び(b) Buildup Phase (発生前年の3月から5月)の海洋熱容量のアノミー等値線は  $10 \times 10^{15}$  Jごと。

Climate Diagnostics Bulletin から作成)。すべての ENSO 年 (1972, 76, 82, 86 年) で西風の頻度が高いのは当然である。しかし、ここで注目したいのは、ENSO の暖かい大気海洋結合モードの発生する半年以上も前から既に西風の頻度が著しく高くなっていることである。例えば 1982 / 83 年の ENSO では結合モードは 1982 年 6 ~ 7 月頃に発生したと考えられるが、西風の頻度は前年の 1981 年 10 月から 1 月の期間で既に著しく高い。1986 / 87 年の ENSO では結合モードは 1986 年 9 ~ 10 月頃に発生したと考えられるが、やはり、既に 1985 年 10 月から 1 月の期間で、西風の頻度が著しく高くなっているのである。

一方、White et al. (1985) は XBT の資料解析により、竹内 (1987) は FSU (Florida State University) の風により駆動した浅水海洋モデルの解析から、ENSO 年の前年 (例えば 1982 / 83 年の ENSO では 1981 年) には赤道域の西太平洋で海洋熱容量 (OHC) が異常に高いことを指摘した。最近 Miyakoda et al. (1987) も GFDL の海洋循環モデルを NMC の風により駆動し同様の結果を得ている (第 2 図 a)。竹内 (1987) によれば 1973, 74, 83 年には西太平洋の OHC が高いにもかかわらず翌年にエル・ニーニョは発生していない。つまり、西太平洋に正の OHC 異常が存在すれば、必ず ENSO の暖かい結合モードが発生するというわけではない。西太平洋の正の OHC 異常は結合モード発生のための必要条件の一つにすぎないのである。そこで第 1 図に戻り 1973 ~ 74 年, 1974 ~ 75 年, 1983 ~ 84 年の状況を眺めると、西風のバーストの頻度は比較的低いことがわかる。以上を総合して明らかなことは、すくなくとも **西太平洋の OHC 異常と西風のバースト** の両方が暖かい ENSO エピソードの発現のために必要だということである。この二つの条件の監視は比較的容易であり、**ENSO の暖かいエピソードの長期予報には極めて有効であろう**。おそらく、Keen (1982) が示唆したようにサイクロン渦対を伴う西風のバーストが海洋のケルビン波を励起し西太平洋に蓄積した暖水を東進させるのであろう。こうして大気と海洋の双方の条件が整ってはじめて赤道域の広い範囲に正の SST アノマリーが分布することになり、大気海洋結合モードの発生する基盤が整うと考えられる。前出の Miyakada et al. (1987) は OHC に関しても同様の結果を得て、この段階をエル・ニーニョの Buildup Phase と呼んでいる (第 2 図 b)。

次節では簡単な大気海洋結合モデルを用いてはたして以上のような条件のもとで ENSO の暖かい大気海洋結合モードが Buildup Phase から発現するかどうか見てみよう。

### 3. 簡単な大気海洋結合モデル

モデル海洋は Anderson and McCreary (1985) を用いる。これは海洋の熱力学過程を最も簡単な形で取り入れているためである。モデルの詳細はここでは省略する。モデル大気は Gill (1982) の提案した湿潤モデルを赤道域に適用したものである (Yamagata, 1987 参照)。唯一の相違点は蒸発率が SST の関数となることである。水蒸気で飽和した大気中で水蒸気の収束がおこると蒸発や収束によって補給される余分な水蒸気は雨となり、大気加熱率はこの降水量に比例する。蒸発は

海表面と大気の混合比の差に比例させている。大気の飽和水蒸気量は 7 cm とする。これは大気温度 28 °C に対応している。大気の等価深度は 450 m とするので、東進する湿潤ケルビン波の波速は 11.2 m/s である。

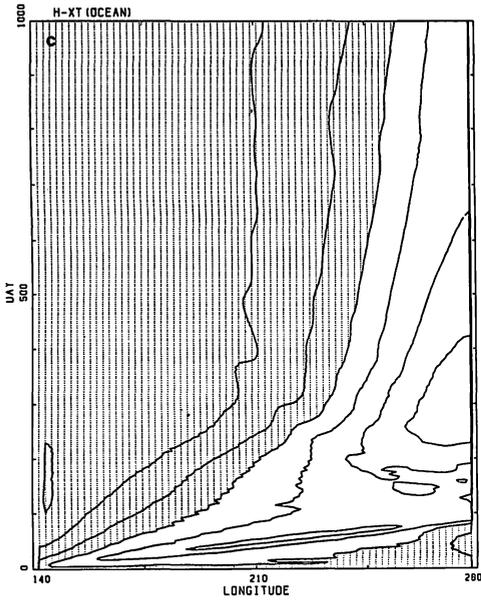
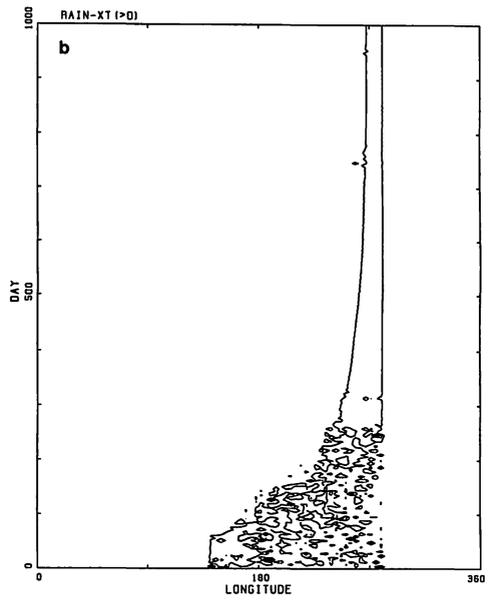
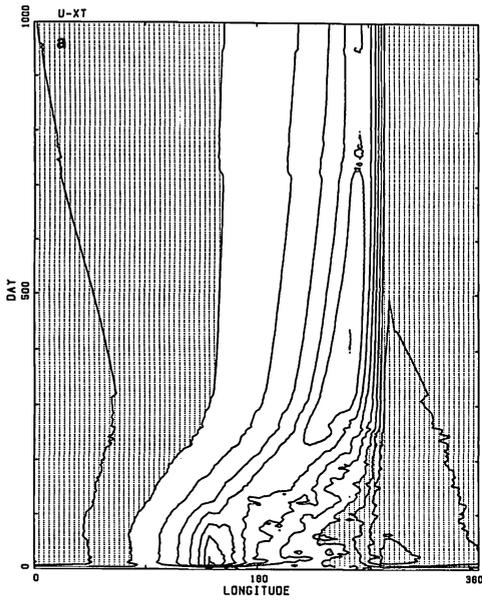
さて、前節で論じたように、暖かい ENSO の大気海洋結合モードが発生する直前には赤道太平洋の広い範囲で既に SST は上昇し、OHC も増大している。ここではこの初期状態に対応して海洋混合層（平均の厚さを 100 m とする）の平均温度が赤道太平洋の全域で 29.5 °C であったと仮定する。大気の飽和水蒸気量は常に 28 °C の時の 7 cm で与えられているので、大気の水蒸気量がこの飽和状態にあり、しかも下層で収束が起これば、余分な水蒸気は雨となり、大気は加熱されることになる。初期状態として大気はこのように飽和している場合を選び、大気海洋を結合したアノマリーモデルを走らせた。第 3 図 a は赤道上の大気の東西風の アノマリーの x-t 図、第 3 図 b は降水率の正のアノマリーの x-t 図、第 3 図 c は海の混合層の厚さのアノマリーの x-t 図である。

はじめの 100 日ぐらいまでは西風の アノマリーは赤道上 140 °E 付近に極大値を持つが、その後 0.5 m/s 程度の位相速度で自発的に東進し、約一年後にはモデル太平洋の東側に到達している。降水率の正のアノマリーも付随して東進し、一年後にはモデル太平洋の東側に到達している。風系の移動に伴って混合層の厚さのアノマリーはその東西傾度の急な部分が同様のゆっくりとした位相速度で東進している。〔ここで少々興味深いのは第 3 図 a にみられる湿潤ケルビン波（位相速度約 10 m/s）と第 3 図 c の正のアノマリーのフロントを形成する海洋の断熱ケルビン波のシグナル（位相速度 1.5 m/s 程度）である。これらの速い現象では大気、海洋がそれぞれ独立して振舞っているのがわかる。〕

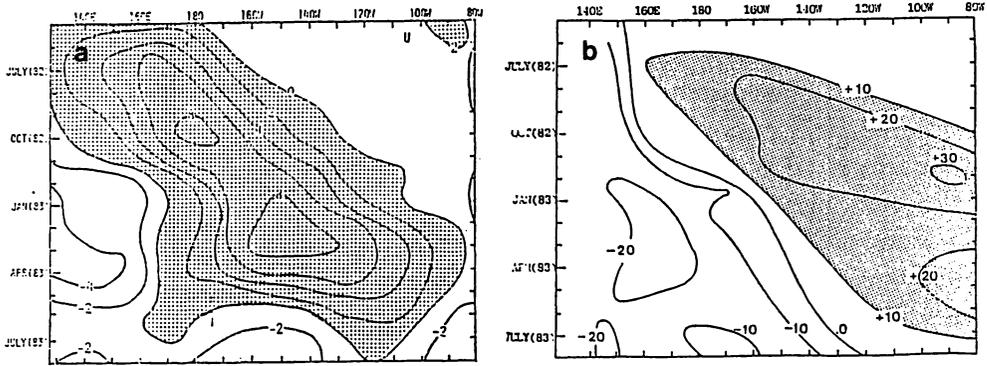
第 4 図は 1982 / 83 年の暖かいエピソード時における西風の アノマリー(a)と水位のアノマリー(b)の観測結果である。第 5 図は 1986 / 87 年の同様の現象に対する海洋混合層下部（20 °C）の深度の x-t 図である（NMC の風で OGCM を駆動し、XBT 観測値を同化したもの）。大気海洋結合モードの発生時期に違いはあるものの（1982 年は 7 月頃、1986 年は 11 月頃）モデルの結果との対応はきわめて良いと言えよう。特に、140 °E から日付変更線までの西太平洋に西風のバーストを与えた結果（第 6 図）との対応は極めて良い。比較的簡単なモデルで発生時期によらずにこのような良い結果が得られるということは ENSO の暖かい大気海洋モードの構造とその発展がいかに頑丈で秩序だったものであるかを示唆している。これは大気海洋系の長期予報にはきわめて朗報である。**Buildup Phase** の監視を行えば、さらに半年以上も前からある程度 ENSO の発生を予測することができる可能性がでてきたといえる。

#### 4. 残された問題

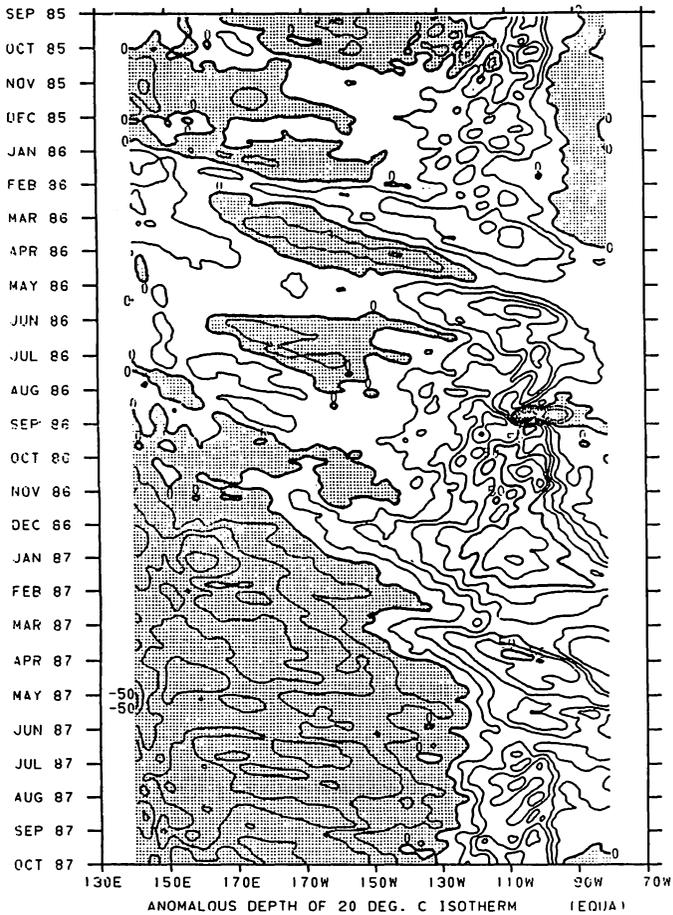
現実には暖かいエピソードは一年程度持続した後急速に消滅するにも関わらず、前節で提示したモデルは最終的には暖かいエピソードの完熟期の状態に落ち着いてしまう。大気海洋結合モード



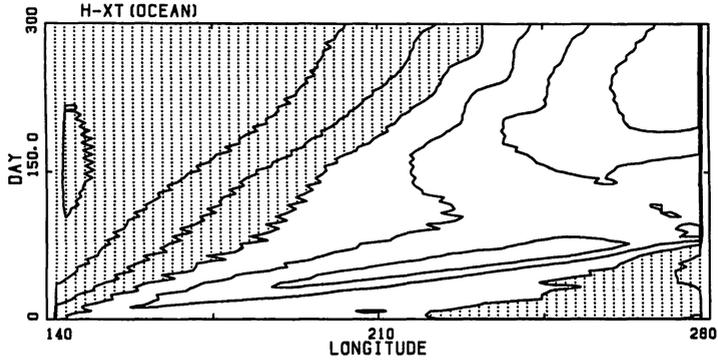
第3図 大気海洋結合モデルによる赤道上の東西風のアノマリー(a), 降水率のアノマリー(b) 及び海洋混合層の厚さのアノマリー(c)の時間発展。等値線はそれぞれ 1 m/s,  $1 \times 10^{-5}$  cm/s, 10 m間隔。



第4図 1982/83年の赤道太平洋の西風のアノマリー(a)と水位のアノマリー(b)の時間発展(観測値)。等値線はそれぞれ1 m/s, 1 cm間隔。



第5図 1986年/87年の海洋混合層下部の深度の時間発展。NMC/CACのモデルにXBTデータを同化したもの。等値線は10 m間隔。



第6図 第3図(c)と同じ。ただし初期に西風のバーストを西太平洋で与えている。

は東進した後には東岸で海洋のロスビー波を励起するが大気海洋の相互作用はこのロスビー波に対しては散逸効果として働いてしまう為である。勿論、大気海洋の相互作用を弱めれば、このロスビー波があまり減衰せずにモデル太平洋を横断して、新しく西太平洋の OHC を高めることも可能であるが、一方で暖かいエピソードの発展を一年程度におさめることが不可能になり、極めてゆっくりとしたものになってしまう。ENSO のサイクルを実現したとするすべてのモデルで暖かいエピソードの発展が非現実的なほどにゆっくりとしたものになっているのは、こうした基本的な問題に関連していると考えられる。ここで、暖かいエピソードの終息を赤道太平洋における大気海洋相互作用にのみ依存して説明することをやめれば、話は全く簡単である。実際外力として強い東風のアノマリーを加えることにより、容易に暖かいエピソードを終息させることが出来る。

しかしどうして東風のアノマリーが生じたのかという新たな問題が残る。加えて, Buildup Phase において西太平洋の OHC が何故に高まったのかという問題も残されている。Miyakoda et al. (1987) の解析した NMC のデータによれば 1981 年の 1 月には西太平洋から中央部太平洋にかけての広い範囲で海面気圧は低く、東風が強化された。この東風が 7 月頃までに湧昇により中央部太平洋の SST を低下させ、一方で 11 月頃には西太平洋の OHC が高くなっていた。1986/87 年の現象についても、1987 年 11 月の時点で既に南方振動の指標は急激に零に近づき、東風の強化が始まっている。ところが SST は赤道太平洋の広い範囲で高い状態にある。このように暖かいエピソードの急激な終息と冷たいエピソードの出現と発展については未だ良く理解されていないと言ってよいであろう。ENSO サイクルのモデリングの前に、まずこの冷たいエピソードの理解のためのモデリングが必要ではないだろうか。簡単なモデルを用いた解析の出番はまだ充分残されているようである。

## 参考文献

- Gill, A. E., 1982 : Studies of moisture effect in simple atmospheric models : the stable case, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **19**, 119–152 .
- Keen, R. A., 1982 : The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1405–1416 .
- Miyakoda, K., A. Rosati, R. Gudgel and Y. Chao, 1987 : Study of the 1982/83 El Nino and Southern Oscillation with an ocean GCM and observational data. Part I : El Nino Sequence, to be submitted.
- Nitta, T. and T. Motoki, 1987 : Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986–87 El Nino, *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 497–506 .
- 竹内謙介, 1987 : FSUモデルに見られる El Nino/Southern Oscillation の前兆. 北海道大学地球物理学研究報告, **492**, 381–386 .
- White, W. B., G. A. Meyers, J. R. Donguy and S. E. Pazan, 1985 : Short-term climatic variability in the thermal structure of the Pacific Ocean during 1979–82. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 917–935.
- Yamagata, T., 1987 : A simple moist model relevant to the origin of intraseasonal disturbance in the tropics. *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 153–165 .

## 日米 ENSO ワークショップに参加して

山田 真吾\*

### 1. はじめに

「エルニーニョ・南方振動 (ENSO)に関する日米合同ワークショップ」が、1987年11月3日から7日の5日間、東京大学にて開催された。筆者は、長期予報課よりこの研究集会に出席する機会を得たので、その概要と印象について報告したい。

この集会には、米国からワシントン大学の Wallace 教授、メリーランド大学の Shukla 教授、C AC の Rasmusson 博士、NCAR の Blackmon 博士、GLA/NASA の K. M. Lau 博士、GFDL の N. C. Lau 博士、コロンビア大学の Zebiak 博士という一流の ENSO 研究者が顔をそろえたほか、中国科学院から Huang 博士、韓国から Kang 教授が参加された。40-50名の参加者数で、発表や討論の時間にも比較的余裕があったので、家族的な雰囲気の中で活発な討論が行なわれた。

### 2. 各セッションの概要

#### (1) 観測面から見た ENSO

第1日目は、主に長期の観測データをもとに、相関関係から ENSO を記述しようという講演が行なわれた。SST・SLP・降水量・海上風には高い相関関係が見られるが、その中でも、東太平洋の SST 偏差と SLP 偏差やインド洋の東西風偏差とダーウィンの SLP 偏差のように相関係数が 0.9 ちかくもある強い関係と、相関係数が 0.6 ~ 0.8 のやや弱い関係がある。ひとくちに ENSO といっても直接影響しあっている強い関係から、結び付きの比較的弱い関係に到る階層構造としてとらえる必要がある。Shukla 氏によると、インドモンスーンの降水量とダーウィンの SLP には、有意な関係が認められるが、100年以上のデータを30年ずつとってずらしながら相関を計算すると、有意とは言えなかったり相関係数の符号が逆になったりする期間があるという。ENSO のように比較的長周期の変動においても、もっと長い時間スケールの気候変動の影響を受けていることが示唆される。統計的な手法を用いる場合の限界を示しているように思われた。

各氏が強調したのは、ENSO 現象に関連する様々な時間スケールの現象であった。南米沿岸域では大きな SST 偏差は季節的に海面水温の上昇する12月から5月に限られ、多量の降水もこの時期にしか起こらないという強い季節依存性をもっている。また、季節平均の SOI の自己相関をとると夏から秋、秋から冬は持続性が高く、冬から春と春から夏の持続性は小さいことがわかる。西太平洋域では、夏と冬のモンスーンの交代による対流活発域の南北・東西の移動が ENSO に伴う対流活

---

\* 気象庁長期予報課

発域の東へのシフトやトリガーとなる西風バーストの出現時期を規定していると考えられる。また、Rasmusson氏はインドのモンスーン降水量に2年周期の変動があり、東アフリカと南アフリカの降水量にも約2年の周期が見られることを示し、ほぼ4年の周期を持つENSOとの関連を示唆した。この対流圏の準2年振動(QBO)は、インド洋から西太平洋域の海面気圧の変動にも見られ、それを引き起こすメカニズムを解明すると共にENSOとの関連からの研究が期待される。また、新田氏はエルニーニョの発生時に西太平洋で季節内変動に伴う西風のバーストとツインボルテックスの発生が観測されたことを示し、ENSOのトリガーとしての季節内変動の重要性を強調した。最後に、K. M. Lau氏は熱帯に見られる1年周期(季節変化)・準2年周期(QBO)・準4年周期(SO)それに30~60日の周期を持つ季節内変動(ISV)をまとめてSouthern Oscillation Familyと命名し、それらを一体として研究する必要性を強調した。

## (2) 季節内変動

30~60日周期の東進するモードには、大規模な風場による水蒸気収束と潜熱の放出が重要であることがモデル実験により明らかになった。大規模な場と擾乱がカップルするかどうかは放出される潜熱の大きさに依存し、カップルしたモードの東進速度には放出される潜熱の鉛直分布が効いているようである。時岡氏は、GCMの積雲対流のパラメタリゼーションにおいて背の高い対流が現われにくくすることによって、東進モードの位相速度が遅くなり、現実に近い周期になったことを示した。

もうひとつの話題は、東進するモードの構造に関することであった。東大の住・沼口氏は、アクアプラネット実験で得られたゆっくり東進するスーパークラスターの微細構造(運動量・熱・水蒸気収支)について示し、中沢氏は、衛星観測データからスーパークラスターの微細構造を示した。このあと、モデルのみられるような構造が現実の観測データに見られるかどうか議論になった。このような議論には客観解析データを用いるのではなく、観測点の元データで調べる必要がある。村上氏とBlackmon氏によって西太平洋および中部太平洋の島における高層観測値を用いた解析が紹介された。ただ、熱帯の観測点の密度は粗いうえに広がりも十分とは言えないので、詳細な解析は困難であるように思われた。信頼できる客観解析値の作成、あるいは、リモートセンシングのような新しい広域的観測手段による観測が必要だと感じた。

## (3) 西太平洋域の現象

新田氏と栗原氏によって西部熱帯太平洋域の対流活動が極東域の夏季の天候に強く影響していることが示された。黄氏からは中国の降水量(旱魃・洪水)と西太平洋の海面水温に良い相関があり、長期予報に活用されていることが紹介された。

## (4) ENSOのモデリング —大気—

Blackmon, Shukla, N. C. Lau, 山崎の各氏から、大気大循環モデルに海面水温のアノマリーを入れた実験の紹介があった。海面水温の変化は蒸発量の変化を通して降水量の変化に結び付き、その

潜熱によって循環場が変えられる。その変化がさらに大気中の熱源の位置を変化させ、また循環場の変化をもたらすというフィードバック作用をもたらすと考えられるが、このプロセスは熱の出方とかモデルの風の基本場に非常に敏感である。完全なモデルは存在しないので、誤差をもつモデルからいかに有効な情報を引き出すか、目的によって様々な実験方法が考えられる。

Blackmon氏は、NCARのGCMを用いて82/83年のSSTアノマリーに対する応答を調べた。1月に固定したケースと、季節変化させながらアノマリーを入れたケースで応答が異なることを示し、気候値(平均場)の違いが重要であるとした。また、Shukla氏はモデルの気候ドリフトの影響を除くために79~82および84年のランから気候ドリフトをもとめておいて、対象とする83年のランではそのドリフトを差し引いてやるという方法を紹介した。N. C. Lau氏は、GFDLのR15L9モデルを用いて、COADSのSSTを使った35年(1950-84)のランを行なった結果を示した。この35年の間に半球平均の海面水温は南半球で上昇し北半球では低下している。ことに、大西洋におけるこの変化は、サヘル地域の持続的な早魃の発生と関係していると言われているが、現実のSSTを用いたランと気候値を用いたランを比較することによって、ブラジル北東部と西アフリカの熱帯域では前者の方が変動が大きくなることが確かめられた。さらに、Philanderの海洋モデルと結合させて21年のランも行なわれており、ENSOに近い周期を持つ変動を再現していた。

#### (5) ENSOのモデリング —海洋—

最終日には、海洋大循環モデルを用いた研究が紹介された。来日できなかったD. E. Harrison氏に代わってBlackmon氏がNCARのFine Mesh Tropical Ocean GCMを用い、観測された82~83年の海上風を与えて行なった海洋の予報実験を紹介した。いろいろな解析センターの解析値を用いた予報を比較して、海洋の予報結果は与える風に敏感であることがわかった。5種類ほどの解析値のうちもっとも良いダイナミックハイトの予報を与えたのは主観的に解析されたものだったということである。北村氏は水平拡散係数の与え方によって平均的な子午面循環の強さが変わることを示した。山形氏は簡単な大気海洋結合モデルを用いて、西太平洋における西風バーストに対するレスポンスを調べ、高SSTの領域で対流が活発化するという条件があれば大気海洋結合モードが形成され東進してエルニーニョを引き起こすと結論した。和方氏は、線形化したカップルドモデルの不安定解を調べることにより、周期3年程度の不安定解があることを示し、カップリングを強めることによって振幅は増大し周期は伸びると指摘した。また、Zebiak氏は、ENSOイベントの起きる前には熱帯域のヒートコンテンツが増大しており、イベント中に減少するという観測事実を説明するモデルを示した。観測された風から推測された子午面方向の熱輸送は、1年周期で変化しており、特に北半球側への輸送が大きいとのことであった。竹内氏は、モデル計算の結果をモード展開することによって、東進するケルビンモードと西進するロスビーモードに分解し、海洋の西岸でロスビー波がケルビン波に変わり、東岸でケルビン波からロスビー波にエネルギーが移ることを示した。

### 3. おわりに

はじめにも述べたが、世界的な ENSO 研究者（気象および海洋）が一堂に会して熱心な討論を行なう場に参加できたことは、言葉の上でハンデがあったとはいえ、大変有意義であった。米国からの参加者達はお互いにファーストネームで呼び合い、またユーモアなどもまじえてとてもリラックスした雰囲気であった。

大気においても海洋においても、比較的簡単なモデルによって ENSO に近い変動を再現できることが示され、理論的には ENSO のメカニズムはほぼわかってきたといえよう。しかし、現実には ENSO を予測しようとするとき、色々な困難な問題があると思われる。先にも述べたように、大気と海洋のカップリングの仕方は大変に微妙であり、大気においては大規模な積雲対流の起こりかた、海洋においては大気からの運動量の入り方によって結果がかなり変わってくるということがわかっている。より精密で広範囲な観測に基づくモデルの精密化が必要であろう。

また、Lau 氏らが強調していたように、季節変化・季節内変動・準 2 年周期変動のように ENSO サイクルを規定している様々な周期の変動との関連も明らかにしていく必要がある。今回の 86 / 87 年 ENSO イベントは秋から顕著となり、春から始まった前回の 82 / 83 年のイベントに続いて、年の終わり頃から始まるという平均的なエルニーニョとは違った展開を示した。ENSO のような比較的長周期の現象においても、もっと長い周期の気候変動によって現われ方が変わっていくことも考えられる。いずれにしても、もっと経験を積む必要があると感じた。

## 関西の長期予報事情

西本洋相\*

### 予報を出す側、使う側

昨年6月、“平年にこだわる予報やめては”と題する投書が新聞に掲載されたことがあった。内容は梅雨入り発表を中心に予報業務全般への批判で、「梅雨入り“宣言”の翌日から、さわやかな晴天が何日か続いた。」「あえて苦情を受けるような制度は廃止してはどうだろうか。」としている。私達、予報を出す側からすれば、見当違いの指摘と思われる点もあり、また反省を迫られる点もある。

しかし、私は天気予報に関する投書には必ずと言っていいほど誤解が含まれており、結果としては「当たらないものは止めてしまえ」という論調になっているのは非常に残念なことだと思う。これだけ毎日、テレビや新聞で天気予報が報道されているにもかかわらず、まだまだ天気予報の仕組みが理解されていない証拠だろう。この投書でも「アメダスで見る雲の動きでも、……………」と一知半解を絵にかいたような表現がある。それにしても、私達はこのような状況に対し、苦笑しているだけでいいのだろうか。

理解されにくい天気予報の中でも長期予報がもっとも分りにくいようである。予報の“解説”という行為も長期予報ならではの、マスメディアを通して、あるいは会議・集会での発表、いずれにおいても長期予報は“解説”付で情報伝達が行われる。したがって、長期予報の情報価値は解説によって増大も減少もすると言えよう。その割にはこの“解説”という行為には重要な地位は与えられておらず、解説のためのマニュアルも整備されていない。

### 「LF 関西」の発刊

「そこで、大阪管区内の長期予報発表担当者、あるいはグロースベッター会員の方々を対象に長期予報やそれに関する事柄についての情報誌を作り、私達自身で少し勉強してみたらと思っています。」これは「LF 関西」創刊号の一節である。

ここで、長期予報の解説が、長期予報を発表している官署だけでなく、長期予報を全く発表していない官署の担当者によっても行われていることに注意したい。そこには、自分で発表していない予報であるためのもどかしも加わり、解説をより難しくしているのではないかと思われる。

このような状態を少しでも改善するためには、わたしたち長期予報を発表する側も何等かの努力をする必要があろう。もちろん、わたしたちにこのような状況を変革できる力が十分ある訳でもないが、とにかく始めようという、いわば猪突猛進に発刊されたのが「LF 関西」である。

実際の「LF 関西」の例をP.112～P.113に示す。発行の事務局は大阪管区気象台の予報課調査係に置き、調査係を中心としたLFグループ3人で編集し、1987年4月以来、毎月10日に発行して

\* 大阪管区気象台予報課

いる。その内容は、B 4 の用紙 1 枚に、長期予報の考え方や最近の話題など 3～4 個のテーマを平易に解説したものとしている。

「LF 関西」の発行により、関西における長期予報の裾野が広がり、またこの分野の技術レベルや解説レベルが向上すれば所期の目的は達したことになるのだが、なにせ 3 人の事務局体制でどこまでやれるか不安も一杯だ。しかし、現在のところおおむね好評で「LF 関西」発行後、LF グループへの新規入会者が 13 名にも達している。

### 長期予報への関心高まる

このような中で、大阪における今年度の長期予報技術指導が昭和 62 年 11 月 11 日に行われた。その際、「地方における長期予報業務の問題点とありかた」をテーマに長期予報を発表する側、解説する側を交えた懇談を行おうと計画し、事前に管内の長期予報業務の実態や問題点とそれを改善するための方策についてのアンケートを実施した。その結果、第 1 表に示すように地方における長期予報への問合せ数はわたしたちの予想をはるかに超えていることがわかった。例えば、淡路島の洲本測候所へは大阪を上回る月 50 回の問い合わせ電話がかかっている。また、このような問い合わせに対する担当者の対応も大変で、週間予報より長い期間についての「日々予報が欲しい。」(岡山) とか、長期予報は「はずれることが多く、苦情が多い。」(松江)、エル・ニーニョなど「一定の現象について速報的に対応できない。」(呉) などなど多くの切実な声が寄せられた。

さらに、技術指導当日は、近隣中枢に加え、近畿地方の全地方気象台、海洋気象台の担当者が参加し、それぞれ現地の実状に基づき懇談した。そこでは「東海地方の予報で北部の表現をしたら、北陸と間違われた」(名古屋)、「予報領域は気候区分に合ったように細分してはどうか」(和歌山)、「地台の予報官にも長期予報の研修が必要だ」(彦根)「本庁なり、大阪から来て話をしてもらいたい。長期予報の裾野を広げることが必要だ」(奈良)などの意見が出され、現場担当者の率直な指摘に圧倒される思いだった。

### 長期予報の情報価値を高めよう！

このような懇談を企画して、まず、これだけ多くの方が長期予報の現状に対し真剣に考え、発言されたことが、一番有難いことだと思う。そして、次にはこのような指摘に対し、それぞれの担当者がどう対応するかがいま問われていると思う。特に、“適切な解説によって、長期予報の本来持つ情報価値が聞き手に伝わる” 点に留意したい。

その点で「LF 関西」の発刊も長期予報を取巻く状況に一つのインパクトを与えうるかもしれない。少なくともわたしたちは、その志やよしと自画自賛している。そして、できるかぎり「LF 関西」の発行を続け、将来は長期予報解説マニュアルとしてまとめられたらと思っている。

# 第8号

# LF関西

—長期予報情報誌—

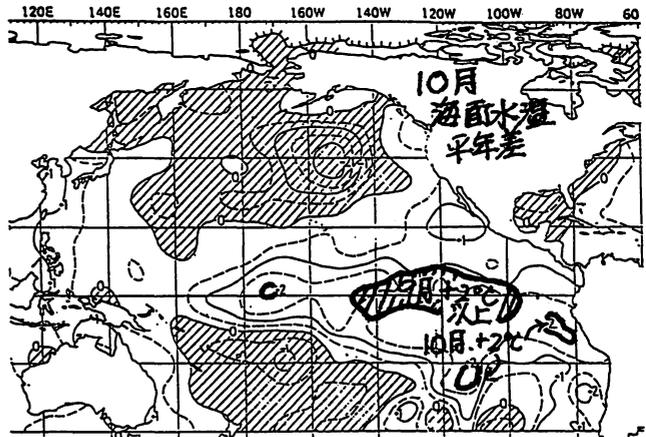
発行日  
1987年11月10日  
発行者  
LF関西事務局

## 《エル・ニーニョの話題・8》 海面水温やや下がる！

いろいろの話題を提供しているエル・ニーニョ現象ですが、やっと終りに近づく兆候が現れてきました。9月と10月の海面水温を比較した下の図から分かるように中、東部太平洋での海面水温が下がり始めたのです。また、エル・ニーニョの指標とされているSOI（LF関西、第4号参照）も、10月には-0.7となり、低極であった6月の-2.8から順調に上昇しています。しかし、南米ペルー沖ではこれから海面水温の上昇期に入るので、このエル・ニーニョも急激な終息はないと予想されます。

さて、今回のエル・ニーニョがこれまで世界の社会、経済に与えた影響について振り返ってみると、日本=暖冬、ペルー=アンチヨビー不漁、キューバ=天候不順→さとうきび減産、

インドネシア=干ばつ→  
米減産、インド=干ばつ  
→穀物生産落込み、ア  
メリカ=高温乾燥→綿花過  
去最高と、ほとんど悪い  
影響ですが、アメリカで  
は適度な干ばつ傾向が好  
影響を与えています。



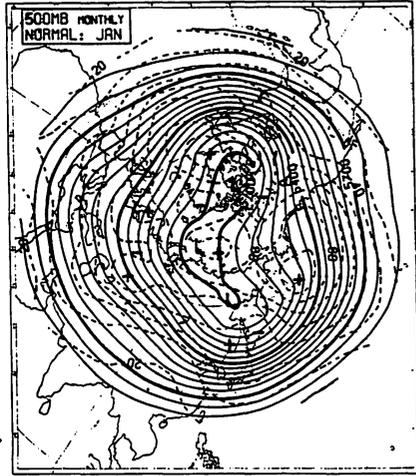
## ◎◎同心円の天気図から・4◎◎ 冬の天気図

『冬になると寒くなる』 当り前の事ですが、なぜ寒くなるのでしょうか。答えは、季節が冬になるからですか？？

ここで“冬”と言うのは、太陽高度が下がることにより起こる季節の変化の事です。右の図は1月の500MB平年図です。大きな気圧の谷が日本の北と、アメリカの東部に延びています。太陽高度は、緯度が同じならどこも平等に変化するわけですから、天気図も同心円になってもいいはずですが、なぜ、日本とアメリカ東部

で蛇行するのでしょうか。それは、大規模な地形の特徴から説明できます。

つまり、アジアにはヒマラヤ、アメリカにはロッキーの大きな山脈がある、さらに大陸の東岸には暖流が流れている、このように、冬気圧の谷になるところは、大陸の東側、大きな山脈、海流などの共通する地形的な特徴がみられるのです。ところが、冬にシベリア高気圧は発達するのに、アメリカ大陸ではあまり高気圧が発達しません。なぜでしょうか、次号までに考えてみて下さい。



1月平均500mb北半球平年図→

▼▼長期予報やぶにらみ・2▲▲

**軽視される長期予報業務**

大量退職期で、皆さんの職場でも大量異動や空きポストの問題が出ています。長期予報業務の場合はどうでしょうか。

まず、長期予報ですが、これは各地方予報中枢毎に行っています。従って、大阪管内では大阪、広島、高松のそれぞれ予報課調査係（各2名）が担当しています。大阪には調査係の他長期予報担当の予報官がいますが、これは5年ほど前に全国の管区气象台（含沖縄）に増員されたためです。広島、高松などのいわゆる”中枢”には予報官はいませんし、今後配置される予定もありません（地方切り捨て！）。つまり、大阪管内（約900名）で長期予報業務に携わっている職員は、わずかが7名とゆうわけで、これほどminorな”業界”も珍しいのではないのでしょうか。

この様に少人数でしかもそれなりの知識、経験が要求される仕事だけに、いかに大量異動期とはいえ人事配置に関しては一定の配慮がなされてしかるべきと考えますが、実態は……。表でみるとおり係長、係員ともに長期予報未経験者に入れ替わったり、空きポストが出たりしています。これでは、”技術の継承”、”予報精度の向上を目指した技術開発”などおろそかになりがちで、地方のい”ル”がが憂慮されます。

官署\年度		58	59	60	61	62
大阪	予報官	増員		●	●	
	係長		●		▲	●
	係員	●	●			●
広島	係長		●	●	●	
	係員		●		●	
高松	係長		●	▲	▲	●
	係員	●	●			●

●；異動 ▲；空きポスト

《訂正》前号「エルニーニョの話題」で、赤道域の東西循環細胞は通常4つあると書きましたが、6つの誤りでした。（単なる数え間違い）

第1表 長期予報の解説に関するアンケートの結果

	問合わせ (回/月)		説明 (回/年)	取材 (回/月)	
	電話	来訪		定期	不定期
大阪	20	10 (持帰り40名)	10	2 (8社)	6 (3社)
京都	10	2	10	—	3
彦根	15	25	30	9 (資料提供)	
奈良	12	2	15	0	1
和歌山	25	5	6	2	3
姫路	10	1	5		2
豊岡	5	2	3	0	2
洲本	50	10	30	30	20
潮岬	数	0	0	4	数
神戸	30	5	5	10	10
広島	30	6	30	4	10
岡山	15	2~3	5	0	7~8
鳥取	5	2	28	2	0
松江	25	5	10	2	15
福山	6	8	2~3	0	2~3
呉	5	1	0	0	0
津山	5	1	2	0	1
米子	15	8	7	0	3
境	30	10	2~3	2~3	2~3
浜田	5	1	6	0	0
西郷	2	0	6	0	0
高松	30	5	10	15	5
徳島	20	5	20	—	10
高知	10	2	5	—	4
松山	6	3	15	—	2
名古屋	40	3	8	2 (10社)	8

## 原稿募集

編集部ではグロスベッターの原稿を募集しています。長期予報及び気候変動に関することであれば、何でも結構です。とくに、地方在住の方の投稿を歓迎します。

次号（9月発行予定）の原稿の締切は7月末です。

## 会計より

昭和62年度またはそれ以前の会費（1,000円）を未納の方はなるべく早く納入して下さい。

納入には次の口座のいずれかを御利用下さい。また、気象庁長期予報課へ来課の際に直接納入することもできます。

### (1) 郵便口座

大手町一郵便局

口座番号：東京5-165913

加入者名：LFグループ

### (2) 銀行口座

富士銀行本店（店番号110）

預貯金種別：普通

口座番号：203156

名 称：LFグループ

---

## 昭和62年度グロスベッター役員

（筑波大学） 安成 哲三

（気象研究所） 谷貝 勇

（長期予報課） 能登 正之、青木 孝、栗原 弘一、渡部 文雄、小泉 耕

## 編集後記

今回は金谷氏の論文と昨年10月に開催した月例会の報告を中心に100頁を超える超大作と成りました。100頁を超えるのはグロスベッター創刊以来初めてのことです。大阪の西本氏からは、最近の長期予報現場の様子をレポートして頂きました。「LF関西」の発展を期待しています。

例年2月に開催していた長期予報・大気大循環の月例会は、事務局の都合により取りやめ、10月に予定しています。詳しくは日程などが決まりましたら、気象学会の「天気」誌上でお知らせいたします。なお、月例会のテーマについて、ご希望、ご意見があればLFグループ事務局までお知らせ下さい。