

## — 解 説 —

## 1997/98年のエルニーニョ現象

札幌管区气象台 青 木 孝

## 1. はじめに

エルニーニョ現象については、この「細氷」においてもすでに竹内(1991)による解説がある。ここで改めてエルニーニョ現象を話題として取り上げたのは、今回の1997/98年のエルニーニョ現象が、気象庁のエルニーニョ監視予報センターで海洋データ同化システムが動き始めてからはじめてのエルニーニョ現象であり、エルニーニョ現象のメカニズムを説明する遅延振動子理論がどのように海洋データ同化システムのデータに現れているかをみるためである。

以下に述べるように、従来の観測データの解析と海洋データ同化システムのデータをあわせてみることにより、1997/98年のエルニーニョ現象の推移を詳細に把握することができた。またこれまでのエルニーニョ現象と比べると、1997/98年のエルニーニョ現象は今世紀最大級だった可能性がある。

なお、本文では春夏秋冬という言葉は、北半球の季節に対応させて使っている。

## 2. 海面水温と大気の経過

1995年の夏から1996/97年の冬までは、ラニーニャ現象の基準には達していなかったが、エルニーニョ現象とは逆に近い状態にあった。熱帯太平洋東部の海面水温は負偏差で西部は正偏差(図1 a, 図2 a)、南方振動指数(SOI)は正(図1 b)、対流活動はインドネシア付近の海洋大陸や熱帯太平洋西部で活発で日付変更線付近では不活発(図1 c, 図3 a)、太平洋赤道域の中央部から東部にかけては、200hPaでは西風偏差で、850hPaは東風偏差になっており(図1 d, 図4 a)、赤道付近のウォーカー循環は平年より強かった。エルニーニョ現象の監視海域としているB海域(Niño 3, 4°N~4°S, 150~90°W)における1996年12月の月平均海面水温平年偏差は-0.8°Cの低極となるなど、熱帯太平洋の海面水温には大きな負偏差域がみられた(図1 a)。

1997年3月から4月にかけて、太平洋熱帯域の海面水温偏差や対流活動は冬までのパターンが逆転して、ラニーニャ側からエルニーニョ側へと急激に変化した。熱帯太平洋東部の海面水温の負偏差は消滅して、熱帯太平洋には正偏差が広がった。図1 aに示したB海域の海面水温平年偏差は、1995年4月から続いていた負偏差から1997年3月に+0.1°Cと正偏差に転じたのち、5月には+1.3°Cへと急上昇した。気象庁はエルニーニョ現象を「B海域の月平均海面水温平年偏差の5カ月移動平均値が6カ月間以上連続して+0.5°C以上」と定義している。この基準値であるB海域の5カ月移動平均値が+0.5°Cを超えたのは1997年4月(+0.7°C)

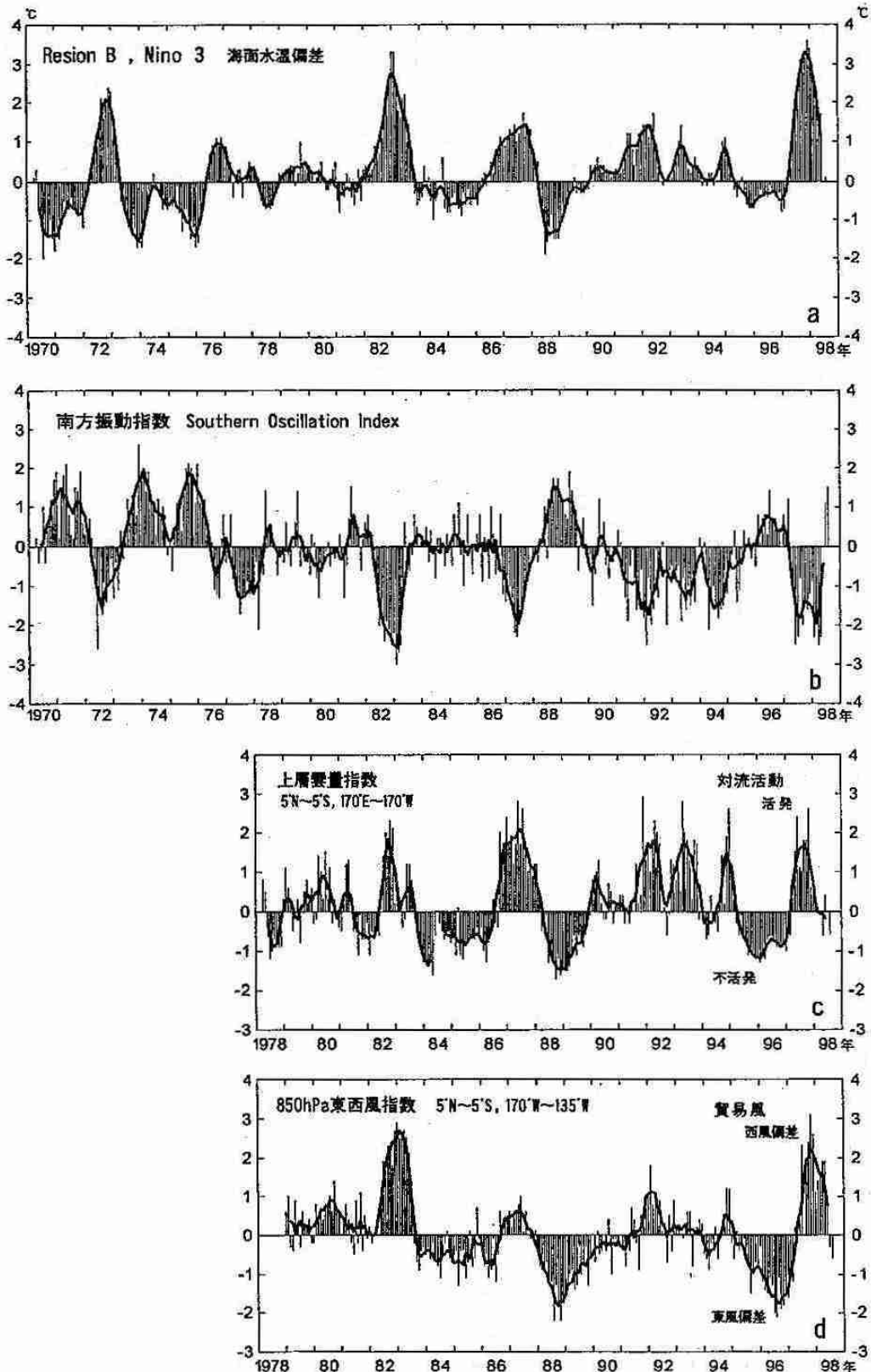


図1 エルニーニョ・南方振動に関する指数の時系列

太い実線は5カ月移動平均値。上から順に、a : B海域 (Niño 3, 4°N~4°S, 150~90°W) における月平均海面水温平年偏差、b : 南方振動指数 (SOI)、c : 太平洋赤道域日付変更線付近 (5°N~5°S, 170°E~170°W) の上層雲量指数、d : 太平洋赤道域中央部 (5°N~5°S, 170~135°W) の850hPa東西風指数。

である。SOIも1997年3月に負の値になったのち、5月には-2.5へと急激に下降した(図1b)。対流活動は3月以降、海洋大陸では平年より不活発、日付変更線付近で活発になった(図3b)。2月中ころまでは太平洋赤道域の西部に限られていた850hPaの西風偏差が日付変更線の東にまで広がった(図6)。

1997年の夏から秋にかけて熱帯太平洋東部の海面水温の正偏差はさらに大きくなり、熱帯太平洋西部では、弱いながらも負偏差がみられるようになった(図2b)。B海域の月平均海面水温平年偏差は引き続き急速に増加して、8月に+3.1℃に達したあと、11月には+3.6℃となった(図1a)。これは1949年以降の最大値である。1997年11月や12月の月平均海面水温平年偏差の分布図によると、赤道域の110°W以东には+4℃以上の正偏差となっている(図2c)。西部赤道域の負偏差も広がり、-0.5℃以下の負偏差もみられた。

SOIは1997年の秋になると、海面気圧の正偏差域が海洋大陸付近から熱帯太平洋中央部まで広がったが、ダーウィ

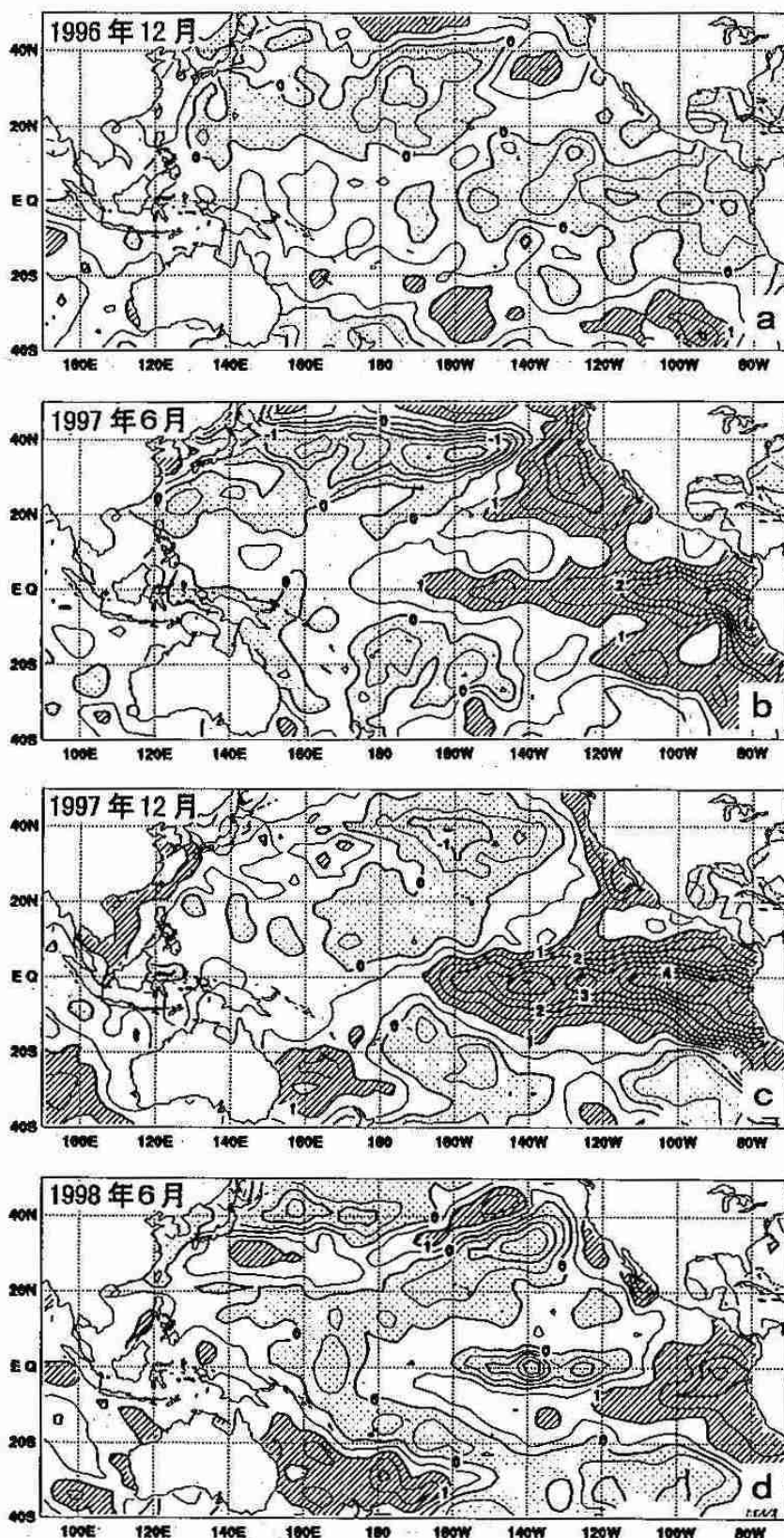


図2 月平均海面水温平年偏差(気象庁エルニーニョ監視予報センター作成)  
a: 1996年12月、b: 1997年6月、c: 1997年12月、d: 1998年6月。等値線の間隔は0.5℃。斜線部分は平年からの偏差が1℃以上の領域を示す。

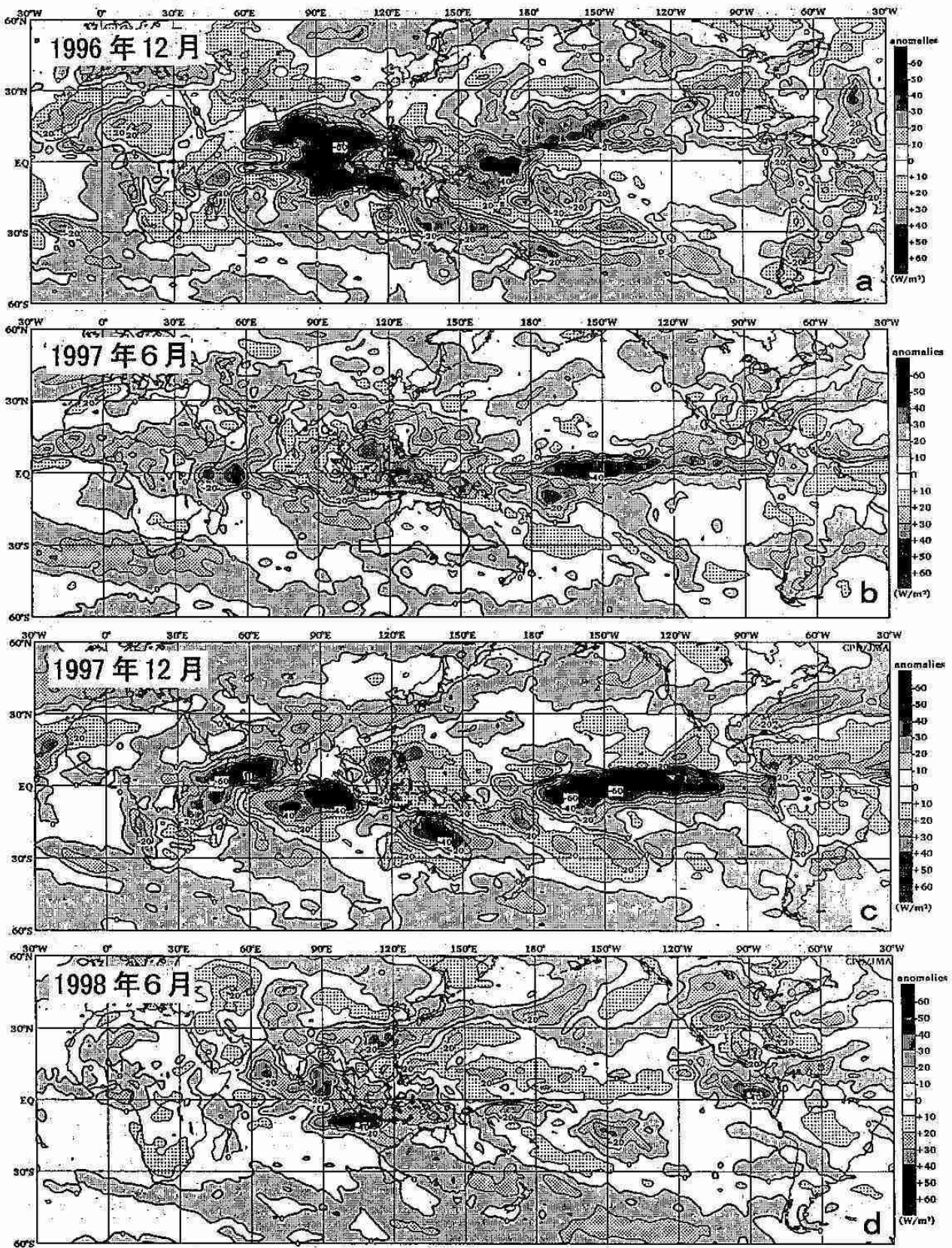


図3 月平均外向き長波放射量平年偏差 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)  
 a : 1996年12月、b : 1997年6月、c : 1997年12月、d : 1998年6月。等値線の間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。

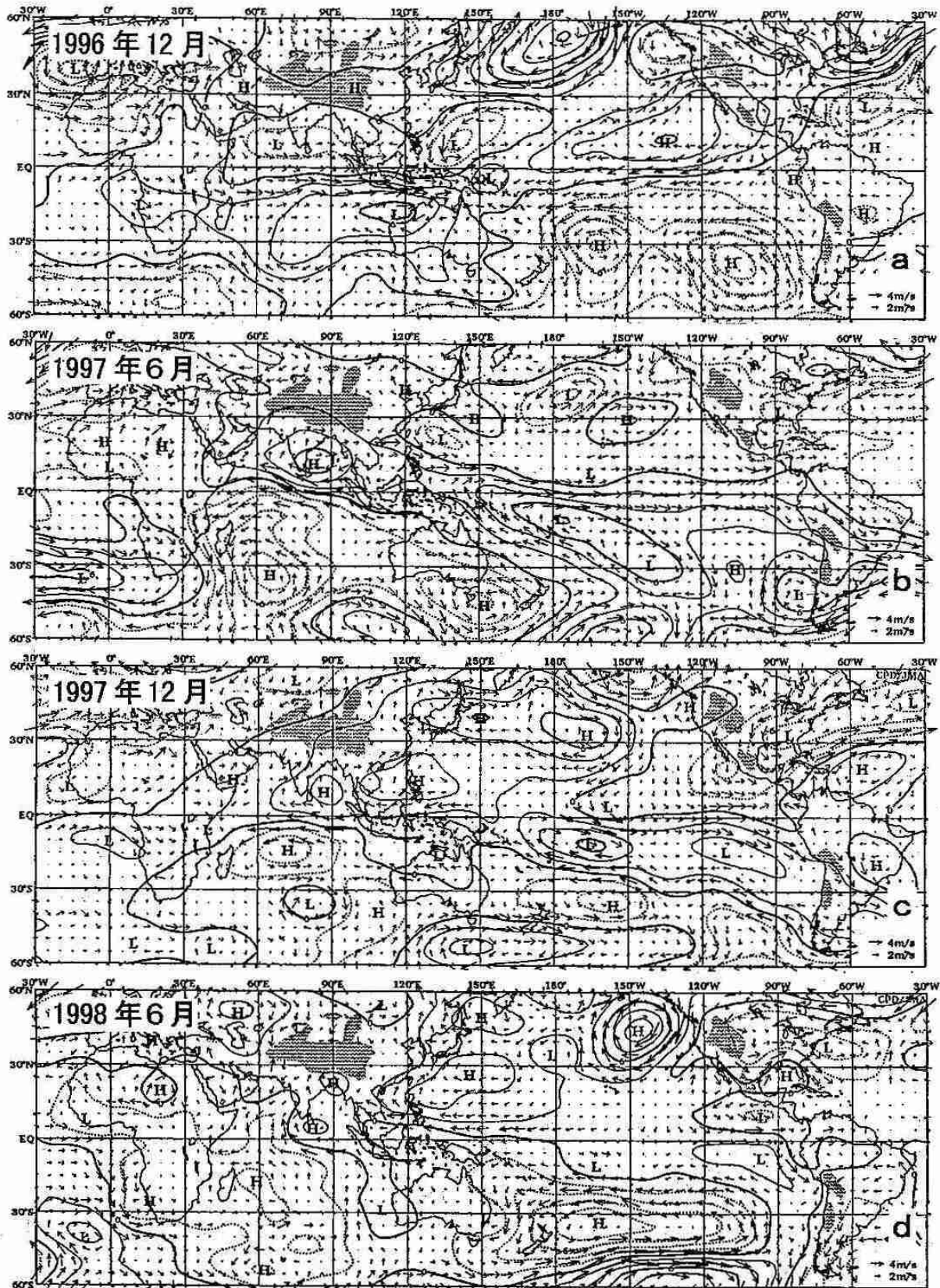


図4 月平均850hPa流線関数平年偏差および風平年偏差ベクトル  
(気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)

a : 1996年12月、b : 1997年6月、c : 1997年12月、d : 1998年6月。等値線の間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

ンの正偏差が顕著だったことが寄与して、5カ月移動平均では-1.5前後から-2に近い大きな負の値で経過した(図1b)。

赤道をはさんだ太平洋中央部から東部にかけての南北両半球では、200hPaでは高気圧性偏差の循環が、850hPaでは低気圧性偏差の循環が(図4b,c)、1997年の夏から秋にかけて、それぞれ対になって存在した。太平洋の赤道域では200hPaの東風偏差、850hPaでは記録的な西風偏差となった(図1d)。ウォーカー循環は平年よりかなり弱く、偏差だけでなく実況でも太平洋東部で上昇して太平洋西部で下降するという平年とは逆の循環がみられた。

対流活動も海洋大陸などの熱帯太平洋西部で不活発、中央部から東部で活発な状態が続いた(図3b,c)。7~8月ころには日付変更線付近から太平洋東部ではITCZが平年より5度くらい南偏した。秋になると熱帯太平洋西部の対流不活発域がしだいに範囲を広げた。

これまで述べてきたように、今回のエルニーニョ現象は1997年春にエルニーニョ現象としての基準を越えた。そして1997年末に最盛期となった。

B海域の月平均海面水温偏差は1997年11月をピークにして減少を始めた(図1a)。赤道太平洋中央部の850hPaの西風偏差も小さくなりだした(図1d)。対流活動が平年に比べて非常に活発な状態は1997/98年の冬も引き続き変わらないのだが、対流活動の活発域が日付変更線よりもさらに東に移動してかつ赤道より南に偏って存在していたため、エルニーニョ現象のときには大きな正の値になる日付変更線付近の対流活動を示す上層雲量指数が11月以降は小さい値になっている(図1c)。熱帯の海面気圧偏差は春になっても、海洋大陸付近で正、太平洋東部で負というパターンが続いた。1998年4月のSOIは1946年以降の4月としては最小値の記録を更新した(図1b)。

B海域の海面水温偏差は5月の後半から急激に下降し、6月には0.0°Cになった(図1a)。赤道域の正偏差は110°W以東へと縮小し、110~160°Wには負偏差が現れた(図2d)。SOIの変化も大きく、1年4カ月ぶりに+1を超えた(図1b)。850hPaの熱帯太平洋東部には西風偏差が残っているが、熱帯太平洋の西部から中央部は東風偏差になった。

まだ今の段階では確定値はでていないが、今回のエルニーニョ現象は1998年夏には終息したことになるであろう。

### 3. 遅延振動子理論に関連した海洋と大気の経過

エルニーニョ/南方振動(ENSO, El Niño-Southern Oscillation)とよばれる大気・海洋結合系の変動において、太平洋の赤道域を東進するケルビン波と赤道から少し離れたところを西進するロスビー波の役割がSchopf and Suarez (1988)によって明らかにされている。その概略は次のとおりである。ラニーニャ現象のときには東風偏差により生じた暖水ロスビー波が西進する。このロスビー波が太平洋西岸で反射して暖水ケルビン波となり赤道域を東進することによってエルニーニョ現象が発生する。エルニーニョ現象のときには西風偏差なので冷水ロスビー波が生じて西進する。このロスビー波が太平洋西岸に到達すると、冷水ケルビン波が赤道域を東進してエルニーニョ現象を終息させラニーニャ現象に向かう。海洋のロスビー波やケルビ

ン波はENSOとかかわりなく存在しているのであるが、エルニーニョ現象を引き起こすケルビン波の発生は、赤道太平洋西部での850hPaの西風偏差（西風バースト）と関係しているといわれている。ラニーニャ現象（エルニーニョ現象）の状態のときに次のエルニーニョ現象（ラニーニャ現象）発生のきっかけとなる暖水（冷水）ロスビー波が存在しているということから、遅延振動子理論（Delayed Action Oscillator Theory）とよばれている。遅延振動子理論についてはすでに竹内（1991）が「細氷」で述べているほか、安成（1996）や二階堂（1998）などの解説もある。

気象庁のエルニーニョ監視予報センターでは、海洋データ同化システム（ODAS, Ocean Data Assimilation System）による海洋の四次元解析を1995年からおこなっている（石井, 1998）。海洋の観測データは不十分なので、観測データを取り込んで数値モデルを時間積分することにより合理的で精度のよい解析データを得るのが海洋データ同化システムである。ここではエルニーニョ現象に伴う海洋の構造や遅延振動子理論が、海洋データ同化システムのデータなどにどのように現れているかについて述べる。

海洋データ同化システムによるデータから計算した海面から260mの深さまでの平均的な熱量を温度に換算したものを海洋貯熱量（OHC, Ocean Heat Content）とよんでいる。海洋貯熱量は同じ層の平均海水温とほぼ等しい。なお以下において海洋貯熱量の偏差は1987～1997年の平均からの差として求めたものである。

図5（左図）によると、1995年の後半から1996年には、赤道太平洋西部の海洋貯熱量は正偏差であり、この期間に赤道太平洋西部には暖水が蓄積していたことを示している。6°Nでは海洋貯熱量の正偏差が日付変更線を1996年10月ころ、11～12月、1997年3月ころ、それぞれ東から西へ通過しているのが図5（右図）から分かる。これは海洋表層の暖水ロスビー波である。

1996年12月から1997年1月にかけて、熱帯太平洋西部の850hPaでは大きな西風偏差が現れた（図4 aや図6）。これは季節内変動に伴う一時的な西風バーストである。この西風バーストに応じて、熱帯太平洋西部の海洋表層に暖水ケルビン波が発生し、1997年1月から2月にかけて熱帯太平洋東部へと東進した。図5（左図）で、日付変更線を1月後半から2月はじめに通過した赤道海洋貯熱量の正偏差がこれに相当する。同時に温度躍層に沿って正偏差が東進したが、熱帯太平洋中央部から東部では貿易風が平年より強い東風偏差の状態が続いており（図6）、海面水温も正偏差には転じなかった（図1 aや図8 a）。

さらに顕著な西風バーストが、2月の後半から3月にかけて太平洋赤道域の西部から日付変更線の東までに及ぶ地域で観測された（図6）。この時期としてはデータの整備された1979年以降で最大の西風偏差である。この西風バーストに回答して赤道海洋貯熱量の正偏差、すなわち海洋表層の暖水ケルビン波が東進している（図5：左図）。赤道海洋貯熱量の+2℃以上の正偏差域は4月末には130°Wに達した。

ところで海面から深さ200m位までの表層には、海水温20℃の等温線付近に鉛直方向の温度傾度の大きなところがある（図7）。これは温度躍層とよばれ、温度躍層の上は暖かい混合層で温度がほぼ一様になっている。温度躍層が深いと海面水温が高く、浅いと海面水温が低いという関係にある。

1996/97年の冬までは、図7 aに示したように温度躍層は赤道太平洋の西部から中央部では深く、東部では浅い状態が続いた。水温偏差の深度・経度断面（図8）によると、赤道太平洋の西部から中央部の海水温は正偏差、東部は負偏差となっていた。2月の後半から3月にかけての西風バーストに伴う暖水ケルビン波

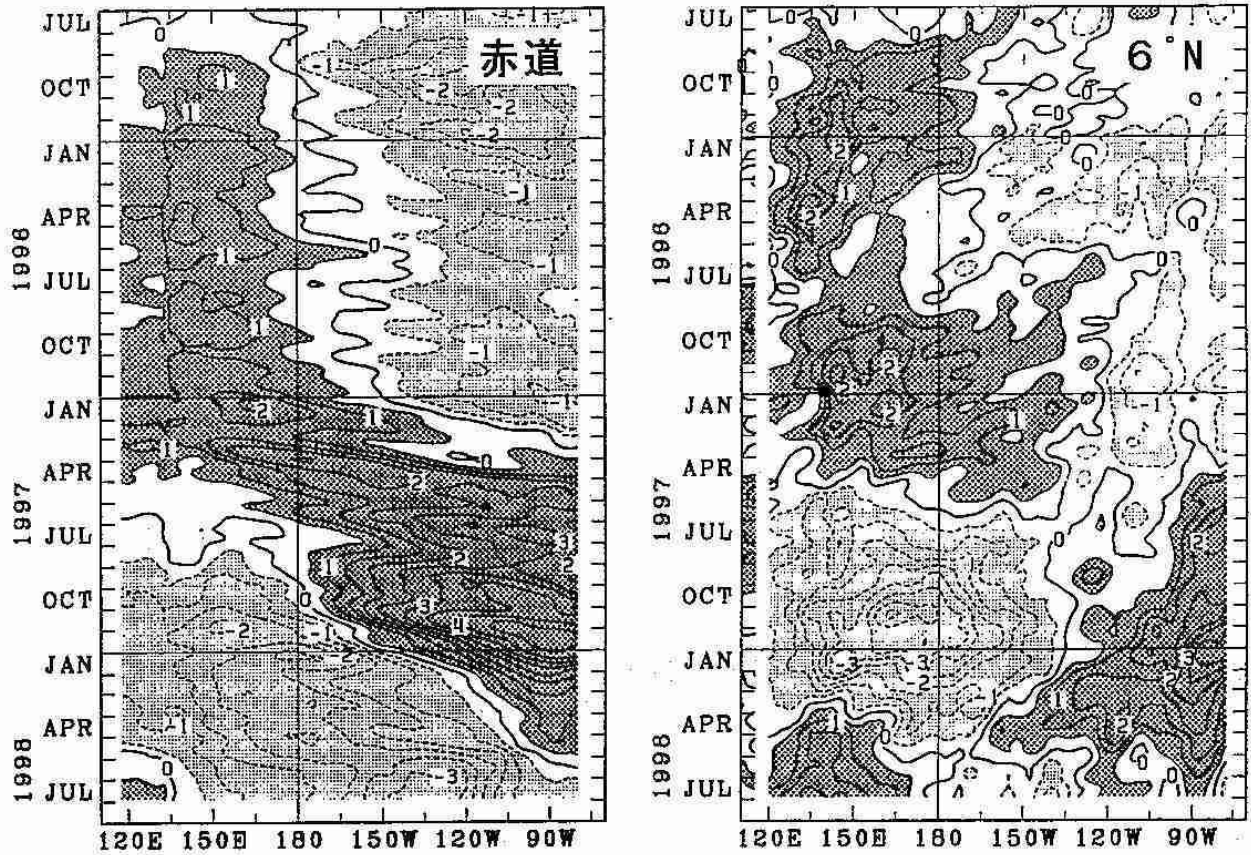


図5 海洋貯熱量 (OHC) 偏差の時間・経度断面 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)  
 左：赤道に沿った偏差、右：6°Nに沿った偏差、等値線の間隔は0.5°C。破線は負偏差を示す。陰影部分は偏差が0.5°C以上、点域は偏差が-0.5°C以下の領域。データは海洋データ同化システムによる。

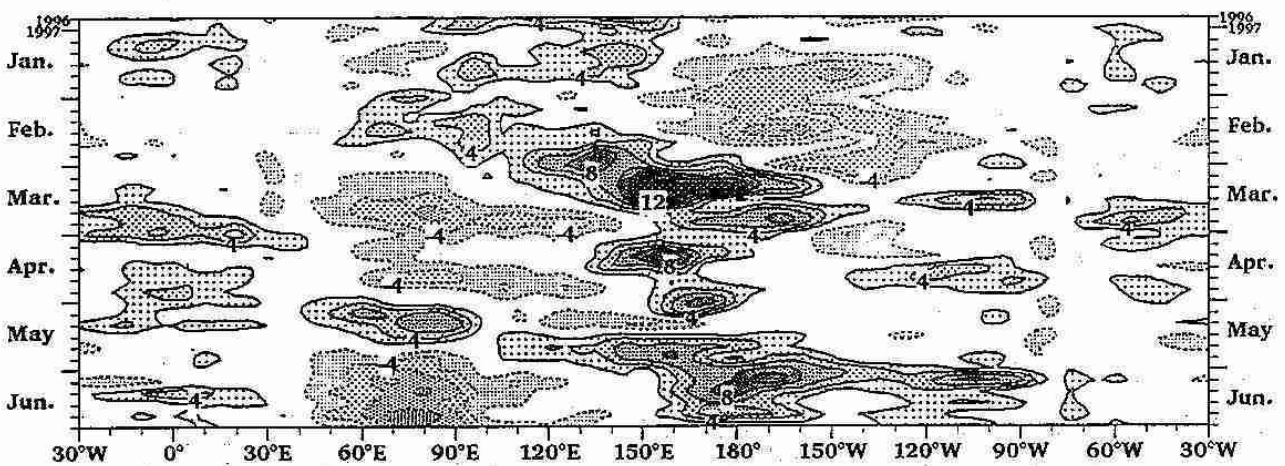


図6 赤道付近の5日平均850hPa東西風速平年偏差の時間・経度断面  
 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)  
 等値線の間隔は2m/s。偏差0の等値線は省略。正は西風偏差、負は東風偏差。



により、海水温の正偏差は東進するとともに正偏差値が大きくなった。赤道太平洋東部でも温度躍層は深くなり、海水温は正偏差となった。こうしたことはB海域の海面水温平年偏差が急激に上昇するなど、エルニーニョ現象への変化が見られた時期に生じている。

その後も季節内変動に伴う西風バーストが発生し、暖水ケルビン波が6月、8月、10月と相次いで東進を始めている(図5:左図)。赤道に沿った表層の海水温偏差は増大し、7月には正偏差の中心が太平洋東部に達している(図8)。赤道太平洋東部の温度躍層の深さはさらに増加し、温度躍層の東西の傾きがほとんどなくなり水平になった(図7)。

エルニーニョ現象は1997年末には最盛期となったが、図5(左図)によると赤道太平洋西部には9月ころから海洋貯熱量の負偏差域が現れ、負偏差が大きくなるとともに、11月以降は負偏差域が東へ拡大している。赤道に沿った表層水温偏差の断面(図8)でも、1998年1月には負偏差域が西部太平洋から東部太平洋に残っている正偏差の下の110°W付

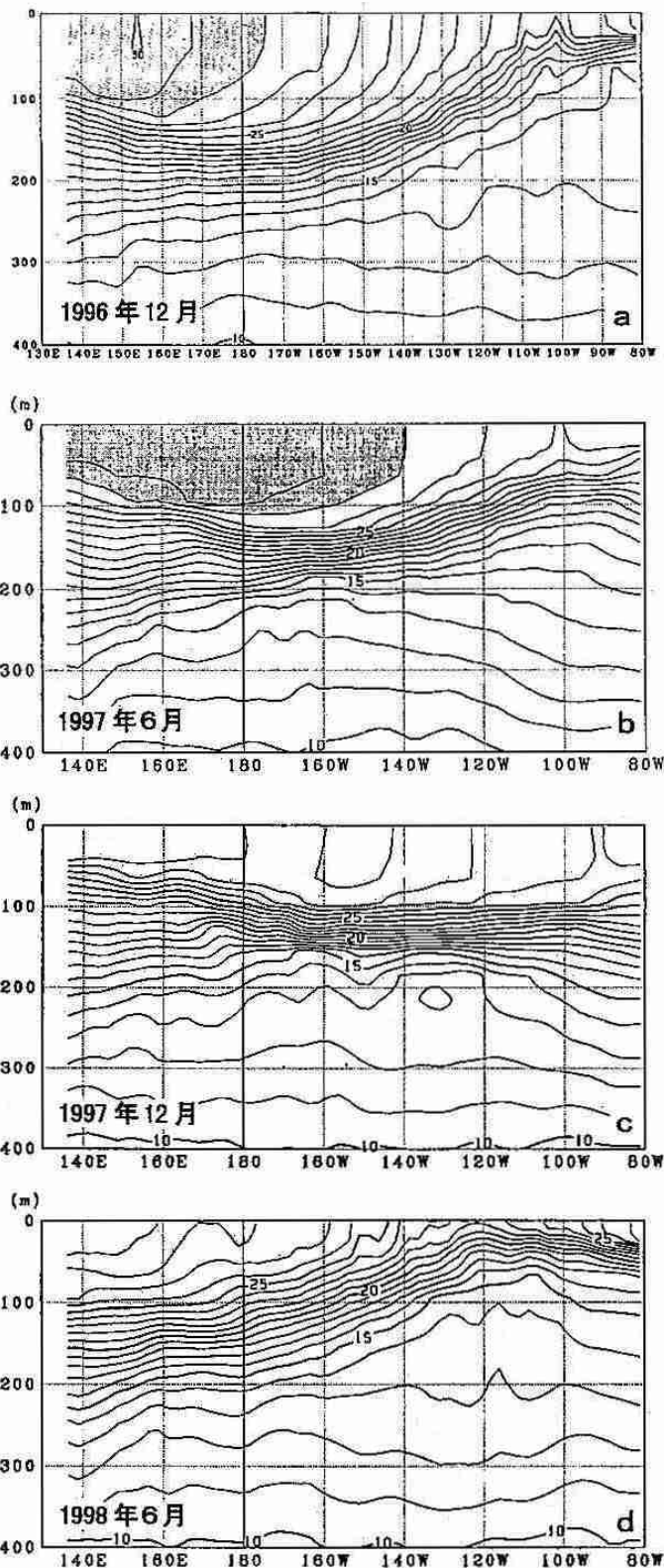


図7 赤道に沿った表層水温の深度・経度断面  
(気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)

a: 1996年12月、b: 1997年6月、c: 1997年12月、d: 1998年6月。  
等値線の間隔は1℃。データは海洋データ同化システムによる。

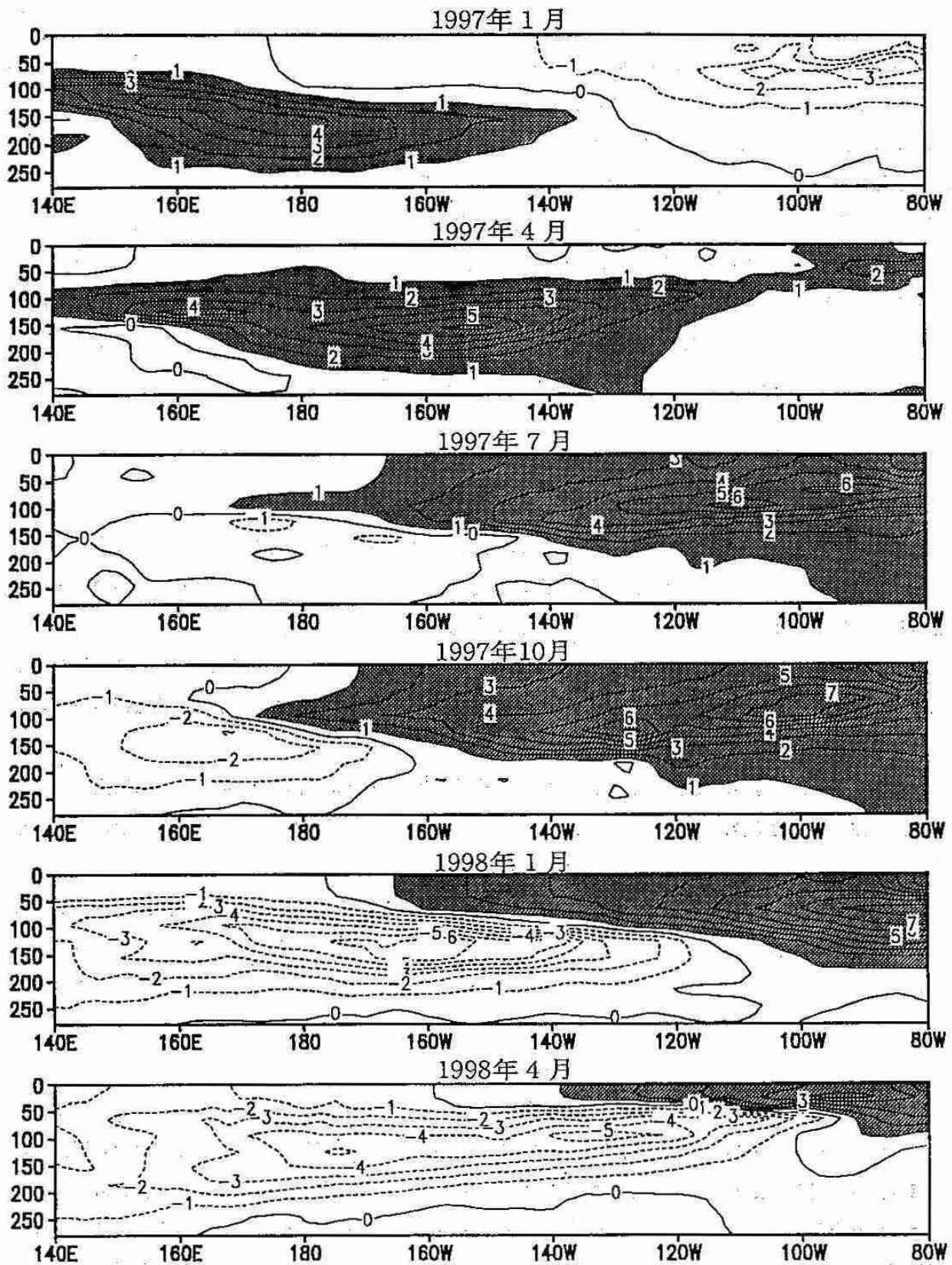


図8 赤道に沿った表層水温偏差の深度・経度断面 (気象庁エルニーニョ監視予報センター作成)  
 上から順に、1997年1月、1997年4月、1997年7月、1997年10月、1998年1月、1998年4月。等値線の間隔は0.5  
 °C。陰影部分は偏差が1°C以上の領域、破線は負偏差。データは海洋データ同化システムによる。

近にまで広がっており、エルニーニョ現象が弱まるきざしがみえている。太平洋西部と中央部の6°Nの海洋貯熱量は1997年夏からは負偏差になった(図5:右図)。エルニーニョ現象を終息に向かわせる冷水ロスビー波の動きははっきりしないが、日付変更線付近を1997年9~12月ころに一連の冷水ロスビー波が西進したと思われる。赤道域の冷水ケルビン波の動きもわかりにくい、図5(左図)で1998年1月、3月、4月末から5月はじめころに日付変更線を西から東へ通過したとみることができる。

1998年春以降、図8に示したように赤道に沿った表層水温の負偏差域はさらに東に進み、正偏差は薄くなり海面付近に限定されていた。6月の赤道太平洋東部における温度躍層(図7d)はエルニーニョ現象の発生前と同じ程度に浅くなった。また赤道の海洋貯熱量負偏差域が南米沿岸に到達している(図5:左図)。赤道太平洋中央部では海面水温が負偏差になったが(図2d)、赤道太平洋の東部の850hPaでは西風偏差で貿易風が弱く湧昇流が抑えられていることもあり、南米沿岸などの太平洋熱帯域の東部では正偏差が残っている。

#### 4. 過去のエルニーニョ現象との比較

ENSOのひとつの面である南方振動は、熱帯における南太平洋東部とインド洋東部から海洋大陸周辺との間の気圧振動を反映していることから、南方振動の規模を表す指数として、オーストラリア北部のダーウィンとポリネシアのタヒチとの海面気圧の差を規格化したものを使っている。海面水温などENSOに関係する要素の観測値はあまり昔までさかのぼることができない。しかしダーウィンの海面気圧は約100年間のものが利用できる。ダーウィンの海面気圧は南方振動指数を計算する片方の要素であるから、過去の主要なエルニーニョ現象の概略を知ることができる。

図9はダーウィンの月平均海面気圧の11カ月移動平均値の1901~1990年平均からの偏差の時系列である。南方振動の強さは今世紀全体を見ると一様ではなく、活発な期間や不活発な期間があるなどの変化をしてきたことをTrenberth(1991)は指摘している。すなわち今世紀のはじめの25年間は強いENSOが発生していた。その後、1925年ころから1950年ころの間は、1940~41年のイベントを除けば注目すべき大きさのものはない。1950年ころからは再び顕著な現象が発生している。

1997/98年のエルニーニョ現象では、ダーウィンにおける月平均海面気圧の11カ月移動平均値の最大は1997年11月の+2.2hPaである。これは1982年10月と同じで、今世紀の第1位タイ記録である。次に大きいのは、1940年9~11月と1914年11~12月の+1.8hPaである。

次にエルニーニョ現象に伴う海面水温の正偏差域の空間的な広がり的大小を比較するために、14°N~14°S, 160°E~80°Wで囲まれる太平洋熱帯域において、海面水温の+1°C以上および+3°C以上の正偏差の格子点(緯度経度2度ごと)を数えた結果を図10に示した(対象領域の総格子点数は837個)。1997/98年のエルニーニョ現象での最大値は、+1°C以上の格子点数は1997年9月の493個、+3°C以上は1997年12月の159個である。1982/83年のエルニーニョ現象では、+1°C以上の格子点数は1983年1月の454個、+3°C以上は1982年12月の127個がそれぞれ最大である。なお1970年より前については、対象とする海域全体について信頼できる値が必ずしも得られるとは限らないので、格子点数の比較はおこなわなかった。

すでに第2節で述べたように、B海域の1997年11月の海面水温年平均偏差 $+3.6^{\circ}\text{C}$ は、1997/98年を含めて1949年以降これまでに発生した13回のエルニーニョ現象の中で最大である。ダーウィンの海面気圧や太平洋熱帯域の中央部や東部における海面水温の正偏差の格子点数をあわせて考慮すると、1997/98年のエルニーニョ現象は今世紀最大級であったといえよう。

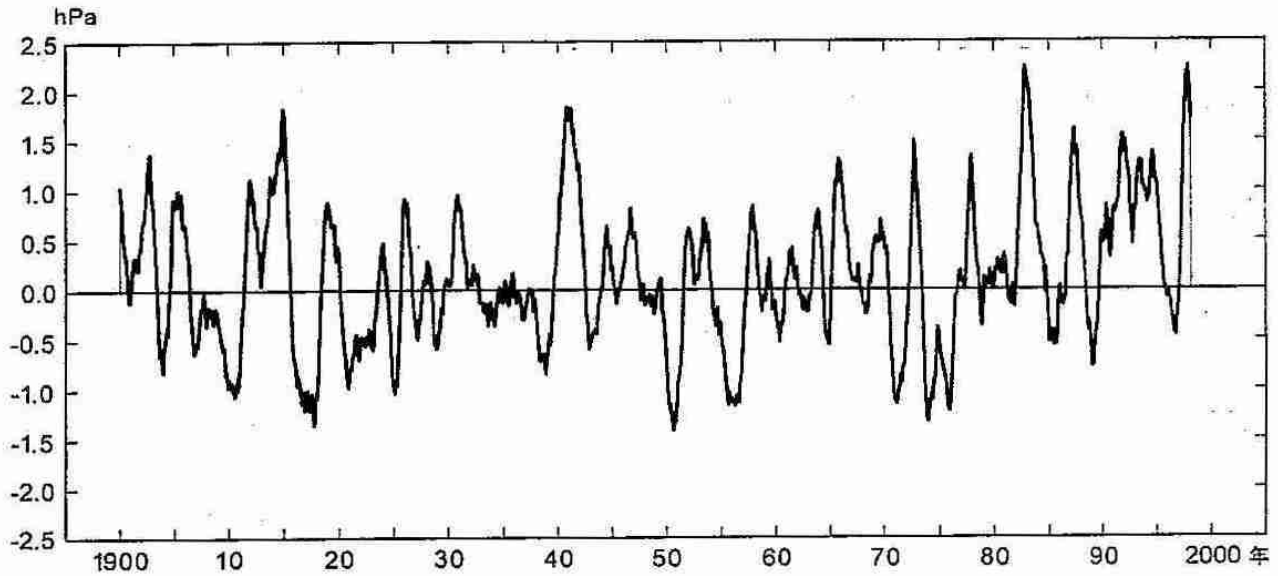


図9 ダーウィンにおける月平均海面気圧の偏差の時系列  
1901~1990年の平均からの偏差の11カ月移動平均値。

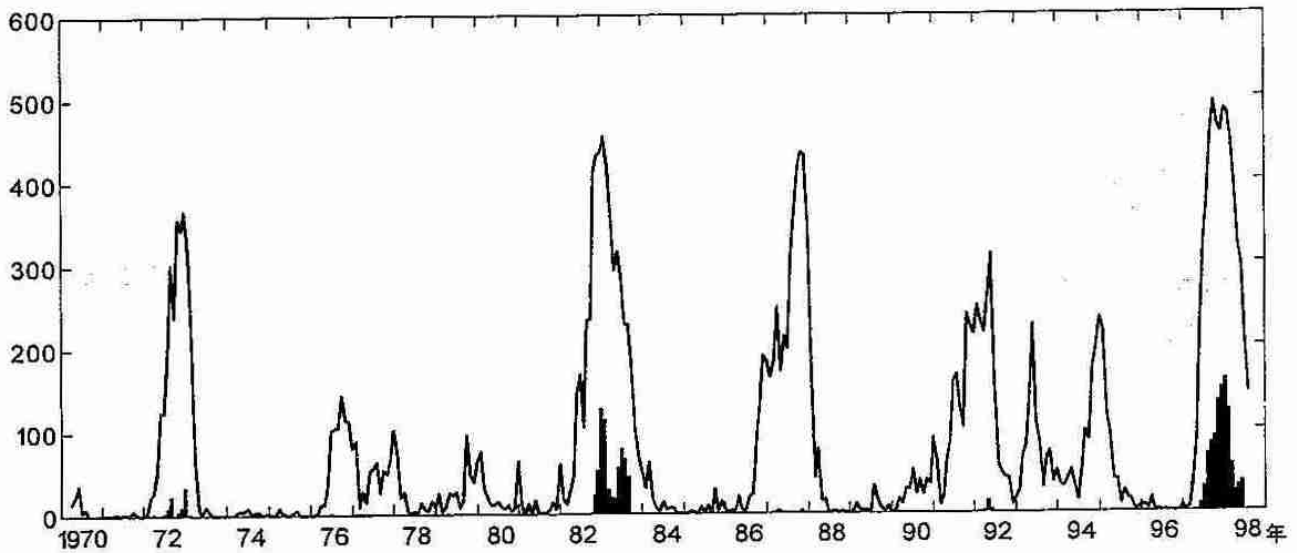


図10 太平洋熱帯域における海面水温が正偏差の格子点数の時系列  
実線は $+1^{\circ}\text{C}$ 以上、棒グラフは $+3^{\circ}\text{C}$ 以上の格子点数。対象領域は $14^{\circ}\text{N}\sim 14^{\circ}\text{S}$ ,  $160^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$ 。

## 5. おわりに

ここでは割愛したが、今回もエルニーニョ現象の影響により日本を含む世界各地で異常天候が発生した。エルニーニョ現象は気候の年々変動を左右する重要な要素であり、エルニーニョ現象の監視と予測は重要である。エルニーニョ監視予報センターは1998年10月からはB海域の海面水温について、大気海洋結合モデルを使った1年程度先までの見通しを発表することになっているので、その成果を期待したい。

本文をまとめるにあたり、気象庁気候・海洋気象部の気候情報課エルニーニョ監視予報センターおよび海洋課から資料の提供をいただいた。またエルニーニョ監視予報センターの中村和信所長および二階堂義信予報官にはいろいろと助言をいただいた。図10を作成するデータは札幌管区气象台技術部気候・調査課の平野喜芳技官に計算していただいた。以上の方々に心から感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

石井正好, 1998: 海洋データ同化システム. 測候時報 (気象庁), 第65巻特別号, S68~S74.

二階堂義信, 1998: エルニーニョ現象の予報. 測候時報 (気象庁), 第65巻特別号, S40~S57.

Schopf, P.S. and M.J. Suarez, 1988: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 549~566.

竹内謙介, 1991: エルニーニョと南方振動. 細氷, 37, 2~10.

Trenberth, K.E., 1991: General characteristics of El Niño-Southern Oscillation. In teleconnections linking worldwide climate (M.H. Glantz, R.W. Katz and N.Nicholls, eds.), Cambridge University Press, 13~42.

安成哲三, 1996: 気候変動論 (岩波地球惑星科学11) : 第2章 気候の年々変動を決めるもの. 岩波書店, 33~68.