

平成15年度 京都大学 大学院理学研究科  
地球惑星科学専攻 博士論文

熱帯対流圏温度場の季節規模  
持続性に関する研究

久保田 拓志



## 要旨

熱帯対流圏温度場の変動はエルニーニョ・南方振動（ENSO）現象と密接に対応しており、ENSO 現象が3~6ヶ月先行していることが知られている。しかし、このメカニズムについてはまだ解明されていない。熱帯対流圏温度偏差場（月平均気候値からのずれ）の変動と ENSO 現象の対応関係や両者の関係を説明する要因として、海面水温（SST）、水蒸気量、降水量との対応関係について解析した。さらに数値実験によって熱帯対流圏温度偏差場の変動要因について検討した。熱帯対流圏温度偏差場が数季節にわたって持続する特徴（季節持続性）が数十年規模で変化するメカニズムについて考察した。

1979年~2000年のNCEP/NCAR再解析データによって、熱帯対流圏温度の気候値からの偏差場は、数季節にわたる変動に関して次のような特徴をもつことを示した。すなわち、ENSO現象が発現した翌年の北半球の秋まで持続した後（特に9月から10月にかけて）急速に変化する（持続性が落ちる）特徴が明らかになった。ここで、「持続性が“落ちる”」ということは、「月平均気候値からの偏差が、ある月とそれ以降の月との間で急激に変化したこと」を意味している。すなわち、ENSO現象が春季で終息した後、熱帯対流圏温度偏差場は秋季まで持続する。このような熱帯対流圏温度偏差場の持続性にみられる特徴から、10月に始まる「熱帯の気候年」を提案し、この気候年に対する熱帯域（緯度・経度）平均200hPa高度の年平均値を「熱帯年インデックス（TYI）」と定義した。このインデックスTYIを基準にして鉛直構造を含めた熱帯対流圏温度偏差場の空間構造とその変動を詳細に調べ、熱帯対流圏温度偏差場の時間発展は赤道東部太平洋SST偏差と異なることを示した。さらに季節進行に着目して各海域におけるSST偏差や水蒸気量偏差・降水量偏差との対応関係について解析した。

熱帯対流圏温度偏差場の変動と ENSO 現象の対応関係におけるずれの成因として、ENSO 現象から時間的に遅れて応答する降水量が多い海域（西太平洋・インド洋・大西洋）のSST偏差が重要であることを示した。ENSO現象が活発なものにもかかわらず、熱帯対流圏温度偏差の増大が見られない要因として、ENSO現象に関連するSST偏差が大きい領域と降雨量が多い領域がずれている点を指摘した。

すなわち、ENSO 現象に関連する SST 偏差は対流活動が活発ではない冷舌域で大きく、降水量が多い西太平洋やインド洋に同符号の大きな SST 偏差がない。熱帯対流圏温度偏差が増大した後の 6~8 月に偏差場が持続する傾向については、正偏差の場合と負偏差の場合で大きく影響する海域が異なっていることをデータ解析や数値モデル実験の結果から明らかにした。正偏差の場合は西太平洋・インド洋や大西洋 SST 偏差が、負偏差の場合は熱帯中・東部太平洋や西太平洋・インド洋の SST 偏差が大きく寄与している。またアジア夏季モンスーンに伴う降水量の多い領域の SST 偏差は対流圏温度偏差に大きく影響することを数値実験で示し、モンスーン降雨域の SST 偏差がずれをもたらす要因として重要であることを明らかにした。

1958 年から 2001 年までのラジオゾンデデータを用いた解析では、ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場の関係が気候シフト前後で変わったことを示した。1976 年/1977 年の気候シフト後においては、ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場に、それぞれ春季と秋季に持続性が低下する特徴が見られるが、気候シフト以前には、ENSO 現象の特徴は顕著にも関わらず、熱帯対流圏温度偏差場の持続性が特定の季節で落ちる特徴は見られなかった。このことに関連して、さらに降水量が多い領域の SST 偏差について解析した結果、熱帯対流圏温度偏差場の特徴とよく対応していることがわかった。このことは、熱帯対流圏温度偏差場の持続性の変化は、赤道東部太平洋 SST 偏差と時間的に遅れて応答する対流域 SST 偏差の持続性が変化することに関連していることを示唆している。

上記のように、本研究は、熱帯対流圏温度偏差場の維持・変動の物理メカニズムにおいて、対流圏温度偏差に対する ENSO 現象の直接的な影響に加えて、西太平洋・インド洋および大西洋の降水量が多い海域の SST 偏差が重要であることを明らかにした。

# 目次

第1章	はじめに	1
1.1	研究背景	1
1.1.1	熱帯での対流圏温度場の特徴	1
1.1.2	準平衡的な見方	3
1.1.3	熱帯対流圏温度場とエルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象	4
1.1.4	季節規模持続性の重要性	7
1.1.5	インド洋や大西洋の SST 変動	10
1.1.6	降水量が多い領域の海面水温 (Rainy-region SST)	11
1.1.7	水蒸気量との関係	12
1.1.8	1976 年/1977 年の気候シフト	12
1.2	本研究の目的	14

第2章 気候シフト以降の熱帯対流圏温度偏差場の季節規模持続性	17
2.1 データと手法	17
2.2 熱帯対流圏温度偏差場の持続性	18
2.2.1 熱帯対流圏温度偏差場の持続性が秋季に落ちる特徴	18
2.2.2 熱帯年インデックス (TYI)	23
2.2.3 熱帯対流圏温度偏差と赤道東部太平洋 SST 偏差の時間発展	24
2.3 熱帯対流圏温度偏差場の持続性の空間構造	26
2.3.1 水平構造	26
2.3.2 緯度・鉛直構造	28
2.4 境界層と自由対流圏の偏差場の違い	30
2.5 水蒸気量・降水量との関係	35
2.6 まとめ	38
第3章 ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場変動のずれの要因	40
3.1 降水量が多い領域の海面水温変動	40
3.2 合成解析による診断	43
3.2.1 解析データ	46
3.2.2 解析結果	46
3.3 6月(0)~8月(0)の熱帯対流圏温度偏差に対する数値実験	51
3.3.1 数値モデルの概要	51

3.3.2	実験条件設定 . . . . .	52
3.3.3	NCEP 再解析との比較による QTCM の性能評価 . . . . .	57
3.3.4	正 TYI 年 6~8 月 (0) を対象とした実験結果 . . . . .	60
3.3.5	負 TYI 年 6~8 月 (0) を対象とした実験結果 . . . . .	64
3.4	まとめ . . . . .	67
第 4 章	熱帯対流圏温度偏差の季節規模持続性における気候シフト前後の差異	69
4.1	データと手法 . . . . .	69
4.2	熱帯平均対流圏温度偏差場の持続性変化 . . . . .	72
4.3	熱帯平均対流圏温度偏差と SST 偏差の比較 . . . . .	74
4.4	考察 . . . . .	78
4.5	まとめ . . . . .	79
第 5 章	議論	80
第 6 章	研究のまとめ	84
付録 A	QTCM 方程式系の概要	87
論文目録		93
謝辞		95
参考文献		96

# 第1章 はじめに

## 1.1 研究背景

### 1.1.1 熱帯での対流圏温度場の特徴

熱帯での対流圏温度場の重要な特徴の一つは東西一様であることで、これは、気候学的な1月平均の対流圏温度の水平分布を示した図 1.1a から確認できる。ここでは、700hPa 面から 150hPa 面まで平均した温度の値を対流圏温度の大きさとしている。また 1979 年から 2000 年までの平均値を気候値としている。熱帯では  $-20$  より高く、場所による変動がせいぜい 2 程度であるが、南北緯度 20 度から高緯度にかけて、強い南北温度勾配がある。西太平洋から東南アジアの海洋大陸や南アメリカ大陸上で極大となる。それに対して、降水量 (図 1.1b) は空間的に局在している。インド洋から西太平洋にかけての領域や、南アメリカ大陸上で顕著な降水があり、亜熱帯域や、特に南半球の東太平洋で、降水が少ない領域がある。海面水温 (SST) の分布 (図 1.1c) は降水量の分布と比べると東西方向の違いが少ないが、東部太平洋に、赤道湧昇の影響を受けた冷舌 (Cold tongue) と呼ばれる、SST が低い海域がある。

上記で示された熱帯での対流圏温度の水平勾配が小さいことは、地衡風調節の結果である (cf. Sobel, 2002)。地衡風平衡からずれた初期の場を与えても、重力波が場を地衡風の状態に調節する。コリオリパラメータ  $f$  が一定の面 ( $f$  面) での調節時間は  $f^{-1}$  のオーダーで、ロスビーの変形半径:  $L_R = c/f$  ( $c$ : 重力波の速度) に長さスケールは相当する。赤道では、 $f = 0$  であるから  $L_R$  は無限大となる。これは  $f$  を近似的に一定である東西方向の変動に対して適用すると、赤道付近でほとんど東西勾配がない定性的な理由となる。一方、南北方向に関しては、赤道

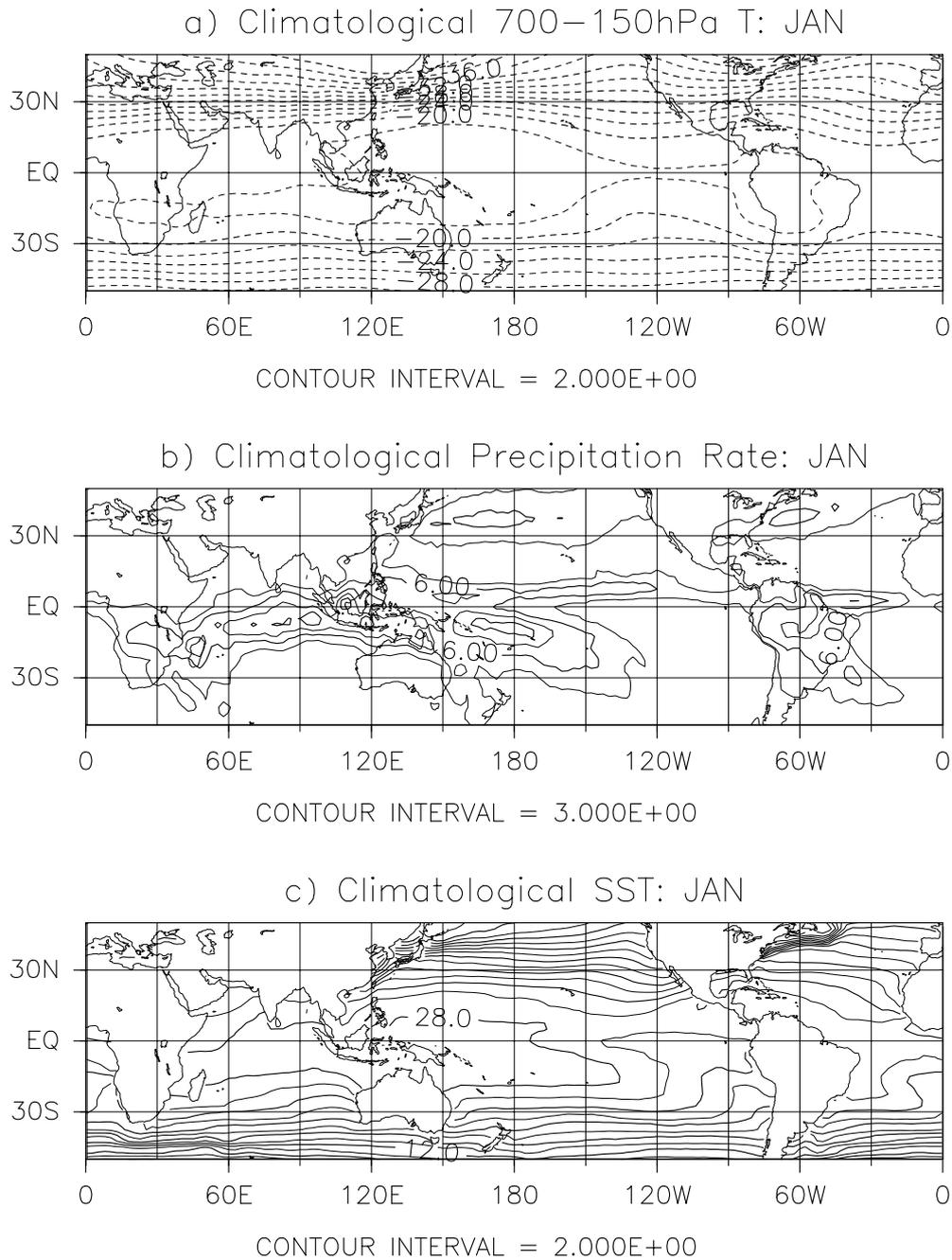


図 1.1: 気候学的な 1 月平均の a) 対流圏温度 (700hPa 面から 150hPa 面までの平均値、単位は  $\text{K}$ )、b) 日降水量 (単位は  $\text{mm/day}$ )、c) SST (単位は  $\text{K}$ )。1979 年から 2000 年までの平均値を気候値としている。等値線の間隔は、a) 2、b)  $3\text{mm/day}$ 、c) 2。使用したデータセットは、気温は NCEP/NCAR 再解析データ、降水量は CMAP データ、海面水温は HadISST データ。データの詳細は後述。

面近似を考える必要がある。赤道面近似： $f = \beta y$  を代入すると、赤道ロスビー変形半径  $L_\beta$  は  $L_\beta = (c/\beta)^{1/2}$  である。典型的な深い重力波の位相速度を 55m/s とすると、 $L_\beta = 1550\text{km}$  となり、図 1.1a に見られるほぼ等温度の南北緯度幅に相当する。

雲と雲の間の安定成層した領域において、雲域の sin 型の加熱に対する応答は、雲域の上向き質量フラックスとバランスする補償下降流を誘起する効果をもつ、雲域から離れて伝播していく内部重力波の重ね合わせと見ることができる (Bretherton and Smolarkiewicz, 1989; Bretherton, 1993; Emanuel, 1994)。従って、図 1.1b に示されているように、雲域の対流加熱が局在化しているにもかかわらず、結果としての断熱的な温度上昇は内部重力波やケルビン波 (経度方向の構造は東進する重力波) によって大気全体に広がっていく。

### 1.1.2 準平衡的な見方

準平衡仮定 (e.g. Arakawa and Schubert, 1974) は、対流活動による安定化作用が大規模運動による成層不安定化とバランスしている状態を考えることである。この準平衡仮定は、対流活動が持続している期間において、 $10^5\text{km}^2$  のオーダーより大きな空間スケールで成り立つ (Brown and Bretherton, 1997)。より単純化した対流有効位置エネルギー CAPE (Convective Available Potential Energy) の時間変化をゼロとする SQE (Strict Quasi Equilibrium) と呼ばれる仮定によって、以下のような、対流域における対流圏温度摂動と境界層の相当温位摂動の関係を示すことができる (Emanuel et al., 1994; Emanuel, 1994)。

パーセルの起点の高さを  $p_i$  として、CAPE が時間  $\tau$  に関して一定であるとする：

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \text{CAPE}_i = \int_{PLNB}^{p_i} \left( \frac{\partial \alpha_p}{\partial \tau} - \frac{\partial \alpha_a}{\partial \tau} \right) dp \simeq 0 \quad (1.1)$$

ここで、パーセルは自由対流高度より上で飽和しているとし、また負の CAPE を無視する。LNB は浮力のなくなる高度 (Level of Neutral Buoyancy) を表す。 $\alpha_p$  と  $\alpha_a$  はそれぞれ、持ち上げられた境界層の空気の比容と環境場の比容である。マ

クスウェルの関係式 [Emanuel(1994) の式 (4.5.30-32)] を用いて、水の密度への寄与を無視すると、次のような関係式を得る。

$$\int_{p_{LNB_i}}^{p_i} \frac{\partial \alpha_p}{\partial \tau} dp \simeq \int_{p_{LNB_i}}^{p_i} \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_s \frac{\partial s_i}{\partial \tau} dp = (T_i - T_{LNB}) \frac{\partial s_i}{\partial \tau} \quad (1.2)$$

ここで、 $T$  は温度、 $s_i$  は  $p_i$  でのエントロピーである。また静力学平衡の式から次式を得る。

$$\alpha_a = -\frac{\partial \psi}{\partial p} \quad (1.3)$$

ここで、 $\psi$  はジオポテンシャルである。式 (1.2) と式 (1.3) を式 (1.1) に代入した後、鉛直積分を実行して、下記の式となる。

$$\frac{\partial}{\partial \tau} (\psi_{LNB} - \psi_i) = (T_i - T_{LNB}) \frac{\partial s_i}{\partial \tau} \quad (1.4)$$

なお、エントロピー  $s$  は、伝統的には相当温位  $\theta_e$  で表される。式 (1.4) は、対流が活発な領域で対流圏の層厚の変化が雲底より下の層、すなわち、境界層の相当温位  $\theta_{eb}$  の変化と直接関連しているということを示している。

この  $\theta_{eb}$  の変化は地表からの熱フラックスを通じて、SST の変化や地表風速の変化などに関連している。 $\theta_{eb}$  と境界層の比湿  $q_b$  の間で非常に高い相関関係があり、 $\theta_{eb}$  の変化は  $q_b$  の変化で決定されると考えてもよい (Brown and Bretherton, 1997) ので、特に潜熱フラックスが重要である。以上をまとめると、SQE 仮定のもとで、対流圏では SST の変化が対流圏温度の変化に関連することを示している。

### 1.1.3 熱帯対流圏温度場とエルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象

エルニーニョは数年程度 (2~9 年) の間隔で暖水が東太平洋熱帯域の広範囲に広がり、長期間 (1 年程度) 持続する現象を指す言葉である。また、気象学では古

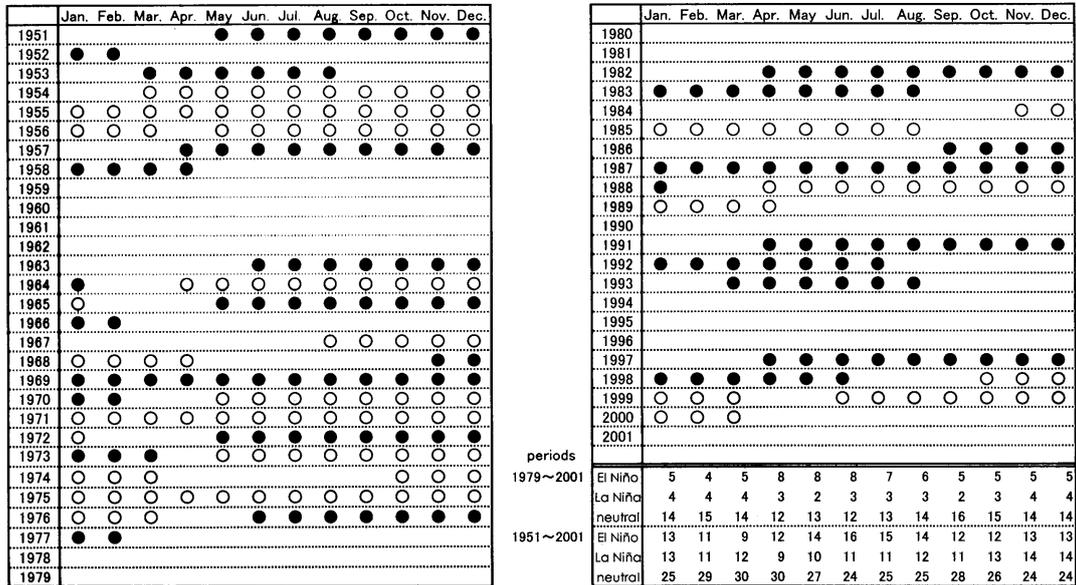


図 1.2: 気象庁の定義によるエルニーニョ/ラニーニャ発生期間。●はエルニーニョ、○はラニーニャを表す。表の右下は 1979 ~ 2001 年、1951 ~ 2001 年の期間における月ごとの各カテゴリ別累積数。気候系監視報告別冊第 10 号より引用。

くから南方振動と呼ばれる現象が知られている。これはオーストラリア北部のダーウィンと熱帯域中央太平洋のタヒチの地上気圧から季節変動分を差し引くと両者は数年程度の周期で相互に振動するという大気現象である。このような熱帯の海洋現象としてのエルニーニョ現象と熱帯の大気現象としての南方振動が、相互に強く結合した 1 つの現象の 2 つの側面であると認識されるようになり、エルニーニョと南方振動の頭文字を用いて、ENSO (El Niño/Southern Oscillation) 現象と呼ばれている (鳥羽, 1996)。

気象庁では、赤道東部太平洋域の 4°S ~ 4°N、150°W ~ 90°W の海域をエルニーニョ監視海域とし、この海域の月平均海面水温の基準値 (1961 ~ 1990 年の 30 年平均値) との差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して 0.5 以上 (-0.5 以下) になった場合を、エルニーニョ (ラニーニャ) としている。図 1.2 は気象庁定義によるエルニーニョ/ラニーニャ発生期間を示している。第 3 章の合成解析や数値実験結果において上記の定義に従い、エルニーニョ及びラニーニャと呼ぶ。また本研究では、NINO3 領域 (5°S - 5°N, 150°W - 90°W) で平均した SST 偏差を ENSO 現象の指標とする。相関係数の結果を解釈する際、理解しやすくするために、NINO3

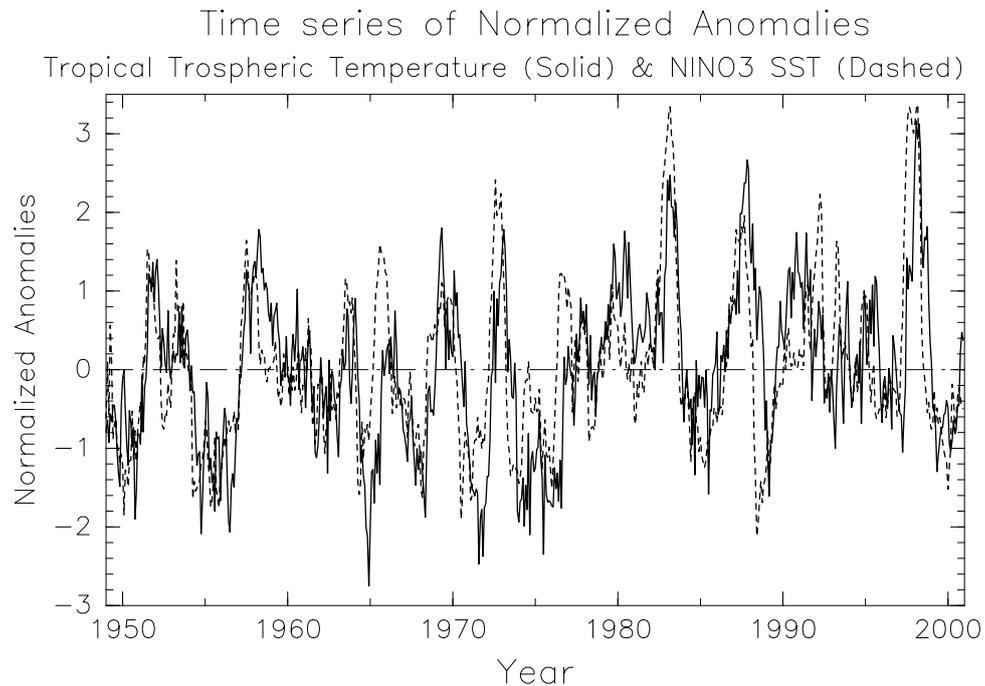


図 1.3: 熱帯平均対流圏 ( $15^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{S}$ ,  $700\text{hPa}-150\text{hPa}$ ) 温度偏差 (実線) と NINO3 領域 ( $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$ ) 平均 SST 偏差の時系列。期間は 1949 年から 2000 年までの 52 年間。それぞれの偏差は、月平均気候値 (52 年平均値) からのずれで、月ごとの標準偏差で規格化されている。使用したデータセットは、図 1.1 と同様。

領域の SST が気候値よりずっと大きいときをエルニーニョ、気候値よりずっと小さいときをラニーニャと呼ぶ。

ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差の変動の対応関係はよく知られている (e.g., Wallace et al., 1998)。図 1.3 は、熱帯平均対流圏温度偏差の時系列と、ENSO 現象の指標である NINO3 領域 SST 偏差の時系列を示していて、この図からも両者の密接な対応関係がよくわかる。

歴史的には、エルニーニョのとき熱帯全体が暖くなる特徴はラジオゾンデデータで調べられてきた。Horel and Wallace(1981) は、10ヶ所の熱帯観測点でのラジオゾンデデータを用いて、12, 1, 2 月で平均した熱帯 200hPa 高度場の変動を調べた。その結果、エルニーニョの時期に 200hPa 高度の値が大きく、エルニーニョとエルニーニョの間の時期に値が小さいことがわかった。太平洋から離れた観測点でも同じ傾向が見られる。従って、北半球の冬に熱帯の至る所の 200hPa 高度と赤

道東太平洋 SST の間で正の相関関係があることがわかる。さらに、ラジオゾンデデータの解析から熱帯対流圏温度偏差場の変動が赤道東太平洋 SST 偏差の変動から季節的に3–6ヶ月ずれていることが指摘されている (Newell and Weare, 1976 ; Angell, 1981 ; Pan and Oort, 1983 )。

また、ラジオゾンデデータだけではなく、衛星データを用いた解析も行われている。ラジオゾンデ観測点は熱帯でまばらにしかないが、衛星データを用いると正確な空間パターンを時間的に均質に示すことができる。Yulaeva and Wallace(1994) は、マイクロ波測器の対流圏チャンネルからの対流圏平均温度のデータを用いて解析を行った。ENSO 現象が活発なとき、熱帯中央太平洋には、Gill(1980) の理論解と似た図 2.6 で見られる波動パターンが見られる。Yulaeva and Wallace(1994) は、熱帯全域平均値を差引いた熱帯対流圏温度場を主成分分解することで、その空間パターン [Yulaeva and Wallace(1994) の図 7] と時係数を抽出し、その空間パターンと ENSO 現象の同時的対応関係を指摘している。またその時係数と熱帯対流圏平均温度の時系列の間に3ヶ月のずれがあることを示している。

ラジオゾンデ観測点が熱帯で少ないので、空間パターンを十分に示すことができない点や、衛星データを用いた解析では、鉛直分解能が粗いため、対流圏温度場の鉛直方向の違いを見ることができない点を先行研究の問題点として挙げるができる。これについて均質で整合性のあるデータセットである再解析データの利用が考えられる。

#### 1.1.4 季節規模持続性の重要性

前節で述べた熱帯対流圏温度偏差場と ENSO 現象の時間的關係は、これまで、月々の時系列をずらすことで調べられてきた。これに対して、本研究では、季節規模持続性の視点から、季節進行に応じた対応関係を調べる。その重要性を“ENSO 現象の春季持続障壁”と“アジア夏季モンスーンとの関連”の2点から強調する。またこの重要性は次節のインド洋や大西洋の SST 変動に関する議論にも関連している。

持続性の定義 本研究では、Wright(1985)と同様、持続性(Persistence)を、偏差が何ヶ月にもわたり、同じ符号で同じ強さの状態が続く傾向と定義する。Wright(1985)は、ENSO現象の指標に対して、本研究でたびたび用いるような、同じ変動量のある月の偏差と違う月の偏差の間の相関係数を計算して、その量の大きさによってENSO現象の持続性の変化を調べている。また同様な手法の解析として、南方振動指標(SOI)を用いたWebster and Yang(1992)やNINO3領域SSTとSOIを用いたTorrrence and Webster(1998)を挙げることができる。なお、本研究での持続性は、特に時間スケールを明記して、季節規模持続性(Seasonal-scale persistence)と呼ぶことにする。

上記の手法において、持続性が“高い”ことは、ある月の偏差と以後の月の偏差が似ていることを意味し、すなわち、月平均気候値からの偏差がその月にも続いていることを表す。なお、相関係数を用いているので、月ごとの標準偏差によって規格化された偏差の大きさが数ヶ月間続くすると、その間、持続性が高いことになる。一方、持続性が“低い”ことは、ある月の偏差と以後の月の偏差が異なることを意味し、すなわち、月平均気候値からの偏差が前者の月と後者の月の間で急激に変化(増加、もしくは減少)したことを示している。

ENSO現象の春季持続障壁(SPB) 赤道東部太平洋のSST偏差やSOIを用いた研究によってENSO現象に関連する現象が年サイクルに位相固定していることが指摘されている(Rasmusson and Carpenter, 1982; Wright, 1985; Trenberth and Shea, 1987; Harrison and Larkin, 1998; Torrrence and Webster, 1998)。Kiladis and Diaz(1989)によって定義された1877年から1995年までの29例のエルニーニョと22例のラニーニャに対するNINO3領域で平均したSST偏差の合成図が図1.4である。エルニーニョとラニーニャの時系列はともに北半球の春にゼロ線を横切り、冬にピークに達して、その後、次の年の春にゼロ線を横切る。NINO3領域SST偏差が春季から次の年の春季まで同位相の変動をしているので、ENSO現象が春季に開始もしくは終息する傾向があることを意味する。これは春季にENSO現象の持続性が急激に低下する特徴としてあらわれる。今後、Torrrence and Webster(1998)に従って、この持続性が春季に落ちる特徴を、ENSO現象の春季“持続障壁”(Spring Persistence Barrier; 以後、SPBと記す)と呼ぶ。この特徴は“予測障壁(Predictability barrier)”とも呼ばれる。大気海洋結合モデルでは予報能力が

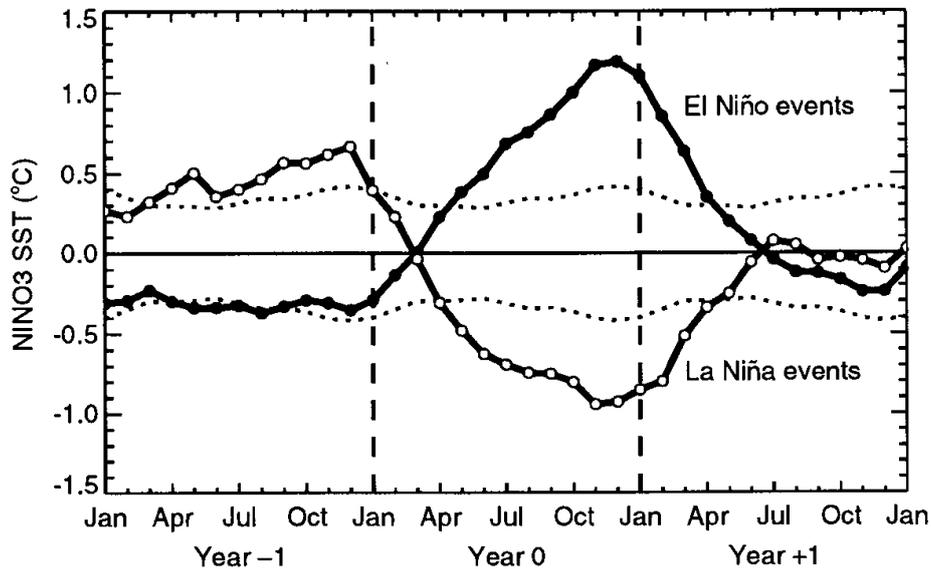


図 1.4: Kiladis and Diaz (1989) によって定義された 29 例のエルニーニョ (黒丸) と 22 例のラニーニャ (白丸) の NINO3 領域海面水温偏差に対する合成図。点線は 95%信頼度を示す。Torrence and Webster(1998) から引用。

春季に減少する特徴として現れるからである (Webster and Yang, 1992)。このような SST 偏差の時間発展のパターンは、熱帯対流圏温度偏差の時間発展に影響を与える可能性がある。

アジア夏季モンスーンとの関連 北インド洋域・南アジア・東南アジアでは、夏には南西の季節風が吹き、冬には北東の季節風が吹くという季節変化が明瞭であり、その領域の雨季を指してアジア夏季モンスーンと呼ばれる。熱帯対流圏温度偏差場の変動に関する時間推移を調べることは、このような季節変化を持つ大規模大気現象との対応関係を調べることに繋がる。

またアジア夏季モンスーンと ENSO 現象の結合が指摘されている (Webster and Yang, 1992 ; Kawamura, 1998 ; Webster et al., 1998)。インドモンスーン降水量と熱帯太平洋の海水温変動の間には数ヶ月のラグを持った高い相関のあることを示している (安成, 1999)。モンスーン加熱の場が熱帯大気海洋結合システムにおいて重要な要素であるという仮説をもとにして、Yasunari(1991) は“モンスーン年”

の概念を提案した。モンスーン年では一年のサイクルの出発点は北半球夏季モンスーンのすぐ前である。

### 1.1.5 インド洋や大西洋の SST 変動

ENSO 現象の影響が他の熱帯海洋に時間的に遅れて現れることが指摘されており、“大気の橋 (Atmospheric bridge)” を経由して海洋の間が結びついているという仮説が提案されている (Alexander et al., 2002)。多くの観測的研究 (Curtis and Hastenrath, 1995; Lanzante, 1996; Enfield and Mayer, 1997; Klein et al., 1999) は、熱帯北大西洋とカリブ海に、熱帯太平洋の SST 偏差がピークになった後、3ヶ月から 6ヶ月程度遅れて正の SST 偏差が起こることを確かめた。いくつかの研究では、ENSO 現象と赤道・南大西洋の海面水温のつながりが示されたが、この関係は弱い。

インド洋でも、熱帯北大西洋と同様に中央太平洋の SST の上昇と、約 3ヶ月から 6ヶ月遅れて SST が上昇する (Lanzante, 1996; Klein et al., 1999)。インド洋での SST の上昇は、大西洋より早く、エルニーニョが最も活発な年の夏・秋から始まる。

なお、大気の橋に関する物理プロセスとして、下記が指摘されている。5°N ~ 20°N の大西洋上の貿易風が 1,2,3 月の間に弱化し、海面の上向き潜熱フラックスが減った結果、SST が上昇することが観測データで解析されている (Curtis and Hastenrath, 1995; Enfield and Mayer, 1997; Klein et al., 1999)。Chiang and Sobel(2002) は対流圏温度偏差によって離れた海洋で SST 偏差が現れる仮説を提唱している。彼らの仮説は、赤道東部太平洋の SST 正偏差によって生じた熱帯対流圏温度の正偏差がケルビン波により熱帯全体にひろがり、赤道東部太平洋と離れた対流域で対流圏温度と境界層の比湿  $q_b$  の関係 (第 1.1.2 節) から  $q_b$  を増加させ、それが海面での潜熱フラックスを減らすことによって、その領域の SST 偏差に影響を与えるというメカニズムに相当する。

また Klein et al.(1999) はウォーカー循環の下降流偏差に伴う雲量の減少によって、海面での短波放射吸収量の増加により、南シナ海や北インド洋の温度上昇が

引き起こされるメカニズムを提示し、さらに地表面フラックス偏差と線形減衰項だけ用いて ENSO 現象に関連する他の海洋での海面水温上昇を再現している。すなわち、ENSO 現象と同時的に南シナ海やインド洋の海面で短波放射吸収量の変化が起こるが、熱的慣性により海面水温の変化が3ヶ月程度遅れるとしている。

なお、ENSO 現象とこれらの海洋の SST 偏差の関係は一般的にはよい関係であるが、すべての ENSO 現象には対応していない (Lanzante, 1996)。またこれらの海域の SST 偏差の極値は ENSO 現象と独立して起こり (Klein et al., 1999)、インド洋の大気海洋相互作用によるダイポールモード (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999) などが関連していると推定される。

### 1.1.6 降水量が多い領域の海面水温 (Rainy-region SST)

前節で紹介した、太平洋以外の海洋の SST 偏差変動と熱帯対流圏温度偏差場との関係を指摘した研究がある。Soden (2000) や Su et al. (2003) は、再解析データ、衛星データ、モデルアウトプットを使用した解析で、熱帯平均対流圏温度と熱帯平均した SST の間に線形関係があることを示した。Yulaeva and Wallace(1994) は ENSO 現象に関連する強制と線形減衰項を用いた簡単な熱力学モデルで経験的に熱容量を決めることによって、北大西洋や熱帯インド洋による熱的慣性が熱帯対流圏温度偏差と ENSO 現象のずれを生み出すことを示唆した。また Kumar and Hoerling (2003) は、大気大循環モデルと海洋混合層モデルを結合した数値実験と大気大循環モデルのみの数値実験の比較から、熱帯対流圏温度偏差場の変動は、熱帯の海洋が赤道東部太平洋 SST 偏差と時間的に遅れて応答していることと密接に結びついていることを指摘した。ただし、そのような海洋の SST 偏差がなぜ重要か、という点に関する詳細なメカニズムを提示していない。

Sobel et al.(2002) は、第 1.1.2 節で紹介した、対流域の SST 偏差が対流調節を通じて対流圏温度偏差の変動と結びつくという物理的な考察をもとにして、”Rainy-region SST”を提案している。これは、言い換えると、低い SST の領域では、地表が自由対流圏に直接的に影響を与える手段がなく、こうした領域の SST 偏差は、深い対流活動を誘起するほど大きくない限り自由対流圏の温度偏差を作り出せないで、対流域の SST 偏差が重要であるという考察である。彼らは降水量が多い

領域の平均海面水温を表す指標を Rainy-region SST として表している。ここで、Rainy-region SST の定義は、6mm 以上の日降水量を持つ格子点で平均した海面水温である。結果は閾値である 6mm/day という大きさに敏感ではないとしている。しかし彼らは Rainy-region SST を熱帯対流圏温度や熱帯平均 SST と時系列で比較したのみであり、より詳細な解析が必要である。

### 1.1.7 水蒸気量との関係

水蒸気フィードバック、すなわち、相対湿度を一定とすると、クラウドウス-ク  
ラペイロンの式によって、温度上昇が大気の水蒸気量の増加を導き、さらに、水  
蒸気が温室効果ガスであるから、この増加がさらなる温度上昇をもたらす関係が  
知られている (e.g. Blankenship and Wilheit, 2001)。実際、Sun and Oort(1995)  
は、ラジオゾンデデータを用いて、同じ高さにおける熱帯平均温度と熱帯平均比  
湿が年々変動に関して正相関であることを示している。Soden(1997) は、1987 年  
のエルニーニョに伴う海面水温の増加に結びついて、熱帯平均した水蒸気の温室  
効果の強制 ( $= \sigma T_s^4 - F_{clr}$ 、 $\sigma$  はステファン・ボルツマン定数、 $T_s$  は海面水温、 $F_{clr}$   
は晴天での大気上端の外向き長波放射量) が増大していることを観測的に示した。  
こうして、水蒸気量の変動を調べることは、対流圏温度偏差と ENSO 現象の間の  
時間的なずれの成因の究明につながる可能性がある。

### 1.1.8 1976 年/1977 年の気候シフト

多くの研究で、いわゆる、”気候シフト”が 1976 年/1977 年で起こったことが指  
摘されている。1976-77 年を境に、全球の SST の場において、熱帯東部太平洋がよ  
り暖かく、中緯度中央北太平洋がより冷たくなるようにシフトしたことが示され  
ている (Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990; Zhang et al., 1997)。図 1.5a  
は、6 年の高周波フィルタ (HP) と低周波フィルタ (LP) を適用した太平洋領域  
の海面水温に対する第 1 主成分の時係数を示している。HP の時系列は、ENSO 現  
象に関連する変動をとらえている。一方、LP は、1976-1977 年付近で上昇する特  
徴、すなわち、気候シフトを示している。両方の時系列によって回帰された全球

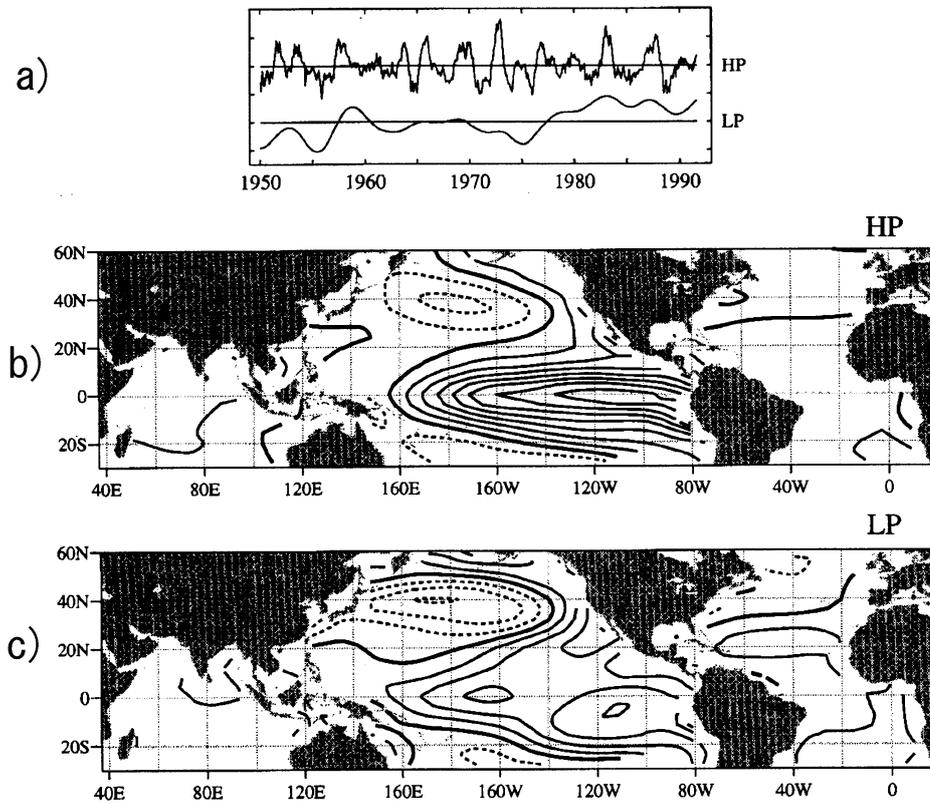


図 1.5: a) 6 年の高周波フィルタ (HP) と低周波フィルタ (LP) を適用した太平洋領域の海面水温に対する第 1 主成分の時係数と、b) HP、c) LP による全球の SST に対する回帰パターン。等値線の間隔は 0.1K (下図)。ゼロの値の等値線が太線。Zhang et al.(1997) から引用。

の SST の場が図 1.5b と図 1.5c で示されている。両方のパターンは定性的に似ていて、熱帯太平洋で大きな SST 偏差、中緯度北太平洋で負偏差を示す。赤道東部太平洋の最大値は、HP の方がよりはっきりしていて、より赤道に限定されているが、中緯度北太平洋の SST 変動は LP の方がはっきりとしている。

Angell(1988) は、ラジオゾンデデータを用いて、熱帯における 850hPa-300hPa 平均温度の 1958 年から 1987 年までの時系列を示した。その図では、温度は、気候シフトに伴って増加している。ただし、Angell はそれが、上記の気候シフトに伴うものであるとは指摘していない。

平均 SST が暖かくシフトすることに加えて、ENSO 現象の時間発展が 1976/77 年

の気候シフト以降、変調している。1970年代以来、3-7年の時間スケールの ENSO の分散は、SOI や赤道東部 SST の時系列において強い (Wang and Wang, 1996; Torrence and Webster, 1998; Kestin et al., 1998)。さらに、1960年~1977年の期間で ENSO 現象は年サイクルへの強い季節固定を示すが、1978年~1995年の期間はその特徴が弱いことが指摘されている (Torrence and Webster, 1998)。熱帯対流圏温度偏差変動に対する強い効果を考えると、ENSO 現象の上記の特徴は、対流圏温度偏差変動に関連する可能性がある。

## 1.2 本研究の目的

前節の先行研究を踏まえ、本研究の目的は次のようになる。

最近、地球温暖化問題が注目を集め、さまざまな研究がされている (e.g. Houghton et al., 2001)。全球の気候変化傾向を知るといった観点から、対流圏温度がどのような長期傾向を示すか、ということは興味深い。しかし、Chelliah and Ropelewski(2000)が指摘しているように、さまざまなデータセット間でバイアスがあることに加えて、対流圏温度の年々変動が大きいことが、その見積を難しくしている。従って人為起源による傾向を取り出すためには、熱帯対流圏温度場が自然現象でどのような変動をするのか、精確に知る必要がある。またコリオリの効果が大きい亜熱帯から極側においては、温度風の式で表されるように地衡風と強く関係し、コリオリの効果が小さい赤道付近では、低温域から高温域に吹く発散風と関連するように、対流圏温度場は大気循環と結びついており、この点からもその変動は重要である。

熱帯対流圏温度場の変動はエルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象と密接に関連している。両者は北半球の冬季に高い正の相関関係にあるが、ENSO 現象が先行する時間的なずれがあることがラジオゾンデデータや衛星データから指摘されている。しかしそのずれが生じるメカニズムは、いくつかの仮説が提案されているが、まだ解明されていない。

ENSO 現象に春季から次の年の春季まで持続し、冬季にピークとなる傾向があることが知られている。本研究では、季節固定した特徴に注意して ENSO 現象の

時間発展と熱帯対流圏温度偏差の時間発展を調べることで、上記のずれの成因について調べる。また、ENSO現象に直接関連する海面水温の変動だけではなく、太平洋のピークから3ヶ月から6ヶ月遅れて変動するインド洋や西太平洋の海面水温変動に注意する。これら領域は、降水量が多い領域でもある。対流活動が海面水温変動と対流圏温度変動を結びつけるという観点からの、Rainy-region SST(Sobel et al., 2002)と熱帯対流圏温度の対応関係を詳細に議論する。データ解析には、再解析データを用いる。再解析データは均質で整合性のあるデータセットであり、これまで使用されてきたラジオゾンデデータや衛星データでは描くことができない鉛直構造を含めた対流圏温度偏差変動の詳細な空間構造を調べることができる。さらに水蒸気量の変動や、熱帯では非断熱加熱量が大气の熱的平衡において重要な要素である (Peixoto and Oort, 1992) ので、降水量変動との関連を調べる。

相関係数や回帰係数による統計解析に加えて、合成解析によって、ENSO現象の位相による対応関係の違いについても調べる。また SST 偏差に対する対流圏温度偏差場の応答という観点で数種類の異なる境界条件の数値実験を行う。それによって、どの領域の SST 偏差が重要なのか、また降水量が多い領域と少ない領域の、SST 偏差に対する対流圏温度偏差の敏感度の違いについて調べる。

1976年/1977年の気候シフトの前後で、熱帯での平均的な SST 分布や ENSO 現象の変動特性が変化している。従って熱帯対流圏温度偏差場の持続性に対して気候シフトが影響を与えている可能性がある。ラジオゾンデデータセットを用いて、これについて調べる。また、示された熱帯対流圏温度の数十年規模の差異と、ENSO 現象の指標、熱帯平均海面水温、Rainy-region SST における差異を比較することで、その成因を考察する。

本論文は以下のような構成となっている。第2章では、熱帯対流圏温度偏差場の季節規模の変動に関する空間構造と SST 偏差変動との対応関係を統計的に調べる。第3章では、統計解析に加えて、合成解析と数値実験結果でずれの成因を考察する。第4章では、ラジオゾンデデータセットを用いて、熱帯対流圏温度偏差場の季節規模持続性に関する数十年規模の変化を調べる。第5章で各章の結果を踏まえて議論した後、第6章で、本研究を通してのまとめを述べる。

なお、第2章は Kubota and Terao(2003a)、第4章は Kubota and Terao(2003b) に基づいている。また第3章の後半部分は久保田ら (2003) を参考としている。第

3章は Kubota et al.(2003) として投稿予定である。これらの研究には筆者が中心的役割を果たしている。

なお本研究では便宜上、時期の表現として季節を用いる。北半球での季節と対応していて、春は3,4,5月、夏は6,7,8月、秋は9,10,11月、冬は12,1,2月を指す。

## 第2章 気候シフト以降の熱帯対流圏 温度偏差場の季節規模持続性

### 2.1 データと手法

使用した大気データは、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center for Atmospheric Research) 再解析データ (Kalnay et al., 1996) である。再解析データは、過去の観測データの収集と品質管理を系統的に行った上で、同一の数値予報モデルとデータ同化システムのプログラムを使うことにより作られるので、長期間にわたり均質で整合性のあるデータセットである。データは緯度経度ともに 2.5 度間隔で、格子点数は東西 144× 南北 73 である。気圧面格子点値に関する鉛直層数は 17 層で、1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa である。

SST データは、Met Office Hadley Centre's sea ice and sea surface temperature (HadISST) 1.1 データセット (Rayner et al., 2003) である。HadISST は、縮約空間最適内挿法で再構築し、分散訂正された観測値やバイアス調整された衛星データを融合して作られた全球データセットである。緯度・経度ともに 1 度間隔で、格子点数は東西 360× 南北 180 である。

降水量は、CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) データセット (Xie and Arkin, 1997) で、緯度経度ともに 2.5 度間隔、格子点数は東西 144× 南北 72 である。CMAP データセットは、地表の雨量計、衛星による見積もり、数値モデルのアウトプットから推定されている。

Trenberth and Guillemot (1998) は、再解析の水蒸気の場合、熱帯に大きなバイアスがあることを指摘しており、取り扱いに注意が必要である。本章での水蒸

気の解析には、大きな領域で平均した値のみを扱い、小さな水平スケールの変動は無視する。

使用したデータの期間はいずれも1979年から2000年まで(22年間)の月平均値である。なお、NCEP再解析は1949年から利用可能であるが、1979年より前のデータを本章では使用しない。これは、次の2点による。まず、1978年の11月から、NCEP再解析において、衛星データから得られた温度データがデータ同化されている(Kalnay et al., 1996; Basist and Chelliah, 1997)。熱帯にはラジオゾンデ観測点はまばらにしかないので、再解析データの品質が衛星データを使用したことによって変化した可能性がある。また、第1.1.8節で指摘した1976/1977年の気候シフトの影響が考えられる。上記の理由で、本章では1979年以後のみで調べ、それ以前との違いについては、ラジオゾンデデータを用いて、第4章で詳細に調べる。

本研究では、ある月の偏差と、別の月の偏差の間の相関係数をたびたび用いる。この際、年々変動が統計的に独立したデータの連続であると仮定して検定を行う。例えば、対流圏2年振動(Yasunari and Seki, 1992)のような、前年の影響が次の年に受け継がれる場合、独立と見なすことができず、この仮定は有効でない。しかし、現在の解析ではそれにあてはまらないことは第2.2.1節で確認する。

## 2.2 熱帯対流圏温度偏差場の持続性

### 2.2.1 熱帯対流圏温度偏差場の持続性が秋季に落ちる特徴

この節では、熱帯対流圏平均温度偏差の相関係数で示される特徴をもとに、熱帯対流圏温度偏差場の持続性が秋季に落ちる特徴について述べる。

まず、熱帯対流圏温度偏差の変動とENSO現象との対応関係を調べるため、季節進行に注意して両者の間の相関係数を調べた。それぞれの月に対する熱帯対流圏平均温度とNINO3 SST(NINO3領域で平均したSST)の偏差(22個の時系列)についてずらし相関係数を計算した。その結果が図2.1である。ここでは、静水圧

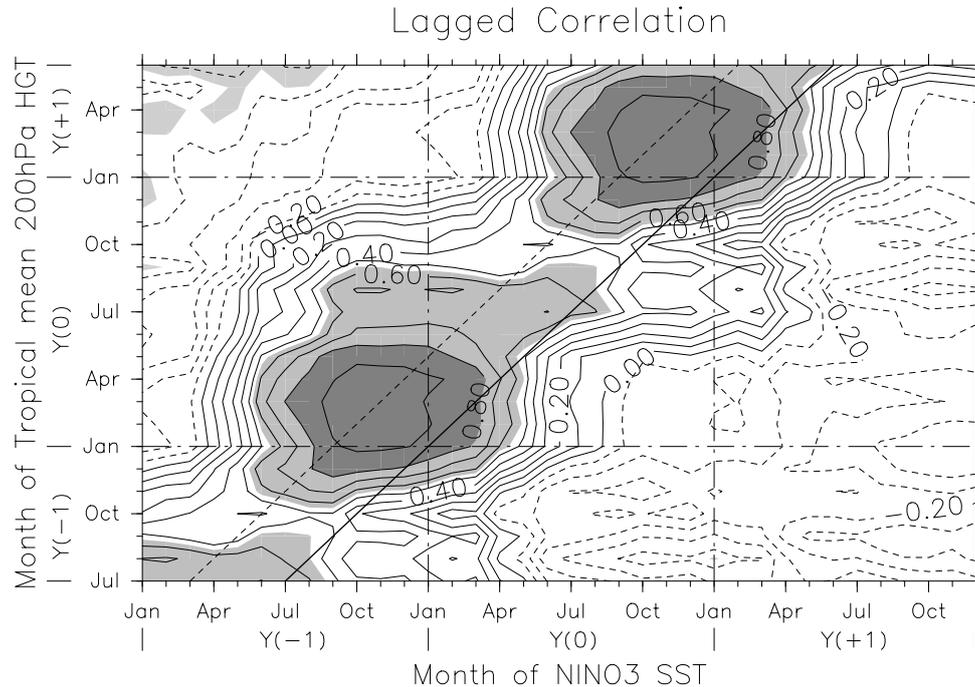


図 2.1: 熱帯平均 200hPa 高度と NINO3 SST のずらし相関。高度は帯状平均し、また 15°S と 15°N の間で平均している。横軸と縦軸はそれぞれ、NINO3 SST の月と高度の月を示している。Y(0) は基準年の月を表し、Y(-1) と Y(+1) はそれぞれ、基準年 Y(0) の前年と次の年を意味する。斜めの太い実線は同じ月を、その実線に平行な点線は 4ヶ月のずれを表す。等値線の間隔は 0.1。0.55 (1%有意水準) 以上の相関係数は陰影で、-0.55 以下の相関係数は淡い陰影で示している。0.8 以上の相関係数を、濃い陰影で強調している。

平衡の式から、200hPa 面ジオポテンシャル高度 (以下、200hPa 高度と表記) を、対流圏温度の指標としている。

横軸と縦軸はそれぞれ、相関係数の計算に使われたデータセットの月を表している。すなわち、横軸は NINO3 SST の月、縦軸は熱帯対流圏温度の月である。Y(0) は基準年を表し、Y(-1) は Y(0) の前年、Y(+1) は Y(0) の次の年を表す。斜めの太実線は、同時相関を表す。

この図の最も目立つ特徴は、有意な正の相関係数である四角形の領域で、これは、両者の親密な関係が特定の期間に限られていることを表している。NINO3 SST 偏差の月が Y(-1) の 6 月 [6月(-1)] と Y(0) の 4 月 [4月(0)] の間で、熱帯平均 200hPa 高度偏差の月が 11 月 (-1) と 9 月 (0) の間のときに、両者は高い正相関の関係で

ある。言い換えると、熱帯対流圏温度偏差の月を固定したとき、相関係数は、6月からその後の4月まで1%の有意水準を上回る。4月から6月の間、値は他の季節より大きく変動する。この特徴は、ENSO現象のSPBと対応する。一方、NINO3 SSTの月が固定されたとき、相関係数は、11月からその後の9月まで1%の有意水準を上回る。また、値は他の季節より秋に大きく変動する。これは熱帯200hPa高度偏差の持続性が秋季に落ちる特徴、言い換えると、熱帯対流圏温度偏差場が秋から次の秋まで持続する傾向を示している。

図2.1の特徴として、高い相関係数の中心が、斜めの太実線に対して対称に分布しているのではなくて、4ヶ月ずれているということである。すなわち、NINO3 SST偏差の変動が、熱帯対流圏200hPa高度偏差の変動より4ヶ月先行している。これは、NINO3領域のSST偏差がこうした時間変動の原因であり、熱帯対流圏温度偏差の変動はENSO現象によってもたらされたものであることを示唆している。

持続性をより明確にするために、Torrence and Webster (1998) にならって、ある月  $m$  と別の月  $m+k$  ( $k$  はずらした月) の相関係数を持続性  $P_m(k)$  と定義して解析を行う。

図2.2aと図2.2bは熱帯200hPa高度偏差の持続性を示している。ジオポテンシャル高度は熱帯緯度帯15°S–15°Nで平均され、それぞれの実線は、ある特定の月  $m$  とそれ以前の月  $m-k$  の間のジオポテンシャル高度  $z$  の相関係数の大きさを表す。すなわち、図2.2aは時間的に前にずらした時系列との相関係数、図2.2bは時間的に後ろにずらした時系列との相関係数である。

例えば、図2.2aの左端の線 ( $m$  は1月) は、「1月」と「1月から  $k$ ヶ月前の月」の間の相関係数である。黒四角 ( ) は、 $z(1月)$  と  $z(12月(-1))$  の相関係数を表す。ここで、(-1) は、前年を意味し、1ヶ月の差である。同様に、同じ線の白四角 ( ) は、 $z(1月)$  と  $z(7月(-1))$  の相関係数を表す。これは6ヶ月の違いである。

図2.2aで、まず5月に、そして、9月に大きく値が落ちる。9月の減少の方が5月より大きい。図2.2bで、まず6月に、そして、10月に大きく値が落ちる。 $P_m(1)$  (黒丸) の最小値は、9月と10月の組み合わせである。白丸 ( )、白四角 ( ) は、それぞれ、 $P_m(6)$  と  $P_m(-6)$  を表す。1%の有意水準を上回る  $P_m(6)$  の値は、

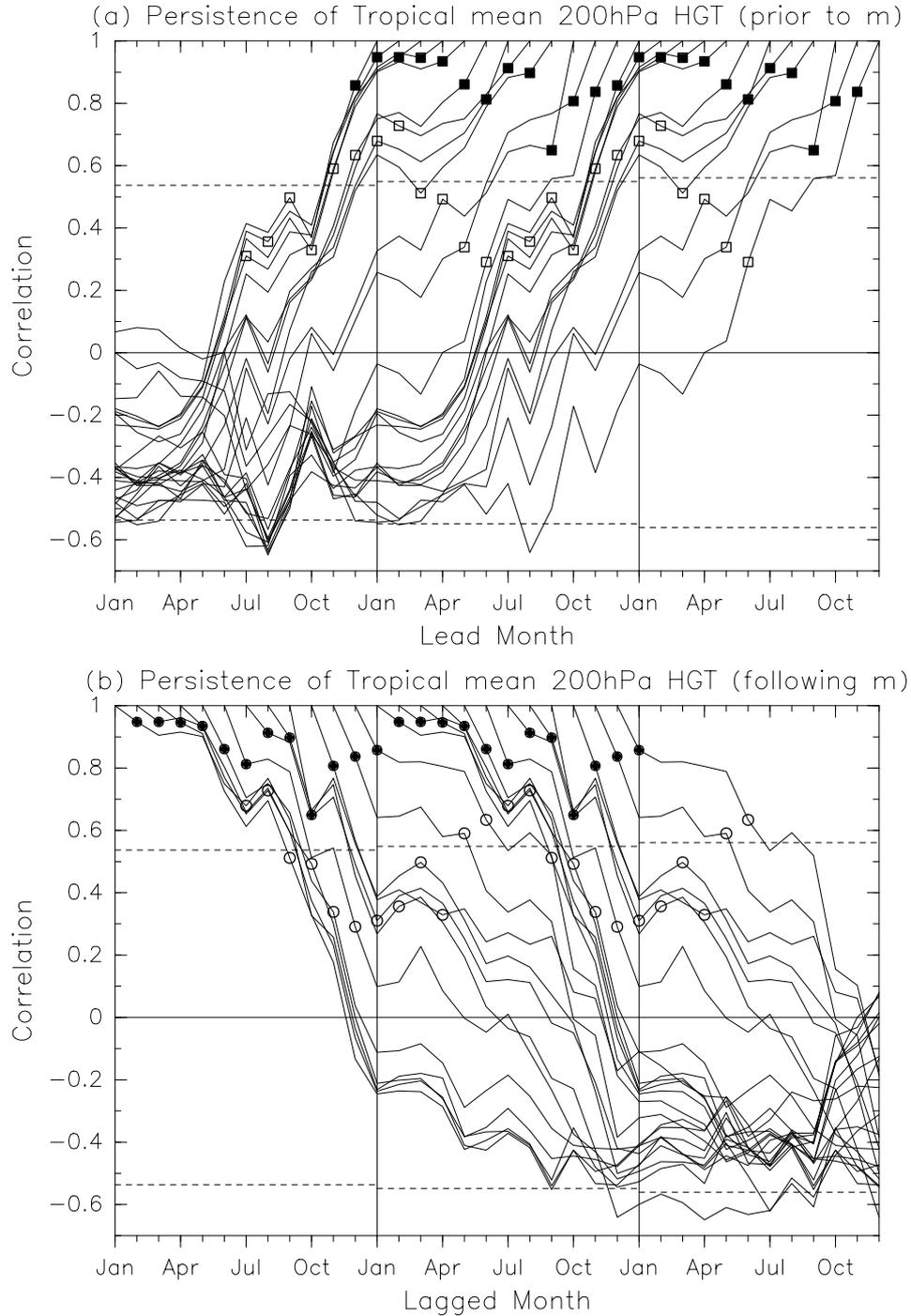


図 2.2: 熱帯平均 200hPa 高度偏差の持続性  $P_m(k)$  (本文参照)。それぞれの実線は、基準の月  $m$  と、(a) $m$  より時間的に前の月の時系列、(b) $m$  より時間的に後の月の時系列の間の相関係数を表す。高度は帯状平均され、また  $15^\circ\text{S}$  と  $15^\circ\text{N}$  の間で平均されている。黒丸と白丸はそれぞれ、 $P_m(1)$  と  $P_m(6)$  を表す。黒四角 ( ) と白四角 ( ) はそれぞれ、 $P_m(-1)$  と  $P_m(-6)$  を表す。横軸に平行な点線は 1% 有意水準を表す。

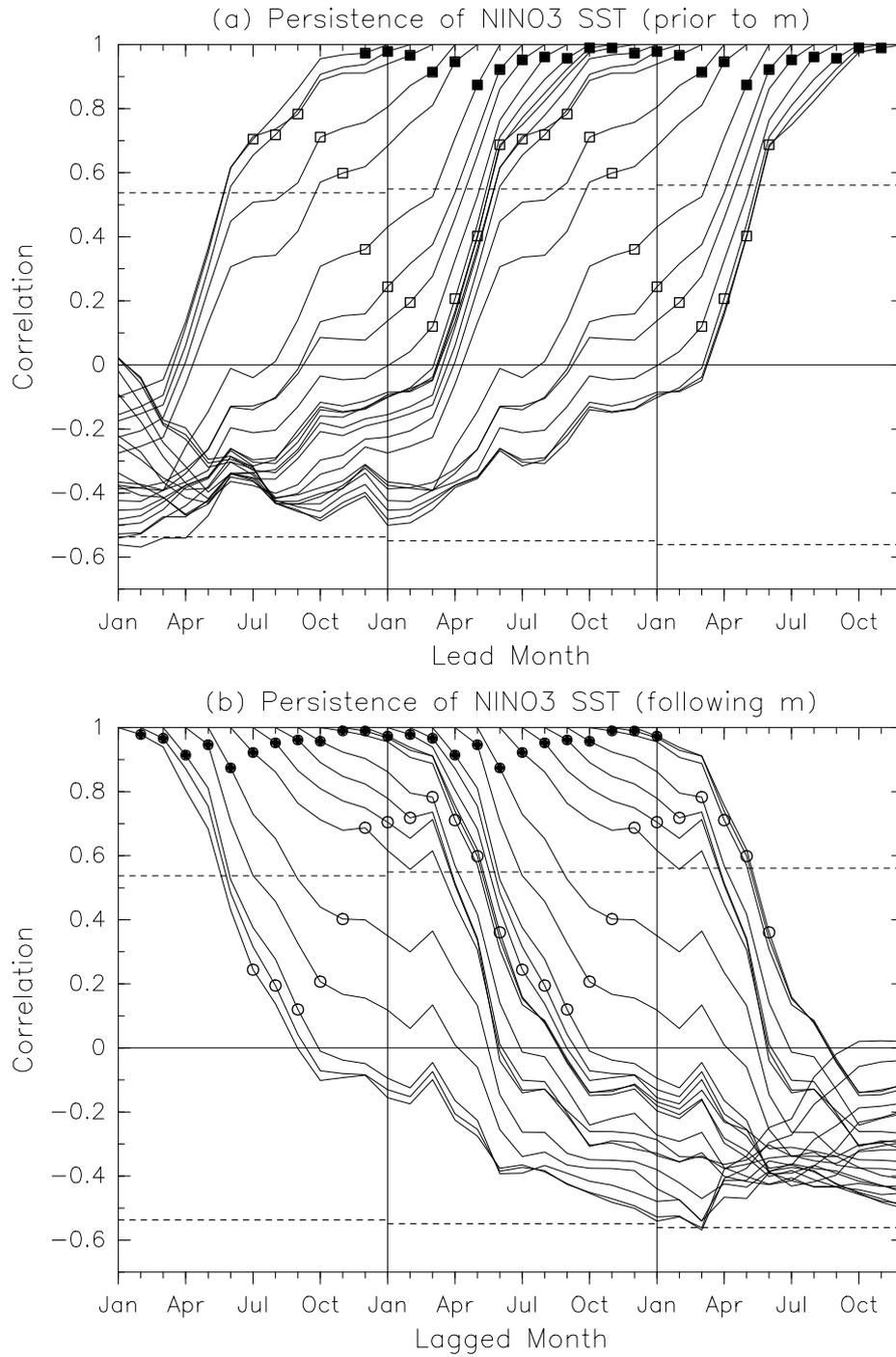


図 2.3: NINO3 SST 偏差の持続性 (図 2.2 と同様)。

11月-5月、12月-6月、1月-7月、2月-8月の組み合わせである。いずれの組み合わせも、9月と10月を間に挟まない。

出発点の月と1年ずらした月における偏差の相関係数はほとんど負であり、それは対流圏2年振動 (Yasunari and Seki, 1992) を示している可能性がある。しかし相関係数はどの月が出发点でも統計的に有意ではなく、強い関係ではない。

図2.3はNINO3 SST偏差に対する図2.2と同様の図である。基準の月に関係なく、NINO3 SST偏差の相関係数は、3月まで高く、そしてTorrence and Webster(1998)が指摘しているように、春季に大きく減少することが示されている。図2.3bの $P_m(1)$ の最小値は5月と6月の組合せである。

図2.2と図2.3の結果から、 $P_m(1)$ の最小値に関して、NINO3 SST偏差のSPB(5月と6月・図2.3)と、熱帯200hPa高度偏差の持続性が秋季に落ちる特徴(9月と10月・図2.2)の間に4ヶ月のラグがあることがわかる。

### 2.2.2 熱帯年インデックス (TYI)

前節で示したように、熱帯対流圏平均温度偏差場の持続性が秋季に急激に低下する特徴が秋に見られる。この結果は、カレンダー年(1月から始める1年のサイクル)で計算された年平均値を使って熱帯対流圏温度場の年々変動を調べることは不適切なことを示唆している。そこで、熱帯対流圏温度場の変動を直接的に表すものとして熱帯年インデックス (Tropical Year Index, TYI) を提案する。これを基準年の前年  $[Y(-1)]$  の10月から基準年  $[Y(0)]$  の9月までの期間で時間平均し、熱帯 ( $15^{\circ}\text{S}-15^{\circ}\text{N}$ ) で空間平均した200hPa高度で定義する。この平均期間は、熱帯200hPa高度の $P_m(1)$ の最小値が $m=9$ 月で見られる(図2.2)ことから決定した。

図2.4はTYI偏差の時系列を示している。TYIの時系列に一定のトレンド(単調に増加する、等)は見られない。図からTYIが大きい正偏差の年は1983年・1988年・1998年であり、TYIが大きい負偏差の年は1985年・1989年・2000年であることがわかる。

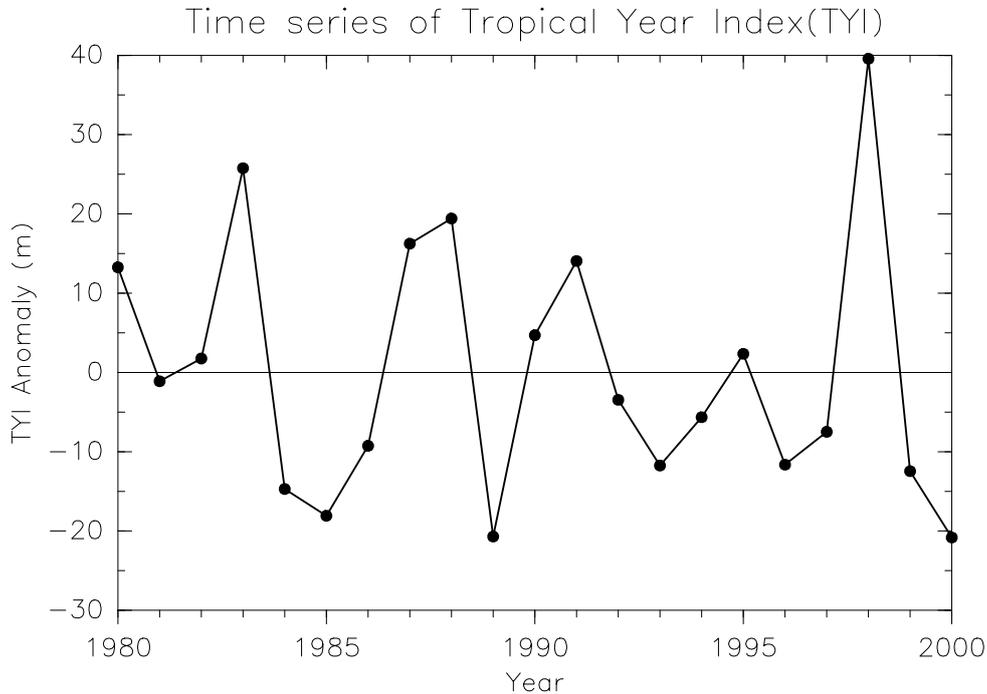


図 2.4: 熱帯年インデックス (TYI) の偏差の年々変動。単位は m。

### 2.2.3 熱帯対流圏温度偏差と赤道東部太平洋 SST 偏差の時間発展

熱帯対流圏温度偏差と赤道東部太平洋 SST 偏差の時間発展を TYI を基準とすることで比較する。図 2.5 は、TYI (前節参照) と対象とする変動量との間のずらし相関係数を線グラフで、TYI によって回帰された偏差を棒グラフで示している。対象とした変動量は、NINO3 SST (白丸、白棒) と熱帯帯状平均 200hPa 高度 (黒丸、黒棒) である。TYI と NINO3 SST の間の相関係数は、7月(-1) から 4月(0) の間に、1% 有意水準 (横軸に平行な点線) を上回る。一方、TYI と熱帯対流圏平均温度の間の相関係数が有意水準を上回るのは、11月(-1) から 9月(0) の間である。この結果は、NINO3 SST 偏差と熱帯対流圏平均温度偏差は、それぞれ、7月(-1) から 4月(0) までと、11月(-1) から 9月(0) まで持続する傾向があるということを示している。両者の同時的な密接な関係というのは、11月(-1) から 4月(0) までの期間にある。

本研究では、相関係数が 1% の有意水準を上回るときの回帰係数に注目する。NINO3 SST 偏差は、7月(-1)[0.55K] から 12月(-1)[1.1K] まで増加し、12月(-1)

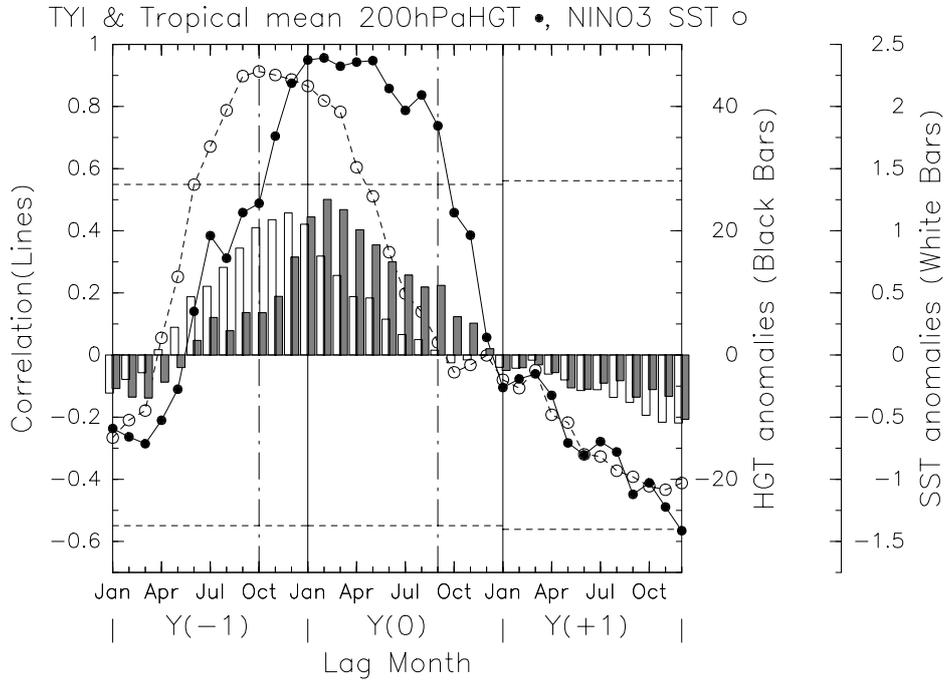


図 2.5: TYIと変動量の間はずらし相関係数（線グラフ）およびTYIによって回帰された偏差（棒グラフ）。ずらす変動量はNINO3 SST(白丸・白棒)と熱帯(15°S–15°N)帯状平均200hPa高度(黒丸・黒棒)。横軸はずらす変動量の月を表す。横軸に平行な点線は1%有意水準を表す。縦軸に平行な二組の一点鎖線は、TYIの平均期間を示している。NINO3 SST偏差の単位はK、高度偏差の単位はm。

から4月(0)[0.47K]まで減少する。熱帯対流圏温度偏差は、11月(-1)[9.4m]から2月(0)[25.0m]まで増加し、2月(0)から9月(0)[11.2m]まで減少する。興味深いことに、対流圏温度偏差は急速に上昇してゆっくりと減少するが、NINO3 SST偏差はゆっくりと上昇して、急速に減少するという時間発展の差異がある。この結果は、TYIに関連する熱帯対流圏温度偏差が、赤道東部太平洋SST偏差と比べて単純に遅れているのではないことを示している。

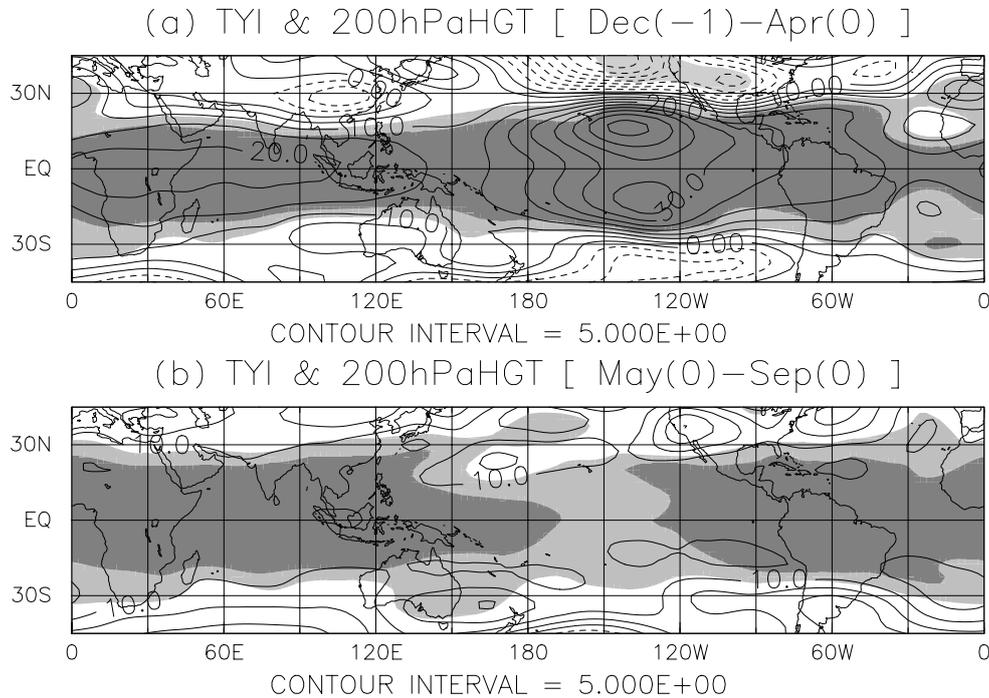


図 2.6: TYI で回帰した 200hPa 高度偏差の緯度経度分布 (等値線)。陰影をつけた部分は TYI と 200hPa 高度の間の相関係数を示し、その大きさは図 2.1 と同様である。高度は、(a)12月(-1)から4月(0)まで (SPB 以前)、(b)5月(0)から9月(0)まで (SPB 以後) の2期間で平均している。等値線の間隔は 5m。

## 2.3 熱帯対流圏温度偏差場の持続性の空間構造

### 2.3.1 水平構造

この節では、熱帯対流圏温度偏差場における持続性のパターンを、TYI に関して統計的に調べる。図 2.6a と図 2.6b は、それぞれ、TYI と NINO3 SST が有意な正相関の期間とその後の有意でない期間、すなわち、ENSO 現象の SPB 以前と SPB 以後の期間に対する TYI で回帰された偏差の水平構造を表している。図 2.6a 中の相関係数 (陰影) は、 $20^{\circ}\text{S}$  と  $20^{\circ}\text{N}$  間の緯度帯で、1%有意水準を上回っている。この相関係数の分布パターンは、衛星データを用いた Newell and Wu (1992) により示された結果と似ている。図 2.6a 中の TYI で回帰した高度偏差は、熱帯全域で 15m を上回っている。Gill(1980) による理論解と似た波動パターンが、中央太平洋 ( $90^{\circ}\text{W} \sim 160^{\circ}\text{W}$ ;  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$ ) に見られる。この特徴は、これまでに Yulaeva and

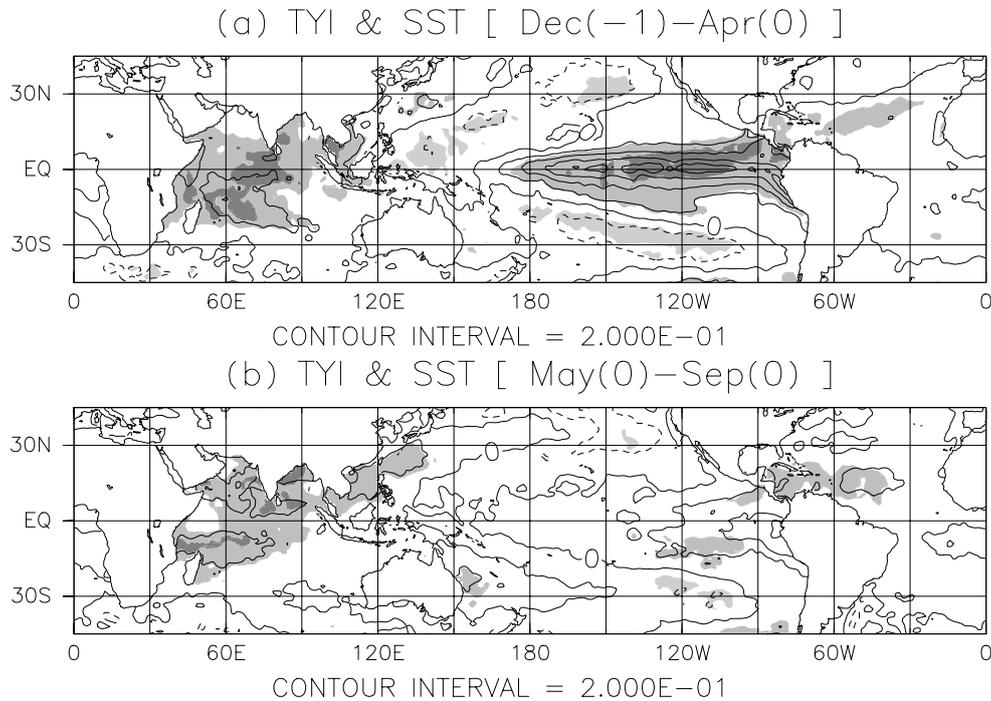


図 2.7: SST に対する図 2.7 と同様の図。等値線の間隔は 0.2K。

Wallace (1994) や Wallace et al. (1998) のよって指摘されている。ただ、Yulaeva and Wallace (1994) が指摘しているように (第 1.1.3 節参照)、このパターンが熱帯平均対流圏温度偏差の変動に伴って常に見られるものではない。

熱帯中央太平洋で 30m を上回る偏差の領域があるが、20m を上回る 2 番目のピークが赤道付近のアフリカ大陸からインド洋上に見られることに留意すべきである。

SPB 以後 (図 2.6b) においても有意な正相関域が熱帯全体に広がっている。図 2.6a と似た Gill モードに似た波動パターンは見られず、200hPa 高度偏差はほぼ一様であり、熱帯で 10m をわずかに上回る程度である。

図 2.7 は、SST 偏差変動に対する図 2.6 と同様の分布図である。SPB 以前においては、NINO3 領域を含む熱帯中・東部太平洋で、有意な正の相関係数が見られる (図 2.7a)。この相関分布パターンはこれまでの研究で知られているものと同じである (例えば、Wallace et al. 1998 の図 7c)。回帰 SST 偏差の最大値は、赤道中央太平洋で 0.8K を上回る。一方、図 2.7a と対照的に、SPB 以後の期間 (図 2.7b) では、熱帯中・東部太平洋における相関係数はほとんど有意でない。

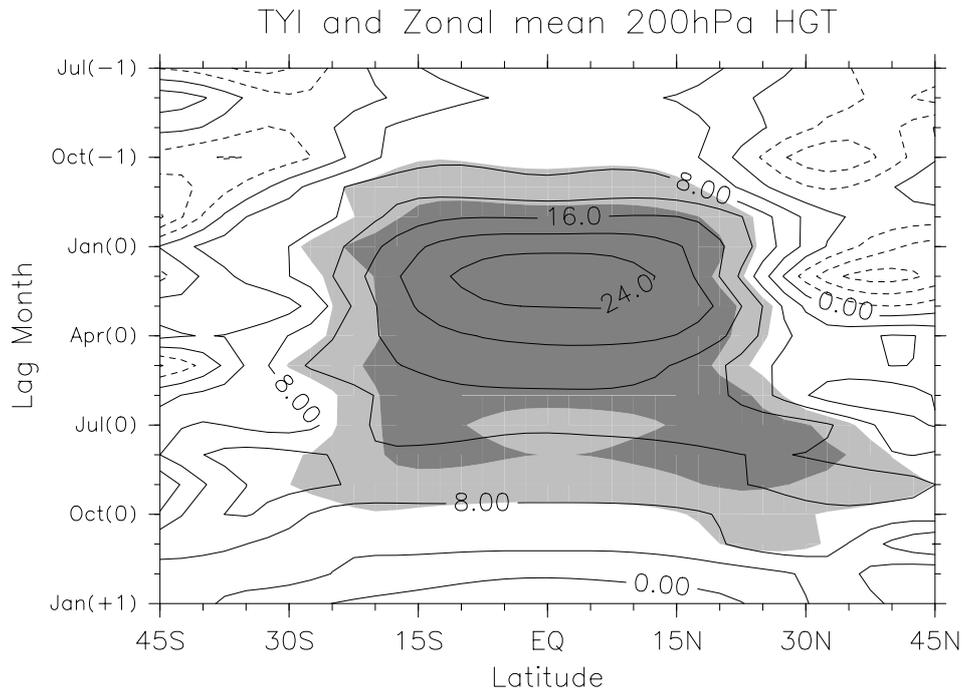


図 2.8: TYI で回帰した帯状平均 200hPa 高度偏差 (等値線) の緯度時間断面図。陰影は TYI (基準変動量) と帯状平均 200hPa 高度 (ずらす変動量) のずらし相関係数。縦軸はずらす変動量の月を表す。陰影の程度は図 2.1 と同様。等値線の間隔は 4m。

熱帯太平洋の SST 偏差のピーク出現時から 3~6ヶ月程度遅れて、インド洋や熱帯北大西洋に正の SST 偏差が現れることが知られている (第 1.1.5 節参照)。熱帯インド洋や南シナ海の SST 偏差に対する相関係数は、有意水準を上回っている (図 2.7a と図 2.7b) が、回帰された SST 偏差は 0.2K 程度であり、赤道東部太平洋と比べてかなり小さい。熱帯北大西洋で、回帰偏差は小さいけれども、相関係数が有意水準を上回っている (図 2.7b)。

### 2.3.2 緯度・鉛直構造

この節では、帯状平均した熱帯温度偏差場の緯度・鉛直構造の特徴について述べる。図 2.8 は、TYI を基準としたずらし相関係数と、回帰された帯状平均 200hPa 高度偏差の緯度時間断面図を表している。20°S ~ 20°N 間の緯度帯における高度偏差に対する相関係数は、11月 (-1) で 1% 有意水準に達し、その後、9月 (0) まで有

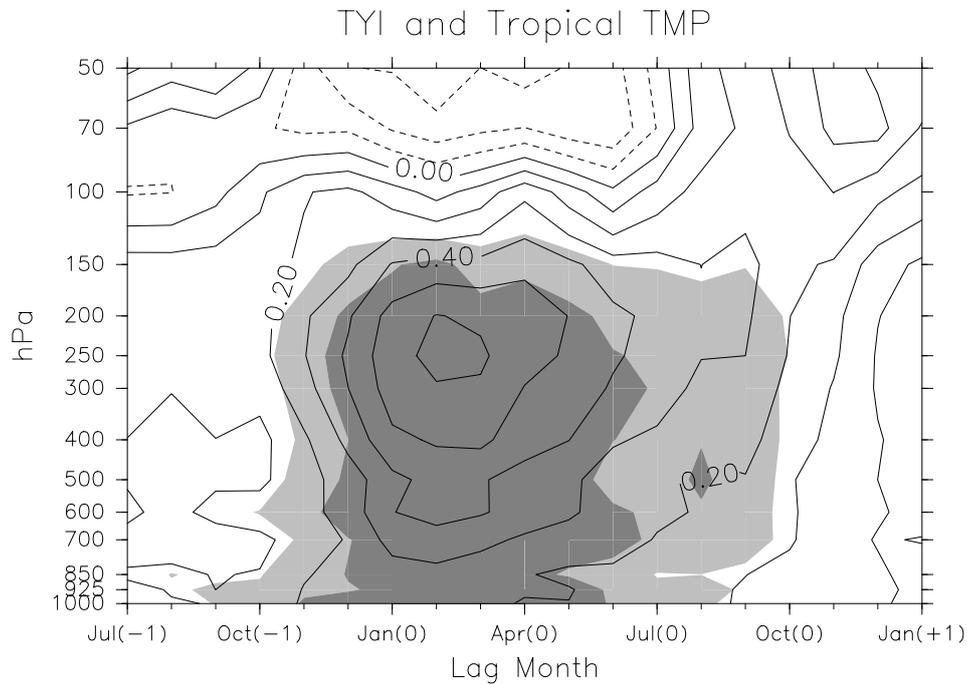


図 2.9: TYI によって回帰した熱帯温度偏差 (等値線) の時間鉛直断面図。陰影は TYI と熱帯温度の間のずらし相関係数で、その程度は図 2.1 と同様。横軸はずらされる変動量の月を表す。温度は帯状平均され、また  $15^{\circ}\text{S}$  と  $15^{\circ}\text{N}$  の間で平均されている。等値線の間隔は  $0.1\text{K}$ 。

意水準を超える値が維持されている。特に、緯度帯  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  における高度偏差との相関係数は  $0.8$  を上回っている (濃い陰影)。

7月(0)には、赤道付近より亜熱帯で高い正の相関係数が見られる。北半球の夏季においては、正の相関係数域増加が  $30^{\circ}\text{N}$  付近の亜熱帯領域にあり、これはチベット高気圧ような対流圏の亜熱帯高気圧帯にまでのびている。

緯度  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  上で、TYI で回帰した  $200\text{hPa}$  高度偏差は 11月(-1) から 2月(0) まで急速に増大し、その後、2月(0) から 9月(0) まで相対的にゆっくりと減少する。これは図 2.5 の特徴と対応する。

次に熱帯における温度偏差の鉛直構造に関して調べる。図 2.9 は、TYI を基準とした相関係数と回帰した熱帯温度偏差の時間鉛直断面図である。それぞれの気圧面の温度は熱帯 ( $15^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{N}$ ) で平均した。150hPa より下のほぼ全気圧面の、11

月(-1)と9月(0)の期間の相関係数が、正で統計的に有意である。興味深いことに、温度は700hPaから150hPaまでのすべての高さで、9月(0)と10月(0)の間の、短期間において有意水準を下回っている。850hPa以下の温度に対する相関係数は、9月(-1)に有意水準を上回り(薄い陰影)、700hPaと150hPaの間より2ヶ月早い。

TYIに回帰した温度偏差はすべての月において、下部対流圏(0.2K)より上部対流圏(0.4~0.6K)で大きい。回帰偏差(等値線)の最大値は、2月(0)の250hPaにおける0.6Kであった。これは、200hPa高度の変動が、主に中・上部対流圏の温度の変動を反映していることを示している。

## 2.4 境界層と自由対流圏の偏差場の違い

前節では、帯状平均した熱帯対流圏温度偏差場の変動についての解析結果を述べた。この節では、鉛直構造を含めた、熱帯温度偏差の経度方向の差異についての解析結果を示す。

図2.10aと図2.10bは、それぞれ、ENSOのSPB以前と以後の、TYIで回帰した熱帯温度偏差の経度鉛直断面図を示す。温度は熱帯(15°S-15°N)で平均している。2つの期間、12月(-1)~4月(0)(図2.10a)と5月(0)~9月(0)(図2.10b)の各高度における相関係数にはっきりとした東西方向の差異が見られる。

大気境界層に相当する1000hPaと850hPaの間には、熱帯温度偏差の高い正の相関域がいくつかの経度で見られる。図2.10aでは、中・東部太平洋、インド洋、アメリカ大陸上で、図2.10bでは、インド洋上とアメリカ大陸上で有意な相関域がある。上記の領域は、SST偏差に対する場合(図2.7)とよく対応している。この結果は、熱帯境界層の温度偏差が、その下のSST偏差とほぼ同時に変動していることを示している。

700hPa~150hPa間(自由対流圏)の熱帯温度偏差に対する相関係数は、ほとんどすべての経度で有意水準を上回る。1Kより大きな正の偏差が130°W付近の中央太平洋上で250hPaの高さで見られる。一方、大西洋と海洋大陸(西太平洋と東

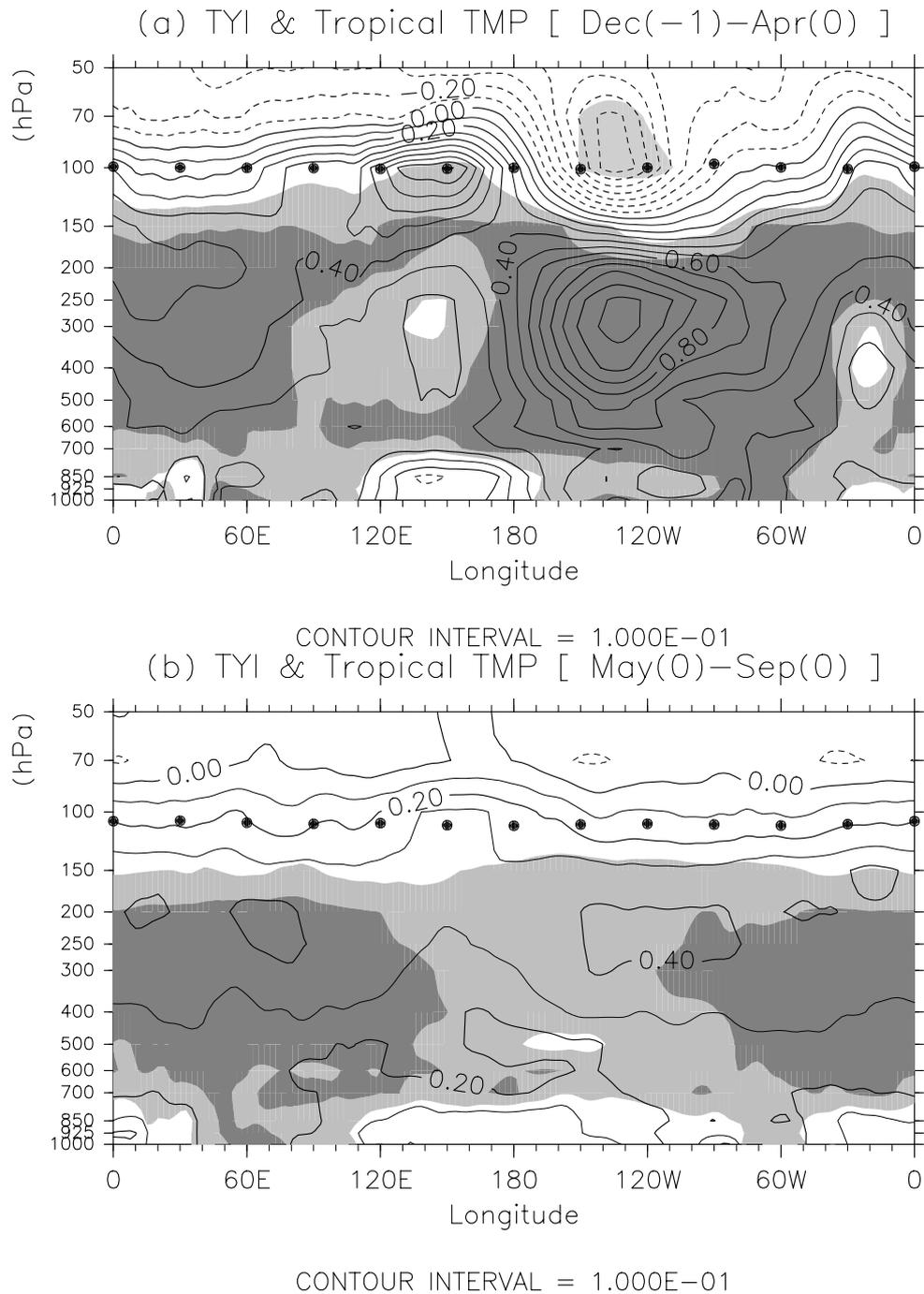


図 2.10: TYI によって回帰した熱帯温度偏差の経度鉛直断面図(等値線)。温度は  $15^{\circ}\text{S}$ – $15^{\circ}\text{N}$  間で平均し、また (a)12月(-1)から4月(0)まで、(b)5月(0)から9月(0)までの期間で平均している。陰影は TYI と熱帯温度の間の相関係数を表し、その程度は図 2.1 と同様。等値線の間隔は  $0.1\text{K}$ 。黒丸( )は22年間で平均した、(a)12月~4月、(b)5月~9月の2つの期間に対する熱帯( $15^{\circ}\text{S}$ – $15^{\circ}\text{N}$ )対流圏界面気圧。

南アジア領域)上では偏差は小さく、相関係数が有意でない高さがある。また対流圏界面付近の温度偏差は特に  $150^{\circ}\text{W} \sim 120^{\circ}\text{W}$  の経度で、その下にある対流圏と位相が反対の変動を示している。

上述した鉛直方向の違いから、熱帯温度偏差は、大気境界層 ( $1000 \sim 850\text{hPa}$ ) と自由対流圏 ( $700 \sim 150\text{hPa}$ ) に分けることができる。TYI と  $1000 \sim 850\text{hPa}$  と  $700 \sim 150\text{hPa}$  における熱帯温度偏差の関係は、それぞれ、図 2.11b と図 2.11c に示されている。TYI とのずらし相関と、TYI に回帰された偏差は、それぞれ、陰影と等値線で示されている。図 2.11a は、SST に対する図 2.11b や図 2.11c と同様の図である。

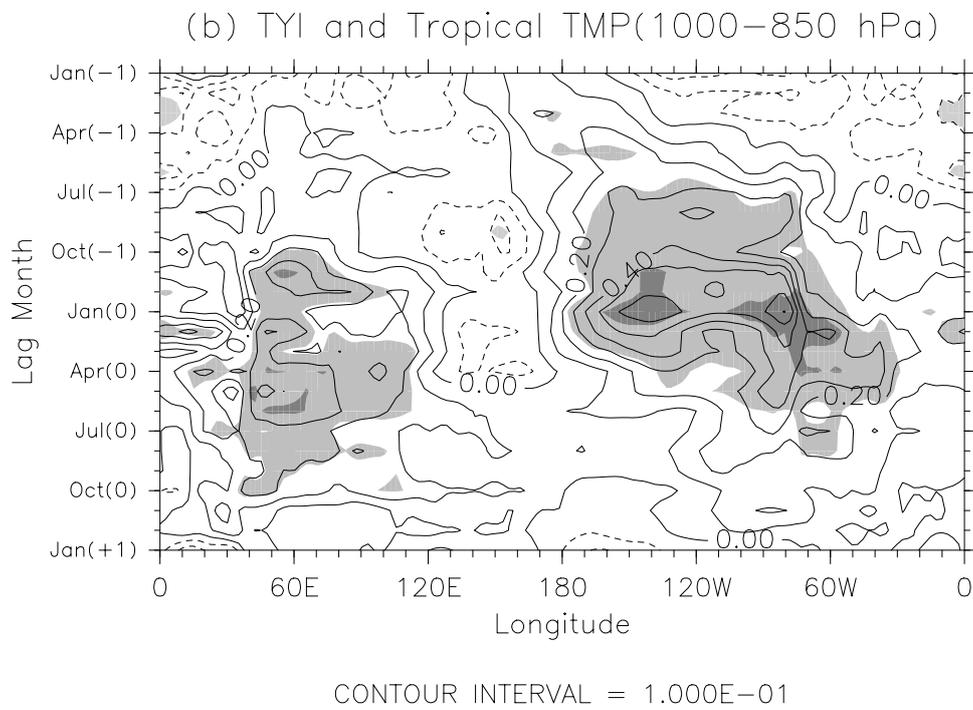
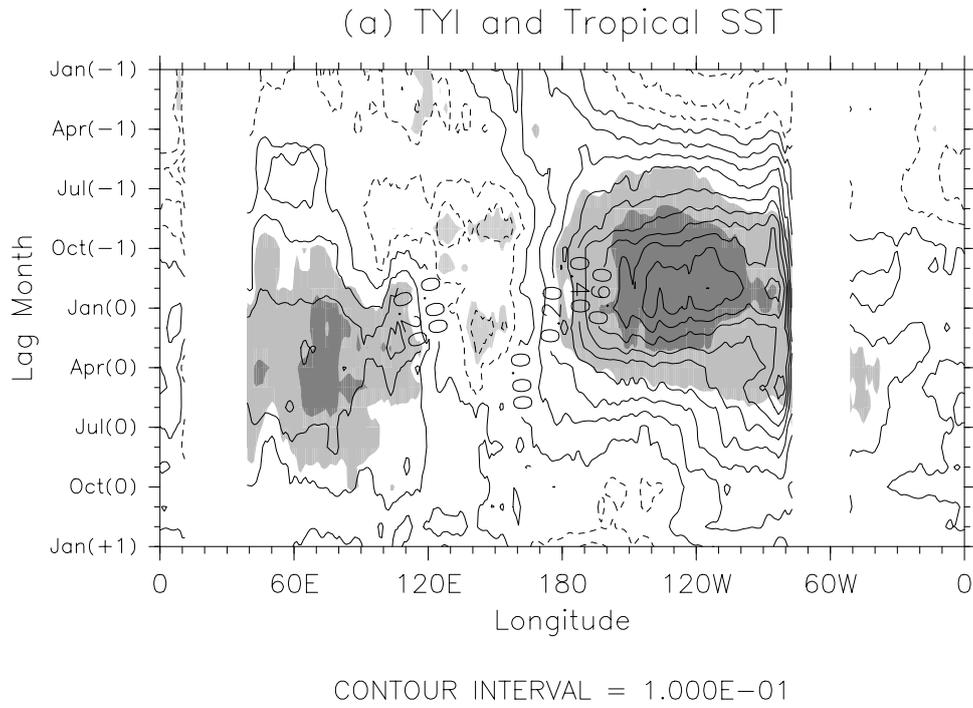
図 2.11a や b において、1% 有意水準を上回る正の相関係数が、中・東部太平洋 ( $180 \sim 80^{\circ}\text{W}$ ) の 7 月 (-1) ~ 4 月 (0) の期間とインド洋 ( $45 \sim 110^{\circ}\text{E}$ ) の 10 月 (-1) ~ 8 月 (0) の期間に見られる。海洋大陸上では、9 月 (-1) の相関係数が、負で統計的に有意である。このように、海洋上の  $1000\text{-}850\text{hPa}$  の熱帯温度偏差は、その下にある SST 偏差変動にほぼ同時に追従する傾向がある。一方、中・上部熱帯対流圏では (図 2.11c) 11 月 (-1) から 9 月 (0) までの期間に、より東西方向に一様な、有意で正の相関係数が見られる。

SST と下層の温度の最大偏差は、1 月 (0) に、それぞれ、 $115^{\circ}\text{W}$  で  $0.9\text{K}$ 、 $80^{\circ}\text{W}$  で  $0.7\text{K}$  である。下層の温度偏差は、 $140^{\circ}\text{W}$  においても  $0.7\text{K}$  と大きく、その経度は、中・上部対流圏温度偏差の 2 月 (0) の最大偏差 ( $0.9\text{K}$ ) と対応している。

さらに、図 2.11b は、南アメリカ大陸 ( $80 \sim 40^{\circ}\text{W}$ ) のような、陸面の有意な温度偏差変動が見られる。相関係数は、2 月 (0) ~ 6 月 (0) の期間で、1% の有意水準を上回る。南アメリカ大陸上の温度偏差の大きさは、東部太平洋の半分である。アフリカ大陸上にはほとんど有意な相関が見られない。

8 月 (-1) から 10 月 (-1) まで、ENSO 現象と関連する対流圏上部の温度偏差は、 $140^{\circ}\text{W}$  付近の中央太平洋のみで大きく、東西一様性は見られない。

これは、Kawamura et al.(1995) が SST 観測値を強制項として積分した大気大循環モデルの計算結果から指摘した、「熱帯  $200\text{hPa}$  高度は SST に対する応答が秋に弱い」ことに関連しているようである。



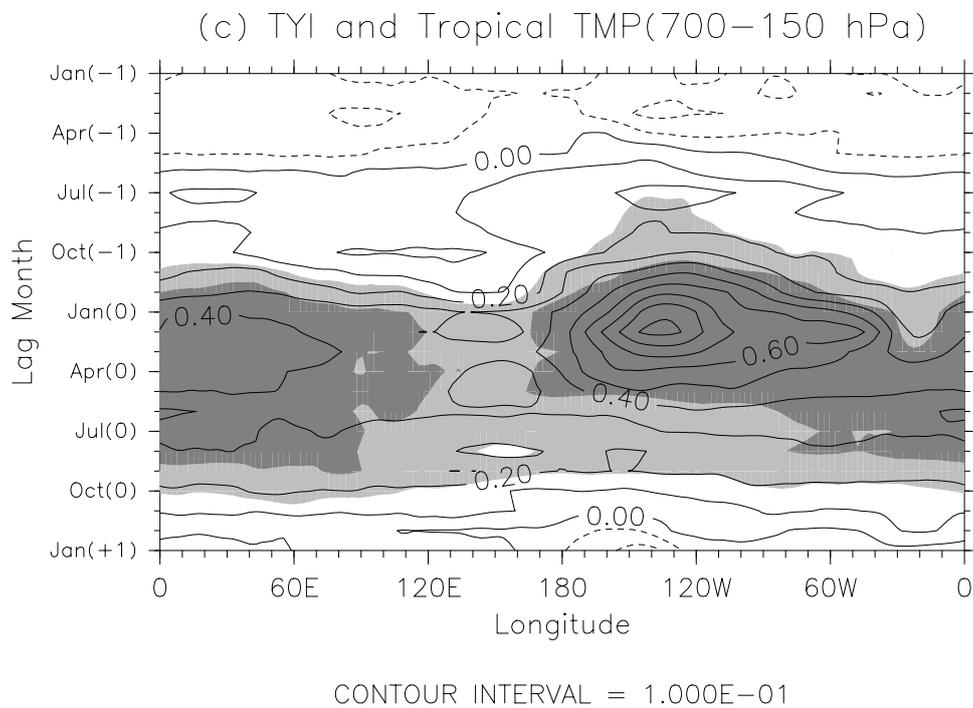


図 2.11: TYI で回帰した偏差の経度時間断面図 (等値線)。陰影は TYI と変動量間のずらし相関係数で、その程度は図 2.1 と同様。ずらされた変動量は、(a) 熱帯 SST 偏差、(b) 1000–850hPa 平均温度偏差、(c) 700–150hPa 平均温度偏差で、それぞれ、15°S と 15°N の間で平均されている。等値線の間隔は 0.1K。

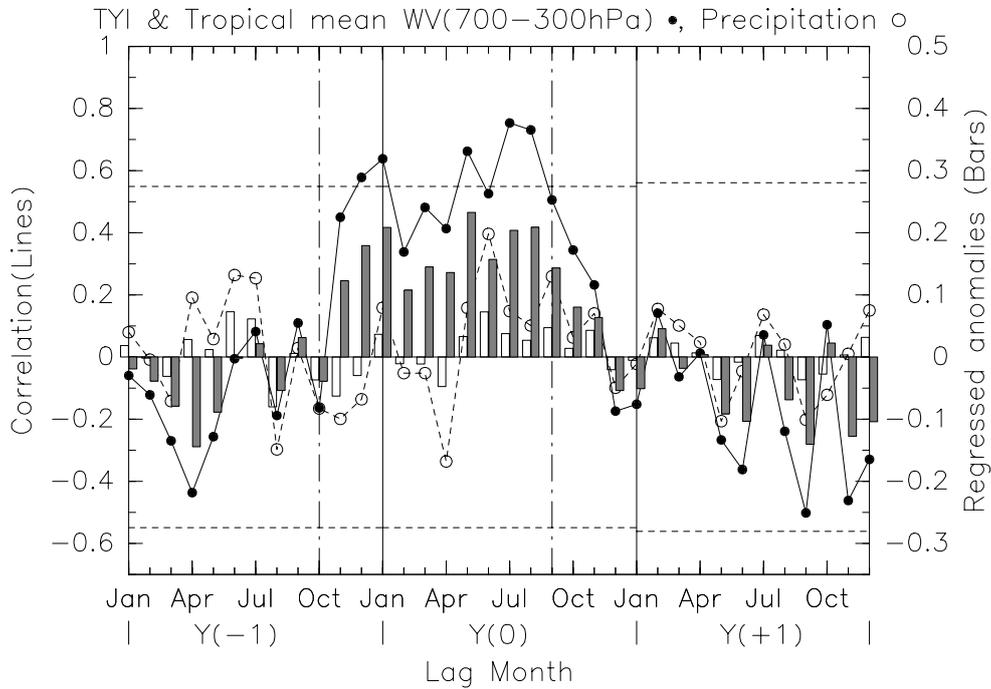


図 2.12: 700hPa–300hPa 面間の水蒸気量 (黒丸・黒棒) と降水量 (白丸・白棒) に対する TYI とのずらし相関と回帰偏差 (図 2.5 と同様)。水蒸気量と降水量は帯状平均され、また、それぞれ、 $15^{\circ}\text{S}$ – $15^{\circ}\text{N}$  の間と  $16.25^{\circ}\text{S}$ – $16.25^{\circ}\text{N}$  の平均である。水蒸気量偏差の単位は  $\text{kg m}^{-2}$ 、降水量偏差の単位は  $\text{mm day}^{-1}$ 。

大西洋では、対流圏下層の有意な正の温度偏差が、SST 偏差より、約1ヶ月先んじている。これは、太平洋から離れた海洋上の SST 偏差変動が、対流圏温度偏差場によって誘起されているという仮説 (Chiang and Sobel, 2002) を支持している。

## 2.5 水蒸気量・降水量との関係

この節では、熱帯対流圏温度場の変動と密接に関連すると考えられる水蒸気量と降水量の変動を記述する。

700–300hPa の高さの熱帯水蒸気量、すなわち、700hPa 面から 300hPa 面までのびる大気のコラムにおける単位面積あたりの水蒸気の質量に対する解析を行った。図 2.12 は、TYI と水蒸気量 (黒丸・黒棒) のずらし相関係数と回帰偏差を示

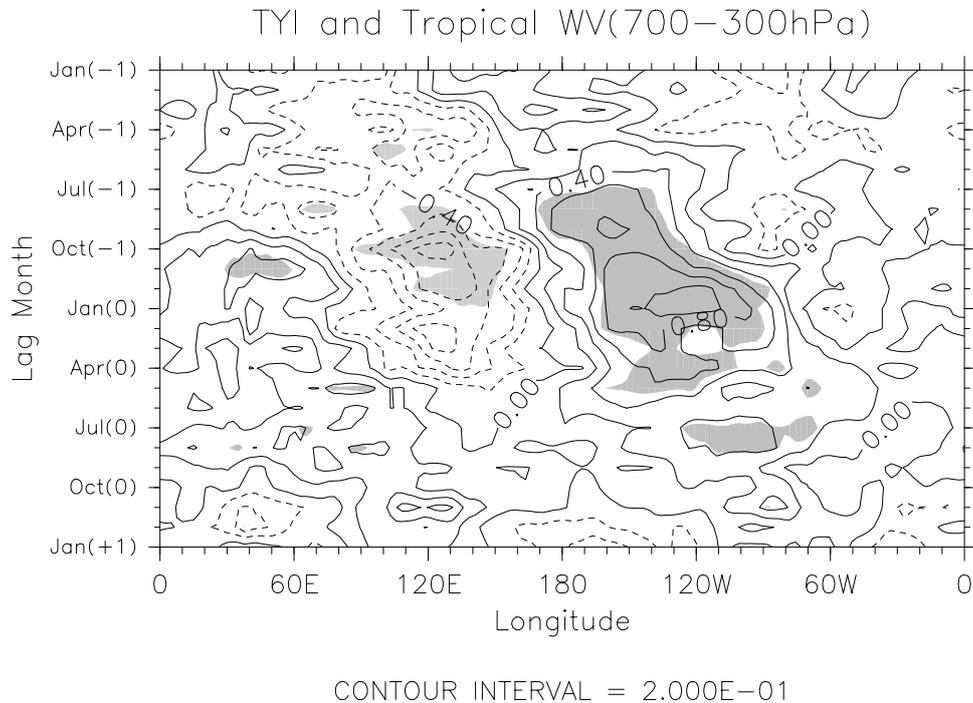


図 2.13: TYI で回帰した 700–300hPa 平均の水蒸気量偏差の経度時間断面図 (等値線)。陰影は TYI とのずらし相関係数 (図 2.11 と同様)。水蒸気量は 15°S と 15°N の間で平均している。等値線の間隔は  $0.2\text{kg m}^{-2}$ 。

している。水蒸気量は緯度 15°S–15°N で平均している。11月(-1)~9月(0)の間に高い正の相関が、1%有意水準を下回る月があるものの、見られる。偏差は、11月(-1)から1月(0)まで急速に増加する。興味深いことに、その後、偏差は減少するのではなく、2月(0)[ $0.11\text{kg m}^{-2}$ ]から8月(0)[ $0.21\text{kg m}^{-2}$ ]まで増加する。これは、図 2.5 に示された熱帯対流圏温度偏差の特徴とは異なる。この気候値より多い(少ない)水蒸気量は、放射平衡の変調を通じて、熱帯対流圏温度の正(負)偏差をもたらす可能性がある。

水蒸気量の経度方向の特徴が図 2.13 に示されている。図 2.13 は、図 2.11 と同様に、700–300hPa の間の水蒸気量に対する図である。分布は東西一様性を示さず、図 2.11c より図 2.11a や図 2.11b と似ている。太平洋上の相関係数は8月(-1)から5月(0)まで有意な正の値、海洋大陸上では8月(-1)から12月(-1)まで有意な負の値を示している。有意な正相関はインド洋上でときおり見られる。ENSO 期間中、大きな正偏差が中・東部太平洋上で見られ、海洋大陸上で負偏差が見られる。

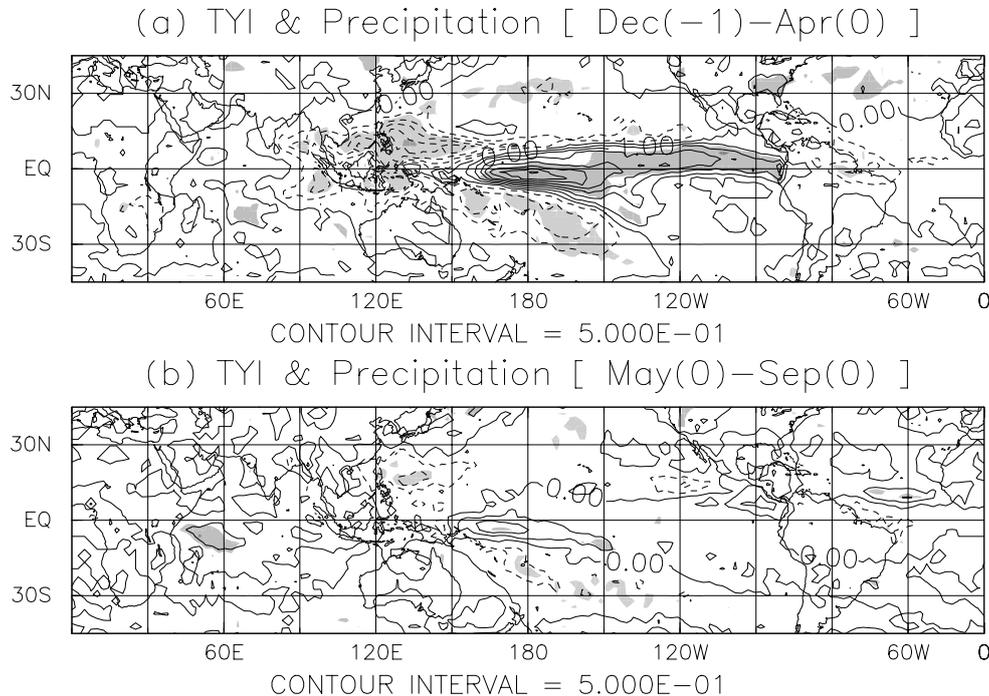


図 2.14: TYI で回帰した降水量偏差の緯度経度分布 (等値線)。陰影をつけた部分は TYI と降水量の相関係数を示す (図 2.6 や図 2.7 と同様)。降水量は、(a)12 月 (-1) から 4 月 (0) まで (SPB 以前)、(b)5 月 (0) から 9 月 (0) まで (SPB 以後) の 2 期間で平均している。等値線の間隔は  $0.5 \text{ mm day}^{-1}$ 。

正の相関係数が 7 月 (0) の東部太平洋 ( $120 \sim 70^\circ\text{W}$ ) に残っていて、水蒸気偏差が ENSO 現象の SPB 以後もまだ残っていることを示している。

図 2.12 は TYI と降水量 (白丸・白棒) のずらし相関係数と回帰偏差もまた示している。ここで降水量は  $16.25^\circ\text{S} \sim 16.5^\circ\text{N}$  の緯度帯で平均した。有意な相関は見られない。これは、熱帯対流圏の温度上昇が熱帯降水量の増加と直接結びつかず、熱帯降水量の減少に関連する熱帯対流圏温度の低下もないことを示している。

この無相関の関係をより詳細に議論するために、TYI に関連する降水量偏差の水平構造を調べた。図 2.14 は、降水量に対する図 2.6 や図 2.7 と同様の図である。ENSO 現象が活発な間、正相関が赤道に沿った中・東部太平洋に見られるが、海洋大陸や南太平洋収束帯 (SPCZ) で負の値が見られる。

$1.5 \text{ mm/day}$  より大きな降水偏差が赤道中央太平洋に集中していて、これが図 2.6

や図 2.10a で示される Gill モードのような波動パターンと関連していると考えられる。しかし、これらは海洋大陸や SPCZ 上の負偏差と相殺して、熱帯平均値では TYI と無相関である (図 2.12)。熱帯対流圏温度場の変動が、海洋大陸や SPCZ 上の幅広い降水偏差より、赤道に沿った太平洋の集中した非断熱加熱に対して敏感である可能性はある。

一方、ENSO が終息した後 (図 2.14b)、インド洋上にわずかに相関がみられるが、有意水準を上回る大きな領域はない。5ヶ月平均値ではなく、5月(0)以降の月々の降水の場と TYI の間の相関係数においても、有意水準を上回することはほとんどない。この結果は、中・東部太平洋では、SST が上昇すると対流高度は一般的に上昇するが、インド洋では、その関係が弱いように見えるという Webster et al.(1998) の指摘と一致している。インド洋上における降水量偏差と SST 偏差には有意水準を上回る水準で関係していない。

この熱帯平均降水量偏差と熱帯平均対流圏温度偏差が対応しない理由について、Su and Neelin(2003) は、熱帯平均降水量偏差が中緯度からの乾燥静的エネルギーの南北輸送偏差に大きく依存するためとしている。

## 2.6 まとめ

1979年から2000年までのNCEP/NCAR再解析データを用いて、熱帯対流圏温度偏差場が秋から翌年の秋まで持続する傾向があり、秋季に熱帯対流圏平均温度偏差の持続性が秋季に急激に低下する特徴を示した。この特徴は、ENSO現象のSPBから4ヶ月の時間的なずれがある。熱帯対流圏温度偏差場の持続性が落ちる特徴をもとにして、熱帯対流圏温度に対する気候年について、別の定義、すなわち秋に始まる一年を提案した。すなわち、前年の10月から基準年の9月までの期間で平均した熱帯(15°S–15°N)帯状平均200hPa高度を、熱帯対流圏温度場の変動を直接的に表すものとして Tropical Year Index (TYI) と定義した。

11月(-1)と9月(0)の期間の自由対流圏(700~150hPa)で、ほぼ東西一様な温度偏差変動が20°S~20°Nの緯度帯で見られた。一方、大気境界層(1000~850hPa)の熱帯温度偏差は、その下のSST偏差と同時的に対応している。

NINO3 SST 偏差は7月(-1)~12月(-1)に増加し、12月(-1)~4月(0)に減少する。一方、熱帯帯状平均200hPa高度偏差は、11月(-1)~2月(0)に増加し、2月(0)~9月(0)の期間に減少している。両者の時間発展のパターンが異なるので、この結果はTYIに関連する熱帯対流圏温度偏差の変動が単に熱帯東部太平洋SST偏差の変動を時間的に後にずらしただけではないことを示している。温度偏差は、2月(0)に中央太平洋130°W付近の、250hPaの高さで最も大きくなる。

太平洋から離れた海洋、特に、インド洋で、SPB以後に系統の変動が見られた。TYIが気候値より大きいとき、インド洋(45–110°E)SST偏差は、10月(-1)から8月(0)まで気候値より高い。しかし、熱帯インド洋のSST偏差の大きさ(~0.2K)は、熱帯東部太平洋(1.0K)に比べて小さい。関連する降水変動は、熱帯インド洋では明瞭ではない。

熱帯対流圏の温度上昇(or温度低下)は、熱帯全体の降水量の増加(減少)と直接的に結びついていない。しかし、大きな降水偏差は、ENSO現象が活発な時期に赤道中央太平洋で見られる。有意な熱帯降水量は、ENSO現象が終息した後にはない。

温度と水蒸気量の密接な関係が700hPaから300hPaまでで平均した値で確認された。さらに、700-300hPaの熱帯平均水蒸気量偏差が、熱帯対流圏温度偏差とは異なり、2月(0)から8月(0)まで徐々に増加していた。このことが、熱帯対流圏温度偏差が持続するメカニズムに関連する可能性がある。

## 第3章 ENSO現象と熱帯対流圏温度 偏差場変動のずれの要因

### 3.1 降水量が多い領域の海面水温変動

本節では、熱帯対流圏温度偏差の持続性が秋季に落ちる特徴について、第2章で定義したTYIを基準として第1.1.6節で紹介したRainy-region SST偏差の変動を調べることで、その要因を考察する。

本節では、4種類の降水量データを使用する。使用した降水量データは、第2章で使用したCMAPに加えて、Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Huffman et al., 1997)、NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis [R-2と表記] (Kanamitsu et al., 2002)、NCEP/NCAR Reanalysis [R-1と表記] (Kalnaly et al., 1995)である。CMAPやGPCPは、降雨計、衛星データによる見積もり、数値モデルのアウトプットを組み合わせたものである。それに対して、R-1データとR-2データはともにモデル結果である。なお、両者の対流パラメタリゼーションは同じKuo (1965, 1974)型であるが、R-2データでは雲頂の計算や絶対湿潤不安定層の扱い方などに関して改良がされている。海面水温データは、第2章と同様、Met Office HadISSTデータで、熱帯(15°S~15°N)における月平均降水量が6mm/dayを上回る格子点のみで平均した海面水温の値をRainy-region SSTとする。

図3.1はRainy-region SST偏差と比較するための、熱帯平均SST偏差に対する解析結果である。熱帯帯状平均した200hPa高度偏差に対する結果(図2.5の黒線・黒棒)と比較すると、相関係数に関しては、有意水準を上回るのが9月(-1)で2ヶ月早く、有意水準を上回る最後の月もまた7月(0)で2ヶ月早い。回帰偏差の変動は、NINO3 SST偏差ではなく、熱帯平均200hPa高度偏差と似ており、相対

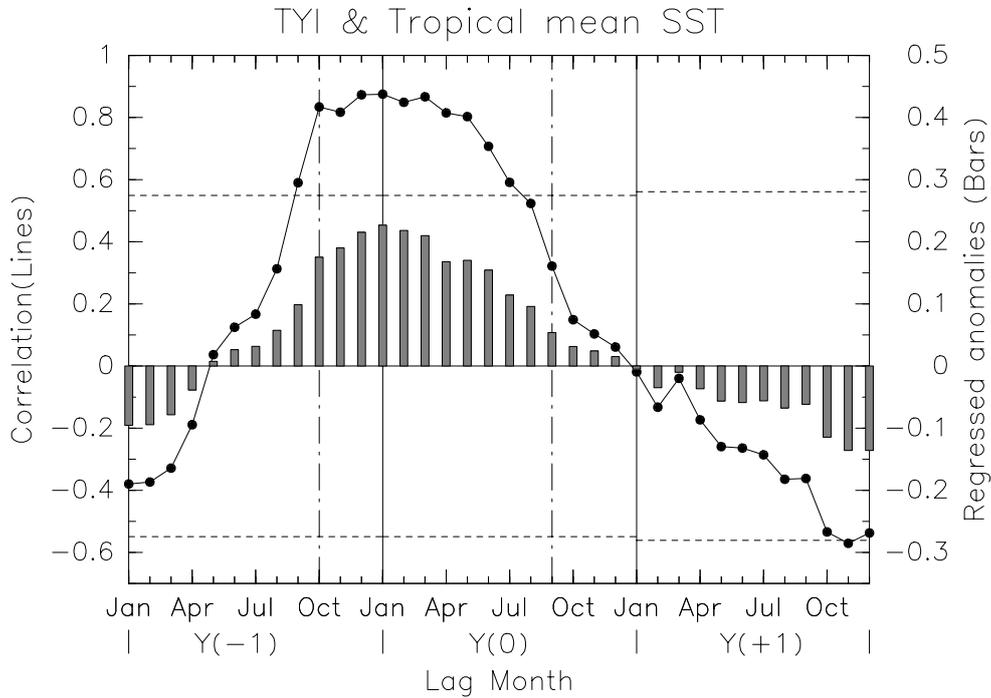


図 3.1: 熱帯 (15°S ~ 15°N) 平均 SST に対する TYI とのずれし相関と回帰偏差 (図 2.5 や 図 2.12 と同様)。偏差の単位は K。

的に早く最大となり、ゆっくりと減少していく。最大となるのは、1月(0)で熱帯平均 200hPa 高度偏差より1ヶ月早い。この熱帯平均 SST 偏差の時間推移が、熱帯 200hPa 高度偏差と似ていることは、第 1.1.5 節で紹介し、図 2.7 で示したように大西洋やインド洋で SST 偏差が、熱帯太平洋のピークから3ヶ月~6ヶ月程度遅れて変動することが、熱帯対流圏温度偏差にとって重要であることを示唆する。

次に、Rainy-region SST 偏差に対する同様の解析結果が図 3.2 である。a) CMAP、b) GPCP、c) R-2、d) R-1 の各データセットの降水量を使用して Rainy-region SST を計算した。

全体的な特徴は、熱帯平均 SST 偏差と比べて、どのデータセットにおいても、相関係数が有意となる時期が遅れていることである。相関係数がはじめて有意となる月はそれぞれ、a) 12月(-1)、b) 10月(-1)、c) 10月(-1)、d) 12月(-1)であり、熱帯平均 SST 偏差より1ヶ月~3ヶ月程度遅れる。この結果は、ENSO 現象では海面水温の気候値が低く、降水量の少ない領域である赤道東部太平洋で SST 偏差変動が大きい(図 2.7a)のに対して、降水量の気候値が大きい西部太平洋・イ

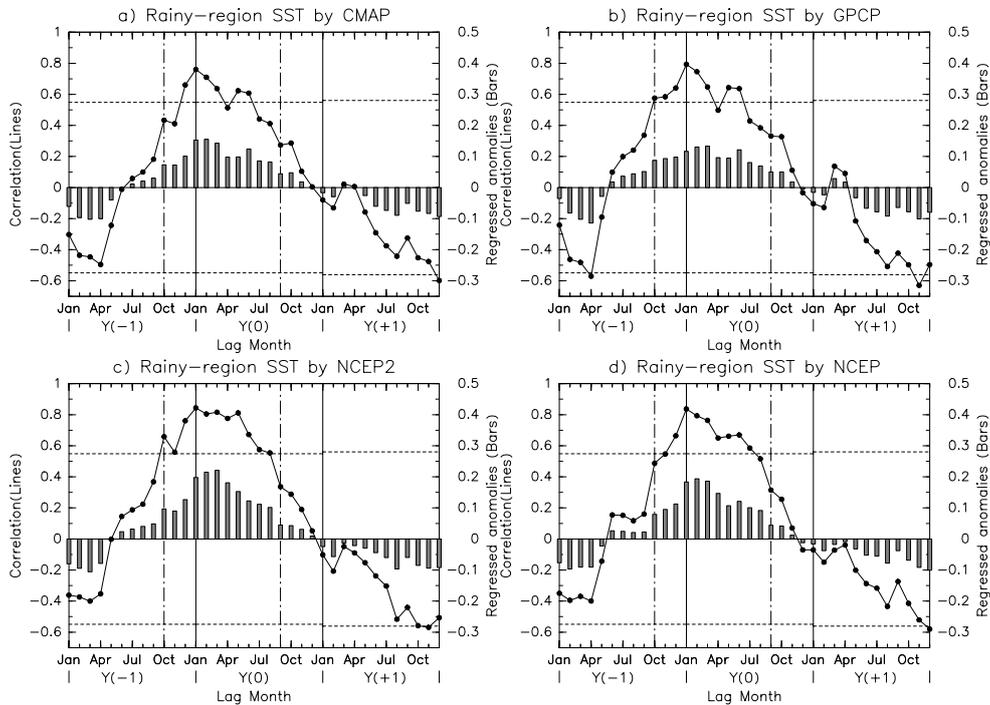


図 3.2: 熱帯 (15°S と 15°N) Rainy-region SST に対する TYI とのずれし相関と回帰偏差 (図 2.5 や図 2.12 と同様)。偏差の単位は K。

インド洋・熱帯北大西洋の海面水温がより重要であることを示唆している。これについては次節で詳細に議論する。

回帰偏差が最大となる月は、それぞれ、a) 2月(0)、b) 3月(0)、c) 3月(0)、d) 2月(0)である。熱帯平均 SST 偏差よりも 1、2ヶ月遅れている。

しかし、相関係数が有意水準を下回る月にばらつきがあり、データセットにより熱帯平均 SST 偏差の場合 [7月(0)] より早い月や遅い月となっている。相関係数が最後に有意となる月はそれぞれ、a) 6月(0)、b) 6月(0)、c) 8月(0)、d) 7月(0)である。モデル結果のみの値である R-2 データ (図 3.2c) が最も熱帯対流圏温度偏差変動とほぼ同時的に対応し、その次もモデル結果である R-1 データ (図 3.2d) であった。

TYI との相関係数の大きさもまた、3月(0)以降の時期で、熱帯平均 SST 偏差の値 (0.8 前後) と比べて、特に、CMAP と GPCP で低い (0.6 ~ 0.7 程度)。全体的

な特徴は似ているものの、データセットによって相関係数の値が少しずつ違う点に注意しなければならない。

以上をまとめると、熱帯対流圏温度偏差の変動と同時的に対応するのは、熱帯平均 SST 偏差よりも Rainy-region SST 偏差である。これは対流域の SST 偏差が熱帯対流圏温度偏差に重要であるという Sobel et al.(2002) の主張を支持するものである。しかし3月(0)以降の偏差の持続に関しては、Rainy-region SST を計算するデータセット間でばらつきがある。R-2 データによる Rainy-region SST 偏差の変動は、熱帯対流圏温度偏差の変動と非常によく同時的対応関係を示した。

### 3.2 合成解析による診断

これまでの章では、相関係数と回帰係数を用いて解析を進めてきた。しかし、これらの統計的な量は、正の位相と負の位相が反対称であることが暗に仮定されている。正の位相と負の位相を分離してそれぞれを調べるために、合成解析を行った。

図 2.5 では、NINO3 SST 偏差と熱帯対流圏温度偏差の時間推移を TYI を基準として示した。この図から ENSO 現象が活発になるが温度偏差が小さい時期 [7月(-1)~10月(-1)]、ENSO 現象が活発で温度偏差が増大する時期 [11月(-1)~4月(0)]、ENSO 現象が終息するが温度偏差が持続している時期 [6月(0)~9月(0)] の3期に区分することができる。図 2.4 で示した TYI の時系列のうち、TYI が大きい正偏差の年と負偏差の年を、それぞれ、1983年/1988年/1998年と1985年/1989年/2000年の3年ずつ選び出した。ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差の変動がずれている時期に焦点を当てる。7月(-1)から9月(-1)までの期間と6月(0)から8月(0)までの期間について合成図で比較する。

また降水量の分布を示すことで、第 3.1 節で熱帯対流圏温度偏差の変動との対応が見られた Rainy-region SST(6mm/day 以上の格子点のみの平均海面水温) との対応関係について、詳細に検討する。

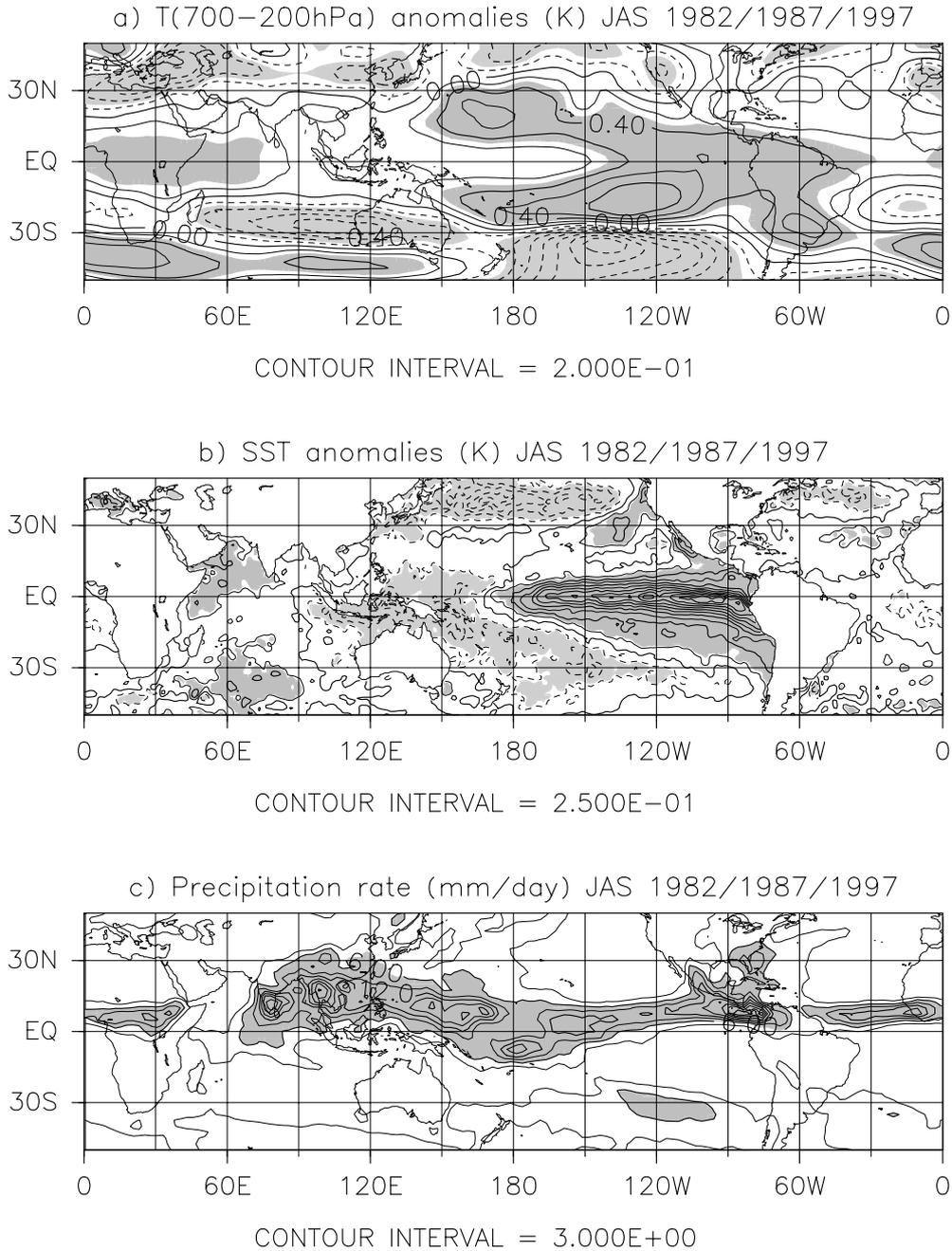


図 3.3: TYI が大きい正偏差の年 (1983/1988/1998) の 7~9 月 (-1) (この月は 1982/1987/1997 年の 7~9 月に相当) に対する合成図 : a) 対流圏 (700-200hPa 平均) 温度偏差、b) SST 偏差、c) 降水量。等値線の間隔は、それぞれ、a) 0.2K、b) 0.25K、c) 3mm/day。a)、b) で、0.3K を上回る値に陰影、-0.3K を下回る値に点描。c) の陰影は 6mm/day を上回る値。

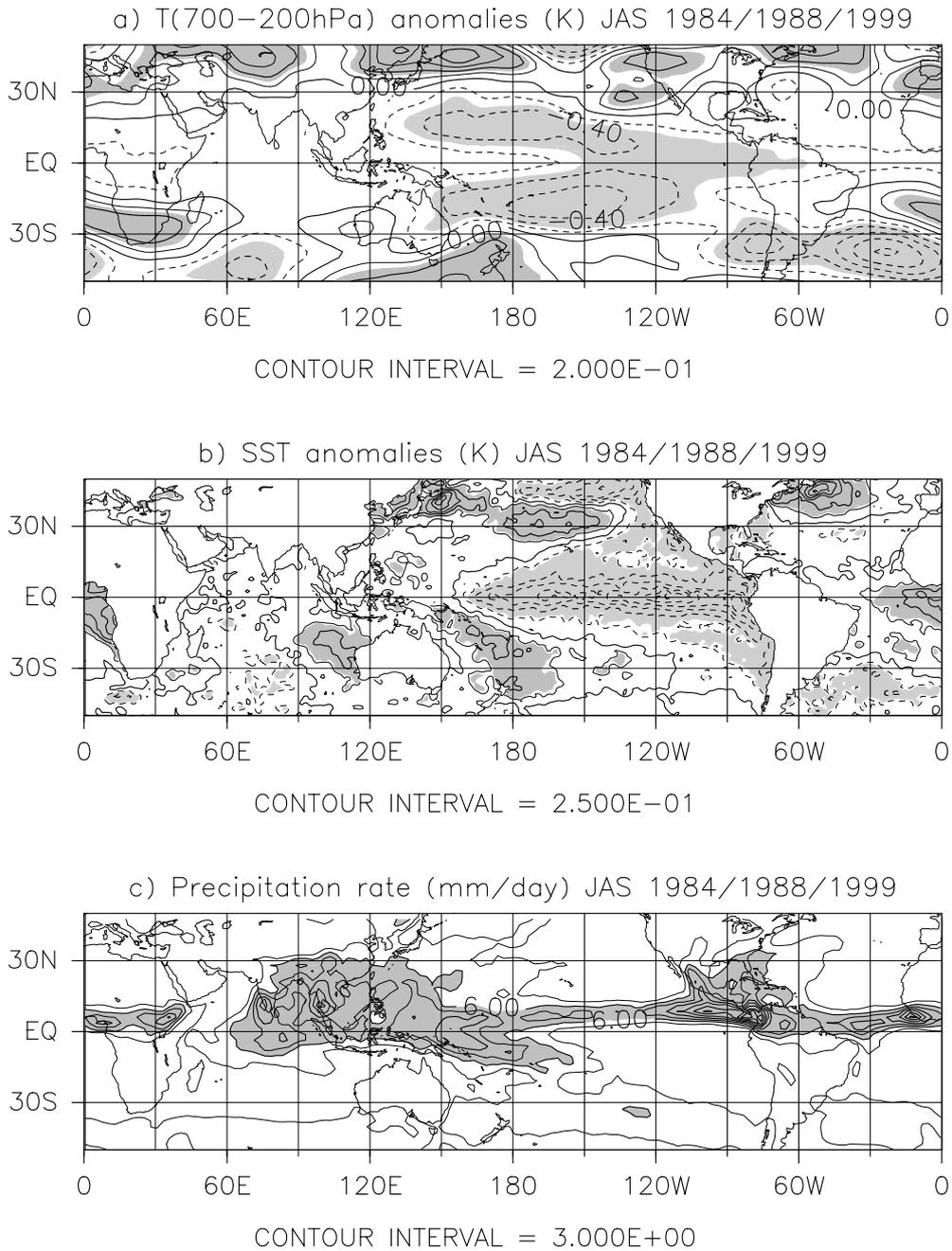


図 3.4: TYI が大きい負偏差の年 (1985/1989/2000) の 7~9 月 (-1) に対する a) 対流圏温度偏差、b) SST 偏差、c) 降水量の合成図 (図 3.3 と同様)。等値線の間隔・陰影は図 3.3 と同様。

### 3.2.1 解析データ

気温はNCEP/NCAR再解析データ、SSTはMet Office HadISSTデータ、降水量は第3.1節で最もよい対応関係を示したR-2データを使用した。使用データの期間は、いずれも1979年～2000年の22年間分で、この期間の月平均気候値からのずれを偏差データして解析を用いる。

### 3.2.2 解析結果

図3.3は、TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)の7～9月(-1)(この月は1982年/1987年/1997年の7～9月に相当)における各変動量の正偏差の合成図を示している。対流圏温度(700hPaから200hPaまでの平均温度)偏差の図3.3aにおいて、0.4Kを上回るような大きな値は中央太平洋に限られ、図2.6で示されているパターンよりも弱いものの、Gill(1980)と似た波動パターンを示している。

SST偏差の分布(図3.3b)には、赤道東部太平洋に、2.5Kを上回る顕著な偏差が見られる。また“馬蹄形”パターンとして周知の、正偏差をとりかこむ負偏差が西太平洋に見られる。北インド洋には0.2Kを上回る領域が見られるが、インド洋全体には広がっていない。またメキシコ湾や熱帯北大西洋にも0.2Kを上回る領域があるが、値は小さく、その面積もまた小さい。

降水量の分布(図3.3c)では、特に6mm/dayを上回る領域に注意して、SST偏差の分布(図3.3b)と比較する。大きなSST偏差を示す赤道東部太平洋では、熱帯収束帯に伴う東西方向に延びる降水帯がひろがっている。ただし、6mm/dayを上回る領域は、SST偏差が極大である赤道より北にあり、緯度幅が狭い。これはENSO現象に関連するSST偏差が、気候値としてSSTが低く、対流が不活発な冷舌域で大きいことに対応している。

一方、降水量が6mm/dayを上回る面積が大きい西太平洋には、負のSST偏差域が広がっている。インド洋にも降水量が6mm/dayを上回る面積が大きい。降水量が多い領域は0.2Kを上回るSST正偏差領域より東に位置している。上記を平

均することにより、赤道東部太平洋で SST 偏差が大きく増加しているにもかかわらず、Rainy-region SST 偏差の増加が遅れる結果（図 3.2）となる。

図 3.4 は、TYI が大きい負偏差の年の 7～9 月（-1）における各変動量の負偏差の合成図を示している。熱帯対流圏温度偏差に対する図 3.4a や SST 偏差に対する図 3.4b は、それぞれ、図 3.3a と図 3.3b のほぼ反対称のパターンとなっている。対流圏温度の負偏差において、大きく有意である領域は中央太平洋に限られていて、図 3.3a と逆符号の波動パターンが示されている。図 3.4b と図 3.4c から、降水量が多い西太平洋・インド洋域で SST 偏差が小さく、その結果として Rainy-region SST 偏差もまた小さいことがわかる。

従って、ENSO 現象が活発なのにもかかわらず、Rainy-region SST 偏差の増大しない理由として、1) ENSO 現象に関連する SST 偏差は対流活動が活発ではない冷舌域で大きいこと、2) 降水量が多い西太平洋で逆符号の偏差であること、3) 降水量が多いインド洋で大きな SST 偏差が見られないことが関連しているものと推測される。Rainy-region SST 偏差と熱帯対流圏温度偏差場の同時的な対応関係（図 3.2）から、上記は熱帯対流圏温度偏差が増加しない理由でもあると考えられる。

Angell(2000) は、対流活動にはある閾値を上回る SST が必要で、NINO3 領域の SST 偏差に加えて SST の季節変化を考慮する必要があり、それによって偏差の最大の時期ではなく、NINO3 領域の海面水温が最大となる時期が重要であるという考察を提示している。また Yulaeva and Wallace(1994) は、降水量と熱帯平均値を引いた対流圏温度場の特異値分解解析から、8, 9, 10 月には冷舌域に降水量偏差が現れるが SST が低く深い対流活動が活発でないので、Gill(1980) と似た波動パターンが明瞭ではないことを指摘している。これらの結果は理由 1) と対応する。

理由 3) は、大西洋やインド洋の SST 偏差の重要性を指摘した先行研究（第 1.1.6 節）と関連する。一方、理由 2) に関しては、これまでの先行研究ではあまり触れられていない。合成解析ではなく個々の年を調べると（図省略）、1987 年と 1984 年以外の年で 2) と 3) の特徴が共通している。Su et al.(2001) は、1997 年 7～9 月における各海域の SST 偏差の対流圏温度偏差に対する寄与を数値実験で比較している。そこでは、西太平洋の負偏差に関連する対流圏温度負偏差が熱帯西部太平洋上にひろがることや、インド洋 SST 偏差に伴う対流圏温度偏差が小さいことが示されているが、同時期の熱帯中・東部太平洋 SST 正偏差の影響がずっと大

きい。これは1997年では早い時期にエルニーニョに関連するSST偏差が大きく時間発展したことに関連する。他の年では赤道東部太平洋SST偏差はほどほどの強さであり、理由2)や理由3)が重要であると考えられる。

次に図3.5は、TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)の6~8月(0)における各変動量の偏差を示している。図3.5aは、中央太平洋を除く熱帯全体で対流圏温度が正偏差を示し、特に亜熱帯域の偏差が大きい。このとき、SST偏差の合成図(図3.5b)において、ペルー沖で正偏差が示されているが、赤道中・東部太平洋に負偏差が見られる。また、インド洋・南シナ海領域や南アメリカ大陸近くの北大西洋域では、正偏差が示されている。その大きさは、インド洋では0.2K~0.4K、南シナ海では0.4K~0.6K、熱帯北大西洋では0.2K~0.4K程度である。

図3.5cの南アジア域では、アジア夏季モンスーンに伴う大きな降水量が見られる。この領域は、インド洋や南シナ海で見られるSST正偏差の領域である。降水量が6mm/dayを上回る領域は中央アメリカにあり、熱帯北大西洋のSST正偏差領域の上にもひろがっている。しかし、ペルー沖のSST正偏差域は降水量が少ない領域である。

図3.6は、TYIが大きい負偏差の年(1985/1989/2000)の6~8月(0)における各変動量の偏差を示している。図3.6aは、熱帯全体で負の対流圏温度偏差を示している。注目すべき点は-0.4Kを下回る偏差が熱帯中・東部太平洋にあることである。すなわち、熱帯中・東部太平洋が他の領域より小さい偏差分布をしている図3.5aの場合と厳密に反対称であるとはいえない。

このとき、SST偏差の合成図(図3.6b)において、赤道中・東部太平洋に負偏差がある。図1.2で示されているように、エルニーニョの終息後はラニーニャに遷移する傾向がある(例えば、1988、1998年)が、1980年代以降、ラニーニャの終息後にエルニーニョに遷移する傾向は見られない。これに対応して、TYIが大きい負偏差の年の6~8月(0)に、活発な時期に比べてその値は小さいけれども、赤道中・東部太平洋負偏差が残っている。なお上記の負偏差は各年で見られるが、1989年と2000年はすでにラニーニャが終息している(図1.2)。

また、インド洋から南シナ海の領域で負偏差域があるが、図3.5bの場合と比べて値が小さい。従って、SST偏差の分布パターンもまた、図3.5と図3.6で反対称

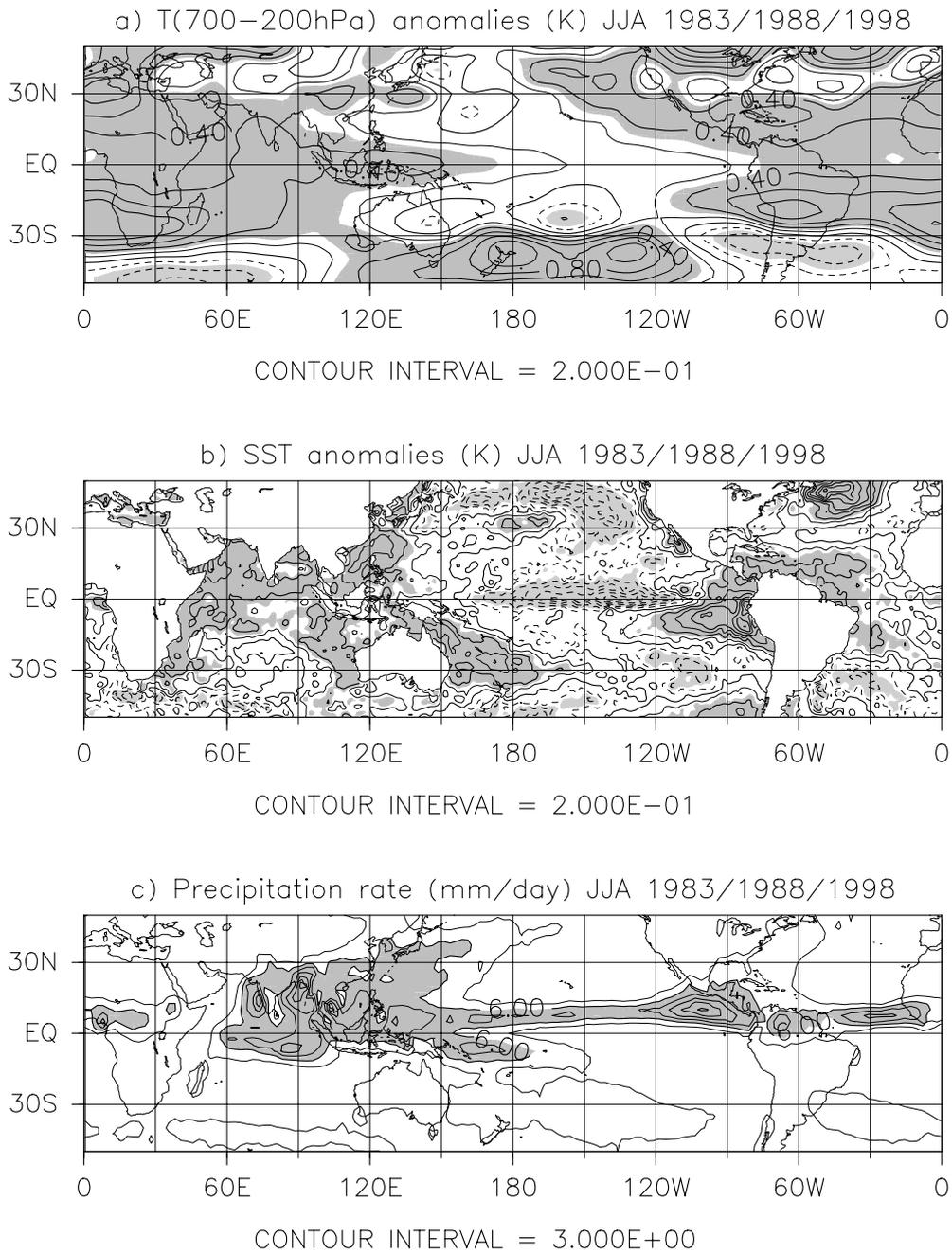


図 3.5: TYI が大きい正偏差の年 (1983/1988/1998) の 6~8 月 (0) に対する a) 対流圏温度偏差、b) SST 偏差、c) 降水量の合成図 (図 3.3 と同様)。等値線の間隔は、それぞれ、a) 0.2K、b) 0.2K、c) 3mm/day。陰影は図 3.3 と同様。

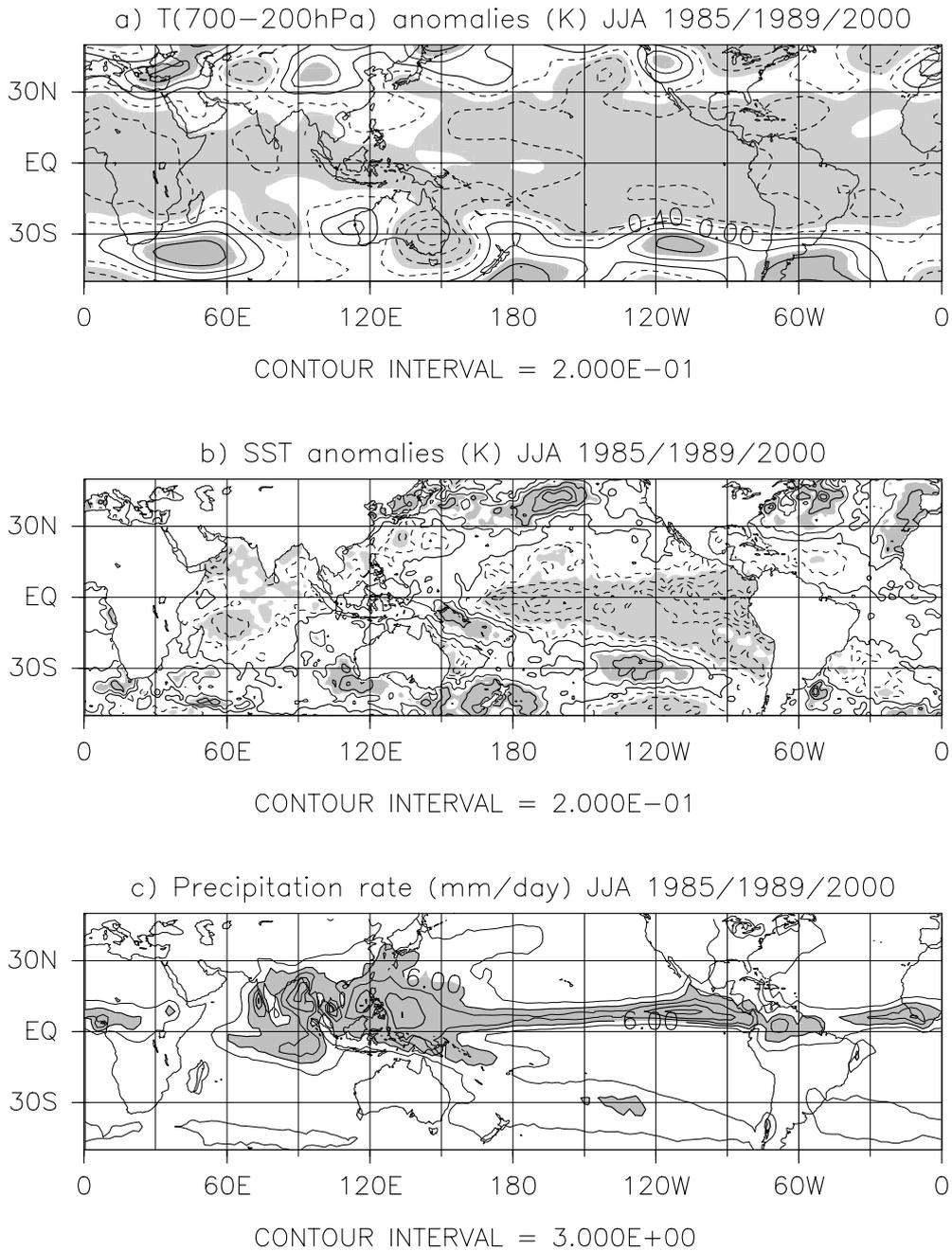


図 3.6: TYI が大きい負偏差の年 (1985/1989/2000) の 6~8 月 (0) に対する a) 対流圏温度偏差、b) SST 偏差、c) 降水量の合成図 (図 3.3 と同様)。等値線の間隔・陰影は図 3.5 と同様。

ではない。また降水量分布を示す図 3.6c は、上記の各海洋の負の SST 偏差領域に、6mm/day 以上の降水量があることを示している。

このように、前述した 7~9 月 (-1) の期間とは異なり、熱帯対流圏温度偏差が増大した後の 6~8 月に偏差が持続している時期は、TYI の正偏差年と負偏差年で反対称となっていない。またそれぞれの年を個別に調べると、特徴がほぼ共通している (図省略)。この時期について、次節以降、6~8 月 (0) で、どの海洋の SST 偏差が熱帯全体の対流圏温度変動と関連が深いのか、数値モデルを使って境界条件の SST 分布を変えて考察する。

### 3.3 6 月 (0) ~ 8 月 (0) の熱帯対流圏温度偏差に対する数値実験

前節で示したように、ENSO 現象が活発なときに示される熱帯対流圏温度偏差場が、その後の 6~8 月にも持続する特徴が見られるが、対流圏温度偏差や SST 偏差の分布パターンは TYI が大きい正偏差の年と大きい負偏差の年で反対称ではない。この節では、6 月 (0) ~ 8 月 (0) では、どの海洋の SST 偏差が熱帯全体の対流圏温度変動に大きく影響しているのか、また降水量が多い領域の SST 偏差と少ない領域の SST 偏差で、対流圏温度偏差に対する応答の敏感度が異なるのか、について、数値モデルを利用して考察する。

#### 3.3.1 数値モデルの概要

本研究では、準平衡熱帯循環モデル (Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model; QTCM, Neelin and Zeng 2000, Zeng et al. 2000) Ver. 2.3 を使用する。QTCM 方程式系の概要は付録 A に記述している。

QTCM の特徴は次の通りである。格子点は  $64 \times 42$  (東西方向 : 5.625 °間隔、南北方向 : 3.75 °間隔) で、緯度範囲は 78.75°S ~ 78.75°N、時間積分のタイムステップは約 20 分である。対流パラメタリゼーションは Betts-Miller 型対流スキーマ

△ (Betts, 1986; Betts and Miller, 1986; Betts and Miller, 1993) で、ここでは調節時間を2時間としている。降水量と対流雲・上層雲量が線形的関係を有し、また放射のスキームで雲の割合が係数として組み込まれていることにより、それが放射に影響するという弱非線形的雲-放射フィードバックが組み込まれている。また簡略化された陸面モデルと境界層モデルを含み、地表面フラックスの計算に使用している。なお、本研究では、海洋と大陸の違いは組み込まれているが、地形はない条件設定としている。

### 3.3.2 実験条件設定

月平均気候値(1979年-2000年平均値)のSSTを強制項として3年間の時間積分によるスピナップを行った結果を初期値として、再び月平均気候値SSTを強制項として、20年間数値積分をする。その際、1年毎の値を1組の初期値とし、従って、20組の初期値を得る。この20組の初期値を用いて、表3.1や表3.2のようなSSTを境界条件として与えて、4月1日~8月31日までの153日間の数値積分を実行した。各格子点で月平均気候値SSTの境界条件をCONTROL実験とする。本研究では、6月1日~8月31日の92日間の各実験のアンサンブル平均とCONTROL実験のアンサンブル平均を求め、その差を偏差の大きさとする。積分期間の設定は、1997年7~9月や1998年1~3月を対象としたSu et al.(2001)を参考とした。SSTデータは各月の15日にモデル内に取り込まれ、線形補間によって日平均値を算出し、境界条件とする。使用したSSTは、Met Office HadISSTデータをQTCMの格子点に合わせたものである。

TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)の6~8月(0)のSST偏差分布(図3.5b)を固定値として、表3.1のようなSSTに対する10組の境界条件を与えて数値積分をした。OBSP実験は全球でSST偏差を含むSSTを境界条件としている。IWPP実験、CEPP実験、ATLP実験はそれぞれ、西太平洋・インド洋域、東部太平洋域、大西洋域のSST正偏差領域(図3.5b)と対応している。これらの実験は、それぞれのSST正偏差の対流圏温度偏差に対する寄与を比較して調べるのが目的である。

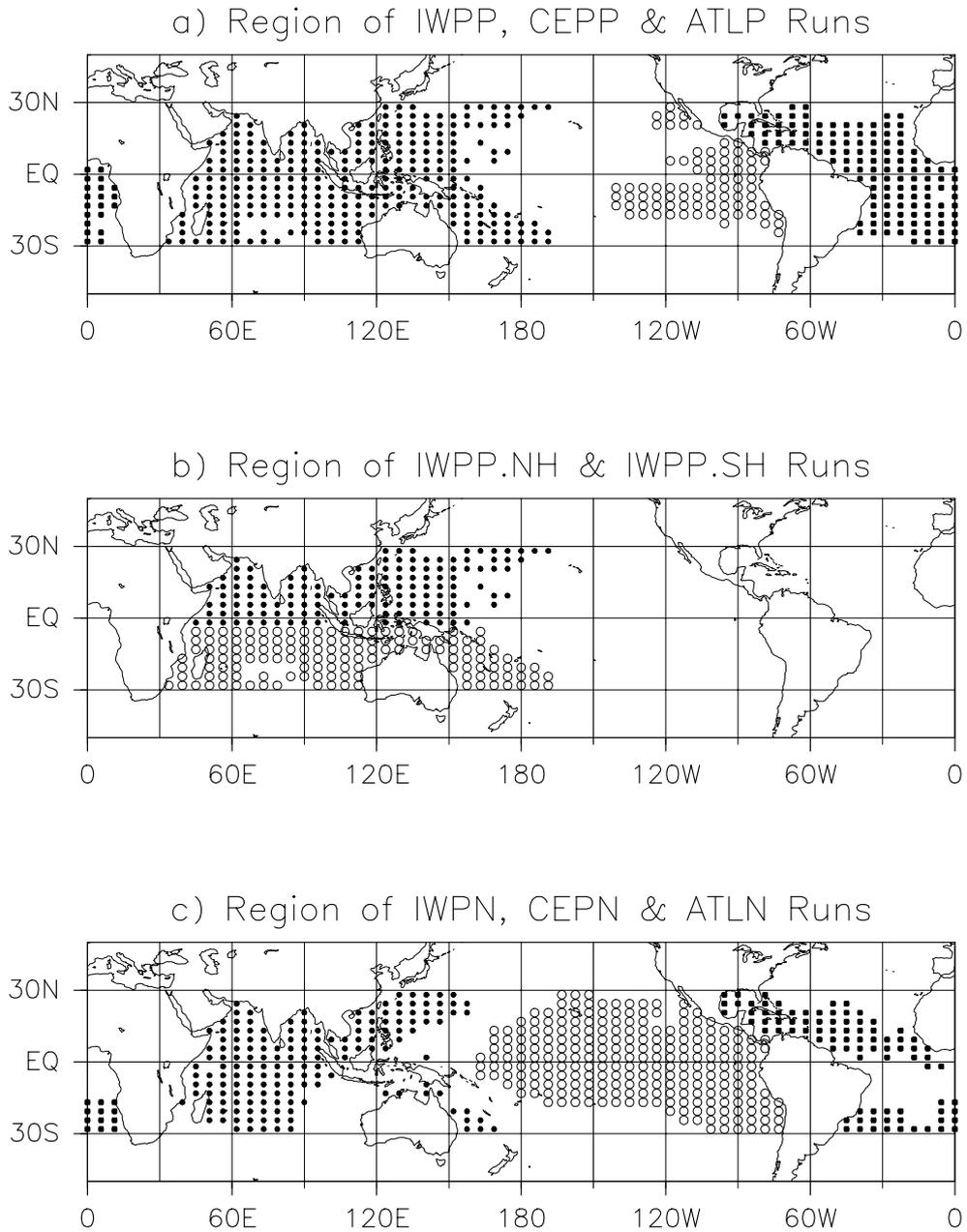


図 3.7: SST 偏差を含む領域の実験設定に関する空間分布。実験内容は表 3.1 と表 3.2 に記載している。

実験名称	SST に対する条件
OBSP 実験	全球で月平均気候値と SST 偏差の和。
IWPP 実験	図 3.7a の黒丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
CEPP 実験	図 3.7a の白丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
ATLP 実験	図 3.7a の黒四角 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
IWPP.NH 実験	図 3.7b の黒丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
SIWPP.NH シリーズ	IWPP.NH 実験の SST 偏差を $-2$ 倍 $\sim$ $2$ 倍する。0.2 倍きざみで 20 実験。
IWPP.SH 実験	図 3.7b の白丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
SIWPP.SH シリーズ	IWPP.SH 実験の SST 偏差を $-2$ 倍 $\sim$ $2$ 倍する。0.2 倍きざみで 20 実験。

表 3.1: TYI が大きい正偏差の年 (1983/1988/1998) の 6~8 月 (0) を対象とした数値実験の一覧表。SST 偏差の空間分布は図 3.5b で固定。

実験名称	SST に対する条件
OBSN 実験	全球で月平均気候値と SST 偏差の和。
IWPN 実験	図 3.7c の黒丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
CEPN 実験	図 3.7c の白丸 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。
ATLN 実験	図 3.7c の黒四角 ( ) の格子点で月平均気候値と SST 偏差の和、他領域は月平均気候値を与える。

表 3.2: TYI が大きい負偏差の年 (1985/1989/2000) の 6~8 月 (0) を対象とした数値実験の一覧表。SST 偏差の空間分布は図 3.6b で固定。

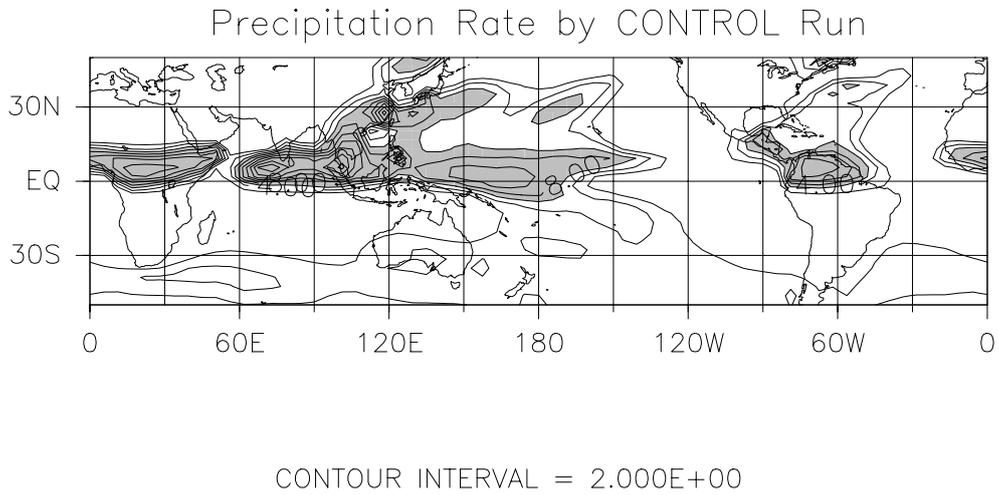


図 3.8: CONTROL 実験における 6~8 月平均降水量分布。等値線の間隔は 2mm/day。6mm/day を上回る領域に陰影。

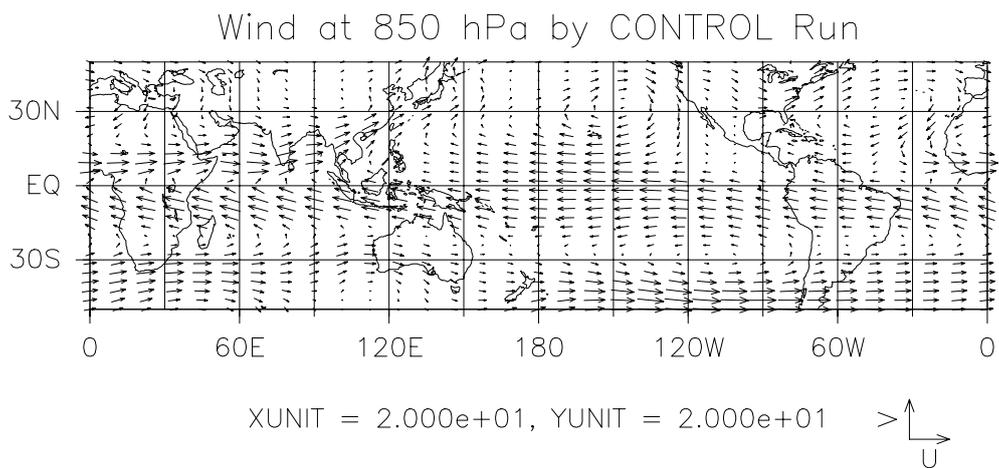


図 3.9: CONTROL 実験における 6~8 月平均した 850hPa 水平風。右下の単位ベクトルは東西風・南北風ともに 20m/s を表す。

さらに、西太平洋・インド洋域を $5^{\circ}\text{S}$ を基準として南北に分割したのが、IWPP.NH実験とIWPP.SH実験である。この南北方向の違いは、アジア夏季モンスーンに伴う降水量分布と関連している。図3.8は、CONTROL実験における6~8月平均降水量分布を示している。南アジア域とインド洋上で大きな降水量が見られるが、赤道を境として、降水量が少なくなる。従って、北側はアジア夏季モンスーンに関連して降水量が多い領域、南側は降水量が少ない領域に対応する。IWPP.NH実験の格子点数は137、領域平均SST偏差は $0.33\text{K}$ で、IWPP.SH実験の格子点数は136、領域平均SST偏差は $0.34\text{K}$ である。これらの実験でモンスーン降雨域とその南の降水量が少ない領域間の比較を行う。

この実験における、領域のSST偏差の熱帯対流圏温度偏差場に対する感度を調べるために、SIWPP.NHシリーズとSIWPP.SHシリーズの2種類の数値実験を行う。SIWPP.NHシリーズとSIWPP.SHシリーズではそれぞれ、IWPP.NH実験とIWPP.SH実験のSST偏差を $-2$ 倍~ $2$ 倍している。 $0.2$ 倍きざみで、各シリーズで20種類の境界条件となる。基準となるSST偏差は $0.3\text{K}$ 程度であるから、 $2$ 倍すると $0.6\text{K}$ となる。インド洋・西太平洋領域( $45^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ ,  $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ )で平均した6~8月SST偏差は、1998年に最大値の $0.48\text{K}$ となり、1985年に最小値の $-0.32\text{K}$ となる。これを踏まえて、2種類のシリーズでは現実の変動より少し変動幅を大きく設定している。

次に、TYIが大きい負偏差の年(1985/1989/2000)の6~8月(0)のSST偏差分布(図3.5b)を固定値として、表3.2のようなSSTに対する4組の境界条件を与えて数値積分をした。OBSN実験は、OBSP実験と同様に全球でSST偏差を含むSSTを境界条件としている。IWP.NH実験、CEPN実験、ATLN実験はそれぞれ、西太平洋・インド洋域、中・東部太平洋域、大西洋域のSST負偏差領域(図3.6b)と対応している。これらの実験は、それぞれのSST負偏差の対流圏温度偏差に対する寄与を比較して調べることが目的である。

図3.10aは、例として、OBSP実験の熱帯( $13^{\circ}\text{S} \sim 13^{\circ}\text{N}$ )帯状平均対流圏温度偏差の時間発展を示している。各アンサンブルメンバーは、30日程度まで同様に変動した後、内部変動に関連すると考えられる変動を示している。熱帯帯状平均対流圏温度偏差の6~8月平均値(K)に対するアンサンブルメンバー間の違いを調べると(図3.10b)、アンサンブル平均の値が $0.21$ であるのに対して、標準偏差は

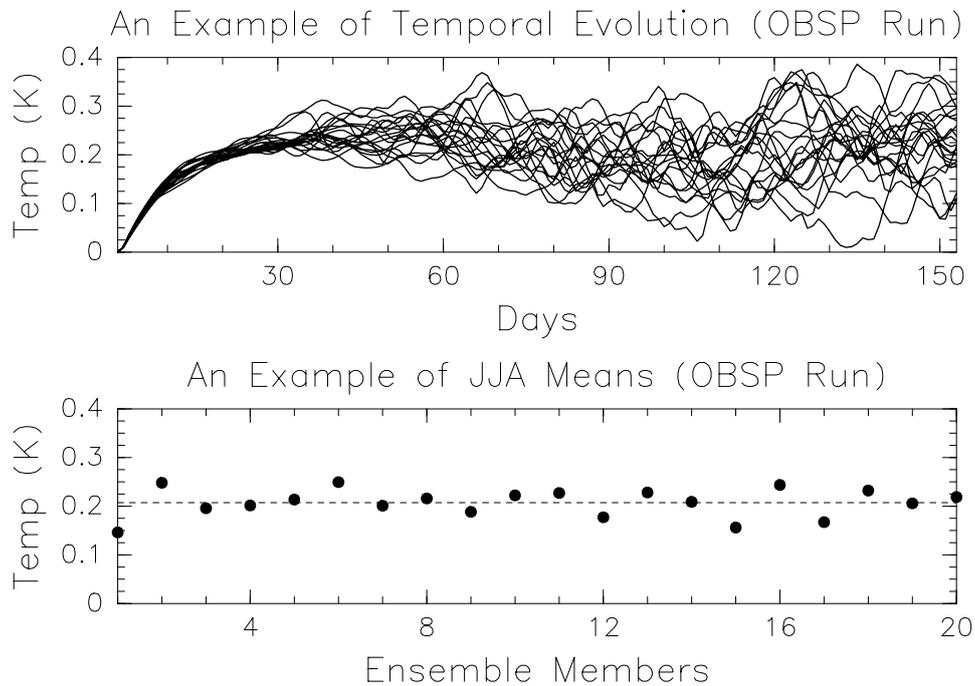


図 3.10: a) OBSP 実験の熱帯 ( $13^{\circ}\text{S}-13^{\circ}\text{N}$ ) 帯状平均対流圏温度偏差 (K) の時間推移。各線は、20 組のアンサンブルメンバーに対する、OBSP 実験とCONTROL 実験の差を表す。b)OBSP 実験の熱帯帯状平均対流圏温度偏差の6~8月平均値 (K) に対するアンサンブルメンバー間の違い。横軸に平行な点線はアンサンブル平均の値。

0.028 と小さい。従って、SST 偏差に関連する境界条件の違いがモデルの内部変動より6~8月平均値では大きな影響を与えることがわかる。

### 3.3.3 NCEP再解析との比較によるQTCMの性能評価

QTCMの性能を確認するために、1979年1月から2000年12月までのSST観測値を全球で境界条件として与えて時間積分し、その数値実験結果を調べた。図3.11はQTCMの結果とNCEP/NCAR再解析データの熱帯 ( $13^{\circ}\text{S}-13^{\circ}\text{N}$ ) 帯状平均対流圏温度偏差の時間推移を示す。図3.11aは偏差 (K) を、図3.11bは、月ごとの標準偏差で規格化した値を表している。季節内程度の短時間スケールの変動の対応はあまりよくない。より長い時間スケールでは、SST観測値を強制として与えたQTCM実験の積分結果は、NCEP/NCAR再解析データの温度変動の特徴

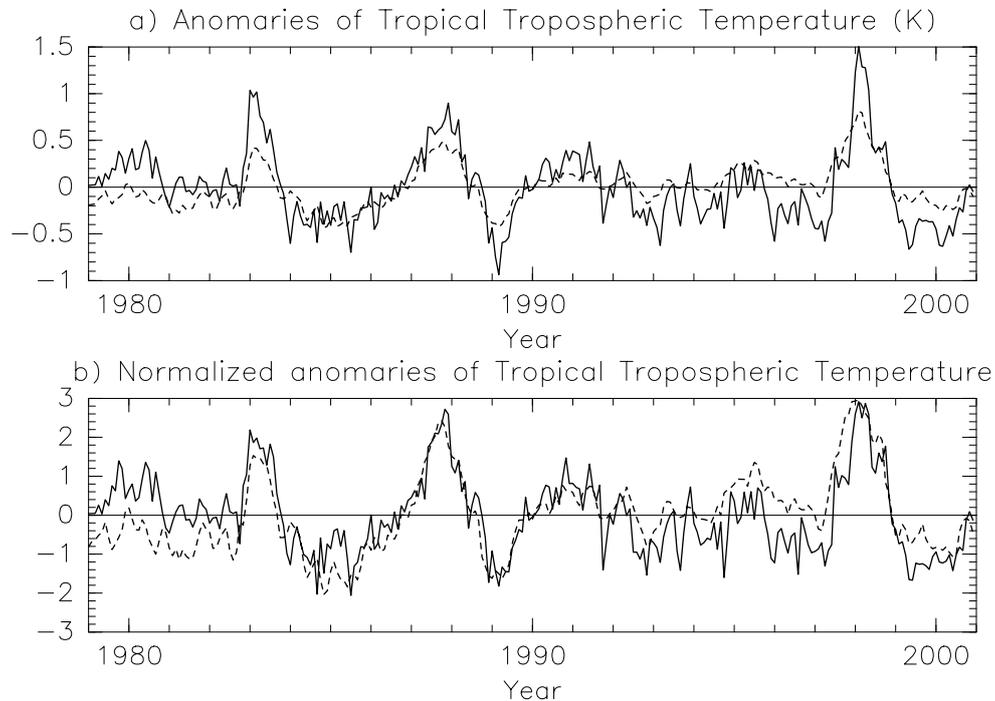


図 3.11: NCEP/NCAR 再解析データ (実線) と QTCM (点線) の熱帯対流圏温度の時系列。a) は偏差 (K)、b) は規格化した偏差。

を表現している。ただし、QTCM 結果の温度偏差の変動では、NCEP/NCAR 再解析より振幅が小さい (図 3.11a)。しかし、規格化した偏差の推移は非常に似ている (図 3.11b)。これは月ごとの標準偏差を基準とした変動の大きさに関して、QTCM の変動と再解析の変動がよく対応しているということを意味する。従って、QTCM は本研究の目的である熱帯対流圏温度偏差の生成機構を調べる性能を有している。

CONTROL 実験における 6~8 月平均降水量分布 (図 3.8) は、再解析の降水量場 (図 3.5c・図 3.6c) における大まかな特徴、すなわち、南アジア・北インド洋の領域やアフリカ大陸上や南アメリカ大陸上の赤道付近の大きな値などはとらえている。しかし東部太平洋や大西洋  $10^{\circ}\text{N}$  付近にある熱帯収束帯に伴う降水の帯が途切れている。これは粗い格子点間隔 (緯度方向は  $3.75^{\circ}$ ) が関連していると推測されるが、原因はよくわかっていない。

なお、CONTROL 実験における 6~8 月平均した  $850\text{hPa}$  水平風の場合 (図 3.9) では、南インド洋からアフリカ大陸上に南東風が吹き、北東に転向してインド半島に向

かう流れ、すなわち、モンスーン循環が再現されている。

### 3.3.4 正TYI年6~8月(0)を対象とした実験結果

TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)6~8月(0)におけるSST分布に対する各実験(OBSP・IWPP・CEPP・ATLP)の結果を示したのが、図3.12である。全球でSST偏差を含む境界条件とするOBSP実験(図3.12a)において、中央太平洋を除く熱帯に正偏差があらわれている。これはNCEP/NCAR再解析の結果(図3.5b)と空間分布パターンが似ているが、偏差の大きさ(0.2~0.4K)は相対的に小さい。再解析結果では赤道より亜熱帯で偏差が大きいが、QTCMの結果にはそのような特徴が見られない。これは、QTCMでは温度摂動の鉛直構造を対流活発域に合うように設定しているため、下降流域である亜熱帯域で断熱的な上昇に伴う温度の鉛直構造を正確に表現していない(付録A参照)ことが原因と推測できる。またNCEP再解析では、中央太平洋で大きさが0.2K以下と小さいものの正偏差であったのだが、図3.12aでは熱帯中央太平洋で負偏差があらわれているという違いがある。

西太平洋からインド洋でSST観測値を境界条件とするIWPP実験(図3.12b)では、インド洋からアフリカ大陸にかけての領域で正の対流圏温度偏差がひろがっている。0.4Kを越える偏差域が南アジアにあり、偏差のパターンはOBSP実験と似ている。

東部太平洋でSST正偏差を含む境界条件とするCEPP実験(図3.12c)は、0.1Kを上回る正偏差をほとんど示さない。ペルー沖の領域は、再解析の図3.5cやQTCM結果の図3.8で見られるように、降水量が少ない領域である。この領域のSST偏差の対流圏温度偏差に対する寄与がほとんどないことは、Rainy-region SSTによる考察と一致する。

次に、大西洋でSST観測値を境界条件とするATLP実験(図3.12d)は、大西洋から南アメリカ大陸・東部太平洋にかけての領域で正偏差が見られる。偏差の極大はカリブ海で、大きさは0.2Kである。全体的に、偏差の大きさはIWPP実験と比べて小さい。

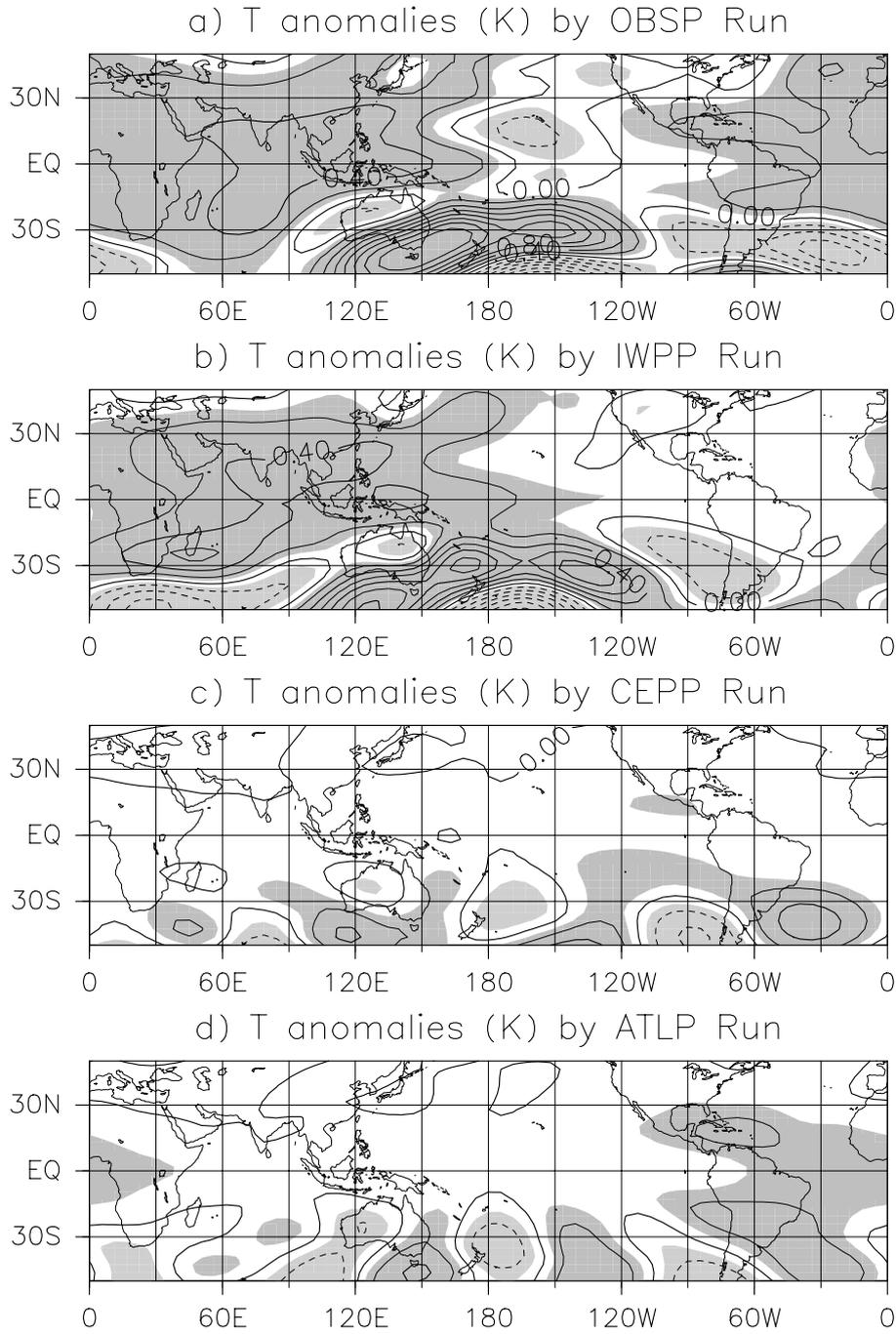


図 3.12: 対流圏温度偏差の空間分布。a) はOBSP 実験、b) はIWPP 実験、c) はCEPP 実験、d) はATLP 実験の結果を表す。等値線の間隔は 0.2K。0.1K を上回る値に陰影、-0.1K を下回る値に点描。

従って、TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)6~8月(0)における熱帯対流圏温度偏差に対して、インド洋・西太平洋域SST正偏差や大西洋のSST正偏差の寄与が重要で、東部太平洋のSST正偏差の寄与が見られなかった。それぞれのSST偏差は、その領域の対流圏温度偏差に影響を与えるが、インド洋・西太平洋SST偏差の寄与がより大きい。

このインド洋・西太平洋SST正偏差域に対して、南北間の違いを明らかにするために、IWPP.NH実験とIWPP.SH実験を行い、その結果を図3.13で示す。

北インド洋・熱帯北西太平洋でSST偏差を含む値を境界条件とするIWPP.NH実験(図3.13a)で、対流圏温度の正偏差域がインド洋から西太平洋に広がっている。南シナ海で極大となり、その大きさは0.4Kである。IWPP実験(図3.12b)と比べると、やや小さく、西側への偏差域のひろがり弱い。対照的に、熱帯南インド洋・熱帯南西太平洋でSST偏差を含む値を境界条件とするIWPP.SH実験(図3.13b)の熱帯域では、0.1Kを上回る小さな領域が赤道海洋大陸付近であるのみである。

IWPP.NH実験とIWPP.SH実験の違いは、図3.8で示したような降水量分布の違い、すなわち、アジア夏季モンスーンに伴う降水量が多い南アジア域と、降水量が少ない南半球域の違いに関連すると考えられる。両者の降水量偏差の場の違いを示したのが図3.14である。IWPP.NH実験(図3.14a)では、SST偏差域で大きな降水量偏差があり、それを囲むように相対的に小さな負の偏差がひろがっている。IWPP.SH実験(図3.14b)では、図3.8で降水量が多い領域の南限であった赤道に隣接した領域で降水量が大きく増加している。これはSST偏差により増加した潜熱フラックスを通じて水蒸気量が増加し、それが下層風速場(図3.9参照)による移流により対流域に運ばれることによってその領域の降水量が増加し、その結果として熱帯対流圏温度偏差が生成されたと考えられる。ただ上記プロセスによる温度上昇(図3.13b)は、対流域SST偏差による温度上昇(図3.13a)より小さい。この違いは次に詳細に調べる。またIWPP.SH実験の北インド洋では、その南側の正偏差と比べると小さな負偏差が見られる。

上記の対流圏温度偏差場における違いをさらに明瞭にするために、各領域のSST偏差に対する熱帯対流圏温度偏差の敏感度をSIWPP.NHシリーズとSIWPP.SHシリーズの結果を用いて調べる。図3.15は、各シリーズの実験における熱帯(25°S-25°N)带状平均対流圏温度偏差の大きさを縦軸、境界条件としたSST偏差の緯度帯(30°S

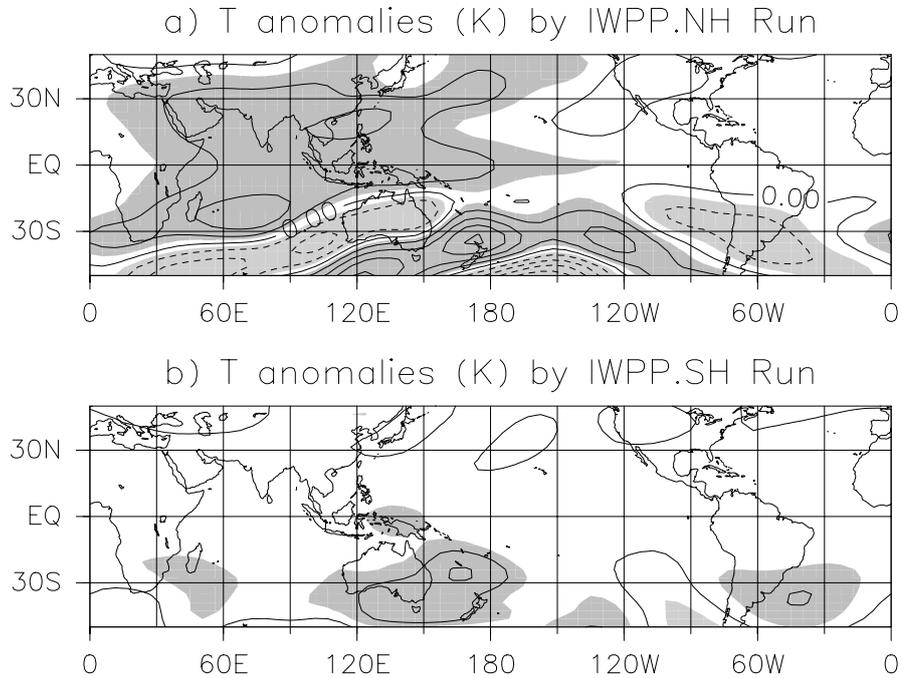


図 3.13: 対流圏温度偏差の空間分布。a) はIWPP.NH 実験、b) はIWPP.SH 実験の結果を表す。等値線の間隔・陰影は図 3.12 と同様。

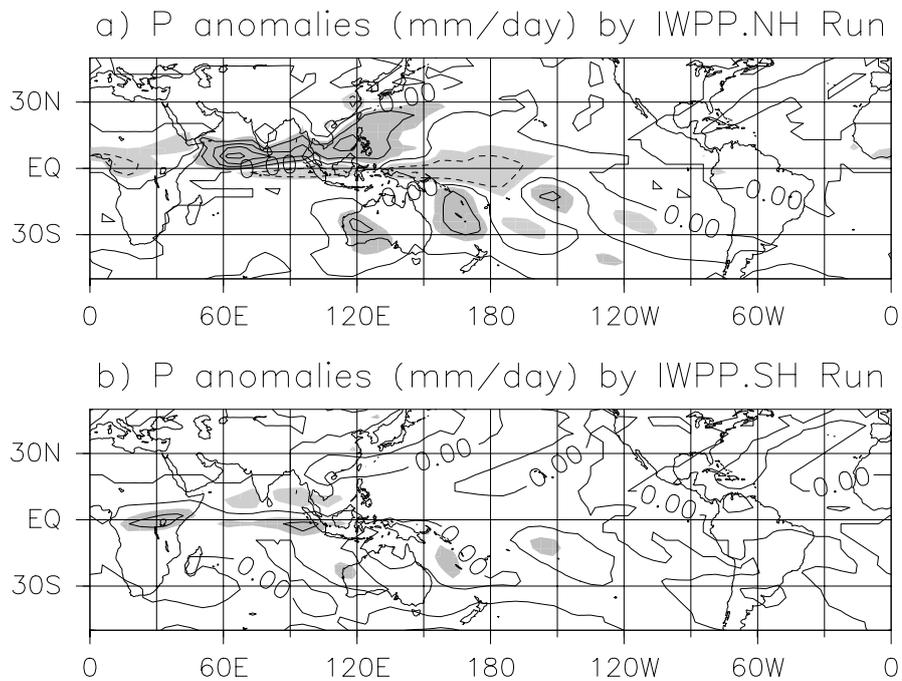


図 3.14: 降水量偏差の空間分布。a) はIWPP.NH 実験、b) はIWPP.SH 実験の結果を表す。等値線の間隔は 1mm/day。0.5mm/day を上回る値に陰影、-0.5mm/day を下回る値に点描。

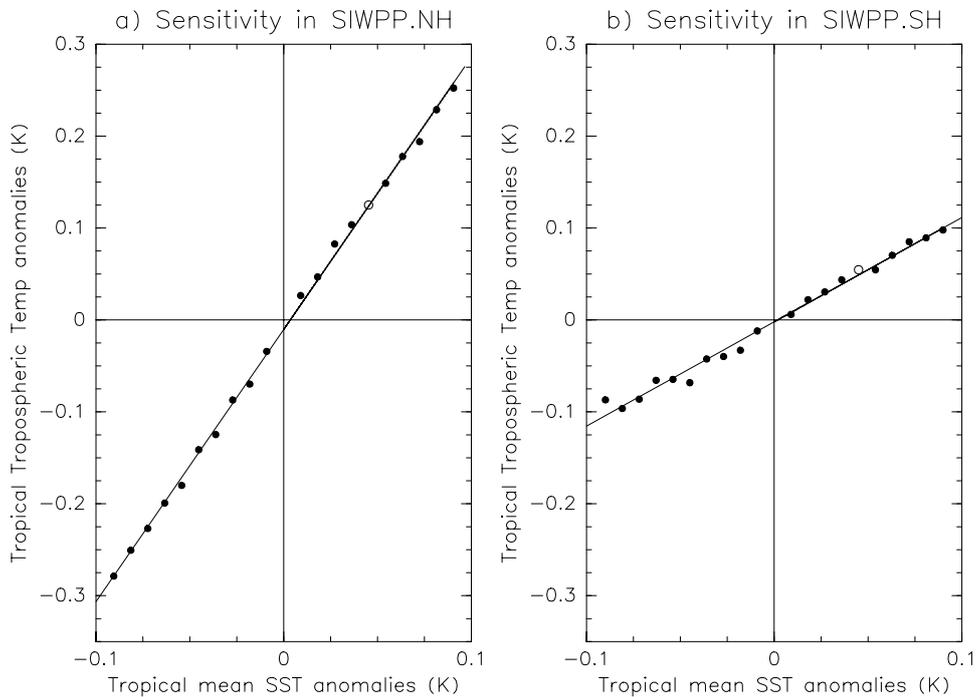


図 3.15: 各領域の SST 偏差に対する熱帯対流圏温度偏差の敏感度。a) SIWPP.NH シリーズの結果と b) SIWPP.SH シリーズの結果を各黒丸 (●) で表す。白丸 (○) は a) IWPP.NH と b) IWPP.SH 実験の結果を基準として示す。横軸は熱帯 (30°S–30°N) で平均した SST 偏差の値。縦軸は熱帯 (25°S–25°N) 帯状平均対流圏温度偏差の大きさ。各図の実線は回帰直線。

–30°N) 平均値を横軸として示したものである。実線は回帰直線である。図から、北インド洋・熱帯北西太平洋の SST 偏差が、熱帯南インド洋・熱帯南西太平洋 SST 偏差より、熱帯対流圏温度偏差場に対する敏感度が高いことがわかる。回帰係数の大きさは、a) 3.0 と b) 1.1 である。強制の SST 偏差と熱帯平均対流圏温度偏差の関係はほぼ線形であり、非線形性は小さい。この結果は、対流域で SST 偏差が対流圏温度偏差場に影響を与えるプロセスが重要であることを示唆し、Rainy-region SST の考察と一致している。

Su et al.(2003) は、SST 偏差の熱帯対流圏温度偏差場に対する敏感度を 1998 年 1~3 月の熱帯中・東部太平洋で調べている。彼女らは 180° より東の熱帯中・東部太平洋の 3 領域で敏感度を計算し、その値は西から順に、2.4、1.8、1.4 であった。6~8 月のモンスーン降雨域は 1~3 月の熱帯中・東部太平洋より敏感度が高く、その南の非対流域は 6~8 月には、1~3 月の熱帯中・東部太平洋より敏感度が低い関

係が示唆される。

SIWPP.NHシリーズとSIWPP.SHシリーズの降水量偏差場は、図3.14と似た分布を示す(図省略)。SST負偏差に対するSIWPP.NHシリーズでは、インド洋や西太平洋の赤道南側の狭い緯度帯に大きな降水量正偏差が現れる。この領域は降水量の多い領域に隣接している。またSIWPP.SHシリーズで、南インド洋全体で降水量偏差が現れることはなく、赤道付近の狭い領域で、強い降水量正偏差が現れる特徴は維持される。降水量が多い領域の面積が大きく変わらない理由として、アジア夏季モンスーンによって特徴的な対流活動の場がほぼ定まっていることが関連していると推定される

このように、インド洋・西太平洋域のSST正偏差域の中でも、アジア夏季モンスーンに伴う降水量が多い領域に対応する北インド洋や南シナ海・熱帯北西太平洋のSST偏差が、対流圏温度偏差に対して大きな影響を与え、モンスーン降雨域のSST偏差がENSO現象と熱帯対流圏温度偏差場の変動の間にあるずれの成因に重要であることが示唆された。

### 3.3.5 負TYI年6~8月(0)を対象とした実験結果

図3.16は、TYIが大きい負偏差の年(1985/1989/2000)の6~8月(0)のSST分布に対する各実験(OBSN・IWPN・CEPN・ATLN)の結果を示したものである。OBSN実験(図3.16a)において、熱帯全体で負偏差が見られる。偏差の大きさは、OBSP実験(図3.12a)と同様、NCEP/NCAR再解析の結果(図3.5a)と比べて小さいが、中央太平洋の値が大きい特徴を捉えている。

IWPN実験(図3.16b)では、インド洋付近で負偏差があり、値は $-0.2\text{K}$ 程度である。偏差はインド洋や海洋大陸付近に限られていて、中・東部太平洋や大西洋という他の海洋まで広がっていない。

CEPN実験(図3.16c)では熱帯中央太平洋を中心とした対流圏温度の負偏差を示している。SST偏差が強制として含まれていない赤道大西洋上まで $-0.2\text{K}$ より小さな負偏差の領域が広がっていて、負偏差の熱帯でのひろがり、IWPN実験より

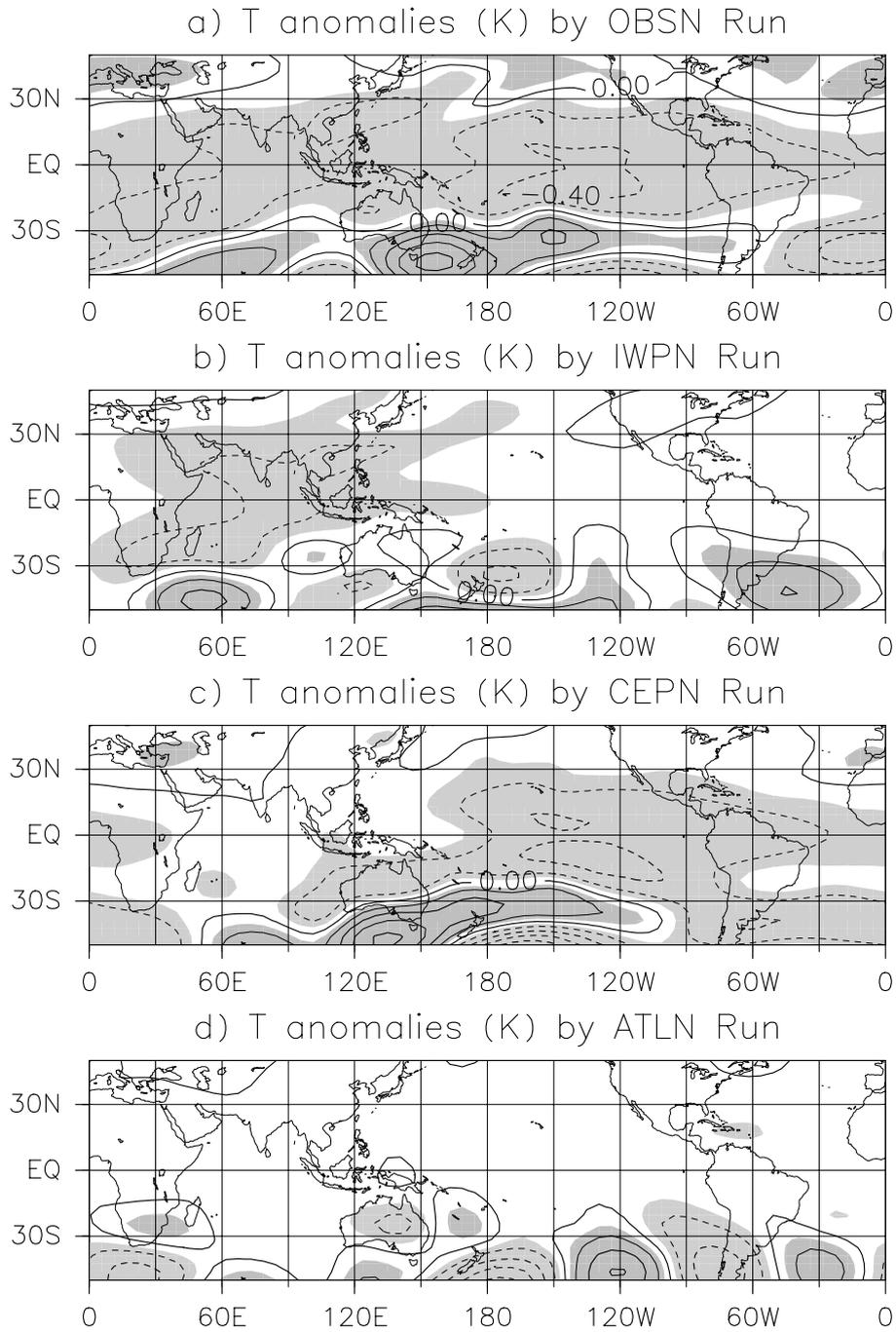


図 3.16: 対流圏温度偏差の空間分布。a) はOBSN 実験、b) はIWPN 実験、c) はCEPN 実験、d) はATLN 実験の結果を表す。等値線の間隔・陰影は図 3.12 と同様。

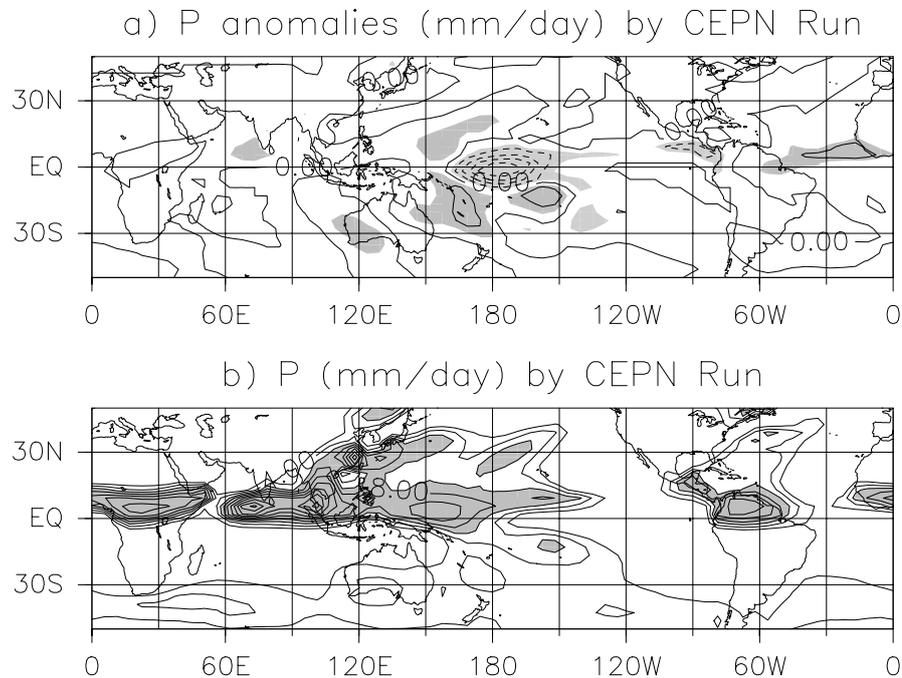


図 3.17: CEPN 実験の a) 降水量偏差と b) 降水量の空間分布。等値線の間隔は a) 1mm/day b) 2mm/day。a) 0.5mm/day を上回る値に陰影、 $-0.5\text{mm/day}$  を下回る値に点描。b)  $6\text{mm/day}$  を上回る値に陰影。

大きい。また  $-0.4\text{K}$  を下回る領域が中央太平洋に見られる。ただし、西太平洋・インド洋上では、大きな値の負偏差が見られない。

一方、ATLN 実験 (図 3.16d) では、 $-0.1\text{K}$  を下回る負偏差の領域がカリブ海付近でわずかに見られる程度であり、大西洋 SST 偏差の寄与が小さいことを示している。

従って、中央太平洋から大西洋にかけての領域では、中・東部太平洋 SST 偏差の寄与が大きく、西太平洋・インド洋 SST 偏差による影響は SST 偏差のある領域に限られている。

なお、SST 負偏差により対流活動が不活発となり、SST 負偏差の効果が自由対流圏に伝わらないという仮説が考えられ、それは熱帯中・東部太平洋の SST 偏差が大きな寄与である結果と矛盾する。これについて確認しておく。CEPN 実験の降水量偏差場 (図 3.17a) において、 $180^\circ$  付近の赤道に、 $4\text{mm/day}$  の大きさの負の降

水量偏差がある。しかし6mm/dayを上回る降水量の領域(図3.17b)がまだCEPN実験のSST負偏差領域(図3.7cの白丸)にあり、上記の仮説が適用できるほど、SST負偏差が強くないことがわかる。

### 3.4 まとめ

熱帯対流圏温度偏差の秋季に持続性が落ちる特徴について、第2章で定義したTYIを基準として熱帯平均SST偏差とRainy-region SST偏差の変動を調べることで、その成因を考察した。TYIと熱帯平均したSST偏差の相関関係が統計的に有意となる時期は、TYIと熱帯対流圏温度偏差の関係と比べて2ヶ月早い。TYIに回帰した熱帯平均SST偏差の推移は、NINO3 SST偏差ではなく、熱帯平均200hPa高度偏差の推移と似ており、相対的に早く増加して1月(0)に最大となり、その後、ゆっくりと減少する。次に、Rainy-region SST偏差について、4種類の降水量データセットを用いて調べた。データセット間でばらつきがあるもの、Rainy-region SST偏差の変動は、熱帯平均SST偏差の変動より熱帯対流圏温度偏差の変動によく同時的に対応している。これらの結果は、降水量が多い大西洋やインド洋のSST偏差が、熱帯太平洋のSST偏差最大時から3ヶ月から6ヶ月程度遅れて変動することが、対流圏温度偏差に重要であることにつながる。

TYIが大きい正偏差の年(1983年/1988年/1998年)とTYIが大きい負偏差の年(1985年/1989年/2000年)に対して合成解析を行った。まず、ENSO現象が活発になるが、熱帯対流圏温度偏差が小さい時期(TYIの7月(-1)から9月(-1)までの期間)を調べた。その結果、TYI正偏差年とTYI負偏差年の間で、熱帯において対流圏温度偏差とSST偏差の両方で、ほぼ反対称のパターンが示された。次に降水量が6mm/dayを上回る領域を調べ、Rainy-region SST偏差と対流圏温度偏差の密接な対応関係を考慮し、どのSST偏差が重要であるかを調べた。その結果、ENSO現象が活発なのにもかかわらず、熱帯対流圏温度偏差の増加が見られない要因として、ENSO現象に関連するSST偏差が大きい領域と降雨量が多い領域がずれている点を指摘した。すなわち、1) ENSO現象に関連するSST偏差は対流活動が活発ではない冷舌域で大きいこと、2) 降水量が多い西太平洋で逆符号の

偏差であること、3) 降水量が多いインド洋で大きな SST 偏差が見られないことが示唆された。

次に、熱帯対流圏温度偏差が増大した後の6~8月に偏差場が持続する時期(TYIの6月(0)から8月(0)まで)を合成解析で調べた。熱帯対流圏温度偏差が熱帯全体でひろがっていることは、TYIが大きい正偏差の年と大きい負偏差の年で共通している。しかし、7~9月(-1)の期間とは異なり6~8月(0)の期間は、TYIが大きい正偏差の年と大きい負偏差の年で厳密に反対称のパターンとなっていない。

この時期について、どの海洋の SST 偏差が熱帯全体の対流圏温度偏差変動に寄与しているのかに関して、QTCMで境界条件である SST 分布を変えて考察した。

TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)の6~8月(0)で、熱帯対流圏温度の正偏差は、熱帯西太平洋・インド洋や大西洋の SST 正偏差と関連することが示唆された(図3.12)。大西洋(図3.12d)に比べて西太平洋・インド洋(図3.12b)の SST 偏差の寄与が大きい。またインド洋・西太平洋域の SST 正偏差域の中でも、アジア夏季モンスーンに伴う降水量が多い領域に対応する北インド洋・南シナ海・熱帯北西太平洋の SST 偏差(図3.13a、図3.15)が、対流圏温度偏差に対して大きな影響を与え、モンスーン降雨域の SST 偏差が ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場変動の間にあるずれの成因として重要であることが示唆された。

TYIが大きい負偏差の年(1983/1988/1998)の6~8月(0)では、熱帯対流圏温度負偏差は、熱帯中・東部太平洋 SST 偏差(図3.12c)や西太平洋・インド洋の SST 偏差(図3.16b)と強く関連していることが示唆された(図3.16)。熱帯中・東部太平洋 SST 偏差は、中央太平洋から大西洋にかけての負の対流圏温度偏差と関連する。一方、西太平洋・インド洋 SST 偏差は、その領域の負の対流圏温度偏差と関連するが、その寄与は、熱帯中・東部太平洋 SST 偏差と比べて小さい。従って数値モデルの結果においても、TYIが大きい正偏差の年と大きい負偏差の年の6~8月(0)では、両者で異なった海域の SST 偏差が熱帯対流圏温度偏差の成因であることが示唆された。

## 第4章 熱帯対流圏温度偏差の季節規模持続性における気候シフト前後の差異

### 4.1 データと手法

本章では月平均値の温度データセットとして、Met Office Global Radiosonde Gridded Temperature Anomalies (HadRT) 2.0 (Parker et al., 1997) を用いる。800カ所の観測点からなるMet Officeのレーウィンゾンデデータ(Parker and Cox 1995)を、格子中心からの距離の逆数を重み関数として、経度方向に10度間隔・緯度方向に5度間隔の格子化したデータとしたものがHadRTデータである。なお、本研究で用いたバージョン2.0では、バージョン2.1やバージョン2.3のような衛星データによる補正はされていない。1958年1月から2001年12月までの期間を使用する。このデータは1971–1990年の月毎の平均値からの偏差である。

ラジオゾンデ観測データは、ランダム誤差や観測測器の変化などに伴う系統的な誤差を含むが、Parker and Cox(1995)によって、次のような除去処理がされている。ランダム誤差を検出するため、「値が各気圧面で経験的に決めた基準範囲にあるかどうか」、「ジオポテンシャルが地表に近い気圧面より値が大きいかどうか」、「ある隣接した2つの基準面間の平均層厚が、その2つの基準面の平均仮温度に対して基準値以内であるかどうか(静力学チェック)」という試験がなされている。系統的誤差に関しては、近傍の観測点との比較や使用した測器の記録などによる点検がされている。これらの方法によるテストは完全とはいえないが、本研究のような大規模場の解析には十分なものである。

第4章 熱帯対流圏温度偏差の季節規模持続性における気候シフト前後の差異 70

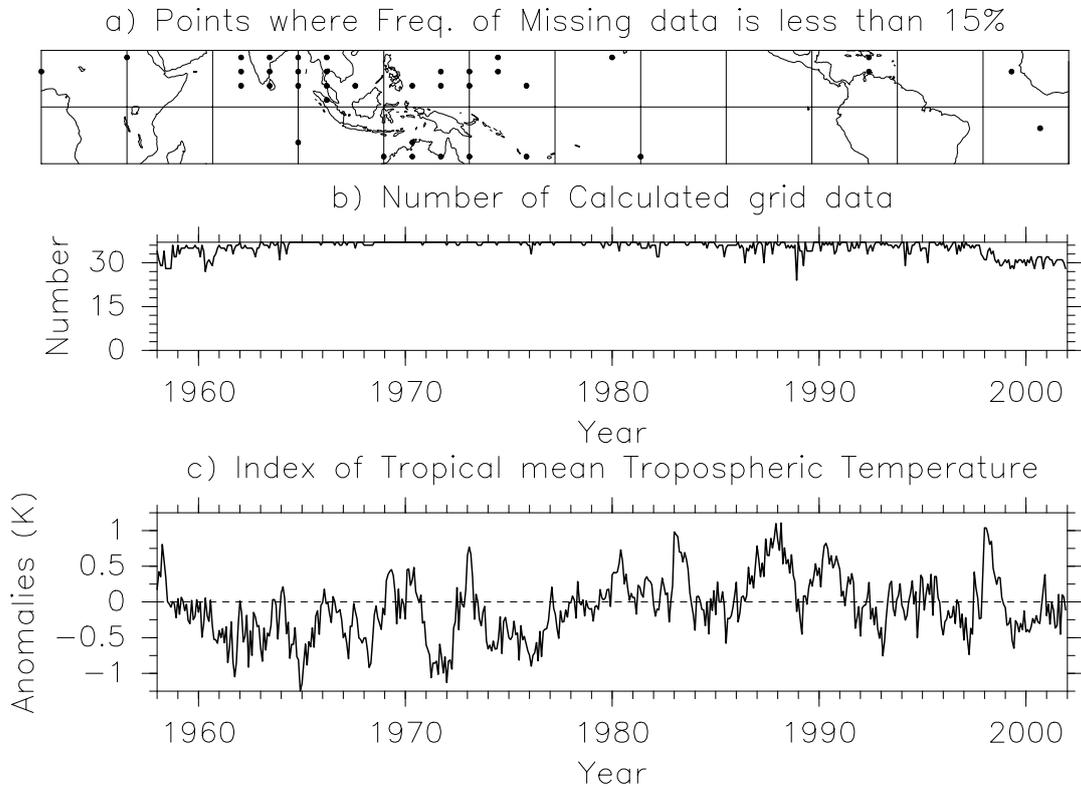


図 4.1: (a) 欠損値数が全期間で 15 %以下の格子点の分布図。(b) 指標の計算するために使われる格子点データの月ごとの量。(c) 熱帯対流圏温度偏差の指標の時系列。

700hPa ~ 150hPa 間の各気圧面の気温を平均し、対流圏温度とする。HadRT には 700hPa ~ 150hPa 間の 5 つの気圧面 (700, 500, 300, 200, 150) でデータがあるが、1 つの気圧面だけ欠損値がある場合のみ、3 次のスプライン法で補間し、対流圏温度を作成した。2 つ以上の気圧面で欠損値がある場合は、対流圏温度は欠損値とした。

欠損値数が全体の期間で 15%より小さい格子点データのみ、使用して解析することとする。図 4.1a は、熱帯におけるこれらの点の分布を示している。上記のように格子点を限定した理由は、解析に用いるデータの月ごとの数をほぼ一樣にするためである。図 4.1b は、計算に使用可能データがある格子点数の月ごとの変動を示していて、格子点数がやや減少している月もあるが、期間中、ほぼ一樣である。熱帯平均値を計算する際、ある月で使用する格子点数は、最大 37 点、最小 24 点である。

#### 第4章 熱帯対流圏温度偏差の季節規模持続性における気候シフト前後の差異 71

熱帯 (20°S–20°N) で、上記の格子点の値を“信頼度”の重みをつけて平均し、熱帯平均対流圏温度の指標を計算する。“信頼度”の重み関数は、1979年1月～2001年12月の期間における基準のデータ時系列と上記の格子点データの相関係数と、格子面積を組み合わせたものである。基準データは、700hPa–150hPaの熱帯 (20°S–20°N) で帯状平均した NCEP/NCAR 再解析データである。NCEP/NCAR 再解析データは、1978年11月から衛星データを使用してデータ同化しているので、HadRT データセットに依存しているとは限らず、また精度はより高いものと考えられる。なお、相関係数  $\rho$  は観測データベクトルを  $\mathbf{a}$ 、基準データベクトルを  $\mathbf{r}$  として、 $\rho = \frac{\mathbf{a} \cdot \mathbf{r}}{|\mathbf{a}| |\mathbf{r}|} = \cos \theta$  であるから、この手法は観測データベクトルの基準データベクトルへの投影  $\mathbf{a}_p (= \mathbf{a} \cos \theta)$  と等価である。前章までは熱帯域として 15°S–15°N のデータを扱ったが、本章では 20°S–20°N 領域を使用する。これは単に HadRT のデータ分布間隔のためであり、また図 2.8 に示されているように、結果に大きな差異をもたらすことはない。

図 4.1c の実線は、上記の方法で得られた指標の時系列を表している。この指標の時系列を用いて本章では解析を行う。この時系列と NCEP/NCAR 再解析データによる熱帯平均対流圏温度の時系列に対する、全期間 (1958年1月から2001年12月まで) における相関係数は 0.89 である。

SST のデータセットは、Met Office HadISST 1.1 (Rayner et al., 2003) である。Rainy-region SST (Sobel et al., 2002) は、6mm/day を上回る格子点における緯度帯 (20°S–20°N) の平均海面水温と定義する。この値は、格子点間隔を変えた HadISST と、NCEP/NCAR 再解析データの降水量から計算した。NCEP/NCAR 再解析データの降水量データは、Kuo (1965, 1974) 型の対流スキームを用いたモデルの場のみからの値であり、観測値はデータ同化されていないことに注意が必要である。

重み付きの移動平均時間フィルター (1-2-1、すなわち、ある月を 2、その前と後の月をそれぞれ 1 の重みで平均) を季節内振動を取り除くために用いた。Rainy-region SST を計算する際には、降水量の場に時間フィルターを適用してから計算した。

これまでと同様、持続性の強さを、ある月の時系列と別の月の時系列との相関係数の大きさで見積もる。

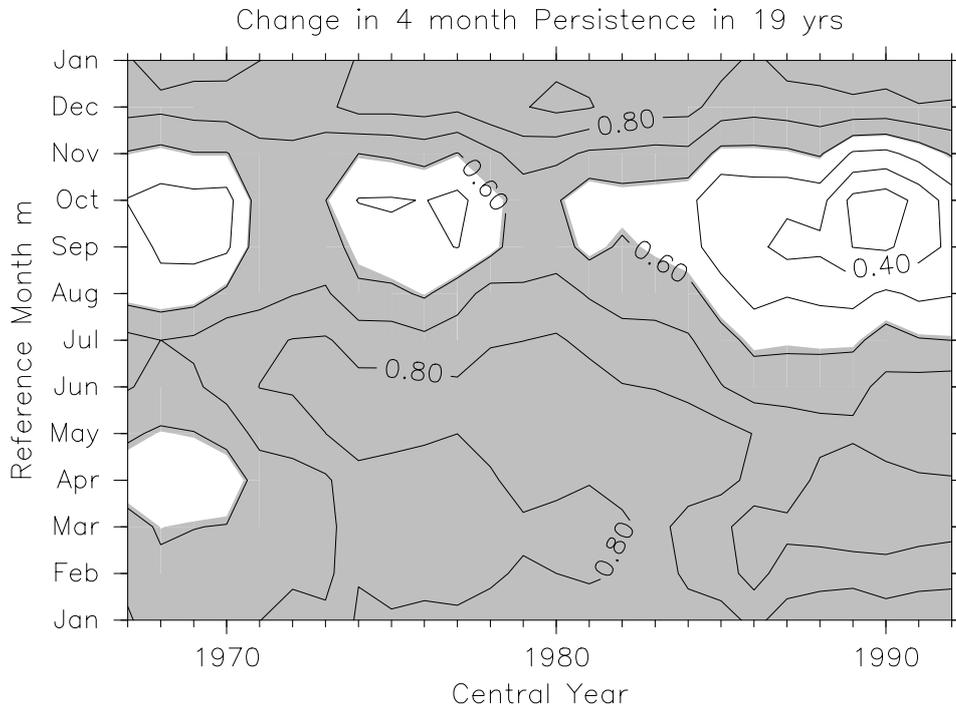


図 4.2: ある月  $m$  と 4ヶ月後の月 ( $m + 4$ ) の熱帯平均対流圏温度偏差における相関係数。横軸は期間の中央年を表し、縦軸は基準の月  $m$  を表す。相関係数を、19年（中央年と、中央年より前の9年、中央年より後の9年）で計算する。等値線の間隔は0.1。1%有意水準を上回る値に陰影。

## 4.2 熱帯平均対流圏温度偏差場の持続性変化

熱帯平均対流圏温度偏差におけるラグ4ヶ月の持続性を数十年規模の時間スケールで調べたのが図 4.2 である。図 4.2 において、相関係数は基準の月  $m$  と4ヶ月ずらした月  $m + 4$ 、例えば、1月（基準の月）と5月、に対する偏差の間で示されている。相関は、19年（中央年と、中央年より前の9年、中央年より後の9年）で計算される。ここで、偏差は、中央年が示す19年の平均値からのずれとして定義される。中央年が1986年（1977年から1995年の期間に相当）以降の相関係数は気候シフト後のデータを用いて計算する。気候シフト以後、同じ中央年で相関係数は0.2~0.8の値をとり、基準月により明らかに差異がある。基準月が9月と10月のときの相関係数が極小になっている。これは第2章の秋季に持続性が急激に低下する結果と一致する。最小値は中央年が1990年の基準月が10月の場合で、0.25の値である。一方、中央年が1967年の場合は気候シフト以前のデータのみを使っ

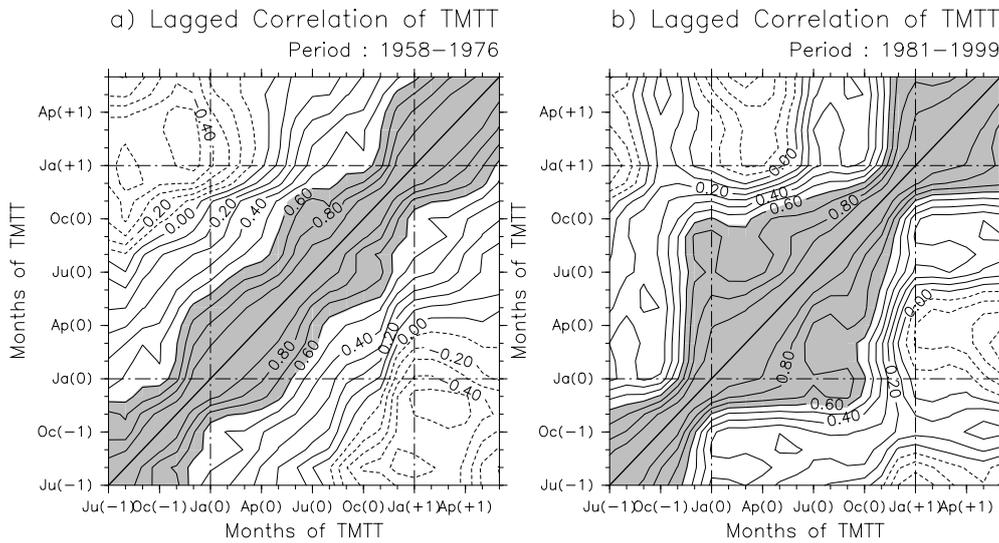


図 4.3: ある月の熱帯平均対流圏温度偏差と別の月の熱帯平均対流圏温度偏差とのずらし相関解析結果。相関係数を求める2つの期間は (a)1958年～1976年、(b)1981年～1999年。横軸と縦軸は、熱帯平均対流圏温度偏差のそれぞれの月を表す。一点鎖線は1月を表す。陰影は、図 4.2 と同様。

ている。相関係数は0.5～0.7の間である。基準月が4月と8～10月のとき相関係数がわずかに小さくなっているが、基準月による差異はあまりない。

次に、熱帯平均対流圏温度偏差の変動特性の変化について、気候シフト以前と以後の19年間、すなわち、1958～1976年(中央年が1967年)と1981～1999年(中央年が1990年)の比較をした。ここで、偏差は、それぞれの期間の19年平均値からのずれで定義する。熱帯平均対流圏温度偏差のずらし相関係数を計算した結果が図 4.3 である。この図では、横軸と縦軸は熱帯平均対流圏温度偏差の月を表している。Y(0)は基準年の月を表し、Y(-1)はその前年、Y(+1)はその後の年を表す。図 4.3a と図 4.3b の解析期間は、それぞれ、1958～1976年、1981～1999年である。なお、この図は、同じ変動量を用いて図 2.1 と同様の解析を行った結果である。

気候シフト以前の期間である図 4.3a では、相関係数の値がほぼ斜めの実線(すなわち、同じ月の熱帯対流圏温度偏差場の相関)に平行に分布しており、特定の季

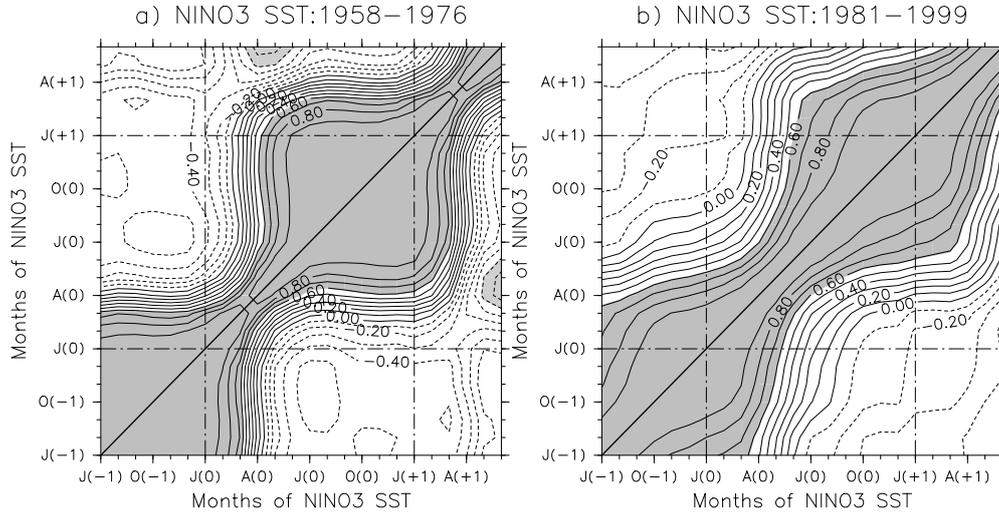


図 4.4: NINO3 SST 偏差に対するずらし相関解析結果 (図 4.3 と同様): a) 1958 年 - 1976 年 (気候シフト以前); b) 1981 年 - 1998 年 (気候シフト以後)。

節から特定の季節まで持続する特徴が見られない。一方、気候シフト以降のみの期間 (図 4.3b) には、統計的に有意な正の相関係数の四角形領域が見られる。これは、時系列の類似性が特定の期間に限られることを示している。熱帯平均対流圏温度偏差場の月が 12 月 (-1) と 9 月 (0) の間のとき、高い相関となる。9 月と 12 月における偏差の相関係数の間には、他の季節と比べて、大きな差がある。この特徴は、第 2 章で示した 11 月 (-1) と 9 月 (0) の期間の自由対流圏で見られた、 $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$  のほぼ東西一様な温度偏差変動と対応している。

### 4.3 熱帯平均対流圏温度偏差と SST 偏差の比較

ENSO 現象の指標である NINO3 領域 SST 偏差や、熱帯平均 SST 偏差、Rainy-region SST 偏差を、位相固定に関して熱帯平均対流圏温度偏差と比較し、熱帯平均対流圏温度偏差の持続性変化の原因を調べる。熱帯平均対流圏温度偏差の持続

性と比較するために、NINO3 領域で平均した SST 偏差を使用して図 4.3 と同様なずらし相関の解析を行った(図 4.4)。気候シフト以前・以後の 2 期間の相関係数を比べると、シフト以後の 1981~1999 年より、シフト以前の 1958~1976 年の場合の相関が、春季前後で大きな差がある。これは、Torrence and Webster(1998)の結果(彼らの図 9c,d)と一致する。すなわち、気候シフト以後より気候シフト以前に、ENSO 現象の SPB が明瞭である。この結果は、気候シフト以後に持続性が落ちる特徴が明瞭となる熱帯平均対流圏温度偏差場(図 4.3)とは対照的である。こうして、気候シフト前後で、熱帯平均対流圏温度偏差と ENSO 現象の関係が変わっている。しかしこれまでの論文が指摘したように、熱帯平均対流圏温度偏差の変動と ENSO 現象は高い正相関の関係であることに注意しなければならない(第 1.1.3 節参照)。この結果は、熱帯の海洋が赤道東部太平洋の SST 偏差に遅れて応答すること(第 1.1.5 節)が、熱帯平均対流圏温度偏差の持続性の変化に対して影響していることを示唆している。

次に、熱帯帯状平均した SST 偏差に対して同様の解析を行った(図 4.5)。ここでは、パターン相関係数(あるパターンと別のパターンとの間の相関係数)を熱帯平均対流圏温度偏差と SST 偏差パターンの類似性の測度とする。パターン相関係数は、気候シフト以前の期間 1958~1976 年には 0.95、シフト以後の期間 1981~1999 年では 0.85 であった。しかし、気候シフト以前では相関係数の等値線は、相関係数の等値線は斜めの実線に平行というよりはふくらんだ形であり、ゆるやかに SPB となっているように見える。気候シフト以後では、熱帯対流圏温度偏差(図 4.3b)と比べて、高い正の相関係数の四角形領域が、3ヶ月ずれている。

Rainy-region SST 偏差に対する同様の解析(図 4.6)の前に、ENSO 現象と Rainy-region SST 偏差の変動の対応関係について整理しておく。NINO3 SST 偏差と Rainy-region SST 偏差の月々の時系列に対するずらし相関を調べた結果が図 4.7 である。両者とも、それぞれの期間の月平均気候値からの偏差を解析した。これまでは年々変動の相関係数を調べたが、ここでは、すべての月のデータを用いて単純に月々のずらし相関係数について解析した。NINO3 SST 偏差を固定として、Rainy-region SST 偏差の時系列を 1ヶ月ごとにずらして相関係数を求めた。Rainy-region SST 偏差より NINO3 SST 偏差が先行するとき、ラグが正、逆に、Rainy-region SST 偏差が先行するときラグが負となるようにしている。なお、ここでは、自己相関で  $1/e$  となるのが 8ヶ月後の月であるので、8ヶ月毎に独立な変動成分があると

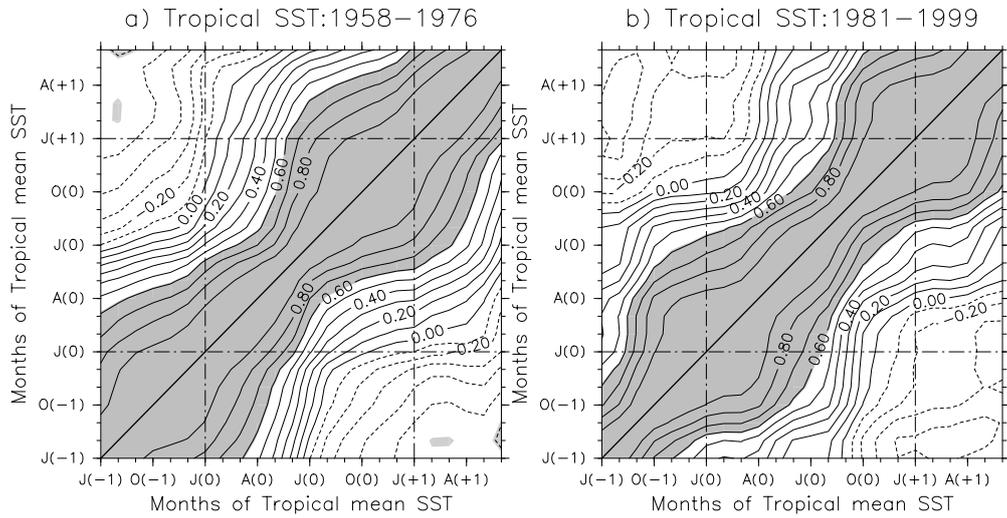


図 4.5: 熱帯緯度帯 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ) 平均 SST 偏差に対する相関解析結果 (図 4.3 と同様): a) 1958 年 - 1976 年 (気候シフト以前); b) 1981 年 - 1998 年 (気候シフト以後)。

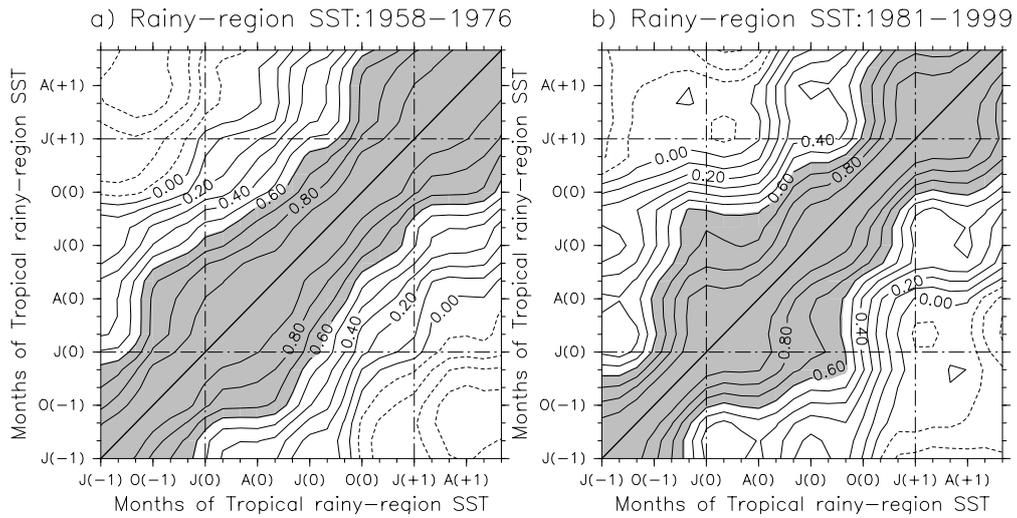


図 4.6: 熱帯緯度帯 ( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ) Rainy-region SST 偏差に対する相関解析結果 (図 4.3 と同様): a) 1958 年 - 1976 年 (気候シフト以前); b) 1981 年 - 1998 年 (気候シフト以後)。

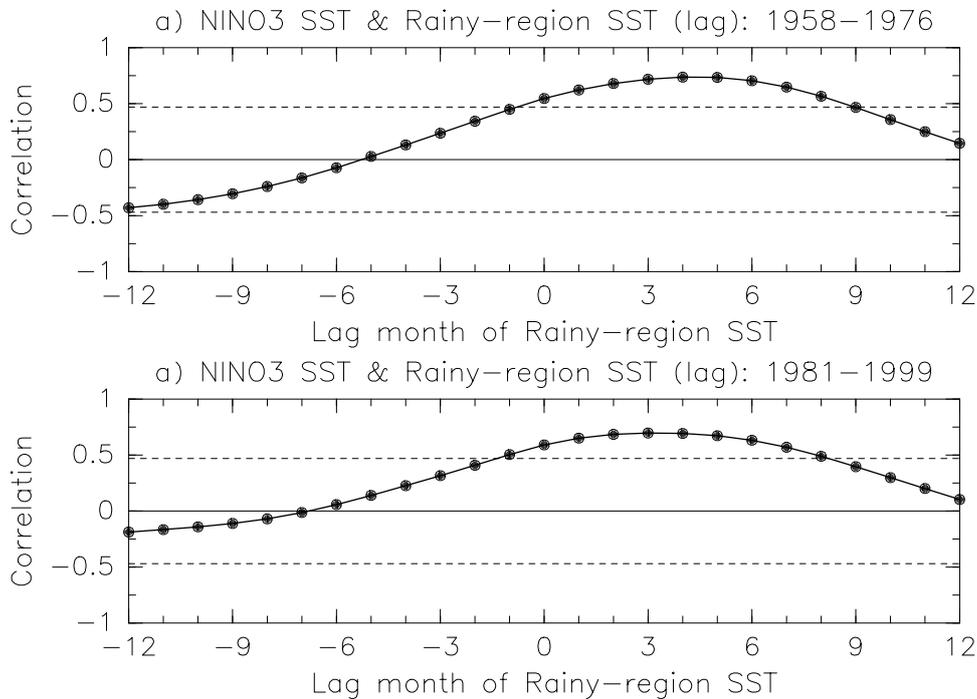


図 4.7: NINO3 SST 偏差と Rainy-region SST 偏差の時系列間のずらし相関。a) 期間は 1958 年～1976 年、b) 期間は 1981 年～1999 年。NINO3 SST 偏差が Rainy-region SST 偏差より先行しているとき、横軸が示すラグは正となる。横軸に平行な点線は 1%有意水準を表す。

して、1%有意水準の基準値を算出している。図 4.7 から明らかなように、NINO3 SST 偏差が先行して、数ヶ月遅れて、Rainy-region SST 偏差が変動するという対応関係がわかる。Rainy-region SST 偏差が NINO3 SST 偏差より 4ヶ月(3ヶ月)遅れたとき、期間 1958～1976 年(1981～1999 年)に対して、月々の時系列に対するずらし相関係数の最大値は 0.74 (0.7) となる。従って Rainy-region SST 偏差は、赤道東部太平洋 SST 偏差から遅れて変動する西太平洋やインド洋のような降水量が多い領域の SST 偏差変動を、両方の期間でよく表現していることがわかった。

このような特徴を持つ熱帯 Rainy-region SST 偏差を使ったずらし相関解析の結果を、図 4.6a と図 4.6b に示している。この結果は、持続性が秋季に落ちる特徴が気候シフト以後のみに見られるという点で、熱帯平均対流圏温度偏差(図 4.3)と似ている。パターン相関係数は、期間 1958～1976 年には 0.97、期間 1981～1999 年には 0.93 で、熱帯平均 SST 偏差の場合(図 4.5)より両方の期間で大きい。この結果は、降水量の多い領域の SST 偏差が、熱帯平均対流圏温度偏差の変動の持続

性変化に強く影響していることを示唆している。

## 4.4 考察

NINO3 域 SST 偏差の相関解析結果（図 4.4）に示されるように、ENSO 現象の季節固定は、気候シフト以後より気候シフト以前で明確である。これに対して、熱帯対流圏温度偏差に対する相関解析結果（図 4.3）や Rainy-region SST 偏差の解析結果（図 4.6）は気候シフト以後に季節固定が明瞭となる。熱帯対流圏温度偏差と Rainy-region SST 偏差の密接な関係は、1979 年以降の第 3 章の結論と一致している。

この Rainy-region SST 偏差の持続性の変化は、熱帯太平洋の SST 偏差が極大になった後、3ヶ月から6ヶ月程度遅れてインド洋や熱帯北大西洋で正の SST 偏差が生じる特徴が特に対流域で変化したことに関連すると考えられる。なぜなら、その特徴が不変であれば、春から翌年の春まで持続する ENSO 現象に対して、他の海洋の SST 偏差も追隨して変動するからである。従って、離れた海洋上への ENSO テレコネクションの伝達度が気候シフトの前後で変化したと推測される。これは平均 SST の気候シフトに伴う上昇が関係している可能性がある。対流活動が特定の SST における閾値と関連しているとすると、平均 SST が上昇することによりその閾値に近づくので、より小さな SST 偏差が対流活動を誘起し、その対流活動を通じて SST 偏差が対流圏温度偏差に影響を与えることが考えられる。従って、気候シフト以前より気候シフト以後で、SST 偏差に対して対流圏温度偏差が敏感である可能性がある。さらに ENSO 現象の振幅の変化（Wang and Wang, 1996; Torrence and Webster, 1998; Kestin et al., 1998）が関係している可能性がある。すなわち、1970 年代以降、3-7 年の時間スケールに対応する ENSO の分散は、SOI や赤道東部 SST の時系列において、それ以前の時期より強いことが指摘されている。振幅が強くなったことで“大気の橋”（第 1.1.5 節）を經由して他の海洋により大きな影響を及ぼし、その結果、Rainy-region SST 偏差や熱帯対流圏温度偏差が秋から翌年秋まで持続する傾向が気候シフト以後に生じたと推定される。

## 4.5 まとめ

熱帯平均対流圏温度偏差の季節規模持続性の変化を 1958 年から 2001 年までのラジオゾンデデータを用いて調べた。その結果、1976 年/1977 年の気候シフトの気候シフトの前後の期間で異なる特徴が明らかになった。すなわち、NINO3 SST 偏差と熱帯平均対流圏温度偏差の持続性が急激に低下する特徴は、気候シフト以後は、それぞれ春季と秋季に見られたが、気候シフト以前は、NINO3 SST 偏差の特徴が顕著なのにもかかわらず（図 4.4a）、熱帯平均対流圏温度偏差の持続性が特定の季節で低下する特徴は見られなかった（図 4.3a）。従って、気候シフトに伴って、熱帯平均対流圏温度偏差と ENSO 現象の関係が変わったことがわかる。このような熱帯平均対流圏温度偏差の特徴は、各月毎に求めた 4ヶ月ラグの持続性の差異（図 4.2）や、1958 年～1976 年、1981 年～1999 年の 2 つの期間におけるずらし相関（図 4.3）によって確認された。ここではラジオゾンデデータの結果を示したが、NCEP/NCAR 再解析データの熱帯帯状平均対流圏温度偏差の解析からも同様の結果が得られた（図省略）。

季節規模持続性の変化に関して、熱帯平均 SST 偏差（図 4.5）と Rainy-region SST 偏差（図 4.6）を調べたところ、Rainy-region SST 偏差の結果は気候シフト以後にのみ秋季に持続性が低下する特徴をもち、熱帯対流圏温度偏差場の特徴とよく対応している。これは、熱帯平均 SST 偏差より、対流域で平均した SST 偏差が熱帯平均対流圏温度偏差変動の季節規模持続性に大きく影響していることを示唆している。

気候シフト以前には、ENSO 現象が特定の季節に開始する傾向を示すが、NINO3 SST 偏差に遅れて応答する Rainy-region SST 偏差や熱帯平均対流圏温度偏差には、そのような位相固定の傾向が見られなかった。一方、気候シフト以後では、ENSO の位相固定は弱い、Rainy-region SST 偏差と熱帯平均対流圏温度偏差に秋季に持続性が低下する特徴が見られた。

## 第5章 議論

本章では、これまでの章の結果を踏まえて、ENSO現象と熱帯対流圏温度偏差場の変動がずれるメカニズムについて検討する。

第2章では、熱帯対流圏温度偏差と熱帯平均水蒸気量偏差との対応関係を示し、熱帯中・上部対流圏水蒸気量偏差が2月(0)から8月(0)まで増加する特徴を示した。この特徴について第3章でされた合成図解析で検討する。図5.1は、a)TYIが大きい正偏差の年(1983/1988/1998)、b)TYIが大きい負偏差の年(1985/1989/2000)の6~8月(0)に対する700–300hPa平均の水蒸気の重さ偏差の合成図である。図5.1aでは、大きな正偏差が、赤道東部太平洋と西インド洋からアフリカ大陸東部にかけての領域にあるが、熱帯西・中部太平洋に負偏差が広がっている。図5.1bでは、熱帯全体に負偏差がひろがっているが、図5.1aと比べて値が小さい。これらの分布は、図3.5bや図3.6bのSST偏差が示された領域に対応している。これは、700–300hPa間の水蒸気量に対する経度時間断面図(図2.13)が、700–300hPaの温度偏差(図2.11c)よりSST偏差(図2.11a)と似ていた結果と一致する。

またQTCMの結果は対流域のSST偏差分布に強く依存していた。非対流域である熱帯東部太平洋のSST正偏差を境界条件とするCEPP(図3.12c)や熱帯南インド洋と熱帯南西太平洋のSST正偏差を境界条件とするIWPP.SH(図3.13b)では、熱帯にひろがる対流圏温度偏差を示していない。また第4.3章で示された熱帯対流圏温度偏差場の数十年規模の持続性変化は、降水量が多い領域のSST偏差の持続性変化と対応していた。これらの結果もまた、対流域のSST偏差に対流圏温度偏差が強く影響されていることを示している。これらの結果では、水蒸気量偏差はSST偏差に対して受動的に変化しているように見える。

ただ注意しなければならないのは、QTCMでの結果はSST分布を強制としたときのものであり、そのSST偏差の成因に特に下層の水蒸気偏差が関連する可能性

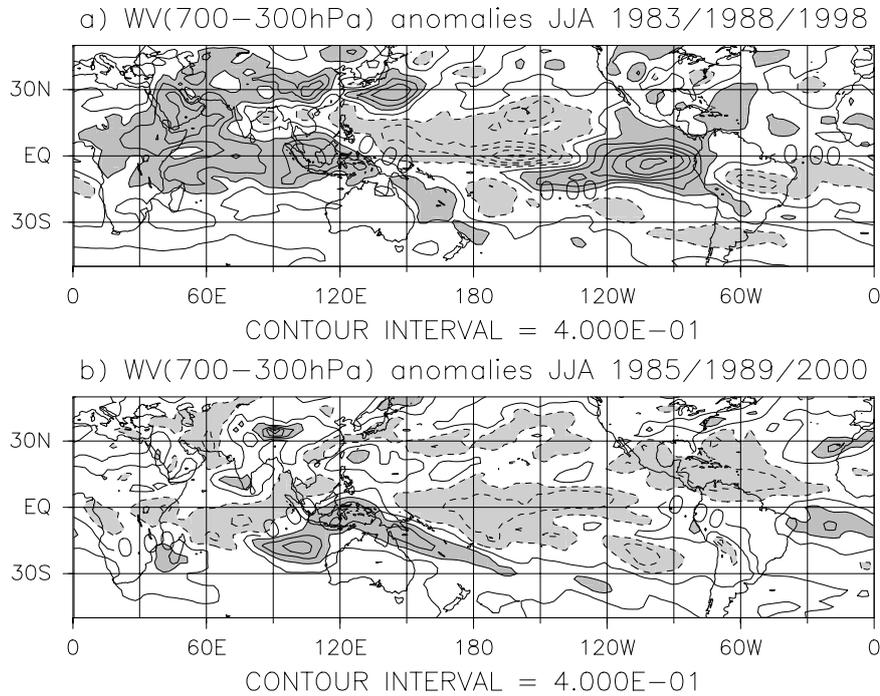


図 5.1: a)TYI が大きい正偏差の年 ( 1983/1988/1998 )、b) TYI が大きい負偏差の年 ( 1985/1989/2000 ) の 6 ~ 8 月 ( 0 ) に対する 700–300hPa 平均の水蒸気の重さ偏差の合成図。等値線の間隔は  $0.4\text{kg m}^{-2}$ 。  $0.4\text{kg m}^{-2}$  を上回る値に陰影、  $-0.4\text{kg m}^{-2}$  を下回る値に点描。

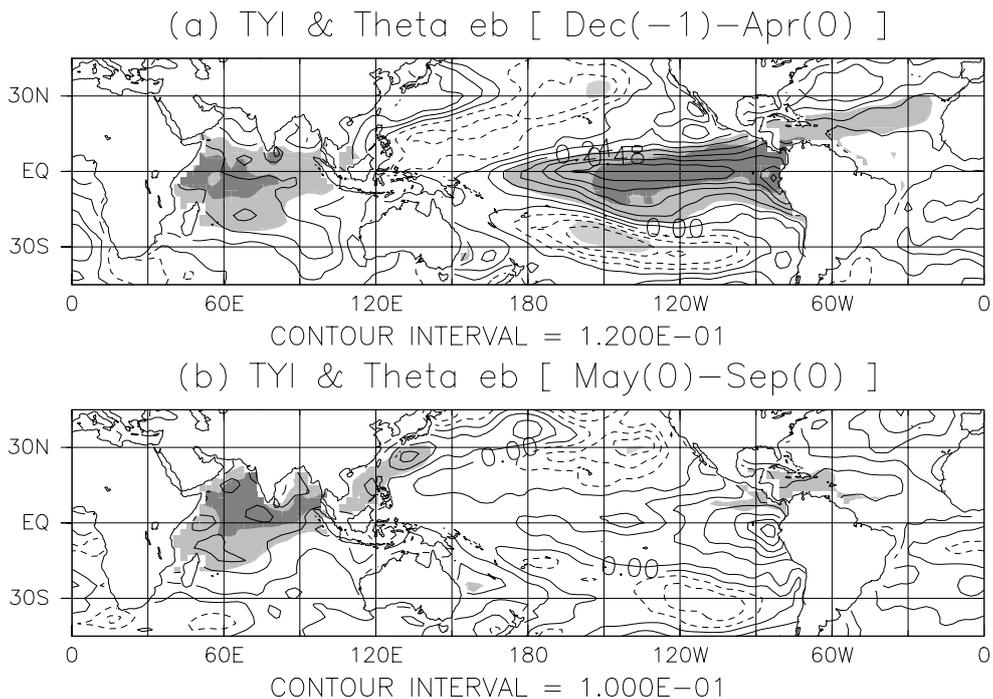


図 5.2: 海洋上の大気境界層の相当温位に対する TYI との相関と回帰偏差 ( 図 2.6 や図 2.7 と同様 )。等値線の間隔は a) 1.2K、b) 1K。

はある。Brown and Bretherton(1997) や Chiang and Sobel(2002) で指摘されているように、赤道東部太平洋の SST 偏差によって生じた熱帯対流圏温度偏差が、ケルビン波により熱帯全体にひろがり、東部太平洋と離れた対流域で、対流圏温度と境界層相当温位  $\theta_{eb}$  の関係(第 1.1.2 節や第 1.1.5 節)からその領域の SST 偏差に影響を与え、次にその SST 偏差が対流圏温度偏差に影響を与える、というフィードバック仮説は考えられる。この仮説は、大西洋では熱帯対流圏温度の有意な正偏差が、SST 偏差より約 1ヶ月先んじる結果(図 2.11)と対応している。

図 5.2 は海洋上の  $\theta_{eb}$  に対する TYI との相関と回帰偏差の図である。ここでは、Bolton(1980) に従って相当温位を計算し、1000hPa と 925hPa の平均値を  $\theta_{eb}$  の値としている。SPB 以前(図 5.2a)では、赤道東部太平洋で相関係数が有意で回帰偏差が最も大きい。インド洋や北大西洋で、有意な相関係数が見られる。SPB 以後(図 5.2b)では、インド洋・南シナ海・カリブ海で有意な相関係数がある。これらの特徴は、SST 偏差のパターン(図 2.7)と一致する。これは、下部対流圏の温度偏差(図 2.11b)に加えて、下部対流圏の水蒸気偏差もまたその下の SST 偏差と対応していることを示している。従って、SST 偏差の大きい領域で、 $\theta_{eb}$  偏差の値もまた大きい対応関係がわかる。

Klein et al.(1999) は、ENSO 現象に伴う、大西洋、南シナ海、インド洋の海面での正味の熱フラックスの変化を調べている。彼らの結果では、大西洋で、正味の熱フラックスの変化は主として海面からの潜熱フラックスの変化に関連している。潜熱フラックスの変化には、地表風速変動に依存する項と大気海洋間における比湿差に依存する項がある。近本と谷本(2003)はカリブ海周辺の潜熱フラックスの変動を調べ、比湿差成分の重要性を指摘している。この比湿差成分は  $\theta_{eb}$  偏差と関連するので、熱帯対流圏温度偏差がカリブ海周辺の SST 偏差を誘起するメカニズムが考えられる。一方、大西洋 SST 偏差の対流圏温度偏差に対する影響を、Su et al.(2001) は 1998 年 1-3 月に対して QTCM を用いて調べている。彼女らの数値実験の結果は大西洋からインド洋にひろがる熱帯対流圏温度偏差を示しているが、その値は 0.2K ~ 0.4K で、同時期の熱帯中・東部太平洋 SST 偏差による結果(0.5K ~ 1K)やインド洋 SST 偏差による結果(0.4K ~ 0.6K)と比べて小さい。また、6月(0)~8月(0)に対する QTCM による結果(図 3.12d と図 3.16d)で大西洋 SST 偏差が熱帯対流圏温度偏差に与える影響は小さかった。従って、大西洋に関

して前述したフィードバック仮説の適用が考えられるが、熱帯対流圏温度偏差に対する寄与はあまり大きくないと考えられる。

また Klein et al.(1999) は南シナ海の南部とインド洋で、雲量の変化に伴う海面での短波放射吸収量の変化が正味の熱フラックスの変化において卓越的であり、南シナ海北部で短波放射吸収量と潜熱フラックスの変化が同等であると指摘している。これらの海域の SST 偏差は、ENSO 現象が活発な時期 (Su et al., 2001) や 6 月 (0) ~ 8 月 (0) (図 3.13a や図 3.16b) に熱帯対流圏温度偏差に対して大きな影響を与える。従って、ENSO 現象と同時的に、南シナ海やインド洋でウォーカー循環の変調に伴い雲量が減少 (増加) し、海面での短波放射の吸収量が増え (減り)、熱的慣性で 3ヶ月程度遅れて、SST が上昇 (下降) し、その SST 偏差が熱帯対流圏温度場の正偏差 (負偏差) の成因となるメカニズムが考えられる。Alexander et al.(2002) は、大気大循環モデルと海洋混合層モデルを結合したシミュレーション結果で、ENSO 現象に関連するインド洋の SST 偏差が過小評価されることを示し、海洋力学の効果を指摘している。インド洋・南シナ海に対する上記メカニズムにおいて、インド洋の内部力学に関連する大気海洋相互作用によりさらに大きな熱帯対流圏温度偏差の結果となる可能性がある。

## 第6章 研究のまとめ

温度は大気物理学において基本的な変動量の一つである。人為起源の地球温暖化問題が注目を集める一方で、対流圏温度が自然現象としてどのように変動するのかについて明らかにする必要がある。また対流圏温度場は大気循環と結びついている点からもその変動は重要である。

熱帯対流圏温度場の変動はエルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象と密接に関連している。両者は正の相関関係にあるが、ENSO 現象が先行する時間的なずれがあることがラジオゾンデデータや衛星データから指摘されている。しかしそのずれが生じるメカニズムはまだ解明されていない。これを解明するために、本研究では、ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場の変動との関係について詳細に検討した。海面水温 (SST)、水蒸気量、降水量との対応関係を調べ、さらに数値実験によって熱帯対流圏温度偏差場の変動要因を検討した。熱帯対流圏温度偏差場の数季節にわたる持続性に関して、その数十年規模の変化メカニズムを考察した。

1976年/1977年の気候シフト以後の熱帯対流圏温度偏差場の季節規模持続性について、NCEP/NCAR再解析データを用いて解析を行った。熱帯対流圏温度偏差が秋から次の秋まで持続する傾向があり、熱帯平均対流圏温度偏差の持続性が秋季に落ちる特徴を示した。この特徴は、ENSO現象の持続性が春季に急激に低下する特徴 (SPB) から、4ヶ月の時間的なずれがある。熱帯対流圏温度偏差場のこの特徴から、熱帯対流圏温度場の変動を直接的に表すものとして、熱帯年インデックス (Tropical Year Index, TYI) を提案した。このTYIを基準にして鉛直構造を含めた熱帯対流圏温度偏差変動の詳細な空間構造を調べ、熱帯対流圏温度偏差が赤道東部太平洋 SST 偏差に対して単純に遅れているのではないことを明らかにした。また季節進行に注意して各海域の SST 偏差や水蒸気量・降水量との対応関係を示した。

次に、降水量が多い領域の SST 偏差を調べ、TYI を基準とした合成解析で熱帯対流圏温度偏差の変動要因を考察した。ENSO 現象が活発なのにもかかわらず、熱帯対流圏温度偏差の増大が見られない要因として、ENSO 現象に関連する SST 偏差が大きい領域と降雨量が多い領域がずれている点を指摘した。すなわち、1) ENSO 現象に関連する SST 偏差は対流活動が活発ではない冷舌域で大きいこと、2) 降水量が多い西太平洋では逆符号の SST 偏差があること、3) 降水量の多いインド洋には大きな SST 偏差がないことを指摘した。また熱帯対流圏温度偏差が増大した後の 6~8 月に偏差場が持続する傾向については、正偏差の場合と負偏差の場合で要因が異なっており、前者では西太平洋・インド洋の SST 偏差の大きな寄与と大西洋 SST 偏差の相対的に小さな寄与があり、後者は熱帯中・東部太平洋 SST 偏差と西太平洋・インド洋 SST 偏差の寄与が大きいことをデータ解析と数値モデル実験結果により明らかにした。またアジア夏季モンスーンに伴う降水量の多い領域の SST 偏差は、対流圏温度偏差に大きく影響を与え、モンスーン降雨域の SST 偏差が ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場変動の間にあるずれの成因として重要であることを示唆した。

さらに、ラジオゾンデデータを用いて 1958 年から 2001 年までの熱帯平均対流圏温度偏差の季節規模持続性の変化を調べた。その結果、1976 年/1977 年の気候シフト以前は、ENSO 現象に関する持続性が急激に低下する特徴が顕著なのにもかかわらず、熱帯平均対流圏温度偏差の持続性が特定の季節で落ちる特徴は見られず、気候シフトで、熱帯平均対流圏温度偏差と ENSO 現象の関係が変わったことを示した。この熱帯平均対流圏温度偏差の持続変化と似た特徴が降水量が多い領域で平均した SST 偏差にもあることを示し、ENSO 現象から他の海洋へのテレコネクションにおける変化が熱帯対流圏温度偏差場の季節規模持続性における数十年規模の変化に対する大きな要因であると考えられる。

本研究で、熱帯対流圏温度偏差場の維持・変動の物理メカニズムにおいて、ENSO 現象の直接的な対流圏温度偏差に対する影響に加えて、西太平洋・インド洋および大西洋の対流域の SST 偏差が重要であることを明らかにした。これまでの先行研究結果を考慮すると、次のようなシナリオが考えられる。赤道東部太平洋の SST 偏差によって生じた対流圏温度偏差がケルビン波によりひろがり、大西洋の対流域で SST 偏差に影響を与え、さらにその SST 偏差が対流圏温度偏差に影響を与え、というメカニズムと、ENSO 現象と同時的に、南シナ海やインド洋でウォーカー

循環の変調し、それに伴い海面での短波放射の吸収量が変化し、3ヶ月程度遅れて変化した SST 偏差が熱帯対流圏温度偏差を生み出すメカニズムが、熱帯対流圏温度偏差場の大きな変動を生み出す。本研究は、このような過程における下記の点を明らかにしたものである。

- 熱帯対流圏温度偏差場の時間発展は赤道東部太平洋 SST 偏差と異なる。
- 時間推移を踏まえた海面水温 (SST)、水蒸気量、降水量との対応関係をデータ解析で明らかにした。
- 降水量が多い領域で平均した SST 偏差が熱帯対流圏温度偏差とよく同時的に対応している。
- 熱帯対流圏温度偏差が増大した後の6~8月に偏差場が持続する期間において、正偏差の場合と負偏差の場合で対流圏温度偏差場と関連する SST 偏差の海域が異なる。
- ENSO 現象と熱帯対流圏温度偏差場の変動の間にあるずれにはモンスーン降雨域の SST 偏差が重要である。
- 熱帯対流圏温度偏差場の持続性が1976年/1977年の気候シフト前後で異なっており、その変化は降水量が多い領域の SST 偏差にも見られる。

## 付録 A QTCM方程式系の概要

準平衡熱帯循環モデル (Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model; QTCM) Ver. 2.3 で使われている方程式系について、Neelin and Zeng (2000)、Zeng et al. (2000) やマニュアル (Neelin et al., 2002) を中心にまとめる。

QTCM 方程式系を下記のプリミティブ方程式系から導出する。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_T\right) T + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = Q_c + g \frac{\partial}{\partial p} R \uparrow - g \frac{\partial}{\partial p} R \downarrow - g \frac{\partial}{\partial p} S + g \frac{\partial}{\partial p} F_T \quad (\text{A.1})$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_q\right) q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = Q_q + g \frac{\partial}{\partial p} F_q \quad (\text{A.2})$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_V\right) \mathbf{v} + f \mathbf{k} \times \mathbf{v} + g \frac{\partial}{\partial p} \tau = -\nabla \int_p^{p_{rs}} \kappa T d \ln p - \nabla \phi_s \quad (\text{A.3})$$

$$\omega = \int_p^{p_{rs}} \nabla \cdot \mathbf{v} dp \quad (\text{A.4})$$

ここで、温度  $T$  と比湿  $q$  はエネルギーの単位、すなわち、 $C_p T$  ( $C_p$ : 定圧比熱) と  $Lq$  ( $L$ : 蒸発の潜熱) を表している。 $R \uparrow$ 、 $R \downarrow$  は、 $T$ 、 $q$ 、雲量、地表温度  $T_s$  に依存する長波放射フラックスである。短波フラックス  $S$  は下向き正である。 $D_T$ 、 $D_q$ 、 $D_v$  は水平拡散と水平移流項である。顕熱、水蒸気、水平運動量の鉛直フラックス、 $F_T$ 、 $F_q$ 、 $\tau$  は大気上端でゼロ、地表で  $H$ 、 $E$ 、 $\tau_s$  の値とする。運動方程式 (A.3) で、傾圧気圧勾配に対して静力学方程式を用いており、 $\phi_s$  は地表基準気圧  $p_{rs}$  面のジオポテンシャルである。ここでは地形がないという条件設定をしていて、 $p_{rs}$  面で  $\omega = 0$  である。

さらに対流加熱項  $Q_c$  と凝結熱項  $-Q_q$  は、鉛直平均した湿潤静的エネルギー  $h$  の収支を変化させないという関係式、 $\widehat{Q}_c + \widehat{Q}_q = 0$  を導入し、式 (A.1) と式 (A.2) から下記の式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\widehat{T} + \widehat{q}) + \widehat{D}_T T + \widehat{D}_q q + \omega \frac{\partial \widehat{h}}{\partial p} = (g/\Delta p_T) F^{NET} \quad (\text{A.5})$$

ここで、 $h = q + s$ 、 $s = T + \phi$ 、 $F^{NET} = S_t - S_s - R_t^\uparrow - R_s^\downarrow + R_s^\uparrow + H + E$  である。  $\widehat{\bigcirc} = \langle \bigcirc \rangle = \Delta p_T^{-1} \int_{p_{rs}}^{p_{rt}} \bigcirc dp$  は地表  $p_{rs}$  から対流圏界面  $p_{rt}$  までの対流圏の鉛直平均を表す ( $\Delta p_T = p_{rs} - p_{rt}$ )。

次に、基本関数  $a_k(p)$  の項で、温度のガラーキン (Galerkin) 法を下記の式のように用いる。

$$T = T_r(p) + \sum_{k=1}^K a_k(p) T_k(x, y, t) \quad (\text{A.6})$$

ここで、 $T_k(x, y, t)$  は展開係数である。

温度の第 1 基本関数  $a_1(p)$  を考える。運動方程式 (A.3) で、 $g \frac{\partial}{\partial p} \tau$  や移流項を一時的に無視し、大気上端で  $\omega = 0$  という境界条件で、傾圧風の鉛直構造は次のような形となる。

$$\mathbf{v}(x, y, p, t) = V_1(p) \mathbf{v}_1(x, y, t) \quad (\text{A.7})$$

$$\begin{aligned} V_1(p) &= \left( a_1^+(p) - \widehat{a_1^+} \right) \\ a_1^+(p) &= \int_p^{p_{rs}} a_1(\dot{p}) d \ln \dot{p} \end{aligned}$$

式 (A.6) と式 (A.7) は一般的に使われるが、典型的な温度変動が対流活動によって制限されるときにより利点がある。多くの対流スキームでは、大規模の変動量に対して、対流が大規模の温度を準平衡仮定で決まる鉛直構造に近づけるように定義する (e.g., Manabe et al., 1965; Arakawa and Schubert, 1974; Betts, 1986)。従って、対流活動が温度の鉛直構造を制限している状況では少ない数の  $K$  で効率的に式 (A.6) で表現できる。

ここでは、1つの温度の基本関数  $a_1$  と、2つの主要な速度場、すなわち、順圧モード  $V_0$  と式 (A.7) から与えられる傾圧モード  $V_1$  で進める。 $a_1(p)$ 、 $V_0(p)$ 、 $V_1(p)$ 、水蒸気の基本関数  $b_1(p)$  の鉛直構造やこれらの基本関数を使うことによって決まる鉛直速度の鉛直構造  $\Omega_1(p)$  は図 A.1 で示している。これらに投影すると、 $(x, y)$  では、 $\mathbf{v}_0(x, y)$  と  $\mathbf{v}_1(x, y)$  のみ必要とする方程式となる。

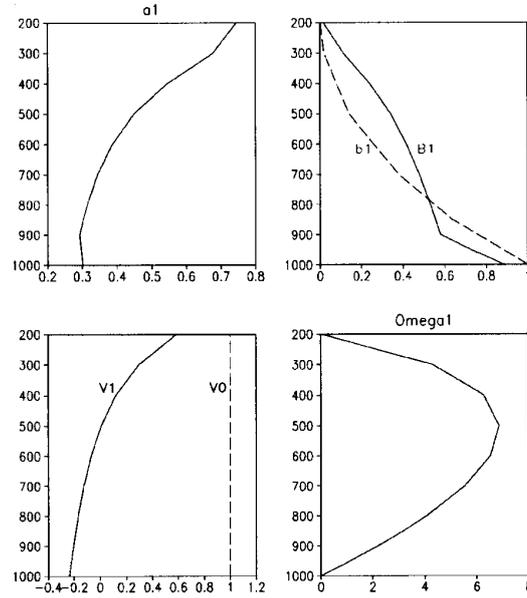


図 A.1: 基本関数 a) 温度  $a_1$ 、b) 水蒸気  $b_1$  (点線)、c) 順圧モード  $V_0$  (点線)、傾圧モード  $V_1$  の鉛直構造。d) はこれらの基本関数を使うことによって決まる鉛直速度の鉛直構造  $\Omega_1$ 。Zeng et al.(2000) から引用。

運動方程式は下記となる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{v}_1 + D_{v_1}(\mathbf{v}_0, \mathbf{v}_1) + f \mathbf{k} \times \mathbf{v}_1 = -\kappa \nabla T_1 - \epsilon_1 \mathbf{v}_1 - \epsilon_{01} \mathbf{v}_0 \quad (\text{A.8})$$

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + \text{curl}_z(D_{v_0}(\mathbf{v}_0, \mathbf{v}_1)) + \beta v_0 = -\text{curl}_z(\epsilon_0 \mathbf{v}_0) - \text{curl}_z(\epsilon_{01} \mathbf{v}_1) \quad (\text{A.9})$$

ここで、 $\nabla \cdot \mathbf{v}_0 = 0$  なので、順圧風の渦度  $\zeta_0$  を用いて記述している。係数  $\epsilon_1$ 、 $\epsilon_0$ 、 $\epsilon_{01}$ 、 $\epsilon_{10}$  は Neelin and Zeng(2000) の式 (5.15) のように設定する。

また湿潤静的エネルギーの式 (A.5) は下記となる。

$$\hat{a}_1 \left( \frac{\partial}{\partial t} + D_{T_1} \right) T_1 + \hat{b}_1 \left( \frac{\partial}{\partial t} + D_{q_1} \right) q_1 + M_1 \nabla \cdot \mathbf{v}_1 = (g/\Delta p_T) F^{NET} \quad (\text{A.10})$$

ここで、全体の湿潤安定度  $M_1$  (gross moist stability, cf. Yu et al., 1998) は下記で定義され、湿潤域の系で有効安定度として作用する。

$$M_1 = \Delta p_T^{-1} \int_{p_{rt}}^{p_{rs}} \Omega_1 \left( -\frac{\partial h}{\partial p} \right) dp \quad (\text{A.11})$$

ここで、 $\Omega_1(p) = -\int_p^{p_{rs}} V_1 dp$  で、速度の鉛直構造  $V_1$  に対応する鉛直速度の鉛直構造である。

熱力学の方程式と水蒸気の方程式は、基本関数  $a_1(p)$  と  $b_1(p)$  に関連する温度と水蒸気の投影  $T_1$  と  $q_1$  に対して下記となる。

$$\widehat{a}_1 \left( \frac{\partial}{\partial t} + D_{T_1} \right) T_1 + M_{S_1} \nabla \cdot \mathbf{v}_1 = \langle Q_c \rangle + (g/\Delta p_T) \left( -R_t^\uparrow - R_s^\downarrow + R_s^\uparrow + S_t - S_s + H \right) \quad (\text{A.12})$$

$$\widehat{b}_1 \left( \frac{\partial}{\partial t} + D_{q_1} \right) q_1 - M_{q_1} \nabla \cdot \mathbf{v}_1 = \langle Q_q \rangle + (g/\Delta p_T) E \quad (\text{A.13})$$

$M_{S_1}$  は乾燥静的安定度、 $M_{q_1}$  は全体の水蒸気の成層度 (gross moisture stratification) で、 $M_{S_1} = \Delta p_T^{-1} \int_{p_{rt}}^{p_{rs}} \Omega_1 (-\partial s / \partial p) dp$ 、 $M_{q_1} = \Delta p_T^{-1} \int_{p_{rt}}^{p_{rs}} \Omega_1 (\partial q / \partial p) dp$ 、 $M_1 = M_{S_1} - M_{q_1}$  の関係が成り立つ。傾圧風の下層収束、 $\nabla \cdot \mathbf{v}_1 > 0$  ( $V_1$  は下層で負) に対して、 $M_{S_1} \nabla \cdot \mathbf{v}_1$  は上昇による断熱冷却を表し、 $M_{q_1} \nabla \cdot \mathbf{v}_1$  は鉛直積分した水蒸気の収束を表し、これは式 (A.13) から凝結熱  $-\langle Q_q \rangle$  とつながり、従って  $M_1$  は断熱冷却と非断熱加熱の差の結果としての有効安定度を表している (Neelin, 1997; Neelin and Zeng, 2000)。

QTCM での対流スキームは、Betts-Miller 型 (Betts, 1986; Betts and Miller, 1986; Betts and Miller, 1993) であり、温度は対流臨界温度に向けて調節される。

$$-\langle Q_q \rangle = \langle Q_c \rangle = \langle \epsilon_c (T^c - T) \rangle = \langle \epsilon_c (q^c - q) \rangle \quad (\text{A.14})$$

ここで  $T^c$  は対流臨界温度、 $T$  は温度、 $q^c$  は対流臨界比湿、 $q$  は比湿である。 $\epsilon_c$  は  $\epsilon_c = \tau_c^{-1} \mathcal{H}(\langle T^c - T \rangle)$  で表される。 $\tau_c$  は対流調節時間で、ここでは 2 時間である。 $\mathcal{H}$  は階段関数を表す。QTCM では、 $T_1^c = (\widehat{a}_1 + \widehat{b}_1)^{-1} (\widehat{a}_1 T_1 + \widehat{b}_1 q_1)$  となるので、

$$\langle Q_c \rangle = \epsilon_c \widehat{a}_1 \widehat{b}_1 (\widehat{a}_1 + \widehat{b}_1)^{-1} (q_1 - T_1)$$

である。

温度の基本関数  $a_1$  は湿潤断熱によって近似的に与えられるとし、次式で定義される (Yu and Neelin, 1994、図 A.1a 参照)。

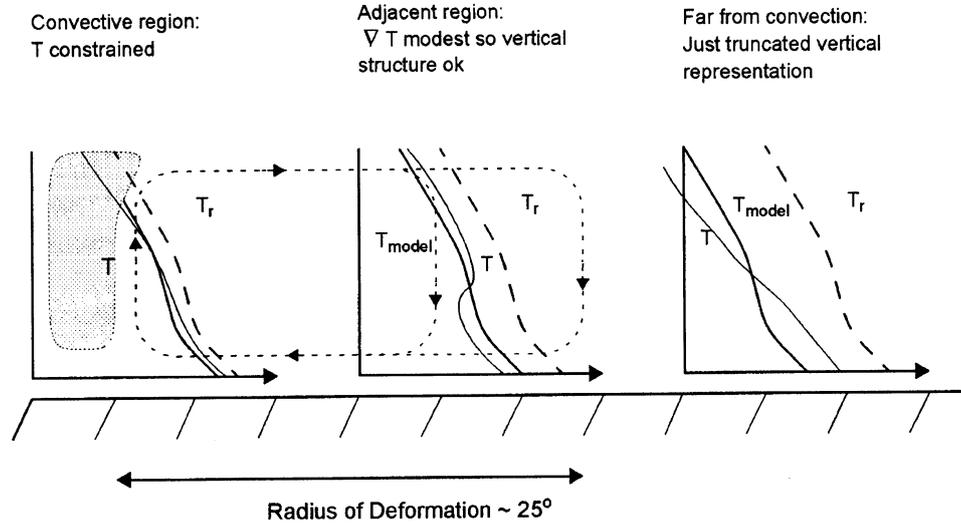


図 A.2: 深い対流域の温度構造に適合するように設定した基本関数  $a_1$  がより一般的に適用されたときの概念図。太線は温度のモデルの表現  $T_{model} = T_r(p) + a_1(p) T_1$ 。基準のプロファイル  $T_r$  (点線) は時空間的に一定。対流域 (左端図) では、 $T_{model}$  は現実の温度  $T$  (細線) と近い傾向がある。対流域からずっと離れると (右端図)  $T_{model}$  は  $T$  の鉛直平均値と同じだが、鉛直構造は異なる。Neelin and Zeng(2000) から引用。

$$a_1(p) = \frac{1}{(1 + \gamma)} \exp \left[ -\kappa \int_p^{p_b} \frac{1}{(1 + \gamma)} d \ln p \right]$$

$$p_b \geq p \geq p_{rt}$$

$$a_1(p) = (1 + \gamma)^{-1} (p/p_b)^\kappa$$

$$p_{rs} \geq p \geq p_b$$

ここで、 $p_b$  は雲底の気圧、 $\kappa = R/C_p$  ( $R$ : 気体定数)、 $\gamma$  はある高さでの温度に対する飽和比湿の変化量、すなわち、 $\gamma = (dq_{sat}/dT)_{\bar{T}}$  である。

このような基本関数に投影した方程式系が対流域に隣接した領域で役に立つのは、温度は水平方向に非常になめらかに変化し、大気の波動力学が赤道を離れた領域でもロスビー変形半径の範囲で温度勾配をなくす傾向があるからである (第 1.1.1 節、図 A.2 参照)。深い対流が対流域で温度構造を決め、隣接した領域の温度はこれに調節する。従って、深い対流域で決められた温度構造は、亜熱帯の多くでかなり影響的である。

どの程度、 $a_1$  で成り立つのかということは、競合する物理過程がどのくらい鉛直構造を変えるかに依存している。下降域の上部対流圏では長波放射による冷却と下降流による断熱上昇がバランスしている。また亜熱帯の境界層には浅い対流活動がある。しかし気圧傾度項は鉛直積分した温度であるので、これらの物理過程による誤差は力学に対して小さな影響しか与えることができず、熱帯や亜熱帯の気候シミュレーションにおいて実行可能な程度の近似であることがわかる。

一方、図 A.1b の  $B_1$  は深い対流域の典型的な水蒸気の変動、すなわち、下層で大きく上層で小さい特徴を示している。しかし、亜熱帯のような水蒸気が少ない領域を考えるの必要があるで、次式で定義される  $b_1$  を用いる（図 A.1b 参照）。

$$b_1(p) = q_r(p) / q_r(p_s)$$

ここで、 $q_r$  は基準の比湿、 $p_s$  は地表気圧である。水蒸気量が小さいとき、上記の式は負の水蒸気をもつ高さを避けることができる。ただ、水蒸気場は温度の場合のように重力波力学によって水平方向に一様とならないので、場所により鉛直構造が異なることが考えられる。従って水蒸気の鉛直構造の扱いには注意が必要である。

## 論文目録

Thesis の基礎となった掲載済みあるいは投稿済みの論文は以下の 2 篇である。

1. The Seasonal-scale Persistence of Tropical Tropospheric Temperature Associated with the El Niño/Southern Oscillation (エルニーニョ・南方振動に関連する熱帯対流圏温度の季節規模持続性)

日本気象学会誌 Journal of the Meteorological Society of Japan,  
Vol. 81, No. 3, 581 頁-598 頁, (2003 年 6 月刊行)

Takuji Kubota, Toru Terao の共著

2. Interdecadal change of the seasonal-scale persistence in the tropical mean tropospheric temperature (熱帯平均対流圏温度における季節規模持続性の数十年規模の変化)

日本気象学会誌 Journal of the Meteorological Society of Japan, 改訂中

Takuji Kubota, Toru Terao の共著

その他参考となる掲載済み論文は以下の通りである。

3. エルニーニョ・南方振動に関連する熱帯対流圏温度場の季節規模持続性に関する研究

京都大学防災研究所年報, 第 44 号, B-1, 71 頁 -81 頁,  
(平成 13 年 4 月刊行) 掲載

久保田 拓志, 寺尾 徹, 岩嶋 樹也の共著

4. 熱帯対流圏気温の持続性に関する数十年規模変動  
京都大学防災研究所年報, 第 45 号, B-1, 261 頁 - 273 頁,  
(平成 14 年 4 月刊行) 掲載  
久保田 拓志, 寺尾 徹, 岩嶋 樹也の共著
  
5. エルニーニョ終息直後の熱帯対流圏温度偏差に関する数値実験  
京都大学防災研究所年報, 第 46 号, B-1, 443 頁 - 450 頁,  
(平成 15 年 4 月刊行) 掲載  
久保田 拓志, 寺尾 徹, 岩嶋 樹也の共著

## 謝辞

本研究を行うにあたって、平素より熱心な御指導を賜りました京都大学防災研究所 岩嶋樹也 教授、大阪学院大学情報学部 寺尾徹 講師、京都大学防災研究所 向川均 助教授に心より謝意を表します。研究生生活の支援や暖かな励ましを頂きました同 井口 敬雄 助手に深く感謝いたします。さまざまな御助言を頂きました京都大学大学院理学研究科 木田秀次 教授、同 里村雄彦 助教授、同 西憲敬 助手に深く感謝いたします。本研究に対して細部に至るまで暖かい御協力を頂きました京都大学防災研究所 COE 研究員 塩竈秀夫 博士、地球フロンティア研究システム 望月崇 博士に深く感謝いたします。多くの援助と激励を頂いた濱田篤 氏、横井覚 氏をはじめとする理学研究科物理気候学講座の学生の皆様に御礼申し上げます。貴重なコメントを頂戴した富山大学理学部 川村隆一 助教授、Columbia 大学 A. H. Sobel 助教授に深く感謝いたします。さまざまな場所で議論していただいた京都大学宙空電波科学研究センター 堀之内武 助手、同 グローバル大気情報解析分野の学生の皆様、京都大学大学院理学研究科 庭野将徳 博士、同 名倉元樹 氏、岡本（橋口）典子 博士、名古屋大学地球水循環研究センター 梶川義幸 氏、東京大学気候システム研究センター 安富（竹見）奈津子 博士、同 三浦裕亮 氏、北海道大学大学院地球環境科学研究科 渡部雅浩 助教授、同 稲津将 博士、同 近本喜光 氏に深く感謝いたします。また研究発表会で有益な御意見を頂きました皆様に深く感謝の意を表します。

図の作成や数値計算には地球流体電脳ライブラリを、また数値計算に Numerical Recipes(Press et al., 1992) を使用しました。準平衡熱帯循環モデル (QTCM) のソースコードを提供していただいた開発者のみなさまに深く御礼申し上げます。

## 参考文献

- Alexander, M. A. , I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: The influence of enso teleconnections on air-sea interaction over the global ocean. *J. Climate*, **15**, 2205–2231.
- Angell, J. K. , 1981: Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 230–243.
- Angell, J. K. , 1988: Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures. *J. Climate*, **1**, 1296–1313.
- Angell, J. K. , 2000: Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958–1998. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11841–11849.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part i. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Basist, A. N. and M. Chelliah, 1997: Comparison of tropospheric temperatures derived from NCEP operational analysis, and the Microwave Sounding Unit. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1431–1447.
- Betts, A. K. , 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 677–691.
- Betts, A. K. and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693–709.
- Betts, A. K. and M. J. Miller, 1993: The Betts-Miller scheme. *The representation of cumulus convection in numerical models*, Emanuel, K. A. and D. J. Raymond,

- Eds, Vol. 24, American Meteorological Society, 107–121.
- Blankenship, C. B. and T. T. Wilheit, 2001: SSM/T-2 measurements of regional changes in three-dimensional water vapor fields during ENSO events. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5239–5254.
- Bolton, D. , 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bretherton, C. S. , 1993: The nature of adjustment in cumulus cloud fields. *The representation of cumulus convection in numerical models*, Emanuel, K. A. and D. J. Raymond, Eds, American Meteorological Society, 63–74.
- Bretherton, C. S. and P. K. Smolarkiewicz, 1989: Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 740–759.
- Brown, B. G. and C. S. Bretherton, 1997: A test of the strict quasi-equilibrium theory on long time and space scales. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 624–638.
- Chelliah, M. and C. F. Ropelewski, 2000: Reanalyses-based tropospheric temperature estimates : Uncertainties in the context of global climate change detection. *J. Climate*, **13**, 3187–3205.
- Chiang, J. C. H. and A. H. Sobel, 2002: Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. *J. Climate*, **15**, 2616–2631.
- 近本 善光, 谷本 陽一. ENSO 時におけるカリブ海周辺の潜熱フラックス変動とその要因. B363, 2003 年度秋季大会講演予稿集.
- Curtis, S. and S. Hastenrath, 1995: Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical atlantic during pacific warm events. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15835–15847.
- Emanuel, K. A. . *Atmospheric convection*. Oxford university press, 1994.
- Emanuel, K. A. , J. D. Neelin, and C. S. Bretherton, 1994: On large-scale circulations in convecting atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111–1143.
- Enfield, D. B. and D. A. Mayer, 1997: Tropical atlantic sea surface temperature variability and its relation to el niño-southern oscillation. *J. Geophys. Res.*,

- 102, 929–945.
- Gill, A. E. , 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462.
- Harrison, D. E. and N. K. Larkin, 1998: El Niño-southern oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946-1993. *Rev. Geophys.*, **36**, 353–399.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813–829.
- Houghton, J. T. , Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson. *Climate change 2001: The scientific basis*. Cambridge University Press, 2001.
- Huffman, G. J. , R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider, 1997: The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5–20.
- Kalnay, E. , M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M. , 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Wea. Forecasting*, **4**, 334–342.
- Kanamitsu, M. , W. Ebisuzaki, J. Woollen, Y. S.-K., J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kawamura, R. , 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1009–1027.
- Kawamura, R. , M. Sugi, and N. Sato, 1995: Interdecadal and interannual variability in the northern extratropical circulation simulated with the JMA global model. Part II :Summertime leading mode. *J. Climate*, **8**, 3020–3027.
- Kestin, T. S. , D. J. Karoly, J.-I. Yano, and N. A. Rayner, 1998: Time-frequency

- variability of ENSO and stochastic simulations. *J. Climate*, **11**, 2258–2272.
- Kiladis, G. N. and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 1069–1090.
- 気象庁. エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響に関する統計的調査. 気象系監視報告別冊第10号. 気象庁, 2004.
- Klein, S. A. , B. J. Soden, and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO : Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917–932.
- Kubota, T. and T. Terao, 2003a: The seasonal-scale persistence of tropical tropospheric temperature associated with the el Niño/southern oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 581–598.
- Kubota, T. and T. Terao, 2003b: Interdecadal change of the seasonal-scale persistence in the tropical mean tropospheric temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*. submitted.
- Kubota, T. , T. Terao, and T. Iwashima, 2003: The mechanisms for the phase lag between the ENSO and the tropical tropospheric temperature variations. in preparation.
- 久保田 拓志, 寺尾 徹, 岩嶋 樹也, 2003: エルニーニョ終息直後の熱帯対流圏温度偏差に関する数値実験. 京都大学防災研究所年報, **46B-1**, 443–450.
- Kuo, H. L. , 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40–63.
- Kuo, H. L. , 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Kumar, A. and M. P. Hoerling, 2003: The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. *J. Climate*, **16**, 1391–1403.
- Lanzante, J. , 1996: Lag relationships involving tropical sea surface temperatures. *J. Climate*, **9**, 2568–2578.
- Manabe, S. , J. Smagorinsky, and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769–798.

- Neelin, J. D. , 1997: Implications of convective quasi-equilibrium for the large-scale flow. *The physics and parameterization of moist atmospheric convection*, Smith, R. K. , Ed, Kluwer Academic Publishers, 413–446.
- Neelin, J. D. and N. Zeng, 2000: A quasi-equilibrium tropical circulation model-Formulation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1741–1766.
- Neelin, J. D. , N. Zeng, C. Chou, J. Lin, H. Su, M. Munnich, K. Hales, and J. Meyer-erson, 2002: *The Neelin-Zheng Quasi-Equilibrium Tropical Circulation Model (QTCM1) Version 2.3*. Available from <http://www.atmos.ucla.edu/csi/QTCM/>.
- Newell, R. E. and B. C. Weare, 1976: Ocean temperatures and large scale atmospheric variations. *Nature*, **262**, 40–41.
- Newell, R. E. and Z. Wu, 1992: The interrelationship between temperature changes in the free atmosphere and sea surface temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **97**, 3693–3709.
- Nitta, T. and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 375–382.
- Pan, Y. H. and A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific ocean for the 1958-73 period. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1244–1258.
- Parker, D. E. and D. I. Cox, 1995: Towards a consistent global climatological rawinsonde data-base. *Int. J. Climatol.*, **15**, 473–496.
- Parker, D. E. , M. Gordon, D. P. N. Cullum, D. M. H. Sexton, C. K. Folland, and N. Rayner, 1997: A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1499–1502.
- Peixoto, J. P. and A. H. Oort. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 1992.
- Press, W. H. , S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery. *Numerical Recipes in FORTRAN*. Cambridge University Press, 1992.
- 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.
- Rayner, N. A. , D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Saji, N. H. , B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, : A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.
- Sobel, A. H. , 2002: Water vapor as an active scalar in tropical atmospheric dynamics. *Chaos*, **12**, 451–459.
- Sobel, A. H. , I. M. Held, and C. S. Bretherton, 2002: The ENSO signal in tropical tropospheric temperature. *J. Climate*, **15**, 2702–2706.
- Soden, B. J. , 1997: Variations in the tropical greenhouse effect during el niño. *J. Climate*, **10**, 1050–1055.
- Soden, B. J. , 2000: The sensitivity of the tropical hydrological cycle to ENSO. *J. Climate*, **13**, 538–549.
- Su, H. and J. D. Neelin, 2003: The scatter in tropical average precipitation anomalies. *J. Climate*, **16**, 3966–3977.
- Su, H. , J. D. Neelin, and C. Chou, 2001: Tropical teleconnection and local response to sst anomalies during the 1997-1998 el niño. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20025–20043.
- Su, H. , J. D. Neelin, and J. E. Meyerson, 2003: Sensitivity of tropical tropospheric temperature to sea surface temperature forcing. *J. Climate*, **16**, 1283–1301.
- Sun, D. Z. and A. H. Oort, 1995: Humidity-temperature relationships in the tropical troposphere. *J. Climate*, **8**, 1974–1987.
- 鳥羽 良明編. 大気・海洋の相互作用. 東京大学出版会, 1996.
- Torrence, C. and P. J. Webster, 1998: The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1985–2004.
- Trenberth, K. E. , 1990: Recent observed interdecadal climate change in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988–993.

- Trenberth, K. E. and C. J. Guillemot, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP / NCAR reanalyses. *Clim. Dyn.*, **14**, 213–231.
- Trenberth, K. E. and D. J. Shea, 1987: On the evolution of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3078–3096.
- Wallace, J. M. , E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14241–14259.
- Wang, B. and D. Y. Wang, 1996: Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Climate*, **9**, 1586– 1598.
- Webster, P. J. , V. O. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoons : Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14451–14510.
- Webster, P. J. , A. M. Moore, J. P. Loschnig, and R. R. Leben, 1999: Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, **401**, 356–360.
- Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO : Selectively interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **118**, 877–926.
- Wright, P. B. , 1985: The Southern Oscillation : An ocean-atmosphere feedback system ? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 398–412.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Yasunari, T. , 1991: The monsoon year - A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1331–1338.
- 安成 哲三, 1999: 変わりつつあるアジアモンスーン – ENSO 結合システム. *科学*, **69(8)**, 713–718.
- Yasunari, T. and Y. Seki, 1992: Role of the asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177–189.

- Yu, J. -Y., C. Chou, and J. D. Neelin, 1998: Estimating the gross moist stability of the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1354–1372.
- Yu, J. -Y. and J. D. Neelin, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment and the madden-julian oscillation. Part II: Numerical results. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1895–1914.
- Yulaeva, E. and J. M. Wallace, 1994: The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J. Climate*, **7**, 1719–1736.
- Zeng, N. , J. D. Neelin, and C. Chou, 2000: A quasi-equilibrium tropical circulation model-Implementation and Simulation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1767–1796.
- Zhang, Y. , J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability : 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004–1020.