

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

久保田 拓志*・寺尾 徹**・岩嶋 樹也

* 京都大学大学院理学研究科

** 大阪学院大学情報学部

要 旨

エルニーニョ年 (1983・1988・1998) の 7-9 月に対する熱帯対流圏の温度偏差について、準平衡熱帯循環モデル (QTCM) を用いて、海面水温の与え方を変えることによって考察した。南北緯度 30 度内のインド洋と大西洋に海面水温偏差を与えた QTCM の結果は、中央太平洋を除く熱帯で正偏差があらわれる特徴を示す。これは NCEP 再解析を用いて同様の解析を行った結果と似ている。降水量偏差に対する合成図において、観測データを用いた結果と QTCM の結果の両方で、目立ったパターンがない。QTCM では、温度が上昇する一方、水蒸気の増加により対流臨界温度もまた上昇するバランスとなっている。対流圏温度偏差にとって降水量偏差は必須ではなく、インド洋海面水温の正偏差がアジア夏季モンスーンに関連する対流活動による対流調節を通じて、熱帯全体の対流圏温度の正偏差と関連する可能性を示唆している。

キーワード：熱帯対流圏，温度，持続性，エルニーニョ・南方振動

1. はじめに

エルニーニョのとき熱帯対流圏全体が昇温することが知られている (e.g. Wallace et al., 1998) が、エルニーニョが終息した後の 6-9 月においても、熱帯対流圏平均温度の正偏差が持続する傾向がある (Kubota and Terao, 2003)。

Fig. 1 は、エルニーニョ年 (1983/1988/1998) 7, 8, 9 月における各変動量の偏差を示している。使用したデータは、a) UKMO HadI 海面水温 (SST) データ、b) NCEP 再解析データ (Kalnay et al., 1996)、c) CMAP データ (Xie and Arkin, 1997) である。ここで、偏差は 1979 年から 2000 年までの 22 年平均値からのずれとする。

海面水温偏差の合成図 (Fig. 1a) において、赤道中東部太平洋で統計的に有意な負偏差があり、すで

にはエルニーニョが終息していることがわかる。ただし、統計的に有意な水準ではないが、ペルー沖で正偏差が見られる。また、インド洋から西太平洋の領域で、統計的に有意な正偏差がある。南アメリカ大陸近くの北大西洋で、面積が小さいけれども統計的に有意な正偏差が示されている。

対流圏温度 (700hPa から 200hPa までの平均温度) 偏差 (Fig. 1b) は、中央太平洋を除く熱帯全体で正である。しかし、降水量偏差で目立った特徴はない (Fig. 1c)。なお、降水量のパターンを調べると (Fig. 1d)、アジア夏季モンスーンが活発な時期であるので、インド洋から西太平洋にかけての領域で非常に降水量が多い。また北緯 10 度付近の太平洋上で、熱帯収束帯に伴う降水の帯が目立っている。また赤道アフリカ・アメリカ大陸上で降水量が多い。

Sobel et al.(2002) は、海面水温偏差の上に対流活

動があれば、対流調節を通じてその偏差の効果を自由対流圏に伝える一方、海面水温偏差の上に対流活動がなければ、自由対流圏に対して直接的に影響を与えないと考え、海面水温偏差の上に対流活動があるのかどうかということが熱帯対流圏温度の偏差にとって重要であることを提唱した。先行研究では、西太平洋からインド洋では、海面水温と対流活動の近似的な線型関係が成り立たないことが指摘されている (Webster et al., 1998)。上記をふまえると、西太平洋からインド洋では、海面水温偏差の上の対流活動によって対流圏温度偏差が生み出される一方、海面水温偏差に対応する降水量偏差はないという対応関係となる。これは、Fig. 1 のような気温偏差に対応する降水量偏差が示されないことを説明できる仮説となりうる。

上記の問題点を整理すると、次のようになる。

- エルニーニョ終息後の 7-9 月で、インド洋海面水温偏差が対流調節を通じて、熱帯全体の対流圏温度変動に影響しているのか？
- 降水量偏差は、熱帯対流圏温度偏差と関連しないのか？

物理過程を簡略化した数値モデルで、海面水温の与え方を変えて、上記の推論を考察する。

2. 数値モデルと実験設定

2.1 数値モデルの概要

本研究では、Betts-Miller(1986) 型対流調節を用いた準平衡熱帯循環モデル (Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model; QTCM, Neelin and Zeng 2000, Zeng et al. 2000) を使用した。

QTCM では、温度は次のように表現される。

$$\begin{aligned} T &= T_r(p) + a_1(p) T_1 \\ &= T_r(p) + a_1(p) h'_b/C_p \end{aligned}$$

これは次の 2 点を近似した結果である。

- (1) 基準である準平衡 (QE) プロファイル T_r から温度が大きくずれない。
- (2) 対流調節時間をゼロとし、QE が成立すると、対

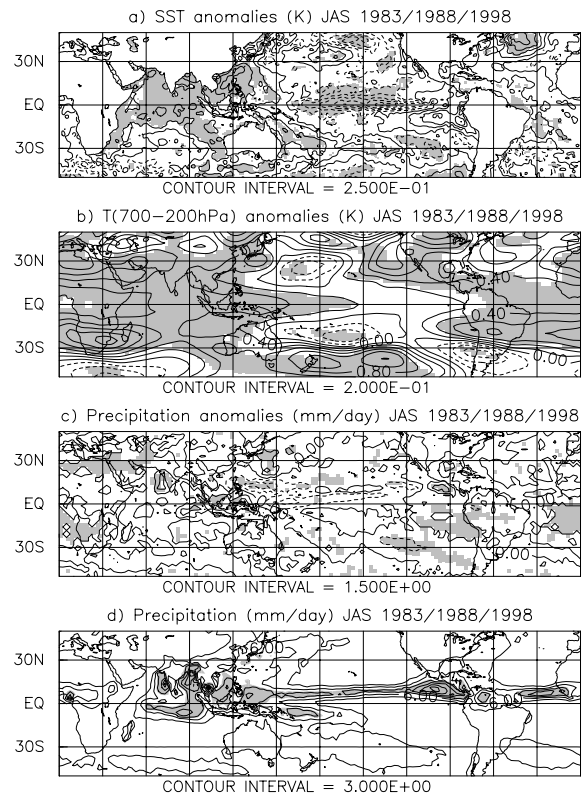


Fig. 1 Composited maps during July, August and September (JJA) in the El Niño years. **a)** sea surface temperature anomalies (K), **b)** tropospheric (700-200 hPa mean) temperature anomalies (K), **c)** precipitation rate anomalies (mm/day), **d)** precipitation rates (mm/day). Shades indicate values above the 90% significance level in **a-c**.

流域で平均温度の摂動と subcloud layer のエンタルピー (h_b) の摂動 h'_b が直接的に結びつくことが理論的に得られる (Emanuel et al. 1994) が、その結果を非対流域、非 QE 域でも適用可能とする。

また QTCM の特徴として次のことが挙げられる。グリッドは 64×42 (東西方向: 5.625° 間隔, 南北方向: 3.75° 間隔) で、緯度は 78.75°S から 78.75°N までである。タイムステップは約 20 分である。順圧成分と第 1 傾圧成分のみ計算するので計算機的に低コストであり、また水蒸気収支や湿潤静的エネルギー収支の方程式の簡単化できるという利点がある。対流パラメタリゼーションは Betts-Miller(1986) 型対流調節スキームで、本研究では調節時間を 2 時間としている。

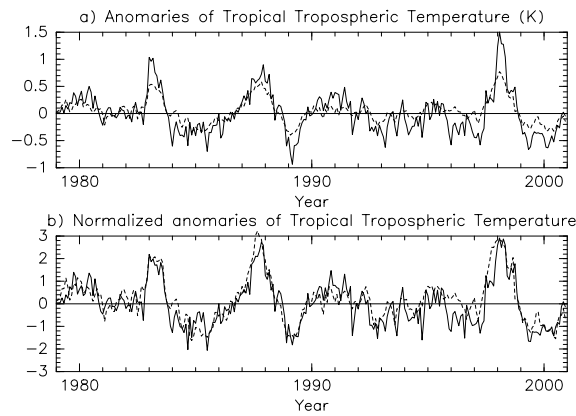


Fig. 2 Time series of tropical tropospheric temperature in NCEP reanalysis (solid lines) and *L30ALL* (dashed lines). **a)** anomalies (K), **b)** normalized anomalies.

降水量と線形に対流雲・上層雲が増加し、放射のスキームで雲の割合が係数ため、それが放射に影響するという弱非線形雲-放射フィードバックが組み込まれている。

簡略化された陸面モデルと境界層モデルを持ち、地表面フラックスの計算に使用されている。

2.2 実験設定

気候値を使用して3年間のスピナップを行って初期値を作成し、下記の6種類の海面水温を境界条件として与えて、1949年から2000年までの52年間の数値積分を実行した。今回は1979年以降の22年間について解析する。使用した海面水温は、UKMO HadI SST データを QTCM の格子点に合わせたものである。

- *SEASON*

各月、各点で15年の移動平均をした値

- *L30ALL*

30S-30N 内で観測値、他領域は *SEASON* と同じ

- *TCEPAC*

30S-30N 内の 160E 以東の太平洋で観測値、他領域は *SEASON* と同じ

- *WPAIND*

30S-30N 内の 160E 以西の太平洋とインド洋で観測値、他領域は *SEASON* と同じ

- *ATLOCN*

30S-30N 内の大西洋で観測値、他領域は *SEASON* と同じ

- *OUTPAC*

30S-15N, 80W-0E-160E で観測値、他領域は *SEASON* と同じ

QTCM の結果の解析では、各ランと *SEASON* の差を偏差の大きさとする。

2.3 L30ALL と NCEP 再解析の比較

Fig. 2 は、*L30ALL* と NCEP 再解析データの熱帯対流圏温度偏差の時間変動を示す。Fig. 2a は偏差 (K) を、Fig. 2b は、月ごとの標準偏差で規格化した値を表している。季節内程度の短い時間スケールの変動であまりよく対応していないけれども、それより長い時間スケールでは、30N-30S の海面水温の偏差を強制として与えた QTCM の結果は、NCEP 再解析データの温度変動の特徴を捉えている。ただし、*L30ALL* の温度偏差の変動において、再解析より振幅が小さい (Fig. 2a)。これは全緯度の海面水温の偏差を強制として与えた結果と共通している (図省略) ので、緯度を限定したことによるものではない。しかし、規格化した偏差の変動は非常に似ている (Fig. 2b)。これは月ごとの標準偏差を基準とした変動の程度に関して、QTCM の結果と再解析の結果がほぼ同じということを意味する。従って、本研究の目的である偏差の生成機構を調べる能力が QTCM にあることを表している。

規格化した温度偏差が数ヶ月にわたって1を上回り続けるのは、1982-83年・1987-88年・1997-98年である。次節では、1983・1988・1998年の7-9月に関して、QTCM の結果を検討していく。

3. エルニーニョ年7-9月の実験結果

エルニーニョ年 (1983/1988/1998) 7-9月における対流圏温度偏差を各ランごとに示したのが、Fig. 3 である。*L30ALL* (Fig. 3a) において、中央太

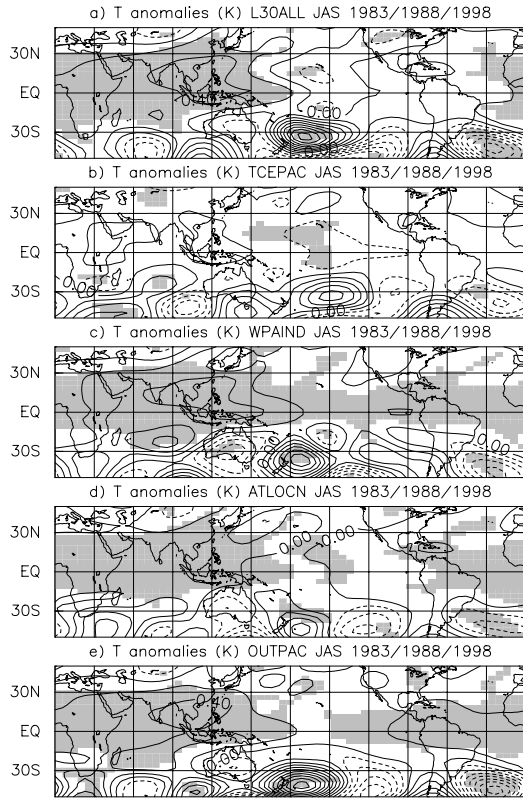


Fig. 3 Composited maps of temperature anomalies (K) during JJA in the El Niño years. **a)** *L30ALL*, **b)** *TCEPAC*, **c)** *WPAIND*, **d)** *ATLOCN*, **e)** *OUTPAC*. Shades indicate values above the 90% significance level. .

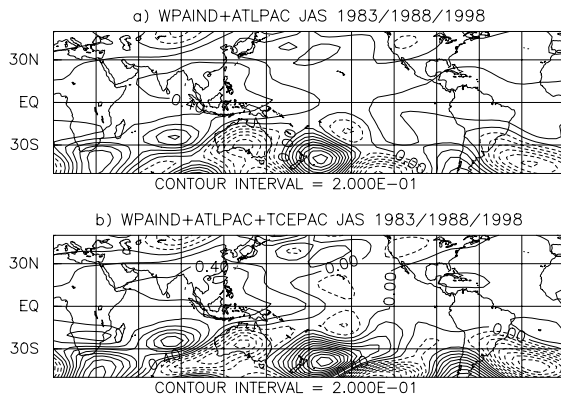


Fig. 4 Maps of linearly added temperature anomalies: **a)** *WPAIND* plus *ATLOCN*, and **b)** *WPAIND*, *ATLOCN* plus *TCEPAC*.

平洋を除く熱帯で正偏差が統計的に有意な水準であらわれている。これはNCEP再解析の結果 (Fig. 1b) と水平パターンが似ており、偏差の大きさもほぼ同程度 (0.2~0.4K) である。しかし、再解析で

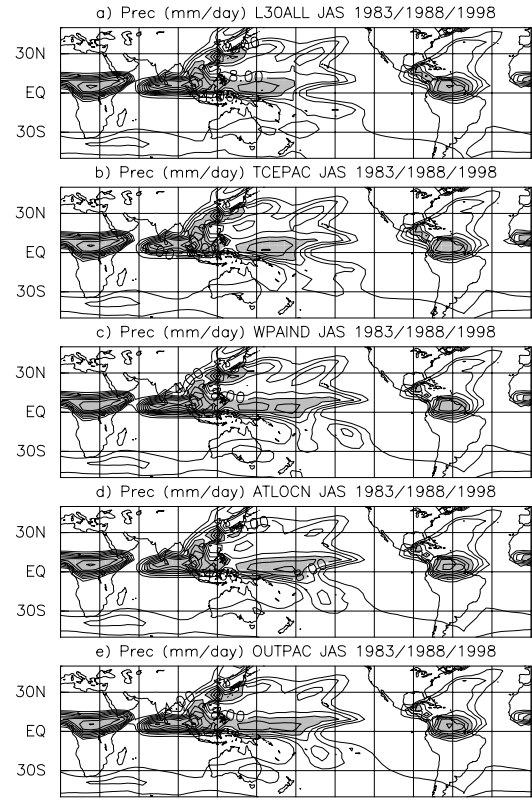


Fig. 5 The same as in Fig. 3, except for precipitation rates (mm/day).

は赤道より亜熱帯で偏差が大きい特徴が見られるが、QTCMの結果にはない。これは、QTCMは順圧成分と第1傾圧成分しかなく、また対流活発域に合う鉛直構造に設定しているため、下降流域である亜熱帯域で温度の鉛直構造を正確に表現していない (Neelin and Zeng, 2000) ことが原因と考えられる。

TCEPAC では熱帯全体で負偏差となっているが、有意となる値が示されていない。*WPAIND* や *OUTPAC* は *L30ALL* と似た特徴を示す。しかし、*WPAIND* では、*L30ALL* にはないインド洋上の温度偏差の大きな値があらわれている。*ATLOCN* では、熱帯全体で有意となる正偏差があるが、その値は小さい。

OUTPAC で強制とした海面水温偏差の領域は、*WPAIND* と *ATLOCN* の領域を足したものである。*WPAIND* と *ATLOCN* の温度偏差の和 (Fig. 4a) と *OUTPAC* (Fig. 3e) を比較すると、熱帯ではほぼ同じ値を示している。これは、海面水温偏差の

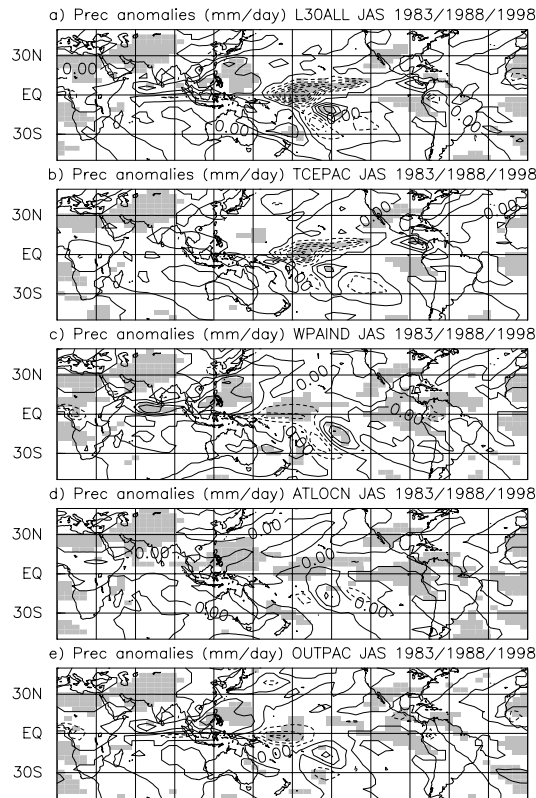


Fig. 6 The same as in Fig. 3, except for anomalous precipitation rates (mm/day).

面積が増加すると、それと線型的に対流圏温度偏差が増加する関係を意味する。しかし、0.4を上回る領域がFig. 3eよりFig. 4aが広い等、異なっている点もわずかに見られ、単なる線型和では説明できない点もある。また WPAIND, ATLOCN, TCEPAC の温度偏差の和 (Fig. 4b) と L30ALL (Fig. 3a) を比較しても、同様の特徴が見られる。

次に、降水量のパターンを調べると (Fig. 5)、インド洋から海洋大陸にかけての領域や、赤道アフリカ・アメリカ大陸上で降水量が多い特徴が各ランで共通している。これは CMAP の結果 (Fig. 1d) と対応するが、熱帯収束帯に伴う降水の帯が QTCM では東太平洋でとぎれているという違いもある。正の温度偏差を示す WPAIND や OUTPAC では、インド洋の海面水温偏差の上に、アジア夏季モンスーンに伴う対流活動が顕著であることがわかる。また、ATLOCN において、北太平洋の海面水温正偏差の上に対流活動があることもわかる。一方、TCEPAC

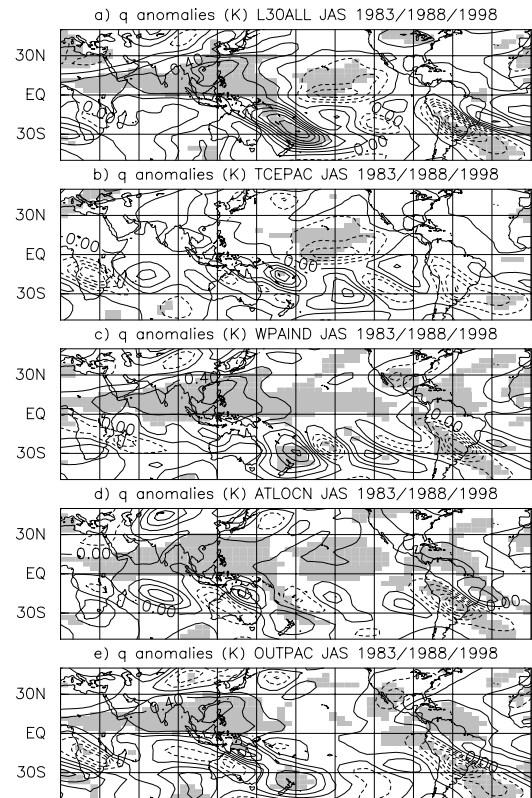


Fig. 7 The same as in Fig. 3, except for anomalous specific humidities (K).

は、ペルー沖の小さな海面水温正偏差 (Fig. 1a) を含んだ海面水温強制で積分されるが、その領域には活発な対流活動はない。

降水量偏差に対する合成図 (Fig. 6) は、すべてのランで目立った偏差パターンを示さない。統計的に有意な偏差の領域が見られるが、その大きさは 1mm/day 以下と小さい。WPAIND の赤道インド洋で、統計的に有意で大きな正偏差が見られる。これはアジア夏季モンスーンによる降水領域と対応する。ただ、この降水量偏差は他のランでは相対的に小さく、有意水準に達しない。従って、本質的には重要でないと筆者らは考えている。

対流パラメタリゼーションが対流調節スキームであるから、温度が増加すると降水量が増加する可能性があるのに、対応する降水量偏差がない (Fig. 6) ことは一見、奇妙に感じられる。これについて考察する。

Betts-Miller(1986) 型対流スキームは次のように

表される。

$$- \langle Q_q \rangle = \langle Q_c \rangle = \langle \epsilon_c (T^c - T) \rangle \quad (1)$$

$$= \langle \epsilon_c (q^c - q) \rangle \quad (2)$$

ここで Q_q : moisture sink, Q_c : convective heating, T^c : 対流臨界温度, T : 温度, q^c : 対流臨界比湿, q : 比湿である。なお、温度には等圧比熱 C_p , 比湿には単位質量あたりの水蒸気の潜熱 L を係数として掛け、エネルギーの単位にしているが、その係数は省略している。 $\langle \bigcirc \rangle$, $\widehat{\bigcirc}$ は鉛直成分の対流圏平均を表す。 ϵ_c は下記で表される。

$$\epsilon_c = \tau_c^{-1} H \langle T^c - T \rangle$$

τ_c は対流調節時間で、ここでは 2 時間である。 H は階段関数を表す。

QTCM では順圧成分と第 1 傾圧成分のみであるから、温度の鉛直構造 $a_1(p)$ と比湿の鉛直構造 $b_1(p)$ を用いて、温度と比湿は下記のように表記される。

$$T^c = T_r(p) + a_1(p) T_1^c \quad (3)$$

$$T = T_r(p) + a_1(p) T_1 \quad (4)$$

$$q^c = q_r(p) + b_1(p) T_1^c \quad (5)$$

$$q = q_r(p) + b_1(p) T_1 \quad (6)$$

下文字の r は基準プロファイル、下文字の 1 は第 1 傾圧成分を表す。ここで q^c は T^c に依存すると仮定している ($q^c = \alpha_{\text{sub}} q_{\text{sat}}(T^c) \propto T^c$)。

式 (3) から式 (6) までを、式 (1)、式 (2) に代入して変形すると、

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

となり、

$$T_1^c = \left(\widehat{a}_1 + \widehat{b}_1 \right)^{-1} \left(\widehat{a}_1 T_1 + \widehat{b}_1 q_1 \right)$$

を得る。また、

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

である。

$\widehat{a}_1=0.46$, $\widehat{b}_1=0.32$ であるから、比湿の変動が対流臨界温度の変動に大きく影響を与える。

TCEPAC を除くすべてのランで (Fig. 7a, c-e), アジア夏季モンスーンによる降水領域と対応する、インド洋-西太平洋の赤道から 30N にかけての領域において、0.4(K) を上回る比湿の正偏差の大きな領域が見られる。なお、対流圏温度偏差の大きさと比較をするため、 q に、 $(L/C_p) \widehat{a}_1/\widehat{b}_1$ を掛け、単位を K にしている。従って、QTCM では、温度が上昇する一方、水蒸気の増加により対流臨界温度もまた上昇するバランスとなり、目立った降水量偏差が見られないことがわかる。

4. まとめ

エルニーニョ年 (1983/1988/1998) 7, 8, 9 月において、エルニーニョが終息しているが、インド洋から西太平洋で、海面水温の正偏差があらわれる。このとき、対流圏温度偏差 (Fig. 1b) は、中央太平洋を除く熱帯全体で正偏差であることが再解析データで示される。しかし、降水量偏差で目立った特徴は観測データでは示されない (Fig. 1c)。

インド洋海面水温偏差が対流調節を通じて、熱帯全体の対流圏温度変動に影響しているという仮説を立て、QTCM で、海面水温の与え方を変えて、これについて考察した。

L30ALL は、中央太平洋を除く熱帯で正偏差があらわれる特徴を示し、これは NCEP 再解析の結果と似ている。*TCEPAC* では有意となる正偏差が示されない。*OUTPAC* や *WPAIND* は *L30ALL* と似た特徴を示す。ただし、*WPAIND* で、*L30ALL* にはないインド洋上の気温偏差の大きな値がある。降水量偏差に対する同様の合成図は、目立ったパターンを示さない。これは、QTCM では、温度が上昇する一方、水蒸気の増加により対流臨界温度もまた上昇するバランスとなっているためである。

これらの結果は、熱帯対流圏温度偏差にとって降水量偏差は必須ではなく、インド洋海面水温の正偏差がアジア夏季モンスーンに関連する対流活動による対流調節を通じて、熱帯全体の対流圏温度の正偏差と関連する可能性を示唆している。

謝辞

図の作成には地球流体電脳ライブラリを使用した。

参考文献

- Gill, A. E. (1980): Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 106, pp. 447-462
- 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.*, Vol. 77, pp. 437-471.
- Kubota, T. and T. Terao (2003): The seasonal-scale persistence of tropical tropospheric temperature associated with the El Niño/Southern Oscillation, *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- Matsuno, T. (1966): Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area, *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 44, pp. 25-43.
- Neelin, J. D., and N. Zeng (2000): A quasi-equilibrium tropical circulation model-formulation. *J. Atmos. Sci.*, pp. 1741-1766.
- Sobel, A. H., Held, I. M. and C. S. Bretherton (2002): The ENSO signal in tropical tropospheric temperature, *J. Climate*, Vol.15, pp. 2702-2706.
- 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.*, Vol. 103, pp. 14241-14259.
- 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.*, Vol. 103, pp. 14451-14510.
- Xie, P. and P. A. Arkin (1997): Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 78, pp. 2539-2558.
- Zeng, N., J. D. Neelin, and C. Chou (2000): A quasi-equilibrium tropical circulation model-implementation and simulation. *J. Atmos. Sci.*, pp. 1767-1796.

Numerical Experiments for Tropical Tropospheric Temperature Anomalies just after the Decay of the El Niño

Takuji KUBOTA*, Toru TERAOKA**, Tatsuya IWASHIMA

*Graduate School of Science, Kyoto University

**Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University

Synopsis

The mechanism of tropical tropospheric temperature anomalies is investigated during July, August and September (JJA) in the El Niño years (1983/1988/1998) with the Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model (QTCM). The QTCM results with sea surface temperature (SST) data including anomalies only in the Indian and the Atlantic Ocean resemble observed variations of the tropical tropospheric temperature. Characteristic precipitation rate anomalies are not found in the observed results and the QTCM output during JJA in the El Niño years. Positive anomalies of the SST in the Indian ocean basin are possibly connected to the positive anomalies of the tropical tropospheric temperature through convective adjustment associated with the Asian summer monsoon.

Keywords : *numerical Experiments; tropical tropospheric temperature; El Niño*