HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	熱帯太平洋の海面水温の突然の風の応力の変化に対する反応に関する数値的研究
Author(s)	竹内, 謙介
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 33-41
Issue Date	1985-10-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.46.33
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14139
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p33-41.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 46, October, 1985, p. 33－41.

熱帯太平洋の海面水温の突然の風の応力の変化に対する反応に関する数値的研究

竹　内　謙　介
北海道大学理学部地球物理学教室

（昭和60年6月29日受理）

A Numerical Study on the Response of the Tropical Pacific Sea Surface Temperature to a Sudden Change of Wind Stress

by Kensuke TAKEUCHI
Department of Geophysics, Faculty of Scinece
Hokkaido University

(Received June 29, 1985)

Responses of sea surface temperature in the tropical Pacific Ocean to a sudden change of windstress is examined using a multi-level numerical model. The model ocean is a rectangular basin with a flat bottom, and is driven by steady windstress until a quasi-stational state is attained, when eastward windstress is added suddenly in the eastern portion of the model ocean.

Sea surface temperature around the Equator in the central and eastern portion of the model ocean increases by up to 3.5 degrees. Analysis of the result show that the increase of sea surface temperature in the central area is due to advection by eastward current associated with eastward propagating internal eqatorial Kelvin waves excited by the change of windstress, while in the area near the eastern boundary, along with the zonal advection, deepening of the thermocline and resulting reduction of equatorial upwelling also play important roles. It is also shown that it is the first vertical mode which is mostly responsible for the variation of the sea surface temperature.

Ⅰ．背景と動機

El Niño に伴う海洋現象中，海面水温変動は最も顕著かつ重要なものである．その重要性に対する認識は，最近大気－海洋相互作用が注目されてくるにつけ，海洋変動を大気に伝える窓口として，さらに高まっている．しかしその機構の理解は未だ不十分である．

Busalachi 他 (1983) は観測から得られた風の応力を用いて 1.5 層モデルを駆動し，El Niño に伴う水位変動，つまりは躍層深度の変動が風の変動によって生じた赤道波の伝播によって説明できる事を示した．しかし，躍層深度の変動と海面水温変動は関連がある事は確かとしても直接結びつくものでは無い．この研究ではできるだけ単純なモデルを用い，風の変動によって生じた赤道波と，それによる海面水温変動の機構を明らかにしようとしたものである．

同様な目的で行なわれた研究に Schopf 他 (1983) がある．Schopf の用いたのは 2.5 層モデルに海面混合層を組み込んだものである．このようなモデルはいくつかの長所をもっているが，反面モデルのパラメーター依存性が強く，どれだけ現実を反映しているかが明確でない事，鉛直第 2 モード以上の高次モードを含んでいない事等の欠点も有している．ここではより一般的な多層位モデルを用いて研究を行なった．

II. モ デ ル

モデルとして赤道を中心とし南北それぞれ 2,400 km, 東西 8,000 km, 深さ 4,990 m の平坦な海底を持つ短形の海を想定し，これを鉛直方向に 10 層，水平方向には東西，南北とも 80 km の格子に分解し，差分法によるシミュレーションを行なった．層の厚さを表 1 に示す．数値計算の具体的な方法は，以下に述べる事を除き，Bryan (1968) のものと同様である．このモデルでは直接，水温を変数としては取り扱っていない．しかしここで考えているような熱帯海域上層部においては，海水密度はほぼ水温と線型な関係にあるとして大過は無い．このような事情を踏まえ，以降水温と密度を同義語的に扱う．

Table 1. Thickness and depth at the center of each lyear.

Layer	Thickness	Depth
1	30m	15m
2	30	45
3	30	75
4	30	105
5	30	135
6	50	175
7	90	245
8	150	365
9	550	715
10	4000	2990

海面を通じての熱流量は，従って，浮力流量として扱われる．海面での熱流量の定式化は Haney (1971) のものが広く使われており，ここでもそれを採用している．

$$Q=\alpha(\rho_a-\rho_s) \qquad (1)$$

ここで ρ_s は海面における海水密度であり，ρ_a は平衡状態における密度として外から与えるべき量である．ここでは空間的，時間的に一様とし，σ_t で表現して 22.15 としている．これは水温として約 29℃に相当する．但しモデル海全域にこの値を適用すると，やがて海全体がこの温度になってしまう．現実の海洋では高緯度海域で熱を放出し，下層の冷水を供給している．このモデルでは熱帯海域だけでモデルが閉じているのでこれが期待できない．そこで南と北の境界付近に強い冷却領域を設定した．これはこの海域での ρ_a を大きくする事によって行なっている．

赤道海域の鉛直水温分布はよく発達した海面混合層によって特徴づけられる．特に海面水温を

問題とするためにはこの混合層を再現する必要がある．そのためこのモデルでは鉛直渦動粘性係数 Av 及び鉛直過動拡散係数 Kv を Richardson 数 Ri の関数とする Pacanowski 他 (1981) と同様の方式を採用している．

$$A_V=\frac{100.0}{(1.0+5.0R_i)^2}+1.0 \quad \cdots\cdots(2)$$

$$K_V=\frac{A_V}{1.0+5.0R_i}+0.1 \quad \cdots\cdots(3)$$

モデルは先ず第一段階として定常な風によって駆動された．この時用いられた風の応力分布を図1（a）に示す．この風の応力分布は南北対称ではなく，やや中心が北にズレていること，及び東岸近くで南北成分を持つ事に留意して理想化されたものである．この風によって約9年間，ほぼ定常状態が得られるまで駆動された．このあと図1（b）のように，西岸から約2,400 km の海域に 1.0 dyn/cm^2 の東向きの応力を加えた．この結果風の応力の向きは逆転しており，これは1982/83年のような強い El Niño に相当している．その後1年以上にわたってこの状態を保ち計算を続けた．

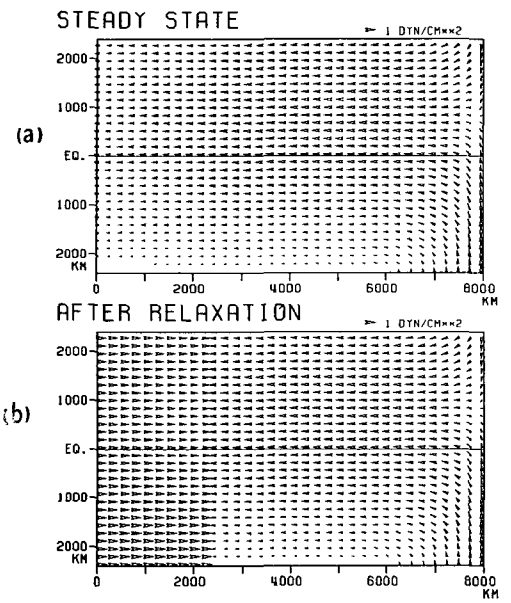

Fig. 1. Windstress dsitribution used in the model, (a) before the sudden change of windstress and (b) after the change.

III. 結 果 と 解 析

1．定常状態

風に変動を与える前の準定常状態における海水密度分布を図2に示す．表層で東岸から赤道に沿って西へ延びる舌状の冷水域が形成されている．これは赤道及び沿岸湧昇によるもので実際にも観測されている．赤道上の冷水域の長さと強さに観測されているものに近い．しかしこれから続いて東岸に沿って南に延びる冷水域の幅は現実のものに比してはるかにせまい．これを再現するためには何らかの形で高緯度の影響を反映するようなモデルが必要である．南北境界に沿っている冷水域は前述の冷却域によるもので，人工的なものである．ともかく舌状の冷水域の形成により，赤道上に海面水温の東西傾度が生じている事は風の変動後の水温変動に大きな意味を持つ．

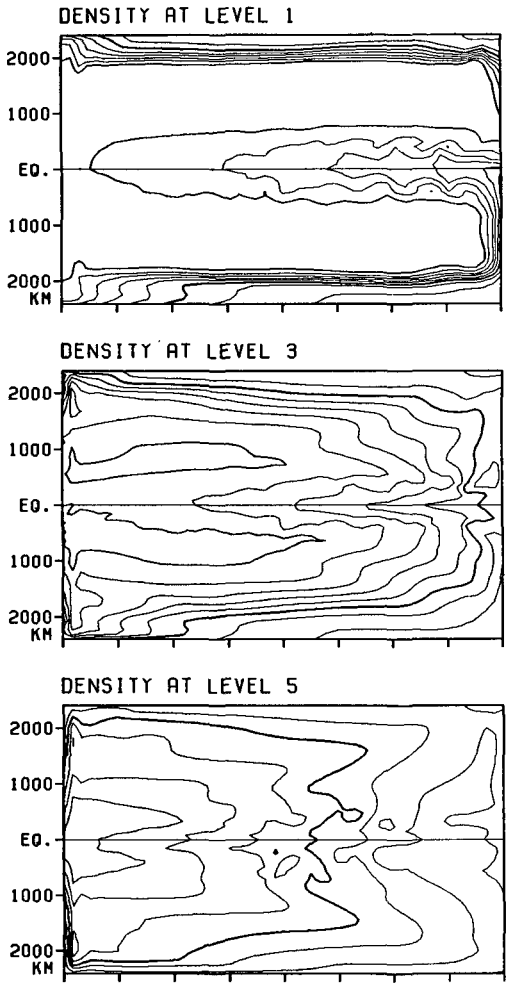

Fig. 2. Horizontal sea-warter density distribution, from the top, in surface, 3rd (75 m) and 5th (135m), at the qusi steady state just before the change of windstress, after 9 years of spin-up by the windstress shown in Fig. 1(a).

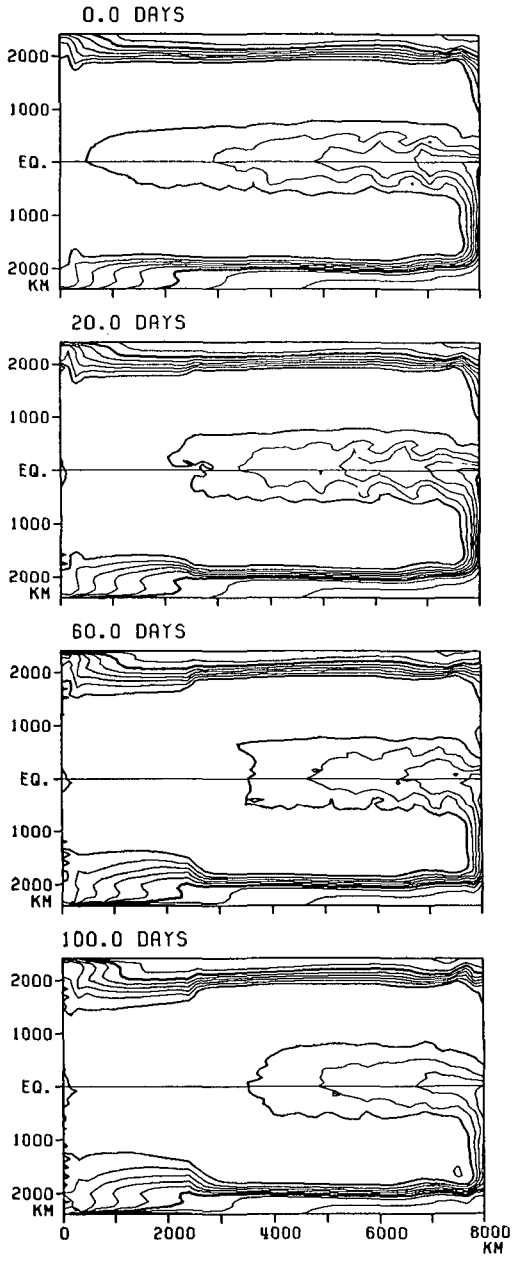

Fig. 3. Sea-warter density distribution in the surface layer, from the top, 0, 20, 60 and 100 days after the change of windstress.

2．海面水温変動

風が変化して以降の海面水温の分布を図3に示す．20日後には風の変動域に近い領域から冷水域の収縮が起きている．60日後には水温の上昇は東岸にまで及び，100日目頃にはほぼ新しい定常状態に達していて以後大きな変化は無い．水温の上昇は東岸から3,000～4,000 kmの海域と東岸に沿った海域で大きく，最大で約3.5℃となっている．1982/83のEl Niñoでは海面水温異常は最大6℃にも達しているのに対し，この値は小さい．この原因としていくつか考えられる．

1）このモデルでは風の変動は大きいが，変動域の幅が実際よりもせまい．

2）El Niñoに伴う水温異常が最大になる時期は舌状冷水域が最も発達する時期に相当し，従って落差が大きい．

3）海面水温の上昇に伴って海面付近の気温も上昇すると考えられる．この効果は（1）式に入っていない．これについてはSchopf（1983）が指摘している．

このうちでどの要因が重要であるか，又他に原因が存在するかはこの研究の範囲では明らかでは無い．しかし，現実より水温変動が小さくなる要因はあっても，その逆は考えにくい事，定性的に観測結果と本質的に異なる点が無い事を考慮すれば，このモデルの結果は現実のEl Niñoに伴う海面水温変動を再現していると言ってよい．

3．水温変動の東西伝播

図4に赤道に沿っての表層及び第5層の水温変動のx－t図を示す．第5層は水温躍層中にあり，この層における水温変動は躍層の上下運動を反映する．風の変化の直後より風の変動域の東端から東方に急激な水温上昇が伝播している．これは躍層が急激に深くなっている事を示している．伝播速度は約2.5 m/秒で，これは鉛直第1モードの内部赤道ケルビン波の速度に相当する．表層の水温上昇は第5層の急激な水温上昇の後に始まっているが，反応は第5層に比べはるかにゆっくりとしている．水温上昇は数100日続いた後，準定常状態に移行している．

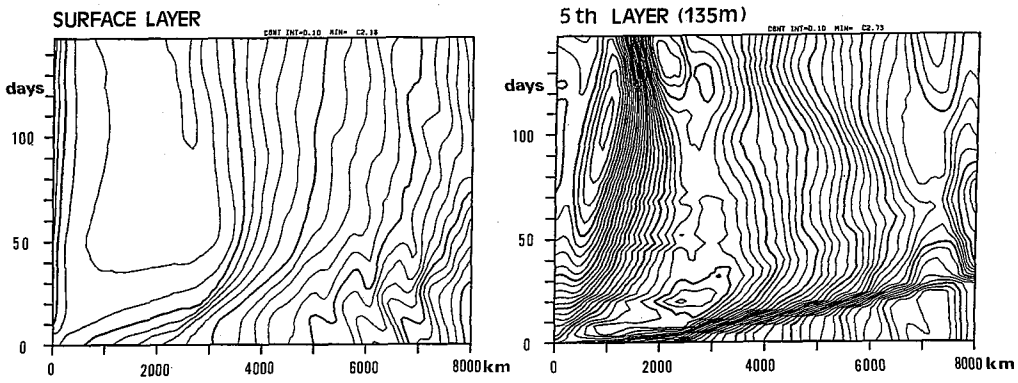

Fig. 4. Time evolution of sea-warter density along the equator, from the left, in the surface and the 5th layer. The horizontal axis is distance from the western boundary and the vertical axis is date after the change of windstress.

ともかく水温変動は全体として西から東への伝播を示していて，一時議論された東から西への伝播は全く見る事ができない．

4．海面水温変動の要因

海面水温変動の予報方程式における主要な項をx−t図で示したのが図5である．予報方程式中にはこの他時間変化項と鉛直，水平の拡散項があるが，拡散項は他に比して小さい．海面熱流量の項は海面水温の変化によって変動する，いわば受動的な項であり，海面水温変化を能動的にひき起す要因ではない．最も顕著な変動を示しているのは東西方向の移流である．前述の水温躍層が急に深くなる時期に対応して急変し，それまで水温を下げる要因であったものが逆に上昇させる要因となっている．特に中央部では効果が強く期間も長く，この海域での海面水温上昇の主因となっている．

東岸に近い海域では東西方向の移流による水温上昇は比較的小さく継続期間も短かい．それを補うように，この海域では鉛直移流の変動が大きくなっている．これはこの海域では躍層深度が浅く，定常状態においては赤道湧昇が直接的に海面水温を下げる役割をしていたものが，躍層が深くなったためその効果が小さくなったためと理解される．

南北移流は特に目立った動きをしていない．これは現象が比較的赤道に関して対称である事か

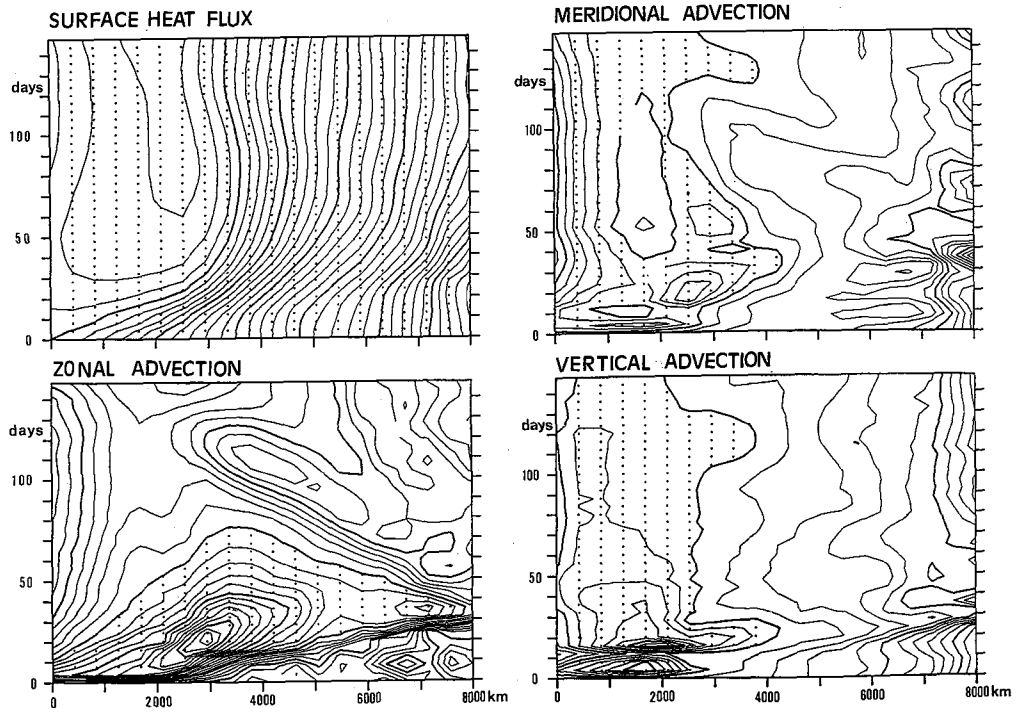

Fig. 5. Same as Fig. 4 except for magnitudes of terms in the density (temperature) prediction equation. Shaded area shows the term is working as a density reduction (warming) factor.

ら予測される事である．しかし，南北移流は直接赤道上の海面水温変動に大きな影響はなくても，他の要因で生じた赤道上の水温上昇を高緯度方向へ拡げる役割としては重要である．

まとめると，中央部では東西方向の移流が水温上昇の主因であり，東岸近くでは東西移流と鉛直移流の両方が重要な働きをしている．

5．赤道波との関連

前述のように水温上昇は鉛直第1モードのケルビン波の到達を機に始まっている事が示唆された．この点をはじめ，風の変動によって生じた赤道波と海面水温変動の関連を調べるため，赤道での東西流の鉛直モード分解を行なった．各鉛直モードの講造は定常状態における各位置での密度の鉛直分布から計算された．但しこのようなモード分解は，このような非線型の系には適用が不可能であり，ここで行なっているのはあくまで目安を求めるものである．

図6に第1～4モードの成分のx－t図を示す．ここでの成分の大きさは表層における東西流への各モードの寄与を示す．第1モードは躍層の深化と同様，約2.5 m/secの東進を示す線を境に急増していて，躍層の深化が第1モードの赤道ケルビン波によるものである事を裏付けている．このケルビン波が東岸で反射し，約1/3の速度をもつ第1モードの赤道ロスビー波として西進するとともに表面流に西向き成分をもたらしている事がわかる．ケルビン波の前面が通過してから

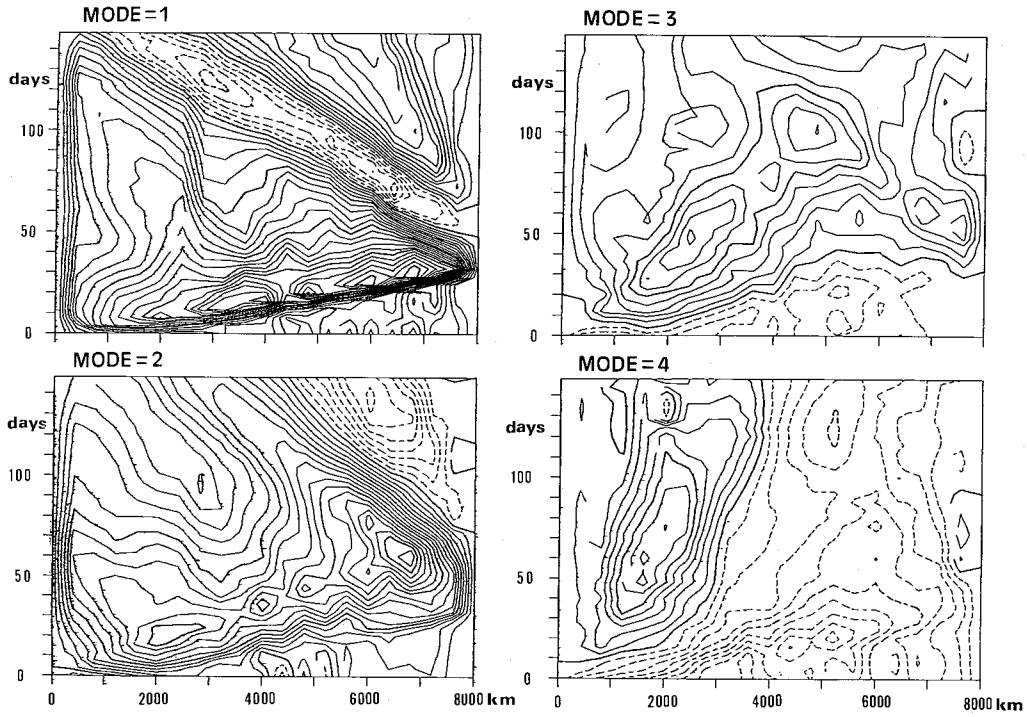

Fig. 6. Time evolutions of compornents of the first 4 vertical modes along the equator. A dash line countour indicates negative value which means the contribution of the mode to sea surface zonal current is westward.

反射第1ロスビー波の前面が通過するまでの期間が，前述の東西流による移流が海面水温を上昇させている期間に相当する．

鉛直第2モードに関しても，理論的に計算される約1.5 m/secの波速で東進する波面を見る事ができる．ここで興味深いのはこのケルビン波の前面が東岸に到達する前に西向きの正のロスビー波が生じている事である．正のロスビー波は反射で生じるものと逆相である．この成因は何らかの非線型過程に求めなくてはならない．

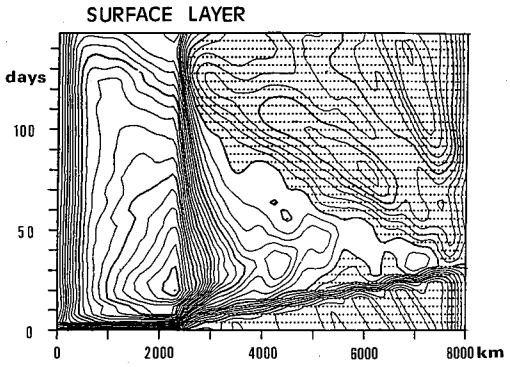

Fig. 7. Time evolution of zonal current in the surface layer. Sahded area shows the current is wdstward.

第3，4モードに関しては明瞭な伝播を見る事はできず，値も小さい．この事からこのモデルに関する限り高次モードの水温変動に対する寄与は大きくないと言ってよい．しかし，これらの高次モードに関しては，鉛直，水平ともに分解能が十分とは言えず，それが伝播を妨げている可能性は完全には否定できない．

海面水温変動に重要な役割を果たす表層流と赤道波との関連を調べるため，表層流の東西成分をx−t図で示したのが図7である．これを見ると，定常状態では西向きであった表層流が，第1モードのケルビン波の通過と反射ロスビー波の通過の間の期間で東向きに転じている事がわかる．第2モードの影響も見る事はできるが，基本的には第1モードが支配的である．

IV. まとめ及び今後の課題

以上の結果をまとめると，このモデルにおける海面水温上昇の過程は次のようになる．

1．風の変動によって赤道ケルビン波が生じ，これが東方へ伝播する．このケルビン波は躍層を押し下げ，東向きの表層流を伴う．
2．中央部赤道域では定常状態において存在した東西の水温傾度がケルビン波に伴う東向流によって移流される事によって海面水温上昇が生じる．
3．東岸付近では東向流による移流に加え，ケルビン波によって躍層が押し下げられる事により，赤道湧昇の効果が弱まる事が海面水温上昇の原因となっている．
4．東向流による海面水温上昇は反射ロスビー波の通過によってほぼ止まり，新しい準定常態に達する．
5．以上のような効果をもたらす赤道波としては鉛直第1モードが最も重要な役割をしている．

又，今後の課題として次のような点が挙げられる．

1．水平，鉛直の分解能を上げる事によって高次モードの表現を十分にする．
2．海面熱流量の定式化について検当する．

3．季節変動との関係を明らかにする．

4．高緯度海域の影響をとり入れ，より現実的な定常状態を実現する．特に南半球東部海域の冷水域を再現し，この役制を明らかにする．

5．より現実的な地形及び風のデータを用い，現実の海面水温変動との対応を検当する．

6．各モード間の非線型相互作用を解明しその役割について調べる．

謝辞　この研究に関しましては海洋物理学講座をはじめ多くの方々のお世話になりました．今井智香子嬢には図の制作に御助力をいただきました．ここに感謝の意を表します．数値計算には北海道大学及び東京大学の大型計算機センターを利用しました．この研究は昭和58年度文部省科学研究補助金一般研究（c）として行なわれたものを中心とするものです．

文　献

BRYAN, K., 1969 : A numerical method for the study of the circultaion of the world ocaen.
J. Comput. Phys., **4**, 347−376.

BUSALACCHI, A. J., K. TAKEUCHI and J. O'BRIEN, 1983 : Interannual variability of the equatorial Pacific-revisited.
J. Geophys. Res., **88**, 7551−7562.

HANEY R. L., 1971 : Surface thermal boundary condition for ocean circulation models.
J. Phys. Oceanogr., **10**, 1213−1220.

PACANOWSKI, R., and S. G. H. PHILANDER, 1981 : Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans.
J. Phys. Oceanogr., **11**, 1443−1451.

SHOPF, P. S. and M. A. CANE, 1983 : On equatorial dynamics, mixed layer physics and sea surface tempeature.
J. Phys. Oceanogr., **13**, 917−935.

SHOPF, P. S., 1983 : On equatorial waves and El Nino. II : effect of air-sea thermal coupling.
J. Phys. Oceanogr., **13**, 1878−1893.