HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	熱帯太平洋の海面水温の季節変動の数値モデリング
Author(s)	竹内, 謙介
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 43-52
Issue Date	1985-10-30
DOI	10.14943/gbhu.46.43
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14140
Type	bulletin (article)
File Information	46_p43-52.pdf

Instructions for use

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. 43−52.

熱帯太平洋の海面水温の季節変動の数値モデリング

竹　内　謙　介
北海道大学物理学部地球物理学科

（昭和60年6月29日受理）

A Numerical Modelling of the Seasonal Variation of the Tropical Pacific Sea Surface Temperature

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

(Received June 29, 1985)

Responces of the tropical Pacific Ocean to seasonally changing Windstress are examined by a numerical experiment, in an attempt to throw light upon mechanisms behind seasonal variations of sea surface temperature in this region. The model ocean is nearly the same as one used in Takeuchi(1985) except for a wider zonal dimension, and the seasonal change of windstress is idealized as north-south migration of a wind system.

The model results show basically good agreements with observations, including developement of a cold water tongue extending along the equator from the eastern boundary in the season from northern summer to autamun and shrinking from winter to spring.

Analysis of the result show that the origin of the cold water of the cold water tongue is several hundreds kilometer south of the equator alnog the eastern boundary, where a intense coastal upwelling takes place in a season slightly earlier than the developement of the cold water tongue. The seasonal variation of the coastal upwelling is attributed to both changes in local meridional windstress and remotely forced equtorial Kelvin waves.

1. はじめに

ENSO (El Niño and Southern Oscilation) 現象は起きる季節がほぼ一定している事が知られている．あるいは，熱帯太平洋の大気—海洋系は2種類の季節変動を持っているという見方もできる．ほとんどの場合，いわゆる〝通常の季節変動の過程〟を通るが，時として何らかの原因でもう一つの過程に入ってしまったものがENSO現象である．というものである．いずれにせよENSOが季節変動と関連が深い以上，その機構を解明するためには通常の季節変動の機構を理解する必要がある．

海洋現象に関するものではEl Niñoに伴う海面水温異常の西進の問題がある．これはRasmusson他(1983)が指摘したもので，一時議論の中心となった．その後この西進現象は季節変動をさし引く事によって生じる見かけ上のものである可能性が指摘されるようになった(Philander他, 1984)．北半球の夏から秋ににかけて東岸から赤道に沿って冷水舌が発達して西方に延び，それに伴って海面水温変動は西に伝わる．El Niño年にはこの冷水舌が発達しない．そのため平均的な季節変動からの差を求めると異常高温が西に伝播しているように見えるというものである．しかし，生の値と平均的季節変動からのズレとどちらが本当に意味があるのかは明らかではない．又，どうして季節変動に関しては西進現象があるのかという問題がでてくる．この事はEl Niñoにおける海面水温変動を論じる場合，通常の季節変動の機構に関する知識が必要である事を示している．

これまで太平洋赤道海域の季節変動の数値実験としてはKindle(1979)やBusclacchi他(1980)の1.5層モデルによるものがあるが，この方式では海面水温をとり扱う事はできない．ここでは竹内（1985）で用いた多層位モデルを用い，理想化された風の応力の季節変動に対して，主として海面水温がどのように変動するかを調べる数値実験を行なった．

II. モ デ ル

使われたモデルは風の応力と海洋の東西幅を除いて竹内（1985）と同じものである．東西幅は12,000 kmと1.5倍にとっている．これは季節変動を対象とする場合，赤道波が海洋を横断するのに要する時間と1年という時間との関係が問題となってくるため，少しでも現実の太平洋の幅に近づけるようとしたためである．

太平洋赤道海域の海上風の季節変動として先づ目につくのは風系の南北移動である．この海域では赤道をはさんで北と南にそれぞれ東西方向の風の応力が極大値を持っている．このような分布が南北に移動するため，特に太平洋中央部の赤道上では年に2回東風が強まり，東西方向の風の応力は強い半年周期成分を持つ事が特徴となっている(Meyers, 1979)．そこでこの研究ではこの海域の風の応力の季節変動を第一近似として風系の南北移動として表現する事にした．風系が平均位置にある時の風の応力とその東西，南北成分の分布を図1に示す．この風の分布をそのまま周期1年，振幅5度で移助させた．観測結果と対応させると風系が最も北上するのは2月頃，最も南下するのは8月頃である．ここではそれぞれを2月及び8月の中間であるとして話をすすめるが，ここには半月程度のあいまいさは残っている．図2に2月及び8月における風の応力の年平均からの差を示す．高緯度域を除けば現実のパターンに似ており，熱帯海域の風の季節変動はよく表現されていると言える．

初期状態では流速は無く，海水密度は水平に一様であるとした．この時の海水密度の鉛直分布としてはこの海域の平均的な値を用いた．

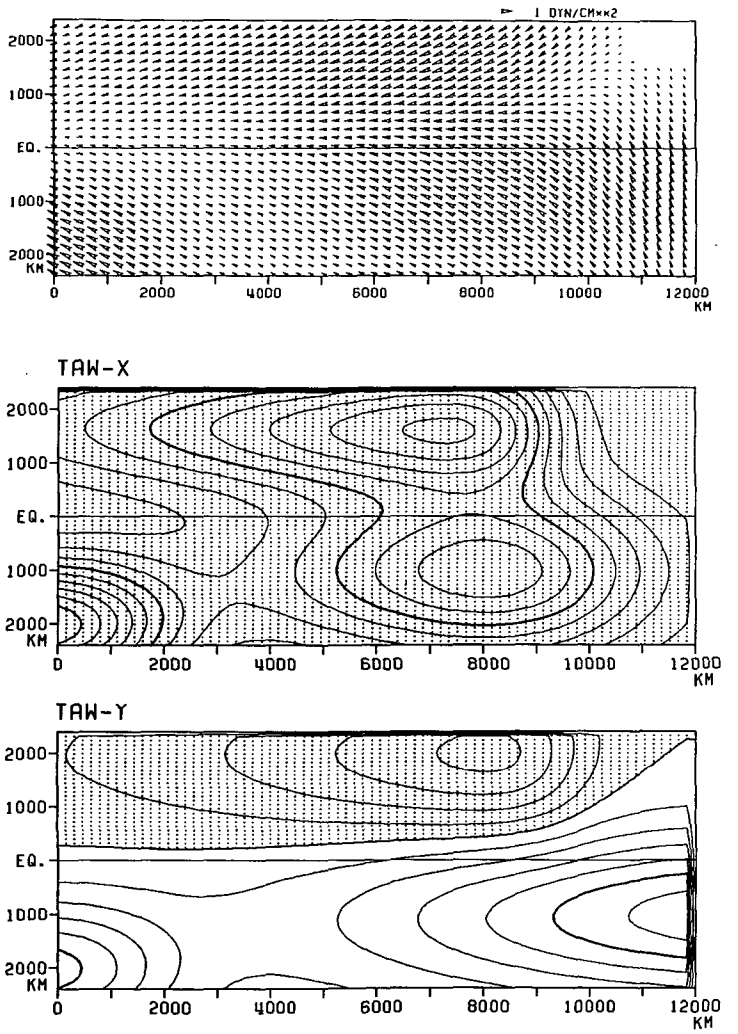


Fig. 1. Distribution of windstress vector (top), zonal component (middle) and meridional component (bottom) used in the model, at the middle of May and November, when the wind system locates at the average position.

III. 結 果 と 解 析

計算は約 8.5 年続けられ，ほとんど周期的定常状態が得られた．以後示すのは最後の 1 年分である．なお，計算の都合上，11 月中間から次の 11 月中間までの一年となっている．竹内 (1985) と同様，以降海水密度と水温を同義的に扱う．

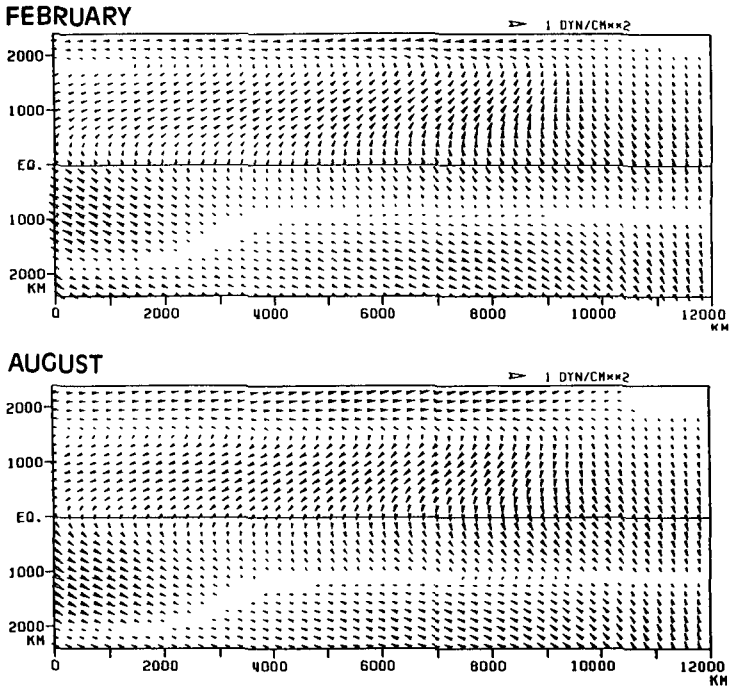


Fig. 2. Anomalous model windstress at the middle of February (top) and August (bottom) from the model annual mean.

1．海面水温

2，5，8，11月における海面水温分布を図3に示す．竹内（1985）の定常状態において見られたものと同様な舌状の冷水域が東岸から赤道に沿って延びている．この冷水舌の輪郭は目立った季節変動を見せていない．しかし東岸に近い領域を見ると，周囲より約5℃高い領域（図中影を付けてある部分）は季節によって西方に張り出したり縮んだりしている事がわかる．

なを西岸から6,000～10,000 kmの範囲で赤道両側の等温線が波状のパターンを示しているが，このような現象は実際に観測されており，赤道海流系の不安定によるものと考えられている（Cox, 1980）．

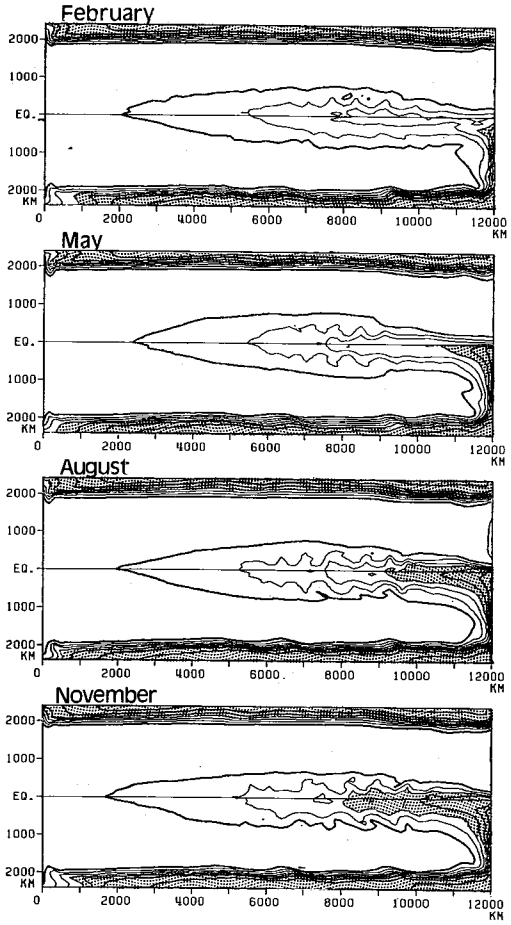
2．赤道における水温変動

図4に上層4層における赤道上の水温のx－t図を示す．海面水温は西部及び中央域ではあまり強い季節変動を示さない．しかし東岸から約3,000 kmの範囲でははっきりした季節変動を見せている．東岸付近では変動の幅は4℃以上に達し，これは観測結果とより一致する（Horel, 1982）．但し1℃以上の変動を示している領域は東岸から約3,000 kmの範囲であり，この領域の幅は観測結果の約半分程度である．

時季的に水温が最大になるのはこのモデルでは2～3月，最低は8月頃である．Horel (1982) の解析では実際にはそれぞれ3月，9月頃になっていて，比較的よい一致を示すものの，約1ヶ

月モデルの結果が先行している傾向にある．又，モデルにおいても海面水温変動の西進現象が見られる．西進の速度は約 80 cm/sec であり，これは観測結果とよく一致している．

第3，4層の水温変動は，特に中央から東側の海域では水温躍層の上下運動をより反映している．これをみると躍層の上下運動はかなりはっきりした半年周期成分をもっていることがわかる．Meyers (1979) は東岸に近い海域での赤道の 14℃ 等温線の深さの季節変動が強い半年周期成分を持つ事を示した．しかし Meyers (1979) によれば西部及び西部では 14℃ 等深線の深さ，島ではかられた水位，ともに年2回のピークは見せていない．東部に関しては 14℃ 等深線は3，10月に浅く，1，6月に深くなっている．モデルは浅くなるのが4，9月，深くなるのが1，6月と時季に関しては比較的より一致を示す．しかし観測結果では6月の深度の極大は1月のものに比べて非常に大きいのに対し，モデルの方は1月の方が強いという逆の結果を示している．



Fig, 3. Horizontal sea-surface density (temperature) distribution at the middle of, from the top, February, May, August and November, respectively. Areas more than 5℃ colder than the surrounding areas are shaded.

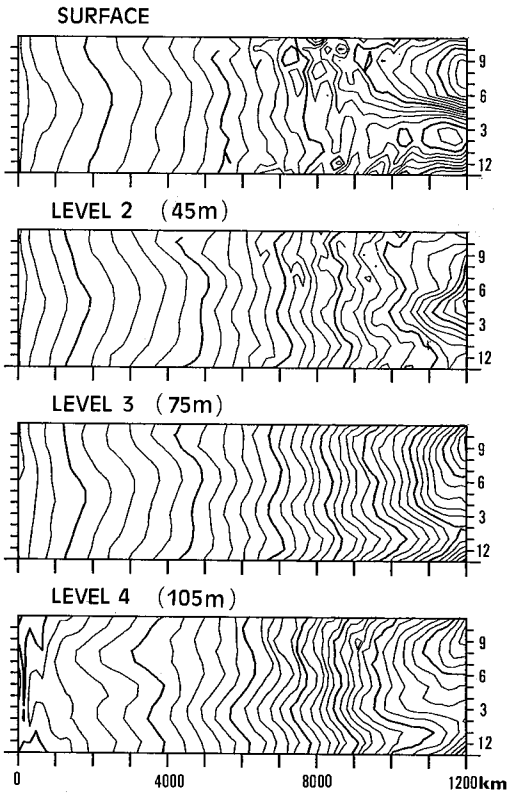


Fig. 4. x−t diagrams of sea-warter density (temperature) at the eauator in the upper four layers of the model ocean. The top and the bottom of each panel correspond to middle of November.

3．水温変動の要因

海水密度（水温）の予報方程式の各項の大きさをｘ－ｔ図として示したのが図5である．水平及び鉛直拡散の項は小さいので示していない，海面熱流量の項は海面水温の変動によって変化する受動的な項である．又，鉛直移流の項が3月頃，東岸付近で強い冷却を示しているが，これはむしろ海面水温の上昇で鉛直水温傾度が大きくなった事に起因するやはり受動的な性格を持っていると思われる．結局水平移流が最も重要な要因となっているが，このうち南北移流は東岸の極く近くで大きくなっており，それより西では東西方向の移流が支配的になっている．この事から夏から秋にかけての冷水舌の発達に関して次のような機構が考えられる．この冷水は東岸沿いに極側から供給を受け，それが赤道に沿って西へ流されるというものである．とすると冷水の供給源は東岸沿いにあるという事ができる．

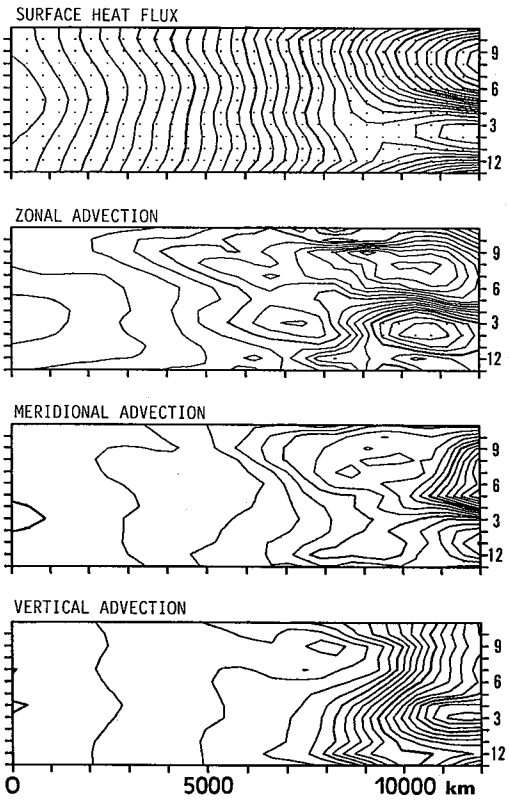


Fig. 5. Same as Fig. 4 except for major terms in density (temperature)prediction equation. Shading means the term is a density reducing (warming)factor.

もともとこのモデルは冷水の供給源は極側境界付近の冷却域が下層のどちらかしかない．しかし冷却域からの供給量はそれほど大きくないので，残る可能性としては沿岸湧昇という事になる。図6に東岸における沿岸湧昇の季節変動を示す．赤道の南約400 km付近を中心として北半球の夏に強い湧昇が起きている事がわかる．北半球の夏には風系が北上するが，それに伴って南半球東岸沿いの南風の強い領域が北上し赤道に近づく．これがこの時季に沿岸湧昇を強めた原因の一つと考えられる．エクマン流量はコクオリの係数に逆比例するため，岸に沿う風の応力が同一であっても赤道に近い方が沿岸湧昇は強くなると考えられる．又，赤道を伝ってくる赤道ケルビン波の影響も考えられる．

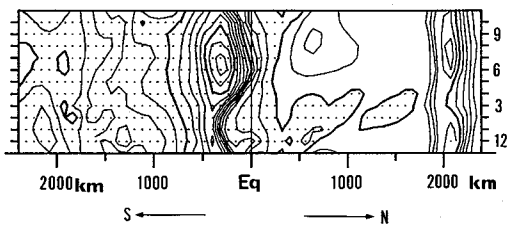


Fig. 6. y-t diagram of vertical current at the bottom of the first layer along the eastern boundary. Shading means upwelling.

4．赤道波との関連

海面水温変動が赤道波とどのように関連しているかを検当する．そのためにまず鉛直モード分解を行なった．その時使用した固有関数は，まず年平均の海水密度場を計算し，各経度で赤道を中心として南北 800 km の範囲で平均した鉛直密度場を求め，これから計算された，各点における東西方向の流速に，平均的密度場からの差から計算される圧力Pをそれぞれ鉛直モード U_n, P_nに分解する．このようにして得られた U_n, P_n及び赤道からの距離 y を各モードのケルビン波の位相速度 $C\ n$ を用いて無次元化を行なう．

$$(u_n, p_n, y)=(c_n u', c_n^2 p', \sqrt{\frac{c_n}{\beta}}\ y') \quad \cdots\cdots (1)$$

ここでクライムは無次元量を示すが，以降簡便化のため省略する．β は赤道におけるコリオリの係数の緯度変化である．次に変数変換

$$\mathrm{q}=U_n+P_n \quad (2)$$

を行ない，これを各経度について y の関数としてm次のエルミート関数で展開して q_m を求める．空間，時間スケールの大きな現象に関しては q_m は次式に従う（Gill 他 1974）

$$(2m+1)\frac{\partial q_{m+1}}{\partial t}-\frac{\partial q_{m+1}}{\partial x}=-x_m, (m=-1\sim\infty) \quad \cdots\cdots (3)$$

$$x_m=\int_{-\infty}^{\infty}\tau^x\phi_n(0)(m\psi_{m+1}-\sqrt{m(m+1)}\ \psi_{m-1})dy$$

ここで P_n は鉛直モードの固有関数，y_m はエルミート関数である．(3)式は X_m を強制力とするm次のロスビー波（$m=0$ は mixed gravity-Rossby 波，$m=-1$ は Kelvin 波に相当）の方程式と解釈する事ができ，従って q_{m+1} はm次ロスビー波の振幅としての意味を持っている．但しこのような解析は厳密には系の線型性を前提としており，ここでの適用は便宜的なものである．

このようにして求められた各赤道波の成分のうち，鉛直第1モードに関した示したものが図7である．他のモードは第1モードに比べ小さい．ケルビン波に関しては 10 月～1 月にかけて東西に横断する正の波があり，3 月頃には中央部に，8 月頃には西部域に負の波が伝播している．正のケルビン波は躍層の深化と上層での東向流を伴うものである．前述の躍層深度の変動に見られた半年周期成分はこのケルビン波に起因しているという事ができる．又，北半球の夏には，西部海域においてこれらのケルビン波によって躍層が浅くなり，かつ西向きの表層波が強められる傾向にある．これらは海面における冷水舌の発達に有利な条件となっている．

ケルビン波及び第1ロスビー波に対する強制力の分布の時間変動を示したものが図8である．2 月頃中西部域に，8 月頃東部域に，それぞれ負の波源がある事がある．これは風系の移動に供って南東貿易風及び北東貿易風の赤道への接近に起因している．しかし，ケルビン波の生成は直接風によって強制されたものだけでなく，ロスビー波の反射に起因するものも無視できない．

図9に赤道における表層東西流の変動を示す．東部海域で3～4月及び8～9月に西向きの流

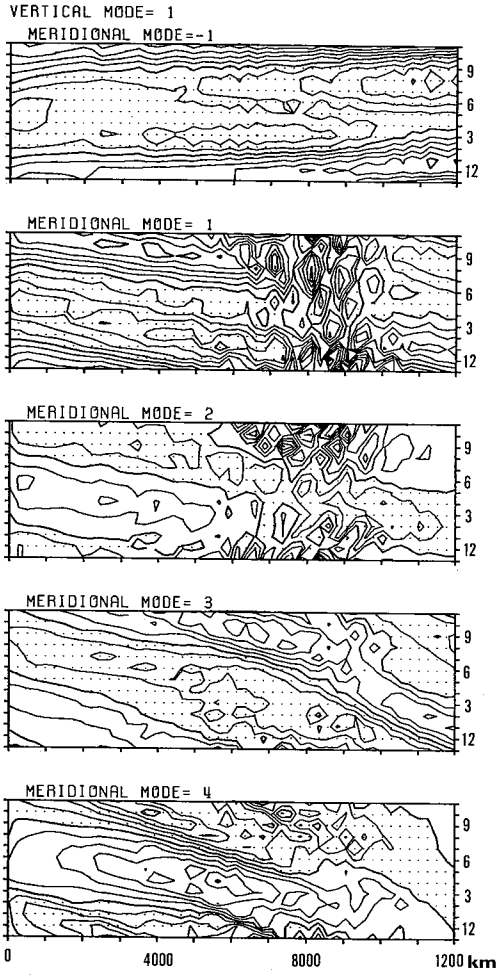


Fig. 7. Time evolution of equatorial waves. A positive mode number corresponds to a mode number of a equatorial Rossby wave while the mode "−1" corresponds to a Kelvin wave mode.

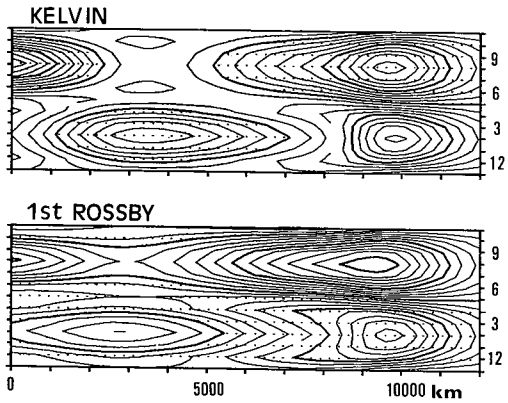


Fig. 8. Seasonal variations of forcing distrubotion for the Kelvin wave and the lst mode equatorial Ronnby wave both of the lst vertical mode.

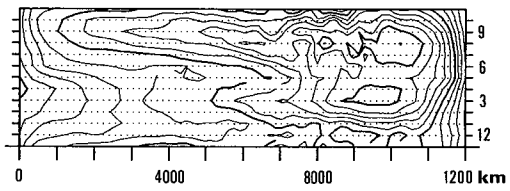


Fig. 9. x-t diagram of surface zonal current at the equator. Shading means the current is westward.

れが強まっている．これは負のケルビン波によるものである．最大流速は 50 cm/sec 以上になっているが，これは水温変動の西進速度に比べやや遅く，この西進速度が単に移流だけでは説明がつかない事を示している．

IV. まとめと考察

このモデルヒよって示された海面水温変動は，

1．強い変動を示す海域の幅がせまい

2．全体的に位相が１ヶ月程先行する．

等の観測とのくい違いはあるものの，基本的には観測結果をよく再現していると言える．この事

はモデルの結果の解析が現実の海面水温変動の機構の解明に結びつくものである事を示している．

モデルの結果の解析により，東部赤道域における冷水舌の発達と衰退に関して次のような事がわかる．

1．冷水舌に冷水を供給しているのは赤道より数100 km南の東岸沿いに生じる沿岸湧昇である．この沿岸湧昇は北半球の夏に強く，夏から秋にかけて冷水舌が発達する大きな要因となっている．

2．この沿岸湧昇の変動の原因として2つ事が考えられる．第1に湧昇域における風の応力の南北成分の変動であり，第2に赤道ケルビン波の影響である

3．沿岸湧昇により供給された冷水は西向きの表層流によって西方に拡げられる．この時季は負のケルビン波によって西方きの表層流が強まっている．

海面水温変動の西方伝播は，一部西向きの表層流による移流によって説明できるが，これだけでは伝播速度が不十分である．これについては今後の課題の一つである．

その他にも今後に残された課題は多い．前述の海面水温変動機構は，結局，局所的な風の変動と，遠方の風の変動によって生じた赤道ケルビン波の2つが素因となっている．しかし，このどちらがより重要な役割をしているかについては明らかではない．このことは風の応力の南北あるいは東西どちらかの成分を固定したモデル実験によりある程度の解明は可能と考えられる．

又，前述の観測とのくい違い等に関連して，竹内（1985）で挙げた課題はほとんどそのままここにもあてはまる．さらにはこのような季節変動がどのようにENSOと関っているかという問題は今後の重要な課題である．

謝辞　この研究に当り種々の御助力，御助言をいただきました多くの方々，特に図の作成に御助力をいただきました今井智香子嬢に感謝します．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．

文　献

BUSALACCHI, A. and J. O'BRIEN. 1980 : The seasonal variability in a model of the tropical Pacific. *J. Phys. Oceanegr.*, **10**, 1929−1951.

COX, M. D., 1980 : Generation and propagation of 30−day waves in a numerical model of Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1168−1186.

GILL, A. E. and A. J. CLARKE, 1974 : wind−induced upwelling. coastal currents and sea−level changes. *Deep-Sea Res.* **21**, 325−345.

HOREL. J. D. 1982 : On the annual cyle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *MO. Wea. Rev.* **110**, 1863−1878.

KINDLE, J. C. 1979 : Equatorial Paciftc Ocean variability-seasonal and El-Niño time scales. Ph. D. dissertation, Florida State University, 134pp.

MEYERS, G., 1979 : Annal variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 885−891.

PHILANDER, G. and E. RASMUSSON, 1984 : On the evolution of El Niño. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter,* **24.**

RASMUSSON, E. M. and T. H. CARPENTER, 1982 : Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields asscìated with the Southen Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.* **110,** 354−384.

竹内謙介, 1985：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. 北海道大学地球物理学研究報告, 46 号