

熱帯太平洋の水溫復元の海洋物理学的意義

谷本陽 一^{1,2)}

本稿では、表題の通り観測年代の熱帯太平洋における水溫特性を中心に述べ、この海域における長期的な水溫復元が氣候変動論としてどのように有用であるかを考察する。ここでいう観測年代とは、船舶による観測データが数多く得られている期間を指し、最近の約100年間にあたる。海面水溫のデータは1850年代のものからアーカイブされている(Woodruff, *et al.*, 1988)がその範囲は大変限られている。戦後では、極域を除く海域で得られるようになってはきた。しかし、熱帯太平洋域では、ほぼ全域にわたった観測がされるようになったのは1960年以降である。

まず始めに観測年代における熱帯太平洋の氣候学的特徴、つまり数10年程度の間平均場における特徴を概観し(1-1節)、次にその期間の変動、ここでは数年から数十年スケールの変動特性について述べる(1-2節)、最後に平均場、変動場の形成過程の解明において水溫のプロキシデータに期待される事柄を述べる(1-3節)。

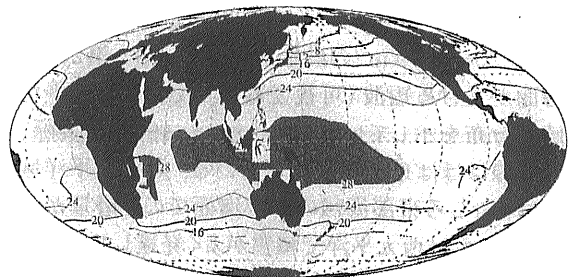
1-1 氣候学的平均場の特徴

西部熱帯太平洋海域は、全球海洋の中で最も海面水溫が高いところとして知られている。その温度は月平均で通常摂氏28度を超え、その範囲を暖水域(Warm Water Pool)と呼んでいる。第1図は全球海洋における1950年から1990年までの1月と7月の平均水溫分布を示している。データはTanimoto *et al.* (1997)を使用した。氣候値では、28度以上を示す暖水域の範囲は緯度は20度以内、西経150度から東経60度付近にかけて広がっている。このような高い水溫が広く分布する海域は大西洋にはほとんど見られない。

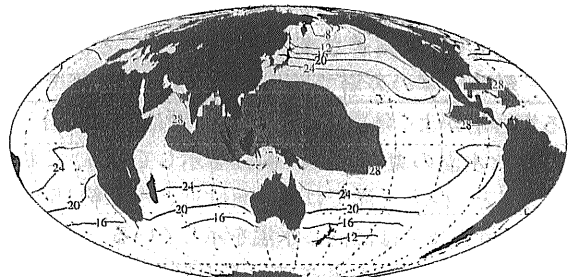
これに対し、東部熱帯太平洋では、西太平洋に比べ約4度も水溫が低く、特に赤道及び南太平洋海域の西経80度から西経100度の海域にかけて24度以下の水溫域が広がっている。季節変動は、例えば24度の等温線の位置の変化からもわかるように、西部より東部の方で振幅が大きい。このような海面水溫の東西勾配は大西洋においても見られるが、その大きさは太平洋ほどではない。

緯度が同じであれば、太陽から受ける日射量はほぼ同じはずである。地表面では、多少の雲などによる日傘効果があったとしても、熱帯では月平均

Climatological SST (January)



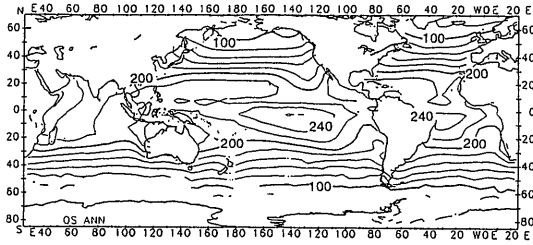
Climatological SST (July)



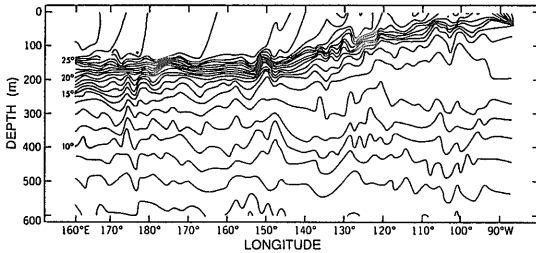
第1図 全球海洋における海面水溫の分布。(上)1月の月平均。(下)7月の月平均。等値線は4度ごとに引かれている。ハッチをかけた海域は28度以上の領域を示す。

1) 東京都立大学理学研究科地理科学専攻:
〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1
2) 地球フロンティア研究システム

キーワード: 海面水溫, 大気海洋相互作用, ENSO



第2図 全球海洋の海面における短波放射量の年平均値. 等値線は 20Wm^2 ごとに引かれている. Tanimoto *et al.* (1993) より引用.

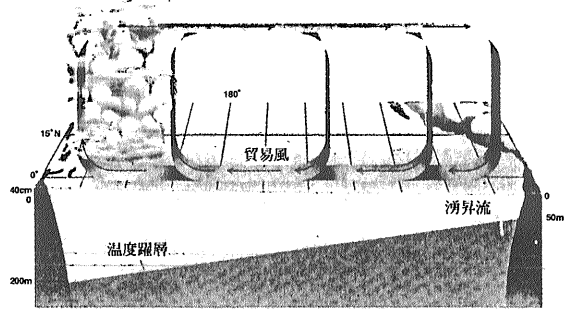


第3図 赤道に沿った水温の鉛直断面. 等値線は 1°C ごとに引かれている. 観測は1963年に行われた. Cloin *et al.* (1971) より引用.

で約 $220\text{--}240\text{Wm}^2$ の熱量を受けている. 第2図は海面が受ける短波(可視光線域)放射量の年平均値の分布を示している(Tanimoto, 1993). 実際, 等値線はほぼ東西に引かれている. 熱帯太平洋域では,むしろ東部海域の方が海面での日射量が大きい. これは西太平洋で積雲がよく発達しているためである(その理由は後述)が, それにもかかわらず西太平洋の水温が高く東太平洋の水温が低い.

海面水温分布だけではなく, 海洋表層の水温構造からもさらに顕著な東西勾配を見ることができる. 熱帯海洋の表層では, 比較的溫度が同じである混合層がよく発達している. 第3図は赤道に沿って見た水温の東西鉛直断面図を示している. これによると, 西太平洋では, 海面付近と水深約 $150\text{--}200\text{m}$ 付近までほぼ同じ水温を示している

. これに対し, 東太平洋では等温層(つまり, 混合層)は非常に薄く 50m 程度しかない. 混合層より下の, 水温が鉛直方向に急激に変化するところは温度躍層と呼ばれ, 水塊特性はその上下で異なっていることが多い. このような躍層の深さの違い, つまり混合層の厚さの違いは海洋表層上部の貯熱量の違いをもたらす. 明らかに, 西部太平洋では海



第4図 熱帯太平洋における平均的な大気海洋系を南側から鳥瞰した概念図. 浅井(1988)より引用.

洋の貯熱量が東部より大きい. この海洋表層の熱的状态の東西コントラストが海面水温場にも反映されていると考えられる.

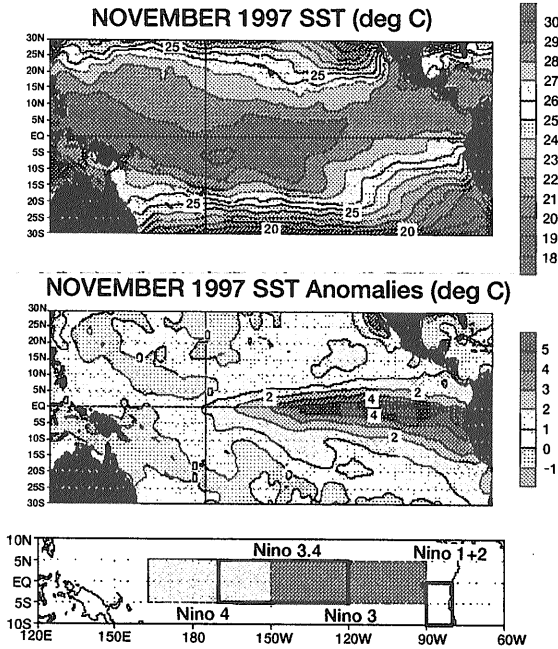
すなわち, 海面水温の分布は海面における鉛直1次元での熱交換だけでは決まるようなものではなく(注1), 海洋表層の3次元的水温構造の反映として現れるものと言える.

それでは, このような東西の温度勾配ができる理由は何によるのか. 第4図の概念図に沿って説明する.

この問題は熱帯海洋上での大気の流れである貿易風に対する海洋の応答として説明される. 貿易風は熱帯海洋の水を西へと引きずる. 熱帯太平洋の両岸には大陸という境界が存在しているので, この結果表層の水は西の境界に蓄積される. 東側では質量の補償として, より下部の水塊が上昇する. このように風に対する表層海洋の応答の結果, 第3図のような混合層の東西勾配が形成される.

それでは逆に, 熱帯大気はこのような東西の水温勾配がある海洋に対してどのように応答しているか. これも第4図の概念図をもとに説明する.

比較的水温の高い西太平洋下層大気は暖められ上昇する. その補償として海面付近では大気は収束し低圧部が形成される. 同時に海面から蒸発も盛んになり, 潜熱として海洋から大気へエネルギーが供給される. 上昇流に伴い気温が下がると水蒸気は凝結し, 潜熱放出としてさらに上昇エネルギーを大気に供給する. このように西太平洋では潜熱放出を伴った大気の対流が発達し, 結果として非常に背の高い積雲(または積乱雲)が形成される. 積雲は圏界面付近(高度約 10km)まで発達できるがそれ以上の高さにはならない. ちょうど, 圏界面



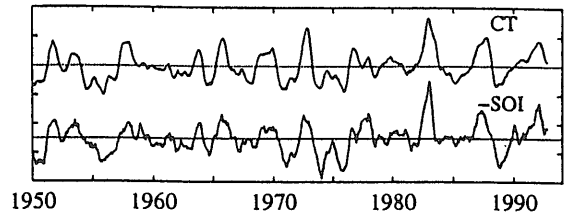
第5図 1997年11月における熱帯太平洋における海面水温分布図。(上)絶対値、(中)アノマリ。等値線は1度ごとに引かれ、グレイスケールで表されている。経度は一番下の図のものとは一致する。NOAA (1997)より引用。

で蓋をされた形になる。つまり、西太平洋上の大気は下部で収束し、上部で発散している。発散した大気は東西に分かれ、どこかで沈降しなければならない。東太平洋はこの沈降域になるため、海面付近では高圧部ができる。結局、大気の高圧場にも東西勾配が形成される。赤道付近では地球回転効果によるコリオリ力は働かないので、この海面高圧の東西勾配は直接貿易風を維持している。このような赤道面に沿った東西鉛直循環は発見者の名にちなみWalker循環と呼ばれている。

ここまで説明してきた熱帯の気候学的平均場の特徴は、大気と海洋がそれぞれをサブシステムとして一体となった大気海洋系が形成・維持されていることである。

1-2 数年から数十年スケールでの変動場の特徴

現在では、エルニーニョという用語は気候変動を語るものとしてすっかり一般にも定着した。熱帯太平洋でのエルニーニョの発生は全球規模で大きな気候の変化をもたらすことがよく知られている。



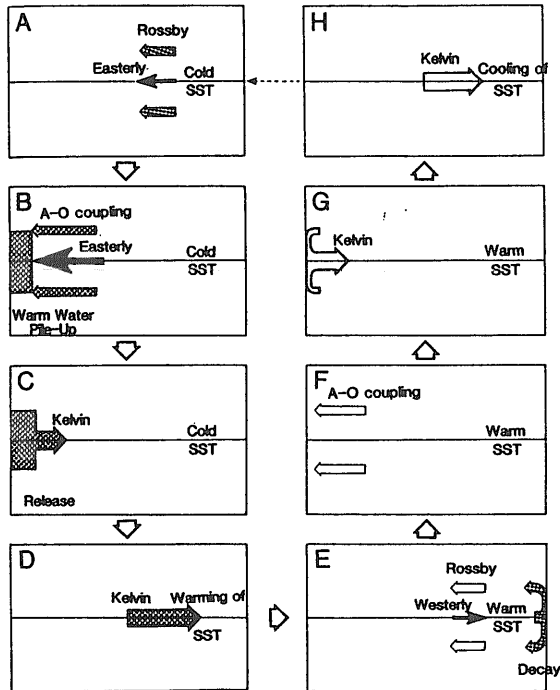
第6図 1950年から1993年までの舌状冷水域(CT: 6N-6S, 178W-90W)と南方振動(SOI: DarwinとTahitiの気圧差)の年々変化。値は規格化され5ヵ月の移動平均が施されている。また、南方振動の符号は逆転して示されている。縦軸のティックは1標準偏差を示す。Zhang et al. (1997)より引用。

最近の1997年夏頃から1998年初頭にかけて発生したエルニーニョは今世紀最大なものと言われ(注2)、現実に世界各地に災害を引き起こした気候変化の最大要因であると考えられている。

第5図は1997年11月における海面水温とそのアノマリ(1950年から79年の平均に対する偏差)の分布を示している(NOAA, 1997)。アノマリの場合には、ペルー沖から赤道を中心に西へ延びる舌状の正のアノマリ分布が特徴的であり、その大きさは4度にも上る。水温場では28度以上の海域が西経120度付近まで東進しているのがわかる。第1図の気候値とは月が異なるものの、比較して暖水域が大きく東に拡大されていることがわかる。

1-1節で見たように熱帯域の大気海洋系は一体となって維持されているので、変動場も大気と海洋の相互作用によってもたらされる。

熱帯太平洋上の大気は基本的に東が高圧で西が低圧である。これら東西の高圧の中心部は互いにシーソーのように変動していることが昔から知られていて、南方振動(Southern Oscillation)と呼ばれている(Wakler and Bliss, 1932)。海洋側でも、例えば東太平洋における舌状域の海面水温アノマリ(第5図)はこの南方振動の変化とほとんど同期して変動している(第6図, Zhang et al., 1997)。この50年間におけるこれらの変動の時間スケールは約3年から7年となっている。南方振動が極小のときは舌状域の水温が極大を示す。つまり水温が高いエルニーニョが発生している。逆の位相の時はラニーニャと言われている。このように南方振動とエルニーニョは大気と海洋の相互作用の



第7図 ENSOのサイクルを示す模式図。ハッチ(白抜き)の矢印は暖かい(冷たい)水温の情報を伝播する波動を示す。黒に塗りつぶされた矢印は風のアンモリを示す。Nagai et al. (1992)より引用。

それぞれの側面を見ているだけなので、それぞれの頭文字を取り ENSO (El Nino-Southern Oscillation) と呼ばれるようになった(注3)。繰り返しになるが、熱帯の大気海洋系はニワトリと卵の関係のようであり、どちらかが原因でもう一方が結果であるという説明はされず、結合系の両側面として見るべきものである。

これらの変動メカニズムはやや専門的になるため、詳しい説明は他の専門書に譲る(例えば、安成, 1996; 山形・和方, 1996)。原理は、風のアンモリによって励起された海洋中の波動が熱帯太平洋を東進または西進を繰り返すことによる。第7図の模式図を用いて簡潔に説明すると次のようになる(Nagai et al., 1992): エルニーニョの発生: (A) まず東太平洋で東風のアンモリが発生すると赤道上では水温が下がるが、赤道より高緯度側に正の水温アンモリの「情報」が形成される。(B) この情報は西進するロスビー波(注4)に乗り、西岸まで伝わる。(C) この波は西岸で反射し、同じ情報をもったままケルビン波として東進する。(D) ケルビン波は

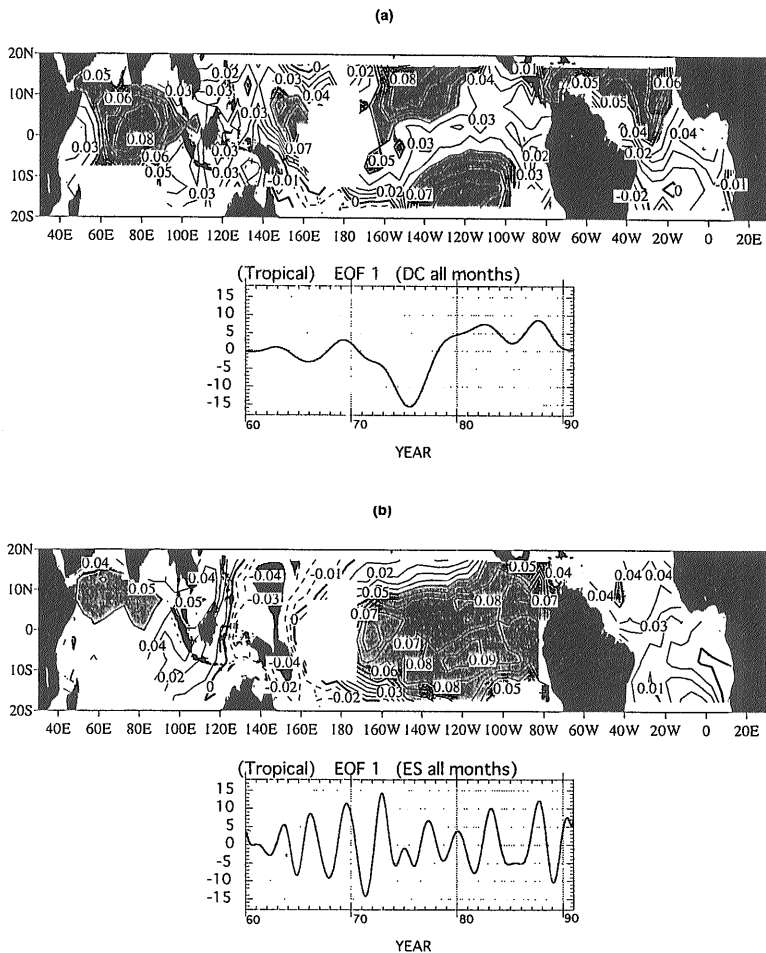
東岸まで伝わり、結局この水温を上げる。以降、逆の位相(ラニーニャ)を繰り返し(E-H)、もとに戻って振動子となる。

このサイクルの時間スケールは位相速度と海盆の東西スケールできまり、太平洋では3-10年程度になる。そのため、エルニーニョの発生もこの程度の頻度で起こる。この波動は水温アンモリの情報として伝達されるため(注: 水塊そのものが移流するわけではない)、波動の到達に伴い水温アンモリが現れる。この仕組みは遅延振動子と呼ばれ、ENSOのメカニズムに最も近づいていると考えられている。しかしながら、このサイクルのきっかけとなるトリガーは何であるのか、周期が一定に定まらない理由など、まだなお解決されるべき問題が残されている。

1990年以降になって、ENSOが発生する頻度よりさらに時間スケールの長い10年程度のスケールの変動に注目が集まるようになった。これらの変動はDecadal変動とかInterdecadal変動などと呼ばれる。熱帯太平洋域においても、ENSOの時間スケールの変動と同じ程度の振幅でDecadal変動が生じている(第8図: Tanimoto et al., 1997)。しかしながら、その変動パターンは時間スケールによって大きく異なっている。10年スケールでは赤道東太平洋上のシグナルはあまり大きくなく、高緯度よりの10-20度での変動が大きい。また、ENSOサイクルは東と西で逆位相の関係にあるが、10年スケールではそのような関係は見られない。東経160-180度はもともと観測が少ないので、暖水域の拡がるところで大変興味深いところではあるのだが、解析の空白域となっている。

また第6図にも示されるように、最近の20年間ではエルニーニョの発生頻度の方がラニーニャの発生よりかなり多くなっているという特徴がある。これらはそれまでのENSOのサイクルと大きく異なっている。10年スケールの変動は、1975年前後を境に熱帯全域で低温から高温のフェイズに入っているように見える。これがエルニーニョの発生とどのように関係しているかは興味深いところである。

熱帯における10年スケールの変動は、ENSOサイクルの遅延振動子論からだけでは説明されず、より長い変動とENSOの関係をさらに調べていく必要がある。つまり、ENSOは熱帯大気海洋系の基本



第8図
熱帯海洋の海面水温に対する第1主成分。(上) Decadal 変動、(下) ENSO cycle の時間スケールの変動に対するもの。等値線は0.01ごとに引かれている。負の値は波線で示される。ハッチをかけた部分は0.05を越えるところ。主成分の寄与値と時系列の値をかけたものが水温の単位(度)をもつ。Tanimoto *et al.* (1997)より引用。

場からのゆらぎであるため、基本場自体が長期間のうちに变化すれば ENSO 自体その変動特性が变化することが考えられる。

Decadal-Interdecadal 変動のメカニズムにはさまざまな説が提唱されている。中緯度の海洋を含んだ中層水循環によるもの(例えば Gu and Philander, 1997), Decadal-ENSO と言われるような ENSO の遅延振動子論を拡大したもの(Manabe, 1998; personal communication) などがある。

1-3 プロキシデータに期待されること

前節で見て来たように、観測年代のデータからは、3-7年程度いわゆる ENSO サイクルとそれより長い10年スケールの変動が見いだされている。しかしながら、ENSO サイクルにおいては10サイクル分、10年スケールにおいては2-3サイクル分のレコードしか存在せず、統計的な有意性はあまり高くない。

また、赤道上の西太平洋海域から日付変更線にかけては商船航路から外れるため、広範囲のモニタリングは人工衛星によるものや最近のブイの展開からのわずか数十年分程度しかなく、統計的な吟味さえ困難な状況にある。

また、Wang (1995)にあるように、10年スケールの変動によって場の基本的状態が変化すると、ENSO 発生様式も異なってきていることが指摘されている。これらのことは、1990年以降数年間にわたりエルニーニョ状態が維持されていることにも関係しているだろう(Trenberth and Hoar, 1996)。しかしながら、これらのことがある確率で起こっているものなのか、それとも地球全体の温暖化に伴う熱帯大気海洋系の変化なのかは観測年代のデータからでは結論づけることができない。

現在では、高分解能大気海洋結合モデルの開発も進み、これを用いた実験も数多く行われている。

Knutson *et al.* (1997) は炭酸ガスの増加に伴い、ENSOの振幅が変調を受けていることを指摘した。しかし、このような結果が現実であるかどうかは、地球科学の基礎として現場のtruthが非常に強く求められている。

もちろん、これまでもできるだけ長いレコードを復元するという試みは海洋物理学とは別に、地球化学や地質学、地理学などの分野で進められてきた。しかし、残念ながら活発な情報交換があまりなかったのか、どのようなプロキシが「より有効」であるかという議論は十分にされてきていなかったように思う。

サンゴコアの場合は、まず長期間をカバーする試料の収集が重要であることは間違いない。その中でも、まずはシンプルに西太平洋の暖水域、東太平洋の舌状冷水域の復元が求められる。これらはENSOサイクルを変動中心域であり、過去に遡ってENSOサイクルを把握する有効な場所である。

さらに、例えば10年スケールの変動中心域、積雲対流活動が活発な地域、ロスビー・ケルビン波の影響を受けやすい海域というように現在理解されているメカニズムに基づいて試料採取地点を選定することは、サイトの効率的な配置につながるかもしれない。

観測年代より遡ってしまえば、何が起きていたのかは実のところほとんどわかっていない。ある海域に偏ることなく、広く熱帯大気海洋における過去の全体像を得ることが強く期待されている。

注1) 海面における熱フラックスは、短波放射だけではなく、海面が出す長波放射、大気との顕熱・潜熱のやりとりの総和(Qnet)として決まる。しかし、Qnetの分布からでも水温の東西勾配は説明できない。

注2) エルニーニョの定義は専門家でも決まったものはないので、規模が最大であるかどうかははっきりしたことはわからない。例えば気象庁は東部熱帯太平洋の北緯4度～南緯4度、西経150度～西経90度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平年差の5ヵ月移動平均値が6ヵ月程度以上連続して0.5℃以上になった場合を、エルニーニョ現象としている。さらに、温室効果ガス等による温暖化の影響があるとするならば、それによる効果も加味されているので、水温アノマリのどれだけがエルニーニョによるものかは吟味できない。

注3) エルニーニョ・ラニーニャといった呼び方はキリスト・マリアに繋がるので科学用語としては避けられる傾向にある。ENSOの暖かい/冷たいフェイズとした方がよい。

注4) ロスビー波、ケルビン波とも回転する地球流体で生じる波動。偏西風の蛇行なども、このような波の現象を示している。

文 献

- 浅井富雄(1988): 気候変動, 東京堂出版。
 安成哲三(1996): 気候の年々変動を決めるもの, 「気候変動論」, 岩波書店, 33-68。
 山形俊男・和方吉信(1996): 大規模な相互作用の基礎。鳥羽良明編「大気・海洋の相互作用」, 東京大学出版会, 155-206。
 Colin, C., C. Henin, P. Hisard and C. Oudot (1971): Le Courant de Cromwell dans le Pacifique central en février. Cah. ORSTOM, Ser Oceanogr., 9, 167-186。
 Gu, D., and S.G.H. Philander (1997): Internal climate fluctuations that depend on exchange between the tropics and extratropics. Science, 275, 805-807。
 Knutson, R.T., and S. Manabe and D. Gu (1997): Simulated ENSO in a global coupled ocean-atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO₂ sensitivity. J. Climate, 10, 138-161。
 Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh and Y. Kitamura (1992): El Niño-Southern Oscillation simulated in an MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model. J. Climate, 5, 1202-1233。
 NOAA (1997): El Niño-Southern Oscillation advisory at http://nic.fb4.noaa.gov/product/analysis_monitoring/enso/advisory/
 Tanimoto, Y., N. Iwasaka and K. Hanawa (1997): Relationship between sea surface temperature, the atmospheric circulation and air-sea fluxes on multiple time scales. J. Meteor. Soc. Japan, 75, 831-849。
 Tanimoto, Y.,: Variations with multiple time scales of the global sea surface temperature fields and their relationship with the atmospheric general circulation. Doctoral thesis, Tohoku University, 220pp. [available from Tohoku University, Sendai 980-77, Japan]
 Trenberth, K.E., and T.J. Hoar (1996): The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. Geophys. Res. Lett., 23, 57-60。
 Walker, G.T. and E.W. Bliss (1932): World Weather. V. Mem. R. Meteorol. Soc., 4, 53-84。
 Wang, B. (1995): Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. J. Climate, 8, 267-285。
 Woodruff, S.D., R.J. Slutz, R.L. Jenne and P.M. Steurer (1987): A comprehensive ocean-atmosphere dataset. Bull. Amer. Met. Soc., 68, 521-527。
 Zhang, Y., J.M. Wallace and D.S. Battisti, (1997): ENSO-like decade-to-century scale variability: 1900-1993. J. Climate, 10, 1004-1020。

TANIMOTO Youichi (1998): Perspective view on the coral proxy for tropical sea surface temperature.

<受付: 1998年6月12日>