

熱帯気候の南北非対称性の形成に関わる大気海洋相互作用

—1996年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

謝 尚 平*

1. はじめに

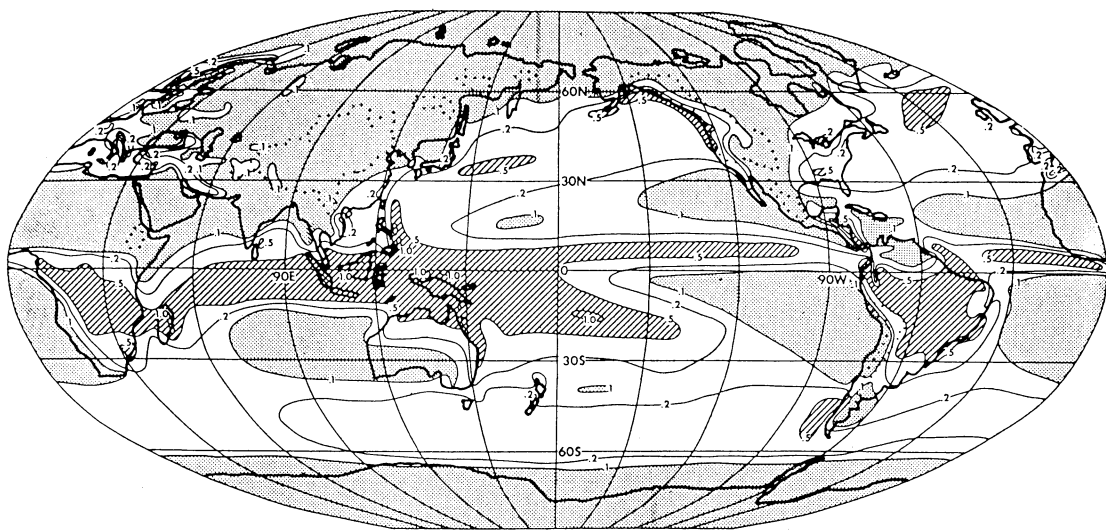
この度、名誉ある日本気象学会山本・正野賞を頂き、大変光栄に思っております。今回の受賞対象となった論文は米国プリンストン大学の George Philander 教授との共著で、1994年に Tellus に発表されたものです (Xie and Philander, 1994)。この論文で我々は熱帯収束帯 (ITCZ) と海面水温 (SST) との関連に着目し、北半球に偏在する太平洋 ITCZ の維持に関わる大気海洋フィードバック機構を提案致しました。ここではまず関連する過去の研究に簡単に触れてから、この論文の内容をご紹介します。Tellus 論文の初稿を書いたのは今から4年半前ですので、その後の進展について

もお話したいと思います。

2. 歴史的背景

世界の降水分布図は古くから地理学者・気象学者の手によって編集されてきました。その1例として1951年に発表されたものを第1図に示します。ここでは特に中部熱帯太平洋からアメリカ大陸まで延びる降水帯にご注目下さい。太陽放射が赤道で最大になっているのに、この降水帯が赤道から離れて北半球に偏在するのは謎でした。

熱帯収束帯のモデル研究で非常に有名なのは Pike (1971) の論文です。彼は東西一様な条件の下で大気海

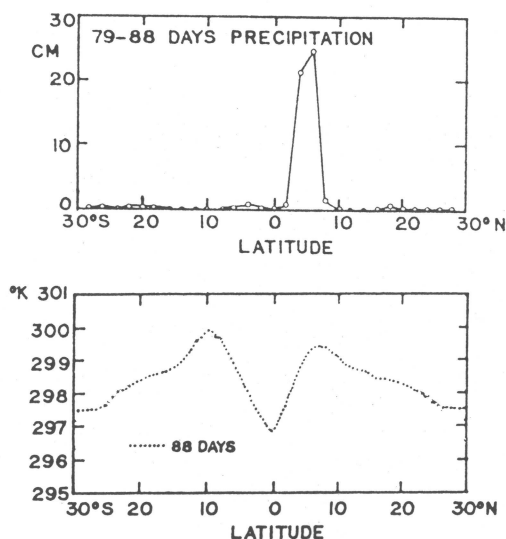


第1図 世界の年平均降水量 (cm/day). 斜線部は 0.5 cm/day 以上、陰影部は 0.1 cm/day 以下の地域を示す。Moller (1951) より引用。

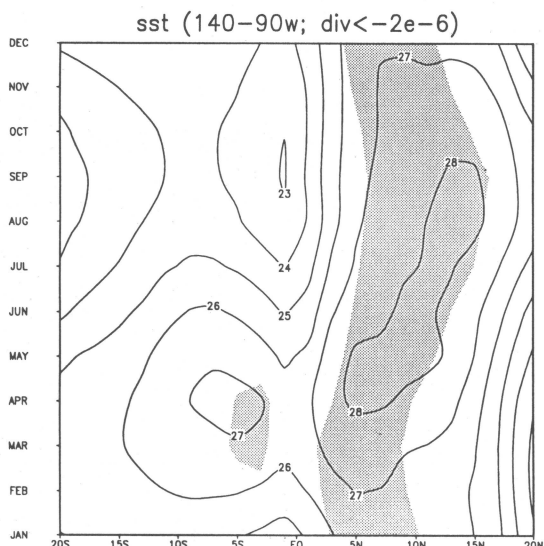
* 北海道大学大学院地球環境科学研究科。

—1996年11月20日受領—

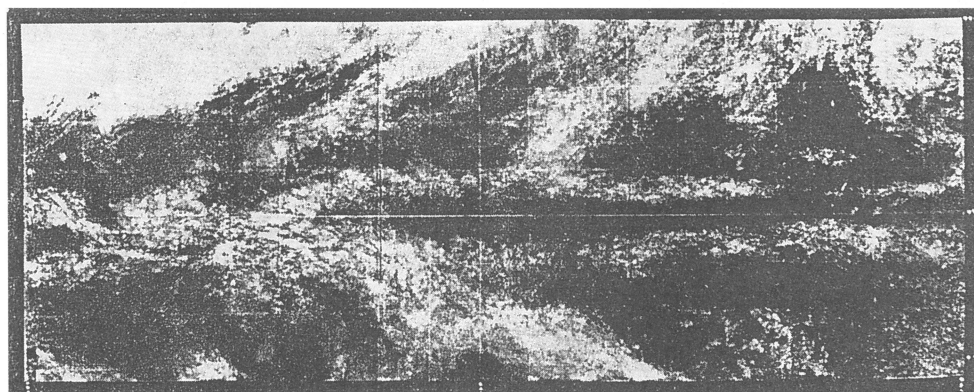
—1997年2月7日受理—



第2図 Pike (1971) モデルの降水量と海面水温の南北分布.



第3図 東部太平洋海面水温 (°C) 気候値の時間・緯度断面. 陰影は海上風の収束域を示す.



MERCATOR PROJECTION
MARCH 16-31, 1967

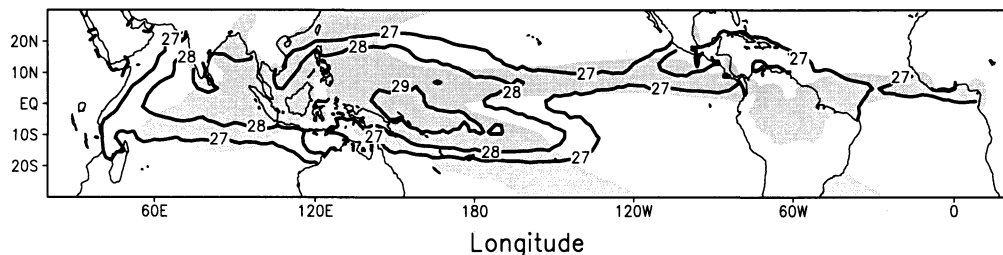
第4図 1967年3月16日から15日間の衛星雲写真の合成図. Kornfield *et al.* (1967) より引用.

洋結合モデルを作って走らせました. その結果, 海面水温が赤道で極小でその両側でそれぞれ極大をもつ構造になりました(第2図). このような大体南北対称の SST 分布に対し, Pike のモデルでは降水帯がなぜか片方の半球にしかできなかったものであります.

Pike の研究は大気海洋結合力学モデルの先駆けとして, 不滅なものですが, 彼の結果そのものは, 今からみると必ずしも正しくないように思います. ここに東部太平洋で観測された海面水温の季節・緯度断面を

示します(第3図). 陰影は海上風の収束域を示しています. 一年を通して海面水温は北半球で高いのですが, 南北両半球間の温度差が3月と4月に最小となります. 海面水温分布がほぼ南北対称になる3月, 4月に, Pike の予想していた1本の ITCZ にはならず, 海面水温の分布に対応するように, 南北対称な2本の(double) ITCZ が東部太平洋に出現しています.

この double ITCZ を初めて捉えたのは1967年3月後半の衛星雲写真の合成図です(第4図). 当時, 丁度



第5図 年平均海面水温 (°C; 等値線) と降水量 (陰影: 5 mm/day 以上) の水平分布。

Ekman 層の収束が対流性の雨を降らすという第2種条件付き不安定 (CISK) 理論 (Charney and Eliassen, 1964) が発表されたばかりでした。この CISK 理論によれば、コリオリパラメータ (f) がゼロの赤道上では Ekman 収束が起きないので、第4図のように赤道から離れた所で南北半球1本ずつの降水帯が形成されることになっていました (Charney, 1971)。そういうわけで、アメリカ気象学会でこの衛星写真を初めて見た Charney は、CISK 理論が実証されたように思い大変興奮したという話を真鍋先生から聞いております。

しかし、Charney の Ekman CISK というよりも、太平洋熱帯収束帯の形や位置に対し海面水温の分布が最も重要であることは Manabe ほか (1974) の研究等を経て今は常識となっています。台風のような強い回転を伴う降水現象には確かに Ekman CISK の側面もありますが、赤道波に伴う収束発散も降水をもたらします (Hayashi, 1970)。実際 f がゼロの赤道上でも組織化された対流活動が卓越しています (Madden and Julian, 1972)。海面水温は海面での水蒸気量をコントロールし、大気湿度安定度を強く左右します。その結果、東部太平洋と大西洋では北半球側の高水温帯に降水帯がロックされています (第5図)。

一方、この SST 決定論の他に、海陸分布決定論も古くから様々な形で提案されています。これは大陸面積の南北非対称性や海岸線の傾きが ITCZ の位置を決めているという仮説です。海陸分布の南北差は北半球に偏在する ITCZ の必要条件であることはほぼ間違いないでしょうが、十分条件ではないのも明らかです。熱帯大洋の内、インド洋は海陸分布の南北差が最大で、しかも東境界線も太平洋と同じ傾きをしているにも拘わらず、太平洋のような年中北半球に停滞する ITCZ は見られません。また、海陸分布説の最大の問題は、海陸分布がどのようにして大陸から遠く離れた中部太平洋に南北非対称性をもたらすのかということです。

SST 決定論と海陸分布説は一見互いに矛盾するようには見えますが、実は深い関係を持つのです。このことは後でお話しますが、しばらくは SST 決定論に基づいて話を進めていきます。

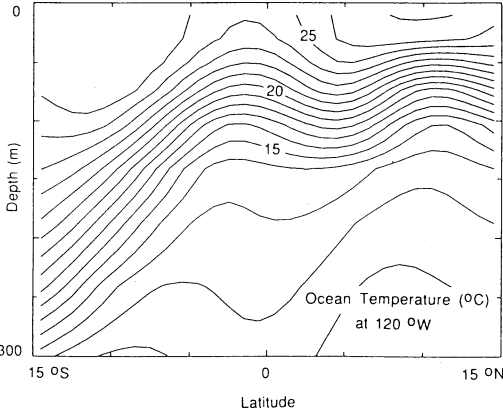
北半球に暖かい海面水温分布を与えれば、ITCZ が北半球にできることは大気大循環モデラーにはよく知られています。しかし、太平洋の海面水温がなぜ北半球で高いのかは長い間わかりませんでした。

3. モデルの構築

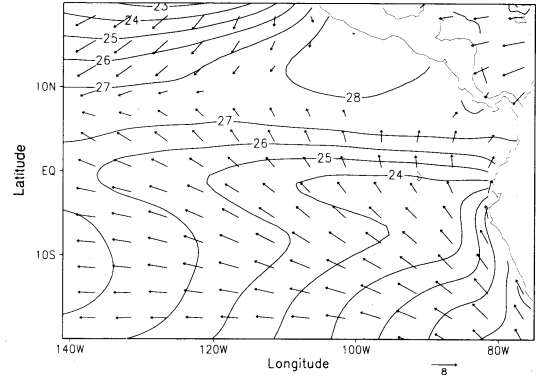
海洋の内部構造を見るために、第6図に海水温分布の南北断面を示します。海面水温が最大になる北緯10度では弱い湧昇があって、しかも温度躍層が浅くなっています。これは一見海洋学の常識に反するようには見えますが、実際は赤道から遠く離れた所では地衡流が卓越し、湧昇効果が重要でないことを意味しています。

東部太平洋では北緯10度で南緯10度で海面水温がそれぞれ極大値を持ちます (第7図)。海面水温の南北差を説明するにはこの極大値の差を説明すればいいです。SST が極大になる所では、 $\partial T / \partial y$ がゼロなので南北流の移流効果がゼロとなります。北半球の高水温帯に沿っては海面水温の東西傾度が弱いので、東西移流も小さくなります。南半球の SST 極大値付近では、東西流が 10 cm/s 以下で海面水温の減衰時間スケールが 100~200 日とされているので、南米沖からの冷水の移流効果は岸から 2000 km 以内に限定されることになり、東西広域に亘る SST 南北差を説明できません。海流による水平・鉛直移流があまり重要でなければ、海面熱フラックスが重要となります。このような考察は後に海洋大循環モデルの実験から確かめられました (Xie, 1994a)。

次に海上風の分布ですが、海面水温が北半球で最も高いので、赤道を横切る南風が吹いています。コリオリ力によってこの南風は南半球では西向きの貿易風を



第6図 西経120度における年平均海水温度 (°C) の深度・南北断面. Xie and Philander (1994) より引用.

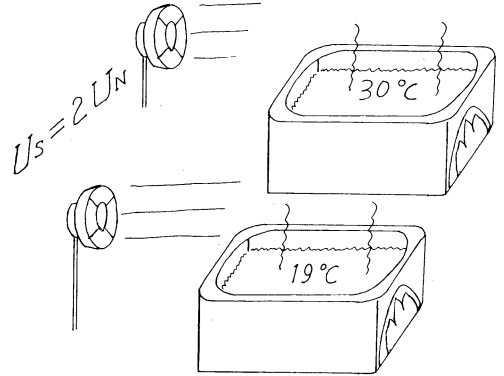


第7図 東部太平洋における年平均海面水温 (°C; 等値線) と海上風ベクトルの分布.

強化し、逆に北半球では貿易風を弱めます。そのため、赤道から ITCZ のある所にかけて風が弱くなっています。この風の強弱こそ海面水温の南北差の原因であると私は考えました¹¹⁾。

そのメカニズムを第8図のような「風呂モデル」で説明いたします。2つの風呂に水を入れて同じ火力を持つヒーターで暖めます。同時に、扇風機で風呂の水を蒸発させます。1つの扇風機がもう1つの扇風機の倍の風力を出しているとします。また、風呂の水はよく攪拌されていて、常に温度が上下一様であるとし、表面の蒸発がヒーターの加熱とバランスすれば、風呂の水温が定常に達します。もし風の弱い方の水温は30度としますと、風の強い方は19度になることが飽和水蒸気量と温度の関係を表す Clausius-Clapeyron の式から分かります。太平洋では太陽放射がヒーターの役割をし、また風速も海面水温の関数になっていますので、北半球で風速が弱いから海面水温が高いとも言えるし、また海面水温が高いから風速が弱いとも言えます。このような鶏と卵の問題を解決するには、鶏も卵も平等に扱う大気海洋結合モデルが必要です。

Xie and Philander (1994) では非常に簡単なモデルを考えました。大気はいわゆる松野・Gill の浅水方程式 (Matsuno 1966; Gill 1980) で、対流による加熱は SST の非線形関数になっています：



第8図 海面水温の南北差を説明する「風呂モデル」の模式図.

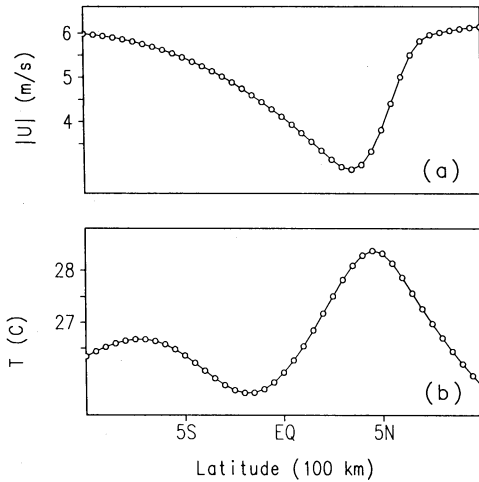
$$Q \propto (T - T_c) H(T - T_c). \quad (1)$$

ここで $H(x)$ は Heaviside 関数で、SST がある臨界値 T_c より高い場合のみ、対流が起きるようになっています。海洋はもっと簡単に、SST は放射フラックス Q_R 湧昇による冷却 Q_W および潜熱フラックスのバランスによって決定されます：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_R - Q_W - C_E |U| q(T)}{c_p \rho h}. \quad (2)$$

ここで c_p と ρ はそれぞれ海水の比熱と密度で、 h は混合層の深さです。海水の力学は頭にておらず、赤道湧昇は南北対称に与え、赤道付近の海水を冷やするようにしています。風の強制はスカラー風速 ($|U|$) の形で潜熱フラックスの項に入っています。 C_E は蒸発効

¹¹⁾ Xie and Philander (1994) でも述べましたが、現実には雲や相対湿度等の効果もあり複雑です。海面水温の南北差に対する各気象パラメータの寄与を大学院生の関さんと一緒に現在観測データから調べておりますが、風速分布の重要性は定性的には変わりません。



第9図 東西一様な条件の下で得られた南北非対称解：(a)スカラー風速 (m/s) と (b)海面水温 (°C) の緯度分布。

率を表すもので、 $q(T)$ は飽和水蒸気量です。

4. 多重平衡解

南北対称の太陽放射の下でこの結合モデルを動かしたところ、大気海洋相互作用が強く働き、自励的に南

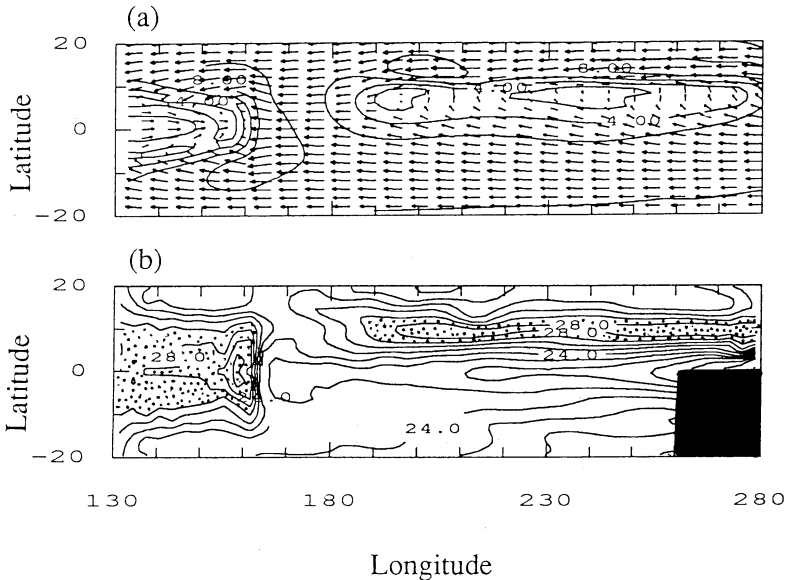
北非対称解が現れました(第9図)。降水の臨界値を越える高い海面水温は片半球にしかなく、しかもそこで風速が最も小さくなっています。

Tellus の論文 (Xie and Philander, 1994) はこのような所で終わりましたが、その後幾つかの進展がありました。東西一様な場合、先ほど述べた風・蒸発・海面水温 (Wind-Evaporation-SST, 略して WES) フィードバックの存在によって、南北対称解は不安定なものであることが分かりました。即ち、場が最初完全に赤道対称であっても、海面水温が何らかの原因で僅かに高くなったとしますと、直ちに南風が吹き始めて、北半球で風が弱まり海面からの潜熱フラックスが減少する結果、最初の SST anomaly が強化されることになります (Xie, 1997a)。

当時 GFDL の Kirk Bryan さんに多重解の結果を見せたら、「Low-order モデルを作ってみたら」とアドバイスしてくれました。そこで南北半球に1つずつ SST グリッドを持つ差分モデルを作ってみました。この Low-order 差分モデルでは南北温度差 $\hat{T}$ の支配方程式が非常に簡単になります：

$$\frac{\partial \hat{T}}{\partial t} = (\sigma - 1) \hat{T}. \quad (3)$$

ここで σ は無次元結合係数で、大気海洋間の相互作用



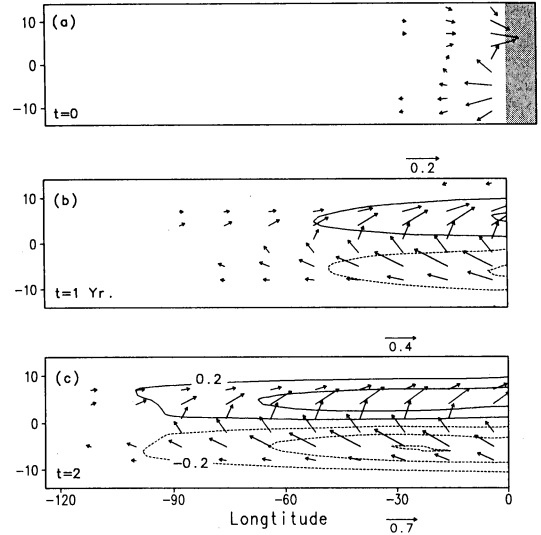
第10図 アンデス山脈によって南東熱帯太平洋 (黒塗り) の対流活動が押さえられた場合に、Hybrid 結合モデルに現れる大洋スケールの南北非対称性：(a)海上風 (矢印) とそのスカラー風速 (等値線；2 m/s 毎)、(b)海面水温 (1°C 毎；27°C 以上の領域に陰影)。

の強さを表します。WES フィードバックがニュートン冷却に勝てば ($\sigma > 1$)、南北対称解が不安定になります。WES 不安定が大きく発達すると、片半球では海面水温が下がり、やがて対流活動が止んで大気と海洋の結合が切れる。その結果、結合の強さが半分に減り、 $1 < \sigma < 2$ であれば WES モードが安定化して、モデルが南北非対称の定常解に落ち着きます (Xie, 1997b)。

5. 陸と海の架け橋としての大気海洋相互作用

Xie and Philander (1994) を書いた後、海洋大循環モデルと松野・Gill モデルからなる Hybrid 結合モデルを作って実験していました。第10図は今から4年前の1992年に、プリンストン大学でセミナーをしたとき使ったものです。ここでは、南アメリカのアンデス山脈に偏東風が当たると、太平洋側に下降気流ができるだろうということで、南アメリカの近辺だけ雨が降らないようにしました。しかし、不思議なことに、その影響はローカルなものではなく、太平洋全体にわたって南半球の海面水温が下がったのです。海のエで何か起これば、その影響は遠く西方へ伝わるのがそれで分かりましたが、その理由は考えつかないし、また当時あまりにも SST 決定論にとらわれていたので、論文にもしませんでした。

昨年、この問題を初期値問題として考え直し、やっとその仕組みが分かったような気がします。つまり、アンデスなどの大陸強制が働いていれば、アメリカ大陸の近くで風が非対称性を持つようになります (第11図 a)。このような風の anomaly が北半球の風速を弱くし、海面水温を上昇させます (第11図 b)。こうして励起された SST anomaly が南北反対称の Rossby 波を作ります。この Rossby 波に伴う風と SST anomaly の位相がずれるため、大気・海洋の anomaly パターンは西へ進みながら、南半球の対流を消していきます (第11図 c)。その結果、南北非対称性が西の境界にまで見られるようになります。大陸による強制の直接の影響がたとえ大陸の近くに限られていたとしても、その影響はこのような大気海洋結合波動によって遠く離れた所へも伝わるようになります。このように、大陸強制論と SST 決定論は決して排他的ではなく、むしろ互いに相補的になっています。この問題において大気海洋結合波は大陸と太平洋の架け橋役をしています。因みに、このような南北非対称性を作る結合波は、東京大学の本木さんと沈さんの結合大循環モデルからも検出されています (本木・沈, 1996)。昨年の海洋学会の



第11図 東岸に与えられた南風に対する大気海洋結合モデルの応答の時間発展。上から、大気と海洋が結合する前、結合してから1年後および2年後、海面水温(等値線: 0.2°C 毎、破線は負値)と海上風(矢印)の場の南北対称解からの偏差として示す。Xie(1996a)より引用。

帰りに札幌行きの電車の中で、北海道大学の竹内さんからこの本木さんと沈さんの結果を聞いてびっくりしたことを覚えています。UCLA 結合モデルからも似たような結合波動が現れたことは後で知りました (Ma *et al.*, 1996)。結合モデル同士の結果はめったに合わないものですが、この反対称モードは数少ない合うものの1つようです。

この西進結合波の発見のきっかけもまた Low-order 差分モデルでした。東西方向に変化のある場合、赤道上の南北風速 V (南北温度差も同様) の支配方程式は

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + 1\right) \left(1 - \frac{\partial}{\partial x}\right) V = \sigma V \quad (4)$$

となります (Xie, 1996a)¹²⁾。全くの偶然ですが、(4)の分散関係は中緯度 β 平面の Rossby 波のものと同じです。アメリカ大陸に沿って南風が年中観測されているので、

$$V|_{x=0} = V_E \quad (5)$$

という境界条件の下で (4) を解いたら、定常解は

$$V = V_E e^{(1-\sigma)x} \quad (6)$$

になります。境界強制 V_E の無次元影響距離は $(1-\sigma)^{-1}$ なので、WES モードが安定 ($\sigma < 1$) であっても、南北非対称性が遠くまで伝わります。これは第4節の南北1次元の自励多重解の場合と大きく違います。

第11図と(6)とも、南米沖の南風を大陸強制として与えていますが、この岸に沿う南風の成因について考察してみたいと思います。長波近似の下では、南北非対称シグナルは Rossby 波として西へしか伝わらないという一方通行となっています (Matsuno, 1966)。その結果、太平洋の海面水温がどんな分布をしようとも、太平洋の東岸での風を変えることはできません。従って南米沖の南風は太平洋内の海面水温分布によらない純粋な大陸強制の結果と考えるべきだと思います。しかし、この岸での南風がどのように維持されているかについては今のところ分かっていないし、また残念ながら多くの大気大循環モデルはそれを再現できていません。壁のように立つ東西に狭いアンデス山脈が現在のモデルでは表現できていないのが原因の一つとして考えられます。純粋な大気大循環モデルのシミュレーションでは、たとえ大陸強制がうまく表現できなくても、海面水温が外部強制力として与えられるので、南風の弱化問題が東岸の近くに限られるローカルな問題のように見えます。しかし、海面水温の変化

を許す結合モデルにおいては、(6)のように内部域の南北非対称性の強さは東岸のそれによって決定されるので、このローカルな問題が太平洋スケールのものに発展する可能性があります。それが結合 GCM の「Double ITCZ Syndrome」(Machoso *et al.*, 1995) の原因ではないかと思います。

地球から見て太陽は絶えず南北振動をしています。太陽放射の季節変動が非常に大きな場合には、WES フィードバックに拘わらず、夏半球に ITCZ ができ、その結果年平均気候場に南北対称の double ITCZ が現れることが予想されます。この日射の季節変化による対称化効果は、理論的に気候場の安定性 (3, 4 式の σ) の減少として捉えることができます (Xie, 1997b)。海洋が吸収する日射だけではなく、南米沖の南風の変動に見られるように大陸強制も季節変化します。時間変動する東岸強制に対する大気海洋応答の e-folding 東西スケールは $[1-\sigma/(1+\omega^2)]^{-1}$ となることです (4) から分かります。ここで ω はニュートン冷却率 (時定数200日) で無次元化された強制力の振動数です。従って、大陸強制力を定常成分と季節成分に分けた場合、その定常成分 ($\omega = 0$) は遠くまで伝わりますが、その季節成分 ($\omega^2 \gg 1$) の影響は西へ急激に減衰し、大陸の近くに限定されることになります (Xie, 1996b)。後者の例として、季節大陸強制に励起され、中米沖に捕捉される海洋の Costa Rica ドーム (Umatani and Yamagata, 1991) が挙げられます。

¹²⁾ 南北水温差 ($\hat{T}$) は南北反対称の Rossby 波を励起します：

$$(1 - \frac{\partial}{\partial x}) V = \hat{T}. \quad (4a')$$

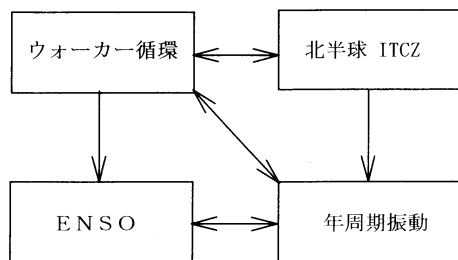
これは Matsuno (1966) の赤道波方程式を赤道上で南北に中央差分して得られたもので、 $n = 2$ の Rossby 波に対応します。ここで東西方向の距離を Rossby 波の減衰スケールで無次元化しています。一方、風速の南北差はまた SST の南北差をもたらし：

$$(\frac{\partial}{\partial t} + 1) \hat{T} = \sigma V. \quad (4b')$$

これは(2)を線形化したもので、潜熱フラックスの温度依存性が左辺の第2項のニュートン冷却になり、その風速依存性が右辺の項になっています。但し、東西風速の南北差は、赤道を横切る南風にかかるコリオリ力にもたらされたもので、南北風速で置き換えられています。ここではニュートン冷却の時定数で時間を規格化しています。上の(4a')と(4b')から(4)が導かれます。更に、東西に一樣な場合には、(4)や(3)になります。

6. おわりに

ここでは気象変数、特に降水量と風速の南北差を中心に話してきましたが、熱帯収束帯の位置は海面水温だけではなく、海洋の表層流と躍層水の南北循環にも大きな南北差をもたらししています (Lu and McCreary, 1995)。海洋力学の枠組の中で、上層海流に対する海面水温の効果は風応力に比べ、無視できるほど小さいことが分かっています。しかし、大気海洋結合というより広い視野を持って見ると、海面水温分布は熱帯収束帯の位置を変え、南赤道海流、北赤道反流、北赤道海流といった海流系の南北非対称性をもたらしのです。なぜ海流が赤道の南と北で違うのかという純粋な海洋学の問題に対し、風が違うからという Sverdrup (1947) の答えだけでは今ではもう不十分で、どうして風が北と南で違うかまで答えなければいけない時代に来ているように思います。海洋学の舞台で今まで小さな脇役でしかなかった海面水温の研究も、よう



第12図 大気海洋相互作用が強く働く熱帯の気候現象とその相互関係。

やく主役の一つを演じるようになってきたと思います。

赤道上で太陽高度を見ている限り、1月と7月の差はありません。それにも関わらず、海流、海面水温および海上風に大きな年周期振動が見られます (Mitchell and Wallace, 1992; Minobe, 1995)。赤道に冬と夏の差をもたらしたのは北半球にある熱帯収束帯なのです (Xie, 1994b)。大ざっぱにいうと、地球気候の対称軸は地理学的赤道ではなく、熱帯収束帯となっています。熱帯収束帯が北半球に偏在すると、赤道も気候学的に南半球レージムに入ってしまうので、同じように太陽が真上にあっても3月には暖かく、9月には冷たいということになります。赤道冷水舌の季節的進退だけではなく、冷水舌そのものの形成においてもITCZの南北非対称性が重要になります。アンデス山脈のブロッキング効果で、赤道太平洋の東端では東西風による赤道湧昇が起きませんが、その海水を冷やしているのは実は南風による湧昇なのです。これもまた一見太平洋の東端に限られたローカル効果のように見えますが、Bjerknes (1966) が提唱した東西風・赤道湧昇・SST フィードバックを通して太平洋全体に影響を及ぼします (謝, 1996)。このように南北非対称性と東西非一様性の相互作用が強く示唆されます。

Bjerknes (1966) の歴史的な論文から18年して、Philander *et al.* (1984) によって熱帯大気海洋相互作用の力学が確立されました。エルニーニョの研究から始まった大気海洋結合系力学は、その後熱帯平均気候の研究を経て大きく成長してきました。今まで大気海洋相互作用が本質的であろうとされている熱帯の気候現象を第12図にまとめ、多分そうだろうという相互関係を矢印で示しました。これらの矢印の中には、ウォーカー循環から ENSO へ向かうもののようにかなり確実なものもあれば、中には果たして引いていいものか

どうか、あるいは、どちらに向いているのか全く分からないものもあります。このように複雑に絡み合う関係を解明し、また伝統的な海洋学・気象学の立場からは見慣れた現象に素朴な疑問を投げかけることによって、気候力学、とりわけ大気海洋相互作用の力学がこれから発展していくでしょう。

謝 辞

東北大学在学中初めて Philander (1990) の本を読んだ時、249頁から250頁にかけての段落が一番私の関心を引きました。太平洋収束帯の形成と赤道年周期振動においてどうも大気海洋相互作用が働いているようで、しかし、どのように働くのか分からないという文章でした。プリンストンでこれらの問題を取り込むことができたことに Philander 教授に感謝し、プリンストン大学へご推薦下さいました山形俊男先生、松野太郎先生に御礼申し上げます。プリンストンで議論し、励まして下さった GFDL の Isaac Held さん、Kirk Bryan さん、林良一さん、Daifang Gu さん、今東京大学にいらっしゃる中村尚さん、ワシントン大学の Mike Wallace 先生並びに UCLA の David Neelin さんに感謝したいと思います。

私は今から11年前に日本に参りました。東北大学在学中、鳥羽良明先生、花輪公雄先生をはじめ、多くの方々にお世話になりました。特に当時の久保川厚先生の御指導なくしては、私は未だどこかで脱線しているかも知れません。また、長い間、異端分子として扱わず、議論していただき、また気象学の常識を教えて下さいました当時東京大学にいらっしゃった沼口敦さん、中島健介さん、そして林祥介さんにも感謝します。

最後に頻繁な引越越しに耐えて私を応援してくれた妻王長途に感謝します。

中国には「山外有山楼外楼」^{*)}という有名な漢詩があります。山の向こうには一層高い山あり、楼閣の外にはより立派な楼閣があるというものです。まだ山の一角しか見ておりませんが、今回の受賞を謹んで新たな鞭撻とさせていただきますと思います。どうも有り難うございました。

本稿の改訂に当たり、編集委員の中村尚さんと査読

^{*)} 南宋の林昇が当時の首都杭州の西湖周辺の風景を描いた詩「山外青山楼外楼」が出典です。今ではその変形が「世は広し」という意味の警句として知られています。西湖湖畔にある楼外楼飯店は西湖料理の名家として知られています。

者より日本語表現等について貴重なコメントを頂きました。ここに記し感謝します。

参考文献

- Bjerknes, J., 1966 : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820-829.
- Charney, J.G., 1971 : Tropical cyclogenesis and the formation of the intertropical convergence zone. *Lectures in Applied Mathematics*, 13, Providence, RI, Amer. Math. Soc., 355-368.
- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 68-75.
- Gill, A.E., 1980 : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Hayashi, Y., 1970 : A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal wind, *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 140-160.
- 木本昌秀・沈 学順, 1996 : 空海CCSR : 大気-表層海洋結合モデル (2)-結合不安定モードのもたらす南北非対称気候-. 日本気象学会秋期大会予稿集, **70**, 17.
- Kornfield, J., A.F. Hasler, K.J. Hanson and V.E. Suomi, 1967 : Photographic cloud climatology from ESSA III and V computer produced mosaics, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **48**, 878-883.
- Lu, P. and J.P. McCreary, 1995 : Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3076-3088.
- Ma, C.-C., C.R. Mechoso, A.W. Robertson and A. Arakawa, 1996 : Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation--a coupled ocean-atmosphere GCM study, *J. Climate*, **9**, 1635-1645.
- Madden, R. and P. Julian, 1972 : Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Manabe, S., D.G. Hahn and J.L. Holloway, 1974 : The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 43-83.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Mechoso, C.R., A.W. Robertson and Coauthors, 1995 : The seasonal cycle over the tropical Pacific in general circulation models, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2825-2838.
- Minobe, S. and K. Takeuchi, 1995 : Annual period equatorial waves in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18379-18392.
- Mitchell, T.P. and J.M. Wallace, 1992 : The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature, *J. Climate*, **5**, 1140-1156.
- Philander, S.G.H., 1990 : El Nino, La Nina and the Southern Oscillation, Academic Press, 293pp.
- Philander, T. Yamagata and R.C. Pacanowski, 1984 : Unstable air-sea interactions in the Tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- Pike, A.C., 1971 : Intertropical convergence zone studied with an interacting atmosphere and ocean model, *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 469-477.
- Sverdrup, H.U., 1947 : Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the equatorial currents of the eastern Pacific, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **33**, 318-326.
- Umatani, S. and T. Yamagata, 1991 : Response of the eastern tropical Pacific to meridional migration of the ITCZ : The generation of the Costa Rica Dome, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 346-363.
- 謝 尚平, 1996 : ウォーカー循環の形成について, 日本気象学会秋期大会予稿集, **70**, 205.
- Xie, S.-P., 1994a : Oceanic response to the wind forcing associated with the Intertropical Convergence Zone in the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20393-20402.
- Xie, 1994b : On the genesis of the equatorial annual cycle, *J. Climate*, **7**, 2008-2013.
- Xie, 1996a : Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3236-3250.
- Xie, 1996b : Effects of seasonal solar forcing on equatorial asymmetry of the tropical climatology, *J. Climate*, **9**, 2945-2950.
- Xie, 1997a : Unstable transition of the tropical climate to an equatorially asymmetric state in a coupled ocean-atmosphere model, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 667-679.
- Xie, 1997b : Stability of equatorially symmetric and asymmetric climates under annual solar forcing, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, in press.
- Xie and S.G.H. Philander, 1994 : A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific, *Tellus*, **46A**, 340-350.

Ocean-Atmosphere Interaction in the Formation of Equatorial Asymmetry of the Tropical Climate

Shang-Ping Xie*

* Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo 060, Japan.

(Received 20 November 1996 ; Accepted 7 February 1997)

第 5 回日産科学賞候補者推薦要領

1. 表彰の趣旨

若手・中堅研究者の中から、特に優れた業績を上げ、さらに今後発展される可能性が大である方を表彰し、励ましと研究を支援することを通して、学術文化の向上発展に貢献することを目的としております。

2. 推薦基準

自然科学分野（人文・社会科学分野との複合領域を含む）において、以下に示すような学術文化の向上発展に大きな貢献をした満50歳未満（平成10年3月末時点）の公的研究機関に所属する研究者とします。

a) 学術研究における重要な発見

b) 新しい研究分野の開拓

※できれば45歳以下で上記基準に該当する方を、優先的に推薦いただくよう配慮願います。

3. 推薦依頼数

1名

4. 賞の内容

正賞…賞状、メダル

副賞…研究奨励金500万円（受賞者の研究のための助成金）

5. 推薦手続

所定の用紙に必要事項をご記入のうえ、1部を当財団にご送付ください。

6. 推薦締切

平成9年8月31日

7. 審査選考

当財団の選考委員会にて審査し、平成9年2月開催の理事会にて決定いたします。

8. 褒賞人員

原則として2名

9. その他

・賞の贈呈は平成10年3月を予定しております。

・推薦するプロジェクトで複数の研究者が対象となる場合でも、扱いは1件とします。

10. お問い合わせ先

財団法人 日産科学振興財団

〒104 東京都中央区銀座6丁目17番2号

TEL : 03-3543-5597

FAX : 03-3543-5598

E-mail : at02-nsj@t3.rim.or.jp

ホームページ [http : //www.t3.rim.or.jp/~at02-nsj](http://www.t3.rim.or.jp/~at02-nsj)