〔解　説〕　　107：306：109：412（熱帯気象；気候の変動；大気境界層；衛星）

大気と海洋の多様なる相互作用

—2002年度日本気象学会賞受賞記念講演—

謝　　尚　平*

1．はじめに

この度は名誉ある日本気象学会賞を頂き，大変光栄に感じており，心から感謝致しております．今回の受賞対象は「熱帯域の気候形成とその変動に関わる大気・海洋相互作用の研究」ということですので，それについて紹介したいと思います．

海洋は莫大な熱容量を持ち，力学調節がゆっくりとしているため，季節より長い時間スケールをもつ気候変動に重要とされています．Bjerknes(1969)に始まって1980年代から急速に発展してきた大気海洋相互作用の研究は，今はエルニーニョはもちろん，その他の気候現象の理解にも欠かせないものになっています．以下に幾つかの例を挙げながら，大気海洋の相互作用の現象およびそのメカニズムについて述べていきます．各節はそれぞれ独立に読んでいただけるようになっています．

2．熱帯収束帯の結合力学

熱帯の偏東貿易風は大航海時代にヨーロッパからアメリカへ行く航海に利用されていたので，その分布はよく知られていました．ハレーの有名な1686年の論文には海上風の流線図が描かれています(第1図)．南東貿易風と北東貿易風がぶつかる所が北半球側にずれていることがはっきりと示されていました．この熱帯収束帯（ITCZ）では水蒸気収束によって降水帯が維持され，人工衛星の雲画像には地球を一周する雲の帯としてはっきりと写っています．この降水に伴う潜熱放出は大気のグローバル循環を駆動しているので，熱帯収束帯は熱赤道とも呼ばれ，気候の対称軸になっています．

年平均では太陽放射がほぼ南北対称なのに対して，なぜ太平洋・大西洋においては気候の対称軸が北半球に偏っているでしょうか．この問題には以前から興味があって，米国プリンストン大学へポスドク研究員で行って5か月経ったころ，熱帯季節内振動を説明しようと博士論文でやっていたWind Evaporationフィードバック（Xie *et al.*, 1993）を拡張させれば，ひょっとしたらうまく説明できるかも知れないと思いました．そのとき思い付いたのは第2図に示したアイデアです．仮に初期に赤道の北側に暖かい，南に冷たい水温アノマリを与えると，北に低気圧，南に高気圧ができ，赤道を越える南風が吹きます．この南風に働くコリオリ力によって，南半球の偏東貿易風が強まり，それに伴い海面蒸発が盛んになり，海面水温（SST）が下がります．北半球では逆に，貿易風が弱まって水温が上昇することになります．このように風速・蒸発・水温フィードバックによって初期にあった南北反対称な水温擾乱が成長し，降水帯が暖かい北半球にずれ込むことになります（Xie and Philander, 1994）．

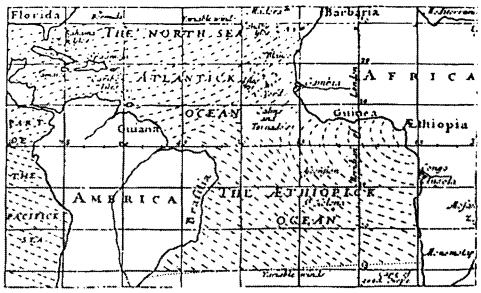
当時，大気海洋相互作用の研究は赤道波による海面水温の変化メカニズムが強調され，このような海面熱フラックスを中心としたメカニズムが自然界で果たして重要なのか，また他の研究者に受け入れてもらえるのだろうかと不安でしたが，今はWind-Evaporation-SST feedbackという英語の頭文字をとってこの熱力学的相互作用を「WESフィードバック」と一般的に呼ばれるようになりました．

熱帯収束帯の研究の歴史については「天気」1997年6月号の解説（謝，1997）を参照いただくとして，その後の研究を1つだけ紹介します．WESフィードバックでは確かに南北非対称性が増大しますが，その元となる非対称性が海陸分布にあるという認識が古くからあります．この大陸強制を陽に扱うため，当時北

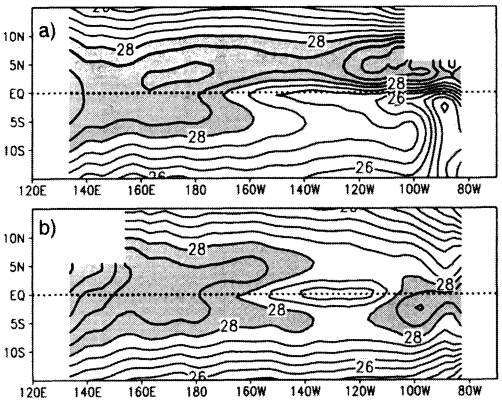
* ハワイ大学国際太平洋研究センター・気象学教室，
xie@hawaii.edu

—2002年6月21日受領—
—2002年9月29日受理—

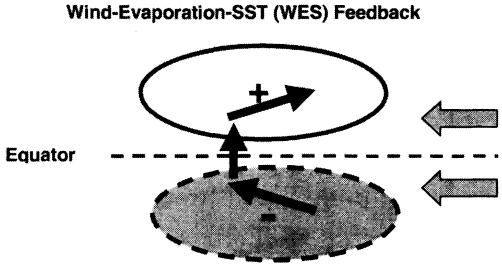
© 2002　日本気象学会



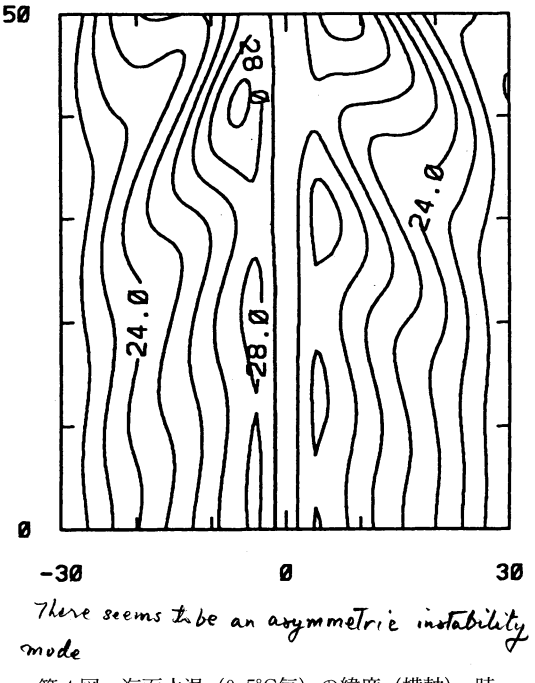
第1図　17世紀に描かれた大西洋風系図（Halley 1686より）．南半球の貿易風が赤道を越えて北半球に侵入していることが描かれている．このハレーの図においては，太平洋の貿易風は南北対称である．当時太平洋に観測がまだあまりなかったからだろう．



第3図　モデルの海面水温分布（0.5°C毎）に現れた（a）東岸および（b）西岸の大陸形状に対する大気海洋結合系の応答．陰影は28°C以上の暖水域．Xie and Saito（2001）より．



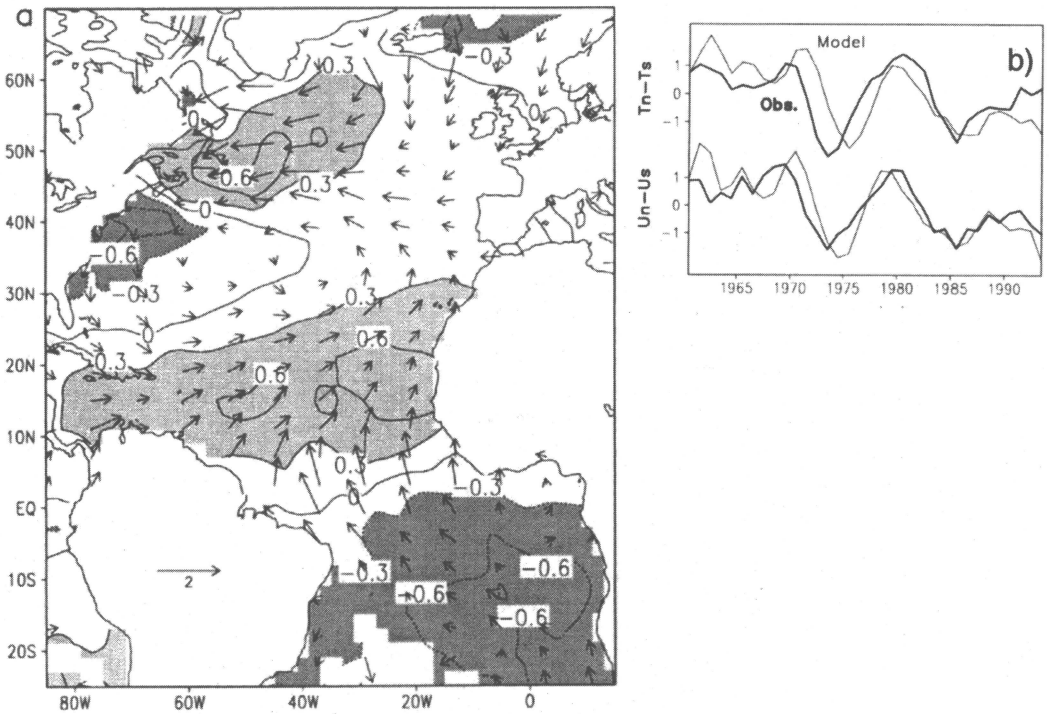
第2図　風速・蒸発・海面水温（WES）フィードバックの模式図．右端の太い矢印は平均的な貿易風の向き，中央の矢印は下層風の偏差，北半球側の楕円（＋）は正の水温偏差，南半球の楕円（－）は負の水温偏差をそれぞれ表わす．



第4図　海面水温（0.5°C毎）の緯度（横軸）・時間（月単位）断面図と，1993年春モデルの出力用紙に書いた落書き．南北反対称な自励振動が見られる．

海道大学の大学院生だった斎藤香織さんがCCSR/NIES大気大循環モデル（GCM）を簡単な海洋モデルと結合させました．第3図のように南北に走る南北対称な大陸の北緯5度より北に幅25度の陸を新たに付け加え，結合系の応答を調べました．その結果，この非対称な大陸強制を海の東側に置いた場合，結合系が強く応答し，暖水域および収束帯が北半球に偏在する気候が出現しました（第3図a）．一方，同じような大陸強制を西側に移すと，モデル気候は殆ど変化が見られず，ほぼ南北対称のままでした（第3図b；Xie and Saito, 2001）．

このように海洋上の熱帯収束帯の位置が東側の大陸の形状によって決まるのは，大規模南北反対称擾乱がロスビー波として西方にしか伝播しないという一方通行の性質を持っているからです．このような大陸が西方海洋の気候を左右する効果はwestward controlと呼ばれています（Xie, 1996）．その結果，北半球に偏在する太平洋収束帯はアメリカ大陸の南北非対称性が原



第5図　(a) 環大西洋10年振動に伴う海面水温偏差（等値線）と海上風偏差．(b) 熱帯大西洋ダイポール指数の時系列：観測値（太線）と結合モデルの結果（細線）．Xie and Tanimoto (1998) より．

因ということになります．

結合GCMによる実験では，南米沖の低層雲を強化すると，太平洋全域に亘って熱帯収束帯がより強く北半球に偏在するという結果が得られています（木本・沈，1997；飯塚，1998）．このような南米沖の局所的効果が太平洋スケールの気候状態に影響を及ぼすという結果は，第3図に示したwestward controlと整合します．ところでGCMによる南米沖の低層雲の再現は今でも課題として残っており，国際太平洋研究センター（IPRC）局地モデルを用いてこの問題を調べ続けています．

3．熱帯大西洋変動

3.1　論文にならなかった話

プリンストンで作った東西一様な結合モデルを色々実験していると，パラメータによっては熱帯収束帯が片半球に偏在する定常解だけではなく，南北反対称な振動解もあることに気が付きました（第4図）．ちょうどそのころ，Houghton and Tourre (1992) がJ. Climateに論文を発表し，熱帯大西洋に南北反対称な変動モードの有無を論じていました．熱帯大西洋で海面水温の経年変動を経験直交関数（EOF）解析すると，ITCZを挟む南北反対称モードが卓越し，またそれがITCZの変位や北東ブラジルの降水の経年変動と良い相関を示すことが良く知られていました．HoughtonとTourreはこの熱帯大西洋ダイポールと呼ばれるものはEOF解析による虚像であると主張しました．

この論文を読んだ私はすぐに自分のモデルに現れた南北シーソー振動を連想し，それが熱帯大西洋ダイポールに対応しているのではないかと考えました．しかし，EOF解析については何も知らなかったので，GFDLの統計専門家に聞きに行きました．その結果，HoughtonとTourreの主張に軍配が上がり，ダイポールは幻であるというこの専門家の意見に疑いもせず納得してしまいました．それは1993年春のことと記憶しています．

そして3年後，ワシントン大学のEd Sarachikさんから大気海洋相互作用の観点から気候変動を考えようというCLIVAR計画のワークショップに呼ばれてカナダのバンクーバーへ行きました．そこで米国Texas

A & M大学のPing ChangがWESフィードバックによって熱帯大西洋ダイポール振動が説明できるという発表をし，大きな反響を起こしました．WESフィードバックが受け入れられてうれしかった反面，自分が3年前に推察していたことは実は大当たりだったという悔しい思いもありました．

実は，大西洋研究をあきらめた私の知らない内に，熱帯大西洋の研究が進展していました．特に1996年には2つ重要な論文が発表されました．1つ目はCarton *et al.* (1996) で，風速変化による海面潜熱フラックスがSSTダイポールの主要なメカニズムであるという海洋GCMの結果で，もう1つはNobre and Shukla (1996)によるもので，第5図aのようなグラフを出しています．ダイポールの暖かい半球で貿易風が弱まり，冷たい半球では風が強まる様子を描かれていますが，著者達はそれに気が付いていなかったようです．Ping ChangはGeorge Philanderの元弟子で，プリンストンで私とよく議論していた仲でWESフィードバックをよく知っていたはずです．彼はCarton *et al.* とNobre and Shuklaの関連性を見抜き，WESがダイポールのメカニズムという論文をNatureに掲載しました（Chang *et al.*, 1997）．GFDLの専門家の意見を聞き入れて大西洋ダイポールに興味を失った私は，バンクーバーに行くまでこれらの進展は何も知りませんでした．

3.2 論文になった話

バンクーバーには谷本陽一さんも来ており，これから押し寄せてくるCLIVARの大波に乗って一緒に何かしましょうと話していました．札幌に帰ってプリンストンで作ったモデルを掘り出して遊んでいる内に，海洋波動力学がなくてもWESモードが振動しうること，またEkman流がその構造および周期に強く影響することが分かりました（Xie, 1999）．Changらは特異値分解（SVD）解析に基づいた大気経験モデルを使っているので，結合モードの南北構造は前もって決定されていたという問題があるのに対して，松野•Gillの力学モデルを大気に使用した私の結合モデルはその制限を受けず，空間構造や成長率の東西スケールの依存性を更に論ずることができます．

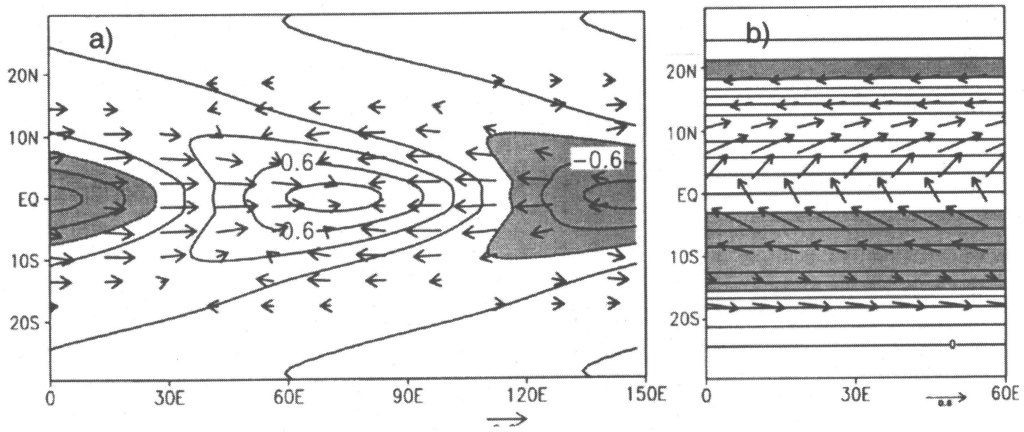
観測事実の伴わないモデル研究は紙上談兵にしかすぎず，真面目に相手にされないことがバンクーバーの会議でよく分かったので，モデル研究に指針を与えるよう，当時東京都立大学に移った谷本さんに観測データの解析をお願いしました．ダイポールの数年以上の変動指標を基に作成した合成図には，海上風とSSTアノマリが熱帯にとどまらず，第5図aのような，南大西洋からグリーンランドまで符号を交代して東西に伸びるバンドがずらっと南北方向に並んでいます（Tanimoto and Xie, 1999；Tanimoto and Xie, 2002）．特に北大西洋ではよく知られている，3つの作用中心をもつSSTトライポール（3重極子）と北大西洋振動（NAO）に似たパターンが見られました．NAOは中高緯度のものと思われがちなのですが，よく見るとアゾレス高気圧の南端が熱帯に入っており，ひょっとしたらNAOが熱帯ダイポールを強制し，南大西洋の変動を同調させたのではと思って，モデル実験をしてみました．熱帯と亜熱帯の境界（緯度20〜30度辺り）において観測された風でモデルを強制すると，強制を直接受けていない熱帯域でとったモデルダイポール指数が観測のものによく一致する結果が得られました（第5図b；Xie and Tanimoto, 1998）．

これで第5図の環大西洋10年振動における熱帯WESモードの重要性がある程度支持されたので，Natureに投稿したところ，不幸にもダイポールに猛反対する査読者にあたり，その1人からは6ページにも及ぶ批判文をもらいました．GRL誌に掲載されてからは幸いにも良く読まれているようで，Science誌のニュースフォーカス（Kerr, 1998）にも取り上げられ，谷本さんや私は大西洋研究の国際シンポジウムに招待講演に呼ばれたりするようになりました．

環大西洋振動の観測的側面については谷本さんが「天気」に書かれた解説（谷本，2002），また理論的側面についてはXie (2000) のレビューをご参照いただければと思います．熱帯海面水温のダイポールはITCZを南北に動かすことによって，NAO，特にアゾレス高気圧に影響を及ぼしていることが，ハワイ大学の大学院生の奥村夕子さん（Okumura *et al.*, 2001）のGCM実験から示されました（Watanabe and Kimoto, 1999も参照）．これは熱帯ダイポールとNAOが互いに作用し合うことを示唆しています．これに関連して，環大西洋振動のような変動パターンが気候システムセンターの結合GCMにも検出されています（Watanabe *et al.*, 1999）．

4．比較気候学

地球科学では地球を使って実験することはできませんが，熱帯海洋が3つもあるので，それぞれの気候値と変動場を注意深く観察し，その共通点と相違点から



第6図 (a) Bjerknes モードと (b) WES モードの空間構造．典型的な海面水温偏差（等値線0.3°C毎；陰影は−0.3°Cより低い負偏差域）と海上風偏差（矢印）．Xie *et al.*（1999）より．

気候力学の本質が分かるのではないかという考え方があります．

4.1 太平洋と大西洋

赤道太平洋と大西洋の平均気候場はよく似ており，共に偏東貿易風が卓越し，海洋の温度躍層が東へ浅く傾いています．しかし，太平洋では南北反対称な変動モードはまだ報告されていません．この違いを調べるためにWESフィードバックによる結合モードの東西スケールへの依存性を北大院生の野口英行君が調べていたところ，松野先生から海洋力学も取り入れたらもっと一般的な結果が得られるのではというご指導を受け，山形さん（Yamagata, 1986）やHirst（1986）が行ったような，エルニーニョ・南方振動（ENSO）モードの解析にWESフィードバックを取り入れた解析をしました．

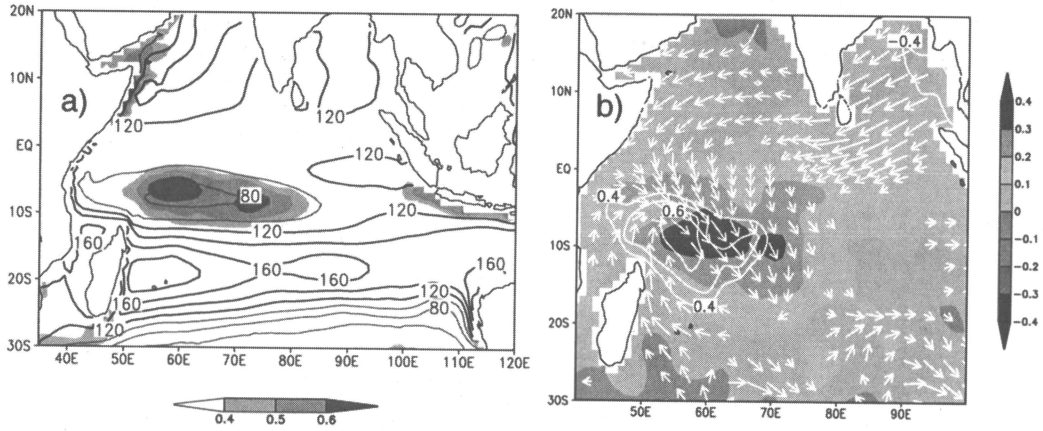
その結果，熱帯では2種類の結合モードが存在することが分かりました．その1つはもちろん大気と海洋の東西方向の相互作用によるBjerknesフィードバックで，太平洋のエルニーニョを引き起こしています．これは海洋の湧昇域である赤道に強く捕捉されています（第6図a）．一方，赤道を離れた熱帯域の殆どは海洋のEkman沈降域で，温度躍層の変動が海面水温に影響を及ぼすことはできません．そこでは海面熱フラックス，とりわけWESフィードバックが重要となり，ITCZを南北に動かす大気海洋の南北方向の相互作用が卓越し，南北反対称なダイポールモードが形成されます（第6図b）．

Bjerknesフィードバックは大気と海洋の東西方向の相互作用によるもので，波数がゼロだと駄目だし，逆に短波だと重力波の復元力が支配的で不安定になりません．ちょうど太平洋くらいの東西スケールでBjerknesモードが最も不安定になります（Yamagata, 1986；Hirst, 1986；Neelin *et al.*, 1998）．赤道大西洋は東西幅が狭いため，Bjerknesモードが太平洋ほど強くありません．Bjerknesモードが弱い大西洋では，WESフィードバックがあまり強くなくても，双方が互角に共存できるという仮説を提案しました．WESモードは南北方向の相互作用によるもので，成長率は東西波数ゼロで最大となります（野口，1998；Xie *et al.*, 1999）．そのため，線形論では大西洋と同程度のダイポール変動が太平洋にあってもいいことになります．しかし，太平洋ではエルニーニョが強く，ITCZを南北に動かす主要なメカニズムとなっていますので，何らかの非線形性によってダイポールモードが選択されないのではないかと推測しています．実際，気象研究所の結合GCMでは南北反対称なダイポールが太平洋に現れているようで（Yukimoto *et al.*, 1999），またENSOを許さない結合モデルでもダイポールモードが卓越しているので（Xie and Saito, 2001）[†1]，その非線形選択メカニズムはまだ分かっていません．

4.2 インド洋

他の熱帯海洋と異なりインド洋はアジアモンスーンに強く影響されています．南インド洋は年中偏東風が卓越していますが，北インド洋は冬から春にのみ，偏

[†1] 最近，ハワイ大学の大学院生の岡島秀樹君の研究からは，ENSOの他にITCZの気候平均位置もダイポールモードの空間構造および振幅に影響することが示されました．



第7図 (a) インド洋における20°C等温面の深さ (m) および海面水温と水温躍層深との相関係数 (陰影). (b) 結合ロスビー波に伴うSST (°C陰影), 降水量 (白抜き等値線) と海上風の偏差. Xie *et al*. (2002) より.

東風が吹いており，その期間のみWESフィードバックの不安定条件が満たされています. 川村さんたち(川村，2000) の最近の研究は，この不安定条件の満たされる冬から早春にかけて，ほぼ南北反対称なSST・海上風の結合パターンが出現し，夏のモンスーンの強弱に影響することを示しました. 夏から秋にかけて北インド洋は偏西風が卓越し，WESの不安定条件を満たしていませんが，夏期季節内変動の北進は偏西風中のWESフィードバックによるとするという結果が最近の結合モデル研究から示唆されました (Fu *et al*., 2003).

インド洋は熱帯海洋の中，唯一赤道の年平均風が弱いながら東向きに吹いています. そのため，赤道では温度躍層が平らでしかも弱い沈降流となっています. このような年平均状態から海洋力学が海面水温に殆ど影響を及ぼさない，大気海洋相互作用研究にとってつまらない海とされてきました. しかし, 地球フロンティアの山形さんのグループがこの常識を覆し，インドネシア沖の東インド洋では時々海面水温が著しく低下し，対流を抑えられることが起きていることを突き止めました (Saji *et al*., 1999). しかもこのようにして起きた赤道インド洋のSST東西差，対流活動，東西風および温度躍層の間に，Bjerknesフィードバックが働き，このインド洋ダイポールと呼ばれる現象を維持していることも示しました.

川村さんと山形さんたちの研究に刺激を受け，インド洋における温度躍層と海面水温の結合を系統的に調べようと思いました. この結合の度合いをSSTと躍層の深さ (h) の相関で測ることにし，計算した結果を第7図aに示します (Xie *et al*., 2002). 山形さんたちの結果を支持するように，インドネシア沖でSST-h相関が高くなっており，ソマリア沖でも高い相関を示しています. この両海域では沿岸湧昇が起きる季節に限って，躍層と海面が強く結合している様子が分かります. 特に，インドネシア沖で湧昇の起きる6月から10月にかけて，インド洋でも太平洋と大西洋のような冷水舌を形成しようと，インド洋ダイポールが起きているとも言えましょう. このように，これら3つの熱帯海洋はBjerknesフィードバックにおいて意外と共通性を持っています.

南熱帯インド洋にもSST-h相関の高い領域が存在しており，インド洋に独特のものです. 南インド洋の偏東風は南緯15度付近に最大をもち，赤道の弱い偏西風との間で強い正の風のカールが形成されます. このカールは南緯15度から赤道のすぐ南まで一年中湧昇を引き起こし, 海洋に時計回りの循環を駆動しています. そのため，南緯10度付近で躍層深の最小値があり，特に西側では70メートルしかありません. SST-h相関の最大はちょうど平均躍層深の極小領域に入っていることから，南インド洋の湧昇による躍層と海面の結合が立証されます. 因みに，太平洋と大西洋では赤道偏東風が強いため，このような赤道外の湧昇は年平均としては存在しません.

南インド洋の西進ロスビー波が卓越していることが観測・海洋モデルから分かっています (Masumoto and Meyers, 1998). このロスビー波が平均躍層の浅い西方域に伝播してくると，海面水温の変動を引き起こします. 南緯10度に沿って経度・時間断面を描くと，SST

アノマリが躍層深アノマリと一緒に西へ伝播していく様子がはっきりと現れており(図略)，ロスビー波によると思われる因果関係を物語っています．

SSTを通して南インド洋ロスビー波は更に大気と結合している様子を第7図bに示します．西南インド洋のSSTアノマリに，局所化された正の降水アノマリと低気圧循環が伴っています．12月から3月の南半球の夏に，このロスビー波は更に南インド洋のサイクロン活動にも影響しています（Xie *et al.*, 2002）．海洋ロスビー波は励起源から西方の結合域まで伝播するのに半年くらいかかるので，この時間差はサイクロンや南アフリカの気候予報に役に立てられるかも知れません．

5．冷水域での相互作用

以上は背の高い積雲対流の活動を伴う大気と海洋の相互作用について述べましたが，世界の海洋の殆どは海面水温が摂氏26度以下では背の高い対流は起きません［佐藤1］．以下では後者を冷水域と呼びます†2．暖水域では水温変化に対し，圏界面まで及ぶ対流調節を通じて，第1傾圧モードが卓越するような応答を示し，松野・Gillモデルでよく記述されます．そのため，エルニーニョに伴うSSTアノマリを与えると，どのGCMも大体同じ応答を示します．しかし，冷水域における大気の応答問題はあまり研究されておらず殆ど何も分かっていないように思います．この無知さを象徴するかのように，中緯度に海面水温アノマリを与えた実験では，世界中のGCMが強さから空間パターンまで，それぞれ異なる応答を示しています（Kushnir *et al.*, 2002）．全てのGCMが一致した結果を出す日はまだまだ遠そうです．

冷水域の大気惑星境界層は強い温度逆転層にふたをされることが多く，海面水温の効果が逆転層を突き抜けて自由大気まで直接影響を及ぼすことは考えにくいと思います．前述のように大気境界層の力学が重要と考えられる一方，伝統的な境界層研究は鉛直1次元のものが殆どなので，これからは大規模境界層力学，また自由大気との相互作用という今までと異なる新しい研究が必要とされます．

†2 厳密にはSSTが対流の十分条件ではありません．例えば，日本南方海域は夏には水温27度以上になりますが，亜熱帯高気圧の支配下で背の高い対流は盛んではありません．従ってここでいう冷水域はこのような対流が起きない高水温域も含みます．

5.1 衛星観測

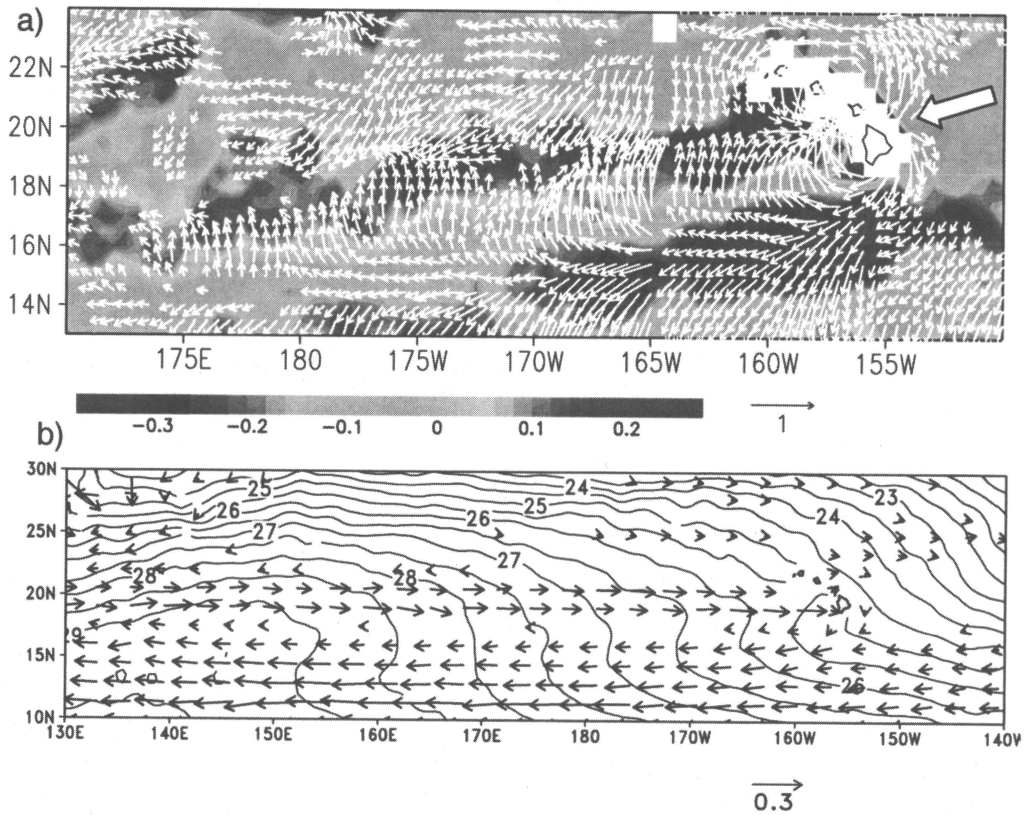
これまでの海洋観測は船舶による現場観測が主流で，広大な海を十分にはサンプリングしていません．冷水域の大気海洋相互作用は暖水域よりも弱いと考えられるので，時空間解像度の高い観測が必要となります．1990年代に急速に発達してきたマイクロ波衛星リモートセンシングは雲の影響を殆ど受けず，海面水温や海上風速・風向を高解像度で毎日計測しています．このような革新的な観測データを注意深く解析すれば，今まで見たことのない新しい現象の発見・理解につながると考えています．

各国の宇宙開発機関は衛星・アルゴリズムの開発，データ収集・編集などの業務に精一杯で，こうした高価な衛星データを科学的に解析するまでは手がなかなか回りません．アメリカ航空宇宙局（NASA）では，衛星開発・運営費の僅か一部を使って，衛星データを科学的に活用してくれる研究者を競争原理で全米公募しています(採択率は大体3分の1)．それで研究者は科学成果を出してくれるので，NASAは好きな衛星を上げ続けることができます．私がIPRCに移った1999年秋に，ちょうどNASAが海面散乱計（QuikSCAT）研究チームの公募をしており，アメリカに来たばかりで研究費はもちろん，夏給料の当てさえもない私にとってはその上ない絶好のタイミングでした．当時北海道大学大学院生だった橋爪　寛君と散乱計風速データを使った研究をしていたので，プロポーザルを一生懸命書いて出したところ，幸いにも採択されました．決め手は水産総合研究センターの渡邊朝生さんのご厚意で実現した，「照洋丸」による東部太平洋赤道不安定波動のゾンデ観測（Hashizume *et al.*, 2002）で，世界で初めてということで高く評価されたようです．この現場観測と散乱計データと組み合わせる研究計画でした．

NASAからの研究費を当面4年間は確保できましたが，次につなげるにはいい成果を出さなければと思って，赤道不安定波動の他にも色々QuikSCATと熱帯降雨観測衛星（TRMM）のデータを一生懸命見ていました．それは結果的に冷水域の大気海洋結合現象の研究につながりました．この凄いデータセットを使って，大気境界層と海面水温の結合パターンを取りあえずマッピングしてみようということです．

5.2 ハワイの島影

北大を離れる前にハワイのことも知っておこうと思って，COADSデータを使ってハワイ付近の風，雲量

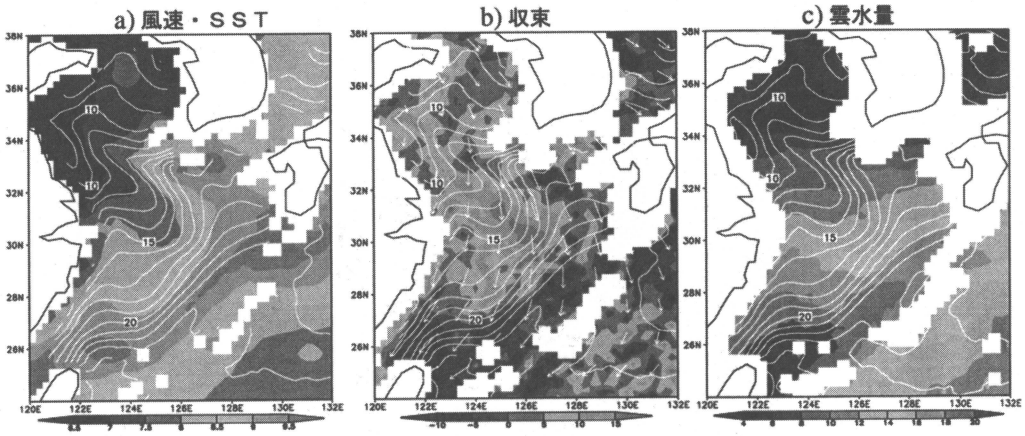


第8図　ハワイの島影．(a) 大規模背景場を取り除いた海面水温場（°C陰影）と海上風（矢印）の偏差場．(b) 年平均海面水温（等値線；0.5°C毎）と表層海流ベクトル（矢印）．Xie *et al*.（2001）より．

とSSTを見てみたことがあります．すぐに目に付くのは北東貿易風が標高4000 m級のハワイの山にぶつかってできる風のカールのダイポール渦対でした．高解像度のQuikSCATデータを入手してから，そのカールのダイポールがどう写っているかと気になって絵を描いてみると，ハワイが渦度場に落とした影は何と3000 kmにも及ぶことが分かりました（Xie *et al*., 2001）．それを突破口に更に調べると，この極めて長いカールの影を維持しているのはハワイから西へ伸びる暖かい水の帯で，この高水温帯に風が収束し長さ3000 kmの雲帯を維持しています（第8図）．

高水温帯の上では境界層内の対流が増大して雲量が増えるので，短波放射は高水温を維持する強制力として働かないといった具合に，海面熱フラックスではそこの高水温は説明できないと結論付けました．そこで，ハワイの西に東向きの海流が流れていて，その移流で高水温帯が維持されるだろうという仮説を立てました．案の定，ハワイ大学海洋学教室のホームページにHawaii Lee Countercurrent（HLCC）という東向きの海流の存在を示す記事が載っていました．これでパズルが一枚一枚つながって，整合性の取れたシナリオがはっきりと写し出されました．即ち，ハワイの山に起因する風の双極渦が海洋の長波ロスビー波を励起し，それが西へ伝播し，ハワイの西側に貿易風に逆らうような東向き流を作ります．この東方流は西太平洋の暖かい水をハワイの方へ運び，高水温帯，風の収束帯，そして雲列として衛星から見られる長い島影を演出しているのでした．

これらの結果をまとめた論文をScience誌に投稿したところ，結果が良すぎてどこか著者が無理しているのではないかというレビューをもらいました．特に，風のカールによる東方流の説明はあまりに当たり前で，既に分かっていることではないかと言われたので，海洋学教室の裘波さんに聞きました．HLCCの発見そのものが数年前のことで，カールに成因を求めた研究はなく，今までは海洋の中規模渦による運動量輸送が



第9図　東シナ海における冬季（1-3月）海面水温（白線；1°C毎）に，(a) 海上風速（陰影；0.5 ms^{-1}毎），(b) 風の収束（$10^{-6}s^{-1}$）と，(c) 全雲水量（10^{-2}mm）の分布をそれぞれ重ねたもの．Xie *et al.* (2003) より．

メカニズムとして考えられましたが，特に根拠があるわけでもないと風成メカニズムを支持してくれました．実際は誰もカールを考えなかったわけでもなく，裘波さんが船舶観測に基いて編集された低解像度の風データを使ったモデル研究では，HLCCはシミュレートされなかったので(Qiu, 1997)，風成ではないと皆思うようになったようです．しかし，QuikSCATデータを使ってIPRCの野中正見さんが海洋モデルを駆動したところ，何も問題なくHLCCがはっきりと出ましたので，高解像度の衛星データは南北スケールの小さい(数百km程度)海流を理解する上で欠かせないことが分かりました．振り返ってみると，ハワイの島影の研究は衛星データの秘める物凄い可能性を自分に示してくれたような気がします．

5.3　東シナ海

IPRCは日米共同センターなので，いつか日本・東アジアの気候研究をしてみたいと思っていました．衛星データを見ている内に，東シナ海で海面水温分布に追随する風のパターンに気付きました．東シナ海は大部分が水深100 mよりも浅い陸棚域で冬は水温が非常に低くなり，沖縄の西方を流れる黒潮との間に強い温度傾度が形成されます(第9図)．一方，黄海の陸棚上は済州から渤海へ高水温帯（Warm tongue）が伸びていきます．東シナ海の海上風分布はよく分かっておらず[†3]，沿岸の風観測を内挿して海洋モデルを動かすことが今でも行われているくらいです．

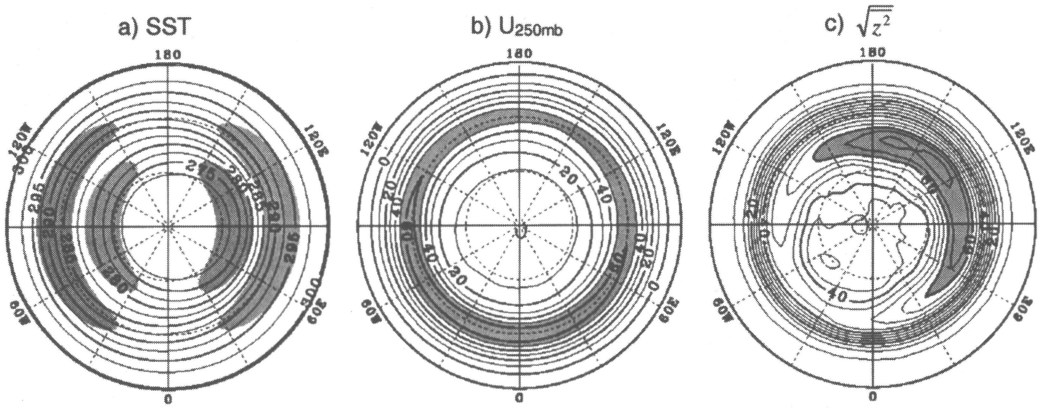
QuikSCAT衛星のスカラー風速をSSTと重ねて描いてみると，風の強い所が黒潮，あるいは黄海のWarm tongueに驚くほど一致していることが分かります(第9図a)．更に風の収束を描くと，発散の最小値が何と1000 km以上にも亘って黄海のWarm tongueに追随しうねっています（第9図b)．(ここで収束計算における空間微分はスケールの小さい海洋フロントを強調することになります．)一方，黒潮に沿っては強い収束が見られ，また降水を伴う雲帯が伸びています（第9図c)．このような詳細な風・雲・降水分布は衛星観測ならではこそ描けるものです．同様なSST—風速結合パターンは日本南方域で黒潮の蛇行期と非蛇行期の差にも現れています（Nonaka and Xie, 2003)．

台湾付近に発生し，東シナ海の黒潮フロントに沿って発達しながら日本付近へ移動してくる台湾低気圧は，冬から春にかけて重要な天気擾乱として知られています．この台湾低気圧の発達においても海洋フロントが一役買っています．フロント上の温度傾度はもちろん，そこでの降雨帯も潜熱放出で有効静力学安定度を低下させることによって，傾圧不安定度が増加します．実際，領域モデルを用いたシミュレーションでは，黒潮フロントが台湾低気圧の発達に数ミリバール程度の寄与をしていることが分かりました（Xie *et al.*, 2003)．

5.4　ストームトラック

ハワイの島影と東シナ海の研究から，中緯度の海面

[†3] 実際北海道大学の谷本さんと時長宏樹君がCOADS船舶報告を調べたところ，黒潮付近を除いて観測が非常に少ないことが分かりました．



第10図 (a) 東西非一様な中緯度海面水温分布（2.5 K 毎；東西平均より 1 K 以上の暖水域および冷水域は陰影）に対する水惑星モデルの応答：(b) 250 hPa における西風風速場（10 ms^{-1}毎；50 ms^{-1}以上のジェットは陰影）と，(c) 250 hPa 高度場における周期2.5〜6日の擾乱成分の標準偏差（5 m 毎；60 m 以上は陰影）の分布．Inatsu *et al*.（2002）より．

水温変化は大気境界層に影響を及ぼしているという事実が確立されたわけですが，自由大気までその影響が及ぶのか，あるとしたらそれはどのようにという問題は残ります．その可能性の 1 つとして，北海道大学大学院生の稲津將君の研究（Inatsu *et al*., 2002）を紹介します．

冬季太平洋および大西洋中緯度で移動性擾乱が活発になりストームトラックを形成しています（中村，1995）．このストームトラックは大気循環系の重要な要素なので多くの研究がなされてきましたが，境界層より上空を扱う研究が殆どで，肝心の中緯度の海面水温の役割についてはあまり論じられていないようです．そこで稲津君は中緯度に東西波数 1 の SST 分布を与え，地表面を全て海にした仮想的な「水惑星 GCM 実験」を行ないました．対流圏の上層に弱い定在波しか見られませんが，移動性擾乱の活動にははっきりと波数 1 成分を含む構造が現れ，海面水温の南北傾度の強い経度帯およびその下流の方で最大になっています（第10図）．このストームトラックの分布は傾圧不安定理論からは説明できますが，一方，Branstator（1995）の有名な論文から見ればむしろ不思議なくらいです．Branstator の研究は既存の定在波をただ強化するという移動性擾乱の受動的な役割を示したもので，すなわち，熱帯からのロスビー波が中緯度に伝播してくるような，定在波の源が対流圏上部にあった場合は，ストームトラックが定在波に変調され，それを強化するただの脇役に過ぎないというのです．

しかし，熱帯に強制が存在せず，中緯度 SST のみ変化した場合は，移動性擾乱の成長は海面付近の傾圧度の変化によって変調されます．この移動性擾乱の変調によって自由大気全層に SST の影響が伝わるというシナリオも描けます．稲津君の水惑星モデルでは，移動性擾乱に伴う降水変化が，弱い上空の定在波を作り出すことになっています（Inatsu, 2002）．

本章の冒頭で述べたように，中緯度 SST 変化に対する GCM の定在波応答は互いに大きく異なっています．しかし，ひょっとしたらストームトラック応答には良い一致が見られる可能性が稲津君の研究から示唆されました．もちろん，それはこれから検証しなければいけません[†4]．

1980年代から盛んになった大気海洋相互作用の研究はエルニーニョ現象の解明など，暖水域では大きな成功を収めました．これからの最前線は，人口の最も集中している中緯度の気候変動の解明・予測に移ってくると思います．大気のカオス的な内部変動が支配的で，中緯度変動の理解・予報は不可能だという悲観論を一部の研究者は持っていますが，氷期・間氷期サイクルのように，中高緯度海洋が（多分）重要な役割をする変動現象もあります．中緯度海洋の膨大な熱容量・熱

[†4] 南半球のストームトラックの活動（特に対流圏上層）は上部対流圏の偏西風の強さよりも，海面付近の傾圧度と良い相関を示し（Nakamura and Shimpo, 2003），稲津君の水惑星モデルの実験結果と合致していると思われます．

輸送が気候変動に何らかの役割をするのであれば，海面水温と大気境界層との相互作用は必由之路（避けて通れない道）であり，更なる衛星データ解析やモデル実験による探求が必要です．

6．蛇足

潮を追うことを中国では「趕潮」（さちょう）と言います．文字通り，潮に遅れないように早く走ることが大事です．うまく潮に乗り遅れないには大変な技と能力が必要です．アメリカで私は教科書に出てくる著名な研究者に会う機会があります．もちろん，Mike Wallace 先生，Issac Held さんのような大変な勉強家で他人の研究を良く知っている人もいますが，自分の分野でも自分の研究以外，殆ど何も知らない著名人もいます．最初はこのような人がどうしてあんなに有名なのだろうと不思議に思いましたが，そういう人の多くは大変な自信家で，とにかく今までない測器やデータセットを作ったり，新しい観測もしくは数値実験を行なうことで先駆的な仕事をするようです†5．あまり勉強しないで頭を使わなくても，新しいことさえすれば潮を起こしてしまうこともあります．つまり，賢く潮を追うよりも潮を起こす(弄潮)ほうが実は簡単だったりします．

摩天楼は基礎なくしては立たないと同じように，ものを知ることは研究者の力量の一部だと思います．潮や大家を追うことで物の見方などの修行がよくできます．しかし，趕潮は決してそれ自体が目的ではありません．弄潮するには目に見える潮を追うばかりでなく，自然を知ろうという気持ちが大事なのではないかと思います．

最近，客観評価には科学引用インデクス（SCI）が用いられることが多く，科学研究も SCI に支配される時代になりつつあります．この100年間，科学者の数が指数関数的な成長をしてきましたが，ある統計は殆ど変わっていないそうです．「趕潮」の論文の数を N とすると，弄潮者の数は $\sqrt{N}$ となっています．つまり，1万本の論文の中，まともに引用されるのは百しかないのです．これからも弄潮者になる重要性が分かります．

ここで熱帯大西洋の話に戻りますが，今思えば，1993年当時は統計的な証拠が不十分だとしても，WES フィードバックによってダイポール振動が起き得る可能性を論文で提案すべきでした．それができなかったのはやはり経験不足で，弄潮する勇気がなかったからだと思います．

中国には，「青出於藍，爾勝於藍」という成語があります．ここで敢えて失敗を語り，それを1つの踏み台にし本学会の若い同志から輝く青が輩出するようにと願っています†6．

謝　辞

北海道大学に在職した5年半，研究に専念しまた研究のあり方を考えることができました．寛大に私を受け入れて下さった北海道大学の皆様，特に久保川　厚，竹内謙介両先生に感謝します．地球環境研究科の気象・海洋物理の教官が毎日一緒にしているランチへの行き帰りの会話を通して，何がいい研究なのかを松野太郎先生に教えていただきました†7．衛星観測や GCM モデリングなど新しい世界へ導いてくれた北海道大学の大学院生および学内外の共同研究者の皆様，また衛星研究のきっかけとなった平成8～10年度重点領域研究に参加させて下さった本本昌秀，住　明正両先生に感謝します．

東北大学在学中暖かく見守って熱心にご指導下さった久保川　厚，花輪公雄，鳥羽良明の諸先生方，気候学研究のお手本を見せて下さった岩坂直人，渡邊朝生の両先輩方に御礼を申し上げます．修士1年の間，朝

†5 Science 誌2000年 3 月23日号に掲載された Levitus らの論文（Levitus *et al.*, 2000）を例に分析してみます．熱容量の大きい海洋に地球温暖化のトレンドが最も顕著に現れるという一見当たり前で，誰でも思い付くアイデアのようです．しかし，これは地球温暖化を裏付ける重要な観測事実として CNN などアメリカのマスコミに大きく取り上げられた力作なのです．世界中からデータを収集・編集する地道な努力があったからこそできる仕事で，このような研究がもっと東洋でも活発になってほしいものです．

†6 ハワイで大波に乗って将来弄潮したい若い大学院生を募集しています．日本との教育・研究交流を強化する一環として，IPRC 大学院奨学金が2003年に設立されます．詳しくは「天気」2002年7月号576ページの公募情報をご参照下さい．

†7 これについては，松野先生が「今を生きる：新田　勇教授追悼文集」に書かれた文章をお勧めします（松野，1998）．「外国の流行を追ったり，権威とされる人の研究対象や方法をフォローするという研究態度と異なる…自ら抱いた気象の不思議に取り組み自分で考える…」とあります．

から晩まであのGill(1982)教科書を読み通したことで底力が付いたことが今となってよく分かりました．数理と自然のハーモニーを見せてくれたA. E. Gillをずっと面識のない先生と思っています．1987年の日米セミナーで初めて海外の一流研究者に接し大きな刺激・励ましを受けました．日本側のオーガナイザーであった山形俊男，住　明正，安成哲三の諸先生方に感謝します．最後に，地味な研究をしている私を理解し支えてくれた妻王長途と娘惟見に感謝します．

尚，本文中の図のカラー版はhttp://iprc.soest.hawaii.edu/~xie/tenki02.htmlより入手いただけます．

本稿はIPRC成果物第188号，SOEST成果物第6074号です．

参考文献

Bjerknes, J., 1969：Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., **97**, 163-172.

Branstator, G., 1995：Organization of storm track anomalies by recurring low-frequency circulation anomalies, J. Atmos. Sci., **52**, 207-226.

Carton, J. A., X. Cao, B. S. Giese and A. M. da Silva, 1996：Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean, J. Phys. Oceanogr., **26**, 1165-1175.

Chang, P., L. Ji and H. Li, 1997：A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions, Nature, **385**, 516-518.

Fu, X., B. Wang, T. Li and J. P. McCreary, 2003：Coupling between the northward propagating intraseasonal oscillation and sea surface temperature in the Indian Ocean, J. Atmos. Sci., submitted.

Gill, A.E., 1982：Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press, New York, NY, 662pp.

Hashizume, H., S.-P. Xie, M. Fujiwara, M. Shiotani, T. Watanabe, Y. Tanimoto, W. T. Liu and K. Takeuchi, 2002：Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves in the eastern equatorial Pacific, J. Climate, **15**, 3379-3393.

Hallay, E., 1686：A historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds, Philos. Trans. R. Soc. London, **16**, 153-168.

Hirst, A. C., 1986：Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models, J. Atmos. Sci., **43**, 606-630.

Houghton, R. W. and Y. M. Tourre, 1992：Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic, J. Climate, **5**, 765-771.

飯塚　聡，松浦知徳，千葉　長，杉　正人，1998：大気海洋結合モデルの感度実験：下層雲が海面水温に及ぼす影響，防災科学研究所研究報告，**58**，53-60.

Inatsu, M., 2002：GCM response of the extratropical atmosphere to tropical and extratropical SST forcings, 北海道大学地球環境科学研究科博士論文，93. pp.

Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2002：Tropical and extratropical SST effects on the midlatitude storm track, J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 1069-1076.

川村隆一，2000：モンスーン循環とENSOの架け橋：インド洋の大気海洋相互作用の理解へ向けて―1999年度日本気象学会賞受賞記念講演，天気，**47**，169-181.

木本昌秀，沈　学順，1997：大循環モデルを用いた気候変動研究―モンスーンとエルニーニョ―，気候システム研究叢書No. 2，気候研究の最前線，91-116.

Kerr, R. A., 1998：As the oceans switch, climate shifts, Science, **281**, 157.

Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Blade, N. M. J. Hall, S. Peng and R. Sutton, 2002：Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies：Synthesis and evaluation, J. Climate, **15**, 2233-2256.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer and C. Stephens, 2000：Warming of the world ocean, Science, **287**, 2225-2229.

Masumoto, Y. and G. Meyers, 1998：Forced Rossby waves in the southern tropical Indian Ocean, J. Geophys. Res., **103**, 27589-27602.

松野太郎，1998：新田さんの学風，今を生きる：新田　勍教授追悼文集，9-10，東京大学気候システム研究センター．

中村　尚，1995：傾圧性波動擾乱の季節変化に関する観測的研究―1994年度山本・正野論文賞受賞記念講演，天気，**42**，751-762.

Nakamura, H. and A. Shimpo, 2003：Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet stream as revealed in a reanalysis data set, J. Climate, submitted.

Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata and S. E. Zebiak, 1998：ENSO theory, J. Geophys. Res., **103**, 14261-14290.

Nobre, P. and J. Shukla, 1996：Variations of sea

surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, J. Climate, **9**, 2464-2479.

野口英行, 1998：風—蒸発—海面水温フィードバックによる大気海洋結合波動, 北海道大学地球環境科学研究科修士論文, 56. pp.

Nonaka, M. and S.-P. Xie, 2003：Co-variations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension：Evidence for ocean-to-atmospheric feedback. J. Climate, in press.

Okumura, Y., S.-P. Xie, A. Numaguti and Y. Tanimoto, 2001：Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO, Geophys. Res. Lett., **28**, 1507-1510.

Qiu, B., D. A. Koh, C. Lumpkin and P. Flament, 1997：Existence and formation mechanism of the North Hawaiian Ridge Current, J. Phys. Oceanogr., **27**, 431-444.

Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999：A dipole mode in the tropical Indian Ocean, Nature, **401**, 360-363.

Tanimoto, Y. and S.-P. Xie, 1999：Ocean-atmospheric variability over the Pan-Atlantic basin, J. Meteor. Soc. Japan, **77**, 31-46.

Tanimoto, Y. and S.-P. Xie, 2002：Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean, J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 1199-1219.

谷本陽一, 2002：環大西洋10年スケール変動に関する研究—2001年度日本気象山本・正野賞受賞記念講演, 天気, **49**, 811-818.

Watanabe, M., M. Kimoto, T. Nitta and M. Kachi, 1999：A comparison of decadal climate oscillations in the North Atlantic detected in observations and a coupled GCM, J. Climate, **12**, 2920-2940.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 1999：Tropical-extratropical connection in the Atlantic atmosphere-ocean variability, Geophy. Res. Lett., **26**, 2247-2250.

Xie, S.-P., A. Kubokawa and K. Hanawa, 1993：Evaporation-wind feedback and the organizing of tropical convection on the planetary scale. Part I：Quasi-linear instability, J. Atmos. Sci., **50**, 3873-3883.

Xie, S.-P. and S. G. H. Philander, 1994：A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific, Tellus, **46A**, 340-350.

Xie, S.-P., 1996：Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model, J. Atmos. Sci., **53**, 3236-3250.

謝 尚平, 1997：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, 天気, **44**, 389-398.

Xie, S.-P. and Y. Tanimoto, 1998：A pan-Atlantic decadal climate oscillation, Geophys. Res. Lett., **25**, 2185-2188.

Xie, S.-P., 1999：A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability, J. Climate, **12**, 64-70.

Xie, S.-P., Y. Tanimoto, H. Noguchi and T. Matsuno, 1999：How and why climate variability differs between the tropical Pacific and Atlantic, Geophys. Res. Lett., **26**, 1609-1612.

Xie, S.-P., 2000：Coupled aspect of Atlantic ocean-atmosphere variability, CLIVAR Publication Series No. **42**, 46-64 (http：//iprc.soest.hawaii.edu/～xie/atl.html).

Xie, S.-P. and K. Saito, 2001：Formation and variability of a northerly ITCZ in a hybrid coupled AGCM：Continental forcing and ocean-atmospheric feedback, J. Climate, **14**, 1262-1276.

Xie, S.-P., W. T. Liu, Q. Liu and M. Nonaka, 2001：Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific ocean-atmosphere system, Science, **292**, 2057-2060.

Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott and J. P. McCreary, 2002：Origin and predictability of South Indian Ocean climate variability, J. Climate, **15**, 864-878.

Xie, S.-P., J. Hafner, Y. Tanimoto, W. T. Liu, H. Tokinaga and H. Xu, 2003：Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas, Geophys. Res. Lett., DOI 10.1029/2002GL015884R, in press.

Yamagata, T., 1986：On the recent development of simple, coupled ocean-atmosphere models of ENSO, J. Oceanogr. Soc. Japan, **42**, 299-307.

Yukimoto, S., M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi and A. Noda, 2000：ENSO-like interdecadal variability in the Pacific Ocean as simulated in a coupled general circulation model, J. Geophys. Res., **105**, 13, 945-13, 964.

略語

CCSR/NIES：東京大学気候システム研究センター/国立環境研究所

CLIVAR：Climate Variability and Predictability Program

GFDL : Geophysical Fluid Dynamics Laboratory GRL : Geophysical Research Letters

Rich Structures of Ocean-Atmosphere Interaction

Shang-Ping Xie

International Pacific Research Center and Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA.

(Received 21 June 2002 ; Accepted 29 September 2002)

Abstract

This is an expansion of a lecture delivered in accepting the 2002 Medal of the Meteorological Society of Japan. Behavior of ocean-atmosphere interaction differs where sea surface temperature (SST) is greater or less than a certain criteria (~27°C). Over warm ocean surface, atmospheric deep convection reacts to changes in SST, leading to tropospheric-wide response. Over cold ocean surface, by contrast, the direct effect of SST anomalies is trapped in the planetary boundary layer and the response further above is poorly understood. Modes of warm ocean-atmosphere interactions include the Bjerknes and wind-evaporation-SST (WES) feedback, which give rise to El Nino/Southern Oscillation (ENSO) and is key to the northward departure of the Pacific and Atlantic intertropical convergence zone (ITCZ) from the geographic equator, respectively. A comparative discussion of climate variability in the three tropical oceans is given in light of these air-sea feedbacks. Finally, the potential of satellite observations for describing and understanding cold ocean-atmosphere interaction is demonstrated with examples. Modulation of storm track by SST gradient is proposed as a possible mechanism for extratropical SST to influence the free troposphere.