

北大西洋における大気海洋系の熱的結合と相互作用

2001年度山本・正野論文賞受賞記念講演

渡部 雅 浩*

1 はじめに

私が大学院の学生だった頃（と言ってもたかだか数年前ですが）、山本・正野論文賞を受賞された先輩の祝賀会に何度か参加させていただいたことがあります。そのときには、賞をもらう人はやはり素晴らしい研究をされていると感嘆していたばかりで、まさか自分も同じ立場になるとは考えもしませんでした。受賞のお知らせをいただいたときにも、正直私が受けてよいものかと真剣に考えましたが、これは現在だけでなく今後の自分の研究に対する叱咤激励の意であると受け止め、ありがたくお受けすることにしました。

私はこれまで、大西洋域の大気海洋系変動の理解を目標に研究を行ってきましたが、とりわけ、北大西洋の海面水温 (SST) 偏差に見られる10年規模の変動を主な対象として、観測データ解析および数値モデリングを併用し、その機構を調べることに焦点を当ててきました。中緯度の10年規模変動に関する論文は、この10年で飛躍的に増加しましたが、最も重要な疑問の1つである「中緯度で大気海洋結合モードが存在するか否か」については未だに論争が続いています。この問題を解く鍵は、中緯度大気海洋相互作用の詳細を知ることであると多くの人が考えており、私もそうした動機に基づいて北大西洋における大気海洋結合を詳しく調べることにしました。今回の受賞対象となった論文はそこで得られた結果をまとめたものです (Watanabe and Kimoto, 2000a, 2001)。なお、本稿で引用する図は、第1図と第10図を除き全て対象論文か

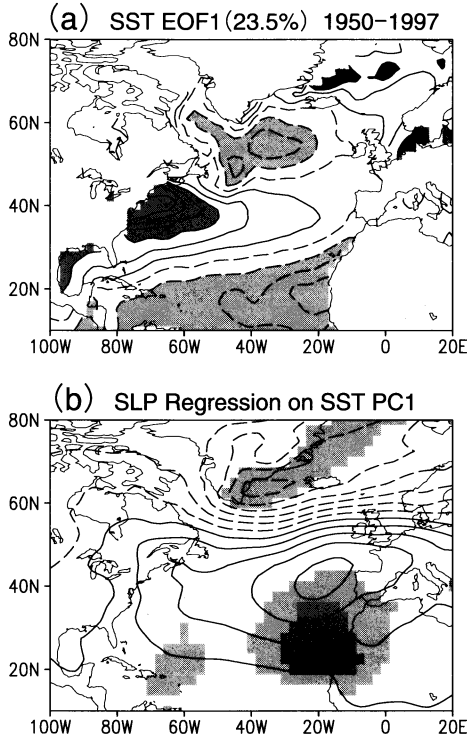
らの抜粋（多少の修正・加筆あり）であることを最初にお断りしておきます。

2 中緯度大気海洋系

中緯度の大気海洋変動については、比較的古くから研究の蓄積があります。40年近く前に、J. Bjerknes は、まだ十分でなかった観測データを洞察力で補い、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, NAO) と呼ばれる大西洋大気循環の顕著な偏差分布と、湾流付近の SST 偏差による対応があることをはじめて示しました (Bjerknes, 1964)。現在の豊富なデータでこれを確認してみましょう。第1図は、1950~97年の冬(12~2月)の SST 偏差に対する経験的直交関数 (EOF) の第1成分および、線型回帰から得られた SST 変動に対応する海面気圧の偏差を示したものです。米国東岸域で正、亜熱帯とグリーンランドの南で負となる SST 偏差の三極構造と、NAOの正位相によく似た海面気圧の南北シーソーパターンが運動していることが分かります。こうした SST 偏差（最近では 'SST tripole' とも呼ばれます）と気圧偏差の組合せは、他の解析手法からも同様に得られます。Bjerknes が見出した大気海洋変動は、基本的にこの SST tripole と NAO に対応しています。また、その後の観測的研究で、SST tripole は NAO に伴う海面での正味の熱フラックス（特に潜熱・顕熱フラックス）偏差によって受動的に駆動されているという見方が強くなってきました (Wallace *et al.*, 1990 ; Cayan, 1992 ; Iwasaka and Wallace, 1995)。もちろん大気はエクマン・ドリフトや乱流混合といった過程を通して SST 偏差を形成することができますが、少なくとも冬の SST 偏差形成には、海面での熱交換を通じた大気強制が最も寄与しています。このことは、各種の海洋モデルを用いた数値実験によっても確かめられています (Luksch, 1996 ;

* 東京大学気候システム研究センター（現所属：北海道大学大学院地球環境科学研究科）
e-mail : hiro@ees.hokudai.ac.jp

—2002年1月22日受領—
—2002年7月5日受理—



第1図 (a) 1950-1997年の冬の北大西洋 SST 偏差に対する EOF 第1成分 (等値線: 0.1 K 毎), 濃い (薄い) 陰影は +0.2 K 以上 (-0.2 K 以下) の領域. (b) SST の EOF 時係数と冬の海面気圧偏差の線型回帰 (等値線: 0.5 hPa 毎), 濃い (薄い) 陰影は相関係数が95% (90%) で有意な領域. どちらも EOF の1標準偏差あたりの値で示してある.

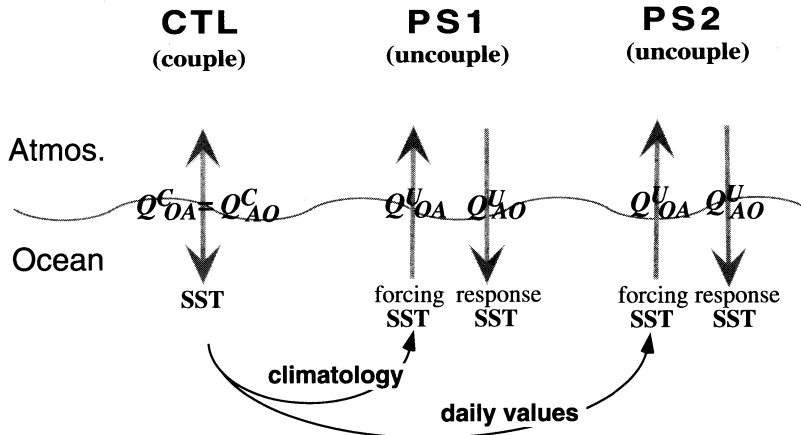
Seager *et al.*, 2000など). こうした「大気が海洋を一方的に駆動する」という視点は, それ以前にあった, いわゆるストカスティックモデル (Hasselmann, 1976; Frankignoul, 1985) によく合致します. すなわち, 中緯度大気海洋系の年々変動は, 時間的にはランダムであるが空間的にはある特定の大規模な構造をもつ大気変動が, ある程度長い (数か月程度の) 緩和時間をもつ海洋混合層を一方的に強制して SST 偏差を形成する, という白色ノイズ (=大気) が赤色ノイズ (=SST) に変換される過程として第0近似的には理解できます.

一方で, 中緯度 SST 偏差が大気にどう影響するか, という疑問も長く議論されてきました. 上で述べたように大気から SST への強制が卓越している場合, 観

測データの解析ではこの疑問に答えることは困難です. そこで, 1970年代から大気大循環モデル (AGCM) による感度実験が数多く行なわれてきました (Palmer and Sun, 1985; Ferranti *et al.*, 1994; Lau and Nath, 1994; Peng *et al.*, 1995; Kushnir and Held, 1996; Venzke *et al.*, 1999; Rodwell *et al.*, 1999など). 初期の実験では, 非現実的な SST 偏差を与えないと応答が得られないといったことがありましたが (例えば Kutzbach *et al.*, 1977), 最近では議論の余地はまだまだあるものの, 概ね次のような共通する結果が挙がってきています. すなわち, 正の中緯度 SST 偏差は下流に等価順圧構造をもつ高気圧性応答を生じる¹¹, 応答は検出可能であるが振幅は弱い, 中緯度傾圧擾乱の関与が理解の鍵である, といったことです.

上記の議論は, 相互作用する大気海洋系を「大気→海洋」と「海洋→大気」という2成分に分けており, 実際の結合系では何が起きているのだろうかという素朴な疑問が出てきます. とりわけ, 第1図のような大気・SST の卓越変動の間にどのようなフィードバックが働いているのか, NAO が SST tripole を強制しているとして, tripole は NAO に何も影響しないのか, NAO に対する中緯度 SST の最適強制は (それが存在するとして) どういった空間パターンをもつのか, という点を明らかにするためには, やはり結合系そのものを対象とするべきでしょう. しかしながら, 大気海洋結合大循環モデル (以下 CGCM) を走らせるだけでは, 観測データ同様に解析の困難さがあります. そこで, 第2図に示したような3種類の CGCM 実験を行いました. 大気は海洋の影響を SST 偏差に伴う熱フラックスを通してしか感じませんし, 冬の SST 偏差には海面熱フラックスによる大気強制が最も効いているという結果がありますから, ここでは海洋の運動の効果を無視して (10年規模変動を対象とする場合は完全には無視できないかも知れませんが), 深さ一定の海洋混合層を比較的低解像度の AGCM に結合します. この場合, 海洋循環による南北熱輸送がありませんので, SST 気候値を観測に近付けるためのフラックス調節は必要です. この結合モデルを60年ほど積分したも

¹¹ Palmer and Sun (1985) はスケールリング議論から, 下層熱源 (~SST 偏差) が鉛直移流とのバランスを通して下層収束を生じ ($\partial w / \partial z > 0$), 下層背景風が強くなければスベルドリップ平衡 ($f\partial w / \partial z = \beta v$) によって下流に気圧の峰 ($v > 0$) ができるべきである, と考察している.



第2図 中緯度大気海洋結合を調べるためのCGCM実験設定.

のを「真の」結合系とみなし (CTL), 一方でそこから得られた月平均 SST 気候値および60年分の日平均 SST を与えて AGCM を同期間走らせます (PS1および PS2). ここでミソなのが, PS1と PS2においても混合層海洋は依然結合されており, 与えた SST とは別に予報される SST が存在することです (区別するために前者を ‘forcing SST’, 後者を ‘response SST’ と呼びます). 従って, 海面での正味熱フラックスもそれらの実験では2種類あることになり, これは大気海洋の結合を一部だけ切り離れたものと考えられます. 以下, CTL と PS1および PS2の違いを見ることができ, 結合系に働く熱的フィードバックを調べた結果を御紹介します.

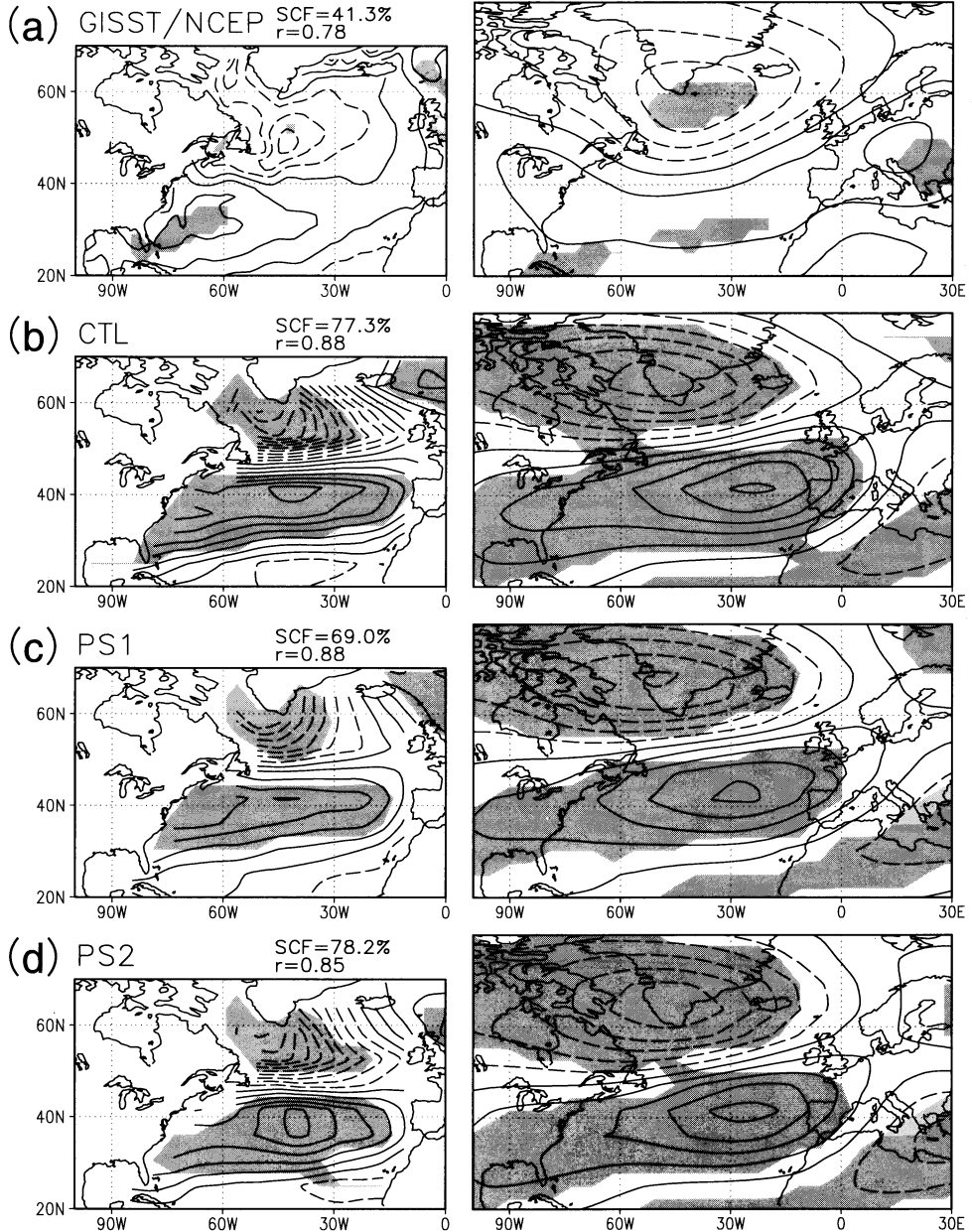
3 大気海洋結合モデルによる数値実験

CGCM と AGCM 中の大気変動を比較した研究は以前にもあり, AGCM は中緯度での海面気温変動を過小評価することが報告されています (Manabe and Stouffer, 1996). これは, CGCM では大気と海洋が結合することで SST および海面気温が連動するようになり, 双方に減衰項として働いていた顕熱・潜熱フラックス (大まかには海面での温度差に比例する) の変動が小さくなるためであると説明されることから, ‘reduced thermal damping’ と呼ばれることもあります (Bladé, 1997; Barsugli and Battisti, 1998). この効果が本モデル実験中にも現れていることは, 冬の SST 偏差と 500 hPa 高度偏差 (Z500と表記) の標準偏差を, CTL および PS1あるいは PS2の間で比較することで確認できます (図略). CTL での標準偏差は, 他

の実験に比べ SST で 0.1~0.4 K, Z500で 5~10 m 程度大きくなります. CTL での標準偏差がそれぞれ 1 K と 60 m 程度であることを考えると, この差は無視できません. ただし, reduced thermal damping は本質的に 1次元の海面での局所調節過程ですが, そのような局所過程だけで本当に中緯度大気海洋結合を説明できるものかどうか疑問が残ります. むしろ, 本研究では大規模な卓越変動に働くフィードバックに焦点を絞り, 解析を行っていきます.

Watanabe and Kimoto (2000a) では, まず CGCM がどの程度観測された大西洋の変動を再現できるかを確認しました. 第3図は, 観測・CTL・PS1・PS2それぞれにおける冬の SST (PS1と PS2においては response SST) および Z500の間の特異値分解 (SVD)¹² 第1成分に伴う偏差分布です. 第3図 a は, 変数・解析手法の違いを除けば基本的に第1図と同じもので, NAO と SST tripole の組を示しています. 一方, モデルにおいても, 中緯度 SST 偏差が東西に伸び過ぎている, 有意性が観測に比べ非常に高い, という2点を除き, やはり NAO-tripole という卓越変動が現れています. 後者については, 混合層海洋が静止・深さ一様という単純な表現であるために小規模変動が小さく, 図に見られるような大規模変動が相対的に卓越したためと解釈できます. また, 固定した混合層深さ 50 m は

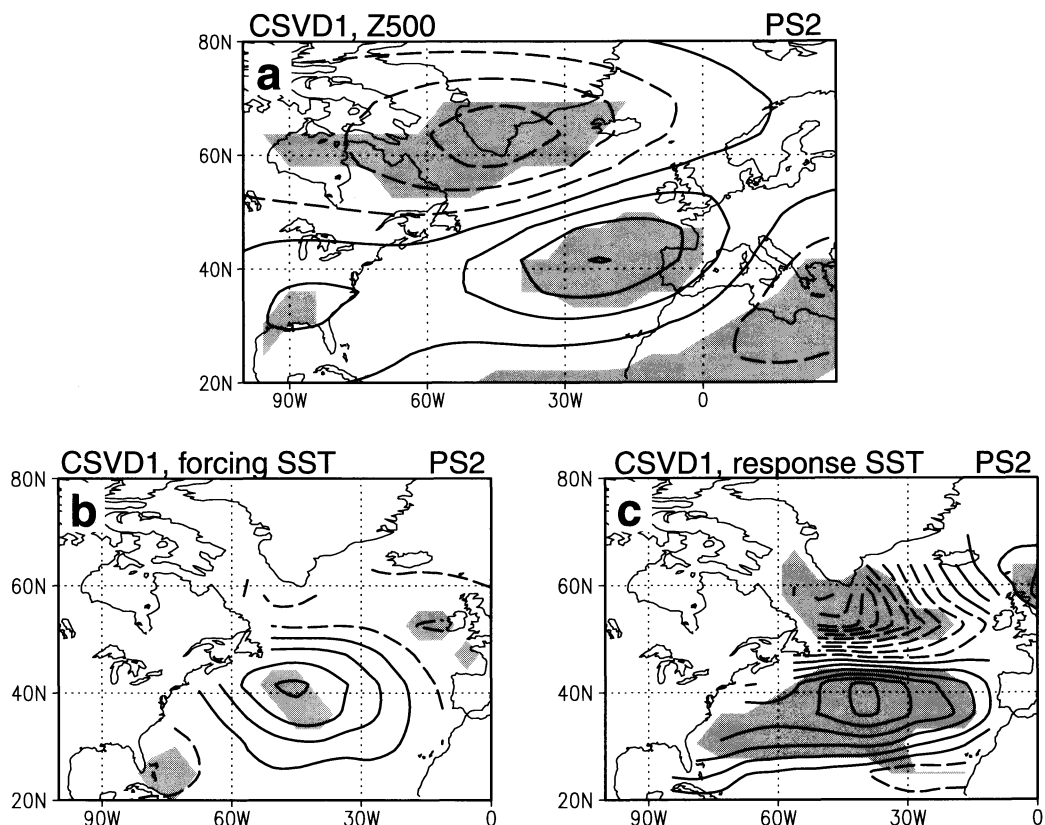
¹² SVD は近年の気候変動解析でしばしば使われる手法で, EOF と異なり, 通常 2つの物理量の場を表す時系列群の共分散行列を用いて卓越する変動を取り出します. 詳しくは谷本 (1996)などを参照.



第3図 冬季 SST および500 hPa 高度偏差のSVD第1成分。SST(左図)と500 hPa 高度(右図)に対する heterogeneous regression で表す(等値線; 0.1 K と10 m 毎), 陰影は偏差が95%で有意な領域。(a) 1958-1997年の観測データ(GISST および NCEP/NCAR 再解析), (b) 実験 CTL の60年積分, (c) 実験 PS1, および (d) 実験 PS2。

実際よりもやや浅いため、SSTが小さな強制に対して過大に反応するという効果も含まれているかもしれません。第3図で強調しなければならないのは、3つのGCM実験から得られたSVD第1成分が、空間分布・

共分散比などの点で非常に似ていることです。とりわけ、大気に対する forcing SST に月平均気候値を与えた実験 PS1でも CTL と同様の結果が現れることは、前述したように、大気偏差による一方的な SST 偏差



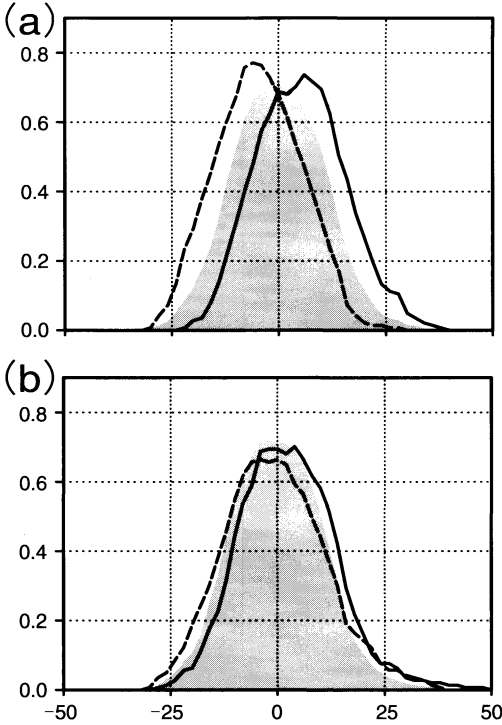
第4図 実験 PS2の冬平均偏差場に対する結合 SVD 第1成分. (a) 500 hPa 高度, (b) forcing SST, および (c) response SST の heterogeneous regression の分布. 凡例は第3図と同様.

の形成が、中緯度大気海洋結合の大部分を占めていることを示しています。

では、中緯度 SST 偏差は NAO に対して何もしないのでしょうか？ NAO が SST tripole を強制しているとして、その NAO を強制し得る SST 偏差はどのようなものなのでしょうか？ CGCM 実験から、この重要な疑問にある程度答えることができます。すなわち、変動する SST を与えた部分結合実験 PS2 において、forcing SST を加えた 3 変数で第 3 図 d と同様の SVD を再度計算するわけです。これにより、NAO-tripole の変動と最も共分散の高い SST 強制を取り出すことができます。第 4 図に、こうして得られた結合 SVD 解析 (CSVD) 第 1 成分を示します。forcing SST の分布を見ると、有意性は低いものの 40°N 付近にまとまった正偏差があり、それが NAO の正位相を効果的に強制していることが示唆されます。着目すべきことは、この forcing SST 偏差は NAO によって作られる

response SST の tripole (第 4 図 c) の中緯度部分によく投影されることです。これは、NAO により形成された SST tripole の一部がもとの NAO を強めるように働く、すなわち非局所的な正のフィードバックが存在することを示唆しています。第 4 図 b の SST 偏差が NAO のような大気偏差場を励起することは、CGCM 実験とは別に行った 9 メンバーの AGCM アンサンブル実験によっても確かめられています (図略)。

CSVD 解析で得られた forcing SST 偏差の有意性は、他の 2 変数に比べてだいぶ低くなっています。これは、SST の大気へのインパクトが変動全体のごく一部しか説明しないことを表し、第 3 図や過去の研究と整合的です。第 5 図は、このことをもう少し定量的に示してくれます。第 5 図 a には、実験 CTL において、NAO に相当する Z500 の EOF 第 1 成分の確率密度関数 (PDF) を、30°-70°W, 30°-45°N で平均した SST 偏差の符号 (SST tripole の位相と考えるとそれほど違



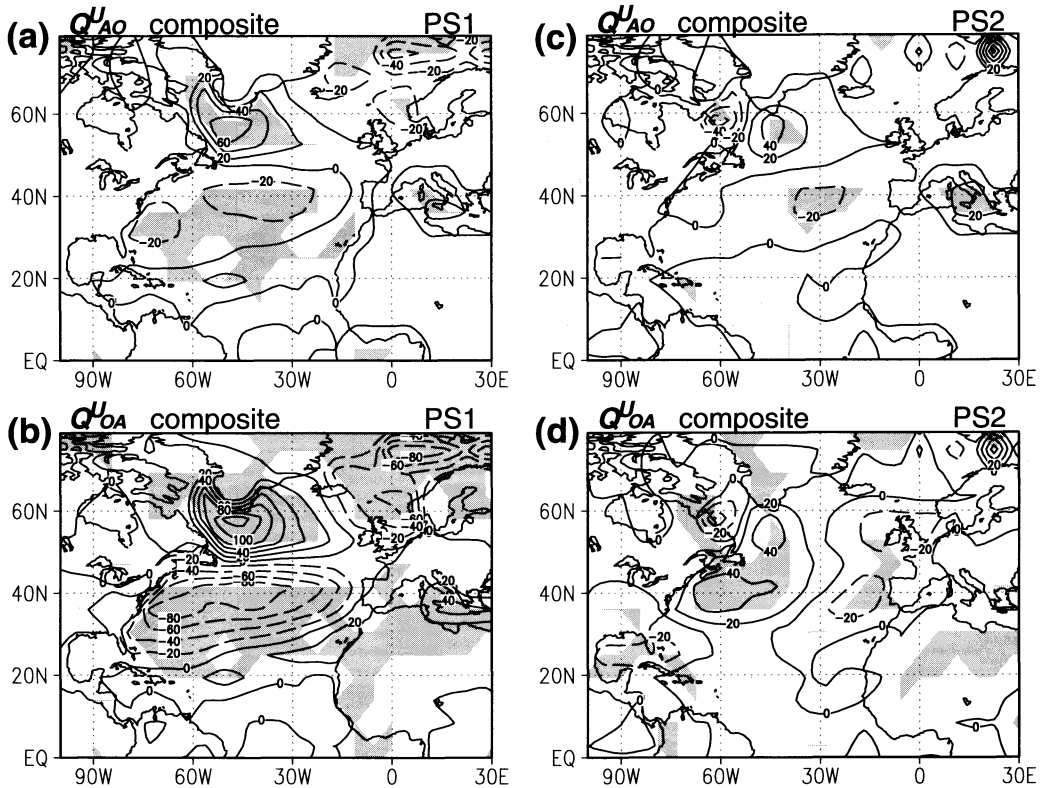
第5図 500 hPa 高度の EOF 第1成分時系列 (NAO の指標) に基づく確率密度関数 (PDF). 平均を陰影で, 中緯度大西洋 (30°-70°W, 30°-45°N) の SST 偏差が正 (負) の1標準偏差を越える例だけ取り出した合成を実線 (破線) で示す. (a) 実験 CTL, (b) 実験 PS2. ただし, PS2 では forcing SST 偏差を参照.

いません) によって場合分けして示しました. 陰影で示した PDF の平均に対し, 中緯度 SST に正あるいは負の偏差が存在するときには, 実線と破線で示されるように NAO の確率分布も明らかに正負に移動することが分かります. しかし, これまでの結果を考えればこの解釈は逆で, NAO の位相に伴って中緯度 SST 偏差 (あるいは SST tripole) の符号が変化していると思われるべきです. これは, NAO の変動の大部分は, 境界条件である SST の変動とは無関係な大気内部の力学からストカスティックに生じるためです. 図示しませんが, 観測データを使っても似たような結果になります. 一方, 同様の PDF を実験 PS2 の NAO について, ただし forcing SST 偏差の符号によって場合分けしたのが第5図 b です. NAO の確率密度分布は確かに forcing SST 偏差の符号によって変化していますが, 第5

図 a に比べればその差はわずかです. こちらが SST 強制の大気へのインパクトを表していると考えられ, 第5図 a との比較から, SST 偏差で説明される NAO の変動成分は全体の3割以下であることが推定できます. この小さな S/N 比が, 中緯度大気海洋結合を熱帯でのそれと異なったものにする大きな要因でしょう.

第4図は, NAO-tripole 間の熱的な正のフィードバックを示唆しますが, これはあくまで統計であって, その背後にある力学・物理過程を理解する必要があります. 先にも触れたように, 冬の SST 偏差は主に潜熱・顕熱を通じて大気に影響を与えます. また, 当然ですが潜熱は降水過程に伴う非断熱加熱を経ることで大気を強制します. そこで, 次にこれら熱フラックスおよび降水偏差を調べることにしました. これまでと同様, 解析の主対象は実験 PS2 ですが, 比較のため forcing SST に気候値を与えた実験 PS1 での正味熱フラックスを最初に見ます. 第6図 a-b はそれぞれ, 第3図 c の SST 時系列に基づいて合成した, PS1 の大気-response SST 間および大気-forcing SST 間の正味熱フラックス (各々 Q_{Ao}^{\prime} および Q_{Oa}^{\prime} と表記, 第2図参照) 偏差です. SST 時系列の値が正の1標準偏差以上の年から, 負の1標準偏差以下の年を引いていますので, 合成偏差は第3図の位相に対応します. この図を見ると, どちらも40°N 付近に負, それを挟む南北に正という偏差を示しています. 上向き (海面から熱を奪う方向) を正とっていますから, これらは第3図 c の SST tripole を NAO が作っていることを意味します. Q_{Ao}^{\prime} の方が偏差が小さいのは, response SST が大気に応答して熱フラックス変動を小さくするように働くため, これは既に述べた reduced thermal damping に相当します. 一方, 同様の合成図を PS2 について, ただし第4図 b の forcing SST の時系列を用いて作成したのが第6図 c-d です. Q_{Ao}^{\prime} は PS1 の場合と (振幅はより小さいが) 似ているものの, Q_{Oa}^{\prime} 偏差の分布がやや異なっています. 違いは40°N 付近の海域西半分で熱フラックスが正偏差を示すことで, これは中緯度域の SST 正偏差によって増加した蒸発のためです. この正偏差は, 正味熱フラックスを Q_{Ao}^{\prime} と Q_{Oa}^{\prime} のように分けたから見えるのであって, 2つが同一である CTL では同定できません.

さらに熱フラックスの各成分を見ると, 第6図の偏差のかなりの部分は潜熱であることが確認できます. では, その潜熱フラックス偏差はどのような降水量偏差, 言い換えれば非断熱加熱偏差を伴うのでしょうか.

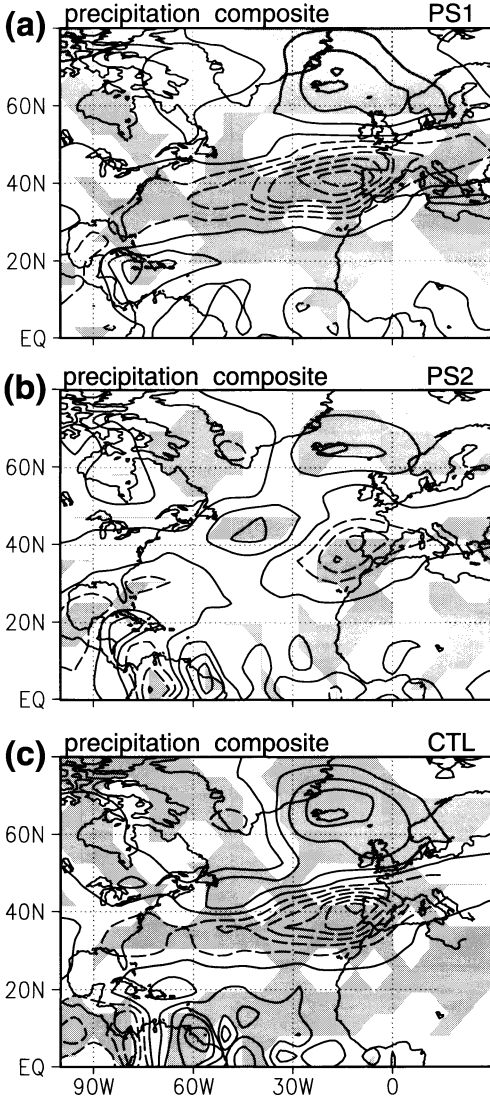


第6図 (a)-(b) PS1の正味熱フラックス偏差 (Q_{Ao} および Q_{OA})の合成偏差図(等値線; 20 W/m^2 , 上向き正). 陰影は95%で有意な領域. 参照時系列はSVD第1成分(第3図c)のSSTに対する展開係数. (c)-(d) PS2の合成偏差図, ただし参照時系列は結合SVD第1成分(第4図)のforcing SSTに対する展開係数.

PS1の降水量に関する同様の合成図(第7図a)は, アイスランド付近とポルトガル沖の間で正負の符号をもち, NAOに伴う典型的な偏差に類似しています(例えば DeWeaver and Nigam, 2000). PS2における合成図でも同様の偏差が見られますが, それに加えてニューファンドランド沖で降水が増加しています(第7図b). これはSST正偏差(第4図b)の位置と一致し, 第6図dの熱フラックス偏差の少し下流側にあたります. 興味深いのは, CTLにおける合成図でも同じ場所での降水の増加が確認できることです(第7図c). これは, 熱フラックスの場合と異なり, NAOに伴う降水偏差分布とSST偏差がもたらすそれが一致しないためでしょう. 観測データ解析でもある程度こうした降水偏差分布を見ることができそうですが, 残念ながらデータの期間が限られているために明瞭には検出されません.

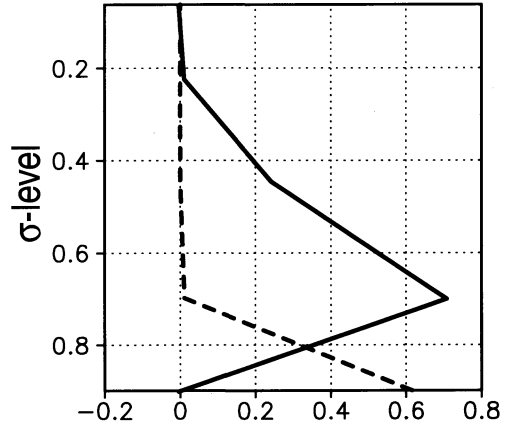
4 SST偏差に対する大気への応答—線型モデルによる診断

第6図および第7図から, 中緯度のSST正偏差は蒸発・降水の増加を通じて, ほぼ同じ領域での非断熱加熱偏差を生じることが分かりました. もちろん, 潜熱フラックスの増大はSST正偏差自身を弱めるように働きますが, それと同時に加熱偏差は大気循環を変え得るはずで, では, その過程をさらに調べるにはどうするか? この場合, 加熱に対する大気への応答という問題に帰着しますから, 既に確立されている線型力学による診断を用いることが可能です. 幸い, 以前に別の目的で線型プリミティブモデルを作成していましたので(Watanabe and Kimoto, 1999), それを応用することにしました. モデルは3次元基本場のまわりで線型化されたもので, 与えた任意の強制項に対する大気への線型定常応答が計算できます. 当時は計算機のメモリの制約上, 水平解像度はT21ですが鉛直には



第7図 第6図と同様、ただし降水量について、(a) PS1、(b) PS2、および(c) CTLの合成図(等値線: 0.5 mm/day)。CTLもPS1同様、SVD第1成分(第3図b)のSST展開係数を参照した。

5層という低解像度にせざるを得ませんでした。深刻な影響はありません。ここでは、CTLの冬の気候値を基本場として、第7図bに対応するPS2の非断熱加熱偏差から加熱の水平・鉛直構造を求め、それを理想化したものを強制として与えます。加熱の鉛直分布は、第8図に示したように大気境界層への顕熱強制(破線)とその直上での(層雲性降水による)水蒸気の凝結による潜熱強制(実線)から構成され、水平には第7図



第8図 線型モデルに与える仮想的な非断熱加熱の鉛直分布(K/day)。顕熱加熱(破線)および潜熱による凝結加熱(実線)。

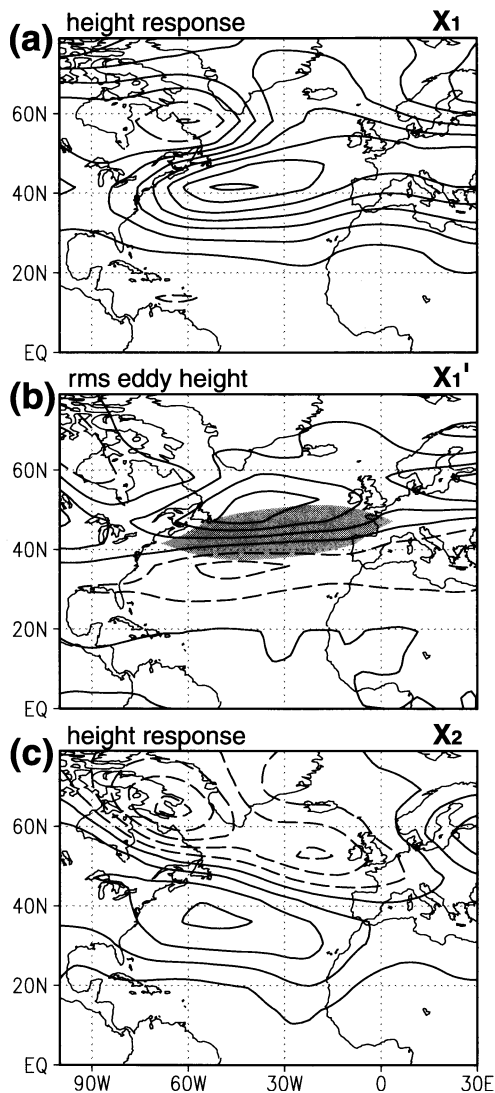
bの海域中央の降水正偏差の部分だけに限定します。さて、冒頭で触れたように、中緯度 SST に対する大気の応答を考える場合には、傾圧擾乱と準定常偏差場の相互作用を無視するわけにはいきません。特に、第4図bのSST偏差は大西洋のいわゆるストームトラック領域に存在しますから、加熱によって変わった場が傾圧波動にどう影響し、それが定常場にどうフィードバックするかを定量的に議論する必要があります。このために、Branstator (1995)に従って線型モデルを「ストームトラック・モデル」として応用しました。これは、ある基本場のもとで微小振幅のランダムな初期値から不安定成長する擾乱を数日程度の時間積分で計算し、膨大な数の初期値からの結果を平均することで過度・熱フラックス収束のような短周期擾乱に伴う統計量を求める方法です。ストームトラック・モデルをもとの基本場および熱源に対する定常応答偏差を加えた場について適用し、フラックス収束の差をとれば傾圧擾乱によるフィードバックを推定することができます。それを今度は強制項として再び定常応答を計算すれば、求める答が手に入ります。今述べたことをシンボリックに式で書けば、

$$L(X_c) X_1 = Q \tag{1}$$

$$d_t X'_c + L(X_c) X'_c = 0 \tag{2}$$

$$d_t X'_i + L(X_c + X_i) X'_i = 0 \tag{3}$$

$$L(X_c + X_i) X_2 = F(\langle X_i'^2 \rangle) - F(\langle X_c'^2 \rangle) = \Delta F \tag{4}$$

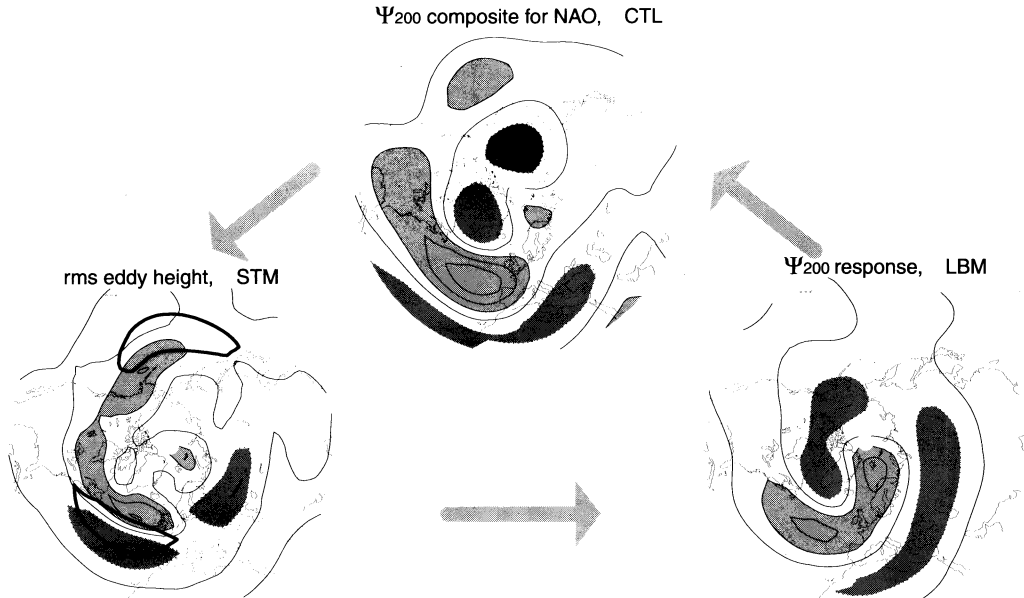


第9図 (a) 顕熱および凝結加熱に対する500 hPa高度の定常応答, (b) ストームトラック・モデルで計算した, 直接定常応答に対する短周期擾乱(上層高度場のrmsで代表)の応答, および (c) 擾乱のフィードバックに対する500 hPa高度の定常応答. 等値線間隔は(a)が3m, (b)-(c)が1m, また (b)の陰影は平均的なストームトラックの位置を表す.

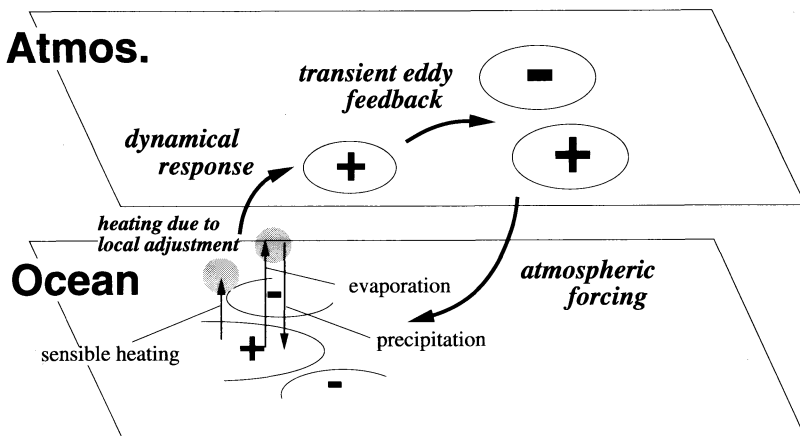
となります. ここで L は線形演算子, X_c は基本場, X_c' は基本場のもとでの短周期擾乱を表します. X_1 , X_1' はそれぞれ加熱 Q に対する定常応答とそれが存在するときの短周期擾乱を, X_2 は擾乱からのフィードバック ΔF に対する2次応答です. 式(1)-(4)から明らかな

ように, 全体の応答 $X_1 + X_2$ は定常場-短周期擾乱の非線形相互作用を弱非線形で近似したものととなります. 実は, この方法を思いつくまでは CGCM の解析よりもずっと時間がかかり, 朝晩の満員電車の中でもずっと考え続ける日々がありました. アイデア自体は Branstator (1995) の論文を読んだかなり後に思いついたのですが, 実際の計算を試行錯誤しながらやっている頃に, Shiling Peng (コロラド大学) が中緯度太平洋についてほぼ同じ方法を適用していることを知りました (Peng and Whitaker, 1999). 動機やモデルは多少違いましたが, 「やはり同じことを考える人はいるものだ」と悔しさ半分, 嬉しさ半分に感じたことを記憶しています.

式(1)-(4)の系に, 第8図の加熱を与えて解いた結果を第9図に示してあります. 熱源に対する直接応答は, Palmer and Sun (1985) の考察通り, 熱源上に薄い傾圧応答があり, 下流には等価順圧構造の高気圧性応答が生じています. Z500で見ると, 中緯度にちょうどNAOの南の極の位置に重なるように正の応答があり, その北側に弱い負の応答が現れています(第9図a). 基本場の上にこの定常偏差が加わったとき, ストームトラックは気候値の緯度(陰影で表示)から北に5-10°ほど移動することが, 第9図bから分かります. X_1 は下層傾圧性の変化も伴いますから傾圧擾乱の活動度自体も多少は変わりますが, ストームトラック軸の南北移動は主に, 上層の基本流偏差による傾圧波の経路と形(南北方向の傾き)の変化で説明できます. これに伴って, 擾乱の運動量フラックス偏差の正の極大が45°N付近に現れるので, その収束発散に伴う2次的な定常応答 X_2 は南北の双極子構造となり, 直接応答 X_1 をさらに強めるように働くことが見てとれます(第9図c). 注意すべきなのは, 熱源に対する直接応答自体がNAOのような構造を持つことです. NAOに伴う傾圧擾乱偏差, より具体的には運動量フラックス収束に伴うフィードバック, はNAOを強化することが観測データの診断から示唆されています(Lau, 1988), NAO-ストームトラック間に正のフィードバックが働くことは, 実際に式(3)-(4)で X_1 にNAOの場を代入して X_2 を求めることで奇麗に示すことができます. 第10図は, NAOの偏差場としてCTLのZ500のEOF第1成分時系列(第5図aに用いたもの)に基づく合成図を用いたときの, ストームトラックの応答(左図)および擾乱のフィードバック(右図)です. この図では200 hPaの流線関数を示していますが, フィー



第10図 線型モデルで得られた、CTLのNAO(第5図同様500 hPa 高度場の EOF で定義)とストームトラック間に働く正のフィードバック. 上: NAOに伴う200 hPa 流線関数の合成偏差図, 左: NAOに対するストームトラックの応答(高度場の rms), 右: 擾乱のフィードバックに対する200 hPa 流線関数の定常応答. 等値線はそれぞれ $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$, 10 m, および $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ で, 点線は負の値. 左図の太実線は平均的なストームトラックの位置を表す.



第11図 NAO-SST tripole の間の正のフィードバックを表す模式図.

ドバックは大西洋域で明らかにもとのNAO(上図)を強めるように働いています. ただし, Branstator (1995)が指摘するように, こうした正のフィードバックはどんな循環偏差についても成立するわけではありません. 非定常擾乱との相互作用によって定常偏差が増幅されるためには, 加熱に対する直接応答がNAO

に強く投影されなければならない, すなわち, 短周期擾乱の関与なしでもNAOに似た大気応答を励起するようなSST偏差が最適なSST強制なのでしょう. それは, 本研究で用いたCGCMにおいては, 第4図bのような海域中部でのSST偏差と考えられます. 結論は同じですが, SST偏差に対する直接応答とNAOの

ような大気の内外部変動の関係は Peng and Robinson (2001) でより詳細に論じられています。

5 まとめ

以上、本論文の結果は第11図のように模式的にまとめられます。これまでは、NAO がストカスティックに SST tripole を形成するという受動的な海洋像が主でした。それは大筋では変わりませんが、それに加えて私たちが提唱したのは、「SST 正偏差 (tripole の一部) → 大気下層の非断熱加熱偏差 → 大気的直接定常応答 → ストームトラックの変化 → (主に過度フラックス収束による) 定常偏差場へのフィードバック → NAO の強化 → もとの SST tripole の強化」という正のフィードバック過程です。過程が複雑かつ若干の非線型性も含まれているために、このフィードバックによる増幅の時間スケールを推定することは困難ですが、正味熱フラックスによる SST 偏差の減衰効果 (中緯度で 6 ~ 8 か月程度) を超えるほど大きいとは考えられません。従って、中緯度大気-SST 間の正味の熱的な結合フィードバックは依然として負であると言えます。しかし、量的には小さくとも、第11図のような決定論的なフィードバックの存在を知ることは、後述するように意味があります。

本論文で行なった CGCM 実験は多少「ひねくれて」います。しかし、正味の結合フィードバックが負である限り、そこに含まれる正の部分と同定するにはこうしたひねくれが必要だったと私は考えています。また、CGCM を用いた最大のメリットの 1 つは、モデルの結果を用いたために SST と大気との偏差がともにバイアスをもちつつも整合的であった、という点です。逆に、AGCM の感度実験が往々にしてモデル依存になりやすいのは、与える観測ベースの「正しい」SST 偏差と、バイアスのあるモデルの平均場およびストーム・トラックの位置が整合的でない場合があるためだと考えられます。一方で、第 3 図からも分かるように、モデルの NAO-tripole の偏差分布は現実と多少異なりますから、CSVD で同定した最適な SST 強制域 (ニューファンドランド沖) は、実際には少しずれた場所になるかもしれません。ただ、かつて英国気象庁が長期予報のために経験的に推定した SST の重点監視領域 (Ratcliffe and Murray, 1970) がちょうどこの海域であるというのは面白い一致です。

本論文の正のフィードバック過程は、reduced thermal damping の単なる言い換えではないかと指摘さ

れる場合があるかも知れませんが、少し補足しておきます。第 3 節で述べたように、reduced thermal damping は局所的な海面での大気海洋の熱的調節で、自由大気中の大規模運動を考慮しておらず、また SST と海面気温が完全に一致する平衡点に近づくにつれ、すなわち時間スケールが長くなるほど大きな効果を発揮します。一方、正のフィードバックは NAO と SST tripole という冬季に卓越する大規模変動の間に働く非局所過程です。構成要素の全てがはっきりした季節依存性をもちますから、フィードバックは季節程度の時間スケールで最も効率的であると考えてよいでしょう。こう書くと逆に両者は違うもののようにも思えますが、実は reduced thermal damping メカニズムも熱的な弱い正のフィードバックを仮定して初めて有効になります。概念モデルではそれに適当な定数を与えています (Barsugli and Battisti, 1998)、本論文が示したのはその物理的な実体であるという解釈もできます。従って、言い換えというのも当たらずとも遠からず、といったところでしょうか。

6 今後の展開

計算機能力の向上に伴い、最近ではやや高解像度の AGCM で多数のアンサンブル長期時間積分が可能になってきました。例えば、Rodwell *et al.* (1999) は観測された SST 平均を与えて 100 年以上走らせた AGCM でアンサンブルをとれば、すなわち S/N 比を十分に上げれば、NAO の長期変動がよく再現できることを示しました。この結果から、「中緯度大気の前測可能性はもっと高まる」という楽観論を唱える人も出てきましたが、一方で、与えた SST のある部分は観測された NAO により作られた (すなわち持続性が低い) のだから、AGCM はそれを用いて現実といういわば 1 回きりの結合系シミュレーションを再生したに過ぎず、境界条件 (= SST) が決定する中緯度大気の前測可能性は依然低い、という警告もありました (Bretherton and Battisti, 2000)。本研究の 1 つの意味は、こうした前測可能性の議論に関連してきます。もちろん、大気海洋間の正のフィードバックは、実際にそれが働いているとしてもせいぜい冬の間だけです。重要ではないと考えられるかもしれません。しかし、SST tripole 自身が大気より長期間の持続性をもっているとするかどうか、持続性をもたらす得る過程の 1 つとして、冬季 SST の再帰過程を挙げることはできます。これは、海洋混合層の力学によって、ある

冬の SST 偏差が次の冬にも現れやすくなるという、基本的には海洋の鉛直 1 次元過程です (Alexander and Deser, 1995; Alexander *et al.*, 1999) が, SST tripole のような大規模な偏差にも働くことが分かっています (Watanabe and Kimoto, 2000b). これと正のフィードバックが並存する場合, 前年からの「記憶」により再帰した SST tripole が大気とのフィードバックによってその年の NAO の極性決定に影響する, すなわち少なくとも 1 年越しの予測可能性があるのではないかという希望が見えてきます. もちろん, この論旨に従えば同じ偏差極性が永遠に続いてしまいますが, 大気運動には本質的に予測不可能なストカスティック過程が卓越していますし, 海洋上層の移流や gyre の調節といった風成循環の力学過程による SST の変化もありますから, 実際にはそうはなりません. しかし, この可能性はさらに調べてみる価値があると考えています. そのためには, より豊富になってゆく観測データの解析はもちろんですが, 異なる複雑さをもった CGCM による数値実験が有効になってきます.

この論文で用いた, ストームトラックと相互作用する定常場の加熱に対する応答の求め方は, それほど洗練されたものとはいえません. これは, 短周期擾乱によるフィードバックが統計的にしか決められないことが原因で, もし傾圧擾乱活動の偏差を定常偏差場の関数として決定論的に表現することができれば, より多くの問題 (例えばテレコネクション・パターンの起源など) にこうしたモデルを応用することが可能になります. 最近, その手がかりを与える成果を得て (Kimoto *et al.*, 2001), 少なくとも擾乱からの運動量のフィードバックを統計に頼らずに表現できる新しい方法を提唱しました (Jin, Watanabe and Pan, 2002, 投稿準備中).

論文では指摘しませんでした, 加熱偏差の一部は, おそらくそれ自身が傾圧擾乱の変化によりもたらされています. というのは, 中緯度では海面での熱フラックスや降水量が擾乱活動に強く依存しているためです. 従って, 実際には非断熱加熱の偏差とストームトラックの間に結合があり, そうした加熱偏差に関するストームトラックからのフィードバックを今後調べることで, 第11図にまとめたような一連の過程は若干修正されるかもしれません. 最近, 線型モデリングのエキスパートである Mingfang Ting (イリノイ大学) と議論した際に, 彼女も同じ見解を示していました. と

ころが, そうした過程を力学的に診断したくても, 現在の線型モデルは加熱を強制項として与えていますから, すぐには適用できません. そこで, CISK 研究からヒントを得て, 線型プリミティブモデルに湿潤過程を組み込み, SST 偏差に対して加熱と循環の結合した定常応答を解くという方法を実行に移しつつあります (Watanabe and Jin, 2002). まだ中緯度大気海洋系に適用するには至っていませんが, これと新しいストームトラック・モデルを組み合わせることでのどのような結果が得られるか, 先が楽しみなところです.

本論文は冬の大西洋のみを対象としましたが, 太平洋についても同様の研究は行われています. 私たちの結果は, 中緯度大気海洋結合によって特定のモードが選択されることを示唆していますが, そうした結合モードに関して大西洋・太平洋の地理的な違いを超えたより一般的な描像を得ることは今後の大きな課題です. また, 冬季以外の季節では異なった過程も重要かもしれません. 例えば, 夏季の大気海洋相互作用においては SST と結合した層雲放射フィードバックの重要性が指摘されています (例えば Norris *et al.*, 1998). これまでの中緯度大気海洋結合に関する研究はほとんどが北半球の冬季を扱ったものですが, 今後は各季節での大気海洋相互作用も調べてゆく必要があるでしょう. それ以外にも, Robinson (2000) の中で列挙されているように, 中緯度大気海洋相互作用の理解に向けてやるべき仕事はまだ残されています. 息の長い研究姿勢が必要なのは間違いありません.

謝 辞

学界という一風変わった社会においては, よき師と巡り合うかどうかは重要な要素でしょう. その点では, 少なくとも 3 人の師と呼べる研究者に出会えた私は恵まれていたと感じています. まず, 私がグローバルな気候というものに関心をもつようになったのは, 学部時代に篠田雅人助教授 (東京都立大学) の御指導を受けたおかげです. 大学院に進むにあたって, 篠田助教授からさまざまなアドバイス・激励を受けなければ今頃どうなっていたことかと思います. 大学院初期には, 新田 勲教授 (東京大学気候システム研究センター) からデータ解析を通じて気候の「変動を見る」目を養うことを教わりました. 新田教授は惜しくも数年前に御他界され, 直接受賞の御報告をする機会が失われてしまったのは非常に残念なことです. 新田教授が亡くなられて, 自動的にスライドする形で, 本論文

の共著者でもある木本昌秀教授（東京大学気候システム研究センター）に御指導いただくようになりました。木本教授は内心迷惑ながらも私を引き受けたに違いありませんが、その後現在に至るまで、私が独立した研究者として進んでゆくために必要な全てを惜しみなく与えて下さいました。以上の3人の恩師には、心から感謝しております。

その他、中村 尚助教授（東京大学）には、大学院時代に折りに触れアドバイスをいただいたばかりでなく、今回の賞に推薦の労をとっていただきました。また、東京大学気候システム研究センターの住 明正教授をはじめとするスタッフ、事務局、先輩後輩の皆さんには在学中さまざまな厚誼をたまわりました。個別にお名前を挙げることはできませんが、この場を借りてお礼申し上げます。ここ数年、海外の各国で活躍している同世代の若い研究者に会う機会が増え、そのうちの幾人かとはお互いの研究に関してかなり突っ込んだ議論をするようにもなりました。彼らから直接・間接に受ける刺激は、私の研究の大きな原動力になってくれます。そうした意味で、遠く離れた彼らにも感謝したいと思います。

参 考 文 献

- Alexander, M. A. and C. Deser, 1995 : A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 122-137.
- Alexander, M. A., C. Deser and M. S. Timlin, 1999 : The reemergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean, *J. Climate*, **12**, 2419-2433.
- Barsugli, J. J. and D. S. Battisti, 1998 : The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on midlatitude variability, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 477-493.
- Bjerknes, J., 1964 : Atlantic air-sea interaction, *Adv. in Geophys.*, **10**, 1-82.
- Bladé, I., 1997 : The influence of midlatitude ocean-atmosphere coupling on the low-frequency variability of a GCM. Part I : No tropical forcing, *J. Climate*, **10**, 2087-2106.
- Bretherton, C. S. and D. S. Battisti, 2000 : An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 767-770.
- Cayan, D. R., 1992 : Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans : Driving the sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 859-881.
- DeWeaver, E. and S. Nigam, 2000 : Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation, *J. Climate*, **13**, 3893-3914.
- Ferranti, L., F. Molteni and T. N. Palmer, 1994 : Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **120**, 1613-1645.
- Frankignoul, C., 1985 : Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes, *Rev. Geophys.*, **23**, 357-390.
- Hasselmann, K., 1976 : Stochastic climate models. Part I : Theory, *Tellus*, **28**, 289-305.
- Iwasaka, N. and J. M. Wallace, 1995 : Large scale air sea interaction in the Northern Hemisphere from a view point of variations of surface heat flux by SVD analysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 781-794.
- Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001 : Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- Kushnir, Y. and I. M. Held, 1996 : Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies, *J. Climate*, **9**, 1208-1220.
- Kutzbach, J. E., R. M. Chervin and D. D. Houghton, 1977 : Response of the NCAR general circulation model to prescribed changes in ocean surface temperature, Part I : Mid-latitude changes, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1200-1213.
- Lau, N.-C., 1988 : Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718-2743.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1994 : A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system, *J. Climate*, **7**, 1184-1207.
- Luksch, U., 1996 : Simulation of North Atlantic low-frequency SST variability, *J. Climate*, **9**, 2083-2092.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1996 : Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model, *J. Climate*, **9**, 376-393.
- Norris, J. R., Y. Zhang and J. M. Wallace, 1998 : Role of clouds in summertime atmosphere-ocean interactions over the North Pacific, *J. Climate*, **11**, 2482-2490.
- Palmer, T. N. and Z. Sun, 1985 : A modeling and

- observational study of the relationship between sea surface temperatures in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 947-975.
- Peng, S., L. A. Mysak, H. Ritchie, J. Derome, and B. Dugas, 1995 : The differences between early and midwinter atmospheric response to sea surface temperature anomalies in the northwest Atlantic, *J. Climate*, **8**, 137-157.
- Peng, S. and W. A. Robinson, 2001 : Relationships between atmospheric internal variability and the responses to an extratropical SST anomaly, *J. Climate*, **14**, 2943-2959.
- Peng, S. and J. S. Whitaker, 1999 : Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies, *J. Climate*, **12**, 1393-1408.
- Ratcliffe, R. A. S. and R. Murray, 1970 : New lagged associations between North Atlantic sea temperatures and European pressure, applied to long-range weather forecasting, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **96**, 226-246.
- Robinson, W. A., 2000 : Review of WETS-The workshop on extra-tropical SST anomalies, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 567-577.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell and C. K. Folland, 1999 : Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, **398**, 320-323.
- Seager, R. Y., Y. Kushnir, M. Visbeck, N. Naik, J. Miller, G. Krahnmann and H. Cullen, 2000 : Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1988, *J. Climate*, **13**, 2845-2862.
- 谷本陽一, 1996 : SVD (Singular Value Decomposition : 特異値分解) 解析, *天気*, **43**, 35-37.
- Venzke, S., M. R. Allen, R. T. Sutton and D. P. Rowell, 1999 : The atmospheric response over the North Atlantic to decadal changes in sea surface temperature, *J. Climate*, **12**, 2562-2584.
- Wallace, J. M., C. Smith and Q. Jiang, 1990 : Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter, *J. Climate*, **3**, 990-998.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 1999 : Tropical-extratropical connection in the Atlantic atmosphere-ocean variability, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2247-2250.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000a : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000b : On the persistence of decadal SST anomalies in the North Atlantic, *J. Climate*, **13**, 3017-3028.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001 : Corrigendum, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **127**, 733-734.
- Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2002 : Role of Indian Ocean warming in the development of Philippine Sea anticyclone during ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002 GL 014318.

Atmosphere-Ocean Interaction through Thermal Coupling in the North Atlantic

Masahiro WATANABE

Center for Climate System Research, University of Tokyo, 4-6-1 Komaba, Meguro, Tokyo 153-8904, Japan. (present affiliation : Division of Ocean and Atmospheric Science, Hokkaido University)

E-mail : hiro@ees.hokudai.ac.jp

(Received 22 January 2002 ; Accepted 5 July 2002)
