

中高緯度域の大気海洋相互作用*

谷 本 陽 一**・野 中 正 見***

1. 背景

大気海洋相互作用は気候系の形成や変動を担う重要なプロセスと考えられている。ここでいう相互作用とは、大気と海洋が双方向に影響し合うことを想定している。1990年前後にその存在が示唆された10年スケール変動のメカニズムについて、主に大気海洋結合モデルの長期積分に基づいた多くの研究は、中緯度の大気海洋系が10年スケール変動の振動子と成り得ることを示している^{1,2,3)}。このいずれにおいても、中緯度域での海洋から大気への影響が不可欠である。しかし、どのように中緯度の海洋が大気に影響を与えているかの議論は必ずしも充分ではない。

一般に、大気の強制に対する海洋の応答は観測データからでも検知しやすく、解釈も比較的しやすい。海上風応力に対する海洋の力学的応答は、海洋表層における混合層の発達過程に最も顕著に現れる。また、海洋の応答は混合層にとどまらず、より大規模な海盆スケールでの風成循環の応答として主温度躍層にまで及ぶ。同様に海洋表層水温あるいは海面水温の変化を監視することで、大気から海洋への熱的強制を判断することができる。これらは熱帯域や中緯度域の区別無く、ほぼすべての海域において適用できると考えて良い。

一方、多様な海洋に囲まれている日本列島の気候は、その季節的な変化を含めて海洋からの影響を多分に受けているはずだと直感的に捉えることもできる。しかし、海洋表層の変動が地上気温などを含む気象要

素に対してどのような変化をもたらすかについてはよく理解されていないのが現状である。そして、中緯度の海洋の状態の変化は大気に対して受動的であり、海洋から大気へのフィードバックは、例えあったとしても極めて弱いと考えられていると言ってもよい。これは、海洋の状態の変化が大気に与える影響を観測的に示すことは比較的困難であることにもよる。特に、北太平洋のような中緯度域では海面水温偏差に対する大気の持続的な応答があったとしても、大気の内力力学過程で発達する擾乱が強く signal/noise 比が低くなるため、そうした応答を検出することは大変困難になる。また、一般に中緯度は夏季を除いて水温が20°C以下と低く、海洋からの熱供給だけで積雲対流が組織化されない。そのため、熱帯域とは異なり、このような海域における海洋から大気への影響はこれまで極めて小さいと考えられてきた。但し、大気変動に海面水温が応答すると、応答しない場合に比べ、海面熱フラックス偏差が弱まり、それによって大気変動の減衰が抑制される、という形で大気へ影響することは指摘されてきている⁴⁾。

海面水温偏差場を理想化された状態で中緯度と与えて、大気大循環場の応答を調べる試みもいくつか行われてきている。それぞれの数値実験において何かしらの中緯度大気循環場の応答は見られるものの、使用する数値モデルや背景場となる気候学的平均場によって応答の様子はかなり異なる。そのため、今のところ統一的な解釈は得られていない^{5,6)}。このこともまた、中緯度海洋が大気に与える影響については多くの研究者が懐疑的に捉えている理由となっていると思われる。

これに対し、中緯度の海面水温フロントの存在が大気循環場に与える影響に注目することで、中緯度における海洋から大気へのフィードバックの可能性が近年示されつつある。大気下層の傾圧帯は中緯度の海面水

* Extratropical air-sea interaction.

** Youichi TANIMOTO, 北海道大学大学院地球環境科学研究院/海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

*** Masami NONAKA, 海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

温フロント近傍に固定されるため、大気再解析データセットから示される総観規模擾乱の活動度が高いストームトラックは中緯度海面水温フロント上にある。また、総観規模擾乱に伴う水平渦フラックス輸送の収束は対流圏全層での強い極前線ジェットを形成している^{7,8)}。このように気候学的な海面水温フロントが総観規模擾乱の成長を促すことを通して対流圏循環場に影響を与えている可能性は数値実験からも指摘されている^{9,10)}。更に年々変動場においても、西部北太平洋海域のストームトラックの緯度帯は亜寒帯フロントと一致していて、両者はほぼ10年スケールで南北に緯度数度の幅で変位していることが観測的に示されている¹¹⁾。

Nakamura *et al.*⁷⁾は、中緯度水温フロントと大気下層との間に働く復元力が大気総観規模擾乱の維持に重要であると提案している。つまり、大気総観規模擾乱単体では擾乱に伴う極向き熱輸送が傾圧性や擾乱成長そのものを減衰させてしまい、長期間に渡って総観規模擾乱そのものを維持することは難しい。しかし、海面水温フロントからの熱強制を受けることにより大気下層の傾圧性が復元され、準定常的に総観規模擾乱が活発になっている可能性があるという指摘である。ここで鍵となると考えられる海面水温フロントから大気境界層への影響に関する研究は近年著しく進展した。我が国の研究者が世界をリードしつつあるこの分野の研究を以下で紹介する。

2. 高解像度データから発見された新事実

このような研究の活発化の背景にはさまざまなデータの高解像度化がある。特に、観測面では熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) の打ち上げ以降、人工衛星搭載のマイクロ波放射計による雲の影響を受けにくい海面水温の高解像度観測が可能になり、打ち上げから数年の蓄積を得て TRMM の水温データによる年々変動が議論できるようになった。Nonaka and Xie¹²⁾は、黒潮や黒潮続流の蛇行に伴う水温フロントや切離された暖水渦等を TRMM/TMI (TRMM Microwave Imager) による海面水温から示し、同時に TRMM/TMI 等による海上風から暖水 (冷水) 上では相対的に風速が強く (弱く)、水温と風速は時空間的に正相関の関係にあることを示した。この関係は衛星観測データのみではなく、海上ブイ観測データからも示されている。仮に、風速変動が海面水温変動を生じさせるのであれば、風が強いことで海洋からより多くの熱が奪われ海面水温

は低くなり、海面水温偏差と海上風速偏差は逆相関を持つはずである。つまり、黒潮続流域の水温と風速に見られる正相関は、過去の研究によって示されてきた水温と風速の関係とは逆になっており、水温場が海上風速を規定していることを強く示唆する。

ほぼ同時期に、O'Neill *et al.*¹³⁾は南極周極流に伴う海面水温フロント付近における数百 km スケールの水温傾度に伴い、海上風応力の収束・発散と回転 (風応力カール) 場が変化していることを示した。更に O'Neill *et al.*¹⁴⁾ではアフリカ南端のアグラス反流において、雲量や雲水量の分布にも水温フロントの影響が現れることを示した。Chelton *et al.*¹⁵⁾や Xie¹⁶⁾は水温フロントが海上風応力に与える影響を全球において調べ、中高緯度では前述の南大洋の他、北大西洋メキシコ湾流、黒潮に伴うフロント付近で数百 km スケールの収束・発散、回転場が形成されていることを示した。また、同様の関係が多くの大気海洋結合モデルや大気モデルにも見られることが報告されている¹⁷⁾。一方で、海面での大気と海洋の相対速度に基づくために、衛星観測による風応力場には海面の海流も影響する可能性も指摘されている¹⁵⁾。

3. 水温フロントに対する大気境界層の応答

3.1 赤道太平洋域

海面水温と海上風速の正相関は、東部赤道太平洋における舌状冷水域とその北側にある暖水域 (大気下層の熱帯収束帯にもあたる) の間に形成される水温フロントにおいても示されている¹⁸⁾。Wallace *et al.*¹⁹⁾は、その正相関から、暖水上では鉛直混合が促進され上空の速い風速を持つ気塊と海面付近の遅い気塊が混合し、風速の鉛直シアを弱める結果として、海面付近の風を加速するという鉛直混合メカニズムの重要性を提唱した。その後の係留ブイネットワークや人工衛星計測などの新たな観測結果もそれを支持している^{20,21,22,23,15)}。一方で、Small *et al.*²⁴⁾は Lindzen and Nigam²⁵⁾が提唱した圧力勾配メカニズム—高 (低) 水温上で海面気圧が低く (高く) なり、その圧力勾配で風速偏差が生じる—も影響する可能性を指摘した。

3.2 中緯度域

中緯度における海面水温と海上風の同位相についても、Wallace *et al.*¹⁹⁾、Hayes *et al.*¹⁸⁾が示したような海上における大気境界層内の鉛直混合が主要な働きであると期待される。しかし、先に挙げたような人工衛星計測に基づいた研究では、中緯度における大気境界

層が水温フロント近傍でどのように変質しているかは示されなかった。

Tanimoto *et al.*¹¹⁾は、船舶資料解析から黒潮統流を含む日本東方の海面水温変動が海面熱フラックスの変化を通して大気下層へ影響を与えていることを示した。黒潮統流付近の海面水温はあとで述べるように、海洋の主温度躍層までの表層循環場に強く規定されている。このような海域における海面熱フラックス変動は海面水温偏差に伴うものが最も大きく、海上気温や海上風速といった大気変動に伴う熱放出変動はあまり大きくない。これは海面水温が高いほど、より多くの海面からの熱放出を促していることを示す。この関係は熱帯域においてはよく知られているものの、中緯度では水温フロント域などの限られた領域のみで見られる²⁶⁾。黒潮統流域の他にも例えば、西部南大西洋のブラジル海流とマルーピナス海流が向き合う海域の顕著な水温フロントにおいても、海面水温場が暖かいほど海面からの熱放出や海面付近の不安定性が大きい²⁷⁾。

このように暖水上での熱放出が盛んなことは、暖水上で大気境界層内が静的不安定となり鉛直混合が強くなることと整合的である。実際に熱帯不安定波に伴う海面水温フロント上でのラジオゾンデ観測は、暖水側と冷水側で混合層の高さが異なることを示した²⁸⁾。そこで著者らを含む研究チームは、黒潮統流海域上の大気境界層の実態を把握するために船上からのラジオゾンデ観測を実行した。Tokinaga *et al.*²⁹⁾は日本東方北緯37度に沿う大気観測から、黒潮統流の蛇行による水温変化に伴い、海面付近の静的安定度と海上風速は、暖水側（冷水側）で不安定で強風（安定で弱風）となっていたことを示した。これを反映し、暖水の極大域における上向き熱フラックス（潜熱と顕熱の和）は 800 Wm^{-2} を超え、仮温位の鉛直プロファイルから定められる混合層厚は2 kmに達した。一方、冷水側における熱フラックスは 100 Wm^{-2} 未満で、混合層厚は100 mにも達せず、混合層が明確に定義できない場合すらあった。観測期間中には大気総観規模擾乱の通過があり、低気圧後面の寒気の引き込みが大気の静的安定度に影響を与えている要素があるものの、これらの観測事実は海流に伴う水温変化が大気境界層の構造に影響を与え、水温と海上風速の分布が同位相となっている可能性を示している。

4. 黒潮・親潮統流域の水温偏差形成機構

これまでに紹介してきた中緯度における海洋から大

気への作用は、海面水温変動が大気からの熱的な強制によるのではなく、海洋変動によって形成されている海域においてしばしば検出された。では、その海面水温偏差はどのような機構で形成されるのか。特に、経年から10年規模の長い時間規模をもつ海面水温偏差の形成機構について、次に、黒潮・親潮統流域を例として見て行く。

黒潮・親潮統流域における海面水温偏差の形成機構としては、①水温躍層の鉛直変動³⁾、②水温前線の南北移動^{30,31)}、③黒潮統流による暖水移流^{1,32,33)}、④親潮・親潮統流による冷水移流³⁴⁾などが考えられてきた。Nonaka *et al.*³⁵⁾は黒潮・親潮統流域の海洋構造を良く表現する、高解像度海洋大循環モデル、OFES (Ocean model for the Earth Simulator) の長期経年変動積分結果³⁶⁾を用いて、黒潮・親潮統流域の水温偏差形成機構を調べた。特に強い水温偏差が現れた1968~72年（温暖期）と1984~88年（寒冷期）に注目して、3次元の海洋構造を比較した結果、寒冷期には黒潮統流前線、亜寒帯前線とも南下していたことが分かった。この結果はNakamura and Kazmin³⁷⁾の海面水温観測データに基づいた解析結果とも整合的であり、上記②の機構が重要な寄与を持つことを示す。更に、温暖期に比べ寒冷期には黒潮統流前線北側の水温躍層の上昇が見られたことから、上記①の機構も同時に寄与することが示される。またこのとき、黒潮統流の流速が増加するにもかかわらず、水温偏差は負となることから、少なくともこの時期には上記③の寄与は重要でないことが示される。その一方で、寒冷期に親潮およびその統流は強化しており、上記④の効果は否定できない。

このようにして形成される冷たい海面水温偏差に対応して、黒潮・親潮統流域では下向きの海面熱フラックス偏差が見られた。これは、この海面水温偏差が大気からの熱的強制に起因せず、海洋の変動によって生じ、海面熱フラックス偏差は寧ろそれを減衰させることを意味する。逆に言えば、海面水温偏差が海面熱フラックス偏差を生じさせ、そのことで海洋から大気へのフィードバックが引き起こされるものと考えられ、前述のTanimoto *et al.*¹¹⁾の結果とも一致する。

上で述べた変動の形成機構について、Schneider and Miller³⁾等は北太平洋中央部で大気変動によって励起されたロスビー波の伝播によって説明できると提言している。OFESにおいても大きな南北規模の変動は、大気変動によって励起された線形ロスビー波の伝

播によって説明できる³⁸⁾。一方で、Taguchi *et al.*³⁹⁾は前線域での海洋変動の南北規模は大気のものに比較してはるかに小さく、何らかの非線形過程が寄与している可能性を指摘した。OFES においては前線規模の変動は、海洋の自励的な変動に関係するものと考えられるが、なぜか大きな南北規模の変動に同期するように時間変動する³⁸⁾。この前線規模の変動の形成機構、それが外力の変動と同期する理由などについては更なる研究が必要である。

5. 将来の課題としての結語

2006年8月、東京大学海洋研究所国際沿岸観測研究センターのシンポジウムにおいて、ある高名な気象学者は「過去における海洋上の大気観測では、多くの技術的制約により海洋から大気下層へ供給される水蒸気が多寡を把握することは不可能であって、低気圧の発達には寧ろ大気下層が初期値として大気境界層に保持している水蒸気が重要であると認識されていた。しかしながら、海洋から供給される水蒸気量がこの発達過程で重要な役割をもつことには変わりなく、海洋上の広範囲での蒸発量がどのような過程でどれだけ変動しているかを明らかにすることはきわめて本質的な問題と言える。」という趣旨の発言をされた。この発言は、中緯度海洋から大気への影響を示す研究を進める中堅研究者を勇気づける一方で、われわれはまだ海上の大気境界層さえ十分に把握できていないことも改めて認識した。元来混沌としている中緯度大気海洋系における仕組みを紐解く作業は、ようやく1つか2つの結び目が見えたに過ぎない。さまざまなアプローチや得意分野を持つ本学会諸氏からのこの分野に対する適切な批評を受け、更に解明に向けての作業を進めていきたい。

参 考 文 献

- 1) Latif, M. and T. P. Barnett, 1994 : *Science*, **266**, 634-637.
- 2) Pierce, D. W. *et al.*, 2001 : *Climate Dyn.* **18**, 51-70.
- 3) Schneider, N. and A. J. Miller, 2001 : *J. Climate*, **14**, 3997-4002.
- 4) Alexander, M. A., 1992 : *J. Climate*, **5**, 944-958.
- 5) Lau, N. C., 1997 : *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 21-33.
- 6) Kushnir, Y. *et al.*, 2002 : *J. Climate*, **15**, 2233-2256.
- 7) Nakamura, H. *et al.*, 2004 : *Earth Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*, C. Wang *et al.* Eds., Geophysical Monograph, 147, AGU, Washington D. C., 329-345.
- 8) Nakamura, H. and A. Shimpo, 2004 : *J. Climate*, **17**, 1828-1844.
- 9) Inatsu, M. and B. J. Hoskins, 2004 : *J. Climate*, **17**, 4882-4892.
- 10) Sampe, T., 2006 : Ph. D. dissertation, University of Tokyo, 108pp.
- 11) Tanimoto, Y. *et al.*, 2003 : *J. Geophys. Res.*, **108 (C10)**, 3304, doi : 10.1029/2002JC001750.
- 12) Nonaka, M. and S.-P. Xie, 2003 : *J. Climate*, **16**, 1404-1413.
- 13) O'Neill, L. W. and D. B. Chelton, 2003 : *J. Climate*, **16**, 2340-2354.
- 14) O'Neill, L. W. *et al.*, 2005 : *J. Climate*, **18**, 2706-2723.
- 15) Chelton, B. D. *et al.*, 2004 : *Science*, **303**, 978-983.
- 16) Xie, S.-P., 2004 : *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 195-208.
- 17) Maloney, E. D. and D. B. Chelton, 2006 : *J. Climate*, **19**, 2743-2762.
- 18) Hayes, S. *et al.*, 1989 : *J. Climate*, **2**, 1500-1506.
- 19) Wallace, J. M. *et al.*, 1989 : *J. Climate*, **2**, 1492-1499.
- 20) Xie, S.-P. *et al.*, 1998 : *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3863-3866.
- 21) Hashizume, H. *et al.*, 2001 : *J. Geophys. Res.*, **106**, 10173-10185.
- 22) Chelton, B. D. *et al.*, 2001 : *J. Climate*, **14**, 1479-1498.
- 23) Thum, N. *et al.*, 2002 : *J. Climate*, **15**, 3361-3378.
- 24) Small, J. *et al.*, 2003 : *J. Climate*, **16**, 3723-3741.
- 25) Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987 : *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- 26) Hanawa, K. *et al.*, 1995 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 757-763.
- 27) Tokinaga, H. *et al.*, 2005 : *J. Climate*, **18**, 3470-3482.
- 28) Hashizume, H. *et al.*, 2002 : *J. Climate*, **15**, 3379-3393.
- 29) Tokinaga, H. *et al.*, 2006 : *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04703, doi : 10.1029/2005GL025102.
- 30) Seager R. *et al.*, 2001 : *J. Climate*, **14**, 4149-4165.
- 31) Joyce, T. M. *et al.*, 2000 : *J. Climate*, **13**, 2550-2569.
- 32) Qiu, B., 2000 : *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1486-1502.
- 33) Tomita, T. *et al.*, 2002 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1289-1300.
- 34) Sekine, Y., 1988 : *J. Geophys. Res.*, **93**, 2247-2277.
- 35) Nonaka, M. *et al.*, 2006 : *J. Climate*, **19**, 1970-1989.
- 36) Sasaki, H. *et al.*, 2007 : High resolution numerical modelling of the atmosphere and ocean, W. Ohfuchi and K. Hamilton, Eds., Springer, New York, in press.
- 37) Nakamura, H. and A. S. Kazmin, 2003 : *J. Geophys. Res.*, **108**, 3078-3094.
- 38) Taguchi, B. *et al.*, 2007 : *J. Climate*, **20**, in press.
- 39) Taguchi, B. *et al.*, 2005 : *J. Climate*, **18**, 2357-2377.