

1. はじめに

近年の観測や数値モデルの高解像度化により、湾流や黒潮といった西岸境界流にともなう SST フロントに沿って表面風速が変化していることが明らかになった。この表面風速の変化は、海流上に空間スケールが制限されていることや、風速と SST が正の相関にあることから、中緯度の海洋が大気に対して能動的な役割を果たした結果であると考えられている。風速の変化にともない、SST フロントの暖かい側、すなわち海流の直上では収束が生じており、この領域の強い降水バンドとの関係が示唆されている (Minobe et al. 2008)。

SST フロントに対する大気応答については、熱帯域を中心に多くの研究が行われてきた。表面風速の変化を説明するメカニズムとして、鉛直混合メカニズム (Hayes et al. 1989, Wallace et al. 1989) と圧力調整メカニズム (Lindzen and Nigam 1987) の 2 つが提唱されている。鉛直混合メカニズムとは、SST フロントの暖かい側で不安定になった大気が上層の大きな運動量を持った大気と混合し、下層の風速を変化させるというものである。一方、圧力調整メカニズムとは、SST の差にともなって下層の大気温度が変化し、それによって生み出された圧力勾配が直接大気の運動を駆動するというものである。

Chelton et al. (2004) は離岸後の湾流域で上層風に沿った方向の SST 勾配と 10 m 風の発散が比例することから鉛直混合メカニズムの存在を支持している。一方 Minobe et al. (2008) は湾流全域で SLP のラプラシアンと

10 m 風の収束が比例することから、圧力調整メカニズムを支持している。このように観測は中緯度 SST フロントへの大気応答において両方のメカニズムが存在していることを示している。しかし、定量的な解析は行われておらず、収束に対して各メカニズムがどれだけ寄与しているのかは明らかになっていない。

そこで本研究では、中緯度 SST フロントに対する大気応答として生じる接地境界層内の運動量収束について、各メカニズムの寄与を定量的に評価する手法を提案し、西部北大西洋で領域大気モデルを用いたシミュレーションに適用した結果を報告する。

2. モデルと解析方法

2.1 モデル

本研究では領域大気モデルとして IPRC Regional Climate Model (Wang et al. 2003) を用いた。水平解像度は 0.5° 、鉛直層数は 28 層とした。側面の大気境界条件には NCEP 再解析データ (時間解像度: 6 hourly, 水平解像度: 2.5°) を、下面の境界条件である SST には RTG SST (時間解像度: daily, 水平解像度: 0.5°) を用いた。計算領域は $100^\circ\text{W}-20^\circ\text{W}$, $5^\circ\text{N}-65^\circ\text{N}$ である。積分期間は 2001 年 11 月から 2006 年の 11 月で、最初の 1 ヶ月はスピニングとした。

2.2 診断方法

定常状態において、海表面から高度 Z までで鉛直平均した運動方程式は

$$-fV = -P_x + \tau^x(Z)/Z - \tau^x(0)/Z$$

$$+fU = -P_y + \tau^y(Z)/Z - \tau^y(0)/Z$$

である。ここで f はコリオリパラメータ、 U, V はそれぞれ東西方向、南北方向の鉛直平均した運動量、 P は鉛直平均した圧力、 τ は鉛直摩擦の効果である。なお、水平拡散および移流の効果は無視している。鉛直混合のフォーシングとして寄与するのは上面からの運動量入力 $\tau(Z)$ であるので、ダンピングとして働く風応力 $\tau(0)$ とは区別しなければならない。そこで、鉛直積分した運動量が風応力によって消失するまでの時間スケール ε を導入し、 $\bar{\tau}(0) = \varepsilon \bar{U}$ と置き換えれば、鉛直平均した運動量を

$$\begin{bmatrix} U \\ V \end{bmatrix} = \frac{1}{\varepsilon^2 + f^2} \begin{bmatrix} \varepsilon & f \\ -f & \varepsilon \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -P_x + \tau^x(Z)/Z \\ -P_y + \tau^y(Z)/Z \end{bmatrix}$$

と書くことができる。

このようにして得られた運動量について収束を計算すると

$$-U_x - V_y = \begin{bmatrix} -\frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \frac{\nabla \cdot \bar{\tau}(Z)}{Z} - \frac{f}{\varepsilon^2 + f^2} \frac{\nabla \times \bar{\tau}(Z)}{Z} \\ -M_1 \frac{\tau^x(Z)}{Z} - M_2 \frac{\tau^y(Z)}{Z} \end{bmatrix}$$

$$\left[+\frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \Delta P + M_1 P_x + M_2 P_y \right]$$

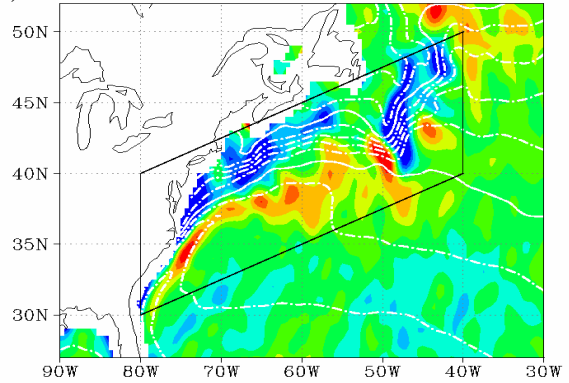
となる。ここで

$$M_1 = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{-f}{\varepsilon^2 + f^2} \right) \right]$$

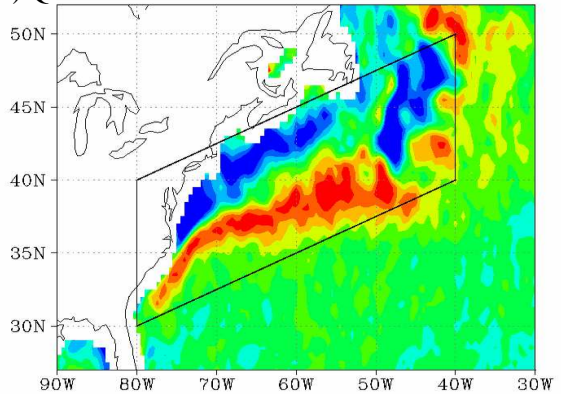
$$M_2 = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{f}{\varepsilon^2 + f^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \right) \right]$$

である。 $\tau(Z)$ の含まれている項を鉛直混合に

a) 領域大気モデル



b) QuikSCAT



c) ECMWF 現業解析

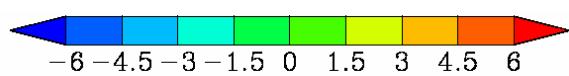
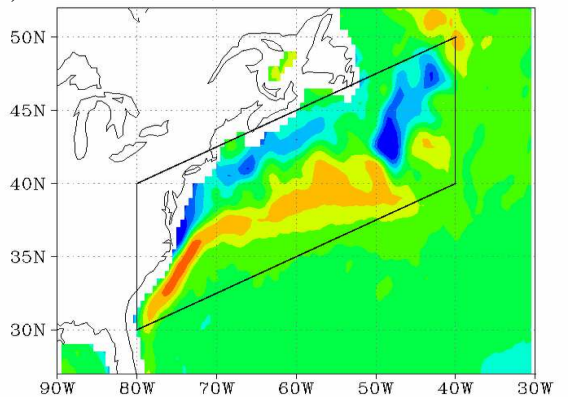
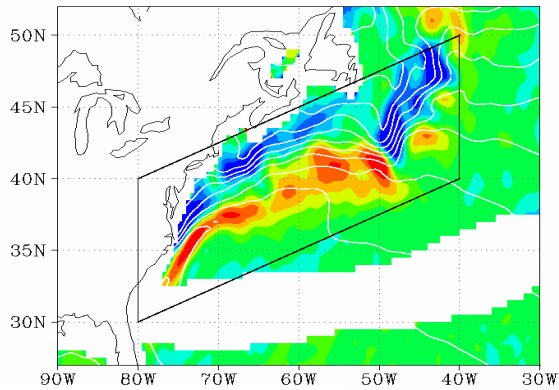


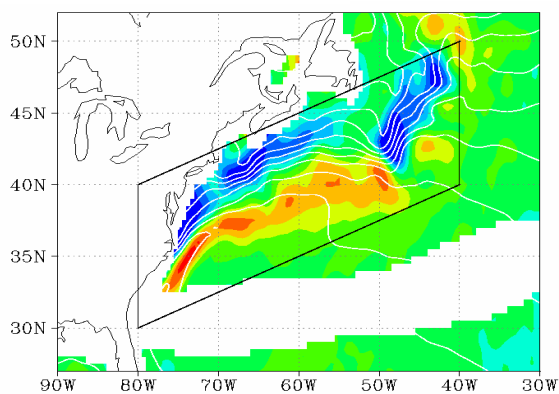
図1 (a) 領域大気モデル, (b) QuikSCAT, (c) ECMWF 現業解析から得られた2001年12月-2006年11月平均の10 m 風収束(カラー, $10^{-6}/s$)と RTG SST から得られた SST (コンター, $2^\circ C$ 間隔). 太実線で囲まれた領域で相関係数と回帰係数を計算した。

よる収束への寄与、 P の含まれている項を圧力調整による寄与とみなせば、運動量収束が2つの大気応答メカニズムの和として表現されていることが分かる。

a) 診断された収束



b) モデルの収束



-6 -4.5 -3 -1.5 0 1.5 3 4.5 6

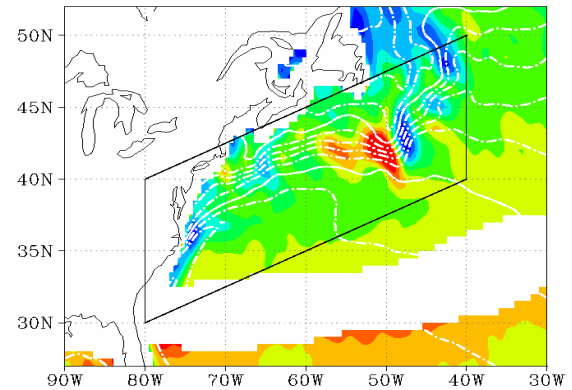
図2 運動量収束の鉛直平均 (カラー, 10^6 kg/s) と SST (コンター, 2°C 間隔). (a)は診断値で, (b)モデル出力である. 平均運動量が 2 kg m/s 以下の領域は示していない.

3. モデルの再現性と診断方法の妥当性

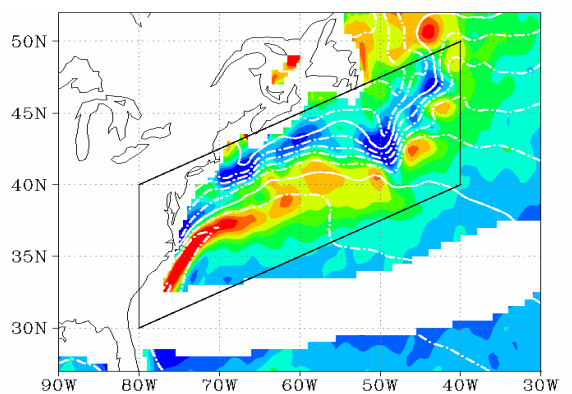
3.1 モデルの再現性

領域大気モデル, QuikSCAT 衛星, ECMWF 現業解析データから得られた, 2002年12月から2006年11月までの5年間で平均した10 m 風の収束を図1に示す. いずれのパネルでも SST フロントの暖かい側で収束, 冷たい側で発散しており, 大気応答メカニズムから予想される空間構造と整合的である. 領域大気モデルの空間相関係数は QuikSCAT に対して 0.90, ECMWF 現業解析に対して 0.96 と, いずれも高い値を示しており, 大気応答の空間構造はよく再現されている. 応答

a) 鉛直混合



b) 圧力調整



-6 -4.5 -3 -1.5 0 1.5 3 4.5 6

図3 図2と同じ. ただし, (a)は鉛直混合, (b)は圧力調整によって生じた収束である.

の強度を表す空間回帰係数は, QuikSCAT に対しては 0.64 と小さいが, 現業解析よりは大きな 1.17 であり, モデルとしては妥当な応答が得られている.

3.2 診断方法の妥当性

鉛直平均の高度 Z を接地境界層の代表的な高さである 100 m とし, 前節で導入した診断式によって得られた運動量収束と, 単純に U, V から計算された運動量収束を図2に示す. いずれのパネルでも, 10 m 風収束と同様の構造を示しており, また場所による応答の強度にもパネル間にほとんど違いはない. 空間相関係数は 0.95, 空間回帰係数は

1.04 であり、この診断方法がモデル中の運動量収束をよく表現していることが分かる。

4. 結果

4.1 各メカニズムによる寄与

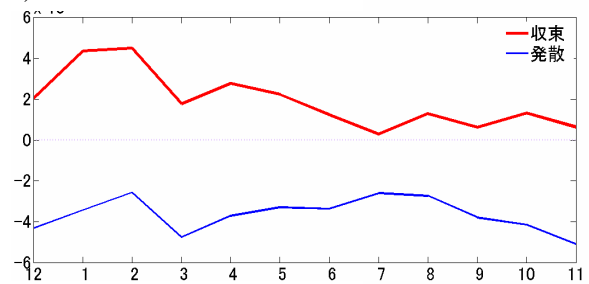
鉛直混合によって生じた収束と圧力調整によって生じた収束を図 3 に示す。離岸後 (60°W 以東) の収束・発散については鉛直混合と圧力調整の両方で生じている。一方、離岸前 (80°W から 70°W) から離岸直後 (70°W から 60°W) にかけての収束については圧力調整でのみ生じている。このように鉛直混合の寄与が領域によって異なっているのは、鉛直混合によって収束が生じるためには SST フロントに直交する方向の強い上層風が必要だからである。離岸前の領域では偏西風ジェットから離れているため上層風が弱く、離岸直後の領域では上層風が湾流と平行に吹いているため、これらの領域では鉛直混合による収束は生じにくい。一方、Chelton et al. (2004) が解析に用いた離岸後の領域では、湾流大きく蛇行し、経路が南北に延びているため鉛直混合の寄与は大きい。

診断された収束全体 (図 2a) に対する回帰係数は鉛直混合が 0.30、圧力調整が 0.69 である。よって湾流に対する大気応答には圧力調整が最大の寄与を果たしていることが明らかとなった。

4.2 応答の季節依存性

湾流全体における収束・発散の大きさと、各メカニズムによる寄与の月ごと気候値を図 4 に示す。応答の強度自体は冬季に強く、夏季から秋季にかけて弱い。また、夏季から秋季にかけては圧力調整の寄与が支配的であるが、冬季には鉛直混合と圧力調整による寄与は同程度である。ただし、冬季に鉛直混

a) 応答の強度



b) 各メカニズムの寄与

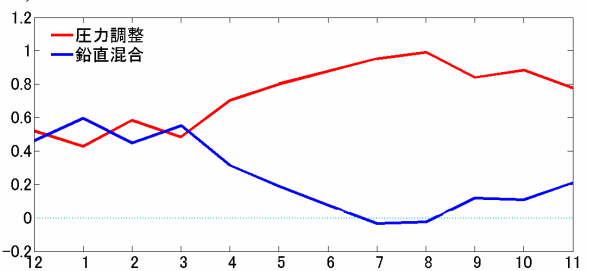


図 4 (a)応答強度(10^6kg/s)と(b)各メカニズムの寄与 (回帰係数) の月毎気候値. (a)では年気候値で収束している領域で平均した収束を赤で、発散域での平均を青で示しており、(b)では鉛直混合によって生じた収束の回帰係数を青で、圧力調整を赤で示している。

合の寄与が大きいのは離岸後の収束・発散が相対的に強いためであり、離岸前から離岸直後の収束が圧力調整のみによって生じているという構造は年平均のものとは変わらない。

これらの季節依存性は SST の勾配の強さ、海洋と大気との温度差、そして偏西風の緯度と各メカニズムの関係によって理解される。SST 勾配が弱く、大気と海洋の温度差が小さい夏季には両方のメカニズムが働きにくいために全体の応答は弱く、逆に冬季には強い。また、夏季から秋季にかけては偏西風が湾流よりも北で吹くので、強い上層風が存在しないために鉛直混合の寄与は特に小さなものとなっている。

5. 結論

本研究では中緯度 SST フロントに対する

大気応答として生じる接地境界層内の収束について、鉛直混合メカニズムと圧力調整メカニズムによる寄与を定量的に評価する手法を提案した。この手法を領域大気モデル IPRC Regional Climate Model を用いた西部北大西洋の 5 年間のシミュレーションに適用し、湾流に対する大気応答には圧力調整が最大の寄与を果たしており、特に夏から秋にかけての応答の大部分が圧力調整によって生じていることを示した。

severe precipitation event over China. Part I: Model description and verification of simulation. *J. Climate*, **16**, 1721-1738.

引用文献

- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich and R. F. Milliff, 2004: Satellite Measurements Reveal Persistent Small-Scale Features in Ocean Wind. *Science*, **303**, 978-983.
- Hayes, S. P., M. J. McPhaden, and J. M. Wallace, 1989: The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. *J. Climate*, **2**, 1500-1506.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- Minobe, S., A. K.-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, **452**, 206-209.
- Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser, 1989: The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. *J. Climate*, **2**, 1492-1499.
- Wang, Y., O. L. Sen, and B. Wang, 2003: A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998