

結論

- ✓ 大規模場の梅雨の降水帯の中で、東シナ海の黒潮上に集中した降水が生じ、この降水帯は対流圏全体におよぶ上昇風と非断熱加熱を伴う
- ✓ 非静力学領域大気モデルを高解像度海表面水温とそれを平滑化したデータで駆動した結果を比較すると、前者で降水量の極大域が黒潮上に集中する
- ✓ 黒潮上での降水量に対して、水蒸気の水平移流による寄与が支配的だが、黒潮の海表面水温の影響としては蒸発と水平移流による寄与が同程度である

2. 大気モデル

領域大気モデルは気象庁気象研究所で開発された非静力学モデルを用いた。大気の初期値・境界値はJRA-25/JCDASの6時間毎のデータを使用し、海表面水温はOptimum Interpolation SST version 2 (OISSTv2)を日毎データを用いた。モデルの水平格子間隔は20 km、鉛直層数は地形追随座標系による40層で、高度2 kmまでに12層が含まれる。計算領域は31°N, 120°Eを中心としたランベルト図法の東西200格子、南北180格子とした。期間は2003年から2008年までの各年における5月28日から6月30日まで、解析には6月1日から30日までを使用した。

OISSTv2で駆動した実験をCTLランとし、空間方向のローパスフィルタを用いて平滑化した海表面水温データで駆動した実験をSMTHランとする。

3. 観測による平均場

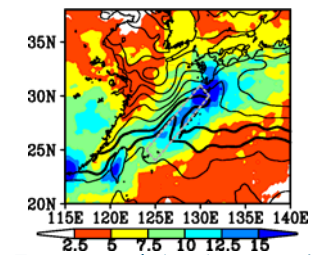


図2 TRMM3B43データによる2003~2008年平均の6月の降水量(mm day⁻¹)。等値線はOISSTv2データによる海表面水温を示す。

東シナ海の黒潮の高い海表面水温上で降水が集中している(図2)。黒潮上とその周辺での降水量の差は4~5 mm day⁻¹である。

同様に、黒潮上で海上風の加速、収束や、蒸発量の増加が見られる(図3)。

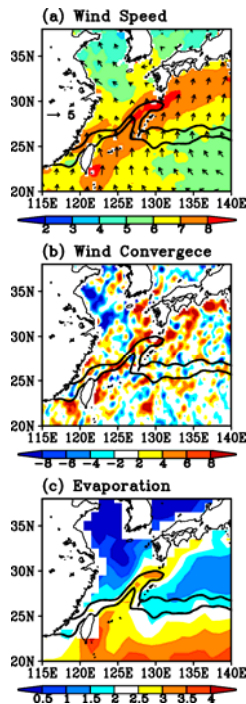


図3 (a) QuikSCATデータによる10m高度のスカラ風速(m s⁻¹)とベクトル風速(m s⁻¹)、(b) QuikSCATデータによる10m風の収束[×10⁻⁶ s⁻¹]、(c) J-OFUROデータによる蒸発量[mm day⁻¹]。QuikSCATデータは2003~2008年、J-OFUROデータは2003~2006年の6月平均値である。

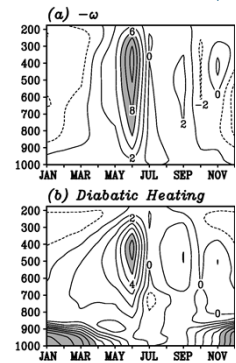


図4 NCEP-CFSR再解析データによる黒潮上で平均した2003~2008年の月平均の(a)鉛直風[×10⁻² Pa s⁻¹]と(b)非断熱加熱[K day⁻¹]の鉛直[hPa]断面。

6月の黒潮上の大気応答の鉛直構造は、対流圏中層に鉛直風と非断熱加熱のピークを持ち(図4)、水平構造も黒潮の位置と対応している(図5)。これはメキシコ湾流域の夏季の大気応答(Minobe et al. 2010)と類似している。降水の集中の様子も、夏季のメキシコ湾流域(図6)と良く類似している。

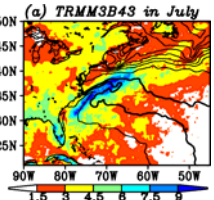


図5 NCEP-CFSR再解析データによる2003~2008年平均の6月の400hPaにおける鉛直風[×10⁻² Pa s⁻¹]。

1. はじめに

東シナ海の黒潮は、海洋の大気への影響が明瞭な領域の一つとして知られており、冬季(12~2月)や春季(3~5月)について黒潮の大気への影響が報告されている。しかし月毎の降水量(図1)を見ると、黒潮上で最も降水が強いのは梅雨前線が東シナ海上に位置する6月であるが、この時期の黒潮の大気への影響は調べられていない。

そこで本研究では、6月の黒潮の梅雨に与える影響を観測データ、再解析データ、領域大気モデルを用いて調べた。また、メキシコ湾流域の大気応答との比較も行った。

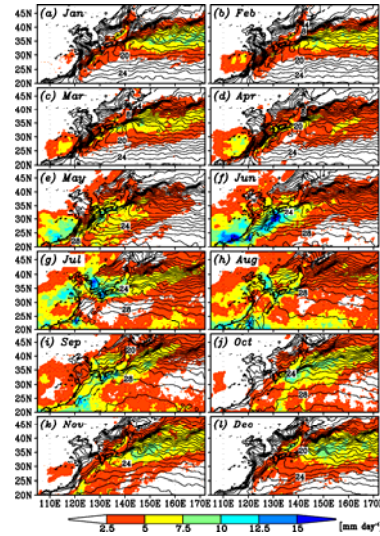


図1 TRMM3B43データによる2003~2008年平均の月別降水量(mm day⁻¹)。等値線はOISSTv2データによる海表面水温を示す。

4. モデルによる平均場

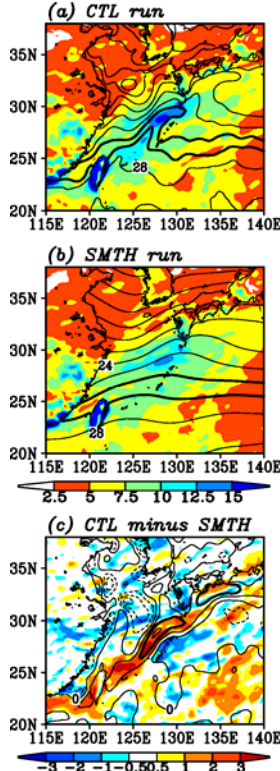


図7 領域大気モデルによる2003~2008年平均の6月の降水量(mm day⁻¹)で、(a) CTLラン、(b) SMTHラン、(c) CTLランとSMTHランの差。等値線は海表面水温を示す。

高解像度海表面水温で駆動した領域大気モデルは、6月の黒潮上の降水集中を良く再現している(図7a)。一方、平滑化した海表面水温で駆動した結果ではこの降水の極大は消えており(図7b)、両者の降水の差は、海表面水温の差と良く対応している(図7c)。

CTLランにおける黒潮上での水収支を調べると、大部分の水蒸気は水平収束によりもたらされている(図8)。一方、CTLランとSMTHランの結果を比較すると、黒潮による海表面水温は、蒸発と水蒸気収支の両方に影響を与えていることを示唆する(図9)。

またSMTHランでは、観測とCTLランで見られた黒潮上での10m風の収束が見られなくなっている(図10)。

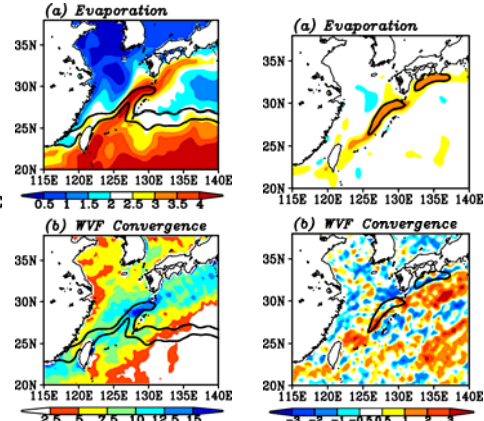


図8 領域大気モデルのCTLランにおける2003~2008年平均の6月の(a)蒸発量と(b)鉛直平均した水平水蒸気収束である。単位はmm day⁻¹である。

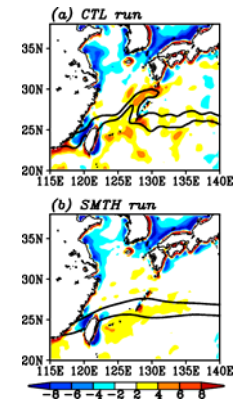


図9 領域大気モデルによる2003~2008年平均の6月の(a)蒸発量と(b)鉛直平均した水平水蒸気収束のCTLランとSMTHランとの差。単位はmm day⁻¹である。

Reference

Sasaki, Y. N., S. Minobe, T. Asai and M. Inatsu, 2012: Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain. *J. Clim.*, 27, 6627-6645.