大気再解析データで表現される大気境界層構造の

海面水温データへの依存性

升永竜介、中村尚、宮坂貴文、西井和晃(東京先端研) 谷本陽一(北大院地球環境)

1. はじめに

寒候期の黒潮・親潮続流域では、冬季モ ンスーンの北風に伴い大陸から強い寒気が 移流されてくることにより、海面からの強 い乱流熱放出が引き起こされている。 Taguchi et al. (2009) は、高解像度の領域 大気モデルを用いて、強い海面水温勾配に 伴う顕熱放出の顕著な南北コントラストが 大気の地表傾圧帯を維持し、ストームトラ ックの形成に寄与している可能性を示唆し た。Tanimoto et al. (2011) は、黒潮とその 続流沿いの強い乱流熱放出が大気境界層を 加熱することにより、西高東低の海面気圧 分布にくさび形に現れる局所的な気圧の極 小が形成されることを船舶観測データに基 づく寒候期の長期気候平均場から見出した。 さらに、Tokinaga et al. (2009) は衛星観測 の冬季平均場に基づき、黒潮続流に沿って 海上風収東や雲水量が極大を示すことを指 摘した。

しかしながら、先行研究ではこれらの海 洋前線に伴う大気のメソ構造の経年変動に ついては議論されていない。長期の経年変 動を議論するためには、船舶観測データは 観測数が時空間的に均質でないため、大気 再解析データを用いるのが適している。再 解析データは観測では得られないような物 理量が得られるという利点もあるが、自由 対流圏とは異なり、再現される大気境界層 の構造が下方境界として用いられる海面水 温データに強く依存する可能性がある。

そこで本研究では、解析期間中に同化に 用いられている海面水温の解像度が向上し ている全球大気再解析 ERA-Interim を用 いることで、海面からの乱流熱放出が最も 強くなる冬季(12月~3月)において、海 面水温の解像度が再解析で表現される大気 境界層の鉛直構造や雲量、降水にどのよう な影響を与え得るかを調査した。さらに、 衛星観測データとの整合性を検証した。

なお、海上気温と海面気圧に関する解析 結果については、昨年度の講演要旨に記載 されているので、参照されたい。

2. データ

本研究では全球大気再解析 ERA-Interim (Dee et al. 2011)の月平均デ ータ(水平解像度: 0.75°)を1979年1月 から2012年3月まで使用した。この再解 析に用いられた大気モデルの仕様は全期間 を通じて同一であるが、下方境界として与 えられた海面水温の水平解像度が期間によ って大きく異なっている。即ち、1979年1 月から2001年12月までは緯度経度1.0°、 2002年1月から2009年1月までは0.5°、 2009年2月以降は0.05°と解像度が向上した。

海面水温の衛星観測データには NOAA の OISST (水平解像度: 0.25°)を用いた。 OISST は水平解像度が高く、黒潮続流前線 と親潮前線を区別することができる。雲量 に は Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Level-3 (水平解像度: 1.0°)のデータを用い、降水 量には Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System (AMSR-E)(水平解像度: 0.25°)のデータ

を用いた。 海洋前線に伴う、小さい南北スケールの

構造を抽出するために、先行研究に倣って 各物理量の南北高波数成分を緯度約7°の移 動平均からの差として定義して解析を行っ た。

3. 結果

3-1. 海面水温の冬季平年分布

図1に ERA-Interim に基づく海面水温 の冬季の平年の分布を、用いられている海 面水温が低解像度である1979年1月から 2001年12月まで(以下、低解像度期)と、 高解像度である2002年1月から2012年3 月まで(高解像度期)の各期間に分けて示 す。



図 1: (a) 左パネルは ERA-Interim に基 づく 1979年1月~2001年12月の海面水 温(等値線; 1°C間隔)と海面水温の赤道 向き勾配(シェード; °C/100km)の冬季 の平年の水平分布を表し、右パネルは 149.25°Eにおける海面水温の赤道向き勾 配(青線; °C/100km)の緯度断面を表す。 (b) (a)と同じ。ただし、2002年1月~2012 年3月の冬季の平年の分布。カラーバー は図の下部に記してあり、(a)、(b)に共通。 (a)と(b)のそれぞれ右パネルの黒細線は OISSTに基づく海面水温の赤道向き勾配

(°C/100km)の(a) 1981年12月~2001 年12月、(b) 2002年1月~2012年3月 の149.375°Eにおける冬季の平年の緯度 断面を表す。 高解像度期の海面水温の水平分布の方が、 低解像度期に比べ、より細かい構造が表現 されていることがわかる。海面水温の赤道 向き勾配の分布は、低解像度期には 38°N~40°N付近に南西から北東にのびる 顕著な極大を形成し(図1a)、亜寒帯海洋 前線帯に対応する(Nakamura and Kazmin 2003)。一方、高解像度期には41°N 付近に親潮前線に伴う極大が形成されてい るだけでなく、36°N付近でも黒潮続流前線 に伴う極大を示す(図1b)。高解像度期の 観潮前線に伴う極大は、低解像度期の極大 よりも1.5倍ほど大きい。

ほぼ同じ期間の、OISST に基づく海面水 温の赤道向き勾配の緯度断面と比べると、 ERA-Interim の低解像度期の滑らかな海 面水温の構造が、自然変動によるものでは なく、低い解像度によるものであることが 確認できる。

3-2. 境界層の鉛直構造の冬季平年分布

図2にERA-Interim に基づく、149.25°E における冬季の平年の緯度断面を両期間に 分けて示す。

低解像度期(図2a)では、黒潮・親潮続 流域において、37°N付近で海面水温の高波 数成分が1つ極大を示す。それと一致して 海面からの乱流熱放出(顕熱放出と潜熱放 出の和)の高波数成分が極大を示し、やや 南側に海面気圧の高波数成分の極小(気圧 の谷)が位置している。さらに、気圧の谷 に伴って仮温位の高波数成分の極大と上昇



図 2: (a) ERA-Interim に基づく 1979年1 月~2001年12月の149.25°E における冬 季の平年の断面。上パネルは仮温位の高波 数成分(シェード;°C)と鉛直圧力速度(等 値線; 0.01 Pa/s 間隔、実線が上昇流)の緯 度・高度断面。白太線は大気境界層上端を表 す。下パネルは海面水温の高波数成分(青 線;°C)、海面からの顕熱放出と潜熱放出の 和の高波数成分(赤線; W/m²)と海面気圧 の高波数成分(黒線; hPa)の緯度断面。線 とラベルの色がそれぞれ対応している。(b) (a)と同じ。ただし、2002年1月~2012年 3月の冬季の平年の分布。カラーバーは図 の下部に示してあり、(a)と(b)で共通。

流が形成され、境界層全域に及んでいる。

一方、高解像度期(図2b)では、海面水 温の高波数成分が35°N付近に黒潮続流前 線に伴う極大を示すだけでなく、40°N付近 でも親潮前線に伴う極大を示しており、そ れらに伴い、乱流熱放出の高波数成分の極 大も2つ形成されている。顕著な気圧の谷 が低解像度期とほぼ同緯度に形成されてい ることに加え、親潮前線付近にも、弱いな がらも気圧の谷が形成されていることが読 み取れる。さらに、低解像度期には見られ ないような、仮温位の高波数成分の極大や 上昇流域が40°N付近に形成されており、 大気境界層の中層まで及んでいる。

このような低解像度期と高解像度期の構 造の違いは、データ同化に用いる海面水温 の解像度によって、再解析で表現される大 気境界層の構造が変化することを示してい る。

3-3. 雲量と降水の冬季平年分布

図 3 に、ERA-Interim に基づく、低解像 度期(図 3a)と高解像度期(図 3b)の海 面水温と全雲量の冬季の平年の分布を示す。

高解像度期には黒潮続流前線と親潮前線 に沿って雲量の極大が形成されているが、 低解像度期にはそのようなメソ構造は見ら れず、雲量の極大は1つのみ形成されてい る。図2cに示す、衛星観測による2002年 12月から2012年3月までの冬季の平年の 分布では、ERA-Interimの高解像度期に表 現されていたような、海洋前線に沿う2つ



図 3: (a) 左パネルは ERA-Interim に基づ く 1979 年 1 月~2001 年 12 月の海面水温 (等値線;1℃間隔)と全雲量(シェード;%) の冬季の平年の水平分布を表し、右パネル は149.25°Eにおける海面水温(黒線;°C) と全雲量(緑線;%)の緯度断面を表す。線 の色とラベルの色がそれぞれ対応してい る。(b)(a)と同じ。ただし、2002年1月~ 2012年3月の冬季の平年の分布。(c) OISST に基づく海面水温と MODIS に基づく全雲 量の 2002 年 12 月~2012 年 3 月の冬季の 平年の分布。 左パネルは海面水温 (等値線; 1°C 間隔) と全雲量(シェード;%)の分布 を表し、右パネルは海面水温の 149.375°E における緯度断面(黒線; °C)と全雲量の 149.5°Eにおける緯度断面(緑線;%)を表 す。カラーバーは (a)、(b)、(c)に共通。

の雲量の極大がより顕著に表現されている。

さらに、図4には降水量の冬季の平年分 布が示されている。ERA-Interimの高解像 度期(図4b)の緯度断面には、黒潮続流前 線に伴う極大だけでなく、親潮前線付近で 降水量が増加するようなメソ構造が見られ るが、低解像度期(図4a)にはそのような メソ構造は見られない。衛星観測による、 2002年12月から2011年3月までの冬季 の平年の分布には、ERA-Interimの高解像 度期に似たメソ構造が示されている。

これらの結果は、再解析で表現される雲 量や降水の分布が、与えられる海面水温の 解像度の影響を受けることを示唆し、衛星 観測データと整合的な分布を表現するため には、高い解像度の海面水温データを与え る必要があることを示している。

4. まとめ

本研究では、全球大気再解析

ERA-Interim を用いて、同化に用いられる 海面水温の解像度が大気境界層の鉛直構造 や雲量、降水の冬季の平年の分布に与える 影響について調査するとともに、衛星観測 による冬季の平年の分布との整合性を検証 した。

ERA-Interim の低解像度期では、黒潮・ 親潮続流域において、海面水温の高波数成 分の極大が1つだけ形成されているのに対 し、高解像度期には、黒潮続流前線と親潮 前線に伴う2つの極大が形成されている。



図 4: (a-b) 図 3 の(a-b)とそれぞれ同じ。た だし、それぞれの左パネルのシェードと右 パネルの青線は降水量 (mm/day) を示して いる。 (c) OISST に基づく海面水温と、 AMSR-Eに基づく降水量の2002年12月~ 2011年3月の冬季の平年の分布。左パネル は海面水温(等値線;1°C 間隔)と降水量(シ ェード;%)の水平分布を表し、右パネルは 海面水温(黒線;°C)と降水量(青線; mm/day)のそれぞれ149.375°E の緯度断 面を表す。線とラベルの色が対応している。 カラーバーは図の下部に記してあり、(a)、 (b)、(c)に共通。

海面からの乱流熱放出や海面気圧にも、高 解像度期には低解像度期には見られないよ うなメソ構造が形成されていることが確認 された。仮温位や上昇運動の鉛直分布にも 両期間で違いが見られ、同化に用いられる 海面水温の解像度が大気境界層の鉛直構造 に影響していることが示唆された。

さらに、ERA-Interim で表現される雲量 や降水量の冬季の平年の分布は、

ERA-Interim の高解像度期では低解像度 期には見られないようなメソ構造を示し、 衛星観測とより整合的であった。

ERA-Interim の低解像度期と高解像度 期の比較に基づく解析では、同化されるデ ータの変化や自然変動による影響も無視で きない可能性がある。そこで、水平解像度 1°の COBE-SST を用いた JRA-55 Conventional (JRA-55C)と、現在計算中 である、水平解像度 0.25°の MGD-SST を 用いた高解像度海面水温版の JRA-55

(JRA-55HS)の1985年2月の月平均場
を比較した(図略)。これらは共に衛星観測
データを同化せずに作成されている。
JRA-55HSではJRA-55Cでは見られない
ような雲量や降水の水平分布のメソ構造が
表現されており、このことからも、海面水

温のメソ構造が雲量や降水の分布に影響を 与えていることが示唆される。

参考文献

Dee, D. P., and co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and

performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 70-72.

- Nakamura, H., and A. S. Kazmin, 2003: Decadal changes in the North Pacific oceanic frontal zones as revealed in ship and satellite observations. J. Geophys. Res., 108(C3), 3078.
- Taguchi, B., H. Nakamura, N. Masami, and S.-P. Xie, 2009: Influences of Kuroshio/Oyashio Extensions on air-sea heat exchanges and storm-track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/04 cold season. J. Climate, 22, 6536-6559.
- Tanimoto, Y., T. Kanenari, H. Tokinaga, and S.-P. Xie, 2011: Sea level pressure minimum along the Kuroshio and its extension. J. Climate, 24, 4419-4434.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S.-P. Xie, T. Sampe, H. Tomita, and H, Ichikawa, 2009: Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western North Pacific: In situ and satellite observations. J. Climate, 22, 4241-4260.