

# 中緯度海面水温前線上の局所的東西平均大気子午面循環

課題責任者

中村 尚 東京大学 先端科学技術研究センター

著者

中村 尚<sup>\*1</sup>, 西井 和晃<sup>\*2</sup>, 田口 文明<sup>\*1,3</sup>, 宮坂 貴文<sup>\*1</sup>, 小坂 優<sup>\*1</sup>

\*1 東京大学 先端科学技術研究センター, \*2 三重大学 大学院生物資源学研究所, \*3 海洋研究開発機構 アプリケーションラボ

中高緯度対流圏における東西平均した大気循環場には、赤道側（極側）に下降流（上昇流）を伴うフェレル循環が存在する。本研究ではフェレル循環の下降流域の対流圏下層に、局所的に閉じた子午面循環が存在し、高温な赤道側（低温極側）で上昇流（下降流）を伴うことを、ERA-I 大気再解析データの冬季北半球で見出した。この上昇流（下降流）は中緯度海面水温前線帯の赤道側での非断熱加熱（陸上の非断熱冷却と渦による運動量・熱輸送）によって強制されていた。さらに現実的な海面水温を与えた大気大循環モデル実験と、水温前線付近で人為的に水温勾配を弱体化させた実験を行ない比較した。現実的な水温前線によって、赤道側（極側）の非断熱加熱が強化（弱体化）し、この子午面循環が強化される。この子午面循環に伴う海上の北風偏差による西向きコリオリ加速偏差を引き起こし、水温前線帯直上の海上西風を弱体化させる。この効果は、水温勾配の強化によって強化された、移動性擾乱活動の活発化を通じた下向き西風運動量輸送による西風加速を凌駕している。以上の結果は、水温前線帯が局所的な子午面循環の形成を通じて海上西風を弱体化させることを示唆している。

キーワード：大気子午面循環, フェレル循環, 鉛直流, 中緯度海面水温前線, 大気大循環モデル

## 1. はじめに

東西平均した大気循環場の対流圏の熱帯には、非断熱加熱（冷却）に伴う上昇流（下降流）と、これらを補償するための対流圏上層（下層）の極向き（赤道向き）の流れによって構成されるハドレー循環が存在する [1]。一方、中緯度には、比較的高温な低緯度側（低温の高緯度側）での下降流（上昇流）を伴うフェレル循環が存在する。地球スケールの大気波動である惑星波と、移動性高・低気圧を伴う移動性擾乱とが、極向き熱輸送を通じて、このフェレル循環を形成している。後者の移動性擾乱は、特に中緯度の海洋上で発達する。これは中緯度の海面水温前線帯（赤道側の暖流と極側の寒流の合流域）が、傾圧不安定による擾乱の発達にとって好ましい大気下層の南北気温傾度を、海洋から大気への顕熱輸送の南北差によって維持するためである [2]。移動性擾乱に対する暖流による潜熱供給の寄与も指摘されている [3]。一方、北西大西洋上においては、暖かい湾流が大気への潜熱と顕熱を供給することにより、その直上で対流圏上部まで達する強い上昇流を形成している [4]。水温前線帯は北太平洋上にも存在する。このため暖流による上昇流強制が、局所的のみならず、大気大循環広範に影響している可能性がある。

本研究では、複数の大気再解析データによる冬季北半球の東西平均子午面循環には、水温前線帯の存在する緯度の赤道側（極側）において、上昇流（下降流）が対流圏下層に存在し、局所的な閉じた子午面循環を構成していることを見出した。さらに、下方境界条件として与える水温前線帯の水温勾配を人為的に変化させた大気大循環モデル実験により、子午面循環の成因と海上風への潜

在的影響の議論を行った。

## 2. 用いたデータ、数値実験、解析手法

### 2.1 大気再解析データ

ERA-I [5] と JRA-55[6] 大気再解析データを用いる。期間は 1982 年から 2013 年である。観測と数値モデルによって大気状態を推定した再解析データにおいて、直接観測することが困難である鉛直流は、他の気温や風などの観測可能な気象変数よりも信頼性が低い [7] ことに注意されたい。記載がない限り、月平均データをもとに計算を行う。擾乱活動による運動量・熱輸送量の計算では、記載がない限り擾乱を東西平均からのずれと定義し、6 時間毎のデータを用いて共分散を計算した。気圧座標系で提供されたデータを用いた。気圧面高度が地表の高度より下回る格子点では、多くの再解析データでは外挿した値で埋められている。こうした格子点では実際には質量輸送がないので南北風を 0 として子午面流線関数を求めた。他の東西平均を求める計算ではこれらは欠損値として扱った。

### 2.2 数値実験

アンサンブル数値実験には AFES (AGCM For Earth Simulator [8]) 中解像度版 (T119;100km 相当、鉛直 56 層、モデル上端 ~ 0.1hPa) を用いた。下方境界条件として衛星観測による OISST 海面水温・海水データを 1982 年から 2013 年までの 32 年分与えた「標準実験」を行った。この解像度は 0.25° で、大気循環を強制し得る水温前線に伴う微細構造が捉えられている。感度実験として、中高緯度域のみ水温場を人為的に平滑化し、水温前線に伴う水温

勾配を弱体化させた「中緯度 SST 平滑化実験」も実施した。標準実験と平滑化実験はそれぞれ 15 メンバー積分した。

### 2.3 オメガ方程式による鉛直流の診断

擾乱による運動量輸送と熱輸送によって強制される鉛直流を、準地衡風系のオメガ方程式を解くことにより診断した [1]。同じ枠組みで非断熱加熱によって強制される鉛直流も診断した。なお、境界条件として 1000hPa での鉛直流を 0 に固定して方程式を解いた。

## 3. 解析結果

### 3.1 再解析データに見られる子午面循環

図 1a は ERA-I 再解析データに基づく冬季気候平均の質量流線関数（実線は時計回り、点線は反時計回りの循環）と鉛直流（色）を示す。熱帯域ではハドレー循環、中緯度域ではフェレル循環が卓越している。図 1b は北半球の中緯度対流圏下層を拡大したものである。北緯 37～38 度付近に上昇流が、北緯 40 度付近では下降流の極大が存在する。これと整合的に北緯 37 度から 40 度付近に閉じた子午面循環が確認できる。しかし、JRA-55 再解析では下降流の極小は存在するものの、同様の循環は確認できなかった。

この ERA-I での上昇流の起源を理解するために、海上と陸上それぞれに分けて、鉛直流の東西平均を計算したところ、局所の子午面循環の上昇流の存在緯度に相当する北緯 37 度付近では海上に上昇流の極大が存在する（図 2b）。同じ緯度帯の陸上では下降流（図 2c）となり、全経度帯で平均する際には、これらが打ち消しあい、僅かに上昇流成分が残る。局所の子午面循環の下降流の緯度（北緯 39～45 度）の海上では、900hPa 面以下の最下層で下降流、それ以上では上昇流となっている。一方陸上では下降流が支配的である。JRA-55 再解析データでは、北緯 37 度付近の局所の上昇流は確認できないが、海上のみ、陸上のみでの東西平均の鉛直流の構造は ERA-I とほぼ同じである（図示せず）。海上の上昇流の強さは両者の再解析データでほぼ同じだが、陸上の下降流の強さはわずかに JRA-55 の方が大きいので、東西平均場では JRA-55 にお

いて局所的に上昇流とならない。非断熱加熱データが提供されている JRA-55 では、海上ではほぼ中高緯度全域で非断熱加熱（図 2d）があり、特に海面水温前線帯の赤道側で極大がある（図 2e）。この極大が上昇流に対応している。一方陸上では 950hPa 面以下のごく最下層を除き非断熱冷却があり下降流に対応している（図 2f）。

### 3.2 鉛直流の形成要因

準地衡風近似の枠組みでは、運動量輸送、熱輸送、非断熱加熱によって強制される鉛直流をオメガ方程式により診断できる。本研究では擾乱による運動量と熱輸送、そして非断熱加熱によって強制される鉛直流を JRA-55 に基づき診断した（図 2g-i）。擾乱による運動量・熱輸送によって強制された鉛直流は北緯 45 度付近より低緯度側で下降流、高緯度側で上昇流を示し、フェレル循環を表している（図 2g 青線）。一方、非断熱加熱によって強制された上昇流は北緯 32～41 度付近で顕著であり（図 2g 赤線）、そこでの非断熱加熱の極大に対応している。高緯度側では弱いながらも下降流となっている。両者の和は紫線で表され、北緯 37 度付近でわずかに上昇流が卓越している。JRA-55 は実際には上昇流を示さないため、オメガ方程式による診断は定量的には実際の鉛直流を説明しないが、そこで極大を示すことは整合的である。また、北緯 42 度付近での診断された下降流は小さいものの、再解析の下降流と整合的である。海上での診断された鉛直流の分布は、海陸合わせた東西平均と似ている。しかし北緯 37 度付近での非断熱加熱による上昇流強制は、海上の方が大きく、擾乱による下降流強制を打ち消している（図 2h）、実際の再解析中でも上昇流となっている（図 2h 黒線）。陸上では再解析ではほとんどの緯度で下降流となっており、その大きさは説明できないものの、診断された鉛直流も下降流を示す（図 2i）。ERA-I 再解析では非断熱加熱が公開されていないため同様の解析は行えないが、定性的に同様の傾向を示すとすれば、東西平均で見られる北緯 37 度付近の上昇流は海上の非断熱加熱によって強制される一方、高緯度側の下降流は陸上の非断熱加熱、および擾乱によって強制されていると考えられる。

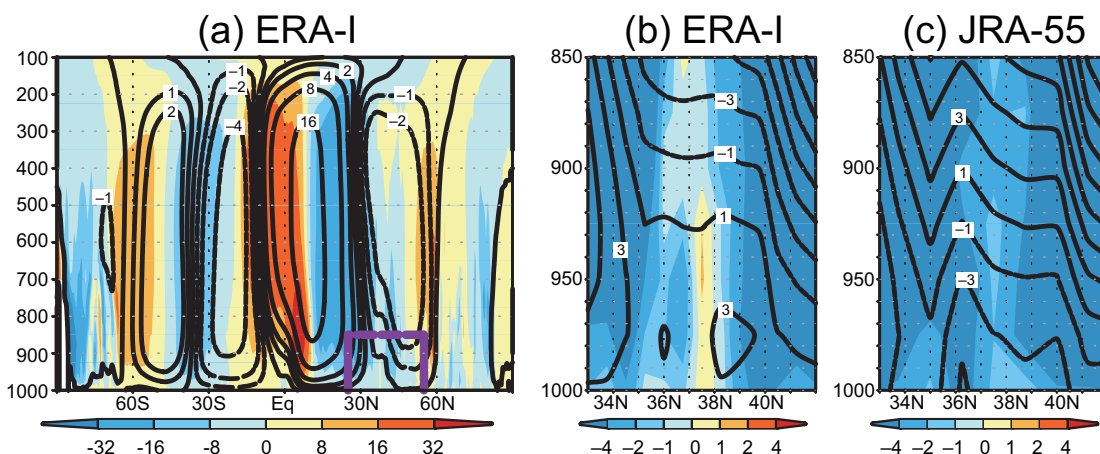


図 1 (a) ERA-I 再解析データ冬季（12月～2月平均）気候平均質量流線関数（等値線： $10^{10}$  kg/s）。期間は 1982/83 年～2012/13 年。影は鉛直 p 速度の符号を反転させたもの（ $10^{-3}$  Pa/s）。紫で囲った枠を (b) で拡大している。(c)(b) と同様。ただし JRA-55 に基づく。

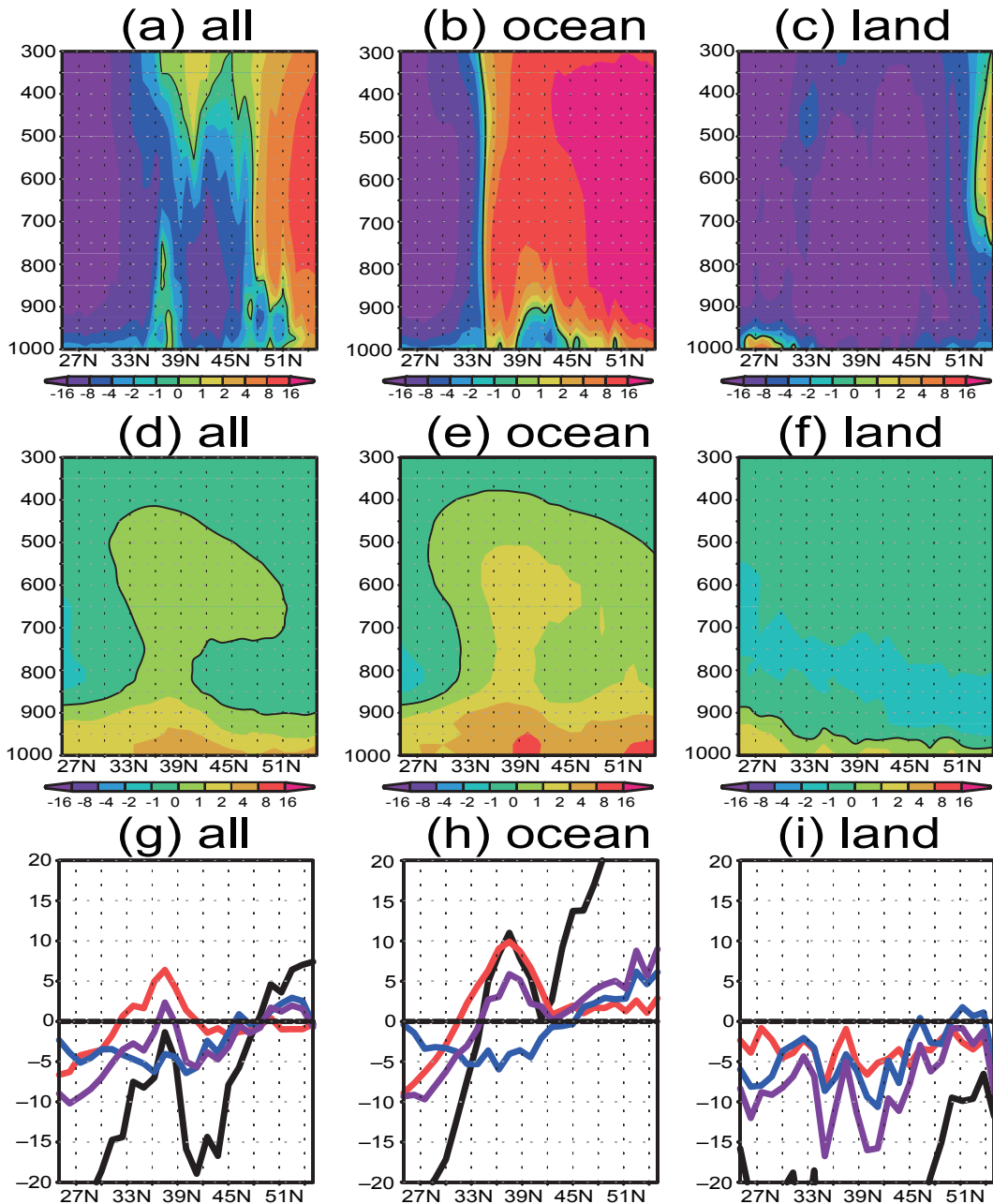


図2 (a)ERA-I 再解析データの冬季気候平均、東西平均鉛直 p 速度 ( $10^3$  Pa/s)。符号を反転して示してある。(b,c)(a)と同様。ただし、(b)海上のみ、(c)陸上のみでの東西平均。(d,e,f)(a,b,c)とそれぞれ同様。ただし、JRA-55 再解析データの非断熱加熱。(g) JRA-55 での 850hPa 東西平均冬季気候平均鉛直 p 速度 (黒線) (単位:  $10^3$  Pa/s)。オメガ方程式により診断された、非断熱加熱により強制された鉛直 p 速度を赤線、東西平均からのずれとして定義された擾乱によって強制される鉛直 p 速度を青線、赤線と青線の和を紫線でしめす。(h,i)(g)と同様。ただし、(h)海上のみ、(i)陸上のみ、で東西平均。符号を反転して示してある。

### 3.3 大気大循環モデル実験

図には示さないが、標準実験においても、ERA-I 再解析と同様な局所的な上昇流と下降流が、対流圏下層の北緯 36 ~ 45 度付近に確認される。海上のみ平均、陸上のみ平均も再解析と同様の傾向を示す。また非断熱加熱の分布も JRA-55 再解析と整合的である。図 3 は標準実験と平滑化実験の東西平均場の差を示している。東西平均の差はほぼ海上の違いによるものである。北緯 40 度付近の中緯度海面水温前線帯の赤道側 (極側) の緯度帯では、標準実験の方が、相対的に海水温が高い (低い) ため、海洋から大気への顕熱・潜熱輸送、および降水量は正 (負) の偏差を示す (図示せず)。これらによって、対流圏下層

で正 (負) の非断熱加熱偏差と上昇流 (下降流) 偏差が生じる (図 3a,b)。実際、オメガ方程式によって診断された非断熱加熱による鉛直流偏差は、観測された偏差と整合的である (図 3c)。これらの鉛直流偏差を補償するように対流圏最下層で北風偏差、中層で南風偏差が存在し (図 3d)、標準実験の方が平滑化実験より局所的な子午面循環が強いことを示している。西風は対流圏全層に渡って高緯度側で強化、低緯度側で弱体化している。これは西風の軸が極側に移動していることを示しており、先行研究による水温前線を人為的に弱体化させた大気大循環モデル実験の結果と整合的である [9]。対流圏最下層では水温前線のある緯度帯まで、西風の弱体化領域が高緯度側に拡大し

ている。これは最下層の北風偏差が、コリオリ力による東風加速偏差をもたらしているためと考えられる。一方で、標準実験の方が海面水温の南北差が大きく、大気最下層の南北気温傾度が大きいいため、移動性擾乱が活発化している。これは短周期擾乱による極向き熱輸送の正偏差と整合的である(図3f)。極向き熱輸送は西風運動量を下向きに輸送し、水温前線のある緯度帯の最下層で西風を加速する働きを持つ。しかし実際には東風偏差を示すため、コリオリ加速を通じた局所の子午面循環強化による東風加速が、移動性擾乱による西風加速を上回って

ると考えられる。

この水温前線に伴う局所の子午面循環とそれに伴う大気最下層の東風加速は、海上風、ひいては海面への応力の変調をもたらす。特に水温前線の顕著な北西太平洋と北西大西洋において、海面水温と海面応力の回転の水平分布の標準実験と平滑化実験の差を見ると(図4)、水温前線の直上で海上風は北東風偏差を示し、また、赤道側(極側)の暖かい(冷たい)水温偏差に伴い低気圧(高気圧)性の回転の偏差を示している。このことは、水温前線が局所の子午面循環を形成する一方で、この局所的

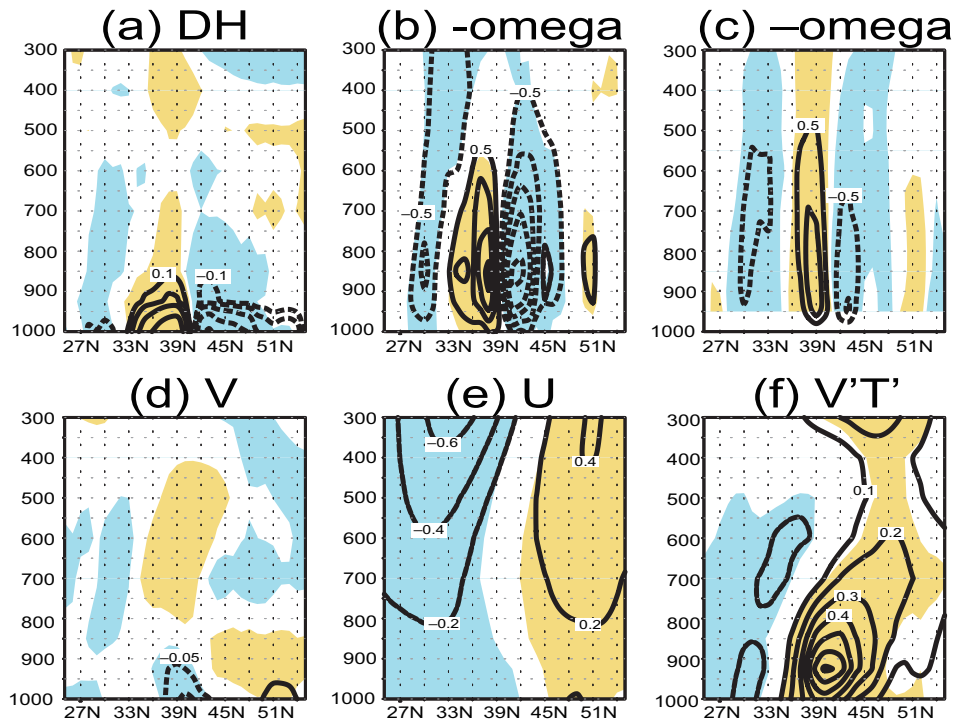


図3 冬季気候平均、東西平均、アンサンブル平均のGOGA実験と平滑化実験との差(等値線)。(a)非断熱加熱(K/day)。(b)符号を逆転した鉛直p速度(10<sup>-3</sup> Pa/s)。(c)オメガ方程式により診断された非断熱加熱により強制された鉛直p速度(10<sup>-3</sup> Pa/s)。(d)南北風(m/s)。(e)東西風(m/s)。(f)短周期擾乱による極向き熱輸送(K/m/s)。黄色と青色はそれぞれ有意水準5%で有意な正と負の差を示す。

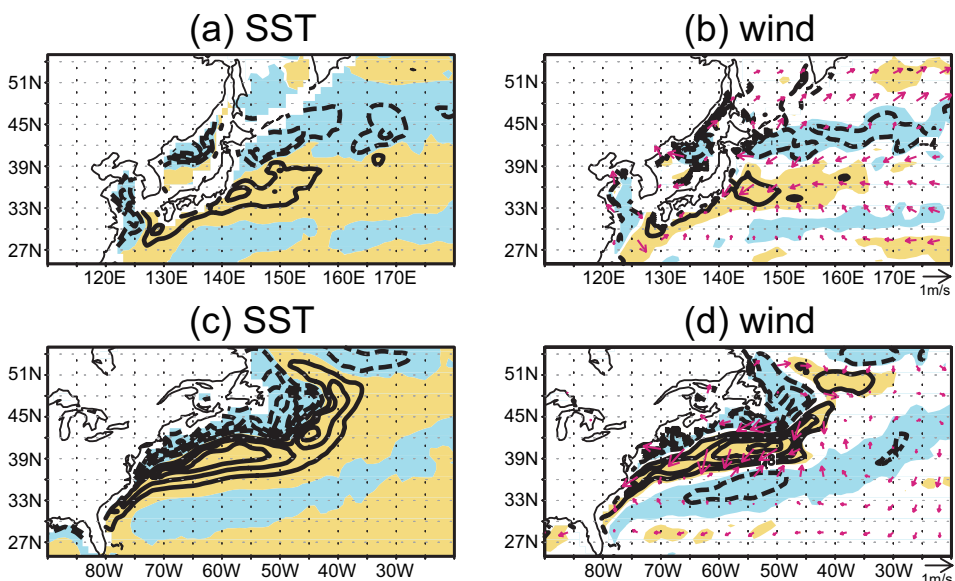


図4 冬季気候平均、東西平均、アンサンブル平均のGOGA実験と平滑化実験との差(等値線)。(a)北西太平洋上の海面水温(等値線:K)。(b)海上風(矢印:m/s)と風応力カール(10<sup>-8</sup> N/m<sup>3</sup>)。

子午面循環の海上風への影響を通じて、海流や海面水温に変調を与えていること示唆する。なお、水温偏差と海上風の相対関係は、圧力調整メカニズム [10] を通じた水温偏差の海上風への影響を示唆している。しかし実際には水温偏差の影響は大気境界層のみにとどまらず、自由大気まで及びうることを示している。

#### 4. まとめと今後への発展

本研究では、ERA-I 大気再解析データに基づき、冬季東西平均場の対流圏最下層には、中緯度海面水温前線帯の直上で、赤道側で上昇流、極側で下降流を伴う局所的な閉じた子午面循環が存在することを見出した。ただし JRA-55 再解析では、赤道側の緯度において陸上での下降流が海上での上昇流に勝るため、東西平均場では上昇流とならず、このような局所の子午面循環は存在しなかった。我々の大気大循環モデルには局所の子午面循環が存在し、水温前線帯がこの子午面循環の形成に寄与していることを示唆した。次年度は海面水温前線の大気影響のより精緻な評価のため、AFES 高解像度版 (T239; 40km 相当) を用いた実験を実施する予定である。

#### 謝辞など

本研究は文部科学省北極域研究プロジェクト ArCS と科学技術振興機構 (JST) Belmont Forum 国際共同研究 (InterDec) との一環として実施されたものである。

#### 文献

- [1] J. R. Holton, “An Introduction to Dynamic Meteorology”, 4th ed., Elsevier, Academic Press. 2004.
- [2] D. Hotta, and H. Nakamura, “On the significance of the sensible heat supply from the ocean in the maintenance of the mean baroclinicity along storm tracks”, *J. Climate*, 24, 3377-3401, 2011.
- [3] B. J. Hoskins, and P. J. Valdes, “On the existence of storm tracks”. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1854–1864, 1990.
- [4] S. Minobe, and A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small, “Influence of the Gulf Stream on the troposphere”, *Nature*, 452, 206–209, 2008.
- [5] D. P. Dee, and coauthors, “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597, 2011.
- [6] S. Kobayashi, and Coauthors, “The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics”, *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48, 2015.
- [7] E. Kalnay, and coauthors, “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471. 1996.
- [8] A. Kuwano-Yoshida, T. Enomoto, and W. Ohfuchi, “An improved cloud scheme for climate simulations”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 1583–1597, 2010.
- [9] F. Ogawa, H. Nakamura, K. Nishii, T. Miyasaka, and A. Kuwano-Yoshida, “Importance of mid-latitude oceanic frontal zones for the annular-mode variability: Inter-basin differences in the Southern Annular-Mode signature”, *J. Climate*, 29, 6179-6199, 2016.
- [10] R. S. Lindzen, and S. Nigam, “On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the Tropics”, *J. Atmos. Sci.*, 44, 24189-2436, 1987.

# Atmospheric Local Meridional Circulation over Extratropical Oceanic Fronts

Project Representative

Hisashi Nakamura      Research Center for Advanced Science and Technology, University of Tokyo

Authors

Hisashi Nakamura<sup>\*1</sup>, Kazuaki Nishii<sup>\*2</sup>, Bunmei Taguchi<sup>\*1,3</sup>, Takafumi Miyasaka<sup>\*1</sup> and Yu Kosaka<sup>\*1</sup>

\*1 Research Center for Advanced Science and Technology, University of Tokyo, \*2 Graduate School of Bioresources, Mie University, \*3 Application Laboratory, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

A meridional overturning circulation (MOC) in the tropical troposphere, called the Hadley cell, consists of upward (downward) motion driven by diabatic heating (cooling). Another MOC in the zonal-mean extratropical circulation, called the Ferrel cell, is driven by eddies, and warmer (cooler) air apparently sinks (rises) in lower (higher) latitudes. We found a local MOC in the lowermost troposphere over extratropical oceanic fronts, which are confluent regions of cold and warm oceanic currents, in the zonal-mean atmospheric circulation of the wintertime Northern Hemisphere in the ERA-Interim reanalysis. The upward motion in the local MOC is to the equatorward of oceanic fronts, and is driven by diabatic heating produced by warm oceanic currents. The downward motion is to the poleward of oceanic fronts, and driven by diabatic cooling over land and also by eddies. We performed two atmospheric general circulation model experiments forced by observed sea surface temperatures (SSTs), and by SSTs horizontally smoothed in midlatitudes. The local MOC is stronger in the former due to stronger meridional contrast of SSTs and diabatic heating across oceanic fronts. The stronger local MOC leads to stronger surface northerlies, which decelerates surface westerlies through the Coriolis force over oceanic fronts.

**Keywords:** Meridional overturning circulation, Ferrel cell, vertical motion, extratropical oceanic front, atmospheric general circulation model

## 1. Introduction

In the zonal average, meridional overturning circulations (MOCs) called the Hadley cell [1] are observed in tropics. In them, the warmer air around the equator rises, while the cooler air in higher latitudes sinks in association with poleward (equatorward) flow in the upper (lower) troposphere. In midlatitudes (30–60 degree latitudes), there is another type of MOCs called the Ferrel cell, where the warmer air in lower latitudes apparently sinks while the cooler air in higher latitudes rises. The Ferrel cell is not driven by diabatic heating, but by eddies in the atmosphere through their heat and vorticity fluxes. The eddies involve stationary planetary-scale waves and transient synoptic-scale eddies. Development of the latter is often observed over extratropical oceans, particularly over extratropical oceanic fronts which are confluent regions of cold and warm oceanic currents. The meridional contrast of warm and cold sea surface temperatures (SSTs) leads to that of sensible heat fluxes to the atmosphere, which further maintains that of air temperatures. Such cross-frontal air temperature contrast provides favorable condition for development of transient synoptic-scale eddies through baroclinic instability [2]. A latent heat supply from the warm oceans can also promote their development [3]. Over the Gulf stream, warm SSTs provide strong latent and sensible heat fluxes, which causes

strong upward motion into the upper troposphere [4]. The Kuroshio warm current also provides strong heat fluxes, thus such upward motions forced by warm SSTs may be observed over other midlatitude oceans, and may affect the atmospheric general circulation.

In this study, we found that there is upward (downward) motion in the warmer (cooler) side of extratropical SST fronts in the zonal-mean lowermost troposphere in the wintertime Northern Hemisphere. These vertical motions form a local MOC in ERA-Interim atmospheric reanalysis datasets. We also perform two atmospheric general circulation model (AGCM) experiments: one forced by observed SSTs and the other forced by horizontally smoothed SSTs in midlatitudes to discuss the formation mechanism of the local MOC and potential impact on the surface wind.

## 2. Used data and numerical experiment

We use ERA-Interim reanalysis dataset [5] and JRA-55 reanalysis dataset [6]. The data is on pressure vertical coordinate. The analysis is based on monthly-mean fields. In calculating zonal-mean mass stream function, meridional wind on grid points under the surface is replaced by zero, because there should be no mass transport under the surface. In zonally averaging other variables, values on such grid points are not used.

We use AFES (AGCM For Earth Simulator; [7]) configured at horizontal resolution T119 (~100km), with 56 vertical levels covering from the surface to ~0.1hPa. The prescribed SST data is OISST compiled on a 0.25°x0.25° grid. Our 15-member ensemble experiments consist of two different types of experiments according to the prescribed SST: (i) control experiment forced with observed SST globally, and (ii) “smoothed SST” whose SST is horizontally smoothed in midlatitudes.

### 3. Results

#### 3.1 A local MOC over extratropical SST fronts

In mass stream functions of zonal-mean, climatological-mean atmospheric circulation in boreal winter, Hadley cells are observed in tropics, while Ferrel cells are observed in midlatitudes. Close inspection reveals that there is local upward motion around 37~38 degree latitudes and downward motion around 40 degree latitudes in the lower troposphere in ERA Interim reanalysis. Consistently, there is a closed local MOC over 37~40 degree latitudes, embedded in the downward branch of the Ferrel cell. In JRA-55 reanalysis, however, such upward motion and closed MOC are not discernible in midlatitudes.

Over the ocean, the zonal-mean vertical motion is upward around 37~38 degree latitudes in both ERA Interim and JRA-55 reanalysis datasets. In contrast, the vertical motion averaged over lands are downward. The upward motion zonally averaged over the ocean accompanies mean diabatic warming on the warmer side of oceanic fronts, while the downward motion over the land accompanies diabatic cooling. In ERA Interim, the upward motion over the ocean exceeds downward motion over the land, which results in upward motion in entire zonal mean fields. In JRA-55, the downward motion over the lands is stronger, thus the vertical motion is downward if zonally averaged over whole longitudes. Around 40 degree latitudes, which roughly correspond to latitude of cooler side of oceanic fronts, the vertical motion zonally averaged only over the ocean is upward except for levels below 900-hPa level in association with diabatic warming, while that only over the land is downward. The upward motion over the ocean accompanies diabatic warming, while the downward motion over the land accompanies diabatic cooling. The latter exceeds the former, which results in downward motion if zonally averaged around 40 degree latitudes.

#### 3.2 AGCM experiments

Ensemble-mean, zonal-mean and climatological-mean vertical motion in boreal winter in the control experiment also shows local upward and downward motions around the latitudes of extratropical oceanic fronts (36~45 latitudes) as in ERA-Interim. Differences between control and smoothed SST experiments, which represent influences of stronger oceanic fronts, reveal that upward (downward) motion is enhanced in

association with anomalous diabatic warming (cooling) on the equatorward (poleward) flank of oceanic fronts. The anomalous diabatic warming (cooling) is imposed by anomalous warm (cool) SST through anomalous upward (downward) surface latent and sensible heat fluxes and more (less) precipitation. In association with the anomalous vertical motions, there exists anomalous poleward (equatorward) flow in the middle (low) troposphere. Those anomalous vertical motions and meridional flow imply enhancement of the local MOC due to stronger oceanic fronts.

In association with stronger MOC, anomalous easterlies in the lowermost troposphere is observed just over the oceanic front, which is accelerated by anomalous equatorward flow through Coriolis forcing. This easterly acceleration appears to overcome the westerly acceleration by downward transport of westerly momentum resulting from enhanced transient eddy activity over stronger oceanic fronts. Surface winds, particularly over oceanic fronts are affected by the SST anomalies. Anomalous easterlies are actually observed over the oceanic fronts and accompany cyclonic (anticyclonic) vorticity anomalies over warmer (cooler) side of the fronts. Those anomalous winds should affect oceanic fronts through changes in the ocean circulations driven by the associated surface wind stress anomalies.

### 4. Conclusions

In this study, we found a local MOC in the lowermost troposphere over extratropical oceanic fronts in the zonal-mean atmospheric circulation of the wintertime Northern Hemisphere in the ERA-Interim reanalysis. The upward motion in the local MOC is to the equatorward of oceanic fronts, and is driven by diabatic heating produced by warm oceanic currents. By conducting AGCM experiments, we confirmed that oceanic fronts are important for the formation of the local MOC. We further suggest that the local MOC may feedback on circulations and fronts in the ocean through modification of surface wind stress.

### References

- [1] J. R. Holton, “An Introduction to Dynamic Meteorology”, 4th ed., Elsevier, Academic Press. 2004.
- [2] D. Hotta, and H. Nakamura, “On the significance of the sensible heat supply from the ocean in the maintenance of the mean baroclinicity along storm tracks”, *J. Climate*, 24, 3377-3401, 2011.
- [3] B. J. Hoskins, and P. J. Valdes, “On the existence of storm tracks”. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1854–1864, 1990.
- [4] S. Minobe, and A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small, “Influence of the Gulf Stream on the troposphere”, *Nature*, 452, 206–209, 2008.
- [5] D. P. Dee, and coauthors, “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation

- system”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597, 2011.
- [6] S. Kobayashi, and Coauthors, “The JRA-55 Reanalysis:General specifications and basic characteristics”, *J. Meteor.Soc. Japan*, 93, 5–48, 2015.
- [7] A. Kuwano-Yoshida, T. Enomoto, and W. Ohfuchi, “An improved cloud scheme for climate simulations”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 1583–1597, 2010.