# 環状モード変動における中緯度海洋前線帯の潜在的重要性

一水惑星実験から一

小川 史明, 中村 尚, 西井 和晃, 宮坂 貴文(東大・先端研), 吉田 聡(JAMSTEC・ESC)

## <u>1. はじめに</u>

中緯度海洋前線帯は、中緯度の暖流と寒流との合 流域で, 海面水温(Sea Surface Temperature: SST) と海上気温の南北勾配が顕著な領域である.中緯度 極前線ジェット (Polar front Jet: PFJ) や移動性擾 乱の活発域(ストームトラック)は、中緯度海洋前線 帯と力学的に共存することが最近明らかになりつ つある(Nakamura et al. 2004, 2008). 一方, 中高緯 度で卓越する東西一様な長周期変動である「環状モ ード変動」は、渦駆動されるPFJの南北変位として 観測され,それに伴う東西風偏差は移動性擾乱活動 の変調によって維持されることが知られている (Lorenz and Hartmann 2001). これらの結果から, 中緯度海洋前線帯が環状モード変動に影響する可 能性が考えられる、これまで、気候平均場に対する 中緯度の強い水温勾配の重要性は盛んに研究され てきたが(Ogawa et al. 2012; Deremble et al. 2012; Brayshaw et al. 2008), 環状モード変動に対する重 要性に関する研究は殆ど行われていない、そこで本 研究においては、多くの先行研究と同様に、AGCM の下方境界に東西一様なSSTを与える「水惑星実験」 を行ない、海洋前線帯の緯度に対して環状モード変 動がどのように依存するのか調査した.この実験設 定により、地形や海陸熱コントラストに伴う定常ロ スビー波を抑制しつつ、東西一様な基本場のもとで 存在できる移動性擾乱, PFJ, 環状モード変動に対 し、海洋前線帯が及ぼす影響が調査できる.

#### <u>2. 実験設定</u>

実験に用いたAGCMはAFES(AGCM for Earth Simulator)である[*Ohfuchi et al. 2004*]. 解像度は T79L56(水平150km格子相当)で,これは海洋前線 帯の効果を再現し得る最低限の解像度であると考



図1. AGCM の下方境界条件として与えた,モデル南半球(冬半 球)における(a)SST,(b)SST 南北勾配の緯度分布.黒線は,南 半球の経度 60~80°における平均値で,南インド洋における代 表的な観測値に対応し,海洋前線帯は緯度 45°に位置する.他 の色線は,海洋前線帯の緯度をずらして 30°,35°,40°,50°,55° とした場合,または海洋前線帯を除去した場合における緯度分 布を示す.灰色は NF 実験の場合,

えられる、モデルの下方境界条件として東西一様 なSSTを与えた. その南北分布はOgawa et al. 2012 で用いられたものと同様に、衛星観測データ (OI-SST)に基づく南インド洋の気候値とした.冬 季の分布をモデル南半球に全経度にわたって与え、 モデル北半球には夏季の分布を南北反転させて与 えた(図1a, 黒線). これに対応して、モデル南半 球には冬季、北半球には夏季の大気大循環が再現 される.本研究では冬季の場合について議論する. 標準実験においては、SST勾配が最大となる海洋 前線帯は緯度45°に位置する(図1b, 黒線). SST 感度実験においては、ハドレー循環と亜熱帯ジェ ット(STJ)の形成に寄与する熱帯の水温を保ちつ つ、中緯度の水温勾配が最大となる緯度を、勾配 強度を保ったまま、緯度30°から55°まで5°ずつず らして与える実験の他、海洋前線帯に伴う強い水 温勾配を除去して与える実験(NF実験; Nakamura et al. 2008; Sampe et al. 2010) も行なった(図1). 太陽入射角は各実験とも南半球の冬至に固定し、 スピンアップの後、120ヶ月分の出力データを解析 した.



図 2. a). 各実験における気候平均状態の 925hPa における西風 風速の南北分布.色は、与えた海洋フロントの緯度を示す縦軸 上の丸印に対応する. b). a)と同じであるが、横軸を海洋前線 帯の緯度として、各実験における風速の緯度分布を影で示し た. 青丸は西風が最も強い緯度,赤丸は2次的な西風強風軸の 緯度. 茶色点線は海洋前線帯の緯度.

## 3. 水惑星実験の結果

#### 3-1. 気候平均場

まず、環状モード変動と大きく関連する、気候 平均場について議論する.図2で示されるのは各 実験における気候平均状態の海上偏西風の南北分 布である.海上偏西風速の最も強い緯度(青印)は、 先行研究でも示されているように(Ogawa et al.2012), SST フロントが亜熱帯~中緯度にある 場合は、フロントの緯度変化に敏感で海洋前線帯 のやや高緯度側に位置するのに対し、SST フロン トが亜寒帯である場合には敏感性が弱まり、海洋 前線帯の緯度から離れ、フロントがない場合の緯 度に近い. その一方, 二次的なピーク(赤印)は海 洋前線帯のやや高緯度側に位置した。図3は、各 実験で海上偏西風の最強となる緯度の平均滞留時 間を日数で示す. 各実験で緯度方向に大きく分け て2つのピークがあることが分かる(緑印、黄印). 高緯度側のピーク(緑印)はフロントの緯度を敏感 に感じる一方で、低緯度側のピーク(黄印)は、海 洋前線帯がない場合にとどまりやすい緯度に位置 していると考えられる.両ピークにおける,12日 以上という比較的長い滞留時間は、それらの長周 期変動との関連を示唆する.



図 3. 各実験で 925hPa における西風風速の最大となる緯度の平 均滞留時間(日数). 各実験で,緯度方向に2つのピークがある (緑印,黄印).青色点線は海洋前線帯の緯度.

## 3-2. 環状モード変動

環状モード変動の抽出は、925hPaにおける東西 平均東西風の 8 日 low-pass 成分を EOF 解析する ことで行なった、ここで海上偏西風の時系列を選 んだのは、渦駆動の PFJ は下層でも明瞭であるー 方、上空では亜熱帯の影響でやや不明瞭であるた めである.海洋前線帯が45°に位置する場合の変 動は、現実と整合的に、PFJの南北振動を示した。 各感度実験においても、EOF1 は海洋前線帯のやや 高緯度側に位置する PFJ (海洋前線帯が亜寒帯に位 置する場合は、2次的な強風軸)の南北振動を示し た. 海洋前線帯が 35°に位置する場合のみ, EOF2 がこの変動に対応する.以下では、 PFJ が高緯度 側にシフトする場合を正の位相と定義して、PFJ の南北振動を示す長周期変動と海洋前線帯の緯度 との関係を議論する.図4a,bは、各実験における 海上偏西風の緯度分布で、環状モードが正の位相 の場合についての合成図である. 正の位相におい て,海上偏西風の軸の緯度(黒線)は,海洋前線帯の 緯度に敏感で、その高緯度側に形成される. すな わち、正の位相は海洋の熱的影響が非常に顕著に 表れる状況であると考えられる. 一方, 負の位相 の場合(図 4c), 海上偏西風帯の緯度(黒線)は 38 ~40°でほぼ一定であり、海洋前線帯の緯度に対 123 する依存性が弱い. さらに. その緯度は海洋前線



図4.a).各実験の925hPaにおける西風風速の南北分布で,環状モードが正の位相の場合についての合成図.色は,与えた海洋フ ロントの緯度を示す縦軸上の丸印に対応する.b).a)と同じであるが,横軸を海洋前線帯の緯度として,各実験における風速の 緯度分布を影で示した.黒線:各実験の925hPa面における偏西風軸の緯度,青丸:925hPa面における周期一週間以内の南北風 の変動の標準偏差の極大から氷塊したストームトラックの緯度,白破線(青破線):NF実験の気候平均状態で925hPa面に表れる 偏西風(ストームトラック)の軸の緯度.茶色点線:海洋前線帯の緯度.c).b)と同様,ただし変動の負の位相の場合について.

帯を除去した NF 実験の気候平均状態で形成され る PFJの緯度(38°,白破線)付近である(図 4,白破 線). すなわち負の位相においては, PFJの緯度が 下方境界の水温前線から受ける熱的影響が弱く, その緯度は大気内部力学(Robinson, 2006)で決め られていると考えられる. 各実験における下層の ストームトラックの緯度も同様に, 正の位相にお いては海洋前線帯の緯度に敏感な一方で, 負の位 相においては敏感性が弱まった(図 4,水色丸印,水 色破線).

## 3-3. 環状モード変動と気候平均場の関係

図 5a は、海洋前線帯を 55°に設定した場合に 925hPa に表れる海上偏西風の、変動の各位相の場 合に対する合成図で、図 4 に対応する.気候値は 正と負の中間の状態であり、その軸は海洋前線帯 から離れて、負の場合の緯度付近となっている(黒 線).図 5b 黒線は、海上偏西風が最強となる緯度 の確率頻度分布を示す.分布は明らかに正規分布 的ではなく、合成図のピークと丁度対応するよう に、フロントのやや高緯度側と、38°付近に極大 が見られ、合成図のピークによく対応する.さら に、PC 時系列の値に応じて色分けすると(図 5b の 影)、海上偏西風の軸が海洋前線帯の極側の領域に ある場合にはほぼ全てが「環状モード」の正位相, 38°付近の領域にある場合は大部分が「環状モー ド」の負位相に対応していた.海洋前線帯が他の 緯度にある場合にも,確率頻度分布は海洋前線帯 の高緯度側と中緯度の決まった緯度に2つのピー クを持つ傾向が明瞭である(図5c).すなわち,我々 のモデルで再現された環状モードは,2つの気候 レジーム間の遷移に対応し,各位相は,大気が海



図 5. (a) フロントが 55° にある場合の, 925hPa における西風 風速の南北分布. 正(負)の位相における合成図を赤(青)線, 気 候平均状態を黒線で示す. b). 黒線: 925hPa における西風風速 が最強となる緯度の確率密度分布. 影: PC 時系列の値に応じて 色分けしたもの. c). 図 4b)と同様. ただし水色(紫)丸印は, 図 5b で示した確率密度分布の高(低)緯度側のピークを各実験に ついて示したもの. 海洋前線帯が 30,35° に位置する場合, ピ ークは一つだけとなる.

洋に敏感かそうでないかという気候のレジームシ フトと対応すると考えられる.実際に、気候平均 状態における海上偏西風の軸の緯度は(図 2a), 海洋前線帯が亜熱帯~中緯度にある場合には正の 位相(図 4b),海洋前線帯が亜寒帯にある場合には 負の位相(図 4c)における偏西風軸の緯度に近く, これは卓越するレジームが各実験の気候平均場を 特徴づけることを示している.

## 4. 観測される環状モード変動の解釈

以上では、水惑星実験で再現された環状モードの、 気候平均状態や海洋前線帯の緯度に対する関係に ついて議論した.この観点から、冬季南半球で観 測される環状モード変動について解釈する. 解析 に用いたデータは JRA25 で, 南半球冬季の 925hPa 面における東西平均した西風の daily data を用い, 8日の low-pass 成分から 31 日移動平均を除去し た後 EOF 解析した. 図 6a は、EOF1 に伴う 850hPa 面のジオポテンシャル高度偏差を示す.この変動 は高い東西一様性を持つことが分かる.図 6b では 影で海上偏西風の偏差、線で気候平均の軸を示す. この変動を、図 6b 青線で示すようにインド洋セク タ(東経 30°~120°)と太平洋セクタ(東経 120° ~ 西経 150°)で分けて考える. 図 6c,d では各領 域における SST の南北勾配を示した. インド洋セ クタでは SST 勾配の極大が 45°、太平洋セクタで は 55°付近に位置する. では, これらの緯度と, 海上偏西風の変動との関連を議論する.図 6e,f は各領域で、環状モードの各位相に対する、海上 偏西風の合成図である。海上偏西風は両セクタ共 に、正の位相においては(赤線)、フロントのやや 高緯度側に強風軸が形成される一方で、負の位相 では 40°付近が強まる傾向が見られた(青線).太 平洋セクタで負の位相の場合に表れる40°付近の ピークは二次的なものに過ぎないが、海上偏西風 の軸が位置する緯度の確率頻度分布は(図 6h), バ イモーダルな傾向を示すだけでなく、その2つの



図 6. (a) 南半球冬季に観測される環状モード変動に伴う, 850hPa 面のジオポテンシャル高度偏差.b).線:925hPa にお ける西風風速の冬季 (JJA) 平均状態における軸の緯度. 影:冬季環状モードに伴う西風偏差.c,e,g).インド洋セ クタ(東経 30°~120°)について,c)東西平均した SST 南 北勾配の冬季季節平均,e) 925hPa における西風風速の, 環状モードの各位相に対する合成図.g) 黒線:925hPa に おける西風風速が最強となる緯度の確率密度分布.影:PC 時系列の値に応じて色分けしたもの.d,f,h).c,e,g)と同 様,ただし太平洋セクタ(東経 120°~西経 150°)の場合.

ピークの緯度は、海洋前線帯を55°に設定した水 惑星実験における2つのピークの緯度(図5b)にほ ぼ一致する.すなわち、観測される環状モード変 動の南北構造もまた、海洋前線帯の緯度で決めら れる一面を持つことが示唆される.ここで高緯度 側のピークが水惑星実験の場合と比較して鋭いの は、冬季南極域の海氷縁辺における高い傾圧性と それに伴う移動性擾乱発達および渦度輸送の強化 の影響が考えられる.一方、インド洋セクタの場 合(図6g)、海洋前線帯を45°に設定した水惑星実 験と比較すると、変動の南北構造や振幅はよく似 ているにも関わらず(図省略)、水惑星実験の場合 に見られたようなバイモーダルな傾向(図 5c)が見 られない.これは、冬季インド洋セクタで観測さ れる PFJ の風速が、熱帯域の海陸分布によって位 相が固定される上空の定常ロスビー波の波束伝播 の影響で強まっていることを反映して(Inatsu and Hoskins 2004)、環状モード変動に対して、海 上偏西風軸の緯度が動きにくいからであると考え られる.

### <u>4.まとめ</u>

本研究では、冬季環状モード変動における、海洋 フロントの潜在的重要性を調べた.我々は、水惑 星実験において、東西一様な SST を与え、そのフ ロントの緯度をずらした. その結果, 環状モード 変動の正の位相において、PFJ の軸は海洋前線帯 の熱的影響を受けて高緯度側に位置する一方で、 負の位相の場合には海洋前線帯の緯度に対する敏 感性が弱まり、大気内部力学で決められているこ とが示唆された、すなわち、本実験で表れた環状 モード変動は、大気の海洋前線帯に対する敏感性 が強い状況と弱い状況との間の"レジームシフト" を示すと考えられる、そして、海洋フロントが亜 寒帯に位置する場合の気候平均状態において、PFJ やストームトラックの海洋前線帯に対する敏感性 が弱まる(Ogawa et al. 2012)のは、環状モードの 負の位相における状態が気候平均状態に強く反映 される結果であると考えられる. また, 冬季南半 球で観測される環状モード変動の南北構造が、イ ンド洋と太平洋で異なることは、その領域の海洋 前線帯の緯度の違いを反映することが示唆される.

## <u>5.参考文献</u>

Brayshaw, D., B. J. Hoskins, and M. J. Blackburn (2008), The storm track response to idealised SST perturbations in an aquaplanet GCM, *J. Atmos. Sci.*, 65, 2842–2860.

- Deremble B, G.Lapeyre, M Ghil: Atmospheric Dynamics Triggered by an Oceanic SST Front in a Moist Quasigeostrophic Model ,J.Atmos. Sci., 69, 1617-1632.
- Inatsu, M, and B. J. Hoskins (2004), The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track, *J. Clim, 17,* 4882-4892.
- Lorenz, D. J., and D. L. Hartmann, 2001: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312–3327.
- Ogawa, F., H. Nakamura, K. Nishii, T. Miyasaka, A. Kuwano-Yoshida: Climatological dependence of the tropospheric zonal-mean circulation and transient eddy activity on the latitude of a midlatitude oceanic front, Geophys. Res. Lett., 39 (2012), L05804, doi:10.1029/2011GL049922.
- Ohfuchi, W., et al. (2004), 10-km mesh meso-scale resolving global simulations of the atmosphere on the Earth Simulator - Prelimi- nary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Simulator, 1*, 8–34.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo (2004), Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr. Ser.*, Vol., 147, edited by C. Wang, S-P. Xie and J. A. Carton, pp.329–345, AGU.
- Nakamura, H., T. Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi, and S-P. Xie (2008), On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation, *Geophys. Res. Lett, 35*, L15709, doi:10.1029/2008GL034010.
- Robinson, W. A., 2006. On the self-maintenance of midlatitude jets. J. Atmos. Sci., 63, 2109-2122.