

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

—水惑星実験から—

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)

1. はじめに

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。

2. 実験設定

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

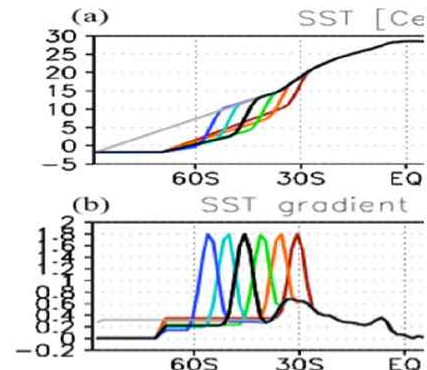


図1. AGCM の下方境界条件として与えた、モデル南半球 (冬半球) における (a) SST, (b) SST 南北勾配の緯度分布。黒線は、南半球の経度 60~80° における平均値で、南インド洋における代表的な観測値に対応し、海洋前線帯は緯度 45° に位置する。他の色線は、海洋前線帯の緯度をずらして 30°, 35°, 40°, 50°, 55° とした場合、または海洋前線帯を除去した場合における緯度分布を示す。灰色は NF 実験の場合。

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。

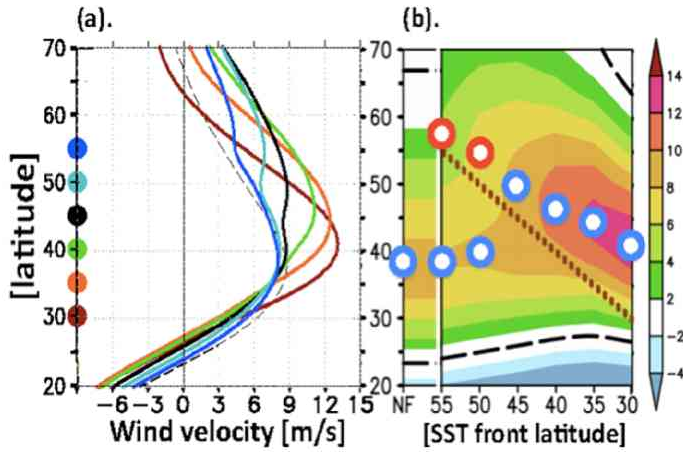


図 2. a). 各実験における気候平均状態の 925hPa における西風風速の南北分布。色は、与えた海洋フロントの緯度を示す縦軸上の丸印に対応する。 b). a)と同じであるが、横軸を海洋前線帯の緯度として、各実験における風速の緯度分布を影で示した。青丸は西風が最も強い緯度、赤丸は二次的な西風強風軸の緯度。茶色点線は海洋前線帯の緯度。

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。

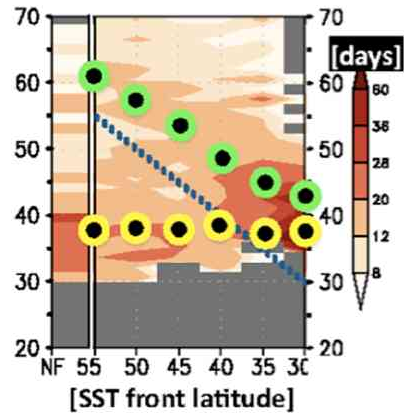


図 3. 各実験で 925hPa における西風風速の最大となる緯度の平均滞留時間(日数)。各実験で、緯度方向に 2 つのピークがある(緑印、黄印)。青色点線は海洋前線帯の緯度。

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一方、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、二次的な強風軸) 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

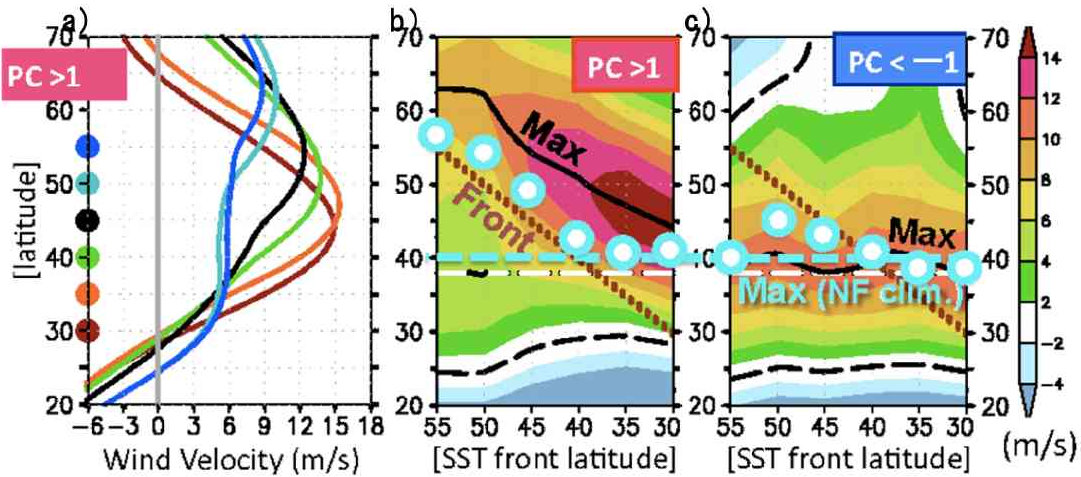


図4. a). 各実験の925hPaにおける西風風速の南北分布で、環状モードが正の位相の場合についての合成図。色は、与えた海洋フロントの緯度を示す縦軸上の丸印に対応する。b). a)と同じであるが、横軸を海洋前線帯の緯度として、各実験における風速の緯度分布を影で示した。黒線：各実験の925hPa面における偏西風軸の緯度、青丸：925hPa面における周期一週間以内の南北風の変動の標準偏差の極大から氷塊したストームトラックの緯度、白破線(青破線)：NF実験の気候平均状態で925hPa面に表れる偏西風(ストームトラック)の軸の緯度。茶色点線：海洋前線帯の緯度。c). b)と同様、ただし変動の負の位相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

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密度分布を示す。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

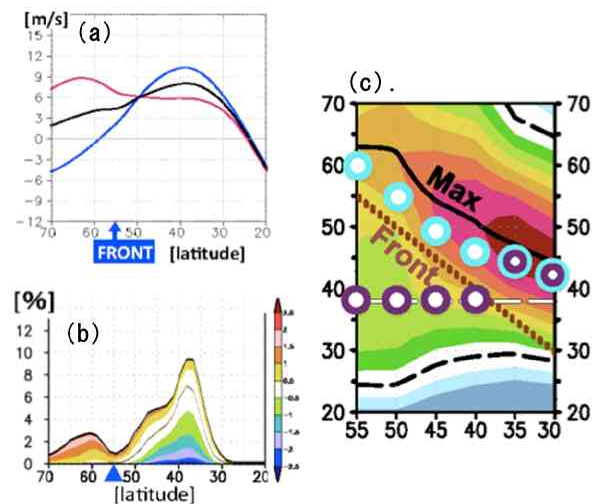


図5. (a) フロントが55°にある場合の、925hPaにおける西風風速の南北分布。正(負)の位相における合成図を赤(青)線、気候平均状態を黒線で示す。b). 黒線：925hPaにおける西風風速が最強となる緯度の確率密度分布。影：PC時系列の値に応じて色分けしたもの。c). 図4b)と同様。ただし水色(紫)丸印は、図5bで示した確率密度分布の高(低)緯度側のピークを各実験について示したもの。海洋前線帯が30, 35°に位置する場合、ピークは一つだけとなる。

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

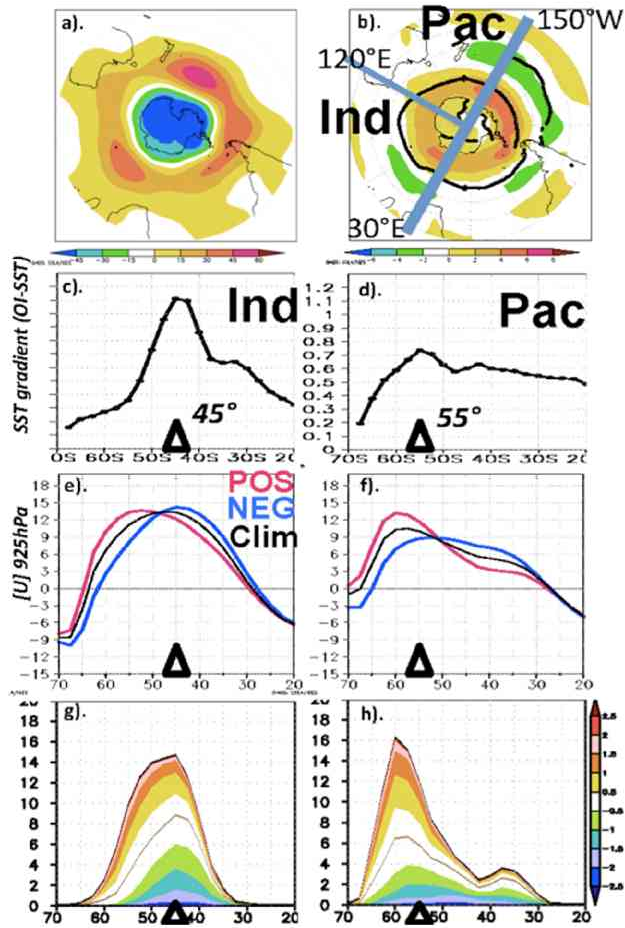


図 6. (a) 南半球冬季に観測される環状モード変動に伴う、850hPa 面のジオポテンシャル高度偏差。b. 線: 925hPa における西風風速の冬季 (JJA) 平均状態における軸の緯度。影: 冬季環状モードに伴う西風偏差。c, e, g. インド洋セクタ (東経 30°～120°) について、c) 東西平均した SST 南北勾配の冬季季節平均、e) 925hPa における西風風速の、環状モードの各位相に対する合成図。g) 黒線: 925hPa における西風風速が最強となる緯度の確率密度分布。影: PC 時系列の値に応じて色分けしたもの。d, f, h). c, e, g) と同様、ただ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

4. まとめ

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な重要性を調べた。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。

5. 参考文献

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 - Preliminary 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.