

対流圏擾乱活動と東西風分布の海洋前線帯の緯度に対する依存性 --「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

中緯度における移動性擾乱活動は傾圧性の高い領域で活発で、その通り道はストームトラックと呼ばれる。傾圧性の指標であるEadyの最大成長率[Eady 1949]は南北気温勾配に比例し、地表付近においては、海盆の西岸における暖流と寒流の合流域である海洋前線帯上で特に大きい。近年になって、ストームトラックや、その活動に伴って維持される中緯度極前線ジェット(PFJ)が中緯度海洋前線帯に沿って形成される傾向が示されると共に[Nakamura et al. 2004, 2008], ストームトラックが海洋前線帯上に維持されるメカニズムとして、海洋前線帯を挟んでの南北差分顕熱供給が、個々の移動性擾乱活動で緩和された地表付近の傾圧性を短時間で回復させる、「海洋傾圧調節」が重要であることが示された[Hotta and Nakamura, 2011]。さらに、ストームトラックやPFJが、中緯度における水温勾配の偏差や、経度方向に局在化された水温勾配に対しても敏感であることが指摘されている。[Inatsu and Hoskins, 2004; Brayshaw et al. 2008; Chen et al. 2010]。

このように、中緯度海洋前線帯は、中高緯度大気大循環の形成・維持に対する根源的要素であることが強く示唆される。しかし、海洋前線帯に伴う強い水温勾配が大気

に与える影響が、その存在緯度にどれほど依存するのかについては議論されていない。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、海洋前線帯で観測される強い水温勾配の存在緯度に対する、ストームトラックや平均東西風の依存性を評価する。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活動や、その活動に伴って維持されるPFJと海洋前線帯との共存関係を調査することができる。

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、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、モデル北半球は

夏季の大気大循環が再現される。標準実験で与えたSST分布では、SST勾配が最大となる海洋前線帯は、季節を問わず緯度45°に位置していた(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°ずつずらした(図1b, 色線)。さらに、中緯度の海洋前線帯に伴う強い水温勾配を除去して与えた追加実験も行なった(図1a, b 灰色線)。太陽入射角は各実験とも南半球の冬至に固定し、スピナップの後、60ヶ月分の出カデータを解析した。移動性擾乱に伴う偏差は、周期一週間以内の変動成分と定義した。

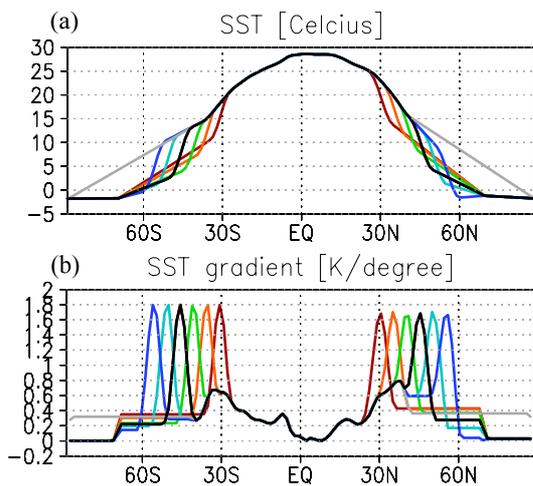


図1. AGCM の下方境界条件として与えた(a)SST, (b)SST 南北勾配の緯度分布。黒線は、南半球の経度60~80°における平均値で、南インド洋における代表的な観測値に対応し、海洋前線帯は緯度45°に位置する。他の色線は、海洋前線帯の緯度をずらして30°, 35°, 40°, 50°, 55°とした場合、または海洋前線帯を除去した場合における緯度分布を示す。

3. 結果

3-1. 気候平均場

図2a,bは、各実験の対流圏下層におけるストームトラック、Eadyの成長率で評価した傾圧帯の軸の緯度を示す。地表付近の傾圧性が海洋前線帯付近で最大となることを反映して、ストームトラックは海洋前線帯の緯度に敏感で、その近傍に位置した。これは地表傾圧帯の緯度が“海洋傾圧調節”によって維持されることを反映すると考えられる。海洋傾圧調節の指標として、海面からの上向き顕熱フラックスを図2c,dに示した。海洋前線帯を

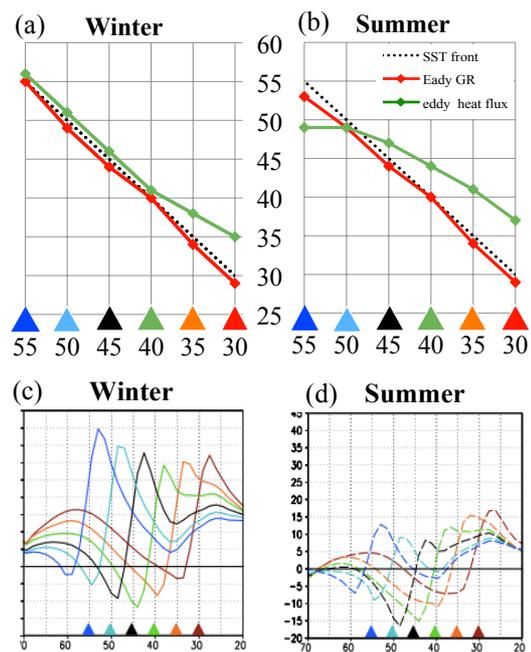


図2. (a)冬半球の気候平均状態における、対流圏下層のストームトラックと傾圧帯の緯度を、各実験について示したグラフ。横軸は各実験で与えられた海洋前線帯の緯度を示し、縦軸では、850hPaにおける移動性擾乱に伴う極向き熱輸送が最大となる緯度、Eadyの成長率が最大となる緯度を示す。(c)冬半球の各実験における、海面からの上向き顕熱フラックスの南北分布[W/m²]。線の色は、海洋前線帯の緯度を表す三角印の色に対応する。(b, d)は(a, c)とそれぞれ同様、ただし、夏半球について。

挟んだ顕熱供給の差が、冬半球で夏半球に比べて大きいことは、ストームトラックが海洋前線帯のより近傍に形成されることと整合的である。なお、前線帯が亜熱帯に位置する場合にストームトラックの追従傾向が弱まるのは、ハドレー循環の下降流域に伴う亜熱帯高圧帯において、移動性擾乱の傾圧的な発達が抑制されるためであると考えられる。

図3a,bは、各実験の海上偏西風の軸と、移動性擾乱に伴う加速帯の緯度を示す。グラフの縦軸は、各実験における海上偏西風の緯度と、E-Pフラックス[Andrews and McIntyre, 1976; Edmon et al.1980]で評価した移動性擾乱に伴う西風加速帯の緯度を示す。両半球を通じて、海洋前線帯が中緯度から亜熱帯に位置する場合、渦に伴う平均流加速が最も強いのはストームトラック付近であり、その緯度は海洋前線帯付近となる。加速帯がやや高緯度側にずれるのは、南インド洋における観測事実と整合的に、移動性擾乱に伴う極向き熱輸送の極大が、高さと共に高緯度側に傾ぐことを反映する。それに伴い、海上偏西風がストームトラックよりもやや高緯度側に形成された。一方、海洋前線帯が亜寒帯に位置する場合、結果は対照的である。冬半球においては、海上偏西風はダブルピークを示し、海洋前線帯のやや高緯度側のピークは二次的なもので、海洋前線帯から離れた中緯度に形成される偏西風が卓越した(図6a,b黒線)。夏半球においては、海上偏西風の軸が、

海洋前線帯付近には最早見られない一方で、冬半球と同様に、海洋前線帯から離れた中緯度で明瞭となった。この中緯度における海上偏西風の軸は、海洋前線帯を除去した場合の偏西風の軸の緯度に、両半球共によく合致した(図3a,b灰色線)。従って、海洋前線帯が亜寒帯にある場合、中高緯度大気の気候平均場に対する影響が比較的弱く、大気内部力学による渦平均流相互作用が卓越すると考えられる。

図3c,dは、圏界面付近のストームトラックとジェットの軸の緯度を示す。グラフの縦軸は、各実験におけるストームト

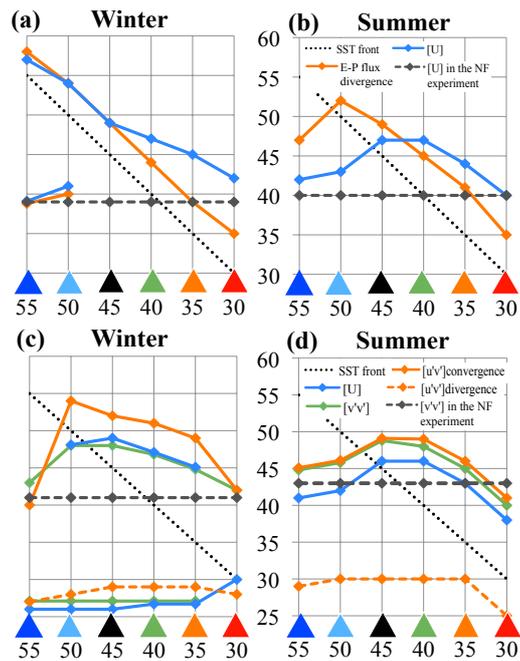


図3. (a) 図2(a)と同様に、冬半球の925hPaにおける海上偏西風と移動性擾乱に伴う加速帯の緯度を、各実験について示したグラフ。灰色の点線は、海洋前線帯を除去した実験で現れる海上偏西風の軸の緯度を示す。(c)のグラフは(a)と同様に、圏界面付近(300hPa)における移動性擾乱に伴う南北風の分散から評価したストームトラックの緯度、移動性擾乱に伴う西風加速帯の緯度、西風風速が極大となる緯度を、各実験について示したグラフ。灰色の点線は、海洋前線帯を除去した実験で現れるストームトラックの緯度を示す。(b, d)は(a, c)とそれぞれ同様、ただし、夏半球について。

ラックの緯度，中緯度ジェットの緯度，移動性擾乱に伴う西風運動量極向き輸送の収束(発散)で評価した西風加速(減速)帯の緯度を示す。冬半球においては，海洋前線帯が中緯度から亜熱帯に位置する場合，ストームトラックや中高緯度のジェットの緯度は，下層ほど明瞭ではないながらも，海洋前線帯に追従する傾向を見せ，そのやや極側に形成された。対照的に，海洋前線帯が亜寒帯に位置する場合，中緯度のストームトラックは海洋前線帯から離れて，海洋前線帯を除去した実験における結果(図3c, 灰色線)にかなり近くなる。中緯度に形成されるジェットの緯度がストームトラックに良く対応することは，それが擾乱によって維持される極前線ジェット(PFJ)であることを示す。実際，各実験において，移動性擾乱に伴って極向きに輸送される西風運動量の収束域(図3c, 燈色実線)が，中緯度のジェットの緯度によく対応している。さらに，発散域(図3c, 燈色点線)が亜熱帯ジェット(STJ)の極側の近傍に位置することは，移動性擾乱活動に伴って，西風運動量がSTJからPFJへ輸送されることを示す。また，南半球で観測されるように[Nakamura and Shimpo 2004]，STJ付近には，下層における明瞭な傾圧成長の伴わない二次的なストームトラックが見られた。これは，STJの導波管としての性質を示すものである。夏半球においても，中緯度ジェットやストームトラックの緯度の，海洋前線帯の緯度に対する敏感性

は，定性的に冬半球と同じである。中緯度のジェットは，ストームトラックやそれに伴う西風加速帯よりもやや低緯度側に位置するものの，本質的にPFJの性質を持つことが分かる。

次に，移動性擾乱やジェットの強さが海洋前線帯の緯度に対してどのように変わるのか議論する。図4a,bは，各実験の250hPaにおける移動性擾乱に伴う南北風の分散の半球(重み付き)平均を示す。海洋前線帯が低緯度側に位置するほど移動性擾乱活動が強まることは，亜熱帯ジェットに伴う対流圏中層の強い傾圧性が擾乱発達に寄与する[Lee and Kim, 2003]

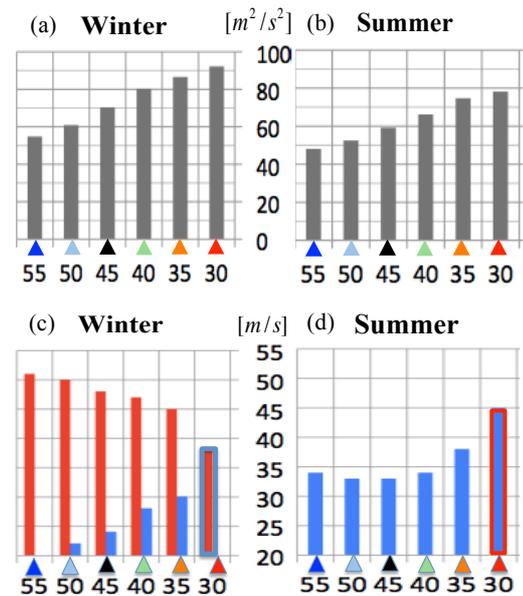


図4. (a). 冬半球の気候平均状態における移動性擾乱活動の活動度を，各実験について示したグラフ。横軸は各実験で与えられた海洋前線帯の緯度を示し，縦軸では，250hPaの移動性擾乱に伴う南北風の分散の半球重み付き平均値を示す。(c). (a)と同様に，圏界面付近の極前線ジェット(300hPa, 青色)，亜熱帯ジェット(200hPa, 赤色)の風速を示した。(c, d)は，(a, c)とそれぞれ同様，ただし，夏半球について，海洋前線帯が55°にある場合，冬半球では極前線ジェットは弱く不明瞭である一方，海洋前線帯が30度に位置する場合，両半球ともに極前線ジェットが亜熱帯ジェットと重なるハイブリッドな状態となった。

ほか、発達域である海洋前線帯から導波管である亜熱帯ジェットまでが地理的に近いために、移動性擾乱の減衰が弱いことを反映するものと考えられる。図4c,dは両半球における圏界面付近の極前線ジェット、冬半球の亜熱帯ジェットの風速を示す。海洋前線帯が低緯度側に位置する場合ほど、中緯度極前線ジェットが強まる一方、冬半球の亜熱帯ジェットは弱まる傾向を示す。これは亜熱帯ジェットから西風運動量を運ぶことで極前線ジェットの維持に寄与する移動性擾乱が活発化することに整合的である。海洋前線帯が55°にある場合、冬半球では極前線ジェットは弱く不明瞭である一方、海洋前線帯が30°に位置する場合、両半球ともに極前線ジェットが亜熱帯ジェットと重なるハイブリッドな状態となった。

3-2. 環状モード変動

卓越する長周期変動である環状モード変動は、8日のlow-pass filterをかけた東西平均東西風(925hPa)のEOF1として抽出した。正負の位相における移動性擾乱活動やジェットの典型的な状態は、規格化された主成分時系列の値の大きさが、正負で1より大きくなる各場合でコンポジット解析を行なうことで評価した。図5は、正負の各位相における、ストームトラックや中緯度ジェットの軸の緯度高度断面を示す。正の位相において形成される緯度は、海洋前線帯の緯度に対応して敏感に変化し、海洋前線帯の高緯度側となる(図5a,c)。一方で、負の位相の場合に形

成される緯度は、海洋前線帯の緯度に殆ど依存せず、緯度40°付近に形成される(図5b,d)。この緯度は、海洋前線帯を取り除いた実験におけるストームトラックと中緯度ジェットの気候平均状態の緯度に対応した(図5b,d黒点線)。従って、本実験で現れる環状モード変動における負の位相は、大気の海洋前線帯に対する敏感性が弱まった状態に対応すると考えられる。

3-3. 気候平均状態と卓越変動の関連性

気候平均状態は、卓越変動の各位相における状態の重ね合わせとして現れる。

図6は、冬半球で海洋前線帯が50°,55°に

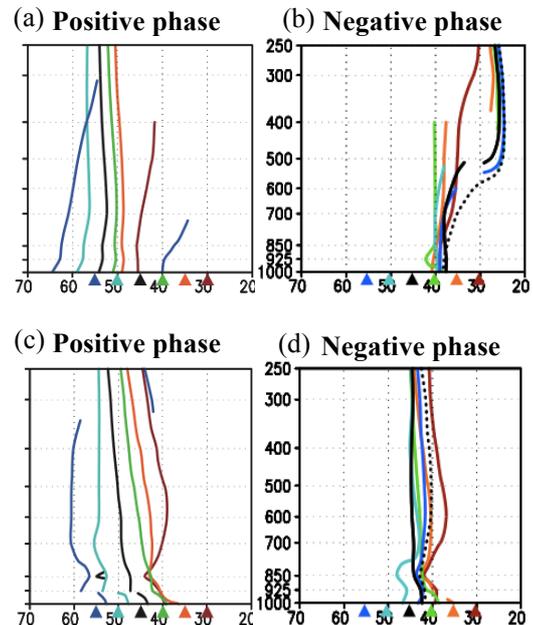


図5. (a). 各実験の冬半球で現れた環状モード変動の正の位相における、中緯度の偏西風軸の緯度の緯度高度断面図。EOF解析によって抽出された変動の第一主成分時系列を規格化し、1より値が大きくなる場合で西風のコンポジット解析を行なうことで評価した。線の色は、海洋前線帯の緯度を表す三角印の色に対応する。(c). (a)と同様に、ストームトラックの緯度を移動性擾乱に伴う南北風の分散で評価したもの。(b, d)は、(a, c)とそれぞれ同様、ただし、負の位相の場合について。

位置する場合における海上偏西風の、気候平均、環状モードの各位相における南北分布を示す。3-1節でも示したように、海洋前線帯が亜寒帯に位置する場合、気候平均状態においては、海上偏西風が形成される緯度は海洋前線帯の緯度に対してさほど敏感ではない(図6a,b, 黒線)。これは、正の位相において海洋前線帯の高緯度側に形成される海上偏西風(図6a,b, 赤線)の強さが、負の位相で海洋前線帯から離れた緯度 40° 付近に形成される場合(図6a,b, 青線)に比べて弱いことを反映する。これは、海洋からの潜熱供給が亜寒帯で弱いため、正の位相で形成されたストームトラックにおける移動性擾乱の活動が、海洋前線帯が低緯度側に位置する場合と比較して弱いことを反映すると考えられる。その結果、海洋前線帯が亜寒帯に位置する場合における海上偏西風の気候平均状態は、環状モードの負の位相における状態が強く反映される為、海洋前線帯の緯度から離れて、海洋前線帯が無い場合の気候平均場に近い状態となったと考えられる。

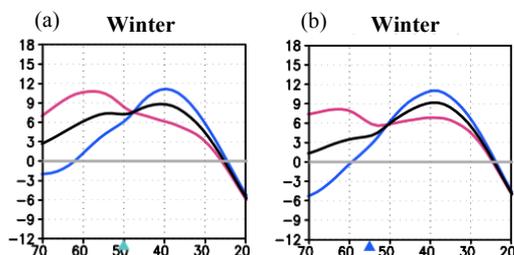


図 6. (a). 冬半球で海洋前線帯が 50° に位置する場合における海上偏西風の南北分布。気候平均状態を黒線、卓越変動の正の位相における合成図を赤線、負の位相における合成図を青線で示す。(b). (a) と同様、ただし、海洋前線帯が 55° に位置する場合について。

4. まとめ

本研究ではAGCMを用い、「水惑星」の設定で、下方境界条件として東西一様に与える水温分布における海洋前線帯の緯度を、勾配の強さを保ったまま様々に変えた実験結果を比較することにより、ストームトラックと東西風分布の、海洋前線帯の緯度に対する依存性を調査した。気候平均場においては、ストームトラックや偏西風軸は、対流圏下層で特に敏感に、海洋前線帯緯度への追従を見せた。ただし、下層、上層ともに、海洋前線帯が亜寒帯である場合、海洋前線帯の影響は弱まり、海洋前線帯が無い場合に実現される状態に近いことが分かった。本実験で現れた環状モード変動においては、ストームトラックや偏西風軸の、海洋前線帯の緯度に対する依存性は、環状モードの正負の位相で大きく異なった。正の位相では海洋前線帯の緯度変化に敏感に追従する傾向を示す一方、負の位相では敏感性が弱まり、海洋前線帯が無い場合に実現される状態に近いことが分かった。海上偏西風の気候平均状態は、環状モードの各位相における状態の重ね合わせとして解釈が可能であり、冬半球においては、海洋前線帯が亜熱帯から中緯度に位置する場合は環状モードの正の位相の状態のほうが強く反映される一方、亜寒帯に位置する場合は、正の位相でも擾乱活動が弱いことを反映して、負の位相における状態のほうが強く反映されたと考えられる。

5. 参考文献

- Andrews, D. G. and M. E. McIntyre (1976), Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration, *J. Atmos. Sci.*, *33*, 2031–2048.
- 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.
- Chen, G., R. A. Plumb, and J. Lu (2010), Sensitivities of zonal mean atmospheric circulation to SST warming in an aqua-planet model, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L12701, doi:10.1029/2010GL043473.
- Eady, E. T. (1949), Long waves and cyclone waves, *Tellus*, *1*, 33–52.
- Edmon, H. J., Jr., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre (1980), Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, *37*, 2600–2616.
- Hotta, D., and H. Nakamura (2011), On the significance of sensible heat supply from the ocean in the maintenance of mean baroclinicity along storm tracks, *J. Clim.*, *24*, 3377–3401.
- Inatsu, M, and B. J. Hoskins (2004), The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track, *J. Clim.*, *17*, 4882–4892.
- Lee, S., and H.-K. Kim (2003), The dynamical relationship between subtropical and eddy-driven jets, *J. Atmos. Sci.*, *60*, 1490–1503.
- Nakamura, H., and A. Shimpo (2004), Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis data set, *J. Clim.*, *17*, 1828–1844.
- 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.
- 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.