

春季東アジアにおける移動性低気圧活動

*岡島悟, 中村尚 (東大先端研), 吉田聡 (京大防災研), Rhys Parfitt (フロリダ州立大)

1. はじめに

寒候期の東アジアには移動性低気圧の存在頻度が高い領域が複数存在することが知られている[1,2]. その中で, 東シナ海~本州南岸沿いを通過する所謂「南岸低気圧」は, その存在頻度が春に極大となるという特徴的な季節進行を示すことが知られている[2,3]. これら本州南岸を東進する低気圧は, 人口密集地帯近傍を通過し, 周辺領域への降雨や降雪等をもたらすため, 社会経済的に重要である.

これまで, 爆弾低気圧や個々の大雪イベントに関する研究は盛んに行われているが, 本州南岸付近を東進する低気圧の集団としての振舞いに関する研究は不十分であり, それらの低気圧活動が春季に極大となる要因は未だ不明で, 春季東アジアにおける移動性低気圧活動に関する理解は不十分であると言える.

2. データと手法

全球大気再解析として JRA-55[4,5]を使用した. データは水平 1.25° 格子・6時間毎で, 1979/80-2017/18 を解析対象とした. 気候平均や合成図には 31 日の移動平均を施した.

先行研究[6,7]で用いられた低気圧トラッキングアルゴリズムにより, 6時間毎の海面気圧データから移動性低気圧中心を客観的に同定した. 時間フィルタを施さない海面気圧とそのラプラシアンに基づき, まず低気圧中心の候補を決定し, 連続する時間ステップでそれらの中心を結合し, 移動距離と持続時間の閾値を満たす経路を最終的に移動性低気圧として抽出した.

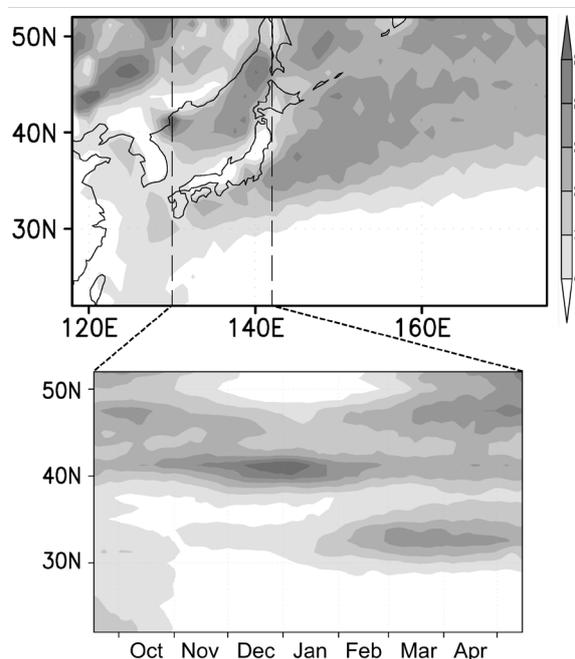


図1 (上) 12-2月における気候平均の低気圧中心存在頻度(*0.01%/6hr). (下) 130°-140°E で東西平均した低気圧中心存在頻度.

3. 結果

まず, 低気圧トラッキングにより得られた冬季の気候学的低気圧中心存在頻度を図 1 に示す. 中国東北部, 日本海上に加えて, 東シナ海から本州南の黒潮沿いに局所的に低気圧頻度の高い部分が存在しており, 先行研究の結果と整合的である. 本州南岸沿いの低気圧頻度は春に極大を示し, 長期に渡る大気再解析においても南岸低気圧の季節性が捉えられている. なお, 1958/59-2021/22 の期間について同様の解析を行っても, やはり本州南岸沿いの低気圧存在頻度に明瞭な春の極大が見られた. この春の低気圧頻度極大は, オイラー的な高周波擾乱の活動度(下層の正味の極向き熱輸送)で見られる春の赤道向きの拡大[8]と対応しており, 実際にその赤道

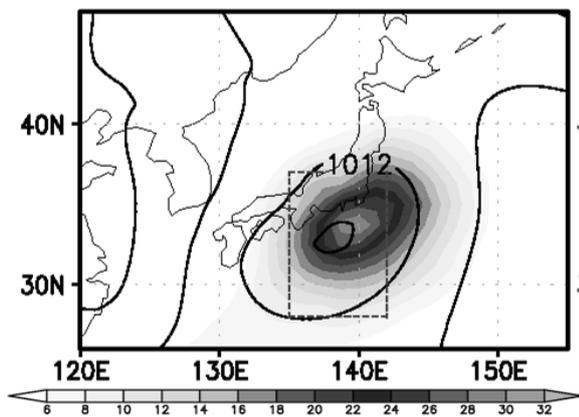


図 2 東日本南岸周辺領域 [135°–141.25°E, 28.75°–36.25°N]内に存在する低気圧の合成図。陰影は降水量(mm/day), 黒線は海面気圧(4hPa 毎)。春の合成図として、各日で作成した合成図に 31 日移動平均を施し、3/19 の結果を示している。

向きの拡大は低気圧性領域の寄与[9]によって主に説明される。

東日本南岸周辺領域 [135°–141.25°E, 28.75°–36.25°N] (図 2) を通過する地表低気圧を、以降では南岸低気圧を見做す。春にこの領域に存在する低気圧中心は南岸低気圧の典型的な経路上に存在し、東日本を中心として降雨や降雪をもたらす (図 1,2)。東日本南岸周辺領域を通過する移動性低気圧は、主に東シナ海周辺で発生し東進してくるが、東

シナ海周辺 (30°N 付近) での低気圧発生頻度は春に極大を示す (図 3a)。しかし、東シナ海周辺における気候平均の下層傾圧性は真冬に最大となるため[10]、東シナ海周辺における低気圧発生頻度の春に極大に対して他の要素が重要である事が示唆される。

東シナ海周辺における地表低気圧発生時の状況を調査するため、東シナ海周辺で発生し東日本南岸周辺領域に達する低気圧の発生時の合成図解析を行った。春の東シナ海周辺における南岸低気圧発生時は、真冬と比較して、付随する対流圏上層の高周波成分の低気圧性偏差の振幅が小さい傾向にあった。これは、春の東シナ海周辺の移動性低気圧が主に対流圏下層の過程によって発生・発達している事を示しており、先行研究の結果と整合的である[11]。春の南岸低気圧発生時には、総観規模の移動性低気圧に対する背景場として解釈される部分の大きい、低周波成分 (周期 8 日以上の変動成分) の下層の西風偏差が、気候平均的な下層ジェットに伴う低気圧性シア (図 3b) を 30°N 付近において強化し、また低周波成分の温度偏差が温度の南北

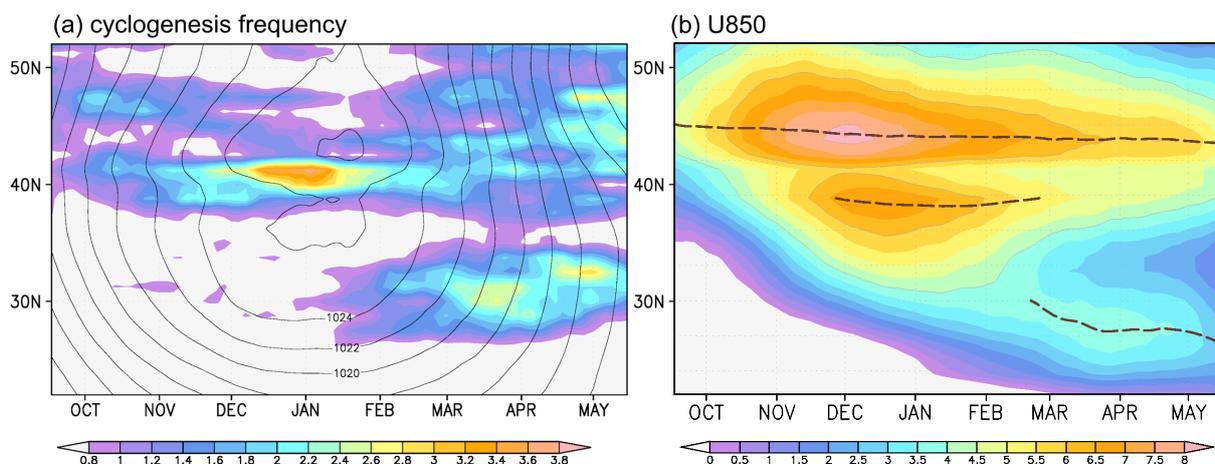


図 3 (a) 115°–130°E で東西平均した、気候平均の低気圧生成頻度の季節進行 (*0.01%/6hr)。黒線は気候平均の海面気圧(hPa)。 (b) 115°–130°E で東西平均した、気候平均の 850hPa 面西風風速の季節進行 (m/s)。破線は風速が極大となる緯度を示す。

勾配を強化していた。

上述の結果は、春の東シナ海周辺における南岸低気圧の発生に対して、大気の前線が関係している事を示唆する。このことは、温帯下層の過程が重要な低気圧が前線上に存在する傾向[12]とも整合的である。そこで本研究では、大気の前線を再解析データから客観的に抽出し、その存在頻度の季節性及び東シナ海周辺での南岸低気圧発生時の特徴を調査した。大気の前線の抽出には、先行研究[13,14]で用いられた 2 つのアルゴリズムを使用した。東シナ海周辺における大気の前線の存在頻度は、いずれのアルゴリズムにおいても春に極大を示した。相当温位の水平勾配に着目したアルゴリズム[13]と比較して、相対渦度に着目したアルゴリズム[14]では、春に華南～東シナ海で発達する下層ジェット（図 3b, 30°N 付近）の極側の低気圧性シアと対応した前線存在頻度の極大がより明瞭であった。真冬から春にかけて前線頻度の増加は、地上天気図の解析に基づく先行研究の結果[15]と整合的である。

加えて、東シナ海周辺での南岸低気圧発生時には、いずれのアルゴリズムの抽出結果においても、大気の前線存在頻度が華南～東シナ海において顕著に増加していた。同様の傾向は、海面気圧場で低気圧の構造がそれほど明瞭でない低気圧発生 の 6 時間前にも見られており、前線存在頻度の増加が総観規模の低気圧に対する背景場の変化として解釈し得る事を示唆する。加えて、低気圧発生時の前線存在頻度の増加は、相対渦度に着目したアルゴリズムにおいてより顕著であった。このことは、東シナ海周辺における南岸低気圧発生イベントに対する風の水平シアの重要性を示す。

また、東シナ海周辺での南岸低気圧発生時に関して、高周波擾乱成分に伴うエネルギーの維持・生成に寄与する各エネルギー変換・生成項[10]の評価を対流圏下層で行った。背景場からの傾圧的なエネルギー変換及び非断熱加熱に伴うエネルギー生成が、絶対値としては背景場からの順圧的なエネルギー変換に比べて大きく、低気圧の発生・発達に対するこれらの過程の重要性が示された。この結果は、過去の南岸低気圧のケーススタディの結果と矛盾しない[16]。しかし、順圧的な変換は春季の低気圧発生イベントでも冬季と同程度の振幅を示し、傾圧的な変換・非断熱加熱に伴う生成の振幅が春季の低気圧発生イベントでは真冬に比べて大きく弱化する事と対照的である。これは、順圧的な過程が東シナ海周辺における低気圧発生頻度の季節性＝春のピークに対して重要である可能性を示す。

真冬から春にかけて、華南～東シナ海周辺では下層ジェットが発達し、春の東シナ海周辺の 30°N 付近では気候学的に低気圧性シアが顕著である（図 3b）。この低気圧性シアの春－秋の非対称性は顕著であり、真冬に最大となる下層の傾圧性の季節進行とは対照的である[10]。これらの結果から、華南～東シナ海周辺における下層ジェットの季節進行が、東シナ海周辺で発生し本州南岸を東進する低気圧の活動の春の極大に対して本質的に重要であることが示唆される。

4. まとめ

本研究では、低気圧トラッキングアルゴリズムを全球大気再解析データ JRA-55 に対して適用し、本州南岸付近を東進する低気圧の頻度が春季に極大となるメカニズムの調査を行った。本州南岸付近を東進する低気圧頻

度の季節性には、東シナ海周辺における低気圧の生成が重要であり、その低気圧生成は下層の背景場の西風シア及び温度勾配の強化を伴い、大気の前線との関連が示された。東シナ海周辺における低気圧生成頻度の春の極大は下層傾圧性の季節進行では説明されず、華南～東シナ海周辺の下層ジェットの春にかけての気候学的な発達为本質的に重要であるとの示唆を得た。

今後は、真冬から春にかけて華南～東シナ海周辺で下層ジェットが発達するメカニズムの調査を行う。加えて、東シナ海から本州南岸を東進する低気圧活動の経年変動と予測可能性、さらに観測されているトレンド [17] 及び温暖化に伴うそれらの低気圧の活動の変化の調査を行う予定である。

参考文献

- [1] Asai, T., Kodama, Y., & Zhu, J. C. (1988). *Adv. Atmos. Sci.*, 5, 149-158.
- [2] Adachi, S., & Kimura, F. (2007). *SOLA*, 3, 113-116.
- [3] Chen, S. J., Kuo, Y. H., Zhang, P. Z., & Bai, Q. F. (1991). *Mon. Wea. Rev.*, 119(6), 1407-1418.
- [4] Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., ... & Takahashi, K. (2015). *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 93(1), 5-48.
- [5] Harada, Y., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Kobayashi, S., Ota, Y., ... & Takahashi, K. (2016). *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 94(3), 269-302.
- [6] Kuwano-Yoshida, A., Okajima, S., & Nakamura, H. (2022). *J. Climate*, 35(3), 1113-1133.
- [7] Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2023). *J. Climate*, 36(14), 4793-4814.
- [8] Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2024). *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- [9] Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2021). *Sci. Rep.*, 11(1), 13202.
- [10] Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2022). *J. Climate*, 35(4), 1137-1156.
- [11] Chang, E. K. (2005). *Mon. Wea. Rev.*, 133(7), 1998-2015.
- [12] Deveson, A. C. L., Browning, K. A., & Hewson, T. D. (2002). *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 128(579), 93-117.
- [13] Schemm, S., Rudeva, I., & Simmonds, I. (2015). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141(690), 1686-1698.
- [14] Parfitt, R., Czaja, A., & Seo, H. (2017). *Geophys. Res. Lett.*, 44(9), 4351-4358.
- [15] Utsumi, N., Kim, H., Seto, S., Kanae, S., & Oki, T. (2014). *J. Geophys. Res.*, 119(15), 9400-9418.
- [16] Takano, I. (2002). *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 80(4), 669-695.
- [17] Cho, H. O., Son, S. W., & Park, D. S. R. (2018). *Int. J. Climatol.*, 38(10), 4043-4050.