

冬季日本海上に発生する渦状擾乱の発生環境場の解析

前島康光 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

日本付近でいわゆる“西高東低”の冬型の気圧配置が強まるとき、空間スケールが 50km 程度(気象学ではメソβスケールと呼ばれる)や、500km 程度(メソαスケール)の渦状擾乱がしばしば形成される。このような擾乱は、毎年わたって、日本海のほぼ同じような領域に発生する冬の典型的な現象であるが、前述のように、発生する擾乱の空間スケールは 1桁違いがある。本研究では、2005 年 1 月 31 日に発生したメソβスケールの擾乱、および 2008 年 2 月 3 日に発生したメソαスケールの擾乱を対象とし、それぞれの擾乱の空間スケールの違いが、どのような気象場の性質によって起こるのかを、天気図や数値モデルによるシミュレーションデータによって解析を行った。

2. 数値シミュレーションの設定

本研究では名古屋大学地球水循環研究センターで開発された数値モデル CReSS を用いてシミュレーションを行った。

モデルの領域は渦状擾乱が発生する日本海をくまなく覆うように取った(図 1)。解像度は擾乱を構成する個々の積乱雲が解像できるよう、水平 1km とし、鉛直方向は最下層を 40m、最上層を 680m とするストレッチングを採用した。雲物理過程は雲水・雨・雲氷・雪・霰の混合比と、雲氷・雪・霰の数濃度を予報するセミダブルモーメントを採用した。

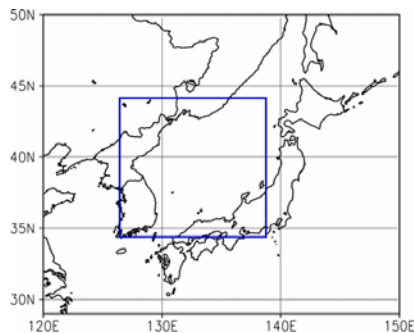


図 1: 数値モデルの領域。青い四角で囲った領域が CReSS を用いて計算した領域を表す。

3. 解析結果

擾乱が発生する冬季日本海では、朝鮮半島の付け根から山陰または北陸地方にかけて、日本海寒帯気団収束帯とよばれる収束帯が形成されることが知られている(Asai 1988)。今回対象とした事例においても、その収束帯が

形成されていたのだが、その断面にはそれぞれ異なる特徴がみられた。メソβスケールの擾乱発生時は、高度 2km 以下に強い水平シアーがみられたが、メソαスケールの擾乱発生時はそれが弱く、高度 2km~4km 付近にかけて、顕著な鉛直シアーがみられた(図 2)。

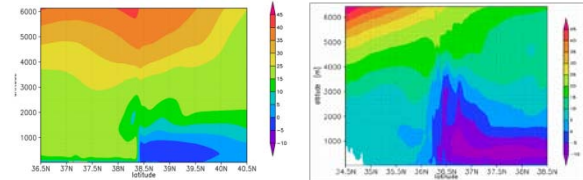


図 2: 東経 132 度における南北-高度断面図。カラーシェードは東西風[m/s]を表す。(左)メソβスケールの擾乱発生時の 2005 年 1 月 31 日 12UTC、(右)メソαスケールの擾乱発生時の 2008 年 2 月 3 日 12UTC のものである。

また、大気安定度や、上空の大気場との相互作用など、様々な点で環境場の違いがみられた。それらをまとめたものを表 1 に示す。

表 1: 擾乱発生時における大気の特徴の違い

	メソβスケール擾乱発生時	メソαスケール擾乱発生時
地上気圧	気圧差が大きい	気圧差が小さい
水平シアー	非常に強い水平シアー	存在するが比較的弱い
鉛直シアー	弱い鉛直シアー	2000m~4000mに比較的強い鉛直シアー
大気安定度	1000mより上空で成層安定	上層でも比較的成層不安定
上空の擾乱との相互作用	ほとんどみられない	上空の擾乱と強く相互作用

4. 日本海の海面温度の違いにおける擾乱の応答

冬季日本海の海面温度には、南北に 5K 程度の大きな温度差が存在する。この温度差の有無による擾乱の発達への応答を調べるため、海面温度を、観測値と一定値(12.5°C)の両方の設定に下でシミュレーションを行った。

その結果、海面温度一定の場合では、擾乱の発達が弱まり、また擾乱発生時に特徴づけられる収束帯も、観測と異なるものとなった。このことから、海面温度の南北差は擾乱の発達において重要であると示唆される。

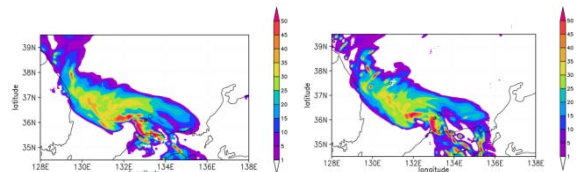


図 3: 雲・降水物質から割り出されるレーダー反射強度[dBZ]。値が大きいほど降水が強いと判断される。(左)海面温度を観測値にした場合。(右)海面温度を一定にした場合。