대설을 동반한 2011년 2월 11일 극저기압 발달과 관련된 지형 조건에 따른 WRF 민감도 실험

WRF Sensitivity Experiments of the Polar Low Development Accompanied by Heavy Snowfall on 11 February 2011 to Orography Specification

이재규* · 김유진**

Lee, Jae Gyoo*, and Kim, Yu Jin**

Abstract

To study the effects of mountainous areas in the Korean Peninsula, and in the Japanese Islands on the polar low development over the southern part of the East Sea on 11 February 2011, a series of sensitivity experiments for full-mountain and no-mountain cases was conducted using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The results of the sensitivity experiments showed that the existence of the northern mountainous areas in the Korean Peninsula is an essential condition for the development of this polar low and clearly indicated that the northern mountainous areas had larger effects on the development and movement paths of the polar low than the southern mountainous areas in the Korean peninsula had. In addition, it could be seen that the effects of the mountainous areas in the Japanese Islands located at the leeward side on the development and movement paths of the polar low were relatively much smaller compared to the effects of the mountainous areas in the Korean peninsula.

Key words : Polar Low, Sensitivity Experiments, Heavy Snowfall, WRF, Orographic Effect

요 지

2011년 2월 11일 동해 남부 해상에서 발달한 극저기압 사례를 대상으로 한반도와 일본열도의 산악 지형 효과가 극저기압 발달에 미치는 영향을 연구하기 위해, 산악이 있는 조건과 산악을 제거한 조건으로 WRF 모델을 각각 설정하여 일련의 WRF 민감도 실험을 수행하였다. 민감도 실험 결과, 한반도 북쪽 산맥군의 존재는 이 극저기압이 발달하기 위한 필수 조건임을 보여주었으며, 또한 한반도 남쪽 산맥군보다 북쪽 산맥군이 극저기압의 발달과 이동 경로에 있어 더 큰 영향을 미쳤음을 보여주었다. 또한, 풍하측에 위치한 일본열도의 지형 효과는 극저기압의 발달과 이동 경로에 있어 한반도 산악 지형 효과에 비해 훨씬 영향력이 작음을 확인할 수 있었다.

핵심용어 : 극저기압, 민감도 실험, 대설, WRF, 지형 효과

1. 서 론

강원도 영동 지역과 동해안 지역은 대설로 많은 기상재해가 발생하는 지역이다. 대설로 인한 재해 피해는 주로 농업과 어업에서 발생하는데, 농업과 관련해서는 비닐하우스와

축사·잠사가 가장 많은 피해를 입으며, 어업 분야에서는 수산 증·양식에서 많은 피해를 입는다(Kim et al., 2015). 이 지역에서의 대설현상은 주로 대륙성 고기압의 확장으로 인한 한기의 유입과 남해상을 이동하는 저기압에 의해 발생하며, 또한, 동해안에 인접한 산맥군의 지형적인 영향에

*교신저자, 정회원, 강릉원주대학교 대기환경과학과 교수(Tel: +82-33-643-2322, Fax: +82-33-643-2320, E-mail: ljgyoo@gwnu.ac.kr)

Corresponding Author, Member, Professor, Department of Atmospheric and Environmental Science, Gangneung-Wonju National University

**정회원, 강릉원주대학교 대기환경과학과 박사과정(E-mail: yujinkim@gwnu.ac.kr)

Member, Ph.D. Candidate, Department of Atmospheric and Environmental Science, Gangneung-Wonju National University

의하여 대설현상이 강화되기도 한다(Park and Joung, 1984; Lee and Lee, 1994; Lee, 1999, 2001; Lee and Lee, 2003).

한편, 하층의 강한 경압 불안정과 상층의 한랭 저기압의 영향으로 해양에서 강하게 발달하는 저기압을 극저기압(Polar low) 혹은 극 중규모 저기압(Polar mesoscale cyclone)이라고 하는데, 이러한 중규모 저기압에 의해 대설이 종종 발생하기도 한다(Lee et al., 1998; Park and Lee, 2005; Kim et al., 2013; Lee et al., 2016). 특히, 2011년 2월 11~12일에는 동해 남부 해상에서 발달한 극저기압의 직·간접적인 영향으로 영동 지역과 동해안 지역으로 최고 133 cm의 대형 폭설이 내렸고, 이로 인하여 비닐하우스 등 사유시설과 군사시설 등의 공공시설에 피해가 발생하였으며, 총 재산 피해액은 약 350 억 원이었다(National Emergency Management Agency, 2012).

이와 같이 해양이나 연안 지역에 큰 기상재해를 일으키는 극저기압은 약 200~1,000 km의 수평규모를 가지는 강렬한 해양성 저기압이며, 해상 바람은 거의 14 m s^{-1} 이상의 강한 바람을 동반하기 때문에, 인접한 해안 지역으로 강한 바람과 함께 많은 눈을 내리게 해, 막대한 기상재해를 일으킨다(Rasmussen and Turner, 2003). 이에 따라 극저기압이 빈번히 발달하는 고위도해역(바렌츠 해, 노르웨이 해, 래브라도 해, 알래스카의 걸프 만, 동해)을 중심으로 극저기압에 대한 많은 연구들이 수행되어왔다(Harley, 1960; Rasmussen, 1985; Asai, 1988; Carlson, 1991; Heinemann and Claud, 1997; Rasmussen and Turner, 2003).

극저기압에 대한 종관 분석 및 특성을 밝히기 위해 위성영상 및 관측 자료와 재분석 자료를 이용한 연구(Rasmussen, 1981; Nordeng and Rasmussen, 1992; Douglas et al., 1991; Moore et al., 1996; Fu et al., 2004; Brümmer et al., 2009; Linders and Saetra, 2010; Forsythe and Haynes, 2015)가 수행되었고, 또한, 수치모델을 이용하여 극저기압의 생성과 발달 기구를 조사하는 연구들과(Grønås and Kvamstø, 1995; Yanase et al., 2002; Guo et al., 2007), 그리고 극저기압과 관련된 다양한 물리과정의 중요성을 알아보기 위해, 현열과 잠열 플럭스(flux), 해수 온도, 경압 불안정 등과 관련된 다양한 민감도 수치실험들이 이루어졌다(Sardie and Warner, 1985; Albright et al., 1995; Bresch et al., 1997; Heinemann, 1998; Yanase et al., 2004; Yanase and Niino, 2005, 2007; Førre and Nordeng, 2012; Kolstad et al., 2016; Kolstad and Bracegirdle, 2017). 뿐만아니라 Krisjánsson et al. (2011)은 동부 그린란드의 산악 지형이 덴마크 해협에서 발달한 극저기압에 미치는 효과에 대해 연구하였으며, 그린란드의 산악 지형을 낮추거나 제거한 경우, 극저기압의 강도가 약화되거나 사라졌으며, 그린란드에서 가장 높은 산이 위치한 아이슬랜드의 북서쪽에 위치한 동부 그린란드 산악 지역이 가장 민감한 반응을 보이는 지역임을 확인하였다. 또한, 그린란드의 지형이 ‘풍하저기압(lee cyclone)’을 형성하는데 중요하

며, 이러한 산악 지형이 하층 순환을 활발하게 하여 극저기압이 발달하게 하는 방아쇠 역할을 한다고 언급하였다.

한편, 2011년 2월 11~12일 동해안 지역으로 최고 133 cm의 대형 폭설을 동반한 극저기압을 대상으로 수행한 국내연구들을 살펴보면, Lee et al. (2016)은 종관일기도와 적외영상, 그리고 ERA (ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Re-Analysis) Interim 재분석 자료를 이용하여 종관 분석을 수행하였고, 소용돌이도 방정식의 수치분석을 통하여 하층 수렴과 상층 발산에 의한 상승운동에 의하여 대기 하층에서 극저기압의 소용돌이도가 증가하였음을 정성적으로 보여주었다. 또한, Y.J. Kim et al. (2017)은 WRF (Weather Research and Forecasting) 고해상도 수치모의를 수행하여 극저기압의 중심부에서는 태풍의 눈과 유사하게 맑은 구역이 위치하며, 이 구역의 대기 하층에서는 건조한 하강 기류가 지배적이었음을 밝혔고, 극저기압의 중심으로 도달하는 공기덩어리의 유적을 분석하였다. 그리고 M.K. Kim et al. (2017)은 물리과정과 관련된 극저기압의 발달 메커니즘을 규명하기 위하여 WRF 수치모델을 이용한 다양한 민감도 실험을 수행한 결과, 응결열(condensational heating)이 극저기압을 빠르게 발달하는데 가장 크게 기여하며, 표면 열 플럭스(surface heat flux)는 대기 하층의 성층을 불안정하게 하여 적운대류가 일어나기 쉽도록 주위 대기를 변화시켜 극저기압의 초기 발달 단계에서 중요한 역할을 함을 밝혔다.

그런데 앞에서 언급하였듯이 Krisjánsson et al. (2011)은 그린란드의 산악 지형을 낮추거나 제거한 경우, 극저기압의 강도가 약화되거나 사라졌으며, 그린란드에서 가장 높은 산이 위치한 동부 그린란드 지역의 산악 지형에 가장 민감한 반응이 나타났음을 보여줌으로써 산악 지형의 중요성을 밝힌 바 있다.

이와 유사하게 한반도 산맥군의 지형 효과와 관련하여 Lee and Kim (2008)은 태백산맥의 존재가 한기 영역을 형성하고 연직 운동을 강화시켜 영동 지역의 강설량을 증가시켰음을 보여주었으며, Lee and Kim (2009)은 한반도의 북쪽 산맥군은 동해와 영동 지역에서의 기류 흐름을 보다 북동 기류로 전향하게 하여 영동 지역에 보다 많은 눈이 내렸음을 밝혀, 한반도의 산악 지형 효과가 영동 지역의 강설 분포에 큰 영향을 끼쳤음을 잘 보여주었다. 또한, Nagata et al. (1986)과 Nagata (1991)는 한반도 북쪽 산악 지형에 의한 저지 효과(blocking effect)에 따른 기류의 분류 및 풍하측에서의 기류의 합류에 따른 수렴으로 동해상에서 대상수렴운(Convergent Cloud Band)이 생성됨을 밝혀, 한반도 북쪽 산악 지형의 존재가 동해상에서의 대류운 발달에 중요함을 언급하였으며, Kim and Lee (2015)는 한반도 지형이 동해상의 대상수렴운에 미치는 영향을 알아보기 위해 WRF 수치모델을 이용한 민감도 실험을 수행하여 대상수렴운의 생성과 발달에 있어 가장 중요한 요인은 한반도 북쪽 산맥군의 지형 효과임을 밝힌바 있다.

한편, 앞에서도 언급하였지만, 극저기압의 발달과 관련된 물리 과정에 대한 민감도 수치실험들이 수행되었지만(M.K. Kim et al., 2017), 대기 하층 경계면인 한반도 산악 지형에 대한 민감도 수치실험은 이루어지지 않았다. 따라서 본 연구에서는 M.K. Kim et al. (2017)의 후속 작업으로, 대설을 동반한 2011년 2월 11일 동해 남부 해상에서 발달한 극저기압을 대상으로 한반도 산맥군의 지형 효과를 알아보기 위한 WRF 민감도 실험을 수행하며, 더불어 극저기압이 이동하는 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형이 극저기압의 발달에 어떠한 영향을 미치는지도 함께 분석하고자 한다.

2. WRF 수치모델 설정 및 실험 방법

2.1 WRF 중규모 수치모델

이 연구에서 민감도 수치실험을 위해 사용한 수치모델은 WRF V3.6.1 모델(Skamarock et al., 2008)이다. Fig. 1은 동해 바다(37.5°N, 132.3°E)를 중심으로 설정된 모의 영역을 보여주며, 총 3개의 수치모의 영역을 설정하였다. 초기 및 경계장은 공간해상도가 0.25°×0.25°인 ECMWF에서 제공하는 ERA-Interim 재분석 자료(6시간 간격)를 이용하였다. 수치실험의 초기 시작은 2011년 2월 10일 0600 UTC이며, 총 54시간 수치 적분하였다. 설정된 모델의 구름물리 과정은 WRF Double-Moment (WDM) 6-class 기법(Lim and Hong, 2010)을 사용하였고, 행성경계층 과정은 Yonsei University

planetary boundary layer 기법(YSU; Hong et al., 2006)을, 지표 물리과정으로는 Noah Land Surface Model (Chen and Dudhia, 2001)을, 복사 모수화 방안으로는 Rapid Radiative Transfer Model GCM (RRTMg; Iacono et al., 2008)을 사용하였다. 적운 모수화 과정은 new Kain-Fritsch 기법(Kain, 2004)을 D1과 D2에만 사용하였다. 이러한 수치모델의 모델 영역 및 물리적인 설정, 모델의 초기 및 경계 자료 등은 Y.J. Kim et al. (2017)의 수치모델 설정과 동일하며, 여기서 보여주는 수치실험의 결과는 분해능이 가장 좋은 모의 영역 3 (2 km)의 결과이다. 그리고 한반도와 일본 지역의 지명은 Fig. 1의 영역 3에 나타내었다.

2.2 민감도 실험 설계

산악 지형이 극저기압 발달에 미치는 영향을 연구하기 위해 다음과 같은 민감도 실험을 설계 하였다. 우선 일곱 가지 민감도 수치실험의 구성과 실험명을 Table 1에 설명하였다. Fig. 2에서 주황색 직사각형 영역은 지표면 고도가 0 m로 설정되어 산악 지형이 제거된 영역을 나타낸다.

먼저, 기준(Control; CNTL)실험은 정상적인 지표면 고도를 하층 경계 조건으로 설정한 실험으로 이 연구에서 비교기준이 되는 실험이다. 이 연구의 목적은 하층 경계면인 산악 지형이 극저기압 발달에 미치는 영향을 조사하는 것이므로 이하 모든 실험에서 지표면 고도를 제외하고는 모두 기준실험의 설정과 같다.

Fig. 1. Geographic Representation of Domain1 (D1), Domain2 (D2), Domain3 (D3), for the WRF Sensitivity Experiments (from M.K. Kim et al., 2017, their Fig. 2). Topography (m) is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Figure

Table 1. The Sensitivity Experiments in Relation to the Effect of the Low-level Boundary of the Korean Peninsula and Japanese Islands

Exp.	Surface conditions			
	Northern Mountains	Southern Mountains	Honshu Mountains	Kyushu Mountains
CNTL	Included	Included	Included	Included
R_Korea	Removed	Removed	Included	Included
R_North	Removed	Included	Included	Included
R_South	Included	Removed	Included	Included
R_Japan	Included	Included	Removed	Removed
R_Honshu	Included	Included	Removed	Included
R_Kyushu	Included	Included	Included	Removed

Fig. 2. The Open Rectangle with Orange in D3 Indicates the Area Where the Height of the Surface is Set to be Zero for (a) R_Korea, (b) R_North, (c) R_South, (d) R_Japan, (e) R_Honshu and (f) R_Kyushu Experiments. Topography (m) is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Figure

한편, 한반도의 산악 지형과 관련된 실험으로, R_Korea 실험은 Fig. 2a에서 보듯이 중국 동북 지역을 포함한 한반도 지표면 고도를 0 m로 설정하여 한반도 및 그 부근의 산악 지형을 제거한 실험이다. 여기서 지형 제거 영역을 중국 동북 지역을 포함한 이유는 백두산 부근의 산맥군을 완전히 제거하기 위해서이다. R_North 실험은 강원도 이북 지역의 지표면 고도를 0 m로 설정하여 한반도 북쪽 산악 지형만을 제거한 실험(Fig. 2b)이며, R_South 실험은 한반도 중에서

강원도 및 강원 이남 지역의 지표면 고도를 0 m로 설정하여 한반도 남쪽 산악 지형만을 제거한 실험(Fig. 2c)이다.

일본의 산악 지형과 관련된 실험으로 R_Japan 실험은 일본열도 전체의 지표면 고도를 0 m로 설정하여 일본열도의 산악 지형을 제거한 실험(Fig. 2d)이며, R_Honshu 실험은 일본 열도 중에서 혼슈의 지표면 고도만을 0 m로 설정하여 혼슈 지역의 산악 지형만을 제거한 실험(Fig. 2e)이며, R_Kyushu 실험은 일본열도 중에서 규슈의 지표면 고도만을 0 m로 설정

하여 규슈 지역의 산악 지형만을 제거한 실험(Fig. 2f)이다. 일본지역의 지명은 Y.J. Kim et al. (2017) 논문의 Fig. 2를 참조하기 바란다.

한편, WRF 수치모델에서 산악 지형을 제거하기 위해, 먼저, WPS 과정의 geogrid.exe를 구동한 결과로 나오는 geo_em.d0* 자료를 NCL (NCAR Command Language)을 이용하여 변경해야할 영역을 설정하고, 지형의 고도를 나타내는 변수(HGT_M)의 값을 0 m로 변경하여 다시 geo_em.d0* 자료에 저장한다. 그리고 WPS 마지막 과정인 metgrid.exe 구동을 마친 다음에 WRF 과정의 real.exe를 구동하고, 그 결과로 나오는 wrfinput_d0* 자료에서 설정한 영역의 지형 고도가 0 m로 바뀌었는지 확인한 후, run.exe를 구동하여 WRF 모델을 실행하였다.

2.3 2011년 2월 11일 사례 중관 개요

2011년 2월 11일 사례는 11일 0900 UTC에 동해 남부 해상에서 저기압이 발달하기 시작하여 서서히 동진하여 11일 2100 UTC에 주고쿠 앞바다에서 전형적인 극저기압으로 강하게 발달하였으며(Fig. 3a), 극저기압의 중심에는 구름이 없는 맑은 지역이, 그리고 그 주변으로는 나선형의 발달된 적운 띠가 형성되었다(Fig. 3b). 이 극저기압 사례에 대한 자세한 중관 사례분석은 Lee et al. (2016)과 Y.J. Kim et al. (2017)에서 이미 다루었기 때문에 보다 자세한 설명은 두 연구 논문을 참고하기 바란다.

3. 수치모의 결과 분석

참고로 동일한 수치모델 설정으로 이 사례의 극저기압에

대한 수치실험 연구(Y.J. Kim et al., 2017)에서 이미 수치모델의 모의능력을 검증하였다. 여기서는 극저기압이 가장 발달했던 2011년 2월 11일 2100 UTC의 민감도 실험결과를 중심으로 분석하였다.

3.1 유선 분석과 바람벡터 차이

규준실험의 2월 11일 2100 UTC의 1,000 hPa 고도 유선분석도(Fig. 4a)를 보면, 중국 동북 지역에서 남하하는 기류가 북쪽 산맥군의 영향으로 산맥군의 왼쪽(기류의 흐름을 기준)을 돌아 북동 계열의 기류로 바뀌면서 동해 북부 해상을 거쳐 동해안으로 유입되고 있으며, 황해도와 중부 이남 지역, 나아가 규슈, 그리고 극저기압 중심의 남쪽에 해당하는 주고쿠 서부 지역까지 광범위하게 북서 기류가 유입되고 있다. 이에 따라 북동 기류와 북서 기류가 만나는 수렴역이 영동 해안과 동해 남부 해상에 위치하고 있으며, 이 수렴역을 따라 발달된 대류운이 형성되었다.

한편, 한반도 전체 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험의 유선도(Fig. 4b)를 보면, 북쪽 산맥군이 제거됨으로써 중국 동북 지역에서의 편북 기류가 북한 지역과 동해상을 거쳐 주고쿠 지역으로 큰 풍향 변화 없이 그대로 흘러, 극저기압은 규준실험에 비해 보다 멀리 풍하측 남쪽으로 이동하였음을 알 수 있다. 또한, 한반도와 동해상에서의 기류 방향이 모두 NNW 방향으로 같아, 규준실험(Fig. 4a)에서 보여주었던 동해 중부 및 동해 남부 해상에서의 강한 수렴역이 한반도 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험(Fig. 4b)에서는 형성되지 못하였다. 또한, 규준실험(Fig. 4a)에서 모의되었던 주고쿠 앞바다에 위치한 소용돌이는 형성되지 못하고 주고쿠 내륙으로 흐트러진 모습을 보여준다.

Fig. 3. (a) Surface Weather Chart and (b) Composited Image from MTSAT-2 Satellite at 2100 UTC 11 February 2011. The Red Arrow in Fig. 3a Indicates the Polar Low and Extratropical Cyclone, Respectively

Fig. 4. The Simulated 1,000 hPa Streamline and Wind Speed Field Valid at 2100 UTC 11 February 2011, from the (a) CNTL, (b) R_Korea, (c) R_North, (d) R_South, (e) R_Japan, (f) R_Honshu, and (g) R_Kyushu Experiments. Wind Speed (m s^{-1}) is Represented with Shading Based on the Scale at Right of the Fig. 4a

북쪽 산맥군만을 제거한 R_North 실험의 유선도(Fig. 4c)는 앞에서 언급한 R_Korea 실험의 유선도와 유사한 모습을 보여준다. 이와 같이 R_North 실험과 R_Korea 실험의 유선도가 거의 유사하다는 것은 한반도 전체 산악 지형을 제거한 효과와 한반도 북쪽 산악 지형만을 제거한 효과가 극저기압에 미치는 영향이 거의 비슷하다는 것을 보여준다.

남쪽 산맥군만을 제거한 R_South 실험의 유선도(Fig. 4d)를 보면, 북쪽 산맥군의 산악 지형은 그대로 있기 때문에 북쪽 산맥군의 영향으로 동해상에서는 규준실험의 유선도(Fig. 4a)와 거의 유사하게 강한 북동 기류가 유입되고 있으며, 극저기압 소용돌이가 나타나고 있다. 다만 차이점은 한반도 이남 지역의 산악 지형이 제거됨으로써 보다 강한 북서 기류가 주고쿠 앞바다 쪽으로 유입되어 저기압의 중심 위치가 규준실험(Fig. 4a)에 비해 보다 남동쪽에 위치한 점이다. 그리고 규준실험(Fig. 4a)에서 볼 수 있었던 수렴역은 영동 해안보다 더 동쪽으로 이동하여 강원도 고성 부근에서 극저기압을 향하여 남동쪽으로 길게 뻗어 있으며, 뒤에서 언급할 반사도의 그림(Fig. 8a)을 보면, 이 수렴역을 따라 발달된 선형 에코가 위치한다. 정리하면, 북쪽 산악 지형이 남쪽 산악 지형보다 극저기압의 발달과 이동 경로에 더 큰 영향을 주었음을 알 수 있다.

한편, 일본열도의 지형 고도를 0 m로 설정한 R_Japan 실험의 유선도(Fig. 4e), 그리고 혼슈 지역의 지형 고도만을 0 m로 설정한 R_Honshu 실험의 유선도(Fig. 4f), 그리고 규슈의 지형 고도만 0 m로 설정한 R_Kyushu 실험의 유선도(Fig. 4g) 모두, 규준실험의 유선도(Fig. 4a)와 거의 유사한

모습이다. 즉, 극저기압에 미치는 영향력에 있어, 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형 효과는 한반도 산악 지형 효과에 비해 상대적으로 아주 작음을 알 수 있다.

산악 지형의 존재로 변형된 바람장을 보다 자세히 보기 위해 R_Korea, R_North, R_South 실험의 지상 10 m 고도에서의 바람장과 규준실험의 바람장의 차이를 보여주는 벡터 차이도를 Fig. 5에 각각 나타내었다.

앞에서 언급하였듯이 영동 해안의 발달된 에코와 극저기압에 미치는 영향력에 있어, 한반도 산악 지형 효과가 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형 효과에 비해 상대적으로 아주 큼에 따라, 일본열도의 지형 효과 실험의 바람장과 규준실험의 바람장의 벡터 차이도를 보이지 않았다. 참고로 각 실험별 지상 10 m 고도에서의 바람장은 앞에서 언급한 유선도를 참고하면 알 수 있기 때문에 여기서는 바람장을 생략하였다. 한반도 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험의 지상 바람과 규준실험의 지상 바람의 차이를 보여주는 Fig. 5a를 보면, 한반도 산악 지형을 제거한 효과로 동해상에서는 규준실험에 비해 훨씬 강한 서풍 기류를 볼 수 있는데, 이것은 규준실험에서의 강한 북동 기류가 R_Korea 실험의 바람장에서는 강한 편북 기류로 바뀌었음을 나타낸다(유선도 Figs. 4a and 4b 참조). 또한 극저기압이 위치한 영역 부근에서도 R_Korea 실험의 지상 바람과 규준실험의 지상 바람의 차이 벡터가 큼을 알 수 있다. 즉, 한반도 산악 지형 효과에 따른 바람장의 변형으로 극저기압의 발달과 이동경로에 큰 영향을 끼쳤음을 잘 보여준다.

한편, 한반도 산악 지형 중에서 북쪽 산악 지형만을 제거한

Fig. 5. The wind difference charts at 10 m above the sea level at 2100 UTC 11 February 2011, between (a) R_Korea and CNTL experiments, (b) R_North and CNTL experiments, and (c) R_South and CNTL experiments. Wind speed (m s^{-1}) is represented with shading based on the scale at right of the figure. A length scale for the wind vector is given at bottom of the figure.

R_North 실험의 지상 바람과 규준실험의 지상 바람의 벡터 차이도(Fig. 5b)와 남쪽 산악 지형만을 제거한 R_South 실험의 지상 바람과 규준실험의 지상 바람의 벡터 차이도(Fig. 5c)를 비교해 보면, Figs. 5b가 5c보다 5a에 더 가까움을 알 수 있는데 이것은 한반도 산악 지형 중에서 북쪽 산악 지형의 영향이 남쪽 산악 지형의 영향보다 훨씬 더 큼을 잘 보여주는 것이다.

3.2 해면 기압장

Fig. 6은 극저기압이 가장 발달했던 2011년 2월 11일 2100 UTC의 해면 기압장을 각 실험별로 나타낸 것이다. 먼저, 정상적인 산악 지형을 하층 경계면으로 한 규준실험(Fig. 6a)의 해면 기압장에서는 일본 주고쿠 지역 앞바다에 중심기압이 995 hPa인 극저기압이 위치해 있다. 그런데 백두산 부근을 포함한 한반도 전체의 지형 고도를 0 m로 설정한 R_Korea 실험의 경우(Fig. 6b)에는 발달한 극저기압 대신에 주고쿠 지역으로 약화된 기압골이 위치하고 있어, 한반도 산악 지형이 극저기압의 발달과 이동경로에 큰 영향을 주었음을 잘 보여준다.

R_Korea 실험(Fig. 6b)이 다른 실험에 비해 제일 큰 차이를 보이기 때문에 규준실험과 R_Korea 실험의 해면 기압장을 Fig. 7에 나타내어 주요 시간별로 극저기압의 중심기압 값과 중심위치를 상호 비교해 보았다.

11일 0400 UTC에는 규준실험(Fig. 7a)과 R_Korea 실험(Fig. 7e)의 수치실험 결과가 서로 유사하며, 3시간 뒤인 0700 UTC에는 규준실험의 경우(Fig. 7b), 1011 hPa 등압선이 R_Korea 실험의 경우(Fig. 7f)에 비해 부산 앞바다 쪽으로 더 확장하였다. 1100 UTC에는 규준실험의 경우(Fig. 7c) 닫힌 1009 hPa 등압선이 부산 앞바다에 위치한 반면에, R_Korea 실험의 경우(Fig. 7g), 닫힌 1010 hPa 등압선은

주고쿠 앞바다와 내륙을 감싸고 있다. 이러한 닫힌 등압선의 위치 차이는 앞에서도 언급하였듯이, 동해상에서 지배적인 북동풍 바람이 한반도 산악 지형이 제거됨에 따라 북풍 계열의 강한 바람으로 바뀌면서 저기압을 보다 남쪽으로 빠르게 이동시켰기 때문이다. 이 시간 이후, 규준실험의 경우, 부산 앞바다에 위치하였던 저기압은 최성기인 2100 UTC까지 느리게 동진하면서 따뜻한 해수면으로부터 열과 수증기 공급을 원활히 받게 되어, 지속적으로 발달(Figs. 6a and 7d)하여 중심기압이 약 995 hPa 정도까지 낮아졌다.

그런데 R_Korea 실험의 경우, 1500 UTC (Fig. 7h)에 주고쿠 앞바다와 내륙에 1007 hPa의 닫힌 등압선이 각각 위치한다. 1600 UTC (그림생략)에는 주고쿠 앞바다에 위치한 소규모 저기압은 사라지나, 내륙에 위치한 소규모 저기압은 아주 느리게 남동진하여, 2100 UTC (Fig. 6b)에는 기압골 형태로 약화되어 극저기압으로 발달된 모습을 전혀 보여주지 못하여 규준실험의 중심 기압값에 비해 약 15 hPa 높다. 이와 같이 한반도 산악 지형이 제거되면서 동해상에서의 지배적인 북동풍 바람이 북풍 계열의 강한 바람으로 바뀌었고, 이로 인해 저기압은 보다 빠르게 남쪽으로 이동하여, 주고쿠 내륙에 위치하게 되면서, 1500 UTC 이후부터는 지면 저항과 표면으로 부터의 열과 수증기 플럭스가 차단됨에 따라 저기압은 더 이상 크게 발달하지 못했다.

한반도 북쪽 산맥군을 제거한 R_North 실험의 해면 기압장(Fig. 6c)을 보면, 중심기압이 1005 hPa인 소규모 저기압이 주고쿠 지역에 위치하여, R_Korea 실험의 경우(Fig. 6b)와 비교하여 볼 때, 이 저기압의 위치는 R_Korea 실험에서 약화된 기압골이 위치한 곳이며, R_Korea 실험보다 약 2 hPa 정도 기압이 낮을 정도로 큰 차이는 보이지 않아 한반도 전체 산악 지형을 제거한 효과와 한반도 북쪽 산악 지형을 제거한 효과가 거의 비슷함을 알 수 있다.

Fig. 6. Same as Fig. 4, Except for the Sea Level Pressure Field. Topography is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Fig. 6a

Fig. 7. The Simulated Sea Level Pressure Fields Valid at (a, e) 0400 UTC, (b, f) 0700 UTC, (c, g) 1100 UTC, and (d, h) 1500 UTC 11 February 2011 from the Control Experiments (top panel) and from R_Korea Experiments (bottom panel). Topography is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Figure

반면에, 한반도 남쪽 산악 지형을 제거한 R_South 실험의 경우(Fig. 6d), 저기압 중심(998 hPa)이 주고쿠 내륙에 위치하여 기준실험(Fig. 6a)에 비해 약 90 km 정도 남동쪽에 위치하고 있으며, 기준실험에 비해 중심기압이 3 hPa 정도 높다. 중심기압 값으로 비교해 볼 때, R_South 실험이 R_North 실험에

비해 보다 기준실험에 가깝다. 다만 기준실험과 비교하여 이렇게 중심위치와 중심기압 값에 있어 약간의 차이가 나는 이유는, 남쪽 산악 지역을 제거함으로써 지면 저항이 약화되어 중부 이남 지역 및 동해 남부 해상으로 북서 기류가 보다 강화되어 이 극저기압을 주고쿠 앞바다에서 보다 더 남동쪽인

주고쿠 내륙 쪽으로 좀 더 이동시켰고, 이에 따라 내륙에서 지면 저항의 증가와 표면으로 부터의 열과 수증기 플럭스가 차단되어 더 이상 저기압이 발달하지 못했기 때문이다.

정리하면, 한반도 전체의 산악 지형을 제거한 수치실험과 한반도 북쪽 산악 지형을 제거한 수치실험 모두 극저기압의 중심기압과 이동경로가 거의 유사하였다. 한편, R_North 실험(Fig. 6c)과 R_South 실험(Fig. 6d)결과를 비교해 보면, R_South 실험의 경우(Fig. 6d), 998 hPa 로 닫힌 저기압으로 모의되는 반면에 R_North 실험(Fig. 6c)에서는 중심기압이 1005 hPa인 소규모 저기압으로 모의하여, R_South 실험이 R_North 실험에 비해 규준실험에 보다 가까웠다. 이러한 결과는 남쪽 산맥군을 제거한 경우, 규준실험에 비해 발달 강도가 다소 약하지만 극저기압이 발달할 수 있음을 보여주며, 북쪽 산맥군을 제거한 경우, 극저기압이 발달하지 못함을 잘 보여주는 것이다. 즉, 극저기압의 생성과 발달에 있어 북쪽 산맥군이 존재하여야 함을 잘 보여주는 것으로, 한반도 전체 산맥군 중에서 강원도 이남의 산맥군보다 강원도 이북의 북쪽 산맥군이 극저기압의 발달에 미치는 영향력이 상대적으로 훨씬 큼을 잘 알 수 있다.

일본열도의 산악 지형을 제거한 R_Japan 실험의 경우(Fig. 6e), 극저기압의 중심위치가 주고쿠 해안선에 위치하며, 중심기압은 994 hPa으로 규준실험에 비해 1 hPa 낮았으며, 중심위치는 규준실험에 비해 약 35 km 정도 남쪽에 위치하여 아주 작은 차이를 보이고 있다. 이러한 중심위치의 작은 차이는 풍하측 산악 지형이 제거됨으로써 저지 효과가 사라

지면서 지면 저항을 적게 받았기 때문이다. 이에 따라 편북 기류가 보다 쉽게 유입되어 규준실험의 경우에 비해 중심위치가 약간 남쪽에 위치하게 되었다.

혼슈의 산악 지형만 제거된 R_Honshu 실험의 경우(Fig. 6f), 중심 위치는 주고쿠 해안선에 위치하며, R_Japan 실험의 경우(Fig. 6e)와 유사하며, 다만 중심기압은 996 hPa로 규준실험에 비해 1 hPa 정도 높았다. 규슈의 산악 지형만 제거된 R_Kyushu의 경우(Fig. 6g), 이동경로에 놓인 주고쿠 지역의 산악 지형의 영향을 받아 중심위치는 주고쿠 앞바다에 위치하였으며, 중심기압은 995 hPa로 규준실험의 경우(Fig. 6a)와 같았다. 따라서 극저기압의 발달과 이동 경로에 미치는 영향력에 있어, 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형 효과는 한반도 산악 지형 효과에 비해 상대적으로 아주 작음을 알 수 있다.

3.3 반사도(reflectivity)

Fig. 8은 수치실험결과를 1.5 km 고도에서의 레이더 에코 강도(dBz)로 보여주는 그림이다. 규준실험의 반사도(Fig. 8a)를 보면, 북동 기류가 태백산맥을 만나 저지 효과로 강화된 에코가 동해안을 따라 발달한 것과, 또한 주고쿠 연안에서 극저기압에 대응하는 발달된 나선형 에코와 극저기압 중심 부근에서의 맑은 구역도 같이 볼 수 있다.

한편, 한반도 전체 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험의 반사도(Fig. 8b)를 보면, 극저기압에 대응하는 나선형의 발달된 에코 대신에 주고쿠 연안과 일본열도 내륙으로 흩어진

Fig. 8. Same as Fig. 4, Except for the Reflectivity (at 1.5 km height) Chart. Reflectivity (dBZ) is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Fig. 8a

다소 약화된 에코들을 볼 수 있으며, 또한 규준실험의 반사도(Fig. 8a)에서 볼 수 있었던 동해연안의 선형 에코가 거의 사라졌음을 알 수 있다. 이러한 에코 분포는 한반도 북쪽 산악 지형만을 제거한 R_North 실험의 반사도(Fig. 8c)에서도 비슷하게 나타난다.

남쪽 산악 지형만을 제거한 R_South 실험의 반사도(Fig. 8d)를 보면, 북쪽 산맥군의 산악 지형은 그대로 유지되고 있기 때문에 극저기압에 대응하는 나선형의 에코 형태(규준 실험의 경우보다는 다소 약화된 형태임.)를 볼 수 있으며, 중심위치는 주고쿠 해안선의 남동쪽으로 다소 치우쳐 있음을 알 수 있다. 그리고 규준실험에서 영동 해안 지역을 따라 위치하였던 선형 에코(1,000 hPa 고도에서의 수렴역의 최대 크기는 약 $345 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이며, 선형 에코의 수렴역의 평균 크기는 약 $70 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 임.)는 강원도 고성 부근에서 극저기압을 향하여 남동쪽으로 뻗은 선형 에코(1,000 hPa 고도에서의 수렴역의 최대 크기는 약 $365 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이며, 선형 에코의 수렴역의 평균 크기는 약 $70 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 임.)로 변형되었으며, 더욱 조직화되고 발달된 에코 모습이다. 이와 같이 에코가 발달하면서 에코 위치가 보다 동쪽에 위치하게 된 것은 한반도 남쪽 산악 지형을 제거함에 따라 지면 저항이 감소하여 중부 및 남부 지역에서 보다 강한 북서 기류가 유입되게 되어 북동 기류와 북서 기류가 만나는 수렴의 강도(그림 생략)가 강해 졌으며, 또한 수렴역이 다소 동쪽에서 형성되었기 때문이다(Fig. 4d 유선도 참조).

한편, 일본열도의 산악 지형을 제거한 R_Japan 실험의 반사도(Fig. 8e), 그리고 혼슈 지역의 산악 지형만 제거한 R_Honshu 실험의 반사도(Fig. 8f), 그리고 규슈의 산악 지형만 제거한 R_Kyushu 실험의 반사도(Fig. 8g) 모두에서, 극저기압에 대응되는 발달된 나선형 에코와 영동 해안을 따라 형성된 에코들을 볼 수 있으며 이러한 에코 분포는 규준실험의 경우와 거의 유사하다. 이와 같이 지형을 제거함에도 불구하고 규준실험의 결과와 유사함은, 극저기압의 이동 경로와 발달에 있어 풍하층에 위치한 일본열도의 산악 지형의 영향이 크지 않음을 잘 보여주는 것이다.

3.4 925 hPa 상대소용돌이도(상대와도)

극저기압의 발달과 관련하여 상대 소용돌이도($\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$)의 형태와 세기에 하층 경계면이 어떠한 영향을 미치는지 알아보고자 Fig. 9에 상대 소용돌이도 분포도를 나타내었다. 그리고 상대 소용돌이도 분포도는 기압장에 비해 중소규모적인 소용돌이 현상을 보다 자세히 보여주는 장점이 있다. 여기서 925 hPa 고도를 선택한 이유는 이 고도에서 상대소용돌이도 값이 최대로 나타났기 때문이다. 규준실험의 925 hPa 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9a)를 보면, 앞의 유선도에서 살펴본 것과 같이 북동 기류와 북서 기류가 만나는 동해안과 동해 남부 해상에는 선형으로 길게 위치한 양의 상대소용돌이도 역($200 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이상인 선형 상대소용돌이도 역의

길이는 약 105 km이며, 평균 상대소용돌이도 역의 크기는 $310 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이고, 선형 상대소용돌이도 역의 최대 크기는 약 $700 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 임.)이 있으며, 또한, 발달한 극저기압 중심 주위로 강한 양의 소용돌이도 역(최대 약 $695 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$)이 나선형으로 둘러싸고 있다.

한편, 한반도 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9b)에서는, 북쪽 산맥군이 제거됨으로써 이 산맥군의 영향으로 동해상에서 형성되었던 강한 북동 기류는 사라지고 대신에 중국 북동 지역에서의 북풍 계열의 기류가 북한 및 동해상을 거쳐 주고쿠 지역으로 뚜렷한 풍향 변화 없이 그대로 유입됨에 따라, 동해상에서는 상대적으로 약한 양의 소용돌이도 역이 바람 방향에 따라 열을 지어 광범위하게 형성되어 있다(동해안 앞바다 부근의 $60 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이상인 선형 상대소용돌이도 역의 길이는 약 360 km이며, 평균 상대소용돌이도 역의 크기는 $80 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이고, 선형 상대소용돌이도 역의 최대 크기는 약 $165 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 임.). 또한, 규준실험에서 볼 수 있었던 극저기압 중심 주위의 강한 양의 소용돌이도 역은 형성되지 않았으며, 대신에 주고쿠와 시고쿠 지역 부근으로 산발적으로 약한 양의 소용돌이도 역(최대 약 $490 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$)이 흩어져 있다. 이러한 양상은 북쪽 산맥군만을 제거한 R_North 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9c)에서도 유사하게 나타나며, 다만 차이점은 R_North 실험의 경우, 한반도 남쪽 산악 지형이 그대로 남아 있는 관계로 황해도 이남 지역에서는 소규모적인 양의 상대소용돌이도 역들이 R_Korea 실험의 경우에 비해 보다 많이 형성된 점이다.

앞에서 보인 유선도(Fig. 4)와 해면 기압장(Fig. 6)을 같이 참조하여 분석하면, 규준실험의 경우, 강한 북동 기류의 유입으로, 남북방향에 따른 동서방향의 바람성분의 변화량($-\partial u/\partial y$: 바람시어(wind shear))이 크게 증가하여 소용돌이도의 증가로 이끌어 극저기압으로 발달할 수 있는 바람장인 반면에, R_Korea와 R_North 실험의 경우, 북쪽 산악 지형이 제거됨에 따라 동해상에서 북동 기류가 편북 기류로 바뀌어, 편북 기류의 유입에 따른 바람시어가 크게 감소하여 소용돌이도의 감소로 이끌어 극저기압으로 발달할 수 없는 바람장으로 변화했고, 더욱이 편북 기류의 유입으로 저기압은 동해 남부 해상에 오래 머무르지 못하고 남쪽으로 보다 빠르게 이동하여 일본열도에 상륙하였다. 이로 인해 지면 마찰의 영향과 해면으로 부터의 수증기와 열 플럭스가 차단됨에 따라 극저기압으로 발달하지 못하고 기압골로 약화되었다.

남쪽 산맥군만을 제거한 R_South 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9d)에서는, 북쪽 산맥군의 산악 지형은 그대로 유지되기 때문에 동해상에서는 강한 북동 기류가 규준실험의 경우처럼 유입되고 있으며, 극저기압에 대응되는 강한 양의 소용돌이도 역(최대 약 $530 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$)이 주고쿠 지역에 위치하고 있다. 한편, 한반도 남쪽 지역에서는 산악 지형이 제거됨으로써 보다 강한 북서 기류가 유입되어, 이 두 기류가

Fig. 9. Same as Fig. 4, Except for the 925 hPa Relative Vorticity Field. Relative Vorticity (10^{-5} s^{-1}) is Represented with Shading Based on the Scale at Bottom of the Fig. 9a

만나는 수렴역은 규준실험의 경우보다 더 동쪽으로 이동하여 강원도 고성 부근에서 극저기압을 향하여 남동쪽으로 길게 형성되었으며, 이 수렴역을 따라 선형의 강한 양의 상대소용돌이도 역(동해안 앞바다 부근의 $200 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이상인 선형 상대소용돌이도 역의 길이는 약 345 km이며, 평균 상대소용돌이도 역의 크기는 $320 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 이고, 선형 상대소용돌이도 역의 최대 크기는 $650 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 임.)이 형성되어있다. 한편, 일본열도 전체의 산악 지형을 제거한 R_Japan 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9e), 그리고 혼슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Honshu 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9f)를 보면, 두 실험 모두 극저기압 소용돌이의 중심이 주고쿠 지역의 해안선에 위치하고 있어, 규준실험의 경우에 비해 약 50 km 정도 보다 남쪽에 위치하고 있다. 한편, 규슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Kyushu 실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9g)에서는, 규준실험의 경우와 유사하게 극저기압 소용돌이의 중심이 해안선에서 약간 벗어난 앞바다 쪽에 위치하고 있다. 이처럼 극저기압 중심위 치에서 약간의 차이가 나는 이유는 R_Japan 실험과 R_Honshu 실험의 경우, 극저기압의 이동경로에 놓인 주고쿠 지역의 산악 지형이 제거되었기 때문에 산악저지 효과가 사라지면서 지면 저항을 적게 받게 되어 극저기압이 보다 쉽게 풍하측인 남쪽으로 이동하였기 때문이다. 반면에 규슈 지역의 산악 지형만 제거한 R_Kyushu 실험의 경우, 이동 경로에 놓인 주고쿠 지역의 산악 지형은 그대로 유지되어 있기 때문에 규준실험의 경우와 유사하였다. 이러한 미세한

차이점을 제외하고는 세 실험 모두 뚜렷한 극저기압의 소용돌이도 패턴과 동해상에 위치한 선형의 소용돌이도 열을 잘 보여줌에 따라 규준실험의 상대소용돌이도 분포도(Fig. 9a)와 유사하였다. 이러한 결과는 풍하측에 위치한 일본열도의 지형 효과는 풍상측에 위치한 한반도 산맥군의 지형 효과에 비해 극저기압의 발달과 이동경로에 미치는 영향력이 상대적으로 미미함을 잘 보여준다.

4. 요약 및 결론

2011년 2월 11일 동해 남부 해상에서 발달한 극저기압 사례를 대상으로 한반도 산악 지형 및 극저기압의 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형이 극저기압의 발달에 미치는 영향을 연구하기 위해 다음과 같은 WRF 민감도 실험을 수행하였다. 1) 정상적인 지표면 고도를 하층 경계 조건으로 설정한 실험으로 비교 기준이 되는 규준실험(CNTL 실험), 2) 한반도 전체 산악 지형을 제거한 R_Korea 실험, 3) 강원도 이북지역의 산악 지형만을 제거한 R_North 실험, 4) 강원도 및 강원 이남지역의 산악 지형만을 제거한 R_South 실험 그리고 5) 일본열도 전체의 산악 지형을 제거한 R_Japan 실험, 6) 혼슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Honshu 실험, 7) 규슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Kyushu 실험이다.

극저기압이 가장 발달한 2011년 2월 11일 2100 UTC의 WRF 민감도 실험 결과를 중심으로 유선과 바람벡터 차이, 해면기압장, 반사도, 925 hPa 상대소용돌이도를 각각 분석하

였다. R_North 실험과 R_Korea 실험 모두에서, 북쪽 산악 지형이 제거됨으로써 중국 북동 지역에서의 편북 기류가 북한 지역과 동해상을 거쳐 일본 주고쿠 내륙으로 큰 풍향 변화 없이 그대로 흘러, 저기압은 규준실험에 비해 보다 더 멀리 풍하측 남쪽 내륙으로 빠르게 이동함에 따라, 지면 저항과 해양으로부터의 열과 수증기 공급의 차단으로 인해 더 이상 전형적인 극저기압으로 크게 발달하지 못한 채 기압골로 변형되었다. 이러한 결과는 한반도 전체 산악 지형을 제거한 효과와 한반도 북쪽 산악 지형만을 제거한 효과가 극저기압에 미치는 영향이 거의 같음을 보여 주었다.

한편, 남쪽 산맥군만을 제거하여 북쪽 산맥군이 남아있는 R_South 실험의 결과에서는 북쪽 산맥군의 영향으로 동해 상에서는 규준실험과 거의 유사하게 강한 북동 기류가 유입되고 있으며, 중심기압이 약 3 hPa 정도 높지만 뚜렷한 극저기압 소용돌이가 형성되었다. 규준실험과의 작은 차이점은 한반도 이남 지역의 산악 지형이 제거됨으로써 보다 강한 북서 기류가 주고쿠 앞바다 쪽으로 유입되어 저기압의 중심위치가 규준실험에 비해 약 90 km 정도 보다 남동쪽에 위치한 점이다. 그리고 규준실험에서 볼 수 있었던 동해안 수렴역은 영동 해안보다 더 동쪽으로 이동하여 강원도 고성 부근에서 극저기압을 향하여 남동쪽으로 길게 뻗어 있어, 극저기압에 동반된 동해안 수렴역의 위치를 결정함에 있어 남쪽 산악 지형, 특히 태백산맥의 역할도 중요함을 같이 보여주었는데, 이러한 내용은 Lee and Kim (2009)의 연구결과와 일치하였다.

한편, 일본열도 전체의 산악 지형을 제거한 R_Japan 실험, 혼슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Honshu 실험, 규슈 지역의 산악 지형만을 제거한 R_Kyushu 실험 모두, 발달한 극저기압을 모의한 규준실험의 결과와 거의 유사한 모습으로 큰 차이는 없었다. 다만, R_Japan 실험과 R_Honshu 실험의 경우, 풍하측 산악 지형이 제거됨으로써 저지 효과가 사라지면서 지면 저항을 적게 받아, 편북 기류가 보다 쉽게 유입되어 규준실험의 경우에 비해 극저기압의 중심위치가 약 35 km 남쪽에 위치한 정도의 작은 차이가 났다.

결론적으로, 북쪽 산악 지형의 존재가 극저기압의 발달에 있어 아주 필수적인 지면 조건임을 잘 보여주었으며, 북쪽 산악 지형이 남쪽 산악 지형보다 극저기압의 발달과 이동경로에 더 큰 영향을 주었음을 알 수 있었다. 한편, 풍하측에 위치한 일본열도의 산악 지형 효과는 극저기압의 발달과 이동 경로에 미치는 영향력에 있어, 한반도 산악 지형 효과에 비해 상대적으로 아주 작음을 알 수 있었다. 또한, 북쪽 산맥군의 지형 효과가 편북 기류를 북동 기류로 바뀌게 하면서 하층 바람시어가 강화됨에 따라 상대소용돌이도가 증가하게 되어 풍하측인 동해 남부 해상에 위치한 저기압이 더욱 발달할 수 있는 대기환경을 제공함에 따라, 주로 고위도 지역에서 발달하는 극저기압이 보다 남쪽인 동해 남부 해상에서도 발달할 수 있음을 확인하였다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기상기술개발사업의 연구비 지원(KMIPA 2015-5110)에 의해 수행되었습니다.

References

- Albright, M.D., Reed, R.J., and Ovens, D.W. (1995) Origin and Structure of a Numerically Simulated Polar Low over Hudson Bay. *Tellus A*, Vol. 47, No. 5, pp. 834-848.
- Asai, T. (1988) Mesoscale Features of Heavy Snowfalls in Japan Sea Coastal Regions of Japan. *Tenki*, Vol. 35, No. 6, pp. 156-161. (in Japanese)
- Bresch, J.F., Reed, R.J., and Albright, M.D. (1997) A Polar-Low Development over the Bering Sea: Analysis, Numerical Simulation, and Sensitivity Experiments. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 125, No. 12, pp. 3109-3130.
- Brümmer, B., Müller, G., and Noer, G. (2009) A Polar Low Pair over the Norwegian Sea. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 137, No. 8, pp. 2559-2575.
- Carlson, T.N. (1991) *Mid-latitude Weather Systems*. Harper-Collins Academic.
- Chen, F., and Dudhia, J. (2001) Coupling an Advanced Land Surface-hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 129, No. 4, pp. 569-585.
- Douglas M.W., Fedor L.S., and Shapiro, M.A. (1991) Polar Low Structure over the Northern Gulf of Alaska Based on Research Aircraft Observations. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 119, No. 1, pp. 32-54.
- Føre, I. and Nordeng, T.E. (2012) A Polar Low Observed over the Norwegian Sea on 3-4 March 2008: High-resolution Numerical Experiments. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 138, No. 669, pp. 1983-1998.
- Forsythe, J.M. and Haynes, J.M. (2015) *CloudSat* Observes a Labrador Sea Polar Low. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 96, No. 8, pp. 1229-1231.
- Fu, G., Niino, H., Kimura, R., and Kato, T. (2004) A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part I: Observational Analysis. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 132, No. 4, pp. 1537-1551.
- Gronås, S., and Kvamstø, N.G. (1995) Numerical Simulations of the Synoptic Conditions and Development of Arctic Outbreak Polar Lows. *Tellus A*, Vol. 47, No. 5, pp.

- 797-814.
- Guo, J., Fu, G., Li, Z., Shao, L., Duan, Y., and Wang, J. (2007) Analyses and Numerical Modeling of a Polar Low over the Japan Sea on 19 December 2003. *Atmospheric Research*, Vol. 85, No. 3-4, pp. 395-412.
- Harley, D.G. (1960) Frontal Contour Analysis of a Polar Low. *Meteor. Mag.*, Vol. 89, pp. 146-147.
- Heinemann, G. (1998) A Mesoscale Model-based Study of the Dynamics of a Wintertime Polar Low in the Weddell Sea Region of the Antarctic during the Winter Weddell Sea Program Field Phase 1986. *Journal Geophysical Research*, Vol. 103, No. D6, pp. 5983-6000.
- Heinemann, G., and Claud, C. (1997) Report of a Workshop on 'Theoretical and Observational Studies of Polar Lows' of the European Geophysical Society Polar Lows Working Group. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 78, No. 11, pp. 2643-2658.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006) A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 134, No. 9, pp. 2318-2341.
- Iacono, M.J., Delamere, J.S., Mlawer, E.J., Shephard, M.W., Clough, S.A., and Collins, W.D. (2008) Radiative Forcing by Long-lived Greenhouse Gases: Calculations with the AER Radiative Transfer Models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 113, No. 13, Article ID D13103.
- Kain, J.S. (2004) The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 43, No. 1, pp. 170-181.
- Kim H.U., Jung, J.H., Shim, J.G., Choi, B.C., Kim, H.W., and Hwang, S.H. (2015) A Study on the Specificity Analysis of Heavy Snowfall Damage by Region in Korea for Recent 31 Years. *Proceedings of the 2015 Spring Meeting*, Korean Meteorological Society, pp. 171-172. (in Korean)
- Kim, J.Y., Min, K.-H., Kim, K.-E., and Lee, G.W. (2013) A Case Study of Mesoscale Snowfall Development Associated with Tropopause Folding. *Atmosphere*, Vol. 23, No. 3, pp. 331-346.
- Kim, M.K., Kim, Y.-J., and Lee, J.G. (2017) A Polar Low Developed over the Korea Strait on 11 February 2011: Sensitivity Experiments. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, Vol. 17, No. 5, pp. 29-42.
- Kim, Y.J. and Lee, J.G. (2015) WRF Sensitivity Experiments on the Formation of the Convergent Cloud Band in Relation to the Orographic Effect of the Korean Peninsula. *Atmosphere*, Vol. 25, No. 1, pp. 51-66.
- Kim, Y.J., Hong, M.R., and Lee, J.G. (2017) A Polar Low Observed Over the Korea Strait on 11 February 2011: High-resolution Numerical Simulations. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, Vol. 17, No. 3, pp. 55-67.
- Kolstad, E.W., and Bracegirdle, T.J. (2017) Sensitivity of an Apparently Hurricane-like Polar Low to Sea-surface Temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 143, No. 703, pp. 966-973.
- Kolstad, E.W., Bracegirdle, T.J., and Zahn, M. (2016) Re-examining the Roles of Surface Heat Flux and Latent Heat Release in a "Hurricane-like" Polar Low over the Barents Sea. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 121, No. 13, pp. 7853-7867.
- Kristjánsson, J.E., Thorsteinsson, S., Kolstad, E.W., and Blechschmidt, A.-M. (2011) Orographic Influence of East Greenland on a Polar Low over the Denmark Strait. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137, No. 660, pp. 1773-1789.
- Lee, H. and Lee, T.-Y. (1994) The Governing Factors for Heavy Snowfalls in Yeongdong Area. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 30, No. 2, pp. 197-218.
- Lee, J.G. (1999) Synoptic Structure Causing the Difference in Observed Snowfall Amount at Taegwallyong and Kangnung: Case Study. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 35, No. 3, pp. 319-334.
- Lee, J.G. (2001) A Numerical Simulation of a Heavy Snowfall Event Occurred along the Yeongdong Coastal Area. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 37, No. 1, pp. 1-12.
- Lee, J.G. and Kim, Y.-J. (2008) A Numerical Case Study Examining the Orographic Effect of the Taebaek Mountains on Snowfall Distribution over the Yeongdong Area. *Atmosphere*, Vol. 18, No. 4, pp. 367-386.
- Lee, J.G. and Kim, Y.-J. (2009) A Numerical Case Study Examining the Orographic Effect of the Northern Mountain Complex on Snowfall Distribution over the Yeongdong Region. *Atmosphere*, Vol. 19, No. 4, pp. 345-370.
- Lee, J.G. and Lee, J.S. (2003) A Numerical Study of Yeongdong Heavy Snowfall Events Associated with Easterly. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 39, No. 4, pp. 475-490.
- Lee, J.G., Kim, H.-M., and Kim, Y.-J. (2016) A Case Study on the Polar Low Developed over the Sea Near Busan

- on 11~12 February 2011. *Atmosphere*, Vol. 26, No. 2, pp. 301-319.
- Lee, T.-Y., Park, Y.-Y., and Lin, Y.-L. (1998) A Numerical Modeling Study of Mesoscale Cyclogenesis to the East of the Korean Peninsula. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 126, No. 9, pp. 2305-2329.
- Lim, K.-S.S., and Hong, S.-Y. (2010) Development of an Effective Double-moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 138, No. 5, pp. 1587-1612.
- Linders, T., and Saetra, Ø. (2010) Can CAPE Maintain Polar Lows? *J. Atmos. Sci.*, Vol. 67, No. 8, pp. 2559-2571.
- Moore, G.W.K., Reader M.C., York, J., and Sathiyamoorthy, S. (1996) Polar Lows in the Labrador Sea: A Case Study. *Tellus A*, Vol. 48, No. 1, pp. 17-40.
- Nagata, M. (1991) Further Numerical Study on the Formation of the Convergent Cloud Band over the Japan Sea in Winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 69, No. 3, pp. 419-428.
- Nagata, M., Ikawa, M., Yoshizumi, S., and Yoshida, T. (1986) On the Formation of a Convergent Cloud Band over the Japan Sea in Winter: A Numerical Experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 64, No. 6, pp. 841-855.
- National Emergency Management Agency (2012) *2011 Disaster Yearbook*.
- Nordeng, T.E., and Rasmussen, E.A. (1992) A Most Beautiful Polar Low: A Case Study of a Polar Low Development in the Bear Island Region. *Tellus A*, Vol. 44, No. 2, pp. 81-99.
- Park, S.G. and Lee, T.-Y. (2005) A Case Study of Meso-scale Cyclogenesis Occurrence in the East Sea During Winter. *Proceedings of the 2005 Spring Meeting*, Korean Meteorological Society, pp. 34-35. (in Korean)
- Park, S.U. and Joung, C.H. (1984) Air Modification over the Yellow Sea during Cold-air Outbreaks in Winter. *J. of Korean Met. Society*, Vol. 20, No. 2, pp. 35-50.
- Rasmussen, E. (1981) An Investigation of a Polar Low with a Spiral Cloud Structure. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, No. 8, pp. 1785-1792.
- Rasmussen, E. (1985) A Case Study of a Polar Low Development over the Barents Sea. *Tellus A*, Vol. 37, No. 5, pp. 407-418.
- Rasmussen, E., and Turner, J. (2003) Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Sardie, J.M., and Warner, T.T. (1985) A Numerical Study of the Development Mechanisms of Polar Lows. *Tellus A*, Vol. 37, No. 5, pp. 460-477.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J.G. (2008) *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Technical Note TN-475+STR.
- Yanase, W., and Niino, H. (2005) Effects of Baroclinicity on the Cloud Pattern and Structure of Polar Lows: A High-resolution Numerical Experiment. *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, No. 2, L02806. doi:10.1029/2004GL020469
- Yanase, W., and Niino, H. (2007) Dependence of Polar Low Development on Baroclinicity and Physical Processes: An Idealized High-Resolution Numerical Experiment. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 64, No. 9, pp. 3044-3067.
- Yanase, W., Fu, G., Niino, H., and Kato, T. (2004) A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II: A Numerical Study. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 132, No. 7, pp. 1552-1574.
- Yanase, W., Niino, H., and Saito, K. (2002) High-resolution Numerical Simulation of a Polar Low. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 14, pp. 3-1-3-4.

Received	February 22, 2018
Revised	February 27, 2018
Accepted	March 14, 2018