

2016년 1월 23일~25일에 발생한 서해안 대설 발달 메커니즘 분석

이재근 · 민기홍*

경북대학교 지구시스템과학부 천문대기과학과

(접수일: 2017년 10월 17일, 수정일: 2018년 2월 26일, 게재확정일: 2018년 3월 19일)

Analysis of the West Coast Heavy Snowfall Development Mechanism from 23 to 25 January 2016

Jae-Geun Lee and Ki-Hong Min*

*Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, School of Earth System Science,
Kyungpook National University, Daegu, Korea*

(Manuscript received 17 October 2017; revised 26 February 2018; accepted 19 March 2018)

Abstract This study examined the lake effect of the Yellow Sea which was induced by the Siberian High pressure system moving over the open waters. The development mechanism of the convective cells over the ocean was studied in detail using the Weather Research and Forecasting model. Numerical experiments consist of the control experiment (CTL) and an experiment changing the yellow sea to dry land (EXP). The CTL simulation result showed distinct high area of relative vorticity, convergence and low-level atmospheric instability than that of the EXP. The result indicates that large surface vorticity and convergence induced vertical motion and low level instability over the ocean when the arctic Siberian air mass moved south over the Yellow Sea. The sensible heat flux at the sea surface gradually decreased while latent heat flux gradually increased. At the beginning stage of air mass modification, sensible heat was the main energy source for convective cell generation. However, in the later stage, latent heat became the main energy source for the development of convective cells. In conclusion, the mechanism of the west coast heavy snowfall caused by modification of the Siberian air mass over the Yellow Sea can be explained by air-sea interaction instability in the following order: (a) cyclonic vorticity caused by diabatic heating induce Ekman pumping and convergence at the surface, (b) sensible heat at the sea surface produce convection, and (c) this leads to latent heat release, and the development of convective cells. The overall process is a manifestation of air-sea interaction and enhancement of convection from positive feedback mechanism.

Key words: Lake-effect, latent heat flux, atmospheric instability, heavy snowfall

1. 서 론

대설은 24시간 동안 5~20 cm 이상의 눈이 내리는 기상현상으로 많은 산업, 인명 피해를 일으키는 자연

재해 중 하나이다. 그 예로 2016년 1월에 발생한 서해안 대설로 인해 호남 고속도로에서의 다중 추돌사고, 약 9만명의 사람들이 제주에 이, 착륙을 못하여 여러 공항에 머무르게 된 항공 대란 등이 발생하였다. 대설로 인해 발생하는 피해를 최소화 하고 또 예방하기 위해서는 대설 현상에 대한 다방면의 분석과 이해가 필요하다.

우리 나라는 삼면이 바다인 반도로 이루어진 국가이고 내륙으로는 복잡한 산악지형이 있어 다양한 대

*Corresponding Author: Ki-Hong Min, Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 80 Daehak-ro, Buk-gu, Daegu 41566, Korea.
Phone: +82-53-950-6362, Fax: +82-53-950-6359
E-mail: kmin@knu.ac.kr

설 유형이 존재한다. Jhun et al. (1994)은 대설 권역을 영동지역, 울릉도 지역, 서해안 지역으로 구분하여 각 권역마다의 대설 특성을 분석 하였다. Cheong et al. (2006)은 일기도, 위성사진 자료 등을 이용하여 기간 변질형, 한반도 중규모 기압골형, 온대 저기압 남해 통과형, 온대 저기압 한반도 관통형, 복합형으로 총 5가지의 대설 유형으로 구분하였다. 기상청 예보관 핸드북(KMA, 2010)에 따르면 시베리아 고기압이 확장 할 때 해기차에 의해 만들어진 눈구름이 충남 서해안 및 전라남북도에 내리는 현상을 ‘서해안형 대설’이라고 정의하며 서해안형 대설은 대설 유형 중 가장 빈번하게 발생하는 현상이라고 언급하였다. 또한 Chun and Lee (2016)는 2000년 전후로 충청 남, 북도 및 호남 서해안 지역의 대설로 인한 피해액의 규모가 확대되고 있으며 2000~2010년 충남 논산의 경우 1200억 이상의 피해액을 기록하였다고 언급하였다.

서해안형 대설의 발생메커니즘은 겨울철 대륙고기압의 확장에서부터 비롯된다. 장출하는 대륙고기압에서부터 우리나라로 불어오는 차고 건조한 바람이 상대적으로 온난한 서해를 지나면서 하층대기의 가열과 수증기 공급으로 인해 불안정해진다. 불안정한 서해상의 대기는 대류세포를 만들어내어 서해안이나 충청도, 전라도 내륙으로 강설을 내리게 한다. Bluestein (1993)은 위와 같이 따뜻한 바다로 인해 대기가 불안정해지는 메커니즘을 대기해양 상호작용 불안정(Air-Sea Interaction Instability, ASII)이라고 정의하였다.

대설과 관련하여 수치모델 또는 관측자료를 통해 분석한 여러 선행 연구들이 있다. Agee and Gilbert (1989)는 비행관측을 통해 미국 미시건 호에서 한기 남하로 인해 발생한 중규모 대류운의 구조와 특성에 대해 분석하였다. 관측과 분석을 통해 실제의 대류경계층의 높이, 길이규모, 대류운의 종횡비(aspect ratio) 등의 대기 하층 구조를 밝혀냈다. 또 대류경계층 상부의 역전층 중 변질되지 않은 부분 사이를 관통하는 대류(penetrative convection)의 존재를 밝혀냈다. Hjelmfelt (1990)는 더 나아가 해기차, 풍속, 대기 안정도 등이 호수효과로 인해 발생 및 성장하는 대류운의 형태에 어떠한 영향을 미치는지 알아보기 위해 수치모델을 이용한 민감도 실험을 수행하였다. 민감도 실험결과, 해기차와 풍속은 클수록, 대기 안정도는 낮을수록 강설강도와 대류운의 발달 정도가 높음을 보였다. 우리나라에서도 같은 원리로 발생하는 서해안 대설에 대한 연구들이 선행되었다. Mo (2008)는 서해상의 해수면 온도(Sea Surface Temperature, SST) 분포가 대설 대류세포 발달에 미치는 영향을 수치모델 실험을 통하여 분석하였다. 그 결과, 해수면 온도가 낮은 경우 해양상의 대류세포가 발달하기 어려웠고, 일반적으로 해수면 분포는 대설량의 정도를 결정하는

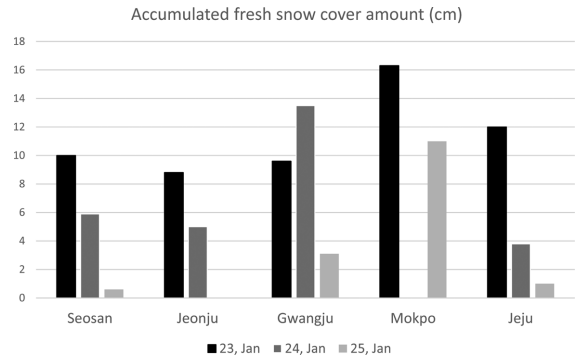


Fig. 1. Accumulated fresh snow cover amount from AWS located at Seosan, Jeonju, Gwangju, Mokpo and Jeju during 23~25 January 2016.

요인으로 작용하였음을 밝혔다. 해수면 분포 뿐만 아니라 다른 요인으로 인한 강설 발생에 대해 분석하기 위해 Jung et al. (2005)은 수치모델을 이용한 민감도 실험을 통하여 지표 열 속과 비대류성 강설로 인한 잠열, 수분과정이 전선성 강설에 미치는 영향을 분석하였다. 연구 결과로 세 가지 요인 중 강설량과 구름의 발달에 주요한 영향을 미치는 인자는 지표 열 속이라고 밝혔다.

선행 연구들에서 서해안형 대설을 포함한 호수효과 강설현상은 해기차로 인한 해양으로부터의 열 속과 수증기 공급이 주된 발생 메커니즘이라고 언급하였다. 본 연구에서는 위와 같은 발생메커니즘을 포함해, 기존에 분석이 이루어지지 않았던 취주거리에 따른 대류셀 발달과 역학적, 열역학적 변수들의 변화, 밀도차에 의한 강설영역 분석을 ASII의 관점에서 연구하였다. 그 목적에 따라 2016년 1월 23~25일 동안 제주, 호남 지방에 대설이 내린 사례를 중심으로 수치 실험을 통하여 서해안형 대설의 발달 메커니즘과 특징을 분석하였다.

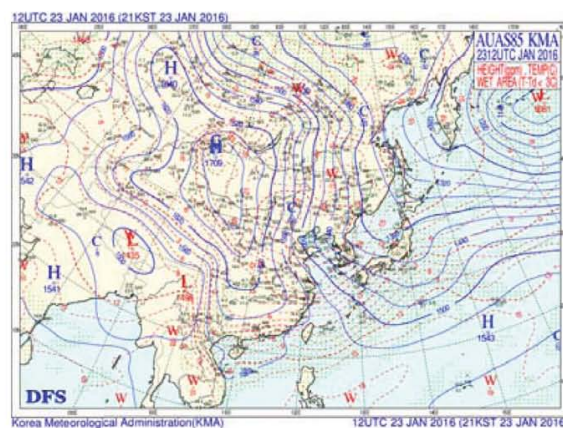
2. 사례와 실험 방법

2.1 사례 개요

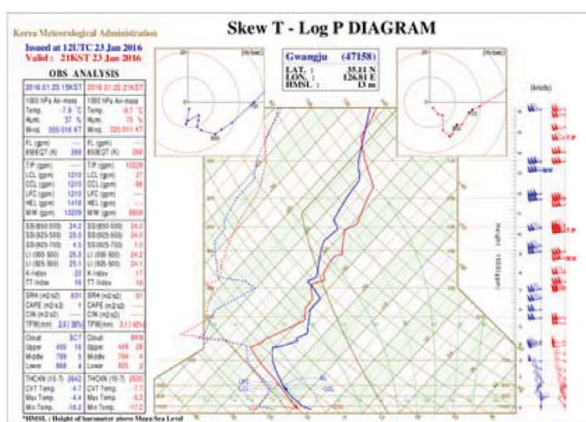
본 연구를 위해 선택한 사례는 2016년 1월 23일 0000 UTC부터 25일 1200 UTC까지이다. 이 사례기간 동안에 대륙고기압의 장출로 인해 서해에서 발달한 구름이 서해안과 내륙으로 이루어져 제주, 호남 지역에 많은 강설이 내렸다. Figure 1은 사례기간 동안의 제주, 호남지방의 최심신적설을 나타낸 그림이다. 사례기간 동안 목포에는 27.3 cm, 제주에는 16.8 cm의 총 누적 최심신적설을 또 각각 누적강설량으로 목포 34.6 cm, 제주 18.4 cm를 기록하였다.

사례기간 동안의 대표적인 종관 일기 상태를 파악

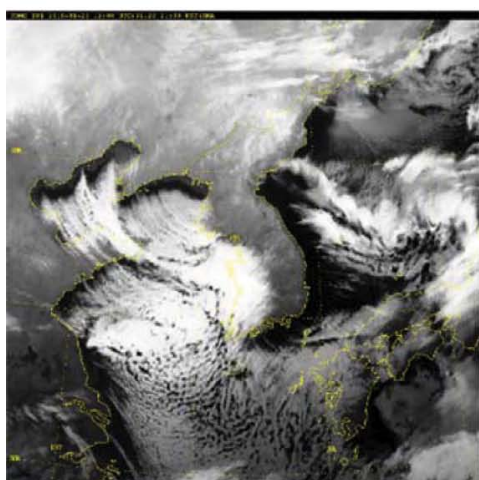
(b) 850 hPa



(d) Skew T – Log P diagram at Gwangju



(e) COMS IR satellite image



Atmosphere, Vol. 28, No. 1. (2018)

Table 1. Configuration of WRF V3.7.1 model.

Domain	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Horizontal resolution	13.5 km	4.5 km	1.5 km
Domain size	430 × 370	610 × 586	670 × 865
Vertical level	51 Layers (model top 50 hPa)		
Initial & boundary conditions	NCEP FNL reanalysis (6 hourly at 0.25° × 0.25°)		
PBL scheme	YSU		
MP scheme	WSM6		
Convective parameterization	Kain-Fritsch	None	
Prediction length	72 hr (spin-up time 12 hr)		
SST (CTL)	NCEP SST analysis		

하기 위해 23일 1200 UTC의 500 hPa 일기도(Fig. 2a), 850 hPa 일기도(Fig. 2b), 지상일기도(Fig. 2c), 광주 단열선도(Fig. 2d), COMS (Communication, Ocean and Meteorological Satellite) 위성 적외 영상(Fig. 2e) 등을 분석 하였다(NMSC, 2017). 500 hPa 종관 일기도(Fig. 2a) 상에서 우리나라는 신의주 지역에 위치한 한기 핵을 동반한 저기압과 그에 따라 형성된 기압골로 인해 상공에 한기가 지속적으로 유입 되는 상황이었다. 850 hPa 일기도(Fig. 2b)를 보면 서해상에 등압선과 등온선이 교차하여 대기가 경압 불안정한 상태임을 알 수 있다. 또 서해와 우리나라 상공에 -18~-24°C의 등온선이 지나고 있고 이 때의 서해 SST는 6~9°C이었다(Kim et al., 2000). 즉 서해의 SST와 850 hPa 대기의 기온 차이(해기차)가 약 25°C 이상 나타났다. 호남지방 예보분석 지침서(Gwangju Regional Meteorological Administration, 2000)에 의하면 서해의 SST와 850 hPa 기온의 차이가 20°C 이상일 때 강설 예보가 가능하다. 따라서 충분한 해기차에 의한 기층불안정이 대류운을 발달시켜 강설을 내리게 할 수 있음을 알 수 있다. 지상일기도(Fig. 2c)에서는 장출하는 대륙고기압에 의해 우리나라 주변 등압선이 남북으로 기울어져 서고동저형 기압계의 모습을 띄는 것을 확인할 수 있다. 따라서 서해상의 주풍은 북, 북서풍이었고 차고 건조한 공기가 서해상을 건너 우리나라 내륙으로 이루하는 환경임을 알 수 있다. 광주 단열선도(Fig. 2d)에서는 내륙으로 이루하는 대류셀로 인하여 기온선과 노점온도선이 전 시간에 비해 더 가까워지고 윤정고도인 700 hPa까지 노점 편차가 줄어든 것을 확인할 수 있다. 바람방향은 북풍에서 북서풍으로 변화 하였는데 이는 눈구름의 유입이 강화됨을 의미한다. 또 대기 중, 하층에 고도가 증가함에 따라 풍향이 반시계 방향으로 회전하는 반전의 존재로 한랭이류가 있음을 확인할 수 있다. COMS 적외영상(Fig. 2e)에는 서해에서 생성

되어 발달한 구름이 우리나라로 유입되는 모습이 잘 나타난다.

2.2 실험 및 분석 방법

본 연구에서는 사례기간 동안의 대기 상태를 모의하기 위해 WRF (Weather Research and Forecasting) ARW (Advanced Research WRF) version 3.7.1을 사용하였다(Skamarock et al., 2008). WRF 모델은 수치예보와 대기 모의를 위한 시스템으로 연구와 현업에서 모두 사용되고 있다(Min et al., 2015). Table 1은 수치모의에 사용된 물리 모수화 방안과 격자 수 및 해상도를 정리하였다. Figure 3은 모델 내의 도메인 영역이다. 도메인의 해상도는 각각 13.5 km, 4.5 km, 1.5 km이다. 도메인 3의 1.5 km 해상도의 결과 값을 얻기 위해 6시간 간격의 0.25° × 0.25° 간격의 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)의 FNL (Final reanalysis) 재분석 자료를 입력장으로 사용하였다. 자료동화 없이 모델을 수행하였기 때문에 12시간의 스핀 업(spin up) 시간을 주어 2016년 1월 22일 1200 UTC부터 25일 1200 UTC까지 수행하였다. 종관장 분석은 4.5 km의 해상도의 결과(도메인 2)를 그 외의 역학장, 열역학장 분석은 1.5 km 해상도의 결과(도메인 3)를 분석하였다. 기준실험(CTL)은 위에서 설정한 상태 그대로 사례기간 동안 서해가 대륙고기압 장출 시 대기에 미치는 영향에 대해 분석하기 위한 실험이다. 대조 실험군(EXP)은 도메인 전 영역을 건조한 땅(dry land)으로 처방하여 해양이 존재할 때와 존재하지 않을 때를 비교 할 수 있도록 수행한 실험이다. 사례기간 동안 서해상의 주풍은 북~북서풍으로 동해와 남해의 영향은 분석에서 배제하였다.

EXP 실험에서 건조한 땅으로 처방한 지역의 지면 온도는 특정한 상수 값이나 원래의 해수면 온도로 내삽하지 않고, 주위 지표면 온도와의 연속성을 위해 주

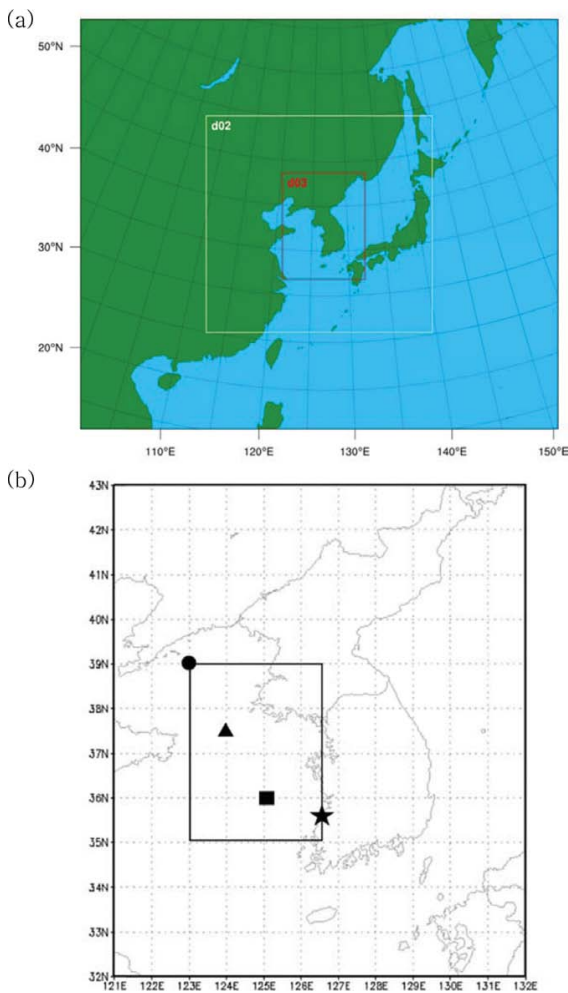


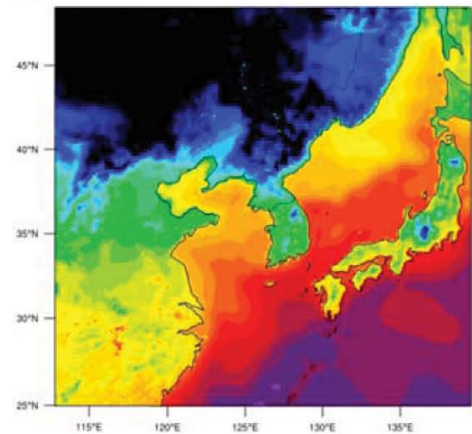
Fig. 3. (a) Model domain configuration for WRF, (b) map showing areas for vertical profile in Fig. 9b (●, ■, ▲) and time height cross section (★). The boxed area is for Hovmöller diagram in Fig. 12.

변 지역의 온도로 외삽하였다. 또 건조한 땅으로 처방된 서해는 육지의 지면 열 및, 수분 플럭스를 갖게 된다. Figure 4는 외삽한 결과 EXP 실험의 초기 지면 온도의 변화를 나타낸 그림이다. 모델 수행 시작시간인 22일 1200 UTC에서는 서해안의 지면 온도가 CTL 실험의 해수면온도와 같은 값을 가졌지만 한기 남하와 열용량이 적은 지면의 특성 때문에 빠르게 냉각되어 주위 육지의 지면온도와 연속성을 띄었다.

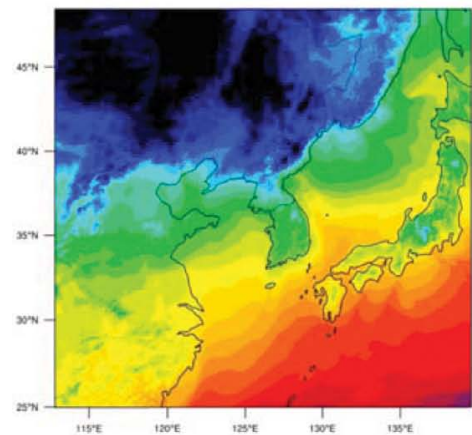
3. 실험 결과 및 분석

서해의 유무로 인한 중, 하층 대기의 변화를 살펴

(a) 1200 UTC 22 Jan



(b) 1500 UTC 22 Jan



(c) 1800 UTC 22 Jan

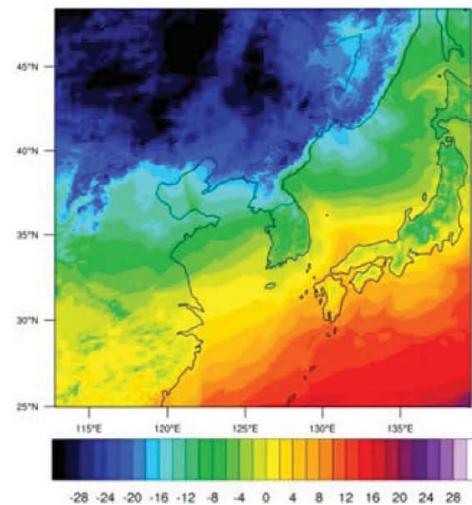


Fig. 4. Simulated temperature field (°C) of EXP for domain 2 at (a) 1200 UTC 22 January, (b) 1500 UTC 22 January, and (c) 1800 UTC 22 January respectively.

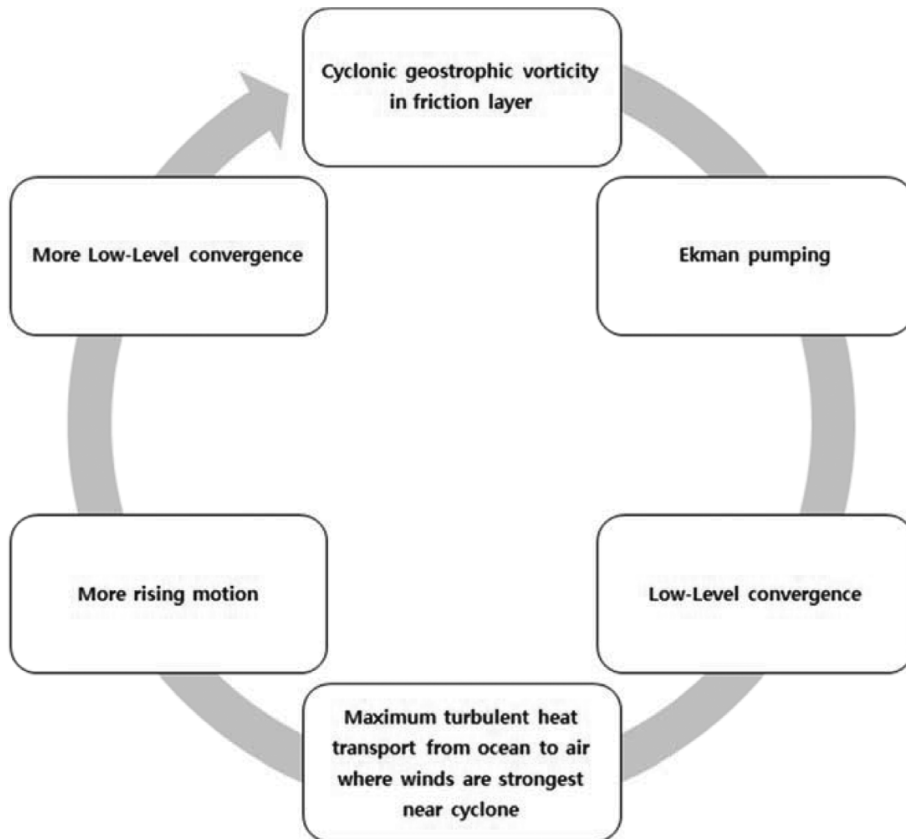


Fig. 5. Schematic diagram of air-sea interaction instability (Bluestein, 1993).

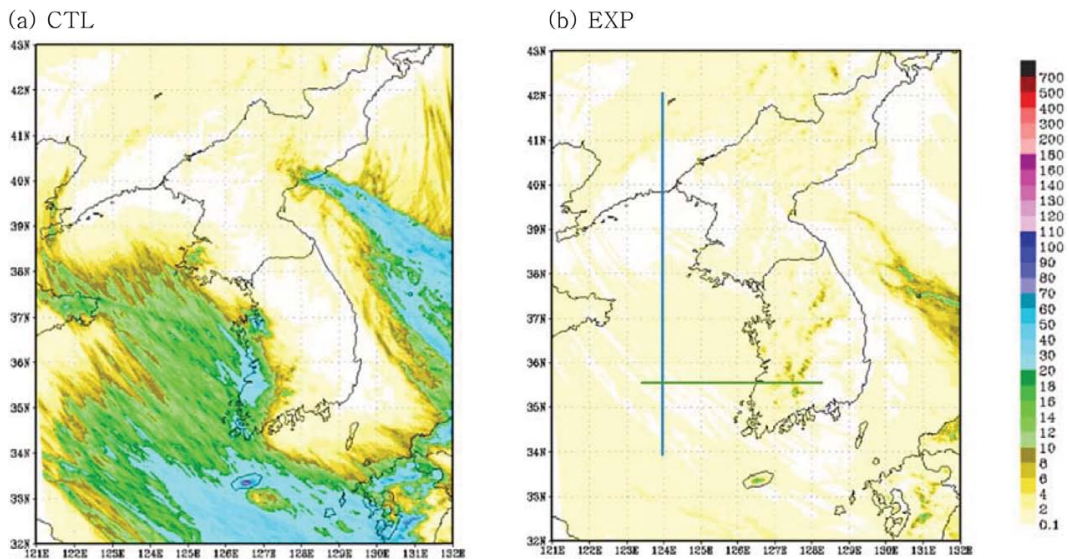


Fig. 6. 60-hr accumulated precipitation (mm) from (a) CTL and (b) EXP experiment (0000 UTC 23 to 1200 UTC 25). In Fig. 6b, lines represent the cross-section area drawn in Figs. 9 and 10.

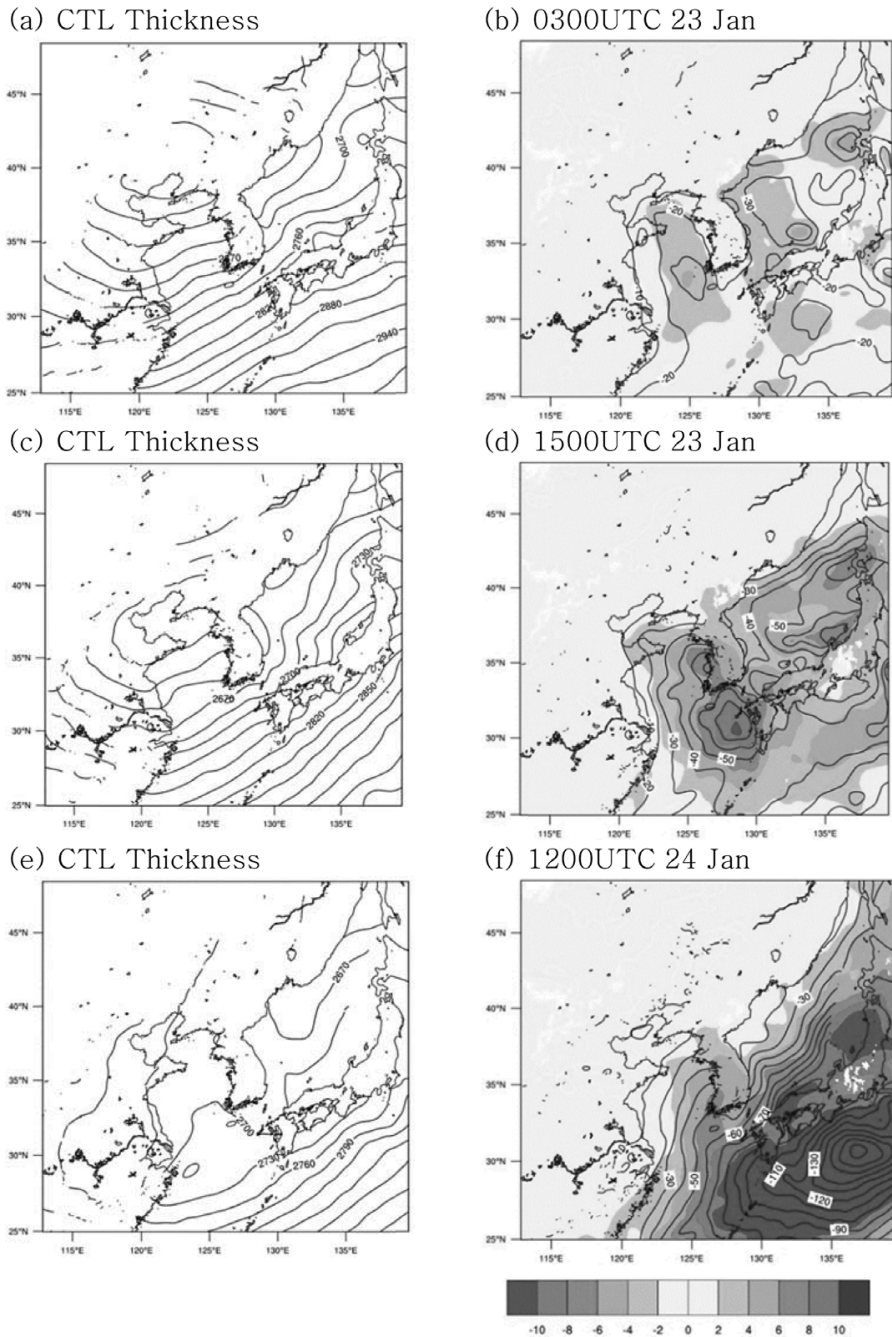


Fig. 7. 1000-700 hPa thickness for CTL (left panel) and 850 hPa temperature (K), 1000-700 hPa thickness (m) difference (right panel) between EXP and CTL for time periods (a, b) 0300 UTC 23 January, (c, d) 1500 UTC 23 January and (e, f) 1200 UTC 24 January respectively. Solid line represent thickness difference (m) and shaded area represent temperature difference (K) (right panel) and thickness (m) for left panel.

보기 위한 종관장 분석과 더불어 역학적, 열역학적 변수들 중 ASI를 구성하는 변수들을 중심으로 분석하

였다. Figure 5는 대기해양 상호작용 불안정의 모식도이다. 따뜻한 해안으로의 마찰 유입은 난류 현열 수

송에 의한 비단열적 가열에 기인한 저기압성 순환을 야기한다. 여기서 비단열적 가열은 추가적인 상승 운동과 지표면에서의 수렴, 바람을 더 강하게 한다. 열적 수송은 더 강해지고 저기압성 순환이 진행 된다. 강해진 잠열 속 또한 적은 대류에 필요한 수증기를 공급해주는 역할을 한다.

강설의 발달에 영향을 주는 종관장의 차이를 비롯하여 역학적, 열역학적 변수에 대하여 두 실험결과를 분석하였다. Figure 6은 각 실험이 모의한 스핀 업 시간을 제외한 60시간 총 누적 강수량을 나타낸 그림이다. CTL 실험은 서해안과 호남 내륙지방에 16~30 mm의 강수량을 모의 하였다(Fig. 6a). 그에 비해 EXP 실험은 내륙에 지형에 의한 강설만 약하게 모의하였을 뿐 서해와 서해안에는 강수량이 매우 적거나 없었다(Fig. 6b). 강설 발달 메커니즘 분석을 통하여 모의 결과에 대한 분석과 서해의 역할에 대해서 분석을 수행하였다.

3.1 종관장 분석

대륙고기압 장출 시 서해의 유무가 종관장에 미치는 영향에 대해 분석하기 위해 두 실험간의 1000-700 hPa 층후, 850 hPa 기온 차이를 분석하였다. 또 비교를 위해 CTL실험의 층후 값을 표출하였다(Fig. 7). 층후(thickness)란 두 개의 서로 다른 등압면 사이의 고도차($z_1 - z_2$)를 의미하며 다음의 식으로 나타낼 수 있다.

$$z_1 - z_2 = \frac{R_d}{g} \int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p} \quad (1)$$

여기서 R_d 는 건조공기의 기체상수($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), g 는 중력가속도(9.8 m s^{-2}) T_v 는 가온도(K), p_1 , p_2 는 각 층의 기압(hPa)이다. 층후는 기층 내의 평균 가온도에 비례하기 때문에 기층 내의 비단열적 가열이나, 온도 이류를 분석하는데 사용된다. 채색이 된 부분은 CTL 실험결과와 EXP 실험결과와 850 hPa 기온 차이로 실선은 1000 hPa-700 hPa 층후 차이이다. 각 시간대는 대류셀이 초기에 발생하기 시작한 23일 0300 UTC, 대류셀의 유입이 활발해 강우강도가 높았던 23일 1500 UTC, 강설이 점차 수그러드는 24일 1200 UTC를 분석하였다.

대륙고기압 장출 초기 시간대의 층후와 기온을 EXP 실험결과 값에서 CTL 실험결과 값을 뺀 Fig. 7b에서는 서해 부근에 2~4°C의 850 hPa 기온 차이와 20 m의 층후 차이를 보인다. 이는 해양이 존재하지 않을 때 서해상의 1000-700 hPa 층후가 CTL 값에 비해 더 낮고 기온 또한 낮아졌음을 의미한다. 두 실험간의 차이는 시간에 따라 더욱 증가하고 같은 시간에서 대륙고기압의 한기가 EXP 실험에서 더 남하였다는 것을 나타낸다(Figs. 7d, f). 서해가 존재하는 CTL 실험에서는 서해 해수면의 수온과 하층 대기의 온도차로 인

해 지면의 공기가 가열 되어 발생하는 저기압성 수렴과 상승기류로 인해 한기의 남하가 늦춰지고 EXP 실험에서는 서해가 존재하지 않아 가열 효과를 받지 못하였기 때문에 EXP 대륙고기압의 한기가 CTL 실험보다 빠르게 남하하였다.

3.2 역학장 분석

3.2.1 상대소용돌이도 분석

Figures 8a, b는 CTL 실험과 EXP 실험이 모의한 지상바람의 상대 소용돌이도이다. 대류셀의 발달과 유입이 활발해 강설량이 높았던 23일 1500 UTC의 결과 값을 분석 하였다. 분석에 사용한 식은 다음과 같다.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2)$$

소용돌이도 ζ 의 단위는 s^{-1} 이다. CTL 실험결과(Fig. 8a) 위도 39°N에서부터 서해안까지 대류셀 형태의 $5 \sim 25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 의 높은 상대 소용돌이도 값들이 분포한다. 이는 찬 공기가 따뜻한 바다 위로 이류하면서 해수면으로부터의 비단열적 가열로 인한 저기압성 순환에 의해 발생하였다. 반면에 EXP 실험결과(Fig. 8b)는 CTL 실험결과와는 상반되게 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이하의 낮은 상대 소용돌이도 값이 나타났다. 즉 대륙고기압의 찬 공기가 지면온도가 낮은 건조한 땅 위로 이류하였기 때문에 가열에 의한 저기압성 순환이 생기지 못한 것으로 판단된다.

3.2.2 하층 수렴분석

대륙고기압의 찬 공기가 따뜻한 서해상으로 이류함에 따라 발생하는 대기하층의 비단열적 가열에 의해 양의 상대 소용돌이도가 발생하였다. 이는 에크만 펌핑과 하층의 수렴을 유도하게 된다. 상대 소용돌이도와 에크만 펌핑으로 유도된 서해상의 수렴장 분포를 분석하였다. 수렴은 다음의 식을 이용해 계산하였다.

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3)$$

여기서 D 는 발산, $-D$ 는 수렴을 의미한다. Figures 8c, d는 두 실험의 23일 1500 UTC의 지표면 수렴장이다. CTL 실험결과(Fig. 8c)는 상대 소용돌이도 그림(Fig. 8a)과 유사한 형태로 위도 39°N에서부터 서해안으로 들어오는 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이상의 강한 수렴영역이 존재하는 것을 확인 할 수 있다. 상대 소용돌이도와 위치가 유사한 이유는 Bluestein (1993)이 제시한 ASII의 과정 중 상대 소용돌이도가 유도한 에크만 펌핑이 하층 수렴을 강화시키기 때문이다. EXP 실험결과(Fig. 8d)는 CTL 실험결과와는 달리 서해와 서해안에 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이하의 낮은 수렴 값을 보이며 뚜렷한 수렴

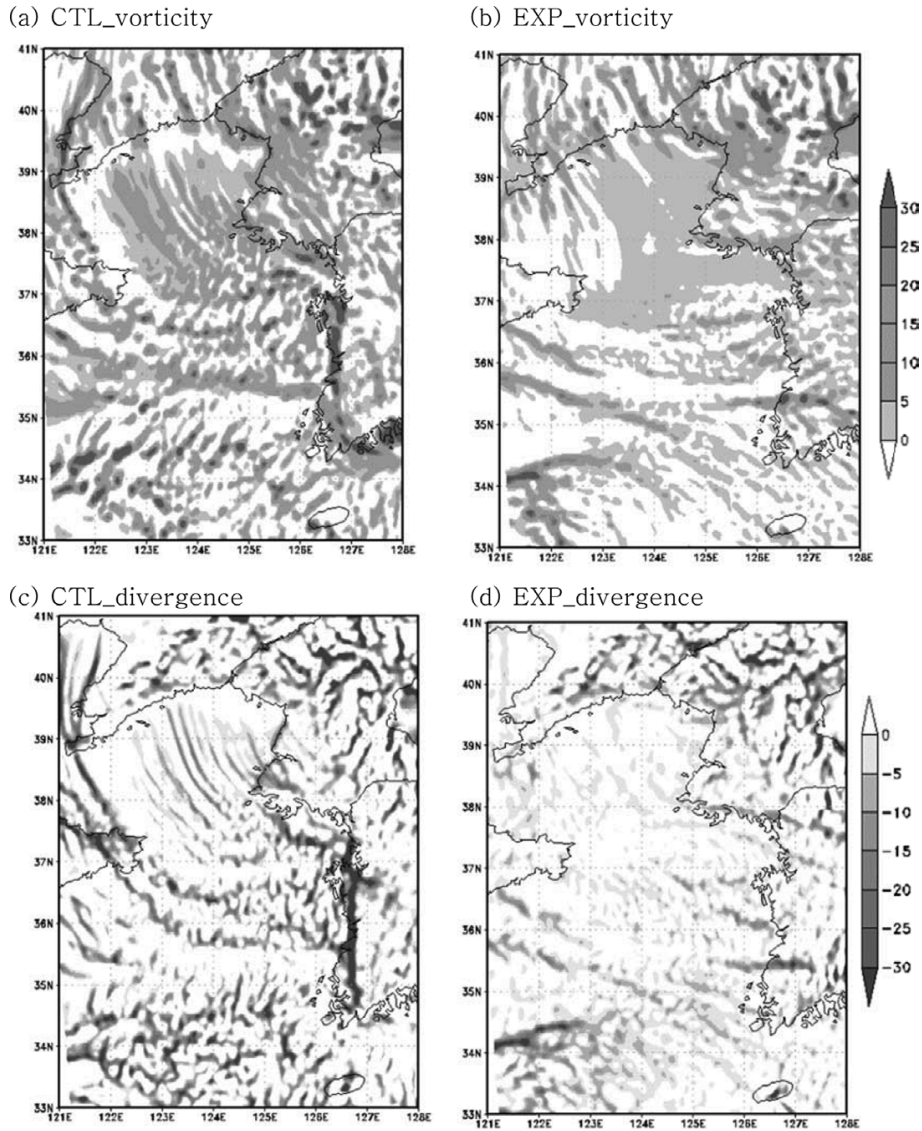


Fig. 8. Relative vorticity at the surface ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, top panel) and divergence at the surface ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, bottom panel) for CTL (a, c) 1500 UTC 23 January and EXP (b, d) 1500 UTC 23 January, respectively.

영역이 존재하지 않는다.

3.2.3 밀도 분석

하층 상대 소용돌이도와 수렴 분석결과와 모두 공통적으로 서해 해안가에서 해안선과 평행하게 강한 상대 소용돌이도와 수렴 영역이 모의가 되었다. 이에 따라 발달한 대류셀은 밴드형태로 내륙에 유입되었다. 밴드형태의 대류셀이 모의된 배경에 대해 분석하기 위해 시간에 따른 연직 대기밀도를 계산하였다. Figure 9a는 CTL 실험결과와 위도 35.5°N, 경도 126.6°E, 23일

0000 UTC에서 24일 1200 UTC까지의 밀도와 온위의 시간 연직 단면도(time height cross section)를 나타낸 그림이다. 밴드형태의 대류셀이 내륙으로 유입했을 때의 시간인 23일 1200 UTC~1800 UTC 사이에 대기 하층에서 밀도가 짧은 시간 내에 증가하다가 감소하는 현상이 발생하였다. 이는 내륙으로 유입되는 대류셀이 내륙의 대기밀도보다 높은 값을 가지는 것을 나타낸다. Yeو and Chang (2017)은 수평 온도 차이로 인해 발생하는 밀도 장벽(density barrier)이 육지 지역으로의 강설 유입을 방해함과 동시에 상승운동을 유도

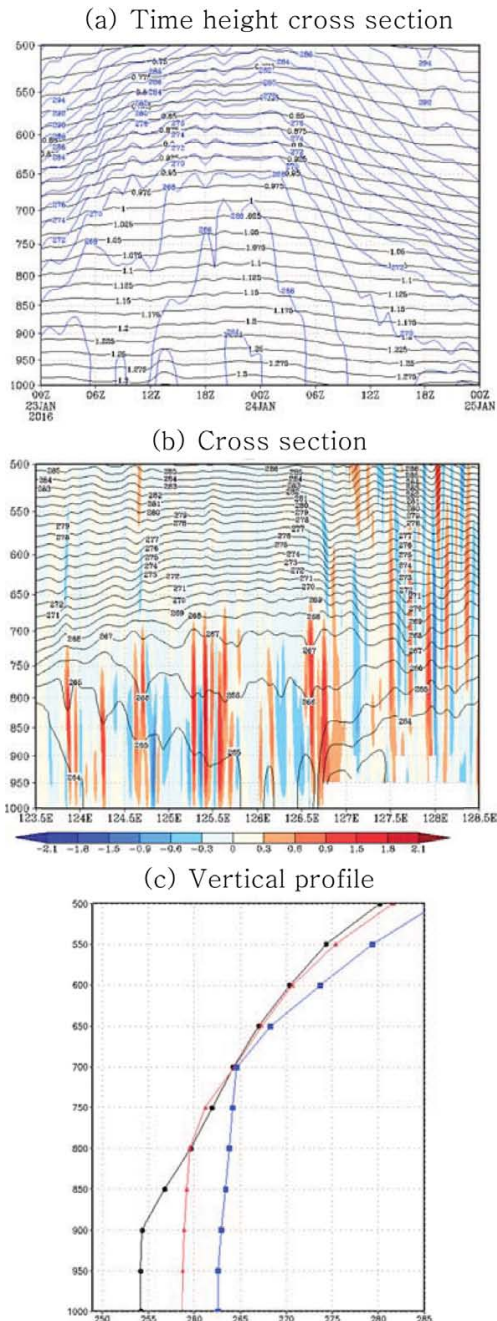


Fig. 9. (a) Air density (kg m^{-3}) and potential temperature (K) time height cross section for 35.5°N, 126.5°E from 0000 UTC 23 to 0000 UTC 25, January. (b) Cross section for potential temperature (K) and vertical velocity (m s^{-1}) at 35.5°N, 123.5~128.5°E of 1500 UTC, January 2016 shown in Fig. 6b. (c) Vertical profile of potential temperature (K) for 39°N, 123°E (black line), 37.5°N, 124°E (red line), 36°N, 125°E (blue line) at 1500 UTC 23 January, shown in Fig. 3.

시켜 강한 강설을 발생시킨다고 설명하였다. Agee (1987)는 가온위의 구배로 인해 발생하는 밀도 점프 (density jump)가 대류셀들의 형태를 변형시킬 수 있다고 언급하였다. 앞선 선행연구들의 분석결과와 온위의 연직 시간 단면도와 온위와 연직속도의 동서 연직단면도를 통해서 확인할 수 있다(Figs. 9a, b). Figure 9a에서 밀도 점프가 발생하는 23일 1200~1500 UTC에 265~266 K 선이 높게 연직으로 서는 모습과 Fig. 9b에 126.5~127°E 사이에서 약 3 K의 수평 온위 경도를 통해 밀도 점프 또는 밀도 장벽이 수평온도 경도가 클 때 발생한다는 것을 알 수 있다. 또한 수평 온위경도가 강한 지역에서 강한 상승기류가 발생하여 대류셀들이 밴드형태로 발달함을 알 수 있다.

3.3 열역학적 분석

3.3.1 상당온위, 온위, 습수 분석

열역학적으로 서해가 하층 대기에 미치는 영향에 대해서 분석하기 위해 서해 상에서 변화하는 대기의 안정도와 그에 따른 낮은 습수 구역에 대해 분석하였다. 온위와 상당온위는 대기 안정도를 분석하는데 매우 중요한 인자이다. 온위(θ)는 특정 기압(p)과 온도(T)의 공기덩이를 기준고도(p_0 , 1000 hPa)까지 건조 단열적으로 이동시켰을 때 공기의 온도이다. 상당온위(θ_e)는 주어진 공기덩이를 단열과정으로 상승시켜서 공기덩이에 포함된 수증기를 완전히 응결시켜 제거한 후 다시 건조단열적으로 1000 hPa의 고도까지 내려왔을 때 공기덩이의 온도이다. 식은 다음과 같다.

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_{pd}} \quad (4)$$

$$\theta_e = \theta \exp \left(\frac{L_{ws} w_s}{C_{pd} T_L} \right) \quad (5)$$

여기서 R_d 는 건조공기 기체상수($287 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L_{ws} 는 수증기의 응결에 의한 잠열($2.5008 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$), w_s 는 포화혼합비(kg kg^{-1}), C_{pd} 는 건조공기의 정압 비열($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_L 은 치올림 응결고도(Lifting Condensation Level, LCL)에서의 온도(K)이다. Figure 10은 23일 1500 UTC, 서해 상의 상당온위, 바람벡터, 습수를 동서 방향, 남북 방향으로 그린 연직 단면도이다. 남북 연직단면도는 124°E, 34~42°N를 동서 연직단면도는 35.5°N, 123.5~128.5°E의 단면을 표출하였다(Fig. 6b에 표출영역 표시). CTL 실험결과와 남북 연직단면도(Fig. 10a)를 보면 고위도에서 저위도로 갈수록 상당온위가 연직으로 서있고 높이도 증가하여 연직운동이 활발해지는 것을 확인할 수 있다. 대류셀이 발달하여 나타나는 낮은 습수 구역이 최대 700 hPa까지 성장하는 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 서해

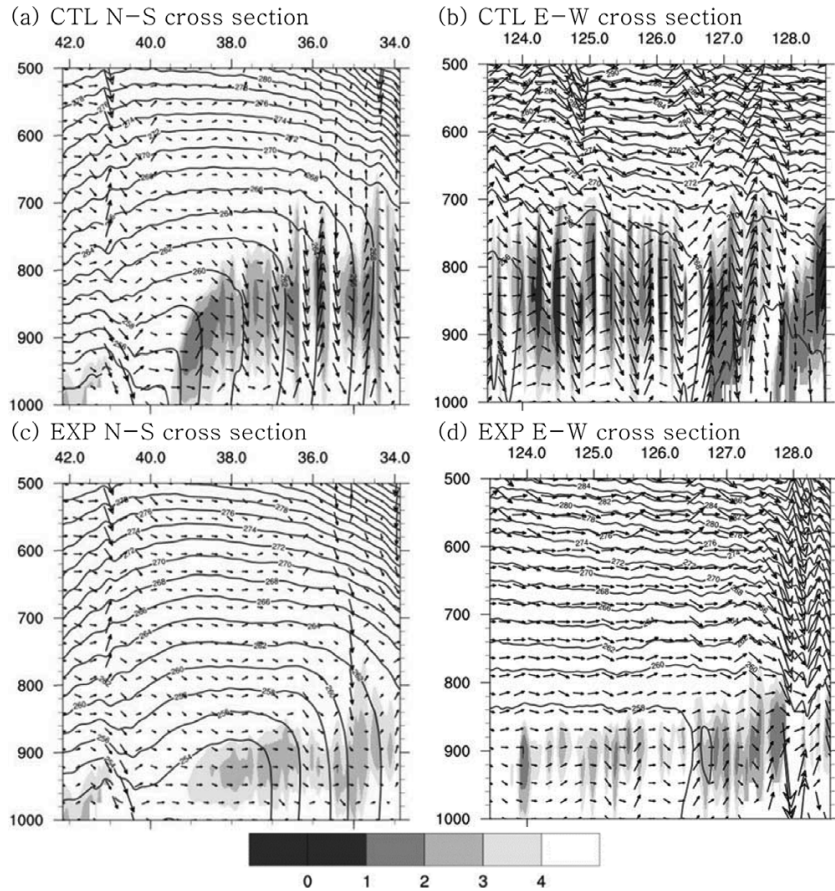


Fig. 10. Cross section of equivalent potential temperature (K), dew point depression (K) and wind vector for 124°E, 34–42°N (N-S) and 35.5°N, 123.5–128.5°E (E-W) at 1500 UTC 23 January. Green shaded areas represent dew point depression, blue solid lines represent equivalent potential temperature. (a) CTL N-S, (b) CTL E-W, (c) EXP N-S, (d) EXP E-W cross section, respectively.

상의 대기가 매우 불안정함을 의미한다. 이는 앞서 분석한 하층 상대 소용돌이도에 의한 에크만 펌핑과 그로 인해 발생한 수렴으로 대류셀이 발달할 수 있음을 나타낸다. 동서 연직단면도(Fig. 10b)에서도 마찬가지로 700 hPa까지 발달한 대류셀으로 나타나는 낮은 습수 구역, 상승과 하강을 반복하는 연직운동, 수직으로 서있는 상당온위 등온선이 모의되었다. 반면에 EXP 실험결과(Figs. 10c, d)는 CTL 실험만큼 뚜렷한 연직 운동이나 높은 대류운의 성장이 나타나지 않았다. 900 hPa 부근에 발생한 낮은 습수 구역은 서해를 육지로 바꾸었지만 외삽하는 과정에서 지면온도와 대륙고기압의 한기의 온도차로 생긴 약한 현열 속에 의해 발생하였다(Fig. 4). 한기가 남동진함에 따라 성장하는 대류경계층(convective boundary layer)을 분석하기 위해 서해상에서 한기의 흐름에 따른 연직 온위 프로파

일을 분석하였다(Fig. 9c). Figure 9c는 Fig. 3b에 원, 세모, 네모모양으로 표시한 지점의 연직 온위 프로파 일이다. 대륙과 가장 가까운 지점의 대류경계층이 900 hPa까지 성장한 반면에 북서풍을 따라 남하할수록, 취주거리가 길수록 하층대기는 800, 700 hPa까지 대류 경계층이 성장하는 모습을 보였다. 또 한기가 남동진 할수록 서해로부터 전해지는 열 속으로 인한 가열로 하층 대기의 온위가 높아짐을 볼 수 있다.

3.3.2 Heat flux 분석

열역학적 분석에서 서해상의 대기는 가열과 상대 소용돌이도로 인한 대류운동으로 매우 불안정한 상태를 확인하였다. 대륙고기압의 한기가 서해를 지날 때 서해가 얼마만큼의 열 속을 방출하는지 정량적으로 알아보기 위하여 사례기간 동안의 현열 속과 잠열 속

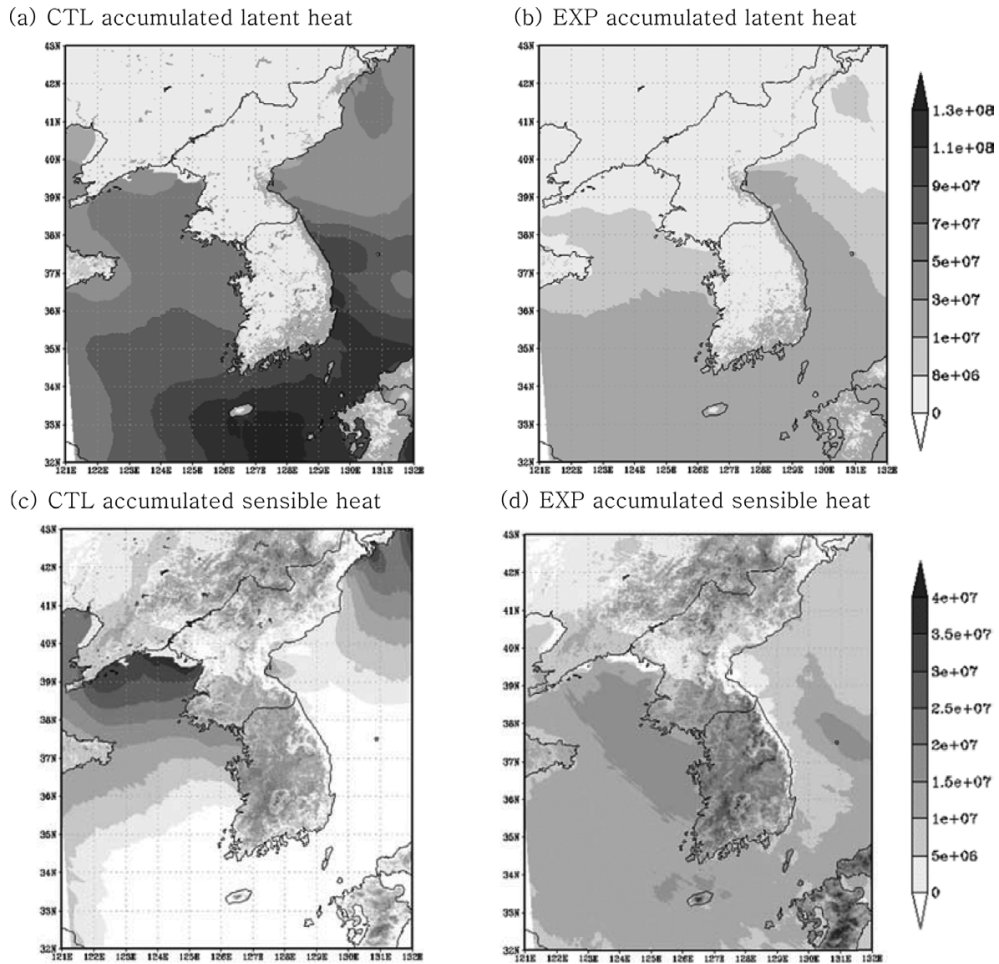


Fig. 11. Accumulated latent heat flux (top panel) and sensible heat flux (bottom panel) (J m^{-2}) during 0000 UTC 23~1200 UTC 25 January for (a, c) CTL, (b, d) EXP.

을 분석하였다. 모델 내에서의 현열 속(H_S)과 잠열 속(H_L)의 식은 다음과 같다(Jiménez, 2011).

$$H_S = \rho_a c_p C_h U (T_{sfc} - T_{air}) \quad (6)$$

$$H_L = L_e \rho_a M C_q U (q_g - q_a) \quad (7)$$

이 때 H_S 는 현열 속(W m^{-2}), ρ_a 는 대기 밀도(kg m^{-3}), c_p 는 정압 비열($1005 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), C_h 는 표면층 난류 교환 계수(surface-layer turbulent exchange coefficient), U 는 풍속(m s^{-1}), $T_{sfc} - T_{air}$ 는 지면과 공기의 온도차(K)이다. 계산 시 T_{air} 값은 2 m 고도의 온도를 사용하였다. 또 H_L 는 잠열 속(W m^{-2}), L_e 는 증발 잠열(latent heat of vaporization, J kg^{-1}), M 은 토양 수분 가동률, q_g 는 지면의 포화비습(g kg^{-1}), q_a 는 지면 근처 공기의 비습(g kg^{-1})이다.

Figure 11은 두 실험 사례기간인 23일 0000 UTC부터 25일 1200 UTC까지의 누적 지면 현열, 잠열 속이다. CTL 실험이 모의한 누적 잠열 속(Fig. 11a)을 보면 서해는 사례기간 동안 $5 \times 10^7 \text{ J m}^{-2}$ 에서 $9 \times 10^7 \text{ J m}^{-2}$ 의 잠열을 방출하였다. 누적 잠열량은 서해상에서 위도가 낮을수록 높은 값을 보이는데 이는 잠열 속이 해수면과 하층 대기의 비습 차이에 비례하기 때문에 한기의 취주거리(fetch)가 길어질수록 잠열 속이 높다. 반면에 EXP 실험이 모의한 누적 잠열량(Fig. 11b)은 해양이 건조한 땅으로 변환되었기 때문에 CTL 실험 결과의 약 20%인 $8 \times 10^6 \text{ J m}^{-2}$ 에서 $3 \times 10^7 \text{ J m}^{-2}$ 의 누적 잠열 값을 가졌다. CTL 실험 결과 누적 현열 속(Fig. 11c)은 잠열과 달리 서해 내에서 저위도로 갈수록 누적 현열 속이 낮은 값을 가졌다. 이는 현열 속이 지표면과 공기의 온도차에 비례하기 때문이다. 즉

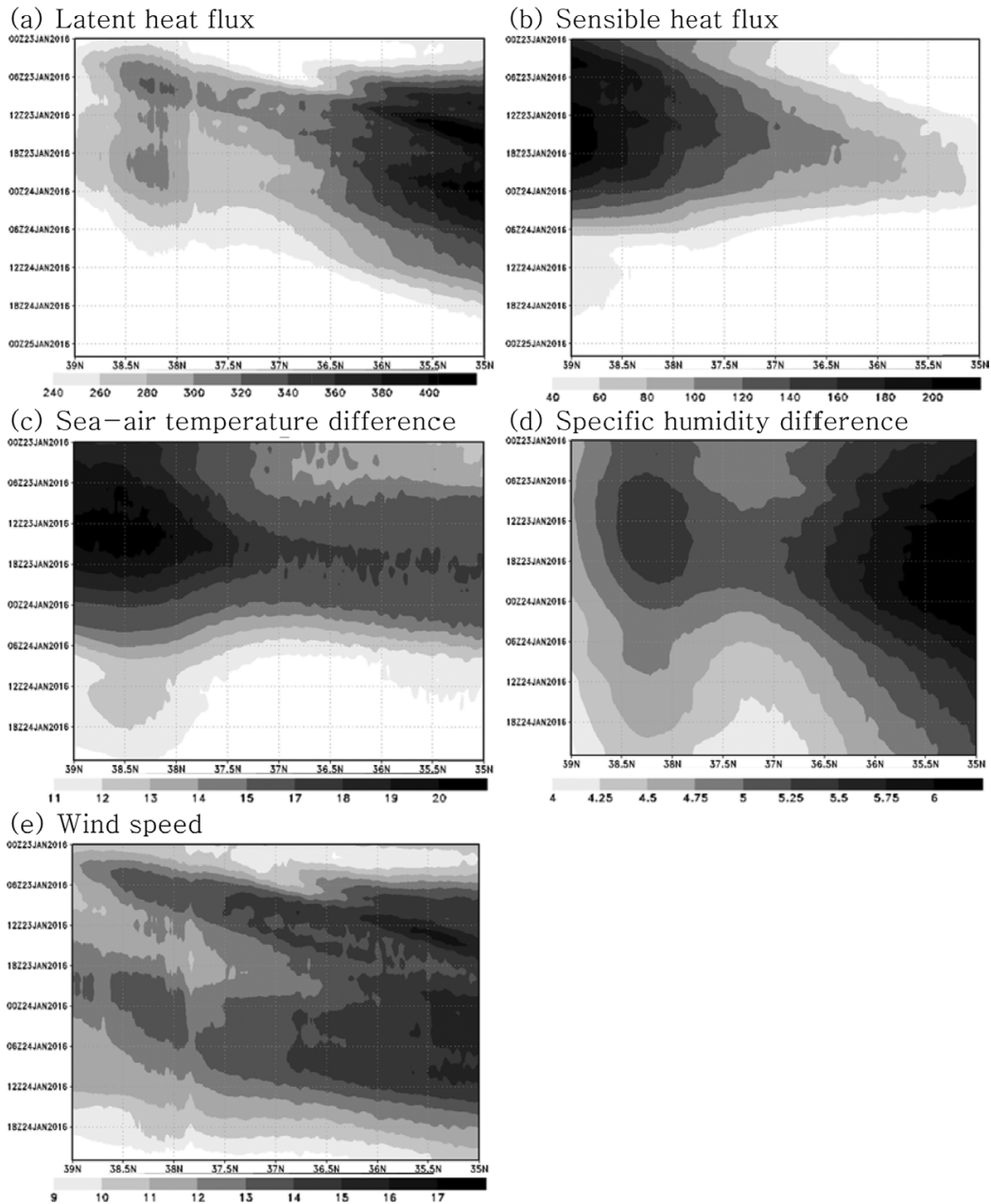


Fig. 12. Hovmöller diagram averaged over 123~126.5°E and 35~39°N (box in Fig. 3b) from 0000 UTC 23 to 0000 UTC 25 January for (a) latent heat flux at surface (W m^{-2}), (b) sensible heat flux at surface (W m^{-2}), (c) sea-air temperature difference (K), (d) specific humidity difference (g kg^{-1}) and (e) wind speed (m s^{-1}), respectively.

대륙고기압의 차가운 공기가 따뜻한 서해 위를 처음 지나가는 요동반도에서부터 신의주까지의 지역이 해수면 온도와 하층대기의 기온의 차이가 가장 크므로 그 지역에 높은 누적 현열 값이 존재한다. EXP 실험 결과 누적 현열량(Fig. 11d)은 CTL 실험결과와 다르게

서해 전 지역에 걸쳐 $1 \times 10^7 \text{ J m}^{-2}$ 에서 $2 \times 10^7 \text{ J m}^{-2}$ 사이의 값이 분포해 있다. 이는 육지로 변환된 서해 지역의 지면온도가 주위 육지온도와 연속적으로 외삽(Fig. 4)이 되어 하층대기와 온도차가 크지 않기 때문이다. 또 장출 초기 높은 해기차로 인한 현열 속이

존재하는 CTL 실험 결과와 달리 강한 하층 가열이 없기 때문에 위도에 따라 감소하지 않고 일정한 누적 현열 속 값을 가지게 된다.

서해 상으로 남하하는 한기가 취주거리에 따라 서해로부터 받는 영향을 시간에 따라 분석하기 위해 현열, 잠열 속, 해기차, 풍속, 지면과 대기의 비습차를 시간경도 단면도(Hövmöller diagram)으로 분석하였다(Fig. 12). 시간경도 단면도는 23일 0000 UTC에서 25일 0000 UTC 사이의 자료를 표출 하였고 35~39°N의 위도, 그리고 123~126.5°E 사이의 값들을 시간에 따라 평균하여 표출하였다. Figures 12a, b는 한기가 북풍, 북서풍을 따라 서해 상으로 남하하면서 시간에 따라 서해로부터 받은 잠열($W m^{-2}$), 현열($W m^{-2}$)을 그린 시간경도 단면도이다. 두 변수는 서로 상반되는 양상을 보인다. 이렇게 다른 양상을 보이는 이유를 파악하기 위해 해기차(Fig. 12c), 비습차(Fig. 12d), 풍속(Fig. 12e)를 분석하였다. 해기차는 이전 분석에서 언급한대로 고위도에서 높은 값을 보였다. 취주거리가 길어질수록 서해의 영향으로 하층대기가 가열되기 때문에 해기차가 낮아지는 경향을 보였고 이로 인해 현열 속도 낮아지는 양상을 보였다. 비습차는 해기차와 반대로 저위도에서 높아지는데 이는 서해에 상주하는 시간이 길수록 하층수렴으로 인한 연직운동으로 인해 대기가 서해로부터 공급받는 수증기량이 증가하기 때문이다. 풍속의 변화 양상이나 최고값 위치는 잠열과 거의 유사하였다. 현열 또한 풍속에 비례하는 성질을 갖지만 해기차가 취주거리에 따라 감소하기 때문에 풍속과 그 양상이 일치하지 않았고, 반대로 강한 잠열과 대류셀의 발달과 함께 나타나는 하층 수렴으로 인해 풍속이 강해지기 때문에 잠열과 비슷한 모습을 보였다. 결국 대류셀의 생성에 미치는 영향은 현열이, 대류셀의 발달에 미치는 영향은 잠열의 역할이 더 큰 것을 알 수 있다. 시간에 따른 잠열의 변화는 38.5°N의 $280 W m^{-2}$ 에서부터 내륙으로의 유입이 존재하는 35.5°N의 $400 W m^{-2}$ 까지 시간과 취주거리에 따라 증가하였다. 결론적으로 고위도에서 현열 속으로 발생한 약한 대류운은 남하하면서 증가하는 잠열의 영향으로 크게 성장하는 것으로 조사되었다.

4. 요약 및 결론

본 연구는 서해의 유무가 대륙고기압 장출 시 강설 발달에 미치는 영향을 분석하기 위해 두 개의 실험군을 구성하여 수치 모의 실험을 수행하였다. 선정된 사례는 2016년 1월 23일 0000 UTC부터 25일 1200 UTC까지이다. 실험은 서해가 존재하여 서해상에서 발생하는 대류운 발달 메커니즘을 분석하기 위한 CTL 실험과 서해를 포함한 바다를 건조한 땅으로 변환시켜

CTL 실험과 비교할 수 있도록 수행한 EXP 실험으로 구성하였다. 분석은 일기도를 통한 종관분석, 역학적 분석, 열역학적 분석으로 나누어 수행하였다. 역학적 분석으로는 지면근처의 상대 소용돌이도와 수렴영역을, 열역학적 분석으로는 서해상의 대기 안정도와 열속을 분석하였다.

일기도 분석을 통하여 사례기간 동안의 종관장을 살펴보았다. 500 hPa 상에서 신의주 지역에 $-40^{\circ}C$ 의 한기 핵을 동반하고 있는 저기압과 그에 따라 형성된 기압골로 인해 우리나라 중, 하층 대기에 한기가 지속적으로 유입되었다. 지상에서는 대륙고기압의 장출로 인해 우리나라 주변 기압계가 서고동저형을 띄었다. 그로 인해 북풍에서 북서풍이 주로 불어 서해에서 발달한 대류운이 우리나라로 이류하여 제주, 18.4 cm, 목포 34.6 cm 등 많은 강설이 내린 사례이다.

두 실험의 결과를 비교하여 대설 발달 메커니즘의 특징을 분석하였다. 대륙고기압 장출 시 서해의 유무가 종관장에 미치는 영향에 대해 분석하기 위해 두 실험간의 1000-700 hPa 층후, 850 hPa 기온 차이를 분석하였다. 분석 결과 EXP 실험의 결과가 층후가 시간에 따라 최대 10~50 m 더 얇고 850 hPa 대기온도도 약 $4\sim 8^{\circ}C$ 더 낮았다. 또 CTL 실험결과 서한만에 서부터 서해안까지 최대 $25 \times 10^{-5} s^{-1}$ 까지의 셀 형태의 상대 소용돌이도가 존재하였다. 이는 해수면으로부터의 비단열적 가열로 인한 저기압성 순환에 의해 나타난 것으로 판단된다. 반면 EXP 실험 결과는 낮은 지면온도로 인해 강한 저기압성 순환이 발생하지 못하였다. 수렴영역 분석에서도 마찬가지로 CTL 실험결과 서해 상에 $-10 \times 10^{-5} s^{-1}$ 이상의 수렴영역이 존재하였다. 이와 같은 차이가 나타나는 이유로는 남하하는 한기는 서해에서부터 하층대기에 유입되는 열속과 대기와 지표면과의 마찰력 차이와 그로 인해 발생한 저기압성 순환이 일으킨 에크만 펌핑으로 인한 하층 수렴의 강화를 일으키기 때문이다. 이는 서해안의 강설이 ASII로 분석되어짐을 나타낸다.

두 실험간의 대기의 안정도 차이를 분석한 결과 CTL 실험에서 서한만에서부터 서해안으로 남하할수록 상당온위가 높은고도까지 연직으로 확장하여 불안정한 대기의 모습을 보였고 이로 인해 강한 연직운동과 700 hPa까지 대류운이 발달한 모습을 확인할 수 있었다. 강한 연직운동은 상대 소용돌이도에 의한 에크만 펌핑의 결과이며 이는 강화된 하층 수렴으로 대류셀이 높게 발달할 수 있음을 보여준다. 또 한기가 남동진 할수록 강한 연직운동으로 인해 대류경계층의 높이가 700 hPa 부근까지 성장하였다. 열 속 분석 결과 서한만 부근에서 가장 강한 해기차와 현열 방출량을 보였다. 방출된 현열은 대류운 발생 초기에 영향을 주지만 지속적인 발달에는 큰 영향을 주지 못하였

다. 취주거리가 길수록 지면과 하층대기의 비습차, 지면근처 풍속이 증가하는 모습을 보였다. 이에 따라 잠열 방출량도 증가하였다. 결론적으로 대류셀의 생성 초기에는 현열이, 발달 과정에는 잠열이 주된 에너지원 역할을 하였다.

겨울철 우리 나라에 자주 발생하는 서해안형 강설의 메커니즘은 호수 효과로 설명되는 대기-해양 상호작용에 기인한다. 그 첫째는 해수면 위에서 공기의 비단열적 가열로 저기압성 순환이 발생하고 수렴을 일으킨다. 둘째는 해기차로 인한 현열 속과 수증기의 공급으로 대류셀을 발달시킨다. 여기서 현열 속과 잠열 속의 역할은 취주거리에 따라 대류셀의 발달에 다르게 나타나는 것으로 파악되었다. 마지막으로 양의 피드백 과정을 통해 대류셀이 해상에서 지속적으로 발달과 소멸을 반복하며 서해안에서 강한 온도 경도에 의한 밀도 점프가 대설을 유발하는 것으로 분석되었다. 본 연구는 도메인 전 영역의 해양을 건조한 땅으로 처방한 대조실험 분석에서 풍하측인 남해와 동해의 영향을 배제하였다는 한계를 가지고 있지만 우리나라 서해안형 대설 연구에서 중요하게 다루지 못한 취주거리에 따른 강설 발달을 상세히 분석하여 이 지역의 보다 정확한 강설 예보 지원과 그 피해를 최소화 하는데 도움이 될 것으로 사료된다.

감사의 글

본 연구는 한국기상산업진흥원의 기상씨앗기술개발 연구사업의 연구비(KMIPA2015-1090) 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Agee, E. M., 1987: Mesoscale cellular convection over the oceans. *Dyn. Atmos. Oceans*, **10**, 317-341.
- _____, and S. R. Gilbert, 1989: An aircraft investigation of mesoscale convection over lake michigan during the 10 January 1984 cold air outbreak. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1877-1897.
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in midlatitudes, Volume II: Observations and Theory of Weather Systems*, Oxford University Press, 608 pp.
- Cheong, S.-H., K.-Y. Byun, and T.-Y. Lee, 2006: Classification of snowfalls over the Korean peninsula based on developing mechanism. *Atmosphere*, **16**, 33-48.
- Chun, J.-H., and S. Lee, 2016: Changes in the disaster area by heavy snowfall in Korea, *J. Climate Res.*, **11**, 105-119, doi:10.14383/cri.2016.11.2.105 (in Korean with English abstract).
- Gwangju Regional Meteorological Administration, 2000: Honam province forecast analysis guidebook. 190 pp (in Korean).
- Hjelmfelt, M. R., 1990: Numerical study of the influence of environmental conditions on lake-effect snowstorms over lake michigan. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 138-150, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<0138:NSOTIO>2.0.CO;2.
- Jhun, J.-G., D.-K. Lee, and H.-A. Lee, 1994: A Study on the heavy snowfalls occurred in South Korea. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **30**, 97-115 (in Korean).
- Jiménez, P. A., J. Dudhia, J. F. Gonzalez-Rouco, J. Navarro, J. P. Montavez, and E. Garcia-Bustamante, 2011: A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 898-918, doi:10.1175/MWR-D-11-00056.1.
- Jung, B.-J., S.-Y. Hong, M.-S. Suh, and D.-K. Rha, 2005: A numerical study of dynamical and thermodynamical characteristics associated with a heavy snowfall event over the Korean peninsula in 4-5 March 2004. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **41**, 387-399 (in Korean with English abstract).
- Kim, K. L., Y. H. Kim, D. K. Rha, and Y. C. Kwon, 2000: Estimation of sea surface temperature using NOAA satellite infrared data. *Proc. the Meeting of Korean Meteorological Society Conference*, Gyeongyeong, Korea, 162-164.
- KMA, 2010: Forecaster Handbook: Heavy snow conceptual model, 2 pp.
- Min, K.-H., S. Choo, D. Lee, and G. Lee, 2015: Evaluation of WRF cloud microphysics schemes using radar observations. *Wea. Forecasting*, **30**, 1571-1589, doi:10.1175/WAF-D-14-00095.1.
- Mo, S. J., 2008: Numerical Study on the Impact of Sea Surface Temperature of Yellow Sea on the Heavy Snowfall over Honam Districts, Master Thesis, Chosun National University, 52 pp.
- NMSC, 2017: 2016 COMS weather image quality analysis report, 60 pp.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR, 125 pp.
- Yeo, N., and E.-C. Chang, 2017: Impact of the land-sea contrast on the snowfall structure over the western coastal region of the Korean Peninsula, *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **2018**, 1-11, doi:10.1007/s13143-018-0011-5.