겨울철 동해상의 대상수렴운과 그 주위의 대류운에 관한 WRF 수치모의 연구

김유진 · 이재규*

강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수일: 2013년 11월 16일, 수정일: 2014년 1월 7일, 게재확정일: 2014년 1월 21)

WRF Numerical Study on the Convergent Cloud Band and Its Neighbouring Convective Clouds

Yu-Jin Kim and Jae Gyoo Lee*

*Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University,
Gangneung, Korea*

(Manuscript received 16 November 2013; accepted 21 January 2014)

Abstract This study analyzed atmospheric conditions for the convergent cloud band (Cu-Cb line) in developing stage and its neighbouring convections formed over the East Sea on 1 February 2012, by using synoptic, satellites data, and WRF numerical simulation output of high resolution. In both satellite images and the WRF numerical simulation outputs, the Cu-Cb line that stretched out toward northwest-southeast was shown in the East Sea, and cloud lines of the L mode were aligned in accordance with the prevailing surface wind direction. However, those of the T mode were aligned in the direction of NE-SW, which was nearly perpendicular direction to the surface winds. The directions of the wind shear vectors connecting top winds and bottom winds of the moist layers of the L mode and the T mode were identical with those of the cloud lines of L mode and T mode, respectively. From the WRF simulation convection circulations with a convergence in the lower layer of atmosphere and a divergence above 1.5 km ASL (Above Sea Level) were identified in the Cu-Cb line. A series of small sized vortexes (maximum vortex: $320 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) of meso- γ -scale formed by convergences was found along the Cu-Cb lines, suggesting that Cu-Cb lines, consisting of numerous convective clouds, were closely associated with a series of the small vortexes. There was an absolute unstable layer ($\partial\theta/\partial z < 0$) between sfc and ~ 0.3 km ASL, and a stable layer ($\partial\theta/\partial z > 0$) above ~ 2 km ASL over the Cu-Cb line and cloud zones. Not only convectively unstable layers ($\partial\theta_e/\partial z < 0$) but also neutral layers ($\partial\theta_e/\partial z \approx 0$) in the lower atmosphere (sfc ~ 1.5 km ASL) were scattered around over the cloud zones. Particularly, for the Cu-Cb line there were convectively unstable layers in the surface layer, and neutral layers ($\partial\theta_e/\partial z \approx 0$) between 0.2 and ~ 1.5 km ASL over near the center of the Cu-Cb line, and the neutralization of unstable layers came from the release of convective instability.

Key words: Convergent cloud band, numerical simulation, convection circulations, convergence, convectively unstable layer

*Corresponding Author: Jae Gyoo Lee, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Gangneung 210-702, Korea.
Phone : +82-33-643-2322, Fax : +82-33-643-2320
E-mail : ljgyoo@gwnu.ac.kr

1. 서 론

겨울철 대륙성 고기압이 발달하여 북쪽 산맥군(개마고원, 함경산맥, 백두산 등을 포함하는 고산 지대) 쪽으로 차가운 북서기류가 유입될 때, 동해상에서는 종종 Cu-Cb line (Cumulus-Cumulonimbus line)으로 구성된 기다란 띠 모양의 대상수렴운(Convergent Cloud Band; 약어 CCB; Fig. 2 참조)이 형성된다. 그런데 이 대상수렴운은 동해 해상을 비롯한 울릉도와 독도지역에 많은 눈을 내리게 하여, 해상에서의 어업활동에 커다란 제약을 주어왔다. 이와 같이 어업활동에 큰 제약을 주는 동해상의 눈구름들의 발달과 관련된 국내 연구로는 Lee *et al.* (1998)의 연구를 들 수 있다. 관측 자료와 CSU RAMS (Colorado State University-Regional Atmospheric Modeling System) 모델을 이용하여, 동해상에서 중규모 저기압이 형성되는데 영향을 주는 주요인자(해수면온도 분포, 한반도 북부 산악지형의 효과, 그리고 육지와 해양의 열적 대비)에 대한 민감도 실험을 수행하였다. 그 결과, 눈구름들을 발달시키는 중규모 저기압이 생성되는 초기에는 한반도 북부 산악지형의 역할이 가장 중요하고, 그 후, 중규모 저기압이 보다 발달하기 위해서는 따뜻한 해수면과 응결열 모두를 필요로 한다는 것을 밝힌 바 있다. 그러나 이 연구 이외에 동해상에서 발달하는 눈구름들을 대상으로 국내연구자들이 연구한 사례들은 드물다. 그 이유들 중의 하나가 동해상에서 직접 관측된 자료가 거의 없어 분석에 어려움이 있었고, 또 다른 하나는 한반도에 직접적인 영향을 미치지 않는 동해 먼 바다에서 발생하는 현상이라 연구자들의 관심에서 벗어나 있었다. 따라서 대부분의 국내 연구들은 영동지역의 태백산맥과 북한 산맥군에 의한 지형적인 영향 및 영동지역과 동해안 부근의 대설 연구에 집중되어 왔다 (Lee and Lee, 1994; Lee and Park, 1996; Lee, 1999; Lee and Lee, 2003; Chung *et al.*, 2004; Kim *et al.*, 2005; Cho, 2008; Lee and Kim, 2008; Lee and Kim, 2009; Lee *et al.*, 2011; Choi *et al.*, 2013).

한편, 우리나라와 인접해 있는 일본의 경우, 겨울철 동해상에서 발생하는 대상수렴운에 대해 다양한 연구들이 이루어져 왔다. Hozumi and Choji (1984)는 항공사진을 사용하여 동해상의 대상수렴운은 높은 탑 모양의 적운형 구름과 두꺼운 층운형 구름으로 구성되어 있으며, 대상수렴운이 위치하는 곳과 동해에 접하는 일본 해안지역의 폭설구역이 일치함을 일강수량과 레이더 에코자료로 확인하였다. Yagi *et al.* (1986)은 기상위성영상과 라디오존데 관측자료를 사용하여 대상수렴운에 대해 분석하였고, 한반도 북부의 산악지대를 북과 남으로 우회한 흐름이 산악지대를 넘어온 흐름과의 사이에서 강한 Cu-Cb line이 형성된다고 하

였다. 그리고 Nagata *et al.* (1986)은 동해상에서 발생하는 대상수렴운에 대한 수치모의 실험을 통하여 한반도와 동해 사이의 육지와 해양의 열적 대비가 구름 띠(cloud band)의 형성에 핵심적인 역할을 한다는 것을 밝혔으며, Nagata (1987, 1992)는 라디오존데 자료를 포함하는 관측자료와 약 42 km 분해능을 갖는 원시방정식모델을 이용한 수치모의 실험 자료를 바탕으로 대상수렴운의 구조에 관한 다양한 연구를 수행하였다. Yosizaki *et al.* (2004)은 동해 해상의 특별관측자료와 비정역학 고분해능 수치모델을 이용하여 대상수렴운을 대상으로 수분수지(moisture budget) 및 열수지(heat budget) 분석을 수행하였다. Ohtake *et al.* (2009)은 대륙성 고기압이 확장할 때, 홋카이도지역과 일본 북부 해안지역에 대설을 내리는 눈구름을 대상으로 구름띠의 형성 메커니즘을 분석하였고, Eito *et al.* (2010)은 일본 와카사만 부근에서 발달한 구름띠에 대해 관측과 수치모의 결과를 분석하여, 이 구름띠의 발달과정 및 운열의 특성을 분석한 바 있다.

이와 같이 일본에서는 대상수렴운과 관련된 연구가 많이 있으나 국내에서는 이와 관련된 연구가 없는 상황이다. 국내적으로 대상수렴운에 대한 진단과 분석 연구가 없는 상태에서 동해상의 날씨를 정확도 높게 예보한다는 것은 어려운 일이다. 따라서 본 연구의 목적을 대상수렴운의 특성과 구조 및 이 눈구름들이 생성되는 과정을 밝히는 것으로 두었으며, 이를 통해 동해상의 날씨를 진단하고 예보하는데 도움을 주고자 한다.

그런데 동해상의 기존 관측망으로 대상수렴운의 구조를 자세히 밝히기에는 어려움이 많다. 따라서 이러한 문제점을 극복하기 위하여 본 연구에서는 WRF (Weather Research and Forecasting) 수치모델을 가동하여 얻어진 초고분해능(최대 약 660 m) 수치자료를 이용하여 대상수렴운 및 그 주위에 형성된 구름들의 구조와 특성, 그리고 대상수렴운이 생성되는 과정을 밝히고자 한다. 그리고 WRF 수치모델의 수치모의 능력도 기상위성자료와 비교하여 정성적으로 살펴보고자 한다. 2장에서는 사례 선정 및 분석 방법을 설명하였고, 3장에서는 연구에서 사용된 WRF 수치모델의 설정에 관한 내용을 기술하였다. 4장에서는 사례 기간 동안의 관측자료를 이용하여 분석한 결과를 제시하였으며, 5장에서는 고분해능 WRF 수치모의 자료를 이용하여 유적분석 및 주요 기상장을 상세히 분석하였다. 마지막으로 6장에서는 요약 및 결론을 제시하였다.

2. 자료 및 방법

본 연구를 위하여 2012년 1월과 2월의 위성 영상(MTSAT; Multi-functional Transport Satellite, MODIS; MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, COMS;

Communication, Ocean, and Meteorological Satellite) 자료를 분석하여 전형적인 대상수렴운 형태를 갖춘 사례들을 골라내었고, 그 중에서도 ASCAT (Advanced Scatterometer) 해상풍 자료가 대상수렴운 주위의 바람장을 가장 잘 보여주는 사례를 최종적으로 선정하였다. 이렇게 한 이유는 ASCAT 해상풍 자료가 거의 유일한 원격관측 바람자료로 뒤에서 언급할 수치모의 바람장을 검증하는데 사용되기 때문이다. 선정된 사례는 2012년 2월 1일의 대상수렴운이며, 본 연구에서는 대상수렴운이 가장 잘 발달된 시각인 2월 1일 1300 KST (Korean Standard Time)를 기준으로 진단·분석하고자 한다.

대상수렴운에 대한 운동학적인 분석은 Nagata (1987, 1992)의 연구를 주로 참고하여 분석하였다. 그러나 이들 기존 연구와 차별되는 내용은 다음과 같다. 1) Nagata (1987, 1992)의 연구에서 사용된 수치모델의 분해능이 약 42 km로 meso- γ 규모의 기상현상을 분석할 수 없는 반면에 본 연구에서 사용된 WRF 모델의 최대분해능은 약 660 m로 meso- γ 규모 이하의 기상현상까지 분석할 수 있는 점과, 2) 대상수렴운을 형성시키는 공기덩이의 유적(trajecory)에 따른 우위 및 혼합비의 정량적인 변화를 추가로 분석하여 기단변질이 일어나는 과정을 밝힌 점이다.

사례 연구를 위하여 사용한 모델의 초기 입력 자료 및 경계 자료는 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research)의 FNL (Final analyses)을 사용하였다.

3. WRF 수치모델 설정

사례 연구를 위하여 사용한 모델은 WRF V3.2 중 규모 수치모델(Skamarock *et al.*, 2008)이다. 수치모의를 위해 동해를 중심(132.0°E, 40.0°N)으로 4개의 영역을 설정하였으며(Fig. 1), 그리고 뒤에서 언급할 북쪽 산맥군의 위치(붉은색 타원 영역)도 Fig. 1에 같이 나타내었다. 각 영역의 수평 격자 간격은 Domain1 (D1)이 18 km (120×120), Domain2 (D2)가 6 km (232×241), Domain3 (D3)는 2 km (547×586), 그리고 Domain4 (D4로 칭함)는 약 660 m (832×1006)이다. 구름 미시 물리 모수화는 WSM (WRF Single Momentum) 6 Class 기법(Hong and Lim, 2006)을 사용하였고, 지표 모델은 Noah Land Surface Model을 사용하였다. 적운모수화 과정은 new Kain-Fritsch 기법(Kain, 2004)을 선택하였다. 적운 모수화는 대기를 너무 안정화시켜 호우계의 발달을 억제하는 경향이 있으며(Park, 2002; Park and Lee, 2003), 10 km 정도의 격자 크기에서 적운 대류 모수화를 사용하는 경우에는 모수화될 규모와 분해될 규모 사이에 분명한 규모 분리가 어렵다는 문제점(Lee and Hong, 2006)을 갖고 있다. 따라서 수평 격자 규모가 상대적으로 큰 D1 (18 km)과 D2 (6 km)에는 적운 모수화 과정을 사용하였고, 수평 격자 규모가 매우 작은 D3 (2 km)와 D4 (약 660 m)에서는 적운 모수화 과정을 사용하지 않도록 설정하였다. 수치모의 적분 시간은 2012년 2월 1일 0300 KST부터 2012년 2월 2일 0300 KST까지 24시간이다. 이와 같은 수

Fig. 1. Model domain for Domain1 (D1), Domain2 (D2), Domain3 (D3) and Domain4 (D4). Topography is represented with shading based on scale right of D4.

Table 1. Summary of the WRF model configuration.

Model	WRF V3.2			
Domains	Domain 1	Domain 2	Domain 3	Domain 4
Horizontal grid spacing	18 km	6 km	2 km	0.667 km
Dimension	$120 \times 120 \times 31$	$232 \times 241 \times 31$	$547 \times 586 \times 31$	$832 \times 1006 \times 31$
Vertical layers/Model top	31 Eta layers/50 hPa			
Grid nesting	Two-way			
Lateral boundary condition	Specified zone = 1, Relaxation zone = 4			
Initial condition	NCEP/NCAR GDAS (FNL) analysis (6-hourly $1^{\circ} \times 1^{\circ}$)			
Microphysics	WSM 6 scheme			
Planetary boundary layer	YSU PBL			
Cumulus parameterization	Kain-Fritsch (new Eta)		Not used	
Land-surface model	Noah land surface model			
Longwave radiation scheme	RRTM			
Shortwave radiation scheme	Dudhia shortwave			

치모델의 설정을 Table 1에 요약하였다.

4. 사례에 대한 종관 및 비종관 분석

Figure 2는 MTSAT-2 한반도 가시영상(Fig. 2a, b)과 ASCAT 해상풍 영상(Fig. 2c)이다. 가시영상은 대상수렴운의 특징이 뚜렷하게 나타난 2012년 2월 1일 1300 KST의 영상이며, 해상풍 영상은 이 시각과 가장 가까운 시각인 2012년 2월 1일 0900 KST의 영상이다.

MTSAT-2 한반도 가시영상(Figs. 2a, b)을 보면, 개마고원의 풍하측인 함경남도 앞바다(A)와 동한만지역에는 구름이 없고, 우리나라 동해상으로는 북서-남동 방향으로 띠 모양으로 길게 형성된 적운형 구름대(Cu-Cb line)가 있음을 알 수 있다. 이 띠 모양으로 길게 형성된 적운형 구름대가 바로 대상수렴운(CCB)이다. 이 대상수렴운을 중심으로 남쪽에 위치한 지역(B)에서는 대류권 하층의 북서 계열의 겨울 몬순(일반류)을 따라 운열(cloud street)이 위치해 있다. 이 운열들은 일반류의 방향을 따라 형성되어 있어 Longitudinal mode (L 모드) 구름이라고 한다. 대상수렴운의 북쪽(C)으로는 북서 계열의 겨울 몬순이 부는 방향에 대해 거의 직각 방향(북동-남서)으로 롤 축(roll axis)을 갖는 대류운이 위치해 있으며, 이 구름은 Transverse mode (T 모드) 구름이라고 한다. 이러한 B 구역과 C 구역 구름들의 구분은 Yosizaki *et al.* (2004)의 구분을 따랐다. 그리고 Asai (1988)는 이렇게 동해상에서 발달된 대상수렴운 또는 그 영역을 가리켜 E (J) PCZ (the East (Japan) Sea Polar air-mass Convergence

Zone)라고 언급한 바 있다. 국지적인 분석을 위해 구름이 없는 함경남도 앞바다를 A 구역, 대상수렴운을 중심으로 남쪽의 L 모드 운열을 B 구역, 대상수렴운을 중심으로 북쪽의 T 모드 운열을 C 구역, T 모드 운열보다 더 북쪽으로 위치한 운열이 밀집된 운열을 D 구역으로 구분하였으며, Fig. 2a에 붉은색 글자로 그 위치를 각각 표기하였다.

각 구역별로 풍향과 풍속을 보면(Fig. 2c), A 구역은 북-북서 계열의 바람이 나타나며, 빨간색(약 20 knot)의 풍향깃대가 주류를 이루고, 일부는 약 15 knot의 풍속을 나타내는 주황색 풍향깃대가 위치한다. B 구역은 북서 계열의 바람이 불고, 약 25 knot의 풍속을 나타내는 분홍색의 풍향깃대가 주류를 이루고 있다. C 구역은 북-북북서 계열의 바람이 불며, B 구역보다 상대적으로 약한 풍속인 빨간색(약 20 knot)의 풍향깃대가 위치한다. 여기서 B 구역의 북서 계열의 바람과 C 구역의 북풍 계열의 바람이 서로 만나 동해상에서 수렴하는 것을 알 수 있으며, 이 수렴대의 위치(주황색 실선)는 Fig. 2a에서 보여준 대상수렴운과 거의 일치한다. 이와 관련하여 Fig. 2c에 동해상에서 나타난 두 가지의 대표적인 풍향을 파란색 화살표로 각각 나타내었다. D 구역은 북-북북동 계열의 바람이 불며, 풍향깃대의 색은 약 30 knot의 풍속을 나타내는 검정색으로 풍속이 매우 강함을 알 수 있다.

Figure 3은 지상일기도와 850 hPa 상층일기도이며, 대상수렴운이 나타나기 전(초기)과 발달한 시기(최성기), 그리고 대상수렴운이 약화되는 시기(소멸기)로 구분하였다. 먼저, 대상수렴운이 나타나기 전인 2012년

Fig. 2. (a, b) The MTSAT-2 satellite visible image and (c) The ASCAT/Ocean wind satellite composited image and solid orange line indicates convergence zone.

1월 31일 2100 KST의 지상일기도(Fig. 3a)를 보면, 바이칼호 부근에는 대륙성 고기압(1058 hPa)이, 동해상에는 저기압 중심(1010 hPa)이 위치하고 있으며 이 저기압에 동반된 한랭전선이 중부 이남에 걸쳐있다. 이 저기압의 영향으로 전국적으로 5~15 cm의 적설량을 기록하였다. 대상수렴운이 발달한 시기인 2012년 2월 1일 0900 KST (Fig. 3b)에는 동해상에 위치하던 저기압(994 hPa)이 일본 열도 부근으로 동진하여 빠져나가면서, 바이칼호 부근에 중심을 둔 대륙성 고기압(1064 hPa)의 세력은 두 갈래로 확장하고 있다. 한 갈래는 몽고지역을 거쳐 중국 화남지방까지 강하게 뻗고 있으며, 나머지 갈래는 중국 동북지역을 거쳐 연해주 부근으로 뻗고 있다. 그리고 동해 해상은 기압골이 위치하여 서고동저 형태의 기압배치가 되어, 동해상에

서는 대상수렴운이 형성될 수 있는 종관적인 조건을 갖추었다. 이 때 울릉도지역에서는 약 25 cm의 많은 적설량을 기록하였다. 대상수렴운이 소멸되는 시기인 2월 0900 KST (Fig. 3c)에는 전선을 동반한 저기압이 더욱 동진하여 일본 열도 동쪽 해상으로 빠져나가면서, 동해상에서의 지상등압선은 남북 방향으로 조밀하게 배열되어 균일한 북-북서 계열의 바람이 강하게 불게 됨에 따라, 이전에 형성된 수렴역이 사라져 대상수렴운은 약화되어 버렸다.

한편, 850 hPa 상층 일기도(Figs. 3d, e, f)에서는 한기의 움직임을 살펴보는 것이 중요하기 때문에 한기핵의 위치를 하늘색 음영으로 표시하였고, 기준이 되는 -24°C 등온선을 녹색 실선으로 굵게 나타내었다. 대상수렴운이 나타나기 전인 2012년 1월 31일 2100

Fig. 3. Weather charts of Surface and 850 hPa (a, d) at 2100 KST 31 January, (b, e) at 0900 KST 1, and (c, f) at 0900 KST 2 February 2012, respectively. The green solid line is isotherm of 24°C. The light blue circle indicates the area of cold core.

KST (Fig. 3d)에는 중국 동북지역으로 -31°C 의 한기핵이 위치해 있으며, -24°C 등온선은 한·중 국경 부근에 위치해 있다. 한반도 부근의 등고도선은 북서·남동 방향으로 배열되어 있고, 등온선은 거의 동·서 방향으로 놓여있어 한반도로 한기가 이루어 오고 있음을 알 수 있다. 그리고 대상수렴운이 발달하는 시기인 2012년 2월 1일 0900 KST (Fig. 3e)에는 중국 동북지역에 중심을 둔 한기핵(-34°C)의 온도가 이전 시간보다 더 내려갔으며, 또한 범위도 다소 넓어졌다. 그리고 -24°C 등온선은 우리나라 북부지역에 위치해 있어, 1월 31

일 2100 KST (Fig. 3d)보다 한기가 좀 더 남쪽으로 확장한 것을 알 수 있다. 또한, 이 한기핵에서 뻗어 나온 온도골이 우리나라 동해상에 위치하고, 블라디보스톡 부근으로 약한 온도능이 위치하면서, 동해상으로 등온선이 보다 조밀하게 모여 있어 경압성이 강화되고 있음을 알 수 있다. 그리고 우리나라 동해상으로는 등고도선과 등온선의 교각이 거의 직각에 가까워 동해상으로 강한 한기 이류가 있음을 알 수 있다. 대상수렴운이 약화되는 2012년 2월 2일 0900 KST (Fig. 3f)에는 한·중 국경 부근에 위치한 한기핵(-28°C)

의 온도가 대상수렴운의 최성기보다 약 6°C 정도 올라 한기핵이 약화되었으며, 강한 한기(-24°C 이하)의 영역도 보다 줄어든 것을 알 수 있다. 그리고 등온선과 등고도선의 간격이 대상수렴운이 발달하는 시기보다 넓어져 한기 이류가 약화되고, 등온선과 등고도선의 교각도 다소 작아져 경압성이 점차 약화되고 있다. 또한 등고도선의 배열을 보면, 대상수렴운의 최성기에는 북쪽 산맥군의 풍상측 부근의 등고도선이 거의 남-북 방향으로 서 있지만, 대상수렴운이 약화되는 시기에는 풍상측 부근의 등고도선의 배열이 북서-남동 방향으로 기울어져 있는 것을 볼 수 있다. 이러한 등고도선의 배열 변화로 북쪽 산맥군을 우회하는 기류가 약화되어 우리나라 북부지역 및 동해상으로 균일한 북서 계열의 바람이 불게 되어, 동해상에서 형성되는 수렴대가 약화되며, 이에 따라 대상수렴운은 쇠

퇴하게 된다.

5. 수치모의 결과 분석

5.1 컬럼 누적 강수 대기수상(column integrated precipitation hydrometeors) 분포 및 바람장 분석

Figure 4는 WRF 모델이 모의한 D3 영역의 컬럼 누적 강수 대기수상 분포도(Fig. 4a)와 지상 바람장(Fig. 4b), 그리고 지상 유선 및 등풍속도(Fig. 4c)이다. Fig. 4a에서 사용한 대기수상은 비(rain), 눈(snow), 싸락눈(graupel)이며, 각 그림에 표시한 A, B, C, 그리고 D는 Fig. 2a에서 지정한 구역들에 각각 대응된다.

2012년 2월 1일 1300 KST의 컬럼 누적 강수 대기수상 분포도(Fig. 4a)를 보면, 구름이 없는 지역(A 구역)과 북서-남동 방향으로 길게 뻗은 대상수렴운, 그

Fig. 4. The simulated (a) column integrated precipitation hydrometeors (Q_{rain} , Q_{snow} , Q_{graupel}) field valid at 1300 KST 1 February, (b) surface wind field (full barbs = 5 m s^{-1}) valid at 0900 KST 1 February, and (c) surface streamline and wind field valid at 1300 KST 1 February 2012. Precipitation hydrometeors (mm) are represented with shading based on scale right of Fig. 4a. Topography is represented with shading based on scale right of Fig. 4b. Wind speed is represented with color shading based on scale at right of the Fig. 4c. The solid orange lines in Fig. 4b and Fig. 4c indicate convergence zone.

리고 L 모드 운역(B 구역)과 T 모드 운역(C 구역), 그리고 D 구역의 구름 운열들이 각각 위치하고 있다. 이러한 눈구름들의 특징들은 그 시각에 대응되는 Fig. 2a의 위성영상의 특징들과 잘 일치하고 있어, WRF 수치모델이 이 사례에 대해 잘 모의하고 있음을 알 수 있다. 또한, Fig. 2c의 ASCAT 해상풍 영상에 대응되는 2월 1일 0900 KST의 지상 바람장(Fig. 4b)에서도 동한만에서부터 동해안 해안선을 따라 북서 계열의 바람이, 동해 북부 먼 바다에서는 북-북동 계열의 바람이 불어 두 기류가 만나는 수렴대가 동해상에 위치하는 것을 알 수 있다. 특히 A, B, C, 그리고 D 구역의 풍향 및 풍속이 ASCAT 해상풍에서 나타난 풍향 및 풍속과 거의 일치하는 모습을 잘 보여준다. 따라서 WRF 모델이 대상수렴운 및 배경 기상장을 실제와 유사하게 모의하는 능력이 있음을 알 수 있다.

한편, 2월 1일 1300 KST의 지상 유선 및 등풍속도(Fig. 4c)에서는 높은 산악지형인 북쪽 산맥군을 우회하여 흐르는 두 가지의 큰 기류를 볼 수 있다. 즉 하

나는 북쪽 산맥군의 풍상측에서 왼쪽으로 돌아 나와 평안도를 지나 동한만 부근으로 빠져나오는 북서 계열의 기류와 또 다른 기류는 북쪽 산맥군의 풍상측에서 오른쪽으로 돌아 청진 앞바다를 지나 동해상으로 빠져나오는 북-북북서 계열의 기류이다. 이 두 기류는 동해상에서 다시 만나 수렴역을 형성하고 이에 따라 연직 상승운동이 활발해져 대상수렴운이 발달한 것이다. 이러한 해석은 Yagi *et al.* (1986)의 연구결과인 한반도북부의 산악지대를 남과 북으로 우회하는 흐름에 의해 대상수렴운이 발달한다는 내용과 부합한다. 지상 유선 및 등풍속도(Fig. 4c)에서 음영부분은 풍속을 나타낸 것으로 붉은색으로 갈수록 풍속이 강함을 의미하며, D 구역(17 m s^{-1} 이상) > B 구역(약 15 m s^{-1} 정도) > C 구역(11 m s^{-1} 정도) > A 구역(9 m s^{-1} 이하) 순으로 풍속이 강하게 나타난다. 이는 앞에서 보여주었던 ASCAT 해상풍(Fig. 2c)에서의 풍속 분포와 거의 일치하고 있다. 이러한 대상수렴운의 풍속 분포에 대해 Yagi and Uchiyama (1980)는 “산악지형에 의한

Fig. 5. The simulated divergence fields (Domain 4) at the (a) surface, and at the level of (b) 925 hPa, (C) 850 hPa, and (d) 700 hPa valid at 1300 KST 1 February 2012. Divergence and convergence are represented with color shading based on scale at right of the figures, respectively.

저지효과로 산을 우회한 흐름은 산 후면의 흐름의 비대칭성 때문에 산 후면의 중심선보다 남쪽으로 합류하게 되며, 이에 따라 산 후면으로는 안정된 성층을 띠는 저압부가 만들어진다. 이 때, 저압부의 중심으로 부터 북쪽에서는 일반장의 기압경도를 약화시켜 약풍역이 되고, 반대로 남쪽에서는 기압경도를 강화시켜서 강풍역이 된다.”고 하였다.

5.2 발산장 분석

Figure 5는 WRF 모델이 모의한 D4 영역의 2월 1일 1300 KST의 지상과 주요 기압 고도면에서의 발산장을 보여준다. 지상과 925 hPa 고도면에서의 발산도(Figs. 5a, b)를 보면, 북서-남동 방향으로 형성된 띠모양의 강한 수렴역(최대 수렴역: 약 $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)을 볼 수 있다. 이 수렴역의 위치는 Fig. 2a의 구름영상에서 나타나는 대상수렴운과 잘 대응하고 있다. 850 hPa 고도면에서의 발산도(Fig. 5c)에서는 수렴역이 다

소 약화되거나 또는 약한 발산역이 공존하고 있으며, 700 hPa 고도면에서의 발산도(Fig. 5d)에서는 동일한 위치에서 역으로 강한 발산역(최대 발산역: 약 $60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)이 나타난다. 따라서 이 대상수렴운은 대기 저층에서 수렴, 그리고 700 hPa (약 3 km) 고도에서 뚜렷한 발산이 일어나는 대류 순환을 갖고 있음을 잘 알 수 있다.

5.3 와도, 습도 그리고 온도이류 분석

Figure 6은 2월 1일 1300 KST의 수치모의(D4 영역)로, 지상에서의 상대와도 분포도(Fig. 6a)와 상대습도 분포도(Fig. 6b) 그리고 수평온도이류 분포도(Fig. 6c)이다. 지상에서의 상대와도, 상대습도, 그리고 수평온도이류 분포를 통해 대상수렴운의 수평적인 구조와 특징을 살펴보고자 한다.

먼저, 지상의 상대와도 분포도(Fig. 6a)를 보면, 대상수렴운이 형성되었던 위치와 동일한 위치에 수렴에

Fig. 6. The simulated (a) relative vorticity, (b) relative humidity, and (c) horizontal temperature advection fields valid at 1300 KST 1 February 2012. The magnitude of relative vorticity, relative humidity and horizontal temperature advection are represented with color shading based on scale at right of the figures, respectively.

의한 소규모 양의 와동(vortex)들이 늘어 서있는 것(붉은색 타원 영역)을 볼 수 있으며, 이 와동들의 최대 와도값은 약 $320 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이다. 이 와동의 최대 직경은 약 13 km이며, 와동 사이의 간격은 평균 약 14 km로 대략 meso- γ 규모(2~20 km)의 크기를 가진다. 이처럼 소규모의 와동들이 줄지어 위치하고 있는 모습은 매우 독특하며, 앞의 수렴역(Fig. 5)에서는 잘 보이지 않았던 소규모 운동들이 와도장에서는 잘 나타나, 대상수렴운이 띠 모양의 균일한 양의 와도역으로 이루어진 것이 아니며, meso- γ 규모의 와동들이 군집된 것임을 알 수 있다. 이러한 형태의 와도장의 모습은 기존의 연구(Nagata, 1987, 1992)에서는 볼 수 없었다.

지상의 상대습도 분포도(Fig. 6b)에서는 북쪽 산맥군의 풍하측과 태백산맥의 풍하측으로는 약 30% 이하의 건조역(두개의 붉은색 타원역 안의 갈색 구역)이 뚜렷하게 나타나는데, 이것은 북쪽 산맥군과 태백산맥군을 넘는 기류에 따른 하강기류의 영향으로 단열 압축되면서 건조해진 것이다. 그리고 주요 기압 고도면에서의 상대습도의 분포(그림생략)를 살펴본 결과, 850 hPa 고도면에서는 산악지역의 풍하측을 제외하고는 대부분의 영역에서 습도가 매우 높았으며, 700 hPa 고도면에서는 대상수렴운이 위치하는 곳을 제외하고 B 구역, C 구역, 그리고 D 구역 모두 30% 이하의 건조한 상태를 보였다. 500 hPa 기압 고도면에서는 대부분의 영역이 몹시 건조하였다. 즉, 대상수렴운의 경우, 지상에서 700 hPa 부근까지 다소 제한된 키가 낮은 기상현상임을 알 수 있다. 그리고 마지막

으로 지상의 수평온도이류도(Fig. 6c)에서는 붉은색 타원 안에 있는 대상수렴운을 중심으로 남쪽보다는 북쪽으로 한기 이류가 상대적으로 매우 강하게 나타났다.

5.4 연직단면도 분석

한편, 2월 1일 1300 KST의 대상수렴운과 그 주위의 대기의 연직구조를 파악하기 위해 D4 영역의 수치모의 결과자료를 사용하여 연직단면도(Figs. 8~11)를 작성하였으며, 그 단면도가 지나가는 경로 A(붉은색 실선)를 Fig. 7에 나타내었다. 그리고 연구 대상이 되는 대류운들이 위치하는 곳에서의 기상변수들의 연직 프로파일을 알아보기 위해 각 모드의 구름들이 나타나는 구역을 중심으로 약 3.4 km 간격의 4개 지점을 각각 선정하였고, 이 지점들을 Fig. 7의 오른쪽 그림에 노란 원형 표식으로 각각 표시하였다.

Figure 8은 경로 A를 따르는 연직단면도로 2월 1일 1300 KST의 발산장이다. 여기서 그림의 x축에 위치한 녹색 네모 모양의 표식은 각 모드의 구름들의 위치를 나타내며, 표식 밑에 각 모드 구름의 이름 약자를 표기하였다. 그리고 L 모드 운역의 경우, 4개의 네모 모양 표식으로 구분되며, 왼쪽에서 오른쪽 방향으로 차례로 번호를 붙여 뒤에서 설명할 때 구분되도록 하였다. 또한, 이와 같은 표식과 약어들은 모든 연직단면도(Figs. 8~11)에 각각 나타내었다.

먼저, L 모드 운역이 위치한 곳에는 약 0.5 km 고도 이하에 수렴이 좁은 영역으로 나타나며, 대상수렴운이 위치한 곳에서는 지상에서부터 평균 약 1.5 km 고도까지 강한 수렴역(최대 수렴역: 약 $330 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 7. The simulated column integrated precipitation hydrometeors (Qrain, Qsnow, Qgraupe) field valid at 1300 KST 1 February 2012. The red line, A, indicates a horizontal path of cross section. Hereafter, capital letters L, CCB, and T represent L mode, CCB, and T mode, respectively (See text for details).

Fig. 8. The vertical cross-section of divergence field from the WRF output for domain 4 valid at 1300 KST 1 February 2012. Green box indicates the area of longitudinal mode cloud zone, convergent cloud band, and transverse mode cloud zone, respectively. The magnitude of divergence is represented with color shading based on scale at right side of the figure (See text for details).

이 위치한다. 그리고 T 모드 운역이 위치한 곳에서는 지상부터 0.5 km 고도까지 강한 수렴역(최대 수렴역: 약 $240 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)이 존재한다. 한편, L 모드와 T 모드 운역 부근에서는 약 0.8 km 이상의 고도에서 발산이 나타나며, 평균적으로 볼 때, 대상수렴운 부근에서는 약 1.5 km 이상의 고도에서 발산이 나타나기 시작했다. 즉, 대상수렴운의 경우에는 활발한 대류현상이 나타나는 영역을 따라 지상부터 1.5 km 고도까지는 수렴역이, 고도 약 1.5 km 이상에서는 발산역이 나타나는 대류순환의 특징을 뚜렷하게 잘 보여준다. 이것은 지상과 주요 기압 고도면에서의 수평 발산도(Fig. 5)에서 보여준 결과와 잘 대응되며, 이러한 대류 순환의 특징을 Yagi (1985)와 Nagata (1987)도 언급한 바 있다.

Figure 9는 2012년 2월 1일 1300 KST의 온위와 상당온위에 대한 연직단면도이다. 온위와 상당온위의 연직 변화는 대기 안정도 분석에서 매우 중요하고, 구름의 발달 유무를 결정하는 중요한 인자이다. Figures 9a와 9b에서의 푸른색 음영은 절대 불안정역과 대류 불안정역을 각각 나타낸다.

먼저, Fig. 9a의 온위의 연직프로파일을 보면, 대부분의 지역의 해수면 부근(지상~0.1 km 고도)에서는 높은 온위역(약 269 K)이, 0.1~0.3 km 고도에서는 상대적으로 약간 낮은 온위역 (268.5~267.5 K)이 각각 위치하고 있어 절대 불안정층(푸른색 음영)이 존재함을

Fig. 9. The same as in Fig. 8, except for the (a) potential temperature (0.5 K intervals) and (b) equivalent potential temperature (1 K intervals). Blue shadings in Figs. 9a, b denote absolute unstable zone and convectively unstable zone, respectively.

알 수 있다. 한편, 대상수렴운의 중심에서 왼쪽 구역으로는 불안정이 해소되면서 대략 지상에서부터 1 km 고도까지는 중립 대기 상태($\partial\theta/\partial z \approx 0$)를 보인다. 그리고 고도 약 2 km 이상에서의 모든 영역에서는 강한 안정층($\partial\theta/\partial z > 0$)이 형성되어 있다.

상당온위의 연직 구조(Fig. 9b)를 크게 보면, L 모드 운역과 대상수렴운의 경우, 해수면 부근(지상~0.1 km 고도)에서는 약 274 K의 높은 상당온위역이, 그리고 0.2~2 km 고도 내에서는 272~273 K 정도의 상대적으로 낮은 상당온위역이 산발적으로 존재한다. T 모

Fig. 10. The same as in Fig. 8, except for the vertical velocity.

드의 경우에는 지상~0.1 km 고도에서는 272 K 정도의 상당온위역이, 그리고 0.2~1 km 고도 내에서는 271~271.5 K 정도의 약간 낮은 상당온위역이 존재한다. 약 한 대류 불안정($\partial\theta_e/\partial z < 0$)역은 전 구역에 걸쳐 대기 하층(대략 지상~최대 1.5 km 고도)에 산발적으로 존재하며, 중립역($\partial\theta_e/\partial z \approx 0$)도 산재해 있다. 특히, 대상수렴운의 경우, 해수면 저층 부근에서는 다소 강한 대류 불안정층이 존재하고 대상수렴운의 중심부근에서 대략 0.2~1.5 km 고도에서는 대류 불안정이 해소되어 중립역($\partial\theta_e/\partial z \approx 0$)이 위치한다.

Figure 10은 경로 A에 따른 연직속도에 대한 연직단면도이다. L 모드 운역과 대상수렴운 그리고 T 모드 운역이 위치한 곳에서는 상승운동이 뚜렷이 나타나며, 특히, L 모드 운역의 경우, 구름이 위치한 곳의 대기 하층에서는 상승운동이, 구름이 없는 곳의 대기 하층에서는 하강운동이 뚜렷하게 나타난다. 그리고 각 모드의 운역에서 최대 연직 상승속도를 살펴보면, 대상수렴운(약 220 cm s^{-1}) > L 모드(약 100 cm s^{-1}) > T 모드(약 80 cm s^{-1}) 순으로 연직 상승운동이 활발하다.

Figure 11a는 경로 A를 따르는 총 구름혼합비(Total cloud mixing ratio)에 대한 연직단면도이다. 또한, 이 영역은 습윤층이 나타나는 고도(Fig. 12 참조)와 잘 일치하므로, 구름의 경계로 볼 수 있다. L 모드 운역의 경우, 구름(최대 약 0.04 g kg^{-1} 의 총 구름혼합비)이 0.4~2.2 km 고도에서 좁은 영역에 존재하고, 대상수렴운의 경우에는 구름(최대 약 0.14 g kg^{-1} 의 총 구름혼합비)이 나타나는 고도가 약 0.3 km 고도에서부터 약 2.9 km 고도까지로, 구름의 연직 두께와 범위가 다른 모드의 운역들에 비해 두껍고 넓게 나타난다.

T 모드 운역의 경우, 약 0.6~2.7 km 고도에서 구름(최대 약 0.05 g kg^{-1} 의 총 구름혼합비)이 위치한다. 그리고 T 모드 운역의 경우, 운역에서 나타나는 운정 고도가 약 2.7 km 고도에 위치하여 L 모드 운역에서 나타나는 운정 고도(약 2.2 km 고도)보다 높은 고도에 위치함을 알 수 있다. Yagi (1985)의 사례 연구에서도 전반적으로 L 모드 운역보다는 T 모드 운역의 운정 고도가 높게 나타났으며, 그 기압 고도는 해상에서는 약 800~700 mb 정도라고 하였다.

Figure 11b는 총 강수혼합비(Total precipitation mixing ratio)에 대한 연직단면도이다. L 모드 운역의 경우에는 운역이 위치한 좁은 영역의 상공 약 0.2~2 km 고도에서 최대 약 0.3 g kg^{-1} 정도의 총 강수혼합비가 분포한다. 대상수렴운의 경우에는 해상에서 약 2.8 km 고도까지 총 강수혼합비 값이 0.05 g kg^{-1} 이상이며, 약 0.5 km 고도(최대 약 1.7 g kg^{-1})와 약 2 km 고도(최대 약 1.4 g kg^{-1}) 부근에서 총 강수혼합비의 최대역이 각각 나타난다. 그리고 T 모드의 경우에는 다른 모드의 운역을 보다 총 강수혼합비 값(약 0.03 g kg^{-1} 정도)이 작아 연직단면도상에서는 나타나지 않았다.

이와 관련하여 응결열에 대한 연직단면도(Fig. 11c)를 보면, 두 번째와 세 번째 L 모드 운역에서 약 1.0~1.8 km 고도 사이에 약 $3\sim6 \text{ K h}^{-1}$ 정도의 응결열이 발생하였고, 대상수렴운에서는 약 0.7 km 고도와 약 1.5 km 고도에서 다른 운역을 보다 훨씬 높은 7 K h^{-1} 와 13 K h^{-1} 이라는 응결열이 각각 방출되어 대류 활동이 가장 활발하게 이루어지고 있음을 알 수 있다. 그리고 응결열이 높게 나타난 이 두 영역은 총 강수혼합비의 연직단면도(Fig. 11b)에서 나타난 최대역의 위치와 거의 일치한다. T 모드의 경우에는 응결열이 낮아 연직단면도상에서는 나타나지 않았다.

5.5 단열선도 및 호도그래프 분석

Figure 12는 대류운들의 습윤층과 바람의 연직 분포를 보다 상세히 알아보기 위해, 각 모드의 운역에 해당하는 4개 지점(Fig. 7 참조)의 주요 고도에서의 바람, 상대습도, 온도, 그리고 이슬점 온도를 산술평균하여 작성한 단열선도와 호도그래프이다. 습윤층(상대습도가 80% 이상인 영역)을 단열선도 상에서 파란색 음영으로 표시하였고, 호도그래프에서는 습윤층이 시작되는 고도와 끝나는 고도를 각각 주황색 점 모양으로 표시하였다. 또한, 호도그래프에서 습윤층이 시작하는 고도와 끝나는 고도에 해당되는 바람을 화살표로 연결하였고, 이 화살표는 습윤층 내에서의 연직 바람 시어 벡터(vertical wind shear vector)로 구름 아래쪽과 위쪽사이의 시어 벡터 방향을 나타낸다.

Figures 12a와 12d는 L 모드 운역에 대한 단열선도

Fig. 11. The same as in Fig. 8, except for (a) total cloud mixing ratio (0.01 g kg^{-1} intervals), (b) total precipitation mixing ratio (0.1 g kg^{-1} intervals), and (c) condensational heating (contour interval is 3 K h^{-1}). Total cloud mixing ratio (g kg^{-1}) and total precipitation mixing ratio (g kg^{-1}) are represented with color shading based on scale at right side of the figure, respectively. Total cloud mixing ratio of 0.01 g kg^{-1} represents cloud boundary.

와 호도그래프이다. 먼저, 단열선도에서 습윤층은 950~770 hPa 고도면 사이에 위치하며, 지상(1000 hPa)에서 상층(700 hPa)으로 갈수록 북서 계열의 바람이 서북서 계열의 바람으로 바뀌어 풍향의 변화가 적고, 습윤층의 상부로 갈수록 풍속이 약화되는 특징을 보인다. 호도그래프에서는 습윤층에서의 바람 시어 벡터의 방향이 북북서-남남동 방향으로 나타나며, 이러한 방향은 L 모드 운열의 방향과 일치한다.

대상수렴운에 대한 단열선도(Fig. 12b)에서는 지상에서부터 약 720 hPa 고도면까지 습윤층이 다소 두껍게 나타나며, 지상(1000 hPa)에서 상층(700 hPa)으로 갈수록 북북서 계열의 바람이 서풍 계열의 바람으로 바뀌어 반시계 방향으로 회전하는 반전(backing) 현상이 나타나 한기 이류가 있음을 알 수 있다. 그리고 상하

층간(1000 hPa~700 hPa)의 풍속 차는 크게 나타나지 않았다. 호도그래프(Fig. 12e)를 보면, 습윤층에서의 바람 시어 벡터의 방향은 서남서-동북동 방향으로 나타난다.

마지막으로 T 모드 운열에 대한 단열선도(Fig. 12c)와 호도그래프(Fig. 12f)를 보면, T 모드 운열의 습윤층은 930~730 hPa 고도면에 위치하며, 하층(1000 hPa)에서의 북북서 계열의 바람이, 상층(700 hPa)에서는 서북서 계열의 바람으로 바뀌면서 반시계 방향으로 반전하고 있음을 알 수 있다. 그리고 습윤층의 상부로 갈수록 L 모드 운열과는 달리 풍속이 강화되는 것을 알 수 있다. 한편, 호도그래프에서 보여진 습윤층 내에서의 연직 바람 시어 벡터는 북동-남서 방향이며, 이는 계절풍이 부는 방향에 거의 직각으로 교차하는 T 모드 운열의 방향과 거의 일치한다. 따라서 T 모드

Fig. 12. Skew-T log-P diagrams and hodographs from the averages of the WRF outputs for domain 4 for the point of (a, d) L mode, (b, e) CCB, and (c, f) T mode valid at 1300 KST 1 February 2012. Blue shading indicates the sector in which $RH > 80\%$. Blue bold arrows indicate the vertical wind shear vectors, respectively (See text for details).

운역의 경우, 하층 바람은 북서 계열의 바람으로 계절풍과 일치하는 바람이 불지만 T 모드의 운열은 상하층간의 바람 시어 벡터 방향으로 배열되어 있음을 알 수 있다. 즉, 바람 시어 벡터의 방향이 운열이 배열된 방향과 관련이 있음을 보여준다. 이러한 연구 결

과는 해석학적인 이론연구를 한 Asai (1972)의 선형론에서 대류의 수치해와 그 고찰 결과로 이해되어 질 수 있다. 또한, Yagi and Uchiyama (1980)의 연구에서도 T 모드 구름이 발생한 경우, 습윤층인 900~700 mb의 시어 벡터가 T 모드 구름의 운열 방향과 자주 일

치한다고 하였다. Yagi (1985)는 u , v 가 고도에 따라 선형적으로 변하는 경우를 상정하여 2층의 비압축 모델을 사용해 해석해를 구하였다. 여기서 시어는 항상 대류를 억제하는 방향으로 움직인다. 그러나 억제효과 자체는 파수(wave number)의 크기 K 와는 관계없이, 파수 벡터 K 와 연직 시어 벡터가 직교할 때 없어지며, 이 때 대류는 가장 발달하게 되어 시어 벡터의 방향과 구름 운열이 일치함을 이론적으로 보여주었다.

5.6 유적(trajecory) 분석

한편, 본 연구를 위하여, 1일 1300 KST의 L 모드 운역과 대상수렴운 그리고 T 모드 운역의 하층 100 m ASL (Above Sea Level)에 위치한 공기덩이가 어떤 경로로 유입되었으며, 또한 상대적으로 따뜻하고 습한 동해상을 거치면서 공기덩이의 온위와 혼합비, 그리고 공기덩이의 고도에 어떠한 변화가 있는지, 그리고 어느 방향으로 흘러나가는지를 살펴보기 위하여 유적 분석을 수행하였다. 이러한 분석을 통하여 기단 변질과 관련되어 공기덩이로의 열과 수증기 공급을 알아보고자 한다. 여기서 공기덩어리의 이동 경로(유적)를 계산하기 위해 NCAR Graphics (National Center for Atmospheric Research Graphics)의 RIP (Read/Interpolate/Plot) V4.5 (Stoelinga, 2009)을 사용하였으며, 2 km 해상도의 D3 영역의 WRF 수치모의 결과자료를 이용하여 1 hr 간격의 유적을 계산하였다. 그리고 모든 변수

들은 시공간적으로 선형 내삽 하였고, 유적 시간 간격은 10분이다.

전(forward), 후방(backward) 유적 분석을 실시하기 위하여 처음으로 시작되는 공기덩이의 기준 고도는 모두 100 m ASL이며, 그 기준 지점은, L 모드의 운역에 해당하는 7개 지점(파란색), 대상수렴운에 해당하는 5개 지점(녹색), 그리고 T 모드의 운역에 해당하는 6개 지점(빨간색)이며, 기준 시각은 1일 1300 KST이다. 각 공기덩이들 간의 간격은 약 3.4 km이며, 공기덩이들의 기준 위치는 Fig. 13에 각각 표시되었다.

Figure 14는 2월 1일 1300 KST에 L 모드 운역(파란색 유적)과 대상수렴운(녹색 유적) 그리고 T 모드 운역(붉은색 유적)의 100 m ASL로 지나는 공기덩이의 유적을 각각 색깔별로 구분하여 보여주며, 주황색 실선은 Fig. 13에서 표시한 18개 지점의 위치를 나타내기 위하여 그 지점들을 연결한 선이다. L 모드 운역과 관련된 파란색 유적들을 보면, 공기덩이들이 평안도를 지나 우리나라 동한만을 거쳐 동해상으로 진출하며 이어서 일본 혼슈 쪽으로 이동하는 경로를 따르고 있음을 알 수 있다. 대상수렴운과 T 모드 운역과 관련된 녹색 유적들과 빨간색 유적들은 우리나라 두만강 부근과 함경북도 청진 부근을 거쳐 동해상으로 진출하며 이어서 일본 혼슈 쪽으로 이동하는 경로를 따르고 있다. 특히, 갈라진 기류가 울릉도 남동쪽 먼 해상에서 합류되기 이전까지의 이동경로를 살펴보면

Fig. 13. The dots in the L mode, CCB, and T mode indicate the points from which the backward and forward trajectories of the air parcels started at an altitude of 100 m ASL during the event (See the text for details). Blue box, green box, and red box indicates the area of longitudinal mode cloud zone, convergent cloud band, and transverse mode cloud zone, respectively.

Fig. 14. The backward and forward trajectories of the parcels passing over an altitude of 100 m ASL at the points (shown in Fig. 13) 1300 LST 1 February 2012. The orange solid line overlies these starting points. Hourly positions are indicated by the arrows.

Fig. 15. Time series of averaged altitudes, hourly potential temperatures and mixing ratios of the parcels following the backward and forward trajectories passing over the points at an altitude of 100 m ASL in the (a) L mode, (b) CCB, and (c) T mode at 1300 LST 1 February 2013, respectively (See text for details).

면, L 모드 운역으로 유입되는 공기덩이(파란색 유적)의 경우, 북쪽 산맥군의 왼쪽으로 돌아 나와 동해상에 유입되는 경로를, 그리고 대상수렴운을 포함한 T 모드 운역으로 유입되는 공기덩이(녹색 유적과 붉은색 유적)의 경우, 북쪽 산맥군의 오른쪽으로 우회하여 동해상으로 유입되는 경로를 따르는 것을 잘 볼 수 있다.

내륙에서 동해상을 거쳐 일본 혼슈 연안까지 공기덩이가 이동하면서 기단변질로 인하여 나타나는 온위와 혼합비의 변화를 알아보기 위해, Fig. 15에 L 모드 운역과 대상수렴운 그리고 T 모드 운역을 각각 통과하는 파란색, 녹색, 그리고 빨간색 유적의 각 시간별 위치에서의 고도, 온위, 그리고 혼합비를 각 유적의 색깔별로 산술평균하여 각 유적 별 시계열로 나타내었다. 이 시계열에서 점 부근에 있는 숫자 중에서 위에 있는 숫자는 온위를, 그 밑에 있는 숫자는 혼합비를 각각 나타낸다. 그리고 각 시계열의 x축(시간축)에 있는, 왼쪽 첫 번째 네모 모양의 표식은 처음으로 육지에서 해상으로 진출한 시각을 그리고 두 번째 네모 모양의 표식은 전, 후방 유적을 계산하기 위한 기준 시각으로 대상수렴운이 발달한 시간대이다. 먼저, 파란색 유적들(L 모드 운역 관련)의 각 시간별 위치에서의 평균된 공기덩이의 고도, 온위 그리고 혼합비를 보여주는 시계열(Fig. 15a)을 보면, 평안도를 지나 동한만 부근으로 이동하여 해상에 진입한 순간부터 기준 지점(Fig. 13 참조)에 도달할 때까지의 공기덩이의 이동거리는 약 318 km이며, 공기덩이가 해상으로 진입한 시각은 2월 1일 0700 KST이다. 기준 시각인 1일 1300 KST까지 해상에 체류한 시간은 약 6시간 정도이다. 1일 0700 KST의 온위와 혼합비는 각각 260.57 K, 0.63 g kg^{-1} 정도이며, 1300 KST의 온위는 268.46 K, 혼합비는 1.73 g kg^{-1} 이다. 6시간 동안에 변화된 온위와 혼합비는 각각 약 7.9 K와 1.10 g kg^{-1} 이며, 시간당 변화량으로 환산하면, 온위는 약 1.3 K h^{-1} 그리고 혼합비는 약 $0.18 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 이다. 이 공기덩이들은 해상으로 진입한 순간부터 약 150 m 고도 이하로 해수면 가까이 낮은 고도를 따라 이동하여 1300 KST에 100 m 상공을 지난 후 상승하기 시작하여 최대 약 2600 m 고도까지 상승하였다.

Figure 15b는 녹색 유적들(대상수렴운 관련)의 각 시간별 위치에서의 평균된 공기덩이의 고도, 온위 그리고 혼합비를 보여주는 시계열이다. 공기덩이가 두만강 하류 부근의 해상으로 진입한 순간부터 기준 지점(Fig. 13 참조)에 도달할 때까지의 거리는 약 339 km이고, 공기덩이들이 육지에서 해상으로 진입한 시간대는 2월 1일 0500 KST이다. 공기덩이들은 기준 시각인 1일 1300 KST까지 약 8시간 정도 해상에 체류하였다. 공기덩이가 처음 해상에 진입했을 때의 온위와 혼합비는 각각 257.56 K, 0.39 g kg^{-1} 정도이며, 1300

KST에는 온위는 267.32 K, 혼합비는 1.94 g kg^{-1} 정도이다. 8시간 동안에 변화된 온위와 혼합비는 각각 약 9.8 K와 약 1.6 g kg^{-1} 정도이며, 시간당 변화량으로 보면, 온위는 약 1.2 K h^{-1} 그리고 혼합비는 약 $0.2 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 이다. 이 공기덩이들은 파란색 유적의 공기덩이들처럼 해상으로 진입한 순간부터 약 250 m 고도 이하로 해수면 가까이 낮은 고도를 따라 이동하였다.

Figure 15c는 빨간색 유적들(T 모드 운역 관련)의 각 시간별 위치에서의 평균된 공기덩이의 고도, 온위 그리고 혼합비를 보여주는 시계열이다. 공기덩이가 두만강과 함경북도 청진에서 빠져나와 해상에 진입한 순간부터 기준 지점(Fig. 13 참조)에 도달할 때까지의 거리는 약 335 km이다. 공기덩이들이 육지에서 해상으로 진입한 시간대인 2월 1일 0500 KST부터 기준 시각인 1일 1300 KST까지 약 8시간 정도 해상에 체류하였다. 1일 0500 KST의 온위와 혼합비는 각각 259.72 K, 0.34 g kg^{-1} 정도이며, 1300 KST의 온위는 267.07 K, 혼합비는 1.60 g kg^{-1} 정도이다. 8시간 동안에 변화된 온위와 혼합비는 각각 약 7.35 K와 약 1.26 g kg^{-1} 정도이며, 시간당 변화량으로 보면, 온위는 약 0.92 K h^{-1} 그리고 혼합비는 약 $0.16 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 이다. 그리고 해상으로 진입한 시간대의 공기덩이의 고도는 약 900 m 정도로, 비교되는 파란색과 녹색 유적의 공기덩이의 고도에 비해 상대적으로 높은 고도이었으며, 점차 하강하여 1300 KST에 100 m 고도를 지난 후, 다시 상승하여 최대 약 2500 m 고도로 이동하였다.

이러한 결과들을 정리하면, 내륙에서 출발하여 동해상을 거쳐 L 모드 운역과 대상수렴운의 대기 저층으로 유입된 공기덩이들이 겪은 온위와 혼합비의 변화량이 T 모드 운역의 대기 저층으로 유입된 공기덩이들이 겪은 변화량보다 컸다. 그 이유는 L 모드 운역과 대상수렴운으로 이동해온 공기덩이들이 약 150~250 m 이하의 낮은 고도로 해수면에 보다 가깝게 이동한 반면에, T 모드 운역으로 이동해온 공기덩이들은 상대적으로 보다 높은 고도로 해수면 상공을 통과하면서 열과 수증기의 공급을 덜 받은 것으로 해석할 수 있다. 또한, 대상수렴운의 공기덩이들의 온위와 혼합비가 L 모드 운역의 공기덩이들의 온위와 혼합비보다 큰 이유는 대상수렴운으로 이동해온 공기덩이의 해상 체류시간이 L 모드 운역으로 이동해온 공기덩이들보다 상대적으로 더 길었기 때문에 그만큼 더 많은 열과 수증기를 해수면으로부터 공급받았기 때문이다. 이에 따라 대상수렴운으로 이동해온 공기덩이들이 기단변질을 가장 많이 겪었음을 알 수 있었다.

6. 요약 및 결론

본 연구에서는 2012년 2월 1일에 동해상에서 떠 모

양으로 형성된 대상수렴운(convergent cloud band)과 그 주위의 구름을 대상으로, 종관 및 위성자료 그리고 고분해능의 WRF 수치모의 결과자료를 이용하여 대상수렴운의 구조와 대상수렴운이 발달하였을 때의 대기 상태를 분석하였다.

MTSAT-2 위성영상과 ASCAT 해상풍 영상을 고분해능(최대 약 660 m) WRF 수치모의 결과자료와 비교·분석한 결과, 모델이 대상수렴운 및 배경 기상장을 실제와 유사하게 잘 모의하였음을 알 수 있어, 이 WRF 수치모의에서 나온 결과물들을 이용한 진단분석이 기상학적인 의미가 있음을 확인하였다. 종관 및 비종관 분석에 의한 결과들 중 대상수렴운의 대기 저층에서는 수렴, 고도 약 1.5 km 이상에서는 발산이 나타나는 대류순환의 특징, 그리고 L 모드와 T 모드 구름의 경우, 습윤층 내에서의 연직 바람 시어 벡터의 방향에 의해 운열의 방향이 결정되는 분석 결과들은 기존의 연구들과 잘 일치하였다.

한편, 고분해능 WRF 수치모의 결과자료를 보면, 대상수렴운을 따라 하층수렴에 의해 생성된 meso- γ 규모의 양의 와동(최대 와도: 약 $320 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)들이 줄지어 배열되어 있음을 볼 수 있다. 이는 대상수렴운이 하층수렴에 의해 생성된 소규모 와동들과 아주 밀접한 관련이 있음을 보여주는 것으로 meso- β 규모로 분석한 기존 연구와 차별되는 점이다.

대상수렴운에 대한 상당온위의 연직 구조에서는, 해수면 저층 부근에서는 다소 강한 대류 불안정층이 존재하고 대상수렴운의 중심부근에서 대략 0.2~1.5 km 고도에서는 대류 불안정이 해소되어 중립역이 위치한다. 그리고 약 0.7 km 고도와 약 1.5 km 고도에서 다른 운역들 보다 훨씬 높은 7 K h^{-1} 와 13 K h^{-1} 이라는 응결열이 각각 방출되어 대류 활동이 가장 활발하게 이루어지고 있음을 보여주었다.

공기덩이의 이동 경로와 이에 따른 기단변질 정도를 파악하기 위하여 수행한 유적 분석에서는 대상수렴운과 T 모드 운역의 공기덩이들이 같은 이동경로를 따르고 있으며, L 모드 운역의 공기덩이들은 대상수렴운과 T 모드와는 다른 이동경로를 따르고 있음을 확인하였다. 특히, L 모드 운역으로 유입되는 공기덩이의 경우, 북쪽 산맥군의 왼쪽으로 돌아 나와 동해상에 유입되는 경로를, 그리고 대상수렴운을 포함한 T 모드 운역으로 유입되는 공기덩이의 경우, 북쪽 산맥군의 오른쪽으로 우회하여 동해상으로 유입되는 경로를 따르는 것을 잘 볼 수 있었다. 또한, L 모드 운역과 대상수렴운의 대기 저층으로 이동해온 공기덩이들이 T 모드 운역의 대기 저층으로 유입된 공기덩이들보다 더 낮은 고도(약 150~250 m 고도 이하)로 해수면 가까이 이동하면서 열과 수증기의 공급을 더 많이 받아 온위와 혼합비의 변화가 더 컸음을 알 수 있

었다.

종합적으로 대상수렴운이 발달하는 과정을 보면, 1) 종관 규모 시스템(겨울 몬순)에 의해 북쪽 산맥군으로 차갑고 강한 북서 계열의 기류가 유입된다. 2) 유입된 차가운 기류는 북쪽 산맥군의 지형에 의해 두 기류로 분리된다. 3) 분리된 두 기류는 풍하측(동해면 바다)에서 합류하면서 중규모의 강한 하층 수렴역이 조직적으로 형성되며, 이 수렴역에서는 수렴에 따른 강한 상승운동이 존재한다. 4) 또한 이 수렴역으로 차가운 공기가 합류되는 과정에서 공기가 상대적으로 따뜻한 해수면을 만나 열과 수증기의 공급을 받아 해수면 근처에서 초단열감습 상태가 되어 불안정해진다. 5) 불안정이 해소되면서 기단변질에 따른 적운 계열의 구름발생을 촉진함에 따라 대류운이 강하게 발달하게 되어 띠 모양의 대상수렴운이 발달하고 조직화되었다.

향후, 대상수렴운이 형성되는 데 영향을 주는 주요 인자들(해수면온도, 산악지형 그리고 육지와 해양의 열적 대비 등)을 수치모의 실험을 통하여 밝힐 필요가 있으며, 또한, 대상수렴운에 대한 운물리적인 분석이 추가로 요망된다. 그리고 이러한 눈구름들에 대한 연구의 활성화를 위해 동해상에서의 특별관측이 절실히 필요하다고 본다.

감사의 글

본 연구는 2012년 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2012-6100)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning the direction with height. *J. Japan Meteor. Soc.*, **50**, 525-532.
- , 1988: Meso-scale features of heavy snowfalls in Japan Sea coastal regions of Japan. *Tenki*, **35**, 156-161 (in Japanese).
- Cho, K.-H., 2008: The statistical forecasting of topographic precipitation at wintertime for the Yeongdong region : A conceptual model approach. *Kangnung National University*, 143 pp (in Korea with English abstract).
- Choi, W., J.-G. Lee, and Y.-J. Kim, 2013: The impact of data assimilation on WRF simulation using surface data and radar data : Case study. *Atmosphere*, **23**, 143-160 (in Korea with English abstract).
- Chung, K.-B., J.-Y. Kim, and T.-Y. Kwon, 2004: Characteristics of lower-tropospheric wind related with winter precipitation in the Yeongdong region. *J. Korean Meteor. Soc.*, **40**, 369-380 (in Korea with English abstract).

abstract).

- Eito, H., M. Murakami, C. Muroi, T. Kato, S. Hayashi, H. Kuroiwa, and M. Yoshizaki, 2010: The structure and formation mechanism of transversal cloud bands associated with the Japan-Sea polar-airmass convergence zone. *J. Japan Meteor. Soc.*, **88**, 625-648.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129-151.
- Hozumi, K., and M. Choji, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. *J. Japan Meteor. Soc.*, **62**, 522-533.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170-181.
- Kim, J.-E., T.-Y. Kwon, and B.-Y., Lee, 2005: Characteristics of sensible heat and latent heat fluxes over the East Sea related with Yeongdong heavy snowfall events. *Ocean and Polar Research*, **27**, 237-250 (in Korea with English abstract).
- Lee, H., and T.-Y. Lee, 1994: The governing factors heavy snowfalls in Yeongdong area. *J. Korean Meteor. Soc.*, **30**, 197-218 (in Korea with English abstract).
- Lee, J.-G., 1999: Synoptic structure causing the difference in observed snowfall amount at Taegwallyong and Kangnung: Case study. *J. Korean Meteor. Soc.*, **35**, 319-334 (in Korea with English abstract).
- _____, and J.-S., Lee, 2003: A numerical study of Yeongdong heavy snowfall events associated with easterly. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 475-490 (in Korea with English abstract).
- _____, and Y.-J., Kim, 2008: A numerical case study examining the orographic effect of the Taebaek Mountains on snowfall distribution over the Yeongdong area. *Atmosphere*, **18**, 143-160 (in Korea with English abstract).
- _____, 2009: A numerical case study examining the orographic effect of the northern mountain complex on snowfall distribution over the Yeongdong region. *Atmosphere*, **19**, 345-370 (in Korea with English abstract).
- Lee, J.-G., S.-D. Kim, and Y.-J. Kim, 2011: A trajectory study on the heavy snowfall phenomenon in Yeongdong region of Korea. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **47**, 45-62.
- Lee, J.-W., and S.-Y. Hong, 2006: A numerical simulation study of orographic effects for a heavy rainfall event over Korea using the WRF model. *Atmosphere*, **16**, 319-332 (in Korea with English abstract).
- Lee, T.-Y., and Y.-Y. Park, 1996: Formation of a mesoscale trough over the Korean peninsula during an excursion of Siberian high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 299-323.
- _____, Y.-Y. Park, and T.-L., Lin, 1998: A numerical modeling study of mesoscale cyclogenesis to the East of the Korean peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2305-2329.
- Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi, and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; A numerical experiments. *J. Japan Meteor. Soc.*, **64**, 841-855.
- _____, 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; A prediction experiments. *J. Japan Meteor. Soc.*, **65**, 871-883.
- _____, 1992: Modeling case study of the Japan-Sea convergent cloud band in a varying large-scale environment: evolution and upscale effect. *J. Japan Meteor. Soc.*, **70**, 649-671.
- Ohtake, H., M. Kawashima, and Y. Fujiyoshi, 2009: The formation mechanism of a thick cloud band over the northern part of the Sea of Japan during cold air outbreaks. *J. Japan Meteor. Soc.*, **87**, 289-306.
- Park, S.-Y., and T.-Y. Lee, 2003: A case study on the dependence of simulated cumulus convection on horizontal grid size. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 379-396 (in Korea with English abstract).
- Park, Y.-Y., 2002: Role of parameterized convection in the simulation of heavy rain over the Korean Peninsula. Ph. D. thesis, yonsei university, 200 pp (in Korea with English abstract).
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note TN-475+STR*, 125 pp.
- Stoelinga, M. T., 2009: A users' guide to RIP version 4: A program for visualizing mesoscale model output. [Available online at <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/ripug.htm>], 82 pp.
- Yagi, S., and T. Uchiyama, 1980: Analysis of large-scale cloud pattern with transverse mode and consideration on mechanism of it formation. Extended abstract, *Tech. Conf. C.A.W.P.A. Guangzhou 15-20, Dec. 1980*, 57-60.
- _____, 1985: Large scale snow clouds with roll axes roughly perpendicular to the direction of winter monsoon burst: Observational studies of convective cloud roll axes and some theoretical consideration. *Tenki*, **32**, 27-39 (in Japanese).

_____, T. Muramatsu, T. Uchiyama, and N. Kurokawa, 1986: Convergent and cloud' and 'Cb-Cu line' over Japan Sea affected by topographic features in the coast of the Asian continent. *J. Japan Meteor. Soc.*, **33**, 453-465 (in Japanese).

Yoshizaki, M., T. Kato, H. Eito, and S. Hayashi, 2004: An

overview of the field experiment "Winter Mesoscale Convective Systems (MCSs) over the Japan Sea in 2001", and comparisons of the cold-air outbreak case (14 January) between analysis and a non-hydrostatic cloud-resolving model. *J. Japan Meteor. Soc.*, **82**, 1365-1387.