

역전층이 영동 지역의 활강풍에 미치는 영향에 관한 민감도 수치실험 연구

이재규* · 인소라

강릉원주대학교 대기환경과학과

(2009년 11월 3일 접수; 2009년 12월 1일 승인)

A Numerical Sensitivity Experiment of the Downslope Windstorm over the Yeongdong Region in Relation to the Inversion layer of Temperature

Jae Gyo Lee* and So-Ra In

Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju
National University, Gangneung 210-702, Korea

(Manuscript received 3 November 2009; in final form 1 December 2009)

Abstract

A sensitivity study has been performed using ARPS (Advanced Regional Prediction System) version 5.2.10 in a downslope windstorm case of 12-13 February 2006. The purpose of this study was to find out the role of the inversion layer of temperature mainly in relation to the strength of the downslope winds over the Yeongdong region located downstream of the Taebaek mountains. Under the conditions of N (Brunt-Väisälä frequency)=0.008 and $N=0.016$, the effects of the presence of the inversion layer, its variation of height of the layer, and the depth of the layer were identified. The sensitivity experiments suggested that the inversion layer effected the downstream wind speed of the mountains under both conditions of $N=0.008$ and $N=0.016$, and notably when the inversion layer was located near the mountain crest the downstream wind speed of the mountains was strong ($\sim 27 \text{ ms}^{-1}$) only under the condition of $N=0.016$. In addition, when the atmosphere was rather stable ($N=0.016$) and the depth of the layer was relatively thin (765 m) the downstream wind speed of the mountains was the strongest ($\sim 30 \text{ ms}^{-1}$) among the sensitivity experiments.

Key words: sensitivity experiments, downslope windstorm, Taebaek Mountains, inversion layer

1. 서론

주로 봄과 가을철에 남고북저형의 기압 배치하에서 편서풍이 태백산맥으로 지속적으로 유입될 때 태백산맥의 풍하측에 위치한 영동 지역은 강한 활강풍이 나타난다. 이러한 강풍은 일종의 편 현상을 겪으면서 형

성되기 때문에 몹시 건조하여 영동 지역의 습도를 아주 낮게 하여 산불이 쉽게 발생할 수 있는 대기 상태를 만들고, 산불이 발생한 후에는 빠른 속도로 산불을 확산시켜 많은 피해를 발생시키기도 한다. 예를 들어, 2000년도 4월 12일에 삼척에서 발생한 산불로 영동 지역은 재산상의 큰 피해를 입었으며, 최근 들어서는 2005년 4월 5일에 발생한 양양 산불로 낙산사가 소실되고 이재민이 발생하는 등 이전보다도 더 큰 피해가 발생하기도 하였다. 이에 따라 태백산맥의 풍하측에서 형성되는 강한 활강풍에 대한 많은 관심이 집중되고 있다.

그런데 이러한 활강 강풍이 형성되기 위해서는 1) 될 수 있으면 산맥의 축에 대하여 수직에 가깝게 바람

*Corresponding Author: Jae Gyo Lee, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, College of Sciences, Gangneung-Wonju National University, Gangneung 210-702, Korea.
Phone: +82-33-640-2322, fax: +82-33-640-2320
E-mail: ljgyoo@kangnung.ac.kr

이 불어야 하며 산 정상 부근에서의 풍속은 지형의 크기에 따라 다소 다르지만 적어도 $7\sim 15\text{ ms}^{-1}$ 를 초과하여야만 하고, 2) 산 정상 부근으로는 역전층이나 강한 안정층이 존재하여야 한다고 하였다. (Durrant, 1990; Colson, 1974; Brinkmann, 1974).

그리고, Glickman(2000)은 활강 강풍의 발생 조건으로, 산 높이가 적어도 1 km 이상 되어야 하며, 또한 풍상측보다 풍하측에서의 경사가 더 급격하여야 한다고 하였다. 나아가서, 이러한 활강 강풍이 잘 일어나기 위해서는, 산 정상위에서 가로지르는 기류의 풍속이 고도에 따른 급격한 바람 시어가 없는 상태에서 산맥을 가로지르는 종관 규모의 강한 기류가 요구된다고 하였다.

이재규(2003)는 강한 활강풍이 발생하였던 1996년 2월 11일 사례에 대한 수치모의를 통하여, 영동 지역에서 발생하는 강한 활강풍은 Holton(1992)이 제안한 물뿔 현상으로 설명하였다. 즉, 임계 이하적 흐름이 풍상측 경사면을 따라 상승하면서 풍속 증가와 중력파의 속력이 줄어들음에 따라 산의 정상에서 흐름이 임계 초과적 흐름으로 바뀌어 풍하측 경사면을 따라 내려가면서 계속 가속되어지며, 이러한 가속이 난류적 물뿔(turbulent hydraulic jump)을 겪으면서 주변의 임계 이하적 조건에 기류가 적응할 때까지 지속되어져, 산맥의 풍하측에 위치한 영동 지역에서 강한 활강풍이 발생한 것으로 설명하였다. 그런데 이러한 물뿔 현상과 관련하여 산 정상 고도 부근에 위치한 역전층의 존재는 강한 활강풍을 일으키기에 좋은 배경을 제공한다고 하였다 (Klemp and Lilly, 1975; Hoinka, 1985; Durrant, 1986; Saito and Ikawa, 1991). 김정훈과 정일웅(2006)은 2005년 4월 5일의 영동 지역 강풍 사례를 대상으로 한 수치모의 민감도 실험에서, 산의 고도가 높아짐에 따라 파동 파괴와 물뿔 현상이 더욱 강화됨을 보여 주었고, 또한 풍하측에서의 활강풍의 크기를 결정짓는 인자는 풍상측 연직 2~4 km 상공에서 유입되는 기류의 풍속이라고 하였다. 장욱과 전해영(2008)은 지난 30년간(1976-2005년) 강릉 지역의 풍속 자료를 분석하여 통계적인 특성을 파악하여 최근 10년 동안 평균보다 표준편차 이상의 풍속을 초과한 날의 비율이 다소 증가함을 보여 주었고, 강풍으로 선정된 사례의 풍상측인 오산 프로파일 자료를 분석하여 강풍 발생 매커니즘인 물뿔 매커니즘, 부분반사 매커니즘, 임계고도 반사 매커니즘으로 분류한 후, 2차원 수치 실험을 실시한 결과, 각 매커니즘의 특성이 잘 재현되고 있으며, 풍상측 자료를 이용한 매커니즘의 분류가 의미가 있다고 하였

다. 그리고 온위의 불연속면을 역전층으로 설정하여 해석적인 접근을 통하여 풍하측 강풍의 형성에 역전층이 부분적으로 영향을 미쳤음을 보여주었다.

이재규(2005)는 강한 활강풍이 발생하였던 1996년 2월 11일 사례에 대한 다양한 수치모의 실험에서 풍하측 영동 지역의 경사면에서의 강한 활강풍과 가장 관련이 있는 요인으로는 태백산맥의 비대칭성과 풍하측의 급격한 경사면이 중요한 요인이었고, 그 다음으로는 역전층이 중요한 요소라고 국내에서 처음으로 언급하였다. 실제로, 예보 현장에서는 역전층의 존재 유무 또는 역전층의 고도 그리고 역전층의 두께 정도에 따라 활강풍의 크기가 어떻게 변할 것인지가 예보에 있어 큰 관심 사항 중에 하나이다. 따라서 보다 예보적인 관점에 초점을 맞추어, 대기 안정도와 역전층의 높이, 역전층의 두께, 역전층의 존재 유무가 활강풍의 크기에 어떠한 영향을 끼칠 것인지를, 중규모 모델인 ARPS를 이용한 수치모의 실험을 통하여 알아내는 것이 이 연구의 목적이다. 참고로, 역전층의 두께 변화에 따른 풍하측의 풍속변화에 대한 연구는 국내외적으로 처음 시도되는 것으로 알고 있다. 이 수치 실험을 위하여 남고북저형의 지상기압 패턴하에서 지형적인 영향으로 풍하측인 영동 지역에서 발생한 2006년 2월 12~13일 강풍 사례를 선정하였다.

2. 강풍 사례

영동 지역에 강하게 바람이 불었던 2006년 2월 13일 0900 LST 지상일기도(Fig. 1)를 보면, 일본 큐슈 지역 부근에 고기압의 중심이 위치하며, 중국 화북 지역부근에 저기압의 중심이 위치하는 전형적인 남고북저형의 기압 배치 하에서 풍하측인 영동 지역에서 바람이 강하게 불었음을 알 수 있으며, 이러한 남고북저형의 기압 배치하에서 강한 활강풍이 부는 경우는 여러 연구 사례에서도 볼 수 있다(이재규, 2003, 2005; 김정훈과 정일웅, 2006). 한반도에서는 남북으로 기압 경도가 강화되면서 남서 계절의 바람이 지속적으로 강하게 불었으며, 특히 강릉에서의 순간 최대풍속은 25.7 ms^{-1} 였다. 이 사례에 대해 더 자세히 보기 위하여 태백산맥의 풍상측에 위치한 원주와 산 정상 부근에 위치한 대관령, 그리고 풍하측 지역인 강릉의 풍향과 풍속을 비교해 보았다. Fig. 2는 2006년 2월 12일~14일의 관측된 풍속과 풍향을 보여준다. 여기서 원주, 대관령, 강릉에서의 풍속을 나타낸 Fig. 2a를 보면, 풍상측인 원주에서는 이

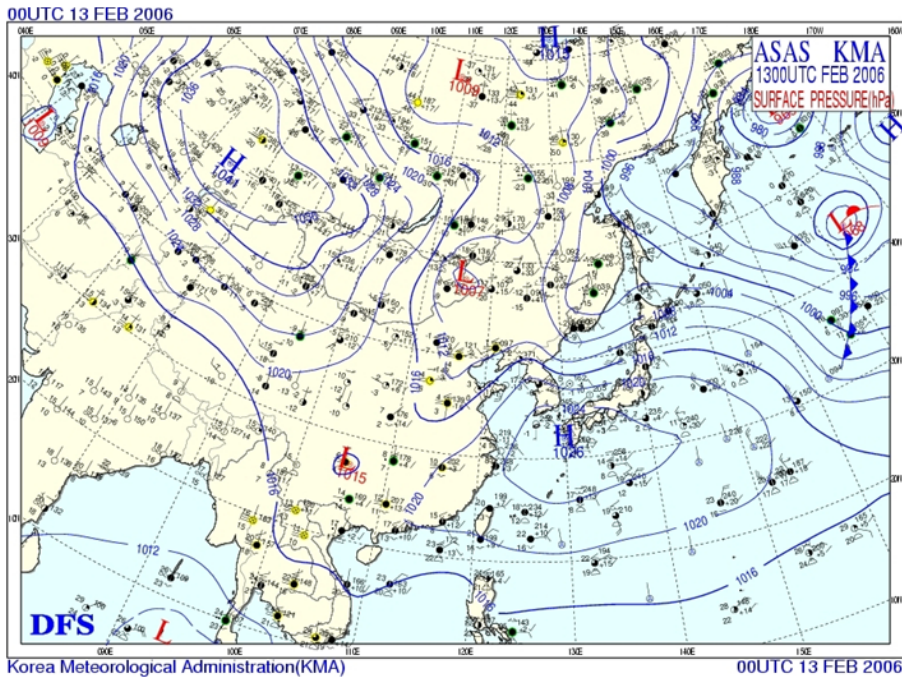


Fig. 1. Surface synoptic chart at 0000 UTC 13 February 2006.

기간 동안에 풍속이 약 $1\sim 3\text{ ms}^{-1}$ 정도로 약한 바람이 불었으나, 고산 지대에 위치한 대관령과 풍하측인 강릉에서는 약 $2\sim 15\text{ ms}^{-1}$ 정도로 강한 바람이 불었음을 알 수 있는데, 이러한 풍속의 큰 차이는 태백산맥의 지형 효과와 연관되어 일어난 것임을 잘 알 수 있다.

풍하측에 위치한 강릉의 경우, 2006년 2월 13일 0000 LST부터 13일 2000 LST까지 약 8 ms^{-1} 이상의 바람이 20 시간 정도 유지되었으며, 특히 13일 0900 LST경에 약 15 ms^{-1} 정도의 가장 강한 바람(정시 관측을 기준)이 불었는데, 이 때 원주는 약 3 ms^{-1} 정도의 약한 바람이 불었다. 원주, 대관령, 강릉에서의 풍향을 나타낸 Fig. 2b를 보면, 풍속이 강했던 대관령과 강릉에는 주로 남서풍 계열의 강한 바람이 불었으며, 상대적으로 풍속이 아주 약했던 원주는 북동 계열의 바람과 서풍 계열의 바람이 혼재하여 뚜렷한 주 풍향이 없음을 알 수 있다.

3. 실험 개요

3.1 모델

민감도 실험을 위하여 사용한 모델은 CAPS(Center

for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma)에서 개발한 ARPS5.2.10(Advanced Regional Prediction System)이다(Xue *et al.*, 1995). 이 모델은 비정역학 모델로서, 수 m에서 수 백 km의 규모에 이르는 다양한 대기 현상을 나타내는데 적합한 모델로서 강풍 현상의 수치모의에 활용되고 있다.

이 모델에서는 압축성 대기의 방정식이 사용되므로 변수들의 시간 경향 항 중 이동 속력이 큰 음파와 관련된 항은 작은 시간 간격(3초)으로 적분하는 시간 분할 방법(Time-splitting method)을 사용하였다. 큰 시간 간격(6초) 적분은 등넘기(Leap-Frog) 시간 차분법을 이용하였으며, 작은 시간 간격으로 적분하는 경우, 안정적인 Crank-Nicolson 방법을 사용하였다. 그리고 모든 이류 계산에 4승 차수(fourth order)의 공간 차분을 적용하였다. 자세한 내용은 이재규(2005)의 논문에서 언급한 바가 있다.

3.2 모의 설계

영동 지역의 강풍 현상을 모의하기 위하여 태백산맥의 실제 지형을 하층 경계로 하여 모델에 반영한 3차원 모의를 하였으며, 모의 설계와 관련된 기본 사항은

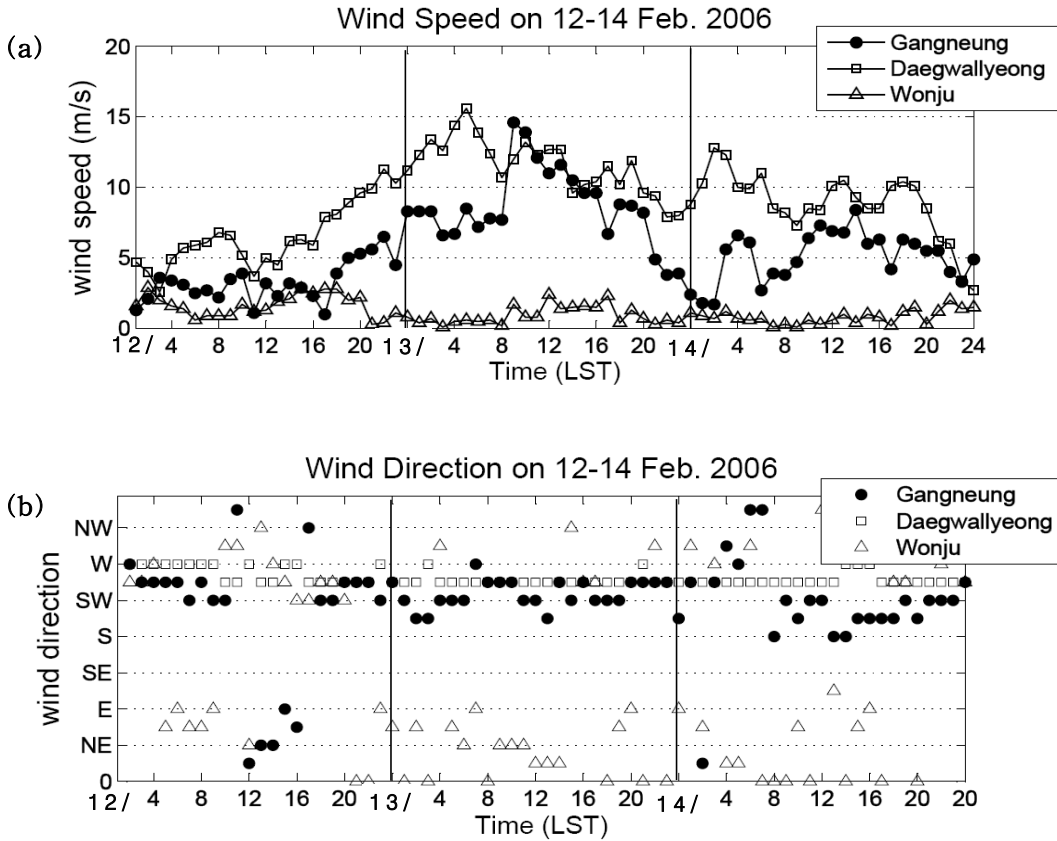


Fig. 2. The time series of (a) wind speed and (b) wind direction at Gangneung, Daegwallyeong and Wonju for the period of 12-14 February 2006.

이재규(2005)의 설계와 거의 같다. 주요 사항을 언급하면, 수평격자는 동서, 남북 모두 4 km 간격으로 동서 및 남북 방향으로 각각 228개이다. 연직 격자는 30개이며 기본적인 연직 격자의 간격은 500 m이다. 최하층의 고도는 20 m이며 점차 상층으로 갈수록 쌍곡선 탄젠트(Hyperbolic tangent)함수에 의해 격자 간격이 늘어나도록 하였다. 모델 영역의 중심은 129.0 E, 37.5 N으로 하였고 계산 영역은 동서로 900 km, 남북으로 900 km 그리고 연직으로 15 km이다. 영역내의 지형 자료는 CAPS에서 제공한 30초 간격(약 1 km)의 자료를 사용하였다.

기준 실험(control experiment)의 경우, 풍상측에 위치한 오산의 연직 탐측 자료를 이용하여 연직 방향으로 내삽 하였고, 모델의 수평 영역에 대해서도 열역학 및 운동량 변수가 수평적으로 균일하게 입력되도록 하였다. 측면 경계 조건은 Durran (1983)의 복사 경계 조건을 사용하였으며 상부와 하부 경계 조건은 딱딱한

벽(rigid wall) 조건을 선택하였으며, 중력파가 모델 상부 경계에서 반사되는 것을 완화하기 위하여 고도 12 km로부터 상부 경계인 15 km 까지의 3 km를 레일레이 완화 층(Rayleigh damping layer)으로 설정하여 16 시간 적분하였다. 수치모의 실험(control experiment)을 위하여 기준 모의에 사용된 초기 기본 장으로 2006년 2월 12일 1200 UTC의 오산 상공의 바람 및 온도 자료(Fig. 3a와 3b)를 이용하였다. 참고로, 이 연구에서는 대기 성층의 안정도와 역전층의 변화에 따른 민감도 실험이기 때문에 자료동화 시스템을 사용하지 않았다. 그리고 대기의 연직 구조를 체계적으로 쉽게 변화시킬 수 있도록 한 지역의 연직 자료가 수평적으로 균일하게 입력되도록 하였다.

이 수치 실험 연구에서는 표준 대기보다 대기 안정도가 다소 낮을 때와 높을 때, 역전층의 존재 유무, 역전층의 두께 그리고 역전층의 높이가 풍하측에서의 풍속에 미치는 영향을 알아보려고 하였다. 따라서 이 연

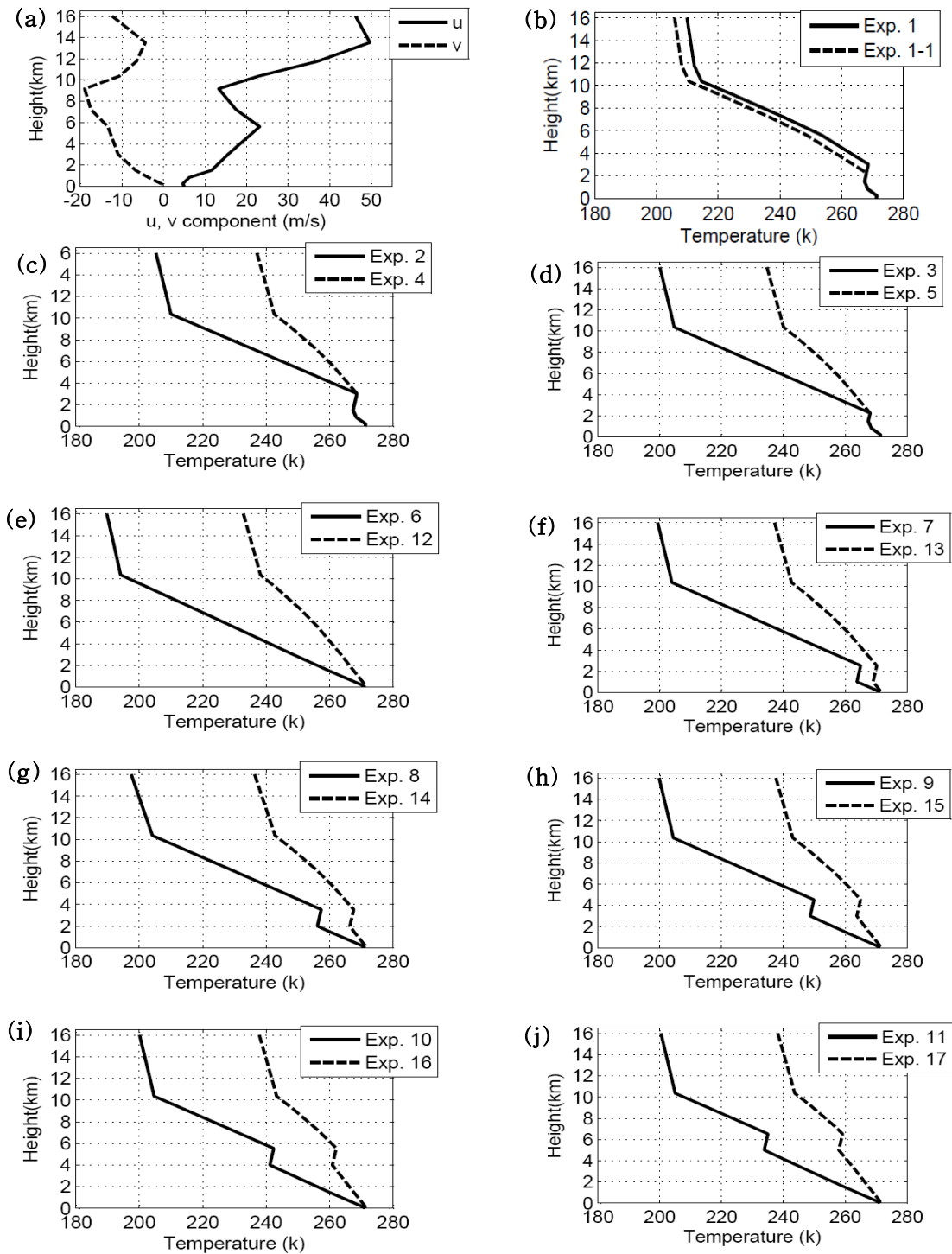


Fig. 3. Initial soundings at 1200 UTC 12 February 2006 at Osan for (a) u and v wind components and (b) temperature (solid line) for Exp. 1. Initial soundings of temperature for the sensitivity experiments for (b) Exp. 1-1 (dotted line), (c) Exp. 2 and Exp. 4, (d) Exp. 3 and Exp. 5, (e) Exp. 6 and Exp. 12, (f) Exp. 7 and Exp. 13, (g) Exp. 8 and Exp. 14, (h) Exp. 9 and Exp. 15, (i) Exp. 10 and Exp. 16, and (j) Exp. 11 and Exp. 17.

Table 1. Specifications of 18 initial conditions for sensitivity experiments.

Numerical Exp.	(Stability) Brunt-Väisälä frequency, N	Height of inversion
Exp. 1	obs.	1,496 - 3,026 m
Exp. 1-1	obs.	1,496 - 2,261 m
Exp. 2	0.008 s^{-1} between 3,026 m and 10,000 m	1,496 - 3,026 m
Exp. 3	0.008 s^{-1} between 2,261 m and 10,000 m	1,496 - 2,261 m
Exp. 4	0.016 s^{-1} between 3,026 m and 10,000 m	1,496 - 3,026 m
Exp. 5	0.016 s^{-1} between 2,261 m and 10,000 m	1,496 - 2,261 m
Exp. 6	0.008 s^{-1}	No inversion
Exp. 7	0.008 s^{-1}	1,000 - 2,530 m
Exp. 8	0.008 s^{-1}	2,000 - 3,530 m
Exp. 9	0.008 s^{-1}	3,000 - 4,530 m
Exp. 10	0.008 s^{-1}	4,000 - 5,530 m
Exp. 11	0.008 s^{-1}	5,000 - 6,530 m
Exp. 12	0.016 s^{-1}	No inversion
Exp. 13	0.016 s^{-1}	1,000 - 2,530 m
Exp. 14	0.016 s^{-1}	2,000 - 3,530 m
Exp. 15	0.016 s^{-1}	3,000 - 4,530 m
Exp. 16	0.016 s^{-1}	4,000 - 5,530 m
Exp. 17	0.016 s^{-1}	5,000 - 6,530 m

구에서는 Table 1에 제시한 18가지의 조건을 주어 실험을 하였고, 모든 실험에서 바람 장은 오산 상공의 바람 값을 기본 값으로 그대로 사용 하였고, 연직적인 온도 분포는 Table 1에 제시한 대로 다양하게 변화시켰다. 여기서 수치 실험을 위하여 대기의 안정도를 반영하는 Brunt-Väisälä frequency, $N(\sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}})$ 의 값을 0.008 s^{-1} 와 0.016 s^{-1} 로 두 가지로 설정하였다. 이러한 값으로 설정한 이유는 장욱과 전해영(2008)의 연구에서 30년간(1976-2005년) 강릉에서 강풍이 발생하였을 때의 대기 하층에서의 N 의 평균값의 경우, 가장 작을 때가 0.008 s^{-1} 이었고, 가장 클 때가 0.016 s^{-1} (실제로 가장 클 때가 0.018 s^{-1} 이었으나, 사례가 아주 작아, 그 다음 큰 값인 0.016 s^{-1} 이었던 경우가 많아, 이 값을 가장 큰 값으로 하였음)이어서, 가장 작은 값과 큰 값인 0.008 s^{-1} 와 0.016 s^{-1} 를 수치 실험에 사용하는 N 값으로 설정하였다.

각 실험별 초기 조건의 바람과 기온의 연직 프로파일은 Fig. 3에서 볼 수 있다. 여기서 각 실험별 설정 조건을 크게 분류해보면, 1) 안정도와 관련된 N 의 값이 다를 때, 2) 역전층의 존재 유무, 3) 역전층 고도의 위치 그리고 4) 역전층의 두께가 다른 경우를 염두에 두고 다음과 같이 설정하였다. 먼저, Exp. 1은 기준 실험으로 풍상측에 위치한 오산의 연직 탐측 자료를 그대

로 이용하였으며, 이 당시 역전층은 1,496~3,026 m에 위치하였으며, 역전층의 두께는 1,530 m, 그리고 역전층의 강도는 $N \approx 0.02$ 정도이었다. 아래의 모든 실험에서 역전층의 강도는 모두 이와 같이 하였다. 한편 지상에서 역전층 하부까지 N 은 약 0.0158 s^{-1} 이었고, 역전층 위로부터 약 10 km 고도내에서 N 은 약 0.0097 s^{-1} 이었다. 역전층을 기준으로 역전층 아래는 표준 대기의 N 인 0.012 s^{-1} 이 보다 다소 안정하고, 역전층 위는 표준 대기보다 다소 불안정한 상태였다. 참고로 Saito와 Ikawa(1991)의 풍하측 강풍 사례(Yamaji-kaze)의 경우, 역전층은 1,090~1,610 m에 위치하였고, 역전층의 두께는 520 m, 그리고 역전층의 강도는 $N=0.0226$ 이었다.

Exp. 1부터 Exp. 17에서 사용된 풍향과 풍속은 앞에서 언급한 대로 오산 연직 탐측 자료를 이용하였으며, Fig. 3a에서 볼 수 있다. 또한, 모든 실험(Exp. 1~Exp. 17)의 경우, 약 10 km 이상의 고도(권계면 이상의 고도)에서는 오산의 연직 탐측 자료에서 얻어진 평균 값인 $N=0.02$ 로 설정하였다. Exp. 1-1의 경우, Exp. 1과 같으나 단지 역전층의 두께를 1/2로 하여 수치모의 하였다. Exp. 2는 3,026 m이하의 고도 자료는 오산의 연직 탐측 자료를 사용하고, 그리고 역전층 위 고도(3,026 m)부터 10 km 고도(권계면 고도에 대응) 사이에서는 N 이 0.008 s^{-1} 로 일정하게 하였고, 역전층의 두

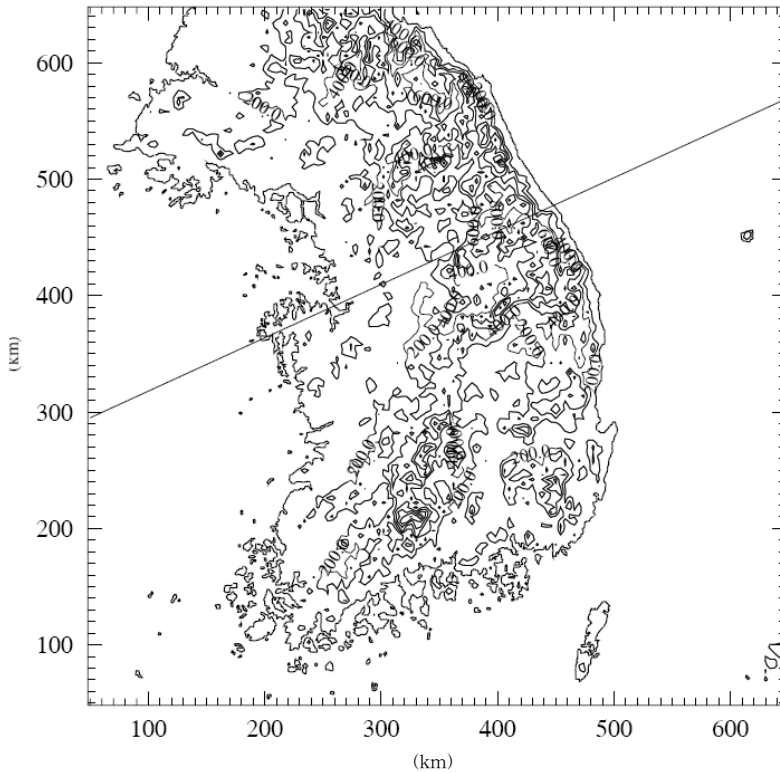


Fig. 4. ARPS model domain and its model terrain (200 m intervals). A bold straight line stands for a path of cross section, passing Osan and Gangneung sites.

께는 관측값인 1,530 m로 하였다. Exp. 3은 역전층의 중간 고도(2,261 m)부터 10 km 고도 사이에서 N 을 0.008 s^{-1} 로 일정하게 하였고, 역전층의 두께는 관측값의 1/2인 765 m로 하였다. Exp. 4는 Exp. 2와 같으나, 다만, 역전층(3,026 m) 위 고도부터 ~10 km 고도사이에서 N 이 0.016 s^{-1} 로 일정한 경우이며, Exp. 5는 Exp. 3과 같으나, 다만, 역전층 중간 고도(2,026 m)부터 10 km 고도사이에서 N 이 0.016 s^{-1} 인 경우이다. Exp. 6은 오산의 연직 탐측 자료에서 지표의 온도를 기준으로 대류권내에서의 N 값을 0.008 s^{-1} 로 일정하게 하여, 역전층을 없앤 경우이다. Exp. 7부터 Exp. 11은 Exp. 6과 같이 N 이 0.008 s^{-1} 로 일정하나, 역전층을 고도별로 각각 설정하였으며, 역전층의 두께는 오산의 연직 탐측 자료에서 얻어진 1,530 m로 하였다. 즉, Exp. 7은 1,000~2,530 m, Exp. 8은 2,000~3,530 m, Exp. 9는 3,000~4,530 m, Exp. 10은 4,000~5,530 m, Exp. 11은 5,000~6,530 m에 역전층이 각각 위치하는 경우이다. Exp. 12는 Exp. 6과 같으나 오산의 연직 탐측 자료에서 지표의 온도를 기준으로 대류권내에서의 N 값을

0.016 s^{-1} 로 일정하게 하여, 역전층을 없앤 경우이다. Exp. 13부터 Exp. 17은 Exp. 12와 같이 N 이 0.016 s^{-1} 로 일정하나, 역전층을 고도별로 각각 설정하였으며, 역전층의 두께는 오산의 연직 탐측 자료에서 얻어진 1,530 m로 하였다. 즉, Exp. 13은 1,000~2,530 m, Exp. 14는 2,000~3,530 m, Exp. 15는 3,000~4,530 m, Exp. 16은 4,000~5,530 m, Exp. 17은 5,000~6,530 m에 역전층이 각각 위치하는 경우이다.

4. 수치모의 결과 및 분석

Fig. 4는 수치모의 영역과 지형 고도를 보여 주며, 그림에서 보이는 실선은 오산과 강릉을 지나는 선으로 태백산맥에 거의 수직한 방향이며 이 선을 따라 기상 변수에 대한 연직 단면도가 뒤에 제시될 것이다. 그리고 그림으로 제시할 수치 실험의 결과는 총 16 시간의 적분 중에서 12 시간 적분된 결과이며, 이 시간대의 결과를 주로 논의하는 이유는 이 시간을 전후로 최성기의 상태가 유지되면서 시간에 따른 풍속의 변화가 크

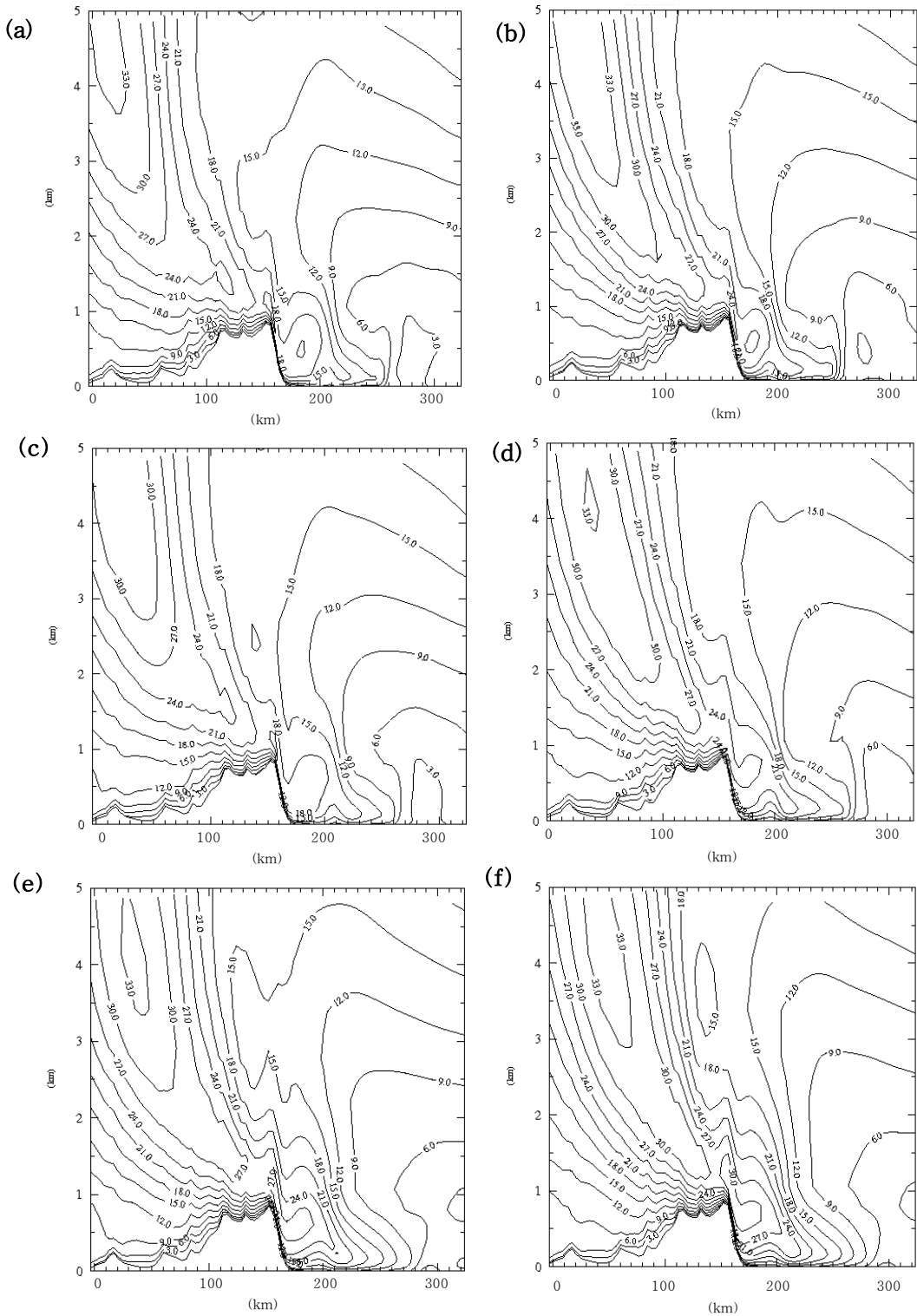


Fig. 5. The vertical cross-sections of horizontal wind speed (3 ms^{-1} intervals) for (a) Exp. 1, (b) Exp. 1-1, (c) Exp. 2, (d) Exp. 3, (e) Exp. 4 and (f) Exp. 5 at 12h integration time.

지 않았고, 관측 값에서도 적분 12 시간인 13일 0000 UTC에 강릉에 풍속이 가장 강하였기 때문이다.

Fig. 5는 Exp. 1~Exp. 5의 적분 12 시간의 수평바람 풍속의 연직단면도이다. 규준모의인 Exp. 1의 경우인 Fig. 5a를 보면, 풍하층에 18 ms^{-1} 의 풍속대가 넓게 나타나고 있으며, 전반적으로 바람을 잘 모의하는 것으로 보인다.

한편, Exp. 1과 같으나 단지 역전층의 두께를 1/2로 하여 모의한 Exp. 1-1의 연직단면도(Fig. 5b)를 보면, 풍하층으로 21 ms^{-1} 의 풍속대가 넓게 나타나고 그 내부에 24 ms^{-1} 의 풍속대가 산 정상에서부터 산 사면을 따라 좁게 나타나, Exp. 1과 비교하여 볼 때, 풍하층 바람이 약 $3\sim 6 \text{ ms}^{-1}$ 정도 보다 더 강하게 모의되었다. 이와 같이 역전층의 두께가 1/2로 줄어든 경우, 상층의 강풍역이 산 정상 고도 부근으로 보다 확장하여 강한 풍속역이 나타났다.

역전층(3,026 m)위의 고도에서 N 이 0.008 s^{-1} 로 일정하고 역전층의 두께가 1,530 m인 Exp. 2의 12시간 적분 결과를 보여주는 Fig. 5c를 보면, 풍하층에 18 ms^{-1} 의 풍속대가 넓게 나타난다. 2,261 m 고도부터 N 을 0.008 s^{-1} 로 일정하게 하여 역전층의 두께가 765 m인 Exp. 3의 연직단면도(Fig. 5d)를 보면, 21 ms^{-1} 의 강한 풍속대가 풍하층에 넓게 나타나고 그 내부로 24 ms^{-1} 풍속대가 풍하층 사면을 따라 뚜렷하게 나타난다. 이러한 바람 분포는 Exp. 1의 경우보다 약 $3\sim 6 \text{ ms}^{-1}$ 정도 더 강하며, Exp. 2의 경우보다 약 6 ms^{-1} 정도 더 강한 것이다. 즉, N 이 0.008 s^{-1} 로 표준 대기($N=0.012$)에 비해 다소 불안정한 경우에서도 역전층의 두께가 얇은 경우가 두꺼운 경우보다 약 $3\sim 6 \text{ ms}^{-1}$ 정도 강한 바람이 모의되었다.

역전층 바로 위 (3,026 m) 고도부터 N 이 0.016 s^{-1} 로 일정하고, 역전층의 두께는 1,530 m로 설정한 Exp. 4의 연직단면도인 Fig. 5e를 보면, 풍하층으로 24 ms^{-1} 의 풍속대가 넓게 나타나고 그 내부에 산 정상에서부터 풍하층 사면을 따라 27 ms^{-1} 의 강한 풍속대가 나타난다. 한편, 2,261 m 이상이 되는 고도부터 N 을 0.016 s^{-1} 로 일정하게 하고 역전층의 두께를 765 m로 설정한 Exp. 5의 연직단면도인 Fig. 5f에서는 풍하층으로 27 ms^{-1} 의 풍속대 넓게 위치하고 있으며, 그 내부로 30 ms^{-1} 의 아주 강한 풍속대가 나타났다. 즉, 역전층 위 고도의 대기가 $N=0.016 \text{ s}^{-1}$ 로 보다 안정한 경우, 역전층의 두께가 상대적으로 얇을 때 풍하층 바람이 아주 강하게 모의됨을 알 수 있다. 정리해 보면, 역전층이 시작

되는 고도가 약 1,500 m일 때, 역전층 위에 위치한 대기가 안정할수록, 풍하층에서 바람이 보다 강하게 모의되었다. 그런데 초기장의 경우, 역전층 위의 고도에서 풍속의 크기가 연직적으로 불규칙한 분포이기 때문에 이 결과를 역학적으로 해석하기가 난해하였다. 한편, 역전층의 두께가 상대적으로 얇을수록 풍하층의 풍속이 강하게 나타났는데, 그 이유는 역전층의 두께가 얇을수록 상하층간의 운동량 교환이 상대적으로 용이하게 되어, 상층의 강풍이 보다 쉽게 산정상 부근과 풍하층으로 하강할 수 있기 때문인 것으로 보인다.

Fig. 6은 Exp. 6~Exp. 11의 적분 12 시간의 수평바람 풍속의 연직단면도이다. N 이 0.008 s^{-1} 로 일정하고 역전층이 존재하지 않는 Exp. 6의 연직단면도인 Fig. 6a를 보면, 풍하층으로 27 ms^{-1} 의 풍속대를 볼 수 있다. 한편, Exp. 6과 같이 N 이 0.008 s^{-1} 로 일정하나, 역전층이 존재하는 Exp. 7~Exp. 11의 결과를 보면 다음과 같다. 역전층이 1,000~2,530 m에 위치하는 Exp. 7의 연직단면도인 Fig. 6b에서는 산 정상으로부터 풍하층의 산사면에 걸쳐 21 ms^{-1} 의 풍속대가 나타나고 있으며, 역전층의 고도가 2,000~3,530 m에 위치하는 Exp. 8의 연직단면도인 Fig. 6c를 보면, Exp. 7보다 약 3 ms^{-1} 더 큰 24 ms^{-1} 의 풍속선이 풍하층에 광범위하게 나타난다. 3,000~4,530m에 역전층이 위치하는 Exp. 9의 연직단면도인 Fig. 6d를 보면, 풍하층의 넓은 범위로 24 ms^{-1} 의 풍속대가 위치하며, 그 내부로 27 ms^{-1} 의 강한 풍속대가 위치해 있다. 한편, 역전층이 4,000~5,530 m에 위치하는 Exp. 10의 연직단면도인 Fig. 6e에서는 가장 강한 풍속인 30 ms^{-1} 의 풍속대가 넓게 나타나며, Exp. 10보다 역전층의 높이가 1,000 m 더 높아진 5,000~6,530 m에 위치하는 Exp. 11의 연직단면도인 Fig. 6f를 보면, 풍하층에 30 ms^{-1} 의 강한 풍속대가 Exp. 10의 경우와 유사하게 넓은 영역에 위치하고 있다.

이 결과를 역전층이 존재하지 않는 Exp. 6을 기준으로 정리하면, 역전층이 4,000 m 미만에 위치하는 Exp. 7~Exp. 9는 역전층이 존재하지 않는 Exp. 6보다 풍속이 작거나 비슷하게 모의되었으나, 역전층의 고도가 4,000 m 이상인 Exp. 10과 Exp. 11에서는 Exp. 6보다 풍하층의 바람이 보다 강하게 모의되었다. 이것으로 보아 N 이 0.008 s^{-1} 인 경우, 4,000 m 이상의 고도에 위치한 역전층이 풍하층 바람을 강하게 하는데 기여하였다고 할 수 있다. 반면 산 정상 고도에 역전층이 존재하는 Exp. 7과 Exp. 8은 역전층이 없는 경우보다 풍속이 약하게 모의되었다. 그러므로 안정도가 표준 대기보다

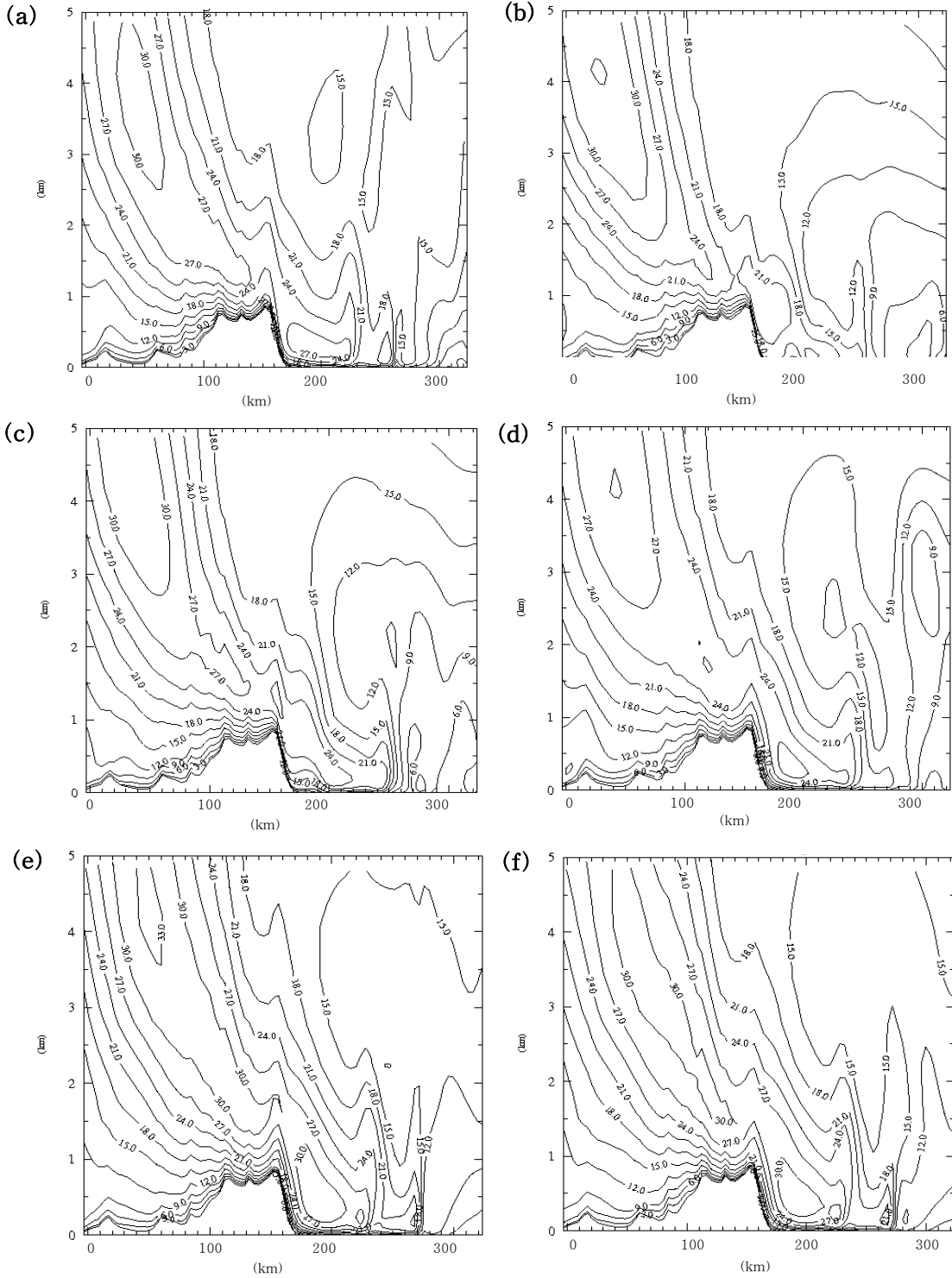


Fig. 6. Same as Fig. 5, except for (a) Exp. 6, (b) Exp. 7, (c) Exp. 8, (d) Exp. 9, (e) Exp. 10 and (f) Exp. 11 at 12h integration time.

불안정한 경우, 산 정상보다 더 높은 고도에 위치하는 역전층의 존재가 풍하측 바람을 강하게 하였음을 알 수 있다.

참고로, 2차원, 정상상태 (steady state), 부시네스크 근사, 그리고 비회전 흐름을 가정하여, 해석적인 접근으로 강풍이 출현하게 되는 역전층의 고도를 구한 경우(장욱과 전해영(2008))와 비교하기 위하여, Exp. 7~Exp. 11의 역전층의 높이를 연직 파장($\lambda_z=2\pi U/N$)에 의해 무차원화된 높이(Z_0/λ_z)로 계산하였다. 이 때 U 는 10 km 이하의 고도에서의 평균 풍속으로, 여기서는 태백산맥에 직각인 방향으로 투영한 바람의 평균 풍속인 16 ms^{-1} 를 적용하였다. 그리고 N 은 0.008 s^{-1} 이며, Z_0 는 역전층이 시작되는 높이이다. 이 수식에 적용한 결과, 역전층이 1,000~2,530 m에 있을 때, 무차원화된 높이가 0.079, 그리고 2,000~3,530 m는 0.158, 3,000~4,530 m는 0.237, 4,000~5,530 m는 0.317, 5,000~6,530 m는 0.396이었다. 참고로 장욱과 전해영(2008)의 연구에서 무차원화된 역전층 고도가 0~0.25, 0.5~0.75에 위치할 때 역전층의 영향으로 풍하측에 강한 바람이 형성될 수 있다고 하였다. Exp. 10과 Exp. 11의 경우, 무차원화된 역전층의 고도 값들은 0~0.25와 0.5~0.75의 범위 밖에 있었으나, 풍하측에 강한 풍속역이 출현하였다. 즉, N 이 0.008 s^{-1} 인 경우에 장욱과 전해영(2008)의 연구에서 얻어진 해석적인 결과와 잘 대응되지 않았다. 이러한 결과는, 장욱과 전해영(2008)의 연구에서는 해석적인 접근을 통하여 알아보기 위해, 보다 간단한 2차원, 정상상태 (steady state), 부시네스크 근사, 비회전 흐름을 가정한 결과도 있지만, 무엇보다도 $N=0.008 \text{ s}^{-1}$ 로 대기의 성층이 다소 불안정하였기 때문인 것으로 보인다. 뒤에서 자세히 언급하겠지만, $N=0.016 \text{ s}^{-1}$ 로 대기가 상대적으로 안정하게 설정한 수치실험에서는, 해석적인 접근으로 구한 무차원화된 고도 부근에 역전층이 위치하였던 수치실험의 경우, 강풍이 잘 모의되었다.

Fig. 7은 Exp. 12~Exp. 17의 적분 12 시간의 수평바람 연직단면도이다. N 이 0.016 s^{-1} 로 일정하고 역전층이 존재하지 않는 Exp. 12의 연직단면도인 Fig. 7a를 보면, 산 정상에서부터 풍하측으로 27 ms^{-1} 의 풍속역이 광범위하게 위치함을 알 수 있다. Exp. 12와 같이 N 이 0.016 s^{-1} 로 같으나 역전층의 고도가 차이가 나는 Exp. 13~Exp. 17의 결과를 보면, 역전층이 1,000~2,530 m에 위치하는 Exp. 13의 연직단면도인 Fig. 7b를 보면, 풍하측에 27 ms^{-1} 의 풍속대가 나타나며, 그 안으로

보다 강한 30 ms^{-1} 의 풍속역이 잘 나타나고 있다. 역전층이 2,000~3,530 m에 위치하는 Exp. 14의 연직단면도인 Fig. 7c에서는 Exp. 13의 경우보다 풍속이 다소 줄어든 27 ms^{-1} 의 풍속역이 풍하측 경사면을 따라 나타난다. 역전층이 3,000~4,530 m에 위치하는 Exp. 15의 연직단면도인 Fig. 7d를 보면, 풍하측 경사면을 따라 27 ms^{-1} 이 풍속역이 Exp. 14와 비슷하게 나타나고 있으며, 역전층이 4,000~5,530 m에 위치하는 Exp. 16의 연직단면도인 Fig. 7e를 보면, 풍하측에 27 ms^{-1} 의 풍속대가 위치하고 그 내부에 보다 강한 30 ms^{-1} 의 풍속역이 나타난다. 그리고 역전층의 높이가 5,000~6,530 m에 위치하는 Exp. 17의 연직단면도인 Fig. 7f에서는 풍하측 경사면을 따라 27 ms^{-1} 의 풍속역이 보인다. 이 결과를 역전층이 존재하지 않는 Exp. 12를 기준으로 정리해 보면, 역전층이 산 정상 고도 부근인 1,000 m에 위치하는 Exp. 13의 경우에는 역전층이 존재하지 않는 Exp. 12의 경우보다 풍속이 강하게 모의가 되었으며, 2,000 m 이상의 고도에서 역전층이 존재하는 Exp. 14, Exp. 15, 그리고 Exp. 17은 Exp. 12의 경우와 풍속의 차이가 없게 모의되었다. 그러나 역전층이 4,000~5,530 m에 위치하는 Exp. 16의 경우, 역전층이 없는 경우인 Exp. 12보다 풍속이 강하게 모의되었으며, 산 정상 고도인 1,000~2,530 m에 역전층이 존재하는 Exp. 13의 경우와 비슷하였다. 그러나 Exp. 13에서는 30 ms^{-1} 의 풍속대가 상층에서 약 2,300 m 고도까지 보다 저층으로 내려오고 있으나, Exp. 16의 경우, 30 ms^{-1} 의 풍속대가 약 3,700 m 고도까지 내려오고 있다. 이러한 결과로 볼 때, N 이 0.016 s^{-1} 인 경우의 실험에서는 산 정상 고도 부근에 역전층이 존재하는 경우가 풍하측 풍속이 가장 강하게 나타났으며, 그리고 역전층이 4,000~5,530 m에 위치하는 경우에도 풍속이 강하게 나타났다. 따라서 역전층의 존재 유무가 풍하측 바람을 강하게 하는 중요한 요인이라고 볼 수 있다.

앞에서와 같이, 해석적인 접근으로 강풍이 발생할 수 있는 역전층의 고도를 구한 장욱과 전해영(2008)의 결과와 비교하기 위하여, N 이 0.016 s^{-1} 로 설정된 Exp. 13~Exp. 17의 경우에 대해, 무차원화된 역전층의 높이를 계산해 보았다. 그 결과, 역전층의 높이가 1,000~2,530 m일 때는 0.158, 2,000~3,530 m 일 때는 0.317, 3,000~4,530 m일 때는 0.475, 4,000~5,530 m일 때는 0.634, 그리고 5,000~6,530 m 일 때는 0.793이었다. 장욱과 전해영(2008)의 해석적인 접근에 따르면, 무차원화된 역전층의 높이가 0~0.25, 0.5~0.75일 때 강한

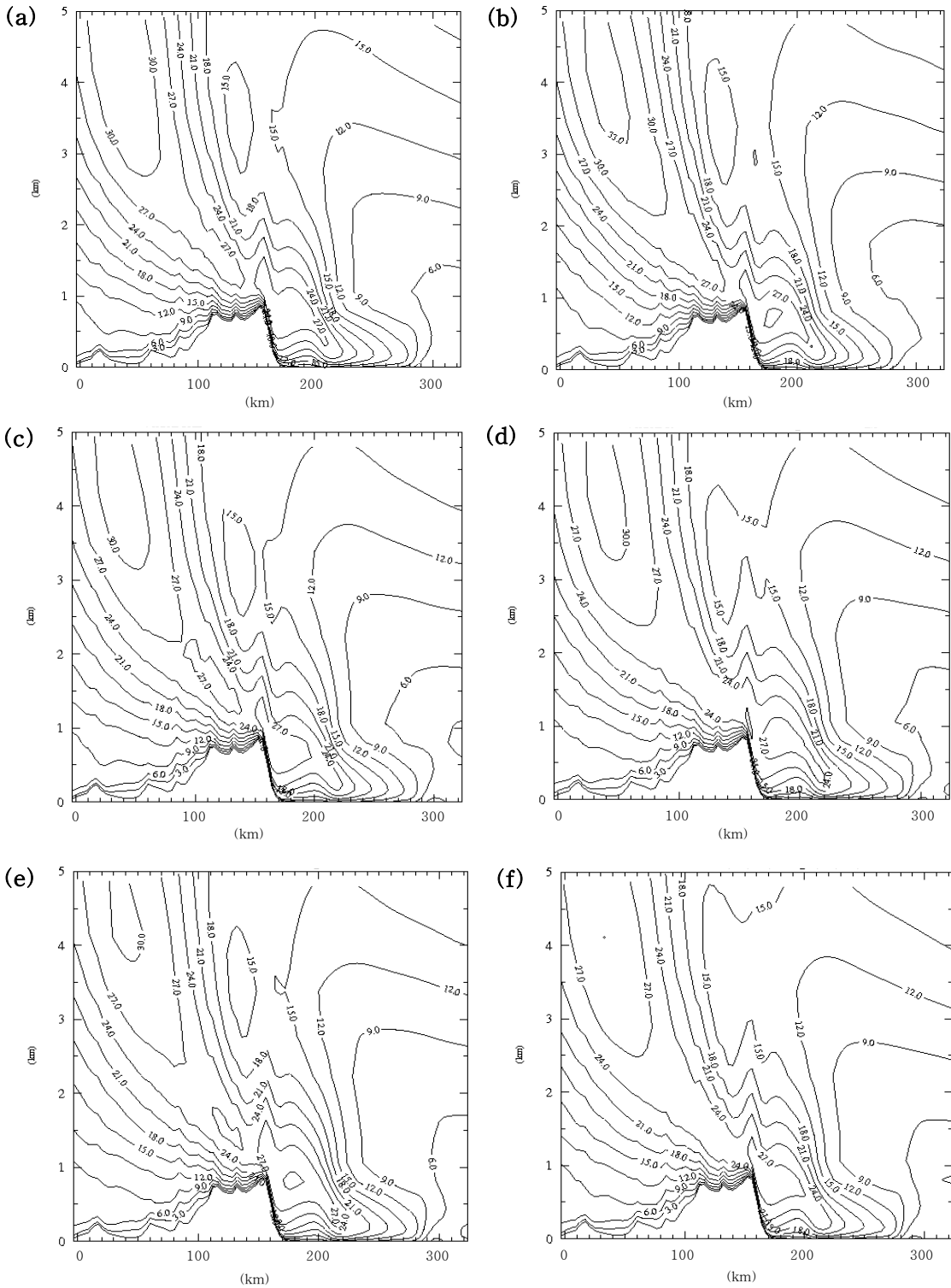


Fig. 7. Same as Fig. 5, except for (a) Exp. 12, (b) Exp. 13, (c) Exp. 14, (d) Exp. 15, (e) Exp. 16 and (f) Exp. 17 at 12h integration time.

바람이 발생할 수 있는 조건이라 하였는데, 여기서 무차원화된 높이가 0~0.25에 속하는 Exp. 13(산 정상 고도 부근에 역전층이 위치하는 경우)과 0.5~0.75에 속하는 Exp. 16의 경우, 이론에 가깝게 풍속이 보다 강하게 모의되었고, 또한, 무차원화된 역전층의 높이가 0.317(Exp. 14), 0.475(Exp. 15) 그리고 0.793 (Exp. 17)으로, 모두 0~0.25 그리고 0.5~0.75의 범위 밖에 있는 수치실험의 경우, 모두 풍속의 차이가 거의 없이 상대적으로 약한 풍속이 모의되어, 장욱과 전해영(2008)의 결과와 잘 일치하였다(참고로, 앞에서 언급하였듯이 대기가 다소 불안정한 $N=0.008 \text{ s}^{-1}$ 인 경우에는 잘 일치하지 않았다.).

5. 종합 및 결론

이 연구에서는 대기 안정도에 따라 역전층이 풍하측 강풍에 미치는 영향을 알아보기 위하여 18가지의 수치 실험을 실시하였다. 즉, 안정도가 작을 때와 클 때, 그리고 역전층의 존재 유무가 풍하측 강풍에 미치는 영향을 살펴보았으며, 또한 역전층의 높이에 따라 풍하측 바람이 어떻게 변하는지, 그리고 역전층의 두께의 변화에 따라 풍하측 바람이 어떻게 변하는지 각각 살펴보았다.

결과를 요약해 보면, 모든 실험에서 대기의 안정도가 표준 대기의 안정도보다 큰 경우가 표준 대기의 안정도보다 작은 경우보다 풍하측 풍속을 더 강하게 모의하였다. 역전층의 두께 변화에 따른 풍하측의 풍속 변화를 알아보기 위한 실험에서는, $N=0.008 \text{ s}^{-1}$ 로 일정하게 하고 역전층 두께를 변화시킨 경우, 그리고 $N=0.016 \text{ s}^{-1}$ 로 일정하게 하고 역전층의 두께를 변화시킨 경우 모두, 역전층 위에 위치한 대기층의 안정도에 관계없이 역전층의 두께가 줄어든 경우에 풍속이 보다 강하게 모의되어, 역전층의 두께가 풍하측 풍속에 영향을 줄 수 있음을 보여주었다.

역전층의 존재 유무가 풍하측에 미치는 영향을 보면, 대기가 표준 대기보다 불안정한 경우, 역전층이 산 정상 고도보다 다소 높은 고도에 위치할 때가 역전층이 존재하지 않는 경우보다도 풍하측 바람을 강하게 모의하였다. 반면에 대기가 표준 대기에 비해 다소 안정한 경우, 역전층이 산 정상 고도 부근에 위치할 때가 역전층이 존재하지 않는 경우보다도 풍하측 바람을 강하게 모의하였다. 즉, 역전층의 존재는 대기의 안정도에 관계없이 풍하측 바람을 강하게 할 수 있으나, 풍하

측 풍속을 보다 강하게 하는 역전층 위치는 대기의 안정도에 따라 다소 달랐다. 자세히 언급하면, 안정도가 작은 경우 ($N=0.008 \text{ s}^{-1}$), 즉, 대기가 표준 대기에 비해 다소 불안정한 경우에는 산 정상 고도 보다 더 높은 고도에 위치하는 역전층의 존재가 풍하측 바람을 강하게 할 수 있으나, 산 정상 고도 부근에 위치한 역전층은 풍하측 바람을 오히려 약하게 하였다. 그에 반해 안정도가 클 때 ($N=0.016 \text{ s}^{-1}$), 즉, 표준 대기에 비해 안정한 경우, 산 정상 고도 부근에 역전층이 존재할 때 풍하측 바람이 가장 강하게 모의되었다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2007-2309)의 지원으로 수행되었습니다. 이 논문을 완성하는데 도움을 주신 심사위원들께 감사를 드립니다.

참고문헌

- 김정훈, 정일용, 2006: 봄철 영동 지역 국지 하강풍 메커니즘과 지형 효과에 대한 연구. *대기지*, **16**, 67-83.
- 이재규, 2003: 태백산맥의 지형적인 효과와 관련된 강릉 지역의 강풍 사례에 대한 수치모의 연구. *한국환경과학학회지*, **12**, 1245-1254.
- _____, 2005: 태백산맥의 지형적인 효과와 관련된 활강풍에 대한 민감도 실험. *환경논문집*, **5(1)**, 158-165.
- 장욱, 전해영, 2008: 봄철 강릉 지역에서 발생하는 강풍에 대한 연구. *대기지*, **18(3)**, 207-224.
- Brinkmann, W. A. R., 1974: Strong downslope winds at Boulder, Colorado. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 592-602.
- Colson, D., 1974: Meteorological problems in forecasting mountain waves. *Bull. Amer Meteor. Soc.*, **35**, 363-371.
- Durrant, D.R., and J.B. Klemp, 1983: A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2341-2361.
- _____, D.R., 1986: Another look at downslope windstorms. Part I: On the development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep continuously stratified fluid. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527-2543.
- _____, D.R., 1990: Mountain waves and downslope winds. *Atmospheric Processes over Complex Terrain*, B. Blumen Ed., American Meteorological Society, Boston, 59-81.
- Glickman T. S., 2000: Glossary of Meteorology, 2nd ed., *American Meteorological society, Boston*, 855 pp.
- Hoinka, K. P., 1985: A comparison of numerical simulations of hydrostatic flow over mountains with Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 719-735.

- Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd ed., *Academic Press, New York*, 511pp.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339.
- Lin, Y. L., and T. A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 139-158.
- Saito, K. and M. Ikawa, 1991: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 31-56.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster, 1995: Center for Analysis and Prediction of Storms. *ARPS version 4.0 user's guide*, University of Oklahoma, 380 pp.