

# 산 경사면의 기울기 변화에 따른 바람장의 민감도에 관한 WRF 수치모의 연구

한선호 · 이재규\*

강릉대학교 대기환경과학과

(2007년 9월 9일 접수; 2007년 12월 6일 승인)

## A Numerical Simulation Study on the Sensitivity of WRF Model in the Wind Field to the Steepness of Mountain Slopes

Seon-ho Han and Jae Gyo Lee\*

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

(Manuscript received 9 September 2007; in final form 6 December 2007)

### Abstract

The main purpose of this study is to examine the sensitivity of the WRF (Weather Research and Forecasting) in the wind field to the steepness of mountains in the case with a strong downslope wind occurred in the Yeongdong province. We conducted WRF simulations for February 13 2006. The initial and boundary data are from the NCEP/NCAR  $1^\circ \times 1^\circ$  GDAS. Arbitrary terrains of the mountains with a symmetric orography and an asymmetric one with steeper leeward slope, were introduced to examine the sensitivity of the shape of the mountains. The simulation with an asymmetric terrain results in stronger maximum surface wind by about  $10 \text{ ms}^{-1}$  than with a symmetric terrain, especially in the narrow region from the peak to  $\sim 4 \text{ km}$  away in the downstream. However, the maximum surface wind speed is weaker by  $20 \text{ ms}^{-1}$  than with a symmetric terrain away from the narrow peak region. This indicates that the steeper slope leads to the intensification of downslope wind in the narrower region leeward. In addition, for the simulation with an asymmetric terrain, the strength of wave breaking is greater and the Lee wave is more dominant than for that with a symmetric terrain.

**Key words:** downslope wind, numerical simulation, symmetric terrain, asymmetric terrain, sensitivity

### 1. 서론

태백산맥의 풍하측에 위치한 영동지역은 지형적인 영향으로 봄과 가을철에 활강 강풍 (downslope wind) 이 자주 나타나며 이에 따라 다양한 피해가 발생한다. 즉, 이 바람은 몹시 건조하고 강하여 풍하측 지역의 농작물에 피해를 주기도 하며, 또한 산불이 쉽게 발생할 수 있는 대기상태를 만들기도 한다. 그리고 산불이 발

생하였을 경우 빠른 속도로 산불을 확산시키는 역할을 하기도 하며 산불진화용 헬기의 이착륙을 방해하여 산 불 진압에도 어려움을 주고 있다. 이러한 현상은 영동 지역에 국한 된 것이 아니라 세계 각지에서도 이와 비슷한 국지풍이 발생하고 있다. 그 예로는 알프스의 핀 (Föhn), 미국 로키산맥의 치누크 (Chinook)와 산타 아나 (Santa Ana), 일본 시코쿠 섬의 야마지 카제 (Yamaji-kaze) 등이 있다. 이는 모두 산맥의 풍하측에서 발생하는 고온 건조한 강풍을 말한다.

국지 활강강풍이 발생하는 대기의 상태나 원인에 대하여 이론적인 연구, 통계적인 분석, 수치모의 등 많은 연구가 진행되고 있다. Durran (1986)의 수력이론 (hydraulic theory)에 의하면 유체가 산마루를 향해 상승할 때 충분한 속도 증가와 흐름의 두께 감소가 있다

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

면 산악 마루위에서 아임계 흐름에서 초임계 흐름으로 전이되고 이로부터 풍하측에서의 흐름이 가속됨을 Froude number로 설명하였다. Lilly and Klemp (1979)에 따르면, 활강강풍은 비대칭 형태의 산악의 경사가 급하게 기울어진 경사면에서 발생하는 경향이 있다고 하였으며, Miller and Durran (1991)은 2층 대기 구조를 설정한 수치모의에서 파동 파괴 (wave breaking) 나 평균상태의 임계층 (mean-state critical layer)이 없는 경우, 지형의 가파른 정도가 풍속의 증가와 밀접한 관련이 있음을 보여주었다. Glickman (2000)은 활강강풍의 경우, 적어도 산 높이가 1 km 이상 되어야 하며, 또한 풍하측 경사가 보다 급격하여야 한다고 하였다. 이러한 활강 강풍이 잘 일어나기 위해서는 산 정상 위에서 가로지르는 기류의 풍속이 고도에 따라 감소하거나, 또는 고도에 따라 급격하게 증가하지 않는 상태에서 산맥을 가로지르는 기류가 요구된다고 하였다. 국내 연구를 살펴보면, 하현주 (1994)는 영동지역의 국지 강풍은 봄철에 남고북저형의 기압배치 하에서 풍상측에 역전층이나 안정한 층이 존재할 때 잘 발달할 수 있다고 하였다. 유정아·백종진 (1999)은 풍상측 저지현상이 나타나기 위해서는 항상 파동 파괴 현상이 선행되어야 한다는 결론을 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 모델을 사용하여 얻었다. 이재규 (2005)는 ARPS 비정수계 3차원 수치 모델을 이용해 민감도 실험을 하였으며, 산 정상근처에 역전층이 위치한 경우, 풍하측 강풍이 보다 강하였음을 보였다. 김정훈 (2006)은 WRF (Weather Reserch & Forecasting) 중규모 수치 모델을 이용하여 산맥의 높이가 높아짐에 따라 강풍 발생 시간이 빨라졌으며, 지속 시간도 늘어났고 최대 풍속의 강도도 더 강해지는 결과를 보였다.

한편, 태백산맥의 지형 형태가 산맥을 중심으로 서쪽으로는 완만한 경사를 이루는 반면에 동쪽으로는 급격한 경사를 이루는 비대칭형의 모습을 하고 있다. 이러한 비대칭성이 바람장에 미치는 영향을 분석하기 위하여, 이 연구에서는 좌우대칭형인 종모양의 지형과 풍하측 경사면이 급격하게 기울어진 좌우비대칭형인 종모양의 지형을 인위적으로 각각 만들어 WRF의 지형자료로 사용하였다. 그리고 수치모의의 초기값 및 경계값은 활강 강풍이 발생한 날의 분석 자료를 사용하였다.

## 2. 사례 선정

이 연구를 위한 사례 선정은 다음과 같다. 최근 5년

동안 (2001년 8월~ 2006년 8월)에 태백산맥의 풍하측에 위치한 강릉에서의 풍속이 풍상측에 위치한 원주에서의 풍속보다 상대적으로 큰 날을 일차적으로 선별한 후, 그 날 중에서 지상의 종관 기압 패턴이 남고북저형이며, 중부지방에서의 기류의 흐름이 산맥에 거의 직각 방향인 남서풍 계열의 바람이 지속적으로 불었던 2006년 2월 13일 사례를 연구사례로 선정하였다.

### 2.1 사례 분석

활강 강풍 현상이 나타난 2006년 2월 13일 0000 UTC 지상 일기도 (Fig. 1)를 보면, 일본 규슈에 고기압이 위치하고 있으며, 중국 북동 지역에 저기압이 위치하고 있는 전형적인 남고북저형의 기압배치를 보이고 있다. 한반도 중심에서는 등압선이 집중되어 남북 방향으로 기압 경도력이 강화되었고, 동해 북부 해상으로 약한 기압골이 형성되면서 남서풍 계열의 바람이 강하게 불었다. 관측 자료에 따르면 이 사례의 순간 최대풍속은  $25.7 \text{ ms}^{-1}$  이었다. 한편, 대관령 및 풍상측인 원주와 풍하측인 강릉의 기상변수를 상호 비교하기 위하여 풍속에 관한 시계열 (2006년 2월 12일 2100 LST~2006년 2월 13일 2100 LST)을 작성하였다 (Fig. 2). 전반적으로 산악지대인 대관령의 풍속이 제일 강하였으며, 풍하측인 강릉의 풍속은 풍상측인 원주 (강릉과 거의 같은 고도에 위치) 보다도 평균적으로 약  $6.7 \text{ ms}^{-1}$  정도 컸다 (Fig. 2a). 또한 풍향의 경우, 강릉이  $200^{\circ}$ ~ $270^{\circ}$ 의 남서풍 계열의 바람이 관측되었고, 바람이 약한 원주에서는 뚜렷한 주풍향이 없었다 (Fig. 2b). 기온의 경우, 온도가 높은 순서는 강릉, 원주 그리고 대관령이었다. 강릉의 평균 기온이  $6.9^{\circ}\text{C}$ , 원주의 평균 기온은  $-0.2^{\circ}\text{C}$ 로 강릉이 원주 보다 약  $7^{\circ}\text{C}$  정도 높았다 (Fig. 2c). 상대습도의 경우, 원주가 제일 높았으며 그 다음이 대관령 그리고 강릉이 제일 낮았는데, 강릉의 평균 상대습도는 25% 그리고 원주의 평균 상대 습도는 59%이었다 (Fig. 2d). 이와 같이 풍상측과 풍하측에서 기온과 상대 습도의 차이가 뚜렷하게 나타나는 현상은 일반적인 편현상이라기보다는, 하층의 공기는 산맥에 의하여 저지되고 오히려 산 정상 부근에서 상층의 높은 온위를 가진 공기가 풍하측인 산 경사면을 따라 하강하면서 건조 단열적으로 압축되면서 이러한 현상이 발생하였다고 볼 수가 있는데, 이와 같은 해석은 Smith (1981) 및 하현주 (1994)의 연구에서도 언급된 적이 있다.

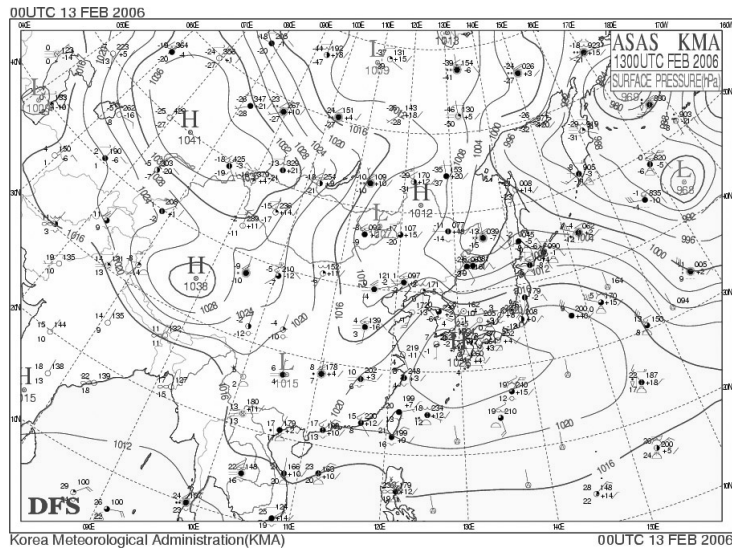


Fig. 1. Surface synoptic chart at 0000 UTC 13 February 2006.

### 3. 수치모델 및 모의 설계

이 사례 연구를 위하여 사용한 모델은 WRF V2.1.2 중규모 수치 모델 (Skamarock *et al.*, 2005)이다. 수치

실험을 위한 모델 영역은 128.9°E, 37.7°N을 중심으로 총 3개의 영역으로 설정하였으며, 각각의 수평 격자 간격은 Domain 1 (이하 D1로 칭함)이 18 km (148×148), Domain 2 (이하 D2로 칭함)가 6 km (148×148) 그리고

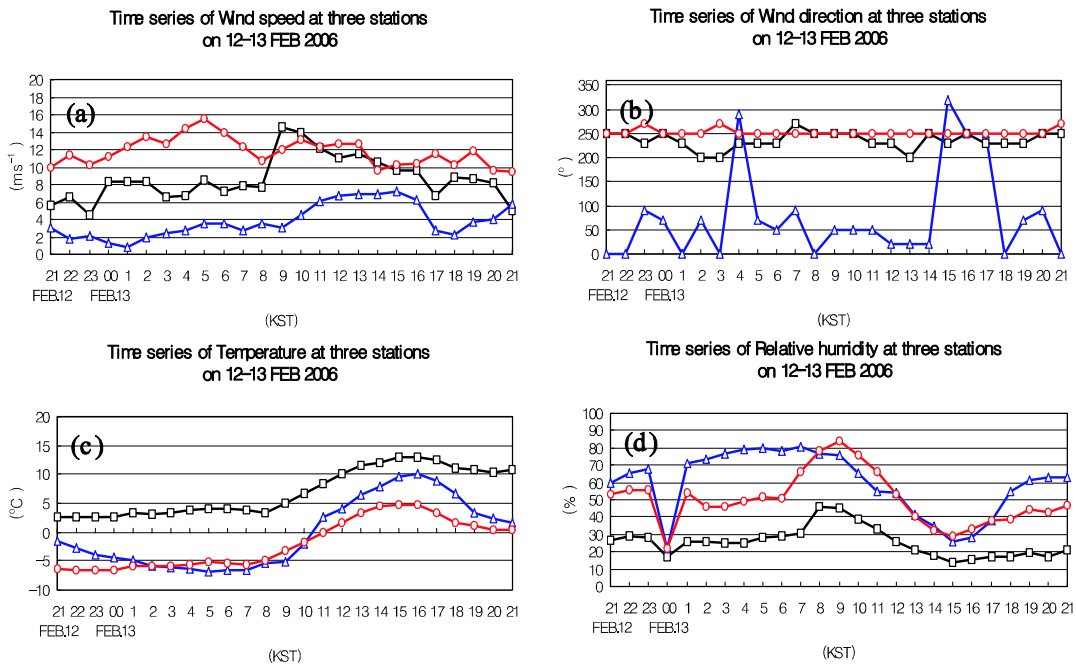


Fig. 2. Time series of (a) wind speed ( $\text{ms}^{-1}$ ), (b) wind direction ( $^{\circ}$ ), (c) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), and (d) relative humidity (%) at Wonju (line with triangles), Gangneung (line with squares) and Daegwallyeong (line with circles) for the period of 12 to 13 February, 2006.

Domain 3 (이하 D3으로 칭함)이 2 km (148×148)이다. 적분 시간 간격은 D1, D2 그리고 D3의 경우, 각각 54 초, 18초 그리고 6초이다. 연직 층은 지형을 따르는 시그마 면상에서 31층으로 정의되었으며, 연직 상단은 100 hPa이다. 또한 측면 경계조건은 총 5개의 층으로 Specified zone이 1개 층, Relaxation zone이 4개의 층으로 이루어져 있다.

구름 미시 물리 모수화는 6개의 변수 (vapor, rain, snow, cloud ice, cloud water and graupel)를 다루는 WSM 6 (WRF Single Momentum 5-class) 방안 (Hong *et al.*, 2004)을 사용하였고, 행성경계층은 경계층 꼭대기의 높이가 critical bulk Richardson number로부터 결정되는 MRF (Medium Range Forecast Model) PBL (Planetary Boundary Layer)을 선택하였다 (Hong and Pan, 1996). 장파복사과정은 correlated-k 방법을 사용하고 빠른 계산을 위해 미리 설치된 표에 따라 계산되는 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)을 선택하였다 (Mlawer *et al.*, 1997). 그리고 단파복사과정은 청정 대기에서의 산란, 수증기의 흡수 그리고 구름의 알베도와 흡수를 단순하게 계산하는 Dudhia Shortwave를 선택하였다 (Dudhia, 1989). 적운 모수화 과정은 Shallow convection을 포함하는 Kain-Fritsch기법을 선택하였다 (Kain and Fritsch, 1990). 지표 모델에서는 5개의 토양층 (1, 2, 4, 8, and 16 cm)을 이용하여 기온값의 평균을 사용하는 5-layer thermal diffusion LSM (Land Surface Model)을 선택하였다. 모델의 초기 입력 자료

및 경계 자료는 6시간 간격의 자료이며 1°×1°의 해상도를 가진 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research)에서 제공하는 GDAS (Global Data Assimilation System) 분석 자료를 사용하였다. 한편, 지형 고도 자료는 아래와 같이 수정하였고, 그 외에는 실제적인 조건과 같은 상태로 모델을 가동하였다. 수치모의 적분기간은 2006년 2월 12일 1200 UTC에서 13일 1200 UTC까지이다. 위에서 언급한 내용을 간단히 Table 1에 요약하였다.

한편, 태백산맥의 형태를 보면, 풍상측 산 경사면의 기온기보다 풍하측 산 경사면의 기온기가 훨씬 가파르며, 산맥의 주행 방향은 북서에서 남동 방향이다 (Fig. 3a). 이러한 산악 형태의 비대칭성에 의하여 기온기가 보다 가파른 풍하측에서 상대적으로 강한 바람이 형성될 수가 있을 것이다. 따라서 산악 형태가 풍속에 미치는 영향을 분석하기 위하여, 인위적으로 좌우 대칭형 산악지형과 좌우 비대칭형 산악지형으로 각각 만들었다. 좌우 대칭형 산악지형의 경우 (Fig. 3b), 풍상측과 풍하측의 기온기를 모두 1.5° 정도로 같게 만들었고, 좌우 비대칭형 산악지형의 경우 (Fig. 3c), 풍상측의 기온기를 1.5°, 그리고 풍하측의 기온기를 4.4° 정도로 만들어, 풍상측보다 풍하측의 기온기가 약 3배가 될 정도로 더 가파르게 만들었다. 또한, 만들어진 산맥의 주행 방향은 실제 산맥의 주행 방향과 유사하게 북서에서 남동 방향으로 설정하였다. 이 모의 실험에서 지형의 최대 높이는 1,000 m로 일정하게 하였으며, 지형의

**Table 1.** Summary of the WRF model used in this study.

Model	WRF V2.1.2		
	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Domains	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Horizontal grid spacing	18 km	6 km	2 km
Dimension	148×148×31		
Time step (s)	54	18	6
Vertical layers/Model top	31 Sigma layers / 100 hPa		
Grid nesting	1-way interaction		
Lateral boundary condition	Specified zone=1, Relaxation zone=4		
Initial condition	NCEP/NCAR GDAS(FNL) analysis (6-hourly 1°×1°)		
Microphysics	WSM 6 scheme		
Planetary Boundary Layer	MRF PBL		
Cumulus parameterization	Kain-Fritsch (new Eta)		
Land-Surface Model	5-layer thermal diffusion		
Longwave radiation scheme	RRTM		
Shortwave radiation scheme	Dudhia shortwave		
Integration period	1200 UTC 12 ~ 1200 UTC 13, FEB 2006 (24 hour)		

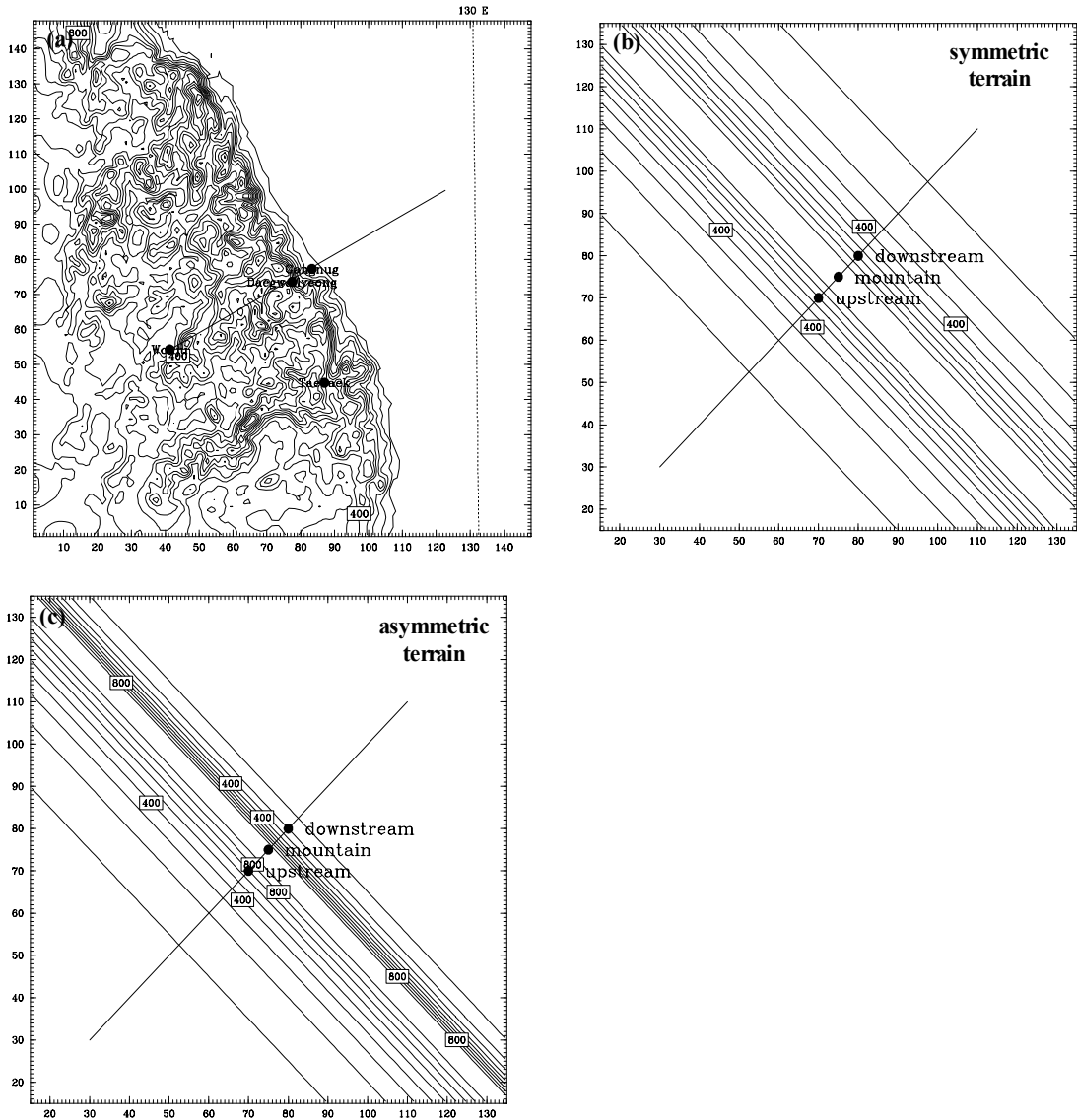
기울기 변환에 사용된 식은 다음과 같다.

$$h = \frac{h_m}{1 + \left(\frac{\varnothing - x_c}{x_r}\right)^2}$$

여기서  $h_m$ 은 산 높이이며,  $x_r$ 은 산의 반경,  $x_c$ 는 산의 중심이고,  $\varnothing$ 는 위도에 따라 변화하고 산의 중심(산맥)을 결정하는 값이다.

Fig. 3a에 있는 실선은 태백산맥의 주행 방향에 대

하여 거의 수직 방향으로 가로지르는 선이고, 유사하게 Fig. 3b와 Fig. 3c에 있는 실선도 인위적으로 만든 지형의 주행 방향을 수직으로 가로지르는 선으로, 뒤에서 언급할 연직 단면도의 축이다. 그런데 연직 단면도의 축을 이렇게 설정한 이유는, 남서 계절의 바람이 지배적이기 때문이다. 한편, Fig. 3b와 Fig. 3c에 있는 굵은 검은 점들은 상대적인 위치를 쉽게 알아보기 위하여 표시한 점들로서, 풍상측, 산 정상 그리고 풍하측의 임의의 점들을 각각 나타낸다. 산 정상에서 풍상측



**Fig. 3.** WRF model domain 3 and its model terrain (100 m intervals). (a) is real terrain, (b) is a symmetric terrain and (c) is an asymmetric terrain. Bold straight lines indicates the location of the cross section in later figures passing through three points located upstream, at peak and downstreams (see more in text).

및 풍하측에 있는 점까지의 거리는 모두 4 km이다.

#### 4. 수치 실험 결과

##### 4.1 좌우 대칭형 산악지형의 수치모의 결과 분석

이 연구에서는 격자 간격이 2 km인 D3의 모의 결과를 위주로 분석하였으며, 6시간 간격의 모의 결과를 보

여준다. Fig. 4는 좌우 대칭형 산악지형의 지표면에서의 바람장을 보여준다. 초기 시간 (Fig. 4a)에는 모든 지역에서 풍속이 약하다가, 6시간 후 (Fig. 4b)에는 산맥을 경계로 풍상측에는 약한 바람을, 풍하측에는  $25 \text{ ms}^{-1}$ 의 강풍 영역이 광범위하게 위치하여 풍하측으로 강한 바람을 모의하고 있다. 12시간 후 (Fig. 4c)에는 6시간 후보다  $25 \text{ ms}^{-1}$ 의 강풍대가 눈에 띄게 좁아지며 풍속이 다소 약해지는 모습을 보이고 있으나,  $20 \text{ ms}^{-1}$

#### Symmetric terrain

#### Sfc. Wind speed

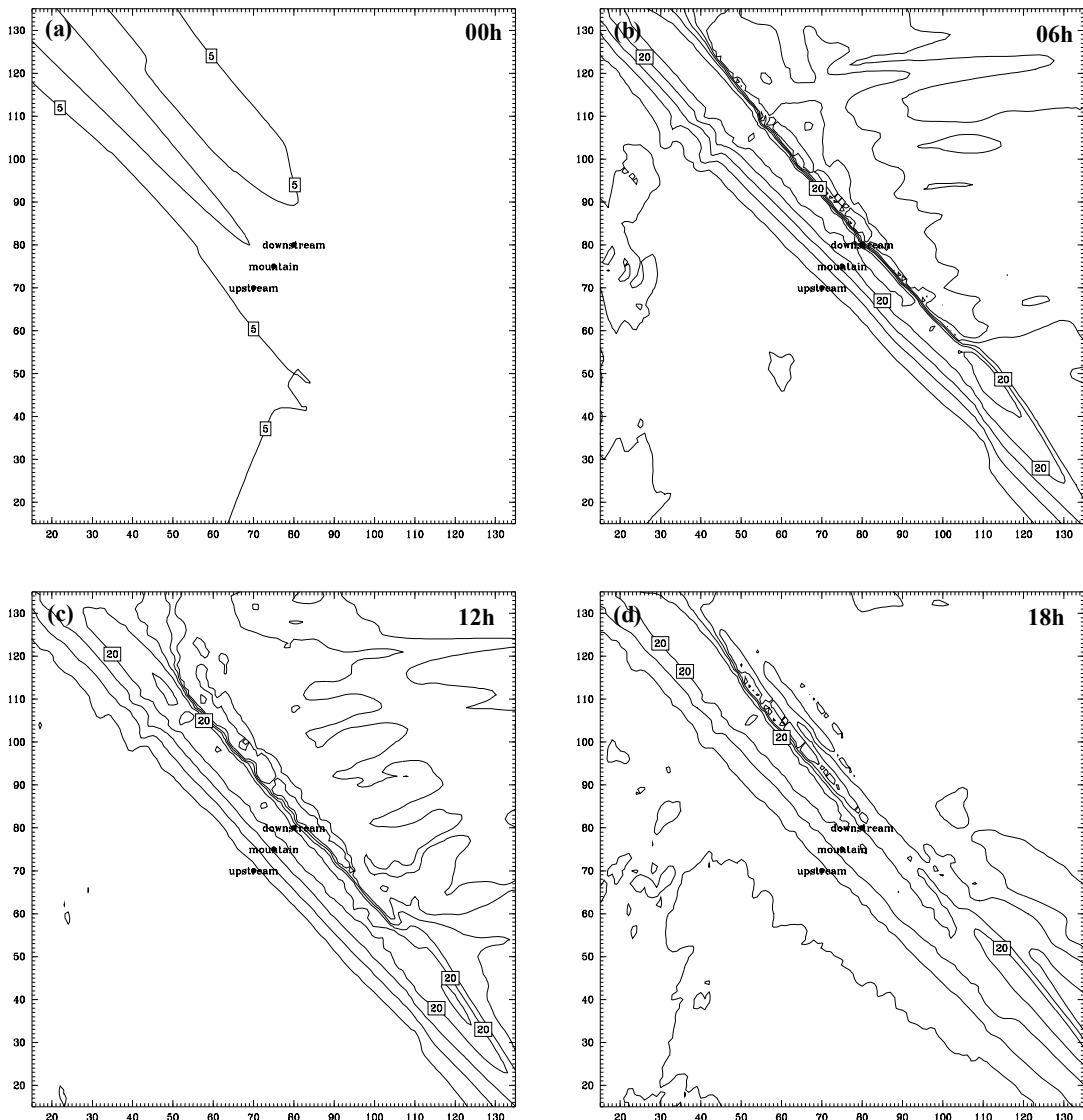
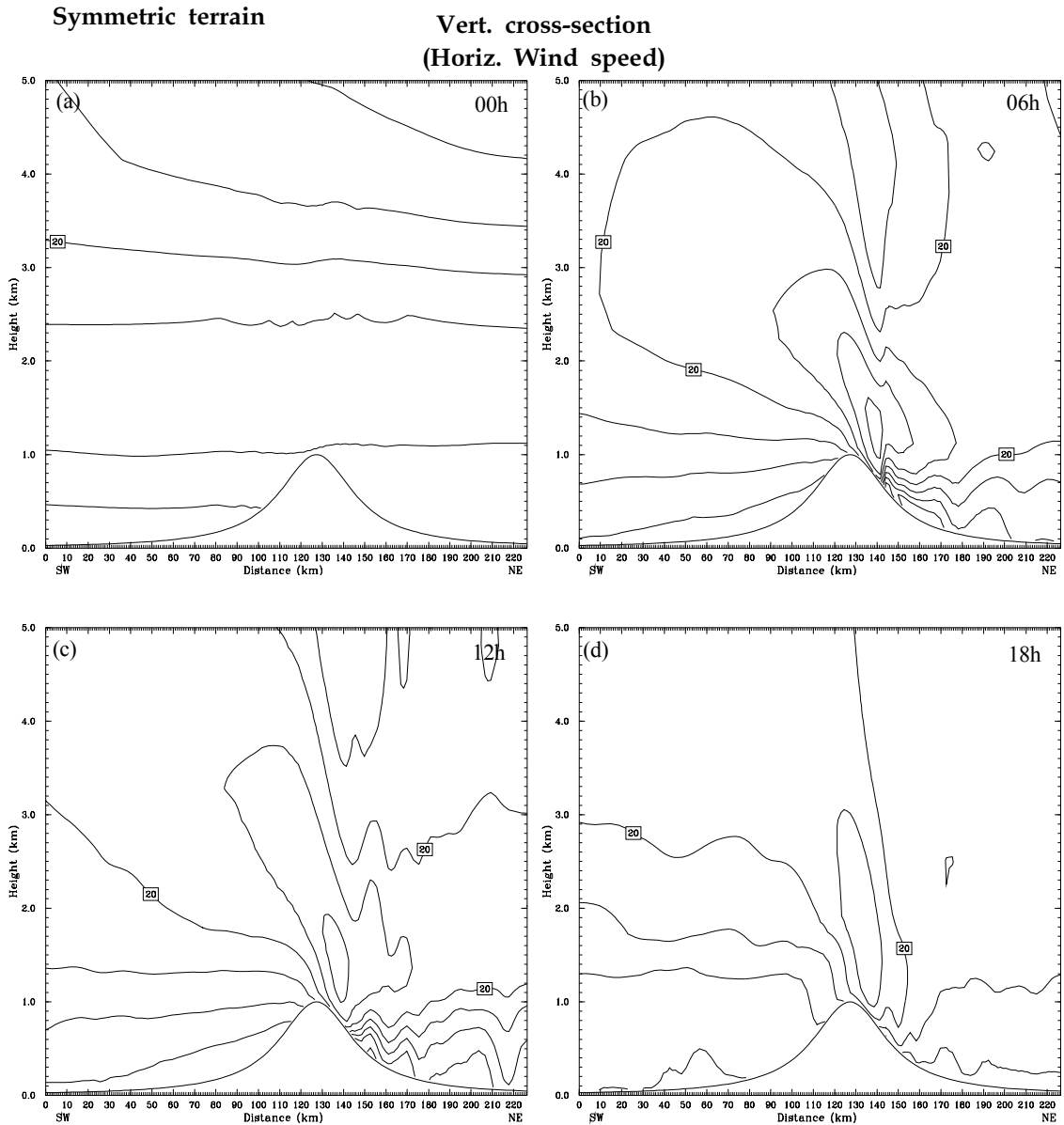


Fig. 4. Surface wind speeds ( $5 \text{ ms}^{-1}$  intervals) of the symmetric terrain simulation at (a) 00 h, (b) 06 h, (c) 12 h and (d) 18 h integration time.

의 등풍속선의 영역은 광범위하게 놓여 있다. 18시간 후의 그림 (Fig. 4d)을 보면,  $20 \text{ ms}^{-1}$ 의 등풍속선의 영역은 보다 축소되어 풍속이 점차 약해짐을 알 수 있다.

Fig. 5는 수평 바람의 연직 단면도를 보여준다. 초기 시각 (Fig. 5a)에는 바람의 연직시어가 있음을 볼 수 있으며 상층으로 올라갈수록 풍속이 증가하는 전진 시어 (forward shear) 형태임을 보여준다. 6시간 후 (Fig. 5b)에는 초기 시각에 비해 풍상측 경사면에서 바람이

다소 약해지는 현상을 볼 수 있으며, 산 정상 부근의 풍하측 약 1.3 km 고도에서 최대 풍속이  $35 \text{ ms}^{-1}$ 를 초과하는 영역이 나타나면서 강풍역이 집중됨을 보여 주고 있다. 모의 시작 8시간 후 (그림 생략)에는 산 정상 부근의 풍하측 약 1.3 km 고도에서 최대 강풍역 ( $40 \text{ ms}^{-1}$ )이 나타났으며, 약 1시간 정도 지속되었다. 12시간 후 (Fig. 5c)에는 강풍역이 전 시간대보다 줄어들었고, 풍하측에서는 최대 풍속이 약  $30 \text{ ms}^{-1}$ 로 풍속의 강도도 다소 약해



**Fig. 5.** Vertical cross-sections of horizontal wind speed ( $5 \text{ ms}^{-1}$  intervals) of the symmetric terrain simulation at (a) 00 h, (b) 06 h, (c) 12 h and (d) 18 h integration time.

졌다. 18시간 후 (Fig. 5d)에는 풍하층의 최대 풍속이 약  $25 \text{ ms}^{-1}$  정도로 약화되었다. 참고로 이 사례의 경우, 풍상층에서 대기의 성층이 대단히 안정하였고 또한, 대기 하층의 풍속이 약하여 Froude 수는 약 0.2 정도이었다. 이렇게 대단히 작은 Froude 수는 Lin and Wang (1996)의 분류 체계의 범위에서 벗어나 있다.

Fig. 6은 온위의 연직 단면도를 보여준다. 초기 시각 (Fig. 6a)에는 등온위선의 기울기가 거의 수평적임을 보여주고 있으나, 3시간 후 (그림 생략)에는 파동파괴가 고도 약 1.5-2 km 사이에서 처음 발생하였다. 6시간

후 (Fig. 6b)에는 풍하층 산 경사면을 따라서 등온위선이 조밀해지고 있으며, 산정상 바로 넘어 고도 3-5 km 부근에서는 등온위선의 연직 기울기가 거의 수직 ( $-\frac{\partial \theta}{\partial z} \approx 0$ )에 가까워 산악파의 파동 파괴가 있음을 보여준다. 8시간 후에는 보다 높은 고도인 고도 약 3.5-6.5 km 사이에 위치하였으며 그 후로는 파동파괴가 약화되었다. 참고로 산맥에 수직한 바람 성분의 연직 단면도 (그림 생략)를 보면 모의 시작 2시간 후에 풍상층 대기 저층에서 약한 저지 현상이 나타나, 파동 파괴 현상보다 약 1시간 정도 먼저 나타났다. 12시간 후의 그

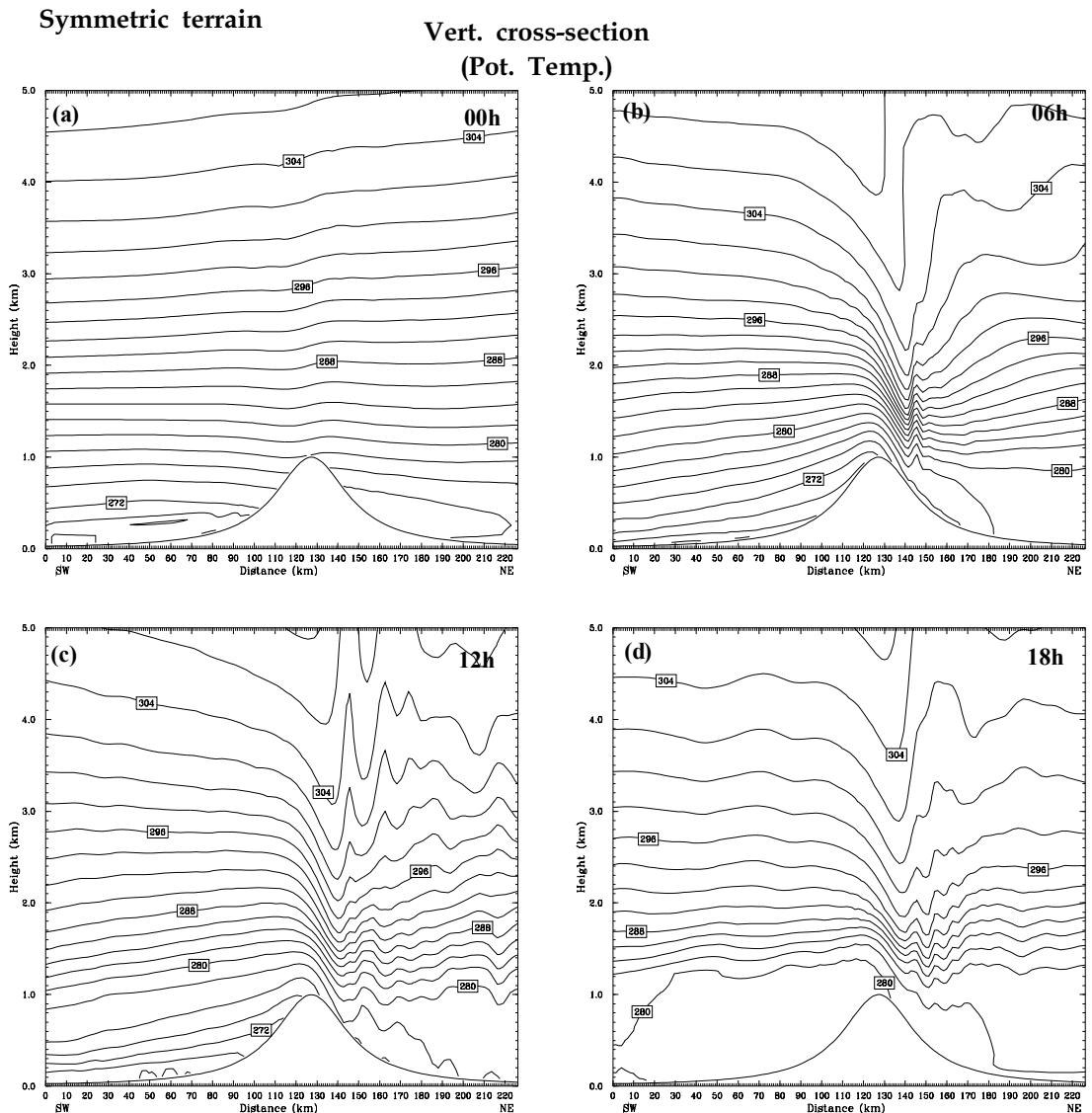


Fig. 6. Same as in Fig. 5, except for potential temperature (2 K intervals).



림 (Fig. 6c)을 보면, 풍하측 산 경사면에서의 등온위선들이 6시간 전보다 조밀하지 못하며, 파동파괴의 영역도 사라졌음을 알 수 있다. 18시간 후 (Fig. 6d)에는 산악파의 진폭은 더욱 작아져 산악파의 영향은 산 경사면까지 미치지 못하고 있다.

Fig. 7은 연직 속도의 연직 단면도로서 실선은 양의 값으로 상승 기류를 나타내고 점선은 음의 값으로 하강 기류를 나타낸다. 6시간 후 (Fig. 7b)에는 풍하측 산경사

면을 따라 하강 구역이 존재하며, 이어서 좁은 강한 상승 구역 및 하강 구역이 번갈아 나타나고 있다. 12시간 후 (Fig. 7c)에는 이전에 존재하였던 넓은 하강 구역은 정제하였고 그 범위는 다소 연직 방향으로 늘어났으며, 이전에 지표 부근까지 위치하였던 상승 구역은 보다 높은 고도로 이동하였다. 또한, 풍하측으로 내려갈수록 약한 상승 구역과 하강 구역이 번갈아 나타나고 있어 풍하파의 존재를 보여준다. 18시간 후의 그림 (Fig. 7d)을 보

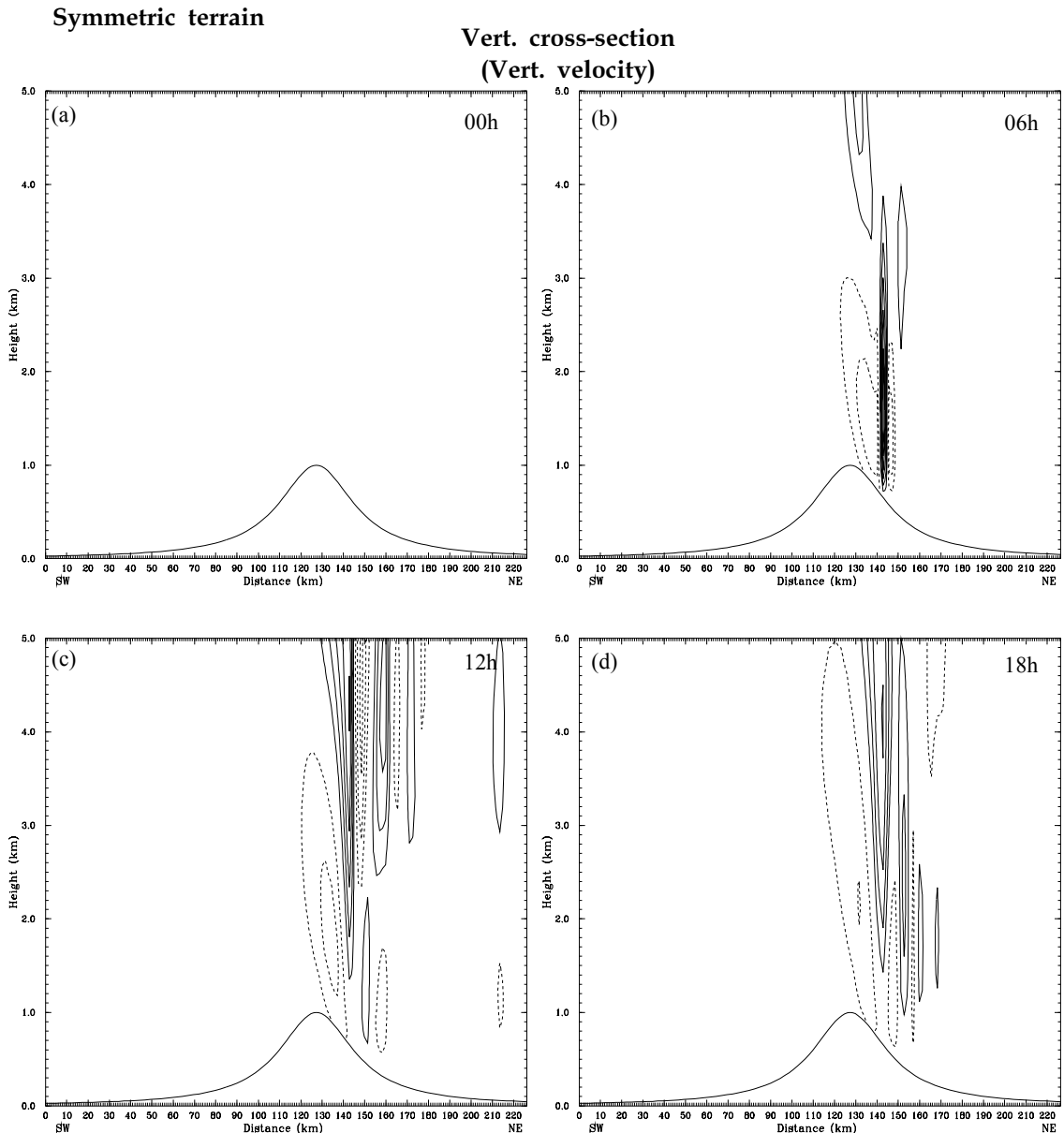


Fig. 7. Same as in Fig. 5, except for vertical velocity ( $50 \text{ cm s}^{-1}$  intervals).

면, 연직속도의 세기는 이전 시간에 비해 다소 약해졌으나, 풍하측 멀리까지 하강 기류와 상승 기류가 번갈아 나타나 풍하파가 전파되는 모습을 잘 볼 수 있다.

4.2 좌우 비대칭형 산악지형의 수치모의 결과 분석

Fig. 8은 좌우 비대칭형 산악지형의 지표면에서의 바람장을 보여준다. 초기 시각 (Fig. 8a)에는 모든 지역

에서 풍속이 약하며, 6시간 후 (Fig. 8b)에는 산맥을 경계로 풍상측에서는 약한 바람을, 풍하측에서는 강풍역을 아주 좁고 강하게 모의하였다. 한편, 좌우 비대칭형 지형과 좌우 대칭형 지형에 따른 지표면에서의 풍속 차이를 보다 뚜렷하게 나타내기 위하여 6시간 후의 두 풍속의 차이 (좌우비대칭형 경우의 지표면 풍속 - 좌우 대칭형 경우의 지표면 풍속)를 Fig. 8c에 나타내었다. 이 그림에서 등치선 간격은  $3 \text{ ms}^{-1}$ 이며 실선은 +를, 점

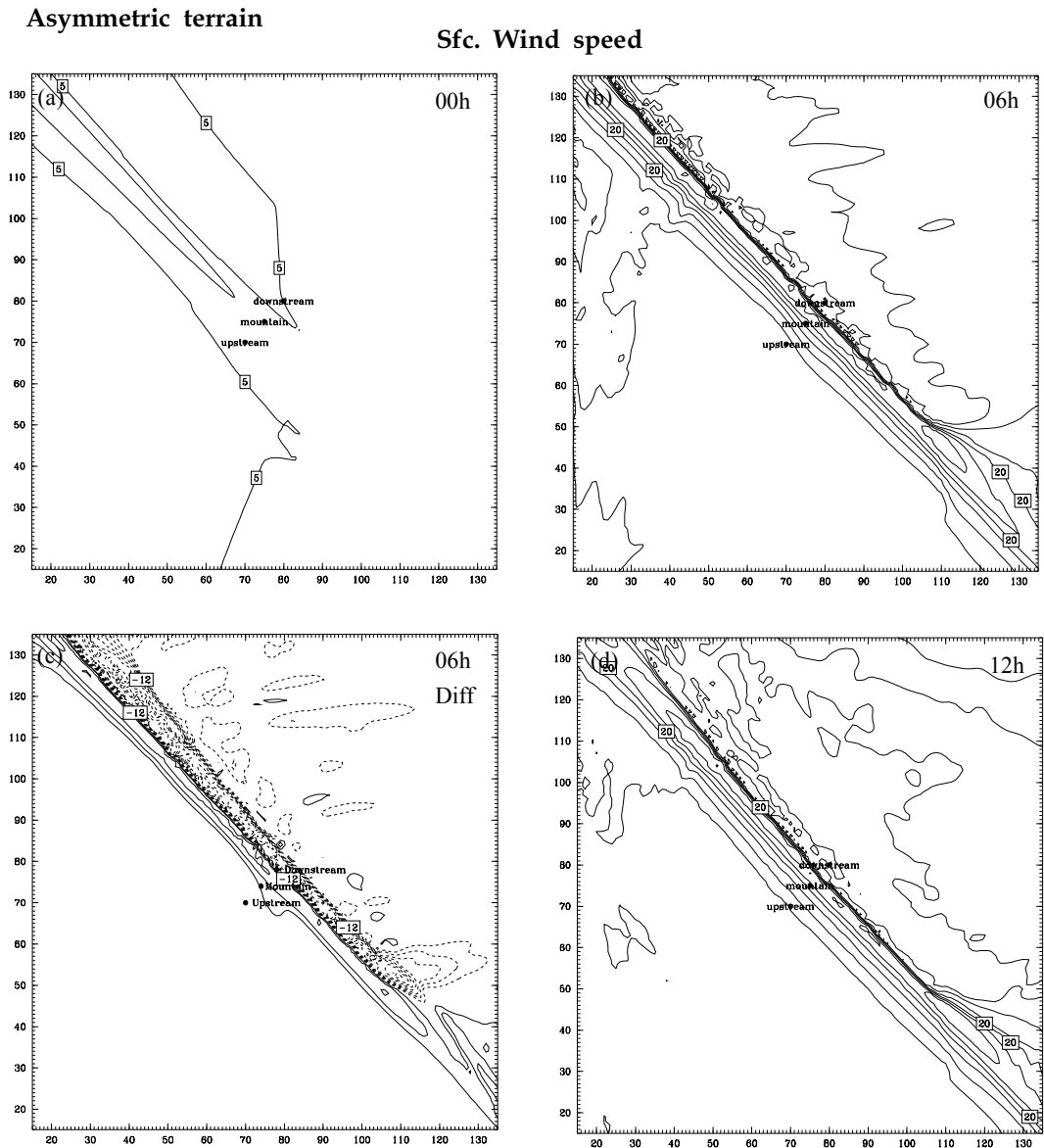


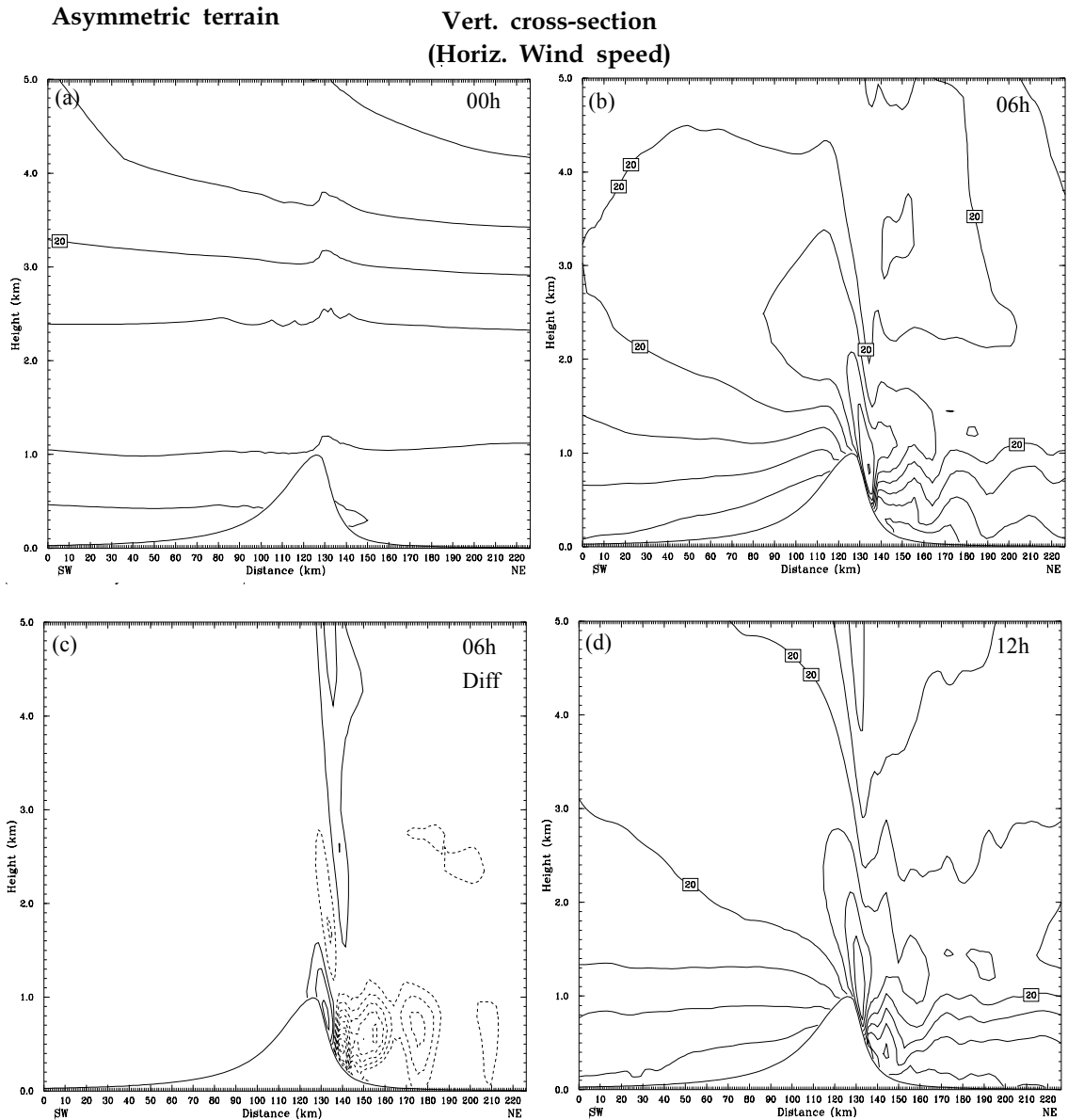
Fig. 8. Surface wind speeds ( $5 \text{ ms}^{-1}$  intervals) of the asymmetric terrain simulation at (a) 00 h, (b) 06 h, (d) 12 h integration time. Fig. 8(c) is a difference chart (surface wind speed of the asymmetric simulation - that of the symmetric simulation) at 6 h integration time.

선은 -를 각각 나타낸다. Fig. 8c를 보면 산 정상으로부터 풍하측으로 약 4 km 떨어진 지점까지 + 구역이 위치하고 있어, 이 구역에서는 비대칭형 지형의 풍속이 대칭형 지형의 풍속보다 더 강함(최대 약  $10 \text{ ms}^{-1}$  정도)을 알 수가 있다. 그런데 그 이상의 풍하측 지역에서는 오히려 비대칭형 지형의 풍속이 대칭형 지형의 풍속보다도 더 약함(최대 약  $20 \text{ ms}^{-1}$  정도)을 알 수가 있다. 12시간 후(Fig. 8d)에도 6시간 후의 경우와 유사하게 산 정상을 넘어 풍하측으로 강한 바람을 모의하고 있다. 한편, 산 정상으로부터 풍하측으로 약 4 km 정도 이상 떨어져 있는 지역에서는 풍속이 약하였다. 18시간 후(그림 생략)의 경우, 전반적으로 이전 시간의 패턴과 비슷하나 풍속의 세기가 다소 약화되었다. 따라서 이 사례의 경우, 풍하측의 모든 곳에서, 비대칭형 지형의 지표면 풍속이 대칭형 지형의 지표면 풍속보다 항상 큰 것이 아니라, 어느 정도 제한된 풍하측의 지점까지 풍속의 증대 효과가 있으며 그 지점을 넘어 풍하측으로는 오히려 풍속이 감소함을 보여 주고 있다.

Fig. 9는 수평 바람의 연직 단면도를 보여준다. 초기 시각(Fig. 9a)에는 초기 수평 바람의 연직 시어가 있으며, 6시간 후의 그림(Fig. 9b)을 보면, 초기 시각에 비해 풍상측 경사면에서 바람이 다소 약해짐을 알 수 있으며, 반면에 풍하측에서는 활강 강풍역을 비교적 좁게, 집중적으로 모의하고 있으며, 특히 산 정상 부근의 풍하측 약 0.8 km 고도에서 최대 풍속이 약  $40 \text{ ms}^{-1}$  정도인 강풍역이 위치해 있음을 알 수 있다. 그런데 이러한 세기의 강풍역이 나타나는 시간대 및 위치가 좌우 대칭형 산악지형의 경우보다 약 2시간 정도 빠르고, 연직적으로 약 0.5 km 정도 보다 낮은 곳에서 약 4시간 동안 강풍역이 지속되었다. Fig. 9c는 풍속 차이를 보다 분명하게 나타내기 위하여 6시간 후의 풍속의 차이(좌우 비대칭형 경우의 풍속 - 좌우 대칭형 경우의 풍속)를 단면도 축을 따라 연직적으로 나타내었다. 이 그림에서 등치선 간격은  $3 \text{ ms}^{-1}$ 이며 실선은 +를, 점선은 -를 각각 나타낸다. Fig. 9c를 보면 산 정상에서 풍하측으로 산 높이의 약 1/2이 되는 지역에 걸친 상공에서는 + 구역이 위치하고 있으며, 이 구역에서는 좌우 비대칭형 경우의 풍속이 좌우 대칭형 경우의 풍속보다 최대 약  $10 \text{ ms}^{-1}$  정도 강하였다. 한편, 그 고도 이하의 풍하측 상공에서는 - 구역이 위치하고 있어, 지표면에서의 풍속 차이를 나타낸 Fig. 8c와 패턴이 일치함을 알 수 있다. 즉, 풍하측의 모든 곳에서, 비대칭형 지형의 지표면 풍속이 대칭형 지형의 지표면 풍속보다 항상

강한 것이 아니라, 어느 정도 제한된 풍하측의 지역까지 풍속의 증대 효과가 있으며, 그 지점을 지나 지표면 뿐만 아니라 상공에서는 오히려 풍속이 감소함을 연직적으로 잘 보여 주고 있다. 12시간 후(Fig. 9d)에도 6시간 후인 Fig. 9b의 형태와 거의 유사하나, 다만 강한 풍속역의 중심이 이전 시간보다 다소 연직적으로 높은 고도로 이동하였다. 18시간 후(그림 생략)에는 풍속이 다소 약해진 모습을 보이고 있으나 전 시간의 형태와 유사하였다.

Fig. 10은 온위의 연직 단면도를 보여 준다. 초기 시각(Fig. 10a)에는 등온위선의 기울기가 거의 수평적임을 보여주고 있으나, 산 정상 부근의 상공으로는 산악 형태에 적응하여 약간의 굴곡이 형성되었음을 보여주고 있다. 2시간 후(그림 생략)에 파동파괴가 고도 약 1.5-2 km 사이에서 처음 발생하였으며, 6시간 후(Fig. 10b)에는 풍하측 산 경사면을 따라 등온위선이 아주 조밀해 연직 속도의 강도가 강함을 보여주고 있으며, 산 정상 바로 넘어 고도 2-4 km 부근에서는 등온위선의 연직 기울기가 수직( $\frac{\partial \theta}{\partial z} \approx 0$ )이어서 산악파의 파동 파괴가 일어나고 있음을 잘 보여 주고 있다. 참고로 산맥에 수직한 바람 성분의 연직 단면도(그림 생략)를 보면 모의 시작 2시간 후에 풍상측 대기 저층에서 약한 저지 현상이 나타나, 파동 파괴 현상과 거의 같은 시간대에 나타났다. Fig. 10c는 온위 분포의 차이를 연직적으로 보다 분명하게 나타내기 위하여 6시간 후의 온위의 차이(좌우 비대칭형 경우의 온위값 - 좌우 대칭형 경우의 온위값)를 단면도 축을 따라 연직적으로 나타낸 것이다. 이 그림에서 등치선 간격은 1 K이며 실선은 +를, 점선은 -를 각각 나타낸다. Fig. 10c를 보면 산 정상에서 풍하측으로 산 높이의 약 1/2이 되는 지역의 상공에서는 최대 +구역이 위치하고, 그 고도 이하의 풍하측 상공에서는 - 구역이 위치하고 있다. 즉, 이러한 패턴은 비대칭형 지형의 경우가 대칭형 지형의 경우에 비하여, + 구역에서는 등온위선의 연직 기울기가 아래쪽으로 보다 더 가파르고, 그리고 - 구역에서는 반대로 등온위선의 기울기가 위쪽으로 보다 더 가파름을 보여 준다. 이러한 결과로 등온위선의 연직 기울기가 더욱 더 연직적으로 가파르게 하여, 연직 기울기가 수직( $\frac{\partial \theta}{\partial z} \approx 0$ )인 영역이 산 정상의 풍하측 대기의 하층과 중층에 걸쳐 뚜렷하게 나타났다. 이러한 형태는 대칭형 지형의 경우보다도 더욱 더 강한 산악파의 파동 파괴가 일어나고 있음을 잘 보여 주고 있다. 또한, 산 정상에서 풍하측으로 산 높이의 약 1/2이 되는 지역의



**Fig. 9.** Vertical cross-sections of horizontal wind speed ( $5 \text{ m s}^{-1}$  intervals) of the asymmetric terrain simulation at (a) 00 h, (b) 06 h, (d) 12 h integration time. Fig 9(c) is a difference chart (horizontal wind speed of the asymmetric simulation - that of the symmetric simulation) at 6 h integration time.

상공에서는 상대적으로 보다 더 강한 하강 기류가, 그리고 그 지역을 지나 풍하측 상공에서는 더 강한 상승 기류가 존재함을 등온위선의 분포를 통하여 추정할 수 있는데, 이러한 상황은 연직 속도의 단면도인 Fig. 11c를 보면 명확하게 확인할 수가 있다. 12시간 후 (Fig. 10d)에도 고도 약 4-6.5 km 사이에서 파동 파괴를 잘 볼 수 있으나, 13시간 후 (그림 생략)에는 이러한 파동

파괴가 약화되었다. 비교를 위해 같은 시간의 대칭형 산악지형의 모의결과인 Fig. 6(c)와 비교하여 볼 때, 대칭형 산악지형의 경우는 파동파괴가 사라졌으나, 비대칭형 산악지형의 경우는 오히려 등온위선의 기울기가 연직적으로 보다 더 가파르고 진폭도 강함을 볼 수가 있다. 즉, 풍하측 경사면이 보다 더 가파른 비대칭형 산악지형의 경우, 파동 파괴가 더 오래 지속되었음을 알

Asymmetric terrain

Vert. cross-section  
(Pot. Temp.)

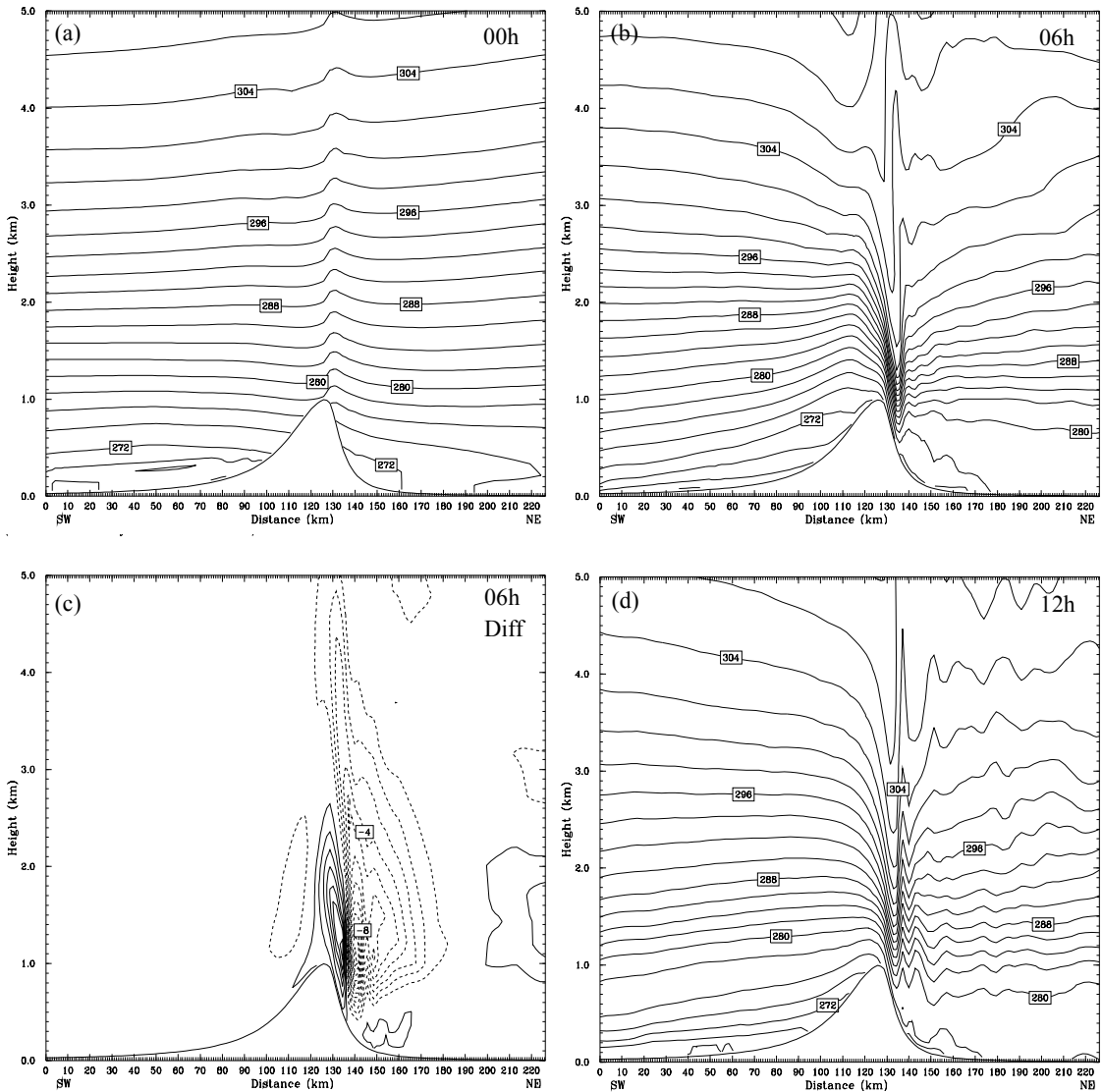


Fig. 10. Same as in Fig. 9, except for potential temperature (2k intervals).

수가 있다. 18시간 후 (그림 생략)에는 파동 파괴의 영역은 사라지고 풍하파가 풍하측 멀리까지 존재하였다.

Fig. 11은 연직 속도의 연직 단면도로서 실선은 양의 값으로 상승 기류를 나타내고 점선은 음의 값으로 하강 기류를 나타낸다. 6시간 후 (Fig. 11b)에는 풍하측 산사면을 따라 강한 하강 구역이, 그리고 이어서 강한 상승 구역이 잘 나타나 있다. Fig. 11c는 연직 속도 분포의 차이를 연직적으로 보다 분명하게 나타내기 위

하여 6시간 후의 연직 속도의 차이 (좌우 비대칭형 경우의 연직 속도 - 좌우 대칭형 경우의 연직 속도)를 단면도 축을 따라 연직적으로 나타낸 것이다. 이 그림에서 등치선 간격은  $1 \text{ ms}^{-1}$ 이며 실선은 +를, 점선은 -를 각각 나타낸다. Fig. 11c를 보면 산 정상에서 풍하측으로 산 높이의 약 1/2이 되는 지역의 상공에서는 - 구역이 위치하고, 그 이하의 풍하측 상공에서는 + 구역이 위치하고 있음을 알 수 있다. 즉, 이러한 패턴은 비대칭

## Asymmetric terrain

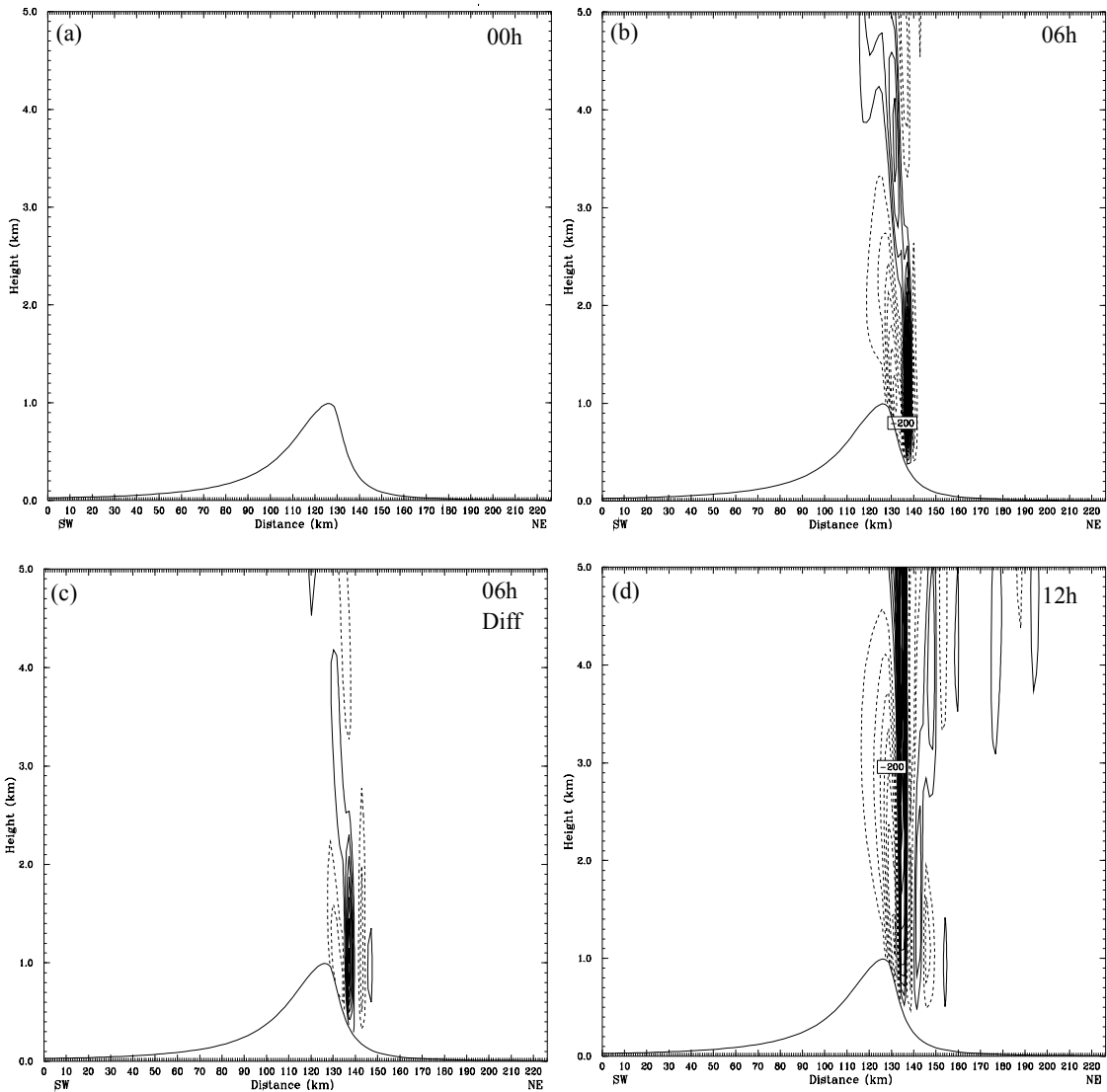
Vert. cross-section  
(Vert. velocity)

Fig. 11. Same as in Fig. 9, except for vertical velocity ( $50 \text{ cm s}^{-1}$  intervals).

형 지형의 경우가 대칭형의 경우보다 하강 구역에서는 더욱 강한 하강 운동을, 그리고 상승 구역에서는 더욱 더 강한 상승 운동을 하고 있음을 잘 보여준다. 12시간 후 (Fig. 11d)에도 6시간 전과 비슷하게 하강 기류 및 상승 기류의 강도가 유지되었으며, 또한 풍하측 너머로 하강 구역과 상승 구역이 파의 형태로 교대로 나타나고 있다. 비교를 위해, 같은 시각에 대응되는 대칭형 산악지형의 모의 결과인 Fig. 7(c)와 비교하여 볼 때,

명확하게 하강 기류와 상승 기류의 강도가 보다 더 강함을 잘 알 수가 있다. 즉, 풍하측 경사면이 보다 더 가파른 비대칭형 지형의 경우, 하강과 상승 운동의 강도가 더욱 강하게 그리고 더 오래 지속됨을 알 수 있다. 18시간 후 (그림 생략)에도 12시간 후의 패턴을 거의 유지하고 있으며, 풍하측 너머로 파의 형태가 계속 진행되고 있음을 보여주었다.

비대칭형 산악지형으로 수치모의한 결과 자료중에

서, 원주, 대관령 그리고 강릉에 대응된다고 추정되는 지점에서의 지상 바람, 기온, 습도의 시간별 자료(그림 생략)를 실제 관측 자료(Fig. 2)와 주로 정성적으로 비교해보았다. 원주의 경우, 전반적으로 풍속을 3~6  $\text{ms}^{-1}$  정도 과다 모의하였으며, 풍향의 경우는 유사하게, 그리고 상대습도 및 기온은 약간 낮게 모의하였다. 대관령의 경우, 전반적으로 풍속을 과다 모의하였으며, 최대 10  $\text{ms}^{-1}$  정도 과다 모의하였다. 풍향의 경우는 거의 유사하게 남서풍으로 모의하였고, 상대습도는 전반적으로 약간 과다 모의하였으며, 부분적으로는 최대 37% 정도 과다 모의하였고, 기온은 3~4°C 정도 낮게 모의하였다. 강릉의 경우, 전반적으로 풍속을 과소 모의하였으며, 최대 12  $\text{ms}^{-1}$  정도 과소 모의하였다. 풍향의 경우는 관측과 비슷하게 주로 남서풍으로 모의하였으나 부분적으로는 북서풍과 남동풍으로 모의하기도 하였다. 상대습도는 전반적으로 약간 과다 모의하였으며, 부분적으로는 최대 33% 정도 과다 모의하였다. 기온은 수치모의 시간이 13시간 이전까지는 1~2°C 정도 높게 모의하였으나 13시간 이후로는 오히려 2~4°C 정도 낮게 모의하였다.

## 5. 요약 및 결론

좌우 대칭형 산악지형과 풍상측보다 풍하측의 기울기를 보다 더 가파르게 변형한 좌우 비대칭형 산악지형을 각각 사용하고, 또한, 초기값 및 경계값으로 영동 지역에서 활강 강풍이 발생한 2006년 2월 13일 사례의 GDAS(FNL) 분석자료를 이용하여, WRF모형을 가동하였다. 산 경사면의 기울기 차이에 따라 풍하측 강풍의 강도 변화 및 강풍역의 위치 변화가 시간 및 공간적으로 어떻게 나타나는지 살펴보았다.

종합적으로 분석해볼 때, 좌우 대칭형 산악지형과 좌우 비대칭형 산악지형 모두에서 풍하측 파동 파괴 현상이 나타났으나, 대칭형 산악지형의 경우, 모의 시작 3시간 후부터 파동파괴가 고도 약 1.5-2 km 사이에서 나타났으며, 모의 시작 8시간에는 보다 높은 고도인 고도 약 3.5-6.5 km 사이에 위치하였고, 그 후로는 파동파괴가 약화되었다. 반면에 비대칭형 산악지형의 경우, 모의 시작 2시간 후부터 파동파괴가 고도 약 1.5-2 km 사이에서 처음 나타났으며, 모의 시작 12시간에는 보다 높은 고도인 고도 약 4-6.5 km 사이에 위치하였고, 그 후로는 파동파괴가 약화되었다. 즉, 비대칭형 산악지형에서, 파동 파괴가 시작되는 시간이 1시간 먼저

시작되었고, 지속 시간이 약 6시간 더 길었으며, 또한 보다 강한 산악파의 파동 파괴 현상을 보여주었다. 그런데 좌우 대칭형 산악지형의 경우, 모의 시작 2시간 후에 풍상측 저지 현상이 나타나, 파동 파괴보다 약 1시간 정도 먼저 나타났으며, 좌우 비대칭형 산악지형의 경우, 모의 시작 2시간 후에 풍상측 저지 현상이 나타나, 파동 파괴와 거의 같은 시간대에 나타났다.

한편, 풍속의 경우, 좌우 대칭형 산악지형에서는 최대 강풍역(40  $\text{ms}^{-1}$ )이 모의 시작 8시간 후에 산 정상 부근의 풍하측 약 1.3 km 고도에 출현하였으며, 약 1시간 정도 지속되었다. 반면에, 좌우 비대칭형 산악지형에서는 최대 강풍역(40  $\text{ms}^{-1}$ )이 모의 시작 6시간 후에 산 정상 부근의 풍하측 약 0.8 km 고도에 출현하여, 좌우 대칭형 산악지형의 경우보다 약 2시간 정도 빠르게 시작하여, 연직적으로 약 0.5 km 정도 보다 낮은 곳에서 약 4시간 동안 강풍역이 지속되었다.

지표면 풍속의 경우, 산 정상으로부터 풍하측으로 약 4 km 떨어진 지점까지 비대칭형 산악지형의 지표면 풍속이 대칭형 산악지형의 지표면 풍속보다 더 강하였으나(최대 약 10  $\text{ms}^{-1}$  정도), 그 이하의 풍하측 지역에서는 오히려 비대칭형 산악지형의 지표면 풍속이 대칭형 산악지형의 지표면 풍속보다도 더 약하였고(최대 약 20  $\text{ms}^{-1}$  정도), 또한, 그 지역의 상공에서도 풍속이 약함을 연직적으로 잘 볼 수 있었다. 따라서 풍하측 산 경사면의 기울기가 비대칭적으로 가파른 산악지형의 지표면 풍속이 대칭형 산악지형의 지표면 풍속보다 항상 강한 것이 아니라, 어느 정도 제한된 풍하측 지역까지 풍속의 증대 효과가 있으며, 그 지점을 지나서는 오히려 풍속이 감소하였다. 이것은 산 경사면의 급격한 기울기에 의해 상대적으로 보다 강한 강풍역이 좁은 지역으로 집중적으로 형성된 것을 반영한 것으로 볼 수 있다.

한편, 연직 속도의 경우, 풍하측의 기울기를 보다 더 가파르게 한 비대칭형 산악지형의 경우가 대칭형 산악지형의 경우보다 하강 구역에서는 더욱 강한 하강 운동을, 그리고 상승 구역에서는 더욱 더 강한 상승 운동을 보여주었다. 그리고 강한 하강 및 상승 운동의 지속 시간이 보다 더 길었으며 또한, 풍하측 너머로 하강 기류역과 상승 기류역이 파의 형태로 뚜렷하게 잘 나타났다.

지형적으로 복잡한 영동 지역의 활강 강풍 현상을 보다 더 깊게 이해하기 위해서는 대기의 연직 안정도, 역전층의 존재 유무 그리고 역전층의 고도 위치에 따른 민감도 분석 등 다양한 수치실험들이 앞으로 더

있어야 할 것으로 본다.

## 감사의 글

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

## 참고문헌

- 김정훈, 2006: 봄철 영동지역 국지 하강풍 메커니즘과 지형 효과에 대한 연구. *대기지*, **16(2)**, 67-83.
- 유정아, 백종진, 1999: 고립된 산악 위에서의 이차원 성층화된 흐름의 흐름 체계. *한국기상학회지*, **35(3)**, 384-395.
- 이재규, 2005: 태백산맥의 지형적인 효과와 관련된 활강풍에 대한 민감도 실험. *환경연구논문집*, **5(1)**, 158-165.
- 하현주, 1994: 영동지방에서 발생하는 국지 강풍 특성과 피연 현상과의 관련성 연구. 서울대학교 대학원 석사학위논문, 60 pp.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a meso-scale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Durran D. R., 1986: Another look at downslope windstorm. Part I : On the development analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527-2543.
- Glickman, T. S., 2000: Glossary of Meteorology, 2nd ed. *American Meteorological Society*, Boston, 855 pp.
- Hong, S.-Y. and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- Lilly, D. K., and J. B. Klemp, 1979: The effects of the terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. *J. Fluid Mech.*, **95**, 241-261.
- 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.
- Miller, P. P., and D. R. Durran, 1991: On the sensitivity of downslope windstorms to the asymmetry of the mountain profile. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1457-1473.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**, 16663-16682.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers, 2005: A Description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.
- Smith, R. B., 1981: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, **Vol. 21**, Academic Press, 87-228.