

강풍 사례의 해상풍 모의를 위한 모형의 최적화

허기영¹ · 이정욱¹ · 하경자^{1,*} · 전기천² · 박광순²

¹부산대학교 지구환경시스템학부, 627-706, 609-735, 부산광역시 장전동 산 30

²한국해양연구원 연안방재연구사업단, 426-744, 경기도 안산시 상록구 해안로 454

Model Optimization for Sea Surface Wind Simulation of Strong Wind Cases

Ki-Young Heo¹, Jeong-Wook Lee¹, Kyung-Ja Ha^{1,*},
Ki-Cheon Jun², and Kwang-Soon Park²

¹Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

²Coastal Engineering Research Division, Korea Ocean Research and Development Institute,
Gyeonggi 426-744, Korea

Abstract: This study is concerned with the optimization of models using MM5 and WRF mesoscale numerical models to simulate strong sea surface winds, such as that of typhoon Shanshan on 17 September 2006, and the Siberian high event on 16 December 2006, which were selected for displaying the two highest mean wind speeds. The model optimizations for the lowest level altitude, physical parameters and horizontal resolution were all examined. The sea surface wind values obtained using a logarithmic function which takes into account low-level stability and surface roughness were more accurate than those obtained by adjusting the lowest-level of the model to 10 m linearly. To find the optimal parameters for simulating strong sea surface winds various physical parameters were combined and applied to the model. Model grid resolutions of 3-km produced better results than those of 9-km in terms of displaying accurately regions of strong wind, low pressure intensities and low pressure mesoscale structures.

Keywords: high sea surface wind, MM5, WRF, optimization

요약: 이 연구에서는 2006년 9월 17일의 태풍 산산과 2006년 12월 16일의 시베리아 고기압 확장에 의한 강풍 사례에 대하여 MM5와 WRF 중규모 수치 모형을 이용한 실험을 통해 강한 해상풍을 모의하기 위한 모형의 최적화가 조사되었다. 모형의 최적화는 모형의 최하층 고도, 물리 모수화, 모형 해상도에 대해 조사되었으며, 결과를 요약하면 다음과 같다. 1) 두 사례 모두 최하층 연직 고도를 해상풍 관측 고도인 10 m까지 선형적으로 내리는 것보다 대기 하층의 안정도와 해수면 거칠기를 고려하여 로가리듬의 함수로 변환하는 것이 더 정확한 모의를 하였다. 2) 강한 해상풍 모의를 위한 최적의 모수화 방안을 찾기 위해, 여러 물리 모수화 방안을 조합하여 모형에 적용하였다. 3) 3-km의 고분해능의 모형 결과가 9-km 분해능의 모형 결과에 비해 강풍 지역과 저기압의 강도와 같은 저기압의 중규모 구조를 잘 나타내었다.

주요어: 강한 해상풍, MM5, WRF, 최적화

서 론

대기와 해양 사이의 열, 운동량, 그리고 수증기의 교환은 태풍, 열대 저기압, 해양 저기압, 강수 시스템과 같은 대기 현상의 빌달에 중요한 과정이다. 특히

강풍 조건에서는 플럭스 교환 과정이 해상의 물보라와 거품에 영향을 받기 때문에 해양과 대기의 교환은 더 복잡하게 발생하며, 대기-해양의 상호 작용이 중요한 역할을 한다(Wang et al., 2001). 따라서 수치 모형을 이용하여 해양에서 발생하는 대기 현상을 정확히 모의하기 위해서는 해상풍의 정확한 산출이 선행되어야 하며, 대기와 해양 사이의 상호작용이 고려되어야 한다. 해상풍의 정확한 산출을 위한 연구는

*Corresponding author: kjha@pusan.ac.kr

Tel: 82-51-510-2177

Fax: 82-51-515-1689

그 동안 여러 연구자들에 의해 이루어져 왔다. 김규명과 강인식(1992)은 대기의 안정도와 경압성이 대기 경계층의 바람을 산출하는 데 매우 중요한 역할을 함을 밝혔다. 김맹기와 강인식(1995)은 한반도 주변에서 바람의 응력, 현열속, 잠열속이 풀러스 모형에 미치는 영향에 관해 연구하였으며, 서장원과 장유순(2003)은 중규모 기상 모형이 전체적으로 약한 풍속에 대해서는 강하게, 강한 풍속에 대해서는 다소 약하게 모의함을 보였다.

해상풍은 대기의 안정도, 경압성, 지표면 특성 등 복잡한 대기 경계층 역학의 지배를 받고 있기 때문에(Hoxit, 1974; Danard, 1988), 해상풍의 정확한 모의를 위한 행성 경계층(planetary boundary layer, PBL) 모수화 방안을 찾아내는 연구가 필요하다. Braun and Tao(2000)는 허리케인 Bob에 대한 PBL 모수화의 민감도 실험을 통해 Burk-Thompson(Burk and Thompson, 1989)과 bulk aerodynamic boundary layer scheme(Deardorff, 1972)은 강한 폭풍을, Medium-Range Forecast(MRF) PBL(Hong and Pan, 1996)은 가장 약한 폭풍을 생산함을 보였다. 이에 반해 Srinivas et al.(2007a)은 MM5 모형에 다양한 PBL 모수화 방안을 적용하여 해류풍을 모의하였으며, Blackadar PBL(Blackadar, 1962)이 PBL 고도, 습도, 풍속의 분포를 가장 잘 모의한다고 밝혔다. 또한, Shim and Hong(2006)은 열대 저기압의 경로가 적운 모수화와 PBL 모수화에 민감한 반응을 보이는데, PBL 모수화가 열대 저기압의 강도에 영향을 미치며, PBL 모수화들 중에서 MRF PBL이 열대 저기압의 강도와 구조를 가장 잘 모의한다고 밝혔다. 또한 해상풍의 강도를 정확히 모의하기 위해서는 그에 적합한 분해능을 선정해야 한다. 정확한 강풍 사례를 예측하기 위해서는 5 km 혹은 그것보다 작은 수평 격자 간격이 필요하다(Cairns and Corey, 2003). 하지만 지금까지의 연구결과에 따르면 수치모형에서는 해상풍의 풍속이 작게 모의되고 있는 실정이며, 이를 개선하기 위한 연구는 아직 부족한 실정이다. 따라서 본 연구에서는 강풍 조건에서의 해상풍을 잘 모의하고자 해상풍의 시·공간적 특성을 살펴보고 강한 해상풍을 모의하기 위한 모형의 최적화 방안을 찾고자 하였다. 이를 위해 모형의 최하층 고도에 따른 해상풍의 민감도 실험을 수행하고, 강풍을 잘 모의하는 최적의 모수화 방안을 선정하였으며, 분해능에 따른 해상풍과 저기압의 민감도 실험을 수행하였다.

연구 방법

강풍 사례를 선정하기 위해서, QuikSCAT 자료를 이용하여 2006년 3월 1일부터 2007년 2월 28일 까지 1년 동안의 해상풍 분포를 조사하였다. 강풍 사례의 분류는 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 공간 해상도와 12시간의 시간 해상도를 가진 QuikSCAT 자료를 이용하여 식 (1)과 같이 평균으로부터 표준편차 s 보다 큰 경우로 선정하였다. Wentz et al.(2001)에 따르면 QuikSCAT 해상풍 자료는 관측자료와 비교하여 RMSE(Root Mean Square Error)가 0.7 ms^{-1} 로써 오차가 적다.

$$\text{강풍: } \dot{U}_i \geq \bar{U} + s \quad (1)$$

여기서, \dot{U}_i 는 영역 평균 풍속을, \bar{U} 는 사례기간 전체 시간과 공간의 평균풍속을 뜻한다. 이를 통해 20개의 강풍 사례일이 선정되었으며, 이때 표준편차는 2.255이다.

해상풍의 시간과 공간에 대한 변동을 살펴보기 위하여, 표준편차가 2.255 이상인 20개의 사례 중 3월~11월(9개 사례)과 12월~2월(11개 사례)로 나누어 풍속의 평균과 표준편차를 계산하였다(Fig. 1a와 b). 본 연구에서 사용된 영역은 동해, 남해, 대한해협, 서해가 포함된 위도 $31.9^\circ\text{N} \sim 37.9^\circ\text{N}$, 경도 $123.4^\circ\text{E} \sim 132.9^\circ\text{E}$ 이다. 봄~가을의 평균 풍속은 서해와 남해에서 $11 \sim 16 \text{ ms}^{-1}$ 로 나타나며 동해에서 $15 \sim 18 \text{ ms}^{-1}$ 로 비교적 크다. 표준편차는 평균풍속과 비슷한 분포를 보이는데 풍속이 강한 동해에서 표준편차가 큰 것을 볼 수 있다. 이것은 2006년에 태풍이 대한해협과 동해를 통과한 경우가 많았기 때문에 태풍의 위험반원에 든 동해에서 풍속이 커지며 변동 또한 크게 나타난 것으로 분석된다. 겨울에는 봄~가을에 비해 비교적 풍속이 작은 특징을 보이는데, 남해와 동해에서 $12 \sim 15 \text{ ms}^{-1}$ 로 서해에 비해 비교적 크며 변동 역시 큰 것으로 분석되었다. 본 연구에서는 표준편차 2.255 ms^{-1} 이상인 강풍 사례 20개 중에서 표준편차가 4.5 ms^{-1} 이상으로 가장 컸던 2006년 9월 17일의 태풍 산산의 사례(Fig. 1c)와 2006년 12월 16일의 대류성 기단의 확장에 따른 강풍 사례(Fig. 1d)를 각각 선정하였다.

실험 설계

모형의 최적화 실험에서 사용된 두 가지 수치 모

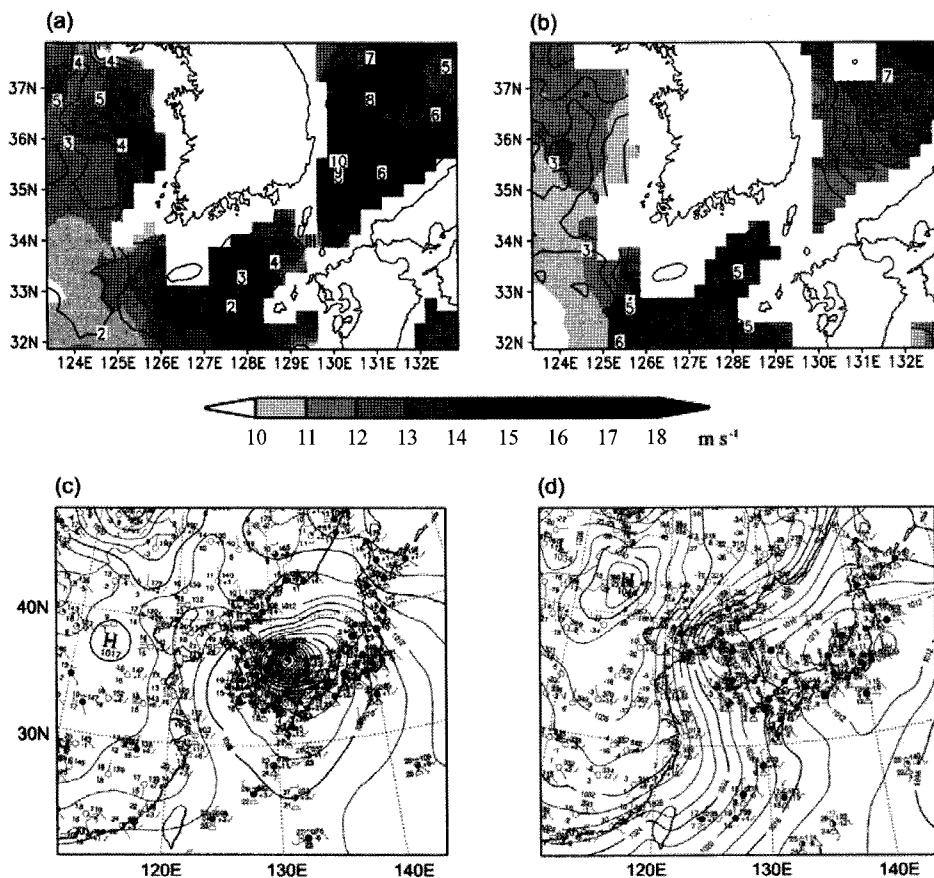


Fig. 1. Horizontal distribution of the average (shaded area, ms^{-1}) and the standard deviation (contour, ms^{-1}) of wind speed for the strong wind cases (a) during March to November (9 cases), (b) during December to February (11 cases). (c) and (d) present surface weather charts for the present cases at 09 UTC 17 September 2006 and 09 UTC 16 December 2006, respectively. The solid line represents the isobar (in (c) and (d), 2 hPa interval).

형은 Fifth-generation Mesoscale Model(MM5) 3.7버전과 Weather Research and Forecasting model (WRF) 2.2버전이다. 모형 성능의 객관적인 비교를 위하여 모형 영역 및 실험 설계는 모두 동일하게 구성하였다(Table 1). 모형의 등지격자 도메인을 각각 27 km, 9 km 분해능으로 나누었으며, 등지격자 모형의 외부경계조건을 생성하기 위해서 양방향 상호 등지 격자계(two-way interacting nested grid system) 방법을 사용하였다. 첫 번째 등지격자 모델링 영역은 27 km 간격으로 61(동서)×61(남북)이고 그 중심은 35.0°N, 129.0°E이다. 두 번째 도메인의 격자 간격은 9 km이며 127 (동서)×91 (남북)의 수평영역으로 설정하였다. 초기자료와 경계 자료는 격자 간격 $1.0^{\circ}\times 1.0^{\circ}$ 인 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)에서 제공하는 Final Analysis(FNL)을 사용하

였다. 두 모형 모두 물리과정을 선택적으로 사용할 수 있으며, 본 연구에서는 동일한 물리 과정을 설정하였다. 구름물리 과정의 경우 Simple ice scheme (Dudhia, 1989), 지면 모수화 과정은 5-layer soil (Dudhia, 1996) 방안을 사용하였다. 그리고 복사 모수화 방안으로는 장파복사에 대해서는 Rapid RTM 복사 모수화 방안(Mlawer et al., 1997)을, 단파복사에 대해서는 simple MM5 방안(Dudhia, 1989)을 사용하였다.

MM5와 WRF에서 해상풍을 산출하는 식은 다음과 같다.

$$U_{10} = U_{a0} \times \frac{\ln(10/z_0) - \Psi_{m10}}{\ln(z_{a0}/z_0) - \Psi_m} \quad (2)$$

$$V_{10} = V_{a0} \times \frac{\ln(10/z_0) - \Psi_{m10}}{\ln(z_{a0}/z_0) - \Psi_m} \quad (3)$$

Table 1. MM5 and WRF model description

Model configuration	MM5	WRF
Grid & nest	Arakawa C grid multiple nest	Arakawa B grid multiple nest
Vertical coordinate system	Sigma coordinate	(Hybrid) Sigma - z(pressure) - Terrain following
Vertical resolution	27 levels	
Initial field & boundary condition	FNL (Final Analysis) data: temperature, U, V, relative humidity, height, pressure, soil moisture SST is prescribed with initial FNL data set	
Physical scheme	Simple ice, scheme RRTM/Simple MM5 scheme, Five-layer soil model	

위 식에서, U_{a0} , V_{a0} 는 각각 최하층 고도에서의 동서바람과 남북바람 성분, z_0 는 거칠기 길이, 그리고 z_{a0} 는 최하층 고도를 나타낸다. Ψ_m 은 안정도 함수로서 벌크 리처드슨 수(식4)에 의해 계산된다. 아래 식에서 g 는 중력가속도, θ_{a0} 와 θ_s 는 각각 모형의 최하층과 해수면에서의 온도, z_{a0} 는 모형 최하층 고도, T_{a0} 는 모형 최하층의 온도, V_{a0} 는 모형 최하층의 풍속을 나타낸다.

$$R_b = \frac{gz_{a0}(\theta_{a0}-\theta_s)}{T_{a0}(V_{a0})^2} \quad (4)$$

식 (2)와 (3)에서 알 수 있듯이, 해상풍은 최하층 고도에 영향을 받는다. 따라서 본 실험에서는 우선 MM5와 WRF 모형을 통해 모형의 두 개의 강풍 사례에 대해 최하층 고도에 따른 해상풍의 민감도 분석을 시행하였다. 본 실험에서는 연직으로 27개의 층으로 나누어 최하층의 σ 값을 바꾸어 가며 실험을 수행하였다. 첫 번째는 최하층 바람장을 대기 하층의 안정도와 해수면 거칠기를 고려하여 해상풍 관측 고도인 10 m 바람장으로 변환하여 산출하는 것으로, σ 값을 0.99로 두었다. 두 번째로 모형의 최하층 고도를 해상풍 관측 고도인 10 m로 맞추어 산출하는 것으로 σ 값을 0.998로 두었다.

다음으로 강풍을 잘 모의할 수 있는 모수화 방법을 선정하기 위해 PBL 모수화 방법과 적운 모수화

과정을 달리하여 MM5와 WRF 모형을 이용하여 강풍을 모의하였다(Table 2). PBL 모수화 방법의 경우 Eta PBL(Janjic, 1990; Mellor and Yamada, 1982)과 MRF PBL을 적용하였으며, 적운 모수화(cumulus parameterization, CP) 과정은 Betts-Miller(Betts, 1986; Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994), Grell (Grell et al., 1994), 그리고 Kain-Fritsch(Kain and Fritsch, 1993)을 사용하였다.

마지막으로 분해능에 따른 저기압과 풍속의 모의 능력을 비교하고자 모형의 등지격자 도메인을 각각 27, 9, 3 km의 3개 분해능으로 나누어 실험을 수행하였다. 첫 번째 등지격자 모델링 영역은 27 km 간격으로 61(동서)×61(남북)의 수평영역으로 잡았고 그 중심은 35.0°N, 129.0°E이다. 두 번째 도메인은 9 km 해상도의 127(동서)×91(남북)의 수평영역으로 설정하였고, 세 번째 도메인은 3 km 해상도의 316(동서)×226 (남북)의 수평영역으로 설정하였다.

연구 결과

태풍 산산 (2006년 9월 17일)

최하층 고도에 따른 풍속의 차이를 알아보기 위해, Fig. 2에 2006년 9월 17일 2100UTC에 최하층 고도에 따른 풍속의 수평 분포를 나타내었다. Fig. 2a는 QuikSCAT이 관측한 지표바람, Fig. 2b-e는 MM5와

Table 2. Summary of sensitivity experiments

Experiments	Node	Boundary layer scheme	Cumulus parameterization scheme
1	MrBm	MRF	Betts-Miller
2	MrGr	MRF	Grell
3	MrKf	MRF	Kain-Fritsch
4	EtBm	Eta	Betts-Miller
5	EtGr	Eta	Grell
6	EtKf	Eta	Kain-Fritsch

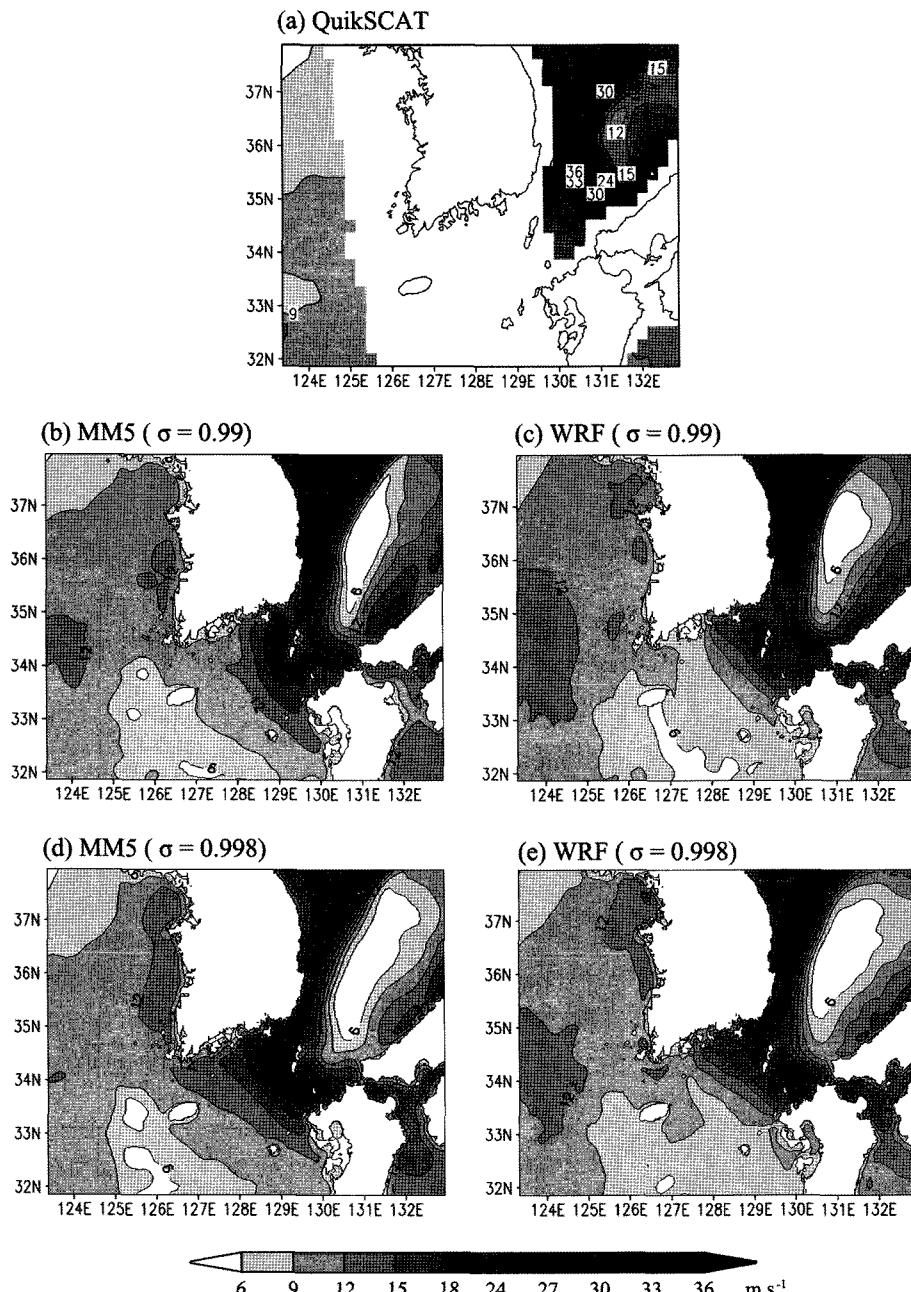


Fig. 2. (a) The horizontal distribution of sea surface wind speed obtained by QuikSCAT at 2100 UTC 17 September 2006. (b) and (c) represent the horizontal distribution of wind speed at $\sigma = 0.99$ simulated by MM5 and WRF, respectively, at 2100 UTC 17 September 2006. (d) and (e) are same as (b) and (c) but for $\sigma = 0.998$, respectively.

WRF 모형이 모의한 해상풍의 분포이다. QuikSCAT 해상풍은 동해에서 최고 36 ms^{-1} 이상의 매우 강한 풍속을 나타내고 있으며, 서해에서 $9\sim10 \text{ ms}^{-1}$ 으로 상대적으로 약한 풍속을 보여준다. 모형 결과는 동해의 강한 풍속과 서해의 약한 풍속 분포를 보여주고 있

으나, 동해의 최대 풍속이 $24\sim26 \text{ ms}^{-1}$ 로 관측에 비해 약하게 나타나고 있다. MM5와 WRF 모형 모두 σ 값을 0.998로 설정한 실험(Fig. 2b와 c)이 0.99로 설정한 실험에 비해 상대적으로 풍속이 약하게 모의하는 결과를 보였다(Fig. 2d와 e). 또한 $\sigma = 0.998$ 인 실험

Table 3. Statistics of the BIAS, RMSE, SI, and Correlation of simulated wind speed by MM5 and WRF model over the whole domain averaged for strong wind case according to vertical lowest heights on 2100 UTC 17 September 2006

Vertical lowest height	Model	BIAS	RMSE	SI	CORR
$\sigma = 0.99$	MM5	-3.42	9.36	0.55	0.26
	WRF	-2.45	8.83	0.53	0.33
$\sigma = 0.998$	MM5	-4.76	10.26	0.57	0.16
	WRF	-4.10	10.13	0.58	0.16

이 6 ms^{-1} 이하의 약풍 지역을 더 넓게, 22 ms^{-1} 이상의 강풍 지역을 더 좁게 모의하였다. BIAS(mean error), RMSE, SI(Scatter Index), CORR(Correlation Coefficeint)의 요소들을 사용한 통계적 검증에서 오차는 크고, 상관계수는 작게 나타나는데, 모형이 태풍의 중심을 잘 모의하지 못한 결과이다(Table 3). 여기서 SI는 모형 풍속과 관측 풍속 사이의 평균제곱근(root-mean-square, RMS) 차이를 관측된 풍속의 평균으로 나눈 것으로 정의된다. 또한, BIAS는 모두 음의 값을 보이는데, 이것은 모형 결과가 관측에 비해 풍속이 크게 모의됨을 뜻한다. MM5 모형결과에 비해 WRF 모형결과가 BIAS, RMSE, SI 값은 작고 CORR값은 높다. 따라서 WRF 모형이 MM5 모형에 비해 더 좋은 결과를 보인다는 것을 알 수 있다. WRF 모형과 MM5 모형은 각각 비압축성, 압축성의 역학적 프레임을 가지고 있으며 수평 격자계도 Arakawa-C, Arakawa-B 격자계를 사용하는 등 차이가 있다. 또한 스칼라양의 보존성에도 차이가 있으며 WRF 모형이 더 정교한 수치계를 사용한다(Skamarock, 2004). 따라서 WRF의 결과가 MM5의 결과에 비해 더 나은 결과를 보이는 것으로 생각된다. 또한 통계 분석 결과에 따르면 최하층 연직 고도를 해상풍 관측 고도인 10 m 까지 선형적으로 내리는 것($\sigma = 0.998$)보다, 대기 하층의 안정도와 해수면 거칠기를 고려하여 로가리듬의 함수로 변환하는 것 ($\sigma = 0.99$)이 강풍을 모의함에 있어 더 정확한 결과를 얻을 수 있다.

최적의 모수화 방안을 선정하기 위하여, 각각의 모수화 방안에 따른 모형의 예측 결과를 Fig. 3, 4에 나타내었다. MM5모형의 경우, 풍속의 분포가 적운 모수화 방안보다 PBL 모수화 방안에 따라 차이가 더 크게 나타나는 것을 볼 수 있다. 특히, Eta PBL의 경우 MRF PBL에 비해 태풍의 중심이 더 작게 모의되었으며, 태풍 주위에서 풍속을 약 2 ms^{-1} 가량 강하게 모의하고 있다. 특히 EtKf(Eta PBL/Kain-Fritsch CP)의 경우 최대 풍속이 28 ms^{-1} 가 넘으며,

이는 MrKf(MRF PBL/Kain-Fritsch CP)방안과 비교하여 약 4 ms^{-1} 큰 값이다. 이 모수화 방안의 조합이 태풍의 강한 풍속을 잘 모의한다는 결과는 Srinivas et al.(2007b)에서도 제시된 바 있다. WRF 모형의 경우, MM5 모형에 비해 태풍 주위에서 전반적으로 풍 속이 3 ms^{-1} 이상 강하게 모의되고 있다. Eta PBL의 경우, MRF PBL에 비해 태풍 주위에서 상대적으로 풍속이 크게 모의되었으며, 태풍의 중심은 더 작게 모의되었다. 이는 Eta PBL이 태풍의 강한 풍속을 MRF PBL에 비해 더 잘 모의함을 뜻한다. 또한 Kain-Fritsch(Kain and Fritsch, 1993) 적운모수화가 다른 적운모수화 방안들에 비해 태풍 주위의 강풍을 더 잘 나타내는 것으로 나타났다.

통계분석 결과를 보면, 적운모수화 방안에 비해 PBL 방안에 따른 풍속의 차이가 더 크다는 것을 확인할 수 있다. MM5 모형 결과에서 Eta PBL의 사용은 MRF PBL 사용에 비해 BIAS는 $0.71\sim1.37$ 가량 작게, 상관계수와 기울기는 $0.02\sim0.25$, $0.01\sim0.15$ 정도 크게 나타나므로 Eta PBL이 MRF PBL에 비해 풍속을 좀 더 강하고 관측에 가까운 모의 결과를 보인다는 것을 알 수 있다. 또한, EtGr(Eta PBL/Grell CP)의 경우 BIAS를 제외한 모든 통계치에서 가장 좋은 값을 나타내고 있다. WRF 모형 결과 또한 Eta PBL이 MRF PBL에 비해 좋은 통계치를 보이며, 특히 EtKf (Eta PBL/Kain-Fritsch CP) 모수화 방안이 가장 좋은 결과를 모의한다(Table 4). 두 모형 모두 적운모수화에 따른 풍속의 분포 차이는 PBL 방안에 비해 작았으며, Eta PBL의 경우 풍속을 관측과 좀 더 유사하게 모의하였다. MRF PBL은 미리 규정된 K-profile을 사용하여 대기가 잘 혼합되었을 때의 상태들을 다룰 수 없기 때문에 불안정한 대기 상태를 적절히 고려하지 못한다. 반면에 Eta PBL의 TKE의 예단 방정식과 국지적 연직 혼합은 보다 더 정확한 에디 교환 계수 K를 제공하는 특징이 있다. 이러한 특징은 적운 모수화 선택에도 영향을 받긴 하지만,

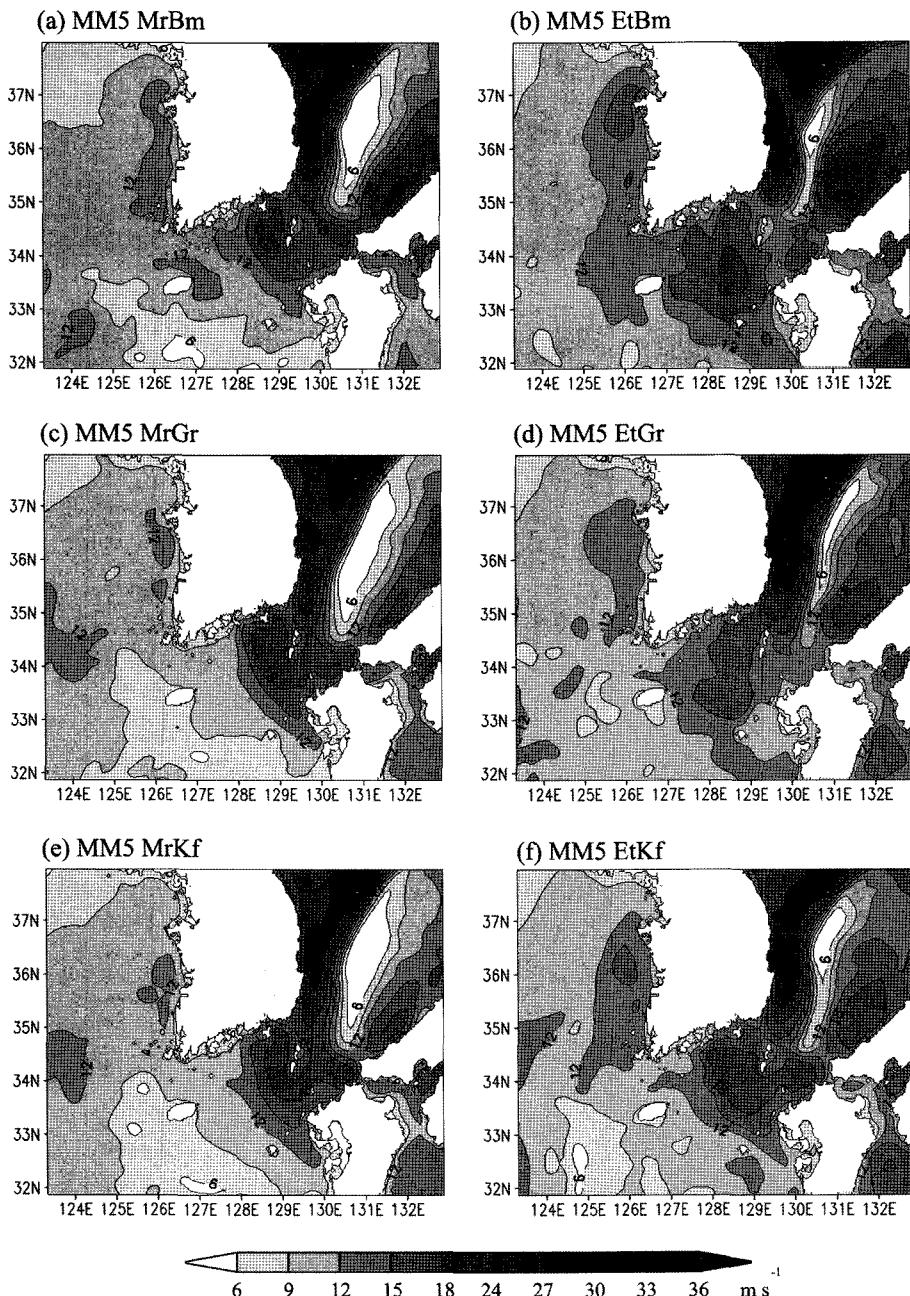


Fig. 3. The horizontal distribution of wind speed at 10 m height simulated by MM5 at 2100 UTC 17 September 2006. Panels correspond to the following schemes; (a) MrBm, (b) EtBm, (c) MrGr, (d) EtGr, (e) MrKf and (f) EtKf.

Eta PBL의 사용이 강풍을 모의함에 있어 더 나은 결과를 보여준다고 생각된다. 이 결과는 Braun and Tao(2000)의 결과와도 일치하는 것이다. 그들은 MRF PBL이 과도하게 깊은 연직적 혼합을 모의하기 때문에 하층의 PBL을 건조하게 만들고 허리케인의 강도를 약화시킨다고 설명하였다. 또한 Eta PBL에 비하

여 MRF PBL이 잠열속을 작게 모의하는 경향이 있기 때문에(Shim and Hong, 2006), 태풍의 강도에 영향을 주었다고 생각된다.

분해능에 따른 저기압과 풍속의 모의 능력을 비교하기 위해, 2006년 9월 17일 2100 UTC의 지상일기도와 모형에서 모의된 해면기압과 풍속의 분포를

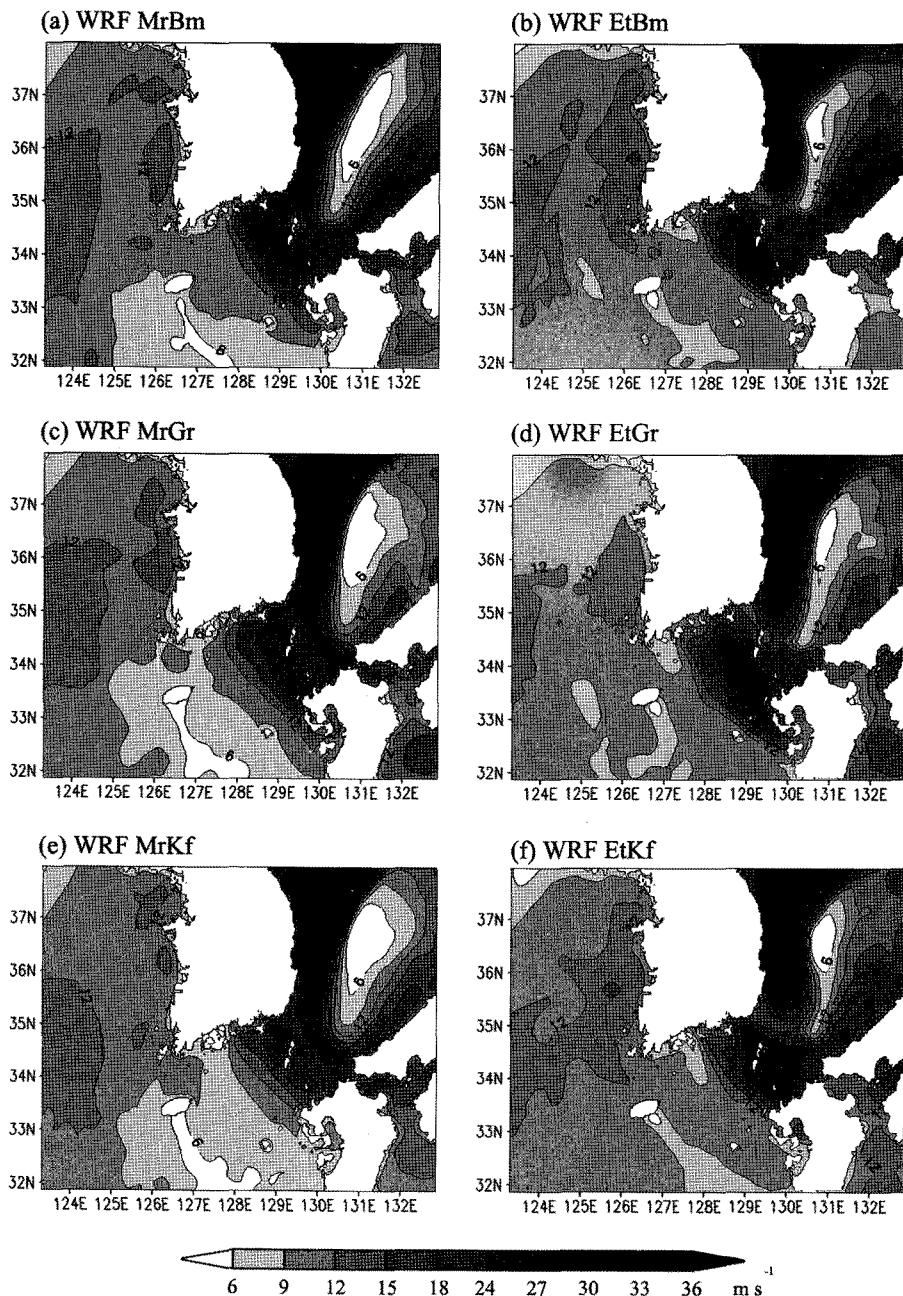


Fig. 4. Same as Fig. 3 except for simulated by WRF.

Fig. 5에 나타내었다. 기상청 태풍 정보에 따르면 2006년 9월 17일 2100 UTC에 태풍의 중심 위치는 북위 36.7° , 동경 131.6° , 중심기압은 970 hPa, 최대풍 속은 33 ms^{-1} 에 달했다. 이를 9 km의 수평격자로 모의한 결과, 두 모형 모두 태풍의 중심을 관측과 비교하여 서쪽으로 치우쳐 모의하고 있으며, MM5의 경

우 중심 기압이 986 hPa° 이고 관측에 비해 남서쪽에 위치하며(북위 35.8° , 동경 130.9°), WRF의 경우 중심 기압이 985 hPa 로써 태풍 중심이 관측에 비해 남서쪽으로 조금 치우쳐 있다(북위 36.2° , 동경 130.9°). 3 km의 수평격자로 모의하였을 경우, 태풍의 중심의 위치는 변화가 없으나, WRF 모형의 경우, 중심기압

Table 4. Statistics of the BIAS, CORR, regression slope and intercept of y axis for the simulated wind speed and obtained by QuikSCAT on 2100 UTC 17 September 2006

		BIAS	CORR	Regression Slope	intercept of y axis (ms^{-1})
M M 5	MrBm	-3.26	0.38	0.24	8.92
	MrGr	-3.39	0.30	0.19	9.57
	MrKf	-3.42	0.26	0.16	9.99
	EtBm	-2.05	0.50	0.31	8.96
	EtGr	-2.17	0.51	0.31	8.76
	EtKf	-2.55	0.40	0.25	9.44
W R F	MrBm	-2.63	0.29	0.18	10.50
	MrGr	-2.62	0.25	0.16	10.72
	MrKf	-2.45	0.33	0.22	9.94
	EtBm	-1.85	0.45	0.26	9.97
	EtGr	-2.48	0.41	0.25	9.50
	EtKf	-1.72	0.50	0.31	9.26

이 984 hPa로 더 강해진 모습을 보인다. 또한, 9 km 해상도의 결과와 비교하여 강풍 지역이 더 넓게 나타나고 있으며 $0.3\sim0.5 \text{ ms}^{-1}$ 정도 최대풍속의 증가가 있었다. 두 모형 모두, 3 km 분해능으로 모의한 결과는 9 km 분해능의 결과에 비해 태풍 중심 기압과 최대풍속이 조금 더 강해지는 모습을 보였다. 하지만 중심부근 최대 풍속은 MM5 모형에서 25.7 ms^{-1} (9 km 격자)와 26.2 ms^{-1} (3 km 격자), WRF 모형에서 25.7 ms^{-1} (9 km 격자)와 26.2 ms^{-1} (3 km 격자)로써, 여전히 관측에 비해 작게 모의된다.

시베리아 고기압 확장(2006년 12월 16일)

2006년 12월 16일에는 시베리아 고기압의 확장으로 인해 서해안에 강한 바람이 관측되었다. Fig. 6은 이 때의 최하층 고도에 따른 풍속의 수평 분포를 나타낸 것이다. Fig. 6a는 QuikSCAT이 관측한 지표바람, Fig. 6b-e는 MM5와 WRF 모형이 모의한 해상풍의 분포를 나타낸다. QuikSCAT 바람은 남해와 서해에서 18 ms^{-1} 이상의 강한 풍속을, 동해에서는 상대적으로 약한 풍속을 보여준다(Fig. 6a). 모든 실험이 서해의 강풍 지역과 동해의 약풍 지역을 잘 모의하고 있으나, 최대풍속이 나타나는 지역은 관측에 비해 남쪽으로 치우쳐 있다. MM5 모형에 비해 WRF 모형이 최대 풍속을 $2\sim4 \text{ ms}^{-1}$ 정도 강하게 모의하고 있으며, MM5와 WRF 모형 모두 σ 값이 0.998인 경우 σ 값이 0.99인 경우에 비해 최대 풍속이 $2\sim4 \text{ ms}^{-1}$ 정도 약하게 모의되었다. QuikSCAT 자료와 모형 결과 사이의 BIAS, RMSE, SI, CORR의 통계적 요소들이 검증에 사용되었다(Table 5). WRF 모형과 MM5 모

형의 결과를 비교해보면 WRF 모형이 BIAS, RMSE, SI가 작고, CORR이 높은 값을 나타내었다. 또한 MM5와 WRF 모형 모두 최하층 시그마 레벨을 0.998로 설정하는 것보다 0.99로 설정하는 것이 강한 풍속을 더 잘 모의한다는 것을 BIAS와 RMSE 결과를 통해 알 수 있다. 따라서 바람을 대기 하층의 안정도와 해수면 거칠기를 고려한 로가리듬의 함수로 변환하여 해상풍을 신출하는 경우에 강한 풍속을 더 잘 모의할 수 있다.

각각의 모수화 방안에 따른 모형의 예측 결과를 Fig. 7, 8에 산포도로 나타내었고 통계 분석 결과를 Table 6에 제시하였다. MM5 모형의 경우, y 절편 값은 $3.93\sim4.75 \text{ ms}^{-1}$ 이고, 기울기 값은 $0.55\sim0.59$ 로 작게 나타나기 때문에, MM5 모형의 경우 전체적으로 약한 풍속에 대해서는 다소 강하게, 강한 풍속에 대해서는 약하게 모사하는 한계점이 존재한다. 이 결과는 서장원과 장유순(2003)의 결과와도 일치한다. 태풍 사례와 마찬가지로 적운 모수화 방안에 비해 PBL 방안에 따른 차이가 더 크며, PBL 방안에 따라 특성이 두 개로 나뉘는 것을 확인 할 수 있다. 하지만, 태풍 사례와 달리 MRF PBL을 사용한 경우, Eta PBL에 비해 전반적으로 BIAS는 작게, 상관계수와 기울기는 크게 나타냄으로써, 풍속을 좀 더 강하게 모의하였으며, 관측과 비슷하게 나타난다. 하지만 MRF PBL의 경우는 18 ms^{-1} 이상의 매우 강한 풍속에 대해서는 거의 모의하지 못하였다. MRF PBL/Betts-Miller CP(MrBm)의 경우 BIAS를 제외한 모든 통계치에서 가장 좋은 결과를 보인다. WRF 모형의 경우도 MM5 모형과 마찬가지로, MRF PBL이 Eta

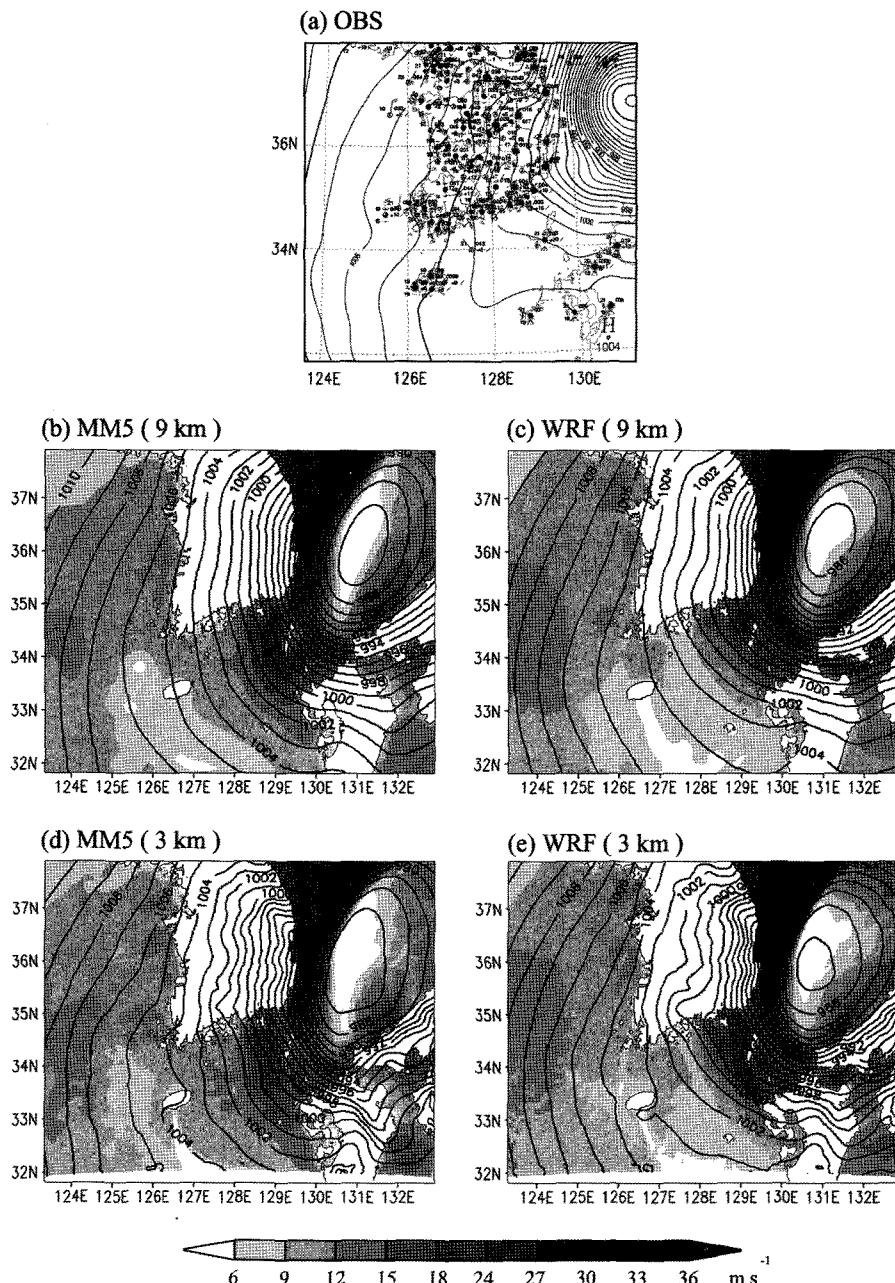


Fig. 5. (a) Surface weather chart at 2100 UTC 17 September 2006. (b) and (c) represent the horizontal distribution of wind speed (shaded area, ms^{-1}) simulated by 9-km grid MM5 and WRF, respectively, at 2100 UTC 17 September 2006. (d) and (e) are same as (b) and (c) but for 3-km grid, respectively. The solid line represents the isobar (1 hPa interval in (a), 2 hPa interval in (b)–(e)).

PBL에 비해 좋은 통계치를 보이며, 특히 MrBm 모수화 방안이 가장 좋은 결과를 보인다. 두 모형 모두 적운 모수화에 따른 풍속의 분포 차이는 PBL 방안에 비해 작게 나타났으며, MRF PBL의 기울기가

0.72~0.76°이고, y 절편이 1.35~2.17 ms^{-1} 로써 전반적으로 풍속을 관측과 좀 더 유사하게 모의하였다. 하지만 태풍 사례와 달리 적운 모수화 방안에 따른 차이가 크게 나타나며 MRF PBL과 Eta PBL 방안에

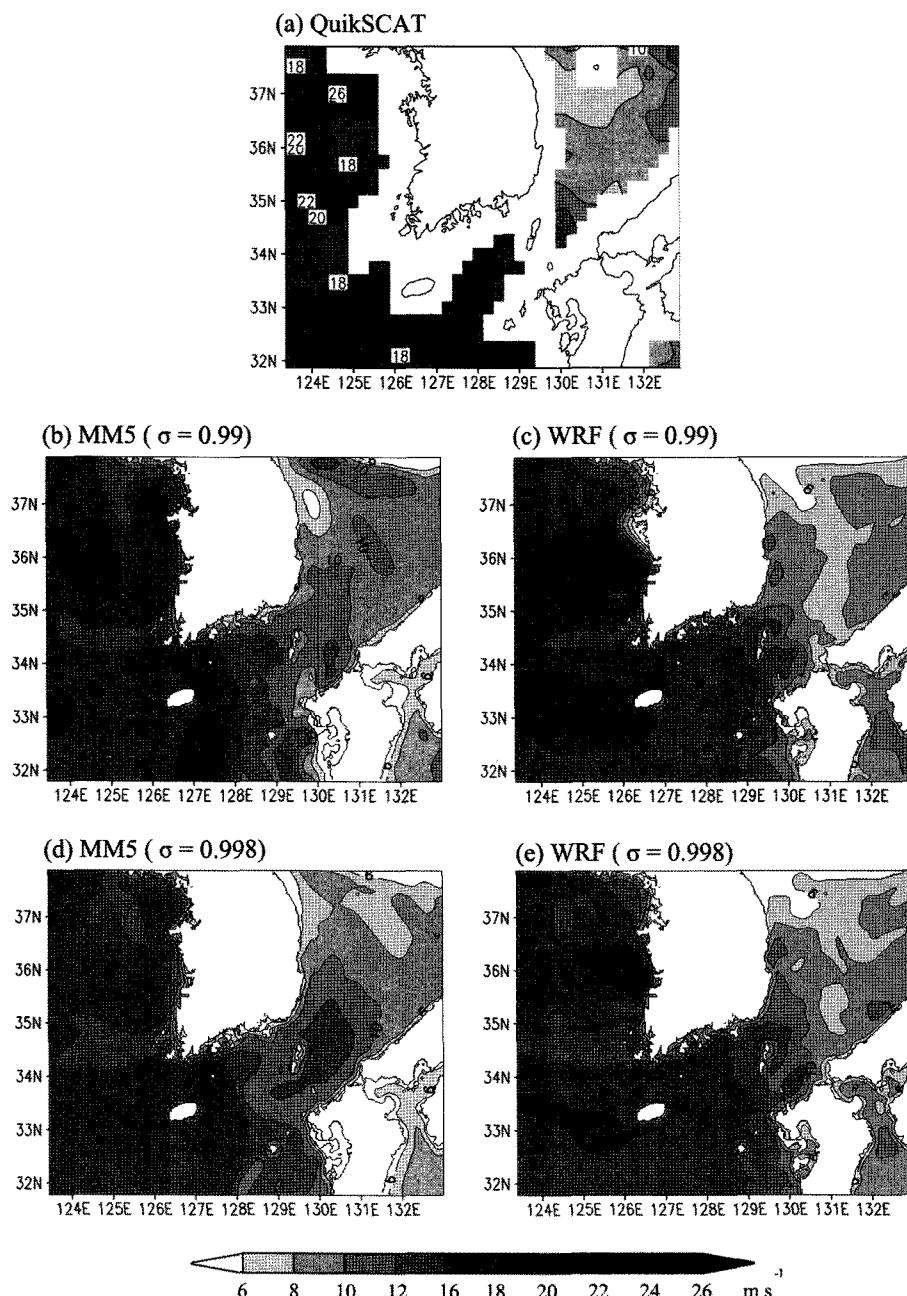


Fig. 6. Same as Fig. 2 except for 2100 UTC 16 December 2006.

Table 5. Same as Table 3 except for 2100 UTC 16 December 2006

Vertical lowest height	Model	BIAS	RMSE	SI	CORR
$\sigma = 0.99$	MM5	-2.06	3.37	0.18	0.82
	WRF	-2.06	3.03	0.15	0.87
$\sigma = 0.998$	MM5	-2.51	3.65	0.17	0.83
	WRF	-2.43	3.36	0.15	0.86

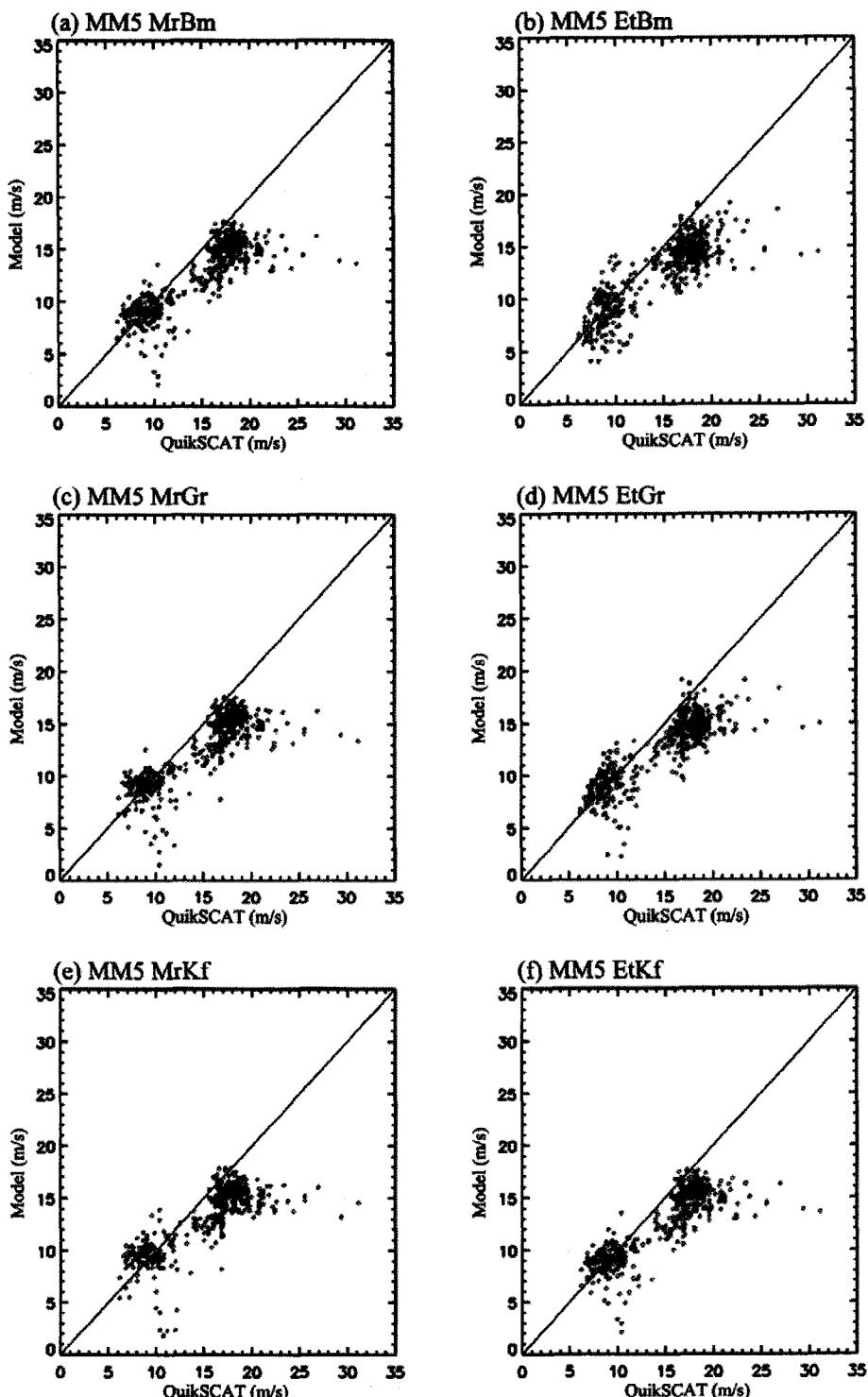


Fig. 7. Scattered diagram of wind speed at 10 m height simulated by MM5 on 2100 UTC 16 December 2006. Panels correspond to the following schemes; (a) MrBm, (b) EtBm, (c) MrGr, (d) EtGr, (e) MrKf and (f) EtKf.

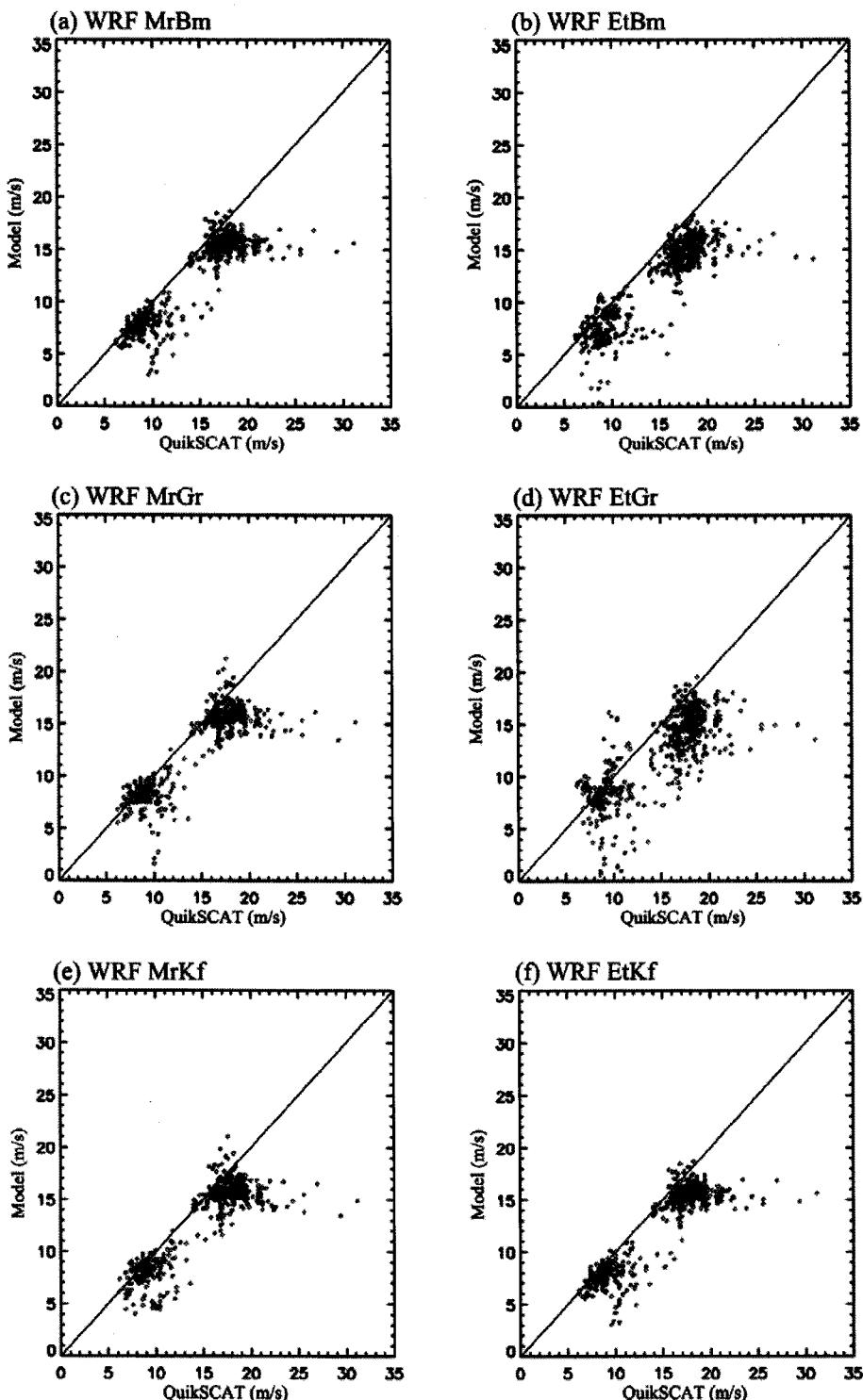


Fig. 8. Same as Fig. 7 except for simulated by WRF.

Table 6. Same as Table 4 except for 2100 UTC 16 December 2006

		BIAS	CORR	Regression Slope	intercept of y axis (ms^{-1})
M M 5	MrBm	-2.33	0.85	0.59	3.93
	MrGr	-2.33	0.83	0.58	4.02
	MrKf	-2.06	0.82	0.55	4.75
	EtBm	-2.46	0.84	0.58	3.94
	EtGr	-2.47	0.85	0.57	4.03
	EtKf	-2.41	0.79	0.58	4.03
W R F	MrBm	-2.29	0.89	0.76	1.35
	MrGr	-2.04	0.87	0.72	2.17
	MrKf	-2.06	0.87	0.74	1.96
	EtBm	-2.82	0.88	0.73	1.23
	EtGr	-2.76	0.77	0.65	2.61
	EtKf	-2.44	0.82	0.63	3.13

따른 차이는 그리 크지 않다.

분해능에 따른 저기압과 풍속의 모의 능력을 비교하기 위해, Fig. 9에 2006년 12월 16일 2100 UTC의 지상일기도와 모형에서 모의된 해면기압과 풍속의 분포를 나타내었다. 지상일기도를 보면, 경기만에 중심기압 1015 hPa의 저기압이 위치하고 있으며, 동해안에 비해 서해안에서 기압분포가 조밀하게 나타나고 있다(Fig. 9a). 9 km의 수평격자로 모의한 결과, MM5 모형은 저기압 중심의 위치를 관측과 비교하여 동쪽으로 치우쳐서 모의하고 있으며, 중심 기압이 1016 hPa로 관측보다 높게 나타나고 있다. WRF 모형의 경우, 관측과 비교하여 저기압의 위치를 남쪽으로 치우쳐서 모의하고 있으며, 중심기압은 1016 hPa이고 저기압의 크기를 작게 모의하고 있다. 3 km의 수평격자로 모의하였을 경우, MM5 모형은 경기만에서 나타나는 저기압을 여전히 육지에서 모의하고 있으나, 중심기압이 1014 hPa로 관측에 비해 강해진 모습을 보인다. 또한, 9 km 해상도의 결과와 비교하여 저기압 서쪽에서 17 ms^{-1} 로 더 강한 풍속을 모의하였다. WRF 모형도 여전히 해안가에 걸쳐 저기압을 모의하지만, 저기압의 강도가 더 강해졌으며, 저기압 서쪽으로 강풍의 발생지역 또한 더 넓게 나타나고 있다. 태풍 사례와 마찬가지로, 3 km 분해능으로 모의한 결과는 9 km 분해능의 결과에 비해 저기압의 중심과 전반적인 기압 분포를 관측과 더 유사하게 모의하였다. Cairns and Corey(2003)에 따르면 복잡한 지형은 국지적으로 강풍을 유발할 수 있기 때문에, 한반도의 복잡한 지형에서는 고분해능 모형을 이용하는 것이 강풍 모의의 정확도를 높일 수 있는 하나의 방안이 될 수 있다. 또한 고해상도의 기상자료

동화 및 지형자료를 통한 모형의 초기 입력 자료의 향상이 있다면 국지적인 해상의 바람장을 모의함에 있어 보다 효과적이라 예상된다.

토의 및 결론

본 연구에서는 강풍 사례의 해상풍 모의를 위한 모형의 최적화를 찾고자 하였다. 사용된 모형은 많은 연구자들에 의해 검증되어 있고 가장 널리 사용되고 있는 중규모 기상모형인 MM5와 WRF 모형을 사용하였다. 강풍 사례는 2006년 3월 1일부터 2007년 2월 28일 까지 1년 동안의 QuikSCAT 자료를 분석하여 가장 강한 바람이 불었던 2006년 9월 17일의 태풍 산산의 사례와 2006년 12월 16일의 대륙성 기단 확장 사례를 선정하였다.

첫 번째로, 해상풍은 모형의 최하층 고도에 영향을 받으며, 이에 모형의 최하층 고도를 해상풍 관측 고도인 10 m로 맞추어 산출 하는 것($\sigma = 0.998$)과 모형의 최하층 바람장으로부터 해상풍 바람장으로 변환하여 산출하는 것($\sigma = 0.99$)으로 나누어 실험을 수행하였다. 두 번째로, 강풍을 잘 모의할 수 있는 모수화 방안을 선정하기 위해 행성 경계층 모수화 방안과 적운 모수화 방안을 달리하여 여섯 가지 실험을 수행하였다(MrBm, MrGr, MrKf, EtBm, EtGr, and EtKf). 마지막으로, 분해능에 따른 저기압과 풍속의 모의 능력을 비교하고자 수평격자 3 km의 고분해능 실험을 수행하였다.

최하층 고도에 따른 수치모의 결과, 두 사례 모두 최하층 연직 고도를 해상풍 관측 고도인 10 m까지 선형적으로 내리는 것 보다, 대기 하층의 안정도와

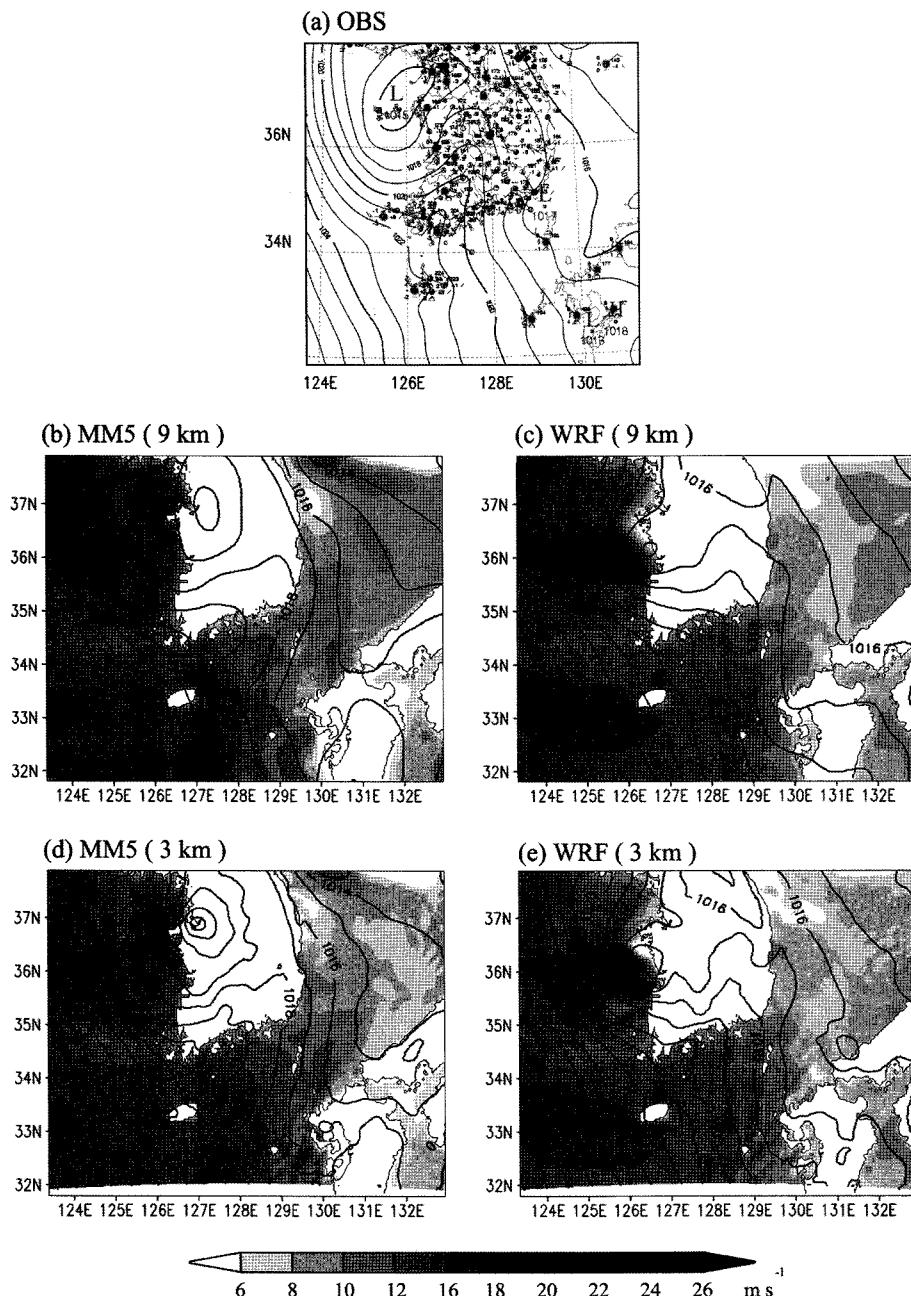


Fig. 9. Same as Fig. 5 except for 2100 UTC 16 December 2006.

해수면 거칠기를 고려하여 로가리듬의 함수로 변환하는 것이 더 정확한 모의를 할 수 있다. 최적의 모수화 방안 선정을 위한 실험 결과, 9월 17일 태풍 산산 사례일의 경우, MM5와 WRF모형 모두 전반적인 풍속의 분포는 적운모수화보다 PBL 모수화 방안에 따라 차이가 더 크게 나타나고 있으며, Eta PBL

의 경우 MRF PBL에 비해 태풍 주위에서 풍속을 더 강하게, 그리고 더 넓은 지역에 강한 풍속을 나타내었다. MM5 모형의 경우 EtGr 모수화 방안이, WRF 모형의 경우 EtKf 모수화 방안이 가장 좋은 결과를 보였으나, 이들을 적용한 모의 결과도 관측에 비해서는 여전히 풍속의 분포와 최대풍속의 크기를 잘 모

의하지 못하였다. 12월 16일 사례일의 경우, 태풍 사례와 달리 MRF PBL이 Eta PBL에 비해 전반적으로 풍속을 강하게 모의하며, 통계치도 더 좋게 나타난다. 하지만, MM5 모형의 경우, 18 ms^{-1} 이상의 매우 강한 풍속에 대해 Eta PBL이 더 잘 모의하였다. 두 모형 모두 MrBm 모수화 방안이 BIAS를 제외한 모든 통계치에서 가장 좋은 값을 나타냈으나 여전히 매우 강한 풍속은 잘 모의하지 못한다. 풍속의 모의 결과는 PBL scheme에 따라 차이가 크고, 매우 강한 풍속에 대해서는 Eta PBL이 잘 모의하지만 약한 풍속이나 일반적 사례에 대해선 MRF PBL이 더 나은 결과를 제공할 것으로 생각된다. 마지막으로 모형의 분해능에 따른 수치모의 결과, 두 사례 모두 3 km 분해능으로 모의한 결과는 9 km 분해능의 결과에 비해 저기압의 중심과 전반적인 기압 분포를 관측과 더 유사하게 모의하였다. 또한, 저기압 주변에서 풍속을 더 강하게 모의함으로써, 강한 풍속을 모의함에 있어서 고분해능이 한 해결방안으로 사료된다.

감사의 글

이 논문은 환경부의 “차세대핵심환경기술개발사업(Eco-technopia 21 project)”의 지원과 교육인적자원부의 ‘BK21 2단계 사업’의 지원으로 연구되었습니다.

참고문헌

- 김규명, 강인식, 1992, 해상풍 산출 모형과 역학. 한국기상학회지, 28, 1-8.
- 김맹기, 강인식, 1995, 한반도 주변 해상에서의 바람의 응력, 현열속, 잠열속에 대한 진단적 모델링. 한국기상학회지, 31, 1-13.
- 서장원, 장유순, 2003, 중규모 기상모델(MM5/KMA)과 3세대 파랑모델(WAVE WATCH-0)로 계산된 한반도 주변 해역의 2002년 월평균 해상풍과 파랑 분포 특성. 한국해양학회지, 8, 262-273.
- Bettis, A.K., 1986, A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 112, 677-691.
- Bettis, A.K. and Miller, M.J., 1986, A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 112, 693-709.
- Blackadar, A.K., 1962, The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. Journal of geophysical research, 67, 3095-3102.
- Braun, S.A. and Tao, W.-K., 2000, Sensitivity of high-resolution simulation of Hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. Monthly Weather Review, 128, 3941-3961.
- Burk, S.D. and Thompson, W.T., 1989, A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics. Monthly Weather Review, 117, 2305-2324.
- Cairns, M.M. and Corey, J., 2003, Mesoscale model simulations of high-wind events in the complex terrain of Western Nevada. Weather and Forecasting, 18, 249-263.
- Deardorff, J.W., 1972, Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. Monthly Weather Review, 100, 93-106.
- Danard, M., 1988, A diagnostic method for computing the surface wind from the geostrophic wind including the effects of baroclinicity. Monthly Weather Review, 116, 2712-2716.
- Dudhia, J., 1989, Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. Journal of Atmospheric Sciences, 46, 3077-3107.
- Dudhia, J., 1996, A multi-layer soil temperature model for MM5. Preprints, The sixth PSU/ NCAR Mesoscale Model User’s Workshop, 49-50.
- Grell, G.A., Dudhia, J., and Stauffer, D.R., 1994, A description of the fifth-generation Penn State-NCAR Mesoscale Model (MM5). National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 122 p.
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L., 1996, Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. Monthly Weather Review, 124, 2322-2339.
- Hoxit, L.R., 1974, Planetary boundary layer winds in baroclinic conditions. Journal of Atmospheric Sciences, 46, 3077-3107.
- Janjic, Z.I., 1990, The step-mountain coordinate: Physical package. Monthly Weather Review, 118, 1429-1443.
- Janjic, Z.I., 1994, The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Monthly Weather Review, 122, 927-945.
- Kain, J.S. and Fritsch, J.M., 1993, A One-Dimensional Entrainment/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. Journal of Atmospheric Sciences, 23, 2784-2802.
- Mellor, G.L. and Yamada, T., 1982, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 851-875.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., and Clough, S.A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-K

- model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16663-16682.
- Shim, J.-K. and Hong, S.-Y., 2006, A study on the sensitivity of the simulations of Typhoon Saomai (2000) to the cumulus parameterization and planetary boundary layer schemes in MM5. *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 75-85.
- Skamarock, W.C., 2004, Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Monthly Weather Review*, 132, 3019-3032.
- Srinivas, C.V., Venkatesan, R., and Singh, A.B., 2007a, Sensitivity of mesoscale simulations of land-sea breeze to boundary layer turbulence parameterization. *Atmospheric Environment*, 41, 2534-2548.
- Srinivas, C.V., Venkatesan, R., Rao, D.V., and Hari Prasad, D., 2007b, Numerical Simulation of Andhra Severe Cyclone (2003): Model Sensitivity to the Boundary Layer and Convection Parameterization. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1465-1487.
- Wang, Y., Kepert, J.D., and Holland, G.J., 2001, The effect of sea spray evaporation on tropical cyclone boundary layer structure and intensity. *Monthly Weather Review*, 129, 2481-2500.
- Wentz, F.J., Smith, D.K., Mears, C.A., and Gentemann, C.L., 2001, Advanced algorithms For QuikSCAT and SeaWinds/AMSR. *Proceedings of IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 9-13 July 2001, Sydney, Australia.

2008년 3월 11일 접수

2008년 5월 7일 수정원고 접수

2008년 5월 9일 채택