

해양혼합층 모델 적용을 통한 고해상도 지역예측모델 성능개선에 대한 연구

민재식 · 지준범* · 장민 · 박정균

한국외국어대학교 차세대도시농림융합기상사업단

(접수일: 2017년 5월 19일, 수정일: 2017년 7월 21일, 게재확정일: 2017년 7월 25일)

A Study on Improvement of High Resolution Regional NWP by Applying Ocean Mixed Layer Model

Jae-Sik Min, Joon-Bum Jee*, Min Jang, and Jeong-Gyun Park

Weather Information Service Engine Institute, Hankuk University of Foreign Studies, Yongin, Korea

(Manuscript received 19 May 2017; revised 21 July 2017; accepted 25 July 2017)

Abstract Ocean mixed layer (OML) depth affects diurnal cycle of sea surface temperature (SST) induced by change of solar radiation absorption and heat budget in ocean. The diurnal SST variation can lead to convection over the ocean, which can impact on localized precipitation both over coastal and inland. In this study, we investigate the OML characteristics affecting the diurnal cycle of SST for the Korean Peninsula and surrounding areas. To analyze OML characteristics, HYCOM oceanic mixed layer depth (MLD) and wind field at 10 m from ERA-interim during 2008–2016 are used. In the winter, MLD is deeply formed when the strong wind field is located on perpendicular to continental slope over deep seafloor areas. Besides, cooling SST-induced vertical mixing in OML is reinforced by dry cold air originated from Siberia. The OML in summer is shallowly distributed about 20 m. In order to estimate the impact of OML model in high resolution NWP model, four experimental simulations are performed. At this time, the prognostic scheme of skin SST is applied in NWP to simulate diurnal SST. The simulation results show that CNTL (off-OML) overestimates diurnal cycle of SST, while EXPs (on-OML) indicate similar results to observations. The prediction performance for precipitation of EXPs shows improvement compared with CNTL over coastal as well as inland. This results suggest that the application of the OML model in summer season can contribute to improving the prediction for performance of SST and precipitation over coastal area and inland.

Key words: Sea surface temperature, diurnal cycle, ocean mixed layer, mixed layer depth, NWP

1. 서 론

우리나라는 편서풍대에 위치하고 있어 여름철 서해를 가로지르는 고온다습한 남서류에 의해 많은 수증

기가 한반도로 유입되어 강수를 발생시킨다. 이 과정에서 해수면온도(Sea Surface Temperature, SST)는 대기와 해양의 상호작용에 있어 매우 중요한 역할을 한다. 일반적으로 대기보다 열용량이 큰 해양의 일 변동은 1 K 이하로 크지 않다. SST의 변화는 입사하는 태양복사에 지배적이며 해양혼합층(Ocean Mixed Layer, OML) 내에서 연직혼합에 의해 가열된 표층수가 연직으로 섞이게 된다. OML은 수온과 밀도가 연직으로 일정한 층으로 대기와 해양 사이의 운동에너지와 열

*Corresponding Author: Joon-Bum Jee, Weather Information Service Engine Institute, Hankuk University of Foreign Studies, 81 Oedae-ro, Mohyeon-myeon, Cheoin-gu, Yongin-si, Gyeonggi-do, Yongin 17035, Korea.
Phone: +82-70-4617-3764, Fax: +82-31-321-6470
E-mail: rokmcjib717@gmail.com

에너지 교환을 결정하는 중요한 요소이다. OML은 바람에 의한 혼합이 지배적이며 바람이 약할 때 혼합층 깊이(Mixed Layer Depth, MLD)는 얇게 형성되고 입사하는 단파복사에 의해 표층수온이 상승한다. OML이 깊게 발달하는 경우 단파복사에 의해 상승된 SST는 OML 내에서 해수의 연직 혼합에 의해 열교환이 일어난다. 이러한 과정에서 OML이 SST 일 변동에 영향을 미치며, 바람이 약하고 일사가 강한 경우 약 5 K 이상의 큰 일교차를 보이기도 한다(Merchant et al., 2008). Fairall et al. (1996)는 Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA) Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE)에서 맑은 날 태양복사가 강한 정오에 바람이 약한 경우(1 m s^{-1}) OML이 얇게 형성되고 그 안에서 3.8 K 정도의 수온 상승이 있었으며 반대로 바람이 강한 경우(7 m s^{-1}) OML이 깊게 형성되고 수온의 변화는 0.2 K 감소함을 보였다. Kawai et al. (2006)는 Mutsu 만 지역 위성자료와 해양 부이 관측을 통해 여름철(7월) SST의 일 변동이 커지면 해수의 연직순환이 약해지고 해수면 부근 기온이 상승함을 보였으며 이를 통해 해안지역 지표부근 기온예측에 SST의 일 변동이 중요함을 언급하였다. Clayson and Bogdanoff (2012)는 전지구 열 수지(heat budget) 모의에서 SST의 일 변동을 제거한 결과 대기의 열 수지를 과소모의함을 보였으며, Dai and Trenberth (2003)도 SST 일 변화가 고려되지 않을 경우 기온, 기압, 강수 등의 대기순환에 의한 일 변화가 대체로 과소모의 함을 언급하였다. 또한 SST 일 변동이 해양에서의 대류발달이나 Madden-Julian Oscillation (MJO)와 같은 기후현상에 영향을 주기도 하며 (Woolnough et al., 2007), SST 일 변동을 고려하지 않았을 때 El Niño Southern Oscillation (ENSO)의 진폭(amplitude)이 15% 감소한다는 연구결과도 있다 (Masson et al., 2012).

기상수치예보모델(Numerical Weather Prediction, NWP)과 OML 모델 접합을 통해 예측성능을 개선하고자 하는 연구도 꾸준히 진행되고 있다. Noh et al. (2011)은 OML 모델을 접합한 NWP를 이용하여 SST의 일 변동을 수치모델에 반영한 결과, 맑고 바람이 약한 때에 급격한 SST 상승을 성공적으로 모의하였다. 또한 Kim and Hong (2010)은 여름철 동아시아 몬순에 대해 SST의 일 변동이 반영된 OML 모델을 적용하여 강수예측이 향상됨을 보였다. Dai and Trenberth (2003)는 Community Climate System Model (CCSM)에 SST 일 변화를 반영함으로써 SST 분포 및 대류에 의한 구름모의 등에서 모의성능개선을 보였으며, Wu et al. (2016)은 3차원 Price-Weller-Pinkel (PWP) OML 모델을 이용한 태풍(Megi) 모의실험을 통해 태풍 이동속도 및 해양의 온도분포가 태풍 모의에 중요

한 요인이었으며 이를 적절히 반영하기 위해서는 해양의 수온 프로파일이 반영된 해수의 순환과정이 예측모델에 고려되어야 함을 언급하였다.

이상과 같이 SST의 일 변동은 직간접적으로 대기 현상 모의에 영향을 미치고 있지만 전지구예측모델 및 대부분의 지역예측모델에서는 일 평균 SST를 사용하기 때문에 일 변화는 고려되지 않고 있다. 또한 수리적, 지리적 위치에 따라 탁월풍계가 다르고 해류나 해심에 따른 OML 분포의 차이가 있기 때문에 모의하고자 하는 지역의 OML 특성을 이해할 필요가 있다. 따라서 본 연구에서는 한반도 주변 OML 특성을 분석하고 OML 모델 적용이 고해상도 NWP의 예측성능에 미치는 영향에 대해 연구하고자 하였다. 2장에는 본 연구에 사용한 자료와 실험 설계에 대해 기술하고 있다. 3장은 한반도 주변 해양혼합층 특성과 여름철 집중호우 사례에 대해 MLD 초기장 민감도 실험 결과를 분석한다. 그리고 마지막 4장은 결론 및 요약이다.

2. 자료 및 방법

2.1 사용한 자료

한반도 주변의 OML 특성을 분석하기 위해 HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM: <https://hycom.org>; Bleck, 2002) 3차원 전지구 분석장을 사용하였다. 본 연구에 사용된 HYCOM은 미 해군 Navy DoD Supercomputing Resource Center (DSRC)에서 생산되는 해양예측정보에 Navy Coupled Ocean Data Assimilation (NCODA)를 적용하여 일 단위로 생산된다. 수평해상도는 $1/12^\circ$ (약 8 km)로 구성되어 있으며 연직으로는 33개 층의 혼성격자를 사용한다. 밀도 변화가 성층을 이루는 해양 내부는 등밀도 좌표계를 사용하며 연안이나 수심이 얇은 지역에서는 해저지형을 따르는 σ -좌표계가 사용된다. HYCOM은 MLD를 결정하기 위해 해양 열량(ocean heat content)을 이용하며 수식은 아래와 같다.

$$D = Z - \left(\frac{2(T_s Z - H)}{\Gamma} \right)^{1/2} \quad (1)$$

여기서 D (m)는 해양의 MLD, T_s (K)는 상층 해수 온도, H (J m^{-2})는 상층에서의 해양 열량, Γ 는 수심 100 m 내에서의 수온 감률(0.2 K m^{-1})을 나타낸다. Z 는 해양 열량 계산 시 고려하는 최저 수심으로 HYCOM에서는 100 m를 사용한다. HYCOM은 2008년 9월부터 전지구 분석장을 생산하고 있으며, 본 연구에서는 월 단위 OML 특성을 분석하기 위해 2008년 10월부터 2016년 6월까지의 HYCOM MLD 자료를 사용하였다. 같은 기간 ERA-interim 월 평균 10 m 바람장을 사용하여 월별 해상바람과 OML의 관계성을 살펴보

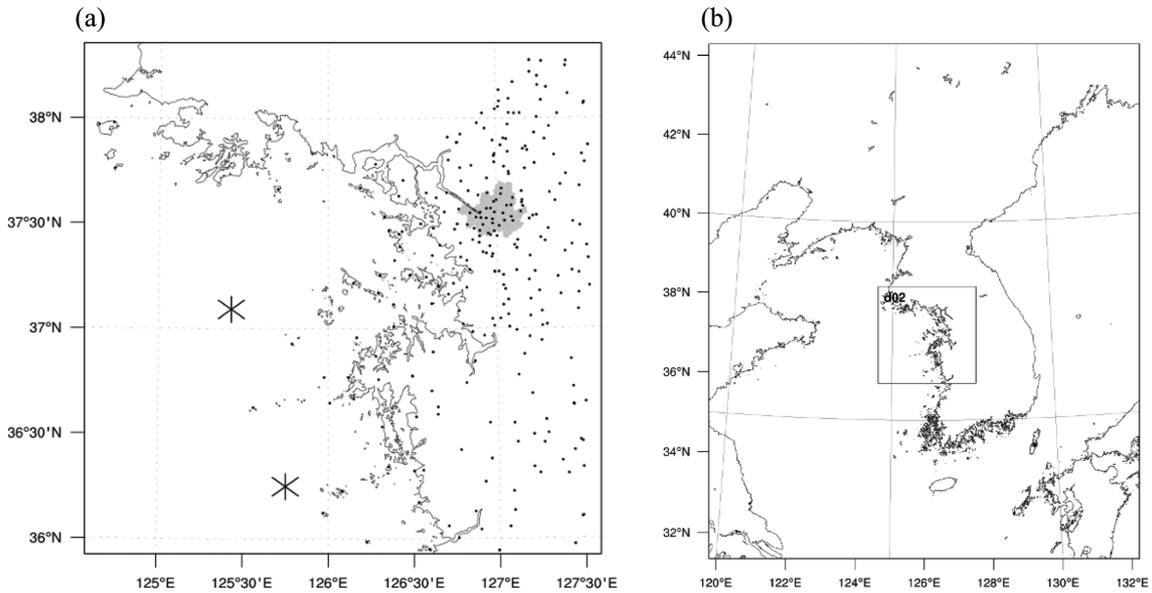


Fig. 1. (a) Observation stations of AWS (dot) and buoy (asterisk) from KMA and (b) domain information of NWP experiments. Shaded area means the Seoul region in (a).

았다. 모델의 초기입력자료로 사용된 SST는 수평해상도 1/20°(약 5 km)의 영국 기상청(UK Met Office) Operational SST and Sea Ice Analysis (OSTIA: Donlon et al., 2012) 일 평균 SST를 사용하였으며, OML 모델 적용에는 HYCOM에서 생산되는 일 평균 MLD를 사용하였다. 수치모의 성능 검증을 위해서는 수도권 Automatic Weather Station (AWS)의 기온, 습도, 풍속과 인천(22185; 36.25°N, 125.75°E), 외연도(22108; 37.09°N, 125.43°E) 지역 해양 부이(buoy)의 해수면온도, 기온, 풍속, 습도, 기압 정서관측자료를 활용하였다(Fig. 1a). 실험 영역 내 덕적도(22185; 37.24°N, 126.02°E) 해양 부이가 포함되어 있지만 수심이 20 m 정도로 얕아서 OML 모델 반영에 따른 효과를 검증

하기 어려울 것으로 판단하여 본 연구에서는 제외하였다.

2.2 실험 설계

본 연구는 여름철 수도권 집중호우에 대한 지역예측모델의 모의성능 향상을 위한 연구로, 지역예측모델인 Weather Research and Forecasting (WRF)에서 OML 모델 적용 시 MLD 초기장에 따른 SST 및 대기현상 모의성능을 분석하였다. 규준실험(CNTL)은 OML 모델을 적용하지 않고 SST의 일 변화를 모의하기 위해 해수표면온도(sea surface skin temperature) 예단 방안(Zeng and Beljaars, 2005; 이하 ZB05)을 사용하였다. 비교실험으로는 HYCOM 자료에서 생산되는 일 평균 MLD를 초기장으로 사용하여 OML 모델을

Table 1. Model configuration of NWP experiments.

Contents	CNTL	EXP1	EXP2
Simulation time	0000 UTC 28 June 2016~0000 UTC 08 July 2016		
Domains	D1: 5 km (235 × 283); D2: 1 km (266 × 266)		
Initial data (mixed layer depth)	-	HYCOM MLD daily mean	HYCOM MLD seasonal mean climatology
Microphysics	WRF double moment, 6-class		
PBL	YSU		
Land surface model	Noah land-surface model		
Skin SST	A prognostic T_s Scheme (Zeng and Beljaars, 2005)		

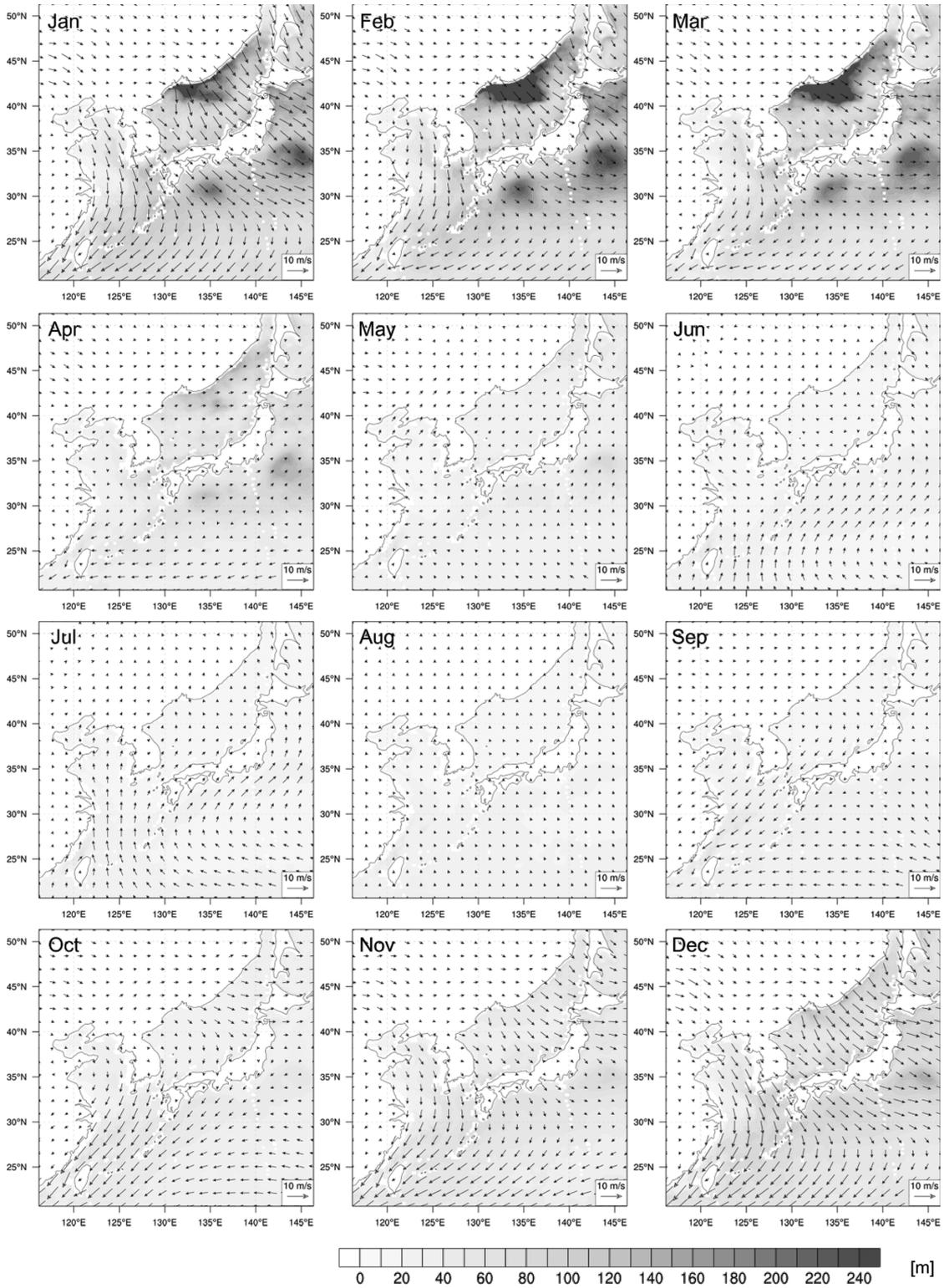


Fig. 2. The monthly mean oceanic MLD and 10 m wind fields during 2008~2016 from HYCOM global analysis.

적용한 EXP1을 설계하였다. 또한 HYCOM은 일 단위 정보 제공을 기본 정책으로 하고 있지만 때때로 수 일의 지연을 보이기도 하며 이를 대체하기 위한 방안으로 HYCOM이 생산되기 시작한 2008년부터 2016년까지의 계절 평균된 MLD를 초기장으로 하여 EXP2를 설계하고 EXP1 실험과의 유사성 정도를 살펴보았다. SST 초기입력자료인 OSTIA는 일 단위 생산되는 자료로 24시간 주기로 갱신되므로 OML 모델을 사용하지 않을 경우 24시간 동안 동일한 SST 정보를 사용하게 된다. 이를 보완하고자 ZB05를 사용하였으며, ZB05는 복사에너지와 현열, 잠열, 해수면에서의 마찰속도 등을 고려하여 적분시간 단위로 SST를 갱신한다. WRF의 OML 모델을 사용할 경우 ZB05를 통해 갱신된 SST가 OML 모델에 적용된다. 또한 Pollard et al. (1972)을 기반으로 한 WRF OML 모델은 바람으로 유도되는 혼합에 의한 MLD와 수온 변화만을 모의하고 대기와의 상호작용으로 인한 해수면 부근에서의 열플럭스 및 습윤플럭스의 변화는 WRF 내 물리과정에서 모의하게 된다. 하지만 이 모델은 바람에 의한 혼합층의 깊어짐과 SST 냉각만을 나타내기 때문에(Kim and Hong, 2010), 해수면 부근에서의 열플럭스의 영향을 반영한 ZB05를 함께 사용하여 수온의 냉각효과를 보완할 수 있다. 모의영역은 여름철 집중호우의 주요 수증기 공급원인 서해지역을 중심으로 한반도를 포함한 최상위 도메인(D1)과 수도권 포함한 하위 도메인(D2)으로 구성하였다(Fig. 1b). 모델의 초기장 및 경계장은 1° × 1°의 수평해상도를 가지는 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final analysis (FNL)을 사용하였으며, 2016년 6월 28일부터 2016년 7월 8일사이에 수도권지역에 내렸던 두 차례 집중호우에 대해 모의실험을 수행하였다. 상세 실험 설계는 Table 1에 명시하였다.

3. 결 과

3.1 해양혼합층

한반도 주변의 해양혼합층 분포를 살펴보기 위해 2008~2016년 기간동안의 HYCOM MLD와 ERA-interim 지상 10 m 바람을 월별 평균하여 살펴보았다(Fig. 2). 바람이 강한 겨울철(December-January-February, DJF)은 다른 월에 비해 OML이 깊게 형성되었으며, 서서히 OML이 깊어지기 시작하여 2월경에 가장 깊고 3월부터 바람이 약해지면 4월이 되어야 OML은 알아진다. OML은 점차 감소하여 여름철(June-July-August, JJA)에는 한반도 주변 대부분의 해양에서 20 m 내외의 얇은 OML이 형성된다. 9월 이후 동중국해 해상 풍속이 강해지면서 대만해협에서부터 OML이 깊어지고 점차 확장되어 12월이 되면 다시 겨울철 OML

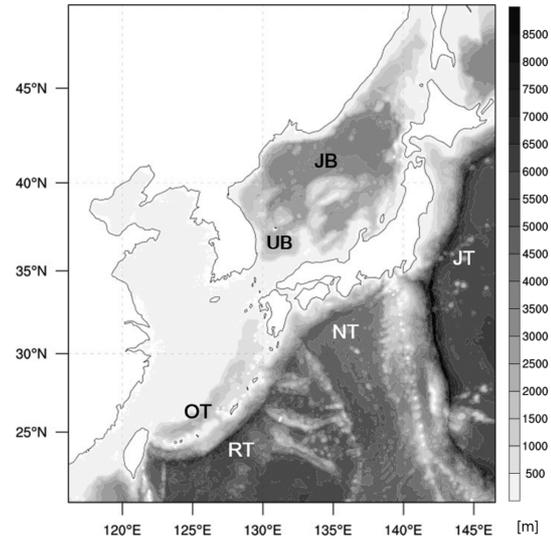


Fig. 3. Bathymetric map showing the surrounding region of the Korean peninsula and Japan (JB: Japan basin, UB: Ullueng basin, JT: Japan trench, NT: Nankai trough, RT: Ryukyu trench, OT: Okinawa trough).

분포가 나타난다. 지역적으로는 일본 남동해상의 난카이 해곡(Nankai trough, NT)과 일본 해구(Japan trench, JT) 및 동해의 일본 분지(Japan basin, JB) 등 해저 지형이 깊은 지역에서 OML이 깊게 나타났다(Fig. 3). 반면 류큐 해구(Ryukyu trench, RT)와 오키나와 해곡(Okinawa trough, OT)의 경우 해저 수심이 깊지만 OML은 상대적으로 얇게 형성되었다. NT, JT, JB과 같이 수심이 깊고 대륙사면이 가파른 지역으로 대륙사면에 수직하게 강한 바람이 불 때 용승에 의한 연직혼합으로 OML이 깊어질 수 있으며, 또한 DJF 기간에 북서풍에 의해 차고 건조한 시베리아기단이 남동진 하면서 JB 지역의 해수면 온도를 냉각시켜 침강에 의한 혼합이 발생하여 상당히 깊은 OML이 형성되었다. 반면 10월과 11월 RT, OT 지역 주변으로 바람이 강하게 불지만 대륙사면에 나란하게 형성되어 용승에 의한 혼합은 나타나지 않으며, 겨울철에도 상대적으로 시베리아기단의 영향을 적게 받아 OML은 깊어지지 않는다.

특히 서해는 지리적으로 한반도 여름철 강수의 주요 수증기원이 되기 때문에 보다 정확한 한반도 강수예측을 위해서는 서해의 대기-해양 간 상호작용을 잘 이해해야 할 필요가 있다. Figure 4는 여름철(a: June, b: July, c: August) 서해의 OML 변화로, 서해는 해양의 최대 수심이 85 m 정도로 알아서 깊이에 따른 수온의 차이가 크지 않고 월별 변동성도 작게 나타난다. 대부분 지역은 10 m 내외의 얇은 OML이 형성되며 이러한 지역

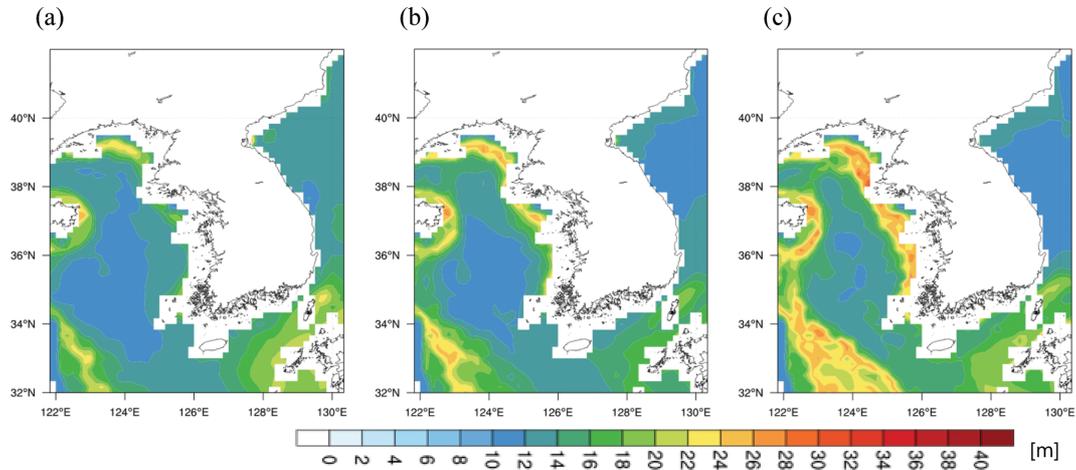


Fig. 4. The monthly mean oceanic MLD in (a) June, (b) July, and (c) August during 2008~2016 from HYCOM global analysis.

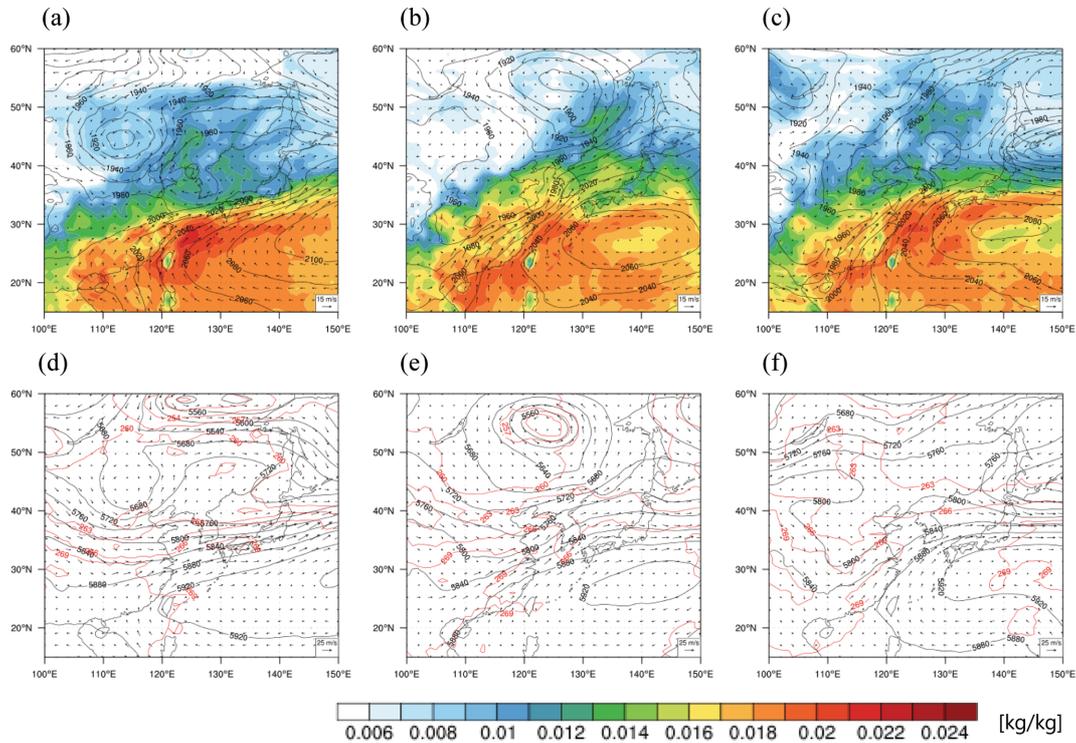


Fig. 5. 850 hPa specific humidity (filled contour) and geopotential height (black contour) with wind vector from NCEP final analysis at 0000 UTC on (a) 28 June, (b) 1 July and (c) 3 July 2016, respectively. (d-f) The same as (a-c) except for the 500 hPa geopotential height (black), temperature (red) and wind vector.

에서 강한 태양복사에너지를 받으면 해수의 연직혼합이 약해서 해수면에서 급격한 SST 상승을 야기시킬 수 있다. 하지만 해안지역과 동중국해에서 다소 깊은 OML이 형성되고 8월(32.36 m)에 가장 깊게 나타난다.

3.2 초기장 민감도 실험 결과

OML 모델 적용 및 MLD 초기장에 따른 수치모델 모의성능을 평가하기 위해 6월 28일부터 7월 8일 동안 발생한 두 차례의 집중호우를 대상으로 민감도 실험을

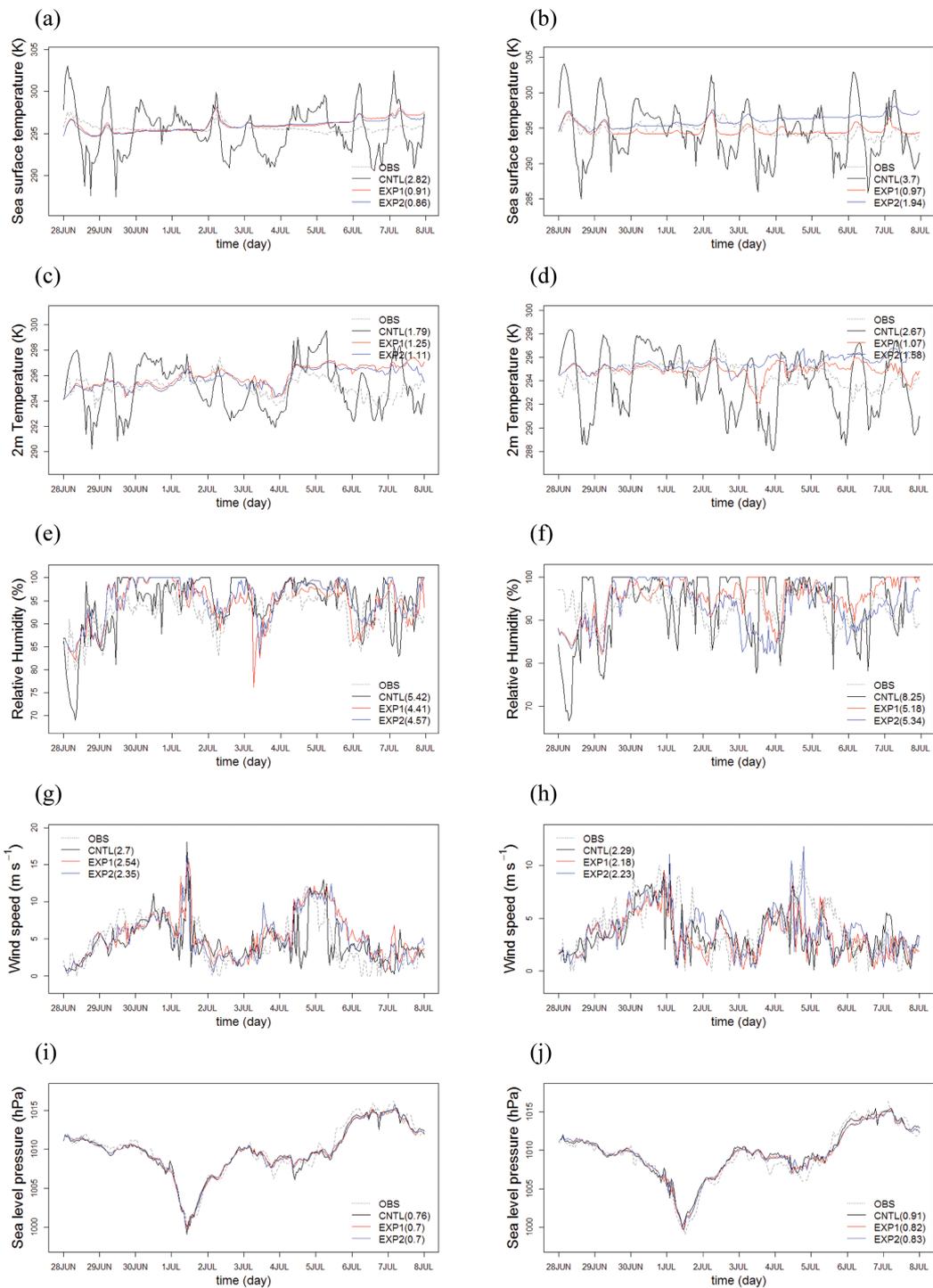


Fig. 6. The time series of (a, b) sea surface temperature (SST), (c, d) temperature at 2 m (T2), (e, f) relative humidity at 2 m (RH), (g, h) wind speed at 10 m (WS) and (i, j) sea level pressure (PS) from 28 June to 8 July 2016. Dotted line is observation obtained from ocean buoys and solid lines indicate experiments (black: CNTL, red: EXP1, blue: EXP2). Numbers in parenthesis represent RMSE between observation and experiments (left: Oeyeondo, right: Incheon).

수행하였다. 본 사례는 7월 1일 0700 UTC (1600 KST) 서울관측소(108) 기준 28 mm의 1시간 누적강수량을 나타냈으며, 1000 UTC (1900 KST) 분당구 AWS (364) 기준 43.5 mm, 1300 UTC (2200 KST)에는 김포공항 AWS (110)에서 38.0 mm의 1시간 누적강수량을 기록하였다. 이후 강한 기압골이 한반도 북쪽으로 지나가면서 강수대가 남하하였다가 7월 4일(Figs. 6c, f) 이후 기압골이 북동진하면서 강수대가 다시 북상하여 5일까지 수도권지역에 누적강수 약 130 mm를 기록하는 등 서울 및 수도권으로 국지적 집중호우가 발생한 사례이다.

Figure 5은 2016년 6월 28일 0000 UTC, 7월 1일 0000 UTC, 7월 3일 0000 UTC의 NCEP FNL 850 hPa 비습(filled contour), 바람(arrow), 지위고도(black contour)와 500 hPa 온도(red contour), 바람(arrow), 지위고도(black contour)의 종관규모 분석장이다. 모델 초기시간인 6월 28일 0000 UTC (Fig. 5a)에 한반도 북서쪽인 화북지역에 저기압이, 남쪽으로는 북태평양 고기압이 위치하고 있으며, 상층(Fig. 5d)에서는 한반도에서 다소 남쪽으로 서-동을 가로질러 제트축이 지나고 있다. 7월 1일 0000 UTC (Fig. 5b)에 북태평양 고기압이 확장으로 인해 한반도 지역 기압경도력이 커지고 하이난성 부근($\sim 30^{\circ}\text{N}$, $\sim 110^{\circ}\text{E}$) 하층 기압골(~ 1940 gpm)에 의해 남서계열 바람이 강해져 고온다습한 공기가 한반도로 다량 유입되고 있으며, 500 hPa (Fig. 5e)에서는 한반도로 온난이류가 유입되고 있다. 남쪽의 북태평양 고기압과 북쪽의 상층까지 발달한 저기압 사이에 위치한 한반도로 고온다습한 기단과 한랭건조한 대륙성 기단이 수렴하면서 서울관측소 기준 7월 1일 0400 UTC (1300 KST)경 강수가 시작되었으며 7월 1일 1500 UTC (2일 0000 KST)까지 108 mm의 강수를 기록하였다. 이후 강한 기압골이 한반도 북쪽으로 지나가면서 강수대가 남하하였다가 7월 3일(Figs. 5c, f) 이후 기압골이 북동진하면서 강수대가 다시 북상하여 5일까지 수도권지역에 누적강수 약 130 mm의 강한 강수가 발생했다.

Figure 6은 외연도(22108), 인천(22185) 기상청 부이에서 관측된 SST, 지상 2 m 기온(T2), 풍속(WS), 습도(RH), 기압(PS)의 관측값과 실험결과의 시계열로, 관측과 각 실험간 평균제곱근오차(Root Mean Square Error, RMSE) 값을 괄호 안에 표기하였다. 외연도, 인천 부이 모두 SST와 T2에서 CNTL의 일 변동이 과장되게 모의된 반면에 EXP1, 2는 관측과 유사하게 모의되었으며 RMSE도 낮게 나타났다. ZB05는 표층 수 mm의 cool-skin과 OML을 포함한 수에서 수십 m의 태양복사에 의해 가열되는 warm-layer로 구성되어 있지만 CNTL은 OML이 고려되지 않기 때문에 warm-layer에서의 혼합이 일어나지 않고 입사한 태양복사는 표층의 해수를 가열하는데 쓰여진다. 반면 야간에는

한국기상학회 대기 제27권 3호 (2017)

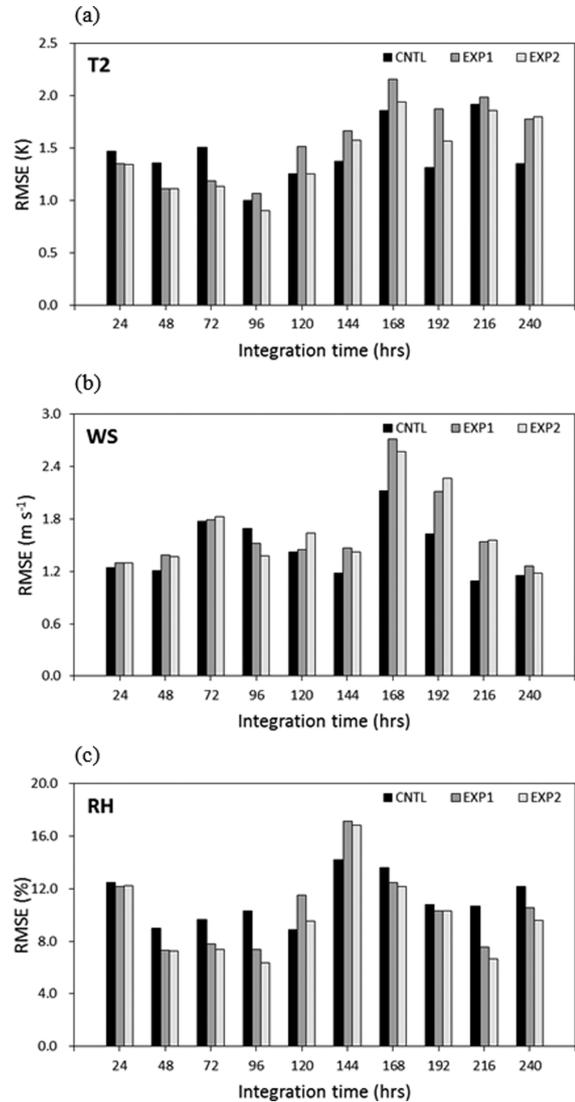


Fig. 7. 24-hr mean spatial RMSE for simulated (a) temperature at 2 m (T2), (b) wind speed at 10 m (WS), and (c) relative humidity (RH) averaged over Seoul area from 28 June to 8 July 2016.

아래 식 (4)과 같이 cool-skin에서 지구복사(R_{nl})에 의한 열 손실과 현열(sensible heat, H_s), 잠열(latent heat, H_l)의 감소 때문에 총 열 손실(Q)이 커져 SST는 냉각되고 warm-layer가 고려되지 않기 때문에 열 전달도 없어 SST의 음의 편차는 더욱 커지게 된다. 그 영향으로 T2도 SST와 유사한 일 변동 특성을 나타낸 것으로 판단된다. Brunke et al. (2008)은 Community Atmosphere Model (CAM)에 ZB05를 적용하여 실험한 결과 해수 표면온도의 일 변동이 큰 지역에서 지표부근 기온 일

Table 2. 24-hr correlation coefficients of temperature at 2 m (T2), relative humidity (RH) and wind speed at 10 m (WS) between experimental results and AWS observations over Seoul area with each forecast times. The shaded values represent the highest correlation coefficient in the average values.

Vars.	Expr.	Forecast time (hrs)										
		24	48	72	96	120	144	168	192	216	240	Avg.
T2	CNTL	0.41	0.35	0.37	0.25	0.31	0.33	0.40	0.48	0.30	0.17	0.34
	EXP1	0.49	0.51	0.56	0.40	0.47	0.42	0.40	0.43	0.60	0.32	0.46
	EXP2	0.49	0.50	0.55	0.39	0.50	0.45	0.44	0.42	0.53	0.37	0.47
RH	CNTL	0.39	0.58	0.63	0.22	0.36	0.46	0.32	0.22	0.18	0.13	0.35
	EXP1	0.36	0.63	0.60	0.27	0.50	0.47	0.31	0.12	0.32	0.30	0.39
	EXP2	0.35	0.64	0.63	0.29	0.43	0.54	0.31	0.15	0.37	0.29	0.40
WS	CNTL	-0.01	0.05	0.06	0.09	0.02	0.00	0.23	0.00	0.02	0.02	0.05
	EXP1	-0.02	-0.05	0.01	0.06	-0.07	0.01	0.16	0.06	-0.03	0.05	0.02
	EXP2	-0.02	-0.01	-0.03	0.02	-0.02	0.04	0.21	0.04	0.01	-0.04	0.02

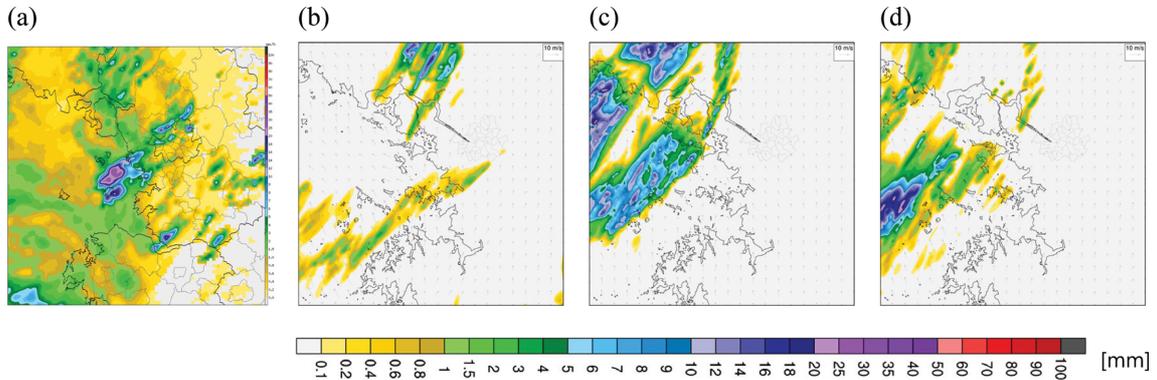


Fig. 8. (a) The radar image of 1-hr accumulated rainfall from KMA and (b) simulated 1-hr accumulated rainfall in CNTL, (c) EXP1, and (d) EXP2 at 0300 UTC 1 July 2016.

변동이 큼을 보였으며 본 실험에서도 같은 결과를 나타냈다.

$$-Q = R_m - (H_s + H_i) \tag{2}$$

습도는 기온분포의 영향을 많이 받기 때문에 CNTL에서 일변화를 다소 과대하게 모의하는 것으로 나타났으며, 특히 강수대가 주로 분포하였던 인천 부이 지점에서 그 특성이 뚜렷하였다. RMSE 검증지수는 두 지점 모두 EXP1, 2에서 개선된 결과가 나타났다. 풍속과 기압의 RMSE는 두 지점 모두 근소한 차이지만 EXP1, 2에서 개선된 결과를 보였다. 지상 AWS와의 검증을 위해 본 실험의 관심지역인 서울지역에 포함된 30개 지점 AWS를 이용하여 공간적 상관계수와 RMSE를 구하고 24시간씩 평균하였다. Figure 7은 RMSE 검증지수 결과로, 적분시간 72-hr까지 EXP1, 2에서 T2의 RMSE가 감소하여 모의성능이 개선되었지만 이후로는 실험간 뚜렷한 성능차이를 보이지 않

았다. RH의 경우도 초기시간부터 96-hr까지 근소한 차이로 향상되었으나 이후로는 성능차이가 뚜렷하지 않았다. WS의 경우는 OML 모델 적용에 따른 개선에 다소 한계가 있었다. Table 2은 상관계수에 대한 결과로 T2와 RH는 대체적으로 CNTL보다 EXP1, 2에서 높게 나타났으며, 전체 모의시간에 대한 평균상관계수는 두 변수 모두 근소한 차이로 EXP2가 가장 높게 나타났다.

Figure 8은 서울지점에 강수가 시작되기 1시간 이전 7월 1일 0300 UTC (1200 KST) 기상청 레이더 CAPPI (constant altitude plan position indicator) 영상과 각 실험에서 모의된 1시간누적강수를 나타내었다. 인천-경기남부앞바다에서 발달한 강수예코는 북동진하여 수도권에 강수를 뿌렸으며 CNTL은 강수예코를 모의하지 못하였지만 EXP1, 2는 강도는 약하지만 레이더영상과 유사한 지역에서 인천-경기앞바다로 다가오는 강수를 모의하였다. 7월 4일 1400 UTC (2300 KST)의 경

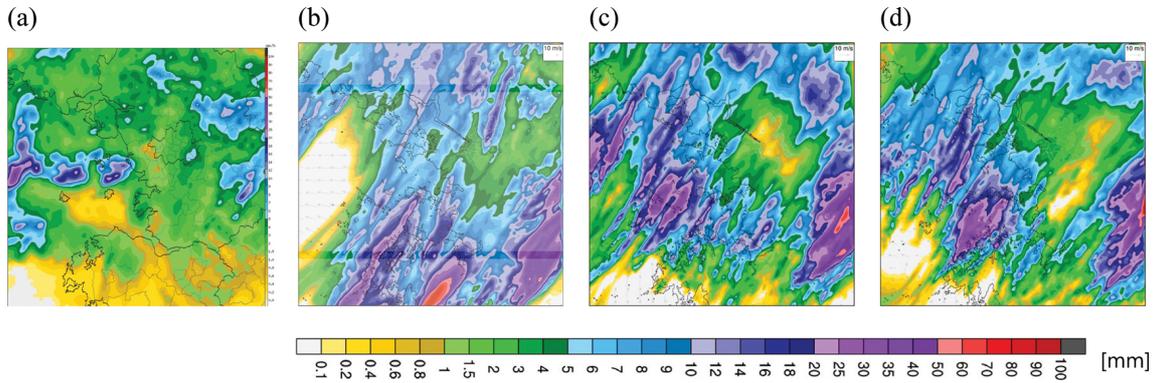


Fig. 9. The same as Fig. 8 except for 1400 UTC 4 July 2016.

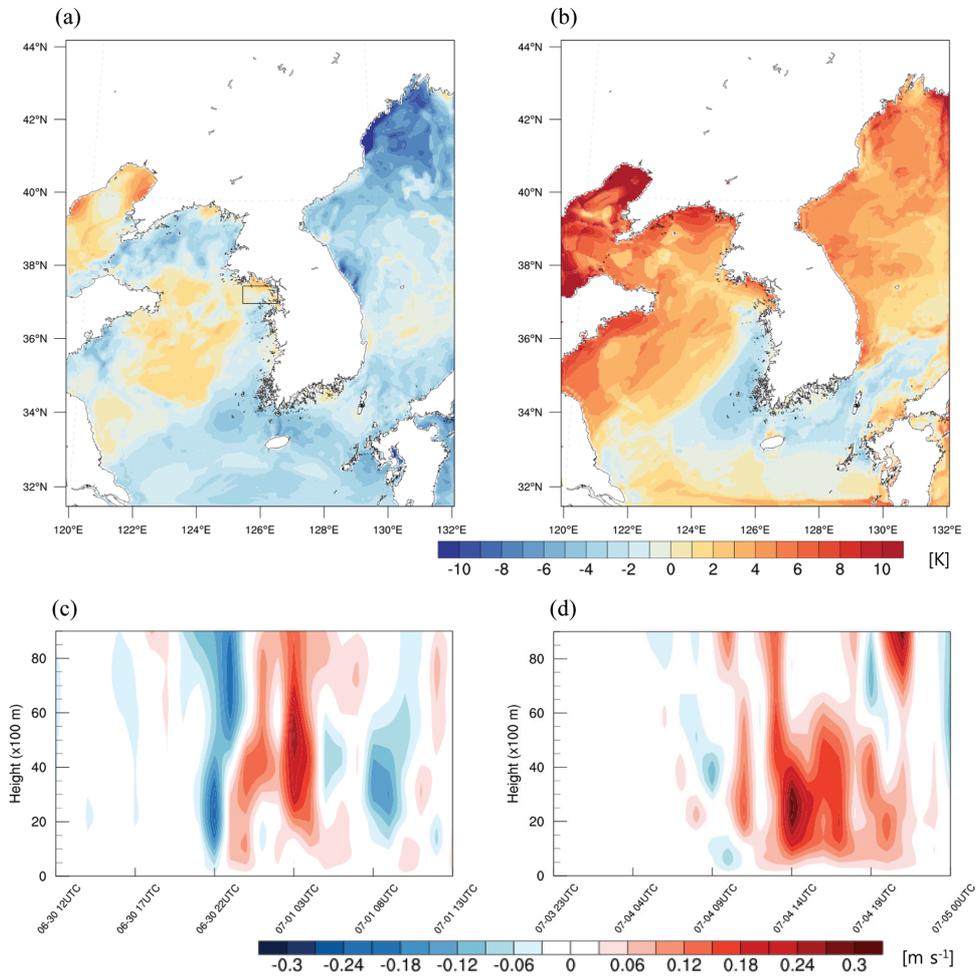


Fig. 10. The upper panel shows difference in sea surface temperature between CNTL and EXP1 (EXP1-CNTL) at (a) 0300 UTC 1 July and (b) 1400 UTC 4 July 2016. The bottom panel shows the time variation of difference in area-averaged vertical wind speed over rectangular in (a) during 25-hr period from 15-hr before (c) 0300 UTC 1 July and (d) 1400 UTC 4 July, respectively.

Table 3. The 2×2 contingency table for evaluating predictability of rainfall.

		Observations	
		Yes	No
Forecasts	Yes	(a) Hits	(b) False alarms
	No	(c) Misses	(d) Correct negatives

우(Fig. 9)도 인천-경기남부앞바다에서 경기북부앞바다까지 발달한 강수예코를 CNTL은 모의하지 못하고 충남 내륙지역에 강수예코를 모의하였다. EXP1과 2는 경기동부지역에서 강도가 다소 과대모의 되었으나, 서해상에서 발달하는 강수예코를 모의하고 있다. Figure 10은 위 시간대에 CNTL과 EXP1의 SST 편차(EXP1-CNTL)의 수평분포(Figs. 10a, b)와 강수예코 발생지역(rectangular at Fig. 10a)에 대해 평균된 연직바람 편차(EXP1-CNTL)의 시간변화(Figs. 10c, d)를 나타낸 그림이다. 7월 1일 0300 UTC (Fig. 10a)와 4일 1400 UTC (Fig. 10b)의 SST 차이는 경기북부앞바다부터 인천-경기남부앞바다까지 EXP1의 SST가 더 높았으며, 3-4 시간 전부터 위 지역 평균 연직바람은 EXP1에서 강하고 최대강수 시점에 연직바람의 편차가 가장 크게 나타났다. 이러한 차이가 대류발생 위치 및 강도에 영향을 준 것으로 판단된다. 강우 강도에 따른 예측성능을 평가하기 위해 2×2 분할표(contingency table, Table 3)를 사용하여 강우강도에 따른 Equitable Threat Score (ETS)와 Bias를 아래와 같이 계산하였다.

$$ETS = \frac{a - e}{(a - e + b + c)} \quad (3)$$

$$Bias = \frac{a + b}{a + c} \quad (4)$$

AWS 관측지점에 가장 가까운 모델 격자를 대상으로 동서남북 1 격자씩 총 9개 지점을 영향반경으로 설정하여 분할표의 스칼라점수를 산정하여 강수검증지수 계산에 사용하였다. 여기서 $e = (a + b) / (a + b + c + d)$ 이다. Figure 11은 강수검증지수 계산 결과로, ETS는 약한 강수에서 가장 높게 나타났으며 강우강도가 강해지면서 모든 실험의 검증지수 값이 감소하고, 5 mm 이상 강우에서는 EXP1이 CNTL보다 낮아 지지만 대체로 EXP1, 2에서 CNTL보다 향상된 강수 예측성능을 보였다. Bias는 약한 강수에서는 성능 차이가 크지 않지만 강우강도가 3 mm 이상 강해지면서 CNTL의 예측성능이 더 크게 저하되었다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 SST의 일 변화에 영향을 주는 바람과 OML의 특성을 살펴보기 위해 2008~2016년 기간의 HYCOM MLD와 ERA-interim 재분석자료를 이용하여 한반도 주변 OML과 지상바람 분포를 살펴보았다. 겨울철 일본 해구와 난카이 해곡과 같이 해저지형이 깊고 가파른 지역에서 대류사면에 수직하게 강한 바람이 불 때 OML이 깊게 형성되는 특성을 보였으며, 특히 일본분지에서는 찬 북서풍이 SST를 냉각시켜 OML의 연직혼합이 발달하였다. 여름철은 바람이 약해지면서 한반도 주변으로 OML가 20 m 내외로 얇게 나타났으며 11월 이후 바람이 강해지면서 깊어졌다. 최고 수심이 85 m 정도인 서해는 여름철 10 m

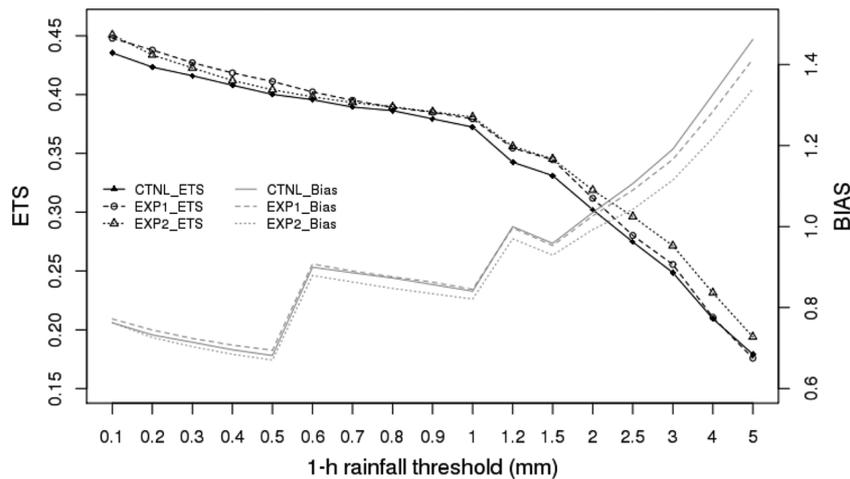


Fig. 11. ETS (black) and Bias (gray) for CNTL (solid line), EXP1 (dashed line), and EXP2 (dotted line) simulations, with respect to 1-hr accumulated precipitation over the Seoul region from 28 June to 8 July 2016.

내외의 얇은 OML이 형성되고 겨울에는 해저지형까지 발달한다. 이러한 OML 분포가 NWP에 미치는 영향을 살펴보기 위해 지역예측모델(WRF)에 ZB05를 적용하고 MLD 초기입력자료를 변경하면서 여름철 집중호우사례(2016-6-28~2016-7-8)에 대해 NWP 모의성능을 평가하였다. 집중호우 사례는 고온다습한 남서풍이 수도권지역으로 유입되면서 국지적인 강한 강수를 발생시킨 사례로 ZB05만 고려된 CNTL은 여름철 태양복사에 의해 표층수가 가열되지만 연직혼합이 약하기 때문에 SST가 과대모의 되었으며 EXP1, 2에서는 OML 내에서의 해수의 연직혼합으로 인해 SST 모의성능을 개선되었으며 2 m 기온, 습도, 기압 예측에서 향상된 결과를 나타냈다. 지상 AWS를 이용한 모의성능 평가에서는 2 m 기온과 습도가 모의성능 향상에 기여하였으나 풍속의 모의에는 다소 한계가 있었다. CNTL의 경우 강수초기 시간에 서해상에서 발달하는 에코를 모의하지 못하였으나 EXP1, 2는 위치와 강도의 차이는 다소 있지만 관측에 유사하게 모의하였다. 이때 SST 차이를 살펴보면 강수에코가 발달한 지역의 SST는 CNTL보다 EXP1, 2에서 높게 나타났으며, 이 같은 결과가 대류발생 위치에 영향을 준 것으로 판단된다. 강우강도에 따른 ETS와 Bias는 근소한 차이지만 EXP1, 2이 CNTL보다 높은 통계 값을 보였으며 특히 Bias는 강우강도가 강해지면서 그 차이가 더 커졌다. 본 연구를 통해 NWP 수행에 있어 OML 모델 적용 및 MLD 초기자료에 따른 모의성능을 평가하고자 하였다. 해상 및 지상에서의 대부분의 기상변수와 강수모의 성능이 향상되었으나 풍속모의에 대한 모의성능 향상은 한계가 있었다. 또한 사례 중심의 실험이므로 추후 장기간 OML 모델 적용 실험을 통해 한반도지역 고해상도 기상정보 생산에 적합한 OML 모델 적용 방안에 대한 연구를 수행할 예정이다.

감사의 글

본 연구는 기상청 차세대도시농림융합스마트기상서비스개발(WISE) 사업(KMIPA-2012-0001-1)의 지원으로 수행되었습니다. 기상청 슈퍼컴퓨터가 활용되도록 지원해준 기상청 관측기반국 국가기상슈퍼컴퓨터센터에 특별히 감사드립니다.

REFERENCES

Bleck, R., 2002: An ocean general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, **4**, 55-88.
 Brunke, M. A., X. Zeng, V. Misra, and A. Beljaars, 2008:

Integration of a prognostic sea surface skin temperature scheme into weather and climate models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D21117, doi:10.1029/2008JD010607.

- Clayson, C. A., and A. S. Bogdanoff, 2012: The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air-sea fluxes. *J. Climate*, **26**, 2546-2556, doi:10.1175/JCLI-D-12-00062.1.
 Dai, A., and K. E. Trenberth, 2003: The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *J. Climate*, **17**, 930-951.
 Donlon, C. J., M. Martin, J. Stark, J. Roberts-Jones, E. Fiedler, and W. Winner, 2012: The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sens. Environ.*, **116**, 140-158, doi:10.1016/j.rse.2010.10.017.
 Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. S. Godfrey, G. A. Wick, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1295-1308.
 Kawai, Y., K. Otsuka, and H. Kawamura, 2006: Study on diurnal sea surface warming and a local atmospheric circulation over Mutsu Bay. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 725-744.
 Kim, E.-J., and S.-Y. Hong, 2010: Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19118, doi:10.1029/2009JD013253.
 Masson, S., P. Terray, G. Madec, J.-J. Luo, T. Yamagata, and K. Takahashi, 2012: Impact of intra-daily SST variability on ENSO characteristics in a coupled model. *Climate Dyn.*, **39**, 681-707, doi:10.1007/s00382-011-1247-2.
 Merchant, C. J., M. J. Filippiak, P. Le Borgne, H. Roquet, E. Autret, J.-F. Piollé, and S. Lavender, 2008: Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04601, doi:10.1029/2007GL033071.
 Noh, Y., E. Lee, D.-H. Kim, S.-Y. Hong, M.-J. Kim, and M.-L. Ou, 2011: Prediction of the diurnal warming of sea surface temperature using an atmosphere-ocean mixed layer coupled model. *J. Geophys. Res.*, **116**, C11023, doi:10.1029/2011JC006970.
 Pollard, R. T., P. B. Rhines, and R. O. Thompson, 1972: The deepening of the wind-mixed layer. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **4**, 381-404, doi:10.1080/03091927208236105.
 Woolnough, S. J., F. Vitart, and M. A. Balmaseda, 2007: The role of the ocean in the Madden-Julian Oscillation: Implications for MJO prediction. *Quart. J. Roy.*

- Meteor. Soc.*, **133**, 117-128.
- Wu, C.-C., W.-T. Tu, I.-F. Pun, I.-I. Lin, and M. S. Peng, 2016: Tropical cyclone-ocean interaction in Typhoon Megi (2010)-A synergy study based on ITOP observations and atmosphere-ocean coupled model simulations. *J. Geophys. Res.*, **121**, 153-167, doi:10.1002/2015JD024198.
- Zeng, X., and A. Beljaars, 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modelling and data assimilation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14605, doi: 10.1029/2005GL023030.