

기후변화에 따른 북서태평양에서의 미래 파랑 전망 Projection of the Future Wave Climate Changes Over the Western North Pacific

박종숙* · 강기룡** · 강현석* · 김영화*
Jong Suk Park*, KiRyong Kang**, Hyun-Suk Kang* and Young-Hwa Kim*

요 지 : HadGEM2-AO 기후모델의 기후변화 시나리오 자료와 파랑 모델을 이용하여 기후변화에 따른 북서태평양에서의 미래 파랑 기후를 전망하였다. 21세기말 북서태평양에서 연 평균 풍속이 현재보다 낮아질 것으로 전망됨에 따라 연 평균 유의파고도 낮게 전망되었다. 현재 기후에 비해서 21세기 말 연평균 유의파고는 RCP4.5 시나리오의 경우 2~7% 감소하고, RCP8.5의 경우 4~11% 정도 감소하는 것으로 나타났다. 극한파랑의 경우도 유의파고 및 풍 속이 현재에 비해서 감소할 것으로 전망되었다. 계절별로 분석한 결과 겨울철의 극한파랑은 연 극한 파랑과 비슷 하게 감소하는 경향을 보인 반면, 여름철의 경우 북서태평양에서는 현재보다 증가할 것으로 나타나 미래에는 태풍 의 강도가 강화 될 것으로 전망된다.

핵심용어 : 파랑 기후, 기후변화 시나리오, 파랑 모델

Abstract : This study projected the future ocean wave climate changes based on global climate change scenario using the coupled climate model HadGEM2-AO according to the emission scenarios and using regional wave model. Annual mean significant wave height (SWH) is linked closely to annual mean wind speed during the forthcoming 21st Century. Because annual mean speed decreased in the western North Pacific, annual mean SWH is projected to decrease in the future. The annual mean SWH decreases for the last 30 years of the 21st century relative to the period 1971-2000 are 2~7% for RCP4.5 and 4~11% for RCP8.5, respectively. Also, extreme SWH and wind speed are projected to decrease in the future. In terms of seasonal mean, winter extreme SWH shows similar trend with annual extreme SWH; however, that of summer shows large increasing tendency compared with current climate in the western North Pacific. Therefore, typhoon intensity in the future might be more severe in the future climate.

Keywords : wave climate, climate change scenario, wave model

1. 서 론

IPCC 4차 기후변화 평가보고서가 발표된 이후로 기후변화 시나리오 안에서 파랑의 역할에 대해서 관심이 집중되고 있으며 대기와 해양 사이의 운동량, 열 및 물질의 교환에는 풍 파가 매우 중요한 역할을 한다(Hemer et al., 2012). 해상에 서의 안전한 물자수송 및 연안 재해의 취약성을 보강하기 위하여 파랑 기후를 이해하려는 많은 연구가 진행되었으며 이러한 파랑기후에 관한 이해는 기후변화에 의한 미래의 파랑을 이해하는데 도움을 준다(Sterl et al., 1998; Cox and Swail 2001; Wang and Swail 2002). 1960년대 이후로 북태 평양에서의 겨울철 유의파고의 최대값이 증가하고, 같은 기간 동안 북서태평양에서의 태풍의 강화로 인하여 일본 남부

연안에서 장주기파가 증가하였다(Wang and Swail, 2001; Sasaki et al., 2005). Yong et al.(2008)은 여름철 동아시아 몬순의 약화로 인하여 황해에서 극한파랑이 감소하고, 동중 국해 남부에서는 북서태평양에서의 태풍의 강화로 인해 극한 파랑이 증가함을 보였다.

한편 기후변화에 따른 미래 파랑 전망에 관한 연구들이 꾸준히 진행되고 있으며 통계적인 방법과 역학적인 방법으로 접근이 이루어지고 있다. 통계적인 방식은 대기와 파랑의 통계적인 관계를 통하여 미래의 파랑자료를 생산하는 것으로 기후모델의 불확실성에 대한 감소 및 계산상의 이점이 있지만 관측 자료의 부재로 인한 자료의 생산에 문제점이 있다. 역학적인 접근 방식은 해상의 상태(예, 해상풍)를 모의한 기후 모델이 파랑 모델의 입력 자료로 사용되는 것이다. 이러한 방

*기상청 국립기상연구소 지구환경시스템연구과 (Corresponding author : Jong Suk Park, Global Environment System Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration, Seoul 156-720, Republic of Korea, Tel: +82-70-7850-6743, Fax: +82-2-841-2787, jsp98@korea.kr)

**기상청 국가태풍센터 (National Typhoon Center/Korea Meteorological Administration, 1622-1 Hannam-ri Namwon-eup, Seogwipo, Jeju, 699-942, Republic of Korea)

식은 기후모델에서 생산된 해상풍이 편차를 가지고 있고 이 자료가 파랑모델의 입력 자료로 사용되면서 미래의 파랑기후에도 편차를 가져오는 문제점이 있다. 그러나 해상풍의 변화에 대한 물리적인 과정을 설명할 수 있는 장점이 있다.

파랑 수치모델을 이용하여 전 지구적인 미래의 파랑기후를 전망한 연구들에서는 남반구와 북극의 해양에서 풍속과 유의파고가 증가하고, 태평양에서는 감소하는 경향을 보이며 남반구의 해양과 연결되어 너울의 지배적인 영향을 받는 영역에서는 풍속과 유의파고가 반대의 경향을 보였다(Mori et al., 2010; Dobrynin et al., 2012). 또한, 이들 연구결과에 의하면 평균 유의파고 및 극한 파랑의 변화는 지역에 따라 편차가 심하며, 대체로 평균 유의파고는 감소하는 반면 극한파랑은 증가하는 경향을 보여 미래에는 심각한 극한파랑의 발생이 예상된다. 전 지구적인 파랑 기후와 더불어 북해 및 북대서양에서의 지역적인 파랑 기후의 변화에 대한 연구가 진행되었다. 또한, 해수면고도와 유의파고와의 경험적인 관계식을 도출하여 시나리오 방출량과 전 지구모델의 선택에 따른 북해에서의 파랑 기후 변동을 전망하였고, 온실가스 방출량에 따른 다양한 기후변화 시나리오 자료를 입력 자료로 하는 파랑 수치 모델의 수행을 통하여 북대서양에서의 파랑 기후의 변화를 통계적인 방법으로 분석하는 연구가 진행되었다(Wang et al., 2004; Wang and Swail, 2006; Cairesa et al., 2006; Debernard et al., 2002; Debernard and Loed, 2008). 반면 한반도 주변을 비롯한 북서태평양의 미래 파랑 기후에 관한 연구는 전 지구적 규모에서 주로 다루어졌다. Mori et al. (2010)은 일본기상청/기상연구소에서 개발된 대기대순환모델 자료(10 m 고도 해상풍)와 SWAN(Simulationg WAves Nearshore) 모델을 이용하여 IPCC AR4에서 사용된 A1B 시나리오에 따른 현재(1979-2004), 가까운 미래(2015-2031) 그리고 먼 미래(2075-2100)에 대한 전지구의 파랑 기후를 전망하였다. 이 연구에 의하면 미래에는 적도 및 태평에서 파랑이 감소하며, 일본의 외해에서는 풍속 및 평균파랑이 감소할 것으로 전망되고 태풍에 의한 극한파랑은 증가할 것으로 전망하였다. Graham et al. (2013)은 3개의 전 지구 기후 모델과 파랑 모델을 이용하여 IPCC A2 시나리오에 따른 북태평양에서의 겨울철 유의파고에 대해서 전망하였다. 이 결과에 의하면 위도 40°N 아래의 저위도에서는 편서풍 중심부의 남쪽 측면의 풍속의 감소로 인하여 파랑의 감소가 뚜렷이 나타났으나 고위도에서는 기후 모델에 따라서 결과가 다르게 나타났다.

본 연구에서는 기존의 연구들과는 달리 IPCC 5차 평가보고서에서 새롭게 권장하는 대표농도경로(Representative Concentration Pathway, RCP)의 온실기체 배출 시나리오에 따른 전 지구 기후변화 시나리오 자료를 이용하여 북서태평양에서의 미래 파랑을 전망하였다. 특히 고해상도의 파랑 모델을 이용하여 한반도 주변에서의 파랑 기후의 변화를 면밀히 분석해 보고자 한다.

2. 연구 방법

2.1 기후변화 시나리오

국립기상연구에서는 영국 기상청 해들리 센터에서 개발한 대기-해양-해빙-수문-에어로솔이 결합된 모델인 HadGEM2-AO(The Hadley Centre Global Environment Model version 2-Coupled Atmosphere-Ocean model)를 도입하여 기후변화 시나리오를 산출하였다(NIMR, 2011). 대기모델은 비정역학 방정식계이며 수평적으로 Arakawa-C 격자와 연직적으로 Charney-Phillips 격자체계를 채택하였다. 수평 격자 거리는 약 135 km(동서방향 1.875도, 남북방향 1.25도)이고, 연직으로 38층(최상층 ~38 km)로 구성된다.

1860년의 온실가스 농도를 고정하고 200년 이상을 적분하는 제어실험을 통하여 전지구 결합기후모델을 준 평형상태로 안정화 시킨 후, 온실가스, 육지면적과 같은 인위적인 변화와 태양복사, 화산폭발에 의한 자연 강제력으로 과거기후를 재현한다. 과거기후 모사실험의 마지막 상태를 초기 조건으로 RCP 강제력에 따라 미래 전망에 대한 실험을 수행하였다(Baek et al., 2012). RCP 시나리오에는 4종이 있으며, 온실가스 저감정책이 전혀 실현되지 않는 경우는 RCP 8.5, 지구가 회복력을 가질 수 있는 최대 한계 값인 RCP2.6 그리고 온실가스에 대한 저감정책이 어느 정도 실현되었음을 가정하는 RCP 4.5/6.0으로 구성된다. 본 연구에서는 RCP 4.5/8.5 시나리오를 사용하였다.

기후변화 시나리오 자료는 불확실성을 포함하고 있으며 배출 시나리오에서부터 기후 반응에 이르기까지의 여러 단계들이 기후 모델 전망의 전체적인 불확실성에 기여한다(Meehl et al., 2007). 따라서 본 연구에서 사용하고 있는 기후모델도 분명히 불확실성을 가지고 있으며 그 불확실성에 대한 검토가 이루어져야 한다. 최근 CMIP5(the phase five of the Coupled Model Intercomparison Project)에 참여하고 있는 모델들을 이용하여 모델의 모의 성능 및 미래 전망에 대한 연구가 활발히 진행되고 있다.

Colle et al. (2013) 연구에서는 15개의 CMIP5 기후 모델들을 이용하여 북서대서양에서의 겨울철 온대저기압의 발생빈도 및 주기 그리고 최대 강도 분포들을 분석하고 재분석 자료와의 비교를 통해 기후모델의 성능 순위를 정하였다. 이 연구 결과에 의하면 상대적으로 고해상도의 기후 모델이 과거기후를 재현하는데 좋은 성능을 보이고 있으며 본 연구에서 사용하고 있는 HadGEM2 계열의 기후모델도 포함이 된다. Mizuta (2012)는 HadGEM2 기후모델을 비롯한 다중 기후모델의 평균 해수면 고도와 동서 바람장을 이용하여 겨울철의 온대저기압 발생 비율을 전망하였다. 북서태평양의 고위도에서 온대저기압의 발생 비율이 증가하며 대서양과는 달리 11개의 기후모델이 일관성 있게 전망하였다. 이러한 연구결과를 토대로 본 연구에서 사용된 기후모델은 다른 모델에 비하여 고해상도의 모델로서 기후변화 시나리오의 성능이 탁월하

며 특히 태평양에서의 미래 기후의 전망에 관하여 다른 기후 모델과 일관성을 보임을 고려할 때 본 연구의 기후변화 시나리오 자료로 사용하는데 적합한 것으로 판단된다.

2.2 파랑 모델 및 실험 방법

해양에서의 표면은 매우 복잡하고 불규칙적인 형태를 보인다. 이렇게 복잡한 양상을 나타내는 물결은 파고, 파장, 파주기 그리고 과향이 서로 다른 여러 개의 규칙적인 성분파가 겹쳐지거나 합쳐진 형태로 구성되어 있다. 이러한 가정을 기초로 하여 파랑 조화 해석에 의해서 진동수, 진폭, 위상이 다른 다수의 정현파(Sinusoidal wave)로 분해하여 모든 정현파들의 에너지를 주기에 따라서 구하는 스펙트럼 분석법으로 나타낼 수 있다. 이러한 스펙트럼 개념을 이용하여 파랑 수치 모델은 파랑 스펙트럼 에너지가 보존된다는 가정을 기본 방정식으로 사용하고 있다.

$$\frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} + (C_g(f) + U) \cdot \nabla E(f, \theta) = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (1)$$

$E(f, \theta)$: 2차원 에너지 스펙트럼,

$C_g(f)$: 군속도, : 해류 유속,

S : 원천항 또는 근원함수 (Source Function),

S_{in} : 바람에 의한 에너지 증가항,

S_{nl} : 성분과 상호간의 비선형 에너지 교환항,

S_{ds} : 마찰, 점성에 의한 에너지 소실항

식(1)에서 좌변은 파랑 스펙트럼 에너지의 국지적 변화율과 군속도(wave number group velocity) 및 해류 속도에 의한 에너지의 이류를 나타낸다. 우변은 해상풍에 의한 에너지 증가 및 성분과 상호간의 비선형 에너지 교환 그리고 마찰 등에 의한 에너지 소실을 나타낸다. 파랑 스펙트럼을 진동수와 방향성(θ)를 가지는 2차원으로 확장하면 $E(f, \theta) = E(f) \cdot G(f, \theta)$ 로 나타낼 수 있고, $G(f, \theta)$ 는 방향 분포함수로서 식(2)와 같은 \cos^2 함수가 널리 사용된다. 즉, 파랑 스펙트럼 $E(f, \theta)$ 은 에너지 밀도 $E(f)$ 가 $G(f, \theta)$ 의 방향성을 가지며 분포하고 있다고 가정한다.

$$G(f, \theta) \equiv G(\theta) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta), & |\theta| \leq \frac{2}{\pi} \\ 0, & |\theta| > \frac{2}{\pi} \end{cases} \quad (2)$$

식(1)을 구면좌표계(Spherical coordinate)로 표현한 아래 방정식이 모델에서 사용된다.

$$\frac{\partial E(f, \theta, \phi, \lambda)}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} E \cos \theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} E + \frac{\partial}{\partial f} \dot{f} E + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} g E = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (3)$$

$$\dot{\phi} = \frac{c_g \cos \theta + U_\phi}{R},$$

$$\dot{\lambda} = \frac{c_g \sin \theta + U_\lambda}{R \cos \theta},$$

$$\dot{\theta} = \dot{\theta} - \frac{c_g \tan \phi \cos \theta}{T}$$

R : 지구 반경

U_ϕ : 해류 남북 성분

U_λ : 해류 동서 성분

유의파고는 파랑 스펙트럼 에너지에서 산출되며, 식은 다음과 같다.

$$H_s = 4\sqrt{E} \quad (4)$$

파랑모델은 3세대 스펙트럼 모델인 WAVEWATCH-III를 사용하였으며, 모델의 영역은 경도 115~150°E, 위도 20~50°N이다(Tolman, 2002d; 2002e). 파랑 모델의 공간 해상도는 위경도 동일하게 1/12° 간격의 구면좌표계이며, 스펙트럼의 해상도는 최소진동수 0.0418 Hz에서 0.4114 Hz까지 25개의 파수를 가지며, 방향 분포 해상도는 10도(degree) 간격이다(Table 1). 수심 격자망 구성을 위하여ETOPO2의 수심자료를 이용하였으며 파랑모델의 강제력으로 사용되는 바람자료는 HadGEM2-AO에서 6시간 간격으로 산출된 10 m 고도의 해상풍 자료를 Barnes 객관분석 방법으로 파랑모델 격자로 내삽하였다.

파랑 모델의 적분기간은 1971-2000년의 현재기후, 2071-2100년까지의 미래기후로 각각 30년씩이며 RCP 시나리오는 2종(RCP4.5, RCP8.5)을 이용하였다. 각 적분기간의 초기장은 파고가 없는 잔잔한 해상상태에서 모델 수평격자 크기와 초기 바람의 세기 및 방향을 이용하여 스펙트럼을 생산하는 'Fetch-limited JONSWAP'을 이용하였다(Hasselmann et al., 1973). 모델 내부적으로 에너지가 전파되는데 약 24시간 정도 소요되기 때문에 모델이 정상상태에 이르는 시간은 1~2일 정도이다.

Table 1. Model description.

Model Code	WAVEWATCHIII (version 2.22)			
Model Coordinate	Spherical Coordinate			
Model Domain	115°E - 150°E, 20°N - 50°N			
Spatial Resolution	First Frequency (Hz)	1/12° (421×361)	Frequency Increment (Hz)	Number of Directions
Spectral resolution	1.1	0.04118	25	36 ($\Delta\theta = 10^\circ$)
Prediction & integrated time	6hour interval/30years			
Initial start	Fetch-limited JONSWAP			
Input data	HadGEM2-AO			
Time step information (sec)	Global	Spatial propagation	Intra-spectrum propagation	source term
	300	150	300	150

도이다. 따라서 파고가 없는 초기 상태의 영향은 거의 없을 것으로 판단된다. 모델의 경계면 자료는 사용하지 않았기 때문에 파랑 기후의 변동은 모델 영역 안에서 대기 순환 변동에 의해 기인되며 영역 밖으로부터의 너울은 연구 결과에 영향을 끼치지 않는다. 본 연구에서는 평균과 극한 파랑의 상태에 대한 현재와 미래 기후의 차이점에 주안점을 두었다.

2.3 파랑기후 분석 방법

현재기후와 미래기후에 대해서 풍속과 유의파고 자료를 1일 1회(00UTC) 간격마다 추출하였으며 매달 30일 자료가 생산되어 한 격자점에서의 자료는 총 10800개이다. 매 해마다 평균과 극한 파랑 그리고 풍속의 연별/계절별 자료를 분류하였고, 평균은 각 격자점에서의 10800 자료의 평균을 의미하고 극한파랑은 10800개의 자료를 오름차순으로 나열하여 99분위에 해당하는 자료이다. 계절별 자료는 여름철과 겨울철로 나누었으며 여름철은 6월부터 8월까지, 겨울철은 12월과 1,2월로 구분하였다. 유의파고의 현재 대비 미래 기후 변화에 대한 통계적 유의성 검증을 위해 Wilcoxon 순위합검정 방식을 사용하였다. Wilcoxon 순위합 검정은 두 모집단의 위치문제를 검정하는 방법으로 모집단의 분포가 일반적인 정규분포를 따르지 않는 경우에 가장 널리 사용되는 비모수적 검정법이다(Bhattacharyya and Johnson, 1977). 또한, 현재기후와 미래기후의 상대적 변화(relative change)를 계산하여 통계적인 유의성을 제시하였다. 상대적 변화는 비교하고자 하는 대상의 크기를 고려하여 두 개의 양의 차이를 분석하는데 사용된다.

상대적 변화(%)는 식(5)와 같이 정의된다.

$$C_v = \frac{V_{fc} - V_{ctr}}{V_{ctr}} \times 100 \quad (5)$$

식(5)에서 C_v 는 V (여기에서는 유의파고와 풍속)의 비교 대상에 비해서 변화한 백분율이고, 아래첨자 fc 와 ctr 은 각각 미래기후와 현재기후를 나타낸다. 극한파랑의 변동성을 살펴보기 위해 상자그림(box-plot)을 분석하였다. 현재 기후의 유의파고의 모의 성능을 비교하기 위하여 ERA-40 재분석 자료를 사용하였다. ERA-40 재분석 자료는 ECMWF 중기 전지구 예보모델인 IFS(Integrated Forecast System)의 기본 형태를 사용하며 파랑-대기 접합모델로 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 수평격자계로 구성되었다.

3. 결 과

3.1 평균 파랑 기후 변화

미래의 유의파고의 변화를 전망하기에 앞서 현재 파랑 기후에 대한 모의가 제대로 재현되었는지 살펴보았다. Fig. 1은 현재 기후의 연평균 유의파고와 ERA-40 재분석 자료의 연평균 유의파고를 비교한 것이다(Fig. 1a,b). 알류산 저기압에 의한 일본 동쪽 해역에서의 높은 파고가 잘 나타나며 유의파고의 전반적인 경향이 ERA-40재분석 자료와 비슷하게 모의

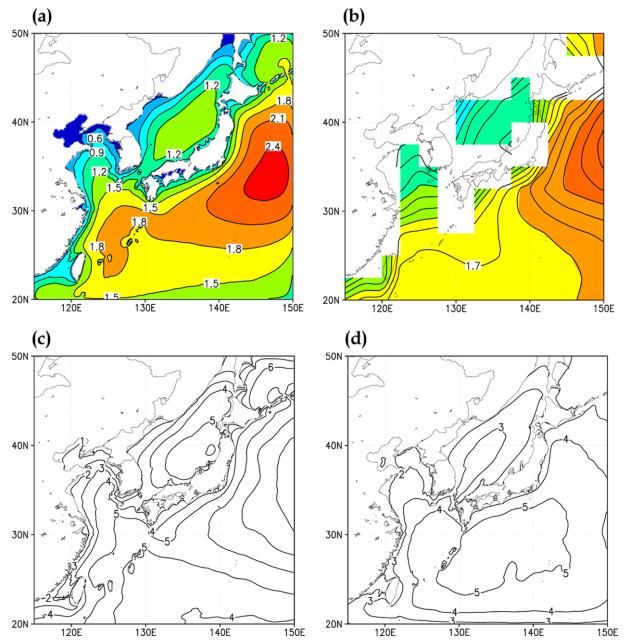


Fig. 1. Upper panels represent annual mean significant wave height averaged over the current climate(a) and ERA-40(b). lower panels represent seasonal extreme significant wave height from current climate in DJF(c) and JJA(d).

되었다. 다만 ERA-40 재분석 자료에 비해서 동중국해 부근에서 높은 파고 경향을 보이고 있는데 이것은 저해상도의 ERA-40 재분석 자료가 태풍의 영향에 의한 높은 파고를 제대로 모의하지 못한 결과로 보인다(Sterl and Caires, 2005). Fig. 1에서 (c)와 (d)는 현재 기후에 대하여 파랑 모델에서 모의한 극한파랑의 계절별 분포를 나타낸 것이다. 일반적으로 우리나라 주변의 겨울철 기압배치인 서고동저형에 따라 일본 동쪽에서 강력한 저기압이 자주 발생하고 높은 파고가 발생할 확률이 높다. 이 해역에서 8 m 이상의 극한파랑이 나타나며 이러한 파고의 분포도가 연평균 파고분포에서도 재현된 것으로 보인다. 여름철에는 태풍의 주경로인 일본 남부해역에서 파고가 높게 나타나지만 겨울철보다는 작은 5 m 이상의 파고를 보이고 있다. 한반도 주변 역시 여름철보다 겨울철에 극한파랑이 크게 나타난다. 즉, 연평균 파랑의 분포는 겨울철의 파랑분포와 유사하며 여름철보다 겨울철에 극한파랑이 더 크게 나타난다.

유의파고는 풍속과 밀접하게 관련되므로 미래 파랑기후에서 풍속의 변화는 유의파고의 변화에 직접적인 영향을 끼칠 것으로 보인다. Fig. 2의 (a)와 (b)는 현재 기후의 풍속에 대한 미래 풍속의 상대적인 변화와 유의성 검증 결과를 나타낸 것이다. 회색 음영은 순위합검정 결과 95%이상의 신뢰수준을 의미하며 등치선은 상대적인 변화에 대한 백분율로 음의 값은 미래의 풍속이 현재보다 낮음을 의미한다. RCP4.5, RCP8.5 모두 비슷한 경향으로 동중국해를 비롯한 북서태평양에서 음의 값을 보여 미래에는 현재보다 풍속이 약화될 것으로 전망되었다. RCP4.5 시나리오의 경우 황해와 동해, 그

리고 22°N 부근에서는 풍속의 변화가 거의 없으며 연구 영역의 남쪽 경계부분에서 미래에는 풍속이 강화되는 경향이 유의하게 나타났다. RCP8.5 시나리오에서는 풍속이 약화되는 경향이 더욱 뚜렷이 나타나며 오키나와 부근에서는 8%정도로 풍속이 약화될 것으로 전망하였다. 우리나라 남해에서도 풍속이 약화되는 경향이 유의하게 나타났으며 동해에서도 부분적으로 약한 풍속이 전망되었다.

Fig. 2의 (c)와 (d)는 연평균 유의파고에 대한 것으로 미래 연평균 유의파고는 풍속과 비슷한 경향을 보였다. 일반적으로 풍속과 유의파고는 강한 상관관계를 보이므로 풍속의 변화는 유의파고의 변화에 반영된다. 이론적으로 충분히 발달한 파랑에서 유의파고와 풍속은 식(6)과 같은 관계식을 가진다(WMO, 1998).

$$SWH = 0.0246 \times (\text{wind speed})^2 \quad (6)$$

Debernard and Loed (2008) 연구에서 상대적인 변화율은 풍속에 비해 유의파고가 약 2배 정도 크게 나타났다. 파랑의 생성과정에서 비선형 과정이 발생하게 되고 파랑이 풍속에 비해서 긴 기억력을 가지고 있다는 기존의 연구결과를 뒷받침하는 것으로 보인다(Abdalla and Cavalier, 2002).

RCP 4.5 시나리오의 경우 동중국해를 비롯한 북서태평양에서 2~7%정도 연평균 유의파고가 낮아지고, 우리나라 동해 및 남해동부에서도 3% 정도 낮아질 것으로 전망하였다. 동해에서의 이러한 경향은 앞서 살펴본 연평균 풍속에서의 경향과 반대되는 양상으로 미래에는 풍속이 강화되지만 유의파

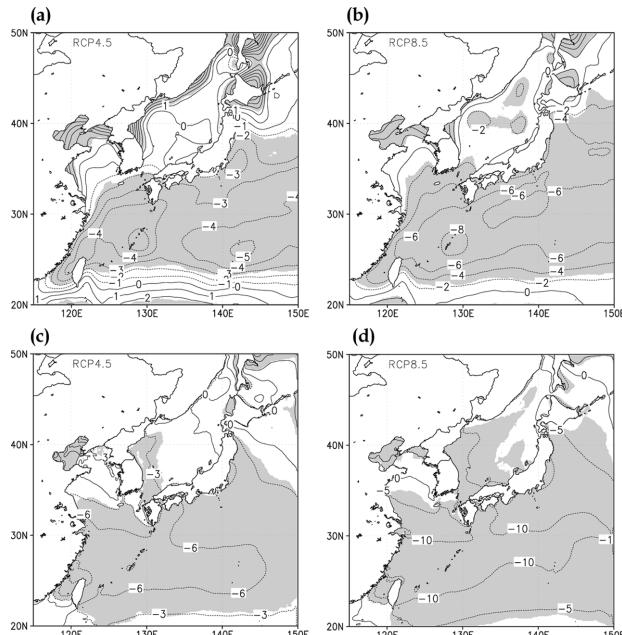


Fig. 2. Relative changes (in percent) between the future climate and current climate. Gray background color denotes statistical significant changes from the Wilcoxon rank-sum test at 5% level. Annual mean wind speed base on RCP 4.5(a) and RCP 8.5(b). Annual mean significant wave height base on RCP 4.5(c) and RCP 8.5(d).

고는 작아지는 결과를 보였다. 이는 유의파고의 변화가 풍속에 의존적일 뿐만 아니라, 바람의 지속시간, 취송거리에 의해서 결정됨을 의미한다. 본 연구에서 나타내지는 않았지만, 동해안에서 연평균 풍계가 현재기후에서 북서풍을 나타내지만 RCP4.5 시나리오에서는 서북서~서풍으로 변화하는 것을 확인할 수 있었다. GRMA(2010)의 연구에 의하면 일반적으로 우리나라 동해에서는 북서풍계가 연중 탁월하며 같은 풍속이라도 북서풍계에 비해서 남서풍계일 때 유의파고가 1/2배로 감소함을 밝혔다. 따라서 미래의 동해에서는 풍속이 약간 강화된다 하더라도 풍향이 서풍계열로 변화함에 따라 유의파고가 증가하지 않고 오히려 감소하는 경향이 나타난 것으로 보인다. Debernard and Loed (2008) 연구에서도 미래의 파랑기후를 전망한 결과, 영국의 동쪽 연안에서 유의파고가 감소하는 경향이 나타났으나 반대로 풍속은 약간 증가하였다. 이것은 동쪽 연안부근에서 지속적으로 서풍이 불게 되고, 지형적인 영향으로 취주거리가 제한되면서 유의파고가 감소하게 된 결과로 해석하였다. 즉, 연안이나 계절적으로 해빙으로 둘러싸인 해안에서는 풍속의 변화가 없어도 풍향이 변할 경우 유의파고 변화에 영향을 끼친다는 것을 제시하였다. RCP8.5 시나리오에서는 현재에 비해서 4~11%정도 유의파고가 낮아질 것으로 전망되며, 통계적으로 유의한 영역이 RCP4.5에 비해서 넓어졌고 상대적인 변화율도 크게 나타났다.

3.2 극한 파랑 기후 변화

Fig. 3은 연극한풍속 및 파랑의 상대적인 변화도를 나타낸 것이고 Fig. 4는 극한파랑의 계절적인 분포를 나타낸 것이다. RCP4.5 시나리오의 경우 현재 기후에 비해 유의파고

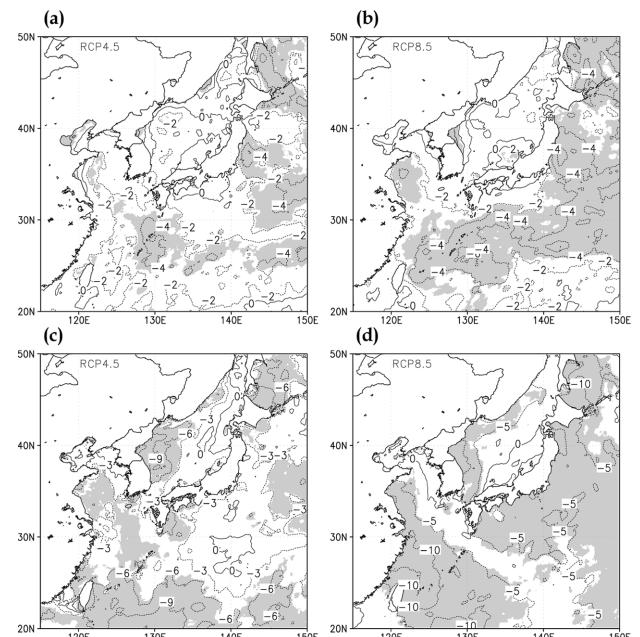


Fig. 3. Same as Fig. 2, but for extreme wind speed base on the RCP4.5(a) and RCP8.5(b) and significant wave height base on the RCP4.5(c) and RCP8.5(d).

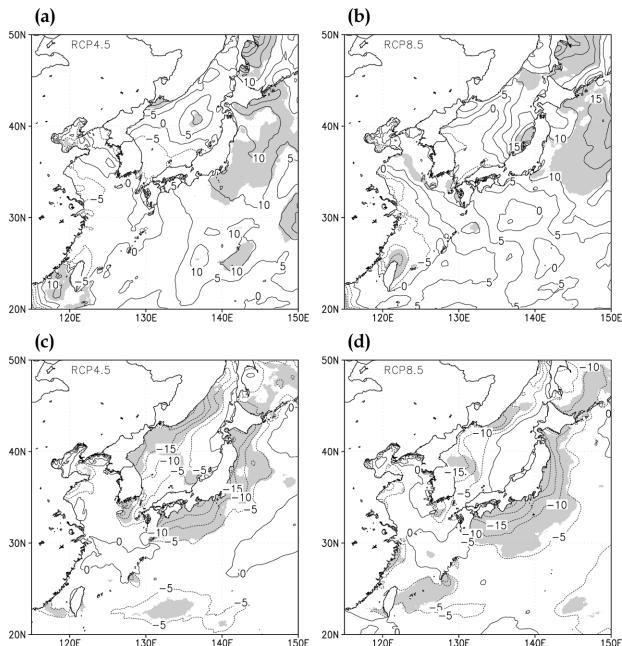


Fig. 4. Same as Fig. 2, but for seasonal extreme significant wave height(JJA base on the RCP4.5(a), JJA base on the RCP8.5(b), DJF base on the RCP4.5(c), DJF base on the RCP8.5(d)).

가 최대 10% 정도 감소할 것으로 보이며(Fig. 3c) 연 평균 유의파고의 상대적인 변화보다 감소량이 더 크게 나타났다. 통계적인 신뢰도 영역은 동중국해 북쪽과 우리나라의 동해, 그리고 모델 영역의 남쪽 경계부분과 일본 동쪽 먼 해역이었으며, 연평균 유의파고의 영역과 다소 다른 경향을 보이고 있다. 극한 풍속의 경우 연평균 풍속과 비슷하게 현재 기후에 비해서 약 2~4% 정도 감소하였으나 통계적으로 유의한 영역이 일본 동쪽 해안과 오키나와 부근 등으로 매우 축소된 경향을 보이고 있다.

계절에 따른 분포를 살펴보면, RCP4.5 시나리오의 경우 겨울철에 통계적으로 유의한 영역이 뚜렷이 감소하는 것을 확인할 수 있고 동해나 일본의 동쪽 연안부근, 그리고 오헤크해 남쪽 해역에서 유의함을 보였다(Fig. 4c,d). 현재 기후와 비교하여 최대 18%정도 감소할 것으로 보여 연 극한파랑과 비교할 때 2배 이상 감소하는 것으로 나타났다. 겨울철의 경향이 연 극한파랑과 비슷한 결과를 보이고 있어 앞서 언급한 바와 같이 연 극한파랑 분포는 겨울철의 경향을 따른다고 볼 수 있다. 겨울철에 극한파랑이 감소한 것은 북서풍이 약화된 것으로 보이며, 일반적으로 겨울철 북서풍의 강도는 동아시아 겨울 몬순과 알류샨 저기압의 강도에 따른다. Jiang and Tian (2013) 연구에서 여러 개의 기후모델을 이용하여 미래의 동아시아 겨울 몬순을 분석한 결과 위도 25°N의 북쪽에서 약화될 것으로 전망하였다. 그 원인으로 알류샨 저기압이 극쪽으로 이동 및 약화되고 동북아시아를 북서-남동으로 가로지르는 온도차이가 약화되는 것으로 제시하였다. 극한파랑이 나타나는 지점의 바람 벡터를 추출하여 겨울철의 풍계의

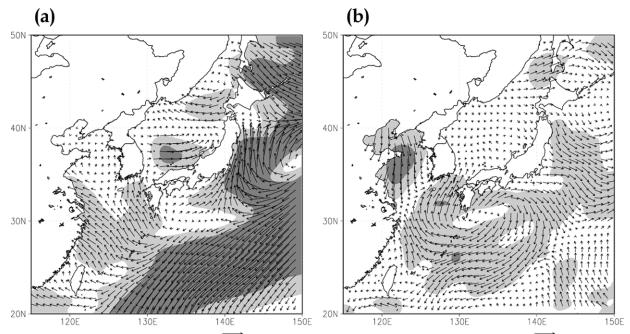


Fig. 5. Difference between the future climate based on the RCP 4.5 minus the current climate for extreme wind vector in DJF(a) and JJA(b).

차이를 살펴 본 결과 동해에서 서풍계열의 아노말리가 증가하는 것을 확인 할 수 있었다(Fig. 5a).

여름철 극한 파랑의 큰 특징은 일본의 동쪽 해역에서 현재 기후와 비교할 때 최대 12%의 극한파랑이 증가한 점이다(Fig. 4a,b). 같은 영역에서 연 극한파랑은 3% 정도 감소하였고 겨울철의 극한파랑의 변화는 거의 없으며 통계적으로 유의하지 않다. Sasaki et al. (2005b) 와 Sasaki and Hibiya (2007) 연구에서 일본 부근 해역에서 여름철 극한파랑의 증가는 강한 태풍이 영향을 주었던 기간과 밀접한 관련이 있다고 밝혔고, 온난화로 인하여 전체 북서태평양에서 강력한 태풍의 빈도수와 평균 강도가 유의하게 증가한다는 연구 결과가 있었다(Stowasser et al., 2007). 따라서 일본 동쪽 해역에서 여름철 극한파랑의 증가의 주원인은 태풍의 의한 것으로 판단되며 연 극한 파랑이 감소하는 경향과 다르게 여름철에 파랑이 증가하는 것은 현재보다 미래의 태풍이 더욱 강화되는 것을 의미한다.

한편, 여름철 동중국해 및 우리나라 황해에서의 극한 파랑은 태풍의 영향과 더불어 동아시아 여름 몬순에 의한 계절풍의 영향도 크게 받고 있다. 특히 황해는 대륙에 근접하고 수심이 얕은 지역적인 특징으로 여름철 극한파랑은 태풍에 의한 영향보다는 동아시아 몬순에 의한 남풍계열의 계절풍과 관련이 높다. 일반적으로 동아시아 몬순은 다양한 기후학적 요소들이 서로 상호작용에 의해서 나타나는 현상으로 변동성에 대한 정확한 원인은 불확실하다. 최근 많은 연구들에서는 미래의 동아시아 여름 몬순이 강화 될 것으로 전망하는 경우가 많다(Dabang and Huijun, 2005; Ding et al., 2007; Bueh, 2003; Chen et al., 2012). 또한, Li et al. (2010) 연구에서는 미래에는 온난화로 인하여 동아시아 여름 몬순의 강도가 변하는 대신 동아시아 여름 몬순의 위치가 남하한다는 것을 제시하였다. 반면, Yong et al. (2008) 연구에 의하면 동아시아 몬순의 약화로 인하여 북서풍의 아노말리가 발생하여 황해에서 극한파랑이 감소함을 언급하였다. RCP4.5 시나리오와 현재 기후에서 여름철 극한파랑이 나타났던 지점의 바람벡터를 추출하여 차이를 살펴보았다(Fig. 5b). 황해부근에서 북서풍

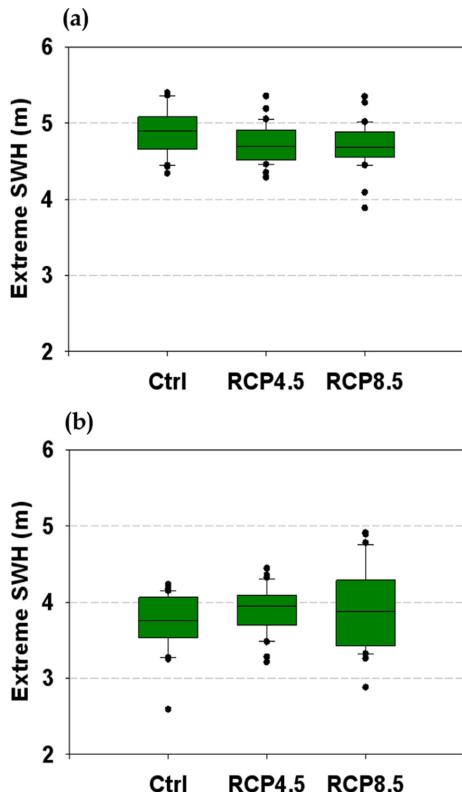


Fig. 6. Box plots of the current period(Ctrl) and future base on the RCP4.5 and RCP8.5 for extreme significant wave height change in DJF(a) and JJA(b).

의 아노말리가 강화되고 동중국해에서 고기압성의 아노말리가 뚜렷이 나타나 미래에는 여름철의 남서 계절풍이 다소 약화되면서 극한 풍속이 약화된 것으로 분석된다.

RCP 8.5 시나리오의 경우 극한 파랑은 약 10% 정도 감소하며, 신뢰도의 영역이 우리나라의 동해, 일본 동쪽해안 그리고 동중국해 해역으로 넓게 분포하고 있다. 극한 풍속의 경우 RCP4.5 시나리오와 비슷한 상대적인 변화율을 보여 오히려 연평균 풍속에 비해서 약간 감소하는 경향을 보였다. 95% 이상의 신뢰도 영역은 RCP4.5 시나리오에 비해서 다소 확장된 경향을 보이고 있으며 일본남부 및 동쪽 해안에서 통계적으로 유의한 값을 보였다.

계절에 따른 현재와 미래의 극한파랑의 연 변동성을 살펴보았다(Fig. 6). 겨울철은 현재에 비해서 미래의 극한파랑의 평균이 다소 작아지고 연 변동성도 다소 줄어들 것으로 보인다. RCP4.5 시나리오의 경우 여름철에 유의파고의 평균값이 증가한 반면, 연 변동은 현재에 비해서 작아지는 경향을 보이고 있다. RCP8.5 시나리오의 경우 현재 기후보다 평균이 증가하였고 변동 폭도 매우 커, 미래의 태풍의 연 변동이 매우 심할 것으로 전망된다.

지금까지 살펴보았듯이 미래에는 북서태평양을 중심으로 연 평균 및 극한 파랑이 약해질 것으로 전망되었다. 이러한 경향의 원인을 살펴보기 위하여 현재 기후와 미래 기후의 평균 해면 기압의 차이를 분석하였다(Fig. 7). 현재기후에 비해서

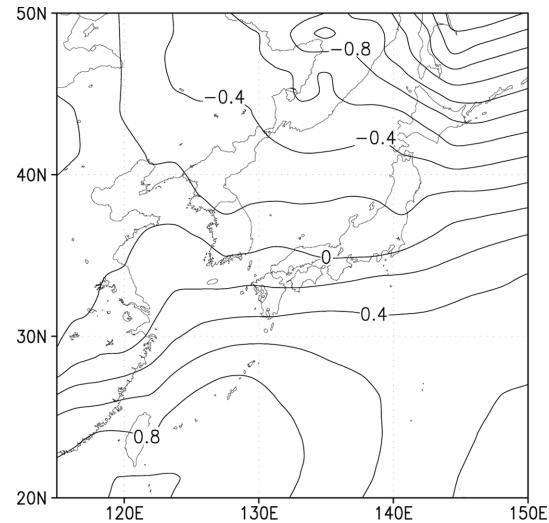


Fig. 7. Difference between the future climate based on the RCP 4.5 minus the current climate for mean sea level pressure(hPa).

RCP4.5 시나리오에서 연 평균 해면기압이 중위도에서는 증가(약 0.8 hPa 이상)하고 고위도에서 감소(약 1 hPa 이상)할 것으로 전망하였다. 이것은 중위도 스톰이 적어지고, 극쪽으로 이동하는 스톰트랙으로 인하여 고위도의 지역에서 저기압성 순환이 증가하는 것과 연관된다(Meehl et al., 2007). 결과적으로 미래에는 스톰트랙의 극향 이동에 의하여 북서태평양에서의 해상풍이 약해지고 이에 따라서 유의파고도 약해지는 것으로 판단된다.

4. 결론 및 토의

본 연구에서는 온실기체 배출 시나리오에 따른 전 지구 기후변화 시나리오 자료를 이용하여 21세기말의 한반도 주변 해역을 비롯한 북서태평양의 파랑기후를 전망해 보았다. 3세대 파랑모델인 WAVEWATCH-III를 이용하였고, 영역은 위도 20-50°N, 경도 115~150°E이다. 온실가스 저감정책에 따른 2종(RCP4.5, RCP8.5)의 미래 시나리오 자료와 현재 기후에 대해서 각각 30년씩 모델을 수행하였으며, 해상풍 자료는 파랑모델의 영역에 맞게 객관적인 방법으로 내삽하여 사용하였다. 21세기말의 연평균 유의파고는 연평균 풍속과 밀접한 관련성을 보였으며 동중국해 및 북서태평양에서 연평균 풍속이 현재에 비해서 낮아질 것으로 전망되었으며, 그에 따라 연평균 유의파고도 낮게 전망되었다. RCP4.5 시나리오와 RCP8.5 시나리오의 경향은 비슷하였고, RCP8.5 시나리오의 결과가 더욱 강하게 나타났다. 이러한 결과는 미래에는 중위도 스톰이 적어지고 극쪽으로 이동하는 스톰트랙으로 인하여 고위도 지역에서 저기압성 순환이 증가하는 것과 관련이 있는 것으로 보인다. 결과적으로 미래에는 스톰트랙의 극향 이동에 의하여 북서태평양에서의 해상풍이 약해지고 이에 따라서 유의파고도 약해지는 것으로 판단된다.

극한파랑의 경우도 유의파고 및 풍속이 현재에 비해서 감소할 것으로 전망되었고 계절별로 나누어 분석한 결과 겨울철의 경향이 연극한 파랑과 비슷한 양상을 보였다. 여름철의 경우 북서태평양에서는 현재에 비해서 극한파랑이 매우 증가할 것으로 나타나 미래에는 태풍의 강도가 강화될 것으로 전망된다. 현재 기후 및 미래의 극한 파랑 기후의 연변동성을 분석한 결과 여름철에 RCP8.5 시나리오가 연변동폭이 매우 크게 나타나, 급격한 파랑의 발생 빈도가 높아짐을 확인할 수 있었다.

한편, 전지구 기후모델의 해상도는 지역규모에서 기후변화의 잠재적인 영향을 평가하기에는 다소 무리가 있기 때문에 고해상도의 정보가 필요하다(Robinson and Finkelstein, 1991). 현재 전지구 기후변화 모델 결과를 입력자료로 하여 지역 기후 모델을 수행하여 지역규모의 상세한 지형과 물리과정을 고려하여 기후정보를 얻는 규모축소 기법에 대한 많은 연구가 진행되고 있다(Giorgi and Mearns, 1991; Lo et al., 2008). 향후 한반도 주변 해역 등 상세한 영역의 미래 파랑 기후의 전망에 대한 신뢰성을 높이기 위해서는 동아시아의 기후 특성을 고려한 보다 정교한 기후변화 시나리오 자료를 이용할 필요가 있을 것으로 사료된다.

감사의 글

본 연구는 기상청/국립기상연구소 주요사업인 “관측·지진 기술지원 및 활용연구(NIMR-2012-B-3)”의 일환으로 수행되었으며, 전지구 기후변화 시나리오 자료를 제공해 주신 「국립기상연구소/기후연구과」에 감사드립니다.

참고문헌

- Abdalla, S. and Cavalieri, L. (2002). Effect of wind variability and variable air density on wave modeling. *J. Geophys. Res.*, 107(C7), 17-1.
- Baek, H.-J., Lee, J., Lee, H.-S., Cho, C., Kwon, W.-T., Marzin, C., Hyun, Y.-K., Gan, S.-Y., Kim, M.-J., Choi, D.-H., Lee, J., Lee, J., Boo, K.-O., Kang, H.-S. and Byun, Y.-H. (2012). Climate change in the 21st century simulated by HadGEM2-AO under Representative Concentration Pathways, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, in revision.
- Bhattacharyya, G.K. and Johnson, R.A. (1977). Statistical concepts and methods. New York: Wiley.
- Boldingh Debernard, J. and Petter Roed, L. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: A revisit. *Tellus A*, 60(3), 427-438.
- Bueh, C. (2003). Simulation of the future change of East Asian monsoon climate using the IPCC SRES A2 and B2 scenarios. *Chin. Sci. Bull.*, 48, 1024-1030.
- Cairesa, S., Swailb, V.R. and Wang, X.L. (2006). Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Climate*, 19, 5581-5605.
- Chen, H.P., Sun J.Q. and Chen, X.L. (2012). The projection and uncertainty analysis of summer precipitation in China and the variations of associated atmospheric circulation field (in Chinese). *Climatic and Environmental Research*, 17(12), 171-183.
- Colle, B.A., Zhang, Z., Lombardo, K.A., Chang, E., Liu, P. and Zhang, M. (2013). Historical evaluation and future prediction of eastern North America and western Atlantic extratropical cyclones in the CMIP5 models during the cool season. *Journal of Climate*, (2013).
- Cox, A.T. and Swail, V.R. (2001). A global wave hindcast over the period 1958-1997: Validation and climate assessment. *J. Geophys. Res.:Oceans*(1978-2012), 106(C2), 2313-2329.
- Dabang, J. and Huijun, W. (2005). Natural interdecadal weakening of East Asian summer monsoon in the late 20th century. *Chin. Sci. Bull.*, 50(17), 1923-1929.
- Debernard, J., Saetra, O. and Roed, L.P. (2002). Future wind, wave and storm surge climate in the northern North Atlantic. *Clim. Res.* 23, 39-49.
- Ding, Y.H., Ren, G.Y., Zhao Z.C., Xu Y., Luo Y., Li Q. and Zhang J. (2007). Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress. *Adv. Atmos. Sci.*, 24, 954-971.
- Dobrynin, M., Murawsky, J. and Yang, S. (2012). Evolution of the global wind wave climate in CMIP5 experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 39(18).
- Graham, N.E., Cayan, D.R., Bromirski, P.D. and Flick, R.E. (2013). Multi-model projections of twenty-first century North Pacific winter wave climate under the IPCC A2 scenario. *Climate Dynamics*, 1-26.
- GRMA (2010), The wave Characteristic analysis in the coast of east sea. Gangwon Regional Meteorological Administration
- Giorgi, F. and Mearns, L.O. (1991). Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29(2), 191-216.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carison, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Muller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W. and Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project(JONSWAP). *Deut. Hydrogr. Z.*, A(8).
- Hemer, M.A., Wang, X.L., Weisse, R. and Swail, V.R. (2012). Advancing wind-waves climate science: The COWCLIP project. *Bulletine of the American Meteorological Society*, 93(6), 791-796.
- Jiang, D. and Tian, Z. (2013). East Asian monsoon changes for the 21st century: Results of CMIP3 and CMIP5 models. *Chinese Science Bulletin*, 1-9.
- Li, J., Wu, Z., Jiang, Z. and He, J. (2010). Can Global Warming Strengthen the East Asian Summer Monsoon?. *J. Climate*, 23, 6696-6705.
- Lo, J.C.F., Yang, Z.L. and Pielke, R.A. (2008). Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting(WRF) model. *Journal of Geophysical*

- Research: Atmospheres (1984-2012), 113(D9).
- Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J. and Zhao, Z.-C. (2007). Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor M. and Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mizuta, R. (2012). Intensification of extratropical cyclones associated with the polar jet change in the CMIP5 global warming projections. *Geophysical Research Letters*, 39(19).
- Mori, N., Yasuda, T., Mase, H., Tom, T. and Oku, Y. (2010). Projection of extreme wave climate change under the global warming. *Hydrological Research Letters*, 4, 15-19.
- NIMR (2011), Report on climate changes scenario for the IPCC Fifth Assessment Report. National Institute of Meteorological Research
- Sasaki, W., Iwasaki, S.I., Matsuura, T., Iizuka, S. and Watabe, I. (2005). Changes in wave climate off Hiratsuka, Japan, as affected by storm activity over the western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 110(C9), C09008.
- Sterl, A., Komen, G.J. and Cotton, P.D. (1998). Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-range Weather Forecasts reanalysis: validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *J. Geophys. Res.:Oceans*(1978-2012), 103 (C3), 5477-5492.
- Sterl, A. and Caires, S. (2005). Climatology, variability and extrema of ocean waves: The web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. *Int. J. Climatology*, 25(7), 963-977.
- Tolman, H.L. (2002d). Testing of WAVEWATCH III version 2.22 in NCEP's NWW3 ocean wave model suite. Tech. Note 214, NOAA/NWS/NCEP/OMB, 99pp.
- Tolman, H.L. (2002e). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22. Tech. Note 222, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 133pp.
- Wang, X.L. and Swail, V.R. (2001). Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Climate*, 14(10), 2204-2221.
- Wang, X.L. and Swail, V.R. (2002). Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-year wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *Journal of climate*, 15(9), 1020-1034.
- Wang, X.L., Zwiers, F.W. and Swail, V.R. (2004). North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Climate*, 17(12), 2368-2383.
- Wang, X.L. and Swail V.R. (2006). Historical and possible future changes of wave heights in Northern Hemisphere oceans. *Atmosphere-Ocean Interactions*, 2, 240.
- WMO (1998). Guide to Wave Analysis and Forecasting. World Meteorological Organization. WMO-No. 702.
- Yong, H., Baoshu, Y., Perrie, W. and Yijun, H. (2008). Responses of summertime extreme wave heights to local climate variations in the East China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*(1978-2012), 113(C9).

원고접수일: 2013년 7월 24일

수정본채택: 2013년 8월 26일(1차)

2013년 9월 13일(2차)

제재확정일: 2013년 9월 16일