

파랑모델과 부이 자료를 이용한 파랑인자 특성 분석

장유순* · 서장원 · 김태희 · 윤용훈
기상연구소 해양기상지진연구실

Analysis of Wave Parametric Characteristics using WAVEWATCH-III Model and Observed Buoy Data

YOU-SOON CHANG*, JANG-WON SEO, TAE-HEE KIM, AND YONG-HOON YOUN
*Marine Meteorology and Earthquake Research Laboratory, Meteorological Research Institute,
Korea Meteorological Administration, 156-720, Korea*

본 연구에서는 제 3세대 파랑 모형인 WAVEWATCH-III 모델(Tolman, 1999)과 기상청 해양기상 관측부이(4기) 자료를 이용하여 파랑인자 특성에 관한 분석이 이루어졌다. 풍속이 증가한 후 약 2-3시간 후에 유의파고가 커지고, 풍속과 유의파고의 상관성은 비교적 외해에 위치한 동해 부이에서 크게 나타났다. 육풍 발생 시 두 인자 사이의 상관 계수 값이 급격히 떨어졌으며, 풍속과 파고 편차 시계열 자료에서는 동해부이를 제외하고 지배적인 조석주기가 발견되었다. 부이 자료와의 비교를 통하여 WAVEWATCH-III 모델의 파랑 모의 성능을 진단한 후에, 쿠로시오 해역과 동해 해역의 수치 실험을 통해서 파랑의 진행 방향에 대해 반대 방향으로 해류가 흐를 때는 파고는 높아지고, 파장은 짧아진다는 사실을 재 확인했다. 또한 이러한 효과는 풍속이 약하거나 해류가 강할 때 더 커지는 양상을 나타냈으며 이에 대한 정량적인 결과를 제시하였다.

The analysis of wave parametric characteristics in sea regions in the vicinity of Korean Peninsula have been carried out using the third generation wave model, WAVEWATCH-III (Tolman, 1999) and four observed buoy data of Korea Meteorological Administration (KMA). Significant wave height increases about 2-3 hours later after the increase of wind speed. Maximum correlation coefficient between two parameters appears in Donghae buoy data, which is at off-shore region. When land breeze occurs, it can be found that the correlation coefficient decreases. Time differences between wind speeds and wave heights correspond to significant tidal periods at all of the buoy locations except for Donghae buoy. After verifying the WAVEWATCH-III model results by the comparing with observed buoy data, we have carried out numerical experiments near the Kuroshio current and East Sea areas, and then reconfirmed that when there exist an opposite strong current in the propagation direction of the waves or wind direction, wave height and length get higher and shorter, respectively and vice versa. It has been shown that these modulations of wave parameters are considerable when wind speed is weak or mean current is relatively strong, and corresponding values have been represented.

Key words: Waves, Current, Tide, WAVEWATCH-III, Buoy, Correlation, Modulations, Wave Parameters

서 론

평균흐름(U)에 대해 파랑은 에너지 스펙트럼 형태로 표현될 수 있으며, 그 스펙트럼의 요소는 파의 방향(θ), 파수(k), 절대주파수(ω), 상대주파수(σ) 및 평균 해수면 깊이(d) 등으로 정의되고, 그 요소들은 아래와 같은 Dispersion relation (1)과 Doppler equation (2)을 기본 방정식으로 한다(Whitham, 1974; Phillips, 1977; LeBlond and Mysak, 1978).

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (1)$$

$$\omega - k \cdot U = \sigma \quad (2)$$

평균 흐름(U)인 해류, 조류 등에 의한 효과가 파랑 에너지에 미치는 영향에 대한 이론적인 부분은 그동안 많은 학자들에 의해서 체계적으로 연구되어져 왔다(채 등, 1989; Peregrine, 1976; Christoffersen, 1982; Tolman, 1991; Oh and Kim, 1992; Suh, 1992). 특히 멕시코 만류나 쿠로시오와 같이 강한 해류가 존재하는 해역에서는 파랑 스펙트럼의 시공간적 변조가 강하게 나타난다는 사실이 제시되었다(Komen *et al.*, 1984; Holthuijsen and Tolman, 1991).

Fig. 1은 절대주파수(ω)와 파향(θ), 수심(d)을 아는 경우, Dispersion relation 식과 Doppler equation의 해로서 파수(k) 또는 상대주파수(σ)를 이론적으로 구한 경우이다(Oh and Kim, 1992). 평균 흐름이 없는 경우 k_{o1} , k_{o2} , k_{o3} 는 일정 수심인 h_1 , h_2 , h_3 에 대한 파수를 나타내며 ω_0 는 절대주파수를 나타낸다. k_1 , k_2 , k_3 는 해

*Corresponding author: you@metri.re.kr

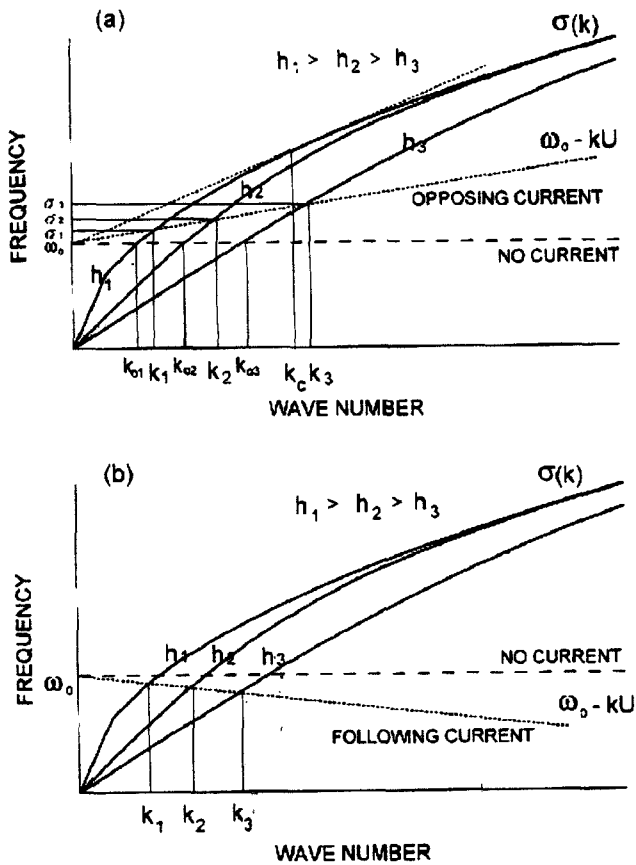


Fig. 1. Wave number and frequency relationship with (a) opposing and (b) following current (after Oh and Kim, 1992 and Moon, 2000).

류가 존재할 때 일정 수심인 h_1, h_2, h_3 의 파수가 된다. 파향에 대해 해류가 반대 방향으로 흐를 때에는(Fig. 1(a)) 해류가 존재하지 않을 때 보다 일정 파수에 대해 파 주파수가 커짐을 알 수 있다. 즉 파장과 파주기는 작아짐을 이론적으로 설명할 수 있다. 또한 이 경우에는 유속이 강해짐에 따라 임계 파수 k_c 와 그에 해당하는 임계 주파수가 생긴다. 파향과 같은 방향으로 해류가 흐를 때에는(Fig. 1(b)) 반대로 일정 파수에 대해 파주파수는 작아지며, 파장과 파주기는 커짐을 알 수 있으며, 임계 파수는 나타나지 않는다.

평균 해류에 의한 파랑인자 변조에 관한 이론적인 부분은 서두에서 언급했던 것과 같이 비교적 많이 알려져 있으며, 연안역의 파랑 수치모델을 이용한 파랑 변조특성에 관한 연구들도 국, 내외의 해안 공학적 측면에서 활발히 연구되고 있다(정 등, 1992; 정과 채, 1994; Vincent and Briggs, 1989; Panchang *et al.*, 1990). 그러나, 시계열 실측 파랑 자료 및 해상풍, 해류 등을 입력 자료로 갖는 심해 파랑모델을 이용한 파랑 특성 및 변조의 정량적 분석은 아직까지 심도 있게 이루어지지 못하고 있는 실정이다.

본 연구에서는 2001년 9월, 10월의 해양기상 관측 부이의 시계열 실측 자료를 이용하여 해역간의 파랑 특성을 정량적으로 비교하였으며, 해류, 조류에 의한 파랑 인자의 변조 가능성을 제시하였다. 또한, 3세대 파랑 모델인 WAVEWATCH-III(Tolman, 1999) 결과와의 비교를 통해 모델의 모의 성능을 검증하였고, 검증된 파랑모델을 이용하여 해상풍 외에 평균 해류장을 첨가하여 모델의

초기조건으로 적용시켰을 때의 파랑변조에 대한 간단한 수치실험을 실시하였다.

관측 자료 및 분석 방법

기상청에서는 해양기상 관측 부이를 설치하여 매일 1시간 간격으로 실시간 자료를 수집하여 위성 통신으로 육상에 송신한다. 풍향, 풍속, 기압, 기온, 상대습도, 수온, 파고(최대, 유의), 파향, 파주기 등의 관측 인자 중 본 연구에서는 비교적 결측이 적고 자료의 질이 우수하다고 판단되는 풍향, 풍속, 유의 파고 자료를 이용하였다. 현재까지 기상청에서 운영되고 있는 해양기상 관측 부이의 위치와 정보는 Fig. 2와 Table 1에 정리하였다.

5개의 기상청 해양기상 부이에 대해 2001년 10월 10일부터 22일까지의 결측이 발생했던 거문도 부이를 제외한 칠발도, 덕적도, 거제도, 동해 부이의 해상풍과 유의파고 자료에 대해서 시계열 분석을 실시하였다. 분석기간은 풍속과 풍향의 변화에 따른 해상풍과 유의파고와의 상관성을 살펴보기 위해 풍계의 변화가 심한 가을철의 2001년 9월, 10월의 자료를 선택하였다. 관측 자료 중 표준편차의 3배가 넘는 자료에 대해서는 관측 오차로 간주하고 제거한 후 다시 표준편차를 구한 후 반복적으로 오차를 제거하였다.

일반적으로 풍파의 경우 해상풍에 의해서 파의 생성과 변형이 크게 좌우된다. 부이 관측 자료의 풍속과 유의 파고의 상관성을 직접 비교하기 위해 모든 자료의 평균과 표준편차를 각각 0과 1로 산정하는 정규화 과정(normalization)을 실시한 후 상관 분석이 이루어졌다. 풍향의 변화에 따른 해상풍과 유의파고 사이의 상관성을 비교하였으며 두 인자사이의 교차 상관 계수 분석과, 편차에 대한 주기 분석 등을 실시하였다.

부이 자료 결과 분석

풍속과 유의 파고의 상관성

풍속과 유의 파고 사이의 상관성 분석(Fig. 3)에서는, 풍속이 셀 때 파고가 높아지며 풍속이 약할 때 파고가 낮아지는 일반적인 현

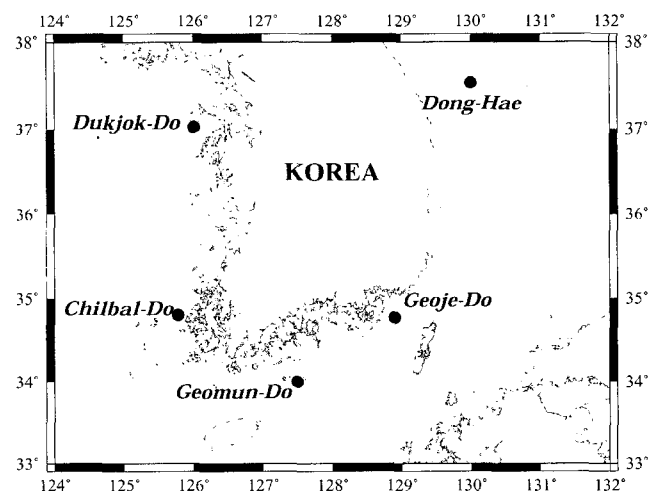


Fig. 2. The locations of marine and meteorology buoys in operation by KMA.

Table 1. The information about buoys in operation by KMA

Buoy	Location	Depth	Observation Parameters
Dukjok-Do	15 km west of Dukjok-island 37°14'N, 126°01'E	30 m	* Wind Direction * Wind Speed * Air Temperature * Humidity * Pressure * Wave Height (Maximum, Significant) * Wave Direction * Wave Period * Sea Surface Temperature
Chilbal-Do	2 km northwest of Chilbal-island 34°48'N, 125°47'E	33 m	
Geomun-Do	14 km east of Geomun-island 34°00'N, 127°30'E	80 m	
Geoje-Do	16 km east of Geoje-island 34°46'N, 128°54'E	84 m	
DongHae	70 km east of Donghae city 37°32'N, 130°00'E	1,518 m	

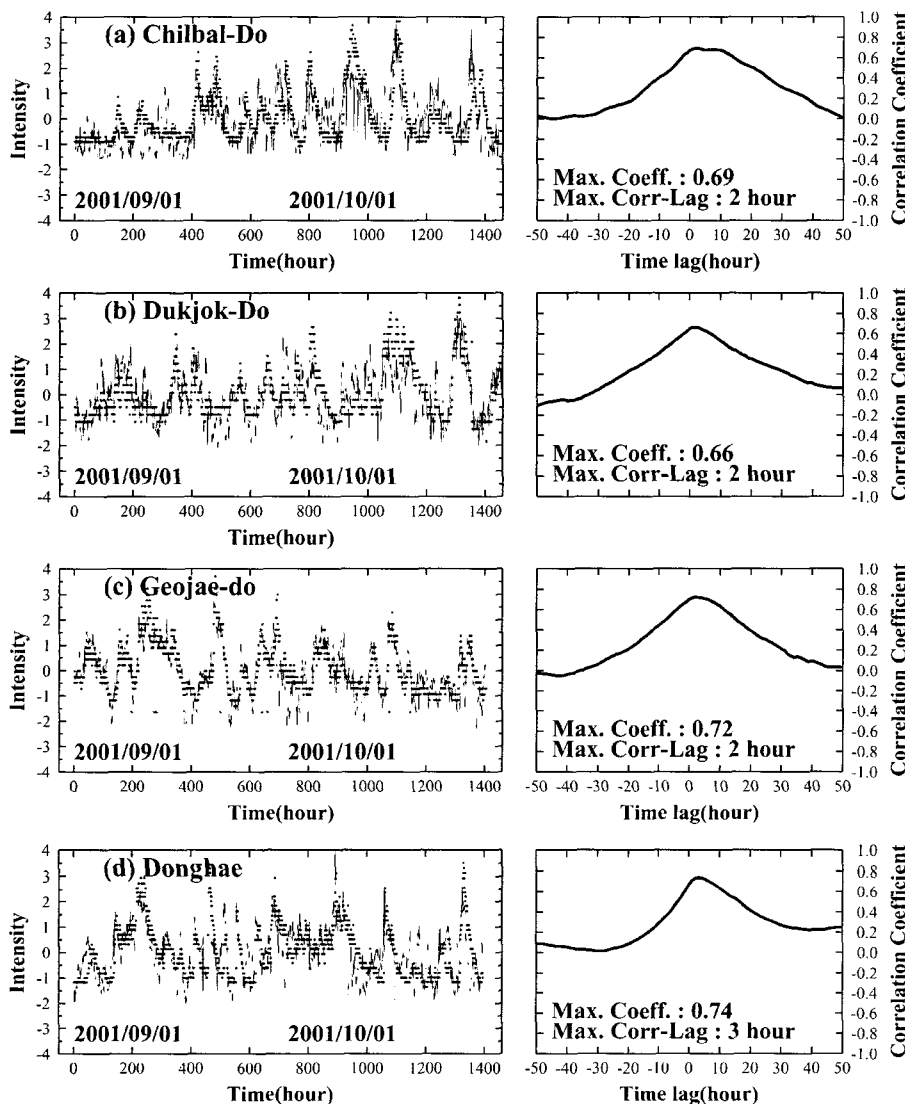


Fig. 3. Left panels are time series of the normalized wind speeds (black circle) and significant wave heights (solid line). Rights are cross correlation results between two parameters.

상이 모든 부이 자료에서 잘 나타난다. 이는 관측기간 동안의 파랑은 주로 지역풍(local wind)에 의해 발달되었음을 의미한다. 풍속과 유의 파고의 교차 상관계수는 2시간의 시간지연을 두고 최대 칠발도(a)에서는 0.69, 덕적도(b)에서는 0.66, 거제도(c)에서는 0.72로 계산되었으며, 이러한 결과는 풍속이 가장 세계 관측된 다

음 2시간 후에 최대 파고가 나타난다는 사실을 의미한다. 비교적 외해에 위치해 있는 동해(d) 부이에서는 상관계수가 0.74로 천해에 위치한 세 지점(칠발도, 덕적도, 거제도)보다 풍속과 파고간의 상관성이 더 높음을 알 수 있으며, 해상풍에 대한 풍파의 발달 반응시간도 3시간으로 계산되었다. 풍파의 발달 시간 지연은 일반적

Table 2. Correlation coefficients between wind speed and significant wave height considering wind direction

Buoy	Wind Dir.	East (70°–110°)	West (250°–290°)	South (160°–200°)	North (-20°–20°)
	Chilbal		0.66	0.90	0.54
Dukjok		0.29	0.70	0.75	0.72
Geoje		0.81	0.71	0.88	0.83
Donghae		0.67	0.75	0.56	0.71

으로 풍속의 크기에 좌우될 수 있으나, 특히 비교적 외해에 위치해 있는 동해 부이에서는 연안역의 세 지점에 비해 충분히 큰 취송 거리를 가질 수 있는 외해의 환경 특성이 최대 파고가 나타나는 시기를 1시간 더 지연시키는 결과에 영향을 줄 수 있는 요인으로 지적할 수 있다.

풍향과 유의 파고의 상관성

친해에 위치해 있어 육상의 지형적인 영향을 많이 받으리라 판단되는 칠발도, 덕적도, 거제도 부이 자료와 해안에서 70 km 떨어진 외해에 위치한 동해 부이 자료에서 나타나는 풍향에 따른 풍

속과 유의파고의 상관계수를 계산 하였다(Table 2).

육지의 서쪽에 위치해 있는 칠발도와 덕적도에는 동풍 발생 시, 육지로부터 동쪽에 위치한 거제도는 서풍 발생 시 풍속과 파고의 상관성이 해풍 발생시의 상관계수와 비교해 볼 때 0.66, 0.29, 0.71로 크게 작아짐을 알 수 있다. 즉, 연안역에 위치한 칠발도, 덕적도, 거제도 세 지역 모두 육풍 발생시에 풍속과 파고의 상관성이 크게 작아지는 것으로 분석되었다. 외해로부터 지속적으로 일정한 풍향을 띄는 해풍과는 다르게 육풍이 부는 경우에는 파랑이 충분히 발달하기 위한 취송 시간과 취송 거리가 짧고 비교적 풍속과 풍향의 변화가 심하기 때문에 파랑 인자에 바람 정보가 많이 포

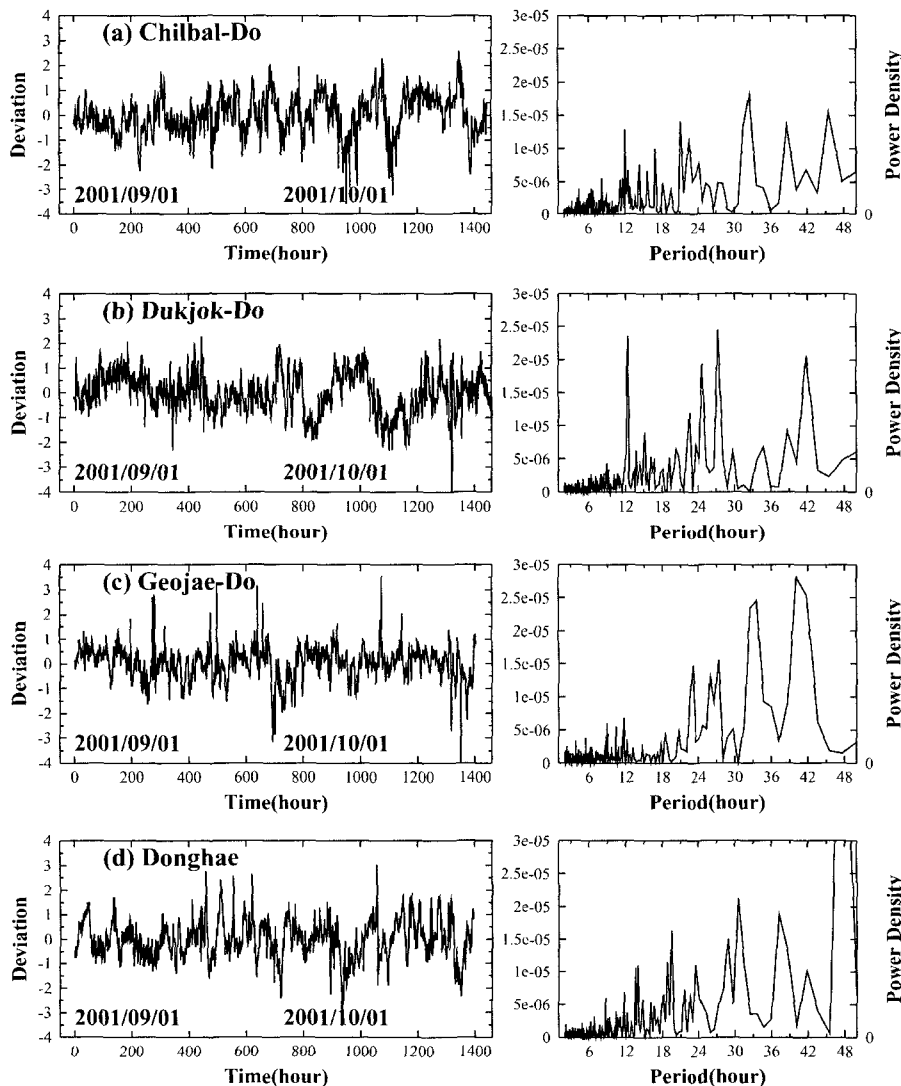


Fig. 4. Left panels are time series of the deviations between wind speeds and significant wave heights, and rights are power spectrums.

합되지 않는 사실을 확인 할 수 있다. 비교적 외해에 위치해 있어 육지의 영향을 받지 않는 동해 부이에서는 남풍 계열의 바람이 불 때 상관 계수가 작아지지만, 특별히 육상 풍계 변화에 기인한 결과로 해석하기에는 무리가 있다.

파고 편차의 시계열 분석

풍속과 유의파고 편차에 대한 시계열 자료 분석 결과는 Fig. 4와 같다. 편차의 변동성에 대한 지배적인 주기를 알아보기 위해 FFT를 이용한 주기 분석 결과 고주파수(단주기) 영역 중에서 12시간, 24시간의 조석주기 또는 해풍, 육풍의 풍계의 일변화 주기가 가장 지배적임을 알 수 있다. 비교적 조석류가 강한 서해상에 위치한 덕적도(a) 부이자료가 반일주조의 조석 주기에서 스펙트럴 밀도 값이 가장 크며, 조석류가 약한 동해(d)에는 조석 성분을 찾아 볼 수 없다. 편차 시계열 자료에서 조석주기가 서해에서는 나타나고 동해에서는 나타나지 않는 사실은 조석류가 강한 해역에서 관측된 풍파에는 조석에 의한 파랑 변조 효과가 포함되어 있다는 사실을 확인해 주는 중요한 결과이다.

수치 모델 결과 분석

모델 개요

본 연구에 사용된 WAVEWATCH-III 파랑 모델은 현재 NOAA/NCEP에서 기존의 WAM 모델을 대신해서 현업으로 이용되고 있으며, Delft 대학에서 Tolman(1989)에 의해 처음 개발되었고 (WAVEWATCH-I), NASA에서 WAVEWATCH-II(Tolman, 1991, 1992)로 발전되어져 왔다. 본 모델은 성분과 상호간의 비선형 에너지 전달항을 계산하며 시·공간적으로 변화하는 해상풍 및 해류, 조류의 효과와 에너지 소산, 해저면과의 상호작용에 의한 분산 작용까지 고려하고 있다(Tolman, 1999). 본 연구에 사용된 모델 영역은 경도 115°E에서 145°E이며, 위도 20°N에서 50°N으로 0.5°간격의 구면 좌표계로 25주파수 24방향의 스펙트럴 요소를 사용하였다. 해저면과의 상호작용을 고려하고 있는 본 모델의 수심 자료로는 ETOPO-5의 1/12° 전구 수심 자료 중 연구 해역을 대상으로 내삽하여 사용하였으며, 최저 수심은 2.5 m로 산정하였다. 해저면 마찰계수는 경험 상수인 0.067 m²/s³이 적용되었다(Bouws and

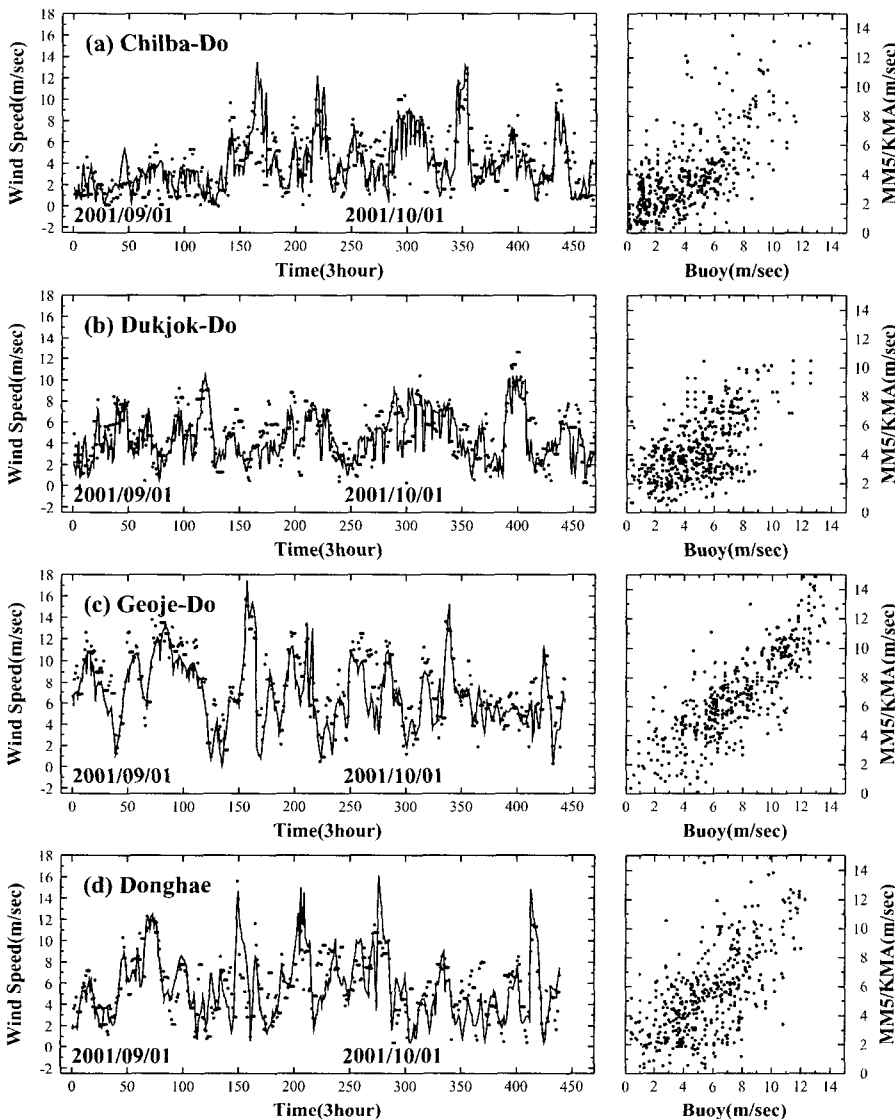


Fig. 5. Time series (Left panels) and scatter plots (Right panels) of measured wind speeds and calculated ores. Black circles at left panels indicate results from KMA buoy and solid lines from MM5/KMA model.

Table 3. Statistics for the simulated wind speed at the buoy positions

Buoy	Index	BIAS (m/sec)	RMSE (m/sec)	SI (m/sec)	CORR	Regression Slope	Intercept of y axis (m/sec)
Chilbal		-0.115	2.189	0.543	0.662	0.643	1.322
Dukjok		-0.495	2.147	0.420	0.582	0.541	1.787
Geoje		-0.773	1.997	0.243	0.828	0.808	0.682
Donghae		-0.201	2.398	0.414	0.672	0.750	0.750

Komen, 1983).

부이자료 분석에 사용된 2001년 9월과 10월의 파랑 생성을 위한 초기 조건인 해상풍 자료는 PSU(Pennsylvania State University)/NCAR(National Center for Atmospheric Research)에서 개발된 중규모 기상모델(MM5)을 기상청 및 기상연구소에서 한반도 상황에 맞게 재구성하여 현재 기상청 현업 예보용으로 사용하고 있는 MM5/KMA의 3시간 간격의 최하층 바람장을 Yamada(1976)의 이론에 근거하여 해상 10m의 해상풍으로 변환하여 이용하였다.

모델 성능 평가

Fig. 5와 Table 3은 칠발도(a), 덕적도(b), 거제도(c), 동해(d)에 위치하고 있는 기상청 부이의 관측 풍속과 파랑 모델의 초기 입력장으로 사용되는 MM5/KMA 모델 결과를 비교한 것이다. 두 자료의 단순 상관계수는 칠발도 0.662, 덕적도 0.582, 거제도 0.828, 동해 0.672로 계산되었다. 평균 0.4 m/sec의 음의 편차를 통해 모델에서의 해상풍 풍속이 관측 결과에 비해 다소 약하게 모사하고 있다는 사실을 알 수 있지만, 선형회귀 분석 결과 y절편 값은 평균 1.14 m/sec 정도이고, 기울기 값이 모든 지점에서 1보다 작은 점으로 판단할 때, 본 MM5/KMA 모델은 전체적으로 약한 풍속에 대해서는 강하게, 강한 풍속에 대해서는 다소 약하게 풍속을 모사하는 한계점이 존재한다고 판단된다. 0.5°의 해상도를 가진 본 모델에서 수 km 이하의 공간 스케일을 가지는 연안 국지 해역의 해상풍 풍계를 모사하는 데 있어서는 수치적인 한계점이 존재한다. 그러므로 후속 연구를 통해 모델의 공간 해상도를 높임으로써, 천해의 풍계 모사 성능을 높일 수 있으리라 사료된다.

MM5/KMA 모델로부터 도출된 해상풍을 초기 경계 자료로 입력하여 2001년 9월부터 10월까지 2개월간 구동시킨 WAVEWATCH-III 파랑 모델의 유의 파고 결과를 부이 관측 자료와 비교하였다 (Fig. 6 and Table 4). 두 자료의 단순상관계수는 칠발도는 0.818, 덕적도 0.576, 거제도는 0.704, 동해는 0.801로 비교적 높게 계산되었다. 이 결과는 파랑 모델의 초기 자료로 들어가는 해상풍의 결과(Table 3)보다 높은 것이며, Root Mean Square Error(RMSE) 및 Scatter Index(SI)의 통계 비교 결과도 상관성이 높게 나타났다. Cavaleri 등(1988)은 한 지점에서의 파고의 양상은 그 순간의 풍향, 풍속의 직접적인 효과뿐만 아니라 시, 공간적으로 전파해 오는 파랑의 중첩 효과에 의해서 결정된다고 설명하였다. 본 모델에서도 파랑의 전파 양상이 너울 등의 형태로 천해까지 충분히 잘 반영되어서 유의파고의 상관성을 높이는 역할을 하였다고 사료된다.

덕적도를 제외하고, 모델 결과가 관측값에 비해 평균적으로 30 cm 정도 유의 파고를 높게 모사하였고, 그 원인으로는 0.5° 해상도를 가지는 평활화된 해저지형 자료의 사용에 기인한 해저 마찰 효과의 감소 가능성 및 사용된 해상풍 자료의 오차 등을 제시

할 수 있다. 보다 정확한 천해역까지의 파랑 수치 모델의 결과를 얻기 위해서는 지형적 효과가 잘 반영된 고품질의 실시간 해상풍 자료 및 천해의 수심 변화를 잘 반영하는 고 해상도의 수심 자료를 입력항으로 갖는 천해 파랑모델을 사용해야 할 것이다. 또한, 조류 및 해류에 의한 파랑 특성계수(파고, 주기, 파향 등)의 변조를 확인할 수 있는 연안역의 실시간 해류 및 조류의 해양 수치모델 자료를 함께 사용해야 할 것이다.

현재까지 고 해상도의 실시간 해상풍 및 해류, 조류의 실측 및 수치 자료가 부족한 실정이므로, 흐름에 의한 파랑 변조 효과를 살펴보기 위한 본 연구의 수치 실험의 범위는 이상적인 해류(쿠로시오 해류 및 동해의 난수성 소용돌이)와 바람장(NCEP/NCAR의 기후평균 해상풍)을 적용한 결과 분석 범위로 국한되었다.

쿠로시오 해류에 의한 변조 효과

앞 절에서 검증한 WAVEWATCH-III 파랑모델의 초기 자료에 해상풍 외에 해류장을 첨가하여 파랑 변조 효과를 분석하였다.

초기 조건으로 사용된 해상풍으로는 NCEP/NCAR에서 제공하는 6월과 10월의 기후평균 자료를 영역 해상도에 맞추어 사용하였으며, 해류장으로는 Jang 등(2002)에 의해 계산된 OGCM 표층 해류 월 평균장을 사용하였다(Fig. 7(a)). 본 해류장은 전구 순환 모델의 결과의 일부이지만, 북동 방향으로 진행하는 쿠로시오 해류축이 강하게 잘 모사되어 있으며, 황해상에서의 미세한 흐름, 동한난류의 북상 등을 잘 모사하고 있어, 해류 효과를 고려한 파랑 모델 접합 진단 실험에는 충분히 사용 가능한 자료라고 판단된다.

Fig. 7(b,c)은 NCEP/NCAR의 재분석 기후자료 중 동아시아의 영역을 대상으로 위경도 0.5°로 내삽한 6월(10월) 평균 해상풍이다. 전체적으로 남풍(북풍) 또는 남서풍(북동풍) 계열의 풍향을 보이고 있으며, 쿠로시오 해류의 방향과 일치하는(반대의) 풍향이 발생할 때의 유의파고의 변조 효과를 파악하기 위해 특별히 6월(10월) 기후평균 자료를 사용하였다.

Fig. 8(a)는 6월의 경우, 해류장(Fig. 7(a))을 파랑 모델에 접합시켰을 때와 시키지 않았을 때의 파고 편차를 나타낸 결과로, 양의 편차는 해류장을 적용했을 때가 적용시키지 않았을 때보다 파고가 낮아지는 부분을 의미하며, 반대로 음의 편차는 파고가 높아지는 부분을 의미한다. 해류방향과 풍향이 일치했던 쿠로시오의 중심축에서는 파고가 낮아지며 쿠로시오 주축 남쪽의 쿠로시오 반류가 존재하는 해역에서는 미약하지만 약 4 cm 이상의 파고가 높아지는 반대의 결과가 나타나며, 해류가 강한 지역인 일본 남쪽해역(140°E, 33°N 부근)에서 파고 변조 효과가 가장 크게 나타났다.

또한, 쿠로시오 해류의 진행방향과 반대 방향인 북동풍이 지배적인 10월의 경우, 6월과 반대의 결과가 나오는 것을 알 수 있다. 쿠로시오 축을 중심으로 해류장을 첨가시켰을 때, 즉 유향과 파향이

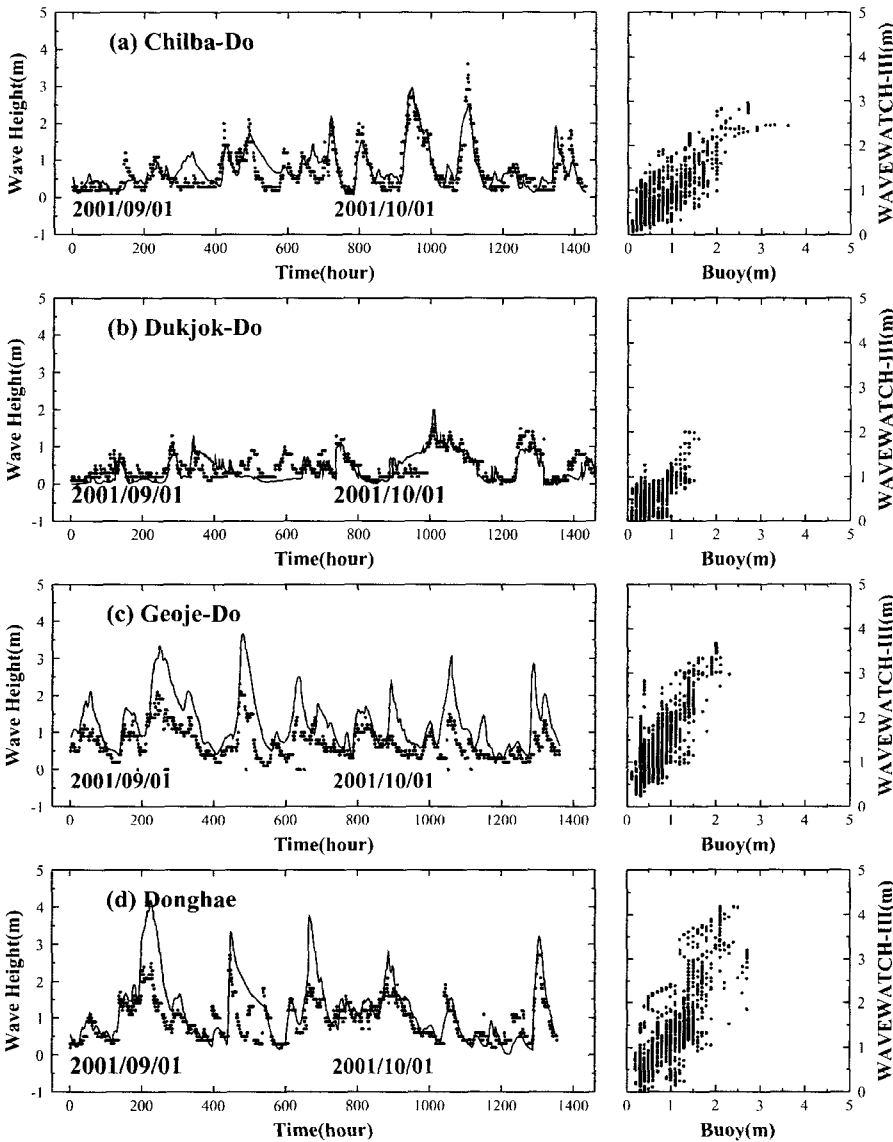


Fig. 6. Time series (Left panels) and scatter plots (Right panels) of measured significant wave heights and calculated ones. Black circles at left panels indicate results from KMA buoy and solid lines from WAVEWATCH-III model.

Table 4. Statistics for the simulated significant wave height at the buoy positions

Buoy	Index	BIAS (m)	RMSE (m)	SI (m)	CORR	Regression Slope	Intercept of y axis (m)
Chilbal		0.092	0.344	0.474	0.818	0.786	0.241
Dukjok		-0.077	0.350	0.727	0.576	0.554	0.133
Geoje		0.573	0.761	0.720	0.704	1.116	0.492
Donghae		0.272	0.603	0.584	0.801	1.304	-0.009

정반대일 경우에는 영향을 고려치 않았을 때 보다 본 실험에서는 파고가 약 20-30 cm 정도 높아짐을 확인할 수 있었다(Fig. 8(b)).

난수성 소용돌이에 의한 변조 효과

동해해역에서 난수성 소용돌이의 효과가 파랑변조에 미치는 영향에 관한 수치실험을 실시하였다. 모델의 공간격자 해상도는 난수성 소용돌이의 공간구조를 충분히 분해할 수 있는 경도 127.5°E에서 132.5°E, 위도 36°N에서 40°N의 0.1° 간격으로 새롭게 구성하였다.

이상적인 난수성 소용돌이의 해류 패턴으로는 다음과 같은 기본적인 지형류 평형을 만족시키는 시계방향의 해류를 적용시켰으며 최대 유속은 2 m/sec, 평균 유속은 1 m/sec로 정의 하였다(Fig. 9(a)).

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$$

적용된 해상풍으로는 NCEP/NCAR의 남풍계열 6월 평균 자료를 내삽 한 후 정량적인 변조 값을 산출하기 위해 평균풍속 5 m/sec 자료로 풍속 절대값을 조정하고 사용하였다(Fig. 9(b)).

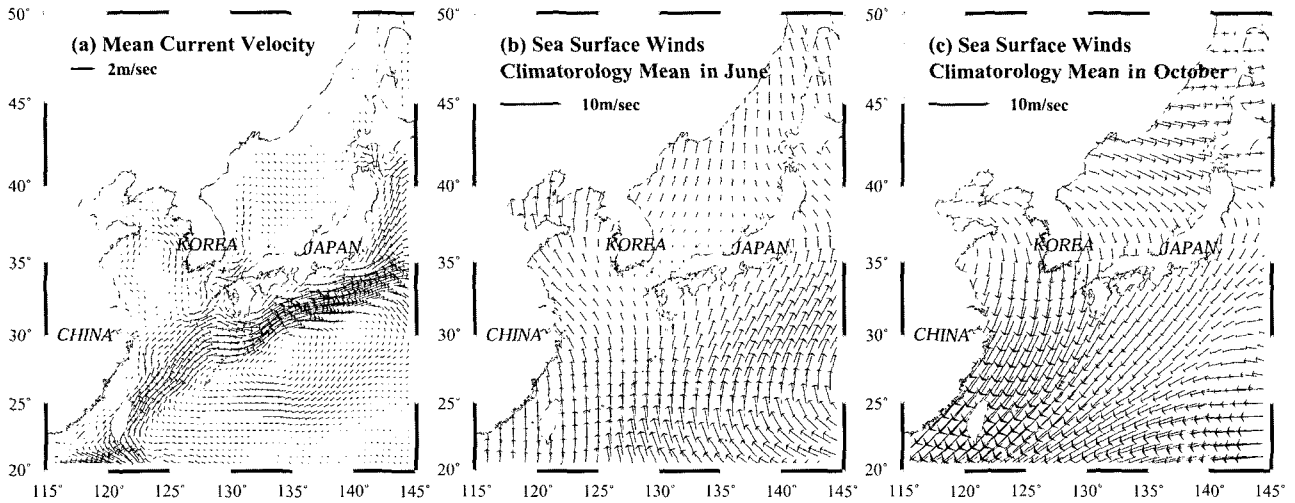


Fig. 7. The horizontal distributions of (a) calculated current vector (after Jang *et al.* 2002), (b) sea surface winds in June, and (c) October, which are applied to wave model as initial conditions.

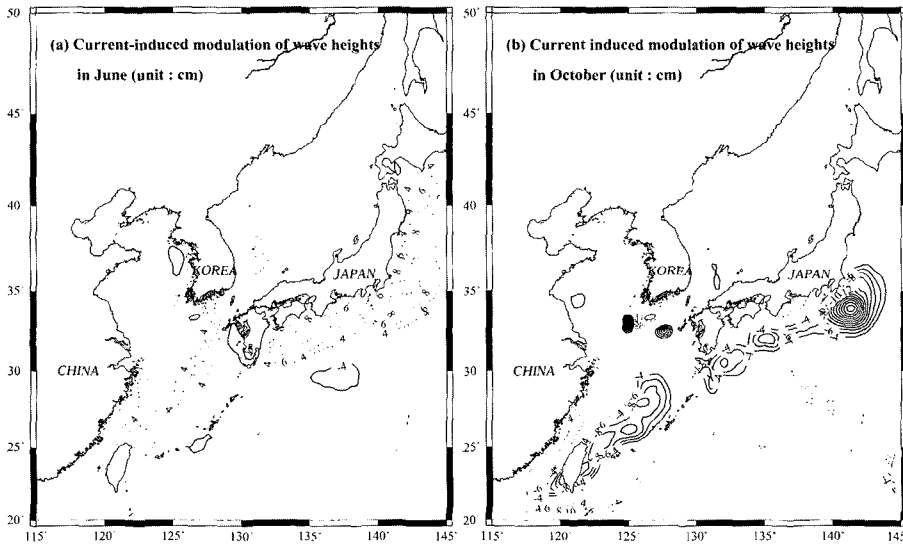


Fig. 8. The horizontal distributions of the current induced modulation of significant wave height in (a) June and (b) October.

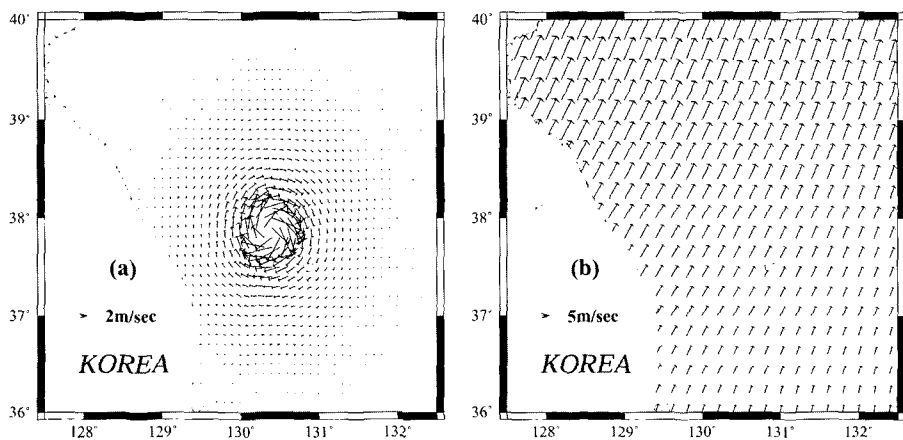


Fig. 9. The horizontal distributions of (a) calculated eddy-type currents and (b) sea surface winds in June which are applied to wave model as initial conditions in the East Sea.

난수성 소용돌이가 해류장의 적용시켰을 때와 그렇지 않을 때의 파고, 파향의 변조양상은 Fig. 10과 같다.

난수성 소용돌이의 중심축을 기준으로 해류방향과 풍향이 같은

영역인 서쪽(동해안 연해쪽)은 파고가 낮아지며, 해류방향과 풍향이 반대인 동쪽 해역은 파고가 높아지는 양상을 대칭적으로 잘 묘사하고 있다. 본 실험에서는 양의 편차가 음의 편차보다 약 10 cm

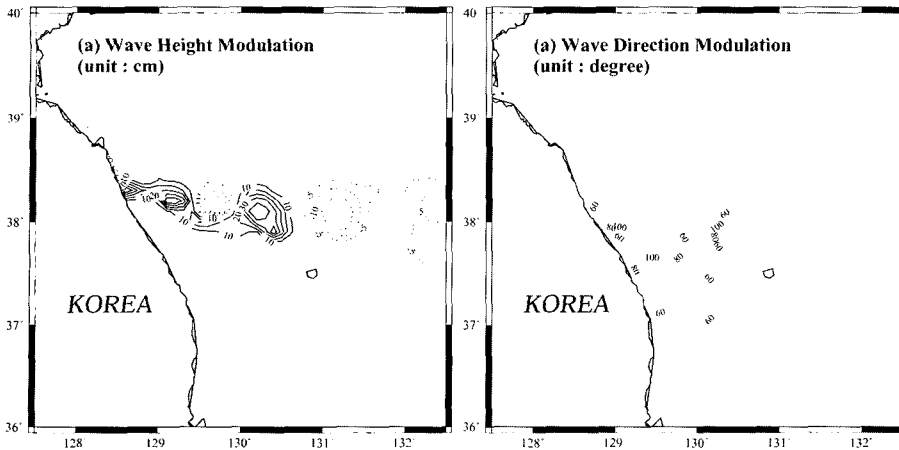


Fig. 10. The horizontal distributions of the current induced modulation of (a) significant wave height and (b) wave direction.

Table 5. Modulation of significant wave height depends on wind and current speed

Wind speed (m/sec)	Current speed (m/sec)	Maximum of significant wave height (cm)	Modulation of significant wave height (cm)	Modulation of significant wave height (%)
5	3	112	60	53.6
5	2	112	49	43.8
5	1	112	43	38.4
5	0.5	112	39	34.8
10	0.5	307	40	13.0
15	0.5	564	22	3.9

Donghae (5-day Low Pass Filter. Missing data : November,2001)

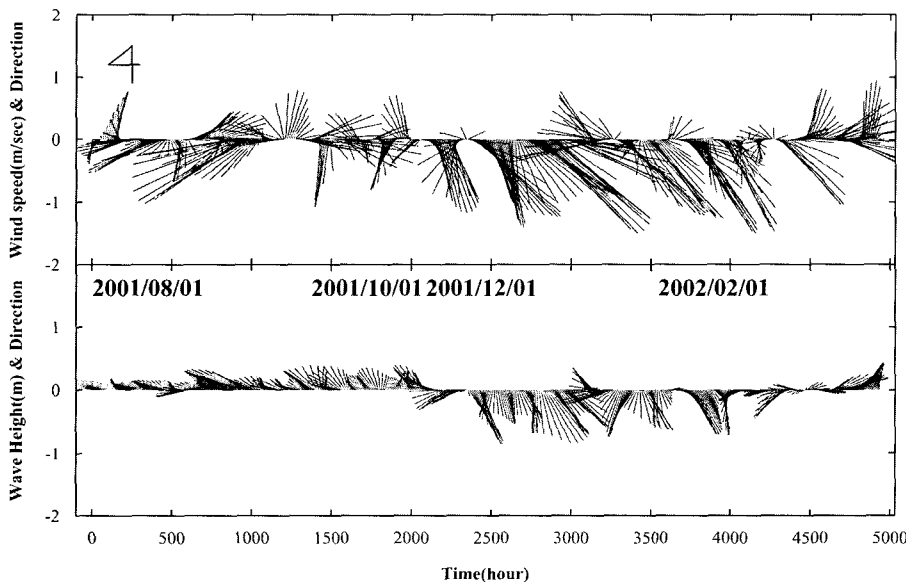


Fig. 11. Stick vector diagrams of wind field and wave field which are convoluted by 5 day low pass filter.

내외로 크게 모사되고 있다. 파고 변조에 대한 비대칭성의 문제는 초기자료로 적용시킨 풍속의 패턴이 공간적으로 균일하지 않다는 점과 본 결과는 초기자료를 적용시키고 12시간 후의 결과 자료이므로, 해안선 등의 경계 역에서의 파의 굴절 및 반사에 의한 성분 파간의 상호작용 효과가 증침되어 나타난 결과라고 사료된다. 파향의 최대 변조를 보이는 영역도 강한 난수성 소용돌이가 존재했던 울릉도 북서방 부근에서 나타나며, 동해안 영역에서는 파의 중

첩에 의해 파향 변조가 영향을 받는 것으로 사료되지만, 일부 해역에만 국한되어져 나타나는 원인에 대한 세밀한 분석은 연안역의 상세 국지 파랑 모델을 이용한 파의 변조 진행 과정에 대한 후속 연구에서 요구되는 부분이다.

정량적인 수치 값, 예를 들어 평균풍속 5 m/sec와 일반적으로 알려져 있는 난수성 소용돌이 중심의 평균 최대 유속을 50 cm/sec로 적용 시에 최대파고 112 cm에 대해 최대 39 cm 정도 약 34.8%

의 파고 변조 양상이 나타나는 것으로 계산되었다. 평균 풍속을 각각 5, 10, 15 m/sec 와 중심 유속을 0.5, 1, 2, 3 m/sec 로 적용시켰을 때의 결과 값은 Table 5와 같다. 각각의 사례에 대한 유의 파고 변조율을 비교해 볼 때, 해류에 의한 유의파고의 변조 폭은 풍속이 약하거나 해류의 크기가 강할수록 잘 나타난다는 사실을 확인할 수 있다.

2001년 8월부터 2002년 3월까지 동해 관측 부이에 기록된 풍속과 풍향, 파고와 파향의 자료를 5일 저주파 통과 필터를 사용하여 stick vector diagram을 비교하였다(Fig. 11). 겨울철 풍향이 북서풍으로 일정하고 비교적 풍속이 강한 시기에는 파향과 파고가 풍향, 풍속 패턴을 잘 반영하지만, 풍향이 자주 바뀌며, 풍속이 약한 가을철에는 전체적인 파향과 풍향의 상관성이 낮게 나타나는 것을 실측 자료에서도 발견할 수 있다. 이러한 경향은 수치실험에서 제시한 결과와 일치하는 것이며, 동해역의 파랑 변조 원인 중의 하나는 주변해역의 난수성 소용돌이와 같은 평균 해류장의 효과에 기인한다고 추정해 볼 수 있다.

결론 및 토의

해표면에서 일어나는 현상중 인간의 해상 활동에 크게 영향을 미치고 있는 파랑 현상의 성장 및 발달 기작에 관한 내용들은 그동안 체계적으로 이루어졌으나, 주로 바람의 효과에만 국한시켜 설명하고 있었다.

본 연구에서는 해양기상 관측부이 자료와 제3세대 파랑 모형인 WAVEWATCH-III 모델을 이용하여 파랑 인자 특성을 분석하였으며, 해류, 조류에 관한 파랑 변조의 가능성을 제시하였다. 해상풍에 대한 풍파의 반응 시간은 주로 풍속의 크기와 취송 거리에 좌우되나 관측 부이 지점에서는 최대 풍속 후 약 2-3시간 후에 최대 파고가 발생하고, 풍속과 유의파고의 상관성은 전체적으로 0.7 정도의 선형적 관계를 보였으며 비교적 외해에 위치한 동해 부이에서 최대값을 나타냈으며, 육풍 발생 시 두 인자사이의 상관계수 값이 급격히 작아졌다. 또한, 연안역에 위치한 부이 관측자료에서 조류 효과에 의한 파랑 변조의 가능성이 제시되었다.

본 연구의 수치실험에 사용된 WAVEWATCH-III 모델은 부이 자료와의 비교 검증을 통해 평균 0.72 정도의 모의 성능을 보였으며, 본 모델을 이용한 간단한 수치실험을 통해서 우리나라 주변해역의 파랑은 해류 방향의 반대(같은) 방향으로 해상풍이 발생할 때는 파고가 높아(낮아)지고, 이러한 변조 효과는 풍속이 약하거나 해류가 강할 때 더 커짐을 확인하였다. 평균 풍속을 각각 5, 10, 15 m/sec와 최대 유속을 0.5, 1, 2, 3 m/sec로 변화시켰을 때, 파고 변조율은 최소 3.9%에서 최대 53.6%까지로 계산되었다.

이러한 결과를 바탕으로 관측된 파랑 인자를 단순히 풍파의 성격으로만 국한시켰던 기존의 관점에서 벗어나 파랑 발달 및 전파 변형에 영향을 주는 해안 지형, 해류, 조류 등의 해양 물리적 인자들을 모두 포함시켜 분석하는 파랑 수치예보를 실시하여야 할 것이다. 고해상도의 실시간 해상풍 및 해류, 조석 예측 모델의 개발과 더불어, 본 연구에서는 다루지 못했던 파랑 변조 효과에 대한 수치 모델 결과를 관측 시계열 자료와 정밀하게 비교 검증해야 할 것이다. 또한, 파주기, 너울 등의 다양한 파랑인자들에 대한 심도 있는 후속연구들이 활발히 진행될 수 있을 것이라고 기대된다.

사 사

이 연구는 기상청에서 시행하는 기상지진 기술개발 사업의 하나인 “해양기상변화 탐지기술개발” 과제에서 수행된 것입니다. 또한 과학기술부에서 시행하는 민군겸용기술사업의 “체계운용을 위한 기상해양환경 분석기술” 과제에서 일부 지원된 것입니다. 본 논문을 세밀하게 검토하시고 많은 지적과 조언을 해주신 강석구, 채장원, 정경태 박사님께 감사의 말씀을 드립니다.

참고문헌

- 채장원, 정신택, 엄기대, 안수한, 1989, 흐름이 존재하는 환경사 해역에서의 파랑변형-이론적 고찰, *한국해양·해양공학회지*, **v1(1)**: 1-7.
- 정신택, 채장원, 정원무, 1992, 흐름이 존재하는 환경사 해역에서의 파랑변형-수치모형실험, *한국해양·해양공학회지*, **v4(1)**: 1-9.
- 정신택, 채장원, 1994, Current-Depth Refraction and Diffraction Model for Irregular Waves, *한국해양·해양공학회지*, **v6(3)**: 260-265.
- Bouws, E. and G.J. Komen, 1983. On the balance between growth and dissipation in an extreme depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**: 1653-1658.
- Cavaleri, L., L. Bertotti and P. Lionello, 1988. Evaluation of the impact of the availability of wind fields in the Mediterranean Sea-final report, ESA-ESRIN study contract 7458/88 HGE-I, *European Space Agency*, 66 p.
- Christoffersen, J.B., 1982. Current depth refraction of dissipates water waves. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Techn, Univ. Denmark, *Series paper*, **30**, 150 pp.
- Holthuijsen, L.H. and H.L. Tolman, 1991. Effects of the Gulf Stream in ocean waves, *J. Geophys. Res.*, **C96**: 12755-12771.
- Jang, C.J., Y. Noh. and C-H. Kim, 2002. Seasonal Variation of Global volume Transport Calculated from an Ocean General Circulation Model, *Ocean and Polar Research*, **24(1)**: 1-18.
- Komen, G.J., K. Hasselmann and S. Hasselmann, 1984. On the existence of a fully developed wind sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* **14**: 1271-1285.
- LeBlond, P.H., and L.A. Mysak, 1978. Waves in the Ocean. *Elsevier*, 602 pp.
- Moon, I.J., 2000. Development of a coupled ocean wave-circulation model and its applications to numerical experiments for wind waves, storm surges and ocean circulation of the Yellow and East China Seas, *Seoul National Univ. Ph. D. Thesis*.
- Oh, I.S. and Y.Y. Kim, 1992. Wave characteristics changes under a strong tidal current influence. *La mer*. **30**: 275-285.
- Panchang, V.G., Wei, G., Pearce, B.R. and Briggs, M.J., 1990. Numerical simulation of irregular wave propagation over shoal, *J. Wtrway. Port. Coast. Oc. Engrg.*, ASCE, **116(3)**: 324-340.
- Peregrine, D.H., 1976. Interaction of water waves and currents. *Advances in applied mechanics*, **16**: 417-445.
- Phillips, O.M., 1977. The Dynamics of the Upper Ocean. 2nd ed. *Cambridge University Press*, 336 pp.
- Suh K. D, 1992, Review of Transformation of Wave Spectra Due to Depth and Current. *J. Kor. Soc. Coastal and Ocean Engineers*,

v4(4): 225–230.

- Tolman, H.L., 1989. The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. 89–2: 72 pp.
- Tolman, H.L., 1991. A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and current. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**: 782–797.
- Tolman, H.L., 1992. Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**: 1095–1111.
- Tolman, H.L., 1999. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. *Technical Note, NCAR NWS*

Ocean Modeling Branch, 110 pp.

- Vincent, C.L. and Briggs, M.T., 1989. Refraction-diffraction of irregular waves over a mound. *J. Waterway, Port. Coast. Oc. Engrg.*, ASCE, **115**(2): 269–284.
- Whitham, G.B., 1974. *Linear and Nonlinear Waves*, Wiley, 636 pp.
- Yamada, T., 1976. On the similarity functions A, B and C of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **33**: 781–792.

2002년 9월 13일 원고접수

2003년 7월 21일 수정본 채택

담당편집위원: 강석구