

경기만 근해에서 풍파의 특성 변화

강기룡^{1*} · 현유경¹ · 이상룡²

¹기상청 국립기상연구소

²부산대학교 해양학과

Variations of the Wind-generated Wave Characteristics around the Kyung-gi Bay, Korea

KIRYONG KANG^{1*} YU-KYUNG HYUN¹ AND SANG RYONG LEE²

¹National Institute of Meteorological Research/KMA, Seoul 156-720, Korea

²Dept. of Marine Sciences, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea

본 연구에서는 경기만 근해 - 격렬비도와 덕적도 해역을 중심으로 - 에서 관측된 파랑 및 바람자료를 이용하여 바람과 파랑의 상호작용을 연구하였다. 2005년 1월에서 12월의 덕적도 부이 관측자료를 바탕으로 바람에 의한 파랑의 발생과 또 발생된 파랑에 의한 바람의 감쇄효과를 계산하였으며, 2005년 3월 19-26일과 5월 23-28일에 격렬비도 근해에서 관측된 자료를 이용하여 파랑이 발달할 때와 잔잔한 상태가 유지 될 때를 나누어 파랑 스펙트럼의 반응형태를 알아보았다. 또한, 시간에 따른 스펙트럼의 형태, 최대 에너지 주파수, 평형 영역의 기울기 등도 분석하였다. 관측풍속 5-10 ms⁻¹의 범위에서 파랑에 의한 풍속의 감소는 최대 2 ms⁻¹(응력~0.1 Nm⁻²)를 보였고, 10-15 ms⁻¹일 때는 3 ms⁻¹(응력~0.4 Nm⁻²)의 차이를 보였다. 풍속과 파고의 상관분석에서도 관측풍속과 파고의 영향을 고려한 풍속(참풍속)의 경우 선형적인 상관도가 0.71에서 0.75로 약 0.04 정도 상승하였다. 잔잔한 상태에서 파랑이 발생할 때 초기에는 4-5초의 단주기 파랑이 형성되고 발달과정을 거치면서 9-10초 주기의 장주기로 이동하며, 최대 에너지 주파수는 일정한 값을 유지하게 된다. 이 상태에 도달하는데 소요되는 시간은 약 6-7시간 정도였다. 또한 스펙트럼의 평형 영역 기울기는 파랑발생 초기에는 변화폭이 존재하나 풍파가 발달하면서 약 4.11의 값으로 접근하였다. 파랑 스펙트럼의 주파수대별 시간 변동과 마찰 속도와의 상관성에 있어 파랑 스펙트럼의 최대 에너지 주파수대 부근에서 높은 상관성을 보이는 경향을 보였으며 0.3 Hz와 0.35 Hz 에서 평균 0.80과 0.82 상관도를 보였다.

The wind-wave interaction around the Kyung-gi Bay, Korea, was studied using the observed data from ocean buoy at DeuckJeuck-Do from Jan. to Dec., 2005, and from waverider data at KeuckYeulBee-Do on Mar. 19-26 and May 23-28, 2005. Wind-driven surface waves and wave-driven wind speed decrease were estimated from the ocean buoy data, and the characteristics of wave spectrum response were also investigated from the waverider data for the wave developing and calm stages of sea surface, including the time series of spectrum pattern change, frequency trend of the maximum energy level and spectrum slope for the equilibrium state range. The wind speed difference between before and after considering the wave effect was about 2 ms⁻¹ (wind stress ~ 0.1 Nm⁻²) for the wind speed range 5-10 ms⁻¹ and about 3 ms⁻¹ (wind stress ~ 0.4 Nm⁻²) for the wind speed range 10-15 ms⁻¹. Correlation coefficient between wind and wave height was increased from 0.71 to 0.75 after the wave effect considered on the observed wind speed. When surface waves were generated by wind, the initial waves were short waves about 4-5 sec in period and become in gradual longer period waves about 9-10 sec. For the developed wave, the frequency of maximum energy was showed a constant value taking 6-7 hours to reach at the state. The spectrum slope for the equilibrium state range varied with an amplitude in the initial stage of wave developing, however it finally became a constant value 4.11. Linear correlation between the frictional velocity and wave spectrum for each frequency showed a trend of higher correlation coefficient at the frequency of the maximum energy level. In average, the correlation coefficients were 0.80 and 0.82 for the frequencies 0.30 Hz and 0.35 Hz, respectively.

Keywords: Wind-wave Interaction, Wave-driven Wind, Spectrum Slope, Frictional Velocity

*Corresponding author: krkang@kma.go.kr

서론

해양에서 해상풍과 파랑의 발생을 이해하는 것은 대기와 해양 두 시스템 사이의 에너지 이동 과정을 이해하는 것이다. 해상풍은 기본적으로 대기에서 기압 차이에 의해 발생하고 이는 해양 표면에서 파랑 또는 해류 발생으로 이어지기도 한다. 특히 수직 방향의 해수 움직임은 해표층의 혼합을 유도하고 이는 또한 수직적인 안정도를 감소시켜 보다 높은 파랑이 형성되기 좋은 조건을 형성한다. 발달된 파랑은 역으로 풍속 감소에 기여하게 되어 해상풍과 파랑이 상호작용이 일어나게 된다(Large and Pond, 1982). 파랑의 발달 및 감쇄는 또한 대기 에너지 유입 정도, 쇄파나 백파에 의한 에너지의 소산, 파랑간의 비선형 상호작용에 의한 스펙트럼 성분 간의 에너지 전송과 같은 물리적인 과정에 의한 결과로 이루어진다. 이들 과정 간에 상호 관계, 거리가 제한된 파의 성장, 또는 충분히 발달된 파랑의 스펙트럼 형태에 대해서 많은 연구가 있어 왔다(Mitsuyasu, 1968, 1969; Komen *et al.*, 1984).

바람장 변화에 대한 스펙트럼의 반응을 조사한 이전 연구로서 D. Hasselmann *et al.*(1980), Gunther *et al.*(1981), Allender *et al.*(1983)은 관측을 통해 고주파는 다소 빠르게 풍향에 동조하고, 반면에 저주파는 풍향에 지연을 보이고 있어 바람과 완전히 동조하는데 수 시간이 걸린다고 하였으며, Shen and Mei(1993)는 거리가 제한되어 있는 바다에서 방향 스펙트럼을 추정하였다. Toba *et al.*(1988)은 풍파 스펙트럼의 평형 영역에서의 값과 평형 영역의 기울기 값을 검증하였으며, 풍파의 조절 과정을 통해 에너지가 고주파와 저주파 또는 양 방향으로 전이되고 있음을 보였다. 또한, Komen *et al.*(1984), Young *et al.*(1987), 윤(1996), 오와 이(1999) 등은 수치실험을 통해 풍파 스펙트럼 성장과 이에 따른 비선형 상호작용의 영향에 대하여 논의하였다.

본 연구에서는 경기만 근해에서 - 특히 격렬비도와 덕적도를 중심으로 - 관측된 부이 및 웨이브라이더(waverider) 관측자료를 바탕으로 바람에 의한 파랑 발생 및 상호작용 관계를 연구하였다. 해양 부이에서 관측된 장기간 바람과 파랑 자료를 이용하여 선형적인 상호 관계를 계산하였고, 또한 발생된 파랑에 의해 감소될 수 있는 풍속의 세기를 보여 주었다. 보다 정밀하게 관측된 파랑 자료를 이용하여 바람에 의해 파랑이 발달할 때와 잔잔한 상태가 유지 될 때를 나누어 파랑 스펙트럼의 반응 형태를 알아보았다. 또한 시간에 따른 스펙트럼의 형태와 최대 피크 주파수의 변화, 평형 영역의 기울기의 분석을 통해 바람 변동에 따른 풍파 스펙트럼의 에너지 조절 시간 규모를 분석함으로써 풍파에 있어 에너지 조절 과정의 한 면을 살펴보고자 하였다.

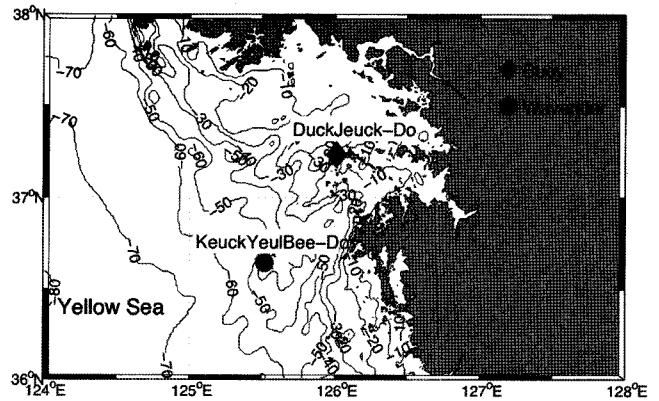


Fig. 1. Observation stations and study area.

자료

본 연구에서 사용된 자료는 격렬비도 근해에서 3월 19-26일과 5월 23-28일의 웨이브라이더 관측 자료와 덕적도 근해에서 2005년 1월부터 12월까지의 기상청 해양부이 자료를 이용하였다(Fig. 1과 Table 1참조). 웨이브라이더를 이용한 관측은 북 격렬비도 북서쪽 약 500 m 부근 수심 약 35 m 해상에서 실시되었으며, 이 때 약 2.56 Hz 샘플링 간격으로 실시되었다. 참고로, 북 격렬비도는 해발 약 110 m의 고도를 가지는 작은 섬으로 기상청의 해양기상 관측 기지가 2005년도 3월에 설치되었으나, 관측기기의 검증 등으로 인해 3월과 5월 기간 동안에는 지속적인 자료가 생산되지 못해 본 연구에는 사용되지 못했다. 첫 번째 관측이 실시된 2005년 3월 19-25일은 대체로 북서풍계열의 강한 바람이 지배적이었으며, 특히 23일 이후에는 서해 전 해상에 풍랑 주의보가 발표되었고 24일에는 서해 남부 해상에 풍랑경보로 대치되었다. 이 때 유의 파고는 5 m 이상 일었으며 최대파고가 9 m 가까운 값이 기록되기도 했다. 두 번째 해양관측이 실시된 5월 23-28일의 약 5일간은 대체로 맑은 날씨가 지속되었으며, 주로 서풍과 남서풍 계열의 바람으로 풍속은 약 4 ms⁻¹ 이하로 해양의 상태도 대체로 파고 1 m 이내의 잔잔한 상태였다. 파랑관측자료는 4608개 자료 간격으로 스펙트럼 에너지를 계산하였고 12시간 이동 평균하였다.

참풍속값의 추정

해상에서의 바람 관측은 종종 계류 부이에 설치된 풍속계로부터 관측되는데 실제 이 풍속계는 해수면으로부터 어느 정도 높이에 떨어져 설치되어 있다. 이러한 임의의 고도에서 관측된 자료를

Table 1. Summary of observation campaign

	Buoy Obs. (DeuckJeuck-Do)		Waverider Obs. (KeuckYeulBee-Do)	
	Period	Jan. - Dec., 2005	1 st observation Mar. 19-26, 2005	2 nd observation May 23-28, 2005
Location	37°14'33"N 126°01'20"E		36°38'00"N 125°32'05"E	36°37'27"N 125°33'56"E
Instruments	3 m Discus Buoy		Waverider	Waverider
Observed Factor (Sampling interval)	Wave height	Wind speed and direction (1 hour)	Directional Wave Spectrum (2.56 Hz)	Directional Wave Spectrum (2.56 Hz)

모델 등에 외부 입력자료로 사용하기 위해서는 일정한 고도의 바람으로 바꾸어서 사용한다. 가장 대표적인 방법은 벌크 공기역학 방법을 통해 바람의 스트레스를 계산할 때 쓰는 방법으로 기준고도를 약 10 m 바람으로 보정하는 것이다. 임의의 고도 z_a 에서 기준고도 z_0 로 보정하기 위해서는 우선 바람의 수직구조를 알아야 한다. 그러나 해양에서의 바람 수직구조는 대기의 안정도나 해양의 파랑에 의해서 지속적으로 변할 수 있다.

일반적으로 바람과 파랑에 대해서 오래 전부터 연구가 진행되어 왔으나(Deardorff, 1968; Large and Pond, 1981), 바람에 의해 발생된 파랑이 역으로 바람에 영향을 주는 부분은 많은 관심을 받지 못했다. 그러나, Dittmer(1977)가 언급한 바와 같이 파랑에 의한 바람 수직구조의 일그러짐은 무시할 수 없음을 알 수 있다. 그는 해상풍은 해상에서 안정화된 원주형 부이로써 관측하는 데, 고도 약 2 m에서 관측된 평균풍속이 파고가 0.75 m보다 작은 경우에도 계통적으로 너무 낮게 나타난다고 하였다. 이는 파랑에 의해서 풍속의 세기가 영향을 받는다는 것을 의미한다. 또한 JONSWAP II 실험결과에 따르면 파랑이 바람 프로파일에 미치는 최대 고도는 파고의 약 세 배까지 달할 수 있다고 하였다(Krugermeier *et al.*, 1978). 따라서 부이와 같이 해면에 인접한 고도에서 바람이 관측되었을 때 이미 생성된 파랑이 바람 프로파일에 미친 영향을 고려하여 풍속을 구하는 것이, 즉 파랑에 의해 감소되기 전의 바람 세기를 구해야만 파랑 발생에 바람의 영향이 어떠한지 정확히 이

해할 수 있다. 이러한 파랑과 바람의 상호작용을 나타내는 개념을 Fig. 2에 도식화하였다.

해상에서의 강한 바람은 전형적으로 높은 파고를 동반하고 준-중립적인 상태가 되었을 때의 경우 해면 거칠기에 의한 변형된 바람 프로파일을 다음과 같은 함수로 표현할 수 있다(Large *et al.*, 1995).

$$U(z) = U_0 + \frac{u^*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Omega(\xi) \right] \quad (1)$$

여기서

$$\Omega(\xi) = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{1-\chi(\xi')}{\xi'} d\xi'$$

그리고 U 는 풍속을, z 는 해수면에서부터의 고도를, u^* 는 마찰 속도, k 는 von Karman 상수, z_0 은 거칠기 길이를 나타낸다. $\xi = z/h$, $\xi_0 = z_0/h$ 이다. h 는 미지의 파고 파라미터이며, 거칠기 길이 z_0 는 수면 속도가 $U(z_0) = U_0$ 와 같을 때의 고도이다. 본 장에서는 위에서 제시된 식 (1) 이용하여 파랑에 의해 변형되기 이전의 바람을 추정하여 참 풍속값이라 하였다.

참풍속과 파랑의 상관성

파랑과 풍속의 상호작용 전·후의 선형적인 상관관계를 알아

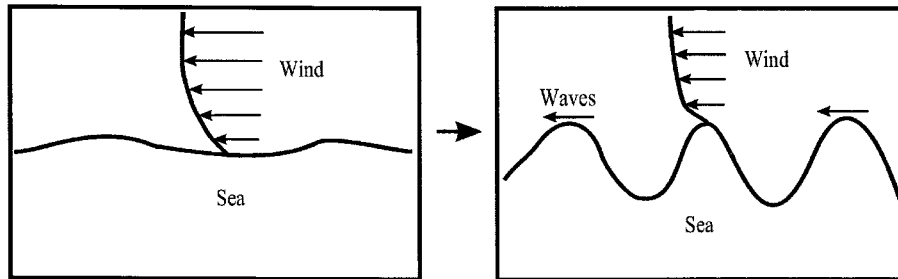


Fig. 2. A schematic diagram of the interaction between wind and surface waves in the ocean.

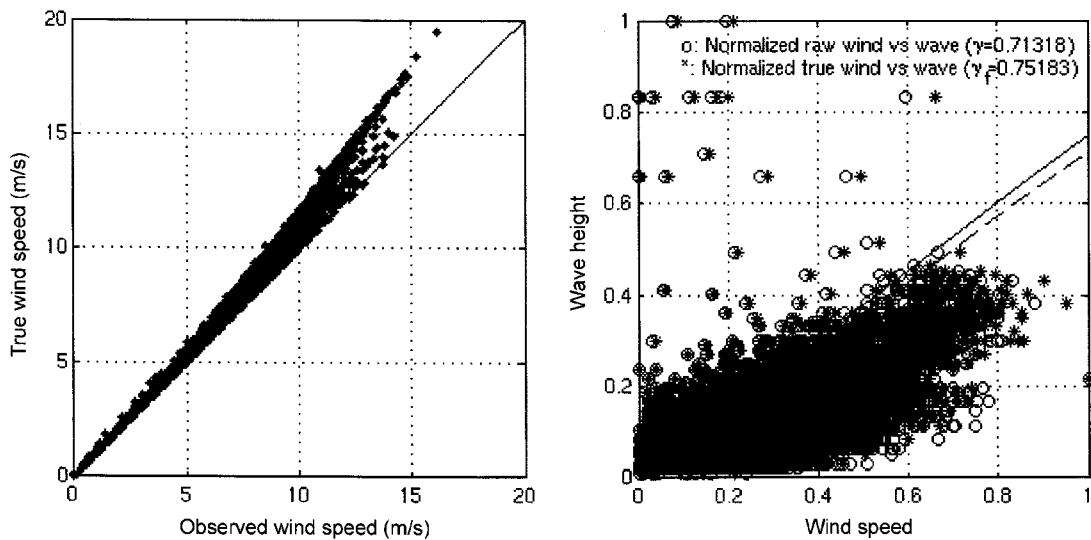


Fig. 3. Relationship between the measured and true wind (left), and wind speed-wave height diagram (right). When the wave effect was removed, the linear correlation between wind and wave height increases about 0.04. Solid and dot lines (right panel) indicate correlation slopes between the normalized raw wind, and true wind versus wave height, respectively.

보기 위하여 덕적도 해양부이의 2005년도 1월부터 12월까지의 한 시간 간격의 바람과 파고 자료를 사용하였다(Fig. 1). 본 기간 내에 태풍과 같은 극한적인 상황이 없었기에 바람과 파랑자료의 품질검사 시 바람은 0-20 ms⁻¹, 파고는 0-10 m의 범위에 있는 자료만을 고려하였다. 참풍속과 파고, 관측된 풍속과 파고의 상관관계 및 바람을 해양모델 등의 입력자료로 사용시 바람응력이 어느 정도 차이를 갖게 될 것인지를 계산해 보았다.

Fig. 3은 덕적도 부이에서 관측된 풍속과 파랑의 효과를 고려한 풍속의 차이를 보여주고 있다. 관측된 풍속이 5 ms⁻¹ 이하일 때에는 풍속의 차이가 크지 않지만 5-10 ms⁻¹ 사이에서는 약 20%까지 참풍속값이 증가함을 볼 수 있다. 전반적으로 풍속이 강할수록 그 차이는 증가함을 볼 수 있고, 약 15 ms⁻¹ 관측풍속일 때 그 차이는 약 3 ms⁻¹ 정도를 보여 평균 약 4 m의 파고가 존재한 경우와 비슷한 분포를 보여주고 있다. 풍속과 파고의 통계학적인 관계를 파악하고자 간단히 관측된 두 값의 선형적인 상관을 계산하였다. Fig. 3의 오른쪽 그림은 바람과 파고의 상관 관계를 보여주고 있다. 관측바람과 파고(그림에서 o표), 그리고 참풍속과 파고(그림에서 *표)의 두 변수 간의 선형적인 상관은 각각 0.71(그림에서 점선)과 0.75(그림에서 실선)로 나타났으며, 파고의 영향을 고려한 경우 상관도에 있어 약 0.04 정도의 증가를 보여주었다.

해상에서 관측된 바람자료가 해양모델 등에 입력자료로 이용될 때에는 바람응력의 형태로 바꾸어 입력자료로 사용된다. 파랑효과를 제거한 풍속을 이용하여 바람응력을 계산하였을 때 해면 10 m에서의 바람응력은 얼마나 조정되는지를, 그래서 여러 가지 모델들의 외력항에 들어가는 바람응력항이 정확하게 입력되는지 계산해 보았다. Fig. 4는 부이에서 관측된 원시자료로써 바람응력을 계산한 경우와 참풍속 값을 이용하여 해상 10 m 높이에서 바람응력을 계산한 경우의 차이를 나타낸 것이다. 그림에서 x축은 풍속을, y축은 각 풍속에 의한 10 m에서의 바람응력을 나타낸다. 덕적도 부이가 있는 해역의 경우, 풍속 10 ms⁻¹의 경우 최고 0.1 Nm²의 바람응력의 차이가 나타난다. 이러한 사실은 만약 파랑에 의한 영향을 고려하지 않고 역학모델에 바람응력을 입력한다면 실제보다

작은 외력을 입력하게 되는 결과를 초래하게 된다. 이러한 차이는 각 해역마다 해양환경이 다르기 때문에 값의 범위 역시 다를 것으로 예상된다. 다른 해양부이의 경우를 계산 해 본 결과(본 연구에서 그림으로 제시하지는 않았음) 서해남부 해역에 있는 칠발도 부이의 경우 최대 약 0.5 Nm²의 차이를 보였다. 각 해역의 파랑 환경이 많은 차이가 있음을 알 수 있다. 또한, 풍속의 크기가 크면 클수록 그 차이도 증가하여 풍속 15 ms⁻¹인 경우 0.4 Nm²의 차이가 난다는 것을 알 수 있다. 특히, 이러한 사실은 바람에 의한 해양순환을 수치모델로 재현하고자 할 때 반드시 고려해야 할 부분이다. 물론 해역에 따라 파랑활동이 활발하지 않은 곳은 그 기여도 작아지겠지만, 그렇지 않은 곳은 바람에 의한 해양순환의 형태를 잘못 모사하는 결과를 초래할 수 있다는 것을 암시한다.

풍파 스펙트럼의 변화

풍파 발달에 대한 연구는 Severdrup and Munk(1947)가 처음 풍파의 복합적인 상태를 이상화시킴으로써 유의파의 개념을 도입한 이후 발전을 해왔으며 풍파의 성장을 예측하는데 성공하였다. Pierson(1952)과 다른 연구자들은 에너지 스펙트럼을 사용하여 불규칙적인 풍파를 다루는 다른 방법을 소개하였으며, 이후 Pierson and Moskowitz(1964), Hasselmann *et al.*(1973), Mitsuyasu(1973), Mitsuyasu *et al.*(1975)에 의해 스펙트럼 식이 경험적으로 소개되었다. 이 들 연구에서는 풍파 스펙트럼의 평형 영역을 음의 멱급수 형태로 표현하였는데, Phillips(1958)가 $\Phi(\sigma) = \alpha_p g^2 \sigma^{-5}$ 를 제안한 이후, $g^2 \sigma^{-5}$ 에 비례하는 형식을 가정하였다. 여기서 α_p 는 상수이며, g 는 중력가속도, σ 는 각 주파수(angular frequency)이다. 이후 많은 관측 자료가 축적되면서 α_p 값은 상수가 아니며 u^* 와 같은 다른 값에 영향을 받는다는 것이 알려졌다.

Toba(1973)는 이후 다음과 같은 $gu^* \sigma^{-4}$ 의 형태를 제안하였다.

$$\Phi(\sigma) = \alpha_s g^* u^* \sigma^{-4}, \quad g^* = g + \frac{Sk^2}{\rho_w} \tag{2}$$

여기서, S 는 표면 장력이며, k 는 주파수, ρ_w 는 물 밀도이며, α_s 는 상수인데 그의 풍파 터널 실험에서 경험적으로 0.02로 결정되었다. 중력파에 대해서는 g^* 항이 무시되고 g 로 대체될 수 있다. 사실 위 식은 충분히 발달된 파에 대하여 모수화하고자 하는 의도에서 제시된 것이었다. 그러나 본 연구에서는 $\alpha \sigma^m$ 과 같은 형태를 관측자료에 적용하여 발달되어가는 과정에 있어 m 과 α 값이 어떻게 변화하는지를 살펴보고 이에 따른 파랑에너지의 변화형태를 살펴보는 것에 초점을 두었다. 이 때 m 은 평형 영역의 기울기를, α 는 상수 혹은 u^* 에 의존하는 값을 나타낸다. 따라서 충분히 발달된 파랑뿐만 아니라 발달 초기단계에서부터 감소하는 전 과정에 대하여 위 식을 적용하여 살펴보았다. 우선 풍파의 발달을 단계별로 구분하여 각 단계에서의 파랑특성을 살펴 본 후, 위의 식 (2)을 $\Phi(\sigma) = \alpha \sigma^m$ 과 같이 간략화하여 관측된 파랑자료의 에너지 스펙트럼으로부터 m 과 α 를 구하고 $\alpha_s = \frac{\alpha}{u^* g^*}$ 에 따라 α_s 값을 계산하여 각 단계별 이러한 계수들의 시계열 변화를 살펴보았다.

풍파의 발달과 소멸

격렬비도 근해에서 관측된 웨이브라이더 자료를 기초로 풍속과

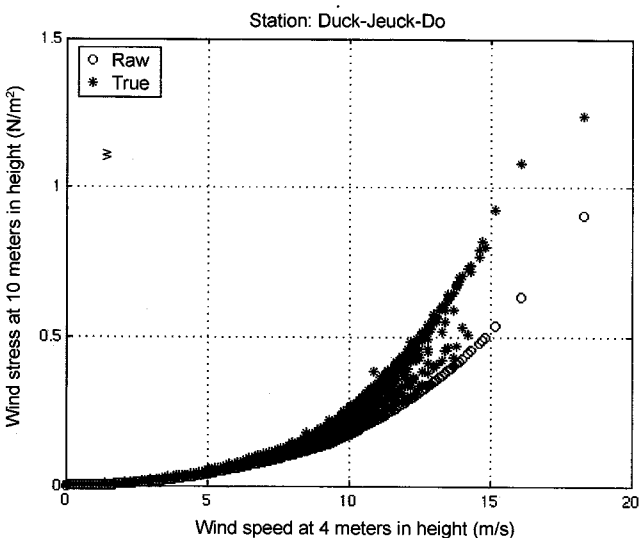


Fig. 4. Change of wind stress before and after the wave effect consideration.

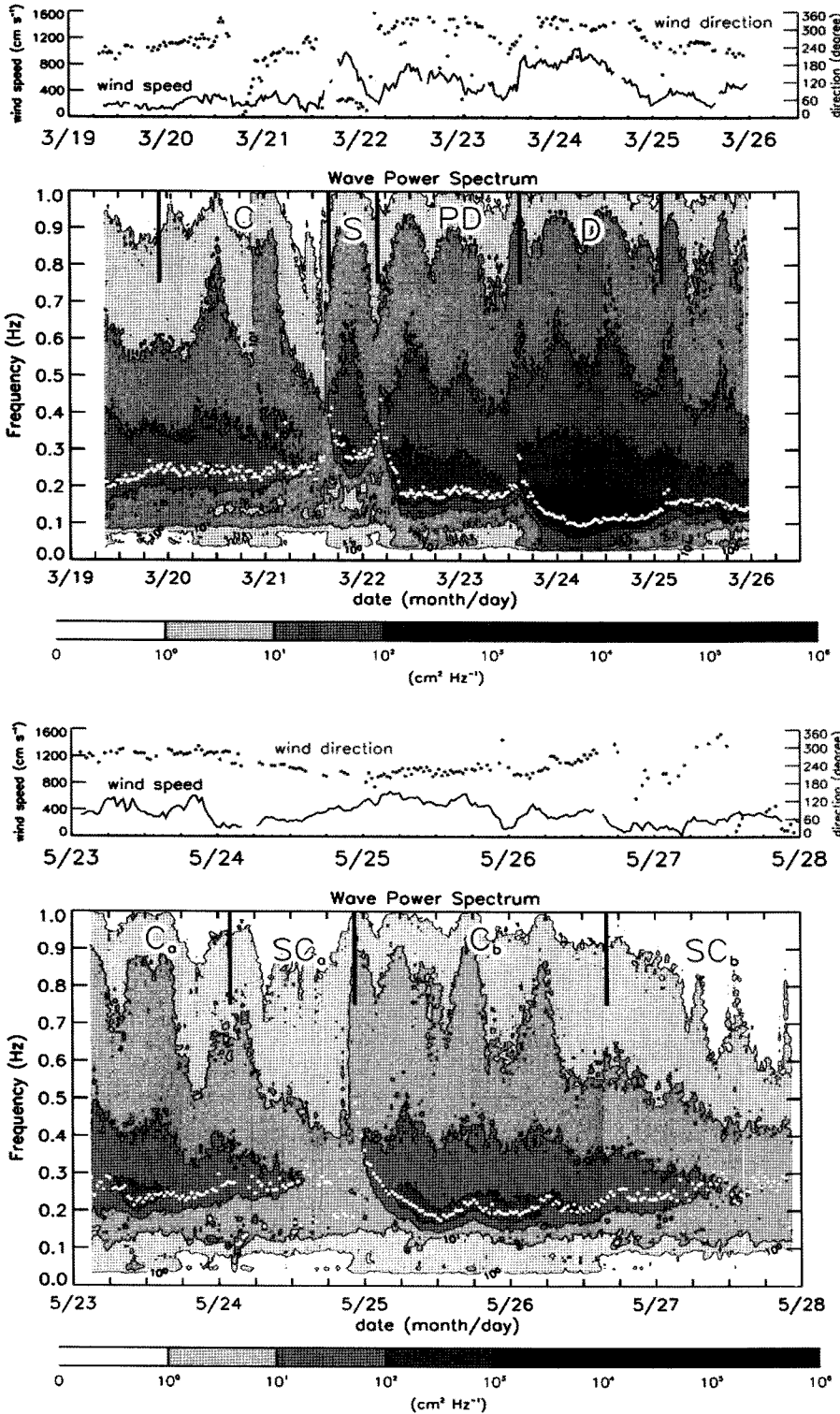


Fig. 5. Power spectral energy density at KeuckYeulBee-Do from Mar. 19 to 26, 2005. C: calm state, S: Storm, PD: Pre-development, D: developed state (See text for detail explanation for this category). White points indicate the maximum energy level each observed data set.

Fig. 6. Power spectral energy density at KeuckYeulBee-Do from May 23 to 28, 2005. White points indicate the maximum energy level each observed data set. C: calm state, SC: Steady Calm. Subscripty a and b are just index showing different period. See text for Ca, SCa, Cb, and SCb category.

파고에 따라 각 기간을 구분하여 바람응력변화에 따른 스펙트럼의 형태변동 특성을 모습을 살펴보았다. 먼저, 3월 19일부터 21일 1500UTC 이 전에 비교적 잔잔한 해상 상태가 지속되었던 시기를 고요단계(Calm 단계, 이하 C로 표기)와 저기압이 통과하면서 12시간 가량 저기압의 영향권에 들었던 경우를 스톰단계(Storm, 이하 S로 표기), 그리고 이 후 지속적으로 북서풍이 불어 파고가 급

격히 발달하기 직전인 3월 23일 1200UTC를 발달 전 단계(Pre-Development, PD), 그리고 이 후를 발달단계(Development, D)의 네 단계로 나누어 시기별로 파랑 스펙트럼의 특성을 분석하였다. 5월 관측의 경우, 약한 풍파의 발달이 있었던 5월 24일 2300UTC를 기준으로 하여 이전을 Ca, 이 후를 Cb 기간으로 나누었다. 이 기간의 경우 발달한 풍파가 감소한 이 후에도 하루 이상 약한 풍

속이 계속되었는데 이 기간을 지속적인 고요단계(Steady Calm, SC)로 따로 나누어, 5월 24일 0200UTC까지를 Ca, 24일 2300UTC까지는 SCa, 26일 2300UTC까지는 Cb, 나머지 기간을 CSb로 임의로 구별하였다. 기간의 구별은 스펙트럼의 시간 변화와 함께 Fig. 5와 6에 각각 표시하였다. 그림에서 흰색 점들은 최대 에너지를 보였던 주파수를 표시한 것이다.

Fig. 5는 3월의 파랑관측 결과를 참풍속의 변화와 함께 나타내고 있다. 전반적으로 잔잔한 상태가 지속되었던 고요단계에서는 스펙트럼 피크가 나타나는 주파수대가 0.25 Hz였으며 이 때의 유의 파고는 0.5 m 내외였으며, 스투단계에서는 피크 주파수가 0.3 Hz 정도로 증가하였다. 북서풍이 지속적으로 들어오고 장파가 발달하면서, 발달 전과 발달단계에서는 0.1 Hz로 작아지는 것을 알 수 있다. 유의파고는 스투단계에는 증가하였다가 감소하였지만 1 m 이내였고, 발달 전, 발달단계에는 1.5 m에서 5 m까지 증가하였다. 또 한가지 특징적인 사항은 관측 전 기간에 걸쳐 파랑에너지의 등치선이 조석주기의 변화도 보여줄 수 있는데 이는 파랑에너지의 유입이 조류의 영향도 받는다는 것을 알 수 있다. 이러한 조류-파랑 상호작용 부분은 본 연구에서는 다루지 않고 후속 연구에서 다루어질 것이다.

풍파가 증가하는 시점에서 고주파대가 먼저 발달한 뒤 저주파대의 파가 뒤따라 발생하는 것을 알 수 있으며 이 때 최대 피크 위치가 더 높은 주파수대로 튀는 것을 알 수 있다. 스투(S), 발달 전(PD), 발달단계(D)가 시작되는 시점에서 이러한 변화가 뚜렷하게 나타난다. 이는 풍파가 발달 할 때 바람에 의한 대기 에너지가 고주파대로 유입됨에 따른 것인데 감소하는 단계에서는 이와 반대 경향이 뚜렷하지 않다. 정상화한 에너지 분포에서는 풍파가 감소하는 단계에서 즉, 각 시기가 끝나가는 단계에서는 피크 주파수 주변의 에너지가 상대적으로 큰 것을 알 수 있다. 이는 바람에 의한 에너지 유입이 감소함에 따라 피크 주파수 주변에 집중되었던 에너지가 감소하면서 주변의 에너지가 상대적으로 커진 것을 잘

보여주고 있는 것인데 특히 고요단계와 스투단계 기간이 끝나는 단계에서 뚜렷하게 나타난다.

Fig. 6은 5월의 관측결과를 나타내는데 대체로 3월 관측결과보다는 에너지가 낮은 단계에 머물러 있었다. 주로 0.2-0.25 Hz의 파가 주를 이루었으며, SCa와 SCb 기간에는 피크 주파수대가 0.1에서 0.15 Hz의 장파대에서도 나타나 너울의 영향이 있었고, 피크 주파수대를 주변으로 넓은 영역에 에너지가 퍼져 있음을 알 수 있다.

스펙트럼의 형태변화

시간에 따른 스펙트럼의 발달 특징을 좀 더 자세하게 보기 위하여 각 개별 스펙트럼의 변형형태를 살펴보았다. Fig. 7의 (a)와 (b)는 스투기간에 풍파가 성장할 때와 감쇠할 때를, (c)와 (d)는 발달기간 (D)에서 성장하고 감쇠할 때의 스펙트럼을 1시간 간격으로 나타낸 것이다. 검은색 실선에서 연한 회색 실선으로 갈수록 시간이 지난 후의 스펙트럼 모습을 나타낸다.

고요단계에서 최대에너지 주파수는 0.25 Hz부근에서 유지되고 있었으며 에너지의 변동도 크지 않았다. 그러나 나머지 기간에는 스펙트럼이 발달하는 특징을 잘 볼 수 있었는데 Fig. 7a에서는 에너지가 0.8에서 0.9Hz 부근에서 유입되어 발달해서 점차 낮은 주파수대역으로 이동해 가는 모습을 볼 수 있다. 반대로 Fig. 7b에서는 에너지의 유입이 감소하면서 에너지 값이 전체적으로 감소하였다. 피크 주파수대는 높은 주파수대역으로 옮겨가는 모습을 볼 수 있는데 이동 폭은 풍파 발달 시와는 달리 크지 않았다. 스투기간과 같이 해상에 많은 에너지가 유입되는 경우에는 고주파대역에 유입되어 저주파대역으로 이동하는 에너지가 커서 이중의 피크가 발생하는 것을 알 수 있으며, 이 에너지가 기존의 피크 에너지보다 더 크게 자라면서 어느 순간 피크 주파수대의 위치가 고주파수 대역으로 점프하는 것을 알 수 있다.

발달단계에서는 (Fig. 7c) 스투단계보다 훨씬 더 큰 바람 에너지가 유입되어 스펙트럼 에너지도 훨씬 더 크게 발달하고 피크 주

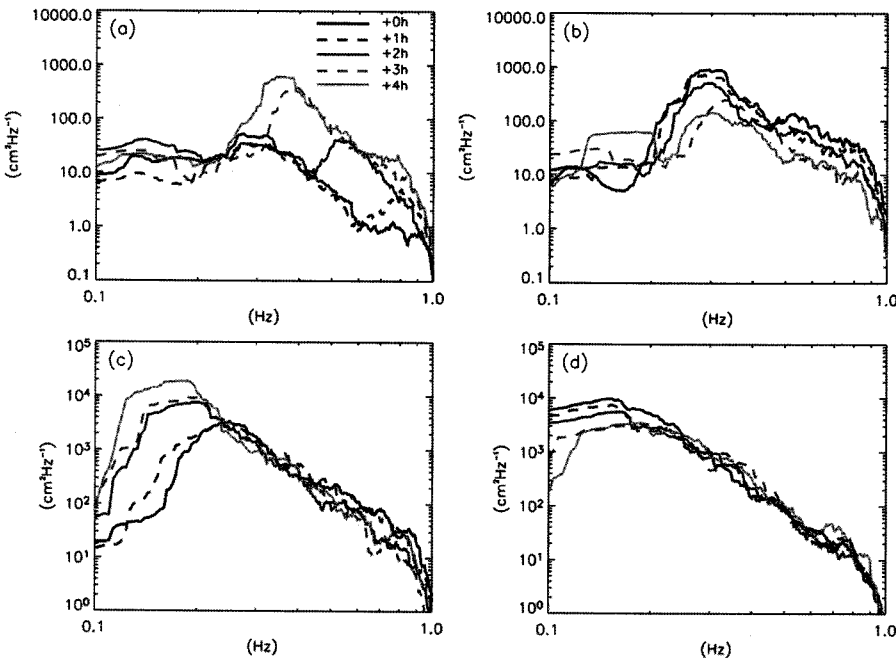


Fig. 7. Time series of power spectrum density each stage. (a) and (b): growing and decaying stage during the storm period, (c) and (d): growing and decaying stage during the developing period.

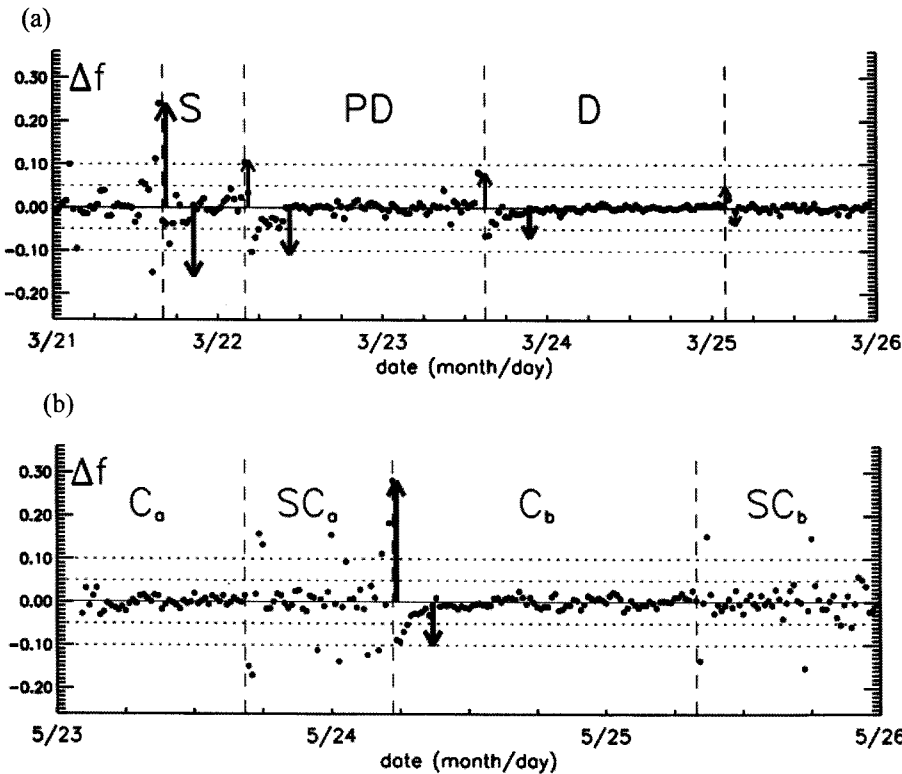


Fig. 8. Time variation of maximum spectral energy level frequency for March (a) and May (b) observation periods.

파수도 기존 주파수대보다 훨씬 낮은 대역으로 이동하여 장파가 크게 발달하는 모습을 볼 수 있다. 그러나, 에너지 레벨이 전반적으로 높은 상태였기 때문에 스톱단계에서 나타났던 피크주파수의 고주파 영역으로의 점프현상은 뚜렷하지 않았다. 풍파가 악화될 때(Fig. 7d), 피크주파수 주변의 에너지부터 감소하기 시작하였으며 피크주파수의 점프현상 역시 명확하게 보이지 않았다.

스펙트럼 요소의 변화

Fig. 8은 파랑이 발달 또는 소멸될 때 따른 최대 에너지를 나타내는 주파수의 변화 경향을(Δf) 나타낸 것이다. 공통적으로 풍파가 발달할 때 스펙트럼의 피크가 고주파 대역으로 뛰었다가(↑) 점차 저주파대로 이동(↓) 하는 것을 알 수 있다. 스펙트럼 피크가 고주파 영역으로 이동하는 것은 Fig. 7에서 살펴본 것과 같이 바람 에너지의 유입에 의한 것으로 보인다. 피크의 이동폭이 스톱(S), 발달 전(PD), 발달(D) 단계로 갈수록 점점 감소하는 것으로 풍파가 높게 발생한 경우일수록 풍파가 감소한 이후에도 주파수 최대 피크는 크게 이동하지 않고 유지되고 있음을 알 수 있다. 풍파의 발달과 감쇠에 있어 고주파대의 스펙트럼 에너지는 빠르게 반응하지만 저주파대의 반응은 느리고 더 많은 에너지가 소요된다. 이전기간에 바람으로부터 받은 에너지가 많고 풍파가 크게 발달했던 경우 일수록 피크 변화 폭이 작고 반응은 늦어지는 것을 알 수 있다.

풍파가 단계적으로 발달했던 3월의 경우와는 달리 5월 관측에서는 풍파가 발달한 후 수면이 잔잔할 때까지 충분히 감쇠하였다가 다시 발달하는 사례를 살펴 볼 수 있었다. 그러나 SCa와 SCb 시기에는 낮은 스펙트럼 에너지로 인해 작은 에너지의 유입 및 전송에도 피크 주파수의 위치가 크게 변동하여 변동의 폭이 일정하

지 않고 매우 큰 것을 알 수 있다. 두 번의 관측에서 풍파가 발달할 때 피크 주파수의 위치가 이동하여 안정한 단계에 이르는 시간은 대략 6-7시간이었다.

Fig. 9는 각 관측시기에 마찰속도(u^*)와 풍파 스펙트럼의 평형 영역 기울기(m)과 α , α_s 의 시간 변화를 5분 간격으로 계산하여 나타낸 것이다. 각 기간마다의 가로 선은 평균을 표시한 것이다. Toba et al.(1988)은 기울기 값에 대하여 u^* 가 빠르게 증가할 때 4에 가깝고, 감소할 때 약간 더 큰 값을 가진다고 하였다. 3월 관측의 경우(Fig. 9a), 스펙트럼 평형영역의 기울기 값은 파가 잔잔할 때 변화폭이 크고 풍파가 발달함에 따라 변동폭이 점차 줄어들어 4.11의 값에 접근하였다. 풍파가 발달하는 시점에서 일시적으로 기울기가 감소하였다가 증가하는 모습이 공통적으로 나타나는데 이는 평형영역에서 고주파대역의 에너지가 일시적으로 증가하였다가 다시 감소한 것으로 바람 에너지가 유입되어 이동함에 따른 것이다. 해상 상태가 매우 잔잔하였던 5월 관측의 경우(Fig. 9b), 기울기 변화가 컸던 것을 알 수 있다. Cb 단계 전후로 바람이 증가하기 시작하면서 기울기가 꾸준히 감소하였다가 다시 증가하였으며, SCa와 SCb 단계에는 기울기는 약 3.7에서 4.8로 증가하였다.

고요기간에 기울기의 변동폭이 더 크게 나타나는 것은, 앞서 Fig. 7에서 설명하였듯이 전체적인 에너지 레벨이 낮은 상태에서 작은 에너지의 유입으로도 그 영향을 크게 받기 때문이다. 이 때 α 를 보면 스펙트럼 에너지가 전체적으로 매우 낮은 상태였음을 알 수 있다. 스톱(S) 기간은 전체적인 스펙트럼 에너지가 낮은 상태에서 많은 양의 대기 에너지가 고주파 대역에서 지속적으로 유입되기 때문에 풍파 에너지는 급격하게 증가하는 것을 확인할 수 있다. α 값 역시 급증하였으며(약 6049 cm^2/s), α_s 는 약 0.21에서 0.25로 증가했다. α 와 α_s 값은 12시간 변동의 조류의 영향이 강하게

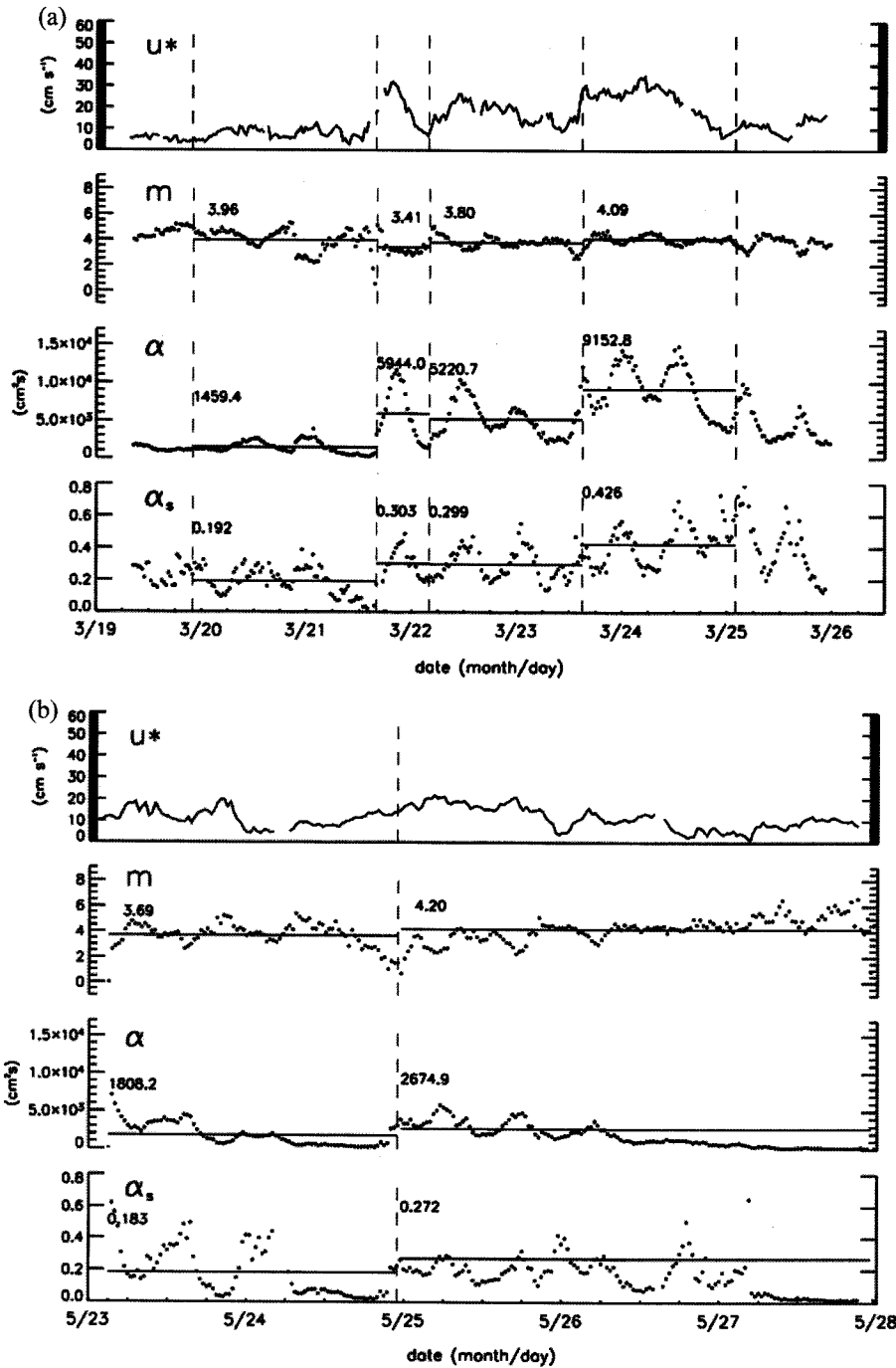


Fig. 9. Time variation of u^* , m , α and α_s at KeuckYeulBee-Do on March (a) and May (b) observation periods.

나타나는 것을 알 수 있으나 풍속에 따라 각 단계의 평균값은 증감하는 것을 알 수 있다. 그리고 만약 평형영역에서의 에너지가 바람에 바로 반응한다면 α 는 u^* 와 같이 변동하고 α_s 는 상수값을 가질 것이다. α_s 가 상수가 아니라는 것은 에너지가 u^* 반응하는 시간차 혹은 바람이 아닌 다른 요소에 의한 영향이 여전히 고려되어야 한다는 것을 의미한다.

파랑이 충분히 발달하고 난 후에는 기울기가 일정한 값으로 점차 수렴함을 알 수 있다. 풍파가 발달하는 동안 고주파 영역의 에너지는 피크 부근으로 계속해서 에너지를 전달하고 반대로 풍파가 감소하는 동안은 피크 에너지가 주변의 에너지가 작은 영역으

로 이동한다. 그러나 기울기의 값이 유지되고 있는 것은 평형 값에 이른 후 그 반대의 에너지 흐름을 유발시켜 스펙트럼의 형태를 유지하기 때문이다. 풍파가 증가하는 경우 피크 주변으로 에너지가 전송되지만 이와 반대로 쇄파에 의한 에너지 소멸에 의해 피크 주변에서 양 방향으로의 에너지 전송이 일어난다. 풍파가 감소하는 경우도 바람으로부터 새로운 에너지가 유입될 때까지 양 방향에서 피크 영역 부근으로 에너지가 전송된다. 에너지 조절과정에 있어 비선형 작용의 이러한 성질 때문에 스펙트럼은 항상 안정한 형상을 유지하는 것이며 외부 강제력이 발생하여도 스펙트럼은 주파수 영역 약 -4승을 유지하는 것이다(Toba *et al.*, 1988).

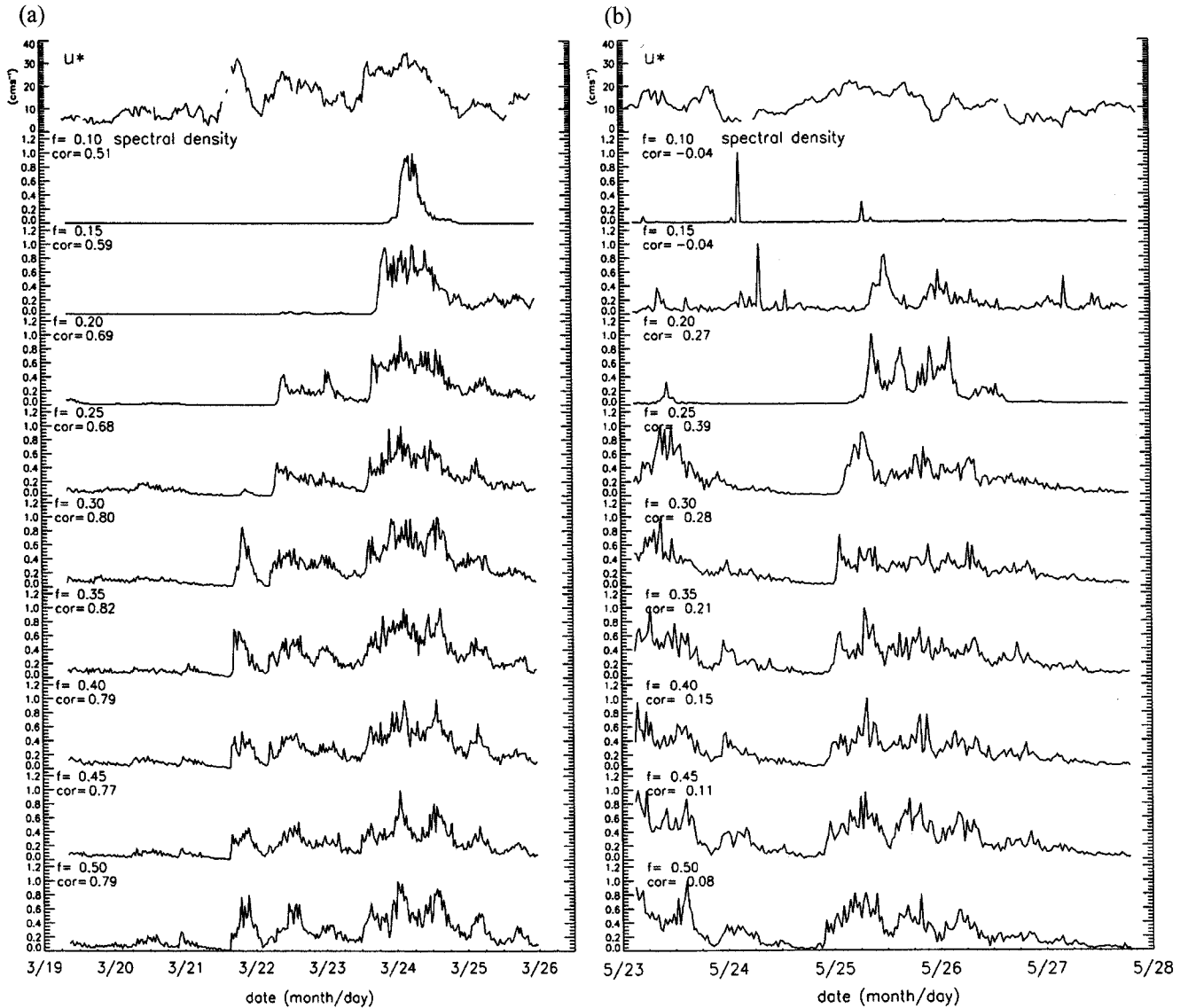


Fig. 10. Correlation between friction velocity and wind-wave spectral density at KeuckYeulBee-Do on March (a) and May (b) observation periods.

즉 에너지의 유입과 소실, 비선형 상호작용에 의한 에너지 수송 값이 균형을 이룸으로써 평형 상태를 유지한다.

바람에 의한 α_s 의 변동 규모는 풍파의 위, 아래 즉 대기와 해양 난류 경계층에서의 조절과정에 필요한 시간을 의미한다. Toba *et al.*(1988)는 평형 영역의 스펙트럼이 조절되는 시간은 10분 정도라 하였으며, 이 시간은 풍파의 총 에너지가 성장하는 규모 즉 u^* 가 증가함에 따라 피크 주파수가 더 높은 주파수대로 이동하는 시간보다 훨씬 빠르다고 하였다. α 와 α_s 값을 비교해 보았을 때 두 값의 변화 경향은 일치하고 있으나 α 가 좀 더 작은 시간대에서 변동하고 있음을 알 수 있는데 이는 일정시간보다 짧은 시간에 대해서는 풍파의 스펙트럼이 u^* 에 바로 반응하여 조절되는 것을 나타내고 있다. 즉 바람이 빠르게 변하는 경우에는 에너지의 유입, 소멸, 발산 간에 균형이 유지되는 것이 아니라는 것을 알 수 있다. 바람이 급격히 증가하는 경우에는 비선형 상호작용에 의해 에너지가 전달되기 이전에 평형 영역으로의 바람 에너지 공급과 쇄파에 의한 에너지의 소멸이 빨라지게 된다. 반대로 u^* 가 감소하는 경우에는 바람에 의한 에너지

공급이나 쇄파에 의한 에너지 손실은 감소하게 되고 스펙트럼 플럭스의 발산이 주된 항이 되어 에너지를 전송한다.

마찰속도와 주기별 파랑에너지의 상관성

풍속변화에 있어 어떤 파장대의 파랑이 가장 민감하게 반응하는지를 살펴보기 위하여 마찰속도와 각 주파수대의 스펙트럼 에너지와의 상관 계수를 구하였다(Fig. 10). 관측기간에 걸쳐 가장 높은 상관 계수는 0.82으로 0.35 Hz 주파수대에서 나타났으며, 피크 주파수대가 0.3 Hz에서 0.1 Hz의 사이에 나타난 것을 감안하면 피크 주파수대보다 높은 영역에서 상관이 가장 컸음을 알 수 있다. 5월 관측의 결과는 3월 관측보다 더 저주파대의 0.25 Hz에서 최대 상관이 나타났으나 상관계수 값은 0.39 정도 밖에 되지 않아 약한 풍속으로 인한 풍파의 변형은 영향이 작음을 알 수 있다.

또한, 풍파가 발달하고 최대 피크 주기에 변화가 있었던 각 기간별로 나누어 바람과의 상관을 구하여 보았을 때에는, 기간별로 피크가 나타나는 주파수대 부근에서 확실히 상관계수가 높음을 알

Table 2. Correlation coefficients between the friction velocity and wind-wave spectrum energy density for each event period.

Frequency	Correlation Coefficient				Total
	20/00UTC ~ 21/18UTC	21/18UTC ~ 22/06UTC	22/06UTC ~ 23/12UTC	23/12UTC ~ 25/00UTC	
0.10	0.21	0.50	0.27	0.55	0.51
0.15	-0.30	-0.19	0.60	0.55	0.59
0.20	0.04	-0.28	0.50	0.66	0.69
0.25	0.15	0.59	0.69	0.62	0.68
0.30	-0.05	0.80	0.71	0.56	0.80
0.35	0.28	0.83	0.62	0.62	0.82
0.40	0.46	0.84	0.71	0.50	0.79
0.45	0.44	0.88	0.61	0.38	0.77
0.50	0.41	0.78	0.62	0.42	0.79

수 있다(Table 2). 바람이 잔잔하였던 20일 00UTC부터 21일 18UTC 사이에는 전체적으로 상관성이 크게 나타나지 않았다. 그러나 이 후 최대 상관성이 나타나는 위치가 0.45 Hz에서 0.20 Hz로 점차 낮은 주파수대로 옮겨가는 것을 알 수 있는데 이는 최대 피크가 나타나는 0.3 Hz에서 0.1 Hz 대와 유사하지만 일치하는 것은 아니고 이 역시 고주파수대 쪽으로 편이되어 나타나고 있음을 알 수 있다. 이는 파랑보다 짧은 바람에너지가 파랑의 변화에 영향을 줌에 있어서, 풍속의 피크 주파수대와 파랑의 피크 주파수대 사이에서 가장 큰 상관성이 나타났음을 추정할 수 있다. 이는 바람자료에 대해서도 주기 분석을 통해 피크 주파수를 구하고 주파수대별로 상관성을 구해 보았다면 좀 더 명확한 결과를 볼 수 있었을 것이나, 바람관측은 분 단위로 수행되었기에 2.56 Hz로 관측된 파랑자료와는 비교할 수 없었다.

토의 및 결론

본 연구에서는 대기-해양 상호 작용의 측면에서 바람과 파랑의 상호작용을 연구하였다. 특히 격렬비도와 덕적도를 중심으로 관측된 다양한 파랑 자료를 바탕으로 바람에 의한 파랑의 발생과 또 발생한 파랑에 의한 바람의 감쇄효과를 계산하였으며, 또한 바람에 의해 파랑이 발달할 때와 잔잔한 상태가 유지 될 때를 나누어 파랑 스펙트럼의 반응 형태를 알아보았다. 시간에 따른 스펙트럼의 형태와 최대 피크 주파수의 변화, 평형 영역의 기울기의 분석을 통해 바람 변동에 따른 풍파 스펙트럼의 에너지 조절 시간 규모 등도 분석하였다.

덕적도 해양부이에 의해 관측된 바람과 파랑자료를 이용하여 바람과 파랑의 상호작용을 분석한 결과, 풍속이 5-10 ms⁻¹의 범위에서는 관측값과 참풍속값의 차이가 약 1-2 ms⁻¹(최대 약 20% 정도) 정도를 보였고, 약 10-15 ms⁻¹의 관측풍속일 때는 3 ms⁻¹의 차이를 나타내 전반적으로 풍속이 강할수록 그 차이는 증가함을 볼 수 있었다. 풍속과 파고의 단순한 상관분석에서도 관측풍속과 파고의 영향을 고려한 참풍속의 경우 선형적인 상관도가 0.71에서 0.75로 약 0.04 정도 상승하는 결과를 보였다. 이러한 사실은 바람이 파랑을 발생시키는 중요한 외력으로써 보다 강한 요소로 작용한다는 사실을 뒷받침한다. 각각의 풍속에 대한 바람응력을 계산하여 비교하였을 때, 풍속 약 10 ms⁻¹의 대하여 0.1 Nm⁻²의 바람응력 차이를, 15 ms⁻¹인 경우 0.4 Nm⁻²의 차이를 볼 수 있었다. 이는 해양에서 직접 관측된 바람자료를 다양한 형태로 응용하고자 할 때

특히 해상풍에 의한 해류의 변화 등을 연구할 때는 반드시 고려해야 할 사항임을 암시한다.

바람에 의해 파랑이 발생 및 발달해 가는 과정을 구분하여 각각의 단계에서의 파랑특성을 분석한 결과에 따르면 잔잔한 해상 상태가 지속되었던 경우 4초에서 5초 주기의 파가 주를 이루었으며 풍파가 발달하면서 9초에서 10초 주기의 장파가 발달하였다. 바람에 의해 파랑이 발달해 가는 시점에서는 고주파대의 에너지가 먼저 발달한 뒤 저주파수 대역의 파가 뒤따라 발생하는 것을 알 수 있었으며 이 때 최대 피크의 위치가 고주파수대역으로 튀는 현상이 발생하는 것을 알 수 있었다. 그리고 이미 풍파가 크게 발달한 경우 일수록 최대 에너지를 나타내는 피크 주파수의 변화 폭이 작고 반응은 늦어지는 것을 알 수 있었다. 반대로 풍속이 감소하여 파랑 스펙트럼 에너지 값이 전체적으로 감소하였을 때, 피크 주파수의 위치가 고주파대로 이동하는 모습은 크지 않고 유지되고 있었는데, 장파의 반응이 더 느리고 움직이는데 많은 에너지가 소모되어 이러한 반응을 보인 것이라 사려된다.

해상이 매우 잔잔한 상태가 지속되어 풍파 에너지가 충분히 낮아진 경우에는 약간의 바람에도 피크 주파수의 위치가 매우 크게 변동하고 있었으며 그 폭이 일정하지 않았는데 낮은 스펙트럼 에너지로 인해 작은 에너지의 유입과 전송에도 피크 주파수의 위치가 크게 영향을 받기 때문이었다. 바람에 의해 파랑이 발달하고 피크 주파수의 위치가 이동하여 안정한 단계에 이르는 시간은 대략 6시간에서 7시간이었다.

파랑 스펙트럼의 평형 영역의 기울기는 파가 잔잔할 때 그 변화폭이 크고 풍파가 발달하면서 점차 4.11의 값으로 접근하였다. 풍파가 발달할 때는 고주파 대역에 바람 에너지가 유입되면서 기울기가 일시적으로 감소하였다가 증가하였다. 풍파가 발달하면서 기울기 값이 일정한 값으로 수렴하는 것은 쇄파에 의해 다시 피크 주변의 에너지가 양 방향의 작은 영역으로 이동하여 반대의 에너지 흐름을 유발시키기 때문이다. 반대로 풍파가 감소하는 경우에도 고주파대역에서 피크 주변으로 에너지가 전송되면서 스펙트럼의 형태를 유지하게 되는데 에너지 조절 과정에 있어서 이러한 비선형 상호작용의 영향으로 외부 강제력이 발생하여도 스펙트럼은 평형 영역에서 일정 기울기를 유지하는 것이다. 풍파스펙트럼의 바람에 대한 반응시간을 나타내는 값의 변화는 바람의 증감과 같이 변동하고 있었으며 α_c 도 상수가 아닌 값으로 α 보다 더 짧은 시간 규모의 변동을 보이고 있다. 따라서 풍파 스펙트럼의 반응 시간으로 인하여 빠르게 변하는 바람에 대해서는 에너지의 유입,

소멸, 발산 간에 균형이 유지되는 것이 아니라는 Toba *et al.*, (1988)의 연구를 뒷받침 하였다.

스펙트럼의 주파수대별 시간 변동과 마찰 속도와의 상관 계수를 구하여 보았을 때, 최대 상관은 파랑 스펙트럼의 피크 주파수대 부근에서 발생하였으나 일치하지는 않고 고주파수대 쪽으로 편이 되어 나타나고 있었다. 이는 단파의 바람 에너지가 파랑에 영향을 주면서 바람과 파랑의 피크 주파수대 사이에서 가장 큰 상관관이 나타난 것을 추정할 수 있었으며 추후 파랑과 같이 풍속의 관측도 수 Hz의 간격으로 이루어진다면 바람 에너지와 이에 반응하는 파랑 스펙트럼의 에너지 주파수대 간의 명확한 결과를 볼 수 있을 것이라고 생각된다.

감사의 글

먼저 본 원고의 초고를 심사해 주시고 훌륭한 조언을 해주신 두 분의 심사위원님들에게 감사드리며, 아울러 기상청 해양기상 조사선 기상200호를 비롯하여 관측에 참여하여 수고하신 모든 분들에게 감사드립니다. 이 연구는 국립기상연구소의 “진보된 태풍분석 및 예측시스템 개발”의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 오병철, 이길성, 1999. 풍파 스펙트럼의 시간 발전에 관한 수치 실험. 한국해양해양공학회, **11**(1): 20-33.
- 윤중태, 1996. 풍향변화에 따른 파랑 스펙트럼 반응에서의 비선형 효과. 한국해양해양공학회, **8**(2): 151-160.
- Allender, J.H., J. Albrecht and G. Hamilton, 1983. Observations of directional relaxation of wind sea spectra. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**: 1519-1525.
- Danard, M., 1980. A note on estimating the height of the constant layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **56**: 83-99.
- Deardorff, J.W., 1968. Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *J. Geophys. Res.*, **73**: 2549-2557.
- Dittmer, K., 1977. The hydrodynamic roughness of the sea surface at low wind speeds. *Meteor.*, **12**: 10-15.
- Gunther, H., W. Rosenthal and M. Dunckel, 1981. The response of surface gravity waves to changing wind direction. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 718-728.
- Hasselmann, D.E., M. Dunckel, and J.A. Ewing, 1980. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**: 1264-1280.
- Hasselmann, K., T.P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D.E. Cartwright, K. Enke, J.A. Ewing, H. Gienapp, D.E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D.J. Olbers, K. Richter, W. Sell and H. Walden, 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Erganz. Dtsch. Hydrogr. Z., Suppl. A.*, **8**(12): 95pp.
- Komen, G.J., S. Hasselmann and K. Hasselmann, 1984. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**: 1271-1285.
- Krugermeier, L., M. Gruenewald, and M. Dunckel, 1978. The influence of sea waves on the wind profile. *Bound.-Layer Meteor.*, **14**: 403-414.
- Large, W.G., 1979. The turbulent fluxes of momentum and sensible heat over the open sea during moderate to strong winds. Ph.D. Thesis, University of British Columbia, 180 pp.
- Large, W.G. and S. Pond, 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 324-336.
- Large, W.G. and J. Morzel and G.B. Crawford, 1995. Accounting for surface wave distortion of the marine wind profile in low-level ocean storm wind measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**: 2959-2971.
- Lumley, J.A., and H.A. Panofsky, 1964. *The structure of Atmospheric Turbulence*. Wiley and Sons, 239 pp.
- Mitsuyasu, H., 1968. On the growth of the spectrum of wind-generated wave (I). *Rep. Res. Inst. Appl. Mech., Kyushu Univ.*, **16**: 459-482.
- Mitsuyasu, H., 1969. On the growth of the spectrum of wind-generated wave (II). *Rep. Res. Inst. Appl. Mech., Kyushu Univ.*, **17**: 235-248.
- Mitsuyasu, H., 1973. One dimensional wave spectra at limited fetch. *Rep. Res. Inst. Appl. Mech., Kyushu Univ.*, **20**: 37-53.
- Mitsuyasu, H., F. Tasai, T. Shuhara, S. Mizuno M. Ohkuso, T. Honda and K. Rikiishi, 1975. Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**: 750-760.
- Pierson, W.J., Jr. 1952. A unified mathematical theory for the analysis, propagation and refraction of storm-generated ocean surface waves, Part I and II. N.Y.U., Coll. of Eng., Res. Div., Dept. of Meteorol. an Oceanogr. Prepared for the Beach Erosion Board, Dept. of the Army, and Office of Naval Res., Dept. of the Navy, 461pp.
- Phillips, O.M., 1958. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *J. Fluid Mech.*, **4**: 426-434.
- Pierson, W.J. and L. Moskowitz, 1964. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *J. Geophys. Res.*, **69**: 5181-5190.
- Shen, Z. and L. Mei, 1993. Equilibrium spectra of water waves forced by intermittent wind turbulence. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**: 2019-2026.
- Severdrup, H.U. and W.H. Munk, 1947. Wind sea and swell: Theory of relations for forecasting. U. S. Hydrogr. Office, Wash., Publ. **601**: 1-44.
- Tennekes, H., 1973. The logarithmic wind profile. *J. Atmos. Sci.*, **30**: 234-238.
- Toba, Y., 1973. Local balance in the air-sea boundary process III. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **29**: 209-220.
- Toba, Y., K. Okada, I.S.F. Jones, 1988. The response of wind-wave spectra to changing winds. Part I: Increasing Winds. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **18**: 1231-1240.
- Young, I.R., S. Hasselmann and K. Hasselmann, 1987. Computations of wave spectrum to a sudden change in wind direction. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**: 1317-1338.

2007년 8월 14일 원고접수

2007년 10월 4일 수정본 채택

담당편집위원: 홍철훈