

심해 풍파 아래에서의 응집 구조 Coherent Structures beneath Wind-Generated Deepwater Waves

오상호* · 서경덕** · 水谷夏樹***

Sang-Ho Oh*, Kyung-Duck Suh** and Natsuki Mizutani***

요 지 : 이 연구에서는 심해 풍파 아래에서의 응집구조(coherent structures)에 대한 실험실 실험 결과를 제시하였다. 풍속과 취송거리가 서로 다른 실험 조건에서 입자화상유속계를 이용하여 취득된 심해 풍파의 속도장으로부터 와도장을 가시화하고 응집구조가 시·공간적으로 변천하는 양상 및 그에 따른 와도의 연직 분포 변화를 정성적으로 분석하였다. 파봉 아래에서는 파와 같은 위상으로 함께 진행되는 응집구조가 존재함을 확인하였다. 이 응집구조의 회전 방향은 바람이 10 m/s 이하인 실험 조건에서는 파 내부의 입자 궤도 운동과 반대 방향인 반면, 바람의 세기가 약 13 m/s이고 파봉 근처에서 쇄파가 발생하는 경우에는 같은 방향이었다. 수면 근처에서는 응집구조의 진행에 따른 복잡한 소용돌이 상호 작용이 나타나는 반면, 수면으로부터 깊은 수심에서는 파 궤도 운동의 영향이 미미하여 응집구조의 시·공간적 변화가 거의 없었다.

핵심용어 : 응집 구조, 와도, 입자화상유속계, 풍파, 난류

Abstract : The results of experimental investigation of coherent structures beneath wind-generated waves in deep water are presented. Vorticity fields of deepwater wind waves were visualized by analyzing the velocity fields obtained by PIV measurements under different wind and fetch conditions. In addition, spatio-temporal evolution of the coherent structures and subsequent changes in vertical profiles of the instantaneous vorticity were qualitatively examined. It was found that a coherent structure is formed right underneath the wave crest and traveled in phase with the surface wave. The direction of rotation of the coherent structure was contrary to the wave orbital motion when wind speed is less than 10 m/s, while was same as the wave orbital motion when wind speed is approximately 13 m/s and wave breaking occurs at the wave crest. In the near-surface region, complex vortex-vortex interactions were observed according to the traveling of the coherent structure. In contrast, coherent structures far below the water surface changed little due to weak influence of orbital motion by the surface waves.

Keywords : vorticity, coherent structures, particle image velocimetry, wind waves, turbulent flows

1. 서 론

해양 경계층에서의 난류 및 소용돌이(渦:와) 구조는 수면 근처에서 발생하는 여러 물리적, 화학적, 생물학적 현상들에 중요한 영향을 미친다. 해수면 경계를 중심으로 발생하는 대기와 해양간의 운동량, 열, 가스의 교환은 해양

난류 강도에 크게 좌우된다. 지구 표면의 약 70%는 바다이므로 이러한 대기·해양 경계면에서의 물질 수송 과정은 전지구적 기후 변화 및 해양 순환에도 매우 중요한 요소로 작용한다. 이산화탄소, 메탄과 같은 온실 가스 및 수증기의 전달은 지구온난화에 중대한 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 한편, 해안가에 위치한 도시들에서는 해

*한국해양연구원 연안개발연구본부 항만·연안공간연구사업단 (Corresponding author, Coastal Engineering Research Department, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan, Kyunggi 425-600, Korea, ohsangho@kordi.re.kr)

**서울대학교 지구환경시스템공학부 및 공학연구소 (Department of Civil, Urban and Geosystem Engineering & Engineering Research Institute, Seoul National University, Seoul 151-744, Korea)

***오사카산업대학교 도시창조공학과 (Department of Civil Engineering, Osaka Sangyo University, Osaka 574-8530, Japan)

양 방류관 등을 통하여 방출되는 오염원의 정체가 큰 환경 문제로 대두되고 있는데, 해수면 근처의 난류 구조는 이러한 오염원의 확산 및 소산에도 큰 영향을 미친다. 또한, 해양 생물의 증식 및 플랑크톤의 광합성 등도 해양 경계층에서의 난류 정도에 따라 달라지게 된다.

해양에서의 난류 특성을 파악하기 위해서는 우선 파 경계층에서의 속도장을 정확하게 계측하는 일이 중요하다. 일반적으로는 고정된 관측 기지 또는 조사선에 속도 계측 장비를 부착하여 관측을 수행한다(예: Drennan et al., 1996; Soloviev and Lukas, 2003). 그러나 현장 관측은 인력 및 장비가 많이 투입되어야 하며, 기상 여건에 따라 일관성 있는 데이터를 취득하는 것이 제한을 받는다. 또한 난류의 소용돌이 구조를 분석하기 위해서는 해수면 아래에서의 시·공간적 속도장을 연속적으로 계측하는 일이 필요한데, 현재로서는 이러한 계측을 수행하기 어려우며 기존 연구가 이루어진 바가 거의 없다. 따라서 실험실에서 풍동 조파수조를 이용하여 풍파를 발생시키고 파 경계층에서의 속도 계측을 통해 소용돌이 구조를 분석하는 방법을 취할 수 있다.

실험실에서 난류 관측을 위해 널리 쓰이는 열선 유속계(hot-wire anemometry) 또는 레이저 도플러 유속계(laser Doppler velocimetry)는 한 점에서의 속도만을 계측할 수 있기 때문에 속도장을 파악하기 위해서는 관측 점을 변화시키면서 여러 점에서 반복해서 계측을 수행해야 한다. 또한, 이러한 장비들은 풍파의 파곡 보다 높은 위치에서는 장비가 공기 중에 노출되기 때문에 유속을 연속적으로 관측할 수 없다. 최근 여러 분야의 유동 가시화 연구에서 활발하게 사용되고 있는 입자화상유속계(particle image velocimetry: PIV)는 관측하고자 하는 영역의 2차원 속도장을 직접 취득할 수 있기 때문에 이러한 제약으로부터 자유롭다. 그럼에도 불구하고 실험 장비가 비싸고 풍파의 수면이 매우 빠르게 변하는 등 실험상의 어려움이 많기 때문에 지금까지 풍파의 수면 근처 속도장을 PIV를 사용하여 관측한 실험은 매우 드물다. 최근에 Siddiqui et al.(2001)은 비교적 짧은 취송거리(5.5 m)에서 적외선 카메라와 PIV를 함께 사용하여 소규모 쇄파(microscale breaking) 아래에서의 속도장을 가시화하고 수면 근처의 속도 및 와도(vorticity) 특성을 분석하였다. 또한 Oh et al.(2005)은 파고계와 PIV를 동기화하여 속도장을 관측하고 심해 풍파의 쇄파 기준에 관해 논의하였다.

이 연구에서는 Oh et al.(2005)의 심해 풍파에 대한 PIV 실험 데이터로부터 수면 아래에서의 응집구조(coherent

structures)를 가시화하고, 실험 조건에 따라 다르게 나타나는 응집구조의 시·공간적인 변천 양상을 정성적으로 분석하였다. 특별히 수면 근처에서의 소용돌이 상호작용 및 파의 운동과 함께 나타나는 응집구조의 변화를 검토하였다. 또한, 응집구조의 변천에 따른 와도의 연직 분포 변화를 고찰하였다.

2. PIV 실험 및 데이터 처리

PIV 실험은 계측 가능 구간의 폭이 1.5 m, 높이가 1.3 m, 길이가 28.5 m 인 풍동 조파수조에서 수행되었다. 이 수조의 옆면은 유리판으로 구성되어 있고, 바닥에는 다섯 지점에 유리창이 설치되어 있어서 PIV 실험을 수행하기에 적합하다. PIV 화상을 취득하기 위하여 해상도가 512×480 픽셀인 CCD 카메라(Photron FASTCAM-net)와 초점거리 48 mm인 매크로 렌즈(Canon PH6X8/f1.0)를 사용하였다. 광원으로는 파장이 488 nm인 6W 아르곤 이온 레이저(Spectra-Physics Stabilite 2017)를 사용하였다. 수조에 뿌리는 입자로는 평균 직경이 150 μm이고 수중 비중이 1.2인 흰색 PVC 입자(Shinetsu Chemical Co.)를 사용하였다. 또한 PIV 시스템과 함께 용량식 파고계를 사용하여 수면 변위를 계측하였다.

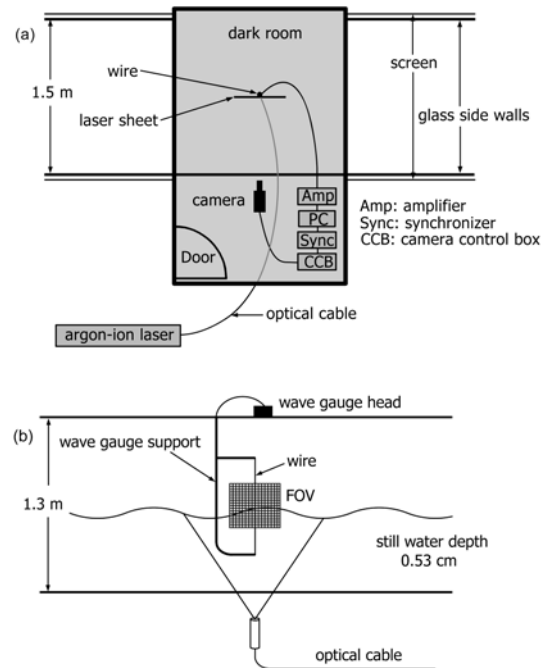


Fig. 1. Experimental setup. (a) plan view and (b) side view.

Table 1. Summary of experimental conditions and analyzed data

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5	Case 6
Experimental conditions						
Fetch length (m)	11.4	23.2	11.4	23.2	11.4	23.2
Wind speed (m/s)	6.74	7.46	10.14	10.82	13.43	14.03
Frame transfer rate (fps)	60	60	125	125	250	250
Shutter speed (10^{-3} s)	4	4	2	2	2	2
Number of runs	8	8	15	15	15	15
Probability of breaking (%)	0.0	1.2	8.3	13.5	26.2	34.4
Wave parameters						
H_s (cm)	1.75	3.00	3.04	5.22	4.66	7.84
f_p (Hz)	3.23	2.24	2.54	1.82	2.09	1.58
c_p (m/s)	0.48	0.70	0.61	0.86	0.75	0.99
λ_p (m)	0.15	0.31	0.24	0.47	0.36	0.63
Vorticity parameters						
$ \omega _{mean}$ (s^{-1})	0.388	0.408	0.662	0.691	0.991	1.103
$ \omega _{max}$ (s^{-1})	4.564	4.139	6.647	6.636	10.588	10.645

실험 장치의 배치도를 Fig. 1에 나타내었다. PIV 실험을 낮에 수행하기 위해 암실을 설치하였고 수조 옆면에 검정색 판을 붙여서 레이저 광 외 빛의 영향을 최소화하였다. PIV 실험은 풍속이 각각 약 7, 10, 13 m/s인 세 가지 바람 조건에 대하여 취송거리가 각각 11.4, 23.2 m인 두 지점에서 이루어졌다. Table 1에 실험 조건 및 주요한 파라미터들의 값을 제시하였다. 여섯 가지 실험 조건에 대하여 풍속의 표준편차를 평균으로 나눈 값인 변동계수(Coefficient of variation)는 0.015에서 0.021 사이의 값을 나타내어 실험이 수행되는 동안 풍속은 매우 일정하였다. 실험이 수행되기 전에 동일한 풍속 조건에 대해서 3차례 파 스펙트럼을 취득하여 서로 비교하였는데, 거의 동일한 스펙트럼 형상이 얻어지는 것을 확인하였다. 모든 실험 조건에 대해서 수심은 53 cm로 유지하였고, 이 경우에 파 스펙트럼의 침투 성분은 항상 심해파 조건에 해당하였다. 판(板) 모양의 레이저 광은 수조 옆면과 평행한 방향이 되도록 수조 바닥으로부터 투사되었다. 파고계에 의한 수면 변위 관측을 PIV 시스템과 동기화(Synchronization)하기 위해서 Fig. 1(a)에 보인 것처럼 파고계의 검출선이 수조의 길이 방향으로서는 촬영 영역의 중간에, 폭 방향으로서는 레이저 광의 끝으로부터 3 mm 떨어진 위치에 오도록 설치하였다. 카메라의 촬영 영역은 모든 실험 조건에 대해서 가로 23.3 cm, 세로 21.8 cm였고, 축척은 0.455 mm/px였다. PVC 입자는 매회 PIV 화상을 취득하기 약 20초 전에 수조에 뿌렸다. Table 1에 보인 것처럼 Case 1 및 Case 2에 대해서는 8회, 나머지

실험 조건에 대해서는 15회 반복 실험을 수행하여 데이터를 취득하였다.

쇄파 발생 빈도는 쇄파된 파의 개수를 관측된 파의 총 개수로 나누어서 산정하였다. 쇄파의 판정은 취득된 PIV 화상의 파봉 근처에서 파가 부서지는 백파(whitecaps) 현상이 나타나는 지 여부로 결정하였다. Table 1에서 알 수 있듯이 쇄파 발생 빈도는 바람의 세기 및 취송 거리가 커짐에 따라 점점 커졌다. 이 실험에서의 쇄파 발생 빈도는 기존의 실험실 실험 결과(Xu et al., 1986; Hwang et al., 1989)와 유사하였다.

PIV 화상의 초기 분석은 상용 프로그램인 INSIGHT(TSI社)를 사용하여 이루어졌다. PIV 화상 분석을 위한 탐색창(interrogation window)의 크기는 32×32 픽셀이었고 50% 중첩시켰다. 이에 따라 해상도 7.3 mm×7.3 mm인 31×29 크기의 벡터장을 얻었다. 초기 벡터장에 포함된 오차벡터는 전역 필터와 국부 필터 두 가지를 차례로 적용하는 후처리 프로그램을 사용하여 수정하였다. 전역 필터는 임의의 벡터 절대값이 어떤 임계값 이상이면 오차 벡터로 판단하였으며, 임계값은 Raffel 등(1998)에 제시된 방법에 근거하여 각 실험 조건 별로 전역 히스토그램을 도시하여 결정하였다. 국부 필터는 Oh et al.(2005)에 제시된 것처럼 PIV 후처리에서 널리 쓰이는 Westerweel(1994)의 중간값 필터를 약간 개선하여 사용하였다. 판별된 오차벡터는 주변 8개 벡터의 거리 제곱에 반비례하는 가중 평균값으로 치환하여 최종적인 속도장을 얻었다.

3. 심해 풍파의 소용돌이 구조

3.1 와도 계산

순간 속도장으로부터 와도를 다음과 같이 계산하였다.

$$\omega = \frac{\Gamma}{A} = \frac{1}{A} \oint u \cdot dl \quad (1)$$

여기서, A 와 dl 은 각각 주변의 8개 벡터에 의해서 둘러싸이는 영역의 면적과 둘레 거리를 나타낸다. 수면 바로 아래 속도장의 가장 높은 위치에서는 주변 벡터의 개수가 8개보다 적기 때문에 속도장의 연속성에 근거하여 와도를 계산하였다. 속도 벡터의 공간 해상도가 16 픽셀에 해당하기 때문에 이렇게 계산된 소용돌이 구조는 울퉁불퉁한 모양을 가지게 된다. 따라서 Siddiqui et al. (2004)에서와 같은 방법으로 와도의 공간 해상도가 1 픽셀에 해당하도록 2차원 내삽을 하여 소용돌이 형태가 조금 더 부드러운 와도장을 얻었다.

이렇게 계산된 와도장의 예시를 Fig. 2에 제시하였다. Fig. 2에는 Hussain and Hayakawa(1987)가 제안한 소용돌이 구조 탐지 방법을 사용하여 각 지점에서의 와도 절댓값이 와도 절댓값의 시·공간 평균, $|\omega_{mean}|$ 보다 큰 소용돌이 구조만을 나타내었다. 즉, 흰색으로 표시된 영역의 와도는 $|\omega_{mean}|$ 보다 낮음을 의미한다. 또한, 음의 와도는 시계 방향으로 회전하는 소용돌이를, 양의 와도는 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이를 각각 나타낸다. Table 1에 보인 것처럼 $|\omega_{mean}|$ 은 실험 조건에 따라 0.388 s^{-1} 에서 1.103 s^{-1} 사이의 값을 가진다. 한편, 각 실험 조건의 전체 데이터 중 와도 절댓값의 최대값인 $|\omega_{max}|$ 의 값은 4.139 s^{-1} 에서 10.645 s^{-1} 사이에서 변화하였다. 이 실험에서의

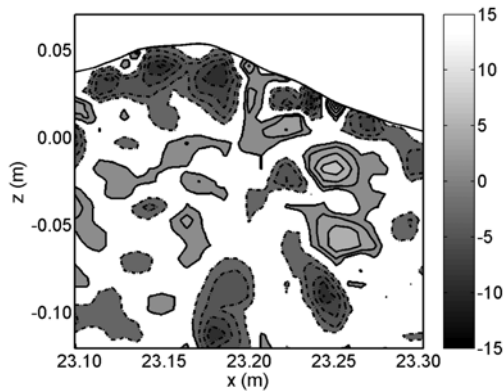


Fig. 2. An example of instantaneous vorticity field (Case 6).

$|\omega_{mean}|$ 및 $|\omega_{max}|$ 의 값은 Zhang and Cox(1999)의 실험 결과와는 유사하지만, Siddiqui et al.(2004)의 실험 결과에 비해서는 작다. Table 1에서 알 수 있듯이 $|\omega_{mean}|$ 및 $|\omega_{max}|$ 의 값은 풍속이 일정한 경우에는 취송 거리에 따라서 크게 달라지지 않는다. 반면에 취송거리가 일정하고 풍속이 커짐에 따라서는 증가하는데, Case2에 대한 Case4 및 Case6의 평균 증가율은 취송거리가 11.4 m일 때는 각각 1.56 및 1.33이고, 취송거리가 23.2 m일 때는 각각 1.93 및 1.78이었다. 즉, 취송거리가 긴 경우에 $|\omega_{mean}|$ 및 $|\omega_{max}|$ 의 증가율이 더 크며, 같은 취송 거리에서는 $|\omega_{mean}|$ 의 증가율이 $|\omega_{max}|$ 에 비해서 더 크다.

3.2 와도장의 시·공간적 변천

모든 실험 조건에 대하여 관측된 순간 속도 벡터장으로부터 Fig. 2와 같이 와도장을 계산하여 와도장의 시·공간적 변천을 고찰하였다. 3.1절에서 설명한 바와 같이 와도 절댓값의 평균값 및 최대값이 취송 거리보다는 바람의 세기에 따라서 더 크게 달라지는 점을 고려하여 취송거리가 23.2 m이고 바람의 세기가 서로 다른 Case 2, Case 4 및 Case 6에서의 와도장 변화 양상을 주로 고찰하였다. 취송거리가 11.4 m인 Case 1, Case 3 및 Case 5의 와도장 변천 양상은 각각 Case 2, Case 4 및 Case 6의 결과와 유사하였다.

Fig. 3은 Case 2의 경우에 대하여 대략 한 개의 파가 관측 영역을 통과하는 동안의 수면 변위의 변화 및 그에 따른 와도장의 변화를 나타낸 것이다. 파는 그림의 왼쪽에서 오른쪽으로 진행하며, 와도장의 시·공간적 변천을 잘 설명하기 위해서 수면 근처에 존재하는 몇몇 소용돌이를 알파벳 문자로 표시하였다. Fig. 3(a)에서 파곡 부분의 수면 아래에 위치한 시계 방향으로 회전하는 소용돌이를 A로, 그보다 아래 깊은 수심에 있는 시계 방향으로 회전하는 소용돌이를 B로 표시하였다. Fig. 3(b)에서는 Fig. 3(a)에서 파봉 근처에 존재하던 소용돌이들이 파봉과 함께 진행하여 관측 영역에서 사라진 것을 알 수 있다. 반면에 C로 표시된 소용돌이는 Fig. 3(a)에서는 원래 파봉 아래 약간 깊은 수심에 있었는데 수면으로 상승하여 소용돌이 A의 앞에 위치하게 된다. 소용돌이 A보다 더 왼쪽으로는 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이 D가 관측 영역 내로 들어오고 있다. 소용돌이 D는 파봉과 함께 이동하면서 Fig. 3(c)에 보인 것처럼 시계 방향으로 회전하는 소용돌이 A와 함께 상호 작용을 일으킨다. 이 상호 작용의 결과로 소용돌이 A는 세 부분으로 나뉘어졌다가 Fig.

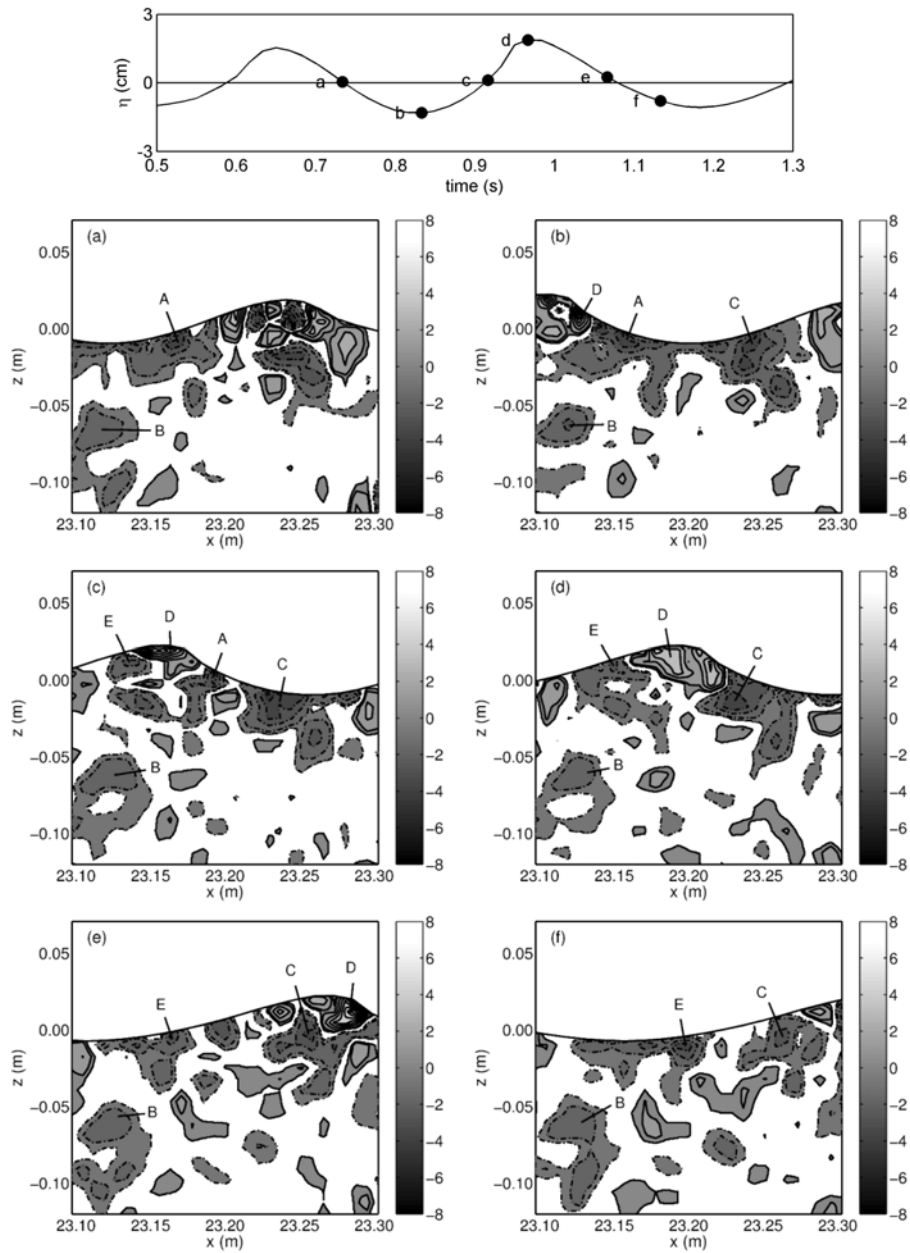


Fig. 3. Spatio-temporal evolution of vortical structures (Case 2).

3(d)에 보인 것처럼 파봉 뒤쪽에서 소용돌이 E로 재형성된다. 반면에, 소용돌이 D는 파봉과 함께 계속 오른쪽으로 진행하여 시계방향으로 회전하는 소용돌이 C를 만나서 다시 상호 작용을 일으킨다. 이 상호 작용의 결과로 Fig. 3(f)에 보인 것처럼 소용돌이 C 역시 수면으로부터 분리되었다가 파봉 뒤쪽에서 다시 수면에 부착하게 되며 상호 작용

과정 중에 소용돌이 D로부터 분리된 작은 반시계 방향 소용돌이는 그보다 앞쪽에 위치하게 된다. 한편, 소용돌이 B는 이 모든 과정 동안 형태의 변화 없이 거의 같은 위치에 머무르고 있다. 따라서 소용돌이 B 주변의 국부적인 와도장은 수면 근처의 파 운동과 무관함을 알 수 있다. 이것은 파의 궤도 운동이 소용돌이 B의 이동에 크게

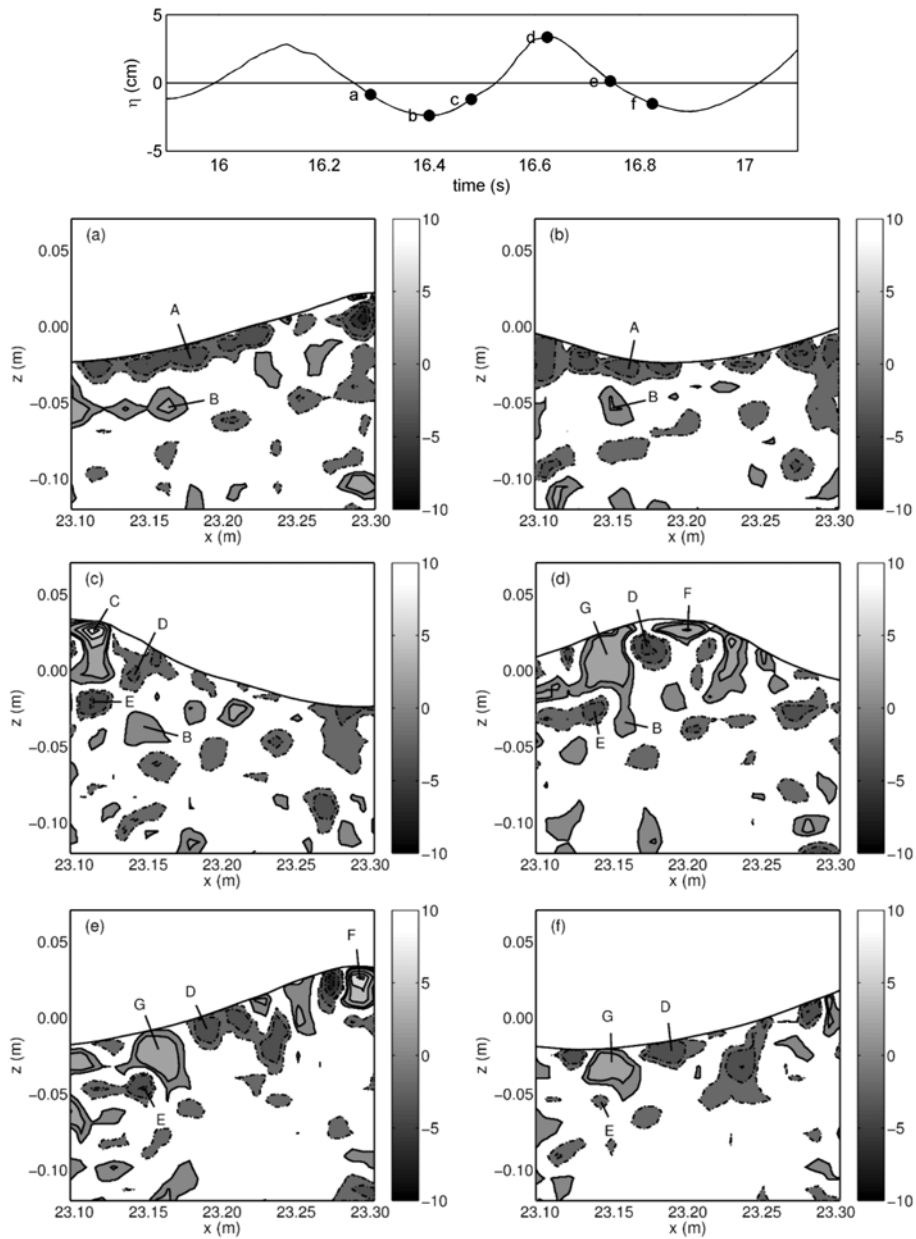


Fig. 4. Spatio-temporal evolution of vortical structures (Case 4).

영향을 미치지 못함을 의미한다.

Fig. 4에는 Case 4에 대한 와도장의 변천을 나타내었다. 대체로 수면 근처에서 와도장의 변천 양상은 Case 2와 매우 유사하다. Fig. 4(a)는 파 후면부에서 수면을 따라서 일렬로 분포하는 시계 방향으로 회전하는 소용돌이들을 보여준다. 이러한 형태의 소용돌이가 분포는 파곡 주변의 와도장에서 자주 나타난다. Fig. 4(a) 및 Fig. 4(b)

에서 A로 표시된 소용돌이는 Fig. 4(c)에 보인 것처럼 관측 영역으로 새롭게 들어오는 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이 C와 강한 상호 작용을 일으켜서 소용돌이 D 및 E의 두 부분으로 나뉘어 진다. 이 상호 작용의 결과로 Fig. 4(d)에 보인 것처럼 소용돌이 C는 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이 F 및 G로 분리되어서 시계 방향으로 회전하는 소용돌이 D를 둘러싸게 된다. Fig. 4(e)에 보인

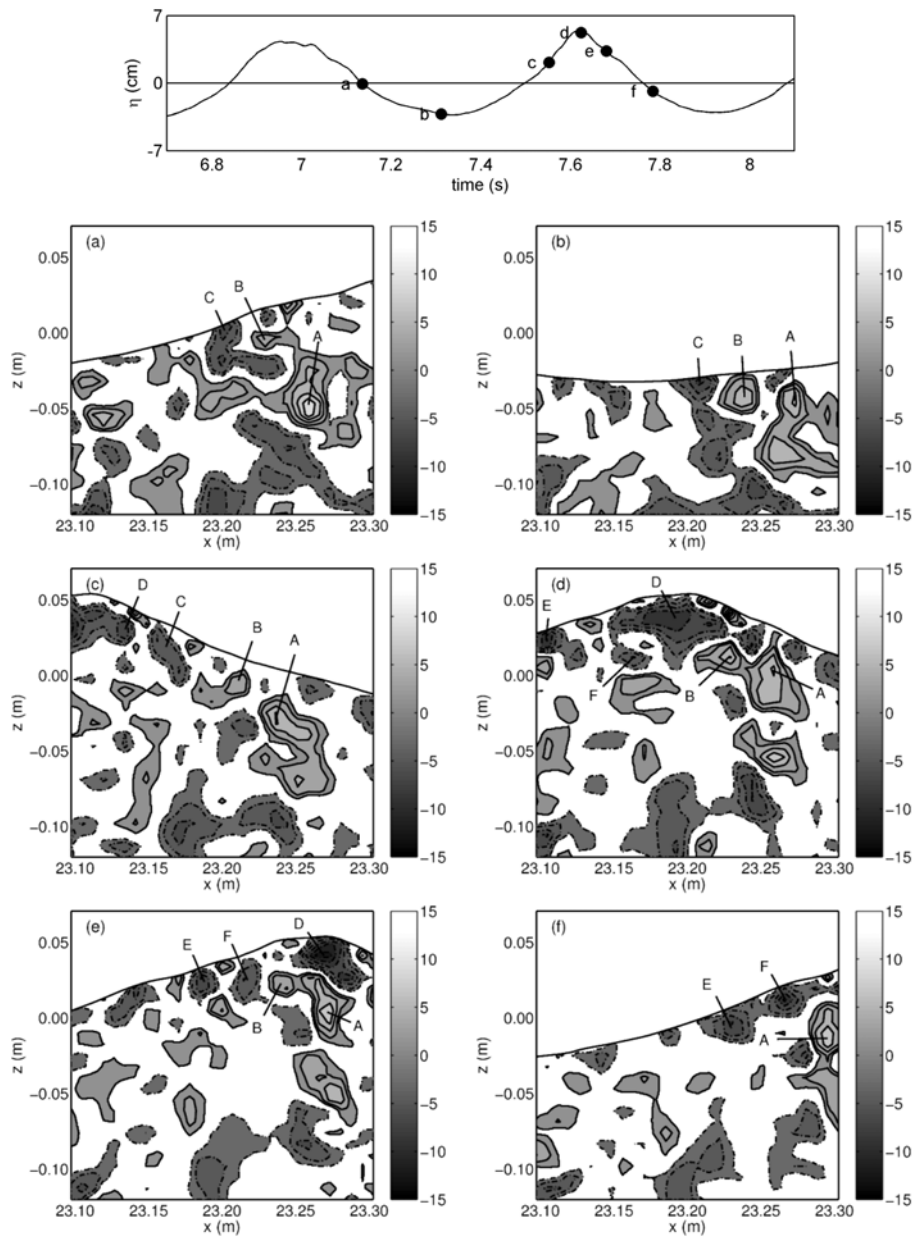


Fig. 5. Spatio-temporal evolution of vortical structures (Case 6).

것처럼 소용돌이 F는 파봉의 진행과 함께 관측 영역의 오른쪽 끝으로 이동하는 반면, 소용돌이 G는 파 진행으로부터 뒤쳐져서 Fig. 4(d)에서와 거의 같은 위치에 남아있게 된다. 한편, 수면으로부터 약간 깊은 수심에 위치하고 있던 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이 B는 소용돌이 G에 병합된다. Fig. 4(f)에 보인 것처럼 시계 방향으로 회전하는 소용돌이 E는 소용돌이 상호 작용 중에 와도의 강

도가 약화되고, 그 위쪽에 위치한 반시계 방향으로 회전하는 소용돌이 G로 인해서 수면으로 상승하지 못한다.

한편, Fig. 5에 보인 Case 6의 와도장 변천 양상은 Case 2 및 Case 4와는 크게 다르다. Fig. 3 및 Fig. 4에 비해서 관측 영역 내 더 깊은 수심의 와도장까지 파의 궤도 운동의 영향을 받고 있음을 알 수 있다. Fig. 5(a)~(f)에서 볼 수 있듯이 파봉이 관측 영역 내를 통과함에 따

라 파 케드 운동의 영향으로 수면 근처의 소용돌이들은 물론, 관측 영역 가장 아래쪽에 위치한 소용돌이들도 수면 쪽으로 끌어 올려지듯이 상승함을 알 수 있다. 또한, 파봉 아래에서 파와 함께 진행하는 소용돌이의 회전 방향도 Case 2 및 Case 4의 경우와는 다르다. Fig. 5(c)~(d)에 보인 것처럼 파봉 아래에서 형성된 소용돌이 D는 시계 방향으로 회전하며, 파봉과 함께 빠르게 이동하여 그 앞쪽에서 반대 방향으로 회전하는 소용돌이 A 및 B와 상호작용을 일으킨다. 이러한 소용돌이 상호작용의 결과로 Fig. 5(e)~(f)에 보인 것처럼 파봉 아래 소용돌이는 파의 진행과 함께 관측 영역으로부터 빠져나가고, 파가 통과한 뒤쪽에는 복잡한 소용돌이 분포가 남게 된다.

Figs. 3~5에는 대략 한 개의 파가 관측영역을 통과하는 동안 와도장의 시·공간적 변천 양상을 제시하였는데, 이러한 와도장의 변천 양상은 각 실험 조건의 전형적인 모습이다. 다만 Case 6의 경우에는 파고가 비교적 작은 경우에는 Figs. 3~4와 유사한 와도장 변천 양상이 나타났다. Figs. 3~5의 분석을 통해서 수면 근처에 존재하는 소용돌이들의 변화 양상이 파의 운동학적 특성과 매우 밀접한 관련을 맺고 있음을 알 수 있었다. 특별히, 파봉 바로 아래에서 나타나는 소용돌이는 와도 강도를 계속 유지하면서 파와 동일한 위상으로 이동하는 응집구조(coherent structures)임을 확인하였다. 일반적으로 난류 흐름 내에서 형성되고 형태가 조금씩 변화하면서 오래 존재하는 비교적 큰 규모의 유체 덩어리를 응집구조라고 칭한다. 응집구조는 난류 흐름 내의 혼합 및 에너지 전달 등에 매우 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다(Bonnet and Delville, 2001). 풍파의 수면 아래에서 관측되는 응집구조는 대체로 파봉 조금 앞 또는 바로 아래에서 파와 함께 이동하지만, 일단 파봉 뒤쪽으로 처지게 되면 이동을 멈추고 분리된 위치에 남게 된다. Figs. 3~5에 보인 것처럼 이 응집구조의 회전 방향은 Case 2 및 Case 4에서는 반시계 방향이었지만, Case 6에서는 시계 방향이었다. 다만, Case 6의 경우 파고가 비교적 낮은 경우에는 Case 2 및 Case 4와 마찬가지로 응집구조의 회전 방향이 반시계 방향이었다. 한편, 수면으로부터의 깊이가 깊어짐에 따라서 파 케드 운동의 영향이 감소하여 소용돌이의 위치가 상대적으로 오랜 시간 동안 변하지 않는데, 이러한 소용돌이 역시 와도 강도를 유지하면서 오랜 시간 난류 흐름장 내에 존재하는 응집구조이다. 이러한 응집구조는 수면 근처에서 활발하게 일어나는 소용돌이 상호작용 과정 중에 떨어져 나와서 형성되며, 일부는 폐쇄된 조파 수조 내에 존재하는

전단 흐름에 의해서도 형성되는 것으로 추정된다.

3.3 와도의 연직 분포 변화

파 진행에 따라서 수면 아래에서의 와도가 연직 방향으로 어떻게 변화하는지 검토하기 위하여 Fig. 6과 같이 수면의 다섯 지점에서 와도의 연직 분포를 도시하였다. Fig. 6은 Fig. 3에 보인 Case 2의 각각의 순간와도장으로부터 얻어진 와도의 연직 분포 변화를 나타내며, 그림에서 와도의 크기는 각각의 점으로부터의 상대적인 거리로 표현되었다. Fig. 6으로부터 수면 부근의 와도 분포는 파 운동과 연동되어 변화함을 알 수 있다. 즉, 와도 분포는 파봉이 진행해 옴에 따라서 오른쪽으로 경사지게 되며 파봉이 지나간 후에 차츰 왼쪽으로 경사지게 된다. 연직 분포가 와도의 부호가 바뀌면서 지그재그 형태를 띠는 곳에서는 소용돌이 상호작용이 활발하게 일어남을 의미한다. 반면에, 정지수면으로부터 약 5 cm보다 더 깊은 수심에서는 와도 분포의 변화가 매우 미약하다. 이 수심 영역에서의 Fig. 6(a)에서부터 Fig. 6(f)에 이르기까지의 와도 분포를 비교해보면 파가 관측영역을 진행하는 시간 동안에 와도 분포가 거의 변하지 않음을 알 수 있다.

Fig. 7에 보인 것처럼 Case 4의 와도의 연직 분포 변화 양상은 Case 2의 경우와 매우 비슷하다. 다만, Case 2에 비해서 강한 바람이 수조 내에 유입되고 그에 따른 파의 케드 운동의 영향력이 더 커짐에 따라서 더 깊은 수심인 정지수면으로부터 약 10 cm 깊이에 이르기까지 와도 분포의 변화가 관측된다. 그러나 Case 2에서와 마찬가지로 파봉의 진행에 따라 와도 분포가 오른쪽으로 경사졌다가 차츰 왼쪽으로 경사지게 변화하며, 지그재그 형태의 와도 분포 역시 빈번하게 나타난다. 따라서 이 두 가지 실험 조건에서는 파봉 근처에서의 응집구조의 진행 및 그에 따른 소용돌이 상호작용이 수면 근처에서 와도 분포를 결정짓는 주요한 요소임을 알 수 있다. 비록 관측된 실험 데이터로부터 응집구조의 발생 원인을 엄밀하게 파악할 수는 없지만, 이 응집구조의 발생 메커니즘은 Longuet-Higgins (1992)에 의해 제안된 중력·표면장력파의 소용돌이 발생 메커니즘과 유사한 것으로 추정된다. Longuet-Higgins (1992)는 중력파의 파봉부 전면에서는 중력파의 케드 운동으로부터의 에너지 전달에 의해 표면장력파가 발생하고 점성에 의한 에너지 소산과의 균형에 의해 그 형태가 유지되는데, 이 표면장력파 자체의 주파수가 매우 낮기 때문에 표면장력파의 배후에 강한 와도가 형성된다고 설명하였다. 이러한 기생 표면장력파는 바람의 세기가

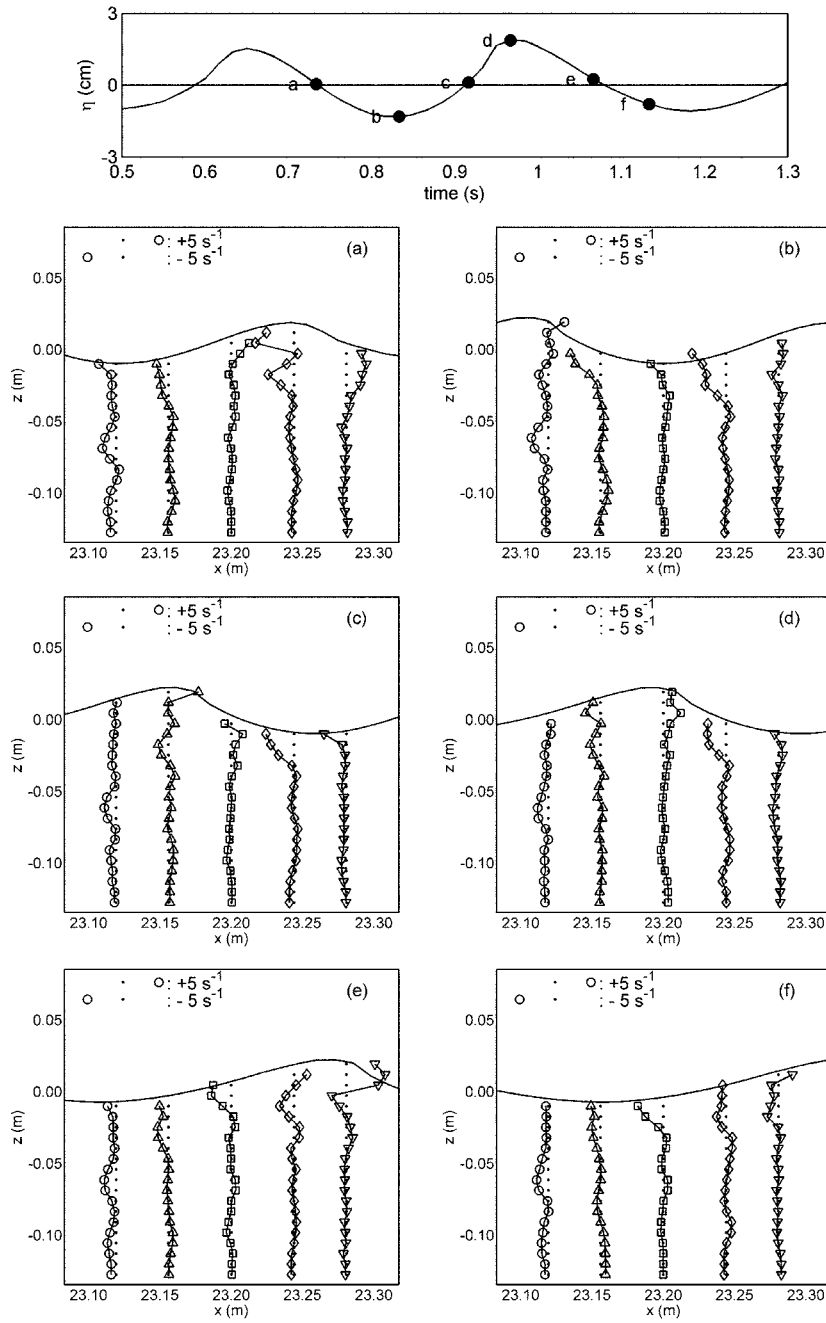


Fig. 6. Vertical profiles of instantaneous vorticity (Case 2).

10 m/s를 넘지 않는 비교적 부드러운 바람 조건에서 성장한 풍파의 파봉 전면부에서 흔히 관측된다(Ebuchi et al., 1987). 또한 와도는 소규모쇄파(microbreaking)라고 일컬어지기도 하는 기생 표면장력파의 쇄파에 의해서도 발

생할 수 있다(Jessup et al., 1997). 이러한 응집구조는 공간적으로 매우 국부적으로 발생하며 점성에 의해 빠르게 소산되기 때문에 와도 분포의 수면 근처 일부만 변하는 것이다.

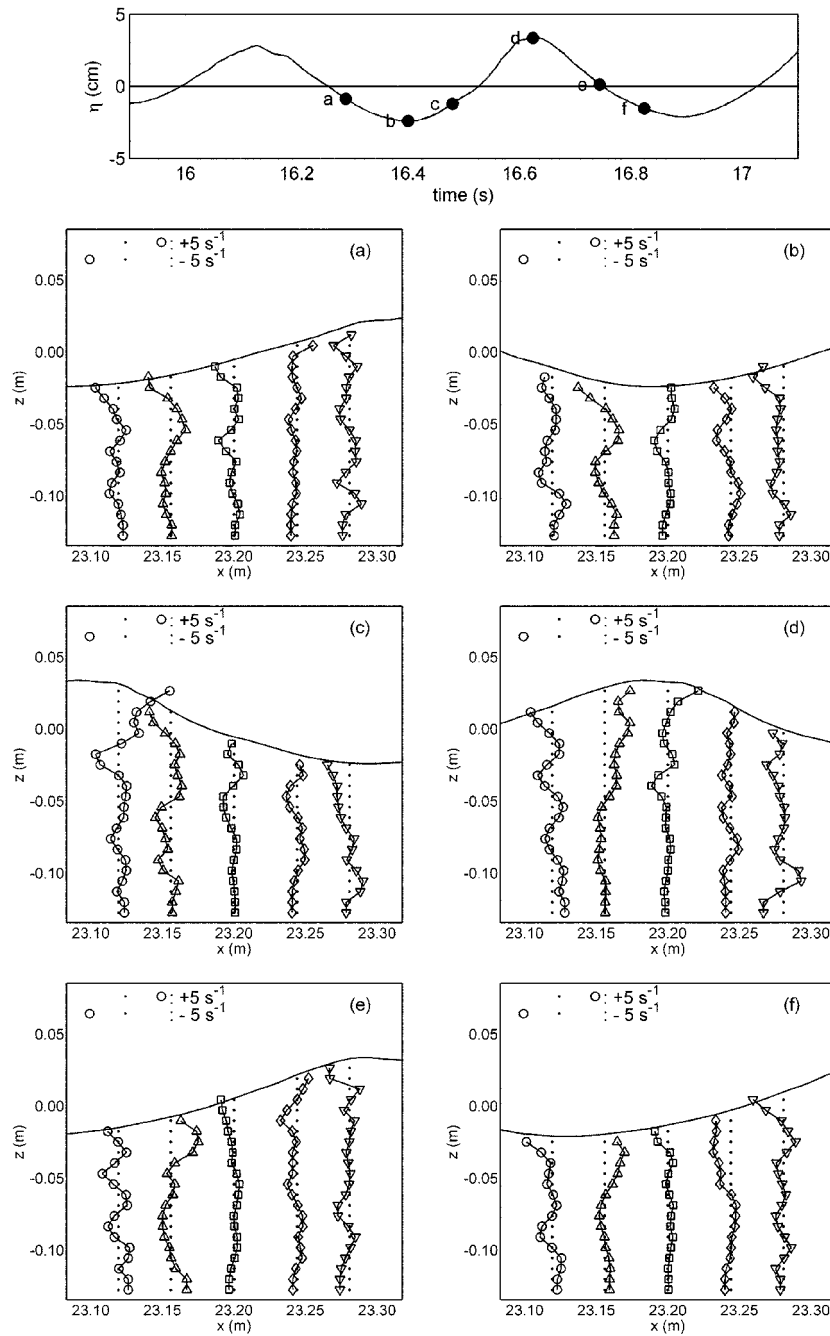


Fig. 7. Vertical profiles of instantaneous vorticity (Case 4).

반면에, Fig. 8에 보인 Case 6의 와도 분포는 앞의 두 실험 조건과는 매우 다르다. 와도 분포는 파봉이 접근함에 따라 왼쪽으로 경사지게 되며 파가 진행한 후에는 다시 중간 위치로 돌아오게 된다. 이것은 앞서 Fig. 5에서

설명한 바와 같이 수면 근처에서 시계 방향으로 회전하는 응집구조가 형성되기 때문이며, 이러한 응집구조의 형성은 Case 2 및 Case 4에서와 같이 기생 표면장력파에 의한 것이 아니라 쇄파에 의해 발생하는 것으로 추정된

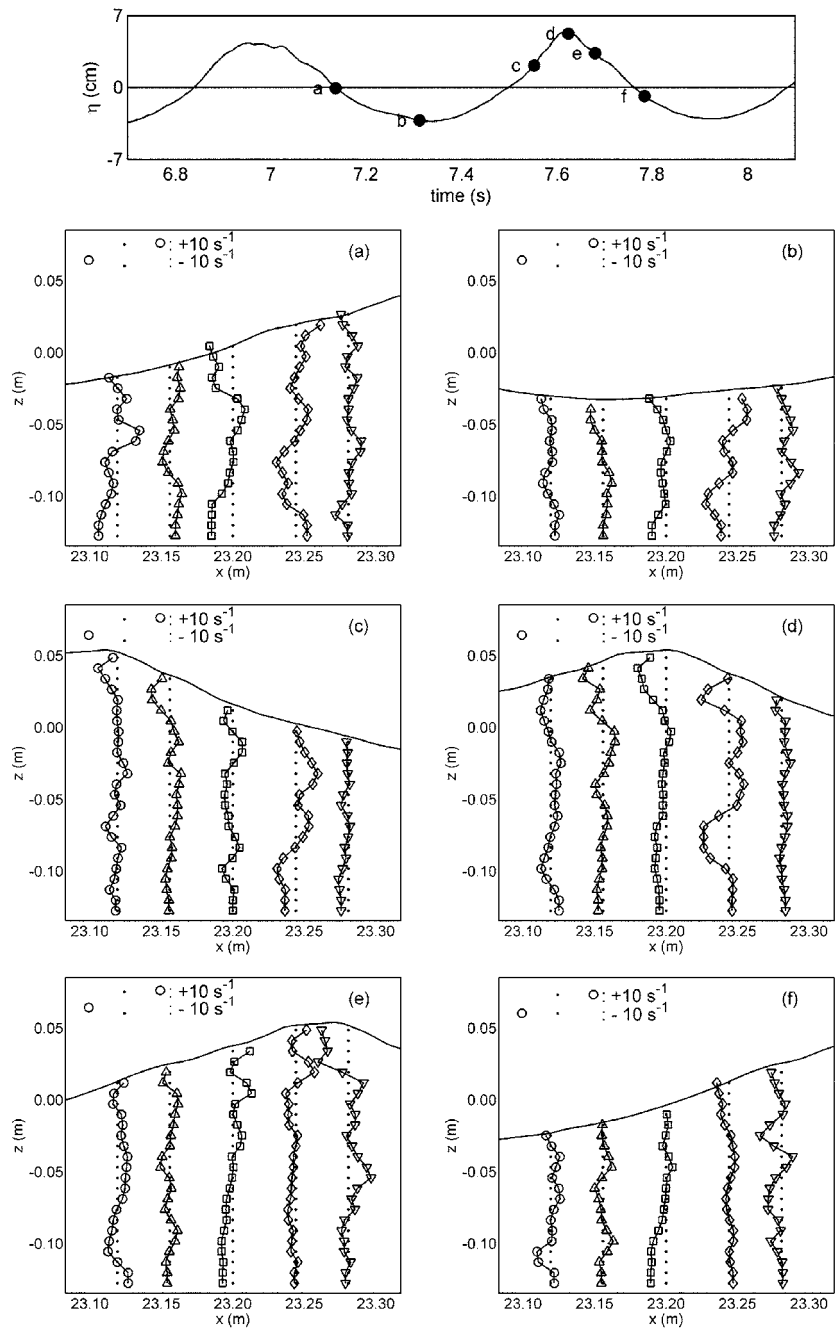


Fig. 8. Vertical profiles of instantaneous vorticity (Case 6).

다. Table 1에서 알 수 있듯이 이 실험 조건에서 쇄파의 발생 확률은 34.4%로서 Case 2 및 Case 4의 쇄파 발생 확률(각각 1.2% 및 13.5%)에 비해서 매우 높다. 따라서 파고가 비교적 큰 파의 대부분이 쇄파될 것으로 예측

할 수 있다. 파고가 큰 파가 항상 쇄파되는 것은 아니지만 파고가 커짐에 따라서 쇄파 발생 확률은 커지게 되기 때문이다. 실제로 Case 6의 경우에 쇄파로 판정된 파의 파봉 근처에서의 순간속도장 및 연직 와도 분포를 모두

도시하여 Fig. 5 및 Fig. 8과 비교한 결과, 전체의 88.2%에 해당하는 파에서 동일한 경향이 나타났다. 그러므로 풍파의 파봉 근처에서 쇄파가 발생하는 경우에는 파의 케도 운동과 같은 방향(Fig. 5에서 시계 방향)으로 회전하는 응집구조가 형성되며, 쇄파가 발생하지 않는 경우에는 기생 표면장력파에 의해서 파의 케도 운동과 반대 방향(Fig. 5에서 반시계 방향)으로 회전하는 응집구조가 형성되는 것으로 이해할 수 있다.

3.4 랑뮈어 순환과의 관계

랑뮈어 순환은 풍파의 수면 아래에서 바람이 부는 방향을 회전축으로 하여 회전하는 소용돌이이다. 랑뮈어 순환이 존재하는 위쪽 수면에서는 바람이 부는 방향을 따라 긴 줄 모양의 패턴이 형성되는데, 이것은 수면 근처의 물질이 랑뮈어 순환을 따라 분포하여 수면에 나타나기 때문이다(Thorpe, 2004, Melville et al., 1998). 심해 풍파의 응집구조로는 대체로 랑뮈어 순환을 지칭하는 경우가 많은데, 이것은 랑뮈어 순환이 파 경계층에서의 여러 물리량의 연직 방향 순환에 중요한 역할을 하기 때문이다. 그런데, 이 연구에서 실험적으로 제시해 보인 바와 같이 심해 풍파의 수면 근처에는 회전축이 파 진행에 직각 방향인 응집구조 역시 존재한다. 그리고, 이러한 두 가지 형태의 응집구조가 모두 파 경계층 내에 존재하며, 서로 그 회전축의 방향이 직각이기 때문에 파 경계층 내의 소용돌이 구조는 이 두 가지 응집구조가 서로 결합된 3차원적 형태일 것이다. 두 응집구조의 회전축 방향이 서로 직각이므로 이러한 3차원적 와 구조는 전단 흐름의 벽 근처 난류 경계층에서 파열(burst) 운동에 의해서 간헐적으로 형성되는 머리핀 모양의 3차원적 소용돌이 구조(Robinson, 1991)와 유사한 형태일 것으로 추정할 수 있다. 향후에는 이러한 3차원적 와 구조를 가시화할 수 있는 실험 또는 계측 기법을 개발하여 심해 풍파 아래에서의 와 구조를 보다 명확하게 파악해야 할 필요성이 있다.

4. 결 론

심해 풍파 아래에서 와도장은 수면 근처에서 및 보다 깊은 수심에서 완전히 다르다. 수면 근처에서는 파봉 앞 또는 아래에서 응집구조가 형성되어 파와 함께 진행하면서 활발한 소용돌이 상호 작용이 발생한다. 반면에 파 케도 운동의 영향이 미치지 못하는 깊은 수심에 존재하는 응집구조는 상당히 오랜 시간 동안 거의 변화가 없다. 파

봉 부근의 응집구조는 바람의 세기가 10 m/s 이하로 비교적 부드러운 경우에는 파의 케도 운동과 반대 방향으로 회전하는 소용돌이인데 이것은 수면에서 발생하는 기생 표면장력파의 작용에 의해서 형성되는 것으로 추정된다. 반면에 바람이 13 m/s 정도로 더 강하게 불어서 파고가 높고 쇄파가 발생하는 경우에는 파봉 부근에서 파의 케도 운동과 같은 방향으로 회전하는 응집구조가 형성된다. 파봉 근처에 형성된 응집구조가 파와 함께 진행하면서 수면 근처에서는 소용돌이 상호 작용이 활발하게 일어난다. 소용돌이 상호 작용 중에 같은 방향으로 회전하는 소용돌이끼리는 서로 접합하여 더 큰 소용돌이 구조를 형성하게 되지만, 반대 방향으로 회전하는 소용돌이끼리는 와도 강도가 약한 소용돌이가 찢어져서 여러 개의 더 작은 소용돌이 구조로 분리된다. 한편, 파의 영향이 미미한 수심에 존재하는 응집구조는 수면 근처의 소용돌이 상호 작용 과정 중에 보다 깊은 수심으로 떨어져 나와서 생성되며, 일부 응집구조는 폐쇄된 풍동 수조의 전단 흐름에 의해서도 발생하는 것으로 보인다.

감사의 글

본 연구는 두뇌한국 21 사업의 지원을 받았습니다. 또한, 첫 번째 저자는 실험을 수행하기 위해 일본을 방문한 동안 항만공학기술연구소(Port and Airport Research Institute)의 지원을 받았습니다.

참고문헌

- Bonnet, J.-P. and Delville, J. (2001). Review of coherent structures in turbulent free shear flows and their possible influence on computational methods. *Flow Turb. Combust.*, 66, 333-353.
- Drennan, W.M., Donelan, M.A., Terray, E.A. and Katsaros, K.B. (1996). Oceanic turbulence dissipation measurements in SWADE. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 808-905.
- Ebuchi, N., Kawamura, H. and Toba, Y. (1987). Fine structure of laboratory wind-wave surfaces studied using an optical method. *Bdry. Layer Meteorol.*, 39, 133-151.
- Hussain, A.K.M.F. and Hayakawa, M. (1987). Eduction of large-scale organized structures in a turbulent plane wake. *J. Fluid Mech.*, 180, 193-229.
- Hwang, P.A., Xu, D. and Wu, J. (1989). Breaking of wind-generated waves: measurements and characteristics. *J. Fluid Mech.*, 202, 177-200.

- Jessup, A.T., Zappa, C.J. and Yeh, H. (1997). Defining and quantifying microscale wave breaking with infrared imagery. *J. Geophys. Res.*, 102, 23145-23153.
- Longuet-Higgins, M.S. (1963). Capillary rollers and bores. *J. Fluid Mech.*, 240, 659-679.
- Melville, W.L., Shear, R. and Veron, F. (1998). Laboratory measurements of the generation and evolution of Langmuir circulations. *J. Fluid Mech.*, 364, 31-58.
- Oh, S.-H., Mizutani, N., Suh, K.-D. and Hashimoto, N. (2005). Experimental investigation of breaking criteria of deepwater wind waves under strong wind action. *Appl. Oc. Res.*, 27, 235-250.
- Robinson, S.K. (1991). Coherent motions in the turbulent boundary layer. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 23, 601-639.
- Siddiqui, M.H.K. (2001). Simultaneous particle image velocimetry and infrared imagery of microscale breaking waves. *Phys. Fluids*, 13(7), 1891-1903.
- Siddiqui, M.H.K., Loewen, M.R., Asher, W.E. and Jessup, A.T. (2004). Coherent structures beneath wind waves and their influence on air-water gas transfer. *J. Geophys. Res.*, 109, C03024.
- Soloviev, A. and Lukas, R. (2003). Observation of wave-enhanced turbulence in the near-surface layer of the ocean during TOGA COARE. *Deep Sea Res.*, 50, 371-395.
- Thorpe, S.A. (2004). Langmuir circulation. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 36, 55-79.
- Westerweel, J. (1994). Efficient detection of spurious vectors in particle image velocimetry data. *Exp. Fluids*, 16, 236-247.
- Xu, D., Hwang, P.A. and Wu, J. (1986). Breaking of wind-generated waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 2172-2178.
- Zappa, C.J., Asher, W.E. and Jessup, A.T. (2001). Microscale wave breaking and air-water gas transfer. *J. Geophys. Res.*, 106, 9385-9391.
- Zhang, X. and Cox, C.S. (1999). Vortical motions under short wind waves. *The Wind-Driven Air-Sea Interface: Electromagnetic and Acoustic Sensing, Wave Dynamics and Turbulent Fluxes*. Ed. Banner, M. L., Univ. New South Wales, 277-284.

Received October 23, 2006

Accepted January 29, 2007