

만 입구에서 부유퇴적물 거동과 플럭스: 한반도 서해 남부 함평만의 여름철 특성

추용식* · 이희준 · 박은순 · 이연규¹ · 정갑식
한국해양연구소 지질연구단, ¹여수대학교 해양시스템학부

Summer-Time Behaviour and Flux of Suspended Sediments at the Entrance to Semi-Closed Hampyung Bay, Southwestern Coast of Korea

YONG SHIK CHU*, HEE JUN LEE, EUN SUN PARK, YEON GYU LEE¹ AND KAP-SIK JEONG
Marine Geology and Geophysics Division, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea
¹Division of Ocean System, Yosu National University, Yosu 550-749, Korea

반폐쇄형의 함평만 입구를 가로지르는 두 개의 정점(H1, H2)에서 1999년 8월 12-13일 대조기에 각각 한 조석주기 동안 물리적 특성과 부유퇴적물의 농도변화에 대한 정선관측을 실시하였다. 수온과 염분의 조석변화는 각각 26.0-27.9°C, 30.9-31.5 범위에서 창조시 저온과 고염분의 외해수 그리고 낙조시 고온과 저염분의 연안수 특성을 보이며, 복사열이 강한 여름철임에도 불구하고 강한 조류의 혼합작용으로 인해 수괴의 수직적 혼합이 잘 이루어지고 있다. 부유퇴적물의 농도는 표층에서 낮고 저층으로 향하면서 높아지며 수층별로 뚜렷한 차이를 보이고 있다. 불량한 분급도를 보이는 부유퇴적물은 대부분 극세립-세립실트(>40%)로 구성되어 있는 가운데, 점토 크기 이하(<4 μm)의 세립자들은 에너지가 약한 정조시에 상호간의 결합을 통해 입자 덩어리를 형성하고 있다. 조석별 평균유속의 세기는 남서쪽 정점 H1의 경우 낙조류가 창조류에 비해 수층에 따라 23-59% 우세한 반면, 정점 H2에서는 오히려 창조류가 낙조류에 비해 27-37% 우세한 비대칭성을 보이고 있다. 이에 따른 각 정점에서 계산된 잔여유속은 정점 H1에서 아주 큰 값(-10~-20 cm s⁻¹)으로 외해쪽으로 향하고 있는 반면, 정점 H2에서는 내만쪽으로 향하는 미약한 흐름(<5 cm s⁻¹)이 존재한다. 한편, 부유퇴적물의 농도변화는 남서쪽(H1)에서 낙조시에 비해 창조류를 따라 외해로부터 유입되는 양이 많고, 정점 H2에서는 창조시에 비해 낙조류를 따라 외해로 유출되는 양이 훨씬 높게 나타나고 있다. 잔여유속과 부유퇴적물의 농도를 고려한 부유퇴적물의 순이동률(f_s)은 모든 정점에서 수층에 따라 -1.7~-15.6×10⁻³ kg m⁻² s⁻¹ 속도로 일관되게 외해쪽으로 향하고 있으며, 북동쪽에서 보다 빠른 이동률을 보이고 있다. 부유퇴적물의 순이동량(Q_s)은 정점 H1과 H2에서 각각 0.37×10³, 0.21×10³ kg m⁻¹의 양이 여름철 대조기 한 조석주기 동안에 외해로 빠져나가고 있는 것으로 나타났다. 함평만 입구에서 여름철임에도 불구하고 부유퇴적물이 외해쪽으로 이동되고 있는 것은 내만에 발달되어 있는 조간대의 침식을 의미하는 것으로서, 지금까지 서해안 조간대에서 보고되고 있는 일반적인 여름철 퇴적현상과는 상이한 결과를 나타내고 있다.

Anchored measurements (12.5 hr) of suspended sediment concentration and other hydrodynamic parameters were carried out at two stations located at the entrance to Hampyung Bay in summer (August 1999). Tidal variations in water temperature and salinity were in the range of 26.0-27.9°C and 30.9-31.5, respectively, indicating exchange of inshore and offshore water mass. Active tidal mixing processes at the entrance appear to destroy the otherwise vertical stratification in temperature and salinity in spite of strong solar heating in summer. On the contrary, suspended sediment concentrations show a marked stratification with increasing concentrations toward bottom layer. Clastic particles in suspended sediments consist mostly of very fine to fine silt (4-16 μm) with a poorly-sorted value of 14.7-25.9 μm. However, at slack time with less turbulent energy, flocs larger than 40 μm are formed by cohesion and inter-collision of particles, resulting in a higher settling velocity. Strong ebb-dominated and weak flood-dominant tidal currents, in the southwestern and the northeastern part, respectively, result in a seaward residual flow of -10~-20 cm s⁻¹ at station H1 and a bayward residual flow less than 5.0 cm s⁻¹ at station H2. However, mean concentration of suspended sediments at station H1 is higher at flood (95.0-144.1 mg l⁻¹) than in ebb (75.8-120.9 mg l⁻¹). On the contrary, at the station H2, the trend is reversed with higher concentration at the ebb (84.7-158.4 mg l⁻¹) than that at the flood (53.0-107.9 mg l⁻¹). As a result, seaward net suspended sediment fluxes (f_s) are calculated to be -1.7~-15.610³ kg m⁻² s⁻¹ through the whole water column. However, the

*Corresponding author: yschu@kordi.re.kr

stations H1 and H2 show definitely different values of the flux with higher ones in the former than in the latter. Alternatively, depth-integrated net suspended sediment loads (Q_s) for one tidal cycle are also toward the offshore with ranges of $0.37 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1}$ and $0.21 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1}$, at station H1 and H2, respectively. This seaward transport of suspended sediment in summer suggests that summer-time erosion in the Hampyung muddy tidal flats is a rather exceptional phenomenon compared to the general deposition reported for many other tidal flats on the west coast of Korea.

서 론

한반도 서해안에는 압록강, 대동강, 한강, 금강 그리고 영산강 하구를 제외하고는 퇴적물을 해양으로 공급하는 수계가 거의 존재하지 않는 반폐쇄성의 리아(ria)형 만들이 중요한 퇴적환경으로 차지하고 있다. 이에 따라 현재 내만에 발달되어 있는 조간대 및 조하대는 만 입구를 통해 외해로부터 공급되어 온 세립질 부유퇴적물의 퇴적 결과로 유지되어 가고 있다. 따라서 만 입구에서 부유퇴적물의 거동과 유·출입량을 파악하는 것은 만내 현세 퇴적환경의 퇴적률을 가늠케 할 뿐만 아니라 조간대의 지형변화를 예측케 한다. 부유퇴적물 거동 대한 연구로서 만 입구에서 부유퇴적물의 유·출입량을 파악하여 내만의 현세 퇴적작용을 파악하고자 하는 연구는 거의 이루어지지 않았으며, 하구환경에서 부유퇴적물의 출입량에 대한 파악(유, 1991)과 서해연안의 전반적인 부유퇴적물의 이동경로를 파악함으로써 해저퇴적물의 공급원을 밝히고자 하는 연구(Chough and Kim, 1981; Wells, 1988; 한국해양연구소, 1997; Lee and Chu, in press)가 지금까지 주를 이루었다.

내만에 니질퇴적물로 구성된 조간대에서 퇴적물의 집적, 침식을 조절하는 요소들은 조류, 파랑, 기상조건 그리고 생물학적 요인(mucus, diatom, algae etc.) 등의 복합작용으로 아주 복잡한 계절변화를 보이기 때문에 (de Jonge and Beusekom, 1995; Frostick and McCave, 1979) 조간대에서 국부적인 퇴적 또는 침식현상을 가지고 전체적인 퇴적작용에 대한 해석을 할 경우 심각한 오류를 범할 수 있다. 예를 들면, 함평만 조간대의 대부분을 차지하고 있는 세립질퇴적물의 공급은 외해로부터 이루어지기 때문에, 조간대 퇴적작용에 대한 연구(류 등, 1999; 장, 1996) 뿐만 아니라 만입구에서 세립질 부유퇴적물의 순이동량을 파악하는 것이 궁극적으로 조간대의 퇴적작용 및 지형변화에 대한 예측을 할 수 있을 것이다.

조류가 우세한 해양환경에서 부유퇴적물의 이동률은 유속의 n 제곱($n > 3$)에 비례하는 것으로 알려져 있다(예, Owen and Thorn, 1978; Dyer, 1980). 하지만, n 값은 창조와 낙조시에 있어 모두 일정한 값으로 적용되는 것은 아니다. 이러한 사실은 부유퇴적물을 이동시키는 기작이 평균유속 외에 또 다른 기작이 존재함을 말한다(Officer, 1981). 또한 부유퇴적물의 순이동방향이 조류의 주방향과 일치하지 않을 수도 있다. 특히 함평만과 같이 만의 주변에 니질조간대가 잘 발달되어 있을 경우 국부적인 요소들에 의해 재부유되어 이동되는 퇴적물의 농도가 달라질 수 있다. 더구나 조류의 순환특성 때문에 좁은 만입구라 할지라도 부분적으로 서로 다른 부유퇴적물의 순이동 방향과 양을 가질 수 있다.

본 연구의 목적은 전형적인 반폐쇄성 지형을 갖추고 있는 함평만 입구에서 부유퇴적물의 거동특성과 유·출입되는 순이동량을

파악하는 것이다. 나아가서 함평만 조간대의 대부분을 차지하고 있는 니질퇴적물의 집적, 침식의 변화와 만 입구에서 계절별로 유·출입되는 부유퇴적물 이동양과의 상호관계를 파악함으로써 함평만의 전반적인 계절별 퇴적작용을 규명하고자 하는 것이 궁극적인 목적이다. 이를 위하여 우선 일차적으로 여름철에 만 입구를 가로질러 설정된 두 개의 정점에서 대조기의 한 조석주기동안 각각 수층별 유속, 유향 그리고 부유퇴적물의 농도변화에 대한 시계열 관측을 실시하여 수리학적 특성과 부유퇴적물의 거동에 대한 상관관계를 도출하고, 왕복성 조류에 의해 유·출입되는 부유퇴적물의 순이동량을 산정하였다.

연구지역 개관

한국 서해 남부에 위치한 함평만은 최대 폭 8.2 km 그리고 길이는 약 17 km 정도로 반폐쇄된 지형을 갖추고 있다(Fig. 1). 만의 북측(산남리와 학산리) 해안에는 100~400 m 고도의 비교적 높은 산들이 위치해 있고, 만 안쪽(현화리와 시목리) 남동 해안에는 고도가 낮은 소규모의 구릉과 평야가 발달해 있다. 남서쪽에는 폭이 좁은 임수반도가 만의 경계를 이루고 있으며, 그 남쪽에 탄도만이 있다(류, 1998). 만 입구는 최대 수심 23 m 정도로서 매우 협소한 폭을 가지고 북서쪽으로 열려져 있지만(Fig. 1), 외만 봉남리쪽에 두우리 조간대가 넓게 발달되어 있어 내만의 퇴적작용은 겨울철 북서쪽으로부터 입사되어 오는 풍성파랑(wind wave)의 영향을 크게 받지 않을 것으로 판단된다. 주조류로(main tidal channel)는 만의 중앙부를 따라 북서-남동 방향으로 U자 형태로 발달되어 있으며, 만 안쪽 시목조간대 전면에서 두 방향으로 갈라진다. 만내 해안선을 따라서 분포하는 수 미터 높이의 해안 절벽은 대부분 풍화토(weathered soil)로 구성되어 있어 현재 해안침식이 활발하게 진행되며 조간대로의 퇴적물 공급역할을 하고 있다(류, 1998; 장 등, 1999). 장 등(1999)은 함평만의 해안침식은 5-6월중에 가장 크게 발생하며, 조석, 파랑, 부진동 등의 복합적 요인에 기인한 해수면 상승과 지역적 풍파의 상호작용에 의해 이루어지는 것으로 보고하고 있다. 한편, 해안절벽의 최상부층에는 간헐적으로 홀로세(Holocene) 기간동안 대규모 태풍 때문에 비정상적으로 퇴적되었던 굴, 조개껍질 등의 태풍퇴적물(typhoon deposit)이 산재되어 있기도 한다(Park, 1996).

여름철(1999년 8월)에 채취되어 분석된 해저 표층퇴적물은 전반적으로 아주 불량한 분급도($0.9-5.5\phi$)와 $-0.9 \sim 9.8\phi$ 의 넓은 범위의 평균입도를 가지고 분포한다. 만내의 표층퇴적상은 남서쪽의 율리 및 마산조간대 그리고 북동쪽의 안악조간대를 중심으로 세립한 니질퇴적상(M, sM, (g)M, (g)sM)이 분포하고 있으며, 주조류로와 해안침식이 심하게 일어나는 만 안쪽 현화리 조간대에서는 사질퇴적상((g)mS, gmS)이 나타난다(Fig. 1). 역질과 사질이 혼

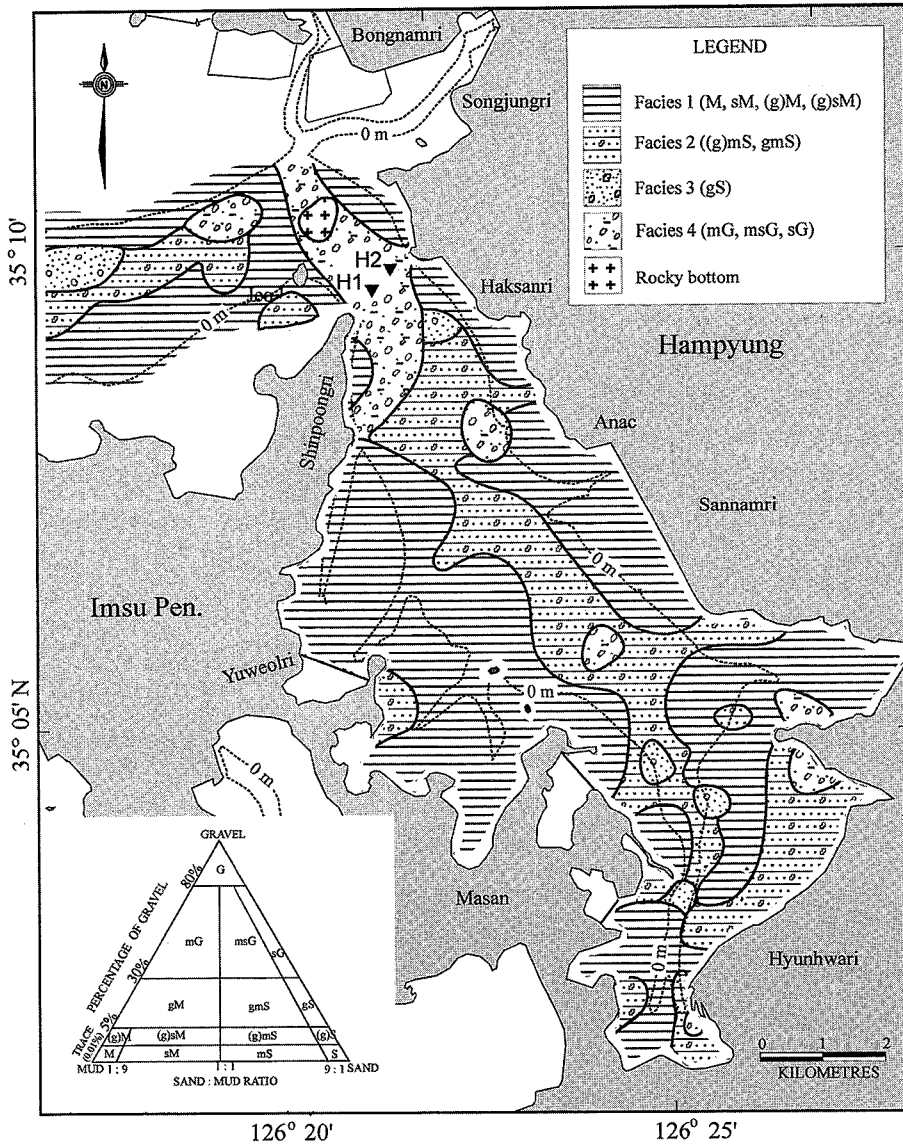


Fig. 1. Map showing distribution of surface sediments and two anchoring survey stations (H1, H2) in Hampyung Bay. Sedimentary facies were classified according to Folk' (1968) scheme.

합되어 나타나는 퇴적상(gS)은 내만과 외만의 주조류로에 국부적으로 분포하고, 역질퇴적물이 우세한 역질퇴적상(mG, msG, sG)은 만입구의 해저면을 중심으로 중방향으로 분포하는 한편, 만입구의 작은 섬들 주변의 해저면에는 국부적으로 기반암이 노출되어 있다(Fig. 1).

연구지역의 조석은 반일주조(semidiurnal tide)로 뚜렷한 일조부동현상(diurnal inequality)을 나타내는 가운데, 평균 소조차(mean neap tidal range)는 205.4 cm, 평균대조차(mean spring tidal range)는 425.3 cm로서 평균조차는 315.4 cm이다(국립지리원, 1983). 조차에 근거한 Davis (1964) 분류기준에 의하면, 중조차 환경(mesotidal environment)에 속한다. 조류의 최강유속은 창조시 125 cm s⁻¹, 낙조시 138 cm s⁻¹ 정도로 낙조류의 세기가 우세한 비대칭성을 보인다(국립지리원, 1983). 연구지역의 연중 폭풍(>13.9 m s⁻¹) 일수는 연평균 26일로서 주로 겨울철(12-2월)에 집중되지만, 17 m s⁻¹ 이상의 바람세기를 가지는 큰 태풍은 여름철(6-9월)에 집중되어 연평균 2.2회가 이 지역을 통과한다(류, 1998).

조사 및 분석방법

정선관측과 부유퇴적물분석

1999년 8월 대조기(12-13일)에 만입구를 가로지르는 2개 정점(H1, H2)에서 각각 한 조석주기(12.5시간)동안 정선관측을 실시하였다(Fig. 1). 각 정점에서 유속, 유향, 수온, 염분, 부유퇴적물 농도 그리고 수심을 30분 간격으로 관측함으로써 이에 대한 각각의 시계열 자료는 한 조석주기동안 26개의 자료군을 가진다. 모든 관측은 표층(수면하 약 0.5 m)에서 저층까지(해저면으로부터 1.5 m) 약 5 m 간격으로 수직 관측을 실시하였다. 유속, 유향, 수온, 그리고 염분변화 관측은 음향도플러 유속계 시스템(Aanderaa Co., model RCM9)을 이용하였고, 시간에 따른 수심의 변화는 정밀측심기(KAIJO Co., model PSR-20)를 사용하였다.

부유퇴적물 농도측정을 위하여 유속관측과 동시에 펌프(Jabsco Co., model MAXI PUPPY 3000)와 호스를 이용하여 수층별로 각각 3 L 씩의 해수를 채취하였다(Clickmore and Aked, 1975). 채

취된 해수중 1 L는 현장에서 GFC 여과지(공극크기, 0.45 μm)에 걸러서 실험실로 옮긴 후 약 60°C로 건조된 무게를 측정함으로써 부유퇴적물의 농도를 결정하였다(Wells and Coleman, 1977; McCave, 1979). 건조된 GFC 여과지는 농도 결정이 끝난 후, Manheim *et al.*(1970)의 방법에 따라 전기로에서 550°C로 1시간 30분동안 가열한 후 무게의 유실량을 환산함으로써 유기물의 함량을 측정하였다. 각 층에서 채취된 해수중 나머지 2 L는 부유퇴적물의 대부분을 구성하고 있는 쇄설성 퇴적물에 대한 입도분포를 알아보기 위하여 과산화수소수(H_2O_2)로 유기물을 완전히 제거시키고 0.1% 칼곤(Calgon)용액 10 ml를 첨가하여 초음파 진동기와 자기진동기로 균일하게 분산시킨 후 레이저회절원리의 입도분석기(Malvern Co., model Mastersizer)로 입도분석을 실시하였다.

한편, 현장에서 채수된 해수중 10 ml 정도를 폴리카보네이트 여과지(polycarbonate filter)로 조심스럽게 걸러서 실험실로 옮긴 후 40°C 온도로 오븐에서 건조시켰다. 이렇게 준비된 여과지에 대해 골드코팅을 한 후 전자현미경(scanning electron micrography; SEM)을 이용하여 부유퇴적물 구성과 입자 덩어리(floc) 관찰을 위한 촬영을 실시하였다.

부유퇴적물 플럭스 계산

각 정점의 모든 수층에서 얻어진 유속, 유향, 수심 그리고 부유퇴적물 농도값을 이용하여 부유퇴적물의 유·출입률을 다음과 같이 적분에 의해 계산하였다(e.g., Gao *et al.*, 1990).

$$f_s = (1/T) \int_T CV dt \\ = (1/25) \left[\sum_{i=2}^{25} C_i V_i + (1/2)(C_1 V_1 + C_{26} V_{26}) \right] \quad (1)$$

여기서, f_s 는 각층에서 부유퇴적물의 순이동률(net sediment flux; $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), C 는 부유퇴적물의 농도(kg m^{-3}), V 는 유속(m s^{-1}), T 는 관측시간(time span: 12.5 시간동안 관측을 실시하였지만, 30분 간격을 가지는 25회의 대표 시간치에 대해 관측을 실시하였으므로 25로 설정), 그리고 각각의 아래첨자는 시계열자료를 나타낸다.

한 조석주기동안 이루어진 부유퇴적물의 순이동량(net suspended sediment transport: Q_s , 10^3 kg m^{-1})은 다음식에 의해 계산되었다.

$$Q_s = (Q_1^2 + Q_2^2)^{1/2} \quad (2)$$

여기서, Q_1 과 Q_2 는 Q_s 중에서 각각 동-서 방향과 남-북 방향의 성분을 말한다:

$$Q_1 = \int_T \int_H CV \sin \alpha \, dh dt \\ = \left[\sum_{i=2}^{25} H_i \langle C_i \sin \alpha_i \rangle + (1/2)(H_1 \langle C_1 V_1 \sin \alpha_1 \rangle + H_{26} \langle C_{26} V_{26} \sin \alpha_{26} \rangle) \right] \times 12.5 \quad (3)$$

$$Q_2 = \int_T \int_H CV \cos \alpha \, dh dt \\ = \left[\sum_{i=2}^{25} H_i \langle C_i \cos \alpha_i \rangle + (1/2)(H_1 \langle C_1 V_1 \cos \alpha_1 \rangle + H_{26} \langle C_{26} V_{26} \cos \alpha_{26} \rangle) \right] \times 12.5 \quad (4)$$

여기서, α 는 진북에 대한 유향, H 는 수심, 그리고 $\langle \rangle$ 는 수심평균값을 의미한다. 즉, 수심평균은 다음과 같이 정의된다:

$$\langle C_i V_i \sin \alpha_i \rangle = (1/H_i) \left[\sum_{j=2}^{n-1} D_j (C_{i,j} V_{i,j} \sin \alpha_{i,j} + C_{i,j+1} V_{i,j+1} \sin \alpha_{i,j+1}) + 0.5 \times C_{i,1} V_{i,1} \sin \alpha_{i,1} + 1.5 \times C_{i,n} V_{i,n} \cos \alpha_{i,n} \right] \quad (5)$$

그리고

$$\langle C_i V_i \cos \alpha_i \rangle = (1/H_i) \left[\sum_{j=2}^{n-1} D_j (C_{i,j} V_{i,j} \cos \alpha_{i,j} + C_{i,j+1} V_{i,j+1} \cos \alpha_{i,j+1}) + 0.5 \times C_{i,1} V_{i,1} \cos \alpha_{i,1} + 1.5 \times C_{i,n} V_{i,n} \cos \alpha_{i,n} \right] \quad (6)$$

여기서, D_j 는 수직프로파일링에 있어 인접한 수층간의 수심차이며, n 은 관측된 수층의 전체수이다. Q_1 의 최종적인 방향은 Q_1 과 Q_2 로부터 결정되었다.

연구결과

수온과 염분의 시계열 변화

수온은 정점 H1에서 26.3–27.9°C 범위의 값으로 창조시 수온이 낮아지고 낙조시 올라감으로써 조석에 따라 따뜻한 연안수와 차가운 외해수가 혼합되는 양상을 보인다. 수층별로는 간조시(10:00)에 표층과 저층의 수온이 0.4°C 내외의 차이를 보이는 아주 미약한 수온 성층(stratification)을 이루지만, 전반적으로 수직적 혼합이 잘 이루어지고 있다(Fig. 2a). 한편, 정점 H2에서 역시 정점 H1과 거의 유사한 범위(26.0–27.5°C)의 분포로 수직적 혼합이 잘 이루어지고 있어, 수층에 따른 수온의 차이가 거의 존재하지 않는다. 그러나, 각 정점에서 시간별 수온 분포는 조석의 변화에 따라 뚜렷한 차이를 볼 수 있다. 간조시에는 27.0°C 이상의 높은 수온을 나타내는 반면, 창조가 진행되면서 점차 낮아져 만조시(16:00)에는 26.5°C 이하의 낮은 값을 보인다(Fig. 2a). 그 이후로 다시 낙조가 진행되면서 점차 수온이 높아져 가는 경향을 가진다. 일반적으로 연안환경에서 여름철 해수 온도의 공간적 분포특성은 겨울철과 반대로 해안선에서 외해쪽으로 향하면서 낮아지는 경향을 보인다(Amos *et al.*, 1991). 따라서, 간조시 부근에 나타나는 가장 높은 값의 수온은 만조시 조건대에서 데워진 따뜻한 수괴가 빠져 나오면서 영향을 미치는 것으로 판단된다(Fig. 2a).

염분은 정점 H1의 경우 PSU로 30.9–31.5 범위내에서 연안수와 외해수의 혼합작용에 따른 조석변화를 나타내고 있다. 간조시 31.0 내외의 값을 가지지만, 창조가 시작되면서 점차 증가하여 만조시는 약 0.4 정도가 높은 값을 보인다(Fig. 2b). 정점 H2의 경우 30.9–31.5로서 수온과 마찬가지로 수층별 성층현상이 전혀 이루어지지 않고 있으며, 조석의 조건에 따른 시계열 변화만 나타내고 있다. 간조시에는 31.0 내외의 값을 가지지만 창조가 진행되면서 점차 증가하여 만조시에는 약 0.4 정도가 높은 31.4의 값을 갖는다(Fig. 2b). 해수의 밀도는 염분도에 의해 가장 크게 영향을 받기 때문에 연안에서 담수가 유입될 경우 수괴의 성층현상이 잘 이루어진다(Gordon and Desplanque, 1983). 하지만, 함평만의 경우 담수의 유입이 거의 없는 특성을 가지고 있어 조석에 따른 해수의 밀도변화가 이루어지지 않기 때문에 성층발달이 미약한 것으로 보

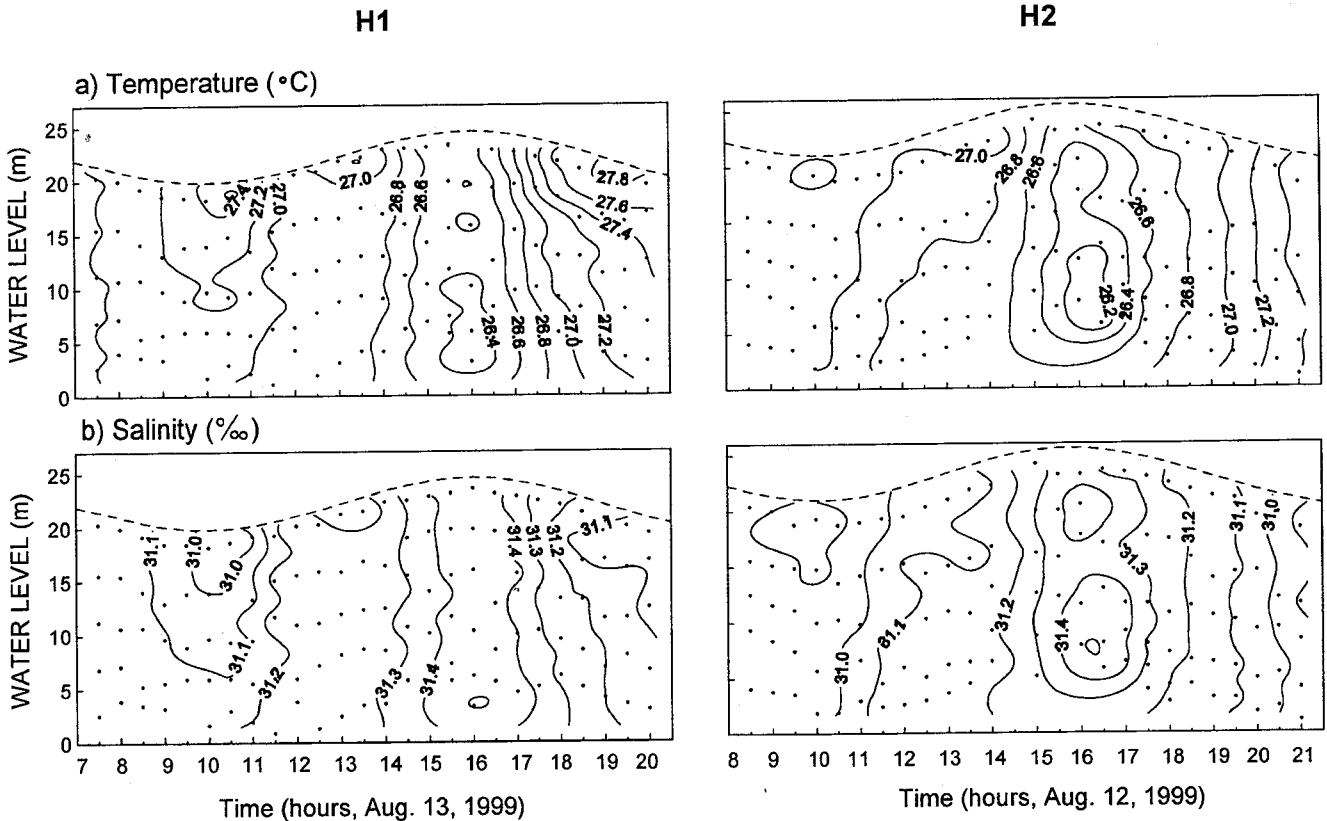


Fig. 2. Measurements of temperature (a) and salinity (b) from station H1 and H2 collected in spring tides (August 12–13, 1999).

인다. 뿐만 아니라, 좁은 만입구를 지나가는 강한 조류의 영향으로 수괴의 수직적 혼합이 잘 이루어지기 때문에 판단된다(e.g., Garrett *et al.*, 1978). 특히 대조기의 경우 강한 조석작용으로 인해 수괴의 수직적 혼합이 잘 이루어질 뿐만 아니라 부유퇴적물의 수층별 농도차이 역시 감소되는 것으로 보고되고 있다(Officer, 1976).

조류세기의 비대칭성

정점 H1에서 조류의 세기는 9.7–138.6 cm s⁻¹ 범위의 시계열 변화를 보이는 가운데, 창조시와 낙조시 최강유속의 세기가 서로 다른 비대칭성을 나타낸다(Fig. 3a). 최강유속의 발달은 창조시의 경우 후반에 100 cm s⁻¹ 이상의 값이 전 수층에서 짧은 시간에 걸쳐 나타나고, 낙조시는 중반부에 110 cm s⁻¹ 이상의 강한 유속이 표층을 중심으로 보다 긴 시간에 걸쳐 분포한다(Fig. 3a). 각 조석별 평균유속(Table 1)은 창조시 표층과 저층에서 각각 59.9, 53.0 cm s⁻¹ 그리고 낙조시는 표층과 저층에서 각각 95.4, 67.3 cm s⁻¹로서 낙조류가 창조류에 비해 평균적으로 23–59% 이상 우세한 비대칭성을 보이고 있다. 함평만 입구에서 낙조류의 세기가 우세한 비대칭성은 기존의 연구(국립지리원, 1983; 류, 1998)에서도 보고된 바 있다. 관측기간동안 창조류의 주 흐름방향은 150° 내외로 남동쪽으로 흐르며 낙조류의 유향은 320° 내외로 북서쪽으로 흐른다(Fig. 3b).

정점 H2에서 조류의 세기는 9.0–120.3 cm s⁻¹ 범위로 최강유속의 세기가 정점 H1의 138.6 cm s⁻¹에 비해 보다 약한 값을 갖는다. 이 정점에서 조석에 따른 최강유속의 세기는 창조시 120.3 cm s⁻¹, 낙조시 117.5 cm s⁻¹로 정점 H1과 달리 창조류가 오히려 약간 우

세한 값을 가지고 있지만 뚜렷한 비대칭성을 나타내지 않고 있다(Fig. 3a). 평균유속의 분포 역시 창조시의 경우 표층과 저층에서 각각 77.0, 58.4 cm s⁻¹이며, 낙조시에는 표층과 저층에서 각각 66.0, 45.8 cm s⁻¹로서 창조류가 낙조류에 비해 27–37% 정도 약간 우세한 값을 갖는다(Table 1). 최강유속이 나타나는 시간은 정점 H1과 마찬가지로 창조시의 후반과 낙조시 중반이며, 수층별 유속의 분포는 표층에서 저층으로 가면서 해저 마찰력으로 인해 유속이 감소해 가는 경향을 갖는다(Fig. 3a). 창조류의 주 흐름방향은 150° 내외로 남동쪽으로 흐르며 낙조류의 유향은 330° 내외로 북서쪽으로 흐른다(Fig. 3b).

부유퇴적물 농도 및 이동물의 변화

정점 H1에서 부유퇴적물의 농도는 40.8–207.8 mg L⁻¹의 범위로서 해황이 온순한 여름철임에도 불구하고 비교적 높은 값을 갖는다. 수직적 혼합이 잘 이루어지고 있는 수온과 염분의 분포특성과 달리, 부유퇴적물 농도는 표층에 비해 저층에서 보다 높은 값으로 수층별 차이가 뚜렷하게 보이고 있다(Fig. 3c). 간조시부터 창조가 진행되면서 100 mg L⁻¹ 내외의 높은 농도를 보이며 만조시에는 150 mg L⁻¹ 정도로 가장 높은 값을 가지지만, 낙조가 진행되면서 점차 낮은 값을 가져 중반부에는 표층에서 50 mg L⁻¹ 내외로 낮아지는 특징을 보인다. 조석에 따른 평균값 역시 창조시 표층과 저층에서 각각 93.9, 138.3 mg L⁻¹인 반면, 낙조시는 표층과 저층에서 각각 78.0, 127.6 mg L⁻¹로서 낙조류가 우세한 비대칭성에 의해 예상되는 바와 달리 오히려 창조시에 높은 부유퇴적물의 농도가 나타난다

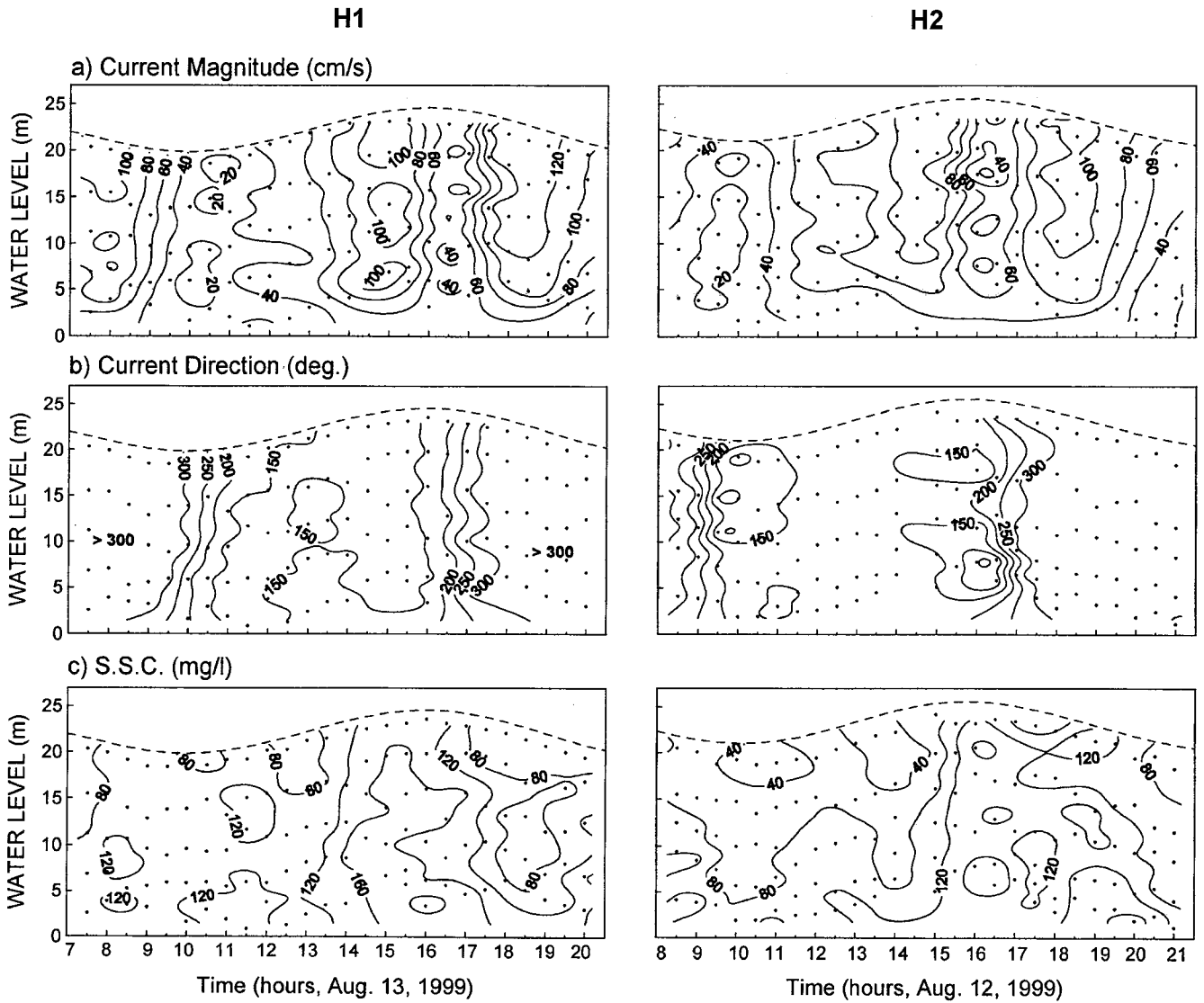


Fig. 3. Measurements of currents and suspended sediment concentrations from station H1 and H2 collected in spring tides (August 12–13, 1999); a) current magnitude, b) current direction, c) S.S.C. (suspended sediment concentration).

Table 1. Time-averaged current, temperature, salinity, concentration and organic matter content of suspended sediments at each station

Station	Tidal Range	Layer	Cur. Vel.(cm s ⁻¹)		Cur. Dir.(deg.)		Temp. (°C)		Salinity (psu)		DO (%)		SSC (mg l ⁻¹)		Org. Matter (%)	
			flood	ebb	flood	ebb	flood	ebb	flood	ebb	flood	ebb	flood	ebb	flood	ebb
H1	480 cm	Surface	59.9	95.4	173.4	303.0	27.1	27.3	31.2	31.2	87.5	88.1	93.9	78.0	10.9	13.4
		Middle	58.9	72.5	163.1	304.3	26.9	27.0	31.2	31.2	91.7	89.9	123.4	111.0	9.1	10.1
		Bottom	53.0	67.3	148.6	300.2	26.8	26.9	31.3	31.2	91.0	89.3	138.3	127.6	8.4	9.1
H2	477 cm	Surface	77.0	66.0	154.1	277.7	27.0	27.0	31.1	31.1	87.8	87.2	39.9	86.5	18.0	13.8
		Middle	77.9	56.8	158.8	270.3	26.8	26.8	31.1	31.1	86.6	89.1	90.3	123.6	12.3	10.5
		Bottom	58.4	45.8	157.7	251.2	26.7	26.8	31.2	31.2	86.3	88.9	107.2	153.8	11.3	10.3

(Table 1). 즉, 조석에 따른 부유퇴적물의 농도변화는 기존의 연구 결과와 같이 유속의 n제곱에 비례하는 상관관계(Owen and Thorn, 1978; Dyer, 1980)를 가지고 변화를 보이지는 않는다. 이 정점의 해저퇴적물은 Fig. 1에 도시된 바와 같이 역질사 퇴적물로 구성되

어 있기 때문에, 수층 내 분포하고 있는 세립질의 부유퇴적물은 이 정점의 해저면으로부터 재부유되어 공급되었다기 보다는 다른 곳에서 재부유된 퇴적물이 뜬짐상태로 이동되어 온 것으로 판단된다. 정점 H2에서 부유퇴적물의 농도는 23.7–211.2 mg L⁻¹의 범위로

서 정점 H1과 마찬가지로 높은 값을 갖는다. 일반적으로 조석이 우세한 환경에서는 조차가 커짐에 따라 조류속이 증가하고 해지면 퇴적물의 침식과 재부유가 활발해져 수층 내 부유퇴적물의 농도가 증가한다(Allen *et al.*, 1980; Kirby and Parker, 1983). 하지만, 이 정점의 경우 정점 H1에 비해 유속의 세기가 약함에도 불구하고 유사한 범위의 부유퇴적물 농도분포를 보이는 것은 상대적으로 다른 지역으로부터 이동되어 오는 부유퇴적물 이동량이 크다는 것을 의미한다. 간조시부터 창조 중반까지는 표층에서 50 mg L^{-1} 이하 그리고 저층에서 100 mg L^{-1} 이하의 값을 가지지만, 창조 후반부터 점차 증가하여 만조시에는 전 수층에서 150 mg L^{-1} 내외의 높은 농도를 보이고 있다(Fig. 3c). 유속이 약한 만조시에 높은 부유퇴적물의 농도를 보이는 이유는 최강 창조류가 후반부에 나타남으로써 외해쪽에서 재부유된 부유퇴적물이 이 정점까지 도달하기까지 약간의 시간지연을 가지기 때문인 듯 하다. 낙조시의 경우 중반부에는 표층에서 100 mg L^{-1} 내외 그리고 저층에서는 150 mg L^{-1} 이상의 높은 농도로 창조시에 비해 전반적으로 고농도로 유지되는 특성을 보인다(Fig. 3c). 관측기간동안 조석별 평균값은 창조시 표층과 저층에서 각각 $39.9, 107.2 \text{ mg L}^{-1}$ 인 반면, 낙조시는 표층과 저층에서 각각 $86.5, 153.8 \text{ mg L}^{-1}$ 로서 정점 H1과 반대로 낙조시 상대적으로 높은 농도의 부유퇴적물이 분포한다(Table 1). 이와 같이 창조시에 비해 낙조시에 전체적으로 높은 값을 보이는 비대칭적 분포특성은 만 안쪽으로부터 재부유되어 외해쪽으로 유출되는 양이 크다는 것을 예상하게 한다. 이 정점의 해저퇴적물 역시 역질사 퇴적물로 구성되어 있기 때문에(Fig. 1) 낙조시 공급되는 대부분의 부유퇴적물은 내만의 조간대 및 조하대를 구성하고 있는

세립질 퇴적물이 재부유되어 공급되어 온 것으로 보인다.

유속과 부유퇴적물 농도를 고려하여 수심적분된 퇴적물의 이동률에 대한 시계열 변화를 Fig. 4에 도시하였다. 정점 H1의 경우 낙조시에 비해 창조시의 최대 이동속도가 큰 것으로 나타났다. 낙조시 최대 이동속도는 $-0.6 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 정도인 반면, 창조시 최대 이동속도는 후반부에 $1.0 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 에 달한다(Fig. 4a). 그러나, 낙조시에는 전반적으로 높은 값의 이동률을 보임으로써 한 조석주기 동안 부유퇴적물의 순이동량이 외해쪽으로 향하고 있음을 예상케 한다. 한편, 정점 H2의 경우 창조시에 비해 낙조시의 이동속도가 큰 값을 유지하는 것으로 나타났다. 낙조시 최대 이동속도는 유속이 강한 중반부에 $-0.7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 정도로 나타나는 반면, 창조시는 최대 이동속도가 후반부에 $0.4 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 정도로 나타난다(Fig. 4b). 부유퇴적물 농도와 이동률변화에 대해 정점별로 비교해보면, 만 입구의 남서쪽(H1)에서는 창조시, 특히 후반에 큰 값을 보이는 반면, 북동쪽(H2)에서는 낙조시에 보다 큰 값을 보임으로써 상대적으로 보다 많은 양의 부유퇴적물이 북동쪽 입구를 통해서 빠져나가고 있음을 알 수 있다.

부유퇴적물내 쇄설성 입자의 입도분포

연안 및 하구환경에서 부유퇴적물의 이동기작 및 퇴적작용은 기본적으로 침전속도의 변화에 따라 좌우된다(Gibbs, 1985). 침전속도는 부유퇴적물의 크기, 밀도 그리고 형태의 함수로서, 부유퇴적물의 입도분포를 파악해야 한다. 현장 부유퇴적물의 입도를 관측하기 위하여 지금까지 여러가지 방법이 동원되고 있지만(Gardner, 1977; Calvert and McCartney, 1979; Gibbs and Konwar, 1982),

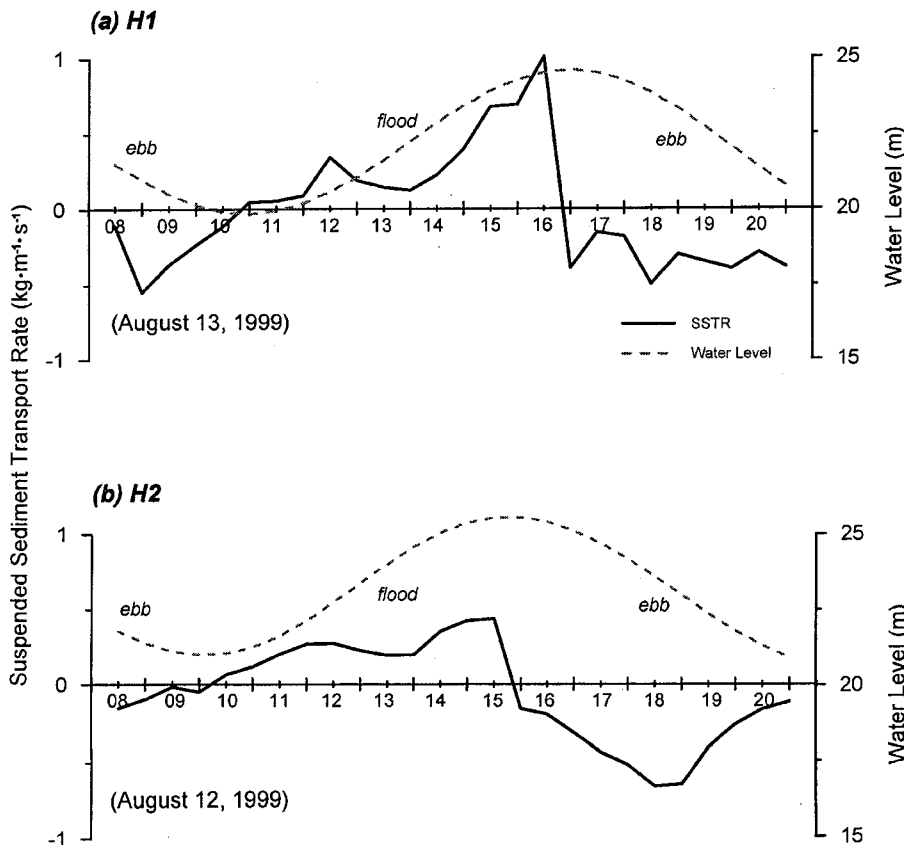
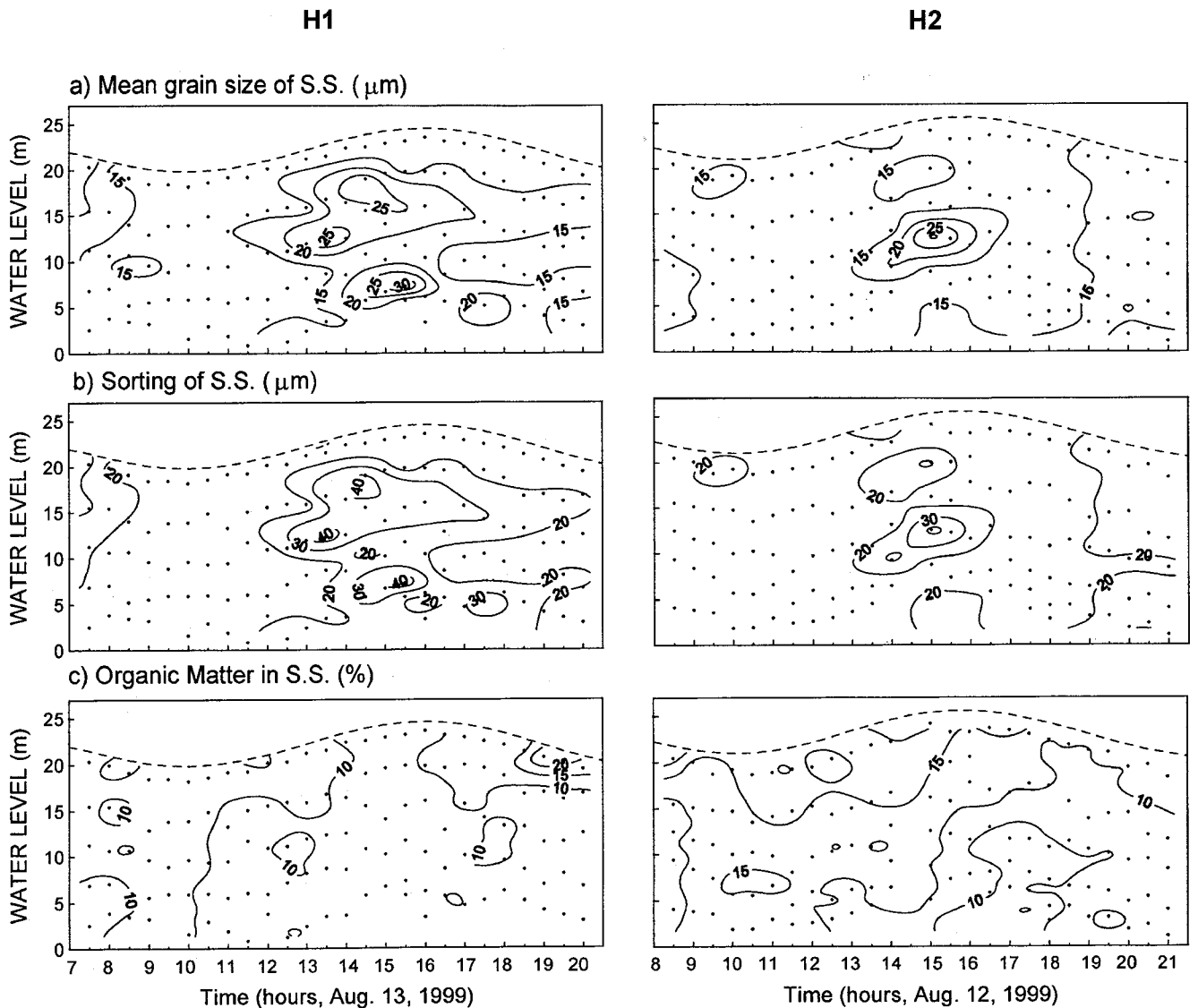


Fig. 4. Time-series of suspended sediment transport rate together with water level change. Negative value indicates seaward transport in ebb, whereas positive value bayward transport in flood.

Table 2. Size frequency and textural parameters of clastic particles in suspended sediments collected at each station

Station	Layer	Size Frequency (%)				Mean (μm)	St. Dev. (μm)
		< 4	4-16	16-64	> 64 (μm)		
H1	Surface	27.3	44.0	26.6	2.1	13.3	15.2
	Middle	25.3	41.2	27.6	5.8	18.4	25.9
	Bottom	25.5	41.3	27.8	5.4	16.1	20.8
H2	Surface	28.0	45.4	24.3	2.4	13.8	17.7
	Middle	26.0	40.3	24.4	1.6	12.9	14.7
	Bottom	26.2	42.2	28.6	3.1	14.9	18.1

**Fig. 5.** Textural parameters and organic matter content of suspended sediments at each station; a) mean grain size, b) sorting, c) organic matter content.

아직까지 자연해수 상태에서 입도분포를 추적하기에는 많은 어려움이 있다. 이 연구에서 역시 이러한 한계성 때문에 현장에서 채취된 해수를 실험실로 옮긴 후, 유기물을 완전히 제거하여 입도분석을 실시하였기 때문에 엄격한 의미에서는 자연상태의 부유퇴적

물이 아니고 부유퇴적물을 구성하고 있는 쇄설성입자들(clastic particles)에 국한된 입도분석 결과이다.

정점 H1에서의 쇄설성 입자의 평균입도는 조석의 조건과 부유퇴적물 농도가 변함에 따라 10.6-33.6 μm 범위 내에서 변화를 나

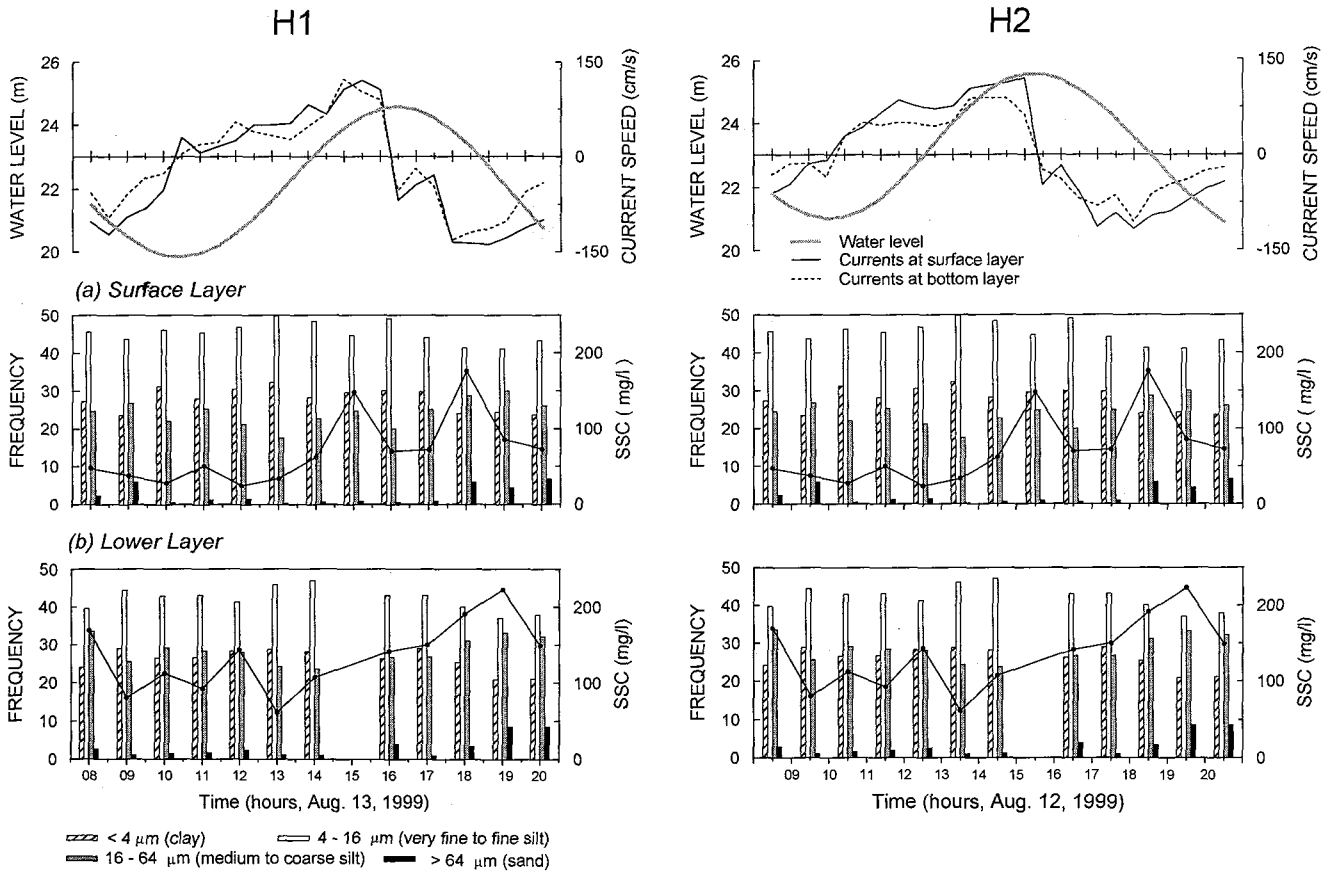


Fig. 6. Size-frequency distribution of clastic particles together with suspended sediment concentrations. In the upper part, time-series of water level and currents are displayed as a reference.

타난다(Table 2; Fig. 5). 낙조 때에는 15 μm 내외의 세립실트(fine silt)가 우세하게 분포하고, 창조 때는 전체적으로 더욱 조립한 입도분포를 보이면서 20 μm 이상의 중립실트(medium silt)가 대부분을 차지하고 있다(Fig. 5a). 쇄설성 입자들의 등급별 입도분포를 보면, 전 수층에서 4-16 μm 범위의 극세립-세립(very fine to fine) 실트가 가장 우세하게 분포하고 그 다음으로 점토(<4 μm)와 중립조립실트(medium to coarse silt)가 거의 균등하게 나타나며, 64 μm 이상의 사질퇴적물이 10% 이하의 극소량으로 분포하고 있다(Fig. 6). 그러나, 저층에서는 부유퇴적물 농도가 200 mg L^{-1} 이상으로 올라가는 창조 후반에 20%를 웃도는 사질퇴적물 함량분포를 보이기도 한다. 유속의 세기가 아주 강할 때 부유상태로 이동되기도 하는 사질퇴적물은 대부분 극세립사(very fine sand)로 구성되어 있다(Chu *et al.*, 1999). 분급도는 9.9-46.0 μm 범위로 전체적으로 불량한 값을 가지는 가운데, 부유퇴적물 농도가 높고 조립한 퇴적물이 나타나는 창조 후반에 30-40 μm 내외로 가장 불량한 값을 갖는다(Fig. 5b).

정점 H2에서 부유퇴적물 농도는 낙조 때 유속이 약해져도 높은 농도를 보이는 비대칭성을 가진다. 부유퇴적물 농도가 변함에 따라 쇄설성 입자의 평균입도 역시 9.4-30.2 μm 범위로서 정점 H1과 유사한 값의 범위를 갖는다(Table 2; Fig. 5). 낙조시와 창조시 초반의 평균입도는 15 μm 이하의 세립한 분포를 보이지만, 창조시 후반의 경우 25 μm 이상의 조립한 값이 중층에서 나타나기도 한

다. 등급별 입도분포는 정점 H1과 거의 유사하게 전 수층에서 극세립-세립실트가 40% 이상으로 가장 우세하게 분포하고 그 다음으로 점토와 중립-조립실트가 20-30% 정도로 거의 균등하게 나타난다(Fig. 6). 사질퇴적물은 5% 이하의 극소량으로 정점 H1에 비해 적은 양으로 분포하고 있는데, 이는 최강유속의 세기가 상대적으로 약하기 때문으로 사료된다. 분급도는 9.1-41.1 μm 의 범위로 정점 H1과 동일하게 불량한 값을 가진다. 전반적으로 20 μm 내외의 값으로 분포하는 가운데, 부유퇴적물 농도가 높고 조립한 퇴적물이 나타나는 창조 후반과 만조시에 20-30 μm 내외로 가장 불량한 값을 갖는다(Fig. 5b).

유기물 함량과 입자덩어리 형성

해양환경에서 부유상태로 이동하는 세립질 퇴적물은 입자사이에 작용하는 소성과 점착성으로 입자간 상호결합을 통해 입자덩어리를 형성하며 침전되는 특성을 가진다(추 등, 1999). 입자덩어리 형성은 일차적으로 부유퇴적물 내 점토광물의 함량과 결합력에 기인하고 그 외에 염분, 부유퇴적물의 농도, pH, 온도 그리고 유기물의 함량 등 여러 가지 환경요인에 따라 변한다(McCave, 1983). 이렇게 형성되는 부유퇴적물 입자덩어리의 크기 및 밀도는 침전속도를 달리하며 해저면의 퇴적물을 결정하기 때문에(Krone, 1962; 추 등, 1999), 이들의 형성과정을 파악하는 것이 중요하다.

부유퇴적물에 함유되어 있는 유기물질 함량은 현장에서 해수 1

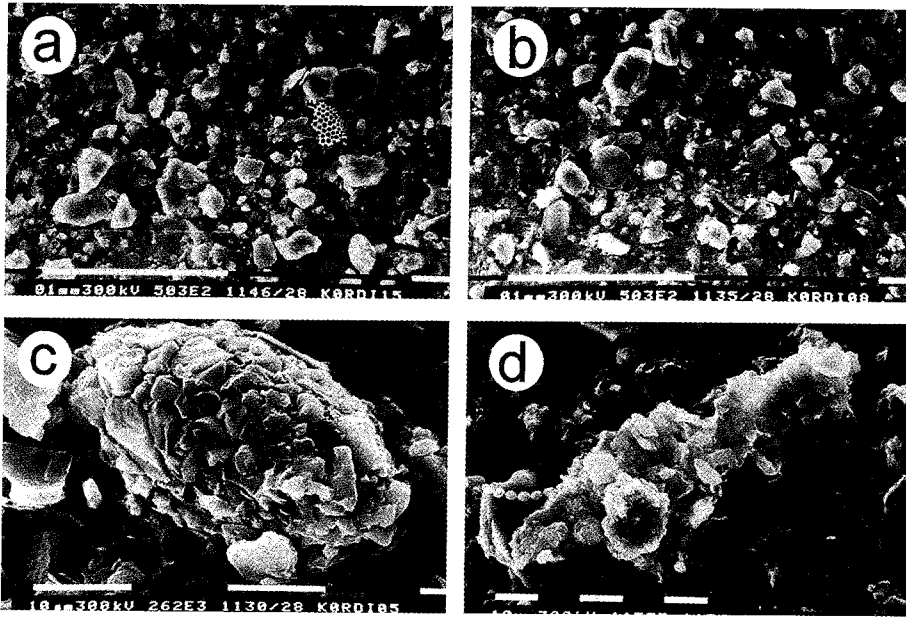


Fig. 7. Scanning electron photomicrographs of suspended material filtered by a 0.45 μm pore size polycarbonate membrane (Millipore) demonstrate the wide range of shapes and types of particles that comprise natural populations. Scale bar (0.1 mm (a, b), 10 μm (c, d)) is shown at the foot of each micrograph.

리터를 GFC 여과지에 걸른 후 강열감량 방법(Manheim *et al.*, 1970)으로 구하였다. 정점 H1에서 유기물 함량은 6.6–24.5% 범위로서 비교적 큰 폭의 변화를 보인다(Fig. 5c). 수층별로는 표층과 저층에서 각각 창조시 10.8, 8.4%로 나타나고, 낙조시 13.7, 9.2%로서 표층에서 높은 값을 가진다(Table 1). 표층에서 가장 높은 값의 유기물 함량을 보이는 것은 관측시간이 낮시간으로 광합성을 하기 위한 부유성 생물들이 표층으로 집중되었기 때문으로 보인다. 한편, 정점 H2에서 유기물 함량은 6.5–23.8% 범위로 이 역시 정점 H1과 거의 동일한 값을 가지며 조시와 수층에 따른 변화를 보인다(Fig. 5c). 조석에 따른 수층별 평균값은 표층과 저층에서 각각 창조시 16.8, 11.4%로 나타나고, 낙조시 13.7, 10.2%로서 표층에서 가장 높은 값을 가진다(Table 1).

함평만 입구에 분포하는 부유퇴적물 입자는 다양한 형태의 광물성분이 가장 우세하게 분포하는 가운데 규조류(diatom)로 대표되는 소량의 부유성 생물과 유해들이 분포하고 있다(Figs. 7a and b). 전반적으로 쇄설성 입자들은 원마도가 불량한 상태로 분포하고 있으며, 4 μm 이하의 점토 크기 광물들은 표면에 점착성 유기분자(humic molecules)의 코팅(Nichof and Loeb, 1972; Hunter and Liss, 1979, 1982)으로 인한 상호간의 결합력으로 40–100 μm 정도의 입자 덩어리를 형성하고 있으며, 유기물이 흡착되어 이차적인 결합을 이루기도 한다(Figs. 7c and d). 특히, 광물들만 결합되어 형성된 입자덩어리(Fig. 7c)는 강한 결합력을 가지면서 유기물과 복합으로 이루어진 입자 덩어리(Fig. 7d)에 비해 밀도가 큰 것으로 나타났다. 이러한 부유퇴적물 입자 덩어리는 주로 정조시간에 가장 크게 형성되었다. 최강유속이 분포하는 경우는 입자간 결합을 깨뜨릴 수 있는 임계전단력 이상의 난류에너지가 발생함으로써 입자덩어리의 형성이 방해받기 때문인 것으로 판단된다(추 등, 1999). 수층별 부유퇴적물의 구성은 표층에서 주로 개별적인 쇄설성 입자들과 소량의 생물유해들로 구성되어 있는 반면, 저층에서는 입자덩어리가 비교적 많이 분포하는 특징을 보이는데, 이는 정조시간에 부유퇴적물이 저층을 향해 개별적인 침전을 일

키는 과정에서 상호간의 충돌작용(추 등, 1999)으로 입자간 결합을 일으키게 되고 점차 입자 덩어리가 커져 가기 때문이다. 하지만, 전반적으로 관찰된 입자덩어리의 크기가 기존에 하구환경에서 보고된 크기에 비해 작게 나타나는 것은 일차적으로 만 입구의 강한 조류작용에 기인하는 것으로 판단되며, 결과적으로 부유퇴적물의 침전이 쉽게 이루어지지 않을 것으로 보인다.

토 의

함평만은 홀로세 이전 신안군 비금도 쪽으로 뻗어 있던 강 골짜기(river valley)가 홀로세 해수면상승으로 침수된 결과로 형성된 리아(ria) 형태이다(Castaing and Guilcher, 1995; Guilcher, 1976). 한반도 서·남해안에는 하구환경으로도 분류할 수 없는 리아형태의 연안 퇴적환경(예; 가로림만, 천수만, 득량만 등)이 우세하게 분포하고 있으며, 만내의 해안선을 따라 넓은 조간대가 특징적으로 발달되어 있다. 반폐쇄형으로 발달된 이러한 만에서 현세 퇴적작용은 만입구를 통해 유·출입되는 부유퇴적물 이동양상에 따라 결정된다. 따라서 만내의 조간대와 조하대에서 일어나고 있는 전체적인 퇴적양상을 파악하기 위해서는 우선적으로 만입구를 통해 유·출입되는 부유퇴적물의 조석별 그리고 계절별 이동양상을 밝혀야 한다.

일반적으로 부유퇴적물의 이동양상은 한 정점에서 관측된 유속을 이용하여 계산된 잔여유속과 밀접한 관련성을 가지고 있기 때문에, 부유퇴적물 농도의 시계열 변화가 크더라도 일차적으로 잔여유속의 분포에 따라 좌우된다(Nichols, 1977). 하지만, Table 3에 나타난 바와 같이 함평만 입구에서 잔여유속 분포는 부유퇴적물의 순이동 방향과 일치되지 않는 특성을 가지고 있다. 대조기 한 조석주기에 대하여 계산된 잔여유속이 정점 H1의 경우 전 수층에 걸쳐 외해쪽으로 향하는 값을 가지는 반면, 정점 H2에서는 내만으로 향하는 값을 가지고 있다. 정점 H1의 수층별 분포를 살펴보면, 표층에서 -20.0 cm s^{-1} 로 가장 큰 값을 가지며 저층으로 갈수록 점차 감소하여 최저층에서는 -10.3 cm s^{-1} 의 값을 가진다

Table 3. Summary of residual flow, net sediment flux and net suspended sediment transport load for one tidal cycle in spring tides

Station	Layer	R_f^*	f_s^*	Net sediment transport	
		(cm s^{-1})	($\times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	Q_s^* (kg m^{-1})	Dir. (deg)
H1	Surface	-2.0	-5.5	0.37×10^3	296.4
	Middle	-12.2	-1.7		
	Bottom	-10.3	-4.0		
H2	Surface	0.3	-15.6	0.21×10^3	314.7
	Middle	4.0	-7.6		
	Bottom	0.0	-12.7		

* R_f denotes residual flow, f_s net suspended sediment flux and Q_s net suspended sediment transport load. Negative value indicates seaward movement.

(Fig. 8a). 정점 H2에서는 모든 수층에서 5.0 cm s^{-1} 이하로 정점 H1에 비해 상대적으로 적은 값을 가지며, 방향 역시 내만쪽으로 향하는 반대방향을 가진다(Fig. 8a). 즉, 함평만 입구의 남서쪽(H1)에서는 외해쪽으로 빠져나가는 흐름이 지속적으로 강하게 존재하는 반면, 북동쪽(H2)에서는 만내로 유입되는 흐름이 약하게 존재함으로써 만과 외해의 물질순환이 이루어지게 하고 있다. 만입구에서 이러한 흐름의 순환양상은 함평만과 유사한 형태로 발달되어 있는 중국의 Xiangshan만에서도 보고되고 있다(Gao *et al.*, 1990).

Nichols(1977)의 연구결과에 따르면, 위에서 계산된 잔여유속의 분포특성으로 부유퇴적물 이동양상을 유추할 수 있다. 그러나, 조류속 뿐만 아니라 부유퇴적물 농도변화를 고려하여 식 (1)에 의해 계산된 각 수층에서 시간평균된 부유퇴적물의 이동률, 즉 부유퇴적물 순이동률(net sediment flux, f_s)의 수층별 분포양상은 모든 정점에서 외해쪽으로 향하고 있어 잔여유속의 분포특성과 완전히 일치되는 양상을 보이지는 않고 있다(Fig. 8b). 이는 고정된 정점의 수층 내로 부유퇴적물을 공급하는 기작을 해저면으로부터 재부유(diffusion)와 다른 곳으로부터 이동(advection)으로 정리해 보면, 쉽게 설명될 수 있다. 즉, Nichols(1977)의 이론은 조류속이 강해져서 해저면으로부터 재부유된 퇴적물이 주 공급원으로 기여할 때 완벽하게 적용될 수 있지만, 세립질 퇴적물을 재부유시킬 수 있는 조류속이 가해진다 할지라도 함평만 입구와 같이 해저퇴적물이 역질사로 구성되어 있어 재동될 퇴적물이 거의 없을 경우는 일치하지 않을 수도 있다. 정점 H1에서는 낙조류가 아주 우세한 비대칭적 유속구조를 보이지만, 외해로부터 공급되어 오는 부유퇴적물 농도가 상대적으로 높기 때문에 결과적으로 외해로 향하는 부유퇴적물의 순이동률($-1.7 \sim -5.5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)을 감소시켰고, 정점 H2에서는 내만쪽으로 향하는 잔여유속이 약하게 분포하는 것에 비해 내만으로부터 유출되는 부유퇴적물 농도가 상대적으로 아주 높기 때문에 외해쪽으로 향하는 부유퇴적물의 순이동률이 전 수층에서 큰 값($-12.7 \sim -15.6 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)으로 나타나고 있다(Fig. 8b).

대조기 한 조석주기동안 이동된 부유퇴적물의 순이동량(net suspended sediment transport load, Q_s)은 식 (2)와 같이 수심 적분된 값으로 계산되었다. 여름철 대조기 한 조석주기동안에 이동되는 양은 남서쪽에 위치한 정점 H1의 경우 대조기 $0.37 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1}$ 이 북서 방향(296.4°)으로 이동되며, 북동쪽의 정점 H2에서는 $0.21 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1}$ 이 역시 북서 방향(314.7°) 즉, 외해쪽으로 빠져나고 있는 것으로 나타났다. 우리나라 서해안의 조간대에서 계절에 따른 퇴적작용은 여름철에 세립질 퇴적물의 유입으로 쌓이게

되고 겨울철에는 강한 파랑에너지의 영향으로 조간대 퇴적물이 빠져 나가는 것이 일반적으로 보고되고 있다(Lee *et al.*, 1999; Chu *et al.*, 1999). 하지만, 함평만의 경우 여름철임에도 불구하고 만 입구에서 부유퇴적물이 외해쪽으로 빠져 나가는 것은 만내에 발달해 있는 조간대에서 상당한 침식이 진행되고 있기 때문으로 보인다. 특히, 류 등(1999)에 의해 관측된 조간대 퇴적물의 계절변화에서도 여름철에 비정상적으로 침식되고 있는 양상과 잘 일치하고 있다.

그러나, 이 연구결과는 여름철 대조기에 국한된 결과로서 파랑 작용이 우세한 겨울철에도 과연 조간대 침식이 지속적으로 일어나 만 입구에서 부유퇴적물이 외해쪽으로 빠져나갈 것인지에 대해서는 추가적인 연구가 필요한 상태이다. 현재의 해수면 조건에서 조간대가 유지되고 성장하기 위해서는 여름철 침식에 대한 보상이 겨울철에 충분히 이루어져야 한다. 만 입구를 통해서만 공급되고 있는 부유퇴적물의 양을 고려해 볼 때 겨울철에는 파랑이 일으키는 재부유작용 때문에 여름철에 비해 상대적으로 많은 양의 퇴적물이 공급될 것이다. 이렇게 공급된 퇴적물이 조간대에 퇴적되기 위해서는 내만의 퇴적환경이 겨울철 파랑의 입사에너지로부터 보호를 받아야 한다. 함평만 입구 바깥쪽 봉남리 연안에 조간대가 넓게 발달되어 있는 지형적 특성(Fig. 1)으로 볼 때, 북서쪽으로부터 다가오는 입사파를 소멸시킬 수 있는 가능성을 충분히 가지고 있다.

한편, 겨울철에도 만 입구에서 부유퇴적물의 플럭스가 외해쪽으로 향할 경우 함평만 조간대는 침식이 지속적으로 이루어지는 퇴적환경이라 말할 수 있다. 특히, 내만의 북쪽에 위치한 안악조간대의 경우 인위적인 방조제 건설 때문에 조류의 방향이 바뀌고 만 입구를 통해 왕복하는 조류의 세기가 강화되었을 가능성이 크다. 이와 유사하게 방조제 건설 때문에 잔류 조간대가 침식환경으로 인위적으로 변화되는 현상을 Lee *et al.* (1999)가 충남 서산의 대호방조제 전면 조간대에서 퇴적물에 대한 장기간 모니터링과 부유퇴적물의 이동경로 파악을 통해 잘 설명하였다. 결과적으로, 함평만 조간대가 계절에 상관없이 침식이 진행되고 있을 경우, 이에 대한 원인은 현재 조류의 왕복운동과 평행한 방향으로 건설된 방조제 때문에 침식이 가속화 된 것이라 할 수 있다.

결론

함평만 입구 정점들에서 관측된 수온($26.0 \sim 27.9^\circ\text{C}$)과 염분($30.9 \sim 31.5$)은 여름철임에도 불구하고 강한 조류의 혼합작용 때문에 성층화는 거의 이루어지지 않지만, 창조시는 저온, 고염분 그리고 낙

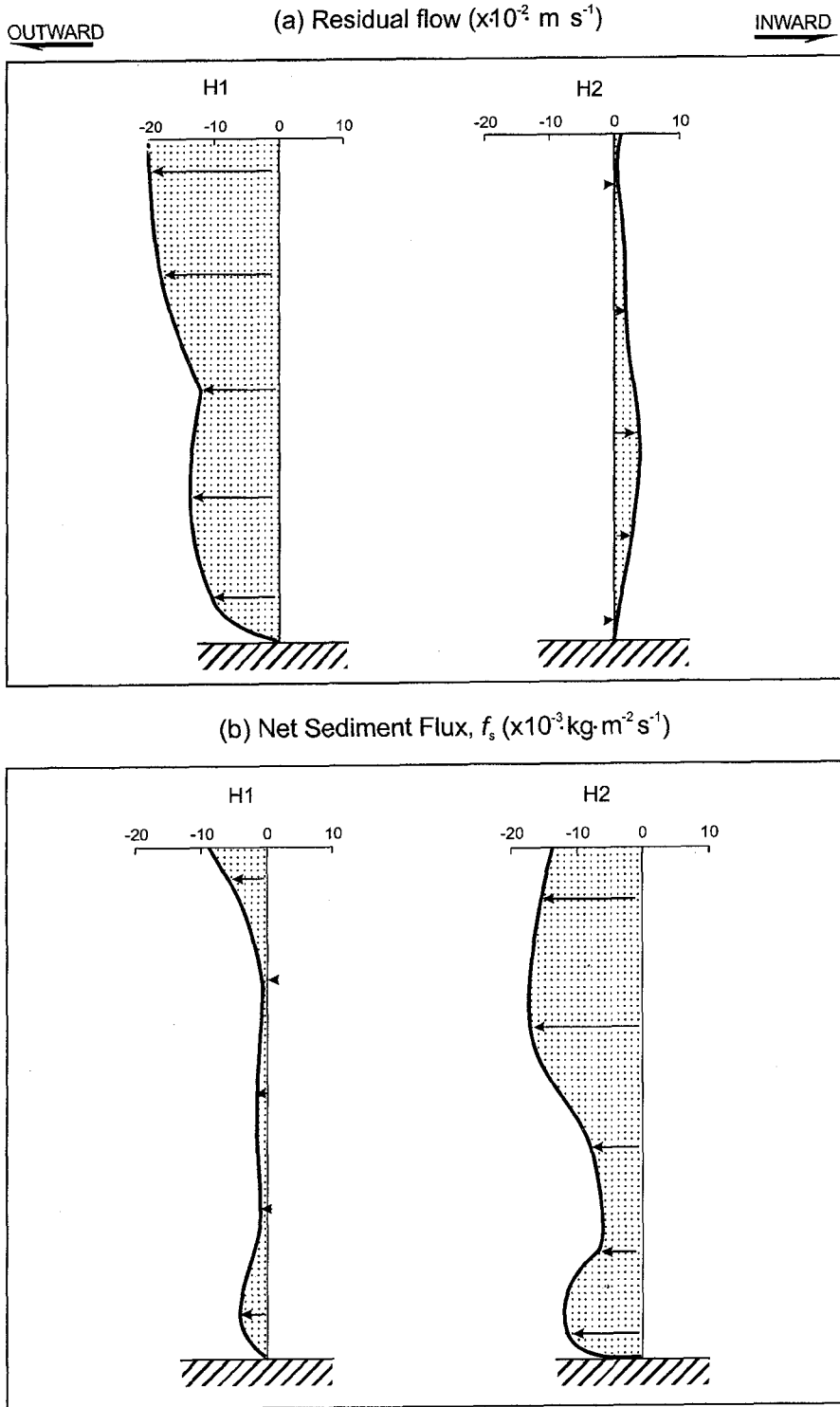


Fig. 8. Calculated residual flow (a) and net sediment flux (b) throughout water column for one tidal cycle.

조시는 고온, 저염분으로 외해수와 연안수가 조석에 따라 혼합되는 특징을 가진다. 한편, 부유퇴적물의 농도는 표층에서 낮고 저층으로 향하면서 높아지는 뚜렷한 성층현상을 보이고 있다. 불량한 분급도($14.7\text{--}25.9 \mu\text{m}$)를 보이는 부유퇴적물은 40% 이상의 극세립-세립실트($4\text{--}16 \mu\text{m}$)로 구성되어 있는 가운데, 점토 크기($4 \mu\text{m}$) 이하의 입자들은 에너지가 약한 정조시에 대부분 상호간의 결합

을 통해 입자 덩어리($40\text{--}100 \mu\text{m}$)를 형성하고 있다.

최강유속의 세기는 만입구의 북동쪽(120 cm s^{-1})에 비해 남서쪽(138.6 cm s^{-1})에서 더욱 큰 값을 보인다. 조석별 평균유속은 남서쪽 정점 H1의 경우 낙조류가 창조류에 비해 수층에 따라 23-59% 정도 우세한 반면, 북동쪽 정점 H2에서는 낙조류에 비해 오히려 창조류가 27-37% 범위로 우세한 특징을 가지고 있다. 이에 따른

각 정점에서 잔여유속은 정점 H1의 경우 아주 큰 값(-10~-20 cm s⁻¹)으로 외해쪽으로 향하고 있는 반면, 정점 H2에서 내만쪽으로 향하는 미약한 흐름(<5 cm s⁻¹)이 존재한다. 이와는 달리 부유퇴적물의 농도변화는 정점 H1에서 낙조시에 비해 창조류를 따라 외해로부터 유입되는 양이 많고, 정점 H2에서는 창조시에 비해 낙조류를 따라 외해로 유출되는 양이 훨씬 높게 나타나고 있다.

결과적으로 부유퇴적물 순이동률(f_s)은 정점 H1에서 -1.7~-5.5 × 10⁻³ kg m⁻² s⁻¹, 정점 H2에서는 -12.7~-15.6 × 10⁻³ kg m⁻² s⁻¹의 값을 보이며 외해쪽으로 향하고 있고, 한 조석주기동안 모든 수층에 대하여 적분된 부유퇴적물의 순이동량(Q_s)은 정점 H1의 경우 0.37 × 10³ kg m⁻¹이 북서 방향(296.4°)으로 이동되며, 정점 H2에서는 0.21 × 10³ kg m⁻¹이 역시 북서 방향(314.7°) 즉, 만입구를 통해 부유퇴적물이 외해쪽으로 빠져나가고 있는 것으로 나타났다. 이와 같이 함평만 입구에서 여름철임에도 불구하고 부유퇴적물이 외해쪽으로 빠져 나가는 것은 조간대 퇴적물의 계절변화(류 등, 1999)에서 나타난 바와 같이 만내의 조간대에서 현재 비정상적인 여름철 침식이 이루어지고 있음을 의미하는 결과로서, 지금까지 서해안 조간대에서 보고되고 있는 일반적인 여름철 퇴적현상과는 상이한 양상을 나타내고 있다.

사 사

이 연구는 1999년도 해양수산부 연구개발과제 “갯벌 생태계조사 및 지속 가능한 이용방안 연구(PM99035)”의 일부로 수행되었습니다. 현장조사에 도움을 준 라진열과 여수대학교 해양학과 대학원생들에게 고마움을 전하며, 논문을 세밀히 심사해주신 충남대학교 김기현, 박수철 교수님들께 심심한 감사를 드립니다.

참고문헌

국립지리원, 1983. 연안해역 기본조사 보고서(법성포 지구). 60pp.
 류상욱, 1998. 한국 서남해안 함평만의 퇴적환경과 층서. 전남대학교 박사학위논문, 247 pp.
 류상욱, 유환수, 이종덕, 1999. 함평만 조간대의 표층퇴적물과 집적물의 계절변화. 한국해양학회지, 4: 127-135.
 유송희, 1991. 금강 하구역의 부유퇴적물 이동에 관한 연구, 서울대학교 석사학위논문, 79 pp.
 장진호, 박용안, 한상준, 1996. 한국 서해안 곰소만 조간대의 제4기 층서와 해수면변화. 한국해양학회지, 1: 59-72.
 장진호, 김여상, 조영길, 1999. 해안침식이 우세한 반폐쇄적 조간대의 퇴적작용: 한국 서해안의 함평만. 한국해양학회지, 4: 117-126.
 추용식, 박용안, 이희준, 박광순, 권수재, 1999. 부유물질의 응집작용 및 침전특성에 관한 실험적 연구. 한국해양학회지, 4: 40-49.
 한국해양연구소, 1997. 해양환경 감시 및 평가기술(I). 한국해양연구소 보고서, BSPN 00302-933-5, 259 pp.
 Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y. and DE Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geol.*, 26: 69-90.
 Amos, C.L., Tee, K.T. and Zaitlin, B.A., 1991. The post-glacial evolution of Chignecto Bay, Bay of Fundy, and its modern environ-

ment of deposition. In: *Clastic Tidal Sedimentology*, edited by Smith, D.G., G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Canada, pp. 59-89.
 Calvert, S.E. and McCartney, M.J., 1979. The effect of incomplete recovery of large particles from water samplers on the chemical composition of oceanic particulate matter. *Limnol. and Oceanogr.*, 24: 536-540.
 Castaing, P. and Guilcher, A., 1995. Geomorphology and sedimentology of rias. In: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, edited by Perillo, G.M.E., Elsevier Science, Amsterdam, pp. 69-111.
 Chough, S.K. and Kim, D.C., 1981. Dispersal of fine-grained sediments in the southeastern Yellow Sea: a steady-state model. *J. Sed. Petrol.*, 51: 721-728.
 Chu, Y.S., Lee, H.J., Kim, B.O., and Lee, Y.G., 1999. Observation of winter-time erosional processes in the Baeksu macrotidal flat, southwestern coast of Korea. In: *Proceeding of Conference of The Korean Society of Oceanography*, Mokpo, Oct. 1999, pp. 131-134.
 Clickmore, M.J. and Aked, R.F., 1975. Pump samplers for measuring sand transport in tidal waters. In: *Instrumentation in Oceanography*, Proceedings of Institute of Electronic and Radio Engineers Conference, Bangor, Sept. 1975, pp. 311-326.
 de Jonge, V.N. and van Beusekom, J.E.E., 1995. Wind- and tide-influenced resuspension of sediment and microphytobenthos from tidal flats in the Ems estuary. *Limnol. Oceanogr.*, 40: 766-778.
 Davies, J.S., 1964. A morphogenic approach toward shorelines. *Z. Geomorph.*, 8: 127-142.
 Dyer, K.R., 1980. Velocity profiles over a rippled bed and the threshold of movement of sand. *Est. Coast. Mar. Sci.*, 10: 181-199.
 Frostick, L.E. and McCave, I.N., 1979. Seasonal shifts of sediment within an estuary mediated by algal growth. *Est. Coast. Mar. Sci.*, 9: 569-576.
 Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin, Texas, 170 pp.
 Gardner, W.D., 1977. Incomplete extraction of rapidly settling particles from water samplers. *Limnol. Oceanogr.*, 22: 764-768.
 Gao, S., Xie, Q.-C. and Feng, Y.-J., 1990. Fine-grained sediment transport and sorting by tidal exchange in Xiangshan Bay, Zhejiang, China. *Est. Cost. Shelf Sci.*, 31: 397-409.
 Garrett, C.J.R., Keeley, J.R. and Greenberg, D.A., 1978. Tidal mixing versus thermal stratification in the Bay of Fundy and Gulf of Maine. *Atmosphere and Oceans*, 16: 403-423.
 Gibbs, R.J., 1985. Estuarine flocs: Their size, settling velocity and density. *J. Geophys. Res.*, 90: 3249-3251.
 Gibbs, R.J. and Konwar, L., 1982. Effect of pipetting on mineral flocs. *Environmental Science and Technol.*, 16: 119-121.
 Gordon, D.C. and Desplanque, C., 1983. Dynamics and environmental effects of ice in the Cumberland Basin of the Bay of Fundy. *Canadian Jour. of Fisheries and Aquatic Sci.*, 40: 1331-1342.
 Guilcher, A., 1972. La plage ancienne de Castro Urdiales, province de Santander, Espagne, et son interet morphologique. *Norvies Poitiers*, 19: 365-367.
 Hunter, K.A. and Liss, P.S., 1979. The surface charge of suspended

- particles in estuarine and coastal waters. *Nature*, **282**: 823–825.
- Hunter, K.A. and Liss, P.S., 1982. Organic matter and the surface charge of suspended particles in estuarine waters. *Limnol. Oceanogr.*, **27**: 322–335.
- Kirby, R. and Parker, W.R., 1983. Distribution and behaviour of fine sediment in the Severn Estuary and inner Bristol Channel, U.K. *Canadian Jour. of Fisheries and Aquatic Sci.*, **40**: 149–157.
- Krone, R.B., 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarine processes. Final Report, Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, Univ. of California. Berkeley, 110 pp.
- Lee, H.J. and Chu, Y.S., 2000. Origin of inner-shelf mud deposit in the southeastern Yellow Sea: Huksan Mud Belt. *J. Sed. Res.*, in press.
- Lee, H.J., Chu, Y.S., and Park, Y.A., 1999. Sedimentary processes of fine-grained material and the effect of seawall construction in the Daeho macrotidal flat-nearshore area, northern west coast of Korea. *Mar. Geol.*, **157**: 171–184.
- McCave, I.N., 1979. Suspended sediment. In: Estuarine hydrography and sedimentation, edited by Dyer, K.R., Cambridge Univ. Press, London, pp. 131–185.
- McCave, I.N., 1983. Particulate size spectra, behaviour, and origin of nepheloid layers over the Nova Scotian Continental Rise. *J. Geophys. Res.*, **88**: 7647–7666.
- Manheim, F.T., Meade, R.H. and Bond, G.C., 1970. Suspended matter in surface waters of the Atlantic continental margin from Cape Cod to the Florida Keys. *Science*, **167**: 371–376.
- Nichols, M.M., 1977. Response and recovery of an estuary following a river flood. *J. Sed. Petrol.*, **47**: 1171–1186.
- Neihof, R.A. and Loeb, G.I., 1972. The surface charge of particulate matter in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **17**: 7–16.
- Officer, C.B., 1976. Physical oceanography of estuaries and associated coastal water. John Wiley & Sons, New York, 465 pp.
- Officer, C.B., 1981. Physical dynamics of estuarine suspended sediment. *Mar. Geol.*, **40**: 1–4.
- Owen, M.W. and Thorn, M.F., 1978. Effects of waves on sand transport by currents. In: Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, pp. 1675–1687.
- Park, Y.A., 1996. Coastal typhoon deposit in the Hampyung Bay, southwest coast of Korea. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**: 32–36.
- Wells, J.T., 1988. Distribution of suspended sediment in the Korea Strait and southeastern Yellow Sea: onset of winter monsoon. *Mar. Geol.*, **83**: 273–284.
- Wells, J.T. and Coleman, J.M., 1977. Nearshore suspended sediment variations, central Surinam coast. *Mar. Geol.*, **24**: M47–M54.

2000년 2월 22일 원고 접수

2000년 4월 7일 수정본 채택

담당편집위원: 김기현