

수치모형을 통한 함평만과 해제반도 주변해역의 조류 및 조석간차류 분포

추효상*

전남대학교 해양융합과학과 교수

Tidal and tide-induced residual currents around Hampyung Bay and Hajae Peninsula by numerical simulation

Hyo-Sang CHOO*

Professor, Department of Ocean Integrated Science, Chonnam National University, Yeosu 59626, Korea

In order to understand the currents around Hampyung Bay and Haeje Peninsula, 2D numerical simulations for tidal currents and tide-induced residual currents were carried out. Dominant semidiurnal tidal currents have reversing form and flow NNE-SSW from northern Haeje Peninsula to Songi Island, E-S at northern Haeje Peninsula and NNW-SSE in Hampyung Bay. In flood, a part of currents from Imja Island~Nakwhol Island flow along the main stream flowing northeast at offshore region and the rest flow into Hampyung Bay flowing east along the northern coast of Haeje Peninsula. In ebb, currents from Hampyung Bay flow west along the northern coast of Haeje Peninsula and run together with the main stream flowing southeast at offshore region. The currents create an anticyclonic circulation in flood and a cyclonic circulation in ebb around Haeje Peninsula including Hampyung Bay. Tidal currents are accumulated on Doripo which located at the entrance of Hampyung Bay and show high current velocities. Tidal currents and tide induced residual currents are weak at the inside of Hampyung Bay which has narrow entrance, shallow water depth and wide intertidal zone. An anticyclonic eddy is formed around Gaksi Island as a result of tide induced residual currents. In northern coast of Haeje Peninsula, slow constant currents flow east. It is expected that a gradual change of sediment and an increase of flushing time for suspended materials are carried by tidal currents occurring in Hampyung Bay.

Keywords: Hampyung Bay, Haeje Peninsula, Tidal current, Tide-induced residual current, Numerical simulation

서론

우리나라 남서해안에 위치한 함평만은 길이 19.5 km, 최대너비 7.5 km의 입구가 매우 좁은 대표적 반 폐쇄형 만으로, 전라남도 무안군과 영광군, 함평군에 둘러싸인

좁고 긴 만이다. 만내 해안은 침식에 의한 퇴적환경이 발달하여 해안선의 굴곡과 조석간만의 차가 크며 전체 면적의 약 절반을 차지하는 조간대가 매우 발달해 있다. 한편, 해제반도는 함평만 서쪽에 위치하며 주변에 송이

*Corresponding author: choo@jnu.ac.kr, Tel: +82-61-659-7144, Fax: +82-61-659-7149

도, 낙월도, 어의도, 임자도, 사옥도, 임자도 등의 크고 작은 섬이 존재해 수심이 복잡하고 해안선의 굴곡이 심한 곳으로, 함평만과 함께 해안을 따라 갯벌이 넓게 분포하는 지역이다(Fig. 1).

함평만과 해제반도 주변해역은 해당해역 주변이 조간대와 갯벌이 매우 발달되어 있어, 이들 해역에서의 퇴적작용과 저서생물 군집, 해안선 변화와 관련된 여러 연구가 이루어졌다. 함평만 내 필 조간대에 서식하는 저서생물의 군집구조와 종 분포에 관한 연구로는 Im and Choi (2001), Lee and Jung (2011) 등이 있으며, 조간대 내 퇴적물 및 퇴적작용에 관한 연구로 Ryu et al. (1999)과 Chang et al. (1999)이 있다. 한편, 함평만 내 오염부하와 물질수지에 관한 연구에서 Kim et al. (2011)은 Box 모델을 이용하여 함평만에 유입되는 담수의 체류시간이 동계 19.97일, 춘계 2.71일로 나타남을 지적하였는데, 이는 함평만의 해양구조가 조석·조류와 같은 외해로부터의 외력 외에, 얕은 수심과 폐쇄적 지형으로 인한 표층냉각과 성층의 영향을 계절적으로 크게 받고 있음을 시사한다. 해제반도 주변 해역의 조류에 관한 연구로는 국립해양조사원(KHOA, 1985)이 해제반도 북쪽의 법성포, 안마도, 송이도, 낙월도 주변 표층해역에서 대조기 1주야 관측에 의해 균산형 조류를 기준으로 한 창, 낙조류 및 전류시를 조사하였으며, 최강유속과 유향을 분석하였다. 이들 결과에 의하면 해제반도 북쪽 낙월도 주변은 섬들이 산재해 여러 갈래의 수로가 존재하며, 따라서 조류 유동도 복잡한 형태이나 창조시는 북동류, 낙조시는 남서류, 그리고 대조기 최강창조류는 약 2.6~3.2 knots, 최강낙조류 약 2.1~3.4 knots로 대체로 창조류가 우세함을 밝혔다. 또한 수치실험에 의한 목포항 주위 광역조류도 작성을 위해 낙월도 동쪽 해역에 대한 조류 관측(KHOA, 2001)에서 서쪽 방향 약 0.1 knots의 항류가 존재함과 조류타원요소를 단기조류 조화분석을 통해 제시하였다.

한편, 함평만의 조류에 관한 연구로는 Park (1998)이 수치모형을 이용하여 조석잔차류의 분포를 제시하였는데, 이에 따르면 함평만 입구에서 지형 및 수심효과에 의한 잔차류가 형성되고 지형에 의해 입구 안쪽에 시계방향, 바깥쪽에 반시계방향 와류가 나타나나, 실제 수심효과를 고려하면 크기가 줄어들을 보고하였다. Lee and Jun (2009)은 CTD, 조류, 조석 자료로부터 함평만은 여

름에 고온, 저염의 저밀도, 겨울에 저온, 고염의 고밀도 상태로 여름철 소조시 중심수로를 따라 조석전선과 유사한 수온구조와 성층계수가 만대로 갈수록 점차 증가함을 제시하였다. 또한, 함평만 입구에서 관측된 조류는 수심이 증가할수록 창조시간 보다 낙조시간이 짧아 넓은 조간대로 인한 천해조 발달의 영향을 지적하였다. 수온구조에 대해서는 Cho (2001)가 함평만 내 수온 장기관측을 통해 대부분의 계절에 수온이 기온보다 높고 이러한 현상이 넓게 발달한 조간대가 대기로부터 직접 열을 받아 해수로 공급하기 때문이라 하였다.

이러한 기존의 조류와 조석잔차류에 관한 연구는 함평만 입구와 함평만 내에 한정되거나, 함평만 북쪽 일부 정점에 국한되어 이루어져 함평만의 조류가 주변 해제반도 및 북쪽 외해로부터의 외력(조류, 조석잔차류)에 어떠한 영향을 받고 있으며, 이들 해역 간의 조류 특성과 차이점에 대해서는 설명되어지지 못했다. 본 연구는 함평만 주변 해제반도와 서남해 외해, 특히 인근에 산재한 섬들에 의한 강한 유속 역 주변 수평유속시어(horizontal velocity shear)로 형성되는 와류(wake)나 지형성와류(topographic eddies) 등의 존재 여부와 조류변화에 따른 수로 내 유동변화, 최대유속 및 조석잔차류 분포를 수치모형실험을 통해 규명하였다.

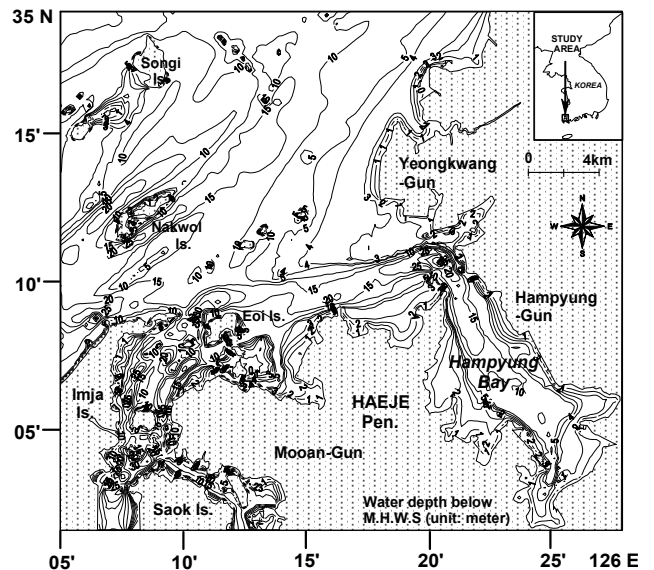


Fig. 1. Bottom topography of the study area. Contour numbers show depth (m).

재료 및 방법

유한 차분 격자 체계하의 수심 적분된 2차원 모델 DIVAST (Depth Integrated Velocities And Solute Transport; Falcoer, 1986)를 이용하여 조류를 계산하였다. 계산에 사용된 연직 적분된 기본방정식은

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} uH + \frac{\partial}{\partial y} vH = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial uH}{\partial t} + \beta \left\{ \frac{\partial u^2 H}{\partial x} + \frac{\partial uvH}{\partial y} \right\} &= fvH - gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ + \epsilon H \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} \right\} &+ Fx \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial vH}{\partial t} + \beta \left\{ \frac{\partial uvH}{\partial x} + \frac{\partial v^2 H}{\partial y} \right\} &= -fuH - gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ + \epsilon H \left\{ 2 \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} \right\} &+ Fy \end{aligned} \quad (3)$$

이다. 여기서 u, v 는 해면에서 저면까지의 연직평균 유속, ϵ 는 수심 평균 와동점성계수, g 는 중력가속도, ζ 는 평균해면으로부터의 수심변화, ρ 는 유체의 밀도 ($1,026 \text{ kg/m}^3$), H 는 유체의 수심, f 는 코리올리 계수, β 는 연직속도의 비 균일에 따른 보정계수이다. 식 (2), (3)의 Fx, Fy 는 각각 해면과 해저마찰 성분을 나타낸다.

$$Fx = -\frac{\tau_{bx}}{\rho} - \frac{\tau_{sx}}{\rho}, \quad Fy = -\frac{\tau_{by}}{\rho} - \frac{\tau_{sy}}{\rho} \quad (4)$$

여기서, τ_{bx}, τ_{by} 는 조류에 의한 해저마찰력 성분으로

$$\tau_{bx} = \frac{\rho g u (u^2 + v^2)^{1/2}}{C^2}, \quad \tau_{by} = \frac{\rho g v (u^2 + v^2)^{1/2}}{C^2} \quad (5)$$

이다. C 는 chezy type 저항계수로 Manning 조도계수 n 과의 관계는 $C = \frac{1}{n} H^{1/6}$ 이다. 또 τ_{sx}, τ_{sy} 는 바람의 응력에 의한 해면마찰력 성분으로

$$\begin{aligned} \tau_{sx} &= \rho_a C^* W_x (W_x^2 + W_y^2)^{1/2}, \\ \tau_{sy} &= \rho_a C^* W_y (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (6)$$

이다. 여기서 ρ_a 는 공기밀도, C^* 는 대기-해양 간 저항계수, W_x, W_y 는 각각 풍속의 x, y 성분을 나타낸다. 실험은 무안군 해저면 인근을 중심으로 한 함평만과 해저반도 주변 해역의 조류를 보다 정밀하게 예측평가하기 위해 수치모형을 광역과 협역으로 구분하여 실험하였다. 여기서 협역모형에 의한 실험은 광역모형실험 결과를 개방 경계조건으로 하였다.

실험에 필요한 개방 경계조건 설정을 위해 광역 수치모형실험 영역은 편의상 대상해역의 지형과 주요 연안 지형이 잘 재현되도록 무안군 해저면 인근해역을 기준으로 그 범위를 남서쪽으로는 임자도 주변($N35^\circ 01.5', E126^\circ 05.0'$), 북서쪽으로는 송이도 북서해역($N35^\circ 19.0', E126^\circ 05.0'$), 남동쪽으로는 함평만 남단($N35^\circ 01.5', E126^\circ 28.0'$), 북동쪽으로는 영광군 백암리 주변($N35^\circ 19.0', E126^\circ 28.0'$)을 대상으로 하였다(Fig. 2).

광역 수치모형에서 대상으로 한 직사각형 모델영역의 가로(동-서) 방향 길이는 약 35 km , 세로(남-북) 방향 길이 약 32 km 로 총면적은 약 $1,120 \text{ km}^2$ 이다. 계산 격자는 x, y 좌표계에서 x 방향 175개, y 방향 160개로 구분, 1개 격자 간격이 x, y 방향 모두 200 m 인 총 28,000개의 격자점으로 구성시켰다. 격자망의 좌표축은 지리적 좌표축과 동일한 방향으로 원점을 모델영역의

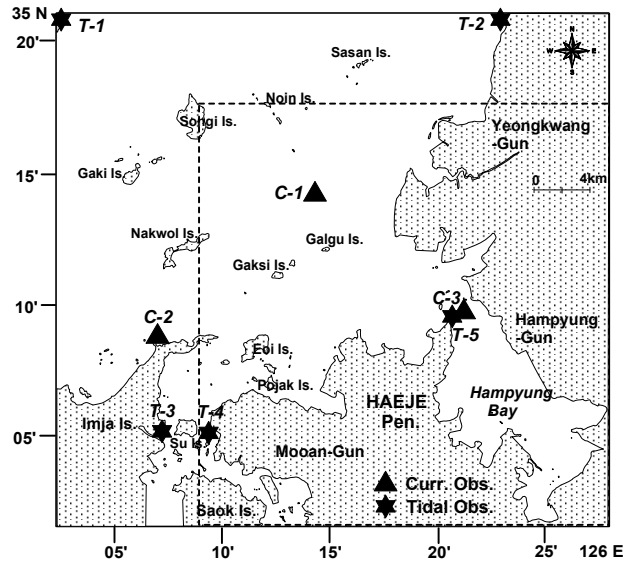


Fig. 2. Far field and near field (dotted line) areas for the numerical model. In figure, each symbol shows the locations of current and tide observation.

좌측 하단으로 잡았다(Fig. 2). 한편, 협역모형의 범위는 함평만과 해제반도 주변의 조류변화를 잘 반영할 수 있도록 가로방향 약 29 km, 세로방향 길이 약 30 km로 총면적은 약 870 km²을 설정하였다. 협역모형의 계산 격자망은 x방향 290개, y방향 300개의 격자로 구분, 1개의 격자 간격이 x, y방향 모두 100 m인 총 87,000개의 격자점으로 구성시켰다. 격자망의 좌표축은 광역모형과 같이 지리적 영역과 동일한 상태에서 원점을 좌측 하단으로 잡았다(Fig. 2). 수치모델에서 해안선의 위치와 각 격자점의 수심입력에 이용된 자료는 광역모형이 국립해양조사원(KHOA 2005.7)발행의 축척 1:75,000인 해도 No. W343, (F)302와 1:75,000인 해도 No. 344 (KHOA 1993.3)를 기본으로 사용하였다. 협역모형은 이들 해도와 함께 축척 1:25,000인 국토지리정보원의 연안 해역도 가음, 양간, 망원 해역의 지도를 함께 이용하였다.

수치모형의 조류를 재현하기 위해 외곽경계에서 해면변위의 시간간격에 대한 변화를 주어 조류를 재현하였다. 조류계산시 개방경계의 해면변위에 대한 조석조화상수는 해당 모델영역 개 경계 지점 부근 여러 현장에서 관측되어진 임자도(N35° 05', E126° 07'), 정암리(진리)(N35° 05', E126° 10'), 함평만 입구 도리포(N35° 09', E126° 21'), 안마도(N35° 21', E126° 01'), 계마리(N35° 23', E126° 24') 해역에서 얻은 자료(KIOST, 1996; JNU, 2005)를 이용하여 모델 외곽경계역의 M2, S2, K1, O1의 조석분조 진폭과 위상차로 결정하였다(Table 1). Table 1 내 St. T1~T-5 지점은 St. T-1이 안마도, St. T-2 계마리, St. T-3 임자도, St. T-4 정암리(진리), St. T-5는 도리포에서의 측정지점(Fig. 2)을 나타낸다.

모델실험은 이들 조석조화상수를 이용하여 조석·조류를 시행착오적으로 반복 계산하였다. 실험에 적용한

계산시간 간격 Δt 는 조석전파함에 관한 Courant의 안정 조건식

$$C_r = (\Delta t / \Delta s) \sqrt{gH} \leq 8 \quad (7)$$

$$\Delta t \leq 8 \Delta s / \sqrt{gH} \quad (8)$$

에 따라 5초 미만으로 하였으며, 총 30일을 계산하여 최종 15일의 유동결과를 이용하였다. 여기서 Δs 는 모형격자의 간격이다. 유동장의 초기 조건은 계산시작 단계에서 해수유동이 없는 것으로 설정하여 계산을 시작하였다. 또한, 유동의 폐 경계조건으로 육지 경계면을 가로지르는 유량은 없는 것으로 하였다.

결과 및 고찰

모델의 검증

수치모형의 조류모델 결과를 검증하기 위해 Fig. 3에 함평만 입구(도리포) 정점 T-5에서의 조위현장 측정치와 수치모델에 의한 수위계산 결과를 나타낸다. 대조기 일부 조시 구간에서 측정치와 계산치가 대조기 ± 15 cm(조차(500 cm)의 약 6%), 중조기 ± 10 cm(조차(400 cm)의 약 2.5%), 소조기 ± 5 cm(조차(200 cm)의 약 2.5%)의 차이로 10% 미만의 오차범위이며, 전체적으로 고조와 저조의 출현시각은 잘 일치한다. 한편, Fig. 2의 모델영역 내 정점 St. C-1, C-2, C-3에서 조사된 조류현장 측정치와 동일 지점, 동일 조석조건 하에서 계산된 조류결과를 Table 2에 나타낸다. C1~C3 정점은 국립해양조사원 (KHOA, 1985)이 해제반도 주변에서 대조시 1주야 동안 관측한 지점이다.

Table 2의 측정치와 계산치 비교에서 함평만 입구 정점 C-3의 대조시 조류는 대체로 창조와 낙조에 따라 남

Table 1. Amplitudes and phase lags of M2, S2, K1 and O1 tidal component at St. T-1~T-5

St.	T-1		T-2		T-3		T-4		T-5	
Lat. &	35° 21' N		35° 23' N		35° 05' N		35° 05' N		35° 09' N	
Long.	126° 01' E		126° 24' E		126° 07' E		126° 10' E		126° 21' E	
Amp Pha Cons.	Amp.	Pha. lag	Amp.	Pha. lag	Amp.	Pha. lag	Amp.	Pha. lag	Amp.	Pha. lag
	(cm)	(°)	(cm)	(°)	(cm)	(°)	(cm)	(°)	(cm)	(°)
M2	165	53	199	64	163	48	173	46	187	57
S2	61	100	66	109	56	86	55	87	61	98
K1	31	257	32	261	34	249	31	252	40	254
O1	25	228	25	239	27	221	27	229	27	228

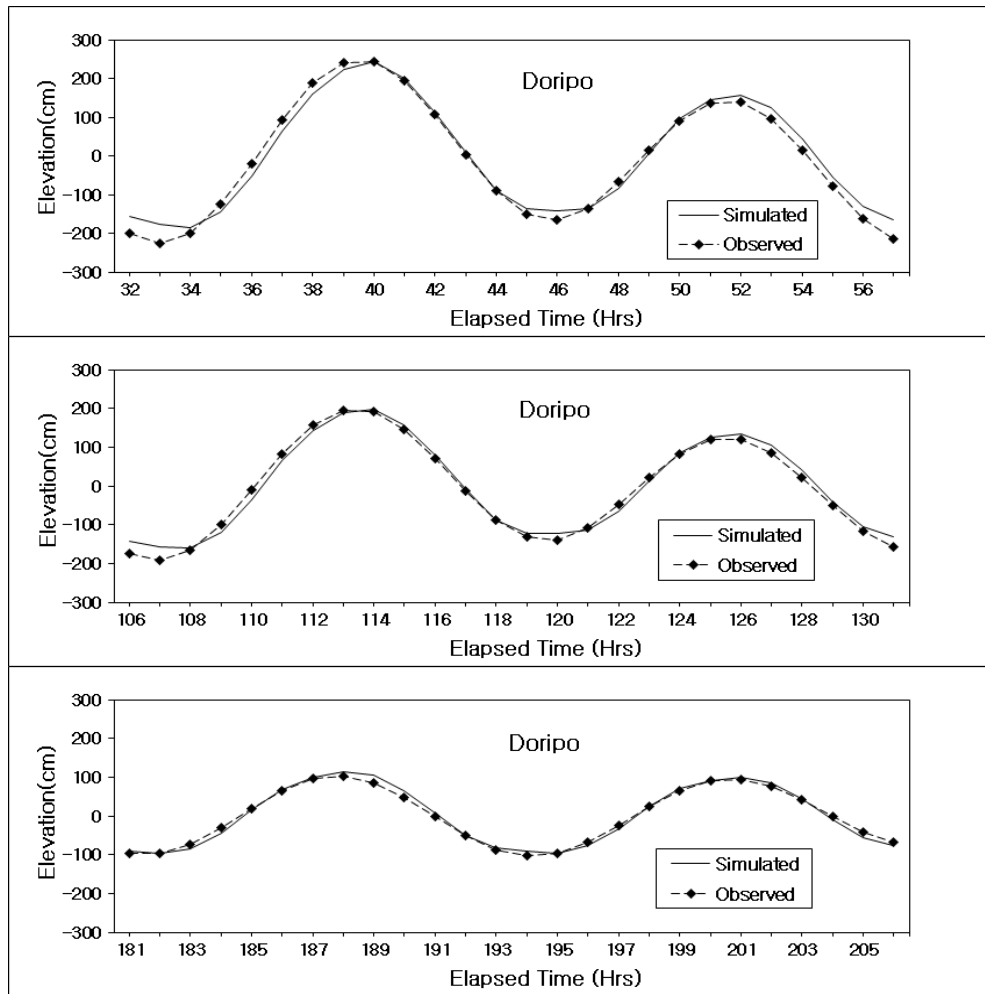


Fig. 3. Comparison between observed (dotted line) and calculated (straight line) sea level changes at St. T-5 (Doripo). In figure, upper shows the comparison at spring tide, middle at interim tide and lower at neap tide.

동과 북서로 흐르며 약 120 cm/s 최대유속을 나타낸다. 계산치에 나타난 조류유속은 약 $\pm 15\%$ 이내 오차로 측정치와 약간의 차이를 나타내고, 유향은 거의 일치한다. 한편, 해제반도 북쪽 정점 C-1은 관측치가 계산치에 비해 5~9% 정도 크고 낙조류시 유향에서 약간의 차이를 보인다. 해제반도 서쪽 입자도 북쪽 정점 C-2는 최대유속에서 $\pm 12\%$ 의 오차를 가지고 유향은 대체로 일치한다. 이러한 계산치의 유속과 측정치 유속에서의 차이는 유속계 관측이 이루어진 측정수심이 표층(세 정점 모두 표면 하 5 m)인 반면, 계산치는 해당 지점의 수심 평균유속인 점과 모델에 의한 현장수심 재현의 한계로 인한 것으로 판단된다. 해역을 유출입하는 흐름에서 유량과

수심이 일정하면 그에 따라 유속과 유향이 결정되고, 측정지점의 위치와 모델 영역의 지점이 동일하면 모형 실험 오차범위에서 유사하게 나타나게 된다. 관측이 이루어진 지점은 육안 및 해저 지형이 매우 복잡하고 섬과 섬 사이 협수로가 매우 발달된 한국 남서해 다도해역으로, 폭이 좁은 수로를 따라 수심변동이 매우 커 수로 내 조류는 위치에 따라 유속의 차가 생기게 된다. 따라서 해역 내 지리적 차에 따른 유속 변동은 어느 정도 예상되며, 20% 내외의 계산치와 관측치 간 오차는 이러한 지역 특성과 기존 조류수치실험결과의 오차범위들을 고려할 때 계산에 의한 유속재현이 매우 잘 이루어진 것으로 판단된다.

Table 2. Comparison between observed and calculated maximum currents at St. C-1, C-2 and C-3 in spring tides

St.	Observed value				Calculated value			
	Flood		Ebb		Flood		Ebb	
	max.vel.(cm/s)	dir.(°)	max.vel.(cm/s)	dir.(°)	max.vel.(cm/s)	dir.(°)	max.vel.(cm/s)	dir.(°)
C-1	152	16	130	226	165 (109%)	21	136 (105%)	205
C-2	126	71	145	245	111 (88%)	68	163 (112%)	247
C-3	117	150	121	316	125 (107%)	146	105 (87%)	323

주변해역의 조류 및 조석잔차류

함평만과 해제반도 주변해역의 대조기와 소조기 조류 타원 분포를 Fig. 4에 나타낸다. 각 격자의 조류타원은 1달 동안 해당지점에서 계산된 조류를 조화분해한 후, 해당해역에 탁월한 반일주조 성분(M₂와 S₂ 분조)과 일주조 성분(K₁과 O₁ 분조)을 대조기와 소조기에 대해 각각 작성하였다. 조류는 대체로 일주조에 비해 반일주조가 탁월하며, 반일주조류의 주축 방향은 해제반도 북쪽~송이도 주변 외해에서 북북동-남남서, 해제반도 북쪽 연안에서 동-서, 함평만 내는 북북서-남남동으로 나타난다. 또 위의 해역은 조류타원의 단축 길이가 장축 길이에 비해 매우 짧아 거의 직선에 가까운 왕복성 조류타원의 형태이다. 그러나 북동방향으로 임자도~영광군 연안을 연결하는 외해역과 임자도~해제반도~함평만에 이르는 해제반도 주변 연안과의 중간 해역은 북동-남서로 왕복하는 외해의 조류와 동-서로 진행되는 연안의

조류 사이에 위치해 조류타원의 단축이 점차 커지는 약한 회전성 조류타원 형태를 보인다. 이는 서남해 외해에서 북동-남서로 강하게 왕복하는 조류가 해제반도 연안의 동-서로 왕복하는 조류로 전이되기 위한 과정에 나타나는 조류방향의 회전이 일어나기 때문이다. 조류타원의 형태와 주축방향은 서남해 외해와 해제반도 주변의 수심 및 인근에 산재한 섬들 주위의 해저지형에 매우 큰 영향을 받고 있는 것으로 나타난다. 소조기 반일주조 성분의 조류타원 분포는 전반적으로 대조기에 비해 장축길이가 줄어드나 대조기 나타난 장축방향과 유사하다. 그러나 대조기에 비해 일주조성분이 현저히 작다. 함평만은 주변해역과 달리 장축길이 변화를 제외하고 대, 소조기에 따른 조류타원의 형태변화는 거의 나타나지 않아 얕은 수심과 폐쇄적 만 형태에 따른 조류 흐름의 안정성이 현저하다.

대조기 함평만과 해제반도 주변해역에 대한 창조류

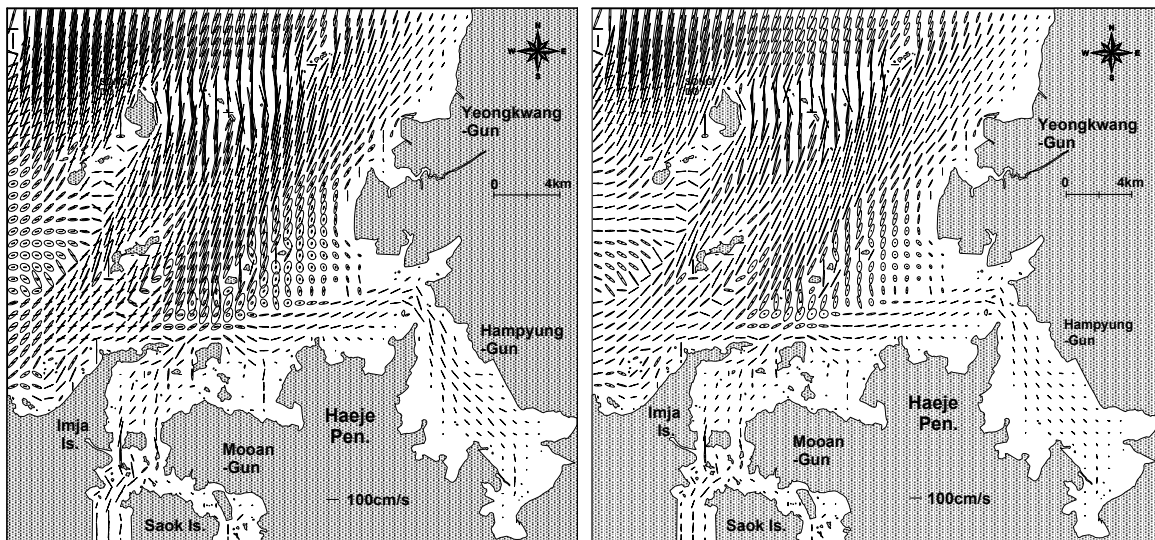


Fig. 4. Tidal ellipses of semidiurnal and diurnal component at spring tide (left) and neap tide (right).

최강류시와 낙조류 최강류시의 조류분포 결과를 Fig. 5에 나타낸다. 조류는 30일의 총 계산시간 중 마지막 7일간의 대조시 자료이다. 대조기 함평만과 해제반도 주변 해역은 복잡한 해안 지형과 많은 섬, 그리고 얕은 수심으로 인해 조류는 매우 복잡한 양상을 나타낸다. 이 해역은 대체로 남서해 외해에서 창조시 북동, 낙조시 남서 방향의 조류가 흐른다. 창조시 모델영역 서쪽에서 북동방향으로 유입되는 임자도~낙월도 사이 흐름 중 일부는 북동방향의 외해의 주류를 따라 흐르고, 일부는 해제 반도 북쪽 연안을 따라 동쪽으로 흘러 도리포 해역을 지나 함평만으로 유입된다. 낙조시는 이와 반대로 함평만에서 유출된 흐름이 해제반도 북쪽 연안을 서쪽으로 흘러 외해에서 남동류하는 조류와 합류한 후 임자도~낙월도 사이 해역을 빠져나간다. 한편, 해제반도 서쪽 사옥도~임자도 사이 협수로를 따라 창조시 북동류하는 조류는 해제반도 북쪽 연안을 따라 동류하는 조류와 합류되어 함평만으로 유입되며, 낙조시는 함평만에서 유출된 흐름의 일부가 임자도~어의도 사이 협수로를 따라 임자도~사옥도 사이 수로를 남동류하여 빠져 나간다. 따라서 함평만을 포함한 해제반도 주변 연안역을 중심으로 보면 창조시는 시계방향, 낙조시는 반시계방향의 조류 순환이 이루어진다.

창조시 해제반도 북쪽 연안을 따라 동류한 조류는 함

평만 입구 도리포 북서쪽 연안에 수렴해 일부는 북류하고, 나머지 대부분의 조류는 남동류하여 함평만으로 유입된다. 따라서 조류가 수렴하여 함평만으로 유입되는 도리포 주변 협수로 역은 타 해역에 비해 강한 유속을 나타낸다. 낙조시 함평만에 유입된 해수는 도리포 주변 수로를 따라 북서류해 만을 빠져나가나 창조시보다 유속이 크지 않다. 이는 도리포 북서쪽 연안에서 창조시와 달리 조류의 발산이 일어나기 때문인 것으로 보인다. 창조시 해제반도 북쪽 해안의 후미진 곳과 도리포 동쪽에 강한 유속의 시어로 인한 시계방향의 와류가 형성되며, 낙조시 도리포 북서쪽 담섬 서쪽 해역에 소규모 반시계방향의 와류가 형성된다. Takeoka and Murano (1993), Takeoka et al. (1997)은 만외를 흐르는 강한 조류운동에 의해 섬 주변 혹은 반 폐쇄적 내만 역에 다양한 형태의 지형성 와류가 형성됨을 제시하고, 이러한 와류는 spin down에 의한 연직 이차적 흐름으로 연직혼합을 발생시켜 성층이 이루어진 만 바깥 해역과의 사이에 조석전선(tidal front)을 형성하는 역할을 할 수 있음도 제시하였다. 이러한 와류들은 협수로를 통해 조류가 강하게 유출입 되는 과정에 흐름의 시어로 발생하는 유체의 회전변형으로 수로 양측에서 자주 형성되는 비선형적 소용돌이(Tee, 1976; Oonishi, 1977)이거나 강한 주 조류 흐름의 하류에 위치한 주변 작은 섬들의 후면부에 생성

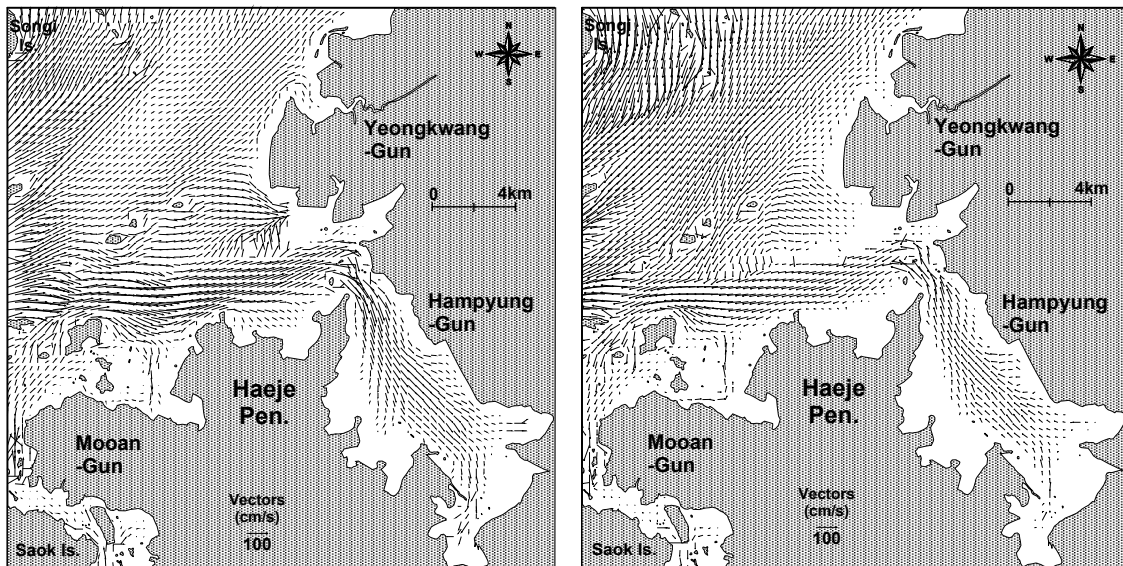


Fig. 5. Current vectors at flood (left) and ebb (right) in spring tide.

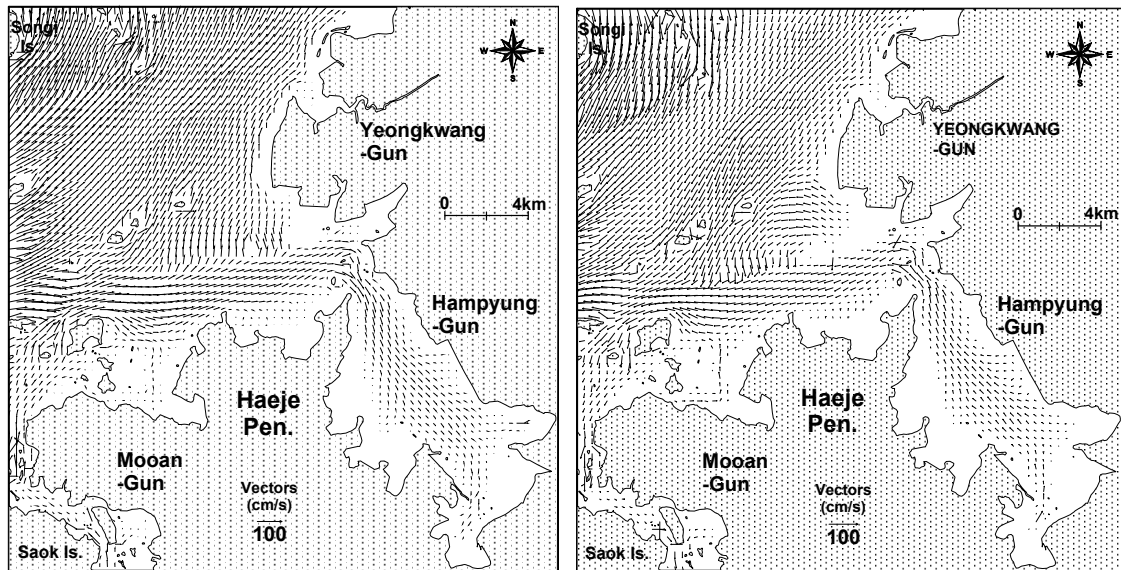


Fig. 6. Current vectors at flood(left) and ebb(right) in neap tide.

되는 후류와(lee wake) 또는 해안 만곡부의 흐름 정체역에 나타나는 약한 반류(count current)에 의한 소규모 와류들이다.

한편, 창조시 함평만 내로 유입된 조류는 좁은 입구와 넓은 만, 얇은 수심과 발달된 조간대 등으로 인해 유속이 크게 감소되어 나타나며, 복잡한 해안지형에도 불구하고 두드러진 지형성 와류는 출현하지 않는다. 이와 같이 해제반도 북서 외해에 발달한 강한 조류운동에도 불구하고 외해의 조류가 유입되는 매우 협소한 함평만 입구의 지형적 특성으로 함평만 내 조류유속의 감소는 향후 함평만의 퇴적환경과 하계 성층에 따른 해수의 안정도(Lee and Jun, 2009)에 큰 영향을 미칠 것으로 판단된다.

Fig. 6은 소조기 함평만과 해제반도 주변해역의 창조류 최강류시와 낙조류 최강류시 조류분포이다. 소조기는 창조시 해제반도 북쪽 연안을 따르는 흐름과 함평만으로 유입되는 조류의 세기가 다소 약해진 반면, 임자도와 낙월도를 통과한 조류가 영광 해안을 향해 북동으로 흐르는 흐름의 세기가 크게 나타난다. 이는 대조기 함평만 입구 도리포 북서쪽 연안에 강하게 수렴했던 조류가 연안을 따라 균일하게 북류하면서 영광해안을 따라 북동으로 흐르는 외해의 흐름에 합류되어 나타난 결과이다. 그러나 낙조시 대조기에 출현한 이 해역의 반시계방향 남향류는 소조기에도 존재한다. 이와 같이 흐름세기

가 큰 해제반도 북서 외해의 조류에 비해 수심이 얇은 해제반도 연안, 폐쇄적 형태의 함평만 내 조류는 수평적 난류와 해저마찰이 비선형효과를 유발하고(Ippen and Harleman, 1966; Friedrichs and Aubrey, 1988), 섬 주변에서 발생하는 지형성 와류 또는 후류와(island wake)(Barton, 2001; Caldeira et al., 2002; Chavanne et al., 2002)로 인한 eddy발생(shedding)과 반류 등으로 불규칙한 조류패턴이 출현한다.

대조기와 소조기 조석주기 동안 평균된 조석잔차류의 분포를 Fig. 7에 나타낸다. 대, 소조기 모두 낙월도와 어의도 사이 각시도(대각시도, 소각시도) 섬을 중심으로 반시계방향의 환류가 형성된다. 특히 함평만 입구 도리포 북서쪽 연안에서 영광해안을 따르는 북~북서방향의 흐름이 현저하고, 이 흐름은 영광 서쪽 외해에 나타나는 북동방향 흐름과 낙월도~각시도 사이에 느리게 존재하는 남동방향 흐름의 반시계방향 환류로 각각 이어진다. 해제반도 북쪽 연안은 반시계방향 환류의 남쪽에 위치해 느린 동쪽 흐름이 형성된다. 모델영역 내 수심변화가 큰 섬들 주변은 시계 혹은 반시계방향의 소규모 지형성 와류가 나타난다. 해제반도 북서해역 주변 섬과 섬 사이 협수로, 해저 및 육안지형은 매우 복잡하여 이들 수로를 통과하는 조류는 수층과 조시에 따라 해역 내 유향·유속의 수렴과 분산을 일으킨다. 섬이나 협수로 해역의 이러

한 환류나 유동형태는 연직방향의 유속시어와 수평와류로 인한 공간혼합(Strang and Fernando, 2001), 지형효과로 인한 비대칭 조류혼합(asymmetric tidal mixing, ATM) (Cheng et al., 2013) 등을 원인으로 지목할 수 있다. 한편, 함평만 입구 도리포 남쪽에는 약한 시계방향, 도리포 북쪽에 반시계방향의 와류가 존재한다. 함평만 입구 주변의 이러한 지형성 와류의 존재는 Park (1998)의 수치실험에서 지형효과에 의한 결과와 일치한다. 그러나 만 입구를 제외한 함평만 내부에서의 조석잔차류는 매우 미약하다.

연안해역의 조석잔차류는 바람에 의한 취송류, 담수 유입 등에 의한 밀도편차로 발생하는 밀도류, 외해로부터의 흐름이나 조류운동에 의해 발생하는 흐름 등이 있다. 이 가운데 주로 조류의 비선형성에 기인해 발생하는 조석잔차류는 연안지형(boundary geometry)이나 해저지형(bottom topography)의 영향을 크게 받는다. 조석잔차류는 유속은 크지 않으나 장기적으로 물질수송을 일으키는 역할을 하므로 연안해역의 물질순환에 매우 중요하다. 따라서 함평만과 같이 조석잔차류가 미약한 해역에서 오염물질이나 준설에 의한 부유물 확산 등이 이루어질 경우, 느린 유속과 폐쇄적 구조의 만 형태 등으로 물질농도의 증가와 체류시간 급증으로 수질환경을 악화시켜 인근 양식 시설물이나 어장의 황폐화를 초래할 가능성이 매우 크다.

대조기 함평만과 해제반도 주변해역에 출현한 조류유속 중 최대치를 나타낸 시기의 값만 선정하여 나타낸 최대유속 분포와 대조기 조석잔차류의 유속분포를 Fig. 8에 나타낸다. Fig. 8의 최대유속분포는 대조기 해당 지점에 출현한 최대크기의 유속이다. 대조기 최대 조류유속은 모델영역 북쪽 영광 범성포 서쪽의 노인도 주변에서 300 cm/s 전후로 가장 크다.

이 해역은 수심 약 15 m로 대상해역 중 수심이 가장 크고, 조류의 주 통행로 인 남서-북동으로 길게 형성된 깊은 수로 상 존재한다. 해제반도 북쪽 연안은 100 cm/s 전후의 유속을 나타내고, 함평만 입구 도리포 주변에서 약 120 cm/s이다. 그러나 함평만은 약 40 cm/s 이하의 크기를 나타내어 주변 연안에 비해 조류유속이 매우 작다.

함평만과 해제반도 연안을 제외한 영역 대부분의 최대유속은 남동-북서방향으로 평행하게 등 유속선이 나타나며 연안가까이 갈수록 점차 작아지는 분포이다. 대조기 조석잔차류 크기는 최대유속이 나타난 노인도 주변이 30~40 cm/s로 가장 크다. 노인도~영광해안 주변 5~20 cm/s, 해제반도 북쪽 연안 5~10 cm/s이며, 영역 내 섬 주변에서 최대 20 cm/s의 분포를 나타낸다. 함평만 입구 도리포 주변은 지형성와류의 영향으로 좁은 구간에 5~20 cm/s의 공간적 변화를 보인다. 그러나 만내는 5 cm/s 이하로 유속크기가 매우 미약하다.

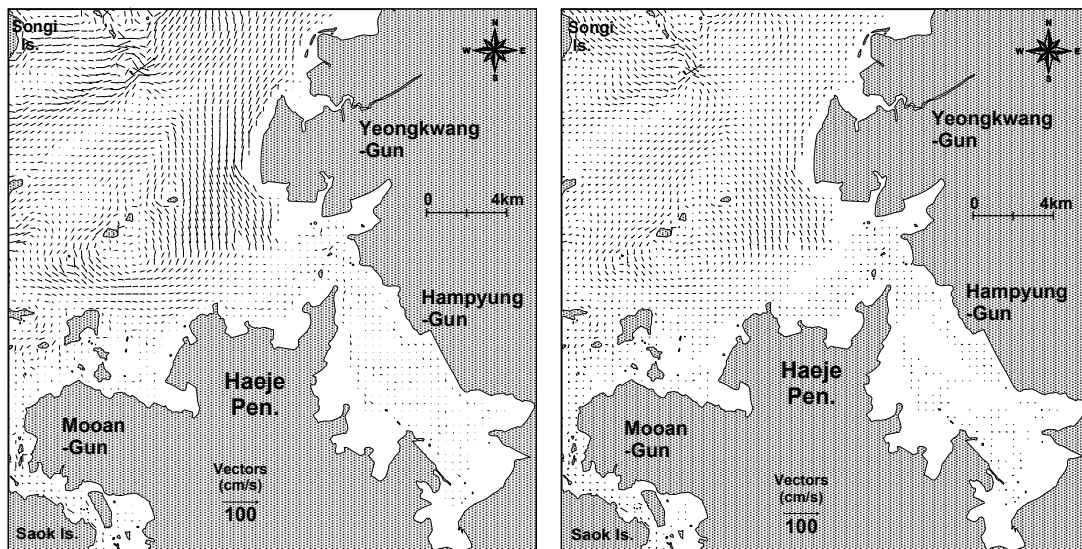


Fig. 7. Tide-induced residual current vectors at spring tide (left) and neap tide (right).

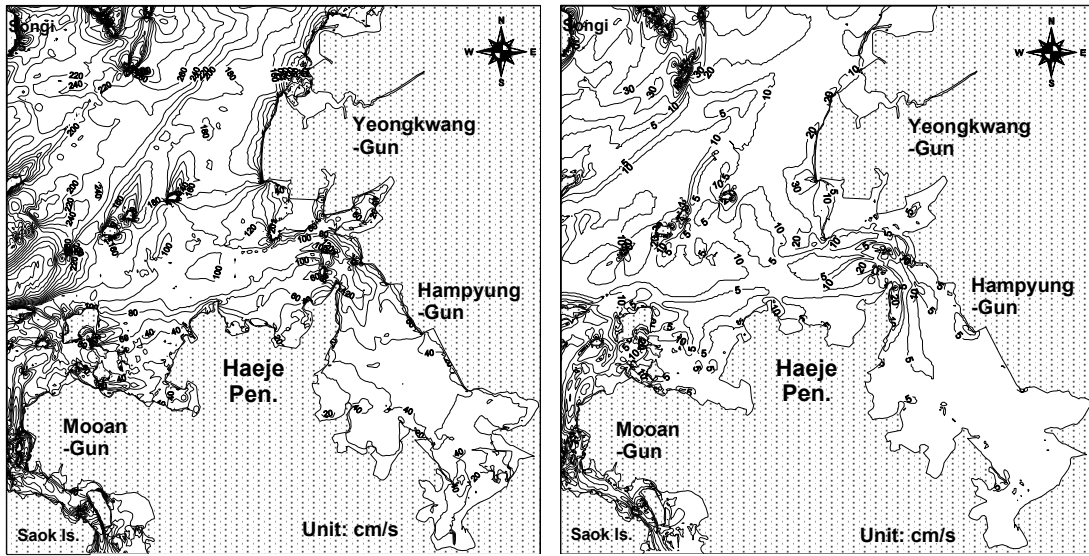


Fig. 8. Contours of maximum current velocity (left) and tide-induced residual current velocity (right) in spring tide.

결론

함평만과 해제반도 주변 해역의 조류 및 잔차류 분포를 파악하기 위해 2차원 조류수치모형을 사용하여 대, 소조기 최강 창조류와 낙조류 및 조석잔차류의 분포와 크기를 조사하였다.

조류는 대체로 반일주조가 탁월하며, 조류의 주방향은 해제반도 북쪽~송이도 주변 외해가 북북동-남남서, 해제반도 북쪽연안이 동-서, 함평만 내에서 북북서-남남동의 왕복성을 나타낸다.

그러나 함평만 입구 도리포 북서 연안역은 북동-남서로 왕복하는 외해 조류와 동-서로 진행되는 해제반도 연안 조류 중간에 위치해 약한 회전성 조류타원 형태이다. 함평만은 얇은 수심과 폐쇄적 만 형태에 따른 조류 흐름의 안정성이 크다. 창조시 임자도~낙월도의 조류는 북동방향의 주류를 따라 흐르다가 일부는 해제 반도 북쪽 연안을 따라 동쪽으로 흘러 도리포 해역을 지나 함평만에 유입된다.

낙조시는 반대로 함평만에서 유출된 흐름이 해제반도 북쪽을 서쪽으로 흘러 외해에서 남동류하는 흐름과 합류해 임자도~낙월도 사이를 빠져나간다. 함평만을 포함한 해제반도 주변 연안은 창조시 시계방향, 낙조시 반시계방향의 조류 순환이 이루어진다. 조류는 창조시 함평만 입구 도리포 북서연안에 수렴해 일부는 북류하

고, 나머지는 함평만에 유입된다. 이때, 도리포 주변 협수로 역은 타 해역에 비해 강한 유속을 나타낸다. 유속의 시어로 인해 창조시 도리포 동쪽에 시계방향 와류, 낙조시 도리포 북서 닭섬 서쪽에 반시계방향의 지형성 와류가 형성된다. 함평만내는 좁은 입구와 넓은 만, 얇은 수심과 발달된 조간대 등으로 조류유속이 약하다. 조석잔차류는 각시도를 중심으로 반시계방향 환류가 형성된다. 도리포 북서연안의 북~북서방향 흐름은 영광 서쪽 외해의 북동방향 흐름과 낙월도~각시도의 느린 남동쪽 반시계방향 환류로 이어진다. 함평만 입구 도리포 남쪽에 약한 시계방향, 도리포 북쪽에 반시계방향 와류가 형성된다. 함평만 내 조석잔차류 유속은 5 cm/s 이하로 매우 미약하다.

본 연구는 해제반도 북서 서해 외해와 함평만을 연결하는 도리포를 경계로 유출입하는 함평만과 해제반도 주변 조류의 유동패턴과 조석잔차류 그리고 인근 섬 주변의 강한 유속시어로 인한 다양한 지형성 와류들의 존재를 시공간적으로 정량 파악하였다. 이러한 결과는 지리적으로 폐쇄적인 함평만의 수질환경과 물질수송 연구에 크게 기여할 것이다. 이번 연구에서 제시된 해수 유동 구조를 바탕으로 향후 함평만 주변 양식시설과 인근 어장역의 오염물 확산과 적조발생기구 등에 관해 보다 구체적인 연구가 진행되어야 할 것으로 생각된다.

사 사

이 논문은 2020년 해양수산부 재원으로 해양수산과학기술진흥원의 지원을 받아 수행된 연구임(ICT 기반 수산자원관리 연구센터).

References

- Barton ED. 2001. Island wakes. *Nature*, 1-8. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0140>.
- Caldeira RMA, Groom S, Miller P, Pilgrim D and Nezlin NP. 2002. Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sens Environ* 80, 336-360. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00316-9).
- Chang JH, Kim YS and Cho YG. 1999. Tidal-flat sedimentation in a semienclosed bay with erosional shorelines: Hampyong Bay, west coast of Korea. *The Journ of the Ocean Soc of Korea* 4, 117-126.
- Chavanne C, Flament P, Lumpkin R, Dousset B and Bentamy A. 2002. Scatterometer observations of wind variations induced by oceanic islands: implications of wind-driven ocean circulation. *Can J Remote Sens* 28, 466-474. <https://doi.org/10.5589/m02-047>.
- Chen P, Swart HE and Levinson AV. 2013. Role of asymmetric tidal mixing in the subtidal dynamics of narrow estuaries. *Journal of Geophysical Research; Oceans* 118, 2623-2639. <https://doi.org/10.1029/2010JC006137>.
- Cho C. 2001. Variations of tide, wave and water temperature at the low water in the Hampyong bay. Dep. of Oceanography, Graduate School of Chonnam Nat. Univ., dissertation for a master's degree, 21-43.
- Falconer RA. 1986. A two-dimensional mathematical model study of the nitrate levels in an inland natural basin. International conference on water quality modeling in the inland natural environment. Bournemouth, England, 10-13 June, 325-344.
- Friedrichs CT and Aubrey DG. 1988. Nonlinear tidal distortion in shallow well mixed estuaries: A synthesis, *Estuarine Coastal Shelf Science Elsevier* 26, 521-545. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0).
- Im HS and Choi JW. 2001. Community structure of subtidal macrobenthos in Hampyong Bay during Autumn in 1997, southwest coast of korea. *J Korean Fish Soc* 34, 327-339.
- Ippen AT and Harleman DRF. 1966. Tidal dynamics in estuaries, *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. Edited by Ippen AT McGraw-Hill New York, 493-545.
- JNU. 2005. Report on the oceanic environmental impact survey of sea sand collection. 28-83.
- KHOA. 1985. Current observations around Mokpo harbour. Technical annual report, 153-185.
- KHOA. 2001. Tidal current observations at Mokpo harbour and its adjacent waters. Technical annual report, 62-109.
- Kim JG, Jang HS, Kang H, Lee ND and Kwoun MS. 2011. A study on characteristics of pollutant loads and material budgets in Hampyeong Bay. The Korean Society for Marine Environment & Energy, A summary of fall conference, 266-269.
- KIOST. 1996. Harmonic constants of Tide around the Korean Peninsula. 88-128.
- Lee HK and Jung MH. 2011. Distribution of benthic diatoms in tidal flats of Hampyeong Bay, Korea. *Korean J Environ Biol* 29, 17-22.
- Lee KS and Jun SK. 2009. Characteristics of hydrography and tidal current in Hampyung Bay, the western coast of Korea. *Jour. Korean Earth Science Society* 30, 247-256. <https://doi.org/10.5467/JKESS.2009.30.2.247>.
- Oonishi Y. 1977. A numerical study on the tidal residual flow. *J Oceanogr Soc Jpn* 33, 207-218.
- Park YW. 1998. A numerical study on the residual current and the shallow water constituents of the tide in Hampyung bay. Dep. of Oceanography, Graduate School of Chonnam Nat. Univ., dissertation for a master's degree, 43-50.
- Ryu SO, You HS and Lee JD. 1999. Seasonal variation of surface sediments and accumulation rate on the intertidal flats in Hampyong Bay, Southwestern Coast of Korea. *The Journ of the Ocean Soc of Korea* 4, 127-135.
- Strang EJ and Fernando HJS. 2001. Vertical mixing and transports through a stratified shear layer. *Journal of Physical Oceanography* 31, 2026-2048. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2026:VMATTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2026:VMATTA>2.0.CO;2).
- Takeoka H and Murano H. 1993. Tidal currents influenced by topographic eddies in Uchiumi Bay. *J Oceanogr* 49, 491-501. <https://doi.org/10.1007/BF02237457>.
- Takeoka H, Kaneda A and Anami H. 1997. Tidal fronts induced

by horizontal contrast of vertical mixing efficiency. J
Oceanogr 53, 563-570.

Tee KT. 1976. Tide-induced residual current, a 2D nonlinear
numerical tidal model. J Mar Res 34, 603-628.

2020. 03. 31 Received

2020. 05. 09 Revised

2020. 05. 21 Accepted