

경기만 염하수로에서의 잔차류 및 수송량의 대조-소조 변동과 단면 특성

The Cross-Sectional Characteristic and Spring-Neap Variation of Residual Current and Net Volume Transport at the Yeomha Channel

이동환* · 윤병일** · 우승범**

Dong Hwan Lee*, Byung Il Yoon** and Seung-Buhm Woo**

요 지: 경기만 염하수로에서 시 · 공간적으로 변화하는 총수송량과 잔차류를 산정하고자 소조기와 대조기에 염하수로의 하류(정선-1), 염하수로 중간 지점(정선-2)에서 13시간 동안 단면 유속을 관측하였다. 총수송량은 Eulerian flux와 Stokes drift의 합인 Lagrange flux로 계산하였고, 잔차류는 최소자승법을 이용하여 구하였다. 총수송량과 잔차류의 계산은 관측 시간별, 수평 · 수직 sigma 좌표계로 변환하여 수행하였다. 변환된 sigma 좌표체계는 z-level 좌표체계와 비교하였을 때 주 방향 유속 오차가 3~5% 내외로 자료 분석에 무리가 없는 것으로 판단되었다. 분석결과 단면 잔차류는 정선-1에서는 대조기에 주 수로 방향에서 북향, 수로 양 끝 단에서 남향하였으며, 소조기에는 수직적으로 표층에서는 창조, 저층에서는 낙조하는 이중흐름 구조를 보였다. 반면 정선-2에서는 대조, 소조 모두 남향(낙조)하였다. 한편 총수송량은 정선-1에서는 대조 시와 소조 시에 각각 $359 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $248 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 북향(창조), 정선-2에서 대조 시와 소조 시에 각각 $576 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 남향(낙조)하였다. 정선 별 공간 수송량 차이로 영종도와 강화도 사이의 조간대 지역의 순 유출량을 추정하였으며, 크기는 대조기와 소조기에 각각 $935 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $315 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 나타났다. 이처럼 대 · 소조기와 공간적 특성에 따라 잔차류와 순 수송량이 변화되는 주된 요인은 순압력구배와 Stokes drift가 복합적으로 작용한 결과이다.

핵심용어 : 잔차류, 순 수송량, 대조-소조 변화, ADCP 단면 관측, 염하수로

Abstract : The object of this study is to estimate the net volume transport and the residual flow that changed by space and time at southern part of Yeomha channel, Gyeonggi Bay. The cross-section observation was conducted at the mid-part (Line2) and the southern end (Line1) of Yeomha channel for 13 hours during neap and spring-tides, respectively. The Lagrange flux is calculated as the sum of Eulerian flux and Stokes drift, and the residual flow is calculated by using least square method. It is necessary to unify the spatial area of the observed cross-section and average time during the tidal cycle. In order to unify the cross-sectional area containing such a large vertical tidal variation, it was necessary to convert into sigma coordinate system by horizontally and vertically for every hour. The converted sigma coordinate system is estimated to be 3~5% error when compared with the z-level coordinate system which shows that there is no problem for analyzing the data. As a result, the cross-sectional residual flow shows a southward flow pattern in both spring and neap tides at Line2, and also have characteristic of the spatial residual flow fluctuation: it northwards in the main line direction and southwards at the end of both side of the waterway. It was confirmed that the residual flow characteristics at Line2 were changed by the net pressure due to the sea level difference. The analysis of the net volume transport showed that it tends to southwards at $576 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in each spring tide and neap tide at Line2. On the other hand, in the control Line1, it has tendency to northwards at $359 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $248 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Based on the difference between the two observation lines, it is estimated that net volume transport will be out flow about $935 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at spring tide stage and about $315 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at neap tide stage as the intertidal zone between Yeongjong Island and Ganghwa Island. In other words, the difference of pressure gradient and Stokes drift during spring and neap tide is main causes of variation for residual current and net volume transport.

Keywords : residual current, net volume transport, spring-neap variation, ADCP cross-sectional observation, Yeomha channel

*(주)지오시스템리서치(GeoSystem Research Corporation)

**인하대학교 해양과학과(Corresponding author: Seung-Buhm Woo, Department of Ocean Science, College of Natural Science, Inha University, 100 Inha-ro, Nam-gu, Incheon 22212, Korea, Tel: +82-32-860-7710, Fax: +82-32-860-5236, sbwoo@inha.ac.kr)

1. 서 론

잔차류는 천문주기 성분을 제거한 해수 흐름으로 정의가 되며(Kreeke, 1992), 조석의 비선형성, 바람, 담수유입, 경압력, 순압력 등과 같은 외력 조건에 따라 변동하는 특성을 보인다. 또한 물질의 순 수송을 결정하는 주요 요인이기 때문에 그 중요성이 매우 크다(Yanagi et al., 2003). 잔차류의 정확한 계산을 위해서는 장기적으로 단면을 통과하는 공간적인 유속 자료가 필요하다. 정점 관측은 장기 유속 자료 획득에는 유리하지만 단면 유속 자료 취득에는 한계가 있다. 이와 같은 정점관측의 한계를 극복하고자 단면 유속 관측방법을 통하여 시·공간적 잔차류 특성을 분석하는 연구가 활발하게 수행되고 있다. Valle-Levinson(1999)은 체사피크만에서 12시간(총 6회) 동안 단면 유속을 관측하여 대조기의 운동량 특성을 분석하였다. Ca'ceres and Valle-Levinson(2003)은 조류가 강한 수로에서 단면 유속 관측을 통해 대조기와 소조기의 수송량, 단면 잔차류 공간분포 특성을 규명하였다.

연구지역인 경기만은 대조(8 m)와 소조(4 m)의 조차가 큰 해역으로 이로 인해 나타나는 넓은 조간대와 복잡한 해안선으로 독특한 해수흐름이 발생한다(Park et al., 2002). 담수 유입은 평수기 약 $200\sim400\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ 를 유지하지만, 홍수기에 최대 $10,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ 이상의 담수가 유입되는 계절적 변동을 보인다(Im, 1999). 경기만은 간척사업 및 인천대교 건립, 경인 운하, 국제공항 건설, 송도지역 매립 등의 각종 연안개발 사업에 의한 영향으로 유동 변화가 발생하였다. 또한 유동변화로 인하여 경기만 인근해역에서 최근 상당한 정도의 퇴적변화가 일어나고 있는 것으로 보고 되고 있다(Oh, 2003). 가속화 되고 있는 경기만의 해양환경변화를 예측하기 위해서는 현재의 해수 흐름특성에 대한 상세한 관측과 유동 변화에 대한 이해가 필요하다.

경기만 잔차류 변동에 관한 연구들을 보면, Kim et al. (2010)은 장기 정점관측을 통하여 잔차류의 시·공간적 변화와 연 변동성을 조사하여 담수 유입량 변화에 따라 잔차류 변동이 발생한다고 제시하였다. Yoon and Woo(2011)는 경기만 해역의 조석이 인천항에서 염하수로 입구로 전파하면서 바닥마찰과 지형학적 수렴 정도에 의해 공간적 진폭변화가 나타남을 밝혔으며, Song and Woo(2011)는 조석과 조류 관측 자료를 통해서 공간적 진폭이 대·소조기에 따라 변화됨을 제시하였다. Im(1999)은 수치모델로 경기만 일대에 한강으로부터 유입되는 담수량에 관한 연구를 수행하였으며, Park et al.(2002)은 POM(Princeton Ocean Model)을 이용하여 홍수기와 평수기에 영종도와 강화도사이 조간대 지역으로의 유·출입량은 각각 $1186\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, $1426\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ 이라고 제시하였다. Yoon and Woo(2012)는 수치모델을 이용하여 염하수로의 순 수송량 변동은 대조기 상류와 하류의 순압력 증가와 소조기의 혼합작용 증가로 인한 경압력의 영향으로 변동된다고 제시하였다. 한편 관측자료를 활용한 연구로 Lee et al.(2012)

은 단면관측을 수행하여 대조기 염하수로 남단에서 홍수기와 평수기의 잔차류 구조와 총수송량의 크기가 다르게 나타남을 제시하였다.

이처럼 경기만은 대조기와 소조기, 홍수기와 평수기, 관측 위치에 따라 유동특성이 상이하게 나타남을 알 수 있다. 하지만, 기존 연구성과들은 주로 정점관측과 수치모델에 의한 분석에 국한되어왔기 때문에 시·공간적인 단면 잔차류 특성과 단면을 통과하는 정량적인 수송량 분석은 미비한 실정이다. 또한, 물질의 순 수송은 단면 전체에 걸쳐 발생하기 때문에 단면 유속 자료를 분석하여 단면 수송량 및 공간 잔차류 구조를 밝히는 것이 필요하다. 본 연구의 관측자료는 동일 기간이 아니고, 13시간의 단기 관측의 한계성이 있지만 경기만에서 우세하게 나타나는 천문조 중에서 만일주조(e.g., M_2)와 천해분조 중에서 1/4일주조(e.g., M_4) 성분을 제거하였다. 이를 통해서 대조기와 소조기 시·공간적 잔차류 변동 특성과 총수송량을 파악하였고, 순 수송량을 추정하였다.

2. 연구 자료획득 및 자료처리

단면 유속 관측은 염하수로의 하류(정선-1)와 염하수로 중간 지점(정선-2)에서 대조와 소조에 각각 13시간 동안 수행하였다(Fig. 1a). 각 정선의 수심 단면도를 보면(Fig. 1b), 정선-1은 인천항 인근의 개방된 해역에서 급격히 좁아지는 하구로 평균 수심이 약 10 m이고, 수로 폭은 약 1,600 m이다. 동측은 약 13 m의 골을 가지고 있으며, 서측은 약 12 m이다. 서측해역은 조간대가 형성되어 있어 완만한 경사를 가지는 반면 동측해역은 육지까지 수심이 급격하게 감소하는 형태를 보인다. 정선-2는 영종도와 강화도 사이의 넓은 조간대로부터 유입되는 해수와 높은 농도의 퇴적물이 부유되는 지역으로 동측과 서측에 각각 1개의 골이 존재하고 평균수심은 약 6 m로 매우 얕다. 단면의 동측은 조간대가 형성되어 있고, 서측은 육지까지 수심이 급격하게 감소한다.

정선-1과 정선-2의 소조기 관측은 2009년 6월, 대조기는 정선-1에서 2010년 10월, 정선-2는 2009년 6월에 수행되었다(Table 1). 정선-1은 거리 폭이 약 1600 m로 선박을 이용한 관측 횡단시간은 약 10분 소요되어 관측 후 50분 대기하여 1시간 간격 총 13회 관측하였다. 정선-2의 횡단 이동시간은 7분으로 23분 대기하여 30분 간격 총 26회 관측하였다. 또한 양질의 조류자료획득을 위해 선속은 최대 6 knot가 초과하지 않도록 하였고, 관측시간 모두 10분 내외로 조시의 변화가 최소화 되도록 하였다.

선박이동 관측은 선박의 측면에 부착된 RDI사의 600 kHz ADCP(acoustic Doppler current profiler)를 이용하여 수 층별 유속, 유향 자료와 함께 단면 유속자료를 용이하게 획득할 수 있다. 선박이동 관측은 ADCP와 선박을 안전하게 고정시켜 장비의 움직임과 수중에 있는 ADCP의 유속저항이 최소화 되어야 한다. 본 연구에서는 선박과 ADCP의 탈·부착

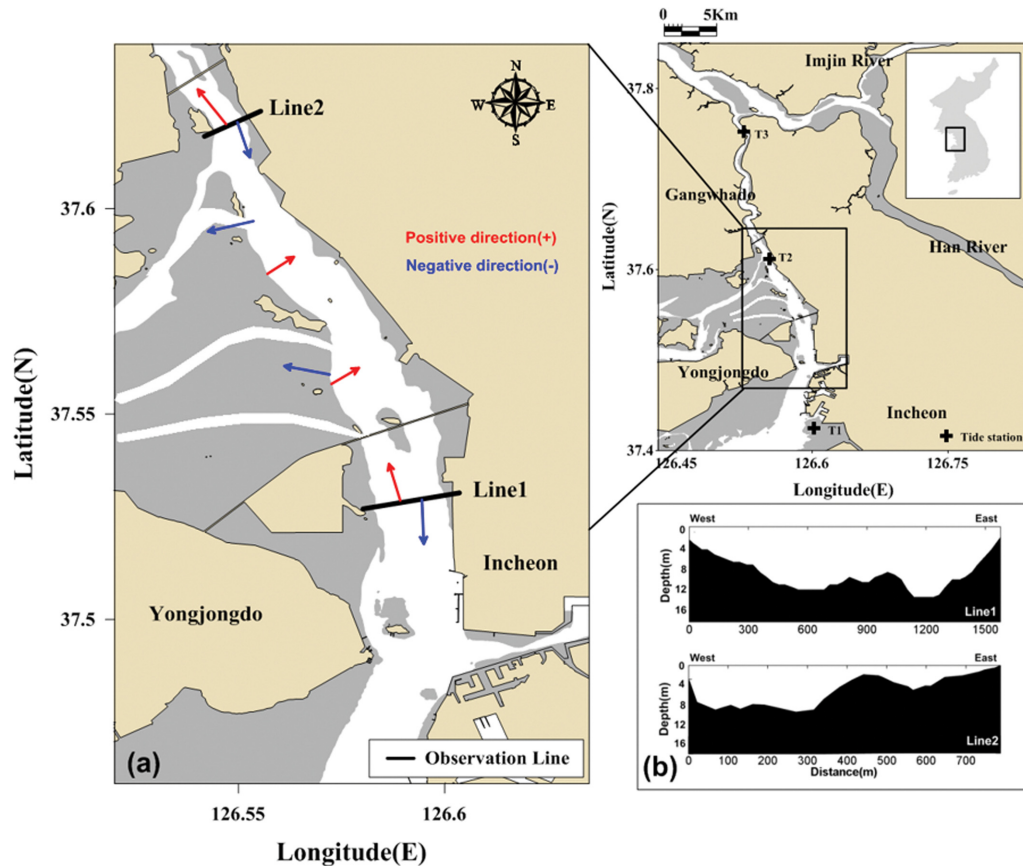


Fig. 1. The study area, Yeomha channel in the Gyeonggi bay and ship track line (a), cross-sectional depth (b) for transect lines.

Table 1. The observation information of acoustic Doppler current profiler

Line	Period	Observation time (hour)	Instrument (KHz)	Interval (min) Number of transect	Bin size
1	Spring tides (2010/10/24)	13	ADCP (600)	60 13 transects	1
	Neap tides (2009/06/18)	13		60 13 transects	0.5
2	Spring tides (2009/06/09)	13		30 26 transects	0.5
	Neap tides (2009/06/17)	13		30 26 transects	0.5

이 용이하고 장비 움직임을 최소화할 수 있도록 고정 프레임을 개발하였고, 수중 ADCP 프레임은 기존 Hwang et al. (2004)이 개발한 방법으로 제작하였다. ADCP는 해수면 아래 0.8 m에 위치시키고, 층별 관측 수심 간격은 1 m로 설정하여 다층 유속과 유향을 취득하였다. 단 연구 해역은 일반 선박 이동의 이동이 일몰 후에는 제한되어 있어 최대 13시간 정도의 관측만이 가능하였다.

관측된 유속자료의 후처리 과정은 Lee et al.(2012)와 동일한 방법으로 이상값 평균자료 생성, 이상자료 처리, 각도변환, 그리고 수평·수직 sigma 공간 좌표계 변환으로 총 4단계로 이루어져 있다. 첫째 단계에서는 Valle-Levinson(1999)의 방법을 사용하여 10개의 수평 자료로부터 이상값 평균된 1개

의 자료를 생성하였다. 이 과정을 통하여 원시자료에 나타나는 무작위(random) 오차를 제거할 수 있기 때문에 자료의 질이 향상된다. 둘째 단계에서는 이상값 평균된 자료에서 수층별 이상자료를 제거하였다. 이상자료의 판단은 ADCP부터 출력된 percent good 값이 80 이하 또는 오차유속이 유속크기의 10% 이상 발생하는 구간으로 설정하였다. 셋째 단계에서는 자북을 기준으로 관측된 유향을 진북으로 각도보정을 수행하였다. 경기만의 진북은 자북으로부터 시계방향으로 약 7° 편차를 나타낸다. 또한 선박의 이동속도에 따라서 유속과 유향의 오차가 발생하기 때문에 Joyce(1989)의 선속보정(Joyce correlation) 방법을 적용하여 관측유속으로부터 선속을 제거하였다. 관측된 자료로부터 수로의 유동을 대표할 수 있는 중

축방향의 유속을 PCA(Principal Component Analysis) 분석의 과정을 거쳐 추출하였다. PCA 분석은 유속자료(ADCP)에서 추출한 u (동서방향), v (남북방향)의 성분을 종 방향과 횡 방향의 새로운 좌표계로 선형변환하는 기법으로 가장 지배적인 성분의 분석이 가능하다(Preisendorfer and Mobley, 1988).

마지막 단계는 반복 횟단 관측된 자료의 수평 · 수직적인 공간적 격자 위치를 일치시키기 위한 sigma 공간좌표계의 변환이다. 경기만 일대 해역은 대조기의 경우 8 m 이상의 조차가 있기 때문에 원시자료로 조화분해를 하거나 수송량 산정 시 관측격자가 수직적으로 일치하지 않아 분석에 어려움이 있다. 또한, 횟단면 관측자료의 경우 선박의 운행속도가 일정하지 않기 때문에 수평적 격자간격에도 차이가 발생하게 된다. 따라서 매 시간별 격자를 수평 · 수직적으로 일치시키는 sigma 좌표 변환 과정을 진행하였다. Lee et al.(2012)의 단면 관측 연구에서 sigma 공간 좌표의 변환에 따른 주 방향 유속 오차가 5% 내외라는 연구결과가 있으며, 본 연구에서 변환된 공간 좌표는 정선-1과 정선-2에서 각각 5%, 3%를 보여 변환에 무리가 없는 것으로 판단된다.

정선-2인근(Fig. 1의 T2)에서 2009년 6월 5일부터 7월 10일까지 수압식 조위계를 이용하여 조위를 관측하였다. 기준면 산정을 위해서 관측기간 동안 표적 관측을 2회 진행하였다. 국립해양조사원의 인천 검조소(Fig. 1의 T1)와 한강 홍수통제소의 강화대교 검조소(Fig. 1의 T3)에서 T2와 동일한 기간의 자료를 제공 받았다. 각 정점의 조위는 결측과 이상자료를 제거한 뒤 Low pass filter(Lanczos)를 이용하여 25시간 이하의 단 주기 성분을 제거하였다.

3. 결 과

3.1 대조-소조 단면 유속

공간 유속분포 중 정조시(저조 → 고조)-(1), 최강창조-(2),

정조시(고조 → 저조)-(3), 최강낙조-(4) 결과를 Figs. 2~5에 제시하였다. 각 그림에서 음의 값(OUT)은 낙조방향을 나타내고, 양의 값(IN)은 창조방향을 나타낸다. 제시된 유속 분포 및 잔차류 결과 그림은 하구에서 상류를 바라보는 상태이다.

2010년 10월 24일(대조기) 관측된 정선-1 결과를 보면 (Fig. 2), 유속 크기는 최강낙조 시 표층에서 평균 -1.4 m s^{-1} , 최강창조 시 1.6 m s^{-1} 로 창조류가 약 0.2 m s^{-1} 강하게 나타났다. 정조에 창조(1)로 바뀌는 시점에는 2층 흐름 구조가 강하게 나타났다으며, 수심이 가장 깊은 우측에서부터 창조가 시작된다. 최강 창조 시(2) 수로 중앙에서 $1.4 \sim 1.6 \text{ m s}^{-1}$ 로 가장 강한 유속을 보였으며 수로 양 끝단은 $0.5 \sim 1.0 \text{ m s}^{-1}$ 로 주 수로와 비교했을 때 상대적으로 약한 흐름을 보였다. 정조에서 낙조(3)로 바뀌는 시점은 수로 중앙을 제외한 수로 양 끝단에서 낙조가 시작되었다. 최강낙조 시(4)에는 수로 중앙에서 $1.3 \sim 1.4 \text{ m s}^{-1}$ 의 강한 낙조 흐름이 나타나고, 오른쪽의 깊은 골보다 상대적으로 얇은 왼쪽의 골에서 빠른 낙조 흐름이 나타난다.

Fig. 3의 소조기 정선-1의 관측결과를 보면, 최강낙조(4)와 최강창조시(2)에 각각의 유속의 크기는 1.0 m s^{-1} 로 비슷하다. 정조에서 창조로 바뀌는 시점(1)은 바뀌면서 2층 흐름 구조가 뚜렷하게 나타났으며, 최강 창조시(2)에는 수로 오른쪽의 수심이 가장 깊은 구역에서 빠른 흐름을 보였다. 정조에서 낙조로 바뀌는 시점(3)의 공간 유속 분포를 보면, 수로 중앙의 창조 지속시간이 가장 길게 나타났다. 이는 대조기와 유사하였지만 수로 중앙 모든 단면에서 창조 경향성은 보이지 않았다.

Fig. 4의 대조기 정선-2의 관측결과를 보면, 최강창조와 최강낙조의 범위는 $1.6 \sim 1.3 \text{ m s}^{-1}$ 로 창조류에 비해 낙조류가 강하게 나타났다. 정조에서 창조로 바뀌는 시점(1)은 저층부터 해수가 유입되기 시작하여 최강창조시(2)에는 중층(수로 중앙)에서 1.1 m s^{-1} 의 크기로 전 단면 중 가장 강하게 나타났다. 정조에서 낙조(3)로 가면서 수로 중앙을 제외하고 채널 우측과 좌측의 수심이 낮은 곳에서부터 낙조가 시작되는 특성을 보

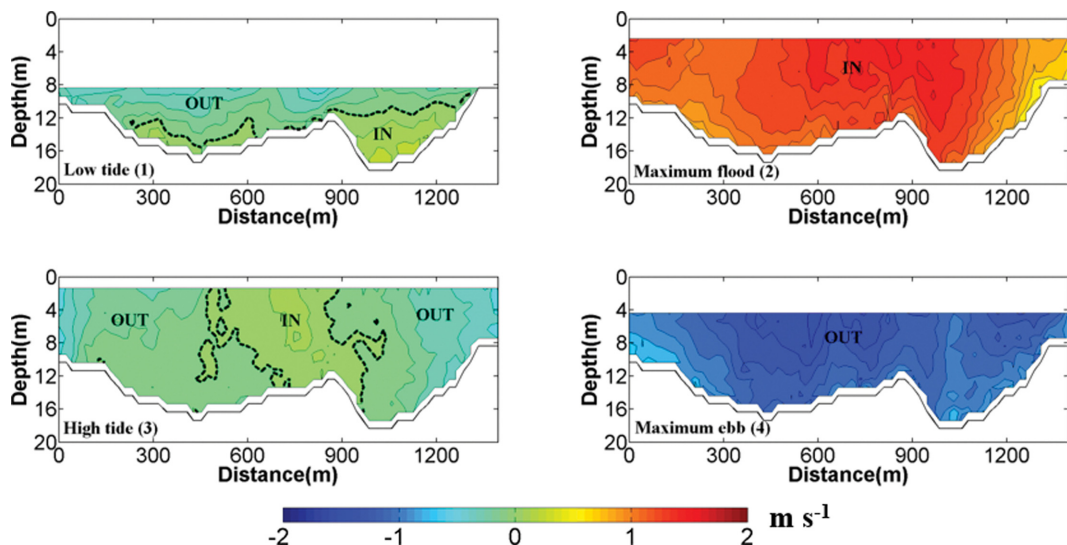


Fig. 2. The along-channel current velocity at Line1 during spring tide: (1) Low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, and (4) Maximum ebb.

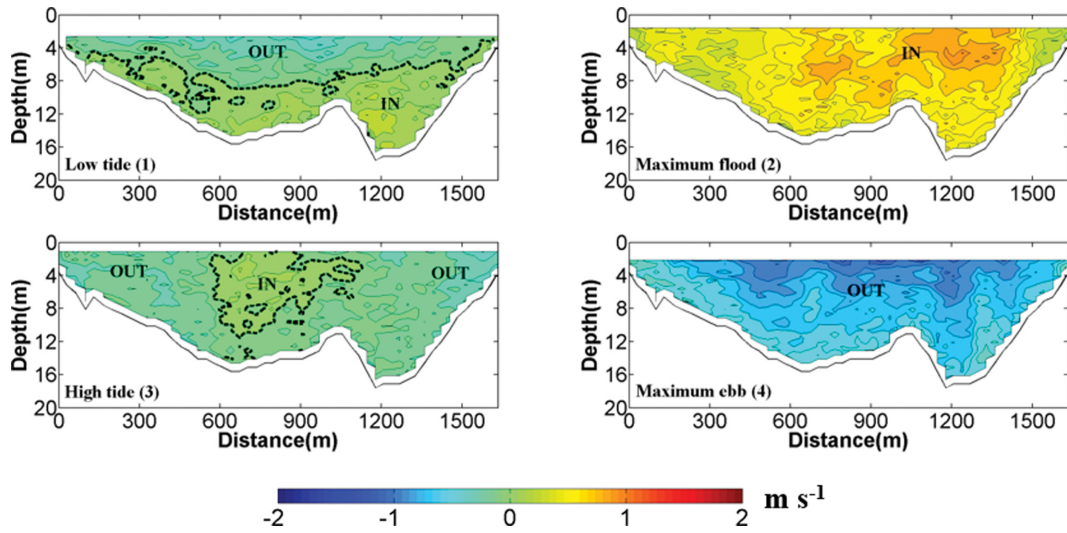


Fig. 3. The along-channel current velocity at Line1 during neap tide: (1) Low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, and (4) Maximum ebb.

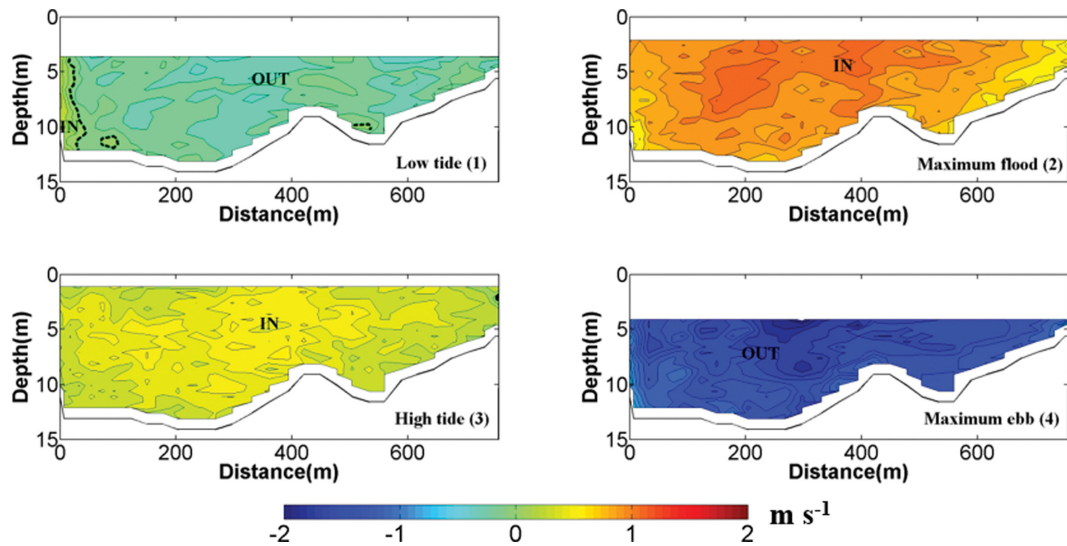


Fig. 4. The along-channel current velocity at Line2 during spring tide: (1) Low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, and (4) Maximum ebb.

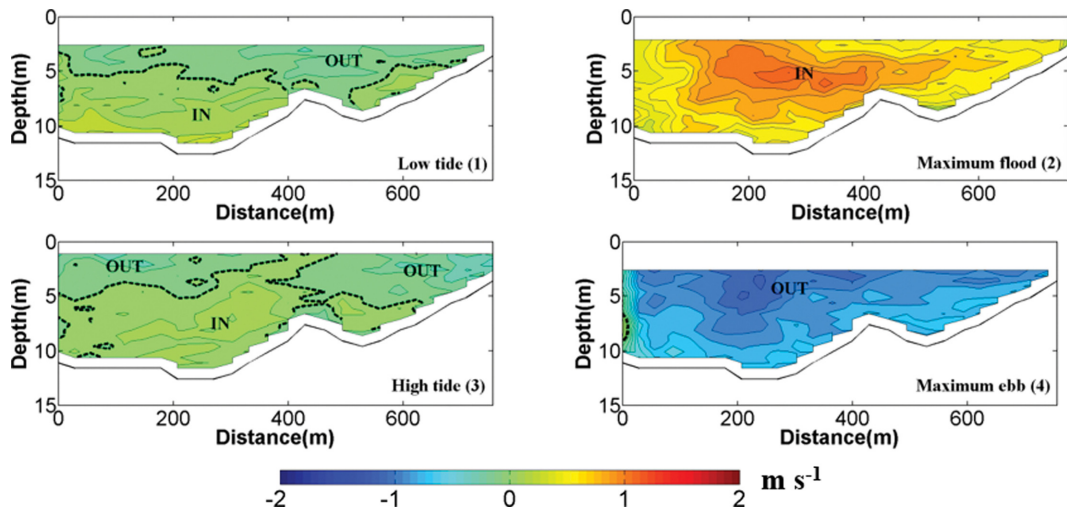


Fig. 5. The along-channel current velocity at Line2 during neap tide: (1) Low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, and (4) Maximum ebb.

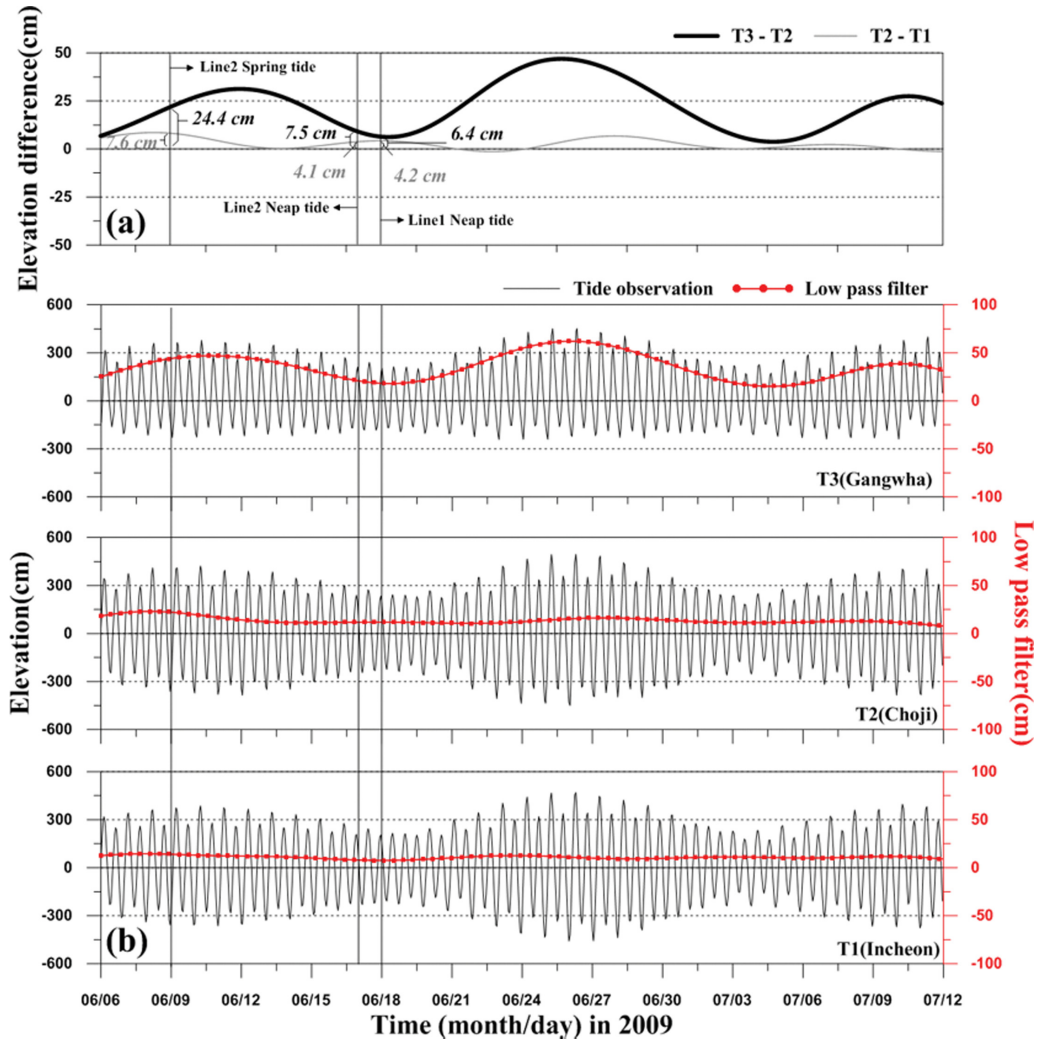


Fig. 6. The difference of elevation (a) and tidal elevation (b) at T1, T2, and T3. Red line is low pass filtered elevation with 25 hour cut-off period.

인다. 최강 낙조시(4)에는 전 단면에서 1.0 m s^{-1} 이상으로 모두 강하게 나타났으며, 특히 표층에서 약 1.6 m s^{-1} 로 가장 강하게 발생한다.

Fig. 5의 소조기 정선-2의 관측결과를 보면, 유속의 범위는 최강창조 시 1.0 m s^{-1} , 최강낙조 시 1.3 m s^{-1} 로 낙조 크기가 창조보다 약 0.3 m s^{-1} 강하게 나타났다. 정조에서 창조(1)로 바뀌면서 저층부터 해수가 유입되나, 대조기와 다르게 수심 약 6m를 기준으로 2층 흐름 구조가 뚜렷하게 나타났다. 최강창조(2)는 대조기와 유사하게 수심이 깊은 곳의 중앙에서 약 1.0 m s^{-1} 로 나타났다. 정조에서 낙조(3)로 바뀌는 시점은 뚜렷한 2층 흐름 구조를 보이지 않았으며, 수심이 낮은 우측 수로로부터 낙조가 시작되는 것으로 관측 되었다. 최강낙조(4)는 대조기와 비슷한 공간 유속 흐름특성을 보이나, 크기는 약 $0.8 \sim 1.0 \text{ m s}^{-1}$ 로 대조기에 비해 약 0.3 m s^{-1} 작게 나타났다.

3.2 조위

Fig. 6b의 인천검조소(T1)의 25시간의 이하의 주기가 제거된 시계열을 보면, 대 · 소조기별 해수면 높이 변화가 각각

10 cm, 5 cm 미만으로 매우 작게 나타난다. 영종대교(T2)는 대조기 30~40 cm, 소조기 5~10 cm로 인천과 비교했을 때 대 · 소조기별 차이가 다소 나타난다. 한편 강화대교(T3)에서의 해수면 높이 변화는 대조기 약 80 cm, 소조기 약 20 cm를 보여 대조기와 소조기에 상이한 높이 차이를 보인다. 이와 같은 변동특성이 발생하는 이유는 염하수로 복단으로 진입할 수록 담수유입과 수로 폭이 감소하여 조석 비선형성이 증대되기 때문이다(Song and Woo, 2011).

4. 논 의

4.1 총수송량

단면에서의 수송량은 Zimmerman(1979)이 제시한 수송량 계산법으로 Lagrange 수송량(Q_L)은 Eulerian 수송량(Q_E)과 Stokes drift(Q_S)의 합으로 정의될 수 있다(식(1)).

$$Q_L = Q_E + Q_S \quad (1)$$

총수송량의 산정은 단면 총합을 계산한 뒤 시간 평균을 취

하는 것과 격자별 시간평균을 취한 뒤 단면 총합을 계산하는 방법이 있고 계산방법에 따라서 그 값이 다르게 나타난다. 특히, 본 연구지역같이 수심이 급변하는 지역과 조차가 큰 지역에서는 계산방법에 따라 그 값이 변경되므로 신중히 검토할 필요성이 있다. 이에 대한 기존의 연구로 Kjerfve(1975)는 전 수심에 대한 조차의 비율에 따라 해수 잔차 수송량에 미치는 영향이 크게 다를 것을 제시하였다. 본 연구에서는 조차의 비율을 고려하여 전 수층을 sigma 좌표로 변환하여 Sylaios and Boxall(1998)가 제시한 식(2)~식(3)으로 각 격자별 총수송량을 계산하였다.

$$\langle \sum_{m=1}^M U_m a_m \rangle = \sum_{m=1}^M \langle U_m \rangle \langle a_m \rangle + \sum_{m=1}^M \langle U_m A_m \rangle \quad (2)$$

$$U = u - \langle u \rangle \quad (3)$$

$$A = a - \langle a \rangle$$

식(2)에서 $\langle \rangle$ 는 조석평균 값이고, M 은 sigma로 바꾼 각

격자별 총 개수를 의미하며, m 은 각 격자를 의미한다. u 는 주 성분 분석을 통해 산출된 유속 값이고, a 는 격자의 면적이다. 좌변항은 총수송량(Lagrange 수송량(Q_L))이며 우변의 첫 번째 항은 Eulerian 수송량(Q_E)의 값을 나타내고, 두 번째 항은 Stokes drift(Q_S)이다. Q_E 은 각 격자별 유속을 시간 평균한 뒤 산출된 값 $\langle u \rangle$ 와 격자별 면적을 시간평균한 값 $\langle a \rangle$ 을 곱한 뒤 공간적으로 합한 값을 의미하며, Q_S 는 유속 원시자료에서 시간 평균 된 유속 값을 뺀 값과 원시자료의 면적의 값에서 시간평균 된 면적의 값을 뺀 값(식3)을 곱하여 공간적으로 합하여 산출한다. 식(2)와 식(3)을 이용하여 각 항 별로 계산한 총수송량 결과(진행방향 및 크기)를 Fig. 7과 Table 3에 제시하였다. 또한 영종도와 강화도 사이의 조간대 지역으로의 단면 수송량은 정선-1과 정선-2에서의 각항의 크기 차이를 이용하여 유추된 결과를 제시하였다.

Q_S , Q_E , Q_L 의 시·공간적 특성을 살펴보면, 정선-1의 Q_S 는 대조기에 $218 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 보였고, 소조기에 $550 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 으로 두 시기의 차이가 약 2배 이상으로 크게 나타났다. Q_E 는 대조기

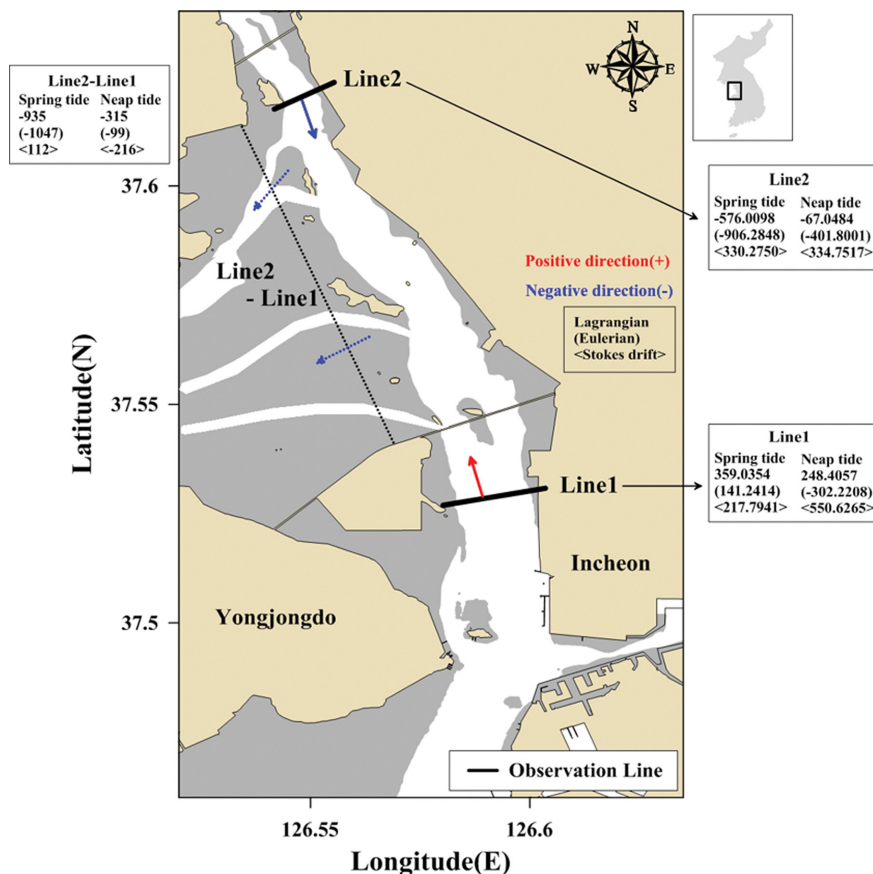


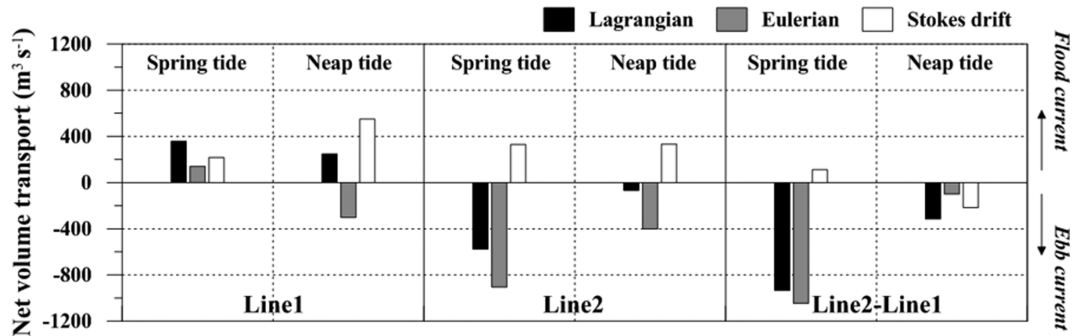
Fig. 7. The net volume transport at Line1, Line2, and difference of Line2 and Line1.

Table 2. The observation information of tide and tidal gauge

Station	Period	Latitude (N)	Longitude (E)	Interval (min)
T1 (Incheon)	(2009/06/05~2009/07/10)	37-26-57	126-35-39	1
T2 (Choji)		37-36-44	126-33-01	5
T3 (Gangwha)		37-44-01	126-31-23	1

Table 3. Net volume transport at ADCP cross-sectional Line1, Line2, and difference between Line1 and Line2

Line	Period	Lagrangian flux ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Eulerian flux ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Stokes drift ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
1	Spring tides	359	141	217
	Neap tides	248	-302	550
2	Spring tides	-576	-906	330
	Neap tides	-67	-401	334
Difference (Line2 - Line1)	Spring tides	-935	-1047	112
	Neap tides	-315	-99	-216

**Fig. 8.** Net volume transport at Line1, Line2, the difference between Line2 and Line1.

$141 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 창조방향, 소조기 $302 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 낙조방향을 보였다. Q_L 은 대조기와 소조기에 각각 $359 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 와 $248 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 으로 두 시기에 모두 창조하는 특성을 나타냈다. 정선-2에서의 Q_s 는 대조기와 소조기에 각각 $330 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $334 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 모두 창조하였으나 Q_E 의 경우 대조기와 소조기에 각각 $906 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $401 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 모두 낙조하였다. 두 수송량의 합인 Q_L 은 대조기와 소조기에 각각 $576 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $67 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 모두 낙조방향의 수송량을 보였다. 따라서 두 정선에서의 Q_L 은 정선-1에서 양(+)의 값, 정선-2에서 음(-)의 값을 보여 강화도와 영종도 사이의 조간대 지역으로 유출될 것으로 추정된다. 조간대 지역으로 유출되는 Q_s 는 대조기에 $112 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 유입, 소조기에 $216 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 유출되는 것으로 분석되어 소조기와 대조기 서로 상반된 결과가 나타났다. 하지만 Q_L 은 대조기와 소조기에 각각 $935 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $315 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 모두 유출하는 형태로 나타났다(Fig. 7과 Fig. 8).

즉, 정선-1 지역에서의 Q_s 와 정선-2 지역에서의 Q_E 가 강화도와 영종도 사이의 조간대 지역의 유·출입을 결정하는 주요 요인으로 작용하고 있는 것으로 분석된다. Yoon and Woo (2012)의 연구에서 대조기와 소조기의 정선-1 인근 정선의 Q_L 값은 각각 $488 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $446 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 로 유입되는 순 수송을 보였고, 정선-2 지역에서는 각각 $-166 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $-343 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 을 나타냈다. 또한, 수치모델을 이용한 Kim and Woo(2013)의 연구 결과에서도 정선-1에서 창조하는 방향으로 대조기와 소조기에 각각 $408 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $296 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 을 보였고, 정선-2에서는 낙조하는 방향으로 각각 $504 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, $86 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ 으로 분석되었다. 두 연구에서 보이는 수송량의 결과와 본 연구와는 차이를 보이지만, 정선-2에서는 낙조방향을 보이고, 정선-1에서는 창조방향을 보이는 점은 일치한다. 또한, 수송량이 대조기에

크게 산정되는 특성을 보이는 점도 본 관측결과와 유사하다.

4.2 잔차류

M_2 와 M_4 분조의 계산은 sigma 좌표로 전환하여 시간별로 일치된 격자(각 격자별 13, 26개의 자료)로 구성된 자료로써 최소자승법(Least square method)으로 조화분해하였다(Lwiza et al., 1991).

$$u(t) = u_0 + \sum A_{M_2} \cos(\omega t_{M_2} - \phi_{M_2}) + \sum A_{M_4} \cos(\omega t_{M_4} - \phi_{M_4}) \quad (4)$$

식(4)에서 $u(t)$ 는 주 측 방향의 유속(along-channel velocity) 변화이고, u_0 는 조류 를 평균한 값(residual)이다. A 는 M_2 와 M_4 의 진폭, ω 는 각속도, ϕ 는 위상각, t 는 시간을 나타낸다. 위 식에서 M_2 와 M_4 분조의 진폭과 위상을 고려하여 원시자료(u)와의 차이를 잔차류라 정의하였다(Valle-Levinson, 1999). 본 연구에서의 정선 관측은 13시간 동안의 단기간 관측자료이기 단주기 조석 성분 중에서 반일주조 성분만을 제거할 수 있다(Valle-Levinson, 1999; Valle-Levinson et al., 2000). 그러므로 일 단위(K_1 , O_1 등) 주기로 변하는 성분이 잔차류에 포함되어 있고, 보다 장기적으로 변하는 담수유입, 바람, 기압 등 다른 원인에 의한 잔차류 발생 성분도 존재한다. 연구지역의 가장 큰 반일주조 성분을 제거한 잔차류와 그 이외의 성분에 대한 오차 정도를 비교하였다.

본 연구에서 수행된 대조기, 소조기 공간관측자료의 주 방향 유속성분과 최소자승법으로 산출된 M_2 , M_4 , $M_2 + M_4$, 잔차류의 공간 평균 시계열을 Fig. 9에 도시하였다. 정선-1은 최강낙조가 시작된 시점(대조기 +2 hour, 소조기 +10 hour)의 1시간 후에 창조하는 잔차류 특성이 있으며, 대조시에는 낙

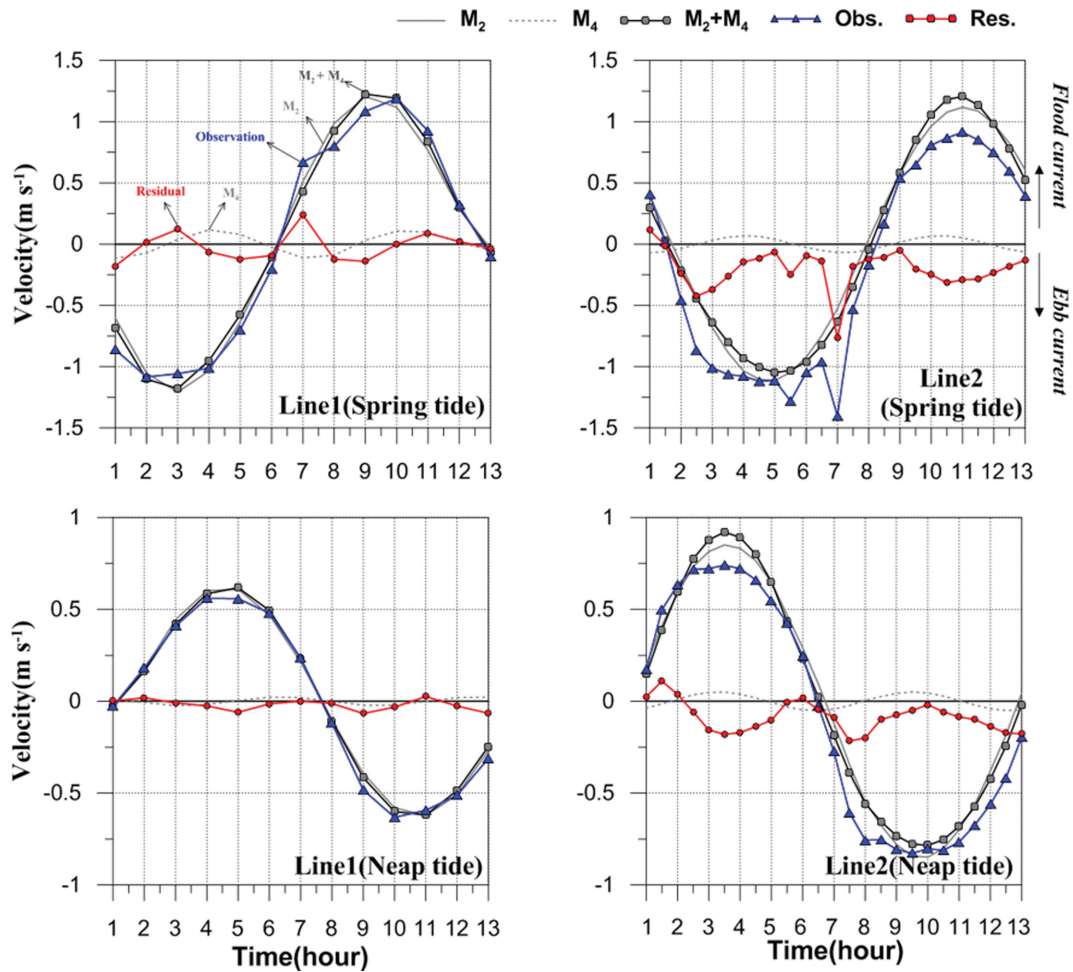


Fig. 9. Time series of spatial average M_2 , M_4 , $M_2 + M_4$, observation, residual current data at cross-sectional observation line.

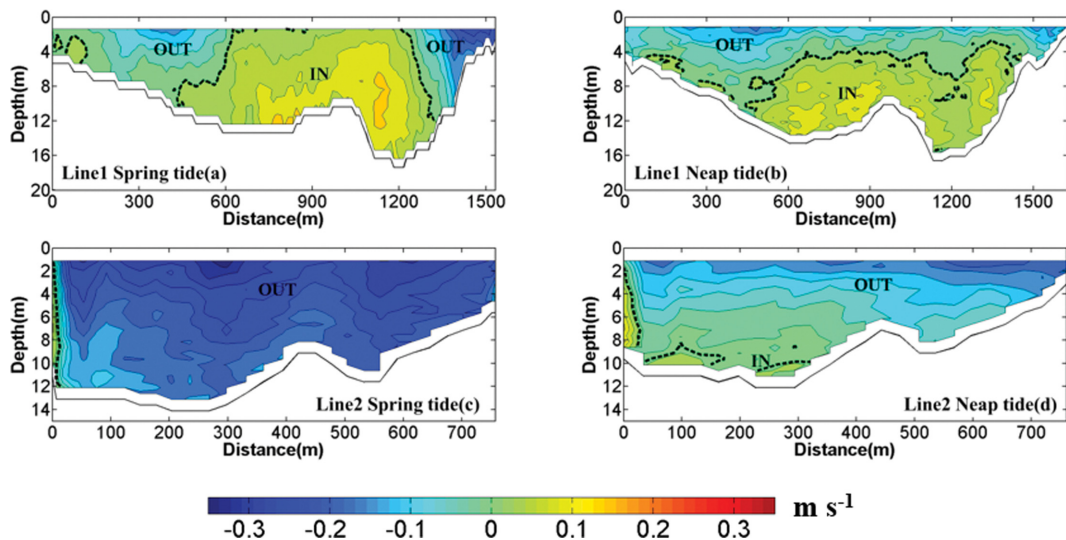


Fig. 10. The along-channel residual current during spring tide (a and c) and neap tide (b and d) at Line1 (a and b) and Line2 (c and d).

조에서 창조로 전류하는 시점에 창조방향의 잔차류가 0.2 m s^{-1} 이상으로 가장 강하였다. 정선-2는 정선-1보다 강한 잔차류 변동성이 나타났는데 이는 일주조에 따른 잔차류 변동뿐만 아니라 다양한 외적 요인이 포함되어 발생하기 때문이다.

정선-1의 대조기에 잔차류는 수심이 상대적으로 깊은 주 수로에서 약 0.15 m s^{-1} 의 크기로 창조류 방향이고, 수심이 상대적으로 낮은 수로 측면에서는 낙조 방향으로 형성된다(Fig. 10a). 특히, 수심이 급격하게 얕아지는 구간(수평거리 1400 m

지점)에서 약 0.2 m s^{-1} 강한 낙조방향의 잔차류가 발생한다. 소조기의 경우 창조 방향으로 저층에서 0.1 m s^{-1} 의 잔차류가 존재하며, 표층에서는 0.1 m s^{-1} 의 크기로 낙조 방향의 잔차류가 나타나 수로 단면상에서 수직적인 2층 흐름 구조를 보인다(Fig. 10b).

정선-2는 대조기에 잔차류는 전 단면에서 약 -0.25 m s^{-1} 의 크기로 낙조방향 흐름이 존재한다. 특히 동쪽보다 수심이 상대적으로 깊은 서쪽에서 약 $0.02 \sim 0.05 \text{ m s}^{-1}$ 로 더 크게 나타났다(Fig. 10c). 소조기의 잔차류 크기는 약 -0.19 m s^{-1} 로 대조 시 보다 작게 나타났으며, 대조 시와 마찬가지로 전 단면에서 낙조하는 양상을 보이지만, 수심이 8 m 이상 되는 저층에서는 부분적으로 염하수로로 유입되는 잔차류가 존재한다(Fig. 10d).

이처럼 정선-1은 전 단면에서 대조기와 소조기 낙조방향의 잔차류 특성을 보이는데 이는 시 · 공간에 따라 변동하는 해수면 높이 차이(순압력구배)의 영향으로 발생할 수 있다. 단기 관측 기간 초지대교(T2)에서 강화대교(T3)까지의 해표면 높이 차이는 대조기와 소조기 각각 24.4 cm, 7.5 cm의 차이를 보였고, 인천항(T1)에서 초지대교(T2)까지의 해표면 차이는 대조기와 소조기 각각 7.5 cm, 4.1~4.2 cm의 차이를 보였다(Fig. 6a). 즉 정점 T2에서 정점 T3까지의 해수면 높이는 대조기에 커지고 소조기에 작아지는 형태를 보인다. 이로 인하여 정선-1 지역에서 해표면 높이 차이에 의한 순 압력구배를 형성하게 되고 그 영향이 잔차류의 흐름방향을 결정하는 요소로 작용한다. 특히, 소조기보다 대조기에 큰 영향을 미치고 있는 것으로 사료된다.

5. 결 론

본 연구는 경기만 염하수로에서 대조기, 소조기에 13시간 단면 유속 관측을 통하여 잔차류와 수송량을 계산하였다. 연구지역인 경기만은 대조차가 8 m 이상으로 시간에 따라 수심이 변하므로 자료 분석에 있어 세심한 주의가 필요하다. 따라서 수송량의 오차를 최소화하기 위하여 관측 자료를 수평-수직적 sigma 좌표 변환하여 정규화하였다.

분석결과 정선-1(염하수로의 하류)은 주 수로에서 북향(창조방향)하는 잔차류 형태를 보였으며, 수심이 상대적으로 낮은 수로 양 끝단에서는 남향(낙조방향)하는 공간적 잔차류 분포특성을 보였다. 아울러 대조기에는 수평적인 2층 흐름 구조를 보였으며, 소조기에는 수직적 2층 흐름 구조를 보인다. 반면 정선-2(염하수로 중간 지점)는 모든 단면에서 남향(낙조방향)하였으며, 대조기에 강하고 소조기에 작아지는 특성을 보인다. 정선-2에서 남향(낙조류 방향)의 잔차류 구조를 가지는 주된 요인은 시 · 공간에 따라 변화하는 순압력구배 때문이다.

단면을 통과하는 대조기, 소조기의 총수송량은 각각 정선-1에서 $359 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $248 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 북향방향, 정선-2에서 $576 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 모두 남향(낙조) 방향으로 나타났다. 두 정선

을 통과하는 잔차류의 상이한 방향성으로 수송량이 정선-1과 정선-2의 수로 내부에 집적되는 것으로 사료된다. 따라서 이 지역에 집적되는 물질 수송량은 염하수로의 서쪽에 존재하는 강화도와 영종도 사이의 조간대 지역으로 대조기, 소조기에 각각 $935 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $315 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 로 유출될 것으로 추정된다. 정선-1의 Q_s 는 대조기와 소조기에 가장 큰 편차를 가지고 있고, 조위조위자료에서 초지대교(T2)와 강화대교(T3) 사이의 순압력구배가 강하게 발생하여 총수송량이 시 · 공간적으로 변동되고 있음을 확인하였다.

하구지역의 순 수송량은 퇴적물 거동특성을 좌우하며 생태 환경에 있어 중요한 인자로 작용된다. 본 연구에서 살펴본 경기만 염하수로의 단면 잔차류 특성과 시 · 공간적 수송량 변화 특성을 토대로 공간적 흐름 구조를 이해하는 것은 향후 연안개발로 인한 생태 환경변화 대응에 있어 중요한 기초자료 및 지표로 활용될 수 있을 것이다.

감사의 글

이 논문은 2017년 해양수산부 재원으로 한국해양과학기술진흥원의 지원(해양에너지 융 · 복합 인력양성) 및 2015년~2017년 한국수자원공사 조력발전소 운영에 따른 해양물리변화 장기 조사 · 연구 용역 사업의 지원을 받아 수행되었습니다.

References

- Ca'ceres, M. and Valle-Levinson, A. (2003). Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel. *J. Geophys. Res.*, 108, 1-10.
- Hwang, S.C., Jeon, D.C., Kang, J.H. and Kim, C.S. (2004). Development of fixing apparatus available to mount-and-detach ADCP on a small vessel. *Ocean and Polar Res.*, 26(3), 481-486 (in Korean).
- Im, H.H. (1999). A Study on the Han-river Flows Using Numerical Model. MS Thesis, Inha University, Incheon, Korea (in Korean).
- Joyce, T.M. (1989). On in situ "Calibration" of shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 169-172.
- Kim, C.S., Lim, H.S., Kim, J.A., Kim, S.J., Park, K.S. and Jung, K.T. (2010). Estimation of tidal residual flow and its variability in Kyunggi Bay of Korea. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 22(6), 353-360 (in Korean).
- Kim, H.S. (1997). Numerical modeling of tidal dynamics and salinity distributions in Gyeonggi Bay. MS Thesis, Inha University, Incheon, Korea (in Korean).
- Kim, M.H. and Woo, S.-B. (2013). Characteristics of mass transport depending on the feature of tidal creek at han river estuary, Gyeong-gi Bay, South Korea. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 25(2), 41-51 (in Korean).
- Kjerfve, B. (1975). Velocity averaging in estuaries characterized by a large tidal range to depth ratio. *Est. and Coast. Mar. Sci.*, 3,

- 311-323.
- Kreeke, J. van de. (1992). Residual flow in Naples Bay and its effect on constituent concentration, constituent flux and residence time. *Dynamics and exchanges in estuaries and the coastal zone* (D. Prandle, Ed.), 117-133.
- Lee, D.H., Yoon, B.I., Kim, J.W., Gu, B.H. and Woo, S.-B. (2012). The cross-sectional mass flux observation at Yeomha Channel, Gyeonggi Bay at spring tide during dry and flood season. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 24(1), 16-25.
- Lwiza, K.M.M., Bowers, D.G. and Simpson, J.H. (1991). Residual and tidal flow at a tidal mixing front in the North Sea. *Continental Shelf Res.*, 11(11), 1379-1395.
- Oh, J.K. and Bang, K.Y. (2003). Sedimentologic Linkage of depositional environments of Han River and Kyunggi Bay, 「The Sea」. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, 8(3), 225-236 (in Korean).
- Park, K., Oh, J.H., Kim, H.S. and Im, H.H. (2002). Case study: Mass transport mechanism in Kyunggi Bay around Han River mouth. *Korea J. Hydraulic Eng.*, 128(3), 257-267.
- Preisendorfer, R.W. and Mobley, C.D. (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanogr.* Elsevier, 425p.
- Song, Y.S. and Woo, S.-B. (2011). Periodic characteristics of long period tidal current by variation of the tide deformation around the Yeomha Waterway. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 23(5), 394-400 (in Korean).
- Sylaios, G. and Boxall, S.R. (1988). Residual currents and flux estimates in a partially mixed estuary. *Est. Coastal Shelf Sci.*, 46, 671-682.
- Valle-Levinson, A. (1999). Spatial gradients in the flow over an estuarine channel. *Estuaries*, 22, 179-193.
- Valle-Levinson, A., Wong, K.C. and Lwiza, K.M.M. (2000). Fort-nightly variability in the transverse dynamics of a coastal plain estuary. *J. Geophys Res.*, 105, 3413-3424.
- Yanagi, T., Manabu, M., Nomuram, M. and Furukawa, K. (2003). Spring-neap tidal variation of residual flow in Tokyo Bay, Japan. *Continental Shelf Res.*, 23, 1087-1097.
- Yoon, B.I. and Woo, S.-B. (2012). Numerical study on spring-neap variability of net volume transport at Yeomha channel in the Han River estuary. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 24(4), 257-268 (in Korean).
- Yoon, B.I. and Woo, S.-B. (2011). Study on relationship between geographical convergence and bottom friction at the major waterways in Han River estuary using the tidal wave propagation characteristics. *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 23(5), 383-392 (in Korean).
- Zimmerman, J.T.F. (1979). On the Euler-Lagrange transformation and the Stokes' drift in the presence of oscillatory and residual currents. *Deep-sea Res.*, 26A, 505-520.

Received 20 June, 2017

Revised 14 September, 2017

Accepted 14 October, 2017