

## Article

## 황해 · 동중국해의 겨울철 취송 순환에 대하여: Part I. 조류에 의한 저면 마찰력의 영향

이종찬\* · 김창식 · 정경태 · 전기천

한국해양연구원 연안 · 항만공학연구본부  
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

### On the Wintertime Wind-driven Circulation in the Yellow Sea and the East China Sea : Part I. Effect of Tide-induced Bottom Friction

Jong Chan Lee\*, Chang Shik Kim, Kyung Tae Jung, and Ki Choen Jun

Coastal and Harbor Engineering Research Division, KORDI  
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Abstract** : The effect of bottom friction on the steady wind-driven circulation in the Yellow Sea and the East China Sea (YSECS) has been studied using a two-dimensional numerical model with and without tidal forcing. Upwind flow experiment in YSECS has also been carried out with a schematic time variation in the wind field. The surface water setup and circulation pattern due to steady wind forcing are found to be very sensitive to the bottom friction. When the effects of tidal currents are neglected, the overall current velocities are overestimated and eddies of various sizes appear; upwind flow is formed within the deep trough of the Yellow Sea, forming a part of the topographic gyre on the side of Korea. When tidal forcing is taken into account, the wind-induced surface elevations are smoothed out due to the strong tide-induced bottom friction, which is aligned almost normal to the wind stresses; weak upwind flow is formed in the deep trough of the Yellow Sea, west and south of Jeju. Calculation with wind forcing only through a parameterized linear bottom friction produces almost same results from the calculation with  $M_2$  tidal forcing and wind forcing using a quadratic bottom friction, supporting Hunter (1975)'s linearization of bottom friction, which includes the effect of tidal current, can be applied to the simulation of wind-driven circulation in YSECS. The results show that steady wind forcing is not a dominant factor to the winter-time upwind flow in YSECS. Upwind flow experiment which considers the relaxation of pressure gradient (Huesh *et al.* 1986) shows that 1) a downwind flow is dominant over the whole YSECS when the northerly wind reaches a maximum speed; 2) a trend of upwind flow near the trough is found during relaxation when the wind abates; 3) a northward flow dominates over the YSECS after the wind stops. The results also show that the upwind flow in the trough of Yellow Sea is forced by a wind-induced longitudinal surface elevation gradient.

**Key words** : 취송 순환(wind-driven circulation), 저면 마찰(bottom friction), 역풍류(upwind flow), 황해(Yellow Sea)

## 1. 서 론

황해 · 동중국해에 대한 취송순환을 파악하기 위하여 많

은 수치모델 연구가 이루어져 왔다(Choi 1982; Hsueh *et al.* 1986; Wang and Yuan 1988; Choi and Suh 1992; Yanagi and Takahashi 1993; Choi 1994). 기존의 황해 · 동중국해 취송류 연구와 관련하여 특히 주목하는 것은 이 지역에서 가장 우세하게 나타나는 조석과 조류가 무시된 채

\*Corresponding author. E-mail : jclee@kordi.re.kr

취송 순환 연구가 수행되어 왔다는 점이다. 이 과정에서 대부분의 연구에서는  $M_2$  조석을 재현하기 위해 조정된 2차의 저면 마찰 계수를 바람만을 고려한 경우에도 수정 없이 사용해 오고 있다는 점이다. 이와는 달리 영국의 수치모델 그룹(Davies 1980, 1982; Davies and Jones 1992) 등은 조석이 우세한 북해의 취송류 수치실험에서는 조석과 바람을 동시에 고려하여 취송류를 해석하였다.

기존 연구를 구체적으로 살펴보면, Choi(1982)의 2차원 수치모델 연구에서는 균일 바람 응력을 외력으로 정의하고 2차의 저면 마찰식(저면마찰계수는 0.0025)을 사용하였으며, Choi and Suh(1992)의 3차원 수치모델 연구에서는 계절별 평균된 바람 응력을 외력으로 2차의 저면마찰식(저면마찰계수는 0.0020)을 사용하였다. 한편 Hsueh et al.(1986)은 선형의 기본방정식에 시간에 따라 변하는 실제의 북풍계열 바람장과 개방경계에 해수위를 부여하여(선형 저면마찰계수로 0.001 m/s를 사용) 황해 깊은 골에서의 북향류(역풍류) 형성 과정을 살펴보았다.

일반적으로 강한 조류와 약한 취송류(또는 항류)가 함께 존재할 경우, 2차의 저면 마찰식을 포함하는 운동방정식을 특정 조석 주기(주로  $M_2$ )에 대해 평균하더라도 조류를 포함한 저면 마찰력은 취송류만을 고려한 저면 마찰력보다 훨씬 크기 때문에 조류에 의한 저면 마찰의 영향을 단순히 무시하는 것은 실제와 다른 결과를 보일 수 있다. 따라서 조석이 우세한 황해·동중국해의 취송류 산정에 있어서 바람만을 외력으로 정의한 경우의 결과는 조석과 바람을 동시에 고려한 경우의 결과와는 어떠한 차이를 보일 것인가 하는 의문에 대한 규명이 요구된다.

이를 위해 본 연구에서는 수심적분된 2차원 수치모델을 사용하여 i) 바람만을 고려하고 2차의 저면마찰식을 적용한 경우(Exp. 1), ii) 조석과 바람을 동시에 고려하고 2차의 저면마찰식을 적용한 경우(Exp. 2) 및 iii) 바람만을 고려하되 조류의 영향을 고려한 선형의 마찰식(Hunter 1975)을 적용한 경우(Exp. 3)의 정상풍에 의한 취송순환을 검토하였다. 황해·동중국해의 겨울철 바람은 주로 북풍 계열임에도 황해의 깊은 골을 따라 북상하는 유속(역풍류)이 관측·보고된 바 있다(Hsueh 1987). 이러한 역풍류 형성 과정을 살펴보기 위하여 Hsueh et al.(1986)이 제시한 수면경사의 relaxation 효과를 검토하였다. 이를 위해 바람 응력에 시간 변화를 부여한 후, 조류의 영향을 고려한 선형의 마찰식을 사용하여 등해수위 공간분포와 유속장 변화를 살펴보았다.

## 2. 수치 모델 및 수치 실험의 개요

기본 방정식으로 수심 적분된 2차원 천수 방정식을 사용하였다. 위도에 따른 전향력의 변화를 고려하기 위하여

구면 좌표계를 사용하였다. 기본 방정식은 Arakawa-C 격자체계 하에서 leap-frog 방법을 사용하여 유한 차분화하였다. 수치 모델의 차분 특성은 POM(Princeton Ocean Model, Blumberg and Mellor 1987)의 2차원 version과 동일하다.

해수면에서의 경계 조건으로는 바람 응력이 정의되며, 해저면 경계 조건으로는 마찰력이 주어진다. 저면 마찰 응력은 유속의 제곱 또는 유속에 비례하도록 하였다. 선형 저면 마찰식은 수치 실험 결과를 설명하는 부분에서 자세히 살펴보기로 한다. 개방 경계에서는 조류와 취송류를 동시에 고려하기 위해서 Flather(1976)가 제안한 식 (1)과 같은 방사경계조건(radiation boundary condition)을 사용하였다.

$$q_n = q_T + \frac{c}{h} \cdot (\zeta - \zeta_T) \quad (1)$$

여기서  $q_T$ 와  $\zeta_T$ 는 전 계산 과정 동안 독립적으로 주어지

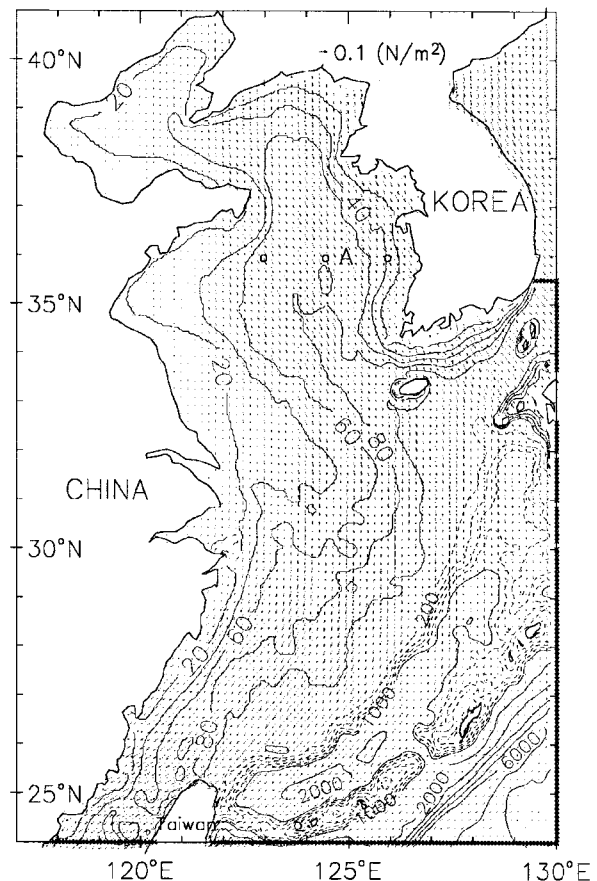


Fig. 1. Distribution of February wind stress over the Yellow Sea and the East China Sea. Arrows are shown at every two grid points with depth contour (unit : meter). Open boundaries are marked by × symbol.

는 개방 경계에서의 유속 및 해수위로써, 밀침자  $T$ 는 조석 성분을 의미하며,  $q_n$ 은 개방 경계에서 계산되는 유속이다.  $c$ 는 장파의 속도로  $\sqrt{gh}$ 를 사용하였으며,  $h$ 는 수심을 의미한다.

연구대상 해역은 117°E-130°E, 24°N-41°N로 황해와 동중국해 전역을 포함하고 있다. 대상 해역을 경·위도 방향 모두 5분 격자를 사용하여 나타내었다. 이에 대한 수심 자료는 ETOPO5 자료를 사용하였으며, 최소 수심은 10 m로 설정하였다. 사용된 수심자료는 Fig. 1과 같으며, Fig. 1의 × 표시는 개방 경계의 위치를 나타낸다. 200 m와 800 m에 대한 수심은 점선을 사용하여 200 m 간격으로 나타내었으며, 100 m 이하의 수심과 1,000 m 이상의 수심(개방경계 근처)은 각각 20 m와 1,000 m 간격으로 점선을 사용하여 나타내었다. 수심도에서 알 수 있는 바와 같이 Taiwan과 Kyushu를 연결하는 점선 상에 대륙사면이 존재한다.

수치 실험에 사용된 바람 응력은 1983년-1987년의 기압장 자료로부터 계산된 2월의 바람 응력을 산술 평균하여 수치모델의 격자 체계에 부합되도록 내삽하여 사용하였다(나 등 1992). 취송 순환에 사용된 바람 응력(Fig. 1)은 기존의 연구자(Choi 1982; Choi 1994)들이 사용한 0.16 N/m<sup>2</sup>의 북서풍 바람과 정성적으로 비슷하다.

수치 실험에 사용된 2차의 저면 마찰 계수는 0.0025로 고정하였고(저면 마찰 계수에 따른 조석의 민감도는 이와 정(1996)을 참고), 운동 방정식의 확산항은 상수의 연직 확산 계수(이 논문에서는 300 m<sup>2</sup>/s를 사용)를 사용하여 계산하였다. 개방 경계를 제외한 모든 지점의  $\zeta$ ,  $u$ ,  $v$ 의 초기 값을 0으로 계산하였다. 조석을 고려하는 경우의 개방경계 값  $q_n$ ,  $\zeta_n$ 는 이 등(2001)의  $M_2$  조석 결과를 사용하였다. 바람만을 고려한 경우는 식 (1)의  $q_n$ ,  $\zeta_n$ 는 0으로 처리하였다.

수치 실험은 시간 변화를 무시한 바람 응력을 사용하여 대상 해역의 조류를 무시할 수 있는가 하는 문제와 함께 바람에 단순한 형태의 시간 변화를 주어 어떠한 경우 황해·동중국해에 역풍류가 형성되는가를 살펴보았다. 이후 논의되는 결과는 충분히 초기 조건의 영향이 제거된 20  $M_2$  조석 주기 후의 결과이며, 조석이 직접 고려된 Exp. 2의 경우는 조석 잔차위 및 조석 잔차류가 제거된 결과이다.

### 3. 정상풍에 의한 취송류

#### 바람만을 고려하고 2차의 저면마찰식을 사용한 경우 (Exp. 1)

대상 해역의 조석·조류를 재현하는데 조정된 2차의 저면 마찰 계수를 조석을 무시한 채 바람만을 고려한 경우에도 수정없이 사용한 결과는 실제 현상을 부정확하게 나

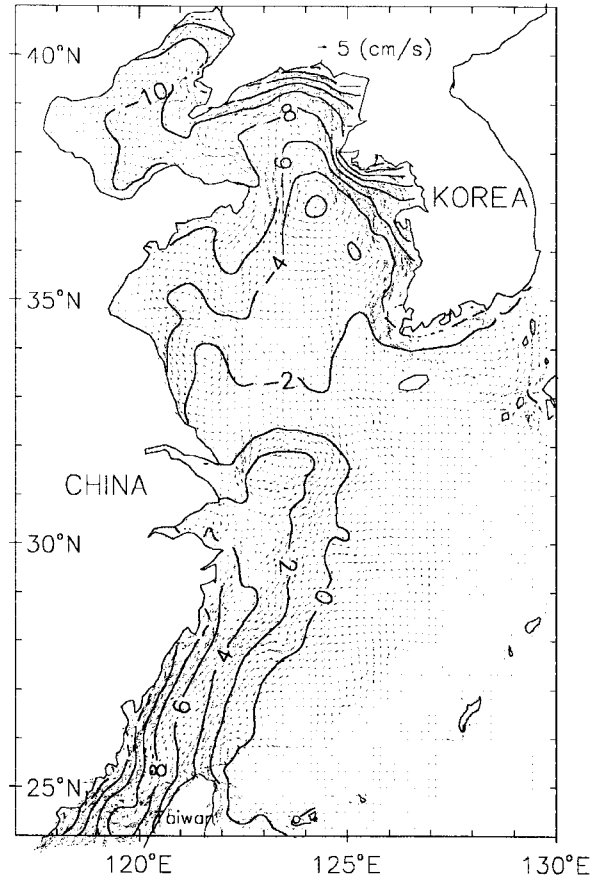


Fig. 2. Distribution of surface elevation (cm) and wind-induced current (cm/s) computed by 2D model using wind forcing with quadratic friction.

타낼 수 있다. 즉 이러한 결과는 대상해역의 유동특성을 적절히 반영하지 못하였기 때문에 실제의 현상과 결부시켜 해석하기에는 무리가 따르나, 조류의 마찰을 고려한 결과와 비교하기 위하여 계산 결과를 간략히 서술하였다.

Fig. 2는 바람만을 고려하고 2차의 저면마찰식을 사용하여 얻은 등해수위의 공간분포도와 이에 대한 취송류 벡터도이다. 황해의 우측 중앙부(근사적으로 깊은 골에 해당한다)에는 북북서 방향으로 등수심선과 유사한 뾰족한 “혀” 모양의 음의 값을 갖는 등해수위가 형성되고, 장강이남의 중국 연안을 따라서는 북북동 방향으로 뾰족한 “혀” 모양의 양의 값을 갖는 등해수위가 형성되는 구조를 보이고 있다. 즉 해수면이 약 2 cm 하강된 선을 경계로 북쪽의 해역에는 음의 해수위를 보이고 있으며, 남쪽해역의 비교적 수심이 낮은 중국연안에는 양의 해수위를 보이고 태평양과 접한 수심이 깊은 해역의 해수위는 거의 변하지 않은 분포를 보이고 있다.

취송류 벡터도는 2개 격자 간격으로 나타내었다. 황해에 크고 작은 와류들이 형성되면서 매우 복잡한 순환 패

턴이 나타났다. 한국의 서해안을 따라 비교적 큰 남향류가 나타났고, 황해의 깊은 골을 따라 북상하는 북향류(역풍류)와 연결되는 와류를 형성하고 있다. 산동반도 부근 연안에는 남향류가 존재하며 이의 일부는 북향류에 연결되고 일부는 계속 남하하여 장강 뒤편 해역에 형성되는 비교적 커다란 시계방향의 와류와 연결되고 있다. 황해입구 깊은 골에는 작은 와류가 형성되면서 북향류 흐름은 동중국해와는 단절되고 있다. 제주도과 대한해협 사이의 해역에는 시계방향의 미약한 와류가 형성된 양상을 보이고 있다. 한편 양의 해수위가 형성된 장강 이남의 중국 연안에는 중국 연안을 따라 흐르는 남향류가 나타났다. 그러나 대륙 사면이 존재하는 27°N 부근에는 비교적 뚜렷한 북향류가 나타났다.

이들 결과 중 특기할 사항은 동서방향의 수면경사가 큰 양의 값을 보이는 곳(즉,  $\zeta = -6$  cm와  $\zeta = -4$  cm로 둘러싸인 중국 연안)에는 북향의 취송류가 나타난다는 점이다. 북향의 유속이 어떤 경우에 형성되는지 살펴보기 위하여 동서( $\lambda$ )방향 운동방정식을 정상상태라는 가정을 도입하고 이류항 및 수평확산항을 무시하면 다음과 같이 나타낼 수 있다(사용된 기호는 일반적인 기호를 따른다).

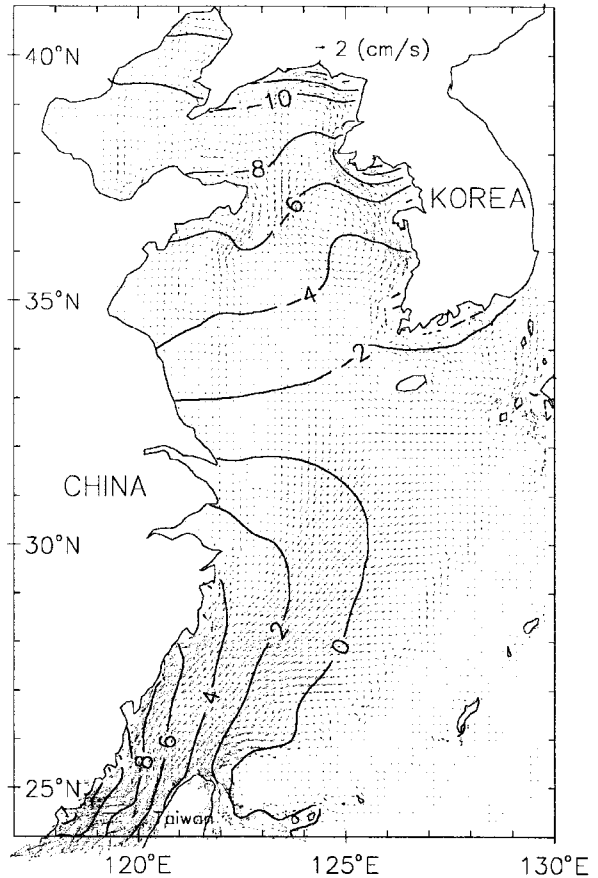
$$v = \frac{g}{fR\cos\phi\partial\lambda} \frac{\partial\zeta}{\partial\lambda} - \frac{\tau_{\lambda}^w - \tau_{\lambda}^b}{\rho fh} (= v_g + v_w + v_b) \quad (2)$$

따라서 양의 동서방향 수면경사와 음의  $\tau_{\lambda}^w$  (즉, 동풍)이 주어지면  $v$ 는 큰 양수의 값(즉, 북향의 유속)을 갖는다. 그러나 황해 중부의  $\tau_{\lambda}^w$ 는 양의 값(즉, 서풍)을 갖기 때문에 이곳의 북향 유속은 양의 동서방향 수면경사에 의해 발생함을 알 수 있다. 바람만을 고려하고 2차의 저면 마찰식을 사용하여 얻은 현재의 등해수위 분포는 등수심선과 유사한 형태를 보이고 있는데, 강한 조류를 고려할 경우에도 등수심선과 유사한 해수위 분포가 나타날지 검토하는 것이 필요하다.

**바람과 조석을 동시에 고려한 경우(Exp. 2)**

2차의 저면 마찰식은 Taylor(1919)가 Irish 해역의 조석에 의한 에너지 수치 계산에 적용한 이후, 많은 연구자들에 의해 동수역학적 수치모델에 사용되어 왔다. 따라서 조석이 포함된 수치실험에서는 2차의 저면마찰식을 사용하는 것이 선형의 저면마찰식보다 타당하다고 판단된다. 제시된 결과는 바람 응력과 함께 개방경계에  $M_2$  조석에 해당하는  $q_n, \zeta_T$ 를 부여하여 얻은 결과에  $M_2$  조석만을 고려하여 얻은 결과를 빼서 얻은 결과로  $M_2$  조위, 조류, 조석 잔차위 및 잔차류를 제거한 결과이다.  $M_2$  조석 잔차위 및 잔차류는 이 등(1996)을 참조할 수 있다.

조석의 영향을 직접 고려한 취송류 결과는 Fig. 3과 같다. 등해수위 분포를 살펴보면, 음의 해수위는 거의 위도



**Fig. 3.** Distribution of surface elevation (cm) and wind-induced current (cm/s) computed by 2D model using tidal forcing and wind forcing with quadratic friction.

방향에 평행한 공간분포를 보이고 있다. 특히 Fig. 2에 보였던 동서방향의 수면 경사가 거의 없어졌으며, 남북방향의 수면 경사도 Fig. 2에 비해서는 상당히 감소하였다. 전체적인 해수위의 공간변화율이(바람만을 고려한 경우에 비하여) 상당히 작아졌기 때문에 유속도 상당히 작아졌음을 보이고 있다. 경기만 서남측에 시계방향 와류가 뚜렷이 형성되어 있으며 산동 반도 남측에도 상대적으로 미약하지만 시계방향 와류가 형성되고 있다. 바람만을 고려한 경우와는 달리 황해 깊은 골을 따라 형성되는 역풍류는 미약한 크기이나 제주도 서측을 지나 제주도 남측 동지나해 해역으로 연결되어 나타나고 있다. 제주도과 대한해협 사이의 해역에 보였던 시계방향 와류는 Fig. 2에 비해 더욱 미약해진 상태로 존재함을 보이고 있다.

양의 해수위가 형성된 장강 이남의 중국 연안과 대한해협 사이의 등해수위 공간분포는 바람만을 고려한 결과보다는 공간 변화가 작고 절대값의 차이를 보이나 Fig. 2의 분포와 비교적 유사하게 나타났다. 그러나 취송류의 크기

는 Fig. 2에 비해 상당히 작게 나타났다. 대만해협 근처에 양의 해수위는 비교적 얇은 수심과 유향의 오른쪽에 중국 연안이 존재하여 전향력의 영향으로 인하여 형성된 것으로 해석할 수 있다. 이곳의 등해수위 공간분포는 근사적으로 등수심선도와 거의 같게 나타났으며, 이는 북동향의 강한 바람장과도 관련이 있는 것으로 사료된다.

**바람만을 고려하고 선형의 저면마찰식을 사용한 경우 (Exp. 3)**

강한 조류를 무시하고 바람만을 고려할 경우 Hunter (1975)는 2차의 저면 마찰식보다는 선형의 마찰식이 보다 타당하다고 제시하고 있다. Hunter(1975)는 선형 저면마찰계수  $k_f$ 와 2차의 무차원 저면 마찰계수  $c_f$ 와의 관계식으로 직선 왕복성 조류를 고려할 경우는 평균적으로  $k_f = 3|a|c_f/\pi$  (조류와 평행한 성분의 마찰계수와 조류에 수직인 성분의 마찰계수는 2배 차이가 난다), 회전성 조류를 고려할 경우는  $k_f = 3|a|c_f/2$ 를 제시하였다. 여기서  $|a|$ 는 조류 진폭의 크기를 의미한다. 본 연구에서는 조류를 직선 왕복성 조류와 회전성 조류로 구분하지 않고 선형마찰계수로  $k_f = 1.2|a|c_f$ 를 사용하였다.  $|a|$ 는  $c_f = 0.0025$ 를 사용하고  $M_2$  조석만을 고려하여 구한  $M_2$  조류의 진폭을 사용하였다.  $|a|$ 가 공간적으로 다른 값을 갖기 때문에  $k_f$ 도 공간적으로 다른 값을 갖는다.

Fig. 4의 실선은 바람만을 고려하고 선형의 저면마찰식을 사용하여 얻은 등해수위의 공간분포도이며, 점선은 조석과 바람을 동시에 고려한 경우의 등해수위 공간분포도를 다시 나타낸 것이다(즉, Fig. 4의 점선은 Fig. 3의 실선과 동일). 양의 해수위가 형성된 장강 이남에는 두 결과에 약간의 차이를 보이고 있으나 전반적으로 조석을 직접 고려한 결과와 거의 일치함을 보이고 있다. 이들 두 결과가 완전히 일치하지는 않는 이유는 황해·동중국해의  $M_2$  조류는 왕복성 조류와 회전성 조류가 복합되어 있고 두 성분간의 비도 공간적으로 다르나 이를 고려하지 않고  $k_f = 1.2|a|c_f$ 로 단순화한 점을 들 수 있다.

이러한 차이가 단지 저면 마찰력의 처리만에 의해 발생하는지 살펴보기 위해 Exp. 2와 같은 실험을 이류항을 무시하고 수행하였다. 즉 외력으로 조석과 바람응력을 부여하고 2차의 저면 마찰식을 사용하되 이류항을 무시하여 얻은 결과에 이류항을 무시하고 조석만을 계산하여 구한 잔차류를 제거하여, 조석과 바람의 비선형 상호작용을 무시한 취송류를 구하였다. 이류항을 무시하고 계산한 취송류의 크기와 이류항을 고려하여 계산한 취송류(즉 Exp. 2의 결과)의 비는 전체 해역에 대해 평균적으로 1.0이었으며, 유속 크기 비의 표준편차는 0.04로 조류와 취송류의 이류항에 의한 비선형 상호작용은 무시할 수 있는 것으로 나타났다.

바람만을 고려하고 선형의 저면마찰식을 사용하여 얻은 취송류 벡터도(Fig. 4) 역시 Fig. 3과 거의 같게 나타났다. 조석의 영향을 직접 고려한 경우(Fig. 3)와 간접적으로 고려한 경우(Fig. 4) 두 결과의 차이를 구체적으로 살펴보기 위해 유속 크기의 비를  $h < 100$  m 해역에 대해 계산하였는데(단 Exp. 2의 유속 크기가 0.5 cm/s 이상인 경우만을 검토하였다), 유속 크기 비의 평균은 0.9, 표준편차는 0.1로 나타나 본 연구에 사용된 선형 저면 마찰 계수는 황해·동중국해의 조석 영향을 적절하게 반영한 결과로 볼 수 있다.

저면 마찰력의 처리 방법에 따른 수면 경사 및 유속의 정량적인 차이를 살펴보기 위해 36°N 상에 위치한 (123°E, 36°N), (124.5°E, 36°N) 및 (126°E, 36°N) 3개 지점(Fig. 1에 o로 표시됨)에 대해 운동 방정식의 항들을 식 (2)와 같은 형태로 Table 1에 정리하였다. 이 곳의 모델 수심은 각각 68 m, 79 m 및 38 m이다.

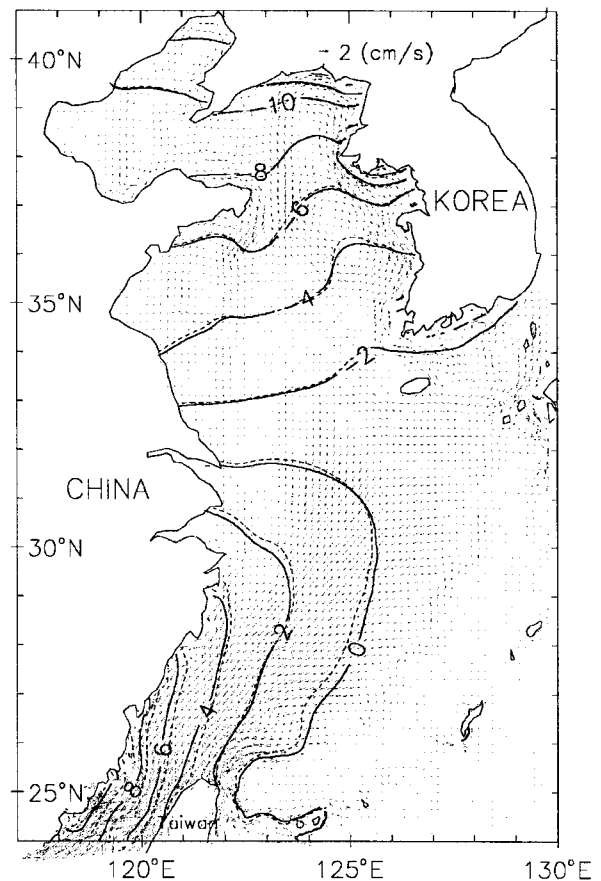


Fig. 4. Distribution of surface elevation (cm) represented by solid line and wind-induced current (cm/s) computed by 2D model using wind forcing with linear friction. Surface elevation in Fig. 3 represented by dashed line is overlapped.

Table 1. Momentum balance at selected 3 points (unit : cm/s).

(123°E, 36°N)	$v$	=	$v_g$	+	$v_w$	+	$v_b$	$u$	=	$u_g$	+	$u_w$	+	$u_b$
Exp. 1	2.6		3.1		-0.5		0.0	0.9		2.2		-1.2		0.0
Exp. 2	0.5		1.0		-0.5		0.0	0.7		2.0		-1.2		0.0
Exp. 3	0.6		1.1		-0.5		0.0	0.6		1.9		-1.2		0.0
(124.5°E, 36°N)	$v$	=	$v_g$	+	$v_w$	+	$v_b$	$u$	=	$u_g$	+	$u_w$	+	$u_b$
Exp. 1	-0.1		0.4		-0.4		0.0	-2.7		-1.5		-1.2		0.0
Exp. 2	0.9		1.4		-0.4		-0.1	-1.0		0.2		-1.2		0.0
Exp. 3	0.9		1.4		-0.4		-0.1	-0.8		0.5		-1.2		-0.1
(126°E, 36°N)	$v$	=	$v_g$	+	$v_w$	+	$v_b$	$u$	=	$u_g$	+	$u_w$	+	$u_b$
Exp. 1	-6.5		-5.1		-1.2		-0.2	-2.5		-0.3		-2.5		0.4
Exp. 2	-1.8		-0.1		-1.2		-0.2	-0.8		0.9		-2.5		0.8
Exp. 3	-1.6		-0.1		-1.2		-0.4	-0.7		1.1		-2.5		0.7

Note : the notations are defined as follows.

$$v = \frac{g}{fR\cos\phi\partial\lambda} \frac{\partial\zeta}{\partial\lambda} - \frac{\tau_\lambda^w - \tau_\lambda^b}{\rho fh} (= v_g + v_w + v_b); \quad u = -\frac{g}{fR\partial\phi} \frac{\partial\zeta}{\partial\phi} + \frac{\tau_\phi^w - \tau_\phi^b}{\rho fh} (= u_g + u_w + u_b)$$

산동반도 남동쪽에 위치한 (123°E, 36°N) 지점에서는 북향류가 나타난다. 이 북향류의 크기는 조류의 영향을 고려하는지 (Exp. 2, Exp. 3) 또는 무시하는지(Exp. 1)에 따라 상당한 차이를 보이고 있다. 이러한 북향 유속의 차이는 해수위의 공간 분포가 다르기 때문에 발생하는데, 저면 마찰력의 처리 방법에 따라 해수위의 공간 분포가 변함은 이제까지 살펴본 바와 같다.

황해 중앙부에 위치한 정점 A(124.5°E, 36°N)에서의 유속도 조류 영향의 고려 유무에 따라 많은 차이를 보이고 있다. 이곳에서는 조류의 영향을 고려한 경우의 동서방향 수면경사가 Exp. 1의 동서방향 수면경사보다 크게 나타났으며, 남북방향 수면경사는 이와는 반대로 나타났다. 이곳과 (123°E, 36°N) 지점의 저면 마찰력에 의한 유속( $u_b$ ,  $v_b$ ) 자체는 저면 마찰력의 처리 방법에 관계없이 (조류가 포함된 경우라도 두 지점 모두 조류의 크기가 작고 수심이 깊어) 다른 항에 비해 상대적으로 상당히 작게 나타났다.

서해안에 가까운 (126°E, 36°N) 지점은 남향류가 나타난다. 강한 남향류를 보인 Exp. 1의 결과는 강한 음의 동서방향 수면경사를 보인 반면, 조류의 영향을 고려한 경우의 동서방향 수면경사는 상당히 작게 나타났다. 이 지점은 강한 조류와 비교적 얇은 수심으로 인하여 저면 마찰력의 처리 방법에 따라 저면 마찰력 자체도 많은 차이를 보였다. 조류의 영향을 고려한 경우, 동서방향 마찰력에 의한 유속  $v_b$ 는 동서방향 수면 경사에 의한 유속  $v_g$ 보다 크게 나타났고, 남북방향 마찰력에 의한 유속  $u_b$ 는 남북방향 수면 경사에 의한 유속  $u_g$ 와 거의 같은 크기를 보였다. 비교된 3개 지점 중 조류 영향의 고려 유무에 따른 유속 차이가 이 지점에서 가장 크게 나타났다.

Table 1에서 살펴본 바와 같이, 저면 마찰력에 의한 유

속 ( $u_b$ ,  $v_b$ ) 자체는 다른 항에 비해 상대적으로 작은 값을 보이나, 수면 경사에 의한 유속( $u_g$ ,  $v_g$ )는 저면 마찰력의 처리 방법에 따라 상당한 차이를 보였다. 즉 바람에 의한 해수위의 공간 분포는 저면 마찰의 처리 방법에 의해 상당히 민감하게 반응하는 것을 알 수 있으며, 강한 조류가 존재하는 해역의 취송 순환을 올바르게 검토하기 위해서는 조류에 의한 저면 마찰을 적절하게 고려하는 것이 매우 중요함을 보이고 있다.

취송류에 의한 남쪽방향 수송량(-)과 북쪽방향 수송량(+)을 37°N, 36°N 및 35°N 단면에서 저면 마찰력의 처리 방법에 따라 살펴보았다. 37°N 단면에서의 남쪽방향 수송량은 Exp. 1에 의해서는  $\pm 0.41\text{Sv}$ ( $1\text{Sv}=10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )으로 나타난 반면, Exp. 2에 의해서는  $\pm 0.13\text{Sv}$ , Exp. 3에 의해서는  $\pm 0.11\text{Sv}$ 로 나타나 조류의 영향을 무시한 Exp. 1의 남쪽방향 수송량이 조류의 영향을 고려한 경우에 비해 약 3배 이상 많은 수송량을 보였다. 36°N 단면에서의 Exp. 1, Exp. 2 및 Exp. 3에 의한 남북방향 수송량은 각각  $\pm 0.29\text{Sv}$ ,  $\pm 0.11\text{Sv}$  및  $\pm 0.10\text{Sv}$ 로 나타났다. Exp. 2와 Exp. 3에 의한 이곳의 수송량은 37°N 단면에서의 수송량과 거의 같은 크기를 보였으나 Exp. 1에 의한 수송량은 37°N 단면에서의 수송량보다 상당히 감소한 값을 보였다. 한편 35°N 단면에서의 Exp. 1, Exp. 2 및 Exp. 3에 의한 남북방향 수송량은 각각  $\pm 0.27\text{Sv}$ ,  $\pm 0.05\text{Sv}$  및  $\pm 0.05\text{Sv}$ 로 나타났다. 정상 상태의 순수송량은 0이 되어야 하지만 계산 결과는 약간의 오차를 보였다. Exp. 1에 의한 순수송량은 37°N 단면과 36°N 단면에서 각각 약 1% 정도 북쪽 수송량이 크게 나타났으며, 35°N 단면에서는 약 2% 정도 남쪽 수송량이 크게 나타났다. 한편 Exp. 2와 Exp. 3에 의한 순수송량은 3 단면 모두에서 남북방향 수송량의 1%보

다 작았다.

Park(1986)의 해석 모델에서 살펴본 바와 같이, 북풍 계열의 바람에 의해 수심이 낮은 연안을 따라 남향류가 발생하고 정상 상태를 가정할 경우 이를 보상하기 위해 깊은 골에 북향류가 나타나는 현상은 실험된 3 경우 모두 재현되고 있다. 즉, 황해 중앙부의 북향류는 산동반도 남쪽의 남향류와 한국 서해안의 남향류에 의한 해수의 유출을 보상하기 위해 발생하는 것으로 판단된다. 특히 수송량 비교에서 알 수 있는 바와 같이, 조류에 의한 저면 마찰을 무시한 Exp. 1의 수송량이 조류의 마찰을 고려한 경우 (Exp. 2와 Exp. 3)의 수송량에 비해 약 3-4배 많은 수송량을 보였는데, Exp. 1의 결과는 작은 저면 마찰로 인해 상대적으로 큰 유속(수송량)이 나타나며, 큰 남북방향 유속이 발생하기 위해서는 바람 응력이 같을 경우 동서방향 수면 경사가 크게 되어야 하는 과정을 뚜렷이 보이고 있다. 그러나 실험에 사용된 저면 마찰 계수의 타당성이 재고되어야 함은 이제까지 살펴본 바와 같다. Fig. 2의 황해에 나타난 강한 동서방향 수면 경사는 지형, 수심, 바람 응력 등에 의해 형성될 수도 있겠으나, 본 연구와 관련해서는 작은 저면 마찰에 의해 과장되게 크게 나타난 것으로 판단된다. 한편 Exp. 2와 Exp. 3의 수송량(유속)은 큰 저면 마찰로 인하여 Exp. 1의 수송량에 비해 상당히 감소하였으며, 이에 수반된 동서방향 수면 경사도 상당히 완화된 결과를 보이고 있다(Fig. 3, Fig. 4).

#### 4. 바람응력의 시간 변화에 따른 취송류

취송류에 대한 조류의 영향을 직접 또는 간접적으로 고려할 경우, 정상풍에 의한 취송류(Fig. 3, Fig. 4)에는 황해·동중국해의 역풍류가 매우 작게 나타났으며, 거의 제주도 이남의 해수가 황해로 유입하지 않는 것으로 나타났다. 따라서 어느 경우에 역풍류가 형성되고, 어느 경우에 제주도 이남의 해수가 황해로 유입하는지 살펴보기 위해 Hsueh *et al.*(1986)의 설을 따라 수면 경사의 relaxation 효과를 검토하였다. Hsueh *et al.*(1986)의 수치실험은 시간에 따라 변화하는 실제의 바람장과 개방경계에 40-hr low-pass filter되고 대기압에 보정된 해수위와 함께 선형 저면마찰계수(=0.001 m/s)를 사용하여 수행되었다. 사용된 저면 마찰 계수는 저면 마찰력이 중요할 것으로 예상되는 황해의 유동 특성을 반영한 것으로 볼 수 있다(근사적으로 M<sub>2</sub> 조류의 진폭을 0.5 m/s라 하면 조류의 영향을 고려한 선형마찰계수는 0.0015 m/s 정도이다. 보다 자세한 M<sub>2</sub> 조류 타원과 최강 유속의 크기는 이와 정(1996)을 참고 바란다).

본 연구에서는 Hsueh *et al.*(1986)의 바람장을 근거로 다음과 같은 간단한 시간함수형을 고려하였다. 즉,

$$F_w(t) = \begin{cases} \pi \sin\left(\frac{2\pi}{8T}t\right) & \text{if } 0 \leq t \leq 4T \\ 0 & \text{if } 4T \leq t \leq 8T \end{cases} \quad (3)$$

여기서  $F_w(t)$ 는 window 함수,  $T$ 는 편의상 12시간으로 설정하였다.

수치실험은 월평균된 바람응력장(Fig. 1)에 모두  $F_w(t)$ 를 곱한 바람응력장을 사용하였다. 따라서 바람 응력은 0으로부터 1일(=2T)이 경과하면 최대의 바람 응력을 보인 후, 서서히 감소하여 2일(=4T) 이후는 바람이 멈추게 되며, 바람이 멈춘 상태가 2일 동안 지속되도록 하였다. 외력으로 바람만을 정의하나 Exp. 3과 같이 선형의 저면마찰식을 사용하여 조류의 영향을 고려하도록 하였다. 초기 조건의 영향이 충분히 제거된 16T 이후의 결과를 검토·분석하였다.

북향류가 예상되는 깊은 곳에 위치한 정점 A(Fig. 1에  $\alpha$ 로 표시하였으며, 좌표는 124.5°E, 36°N)에서의 시간에 따른 해수위, 바람응력, 유속 크기 등을 나타내면 Fig. 5와 같다. 정상 상태의 결과가 아니나 편의상 운동방정식의 각 항은 식 (2)와 같은 형태로 나타내었다.

Fig. 5의 상단 그림은 시간에 따른 해수위의 변화를 나타내며, 중간 그림은 동서방향에 대한 운동방정식의 항들을, 하단 그림은 남북( $\phi$ )방향에 대한 운동방정식의 항들을 나타낸다. 시간에 따른 해수위를 살펴보면, 바람 응력이 최대에 도달한 24시(2T) 보다 13시간 늦은 37시에 최저 해수위를 보이고 있으며, 바람이 멈춘 1일 후(즉 6T 이후)

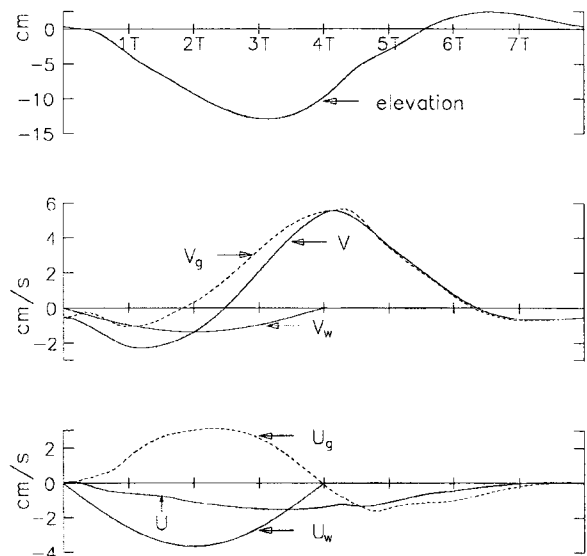


Fig. 5. Time series of sea surface elevation (upper), terms of  $u$  equation ( $v$ ,  $v_g = (g/fR \cos\phi) \partial\zeta/\partial\lambda$ ,  $v_w = -\tau_\lambda^v/\rho f h$ : middle) and terms of  $v$  equation ( $u$ ,  $u_g = (-g/fR) \partial\zeta/\partial\phi$ ,  $u_w = \tau_\phi^u/\rho f h$ : lower) at A point.

바람의 영향이 거의 소멸되고 있음을 보인다.

중간 그림에 나타난 바와 같이,  $v$  성분은 근사적으로 동서방향의 수면 경사력( $v_g$ )과 거의 같은 크기를 보여 양의 동서방향 수면 경사를 보이는 곳에서 북향 유속을 예상할 수 있다. 바람 세기가 약해지기는 했으나 여전히 북북서 계열의 바람이 불고 있는 3T에 이미 북향류가 나타났으며, 특히 바람이 멈춘 후 2시간이 지난 시점에 5.6 cm/s의 최대 북향류가 나타났다. 바람의 동서성분에 의한 유속( $v_w$ )은 최대 1.4 cm/s의 크기를 보이고 있다. 저면 마찰력에 의한 유속( $v_b$ )은 최대 0.2 cm/s로 바람 응력에 의한 값

보다 상당히 작아 그림에 나타내지 않았다.

하단 그림에서 알 수 있는 바와 같이, 바람의 남북방향 성분에 의한 유속( $u_w$ )과 남북방향의 수면 경사력( $u_g$ )은 거의 같은 크기를 보여 등해수위는 주로 위도에 평행함을 예측할 수 있다. 즉 바람 응력과 수면 경사력이 거의 균형을 이루고 있어  $u$  자체는 -1.5 cm/s 정도로 상당히 작게 나타났다. 바람이 멈춘  $t=4T$  이후의  $u$ 는 대체로  $u_g$  크기에 따라나 저면 마찰의 영향으로  $u_g$  보다는 작다. 저면 마찰력에 의한 유속( $u_b$ )은 바람이 멈춘 후에 최대 0.7 cm/s의 크기를 보이며, 바람이 멈춘 12시간 후에는 약 0.5 cm/s로

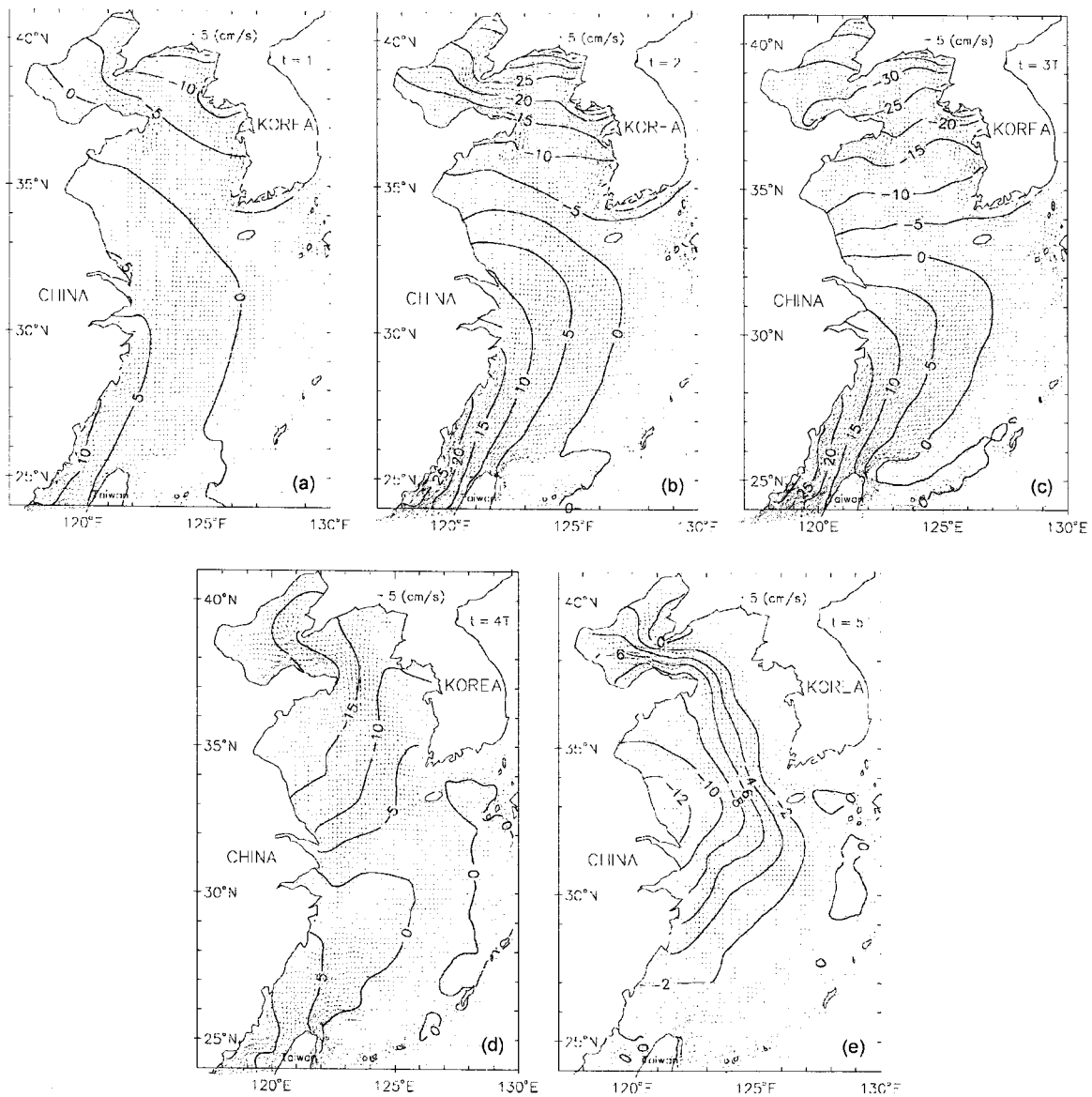


Fig. 6. Distribution of surface elevation (cm) and wind-induced current (cm/s) computed with a schematic time-varying wind stress at 12 hour intervals. (a)  $t = 1T$  (b)  $t = 2T$  (c)  $t = 3T$  (d)  $t = 4T$  (e)  $t = 5T$ .



어느 정도 지속되다가 급속히 감소하였다.

시간에 따른(12시간 간격) 등해수위와 취송류의 공간분포를 살펴보면 Fig. 6과 같다. 등해수위는 5 cm 또는 2 cm 간격으로 나타내었다. 참고로 주기 8T에 대해 평균된 등해수위와 유속장은 정상풍에 의한 결과(Fig. 4)와 거의 일치하였다.

북풍 계열의 바람이 불기 시작하여 12시간이 경과한 시각( $t=1T$ )에 대한 등해수위와 유속장은 Fig. 6(a)와 같다. 한반도 연안에는 음의 해수위가 형성되고, 36°N 이남의 중국연안에는 양의 해수위가 형성되었음을 보여 준다. 따라서 동일 위도에서는 중국연안의 해수위가 한국 서해안의 해수위보다 높은 분포를 보이고 있다. 대체적인 유형은 황해·동중국해 전반에 걸쳐 바람 방향을 따르고 있다. 특히 산둥반도, 한국 서해안 및 30°N 이남의 중국연안에 비교적 뚜렷한 남향류가 형성되고 있다.

바람 응력이 최대에 달한  $t=2T$ 에 대한 결과는 Fig. 6(b)와 같다. 황해 전역에서 북서·남동의 경사를 보였던  $t=1T$ 의 등해수위는 그 경사가 감소하여 거의 위도에 평행한 등해수위 분포로 바뀌어 가며 바람 응력에 거의 수직한 형태를 보이고 있다. 강한 북풍 계열의 바람이 지속됨에 따라 황해 전역의 해수위는 더욱 하강하고, 장강 이남의 중국 연안에는  $t=1T$ 에 비해 더욱 상승된 해수위 분포를 보이고 있다. 황해 깊은 골의 남향류는  $t=1T$ 인 경우에 비하여 감소되었으나 골을 중심으로 주변에 비교적 큰 남동향(한국 서해안)과 남서향(골의 서쪽 중앙 해역)의 유속이 형성됨을 보이고 있다. 35°N 이북의 중국연안을 따라 미약한 북동향의 유속이 발달하면서 황해 깊은 골의 서쪽 해역에 커다란 시계방향의 순환이 형성되고 있다. 또한  $t=1T$ 에 보였던 남서향의 취송류는 더욱 발달되었음을 보이고 있다.

Fig. 6(c)는  $t=3T$ 에 대한 결과로써, 강한 북풍 계열의 바람이 점점 약해지기는 하나 아직까지도 북풍 계열의 바람은 지속되고 있다. 바람 응력의 세기는  $t=1T$ 와 같다. 바람이 약해지기는 하나 강한 북풍 계열의 바람에 의해 하강된 해수면이 황해의 깊은 골을 따라 계속 하강하며, 중국연안의 해수위는 북동향류가 우세해지면서 더욱 하강하여 33°N 이북의 등해수위는 위도에 거의 평행하거나 또는 양의 동서방향 수면경사를 갖는 등해수위 분포를 보이고 있다. 36°N의 황해 깊은 골을 시점으로 미약하나마 북향의 유속이 40°N까지 북상한 후 서한만과 경기만을 따라 남하하는 커다란 시계방향의 순환을 형성하고 있으며, 황해 깊은 골의 서쪽 해역과 35°N 이북의 중국연안에 나타났던 커다란 시계방향의 순환이 더 뚜렷하게 나타났다.

바람이 멈춘  $t=4T$ 에 대한 결과(Fig. 6d)를 살펴보면 다음과 같다. 황해 전역에는 비교적 동서방향에 평행한 등해수위가 형성되면서(즉,  $v_g$ 가 커지면서) 뚜렷한 북향류가

형성됨을 보이고 있다. 제주도 서쪽에서부터 황해 깊은 골을 따라 북상하는 흐름이 강하게 나타나며, 장강 근처의 해수가 황해로 유입하는 흐름 양상을 보이고 있다. 한국 서해안을 따라 남하하던 취송류는 거의 사라졌으며, 30°N 이남의 중국연안을 따라 흐르던 남서향의 취송류도 상당히 감소하였고, 대만 북쪽의 서향하는 성분이 우세하게 나타나고 있다.

바람이 멈춘 후 12시간이 경과한  $t=5T$ 에 대한 등해수위 및 유속장을 살펴보면 Fig. 6(e)와 같다. 외력이 제거되고 12시간이 경과한 유속장은 지형류에 가까울 것으로 예상할 수 있으며, 이를 확인하기 위해 등해수위의 간격을 2 cm로 나타내었다. 계산된 유속장은 전반적으로 등해수위를 따라 흐르는 지형류임을 보이고 있으며, 30°N 이남에서도 뚜렷한 북향류가 나타났다.

제시하지는 않았으나,  $t=6T$ 와  $t=7T$ 에 대한 결과를 간략히 살펴보면 다음과 같다. 바람이 멈춘 후 1일이 경과한  $t=6T$ 에 대한 등해수위 분포는 36°N 근처의 중국 연안과 제주도를 잇는 선을 중심으로 북쪽에서 양의 해수위가 남쪽에는 음의 해수위가 형성되었다. 발해만 서쪽에서 최대 약 6 cm의 해수위가 나타났으며, 장강 이남 해역에 최저 -6 cm의 해수위가 나타났다. 이들 해수위의 공간 변화율은 상당히 작으며, 이와 함께 유속도 매우 작았다.  $t=7T$ 에 대한 결과는 더욱 작은 해수위의 공간 변화율과 약화된 유속장을 보였다.

이상의 결과는 Hsueh *et al.*(1986)의 결과와 부합한다. 구체적으로 Fig. 6(a)부터 Fig. 6(e)는 정성적으로 Hsueh *et al.*(1986)의 Fig. 18, Fig. 19의 12월 23일 06시, 18시, 12월 24일 06시, 18시 및 24시에 대응한다. 바람만을 고려한 본 연구의 결과는 바람 응력과 함께 개방경계에 해수위를 부여한 Hsueh *et al.*(1986)의 등해수위 및 유속장과는 절대값의 크기에는 많은 차이가 있으나 등해수위의 공간분포 및 유속장의 유형은 Hsueh *et al.*(1986)의 결과와 전체적으로 같음을 보이고 있다.

## 5. 결론 및 토의

황해·동중국해 전반의 취송류 형성 패턴에 해저마찰력이 어떠한 작용을 하는가, 그리고 어떠한 경우 역풍류가 형성되는가를 2차원 수치 모델을 이용하여 살펴보았다. 이를 위해 월평균된 겨울철 바람 응력을 사용하여 대상해역의 조류를 무시할 수 있는가 하는 문제와 함께 바람에 단순한 형태의 시간 변화를 주어 해수면 경사의 relaxation 효과를 검토하였다.

바람만을 고려하고 조석을 재현하기 위해 선정된 2차의 저면마찰식을 수정없이 사용한 결과는 조석을 직접, 간접적으로 고려한 실험 결과들에 비해 해수위의 공간적인 변

화를 과대하게 산정하면서 취송류의 크기를 과대하게 산정하며 많은 크고 작은 와류를 형성시키는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 단순히 외력으로 바람만을 고려하여 황해·동중국해 취송 순환을 파악하는 경우 조류 분포 특성을 적절히 반영한 저면마찰식의 사용이 매우 중요함을 말해준다. 기존에 수행된 정상풍 하의 취송 순환 결과는 대상해역의 유동 특성을 적절히 반영하지 못한 저면마찰력을 사용함으로써 나타난 결과로 실제의 황해·동중국해에 대한 취송 순환으로 보기에 무리가 따른다. 조석을 배제한 채 2차원 수치모델을 이용하여 취송류만을 재현할 경우는 Hunter(1975)의 선형 마찰식을 사용함으로써 강한 조류의 영향을 적절히 고려할 수 있음을 알 수 있었다.

황해 깊은 골에서 형성되는 겨울철 정상풍에 의한 역풍류와 관련하여 언급하면 다음과 같다. 바람만을 고려하고 조석을 재현하기 위해 선정된 2차의 저면마찰식을 수정없이 사용한 결과에서는 한국 연안 쪽에 형성되는 시계방향 순환의 일부로서 역풍류가 나타나고 있다. 조석을 직접 또는 간접적으로 고려한 취송 순환에서는 황해 깊은 골에서의 북향류는 제주도 서측을 지나 제주도 남측으로 이어지나 매우 미약한 흐름으로 나타나고 있다. 제시되지는 않았으나 정상 균일풍(북풍의  $0.16 \text{ N/m}^2$ , 북서풍의  $0.16 \text{ N/m}^2$ )에 의한 결과에는 황해 깊은 골에서의 북향류(역풍류)가 공간적인 변화를 고려한 바람응력을 사용한 본 경우보다는 뚜렷하게 나타났다. 따라서 정상 균일풍이라는 비현실적인 가정 하에서는 바람 응력보다 압력 경도력이 큰 황해의 깊은 골에서는 역풍류가 발생할 수도 있겠으나 보다 현실적인 역풍류의 생성 과정으로 Hsueh et al.(1986)의 이론이 타당한 것으로 나타났다(Fig. 6). 즉 동계의 북풍이 강해짐에 따라 풍향과 거의 같은 취송류가 형성되나 바람이 약해짐에 따라 동서방향 수면경사의 relaxation 효과에 의해 강한 역풍류가 형성되며, 특히 바람이 멈춘 후에는 지형류 균형을 이루고 있음을 보였다.

근본적으로 전단 응력인 바람응력과 저면마찰응력을 전체 수심에 대하여 동일한 크기로 작용한다는 기본 가정에 수심 적분된 2차원 모델 결과는 이러한 전단력이 수심의 어디까지 영향을 미칠 것인가 하는 보다 중요한 문제를 무시한 것으로 이러한 단점을 해소하기 위해서는 3차원 수치모델의 적용이 필요하다 하겠다. 3차원 수치 모델을 적용할 경우 어떠한 연직 확산 계수를 선택할 것인가 하는 복잡한 문제를 해결하는 방안으로써 2차원 모델을 적용하였는데, 추후 3차원 수치 모델을 이용한 연구가 필요하다.

## 사 사

본 연구는 과학기술부가 주관하는 민군겸용 기술사업인 “체계운용을 위한 가상해양환경 분석기술”의 일환으

로 추진되었으며, 지원에 감사드립니다. 또한 해양수산부가 지원하는 한·중 해양과학협력사업의 지원에도 감사드립니다.

## 참고문헌

- 나정열, 서장원, 한상규. 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. *한국해양학회지*, 27, 1-10.
- 이종찬, 김창식, Koji Matsumoto, Masatsugu Ooe. 2001. Topex/Poseidon 고도계 자료를 이용한 북동 아시아 해역의 조석 산정. *한국해양학회지(바다)*, 6(1), 1-12.
- 이종찬, 정경태. 1996. 자료합성법을 이용한 황해 및 동중국해의  $M_2$  조석 산정. *해양연구*, 18(1), 13-24.
- 이종찬, 정경태, 최병호. 1996. 황해·동중국해의  $M_2$  조석 잔차위 및  $M_4$  조석 생성에 대한 비선형항의 영향에 대하여. *한국해양·해양공학지*, 8(2), 137-145.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. p. 1-16. In: *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union.
- Choi, B.H. 1982. Note on currents driven by a steady uniform wind stress on the Yellow Sea and the East China Sea. *La mer.*, 20, 65-74.
- Choi, B.H. and K.S. Suh. 1992. Computation of meteorologically-induced circulation on the East China Sea using a three-dimensional numerical model. *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engineers*, 4(1), 45-58.
- Choi, H.Y. 1994. Development of three-dimensional nonlinear spectral model with the basis of Legendre polynomial. Ph.D. Thesis, Seoul National University, Seoul. 165 p.
- Davies, A.M. 1980. Application of numerical models to the computation of the wind-induced circulation of the North Sea during JONSDAP'76. *Meteor. A*, 22, 53-68.
- Davies, A.M. 1982. Meteorologically-induced circulation on the north west European continental shelf : from a three-dimensional numerical model. *Oceanol. Acta*, 5, 269-280.
- Davies, A.M. and J.E. Jones. 1992. A three-dimensional wind driven circulation model of the Celtic and Irish Seas. *Continental Shelf Res.*, 12, 159-188.
- Flather, R.A. 1976. A tidal model of the north-west European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, ser 6, 10, 141-164.
- Hsueh, Y., R.D. Romea, and P.W. DeWitt. 1986. Wintertime winds and coastal sea-level fluctuations in the Northeast China Sea, Part II : Numerical model. *J. Phys. Oceanogr.*, 16(2), 241-261.
- Hsueh, Y. 1987. A wind-driven Yellow Sea warm current?

- Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 5(4), 289-298.
- Hunter, J.R. 1975. A note on quadratic friction in the presence of tides. *Estuarine and Coastal Marine Sci.*, 3(4), 473-475.
- Park, Y.H. 1986. A simple theoretical model for the upwind flow in the Southern Yellow Sea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 21(4), 203-210.
- Taylor, G.I. 1919. Tidal friction in the Irish Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A220, 1-33.
- Wang, J. and Y. Yuan. 1988. Numerical modelling of wintertime circulation in the East China Sea. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 6(4), 300-319.
- Yanagi, T. and S. Takahashi. 1993. Seasonal variation of circulations in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 49, 491-501.

---

*Received Aug. 4, 2003*

*Accepted Nov. 17, 2003*