

한국 남동 연안역의 용승현상에 관한 수치실험

김동선* · 김대현**

* 부경대학교 해양산업개발연구소, ** 부경대학교 해양과학공동연구소

Numerical Simulation of Upwelling Appearance near the Southeastern Coast of Korea

Dong-Sun Kim* · Dae-Hyun Kim**

* Research Center for Ocean Industrial and Development(RCOID), Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea

** Korea Inter-university Institute of Ocean Science, Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea

요 약 : 1999년 6월 한국 남동 연안역의 울산과 감포 앞바다에 출현한 용승에 의한 냉수출현현상을 3차원 진단 수치모델을 이용하여 조사하였다. 수치실험에 의한 냉수출현은 바람 영향으로 인하여 울산-감포 앞바다의 수심 50-100m 층에서 발생한 상승류의 효과로 나타났다. 이러한 용승현상은 인접한 부산, 울산 및 감포에서 관측한 바람의 2배인 5.0m/sec 크기의 바람을 모델에 적용했을 때 발생했다. 따라서 용승현상과 같은 특이한 해양현상을 규명하기 위해서는 육지에서 관측한 자료가 아닌 그 해역에 적절한 바람자료를 이용해야 한다.

핵심용어 : 남동역, 냉수출현, 3차원 진단수치모델, 수치실험, 용승효과, 바람자료

Abstract : To investigate the appearance of cold water by upwelling effect near Ulsan-Gampo of the southeastern coast in Korea on June, 1999, we carried out a numerical experiment by 3-dimensional diagnostic numerical model. Appearance of cold water by the result of numerical experiment was due to upwelling by wind effect at 50-100m depth near Ulsan-Gampo coast. This result was caused by using a model to 2 times of existing wind magnitude near Busan, Ulsan and Gampo that is 5.0m/sec wind. Therefore, to illustrate the phenomenon of extraordinary marine environment like upwelling event and so forth, appropriate wind data at sea should be used instead of those on land.

Key Words : Southeastern coast, Appearance of cold water, Three-dimension diagnostic numerical model, Numerical experiment, Upwelling effect, Wind data

1. 서 론

한국 남동해역은 하계에 냉수대(cold water mass)가 자주 출현하는 곳으로 알려져 있다(Lee, 1983). 이 냉수대는 중·저층수가 용승작용에 의해 연안해역의 표층으로 올라와 주변해역의 표면수온보다는 상대적으로 5°C 정도 낮은 저수온대가 형성된다(국립수산진흥원, 1996; 1997; 1998).

냉수대가 나타나면 연안역의 표층수온이 급격히 감소하므로써 짙은 안개가 발생하여 선박의 항해에 많은 지장을 주고 인근 해역의 국지적인 기상변화를 초래한다. 그리고 이 냉수대는 저층으로부터 표층으로 상승함으로써 형성되는 것으로 이와 같은 용승현상은 저층의 많은 영양염이 표층으로 운반되어 일반적으로 부유생물의 번식으로 인하여 먹이연쇄 작용에 의한 종

은 어장이 형성되는 것이 일반적이지만, 이 지역에서는 평상시에 어획되었던 어류가 잡히지 않고 오히려 어호기에 불리한 환경조건이 형성되고 있다.

이러한 국지적인 냉수역의 출현에 의한 해황은 현지 어민의 양식어업 등에 영향을 주고 또한 짙은 해무는 부산-울산-포항간의 선박의 해황이나 안전운항에 영향을 주고 있기 때문에 용승현상을 진단하고 어느 정도 예측할 필요성이 있다.

냉수대의 형성원인에 대해서는 하계 남동계절풍에 의한 연안용승의 결과라는 주장(An, 1974; Lee, 1983; Lee and Na, 1985)과, 대한해협을 통과하는 대마난류와 북한난류의 상호작용 때문이라는 주장도 있으나, 아직까지 구체적인 설명은 되지 않고 있다. 또한 한국 남동연안 주변의 지형적인 영향이 저층냉수의 용승에 기여하고(Lee and Na, 1985), 대한해협으로 하강하는 냉수가 울기연안에 인접하면서 남하한다(Lim and Chang, 1969). 냉수의 출현 요인 중 특히 바람의 원인을 보면, 울기연안에 출현하는 냉수대의 용승속도는 평균 3m/sec 남서풍이 7일

* 대표저자 : 종신회원, kimds@pknu.ac.kr, 051-629-7374

** kimdh@pknu.ac.kr, 051-629-7087

이상 불었을 때 14cm/sec 정도이며(Seung, 1984), 평균 4m/sec의 남서풍이 3일 이상 지속될 때 출현한다(Lee, 1983). 수일동안 일시적으로 지속되는 남서풍에 의하여 용승현상이 발생 가능하며, 하계의 냉수는 최소한 순간적으로 10m/sec 이상의 강한 바람이 작용하는 경우에만 표층에 나타난다(Byun, 1989). 최근 연구 동향을 보면, 동해 연안에서 장기간 관측한 일일 수온과 바람자료간의 상관분석과 NOAA 위성의 영상 표면 수온자료를 이용하여 하계 동해 연안 냉수대의 시·공간적인 변동특성을 구명하였다(서 등, 2001). 또한 Lee et al.(2003)은 1시간별 바람자료를 이용한 바람과 수온의 스펙트럼 분석을 통해 용승현상은 바람이 2.4일의 주기일 때 수온은 17시간의 시간적 차이(time lag)를 가지며, 바람이 4.0~5.4일 주기는 27~37시간 수온의 시간적 차이를 가진다는 것이 밝혀졌다.

한국해양연구소(1987)는 2차원 용승의 이론모델을 통하여 해표면 냉수출현에 바람의 영향에 대하여 설명하고 있으나, 하부 경계면의 냉수출현에 대한 이론적인 배경은 잘 해석되지 못한 실정이다.

따라서 본 연구에서는 1999년 6월 울산-감포 앞바다에 출현한 냉수의 출현을 수온 및 염분의 관측값으로부터 3차원 진단 유동모델을 이용하여 설명하고 바람에 의한 냉수역의 유동특성을 규명하여 저층에서의 용승효과를 파악하였다.

2. 자료 및 방법

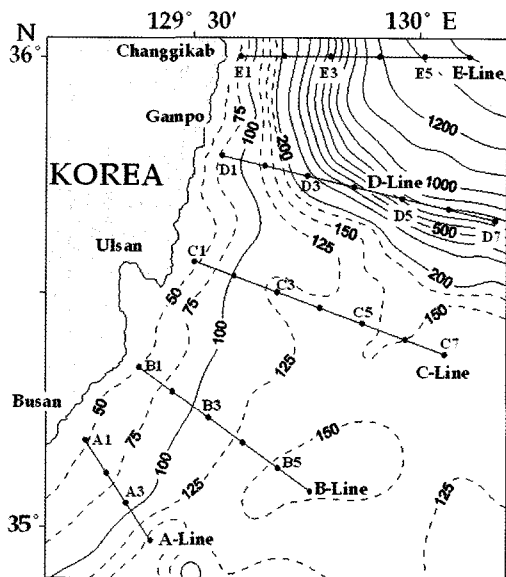


Fig. 1. The oceanographic observation points in the southeast coast of Korean peninsula. Depths are in meters. ● : observation points. The positions of hydrographic observation are KIOS(Korea Inter-university Institute of Ocean Science, Pukyong National University) lines.

본 연구에서는 용승현상이 발생하는 동해남부해역(Fig. 1)에

서 관측한 해황을 파악하여 냉수역의 유동을 계산하여, 현장에서의 유동과 비교·검토하였다. 그리고 본 연구해역에서 계산 격자는 수평적으로 1.5×1.5km의 정방격자, 연직적으로는 7층(1층: 0~5m, 2층: 5~15m, 3층: 15~25m, 4층: 25~75m, 5층: 75~125m, 6층: 125~175m 및 7층: 175~200m)으로 분할하여 계산하였다. 연안조건으로는 흐름이 경계를 가르지 못하도록 하였으며, 경계면에서 경계에 평행한 성분은 non-slip condition을 적용하였다. 또 외해 경계역에서는 수온과 염분의 변화가 없도록 하였다. 잔차류 운동을 지배하는 기초방정식은 아래와 같으며, 밀도류는 본질적으로 경압(baroclinic)적인 구조를 갖고 있기 때문에 계산은 3차원으로 행하였다(Yanagi and Takahashi, 1993).

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + V\frac{\partial U}{\partial y} + W\frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial V}{\partial y} + W\frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U\frac{\partial W}{\partial x} + V\frac{\partial W}{\partial y} + W\frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho_g}{\rho_0} + A_h \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \quad (3)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$P = g\eta + \int_0^{-z} B dz \quad (5)$$

$$B = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho} g \quad (6)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U\frac{\partial T}{\partial x} + V\frac{\partial T}{\partial y} + W\frac{\partial T}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \gamma(T^* - T) \quad (7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U\frac{\partial S}{\partial x} + V\frac{\partial S}{\partial y} + W\frac{\partial S}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma(S^* - S) \quad (8)$$

$$\rho = f(T, S) \quad (9)$$

여기서 U, V, W 는 각각 x, y, z 방향의 유속성분, P 는 압력, g 는 중력가속도, η 는 평균해수면상의 수위, ρ_0 는 연직평균밀도, γ 는 관측한 수온과 염분 (T^*, S^*)과 계산한 수온, 염분 (T, S)값과의 편차를 방지하기 위하여 도입한 항으로 본 연구에서는 수온과 염분의 현장값에 의한 유동계산으로써 $\gamma(0.5/\Delta t, \Delta t)$ 계산의 시간간격값을 적용하였다. $f(T, S)$ 는 비선형상태방정식,

A_h, A_v 는 수평·연직와점성계수, K_h, K_v 는 수평·연직와확산계수이다. 수평와점성계수(A_h)와 수평와확산계수(K_h)는 동일하게 $10^5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 로 사용했다. 또한 연직와점성계수 및 연직와확산계수인 A_v 와 K_v 는 Munk and Anderson(1948)의 함수를 수정하여 식(10)과 (11)과 같이 나타내었다.

$$K_v = \frac{K_o}{(1 + \sigma Ri)} q + K_b \quad (10)$$

$$A_v = K_v + 10 \quad (11)$$

연직점성계수와 확산계수는 비성층시 $K_o = 10 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 이고 와점성계수 $K_b = 0.1 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 또한 Ri 는 Richardson number를 나타내고 $\sigma (=25.0)$, $q (=0.7)$ 값을 사용했다.

해면 $z = \eta(x, y)$ 에서의 경계조건은 식(12)~(14)과 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + U \frac{\partial \eta}{\partial x} + V \frac{\partial \eta}{\partial y} - W = 0 \quad (12)$$

$$-K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_s}{C_p \rho_0}, \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

$$\tau_x = \rho_a C_d W_x (W_x^2 + W_y^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \rho_a C_d W_y (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} \quad (14)$$

여기서, C_b 는 해수의 비열, Q_s 는 해면을 통한 열flux(+ : heating, - : cooling), τ_x, τ_y 는 바람응력의 x, y 성분, W_x, W_y 는 풍속의 x, y 성분, $\rho_a (=0.0012 \text{ g cm}^{-3})$ 는 공기의 밀도, $C_d (=0.0013)$ 는 해면의 저항계수를 나타내고 있다. 해저 $z = -h(x, y)$ 의 경계조건은 다음과 같다.

$$U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} - W = 0 \quad (15)$$

$$K_h \left(\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial y} \right) + K_v \frac{\partial B}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

$$A_z \frac{\partial U}{\partial z} = \gamma_b^2 U (U^2 + V^2)^{1/2}, \quad (17)$$

$$A_v \frac{\partial V}{\partial z} = \gamma_b^2 V (U^2 + V^2)^{1/2} \quad (17)$$

또한 육지와 접한 지역에서는 식(18)과 같은 경계조건을 사용하였다.

$$U = V = 0 \quad (18)$$

여기서 $\gamma_b (=0.0026)$ 는 해저마찰계수를 나타내고 있다. 취송류의 효과는 경계조건 식(14)에 의해서 본 연구해역의 주변에 위치한 부산, 울산 및 감포의 6월 일일 바람자료를 이용하여 계산했다. 외해경계에서는 방사조건과 스핀지조건을 사용하였으며, 계산시간간격은 28sec 이며, 준 정상상태(quasi-steady state)는 계산시작 후 30일로 하였다.

현장의 유속과 계산결과의 검정을 위하여 울산 앞바다에서 V/M ADCP (150kHz Narrow Bands, RD Instrument)로 관측한 현장 값과 비교하였다.

3. 결과 및 고찰

3. 1. 수온의 수평 및 연직분포

Fig. 2는 1999년 6월 9~13일에 관측한 수온 및 밀도의 수평 분포를 나타낸 것이다.

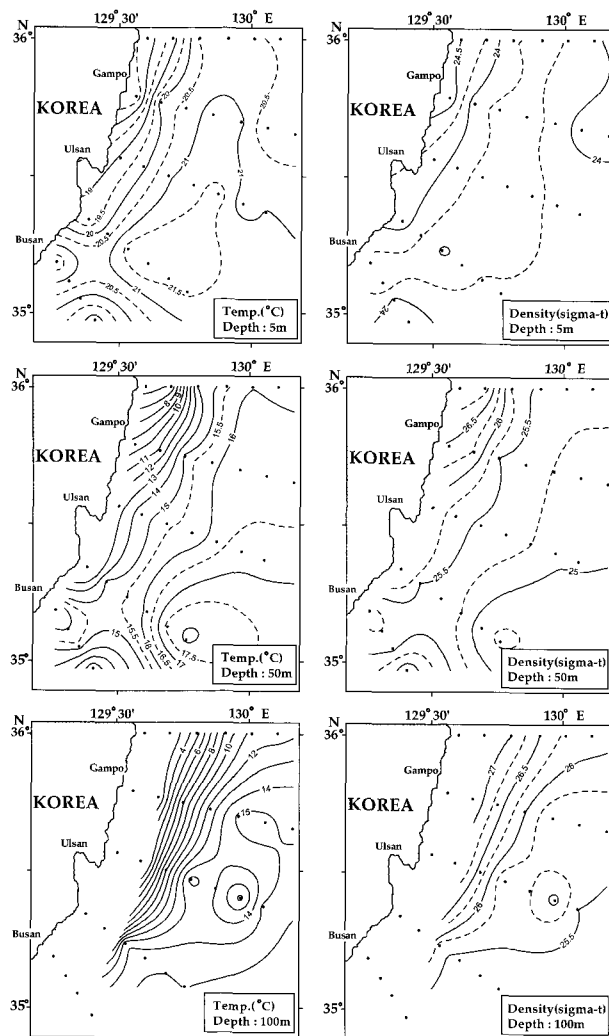


Fig. 2. Horizontal distributions of temperature (left column) and sigma-t(right column) at surface(top panel), 50m(middle panel) and 100m depth(lower panel) on June 9-13, 1999.

먼저 표층 5m에서의 분포를 보면, 대한해협을 통과한 대마난류의 영향으로 20°C 이상의 고온수가 관측해역 연안 바깥쪽에 넓게 분포하고 있으며 연안쪽으로 갈수록 낮아지는 분포를 보였으며, 특히 정점 D1 및 E1(감포 앞바다)에서는 17.5°C 이하로 나타났다. 밀도는 거의 유사한 값이나 낮은 수온을 보인 지역에서 높게 나타났다. 수심 50m에서의 수온은 대마도 북동쪽 정점(A4, B5 및 B6)에서 북쪽으로 16.0~18.0°C 로 수온변화가 급격하여 전선이 형성되어 있으며, 장기갑쪽에는 6°C이하의 아주 낮은 수온이 분포하였다. 또한 밀도는 낮은 수온을 분포하는

곳에서 높게 나타났다. 100m의 분포를 보면, 수온은 연안쪽에서 수심 50m 보다 더욱 강한 수온 전선이 연안역을 따라서 남북방향으로 형성되어 있으며, 연안의 외측 즉 감포 앞바다에서는 2.0°C 이하의 수괴가 존재하였다. 또한 14~15.0°C의 분포는 소용돌이 현상을 보이는데 이것은 해류의 영향으로 사료된다.

Fig. 3은 수직분포로 전체적으로 표층에 계절 수온약층과 저층의 경사면을 따라 영구 수온약층이 존재하는 구조를 보이고 있다. 두개의 수온약층이 연안쪽에서 합쳐져서 외해쪽으로 갈수록 분리되는 현상을 볼 수 있다. B-Line에서 E-Line까지 15.0°C 이하의 냉수괴는 저층에서 해안쪽으로 치우쳐 있다. 특히 B-Line과 C-Line에서는 5°C 이하의 수괴가 수심 약 80~120m의 해안쪽에만 있는데 밀도 또한 26.5 kg/m³ 이상으로 크게 나타나고 있다. 이와 같이 저층 냉수괴가 해안쪽으로 붙어서 상승하는 상태로 있는 것은 해안 가까이 흐르는 대마난류의 지형류적인 효과 때문으로 용승에 유리한 바람이 불면 24시간 이내에 표층 수온이 감소하는 용승효과가 나타나는 것이다. 그리고 E-Line에서는 다른 관측선과는 상이하게 전 정점에서 수직적으로 거의 유사한 값을 보이며, 두 개의 수온약층은 나타나지 않았다.

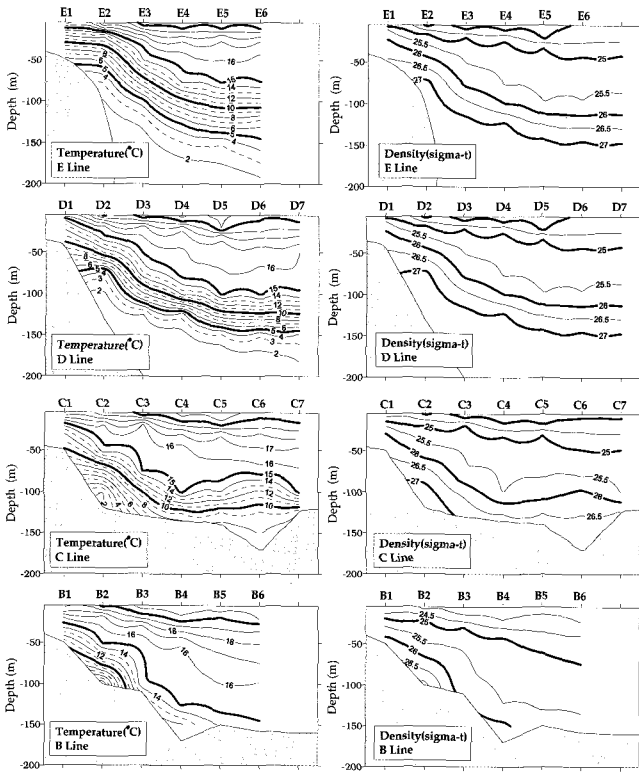


Fig. 3. The vertical distributions of temperature (left panel) and sigma-t(right panel) at the E-line(1st panel), D-line(2nd panel), C-line(3rd panel) and B-line(4th panel) on June 9-13, 1999.

3. 2. 모델에 의한 용승현상

일반적으로 지상에서 관측한 풍속값과 해상에서의 풍속값은 수배정도로 해상에서의 풍속값이 크게 나타난다. Fig. 4는 연구해역에 인접한 부산, 울산 그리고 감포에서 관측한 1999년 6월의 평균값을 이용하여 객관적인 보간법을 이용한 바람을 나타낸 것이다. 일반적으로 약 2.5 m/sec의 세기로 남서풍의 바람이 우세하였다. 모델에서는 동시기에 바람을 고려하지 않은 흐름과 바람의 효과를 파악하기 위해서 1배(Case 1)에서 10배(Case 20)까지 0.5배씩 바람의 세기를 증가시킨 경우에 대하여 7개의 층에서 계산한 결과를 가지고 용승현상이 발생할 수 있는 바람의 세기를 파악하였다.

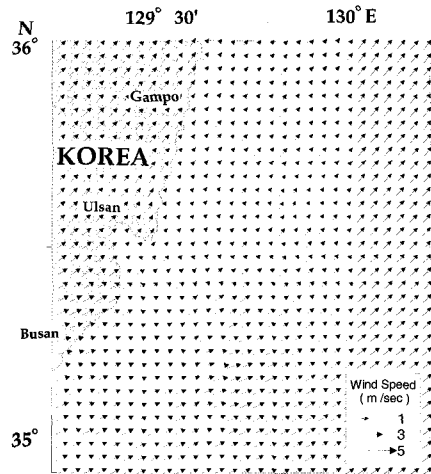


Fig. 4. The horizontal distribution of wind in study area.

Fig. 5와 6은 바람의 영향을 고려하지 않은 수온과 염분에 의해서 형성되는 잔차류(Case 1)의 수평 및 연직분포를 나타낸 것이다. 수심 2.5m의 표층(1st level)에서 수심 50m(4th level)까지의 수평적인 유동분포를 보면, 북서류의 유동이 우세하게 분포하고 있으며, 수심 100m(5th level)이하에서는 감포쪽 앞바다에서는 북향류가 우세하지만, 전반적으로 북서류의 유동이 분포하고 있다. 위도별(line 별) 수평성분에 대한 연직 유동분포를 보기 위하여, 동서성분과 남북성분 유속과 연직성분의 크기를 비교하였다. 연직성분의 유속은 수평성분에 비해 일반적으로 1/100~1/1000 정도이기 때문에 연직성분의 유속크기를 쉽게 파악하기 위하여, 계산값보다 1000배 크게 표시하였다. 수온의 분포를 보면 D-line과 E-line 연안쪽에서 약한 저수온 현상을 보이고 있다. 수온과 염분의 효과만 고려했을 때 유동의 연직분포를 보면, D-line과 E-line 연안쪽에서의 상승류를 볼 수 있다. 그러나 연구해역의 동해 남부 연안역에서 나타나는 저수온의 남하현상(Seung, 1984; Lee et al., 2003)은 수온 및 염분의 효과만으로써는 재현이 불가능하였다. 한편 부산, 울산 및 감포의 기상대에서 관측한 1999년 6월의 평균 바람장(Fig. 4)을 바다에서도 동일한 조건으로 분다는 가정하에서 잔차류를 계산하였다(Case 2). 이 경우의 계산결과를 보면, 평균 바람장을 고려하지

많은 잔차류의 계산결과에 거의 변화 없음을 알았다. 따라서 연안에 위치하고 있는 관측소에서 측정된 바람은 앞바다에서 그 영향이 나타나지 않는 것을 알 수 있었다.

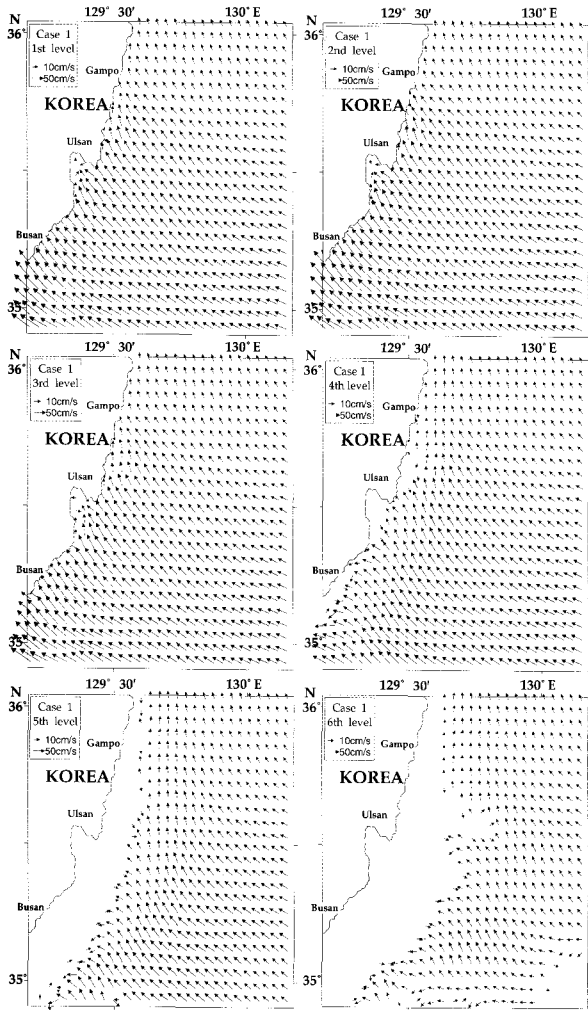


Fig. 5. Calculated residual flows at each level without the wind effect (Case 1).

그러나 평균 바람장을 2배 크기를 증가 시켰을 때 잔차류의 계산결과를 보면(Case 4, Fig. 7 및 8), 표층에서는 울산과 울기 사이의 연안에 치우치게 용승현상이 나타났으며, 수심 50m에서는 울산과 울기 앞바다 쪽으로 용승이 일어나는 지점이 연안쪽에서 조금 멀어지는 현상을 볼 수 있다. 특히, 수심 50m 이하 수층에서 울산과 울기 앞바다에서 부산 앞바다까지 남서쪽으로 남하하는 흐름 현상을 볼 수 있다(Fig. 7). 특히 울산과 감포 앞바다의 표층에서 반시계방향으로 순환하는 흐름은 남서풍에 의한 효과로 나타나고 있으며, 수심이 50에서 100m로 깊어질수록 남하류의 흐름양상은 바람과 해저지형에 의한 마찰에 의한 효과로 볼 수 있다. 이와 같은 현상은 연안을 따라 계산한 연직 유동분포에서도 잘 나타난다(Fig. 8). 즉 E-line 및 D-line의 연안쪽에서 발생한 용승현상이 표층에서는 B-line의 연안까지 남하하고, C-line의 연안 수심 50~100m에서 일부는 남하하고 일

부는 북상하는 수렴현상을 보이고 있다.

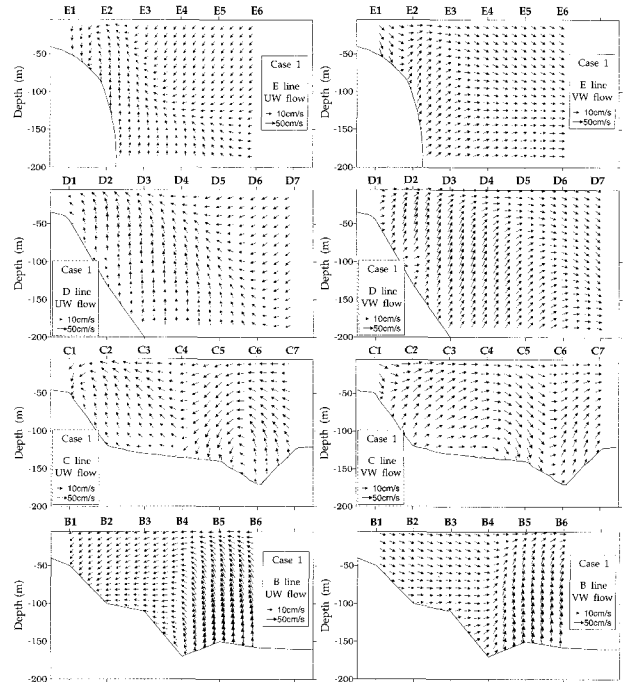


Fig. 6. The vertical distributions of calculated residual flow without the wind effect(Case 1). And the distribution of UW(left column) and VW(right column) component at the E-line(1st panel), D-line(2nd panel), C-line(3rd panel) and B-line(4th panel).

따라서 1999년 6월 동해남부해역에서 발생한 저수온 현상은 바람의 영향으로 인하여 울산과 울기 앞바다의 약 수심 50~100m 층에서 발생한 상승류의 효과로 나타나고 있다. 이와 같은 현상은 바람의 세기에 따라서 그 위치는 달라지며, 연안쪽으로 남하하는 현상에도 좌우하게 된다. 일반적으로 바람으로 인한 취송류의 재현을 위하여 연구해역에 인접한 육상에 설치된 기상대의 바람을 이용하고 있는 실정이다. 그러나 본 연구에서 나타났듯이 동해남부해역에서 발생하는 저수온 현상의 재현은 인접의 부산, 울산 및 감포의 바람자료를 이용한 유동계산에서는 이와 같은 현상의 재현이 불가능했다.

한편 모델의 정확도는 계산해서 얻어진 결과와 현장에서 관측한 결과를 비교·검토하여 그 신뢰정도에 의해서 판단한다. 그러나 본 연구해역인 한국 남동해역은 상층의 대마난류와 저층의 냉수괴로 인해 복잡한 해양변동을 가지고 있는 해역이다. 이를 이해하고자 최근에 장기 관측이 이루어 지고 있으나 대부분이 대한해협을 중심으로 연구하였다(Johnson and Teague, 2002; Lee et al., 1998; Takikawa et al., 2005). 특히 용승현상이 발생한 시기의 수온·염분 및 유동을 동시에 관측한 경우는 찾아보기가 힘든 실정이다. 따라서 본 연구에서는 용승현상을 재현하기 위해 모델에 사용한 자료의 관측일과 가장 근접하고, 연직적으로 상승류의 흐름현상이 잘 나타나는 C-Line의 1999

년 7월 관측값과 계산결과를 비교·검토하여 모델의 재현성을 부분적으로 설명한다(Fig. 9).

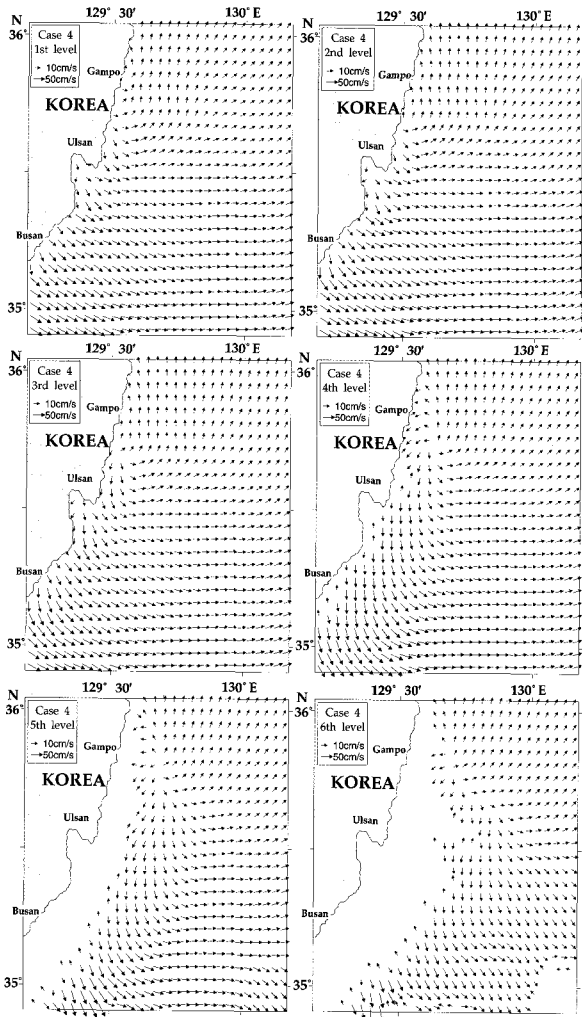


Fig. 7. Calculated residual flows at each level with wind effect (Case 4).

1999년 7월에 C-Line에서 관측한 UV성분의 유동분포를 보면, 육지에서 정점 C3까지 표층에서 저층에 걸쳐 북향류의 흐름이 나타나고 있다. 이와 같은 현상은 모델에서 바람의 세기를 2배로 증가시켰을 때의 결과(Case 4)에서도 동일영역에서 북향류의 흐름분포를 보이고 있다. 그러나 바람의 세기를 2.5배로 증가시켰을 경우(Case 5)에는 북향류와 남향류로 발산하는 상이한 흐름을 나타내고 있다. 따라서 1999년 6월 울산-감포 앞바다에서의 용승현상은 부산, 울산 및 감포의 바람자료를 이용하는 경우 기존바람의 2배인 5.0m/sec 바람을 모델에 이용할 경우 발생함을 알 수 있다. 이러한 현상은 기존의 Seung(1984), Lee(1983) 및 Byun(1989)의 경우와 상이하며, Yanagi(1980)의 지상에서 관측한 풍속값에 해상에서는 2배정도로 크게 나타난다는 것과 일치한다. 이와 같이 용승현상과 같은 특이한 해양현상의 나타내기 위해서는 그 해역에 적절한 바람의 영향을 고려해야 함을 알 수 있다. 그러나 본 연구에서는 중앙역과 바깥

쪽의 남하하는 흐름에 대한 재현은 이루어지지 않았다. 이것은 냉수출현 현상이 나타나는 시·공간적인 동시성 문제나 조석의 효과 및 해류의 경로 등이 반영되지 않은 결과로 생각한다. 따라서 용승시의 수온·염분 및 유동의 동시성을 고려하고 계산 영역을 확장하여 지형 및 외동현상과 같은 해류의 순환을 고려한다면 보다 구체적인 용승현상을 밝힐 수 있다.

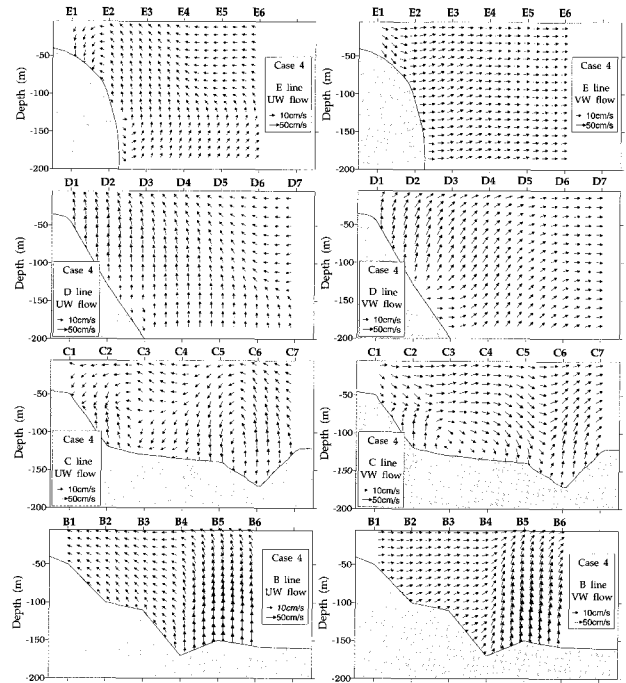


Fig. 8. The vertical distributions of calculated residual flow with wind effect(Case 4). And the distribution of UW(left column) and VW(right column) component at the E-line(1st panel), D-line(2nd panel), C-line(3rd panel) and B-line(4th panel).

4. 결 론

1999년 6월에 동해남부해역의 울산과 감포 앞바다에 발생한 냉수출현 현상을 수치실험에 의한 유동의 결과로 설명하였다. 표층 5m에서의 수온 분포를 보면, 감포 앞바다(정점 D1-E1)에서는 17.5°C 이하로 나타났으며, 수심 50m에서의 수온은 대마도 북동쪽 정점(B6)에서 북쪽으로 16.0~18.0°C 로 수온변화가 급격하여 전선이 형성되어 있으며, 포항쪽에는 6°C이하의 아주 낮은 수괴가 분포하였다. 100m의 분포를 보면, 수온은 연안쪽에서 수심 50m 보다 더욱 강한 수온 전선이 연안역을 따라서 남-북방향으로 형성되어 있으며, 연안의 내측에서는 2.0°C이하의 수괴가 존재하였다. 또한 수치실험에서 냉수출현은 바람의 영향으로 인하여 울산과 감포 앞바다의 약 수심 50~100m 층에서 발생한 상승류의 효과로 나타나고 있다. 이와 같은 현상은 바람의 세기에 따라서 그 위치는 달라지며, 연안쪽으로 남하하는 현상도 좌우한다.

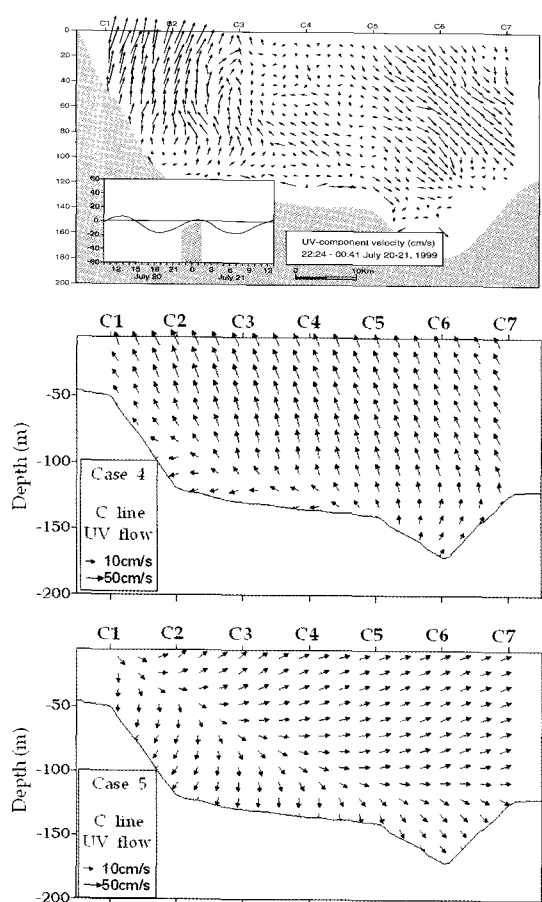


Fig. 9. Cross sections of alongshore UV components velocity observed by V/M ADCP on July 20-21, 1999(upper). The vertical distributions of calculated UV residual flow with wind effect along C-Line (Case 4 : middle, Case 5 : lower).

후 기

이 연구는 2004년도 부경대학교 기성회 학술연구비에 의하여 수행되었습니다. 또한 연구에 사용된 자료는 부경대학교 해양과학공동연구소의 연구과제에서 얻어진 것임을 밝히며, 자료 이용에 감사드립니다.

참 고 문 헌

[1] 국립수산진흥원(1996), 1995년도 해양조사연보, 제44권, p. 519.
 [2] 국립수산진흥원(1997), 1996년도 한국근해수온분포도, p. 277.
 [3] 국립수산진흥원(1998), 1997년도 한국근해수온분포도, p. 233.
 [4] 서영상, 장이현, 황재동(2001), 하계 동해 연안역에서 발생한 냉수역의 시공간적 변동 특성. 한국수산학회지, 34권 5호, pp. 435-444.

[5] 한국해양연구소(1987),蔚山부근 海表面 冷水出現: 湧昇의 理論모델, BSPE 00082-142-1, p. 58.
 [6] An, H.S.(1974), On the cold water mass around the southeast coast of Korean peninsula. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 9, pp. 10-18.
 [7] Byun, S.K.(1989), Sea surface cold water near the southeastern coast of Korea: Wind effect. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 24, pp. 121-131.
 [8] Johnson, D.R. and W.J. Teague(2002), Observations of the Korea Strait bottom cold water. *Cont. Shelf Res.*, 22, pp. 821-831.
 [9] Lee, D.-K., J.-I. Kwon and S.-B. Hahn(1998), The wind effect on the cold water formation near Gampo-Ulgi coast. *J. Korean Fish. Soc.*, 31, pp. 359-371.
 [10] Lee, J.C.(1983), Variation of sea level and sea surface temperature associated with induced upwelling in the southeast coastal of Korea in summer. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 18, pp. 1-14.
 [11] Lee, J.C. and J.Y. Na(1985), Structure of upwelling off the southeast coast of Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 20, pp. 6-19.
 [12] Lee, J.C., D.H. Kim,, and J.-C. Kim(2003), Observations of coastal upwelling at Ulsan in summer 1997. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 38(3), pp. 122-134.
 [13] Lim, D.B. and S. Chang(1969), On the cold water mass in the Korea strait. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 4, pp. 71-82.
 [14] Munk and Anderson(1948), Note on the theory of the thermocline, *J. Mar. Res.*, 7, pp. 276-295.
 [15] Seung, Y.H.(1984), A numerical experiment the effect of coastline geometry on the upwelling along the East Coast of Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 19(1), pp. 24-30.
 [16] Takikawa, T., J. H. Yoon, and K.D. Cho(2005), The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits Estimated from Ferryboat ADCP Data. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, pp. 1154-1168.
 [17] Yanagi, T.(1980), Variability of the constant flow in Osaka Bay. *J. Oceanogr.*, 36, pp. 246-252.
 [18] Yanagi, T. and S. Takahashi(1993), Seasonal variation of circulations in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Oceanogr.*, 49, pp. 503-520.

논문접수일 : 2008년 01월 03일
 논문채택일 : 2008년 03월 21일