

## 密度變化를 包含하는 3次元 沿直函數 展開模型

### A Three-Dimensional Galerkin-FEM Model with Density Variation

李昊珍\* · 鄭景太\*\* · 蘇在貴\*\* · 姜官秀\*\*\* · 鄭鍾律\*

Ho Jin Lee\*, Kyung Tae Jung\*\*, Jae Kwi So\*\*, Kwan Soo Kang\*\*\* and Jong Yul Chung\*

**要 旨**: 본 연구에서는 시 공간적으로 변화하는 밀도구조를 고려한 3차원 연직함수 전개모형을 제안한다. 정수압을 가정하며 열보존식과 상태방정식의 도입으로 밀도변화가 고려된다. 수평방향으로의 변화는 유한 차분 격자 상에서 계산되며 유속 및 수온의 연직구조는 선형보간함수를 사용하여 계산된다. 구성된 행렬방정식은 유사변환 개념을 도입하여 시간적분된다. 개발된 모델의 테스트를 위해 간단한 이상해역과 황해역에서 대기와 해양간의 열교환에 따른 수온구조 변동을 실험하였다. 이류효과는 열수송방정식에서만 고려하였으며 연직 와동점성계수와 와동확산계수는 시 공간적으로 일정한 값을 사용하였다. 이상해역에서의 수치실험결과 모델영역의 수심의 차이에 따른 열저장의 차이로 인해 수온의 수평적 구배가 발생하였다. 결과적으로 전향력을 고려하지 않을 경우에는 상층에서는 수심이 증가하는 방향으로 흐름이 발생하고 하층에는 반대방향의 흐름이 유도된 반면 전향력을 고려할 경우에는 수온차에 의한 압력구배력과 전향력이 균형을 이루면서 지형류가 뚜렷하게 나타났다. 황해역에서는 복잡한 흐름이 나타났지만 전체적으로는 지형류의 특성이 우세하게 나타났다.

**Abstract** □ A three-dimensional Galerkin-FEM model which can handle the temporal and spatial variation of density is presented. The hydrostatic approximation is used and density effects are included by means of conservation equation of heat and the equation of state. The finite difference grids are used in the horizontal plane and a set of linear-shape functions is used for the vertical expansion. The similarity transform is introduced to solve resultant matrix equations. The proposed model was first applied to the density-driven circulation in an idealized basin in the presence of the heat exchange between the air and the sea. The advection terms in the momentum equation were ignored, while the convection terms were retained in the heat equation. Coefficients of the vertical eddy viscosity and diffusivity were fixed to be constant. Calculation in a non-rotating idealized basin shows that the difference in heat capacity with depth gives rise to the horizontal gradient of temperature. Consequently, there is a steady flow in the upper layer in the direction of increasing depth with compensatory counter flow in the lower layer. With Coriolis force, geostrophic flow was predominant due to the balance between the pressure gradient and the Coriolis force. As a test in region of irregular topography, the model is applied to the Yellow Sea. Although the resultant flow was very complex, the character of the flow showed to be geostrophic on the whole.

## 1. 서 론

Heaps(1972)에 의해 역변환(inverse transform)개념에 입각한 3차원 함수 전개모형으로 처음 제안된 Galerkin함수 전개모형(또는 스펙트랄 모형)은 다양한 형

태로 개발되어 왔으며 실제 지형에서의 해수순환 문제에 성공리에 적용되어 왔다. 그러나 스펙트랄 모형은 등밀도 해수의 유동특성을 규명하는데 주로 이용되어 왔고 일부 다층모형(multi-layer model)의 형태로 제한적으로 적용(Heaps, 1983, 1984; Heaps 와 Jones, 1985;

\* 서울대학교 海洋學科 (Department of Oceanography, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea)

\*\* 韓國海洋研究所 海岸工學研究部 (Coastal Engineering Division, KORDI, Ansan, P.O. Box 29, 425-600, Korea)

\*\*\* 초당산업대학 환경공학과 (Department of Environmental Engineering, Chodang University, Songnamri 419, Muan-up, Muan-kun, Chunnam 534-800, Korea)

Jung, 1989)되거나 초기에 설정된 밀도구조가 시간에 따라 변하지 않는 진단방정식(dignostic equation)하에서의 밀도류를 계산하는데 적용된 바 있다(Furnes 와 Mork, 1987; Davies, 1982, 1983, 1986; Song 등, 1994).

밀도변화를 고려한 스펙트랄 모형으로는 Owen(1980)과 Mendelsohn 등 (1989)의 연구가 있었는데 Owen (1980)의 경우에는 염분 수송식에 스펙트랄 기법을 적용하여 밀도구배를 포함한 운동방정식의 Galerkin-Legendre 함수해를 제시하였지만 실질적인 수치계산 결과는 제시하지 않았고 Mendelsohn 등 (1989)은 이상화된 간단화된 모형에서 Legendre다항식을 기저함수로 사용하여 밀도류를 계산하였지만 수 일 정도의 짧은 시간의 시물레이션을 수행하여 초기 설정한 밀도구조가 크게 변형되지 않은 범위내에서의 결과만을 제시하였다.

스펙트랄 모형의 경우 사용되는 기저함수의 종류를 크게 두가지로 나눈다. 하나는 전체함수(global function)로써 삼각함수, Chebyshev함수, Legendre함수 등을 들 수 있고 다른 하나는 조각함수(piecewise function)로써 B-spline함수, 선형보간함수(linear-shape function)등을 들 수 있다. 전체함수의 경우에는 Davies(1982, 1983)가 지적한 바와 같이 연직방향으로 급격히 변화하는 밀도구조를 재현하기에는 어려운 점이 있다.

본 논문은 스펙트랄 모형의 적용영역을 비균질성 유체운동으로 확장하기 위한 시도로써 기저함수로서 선형보간함수를 사용한 준 3차원 모형개발을 다룬다. 주된 특성으로 비선형항의 처리를 단순화하기 위하여 Lardner와 Song(1992)의 기법을 사용하였다. 또한 최종적으로 얻어지는 행렬방정식은 강(1994)에 의해 사용된 유사변환(similarity transform)개념에 근거하여 모드분리후 양해법으로 적분된다. 유사변환기법이란 각각의 기저함수로 구성된 행렬을 유사변환하여 서로 직교하는 고유벡터로 분리한 후 몇개의 고유벡터의 선형조합으로 유속을 재현하는 방법으로 이러한 과정을 통해 모든 문제를 초기치 문제로 간단화하여 요구되는 정도에 따라 모드수를 조절함으로써 계산시간을 단축시킬 수 있는 장점이 있다.

개발된 모형(한국해양연구소, 1995)의 적용 가능성을 확인 하기위해 황해를 단순화한 단순화된 수심의 장방형 영역과 실제 황해역에서의 모형 반응을 검토하였다. 해양과 대기간의 상호 열교환에 의한 해수 수온의 변동 및 밀도류 계산을 수행하였으며 모형 결과가

역학적으로 잘 반응하는 가를 고찰하였다.

## 2. 기본방정식의 Galerkin전개 및 유사변환기법

### 2.1 연직변환 좌표상에서의 기본방정식

본 연구에서는 정수압가정(hydrostatic approximation) 및 Boussinesq 가정을 고려하였으며 수평와동점성항 및 이류항은 고려하지 않았다. 또한 불규칙한 수심영역에서의 적용을 용이하게 하기 위해 다음과 같은 연직변환을 사용하였다.

$$\sigma = \frac{Z + \xi(x, y, t)}{h(x, y) + \xi(x, y, t)} \quad (1)$$

여기서  $x$ 와  $y$ 는 각각 평면상의 동향 및 북향의 직교좌표계이며,  $Z$ 는 직교좌표계에서의 평균해면하의 연직좌표,  $\sigma$ 는  $\sigma$  좌표계에서의 평균해면하의 연직좌표이고,  $t$ 는 시간은 나타난다.

식 (1)과 같은  $s$ -변환을 도입하면  $-\xi \leq Z \leq h$ 의 구간이  $0 \leq \sigma \leq 1$ 로 단순화 된다.

연직변환된 좌표계상에서의 연속방정식, 운동방정식 및 열 수송방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다(한국해양연구소, 1995).

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (h + \xi) \int_0^1 u d\sigma \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (h + \xi) \int_0^1 v d\sigma \right\} = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - \gamma v = & \left( \frac{1}{h + \xi} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( N \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \\ & - \frac{g}{\rho} \left\{ \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} \right) \int_0^\sigma \rho d\sigma + (h + \xi) \int_0^\sigma \frac{\partial \rho}{\partial x} d\sigma \right. \\ & \left. + \left( (1 - \sigma) \frac{\partial \xi}{\partial x} + \sigma \frac{\partial h}{\partial x} \right) \rho \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \gamma u = & \left( \frac{1}{h + \xi} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( N \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \\ & - \frac{g}{\rho} \left\{ \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial y} \right) \int_0^\sigma \rho d\sigma + (h + \xi) \int_0^\sigma \frac{\partial \rho}{\partial y} d\sigma \right. \end{aligned}$$

$$+ \left\{ (1 - \sigma) \frac{\partial \xi}{\partial x} + \sigma \frac{\partial h}{\partial y} \right\} \rho \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \left( \frac{1}{h} + \xi \right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \quad (5)$$

여기서  $u, v, \omega$ 는 각각  $x, y, \sigma$  방향 유속 성분,  $\rho$ 는 해수밀도,  $\bar{\rho}$ 는 수심평균된 해수밀도  $g$ 는 중력가속도,  $r$ 전향력 계수,  $T$ 는 수온,  $N$ 은 연직 와동점성계수 (vertical eddy viscosity coefficient)이며,  $K$ 는 연직 와동 확산계수(vertical eddy diffusivity coefficient)이다.

밀도를 결정하는 상태방정식은 다음과 같다(Eckart, 1958; Lee, 1993).

$$\rho = (1 + P) / (\alpha + 0.698P) \quad (6)$$

여기서

$$P = 5890 + 38T - 0.375T^2 + 3S \quad (7)$$

$$\alpha = 1779.5 + 11.25T - 0.0745T^2 - (3.8 + 0.01T)S \quad (8)$$

이며 본 연구에서는 염분( $S$ )을 일정한 값으로 고정하고 수온에 따른 밀도변화만을 고려하였다.

운동방정식의 해수면( $\sigma = 0$ )과 해저면( $\sigma = 1$ )에서의 경계조건은 다음과 같다.

$$-\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( N \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)_0 = 0, \quad -\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( N \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)_1 = \frac{F_B}{\rho}, \quad (9)$$

$$-\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( N \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)_0 = 0, \quad -\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( N \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)_1 = \frac{G_B}{\rho} \quad (10)$$

해저면에서의 마찰응력은 선형식으로 다음과 같이 주어졌다.

$$F_B = k \rho u_B, \quad G_B = k \rho v_B \quad (11)$$

여기서 마찰계수  $k$ 는 0.0025의 값을 사용하였다.

열 수송방정식의 해수면과 해저면에서의 경계조건은 다음과 같다.

$$-\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( K \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right)_0 = \frac{Q}{\rho C_p}, \quad -\left( \frac{1}{h + \xi} \right) \left( K \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right)_1 = 0 \quad (12)$$

여기서  $Q$ 는 해표면을 통한 열의 유입량을 나타내고  $C_p$ 는 정압 비열로서  $0.96 \text{ kcal kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  (Gill, 1982)의 값을 사용하였으며 해저면을 통한 열의 이동은 없는 것으로 가정하였다.

## 2.2 Galerkin기법 적용

Galerkin 기법은 시간과 공간의 함수인 유속  $u(x, y, \sigma, t)$ 를 연직좌표( $\sigma$ )의 함수인 기저함수  $f_j(\sigma)$ 와 수평좌표 및 시간의 함수인 계수  $\hat{u}_j(x, y, t)$ 의 곱으로 근사시켜 계산하는 방법이다. 즉, 유속과 수온의 시 공간분포를 다음과 같이 근사하여 전개한다.

$$u(x, y, \sigma, t) = \sum_{j=1}^m \hat{u}_j(x, y, t) f_j(\sigma) \quad (13)$$

$$v(x, y, \sigma, t) = \sum_{j=1}^m \hat{v}_j(x, y, t) f_j(\sigma) \quad (14)$$

$$T(x, y, \sigma, t) = \sum_{j=1}^m \hat{T}_j(x, y, t) f_j(\sigma) \quad (15)$$

여기서,  $m$ 은 절점수이고,  $f_j(\sigma)$ 는 기저함수로서 임의의 모든함수가 사용가능하지만 본 연구에서는 선형보간 함수를 사용하였다. 또한, 연직 와동점성계수( $N$ )과 연직 와동확산계수( $K$ )는 수평방향 성분( $N_x, K_x$ )과 연직방향 성분의 곱( $N_y, K_y$ )으로 분리한 후  $N_y, K_y$ 를 두 절점 사이에서 선형적으로 변한다는 가정하에 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$N(x, y, \sigma, t) = N_c(x, y, t) \sum_{j=1}^m \phi_j f_j(\sigma) \quad (16)$$

$$K(x, y, \sigma, t) = K_c(x, y, t) \sum_{j=1}^m \phi_j^* f_j(\sigma) \quad (17)$$

여기서  $\phi_j, \phi_j^*$ 는 각각 연직 와동점성계수와 연직 와동 확산계수의 연직구조를 결정하는 각 절점에서의 상수 값이다.

식 (13), (14), (15)와 식 (16), (17)을 운동방정식 및 열수송방정식에 대입한 후 근사해의 오차를 최소화하기 위해 가중잔차법(weighted residual method)을 적용하여 전개하면 다음과 같은 최종 행렬식을 얻게된다 (한국해양연구소, (1995)).

$$|C| \{ \dot{U} \} = - \frac{N_c}{H^2} |D| \{ U \} + \{ P^* \} \quad (18)$$

$$|C| \{ \dot{V} \} = -\frac{N_c}{H^2} |D| \{ V \} + \{ P^y \} \quad (19)$$

여기서  $|C|$ ,  $|D|$ 는  $(m \times m)$  3중 대각행렬로서  $(i, j)$  위치의 행렬요소는 각각  $\int_i f_i f_j d\sigma$  와  $\phi_j \int_i f_j' f_i' d\sigma$  이다.  $\{U\}$ ,  $\{U\}$ ,  $\{V\}$ ,  $\{V\}$ ,  $\{P^x\}$ ,  $\{P^y\}$  등은 각각  $\frac{\partial \hat{u}_i}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial \hat{v}_i}{\partial t}$ ,  $\hat{u}_i$ ,  $\hat{v}_i$ ,  $P_i^x$ ,  $P_i^y$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, m$ )의 요소를 가지는 행벡터이다. 특히  $P_i^x$ ,  $P_i^y$ 는 각각  $x$ ,  $y$  방향의 압력경도항과 연직 와동점성계수와 관련된 항을 포함하는 항이다.

같은 방법으로 열 수송방정식을 전개하면 다음과 같은 행렬방정식으로 정리할 수 있다.

$$|C| \{ T \} = -\frac{K_c}{H^2} |D^*| \{ T \} + \{ P^* \} \quad (20)$$

여기서  $|C|$ ,  $|D^*|$ 는  $(m \times m)$  3중 대각행렬로서  $(i, j)$  위치의 행렬요소는 각각  $\int_i f_i f_j d\sigma$  와  $\phi_j^* \int_i f_j' f_i' d\sigma$  이다.

$\{ \dot{T} \}$ ,  $\{ T \}$ ,  $\{ P^* \}$  등은 각각  $\frac{\partial \hat{T}_i}{\partial t}$ ,  $\hat{T}_i$ ,  $P_i^*$  ( $i = 1, 2, 3, m$ )의 요소를 갖는 행벡터이다.  $P_i^*$ 는 운동방정식과는 달리 이송항(convection)과 연직확산계수와 관련된 항의 합을 나타낸다.

행렬방정식으로 표현된 식 (18), (19), (20)의 해를 구하는데 있어 lumping이나 역행렬을 구하지 않고 유사변환기법을 적용하여 해를 구한다(한국해양연구소, 1995).

### 2.3 해양과 대기간의 열교환량 계산

일반적으로 대기와 해양의 상호 열교환량을 계산하는 식은 다음과 같다.

$$Q = Q_o - (Q_b + Q_e + Q_c) \quad (24)$$

여기서  $Q_o$ 는 해수에 흡수되는 태양복사량( $\text{kcal/m}^2 \cdot \text{sec}$ ),  $Q_b$ 는 해표면에서 대기쪽으로 방사되는 유효장파복사량( $\text{kcal/m}^2 \cdot \text{sec}$ ),  $Q_e$ 는 해수의 상변화에 대한 잠열량( $\text{kcal/m}^2 \cdot \text{sec}$ )이며  $Q_c$ 는 해표면과 대기의 현열교환량( $\text{kcal/m}^2 \cdot \text{sec}$ )이다. 각각의 열량  $Q_o$ ,  $Q_b$ ,  $Q_e$ ,  $Q_c$ 를 계산하는 식은 다음과 같다.

#### 2.3.1 태양복사량( $Q_o$ )

해수표면에서 흡수되는 일사량은 다음식에서 근거

하여 계산한다(Mizutori 등, 1985).

$$Q_o = Q_{so} [1 - (1 - \beta) \exp \{-\eta_s(\xi + z)\}] \quad (25)$$

$$Q_{so} = Q_s(1 - \alpha_s) \times 0.24 \times 10^{-3} \quad (26)$$

여기서  $Q_{so}$ 는 해표면에 흡수되는 일사량( $\text{kcal/m}^2 \cdot \text{sec}$ ),  $Q_s$ 는 해표면에 도달하는 총일사량( $\text{W/m}^2$ ),  $\alpha_s$ 는 수면반사율이며,  $\beta_s$ 는  $(1 - \alpha_s)Q_{so}$  중 수면부근에서 재흡수되는 비율이다.

위식에서 계수  $a_s, \beta_s, \eta_s$  값으로 각각 0.07과 0.69, 0.425(1/m)를 사용한다(Mizutori 등, 1985).  $Q_s$ 의 경우는 관측값을 사용하는 경우도 있지만 본 연구에서는 Lumb(1964) 과 Kimball(1928)의 경험식을 이용하여 계산하였다.

$$Q_s(t) = 1353 \cdot s(t)(0.61 + 0.02s(t)) \cdot (1 - 0.71c) \quad (27)$$

위식에서  $c$ 는 구름의 양을 나타내는 값으로 0에서 1까지의 값이고  $s(t)$ 는 시간에 따른 태양고도의 변화를 나타내는 함수이며 본 연구에서는 Orlob 과 Marijanovic (1989) 등이 제시한 고도계산법을 사용하였다.

#### 2.3.2 장파복사량 ( $Q_b$ )

해수표면에서 대기로부터 방사되는 장파복사량( $Q_b$ )는 다음식에 의해 계산된다(Mizutori 등, 1985).

$$Q_b = 1.32 \times 10^{-11} \times (273 + T_w)^4 - 1.24 \times 10^{-16} \cdot (273 + T_a)^6 \cdot (1 + 0.17c^2) \quad (28)$$

여기서  $T_w$ 는 해표면의 온도이고  $T_a$ 는 해표면과 접하는 대기의 온도,  $c$ 는 구름의 양이다.

#### 2.3.3 현열교환량( $Q_c$ )

현열 교환량을 계산하는 식은 다음과 같다(Mizutori 등, 1985).

$$Q_c = 0.288 \cdot C_H \cdot (T_w - T_a) \cdot U_{10} \quad (29)$$

여기서  $C_H$ 는 현열수송계수이고  $U_{10}$ 은 해표면 10 m에서의 풍속이다.  $C_H$  값은  $1.1 \times 10^{-3}$ 의 값을 사용하였다(Gill, 1982).

#### 2.3.4 잠열량( $Q_e$ )

해수표면에서 발생하는 증발과 같은 상변화에 관련된 열량은 다음식과 같이 계산된다(Mizutori 등, 1985).

$$Q_e = 0.437 \cdot C_E \cdot (e_s - e_a) \cdot U_{10} \quad (30)$$

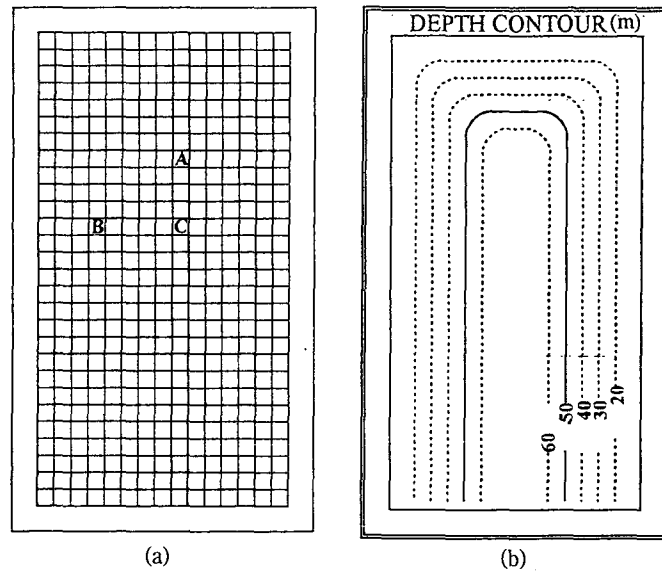


Fig. 1. Idealized model showing (a) grid system of ideal basin and (b) bottom topography.

여기서  $C_E$ 는 잠열수송계수로써  $1.5 \times 10^{-3}$ 의 값을 사용하였고(Gill, 1982)  $e_s$ 는 수온  $T_\omega$ 에서의 포화증기압(mb),  $e_a$ 는 대기의 포화수증기압(mb)을 나타낸다.  $e_a, e_s$ 는 다음식에 의해 계산된다(EPRI, 1980).

$$e_a = 2.1718 \times 10^8 \times e^{-(4157/(T_a + 239.09))} \quad (31)$$

$$e_s = a_e + b_e T_\omega \quad (32)$$

여기서  $T_a$ 는 대기의 이슬점 온도이고  $a_e, b_e$ 는 경험계수로서 EPRI(1980)에 제시된 값을 사용하였다.

### 3. 이상해역에서의 수치실험

#### 3.1 실험 조건

이상해역은 x방향으로 375 km, y방향으로 725 km의 범위를 가지는 영역으로 구성하였으며 격자는 25 km의 정방격자를 사용하였다(Fig. 1(a) 참조). 영역의 남측 하단은 개방경계(open boundary)이다. 이상해역에서의 수치실험은 해표면을 따라 유입되는 열에 의해 수온의 수평구배가 발생될 때 나타나는 해류의 유형을 전향력을 고려할 경우(CASE 1)와 고려하지 않을 경우(CASE 2)로 구분하여 검토하였다. 전향력 계수는 위도  $36^\circ$ 의 상수값을 사용하였으며 해저지형(bottom topography)은 최대수심을 70 m로 하고 최소수심은 10

m로 설정했다(Fig. 1(b) 참조).

모형에서 사용한 연직 와동점성계수와 연직 와동확산계수는 각각  $0.005 \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $0.0005 \text{ m}^2/\text{sec}$ 로 시공간적으로 변하지 않는 값을 사용하였다. 모든 실험에서 연직방향으로의 절점수는 11개로 고정하였으며 이에 따라 총 11개의 연직모드가 존재하게 되나 각 실험에서는  $u, v$  계산시 4개의 모드를 사용하였고,  $T$ 는 8개의 모드를 사용하여 계산하였다.

대기와 해양간의 열교환을 위해 사용된 대기온도, 이슬점온도, 풍속, 운량(cloudness)등은 65년 70년까지의 기상월보 자료중에서 목포지역의 3월 평균값을 사용했으며(Table 1) 태양복사의 입사량은 3월 1일부터 시작하여 점차 증가하는 일변화를 고려하였다. 태양복사의 경우에는 Orlob와 Marijanovic(1989) 등이 제안한 태양고도 산출식, 일출 일몰시간 계산식을 이용한 하루중 시간에 따른 복사량의 변화도 고려되었다. 대기온도의 경우에도 Mizutori 등(1985)이 제안한 기온의 일증변화를 고려하여 3월평균 최고기온과 최저기온을 이용 시간에 따른 기온의 변화를 포함하였다. 그러나 기온의 일변화 및 풍속, 이슬점 온도, 풍속, 운량 등은 일변화를 고려하지 않았다.

모형 전영역에서의 초기수온은  $4^\circ\text{C}$ 로 일정하게 주었다. 즉, 등밀도의 균질한 겨울철 해수에서 봄철 태양복사의 증가에 의한 성층이 시작되는 시점과 관련된 과정을 시뮬레이션 했다. 개방경계에서의 유속은 강과

정(1995)이 사용한 방사조건(radiation condition)을 사용하였으며 수온은 경계면의 수직인 방향으로의 기울기를 0으로하여 내부영역에서 증가한 수온이 모형영역 밖으로 빠져나가도록 하는 비교적 간단한 경계조건을 사용하였다.

계산시간 간격은 CFL 안정조건을 고려하여 200초를 사용하였으며 약 45일 후의 수온 및 해표면 변위, 유속 계산 결과를 제시하였다.

3.2 결 과

3.2.1 수온 및 해표면 변위

Fig. 2와 3은 각 실험조건에서의 수온 계산결과를 표층과 25m층, 50m층의 수온의 수평구조로 나타낸 그림이다. 전체적으로 표층 수온은 수심에 반비례하는 양상으로 나타났다. 이러한 결과는 Oonish(1975)와 柳

(1989)가 지형성 저열 효과(topographic heat accumulation effect)라는 용어로 정의한 바 있다. 즉, 대기로부터 열량이 들어갈 때 최초 단계에서는 연직 확산에 의해 표층에서 저층으로 연직방향으로 수온이 차츰 증가하고 표층의 수온은 수평적으로 큰 차이를 나타내지 않지만 열확산이 진행되는 동안 수심이 얇은 지역에서는 수심이 깊은 지역보다 저층까지 열이 빨리 도달하게 되어 수온의 수평적 구배가 나타나게 된다. 수치실험 결과 표층의 수평 수온차는 대략 3℃정도로 나타났고 25 m와 50 m에서는 약 0.5℃내외로 나타났다. 수온의 수평분포는 전향력의 포함 여부와는 무관하게 거의 유사한 양상을 나타낸다.

Fig. 4는 해표면 변위를 계산한 결과로 편의상 등해면선으로 규정한다. 전향력을 고려하지 않은 CASE 1의 경우에는 등해면선의 분포가 등수온선과 일치하였고 전향력을 고려할 경우에는 전체적으로는 등수온선의 분포와 유사한 양상을 나타냈지만 해면의 기울기가 더욱 증가했다. 또한 전향력을 고려할 경우의 해수위는 고려하지 않을 경우와 비교해서 영역의 중앙부에서 약 -0.2 cm로 감소했고 육지경계주변에서는 약 0.1 cm 증가한 것으로 나타났다(Fig. 4(c) 참조).

3.2.2 유속 및 유향

Table 1. Parameters in calculating heat exchange.

Parameter	Value
Air temperature(Max.)	11.1℃
Air temperature(Min.)	2.4℃
Dew point temperature	0.85℃
Wind	5.35 m/sec
Cloudness	0.0

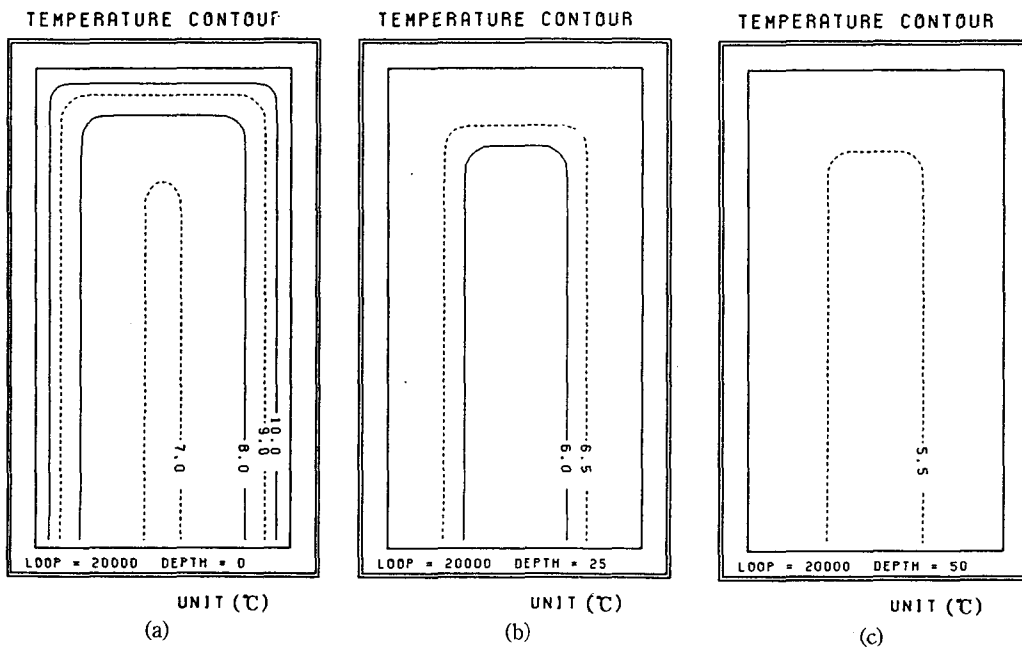


Fig. 2. Distribution of temperature after 45 days CASE1 run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

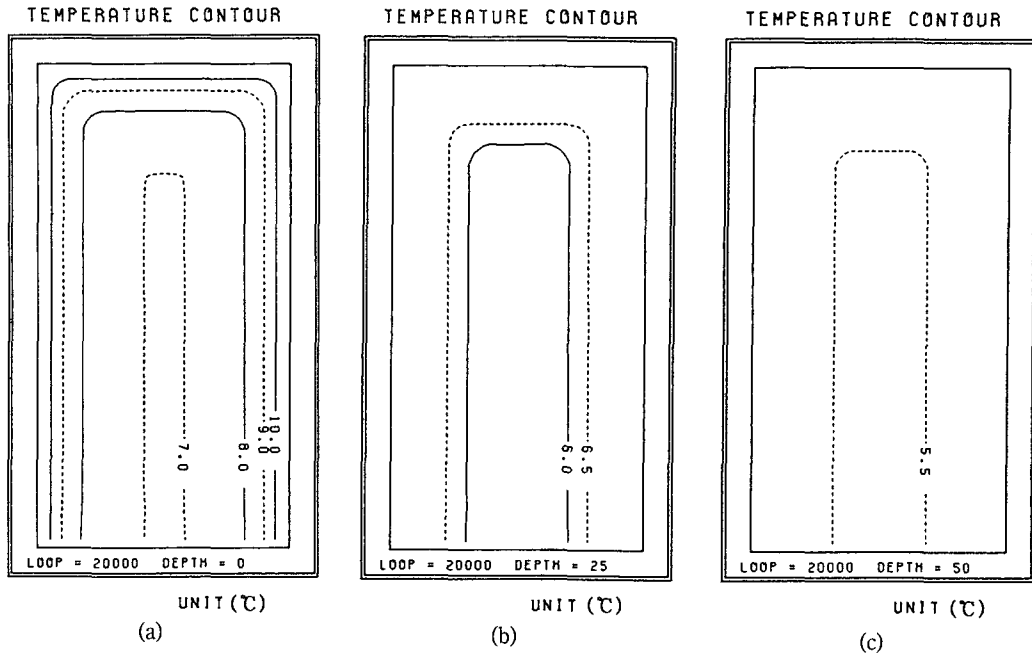


Fig. 3. Distribution of temperature after 45 days CASE2 run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

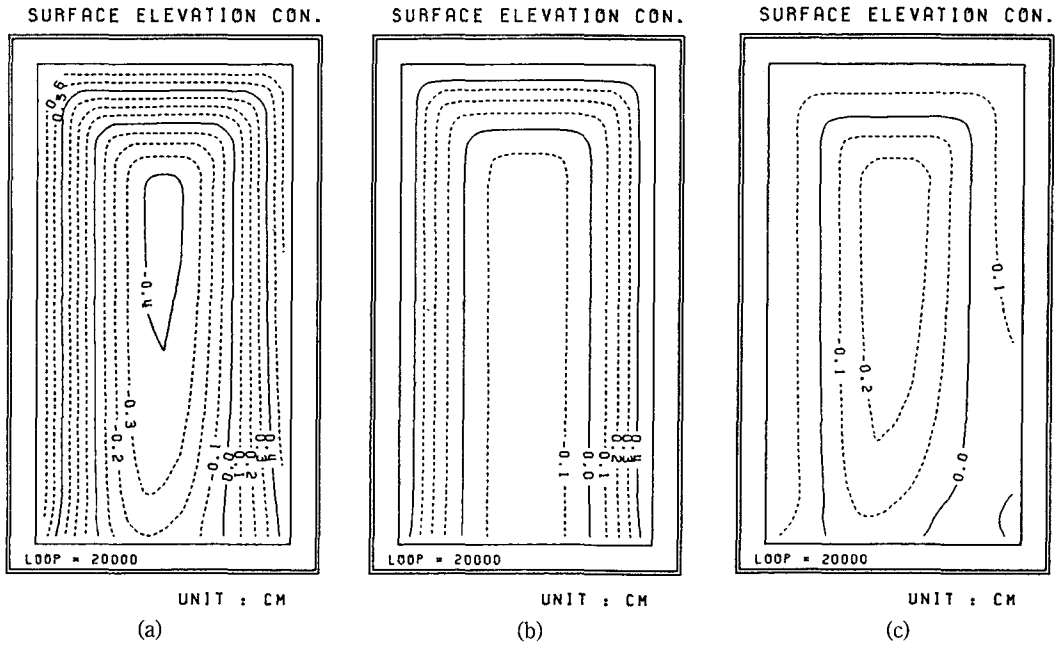


Fig. 4. Seasurface elevations of (a) CASE2 run, (b) CASE1 run, and (c) their difference (CASE2-CASE1).

Fig. 5와 6은 표층, 25 m, 50 m층에서의 유속 계산결과를 제시한 그림이다. 전향력을 포함하지 않은 CASE 1의 경우에는 전체적으로 표층에서는 등수온선에 수직된 방향으로 영역의 중앙부로의 흐름이 나타난 반면 25 m, 50 m층에서는 표층과 반대 방향으로의 흐름이 나타난다. 전향력을 포함하는 경우(Fig. 6 참조)

에 수직된 방향으로 영역의 중앙부로의 흐름이 나타난 반면 25 m, 50 m층에서는 표층과 반대 방향으로의 흐름이 나타난다. 전향력을 포함하는 경우(Fig. 6 참조)

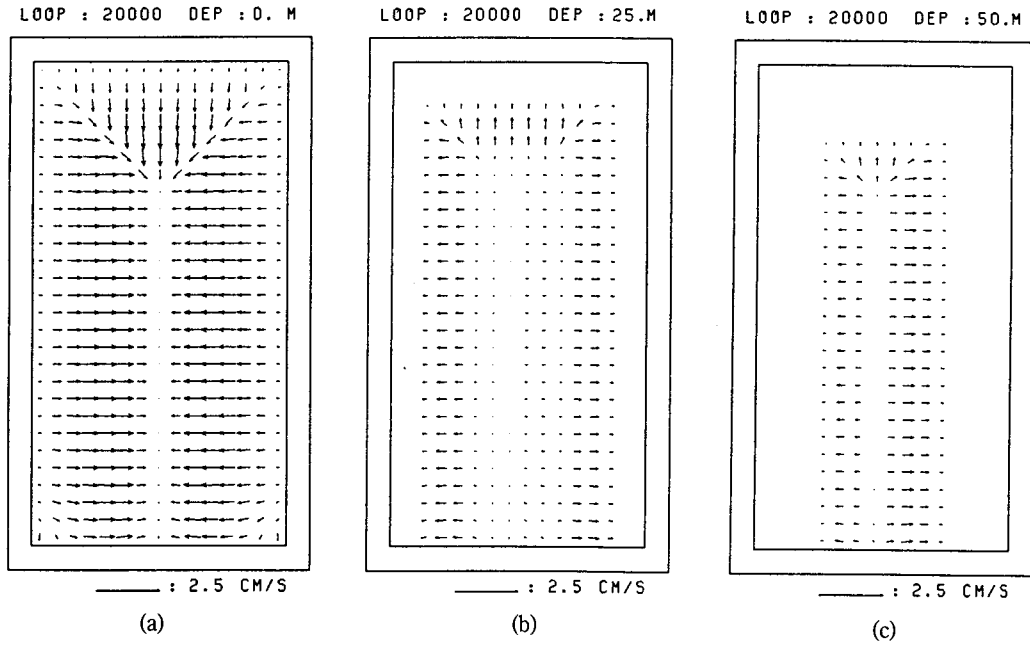


Fig. 5. Distribution of horizontal currents after 45 days CASE1 run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

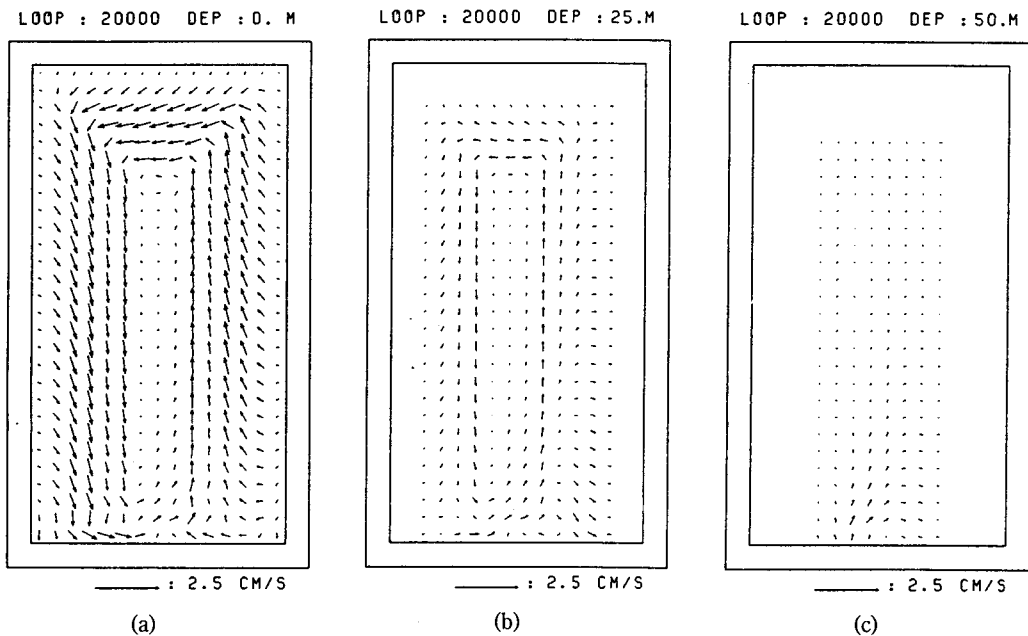


Fig. 6. Distribution of horizontal currents after 45 days CASE2 run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

에는 전층의 흐름이 등수온선에 평행한 방향으로 존재하며 이때 등해면선은 등수온선과 거의 일치한다. 유속은 표층의 경우에 약 1 cm 내외로 미약하게 나타났다. 이러한 결과는 柳(1989)와 Oonishi(1975)가 제시한

연안에서의 지형성 저열 효과에 따른 밀도류 및 지형류 생성기작과 일치하는 결과이다.

특히 Oonishi(1975)는 여름철 일본의 Biwa 호수에 존재하는 반시계방향의 해수순환을 연구하기 위해 대



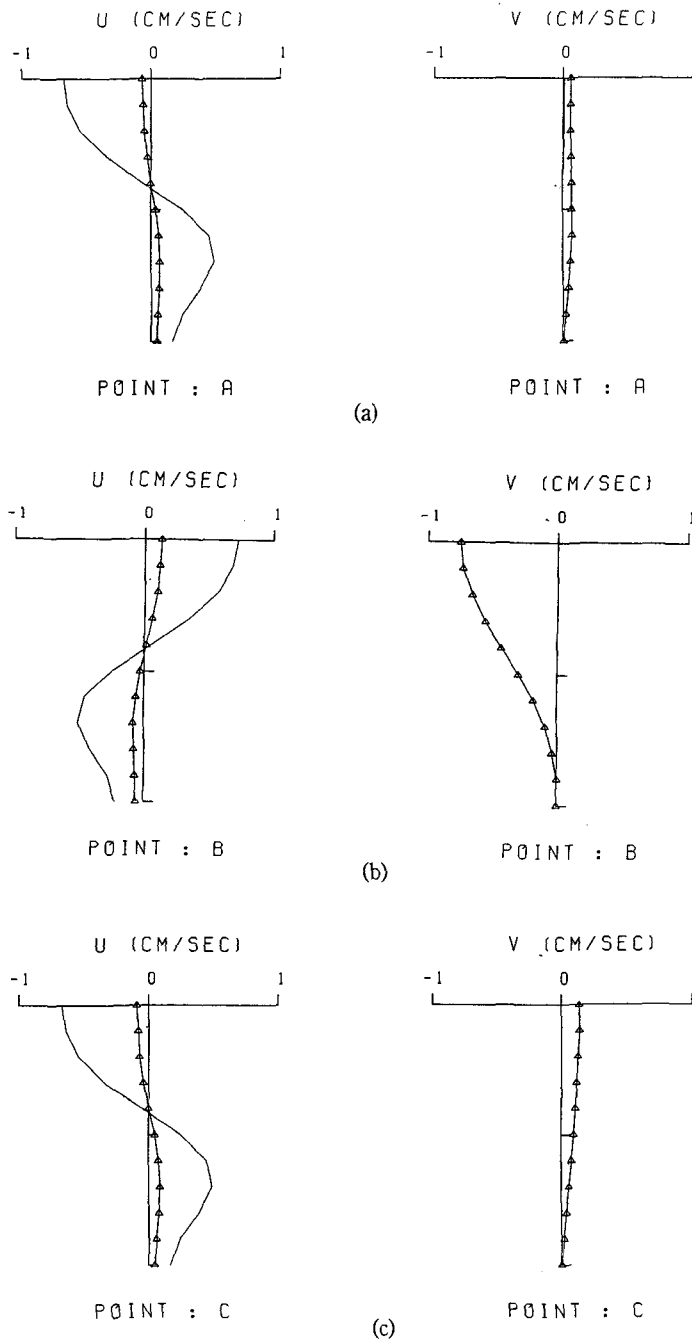


Fig. 7. Vertical profile of horizontal currents at points (a) A, (b) B and (c) C(—: CASE1, -△-: CASE2).

기와 해양간의 열교환에 의한 해수순환을 수치실험을 수행하였다. 그 결과에 따르면 계산시간이 증가함에 따라 지형성 저열 효과에 의한 수온의 수평구배가 발생하고 극히 일부의 Ekman 경계층을 제외하고는 전향

력과 압력구배력이 평형을 이루게 되어 등압선(isobaric line)과 평행한 방향의 유속성분(v)이 증가한다. 이 경우 등압선은 등수심선과 일치하는 형태로 나타났으며 등수온선과도 일치하였다.

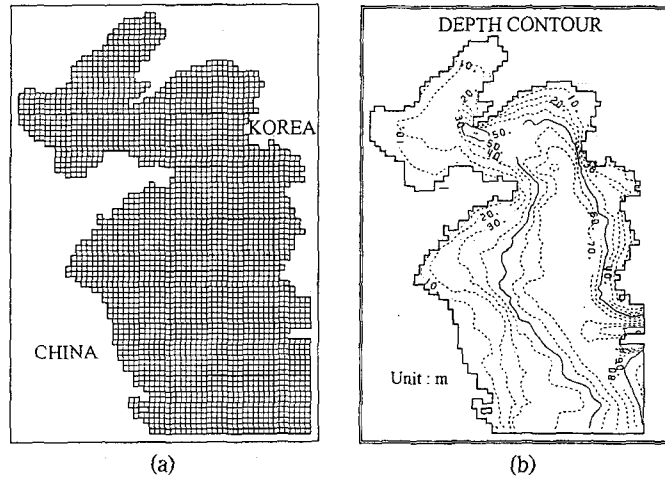


Fig. 8. (a) Grid system and (b) depth contour of the Yellow Sea.

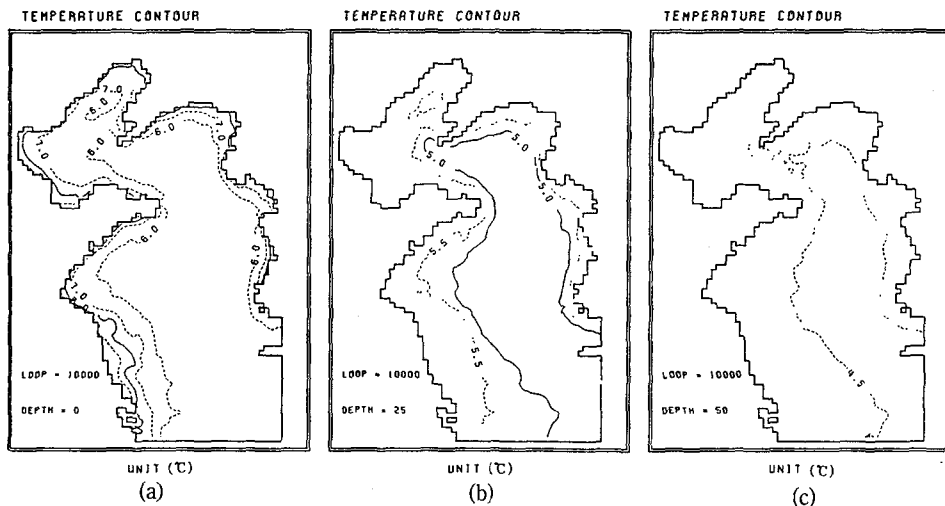


Fig. 9. Distribution of temperature after 23 days run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

3.2.3 유속성분의 연직구조

Fig. 7은 Fig. 1(a)의 A~C 격자점에서의 각각의 경우 (CASE 1: 가는실선, CASE 2: △)에 계산된 유속 연직 구조를 제시한 그림이다. A, B, C점 모두에서 전향력으로 고려하지 않는 경우 상 하층에서의  $u$  성분이 서로 반대방향으로 나타났으며 전향력을 고려하는 경우에는  $u$  성분값이 크게 감소하는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 수심이 다른 두 격자점보다 비교적 얇은 B점에서의 유속구조(Fig. 7(b) 참조)를 살펴보면 좀 더 명확하게 알 수 있다. B점에서의 연직 구조는 크게 두가지로 요약될 수 있다. 즉,  $u$  성분에 있어 상층과 하층유속이 반

대방향을 가진다는 점과 전향력을 고려하지 않은 CASE 1에서는  $v$  성분값이 존재하지 않다가 전향력을 고려하는 경우에는 전층에서 같은 방향으로 흐르는 흐름이 뚜렷하게 나타났다. 이것은 전향력을 고려하지 않을 경우에는 수온차에 의해 발생하는 압력구배력에 의해 주로 상 하층의 반대방향의  $u$  성분 흐름만이 존재하다가 전향력이 작용하면  $u$  성분의 크기가 줄어들고 등 수온선 방향의  $v$  성분값이 전층에 걸쳐 증가하는 것을 의미한다. 이러한 결과는 전향력을 고려할 때에 예기되는 지형류 조절(geostrophic adjustment) 과정을 잘 재현한 것으로 사료된다.

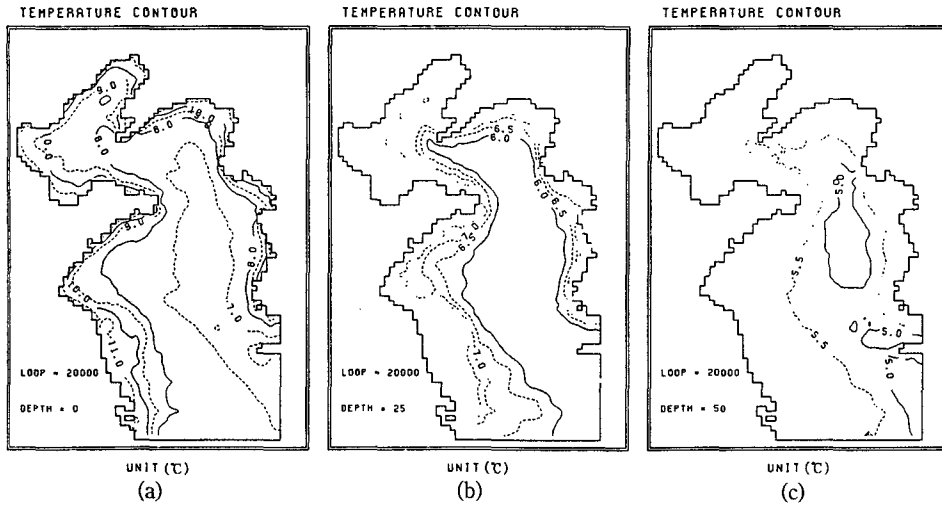


Fig. 10. Distribution of temperature after 45 days run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

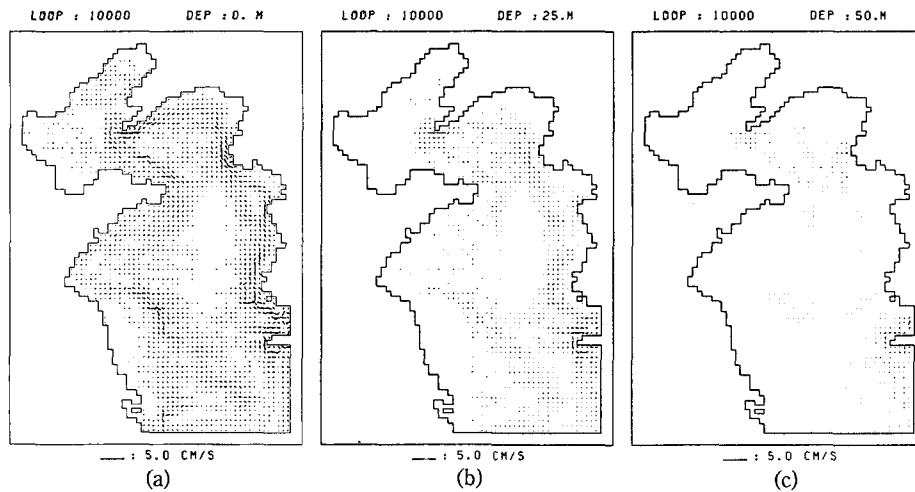


Fig. 11. Distribution of horizontal currents after 23 days run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

#### 4. 황해역에서의 수치실험

##### 4.1 실험 조건

개발된 모형의 실제해역에서의 적용 가능성을 검토하기 위해 Fig. 8에 제시한 바와 같은 영역을 설정하였다. 이러한 영역은 Choi(1981)가 황해에서 조류모사에 사용한 영역을 참고로 구성하였으며 격자간격은 위도방향으로  $1/8^\circ$ , 경도방향으로  $1/6^\circ$ 로 Choi(1981)의  $1/5^\circ$ ,  $1/4^\circ$  격자간격 보다는 좀 더 세밀한 격자로 구성되었다. 남쪽 개방경계는 북위  $31^\circ 12'$ 에 위치하며 동쪽 개방경계는 동경  $126^\circ 30'$ 에 위치한다. 적용한 방정식은 앞서 제시한 방정

식을 구면좌표계상의 방정식으로 변환한 형태이다. 연직 와동확산 및 점성 계수, 열교환량 계산에 필요한 각 인자(parameter)값은 이상해역에서의 조건과 같다.

##### 4.2 결과

Fig. 9와 10은 각각 약 23일후와 45일후의 표층과 25 m, 50 m층에서의 수온 수평분포를 나타낸 그림이다. 23일 후에는 황해 중앙부에서  $6.0^\circ\text{C}$ 이하의 수온이 표층에 나타났고 연안에서는  $8.0^\circ\text{C}$ 이상의 수온이 존재했다. 수온차는 표층에서 약  $2^\circ\text{C}$  정도였고 25 m층 이하에서는  $0.5^\circ\text{C}$  내외로 나타났다. 45일후에는

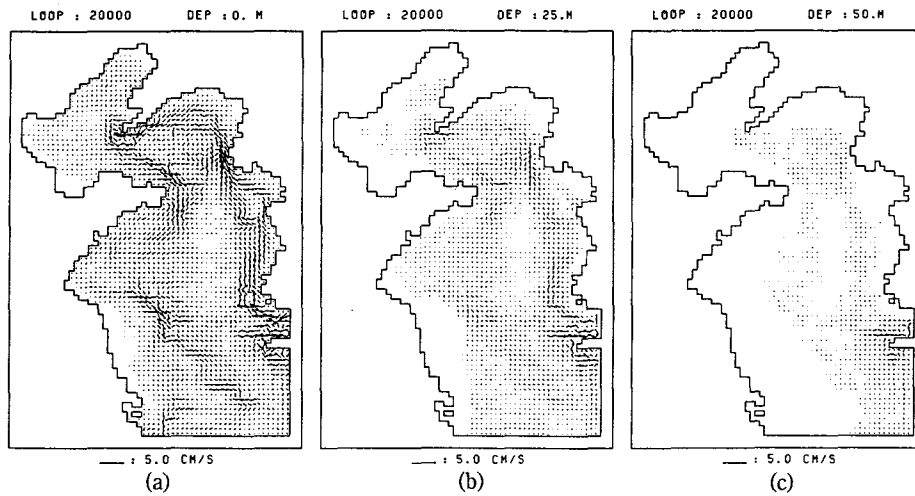


Fig. 12. Distribution of horizontal currents after 45 days run(left: surface, center: 25 m depth, right: 50 m depth).

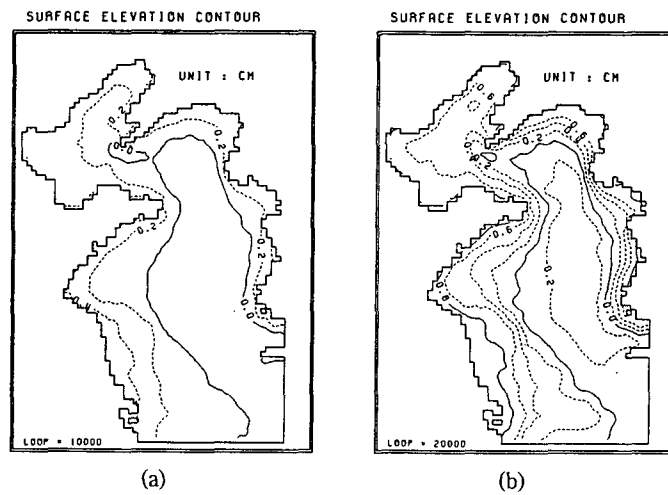


Fig. 13. Horizontal distribution of sea surface elevation (a) after 23 days run and (b) after 45 days run.

표층의 수온이 더욱 증가하여 연안에서는 최대 11℃ 이상의 수온이 존재하고 수온차는 4℃ 정도로 나타났다. 또한 점차 연직으로 확산되는 깊이가 증가하여 25 m층에서 수온차는 1.5℃ 내외로 약 1℃ 정도 상승했다.

실제 해역의 경우 복잡한 연안지형과 해저지형에 의해 전체적인 흐름이 약간 복잡한 양상으로 나타나 해석하기 어려운 점이 있으나 크게 구분하면 다음과 같이 요약할 수 있다(Fig. 11, 12 참조). 전체적으로는 황해중앙부에서 중국 연안에 치우쳐 남하하는 흐름이 존재하며 한국연안쪽으로는 북상하는 흐름이 존재하여 반시계방향의 순환이 나타났으며 국지적으로 산동반

도 위쪽에 반시계방향의 순환이 요동반도에서부터 울진반도까지 분포하고 있다. 또한 발해만 북쪽지역에서는 반시계방향의 순환이 존재하는데 이러한 특성은 45일 후에는 더욱 뚜렷하게 나타난다.

Fig. 13은 해표면 변위를 계산한 결과로 이상해역에서의 수치실험 결과와 같이 등해면선이 등수온선과 거의 일치하는 양상을 나타낸다.

### 5. 결론 및 제언

개발된 모형의 실제해역 적용가능성을 검토하기 위해 이상해역과 황해 실제해역에서 해양과 대기간의 열

교환을 통한 흐름 생성을 수치실험하였다.

이상해역에서의 수치실험은 전향력의 효과를 검토하는 것으로 수행되었으며 계산결과 수온의 경우 Oonishi(1975)와 柳(1989)등이 제안한 바 있는 지형성 저열효과에 의해 수온의 수평적 구배가 재현되었다. 흐름은 전향력을 고려하지 않은 경우에는 수온차로 유발된 압력구배력에 의한 밀도류가 발생되어 상 하층의 반대방향의 흐름이 나타났으며 전향력을 고려하는 경우에는 전향력과 압력구배력에 평형을 이루며 나타나는 지형류(geostrophic flow)의 특성이 재현되었다.

황해에서의 수치실험 결과 조석과 바람을 고려하지 않고 열교환에 의해 발생하는 흐름만을 고려할 경우 지형성 저열효과에 따른 반시계방향의 흐름이 유도된다고 요약할 수 있다. 이러한 결과는 이상해역에서의 수치실험 결과와 같은 조건에서 수행된 Oonishi(1975)의 결과와 일치하는 결과로써 이 모형이 주어진 조건 하에서는 대체적으로 역학적인 반응을 한다는 것을 알 수 있었다.

우리나라 남쪽해안과 제주도 사이의 해협에서는 매우 복잡한 흐름양상을 나타내는데 이 지역은 다른 지역에 비해 수심이 급격하게 변하며 모형영역상에서 개방경계 부근에 위치한 지역으로 추후 개방경계조건에 대한 재검토가 있어야 할 것으로 생각된다. 또한 본 연구에서는 운동방정식 계산에 있어 수평와동 확산항을 고려하지 않았는데 유속 수평구조에 있어 약간 불안정한 양상으로 나타나는 흐름은 수평와동 확산항을 고려할 경우에는 다소 완화될 것으로 예상된다.

끝으로 본 연구에서는 연직확산 계수를 시·공간적으로 일정한 값을 사용하여 유속의 증가에 따른 혼합 정도의 증가를 고려할 수 없었다. 또한 실제 황해는 천해인 관계로 조석운동이 활발하고 바람과 같은 기상조건의 영향을 크게 받는 것으로 알려져 있다. 차후 황해의 수온구조 변동을 위해 본 모형을 적용하기 위해서는 이러한 효과에 대한 고려가 필요할 것으로 사료된다.

### 謝 辭

본 연구는 1995년 한국해양연구소 기본연구(PE00553) 사업으로 수행된 결과이며 부분적으로 95년 특정연구과제 “연안재해 방지 기술개발(II)” 연구의 연구비 지원이 있었음을 밝힌다.

### 참고문헌

- 강관수, 1994. 유사변환기법을 이용한 3차원 수치모형, 서울대학교 박사학위 논문.
- 강관수, 정경태, 1995. 표층해류 신속예측을 위한 회선적 분법의 적용, 한국해양·해양공학회지, 7(3): 265-276.
- 柳哲雄, 1989. 沿岸海洋學, 恒星社 厚生閣, 東京都.
- 해양연구소, 1995. 연직합수 전개기법을 이용한 3차원 오염물질 확산 이동 수치모형 수립에 관한 연구, KORDI Report BSPE 00465-796-2.
- Choi, B.H., 1981. Effect of the  $M_2$  tide of tidal barriers in the west coast of Korea, *KORDI report* 81-01.
- Davies, A.M., 1982. On computing the three-dimensional flow in a stratified sea using the Galerkin method, *Appl. Math. Modelling*, 3: 347-362.
- Davies, A.M., 1983. Numerical modelling of stratified flow: A spectral approach, *Continental Shelf Research*, 2(4): 275-300.
- Davies, A.M., 1986. Application of a spectral model to the calculation of wind drift currents in an idealized stratified sea, *Continental Shelf Research*, 5(5): 579-610.
- Eckart, C., 1958. The equation of state of water and sea water at low temperature and pressure, *American J. of Sciences*, 256: 240-250.
- Electric Power Research Institute, 1980. Methodology for evaluation of multiple power plant cooling system effects, Vol. IV: User guide to model operation, Final report of Research Project 878-1, Vol. 4.
- Furnes, G.K. and Mork, M., 1987. Formulation of a continuously stratified sea model with three-dimensional representation of the upper layer, *Coastal Engineering*, 11: 415-444.
- Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, Inc.
- Heaps, N.S., 1972. On the numerical solution of the three-dimensional hydrodynamical equations for tides and storm surges, *Mem. Soc. r. Sci. Liege, Ser.*, 6(2): 143-180.
- Heaps, N.S., 1983. Development of a three-layered spectral model for the motion of a stratified sea. I. Basic equations, In: *Physical Oceanography of coastal and shelf sea*, B. Johns (editor), Elsevier: 401-465.
- Heaps, N.S., 1984. Vertical structure of current in homogeneous and stratified water, In: *Hydrodynamics of lakes*, K. Hutter (editor), Springer-Verlag: 153-207.

- Heaps, N.S. and Jones, J.E., 1985. A three-layered spectral model with application to wind-induced motion in the presence of stratification and a bottom slope, *Continental Shelf Research*, **4**(3): 279-319.
- Jung, K.T., 1989. On three-dimensional hydrodynamic numerical modelling of wind induced flows in stably stratified waters: A Galerkin-finite difference approach, Ph.D Dissertation, University of Adelaide.
- Kimball, H.H., 1928. Amount of solar radiation that reaches the surface of the earth on the land and on the sea and methods by which it is measured, *Mon. Wea. Rev.*, **56**(3): 393-399.
- Lee, H.K., 1993. Wind-driven circulation in lake Okeechobee, Florida: The effects of thermal stratification and aquatic vegetation, Ph.D Dissertation, University of Florida.
- Lumb, F.E., 1964. The influence of cloud on hourly amount of total solar radiation at the sea surface, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **90**: 43-56.
- Mendelsohn et al., 1989. Simulation of selected test cases for the Metocean Modeling Project (MOMOP), Applied Science Associates, Inc., Rhode Island.
- Mizutori, M., Kadoyu, M., Soga, M. and Katano, N., 1985. Characteristics and prediction of natural water temperature distribution at tidal flat area in winter, CRIEPI Research report 384024.
- Oonishi, Y., 1975. Development of the current induced by the topographic heat accumulation(I): the case of the axisymmetric basin, *Journal of the Oceano. Soc. of Japan*, **31**: 243-254.
- Orlob, G.T. and Marijanovic, N., 1989. Heat exchange, In: Mathematical submodels in water quality systems, S.E. Jorgensen and M.J. Gromic (editors), Elsevier: 83-108.
- Owen, A., 1980. A three-dimensional model of the Bristol Channel, *J. of Physical Oceanography*, **10**: 1290-1302.
- Song, Y., Das, S.K. and Lardner, R.W., 1994. Computation of density driven flows using the spectral method: Application to the Arabian Gulf, *Continental Shelf Research*, **14**(9): 1039-1052.