

해양생태계모델에 의한 하계 진동만의 영양염변동

김동선* · 홍철훈¹

부경대학교 해양산업개발연구소
¹부경대학교 해양생산관리학과

Nutrient Variations in the Jindong Bay during Summer by Ecosystem Modeling

DONG-SUN KIM* AND CHUL-HOON HONG¹

Research Center for Ocean Industrial Development, Pukyong National University, Pusan 608-737, Korea
¹Department of Marine Product Management, Pukyong National University, Pusan 608-737 Korea

하계 진동만에서 얻어진 영양염 DIN(dissolved inorganic nitrogen) 및 DIP(dissolved inorganic phosphate)의 분포는 이들 농도가 만안쪽에서 매우 높은 것이 특징이다. 또 표층(0~1 m)과 저층(8 m~bottom)은 만 안쪽이 고농도이고 중층(1~8 m)은 상대적으로 낮다. 이러한 영양염의 분포특성을 바람, 조류, 밀도의 수평경도력 및 잔차류를 고려한 생태계모델을 이용하여 조사하였다. 수치실험은 이들 조건들이 영양염에 각기 어떻게 영향을 미치는가에 주목하여 실시되었다. 조석잔차류를 고려한 경우는 전반적으로 관측값보다 저농도의 분포를 보였고, 바람, 조석잔차류 및 밀도의 수평경도력에 의한 효과를 포함한 경우는 보다 관측값에 근접한 결과를 얻었다. 이러한 결과는 통계적 분석방법에서도 잘 뒷받침된다. 본 연구결과는 하계 진동만에서 영양염의 분포변동에 조류효과 뿐만 아니라 바람에 의한 취송류 및 밀도의 수평경도력에 의해 발생하는 밀도류의 효과가 매우 중요함을 시사한다.

During summer, the DIN (dissolved inorganic nitrogen) and DIP (dissolved inorganic phosphate) observed in the Jindong Bay in the southern sea of Korea show much higher values in the inner area of the bay. In general, they have high values in the upper (0–1 m) and lower layers (8 m–bottom), but are relatively lower in the middle layer (1–8 m). These features in their distribution are examined using an ecosystem model with considering the wind, tidal current, horizontal gradient of water density and residual flow. The experiments were focused on how to influence nutrients associated with these conditions. In the experiment with tide-induced residual flow, the values of nutrients appeared lower than the observation, and were well corresponded to it when the effects of wind, tide-induced residual current and horizontal gradient of water density were additionally imposed. A statistical analysis identifies these results. This paper suggests that variation of nutrient in the Jindong Bay during summer should be seriously affected wind-driven current by the wind and density-driven current is induced by the horizontal gradient of water density as well as tidal current.

Key words: DIN, DIP, Ecosystem Model, Tide-Induced Residual Flow, Residual-Flow, Wind-Driven Current, Density-Driven Current

서 론

1980년대에 들어서 우리나라의 연안해역에서는 육지로부터 유입되는 오염물질과 양식장의 과다한 사료에 의한 영양염 부하등으로 해역이 부영양화되고 그 결과 적조생물이 증대되어 매년 적조가 빈번하게 발생하고 있다. 그럼에도 불구하고 아직까지 근본적인 적조방지대책은 부족한 실정이다. 이것은 적조발생에 관한 기초연구와 적조발생 기구조사에 대한 연구가 여전히 부족하기 때문이다.

적조발생기구를 해명하기 위해서는 우선적으로 연안해역이나 저질에서 부하되는 물질과 이러한 물질이 어떠한 형식으로 공급되고 있는가를 정량적으로 규명할 필요가 있다. 질소나 인과 같은 영양염이 생·화학적으로 작용하여 용존태, 현탁태 등의 형태변화를 하는 비보존성물질(non-conservative material)의 경우에는 그 형태변화에 따라 물질의 농도가 변화하기 때문에 물질이동의 과정도 매우 복잡하게 되며, 특히 현탁태 물질의 경우에는 침강속도를 포함한 생·화학적과정의 효과를 고려하여야만 한다(Yanagi, 1999). 따라서 적조발생이 연안해역의 부영양화현상의 결과로 인하여 촉진되어서 영양염순환의 시점으로부터 적조의 동태를 기술하기 위해서는 저차생태계모델의 현장적용이 필요하다(Wroblewski

*Corresponding author: kimds0909@mail1.pknu.ac.kr

and O'Brien, 1976; Nakata and Taguchi, 1982; Fasham *et al.*, 1990).

생태계모델은 Kremer and Nixon(1978)이 내만에서 부유물 현존량의 계절적인 변화 및 그 원인을 해석하기 위해 개발한 이후, 만 내에서의 수질예측(Nakata, 1993), 적조문제에 관한 연구(Kishi and Ikeda, 1986; Yanagi *et al.*, 1995) 및 오염된 만에서의 수질환경 운영방법(Yanagi, *et al.*, 1996)에 대한 연구 등이 행해져 왔다. 한편, 우리나라 연안역을 대상으로한 물질순환이나 생태계모델은 1990년대 중반부터, 진해만에서 최(1993)가 빈산소수괴의 형성과 수질예측, 김(1994)이 영양염 부하량에 따른 식물플랑크톤 농도의 예측, 환경부(1995)에서 부영양화 및 적조현상 규명, 김·조(1998)의 생태계모델링을 이용한 연안역의 물질분포에 대한 연구 등이 있다. 그러나 아직까지 지형이 복잡하고 육상에서 오염물질의 유입과 외양수 및 담수가 혼합하고 있는 내만에 적합한 생태계모델에 대한 연구는 미흡한 실정이다.

적조발생해역에서의 적조생물의 증식에는 일사량의 증가로 인한 수온상승, 육상에서 유입하는 담수에 의한 염분저하 및 외양수의 유입 등이 직접적으로 작용할 가능성 외에 다른 여러 가지 외적요인과 관련된 영양물질의 증가가 관여한다. 또한 적조생물은 바람이나 조류 등으로 인하여 표·저층수의 유동변화에 의한 영양물질의 증감이 적조생물의 집적에 복합적으로 작용하고 있다. 따라서 적조가 영양염순환의 시점에서 부영양화에 의해 발생한다고 하면 육상으로부터의 하천수 유입에 의한 밀도의 수평경도력 및 바람이나 조류 등의 물리적인 체현상에 의한 표·저층에서의 영양염의 변동을 밝힐 필요가 있다.

본 연구해역인 진해만의 북서쪽에 위치하고 있는 진동만(Fig. 1)은 주변의 산업용수나 생활폐수 특히 하계 하천수 유입에 의하여 다량으로 부하되는 영양염의 영향을 받고 있는 곳이므로 적조발생이 빈번하고 그 저감대책이 시급히 요구되는 해역으로서 이에 관한 생태계조사가 필요하다. 따라서 본 연구에서는 적조생물의 집적에 영향을 미치는 기상(바람), 조류 및 밀도의 수평경도력에 의한 영양염의 변동을 생태계모델을 이용하여 조사하였다.

연구방법

조류(Tidal current)

연안해역에서의 조류는 일반적으로 수평방향의 유속이 연직방향의 유속에 비하여 현저히 크고, 기본적으로 순압(barotropic)적인 유동이기 때문에 수평 2차원으로 취급하는 경우가 많다. 진동만에 접해있는 진해만은 조석의 형태수가 0.11로 전형적인 반일 주조성분이 우세한 지역으로써 4대 분조중 특히 M₂ 분조가 57%로 다른 분조(S₂: 33%, K₁: 6%, O₁: 4%)에 비하여 우세한 지역이다(한국해양연구소, 1996). 따라서 조류는 M₁ 분조만을 사용하여 유동을 계산하였다. 모델은 지형의 효과를 고려한 수치모델인 유한차분법(finite difference method)을 사용하였다. 연안해역의 조류 및 조석의 계산을 위하여 몇가지 가정을 설정하면, 유체는 점성이고 비압축적이며, 압력은 정수압분포를 하는 것으로 가정하였다. 연직방향의 흐름은 시간적 변화량을 무시하였다. 이상과 같은 가정에서 수직적분된 2차원 운동·연속방정식은 식 (1)~(3)과 같다(Yanagi and Okamoto, 1985).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{F_x}{h} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{F_y}{h} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

좌표계는 평균해수면 상에 원점으로하여 연직상방향을 정방향의 z축으로 한 우수계의 직교좌표계를 생각한다. 따라서 u, v는 x, y방향의 유속, f는 Coriolis parameter, g는 중력가속도(=980 cm/sec⁻¹), η는 평균해수면으로부터의 수위, A_h는 수평와동점성계수(=5×10⁵ cm²/sec), F_x, F_y는 해저마찰, h는 수심을 나타내고 있다. 해저마찰은 통상 식 (4)와 같다.

$$F_x = -\gamma_b^2(u^2 + v^2)^{1/2}u, \quad F_y = -\gamma_b^2(u^2 + v^2)^{1/2}v \quad (4)$$

여기서 γ_b²은 해저마찰계수를 나타내고 있다. 조류는 수치계산에서 일반적으로 외해경계면에서 조석주기(T)에 의한 해수면 승강에 의해서 계산한다. 경계조건에서는 진동만에서 최고로 탁월한 M₂ 분조성분을 생각하여 식 (5)와 같이 η의 경계값을 계산한다.

$$\eta(t) = \eta_0 \sin(\sigma t + \theta) \quad (5)$$

여기서 η₀는 M₂ 분조의 진폭(amplitude), θ는 지각(time lag), σ는 각속도, t는 시간을 나타내며, 본 연구에서는 외해경계조건으로는 한반도 조석 조화상수집(1)(한국해양연구소, 1996)으로부터 얻어진 진해만 주변의 조위값을 고려한 남쪽경계역에서 진폭과 위상 65 cm/s, 6 degree, 서쪽경계역에서 각각 70.1 cm/s, 6.6 degree로 계산하였다.

잔차류(Residual flow)

연안해역에서 잔차류의 주성분은 조석잔차류, 밀도류 및 취송류로 구성하고 있다(Yanagi, 1974, 1993, 1999). 조류와 잔차류는 그 변동주기가 크고 다르기 때문에 잔차류를 계산할 때 조류의 효과를 점성계수 및 확산계수에 매개변수화하여 계산하였다.

본 연구해역에서 계산격자는 수평적으로 300×300 m의 정방격자, 연직적으로는 표층(0~1 m), 중층(1~8 m) 및 저층(8 m~bottom)의 3층으로 분할하여 계산하였다. 연안조건으로는 흐름이 경계를 가르지 못하도록 하였으며, 경계면에서 경계에 평행한 성분은 non-slip condition을 적용하였다. 또 외해경계역에서는 수온과 염분의 변화가 없도록 하였다. 잔차류운동을 지배하는 기초방정식은 아래와 같으며, 밀도류는 본질적으로 경압(baroclinic)적인 구조를 갖고 있기 때문에 계산은 3차원으로 행하였다(Yanagi and Takahashi, 1993).

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} + S_x \quad (6)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} - fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + S_y \quad (7)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} - \rho_s$$

$$+A_h \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \quad (8)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

$$P = g\eta + \int_0^z B dz \quad (10)$$

$$B = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho} g \quad (11)$$

$$S_x = -\left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y}\right), \quad S_y = -\left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (12)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \gamma(T^* - T) \quad (13)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma(S^* - S) \quad (14)$$

$$\rho = f(T, S) \quad (15)$$

여기서 U, V, W 는 각각 x, y, z 방향의 유속성분, S_x, S_y 는 조석 응력(tidal stress)라 하고 $(-)$ 는 조류평균값으로 조류(u, v)의 비선형항이 조석잔차류를 구동하는 것을 나타내고 있다. 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 유동계산이므로 $\gamma(0.5/\Delta, \Delta)$: 계산의 시간간격)값을 적용하였다. $f(T, S)$ 는 비선형상태방정식, A_h, A_h 는 수평·연직와점성계수, K_h, K_h 는 수평·연직와확산계수이다. 수평와점성 및 확산계수인 A_h 와 K_h 는 조석혼합이론에 의하여 조류진폭의 2승에 비례하는 형태를 고려하여서 식 (16)과 같이 사용하였다.

$$A_h = K_h = \frac{C}{\pi} u_{amp}^2 T \quad (16)$$

여기서 $T(=12$ 시간25분)는 M_2 조류의 1주기, $C(=0.2)$ 는 1주기간의 이동수위가 혼합하는 경우, U_{amp} 는 M_2 조류의 진폭을 표시

하고 있다. 이 식에 의하면, 진동면에서의 A_h 와 K_h 는 만 입구에서는 약 $10^5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, 만 안쪽에서는 약 $10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 정도가 된다. 또한 연직와점성계수 및 연직와확산계수인 A_v 와 K_v 는 Munk and Anderson(1948)의 관수를 수정하여 식 (17)과 (18)과 같이 나타내었다.

$$A_v = \frac{A_o}{(1+aRi)} \alpha + A_b \quad (17)$$

$$K_v = \frac{K_o}{(1+aRi)} \beta + K_b \quad (18)$$

중립상태의 연직점성계수와 연직확산계수는 $A_o=K_o=5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 이고 다른 변수는 Munk and Anderson(1948)에 의해서 Ri 는 Richard number, $a=10, b=3.33, \alpha=0.5, \beta=1.5, A_b=K_b=0.5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ 이다.

해면 $z = \eta(x, y)$ 에서의 경계조건은 식 (19)~(21)과 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + U \frac{\partial \eta}{\partial x} + V \frac{\partial \eta}{\partial y} - W = 0 \quad (19)$$

$$-K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_s}{C_p \rho_0}, \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (20)$$

$$\tau_x = \rho_a C_d W_x (W_x^2 + W_y^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \rho_a C_d W_y (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} \quad (21)$$

여기서, C_p 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 식 (22)~(24)와 같다.

$$U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} - W = 0 \quad (22)$$

$$K_h \left(\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial y} \right) + K_v \frac{\partial B}{\partial z} = 0 \quad (23)$$

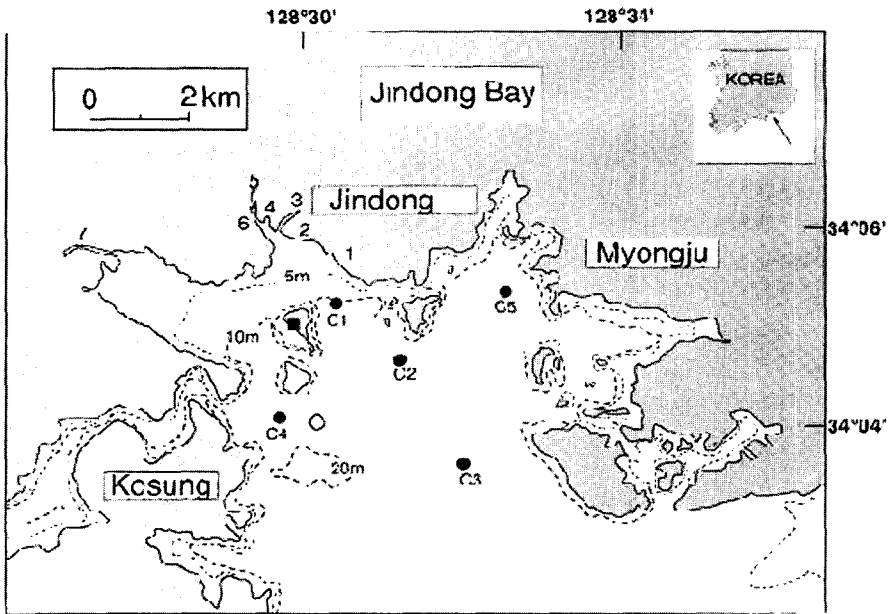


Fig. 1. The oceanographic observation points in the Jindong Bay. Depths are in meters. ●: observation points, ■: meteorological station (Songdo), 1: Jindong 1, 2: Jindong 2, 3: Jindong 3, 4: Tabongchun, 5: Jindongchun, 6: Ingokchun, 7: Jinjunchun.

$$A_z \frac{\partial U}{\partial z} = \gamma_b U(U^2 + V^2)^{1/2}, \quad A_v \frac{\partial V}{\partial z} = \gamma_b V(U^2 + V^2)^{1/2} \quad (24)$$

또한 육지와 접한 지역에서는 식 (25)과 같은 경계조건을 사용하였다.

$$U = V = 0 \quad (25)$$

여기서 $\gamma_b (=0.0026)$ 는 해저마찰계수를 나타내고 있다. 조석잔류류는 식 (12)에 의해서, 취송류의 효과는 경계조건 식 (21)에 의해서 본 연구해역의 송도(Fig. 1에 ■로 표시)에 기상관측장비 AWS(Automatic Weather System: AANDERRA Inc.)를 설치하여 수집한 1998년 7월 평균값(2.2 m/s, NNE)을 이용하여 계산했다. 또한 밀도류의 효과는 경계조건 식 (20)로부터 운동방정식과 압력경도력의 변화에 의해서 계산하였다.

생태계모델(Ecosystem model)

질소나 인과 같은 용존무기성 영양염은 식물플랑크톤의 광합성에 의하여 유기성 입자물질로 된다. 식물플랑크톤이 소멸 또는 동물플랑크톤에 의해 포식되거나 fecal pellets가 발생할 때 이들은 연안역의 저층으로 침강한다. 저층에 있는 이 물질들은 중력적인 순환이 연안역에서 항상 발달하기 때문에 연안역의 입구쪽으로 이

동한다. 이런 물질은 박테리아에 의하여 재합성되어서 다시 유광층으로 상승하여 용존무기성 영양염으로 된다. 연안역에서의 영양염 순환은 위와 같으며, 이러한 물질의 연안역에서 평균체류시간은 담수에서 보다 항상 더 길다(Yanagi, 1999). 연안역에서의 가장 간단한 물질순환을 Fig. 2에 나타내었다. 본 논문에서 동물플랑크톤 농도 및 detritus 농도는 김(1994)이 진해만과 마산만을 대상으로 실측한 값을 이용하였다.

단위체적당 영양염(DIN, DIP)농도의 시간에 따른 변화량은 (26), (27)식으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial N_N}{\partial t} + u \frac{\partial N_N}{\partial x} + v \frac{\partial N_N}{\partial y} + w \frac{\partial N_N}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial N_N}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial N_N}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial N_N}{\partial z} \right) - A1R_{NC}P + A2R_{NZD}Z + A3R_{NZD}D \quad (26)$$

$$\frac{\partial N_P}{\partial t} + u \frac{\partial N_P}{\partial x} + v \frac{\partial N_P}{\partial y} + w \frac{\partial N_P}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial N_P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial N_P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial N_P}{\partial z} \right) - A1R_{PC}P + A2R_{PZD}Z + A3R_{PZD}D \quad (27)$$

여기서, N_N 과 N_P 는 각각 DIN과 DIP의 농도, u, v, w 는 흐름의 x방향, y방향, z연직상방향성분, K_h, K_v 는 각각 수평·연직외확산계수, $R_{NC}P, R_{PC}P$ 는 각각 식물플랑크톤에 대한 DIN과 DIP농

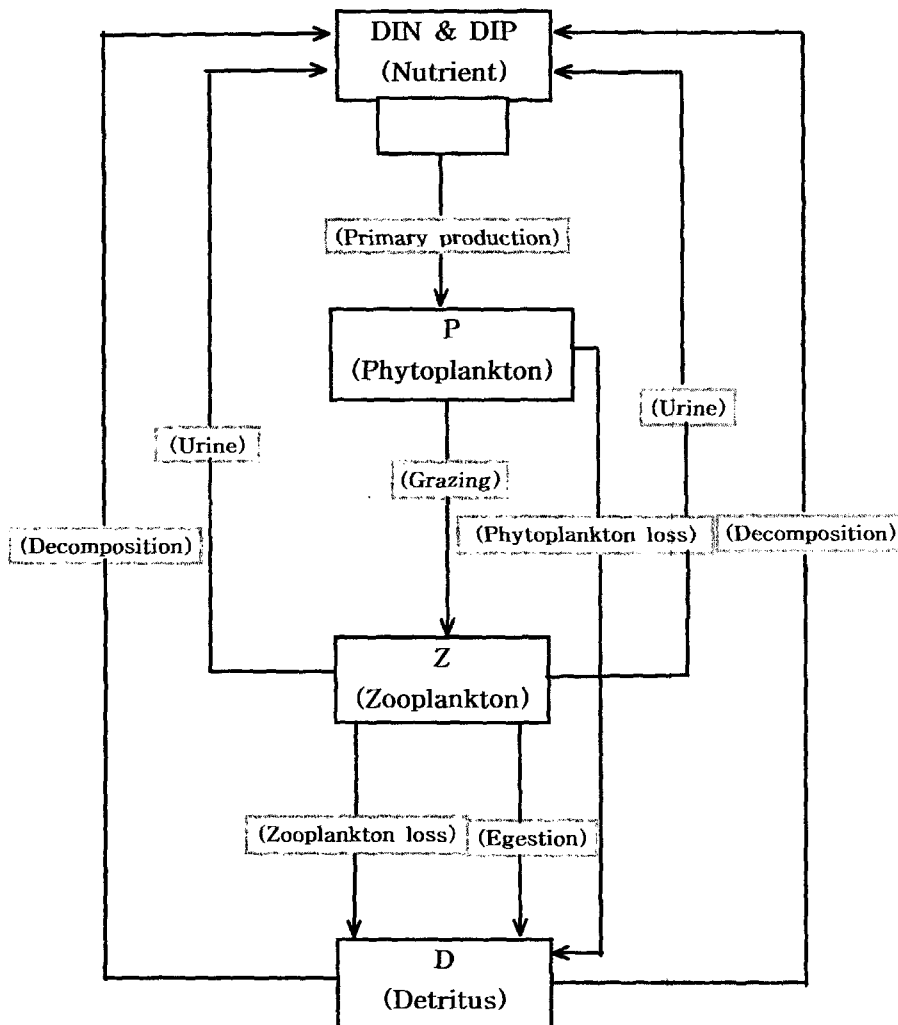


Fig. 2. Components of the numerical ecosystem model.

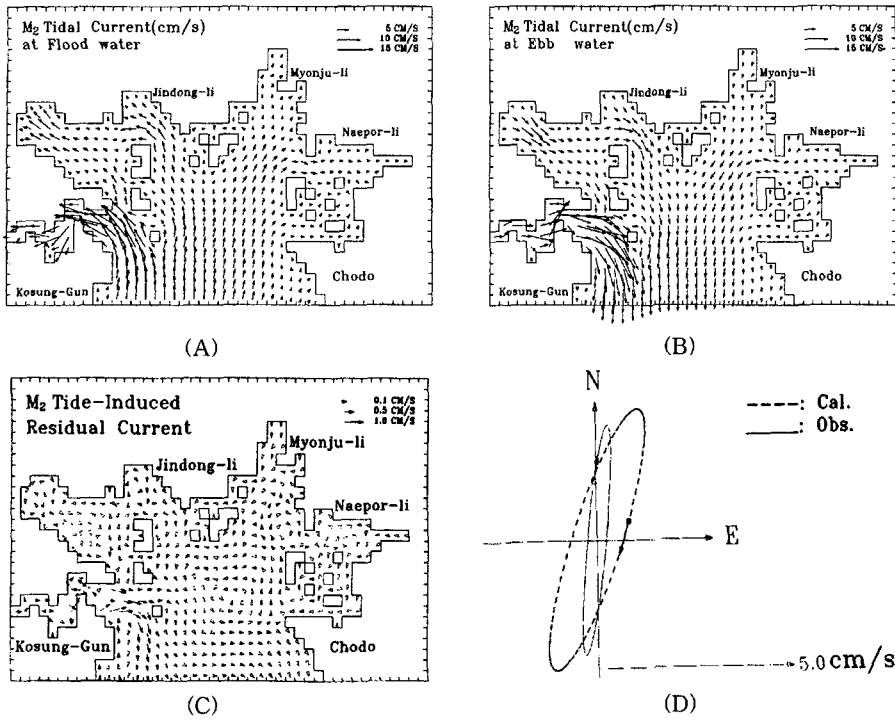


Fig. 3. Tidal current at flood water (A), at ebb water (B), tide-induced residual current (C) in Jindong Bay. Observed (full line) and calculated (dotted line) of tidal current ellipses at C2 in Jindong Bay.

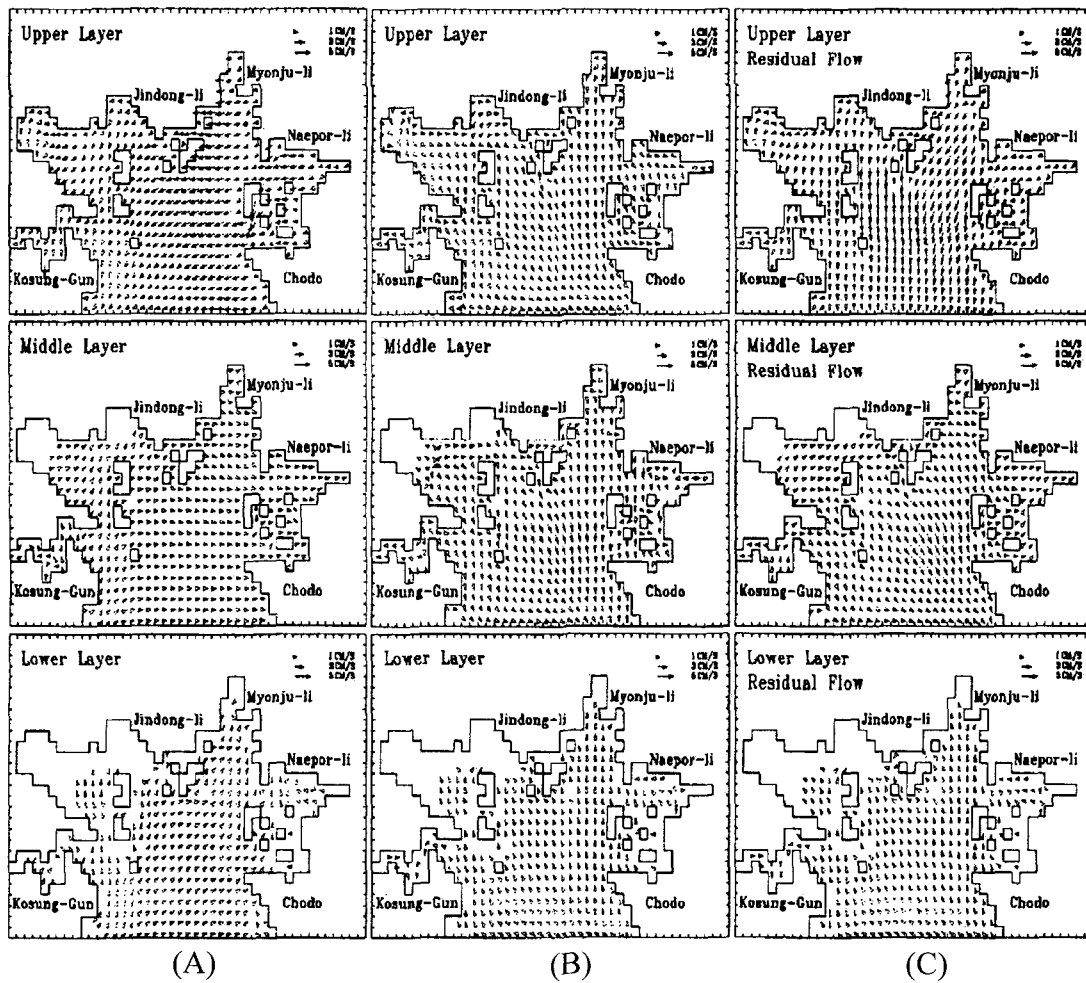


Fig. 4. (A) is shown the current of wind effect (2.2 m/s, NNE), (B) is shown the current of density effect and (C) is shown the residual flow at the upper (0-1 m), middle (1-8 m) and lower layer (8 m-bottom) in Jindong Bay.

도의 전환율(=0.67, 0.042), R_{NZDZ} , R_{PZDZ} 는 각각 동물플랑크톤에 대한 DIN 및 DIP농도의 전환율(=0.52, 0.032), R_{NZD} , R_{PZD} 는 각각 detritus에 대한 DIN 및 DIP농도의 전환율(=0.52, 0.032)을 나타내고 있다. 또한, A1와 A2는 각각 식물플랑크톤의 성장속도와 동물플랑크톤의 배뇨속도이며 식 (28) 및 (29)으로 나타내고, A3는 detritus에 대한 bacteria의 분해율(=0.3 day⁻¹)로 계산하였다.

$$A1 = V_m \cdot \text{MIN}\{V1(N_N), V1(N_P)\} \cdot V2(I) \cdot V3(T) \cdot V4(S) \quad (28)$$

$$A2 = \chi R_{max} \quad (29)$$

식 (28)와 (29)에서 V_m 은 식물플랑크톤의 최대성장속도(=1.5 day⁻¹), 영양염의 제한인자로써 리비히의 최소량법칙에 의한 식물플랑크톤의 영양염농도는 $V1(N_N)=N_N/(K_{SN}+N_N)$, $V1(N_P)=N_P/(K_{SP}+N_P)$, 식물플랑크톤의 빛에 대한 영향은 $V2(I)=I/I_{OPT} \exp(1-I/I_{OPT})$, $I=I_s \exp(-kd)$, 식물플랑크톤의 수온과 염분에 따른 성장속도는 James and Ralph(1980)의 곡선형 관수에 의해서 $V3(T)=T_{EM}/T_{OPT} \exp(1-T_{EM}/T_{OPT})$, $V4(S)=S/S_{OPT} \exp(1-S/S_{OPT})$ 와 같이 계산하였다. 여기서 K_{SN} , K_{SP} 는 각각 질소와 인에 관계하는 반포화상수(=3.0, 0.1 μM), I_s 는 빛의 양, I_{OPT} 는 빛의 최적량(=2.4 cal cm⁻² day⁻¹: McAllister *et al.*, 1964), k 는 빛의 소산계수(=0.7), I_s 는 해면광량으로 부산지역의 1998년 8월 평균조도(=316 cal cm⁻² day⁻¹), T_{EM} , S 는 각각 수온과 염분의 관측값, T_{OPT} , S_{OPT} 는 각각 최적수온 및 염분값(=25 °C, 30 psu: Yamaguchi, 1991), χ 는 동물플랑크톤의 소변계수(=0.3 day⁻¹: Cornel *et al.*, 1972)를 나타내고 있다.

진동만으로 유입되는 하천 오염부하량을 산정하기 위하여 주변 7개의 하천(Fig. 1)에서 환경부(1995)의 수질 및 유량자료를 이용하였다. 또한 저질에서의 영양염의 용출속도는 김(1994)이 진해만과 마산만을 대상으로 실측한 값을 이용하여 계산하였다.

결과 및 고찰

조류의 수치계산은 M₂ 분조의 4주기에 걸쳐 행하였으며, 마지막 4번째 주기의 유속과 해면변위 값을 해로 취하였다. 조류계산 값을 검증하기 위하여 Fig. 1에 제시된 정점 C2에서 조사한 관측값으로부터 분석한 조류타원도와 본 연구에서 계산된 조류타원도를 비교하였다(Fig. 3(D)). 현장 관측값과 모델의 계산값을 비교해보면 진동만 중앙부에 위치하고 있는 정점 C2에서 조류타원도의 단축방향은 계산값이 관측값보다 조금 큰 경향을 보이고 있지만, 유속의 세기와 방향은 유사하게 나타나고 있다. 따라서 본 연구에서 수행된 조류모델의 계산결과는 전반적으로 진동만의 조류에 의한 유동양상을 비교적 잘 반영하고 있는 것으로 생각한다. 진동만의 조류는 전형적인 왕복성 조류의 양상을 나타내고 있다. 창조시 진동만 남쪽에서 유입되는 해수는 만 안쪽 북서쪽과 북동쪽으로 유입하는 양상이며, 고성군쪽으로 유입되는 조류는 최대 유속이 17.44 cm/s, 평균유속은 3.04 cm/s의 세기로 유입하고 있다(Fig. 3(A)). 낙조시는 창조시와 반대의 흐름 양상을 보이고 있다(Fig. 3(B)). 낙조시의 평균유속은 3.13 cm/s로 흐름양상은 창조시의 흐름세기와 유사하며 최대유속은 고성군쪽에서 18.06 cm/s로 만 입구쪽으로 유출되고 있다. M₂ 조석잔차류의 결과를 보면, 고성군 앞 바다에서 약 1.0 cm/s의 유속의 세기로 밖으로 유출되고 있으며,

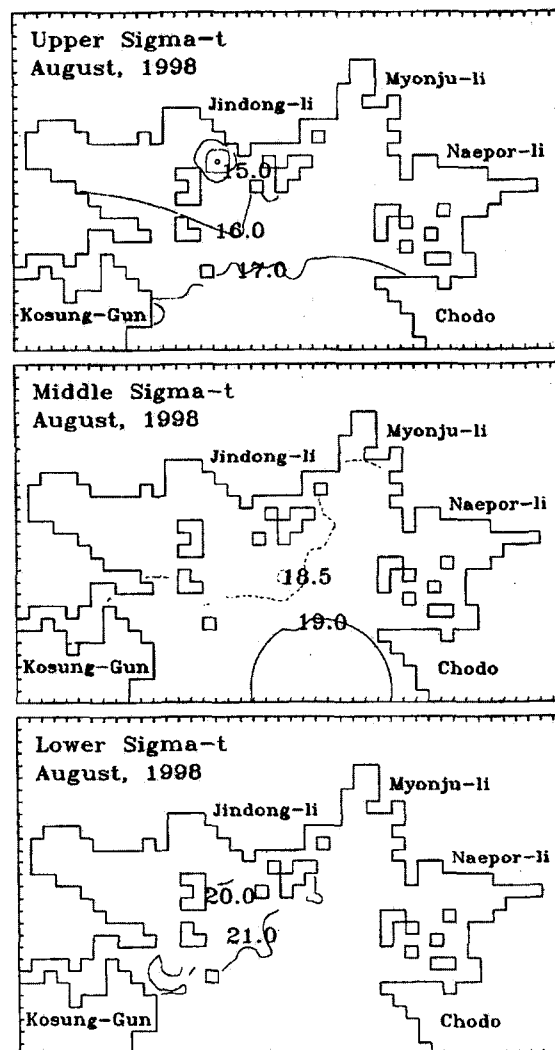


Fig. 5. Horizontal distribution of sigma-t at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in Jindong Bay of August 1998.

만 중앙부에 약 0.1 cm/s 세기의 반시계방향의 환류성분이 나타나며, 전 해역의 평균유속이 0.09 cm/s 정도로 매우 미약한 흐름이 존재하고 있다(Fig. 3(C)). M₂ 조석잔차류가 만 중앙부에서 반시계방향의 회전하는 흐름을 보이는 것은 만중앙부가 주변보다 깊고, 이러한 지형의 효과에 의해서 발생되는 것으로 생각한다(Tee, 1976).

Fig. 4는 바람, 밀도의 수평적경도력에 의해 발생하는 밀도류 및 잔차류(residual flow)의 계산결과를 나타낸 것이다. 먼저 바람효과에 의한 유동결과를 보면, 표층에서는 만안쪽 북동역에서 만입구 남서쪽으로 바람방향(2.2 m/s, NNE)에 의한 남서류의 유동형태를 보이고 있으며, 중층과 저층으로 갈수록 표층에서의 유동에 대한 보상적인 성격의 유동 형태를 보이고 있다(Fig. 4(A)). 이와 같은 현상은 진동만에서 에크만 수심이 16 m로 계산되었으며 이것은 이 지역의 전체수심(최고수심 20 m)이 표층마찰에 영향을 받아 나타나는 것으로 생각된다(Kim *et al.*, 2002). 밀도의 수평경도력에 의해 발생하는 밀도류의 분포양상을 Fig. 4(B)에 나타내었다.

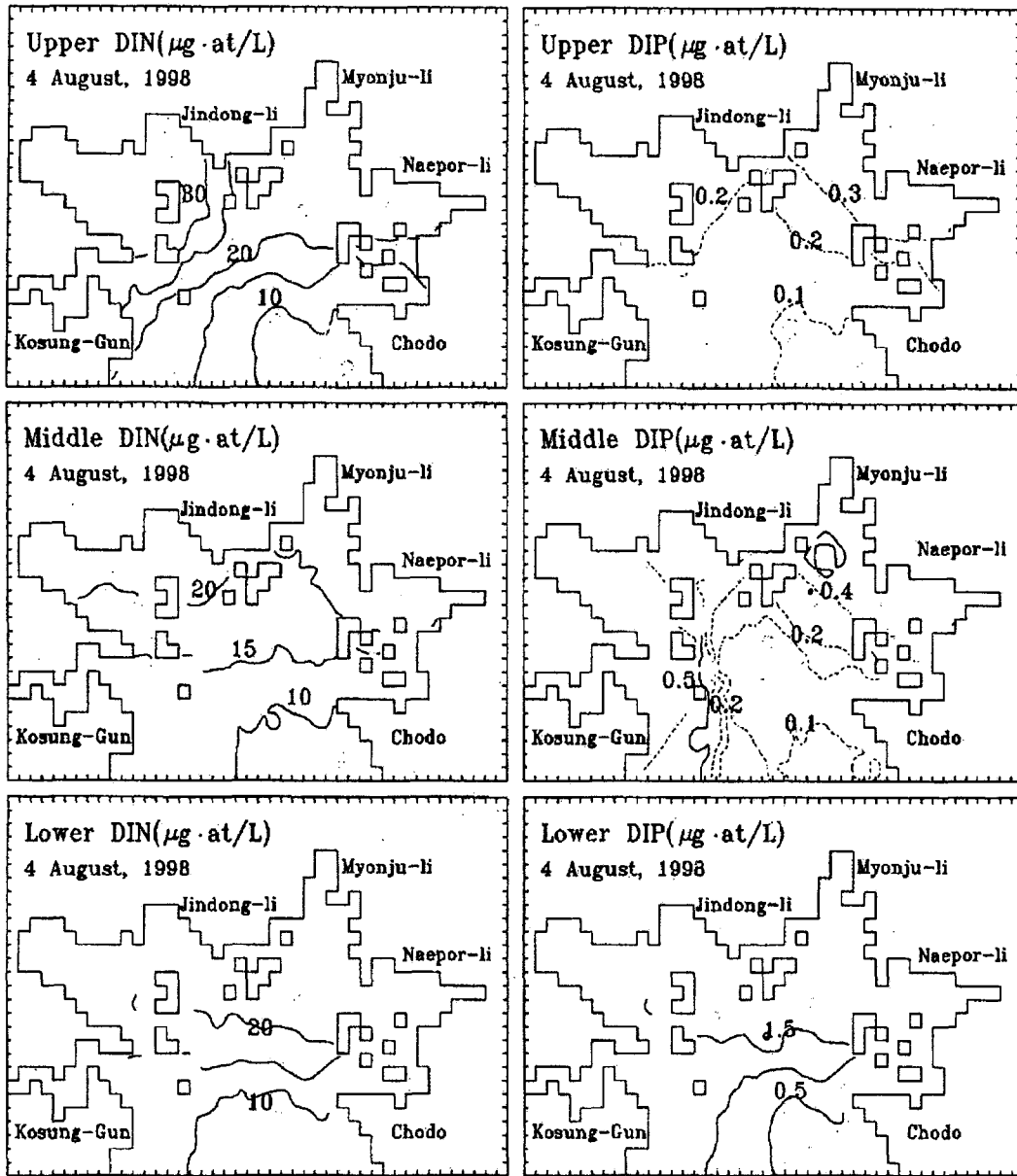


Fig. 6. Horizontal distributions of DIN (left column) and DIP (right column) at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in the Jindong Bay of August 1998.

표층과 중층에서는 만 안쪽에서 입구쪽으로 남동쪽으로의 유동형태를 보이고 있으며, 저층에서는 만 입구에서 만 안쪽으로의 북서쪽으로의 흐름 양상을 보이고 있다. 이러한 현상은 Fig. 5의 밀도 분포에서 보듯이 만 안쪽과 입구쪽의 밀도차이를 잘 반영한 흐름 양상으로 볼 수 있다. 한편 잔차류에 의한 흐름을 보면, 표층의 만 북동쪽에서 만 중앙부로 남서류의 흐름 양상을 보이다가, 만 중앙부에서 만 입구까지는 남향류를 나타내고 있으며, 중층에서는 전반적으로 남동쪽으로의 흐름양상을 보이고 있다. 이와 같은 결과로부터 표층의 잔차류는 바람과 밀도의 수평경도력에 의해 발생하는 밀도류의 효과를 반영한 흐름양상을 보이고 있으나, 중층과 저층에서의 잔차류를 보면 밀도의 수평경도력에 의한 흐름의 양

상이 지배적으로 나타나는 특성을 보이고 있다.

하계(1998년 8월) 진동만에서 영양염의 수평분포를 Fig. 6에 나타냈다. 용존무기질소(DIN)의 수평분포는 만 안쪽인 북서쪽의 표층에 각각 $30 \mu\text{g} \cdot \text{at/l}$ 이상의 고농도 분포를 보이고 있으며, 만의 입구쪽으로 갈수록 저농도 분포를 나타내고 있다. 또한 용존무기인(DIP)은 표·중층에 비하여 저층에서의 고농도현상이 뚜렷하며, 만의 안쪽 저층에서는 $1.5 \mu\text{g} \cdot \text{at/l}$ 이상의 고농도, 만 바깥쪽에서는 $1.0 \mu\text{g} \cdot \text{at/l}$ 이하의 저농도 현상을 보이고 있다(Fig. 6).

진동만에서 조석잔차류, 바람, 밀도의 수평경도력 및 잔차류효과에 따른 수치계산의 결과에 의한 영양염분포를 각각 Fig. 7(A)~(D)에 나타냈다. 먼저 DIN(dissolved inorganic nitrogen)의 계산

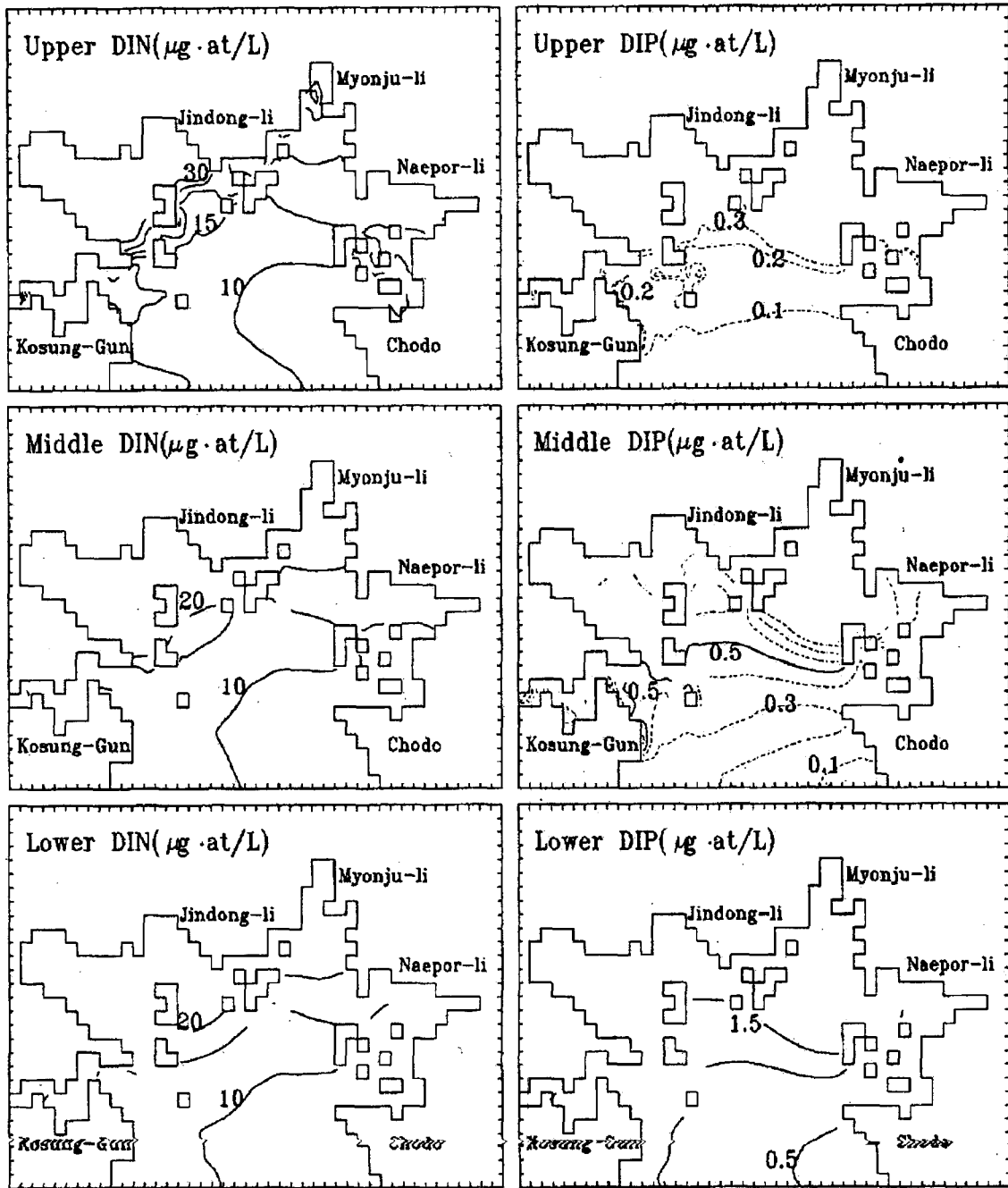


Fig. 7(A). Horizontal distribution of nutrients (DIN: left column, DIP: right column) considering the effect of wind (2.2 m/s, NNE) at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in the Jindong Bay.

결과를 보면, 계산하는 방법에 따라서 표층과 중층 및 저층에서는 전반적으로 관측값과 유사한 공간적인 분포를 보이고 있지만, 국지적으로는 계산방법에 따라서 변화하고 있다. 즉, M_2 조석잔차류 (tide-induced residual current), 밀도류 및 잔차류의 효과에 의한 DIN의 분포를 보면, 고성군 바로 위에서 표층, 중층 및 저층에 15 ~ 20 $\mu\text{g}\cdot\text{at/l}$ 이상의 고농도분포가 만 중앙부와 동북쪽 지역에 나타났다(Fig. 7(B), (C) and (D)). 그러나 바람효과에 의해 얻어진 결과에 의하면 고성군 앞바다의 DIN분포는 10~15 $\mu\text{g}\cdot\text{at/l}$ 로 조

석잔차류, 밀도류 및 잔차류에 의한 계산결과보다 저농도의 분포를 하고 있다(Fig. 7(A)). 그러나 만 입구 저도 부근의 10 $\mu\text{g}\cdot\text{at/l}$ 의 공간적분포를 보면, 바람의 효과나 잔차류에 의한 계산결과가 조석잔차류나 밀도류에 의한 계산 결과보다 현장값에 더 근접한 공간적 분포를 재현하고 있다. 한편, 표층과 중층에서 DIP의 계산결과를 관측값과 비교해 보면 공간적분포 차이를 보이고 있으나, 저층에서 고농도 관측값에 대한 재현은 잘 나타나고 있다. 특히 저층에서 잔차류로 인한 계산결과는 표층과 중층에 비하여 고농도

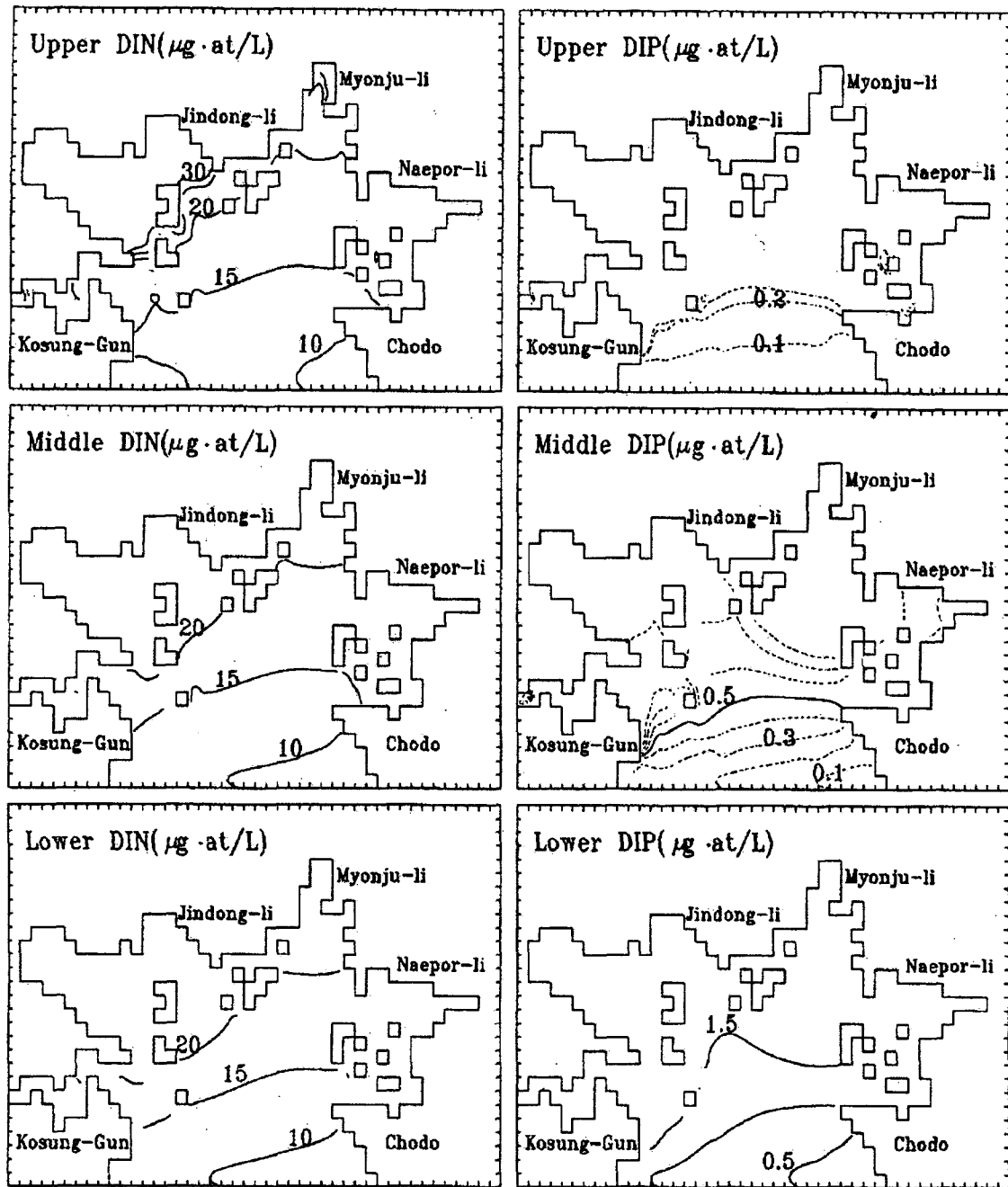


Fig. 7(B). Horizontal distribution of nutrients (DIN: left column, DIP: right column) considering the effect of tide-induced residual current at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in the Jindong Bay.

를 보이고 있으며, 만 중앙부에 걸쳐 있는 $1.5 \mu\text{g} \cdot \text{at/L}$ 이상의 고농도의 공간분포는 관측값에 매우 근접하고 있는 결과를 도출하였다. 이상과 같이 수치계산결과 만안쪽에서 DIN의 고농도분포에 대한 현장재현이 가능하였으며, 특히 고성군 앞바다에서의 분포는 바람이나 밀도의 수평경도력에 의해 발생하는 밀도류를 고려한 경우보다 조석잔차류나 잔차류의 영향에 의한 결과에 의해서 현장값이 보다 잘 재현되었다. 한편, 계산결과 현장에 대한 저층의 고농도 DIP분포가 잘 재현되었는데, 이와 같은 저층에서 고농도의

DIP분포는 DIN의 수평분포와는 달리 해저의 오염된 퇴적층에서의 활발한 용출작용으로 인하여 저층의 DIP농도가 표층의 농도보다 큰 값을 유지하여 나타나는 것으로 생각한다(김 등, 2001).

하계 진동만에서 영양염분포에 대한 계산결과와 정량적인 분포값이 현장 관측값에 어느 정도로 적합한지를 판단하기 위하여 5개의 관측점(Fig. 1)에서 상관계수(r)을 실시하여 검토하였다(Fig. 8). 관측값과 계산값간의 상관계수를 보면, 바람의 효과를 고려한 경우(case 1) DIN은 0.847, DIP는 0.559로 DIP의 경우 매우 낮은

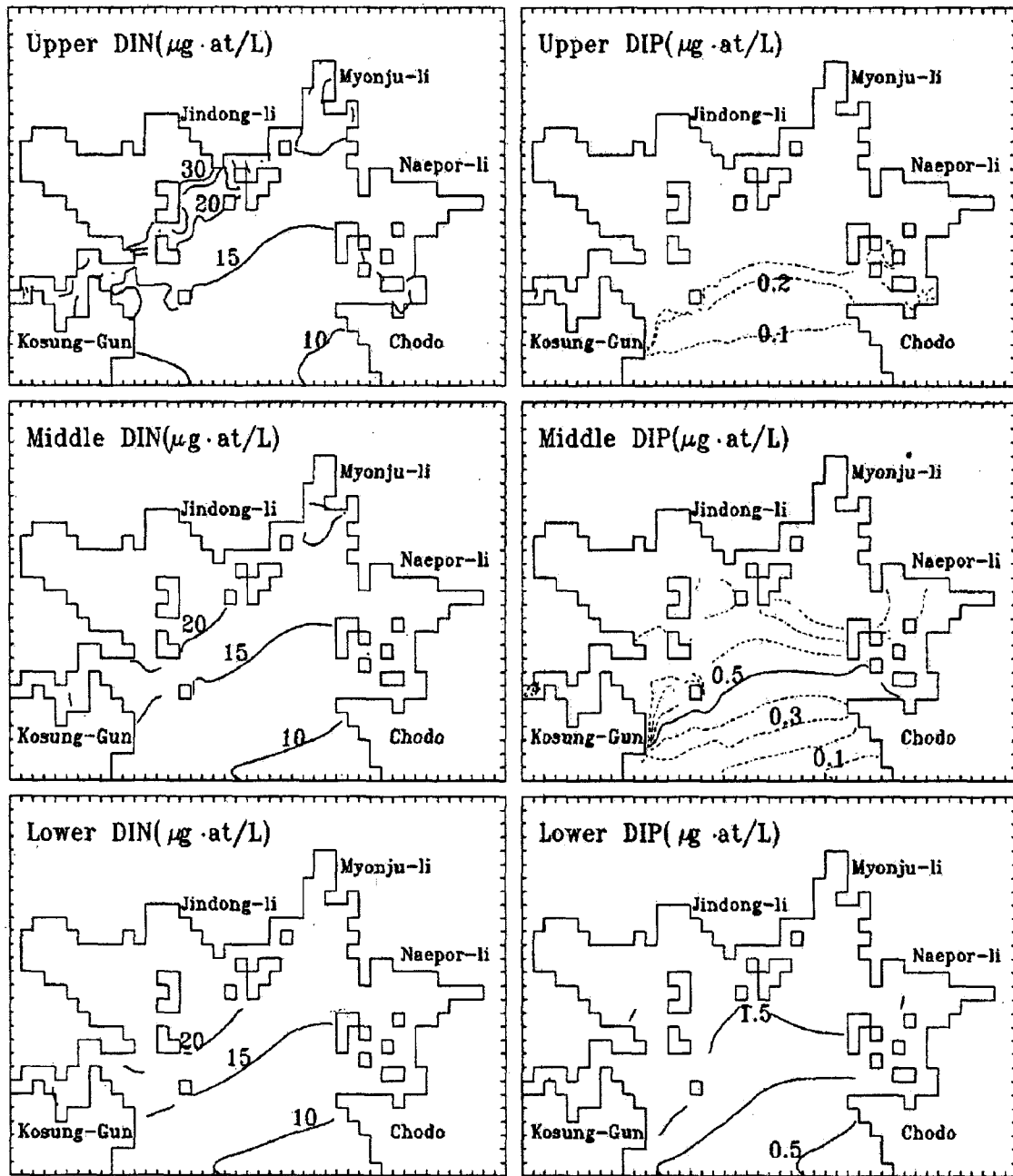


Fig. 7(C). Horizontal distribution of nutrients (DIN: left column, DIP: right column) considering the effect of horizontal gradient of water density at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in the Jindong Bay.

값을 보이고 있으며, 조석간차류의 효과에 의한 경우(case 2) DIN 및 DIP는 각각 0.908, 0.789를 나타내고 있다. 또한 밀도의 수평 경도력에 의해 발생하는 밀도류를 고려한 경우(case 3) DIN이 0.901, DIP가 0.840의 값을 나타내고 있다. 한편, 간차류를 고려한 경우(case 4) DIN 및 DIP의 상관계수는 각각 0.913 및 0.860으로 매우 높은 계산값과 관측값의 상관성을 보이고 있다. 또한, 계산 결과 및 관측값의 DIN과 DIP의 상관계수를 보면, DIP의 경우 DIN보다 낮은 적합성을 보이고 있다. 이와 같은 현상은 DIN의 경우

에 대하여 잘 재현하고 있으나, DIP의 경우 저층의 고농도분포에 대해서는 재현이 가능했지만, 표층과 중층에 대한 공간적분포는 잘 나타낼 수 없었기 때문이다. 또한, DIP의 경우 조석간차류($r=0.789$)보다 밀도류를 고려한 경우($r=0.840$)의 상관성이 더 높은 값을 보이고 있지만, DIN는 조석간차류의 영향을 고려한 경우($r=0.908$)가 밀도류의 효과를 고려한 경우($r=0.901$)보다 상관성이 높게 나타났다. 이러한 현상은 만 안쪽은 육상에서 유입되는 담수로 인하여 다른 지역에 비하여 밀도의 수평경도력에 의해 발생하는 밀도류의 효과가 잘 나타나고 있고(Fig. 5), 고성군 앞바다에서

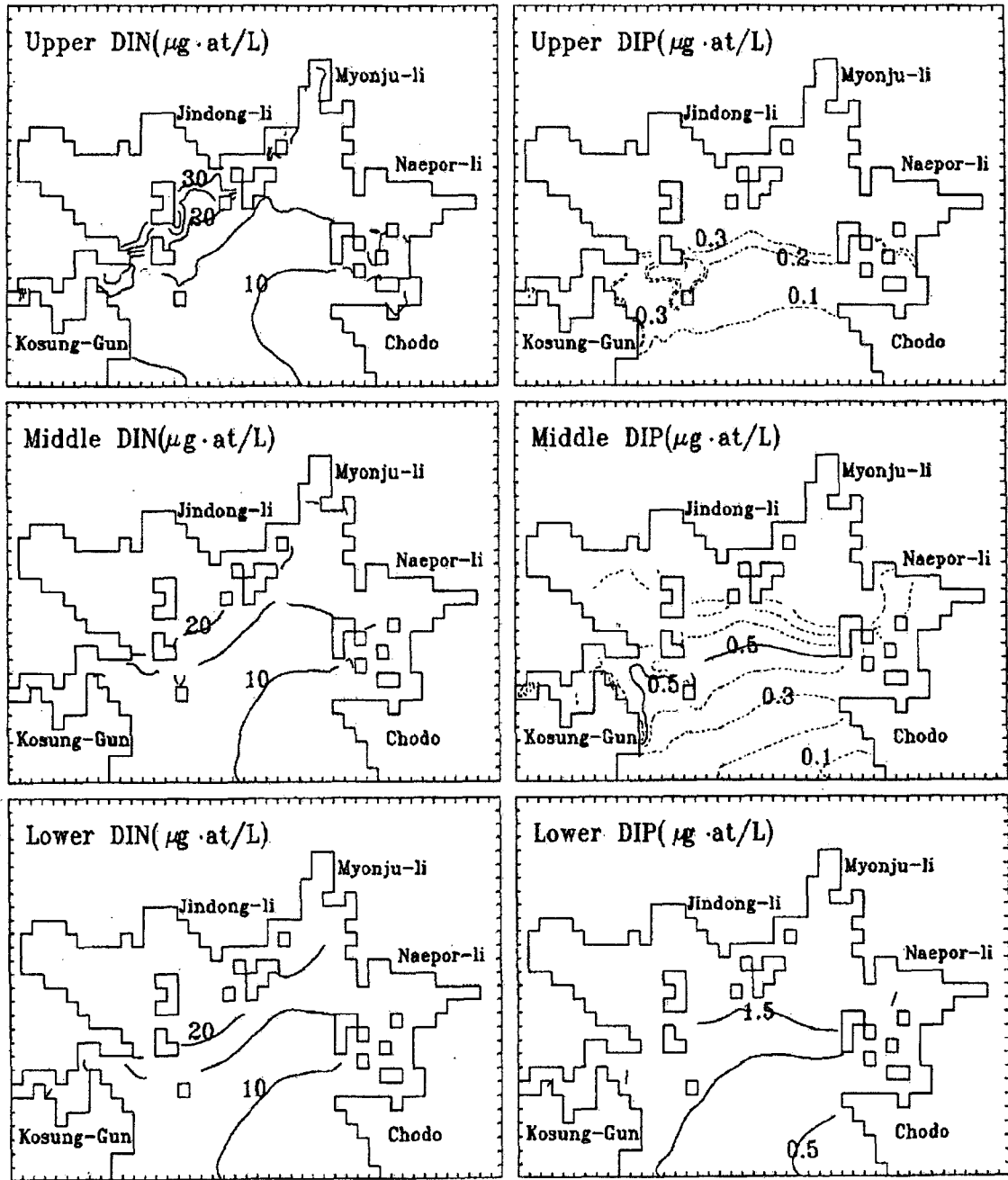


Fig. 7(D). Horizontal distribution of nutrients (DIN: left column, DIP: right column) considering the effect of residual flow at the upper (top panel), middle (middle panel) and lower layer (bottom panel) in the Jindong Bay.

는 조석간차류의 영향이 뚜렷하기 때문에 나타나는 현상으로 볼 수 있다(Fig. 3).

이상과 같이 하계 진동만에서의 환경특성을 종합해 보면, 육상에서의 담수의 유입으로 인하여 하천(진동천, 태봉천, 인곡천, 진전천 등)(Fig. 1)을 끼고 있는 만 안쪽은 표·저층에 걸쳐서 저밀도화 및 고농도의 DIN분포를 하고 있고, 만 입구쪽으로 갈수록 표·저층간의 밀도차가 작아지면서 영양염 분포도 저농도화를 보여주는 해역임을 알 수 있다. 또한, 진동만에서 DIP 농도분포는

저층의 오염된 퇴적층에서 활발한 용출작용으로 인하여 저층의 DIP농도가 표층의 농도보다 큰 값을 유지하고 있는 것으로 나타났다.

따라서 위와 같은 환경특성을 가진 하계 진동만에서 영양염분포의 변화를 파악하기 위해서는 일반적으로 우리나라 연안역에서 뚜렷하게 나타나는 조석의 효과뿐만 아니라 바람이나 밀도의 수평경도력에 의하여 발생하는 밀도류의 영향이 고려될 때 보다 현상에 가까운 영양염 분포의 재현이 가능하였다. 한편 생태계모델에 이용한 생화학적인 반응계수에 대한 입력자료는 필요한 자료

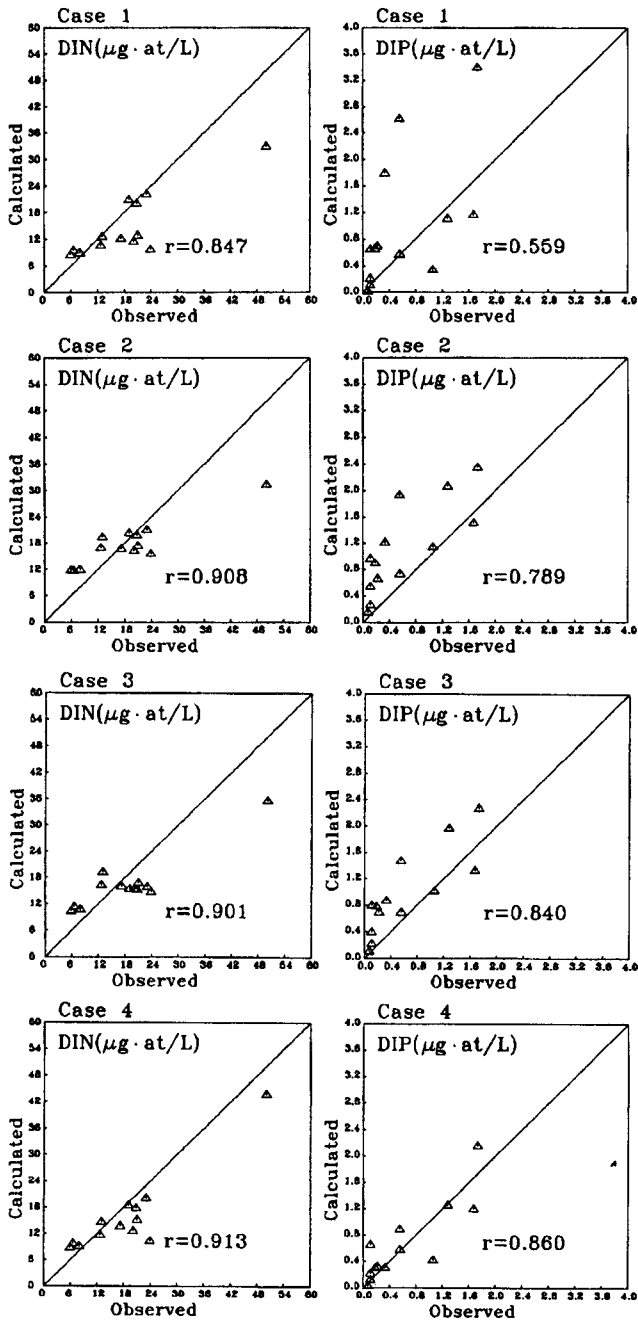


Fig. 8. Comparison of the calculated results with the observed DIN and DIP at the observation points considering the effect of wind (case 1), tide-induced residual current(case 2), horizontal gradient of water density (case 3) and residual flow (case 4) (r: coefficient of correlation).

를 대상지역에서 직접 측정하는 경우가 가장 이상적이다. 그러나, 본 연구해역의 생태계모델을 이용한 화학·생물학적 항목들의 반응계수는 대부분 문헌 및 보고서에 제시된 값을 사용하였고, 식물플랑크톤의 광합성에 직접적인 영향을 주고 있는 증발량이나 광도자료는 측정에서 제외되어 부산지역의 측정값을 사용할 수밖에 없었다. 바람자료는 연구해역에 기상관측기계를 설치하여 장기간

의 바람자료를 이용한 결과를 나타낼 수 있었다. 하계 진동만에서 측정된 바람자료는 인근의 마산이나 통영 기상청에서 관측된 바람의 방향과 다르게 나타났다. 즉 하계 진동만에서는 북서풍이 우점하였으나, 인근의 마산과 통영에서는 남풍계열의 바람이 우세하게 나타났다(Kim *et al.*, 2002). 이러한 국지적인 바람의 영향은 특히 연안역에서의 물질의 수송에 큰 영향을 미칠 것으로 사료된다. 따라서 현장에서 보다 정확한 영양염분포를 파악하기 위해서는 물리적인 체현상과 더불어 바람이나 증발량 및 광도와 같은 기상현상과 식물플랑크톤의 생활사(life cycle)나 생물간의 반응계수에 대한 연구 등이 수반되어야 한다.

감사의 글

이 연구는 한국과학재단지정 부경대학교 우수연구센터 해양산업개발연구소의 “양식장의 적조 피해 방지 기술개발”에 대한 연구의 일부로 수행되었습니다.

참고문헌

김동선, 조규대, 1998. 수영만의 생태계모델링에 의한 물질분포, 한국환경과학회지, 7(6): 817-825.
 김동선, 조규대, 박청길, 2001. 적조 다발 지역인 진동만의 해양환경특성, 한국환경과학회지, 12: 345-358.
 김종구, 1994. 진해만 해역의 하계 부영양화 모델링. 부산수산대학교 대학원 박사학위논문, 130 pp.
 최우정, 1993. 진해만의 빈산소수괴 형성에 관한 시뮬레이션. 부산수산대학교 대학원 박사학위논문, 97 pp.
 한국해양연구소, 1996. 한반도 조석 조화상수집(1).
 환경부, 과학기술처, 1995. 부영양화 및 적조현상 규명에 관한 연구. 해양환경관리기술, 제3차년도 최종보고서, 국립수산진흥원.
 Corner, E.D.S., R.N. Head and C.C. Kilvington, 1972. On the nutrition and metabolism of zooplankton VIII. The grazing of *Biddulphia* cell by *Calame helgolandicus*. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 52: 847-861.
 Fasham, M.J.R., H.W. Ducklow and S.M. McKelvie, 1990. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.*, 48: 591-639.
 James, E.C. and T.C. Ralph, 1980. Simulation model of *Skeletonema costatum* population dynamics in northern San Francisco Bay, California. Academic Press Inc. (London)Ltd., 83-100.
 Kim, D.S., K.D., Cho and C.I., Lee, 2002. Numerical model reflecting effect of local wind in the inner bay. *Fish. Sci. Suppl. 1*, 68: 554-557.
 Kishi, M and S. Ikeda, 1986. Population dynamics of 'red tide' organism in eutrophicated coastal waters-numerical experiment of phytoplankton bloom in the East Seto Inland Sea. *Ecol. Modelling*, 31: 145-174.
 Kremer, J.N. and S.W. Nixon, 1978. A coastal marine ecosystem. Springer-Verlag.
 McAllister, C.D., N. Shah and J.D.H. Strickland, 1964. Marine phytoplankton photosynthesis as a function of light intensity: a comparison of method. *J. Fish. Res. Bd. Can.*, 21: 159-181.
 Munk and Anderson, 1948. Note on the theory of the thermocline. *J. Mar. Res.*, 7, 276-295.

- Nakata, K and K. Taguchi, 1982. Numerical Simulation of Eutrophication Process in Coastal Bay by Eco-hydrodynamic Model -2- Coastal Bay Ecosystem Model. National Research Institute for Pollution and Resources, **11**: 47-69.
- Nakata K., 1993. Ecosystem Model; its formulation and estimation method for unknown rate parameter. *J. Adv. Mar. Tech. Conf.*, **8**: 99-138.
- Tee, K.T., 1976. Tide-induced residual current, a 2-D nonlinear numerical tidal model. *J. Mar. Res.*, **34**: 603-628.
- Wroblewski, J. and J. O'Brien, 1976. A spatial model of phytoplankton patchiness. *Mar. Biol.*, **35**: 357-394.
- Yamaguchi, M., 1991. The growth characteristics of diatom. In: Report of Ecological Measure for the Toxic Red Tide. Nansei National Fisheries Institute, pp. 55-66.
- Yanagi, T., 1974. Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, **14**: 1-10.
- Yanagi, T. and Y. Okamoto, 1985. A numerical simulation of oil spreading on the sea surface. *La mer*, **22**: 137-146.
- Yanagi, T. and S. Takahashi, 1993. Seasonal variation of circulations in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Oceanogr.*, **49**: 503-520.
- Yanagi, T. and T. Yamamoto, 1993. Data assimilation for prediction of coastal sea condition. *J. Adv. Mar. Tec. Conf.*, **8**: 85-98.
- Yanagi, T., T. Yamamoto, Y. Koizumi, T. Ikeda, M. Kamizono and H. Tamori, 1995. A numerical simulation of red tide formation. *J. Mar. Systems*, **6**: 269-285.
- Yanagi, T., K. Inoue, S. Montani and M. Yamada, 1997. Ecological modeling as a tool for coastal zone management of Dokai Bay, Japan. *J. Mar. Systems*, **13**: 123-136.
- Yanagi, T., 1999. Coastal oceanography. Ocean Sciences Research, 162 pp.

2002년 4월 27일 원고접수

2003년 5월 13일 수정본채택

담당편집위원: 강창근