

## 표층혼합층 생태계모델을 이용한 동해 식물플랑크톤의 계절변화

김상우<sup>†</sup>, 磯田豊\*, 東屋智範\*\*

부경대학교 위성정보과학연구소, \*일본 북해도대학 수산학부, \*\*일본 북해도수산연구소

### Seasonal Variation of Phytoplankton in the East Sea Using A Surface Mixed Layer Ecosystem Model

Sang Woo KIM<sup>†</sup>, Yutaka ISODA\* and Tomonori AZUMAYA\*\*

*Institute of satellite information science, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea*

*\*Department of Fisheries and Marine Sciences, Hokkaido University, Hakodate 041, Japan*

*\*\*Hokkaido National Fisheries Research Institute, Japan*

Seasonal variation of phytoplankton was investigated with surface mixed layer ecosystem model in the East Sea. The model consisted of four compartments (phytoplankton, zooplankton, nutrient, detritus) forced by mixed layer depths, photosynthetically available radiation and nutrient concentrations. From model results we estimated entrainment rate 2.5-4.0 m·day<sup>-1</sup> to reproduce the two annual blooms, and reproduced seasonal variation of phytoplankton at southern and northern regions by the difference of surface winter mixed layer depth (MLD) using the entrainment rate value 3.0 m·day<sup>-1</sup>. The spring blooms in the southern and northern regions closely related to deepening of a winter surface MLD. In the southern region where MLD was shallow and phytoplankton spring bloom occurs one month in advance to the northern region where MLD was deep. The amount of light increases within the MLD during the onset of stratification and water temperature increases faster in spring in the southern region than the northern region. Decrease of phytoplankton was mainly affected by zooplankton grazing in the southern region and by nutrient exhaustion in the northern region. The fall bloom in the two regions was caused by the nutrient availability and entrainment on the phytoplankton.

Key words: East Sea, Mixed layer ecosystem model, Phytoplankton blooms, Seasonal variation

#### 서 론

표층플랑크톤 생물군을 통한 물질순환을 이해하기 위하여 많은 연구자들이 식물플랑크톤 (P), 동물플랑크톤 (Z), 영양염 (N) 사이의 물질순환을 간단한 미분방정식으로 표현한 생태계모델 (Evans and Parslow, 1985; Fasham et al., 1990; Fasham, 1995; etc)을 이용해 왔다. 그 중에서도 특히, Fasham (1995)은 북대서양과 북태평양의 식물플랑크톤의 계절변화를 설명하기 위하여 간단하지만 표층 혼합층내 물질순환과정의 본질을 잘 표현한 혼합층모델을 작성했다. 그의 모델에는 혼합층내의 빛조건과 생물량을 적분량으로 취급하여 신생산을 덧붙인 혼합층하부로부터의 영양염 관측 값을 이용한 entrainment로서 모델화하고 있다. 그리고 북태평양 Ocean Weather Station P 지점의 춘계 식물플랑크톤 증식 (bloom)의 부재가 동물플랑크톤의 강한 포식의 가능성을 시사하고 있다. 이 모델은 식물플랑크톤 춘계증식을 표현하기 위하여 지금까지 많은 연구자에 의해 사용되고 있다 (Kwamiya et al., 1995; McGillicuddy et al., 1995; Eigenheer et al., 1996; etc). Eigenheer et al. (1996)는 Fasham et al. (1990)의 모델을 이용하여 1976년 춘계 Fladenground Experiment 관측 자료를 이용하여 식물플랑

크톤 증식의 재현을 시도했다. 그들은 또 4개의 다른 혼합층모델을 시도하면서 생태계모델의 민감도해석을 행했고, 그 결과 수온약층 형성이 식물플랑크톤 증식을 불러일으키는 출발점으로서 중요하다는 것을 지적하였다.

해색 원격탐사 (ocean color remote sensing)는 해수 중에 포함된 다양한 물질의 양과 종류를 위성이나 항공기 등에 탑재된 센서로 측정된 가시광선 영역의 water-leaving radiance 자료로부터 추출하는 것으로, 해색이 변하는 원리를 이용한 것이다. 인공위성 해색 센서의 가장 큰 장점은 넓은 해역의 색소농도 변동을 동시에 파악할 수 있다. 해색 센서에서 관측된 자료는 많은 연구자들에 의해 전지구 규모나 지역 규모에 대한 해양 표층에서의 식물플랑크톤 증식을 연구하는데 중요하다는 것이 증명되었다 (Ishizaka et al., 1992; Yoder et al. (1993); Banse and English (1994); Obata et al., 1996; Kim et al., 2000). Kim et al. (2000)은 동해 전체 해역의 식물플랑크톤 색소농도의 시·공간변동을 EOF (empirical orthogonal function)해석과 임계심도 (critical depth) 이론을 적용하여 춘·추계 식물플랑크톤 증식의 발생시기를 추정했다. 또한 그들은 동해 극전선을 중심으로 한 남북해역의 식물플랑크톤 춘계증식 시기가 남부해역은 4월에, 북부해역은 5월에 발생한다고 제시하였다.

인공위성 영상은 표층에서 관측된 것이지만 해면에서 표

<sup>†</sup>Corresponding author: swkim@mail1.pknu.ac.kr

층 혼합층 하부까지 식물플랑크톤 색소농도가 일정하다고 가정하면 표층 혼합층 모델을 이용하여 혼합층내의 식물플랑크톤 색소농도를 추정할 수 있다. 본 연구에서는 먼저 이와 같은 가정의 타당성을 살펴보기 위하여 표층 혼합층 내의 클로로필 a 농도의 계절변화를 조사하였다. 또, 지금까지 많은 모델연구 (Cloern, 1991; Yoshimori et al., 1995, Oguz et al., 1996; etc)에서 혼합층하부 연직확산계수 추정的重要性을 지적하여 왔다. 본 모델의 경우, 연직확산은 혼합층하부의 entrainment rate에 대응한다. 본 연구의 목적은 식물플랑크톤의 계절변화를 entrainment rate의 크기와 동계 표층 혼합층의 차이에 주목하여 Kim et al. (2000)의 연구 결과에서 제시한 동해 남북해역의 춘계 식물플랑크톤 증식시기의 차이와 계절변화를 Fasham (1995)의 표층 혼합층 모델을 이용하여 동해 식물플랑크톤 증식의 발생과 종료에 대한 원인을 추정하고자 하였다.

**자료 및 방법**

**PM 선상의 수온, 영양염 및 클로로필 a 농도의 계절 변화**

본 연구에 사용한 자료는 일본 마이쥬루 해양기상대 발행의 해양속보에 게재된 관측점 (Fig. 1에 나타낸 ●표시) PM-1~9의 각종 채수자료인 CTD 수온값, 질산염 (Nitrate-nitrogen,  $\mu\text{mole/L}$ )과 클로로필 a ( $\mu\text{g/L}$ )이다. 동계 해면냉각시기에 식물플랑크톤 색소농도의 증감에 중요한 제한요소인 혼합층하부의 영양염농도를 추정하기 위하여 질산염 농도를 조사했다. 동해의 경우, 식물플랑크톤 색소농도의 영양염 제한요소는 인산염보다는 질산염에 의존 (Imai et al., 1990)하기 때문에 질산염 자료를 이용했다. 일본 마이쥬루 해양기상대의 해양관측정선인 PM선은 1년에 4회 관측을 수행하고 있으며, 동해 극전선을 북쪽 한계로 하고 대마난류해역을 거의 남북으로 횡단하는 관측 정선이다 (Fig. 1). 이 자료의 관측 심도는 0-3000 m이지만 CTD 관측에 의한 수온값과 동시에 채수한 질산염은 0-500 m 자료이다. 질산염과 수온값과의 계절변화를 살펴보기 위하여 동계 (1-2월)는 1994-1997년의 4년간, 춘계 (4-5월), 하계 (6-7월) 및 추계 (10-11월)는 1993-1997년의 5년간 자료를 이용했다.

각 계절의 PM-1~9의 전체 정점을 평균한 질산염농도 (○표시)와 수온값 (●표시), 그리고 표준편차 (error bar)의 연직 분포를 200 m 이하의 수심에 대하여 Fig. 2에 나타내었다. 여기서 점선으로 표시한 것은 해표면 수온값과 Kim and Isoda (1998)가 해표면 수온값에서 수온차가  $-1^{\circ}\text{C}$ 인 수심을 표층 혼합층으로 정의한 것을 나타내었다.

동계 수온과 질산염농도의 연직분포를 보면 수온값 ( $9^{\circ}\text{C}$ )과 질산염농도 ( $5 \mu\text{mole/L}$ )는 약 100 m 이하의 얇은 혼합층내에서 거의 일정한 것을 알 수 있다. 춘계가 되면 해표면 가열에 의해 표층 혼합층은 20 m 이하로 얇아지고,

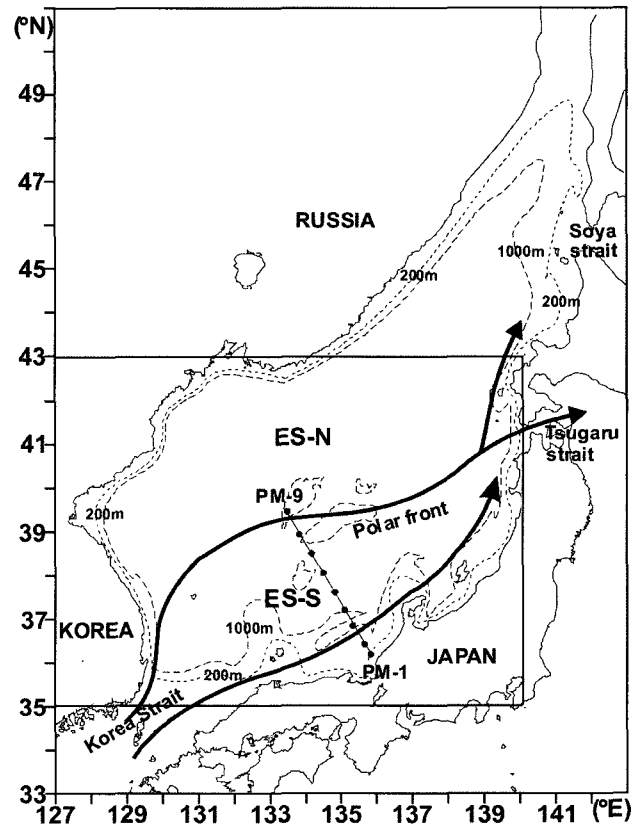


Fig. 1. The black line box indicates the study area in the East Sea (southern area (ES-S) and northern area (ES-N)). PM-line shows locations of the oceanographic stations for Maizuru Marine Observatory.

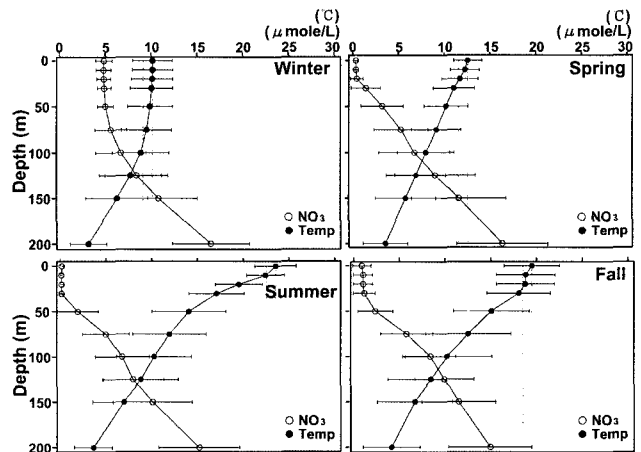


Fig. 2. Vertical profiles of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and nitrate-N ( $\mu\text{mole/L}$ ) in four seasons along the PM-line. Dotted lines indicate the range of sea surface temperature minus  $1.0^{\circ}\text{C}$ .

질산염농도는 혼합층내에 거의 없다. 해표면 가열이 극대가 되는 하계에는 표층 수온이 급격히 상승하기 때문에 혼합층

하부에는 강한 수온약층이 형성되고 이때 표층혼합층 깊이는 10 m 정도이다. 또, 질산염농도는 표층에서 수심 30 m까지 거의 영 (0)에 가깝다. 해표면 냉각이 시작되는 추계는 하계에 형성된 강한 성층이 파괴되어 약 30 m 부근에 혼합층이 형성되고, 질산염 농도는 1  $\mu\text{mole/L}$ 까지 증가하는데 이것은 하층수의 entrainment에 의한 것이라 사료된다.

각 계절의 PM-1~9의 질산염농도 ( $\mu\text{mole/L}$ , ○표시)와 클로로필 a ( $\mu\text{g/L}$ , ●표시)의 평균값과 표준편차의 연직 분포도를 200 m 이하의 수심에 대하여 Fig. 3에 나타내었다. 여기서 점선으로 표시한 것은 표층혼합층 수심을 나타낸 것이다. 동계 클로로필 a 농도는 수심 20 m에서 극대가 나타나지만, 약 100-125 m 깊이까지 0.3-0.4  $\mu\text{g/L}$ 의 높은 값이 나타났다. 이 클로로필 a 농도를 혼합층내에서 연직적 분하면 약 2.0  $\mu\text{g/L}$ 로 동계에도 비교적 고농도값을 나타내고 있다. 춘계는 표층혼합층 하부의 수심 30 m 부근에 고농도(약 1  $\mu\text{g/L}$ )의 피크를 나타내고, 이 농도는 사계절 중에서 가장 높은 값이다. 하계의 표층 부근은 질산염농도와 클로로필 a 값이 거의 고갈되었고 중층 극대는 춘계보다 깊은 50 m 수심에 나타났다. 추계 혼합층내의 클로로필 a 농도는 질산염농도의 증가에 대응하여 증가하고 (약 0.7  $\mu\text{g/L}$ ), 중층 극대는 소멸된 것을 알 수 있다.

본 연구에서 이용할 표층혼합층 모델은 위에서 서술한 중층 클로로필 a 극대는 표현할 수 없는 모델이다. 그러나 혼합층내의 클로로필 a 농도가 연직적으로 거의 균일하기 때문에 표층혼합층 모델을 이용하여 위성영상에서 얻은 표층 식물플랑크톤 색소농도로부터 혼합층내의 색소농도를 추정할 수 있으리라 사료된다.

**표층혼합층 모델**

본 연구에서는 Fig. 1에 나타낸 북위 39° 부근에서 동서

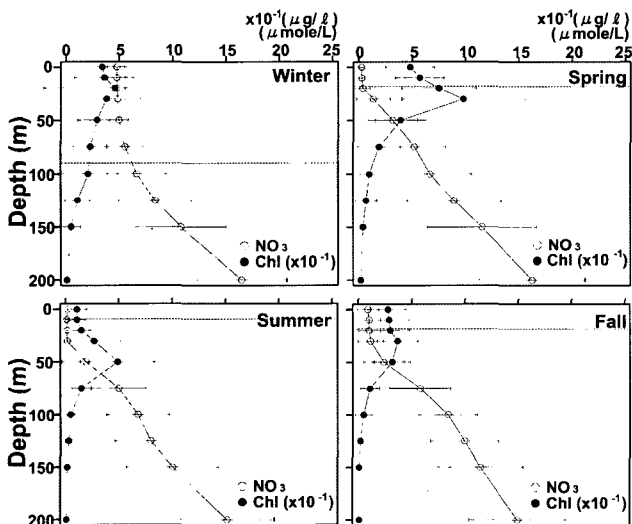


Fig. 3. Vertical profiles of chlorophyll-a ( $\mu\text{g/L}$ ) and nitrate-N ( $\mu\text{mole/L}$ ) in four seasons along the PM-line. Dotted lines indicate the mixed layer depth.

로 존재하는 극전선을 중심으로 한 남쪽의 대마난류지역 전체를 통해 남부해역 (ES-S), 극전선 이북 전체를 통해 북부해역 (ES-N)으로 크게 두 해역으로 구분하였다. 본 모델은 1차원 Box 모델로서 간헐적인 storm events, 용승, 내부파 등과 같은 물리 과정에 의한 혼합층 내의 물질 혼합에 관한 것을 일정한 entrainment rate ( $\text{m}\cdot\text{day}^{-1}$ )로 파라미터화하였다. 그리고 동해 남북해역의 식물플랑크톤의 계절변화를 재현하기 위하여 표층혼합층내의 4개 요소를 고려하여 혼합층내의 질소순환을 표현한 것이다. 즉, 식물플랑크톤 (P, Phytoplankton), 동물플랑크톤 (Z, Zooplankton), 비생물 유기물 (D, Detritus) 및 영양염 (N, Nutrient)이다. 모델에서 물리적인 조건은 표층혼합층과 해표면 일사량 그리고 entrainment rate의 계절변화이다. 모델에서 사용하고 있는 대부분 파라미터의 초기 값은 Fasham et. (1990)과 Fasham (1995)에서 얻은 것이지만, 동해의 생태계를 설명하기 위하여 일부 파라미터는 보정했다 (Table 1). 예를 들면,  $\sigma_m$ 은 Evans and Parslow (1985), Wroblewski (1989), Franks and Chen (1996)의 값을,  $\Phi_p$ 는 Wroblewski (1989)와 Fasham (1995)의 값을,  $\beta_p$ 는 Franks and Chen (1996)의 값을 이용했다. 이들 파라미터 값은 위성영상에서 얻은 식물플랑크톤 색소농도의 계절변화를 표현하기에 적당한 값이고 기타 해역에서 일반적으로 사용하고 있는 값을 본 모델에 적용한 것이다.

각 4 요소 사이의 질소순환 흐름을 Fig. 4에 나타내었다. P의 질소 이용은 혼합층내의 빛 환경과 질소의 양에 의존하여 증가하고, 사망 ( $\Phi_p$ ) 및 Z에 의한 포식으로 P안의 질소는 감소한다. Z의 질소 이용은 P의 포식에 의한 증가와 배설에 의해 직접 질소 (실제로는 암모니아 질소)로 되는 것과 사망 ( $\Phi_z$ )에 의해 감소한다. D는 P와 Z의 사망에 의해 증가하고 D의 일부는 혼합층 밖으로 침강하여 되돌아 오지 않지만, 그 나머지는 박테리아 등의 분해에 의해 질소에 추가된다. 질소는 혼합층 하부 entrainment에 의한 공급, Z의 배설 및 D의 분해에 의해 증가한다.

**1) 표층혼합층내의 각 요소의 취급방법**

혼합층 깊이(M)의 시간변화  $h(t)$ 는 Fig. 5에 나타낸 M의 관측결과로부터 다음과 같이 구할 수 있다.

$$\frac{dM}{dt} = h(t) \tag{1}$$

이 혼합층의 시간변화가 수주에 포함된 농도에 미치는 효과를 Fig. 5에 모식도로 나타내었다. 식물플랑크톤의 경우, 혼합층 감소기는 해표면 가열에 의해 혼합층이 현저하게 얇아지기 때문에 혼합층 하부의 영향은 없는 것으로 했다. 그리고 혼합층이 감소할 때, 깊은 수주에 포함된 식물플랑크톤은 혼합층 밖에 남고, 혼합층내의 농도는 변화없이 일정하게 유지하도록 했다. 혼합층 증가기에 수주에 포함된 식물플랑크톤농도는 혼합층이 깊어짐에 따라 수주가 증가하기 때문에 농도는 희석된다. 이 때, 해표면 냉각에

Table 1. Model parameters values used for simulating the annual cycle in the East Sea

Parameter	Symbol	Units	Value
Phytoplankton max. growth rate	$\sigma_m$	day <sup>-1</sup>	2.0
Initial slope of P-I curve	$\alpha$	(Wm <sup>-2</sup> ) <sup>-1</sup> day <sup>-1</sup>	0.05
Phytoplankton mortality rate	$\phi_p$	day <sup>-1</sup>	0.05
Nitrate half-saturation constant	$k$	mmol N m <sup>-3</sup>	0.2
Zooplankton max. Grazing rate	$G_z$	day <sup>-1</sup>	1.0
Zooplankton grazing parameter	$\epsilon_z$	(mmol N m <sup>-3</sup> ) <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	2.0
Zooplankton assimilation efficiency	$\beta_z$		0.3
Zooplankton excretion rate	$\mu_z$	day <sup>-1</sup>	0.11
Detrital sinking rate	$V$	m day <sup>-1</sup>	5.0
Detrital breakdown rate	$\phi_d$	day <sup>-1</sup>	0.05
Diffusion mixing rate	$m$	m day <sup>-1</sup>	3.5
Mixed layer depth	$M$	m	As Fig
Critical depth for nutrient profile	$Z_s$	mmole N m <sup>-3</sup>	300
NO <sub>3</sub> s value for depth < $Z_s$	$NO_{3s}$	mmole N m <sup>-3</sup>	24.0
Constants for linear nutrient profile for depth $\geq Z_s$	$a$	mmole N m <sup>-3</sup>	0.9
	$b$	mmole N m <sup>-3</sup>	0.083
Extinction coefficient of sea water	$k_w$	m <sup>-1</sup>	0.04
Phytoplankton self-shading coefficient	$k_c$	m <sup>2</sup> (mmole N) <sup>-1</sup>	0.06

$\sigma_m$ : Evans and Parslow (1985), Wroblewski (1989), Franks and Chen (1996);  
 $\alpha, \mu_z$ : Fasham et al. (1990) (parameter range);  $\phi_p$ : Wroblewski(1989), Fasham (1995);  
 $\beta_z$ : Wroblewski (1989), Fasham (1995), Oguz et al. (1996);  $G_z, V, \phi_d, k_w, k_c$ : Fasham (1995)

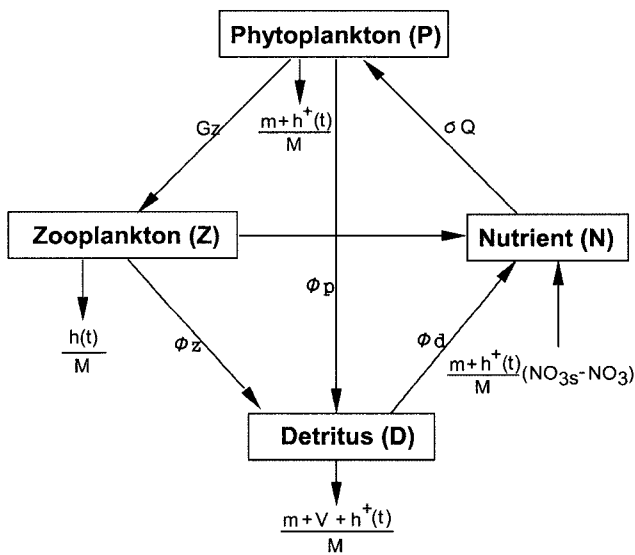


Fig. 4. Structure of the 4-compartment mixed layer ecosystem model. The open-ended arrows at the bottom of each compartment represent flow to or from the ocean below the mixed layer.

의한 표층으로부터 성층 파괴에 의해 하층수의 공급이 이루어지므로 적당한 entrainment rate를 고려했다. 여기서 entrainment는 혼합층하부와 혼합층내의 농도차에 entrainment rate (ER: m·day<sup>-1</sup>)를 고려하였고, 식물플랑크

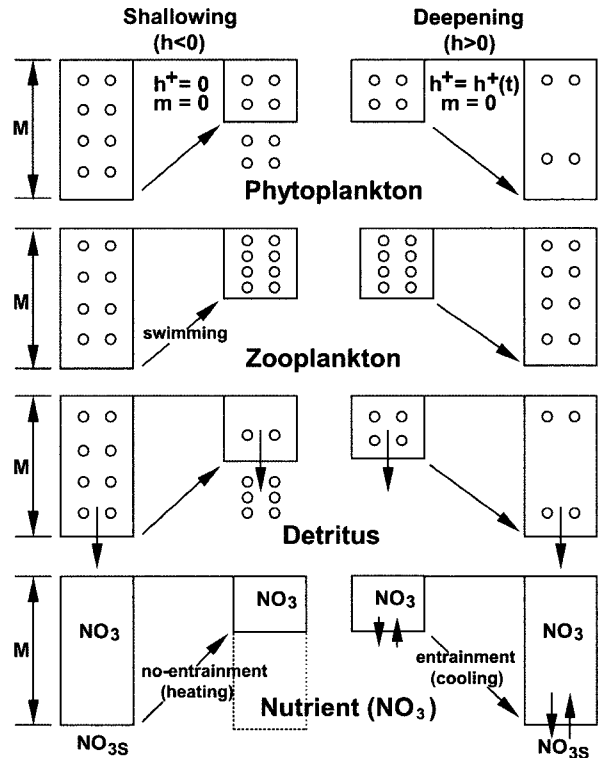


Fig. 5. A schematic diagram of phytoplankton, zooplankton, detritus, and nutrient by the effect of deepening or shallowing of the mixed layer on the entrainment.

톤의 혼합층하부 농도는 항상 영 (0)이 되도록 했다.

동물플랑크톤은 유영능력이 있기 때문에 혼합층 증감에 관계없이 항상 혼합층내에 존재하도록 가정했다. 따라서 혼합층 감소기에는 농도가 높고, 증가기에는 농도가 낮다. 비생물유기물 (detritus)은 식물플랑크톤과 형태는 기본적으로 동일하지만, 침강속도를 고려하여 항상 일정 비율로 혼합층 밖에 침강하여 순환되지 않는 것으로 했다.

영양염은 혼합층 감소기에 혼합층하부로부터 영양염의 공급이 없고, 혼합층 증가기에는 적당한 entrainment rate를 고려했다. 혼합층하부의 영양염농도는 PM선에서 관측한 값을 이용했다.

## 2) 식물플랑크톤

혼합층내의 식물플랑크톤은 식 (2)의 미분방정식에 따른다.

$$\frac{dP}{dt} = \sigma Q(N)P - \phi_p P - G_z(P)Z - \frac{(m + h^+(t))P}{M} \quad (2)$$

여기서, 제 1항의  $\sigma$ 는 혼합층내 식물플랑크톤의 일평균 성장률,  $Q(N)$ 은 식물플랑크톤의 영양염 제한요소, 제 2항의  $\phi_p$ 는 식물플랑크톤의 사망률, 제 3항의  $G_z$ 는 식물플랑크톤(P)에 대한 동물플랑크톤의 포식률, 마지막 항은 식물플랑크톤에 대한 혼합층의 시간변화에 동반한 entrainment 이다.

혼합층내의 광합성에 의한 식물플랑크톤의 일평균 성장률  $\sigma$  ( $\text{day}^{-1}$ )은 (3)식에 의해 구해진다.

$$\sigma = \frac{1}{M} \int_0^M F[I_0(t) \cdot a(z, P)] dz \quad (3)$$

여기서,  $F(I)$ 는 광합성과 빛 (또는 P-I 곡선)의 관계를 나타내는 함수이고, 어떤 수심  $z$ 의 빛의 세기  $I$ 는  $I_0(t) \cdot a(z, P)$ 로 표현된다.  $I_0(t)$ 는 수평면 입사태양광의 하루변화이고 Ikushima (1967)에 의한 식 (4)를 이용하여 구하였다.  $a(z, P)$ 는 수심과 식물플랑크톤에 대한 소산계수이다.

$$I_0(t) = I_{0\max} \cdot \sin^3(\pi/\tau \cdot t) \quad (4)$$

여기서,  $I_{0\max}$ 는 태양고도가 최고시의 해표면 빛의 세기 (최강일사량),  $t$ 는 시간,  $\tau$ 는 일조시간, 즉 일출 (6시)에서 일몰 (18시)사이의 12시간이며, 이외의 시간(야간)은  $I_0(t)$ 를 영으로 했다.  $I_{0\max}$ 의 일변화는 Hirose et al. (1996)에 의해 작성된 동해 전해역의 1도 격자별  $Q_s$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ )를 전체 격자별 평균한 관측값을 표현하기 위하여 아래와 같이 간단한 사인곡선으로 근사화했다.

$$I_{0\max} = 125 - 70 \cdot \sin(2\pi/(Tt) \cdot ty + 2\pi \cdot (4/12)) \quad (5)$$

여기서,  $Tt$ 는 1년 주기이고,  $ty$ 는 시간,  $2\pi \cdot (4/12)$ 는 일사량이 최대인 월 (5월)의 위상차이다.

$a(z, P)$ 는 Lambert-Beer의 법칙에 따라 식 (6)과 같이 기술할 수 있다.

$$a(z, P) = \exp[-(k_w + k_c P)z] \quad (6)$$

여기서,  $k_w$ 는 해수의 소산계수,  $k_c$ 는 식물플랑크톤의 self-shading 계수이며,  $k_w$ 는  $0.04 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ ,  $k_c$ 는  $0.06 \text{ (mmol N}^{-1}\text{)}$ 으로 각각 Fasham (1995)의 값을 사용했다. 결과적으로 빛의 세기  $I = I_0(t) \cdot a(z, P)$ 에서 혼합층내 각수심의 성장률은 식 (7)을 적분함으로써 구해진다.

$$F(I) = \sigma_m [1 - \exp(-\alpha I / \sigma_m)] \quad (7)$$

여기서,  $\sigma_m$ 는 식물플랑크톤의 최대성장률,  $\alpha$ 는 P-I 곡선의 기울기이다.

식물플랑크톤 성장에 의한 이용제한은 일반적으로 사용되는 Michaelis-Menten 식 (8)을 이용했다.

$$Q(N) = \frac{V_{\max} \cdot N}{k + N} \quad (8)$$

여기서,  $V_{\max}$ 는 영양염 섭취 최대속도,  $k$ 는 영양염 반포화상수,  $N$ 은 영양염농도이다.

피포식자인 식물플랑크톤 (P)에 대한 동물플랑크톤 포식률  $G_z(P)$ 는 식 (9)와 같다.

$$G_z(P) = \frac{g \epsilon P^n}{g + \epsilon P^n} \quad (9)$$

여기서,  $g$ 는 동물플랑크톤 최대 포식률,  $\epsilon$ 은 동물플랑크톤 포획률이다. 식 (9)에서  $n=1$ 일 때는 일반적인 Michaelis-Menten 식이 되고,  $n=2$ 일 때는 비선형항이 포함되어 있는 Holling type III가 된다 (Steele and Henderson, 1981). 본 모델에서는  $n=2$ 를 적용하여 동물플랑크톤의 포식률을 계산했다.

## 3) 동물플랑크톤

혼합층내 동물플랑크톤은 식 (10)에 의해 구할 수 있다.

$$\frac{dZ}{dt} = \beta_z G_z(P)Z - \mu_z Z - \frac{h(t)Z}{M} \quad (10)$$

여기서,  $\beta_z$ 는 동물플랑크톤 동화효율,  $\mu_z$ 는 동물플랑크톤 배설률이다. 기타 파라미터는 식물플랑크톤에서 설명한 것과 동일하다. 동물플랑크톤의 성장은  $\beta_z \cdot G_z(P)$ 에 의존하고,  $\beta_z$ 는 0.3 (Franks and Chen, 1996)을 이용했다. 한편, 동물플랑크톤 동화효율 ( $\beta_z$ )의 나머지 ( $1 - \beta_z$ )는 배설과 사망에 의해 비생물유기물에 첨가된다.

## 4) 비생물유기물

혼합층내 비생물유기물은 식 (11)에 의해 구해진다.

$$\frac{dD}{dt} = (1 - \beta_z)G_z(P)Z + \phi_p P - \phi_d D - \frac{(m + V + h^+(t))D}{M} \quad (11)$$

여기서,  $(1 - \beta_z)$ 는 동물플랑크톤의 배설과 사망률(Fig. 3의  $\phi_z$ ),  $\phi_d$ 는 비생물유기물 분해율,  $V$ 는 비생물유기물 침강속도이다. 혼합층내 비생물유기물은 식물플랑크톤과 동물플랑크톤의 사망에 의해 증가한다. 비생물유기물 감소는

일부가 박테리아 등의 분해에 의해 영양염에 부가되는 것과 혼합층 밖으로 떨어져 회귀하지 않는 것으로 했다.

5) 영양염

혼합층내의 영양염은 식 (12)에 의해 구해진다.

$$\frac{dN}{dt} = -\sigma Q(N)P + \mu_z Z + \phi_a D + \frac{m+h^*(t)}{M} (N_s - N_i) \quad (12)$$

여기서,  $N_s$ 는 혼합층하부 영양염이고,  $N_i$ 는 혼합층내 영양염농도이다.

먼저, 혼합층하부의 영양염  $N_s$ 는 마이쯔루 해양기상대 발행의 해양수보에 게재된 1993-1997년의 1-11월에 관측된 PM-1-9의 각층 채수 자료 중에서 질산염질소 (Nitrate-nitrogen)의 5년간 자료로부터 각층 평균값을 수심 500 m까지 선형 보간에 의해 구하였다 (Fig. 6). Fig. 6에 나타난 연평균 관측값은 수심과 함께 거의 선형관계를 나타내고 있다. 수심 100 m 보다 얕은 곳에 나타나 있는 혼합층하부의 계절별 평균값 (● 표시)도 거의 이 직선에 놓여있는 것을 알 수 있다. 따라서 혼합층하부 영양염은 식 (13)으로 근사화할 수 있다.

$$\begin{aligned} N_s &= N_i^* & M > M^* \\ N_s &= a + bM & M \leq M^* \end{aligned} \quad (13)$$

여기서,  $N_i^*$ 는 수심 300 m 보다 깊은 곳의 영양염으로서  $24 \text{ mmol N/m}^3$ 의 일정값, a와 b는 선형적인 영양염 분포를 표현한 계수이고, 각각  $0.9 \text{ mmol N/m}^3$ 과  $0.083 \text{ mmol N/m}^4$ ,  $M$ 은 혼합층두께,  $M^*$ 는 300 m 이심의  $N_s$ 의 농도변화가 없는 경계심도이다. 따라서  $M$ 이  $M^*$ 보다 깊을 경우  $N_s = N_i^*$ 가 된다.

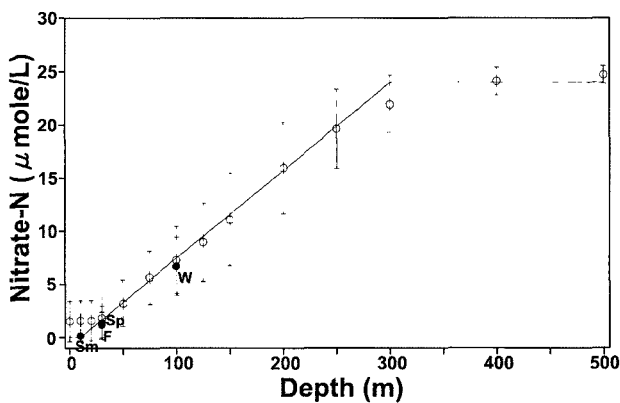


Fig. 6. Vertical gradient of nitrate below the mixed layer. Open cycle indicates mean values of nitrate with depth. Solid cycle indicates the mean values on the four seasons (W: winter, Sp: spring, Sm: summer, and F: fall).

6) 표층혼합층의 모델화

동해의 혼합층 두께는 Kim and Isoda (1998)가 계산한 동해 전 해역의 1도 간격의 혼합층 두께의 월 변화 값을

전부 중첩하여 Fig. 7(a)에 나타내었다. 혼합층이 가장 깊은 시기는 동계 2월이고, 수심 200 m 이상의 깊은 혼합층이 나타난 곳은 극전선 북쪽해역이다. 해표면 가열기의 하계 혼합층 깊이는 전 격자에서 10 m 정도이고, 해표면 냉각기인 10월부터 혼합층이 다시 깊어지는 것을 알 수 있다. 여기서 혼합층 모델은 실제 관측값을 표현하기 위하여 Fig. 7(b)와 같이 모델화했다.

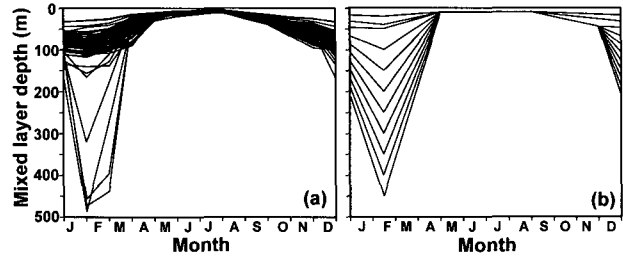


Fig. 7. Monthly mean mixed layer depth of the in situ data (a) and daily mean mixed layer depth calculated by the model (b).

결과 및 고찰

Entrainment rate의 변화에 따른 모델의 응답특성

본 모델의 entrainment rate (ER:  $\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$ )가 어느 정도 값이 되면 위성영상에 나타난 연 2회의 식물플랑크톤 색소 농도 증식을 나타내는 가를 조사했다. 여기서는 대마난류 해역에 해당하는 동계 2월의 최대 혼합층 깊이가 100 m의 경우를 이용하여 ER의 크기에 따른 식물플랑크톤과 동물플랑크톤의 계절변화를 나타낸다.

식물플랑크톤과 동물플랑크톤의 각 계절변화를 Fig. 8에 나타내었다. ER 값을  $0.1-10.0 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$  까지 변화시켜서 종축의 위에서 아래로 갈수록 값이 크게 된다. 또, 2월 중순에서 8월에 걸쳐 해표면 가열에 의해 혼합층이 얕아지는 시기의 점선 영역 안을 ER=0으로 하였다.

식물플랑크톤은 ER의 크기에 따라서 (1) 탁월한 추계

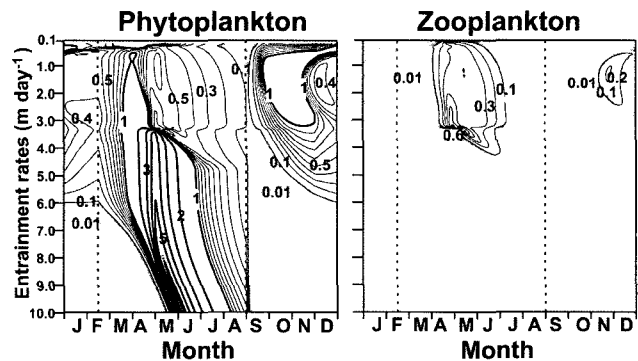


Fig. 8. Seasonal variation of phytoplankton and zooplankton derived by the model in a sensitivity experiment with increasing an entrainment rates on the mixed layer depth of 100 m in February. Units are  $\text{mmole} \cdot \text{N/m}^3$ .

식물플랑크톤 증식 ( $ER \leq 2.5 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ ), (2) 춘계와 추계의 연 2회의 증식 ( $2.5 < ER < 4.0 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ ), (3) 탁월한 춘계에서 하계의 증식 ( $ER \geq 4.0 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ )으로 크게 3개의 계절변화 패턴이 나타난다. 동물플랑크톤은 식물플랑크톤의 증가로부터 1개월 늦게 나타난다. 그러나,  $ER > 4.5 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ 가 되면, 동물플랑크톤은 존재하지 않고, 식물플랑크톤 발생만 있다. 이 동물플랑크톤 사멸은 동계의 깊은 혼합층 시기에 현저히 낮은 식물플랑크톤 양 때문으로 사료된다.

이상의 결과에서 관측된 대마난류해역의 연 2회 식물플랑크톤 증식은  $2.5 < ER < 4.0 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ 의 범위에서 재현되는 것을 알았다.

#### 동계 혼합층 차이에 따른 모델의 응답특성

춘계와 추계의 연 2회 식물플랑크톤 증식을 표현하는 파라미터 범위에 있는  $ER = 3.0 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ 를 이용하고 동계 2월의 혼합층 깊이를 변화시켜 식물플랑크톤, 동물플랑크톤, 비생물유기물 및 영양염의 계절변화를 조사했다 (Fig. 9). 동계 2월의 혼합층 깊이를 10-400 m 까지 변화시켜 종축의 위에서 아래로 갈수록 2월의 혼합층이 깊어지고, 점선 영역내는 Fig. 8과 같이  $ER = 0$ 으로 한 기간이다.

전체적인 경향은 2월 혼합층이 깊어질수록 춘계증식이 크게 늦어지고, 식물플랑크톤의 양은 많아지는 것을 알 수 있다. 이것은 동계에 혼합층이 깊을수록 혼합층내 수주의 평균 빛의 양이 적기 때문에 동계의 식물플랑크톤 양이 적

어 춘계 증식 시기가 늦어지지만, 동계에 혼합층하부에서 혼합층내에 고농도의 영양염이 공급에 의해 식물플랑크톤 증식 때 그 양이 많게 된다. 반면에, 추계 증식 시기는 동년 2월의 혼합층 깊이의 차이에 의존하기 않고, 추계 혼합층이 깊을수록 빛의 양이 적어져 식물플랑크톤 양이 적어지는 결과를 나타내며, 이 시기는 춘계 증식과 반대로 동계 혼합층이 얇을수록 늦어지는 경향이 보인다.

극전선을 포함한 대마난류해역 내의 2월의 혼합층 깊이는 80-100 m에 해당하며 (Kim and Isoda, 1998), 이 범위 정도의 혼합층 깊이의 차이에서는 춘계와 추계 증식 유형은 거의 변화가 없음을 나타내고 있다. 동계 2월의 혼합층 깊이가 200 m 이상인 극전선 북부해역이 대마난류해역에 비해 춘계증식이 늦어지는 경향은 본 모델에서 어느 정도 재현되었다고 사료된다.

동물플랑크톤 증가는 춘계 식물플랑크톤 증식 후에 나타나기 때문에 동계 혼합층이 얇을수록 춘계에, 깊을수록 하계에 일어난다. 이와 같은 동물플랑크톤량의 계절변화는 마이쓰루 해양기상대 발행 (1997)의 1960-1991년도 동물플랑크톤 관측자료를 분석한 Hirota and Hasegawa (1999)의 관측결과에도 유사하게 나타났다. Hirota and Hasegawa (1999)는 동해 북위  $33^{\circ}$ - $48^{\circ}$ N, 동경  $128^{\circ}$ - $142^{\circ}$ E 선상에 둘러싸인 해역을 대상으로, 망목폭이 약 0.35 mm 플랑크톤네트에서 채집한 시료 (최고수심이 200 m 이하) 34,379건을 집계하고 있다. 그 결과, 동물플랑크톤 현존량의 계절변화는 대체로 3개의 해역으로 나누고 있다. 즉, 연중 계절변화가 작은 쓰시마/대한해협 주변해역, 춘계가 추계보다 동물플랑크톤의 양이 탁월하고 연 2회의 피크가 나타나며 특히 추계에 주야의 농도차가 작은 대마난류해역, 춘계와 하계에 높은 동물플랑크톤의 양을 나타내고 춘계와 추계가 동시에 주야의 차가 큰 극전선 북부해역으로 나누고 있다.

그들 결과의 일부인 수심 100 m의 수온  $4^{\circ}\text{C}$  이하의 극전선 북부해역과 수온  $4^{\circ}\text{C}$  이상의 대마난류해역의 동물플랑크톤의 계절변화를 보면, 동물플랑크톤의 양은 극전선 북부해역의 춘계-하계에 걸쳐서 많고, 대마난류해역은 춘계에 많고 추계에 적은 연 2회의 피크를 나타내고 있다. 이 자료의 대부분은 해표면에서 수심 약 150 m에서 채집한 적분값이기 때문에 반드시 표층혼합층내 동물플랑크톤의 양은 아니다. 그러나, 대마난류해역은 춘계와 추계의 2회 피크, 북부해역은 하계를 중심으로 한 피크를 나타내고 있다. 모델 결과에는 아직 많은 정량적인 문제 (동물플랑크톤의 종류나 생활방식의 표현 부족 등)는 있지만, 정성적으로는 동해 남북해역의 동물플랑크톤의 계절변화를 잘 재현했다고 사료된다.

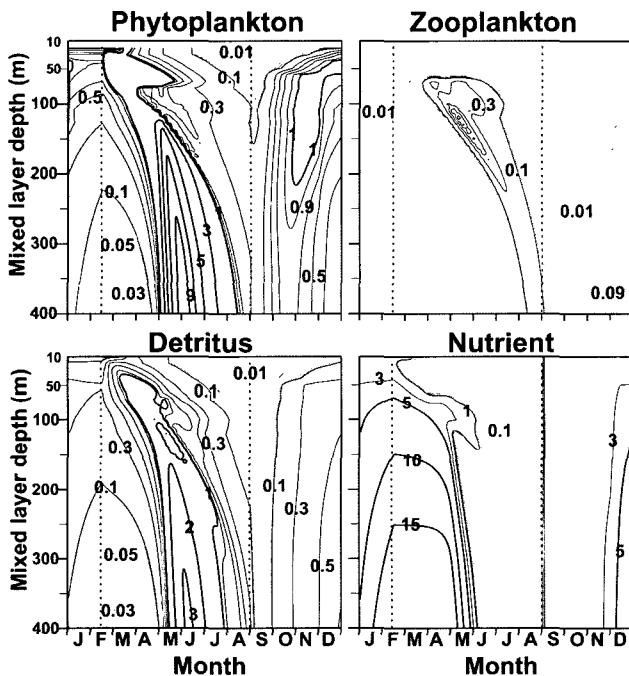


Fig. 9. Seasonal variations of phytoplankton, zooplankton, detritus and nutrient derived by the model in a sensitivity experiment with increasing a mixed layer depth in February where the entrainment rates is  $3 \text{ m} \cdot \text{day}^{-1}$ . Units are  $\text{mmole} \cdot \text{N} / \text{m}^3$ .

#### 극전선 남북해역의 식물플랑크톤의 계절변화

극전선을 경계로 2월 혼합층 깊이가 얇은 해역 (수심 100 m)을 대표한 대마난류해역 (Fig. 10 (a), (b), (c)), 혼합층 깊이가 깊은 해역 (수심 240 m)을 대표한 극전선 북부

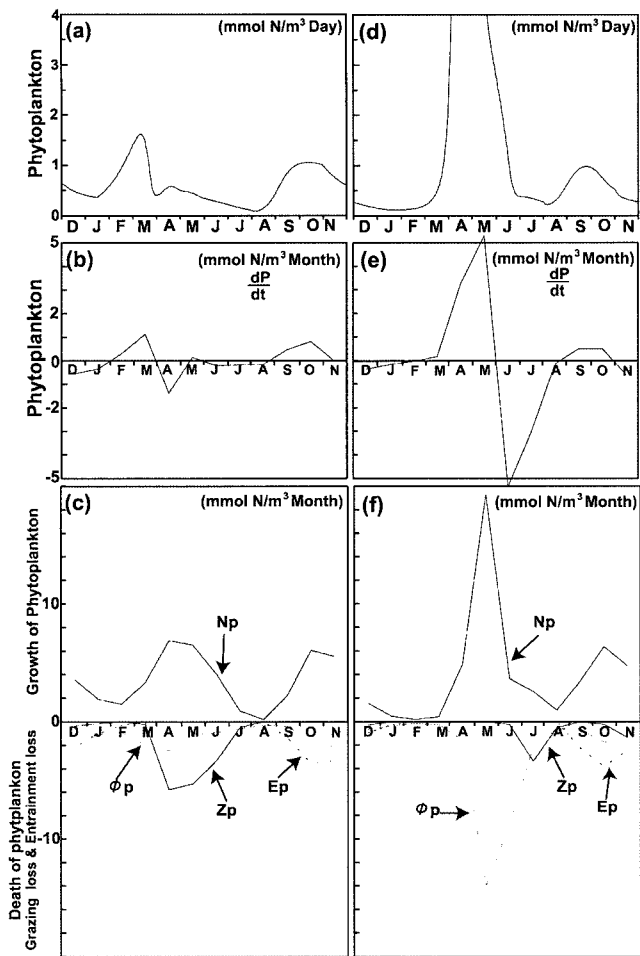


Fig. 10. Seasonal variation of phytoplankton in south (a, b, c) and north (d, e, f) regions of the boundary of polar front. Np, uptake of nutrient; Zp, zooplankton grazing;  $\Phi_p$ , phytoplankton mortality; Ep, entrainment on the phytoplankton.

해역 (Fig. 10 (d), (e), (f))에 대한 식물플랑크톤 양의 모델 계산 결과를 이용하여 식물플랑크톤 증식의 발생과 종료 원인을 살펴보았다.

동해 남부해역 (ES-S)과 동해 북부해역 (ES-N)의 식물플랑크톤 농도의 일변화 (상단), 월평균 식물플랑크톤의 시간변화량  $\frac{dP}{dt}$  (중단) 및 월평균 식물플랑크톤의 증감 요인 (하단)과 영양염 이용 (Np), 동물플랑크톤의 포식 (Zp), 식물플랑크톤의 사망 ( $\Phi_p$ ), entrainment에 의한 혼합층하부의 배제 (Ep)를 각각 Fig. 11에 나타내었다.

$\frac{dP}{dt}$ 의 계절변화는 ES-S와 ES-N 해역은 춘계와 추계 증식 전에 양의 값, 증식 후인 하계와 동계에 음의 값이고, ES-N해역의 춘계 증식 전후의 변화가 특히 큰 것을 알 수 있다 (Fig. 10 (b)와 (e)). 이 증감 원인을 분석하면 (Fig. 10 (c)와 (f)), ES-S와 ES-N해역의 춘계 증식은 Np에 의해

발생하지만 ES-S의 증식 종료는 Zp이고, ES-N의 증식 종료는 Zp와 관계도 있지만 주로 식물플랑크톤에 의한 영양염 고갈로  $\Phi_p$ 가 높은 것을 알 수 있다. 특히, JN해역에서 춘계 증식 종료 때인 7월경부터 Zp의 영향이 나타나기 시작하여 하계에 증가하는 동물플랑크톤 양에 대응하고 있다. 남부해역은 동계 혼합층이 비교적 얇기 때문에 성장에 전 수주에 성장에 필요한 광량과 함께 혼합층하부의 entrainment에 의한 영양염의 공급 때문에 동계에도 식물플랑크톤농도가 비교적 높게 계속되고 춘계에 혼합층이 얇아지고 빛 환경이 좋게되면 즉시 식물플랑크톤 증식이 발생한다. 동계 표층혼합층이 깊은 북부해역은 동계에 혼합층내에 들어있는 영양염농도는 높지만, 남부해역과 같은 춘계의 증식 시기에 혼합층내의 수주당 평균 빛의 양이 적기 때문에 식물플랑크톤 양은 매우 적게 나타난다. 따라서 북부해역은 동계 표층혼합층이 얇은 남부해역에 비하여 춘계에 식물플랑크톤 증가율은 높지만 빛 환경이 나쁘고 식물플랑크톤 증가량이 작아서 춘계 증식 시기가 늦어지는 것으로 사료된다. 본 연구의 모델에서는 수온을 고려하지 않았지만 Kim et al. (2000)이 제시한 것처럼 남부해역이 북부해역보다 봄철에 수온이 급격히 증가하기 때문에 두 해역의 춘계 증식의 차이가 있을 것으로 생각된다. 그리고 북부해역은 남부해역에 비하여 동계의 많은 영양염이 혼합층내에 존재하기 때문에 식물플랑크톤 증식이 시작되면 농도는 상대적으로 높다.

추계 증식의 발생과 종료는 두 해역이 유사한 형태로 나타나며, 혼합층 발달에 의한 Np에 의해 발생하고 동시에 Ep의 영향을 받아 증식이 종료되고 있다. 남부해역의 추계 증식 종료는 동계에 비교적 높은 식물플랑크톤 농도에 연결되기 때문에 명료하지는 않지만, Ep에 더하여 Np의 감소와  $\Phi_p$ 에도 의존하고 있다.

### 감사의 글

본 연구는 해양수산개발원의 2002년도 수산특정연구개발사업 “위성원격탐사기술을 활용한 어장 변동과 예측에 관한 연구”와 한국과학재단의 기초과학연구사업 “RS 및 GIS를 활용한 한반도 주변 해역의 해양환경 특성에 관한 연구”의 지원에 의해 수행된 연구결과의 일부이며, 이에 감사 드립니다.

### 참고 문헌

Banse, K. and D.C. English. 1994. Seasonality of coastal zone color scanner phytoplankton pigment in the offshore oceans. *J. Geophys. Res.*, 99, 7323-7345.  
 Cloern, J.E. 1991. Tidal string and phytoplankton bloom dynamics in an estuary. *J. Mar. Res.*, 49, 203-221.  
 Eigenheer, A., W. Kuhn and G. Radach. 1996. On the sensitivity of ecosystem box model simulations on mixed-layer depth estimates. *Deep-Sea Res.*, 43,



- 1011-1027.
- Evans, G.T. and J.S. Parslow. 1985. A model of annual plankton cycles. *Biol. Oceanogr.*, 3, 327-347.
- 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.
- Fasham, M.J.R. 1995. Variations in the seasonal cycle of biological production in subarctic oceans: A model sensitivity analysis. *Deep-Sea Res.*, 42, 1111-1149.
- Franks, P.J.S. and C. Chen. 1996. Plankton production in tidal fronts: A model of Georges Bank in summer. *J. Mar. Res.*, 54, 631-651.
- Hirose, N., C.H. Kim and J.H. Yoon. 1996. Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 52, 553-574.
- Hirota, Y. and S. Hasegawa. 1999. The zooplankton biomass in the Sea of Japan. *Fish. Oceanogr.* 8(4), 274-283.
- Ikushima, I. 1967. Ecological studies on the productivity of aquatic plant communities. III. Effect of depth on daily photosynthesis in submerged macrophytes. *Bot. Mag., Tokyo*, 80, 57-67.
- Imai, M., S. Ebara, H. Okimura and K. Kadono. 1990. On the nutrients in the Tsushima warm current water. *Umi to Sora*, 66, 93-111. (in Japanese)
- Ishizaka, J., H. Fukushima, M. Kishino, T. Saino and M. Takahashi. 1992. Phytoplankton pigment distributions in regional upwelling around the Izu Peninsula detected by coastal zone color scanner on May 1982. *J. Oceanogr.*, 48, 305-327.
- Kim, S.W. and Y. Isoda. 1998. Interannual variations of the surface mixed layer in the Tsushima current region. *Umi to Sora*, 74, 11-22. (in Japanese)
- Kim, S.W., S. Saitoh, J. Ishizaka, Y. Isoda and M. Kishino. 2000. Temporal and spatial variability of phytoplankton pigment concentrations in the Japan Sea derived from CZCS images. *J. Oceanogr.*, 56, 527-538.
- Kwamiya, M., M.J. Kishi, Y. Yamanaka and N. Suginoara. 1995. An ecological-physical coupled model applied to Station Papa. *J. Oceanogr.*, 51, 635-664.
- Maizuru Marine Observatory, Meteorological Agency of Japan (1966-91) Oceanographic Prompt Reports. 1997. Nos 170-373. (In Japanese)
- McGillicuddy, D., A.R. Robinson and J.J. McCarthy. 1995. Coupled physical and biological modeling of the spring bloom in the North Atlantic (II): Three dimensional bloom and post-bloom processes. *Deep-Sea Res.*, 8, 1359-1398.
- Obata, A., J. Ishizaka, M. Endoh. 1996. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *J. Geophys. Res.*, 101, 20657-20667.
- Oguz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, Suleyman Tugrul, N.P. Nezlin and U. Unluata. 1996. Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model. *J. Geophys. Res.*, 101, 16585-16599.
- Steele, J.H. and E.W. Henderson. 1981. A simple plankton model. *Ame. Natural.*, 117, 676-691.
- Yoder, J.A., C.R. McClain, G.C. Feldman and W.E. Esaias. 1993. Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentrations in the global ocean: A satellite view. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 181-193.
- Yoshimori, A., J. Ishizaka, T. Kono, H. Kasai, H. Saito, M.J. Kishi and S. Taguchi. 1995. Modeling of spring bloom in the Western Subarctic Pacific (off Japan) with observed vertical density structure. *J. Oceanogr.*, 51, 471-488.
- Wroblewski, J.S. 1989. A model of the spring bloom in the North Atlantic and its impact on ocean optics. *Limnol. Oceanogr.*, 34, 1563-1571.

---

2003년 1월 20일 접수

2003년 4월 21일 수리