

## 해저퇴적물의 광합성 색소 유도체 함량분포에 의한 마산만 부영양화 진행과정 추정

정창수 · 김석현 · 강동진 · 박용철<sup>1</sup> · 윤철호<sup>2</sup> · 홍기훈  
한국해양연구소 해양화학연구단, <sup>1</sup>인하대학교 해양학과,  
<sup>2</sup>기초과학지원연구소 서울분소

## A Study on the Evolution of Eutrophication in Masan Bay by Analyses of Pigment Derivatives from a Sediment Column

CHANG SOO CHUNG, SUK HYUN KIM, DONG JIN KANG, YONG CHUL PARK<sup>1</sup>,  
CHUL HO YOON<sup>2</sup>, AND GI HOON HONG

Chemical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea  
<sup>1</sup>Department of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea  
<sup>2</sup>Korea Basic Science Institute, Seoul 136-701, Korea

마산만 부영양화 진행과정을 파악하기 위하여 1994년 1월 모도부근 해저 주상퇴적물에 들어있는 엽록소 *a*, 유기탄소 및 유기물의 탄소 안정동위원소비 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) 수직분포를 조사하였다. 엽록소 *a*와 유기탄소함량은 퇴적물깊이가 증가함에 따라 감소하였다. 0~20 cm 깊이까지 평균 엽록소 *a* 함량 (페오피틴 *a* 제외)와 유기탄소함량은 각각  $9.6 \mu\text{g g}^{-1}$  (건조중량), 2.5%로서 높다. 퇴적물중 엽록소 *a* 함량 수직분포와 퇴적을 및 분해속도를 근거로 추정하면 마산만 부영양화는 약 1960년대부터 가속화된 것으로 예상된다. 유기탄소:엽록소 *a* 비가 25라 가정한다면 해저퇴적물로 향하는 유기탄소 플럭스는 약  $10 \text{ gCm}^{-2}\text{yr}^{-1}$ 이다. 이는 식물플랑크톤에 의해 고정된 탄소 중 약 1.3%가 해저에 축적됨을 암시한다.

The down-core distribution of chlorophyll *a*, organic carbon contents and  $\delta^{13}\text{C}$  in the bottom sediments were measured to understand the evolution of eutrophication in Masan Bay. Bottom sediment were collected in January 1994. The chlorophyll *a* and organic carbon contents in the sediment core decreased with increasing sediment depth, respectively. Bottom sediments (0~20 cm) in Masan Bay was rich in chlorophyll *a* (avg.  $9.6 \mu\text{g g}^{-1}$  dryweight) and organic C (avg. 2.5%). The down-core distribution of chlorophyll *a* suggests that the inner part of Masan Bay has experienced the acceleration of chlorophyll *a* supply since 1960s. Flux of organic carbon to the sea floor is in the range of  $10 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  assuming the C:Chl *a* ratio of 25. It suggests that approximately 1.3% of the fixed carbon by phytoplankton appears to be deposited in the bottom sediments.

### 서 론

본 연구해역인 마산만은 가덕수도와 견내량 해협으로 외해와 연결되어 있는 한국 남해안의 반폐쇄성 해역으로서 입구(흑이말-부도)까지 남북방향 종축 길이는 약 14.5 km, 면적은 약 33.8  $\text{km}^2$ , 평균 수심은 약 15 m이다. 마산만 북단의 산호천, 봉암천 및 주변의 작은 하천 또는 지류 등을 통한 육수 유입량은 평균  $975,000 \text{ m}^3\text{d}^{-1}$ 로서 이중 약 80% 정도가 봉암천과 산호천을 통해 유입된다(하, 1985). 주변 임해공업단지에 의한 공장폐수와 도시하수량은 약  $250,000 \text{ m}^3\text{d}^{-1}$ (Kim *et al.*, 1986)로 전체 오염부하량 중 약 1/4을 차지하여 오염에 의한 부영양화 현상이 가속되어 매년 적조현상 빈도가 증가하고 있다.

그 동안 마산만 부영양화 과정을 이해하기 위한 많은 연구가 있었지만(박, 1975, Lee *et al.*, 1981; Lee and Lee, 1983;

Hong *et al.*, 1983, 1991; Hong, 1993; Yang *et al.* 1984; Yang and Hong, 1988; Yang, 1992; Lee *et al.* 1994) 해양생산력의 장기변화 및 퇴적물 중 생물기원 원소 특히 광합성색소 유도체에 대한 정보는 전무하다.

해양에서 엽록소는 거의 모든 식물플랑크톤 종들에서 가장 풍부한 색소 구성성분으로서 수주 및 퇴적물내에 보편적으로 존재한다. 엽록소 *a*는 빛에너지를 화학에너지로 변형시키는 광합성 색소로서 수주내에서 식물플랑크톤 생체량을 추정하는데 일반적으로 사용되며, 또한 퇴적작용 연구에서도 가라앉은 식물플랑크톤 지표로서 엽록소를 사용한다(Davis, 1975; Hargrave and Taguchi, 1978; Malone *et al.*, 1983; Barlow, 1984; Welschmeyer and Lorenzen, 1985). 해저에 퇴적된 엽록소는 광합성 능력을 상실하고 다른 형태로 화학적 변화를 거친다. 그러나 이들 유도체중 일부는 그 구조가 안정되어 오랜 기간 동안 보존되기도 하는 데,

특히 포피린 구조는 오랜 시간 높은 열과 압력에 노출되어 생산되는 석유에서도 발견된다(Anders and Robinson, 1971; Summons and Powell, 1987). 따라서 엽록소에 대한 연구는 해양 퇴적물로부터 과거 일차생산에 대한 좋은 정보를 제공하며 생물 관련원소를 포함한 대부분 원소들에 대한 역사적 진행과정을 설명하는 데 있어서 상당히 중요한 의미를 부여할 수 있다.

본 연구는 퇴적환경 변화 추세를 파악하기 위하여 해저 시추퇴적물에 함유된 엽록소를 포함한 생물기원 주요원소들의 상관관계를 검토하고, 마산만 해저퇴적물의 퇴적을 및 엽록소 *a* 농도에 대한 수직분포 자료를 이용하여 최근 약 100년간 마산만 부영양화 진행과정과 해저로 도달하는 식물플랑크톤에 의한 유기탄소 플럭스를 추정하는 데 목적을 두었다.

## 재료 및 방법

1994년 1월 마산만에서 상자형 주상퇴적물 채집기(표층면적 25 × 25 cm)를 이용하여 30 cm 깊이까지 해저 퇴적물을 채집하였다. 퇴적물 채집은 저층수가 혐기성으로 변하여 비교적 퇴적물의 생물교란이 거의 없을 것으로 판단되는 시기에 마산만 함몰지(Hong, 1993)로서 외해수와 내해수가 경계를 이루는 모도 인접정점 1(35°07'40"N, 128°36'30"E)을 선택하였다(Fig. 1).

채집된 퇴적물은 1 cm 간격으로 잘라 비닐백에 넣어 시료 분석시까지 냉동보관하였다.

엽록소 함량은 액체크로마토그래피(LC-6A)와 분광검출기(SPD-6AV)로 구성된 역상-고압크로마토그래피(Shimadzu HPLC system)를 사용하여 흡광도 440 nm에서 측정하였다. 사용된 용매로서 용액 A(메탄올:IP용액:물=8:1:1)는 초산을 첨가하여 최종 pH 7.1로 조정하였다. 용액 B는 메탄올:아세톤을 7:3 비율로 만들었다. 색소분석을 위해 사용된 농도구배는 초기 10분 동안 용액 A 100%

에서 용액 B 100%로 직선구배를 준 다음 20분 동안 용액 B 100%를 용리하였다. 시료 농도를 환산하기 위하여 사용된 엽록소 *a*와 *b*는 표준시료로 Sigma(Product codes: C-6144 lot 33HO218, C-5878 lot 52H9500) 제품을 이용하였다.

유기탄소 분석을 위한 퇴적물시료는 묽은 산(1N HCl)으로 탄산염(carbonate) 상의 탄소를 제거하고 난 후 원소분석기(Carlo Erba CNS)로 정량 측정하였다(정밀도: ±0.3% 이하).

퇴적물 중 탄소 안정동위원소( $\delta^{13}C$ )는 안정동위원소비 분석용 질량분석기(SIRA II)를 이용하여 분석하였다. 사용된 표준개스로는 미국 국립 오크리지연구소의 표준개스와 비교·분석한 이산화탄소개스를 사용하였다.

## 결 과

HPLC를 이용하여 분석된 주상퇴적물 엽록소 *a* 농도는 표층에서( $81.2 \mu\text{g g}^{-1}$ 건조중량) 최대값을 보였다(Fig. 2). 표층이하 깊이에서는 급격히 감소하여 2~3 cm 층에서( $8.3 \mu\text{g g}^{-1}$ 건조중량) 표층값의 1/10 정도를 보이나, 4 cm 이하부터는 비교적 완만하게 감소하였다.

표층에서 엽록소 *a* 농도는 주상퇴적물(0~20 cm)을 깊이적분한 엽록소 *a* 총량 중 거의 절반(56%)을 차지하였다. 페오피틴 *a* (pheophytin *a*) 농도는 표층에서  $885 \mu\text{g g}^{-1}$ 으로 엽록소 *a*의 경우처럼 표층에서 가장 높고, 표층이래서 급격히 감소하지만 깊이가 증가할수록 비교적 심한 변화를 보여주었다. 표층(0~2 cm)에서 페오피틴 *a* 농도는 주상퇴적물을 깊이적분한 페오피틴 *a* 총량의 약 31%로 엽록소 *a* 보다는 약 20% 정도 작았다.

엽록소 *b* 농도 역시 엽록소 *a* 수직분포 양상과 유사하여 표층에서  $60.2 \mu\text{g g}^{-1}$ 으로 가장 높았고, 3 cm 깊이까지 급격히 감

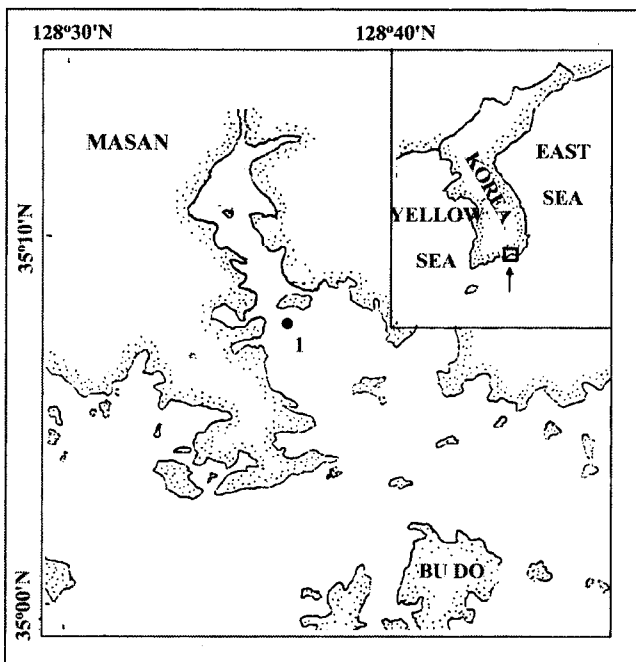


Fig. 1. Sampling station in Masan Bay (January 1994).

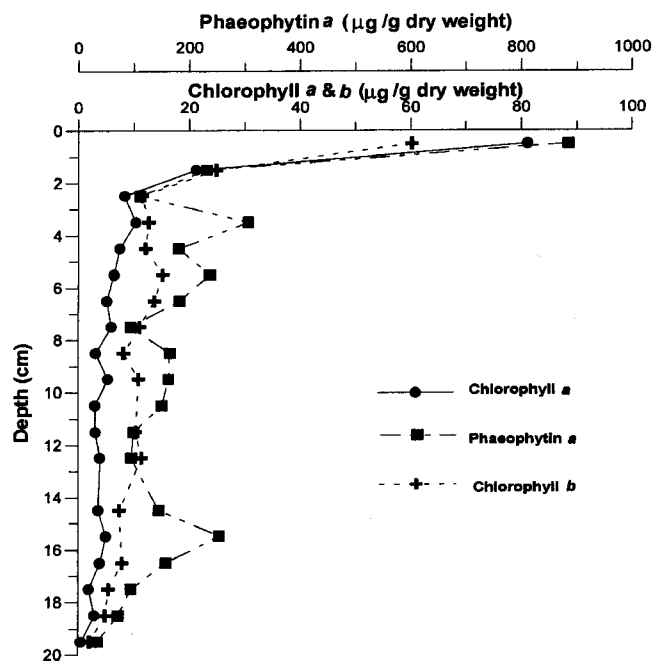


Fig. 2. Vertical profiles of chlorophyll *a*, pheophytin *a* and chlorophyll *b* in sediments sampled at 1 cm depth intervals in sediment from Masan Bay.

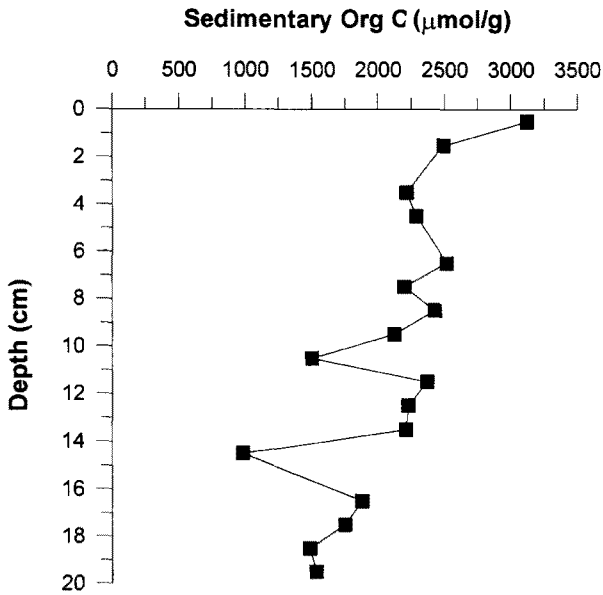


Fig. 3. Vertical distribution of organic carbon in sediment from Masan Bay.

소하다가 4 cm 이하에서부터는 비교적 완만한 경사로 감소하였다. 표층(0~2 cm)에서의 엽록소 *b* 농도는 주상퇴적물(0~20 cm) 깊이적분한 엽록소 *b* 총량의 약 40%로서 엽록소 *a*와 마찬가지로 상당한 비중을 차지하였다.

퇴적물 중 유기탄소 함량은 표층에서 3.7%, 14 cm 깊이까지 2.5% 이상으로 상당히 높다. 그러나 14 cm 이하의 깊이에서는 급격히 감소하여 20 cm 깊이에서 1.8%로서 표층의 절반 수준이었다(Fig. 3).

탄소 안정동위원소비( $^{13}C/^{12}C$ )는 -9.6‰~-21.3‰의 범위로

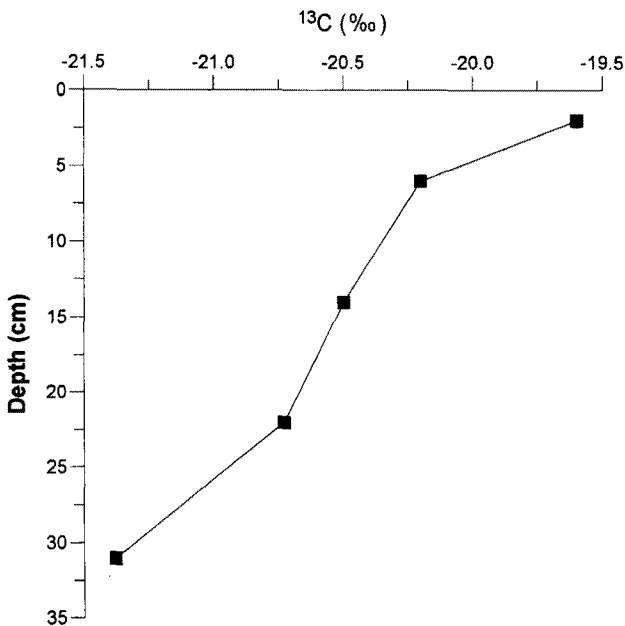


Fig. 4. Vertical distribution of stable isotope ( $\delta\%^{13}C$ ) in sediment from Masan Bay.

서 표층에서 -19.6‰로 최대값을 보이며 깊이가 증가함에 따라 감소하였다(Fig. 4).

## 고찰

### 퇴적물 유기탄소 안정동위원소비( $^{13}C/^{12}C$ )

해양 퇴적물 중 유기탄소 안정동위원소 비( $^{13}C/^{12}C$ )는 탄소동화 경로가 다른 식물들로부터 유래된 탄소 기원을 알 수 있는 유용한 지표로서 사용할 수 있다. 탄소 안정동위원소 비는 육상기원 유기물 혼합정도, 식물플랑크톤 생산량, 계절변화, 시료의 채취 범위 등에 따라 변한다. 육상 고등식물은 광합성에 의하여 탄산고정을 할 때 탄소 동위원소 분별계수( $CO_2 \rightarrow$  식물체 유기물)는  $C_3$ 형 식물의 경우 1.02로서 기질인 대기중  $CO_2$ (-7‰)보다 약 20‰ 낮은(-25~-28‰) 유기물을 생산한다. 해수 중 탄산은 대부분  $HCO_3^-$  형태로 존재하며 식물플랑크톤에 의한  $CO_2$  고정 시에는  $CO_2$  확산속도가 육상식물에 비하여 늦기 때문에 탄소동위원소 분별계수가 작게된다. 따라서 생산되는 유기물 탄소 동위원소 비는 -18~-24‰ 정도로 육상고등식물과는 크게 다르다. 일반적으로 연안에서 탄소 동위원소 비( $\delta^{13}C$ )는 -10.6~-28.5‰이며, 해양식물플랑크톤은 약 -20‰ 정도이다(Sackett *et al.*, 1965; O'Leary, 1981).

마산만 퇴적물 중 유기탄소 동위원소 비는 -19.6~-21.4‰로서 해양식물플랑크톤에서 발견되는 값과 유사하며, 또한 김(1992)에 의한 마산 내만으로 유입되는 창원천과 남산천의 입자성 유기탄소 동위원소 비( $\delta^{13}C$ ; -26‰)를 참조하면 본 정점에서 하천수에 의한 영향은 미비할 것으로 판단된다. 이것은 마산만 퇴적물 중 유기탄소가 해양성과 육상기원 두가지로 이루어 졌다고 가정하고(두단성분 혼합물), 마산만 식물플랑크톤  $\delta^{13}C$  -20‰ 모델을 적용하면 육상기원 유기물 비( $POC_{Terr}$ )는 다음과 같다.

$$POC_{Terr} (\%) = \frac{(\delta^{13}C)_{sample} - (\delta^{13}C)_{marine}}{(\delta^{13}C)_{Terr} - (\delta^{13}C)_{marine}} \quad (1)$$

(1)식에서 육상기원 유기물 기여는 30 cm 깊이 즉 400여년 전에는 최고 23%이나 최근에는 매우 축소되어 검출할 수 없다. 마산만 퇴적물의 유기탄소 조성에서 육상기원 탄소가 차지하는 비중은 최근으로 오면서 점진적으로 작아지고, 5 cm 이하 깊이보다는 표층~5 cm 깊이에서 매우 현저하다.

### 마산만 퇴적물 중 엽록소 *a*에 대한 층서학적인 해석

해양 퇴적물 중 엽록소 *a*는 조사지역 퇴적당시 수층에 있던 식물플랑크톤 일차생산력과 비례하는 것으로 알려져 있어 과거 생산력에 대한 중요한 정보를 제공한다(Wetzel, 1970; Adams and Duthie, 1976; Manny *et al.*, 1978). 또한 엽록소는 식물플랑크톤으로부터 기원되고, 퇴적물 내에서는 비교적 잘 보존되기 때문에 유용한 생물기원 표식자로서 사용될 수 있다.

마산만 퇴적물 중 엽록소 *a*는 표층부근(0~3 cm)에서 급격한 수직 농도구배를 보이나, 그 이하 깊이에서는 비교적 완만하게 감소하였다. 이러한 엽록소 *a* 함량의 수직분포는 과거에서 현재로 진행하면서 해저로 침강 플럭스, 또는 표층퇴적물에서 분해율 차

이로 인한 결과일 수 있다. 퇴적물 중 엽록소 *a* 분해율을 안다면 표층퇴적물의 엽록소 *a* 수직분포와 함량을 이용하여 시간에 따라 엽록소 *a*가 해저로 들어가는 플럭스를 추정할 수 있다. 본 연구에서는 엽록소와 분해산물인 페오피틴은 분석하였지만 또 다른 분해산물인 페오포바이드(phaeophorbide), 클로로필라이드(chlorophyllide)는 분석하지 못해 엽록소 *a* 농도 수직분포를 이용하여 간접적으로 추정하였다.

마산만 퇴적물의 엽록소 *a* 함량은 표층에서 최대값을 나타내며 깊이가 증가함에 따라 감소한다. 그리고 표층에서 2 cm 깊이까지는 10~80 μg g<sup>-1</sup>으로 매우 높으나 2 cm 깊이에서는 10 μg g<sup>-1</sup> 이하이다. 따라서 표층에서 2 cm 까지와 2 cm 이하 깊이에서 엽록소 *a* 함량의 깊이에 따른 변화율은 매우 다르다.

일반적으로 주어진 깊이에서 퇴적물 중 엽록소 *a* 함량(C<sub>z,t</sub>)은 다음과 같다.

$$C_{z,t} = C_{b,t} - C_{d,t} \quad (2)$$

즉 퇴적당시 해저표면 엽록소 *a* 함량(C<sub>b</sub>)에서 t시간 경과하는 동안(-t; 현재까지 경과된 시간) 분해된 양(C<sub>d,t</sub>)을 제한 결과이다.

Z/W=t(Z: 해저면으로부터 퇴적물 깊이, W: 퇴적율 cm yr<sup>-1</sup>)이므로 C<sub>z</sub>=C<sub>b</sub>이다.

또한 엽록소 *a* 분해가 일차반응을 따른다고 가정한다면 분해량은 다음과 같다.

$$C_{d,t} = C_{b,t} e^{-kt} \quad (3)$$

여기서 k는 반응상수, t는 시간(yr)이다.

(2)와 (3)식에서 C<sub>z,t</sub>=C<sub>b,t</sub>-C<sub>b,t</sub>e<sup>-kt</sup>=C<sub>b,t</sub>(1-e<sup>-kt</sup>)이다.

그리고 해저-해양 경계면에 축적되는 엽록소 *a* 플럭스(F<sub>chl a</sub>)는 다음과 같다.

$$F_{chl a} = W \cdot \sigma \cdot C_b (1 - \phi) \quad (4)$$

여기서 W는 퇴적율(cm yr<sup>-1</sup>), σ는 건조 퇴적물 밀도(g cm<sup>-3</sup>), C<sub>b</sub>은 해저-해양 경계면에서의 물질농도(mg C g<sup>-1</sup>), φ는 공극율이다.

일반적으로 엽록소 *a*는 생물체 사후 수주일내에 대부분 분해(k=0.03d<sup>-1</sup>; Sun *et al.*, 1993)된다. 본 조사정점에서 퇴적율은 0.08 cm yr<sup>-1</sup>(Hong, 1993)로서 표층 1 cm는 12.5년에 해당되기 때문에 급격한 초기 분해는 해저에 퇴적되기 전에 완료된 것으로 가정할 수 있다. 또한 엽록소 *a*의 분해는 산화 및 환원상태 환경에서 큰 차이가 없다(Sun *et al.*, 1993). 따라서 정상적인 상태에서 엽록소 *a*가 축적되고 분해된다면 해저퇴적물에서 엽록소 *a* 함량의 수직분포는 지수함수적으로 단순화 될 수 있다(Berner, 1980). 그러나 본 정점에서 나타난 주상퇴적물 중 엽록소 *a* 함량 수직분포는 1개 지수함수로 단순화될 수 없고 2개 지수함수로 단순화되어진다. 즉 6 cm 이하 구간에서 -0.0023 yr<sup>-1</sup>과 0~6 cm 구간에서 -0.0429 yr<sup>-1</sup>인 두가지 겹보기 반응상수(apparent reaction constant)를 갖게된다(Fig. 5). 이는 엽록소 *a* 분해율이 급격히 변화하지 않는다고 가정하면 결국 엽록소 *a*가 퇴적(C<sub>b,t</sub>)되는 양이 급격히 증가하기 때문이다. 따라서 해저면에 축적되는 엽록소 *a* 플럭스 변화 시기는 두 개 직선이 만나는 점(시기)인 1963년일 것으로 판단된다.

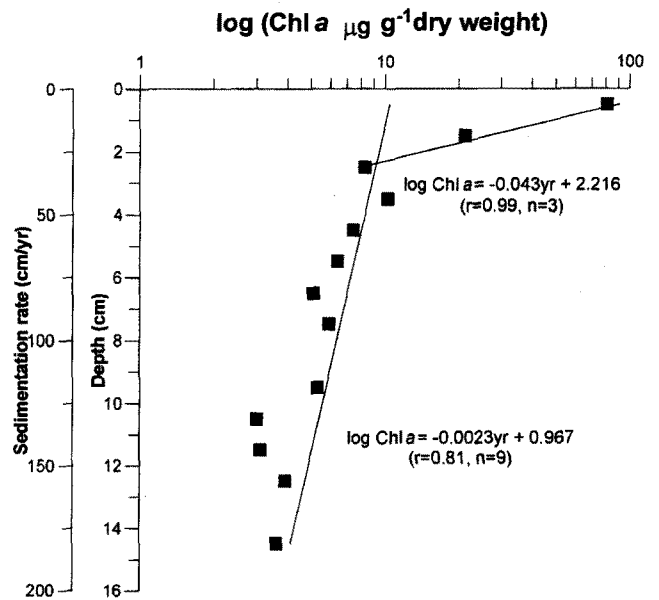


Fig. 5. Vertical distribution of chlorophyll *a* presented in log scale in sediment from Masan Bay.

### 해저로 유입되는 엽록소 *a* 플럭스

마산만 해저 퇴적물은 표층에서부터 20 cm 깊이까지의 평균 엽록소 *a*(페오피틴 *a* 제외)와 유기탄소 함유량은 각각 9.6 μg g<sup>-1</sup>, 2.5%로서 유기물이 풍부하다. 수심이 상당히 깊은 대양에서는 엽록소 및 유기탄소중 상당량이 해저로 가라앉기 전 수주내에 대부분 분해되기 때문에 일반적으로 대양 해저퇴적물은 1% 이하로 유기탄소를 함유한다(Bezrukov *et al.*, 1977). 그러나 수심이 20 m 이내인 마산만은 이들 중 대부분이 퇴적될 것으로 판단된다.

해양에서 식물플랑크톤의 탄소 대 엽록소 *a* 비율은 현장에서 식물 및 쇄설성 입자물질에 대한 측정을 병행하여 영양관계를 포함하는 생태연구에서 상당히 유용하게 쓰인다. 또한 퇴적물에서도 입자성 유기탄소 대 엽록소 *a* 비는 퇴적물중 입자성유기탄소에 있어서 저서성 식물플랑크톤의 상대적인 중요성을 가리키는 지표로서 유용하게 사용된다. Antia *et al.*(1963)은 해역의 영양상태에 따라 탄소 대 엽록소 *a* 비율을 다음과 같이 구분하였다. 질산이온 농도가 상당히 풍부하여 식물플랑크톤 성장이 활발히 일어나는 해역에서 탄소 대 엽록소 *a* 비율은 약 25인 반면에 질산이온이 고갈되어 있는 빈 영양상태에서는 이 비율은 약 60정도로 보고하였다. 마산만 표층수는 연평균 질산이온 농도가 약 7 μM로서 비교적 질산이온이 풍부하기 때문에 Antia *et al.*(1963)이 제시한 25를 사용하였다.

이러한 탄소 대 엽록소 비율을 사용하고 마산만 퇴적물에서 식물플랑크톤에 의해 기원된 유기물질 비율과 엽록소 *a* 농도로 환산한 유기탄소 농도와 퇴적율을 이용하면 해저로 유입되는 식물플랑크톤 기원 유기탄소 플럭스를 추정할 수 있다. 이 방법은 퇴적물함유 유기탄소 중 식물플랑크톤 기원 유기탄소를 별도로 분리할 수 있기 때문에 부영양화를 규명하는 데 있어 총 퇴적물 유기탄소 함량을 이용하는 것보다는 진전된 방법이다.

표층 퇴적물에 함유된 엽록소 *a* 함유량(페오피틴 *a* 포함)을 탄소 대 엽록소 *a* 비율(25)을 이용하여 유기탄소 농도로 환산하면

24.2 mgC g<sup>-1</sup>이다. (4)식에 표층 퇴적물 공극율(0.8), 건조퇴적물 밀도(2.6 g cm<sup>-3</sup>), 퇴적율(0.08 cm yr<sup>-1</sup>)을 대입하여 해저로 유입되는 엽록소 *a* 플럭스를 추정하면 약 10 gC m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>이다.

마산만 연간 일차생산력을 1988년 하계 및 동계 일차생산력(1.3, 2.3 gC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)을 이용하여 추정하면 약 748 gC m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>이다(이, 1989). 따라서 본 연구 해역에서는 식물플랑크톤 기초생산력에 의해 고정된 탄소 중 약 1.3% 정도가 해저에 축적되는 것으로 추정된다. 향후 식물플랑크톤에 의한 연간 일차생산력과 퇴적물 중 엽록소 분해산물들에 대해 분자규모로 자세한 화학분석이 수행되면 엽록소 *a*가 해저면에서 분해되고 축적되는 거동이 보다 잘 규명되어 부영양화 진행과정을 보다 정밀하게 이해할 수 있을 것으로 사료된다.

## 결 론

마산만 해저퇴적물은 엽록소 *a*(페오피틴 *a* 제외) 및 유기탄소 평균함량이 각각 9.6 μg g<sup>-1</sup> 건조중량 및 2.5%로서 유기물이 풍부하다. 표층(0~2 cm)에서 엽록소 *a* 농도는 주상퇴적물(0~20 cm)을 깊이적분한 엽록소 *a* 총량 중 거의 절반(56%)을 차지한다.

2개 지수함수로 단순화된 주상퇴적물 중 엽록소 *a* 함량 수직분포는 엽록소 *a*가 퇴적되는 양이 표층에서 급격하게 증가하였음을 암시한다. 이러한 해저면에 축적되는 엽록소 *a* 플럭스 변화 시기는 1963년일 것으로 판단된다.

표층 퇴적물에 함유된 엽록소 *a* 함유량(페오피틴 *a* 포함)을 탄소 대 엽록소 *a* 비율(25)을 이용하여 유기탄소 농도로 환산하면 24.2 mgC g<sup>-1</sup>으로서 해저로 유입되는 식물플랑크톤 기원 유기탄소 플럭스는 약 10 gC m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>이다. 이는 마산만에서 식물플랑크톤 기초생산력에 의해 고정된 탄소 중 약 1.3% 정도가 해저에 축적됨을 의미한다.

## 사 사

본 연구는 한국해양연구소 지원(PE93378, PE98706)에 의해 수행되었습니다. 논문의 수정과 보완에 큰 도움을 주신 양성렬교수님과 익명의 심사위원님께 감사드립니다.

## 참고문헌

김은수, 1992. 해양생태계내의 물질이동 체계에 관한 기초연구. 한국해양연구소, BSPE00261-454-4, 88 pp.  
 박청길, 1975. 진해만 해수의 부영양화와 엽록소 분포. 한국수산학회지, **8**: 121-126.  
 이동수, 1989. 연안환경 보전기술 개발연구. 한국해양연구소, BSPG00083-242-4, 360 pp.  
 하영철, 1985. 1976년-1982년 진해만 해양 기초조사 (최종보고서). 서울대학교 자연과학대학 미생물학과, 430 pp.  
 Adams, R.W. and H.C. Duthie, 1976. Relationships between sediment chemistry and postglacial production rates in a small Canadian lake. *Internat. Rev. Gesam. Hydrobiol.*, **61**: 21-36.  
 Anders D.E. and W.E. Robinson, 1971. Cycloalkane constituents of the bitumen from the Green River shales. *Geochim. Cosmochim.*

*Acta*, **35**: 661-678.  
 Antia, N.J., C.D. McAllister, T.R. Parsons, K. Stephens and J.D.H. Strickland, 1963. Further measurements of primary production using a large-volume plastic sphere. *Limnol. Oceanogr.* **8**: 166-183.  
 Barlow, R.G., 1984. Dynamics of the decline of a phytoplankton bloom after an upwelling event. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **16**: 121-126.  
 Berner, R.A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton University Press, Princeton, 241 pp.  
 Bezrukov, P.L., E.M. Emel'yanov, A.P. Lisitsyn and E.A. Romankevich, 1977. Organic carbon in the upper sediment layer of the worlds oceans, *Okeanologiya*, **17**: 850-854.  
 Davis, J.M., 1975. Energy flow through the benthos in a Scottish sea-loch. *Mar. Biol.* **31**: 353-362.  
 Hargrave, B.T. and S. Taguchi, 1978. Origin of deposited material sedimented in a marine bay. *J. Fish. Res. Bd. Can.* **35**: 1604-1613.  
 Hong, G.H., 1993. Fluxes of organic carbon, nitrogen, phosphorus and biogenic silicon in the coastal bays (Chinhae Bay, Korea). KORDI, BSPE 00307-575-4, 84 pp.  
 Hong, G.H., Y.A. Park and K.W. Lee, 1983. Partitioning of heavy metals in sediments from Jinhae Bay, Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **18**: 180-184.  
 Hong, G.H., K.T. Kim, S.J. Pae, S.H. Kim and S.H. Lee, 1991. Annual cycles of nutrients and dissolved oxygen in a nutrient-rich temperate coastal bay, Chinhae Bay, Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **26**: 204-222.  
 Kim, J.H., S.D. Chang and S.K. Kim, 1986. Variability of current velocities in Masan Inlet. *Bull. Korean Fish. Soc.*, **19**: 274-280.  
 Lee, K.W., G.H. Hong, D.B. Yang and S.H. Lee, 1981. Seawater quality and red tides in Jinhae Bay: I. Relationships between water quality parameters and red tides. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **16**: 43-49.  
 Lee, P.Y., C.K. Kang, J.S. Park and J.S. Park, 1994. Annual change and C:N:P ratio in particulate organic matter in Chinhae Bay, Korea. *J. Korean Soc. Oceanogr.* **29**: 107-118.  
 Lee, S.H. and K.W. Lee, 1983. Heavy metals in sediments from Jinhae Bay, Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **18**: 49-54.  
 Malone, T.C., P.G. Falkowski, T.S. Hopkings, G.T. Rowe and T.E. Whitlege, 1983. Mesoscale response of diatom populations to a wind event in the plume of the Hudson River. *Deep-Sea Res.*, **30**: 149-170.  
 Manny, B.A., R.G. Wetzel and R.E. Bailey, 1978. Paleolimnological sedimentation of organic carbon, nitrogen, phosphorus, fossil pigments, pollen, and diatoms in a hypertrophic, hardwater lake: a case history of eutrophication. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, **25**: 243-267.  
 O'Leary, M. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochem.*, **20**: 553-567.  
 Sackett, W.M., W.R. Eckelmann, M.L. Bender and A.W.H. Be, 1965. Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, **148**: 235-237.  
 Sun, M-Y., C. Lee and R.C. Aller, 1993. Anoxic and oxic degradation of <sup>14</sup>C-labeled chlorophylls and a <sup>14</sup>C-labeled diatom in Long Island Sound sediments. *Limnol. Oceanogr.* **38**: 1438-1451.  
 Summons, R.E. and T.G. Powell, 1987. Identification of aryl

- isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulfur bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 557–566.
- Welschmeyer, N.A. and C.J. Lorenzen, 1985. Chlorophyll budgets: zooplankton grazing and phytoplankton growth in a temperate fjord and the Central Pacific Gyres. *Limnol. Oceanogr.*, **30**: 1–21.
- Wetzel, R.G. 1970. Recent and postglacial production rates of a marl lake. *Limnol. Oceanogr.*, **15**: 453–503.
- Yang, D.B., 1992. Distribution of various nitrogenous compounds and respiratory oxygen consumption rate in Masan Bay, Korea during summer 1986. *J. Oceanol. Soc. Korea*. **27**: 303–310.
- Yang, D.B., S.H. Kim and K.W. Lee, 1984. Vertical distributions of chemical oceanographic parameters in Jinhae Bay in July 1983. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **19**: 89–93.
- Yang, D.B. and J.S. Hong, 1988. On the biogeochemical characteristic of surface sediments in Chinhae Bay in September 1983. *Bull. Korea Fish. Soc.* **21**: 195–205.

---

1999년 1월 5일 원고 접수

1999년 4월 14일 수정본 채택