

## 낙동강 하구역 입자성 유기 규소의 계절적 변화

문창호 · 권기영  
부산수산대학 해양학과

### Seasonal Variations of Particulate Biogenic Silica in the Nakdong River Estuary

CHANG-HO MOON AND KEE-YOUNG KWON

Department of Oceanography, National Fisheries University of Pusan, Pusan 608-023

1991년 3월부터 1992년 4월까지 낙동강 하구에서 입자성 유기규소(PBSi), 규조류 및 규산염의 시공간적 변화를 조사하였다. 입자성 유기 규소의 양은 0.40~11.45  $\mu\text{g-at/l}$ 의 범위에 있었으며 춘계 및 추계에 높고 동계에 낮았으며 일반적으로 외해보다는 내만에서 더 높았다. 수심별로는 상층이 가장 높고 중층에서 낮았으며 저층에서 다소 증가하는 양상이었다. 입자성 유기 규소는 규조류의 현존량과 밀접한 관계가 있었으나 입자성 유기 규소와 개체수의 비율(약 500  $\text{pgSi}\cdot\text{cell}^{-1}$ )이 높아 조사해역에 많은 detritus성 유기규소가 존재하고 있음을 시사하고 있다. 규산염은 담수유입이 주요 공급원이었으며 조사 해역에서 규조류의 성장 제한 요소로는 작용하지 않았다. 다만 저층의 규산염 농도는 담수 유입외에 조사시기 직전의 표층의 입자성 유기 규소량과도 관계가 있는 것으로 예상된다. 비교적 낮은 입자성 유기 규소와 탄소(POC)의 비(평균 0.20  $\text{gSi}\cdot\text{gC}^{-1}$ ), 높은 POC와 엽록소 a의 비율(약 900)로 볼 때 POC중 상당부분이 detrital POC임을 시사하고 있다.

Particulate biogenic silica (PBSi), diatom abundance and dissolved silicate were measured in the Nakdong River estuary from March, 1991 to April, 1992. The PBSi concentrations were in the range of 0.40~11.45  $\mu\text{g-at/l}$  with being relatively high in spring and fall. The concentrations were higher in inner Bay than in outer Bay. In vertical profiles, the concentrations showed maximum in the surface layer, decreasing with depth, and then increased slightly in the bottom layer. The PBSi concentrations were related with diatom abundances, but the relatively high ratios of PBSi to diatom abundance (ca.500  $\text{pgSi}\cdot\text{cell}^{-1}$ ) suggest that there be much detrital PBSi. The source of dissolved silicate was the Nakdong River discharge and the dissolved silicate does not seem to be a limiting factor of diatom growth due to relatively high concentration during the study period. The silicate concentrations in the bottom layer seem to be related with the PBSi concentrations existed just before the sampling time in addition to river discharge. Relatively low ratios of PBSi to POC (average 0.2  $\text{gSi}\cdot\text{gC}^{-1}$ ) and relatively high ratios of POC to chlorophyll a (ca. 900) suggest that much detrital POC comprise the total POC.

#### 서 론

일반적으로 하구로 유입되는 규산염의 주요 공급원은 지각 광물의 풍화와 용해 작용 및 규소를 포함하고 있는 육상 식물의 생물학적 분해를 통한

강물로의 유입이며(Silverman, 1979; DeMaster, 1981) 하구 주변의 공장 폐수 및 생활 하수로부터의 규산염 공급은 미약한 것으로 알려져 있다(Officer and Ryther, 1980). 강물로부터 유입된 규산염이 해수와 혼합될 때 비생물학적 요인에 의한 규산염

\*본 연구는 1991년도 교육부 학술 연구 조성비의 지원에 의한 것임.

제거는 매우 미약하고 대부분의 소모는 규조류에 의해 일어난다(D'Elia et al., 1983; Yamada and D'Elia, 1984). 규조류는 규산염을 섭취하여 피각을 만드는데 이용하며(Conway et al., 1977) 규조류가 죽게 되면 피각의 규소성분 일부가 수중에서 용해되나(Lewin, 1961; Azam and Chisholm, 1976) 대부분은 침강하여 저층 퇴적물에 퇴적되며 다시 퇴적물에서 무기 규산염으로 용해되어 해수로 방출되기도 한다(Yamada and D'Elia, 1984).

Einsele and Grim(1938) 이후로 규조류의 피각을 구성하고 있는 규소량의 측정이 많이 있었으며 한 종에 있어서도 세포분열, 성장시기, 빛, 영양염, 염분 및 수온 등에 따라 많은 변화가 있음이 보고되었다(Paasche, 1980; Taylor, 1985, Conley and Kilham, 1989). Kamatani(1969)는 실험실에서 규조류가 죽은 후 박테리아에 의하여 규산염으로 재생산되는 과정을 발표한 바 있고 Anderson(1986)은 초저염분 해역에서 입자성 유기 규소의 양과 규조류 개체수를 비교하여 담수산 규조류가 해수와 만나 분해되는 과정을 설명하였으며 Yamada and D'Elia(1984)는 저층에 퇴적된 유기 규소가 재생산되어 수계에 공급되는 양과 환경요인과의 관계를 밝혔다. 한편 Kaul and Froelich(1984)는 하구 영양염 flux 모델을 이용하여 담수로부터 하구에 유입되는 규산염의 양을 측정할 바 있으며 Tsunogai and Watanabe(1983)는 일본의 Funka Bay에서 식물 플랑크톤의 봄철 대번식에 있어 규산염의 역할을 설명하였고 Paasche and Ostergen(1980)은 노르웨이의 Oslofjord에서 규산염 및 입자성 유기 규소 생산의 연중 변화에 대하여 발표한 바 있다. Demaster(1981)와 D'Elia et al.(1983)은 강으로부터 공급되는 규산염 양, 저층으로부터 재생산된 규산염이 수계로 공급되는 양, 규조류의 규산염 섭취량 및 입자성 유기 규소의 퇴적량 등을 추정하여 규산염의 연중 수지(annual budget)를 발표하였다.

이와같이 외국에서는 규산염의 순환, 규조류 성장 및 입자성 규소의 생산 등에 관한 연구가 활발한 편이나 국내에서는 이에 대한 종합적인 연구는 전무한 편이며 일부 식물플랑크톤에 관한 논문에서 규조류의 상대적 조성 및 개체수 그리고 규산염의 지역적 분포에 관하여 서술하고 있을 뿐이다. 이에 본 논문에서는 낙동강 하구에서 입자성 유기 규소의

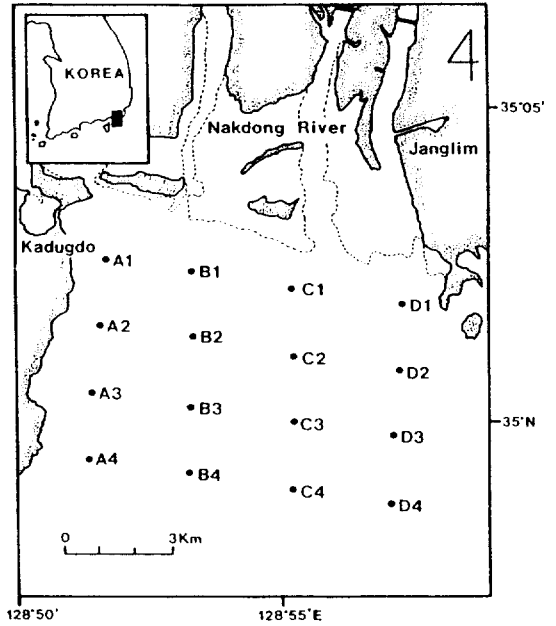


Fig. 1. Location of the sampling stations in the Nakdong River estuary.

시·공간적 변동과 이와 관련된 규산염의 농도 및 규조류의 현존량과의 관계를 밝혀 우리나라 하구에서 종합적인 규소성분의 순환을 이해하는데 기초자료를 제공하고자 한다.

## 재료 및 방법

본 연구는 1991년 3월부터 1992년 4월까지 낙동강 하구역 16개 정점의 표층에서 계절별로, 정점 B4 및 정점 D1에서 수심별로 Van dorn 채수기로 취수하여 약 한달 간격으로 조사하였다(Fig. 1). 가덕도 남서 해역의 정점 B4는 수심 25m 정도로 하구역에서 외양쪽에 위치해 있으며 다대포 해안의 정점 D1은 수심 3m 정도로 낙동강의 담수와 장림천의 영향을 직접받는 곳이다. 한편 낙동강 하구둑은 총 10개의 수문이 있으며 평상시에는 강물을 저장해 두었다가 하루 2회 1시간씩 낙조시 방류하며, 여름 홍수기에는 높은 수위로 인하여 수문을 계속 열어 강물을 방류하고 있다. 따라서 하구역으로 들어오는 담수의 유입이 일정시간 차단되어 하구둑 바로 아래 장림천에서 흘러 나온 많은 생활하수 및 공장폐수가 강물과 희석되지 않고 하구역으로 흘러 들어온다

(문·최, 1991).

수온은 TS-Bridge를 이용하여 현장에서 측정하였으며 염분은 TS-Bridge를 이용한 현장 측정과 시료를 취수하여 실험실에서의 Salinometer(Tsurumi Seiki Model T.S.E-2)측정을 병행하였다. 규산염 측정은 Mullin and Riley(1955)의 비색법을 이용하여 측정하였는데 시료는 현장에서 유리섬유 여과지로 여과한 후, 여과된 시료를 분석시까지 냉동보관하였다.

chlorophyll a 측정을 위해서 해수 100~200 ml를 공경 0.45  $\mu\text{m}$  밀리포어 여과지(HA형)에 여과하였다. 여과가 끝나기 직전 산화를 방지하기 위하여 1% 탄산마그네슘 0.5 ml 정도를 여과지에 투입시켰으며 여과지는 분석시까지 냉동보관하였다. 분석은 여과지를 90% 아세톤 10 ml에 침적시켜 24시간 냉암소에서 색소 추출 후, 원심분리시켜 그 상등액을 취한후 형광 측정기(Turner Designs Model 10 Fluorometer)를 이용하여 5% 염산 용액을 한두방울 첨가 전과 후의 fluorescence 값을 측정하여 농도를 계산하였다(Holm-Hansen et al., 1965). Fluorometer 보정은 순수 엽록소 a(5 mg, Sigma Co.)를 사용하여 흡광 분석기(Spectrophotometer)로 측정된 결과와 비교하여 결정하였다.

입자성 유기 규소 측정(particulate biogenic silica, PBSi)을 위하여 해수 200~250 ml를 공경 0.45  $\mu\text{m}$  밀리포어 여과지에 여과한 후 분석시까지 냉동실에 보관하였으며 이 여과지는 항온 건조기에서 50°C로 24시간 건조시킨 후, 여과지를 5% 탄산나트륨에 침적시켜 항온 수조에서 85°C로 2시간 동안 중탕시켜 추출하였다(Conway et al., 1977). 추출된 용액은 냉각후 2000 rpm에서 30분동안 원심분리 후 상등액을 취하여 위에서 언급한 규산염 측정방법과 동일한 방법으로 농도를 측정하였다. 퇴적물내에서는 추출시간에 따라 입자성 무기 규소성분이 입자성 유기 규소량의 측정에 영향을 미치는 것으로 알려져 있으나(Demaster, 1981) 수주에서의 입자성 유기 규소 성분을 측정하는데 있어 입자성 무기 규소 성분의 영향은 3% 이하로서 매우 미약한 것으로 알려져 있다(Conway et al., 1977; Paasche and Ostergren, 1980; Anderson, 1986).

입자성 유기 탄소(POC) 및 질소(PON)의 측정을 위해서 해수 50~100 ml를 450°C에서 4시간 30분

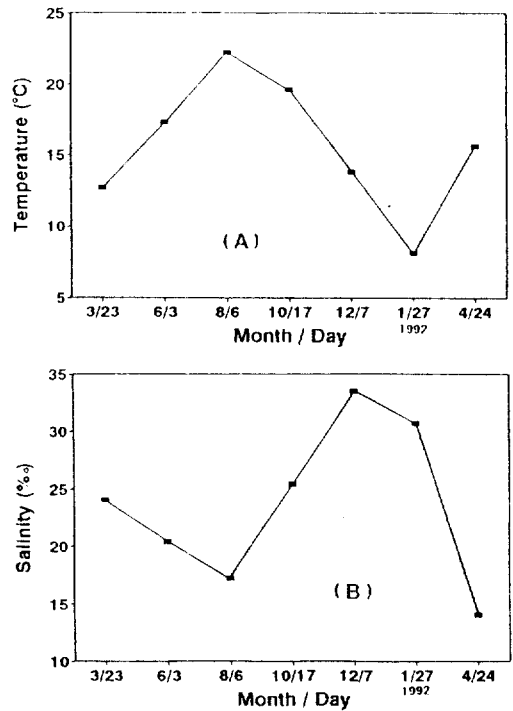


Fig. 2. Monthly variation in mean surface water temperature (A) and salinity (B).

동안 precombusted된 GF/C 여과지로 여과한 후, 분석시까지 냉동보관한 후, 여과지를 항온 건조기에서 50°C로 24시간동안 건조시킨 후 CHN analyser (Perkin Elmer-2400)를 이용하여 분석하였다.

식물플랑크톤의 종조성 및 개체수를 파악하기 위하여 각 정점에서 해수를 500 ml 폴리에틸렌 채수병에 취하여 Lugol 용액 2~3 ml로 고정시킨 후, 시료의 광 산화를 방지하기 위하여 Aluminum foil로 광을 차단하여 실험실로 운반한 후, 침전관에서 48시간 시료를 침전시킨 후, 상등액을 제거하여 10 ml로 농축한 다음 Sedgwick-Rafter Slide를 사용하여 100, 400, 1000배의 배율하에서 식물플랑크톤을 동정·계수하였다.

## 결 과

조사 기간동안 평균 표층 수온은 8.1~22.2°C 범위로 동계인 1992년 1월에 가장 낮았으며 하계인 8월에 가장 높았다. 염분의 경우 평균 표층 염분은 14.02~33.45‰의 범위로 하계에 비교적 낮고 동계

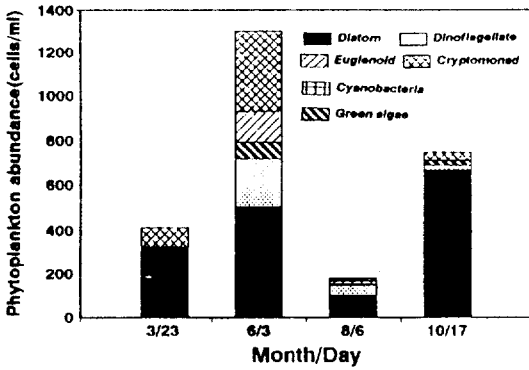


Fig. 3. Variation of mean abundance of phytoplankton in the surface water of the Nakdong River estuary from March to October, 1991.

에 높은 경향이었으나 1992년 4월에 평균 14.02%로 가장 낮은 염분치를 보였다(Fig. 2). 표층 염분 분포는 대체로 낙동강 담수의 영향이 큰 내만역이 외양역보다 낮은 양상이었다. 수심별로 조사된 정점 B4 및 D1에서 수온 및 염분의 수직적 분포 양상은 수심이 증가할수록 염분은 전 조사기간동안 증가하는 경향이었으나 수온의 경우 1991년 9월부터 1992년 1월 동안은 저층이 표층보다 높았고 그 외의 기간은 표층에서 더 높았다. 표층과 저층의 수온차이는 6월 및 8월에 3.0°C 및 5.4°C로 가장 컸다.

1991년 3월부터 10월까지 표층에서 조사된 규조류의 개체수(Fig. 3), 상대적 양 및 우점종(Table 1)을 보면 3월에 규조류의 양이 평균 272 cells/ml로 식물플랑크톤 중에서 72.9%를 차지하였고 *Melosira* sp., *Asterionella gracillima* 등이 우점하였다. 6월에는 식물플랑크톤이 크게 증가하였으나 규조류는 상대적으로 적은 증가를 보여 평균 507 cells/ml로 36.3%만을 차지하였으며 우점종은 *Thalassiosira* sp., *Melosira granulata* 등이었다. 8월에는 규조류의 양이 평균 101 cells/ml로 감소하였으며 46.3%를 차지하였고 *Thalassiosira* sp. 등이 우점하였으며 10월에는 규조류의 양이 평균 667 cells/ml로 가장 높은 양을 보이면서 식물플랑크톤 중 86.7%를 차지하였고 *Nitzschia pungens* 및 *Chaetoceros curvisetus* 등이 우점하였다. 정점 B4에서 1991년 3월부터 1992년 4월까지 수심별로 조사된 규조류의 개체수(Fig. 4)의 변화는 3월부터 6월초까지는 272~496 cells/ml의 범위로 낮았다가 6월말에 2314 cells/ml로

Table 1. Dominant phytoplankton species in the surface water from 23 March to 17 October, 1991. (Percent of total abundance are in parentheses)

Date	Species
3/23	<i>Chroomonas</i> sp. (20.4%)
	<i>Melosira</i> sp. (14.7%)
	<i>Asterionella gracillima</i> (12.6%)
	<i>Nitzschia seriata</i> (8.4%)
6/3	<i>Chroomonas</i> sp. (26.5%)
	<i>Thalassiosira</i> sp. (10.4%)
	<i>Euglena</i> sp. (10.0%)
	<i>Merosira granulata</i> (5.8%)
8/6	<i>Thalassiosira</i> sp. (5.9%)
	<i>Merosira</i> sp. (4.9%)
10/17	<i>Nitzschia pungens</i> (36.6%)
	<i>Chaetoceros curvisetus</i> (10.8%)
	<i>Chroomomas</i> sp. (4.8%)

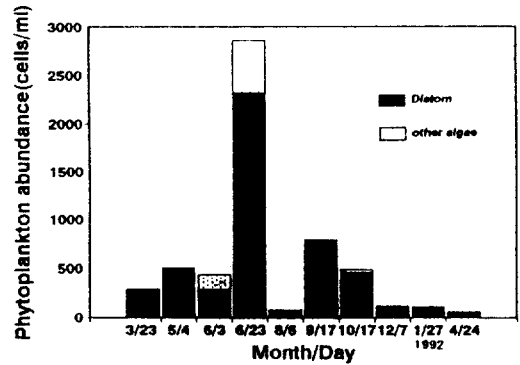


Fig. 4. Variation of phytoplankton abundance at station B4. Values are average for all depths.

크게 증가하였으며 8월에는 평균 63 cells/ml로 크게 낮아졌으며 9월 및 10월에 다소 증가 하였다가 12월부터 1992년 4월까지 59~110 cells/ml의 범위로 낮게 유지되었다. 각 조사시기별 우점종 및 상대적 양은 Table 2에 표시하였다. 수직 분포는 1991년 6월 말을 제외하고는 수심이 증가할수록 개체수가 감소하는 양상이었다(Fig. 5c).

규산염의 시·공간적인 분포양상은 표층에서 8월에 평균 102.13  $\mu\text{g-at/l}$ 로 가장 높았으며 12월에는 평균 17.49  $\mu\text{g-at/l}$ 로 가장 낮았으며 대체로 상부 내만역의 농도가 높고 외양으로 갈수록 점차 낮아지는 양상이었다. 정점 B4에서 조사된 수직적 분포

Table 2. Seasonal changes in dominant species at the station B4 (Percents of total abundance are in parentheses)

Date	Dominant species
3/23	<i>Nitzschia seriata</i> (20.7%) <i>Skeletonema costatum</i> (13.6%) <i>Eucampia zoodiacus</i> (8.9%)
5/4	<i>Nitzschia seriata</i> (62%) <i>Chaetoceros curvisetus</i> (6.2%)
6/3	<i>Leptocylindrus danicus</i> (21.3%) <i>Thalassiosira</i> sp. (9.1%) <i>*Gonyaulax fractecula</i> (15.4%)
6/23	<i>Leptocylindrus danicus</i> (14.4%) <i>Thalassiosira nordenskioldii</i> (10.5%) <i>Skeletonema costatum</i> (10.3%)
8/6	<i>Chaetoceros curvisetus</i> (15.6%) <i>Nitzschia</i> sp. (7.8%)
9/17	<i>Chaetoceros curvisetus</i> (28.7%) <i>C. socialis</i> (22.4%)
10/17	<i>Nitzschia seriata</i> (37.8%) <i>N. pungens</i> (29.0%)
12/7	<i>Skeletonema costatum</i> (11.5%) <i>Melosira sulcata</i> (7.8%)
1/27	<i>Thalassiosira nordenskioldii</i> (11.4%) <i>T. rotula</i> (10.9%)
4/24	<i>Schroederella</i> sp. (6.2%) <i>Chaetoceros didymus</i> (6.0%) <i>*Chroomonas</i> sp. (5.49%)

를 보면 하계에 전 수심에서 타 계절에 비하여 높았으며 일반적으로 저층이 표층에 비하여 낮게 나타났다(Fig. 5(A)). 정점 D1에서의 계절 변화 및 수직분포 양상은 1992년 4월에 표층에서 매우 높았던 것을 제외하고는 정점 B4와 유사하였다(Fig. 6(A)). Fig. 7은 표층의 계절별 규산염과 염분의 상관관계를 나타낸 것인데 상관계수가 1991년 8월  $r^2=0.805$ ( $n=10$ ), 10월  $r^2=0.982$ ( $n=8$ ), 1992년 4월  $r^2=0.960$ ( $n=7$ )으로 동계를 제외한 전 계절에 비교적 높은 역상관 관계를 나타내고 있어 낙동강의 담수유입이 조사해역에서 규산염의 주요 공급원으로 판단되었다.

입자성 유기 규소의 표층 분포를 보면(Fig. 8) 춘계

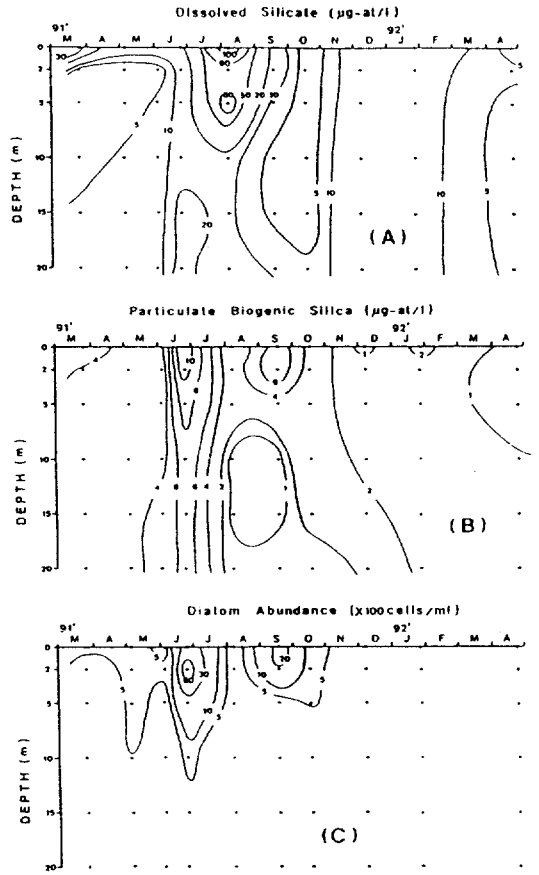


Fig. 5. Isoleths showing the distribution of dissolved silicate (A), particulate biogenic silica (B) and diatom abundance (C) at station B4, March 1991-April 1992.

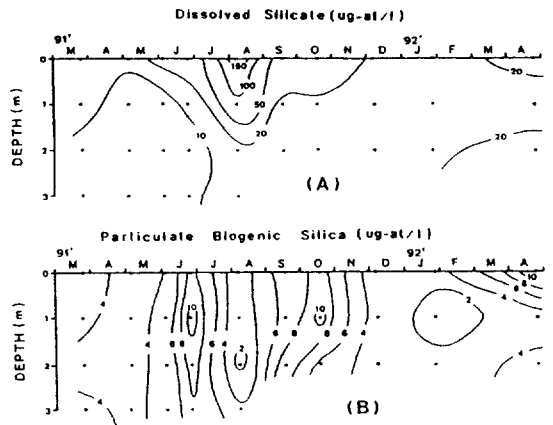


Fig. 6. Isoleths showing the distribution of dissolved silicate (A) and particulate biogenic silica (B) at station D1, March 1991-April 1992.

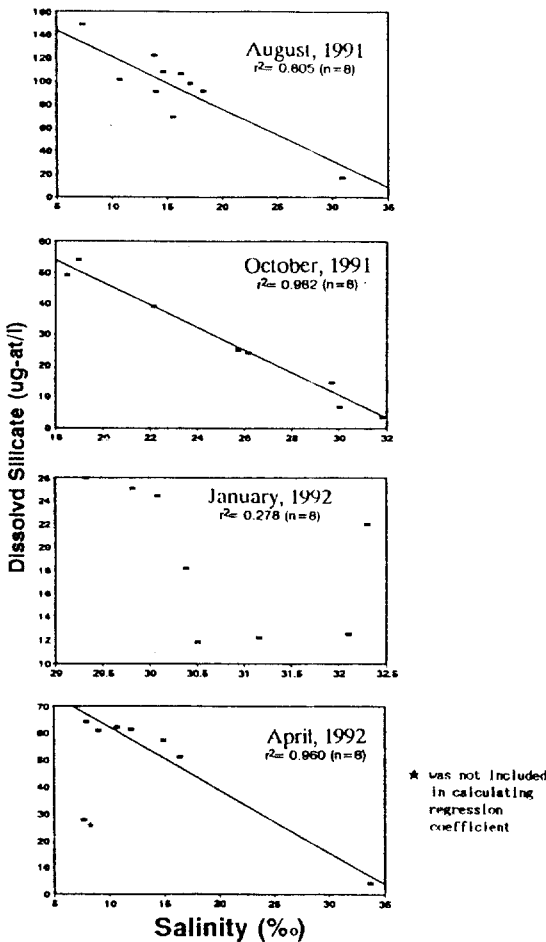


Fig. 7. The relationship between dissolved silicate concentration and salinity.

및 추계에 평균 5  $\mu\text{g-at/l}$  이상으로 비교적 높았으며 하계 및 동계에는 평균 2  $\mu\text{g-at/l}$  이하로 낮았고 일반적으로 상부 내만역이 높고 외양으로 갈수록 낮

아졌다. 수심별로 조사된 정점 B4에서의 수직분포는 일반적으로 상층이 가장 높고 중층이 낮으며 저층에서 다소 증가하는 양상을 보였다(Fig. 9). 정점 D1에서도 1992년 4월 표층에서 높은것을 제외하면 대체로 정점 B4의 변화 양상과 유사하였다(Fig. 6 (B)).

1991년 11월과 1992년 1월 및 4월에 조사된 입자성 유기물의 변화를 보면(Table 3) 엽록소 a, 입자성 유기규소(PBSi), 입자성 유기 탄소(POC) 및 질소(PON) 모두 11월 및 1월에 낮았다가 4월에 크게 증가하는 양상이었다. 그러나 POC와 PON의 무게비는 11월에 14.91로 가장 높았고, PBSi와 POC의 비는 0.19~0.26의 범위로 1월에 최소이었으며 POC와 엽록소 a의 비는 500 이상으로 1월에 가장 높고 4월에 낮았다.

### 고찰

국외에서 보고된 해수내의 입자성 유기 규소 양은 Oslofjord 내만에서 연중 0.07~11.57  $\mu\text{g-at/l}$  (Paasche and Ostergren, 1980), Michigan 호와 Chesapeake 만에서는 대체적으로 10  $\mu\text{g-at/l}$  이하(Conway et al., 1977; D'Elia et al., 1983), Chesapeake만의 Rappahannock 강에서 규조류 대번식시에는 20~40  $\mu\text{g-at/l}$  (Anderson, 1986), 그리고 인도양쪽 남극 주변 해역의 표층수에서는 0.10~5.37  $\mu\text{g-at/l}$  (Treguer et al., 1988)의 범위이었다. 이에 비해 본 연구에서는 0.4~11.45  $\mu\text{g-at/l}$ 의 범위로 이들의 조사결과와 대체적으로 유사하였다.

일반적으로 해수내의 입자성 유기규소는 규조류의 피각 및 detritus성 유기 규소 성분으로 구성되어

Table 3. Mean values of chlorophyll a, particulate biogenic silica (PBSi), particulate organic carbon (POC) and nitrogen (PON), the ratios of POC to PON, PBSi to POC and POC to chlorophyll a by weight in the surface water of Nakdong River estuary (Standard deviations are in parenthesis)

Date	chl. a ( $\mu\text{g/l}$ )	PBSi ( $\mu\text{g/l}$ )	POC ( $\mu\text{g/l}$ )	PON ( $\mu\text{g/l}$ )	POC/PON	PBSi/POC (by weight)	POC/chl. a
91'	0.42	308.74	27.10	76.40	14.91	0.25	748.09
Nov. 92'	(0.06)	(60.79)	(12.86)	(30.70)	(8.30)	(0.10)	(184.34)
Jan. 92'	(0.17)	(65.19)	(12.85)	(13.32)	(2.13)	(0.05)	(783.36)
Apr. 92'	2.71	773.22	137.54	204.64	5.87	0.26	500.66
Apr. 92'	(1.31)	(200.82)	(53.38)	(85.15)	(0.75)	(0.12)	(527.18)

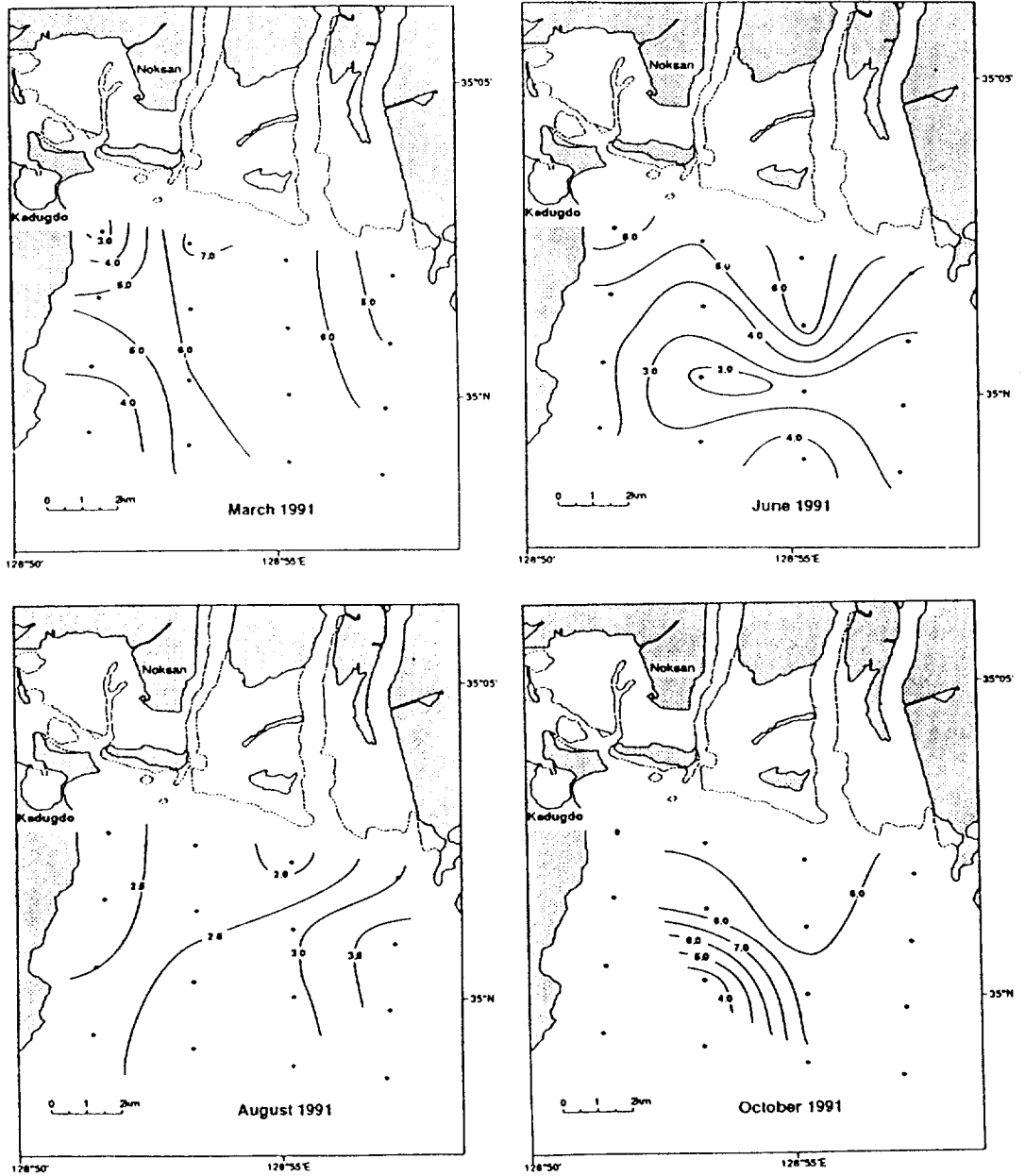


Fig. 8. Horizontal distribution of particulate biogenic silica in the surface water of the Nakdong River estuary from March 1991 to April 1992.

있고(Paasche and Ostergren, 1980) 본 조사의 경우 Fig. 10 및 Fig. 11에 나타나 있듯이 입자성 유기 규소 양은 규조류 개체수의 변화와 유사한 양상을 보이고 있어 규조류와 입자성 유기 규소 양은 밀접한 관계가 있음을 시사하고 있다. 그러나 입자성 유기 규소와

규조류 개체수 비가 본 조사에서 53~1315(평균 463)  $\text{pgSi} \cdot \text{cell}^{-1}$ 의 범위로 매우 높은 값을 나타내어 입자성 유기 규소 중에는 살아있는 규조류외에도 detritus성 입자 유기 규소가 많이 존재하고 있음을 보여주고 있다. Paasche(1980)는 실험실에서 배양한

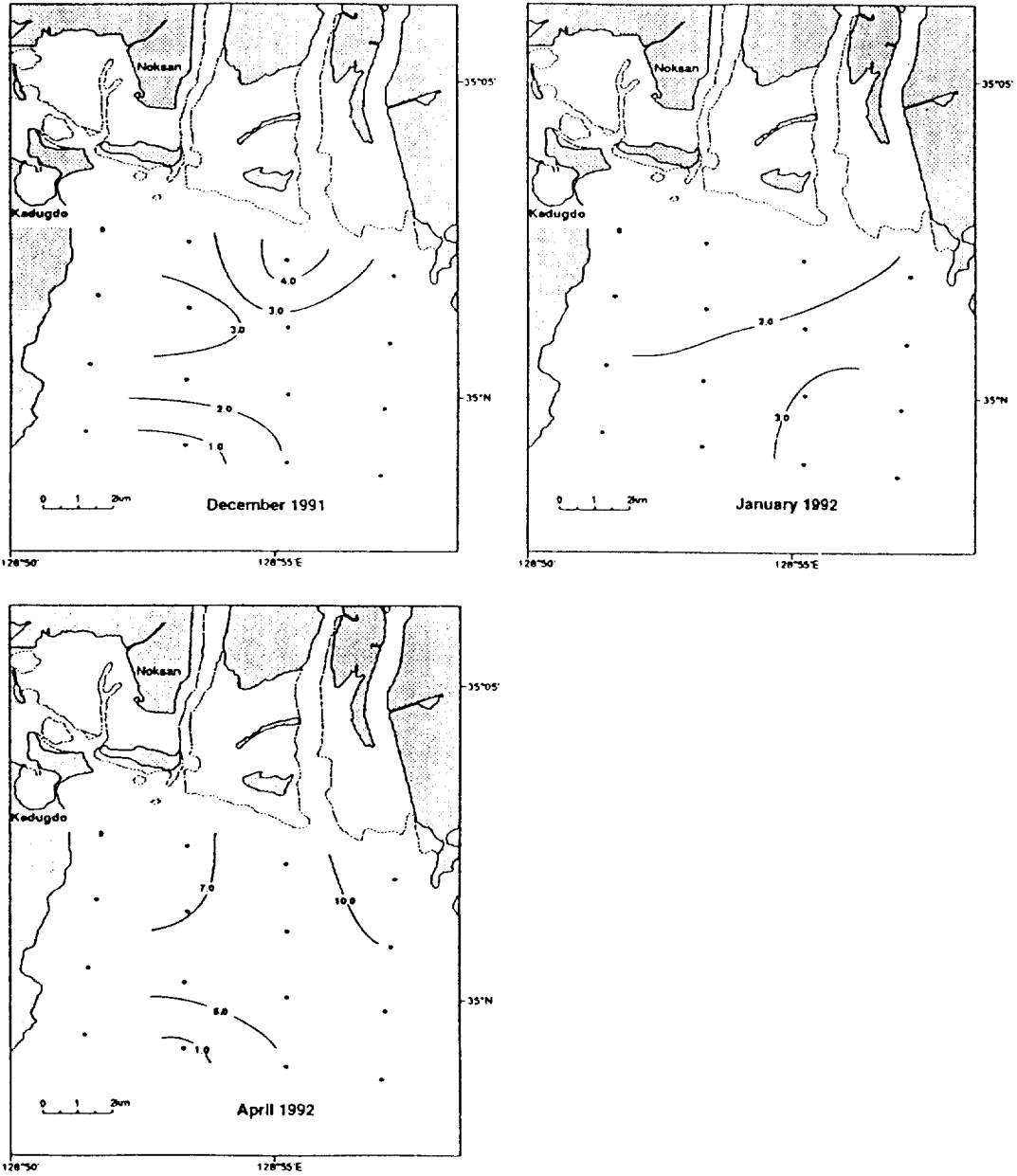


Fig. 8. Continued.

규조류를 이용하여  $1.41 \sim 96.6$  (평균  $26.87$ )  $\text{pgSi} \cdot \text{cell}^{-1}$ 의 비율, Anderson(1986)은 Rappahannock 강 하구의 현장 시료에서 보통  $50 \text{ pgSi} \cdot \text{cell}^{-1}$ , 예외적으로 많은 규조류가 죽어 분해되는 과정에 있는 초저염분 지역에서 약  $500 \text{ pgSi} \cdot \text{cell}^{-1}$ 의 높은 비율 보고한 바 있다.

Conway et al.(1977)은 미시간호에서 동계동안 풍부해진 규산염이 춘계의 규조류 성장과 동시에 규산염은 규조류의 섭취로 감소하여 상층에서는 입자성 유기 규소의 양이 규산염의 양보다 많아진다고 하였으며 하계동안의 강한 수온 약층은 저층에서의 규산염 공급을 차단하여 상층의 규조류 성장을 제



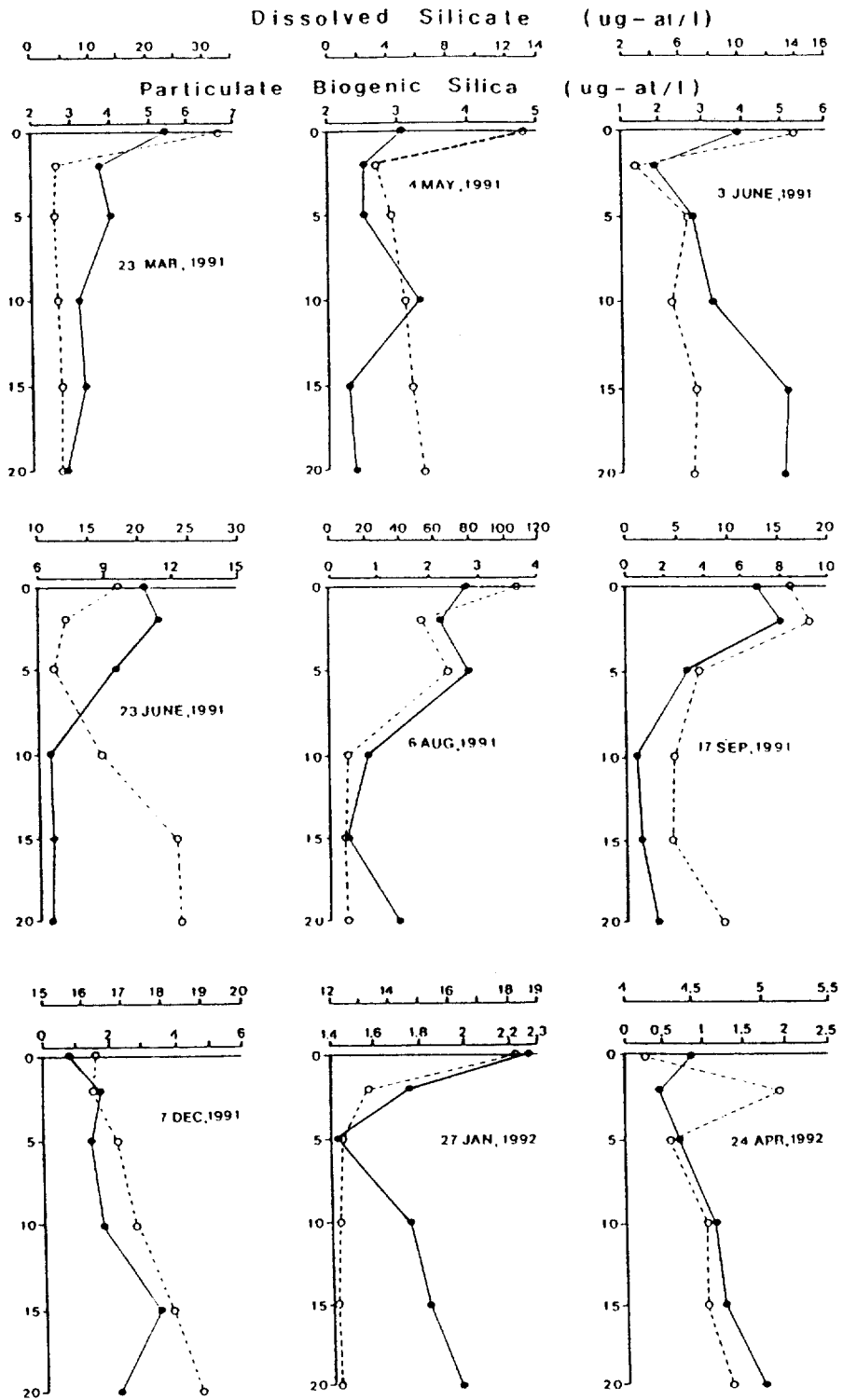


Fig. 9. Vertical profiles of dissolved silicate and particulate biogenic silica at station B4. Ordinate is depth in meters. —●— particulate biogenic silica; --○-- dissolved silicate.

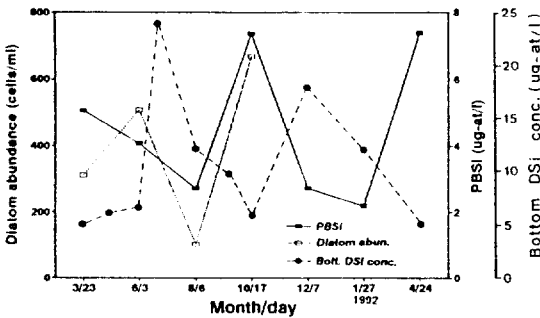


Fig. 10. Monthly variation of mean value of particulate biogenic silica (PBSi) and diatom abundance in the surface water and dissolved silicate in the bottom water from March 1991 to April 1992.

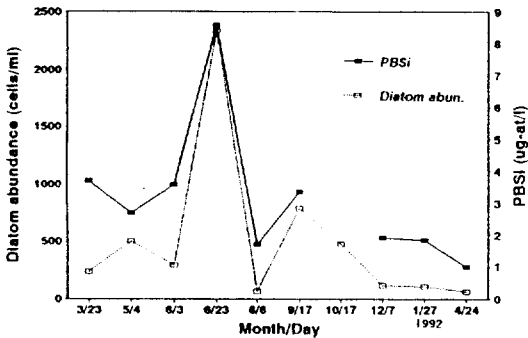


Fig. 11. Variation of particulate biogenic silica (PBSi) and diatom abundance at station B4. Values are average for all depths.

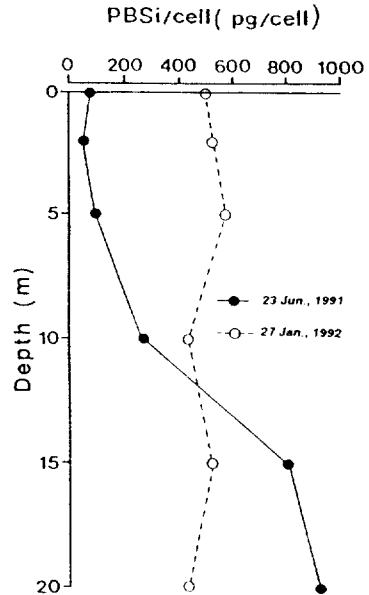


Fig. 12. Vertical profiles of the ratios of particulate biogenic silica (PBSi) to cells numbers at station B4. on 23 June 1991 and on 27 January 1992.

한한다고 하였다. 또한 Paasche and Ostergren(1980)도 Oslofjord 내만의 규조류 대번식시에 표층에서는 입자성 유기 규소의 양이 규산염의 양보다 월등히 높았으며 그 이후에 고갈된 규산염은 규조류의 성장을 제한한다고 하였다. 그러나 본 해역에서는 규조류가 크게 성장하였던 시기를 포함하여 조사기간 동안 규산염이 입자성 유기 규소보다 항상 많이 존재하고 있었다(Fig. 9). Oslofjord 내만이나 미시간호의 표층에서 규산염 농도는 규조류의 높은 성장이 있을 경우 규산염이 규조류의 성장을 제한할 수 있는 농도인 5~10  $\mu\text{g-at/l}$  (Tsunogai, 1979)의 범위내에 들고 있으나 본 해역은 조사기간 동안 비교적 높은 농도의 규산염이 존재하였고 하계동안 저층에서의 규산염 공급을 차단하는 수온약층도 형성되지 않아 규산염은 규조류의 성장을 제한하는 요소는 아닌것으로 판단되었다. 한편 Yamada and

D'Elia(1984)에 의하면 저층으로부터 규산염의 재생산은 용존산소와는 무관하나 염분이 15~20%일때 그 속도가 매우 빠르고 수온이 15°C 이상일때는 지수적으로 증가하며 특히 최근에 퇴적된 유기 규소가 많을수록 재생산이 더욱 활발함을 보고하고 있다. 본 조사에서 규산염의 수직분포는 대체로 표층에서 높고 중층에서 낮으며 저층에서 다소 높아지는 경향이었는데(Fig. 9) 저층의 염분은 30% 이상이고 수온은 11.4~24.0°C의 범위에 있어 저층으로부터 규산염의 재용출이 있을것이라고 추측되나 이에 대한 더 많은 연구가 필요하다. 또한 Fig. 10에 나타나 있듯이 저층의 규산염 농도는 표층의 입자성 유기 규소가 높게 성장한 시기 직후에 높아진 경향을 보이고 있는데 이는 아마도 표층의 많은 입자성 유기규소가 퇴적물에 퇴적된 후, 규산염 형태로 다시 재용출되어 저층의 규산염 농도를 높였으리라고 사료된다. Fig. 12를 보면 규조류의 높은 성장 시기였던 6월말에 입자성 유기 규소와 규조류 개체수의 비가 표층에서 낮고 저층으로 갈수록 증가하고 있는데 이는 상층에서 높게 성장한 규조류가(Fig. 5c) 죽은 후 detritus 입자 유기규소 형태로 침강하면서 저층의 입자성 유기 규소양에 더해지는 것으로 추측

된다. 그러나 규조류의 성장이 미약했던 1월에는 그 비가 높고 수심별 차이가 없어 detritus성 입자 유기 규소가 전 수심에 고르게 존재하고 있는 것으로 사료된다.

입자성 유기 규소와 탄소 비의 경우 Paasche(1980)는 실험실에서 배양된 규조류에서  $0.24 \sim 0.26 \text{ gSi} \cdot \text{gC}^{-1}$ 의 비를, Paasche and Ostergren(1980)은 현장시료에서  $0.01 \sim 0.41 \text{ gSi} \cdot \text{gC}^{-1}$ 의 비를, 그리고 Treguer et al.(1988)이 남인도양에서  $0.30 \text{ gSi} \cdot \text{gC}^{-1}$  이하의 비를 보고한 바 있는데 이는 본 조사에서 얻어진  $0.04 \sim 0.45$ (평균  $0.20$ )  $\text{gSi} \cdot \text{gC}^{-1}$ 의 비와 큰 차이가 없었다. 이는 앞서 거론한 입자성 유기 규소중에서 detritus성 입자 유기규소가 상당량을 차지한다는 추측을 고려한다면 입자성 유기탄소 중에서도 상당량의 detritus성 입자 유기탄소가 포함되어 있음을 추측할수 있다. 입자성 유기탄소와 엽록소 a비의 경우에서도 심·신(1989)은 천수만에서  $9.1 \sim 100.5$ , Lorenzen (1968)과 Eppley et al.(1977)은 규조류가 우점할때는 약 40이고 와편모 조류가 우점할때는 비가 78~209라고 보고하고 있으나 본 연구에서는 규조류가 80% 이상으로 우점하고 있었음에도 불구하고 그 비가  $141.2 \sim 2943.2$ (평균  $921.61$ )로 매우 높아 본 조사해역에서 역시 많은 양의 non-living 유기 탄소가 존재함을 시사하고 있다.

### 감사의 글

입자성 유기탄소 및 질소의 분석을 도와주신 국립수산진흥원 환경과 여러분께 감사드립니다.

### 참고문헌

- 문창호, 최해지, 1991. 낙동강 하구 환경 특성 및 식물 플랑크톤 군집구조에 관한 연구. 한국 해양 학회지, 26(2): 144-154.
- 심재형, 신윤근, 1989. 천수만 일차 생산자의 생물량: 식물 플랑크톤 탄소량과 세포 개체수 및 클로로필과의 관계. 한국 해양학회지, 24(4): 194-205.
- Anderson, G. F., 1986. Silica, diatoms and a freshwater productivity maximum in Atlantic Plain coastal estuaries, Chesapeake Bay. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 22: 183-197.
- Azam, F., and S.W. Chisholm, 1976. Silicic acid uptake and incorporation by natural marine phytoplankton populations. Limnol. Oceanogr., 21: 427-435.
- Conley, D.J. and S. S. Kilham, 1989. Differences in silica content between marine and freshwater diatoms. Limnol. Oceanogr., 34: 205-213.
- Conway, H. L., J. L. Parker, E. M. Yaguchi and D. L. Mellinger, 1977. Biological utilization and regeneration of silicon in Lake Michigan. J. Fish. Res. Board Can., 34: 537-544.
- D'Elia, C. F., D.M. Nelson and W. R. Boynton, 1983. Chesapeake bay nutrient and plankton dynamics: III. The annual cycle of dissolved silicon. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 1945-1955.
- Demaster, D.J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 1715-1732.
- Einsele, W. and J. Grim, 1938. Über den kieselsäuregehalt planktischer Diatomeen und dessen Bedeutung für einige Fragen ihrer Ökologie. Z. Bot., 32: 544-590.
- Eppley, R. W., W.G. Harrison, S.W. Chisholm and E. Stewart, 1977. Particulate organic matter in surface waters off Southern California and its relationship to phytoplankton. J. Mar. Res., 35: 671-696.
- Holm-Hansen, O., C.J. Lorenzen, R. W. Holms and J. D. H. Strickland, 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. J. Cons. Perm. int. Explor. Ner., 30: 3-15.
- Kamatani, A., 1969. Regeneration of inorganic nutrient from diatom decomposition. J. Oceanogr. Soc. Japan, 25(2): 63-74.
- Kaul, L. W. and P. N. Froelich, Jr., 1984. Modeling estuarine nutrient geochemistry in a simple system. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 1417-1433.
- Lewin, J. C., 1961. The dissolution of silica from diatom walls. Geochim. Cosmochim. Acta, 21: 182-195.
- Lorenzen, C.J., 1966. A method for the continuous measurements of in vivo chlorophyll concentration. Deep-Sea Res., 13: 223-227.
- Mullin, J. B. and J. P. Riley, 1955. The colorimetric determination of silicate with special reference to sea and natural waters. Analytica Chimica Acta, 12: 162-176.
- Officer, C. B. and J. H. Ryther, 1980. The possible importance of silicon in marine eutrophication. Marine Ecology Progress Series, 3: 83-91.
- Paasche, E., 1980. Silicon content of five marine plankton diatom species measured with a rapid filter method. Limnol. Oceanogr., 25: 474-480.
- Paasche, E. and I. Ostergren, 1980. The annual cycle of plankton diatom growth and silica production in the inner Oslofjord. Limnol. Oceanogr., 25: 481-494.
- Silverman, M. P., 1979. Biological and organic decomposition of silicates. In Biogeochemical Cycling of Mineral-Forming Elements. Studies in Environmental Science, Chapter 7.2. 3: 445-465.
- Taylor, N. J., 1985. Silica incorporation in the diatom *Coscinodiscus granii* as affected by light intensity. Br. Phycol. J., 20: 365-374.
- Treguer, P., S. Gueneley and A. Kamatani, 1988. Biogenic silica and particulate organic matter from the Indian sector of the Southern Ocean. Mar. Chem., 23: 167-

- 180.
- Tsunogai, S., 1979. Dissolved silica as the primary factor determining the composition of phytoplankton classes in the ocean. *Bull. Facul. Fisheries, Hokkaido Univ.*, **30**: 314-322.
- Tsunogai, S. and Y. Watanabe, 1983. Role of dissolved silicate in the occurrence of a phytoplankton bloom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**: 231-239.
- Yamada, S. S. and C. F. D'Elia, 1984. Silicic acid regeneration from estuarine sediment cores. *Marine Ecology Progress Series*, **18**: 113-118.

---

Accepted January 12, 1994