

북동태평양(KODOS 해역)의 영양염 및 형광 유기물에 관한 환경특성 연구

손 승 규 · 박 용 철
인하대학교 해양학과
(1997년 2월 13일 접수)

Environmental Characteristics of Nutrients and Fluorescent Organic Matters in the Northeast Pacific Ocean(KODOS)

Seung-Kyu Son and Yong-Chul Park

Dept. of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea

(Manuscript received February 13 1997)

To investigate characteristics of biogeochemical environment of the Korea Deep Ocean Study(KODOS) area in the northeast Pacific Ocean, we preferentially measured inorganic nutrients and fluorescent organic matters. Typically, the permanent thermocline was well developed at the depth of 200~1000m in the study area. Nitrate, phosphate and silicate were low in the surface mixed layer and increased with depth. N/P and N/Si showed 15 and 0.2 respectively in the deeper layer.

Two fluorophores, biomacromolecule(protein-like) and geomacromolecule (humic-like), were observed by three dimensional fluorescence excitation/emission spectra matrix. Biomacromolecule(maximum fluorescence at Ex_{280nm}/Em_{330nm}) ranged from 41.9 to 147.0 TU with its maximum in the surface mixed layer and minimum in deeper water. This is a same trend that has been reported for DOC in the equatorial Pacific. This suggests that biomacromolecule might be labile and converted to refractory humic substance after bacterial degradation in the deeper layer. On the contrary, geomacromolecule(maximum fluorescence at Ex_{330nm}/Em_{430nm}), ranged from 7.6 to 46.5 QSU, showed minimum in the surface mixed layer(euphotic zone) implying photodegradation and then increased with depth at all stations. In the characteristics of vertical profiles, the relationship between biomacromolecule and geomacromolecule showed negative correlation. Such trend can be attributed to biochemical regeneration or formation of fluorescent materials accompanying oxidation and remineralization of settling organic matter.

Key words : KODOS, northeast Pacific Ocean, nutrients, fluorophore, fluorescent organic matter, biomacromolecule, geomacromolecule

탄소 생산 및 이용에 따른 에너지 흐름, 미량 금속 원소의 화학종 분석, 해수 중의 탄소순환, 광화학적 변환, 그리고 수괴 파악을 위한 지화학적 추적자로서의 응용 등과 관련하여 다양한 연구 분야에서 주된 관심의 대상이 되어 오고 있다(Meyers and Hedges, 1986; Kieber et al., 1989; Colombo et al., 1996b). 유기물의 총량은 일부 연안을 제외하면 0.3~3.0 mgC/l의 농도로 해수 중에 존재하며 대양의 경우 표층이 높고 수심의 증가에 따라 감소하는 분포를 나타낸다(Broecker, 1974; Sharp et al., 1995; Thomas et al., 1995). 용존성 유기물의 10% 정도의 양에 해당되는 입자성 유기물은 저층으로의 유기물 공급원으로 중요하며 태평양의 경우 수심 500m 이상의 상층에서 75% 이상이 미생물 분해 및 광분해 등에 의하여 저분자(low molecular weight)화 된다(Karl et al., 1988; Kieber, 1990). 또한 생물 사체(dead organisms)의 분해에 기인한 유기물들은 화학적으로 활성이 없으며 비활동적인 것으로 알려져 있고, 특히 금속의 킬레이트화, 용해도, 침전, 재순환 및 축적 등에 관여한다. 그러나 해수중의 유기물 농도는 식물성플랑크톤 성장 및 수괴의 수리적 환경 여건 등에 따라 매우 가변적이며 따라서 지역 및 계절에 따른 시공간적 변화를 보이므로 많은 연구에도 불구하고 자료 비교가 쉽지 않은 편이다(Rashid, 1985). 실제 최근까지의 발표된 자료들에 의하면 해양의 전체 유기물 양 중 약 30% 정도만이 분리 분석되었으며 상당부분이 아직 밝혀지지 않았다(Williams and Druffel, 1987; Hayase and Shinozuka, 1995). 초기의 유기물 형광분석은 수괴파악을 위한 지화학적 추적자로서 이용되었으며 이후 많은 기술적 진보를 하여 최근의 연구는 해양의 유기물들을 형광특성에 따라 humic-like substance(gelbstoff; geomacromolecule)와 protein-like substance(biomacromolecule)의 두가지 형태의 고유 형광소(fluorophore)로 분리하게 되었다(Hayase et al., 1988; Coble et al., 1993; Mopper and Schultz, 1993; Determann et al., 1994; de Souza Sierra et al., 1994; Park et al., 1995; Coble, 1996). 이러한 유기물의 형광연구는 영양염류와 같은

생물친화적 원소 및 화합물의 대양에서의 동태와 분포 그리고 심해저환경의 특성을 파악하는데 매우 유용한 것으로 알려지고 있다.

태평양은 대양으로서 지구환경적 측면에서 중심적 위치를 갖고 있으며 최근 지구 탄소순환과 관련하여 JGOFS(the Joint Global Ocean Flux Study), WOCE(the World Ocean Circulation Experiment) 등의 광범위한 연구가 진행된 바 있다(Goyet and Peltzer, 1994; Murray et al., 1995). 또한 유기물과 관련된 연구로는 용존 유기탄소 기원(Williams and Druffel, 1987), 분석방법 비교(Sharp et al., 1995) 및 분포 특성(Tanoue, 1993), 입자성 유기물과 미생물과의 관계(Cho and Azam, 1988) 등 많은 연구가 보고되었다. 한편 적도 일부지역에서 Chen and Bada(1992), Hayase and Shinozuka(1995) 등이 humic-like substance의 형광을 측정하였으나 태평양에서 유기물의 고유 형광특성을 그 기원적 특성에 따라 생거대물질(biomacromolecule)과 지구거대물질(geomacromolecule)의 두가지 형태로 구분하여 분석한 연구는 지금까지 진행된 바가 없었으며 이러한 시도는 대양의 유기탄소 순환 연구에 매우 중요한 것으로 사료된다.

본 연구해역은 태평양 중심부 북동해역으로서 수온약층 상부의 표층혼합층은 빈영양의 낮은 기초생산력과 외부로 부더의 환경변화 요인이 거의 없는 해양환경을 유지하고 있다. 최근 심해저 망간채취를 위한 탐사 및 개발의 단계에서 장래 본격적인 상업적 광업 활동시에 일어날 수 있는 환경교란 및 이에 따른 해양생태계의 변화를 예측하고 이를 최소화하기 위하여 환경변화에 대비한 환경보존을 위한 기초연구가 반드시 필요하며 이는 이미 UN해양법 협약 제12장에 규정되어 있는 바와 같다. 망간채취 광업 활동시 해양환경에 일어날 수 있는 가장 중요한 현상으로는 채취 후 발생하는 부유물질과 심해저 퇴적물 간극수내에 고농도로 축적되어 있는 영양염류와 유기물질 그리고 중금속 등의 재방출에 따른 표층 생태계의 교란 등을 들 수 있다. 기실 현재 대양의 수직적인 원소 분포는 오랜 지질학적인 기간동안 생물권(biosphere)과 수권(hydrosphere) 그리고 암권(lithosphere) 사이의 생성 및 제거작용의 균형을 통하여 일정상태에 놓여 있다. 이중 우리가

KODOS 해역에서 중점적으로 감시하고 연구 개발해야 할 제1차적인 화학종은 플랑크톤 및 해양미생물에 영향을 주거나 영향을 받는 생물친화성분인 영양염류들과 유기물들이다. 이러한 성분은 Broecker (1974)에 의해 생물제한원소(biolimited elements)로 규정되어 있는데, 대부분 표층혼합층에 고갈되어 있고 저층해수에서 입자유기 성분의 분해에 따른 재생산에 의해 축적되어 높게 나타난다. 따라서 본 연구에서는 광업활동에 따른 환경변화 요인을 파악하고 환경보존 연구에 기초자료를 제공하기 위하여 심해저 및 퇴적물 간극수 그리고 표층에 존재하는 화학종 간의 농도차가 크게 나타나는 성분을 위주로 수괴특성을 파악하였다. 이러한 노력은 우리나라도 외국의 경우 이미 1970년대부터 수행되어온 미국, 서독, 일본, 프랑스 그리고 중국등 여러 관련 국가들과 대등한 국제적인 기초 연구결과에 기여할 수 있고 KODOS94해역의 오염방지에 대한 대비책과 환경보존을 지속적으로 유지하는데 큰 기여를 할 수 있을 것으로 판단된다.

2. 재료 및 방법

연구해역은 태평양의 클라리온-클리퍼톤 (Clarion-Clipperton) 균열대 사이의 해역으로 소규모의 심해저 구릉(abysal hill)을 포함하는 심해저 평원지역이다. 연구해역의 위치는 북위 9°05'~11°25'과 서경 131°05'~135°45'사이의 해역으로 1994년 6월(7개 정점), 95년 8월(3개 정점), 그리고 96년 5월(3개 정점)의 3차례 조사되었다(Fig. 1).

분석에 필요한 시료는 CTD rosette niskin sampler를 이용하여 채수하였으며, 현장에서 채취된 해수중 영양염류 분석을 위한 시료는

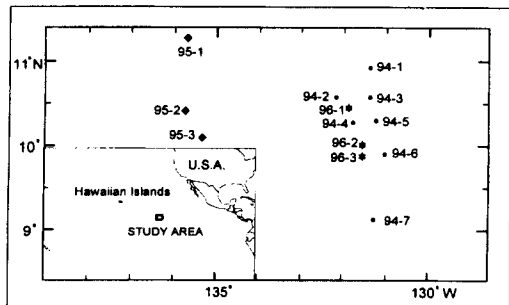


Fig. 1. Map showing sampling stations in the study area.

염산(10% HCl) 처리된 plastic vials에 보관하였다. 용존 유기물과 관련된 시료는 질산(10% HNO₃) 처리된 20 ml 유리병(teflon liner bottle)에 보관하였다. 각각의 시료는 -20°C 이하에서 보관되어 실험실로 옮겨져 분석하였다.

2.1 수온 및 염분

CTD meter를 이용하여 측정하였다.

2.2 무기영양염류분석

냉동 보관된 시료는 실험실로 옮겨진 후 영양염 자동분석기(SKALAR) 및 spectrofluorophotometer (Shimadzu, UV/VIS 260)로 분석하였다(Parsons et al., 1984).

2.3 유기물 추출 및 3차원 형광분석

채수된 시료 1 l 를 현장에서 C-18 Sep-Pak cartridge(Waters)로 추출하였으며 추출된 유기물의 형광측정은 spectrofluorophotometer (Shimadzu, RF-540)로 실시하였다(Park et al., 1995).

용존 유기물의 3차원 형광분석은 excitation 파장 범위 220에서 520 nm, 그리고 emission 파장 범위 260 에서 560 nm 까지, excitation 20 nm 간격으로 반복 scan 하였다. 반복된 scan자료는 A/D converter를 통하여 IBM XT/AT 로 전달된 후 ScanStar 프로그램에 의해 자료처리 되었다. 표준형광의 계산은 생거대 물질의 경우 Ex_{280nm}/Em_{330nm}에서 tryptophan(Sigma, T-0254) 1 ppb 형광을 1 TU(tryptophan unit)로, 지구거대물질은 Ex_{330nm}/Em_{430nm}에서 0.01N H₂SO₄, quinine sulfate(Fluka, 22640) 1ppb 형광을 1 SU(quinine sulfate unit)로 하였다.

3. 결과 및 토의

연구해역의 수심은 4500 ~ 5200m 사이의 범위로 측정되었다. 수온 및 염분의 수직분포를 Fig. 2에 나타내었다. 전 조사기간동안 수온 및 염분의 수평적 변화 폭은 거의 없었으며 수직적인 변화가 큰 것으로 관측되었다. 수직적 특징으로는 수심 50 ~ 150m 사이에 뚜렷한 계절수온약층이 관측되었으며 저위도 대양의 특성 중 하나로 나타나는 영구 수온약층(permanent thermocline)이 수심 200 ~

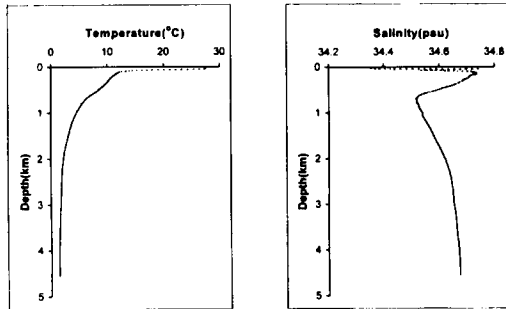


Fig. 2. Vertical profiles of temperature and salinity in the study area.

500m 사이에 형성되어 있었다(Bowden, 1975). 연구해역의 수괴는 고온저염의 상층 혼합수괴와 영구 수온약층 및 최대염분치를 포함하는 중층수 그리고 저온고염의 심층수괴로 분리되는 대양의 대표적인 수괴특성을 보이는 것으로 조사되었다.

3.1 영양염류 분포

각 정점에서의 수층별 영양염 농도는 다음과 같이 측정되었다. 질소계 영양염인 질산염은 0.1 ~ 42.8 μM 의 농도 범위로 측정되었다. 질산염의 수직분포는 수심 50 ~ 200m 사이에 *nutricline*이 형성되어 있으며 수온약층 상층수는 1.2 μM 이하의 낮은 농도 값을 보이는 반면 수심 1000 m이하 저층수는 평균 30 μM 이상의 높은 값으로 측정되었다. 이는 생물적 이용에 의해 표층수는 고갈되어 있으며 영양염 재생환 과정(*regeneration*)에 의해 저층수는 농축된 것으로 판단된다(Fig. 3). 특

히 표층이하 수심 500m 사이는 질산화과정에 의해 *nutricline*의 수직경사도가 높게 나타났으며 수심 1000m 부근에서 최대 농도 값을 보이고 저층까지 다소 감소하는 것으로 조사되었다.

조사해역의 아질산염은 0.09 ~ 0.67 μM 의 범위로 측정되었다(Fig. 3). 전 정점에서 최대 농도값은 수심 75m 수층에서 조사되었으며 이 수층의 이심은 질산염의 *nutricline* 수직 경사도가 매우 높게 형성되어 있는 점을 고려할 때 암모니아염과 질산염의 중간 산화물인 아질산염이 유산소환경에서 질산화과정에 의해 감소하는 것으로 추정된다(Spencer, 1975).

식물플랑크톤에 의한 선택적 이용도가 질산염에보다 상대적으로 큰 암모니아염은 수온약층 이상의 표층에서 수직분포면에서 산만한 편으로 나타났으며 0.5 μM 이하의 낮은 농도를 보였다(Fig. 3).

인산염 및 규산염의 농도는 각각 0.05 ~ 2.88 μM 과 1.0 ~ 155.9 μM 의 농도범위로 측정되었다. *Nutricline* 부근에서의 인산염 농도의 수직 분포 특성은 질산염의 분포 경향과 유사하게 나타났는데 이는 이 수층에서 미생물에 의한 유기물 분해 활동이 활발하게 이뤄지고 있음을 보여주고 있다. 규산염은 질산염이나 인산염 보다 *nutricline*이 완만하게 형성되었으며 이는 규산염의 용해에 의한 재생산 속도가 N과 P의 경우에서 처럼 생화학적 재생산 속도 보다 빠르지 못하고 완만하기 때문인 것으로 사료된다(Fig. 3). 연구해역에서의 N/P비 및 N/Si비는 표층은 다소 산만하게 나타났으나

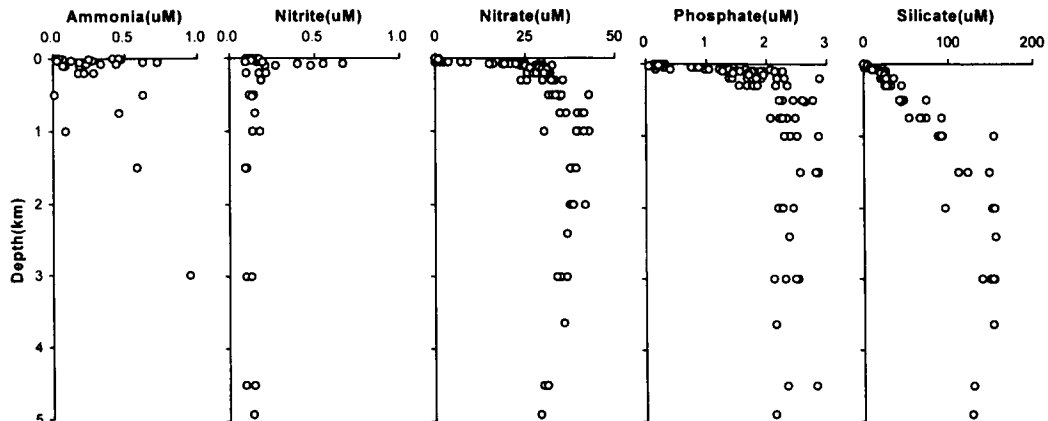


Fig. 3. Vertical profiles of nutrients in the study area.

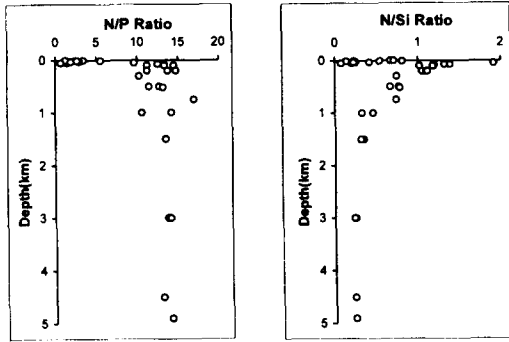


Fig. 4. Vertical profiles of N/Pb and N/Si ratio in the study area.

심층에서는 안정된 값을 보이고 있다. 각 비의 심층수 값은 15와 0.2의 값으로 Broecker (1974)가 제시한 대양의 값에 잘 일치하고 있다(Fig. 4). 연구지역에서 측정된 여러 영양염들의 농도 분포는 과거 유사지역에서 측정된 범위 값에 포함되고 있었으며(Murray, et al., 1995), 상기의 결과로부터 영양염의 농도 분포는 외부적 환경변화 요인이 거의 없는 태평양의 경우 영양염 소비 및 재생산 과정이 수괴

내의 유기물 순환과정 등과 관련되어 일정 농도 값을 유지하고 있음을 시사한다(Hayase et al., 1988).

3.2 추출유기물 형광특성

본 연구에서 추출된 유기물은 3차원 형광분석에 의하여 각각의 파장 Ex_{280nm}/Em_{330nm} , Ex_{330nm}/Em_{430nm} (band width: 5nm)에서 최대형광세기를 갖는 두종류의 형광소로 크게 대부분됨을 확인할 수 있었으며(Park et al., 1995), 이를 생거대물질(biomacromolecule)과 지구거대물질(geomacromolecule)로 구분하였다(Fig. 5).

용존유기물은 특정한 파장에서 고유의 형광을 지니고 있으며 이러한 광물리적 특성을 이용하여 물질에 대한 여러 가지 정보를 제공받을 수 있다(Laane, 1982; De Souza Sierra et al., 1994; Coble, 1996). 한편, 해수 중 유기물은 carbohydrate, sugars, fatty acids, hydrolysable amino acids, free amino acids, urea, biotin 등으로 구성되어 있으며 이들의 총량은 총 유기물의 약 10 ~ 30% 정도

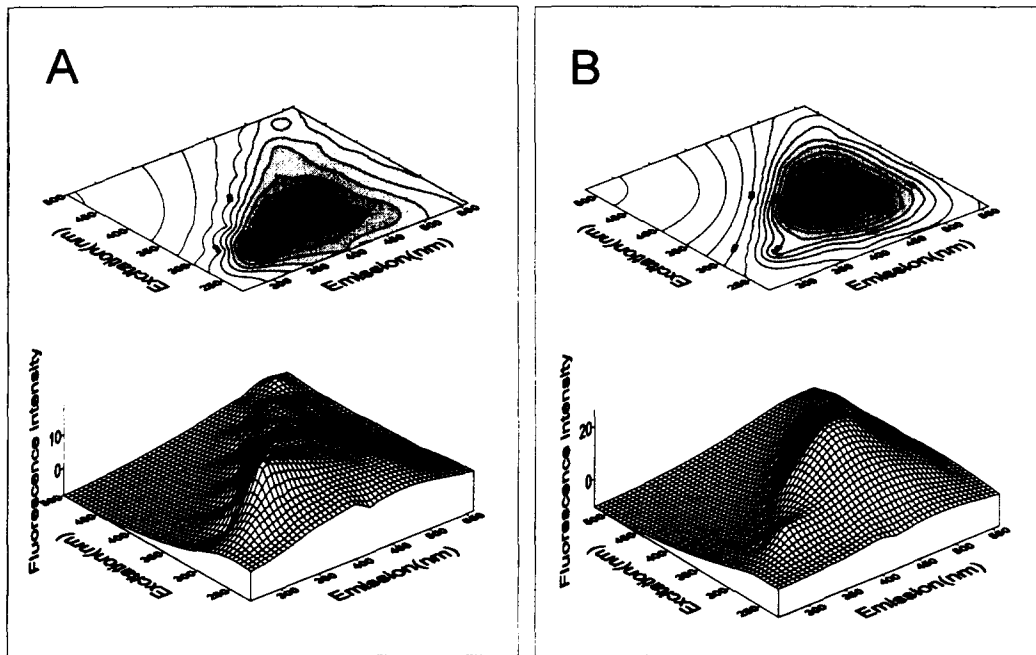


Fig. 5. Representative 3-D and contour plots of fluorescence intensity of extracted organic matter showing two distinct fluorophores in the study area(A:surface water (10m), B:deeper water(3000m)).

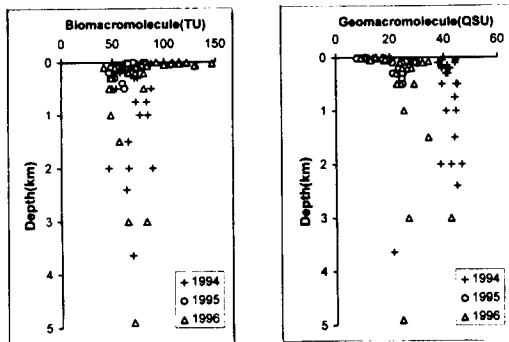


Fig. 6. Vertical profiles of fluorescence intensity of biomacromolecule and geomacromolecule in the study area.

를 차지하고 있다. 대부분을 차지하는 70%는 특정지워지지 않은 부분(non-characterized fraction)으로서 humic compound로 알려져 있다(Williams, 1975; Williams and Druffel, 1987; Hayase and Shinozuka, 1995; Colombo et al., 1996a). 초기의 형광유기물 연구는 연안에서 수괴의 기원과 관련된 추적자로서 시작되었으며 현재는 유기물분석의 한 분야로 자리잡고 있다. 여러 연구에서 사용된 형광 단위들은 quinine sulfate 단위 농도에서 변환된 cps unit(Coble et al., 1993, Coble, 1996), millifluorescence 단위인 mfl(Hayase et al., 1987), flu(Chen and Bada, 1994) 및 QSU(Mopper and Schultz, 1993) 등 여러 단위가 사용되고 있다. 이러한 형광세기 단위는 단위 농도의 quinine sulfate 형광치를 환산한 값으로 계산된 것들 이지만 본 연구에서는 3차원 형광 특성으로 구분된 생거대물질과 지구거대물질들을 각각 TU 및 QSU 단위로 구분하여 형광세기를 나타내었는데 이는 차후 유기물 형광 연구 자료의 표준화 및 상대비교를 위한 것이다.

연구결과 생거대물질 형광세기는 41.9 ~ 147.0 TU의 다소 넓은 범위로 조사되었다. 조사 연도별 시공간적 변화는 거의 없었으나 각 정점 별 수직적으로 표층이 높고 저층이 낮은 분포 특성을 보이고 있다(Fig. 6). 측정 연도별 평균 형광은 표층의 평균 형광세기에 비교하여 저층이 71.1%(94년), 75.1%(95년), 그리고 65.9%(96년) 감소한 것으로 측정 되었다. 전

정점에서 최대치는 수심 0 ~ 30m 사이 상층 수에서 측정 되었고 수심 200 ~ 1000m 까지 감소한 후 저층까지 일정한 값을 나타내고 있다. 이러한 생거대물질의 형광분포는 대양의 DOC 농도분포와 매우 유사한 분포를 보이는 데 이는 연구지역과 유사지역인 적도 태평양 해역에서의 DOC 평균농도가 표층에서 저층으로 갈수록 감소하는 결과를 보인 Tanoue (1993)의 결과와 수직분포 특성면에서 비교해 볼 때 잘 일치되고 있다. 결과적으로 수운약층 이하 수심에서의 급격한 감소는 이 수층에서 생물대사 과정에서 유래된 생거대물질에 대한 미생물 분해활동이 매우 활발함을 의미 한다(Chen and Bada, 1992; Park et al., 1995).

지구거대물질의 형광세기는 7.9 ~ 46.5 QSU 범위로 측정되었다. 지구거대물질은 생거물질의 분포 특성과는 상이한 양상으로 표층수에서 최소치를 보이고 수심의 증가에 따라 수심 200m 까지 빠르게 증가한 후 1000m 이하 저층까지 점차 안정된 값으로 나타났다(Fig. 6). 수운약층 이하 저층의 평균 형광세기는 표층수에 비교하여 228%(94년), 251%(95년) 그리고 208%(96년) 높은 값을 보이고 있다. 이러한 표층에서의 낮은 형광 값은 화학적 광분해에 의한 소멸이 주요인으로 판단되며(Kieber et al., 1990; Chen and Bada, 1992), 지구거대물질의 분포는 생거대물질의 분포 특성과는 달리 영양염류(특히 질산염, 인산염)의 수직분포와 높은 유사성을 나타냈다. 이와 관련하여 태평양 및 대서양 모두 영구수온 약층을 포함한 수심 1000m 까지의 수층에서 매우 높은 유사도($R > 0.9$)를 갖는 것으로 여러 연구에서 밝힌 바 있다(Hayase et al., 1988; Chen and Bada, 1992; Hayase and Shinozuka, 1995). 그러나 이는 지구거대물질의 생성 기작이 영양염의 재생산과정과 유사한 기원을 갖고 있음을 의미하는 것으로 판단되며 지구거대물질이 영양염 재생산에 직접적으로 관여 하는 것은 아닌 것으로 사료된다(Park et al., 1995). 결과적으로 유광층에서 일차 생산자에 의해 생성된 유기물들은 미생물의 분해과정을 통하여 영양염이 재생산되고 이러한 과정 중에 난분해성인 humic substance로 형성되는 것으로 판단된다. 이로 인하여 생거대 물질 및 지구거대 물질은 상호 역관계를 갖게 되는 것으로 사료된다.

Table 1. Major fluorescent components in various area

Type	Wavelength(nm) of measurement		Area	Reference
	EX _{max}	Em _{max}		
Geomacromolecule (humic-like)	340	438	North Pacific	Coble(1996)
	340	448	Mississippi river	Coble(1996)
	342	442	Coastal water	Coble(1996)
	320	420	North Pacific	Hayase et al.(1988)
	320	420	Central Pacific	Hayase and Shinozuka(1995)
	250-410	360-460	Estuary, lagoon	
			Atlantic, North Sea	Sierra et al.(1994)
		450	Central Pacific	Chen and Bada(1992)
		450	Porewater	Chen and Bada(1994)
		430	Northeast Pacific	Present study
Biomacromolecule (protein-like)	275	305	Deep water	Coble et al.(1993)
	275	340	Mississippi river	Coble(1996)
	270	320	Atlantic Ocean	Determann et al.(1994)
	280	330	Northeast Pacific	Present study

한편, 해수중 형광 유기물 농도는 생물활동에 의한 생성 및 분해, 표층에서의 광분해 기작, 해저면에서의 확산(Laane, 1982), lipid와 carbohydrates 및 amino acid와의 축합반응 등의 여러 환경적 요인들에 의하여 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 지구거대물질의 경우 Chen and Bada(1992)가 Sargasso Sea와 북태평양 중앙부근 등에서 연구 조사 보고된 결과에 따르면 주요인은 입자에 의한 것이며 강, 강우, 퇴적물의 확산 및 생물 유기체의 방출 등을 보고하였다. 또한 지구거대물질의 형광강도는 시료 보관상태(냉장/냉동)나 보관 시일(4일 ~ 37일)에 대한 영향은 거의 없는 것으로 확인되었으나 UV irradiation에 의하여 저층수의 경우 1시간 정도 노출되면 형광이 완전 소멸된다(Hayase et al., 1988). 제시된 Table 1에서 보는 바와 같이 최근 여러 지역에서 측정된 최대형광의 파장은 일부 담수 지역을 제외하면 지구거대물질은 320 ~ 342 nm(excitation)와 420 ~ 448 nm(emission)의 범위에서 측정되었으며 생거대물질은 270 ~ 275 nm(excitation) 그리고 305 ~ 340 nm(emission)의 범위에서 측정되었다. 이러한 형광 유기물의 최대형광 세기를 나타내는 파장은 기기의 종류 및 측정조건, 담수, 해수 등 시료의 종류 그리고 지역적 특성 등에 따라 다소 차이를 보이고 있으며(Coble, 1993) 실제로 지구거대물질의 최대 형광은 해수의 경우 담수의 측정 파장 보다 상대적으로 짧은 파장에서 나타나는 것으로 보고되었다(Coble, 1996).

그러나, 최대형광 파장, 형광 강도단위 등 일부 표준화 작업이 요구되지만 형광을 이용한 유기물 분석 방법은 기존의 유기물 분석 방법보다 상대적으로 용이하며 시료의 처리 및 자료의 비교 등이 수월한 이점을 갖고 있다. 이에 따라 최근 발표된 여러 연구 동향을 살펴보면 90년대 이후 점차적으로 여러 형광소로 분리하려는 시도가 늘고 있다. 따라서 유기물 형광분석 연구는 총유기탄소량의 간접적 정량지표로 이용될 수 있을 것으로 판단되며 이에 앞서 유기물 기원에 따른 형광소의 분리, 각 형광소간의 상호작용 및 총유기탄소와 형광세기 간의 비율 등에 관한 연구가 선행되어야 할 것이다.

결과적으로 본 연구해역에서 차후 수행될 망간채취 활동 후 발생하는 높은 농도의 부유물질과 간극수내의 영양염류, 유기물 및 중금속 등은 표층수로 재방출 되었을 때 표층생태계에 심각한 환경교란(environment stress)을 줄 수 있다. 또한 humic substance를 많이 포함하고 있는 심해저의 퇴적물 및 공극수는 표층으로 방출될 경우 화학적 광분해에 의해 단분자화되어 2차적 환경 부가요인을 유발시킬 수 있다. 따라서 망간선별작업 후 발생하는 재방출수는 기초생산력이 이루어지는 표층생태계 및 질산화과정과 유기물 분해를 활발히 진행하고 있는 수심 200 ~ 500m 부근의 미생물 생태계에 영향을 주지 않는 수심인 최소 1000m 이하에서 방출관을 통하여 방출되어야 할 것으로 판단된다.

4. 결 론

연구지역인 태평양에서 94년부터 96년 사이 3차에 걸쳐 영양염 및 유기물의 형광특성을 조사하였다. 질산염은 0.1 ~ 42.8 μM 의 범위로 측정 되었으며, phosphate 및 silicate는 각각 0.05 ~ 2.88 μM 과 1.0 ~ 155.9 μM 의 농도범위로 조사되었다. 이러한 농도 분포는 과거 유사지역에서 측정된 범위 값에 포함되고 있었으며 결과적으로 외부적 환경변화 요인이 거의 없는 대양의 경우 영양염 소비 및 재생산 과정이 수괴 내의 유기물 순환과정 등과 관련지어 일정 농도 값을 유지하고 있음을 시사한다.

유기물의 고유 형광특성을 이용한 3차원 형광분석 결과로 부터 $\text{Ex}_{280\text{nm}}/\text{Em}_{330\text{nm}}$ 에서 최대 형광값을 갖는 생거대물질과 $\text{Ex}_{330\text{nm}}/\text{Em}_{430\text{nm}}$ 에서 최대 형광값을 갖는 지구거대물질의 두가지 형광소(fluorophore)로 분리 분석하였다. 연구결과 생거대물질의 형광세기는 41.9 ~ 147.0 TU의 값으로 측정되었으며 각 정점별로 표층이 높고 수심의 증가에 따라 점차 낮은 형광을 보였다. 지구거대물질의 형광세기는 7.9 ~ 46.5 QSU 범위로 측정되었으며 지구거대물질은 생거물질의 분포 특성과는 상이한 양상으로 표층수에서 최소치를 보이고 수심의 증가에 따라 수심 200m 까지 빠르게 증가한 후 1000m 이하 저층까지 점차 안정된 값을 갖는 것으로 나타났다. 이러한 수직분포 특성은 각 거대물질의 기원에 따라 상호 역관계를 보이는 것으로 판단된다.

감사의 글

본 연구는 1994년도 인하대학교 연구비 지원에 의하여 수행되었음.

본 연구에 대하여 좋은 토의와 의견을 주신 익명의 심사위원들에게 감사의 뜻을 밝히고자 합니다. 또한 본 연구에 많은 관심과 지원을 하여주신 한국해양연구소 강정극 박사님 이전 연구원들에게 진심으로 감사드립니다. 아울러 조사선 온누리호 선장님과 승무원들께도 감사드립니다.

참고 문헌

- Bowden, K.F., 1975. Oceanic and estuarine mixing processes, In: Chemical Oceanography, edited by J.P. Riley and G. Skirrow, 2nd, Academic Press Inc., 647pp.
- Broecker, W.S., 1974. Chemical Oceanography. Harcourt Brace Jovanovich, Inc., 214pp.
- Chen, R.F. and J.L. Bada, 1992. The fluorescence of dissolved organic matter in seawater. *Mar. Chem.*, 37, 191~221.
- Chen, R.F. and J.L. Bada, 1994. The fluorescence of dissolved organic matter in porewaters of marine sediments. *Mar. Chem.*, 45, 31~42.
- Cho, B.C. and F. Azam, 1988. Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the ocean's interior. *Nature*, 332(31), 441~443.
- Coble, P.G., 1996. Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Mar. Chem.*, 51, 325~346.
- Coble, P.G., C.A. Schultz and K. Mopper, 1993. Fluorescence contouring analysis of DOC intercalibration experiment samples: a comparison of techniques. *Mar. Chem.*, 41, 173~178.
- Colombo, J.C., N. Silverg and J.N. Gearing, 1996a. Biogeochemistry of organic matter in the Laurentian Trough, I. Composition and vertical fluxes of rapidly settling particles. *Mar. Chem.*, 51, 277~293.
- Colombo, J.C., N. Silverg and J.N. Gearing, 1996b. Biogeochemistry of organic matter in the Laurentian Trough, II. Bulk composition of the sediments and relative reactivity of major components during early diagenesis. *Mar. Chem.*, 51, 295~314.
- De Souza Sierra, M.M., O.F.X. Donard, M. Lamotte, C. Belin and M. Ewald, 1994. Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters. *Mar. Chem.*, 47, 127~144.
- Bowden, K.F., 1975. Oceanic and estuarine mixing processes, In: Chemical Oceanography, edited by J.P. Ri-

- Determann, S., R. Reuter, P. Wagner and R. Willkomm, 1994. Fluorescent matter in the eastern Atlantic Ocean. Part 1: method of measurement and near-surface distribution. *Deep-Sea Res.*, 41(4), 659~675.
- Goyet, C. and E.T. Peltzer, 1994. Comparison of August-September 1991 and 1979 surface partial pressure of CO₂ distribution in the equatorial Pacific Ocean near 150° W. *Mar. Chem.*, 45, 257~266.
- Hayase, K., H. Tsubota, I. Sunada, S. Goda and H. Yamazaki, 1988. Vertical distribution of fluorescent organic matter in the north Pacific. *Mar. Chem.*, 25, 373~381.
- Hayase, K., M. Yamamoto, I. Nakazawa, and H. Tsubota, 1987. Behavior of natural fluorescences in Sagami Bay and Tokyo Bay, Japan-vertical and lateral distributions. *Mar. Chem.*, 20, 265~276.
- Hayase, K. and N. Shinozuka, 1995. Vertical distribution of fluorescent organic matter along with AOU and nutrients in the equatorial central Pacific. *Mar. Chem.*, 48, 283~290.
- Karl, D.M., G.A. Knauer and J.H. Martin, 1988. Downward flux of particulate organic matter in the ocean: a particle decomposition paradox. *Nature*, 332(31), 438~441.
- Kieber, D.J., J. McDaniel and K. Mopper, 1989. Photochemical source of biological substrates in sea water: implications for carbon cycling. *Nature*, 341(19), 637~639.
- Kieber, R.J., X. Zhou and K. Mopper, 1990. Formation of carbonyl compounds from UV-induced photodegradation of humic substances in natural waters: Fate of riverine carbon in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 35(7), 1503~1515.
- Laane, R.W.P.M., 1982. Influence of pH on the fluorescence of dissolved organic matter. *Mar. Chem.*, 11, 395~401.
- Meyers-Schulte, K.J. and J.I. Hedges, 1986. Molecular evidence for a terrestrial component of organic matter dissolved in ocean water. *Nature*, 321(1), 61~63.
- Mopper, K. and C.A. Schultz, 1993. Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC components. *Mar. Chem.*, 41, 229~238.
- Murray, J.W., E. Johnson and C. Garside, 1995. A U.S. JGOFS process study in the equatorial Pacific (EqPac): Introduction. *Deep-Sea Res.*, 42(2-3), 275~293.
- Park, Y.C., S.K. Son, K.H. Chung and K.H. Kim, 1995. Characteristics of fluorescent organic matter and amino acids composition in the East Sea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 30(4), 341~354.
- Parson, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, 173pp.
- Rashid, M.A., 1985. Geochemistry of marine humic compounds. Springer-Verlag. New York, 300pp.
- Sharp, J.H., R. Benner, L. Bennett, C.A. Carlson, S.E. Fitzwater, E.T. Peltzer and L.M. Tupas, 1995. Analyses of dissolved organic carbon in seawater: the JGOFS EqPac methods comparison. *Mar. Chem.*, 48, 91~108.
- Spencer, C.P., 1975. The micronutrient elements. In: *Chemical Oceanography*, edited by J.P. Riley and G. Skirrow, Vol. 2, Academic Press Inc., 647pp.
- Tanoue, E., 1993. Distributional characteristics of DOC in the central equatorial Pacific. *J. of Oceanography*, 49, 625~639.
- Thomas, C., G. Cauwet and J-F. Minster,

1995. Dissolved organic carbon in the equatorial Atlantic Ocean. *Mar. Chem.*, 49, 155~169.
- Williams, P.J.leB., 1975. Biological and chemical aspects of dissolved organic material in sea water, In: *Chemical Oceanography*, edited by J.P. Riley and G. Skirrow, Vol. 2, Academic Press Inc., 647pp.
- Williams, P.M. and E.M. Druffel, 1987. Radiocarbon in the dissolved organic matter in the central north Pacific Ocean. *Nature*, 330(19), 246~248.