

MODIS를 이용한 춘·하계 동해 서남부 해역의 해수 중 입자성 유기탄소 함량 추정 알고리즘 개선

홍기훈 · 안유환 · 손영백 · 유주형 · 김창준[†] · 양동범 · 김영일 · 정창수

한국해양연구원

Particulate Organic Carbon (POC) Algorithms for the southwestern part of the East Sea during spring-summer period using MODIS Aqua

Gi-Hoon Hong, Yu-Hwan Ahn, Young-Baek Son, Joo-Hyung Ryu, Chang-Joon Kim[†],
Dong-Beom Yang, Young-Il Kim and Chang-Soo Chung

Korea Ocean Research and Development Institute

Abstract : Several MODIS AQUA products have been compared with shipboard data to assess the possibility of using remote sensing to estimate particulate organic carbon (POC) concentration in the surface waters of the East Sea. A total of 30 POC profiles obtained in spring and summer seasons of the years of 2006~2010 were compared with remote sensing reflectance at various wavelengths and diffuse attenuation coefficient at 490 nm observed by MODIS AQUA. The algorithm thus established was $POC = 266.85 * [R_{rs}(488)/R_{rs}(555)]^{-1.447}$ ($R^2 = 0.924$) with root mean square error of 20.9 mg m^{-3} . Remotely sensed POC contents derived using our algorithm appeared also not to be affected by the presence of non-POC component in suspended particulate matter. Therefore this algorithm could be applied to obtain POC concentration over the East Sea using MODIS Aqua observation.

Key Words : Particulate organic carbon(POC), Satellite ocean color algorithm, MODIS Aqua, East Sea, Chlorophyll- a (Chl-a).

요약 : 동해에서 입자성 유기탄소(Particulate Organic Carbon, POC) 함량을 위성 관측으로 추정하기 위해 MODIS AQUA 위성 자료와 2006~2010년 춘계와 하계에, 동해 서남부 해역의 30개 정점에서 화학 분석을 통하여 측정된 POC 함량 자료를 원격반사도, 확산광소산계수 등 MODIS Aqua 해상 위성 관측 자료와 비교하여 현장 값에 가장 근접하고 통계적으로 유의한 해수 중 POC 함량을 추정하는 알고리즘을 개발하였다. 위성 자료가 현장 값에 가장 근접하는 경우는 $R_{rs}(488)$ 와 $R_{rs}(555)$ 비율을 이용하는 경우로서 거듭제곱형태로 $POC = 266.85 * [R_{rs}(488)/R_{rs}(555)]^{-1.447}$ ($R^2 = 0.924$)이고, 평균 제공근 오차는 20.9 mg m^{-3} 로 양호하였다. 부유 입자 중 POC 이외 물질의 함량은 상기 알고리즘에 영향을 미치지 않는 것으로 나타났다. 그러므로 동해 서남부 해역의 춘계와 하계에 대해서는 이 해역의 광학특성을 반영한 알고리즘을 사용하여 MODIS Aqua 해상 위성 관측 자료로부터 표층 해수의 POC 함량을 추정할 수 있을 것으로 사료된다.

1. 서론

인간활동으로 인해 대기로부터 배출된 이산화탄소의 약 절반은 해양에 흡수된다(Sabine *et al.*, 2004). 해양에서 탄소는 용존 무기탄소(Dissolved Inorganic Carbon, DIC), 용존 유기탄소(Dissolved Organic Carbon, DOC), 입자성 유기탄소(Particulate Organic Carbon, POC), 입자성 무기탄소(Particulate Inorganic Carbon, PIC)로 존재하고 그 함량은 각각 약 1900, 70, 2, $\sim 1 \mu\text{mol/kg}$ 이다. DIC, DOC, POC, PIC의 지구 해양 총 현존량은 각각 약 3750×10^{15} gC, $\sim 700 \times 10^{15}$ gC, 22×10^{15} gC, $< 1 \times 10^{15}$ gC이다(Wong *et al.*, 2002). 이 중 POC는 전체 탄소 중 차지하는 비중은 작으나 대부분 식물플랑크톤의 광합성 결과로 생성된 생물입자로서, 대기의 이산화탄소를 유기입자의 형태로 해수 중으로 끌어들이는 지구 탄소순환의 원동력이 되고(생물펌프, biological pump), 심해로 가라앉아 대기의 이산화탄소를 깊은 바다로 격리시킨다. 이 생물펌프 작용으로 중층수/저층수의 경계(mesopelagic/bathypelagic boundary, 2000 m 수심)까지 격리되는 탄소량(export flux)은 지구 해양의 이산화탄소 흡수 총량의 10%를 차지하나, 공간적으로 변이가 크고 동해는 높은 편에 속한다(Honjo *et al.*, 2008). 동해에서의 탄소 거동을 정량적으로 파악하기 위해서는 POC의 시·공간적인 분포, 생성, 소멸, 이동에 관한 정보를 얻어야 한다. 해수 중 클로로필-a(Chlorophyll-a, Chl-a) 함량은 전통적으로 광합성을 하는 해양 식물의 생물량(biomass)을 간접적으로 측정하는 수단으로서, 해양의 식물플랑크톤의 한 특성 변수로서 선박과 해상 위성 관측에서 중요하게 다루어져 왔다. 그리고 탄소 순환 조사 측면에서도 해수 중 클로로필-a 함량을 구하는 것은 해양에서의 탄소 생물량(carbon biomass)을 이해하는데 중요한 역할을 담당해 왔다. 해양에서 POC는 생물광합성의 결과로 생성되고 또 종속영양생물에 의해 분해되므로 시간과 공간에 따라 변화가 매우 크다(Eppley *et al.*, 1992). POC의 중요한 구성 성분인 식물성 플랑크톤은 적절한 환경이 주어질 때 마다 빠른 성장속도를 보이며 번성하기 때문에 큰 시간적 변동성을 보인다. 해양의 전선, 와류의 위치 등에 따라서도 식물성 플랑크톤의 성장에 적절한 환경이 조성되거나 유기물 입자의 집적이 일어나기 때문에

POC는 공간적으로도 큰 변동성을 보인다. 이와 같은 POC 분포를 시간, 공간에 따라 정확히 파악하고 해양에서의 전체적인 탄소수지를 정량화하기 위해서는 원격 탐사자료의 활용이 필수적이다.

해양 표층수에 존재하는 POC에 대한 위성 관측은 Morel(1988)이 Case I Water에 대하여 POC를 포함한 식물플랑크톤이 해수의 전반적인 광학특성을 지배한다는 사실을 정량적으로 입증한 이후 많은 연구가 이루어졌다. 주요 연구를 간단히 살펴보면 다음과 같다. Stramski *et al.*(1999)은 남극 전선역(Antarctic Polar Front Zone)과 로스해(Ross Sea)에서 POC 농도와 해수의 부유입자의 역산란계수(backscattering coefficient, b_{bp})의 상관관계와 b_{bp} 와 원격반사도(remote-sensing reflectance, R_{rs})의 관계를 이용하여 해상 위성 자료로부터 POC 농도를 추정하였다. Mishonov *et al.*(2003)은 남대서양에서 해수에 존재하는 입자물질의 660 nm에서의 광산계수(beam attenuation coefficient, c_p)와 POC 함량간의 상관관계를 이용하여 c_p 를 POC로 전환하고, SeaWiFS에서 관측한 555 nm의 정규수출복사량(normalized water-leaving radiance, $nL_w(555)$)과 c_p 사이의 관계를 이용하여 해양의 표층에서 POC 농도를 추정하였다. 이와 비슷하게 SeaWiFS에서 관측한 490 nm에서의 확산광산계수(diffuse attenuation coefficient, K_{490})를 이용하여 해상 위성 자료로 POC 농도를 추정하는 방법이 제안되었다(Gardner *et al.*, 2006). 지중해에서 $b_{bp}(555)$ 가 엽록소 함량과 달리 입자에 의해 지배되는 현상이 위성 관측 결과에서 밝혀지고, 이를 이용하여 해수 중 POC 정량을 위성 자료로 획득하기도 하였다(Loisel *et al.*, 2001). 위성 관측 자료를 이용한 것은 아니나, 펌프를 이용해 해수를 선상으로 끌어올린 후, 산을 가하여 탄산칼슘을 녹이기 전과 녹인 후에 해수의 632.8 nm에서의 역산란계수를 측정해 POC와 PIC함량으로 전환하는 연속적 측정 방법이 또한 개발되었다(Balch *et al.*, 2005). 최근 Son *et al.*(2009a)는 멕시코 만에서 해수 중 POC 함량이 SeaWiFS 관측 클로로필 함량이나 490 nm에서의 확산계수(K_{490})와 높은 상관관계를 보여 이를 이용한 POC 원격 탐사 알고리즘을 개발하였다.

POC와 원격반사도의 관련성에 대해서도 많은 연구가 이루어졌으나 현장 측정된 POC 자료와 현장 원격반

사도를 관련 짓는 연구는 드물었다(Stramski *et al.*, 1999; Stramska and Stramski, 2005). Stramski *et al.*(2008)은 해양에서 원격반사도를 직접 측정하여 동시에 측정한 POC와 비교하였다. 이들은 표층수 중의 POC 농도와 원격반사도의 blue-to-green ratio 사이의 상관관계를 구하였는데, $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$, $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$, 두 가지가 POC 알고리즘 개발에 가장 적합하다고 판단하였다. Son *et al.*(2009)은 멕시코만의 POC 자료를 SeaWiFS 위성 자료와 비교하였는데 여러 밴드에서의 값을 사용하여 좋은 상관관계를 구하였다. 이들은 $L_{wn}(443)$, $L_{wn}(555)$ 또는 $R_{rs}(443)$, $R_{rs}(555)$ 를 사용하는 Normalized Difference Carbon Index (NDCI)와 가시광 영역의 모든 밴드를 이용한 Maximum Normalized Difference Carbon Index(MNDCI)라는 밴드 비를 이용하여 위성에서 POC를 추정하였다. 또한 그들은 6개 가시광선(412, 443, 490, 510, 555, 670 nm)에서의 water-leaving radiance 자료를 주성분분석(Principle Component Analysis, PCA)하여 POC 함량을 추정하는 알고리즘을 개발하였다(Son *et al.*, 2009b).

본 연구의 목적은 2006년부터 2010년까지 5년간 동해 남서부해역에서 현장 관측된 30 개 지점의 POC 및 클로로필-a 농도와 MODIS 위성 자료의 원격반사도 및 클로로필-a 값을 비교하여 동해 표면수의 POC 함량 추정 알고리즘을 개선하는 것이다. 이 연구결과는 향후 우리나라 천리안 위성에 탑재된 해상 색 센서인 GOCI (Geostationary Ocean Color Imager)를 이용한 해양의 POC 관측 기반 구축에 도움이 될 것으로 판단된다.

2. 동해의 특성

동해는 전체면적이 $1,007,600 \text{ km}^2$ 에 이르며 평균 깊이는 1684 m이다. 동해의 표면은 약 40° N 에 위치하는 아극 전선(subarctic front)에 의해서 저온/저염의 북부와 고온/고염의 남부로 나누어지고, 이 전선은 겨울에 강하고 여름에 약해진다(Park *et al.*, 2007). 남부해역에서는 대한해협으로 진입한 쿠로시오 해류기인 대마난류(Tsushima Warm Current, TWC)가 한반도 해안을 따라 북향하는 동한난류(East Korean Warm

Current, EKWC)와 일본 열도를 따라 동향하는 두 해류(Nearshore and Offshore Branches)로 나누어진다(Mitchell *et al.*, 2005). 그리고 EKWC는 약 36° N 에서 해안으로부터 외해로 분리되어 고온 및 저온 와류(warm and cold eddy)를 형성하고, 이 와류들은 50~70 일 정도 존재하나 경우에 따라서는 1년이 넘게 존재한다(Lee and Niller, 2010a & 2010b). 이 와류는 해역의 식물광합성과 이산화탄소의 대기와의 교환에 중요한 역할을 한다. 동해에서 POC의 침강 플럭스는 아극 전선 북쪽에서는 $2.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Hong *et al.*, 1997)이고, 아극 전선 남쪽인 동해 서남부 해역에서는 약 $9.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Hong *et al.*, in preparation)으로 타 해역에 비해 높고, 유공충이나 익족류의 탄산염골격이 2000 m 깊이에 상당량 도달하는 등 PIC 침강 플럭스도 큰 해역이다(Hong and Chen, 2002). 동해 남부해역에서의 클로로필-a의 농도는 아극 전선역(subpolar frontal area)에서 비교적 높고, 계절적으로는 춘계 및 추계의 식물플랑크톤 번성기에 높고 하계와 동계에 낮다(Kim *et al.*, 2000; Yamada *et al.*, 2005). 또한, 동해는 우리나라, 일본, 러시아 및 북한으로 해역의 관할권이 나누어 있어서 상대국 해역에 대한 선박 접근이 항상 용이하지는 않으므로 위성을 통한 해양 조사가 거의 유일한 대안으로 판단된다.

3. 재료 및 방법

1) 해수시료 채취 및 화학분석

현장 관측은 동해 서남부해역으로 2006년 7월, 2007년 4월, 2009년 4월, 2010년 5월, 2010년 7월에 총 5회에 걸쳐 조사되었고, 조사 시기별 정점위치는 Fig. 1에 표시하였다. 위성 자료와의 비교에 사용된 값은 30 개이다. 해수에 존재하는 POC는 현장에서 채취한 해수 4 L를 450° C 에서 4~5 시간 연소하여 유기물을 제거한 직경 25 mm인 GF/F glass-fiber filters(약 $0.7 \mu\text{m}$ pore size)로 여과하여 채취하였다. 이 여과지는 냉동실(-25° C)에 보관하고, 실험실로 옮겨서 오븐에서 80° C 로 건조하였다. 건조된 여과지에 1M HCl을 가하여 무기탄소를 제거하고 오븐에서 80° C 로 건조 후

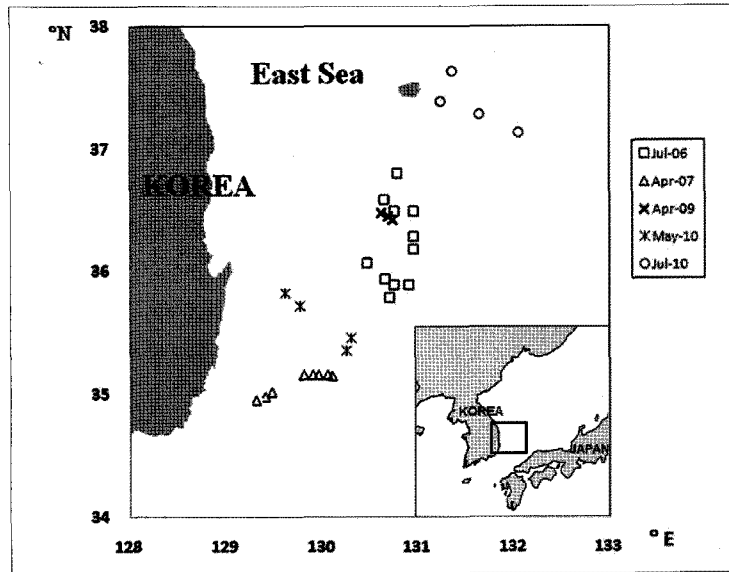


Fig. 1. Sampling stations for POC in the southwestern part of the East Sea. Five sampling campaigns have been conducted in the region in July 2006, April 2007, April 2009, May 2010, and July 2010.

CNS Analyzer(Carlo Erba CNS elemental analyzer 1106)로 유기탄소를 분석하였다. 바탕실험은 시료와 같은 과정을 거쳐 실시하였다(Hedges and Stern, 1984). 클로로필-a 함량은 현장에서 채취한 해수 2 L를 450°C에서 4~5 시간 연소하여 유기물을 제거한 직경 47 mm 인 GF/F 여과지로 여과하여 채취하였다. 이 여과지를 냉장 보관하고, 실험실로 옮겨서 90%(v/v) 아세톤으로 추출하였다. 추출액의 흡광도를 자외선-가시광선 분광광도계(Shimadzu UV-1650 PC)로 665, 647, 630 nm 파장에서 측정하여 Parsons *et al.*(1984)의 방법으로 클로로필-a 함량을 계산하고 750 nm 파장에서 흡광도를 측정하여 탁도를 보정하였다. 이 값은 클로로필-a 분해산물인 pheophytin을 포함한 비보정 클로로필-a 함량(uncorrected chlorophyll a)이다. 이 pheophytin은 클로로필-a와 같은 파장에서 광을 흡수하므로 위성 자료 이용에 적합하다(Morel and Prieur, 1977). 해수의 부유물질 함량은 현장에서 채취한 해수 2 L를 polycarbonate 재질의 Nuclepore® 막 여과지(0.4 μm pore size)로 여과하고 증류수로 3회 반복하여 여과지에 남아있는 염분을 제거한 다음 오븐에서 60°C로 2일간 건조한 후 무게를 측정하였다.

2) 해색 위성 자료

해색 위성 자료는 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS) Aqua로 NASA Ocean Biology Processing Group(<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>)으로부터 획득하였다. MODIS는 지구 생물권을 광범위하게 관측하는 NASA-EOS(Earth Observing System)의 주 센서로서 MODIS-AQUA와 육상 및 대기관측을 위한 MODIS-TERA로 구성 되어 있다. 2002년 발사된 Aqua 위성은 Terra 위성의 후속 위성으로 지구환경시스템의 변화를 가져오는 해양, 대기 및 지구표면 상호작용의 이해와 원인 규명을 위한 관측을 목적으로 한다. MODIS 센서는 36 개 채널에서 250 m, 500 m, 1 km 해상도로 관측을 수행하는데 파장의 종류가 많아서 한번에 여러 가지 정보를 복합적으로 얻을 수 있다는 장점이 있다. 이 센서가 지구환경관측에 중요한 역할을 하게 되는.가장 큰 특징은 해색(ocean color)에 대한 자료를 수집한다는 사실이다. 동해 남부해역을 포함하는 자료는(Level 1A) 각각의 현장 시료 채취 기간에 획득된 자료로 제한하였지만 구름에 의한 영향으로 현장 자료와 위성 자료간에 동시성(同時性)이 제한되고 또한 한반도에는 4~5일 주기의 저기압이 통과하므로, 관측한 날로부터 4일 이내의 영상으로 확장하여 사용하였다. 위성자료의 시간오차는 위성이미

지 촬영시간을 기준으로 현장 측정된 시간과의 차이가 -108 시간 43 분 부터 + 93 시간 38 분 까지 였다(평균 + 2 시간 43 분). Level 1A 자료는 SeaDAS(SeaWiFS Data Analysis System)를 이용하여 Level 2 자료(1 km 해상도)인 R_{rs} , nL_w , K_{490} 값을 계산하였다(McClain *et al.*, 2004). 이렇게 계산된 Level 2 자료를 통해 서남부 해역을 중심으로 1 pixel의 공간해상도가 0.37 km × 0.37 km 인 자료로 변환하여 현장자료와의 비교에 사용하였다. 현장 자료와 위성 자료간의 동지성(同地性)을 확보하기 위하여 각각의 관측정점을 중심으로 3×3 pixel 평균한 값을 이용하였고, 그 외의 표준 MODIS Level 2 산출물들은 SeaDAS MSL12 processing code에 포함되어 있는 결과를 이용하여 비교 분석하였다.

4. 결과 및 고찰

1) 원격반사도(R_{rs}) 를 이용한 동해 POC 알고리즘 개선

2006년부터 2010년까지 5년간 동해 남서부해역에서 현장 관측된 30 개 지점의 POC 농도와 MODIS Aqua 위성 자료의 원격반사도, 클로로필-a 값을 비교하였다. Stramski *et al.*(2008)은 50 개 이상의 현장 시료를 대상으로 $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 와 $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ 를 실제 해수 중 POC 농도와 비교하여 각각 $POC = 203.2[R_{rs}(443)/R_{rs}(555)]^{-1.034}$ 와 $POC = 308.3[R_{rs}(490)/R_{rs}(555)]^{-1.639}$ 관계식을 구하였고 평균 제공근 오차가 약 20 mg m⁻³, MNB가 약 2%로 두 경우 모두가 알고리즘으로 이용할 수 있다고 보고 하였다. 이 알고리즘은 POC 계산을 위해 현재 SeaDAS 6.1 소프트웨어(poc stramski 443, poc stramski 490, poc clark seawifs,

poc clark modis)에 채택되어 있다.

먼저 Stramski *et al.*(2008)의 POC 알고리즘을 적용하여 동해 서남부해역 표층수의 위성 POC 농도를 구해 현장 측정된 POC 자료와 비교하였다. Stramski *et al.*(2008)은 현장에서 구한 $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 비율과 $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ 비율을 적용하여 POC 농도를 추정하였는데, 본 연구에서는 MODIS Aqua 위성 자료를 사용하였기 때문에 $R_{rs}(490)$ 값 대신 $R_{rs}(488)$ 값을 사용하였다. 동해 현장 POC 농도와 MODIS 위성 자료의 $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 비율 사이에서는 거듭제곱 형태로 $POC = 195.09[R_{rs}(443)/R_{rs}(555)]^{-0.883}$ 상관관계식을 얻을 수 있었다($R^2 = 0.820$). 이 상관관계에서 평균 제공근 오차(root mean square error, RMSE)는 35.1 mg m⁻³ 이고 MNB(mean normalized bias)는 2.9%였다(Table 1). 그리고 MODIS Aqua 위성 자료의 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율과 현장에서 측정된 POC 농도 사이에서는 거듭제곱 형태로 $POC = 266.85[R_{rs}(488)/R_{rs}(555)]^{-1.447}$ 관계식을 얻을 수 있었다($R^2 = 0.924$, Fig. 2). 이 상관관계에서 평균 제공근 오차는 20.9 mg m⁻³였고, MNB는 1.21%였다(Table 1). 이것은 Stramski *et al.*(2008)와 비교했을 때 현장 자료와의 오차가 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율은 비슷하고, $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 비율은 더 크다. 또한, Stramski *et al.*(2008)은 $R_{rs}(490)$ 을 사용한 알고리즘은 $R_{rs}(443)$ 을 사용한 경우에 비해 부영양 해역에서는 높은 값을, 빈영양 해역에서는 낮은 값을 계산해준다고 보고 하였는데 본 연구에서는 이런 경향은 나타나지 않았다.

Stramski *et al.*(2008)의 알고리즘 이외에 보고된 원격반사도 알고리즘의 적용가능성을 살피기 위해 현장 POC 자료와 $[R_{rs}(443)+R_{rs}(488)]/R_{rs}(555)$ 비율을 비교한 결과 양호한 상관관계($R^2 = 0.888$)를 보였으며 평균 제공근오차는 25.42 mg m⁻³였고, MNB는 1.73 %이었다(Table 1). 클로로필-a 함량 추정(MODIS OC3 알고

Table 1. Summary of fitted equations and error statistics for the POC band ratio algorithms in the southwestern part of the East Sea. $POC=Ai[R_{rs}(\lambda_B)/R_{rs}(555)]^{Bi}$

	Ai	Bi	R2	RMSE(mg/m ³)	MNB
$R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$	266.85	-1.447	0.924	20.90	1.21
$R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$	195.09	-0.883	0.820	35.11	2.91
$[R_{rs}(443)+R_{rs}(488)]/R_{rs}(555)$	493.39	-1.127	0.888	25.42	1.73
$[L_{wn}(443)+L_{wn}(488)]/L_{wn}(547)$	329.61	-0.953	0.849	40.15	2.38
$[R_{rs}(443)>R_{rs}(488)]/R_{rs}(555)$	241.18	-1.064	0.853	27.04	2.24

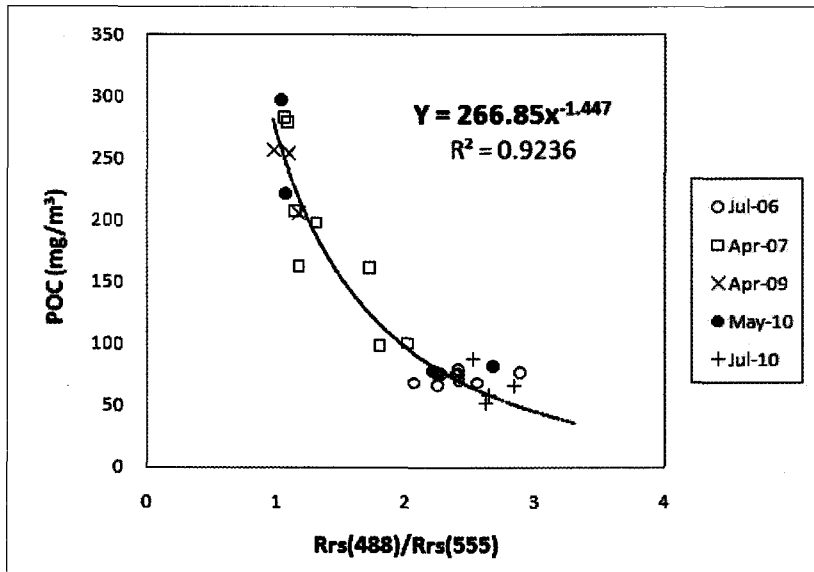


Fig. 2. Comparison between *in-situ* POC and $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ in the southwestern part of the East Sea

리즘)에 사용되는 $R_{rs}(443) > R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율과 현장 측정 POC 농도와와의 상관관계의 R^2 값은 0.853 이었고, 평균 제곱근 오차는 27.04 mg m^{-3} 이고 MNB는 2.24 % 이었다. 또한, 정규수출복사량(normalized water leaving radiance)의 $[L_{wn}(443)+L_{wn}(488)]/L_{wn}(547)$ 비율에 근거한 POC 추정 poc_clark_modis 알고리즘을 남서부해역의 현장 POC 농도에 거듭제곱형태로 적용하면, R^2 값은 0.849, 평균 제곱근 오차는 40.15 mg m^{-3} 였다(Table 1). 또한 MODIS 위성 자료의 K_{490} 값과 비교하였을 때는 동해 남서부 해역에서 측정된 POC 자료와 R^2 값은 0.766의 직선 상관관계를 보였다(Table 1). 이와 같이 동해 남서부해역의 현장 POC 자료는 본 조사에서 비교한 여러 비율 중 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 를 적용하였을 때 오차가 가장 적은 것으로 나타났다. 그러므로 동해 서남부 해역에서는 이 알고리즘(Eq. 1)을 채택하였다.

$$POC(\text{mg/m}^3) = 266.85[R_{rs}(488)/R_{rs}(555)]^{-1.447} \quad (1)$$

위 식에 의하여 계산된 POC 농도와 동해서남부해역에서 현장 측정된 POC 농도와와의 사이에는 $R^2 = 0.932$ 의 직선 상관관계가 나타났다. 현재 SeaDAS6.1에서 MODIS 위성자료로부터 POC 농도를 구하는 식은 위에서 언급한 바와 같이 $POC = 203.2[R_{rs}(443)/R_{rs}(555)]^{-1.034}$ 이다. 이 식에 의하여 구하여진 POC 농도와 동해서남부해역에서 현장 측정된 POC 농도와와의 사이에는 $R^2 = 0.832$

의 직선상관관계를 보였다. 따라서 춘·하계 동해 서남부해역에서는 본 연구를 통해 제안된 계산식이 현장 측정된 농도에 보다 더 근접한 POC 농도를 계산할 수 있는 것으로 보인다.

2) 유색 용존 유기물의 영향

Stramski *et al.*(2008)이 동남 태평양과 동 대서양의 열대해역에서 $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 를 적용하였을 때 현장 POC 농도와 높은 상관성이 나타났으나, 본 조사에서는 상관성이 높게 나타나지 않았다. 해양에서 클로로필-a의 흡수 스펙트럼은 443 nm 부근에서 최대치를 보이는데 이 파장의 빛은 유색의 용존 유기물(Chromophoric Dissolved Organic Material, CDOM)과 부유물에 의해 상당량 흡수된다(Garver and Siegel, 1997; Roesler and Perry, 1995). 일반적으로 대양에서 클로로필-a를 위성 자료로부터 추출할 때에는 CDOM과 클로로필-a 함량비는 수괴나 해역마다 일정하다고 가정하고 있다. Morel and Gentili(2009)는 $R_{rs}(412)/R_{rs}(443)$ 과 $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ 비율에 의한 CDOM index를 제안하였는데 이 값이 1 이상이면 CDOM이 클로로필-a 농도로부터 예상되는 양보다 더 많음을 뜻하고 1 이하이면 더 적은 것을 뜻한다고 하였다. 본 연구에서 현장 조사가 이루어진 지점의 위성에서 계산된 CDOM index는 2006년 7월에 1.435~3.207, 2009년 4월에 2.694~

3.384의 범위로 나타났고, 춘계 식물플랑크톤 번성기 (spring bloom)를 포함하여 클로로필-a의 농도가 높을 때에 CDOM index 값도 높은 경향을 보였다. 특히 2007년 4월에는 CDOM index 값이 6.338인 곳도 있었다. R_{rs}(443) 밴드를 사용하는 Clark와 Stramski 등의 알고리즘은 현장 POC 농도와 상대적으로 낮은 상관관계를 보이지만, R_{rs}(488) 밴드를 사용할 경우 높은 상관관계를 보였다. 이는 R_{rs}(443) 밴드를 사용한 알고리즘에서는 CDOM 함량이 많을수록 POC 함량이 실제 현장 값보다 과대 평가되는 것으로 판단된다. Son *et al.*(2009)은 R_{rs}(412), R_{rs}(443), R_{rs}(490), R_{rs}(555) 값으로 MNDCI라는 밴드비를 이용하여 SeaWiFS 위성 자료로부터 멕시코만의 POC 농도를 성공적으로 계산한 바 있다. 그러나 본 조사 해역의 경우는 비교적 높은 CDOM의 영향 때문에 R_{rs}(488)/R_{rs}(555) 비율이 POC와 높은 상관관계를 보인 것으로 사료된다.

3) 클로로필-a 함량으로부터 POC 함량 추정

우선 동해 남서부해역에서 현장 POC와 클로로필-a 함량 간의 비율을 살펴보고, 위성 자료로 도출한 클로로필-a 함량과 현장 POC 함량 간의 관계성을 검토하였다. 동해 서남부 해역 현장에서 측정된 표층수의 POC 농도와 현장에서 측정된 클로로필-a 농도 값으로 계산한 POC/클로로필-a 비율은 30~759로 조사 지점에 따

라 많은 차이를 나타냈다. 또한 두 항목은 Fig. 3에서 보여지듯 좋은 상관관계를 보이지 않았다($R^2 = 0.66$). POC/클로로필-a 함량비율 평균값은 2006년 7월에 234, 2007년 4월에 64, 2009년 4월에 96, 2010년 5월에 136, 2010년 7월에 521로 춘계에 비해 하계에 높은 값을 나타내고 있다. 조사 시기마다 조사 지점의 위치가 다르므로(Fig. 1) 이러한 변화에는 지역적인 차이도 포함되어 있을 수 있다. 하계의 이러한 비교적 높은 POC/클로로필-a 비율은 이전에도 보고된 적이 있다. Kim *et al.*(2006)은 제주남쪽 동중국해 해역의 POC/클로로필-a 비율이 봄, 여름, 가을에 각각 49, 278, 69라고 보고하였는데 여름에 높은 POC/클로로필-a 비율은 당시의 해수 중 영양염 함량이 부족하였기 때문으로 추정하였다. 물론 이 두 변수는 생물의 종과 광, 영양물질의 종류(예, 질산이온과 철), 수온의 비선형적 함수이고 (Wang *et al.*, 2008), 해역에서 여과지에 해수를 여과하여 POC를 측정하는 데 클로로필-a를 포함하지 않은 입자들이 포함될 수도 있으며, 수 리터 분량의 해수로는 현장의 변이를 제대로 반영하기 어렵다(Bans, 1977). 또한, 해양 표층수의 POC/클로로필-a 비율은 우점하는 식물 플랑크톤 종(species), 번성주기, 영양염 공급 정도, 광 조건 등에 따라 달라진다고 알려져 있다 (Falkowski *et al.*, 1985; Geider, 1987). 일반적으로

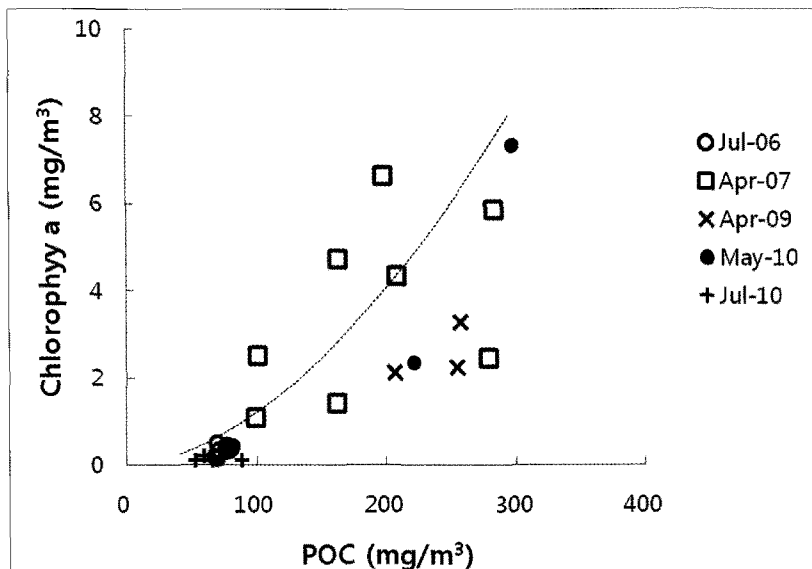


Fig. 3. Relationship between the concentrations of in situ Chlorophyll and POC in the southwestern part of the East Sea. Dotted line was drawn from the equation of $POC = 90 \cdot Chl^{0.57}$ (Morel, 1988).

POC는 식물플랑크톤 탄소량의 19~49%를 차지하고, 클로로필-a 함량은 유기탄소의 1.2~6.1%에 해당하며, 질소와 인의 결핍 정도에 따라 그 함량은 낮아지나(Eppley *et al.*, 1992; Gundersen *et al.*, 2001), 대체로 두 항목은 높은 상관관계를 보인다(Son *et al.*, 2009a; Behrenfeld *et al.*, 2005). 식물플랑크톤은 POC의 중요한 부분이지만 박테리아, 쇄설물, 콜로이드 등도 주요한 구성원이다(Koike *et al.*, 1990; Longhurst *et al.*, 1992). 이들 작은 입자들은 광의 역산란에 크게 기여한다(Morel and Ahn, 1991; Stramski and Kiefer, 1991).

Morel(1988)은 해수의 POC와 클로로필-a 농도 사이에 $POC = 90 \times Chl^{0.57}$ 의 관계식을 얻은 바 있다. 이 관계식에 의한 추세선은 Fig. 3에 점선으로 표시하였다. 많은 관측점들의 값은 추세선 오른쪽에 위치하며 이는 클로로필-a의 농도로부터 예상되는 것보다 높은 POC 농도를 나타낸 곳이다. 이 관측점들에서는 박테리아, 동물성플랑크톤, 기타 유기물 입자 등 클로로필-a를 포함하지 않는 유기탄소 입자가 많이 포함되어 있었다고 추정할 수 있다. 클로로필-a의 농도가 아주 낮은 빈영양수역($<0.1 \text{ mg Chl-a m}^{-3}$)에서는 식물플랑크톤 이외의 입자가 상대적으로 많아 POC/클로로필-a 함량 비율이 높고(Morel, 1988) 조사 해역에서도 같은 결과가 나타났다. 2007년 4월 자료에서는 POC 농도와 클

로로필-a 농도의 상관성이 낮게 나타나며 3 개 지점에서는 Morel(1988)의 식에서 예상되는 것보다 적은 POC 농도가 나타났다. 이는 같은 시기라도 조사 지점별로 광조건, 영양염 공급 정도 등에 따라 식물플랑크톤의 상태에 많은 차이가 있음을 알려주는 것이다. 따라서 클로로필-a의 농도로부터 POC 농도를 구하기 위해서는 조사 대상 지역별, 조사 시기별로 식물플랑크톤 종조성, 성장상태, 유기물입자의 조성 등에 따라 각기 다른 POC/클로로필-a 비율을 고려해야 한다.

본 조사의 경우 현장 조사에서의 POC/클로로필-a 함량비율이 큰 변이를 보임에도 MODIS 위성 자료로부터 계산된 클로로필-a 값(MODIS OC3M 알고리즘 적용)은 현장에서 측정된 POC 농도와 비교적 좋은 상관관계를 보였다($R^2 = 0.906$). POC(현장농도)/클로로필-a(위성 자료에 의한 농도) 비율은 74.6~384.4로 현장 측정된 POC/클로로필-a 비율 보다 적은 변화범위를 보였다. 그러나 위성 자료에 의한 클로로필-a의 농도와 현장에서 측정된 클로로필-a 농도 사이의 상관관계는 미약하다($R^2 = 0.520$, Fig. 4). Pabi and Arrigo(2006)에 의하면 남극의 로스해에서는 계절에 따라 식물플랑크톤 우점종이 바뀌기 때문에 계절별로 다른 POC와 현장 원격관측반사율의 관계가 달라진다고 보고하였다. 우리나라 해역에 출현하는 주요 식물 플랑크톤 종들간

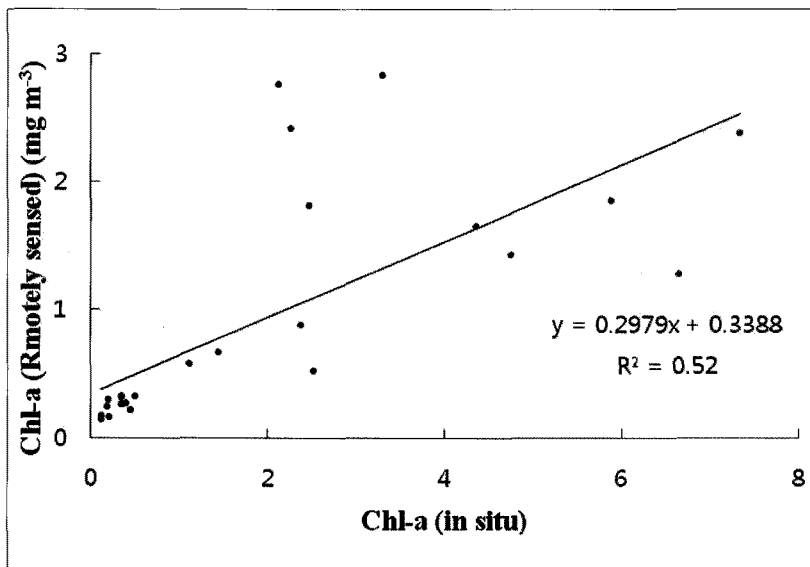


Fig. 4. Comparison of MODIS chlorophyll algorithm derived chlorophyll-a concentration and in situ chlorophyll-a determined spectrophotometrically in the southwestern part of the East Sea.

에도 가시광선흡수특성은 매우 상이하여 위성을 이용하여 적조 식물플랑크톤 종을 위성으로 관측할 수 있다 (Ahn *et al.*, 2006; Ahn *et al.*, 2009). Stramski *et al.*(1999)와 Gardner *et al.*(2006)의 연구에 의하면 위성 자료에 의한 POC와 클로로필-a 농도를 전지구적으로 비교하여 보면 지역간 계절간 차이가 많다. 따라서 이들 비율에 의해 클로로필-a 농도로부터 POC 농도를 구하는 것보다는 별도의 알고리즘에 의해 직접 POC 농도를 추정하는 방법이 현재로서는 선호되고 있다(Son *et al.*, 2009). 그 이유는 동해 서남부 해역에서 생물 쇄설물이 비교적 큰 비중을 차지하고 있었기 때문이라 사료된다.

위성 자료에 의해 클로로필-a 와 POC 농도를 추정하기 위한 알고리즘은 모두 청색과 녹색 간의 비율(blue to green ratio)을 기반으로 작성되기 때문에 두 항목의 해수 중 함량은 비슷한 변이를 보이게 된다. 해양의 표층에 존재하는 POC가 클로로필-a와 식물 플랑크톤 기원의 쇄설물로 구성되어 있다면, 위성 자료에 의한 클로로필-a의 해수 중 함량 값으로부터 POC 농도를 쉽게 추정할 수 있을 것이다. 그러나 POC에는 식물플랑크톤 물질 이외에도 박테리아와 미세 동물플랑크톤 등 클로로필-a를 포함하지 않는 물질이 많이 포함되어 있으므로 동해 서남부 해역에서처럼 POC/클로로필-a 비율이

크게 변화하는 곳에서는 위성 자료의 클로로필-a 값으로부터 POC 농도를 추정하기는 어려울 것으로 생각된다. 따라서 동해 남서부해역에서 클로로필-a의 자료로부터 간접적으로 POC 농도를 구하기 위해서는 식물플랑크톤 종조성과 성장상태, 죽은 유기물질 등 계절, 지역에 따른 변화에 대해 조사가 필요하다.

4) 총 부유물에서 POC 함량이 차지하는 비율이 POC 알고리즘에 미치는 영향

동해 서남부 해역에서 부유물질(Suspended Particulate Matter, SPM)은 $0.2\sim 4.5 \text{ g m}^{-3}$ 의 농도 범위이나 대체로 1 g m^{-3} 이하였다(Fig. 5). POC는 총 SPM의 무게 중 6.1~35.8%를 차지하였고, 그 비율(POC/SPM)은 대체로 춘계에 비해 하계에 다소 낮았다(2007년 4월에 19.1%, 2009년 4월에 27.7%, 2010년 5월에 13.8%, 2006년 7월에 17.4%, 2010년 7월에 12.0%). 총 부유물질의 광학적 특성 때문에 위성 자료와 POC의 상관관계가 달라질 수 있다. Son *et al.*(2009a)은 하천유입의 영향을 받는 지역이 포함된 멕시코만 자료에서 POC 농도가 전체 SPM의 25% 이상일 경우 POC 농도와 c_p 의 상관관계가 25% 이하일 때에 비하여 높아지며, POC 농도가 전체 SPM 농도의 25% 이하인 경우는 25% 이상인 경우에 비해 육상기인 입자들과 CDOM이 많이 포

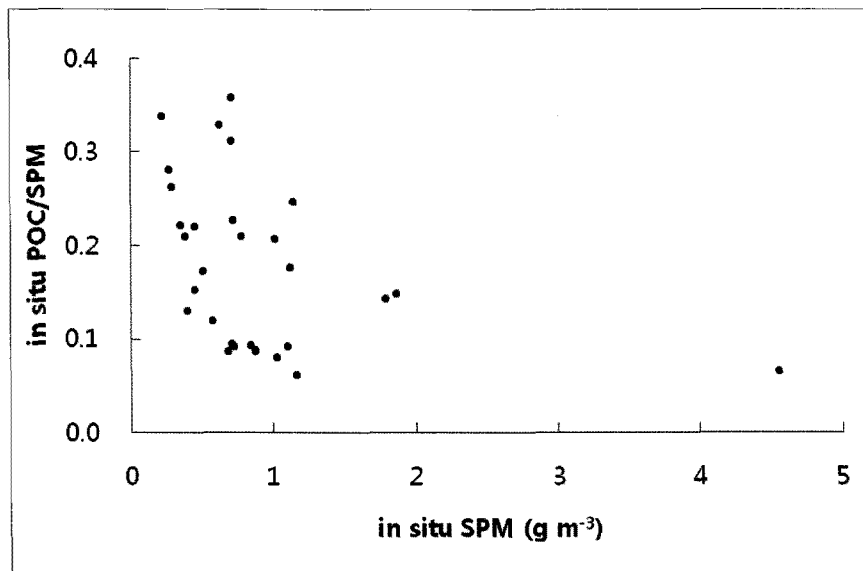


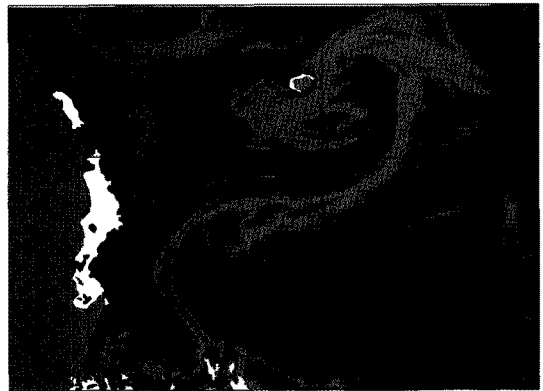
Fig. 5. In situ POC concentration (g C m^{-3}) versus SPM (Suspended Particulate Matter, g m^{-3}) in the southwestern part of the East Sea.

함되어 이 물질들의 흡수/산란 특성이 식물플랑크톤의 특성과 다르기 때문이라고 보고하였다.

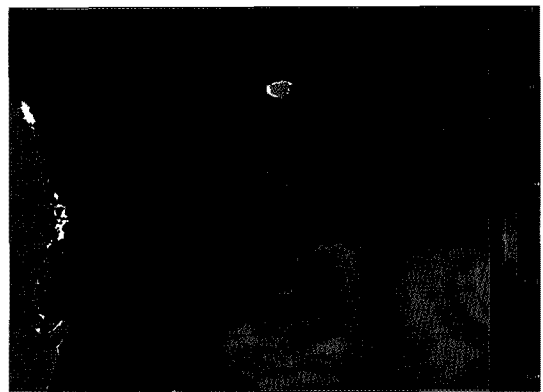
본 조사에서는 전체 SPM 중 POC 함량(무게)이 10 % 미만으로 적어 육상기인 입자가 많이 포함되었다고 여겨지는 10 개 지점과 POC가 10 % 이상인 20 개 지점을 분리하여 현장 측정된 POC 농도와 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율과의 상관관계를 구하였다. 전체 SPM중 POC 함량이 10 % 미만인 경우 $R^2 = 0.917$, 10 % 이상인 경우에는 $R^2 = 0.914$ 로 거의 차이를 보이지 않았다. 이는 본 연구에서의 현장 시료가 모두 연안에서 떨어진 외해역에서 채취되어 육상기원의 입자에 의한 영향보다는 해양기원의 입자에 의한 영향이 우세한 것으로 사료된다.

5) 동해 POC 알고리즘의 실효역 적용

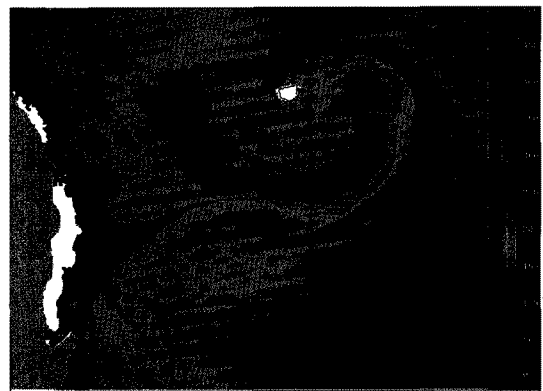
이상의 결과를 종합할 때 동해 남서해역의 POC 순환을 조사하기 위하여 위성 자료를 활용할 때 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율을 사용하여 POC 농도를 계산하는 것이 가장 오차가 적은 방법이라고 보여진다(Eq. 1). 이 알고리즘의 현장 적용성 검토를 위해 MODIS Aqua 위성의 2010년 5월 7일 04시 30분(GMT)의 관측자료와 Eq.1을 이용하여 POC 농도를 추정하였다(Fig. 6a). 이 영상에는 한국 동해안 용승 지역의 높은 POC 농도(약 300 mg m^{-3})와 Ulleung Warm Eddy(UWE) 바깥쪽의 높은 POC 농도(약 300 mg m^{-3})의 띠가 잘 관찰되고 있다. 같은 시간의 MODIS 위성 클로로필-a 영상을 보면 POC 분포와는 대체로 유사하나 위치 별로 다른 양상이 보인다(Fig. 6b). 이들 자료에 의한 POC/클로로필-a 함량비율의 영상(Fig. 6c)에서 동해안 용승 지역과 UWE 주변에서 낮은 POC/클로로필-a 비율(약 100)이 확연히 구분되어 해표면 하부의 고영양 해수의 용승으로 인한 해당 지점의 식물플랑크톤의 성장이 촉진되는 결과로 보인다. 이 연구에서 개발한 POC 알고리즘은 와류 등 변이가 큰 동해에서 탄소의 거동을 잘 반영하고 있는 것으로 판단된다. 동해 전 해역에 걸친 POC의 분포 현황과 변이는 별도로 보고할 예정이다(Yang *et al.*, in preparation).



(a) POC concentration processed by an algorithm developed in this study, $POC = 266.85[R_{rs}(488)/R_{rs}(555)] - 1.447$.



(b) MODIS algorithm derived Chlorophyll-a.



(c) Concentration ratio of (POC derived from the proposed algorithm in this study)/(MODIS algorithm derived Chlorophyll-a).

Fig. 6. Horizontal distribution of POC (a), chlorophyll-a (b) and concentration ratio of POC/Chlorophyll-a (c) in the southwestern part of the East Sea based on MODIS AQUA image observed on 04-30-AM GMT, 7 May 2010. The numbers (36, 37 and 131, 132) inserted along the horizontal and vertical lines are latitude ($^{\circ}$ N) and longitude ($^{\circ}$ E), respectively.

5. 결론

이산화탄소의 대기과 해양 간의 교환, 해양 내의 탄소 순환, 그리고 지구 기후변화에 대한 과학적 이해를 증진시키기 위한 목적으로, 동해 전반에 걸친 입자성유기탄소(POC) 함량의 시·공간적 분포와 변이를 파악하고자 MODIS 해양 위성 관측자료를 이용하는 POC 알고리즘을 개발하였다. 동해 서남부 해역의 30 개 지점에서 춘·하계 기간 현장 시료에서 화학분석으로 얻은 POC 농도와 MODIS Aqua 해상 위성 자료를 비교한 결과, POC 농도와 $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ 비율 사이에서는 거듭제곱형태로 $POC = 195.09[R_{rs}(443)/R_{rs}(555)]^{-0.883}$ 의 관계($R^2 = 0.820$, $RMSE = 35.1 \text{ mg m}^{-3}$), POC 농도와 $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$ 비율간에는 $POC = 266.85[R_{rs}(488)/R_{rs}(555)]^{-1.447}$ ($R^2=0.924$, $RMSE = 20.9 \text{ mg m}^{-3}$)의 관계식이 출현하였다. 본 연구에서는 후자를 동해 POC 알고리즘으로 선택하였다. 현장 시료에서 총 부유물입자 무게 중 POC의 비율이 10% 이하인 지점들과 10% 이상인 지점을 구분하여 위와 같은 상관관계를 구하여도 R^2 값은 거의 차이가 없었다. 한편, 현장에서 측정된 POC 농도와 현장에서 측정된 클로로필-a 농도 값으로 계산한 POC/클로로필-a 비율은 30~759로 계절간 차이가 심하였다. 따라서 위성 자료에 의한 클로로필-a의 농도 자료로부터 간접적으로 POC 농도를 구하기 위해서는 식물플랑크톤 종조성, 성장상태 등 계절, 지역에 따른 자료의 충분한 분석이 선행되어야 한다고 본다. 이 연구에서 위성 자료와의 비교에 사용된 현장 POC 자료가 춘계, 하계에 국한되어 있지만 동 조사 해역에서는 용승 현상에 의해 표층수로의 영양염 공급과 식물플랑크톤의 활발한 증식이 일어나는 지역과 빈영양 해역이 공존하므로 동해 전반에 걸쳐서 이 알고리즘을 적용할 수 있을 것으로 사료되고, 향후 추계, 동계의 현장 POC 농도와의 비교 분석이 보완되면 더욱 효과적인 알고리즘이 구축될 것으로 사료된다. 또한 POC의 수직분포 유형은 해수의 혼합, 광 특성, 생물 조성에 따라 다르나 대체로 유사하므로 이를 모형화하여 해수 중 POC 인벤토리를 구축할 수 있을 것으로 전망된다.

사사

본 연구는 한국해양연구원의 PM56310, PE98620, PE98564의 지원으로 이루어졌습니다.

참고문헌

- Ahn, Y. H., J. E. Moon, W. C. Seo, and H. J. Yoon, 2009. Inherent optical properties of red tide for ocean color remote sensing application. *Journal of Korean Society for Marine Environmental Engineering*, 12: 474-454(in Korean).
- Ahn, Y. H., P. Shanmugam, J. H. Ryu, J. C. Jeong, 2006. Satellite detection of harmful algal bloom occurrences in Korean waters, *Harmful Algae* 5: 213-231.
- Balch, W. M., D. T. Drapeau, J. J. Fritz, B. C. Bowler, and J. Nolan, 2005. Optical backscattering in the Arabian Sea – continuous underway measurements of particulate inorganic and organic carbon, *Deep-Sea Research I*, 48: 2423-2452.
- Bans, K., 1977. Determining the carbon-to chlorophyll ratio of natural phytoplankton, *Marine Biology*, 41: 199-212.
- Behrenfeld, M. J., E. Boss, D. Siegel, and D. M. Shea, 2005. Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space, *Global Biogeochemical Cycles*, 19: GB1006. doi:10.1029/2004GB002299
- Eppley, R. W., F. P. Chavez, and R. T. Barber, 1992. Standing stocks of particulate carbon and nitrogen in the equatorial Pacific at 150° W, *Journal of Geophysical Research*, 97: 655-661.
- Falkowski, P., Z. Dubinsky, and K. Wyman, 1985. Growth-irradiance relationships in phytoplankton, *Limnology and Oceanography*, 30: 311-321.
- Gardner, W. D., A. V. Mishonov, and M. J. Richardson, 2006. Global POC concentrations

- from in-situ and satellite data, *Deep Sea Research II*, 53: 718-740.
- Garver, S. A., and D. A. Siegel, 1997. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea, *Journal of Geophysical Research*, 102(C8): 18607-18625.
- Geider, R., 1987. Light and temperature dependence of the carbon to chlorophyll a ratio in microalgae and cyanobacteria: Implications for physiology and growth of phytoplankton, *New Phytol.*, 106: 1-34.
- Gundersen, K., K. M. Orcutt, D. A. Purdie, A. F. Michaels, and A.H. Knapp, 2001. Particulate organic carbon mass distribution at the Bermuda Atlantic Time-series Study(BATS) site, *Deep Sea Research II*, 48: 1697-1718.
- Hedges, J. I., and J. H. Stern, 1984. Carbon and nitrogen determinations of carbonate-containing solids, *Limnology and Oceanography*, 29(3): 657-663.
- Honjo, S., S. J. Manganini, R. A. Krishfield, and R. Francois, 2008. Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1963, *Progress in Oceanography*, 76: 217-285.
- Hong, G. H., and C. T. A. Chen, 2002. Aragonitic pteropod flux to the interior of the East Sea(Sea of Japan), *TAO*, 13: 205-210.
- Hong, G. H., S. M. Choe, M. S. Suk, J. Y. Na, I. C. Sin, S. C. Chang, and S. H. Kim, 1997. Annual biogenic particle fluxes to the interior of the East/Japan Sea, a large marginal sea of the Northwest Pacific. In: Tsunogai, S.(Ed.), *Biogeochemical Processes in the North Pacific*. Japan Marine Science Foundation, Tokyo, pp. 300-321.
- Kim, D. S., J. H. Shim, and S. J. Yoo, 2006. Seasonal variations in nutrients and chlorophyll a concentrations in the northern East China Sea, *Ocean Science Journal*, 42(3): 125-137.
- Kim, S. W., S. Saitoh, J. Ishizaka, Y. Isoda, and M. Kishino, 2000. Temporal and spatial variability of phytoplankton pigment concentration in the Japan Sea derived from CZCS images, *Journal of Oceanography*, 56: 527-538.
- Koike, I., S. Hara, K. Terauchi, and K. Kogure, 1990. Role of submicrometre particles in the ocean, *Nature*, 345: 242- 244.
- Lee, D. K., and P. Niller P., 2010a. Surface circulation in the southwestern Japan/East Sea as observed from drifters an sea surface height, *Deep Sea Research I*, 157: 1222-1232.
- Lee, D. K., and P. Niller P., 2010b. Eddies in the southwestern East/Japan Sea. *Deep Sea Research I*, 157: 1233-1242.
- Loisel, H., E. Boss, D. Stramski, K. Oubelkheir, and P.Y. Deschamps, 2001. Seasonal variability of the backscattering coefficient in the Mediterranean Sea based on Satellite SeaWiFS imagery, *Geophysical Research Letter*, 28: 4203-4206.
- Longhurst, A. R., I. Koike, W. Li, J. Rodriguez, P. Dickie, P. Kepay, F. Partensky, B. Bautista, J. Ruiz, and M. Wells, 1992. Submicron particles in northwest Atlantic shelf water, *Deep Sea Research Part A*, 39: 1-7
- McClain, C. R., G. C. Feldman, and S. B. Hooker, 2004. An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series, *Deep-Sea Research II*, 51: 5-42.
- Mitchell, D. A., W. J. Teague, M. Wimbush, D. R. Watts, and G. G. Sutyryn, 2005. The Dok Cold Eddy, *Journal of Physical Oceanography*, 35: 273-288.
- Morel, A., 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content(case I waters), *Journal of Geophysical*

- Research*, 93: 10,749-10,768.
- Morel, A., and B. Gentili, 2009. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data, *Remote Sensing of Environment*, 113: 998-1011.
- Morel, A., and L. Prieur, 1977. Analysis of variations in ocean color, *Limnology and Oceanography*, 22(4): 709-722.
- Morel, A., and Y. H. Ahn, 1991. Optics of heterotrophic nanoflagellates and ciliates: A tentative assessment of their scattering role in oceanic waters compared to those of bacterial and algal cells, *Journal of Marine Research*, 49: 177-202.
- Mishonov, A. V., W. D. Gardner, and M. J. Richardson, 2003. Remote sensing and surface POC concentration in the South Atlantic, *Deep Sea Research II*, 50: 2997-3015.
- Pabi, S and K. R. Arrigo, 2006. Satellite estimation of marine particulate organic carbon in waters dominated by different phytoplankton taxa. *Journal of Geophysical Research Ocean*, 111: C09003, doi:10.1029/2005JC003137
- Park, K. A., D. S. Ullman, K. Kim, J. Y. Chung, and K. P. Kim, 2007. Spatial and temporal variability of satellite-observed subpolar front in the East/Japan Sea, *Deep Sea Research I*, 54: 453-470.
- Parsons, T. R., Y. Maita, C. M. Lalli, 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press. Oxford. 173p.
- Roesler, C. S., and M. J. Perry, 1995. In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance, *Journal of Geophysical Research*, 100: 13279-13294.
- Sabine, C. L., R. F. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T. H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, and A. F. Rios, 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305: 367-371.
- Son, Y. B., W. D. Gardner, A. V. Mishonov, and M. J. Richardson, 2009a. Multispectral remote-sensing algorithms for particulate organic carbon(POC): The Gulf of Mexico, *Remote Sensing of Environment*, 113: 50-61
- Son, Y. B., W. D. Gardner, A. V. Mishonov, and M. J. Richardson, 2009b. Model-based remote sensing algorithms for particulate organic carbon(POC) in the Northeastern Gulf of Mexico, *Journal of Earth System Science*, 118(1): 1-10.
- Stramska, M., and D. Stramski, 2005. Variability of particulate organic carbon concentration in the north polar Atlantic based on ocean color observation with Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor(SeaWiFS), *Journal of Geophysical Research*, 110: C10018. Doi: 10.1029/2004JC002762.
- Stramski, D., and D. A. Kiefer, 1991. Light scattering by microorganisms in the open ocean, *Progressive in Oceanography*, 28: 343-383.
- Stramski, D., R. A. Reynolds, M. Kahru, and B. G. Mitchell, 1999. Estimation of particulate organic carbon in the ocean from satellite remote sensing, *Science*, 285: 239-242.
- Stramski, D., R. A. Reynolds, M. Babin, S. Kaczmarek, M. R. Lewis, R. Röttgers, A. Sciandra, M. Stramska, M. S. Twardowski, B. A. Franz, and H. Claustre, 2008. Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans, *Biogeosciences*, 5: 171-201.
- Wang, X. J., M. Behrenfeld, R. Le Borgne, R. Murtugudde, and E. Boss, 2008. Regulation of phytoplankton carbon to chlorophyll ratio by light, nutrients and temperature in the equatorial Pacific Ocean: a basin-scale model,

Biogeosciences Discussions, 5: 3869-3903.

Wong, C. S., Waser N. A. D., Whitney F. A., Johnson W. K., and Page J. S., 2002. Time-series study of the biogeochemistry of the North East subarctic Pacific: reconciliation of the Corg/N mineralization and uptake ratios with the Redfield ratios. *Deep Sea Research II*, 49: 5717-

6738.

Yamada, K., J. Ishizaka, and H. Nagata, 2005. Spatial and temporal variability of satellite estimated primary production in the Japan Sea from 1998 to 2002, *Journal of Oceanography*, 61: 857-869.