

## 해색 원격탐사를 위한 원격반사도 및 수출광 모델의 개발

안 유 환

한국해양연구소

### Development of Remote Sensing Reflectance and Water Leaving Radiance Models for Ocean Color Remote Sensing Technique

Yu-Hwan Ahn

Korea Ocean Research and Development Institute

**Abstract :** Ocean remote sensing reflectance of just above water level was modeled using inherent optical properties of seawater contents, total absorption (a) and backscattering( $b_b$ ) coefficients ( $R_{rs} = 0.046 b_b / (a + b_b)$ ). This modeling was based on the specific absorption and backscattering coefficients of 5 optically active seawater components; phytoplankton pigments, non-chlorophyllous suspended particles, dissolved organic matters, heterotrophic microorganisms, and the other unknown particle components. Simulated remote sensing reflectance( $R_{rs}$ ) and water leaving radiance( $L_w$ ) spectra were well agreed with in-situ measurements obtained using a bi-directional field remote spectrometer in coastal waters and open ocean.  $R_{rs}$  values in SeaWiFS bands from the model were analyzed to develop 2-band ratio ocean color chlorophyll algorithms employing statistical approaches. The model algorithms were examined and compared with those observed insitu. Also, chlorophyll algorithm based on remote reflectance developed in this study fell in those obtained by a SeaBAM working group. The remote reflectance model will be very helpful to understand the variation of water leaving radiances caused by the various components in the seawater, and to develop new ocean color algorithm for CASE-II water using neural network method or other analytical method, and in the model of fine atmospheric signal correction.

**Key Words :** Remote Sensing Reflectance, Water Leaving Radiance.

**요약 :** 가시광 영역에서 해수의 원격반사( $R_{rs}$ )도 및 수출광(water leaving radiance:  $L_w$ ) 스펙트럼 크기를 해수의 광 특성(흡광도: a, 역산란:  $b_b$ )에 영향을 가장 크게 미치는 3개 물질 즉, 클로로필, 무기성 부유입자, 용해유기물의 양으로 모델링 하였다. 모델은 간략하게  $R_{rs} = 0.046 b_b / (a + b_b)$ 로 주어졌으며, 모델의 대상 해역은 광특성이 전혀 다른 적조 발생해역, 맑은 해수, 탁수해역으로 나누어 연구하였다. 모델로 얻어진 원격반사도는 현장 관측치와 스펙트럼의 모양, 값의 분포 및 기존의 해색 클로로필 알고리즘 등으로 비교하여 모델의 타당성을 검증하였다. 결과는 아주 다양한 광 특성을 갖은 해양이라 하여도 본 연구의 모델은 거의 완벽하게 해색 스펙트럼, 원격반사도 혹은 water leaving

radiance( $L_w$ )를 재현할 수 있는 것으로 나타났다. 본 모델은 앞으로 OSMI와 같은 해상위성 알고리즘 개발, CASE-II water 알고리즘, neural network 알고리즘 개발에 크게 기여할 것으로 사료되며 그 외에도 해상 대기보정 모델 개발에서 대기 신호의 정밀 보정에 활용될 수 있을 것으로 기대된다.

## 1. 서론

해색 원격탐사(Ocean color remote sensing)는 해수 중에 포함된 다양한 물질의 양과 종류를, 위성/항공기 등에 의하여 측정된 가시광 영역의 수출 광량(water leaving radiance) 자료로부터, 추출하는 기술로 그 근본원리는 수중으로 입사한 태양 광이 해수 밖으로 나오는 반사도 스펙트럼 즉 수색(water color)이 변하는 원리를 이용하는 것이다.

해수의 irradiance 광 반사도 모델은 Morel(1988)과 Gordon(1988)이 개발하여 해색 분석 원격탐사 기술을 경험적인 접근에서 벗어나 반 분석적 접근으로 유도하는 기초를 만들었다. Ahn(1992, 1999)은 해수의 irradiance 반사도 모델로부터 처음으로 해수 내의 4 개 성분물질로 분석할 수 있는 "역 반사도"(inversion reflectance) model을 개발하였다. 이 역 반사도 model은 위성 원격탐사에 적용할 수 있는 것은 아니지만 해수 표면하(0~m)에서 얻어진 61개 반사도 bands 정보를 사용하여 클로로필, 부유물 농도, 용해유기물 및 박테리아 등 중속 영양체(heterotrophic)량 값을 해수의 광학적 형태에 관계없이 분석할 수 있는 유일한 순수 분석적 접근법이였다. 이와 같이 해색의 반사도 모델은 ocean color remote sensing 기술에서 반듯이 필요한 광 복사전달과 입사광학으로 구성되는 원천 기술이라 사료된다.

수중으로 입사한 광자는 2 가지의 과정을 거치게 된다. 물분자나 수중 물질에 의하여 흡수되거나 혹은 이들 물질에 의하여 산란 과정을 거치게 된다. 위성에서 감지되는 해수신호는 "흡수되지 않고 물 밖으로 나오는 잔존의 역산란광" (water leaving radiance:  $L_w$ )을 보게되는 것이다. 한 주어진 파장에서  $L_w$  광량의 세기는 입사광의 세기에

비례하고 해수중의 모든 물질의 총 흡광을 계수에 반비례하고 역산란 계수에 비례하게 된다. 그리고 수중물질의 파장에 따른 흡광도 스펙트럼의 특성은 수색을 크게 변화시키게 된다. 우리는 이 수색 변화 스펙트럼을 역으로 분석하여 수중 물질의 량을 얻을 수 있다. 그러나 이 해색 신호는 다시 입사광 (Downwelling irradiance:  $E_d$ )의 스펙트럼에 좌우되므로 원격탐사에서는  $L_w$ 의 값을  $E_d$ 의 값으로 나누어준 값 원격반사도 (Remote sensing reflectance:  $R_{rs}$ )를 해색원격탐사의 주 요소로 사용하여 알고리즘을 개발하고 있다. 혹은 연구자에 따라서 해수에 입사되는 태양광이 대기의 영향을 받지 않고 수직으로 입사되었다고 가정할 때 수직 방향으로 해수를 벗어 나오는 규격화된 수출 광량 (Normalized water leaving radiance:  $L_{wN}$ )을 사용하여 알고리즘을 개발하기도 한다. 그러므로 해색 원격탐사에서는 상기 2 항목  $R_{rs}$ 와  $L_{wN}$ 가 오차 없이 얻어지야만 수중 환경정보를 정확하게 추출할 수 있게 된다.

본 연구의 목적은 해양의 다양한 물질 농도에 따른 수색과 원격반사도 스펙트럼 값을 체계적으로 정량화 할 수 있는 모델을 개발하고, 본 모델의 수치실험을 통하여 얻어진 자료로 보다 정확한 해색 알고리즘을 개발할 수 있도록 하기 위함이다. 그리고 이 해색 모델은 에어로졸 및 황사 등에 의한 보다 정밀한 대기보정 모델의 일부로 활용될 수 있을 것이다. 본 연구에서는 해수로부터 수중 물질의 양과 질에 따라 이들 요소의 크기가 위성 파장대에서 어떻게 결정되는지를 모델화 하였다.

원격반사도 모델개발을 위하여 사용하는 파장대는 400nm에서 700nm까지 2nm 간격으로 사용하였으며, water leaving radiance는 SeaWiFS와 우리의 아리랑 1호에 탑재된 해색 센서 OSMI의 bands 인 412, 443, 490, 510, 555 및 650nm를 사용하였다.

## 2. 모델의 이론적 배경

### 1) 모델의 기본 가정

해색 위성영상 자료로부터 해수환경분석 이전에 얻어지는 값은 해수의 원격반사도 (remote sensing reflectance:  $R_{rs}$ ) 이거나 “규격화된 수출(水出) 광량<sup>1)</sup>” (Normalized water leaving radiance:  $L_{wN}$ ) 이다. 그러므로  $R_{rs}$ 와  $L_{wN}$ 를 해수 중 성분 물질의 양과 질에 따라 모델링 하는 것은 해색 알고리즘 개발의 기본이라 할 수 있다. 그러나 이들 광학적 정보는 한 주어진 수표면에서 태양의 위치, 하늘의 구름상태, 센서의 관측방향에 따라 역시 변할 수 있으며, 해수표면의 상태에 따라 변하는 물리적 양이다(Morel and Gentili, 1996). 그러나 실제 위성영상분석에는 이러한 환경인자를 모두 고려하기는 어려우므로 다음과 같은 가정을 하였다. 센서의 viewing angle은 항상 수직 점 아래를 보며, 하늘은 맑고, 해수 표면은 거울과 같으며 태양 고도 및 위치는 항상 정오 근처일 때를 가정하는 것이다. 그리고 위성에 의한 관측 역시 항상 수직으로 보며 scanning angle에 영향을 받지 않는다고 가정하였다. 이 가정은 실제 해색 위성이 중위도 해역에서는 항상 정오를 중심으로 통과 시간의 편차가 크게 없으므로 실제 상황과 많이 다르지 않다. 그리고 하늘에 구름이 있으면 위성자료의 활용이 거의 불가능하다는 것도 위의 가정에 정당성을 부여한다고 볼 수 있다.

### 2) 해수의 원격반사도 모델

해수의 “일반적인 반사도” (Irradiance reflectance 혹은 diffuse reflectance라 부름:  $R$ )는 해수에 입사되는 광에너지 (downwelling irradiance:  $E_d$ )에 대한 해수를 벗어 나오는 광에너지 (upwelling irradiance:  $E_u$ )의 비 값으로 정의된다. 그리고 원격반사도  $R_{rs}(\lambda)$ 는 water leaving radiance( $L_w$ )/downwelling irradiance( $E_d$ )의 비 값으로 다음과 같이 정의된다(식 1). 여기서는  $L_w$ 와  $E_d$  값은 해수면 바로 위( $0^+$ ) 관측선 위에서 측정한 값인  $E_d$

( $0^+$ ,  $\lambda$ ) 을 사용하여 다음과 같이 표현한다.

$$R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(0^+, \lambda)} [sr^{-1}] \quad (1)$$

이 값의 성격은 인공위성에서 측정하는 해수 신호의 개념과 같기 때문에, 해색 원격탐사에서 주로 많이 사용하는 인자이다. 그러나 물리적 의미로 분명히 해야할 것은  $R_{rs}$ 가 무 단위 즉 단순한 비(ratio) 값이 아니고  $sr^{-1}$ 의 단위를 갖고 있으므로 엄격한 의미로 “도(-ance)”라는 어미를 사용할 수는 없다. 하지만 편의상 반사도와 유사한 뜻으로 사용하고 있다. 해수의 반사도( $R$ )는 해수의 고유 광특성인 총 흡광계수( $a$ : absorption coefficient)와 역 산란계수( $b_b$ : backscattering coefficient)의 함수로 주어진다( Joseph(1950)에 의하여 처음으로 밝혀졌다. 그 후 Gordon *et al*(1975)은 Monte-carlo simulation을 사용하여  $R$ 은  $a$ 와  $b_b$ 의 다항차 전개식(polynomial expansion)으로 표현된다고 하였으며, Prieur and Morel(1975)은 해수 내에 입사된 광자의 순차적인 광 산란을 계산하여 역시 다음과 같은 단순한 결과를 얻었다.

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} = f \frac{b_b(\lambda, \mu)}{a(\lambda, \mu) + b_b(\lambda, \mu)} \quad (2)$$

위 식에서  $f$ 는 해수의 광 특성이나 태양고도 등에 따라 변할 수 있는 광 환경변수로 일반적인 해양에서 이  $f$  값은 0.33 정도이며 그 변화는 5% 미만이라고 하였다 (Morel and Prieur, 1977).  $\mu$ 는 “평균 코사인”(average cosine)이라 부르며 해수의 광학적 상태를 나타내는 값이다. 만약 해수에  $b/(a+b_b)$ 의 값이 증가하면(광 산란을 일으키는 물질이 많은 경우) 이  $\mu$ 값은 감소하고 반대로 흡광 물질이 많으면 증가하는 특성을 갖는다. 식 (2)에서 분모에 삽입된 역산란 항은 CASE-I water의 경우 간혹 무시하여도 문제가 되지는 않

1) 대기권 밖의 평균 태양 irradiance가 대기 영향 없이 직접 수직하 해수면으로 입사되었다고 가정할 때 수직으로 나오는 radiance 값.

으나 (Prieur and Morel, 1975) CASE-II water를 포함하는 보다 다양한 형태의 해수인 경우에는 무시할 수 없는 항이다.

식 (2)의 irradiance reflectance의 정의로부터 remote reflectance로 변환하기 위하여 Q-factor를 도입하면, 다음과 같이 정의된다.

$$Q_u(\theta, \varphi, \lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{L_u(\theta, \varphi, \lambda)} \quad (3)$$

즉, 해수 내에서 upwelling irradiance의 값을 한 주어진 방향 ( $\theta, \varphi$ : 천정 및 방위각)에서 해수면 바로 아래에서의 올라오는 radiance( $L_u$ ) 값으로 나누어 준 비 값을 말한다. 이 값은 당연히 관측 방향에 따라 변하겠으나 항상 일정 방향(수직)으로 관측한다는 가정에 의하여 방향을 무시할 수가 있다. 식 (2)와 식 (3)로부터 다음과 같은 식을 유도할 수 있다.

$$R(0^-) = \frac{E_u(0^-)}{E_d(0^-)} = \frac{L_u}{E_d(0^-)} = 0.95 Q_u \frac{L_u}{E_d(0^+)} \quad (4)$$

위 식에서  $R(0^-)$ 는 irradiance ratio reflectance이며,  $E_d(0^-)$ 는  $(1-\rho) E_d(0^+)$ 로 주어진다.  $\rho$ 의 값은 태양 직사 광과 하늘의 산란광인 blue sky의 irradiance에 의한 분산광(diffuse light)에 의한 평균 Fresnel reflectance로 하늘의 구름상태, 해수면 상태, 태양고도 등에 따라 달라질 수 있지만 위성자료가 쓸모 있을 정도의 하늘의 구름상태라면 정상적으로 맑은 날이다. Morel and Gentili(1996)는 이 값을 약 4 - 5% 정도라고 하였다. 실제 지중해의 맑은 해양에서 관측한 결과에 의하면 최대 15%에서 최저 5%(구름이 없는 경우) 정도로 측정되었다(Ahn의 미발표 연구). 그러므로 본 연구에서는 5%를 본 연구의 remote reflectance 모델에 채택하였다.

해수면 아래에서 수피로부터 위로 올라오는 radiance  $L_u(\text{depth}, \theta, \varphi)$ 는 해수면을 벗어나면서 공기와 물의 경계면 반사 및 굴절을 차이로 광의 손실이 발생된다. 본 연구에서는  $L_u(0^-)$ 는 수표면 바로 아래에서의 radiance이며,  $L_u(0^+)$ 는 수표면

바로 위에서의 radiance로  $L_w$ 라고 표현하였다. 수중 광학장비인 경우는  $L_u$ 가 측정되나 위성 관측은 물 밖에서 측정되므로,  $L_u$ 를  $L_w$ 로 전환되어야 한다.  $L_u$ 와  $L_w$ 의 관계는 Fresnel 반사와  $n^2$  법칙에 의하여 다음과 같이 서술된다 (Austin, 1974).

$$L_w(\theta, \varphi) = L_u(0^-, \theta', \varphi') \frac{1 - F_r(\theta, \varphi)}{n_w^2} \quad (5)$$

위 식에서  $\theta$ 와  $\varphi$ 는 각각 천정각(zenith angle)과 방위각(azimuth angle)을 말한다.  $F_r$ 은 beam 광에 의한 Fresnel 반사도이고  $n_w$ 는 해수의 굴절율에 해당한다. 만약 바람이 없고 해수면이 움직이지 않는다면, 수직으로 벗어 나오는 radiance인 경우 ( $\theta=90^\circ, \varphi=0$ ),  $F_r$ 의 값을 0.021로 하고  $n_w$ 를 1.34로 고정하면 위 식은 다음과 같이 단순화된다.

$$L_w = 0.545 L_u \quad (6)$$

$$R_{rs} = \frac{L_w}{E_d} = \frac{L_w N}{F_o} \quad (7)$$

위에서  $F_o$ 의 값은 대기권 밖에서 얻어지는 태양광 스펙트럼이다(Neckel and Labs, 1984). 식 (2), (4), (6) 그리고 (7)을 조합하면 다음과 같은 결과 식을 얻게 된다.

$$R_{rs} = \frac{1}{1.74} \frac{f}{Q_u} \frac{b_b}{a+b_b} \quad (8)$$

식 (7)과 (8)을 이용하면  $L_w N$ 에 관한 식을 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$L_w N = \frac{F_o}{1.74} \frac{f}{Q_u} \frac{b_b}{a+b_b} \quad (9)$$

위 식 (8), (9)에서  $b_b$ 는 해수내의 총 역산란계수이며  $a$ 는 해수 내의 총 흡광계수이다. 그리고  $f/Q$ 의 비 값은 상수가 아니며 하늘과 해수의 광학적 환경에 따라 변하는 복잡한 환경 변수이며 상황에 따른 정확한 값을 알기는 어렵다. 그러나 정상적인 해수인 경우  $f$  값은 0.32~0.35 정도이며  $Q_u$  값은 약 3.5~6정도가 된다 (Berthon et al., 1998). 그러므로 이 값은 대략 0.05에서 0.10정도에 이른다. Morel and Gentili(1996)의 Monte-Carlo 수

치실험 연구결과에 의하면 이 비(f/Q) 값은 최저 평균 0.075에서 최대 0.095 정도를 얻었다. 우리는 여기서 중앙 값 0.085을 인정하여 본 모델링에 사용하였고 다음과 같은 결과를 얻을 수 있다.

$$R_{rs} = 0.046 \frac{b_b}{a+b_b} \quad (10)$$

$$L_{wN} = F_o \times R_{rs} \quad (11)$$

상기 식은 해수의 Rrs와 LwN을 해수의 고유 광 특성인 매질의 흡광 계수와 역산란 계수로 간략하게 표현 한 것이다.

### 3) 해수의 개개 성분별 a와 b<sub>b</sub>

해양의 반사도는 앞에서 보았듯이 해수의 총 흡광계수(a)와 역산란계수(b<sub>b</sub>)로 모델화 한다. 이들 인자는 해수의 고유 광특성 (Inherent optical property)이므로 해수 중 물질의 개개 성분의 합으로 표현할 수 있다. 해수의 광특성에 영향을 미치는 항목으로는 다음과 같이 기본 물질 5종과 1개의 알려지지 않은 성분으로 구분하였다.

- ① 해수 (w)
- ② phytoplankton (ph)
- ③ Non Chlorophyllous particle (NC, 부유사)
- ④ Dissolved organic matter (dom)
- ⑤ heterotrophic plankton (he)
- ⑥ unknown components (?, biological detritus, bubble, virus 등)

식 (10)으로부터 한 주어진 파장(λ)에서 개개 성분 항목을 분리하여 표현하면 다음과 같다.

$$\frac{b_b}{a+b_b} = \frac{b_{bw}+b_{b_{ph}}+b_{b_{NC}}+b_{b_{dom}}+b_{b_{he}}}{a_w+a_{he}+a_{ph}+a_{NC}+a_{dom}+b_{bw}+b_{b_{ph}}+b_{b_{NC}}+b_{b_{dom}}+b_{b_{he}}} \quad (12)$$

위에서 역 산란 항목에서 b<sub>b</sub>?은 해양에서 규명 되지 못한 역산란 계수이다. 부유입자의 영향이 거의 없는 원 해양에서 물과 플랑크톤(ph+he)에 의한 흡광계수를 합하면 총 흡광계수와 잘 일치되는 것으로 알려져 있으나, 역산란 계수의 경우 총

역산란 계수가 되지 못함을 규명하였고 이 부족한 부분을 "결손 역산란계수"라 하였다 (Morel and Ahn, 1990). 이 결손의 역산란계수는 CASE-I water에서 발생하는 것으로, CASE-II water인 경우는 그 영향이 적을 수도 있다. 그러나 모델의 정확성을 위하여 모두 고려하였다. 식 (12)에서 개개 성분의 흡광 계수와 역 산란계수를 비 흡광 계수 (specific absorption coefficient; a\*)와 비 역산란계수(b<sub>b</sub>\*)로 바꾸면 다음과 같이 표현할 수 있다. (분모의 b<sub>b</sub> 항은 "로 표시하였음)

$$\frac{b_b}{a+b_b} = \frac{b_{bw}+b_{b_{ph}}^* \langle chl \rangle + b_{b_{NC}}^* \langle NC \rangle + b_{b_{he}}^* \langle cell \rangle + b_{b_{?}}}{a_w + a_{ph}^* \langle chl \rangle + a_{NC}^* \langle NC \rangle + a_{he}^* \langle cell \rangle + a_{dom} + b_{b_{?}}} \quad (13)$$

### 4) 물질별 광 특성 및 모델 입력 값

아래에서는 상기 식 (13)에서 채택한 개개 물질의 광학적 특성을 설명하였다. 일부는 기존의 연구결과를 활용하였고 그 외는 본 연구에서 측정하거나 수정한 값을 사용하였다.

- a<sub>w</sub>는 순수의 흡광계수(Pope and Fry, 1997)이고 b<sub>bw</sub>는 해수의 산란계수(Morel, 1974; Morel and Prieur, 1977)의 1/2 값이다. 해수중의 염 이온이 흡수에 미치는 영향은 미미하므로 순수의 값을 사용하였고 산란에 미치는 영향은 순수보다 약 30% 더 크다고 알려져 있다 (Ivanoff, 1975).
- b<sub>b<sup>\*</sup> he : 종속 영양체에 의한 비(specific) 역산란 계수로 bacteria의 cell density 10<sup>11</sup> cells/m<sup>3</sup>과 flagellate 10<sup>8</sup> cells/m<sup>3</sup>의 cell density에 해당하는 역산란 계수의 합이다. 즉, 해양에서 타가 영양체 (heterotrophe: 박테리아, 편모충류 및 섬모충류) 사이의 cell density는 서로 생태적, 통계적 상관도가 있는 것으로 알려져 있으며 flagellate cells density는 bacteria의 1/1000이라 가정하였다 (Sieburth, 1983). 그리고 bacteria의 cell density는 광합성 색소농도인 <chl>의 종속 관계로 주어진다 고 가정하였다 (Cole et al, 1988).</sub>

$$\langle cell \rangle_{bact} [cell/m^3] = 0.91 \cdot 10^{12} \langle chl \rangle^{0.52} \quad (14)$$

생태적으로 flagellate의 상위 레벨인 ciliate와 그의 모든 동물성플랑크톤은 해양에서 bacteria와의 관계가 확실하지 못하며 그들의 광학적 영향을 무시 가능하다고 인정되어(Morel and Ahn, 1991) 더 고려하지 않았다. 파장에 따른 구체적인 값은 Ahn (1990, 1999)을 참조하기 바란다.

- $a_{hc}^*(\lambda)$  : 마찬가지로 파장에 따른 Bacteria cell density  $10^{11}$  cells/m<sup>3</sup>와 flagellate  $10^8$  cells/m<sup>3</sup>에 대한 흡광 계수의 합으로 모델의 입력 값으로 사용된다(Ahn, 1990 및 1999 참조).
- $b_{NC}^*(\lambda)$  : 파장에 따른 클로로필 입자가 아닌 무기성 부유입자(Non Chlorophyllous Particle)의 비 역산란계수로 여기서는 Ahn(1990, 1998)의 결과를 활용하였다. 모델의 입력 값은 탁수에서는 대부분 무기성으로 인정하여 현장관측 값의 범위에서 입력하였으며, 적조발생해역 및 CASE-I water에서는 총부유물량의 1/3~1/5의 값을 입력하였다.
- $a_{NC}^*(\lambda)$  : 파장에 따른 한반도 주변의 탁수해역에서 관측된 NC 무기 입자의 비 흡광계수로 [m<sup>2</sup>/g] 모델의 입자농도 입력 범위는  $b_{NC}^*(\lambda)$ 와 같음. Ahn(1998) 참조.
- $b_{ph}^*(\lambda)$  : 파장에 따른 식물성플랑크톤의 비 역산란계수 [m<sup>2</sup>/mg]로 6종의 스펙트럼을 평균

한 것으로 Ahn *et al.* (1992)의 실험결과를 평균한 값(Ahn, 1999)을 사용하였다. 모델 chlorophyll 입력 값의 범위는 현장 해수의 관측 값의 범위를 입력하였다.

- $a_{ph}^*(\lambda)$  : 파장에 따른 클로로필의 비 흡광계수 [m<sup>2</sup>/mg]로 상수 값이 아닌 해수중 클로로필의 농도에 따라 변하는 값으로 알려져 있다. (Bricaud *et al.*, 1995; Ahn and Moon, 1998). 그러나 본 연구에서는 모델의 사전 예비 결과로부터 클로로필 농도에 따라 값이 일정한 것이 현실에 보다 가까운 결과를 얻어서, 클로로필 독립인 값을 활용하였다. 다음 그림은 기존의 식물성플랑크톤의 비 흡광계수와 본 연구에서 얻은 스펙트럼을 비교하여 나타내었다. 기존의 파장별 값의 불일치는 한반도 주변해역의 광합성 색소의 흡수스펙트럼의 모양이 해역에 따라 다양함을 의미한다.
- $a_{dom}(\lambda)$  : 파장별 용해유기물의 흡광 계수이다. DOM의 양은 부피나 중량으로 그 양을 표현하기는 어렵다. 그러므로 파장 400nm에서의 흡광계수로 그 양을 표현한 것이다. DOM의 흡광 스펙트럼은 파장에 따라 지수 함수적으로 감소하는 모양을 갖는다(Bricaud *et al.*, 1981). Fig. 2는 한반도 주변해역에서 측정된 값을 400nm에

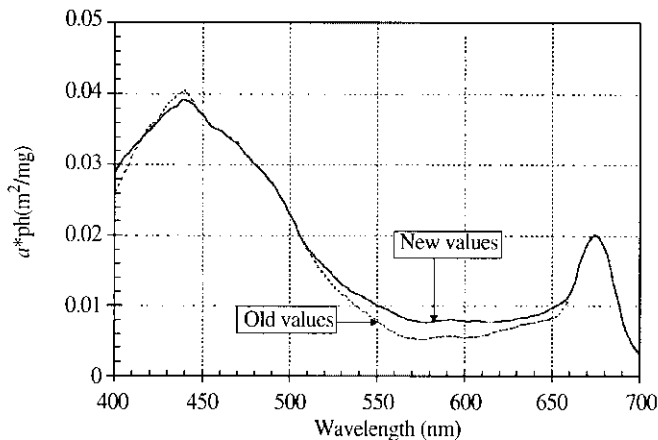


Fig. 1. Specific absorption spectrum (solid line) of living phytoplankton for the Firs model. The dotted line shows the previous specific absorption coefficient of phytoplankton (Bricaud *et al.*, 1995). This new spectrum was obtained by averaging from the sample of around Korea.

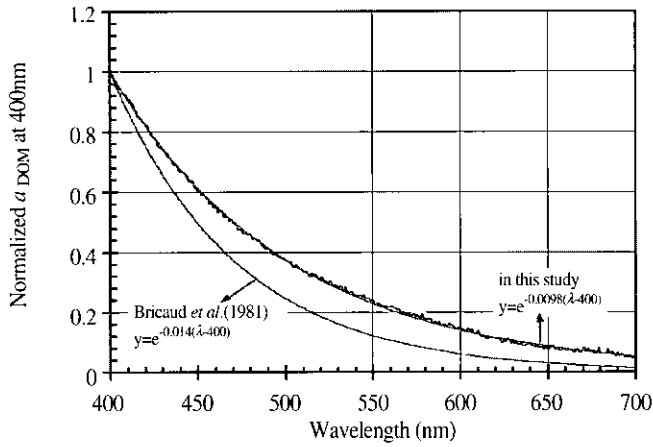


Fig. 2. DOM absorption spectrum (normalized at 400nm) obtained by averaging all normalized  $a_{dom}$  spectrum measured in Jinhai bay, Wando and Jindo area. This spectrum was used as the input of  $R_{rs}$  and  $L_{WN}$  model. The spectrum is also compared with the obtained by Bricaud *et al.* (1981).

서 규격화한 다음 평균치를 구한 것이다. 본 연구에서 사용한 함수는 다음과 같다.

$$a_{dom}(\lambda) = a_{dom}(400) \text{Exp} [-0.01(\lambda-400)] \quad (15)$$

위 결과는 Bricaud *et al.*(1981)의 제안 스펙트럼과 비교하여 보다 완만한 것이 특징이다. 이러한 스펙트럼의 모양 차이는 광합성 색소의 경우와 마찬가지로 해역에 따른 다양한 기온기를 갖는 것으로 사료된다. 모델에 입력하는 값은, 400nm에서 현장 해수의 관측 값의 범위 내에서 적당한 임의 값이 주어지면 식 (15)를 활용하여 전 파장으로 확장 계산되어 입력하였다.

\* 본 연구에서는 생물입자 부스러기에 의한 흡광도는 고려하지 못하였다. 그 이유는 이에 대한 연구자료가 거의 없으며, 대부분 무색의 부유물로 광 흡수는 상대적으로 타 물질에 비하여 대단히 미약하여 무시할 수 있을 것이라 가정하였다.

•  $b_b ? (\lambda)$  : Morel and Ahn(1991)에 의하여 제안된 양으로 해양에서 잘 알려지지 않은 역산란 값이다. 현재는 어떠한 성분이 여기에 기여하는지는 정확하게 알려지지 않고 있지만 흡광도에는 영향을 주지 않지만 역산란 광은 보상해주어야 하는 항이다. 아마 추정하기로는 해양의 존재하는 micro particles(0.1 $\mu$ m 이하), 생물기원

부스러기 혹은 무기 입자에 의한 것이거나 혹은 파도에 의하여 만들어진 수중 미세 기포 (air bubble)에 의하여 형성되는 역산란광이라 사료된다(Stramaski, 1992). 이 항의 값을 추출하기 위하여 Morel(1973)의 결과를 수용하였다.

- 입자에 의한 총 산란계수의 스펙트럼은  $1/\lambda$ 에 비례한다.
- 역 산란계수는 입자에 의한 총 산란 계수의 1.5%이다.
- 역 산란계수 역시 total 산란계수와 같이 파장에 반비례한다.

파장 550nm에서 해양에서 입자에 의한 총 산란계수는 클로로필의 함수로 다음과 같다(Gordon and Morel, 1983).

$$b(550) = 0.3 \langle \text{Chl} \rangle^{0.32} \quad (16)$$

상기 가정을 활용하면, CASE-I water와 같은 정상적인 해수에서 입자에 의한 총 역산란 계수 ( $b_{bT}$ )는:

$$b_{bT}(550) = b(550) * 0.015 \quad (17)$$

식물성 플랑크톤과 heterotrophe에 의한 역산란계수의 합  $b_{b(ph+he)}(550)$ 과  $b_{bT}(550)$ 의 차이가 바로 이 결손 값이라 가정하였다. 물론 탁수인 경우

에는 정상적 해수에 부유 입자가 추가되었다는 것으로 인정하였다.

$$\Delta b_b(550) = b_{bT}(550) - b_{b(ph+he)}(550) \quad (18)$$

이것을 전 파장에 대하여  $1/\lambda$  로 확장하면 다음과 같이 파장에 따른 보정 역 산란계수 값을 얻을 수 있다.

$$b_{bT}(\lambda) = \Delta b_b(550) * 550/\lambda \quad (19)$$

이 편차  $\Delta b_b(\lambda)$ 를 나머지 전 파장의 역산란 값에 추가하여 총 역산란 계수 값이 얻어지게 된다. CASE-II water의 탁수에서는 이 양은 부유사(NC) 입자들의 강한 역산란 값으로 전체 역산란 값에는 큰 영향이 미치지 못하는 것으로 사료된다.

### 3. 현장관측

원격반사도( $R_{rs}$ ) 및 "규격화된 수출(水出) 광량" ( $L_{wN}$ ) 모델을 확인하기 위한 현장관측 자료를 위하여 해수의 광학적 관측을 수행하였다. 보다 다양한 광학적 특성을 갖는 환경으로부터 값을 얻기 위하여 연안탁수 지역(진도-완도 근해), 적조발생해역(진해만), 그리고 CASE-I water의 특성을 갖는 동해 및 남해 근해역 등에서 1998년 8월부터 1999년 10월까지 약 2개년간에 걸쳐서 약 13회(5, 8, 9, 10월) 현장관측된 자료를 활용하였다. 현장에서 측정된 항목은 해수에 입사되는 downwelling irradiance( $E_d$ ), 해수면 위 total remote upwelling radiance( $L_{wT}$ ), 그리고 푸른 하늘에 의한 radiance ( $L_{sky}$ )가 측정되었다. 측정에 사용된 기기는 ASD(Analytical Spectral Devices)사의 Dual UV/VNIR (350~1050nm) Spectrometer 광학장비를 사용하였다. 이 장비는 512개의 채널과 1.43nm의 밴드 폭을 가지고 있으며, irradiance와 radiance를 동시에 측정할 수 있다. 총  $L_{wT}$ 의 관측 시 유의점은 항상 태양을 등지고 하였으며, 선박의 측면과 자체 그들의 영향을 줄이고 위하여 관측 각도는 비스듬히 관측하는 것을 원칙으로 하였지만

수직선에서 최대 30°를 초과하지는 않았다. 현장관측의 기하학적인 상황은 Fig. 3와 같다. 그 외 기술되지 않은 구체적 측정 방법은 NASA에서 원격탐사의 기술개발을 위하여 현장관측에서 요구하는 모든 protocols(Fargion and Mueller, 2000)에 잘 부합된 것으로 사료된다. 그 외 해수중 주요 3개 물질(클로로필-a, 총 부유물질 및 용해유기물 흡광도)의 양이 동시에 측정되었다.

#### 1) Water leaving radiance ( $L_w$ ; $W/m^2/nm/sr$ )의 측정

해수표면 바로 아래에서 해수의 수괴로부터 반사되어 올라오는 광(Upwelling radiance;  $L_u$ )은 해수표면 바로 아래 물-공기의 경계면에서 일부 반사되고 밖으로 나오게 된다. 이 광량 중에는 해수표면 바로 아래에서 반사되어서 해수 밑바닥으로 되돌아가는 광을 제외한 나머지, 즉 해수표면을 통과해서 대기를 향해서 솟아 나오는 광량을 Water leaving radiance( $L_w$ )라고 정의한다. 그런데 센서에 감지된 광은 total water leaving radiance로 순수  $L_w$ 와 해면에 반사된  $L_{sky}$ 의 일부 광이 합해

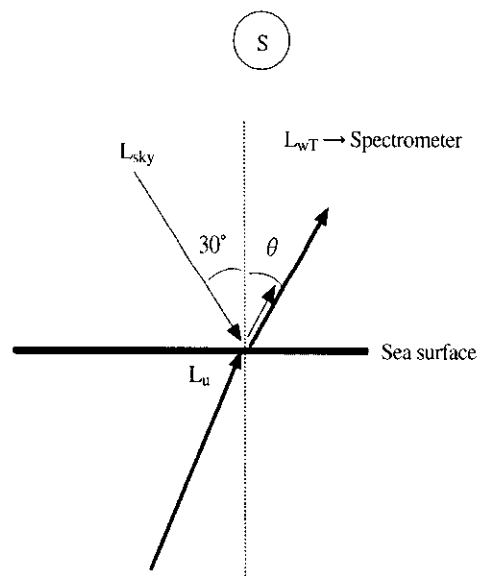


Fig. 3. Geometric view of  $L_{wT}$  and  $L_{sky}$  measurements. Viewing zenith angle ( $\theta$ ) from nadir should be less than 30°.



진 것이다. 표면반사 Fresnel reflection은 일반적으로 입사각이 30°일 때 약 2.5 %의 반사도가 일어난다. 따라서 해수표면 위에서 측정된 총 광량 ( $L_{wT}$ )과 대기로부터 해수표면에 입사되는 광량  $L_{sky}$ 와의 관계식을 통해서  $L_w$ 를 다음과 같이 구하였다(Fig. 3. 참조).

$$L_w(\lambda) = L_{wT}(\lambda) - L_{sky}(\lambda) \times Fr(\theta) \quad (20)$$

여기서,  $Fr(\theta)$ 는 beam light에 의한 Fresnel reflectance 값으로써 해수면의 상태, 관측각도( $\theta$ )에 따라 변하는 값이나 평균값으로 0.025로 일정하다고 가정하였다.

## 2) 원격반사도 (Remote sensing reflectance)의 측정

원격반사도 값은 기기로 바로 측정되지는 않는다. 정의에서 보듯이  $L_w$ 와  $E_d$ 가 동시에 측정되어야 한다. 사용된 기기는 dual sensor 이므로 2 항목을 동시에 측정할 수 있다. 그리고 센서의 viewing angle (VA)은 최대 30도 이내로 하되 가능한 수직점 아래를 유지하려고 하였고 이 VA 차이로 인한 교정은 하지 않았다. 식 (1)과 (5)에 의하여  $R_{rs}$ 은 계산에 의하여 얻어지는 값이다. Normalized water leaving radiance는 앞에서 언급한 식 (11)에 의하여 계산되었다.  $F_0(\lambda)$ 는 대기권 밖에서 측정되는 태양에 의한 irradiance 값으로 태양-지구 사이의 거리에 따라 변하므로 정확하게는 계절에 따라 변하는 값이나 실제 크게 변하지 않으므로 여기서는 년 평균값으로 일정한 값을 사용하였다.

## 3) 해수 중 물질농도

해수의 원격반사도 모델은 다양한 해양 환경에서 실제 관측되는 해수 중에 포함된 물질 농도의 함수로 얻어진다. 그러므로 모델 입력 값의 범위를 파악하기 위하여 연안해역의 탁수에서부터 적조해역 그리고 원 해양에 이르기까지 해수 중 포함된 물질의 농도를 조사하였다. 모델에 입력되는 주요 물질은 크게 식물성플랑크톤의 생체량 지수인 클로로필-a 농도(chl:  $mg/m^3$ ), 총 부유물 농도(TSS:

$g/m^3$ ) 그리고 용해유기물 값(400nm에서 흡광도:  $m^{-1}$ 로 표현)을 현장 측정하였다. 관측된 해역에서 개개 물질의 농도 값 최소 및 최대치의 범위를 확정하고 이 범위 내에서 독립적으로 난수(Random number)를 발생시켜서 모델에 입력하였다.

## 4. 모델의 검증

모델의 타당성 검증은 3가지 접근 방법이 가능하다. 첫째는, 한주어진 관측 지점에서 현장의 모든 물질량과 원격반사도를 측정하고, 모델에 현장 측정된 물질량을 입력하여 얻어진 원격반사도가 측정된 반사도와 일치하는가를 비교하는 것이다. 이 방법의 문제점은 논리적으로 타당성이 있어 보이나, 광학적 관측 point는 해수를 sampling 할 때의 point보다는 관측 면적이 훨씬 넓으며, 측정하는 동안의 해수의 유동 등 해수 sampling point가 광학적 관측 점을 대표하기가 어렵다는 점이다. 둘째는 해수의 광투성이 각각 다른 곳에서 얻은 현장 원격반사도의 신호의 크기와 스펙트럼의 모양을 모델로부터 얻은 것과 집단 비교하여보는 것이다. 이 방법은 정밀성은 떨어지지만 어떤 특이한 환경에서도 결정적인 오류는 범하지 않는다. 마지막으로, 모델의 궁극적인 목적이 해수의 수질 환경의 분석 알고리즘 개발에 있으므로, 모델로부터 얻어진 원격반사도 스펙트럼으로부터 기존의 알고리즘을 적용시켜 수질환경을 분석한다. 얻어진 값이 모델 입력 값과 비교하여 일치하는지의 여부를 확인하는 것이다. 마지막 방법으로 모델이 검증되었다 하여도 2 bands ratio 알고리즘 개발에는 문제가 없을 수 있으나 원격반사도 스펙트럼 모양은 검증되지 않는다. 그러므로 미래형 "초 다중 분광기" (hyper-spectral radiometer)를 사용하여 알고리즘을 개발하고자 할 때는 2, 3번째 방법 모두 검증되어야 한다.

본 연구에서는 2째와 3째 방법으로 원격반사도 모델의 검증하는 방법을 선택하였다. 즉 탁수, 적조발생해역, 맑은 해수에서 측정된 원격반사도 관

측 값과 모델관측 값을 서로 비교 검토하였다. 그리고 얻어진 원격반사도 스펙트럼에서 SeaWiFS 해색 센서의 bands (444, 490, 555nm)에 해당하는 값을 추출하여 NASA의 표준 클로로필 알고리즘 (OC-2)에 입력하였다. OC-2 CASE-I 알고리즘에 의하여 얻어진 클로로필 값과 모델에 입력한 클로로필 값을 서로 비교하므로 본 원격반사도 모델의 타당성 검증은 충분하다고 사료된다. OC-2 알고리즘은 전 세계적으로 다양한 CASE-I water로부터 얻어진 엄청난 현장관측 자료로 통계적인 처리에 의하여 얻어진 결과이므로 충분히 본 원격반사도 모델의 검증의 기준으로 활용할 수 있다고 사료된다. 만약 클로로필, SS, DOM의 함수인 원격반사도 모델이 정확하지 못하면 OC-2 알고리즘으로 얻어진 클로로필 값과 모델의 입력 값은 어긋나게 될 것이다.

## 5. 결 과

### 1) 현장 관측의 물질 농도 범위

각 해역별 현장에서 관측된 주요 3개 물질(클로로필, 총부유물질량, DOM)의 농도 값 범위는 실제 모델의 입력 자료로 활용되게 된다. 그러므로 현장 해역에서 측정된 원격반사도가 모델에 의한 값과 유사한 반사도를 재현하는지 하는 것은 모델의 검증을 위하여 중요하다. 관측 기간동안(주로 하절기-춘계) 각 해역의 해수중, 주요 3개 물질량의 농도 범위의 결과는 Table 1과 같다.

Table 1 결과의 값은 각각 해역의 평균치가 아니며 이 기간 동안의 물질량의 변동 및 모델의 입력자료로 의미가 있으며 생태적, 해양학적 관찰 목적은 아니다. 다만 원격반사도 모델의 최소 및 최대 입력자료로 활용하는데 기준자료로 사용하였다.

### 2) 현장 관측에 의한 원격반사도 모델의 검증

#### (1) 적조발생해역

적조발생해역인 물질농도와 유사한 값인 클로

Table 1. Three main components concentration ranges in the different type of waters. The values in the parenthesis in TSS are the input ranges of NC values for the Firs model.

물 질 해 역	클로로필 (mg/m <sup>3</sup> )	부유물질량 (TSS) (g/m <sup>3</sup> )	a <sub>DOM</sub> (400) (m <sup>-1</sup> )
적조발생 해역 (진해만)	10 - 100	2 - 10 (0.5 - 2)	0.1 - 0.8
탁수 해역 (진도-완도)	0.5 - 10	5 - 100 (1 - 100)	0.1 - 1.4
맑은 해역 (제주해협, 동해)	0.05 - 2	0.05 - 1 (0.02 - 0.2)	0.01 - 0.2

로필 10~100mg/m<sup>3</sup>, 무기성 부유입자(NC) 0.5~2g/m<sup>3</sup>, 용해 유기물의 400nm에서 흡광계수 a<sub>DOM</sub>(400) 0.1~1.0m<sup>-1</sup>을 입력하여 원격반사도 스펙트럼을 파장 400~700nm까지 50개 이상 발생하였다. 입력 값에서 무기성 입자량의 값을 현장치 보다 감소시킨 이유는 이곳의 총 부 유물질량의 상당량이 적조생물이 차지하기 때문이다. 얻어진 스펙트럼은 Fig. 4의 왼쪽과 같다. 오른쪽 그림은 현장에서 측정된 스펙트럼이다. 모델과 현장의 스펙트럼 모양이 거의 유사하다. 500nm에서 550nm의 스펙트럼 모양을 보면 현장 측정 스펙트럼은 경사도가 급하게 나타나나 모델은 조금 돌출 되고 있다. 그리고 670nm 부근의 함몰 부분이 현장 값에서는 400-500nm의 값과 유사하나 모델에서는 조금 높게 나타나고 있다. 440nm에서 신호의 크기를 보면 모두 0.001에서 0.005로 유사하다. 550nm에서는 모델이 0.004에서 0.009, 현장 측정값이 0.003에서 0.008로 대체로 낮게 나타나고 있다. 이러한 차이는 입력 값이 현장과 일치시키지 않은 이유도 일부 있겠지만 보다 근본적인 이유는 식물성 플랑크톤의 비 흡광 스펙트럼의 값이 현장과 일치하지 않았기 때문으로 사료된다. 본 모델에 사용한 a<sub>ph</sub>(λ)의 값은 모든 해역의 평균치 스펙트럼을 사용하였다. 어쨌든 이 정도의 오차는 현재로는 아주 만족스러운 결과라고 사료되며 앞으로 시간을 두고 점차 개선될 것으로 예상된다. 그 외 685nm의 형광에 의한 peak의 재현은 아주 만족스러운 결과이다.

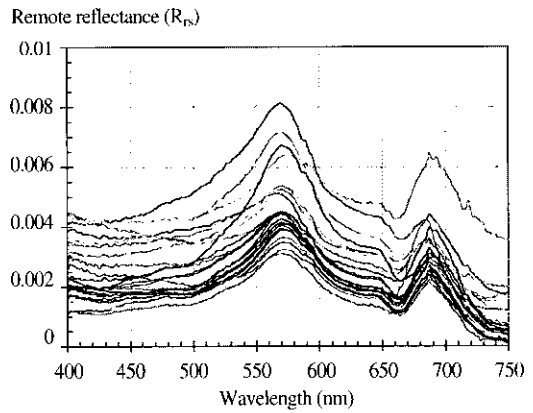
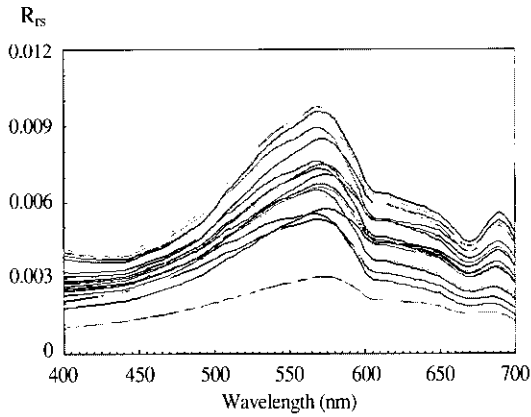


Fig. 4. Redtide remote reflectance spectrum obtained from the optical model (left) and from in-situ (Jinhai bay) measurements (right). Note that wavelength ranges for 2 figures are not same. with the obtained by Bricaud *et al.*(1981).

(2) Clear water

맑은 해수의 반사도 모델의 입력 값으로 사용된 물질농도는 클로로필 농도  $0.05 \sim 0.5 \text{mg/m}^3$ , 무기성 부유입자 (NC) 농도  $0.05 \sim 0.2 \text{g/m}^3$ ,  $a_{400}$  ( $400\text{nm}$ )  $0.01 \sim 0.1 \text{m}^{-1}$ 을 입력하였다. 이러한 정도의 해수는 주로 동해 연안으로부터  $50 \sim 100 \text{km}$  이상 외양에서 관측되는 값이다. Fig. 5는 모델의 결과를 보여 준다. Blue band ( $400\text{nm}$ )에서 모델 값은  $0.003$ 에서  $0.009$  정도로 앞의 적조 모델에서보다 훨씬 강한 신호를 보여주고 있다. 스펙트럼의 모양도 완전히 다르다. 오른쪽의 동해 현장 관측에서는 최소  $0.004$ 에서 최대  $0.009$ 까지 보여주고

있다. 현장관측의 최대치  $0.010$  이상의 값은 하늘의 상태가 맑지 않아서 비정상적으로 높은 값을 주고 있는 것으로 판명되었다. 스펙트럼의 모양을 보면 전 파장에서 모델처럼 뚜렷한 굴곡이 나타나지는 않으나 그런 데로 현장의 스펙트럼을 잘 재현하고 있다고 본다. 현장관측에서 특히 스펙트럼 모양이 단파장으로 증가하는 이유는 관측해역이 원 해양으로 해수표면이 바람에 의하여 고르지 못하여  $L_w(\lambda)$ 의 값이 비정상적으로 상승된 것으로 사료된다. 그것은 장파장인  $700\text{nm}$ 의 꼬리부분 신호가 비정상적으로 높게 나타나는 것으로 확인이 가능하다.

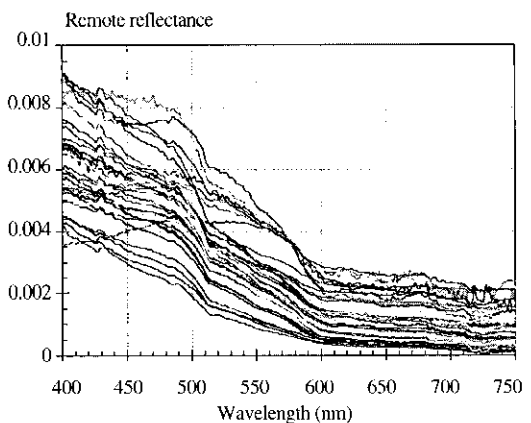
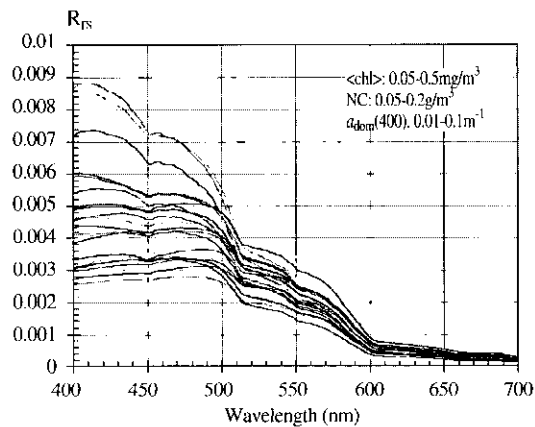


Fig. 5. Clear water remote reflectance spectrum obtained from the model (left) and from in-situ (East Sea) measurements (right).

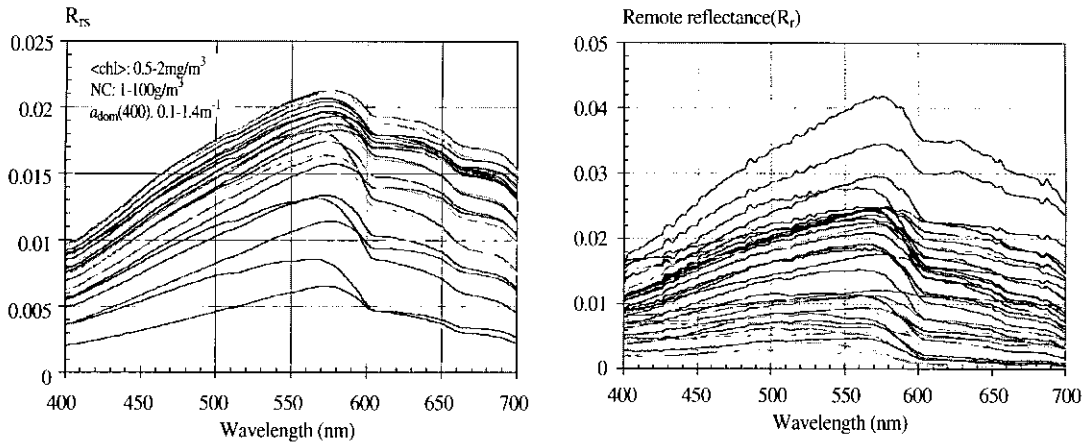


Fig. 6. Turbid water remote reflectance spectrum obtained from the optical model (left) and from in-situ (around Jindo and Wando area) measurements (right).

(3) CASE-II 탁수해역

아래의 Fig. 6 탁수 원격반사도 모델은 CASE-II water 중에서도 탁도가 아주 높은 진도 - 완도 근해역의 해수의 특성을 재현한 것으로 모델의 입력치는 클로로필  $0.5 \sim 2 \text{ mg/m}^3$ , 무기성 부유입자 (NC) 농도  $2.0 \sim 100 \text{ g/m}^3$ ,  $a_{dom}(400 \text{ nm})$   $0.1 \sim 1.4 \text{ m}^{-1}$ 을 입력하였다. 모델과 현장 관측 스펙트럼의 모양과 원격반사도의 크기를 비교하면 모두 완벽하게 서로 잘 일치되고 있다. 스펙트럼의 peak가 570nm green 근처에 나타나나 yellow-red 쪽으로 강하여 신호가 섞여져 전반적으로 황토물의 빛을 연상하게 한다. 현장관측 값이 모델 보다 좀더 커보이나 실제 몇몇 스펙트럼을 제외하고는 거의 유사한 신호 level을 보여주고 있다. 타 해역과 비교하여보면 550nm에서 원격반사도 신호의 크기는 최대 약 0.04 정도로 맑은 CASE-I 해수보다 무려 10배정도 크며 적조 해수의 신호보다는 약 5~8배의 신호가 강하다. 원격 반사도를 해수의 albedo 값으로 환산하려면  $R_{rs}$ 에 Q-factor (Eq. 3 참조, 값 약 4~5)의 값을 곱하면 그 값을 짐작할 수 있다. 그러므로 이곳 해수의 green band albedo는 16% 정도가 된다고 볼 수 있다. 탁수 해역의 원격반사도 스펙트럼의 또 하나의 특색은 부유 미네랄 농도가 높을수록 장 파장쪽으로 크게 신호가 증가한다는 것이다. 이것은 부유물의 광특성이 단 파장에서는

크게 흡광작용을 하며 장파장에서는 흡광 작용이 거의 없으며 역 산란 작용이 크게 일어나고 있음을 의미한다.

(4) OC-2 기존 알고리즘과 Model의 비교

$\langle Chl \rangle$ ,  $\langle NC \rangle$ ,  $a_{dom}(400)$ 의 값을 모델에 입력하여 얻어진 반사도 스펙트럼은 입력 클로로필 값과 490/555nm의  $R_{rs}$  비 값 그리고 SeaWiFS band의 "NASA 표준 클로로필 알고리즘<sup>2)</sup>"인 OC-2와 비교하였다. 이 의미는 만약 얻어진 원격반사도의 스펙트럼의 모양이 왜곡되거나 값이 정확하지 못한 경우 OC-2와는 큰 차이가 발생하게 된다. Fig. 7은 상기 결과를 잘 보여주고 있다. 기존 알고리즘 line과 모델 결과 line (scattering points) 2개의 line은 거의 일치하고 있음을 확인할 수 있다. 이 사실은 모델과 현장 관측  $R_{rs}$ 와의 비교에서 이미 검정된 사실을 다른 방법으로 재확인한 한 셈이다.

위에서 모델의 자료로부터 얻어진 회귀 곡선은 본 연구의 CASE-I water의 클로로필 알고리즘이며 결과 식은 다음과 같다.

2) SeaBAM 해석 working group에서 전세계 현장 관측 자료로부터 통계적 처리를 하여 얻어진 NASA 표준 클로로필 알고리즘으로 NASA가 개발한 SeaWiFS 자료 처리 S.W인 SeaDAS에서 채용하여 그 code 명은 OC-2로 명명하고 있음.

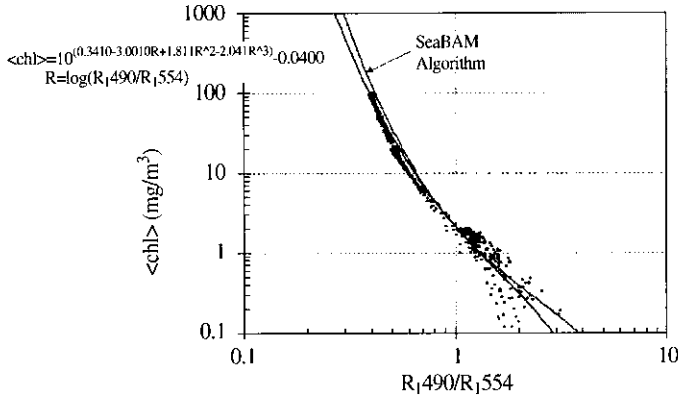


Fig. 7. Comparison of chlorophyll values between the NASA standard (SeaBAM) algorithm and the remote reflectance model (scattered points).

$$\langle chl \rangle = 10^{0.341 - 3.00 \times R + 1.81 \times R^2 - 2.04 \times R^3} \quad (21)$$

$R = \log(R_{rs490}/R_{rs554})$ 로 주어진다. 그리고  $F_o(490)$ 과  $F_o(555)$ 의 값을 이용하면  $R$ 은 다시  $nL_w$ 로 다음과 같이 간략하게 된다.

$$R = \log(0.97 \times \{nL_w(490) / nL_w(555)\}) \quad (22)$$

### 3) 모델에 의한 $L_{wN}$ 값의 범위

해수의 원격반사도( $R_{rs}$ )는 Eq. (11)을 사용하여 “규격화된 water leaving radiance” ( $L_{wN}$ )의 값으로 환산되었다. 파장대는 SeaWiFS와 OSMI의 공통 파장대인 412nm, 444nm, 490nm, 510nm, 555nm, 670nm (OSMI 없음) 6개의 bands에서 값을 나타내었다.  $L_{wN}$  역시  $R_{rs}$ 와 같이 해수의 외관상 (apparent)의 광 특성이긴 하지만 원격탐사에서 해수 중 물질 정보를 추출하는데 혹은 대기 보정 모델에서 대기권 밖(TOA)에서 해수 신호의 크기를 고려하는데 필수적인 항목이다. 아래의 Fig. 8a와 8b의 2 그림은 모델로부터 성격이 다른 해양에서 얻어진  $L_{wN}$ 의 값을 SeaWiFS bands에서 나타낸 것이다. 광 특성이 다른 각 해역별 신호의 크기를 보면 다음과 같다. 모델에 입력된 물질의 값은 그림에 표시에 하였다. 각 해역별 얻어진  $L_{wN}$  최소치와 최대치의 범위를 아래 Fig. 8a에 나타내었다.

적조 해역의 특색은 band 5 (555nm)의 신호가 상대적으로 높게 나타난다. 그러나 이 band의 신호 크기는 적조 농도와 관련은 없는 것으로 나타났다. 가장 신호가 낮게 나타나는 band는 412nm와 444nm에서  $0.5mW/cm^2/\mu m/sr$  이하이며 적조 농도와 가장 직접적으로 상관이 높은 band는 490nm이었다. 이 사실은 식물성 플랑크톤의 흡수 band가 444nm임에도 490nm에서 상관도가 높은 사실은 아주 흥미로운 결과이며, NASA 표준 알고리즘 역시 444/555nm 보다는 490/555nm를 사용하도록 권하고 있는 사실을 이 모델은 잘 증명하고 있다. 클로로필 농도와 490nm의 최대 상관도가 나타나는 이유는 이 파장대에서 DOM이나 기타 부유 입자 등에 의한 흡광도 영향이 444nm보다 덜 받기 때문으로 사료된다.

그러나 CASE-I water에서 클로로필의 농도가 낮은 경우( $\langle chl \rangle < 1mg/m^3$ )는 DOM이나 SS의 양이 절대적으로 적고 양의 상대적 변화가 크지 않기 때문에 490nm보다는 클로로필 색소 흡광에 민감한 444nm가 더 좋은 결과를 얻을 수 있으리라 사료 된다. 원 해양의 CASE-I water의  $L_{wN}$  신호는 적조 해수와는 다르게 490nm를 정점으로 장·단 파장으로 갈수록 광의 세기는 감소되거나 400nm 단파장으로 증가하는 양상을 보여주고 있다. 특히 장파장에서 신호의 크기는 급격히 감소하여 670nm

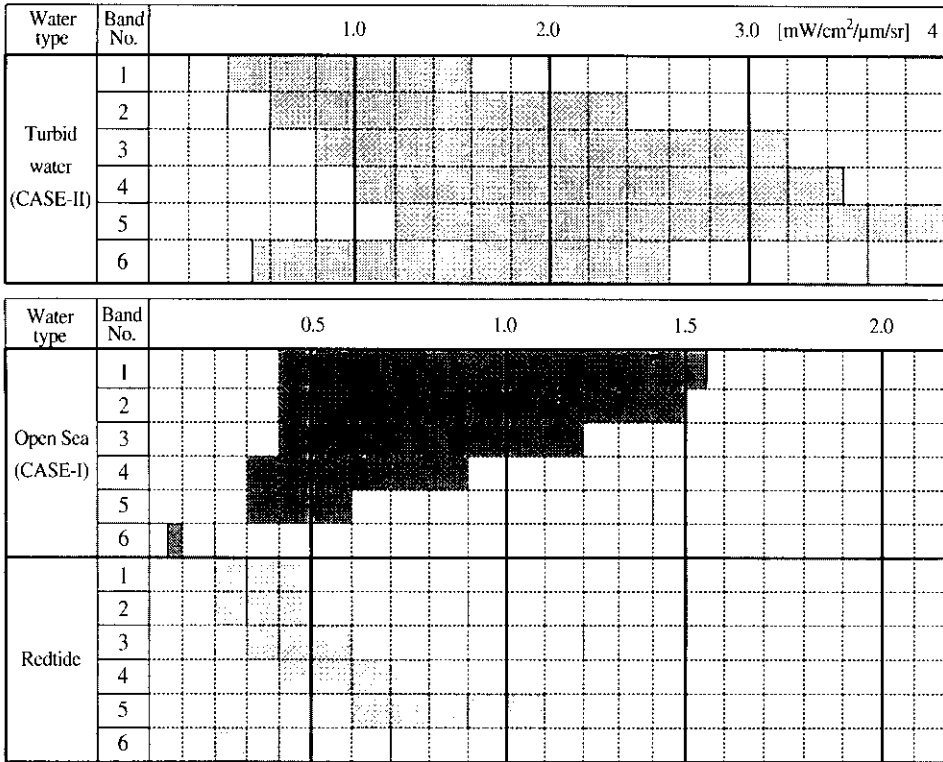


Fig. 8a. Range of simulated LwN values from the model according to several type of waters.

\* band 1: 412nm, band 2: 444nm, band 3: 490nm, band 4: 510nm  
band 5: 555nm, band 6: 670nm(OSMI에는 없음).

(SeaWiFS band 6)에서는 0.1 [mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr] 레벨로 감소한다. 그러나 이곳의 신호의 크기가 "0"이라는 가정을 하는 대기보정 알고리즘에는 오차가 발생할 것이다. 특히 부유사 농도가 1-100g/m<sup>3</sup>인 탁수에서는 최소 신호의 크기가 0.5 최대 2.6 [mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr] 까지 증가하게 된다.

(5) 부유사와 적조의 구분

대부분의 적조현상은 연안에서 발생하게 된다. 그러나 연안에는 역시 부유물 농도가 높아서 일반적인 2 bands ratio 해석 알고리즘으로 적조를 분석하면 부유사와 적조가 동시에 높은 클로로필 값을 주어서 부유사인지 적조인지 구분이 불가하다 (Ahn et al., 1998). 한 해역에서 일반 표준 클로로필 알고리즘으로 고농도의 클로로필이 분석되었

다고 가정할 때 이것이 과연 식물플랑크톤 때문인지 부유사 때문인지 구분할 수 있는 방법이 없을까? 이러한 문제는 상기 LwN 모델에 의한 신호의 크기를 분석해보면 쉽게 구분이 된다. Fig. 8에서 탁수 해역의 LwN(555nm)의 값을 보면 최저 1 mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr 이며 clear water와 적조에서 최대 약 0.6~1.0 mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr 이므로 경계 값은 약 1.0 mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr가 된다. 만약 적조 발생 해역에 부유사가 동시에 다량 공존하는 경우(가능성은 있으나 실제로는 대단히 드물다)를 고려하더라도 1.5 mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr보다는 낮아야 적조의 범주에 들어간다. 보다 완벽한 적조의 발생확인 은 444nm와 490nm에서 LwN의 값이 0.6 mW/cm<sup>2</sup>/μm/sr이하가 되어야 한다. 이와 같은 적조와 부유사의 구분은 해석 위성 자료로부터 얻어지는 LwN의 값이

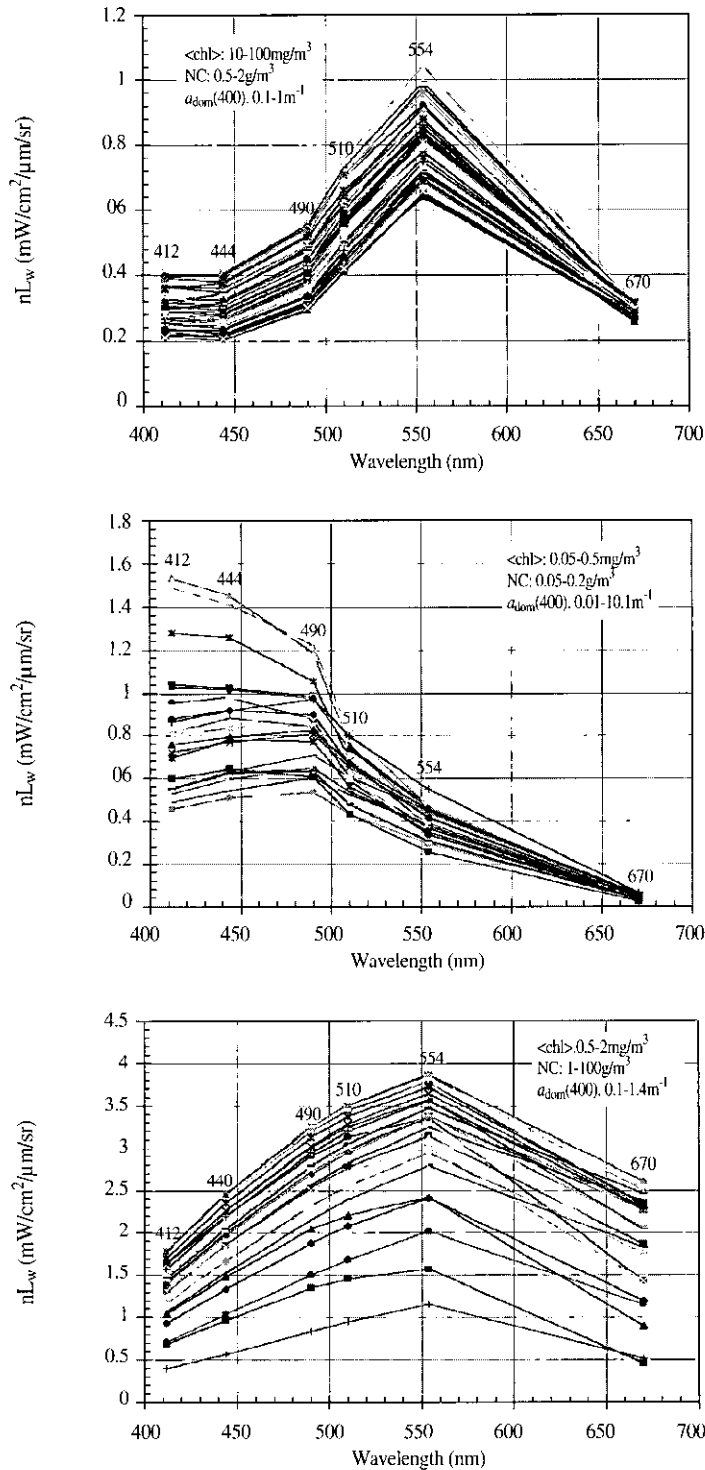


Fig. 8b. Modeled, normalized water leaving radiance( $L_{wN}$ ) spectra of red tide waters (upper), clear water (mid) and turbid water (lower) for varying chlorophyll, non-chlorophyllous(NC) particles concentrations and dissolved organic matter. Input data were marked in the figures.

절대값으로 정밀하게 얻어져야 한다는 조건이 필요하다.

#### (6) CASE-II water 알고리즘

만약 클로로필과 부유사가 서로 적당히 공존하거나 혹은 부유사의 광 특성이 더욱 강하게 지배하는 해역에서 (CASE-II water) 클로로필 알고리즘은 현재로는 완벽하게 개발되지 못하고 있는 실정이다. 이 문제 해결은 위한 신경망 법(Neural network method; Doerffer and Schiller, 1998) 등에 의한 다양한 방안의 알고리즘의 개발이 진행 중에 있으며, Ahn (2000)은 고전적인 2 band 비 알고리즘에서 부유사의 양에 따른 함수로 CASE-II water 알고리즘을 처음으로 제안하였다. 그러나 본 Rrs 모델은 모든 다양한 방법의 원격탐사 기술 개발의 기본이 될 수 있음으로 지금까지 해색 원격탐사 분야의 숙제인 CASE-II water 알고리즘에 개발에 크게 기여하리라 사료된다.

### 5. 결론 및 토의

다양한 광학적 특성을 갖는 해수에서 remote reflectance 모델이 해수 중의 포함된 입자의 광특성을 기본으로 하여 개발되었다. 모델에 고려된 물질은 해수, 식물성플랑크톤, 부유사, 동물성플랑크톤, 용해유기물질 그리고 알려지지 않은 성분입자로 5종으로 구분하였다. 그러나 모델에 입력되는 물질농도는 식물성플랑크톤, 부유사와 용해유기물 3종으로 하였고 동물성 플랑크톤의 영향은 클로로필 종속으로 하여 고려되었다. 이 모델로부터 해수의 원격반사도( $R_{rs}$ ) 스펙트럼이 입력된 물질농도의 함수로 만들어지고 이 스펙트럼으로부터 SeaWiFS bands에 해당하는 파장대를 활용하여 normalized water leaving radiance( $L_{wN}$ ) 값이 얻어졌고, CASE-I 클로로필 알고리즘이 개발되었다. 그리고 모델에 의한 반사도는 현장 관측치와 비교 검증되었다.

원격반사도의 모델은 태양의 고도, 관측자의 태

양과의 상대적 위치 등에 따라 모델화 되는 것이 보다 정밀하나 여기서 개발된 원격 반사도 모델은 단순화된 개념으로부터 시작하였다. 즉, 태양광이 수직으로 들어가서 수직으로 벗어 나온다고 가정하는 것이다. 모델에 의하여 발생된 원격반사도는 항상 현장에서 관측된 반사도 값과 스펙트럼의 모양을 서로 비교하여 모델의 타당성을 검증한 결과 현장자료와 스펙트럼의 모양, 값의 크기 모두에서 기대 이상으로 만족할 만한 결과를 얻었다고 사료된다. 본 원격반사도 모델은 Ahn(1999)의 해수 반사도의 역 모델과 유사한 방법에 의하여 단순한 광학적 조건에서 만 적용될 수 있는 모델로 개발된 것이긴 하나 해색 위성영상 자료분석에 바로 적용될 수 있다.

본 연구 모델의 활용도는 다양하다. 새 해색 알고리즘의 개발, 대기 보정 모델에서 해색신호의 발생, Neural network 기술개발에서 training data의 발생 등에 활용 가능하다. 그리고 원하는 분석물질의 알고리즘을 현장에 관측 없이도 모델에 의하여 다양한 환경 분석 알고리즘 개발이 가능하며 해색이 물질의 농도에 따라 어떠한 양상으로 변하는지 모의 실험이 가능하다. 본 모델의 강점은 바로 이점에 있다.

보다 정밀한 원격반사도 모델을 만들기 위해서는 보다 정확한 해수중 물질의 광학적 특성이 규명과 보다 정밀한 복사광의 전달 모델의 개발, 그리고 수많은 현장관측 자료와 신뢰성 있는 관측기기의 개발 및 확보가 이루어져야 한다. 모델의 결과에 의하면 해색 스펙트럼은 해수중의 물질의 질과 양에 따라 대단히 민감하게 변한다는 것이다. 모델에 입력된 물질의 광 특성이 실제와 다르다면 그 차이는 바로 크게 증폭되어 현장치와 크게 차이가 발생하게 된다. 특히 부유물의 광 특성이 해역에 따라 크게 차이가 날 수 있다. 적조해역에서는 적조 발생 원인에 따라 반사도 스펙트럼이 크게 다를 수 있다. 그러므로 다양한 적조 해역에 부응하기 위해서는 적조 생물종에 따른 광특성 연구가 수행되어야 할 것이다. 탁수 해역에서는 저층의 재 부상된 유기물 침전물이 주 부유물이 되



고, 강의 하구에서는 육상에서 운반된 토사가 주 부유물이 된다. 원 해양의 부유물은 대기로 이동 하여온 무기입자가 주성분이 된다. 이러한 다양한 부유물의 광특성의 차이는 본 모델의 정도를 높이는 데 큰 장애가 되고 있다. 그러므로 본 모델은 앞으로 더욱더 개선의 여지가 남아 있으며 보다 많은 현장 관측자료와 해수 중 알려지지 않은 성분 물질의 광특성 및 그 역할연구가 지속적으로 수행되어야 할 것으로 사료된다.

## 사 사

본 연구는 1998년 한국해양연구소 연구정책·지원사업(PE9872100) “위성에 의한 적조 및 해수 탁도 원격탐사 기술개발” 과제로 수행되었습니다. 모델의 계산 및 figure 작성에 도움을 준 제주대 문정언 협동연수생에 감사 드립니다.

## 참고문헌

- Ahn Y. H., 1999, Development of an inverse model from ocean reflectance, *Marine Technology Society Journal*, 33(1): 69 -80.
- Ahn Y. H., S. C. Gallegos and R. Iturriaga, 1998, The influence of resuspended sediment particles on the ocean color chlorophyll algorithm. *(Proceeding of Ocean Optics XIV meeting in Hawaii)*
- Ahn, Y. H, 1990, Optical properties of biogenous and mineral particles present in the ocean, Application: inversion of reflectance, Thesis, Paris-VI university, 214.
- Ahn, Y. H, and J. E. Moon, 1998, Specific absorption coefficients for the chlorophyll and suspended sediment in the Yellow and Mediterranean Seas, *Journal of The Korean Society of Remote Sensing*, 14: 353-365.
- Ahn, Y. H., 2000, Development of ocean color algorithm from remote reflectance model. *(Proceeding of Ocean Optics XV, 16 - 20 October, Monaco)*.
- Ahn, Y. H., A. Bricaud and A. Morel, 1992, Light backscattering efficiency and related properties of some phytoplankters, *Deep-Sea Res.* 39(11/12): 1835-1855.
- Austin, R. W., 1974, The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. *Optical Aspects of Oceanography*(Edited by N. G. Jerlov and E. Steemann nielsen), Academic press London and New York(A Subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich, Publishers), 317-344.
- Berthon, J. -F., G. Zibordi, S. Grossi, D. van der Linde and C. Targa, 1998, The coasts time-series of bio-optical measurements in the North Adriatic sea: an analysis in view to interpretation of satellite colour data in coastal waters, *Ocean Optics XIV, 10-13 November 1998, Kailua-Kona(USA)*.
- Bricaud, A., A. Morel and L. Prieur, 1981, Absorption by dissolved organic matter of the sea(yellow substance) in the UV and visible domains, *Limnol. Oceanogr.*, 26(1): 43-53.
- Cole, J. J., S. Findlay and M. L. Pace, 1988, Bacterial production in fresh and saltwater ecosystems: a cross-system overview, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 43: 1-10.
- Doerffer, R and H. Schiller, 1998, Determination of Case-II water constituents using radiative transfer simulation and its inversion by Neural Networks, the *Proceedings of Ocean Optics XIV, 10-13 November, Hawaii*.
- Fargion G. S and J. L. Mueller, 2000, Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 2, NASA GSFC, 184.
- Gordon, H. R. and A. Morel, 1983, Remote

- assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: A review. Lect. Notes on Coastal and Estuarine Studies, M. Bowman (ed.), Springer-Verlag, 114.
- Gordon, H. R. and O. B. Brown, 1975, A multi-phase monte carlo technique for simulation of radiative transfer, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 15: 419-422.
- Gordon, H. R., O. B. Brown, R. H. Evans, J. W. Brown, R. C. Smith, K. S. Baker and D. K. Clark, 1988, A semianalytic radiance model of Ocean Color, *J. Geophys. Res.*, 93(D9): 10909-10924.
- Ivanoff, A., 1975, Introduction l'océanographie, Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer, Paris, Librairie Vuibert, Tome II, 340.
- Joseph, J., 1950, Untersuchungen über Ober- und Unterlichtmessungen in Meere und über ihren Zusammenhang mit Durchsichtigkeitsmessungen, *Deut. Hydrograph.*, 3: 324-335.
- Morel, A. and B. Gentili, 1996, Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem, *Appl. Opt.*, 35(24): 4850-4862.
- Morel, A. and L. Prieur, 1977, Analysis of variations in ocean color, *Limnol. Oceanogr.*, 22: 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 bacteria and algal cells, *J. Mar. Res.*, 49: 177-202.
- Morel, A., 1974, Optical properties of pure water and pure sea water. In: *Optical Aspects of Oceanography*, N.G. Jerlov and E. Steemann-Nielsen (eds.), Academic Press, 1-24.
- Morel, A., 1988, Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter contents (Case I waters), *J. Geophys. Res.*, 93(C9): 10749-10768.
- Neckel, H. and D. Labs, 1984, The solar radiation between 3,000 and 12,500 Å, *Solar Phys.*, 90: 205-258.
- Pope, R. M. and E. S. Fry, 1997, Absorption spectrum (380 - 700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements, *Appl. Opt.*, Vol. 36, No. 33: 8710 - 8723.
- Sieburth J. McN, 1983, Microbiological and organic-chemical processes in the surface and mixed layers. In: *Air-sea exchange of gases and particles*, P.S. Liss and W.G.N. Slinn (eds), D. Reidel Publishing Company, 121-172.
- Stramski, D. 1994, Gas microbubbles: An assessment of their significance to light scattering in quiescent seas, p. 704-710. In: *Ocean Optics XII*, J. S. Jaffe, editor, *Proceedings, Society of Photo-optical Instrumentation Engineers*, 2258, Bellingham.