

4-5-5 衛星によるクロロフィル-a 推定

(1) 大気補正

海面の分光輝度値は、地表面に比べ反射率の小さい海面からの反射光である。このため、衛星に到達する全分光輝度値の内、海面からの分光輝度値は10%前後となり、90%前後は大気中からの散乱光である。大気補正とは、衛星到達の全分光輝度値から大気効果を除き、海面からの分光輝度値を推定する方法である。CZCS以来、分光輝度値による放射伝達モデルが利用されてきたが、最近は反射率による放射伝達モデルが一般的となってきた。

大気上面での反射率は4-22式に与えられる。

$$\rho_t = \pi L_w / \{ F_0 \cos(z) \} \quad 4-22$$

ここで、 ρ_t は大気上面における反射率、 L はある観測角及びある太陽照射角における大気上面での上向きの輝度値、 F_0 は大気圏外の太陽照度値、 z は太陽照射の天頂角である。この大気上面での反射率は、太陽が真上から照射したときの反射率に正規化したものであり、正規化反射率とも呼ばれる。

この大気上面の正規化反射率 $\rho_t(\lambda)$ は、海洋と大気の両者を加えた大気柱全体の反射率であり、海面直上の反射率と大気効果から4-23式に与えられる。

$$\rho_t(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) + t(\lambda)\rho_{wc}(\lambda) + t(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad 4-23$$

ここで、 $\rho_r(\lambda)$ は大気分子によるレイリー散乱の反射率、 $\rho_a(\lambda)$ はエアロゾルによる散乱の反射率、 $\rho_{ra}(\lambda)$ は大気分子とエアロゾルの多重効果の反射率、 $\rho_{wc}(\lambda)$ は海面上の砕波(ホワイトキャップ)による太陽と天空光の反射率、 $\rho_w(\lambda)$ は海面射出光の反射率、 t は大気の拡散透過率を示す。

大気補正の原理は、長波長側の海面反射率が低いことを根拠に、長波長側で観測される分光輝度値あるいは反射率が大気効果を示すと仮定し、その値から短波長側の大気効果を推定するものである。近赤外領域の大気上面の反射率は、4-23式のうち、近赤外領域の海面反射率が0(= $\rho_w(\lambda)$)であることから、4-24式に与えられる。

$$\rho_t(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) \quad 4-24$$

さらに、レイリー散乱の反射率は理論的に計算可能である。

エアロゾルの散乱による反射率及び大気分子とエアロゾルの多重効果の反射率はエアロゾルの単散乱の反射率($\rho_{as}(\lambda)$)として近似可能である。

$$\rho_{as}(\lambda) = \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) \quad 4-25$$

散乱効果を持つエアロゾルについて、海洋性、沿岸性などのエアロゾルのタイプ分けがSeaWiFSの近赤外波長帯域(NIR1(765nm)とNIR2(865nm))における観測から提案され、さらに、エアロゾルタイプから短波長側の大気効果を推定する経験式が提案された。

$$\varepsilon_{as}(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}) = \rho_{as}(\lambda_{NIR1}) / \rho_{as}(\lambda_{NIR2}) \quad 4-26$$

ここで、 $\varepsilon_{as}(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2})$ エアロゾルタイプを示す指数である。

短波長側の大気効果を推定する2組の経験式が提案された。一つはオングストローム指数(n)として、波長比の指数関数を計算し、短波長側の大気効果を推定する方法である(Gordon and Wang, 1994)。オングストローム指数(n)は次式に与えられる。

$$n = \ln \{ \varepsilon_{as} (\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}) \} \ln (\lambda_{NIR1} / \lambda_{NIR2}) \quad 4-27$$

このオングストローム指数が短波長における大気効果を示すことを次の経験式に提案した。

$$\rho_w(\lambda) = \{ \rho_t(\lambda) - \rho_r(\lambda) - \rho_{as}(\lambda_{NIR2}) (\lambda_{NIR1} / \lambda_{NIR2})^n \} / t \quad 4-28$$

さらに Gordon and Wang (1997) は、オングストローム係数に変わる定数を提案した。

$$c = \ln \{ \varepsilon_{as} (\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}) \} (\lambda_{NIR1} / \lambda_{NIR2}) \quad 4-29$$

4-28式と同様に経験式を次式に提案した。

$$\rho_w(\lambda) = \{ \rho_t(\lambda) - \rho_r(\lambda) - \rho_{as}(\lambda_{NIR2}) \exp(c\lambda / \lambda_{NIR2}) \} / t \quad 4-30$$

4-28式及び4-30式のtは大気透過率を示し、次式に近似的に与えられる。

$$t(\lambda) = \exp \{ \{ 0.5\tau_r(\lambda) + \tau_{oz}(\lambda) \} / \cos\theta_v \} \quad 4-31$$

ここで、 $\tau_r(\lambda)$ は大気分子によるレイリー散乱の光学的厚み、 $\tau_{oz}(\lambda)$ はオゾンによる吸収の光学的厚み、 θ_v は走査角である。

この理論は、計算量を少なく抑えるため、テーブル・ルックアップの手法を採用し、現在の海色センサーの処理に適用されている。

(2) 大気補正の研究課題

この理論がほぼ完成したかに見えたが、実際の海色センサーデータを処理すると、①吸収性のエアロゾルが存在し短波長側における大気効果を過大評価し、あるいは、②近赤外波長帯域における海面の反射率が0より大きい場合に大気効果を過大評価し、大気上面の正規化反射率が負の値を示すケースである。

・ 吸収性エアロゾル

吸収性のエアロゾルは、黄砂などの砂塵あるいは工場からの煤煙を起源とするエアロゾルであることが分かってきた。この吸収性のエアロゾルをどのように計測し、どのように推定するか研究が続いている。

・ 近赤外波長帯域における海面の反射率

沿岸域のクロロフィル-a濃度の高い場合、4-23式から4-24式を導入する際の最も重要な仮定である「近赤外波長帯域の海面反射率を0とする。」と言う仮定が成立しない。Siegel et al. (2000)は、高クロロフィル-a濃度の各波長帯域における反射率をモデル化し、近赤外波長帯域の内、大気効果に占める海面の反射率を引き抜き、その大気効果から短波長側の大気効果を推定し、再びクロロフィル-a濃度を推定し、さらに、大気効果を推定し、収束するまで作業を繰り返す漸化手法を提案した。この手法は、東シナ海などの懸濁物あるいは有色溶存有機物

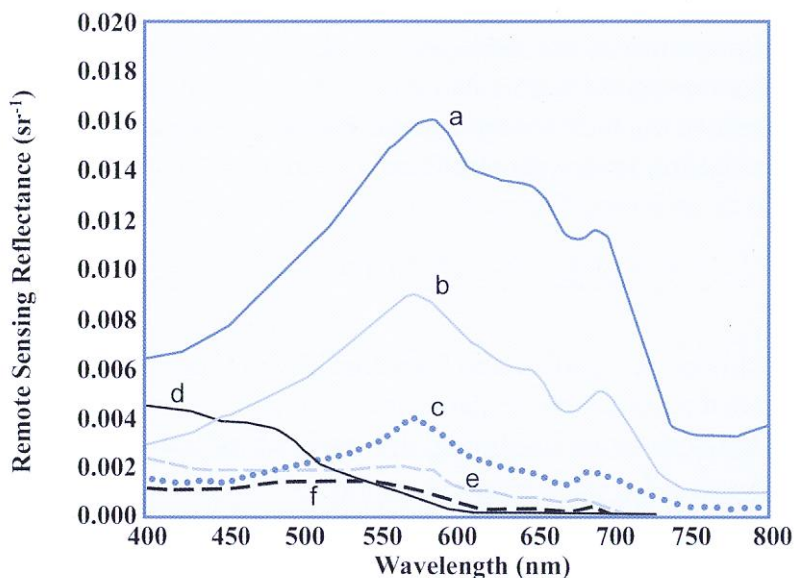
(CDOM: Colored Dissolved Organic Matter)をも含む海域では効力を発揮しなかった。Toratani et al. (2000)らは、クロロフィル-a、懸濁物、有色溶存有機物による反射率をニューラルネットワークにより推定し、大気効果を漸化的に推定する手法を提案した。これらの研究は、同期した現場観測データによる検証が待たれている。

(3) 海色センサーの水中生物光学アルゴリズム

海色センサーから海水中のクロロフィル-a 分布、懸濁物分布、有色溶存有機物分布を推定するための経験式あるいはニューラル・ネットワークによる推定手法が提案されてきた。沿岸域から外洋をも含めて、これらの物質の濃度分布を推定するための手法は未だに研究段階にある。図 7.5-1 は代表的海水の分光反射率を示す。a は高々濃度の懸濁物と高々濃度の有色溶存有機物の海水が示す分光反射率であり、緑から赤の波長帯域について高い分光反射率を示し、見かけ上明るい黄土色を示す。b は高濃度の懸濁物と高濃度の有色溶存有機物の分光反射率であり、a に比べ暗い黄土色を示す。c は通常濃度の懸濁物と有色溶存有機物加え植物プランクトンをも含む海水の分光反射率であり、さらに鈍い黄土色を示す。d は外洋水の分光反射率であり、青碧色を示す。e は通常濃度の植物プランクトンと懸濁物を含む海水の反射率であり、くすんだ青緑色を示す。f は通常濃度の植物プランクトンを含む海水の反射率であり、青緑色を示す。ケース I 海域と称される外洋を中心とする海域では植物プランクトンが主な構成要素であり、d と f の分光反射率が該当する。ケース II 海域と称される沿岸付近の海域では、植物プランクトンのほかに、河川からの流入あるいは海底からの巻上げによる無機懸濁物、そして、プランクトン、魚などからの有機物が溶け出した状態の有色溶存有機物が含まれる。a、b、c、e の分光反射率がケース II 海域に該当する。

(4) クロロフィル-a 濃度の推定

クロロフィル-a は 440nm と 670nm の二つの波長帯域に光の吸収を示す。図 7.5-1 の d から f へ変化するようにクロロフィル-a 濃度が増加するとき、440nm 付近の反射率が減少する。この分光反射率の変化を利用し経験式が提案された。



a. 高々濃度の懸濁物+有色溶存有機物、b. 高濃度の懸濁物+有色溶存有機物、c. 通常濃度の懸濁物+有色溶存有機物+植物プランクトン、d. 外洋水、e. 通常濃度の植物プランクトン+懸濁物、f. 通常濃度の植物プランクトン (ケース I 海域: d、f、ケース II 海域: a、b、c、e)

from IOCCG Report Number 3 (2000)

図 4-12 代表的海水の分光反射率

$$Chl-a = a \{ nLw(\lambda_1) / nLw(\lambda_2) \}^b \quad 4-32$$

ここで Chl-a はクロロフィル-a 濃度、nLw は正規化海面直上上向き分光輝度、a、b は経験的に与えられる係数、 λ_1 と λ_2 は経験式に用いる波長である。正規化海面直上上向き輝度は、4-式と同様に太陽が真上から照射したときの輝度値に正規化したものである。Gordon et. al. (1981) らは、 $\lambda_1=443\text{nm}$ 、 $\lambda_2=555\text{nm}$ をとり、ケース I 海域において低濃度のクロロフィル-a 濃度について推定精度の高い経験式を提案した。また、Kishino et. al. (1997) は、4-33 式に示すように、3 組の波長を用い、クロロフィル-a 濃度の高い海域を含めた経験式を提案した。

$$Chl-a = a \{ \{ nLw(\lambda_1) + nLw(\lambda_2) \} / nLw(\lambda_3) \}^b \quad 4-33$$

この後、SeaWiFS による衛星観測と、現場におけるクロロフィル-a 濃度及び正規化海面直上上向き分光輝度の同期観測データが収集され、SeaWiFS のための新しい経験式が O' Reilly et. al. (1998) により提案された。2 つの波長のリモートセンシング反射率を用いる OC2 (Ocean Chlorophyll 2-band Algorithm) と命名した経験式を提案した。その後、クロロフィル-a 高濃度域における問題点などを解消し、現在は OC2v4 と呼ばれる 4-34 式に示す経験式がある。

$$Chl-a = 10^{(0.319 - 2.336R + 0.879R^2 - 0.135R^3)} - 0.071 \quad 4-34$$

$$R = \log_{10}(R_{rs490}/R_{rs555}) \quad 4-35$$

ここで、R はリモートセンシング反射率の波長間の比 (=Rrs(490) / Rrs(555)) である。O' Reilly et. al. は 4-34 式が、低濃度から高濃度のクロロフィル-a 海域に十分な応答を示さないことから、次式の 4 組のバンドを利用する OC4 の経験式を提案した。

$$Chl-a = 10^{(0.366 - 3.067R + 1.930R^2 + 0.649R^3 - 1.532R^4)} \quad 4-36$$

ここで、R はリモートセンシング反射率の波長間の比であるが、次の波長間の比の値の内最大値を与える値を適用する。

$$R = \log_{10}(R_{rs443}/R_{rs555} > R_{rs490}/R_{rs555}, R_{rs510}/R_{rs555}) \quad 4-37$$

図 4-13 にリモートセンシング反射率バンド間比の最大値によるクロロフィル-a 濃度推定範囲の説明図を示す。縦軸に推定クロロフィル-a 濃度、横軸にバンド間比の値を示す。443nm を用いるバンド間比が最もクロロフィル-a 濃度の低いところに適用され、続いて 490nm、最もクロロフィル-a 濃度の高いところを 510nm を用いるバンド間比が適用される。

MODIS のための経験式 (OC3M) を次に示す。

$$Chl-a = 10^{(0.283 - 2.753R + 1.457R^2 + 0.659R^3 - 1.403R^4)} \quad 4-38$$

$$R = \log_{10}(R_{rs443}/R_{rs550} > R_{rs490}/R_{rs550}) \quad 4-39$$

(4) 拡散消散係数の推定

CZCS 期から懸濁物濃度を海色センサーにより観測されるデータから懸濁物濃度を直接推定するのではなく、拡散消散係数の推定が試みられてきた。これは、懸濁物濃度を乾燥重量で計測をできる海域は、沿岸域でも特に懸濁物濃度の高い海域に限定されるためである。沿岸域の外洋に接する海域あるいは外洋では懸濁物濃度が低く、乾燥重量による計測が非常に難しい。その一方で、海水をサンプリングし、10cm セルによる分光吸収計測が定常的に行われており、海域の懸濁物濃度のひとつの指標となっている。また、分光照度計の沈降計測による拡散消散

係数の計測も、海域の懸濁物濃度のひとつの指標となっている。この拡散消散係数を海色センサーから推定するための経験式が提案されてきた。Austin and Petzold(1981)が CZCS の観測データをもとに、490nm における拡散消散係数 ($K_{ed(490)}$) を推定する経験式を提案した。

$$K_{ed(490)} = K_{w(490)} + a \{ nLw(443) / nLw(550) \}^b \quad 4-40$$

ここで、 $K_{w(490)}$ は純水の拡散消散係数 ($0.022m^{-1}$)、 nLw は波長 443nm と 550nm における正規化海面直上上向き分光輝度、 a と b は定数である。この経験式は、 $\ln[K_{(490)} - K_{w(490)}]$ と $\ln[nLw(\lambda_1) / nLw(\lambda_2)]$ との回帰直線として与えられる。Mueller(2000)は、SeaWiFS の波長帯域に合わせ、新たに経験式を提案した。

$$K_{ed(490)} = 0.016 + a \{ nLw(\lambda_1) / nLw(\lambda_2) \}^b \quad 4-41$$

ここで、 λ_1 は 490nm、 λ_2 は 555nm、 a は 0.15645、 b は -1.5401 である。この経験式による $\pm 20\%$ の誤差を持って拡散消散係数の推定が可能である。

(5) 有色溶存有機物濃度の推定

有色溶存有機物は CDOM (Colored Dissolved Organic Matter) あるいは Gelbstoff と呼ばれ、濃度の増加とともに指数関数的に光を吸収する特性を持つ。研究者により植物プランクトン濃度と CDOM の関連性、深層の CDOM に富む海水が冬季の鉛直混合により表層へ輸送される過程などが研究されてきた。海色センサーにより CDOM を推定する手法として、Carder et al. (1999) が提案したインバースモデルが最近の海色センサーの成果物に適用されている。リモートセンシング反射率は吸収と散乱の関数により近似されることが示されてきた (Gordon and Morel (1983)、Lee et al. (1994)、Morel and Prieur (1997)、Carder et al. (1999))。

$$R_{rs(\lambda)} \doteq \text{constant} \cdot b_{b(\lambda)} / a_{(\lambda)} \quad 4-42$$

ここで、constant は波長、観測角に依存しない定数、 $b_b(\lambda)$ は後方散乱係数、 $a(\lambda)$ は吸収係数である。一方、後方散乱係数と吸収係数は次のように与えられる。

$$b_b(\lambda) = b_{bw(\lambda)} + b_{bp(\lambda)} \quad 4-43$$

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{\phi(\lambda)} + a_{d(\lambda)} + a_{cdom(\lambda)} \quad 4-44$$

ここで、 $b_{bw(\lambda)}$ は海水の後方散乱係数、 $b_{bp(\lambda)}$ は懸濁粒子の後方散乱係数、 $a_w(\lambda)$ は海水の吸収係数、 $a_{\phi(\lambda)}$ は植物プランクトンによる吸収係数、 $a_{d(\lambda)}$ は無機懸濁物の吸収係数、 $a_{cdom(\lambda)}$ は CDOM による吸収係数である。また、植物プランクトンの吸収係数を 675nm と波長の関数として、CDOM の吸収係数を 400nm と任意の波長の関数として、それぞれ次のようにモデル化が可能である。

$$a_{\phi(\lambda)} = a_{0(\lambda)} \exp[a_{1(\lambda)} \tanh[a_{2(\lambda)} \ln\{ a_{\phi(675)} / a_{3(\lambda)} \}]] a_{\phi(675)} \quad 4-45$$

$$a_{cdom(\lambda)} = a_{cdom(400)} \exp\{-S_{cdom}(\lambda - 400)\} \quad 4-46$$

ここで、 $a_{0(\lambda)}$ 、 $a_{1(\lambda)}$ 、 $a_{2(\lambda)}$ 、 $a_{3(\lambda)}$ は波長ごとの定数、 S_{cdom} は CDOM を波長の関数として表すための定数 ($=0.017nm^{-1}$) である。

MODIS の例として、式の波長間の比をとる。

$$R_{rs(412)} / R_{rs(443)} = \{ b_b(412) a(443) \} / \{ b_b(443) a(412) \} \quad 4-47$$

$$R_{rs(443)} / R_{rs(551)} = \{ b_b(443) a(551) \} / \{ b_b(551) a(443) \} \quad 4-48$$

Carder et al. (1999)は、パラメータは波長の関数によりモデル化され、4-47 式と 4-48 式からインバース法により、 $a_{\phi(675)}$ と $a_{cdm(400)}$ の二つの未知数を求める方法を提案した。今後、十分な衛星観測と同期した現場データの蓄積と、アルゴリズムの検証が待たれている。

(7) AOP と IOP

Preisendorfer(1976)は、AOP(Apparent Optical Properties：見かけの光学特性)と IOP(Inherent Optical Properties：潜在的な光学特性)の概念を定義した。AOP は太陽照明に依存して計測される海水の光学特性であり、上向き輝度、反射率、拡散消散係数などである。IOP は太陽照明に依存せずに計測される光学特性であり、海水含有物によって決定される海水の光学特性であり、海水の吸収係数、散乱係数、全散乱体積関数などである。AOP はリモートセンシングにより計測可能であるが、IOP はリモートセンシングによる計測できない。しかし、リモートセンシングの光学伝達モデルを構築するためには、IOP の海水の光学特性を組み入れる必要がある。モデルのインバース法により、IOP の一つである CDOM の吸収係数を AOP から推定する努力が CDOM の研究である。