

博士論文

論文題目 海色リモートセンシングによる
沿岸環境モニタリング手法の開発
(Development of Ocean Color Remote Sensing Methods
for Coastal Environment Monitoring)

氏名 比嘉 紘士

目次

第1章 序論	1
1.1 沿岸域の環境問題とその対策	1
1.1.1 沿岸域の富栄養化	1
1.1.2 東京湾における赤潮・青潮による被害	1
1.2 沿岸域における海色リモートセンシング技術	3
1.2.1 海色リモートセンシングの概要	3
1.2.2 沿岸域の海色リモートセンシングの問題点	4
1.3 既往の研究	5
1.3.1 光環境特性の解明に関する既往の研究	5
1.3.2 水中アルゴリズム開発における既往の研究	6
1.3.3 衛星画像を用いた沿岸域モニタリングに関する既往の研究	7
1.4 研究の目的	8
1.5 研究の概要と本論文の構成	9
第2章 現地観測に基づく富栄養化水域の光環境特性の解明	10
2.1 概説	10
2.2 現地観測の概要	10
2.2.1 水質測定方法	12
2.2.2 AOP (Apparent Optical Properties) の測定方法	13
2.2.3 IOP (Inherent Optical Properties) の測定方法	17
2.3 現地観測及び室内実験の結果	27
2.3.1 東京湾の水域特性の把握	27
2.3.2 リモートセンシング反射率の変動特性	28
2.3.3 植物プランクトン, 有色溶存有機態 (CDOM), デトリタスの光吸収係数の変動特性	31
2.3.4 植物プランクトン, CDOM, デトリタスの相対的な寄与	33
2.3.5 後方散乱係数の変動特性と推定モデルの検証	36
2.4 Bio-Optical Model の構築	40
2.4.1 植物プランクトン, 有色溶存有機態 (CDOM), デトリタスの光吸収係数と Chl-a との関係	40

2.4.2	光吸収係数の変動のみを考慮した Bio-Optical Model の構築	44
2.4.3	Bio-Optical Model を用いた光環境特性の解明	46
2.5	現地観測結果に基づく青潮の光学特性の解明	51
2.5.1	青潮発生時におけるリモートセンシング反射率の変動	51
2.5.2	青潮発生時における固有光学特性の変動	52
2.6	光環境特性のまとめ	55
第3章 現地観測結果に基づく海色リモートセンシングのための物理量推定手法の提案 56		
3.1	概説	56
3.2	Chl-a 推定手法の開発	56
3.2.1	Chl-a 推定モデルの概要	56
3.2.2	従来の Chl-a 推定モデルの整理及び精度検証	57
3.2.3	Chl-a 推定のための最適波長の探索	61
3.2.4	霞ヶ浦, チェサピーク湾との比較による東京湾での Chl-a 推定モデルの検証	67
3.2.5	FLH(Fluorescence Line Height)による Chl-a 推定手法の概要	71
3.2.6	FLH による Chl-a 推定結果	72
3.3	有色溶存有機態 (CDOM) 推定手法の開発	73
3.3.1	従来の CDOM 推定手法の整理と精度検証	74
3.3.2	CDOM 推定のための最適波長の探索	75
3.3.3	沿岸域に適した CDOM 推定手法の開発と精度検証	79
3.4	Multiband Quasi-Analytical Algorithm (QAA) の改良と IOP 推定手法の開発	83
3.4.1	QAA の概要	83
3.4.2	全光吸収係数の分解	86
3.4.3	全光吸収係数の推定結果と誤差の原因	87
3.4.4	粒子による後方散乱係数の推定	92
3.4.5	粒子による後方散乱係数のスペクトル推定と精度検証	93
3.4.6	全光吸収係数のスペクトル推定と精度検証	96
3.4.7	CDOM+デトリタスの光吸収係数の推定	97
3.4.8	東京湾に適した QAA への改良	99
3.4.9	植物プランクトンの比吸収係数を利用したフィルターの作成	101
3.4.10	改良した QAA による $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ の推定結果	102
3.5	デトリタス推定手法の提案	104
3.6	青潮分布推定手法の開発	104
3.6.1	青潮の光学特性の概要	104
3.6.2	人工衛星により推定された青潮の光学特性	104

3.6.3	青潮分布推定手法の提案	107
3.7	光学特性に基づく物理量推定手法の開発に関するまとめ	108
第4章 物理量推定モデルの人工衛星画像への適用		109
4.1	概説	109
4.2	使用する人工衛星の概要	109
4.3	Chl-a 推定モデルの衛星画像への適用	112
4.3.1	従来の Chl-a 推定モデルの精度検証	112
4.3.2	FLH の衛星画像への適用と問題点	115
4.3.3	現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法の提案	117
4.3.4	現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法の精度検証	119
4.4	CDOM 推定モデルの衛星画像への適用	122
4.4.1	従来の CDOM 推定モデルの精度検証に関する概要	122
4.4.2	塩分の現地観測結果を使用した CDOM 推定モデルの精度検証	122
4.4.3	開発した CDOM 推定モデルの検証	126
4.4.4	CDOM による湧昇域の推定	130
4.5	改良した QAA の衛星画像への適用	131
4.5.1	CDOM+デトリタス及び植物プランクトンの光吸収係数の推定結果と精度検証	131
4.5.2	デトリタスの推定手法の提案と精度検証	132
4.6	青潮分布推定モデルの衛星画像への応用	133
4.6.1	青潮分布推定モデルの衛星画像への適用結果	133
4.7	沿岸域における水温推定の精度検証	135
4.7.1	MODIS センサーによる水温推定	135
4.7.2	水温の観測値を用いた推定精度の検証	135
4.8	物理量推定モデルの人工衛星画像への適用に関するまとめ	136
第5章 海色リモートセンシングによる赤潮・青潮の空間的変動特性の把握		139
5.1	概説	139
5.2	青潮分布と湧昇域の検証及び空間的変動に関する考察	139
5.2.1	概要	139
5.2.2	風向, DO, 流向の連続モニタリング結果を用いた検証	140
5.2.3	3次元流動・生態系モデルを用いた DO の数値計算	141
5.2.4	数値モデルによる湧昇域と青潮分布の検証	142
5.2.5	2012年に発生した大規模な青潮の発生要因に関する考察	144
5.2.6	青潮分布と湧昇域の空間的変動に関するまとめ	145

5.3	夏季及び冬季における赤潮分布の空間的変動に関する考察	146
5.3.1	概要	146
5.3.2	江戸川流量の推定	147
5.3.3	2010年6月～8月の夏季における赤潮の 空間的変動に関する考察	148
5.3.4	2011年6月～8月の夏季における赤潮の 空間的変動に関する考察	158
5.3.5	夏季における赤潮の発生に関するまとめ	163
5.3.6	2010年12月～2011年12月の冬季における赤潮の 空間的変動に関する考察	164
5.3.7	2011年12月～2011年12月の冬季における赤潮の 空間的変動に関する考察	176
5.3.8	冬季の赤潮の挙動に関するまとめ	186
5.4	赤潮の発生パターンの分類とまとめ	187
第6章 結論		192
6.1	各章のまとめ	192
6.2	本研究における今後の課題	194
6.3	今後の展望	195
6.4	総括	196
謝辞		198
参考文献		201

主な略語, パラメーター一覧

水質項目

Chl-a ($\mu\text{g/l}$)	クロロフィル a (Chlorophyll-a)
TSS (mg/l)	全浮遊懸濁物質 (Total Suspended Solids)
OSS (mg/l)	有機態の浮遊懸濁物質 (Organic Suspended Solids)
ISS (mg/l)	無機態の浮遊懸濁物質 (Inorganic Suspended Solids)
DO (mg/l)	溶存酸素量 (Dissolved Oxygen)

光学特性項目

R_{rs} (/str)	リモートセンシング反射率 (Remote sensing reflectance)
a (/m)	全光吸収係数
a_{ph} (/m)	植物プランクトンの光吸収係数
a_{ph}^* (/m/Chl-a)	植物プランクトンの光吸収係数効率
a_{CDOM} (/m)	有色溶存有機態の光吸収係数 (Color Dissolved Organic Matter)
a_g (/m)	CDOM+デトリタスの光吸収係数
b_b (/m)	後方散乱係数 (Backscattering coefficient)
b_{bp} (/m)	粒子の後方散乱係数

※ 各章に渡って頻繁に使用されるパラメーターのみ抜粋

第 1 章

序論

1.1 沿岸域の環境問題とその対策

1.1.1 沿岸域の富栄養化

沿岸域は、人間活動と密接に関わる自然空間であり、その保全と利用において重要な場である。しかし都市部に近い沿岸域では、人口増加や都市化に伴い、生活排水、工業・農業排水等の栄養塩を含む廃水が流入するようになった。このような廃水に由来する窒素、リン等の栄養塩は、海水交換がされにくい閉鎖性水域や湖沼等に流入することで藻類が異常増殖し富栄養化とともに有機汚濁が進行する（図-1.1）。藻類の異常増殖は著しいときには赤潮となり、有害な種になると魚介類の斃死、毒化を引き起こす。また赤潮の発生による大量の有機物は海底に沈降・分解され、酸素を消費し、貧酸素水塊の形成要因となるため重大な環境問題として認識されている。特に成層化した水域では、酸素が豊富な表層水と貧酸素化した底層水が混合しにくいため底層の酸素消費が進行し、極端な場合には無酸素状態に至ることも少なくない。このような無酸素下では、酸素の代わりに硝酸や硫酸塩を使用する嫌気性微生物が増加し、窒素ガスや硫化物を生成することになる。さらに、硫化物を含む底層水が風の連吹などにより湧昇した場合、海面において硫化物が酸化されることによりコロイド状の単体硫黄や多硫化物イオンが生じ、青潮が発生することとなる。青潮は周辺海域における生物の大量斃死を引き起こし、大規模な場合には漁業に甚大な損害を与えるため大きな環境問題とされている。

1.1.2 東京湾における赤潮・青潮による被害

日本を代表する閉鎖性水域である東京湾では、長年に渡り富栄養化が進行しており問題となっている。これまで水質総量規制や干潟再生等、水質改善に向けた様々な取り組みが行われている。特に水質総量規制により 25 年前と現在を比較して約半分近くの COD の削減に成功しているものの、現在でも赤潮、青潮は多発しているのが現状である（図-1.2）。特に貧酸素水塊の規模に関しては悪化傾向になっていることが報告されており、東京湾の水質汚濁問題の根深さを物語っている（安藤ら、2005）。

このような貧酸素水塊を形成する要因の 1 つとして赤潮の発生が挙げられる。東京湾の赤潮は有害な種が増加することはないものの、赤潮発生時に増殖する大量の有機物の分解により大規模な貧酸素水塊を形成し底層の生物の死滅に繋がる。また冬季に発生する赤潮

は突発的に発生することで栄養塩を消費し、ノリ養殖においてノリの色落ちを引き起こし甚大な漁業被害に繋がる（石井ら，2008）．このような東京湾における赤潮の環境影響の評価，改善策を講じるため，赤潮の発生機構の解明や消長要因を明らかにすることを目的として現在までに様々な研究が行われている（佐々木ら，1999；鯉渕ら，2000；Koibuchi et al., 2007）．これらの研究は，主に現地観測結果や数値シミュレーション結果に基づいて実施することで，赤潮の発生や消長のメカニズムの解明に関して大きく進展することとなった．しかしながら現地におけるポイント的な観測では空間的な変動については限界があり，また生態系モデルによる数値シミュレーションの誤差も無視できないため未だ赤潮の拡がりや発生パターンなど解明されていない点も多く，引き続き検討が必要である．

一方，東京湾では浚渫窪地などの閉鎖的な空間で無酸素水塊が形成されることが多く，初夏から晩秋にかけて北風の連吹などの外力により底層水が湧昇することでたびたび青潮が発生する．青潮は時として海底のみならず浅海域の生態環境に悪影響を及ぼし，稚魚やアサリなどの魚介類の大量死を引き起こす．また大規模な青潮が発生した場合には，深刻な漁業被害をもたらすため特に重大な問題として認識されている．

そのため，これまでに現地観測，数値シミュレーションによって貧酸素水塊の挙動や青潮発生機構を解明するための多くの研究が行われてきている（佐々木ら，（1997），五明ら（1998），鯉渕ら（2004），市岡ら（2009））．しかしながら，青潮分布の空間的挙動や生物影響の評価などの知見は未だ乏しく，現状として，青潮対策における研究課題は多く残されている状態である．

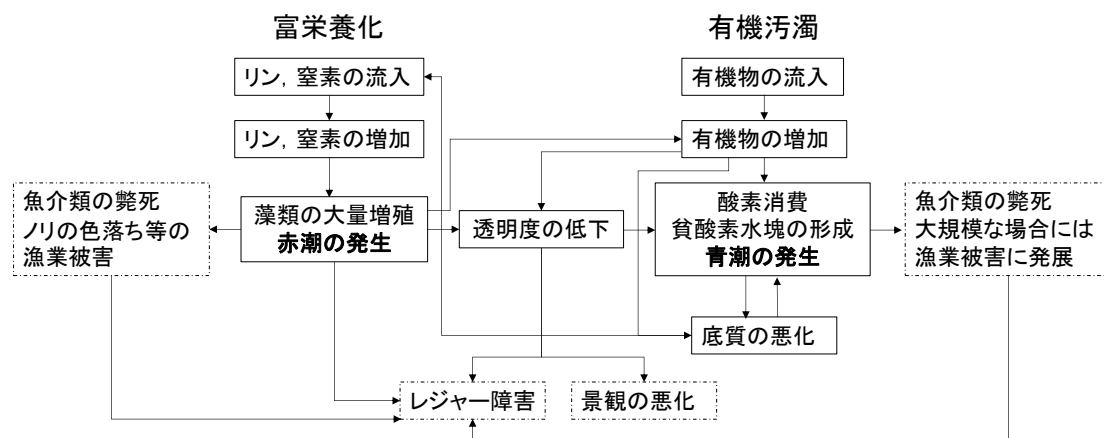


図-1.1 富栄養化による水環境悪化の概念図 参考：有田，（1998， p.11）

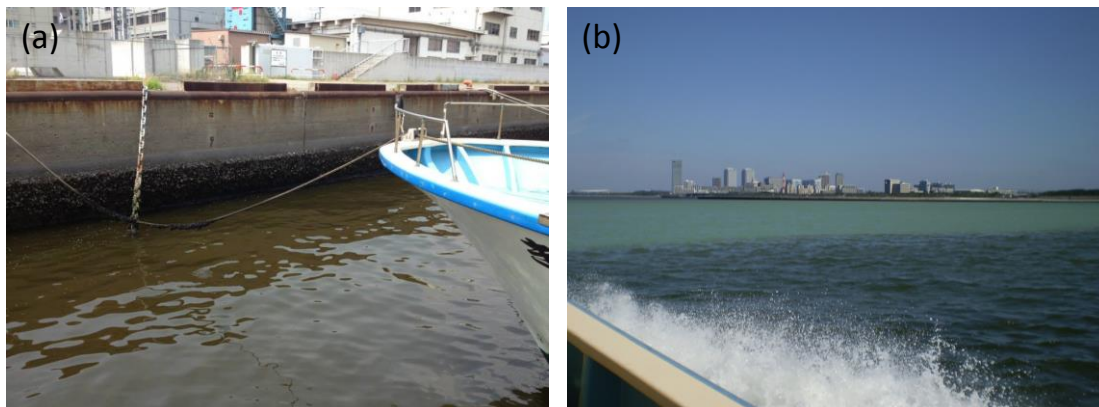


図-1.2 (a) 2013年8月に発生した赤潮及び (b) 2012年9月に発生した青潮の様子

以上のように東京湾は未だ富栄養化による水環境悪化が著しい状態であり、大量の栄養塩の流入、赤潮の発生に伴う有機物の増加、貧酸素水塊の形成、青潮の発生などの悪循環から抜けられない状況である。このような現状において、沿岸環境を日々モニタリングし、現状を常に把握し適切な対策を実施することが重要であり、また、根本的に問題を解決するためには、発生する現象のメカニズムを解明した上で水環境の改善策を講じることが重要である。

1.2 沿岸域における海色リモートセンシング技術

1.2.1 海色リモートセンシングの概要

これまで、海洋環境の生物生産や流動をモニタリングするため人工衛星を用いたリモートセンシング技術が活用されてきた。このような人工衛星によるモニタリング手法は、海色の情報から水中の物質の濃度を推定するという原理であることから海色リモートセンシングと呼ばれる。1978年にNIMBUS-7に搭載されたCZCS (Coastal Zone Color Scanner) が初めて海洋の植物プランクトンを観測するためセンサーとしてNASAによって開発され、地球全域における植物プランクトンの分布を明らかにすることが可能となった。引き続きSeaWiFS、日本ではADEOS (Advanced Earth Observation Satellite), OCTS (Ocean Color and Temperature Scanner) が開発され、さらに多くのより高解像度な地球全域を捉えたデータが蓄積された。このとき、植物プランクトンの濃度の指標となるChlorophyll-a (Chl-a) の推定手法を確立することを目的として、現地観測結果を用いた検証も同時に実施されたことで外洋域におけるChl-aの推定手法は概ね確立された。

さらに1999年12月にNASAにより打ち上げられた人工衛星Aqua/Terraに搭載されたMODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) が現在も稼働中であり、地球規模のChl-a分布に関する情報をリアルタイムに取得することができる。さらに人工衛星Aqua/Terraは日本上空を1日に2度通過することから、日本近海沿岸域を高頻度に観測する

ことが可能である。加えて、2010年9月には韓国のKOSC（Korea Ocean Satellite Center）によって世界初の静止衛星海色センサーGOCIを搭載したCOMS衛星が打ち上げられた。これは静止衛星であることから1日に日中8回、夜間2回とこれまでになく高頻度に韓国、日本近海を捉えることが可能となっており、徐々にGOCIの沿岸域での適用性の検証や沿岸域モニタリング手法としての確立を目指した研究が試みられ始めている。

1.2.2 沿岸域の光環境特性と海色リモートセンシングの問題点

上述のように、外洋域におけるChl-a推定手法はOCTS、SeaWiFSより得られた衛星画像に基づき検証され確立された。外洋域では、海色の変化が植物プランクトン単一で決まるためその海色の変動はシンプルである。このような水域はCase I水域と呼ばれる。そのため、植物プランクトンの光吸収特性を持つバンドと吸収の影響が少なく散乱の影響をキャンセルできるバンドを選択し組み合わせ、統計的に関係付けることでChl-aを推定することが可能である。しかしながら、沿岸域では、植物プランクトン以外にも様々な物質が水中に混在しており海色が複雑に変動する。具体的には、有色溶存有機態(Color Dissolved Organic Matter: CDOM)、デトリタスが沿岸域の光環境特性を変化させる。CDOMは、植物組織の有機物質が微生物により分解される際に生成され、降雨によって土壌を抜け、河川から沿岸域や湖沼に流入し、また、植物プランクトンが分解される過程においても生成される。その光学特性は、水を黄色に変色させ、青色域の短波長側において光の吸収帯をもっているのが特徴である。デトリタスは、非生物粒子のことであり、植物プランクトンの殻等の生物由来の粒子、微生物の死骸等がそれにあたり、一般的には光吸収の程度は低く散乱の効果が強いことが知られている。また、デトリタスは植物プランクトンが分解される過程においても生成されるため、特に植物プランクトンが高濃度になる富栄養化水域ではその光環境の変化に与える影響は無視できない。

このような、植物プランクトン、CDOM、デトリタスが混合した水域では、光環境特性が複雑に変化し、通常、Case II水域と呼ばれる(図-1.3)。さらに、東京湾のような閉鎖性水域では、植物プランクトンの異常増殖による赤潮や、また初夏から晩秋にかけて発生する青潮によっても海色は著しく変動する。このように海色が複雑に変動する水域では、植物プランクトン以外の物質の影響により従来の外洋域のために開発された水中アルゴリズムが適用できず推定誤差を生じることが報告されている。

加えて、海色リモートセンシングを実施する際に重要なプロセスとなる大気補正に関しても沿岸域では問題が生じる(図-1.3)。従来の方法では、近赤外域の海面射出放射輝度をほとんど0であると仮定し大気補正を行っているが、沿岸域ではこの仮定が適用されない。この大気補正の誤差は特に短波長側において顕著に現れ、時として水中アルゴリズムによる誤差より大きくなるため重大な問題である。

このことから、沿岸域における海色リモートセンシング手法を確立するためには、光環境の変動特性の原理を詳細に明らかにした上で、適した推定手法を考案することが必須であ

る。また沿岸域に適した大気補正手法を確立することが重要であるが、それだけでなく可能な限り大気の影響を受けにくい波長帯を使用した推定手法を確立するなどの新たな手法を提案することが期待される。

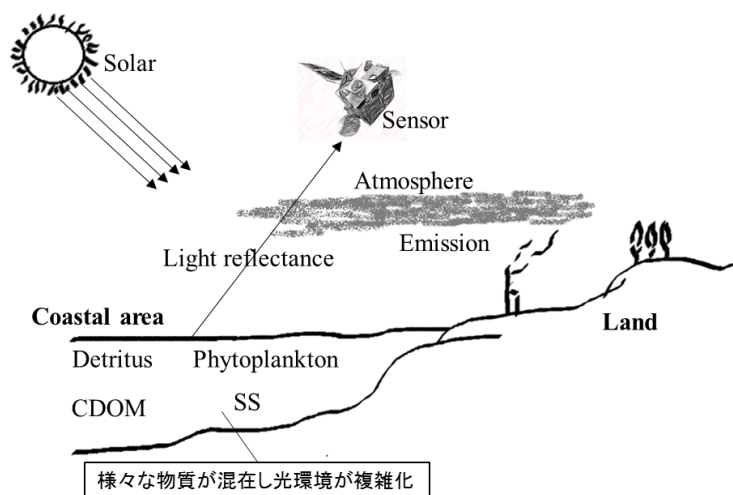


図-1.3 沿岸域の海色リモートセンシングの概念図

1.3 既往の研究

1.3.1 光環境特性の解明に関する既往の研究

上述のように、様々な物質が入り混じり海色の変動が著しい沿岸域において、これまで多くの研究により光環境特性の解明が行われてきた。このような光環境特性を詳細に解明するためには、現地観測により放射計を用いて船上から海面直上の上向き放射輝度、下向き放射照度を同時に測定し、大気の影響が含まれない純粋な水中アルゴリズムを作成することが行われている。これらの上向き放射輝度と下向き放射照度を測定する理由は、海面からの放射輝度を放射照度で除すことにより、輝度から太陽照度の強弱の影響を取り除き正規化するためである。海色リモートセンシングでは、この輝度と照度との比をとったパラメータをリモートセンシング反射率として定義しており、水中アルゴリズムの物理量推定のための独立変数として使用されている。また、水中アルゴリズムの開発のためだけでなく、リモートセンシング反射率をハイパースペクトルの分布として把握することにより対象水域の光環境特性を解明するためにも重要なパラメータとなるため、現地観測に基づいた光学観測が重要となる。このような、放射輝度、照度について見かけの光学特性（Apparent optical properties : AOP）と呼ばれている。

加えて、太陽照度が水中に入射、透過する際の光の挙動を把握するためには、光の吸収と散乱の程度を示す指標が必要となる。水中の物質ごとの吸収、散乱の特性は吸収係数、散乱係数、体積散乱関数として表され、固有光学特性（Inherent optical properties : IOP）と呼ばれ

ている。吸収係数、散乱係数は、無限に薄い層に直角に光が入射することを想定し定義される。これらの係数は、水に含まれるそれぞれの物質のみに依存し、光の吸収、散乱の程度が変化する。このとき、光の一部は薄い層によって吸収され、一部は散乱する。吸収された光のフラックスを水の層の厚さで割った値が、吸収係数 a として定義され、散乱された光のフラックスを水の層の厚さで割った値が、散乱係数 b として定義される。例えば、海水の場合、光を吸収する物質は、水の光吸収係数 a_w 、溶存有機態の光吸収係数 a_{CDOM} 、デトリタスの光吸収係数 a_d 、植物プランクトンの光吸収係数 a_{ph} に分けられ、それぞれの光吸収係数が測定される。散乱係数も同様に、主に、水 b_w 、植物プランクトン b_{ph} やデトリタス b_d 等の粒子による散乱 b_p ($b_{ph}+b_d$) として表される。

従来の研究では、Froidefond et al., (2002) が、French Guiana Coast において多地点に渡る現地観測が実施し、ハイパースペクトルのリモートセンシング反射率を測定することで、その変動特性を明らかにした。その結果、各地点のスペクトルの変動パターンを把握し 4 つのタイプに分類した。また近年、Le et al., (2011) は、Thihu Lake, Chaohu Lake, Three Gorges reservoir 等、様々な水域を対象として同様な調査を実施し光環境の解明を試みた。その結果、リモートセンシング反射率のスペクトル変動の特性は各地点において異なっていたことが確認され、これを 3 つのタイプに分類することで Chl-a を推定する方法を提案した。いずれにしても、沿岸域では対象水域ごとに光環境の特性が大きく異なり、その一般化が非常に困難であることを意味している。一方、日本においても、沿岸域や湖沼を対象に光環境の解明に関する研究が進んでいる。

Sasaki et al., (2008) は、有明海の中央部西岸部に位置する諫早湾の赤潮を対象に現地調査を実施し、見かけの光学特性だけでなく固有光学特性も同時に測定し、赤潮の詳細な光学特性の解明を試みた。また東京湾に関しても、赤潮、青潮という特殊な海色の変化を対象として、実測の AOP, IOP を使用した光環境の解明が試みられている（作野ら, (2011) ; 比嘉ら, (2012) ; Higa et al., (2013)）。

このような詳細な現地観測結果に基づき、光学特性の変動を適切に捉えた水中アルゴリズムの開発が可能になることで海色リモートセンシングによる沿岸域のモニタリングが確立されると考えられる。

1.3.2 水中アルゴリズム開発における既往の研究

上述のように沿岸域では、植物プランクトンの濃度が高く、また河川からの土砂の流入に加え CDOM やデトリタスといった植物プランクトン以外の物質の影響により光学特性が変動する。そのため、沿岸域における Chl-a 推定に関しては、外洋域のための Chl-a 推定モデルを使用した場合、推定誤差が生じることが一般的に知られている。特に従来の推定モデルで使用されている青色域のバンドはエアロゾル推定の誤差や物質の光吸収の影響を受けやすいため、沿岸域で使用する場合には特に注意が必要である。そこで、青色域のバンドを使用せず、代わりに赤色域や近赤外域のバンドを使用した Chl-a 推定モデルが提案されている (Stumpf & Tyler

(1988);Gitelson, (1992);Gitelson (1992);Gitelson et al., (2008)).

特に、アメリカ合衆国東海岸首都ワシントン D.C.の東に位置するチェサピーク湾では、光環境の解明及び水中アルゴリズムの開発に関して研究が進んでおり、現地観測により測定されたハイパースペクトルの AOP の結果に基づき Chl-a 推定モデルが提案され検証が行われている (Gitelson et al., (2007), (2008)).

しかしながら、これらの研究は AOP に基づいた水中アルゴリズムの開発のみに止まり、実際に衛星画像にモデルを適用しその検証まで終えた上でモニタリング技術の確立まで進んだ研究は少ない。これは、例え推定モデルを開発したとしても現行の人工衛星に適したバンドがないために開発のみに止まってしまうことも原因の 1 つであろう。さらに、開発した推定モデルを衛星画像へ適用することに成功したとしても、想定した衛星の観測頻度が少ない場合、水質・流動の変動が複雑な沿岸域の空間的な変動過程まで解明することは困難であると考えられる。

近年では、Le et al., (2013) によってこれまで提案されてきた推定モデルを衛星画像に適用した上での検証が行われた。その結果、三波長や四波長を使用した推定モデルより、シンプルな二波長を用いた推定モデルが最も推定精度が高かったことを報告している。

このように、これからの沿岸域における海色リモートセンシングは、推定モデルを水中アルゴリズムとして開発するだけでなく、衛星画像への適用まで進んだ上で検証を行い、さらにモニタリング技術として実践的に使用できるレベルまで引き上げていくことが今後の課題といえる。

1.3.3 衛星画像を用いた沿岸域モニタリングに関する既往の研究

前節で述べたように、沿岸域に適した水中アルゴリズムを開発した上で、実践的なモニタリング技術の確立まで進んでいる例は少ない。その中で Ishizaka et al., (2006) は、SeaWiFS の衛星画像から推定した Chl-a 分布を使用して 1998 年～2001 年の有明海の赤潮分布の挙動について考察し、初夏から秋における流量増加後の赤潮の拡がりについて明らかにした。しかしながら、外洋域専用の OC4 アルゴリズムを使用しているため、Chl-a の定量的な解析にはモデルの精度の向上が必要であることが報告されている。また、川村ら、(2007) は赤潮検出アルゴリズムを開発し、1997～2004 年間の東アジア海域における赤潮の発生回数を表す分布を示すことに成功しているが、これは赤潮の発生箇所を特定することは可能であるが Chl-a を濃度として推定することはできないことが問題として挙げられる。

近年では Terauchi et al., (2014) は、富栄養化水域のモニタリング手法として、Chl-a の 12 年間に渡る時系列結果の平均値を使用して Chl-a の高い領域と低い領域を特定できるようにし、また Sen's slope 手法の統計的な解析によって Chl-a の増減に関する傾向を空間的に把握できるようにした。しかしながら、この手法も従来の Chl-a 推定モデルに基づいているため富栄養化水域における CDOM やデトリタスの光吸収の影響により誤判定を起こすことが危惧される。このように、人工衛星リモートセンシングによる沿岸環境モニタリング技術の確立するためには解決しなければならない問題は多い。

前節で述べたように、沿岸域では富栄養化に伴う様々な環境問題を抱えており、沿岸環境

の変動メカニズムを詳細に解明した上で、適切な改善策を講じることが重要である。

そこで、上記のような水中アルゴリズムが抱える問題を解決し、衛星画像に適用可能となれば、海色リモートセンシングを時間的に密に、且つ広範囲に観測できる技術が確立され、環境モニタリングの実施だけでなく赤潮や青潮の分布の挙動や変動パターンを解明するための有効なツールになると考えられる。特に、本研究で対象としている東京湾は、著しい富栄養化にともない水質の変動幅が大きい。そこで、東京湾で利用可能な水中アルゴリズムが開発されると、他の様々な富栄養化水域にも適応できる可能性が高いため、本研究では、東京湾を主対象とし検討を行った。

1.4 研究の目的

本研究の目的は、大分類として「光環境特性の解明」、「海色リモートセンシングのための物理量推定モデルの開発」、「沿岸環境モニタリング技術の応用」の3つに分類され、さらに小分類として5つに分けられる。

光環境特性の解明

- (1) 海色リモートセンシング技術を確立することを目標に、富栄養化が著しい東京湾を対象として、現地観測を実施し、水中に含まれる物質ごとの光学特性の変動について考察することにより水域の光環境特性を詳細に解明する。

海色リモートセンシングのための物理量推定モデルの開発

- (2) 現地観測により測定した AOP, IOP の結果に基づき、東京湾における Chl-a, CDOM, デトリタス、青潮分布の推定モデルを作成する。また、将来の沿岸域におけるリモートセンシング技術の一般化のための必要な条件を提示する。
- (3) 開発した物理量推定モデルを現行の衛星画像に適用した上で、精度の検証を行う。また、推定モデルを衛星画像へ適用する際の問題点を明らかにし、その改善方法について提案する。

沿岸環境モニタリング技術の応用

- (4) 開発した物理量推定モデルにより青潮分布、湧昇分布を明らかにした上で、数値シミュレーションを用いて湧昇域の検証を行い、また 2012 年に大規模な青潮が発生した要因について明らかにする。
- (5) 2010 年、2011 年の夏季と冬季を対象として、赤潮分布の空間的挙動について考察し、赤潮分布の発生及び変動パターンについて明らかにする。

1.5 研究の概要と本論文の構成

第2章では、東京湾における水域の特性について説明した上で、現地観測により得られたAOP, IOPとChl-a, 塩分との関係を明らかにし、適したBio-Optical Modelを構築することによって赤潮や青潮を含む東京湾の光環境特性を詳細に解明した。

第3章では、現地観測に基づいて海色リモートセンシングのための物理量推定モデルを開発した。具体的には、Chl-a, 有色溶存有機態(CDOM)の推定モデルの開発、またMultiband Quasi-Analytical Algorithm: QAAを東京湾用に改良することにより、植物プランクトン, CDOM+デトリタスのIOPを推定することが可能となった。また、沿岸域におけるChl-a推定手法の一般化を考慮した最適な波長帯についても言及した。加えて、青潮の光学特性に基づいた青潮分布推定モデルを開発した。

第4章では、第3章にて開発した物理量推定モデルを衛星画像に適用し、その精度の検証を行った。その際、問題として生じる大気補正による推定誤差などの影響を具体的に明らかにし、その代替案を提案することで衛星画像への適用を可能とした。さらに、デトリタス, 青潮分布, 湧昇域の推定の可能性についても検討した。

第5章では、2012年に発生した大規模な青潮を対象として、青潮分布や湧昇域を推定し、現地観測結果や数値シミュレーションにより推定した分布の検証を行う。それと同時に、2012年の大規模な青潮の発生要因について検討した。

加えて、これまで開発した物理量推定モデルを衛星画像に適用することで沿岸環境モニタリング手法を構築し、それを使用することによってChl-a, 水温, CDOM, デトリタスの分布の挙動を包括的に考察することにより東京湾における夏季, 冬季の赤潮発生要因, 分布の形成パターンについて明らかにした。

最後に第6章では、本研究で得られた知見を統括し、結論と今後の課題を示した。

第2章

現地観測に基づく富栄養化水域の光環境特性の解明

2.1 概説

本章では、現地観測の概要について説明し、Chl-a、浮遊懸濁物質（SS）、見かけの光学特性（Apparent optical properties : AOP）、物質ごとの固有光学特性（Inherent Optical properties : IOP）の定義と現地観測における測定方法について説明する。次に、これらの測定結果を解析することにより、東京湾における光環境特性の解明を試みる。具体的には、赤潮発生時と通常時における光学特性の違いについて考察し、また観測結果に基づいて Bio-Optical Model を構築することで赤潮の光学特性を解明する。加えて、これまで明らかにされてこなかった青潮の光学特性についても詳細に解明することを目的とした。

2.2 現地観測の概要

本研究では、富栄養化水域である東京湾の光環境を解明することを目的として2010年6月～2013年9月の期間において月に1回の頻度で現地観測を実施した。観測地点は、観測日の気象条件等により多少変動はあったものの、基本的に図-2.1に示す8地点とし、光学特性の測定は主に Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13 の5地点において行った。これらの5地点は、東京湾の湾奥部分を可能な限り網羅できるように選択しており、湾内の水域の特性を考慮し決定した。Stn.99は、海水交換が行われにくい最も北岸に位置し、また幕張沖浚渫窪地のある地点となっている。Stn.8は、東京湾湾奥の中央の特性を示す代表的な地点となる。Stn.98は、荒川、隅田川等の主要河川の河口部に位置し、河川水の影響を表す地点となっている。さらに、Stn.97は、観測地点中最も南側に位置し、湾口から流入する外洋水の影響を受けることがある地点であり、Stn.13は、東岸沿いの特性を示す地点となっている。これらの観測地点の位置情報を表-2.1に、測定項目を表-2.2にまとめた。加えて各観測日における観測地点、観測項目については表-2.3にまとめた。表-2.2中の測定項目の概要及び測定方法は次節にてその詳細を記す。

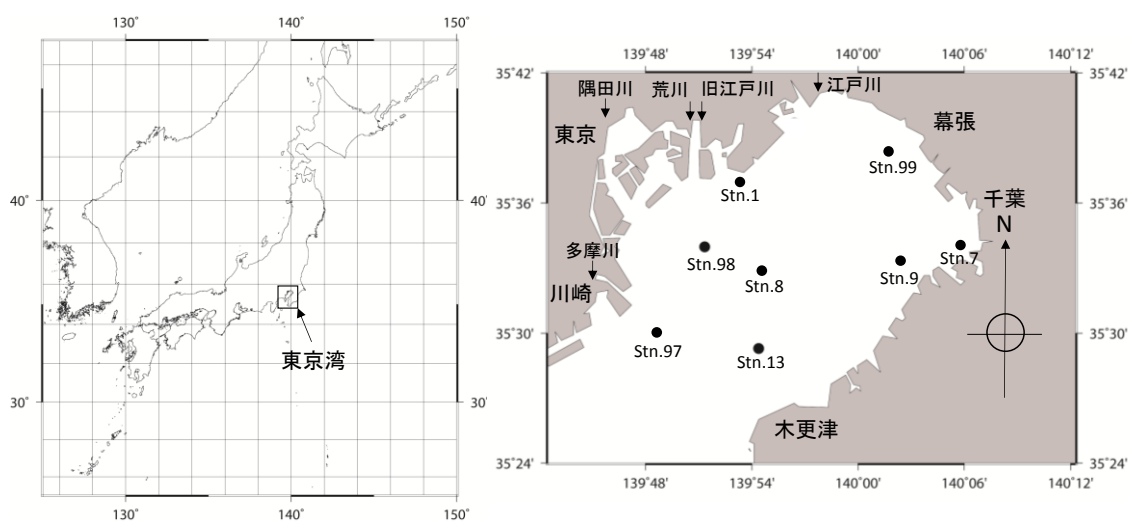


図-2.1 現地観測地点

表-2.1 現地観測地点の緯度・経度

Station Number	latitude	longitude
99	35°37'45"	140°00'31"
1	35°36'42"	139°53'42"
8	35°33'16"	139°54'20"
98	35°33'59"	139°51'21"
97	35°29'16"	139°49'07"
13	35°29'18"	139°54'24"
9	35°32'26"	140°01'09"
7	35°33'54"	140°04'24"

表-2.2 測定項目

測定項目		機器名・測定法
見かけの光学特性 (AOP)	水中上向き放射輝度	TriOS Opt. Sens., RAMSES-VIS-ARC
	水中下向き放射照度	TriOS Opt. Sens., RAMSES-VIS-ACC
固有光学特性 (IOP)	植物プランクトン, デトリタス, CDOM (有色溶存有機態) の吸収係数	積分球付分光光度計 (日本分光, V-550 UV/VIS)
	後方散乱係数	Hydroscat-6P
水質	Chlorophyll-a	蛍光分光光度計 (Turner Design, 10-AU)
	TSS, OSS, ISS	電子天秤により乾燥重量の測定
	水温, 塩分, 溶存酸 (DO), Chl-a, 濁度, ORP, pH, 照度	多項目水質計 (Biospherical Instruments Inc. 04. QSP200A)

表-2.3 観測日の観測地点及び測定項目

観測日	観測地点	測定項目	
		水質関連	光学特性関連
2010/06/07	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2010/08/10	Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2010/09/01	Stn.99, Stn.8, Stn.98	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM}
2010/10/04	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2011/05/23	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2011/06/22	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2011/07/26	Stn.99, Stn.8	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2011/08/30	Stn.99, Stn.1, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs}
2011/09/27	Stn.99, Stn.1, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2011/10/24	Stn.99, Stn.1, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13, Stn.9, Stn.7	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2012/05/01	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2012/06/12	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.97	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2012/08/07	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2012/10/10	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a	R _{rs}
2012/12/18	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a	R _{rs}
2013/05/08	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM}
2013/07/10	Stn.99, Stn.8, Stn.98, Stn.97, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b
2013/08/08	Stn.8, Stn.98, Stn.13	Chl-a, TSS, OSS, ISS	R _{rs} , a _{ph} , a _d , a _{CDOM} , b _b

2.2.1 水質測定方法

観測地点では、多項目水質計（Biospherical Instruments Inc. 04. QSP200A）を用いて水温、塩分、溶存酸素（DO）、クロロフィル a（Chlorophyll-a : Chl-a）、濁度、ORP、pH、水中光量の鉛直分布を測定した（図-2.1）。また同時に、表層約 50cm 付近において海水を採水し、実験室に持ち帰り Chl-a、全浮遊懸濁物質（Total Suspended Solids : TSS）、有機浮遊懸濁物質（Organic Suspended Solids : OSS）、無機浮遊懸濁物質（Inorganic Suspended Solids : ISS）を測定した。

(1) Chl-a の測定手法

Chl-a は蛍光光度法により測定した。測定方法は海水をガラス繊維濾紙 GF/F 25mmφ フィルターを用いて 20ml 濾過し、N,N-ジメチルホルムアミド（DMF）を 6ml 注入しクロロフィル色素を抽出した。その後、蛍光光度計（Tutner designs10-AU-005-CE）により、436nm を励起波長として使用することで、665nm のクロロフィルの蛍光の発光強度を検出し、濃度に換算することにより Chl-a を測定した。

(2) TSS, OSS, ISS の測定手法

初めに予め秤量した Whaman GF/F47mmφ フィルターを用いてサンプルを濾過し、濾過済みのフィルターを乾燥機（高温乾燥機 DR200, ヤマト科学）の中に入れ 105°C で 2 時間加熱した。その後、加熱後のフィルターの乾燥重量を測定することによって TSS を測定した。このとき同様な測定を 3 回繰り返すそのばらつきを確認した。また、GF/F フィルタ

一は劣化しやすくばらつきの原因になると考えられるため、Whaman Nuclepore 47mmφ フィルターを用いて同様な測定を実施することで相対的にSSの濃度の増減が一致しているか確認した。これによって、ばらつきが大きかった測定値とNucleporeによって測定されたSSとの増減が一致していなかった測定値は除去した。

次に加熱したGF/Fフィルターを550°Cで3時間加熱することで有機物を除去し、加熱後のフィルターの重量からISSを測定した。その後、TSSの測定値からISSの測定値を差し引くことでOSSを導出した。

2.2.2 AOP(Apparent Optical Properties)の測定方法

海水の光学特性を表すための1つの方法として海水中の光の状態を表す見かけの光学的性質である(Apparent Optical Properties : AOP)が使用される。これは海水中の光エネルギーの減衰やスペクトル分布の変化を表しており、この変動は海水固有のものではなく太陽の天空光や太陽高度によりその状態が変化するため「見かけの」と呼ばれている。AOPの例としては消散係数、放射照度、放射輝度、リモートセンシング反射率(R_{rs})がこれにあたる。

海色リモートセンシングでは、検出した反射光からAOPを推定した上で、水中の様々な物質の濃度を推定する。

これまでの研究では、放射照度反射率Rが使用されてきた(Gordon et al., 1975 ; Morel and Prieur, 1977 ; Gordon and Morel, 1983)。これは場のある点における下向き放射照度と上向き放射照度の比によって表すことができる。しかしながらRの短所として、波や天候の状態により大きく変動するため純粋に海色を表す反射光を測定することが困難であった。

そこでO'Reilly et al., (1998)は、上向き放射照度の代わりに上向き放射輝度を使用することで、海色以外の外的な影響によって生じる反射光の変動を最小限に抑えること手法を提案した。この上向き放射輝度と下向き放射照度との比を取ることで R_{rs} を導出することが可能となる。 R_{rs} は現在の人工衛星による海色リモートセンシングにおける物理量推定の際に使用されるパラメーターである。

本研究では、O'Reilly et al., (1998)が提案した R_{rs} を導出するため、現地観測により上向き放射輝度及び下向き放射照度を測定した。

(1) 上向き放射輝度の測定方法

上向きの放射輝度は、ある光束と鉛直上向きとの角度である天頂角 θ と光束を含む鉛直平面と太陽を含む平面、それ以外の特定の平面との成す角である方位角 ϕ によって変動する(図-2.2)。

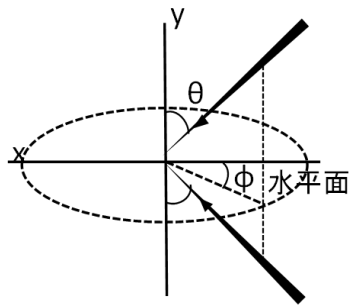


図-2.2 ある光の場における天頂角 θ ，方位角 ϕ の概念図

このとき，空間のある点における放射輝度 $L(\theta, \phi)$ ($\text{W/m}^2/\text{steradian}$) は以下のような式で表される．

$$L(\theta, \phi) = \frac{d^2\Phi}{dS \cos\theta d\omega} \quad (2.1)$$

式 (2.1) に表すように上向き放射輝度は，伝達方向に直角な面 S の単位面積 $dS \cos\theta$ 当たり単位立体角 ω 当たりのある方向の放射フラックスとして表される．このときの概念図を図-2.3 に示す．

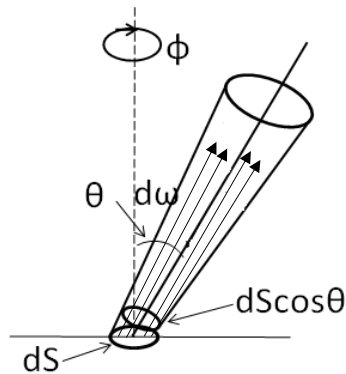


図-2.3 放射輝度 L の概念図

また式 (2.1) 中のある方向を含む微小円錐の特定の方向のある点における放射フラックス Φ は，以下の式 (2.2) のように表され，このとき，立体角の要素 $d\omega$ によって分けられ， I は放射強度を表す．

$$I = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (2.2)$$

式 (2.2) 中の Φ は、放射エネルギーの時間当たりの率によって表され、単位は $W(Js^{-1})$ である。このように放射輝度は観測する方向から来る光を検出しており、対象とする物体によって輝度は変動することが分かる。現地観測では、図-2.4 に示す TriOS Optical Sensors : RAMSES ACC/ARC の輝度計を用いて上向き放射輝度 L を測定した。図-2.4 に示すように船上から輝度計を海面に向けて降ろし、海面から約 5cm 水中に沈め、海面直下の輝度 $L_u(0, \lambda)$ を測定した。本来、リモートセンシング反射率の導出には海面直上の放射輝度 L_w を測定する必要がある。 L_w を測定するためには、輝度計を鉛直的に水中に沈め、各深度における輝度から光の消散係数を求め、海面直上の輝度値に補正することで導出する必要がある。しかし、東京湾のような透明度が著しく低い海域では、深度と光量が指数関数的な関係を持たず、従来の方法で L_w を導出することは困難である。そこで海面から約 5cm 沈めた地点の輝度が海面直上の L_w として表されると仮定した。

また、Eyvid and Brith (1997) によると、現地観測による放射輝度測定の問題点として、測定時に放射計自体の影の影響により輝度のスペクトルが変動することを指摘している。そこで本研究では、放射輝度計を 2 つ使用し、1 つの輝度計には図-2.4 に示すカバーを取り付けた。これによって、式 (2.3) に示すようにカバー有り輝度計とカバー無し輝度計により測定した輝度と機器の直径とカバーの直径を使用することで、その間における光の消散係数を導出する。

$$K_a = \text{Log}(L_{w1} / L_{w2}) / (r1 - rs) \quad (2.3)$$

このとき、 K_a はカバーと機器の影による光の消散係数、 L_{w1} はカバー無し輝度計による輝度、 L_{w2} はカバー有り輝度計による輝度、 $r1$ はカバーの半径、 rs は機器自身の半径である。次に、式 (2.3) から導出した K_a を用いて機器自身影の影響を補正する。このときの影による影響 eps を以下の式で表すことができる。

$$\text{eps} = 1 - \exp(-K_a \times rs) \quad (2.4)$$

式 (2.4) で導出した eps を用いて、

$$\text{Corrected_}L_{w1} = L_{w1} / (1 - \text{eps}) \quad (2.5)$$

式 (2.5) に示すように eps を使用し、 L_{w1} から機器自体の影の影響を取り除くことができる。これによって海面直上の上向き放射輝度 L_w を測定することができる。

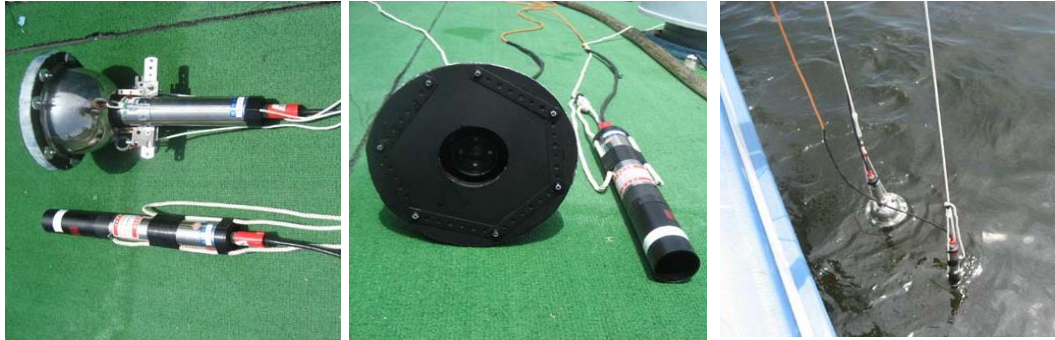


図-2.4 TriOS Optical Sensors : RAMSES ACC/ARC と輝度測定の様子

(2) 下向き放射照度の測定方法

下向き放射照度 E_s (W/m^2) は、海面に入射する太陽光である。ある光の場における下向き放射照度 E_s は、全天の立体角について放射輝度 $L(\theta, \phi)$ を積分し、以下の式のように表される。

$$E_s = \int_{2\pi} L(\theta, \phi) \cos\theta \, d\omega \quad (2.6)$$

このことから、放射照度はある面に入射してくる光の総量を表していることが分かる。 E_s は、図-2.4 に示す放射照度計を使用し測定され、船上において垂直に設置した。このとき船による揺れの影響を可能な限り抑えるため、可動式の照度計の支えを使用しており、船の揺れに対しても常に鉛直を保つようになっている。

(3) リモートセンシング反射率の導出方法

次にリモートセンシング反射率 (R_{rs} (Steradian^{-1})) の導出法について明記する。 R_{rs} は、式 (2.7) に示すように、(1) による上向き放射輝度 L_w の測定値と (2) による下向き放射照度 E_s の測定値との比によって表される。

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w(\text{inair}, \theta, \phi, \lambda)}{E_s(\text{inair}, \lambda)} \quad (2.7)$$

上向きの放射輝度を太陽照度で割ることにより、太陽照度による輝度値の変動を補正し、正規化することが可能である。

以上のように、現地観測により測定された輝度、照度を使用して導出した R_{rs} を使用し、東京湾における光環境の特性の解明及び物理量推定のための水中アルゴリズムを作成

する。これによって大気の影響が含まれない純粋な海色の変動を捉えることが可能であり、また純粋な水中アルゴリズムを開発することが可能となる。

2.2.3 IOP(Inherent Optical Properties)の測定方法

2.1.2 では、AOP の測定方法について記述したが、本節では海水中の放射伝達を示す固有光学特性 (Inherent Optical Properties : IOP) について説明する。IOP は AOP とは異なり水中に含まれる物質の種類によって決まり、太陽や波などの外的な影響を受けないといった特性がある。IOP の例として海水の吸収係数、散乱係数、吸収係数と散乱係数の和で表される消散係数及び体積散乱関数などがある。本研究では、東京湾の光環境特性を詳細に把握することを目的としているため、物質ごとの光吸収係数及び後方散乱係数をそれぞれ測定した。初めに IOP の概念について説明するため、その概念図を図-2.5 に示す。

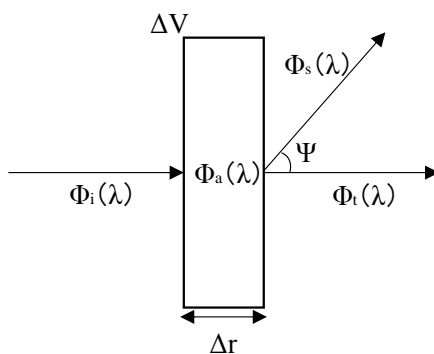


図-2.5 固有光学特性の概念図

図-2.5 中の $\Phi_i(\lambda)$ はある物質に入射する放射フラックス、 $\Phi_a(\lambda)$ は放射フラックスの吸収、 $\Phi_s(\lambda)$ は放射フラックスの散乱、 $\Phi_t(\lambda)$ は放射フラックスの透過分、 Δr は無限に薄い層、 ΔV は非常に小さい水の体積、 Ψ は透過した光が散乱した時の全ての方向における角度を表している。このとき、光の吸収、散乱、透過の関係は以下のような式で表すことができる。

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_s(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (2.8)$$

また、吸収率を $A(\lambda)$ 、散乱率を $B(\lambda)$ 、透過率を $T(\lambda)$ とすると、以下のように表される。

$$A(\lambda) = \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)}$$

$$B(\lambda) = \frac{\Phi_s(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \quad (2.9)$$

$$T(\lambda) = \frac{\Phi_r(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)}$$

このとき、式 (2.9) に示す $A(\lambda)$, $B(\lambda)$, $T(\lambda)$ は以下のように表される。

$$A(\lambda) + B(\lambda) + T(\lambda) = 1 \quad (2.10)$$

無限に薄い層 Δr における微小の $A(\lambda)$, $B(\lambda)$, $T(\lambda)$ との関係から以下のように吸収係数 a (/m) と散乱係数 b (/m) を表すことができる。

$$\begin{aligned} a &= \Delta A / \Delta r \\ b &= \Delta B / \Delta r \end{aligned} \quad (2.11)$$

実際の a と b を測定する際には、有限の厚みの層の吸光率、散乱率、減衰率を考える必要がある。放射フラックス Φ_i が物質に入射し、距離 r においてフラックスが減衰し、通過後には Φ になるとすると、 Δr を通過する間の放射フラックスの変化は $\Delta\Phi$ となる。このときの Δr 間における吸収率と散乱率は以下のような式で表すことができる。

$$\begin{aligned} \Delta A &= -\frac{\Delta\Phi}{\Phi} \\ \Delta B &= -\frac{\Delta\Phi}{\Phi} \end{aligned} \quad (2.12)$$

式 (2.12) をそれぞれ 0 から r まで積分すると以下のように表すことができる。これは透過距離によって光の吸収・散乱によって放射フラックスが指数関数的に減衰していくことを示している。

$$\begin{aligned} \Phi &= \Phi_i e^{-Ar} \\ \Phi &= \Phi_i e^{-Br} \end{aligned} \quad (2.13)$$

式 (2.13) を変形すると、式 (2.14) のように表すことができ、

$$\begin{aligned} a &= -\frac{1}{r} \ln(1 - A) \\ b &= -\frac{1}{r} \ln(1 - B) \end{aligned} \quad (2.14)$$

式 (2.14) のように表すことができる。しかし、ほとんどの場合、光の吸収と散乱が無視で

きないため式 (2.14) によって吸収と散乱を導出することは困難である。そこで光の吸収係数と散乱係数を正確に測定するためには、吸収係数の場合は、同じ透過距離の媒体を通過する測定光から散乱する光の大部分について決定し、検出装置によって校正することによって測定可能となる。しかしながら散乱係数は、光の吸収を避けることができないため、光吸収を別に求めた上で散乱を導出する方法が用いられる。最後に消散係数は以下のような吸収係数と散乱係数の和で表される。

$$c = a + b \quad (2.15)$$

吸収・散乱係数と同様に、吸収と散乱によって減衰した入射フラックスの微小成分を ΔC とすると、式 (2.16) のように表される。

$$c = \frac{\Delta C}{\Delta r} \quad (2.16)$$

式 (2.16) を吸収率、散乱率と同様に式変形すると式 (2.17) となる。

$$c = -\frac{1}{r} \ln(1 - C) \quad (2.17)$$

以上のように IOP である吸収係数、散乱係数、消散係数を表すことができる。

(1) 光吸収係数の定義

光吸収係数は、ある非常に薄い層に光が入射したときの、層内に光が吸収される割合であり、単位長さ当たりの吸収率で表される。様々な物質が含まれる系に光を透過させたとき、系中の全ての物質によって光は吸収される。また、光吸収係数はそれぞれの物質ごとにより特有の光吸収特性を持ち、その合計によって以下のように表される。

$$a(\lambda) = \sum_{i=1}^n a_i(\lambda) \quad (2.18)$$

ここで、 $a_i(\lambda)$ は i 番目の物質の吸収係数を表しており、含まれる物質 n 個の合計として表される。海水の場合は、光を吸収する物質は、水の光吸収係数 a_w 、溶存有機態による光吸収係数 a_{CDOM} 、デトリタスによる光吸収係数 a_d 、植物プランクトンによる光吸収係数 a_{ph} 、無機塩類による光吸収係数 a_s に分けられ、以下の式のように表される。

$$\begin{aligned}
a(\lambda) &= a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_s(\lambda) \\
&= a_w(\lambda) + Chl-a \times a_{ph}^*(\lambda) + Detritus \times a_d^*(\lambda) \\
&\quad + CDOM \times a_{CDOM}^*(\lambda) + S \times a_s^*(\lambda) \quad (2.19)
\end{aligned}$$

このとき、Chl-a は Chl-a の濃度、Detritus はデトリタスの濃度、CDOM は溶存有機態の濃度、S は無機塩類の濃度を表しており、また、 a_{ph}^* 、 a_d^* 、 a_{CDOM}^* 、 a_s^* はそれぞれ単位濃度当たりの比吸収係数 (specific absorption coefficient) を示している。無機塩類の吸収は、紫外線を除いて海水分子の吸収の 10% 以内でほとんど変化しないことが報告されている (Clark and James, 1939; Sullivan, 1963)。富栄養化水域では植物プランクトン、CDOM、デトリタスの光吸収係数が著しく大きく、無機塩類の光吸収係数の影響は比較的小さいため本研究中では無視することで検討を進めた。

(2) 有色溶存有機態 (Color dissolved organic mater : CDOM) の光吸収係数の測定方法

沿岸域では、土壤腐食物質が降水を起源として、土壤を抜け、河川や湖へ排水として流入し、最終的に河口域や海へ流れる。この土壤腐食物質は、一般的に黄色であり、青色域の波長帯の光を吸収する特徴を持っている。そのため、これまでの研究により土壤腐食物質を有色溶存有機態 (CDOM) として扱い衛星リモートセンシングによりその分布を捉えることが試みられている。そこで CDOM の推定値の精度を検証するために、現地でサンプルを採取し CDOM の実測値を測定する方法が確立されている。

CDOM は、Whaman GF/F 47mmφ フィルターを用いて海水サンプルを濾過後、濾液を Whaman Nuclepore 47mmφ フィルター 0.4μm ポアサイズで濾過する。作成した濾液をさらに Whaman Nuclepore 47mmφ フィルター 0.2μm ポアサイズで濾過することで可能な限り粒子を除去した濾液を作成する。最後に分光光度計 (V-550 (日立) 積分球アタッチメント搭載型) を用いて粒子を除去した濾液の光吸収係数をスペクトルとして測定する。CDOM は青色域において大きく光を吸収する特性を持つため、440nm における CDOM の光吸収係数を CDOM の量を示す代表値として使用されることが多い。

(3) 植物プランクトン、デトリタスの光吸収係数の測定方法

植物プランクトンは水域の光環境を決める重要な要因の 1 つである。植物プランクトンが持つ細胞内の色素が海色を変化させ、主に波長 300~720nm の光を吸収する特性を持つ。また、分類群に応じて特徴的な色素を持ち、群集組成に応じて色が異なっている。そこで、植物プランクトンの光吸収係数 $a_{ph}(\lambda)$ や単位 Chl-a に対する光吸収係数である比吸収係数 $a_{ph}^*(\lambda)$ が分析され、植物プランクトン群集組成を表す情報として扱われる (岸野ら, 2001)。 $a_{ph}^*(\lambda)$ は、植物プランクトンの光利用効率を表すことが知られており、光の強さや波長組成、細胞内での色素の存在状態を評価することが可能である。

非生物態粒子であるデトリタスは、海水中に含まれる全懸濁物質から植物プランクトンを除いた土粒子や植物プランクトンの殻などの有機物粒子であり、光の吸収が少なく散乱が強いといった特徴がある。フィルターで集められた典型的なデトリタスの色は茶色をしている。沿岸域などのデトリタスが卓越する水域においてはデトリタス自体の光吸収の影響を無視することができない。そこで従来からデトリタスの光吸収係数の測定方法について検討され、確立されてきた。

植物プランクトン、デトリタスの光吸収係数は、主に平譯ら(2001)による QFT (quantitative filter technique) という手法によって測定される。

初めに、Whaman GF/F 25mmφ フィルターを用いて濾過を行う。濾過後、ノギスを用いて濾過した部分の濾過面を測定する。このとき濾過面は正確な円ではないため、測定位置を変えながら少なくとも 3 回は測定し、吸収係数計算時には平均値を用いる。次に分光光度計(分光光度計 V-550 (日立) 積分球アタッチメント搭載型) を使用し吸光度を測定する。

初めに、Blank フィルターを作成するため、Whaman GF/F 25mmφ フィルターに 200~250ml の濾液を滴下する。Blank フィルターを対照側のホルダーに置き、試料側には何も置かず 400~750nm の波長域での光吸収スペクトルを測定する。

同様に濾過した海水によって濡らした GF/F フィルターを試料側のホルダーに置いてベースラインをとり、海水試料を濾過した GF/F フィルターを試料側のホルダーに置き 400~750nm の波長域の吸光スペクトルを測定する。これにより、懸濁粒子の光吸収スペクトル $OD_{fp}(\lambda)$ を測定する。次に、植物プランクトンの光吸収スペクトルを得るために、植物プランクトン以外の粒子であるデトリタス等の光吸収スペクトル $OD_{fd}(\lambda)$ を求める必要がある。現在、 $OD_{fd}(\lambda)$ を実験的に求める方法として、 $OD_{fp}(\lambda)$ を得た後のフィルター試料を有機溶媒によって植物プランクトン色素を除去し、分光光度計によって吸光度を測定する。

植物プランクトン色素は、フィルター試料を濾過用のフィルターファンネルに設置し、5%の次亜鉛酸ナトリウム水溶液を滴下し、よってよよあ 5 分間漂白を行う。漂白した後にフィルター試料を濾液ですすぎ、再度光吸収係スペクトルを測定する。このとき、クロロフィルの 675nm 付近の光吸収の有無を確認し、植物プランクトンの色素が抽出されたかどうかを判断する。吸光度が得られる場合にはさらに有機溶媒での抽出時間を延ばし同様な方法で再度測定する。

未知試料の透過率を $T_s(\lambda)$ 、対照試料の透過率を $T_r(\lambda)$ とすると、分光光度計で測定される未知試料の吸光度 $OD_f(\lambda)$ は以下の式のように表わされる。

$$OD_f(\lambda) = -\text{Log}_{10}(T_s(\lambda)/T_r(\lambda)) \quad (2.20)$$

植物プランクトン色素抽出前の未知試料の吸光度を $OD_{fp}(\lambda)$ 、抽出後の未知試料の吸光度を $OD_{fd}(\lambda)$ とすると、全懸濁粒子の光吸収係数 $a_p(\lambda)$ 及びデトリタスの光吸収係数 $a_d(\lambda)$ は以下の式 (2.21)、式 (2.22) のような関係で表わすことができる。

$$a_p(\lambda) = 2.3OD_{fp}(\lambda)/(l_g \times \beta) \quad (2.21)$$

$$a_d(\lambda) = 2.3OD_{fd}(\lambda)/(l_g \times \beta) \quad (2.22)$$

式 (2.21), 式 (2.22) 中の 2.3 の係数は常用対数から自然対数への変換係数, g はフィルター上の濾過面積 s と濾過量 Vf により, $l_g = Vf/s$ で表わされる. 次に, 光路長の比が光路長増幅係数 β (pathlength amplification factor) として表されるとすると,

$$\beta = l_o/l_g \quad (2.23)$$

さらに, 植物プランクトンの色素抽出の前と後の吸光度 $OD_{sp}(\lambda)$ 及び $OD_{sd}(\lambda)$ は, 光吸収係数 $a_p(\lambda)$ および $a_d(\lambda)$ として, 以下の式 (2.24), 式 (2.25) のような関係で表わすことが可能である.

$$a_p(\lambda) = 2.3OD_{sp}(\lambda)/l_g \quad (2.24)$$

$$a_d(\lambda) = 2.3OD_{sd}(\lambda)/l_g \quad (2.25)$$

式 (2.21), (2.22), (2.23), (2.24), (2.25) より,

$$\beta = OD_{fp}(\lambda)/OD_{sp}(\lambda) \quad (2.26)$$

$$\beta = OD_{fd}(\lambda)/OD_{sd}(\lambda) \quad (2.27)$$

として表される. このとき β は一定の値ではなく $OD_{fi}(\lambda)$ に対して直線関係でなく, $OD_s(\lambda)$ とフィルターに集められた状態での吸光度 $OD_{fi}(\lambda)$ の関係を次の式 (2.28) のような二次関数で表わす.

$$OD_s(\lambda) = a \times OD_{fi}(\lambda) + b \times [OD_{fi}(\lambda)]^2 \quad (2.28)$$

このときの係数 a , b は, Mitchell (1990) によると $a=0.392$, $b=0.655$ として与えられる. したがって, 測定された $OD_{fp}(\lambda)$ と $OD_{fd}(\lambda)$ から式 (2.28) により, $OD_{sp}(\lambda)$ と $OD_{sd}(\lambda)$ を求めることができる. 植物プランクトンの光吸収係数 $a_{ph}(\lambda)$ は, $a_p(\lambda)$ と $a_d(\lambda)$ から,

$$a_{ph}(\lambda) = a_p(\lambda) - a_d(\lambda) \quad (2.29)$$

式 (2.29) のように求めることができる。β の値は試料に含まれる植物プランクトンの種類、懸濁粒子の違いなどにより異なり、式 (2.28) 中の係数 a, b の値も変化する。これらの値は、Moore et al., (1995) により植物プランクトンの種類の違いによって a, b の係数の変化することが報告されている。このことから対象水域における優占する植物プランクトンを予め調査し、係数の変化を検討する必要がある。沿岸域では、優占植物プランクトンが水温、塩分等によって変化するため、これらの値を決定することが困難である。そこで本研究では、上記の一定値を使用した。

(4) 後方散乱係数の定義

上述の IOP の概要において述べられたとおり、後方散乱は媒体中を光が透過するときの散乱する光を指す。このような光の散乱は、散乱フラックスの角分布に影響することが知られている、また、この角分布は媒体ごとにその形状が異なることから体積散乱関数 $\beta(\theta)$ として定義されている。体積散乱関数 $\beta(\theta)$ ($\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$) は以下のような式で表すことができる。

$$\beta(\theta) = dI(\theta) / EdV \quad (2.30)$$

式 (2.30) 中の放射照度を E, 非常に薄い層 dr とその面積を dA とした場合表される光が照射される体積を dV, 角度 θ で散乱する光を dI (θ) である。これは単位体積当たり、体積断面照射当たりの平行光線によって照らされた体積要素 dV からある方向への放射強度として表される。体積散乱関数の幾何学的関係に関する概念図を図-2.6 (a) に示す。

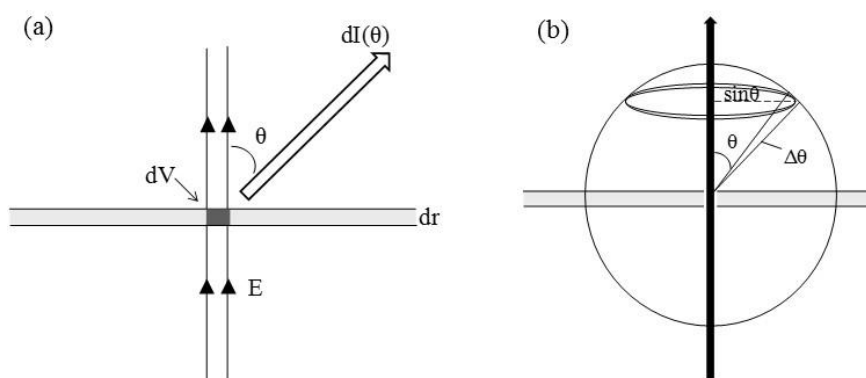


図-2.6 (a) 体積散乱関数の幾何学的関係に関する概念図及び
(b) 散乱光の拡がりに関する概念図

式 (2.30) 中の $dI(\theta)$ は、放射フラックス $d\Phi(\theta)$ の角度 θ に位置する立体角成分の放射フラックスとして以下のようなになる。

$$dI(\theta) = d\Phi(\theta) / d\omega \quad (2.31)$$

このとき、平行光線が薄い層を通過する際に発生する散乱光は光線の周りの放射状に対象に拡がるため、散乱光を図-2.6 (b) に示すような円錐として考慮するべきである。また、溶媒の薄い層を光線が通る際の好転は球の中心にあると考える。 $\theta+\Delta\theta$ の間に散乱する光は半径 $\sin\theta$ 、幅 $\Delta\theta$ で、球表面を取り巻いて帯状に照らすため、その面積は $2\pi\sin\theta\Delta\theta$ 、角幅 $\Delta\theta$ に対応する立体角に等しい。

$\beta(\theta)$ は、 θ から $\theta+\Delta\theta$ の間の角度は立体角要素 $d\omega$ に相当し、 $2\pi\sin\theta\Delta\theta$ に等しいため $2\pi\sin\theta\Delta\theta$ と表すことができる。単位透過距離当たりの全方向に散乱したフラックスの強さの割合を求めるためには $\theta=0\sim 180^\circ$ の範囲で積分し以下のようなになる。

$$b = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta) 2\pi \sin\theta d\theta = \int_{4\pi} \beta(\theta) d\omega \quad (2.32)$$

このように散乱係数の別の定義は体積散乱関数の全方向についての積分として表される。また基本的に散乱係数は前方散乱と後方散乱に区別され、式 (2.33) に示すような前方散乱係数 b_f と、光線の後方への散乱光である後方散乱係数 b_b とに分けることができる。

$$b = b_f + b_b \quad (2.33)$$

式 (2.33) は、式 (2.34) のように表すことができる。

$$\begin{aligned} b_f &= 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\theta) \sin\theta d\theta \\ b_b &= 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\theta) \sin\theta d\theta \end{aligned} \quad (2.34)$$

以上のように IOP の後方散乱係数は定義される。海色リモートセンシングにおける散乱係数は、物質による散乱と反射光への寄与として考えられ、主に後方散乱係数 b_b が重要なパラメーターとして用いられる。

(5) 後方散乱係数の測定方法及び導出方法

本研究では、後方散乱係数を現場にて実測値を測定した。測定には、現場型水中後方散乱計 Hydroscat-6P を使用した (図-2.7)。図-2.7 に示すように船から鉛直的に水中に降ろし、後方散乱係数の鉛直分布を測定できる。またチャンネル数は6で420, 442, 488, 510, 550, 676nmの波長における後方散乱係数を測定可能である。Hydroscat-6P の光学系概略図を図-2.8 に示す。



図-2.7 Hydroscat-6P と後方散乱係数測定時の様子

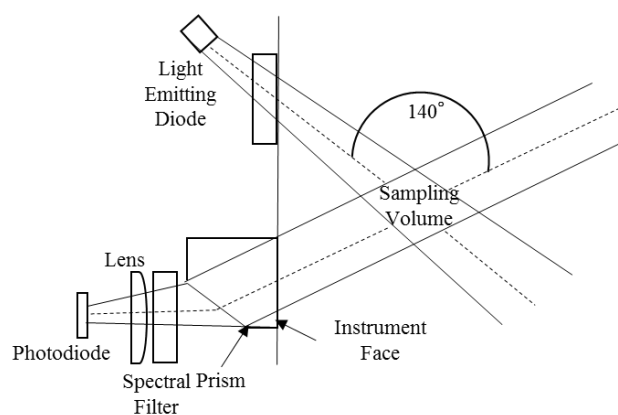


図-2.8 Hydroscat-6P の光学系概略図

Hydroscat-6P は以下のような式により後方散乱係数を導出する。

$$b_b = 2\pi\chi(\theta)[\beta(\theta) - \beta_w(\theta)] + b_{bw} \quad (2.35)$$

このとき $\chi(\theta)$ は、センサーの形状により変化する値であり、 $\theta=140^\circ$ のとき 1.08 の値が使用される。 β ($\text{m}^{-1}\text{str}^{-1}$) は実測の体積散乱関数、 β_w ($\text{m}^{-1}\text{str}^{-1}$) は海水の体積散乱関数、 b_{bw} (m^{-1}) は海水の後方散乱係数を示す。式 (2.35) 中の β_w は、Salt-Waer Calculaion : Morel Salt Waer の文献値を使用し、以下の式からそれぞれの波長における海水の体積散乱関数を導出した。

$$\beta_w(\lambda) = \beta_w(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^r \quad (2.36)$$

さらに、海水の後方散乱係数 b_{bw} は、Morel, (1974)で提案されている各波長における b_{bw} の値から内挿することで Hydroscat-6P のチャンネルの b_{bw} を求めた。

また、式 (2.35) 中の β は実測の体積散乱関数であるが、装置の光放出部と検出部の間での光の減衰を補正する必要がある。光の減衰は水域ごとにその程度が異なるため、実測の光吸収係数を使用して補正する。 β は以下のような式で表される。

$$\beta = \sigma(K_{bb}) \cdot \beta_u \quad (2.37)$$

β_u は測定した体積散乱関数 ($\text{str}^{-1}\text{m}^{-1}$)、 σ は装置の光放出部と検出部の間での光の減衰を補正する係数、 K_{bb} は水域ごとによる異なる光の減衰を補正する係数である。さらに、式 (2.37) 中の $\sigma(K_{bb})$ は以下のように表すことができる。

$$\sigma(K_{bb}) = K_1 \cdot e^{(K_{\text{exp}} K_{bb})} \quad (2.38)$$

K_1 は装置のキャリブレーション用の水中での光の減衰を補正する係数、 K_{exp} は機器ごとの特徴によって必要な補正係数である。このとき K_{bb} は水域ごとによる光減衰の影響を反映する値であり、以下のように表される。

$$\begin{aligned} K_{bb} &= a + 0.4 \frac{b}{\tilde{b}} \\ &= 0.06 \times a^*(\lambda) \times \text{Chl-a} - a^{0.65} \times [1 + 0.2 \exp(-\gamma_y(\lambda - 400))] \\ &\quad + a_d(400) \exp(-\gamma_d(\lambda - 400)) + 0.4(b_b - b_{bw}) / \tilde{b}_b \end{aligned} \quad (2.39)$$

a^* は比吸収係数、 γ_y は指数関数的に減少する CDOM の吸収曲線の指数、 γ_d は指数関数的に減少するデトリタスの吸収曲線の指数、Chl-a は Chl-a の濃度 ($\mu\text{g/l}$) である。

特に東京湾では光の吸収が大きく影響するため、式 (2.39) の光吸収係数の実測値を使用した補正が重要になる。

2.3 現地観測及び室内実験の結果

2.3.1 東京湾の水域特性の把握

図-2.9 に Chl-a と TSS, OSS, ISS とのそれぞれの関係を示す. 図-2.9 (a)に示す Chl-a と OSS との関係は, $R^2=0.620$ と相関関係があり, 図-2.9 (b)に示す Chl-a と ISS との関係は, 無相関であった. 図-2.9 (c)に示す Chl-a と TSS との関係は, \uparrow で示す 1 点を除き, 基本的に OSS と Chl-a の関係に依存しており良好な関係が得られていた. この外れた点は, Stn.98 の河口域付近において観測日の前日に 30.5mm/day の降雨があった 2010 年 8 月 10 日に測定されたときの点であった.

図-2.9 (b)中 \uparrow で同地点において ISS が増加していることから TSS 中のほとんどが土砂などの無機態の懸濁物質で構成されており, TSS の増加は降雨の影響で流入した土砂の影響であったことが分かる. しかし, 同日において河口域のみ ISS が増加していたことから, 東京湾は, 降雨などのイベント時には河川から無機態の懸濁物質が流入するものの, その流入は河口付近で止まっていた可能性が考えられる. また, TSS と Chl-a の間で良好な関係が得られていたことから東京湾は有機物が支配的である水域といえる.

沿岸域のリモートセンシングでは, Chl-a と土砂が混在した Case II 水域の場合, Chl-a の増加と土砂の増加に伴う海色の変化が同時に起こり, 海色が複雑に変化するため, Chl-a 推定において推定誤差が生じることが報告されている (Gitelson et al., 2007). しかしながら, 東京湾湾奥では海色の変化が有機物量に依存している可能性が考えられる.

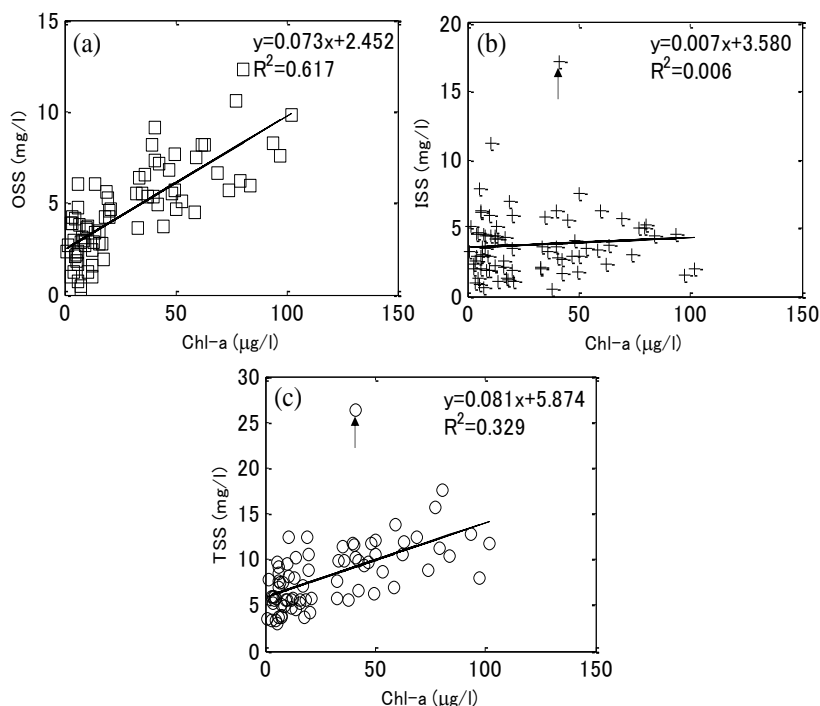


図-2.9 Chl-a と TSS, OSS, ISS との関係

2.3.2 リモートセンシング反射率の変動特性

図-2.10 (a)に Chl-a が 1.6~35.0 $\mu\text{g/l}$ 間で上昇したとき、図-2.10 (b)に 48.2~80.2 $\mu\text{g/l}$ 間で上昇したときの R_{rs} のスペクトルの変化をそれぞれ示す。図-2.10(a)に着目すると、 R_{rs} は、Chl-a が増加するに従って 350~500nm 付近と 660nm 付近において徐々に減少していたことが分かる (図-2.10 (a)中↓)。また、685~710nm の近赤外域における R_{rs} は、Chl-a の増加とともに上昇しており、一つのピークを形成していた (図-2.10 (a)中↑)。このような R_{rs} のスペクトル変動は、440nm と 660nm に植物プランクトンの光吸収帯が存在し、また、685nm 付近にあるクロロフィル蛍光帯を考慮すると説明できる。685~710nm における近赤外域の R_{rs} は、Chl-a の高濃度化に伴い大きく上昇していたものの、徐々に上昇度が飽和しており、また同様な変動がより長波長側の 800nm 付近においても見られた。加えて、Chl-a が増加するにつれて R_{rs} のスペクトルのピークが短波長側から長波長側へ移動していたことも確認でき、これは赤潮発生時の海色の変化を表したスペクトル変動であると Sasaki et al. (2008) によって報告されている。また Chl-a が高濃度のときには、580~600nm 付近で反射率が低下していたことが分かる。これは図-2.10(c), (d)の光吸収係数に着目すると、Chl-a の濃度が高濃度のときには植物プランクトンの光吸収が同波長帯の矢印で示す箇所において上昇していたことが分かり、これによって 580~600nm 付近で反射率が低下していたと考えられる。

さらに、Chl-a が高濃度のときと低濃度のときの反射率のスペクトルの変動を詳細に解明するために、図-2.11 に赤潮時と通常時に区分けした R_{rs} の結果を示す。この赤潮と通常時の区分けは、Chl-a の濃度に基づき 10.0 $\mu\text{g/l}$ 以上を赤潮、10.0 $\mu\text{g/l}$ 未満を通常時とした。図中の多数のラインはそれぞれ観測地点ごとの R_{rs} の結果を表している。この 2 つを比較すると、図中矢印①において赤潮時には 400nm~500nm 付近において反射率の著しい低下が見られる。これは植物プランクトンの光吸収帯であることが原因である。図中矢印②では、赤潮時の 550~600nm の反射率は通常時と比較して上昇しており、これはこの波長帯において植物プランクトンやデトリタスを含む様々な物質の散乱の効果が現れていたことが原因と考えられる。図-2.11 中矢印③では、660nm にクロロフィル吸収帯が存在するため赤潮時には反射率が著しく低下し、スペクトルの谷を形成していた。また、図-2.11 中矢印④では、クロロフィル蛍光及び、植物プランクトンやデトリタスなどの散乱の影響により、700nm 付近の波長帯の反射率は Chl-a の増加に伴い上昇していた。これらの結果から赤潮時と通常時のスペクトル変動特性の違いは、クロロフィルの吸収・散乱特性からほぼ説明可能であり、赤潮時特有のスペクトル変動を見出しにくい。そこで、555nm で R_{rs} を正規化することで、赤潮時と通常時のスペクトルの変化について調べた。その結果を図-2.12 に示す。

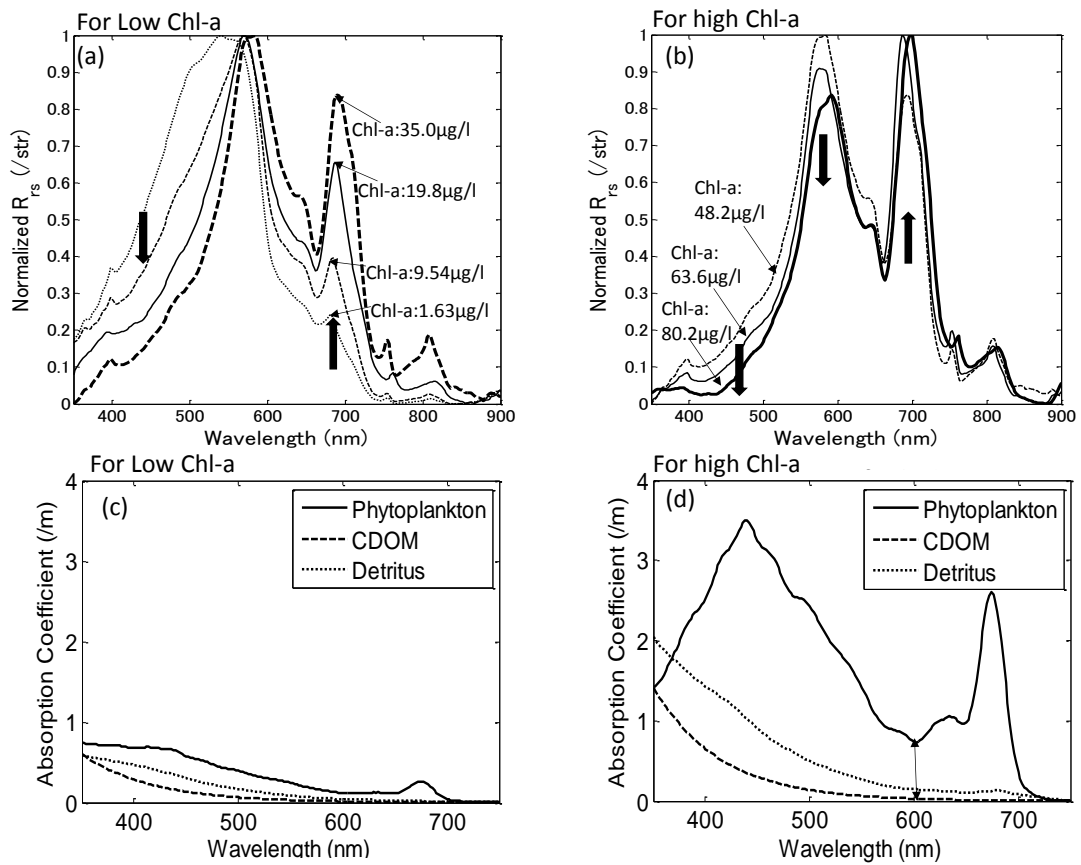


図-2.10 (a)赤潮時, (b)通常時におけるリモートセンシング反射率

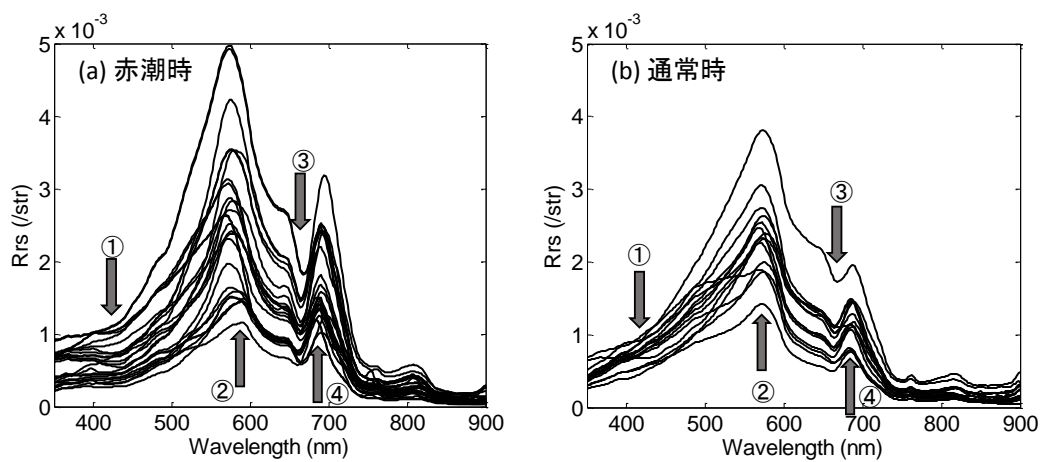


図-2.11 (a)赤潮時, (b)通常時におけるリモートセンシング反射率

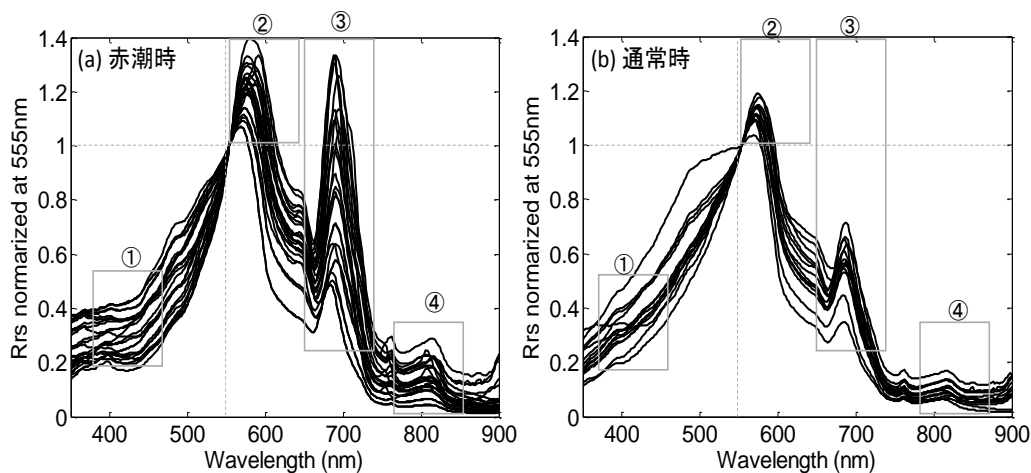


図-2.12 (a)赤潮時, (b)通常時における 555nm で正規化した R_{rs}

Sasaki et al., (2008)によると, 諫早湾では赤潮時において正規化した R_{rs} は 589nm において明確なピークが現れ, これが通常時とのスペクトルの違いであることを示した. 図-2.12 の結果から, 東京湾においても図-2.12 中枠②で 570nm~590nm の間で明確なピークが現れており Chl-a の上昇に伴いピークが長波長側へ移動する現象が見られた. 諫早湾と東京湾の赤潮のスペクトルの違いは, 諫早湾においては赤潮時と通常時において 350~550nm の R_{rs} のスペクトルに大きな違いが見られなかったが, 東京湾では 400nm~432nm の間にいて R_{rs} が著しく低下していた. 特に 440nm においてその低下が大きかったことから, 東京湾における植物プランクトンの光吸収の影響が諫早湾よりも大きかったことが考えられる.

また, 図-2.12 中枠③, ④の R_{rs} は, 通常時に比べ赤潮時の方が上昇していたことが分かる. これは小林ら (1999) による放射伝達理論の結果から, 植物プランクトン自身及びそれに付随して発生するデトリタスの散乱効果が海水の吸収よりも上回るとき近赤外域が上昇することを明らかにしている. このことから図-2.12 中枠③, ④の上昇は, 植物プランクトンやデトリタスによる散乱効果の増加の影響と考えられる. さらに図-2.12 中枠③においては 683nm に存在するクロロフィル蛍光の影響により R_{rs} が上昇していたと考えられる.

2.3.3 植物プランクトン，有色溶存有機態 (CDOM)，デトリタスの光吸収係数の変動特性

図-2.13 に赤潮時，通常時における植物プランクトン，デトリタス，CDOM の光吸収係数のスペクトルの結果を示す．赤潮発生時の植物プランクトンの光吸収は，Chl-a の増加とともに 440nm と 660nm の光吸収が著しく増加していたことが分かる．また，本来，植物プランクトンの光吸収が小さい 570nm 付近においても光吸収が増加していたことが分かった．これは比嘉ら (2012) によって，570nm における植物プランクトンの光吸収の増加に伴い，570nm 付近の R_{rs} が低下することが報告されており，これは赤潮の光学特性の 1 つの特徴といえる．

また，CDOM，デトリタスの光吸収係数のスペクトルは，赤潮時と通常時で大きな違いは見られなかった．しかし，図中矢印で示すスペクトルのように大きく光吸収係数が増加していた結果が確認できた．これらは，2011 年 9 月 27 日，10 月 24 日のときに測定された結果であり，このとき青潮の発生が確認されていた．図-2.13 中に示した結果は，赤潮の光学特性に焦点を当てるため青潮領域で測定した結果を取り除いているが，海色が変化していなかった領域においても光吸収係数が特殊な変動を示すことが分かった．

以上の結果からも東京湾は光吸収が大きく，特に赤潮時には植物プランクトンの光吸収が大きくなることが分かった．

一方，図-2.9 の結果によると，東京湾では有機物卓越している水域であることを示した．一般的に有機物は，光の散乱よりも吸収の方が著しく大きくなる特性を持つ．そこで，次節では光吸収のみで東京湾の光環境特性を説明できるかどうかについて検討する．

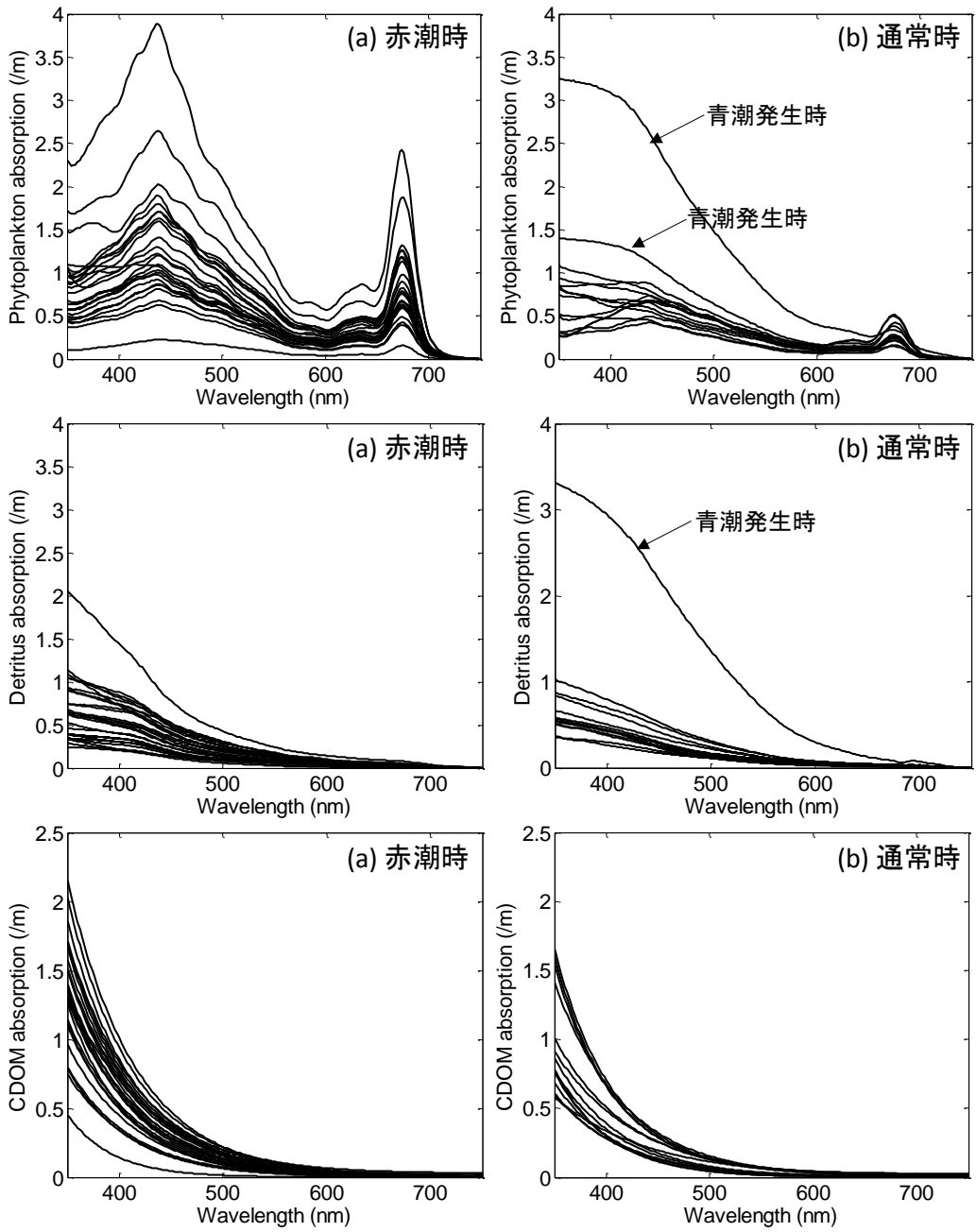


図-2.13 (a)赤潮時, (b)通常時における植物プランクトン, デトリタス, CDOM の光吸係数

2.3.4 植物プランクトン、有色溶存有機態 (CDOM)、デトリタスの相対的な寄与

光環境特性を表す R_{rs} は、理論的に IOP である光吸収係数 $a(\lambda)$ 、後方散乱係数 $b_b(\lambda)$ を使用して以下のように表すことができる (Lee et al., 1994).

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{1}{a(\lambda)} b_b(\lambda) \frac{f(\lambda) t^2}{Q(\lambda) n^2} \quad (2.40)$$

ここで、 f は、太陽天頂角と海水の光学特性の影響を受ける入射光のフラックス角度分布のファクター、 Q は、海面直下の上向き放射輝度と海面直下における下向き放射照度の比である。 Q は、波長、海水中の物質の濃度、太陽天頂角によって変動するものの f も同時に変化するため値は安定し、多くの沿岸域、外洋域において一定値が用いられている。Morel and Gentili, (1993) によると、その平均値は 0.0922 (標準偏差: ± 0.0056) で与えられている。 t は、海面における透過率 (水中から大気に向かった放射輝度が大気方向へ透過する割合)、 n は海水の屈折率である。 t と n は比較的波長に依存せず、Austin, (1974) によって $t=0.98$, $n=1.341$ で与えられている。全光吸収係数 $a(\lambda)$ は海水中に含まれる物質ごとの光吸収係数の合計であり、以下のように表される。

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + [\text{Chl-a}] a^*_{ph}(\lambda) + [\text{Detritus}] a^*_{det}(\lambda) + [\text{CDOM}] a^*_{cdom}(\lambda) \quad (2.41)$$

[Chl-a] と [Detritus] は Chl-a とデトリタスの濃度であり、[CDOM] は 440nm における CDOM の光吸収係数である。 $a_w(\lambda)$ は純水の光吸収係数、 $a^*_{ph}(\lambda)$, $a^*_{d}(\lambda)$, $a^*_{cdom}(\lambda)$ はそれぞれ、植物プランクトン、デトリタス、CDOM の比吸収係数である。

次に $b_b(\lambda)$ は、以下のように表される。

$$b_b(\lambda) = b_{b,w}(\lambda) + [\text{Chl-a}] b^*_{b,ph}(\lambda) + [\text{Detritus}] b^*_{b,d}(\lambda) \quad (2.42)$$

$b_{b,w}(\lambda)$ は純水の後方散乱係数、 $b^*_{b,ph}(\lambda)$, $b^*_{b,d}(\lambda)$ はそれぞれ、植物プランクトンとデトリタスの後方散乱係数を表している。

このとき、式 (2.40) の f/Q と $b_b(\lambda)$ の影響が小さいと仮定すると、 R_{rs} は主に光吸収係数 $a(\lambda)$ に依存することになる。

そこで、 $1/a(\lambda)$ のスペクトルを図-2.14 に示す。図-2.10 の R_{rs} のスペクトルと $1/a(\lambda)$ のスペクトルを比較すると、比較的似たスペクトルになっていることが分かる。赤潮時のスペクトルは、図-2.14 中枠①、②において $1/a$ は、580nm で上昇、660nm での減少、700nm での上昇の特徴が現れており、比較的、波長ごとによる $b_b(\lambda)$ の影響が小さかったことが分かった。このことから、東京湾の光環境は、降雨や青潮などのイベント時以外では光吸収の影響が支

配的である水域であると考えられ、光吸収係数によってある程度説明可能であることが分かった。

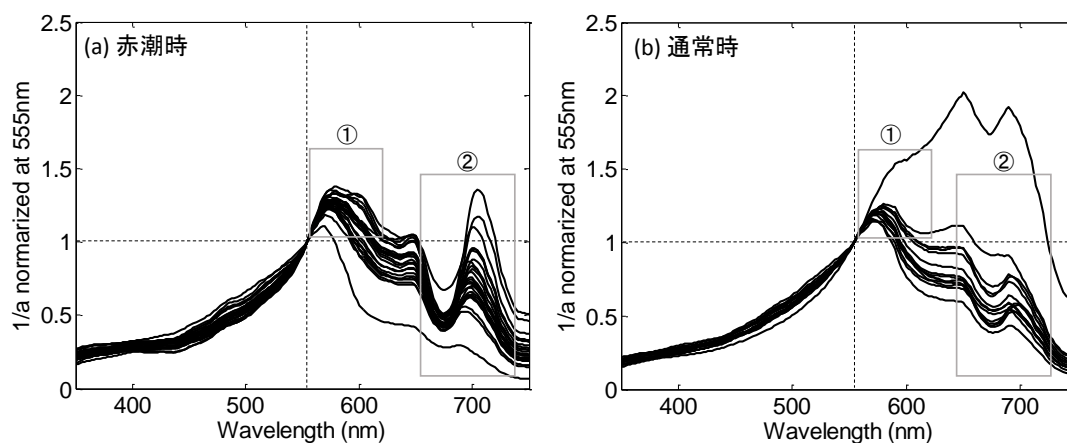


図-2.14 (a)赤潮時, (b)通常時における 555nm で正規化した $1/a(\lambda)$

そこで、全光吸収係数に対するそれぞれの物質の光吸収係数の相対的な寄与について調べた。図-2.15 にその結果を示す。この結果から赤潮発生時(a)と通常時(b)を比較すると、 $a_{ph}(\lambda)$ は両者とも 500nm と 674nm において最も光吸収の寄与が高くなっていたことが分かる。特に 674nm の $a_{ph}(\lambda)$ は、通常時においては水の影響よりその寄与が小さいものの、植物プランクトンが増加すると水の影響より寄与が大きくなっていったことが分かる。このとき図-2.15 中(c)に示すように赤潮時と通常時の $a_{ph}(\lambda)$ の差を見ると 674nm においてその違いが明確であったことが分かった。

さらに、CDOM とデトリタスの波長ごとの寄与については、赤潮発生時には植物プランクトンの寄与が 440nm において約 63%、CDOM とデトリタスの寄与が約 18% と 10% になっていた。550nm においては、植物プランクトンの寄与が 440nm において約 63%、CDOM とデトリタスの寄与が約 19% と 17% になっていた。通常時には植物プランクトンの寄与が 440nm において約 52%、CDOM とデトリタスの寄与が約 23% と 10% になっていた。550nm においては、植物プランクトンの寄与が約 52%、CDOM とデトリタスの寄与が約 28% と 18% になっていた。この結果から、赤潮時には植物プランクトンの光吸収係数が支配的になっていたため寄与が大きくなっていったことが分かる (表-2.4)。

また、CDOM とデトリタスの寄与を足し合わせると 440nm において赤潮発生時には約 28%、通常時には約 33% まで寄与し、550nm において赤潮発生時には約 36%、通常時には約 46% まで寄与していた。このことから東京湾における衛星リモートセンシングによる Chl-a 推定では、可視域において CDOM、デトリタスが大きく影響すると考えられるため、その影響を適切に考慮し検討する必要がある。また Chl-a が高濃度になるときは、674nm 付近のバンドが有効である可能性が示唆された。

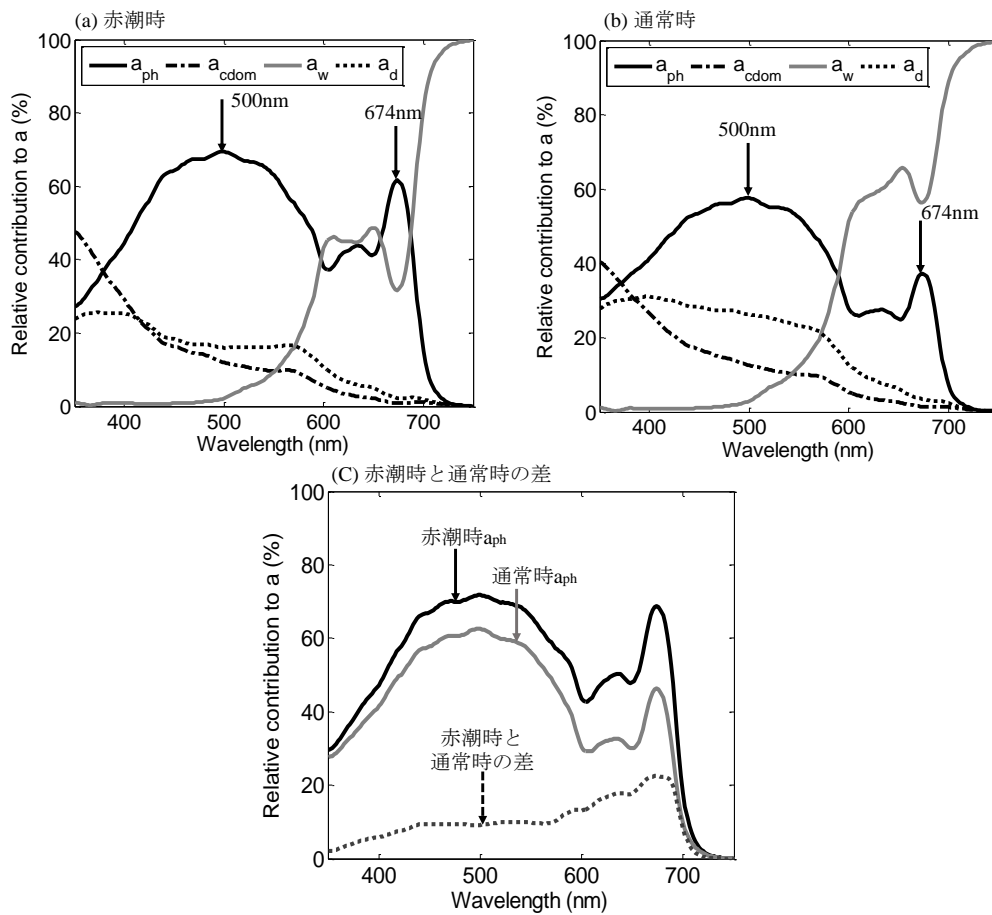


図-2.15 (a)赤潮時, (b)通常時における全光吸収係数に対する植物プランクトン, CDOM, 水, デトリタスの光吸収係数の相対的な寄与及び (c)赤潮時と通常時の a_{ph} の割合の差

表-2.4 赤潮時と通常時の光吸収係数ごとの寄与

(%)	赤潮時			通常時		
	440nm	550nm	674nm	440nm	550nm	674nm
a_{ph}	63	63	63	52	52	38
a_{CDOM}	18	19	2	23	28	2
a_d	10	17	3	10	18	3
$a_{CDOM}+a_d$	28	36	5	33	46	5
a_w	9	1	32	15	2	57

2.3.5 後方散乱係数の変動特性と推定モデルの検証

これまでの検討により東京湾では、光吸収の影響により光環境をある程度説明可能であることが分かった。しかしながら、赤潮が発生した場合における後方散乱係数の変動について検討した研究は少なくブラックボックスになっていることから、その影響に関しても把握しておく必要がある。

一般的に後方散乱係数は、短波長側で大きく、長波長側では小さいといった特性があり、特に近赤外域においてはほとんど水自体に光が吸収されてしまうため、散乱の影響は小さくなる。また、後方散乱係数の測定自体は困難であり、そのスペクトル変動を知るためには、光吸収係数と R_{rs} を現地により測定し、式 (2.40) を用いて推定する方法が一般的である。そこで本節では、2.2.3 の IOP の測定方法で説明した Hydroscat-6P を用いることで現場にて実測の後方散乱係数を測定し、赤潮発生時と通常時の後方散乱係数の変動特性の違いを明らかにする。図-2.16 に赤潮発生時と通常時における実測の後方散乱係数の結果を示す。

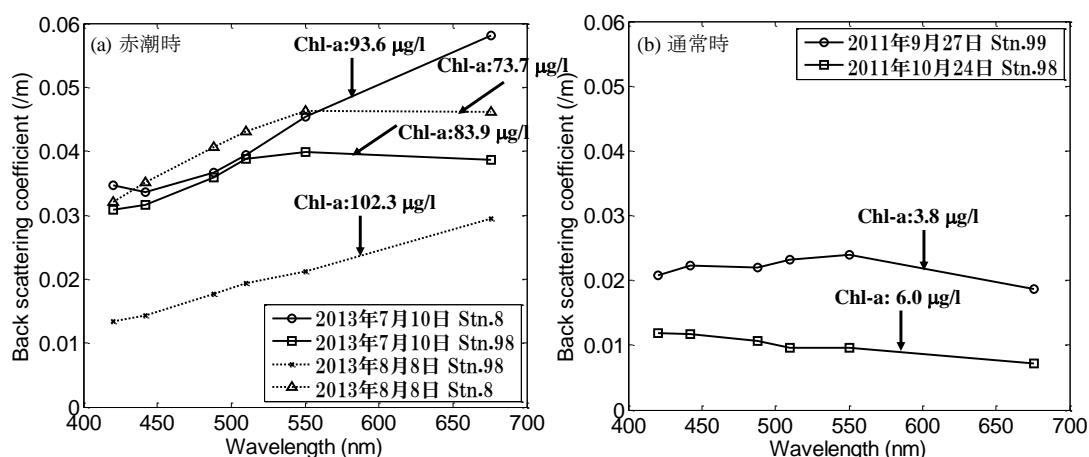


図-2.16 (a)赤潮時, (b)通常時における後方散乱係数のスペクトル変動特性

通常、赤潮が発生した場合は CDOM やデトリタスも同時に増加する。CDOM は、光を吸収するのみの特性であるが、デトリタスは強い散乱特性を持つことが知られている (小林ら, 1999)。赤潮化していたときには Chl-a が低濃度化していたときと比較して、各波長間の傾きが大きくなっており、特に可視域において 420nm, 442nm と 550nm 間の後方散乱係数の変動幅が大きかった。また、676nm の近赤外域に関しては、Chl-a が 100µg/l に近い場合に上昇傾向にあるが、Chl-a が 73.7µg/l, 83.9µg/l の場合には、550nm の後方散乱係数と比較してその上昇率は小さくなっていた。通常、この近赤外域では水の吸収により上向きの放射輝度は非常に小さくなるが、図-2.16 から分かる通り植物プランクトンが増加した場合には近赤外域における散乱が著しく上昇するという結果になった。これは小林ら (1999) によると、放射伝達理論の結果から植物プランクトン自身及びそれに付随して発生するデトリタスの散乱効果が海水の吸収よりも上回るとき近赤外域が上昇することを明らかにしている。このことから図-2.16 の後方散乱係数

の上昇は主に植物プランクトン自身とデトリタスの散乱の効果と原因であると考えられる。

表-2.5 実測の各波長における後方散乱係数と Chl-a, TSS, OSS, ISS, $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$, $a_{cdom}(440)$, $a_{ph}(670)$, $a_{ph}^*(440)$, $a_{ph}^*(670)$ との相関関係 (R^2)

	$b_b(420)$	$b_b(442)$	$b_b(488)$	$b_b(510)$	$b_b(550)$	$b_b(676)$
Chl-a	0.19	0.19	0.42	0.50	0.65	0.51
TSS	0.30	0.29	0.42	0.44	0.45	0.23
OSS	0.14	0.12	0.27	0.33	0.43	0.39
ISS	0.14	0.14	0.12	0.09	0.04	0.00
$a_{cdom}(440)$	0.06	0.05	0.09	0.10	0.13	0.09
$a_d(440)$	0.08	0.09	0.23	0.28	0.34	0.20
$a_{ph}(440)$	0.05	0.05	0.19	0.27	0.43	0.56
$a_{ph}(670)$	0.10	0.10	0.25	0.31	0.45	0.52
$a_{ph}^*(440)$	0.19	0.17	0.20	0.18	0.17	0.08
$a_{ph}^*(670)$	0.19	0.18	0.25	0.24	0.25	0.10

次に実測の各測定した波長における後方散乱係数と Chl-a, TSS, OSS, ISS, $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$, $a_{cdom}(440)$, $a_{ph}(670)$, $a_{ph}^*(440)$, $a_{ph}^*(670)$ との関係の相関係数 R^2 を表-2.5 に示す。最も相関係数が高くなった組み合わせは、Chl-a と $b_b(550)$ との関係であった。図-2.16 に示すように赤潮が発生しない限り、波長ごとの後方散乱係数の変動は小さいため、550nm 付近の波長帯である 488nm, 510nm, 550nm, 676nm においても相関係数は上昇していた。また、Chl-a との関係が良好であるため、Chl-a と相関が高い OSS と $a_{ph}(440)$, $a_{ph}(670)$ の長波長側において相関係数が高くなっていた。このときの、Chl-a と $b_b(550)$ との関係及び Chl-a と $b_b(676)$ との関係を図-2.17 に示す。 $b_b(676)$ と Chl-a との関係は、直線近似では相関係数が低いものの、指数近似することで相関係数 R^2 は 0.690 まで上昇した。676nm の後方散乱係数は、Chl-a の増加とともに指数関数的に上昇しており、この関係は、植物プランクトン自体による散乱と植物プランクトンの増加とともに増加したデトリタスによる後方散乱係数の増加が原因である可能性が考えられる。

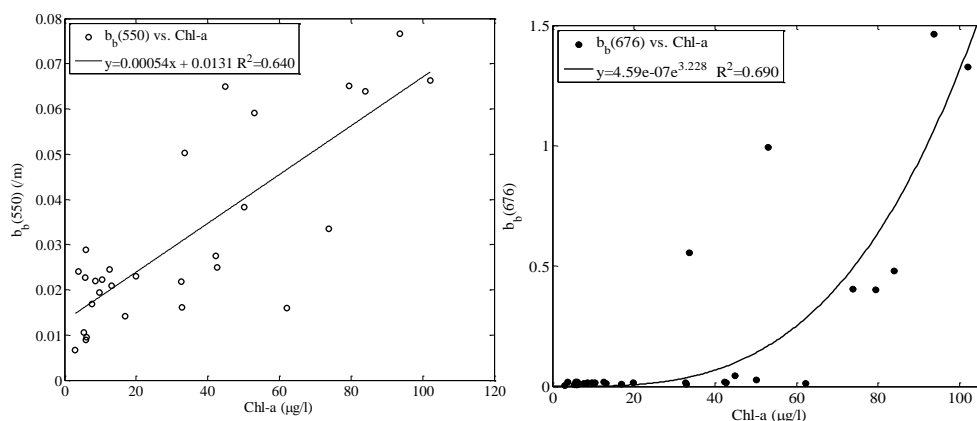


図-2.17 $b_b(550)$, $b_b(676)$ と Chl-a との関係

次に Hydroscat-6P で測定された 6 波長 (420nm, 442nm, 488nm, 510nm, 550nm, 676nm) の波長間のスペクトル変動を明らかにするため、式 (2.40) に実測の光吸収係数と R_{rs} を代入し後方散乱係数を導出した。その結果を図-2.18 に示す。図-2.18 中(b)の赤潮が発生していなかったときの後方散乱係数のスペクトルに着目すると、青潮が発生していたときに後方散乱係数の急激な上昇が見られる。また、スペクトルの形状の特性としては、550nm, 680~700nm 付近に後方散乱の上昇が見られるが、その他の波長については基本的にその変動は小さい。また、図-2.18 中(a)の赤潮発生時の後方散乱のスペクトルの形状は、図中矢印で示した 2 つのスペクトル以外が 350~660nm までの波長間でその変動は小さい。しかし、680nm における後方散乱係数は他の波長と比べて著しく上昇していたことが分かる。

そこで、実測の後方散乱係数と式 (2.40) により導出された後方散乱係数との関係を図-2.19 に示す。その結果から、420nm, 442nm, 488nm, 510nm, 550nm における実測と推定の後方散乱係数の関係は高い相関係数は得られていないものの、正の相関があったことが確認できる。しかしながら、676nm においては、推定値が実測値に比べて大きく下回っていた。この原因は、Lee et al., (1994) による理論式が赤潮発生時には近赤外域において適用できない可能性や Hydroscat-6P による実測値がクロロフィル蛍光の補正が正確にできていない可能性が考えられるが詳細な原因については不明であり今後の課題として原因を解明する必要がある。

しかし、傾向として見た場合、後方散乱係数の実測値と推定値の赤潮時と通常時におけるスペクトルの形状は、Chl-a が増加し赤潮が発生している状況下では可視域においては変動が小さく、680nm 付近において上昇していたことは一致している。このことから、赤潮発生時において 680nm 付近の波長帯で後方散乱が上昇する特性を持っている可能性がある。

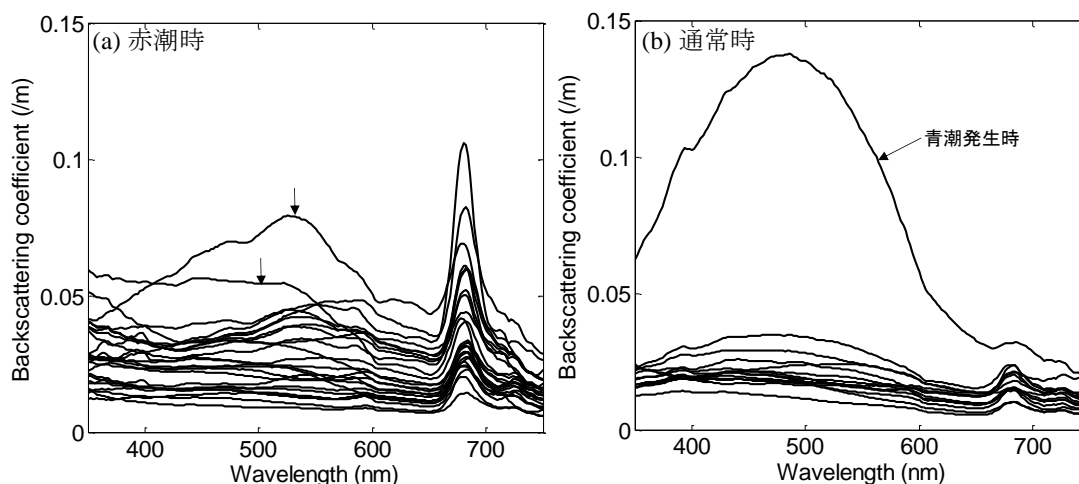


図-2.18 (a)赤潮時, (b)通常時における半経験式により導出された後方散乱係数

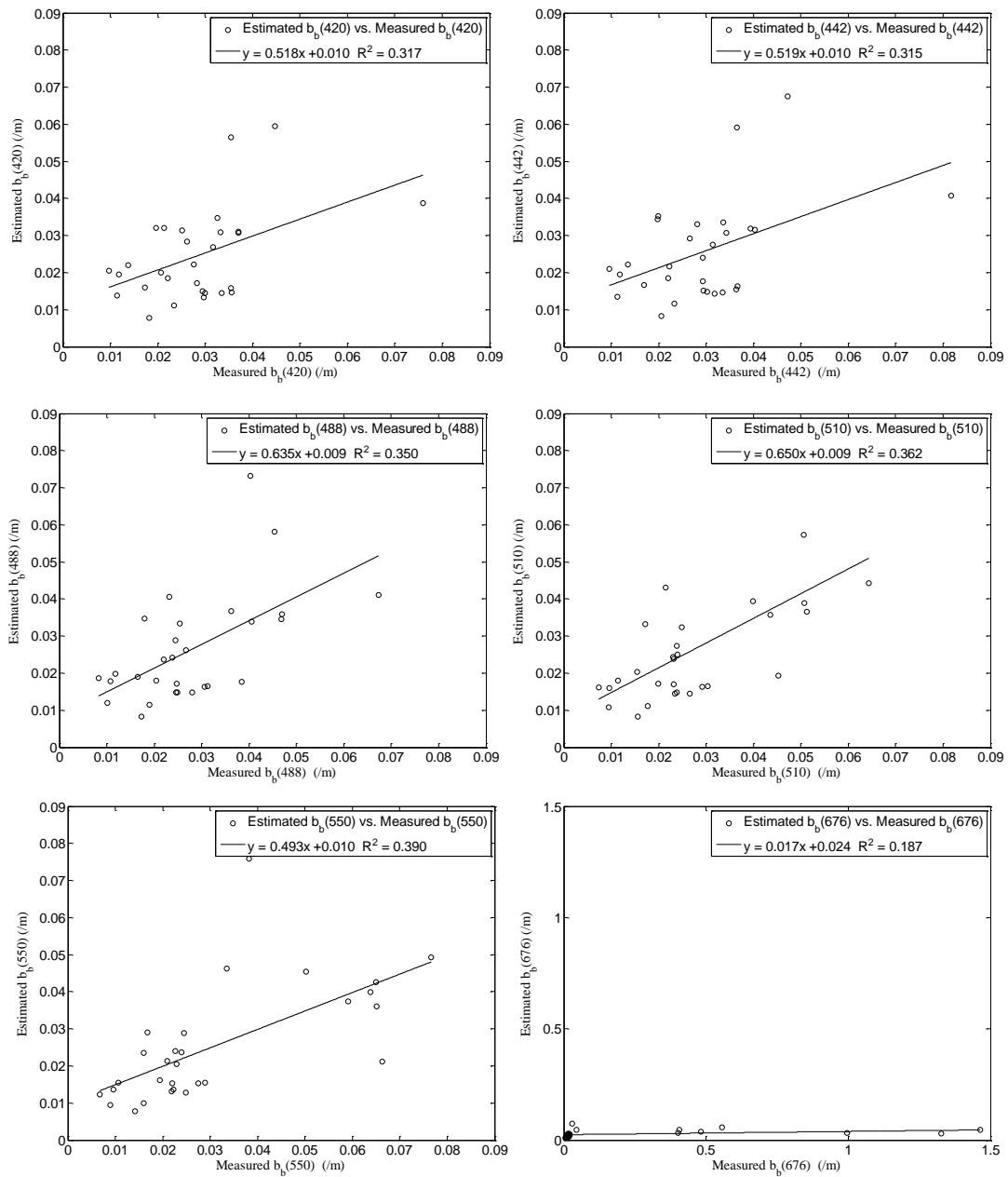


図-2.19 実測の後方散乱係数と半経験式により導出された後方散乱係数との関係

2.4 Bio-Optical Model の構築

2.4.1 植物プランクトン, 有色溶存有機態 (CDOM), デトリタスの光吸収係数と Chl-a との関係

通常, $a_{ph}(\lambda)$, $a_d(\lambda)$, $a_{cdom}(\lambda)$ は, Chl-a の増加とともに増加することが知られている. また, その関係は非線形の関係があることが報告されており (Bricaud et al., (2004)), 以下のように表される.

$$a_x(\lambda) = A_x(\lambda)Chl - a^{B_x(\lambda)} \quad x = \text{phytoplankton, detritus, cdom} \quad (2.43)$$

$A_x(\lambda)$, $B_x(\lambda)$ は, 回帰分析による係数であり, 波長ごとに決定される. 各波長における各吸収係数を式 (2.43) で計算した結果を表-2.6 に示す. またそれぞれの波長ごとによる相関係数を図-2.20 に示す. 表-2.6 の植物プランクトン, デトリタス, CDOM の光吸収係数と Chl-a との相関係数を見ると, $a_{ph}(\lambda)$ のクロロフィルの光吸収帯である 440nm と 660nm 付近においては高い相関係数が見られたものの, それ以外の波長帯では相関係数が低下していた. また, CDOM, デトリタスと Chl-a との関係は, 無相関であった. このとき, $a_{ph}(440)$, $a_d(440)$, $a_{cdom}(440)$ と Chl-a との関係を図-2.21 に示す.

表-2.6 植物プランクトン, デトリタス, CDOM の光吸収係数と Chl-a との関係

Phytoplankton, $a_{ph}(\lambda) = A_{ph}(\lambda)Chl - a^{B_{ph}(\lambda)}$				Detritus, $a_d(\lambda) = A_d(\lambda)Chl - a^{B_d(\lambda)}$			
Wavelength (nm)	$A_{ph}(\lambda)$	$B_{ph}(\lambda)$	R^2	Wavelength (nm)	$A_d(\lambda)$	$B_d(\lambda)$	R^2
380	0.480	0.201	0.09	380	0.505	0.079	0.01
412	0.399	0.301	0.21	412	0.424	0.817	0.01
443	0.311	0.399	0.39	443	0.355	0.042	0.00
465	0.267	0.396	0.41	465	0.296	0.014	0.00
490	0.227	0.375	0.40	490	0.234	-0.001	0.00
510	0.186	0.378	0.42	510	0.186	0.006	0.00
532	0.147	0.372	0.42	532	0.138	0.024	0.00
555	0.116	0.341	0.39	555	0.098	0.043	0.00
565	0.100	0.318	0.36	565	0.082	0.056	0.00
589	0.069	0.364	0.41	589	0.053	0.104	0.12
625	0.055	0.463	0.54	625	0.033	0.118	0.03
665	0.072	0.573	0.62	665	0.019	0.178	0.10
683	0.086	0.568	0.63	683	0.016	0.142	0.07
700	0.023	0.451	0.50	700	0.014	0.039	0.00
720	0.011	0.195	0.13	720	0.009	-0.017	0.00

CDOM, $a_c(\lambda) = A_c(\lambda)Chl - a^{B_c(\lambda)}$			
Wavelength (nm)	$A_c(\lambda)$	$B_c(\lambda)$	R^2
380	0.458	0.161	0.22
412	0.278	0.162	0.21
443	0.177	0.160	0.19
465	0.128	0.156	0.17
490	0.088	0.148	0.14
510	0.067	0.140	0.12
532	0.051	0.127	0.09
555	0.039	0.111	0.06
565	0.035	0.101	0.05
589	0.027	0.074	0.02
625	0.019	0.019	0.00

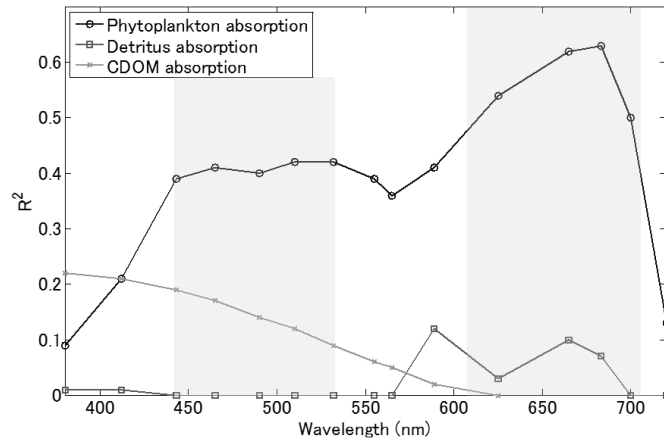


図-2.20 植物プランクトン，デトリタス，CDOMの光吸収係数とChl-aとの関係における波長ごとの相関係数

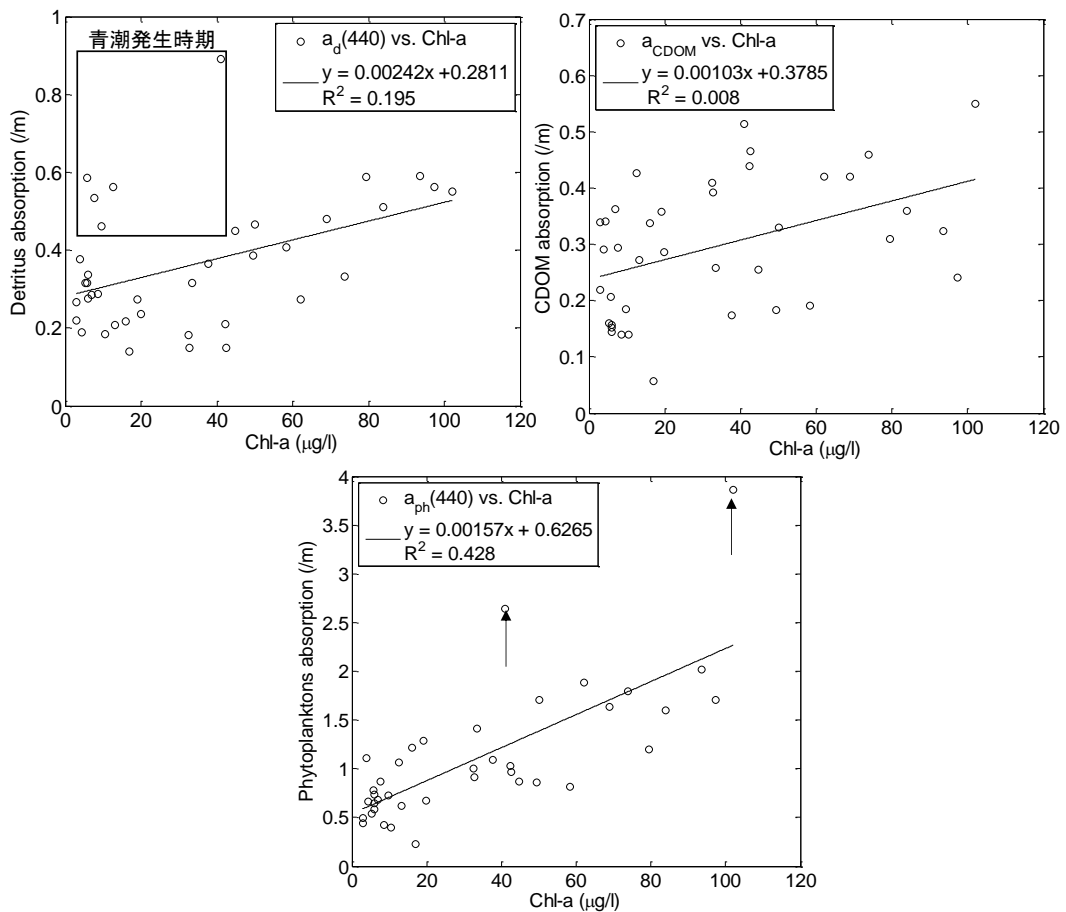


図-2.21 440nmにおける植物プランクトン，デトリタス，CDOMの光吸収係数とChl-aとの関係

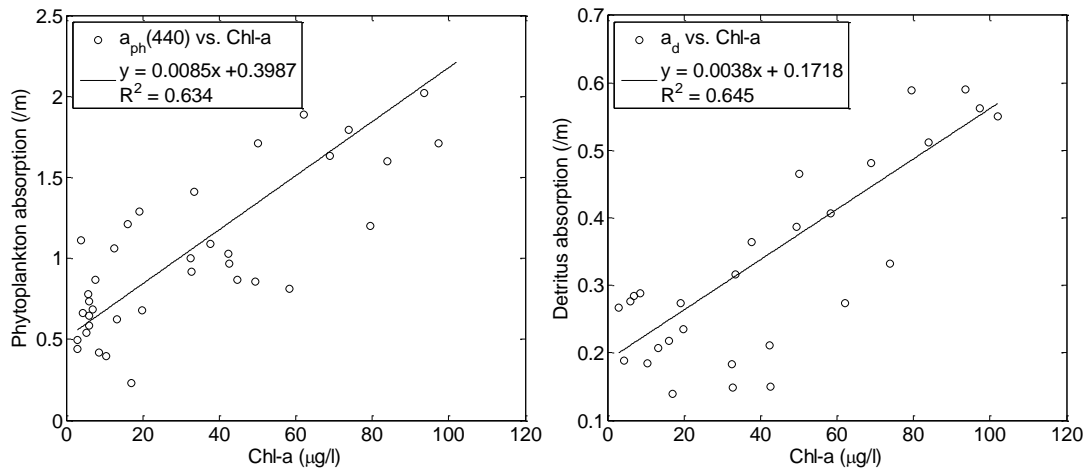


図-2.22 降雨後の河口域のプロットを取り除いたときの植物プランクトンの光吸収係数と Chl-a との関係及び青潮発生時のプロットを取り除いたときのデトリタスの光吸収係数と Chl-a との関係

図-2.21 の $a_d(440)$ と Chl-a との関係に着目すると、青潮が発生していた 2011 年 9 月 27 日と 10 月 24 日において Chl-a が低濃度化しているにもかかわらず $a_d(440)$ は上昇していた。これは、特に湾口付近である Stn.97 の観測地点以外の湾奥にて $a_d(440)$ の上昇が見られることから、底層で生成されたデトリタスが表層に湧昇したことが原因であると考えられる。

また、 $a_{ph}(\lambda)$ と Chl-a との関係では、図中矢印の 2 点を除き高い相関関係が見られる。この回帰直線から大きく外れた 2 点は、河口域で測定されており、また 2 地点の観測日の前日に降雨も確認されていることから河川起源の水の流入により、通常の湾奥における光学特性とは異なった特性を持っていた可能性が考えられる。そこで、 $a_d(440)$ と Chl-a との関係において、青潮発生していた 2011 年 9 月 27 日と 10 月 24 日の結果を除き、また、 $a_{ph}(440)$ と Chl-a との関係では、観測日前日に降雨が確認された図中矢印 2 点を除くと図-2.22 のような関係が得られた。

図-2.22 に示すように、青潮や降雨のイベントの影響を取り除いた場合、植物プランクトン、デトリタスと Chl-a は概ね良好な関係があった。 $a_{ph}(\lambda)$ と Chl-a との関係において 2 点外れていた原因は、河口域の植物プランクトンの光学特性が異なっていたことを示しており、その植物プランクトン自身の光吸収効率については次節で言及する。

またデトリタスの光吸収係数と Chl-a との関係は、植物プランクトンの増加に伴い、有機物の分解も同時に促進され、デトリタスが増加していたことから良好な関係が得られたと考えられる。

次に $a_{cdom}(440)$ と Chl-a との関係は、ほぼ無相関であった。Kopelevich and Burenkov, (1977) は、生産性の高い外洋域で CDOM と Chl-a に強い相関関係を見出している。これは、CDOM が植物プランクトンの一次生産活動と密接に関わっているためである

(Twardowski and Donaghay, (2001)). また、この関係は植物プランクトンが CDOM を直接生成するわけではなく、微生物分解の過程において生成されることが原因であると報告されている (Nelson et al., (1998)). しかしながら、これらの現象は陸域起源の水の流入が少ない外洋域などでよく見られる現象であるため、東京湾では河川水の流入による CDOM の増加が支配的である可能性が考えられる. そこで、 $a_{\text{cdom}}(440)$ と塩分との関係を調べた (図-2.23). 図-2.23(a)を見ると、相関係数は、 $R^2=0.278$ と低いものの明確な負の相関関係があったことが分かる. そこで回帰直線から外れた点について調べると、2011年9月27日の青潮発生時の河口域、2012年5月23日の河口域においてばらつきが見られ、また、2012年6月22日において CDOM が大きく上昇していたことが原因であった. 2011年9月27日、10月24日は青潮の影響により底層水が表層まで湧昇していたため、底層からの CDOM の影響を受けていたと考えられる. また、2012年5月23日、2012年6月22日はいずれも梅雨の時期のため頻りに降雨が観測されていた時期であり、CDOM と塩分が単純な直線的な関係で表すことができない可能性がある. そこでこれらのイベント時の影響を取り除いた場合、図-2.23(b)のような関係が得られ、 $R^2=0.823$ と良好な相関関係が得られることが分かる. このことから、CDOM は、青潮発生時と降雨が頻りに観測された時期には濃度の変動に注意が必要であるが、塩分の代替指標として使用できる可能性がある. また、青潮発生時における CDOM の湧昇に関しては第4章にて言及する.

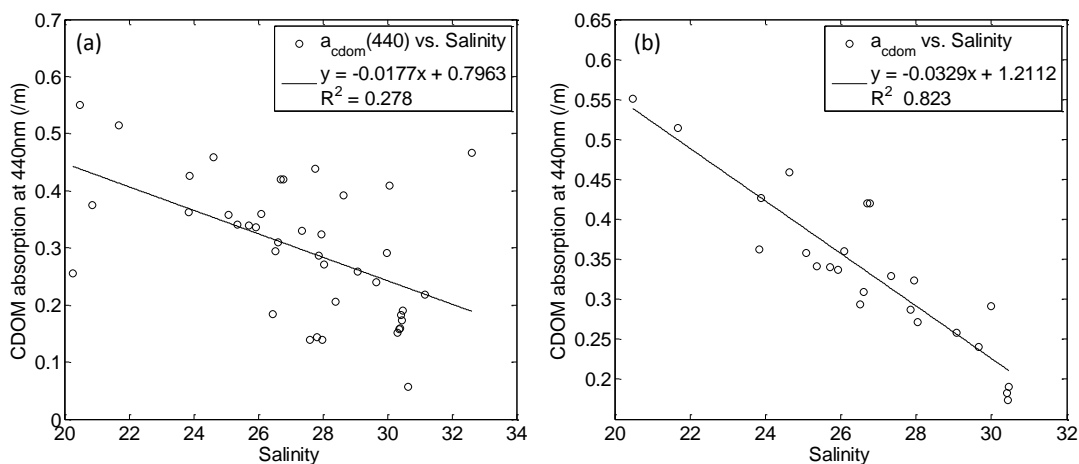


図-2.23 440nm における CDOM の光吸収係数と塩分との関係

2.4.2 光吸収係数の変動のみを考慮した Bio-Optical Model の構築

上述のように東京湾のそれぞれの光吸収係数は、青潮や降雨後などのイベント時の結果を除いた場合、Chl-a と概ね良好な関係を得ることができた。また、CDOM は Chl-a と関係を持たず、河川水起源の影響が支配的であることが分かった。そこで、東京湾における Bio-optical model を構築するため、上記のイベント時のプロットを除き、Chl-a と塩分の関係から波長ごとの光吸収係数との関係を調べた。Case I 水域では、式 (2.40) によって Chl-a と光吸収係数がそれぞれ関係付けられるが、東京湾では直線的な関係にあった。その結果を表-2.7 に示す。この結果から分かる通り、表-2.6 と比較して大幅に相関係数が上昇していたことが分かる。そこで、表-2.7 の結果に基づき、 $a_{CDOM}(\lambda)$ 、 $a_d(\lambda)$ 、 $a_{ph}(\lambda)$ をそれぞれスペクトルとして計算した。その結果を図-2.25 に示す。この結果からも、植物プランクトン、CDOM、デトリタスの光吸収係数のスペクトルの変動をうまく再現できており、表-2.7 の結果が妥当であったことが分かる。

また、図-2.9 に示すように、東京湾は有機物により光吸収が卓越した海域になっているため、 f/Q と $b_b(\lambda)$ の影響が小さいと仮定したとき、 $1/a$ によって R_{rs} のスペクトルと類似したスペクトルを得ることができる (Sasaki et al., (2008))。そこで、表-2.7 の結果及び、以下の式 (2.44) から $a(\lambda)$ を計算する。

$$\begin{aligned} \frac{1}{a(\lambda)} &= \frac{1}{a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_w(\lambda)} \\ &= \frac{1}{[A_{ph}(\lambda)Chla + B_{ph}] + [A_d(\lambda)Chla + B_d] + [A_{CDOM}(\lambda)Salinity + B_{CDOM}] + a_w(\lambda)} \end{aligned} \quad (2.44)$$

このとき、 $A_{ph}(\lambda)$ 、 $B_{ph}(\lambda)$ 、 $A_d(\lambda)$ 、 $B_d(\lambda)$ 、 $A_{CDOM}(\lambda)$ 、 $B_{CDOM}(\lambda)$ は、植物プランクトン、デトリタス、CDOM のそれぞれの光吸収係数と Chl-a との回帰式における傾きと切片を表している。また、式 (2.44) 中の Chl-a、Salinity は、Chl-a と塩分の濃度を表している。

次節では、この式 (2.44) 及び、表-2.7 の関係を用いて、各波長における $1/a(\lambda)$ を推定し、Chl-a と CDOM の濃度変化とスペクトル変動との関係を明らかにする。

表-2.7 イベント時の結果を除外し、線形の関係で検討した場合の植物プランクトン、デトリタス、CDOMの光吸収係数とChl-a、塩分との関係

Phytoplankton, $a_{ph}(\lambda) = A_{ph}(\lambda)Chl-a + B_{ph}(\lambda)$				Detritus, $a_d(\lambda) = A_d(\lambda)Chl-a + B_d(\lambda)$			
Wavelength (nm)	$A_{ph}(\lambda)$	$B_{ph}(\lambda)$	R^2	Wavelength (nm)	$A_d(\lambda)$	$B_d(\lambda)$	R^2
380	0.0092	0.3653	0.581	380	0.0055	0.3027	0.650
412	0.0111	0.4724	0.594	412	0.0049	0.2504	0.679
443	0.0136	0.5225	0.631	443	0.0036	0.1776	0.667
465	0.0115	0.4563	0.637	465	0.0027	0.1322	0.656
490	0.0089	0.3717	0.623	490	0.0019	0.1024	0.629
510	0.0074	0.3053	0.633	510	0.0015	0.0862	0.630
532	0.0058	0.2332	0.420	532	0.0012	0.0701	0.636
555	0.0040	0.1648	0.641	555	0.0009	0.0554	0.613
565	0.0031	0.1318	0.640	565	0.0008	0.0487	0.616
589	0.0026	0.1046	0.650	589	0.0007	0.0388	0.647
625	0.0032	0.1235	0.635	625	0.0004	0.0277	0.502
665	0.0067	0.2418	0.643	665	0.0003	0.0210	0.369
683	0.0078	0.2863	0.665	683	0.0001	0.0191	0.144
700	0.0002	0.0120	0.236	700	0.0001	0.0108	0.260

CDOM, $a_y(\lambda) = A_y(\lambda)Salinity + B_y(\lambda)$			
Wavelength (nm)	$A_y(\lambda)$	$B_y(\lambda)$	R^2
380	-0.0857	3.1342	0.903
412	-0.0524	1.9105	0.890
443	-0.0334	1.2108	0.879
465	-0.0242	0.8728	0.874
490	-0.0167	0.5992	0.875
510	-0.0128	0.4534	0.882
532	-0.0096	0.3382	0.891
555	-0.0074	0.2568	0.896
565	-0.0066	0.2282	0.892
589	-0.0052	0.1753	0.860
625	-0.0038	0.1255	0.740
665	-0.0030	0.0950	0.571
683	-0.0027	0.0864	0.507
700	-0.0026	0.0799	0.455

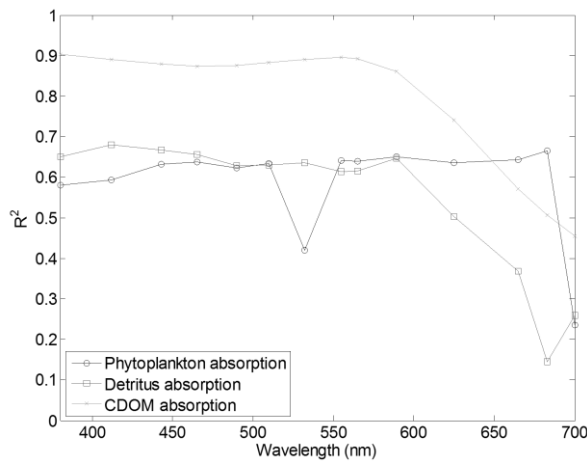


図-2.24 イベント時の結果を除外したときの植物プランクトン、デトリタス、CDOMの光吸収係数とChl-aとの関係における波長ごとの相関係数

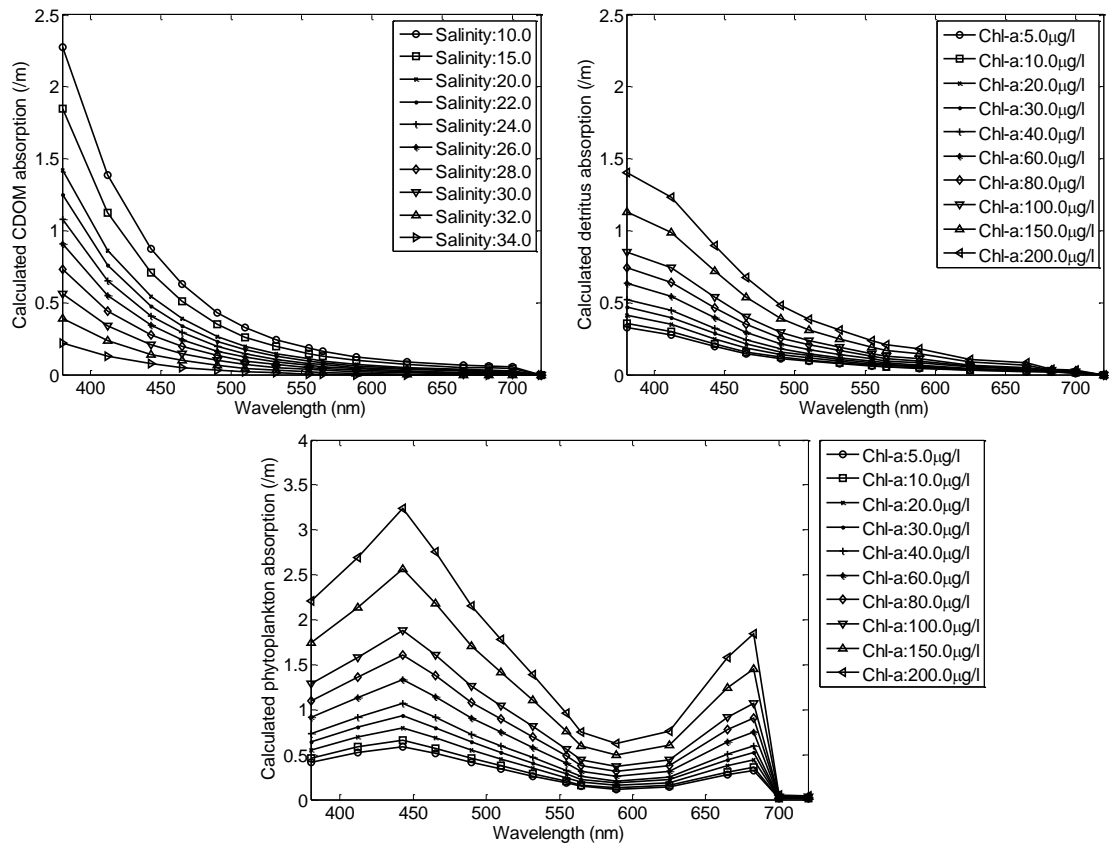


図-2.25 経験式に基づいて構築された Bio-optical model による植物プランクトン、デトリタス、CDOM の光吸収係数のスペクトル

2.4.3 Bio-Optical Model を用いた光環境特性の解明

図-2.26(a)に、塩分を 30.0 に固定し、Chl-a を 5.0 $\mu\text{g/l}$ 、10.0 $\mu\text{g/l}$ 、20.0 $\mu\text{g/l}$ 、30.0 $\mu\text{g/l}$ 、40.0 $\mu\text{g/l}$ 、60.0 $\mu\text{g/l}$ 、80.0 $\mu\text{g/l}$ 、100.0 $\mu\text{g/l}$ 、150.0 $\mu\text{g/l}$ 、200.0 $\mu\text{g/l}$ と連続的に変化させた場合の $1/a$ のスペクトルを示す。また、図-2.26(b)には、図-2.26(a)の $1/a$ のスペクトルを 555nm で正規化したときの結果を示す。図-2.26(a)に着目すると、Chl-a が増加するにつれて $1/a$ は 700nm を除く全ての波長帯において減少していたことが分かる。また図中点線の 565nm と 589nm の $1/a$ を見ると、Chl-a が 30.0 $\mu\text{g/l}$ を境目にピークが 565nm から 589nm へシフトしていたことが分かる。Sasaki et al., (2008) の諫早湾の調査でも同様なピークシフトが確認されており、40.0 $\mu\text{g/l}$ から 589nm にピークを持つことが報告されている。図-2.26 (b)の枠①を見ると、Chl-a が増加するにつれて 590~600nm 付近における $1/a$ が増加しており、ピークシフトの影響が明確に現れている。さらに、図-2.26 (b)の枠②では、Chl-a の増加に伴い 700nm の $1/a$ が増加している。これは 700nm において植物プランクトン、デトリタスの光吸収の影響が小さくなったことが原因である。さらに長波長側の 740nm では、水の吸収が卓越することで $1/a$ は低下していた。

次に、上述の 560nm~600nm 付近へと 1/a のピークシフトが移動した原因について考察する。図-2.27 に赤潮が発生していた Chl-a が 80 $\mu\text{g/l}$ 以上のときの $1/a_{\text{ph}}$ と $1/a$ 及び赤潮が発生していなかった Chl-a が 5.0 $\mu\text{g/l}$ 以下のときの $1/a_{\text{ph}}$ と $1/a$ を示す。図-2.27 中枠①を見ると、赤潮発生時の $1/a$ が通常時の $1/a$ より 580~600nm 付近において上昇していた。通常時の $1/a$ は、図-2.27 中枠②の水の吸収の影響を強く受けており、 $1/a_w$ と似たスペクトルになっていた。また、赤潮発生時の $1/a$ は、図-2.27 中枠③の $1/a_{\text{ph}}$ の植物プランクトンの光吸収の影響を受け、580~600nm 付近において上昇していた。このことから、赤潮発生時は、植物プランクトンの光吸収の影響を受けたスペクトル変動を示し、また通常には水の吸収影響により $1/a$ のスペクトルが変化していた。

これは、Sasaki et al., (2008) の諫早湾における赤潮時の $1/a$ のピークシフトの結果と同様な結果が得られている。しかし、東京湾の赤潮にスペクトルは伊勢早湾のそれに比べて 580~600nm の上昇が小さいといった特徴がある。さらに、図-2.28 に赤潮時、通常時における $1/a_d$ と $1/a$ のスペクトルを示す。この結果によると、図-2.28 中枠①に示すとおり、通常時に比べて赤潮時には、デトリタスの光吸収が $1/a$ のスペクトル変化に影響していることが分かった。これは赤潮発生時に生成されたデトリタスの影響であると考えられる。しかし、表-2.7 に示すとおり、東京湾のデトリタスは Chl-a によって関係付けられることから、Chl-a 推定の際には、植物プランクトンの光吸収とデトリタスの光吸収は同時に考慮できる。

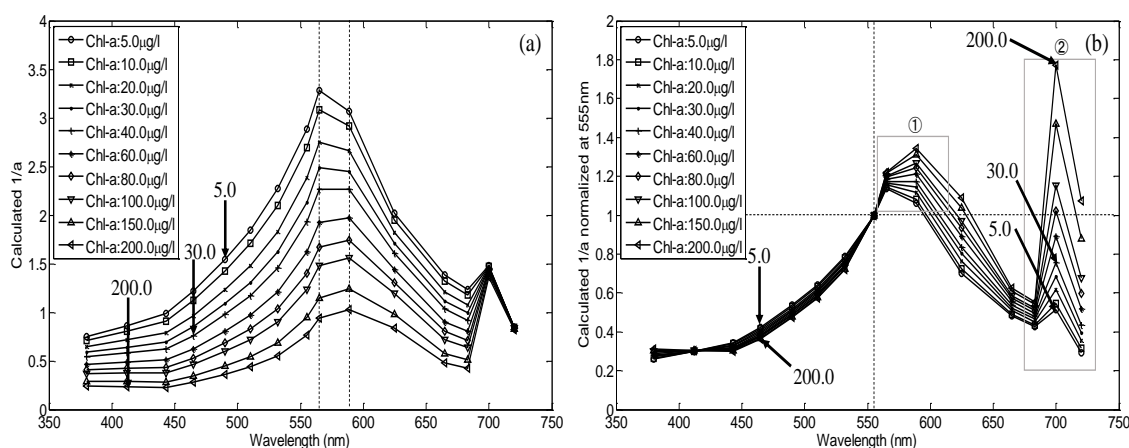


図-2.26 Chl-a を変化させたときの $1/a$ のスペクトルと 555nm で正規化された $1/a$ の結果

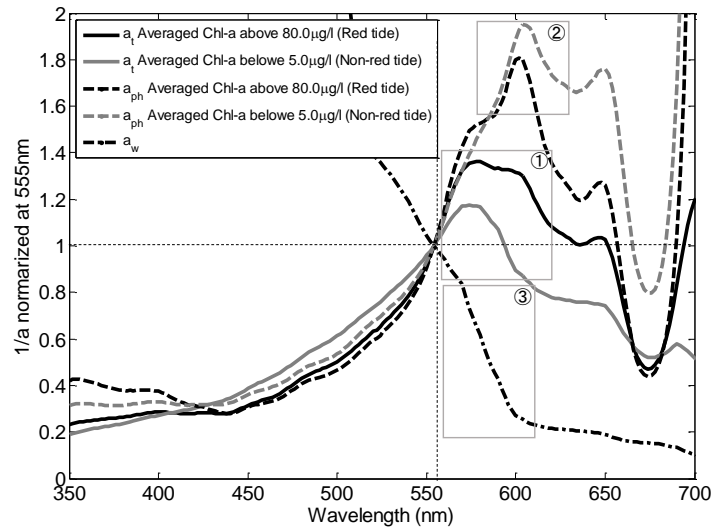


図-2.27 赤潮時と通常における 555nm で正規化した $1/a_{ph}$, $1/a_w$, $1/a$ のスペクトル

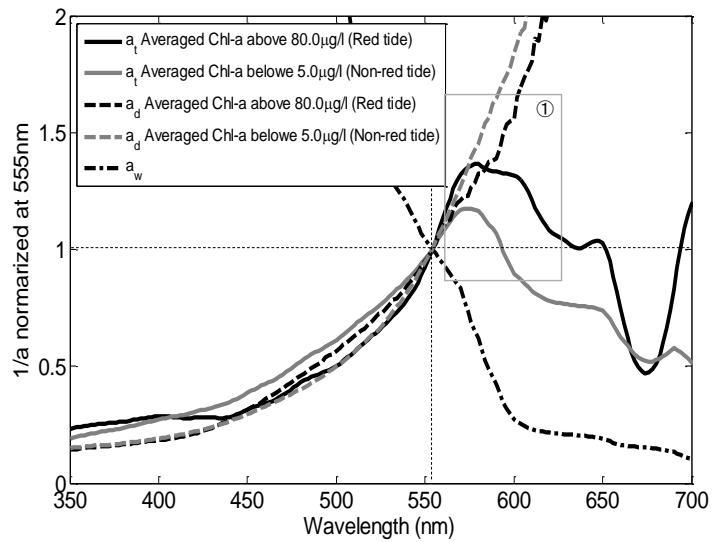


図-2.28 赤潮時と通常における 555nm で正規化した $1/a_d$, $1/a_w$, $1/a$ のスペクトル

次に、Chl-aを10.0 $\mu\text{g/l}$, 30.0 $\mu\text{g/l}$, 60.0 $\mu\text{g/l}$, 100.0 $\mu\text{g/l}$ に固定した場合、それぞれにおいて塩分を10.0, 15.0, 20.0, 22.0, 24.0, 26.0, 28.0, 30.0, 32.0, 34.0に変動させたときのCDOMによる1/aのスペクトル変動について調べた。その結果を図-2.29に示す。Chl-aが10.0 $\mu\text{g/l}$ の場合、塩分が増加するにつれて1/aが380nmの青色域をはじめ、625nmの赤色域付近まで1/aが変動していたことが分かる。特に320nmから600nm, まではその変動が顕著であった。またChl-aが10.0 $\mu\text{g/l}$ の場合における555nmで正規化した1/aの変動を見ると、塩分の低下によるCDOMの影響により555nmの1/aも大きく変化していたため、465~550nmにおけるスペクトル変動は小さかった。しかし、CDOMの光吸収の影響が大きい短波長側の320nm~450nmでは、1/aのスペクトルが変動していたことが分かる。

さらに、Chl-aを30.0 $\mu\text{g/l}$, 60.0 $\mu\text{g/l}$, 100.0 $\mu\text{g/l}$ と徐々に増加させたときの1/aのスペクトル変動を見てみると、植物プランクトンの光吸収係数の影響が支配的となるためCDOMによる変動が小さくなっていったことが分かる。このとき、それぞれの555nmで正規化した1/aの変動を見ると、Chl-aが高濃度になっていたときと同様に、320nm~450nmの短波長側においてはスペクトルが増減していたことが分かる。このことから、東京湾では河川水の流入によりCDOMが増加し、320nm~450nmの短波長側において R_{rs} を変動させる要因になるといえる。そのため東京湾の衛星リモートセンシングにおいて青色域のバンドを使用する際にはCDOMの影響を考慮することが重要である。

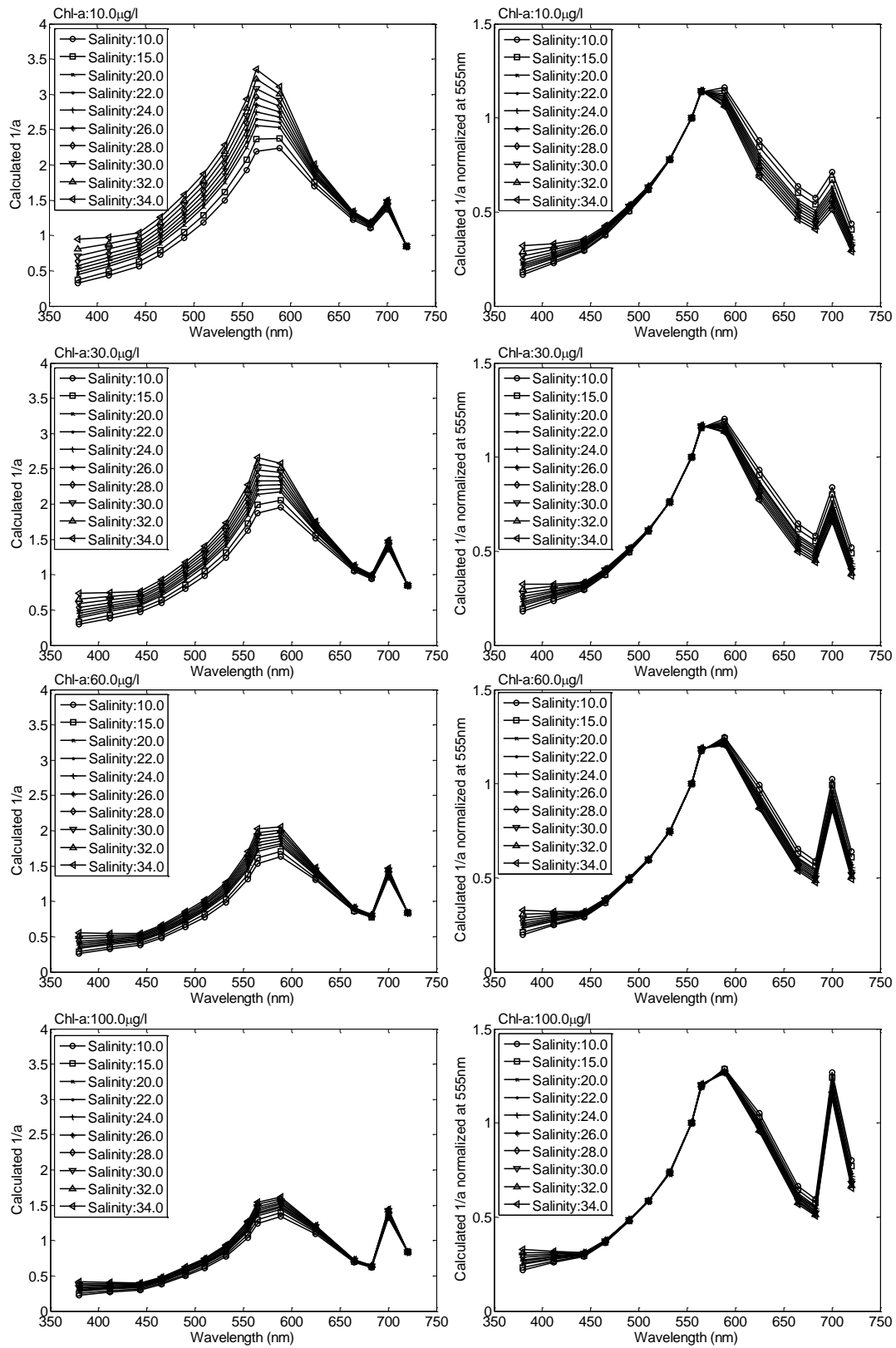


図-2.29 塩分を変化させたときの $1/a$ のスペクトルと 555nm で正規化された $1/a$ の結果

2.5 現地観測結果に基づく青潮の光学特性の解明

2.5.1 青潮発生時におけるリモートセンシング反射率の変動

人工衛星リモートセンシングを用いて青潮の空間分布を的確に捉えるためには、青潮の光学特性を解明する必要がある。しかしながら、これまでの研究において青潮の光学特性に関する知見は少なく、作野ら（2011）による報告のみである。作野らによると、青潮発生時に測定した R_{rs} は $0 \sim 0.0026 \text{str}^{-1}$ の範囲内の値で、すべての測点で 570nm 付近を極大値としてそれより 380nm までの短波長、または 660nm までの長波長に向かって反射率が減少していたことが報告されている。そこで本研究では、青潮が発生したときの R_{rs} を測定すると同時に青潮の IOP の特性についても明らかにすることを目的とした。

2011年8月30日、2011年9月27日に東京湾の千葉港、船橋港において青潮が発生した。このときの青潮を対象として現地観測により青潮の光学特性を測定した。観測を実施した地点を図-2.30に示す。さらに図-2.31に測定した R_{rs} の結果を示す。青潮時の R_{rs} のスペクトルは、 570nm 付近にピークを持ち、そこから短波長側と長波長側に向かってなだらかに反射率が減少していたことが分かった。また、2011年8月30日の船橋港における R_{rs} が全波長帯において最も反射率が上昇しており、最大値は 0.0393str^{-1} であった。また、反射率が最も小さかったのは2011年9月27日の船橋港における R_{rs} であり、このときの最大値は 0.0155str^{-1} であった。これは R_{rs} の絶対値に関しては作野らの報告による値より大きくなっていったものの、反射率のスペクトルの形状はほぼ一致していた。さらに、青潮の反射率は通常時と比較して著しく上昇していたことが分かった。

青潮の反射率の大きさの違いは、青潮水塊中の硫黄粒子の量によるものだと考えられる。湧昇時に表層の水塊とよく混合していた場合や硫化水素が少なかった場合において反射率は低下すると考えられる。このような反射率の違いを利用することで、青潮の拡がり方を捉えられる可能性がある。

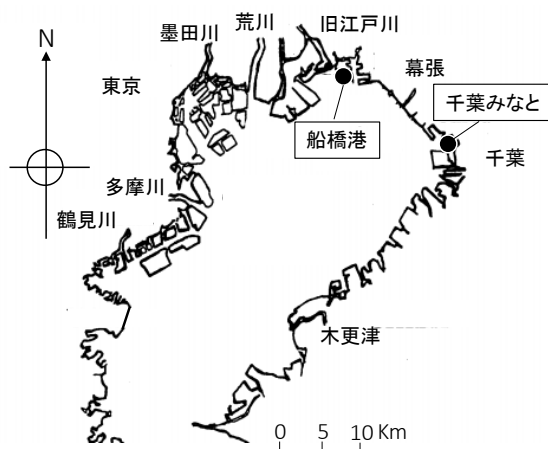


図-2.30 青潮発生時の観測地

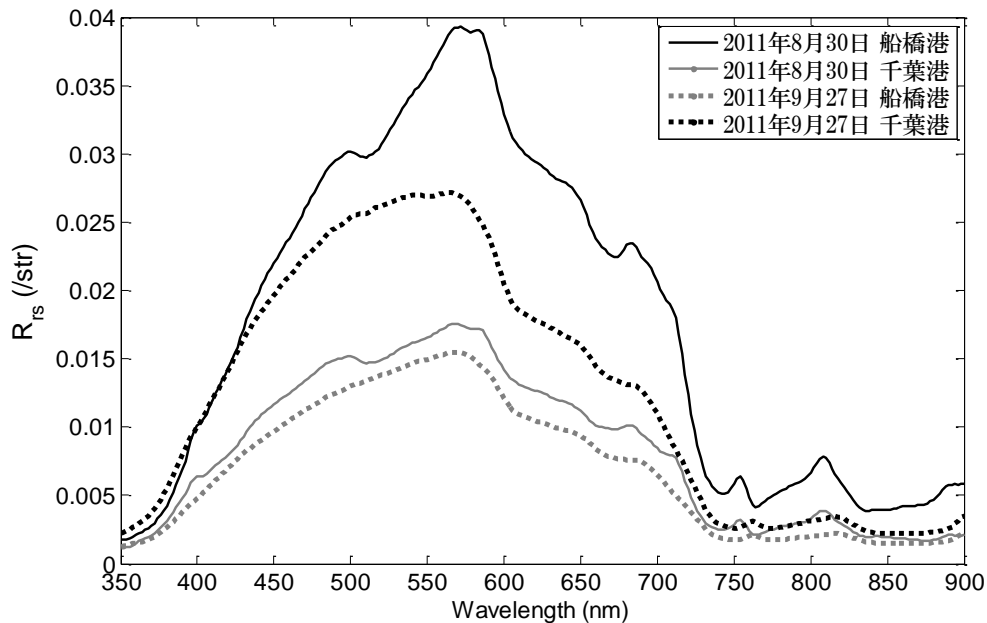


図-2.31 青潮発生時における R_{rs} の結果

2.5.2 青潮発生時における固有光学特性の変動

(1) 青潮発生時における後方散乱係数

本節では青潮発生時における IOP の特性を明らかにする。初めに HydrosCat-6P により測定した青潮時の後方散乱係数 b_b 及び濁度、Chl-a、塩分の鉛直分布を示す。このとき、濁度は水深約 1m 付近において大きく上昇しており、それに伴い b_b も上昇していた。これは、約 1m 付近において底層から湧昇した硫化水素が酸素と反応し硫黄となり、青潮へと変色していた部分であったと考えられる。このとき、波長ごとに b_b の上昇の程度が異なっており、442nm の b_b が最も大きく、676nm で最も小さくなっていた。これは長波長側になるに従って海水自体の光の吸収が大きくなっていたことが原因と考えられる。また、塩分は底層の水塊が表層に湧昇したことにより鉛直一様となっており、Chl-a も鉛直的に低濃度化していたことから底層の水塊が湧昇していたことが分かった。

波長ごとの後方散乱係数 b_b の上昇の詳細を見るため、図-2.33 に表層の b_b を示す。河口域で濁度が増加していた Stn.98 の b_b は、河口域から離れた地点である Stn.13 の b_b より全波長において増加していた。青潮の b_b は、これら 2 地点と比べて著しく上昇していたことから、通常の海域に比べ全く異なった光学特性を持っていたことが分かった。

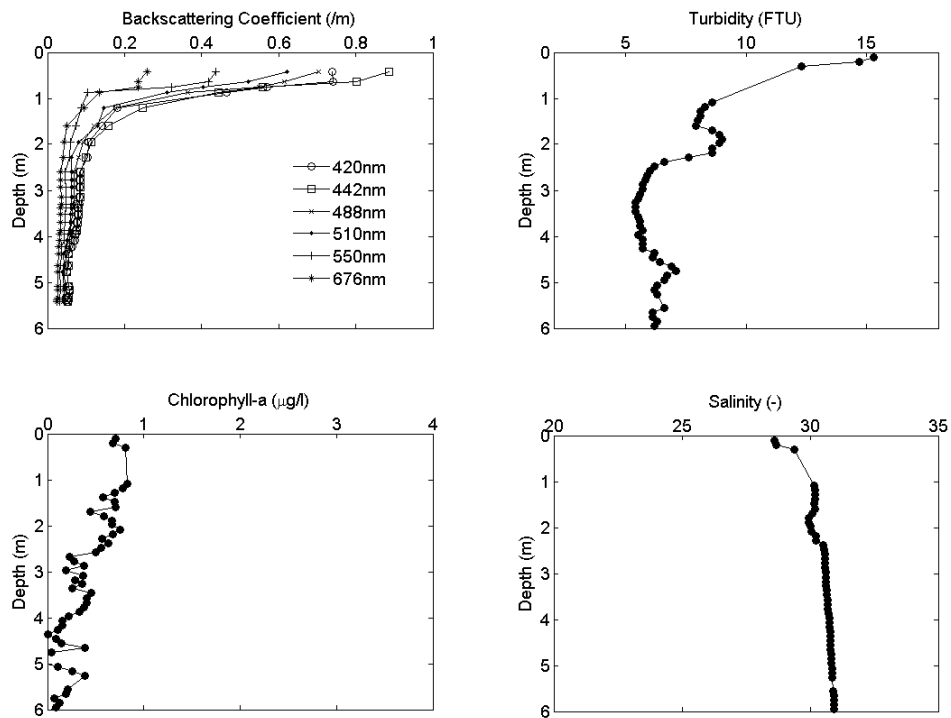


図-2.32 青潮時の後方散乱係数，濁度，Chl-a，塩分の鉛直分布

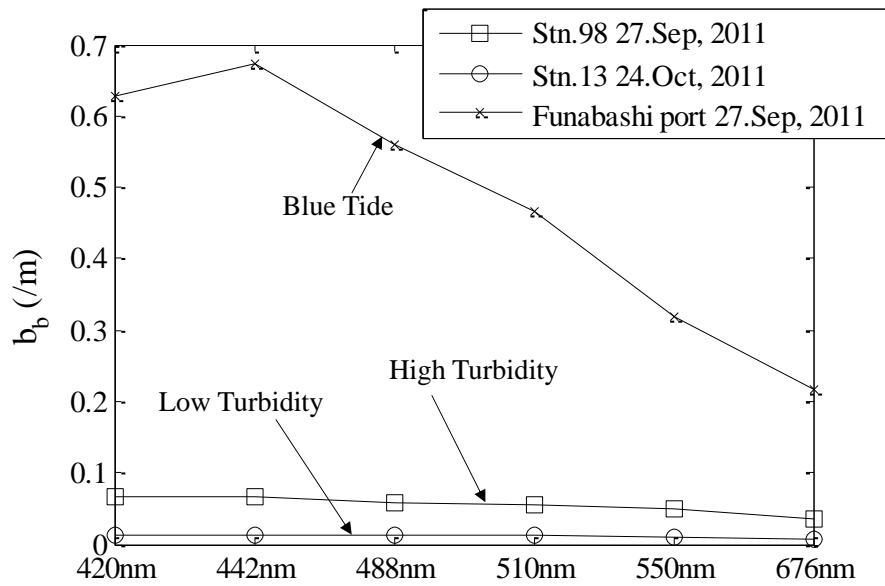


図-2.33 青潮時の表層の後方散乱係数

(2) 青潮発生時における光吸収係数

図-2.34 に青潮発生時における CDOM, デトリタスの光吸収係数, 植物プランクトンの比光吸収係数及びリモートセンシング反射率 R_{rs} の結果を示す. CDOM, デトリタス (a_d), 植物プランクトンの比吸収係数 (a_{ph}^*) の全てにおいて, 青潮の光吸収が最も高く, 次に Stn.98 の河口域, Stn.13 の河口から離れた地点と順に低くなっていた. また, R_{rs} においても同様な傾向が見られた. 青潮の光吸収係数は, 全ての物質において上昇していたにもかかわらず R_{rs} が著しく上昇していたのは, 光の吸収以上に後方散乱の上昇の影響が支配的になっていたことが原因だと考えられる.

Stn.98 において, CDOM, デトリタス, 植物プランクトンの光吸収係数が Stn.13 を上回っていた理由は, Stn.98 は河口域であるため, 河川水に含まれる CDOM が高濃度化していたこと, 濁度の上昇に伴いデトリタスが高濃度化したこと, 植物プランクトンが河口域で上昇していたことが原因と考えられる. そのため, Stn.13 と Stn.98 の R_{rs} は, 450nm より長波長側において Stn.98 の方が高くなっていたが, 350~450nm の波長帯ではそれぞれの物質の光吸収の影響と一致していたことが分かる.

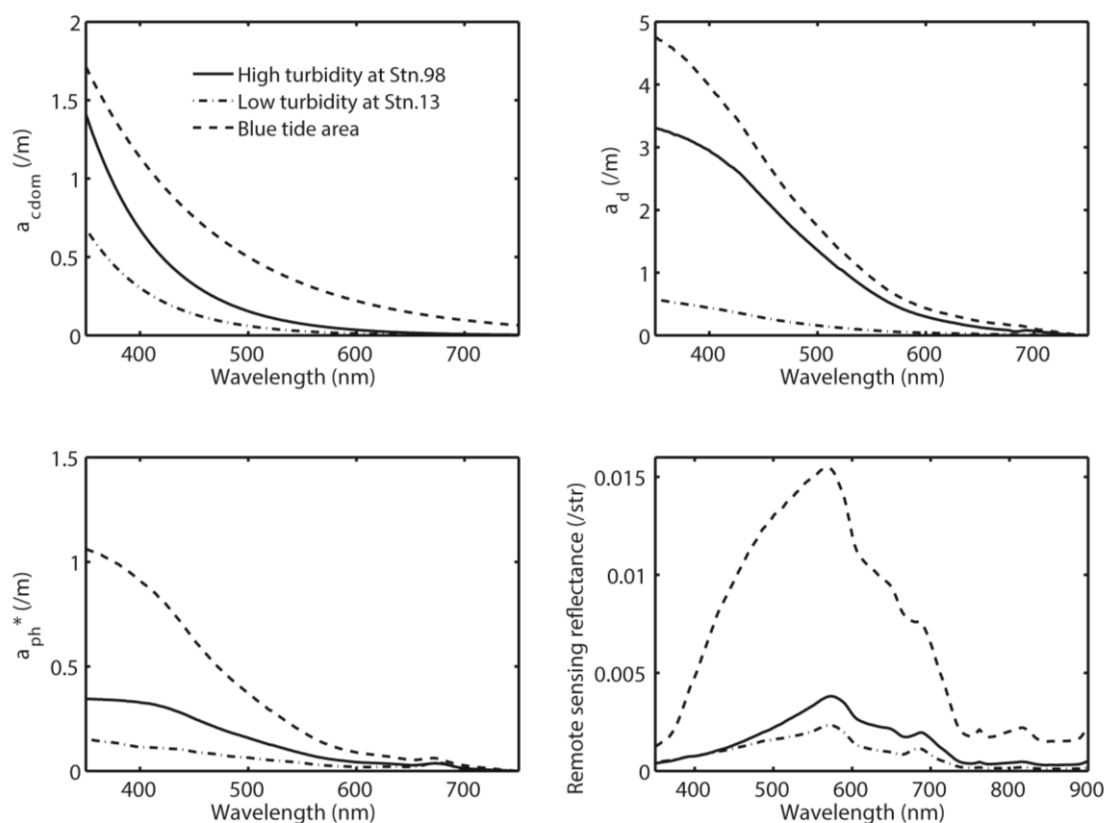


図-2.34 青潮時の CDOM, デトリタスの光吸収係数, 植物プランクトンの比光吸収係数及びリモートセンシング反射率

2.6 光環境特性のまとめ

本章では、現地観測の概要及び観測・実験手法について説明し、現地観測による Chl-a, SS 及び AOP, IOP の結果から東京湾の光環境特性を解明した。その結果を以下の7つにまとめる。

- (1) 東京湾は主に有機物が卓越している海域であり、光の吸収が支配的であることが分かった。そのため、光吸収係数のみによって東京湾の光環境特性は概ね説明可能であることが分かった。
- (2) 赤潮が発生した場合、植物プランクトンの光吸収係数は可視域において約 60% 寄与し、CDOM とデトリタスの光吸収係数は約 30% 近く寄与することが分かった。また通常時には植物プランクトンの光吸収係数が約 50%, CDOM とデトリタスの光吸収係数が約 40% 近くと、植物プランクトン以外の影響が大きく寄与することが分かった。さらに 674nm では、赤潮時には植物プランクトンの寄与が 63% あり、他はほとんど水の吸収の影響となるため高濃度の Chl-a 推定を行う際には適している可能性が示唆された。
- (3) 赤潮が発生した場合、近赤外域の後方散乱が上昇し、この原因は主にデトリタスの影響である可能性があることが示唆された。しかし、後方散乱係数の正確な測定には課題が残り、今後検討する必要がある。
- (4) 東京湾では、青潮や出水等のイベントを取り除いて考慮した場合、線形の関係によって Bio-Optical model を構築することが可能であった。このとき、植物プランクトンとデトリタスの光吸収係数と Chl-a の間には良好な関係が認められ、CDOM は塩分と高い相関があった。このことから、東京湾における CDOM はほとんどが河川起源の可能性があると分かった。
- (5) 構築した Bio-optical model を使用して赤潮の光学特性について明らかにした。その結果 Chl-a が増加するにつれて 565nm から 589nm へピークシフトが起こることが分かり、これは諫早湾の赤潮においても同様な現象が見られた。またこの原因は植物プランクトンとデトリタスの光吸収の影響であることが分かった。
- (6) Bio-optical model 上で塩分を増加させた場合、CDOM の影響により短波長側での $1/a$ のスペクトルが変動することが分かった。植物プランクトンが高濃度の場合には、その変動が小さくさるものの、300nm~400nm 付近の波長帯においては植物プランクトンが高濃度の場合でも CDOM の影響を受けやすいことが分かった。
- (7) 青潮の光学特性は、表層の著しく大きい後方散乱が支配的になることで、570nm 付近を極大値として R_{rs} が大きく上昇していたことが分かった。

第3章

現地観測に基づく海色リモートセンシング のための物理量推定手法の提案

3.1 概説

本章では、第2章で解明した東京湾の光学特性の知見に基づき、現地観測により得られた AOP, IOP を使用して海色リモートセンシングのための物理量推定手法を提案する。

その際、これまで多くの沿岸環境の研究により水質の指標として用いられている Chl-a の濃度、水温などの項目をはじめ、これまで捉えることが困難であった CDOM, デトリタスなどの空間分布を IOP として推定する。

加えて、青潮の拡がりに関してもモニタリングできるよう、青潮の光学特性に基づいた青潮分布推定モデルについても検討する。これらの項目は、物質ごとの光学的特性の違いや、水域ごとの変動の特徴を理解した上で、海色リモートセンシングにより光学的な特徴を抽出することで分布として推定可能となる。

そこで本章では、東京湾における実測の AOP, IOP を使用してこれまで提案されてきた従来の水中アルゴリズムについて、他海域の特性、推定精度と比較しながら東京湾への適用性について検証した。また、沿岸域における海色リモートセンシングの問題点を明らかにした上で世界中の沿岸域で適用可能な物理量推定のための最適な光の波長帯についても検討した。さらに、現行の人工衛星で使用可能であるバンドを考慮し、現状の技術でも利用可能な東京湾に適した物理量推定モデルの開発を行った。

3.2 Chl-a 推定手法の開発

3.2.1 Chl-a 推定モデルの概要

第2章では、東京湾において赤潮が発生した際の光学特性に着目し、赤潮発生時における植物プランクトン, CDOM, デトリタスの光吸収が水域の光環境にどのような影響を与えるかを詳細に検討した。そこで、東京湾で明らかにした光学特性の知見に基づき、Chl-a が高濃度化する沿岸域に適した Chl-a 推定モデルについて検討する。

初めに、東京湾の現地観測により測定した R_{rs} を用いて、これまで開発されてきた従来の Chl-a 推定モデルに適用することによりその精度検証を行い、モデルの適用限界・範囲を明らかにする。加えて、東京湾だけでなく霞ヶ浦、チェサピーク湾における光学特性の結果と

比較し、沿岸域における Chl-a 推定の一般化を目指し、最も有効な波長帯を明らかにする。これにより、将来の人工衛星センサー開発のための知見を提供することを 1 つの目標とした。

さらに、第 3 章、第 4 章を通して従来の Chl-a 推定モデルを実際の人工衛星画像に適用し、水中アルゴリズムの問題だけでなく大気補正の影響も含めた上での Chl-a 推定精度の検証を行う。これによって従来の Chl-a 推定モデルの限界を見極めた上で、それらの問題を解決した東京湾に適用可能である新たな Chl-a 推定手法を提案することを目的とした。

3.2.2 従来の Chl-a 推定モデルの整理及び精度検証

これまで衛星リモートセンシングの Chl-a 推定のために、数々の推定モデルが提案されている。基本的な Chl-a 推定の原理としては、Chl-a が増加するにつれて増加する 440nm 付近のクロロフィル光吸収のピークを利用し、さらに、散乱が強まる 550nm 付近の緑色域のバンドとの比を取る。これによって、クロロフィルの光吸収の特性を強調し、Chl-a の濃度と関係付けることが行われている。これまで、これらの原理を利用し、O'Reilly et al., (1998) によって OC2 (Ocean Chlorophyll 2-band Algorithm), OC3 (Ocean Chlorophyll 3-band Algorithm), OC4 (Ocean Chlorophyll 4-band Algorithm) として式 (3.1), 式 (3.2), 式 (3.3) のような経験式が提案されてきた。

$$[\text{Chl-a}]_{\text{OC2}} = 10^{-0.135x^3 + 0.879x^2 - 2.336x + 0.319} \quad (3.1)$$

$$x = \log_{10} \left(\frac{\text{Rrs}(490)}{\text{Rrs}(555)} \right)$$

$$[\text{Chl-a}]_{\text{OC3}} = 10^{-1.532x^4 + 0.649x^3 + 1.930x^2 - 3.067x + 0.336} \quad (3.2)$$

$$x = \log_{10} \left(\frac{\max[\text{Rrs}(443), \text{Rrs}(490)]}{\text{Rrs}(550)} \right)$$

$$[\text{Chl-a}]_{\text{OC4}} = 10^{-1.532x^4 + 0.649x^3 + 1.930x^2 - 3.067x + 0.366} \quad (3.3)$$

$$x = \log_{10} \left(\frac{\max[\text{Rrs}(443), \text{Rrs}(490), \text{Rrs}(510)]}{\text{Rrs}(550)} \right)$$

式中の[Chl-a]は Chl-a の濃度 ($\mu\text{g/l}$) を表しており、 $R_{rs}(\lambda)$ はそれぞれの波長におけるリモートセンシング反射率 (I_{str}) を表している。OC2 では、式中 x において二波長のバンドが使用されており、OC3, OC4 ではそれぞれ三波長、四波長のバンドが使用されている。これは OC2 の場合、Chl-a が高濃度化した場合に、 $R_{rs}(490)$ のバンドのみでは十分に応答を示さなかったことから、バンドを増やすことで x 中において R_{rs} の最大値を用いることで、Chl-a の増加に対応したバンドが使用されるように改良されている。

しかしながら、沿岸域における Chl-a 推定では、前章で示した通り青色域の 400nm~500nm 付近のバンドを用いた場合、CDOM やデトリタスの影響を大きく受けることを指摘した。

そこでこれらの影響を考慮し、これまで近赤外域のバンドを使用した NIR-Algorithm や赤色域と緑色域のバンドを使用した Red-Green Algorithm が開発されている (Stumpf & Tyler (1988); Gitelson (1992); Gitelson et al., (2008)). これらの推定モデルは以下のような式で表される.

$$[\text{Chl} - \text{a}]_{\text{NIR}} = 10^{-2.46x^2 + 2.66x + 1.28} \quad (3.5)$$

$$x = \log_{10} \left(\frac{\text{Rrs}(708)}{\text{Rrs}(665)} \right)$$

$$[\text{Chl} - \text{a}]_{\text{RG-Le}} = 123 \times \left(\frac{\text{Rrs}(667)}{\text{Rrs}(531)} \right)^{3.25} \quad (3.6)$$

$$[\text{Chl} - \text{a}]_{\text{RG}} = 50.4 \times \left(\frac{\text{Rrs}(667)}{\text{Rrs}(531)} \right)^{2.3} \quad (3.7)$$

式 (3.5) は, $R_{rs}(708)$ と $R_{rs}(665)$ の近赤外域と赤色域のバンドの2バンドが使用されており, 式 (3.6), 式 (3.7) はそれぞれ 667nm の赤色域と 531nm の緑色域が使用されている. どちらも 660nm のクロロフィル吸収帯の特性を強調するようにバンドを組み合わせていることが特徴である.

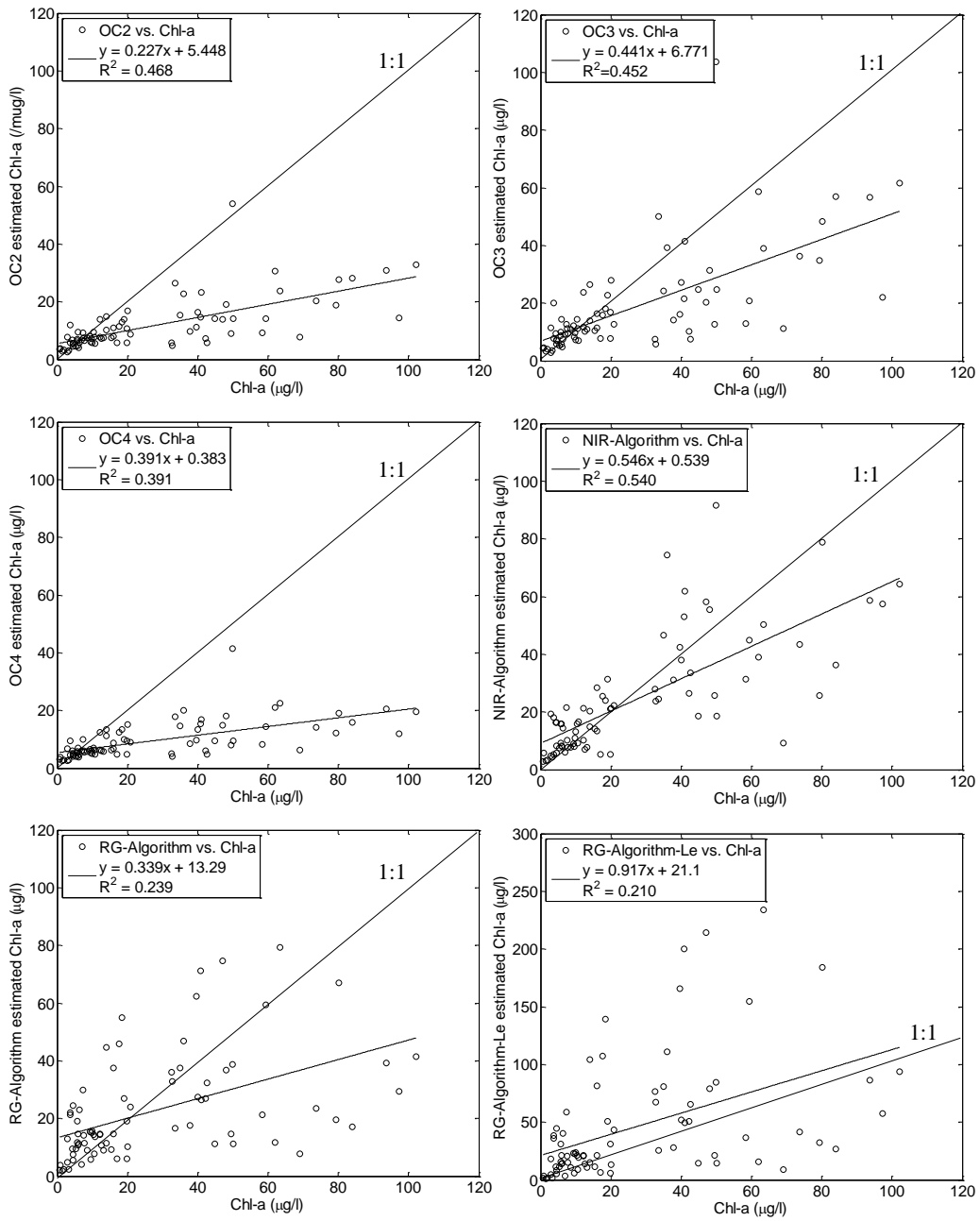


図-3.1 従来の Chl-a 推定モデルによる推定値と実測の Chl-a との関係

表-3.1 従来の Chl-a 推定モデルによる推定値と実測の Chl-a との関係における R² と RMSE

Previous Model	R ²	RMSE
OC2	0.468	26.07
OC3	0.391	20.95
OC4	0.452	28.61
NIR-Algorithm	0.540	17.73
RG-Algorithm	0.239	23.70
RG_le-Algorithm	0.210	49.91

図-3.1, 表-3.1 にこれらの推定モデルの精度検証の結果を示す。OC2, OC3, OC4 によって推定された Chl-a は, それぞれ実測の Chl-a と比較して著しく過小評価されていた。これら3つのモデルの中では, OC2 が最も相関係数が高く R²=0.468 であった。RMSE は OC3 が最も推定値が 1:1 ラインに近い低くなっており 20.95 であった。特に, Chl-a が低濃度のときには, 推定値が 1:1 ラインに近くなっていたことから OC3 はある程度機能していたことが分かる。

次に, NIR-Algorithm は, OC アルゴリズムに比べて相関係数 R²=0.540 と最も高く, また RMSE=17.73 と最も低くなっていた。しかしながら, Chl-a が約 30 µg/l 以上のとき, Chl-a の実測値と Chl-a の推定値との関係においてばらつきが現れていたことが分かる。このモデルについても Chl-a が低濃度化していたときには精度良く推定されていたことが分かった。

また, RG-Algorithm 及び RG-Algorithm_Le は, Chl-a が約 20 µg/l 以上になるところにおいてばらつきが大きくなっており, また低濃度の箇所においてもばらつきが大きくなっていた。

以上のように, 東京湾において従来の Chl-a 推定モデルを適用した場合, NIR-Algorithm が最も精度良く Chl-a を推定可能であり, 次に過小評価となるものの OC-Algorithm が適していたことが分かった。また, これら2つの推定モデルは, Chl-a が高濃度になる部分においてばらつきが大きいものの, 低濃度部分においてはある程度精度が良く推定できる可能性あり, RG-Algorithm は, Chl-a が低濃度と高濃度部分においても推定値と実測値とのばらつきが大きく, 東京湾においては従来の Chl-a 推定の手法の適用が困難であることが確認された。

3.2.3 Chl-a 推定のための最適波長の探索

上記の結果より、従来の Chl-a 推定モデルの精度検証の結果、708nm の近赤外域のバンドを使用した NIR-Algorithm が最も精度が良い結果になった。また、青色域と緑色域のバンドを使用した OCx-Algorithm は、CDOM、デトリタスの影響が懸念されるものの、NIR-Algorithm の次に精度の良い結果となった。しかしながら、OCx-Algorithm は、全体的に推定値が過小評価されていたことから、外洋専用に経験的に作成されたための Curve fitting の問題が原因である可能性が考えられる。そこで、東京湾に適した波長の組み合わせを探索し、東京湾における Chl-a 推定のための最適な波長帯を探索した。その際、二波長比モデル、三波長比モデル、四波長比モデルにおいて最適な波長を探索する。

二波長比モデルは、以下のような式で表される (Dall'Olmo et al., 2005; Gitelson, et al., 2008)。

$$\frac{Rrs(\lambda_2)}{Rrs(\lambda_1)} \approx [a_{ph}(\lambda_1) + a_w(\lambda_1)] / a_w(\lambda_2) \quad (3.8)$$

R_{rs} はリモートセンシング反射率 (/str), a_{ph} は植物プランクトンの光吸収係数 (/m), a_w は水の光吸収係数 (/m) を表している。通常、二波長比モデルは青緑のバンドが用いられることが多いが、沿岸域では可視域で光吸収が強まる CDOM, デトリタスの影響を避けるため長波長側の二波長比が用いられる。このとき、式 (3.8) 中の λ_1 は、植物プランクトンの光吸収帯のピークである 660~675nm 付近が用いられ、 λ_2 は 700~720nm の波長が用いられる。これは、① $a(\lambda_1)$ が植物プランクトンの光吸収が支配的であること、② $a(\lambda_2)$ が水の吸収特性が支配的であること、さらに、③ 各波長における $b_b(\lambda)$ の変化が小さいことの仮定のもと、Chl-a の推定が可能となる。 $a_w(\lambda_2)$ を用いて、 $a_w(\lambda_1)$ の水の吸収をキャンセルすることで、植物プランクトンの光吸収特性の影響のみが残り、Chl-a と関係付けることが可能となるためである。

次に、三波長比モデルは、Dall'Olmo et al., (2005) と Gitelson et al., (2008) によって提案されている。これは、主に濁度が高い Case II 水域において用いられ、長波長側でも CDOM, デトリタスの影響が無視できない場合に使用される。三波長比モデルは以下のような式で表される。

$$[Rrs(\lambda_1)^{-1} - Rrs(\lambda_2)^{-1}] * Rrs(\lambda_3) \approx [a_{ph}(\lambda_1) + a_w(\lambda_1) - a_w(\lambda_2)] / a_w(\lambda_3) \quad (3.9)$$

通常、 λ_1 は赤色域のバンド、 λ_2 と λ_3 では、近赤外域のバンドが使用される。このとき、① λ_1 と λ_2 の CDOM とデトリタスの光吸収の影響が同程度であること、② $R_{rs}(\lambda_3)$ が水の吸収のみの影響を受けていること、③ 各波長の $b_b(\lambda)$ がほとんど等しいことの3つの仮定が課される。これは $R_{rs}(\lambda_2)$ により $R_{rs}(\lambda_1)$ の CDOM, デトリタスの光吸収の影響をキャンセル

し、 $R_{rs}(\lambda_3)$ によって水の光吸収の影響をキャンセルすることで $R_{rs}(\lambda_1)$ の a_{ph} を強調することで Chl-a と関係付ける仕組みになっている。

次に、四波長比モデルでは、Le et al., (2009) により検証されており、主に高濁度の海域において λ_3 でもデトリタスなどの後方散乱が無視できない場合に使用される。四波長比モデルは以下のような式で表される。

$$\frac{[R_{rs}(\lambda_1)^{-1} - R_{rs}(\lambda_2)^{-1}]/[R_{rs}(\lambda_4)^{-1} - R_{rs}(\lambda_3)^{-1}] \approx [a_{ph}(\lambda_1) + a_w(\lambda_1) - a_w(\lambda_2)]/[a_w(\lambda_4) - a_w(\lambda_3)] \quad (3.10)$$

四波長比モデルは、式 (3.10) の λ_3 の波長における CDOM、デトリタスの光吸収の影響をキャンセルするために λ_4 の波長を用いている。これは、CDOM とデトリタスの光吸収が λ_1 と λ_2 の波長において同程度であること、 λ_3 、 λ_4 の CDOM とデトリタスの光吸収が同程度であること、また後方散乱が各波長において同程度であるという仮定が必要となる。

これらの二波長比、三波長比、四波長比モデルに基づき、東京湾における適した波長を探索する。その探索方法は、Gitelson et al., (2007), Gitelson et al., (2008) 及び Le et al.,

(2013) の方法に従い、特定の波長を固定し RMSE が最も低くなるときの波長の組み合わせを探索する。次にこの探索された波長を固定することで、さらに適した波長を探索するといった方法で実施した。二波長による組み合わせ探索結果と Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係を図-3.2, 図-3.3, 三波長による組み合わせ探索結果と Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係を図-3.4, 図-3.5, 四波長による組み合わせ探索結果と Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係を図-3.6, 図-3.7 に示す。また、このときの組み合わせ結果のまとめを表-3.2 に示す。

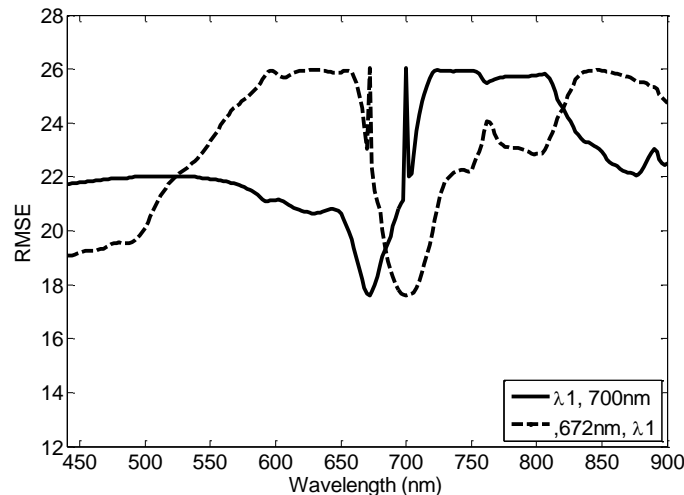


図-3.2 二波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

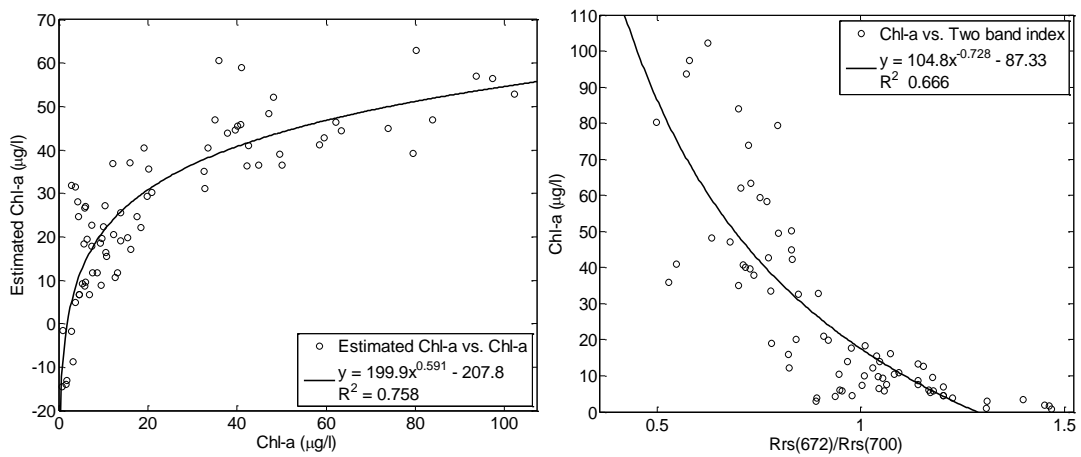


図-3.3 二波長比探索における Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係

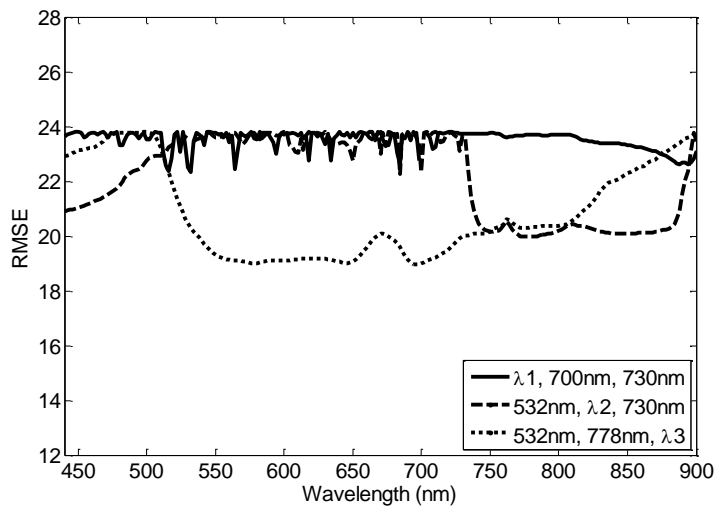


図-3.4 三波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

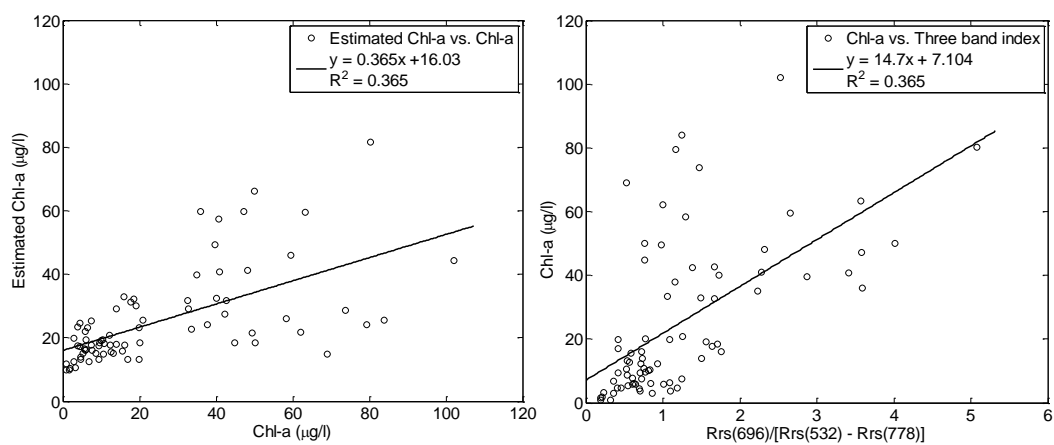


図-3.5 三波長比探索における Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係

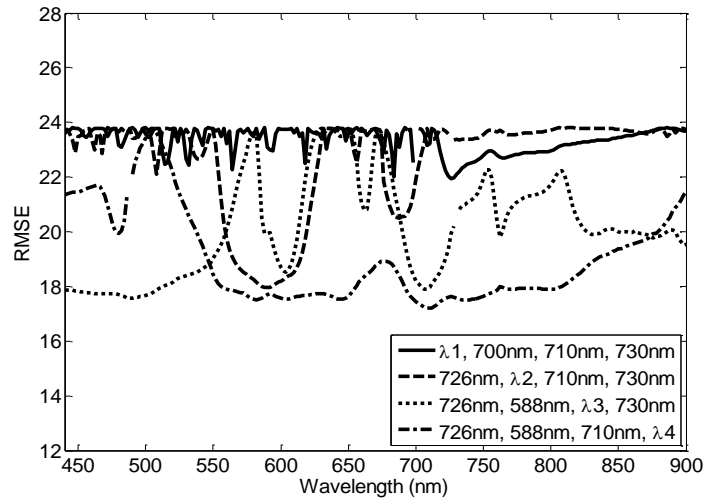


図-3.6 四波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

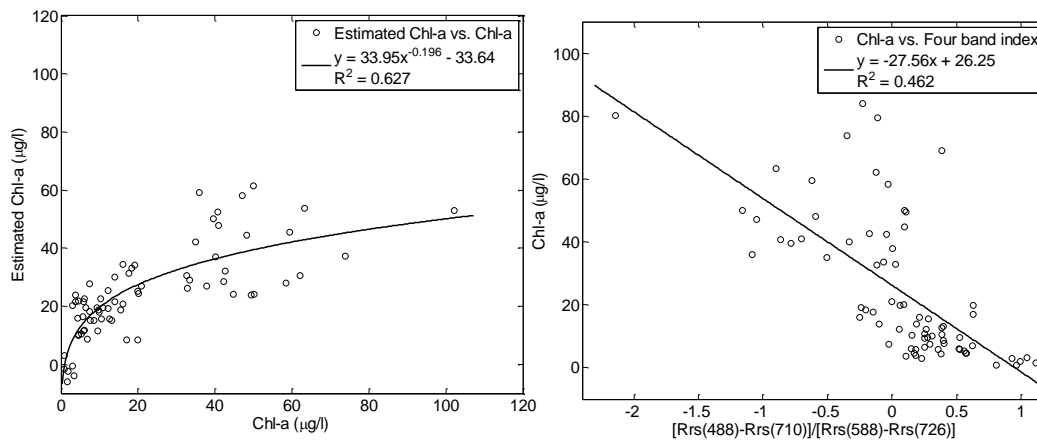


図-3.7 四波長比探索における Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係

表-3.2 Chl-a 推定のための最適波長の探索結果

	最適波長				回帰分析結果				
	λ1(nm)	λ2(nm)	λ3(nm)	λ4(nm)	傾き	切片	指数	相関係数R ²	メソッド
二波長比探索	700	672			104.8	-87.33	-0.728	0.666	累乗近似
三波長比探索	532	778	698		14.7	7.104	-	0.365	線形近似
四波長比探索	488	710	588	726	-27.56	26.25	-	0.462	線形近似

図-3.2, 図-3.3 から, 二波長の組み合わせの場合, $R_{rs}(672) / R_{rs}(700)$ のときに最も RMSE が低くなった. このとき図-3.3 に示すように実測の Chl-a と波長比との関係は指数関数の関係のときに最も相関係数が低くなっており, 相関係数 $R^2=0.666$ であった. 次に, 図-3.4, 図-3.5 から, 三波長の組み合わせの場合, $R_{rs}(698) / [R_{rs}(532) - R_{rs}(778)]$ のときに最も RMSE が低くなった. しかしながら, 図-3.6 の相関係数からも分かるとおり $R^2=0.365$ と低

く、二波長比モデルよりも精度が低い結果となった。また、四波長モデルの場合、 $[R_{rs}(488) - R_{rs}(710)] / [R_{rs}(588) - R_{rs}(726)]$ のときに最も RMSE が低くなっており、相関係数 $R^2=0.462$ と二波長比モデルよりも精度は劣るものの、三波長比モデルよりは精度が高くなっていた。これらの結果より、東京湾では二波長比モデルを用いた場合に最も精度が高くなることが分かった。これは、東京湾では CDOM, デトリタス, 植物プランクトンの種が複雑に変動するため、それに伴い R_{rs} のスペクトルも複雑に変化しているためと考えられる。そのため、海色を変化させる物質の影響により、特定の波長で決まった変動パターンを見せる波長がなく、使用するバンドを増加させることで精度が低下していくものと考えられる。

各モデルにおける選択された波長に着目すると、どのモデルにも特定の波長帯が使用されていたことが分かる。それは二波長比モデルの 700nm, 三波長比モデルの 698nm, 四波長モデルの 710nm の波長であり、このことから 698~710nm が Chl-a 推定に重要な波長帯であったことが分かる。二波長比モデルを例として、式 (3.8) に $R_{rs}(672) / R_{rs}(700)$ を代入し全吸収係数と後方散乱係数に分解すると、

$$\frac{R_{rs}(672)}{R_{rs}(700)} \approx \frac{a(700) + b_b(700)}{a(672) + b_b(672)} \quad (3.11)$$

式 (3.11) のように分解される。このとき $a(\lambda)$ は全光吸収係数、 $b_b(\lambda)$ は全後方散乱係数を表している。このとき、前章における実測の固有光学特性の特徴からも分かるとおり、有機物が卓越した東京湾では、全後方散乱係数 b_b が全光吸収係数 a と比べ小さく無視することが可能である。さらに式 (3.11) の全光吸収係数を水、植物プランクトン、CDOM, デトリタスに分解すると以下のように表すことができる。

$$\frac{a(700) + b_b(700)}{a(672) + b_b(672)} \approx \frac{a_w(700) + a_{ph}(700) + a_{CDOM}(700) + a_d(700)}{a_w(672) + a_{ph}(672) + a_{CDOM}(672) + a_d(672)} \quad (3.12)$$

式 (3.12) 中の a_w は水の光吸収係数、 a_{ph} は植物プランクトンの光吸収係数、 a_{CDOM} を CDOM の光吸収係数、 a_d はデトリタスの光吸収係数を表している。このとき、前章における実測の光吸収係数のスペクトル変動の結果からも分かるとおり、672nm, 700nm では CDOM, デトリタスの光吸収係数は著しく低下しているためキャンセルすることが可能である。また、 $a_{ph}(700)$ についても植物プランクトンの光吸収の影響が小さくなるためキャンセルすることが可能である。これにより、以下のような式で最終的に表される。

$$\frac{a(700) + b_b(700)}{a(672) + b_b(672)} \approx \frac{a_w(700)}{a_w(672) + a_{ph}(672)} \quad (3.13)$$

式(3.13)に示されるように、水の光吸収係数と植物プランクトンの光吸収係数のみが残る、672nmの植物プランクトンの光吸収特性を抽出することによってChl-aが推定可能となることが分かる。また、東京湾のように植物プランクトンが高濃度になる水域では、クロロフィル蛍光、植物プランクトンによる吸収により現れる685nmの反射率のピークが長波長側の700nmへ徐々にピークシフトすることが報告されている(Kishino et al., (1986))。現地観測により測定された R_{rs} のスペクトル変動に着目すると、東京湾でも同様な現象が見られた。実測の R_{rs} を正規化し、Chl-aが増加したときの R_{rs} のスペクトルの変動を図-3.8に示す。図-3.8(a)はChl-aが1.6~42.6 $\mu\text{g/l}$ まで変化したときの R_{rs} のスペクトル、図-3.8(b)はChl-aが48.2 $\mu\text{g/l}$ と80.2 $\mu\text{g/l}$ のときの R_{rs} のスペクトルを示す。図-3.8(a), (b)の結果から680nm付近の R_{rs} のピークはChl-aが1.6 $\mu\text{g/l}$ の低濃度であったときから徐々に長波長側へ移動し、80.2 $\mu\text{g/l}$ のChl-aが高濃度になったときには、700nm付近まで移動していた。観測した全てのChl-aの平均値は27.4 $\mu\text{g/l}$ であり、このときのピークの平均値は687.7nmであった。また、赤潮が発生しChl-aが50.0 $\mu\text{g/l}$ 以上である場合は、そのピーク690nm~702nmの間で変動していた。

以上のことから、東京湾の高濃度のChl-a推定のためには690nm~702nm付近の近赤外域の波長帯を使用することが有効であることが分かった。

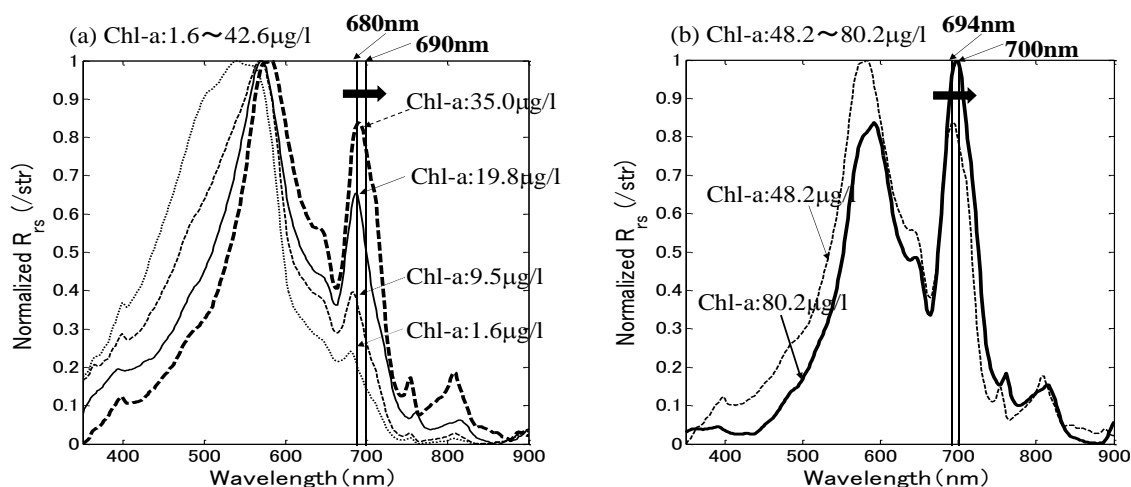


図-3.8 Chl-aが増加したときの680~700nmにおける R_{rs} のピークシフト

3.2.4 霞ヶ浦，チェサピーク湾との比較による東京湾での Chl-a 推定モデルの検証

(1) 霞ヶ浦における Chl-a 推定

沖ら，(1996)，Oki，(2010) によって霞ヶ浦における Chl-a 推定モデルの開発が検討された。これらの報告によると，霞ヶ浦の Chl-a 推定には，700nm と 675nm の波長が有効であることが示されている。この原因として 700nm に波長によって 675nm に含まれる植物プランクトンの光吸収の影響を強調し，散乱の効果も同時にキャンセルできるためとしている。このように湖沼のリモートセンシングでは，Chl-a が高濃度になりやすい水域において既に知見が蓄積されており，近赤外と赤色の波長の有効性が示されていた。しかしながら，霞ヶ浦の観測では，IOP を使用した検討が少なく，光学特性を詳細に解明した知見が乏しい。また，淡水赤潮やアオコの発生といった湖沼独特の水域の色の変化を引き起こすため，単純に海域と比較することは困難であると考えられる。一方，東京湾と同様に，閉鎖性の富栄養化した海域であるチェサピーク湾では，これまでの研究により多くの Chl-a 推定モデル開発の検討及び光学特性の解明が検討されている。そこで本研究における東京湾の Chl-a 推定モデルの検討結果及び光学観測の結果とチェサピーク湾の既往の研究結果を照らし合わせることで，富栄養化した沿岸域における Chl-a 推定のための有効な波長帯について検討する。

(2) チェサピーク湾と東京湾における Chl-a，TSS (Total Suspended Solids)，CDOM のレンジの比較

Gitelson et al., (2007)，Gitelson et al., (2008)，Le et al., (2013) によってチェサピーク湾の光学特性が調査され，Chl-a 推定に適した波長の探索が行われた。Gitelson et al., (2007) は，現行の人工衛星が搭載しているバンドを想定し，実測の R_{rs} を用いて Chl-a 推定の検証を行った。その報告によると，チェサピーク湾では有機物が支配的である東京湾と異なり TSS と Chl-a との関係が無相関であり典型的な Case II 水域であった。表-3.3 に東京湾とチェサピーク湾の Chl-a，TSS， $a_{CDOM}(440)$ のレンジを示す。

表-3.3 東京湾とチェサピーク湾の Chl-a，TSS，CDOM のレンジ比較

	Tokyo Bay		Chesapeake Bay		
	Minimum value	Maximum value	Minimum value	Maximum value	
Chl-a	mg/l	0.8	116.0	9.0	77.4
TSS	mg/l	3.0	26.0	7.0	65.0
CDOM(440)	/m	0.2	0.8	0.2	2.5

東京湾とチェサピーク湾の Chl-a のレンジを比較すると，東京湾の方が最小値と最大値との振れ幅が大きかった。また，TSS に関してはチェサピーク湾の方が最小値，最大値ともに東京湾の TSS よりも大きくなっていった。これは東京湾の TSS は，OSS と ISS の割合の

うちほとんど OSS が支配的になっており ISS の濃度は低くなっていたことが原因である。それと比較してチェサピーク湾では、OSS と ISS が混在していることから ISS の重量分 TSS の濃度が高くなっていたと考えられる。加えて、チェサピーク湾と東京湾の $a_{CDOM}(440)$ は、最小値は同程度であったが、最大値では大きく値が異なり、東京湾の $a_{CDOM}(440)$ の最大値が 0.8 (/m) であったのに対して、チェサピーク湾の $a_{CDOM}(440)$ の最大値は 2.5 (/m) であった。

このことから、東京湾では CDOM による光吸収の影響よりも、主に植物プランクトンによる光吸収が支配的になっている可能性が考えられ、これは 2.3.4 の植物プランクトン、CDOM、デトリタスの相対的な寄与からも明らかである。またチェサピーク湾では植物プランクトンによる光吸収は大きくなると考えられるが、それ以外の物質の光吸収の影響も反射率のスペクトル変動に大きく影響していた可能性が考えられる。

(3) Chl-a 推定モデルの検証及び光学特性の比較

Gitelson et al., (2007) によると、チェサピーク湾において実測の R_{rs} をハイパースペクトルとして測定され、Chl-a 推定に適した最適な波長の組み合わせの探索が行われた。その結果を表-3.4 に示す。また東京湾とチェサピーク湾における Chl-a 推定モデルの精度の評価を行うため、チェサピーク湾で検証されたモデルを用いて東京湾においても同様な解析を行った。その結果と表-3.5 に示す。チェサピーク湾における検証は、サンプル数 $N=44$ で行っており東京湾では R_{rs} と光吸収係数も同時に測定していた $N=41$ のサンプルを使用して検証した。

表-3.4 チェサピーク湾における Chl-a 推定モデルの検証結果

Gitelson et al., 2007 Chesapeake Bay

Models	Slopes	Intercepts	R^2	RMSE
MODIS R(440)/R(550)	-199.98	84.63	0.24	15.87
MODIS R(748)/R(678)	125.4	-2.95	0.51	12.7
MODIS R(748)/R(667)	147.0	-10.91	0.65	10.7
SeaWiFS R(765)/R(670)	150.0	-16.49	0.68	10.4
MERIS R(750)/(R(665)-R(708))	194.2	18.77	0.75	9.1
R(735)/R(673)	121.4	-11.7	0.69	10.1
R(725)/R(665)	73.6	-14.74	0.73	9.4
R(705)/R(675)	44.1	-26.44	0.78	8.5
R(740)/(R(671)-R(710))	165.5	24.85	0.79	8.35
R(720)/R(670)	59.8	-17.55	0.79	8.39
R(730)/(R(675)-R(695))	178.9	10.14	0.81	7.9

表-3.5 東京湾における Chl-a 推定モデルの検証結果

Tokyo Bay				
Models	Slopes	Intercepts	R ²	RMSE
MODIS Rrs(440)/Rrs(550)	-214.9	110.8	0.52	16.9
MODIS Rrs(748)/Rrs(678)	-110.5	114.7	0.28	20.7
MODIS Rrs(748)/Rrs(667)	-40.7	68.5	0.01	24.2
SeaWiFS Rrs(765)/Rrs(670)	178.3	-10.8	0.28	20.7
MERIS Rrs(750)/(Rrs(665)-Rrs(708 Rrs(735)/Rrs(673))	0.11	27.9	0.00	24.3
Rrs(725)/Rrs(665)	193.7	-25.3	0.41	18.6
Rrs(705)/Rrs(675)	100.8	-26.8	0.46	18.0
Rrs(740)/(Rrs(671)-Rrs(710))	102.3	-62.7	0.71	13.2
Rrs(720)/Rrs(670)	-0.61	27.8	0.01	24.2
Rrs(730)/(Rrs(675)-Rrs(695))	101.6	-38.5	0.65	14.5
Rrs(680)/Rrs(660)	-0.09	27.9	0.00	24.3
Rrs(660)/Rrs(530)	57.8	-54.1	0.35	19.7
Rrs(660)/Rrs(550)	96.5	-31.1	0.64	17.0
Rrs(740)/Rrs(660)	134.8	-39.2	0.41	18.6
Rrs(740)/Rrs(680)	232.5	-20.7	0.28	20.6
Rrs(490)/Rrs(550)	150.0	-15.9	0.44	18.1
Rrs(490)/Rrs(550)	-162.0	127.2	0.52	16.8

表-3.4, 表-3.5 の結果において共通していた点として, 両者とも 700~720nm の波長帯と 670nm 付近の波長帯を使用した場合において RMSE が低くなっていた. これは前述の通り, Chl-a の増加に伴い 685nm 付近の反射率のピークが 700nm 付近へ移動するピークシフトの影響がチェサピーク湾と東京湾において現れることが原因と考えられる. さらに上述のように湖沼のような富栄養化した植物プランクトン濃度が増加している水域においても近赤外域-赤色域の波長の有効性が報告されている.

また, 東京湾では $R_{rs}(440)/R_{rs}(550)$, $R_{rs}(490)/R_{rs}(550)$ の従来のアルゴリズムで使用される青色, 緑色域の比の場合でも RMSE が低下していた. これは東京湾では有機物が卓越しているため, 水中アルゴリズムとしては従来のモデルでも十分推定できる可能性を示している. しかしながら, 東京湾において青色, 緑色域のモデルを使用するには 2 つの問題が生じる. 1 つは, 第 2 章にて示したとおり CDOM の変動が Chl-a の増加に依存せず, 塩分とともに変化するため CDOM の影響が大きくなった場合において Chl-a 推定に誤差が生じる. 2 つ目は, 衛星画像に青色域を含んだ Chl-a 推定モデルを適用すると推定誤差が大きくなるのが分かっており, これは Chl-a が著しく高濃度化することにより, 大気補正の段階において推定されるエアロゾルが多く見積もられ推定誤差が生じることが原因である. これらの問題を解決しない限り, 青色域を含んだ Chl-a 推定モデルを東京湾で適用することは困難である.

また, チェサピーク湾では, 表-3.4 に示すとおり青色域において CDOM の光吸収が R_{rs} のスペクトル変動に大きく影響し, Chl-a 推定の際に誤差が生じると考えられる.

さらに、Le et al., (2013) は、現地観測により得られたハイパースペクトルの R_{rs} を用いて二波長比モデル、三波長比モデル、四波長比モデルを作成し、さらに Shen et al., (2010) によって提案された Synthetic chlorophyll index (SCI) を使用して、モデルを実際の衛星画像に適用することでチェサピーク湾における Chl-a の推定精度を検証した。その結果、実測の R_{rs} を用いたモデルの検証結果では、Chl-a と良い相関関係が得られるものの、実際に衛星画像にモデルを適用した場合には三波長比モデル、四波長比モデル、SCI を用いた場合には推定誤差が大きく、上述の近赤外域-赤色域である 709nm と 665nm のバンドを用いた二波長比モデルが最も精度良く Chl-a を推定できることが明らかにした。

この結果から Le et al., (2013) は表-3.6 に示すとおり MODIS や SeaWiFS のセンサーには 700nm 付近のバンドが搭載されていないため、現行の人工衛星では光学的に複雑である沿岸域の Chl-a 推定が困難であり、700nm 付近のバンドを持つ MERIS センサーのみ Chl-a 推定が可能であると結論付けた。しかしながら、MERIS センサーを搭載した人工衛星 Envisa は、2012 年 4 月に運行が停止しており、また日本上空を 3 日に 1 度の頻度でのみしか通過しないため、沿岸域のモニタリングを行う際には時間分解能に関して不十分であると言える。

今後、将来的な沿岸域及び湖沼における海色リモートセンシングのための人工衛星開発の際には、700~720nm 付近の近赤外域のバンド及び 660~670nm 付近の赤色域のバンドを搭載することが有効であると言える。

表-3.6 海色センサーを搭載した人工衛星が搭載しているバンド及びバンド幅

Center wavelength and bandwidths for several satellite ocean color sensor		
Sensor	Center wavelengths	Bandwidth
CZCS	443, 520, 550, 670, 750	20nm
SeaWiFS	412, 443, 490, 510, 555, 670, 765, 856	20nm VIS, 40nm NIR
MODIS	412, 443, 488, 531, 547, 667, 678, 748, 869	10nm
MERIS	412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 681, 709, 754, 860	10nm, 7.5nm for 681 and 754; 20nm for 860

3.2.5 FLH (Fluorescence Line Height) による Chl-a 推定手法の概要

上述のように、チェサピーク湾や東京湾では 700nm 付近の波長帯を使用すると Chl-a を精度良く推定できる可能性を示し、将来の海色リモートセンシングのための有効なバンドの提案を行った。しかし、700nm 付近のバンドを搭載していない現行の SeaWiFS や MODIS によって捉えられた衛星画像が使用可能となれば、過去を含め長期的な沿岸域の変動について検討することができる。また、現状においても観測頻度が高い人工衛星を可能な限り使用できるようにすることは、沿岸域の複雑な水質変動を捉える上でも有効であると考えられる。

第2章で明らかにした通り、赤潮が発生した場合には著しい植物プランクトンの光吸収や CDOM, デトリタスの影響により Chl-a 推定において誤差が生じると考えられる。そのため可能な限り可視域の波長帯を使用せず Chl-a を推定する手法を用いる必要がある。

そこで、これまでの研究により長波長側のバンドのみを使用しクロロフィル蛍光と Chl-a 濃度を関係付ける手法である FLH (Fluorescence Line Height) Algorithm が提案されている。

(Letelier et al., (1996); Gitelson et al., (2007); Mckee et al., (2007)).

クロロフィル蛍光は Chl-a から発せられる蛍光を意味し、植物プランクトンの主な経路である光化学系 II において 95% 以上の蛍光が発せられる。クロロフィル蛍光の発生とは、Chl-a が光を受け光化学系 II において光化学反応として利用し、熱、蛍光として放散され、光化学系 I において光化学反応として利用されるといった一連の過程である (図-3.11)。このとき、何らかの原因により光合成が行えない状態になる場合には、そのエネルギーは熱、あるいは蛍光に多く流れる。このようにクロロフィル蛍光の変動は、植物プランクトンの光合成と密接に関連している。

そこで、海色リモートセンシングでは、クロロフィル蛍光が 683nm にそのピークを持つ特徴を利用することで、680nm 付近のバンドを用いた FLH Algorithm によりクロロフィル蛍光を検出することが可能であることが報告されている (Letelier et al., (1996); Gitelson et al., (2007); Mckee et al., (2007)).

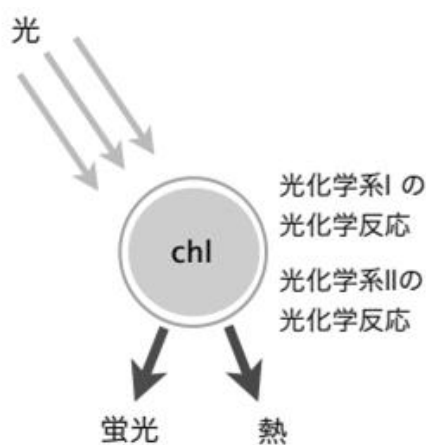


図-11 光合成活性に関する概念図

FLH Algorithm は、以下のような式で表される。

$$FLH = R_{rs}(\lambda_2) - [R_{rs}(\lambda_3) + (R_{rs}(\lambda_1) - R_{rs}(\lambda_3)) * \{ (\lambda_3 - \lambda_2) / (\lambda_3 - \lambda_1) \}] \quad (3.14)$$

このとき MODIS のバンドを例とした場合、 $\lambda_1=667\text{nm}$ 、 $\lambda_2=678\text{nm}$ 、 $\lambda_3=748\text{nm}$ である。式 (3.14) の FLH についてその概念図を図-3.12 に示す。図-3.12 に示すように 667nm と 748nm の反射率を基にしてベースラインを引き、そこからクロロフィル蛍光による反射率の増加の高さを求める。図-3.12 中の Chl-a が $7.4\mu\text{g/l}$ のときと $83.9\mu\text{g/l}$ ときの FLH から分かるとおり Chl-a が増加するとともにクロロフィル蛍光が増加する。このようにして求めた FLH と Ch-a とを関係付けることによって Chl-a の濃度を推定する。

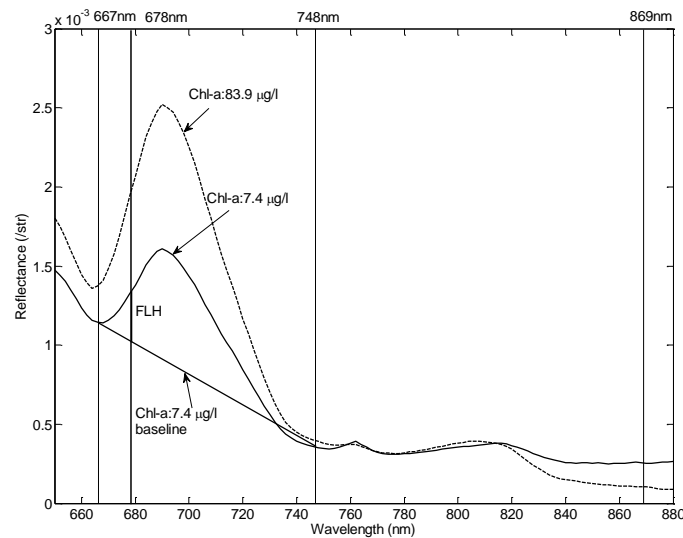


図-3.12 FLH に関する概念図

3.2.6 FLH による Chl-a 推定結果

式 (3.14) の FLH Algorithm を実測の R_{rs} の結果に適用した。また、東京湾の場合、式 (3.14) 中の $\lambda_3=748\text{nm}$ を $\lambda_3=869\text{nm}$ に変更した方が精度の向上が見られたため、 λ_3 のバンドの変更を行った。これは、東京湾では植物プランクトン、CDOM、デトリタスの光吸収が 748nm まで影響するため、長波長側の 869nm を用いた方がより精度が向上したと考えられる。その結果を図-3.13 に示す。図中のマークの違いは観測日の違いを表している。検証は R_{rs} と光吸収係数を測定していた $N=41$ のサンプル数で行った。また、図-3.13 中矢印で示す 2010年8月10日 Stn.98 と 2013年5月8日 Stn.99 では、測定された $N=41$ のデトリタスの光吸収係数 a_d の平均値が 0.362 (m^{-1}) であったのに対し、 $a_d=0.891$ 、 $a_d=0.562$ と著しく増加していたため、FLH が低下していた。デトリタスが大きく増加していた際には FLH が低下することが Kishino et al., (1986) により示されており、FLH の使用時には注意する

必要がある。そこで、これらの2点を除き FLH と Chl-a とを曲線的に近似すると相関係数 $R^2=0.786$ と良好な相関関係が得られた。このときべき乗の近似曲線が使用される理由としては、Chl-a が高濃度化したときのピークシフトの影響により FLH の増加が飽和状態になることが1つの原因である。また、Kishino et al., (1986) によると、クロロフィル蛍光の数値シミュレーション結果から Chl-a との関係が示されており、蛍光の強度は Chl-a が低濃度では Chl-a に比例し、中濃度ときには Chl-a の対数に比例し、高濃度ときには飽和状態となり一定値に近づくことが報告されている。報告の通り、東京湾においても Chl-a が増加するに従って FLH は一定値に近づいていくものの、完全に飽和することはなく、徐々に FLH が増加していたことから指数関数的関係になることが分かった。このことから図-3.13 に示す指数近似曲線を用いて Chl-a を推定できる可能性がある。

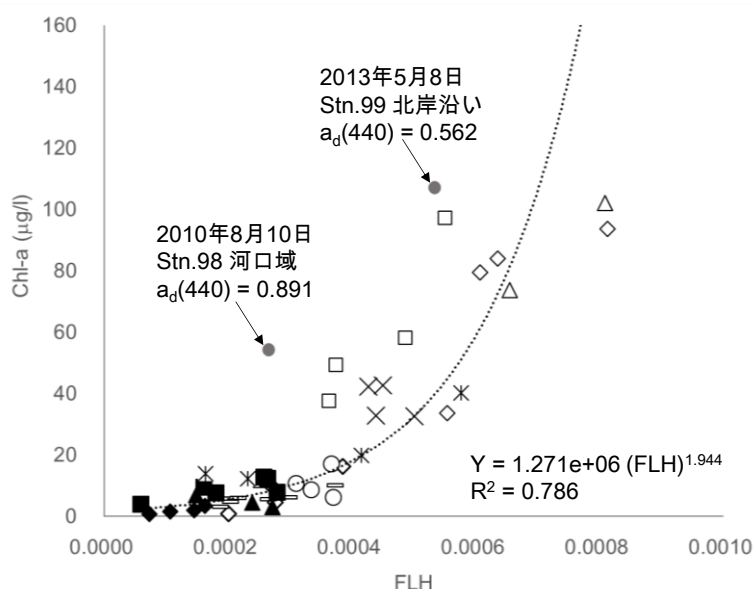


図-3.13 実測の Chl-a と実測の FLH との関係

3.3 有色溶存有機態 (CDOM) 推定手法の開発

第2章において、東京湾では CDOM と塩分との間に高い相関関係があることが分かった。通常、有機物の分解過程において CDOM は生成されるため、河川流入の影響が少ない水域においては Chl-a と CDOM の間に相関関係が認められる。東京湾の場合、河川起源の CDOM が支配的であるため、Chl-a と CDOM との関係は無相関であった。

さらに、湧昇が起きた場合には底層において生成された CDOM が表層に拡がるため、湧昇が起きた領域において CDOM が上昇していたことが分かった。また、この湧昇時の表層 CDOM は底層から湧昇した貧酸素水塊の DO と高い相関関係が認められることが明らかになった。このことから、東京湾内において CDOM を推定することが可能になると、湾内の

塩分分布を推定できる可能性に加え、湧昇時には貧酸素水塊の空間分布を明らかにできる可能性がある。つまり、沿岸域の CDOM 推定は湾内の塩分変動、貧酸素水塊の湧昇過程の挙動を明らかにするために有効な手法に成り得る。そこで本章では、CDOM が短波長の光を吸収する特性を利用し、一般的な CDOM の濃度の基準とされる 440nm における CDOM の光吸収係数を推定することを目的とした。

3.3.1 従来の CDOM 推定手法の整理と精度検証

本節では従来の研究より提案されてきた CDOM 推定モデルを整理する。CDOM は青色域の光を強く吸収する性質を持つ。そのため、海色センサーのバンドを用いて CDOM の光吸収の特徴を強調させることにより CDOM を推定することが可能である。

これまで、海色リモートセンシングのための様々な CDOM 推定アルゴリズムの開発が試みられている (Carder et al., (2003) : Kutser et al., (2005) : Murakami et al., (2006), 佐々木ら, (2007))。Carder et al., (2003) による CDOM 推定モデルは、MODIS センサーのバンドを想定しており、以下のような式で表される。

$$a_{\text{CDOM}}(400) = 1.5 * [10^{-1.147-1.963R_1-1.01R_1^2+0.856R_2+1.702R_2^2}] \quad (3.14)$$

$$R_1 = \log_{10}\left(\frac{\text{Rrs}(412)}{\text{Rrs}(551)}\right)$$

$$R_2 = \log_{10}\left(\frac{\text{Rrs}(443)}{\text{Rrs}(551)}\right)$$

式中の $a_{\text{CDOM}}(400)$ (/m) は 400nm における CDOM の光吸収係数を表している。

次に、Kutser et al., (2005) は、湖沼における CDOM 推定モデルを提案しており、以下のような式を提案した。

$$a_{\text{CDOM}}(420) = 5.13\left(\frac{\text{Band}_1}{\text{Band}_2}\right)^{-2.67} \quad (3.15)$$

$$\text{Band}_1 = 525\sim 605\text{nm}$$

$$\text{Band}_2 = 630\sim 690\text{nm}$$

式中の $a_{\text{CDOM}}(420)$ (/m) は 420nm における CDOM の光吸収係数を表しており、 Band_1 , Band_2 は、人工衛星に搭載されたセンサーのバンドの波長帯を表している。

式 (3.14), (3.15) の推定モデルに対して、現地観測により測定した R_{rs} に適用しモデルの精度を検証する。前章において、青潮が発生していた場合には底層から高濃度の CDOM とデトリタスが湧昇し、海域の光学特性が複雑に変化することが明らかとなった。そのため、青潮時においては、従来の CDOM 推定モデルの適用が困難となるため、青潮発生時のデータを除外し検証を行った。

図-3.14 (a) に式 (3.14), 図-3.14 (b) に式 (3.15) の推定モデルを用いて推定した CDOM と実測値との関係を示す.

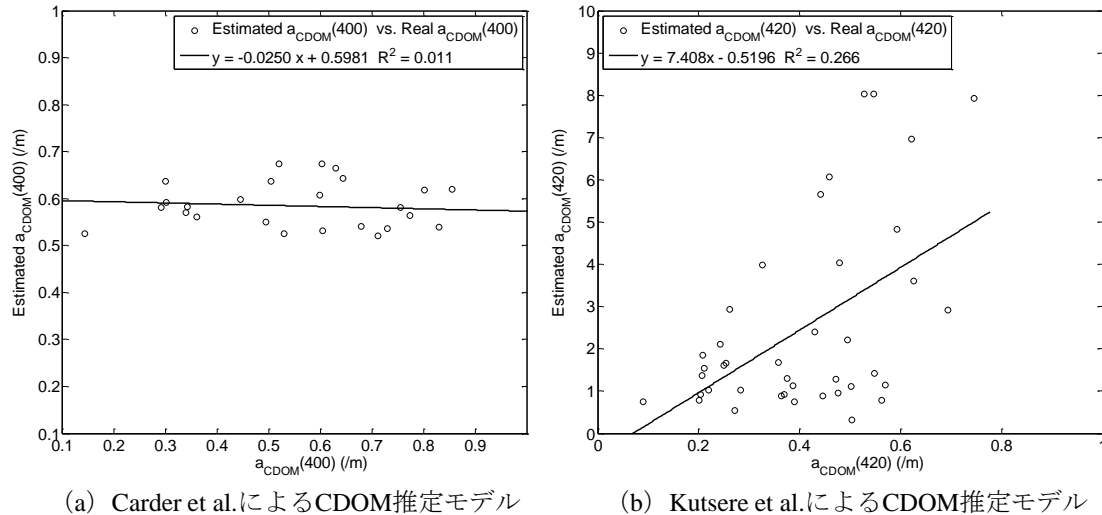


図-3.14 従来のモデルにより推定された CDOM と実測の CDOM との関係

図-3.14 (a) の Carder らのモデルにより推定された CDOM と実測の CDOM との相関関係は, 相関係数 $R^2=0.011$ と無相関であった. Kutser らのモデルは, $R^2=0.266$ と Carder らのモデルより相関係数は高くなっていたものの, その推定値は実測値と比較して大きく過大評価となっておりばらつきも大きかった. Carder らの推定モデルは, R_{rs} の 412nm, 443nm の CDOM の吸収が大きい青色域と 551nm の波長帯を使用し, CDOM の光吸収の特性を抽出するようになっているが, 東京湾では青色域において植物プランクトンとデトリタスの光吸収が卓越しており, CDOM のみの光吸収特性を抽出することが困難であると考えられる. これは 2.3.4 にて言及した全光吸収係数に対する植物プランクトン, CDOM, 水, デトリタスの光吸収係数の相対的な寄与を考慮すると, 青色域における植物プランクトンとデトリタスの光吸収が大きく寄与していることから明らかである. Kutser らのモデルは, CDOM が著しく高い湖沼を対象としたモデルであり, 550nm 付近においても CDOM の光吸収が卓越している場合において適用可能であると考えられる. Kutser et al., (2005) で使用されている CDOM の結果は, $a_{CDOM}(420)$ において約 1~11 (/m) で変化しているのに対し, 東京湾では, 最小値 0.09 (/m), 最大値 0.745 (/m) とそのオーダーは大きく異なる. そのため, 東京湾において Kutser らのモデルを用いた場合にも CDOM の推定を行うことが困難であることが分かった.

3.3.2 CDOM 推定のための最適波長の探索

上述の通り, 東京湾において, 現地観測により得られた R_{rs} を用いて従来の CDOM 推定モデルの精度を検証した結果, 従来のモデルでは高精度な推定を行うことが不可能であっ

た. そこで, 東京湾の CDOM を最も精度良く推定するための最適な波長を探索する. 探索方法は, MODIS センサーに搭載されているバンドの波長を固定し, 二波長, 三波長, 四波長の場合の最適な波長の組み合わせを探索した. その結果を, 二波長比の組み合わせ探索結果を図-3.15, 図-3.26 に示し, 三波長比の組み合わせ探索結果を図-3.17, 図-3.18, 四波長比の組み合わせ探索結果を図-3.19, 図-3.20 に示す. また, これらの結果のまとめを表-3.7 に示す.

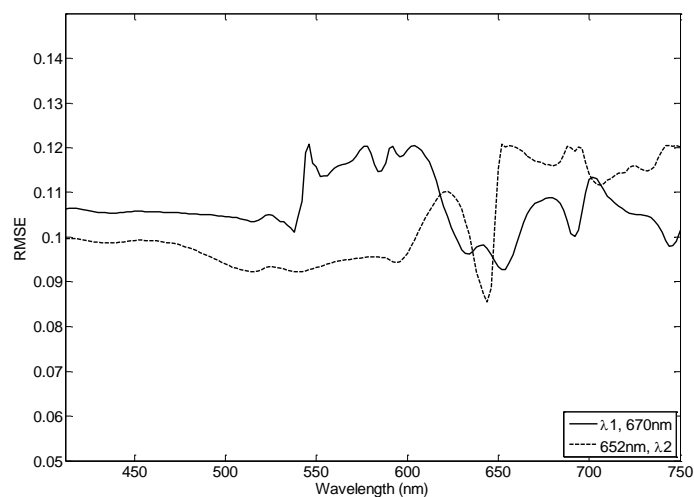


図-3.15 二波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

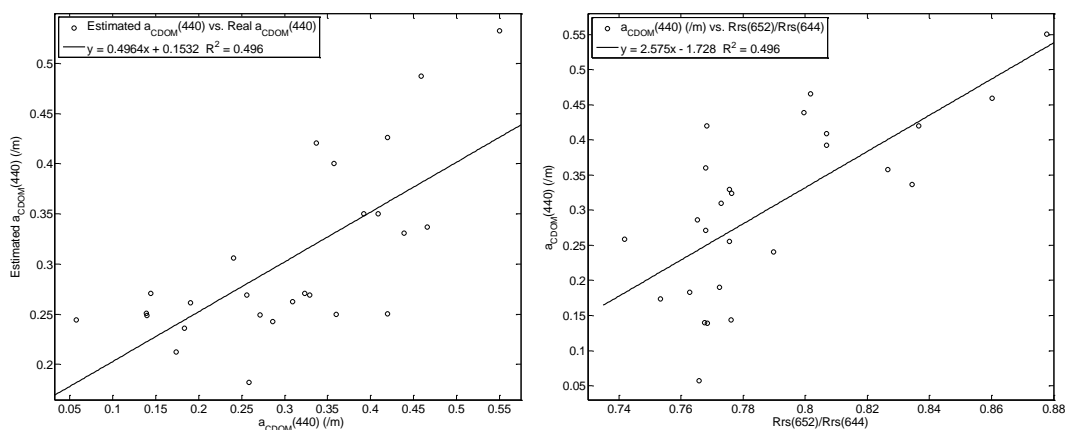


図-3.16 探索された二波長比により推定された CDOM と実測の CDOM との関係

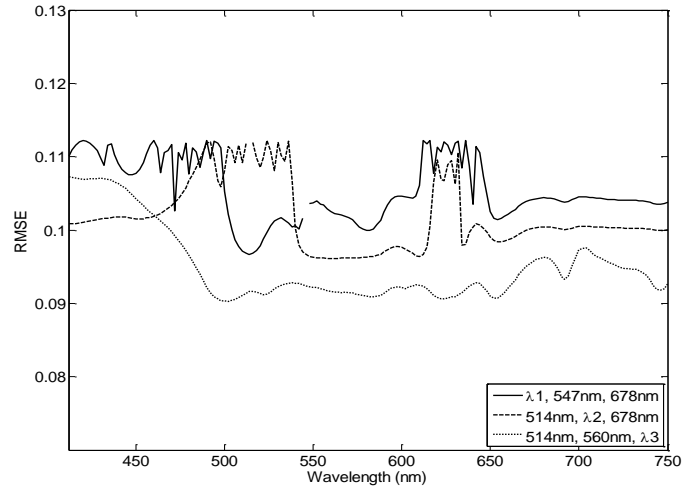


図-3.17 三波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

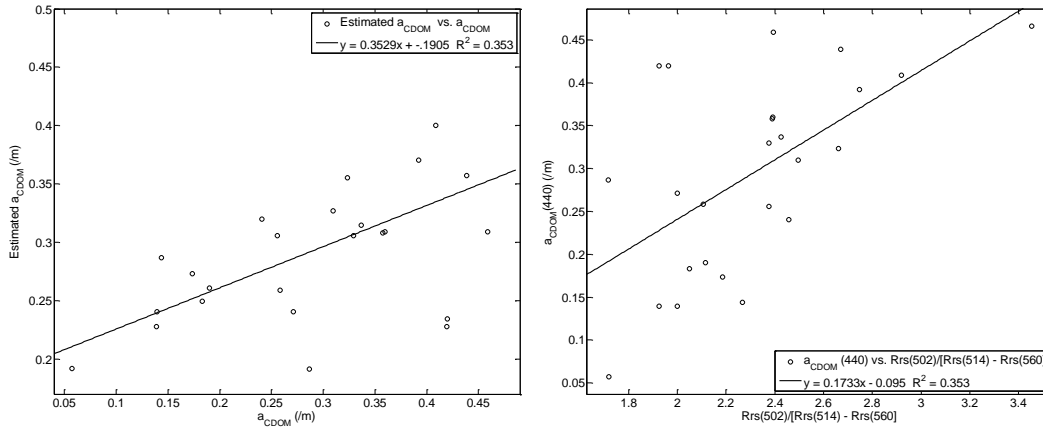


図-3.18 探索された三波長比により推定された CDOM と実測の CDOM との関係

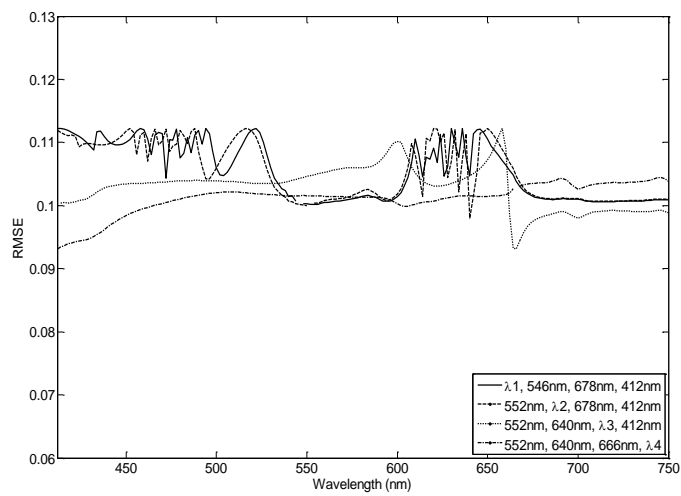


図-3.19 四波長の場合における波長の組み合わせ探索結果

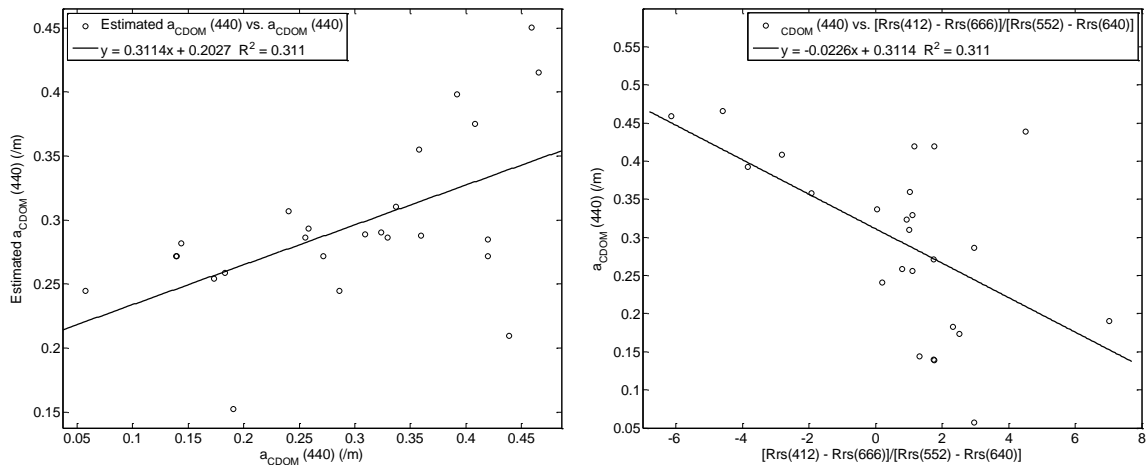


図-3.20 探索された四波長比により推定された CDOM と実測の CDOM との関係

表-3.7 CDOM 推定のための最適波長の探索結果

	最適波長				回帰分析結果		
	$\lambda 1(\text{nm})$	$\lambda 2(\text{nm})$	$\lambda 3(\text{nm})$	$\lambda 4(\text{nm})$	傾き	切片	相関係数 R^2
二波長比探索	644	652			2.575	-1.728	0.496
三波長比探索	514	560	502		0.173	-0.950	0.353
四波長比探索	552	640	412	666	-0.023	0.311	0.311

図-3.15, 図-3.16 の最適な二波長比探索の結果から, 644nm と 652nm の二波長比が探索された. これらの波長帯は CDOM の光吸収の影響が低下している波長帯であり, 同時にデトリタス, 植物プランクトンの光吸収も低下している箇所である. また, 2つの波長帯は CDOM 以外の光吸収や後方散乱の影響をそれぞれの波長によってキャンセルするため, 近い波長帯から選択されていたと考えられる. しかし, 相関係数 R^2 は 0.469 と低く, ばらつきも大きい. 特に低濃度, 中濃度部分でばらつきが見られることから, 650nm 付近という CDOM の光吸収の影響が小さい波長帯を使用していることが原因となり, うまく CDOM の光吸収の特性を抽出できていなかった可能性が考えられる.

次に, 図-3.17, 図-3.18 の最適な三波長比探索の結果に着目すると, 514nm, 560nm, 502nm の三波長比が探索された. いずれも 500~600nm 付近における波長帯が選択されていたことが分かる. 500nm 付近における CDOM の光吸収の影響を抽出したモデルになっているが, 相関係数 R^2 は 0.353 と低く, 特に大きく過小評価されていたポイントが多く見られた. さらに, 図-3.19, 図-3.20 の最適な四波長比探索の結果に着目すると, 552nm, 640nm, 412nm, 666nm の四波長比が探索された. CDOM の光吸収の影響が著しく大きい 412nm から影響の少ない 666nm の波長まで幅広く選択されていた. しかしながら, 相関係数 R^2 は 0.311 と低く, 特に CDOM の光吸収が高いポイントにおいてばらつきが大きかった.

このことから最適波長の探索結果では, 二波長比モデルが最も精度が高く CDOM を推定

できることが分かった。また表-3.7 の最適波長の探索結果に着目すると、500～560nm 付近、640～660nm 付近のバンドが選択されていたことが分かり、東京湾においてはこれらの波長帯が CDOM 推定に有効である可能性が示唆された。

3.3.3 沿岸域に適した CDOM 推定手法の開発とその精度検証

前述のように二波長、三波長、四波長の反射率の組み合わせ探索の結果、二波長比モデル $R_{rs}(652)/R_{rs}(644)$ を使用した場合において最も CDOM との相関関係が良かった。これは、東京湾の光環境は植物プランクトンの増加、河川水の流入など海色の変化が複雑であるため、使用するバンドを増加させたモデルよりもシンプルな二波長を使用したモデルの方がより精度が高くなっていった可能性がある。

通常 CDOM は青色域の短波長側において光吸収が卓越しているため、その付近の波長を使用し推定モデルを作成されることが多い。しかし、Kutser et al., (2005) の提案した湖沼に適した CDOM 推定モデルからも分かる通り、CDOM の濃度が高い水域では赤色域の波長を使用したモデルが有用であることが示されている。この Kutser らのモデルは、Carder らの CDOM 推定モデルの精度検証の比較・検証の結果からも分かる通り、青色域の波長を使用した場合よりも精度の高い推定が可能であることが分かった。そこで、赤色域の波長帯を使用した沿岸域に適した CDOM 推定モデルの検討を行うが、最適波長探索結果により探索された 644nm, 652nm の波長帯は、現在のところ現行の人工衛星のバンドを使用してモデルを検証することができない。特に 644nm の波長に近いバンドが現行の人工衛星のバンドに搭載されておらず使用できないことが問題である。

そこで、東京湾の観測に適した Aqua/Terra に搭載されている MODIS センサーのバンドを想定し二波長のバンドを使用すること、さらに赤色域のバンドをベースにすることで CDOM 推定モデルの開発を行った。3.3.2 における最適波長の探索では、最も相関の良かった二波長比モデルであったが、その相関係数は 0.496 程度であった。特に CDOM が中濃度付近でばらついていたことが分かる。そこで本節で提案するモデルは、青潮と梅雨の 6 月の結果を外した上で波長比を対数の形にした上で検討した。初めに、長波長側の適したバンドを検討するため、青色域の 488nm を固定させ、もう 1 つの波長を 530nm, 547nm, 667nm, 678nm, 748nm, 869nm と変化させた。そのときの結果を図-3.21 に示す。

図-3.21 の結果から $R_{rs}(488)/R_{rs}(678)$ のときに相関係数 $R^2=0.646$ と最も高くなっていた。この結果から分かる通り、波長が 530nm から長波長へ変化するとともに相関係数は徐々に上昇し、678nm で最も高くなっていた。さらに長波長側へ変化させると相関係数は徐々に減少していたことから 676nm が最適なバンドであったことが分かる。

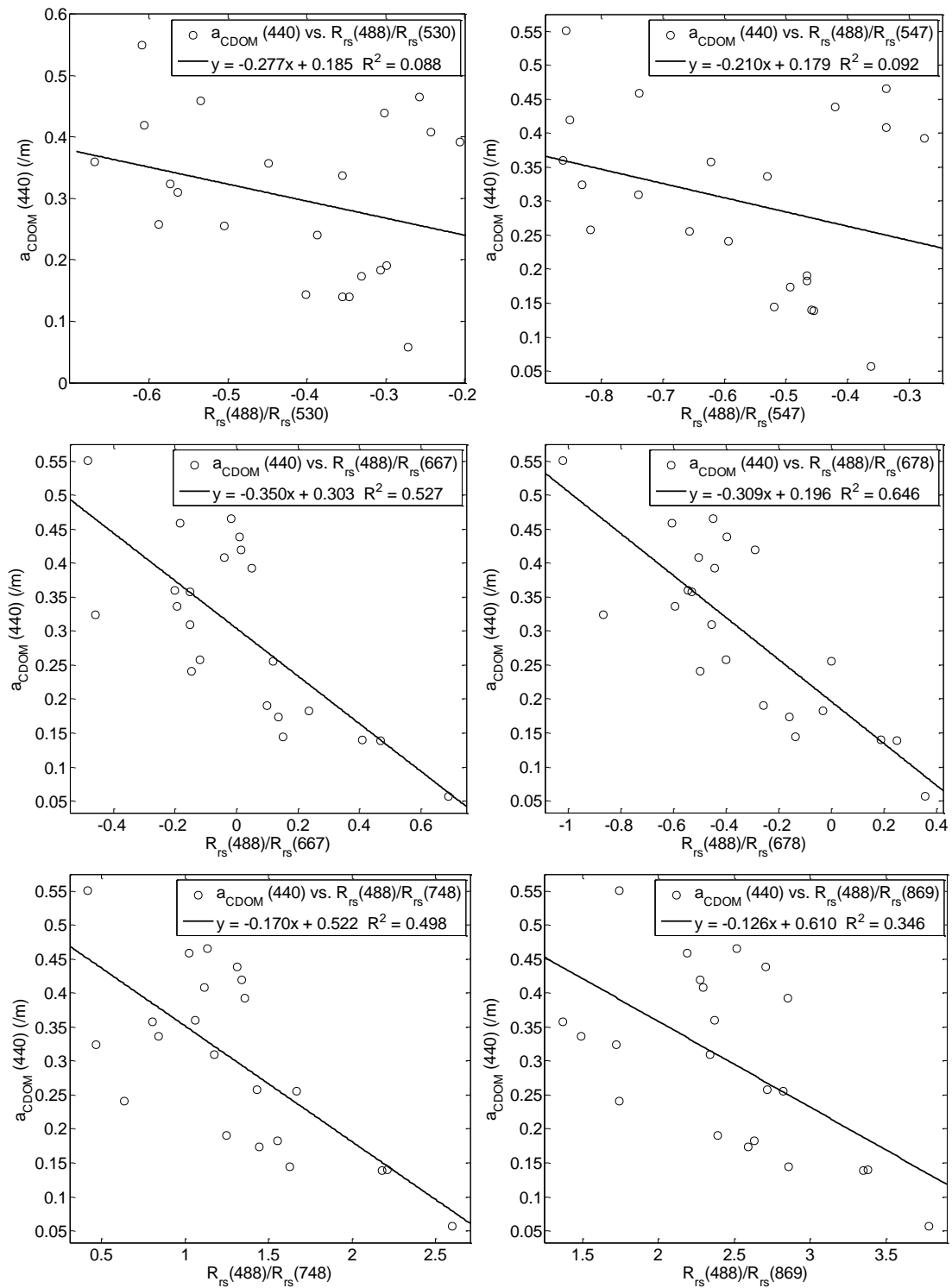


図-3.21 $a_{\text{CDOM}}(440)$ と488nmを固定した場合における二波長比との関係

表-3.8 $a_{CDOM}(440)$ と 488nm を固定した場合における二波長比との回帰分析の結果

488nmを固定した場合			
推定モデル	傾き	切片	相関係数 R^2
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(530)\}$	-0.277	0.185	0.088
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(547)\}$	-0.210	0.179	0.092
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(667)\}$	-0.350	0.303	0.527
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(678)\}$	-0.309	0.196	0.646
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(748)\}$	-0.170	0.522	0.498
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(869)\}$	-0.126	0.610	0.346

次に、選択された 678nm の赤色域～近赤外域のバンドを固定し、413nm, 443nm, 488nm, 530nm, 547nm, 667nm と波長を変化させた (図-3.22)。これらの結果のまとめを表-3.9 に示す。このとき、CDOM の光吸収が最も強い 412nm で最も相関係数が高く $R^2=0.738$ であり、そこから長波長側へバンドを変化させるとともに相関係数は減少していったことが分かる。これは長波長側において CDOM の光吸収が指数関数的に減少しており、光吸収の影響が徐々に強調しにくくなっていたことが原因と考えられる。これらの波長が選択された理由としては、412nm の青色域の植物プランクトンの吸収の影響を 678nm の赤色域の植物プランクトンの吸収でキャンセルし、CDOM の影響のみを抽出できたためと考えられる。次章では、このように開発したモデルを実際に衛星画像に適用し CDOM の空間分布推定を試みる。

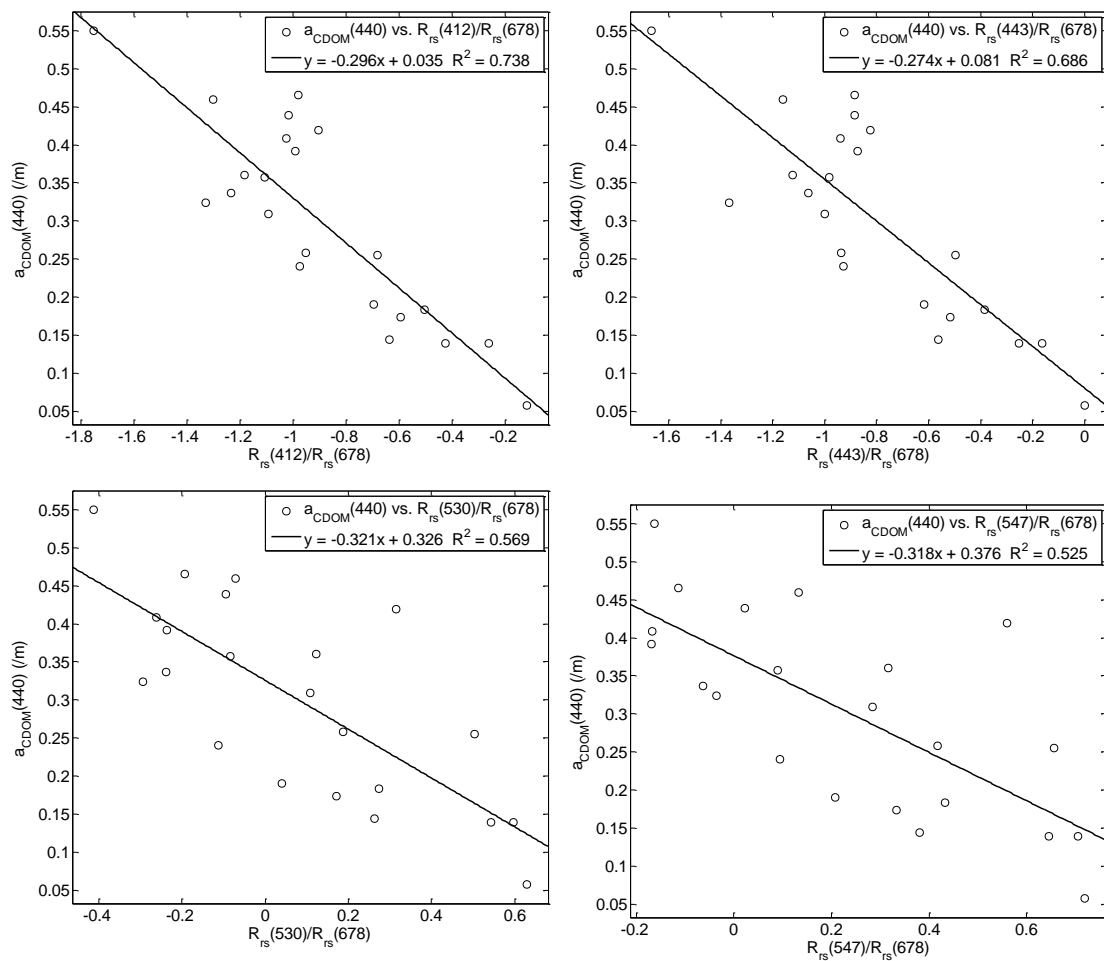


図-3.22 $a_{CDOM}(440)$ と 678nm を固定した場合における二波長比との関係

表-3.9 $a_{CDOM}(440)$ と 678nm を固定した場合における二波長比との回帰分析の結果

678nmを固定した場合			
推定モデル	傾き	切片	相関係数 R^2
$\text{Ln}\{R_{rs}(412)/R_{rs}(678)\}$	-0.296	0.035	0.738
$\text{Ln}\{R_{rs}(443)/R_{rs}(678)\}$	-0.274	0.081	0.686
$\text{Ln}\{R_{rs}(530)/R_{rs}(678)\}$	-0.321	0.326	0.569
$\text{Ln}\{R_{rs}(547)/R_{rs}(678)\}$	-0.318	0.376	0.525

3.4 Multiband Quasi-Analytical Algorithm (QAA) の改良と IOP 推定手法の開発

3.4.1 QAA の概要

QAA は、外洋や沿岸域において光学的に深い海域の R_{rs} を用いて水中の物質ごとの光吸収係数、後方散乱係数などの IOP を推定するアルゴリズムである (Lee et al., (2002) ; Lee et al., (2004)) . このアルゴリズムは r_{rs} と放射伝達理論から得られた水中の固有光学特性の関係に基づいている. 本節では、東京湾により測定した R_{rs} を QAA に適用することにより IOP に分解する. また、QAA により推定した IOP と実測の IOP を比較することで、アルゴリズムの精度検証を行う.

Lee et al., (2002) は、QAA から植物プランクトンの光吸収係数である a_{ph} を推定するまでのプロセスを 4 つのレベルに分け、10 ステップごとに IOP を推定する (図-3.23).

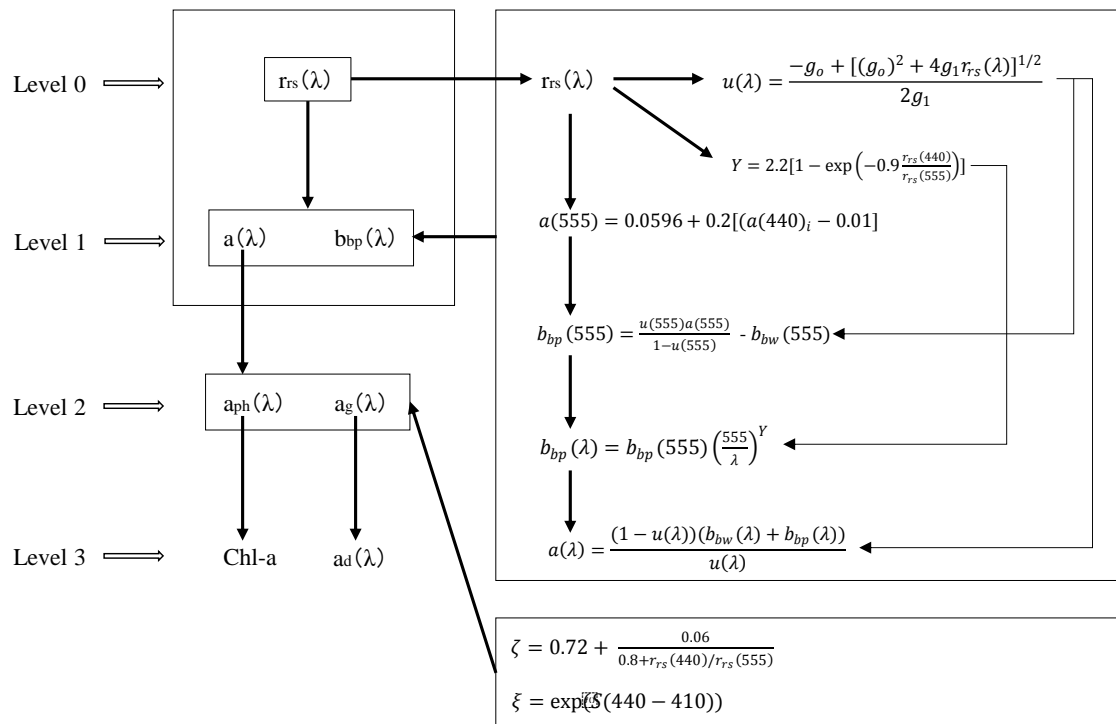


図-3.23 QAA による IOP 推定のプロセス

ステップ 0 では、水面直上のリモートセンシング反射率である R_{rs} を水面直下の r_{rs} に変換する. これは半解析的なアプローチとして以下のような式で変換することができる.

$$r_{rs} = \frac{R_{rs}}{T + \gamma Q R_{rs}} \tag{3.15}$$

ここで、 T は、 $T = t_t / n^2$ として表され、このとき t_t は水面直下から直上への放射輝度透過率、

t_r は水面直上から直下への放射輝度透過率, n は海水の屈折率である. さらに, γ は水中から空中の内部反射係数であり, Q は上向き放射照度と上向き放射輝度との比である. これらの値は, Mobley et al., (1995)により開発された HYDROLIGHT により, それぞれ $T \approx 0.52$, $\gamma Q \approx 1.7$ として与えられている. これにより r_{rs} を計算することが可能となる.

次にステップ 1 として, $u(\lambda)$ を計算する. $u(\lambda)$ は,

$$u(\lambda) = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (3.16)$$

のように, 全光吸収係数と後方散乱係数との比で表される. また, この $u(\lambda)$ は, 半解析的なアプローチとして以下のような式で表される.

$$u(\lambda) = \frac{-g_0 + [(g_0)^2 + 4g_1 r_{rs}(\lambda)]^{1/2}}{2g_1} \quad (3.17)$$

Gordon et al., (1988)によると, Case I 水域において g_0 と g_1 はそれぞれ $g_0 \approx 0.0949$ と $g_1 \approx 0.0794$ であることを報告している. さらに, Lee et al., (1999)は, 散乱が高い沿岸域において $g_0 \approx 0.084$ と $g_1 \approx 0.017$ とした場合により精度が向上することを報告している. また, Lee et al., (2004)はこれらの平均値である $g_0 \approx 0.0895$ と $g_1 \approx 0.01247$ を使用して計算を行い, 精度の高い IOP 推定を実現している.

ステップ 2 では 555nm の全光吸収係数である $a(555)$ を推定する. この推定方法には多くの方法が提案されているが, Lee et al, (2002)のステップに従い, Austin and Perzold, (1981)のアプローチにより推定する. $a(555)$ は経験的に以下のような式で推定される.

$$a(555) = 0.0596 + 0.2[(a(440))_i - 0.01] \quad (3.18)$$

このとき, 式 (3.18) 中の $a(440)_i$ は以下のような経験式で表される.

$$a(440)_i = \exp(-2.0 - 1.4\rho + 0.2\rho^2) \quad (3.19)$$

さらに, 式 (3.19) 中の ρ は以下の式で表される.

$$\rho = \ln\left(\frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)}\right) \quad (3.20)$$

上記の式から分かるように, ステップ 2 では, 440nm と 555nm の r_{rs} の比を用いて $a(440)_i$ を

推定し、またそれを用いて式 (3.18) から経験的に $a(555)$ を推定している。東京湾で適用する場合、東京湾は有機物が卓越した特殊な海域であるため、上記のような経験式の精度を確認していく必要がある。また、式 (3.18) は $a(555)$ と $a(640)$ のどちらかを推定することが可能であるが、本研究では推定された $a(555)$ を用いて IOP 推定を進める。ステップ 3 では、式 (3.21) に基づいて全粒子の後方散乱係数である $b_{bp}(555)$ を推定する。 $b_{bp}(555)$ は解析的なアプローチにより、以下の式のように表される。

$$b_{bp}(555) = \frac{u(555)a(555)}{1-u(555)} - b_{bw}(555) \quad (3.21)$$

ステップ 4 では、 b_{bp} が短波長から長波長にかけて指数関数的に減少するという特徴を利用し、以下の経験式を用いてその指数を推定し、波長ごとの b_{bp} を推定する (Lee et al., (1997))。その指数 Y は以下のような経験式によって表される。

$$Y = 2.2[1 - \exp(-0.9 \frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)})] \quad (3.22)$$

従来の研究によると Y の値は、水域ごとに異なった値になることが知られており、その値は外洋域において約 2.0、沿岸域においてほぼ 0 になることが報告されている (Sahyendranah et al., (1989) ; Garver et al., (1997))。

ステップ 5 では、以下の式から式 (3.21) により推定した $b_{bp}(555)$ 及び式 (3.22) により推定した Y を用いて半解析的に波長ごとの b_{bp} を推定する。

$$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(555) \left(\frac{555}{\lambda} \right)^Y \quad (3.23)$$

ステップ 6 では、ステップ 1 の式 (3.17) により推定した波長ごとの $u(\lambda)$ とステップ 5 の式 (3.21) で推定した波長ごとの b_{bp} 及び水の後方散乱係数を用いて以下のような式から解析的に全光吸収係数を推定することができる。

$$a(\lambda) = \frac{(1-u(\lambda))(b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda))}{u(\lambda)} \quad (3.24)$$

以上の 0~6 のステップにより全光吸収係数を推定可能であるが、ステップ 6 までに 2 つの半解析的モデルと 2 つの経験的モデルを使用している。半解析的アプローチによる推定は、一般的に広く適用可能であるが、経験的モデルに関しては東京湾の特性を考慮し使用する

必要がある。

3.4.2 全光吸収係数の分解

本節では、QAAにより推定された全光吸収係数を植物プランクトンの光吸収係数である a_{ph} と CDOM+デトリタスの光吸収係数である a_g に分解する方法を示す。これら a_{ph} と a_g を推定することにより Chl-a と CDOM の濃度に変換することが可能であり、全光吸収係数の分解手法が重要となる (Carder et al., (1999) ; Roesler et al., (1995))。 a_{ph} と a_g を推定するとき、これらは単波長の全光吸収係数が分かっていたとしても推定することはできず、少なくとも2波長以上で全光吸収係数の値が必要となる。これらを分解するためには、以下のような特性に基づいて計算を行う。

$$\zeta = \frac{a_{ph}(410)}{a_{ph}(440)} \quad (3.25)$$

$$\xi = \frac{a_g(410)}{a_g(440)} \quad (3.26)$$

ζ と ξ は、それぞれ 410nm と 440nm における a_{ph} の比及び a_g の比によって表すことができる。ステップ 7 として ζ の推定を行う。 ζ は、Lee et al., (1998) による現場観測に基づき $r_{rs}(440)/r_{rs}(555)$ の比との関係から作成された以下のような経験式により推定される。

$$\zeta = 0.72 + \frac{0.06}{0.8+r_{rs}(440)/r_{rs}(555)} \quad (3.27)$$

次に、ステップ 8 として、 ξ を半解析的な手法として以下のような式で計算することができる。

$$\xi = \exp(S(440 - 410)) \quad (3.28)$$

Bricaud et al., (1981) の報告によると、 S は、 0.015nm^{-1} として与えられている。さらに、 $a(410)$, $a(440)$, ζ , ξ が分かっているとき、

$$\begin{cases} a(410) = a_w(410) + \zeta a_{ph}(440) + \xi a_g(440) \\ a(440) = a_w(440) + a_{ph}(440) + a_g(440) \end{cases} \quad (3.29)$$

式 (3.29) の方程式を変形することで、以下のように表される。

$$\begin{cases} a_g(440) = \frac{[a(410) - \zeta a(440)] - [a_w(410) - \zeta a_w(440)]}{\xi - \zeta} \\ a_{ph}(440) = a(440) - a_w(440) - a_g(440) \end{cases} \quad (3.30)$$

ステップ 9, 10 として, 式 (3.29), 式 (3.30) により全光吸収係数を $a_{ph}(440)$ と $a_g(440)$ に分解する. $a_{ph}(440)$, $a_g(440)$ の推定精度は, 主に全光吸収係数の推定精度及び, 経験式である式 (3.27) による ζ の推定, S の値に依存する. Lee et al., (2004) によると ζ と S の精度は, 水域のフミン酸, フルボ酸, デトリタスの豊富さによって変化するため, 水域ごとに推定モデルを改善する必要性が指摘されている.

以上の 10 ステップにより全光吸収係数をスペクトルとして推定し, 全光吸収係数 a を分解することで $a_{ph}(440)$ と $a_g(440)$ を推定することが可能となる.

3.4.3 全光吸収係数の推定結果と誤差の原因

上記に示すとおり, QAA は, ステップ 2 において全光吸収係数 $a(555)$ を推定する際に Austin and Perzold, (1981) が提案した経験式を使用する. 初めに, 東京湾における経験式の推定精度について検討する. 図-3.24 に $a(555)$ の実測値と QAA による $a(555)$ の推定値との関係を示す. サンプル数は青潮時の結果を除いた $N=26$ で検討した.

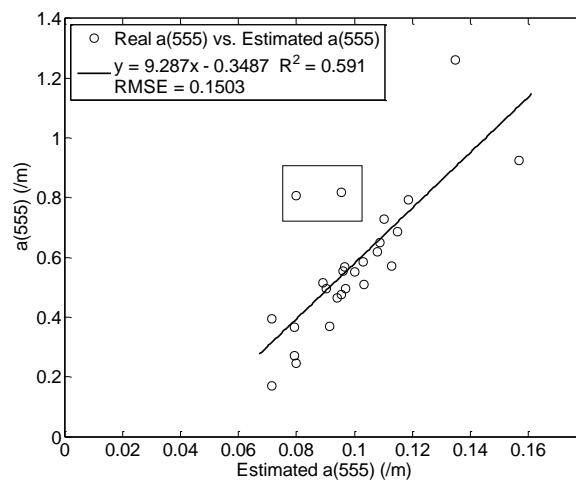


図-3.24 $a(555)$ の実測値と QAA による $a(555)$ の推定値との関係

$a(555)$ の実測値と QAA による $a(555)$ の推定値との関係における相関係数は $R^2=0.591$ と相関関係は認められるものの, 光吸収が高いポイント及び図-3.24 中枠線内のポイントが回帰直線から外れていた. 枠線内のポイントは, 2012 年 8 月 7 日に観測されたものであり, それぞれ Stn99, と Stn98 の湾奥側で測定されたものであった. 図-3.24 に 2012 年 8 月 7 日 Stn.99 ($a(555)=0.807$), Stn.98 ($a(555)=0.818$) 及び, この 2 点と $a(555)$ の値が近かった 2013 年 7 月 10 日の Stn.8 ($a(555)=0.923$), 2013 年 8 月 8 日の Stn.98 ($a(555)=0.728$) における 555nm で正規化した R_{rs} を示す.

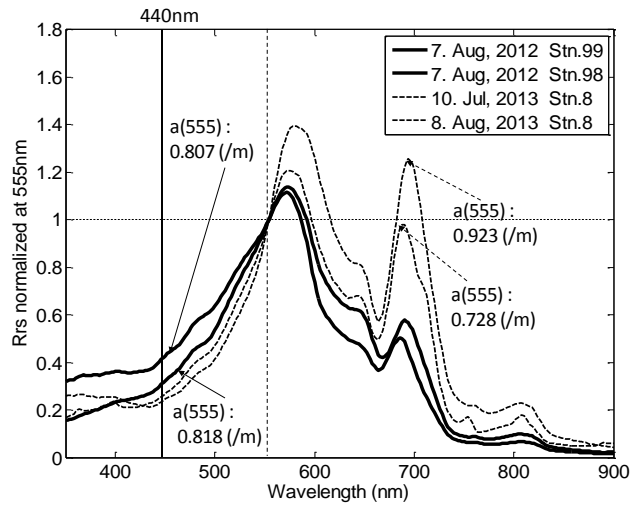


図-3.25 2012年8月7日 Stn.99, Stn.98 及び2013年7月7日 Stn.8, 2013年8月8日 Stn.8 における 555nm で正規化された R_{rs} の比較

図-3.25 に着目すると、図-3.24 中の枠線内のプロットの R_{rs} は、 $a(555)$ の値が比較的近かった 2013年7月10日 Stn.8, 2013年8月8日 Stn.8 の R_{rs} と比較して、440nm において上昇していた。このとき、それぞれの全光吸収係数の値はほとんど変化がないものの、 R_{rs} のスペクトル変動に違いが出ている原因は、後方散乱の違いによるものだと考えられる。そこで、岸野ら (2001) の方法に従い、 R_{rs} と全光吸収係数から後方散乱係数 b_b を導出し、 R_{rs} の反射率の上昇がみられた 440nm における全光吸収係数と後方散乱係数との関係を図-3.26 の(a)に示す。また、散乱が強まる 555nm における後方散乱係数及び 440nm における後方散乱係数との関係を図-3.25 の(b)に示す。

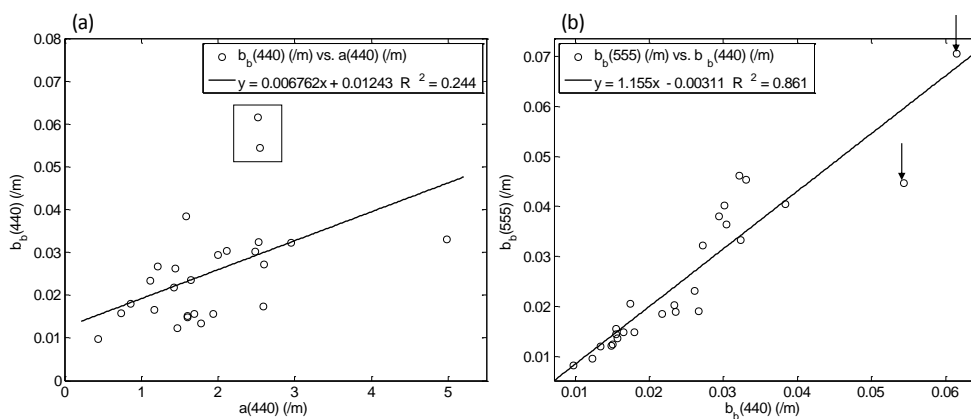


図-3.26 (a) $b_b(440)$ と $a(440)$ との関係及び(b) $b_b(555)$ と $b_b(440)$ との関係

図-3.26(a)中の枠内のポイントは、図-3.24 で R_{rs} が上昇していた 2012年8月7日 Stn.99, Stn.98 の2点である。図-3.26(a) の $b_b(440)$ と $a(440)$ との関係から、 $a(440)$ に対する $b_b(440)$ の増

加に対して枠内ポイントの $b_b(440)$ が大きく上昇していた。さらに、図-3.26 (b) 中の下矢印で示すポイントは 2012 年 8 月 7 日 Stn.99, Stn.98 の 2 点であり、 $b_b(555)$ と $b_b(440)$ との関係からも、後方散乱係数が著しく上昇していたことが分かった。この後方散乱係数が上昇していたポイントに着目すると、通常、海域内で後方散乱係数が上昇する原因となる ISS の結果を調べると、2012 年 8 月 7 日では 2.9~6.7mg/l であり ISS の著しい上昇は見られなかった。そこで、千葉県公共用水域の結果から植物プランクトンの種類について調べると、通常、東京湾では珪藻類が年間を通して支配的であることが多いが、図-3.27 中↓に示す 2012 年 8 月に関してはクリプト藻類と微細鞭毛藻類の 2 種が支配的となっていた月であった (図-3.26)。そのため、2012 年 8 月 7 日は優占植物プランクトンの違いにより後方散乱係数が通常時よりも上昇していた可能性が考えられる。

さらに詳細に 2012 年 8 月 7 日の光環境特性を明らかにするため、図-3.28 に 2011 年 7 月 26 日の Stn.98, Stn.8 及び 2012 年 8 月 7 日 Stn.8 における有色溶存有機態 (CDOM), デトリタス, 単位 Chl-a あたりの植物プランクトンの光吸収係数, R_{rs} の結果を示す。これらの観測日を選択した理由は、2012 年 8 月 7 日 Stn.8 の光環境の特殊性を把握するため、Chl-a の濃度に着目し、Chl-a:50.1 μ g/l の濃度より高い 2011 年 7 月 26 日 Stn.98 と低い 2011 年 7 月 26 日 Stn.8 を示し、そのときの光学特性について検討した。2012 年 8 月 12 日に測定された R_{rs} は、Chl-a が高濃度化していたにも関わらず、2011 年 7 月 26 日の Stn.98 と Stn.8 の結果と比較して 685nm 付近のピークの上昇が小さく 400~600nm 付近において反射率が上昇していた。2011 年 7 月 26 日の Stn.98 の R_{rs} は、Chl-a の濃度が 80.2 μ g/l と著しく高濃度化しており、そのスペクトルは青色域の反射率の低下と近赤外域の反射率が上昇するという Chl-a の増加に伴う一般的な変動を示していた。このとき、図-3.27 から 2011 年 7 月の植物プランクトンの種類に着目すると、珪藻類が卓越していた時期であった。このことから珪藻類が卓越していた場合における R_{rs} の変化は、一般的な Chl-a と R_{rs} のスペクトル変動関係で説明できると考えられる。次に、それぞれの光吸収係数の結果を見ると、2011 年 7 月 26 日 Stn.98 では、CDOM とデトリタスが上昇していた。これは、Chl-a の著しい上昇からも分かる通り赤潮化しており、赤潮由来のデトリタスの影響によりそれぞれの光吸収係数が上昇していたと考えられる。2011 年 7 月 26 日 Stn.8 と 2012 年 8 月 12 日 Stn.98 との CDOM, デトリタスの光吸収係数を比較すると、それぞれほぼ同程度であったが、350~500nm 付近の R_{rs} は、2012 年 8 月 12 日 Stn.98 の方が上昇していた。加えて、2012 年 8 月 12 日 Stn.98 の植物プランクトンの比吸収係数は、他 2 地点と比べて全波長帯において低下していたことが分かる。これは植物プランクトンの種類やサイズによってパッケージ効果が起き、単位 Chl-a あたりの光吸収効率が低下していたことを意味している。このことから、東京湾では季節ごとの優占植物プランクトンの変化が、湾内の光環境を変動させる 1 つの重要な要因であることが分かった。このことから QAA において Austin and Perzold, (1981) が提案した経験式を用いて $a(555)$ を推定するとき、東京湾では優占植物プランクトンの種の変遷が原因となり、後方散乱係数が変動することによって推定誤差が生じる可能性があることが分かった。

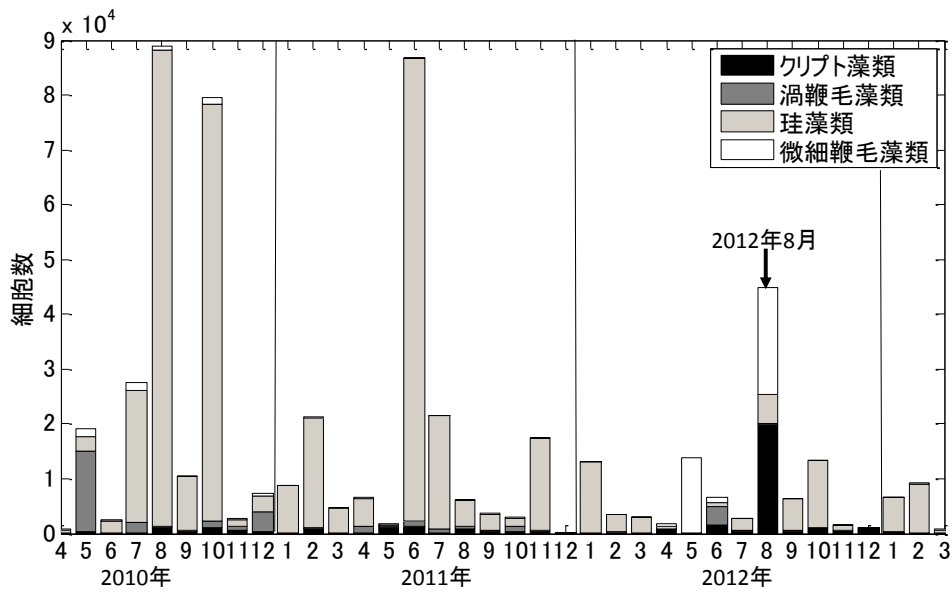


図-3.27 2010年4月～2013年3月までの植物プランクトン類別同定数

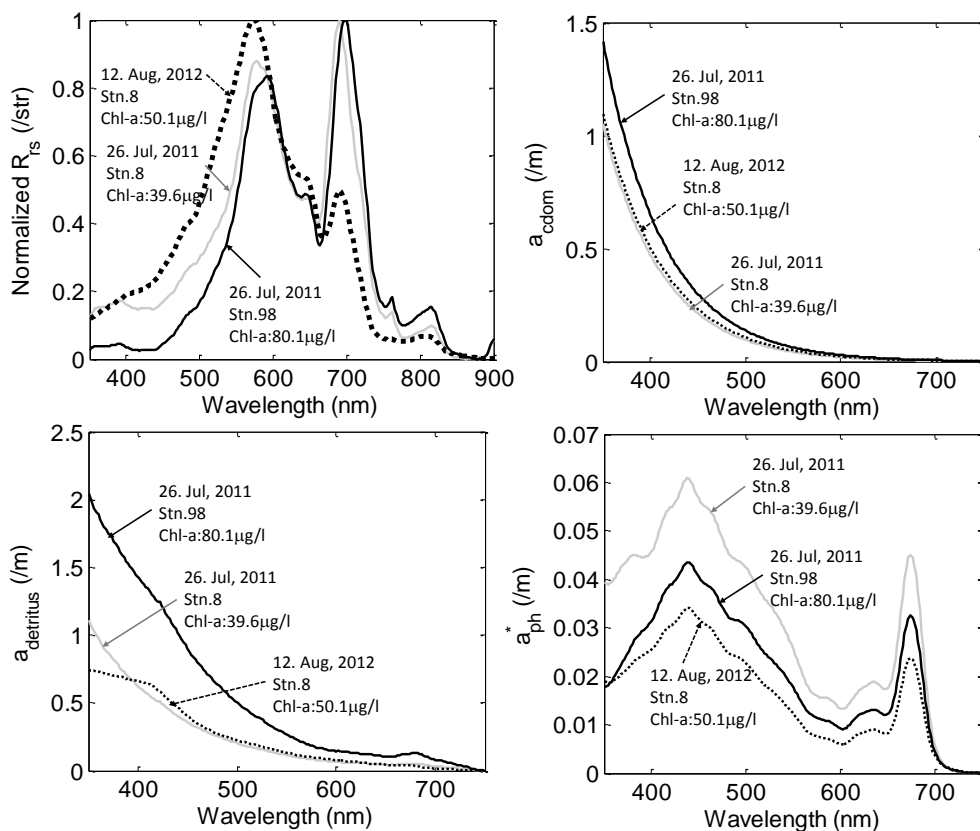


図-3.28 2011年7月26日，2012年8月12の R_{rs} と CDOM，デトリタス及び植物プランクトンの比光吸収係数の結果

次に、図-3.25 に示す光吸収係数が高いときにおいて実測値と推定値とのばらつきが大きくなっていた原因について検討する。初めに 440nm における a_{ph} と a_{CDOM+a_d} の全光吸収係数に対する割合の推移を図-3.29 に示す。横軸は観測日を表し、縦軸は a_{ph} と a_{CDOM+a_d} の全光吸収係数に対する割合になっており観測日に得られた各地点の結果の平均値を表している。図-3.29 の結果より a_{ph} と a_{CDOM+a_d} の全光吸収係数に対する割合は、観測日により変動があるものの、基本的には a_{ph} の割合が支配的であったことが分かる。割合の平均値としては、 a_{ph} が 62.5%、 a_{CDOM+a_d} が 36.5% であり、全光吸収係数の 6 割近くが植物プランクトンの光吸収係数で説明できることが分かる。そこで、図-3.25 における $a(555)$ が高い場合におけるばらつきの原因が a_{ph} の変動に依るものだと仮定し、図-3.30 に示す $a_{ph}(440)$ と Chl-a との関係を見てみると、Chl-a の濃度が高濃度になっていた場合においてばらつきがあった 1 点が大きく回帰直線から外れていたことが分かった。(図-3.30 中下矢印) これは、Chl-a の濃度に対して $a_{ph}(440)$ が他地点と比較して著しく上昇していたことを示している。このことから、Chl-a の上昇に対して、植物プランクトンの光吸収が著しく上昇した場合においても $a(555)$ の推定において誤差が生じることが分かった。

以上の結果から以下の 2 点のことが原因となり $a(555)$ の推定誤差が生じることが分かった。

- (1) 東京湾では主に年間を通して珪藻類が支配的であるが、他の種が優占種となる場合、光の後方散乱が変化することで $a(555)$ の推定誤差の原因となる。
- (2) Chl-a が高濃度のとき、Chl-a の濃度の上昇に対して植物プランクトンの光吸収が著しく上昇した場合 $a(555)$ の推定誤差の原因となる。

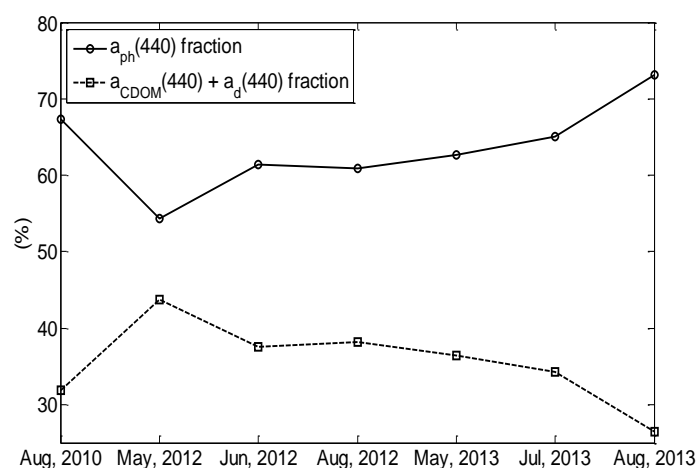


図-3.29 観測日の地点ごとに平均化した a_{ph} と a_{CDOM+a_d} の全光吸収係数に対する割合の推移

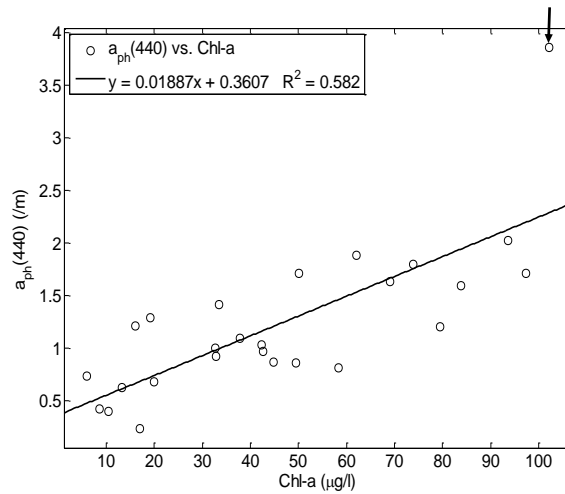


図-3.30 a_{ph}(440)と Chl-a との関係

3.4.4 粒子による後方散乱係数の推定

QAA により推定された粒子による後方散乱係数 b_{bp} の精度を検証するため、実測の b_{bp} を使用する。実測の b_{bp} は、現地観測により測定した Hydroscat-6P により測定した後方散乱係数 b_b を表層 1m において平均化し、純水の後方散乱 b_{bw} を差し引くことで b_{bp} を算出した。さらに、岸野ら (2001) により説明されている R_{rs} , b_b , 全光吸収係数 a との関係式を用いて実測の R_{rs} と a から導出した b_b から b_{bw} を差し引くことで b_{bp} を算出した。これらの Hydroscat-6P により測定された後方散乱係数と半経験式から導出された後方散乱係数との関係については 2.3.5 にて議論されている。本節では、2つのアプローチにより測定・推定した後方散乱係数それぞれを用いて、QAA による b_{bp} の推定値の精度を検証する。

図-3.31 に(a) QAA による b_{bp} の推定値と Hydroscat-6P による b_{bp} の測定値との関係及び(b) QAA による b_{bp} の推定値と半経験式により導出された b_{bp} との関係を示す。また、(a)の場合は、Hydroscat-6P に搭載されているチャンネル数の関係上 550nm における b_{bp} を用いて比較した。さらに、Hydroscat-6P を用いた観測は 2013 年以降から実施されたため、観測値は少なくなっており N=20 で検証を行った。

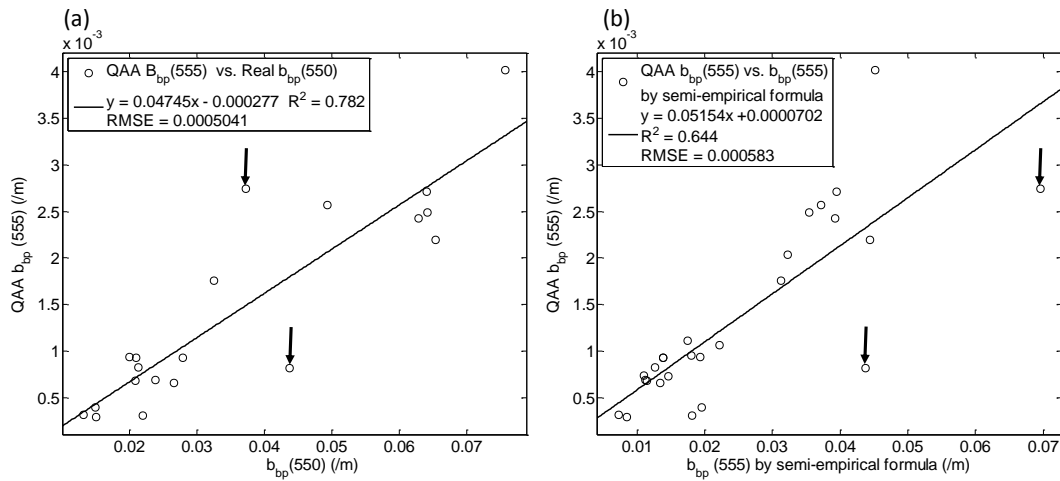


図-3.31 (a) QAA による $b_{bp}(555)$ の推定値と Hydrosca-6P による $b_{bp}(550)$ の実測値との関係
及び(b) QAA による $b_{bp}(555)$ の推定値と半経験式による $b_{bp}(555)$ の推定値との関係

図-3.31(a)に着目すると、相関係数は $R^2=0.782$ と高い相関関係があったことが分かる。また、図-3.31(b)についても相関係数は $R^2=0.644$ であり、相関関係が認められる。図-3.31 中下矢印で示したプロットは、 $a(555)$ 推定時に後方散乱が高く推定誤差が大きくなっていた箇所である。実測の b_{bp} と比較した場合においては、比較的下矢印で示した2点は推定誤差が小さくなっていたもののばらつきは大きくなっていた。また、半経験式により推定された b_{bp} と比較した場合においては、QAA による b_{bp} は過小評価されており、 $a(555)$ の推定時の推定誤差の影響によるものだと考えられる。これは半経験式により推定された b_{bp} も実測の R_{rs} をパラメーターとして使用していることが原因である。

3.4.5 粒子による後方散乱係数のスペクトル推定と精度検証

b_{bp} スペクトルの推定は、式 (3.22) の経験式により、式 (3.23) の指数 Y が求められ、 b_{bp} に波長依存性があると仮定することで推定される。しかしながら東京湾では、デトリタス、植物プランクトンの高濃度化に伴い、それぞれの物質による散乱が外洋域と比較し大きくなると考えられる。また、 b_{bp} スペクトルの変動特性についても明らかにされていないため、 b_{bp} に波長依存性があるとする仮定が成り立つかどうかを検証する必要がある。そこで、QAA により推定された b_{bp} スペクトルと実測及び半経験式により推定された b_{bp} スペクトルと比較することで、式 (3.23) の東京湾での適用性について検証する。(a) QAA による b_{bp} の推定値、(b) 半経験式による b_{bp} の推定値、(c) Hydrosca-6P による b_{bp} の実測値のスペクトルを図-3.32 に示す。スペクトルの変動特性を見るため、それぞれ、観測日の地点ごとの b_{bp} を平均化した。図-3.32 中 (a) では、式 (3.23) の性質からも分かるとおり、短波長側から長波長側にかけて指数関数的に b_{bp} は減少していたことが分かる。図-3.32 中 (b) では、(a) とは異なり、 R_{rs} のスペクトル変動と似た変動を示し、560nm、680nm 付近の b_{bp} において π

ークを持っていた。さらに、図-3.32 中 (c) では、Chl-a が $60\mu\text{g/l}$ 辺りまでは、図-3.32 中 (a) と似たスペクトル変動を示していたが、Chl-a が $60\mu\text{g/l}$ 以上 $\sim 100\mu\text{g/l}$ 付近まで上昇した場合、 676nm の b_{bp} が著しく上昇していた。特に 2013 年 7 月 10 日、2013 年 8 月 8 日の $b_{\text{bp}}(676)$ は、それぞれ 0.726 、 0.581 まで著しく上昇していた。

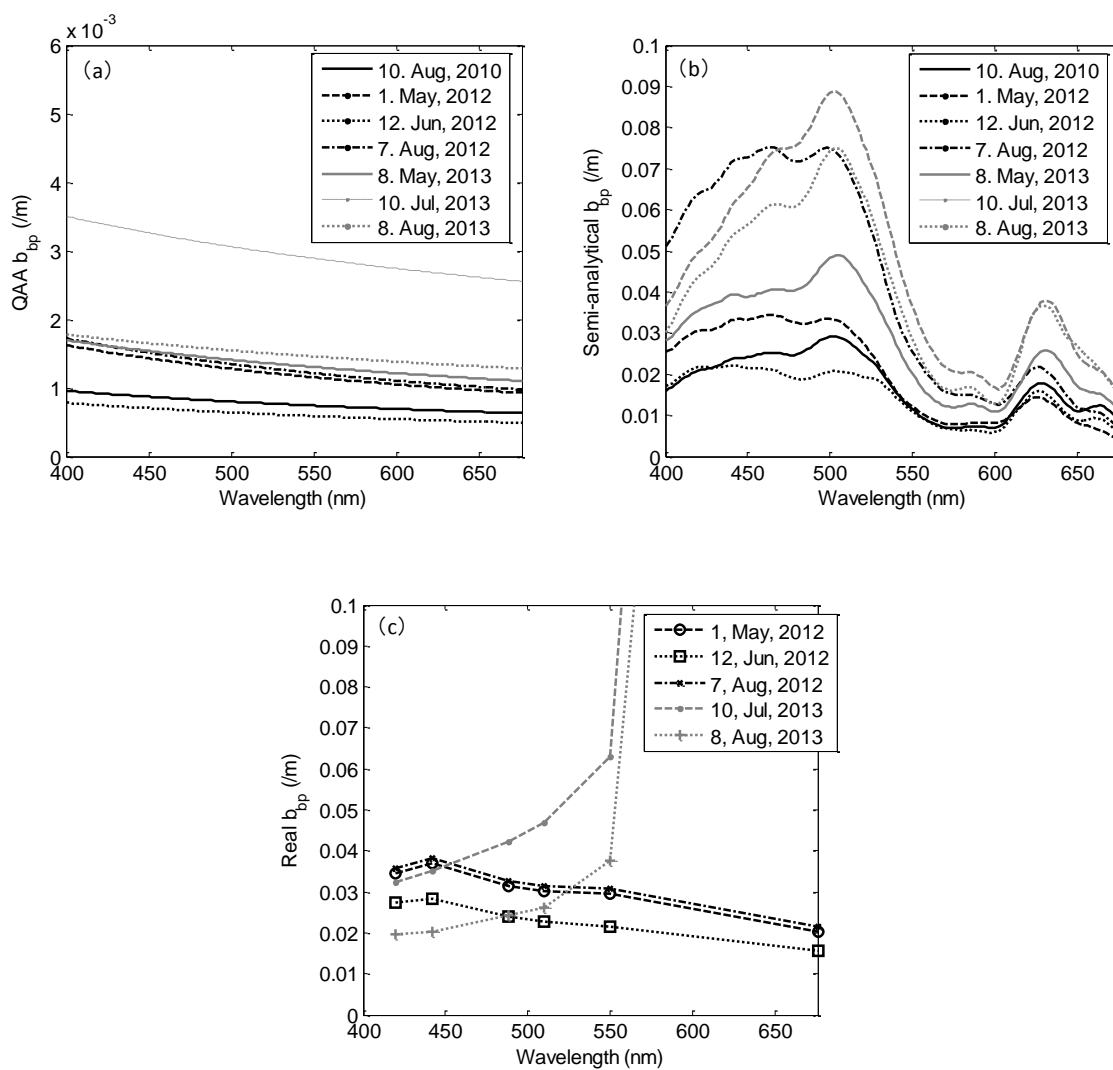


図-3.32 (a) QAA による b_{bp} (b) 半経験式による b_{bp} (c) Hydroscat-6P による b_{bp} のスペクトルの結果

次に図-3.33 に図-3.32 の b_{bp} のスペクトルから 420nm, 442nm, 488nm, 510nm, 550nm, 676nm の波長における b_{bp} を抽出しその変動について調べた。これらの波長は Hydroscat-6P の仕様上 6 チャンネルに対応していることから上記の 6 波長において検討を行った。

QAA により推定された b_{bp} のスペクトルは、実測の b_{bp} のスペクトルと同様な傾向を示していた。しかし、赤潮が発生した場合には、実測の 676nm における b_{bp} が著しく上昇し、それにもとない短波長側から長波長側にかけて b_{bp} が上昇するため、QAA により推定された b_{bp} のスペクトル変動とは逆の傾向を示した。また、半経験式により推定された b_{bp} は、QAA により推定された b_{bp} と比較して 412nm において低くなる傾向があり、550nm では高くなる傾向にあった。このような特徴があることから、赤潮が発生した場合における b_{bp} の推定精度を見直す必要があるものの、QAA は基本的に 6 波長において b_{bp} のスペクトル変動の傾向を捉えていたと考えられる。しかし、それぞれの b_{bp} は、絶対値が大きく異なるため、必要とする波長帯において東京湾に適したキャリブレーションを行う必要があると考えられる。

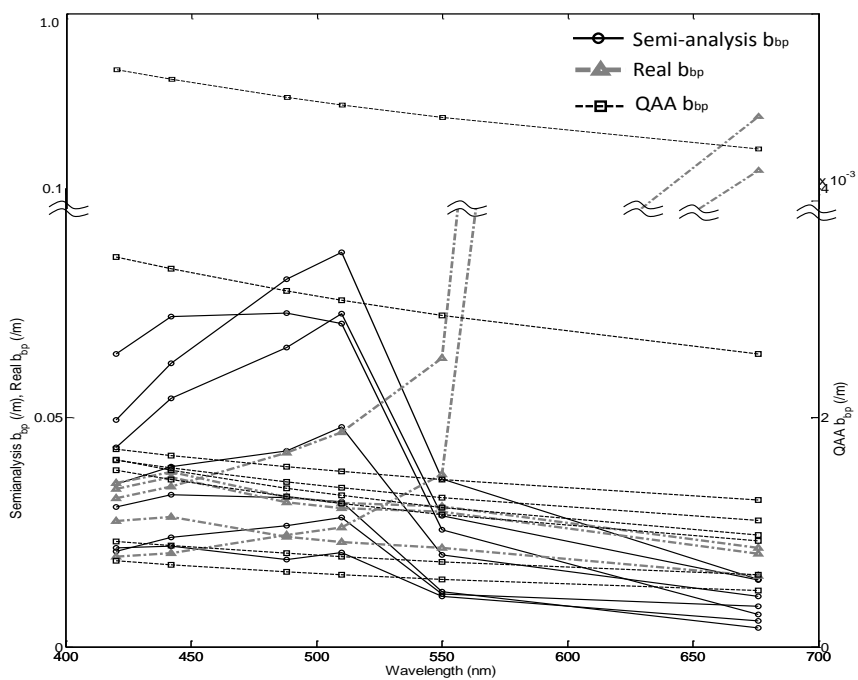


図-3.33 6 波長における QAA による b_{bp} , 半経験式による b_{bp} , Hydroscat-6P による b_{bp} のスペクトルの結果

3.4.6 全光吸収係数のスペクトル推定と精度検証

実測の全光吸収係数 a のスペクトル(a)と QAA により推定された a のスペクトル(b)とを比較する (図-3.34). 図-3.34 の結果は, それぞれ, 観測日の地点ごとの光吸収係数を平均化している. 図-3.34 中①の 400~450nm の波長帯におけるスペクトルに着目すると, (b)では全光吸収係数の低下が長波長側に向かって著しく低下していたが, (a)の実測値ではその低下が緩やかであった. これは後方散乱係数の波長依存性を利用して推定する式 (3.32) が沿岸域では成り立たないことが原因である. 図-3.33 の後方散乱係数のスペクトル変動に着目すると, Chl-a が著しく増加していたときを除き 420nm の後方散乱係数は, 440nm より低下していた. 式 (3.24) から分かる通り, QAA による全光吸収係数のスペクトルの推定は, b_{bp} のスペクトルの再現性に依存する. そのため, 図-3.34 中①の緩やかなスペクトル, 550nm より短波長側のスペクトルを式 (3.23) によって推定できていないことが原因である. また, 図-3.34 において, QAA による a の推定値と実測値を比較すると, スペクトルが大きく低下していたピーク②と, 上昇していたピーク③の位置が異なっていた. この原因も同様に, b_{bp} のスペクトル推定の再現性が問題である. そこで a_g 推定に必要なパラメーターである $a(410)$ と $a(440)$ について, 実測値との関係を図-3.35 に示す. $a(410)$ と $a(440)$ の相関係数は, それぞれ $R^2=0.542$, $R^2=0.507$ であった. これらは, それぞればらつきが大きく推定精度は高くないものの相関関係が認められた. 特に QAA による推定値は, 実測値に比べて大きく過小評価されていた. これは, 式 (3.18) の経験式を用いて推定された $a(555)$ が過小評価されていたことが原因であると考えられる.

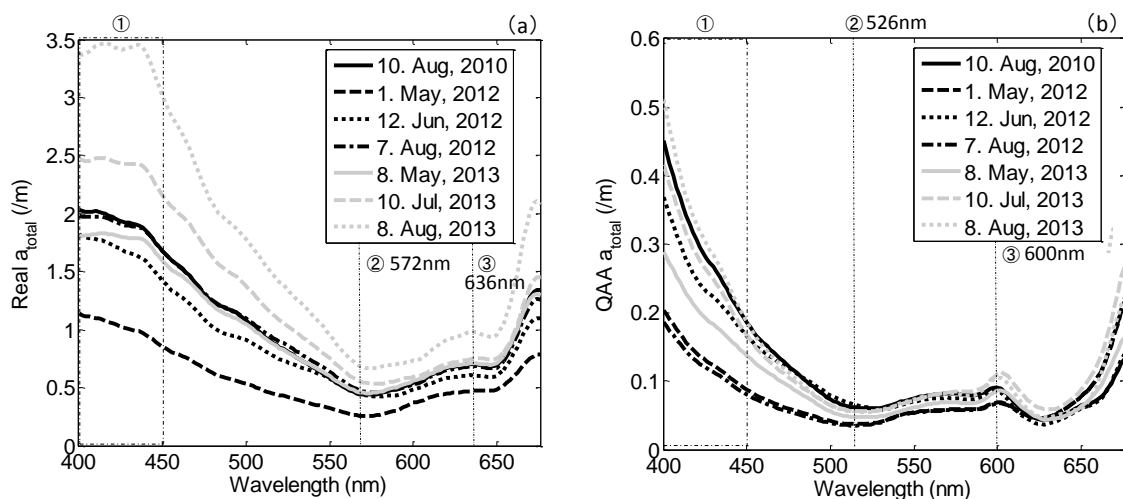


図-3.34 (a) 実測の全光吸収係数及び (b) QAA による推定された全光吸収係数の結果

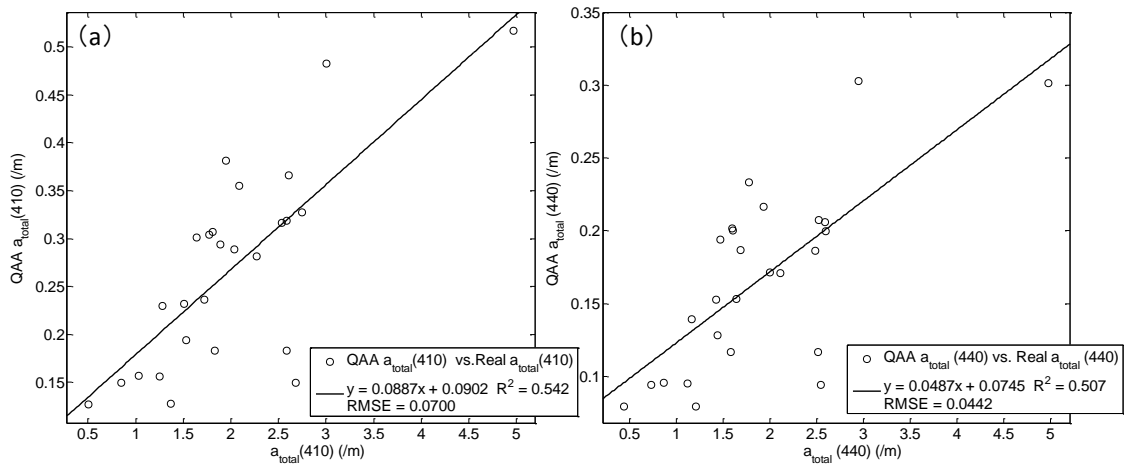


図-3.35 (a) QAA による $a(410)$ の推定値と $a(410)$ の実測値との関係及び (b) QAA による $a(440)$ の推定値と $a(440)$ の実測値との関係

3.4.7 CDOM + デトリタスの光吸収係数の推定

次にステップ 7 で推定される ζ について検討する。 ζ は式 (3.25) に示す通り、 $a_{ph}(410)/a_{ph}(440)$ の比で表される。その推定のために式 (3.27) の経験式が用いられている。そこで、経験式により推定された ζ と実測の ζ の関係を見ると、図-3.36 に示すとおり無相関であった。また、ステップ 8 で推定される ξ は、式 (3.26) に示すとおり $a_g(410)/a_g(440)$ として表される。これは式 (3.28) により推定されるが、その精度は式中の S の値に依存する。Bricaud et al., (1981) の提案した $S=0.015$ を用いて ξ を推定した結果を図-3.37 に示す。図-3.37 中の横点線が $S=0.015$ を用いた場合における ξ の推定結果であり $\xi=0.1568$ となる。実測の $a_g(410)/a_g(440)$ は、最小値で 1.406, 最大値で 1.557 でありその差は 0.151 程度であった。これらの ζ , ξ を用いて式 (3.29), 式 (3.30) により推定された $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ と実測値との関係を図-3.38 に示す。それぞれ相関係数は $a_g(440)$ で $R^2=0.378$, $a_{ph}(440)$ で $R^2=0.381$ であった。それぞれの推定精度は低く、その原因は各ステップで積み重なった推定誤差の影響であると考えられる。特に $a_{ph}(440)$ の推定結果と実測値との関係は負の相関関係となっており、全く推定できていなかったことが分かる。

QAA の推定手法による各ステップの中から改善が必要な箇所をまとめると、① 式 (3.18) による $a(555)$ の推定において精度が低い。これは経験式を用いているため、推定値と実測値との絶対値が大きく異なっていたことが原因である。② 式 (3.23) の半解析的な式を用いた場合、後方散乱係数のスペクトル変動に波長依存性があるという仮定が沿岸域では適用できないため a の推定に必要な各波長における b_{bp} の推定精度が低くなっていたこと、③ ζ , ξ の推定に必要な経験式及び S の値が東京湾に適しておらず、それぞれの推定精度に問題がある。これら 3 つの問題の解決策について次節にて検討する。

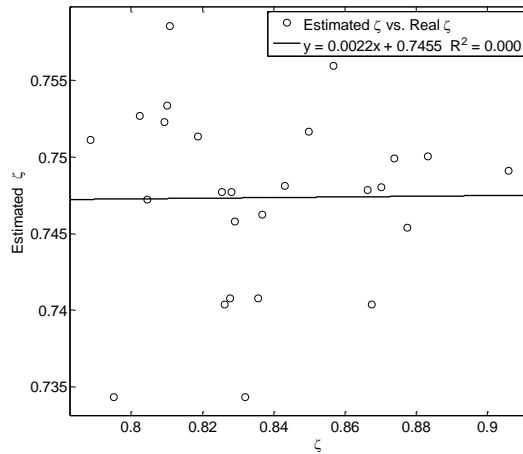


図-3.36 QAAにより推定された ζ と実測の ζ との関係

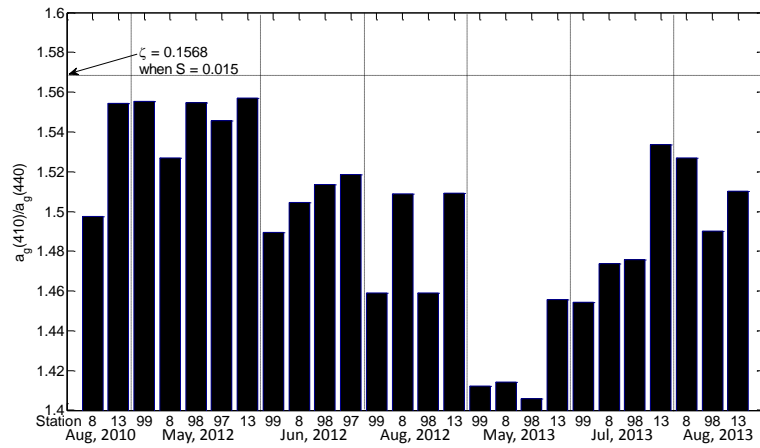


図-3.37 $S=0.015$ のときの ξ ($a_g(410)/a_g(440)$) と実測の ξ の結果

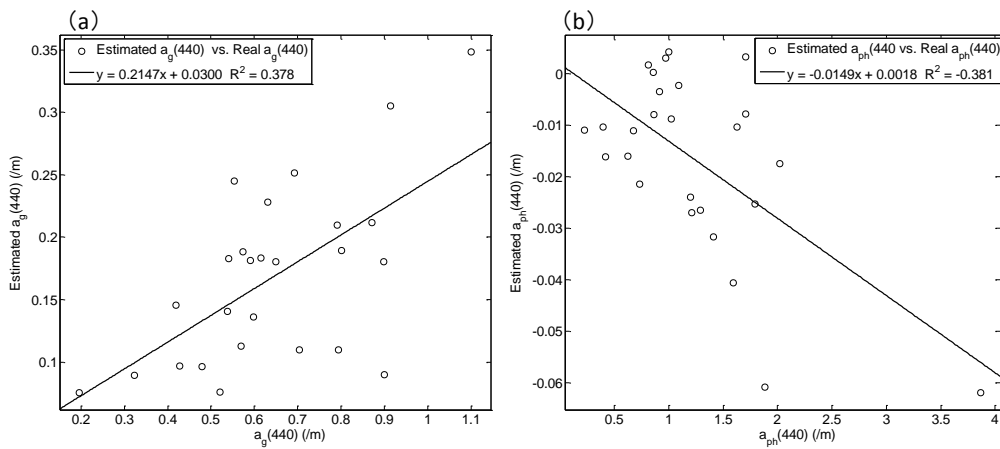


図-3.38 (a) QAAによる $a_g(440)$ の推定値と $a_g(440)$ の実測値との関係及び (b) QAAによる $a_{ph}(440)$ の推定値と $a_{ph}(440)$ の実測値との関係

3.4.8 東京湾に適した QAA への改良

前節では、QAA による IOP 推定のプロセスの中で経験式が用いられた場合において、推定誤差が生じ、それによって蓄積された誤差が積み重なり、最終的に算出する $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ の推定において大きな誤差に繋がることを指摘した。加えて、植物プランクトンの優占種が異なった場合、植物プランクトンの光吸収効率の低下及び後方散乱係数の上昇が起き、IOP 推定に誤差が生じることを指摘した。そこで本節では、QAA のステップごとで使用された式を東京湾に適した形に改良し、 $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ の推定精度を向上させる。また植物プランクトンの比吸収係数を利用して、推定誤差が生じる可能性がある箇所を特定するフィルターを作成することを目的とした。

(1) $a(555)$ 推定モデルの改良

初めに、 $a(555)$ の推定では、図-3.24 に示すとおり植物プランクトンの種が異なっていた日を除くと高い相関関係があったことから、式 (3.18) , (3.19) , (3.20) の経験式が有効であったことが分かる。しかし、東京湾のような有機物が卓越し、光吸収が支配的である場所では経験式が適用できず、絶対値として大きく過小評価される。そこで、実測の $a(555)$ を用いて、東京湾に適用できるよう以下の回帰式を作成した。

$$\text{Corrected } a(555) = 9.287a(555) - 0.3487 \quad (3.31)$$

このとき、式中 $a(555)$ は QAA のステップ 2 により推定された 555nm における全光吸収係数である (図-3.24)。次に ζ の推定式の改良を行う。

(2) ζ の推定モデルの改良

ζ は式 (3.27) による経験式を用いて推定されるが、図-3.36 に示すようにその推定精度は著しく低い。そこで、実測の r_{rs} を用いて東京湾に適した経験式への改良を行う。MODIS のバンドを想定し、 ζ と関係付けられるバンドの組み合わせを探索した結果、以下のような式で関係付けられることが分かった。

$$\zeta = 0.0202 \left\{ \frac{r_{rs(678)}}{r_{rs(547)} - r_{rs(488)}} \right\} + 0.7974 \quad (3.32)$$

式 (3.32) の提案した経験式によって推定した ζ と実測の ζ との関係を図-3.39 に示す。

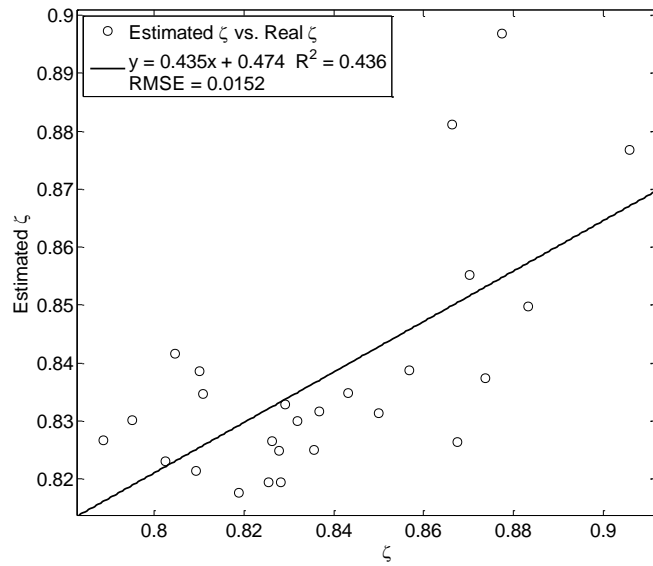


図-3.39 推定された ζ と実測の ζ との関係

以上の結果から図-3.36 と図-3.39 を比較すると、 $R^2 = 0.000$ の無相関から $R^2 = 0.436$ まで向上した。

(3) ξ の推定モデルの改良

次に、東京湾に適した ξ の推定について検討する。 ξ は式(3.28)からも分かる通り、定数 S の値に依存する。東京湾に適した S の値に設定するため、 S を0.01~0.05まで変化させたときに $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ の推定値と実測値から求めたRMSEが最小となる値を求めた。その結果を図-3.40に示す。

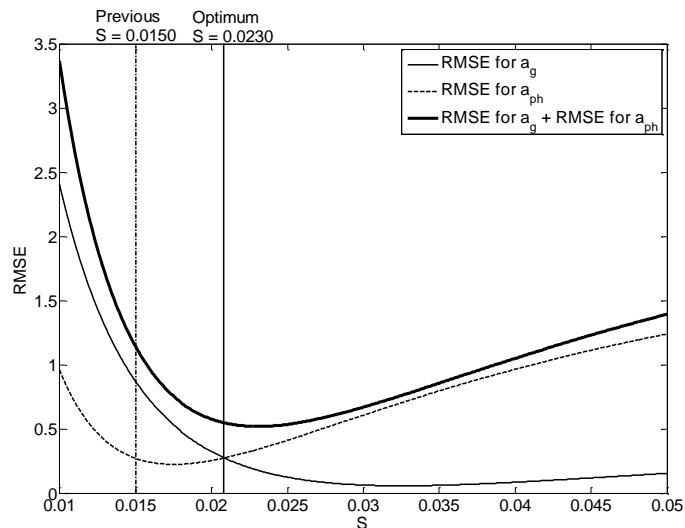


図-3.40 S を変化させたときの $a_{ph}(440)$ と $a_g(440)$ のRMSE

図-3.40 の結果から、従来の S の値は 0.015 であったのに対し、東京湾では $S=0.023$ のときに $a_{ph}(440)$ と $a_g(440)$ の推定値と実測値との RMSE が最小となることが分かった。

以上のように、本節では、経験式である $a(555)$ の推定モデルと ξ の推定モデルを改良し、また、 ξ の推定に必要である S の値を東京湾に適した値に設定した。

3.4.9 植物プランクトンの比吸収係数を利用したフィルターの作成

3.4.3 では、植物プランクトンの優占種が通常時と異なる場合、湾内の光環境特性が変化することで IOP 推定に誤差が生じることを指摘した。このとき、通常の珪藻類が支配的であった場合と、他の種が支配的であった場合における植物プランクトンの比光吸収係数の値の違いを調べることによって閾値を決定し、推定誤差が生じる可能性がある箇所を特定し除去することを目的とした。これまでの検証により、クリプト藻類、微細鞭毛藻類が支配的であった場合、光吸収効率が低下し、QAA により推定される $a_{ph}(440)$ 、 $a_g(440)$ が過小評価されることが分かっている。そこで QAA による $a_{ph}(440)$ の推定値と Chl-a の実測値から $a_{ph}(440)/Chl-a$ を算出し植物プランクトンの光吸収係数を求め、推定誤差が生じる範囲を特定するフィルターを作成する。衛星画像にこのフィルターを適用する場合には、Chl-a 推定モデルにより推定された Chl-a を使用して $a_{ph}(440)/Chl-a$ の空間分布を推定し、推定誤差の可能性のある範囲を特定する。図-3.41 に各観測日及び各地点における $a_{ph}(440)$ の推定値と実測の Chl-a から算出した植物プランクトンの比吸収係数 $a_{ph}^*(440)$ 及び実測の Chl-a を示す。

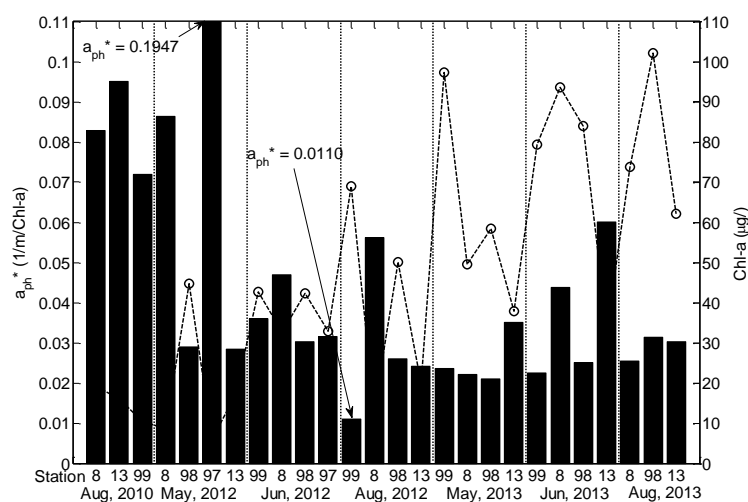


図-3.41 各観測地点における $a_{ph}^*(440)$ と Chl-a の結果

図-3.41 に示すとおり、2012年8月の Stn.99 では、Chl-a が $69.0\mu g/l$ と高濃度であったにもかかわらず、植物プランクトンの光吸収係数は低くなっていたため、その比光吸収係数が著しく低下していた。このときの観測日は図-3.27 に示すクリプト藻類、微細鞭毛藻類が支配的であった月と一致していた。この観測日の $a_{ph}^*(440)$ は 0.011 であり、 $a_{ph}^*(440)$ の平均値が 0.0458

であることから約 4.2 倍光吸収効率が低くなっていた。また、2012 年 8 月の Stn.99 の次に $a_{ph}^*(440)$ が低くなっていた箇所は、2013 年 5 月の Stn.98 でありその値は 0.021 であった。このとき、2013 年 5 月の Stn.98 の $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ は、精度良く推定されていたことから、閾値の設定として、 $a_{ph}^*(440)$ が 0.021 の状態では問題ないとし、0.021 未満から注意が必要な領域、0.011 以下からは除去する領域として以下のようにフィルターを作成した。

$$\begin{aligned}
 & a_{ph}^*(440) < 0.021 \quad \text{推定可能領域} \\
 0.011 \leq & a_{ph}^*(440) < 0.021 \quad \text{解釈に注意が必要な領域} \quad (3.33) \\
 & a_{ph}^*(440) < 0.011 \quad \text{推定不可領域}
 \end{aligned}$$

衛星画像から QAA を使用して IOP を推定する際、式 (3.33) に示すフィルターを用いて、推定可能領域、解釈に注意が必要な領域、推定不可領域を判定する。

3.4.10 改良した QAA による $a_g(440)$ と $a_{ph}(440)$ の推定結果

上記の改良した $a(555)$, ζ , ξ 推定モデル及び推定誤差判定フィルターを QAA のステップに組み込み、 $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ を推定する。これまでの改良したポイントとそのプロセス、RMSE の変化を図-3.42 に示す。また図-3.43 に最終的な結果となる改良した QAA による $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ の推定値と実測値との関係を示す。さらに、最終結果の精度の比較を表-3.10 にまとめた。図-3.42 を見ると、改良 1 では 555nm における a の推定式を光吸収が卓越していることを表すように改良することによって、RMSE は a_g で-0.03, a_{ph} で-1.04 と精度が向上し、改良 2 では ξ を式 (3.32) に置き換えることで a_g は-0.01, a_{ph} は-0.03 と精度の向上が見られた。さらに、改良 3 では S を東京湾に適した値を用いることで、 a_g は-0.11, a_{ph} は-0.33 と大きく精度が向上したことが分かる。

このことから主に対象水域における吸収と散乱の程度を把握することが可能となれば a を調整することで精度を向上させることが可能となり、また水域ごとによる適した S の値を把握することが重要であることが分かった。最終的な結果として、東京湾用に改良された QAA から推定された $a_g(440)$ は、従来の QAA と比較して相関係数 $R^2=0.378$ から $R^2=0.608$ に上昇し、RMSE は 0.211 から 0.062 に精度が向上した。また、 $a_{ph}(440)$ は、従来の QAA と比較して相関係数が負の相関であった $R^2=0.381$ から $R^2=0.659$ に上昇し、RMSE は 1.693 から 0.307 と大きく精度が向上した。

このように従来の QAA モデルにおける推定式を沿岸域に適した形に改良することによって精度の高い $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ 推定が可能となった。今後の課題として、後方散乱係数のスペクトル推定モデルを沿岸域に適した理論式を考案し適用することで、より精度の高い IOP 推定が可能になると考えられる。

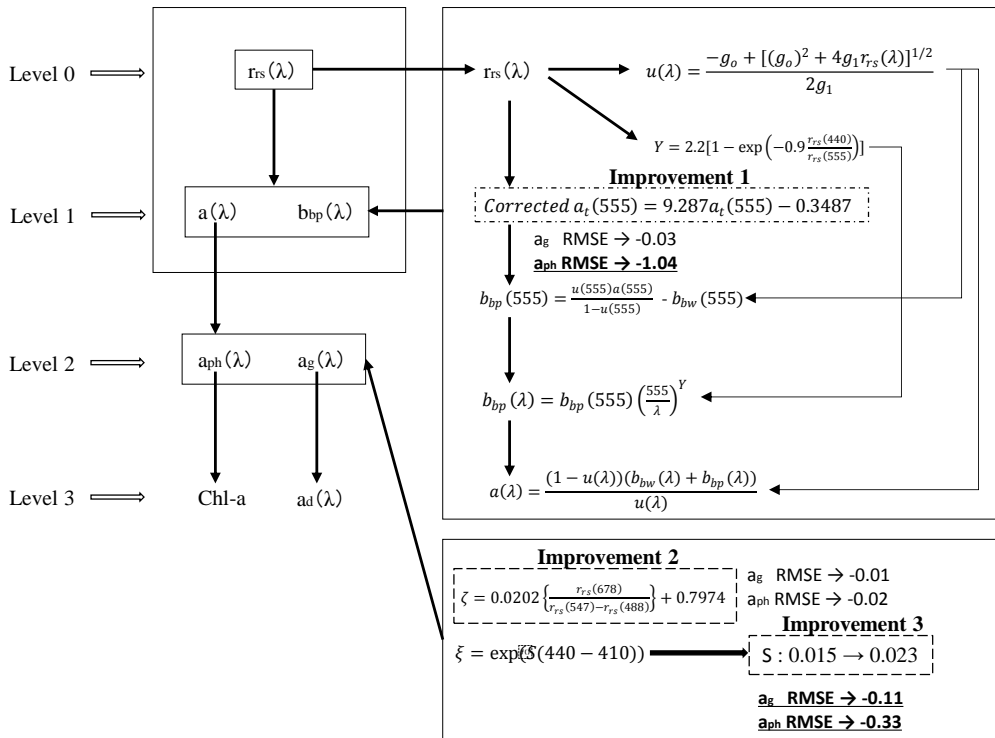


図-3.42 改良後の QAA による IOP 推定のプロセスと改良後の RMSE の変化

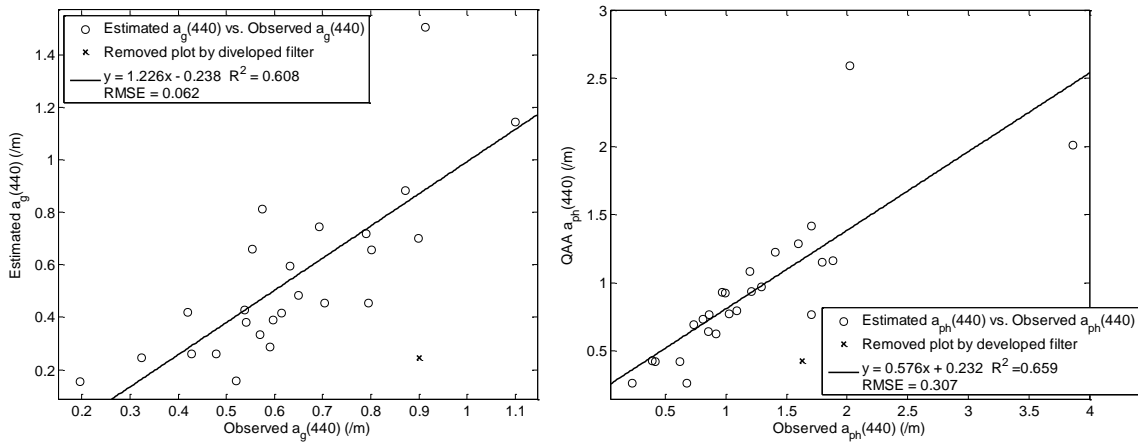


図-3.43 改良した QAA により推定された $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ と実測値との関係

表-3.10 従来の QAA と改良した QAA により推定された $a_g(440)$, $a_{ph}(440)$ の精度比較

	Previous QAA model		Improved QAA model	
	$a_g(440)$	$a_{ph}(440)$	$a_g(440)$	$a_{ph}(440)$
R^2	0.378	0.381	0.608	0.659
RMSE	0.211	1.693	0.062	0.307

3.5 デトリタス推定手法の提案

本節ではデトリタスの推定手法を提案する。これまでの研究では、QAAにより推定された a_g から経験式を用いてCDOMとデトリタスを分解することでデトリタスを推定する方法が提案されている (Lee (1994))。しかしながら経験式を用いた方法では、CDOMとデトリタスが同様に変動する場合でなければ分解は困難である。東京湾では、CDOMが植物プランクトンの分解過程で生成される量より河川から流入する分の割合が大きいため、CDOMとデトリタスは異なった変動パターンを示す。そのため、従来の方法でのCDOMとデトリタスへの分解は困難である。

そこで本研究では、式 (3.34) に示すように改良したQAAにより推定された a_g から、新たに開発したCDOM推定モデルにより推定したCDOM分を差し引くことでデトリタスの光吸収係数を推定する。

$$a_d = a_g - \text{estimated } a_{\text{CDOM}} \quad (3.34)$$

このデトリタスの光吸収係数の精度検証は、人工衛星画像に提案した手法を適用し推定したデトリタスの光吸収係数と、現地観測による実測値を使用して第4章にて検証を行う。

3.6 青潮分布推定手法の提案

3.6.1 青潮の光学特性の概要

第2章で述べたように、青潮の光学特性は主に以下の2つの特徴がある。

- (1) 硫黄粒子の影響により光吸収係数と後方散乱係数が大きく上昇しており、主に後方散乱係数の上昇が著しい。
- (2) 青潮の R_{rs} は550nmにピークを持ち、通常時の水域の反射率と比較して著しく上昇する。

現地観測結果から明らかにした(1)、(2)の特徴が、人工衛星により捉えられた青潮の光学特性と一致していたか検証する。また本節では、青潮の光学特性に基づき、青潮の分布を捉えるための推定モデルの開発を行うことを目的とした。

3.6.2 人工衛星により推定された青潮の光学特性

(1) GOCI (Geostationary Ocean Color Imager) による検証

前述のように、青潮の光学特性は b_b の著しい上昇に伴い R_{rs} のスペクトルが可視域全体において大きく上昇することが現地観測によって明らかとなった。そこで、人工衛星により得

られた R_{rs} のスペクトルの結果と比較する。青潮の分布を人工衛星で捉えるためには、高い時空間分解能を持つ人工衛星を使用する必要がある。そこで KOSC (Korea Ocean Saellite Center) によって開発され、2010年6月26日に打ち上げられた静止海色観測衛星 COMS に搭載された GOCI (Geostaionary Ocean Color Imager) のセンサーによって捉えられた衛星画像を使用した。COMS/GOCI は、1日に10回画像を取得し、空間分解能は500mである。また、412nm, 443nm, 490nm, 555nm, 660nm, 680nm, 745nm, 865nm の8バンドにおける観測波長帯を有している。通常、青潮の発生時には天候が悪化していることが多く、雲の影響により青潮を捉えた画像の取得が困難とされていたが、GOCI の優れた時空間分解能により、青潮分布を捉えることができた。

図-3.44 に、GOCI の衛星画像から取得した R_{rs} の結果を示す。結果は青潮の分布を捉えることができた2012年9月24日午前9時頃の衛星画像を使用した。観測地点は、青潮域、青潮と通常の海域との境界線上、湾中央、河口域のそれぞれの特性の異なる4地点において R_{rs} の値を抽出した。 R_{rs} の値が、所々負となっており、これは、GOCI の海色センサーのキャリブレーションの問題であると考えられるが、スペクトルの傾向を捉える分には問題ないと判断した。青潮のスペクトルに着目すると、現地観測により得られた青潮のスペクトルと同様、他地点に比べ R_{rs} の絶対値が著しく高く、特に555nmにおいて顕著であった。次に青潮と通常の海域との境界線上において R_{rs} が上昇していたが、これは、青潮の水塊と通常の海域の水塊が交わっていた箇所であるため、青潮の海色の影響を含んでいたことから R_{rs} が上昇していた。また、河口域では前日の2012年9月23日に江戸川臨海観測地点において45.0mm/dayの降雨が観測されていたことから、流入した濁度の影響により河口域付近における R_{rs} が上昇していた。しかし、濁度による光散乱と青潮による光散乱の程度は大きくことなっており、これは現地観測の結果と一致した傾向であった。

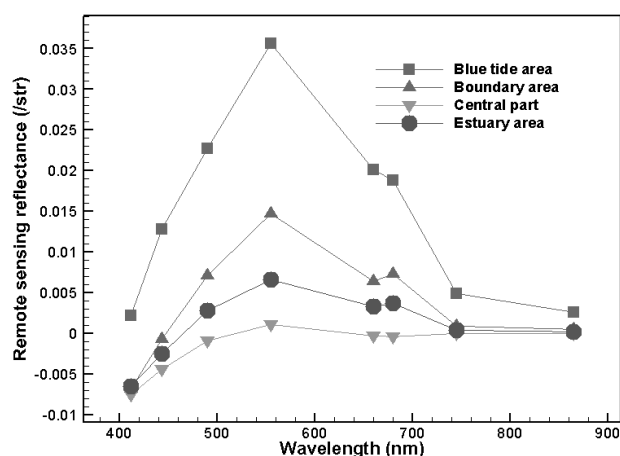


図-3.44 青潮発生時における GOCI による R_{rs} の測定値

(2) HICO (Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean) による検証

次に、NASA により 2009 年 9 月 10 日に打ち上げられた HICO (Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean) が捉えた青潮分布の結果を用いて青潮の光学特性について検証した。HICO は沿岸域を観測対象にしたハイパースペクトルセンサーを持つ人工衛星である。バンド数は 87 であり、測定可能波長帯は 400~900nm であり、調整されていないバンド数、波長帯を加えると 128 のバンドと 353~1080nm の波長帯まで拡張される。スペクトル解像度は、5.7nm であり、空間解像度は 100m という仕様になっている。2010 年 9 月 9 日 UT4 時 20 分に HICO の青潮分布を捉えた RGB 画像を図-3.45 に示す。このとき、習志野から幕張付近において青潮の分布が確認できる。青潮が発生した領域における放射輝度のスペクトルを図-3.46 (a)、現地観測により測定した青潮時の放射輝度を図-3.46 (b) に示す。図-3.46 (a)、(b) の結果を比較すると、短波長側の 400~500nm において輝度のスペクトルの形状が多少異なっており、HICO のスペクトルが現地観測結果より上昇していた。このとき、HICO の輝度スペクトルは、青潮の色が濃いときには 550nm 付近においてピークを持っており、青潮の色が薄くなっていた地点では 550nm で減少していた。また 550nm より短波長側においては、輝度の低下が小さくなっていた。また図中①に着目すると、それぞれの輝度のスペクトルは、440nm のピーク及び図中②における 750nm 付近からの減少が一致していた。さらに、それぞれの 550nm の輝度は HICO の衛星画像で約 40~80 W/m²/str の間で変動しており、現地観測結果では約 15.0~40 W/m²/str の間で変動していた。現地観測結果によると青潮が発生していない場合の輝度は、高い場合で 4.0 W/m²/str 程度であることから、両者とも青潮の影響で輝度が大きく上昇していたことが分かる。

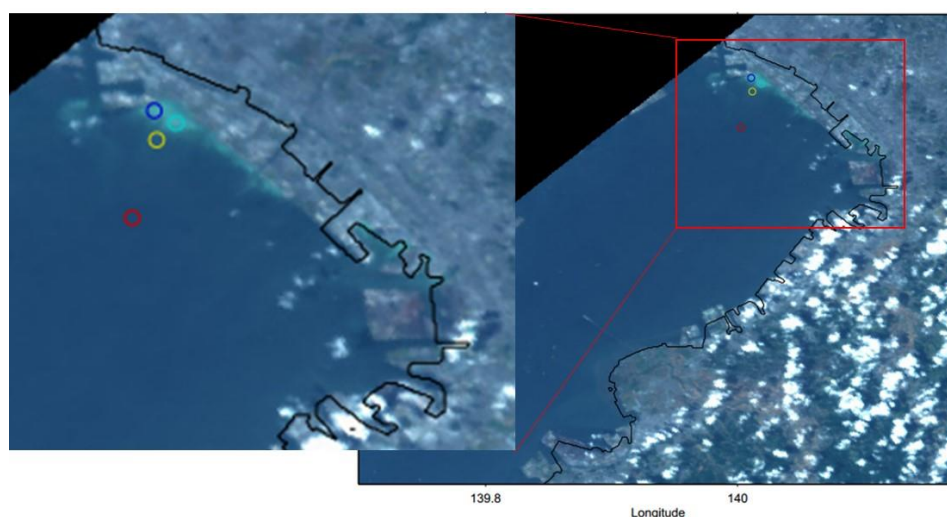


図-3.45 青潮発生時における HICO の衛星画像

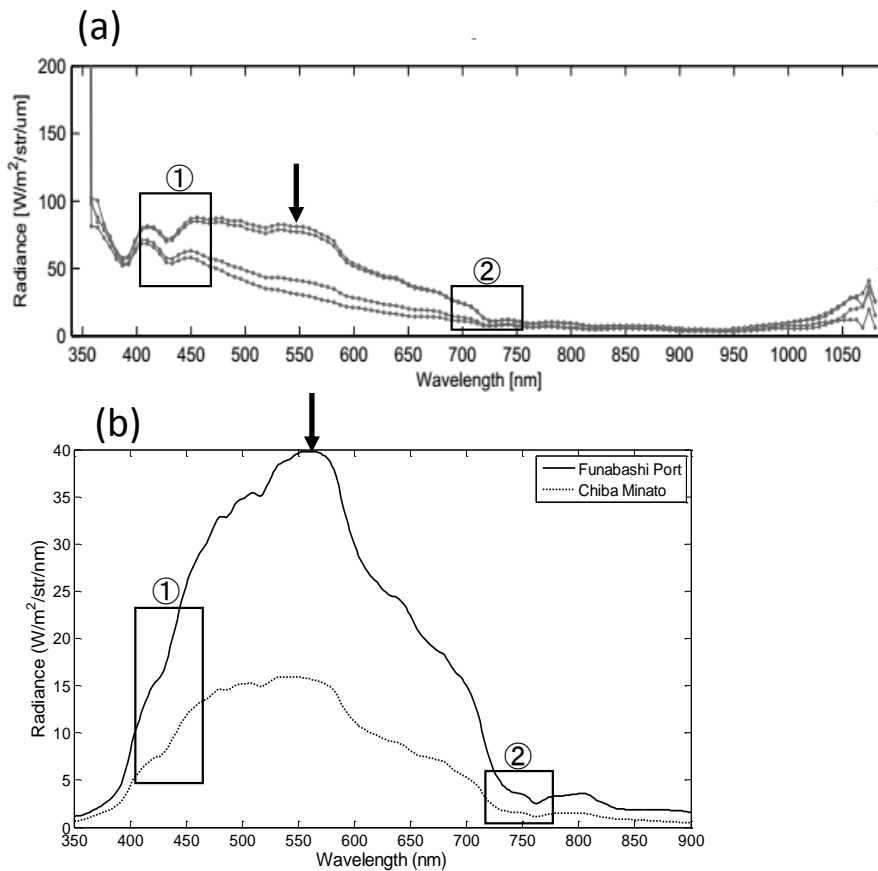


図-3.46 (a) 青潮発生時における HICO による放射輝度の測定値及び
(b) 青潮発生時における現地観測による放射輝度の測定値

3.6.3 青潮分布推定手法の提案

現地観測及び衛星画像により把握した青潮の光学特性に基づき、青潮分布推定モデルを開発した。本研究の提案手法として、青潮時に最も R_{rs} が高くなっていた 555nm のバンドをベースとし、 R_{rs} の二波長比 $R_{rs}(680nm)/R_{rs}(660nm)$ を組み合わせることにより、青潮域以外の R_{rs} を 0 以下にした。このとき使用した二波長比のバンドは、Chl-a が増加するとともに増加するクロロフィル蛍光帯の 680nm と Chl-a が増加するとともに減少するクロロフィル吸収帯の 660nm のバンドを使用した。このことから、Chl-a が増加するとともに二波長比の勾配が増加することが分かる。一般的に東京湾では、青潮の水塊の中では Chl-a が低下しているが、通常の海域での Chl-a は高濃度になっている。そこで、上記の二波長比を組み合わせることにより、青潮域では 555nm の R_{rs} に対する差し引き分は小さくなり、通常の海域では、差し引き分が大きくなるため、 R_{rs} を 0 以下にできると考えられる。組み合わせる方法としては、濁度の光散乱と青潮の光散乱を区別するために、2012 年 9 月 23 日の降雨後に河口域で広がった濁度によって、 R_{rs} が最も上昇していたピクセルの値を用いた。この R_{rs} の値が 0 になるように係数を設定し、以下のようなモデルを作成した。

$$\text{青潮の光反射率} = \text{Band}(555\text{nm}) - 0.006 \times |(\text{Band}(680\text{nm}) / \text{Band}(660\text{nm}))| \quad (3.35)$$

この推定式で使用されている係数 0.006 は、降水量 45.0mm/day の降雨の後に高濁度化していたときの R_{rs} の値を用いた。従ってより降水量が多く濁度が高濃度となる日の R_{rs} を用いて係数を設定することにより、より精度の高い推定モデルを作成できる可能性がある。

3.7 光学特性に基づく物理量推定手法の開発に関するまとめ

本章では、現地観測により測定した AOP, IOP を使用して従来の物理量推定モデルの検証を行い、さらに沿岸域に適した物理量推定モデルを提案した。本章は以下の 6 つにまとめることができる。

- (1) 東京湾における実測の AOP を使用して、これまで提案されてきた Chl-a 推定モデルの精度検証を行った。その結果、近赤外域のバンドを使用したモデルが最も精度良く Chl-a 推定可能であることが分かった
- (2) 東京湾に適した最適波長を探索した結果、700nm 付近の近赤外域のバンド及び 670nm 付近の赤色域のバンドの組み合わせが有効であることが分かった。また霞ヶ浦、チェサピーク湾における既往の研究と照らし合わせることで、両水域ともに近赤外-赤色域の二波長が有効であったことを示した。これは、この二波長比のモデルが、植物プランクトン濃度が増加する富栄養化した湖沼・沿岸域において有効である可能性を示した。
- (3) 現行の人工衛星において Chl-a 推定を行う場合は、短波長側の可視域のバンドを可能な限り使用しない FLH 手法が有効である可能性を示した。
- (4) Kutser らの湖沼に適用可能な CDOM 推定モデルを参考に、青域と近赤外域のバンドに基づいた東京湾に適した CDOM 推定モデルを提案した。
- (5) QAA を東京湾で測定した AOP, IOP を用いて検証し、推定誤差が生じる問題点を明らかにした上で、東京湾でも適用可能な形に改良し、 a_{ph} , a_g の推定精度を向上させることができた。さらに、改良した QAA と開発した CDOM 推定モデルと組み合わせ使用するデトリタス推定手法を提案した。
- (6) 青潮の光学特性の特徴を明らかにした上で、青潮分布推定モデルを開発した。

第4章

物理量推定モデルの人工衛星画像への適用

4.1 概説

本章では、第3章で開発した Chl-a, CDOM, デトリタスの光吸収係数, 青潮分布推定手法を実際に衛星画像に適用し精度の検証を行う。開発した推定モデルを衛星画像に適用する際、センサーが搭載するバンドの制限や、大気補正の問題も考慮する必要がある。そのため、本章では、精度検証を行うだけでなく作成したモデルを衛星画像へ適用する際に生じる問題の原因についても明らかにし、その代替案についても検討する。また、実践的な沿岸環境モニタリング手法として確立することを念頭におき、日本近海を高頻度で観測可能な人工衛星を選択し検証を行った。

4.2 使用する人工衛星の概要

本研究では主に Aqua/MODIS, COMS/GOCI の2つの人工衛星を使用した。これらの人工衛星は、日本近海を高頻度で観測可能であるため、複雑に水環境が変動する沿岸域のモニタリングに適していると考えられる。以下に使用した人工衛星と搭載センサーのスペックを記す。

(1) 人工衛星 Aqua

人工衛星 Aqua は、2002年5月4日に打ち上げられた。衛星質量は2934kg、電力は4860Wであり、設計寿命は6年である。軌道は太陽同期準回帰軌道、日本上空の通過時間は13:30である。また高度705km、傾斜角度98度、回帰日数は98日である。人工衛星 Aqua は、観測頻度が高いため、短いスケールにおける観測が可能である。また解像度は250m (バンド1, 2), 500m (バンド3-7), 1000m (バンド8-36) である。センサーは、MODIS, AIRS, AMSRE, AMSU, CERES, HSB であり、本研究では海色リモートセンシングのために搭載されている MODIS センサーを使用する。MODIS (中分解能撮像分光放射計) は NASA/GSFC により開発された光学センサーである。0.14~14 μ m の波長帯を36チャンネルのバンドを使用して観測可能である。表-4.1 に MODIS の諸元をまとめた。

(2) 人工衛星 COMS-1 (Communication, Ocean and Meteorological Satellite-1)

人工衛星 COMS は、2009 年 6 月に Korea Ocean Satellite Center (KOSC) により 2009 年に打ち上げられた。衛星の重量は 2460kg、電力は 2.5kW、寸法は 2.6m×1.8m×2.8m であり、設計寿命は 7.5~10 年である。最大の特徴は静止衛星であるため、1 日に日中 8 回、夜間 2 回の 10 回観測を行うことができる。観測目的は、静止軌道からの海色監視と気象観測である。軌道は静止軌道（東経 128.2 度）、高度は 35786km である。搭載されているセンサーは海色計 GOCI (Geostationary Ocean Color Imager) であり、観測幅は 2500km×2500km、分解能は 500m×500m である。観測範囲を図-4.1 に示す。また波長帯は可視域で 6 バンド、近赤外域で 2 バンドを有する。表-4.2 に GOCI の諸元をまとめた。

打ち上げ	2002年3月4日 (Aqua)		
軌道高度	705km		
主用途	バンド数	波長	分解能
陸, 雲, エアロゾル境界	band1 赤	620nm-670nm	250m
	band2 近赤外	841nm-876nm	
	band3 青	459nm-479nm	
	band4 緑	545nm-565nm	
陸, 雲, エアロゾル	band5	1230nm-1250nm	500m
	band6 中間赤外	1628nm-1652nm	
	band7 中間赤外	2105nm-2155nm	
海色, 植物プランクトン	band8 青	405nm-420nm	1000m
	band9 青	438nm-448nm	
	band10 青	483nm-493nm	
	band11 緑	526nm-536nm	
	band12 黄緑	546nm-556nm	
	band13 赤	662nm-672nm	
	band14 赤	673nm-683nm	
	band15 近赤外	743nm-753nm	
大気, 水蒸気	band16 近赤外	862nm-877nm	1000m
	band17 近赤外	890nm-920nm	
	band18 近赤外	931nm-941nm	
表面, 雲温度	band19 近赤外	915nm-965nm	1000m
	band20 中間赤外	3660nm-3840nm	
	band21 中間赤外	3929nm-3989nm	
	band22 中間赤外	3929nm-3989nm	
大気温	band23 中間赤外	4020nm-4080nm	1000m
	band24 中間赤外	4433nm-4498nm	
巻雲/水蒸気	band25 中間赤外	4482nm-4549nm	1000m
	band26 中間赤外	1360nm-1390nm	
	band27 中間赤外	6535nm-6895nm	
雲	band28 中間赤外	7175nm-7475nm	1000m
	band29 中間赤外	8400nm-8700nm	
オゾン	band30 中間赤外	9580nm-9880nm	1000m
	band31 熱赤外	10780nm-11280nm	
表面, 雲温度	band32 熱赤外	11770nm-12270nm	1000m
	band33 熱赤外	13185nm-13485nm	
雲頂高度	band34 熱赤外	13485nm-13785nm	1000m
	band35 熱赤外	13785nm-14085nm	
	band36 熱赤外	14085nm-14385nm	

表-4.1 Aqua/MODIS の諸元 (宇宙技術開発株式会社衛星画像データサービスより参照)

打ち上げ	2009年6月 (COMS)		
軌道高度	35786km		
主用途	バンド数	波長	分解能
CDOM, 濁度	band1 青	412nm	250m
Chl-a吸収帯	band2 青	443nm	250m
Chl-a, 他色素	band3 青	490nm	250m
濁度, 浮遊懸濁物質	band4 緑	555nm	250m
蛍光ベースラインシグナル, Chl-a, 浮遊懸濁物質	band5 赤	660nm	250m
大気補正, クロロフィル蛍光	band6 赤	680nm	250m
大気補正, 蛍光ベースラインシグナル	band7 近赤外	745nm	250m
エアロゾル光学的厚さ, 植生, 水蒸気	band8 近赤外	865nm	250m

表-4.2 COMS/GOCI の諸元

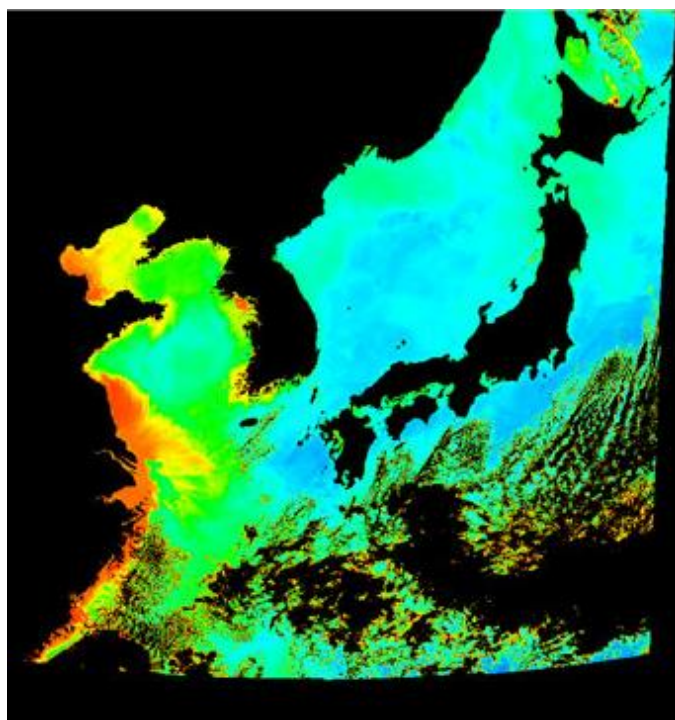


図-4.1 COMS/GOCI の観測範囲

(参考 URL : <http://222.236.46.36/pages/kor/newsletter/201304/20130405.html>)

4.3 Chl-a 推定モデルの衛星画像への適用

4.3.1 従来の Chl-a 推定モデルの精度検証

本節では、第3章で R_{rs} の実測値を用いて精度検証を行った従来の Chl-a 推定モデルを衛星画像に適用しその精度検証を行う。検証には、NASA により開発された software (SeaDAS) によって大気補正を施した Aqua/MODIS を用いて行った。人工衛星 Aqua は、東京湾上を1日に1回観測が可能であり、水質の変動が複雑である沿岸域のモニタリングに適していることから選択した。MODIS センサーには、700nm 付近のバンドを有していないことから NIR-Algorithm の精度検証は不可能であるため、OCx-Algorithm と RG-Algorithm を用いて検証を行った。また、OCx-Algorithm は、MODIS センサーに適したモデルである OC3M-547, OC2M-547, OC2M-HI を用い、モデルの係数は NASA の Ocean Color WEB (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/ocv6/>) により 2010 年 3 月 18 日にアップデートされた値を使用した。その係数を表-4.3 に示す。基本的なアルゴリズムの形式は以下のような式で表される。

$$\begin{aligned}
 R_{rs1} &= \text{blue wavelength } R_{rs} \\
 R_{rs2} &= \text{green wavelength } R_{rs} \\
 X &= \text{Log}_{10} (R_{rs1}/R_{rs2}) \\
 \text{Chl-a} &= 10^{(a_0 + a_1 X + a_2 X^2 + a_3 X^3 + a_4 X^4)}
 \end{aligned}
 \tag{4.1}$$

式 (4.1) 中 Chl-a は Chl-a の濃度を表しており、 a_0 , a_1 , a_2 , a_3 , a_4 の係数は表-4.3 に示すとおりアルゴリズムによって変化する。

また、精度の検証に使用する Chl-a の実測値は、千葉県環境生活部水質保全課が管理する公共用水域の Chl-a の結果を使用した。検証に使用した結果が観測された日と雲や大気の影響が少ない衛星画像が取得された日を表-4.4 に示す。表-4.4 中の公共用水域観測日の 2010 年 8 月 4 日は、衛星画像取得日と現地観測日が一致しているが、他の観測日は全て衛星画像取得日と 1 日異なっている。そのため、絶対値に誤差が生じる可能性が考えられるが、分布としては大きな変動が少ないと仮定し検証を行った。

表-4.3 OC3M-547, OC2M-547, OC2M-HI の係数

Algorithm	Sensor	blue	green	a0	a1	a2	a3	a4
OC3M-547	MODIS	443>489	547	0.2424	-2.7423	1.8017	0.0015	-1.228
OC2M-547	MODIS	489	547	0.25	-2.4752	1.4061	-2.8233	0.5405
OC2M-HI	MODIS	469	555	0.1464	-1.7953	0.9718	-0.8319	-0.8073

表-4.4 公共用水域観測日と衛星画像取得日

公共用水域観測日	衛星画像取得日
2010年8月4日	2010年8月4日
2012年4月17日	2012年4月18日
2012年8月2日	2012年8月3日
2012年12月5日	2012年12月6日
2013年2月21日	2013年2月22日
2013年5月2日	2013年5月3日

表-4.4 に示す観測日に測定された実測の Chl-a と OC3M-547, OC2M-547, OC2M-HI Algorithm, 式 (3.7) に示す RG-Algorithm による Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係を図-4.2 に示す。またこのときの相関係数 R^2 , RMSE を表-4.5 に示す。

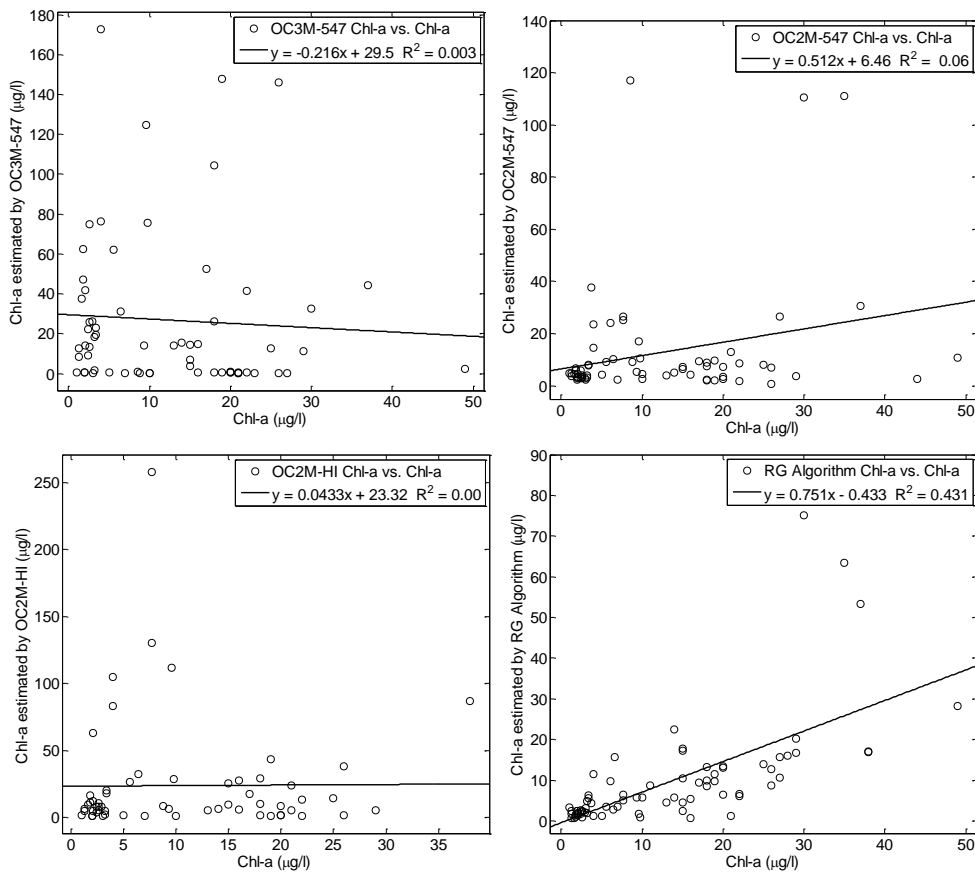


図-4.2 OC3M-547, OC2M-547, OC2M-HI, RG Algorithm による Chl-a の推定値と実測値との関係

表-4.5 C3M-547, OC2M-547, OC2M-HI, RG Algorithm の Chl-a 推定精度の結果

Algorithm	Slope	Intercept	Sample number N	R ²	RMSE
OC3M-547	-0.216	29.5	64	0.003	43.5
OC2M-547	0.512	6.46	70	0.060	22.4
OC2M-HI	0.043	23.3	58	0.000	45.2
RG	0.751	-0.433	75	0.431	10.7

表-4.5 に示すとおり，C3M-547，OC2M-547，OC2M-HI の青色域，緑色域のバンドを使用したモデルは推定誤差が著しく大きかったことが分かった．しかし，RG-Algorithm は相関係数 $R^2=0.431$ であり，RMSE も 10.7 と小さいことが分かった．表-4.4 に示すとおり衛星画像取得日と現地観測日が一日異なっていることを考慮すると，精度良く推定できている可能性があると考えられる．

また，図-4.2 の RG-Algorithm により推定された Chl-a と実測の Chl-a との関係に着目すると，Chl-a が高かったときに大きく過大評価されている 3 点があることが分かり，これは 2010 年 8 月 4 日に観測されたときの結果であった．このときの Stn.14 で Chl-a が $15.0\mu\text{g/l}$ であり推定値が $22.4\mu\text{g/l}$ と過大評価されていたときの R_{rs} ，Stn.3 で Chl-a が $37.0\mu\text{g/l}$ であり推定値が $53.4\mu\text{g/l}$ と大きく過大評価されていたときの R_{rs} ，Stn.4 で Chl-a が $35.0\mu\text{g/l}$ であり推定値が $63.5\mu\text{g/l}$ と大きく過大評価されていたときの R_{rs} のスペクトルを図-4.3 に示す．これらは大気補正済みであり，MODIS により推定された R_{rs} になっている．図-4.3 の結果から Chl-a が低かった Stn.14 では，488nm のバンドにおいて反射率が比較的上昇しており，660nm の反射率においても 678nm の反射率の増加の影響は少なく低下していた状態であった．それと比較して，大きく過大評価された Stn.3, Stn.4 の R_{rs} のスペクトル変動の共通点は，531nm のバンドの反射率が大きく低下していたことであった．これは Chl-a が高濃度になっていた部分において赤潮の影響により光吸収の影響により反射率が低下していた可能性と大気補正がエアロゾルを過大評価し水中分の反射率分も除去してしまっていたことが原因となり反射率が低下していた可能性が考えられる．

このことから，RG-Algorithm は東京湾の Chl-a を RMSE=10.7 程度の精度で推定可能であるが，Chl-a の上昇にともない 531nm，555nm の緑色域の反射率が低下した場合には大きく過大評価する可能性があるため注意が必要であることが分かった．

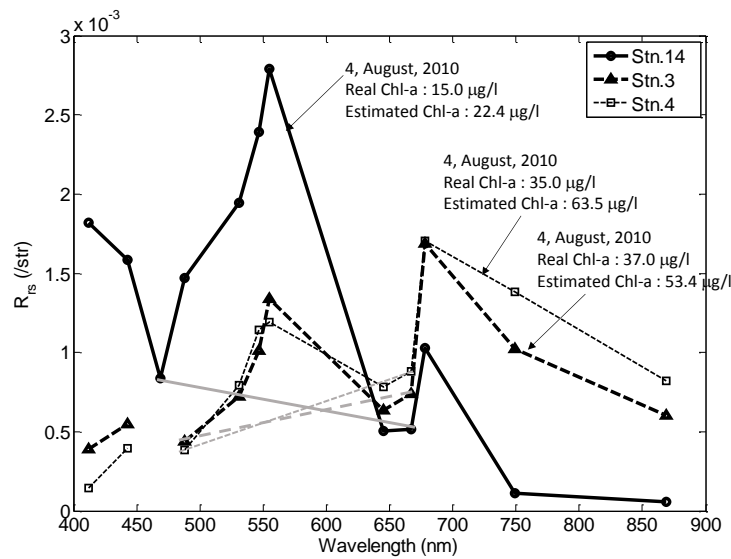


図-4.3 2010年8月4日のChl-aが過大評価されたときの R_{rs} のスペクトル

4.3.2 FLHの衛星画像への適用と問題点

前節で述べたように東京湾ではRG-Algorithmを使用することで概ね良好にChl-aを推定することが可能であったが、Chl-aが高濃度になる場合には緑色域の反射率の低下によって推定誤差が生じることが分かった。そのため緑色域のバンドである550nm付近の波長よりも長波長のバンドを使用してChl-aを推定する必要がある。

そこで、3.2.6で示した東京湾用に作成したFLH Algorithmを用いて、表-4.4に示す観測日における衛星画像にモデルを適用しその関係を検証した。その結果を図-4.4に示す。FLHとChl-aとの関係は指数近似で $R^2=0.258$ と相関関係は低かった、しかしながら、図-4.4から分かるとおり、観測日ごとのChl-aとFLHとの関係を見ると、高い相関関係が認められる観測日が多く見受けられる。この結果を表-4.6に示す。

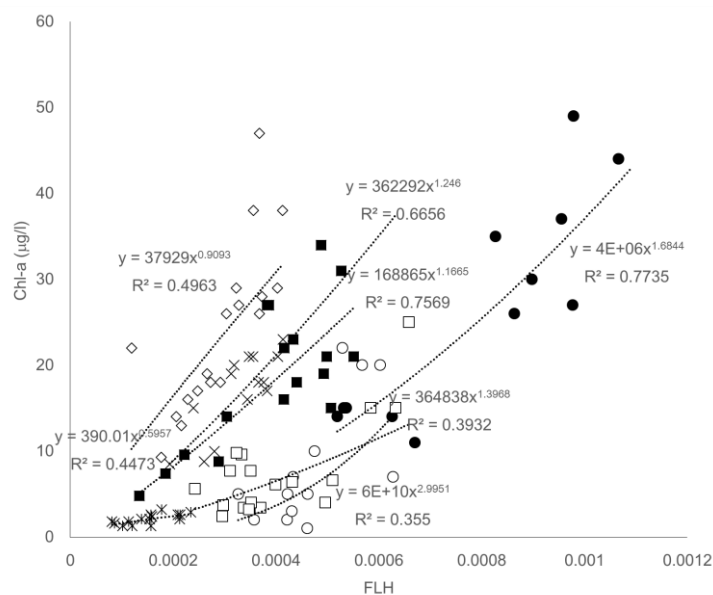


図-4.4 Chl-a の実測値と衛星画像による FLH との関係

表-4.6 Chl-a の実測値と FLH との関係における曲線近似の結果

Observation Date	Slope	Exponent	R ²
2010年8月4日	4.00E+06	1.684	0.774
2012年4月17日	6.00E+10	2.995	0.355
2012年8月2日	364838	1.397	0.393
2012年12月5日	390	0.596	0.447
2013年1月8日	362292	1.246	0.666
2013年2月21日	37929	0.909	0.496
2013年5月2日	168865	1.167	0.757

これは、Chl-a が絶対値としての推定は困難であるが、Chl-a の分布を FLH から表すことができることを意味している。このように観測日ごとに傾きが異なる原因はこれまでの研究で指摘されている FLH Algorithm の問題点から説明できる。Abbott et al., (1999) によると、Chl-a を含まない SS の散乱効果や CDOM の影響により FLH は変動すると考えられるが、これらの影響より大気中のエアロゾルや蛍光量子効率の変動の方が大きいと指摘している。植物プランクトンの蛍光量子効率はその場における日射量、水温、栄養塩などにより大きく変動する。これらが原因となり、図-4.4 のように観測日ごとに異なった傾きになると考えられる。以上のことから、FLH を用いた Chl-a 推定には、以下のような2つの重要な問題点を解決することが必要である。

- (1) Chl-a が高濃度になったときのピークシフトの影響により FLH の増加が飽和状態となるため濃度が高い Chl-a の推定の際には限界がある。

(2) 植物プランクトンの蛍光量子効率、水温、栄養塩、日射の影響により変化するため観測日の環境によってクロロフィル蛍光が増減する、またその時間的な変化も大きい。また、波長比を取らないため、大気の影響を受けやすい。

(1)の問題を解決するために、これまで MERIS の 709nm のバンドを使用した FLH の推定手法が提案されている (Gower et al., (2005))。また 709nm のバンドを使用しなくても曲線近似式を用いることである程度 Chl-a が高濃度になるところまで網羅できる可能性があることが分かった。

しかしながら、(2) の問題を解決する方法は現在のところ報告されていない。Hu et al., (2005) は、FLH を用いて赤潮のモニタリングを試みており、FLH の蛍光量子効率の大きさの違いを利用することで植物プランクトンの種が異なる際のブルームを特定することが可能であることを報告している。このように Chl-a やブルームの分布を推定することには FLH は適していると考えられるが、Chl-a の濃度を絶対値として推定するには問題が残される。

4.3.3 現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法の提案

4.3.1 に記したとおり、FLH は Chl-a の分布を推定することはできるが、蛍光量子効率の変動により濃度の絶対値として推定することは困難であった。そこで現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法を提案する。これは、東京湾内 4 地点において国土交通省関東地方整備局により連続的にモニタリングされている Chl-a の実測値を用いる。この 4 地点のモニタリングポイントを図-4.5 に示す。地点は浦安沖、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標、川崎人工島である。各地点における測定項目としては、水質は多項目水質計 (YSI ナノテック社製 6600V2-4M) により、水深、水温、電気伝導度、塩分、濁度、Chl-a、DO が測定される。また気象として風向風速計 (クリマテック製 CYG-5106) により風速、風向、気温計 (クリマテック製 C-HPT) により気温、流向・流速計 (YSI ナノテック社製 ARGONAUT-XR) により流速・流向が測定される。使用する Chl-a の観測のインターバルは 1 回/時間である。本節では、推定手法の確立のため Chl-a の連続モニタリング結果を使用する (国土交通省関東地方整備局千葉港湾事務所の水質連続観測装置の結果を使用 URL: <http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/index.asp>)。

現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法の推定プロセスを図-4.6 の概念図に示す。初めに、連続モニタリングポイントの 4 地点で測定された Chl-a を用いて、式 (4.2) に示す推定式から 4 点における FLH を逆推定する。

$$\text{FLH from Observed Chl - a} = 0.00121 (\text{Observed Chl - a})^{0.371} \quad (4.2)$$

実測の Chl-a は衛星画像が取得された時間の値を用いる。例として Aqua/MODIS を使用す

る場合、東京湾上空を約 13:30 に通過し画像を取得するため 13:00 と 14:00 に測定された Chl-a の平均値を用いる。また、式 (4.2) は図-3.13 の 実測の Chl-a と FLH との関係性を x 軸と y 軸を入れ替えた際の近似式である。次に取得した衛星画像に図-3.13 に示す FLH Algorithm を適用し FLH を推定する。ここで実測の Chl-a から逆推定した FLH と衛星画像により推定された FLH との関係から検量線を作成し、相関関係をチェックする。その後、相関関係が認められない場合や負の相関関係になっている場合には、大気補正の問題や植物プランクトンの種の変遷の影響により FLH の推定がうまくできていない可能性が考えられるため、その衛星画像を使用しない。相関関係が認められた場合には、作成した検量線を用いて衛星画像により推定された FLH を補正し、図-3.13 に示す FLH Algorithm に適用し Chl-a を求める手法を考案した。この手法による推定精度については次節にて検証を行う。

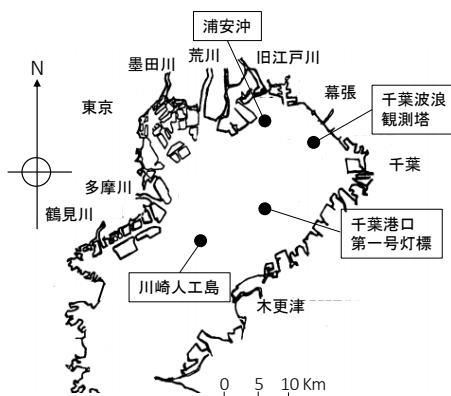


図-4.5 国土交通省関東地方整備局による水質連続モニタリング地点

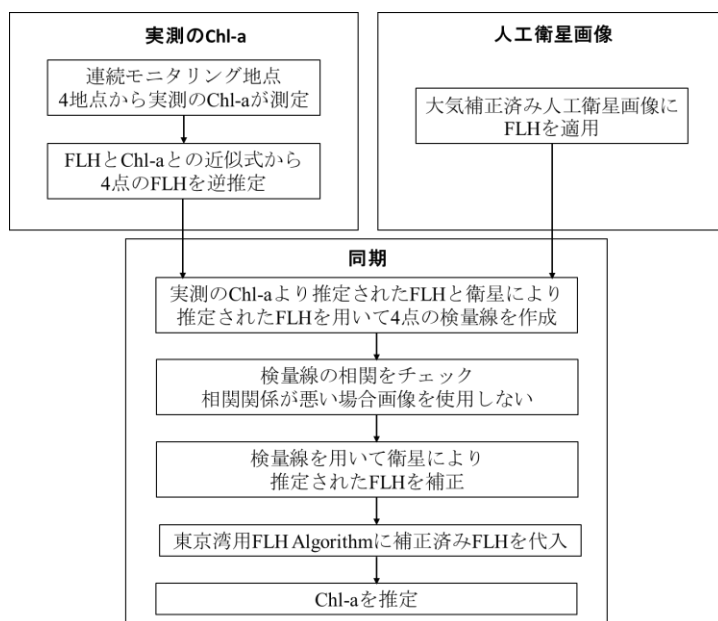


図-4.6 現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法のフロー図

4.3.4 現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定手法の精度検証

図-4.6 に示すフロー図のプロセスに沿って Chl-a を推定する。精度の検証は、表-4.4 に示す公共用水域による Chl-a の実測値と衛星画像を使用して検証を行った。このときの Chl-a の推定値と Chl-a の実測値との関係を図-4.7 に示す。また従来のモデルと精度を比較した結果を表-4.7 にまとめた。提案した手法では、相関係数が $R^2=0.748$ であり良好な相関関係が認められた。RMSE も 5.75 まで低下しており、従来の RG-Algorithm と比較しても半分程度まで減少していたことが分かる。このとき推定誤差は、最小で $0.01\mu\text{g/l}$ 程度、最大で $16.5\mu\text{g/l}$ 程度であった。誤差率は、Chl-a の濃度が約 $5\mu\text{g/l}$ 以下の低濃度のときには 100% を超えることがあったものの、 $20\sim 50\mu\text{g/l}$ 以上の中濃度～高濃度にかけては約 30% 以内に収まっていた。沿岸域における海色リモートセンシングの Chl-a 推定は、大気補正がうまくいったと仮定した場合に 20% 以内の誤差率に収まることを目標として掲げている。本研究における誤差率の結果は、目標より 10% 程度高いものの、沿岸域専用の大気補正手法が確立された上で適用することでより精度の向上が見込めると考えられる。

また、既往の研究では、沿岸域の衛星リモートセンシングにおいて従来の Chl-a 推定モデルを使用している場合が多く、Chl-a の濃度を絶対値として推定することは困難としており、その精度については詳細に言及されてこなかった。例えば対数スケールを用いて比較を行っていることや相対的な関係として確認されていることが多く、最終的に得られる Chl-a の分布に関しても相対的な分布として捉えた上で考察が行われている (Ishizaka et al, 2006)。このことから、本研究で提案された推定手法は、これからも精度の向上が検討されなければならないものの、Chl-a を絶対値として推定した上で分布を議論できるようになったことは大きな成果といえる。これは将来的に一次生産量を空間的に見積もる際にも有効になると考えられる。

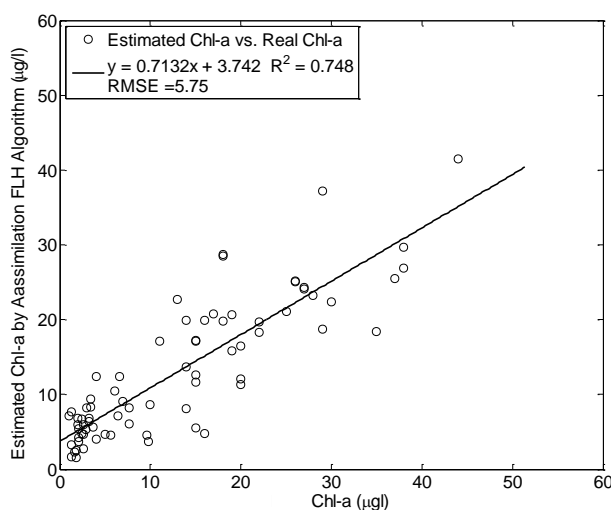


図-4.7 現地観測結果同期型の FLH による Chl-a 推定値と実測の Chl-a との関係

表-4.7 C3M-547, OC2M-547, OC2M-HI, RG, Assimilaion FLH Algorithm の
Chl-a 推定精度の結果

Algorithm	Slope	Intercept	Sample number N	R ²	RMSE
OC3M-547	-0.216	29.5	64	0.003	43.5
OC2M-547	0.512	6.46	70	0.060	22.4
OC2M-HI	0.043	23.3	58	0.000	45.2
RG	0.751	-0.433	75	0.431	10.7
Assimilation FLH	0.713	3.742	73	0.748	5.8

現地観測結果同期型の FLH によって推定された Chl-a の空間分布を図-4.8 に示す。雲が被った場合欠損値となるものの、Chl-a の拡がりも推定されていることが分かる。現地観測結果同期型 FLH は、沿岸域における Chl-a 推定において有効であると考えられる。図-3.13 に示す FLH 推定モデルは、東京湾における実測の R_{rs} をベースとして作成されているが、連続モニタリングポイントによる実測の Chl-a の結果を用いる場合はどの沿岸域においても使用できると考えられる。

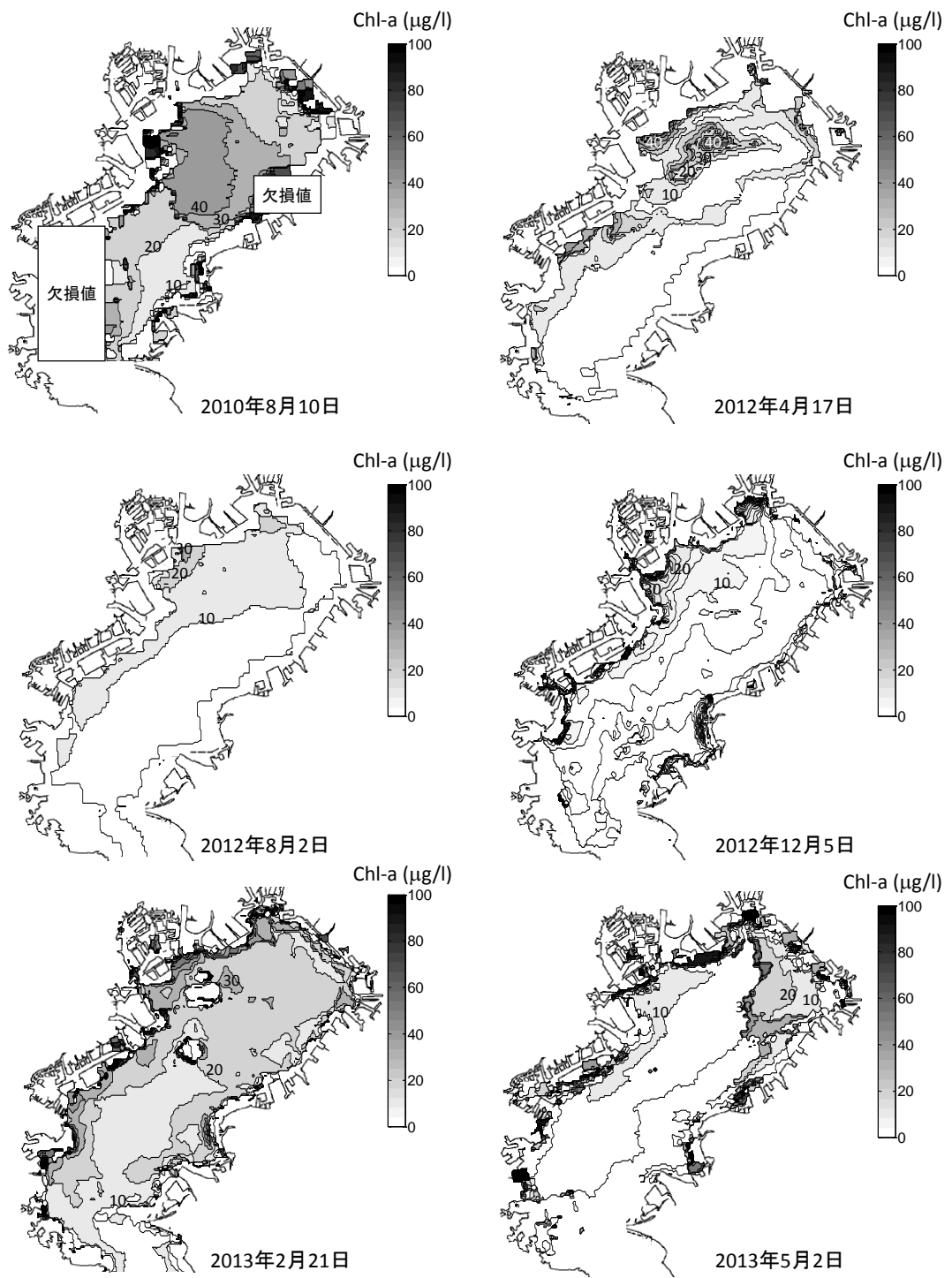


図-4.8 現地観測結果同期型のFLHにより推定されたChl-a空間分布

4.4 CDOM 推定モデルの衛星画像への適用

4.4.1 従来の CDOM 推定モデルの精度検証に関する概要

本節では、従来の CDOM 推定モデルの衛星画像に適用後の推定精度を検証する。さらに第 3 章で作成した CDOM 推定モデルを衛星画像に適用する。人工衛星は Aqua/MODIS を検証に使用した。本来は推定精度の検証のため、CDOM の実測値と衛星画像にモデル適用後の推定値との関係を調べる必要があるが、CDOM が現地観測により測定され、雲や大気の影響が少ない衛星画像が取得されている日が合致することは極めて少なく精度検証には不十分である。そこで第 2 章で言及した東京湾の塩分と CDOM は高い相関関係があることを利用し、実測の塩分を CDOM の代用とすることでモデルの精度を検証した。このとき、可能な限り空間的に密に精度の検証を行うため、千葉県 環境生活部水質保全課が管理する公共用水域の塩分の結果を使用した。この結果は、現地観測時に東京湾湾奥において多くの観測点を回っており、また月に 1 度のペースでコンスタントに観測を実施していることから精度検証に適していると考えられる。検証に使用した結果が観測された日と雲や大気の影響が少ない衛星画像が取得された日を表-4.8 に示す。公共用水域観測日の 2012 年 8 月 1 日は、衛星画像取得日 2012 年 8 月 2 日と 1 日異なるが、1 日で塩分、CDOM 分布が大きく異なるないと仮定し検証に使用した。また、2012 年 12 月 4、5 日においても観測日と衛星画像取得日が 1 日異なるが同様の仮定のもと検証に使用した。

表-4.8 公共用水域観測日と衛星画像取得日

公共用水域 観測日	衛星画像取得日
2009年10月21日	2009年10月21日
2012年8月1日	2012年8月2日
2012年12月5日	2012年12月4日
2013年6月3日	2013年6月3日

4.4.2 塩分の現地観測結果を使用した従来の CDOM 推定モデルの精度検証

式 (3.14), (3.15) の Carder et al., (2003) と Kutser et al., (2005) による CDOM 推定モデルを、表-4.8 に示した衛星画像取得日の画像に適用する。その結果を図-4.9, 4.10, 4.11, 4.12 に示す。また、公共用水域の各地点における塩分の測定値を空間的に線形内挿した結果を図-4.13 に示す。図-4.9 に Carder model と Kutser model により推定された 2009 年 10 月 21 日の $a_{CDOM}(440)$ の空間分布を示す。Carder model により推定された CDOM は湾口付近において高くなっており、Kutser model により推定された CDOM は湾奥付近で高く、それぞれ逆の傾向を示した。図-4.13 の実測塩分の空間分布に着目すると、北西部分で塩分が低下している箇所が確認でき、また湾口付近に近づくにつれて塩分が上昇していたことが分かる。このことから、Kutser model の方が Carder model より CDOM を空間的に推定でき

ていたと考えられる。次に図-4.10 に示す 2012 年 8 月 2 日の CDOM 分布を見ると、Carder model の CDOM は、陸域に添って帯状に高くなっている箇所があり、また湾奥北側においても高くなっていた部分があった。また、Kutser model の CDOM は、西側河口域側から湾奥部分へ徐々に広がっていた様子が確認できる。図-4.13 の塩分分布と比較すると、河口域と東岸沿いにおいて塩分の低下が見られるが、図-4.10 の CDOM 空間分布からは東岸沿いの CDOM の上昇は見られなかった。また、湾口部分では塩分が上昇しており、CDOM も湾口では低下しており定性的に分布の広がりが一致していた。

次に、図-4.11 に示す 2012 年 12 月 5 日の CDOM 分布を見ると、全体的に CDOM が高くなっている箇所が少なく、Kutser model の湾奥中央において若干の上昇が見られる程度であった。図-4.13 の塩分分布と比較すると、冬季の鉛直混合の影響により全体的に塩分が高い値となっていたが、北岸部分において塩分が大きく上昇していた部分が確認できた。しかしながら、推定された CDOM 分布からは 2 つのモデルとも北岸の塩分上昇を推定できていなかった。2013 年 6 月 3 日は、Carder model は湾口部分で CDOM が高くなっている箇所が見られ湾奥において低くなっていた。Kutser model は湾奥から袖ヶ浦付近まで CDOM が大きく上昇しており、図-4.13 の塩分分布とも概ね一致していた。

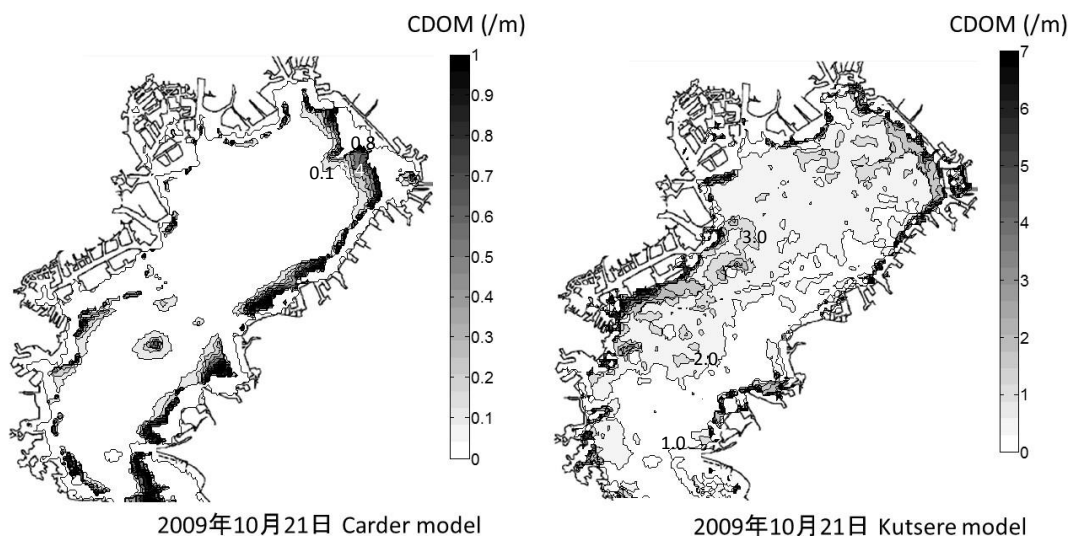


図-4.9 Carder model と Kutser model により推定された 2009 年 10 月 21 日の $a_{CDOM}(440)$ の空間分布

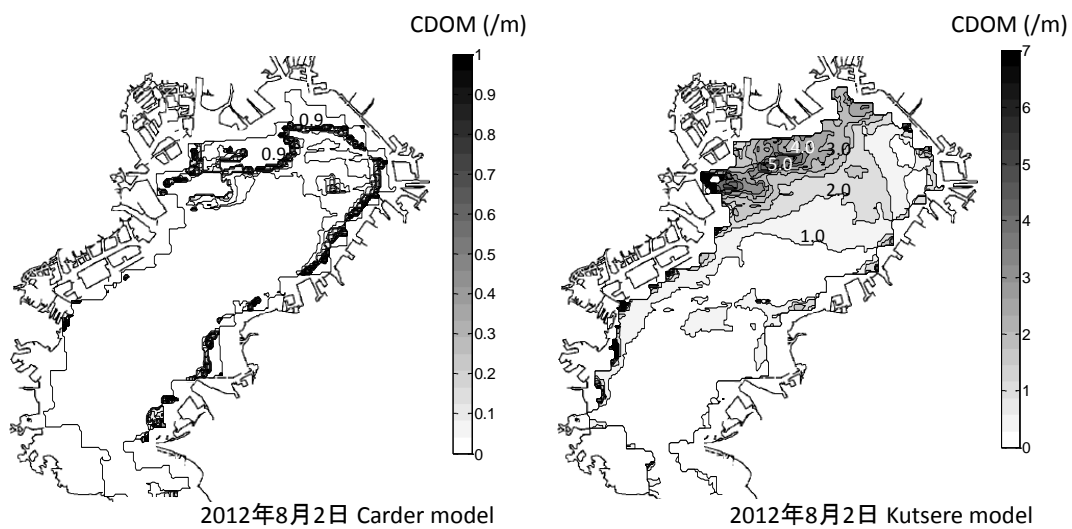


図-4.10 Carder model と Kutser model により推定された 2012 年 8 月 2 日の $a_{\text{CDOM}}(440)$ の空間分布

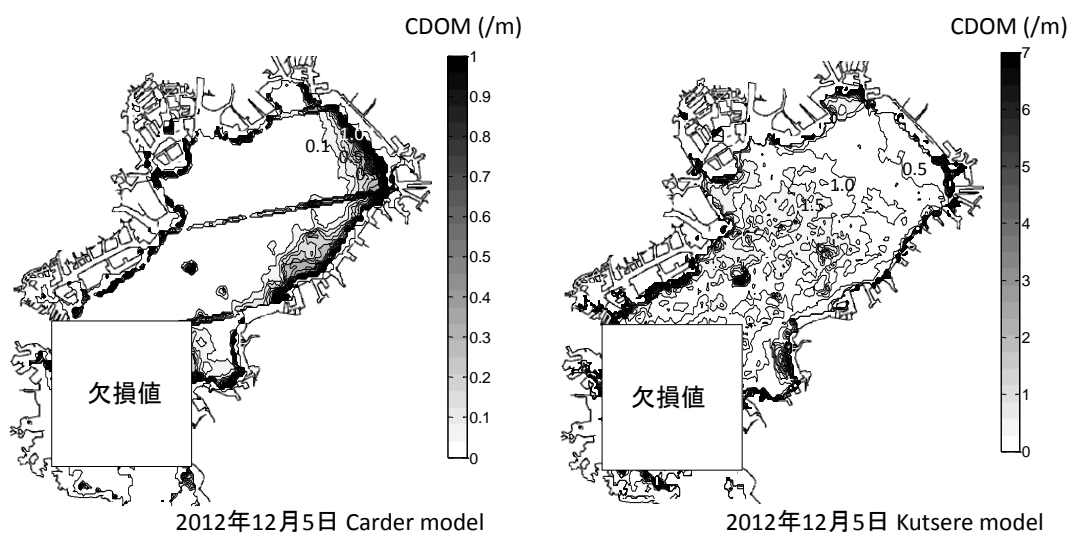


図-4.11 Carder model と Kutser model により推定された 2012 年 12 月 5 日の $a_{\text{CDOM}}(440)$ の空間分布

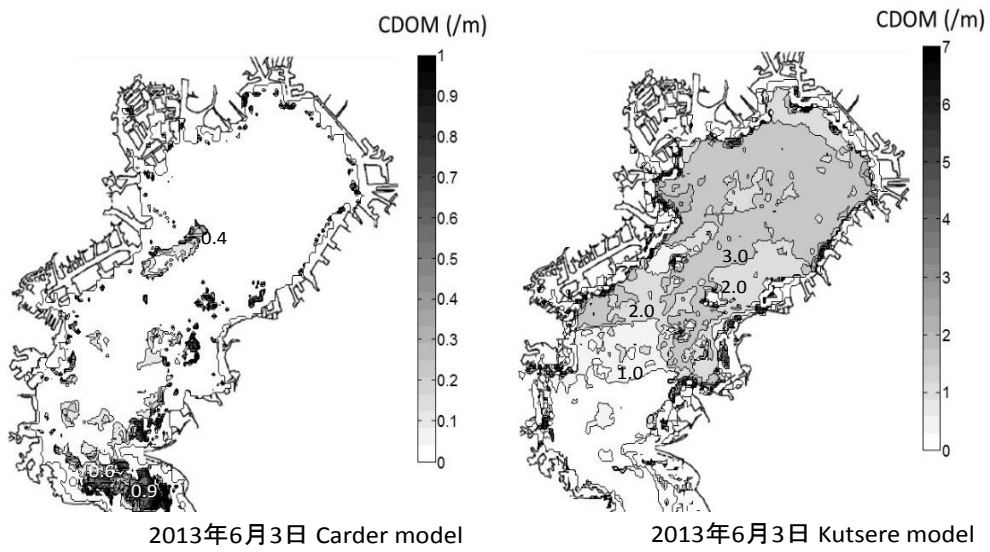


図-4.12 Carder model と Kutser model により推定された 2013 年 6 月 3 日の $a_{CDOM}(440)$ の空間分布

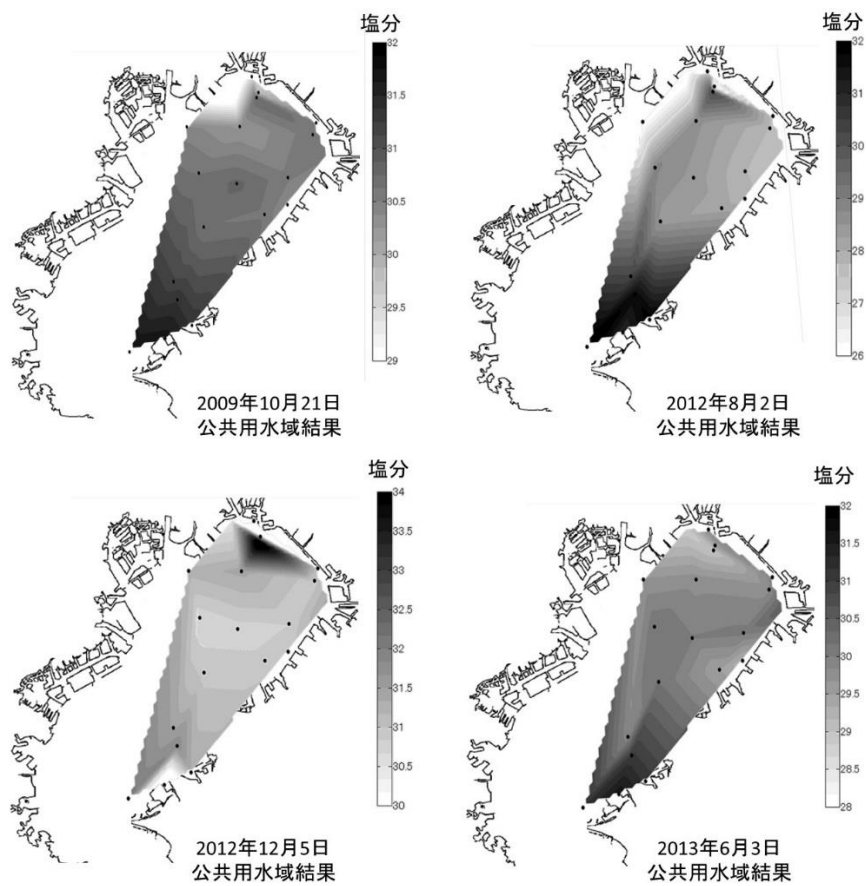


図-4.13 2009 年 10 月 21 日，2012 年 8 月 2 日，2012 年 12 月 5 日，2013 年 6 月 3 日の各観測点の測定値を線形内挿した塩分の空間分布

各地点における塩分と Carder model と Kutser model により衛星画像から推定された CDOM との関係を図-4.14 に示す。Carder model により推定された CDOM と塩分との関係は相関係数 $R^2=0.001$ と無相関であった。これは、地点によって著しく CDOM が過大評価されている箇所があり、それによって相関係数が著しく低下していたと考えられる。次に、Kutser model では相関係数 $R^2=0.429$ とばらつきは大きいものの CDOM と塩分との間に負の相関関係が認められた。塩分が低くなる箇所においてばらつきは大きいものの、河川水に含まれる CDOM をよく推定できていた。また、衛星画像取得日と公共用水域観測日が 1 日異なる日があるため、ある程度ばらつきが大きくなっていったと考えられる。

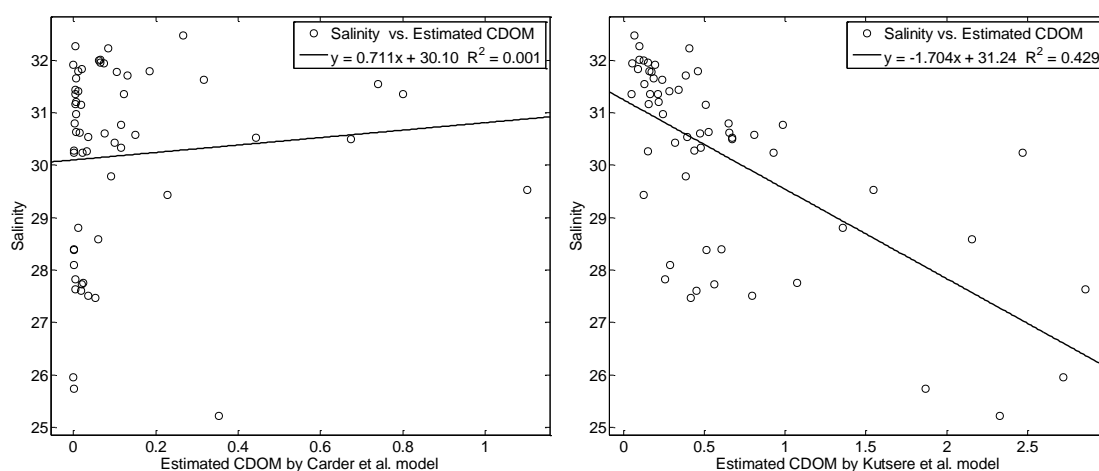


図-4.14 各地点における塩分と Carder model と Kutser model により衛星画像から推定された CDOM との関係

4.4.3 開発した CDOM 推定モデルの検証

3.3.3 節の結果から、東京湾に適した CDOM 推定モデルは 678nm の近赤外域のバンドと青色域 412~488nm の青色域のバンドを使用した場合推定精度が高くなることが分かった。特に CDOM の光吸収の影響が大きい 412nm が最も精度が高く、443nm、488nm と長波長になるに従って推定精度が減少することが明らかになった。そこで衛星画像に適用した場合において以上のような精度を保てるかについて検証を行った。そこで 412nm、443nm、488nm のバンドを使用した場合における青色-近赤外バンドモデルについて検証を行った。図-4.15 に塩分と青色-近赤外モデルによって推定された CDOM との関係を示す。この結果から CDOM の光吸収係数の実測値から作成した推定モデルとは異なり、412nm、443nm を使用したモデルはそれぞれ相関係数 $R^2=0.038$ 、 0.036 であり、相関関係は認められなかったが、488nm のバンドを使用したモデル $R^2=0.466$ と Kutser model より高い相関関係が認められた。Kutser model は CDOM の光吸収係数が低いときにおいてばらつきが小さいが、高いときにばらつきが大きい。一方、488nm を使用した青色-近赤外モデルは、CDOM の光吸収係数が

高いときにおいてばらつきが小さかった。このことから、488nm を使用した青色-近赤外モデルの方が河口域付近の塩分の挙動を見る場合において有効であると考えられる。しかし、本研究における検証は、図-2.23 に示す CDOM と塩分との関係に基づいており、CDOM の実測値の代わりとして塩分を使用し行っている。図-2.23 に示す通り、実測の CDOM と塩分との関係の段階において既にばらつきがあることから、本章における CDOM の推定値と塩分との関係においてもばらつきが大きくなっていたと考えられる。このことから、今後の課題として、本研究で提案した CDOM 推定モデルによる推定値を、CDOM の実測値を使用して検証できるよう、晴天時に大気の影響が少ない日に現地観測を行い検証することが重要となる。

最終結果として、図-4.16 に 488nm のバンドを使用した CDOM 分布を示す。また、水中アルゴリズム作成段階と衛星画像適用段階における相関係数の推移を図-4.17 にまとめた。この結果からも分かるとおり、水中アルゴリズム作成段階においては CDOM の光吸収が強い短波長側において相関係数は高くなるものの、衛星画像適用時には 412nm, 443nm においては相関係数が著しく低下し、488nm において最も高くなっていた。これは大気補正処理のエアロゾル推定の誤差による影響だと考えられる。このことから、沿岸域において短波長側のバンドの使用は可能な限り避けた方が良いことが分かる。

次章では図-4.16 のように CDOM の空間分布を明らかにした上でその変動について考察する。

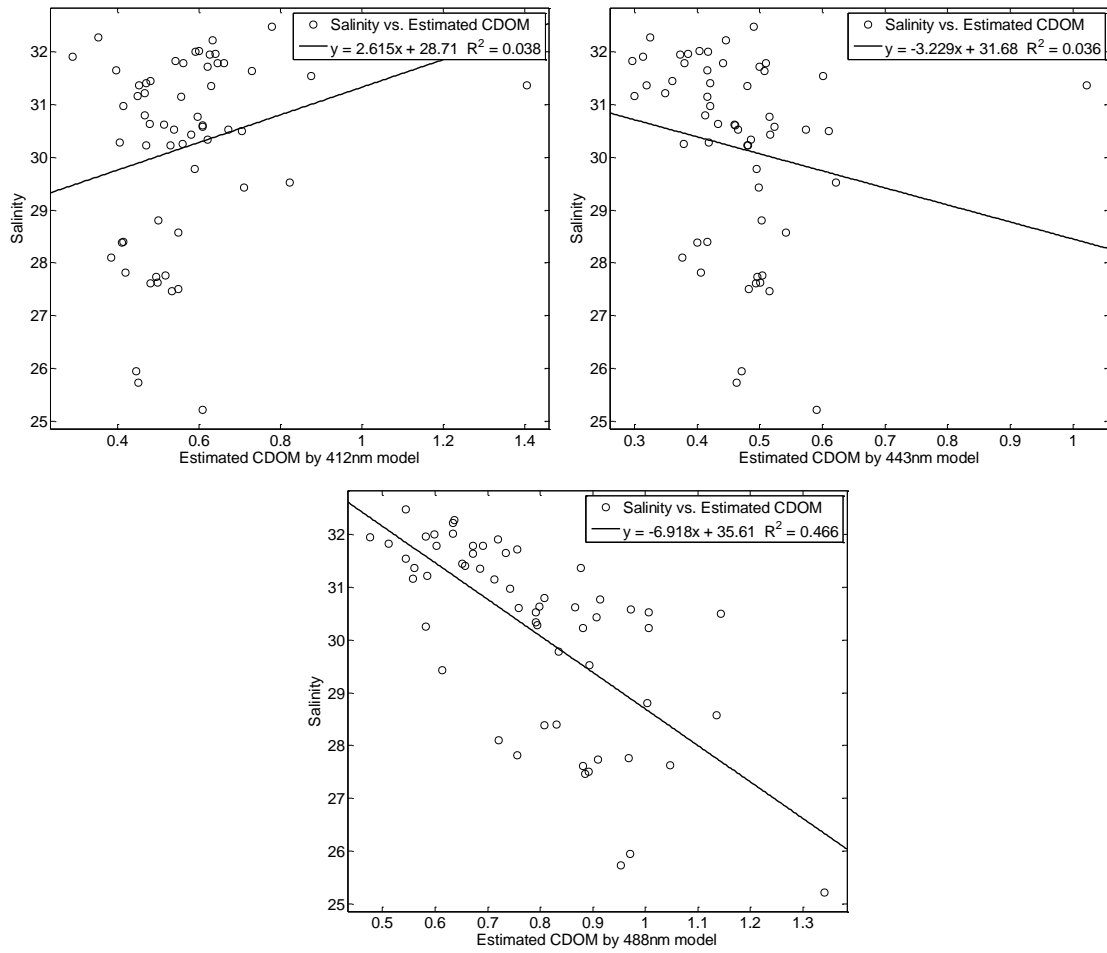


図-4.15 各地点における塩分と青色（412, 443, 488nm）-近赤外域モデルにより推定された CDOM との関係

表-4.9 推定された CDOM と塩分との相関係数 R^2

推定モデル	推定されたCDOMと塩分との相関係数 R^2
Carder's model	0.001
Kutser's model	0.429
$\text{Ln}\{R_{rs}(412)/R_{rs}(530)\}$	0.038
$\text{Ln}\{R_{rs}(443)/R_{rs}(547)\}$	0.036
$\text{Ln}\{R_{rs}(488)/R_{rs}(667)\}$	0.466

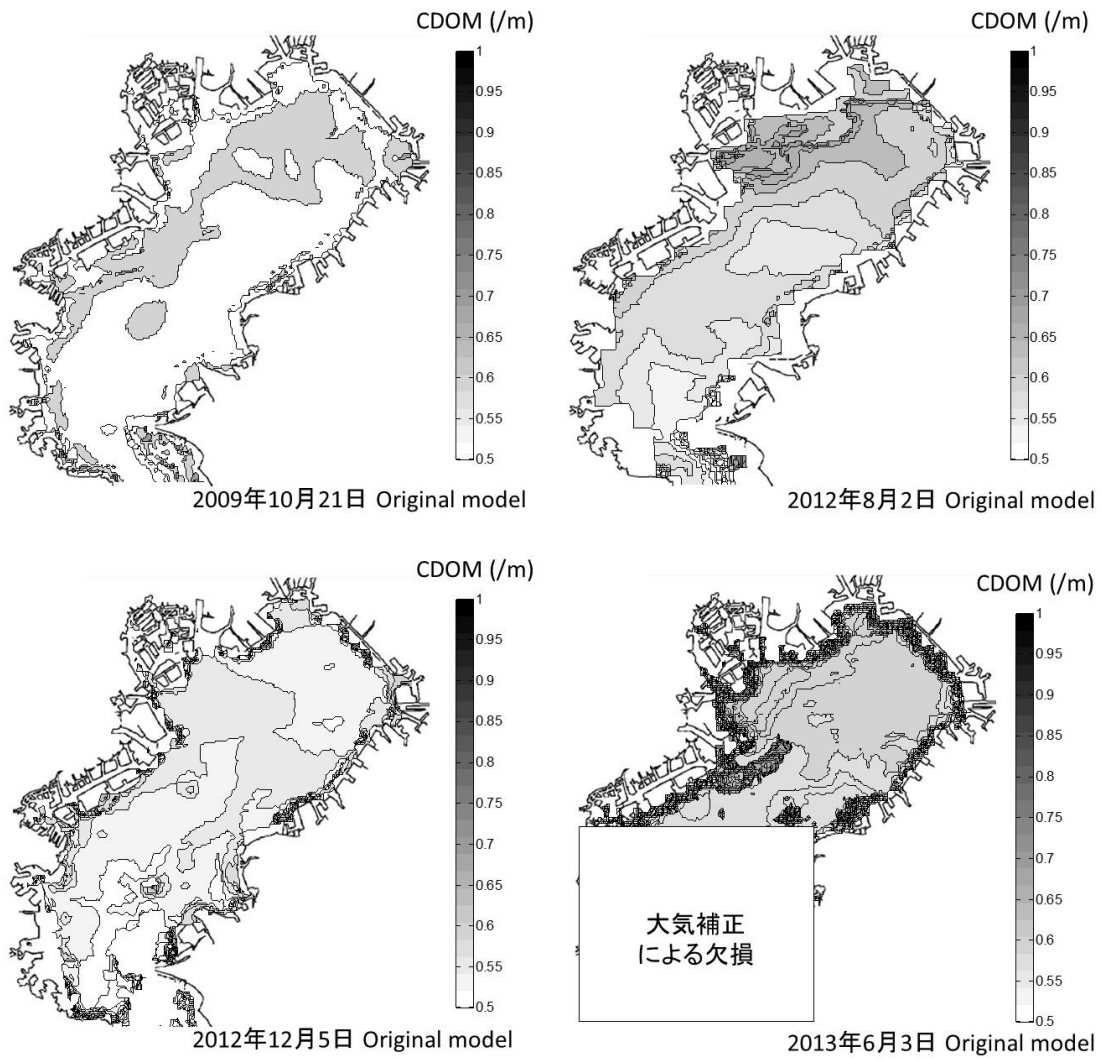


図-4.16 2009年10月21日，2012年8月2日，2012年12月5日，2013年6月3日の青色-近赤外域モデルにより推定された CDOM の空間分布

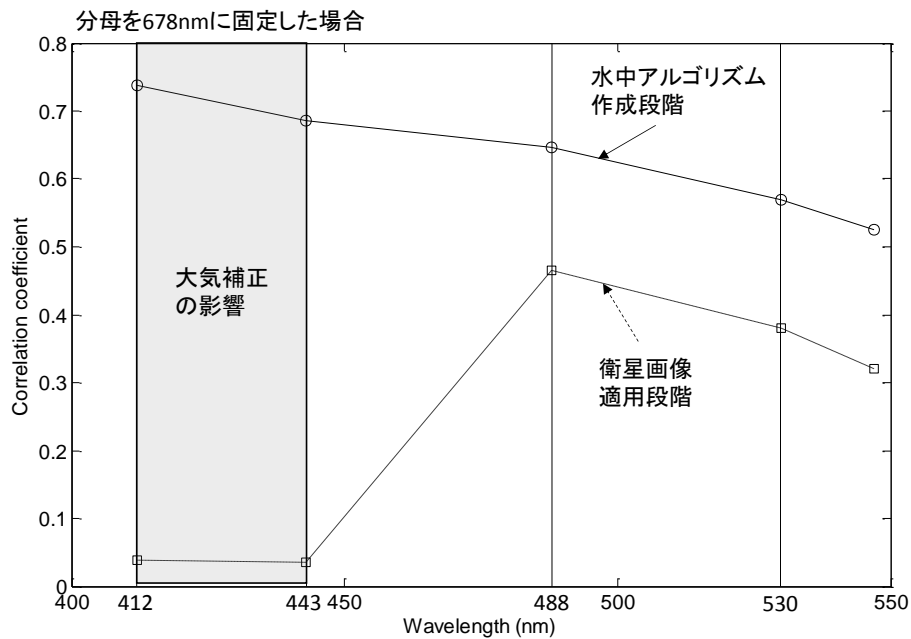


図-4.17 CDOM 推定モデルにおける水中アルゴリズム作成段階と衛星画像適用段階における相関係数の変化

4.4.4 CDOM による湧昇域の推定

上述の通り、CDOM は河川水に含まれる腐食性物質と関係を持つことから塩分と負の相関関係を持つことが確認された。また CDOM は植物プランクトンの分解過程においても生成されることが知られている。そのため湾内の底層では CDOM が多く生成されており、それらが湧昇によって表層に現れると高濃度の CDOM が湾内に拡がることになる。そのため湧昇によって拡がった CDOM を推定することが可能となれば表層に拡がった湧昇域を捉えることが可能になると考えられる。

そこで検証として、青潮が発生していた 2011 年 10 月 24 日において表層 DO と CDOM を測定しその関係を調べた。その結果を図-4.18 に示す。正確な検証にはサンプル数が不十分であると考えられるが、湧昇期間において DO と CDOM の間に負の相関関係が見られた。これは、貧酸素水塊が湧昇し、DO が少ない箇所にて CDOM が増加していたことを表している。検証が不十分であることや、測定点同士の DO の差が小さいことから今後もその有意性について検討していく必要があるが、CDOM を使用することで湧昇域を推定できる可能性があることが示唆された。

湧昇が起きていた期間の衛星画像に CDOM 推定モデルを適用した結果については 4.6.1 節にて示す。

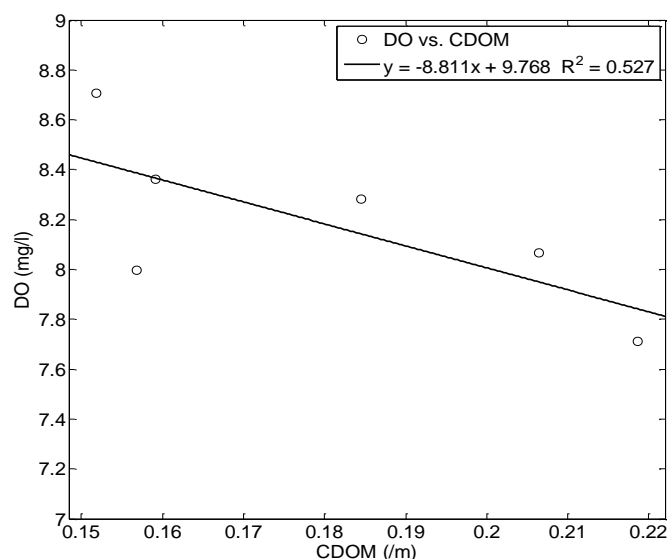


図-4.18 青潮発生日における実測の表層 DO と CDOM との関係

4.5 改良した QAA の衛星画像への適用

4.5.1 CDOM+デトリタス及び植物プランクトンの光吸収係数の推定結果と精度検証

本節では、第3章にて提案した改良した QAA を衛星画像に適用することで CDOM+デトリタスである a_g と植物プランクトンの光吸収係数 a_{ph} を推定し、実測の a_g と a_{ph} を使用して精度の検証を行う。 a_g と a_{ph} の精度の検証を行うためには、衛星画像の取得日と現地観測の実施日が一致している必要がある。本研究では唯一、画像取得日と現地観測日が一致していた 2013 年 5 月 8 日の IOP の結果を使用して精度の検証を行った。また図-4.18 に示したとおり 440nm のバンドを使用した場合、東京湾では推定誤差に繋がるため、440nm のバンドを同じ青色域である 488nm のバンドを代わりに使用し推定を行った。

図-4.19 に a_g と a_{ph} の実測値と推定値との関係を示す。1 日の観測日の結果しかないので、検証のためのサンプル数は $N=4$ と不十分であるが、(a)に示す a_g 推定値と a_g 実測値との関係は、相関係数 $R^2=0.878$ と良好な相関関係が認められた。しかしながら、(b)に示す a_{ph} の推定値と a_{ph} の実測値との関係は、ばらつきが大きく適切に推定できていなかったことが分かった。 a_{ph} の推定に関しては、今後さらに IOP のサンプル数を蓄積し、推定値と実測値との関係を見直し、推定誤差の原因を詳細に解明することが今後の課題になる。

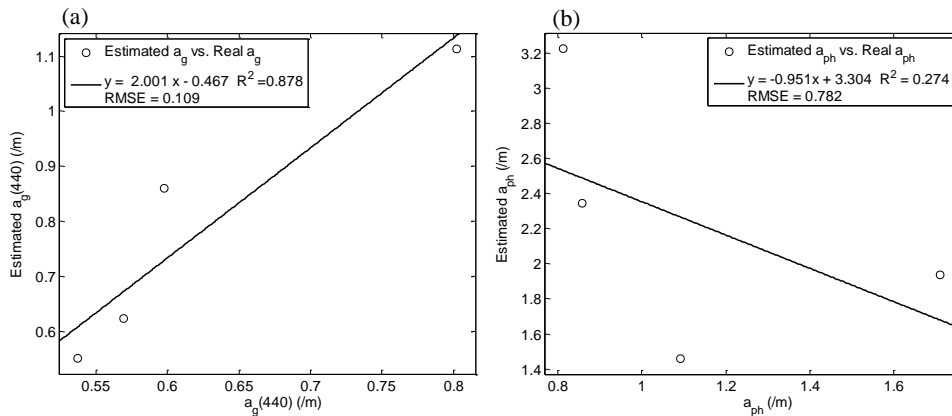


図-4.19 (a) a_g の推定値と a_g の実測値との関係及び (b) a_{ph} の推定値と a_{ph} の実測値との関係

4.5.2 デトリタスの推定手法の提案と精度検証

第3章で提案した QAA による a_g の推定値から開発した CDOM 推定モデルによる CDOM の推定値を差し引くことでデトリタスの光吸収係数 a_d を推定する手法を提案した。この手法により推定した a_d の推定値と a_d の実測値との関係を図-4.20 (a) に示す。 a_g と a_{ph} ときの検証時と同様にサンプル数は不十分であるが、相関係数 $R^2=0.840$ と良好な相関関係が認められ、傾向としては精度良く推定できることが分かった。しかしながら、 a_d の値が高いときに関しては、推定値は実測値より過大評価されていることから絶対値として検討する場合には注意する必要がある。また、推定手法が a_g から a_{CDOM} を差し引く形であるため、デトリタスの光吸収係数が大きく低下していた部分は 0 以下となる。図-4.20 (b) に 2013 年 5 月 8 日の a_d の空間分布を示す。図-4.20 (b) の結果から、2013 年 5 月 8 日にはデトリタスが東岸沿いにて拡がっていたことが確認できる。このようなデトリタスの空間的挙動について第5章にて考察する。

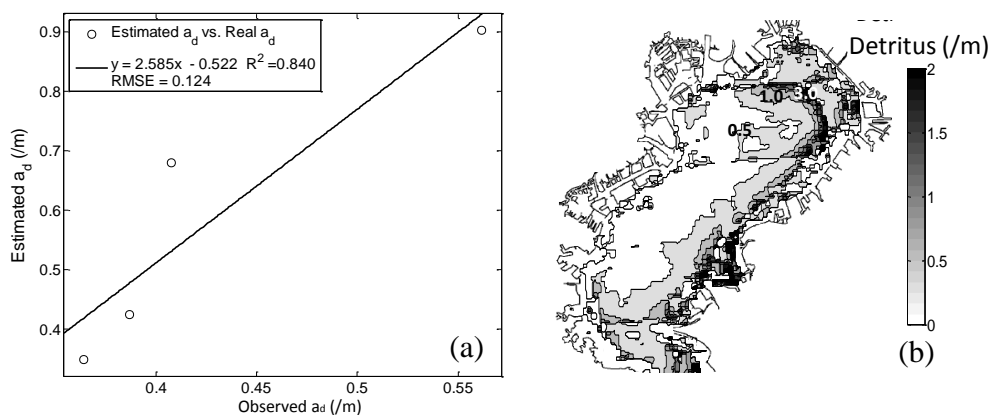


図-4.20 a_d の推定値と a_d の実測値との関係及び 2013 年 5 月 8 日のデトリタスの光吸収係数の空間分布

4.6 青潮分布推定モデルの衛星画像への適用

4.6.1 青潮分布推定モデルの衛星画像への適用結果

千葉県環境研究センターによると、2012年は5月23日～25日、6月13日～15日、9月23日～10月1日に青潮が発生していたと報告されている（飯村ら、2012）。以上の期間中、雲が少なかった期間における2012年5月23日の11時、12時、9月24日の9時、11時に捉えられたGOCIの衛星画像を対象に、第3章にて作成した青潮分布推定モデルを適用した。同時に同じ画像に対してCDOM推定モデルを適用し、湧昇域が実際に推定可能かどうか検証した。

その結果を図-4.21に示す。青潮分布における色の違いは青潮の光反射率の高低を表している。これを利用して青潮の色の濃さを表すことができるため、分布の拡がりや把握するだけでなく、青潮発生地点の特定にも有用である。図-4.21(a)は、習志野沖において青潮が発生していたときの結果である。この1時間後の図-4.21(b)には分布は大きな変化はなかったものの、浦安沖からも反射率が上昇していたことが確認できる。このときのCDOM分布に着目すると、主に青潮が発生していた北岸沿いにおいてCDOMが上昇していたことが分かる。この結果から湧昇域を捉えていた可能性が示唆される。

図-4.21(c)に着目すると、幕張沖付近において青潮が拡がっている様子が分かる。しかし、この時間帯は、雲の影響が大きく、特に船橋港付近では欠損値が多かったため、分布そのものを把握することは困難であった。次に図-4.21(d)に着目すると、幕張沖付近と浦安沖付近において青潮が拡がっていたことが確認できる。この時間帯には雲の影響が少なく、青潮分布の全体が捉えられていた。このとき、光反射率の高低に着目すると、幕張沖西側と浦安沖の辺りにおいて光反射率が高くなっていた箇所を確認できることから、硫化物を含む無酸素水塊の湧昇ポイントはこの2地点付近である可能性が考えられる。このときのCDOM分布に着目すると、図-4.21(c)の時点では幕張沖の一部のみでCDOMの上昇が見られたが、図-4.21(d)には浦安沖から千葉みなと付近を覆うようにCDOM分布が拡がっていたことが確認できる。これは北よりの風の影響で湧昇域が拡がり、それと同時に青潮分布も拡がっていた可能性が考えられる。

5月23日の青潮分布と比較しても9月24日に発生した青潮は大規模であったことが分かる。千葉県環境センターの報告からも2012年9月の青潮は長期間継続していたことや、浅瀬への侵入もありアサリ、ホンビノスガイのへい死が報告されている。次章では主に2012年9月に発生した青潮を対象に現地観測結果と数値シミュレーションを用いて大規模な青潮の発生要因について検討する。

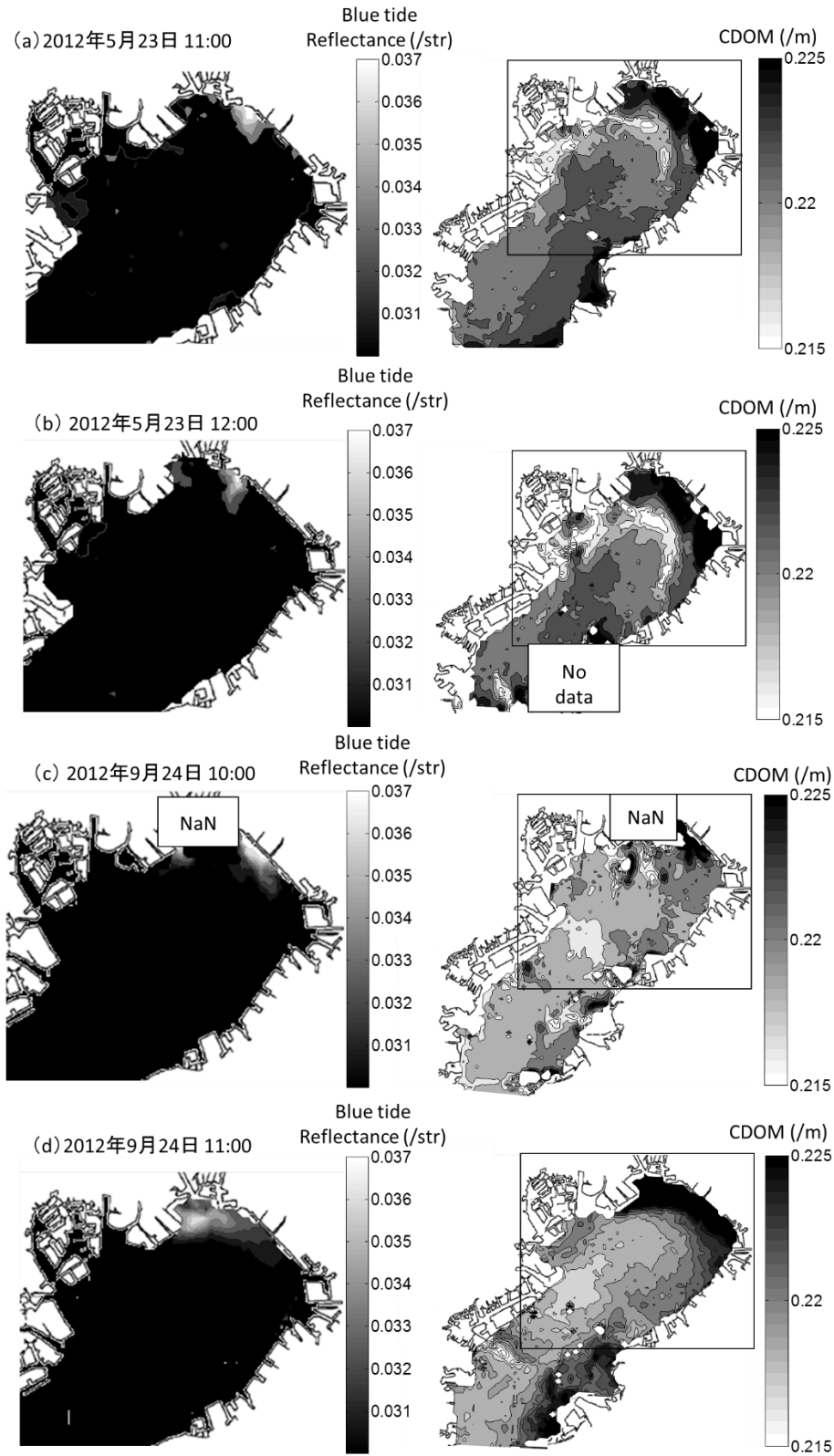


図-4.21 青潮分布推定モデル及び CDOM 推定モデルを 2012 年 5 月 23 日, 2012 年 9 月 24 日の衛星画像に適用した結果

4.7 MODIS センサーを用いた水温推定とその精度検証

4.7.1 MODIS センサーによる水温推定

水温は沿岸水域の環境を評価する上で重要なパラメーターの一つである。近年では、東京湾の水温変動が都市部のヒートアイランド化の与える影響に関してなどの研究が行われているが未だその知見は乏しい状況である。これまで、東京湾の長期的な水温変化の傾向とその原因を明らかにするため、長期的な現地調査による水温の結果を用いた研究が実施されている。その結果、安藤ら（2003）の報告によると、湾内に流入する外洋水の量が長期的に増加傾向にあり、そのため水温は夏季で下降傾向となり、冬季で上昇傾向にあることが報告されている。また、八木ら（2004）も現地観測による水温に基づいた解析を行っており、塩分変化とともに考察することで東京湾の長期的な水温上昇の原因は、外海域からの熱供給増加が主要な原因である可能性があると結論付けた。

また、水温は短期的な変化としても湾内流動や、大気や外洋水の影響による熱交換などにより複雑に変化し、また植物プランクトンの増殖のための重要な要因になる。そのため、水温の変動要因を長期的にも短期的にも把握することは非常に重要である。

しかしながら、これまでの研究では現地観測によるポイント的な観測結果のみを用いていることから水温の空間的広がりを詳細に捉え考察した報告は乏しい。上野ら（1992）は、NOAA-AVHRR データを用いて水温分布を明らかにし、得られた水温分布から湧昇域を特定することで風や流動による変化について解析した。これは衛星リモートセンシングによる水温推定結果を用いて短期的な水温変動に着目し、また水温分布が湧昇域を特定することが可能な有用なツールであることを示している。しかし、上野らの報告では、東京湾内の年間を通じた水温変動については着目しておらず、また東京湾内における衛星リモートセンシングによる水温推定の精度についても言及されていない。そこで本節では、NASA による Aqua/Terra の衛星に搭載されている MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) センサーを用いた東京湾内での水温推定の精度について検証した。

4.7.2 水温の観測値を用いた推定精度の検証

東京湾における MODIS センサーによる水温の推定値と観測値を使用して精度を検証する。検証に使用した実測値は、国土交通省関東整備局により連続モニタリングされている水温の結果を使用した。観測地点は図-4.5 に示される 4 地点、浦安沖、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標、川崎人工島である。検証には 2011 年 1 月～12 月の間で衛星画像が取得された 1 年間の結果を使用した。全地点の水温の観測値を用いた場合の結果を図-4.22 に示す。この結果から相関係数は $R^2=0.832$ と良好な関係が認められた。推定誤差は、最小でほぼ 0°C であり、最大で 6.8°C 、平均は 1.1°C と高い精度で水温を推定できていたことが分かる。誤差率の平均は 7.7% であり高精度に水温を推定可能であるが、図-4.22 から分かる通り、誤差の原因はほぼ水温が高い箇所の過大評価が原因であった。これは主に夏

季の陸域において誤差が大きくなっており、この箇所を除くと誤差率は5%以下になっていた。以上のような高温時の誤差要因の解明が今後の課題として挙げられるが本研究では概ね高精度に推定できていると判断し、次章にて水温分布の空間的変動について考察を行う。

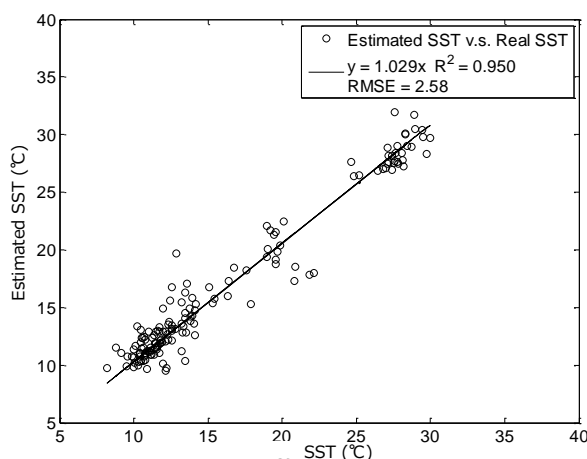


図-4.22 水温の推定値と実測値との関係

4.8 物理量推定モデルの人工衛星画像への適用に関するまとめ

本章では、第3章で開発した物理量推定モデルを現行の衛星画像に適用し、精度の検証を行った。本章の結論を以下の4つにまとめる。

- (1) 東京湾では、Chl-a 推定モデルを衛星画像に適用した場合、412nm, 443nm などの青色域のバンドを使用した場合、大きな推定誤差が生じることが分かった。これは沿岸域においてエアロゾル推定を行う際の推定誤差が青色域の R_{rs} に含まれるためと考えられる。
- (2) FLH 手法による Chl-a 推定は、Chl-a を相対的な分布として推定することができるものの、絶対値として求めることは困難であった。これは植物プランクtonの活性度が観測日ごとに異なるためである。
- (3) FLH の問題点を解決するため、東京湾において連続モニタリングされている Chl-a の実測値を使用し、逐次同期することによって Chl-a を絶対値としても概ね精度良く推定可能となった。
- (4) CDOM 推定モデルは、実測の AOP に基づいて作成した段階においては 400nm 付近の青色域のバンドを使用すると高精度に CDOM を推定することが可能であることが示されたが、人工衛星への応用時に 400nm 付近のバンドを使用した場合には大気補正の問題により推定誤差が大きくなった。そのため、代替案として 488nm

のバンドを代わりに使用することで、従来のモデルよりも高精度に CDOM を推定することに成功した。

- (5) 改良した QAA の精度検証の結果、CDOM+デトリタスの光吸収係数は概ね精度良く推定可能であったが、植物プランクトンの光吸収係数は推定誤差が大きく今後の課題として残った。また、QAA によって推定された CDOM+デトリタスの光吸収係数から開発した CDOM 推定モデルによる CDOM の値を差し引くことでデトリタスの推定を行える可能性を示した。ただし、検証データが不足しているため今後も精度について検討していく必要がある。
- (6) 青潮分布推定モデルを GOCI の衛星画像に適用することで青潮分布を推定することが可能となった。この分布の広がりに関する考察は次章にて行う。
- (7) 湧昇が起きていた日において CDOM 推定を行うことにより、底層から湧昇した水塊の広がりを捉えることができ、湧昇域を推定できる可能性について示した。
- (8) MOIDS センサーにより推定された水温の精度の検証を行った。その結果、水温は概ね良好に推定することができるが、夏季の陸域において過大評価の傾向があったため、その解決策については今後の課題として残った。

第 4 章において各物理量推定モデルを衛星画像に適用し精度を検証した結果、Chl-a、CDOM、デトリタスの光吸収係数、水温を空間的に推定できることを示した。また、静止衛星画像を使用することにより、青潮分布、湧昇域を空間的に表すことができる可能性を示した。

第 5 章では、各推定手法を用いて赤潮、青潮の空間的挙動について考察する。そのため、本研究の各推定手法に関して、その限界や適用範囲を今後の課題とともにここに記す。

本研究で開発した Chl-a 推定手法は、Chl-a が 20 ~50 $\mu\text{g/l}$ 以上の中濃度~高濃度にかけては誤差率が 30%程度であった。この誤差の原因には、本手法が FLH に基づいているため、デトリタスの増加による光合成活性度の低下や大気補正が考えられる。そのため、第 5 章では Chl-a の空間分布の変動に着目する際、30%程度の誤差を含む可能性を考慮しつつ考察を進める必要がある。また、本研究の精度検証は主に東京湾湾奥の実測値を使用しており、河口域における詳細な精度検証には至っていない。そのため、今後、各地点におけるより詳細な精度検証が必須となり、第 5 章では Chl-a の実測値と推定値を照らし合わせながら注意して空間分布の変動の考察を進める必要がある。

CDOM 推定に関しては、本研究では CDOM の光吸収係数の推定精度の検証を塩分の実測値を使用して行ったことから、その絶対値として推定できているかどうか判定することが今の段階において困難である。また、塩分と CDOM の関係は、湧昇の発生や降雨が連続的に継続した場合に崩れることが分かっており、この点において注意が必要である。そのため、推定した CDOM の空間分布を衛星画像ごとにチェックし、河川起源のものか湧昇により表層に現れた底層起源のものか判断する必要がある。今後の課題として

CDOM の実測値と推定値の結果を用いて詳細な推定精度の検証を行う必要がある。

また、デトリタスの光吸収係数、湧昇域を示す CDOM の推定精度に関しては、本研究においてそれぞれ実測値を用いた検証を実施しているが、サンプル数が少なく、今の段階で確実な推定精度を保っているかどうか判断し難い。そのため、今後、現地観測を実施しサンプル数を増やすことで検証していく必要がある。

水温推定については平均誤差率が 7.7%であり、夏季の陸域側を除けば 5%以下になり、高精度に推定することが可能である。問題は、夏季の陸域側の過大評価の原因について未だ明かされていないことである。そのため、夏季の過大評価を注意し水温分布の変動を考察する必要がある。

青潮の分布に関しては、本研究で提案した手法を適用することで光反射率が著しく上昇していた部分を青潮として判定することに成功した。しかし、推定モデルの係数の決定法には未だ課題が残ることや、判定した青潮領域が本当に青潮を表していたかについて青潮発生時に観測を行い検証が必要であることなどの課題が残されている。

これらの課題は今後の現地観測の継続、光学特性のより詳細な解析によって改善されていくと考えられる。

第5章

海色リモートセンシングによる

青潮・赤潮分布の空間的変動特性の把握

5.1 概説

本章では、これまで第3章、第4章に渡り開発してきた海色リモートセンシングによる沿岸域モニタリング手法を実際に適用することで、東京湾における水環境の問題について議論する。開発した手法によりこれまで観測が困難であった Chl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布を把握することが可能である。

そこで本章では、これらの空間的情報に基づき、東京湾において重要な環境問題となっている青潮、赤潮を対象として、その分布の挙動や形成パターンについて明らかにすることを目的とする。5.2節では、青潮と湧昇域の分布を対象に、風況、DO、表層流況、下層流況の連続観測結果、DOの数値シミュレーションを実施することで、分布推定の検証及び分布の形成要因について考察する。5.3節では、夏季と冬季の赤潮に着目し、赤潮の発生要因及び様々な気象条件下における分布の形成パターンを明らかにすることを目的とした。

5.2 青潮分布と湧昇域の検証及び空間的変動に関する考察

5.2.1 概要

第4章では第3章で開発した青潮推定モデルを GOCI 衛星の衛星画像に適用することで青潮分布を推定した。また湧昇が発生していた日において、表層に拡がった底層水に含まれる CDOM を推定することによって湧昇域を把握できる可能性について記した。

そこで本節では、2012年9月23日から10月1日に発生した大規模な青潮を対象に、これまで開発した推定モデルにより青潮及び湧昇の分布を把握し、その挙動の把握、発生した要因について考察を行う (Higa et al., (2014))。初めに、風向、DO、流向の現地観測結果を用いて湧昇と青潮の発生について検証する。さらに青潮分布と湧昇域の拡がりについて数値シミュレーションにより検証を行った上で、大規模な青潮が発生していた要因について考察することを目的とした。

5.2.2 風向、DO、流向の連続モニタリング結果を用いた検証

千葉県環境研究センターの報告によると 2012 年 9 月 23 から 10 月 1 日に大規模な青潮が発生し、アサリ、ホンビノスガイのへい死が起きていたことが報告されている（飯村ら，2012）。そこでこの報告に関する検証を行うため、浦安沖の連続モニタリングポストの風速ベクトル、DO、上層流況、下層流況の状態を調べた。青潮発生期間とされる 9 月 22 日から 9 月 26 日までの結果を図-5.1 に示す。図-5.1 中の↓は GOCI の画像取得日時を示している。期間中の風速は、常に北寄りの風が連吹しており、衛星が画像を取得した時間帯でのみ風速が弱まっていたものの、それ以外では 6~8m/s を前後していたことが分かる。図中①を見ると、9 月 23 日の 12:00 以降から風速が強まったことで DO が全層にて減少していた。さらに、図中②の上層と下層の流況に着目すると、それぞれベクトルの方向がおおよそ逆向きになっており、表層の水塊は湾奥側へ流れ底層の水塊は陸側へ流れていたことから、この時間帯に浦安沖付近にて湧昇が起きていたと考えられる。

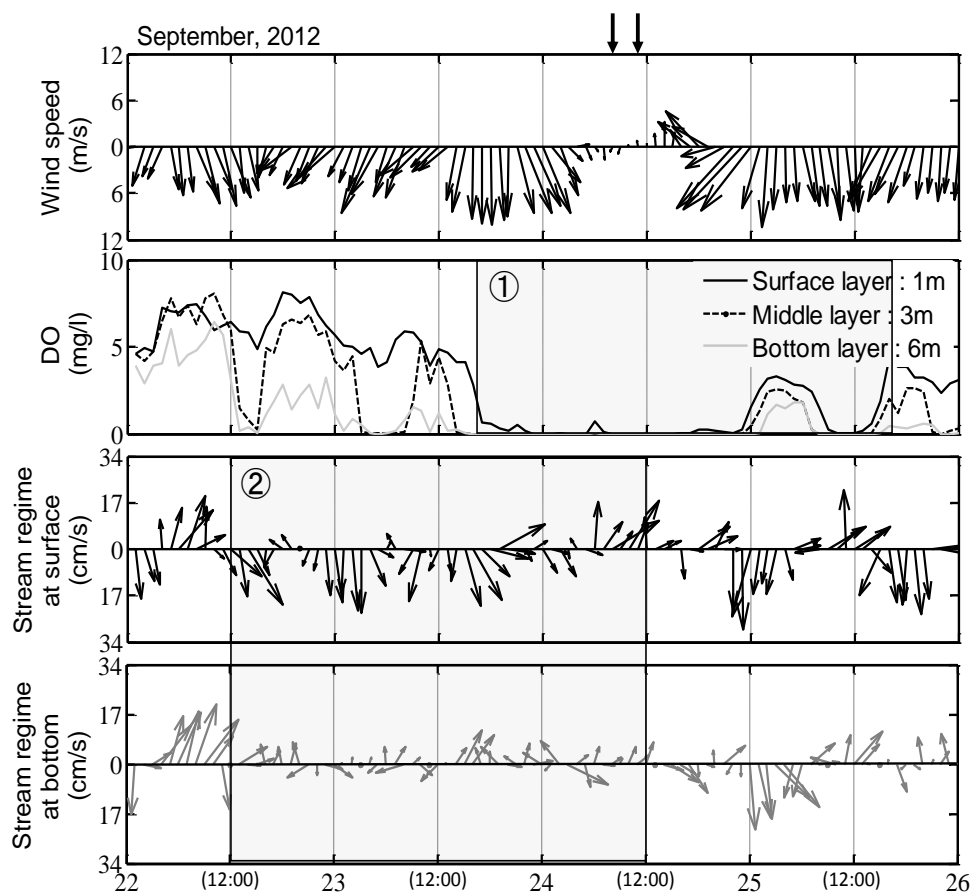


図-5.1 浦安沖における風速・DO・上層流状況・下層流状況

5.2.3 3次元流動・生態系モデルを用いたDOの数値計算

(1) 3次元流動・生態系モデルの概要

次に、湧昇域や青潮域を空間的に把握するためには、ポイント的にしか結果を得ることができない現地観測による検証では非常に困難である。そこで3次元生態系・流動モデルを使用してDOを計算し、湧昇期間において貧酸素水塊の表層での拡がりを再現することで衛星画像で捉えられた湧昇域と青潮域の検証を行う。また3次元的に青潮の発生や湧昇域の拡がりの挙動、発生要因について検討するためにも有効であると考えられる。

そこで、鯉渕ら(2001)が開発した3次元流動・栄養塩循環・低次生態系モデルによるDOの数値シミュレーションを試みた。流動モデルの基礎式は静水圧近似とブシネスク近似を仮定したNavier-Stokesの式、連続式、水温・塩分の状態方程式および密度の状態方程式から構成される。また、鯉渕ら(2000a, 2000b)によって実施された栄養塩の周年変動観測、植物プランクトンや細胞数の増減に関する詳細な観測結果に基づき、生態系モデルも構築されており、底質モデルと流動モデルに統合させることで複数の植物プランクトン・水中光量・栄養塩・DOを計算可能である。本モデルの植物プランクトンや栄養塩の再現精度は複数年で検証されており、鯉渕ら(2001)、佐谷ら(2012)と同一のパラメータを使用した。

(2) 計算条件

本研究における計算条件を表-5.1に示す。計算期間は、貧酸素水塊の発生が顕著となる夏季を含めた4月1日～9月30日までとした。入力条件の気象データは、東京管区気象台から1時間ごとの海面気圧、気温、風速、蒸気圧、湿度、風向、雲量、全天日射量、降水量を使用し、モデル中で海面での熱の授受や風による流れの生成などを再現した。また、風向には16方位を使用し、潮位は、東京検潮所により測定された1時間ごと結果を使用した。河川流量は、江戸川の流量の1日ごとの平均流量を使用し、それ以外の河川は江戸川の流量との割合から導出した(表-5.1)。

表-5.1 数値シミュレーションの計算条件

項目	内容
計算期間	2012年4月1日～9月30日の183日間
計算領域	東京湾全体：南北65km, 東西43km
計算格子	水平方向(直交座標)：1000m 鉛直方向(σ座標)：20層
境界条件	水温、塩分、各層にて現地観測結果を同期
気象条件	海面気圧、気温、蒸気圧、湿度、風、雲量、全天日射、降水量：気象庁(東京管区気象台)
河川	荒川、江戸川、隅田川、多摩川、鶴見川 流量：H-Q式で算定 水位：国土交通省 水文データベース ※隅田川の流量は流量年表により江戸川との割合を出し算定

5.2.4 数値モデルによる湧昇域と青潮分布の検証

貧酸素水塊の湧昇域の変動を把握するため、DO の空間分布の計算結果を図-5.2 に示す。結果は青潮の発生が確認された9月22日 p.m.12:00~9月25日 p.m.12:00である。

この結果から22日に幕張沖から貧酸素水塊の湧昇が発生しており、浦安沖では湧昇が起きていなかったことが分かる。これは図-5.1の現地観測結果において22日に浦安沖ではDOが低下していなかったことと一致する。その後、23日には湾奥を覆うように最も湧昇域が大規模化していたことが分かる。図-5.1のDOは23日の12:00 p.m.の時点ではDOの低下は起きていないが、その6時間後には全層にてDOが低下していた。約6時間の時間差はあるものの、概ね湧昇域の拡がりは再現できていたものと考えられる。

また24日には、23日と比べ湧昇域が小さくなっていたことが確認できるが、図-5.1の風の時系列を見ると24日の午前3時から約15時間ほど風が弱まっていた期間と一致する。その後25日以降には、浦安沖の貧酸素水塊の湧昇は止まり幕張沖において支配的となっていた。図-5.1に示すDOの連続観測結果においても、25日以降からDOが増減していることが確認できることから明らかである。その後、数日間のうちに、青潮は風の変動とともに徐々に収束していったと考えられる。このことから、22日からの約5m/sの北風の連吹によって、幕張沖を中心に貧酸素水塊の湧昇が起き、23日以降の約8~10m/sの風により浦安沖を含めた東京湾の湾奥全体に湧昇域が拡大していた。また、湧昇域は、風の変動によって拡大・縮小を繰り返し、北風の連吹が弱まると、同時に湧昇域も縮小していたことが分かった。

そこで、衛星画像に青潮分布推定モデル及びCDOM推定モデルを適用した結果と数値シミュレーションによって計算された湧昇域を図-5.3に示す。図-5.3中(a)に示す青潮域は浦安、船橋港、習志野沖付近で広がっていたが、CDOM分布と数値シミュレーションによるDOの分布とは形状が異なっていた。これは、湧昇した貧酸素水塊中に硫化物が含まれている場合において青潮は発生するが、嫌気性の微生物により硫化物が生成されていない状態においては、貧酸素水塊の湧昇は起きるものの青潮の発生に結びつかない場合があることが原因と考えられる。

また、CDOM分布と数値シミュレーションによるDO分布を比較すると、浦安沖及び木更津付近において多少分布が異なるものの、北岸沿い、東岸沿いにおける湧昇域など概ね一致していたことが分かる。このことから湧昇発生時においてCDOMを推定することにより、湧昇域を把握できると考えられる。通常、東京湾では河川から流入するCDOMは植物プランクトンが分解される過程において生成される量より高いため、塩分と負の関係を持つことになるが、湧昇発生時には底層起源のCDOMが河川起源のCDOMより上回るため湧昇域を推定できるものと考えられる。

湧昇域は人間の目によって把握することが困難であるため、その観測は困難である。しかし、本研究による手法により湧昇域の推定を行うことで、青潮の発生前に表層に広がった貧酸素水塊の挙動について追える可能性がある。

さらに、今後、青潮の分布と湧昇域の分布の比較することで、硫化物が湧昇水に含まれているかいないかの判定が行えるため、青潮発生メカニズムを解明するための重要な知見になることや、今後の数値シミュレーションの検証としても使用できる可能性があると考えられる。

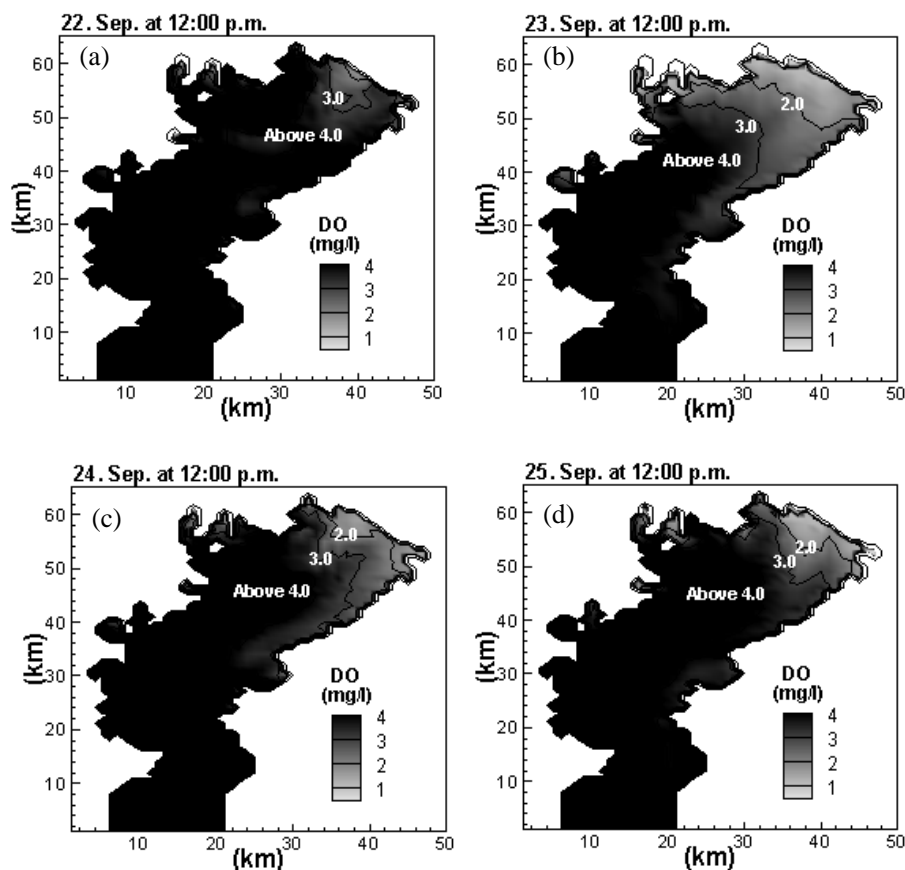


図-5.2 表層 DO の数値シミュレーション結果

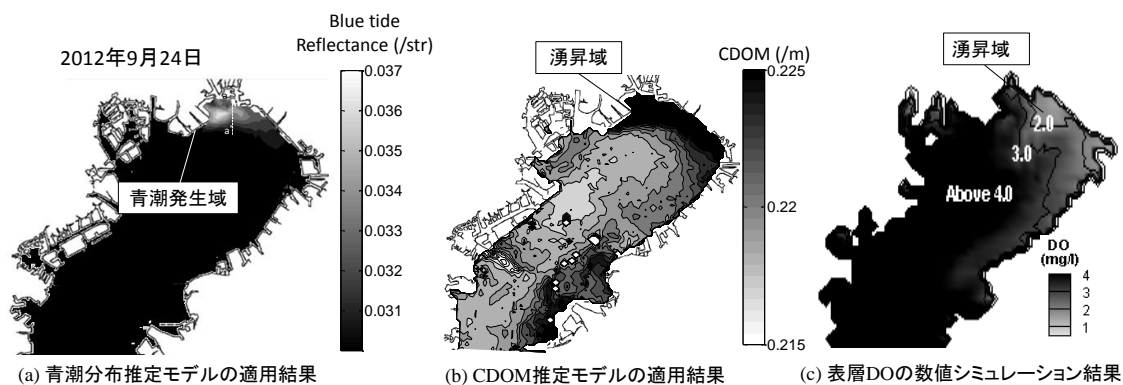


図-5.3 (a) 青潮分布推定モデル適用結果, (b) CDOM 推定モデル適用結果, (c) 表層 DO の数値シミュレーション結果との比較

5.2.5 2012年に発生した大規模な青潮の発生要因に関する考察

図-5.3 (a) に示す 24 日 11:00 に取得された衛星画像の青潮分布と図-5.3 (c) の貧酸素水塊の湧昇域を比較すると、浦安沖付近における青潮分布と数値シミュレーションにより得られた貧酸素水塊の湧昇域は概ね一致していたが、幕張沖から東岸沿いにかけては、それぞれ異なる分布を示した。これは、前述の通り湧昇した水塊に硫化物が含まれている場合には青潮として海色の変化が起きるものの、含まれていない場合には着色はせず貧酸素水塊のみが湧昇していたためと解釈できる。しかし 24 日 11:00 に浦安沖に発生していた青潮は、数値シミュレーションにより浦安沖において貧酸素水塊の湧昇が現れた直後に現れていたためその原因について検討した。

そこで、これらの現象を検証するため、図-5.4 に図-5.3 (a) に示す a-a' ラインの鉛直断面（浦安沖付近）における 9 月 24 日の DO の計算結果を示す。この結果と図-5.1 の風の時系列結果から、22 日に以降から吹き続けている北風の連吹に加え、23 日 12:00 頃から発生した約 8~10m/s の風の連吹が引き金となり、浦安沖浚渫窪地に留まっていた貧酸素水塊が湧昇していたことが分かった。このことから、浦安沖浚渫窪地起源である硫化物を含む貧酸素水塊が、23 日の浦安沖における湧昇の初期の段階で多く湧昇していたことが青潮の大規模化の原因だと示唆される。幕張沖や東岸沿いの湧昇については、24 日の段階で湧昇した貧酸素水塊に多くの硫化物が含まれておらず直接青潮へは結びつかなかった可能性がある。

また、24 日に GOCI が捉えた青潮は、23 日に起きた湧昇によって発生し、24 日付近では風が弱まったことにより表層の水塊の動きが停滞したことで浦安沖、幕張沖の北西部において留まっていた状態であったことが示唆される。これは幕張沖の青潮は、図-4.21 (c) にも示す通り、24 日の午前には北岸沿いにおいて存在していたが、その後、時間の経過とともに幕張の北西部のみに縮小していたことから推測することができる。

このように、これまで人工衛星により推定された水温分布を用いて青潮分布を把握することは不可能であったが、本研究において GOCI の衛星画像に青潮分布推定式を適用することにより正確な青潮分布を捉え、その分布について考察することが可能となった。さらに、衛星画像により捉えられた青潮分布と、数値シミュレーションで計算された貧酸素水塊の挙動の情報とを補完して解析することにより、湧昇域において硫化物が含まれている貧酸素水塊と含まれていない貧酸素水塊の識別が可能となり、相互的な考察が可能となった。

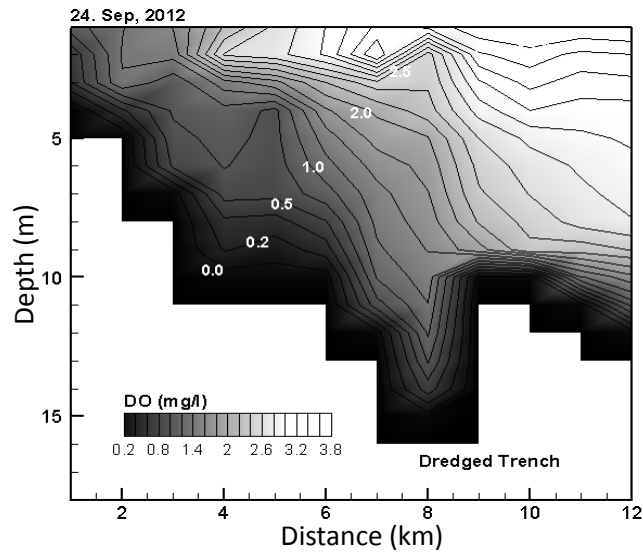


図-5.4 青潮発生時における浦安沖付近 a-a' ラインの鉛直断面

5.2.6 青潮分布と湧昇域の空間的変動に関するまとめ

(1) 数値モデルによる湧昇域と青潮分布の検証

本節では、2012年9月の大規模な青潮が発生していた期間を対象に、衛星画像によって青潮分布及び湧昇域を推定し、その分布の変動要因について検討した。また、DOの数値シミュレーションにより貧酸素水塊が表層で拡がる様子を再現することで、人間の目では捉えることが困難である湧昇域の拡がりをCDOM分布を推定することで把握できる可能性について示した。

さらに、これまで人工衛星によって推定された水温分布の低温域を湧昇域として見立てる方法では特定できなかった青潮分布を明確にした上でその発生要因について検討した。また、作成したモデルは青潮分布を表示可能なのみならず、青潮の光反射率の高低を表すことができることから青潮の発生ポイントを特定できる可能性があることが分かった。

(2) 2012年に発生した大規模な青潮の発生要因に関する考察

加えて、貧酸素水塊の数値計算の結果から、青潮の発生期間中、北風の強弱により湧昇域が拡大・縮小していたことを明らかにした上で、人工衛星によって推定された青潮分布に基づき、DO、流況の連続観測、数値シミュレーションによって再現された貧酸素水塊の挙動を相互的に考察した。その結果、約8~10m/sの風の連吹が引き金となり、24日に浦安沖浚渫窪地からの硫化物を含む貧酸素水塊が湧昇したことが青潮の原因であったことが分かった。また、湧昇した浦安沖浚渫窪地内の貧酸素水塊には硫化物が含まれていたものの、東京湾東岸沿いにおいて湧昇した貧酸素水塊には硫化物が含まれていなかった可能性が示唆された。これは貧酸素水塊が存在していても、嫌気性微生物による硫化物の生成が行われていない場合には、湧昇が起きても青潮に結びつかないことを意味している。例え北風の連吹が

あっても、青潮の発生は、場所ごとによりタイムラグが生じており、これは硫化物を含む水塊の挙動に依存することが示唆される。

このように、人工衛星リモートセンシングの弱点である鉛直方向及び時系列の情報を現地観測及び数値シミュレーションによって補い相互的な考察を行うことで、貧酸素水塊の湧昇域において場所ごとに硫化物が含まれている箇所と含まれていない箇所を特定することができた。

5.3 夏季及び冬季における赤潮分布の空間的変動に関する考察

5.3.1 概要

前節では青潮の拡がり及び湧昇域の推定可能性について検討した。東京湾において青潮自体は年に数回程度発生するイベントであるが、湧昇自体は風の連吹とともに比較的頻繁に起きているものと考えられる。一方、東京湾における環境問題の1つである赤潮は、発生頻度が非常に高く、常に海色が変化している状態である。本節では、赤潮の空間的挙動について議論する。このとき、赤潮分布は気象条件、流動によって大きく変化すると考えられ、また、河川水や外洋水の流入、湧昇などのイベント時における挙動についても検討する必要がある。

そこで本節では、赤潮分布の空間的変動を詳細に考察するため、第3章、第4章で開発したChl-a, CDOM, デトリタスの光吸収係数、水温の推定モデルを衛星画像に適用する。赤潮の拡がりについてはChl-aが高濃度になる箇所を赤潮と判定し、その際、CDOM, デトリタス、水温の空間的変動も併せて考察を加えることで赤潮の分布形成の要因について明らかにする。さらに最終的には赤潮の分布形成パターンを分類することを目的とした。

さらに本研究では、年間を通して赤潮が頻繁に発生する夏季の特徴を明らかにする。加えて、近年、冬季に発生する珪藻赤潮はノリの色落ちによる漁業被害をもたらす問題となっていることから、冬季ブルームの空間的挙動、発生過程についても考察する。

近年の赤潮の発生状況として、千葉県環境研究センターの報告によると2010年4月～10月までの期間において27回の観測のうち13回赤潮が発生しており約48%という高い割合で赤潮が確認されたとの報告がある(飯村ら, (2010), (2011))。これに対して2011年は、27回の観測のうち9回赤潮が発生しており約33%と2010年より頻度が低かった。このように赤潮の発生回数が比較的高かったと考えられる2010年と低かった可能性がある2011年を対象として検証を行った。加えて、冬季ブルームに関して2011年度は11月と2012年1月に赤潮が発生していたことが報告されている。そこで冬季ブルームの報告があった2011年冬季と観測値からChl-aの上昇が見られた2010年冬季を対象として検証を行う。

赤潮の空間的変動に影響を与える重要な要因として、日射等の気象条件は勿論のこと、風向・風速が重要な役割を果たすと考えられる。そこで、図-5.5に東京湾湾奥部中央付近に位置する千葉港口第一号灯標における2010年、2011年の(a)夏季6月～8月の風向きの頻度

の割合 (b) 冬季 12月～2月の風向きの頻度の割合を示す。(a) 夏季 6月～8月の風向きの頻度の割合に着目すると、2011年は南南東の風の発生頻度が最も高く、全体の約38%占めていた。また平均風速は2010年で6.4m/s、2011年で5.9m/sと2010年の方が高くなっていた。2011年では、南南西、南西の風が高頻度で発生しており、また北東の風の頻度も約12%発生していた。

(b) の冬季 12月～2月の風向きの頻度は、2010年と2011年で大きな違いは見られなかったが主に北風が最も頻度高く発生していた。特に冬季ブルームの報告があった2011年は北西、北北西、北東の風が支配的であった。この風向の違いも含め、流量等の結果の変化によって空間分布がどのように変動するかについて以降検討する。

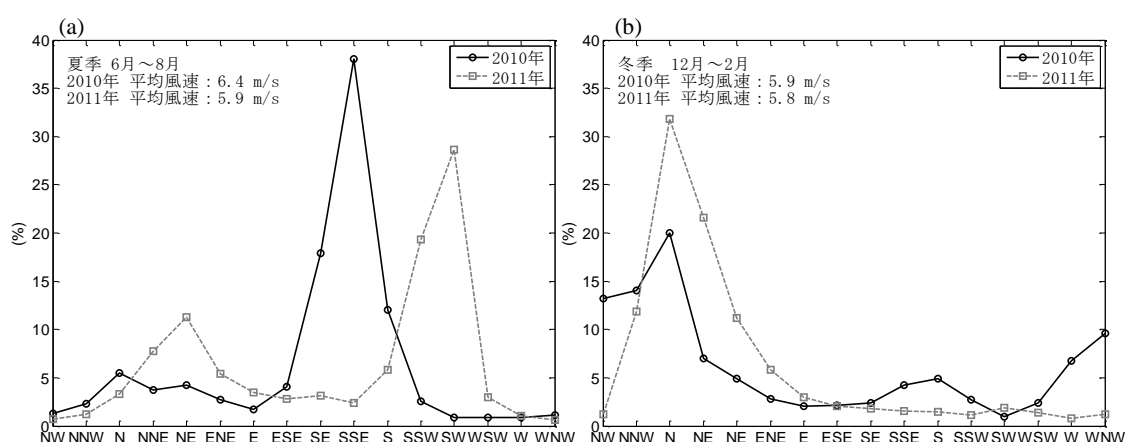


図-5.5 (a) 夏季 6月～8月の風向きの頻度の割合 (b) 冬季 12月～2月の風向きの頻度の割合 (国土交通省 気象庁 HP：東京の過去の気象データを用いて解析)

5.3.2 江戸川流量の推定

湾内に流入する河川水は、Chl-a, CDOM, デトリタス、水温の空間的変動に影響を与える1つの重要な要因と考えられる。そこで二瓶ら(2008)を参考に水位流量曲線に基づく間接法を使用し江戸川の流量を推定した。

二瓶らが指摘するように、この方法は水位と流量の関係に基づくことから感潮域や背水区間では適用することができない。そこで水位変化を受けない最も下流側の観測地点である野田(北緯 35 度 56 分 18 秒 東経 139 度 50 分 59 秒)における国土交通省 水文水質データベースの2000年～2010年の水位と流量の結果を使用した。そのH-Q曲線の結果を図-5.6に示す。この作成したH-Q曲線を使用して2010年、2011年の流量を推定し、各空間分布の変動について時系列的に考察する。

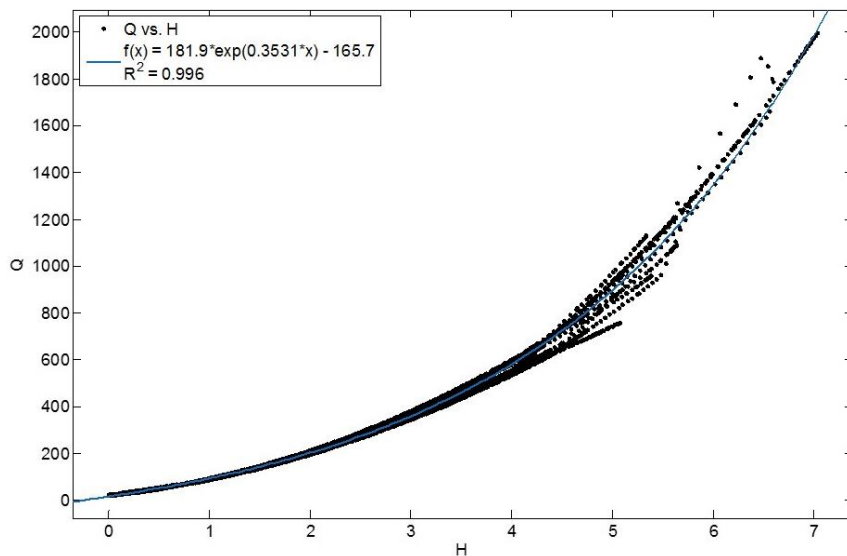


図-5.6 江戸川の H-Q 曲線 (H : 水位(m), Q : 流量(m³/s))

5.3.3 2010年6月～8月の夏季における赤潮の空間的変動に関する考察

本節では、風向の発生頻度、平均風速が異なっていた2010年、2011年の夏季を対象として東京湾におけるChl-a、CDOM、デトリタスの光吸収係数、水温の空間的変動について考察する。それぞれの夏季の期間は6月から8月の間に設定した。

上述のように2010年6月～8月は例年に高頻度で発生する南南西の風ではなく、南南東の風が高頻度で発生していた。6月8日から7月15日まで梅雨の期間のため降雨が続き、その期間で流量が大きく上昇していた特徴があった。

図-5.7に千葉港口第一号灯標における風向・風速、全天日射量、千葉港口第一号灯標、波浪観測塔、川崎人工島におけるChl-a、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標、川崎人工島の水溫、塩分の時系列結果を示す。図中縦点線は衛星画像の取得日を示す。それぞれ特徴があった期間におけるChl-aの分布の形成過程について考察する。このとき、Chl-aの時系列結果の一部において、絶対値が著しく上昇していたことが確認で、通常このような値はとらない。これは水質計のセンサーの問題と考えられる。しかし、各地点とも同様な傾向を示していたことから、傾向としては捉えることができていると仮定し検討を行った。

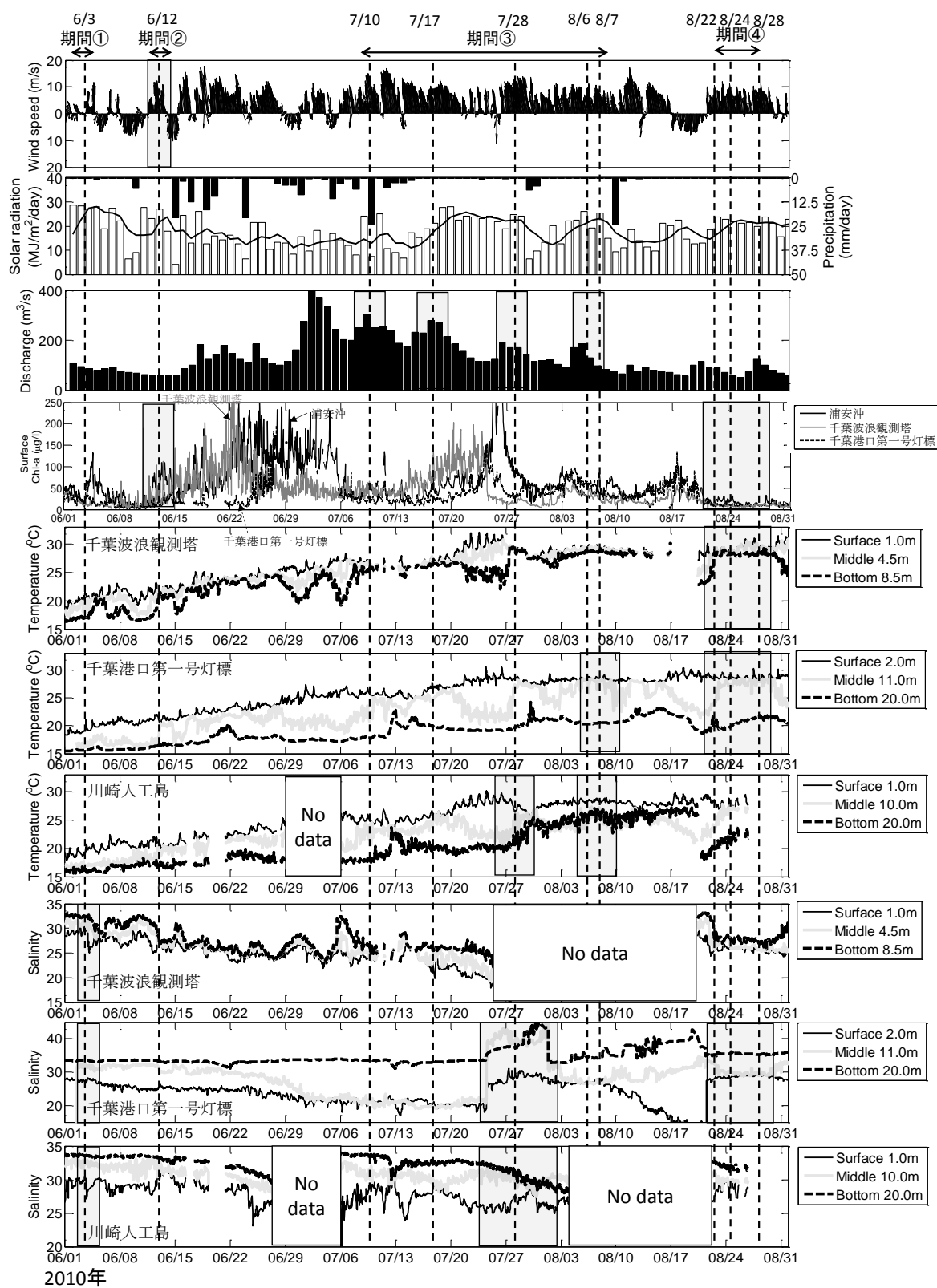


図-5.7 2010年6月～8月の風向・風速，降雨，全天日射量，江戸川流量，Chl-a，水温，塩分の時系列結果

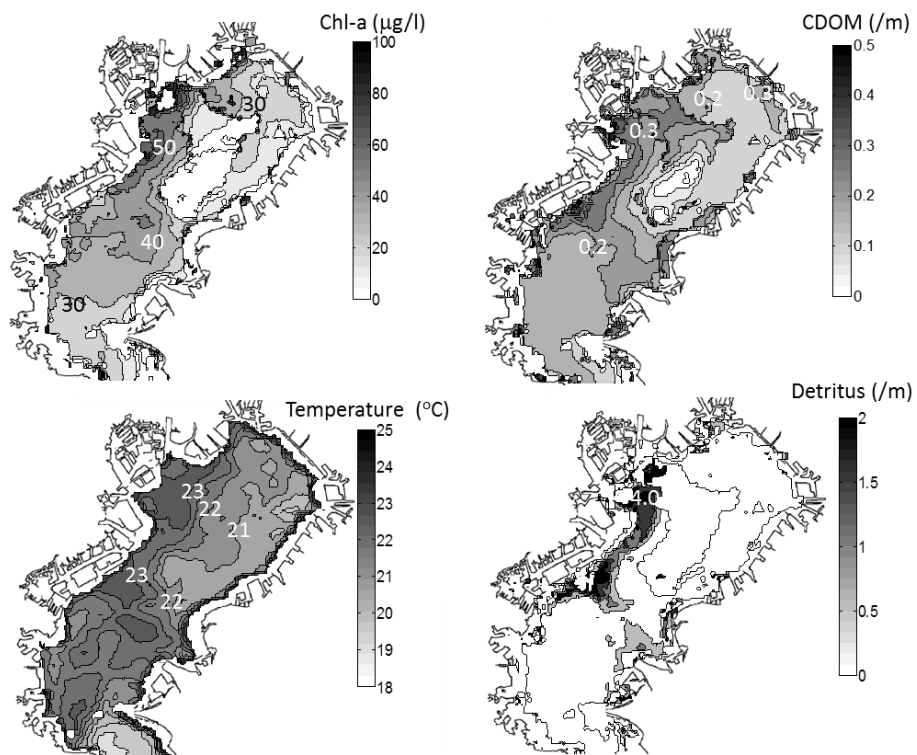


図-5.8 2010年6月3日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

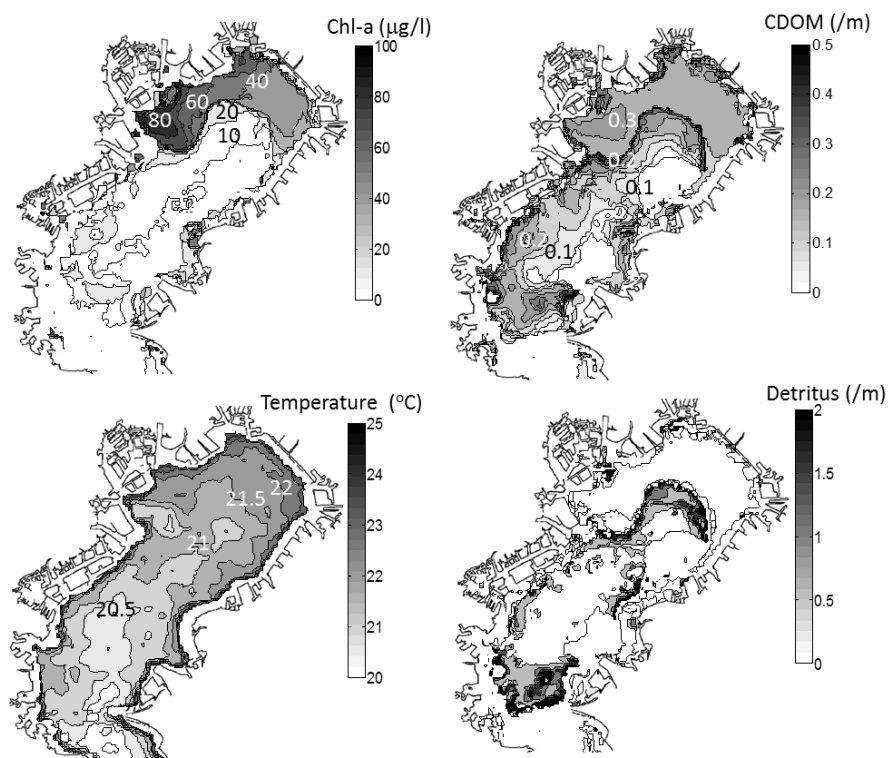


図-5.9 2010年6月12日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

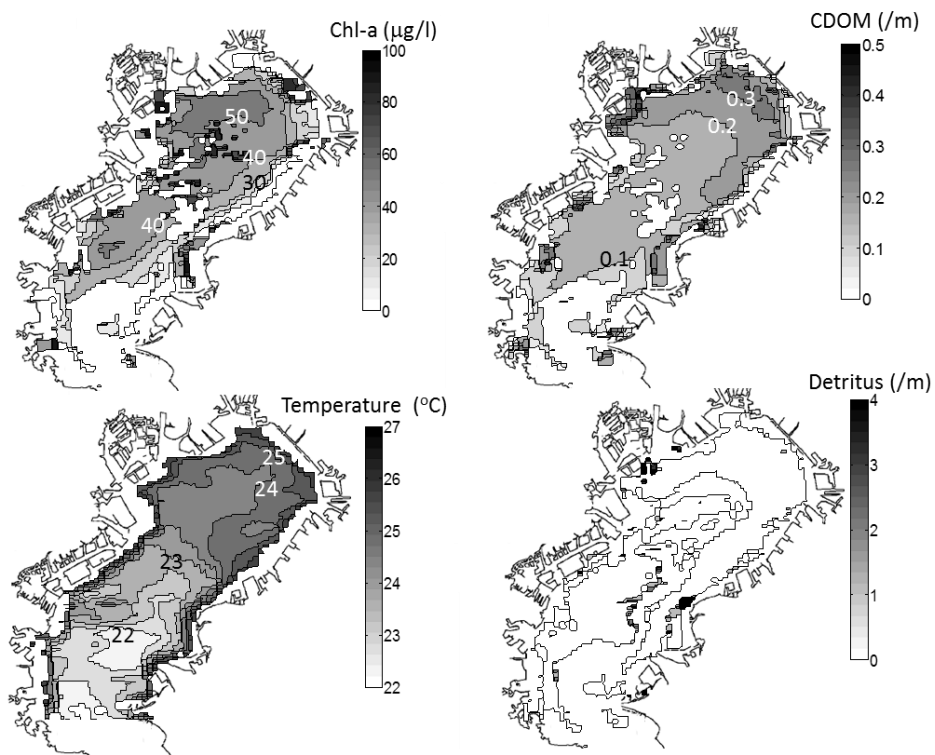


図-5.10 2010年7月10日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

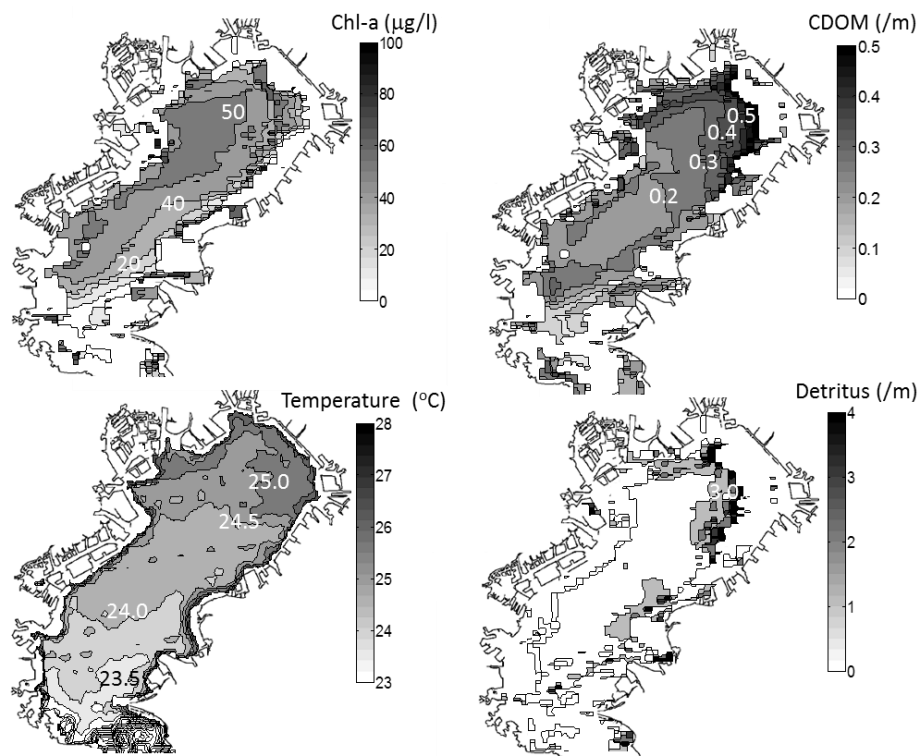


図-5.11 2010年7月17日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

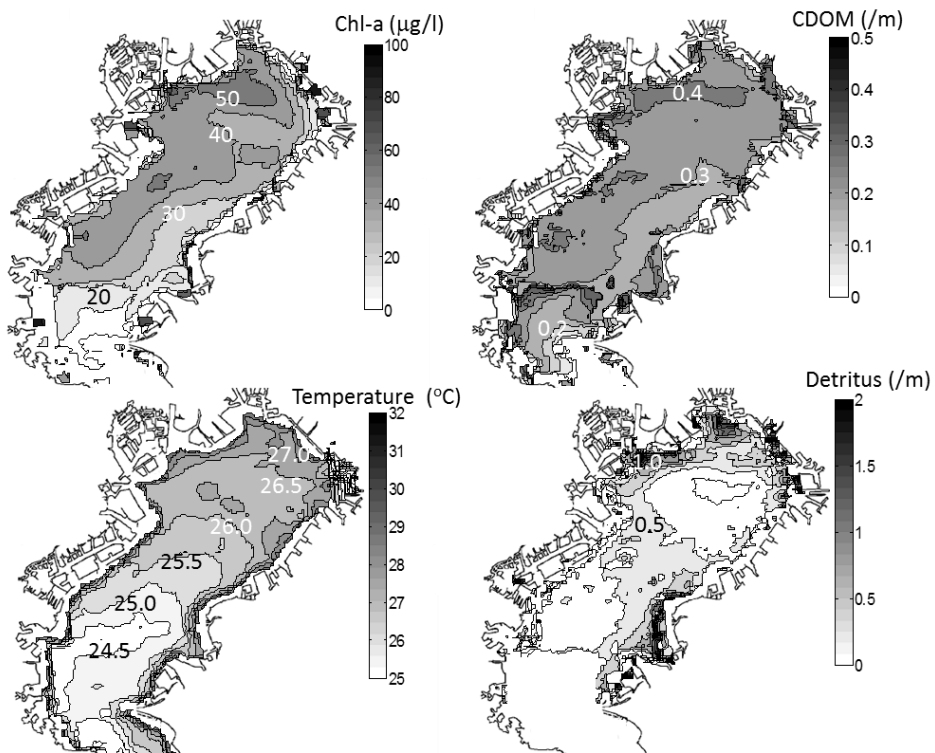


図-5.12 2010年7月28日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

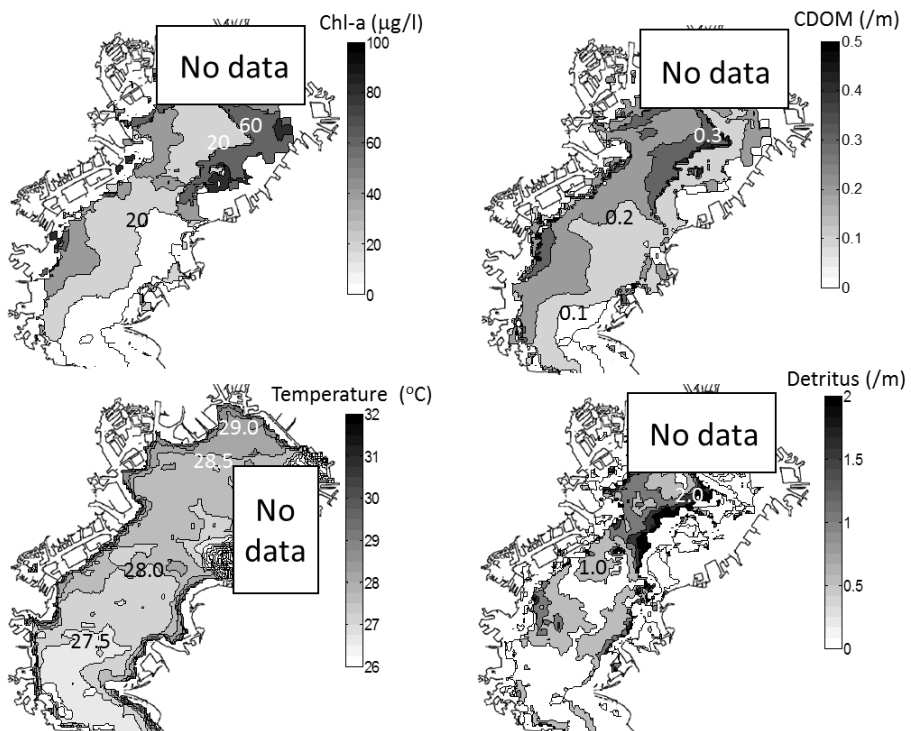


図-5.13 2010年8月6日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

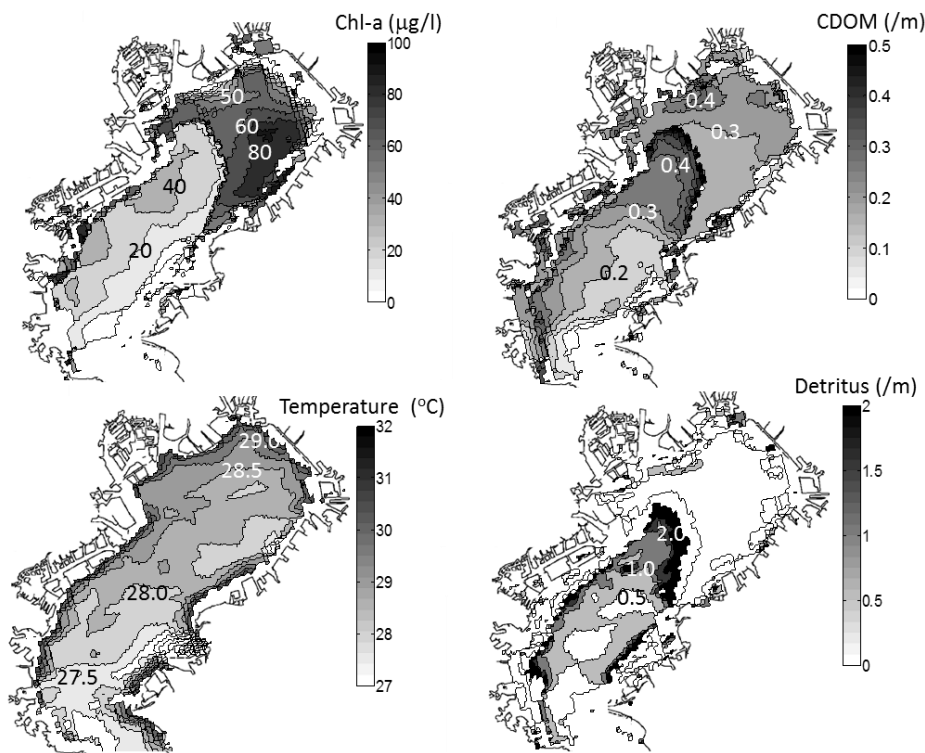


図-5.14 2010年8月7日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

期間① 2010年6月3日

図-5.8 に6月3日に取得された衛星画像に各推定モデルを適用したChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の推定結果を示す。高濃度のChl-aとCDOMが江戸川, 荒川, 隅田川河口域, 多摩川から広域にかけて広がっていた。CDOM及び相対的に水温が高い水塊が河口域から広がっていたことから河川起源の水塊が湾口に向かって流れていたと考えられる。このとき、Chl-aの分布はCDOMと類似していたことから、河川起源、もしくは河口域にて増加したChl-aが流れ込んだと考えられる。

6月3日より以前の気象, 流量の結果を見ると5月24日～5月29日の5日間において最大流量 $300\text{m}^3/\text{s}$ の出水があったことが確認でき、また風は弱風化していた期間であったことから6月3日の分布は弱風化時の出水後のパターンを表していたと考えられる。3日の時点では強い南風が吹いていたものの、まだ吹き始めであったため大きくその影響は受けていなかったと考えられる。図-5.7 時系列結果に示す期間①の黒枠に着目すると、モニタリングポスト中最も湾口に近い川崎人工島の塩分が低下していたことが分かる。一方、湾奥中央付近に位置する千葉港口第一号灯標の塩分は緩やかに低下していたことから、出水によって川崎沖付近まで河川水が流れ込んでいたことが分かる。その後の千葉港口第一号灯標の塩分の変動に着目すると、各層における塩分差が小さくなり徐々に低下していたことから、南風が増加したことによる吹送流及び湾内の循環流によって湾奥の千葉港口第一号灯標付近まで徐々に河川水が広がっていたと考えられる。

また、河口から川崎沖にかけてはデトリタスの光吸収も同時に増加しており、これは最も流量が増加していたときから 4 日経っていたことから、初期に流入してきた河口起源の高濃度の Chl-a が徐々に分解されデトリタス化していたものの、まだある程度の生物量は維持されていたと考えられる。このとき、川崎人工島の Chl-a は欠損となっていたため検証はできないが、分解が進んでいたことを考慮すると、数日中に Chl-a は低濃度に変化したと推測できる。

期間② 6月12日

図-5.9 に示す 6 月 12 日の衛星画像に着目すると、荒川、隅田川河口域から北岸沿いにかけて陸域に沿って Chl-a, CDOM が著しく増加しており、それらの分布と水温が高かった領域が概ね一致していたことが分かる。

このとき図-5.7 の時系列に示す期間②に着目すると、北岸付近に位置する浦安沖、千葉波浪観測塔の Chl-a が著しく増加しており、千葉港口第一号灯標では増加が見られなかったことから Chl-a 分布の結果と一致する。これは時系列結果から約 10m/s の南風が約 2 日間連吹していたことによって河口から北岸沿いにかけて高濃度の Chl-a, CDOM, 高水温の水塊が吹き寄せられたことが原因と考えられる。これは出水がないときの南風が卓越したときの 1 つのパターンであると考えられる。

また、デトリタスの分布は Chl-a が高濃度化していた湾奥部で低くなっていたことから Chl-a は増加し始めて間もなかった可能性が考えられる。実際、期間②中の Chl-a の時系列からも南風への変化と夏季の強い日射によって増加して間もなかったことが分かる。

その後、6 月 12 日以降は降雨が続いたため衛星画像は取得できていなかったが、河川流量の増加とともに Chl-a が著しく増加していた。これは千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標、川崎人工島の塩分低下を考慮すると、河口起源の高濃度の Chl-a が湾内に拡がっていたと考えられる。このとき南風が連吹しており、また千葉第一号灯標の Chl-a が 6 月 23 日から遅れて上昇したこと、塩分の低下が緩やかであったことを考慮すると、高濃度の Chl-a を含む水塊は北岸に徐々に吹き寄せられ、時間をかけて湾奥全体に拡がっていったと考えられる。

期間③ 2010年7月10日、7月17日、7月28日、8月6日、8月7日

2010 年 7 月 10 日～8 月 7 日の期間における Chl-a, CDOM, デトリタスの空間変動について検討する。初めに図-5.7 に示す期間③中 7 月 10 日の梅雨以降の Chl-a と日射の時系列結果に着目すると、8 月 22 日以降を除き Chl-a の変動は日射の 4 日移動平均とよく対応していたことが分かる。このことから、栄養塩が飽和状態の東京湾では日射が Chl-a の増減に関わる重要な引き金になっていたことが分かる（鯉渕ら、2000）。

期間③において衛星画像が取得されたのは 7 月 10 日、7 月 17 日、7 月 28 日、8 月 6 日、8 月 7 日であった。これらの観測日はどちらも強い南南東の風が連吹していたことに加え流

量が大きく増加していたときの結果であった。同様な条件下における図-5.10, 図-5.11 に示す7月10日と7月17日のChl-a, CDOM, 水温の分布は類似していたことが分かる。

また高濃度のChl-aは西岸沿いに分布しており、どちらも川崎沖まで高濃度化していた。このとき北岸沿いについては欠損値が多く判断できない。CDOMは北岸で陸域を囲い込むように川崎沖付近まで増加しており、湾奥側北岸側において高濃度化していた。Chl-aとCDOMは、高濃度化していた箇所は一致していなかったものの、分布が広がっていた領域は概ね一致していた。水温分布はCDOMの分布と概ね一致しており、比較的高温化していた水塊が西岸に沿って広がっていたことが分かる。

同様に図-5.12, 図-5.13に示す7月28日, 8月6日も出水+南南東の連吹時のパターンであった。図-5.12に示す7月28日は、7月10日と7月17日より強い南南東の風が長い間連吹していたこともあり、Chl-a分布が大きく西岸沿いに吹き寄せられていた形状になっていた。またこのとき風の影響により低温の水塊が木更津付近まで侵入していたことが分かる。千葉港口第一号灯標の塩分に着目すると全層にて上昇していたことから低温水塊は外洋水起源であった可能性が示唆される。一方、川崎人工島では水温に着目すると、表層における低下と下層における上昇が見られる。また塩分は、表層にて上昇し、下層では7月25日付近から徐々に低下していたことが分かる。これは南南東の風により表層水が西岸沿いにかけて吹き寄せられたことにより下層まで表層水の影響が到達していたところに湾口から外洋水が流入し、表層にて水温の低下、塩分の上昇が起きていたと考えられる。これは水温分布からも相対的に低水温の水塊が川崎人工島にまで波及していたことから説明がつく。

図-5.13に示す8月6日は長い期間南南東の風が連吹していたことから夏季の出水+南南東の連吹時パターンと同様な空間分布を示していた。このとき図-5.7時系列中の期間③8月6日, 7日を見ると、風速は7月28日のような強風ではなかったものの、長い間約6m/sの南南東の風が連吹していた。この影響により千葉波浪観測塔では全層にて水温が一致しており、湾奥中央付近の千葉港口第一号灯標においても表層と中層の水温が一致していた。また、両地点において表層の塩分が低下していたことから湾奥部に沿岸水が押し寄せられ滞留していたと考えられる。

このことから8月4日の流量の増加により河川水が、南南東の連吹により西岸側へ吹き寄せられ徐々に北岸陸域に沿うような形で沿岸水が湾奥部で拡がり高濃度のChl-aが分布していたと考えられるが、北岸部に関しては雲の影響により欠損値となっていたため検証が困難であった。

また図-5.14に示す8月7日の時点では、河川流量は低下しており南南東の連吹は継続していた状態であった。このとき、流量が減少したことにより表層ではエスチュアリー循環による湾口への流れより南風による吹送流の力が上回っていたため河川起源の水が川崎沖ま

で到達せず、北岸へ吹き寄せられていたと考えられる。また、図-5.14 の Chl-a とデトリタスの空間分布に着目すると、以前の出水時に川崎沖まで到達していた高濃度の Chl-a はデトリタス化し Chl-a が低濃度化していたことが確認できる。

このとき、湾奥部に関しては、吹き寄せられた高濃度の Chl-a を含む沿岸水が時計回りの循環流とともに湾奥部付近で広く広がっており、湾奥全体で赤潮レベルの Chl-a が分布していたことが分かる。

このことから南南東の風が吹き続け、河川水の流入が同時に起きた場合、Chl-a は川崎沖付近までの西岸から北岸部にかけて吹き寄せられ、その補償流として東岸沿いから外洋水流入が促進されることが分かった。また南南東の風の連吹が継続されたまま河川水の流入が減少した場合、川崎沖まで河川水は到達せず、西岸から北岸にかけて徐々に水塊が移動し、湾奥部の循環流に乗って湾奥全体に Chl-a を多く含んだ水塊が広がっていくことが分かった。さらに Chl-a の濃度は基本的に日射の 4 日移動平均の変動に対応していたことから、Chl-a の分布自体の形成は風や河川水の流入によって変動するが、Chl-a の濃度は全天日射量の積分値によって主に変動していたと考えられる。

期間④ 2010年8月22日、8月24日、8月28日

2010年8月22日～8月31日の期間における Chl-a、水温の空間変動について検討する。このとき衛星画像が取得された日は8月22日、24日、28日であった。この3日間は計算に使用した R_{rs} が大気補正の問題でマイナス値になっていたことから、CDOM とデトリタスの分布を表示することができなかつたため Chl-a と水温の空間分布を使用して検討する。図-5.15、5.16、5.17 に8月22日、24日、28日の Chl-a、水温の空間分布を示す。

この期間は、日射の4日移動平均と Chl-a の変動が一致していなかった時期であり、日射量が増加しても Chl-a が増加しなかつた。このとき、図-5.15、5.16 の Chl-a と水温の空間分布に着目すると、Chl-a は夏季の南風系連吹パターン同様に湾奥の西岸から北岸にかけて陸域側で増加しており水温が高かつた箇所と概ね一致していた。また水温分布に着目すると、低温の水塊が8月22日の時点で湾口から木更津付近まで東岸沿いから流入しており、24日の時点では湾口部で低温の水塊の分布が広がっていたことが分かる。また湾奥においても陸付近を除き、水温が低下していたことが分かる。このとき図-5.7 中期間④における千葉第一号灯標と川崎人工島の塩分の時系列結果を見ると、どちらも全層にて上昇していたことから強い南よりの風の連吹によって湾口から外洋水が浸入していた可能性が考えられる。

図-5.17 に示す8月28日は流量が増加した数日後の分布である。その影響からか Chl-a は低濃度化しており、河口域において広がっていたことが分かる。この時点では、低温の表層水塊は布津付近まで後退していた。このように外洋水の流入は湾内の Chl-a 分布を変動させる大きな要因であることが分かる。

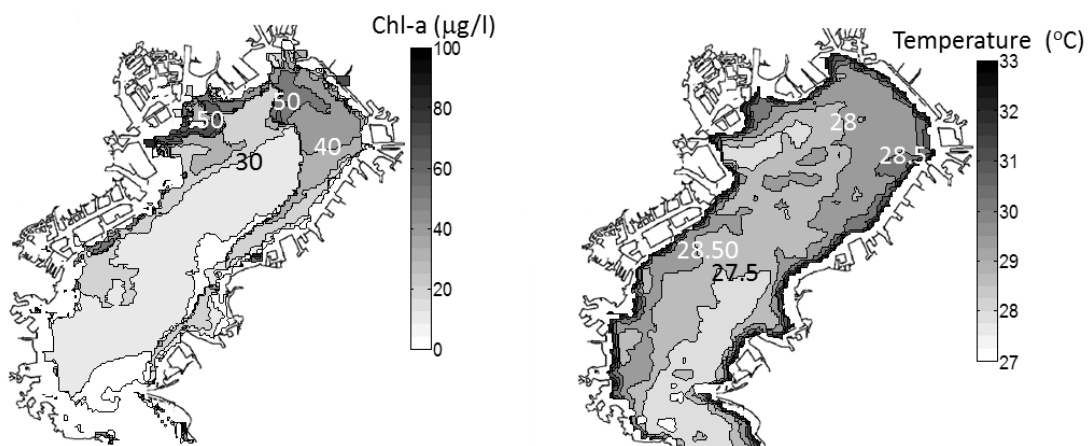


図-5.15 2010年8月22日のChl-a, 水温の空間分布

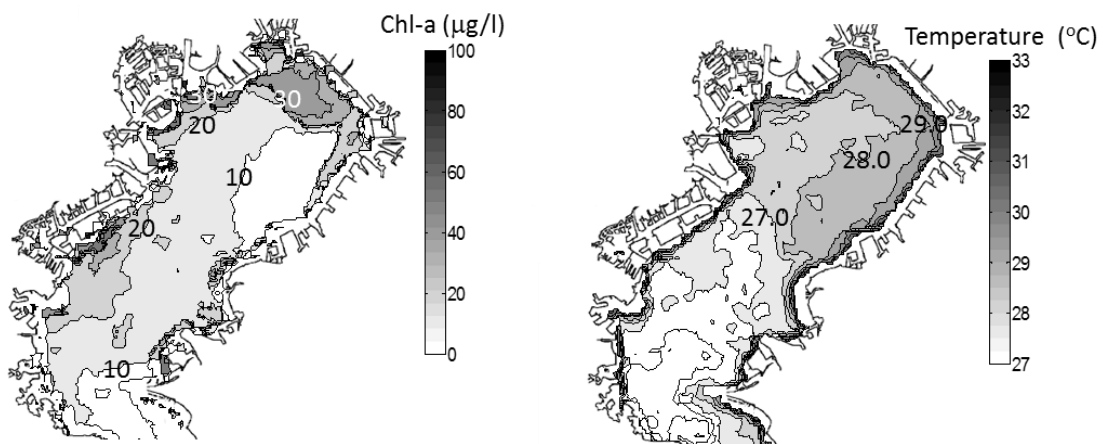


図-5.16 2010年8月24日のChl-a, 水温の空間分布

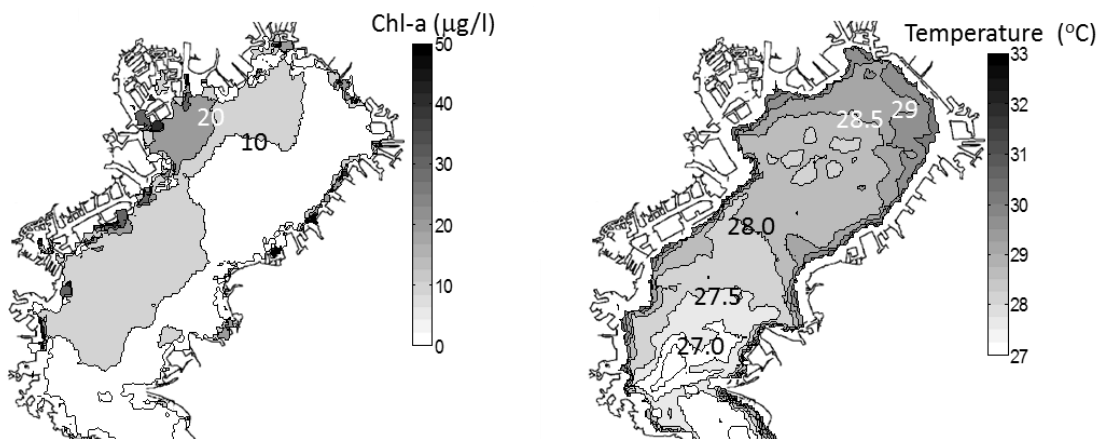


図-5.17 2010年8月28日のChl-a、水温の空間分布

5.3.4 2011年6月～8月の夏季における赤潮の空間的変動に関する考察

2011年は2010年と異なり南南西の風が主に卓越しており、7月、8月で北よりの風が発生していた(図-5.5)。このとき、船橋沖、市原港で7月22日、25日、8月11日に小規模であるが青潮が発生していたことが報告されている(飯村ら, 2011)。また、2011年夏季は比較的赤潮の発生頻度も少なかったとの報告もあるため、このときのChl-aの空間的変動や発生要因について考察する。

図-5.18に千葉港口第一号灯標における風向・風速、東京の全天日射量浦安沖、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標におけるChl-a、浦安沖、千葉港口第一号灯標の水温、塩分の時系列結果を示す。図中縦点線は衛星画像が取得された日を示し、図中↓は青潮の発生日を示す。

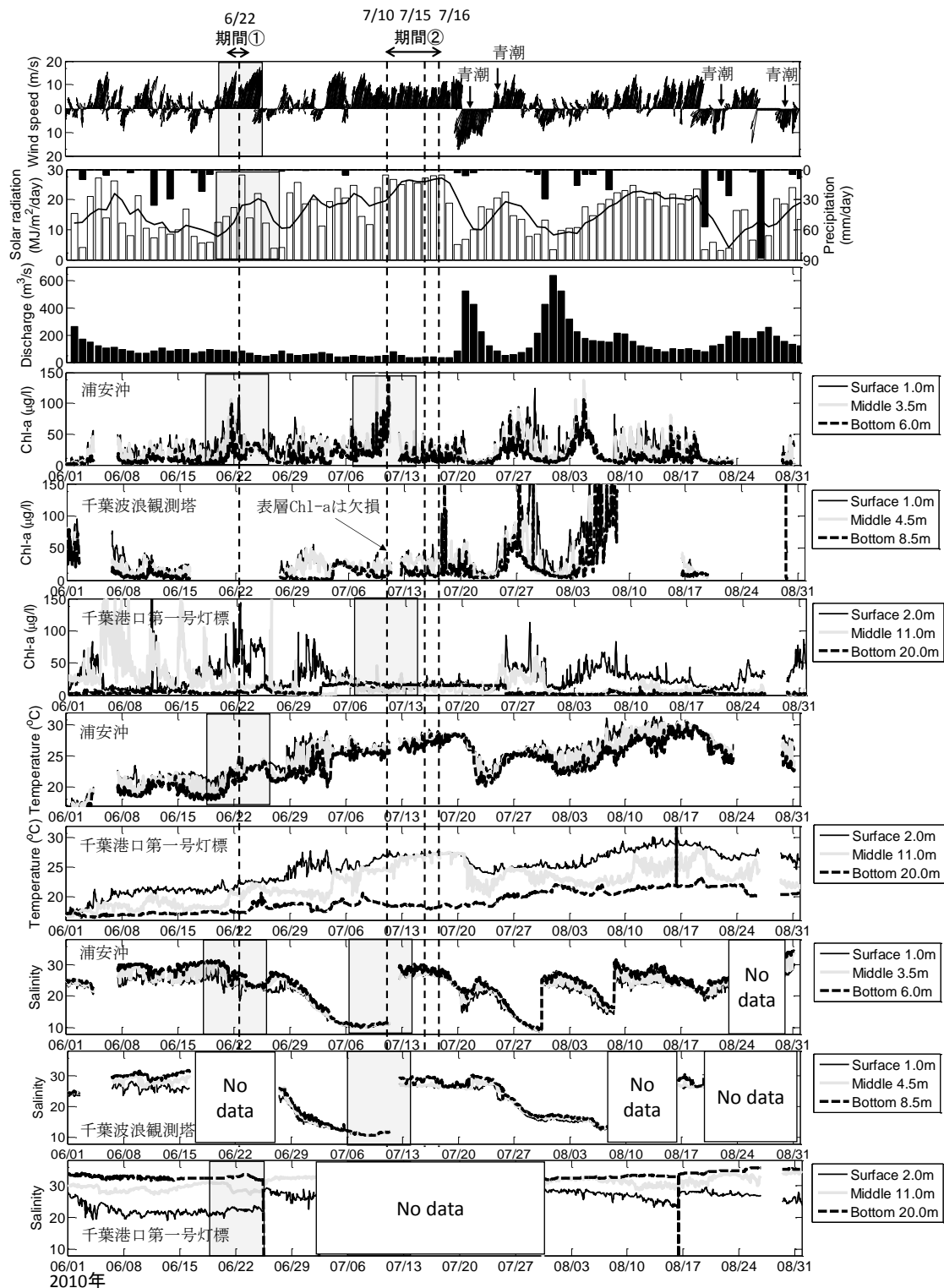


図-5.18 2011年6月～8月の風向・風速，降雨，全天日射量，江戸川流量，Chl-a，水温，塩分の時系列結果

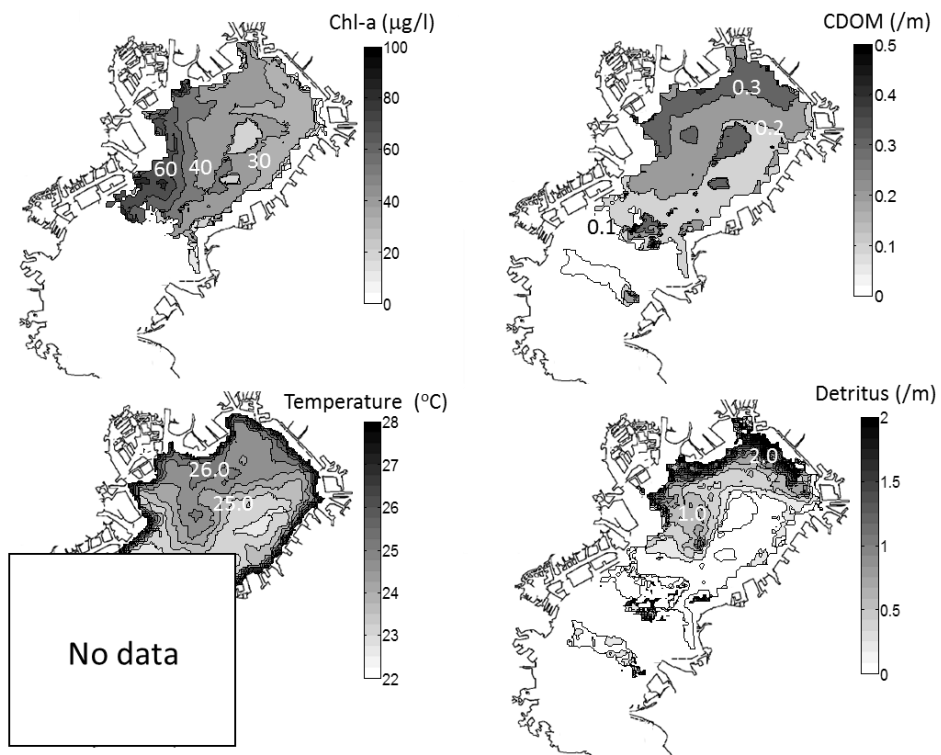


図-5.19 2011年6月22日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

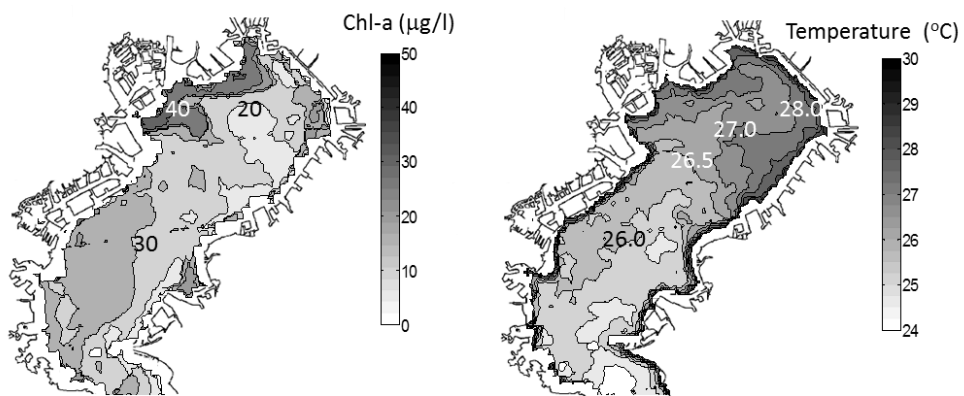


図-5.20 2011年7月10日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

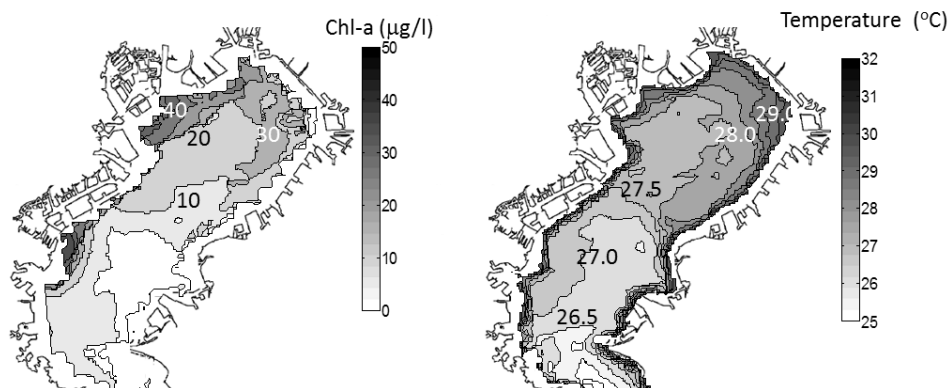


図-5.21 2011年7月15日のChl-a, CDOM, 水温の空間分布

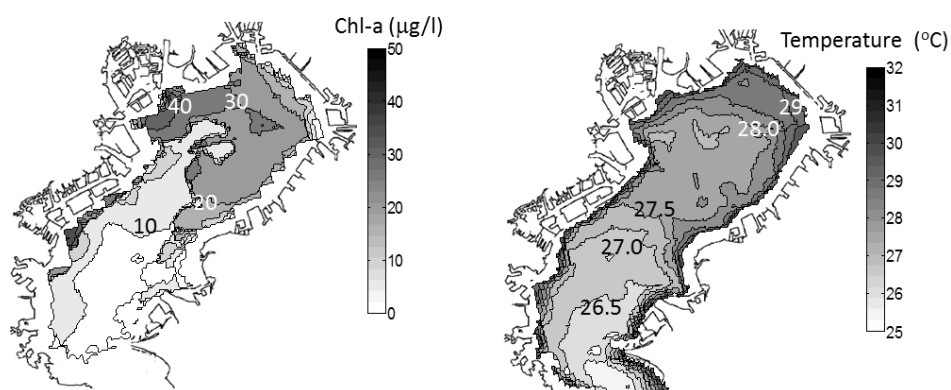


図-5.22 2011年7月16日のChl-a, CDOM, 水温の空間分布

期間① 2011年6月22日

2011年6月22日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布を図-5.19に示す. 6月22日のChl-aはCDOMとともに湾奥西岸から北岸に沿って増加していた. 荒川, 隅田川の河口域においてはChl-aが $60\mu\text{g/l}$ 以上に達していたことから赤潮が発生していたと判断できる. このときCDOMとChl-aの分布が一致していたことから河口起源のChl-aが湾内に拡がっていたと考えられる. さらに, 江戸川, 荒川, 隅田川河口付近ではデトリタスも増加していたことから徐々に植物プランクトンの分解が始まっていたと考えられる.

図-5.18に示す風向・風速, 全天日射量の時系列に着目すると, 河口付近に位置する浦安沖のChl-aの変動は日射の4日移動平均と概ね一致していた. また6月22日期間①に着目すると 12m/s の強い南南西の風が吹き続けていたことと, 日射量が増加していた期間となっていた. このとき, 浦安沖では水温の上昇と塩分の低下が見られたことから河川起源の水塊が湾内に吹き寄せられていたと考えられる. これは夏季特有の南風系連吹パターンであったと考えられる.

期間② 2011年7月10日, 2011年7月15日, 2011年7月16日

期間②として2011年7月10日, 2011年7月15日, 2011年7月16日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布を図-5.20, 5.21, 5.22に示す. 図-5.18 期間②中7月10日は, 強い南南西の風が連吹しており全天日射量も大きく上昇していた期間であった. また, CDOM, デトリタスは異常値を示し, 大気補正の問題があったと考えられたため除去した.

このとき, 浦安沖, 千葉港口第一号灯標のChl-aに着目すると, Chl-aが増加していた地点は浦安沖のみであり, 湾奥中央では異なった水塊があった可能性が考えられる. 図-5.21に示す7月10日のChl-a分布に着目すると, 各モニタリングポストにおけるChl-a濃度の違いは分布の拡がりとは一致していたことが分かる.

このとき, 期間②7月10日の浦安沖, 千葉波浪観測塔, 千葉港口第一号灯標の塩分を見ると, 7月3日からの強い南南西の風の連吹を境に3点において塩分が大きく低下しており, 7月11日からは浦安沖, 千葉波浪観測塔の2地点において急激な高塩分化が見られた. 7月10日の水温分布に着目すると湾口から相対的に低水温の水塊が袖ヶ浦沖まで拡がっていたことから強い南南西の風の影響により湾奥付近まで外洋水が流入していた可能性が考えられる. それを裏付けるように, 浦安沖における高濃度のChl-aは南風の連吹と強い日射にも関わらず急激に低下していた. 千葉波浪観測塔, 千葉第一号灯標においても同様にChl-aは低下した状態であった.

図-5.21, 5.22に示す7月15, 16日の衛星画像は, 7月11日に湾口から外洋水が流入した後の分布を表している. このときCDOM, デトリタス分布は欠損値が多かったため使用しなかった. 図-5.21の7月15日の水温分布に着目すると湾口から流入した外洋水は西岸の河口域に向かって流入し, 徐々に湾奥部全体に拡がっていたことが確認できる.

図-5.18 期間②中7月13日の時系列結果における浦安沖, 千葉波浪観測塔の塩分に着目すると7月13日から全層にて塩分が高かった期間であった. これは北岸部, 西岸部に位置する千葉波浪観測塔, 浦安沖において直接外洋水の影響を受けたためと考えられる. また図-5.21の7月15日のChl-a分布は水温が低下していた部分において濃度が減少しており, 陸域付近では $40\mu\text{g/l}$ 以上の濃度で分布していたことが分かる. また外洋水流入によって同時にCDOMを多く含む沿岸水も湾奥部へ押し込まれる形になっていたと考えられる.

図-5.22に示す7月16日も同様に南南西の風が連吹していた期間であり, 15日に流入した低温水塊が湾内でより全体的に拡がっていた. また高濃度のChl-aは夏季の時計回り循環流に乗って湾奥部で湾奥部を陸域から囲い込むように分布しており, 夏季の南風系連吹パターンになっていた.

期間②以降の2011年夏季は, 大きく流量が増加していたことや北風が頻繁に発生するようになり, 7月後半から8月後半までの間に4回青潮が発生していたとの報告がある. このことから北風の発生や流量の増加は, Chl-aの増加を抑制していたと考えられる.

5.3.5 夏季における赤潮の発生に関するまとめ

これまで2010年6月～8月、2011年6月～8月の夏季における2年分のChl-aの分布の挙動について考察した。その結果、様々なChl-aの分布パターンを把握した。その分布形成に関する分類の詳細は5.3.2節にて記す。

上述したように2010年の夏季は2011年の夏季と比較して赤潮の発生頻度が高かったとの報告があった。2011年の夏季において赤潮の発生頻度が低くなっていた原因として主に以下の2つが挙げられる。

- (1) 植物プランクトンの増加が著しい7月において外洋水が湾奥付近まで流入し湾奥部の植物プランクトンの濃度の増加が抑えられていた。
- (2) 2011年7月20日から8月後半にかけての約1ヶ月の間に高頻度に北よりの風が確認されており、その影響で植物プランクトンが拡散され低濃度になっていた。しかし、その北風によって4回の青潮が確認されており、夏季の北風は赤潮の消長要因の重要な要因の1つであるが、青潮の発生という別の問題が生じる。

また2010年夏季では北よりの風の発生頻度が著しく低く、南よりの風が支配的であった。梅雨の時期においても強い南風が卓越し、沿岸水が西岸部から湾奥部に滞留していた形になっていたためChl-aが減少しにくい状態になっていたと考えられる。加えて2011年は外洋水が湾奥まで到達したのは8月後半のみであった。以上のことから、2010年、2011年の夏季における赤潮の発生頻度が異なっていたと考えられる。

5.3.6 2010年12月～2011年12月の冬季における赤潮の空間的変動に関する考察

冬季の特徴として12月では主に北北西の風が高頻度に発生するが時々南よりの風が発生する。飯村らによると2011年の1月に冬季ブルームが発生していたことが報告されており、2010年は特に赤潮発生に関する報告はなかったものの浦安沖にてChl-aが50 μ g/l近くまで高濃度化していた状態が続く期間があった。そのため、この2年間の赤潮に着目し、その発生要因と空間分布の挙動について考察する。

初めに2010年の冬季の赤潮の発生要因、分布の挙動を考察するため、千葉港口第一号灯標における風向・風速、東京の全天日射量、浦安沖、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標における表層、中層、下層のChl-a、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標の水温、浦安沖、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標の塩分の時系列結果を図-5.23に示す。図中縦点線は衛星画像が取得された日を示す。

期間① 2010年12月3日，12月4日

期間①' 2010年12月25日，12月27日，12月28日

図-5.24に示す2010年12月3日のChl-aの空間分布を見ると、西岸沿いに川崎沖付近まで高濃度のChl-aが分布していた。このときのChl-a分布は図-2.24中のCDOMと水温の分布と概ね一致していたことから河口域起源のChl-aが湾内に広がっていたと考えられる。冬季の特徴として河川水は湾内の水塊より水温が低いため河川水の拡がりを特定しやすい。

図-5.23期間①中の風向・風速、降雨の時系列結果に着目すると、12月2日から10m/s近い強い南風が卓越しており、また降雨による流量の増加が見られた。このことから夏季の出水+南風系連吹パターンとなり、川崎沖までの西岸沿いにおいて相対的に濃度が高いChl-aが分布した形になっていたと考えられる。これは図-5.23期間①中の浦安沖、千葉港口第一号灯標のChl-aの時系列結果からもその増加が確認でき、また同地点において塩分の低下も見られたことから、衛星画像によって判定した河口域起源のChl-aが湾内に広がっていた結果と一致する。

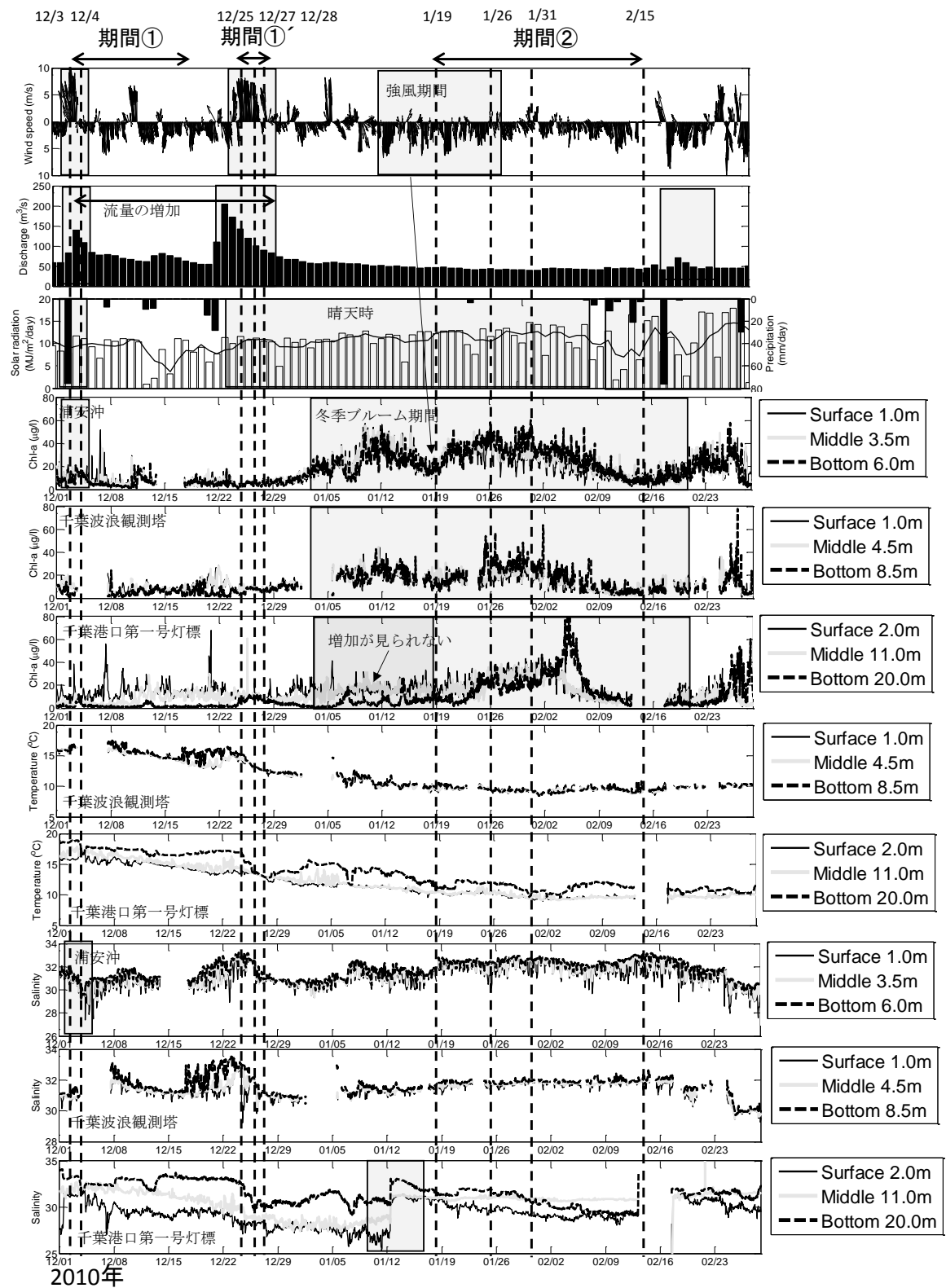


図-5.23 2010年12月～2011年2月の風向・風速，降雨，全天日射量，江戸川流量，Chl-a，水温，塩分の時系列結果

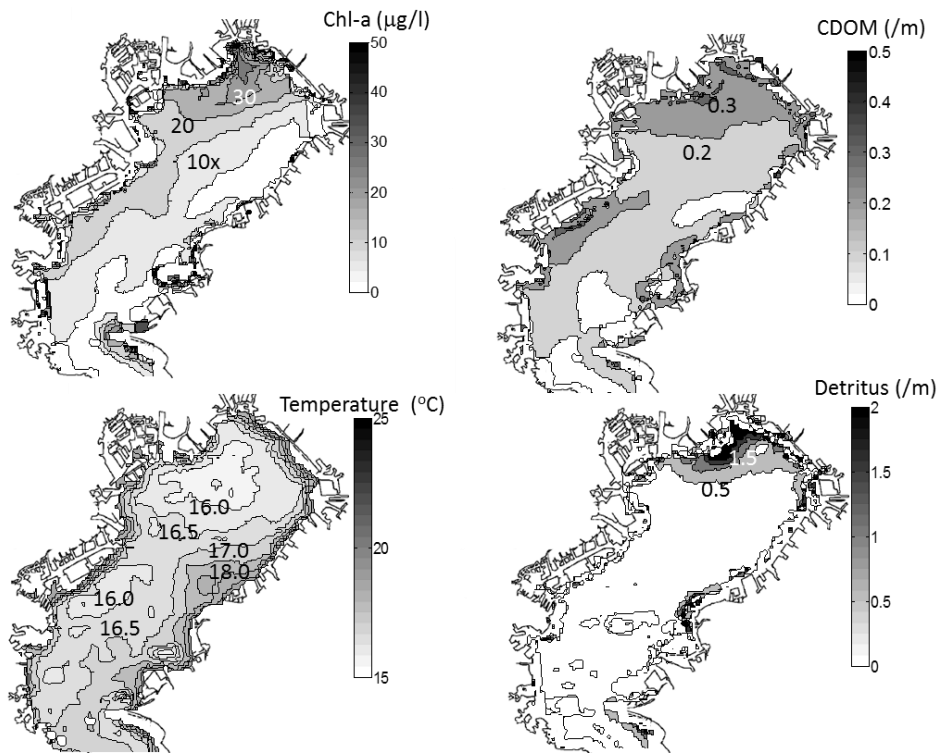


図-5.24 2010年12月3日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

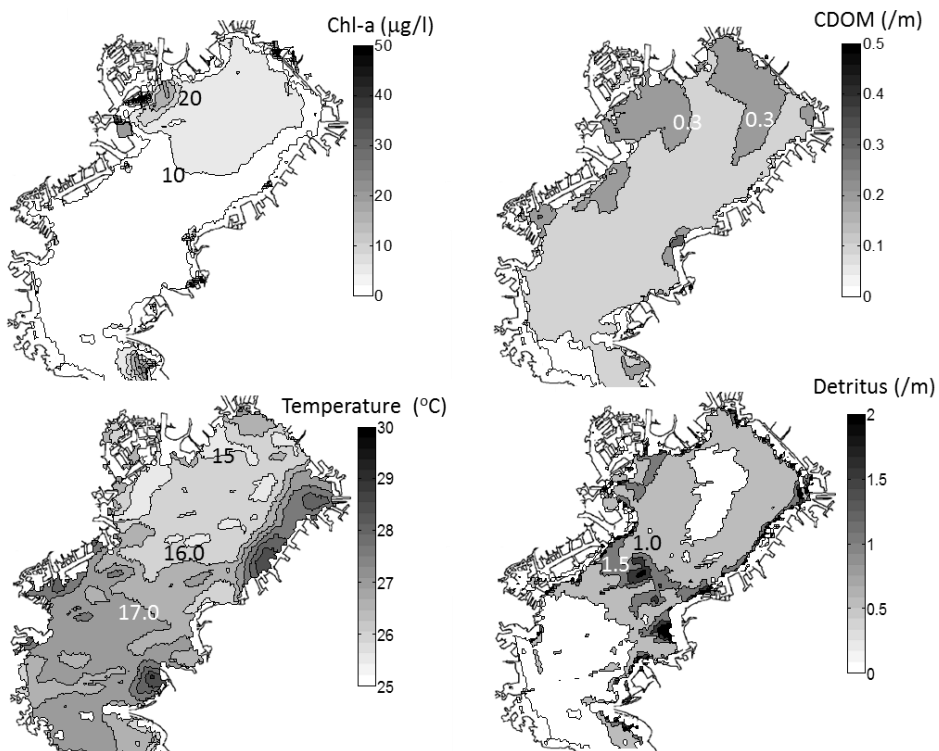


図-5.25 2010年12月4日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

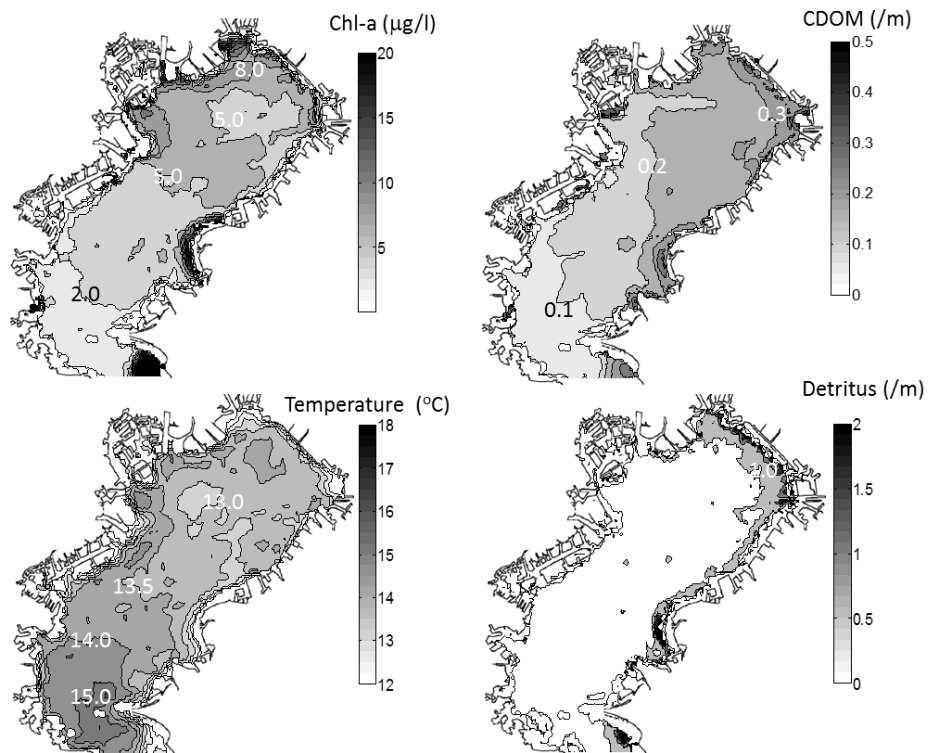


図-5.26 2010年12月25日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

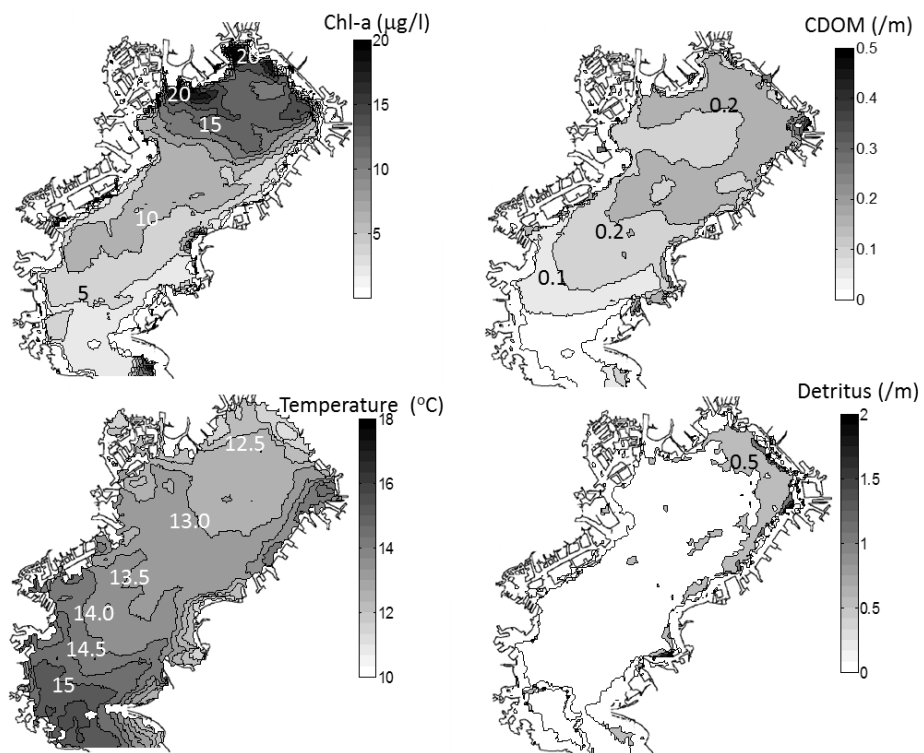


図-5.27 2010年12月27日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

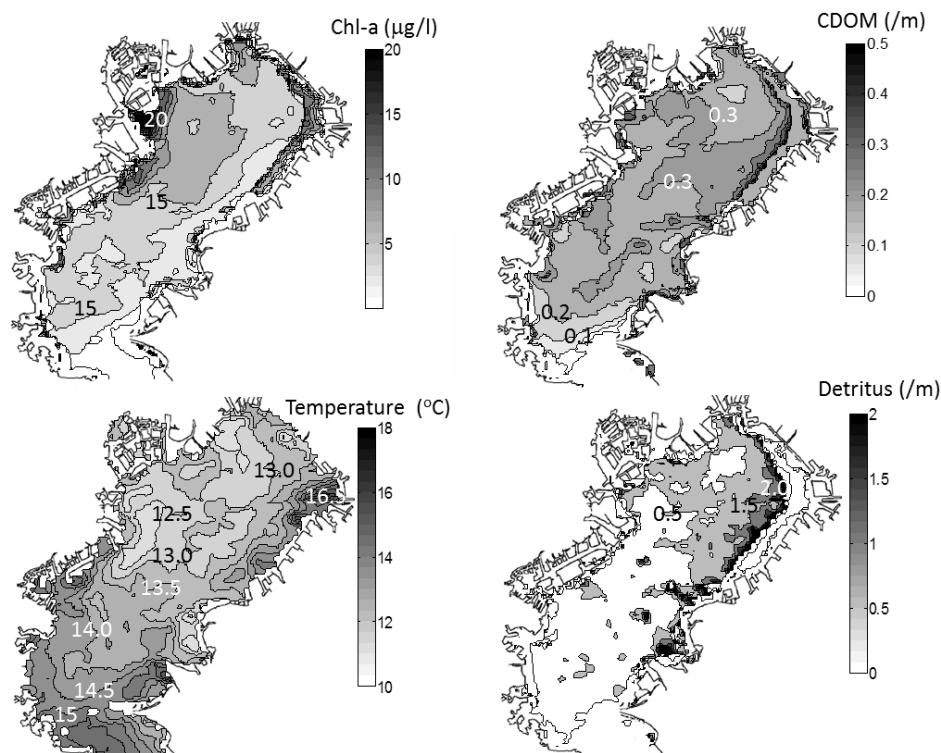


図-5.28 2010年12月28日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

図-5.25 に示す 1 日後の 12 月 4 日には 3 日の Chl-a の分布とは異なり湾奥部へ吹き寄せられた形状に変化していた。この Chl-a 分布の変動は、夏季の南風系連吹パターンと一致する。12 月 3 日の降雨により流量の増加が見られたもののその値は $150\text{m}^3/\text{s}$ であり大きい出水ではなかった。そのため、流量増加によるエスチャリー循環の湾口に流れようとする力より南風による吹き寄せの力が強かたため、Chl-a、水温分布は湾奥へ吹き寄せられた形状になっていたと考えられる。また、Chl-a が低濃度化していた原因は、光吸収の程度が低い CDOM が湾奥全体に広がっていたことを考慮すると強い南風による混合、拡散作用及び出水による河川水の混合が影響していたものと考えられる。

同様な現象が図 5-23 中期間①の 12 月 25 日にも起きており、冬季に南風が発生したときのパターンであると考えられる (図-5.26)。このときは出水直後であったため、河口域付近と湾奥部全体では Chl-a の濃度に大きな差は見られなかったが、その 2 日後の 12 月 27 日 (図-5.27) では、流量の低下と南風の連吹が継続していたことにより、夏季同様に湾奥北岸沿いに沿岸水が吹き寄せられ河口域から徐々に Chl-a が増加していたことが分かる。これまでの傾向からも、流量が少なく沿岸水が湾奥に吹き寄せられた場合、河口域から徐々に Chl-a が増加していく傾向にある。これは流量が少ない場合においては河口域において流動が弱まっていたことが原因の 1 つとして考えられる。

しかし 12 月 27 日 (図-5.27) の河口域における Chl-a 濃度は最大で $20\mu\text{g}/\text{l}$ 程度に止まり赤潮化することはなく徐々にデトリタス化しており、1 日後の 12 月 28 日 (図-5.28) の時点で

はデトリタスの増加とともに Chl-a は低濃度化していた。この分解された原因の詳細は不明であるが、このとき河口起源の植物プランクトンが湾内に流れ込んでいたため、河口の環境と湾内の環境の違いから植物プランクトンの優占種にとっての好適な水温、塩分に適していなかったことが予想される。特に冬季は夏季と比較して水温が低下しているため、植物プランクトンの活性が抑制されることも原因の可能性として挙げられる。

一方、このときの水温に着目すると、南風の影響により湾口から相対的に温かい水塊の流入が確認でき、これは外洋水が流入していたものと考えられる。このことから湾内の塩分、水温が劇的に変化していたことが分かる。

期間①、①'は冬季であるが Chl-a 分布の形成は夏季のパターンで説明できる。これは冬季で発生頻度が低い南風が吹いたためである。しかし夏季と異なる点は、吹き寄せの後、湾陸域側から赤潮化する現象が見られなかったことである。これは冬季では鉛直的によく混合されていることや、期間①'の期間において流量の増加が見られたため湾内へ河川水が流入し混合していたことが要因として考えられる。

また佐々木ら、(2001)によると、冬季は夏季や春季とは異なり植物プランクトンの増加に関して日射量が弱くブルームの発生までに持続的で安定した日射が必要であることが報告されている。また、南風が吹いた数日後には北風に転化することも要因の1つとして考えられ、このような南風連吹後に北風が吹くことで植物プランクトンが減少する過程は鯉渕ら、(2000)の観測結果からも報告されている。このように冬季では、植物プランクトンの増加が抑えられる要因が多く存在し、夏季のように単純に赤潮が発生することはないことが分かる。

期間② 2011年1月19日、1月26日、1月31日、2月15日

この期間②は2010年度に発生した冬季ブルームを捉えた期間である。2011年1月から2月の間では、衛星画像は1月19日、1月26日、1月31日、2月15日で取得された。図-5.23 中期間②では北よりの風が継続的に連吹しており、1月中は晴天が続いていた。図-5.23 中期間②中2010年12月25日頃～2011年2月15日にかけての浦安沖と千葉波浪観測塔における Chl-a と全天日射量の時系列結果に着目すると、日射の4日移動平均と Chl-a の増減は概ね一致していた。またこの期間中、1月10日～26日中の北風が強まっていたときには Chl-a が減少していたことも見て取れ、北風の増減と Chl-a が対応していたことが1つの特徴として確認できる。

また晴天時の初期に、千葉港口第一号灯標の Chl-a は日射の変動とは異なっていたため、この地点では Chl-a の制限する要因があったと推測される。このとき、黒枠で示した1月12日の千葉港口第一号灯標における塩分に着目すると、全層にて急激に塩分の増加が見られた。さらに風向・風速に着目すると、比較的北風が強まっていた期間と一致していた。

そこで図-5.29に示す1月19日の水温の衛星画像に着目すると、基本的に陸域に沿って水温が高い傾向にあるが、東岸沿いに関しては湾奥部へ温かい水塊が広がっていたことが確

認できる。また東岸に沿って CDOM, デトリタスの上昇も確認でき、さらに強い北風の連吹時があったことを考慮すると東岸にて湧昇が発生していたと考えられる。この CDOM 増加による湧昇域の把握については 5.2.4 節にて述べた。

通常湧昇水は豊富な栄養塩が含まれていることや水温が高めになっているなど植物プランクトンが増殖するには問題ない環境と考えられるが、冬季では、鉛直混合が進んでいることや日射量が低いことから春季や夏季と比較すると植物プランクトンが増加するのに時間を要すると考えられる。これは鯉渕ら、(2000) による春季における赤潮の増加に関する考察から、植物プランクトンが赤潮状態に至るために日射の積分量が重要なことが示されており、さらに冬季では鉛直混合がよく起きていることも考慮すると、春季より日射が大きく低下する冬季ではより時間を要することが考えられる。そのため湧昇水の広がった領域においても冬季の日射が不十分であったことから Chl-a の増殖は制限されていたと考えられる。

さらに図-5.29の荒川、隅田川河口付近に着目すると、継続した日射によって Chl-a が 50 $\mu\text{g/l}$ 近くまで増加しており冬季のブルームが発生していたことが分かる。Chl-a は主に西岸沿いにて高濃度になっていたことが分かる。上述のように、強い北風のため湧昇が起きていたことから分かる通り、北よりの風が長期間吹き続けていたことで地球自転の影響により湾内の沿岸水が西岸に移動しており、その場所から Chl-a が高濃度になっていたと考えられる。これは冬季の北風が吹き続けたときに Chl-a が増加する 1 つのパターンであると考えられる。

次に図-5.30 に示す 1 月 26 日の空間分布を見ると、高濃度の Chl-a を含む水塊は西岸により吹き寄せられており湧昇域も広がっていたことが確認できる。さらに図-5.31 に示す 1 月 31 日の空間分布を見ると、この時点でも北風は変わらず連吹しており Chl-a は 26 日の分布と比較してもより増加していた。このときの Chl-a 分布は西岸沿い、北岸沿い、東岸沿いにおいて湾奥を囲い込むように Chl-a が増加していたことが分かる。東岸沿いの Chl-a の上昇は湧昇域があった箇所で増加していたと考えられるが、19 日の時点では Chl-a が低かったものの、31 日には西岸沿いと東岸沿いにおいて増加していた。

図-5.23 中期間②の 1 月 19 日～1 月 31 日までの千葉港口第一号灯標の Chl-a を見ると、湧昇が起きたばかりの 1 月 19 日の時点では低濃度になっていたものの、1 月 26 日以降からは徐々に増加していたことが分かる。この期間中日射量は 10～12MJ/m²/day 程度であるが、鉛直混合が盛んな中において日射が継続し、時間をかけて高濃度の Chl-a が鉛直的に一様になった可能性があると考えられる。また、Chl-a は水深が浅く水温の高い陸域側において濃度が高くなっていた。

このことから冬季の植物プランクトンは、佐々木ら、(2001) が指摘した通り、長期間の日射の継続があることが重要であり、分布の形成としては水深が浅く水温が高くなっていた箇所から増加していたと考えられる。またもう一つの要因として、図-20 のブルーム期間における Chl-a の増減が、風とも対応しており北風が強まると Chl-a は減少し、弱まると増

加していたことが分かった。しかし、一度ブルームが起きた後は Chl-a は簡単に低濃度には転化せず、高い濃度を保ったまま増減していたことは興味深い。

東京湾内では基本的に珪藻類が支配的な海域であるが時折植物プランクトンの種の変遷が見られ、その時々環境によって優占種が変化する。夏季と冬季において発生した植物プランクトンの優占種が異なれば、光合成活性速度や光不活性化のリスクも異なってくる。そこで、図-5.32 に示す 2 地点における夏季の 2010 年 8 月に発生していた赤潮と冬季の 2011 年 1 月に発生していた赤潮を対象に植物プランクトンの種の同定結果を図-5.33 に示す。種類組成で分類すると夏季、冬季とも珪藻類が優占種であったことが分かる。そこで珪藻類を種ごとの細胞・個体数を調べたところ両期間とも *Skeletonema costatum* が支配的になっており夏季、冬季における種の変遷は見られなかったことが分かった (図-5.34)。 *Skeletonema costatum* の特性として、増殖速度が大きく、好適水温は 10~30°C、好適塩分は 10~30psu と適応範囲が大きく春、秋、冬に優占種になりやすい。そのため、夏季、冬季ともに優占種になっていたと考えられる。

このことから優占種による活性度や光順化までに要する時間は概ね一定だったと考えられる。そこで、図-5.32 に示す 2 地点における Chl-a が上昇していた 2010 年 8 月 10 日と 2011 年 1 月 6 日の Chl-a、水温、光量子量の鉛直プロファイルを示す (図-5.35、図-5.36)。

図-5.35 に着目すると、比較的水深が浅い Stn.1 では、Stn.8 に比べ混合層が著しく小さく約 1.2m 付近において水温躍層があったことが分かる。このとき、夏季の高い日射の影響で有光層が大きくなっており、その影響により表層から約 2m 近くにおいて Chl-a が 50~70µg/l まで上昇していた。また比較的水深が大きい湾奥中央の stn.8 では、水温躍層の位置が約 8.5m 付近に位置し Stn.1 よりも混合層が大きかったことが分かる。その影響により混合層中の Chl-a と水温は Stn.1 よりも低下していた。さらにこのときの Chl-a 鉛直分布は、照度の鉛直分布と概ね対応しており、Chl-a の増加には混合層と有光層の大きさが重要であったことが分かる。このように成層期である夏季においては、躍層の位置が比較的水深の浅いところに位置していた上、夏季の強い日射によって Chl-a が短時間で急激に増加するものと考えられる。

また、図-5.36 に着目すると、躍層の位置が Stn.1 で約 4m、Stn.8 で約 14m に位置しており夏季と比較して大きく増加していたことから鉛直混合が進んでいたことが分かる。それに伴い、Chl-a は混合層内で鉛直一様に増加していた。このときの全天日射量は 10.6 MJ/m²/day と冬季としては一般的な値だったものの、冬季の弱い日射量のため有光層は夏季と比較して著しく低下していた。ただし、冬季においても夏季同様に水深が浅い Stn.1 において混合層が小さくなっており Stn.8 と比較して水温と Chl-a は上昇していた。このように冬季は夏季と比較して鉛直混合が進んでいたことや有光層が低下していたために赤潮の発生には時間を要するものと考えられる。また、冬季においても有光層と混合層の大きさが Chl-a の増加のために重要な引き金であり、水深が浅いところから混合が進み Chl-a が徐々

に増加していたものと考えられる。このような鉛直的な Chl-a の増加に関する有光層と混合層との関係はスベルドラップの臨界点理論によって説明される。また図-5.31 のように冬季の Chl-a が空間的に陸域側から徐々に時間をかけて増加していたのは、混合層が小さかった水深の浅い箇所から増加していたためと示唆される。

次に図-5.37 に示す 2 月 15 日の時点では、北風の連吹は継続されていたものの 2 月 9 日から数日間降雨が確認され、流量増加による湾内での河川水の混合、低水温化の影響により Chl-a は湾奥全体的に急激に低濃度化していたことが確認できる。しかしその後晴天に戻ると再度赤潮レベルに Chl-a が増加していたことが分かった。これは冬季においては鉛直一様に Chl-a が上昇しているため、鉛直循環が進んだことによって Chl-a が上昇していたと考えられる。

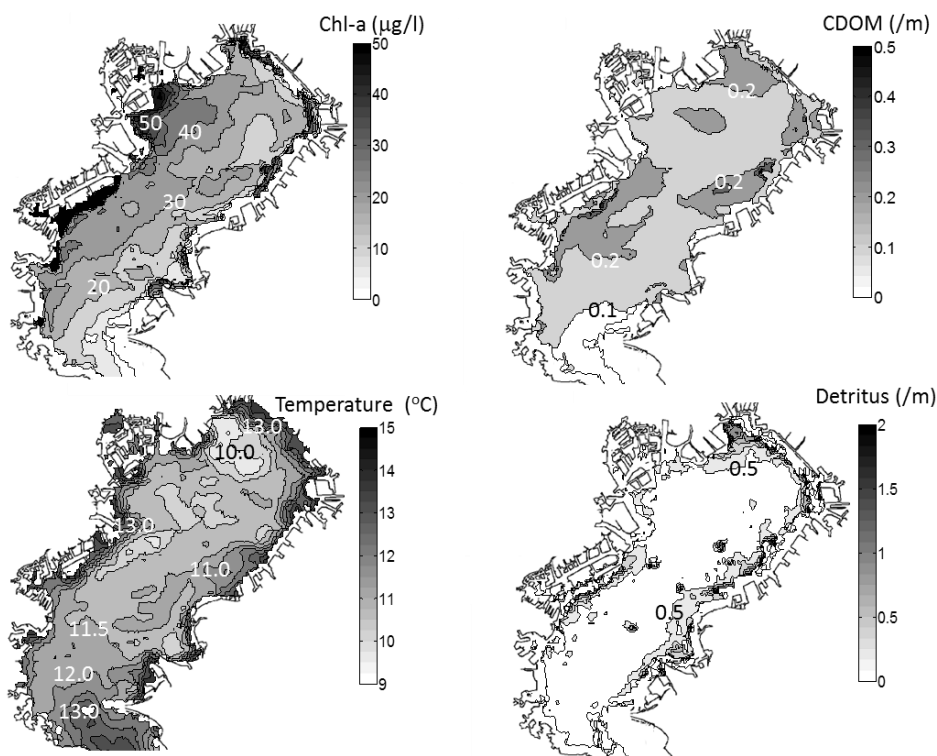


図-5.29 2011年1月19日の Chl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

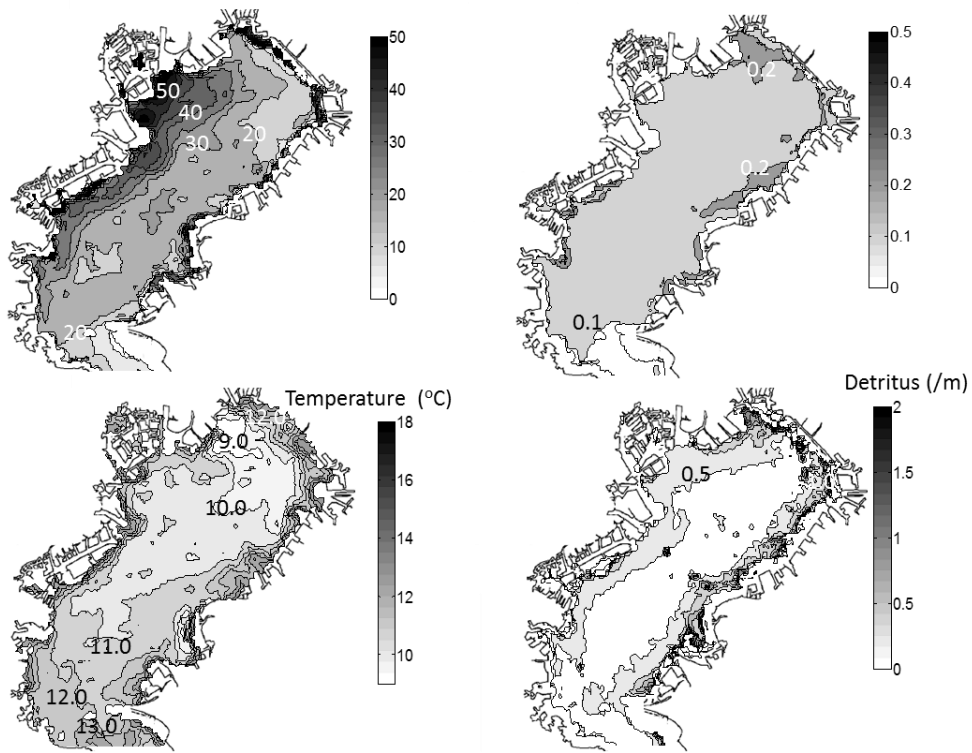


図-5.30 2011年1月26日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

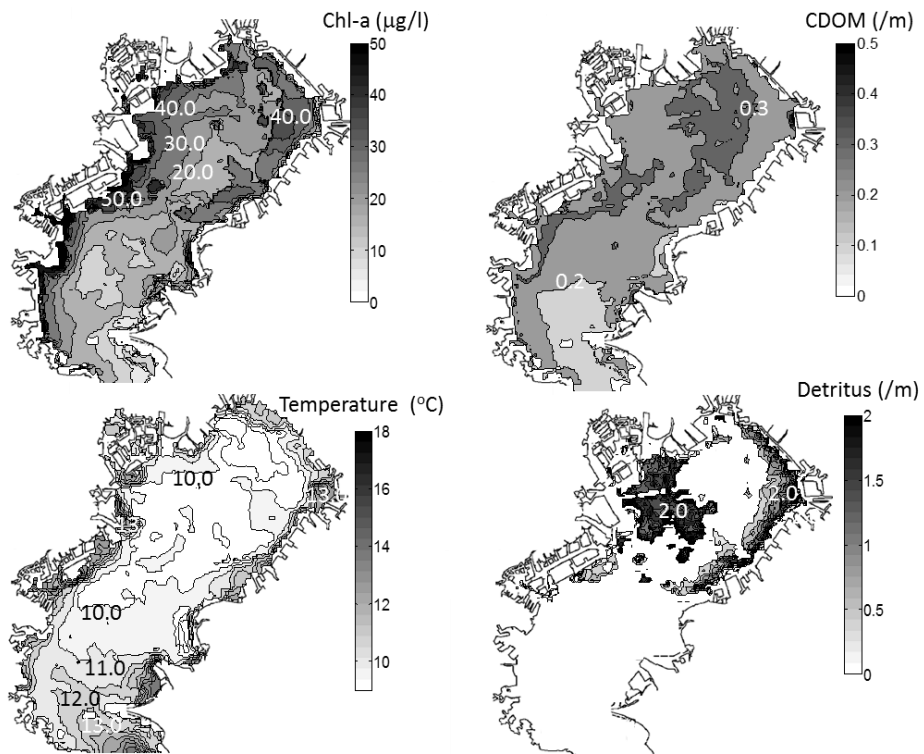


図-5.31 2011年1月31日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

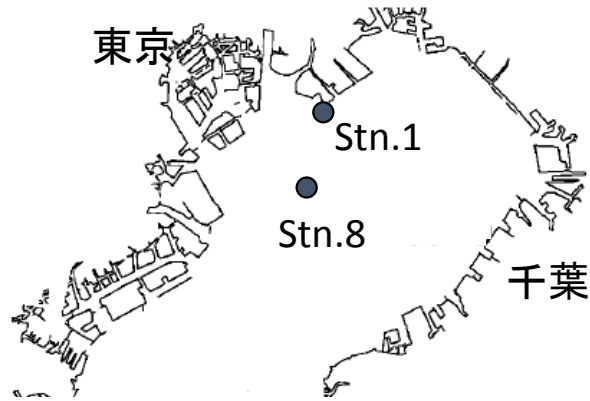


図-5.32 植物プランクトン同定及び照度，水温，Chl-a の鉛直プロファイルの観測地点

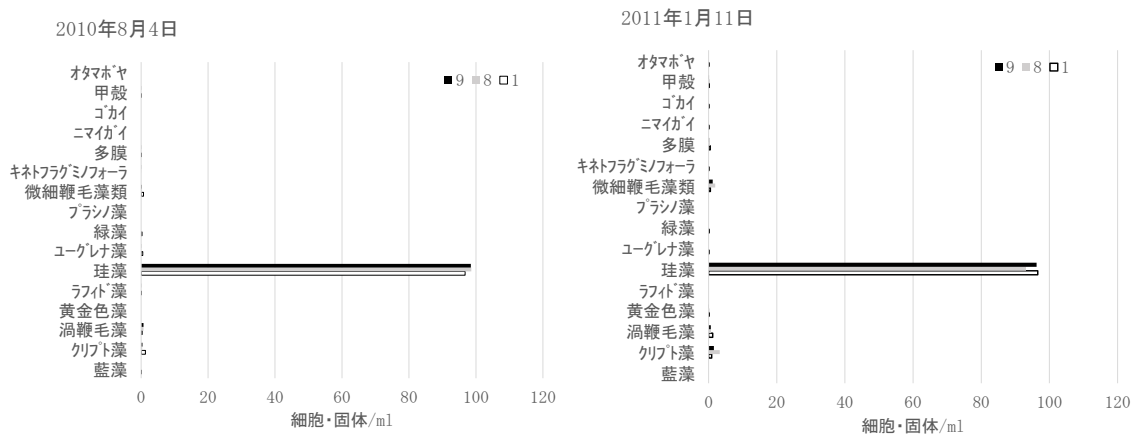


図-5.33 植物プランクトンの種類組成

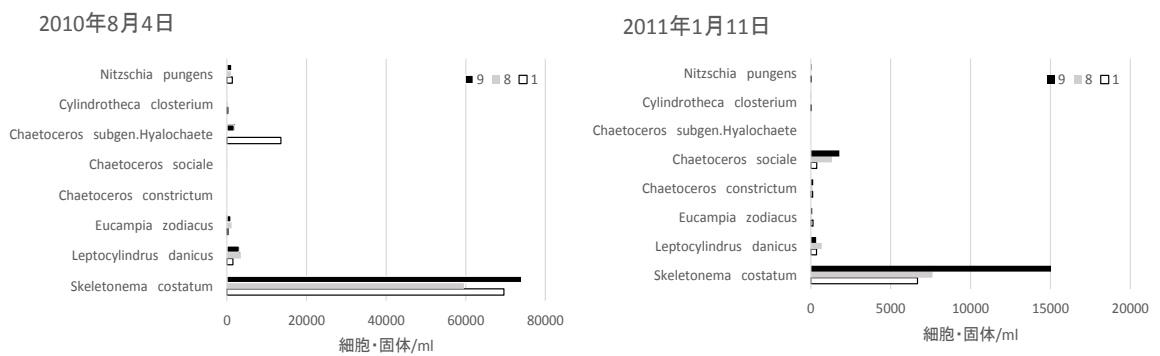


図-5.34 珪藻類における出現種の同定結果

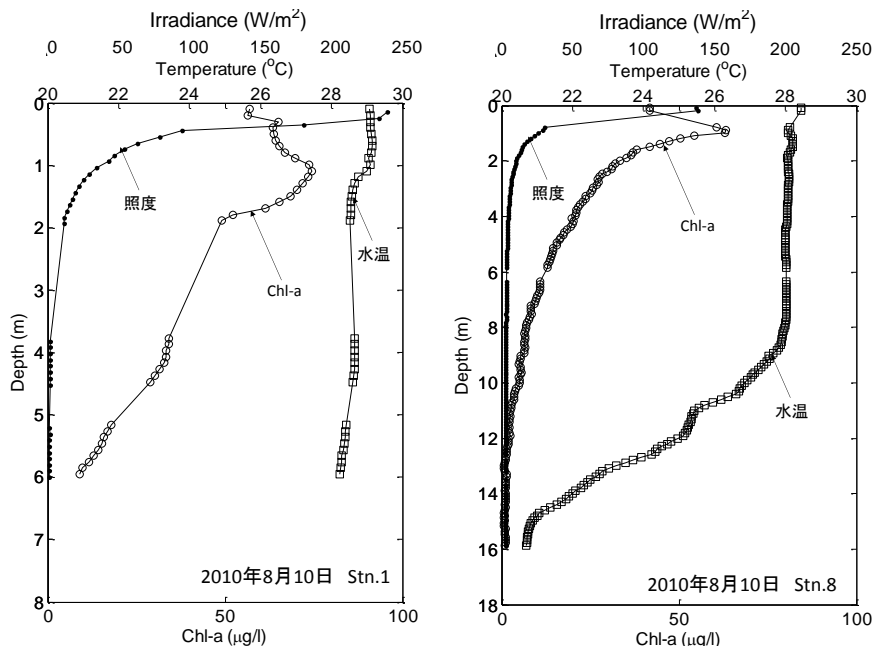


図-5.35 2010年8月10日の照度, 水温, Chl-a の鉛直プロファイル

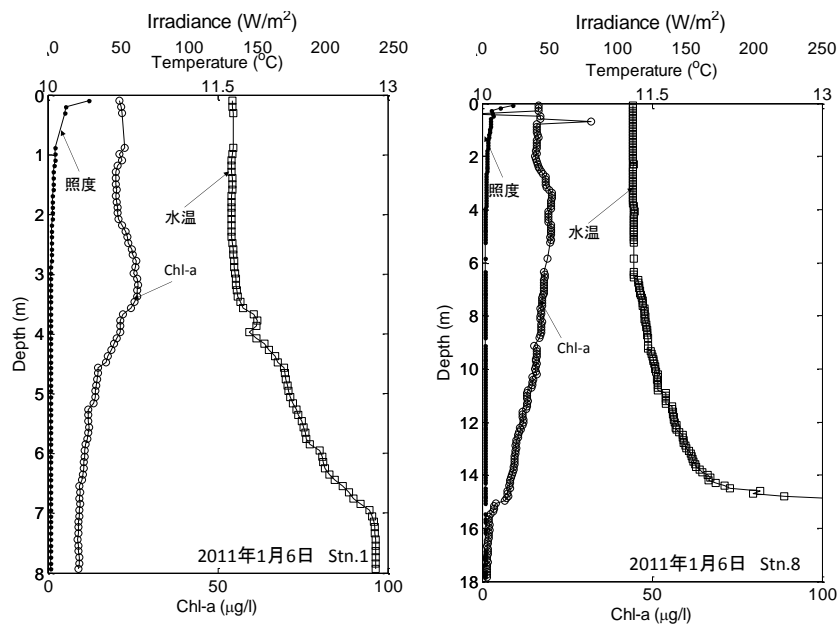


図-5.36 2011年1月6日の照度, 水温, Chl-a の鉛直プロファイル

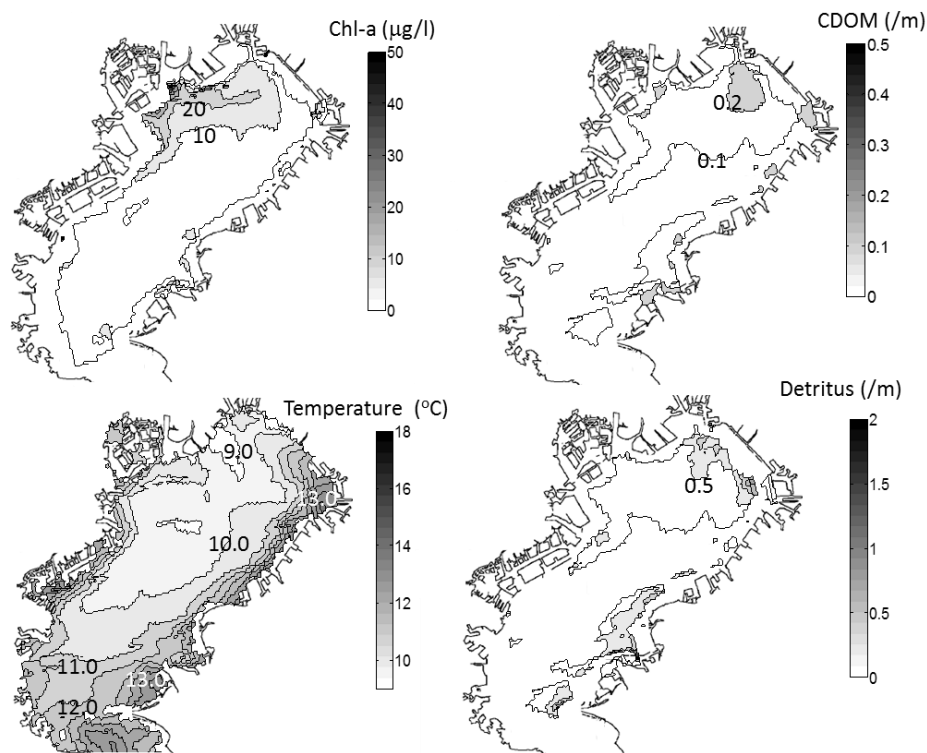


図-5.37 2011年2月15日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

5.3.7 2011年12月～2011年12月の冬季における赤潮の空間的変動に関する考察

2011年冬季は、千葉県環境研究センターの報告によると冬季ブルームが報告された年であった。特徴として、例年通り北北西の風が高頻度に行っていたが1月からは2010年と比較して風速が強まっていた日が多くなっていた。

冬季ブルームの発生と空間的挙動について明らかにするため、千葉港口第一号灯標における風向・風速、東京の全天日射量、浦安沖、千葉波浪観測塔におけるChl-a、千葉波浪観測塔、千葉港口第一号灯標の水温、塩分の時系列結果を図-5.38に示す。図中縦点線は衛星画像が取得された日を示す。

期間① 2011年12月5日, 12月15日, 12月17日

図-5.39に示す2011年12月5日のChl-a, CDOMの空間分布に着目すると、Chl-aは荒川、隅田川及び多摩川の河口域でのみ上昇しており、またCDOMが高かった箇所と一致していた。このとき水温は河口域付近から低温水塊が広がっていたことが確認できる。図-5.38 期間①中12月5日の降雨、流量の時系列結果を見ると、4日、5日に降雨に伴う流量の増加が確認でき、河川水の影響により湾内全体的にChl-aは低濃度化し、その後時間の経過とともに徐々に河口域でのみChl-aが相対的に高くなっていたと考えられる。

次に図-5.38 期間①中12月15日は北風の連吹は継続しており流量も低下していた時期であっ

た。このとき図-5.40 に示す Chl-a の分布は西岸沿い及び北岸から東岸にかけて上昇していた。CDOM は湾奥全体に広がっていたが、デトリタスは北岸から東岸沿いにかけて減少しており、北岸部と東岸部における Chl-a は増加し始めたばかりであった可能性が示唆される。このときの水温分布に着目すると、東岸から北岸沿いにかけて上昇していたことから、鉛直混合が進みやすい水深が浅い領域から Chl-a が増加しやすくなっていた可能性が考えられる。2011 年 1 月にも同様な現象が見られたように、冬季において水温が高い箇所と Chl-a が高濃度になる箇所が一致するのは鉛直混合の進みやすさと考えたと説明がつく。

さらに図-5.41 に示す 12 月 17 日では、連吹していた北風が強まったことで、Chl-a はエクマン輸送により西岸沿いに吹き寄せられたと同時に拡散作用及び鉛直混合によって低濃度化していたと考えられる。このとき、北岸から東岸沿いの Chl-a は減少していた。デトリタス分布に着目すると、12 月 15 に Chl-a が増加していた同じ箇所においてデトリタスも増加していたことから以前増加した Chl-a が分解されながら拡散、沈降していたと示唆される。

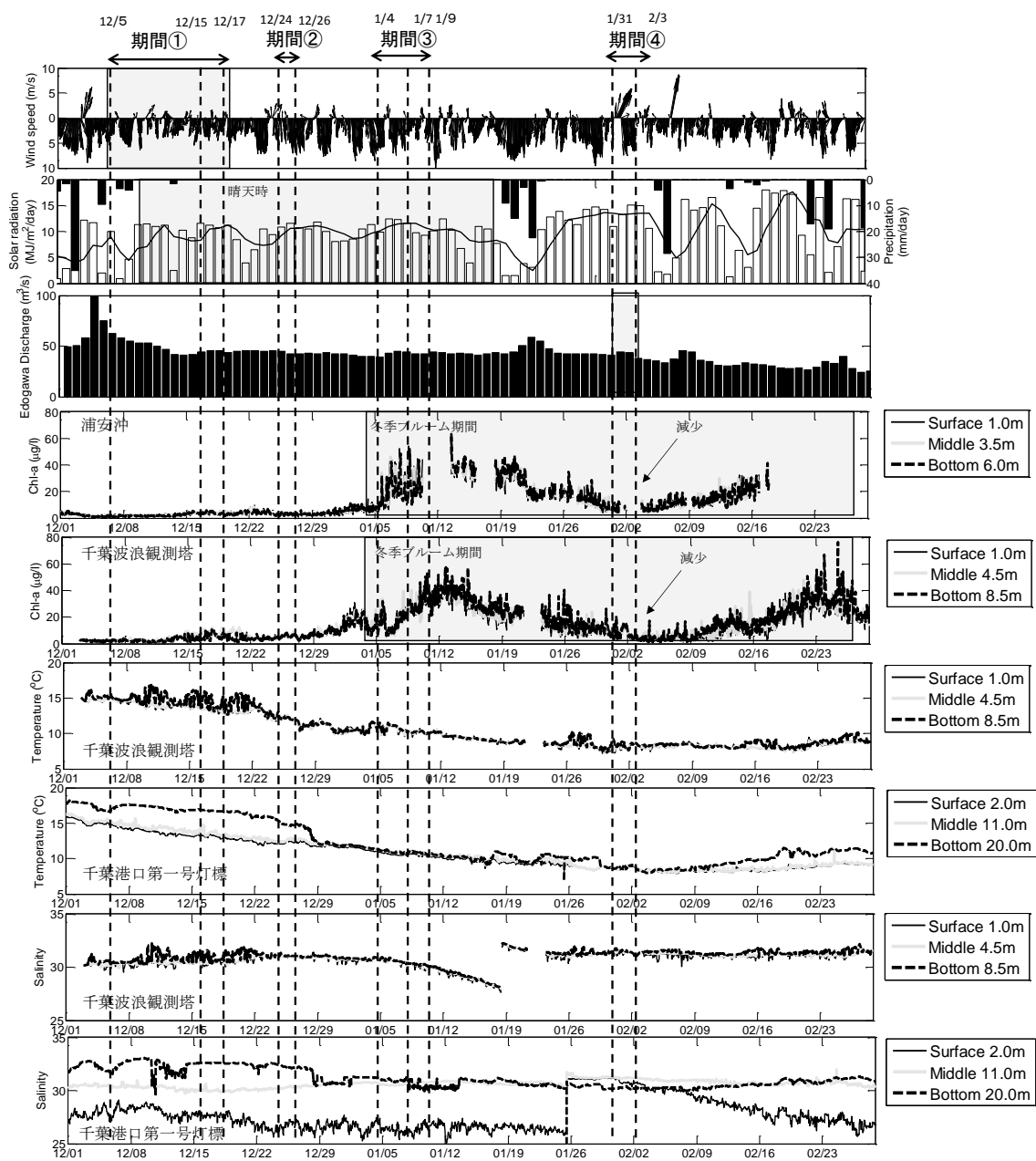


図-5.38 2011年12月～2011年2月の風向・風速，降雨，全天日射量，江戸川流量，Chl-a，水温，塩分の時系列結果

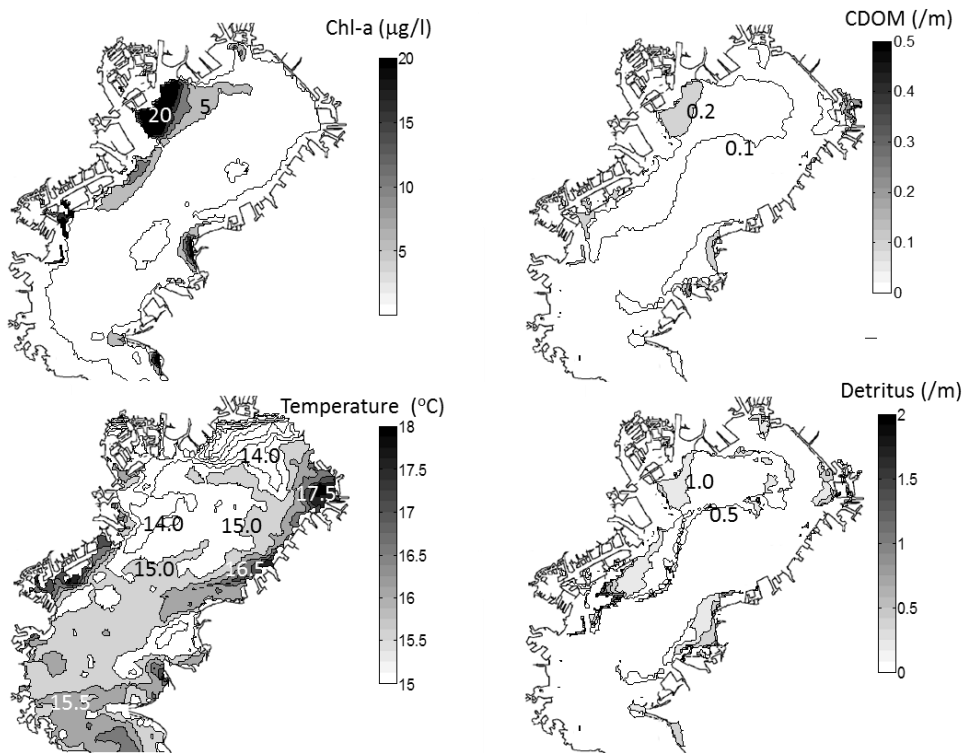


図-5.39 2011年12月5日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

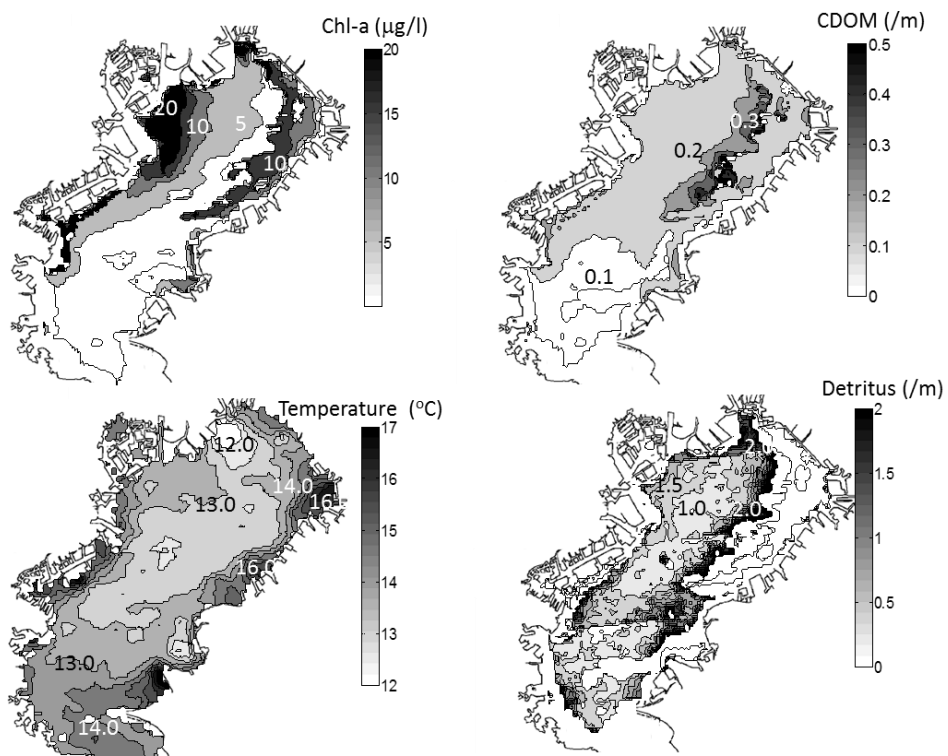


図-5.40 2011年12月15日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

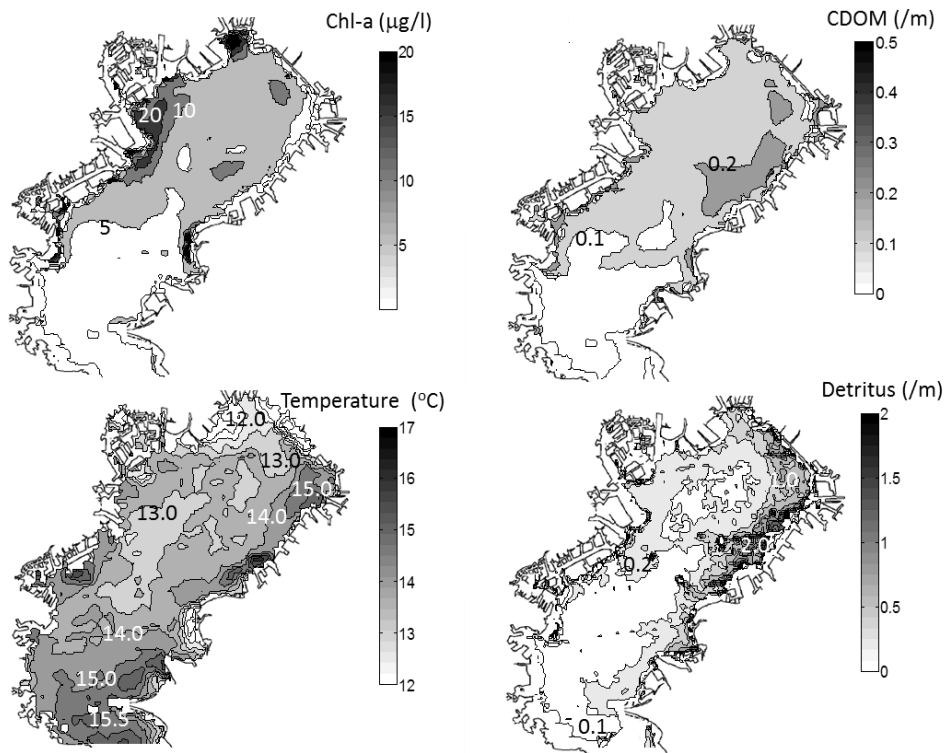


図-5.41 2011年12月17日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

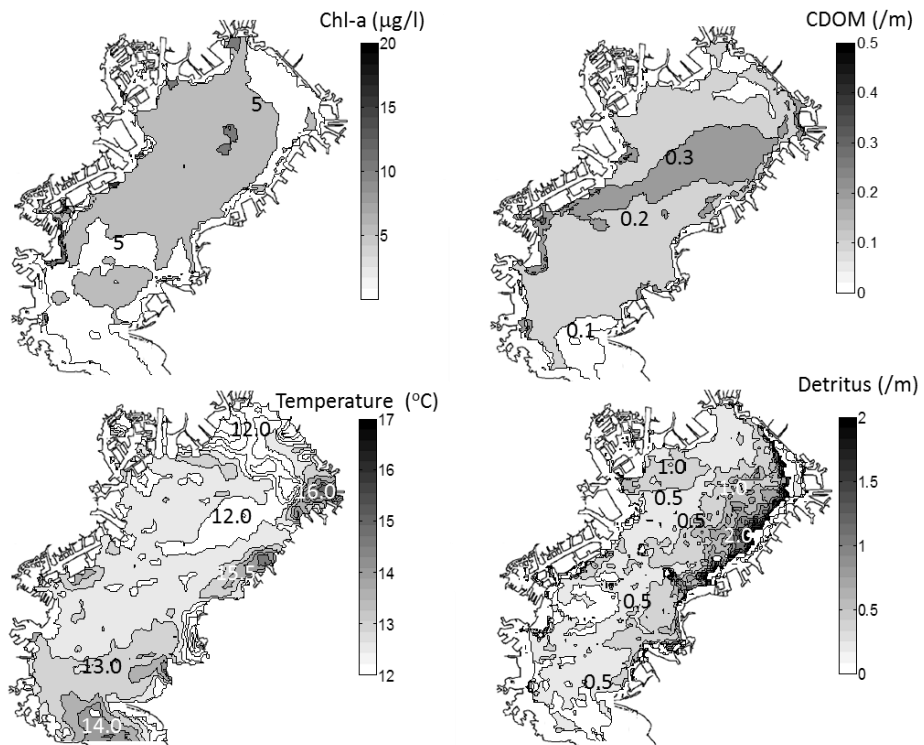


図-5.42 2011年12月24日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

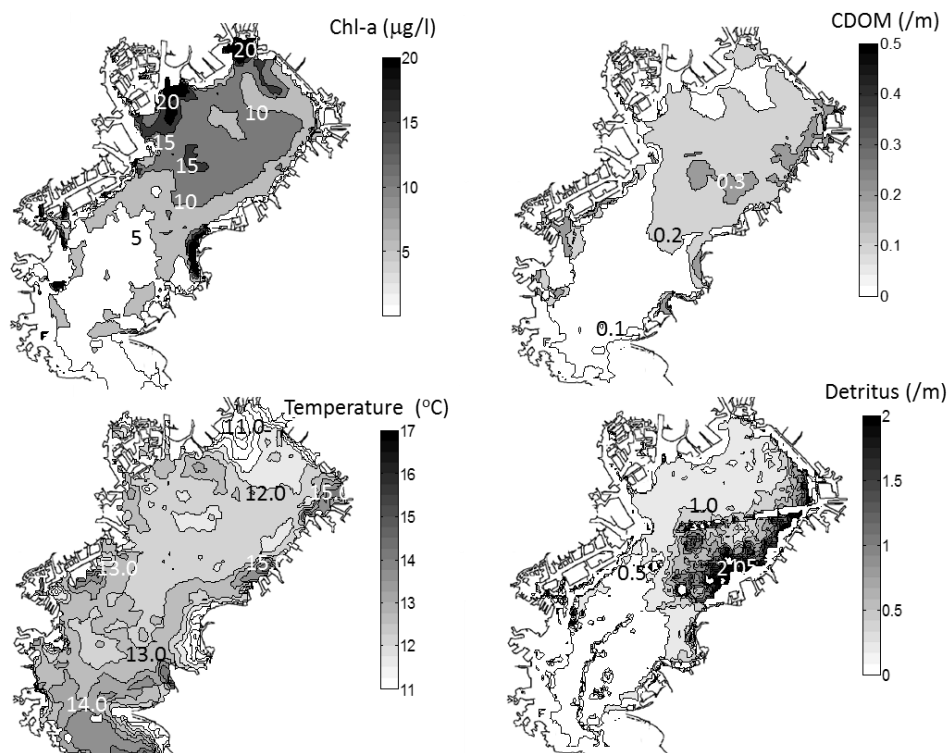


図-5.43 2011年12月26日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

期間② 2011年12月24日, 2011年12月26日

図-5.38 中期間②の12月24日, 26日は晴天が継続していた時期であった。このとき図-5.42, 5.43に示す12月24, 26日のデトリタス分布が東岸から拡がるように増加し、その場所において湧昇が起きていたと判断できる。また図-5.42, 5.43のCDOMは湾内全体で拡がっており、これは底層起源であったと考えられる。また24日から2日後の図-5.43では西岸の河口域においてChl-aが増加しており、北風によるエクマン輸送で沿岸水が西側へ移動し、移動した場所において拡散の影響が弱かった箇所から増加していたと考えられる。この期間②においても冬季の西岸沿いでChl-aが増加するパターンが見られた。

以上のように24, 26日は、晴天が継続していたにも関わらず赤潮状態には至っていない分布を表している。これは前述のように鉛直混合が進んだ冬季には赤潮に至るまでに時間を要することが重要であるためと考えられる。ただし2011年のChl-a分布の変動も考慮すると、24, 26日のChl-a分布の形成過程としては北風によって西岸付近に沿岸水が滞留し、西岸沿いからChl-aは増加し始め、その後湧昇域となる東岸沿いにおいて遅れて増加し始めるものと考えられる。

期間③ 2012年1月4日, 2012年1月7日, 2012年1月9日

図-5.38 中期間③の1月4日, 7日, 9日は冬季のブルームが発生していた期間であった。2011年のブルームは、2010年と同様に長期間の日射が継続していたときに発生していた。

しかし 2010 年と異なっていた点は、ブルーム発生までの日射の継続時間が長時間要したことである。これは、2010 年に比べ 2011 年では北よりの風の風速が比較的高かったためと考えられ、植物プランクトンが光の影響を十分に受けないまま、鉛直混合によって下層側へ移動していたため時間を要したと考えられる。

図-5.44, 5.45, 5.46 に示す Chl-a 分布に着目すると、1 月 4 日、7 日、9 日の分布はほぼ同様な形状をしており、北岸から東岸にかけての高濃度化と西岸における低濃度化が見られた。このとき図-5.44, 5.45, 5.46 に示す水温分布に着目すると、どちらも西岸から浦安沖にかけて相対的に温かい水が湾口から拡がっていたことが確認できる。この影響を確認するためには川崎人工島における連続観測結果を調べるのが有効であると考えられるが、この期間中欠損値となっていた。そこで、湾口に近い金田湾における水温の 25 時間移動平均の時系列結果を見ると、図-5.47 に示すように期間③中の直前に 2011 年 12 月 25 日～1 月 1 日頃から外洋の温かい水塊が湾口に波及していたことが確認された。このことから期間③の西岸沿いに拡がっていた温かい水塊は外洋起源であったと考えられる。その影響により Chl-a 分布は外洋水が拡がった部分においては低く、沿岸水が陸側に押し寄せられていた箇所から高濃度化していたことが分かる。このことから冬季のブルームと外洋水の流入が重なることによって、北岸から東岸にかけて高濃度の Chl-a が拡がっていたものと考えられる。

期間④ 2012 年 1 月 31 日、年 2 月 3 日

期間④は、冬季ブルーム発生後に降雨による流量の増加で Chl-a が減少していた期間であった。冬季では Chl-a が湾内で増加していても河川水が流入することで Chl-a が低濃度になる。図-5.48 に示す 2012 年 1 月 31 日の Chl-a 分布に着目すると、西岸の河口域付近でのみ Chl-a が増加していた。これは、湾奥中央付近の Chl-a が 12 月 21 日から数日間継続した流量の増加の影響により低濃度になり、その後時間の経過とともに再度河口域付近から増加していたと考えられる。このときの水温分布からも比較的低温の水塊が湾奥部にて拡がっていたことから河川水が流入していたことは明らかである。

また図-5.49 の 2 月 3 日の Chl-a 分布は河口域において低濃度になっていたことが分かる。図-5.38 中期間④の 2 月 1 日、2 日の流量に着目すると、僅かに増加していたことが確認でき、このときに出水があったと考えられる。そのため 2 月 3 日は出水直後に取得された衛星画像であったため、湾内にて河川起源と考えられる低温水塊の拡がりが見られ、河口域においても Chl-a が低濃度になっていたと考えられる。

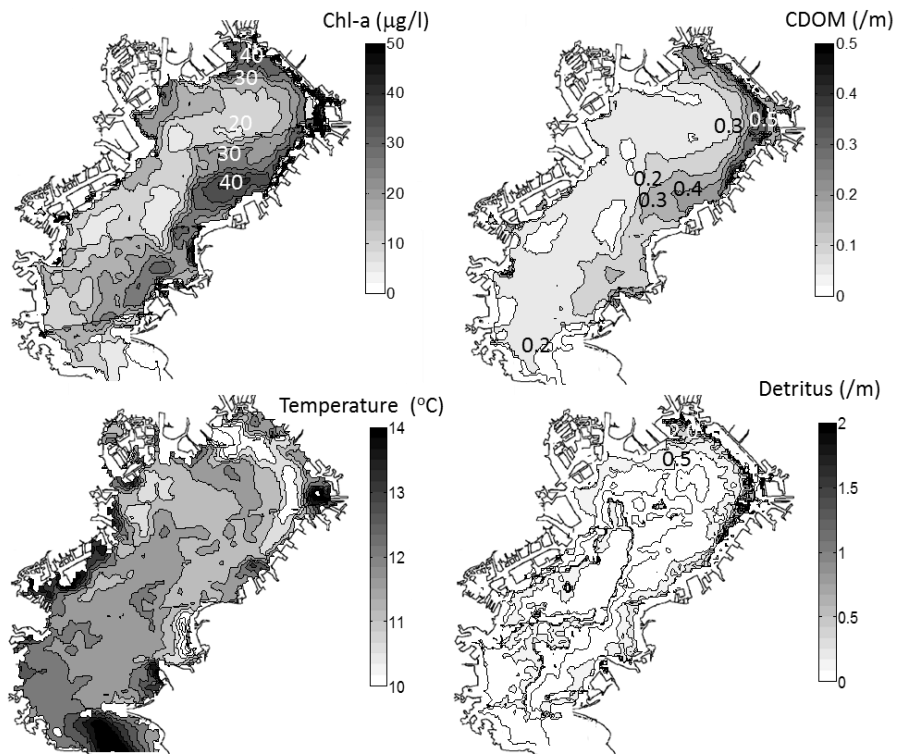


図-5.44 2012年1月4日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

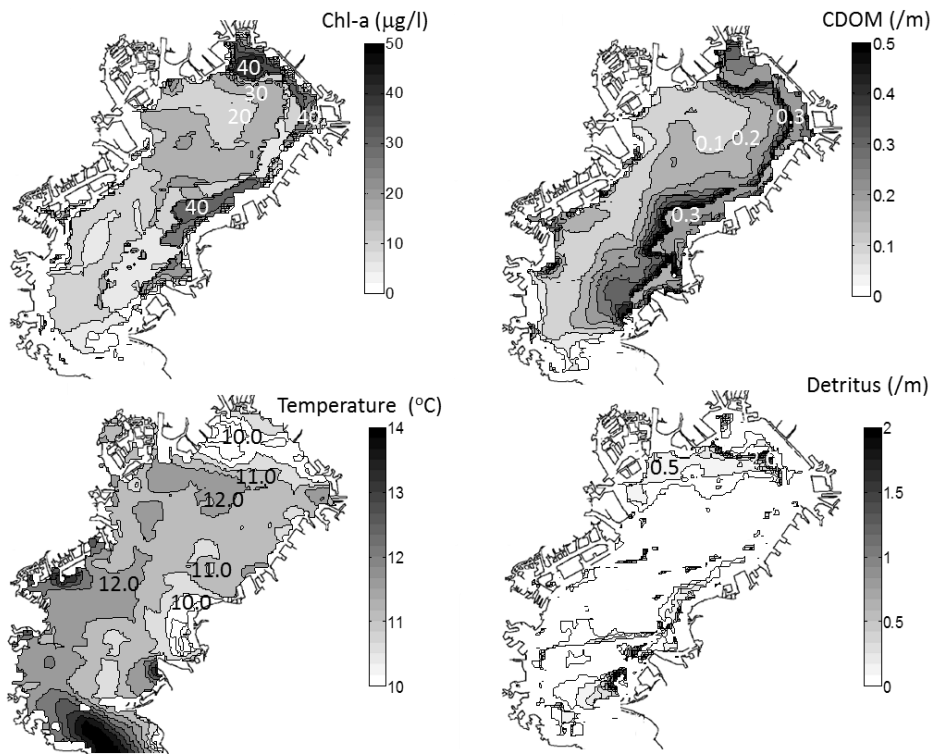


図-5.45 2012年1月7日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

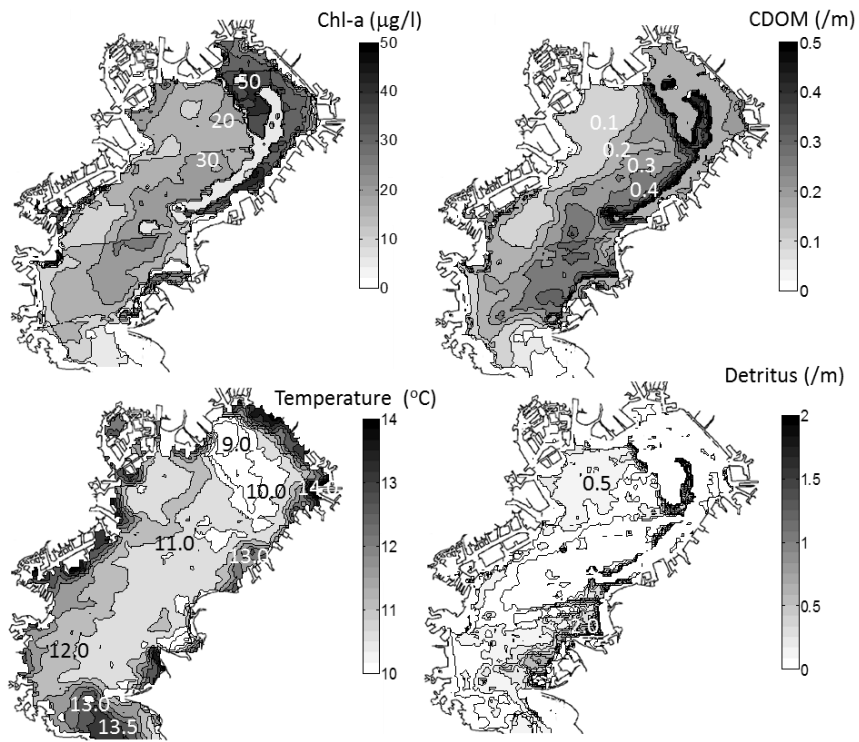


図-5.46 2012年1月9日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

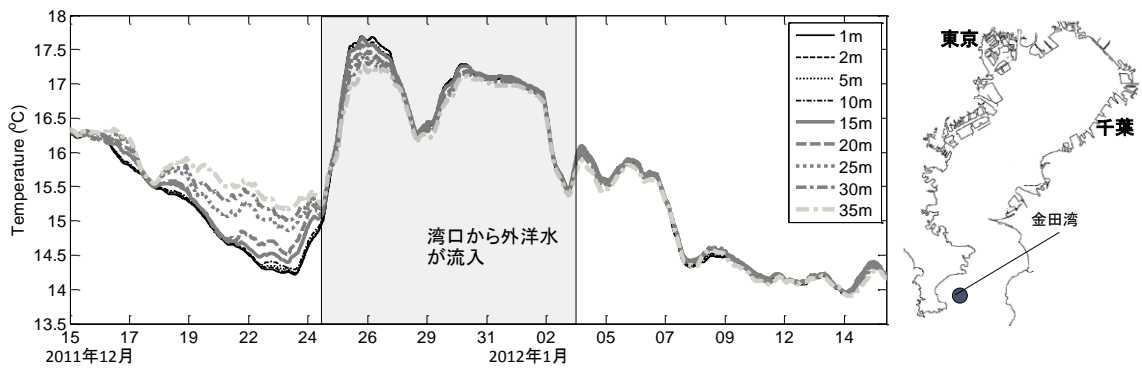


図-5.47 金田湾における水温の25時間移動平均の時系列結果

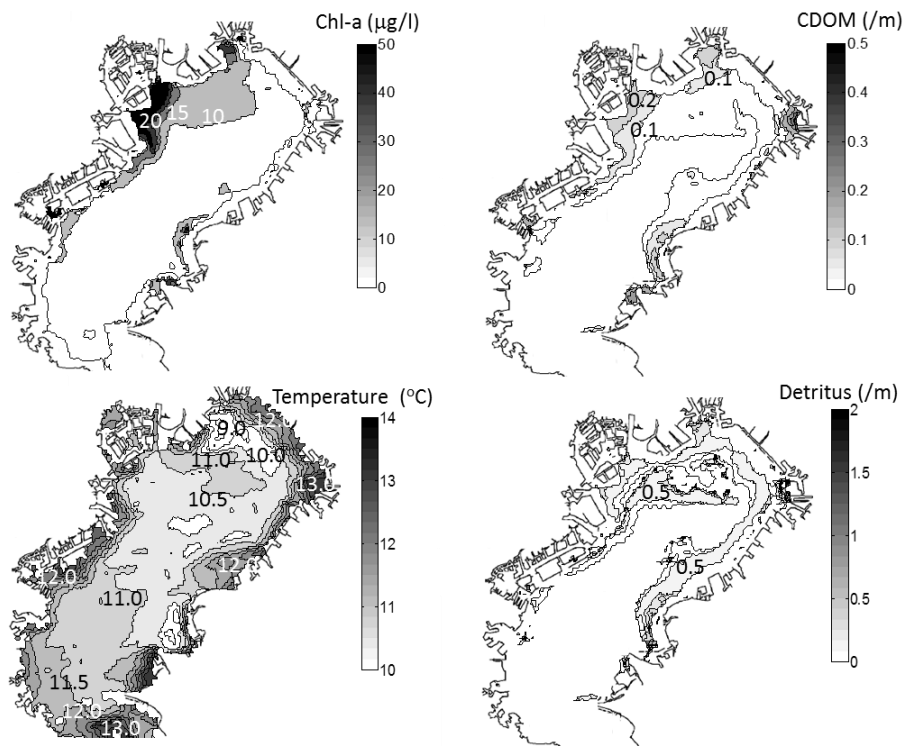


図-5.48 2012年1月31日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

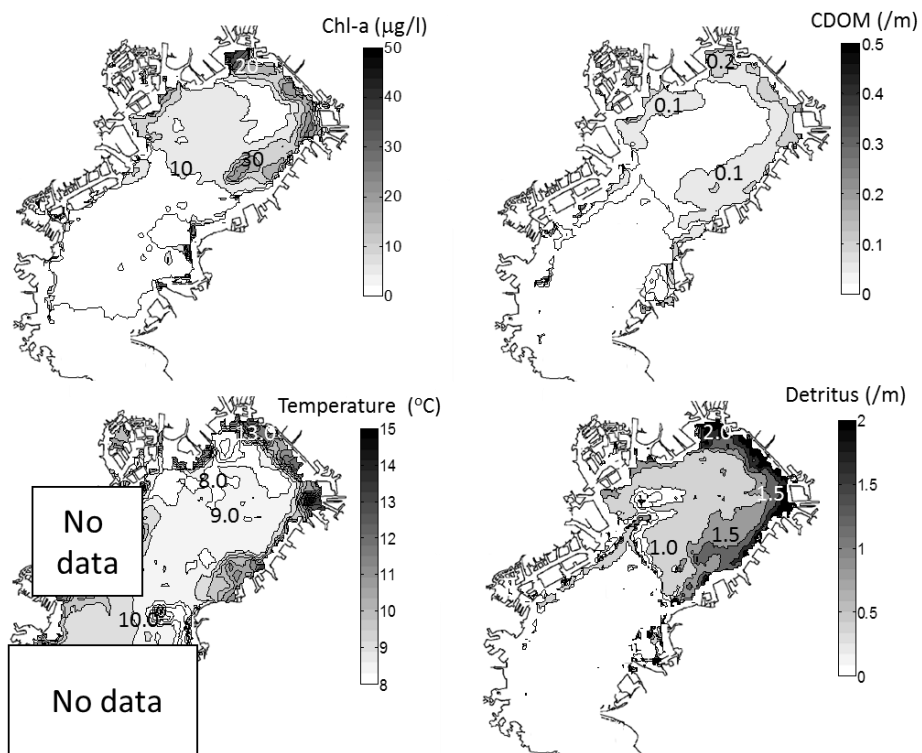


図-5.49 2012年2月3日のChl-a, CDOM, デトリタス, 水温の空間分布

5.3.8 冬季の赤潮の挙動に関するまとめ

これまで2010年12月～2011年2月、2011年12月～2012年2月の冬季に発生した赤潮の挙動及び発生要因について考察した。その結果、様々なChl-a分布の形成パターンを把握することができた。冬季の赤潮分布の形状に関する分類は5.3.2節において記す。考察のまとめを以下に記す。

- (1) 冬季では夏季と比較して鉛直混合が進んでおり、また日射量が低下している。そのため有光層の低下と混合層が増加した状態の中でChl-aが鉛直一様に増加していた。それが原因となり赤潮の発生までに継続的な日射の期間が必要である可能性が示唆された。このことからChl-aは混合層が小さくなる水深の浅い陸域側から徐々に増加していた可能性が示唆された。夏季と冬季の赤潮の発生の概念図を図-5.50に示す。
- (2) 冬季には主に北よりの風が支配的であり、その影響によって沿岸水が西岸沿いにおいて滞留し東岸沿いは湧昇域になっていた。そのため北風が連吹し日射が継続した場合、Chl-aは初めに西岸において増加し始めた。その後湧昇域が日射の影響を受けるようになり遅れて北岸、東岸沿いにかけてChl-aが増加していたことが分かった。
- (3) 赤潮の発生時に湾奥まで外洋水が流入した場合、外洋水が流入した箇所においてはChl-aは低濃度になり、高濃度のChl-aを含んだ水塊は陸域側に押し寄せられるような分布の形状となっていた。このときChl-aは北岸、東岸の陸域側付近でのみの増加になっていた。

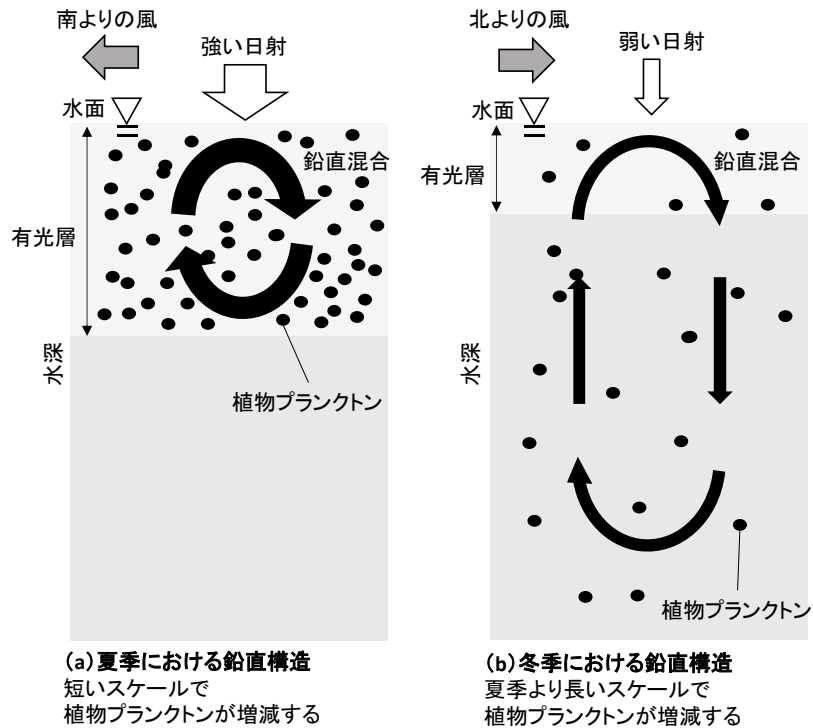


図- 5.50 赤潮発生時における (a) 夏季における鉛直構造及び
(b) 冬季における鉛直構造の概念図

5.4 赤潮の発生パターンの分類とまとめ

本章では、2010年、2011年にわたる夏季、冬季におけるChl-a分布の形成について考察した。その結果を以下の概念図でパターンとして分類しまとめた(図- 5.51, 図- 5.52, 図- 5.53)。

図- 5.51 に示すように夏季において出水+南南東の連吹パターン、出水パターン、南風系の連吹パターンの3つに分類した。

出水 + 南南東風の連吹パターン

出水+南南東風の連吹パターンでは、南南東の風により河口から西岸にかけて沿岸水が吹き寄せられていた。さらに出水の影響により西岸から湾口にかけて沿岸水が川崎沖付近に向かって拡がるパターンが確認された。その際、沿岸水が西岸に吹き寄せられた補償流として東岸沿いから外洋水が浸入していたことが確認された。

出水パターン

夏季において弱風時に出水が確認された場合、比較的濃度が高い河口起源のChl-aが出

水にもなって湾口付近まで広がっていたパターンが確認された。夏季は主に荒川、隅田川河口付近において Chl-a が増加していた場合が多く、そのとき出水によって湾口付近に Chl-a が広がっていた。夏季において河口付近で Chl-a が低かった場合の出水パターンについては本研究で使用した衛星画像内からは見られなかったが冬季においてはそのパターンが確認された。

南風系連吹パターン

夏季において最も高頻度で発生していたのは南風系連吹パターンであった。南風が連続的に連吹することで湾奥の西岸、北岸、東岸の陸域側に沿って沿岸水が吹き寄せられ、その場所において Chl-a が高濃度になっていたパターンが確認された。さらに連吹が継続することで湾内の循環流に乗って湾全体を沿岸水が覆い、滞留する過程が見られた。

これらのパターンは初期の Chl-a 分布の状態によっても変化すると考えられるが、主には上述した気象条件が重なった場合、3つのどちらかのパターンへ近づくと考えられる。特に、南風系連吹パターンは降雨などのイベントが発生していないときの状態であり、夏季の典型的な分布パターンであると考えられる。

また、Chl-a の濃度自体は日射の4日移動平均に対応しており、北風が吹いた場合にはその拡散作用によって Chl-a は低濃度に変化する。さらに夏季、冬季に共通するパターンとして、外洋水流入パターンが見られた(図-5.52)。これは外洋水が湾奥付近まで波及してきたときに見られ、外洋水が浸入してきた領域においては Chl-a は低濃度になり、沿岸水は陸域側に押し寄せられるような分布になった。夏季においては南風の吹寄せの影響により外洋水が湾内に流入し易く湾口から比較的冷たい水塊が浸入することが度々確認された。しかし、冬季においては、風の影響に関係なく外洋水が流入することがあり、これは黒潮の蛇行と関係があると考えられる。

以上のことから夏季では、パターンの形成要因としては出水、南風の連吹時間の変化がパターンの形成に重要な役割を果たす。Chl-a 分布は主に南風連吹とともに荒川、隅田川河口付近から北岸沿い、東岸沿いにかけて徐々に拡大し、最終的に湾内全体を覆うように増加すると考えられる。このとき、Chl-a の濃度は主に日射と北風によって左右される。

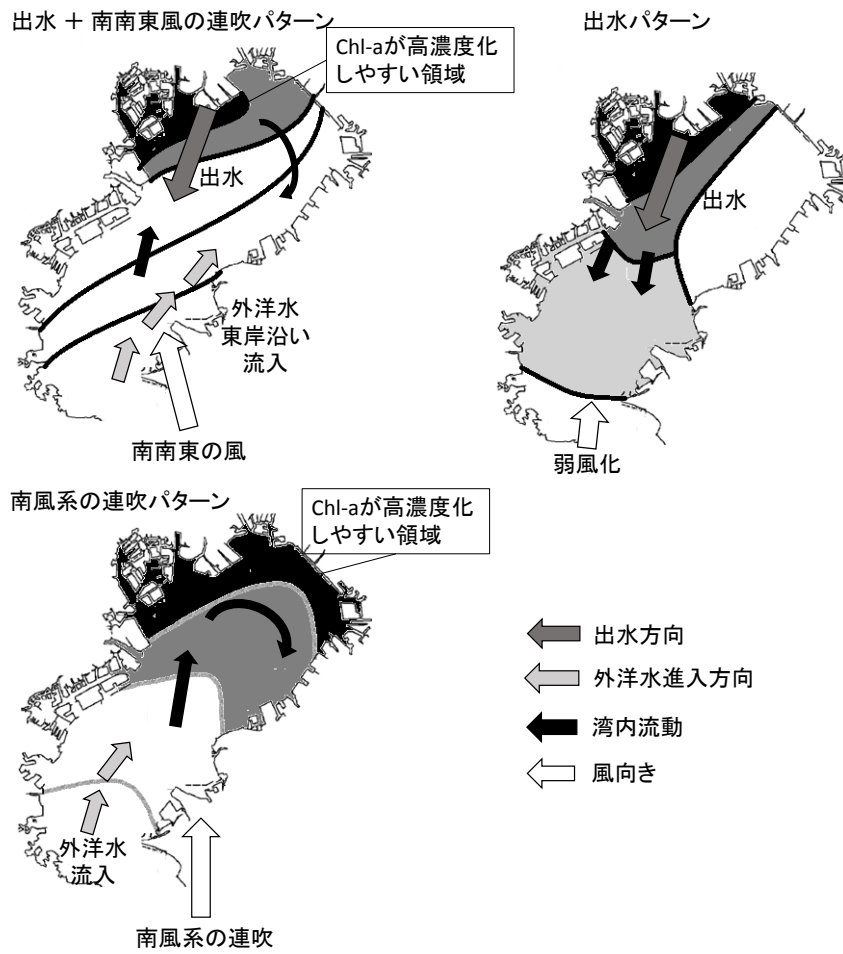


図-5.51 夏季の Chl-a 分布の形成パターン概念図

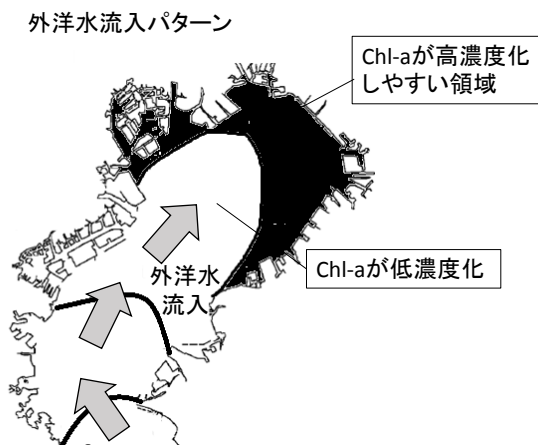


図-5.52 夏季，冬季における外洋水流入パターンの概念図

次に冬季においては、図-5.53 に示すように長期間の日射の継続 + 北風系の連吹パターン、日射の継続 + 北風系の連吹パターン、出水 + 北風系の連吹パターンの3つに分類した。

日射の継続 + 北風系の連吹

冬季においては北風が支配的となっており、北岸と東岸沿いにおいて頻繁に湧昇域が確認され、それと同時に湾内の沿岸水は西方向へ輸送される。5.3.6 節で示した通り、冬季は混合層が増加していたことから Chl-a の増加までに日射が長期間安定的に継続することが重要であった。このとき湧昇が起きて間もないときは、沿岸水が輸送される西岸沿いにおいて Chl-a が高濃度になりやすい領域となり、湧昇が起きていた箇所においては Chl-a の増加が見られなかった。

長期間の日射の継続 + 北風系の連吹パターン

次に、湧昇が起きて長期間日射が継続した場合には、湧昇域だった箇所と西岸沿いから長期間日射 + 北風系の連吹パターンとして湾奥陸域を囲むように Chl-a が増加していた。この東岸沿いの湧昇域における Chl-a の増加は、西岸沿いの水塊より遅れて日射の影響を受けることから、増加するまでより時間を要すると考えられる。

出水 + 北風系の連吹パターン

冬季において湾内の高濃度の Chl-a が出水直後に低濃度化することが確認された。これは流入した河川水が湾内で混合し Chl-a が希釈される形になったことが原因と考えられる。このことから冬季における赤潮の発生は、長期間の安定的な日射が重要であるが、その間外洋水の流入や出水などのイベントが起こった場合、赤潮の状態が緩和されると考えられる。

また、冬季においても南よりの風が吹くことがあり、そのときには夏季の3つのパターンに変化する過程が見られた。しかし、夏季と異なる点は夏季のパターンのように沿岸水が湾奥へ吹き寄せられても冬季の鉛直混合と日射量不足のため、そこで急激に Chl-a が増加することはなかった。

冬季の Chl-a は基本的にはブルームが一度起きるまでに長い時間を要するが、ブルームが起こった場合にはその Chl-a の濃度は主に北風の強弱に対応していたことが分かった。

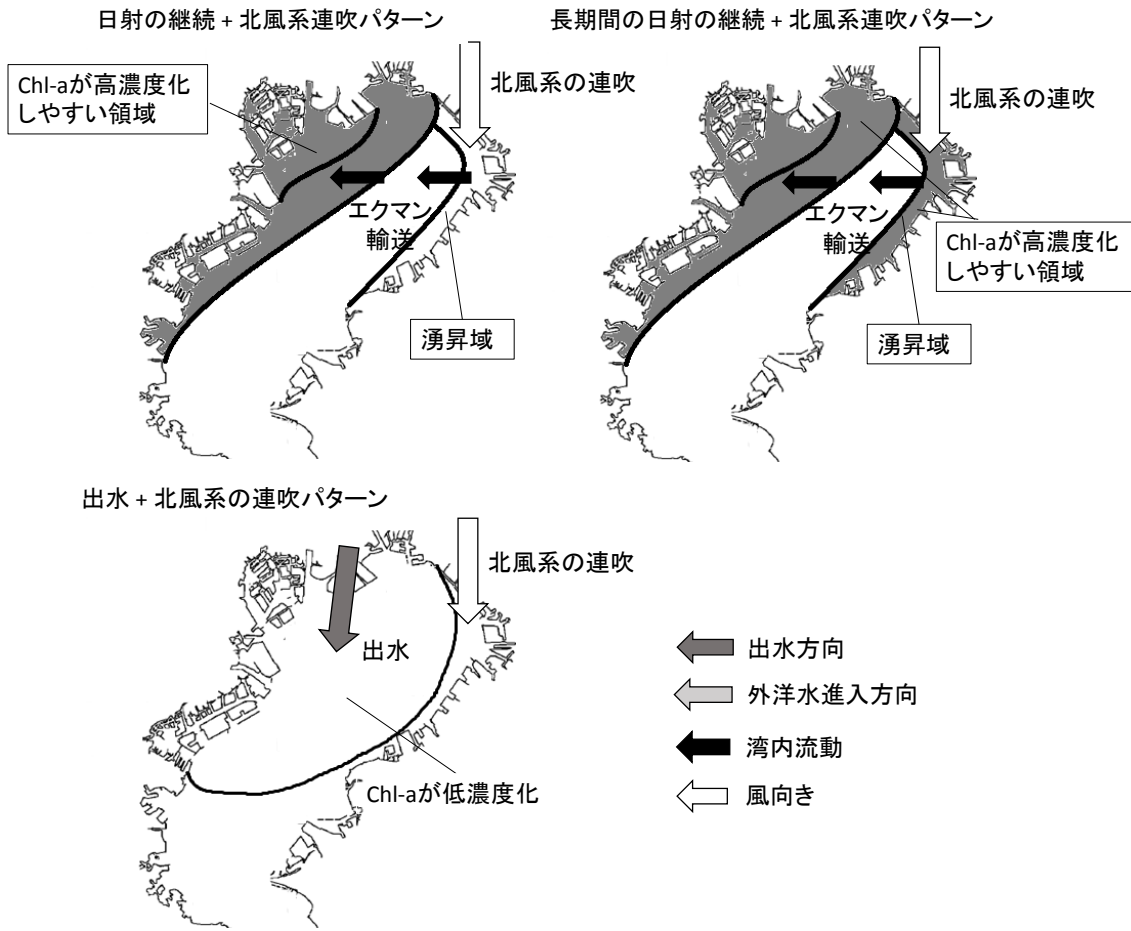


図-5.53 冬季の Chl-a 分布の形成パターン概念図

第6章

結論

本研究では海色リモートセンシングによる沿岸環境モニタリング手法の開発を行った。初めに現地観測を実施し東京湾の光環境を解明した上で、物理量推定モデルを開発した。次に、開発した各物理量推定モデルを衛星画像に応用しその精度の検証を行った。最後に開発したモニタリング手法の応用として、青潮分布、湧昇域を推定し分布の挙動の考察を行い、また Chl-a, 水温, CDOM, デトリタスの空間分布の挙動を考察することによって赤潮の発生要因, 分布の形成パターンを明らかにした。

6.1 各章のまとめ

第1章

本研究の背景として沿岸域における富栄養化, 赤潮, 青潮による被害について述べた。また, 沿岸域における海色リモートセンシングの問題点を既往の研究を踏まえて整理した上で本研究の目的について述べた。

第2章

(1) 東京湾の光環境特性

東京湾では有機物による光の吸収が卓越した水域であり, 光吸収のみによって東京湾の光環境は概ね説明できることを示した。また, 青潮や出水等のイベントを取り除いて考慮した場合, 線形の関係によって Bio-optical model を構築することが可能であり, Chl-a は植物プランクトンとデトリタスの光吸収係数の間で良好な関係が認められ, CDOM は塩分と良好な相関関係があったことが分かった。また, 光吸収係数の寄与として, 青色域においては CDOM とデトリタスの影響が 30~40% と大きく, 植物プランクトン以外の影響を無視できないことが分かった。

(2) 赤潮の光学特性

赤潮発生時の光学特性として, $1/a$ のスペクトルは Chl-a が増加するにつれて 565nm から 589nm へピークシフトが起こることが分かった。これは諫早湾の赤潮の光学特性と概ね一致しており, またこの原因について植物プランクトンとデトリタスの光吸収の影響によるものだと分かった。さらに, 赤潮発生時には近赤外域において後方散乱が増加する傾向が見られた。

(3) 青潮の光学特性

青潮の光学特性として、表層において後方散乱が著しく上昇し、反射率のスペクトルは 570nm 付近を極大値として大きく上昇していたことが分かった。

第 3 章

(1) 沿岸域における Chl-a 推定モデルの一般化の可能性に関する検討

現地観測により測定した AOP を使用して従来の Chl-a 推定モデルの精度検証を行った結果、近赤外域のバンドを使用したモデルが最も精度良く推定可能であることを示した。また、東京湾とチェサピーク湾の光学特性を比較し Chl-a 推定のための最適な波長の組み合わせについて検討した結果、約 700nm, 670nm 付近のバンドの組み合わせを用いることで両沿岸域において有効であることを示した。

(2) 現行の人工衛星を使用した Chl-a, CDOM デトリタス推定

現行の人工衛星を使用する場合には FLH 手法による Chl-a 推定が有効性を示した。また IOP 推定としては CDOM 推定モデルの開発及び QAA の改良を行うことで CDOM, デトリタスの推定手法を提案した。

(3) 青潮分布推定モデルの開発

青潮の光学特性に基づいて、最も反射率が高くなる 550nm 付近のバンドをベースとした青潮分布推定モデルを開発した。

第 4 章

(1) 大気の影響の検討

開発した物理量推定モデルを衛星画像への適用する際、412nm, 443nm などの青色域のバンドは大気補正による誤差を含んでいることが多く、Chl-a や CDOM 推定の際において誤差が生じることが分かった。

(2) 現場同期型 FLH の開発

Chl-a 推定は、FLH 手法を用いてポイント的な連続モニタリングにより得られた Chl-a を逐次同期することで絶対値としても概ね良好な精度を得ることができた。

(3) CDOM 推定の応用

CDOM 推定モデルを衛星画像に応用する際、大気補正による誤差が少ない青色域のバンドを選択し適用することで従来モデルよりも精度を向上させることができた。

(4) デトリタス、湧昇域、青潮の推定の精度検証

改良した QAA 及び CDOM 推定モデルを用いて、デトリタス推定と湧昇域の推定の可能性について検討した。その結果デトリタス推定は実測値と推定値との間で良好な関係が認められ、湧昇域推定に関しては表層 DO の実測値と CDOM の推定値との間で負の相関関係があったことを示した。しかし、これらは検証のためのサンプル数が不足していたことから今後も検討を継続する必要がある。また GOCI による衛星画像に青潮分布推定モデルを

適用することで、青潮の空間的拡がりについて把握した。

(5) 水温の推定精度の検証

MODIS センサーを用いた水温推定は概ね良好に水温の推定が可能であったが、夏季の陸域において過大評価の傾向があったため、その解決策については今後の課題として残った。

第5章

(1) 数値モデルによる湧昇域と青潮分布の検証

2012年に発生した大規模な青潮を対象として、青潮分布と湧昇域を推定した。また青潮推定モデルは、青潮の光反射率の高低を表すことができることから青潮の発生ポイントを特定できる可能性があることが分かった。加えて、これらの拡がりについて風況、DO、流況の現地観測結果及びDOの数値シミュレーションによって、湧昇域推定に関する検証及び青潮分布の挙動、発生要因の考察を行った。

(2) 赤潮分布の形成パターンに関する考察

Chl-a, CDOM, デトリタス、水温の空間分布の変動について考察し、赤潮分布の形成要因、赤潮の発生要因について検討した。その結果、夏季のChl-a分布は、出水+南南東の連吹パターン、出水パターン、南風系の連吹パターンに分類され、冬季は日射の継続+北風系の連吹パターン、長期間の日射の継続+北風系の連吹パターン、出水+北風系の連吹パターンに分類することができた。また共通のパターンとして外洋水流入時におけるChl-a分布の形成パターンが見られた。

6.2 本研究における今後の課題

(1) 赤潮の後方散乱係数の変動特性

赤潮発生時における後方散乱係数 b_b の実測値は近赤外域において上昇していたことを把握したが、 R_{rs} と光吸収係数より推定した b_b と比較したところ大きなばらつきがあったことからその正当性について今後も検討する必要がある。

(2) QAAにおける後方散乱係数のスペクトル推定

従来の b_b のスペクトル推定では、可視域の短波長から長波長へ変化するに従い b_b は指数関数的に減衰する関係が用いられてきたが、沿岸域における b_b は 400~450nm において減少し、600nm より長波長側において上昇するため従来の理論式ではスペクトルとしての推定が困難である。今後、沿岸域に適した理論式を提案することでより高精度な IOP 推定を行える可能性がある。

(3) 植物プランクトンの種の変化した場合における光学特性

東京湾では主に珪藻類が支配的であるが優占種が変化した場合 AOP, IOP の特性が変化することが分かった。またこれは物理量推定において誤差の原因となることを示した。このような問題を解決するためには、優占種が異なる場合において現地観測を実施し検証サン

プルを増やすことで詳細に光学特性の変動パターンについて検討する必要がある。これは優占種の変化と光学特性の変動パターンとの関係が明らかになると、海色リモートセンシングにより植物プランクトンの種を特定できる可能性があることを示している。

(5) 植物プランクトン、デトリタス、CDOMの光吸収係数推定の検証

QAAによる植物プランクトンの光吸収係数の推定は推定不可能であったため、その原因について今後検討する必要がある。またデトリタス推定及びCDOMを使用した湧昇域推定に関しては検証を行うためのサンプル数が不足していたことから引き続き精度検証が必要である。

(6) 水温推定の夏季の陸域における過大評価

水温はMODISセンサーによって概ね良好に推定することが可能であったが、夏季の陸域付近については過大評価されることが分かった。この原因について今後検討する必要がある。

(7) 青潮分布のパターンの分類

今後、青潮が捉えられた衛星画像を蓄積することによって分布の形成要因についてさらに詳細に検討する。このことにより、どのような条件下でどのような分布が形成されるかなどのパターンとして分類することを今後の課題とする。

(8) Chl-a分布パターンの検証

本研究において分類したChl-a分布のパターンについて数値シミュレーションを用いてその整合性について検証する、

6.3 今後の展望

本研究で開発した海色リモートセンシングによる沿岸環境モニタリングシステムは、研究の枠組みとしては、今後、環境問題である赤潮や青潮の空間的挙動のメカニズムの解明等に貢献できると考えられる。さらに、研究の枠組みだけでなく実践的には、赤潮や青潮の挙動を常時モニタリングすることで、分布の挙動を予測することにより東京湾における養殖漁業等の被害軽減に向けた対策に貢献できる可能性がある。

特に本研究で使用した静止海色衛星COMS/GOCIを活用することで1日に8回画像取得が可能であり、赤潮や青潮の挙動を時間的に密に観測可能なため今後の活用が期待される。さらに、本論文において富栄養化水域のChl-a推定の高精度化・一般化のためには近赤外域の700~730nm及び赤色域の670nm付近のバンドの使用が有効であることを示した。今後、海色リモートセンシングによって沿岸環境をモニタリングすることを視野に入れた人工衛星が開発される場合には、上記の2バンドを含むセンサーが搭載されることが望まれる。

海色リモートセンシングの沿岸域における一般化に関しては、本研究では有機物が卓越し光吸収が支配的な水域の光学特性を解明し、各推定モデルを提案した。次の課題として散乱が卓越した海域の光学特性を調査し、それぞれの海域の特徴から共通点を見出し、各推定

モデルを最小の変更で各沿岸域において適用し検証することで一般化を現実的にできる可能性があると考えられる。

さらに、今後の沿岸環境モニタリングに関しては、空間的な情報だけでなく、より時間的に密に且つ鉛直的な情報まで取得し、予測まで繋げることが可能となればさらに有効だと考えられるが、海色リモートセンシングの技術のみでの達成は困難であると考えられる。そこで、数値シミュレーション、現地観測結果、リモートセンシングを融合させ、情報を補完し合いながら、最終的には赤潮、青潮発生の予測まで繋げる事ができるように検討することが重要である。

6.4 総括

以上のように、本研究で開発した海色リモートセンシングによる沿岸環境モニタリングの技術を今後活用することにより、定期的な水環境の状態把握が可能になると考えられる。これまで沿岸域の Chl-a 推定は、従来の Chl-a 推定手法を用いた場合、絶対値としての推定は困難であり、対数スケールを用いた検証や相対的な比較が行われてきた。本研究の成果として、東京湾において新たな Chl-a 推定手法を提案することにより、Chl-a が 20 ~ 50 $\mu\text{g/l}$ 以上の中濃度～高濃度にかけては約 30% 以内の誤差率で推定することが可能となった。これは沿岸域の大气補正の精度が向上することでより高精度の推定が可能となると考えられる。また CDOM の推定は、塩分を用いた検証を行っているため今後実測値を使用した検証が必要であるが、従来の Carder, Kuster の推定モデルよりも精度を向上させることができた。さらに QAA の手法を改良することによりデトリタスの光吸収係数を空間的に推定することが可能となり、青潮、湧昇域については、本研究において初めてその空間分布を表すことが可能となった。東京湾は、いずれの水質項目においても低濃度から高濃度に濃度の幅が大きい。そのため、他の様々な沿岸域における水質項目の濃度は、東京湾における濃度幅の中に入ることから、濁度の低い水域においては、若干の係数の修正程度で同様な手法が適用可能であると期待される。

さらに第 5 章に示したように、今後もこのような技術を環境モニタリングの枠組みだけでなく赤潮や青潮といった環境問題に適用し、分布形成や発生メカニズムの解明について貢献することができると考えられる。ただし、6.2 節でも示したように、推定した空間分布を完全に信用して使用していくためには、これからも精度の検証を詳細に進めていく必要がある。

現在、富栄養化に伴う赤潮などの環境問題は日本国内だけに止まらず世界各地で起きている重大な水環境問題である。沿岸域における海色リモートセンシングの技術を東京湾だけでなく世界中で適用可能にすることが将来目指すところであるが、本研究で示したように沿岸域における海色の変化は複雑であり一般化が非常に難しい。しかしながら本研究のように、光環境の変動要因を明確にし、さらに物理量推定の限界を見極めた研究が今後増えれば、それぞれの知見を共有し合うことによって世界中の沿岸域における一般化が可能になると考えられる。現に本研究において諫早湾の赤潮の特性と霞ヶ浦、チェサピーク湾の Chl-a 推定について東京湾と

比較することによりその共通点を把握することができた。

本研究は世界中の沿岸域における光学特性との比較・検証，また水環境モニタリング技術としての適用，赤潮・青潮対策を講じるためのメカニズム解明のための一助となれば幸いである。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、私の指導教官である鯉淵幸生先生には大変お世話になりました。鯉淵先生は、不出来な私に対して呆れることなく、時には厳しく時には優しくこれまでずっと熱心にご指導くださりました。学部生のときに2年間も留年してしまい落ちこぼれであった私を大学院で拾ってくださり5年間もご指導くださった恩は一生忘れません。隔週の研究ゼミにおいても私の持ってくる勝手気ままな研究の進行内容を熱心に見てくださりご助言くださり、どれ程恵まれた環境を提供して頂いてその場所に身をおいていたのかと考えると幸せに思います。何よりこの5年間、鯉淵先生の研究に対する価値観が私自身にとってとても刺激的であり、また研究とはどのようなものかということ背中で見せてくださったおかげで、私なりの姿勢を先生の姿から学ばせて頂きました。これからも研究を可能な限り楽しみながら継続していきたいと考えている中で、先生から影響を受けたこの価値観と情熱は忘れることはありません。研究に対するご指導から研究に対する姿勢、私の人間性の部分に至るまで優しく厳しくご指導くださりました。ここに深甚なる感謝の意を表します。

佐々木淳先生には私が博士2年から3年までの2年間大変お世話になりました。研究ゼミだけでなく個人的に打合せをお願いしたときにも、いつもお忙しい中お時間を作ってくださり大変貴重なご助言をくださりました。先生が着任される前から先生の論文を拝見していたこともあり、着任が決まったときにはとても嬉しく思ったことを思い出します。2年間という短い時間ではありましたが、先生からご指導頂いたことを幸せに思います。また東京湾に関係した会議やイベント時にはいつもお誘い頂いたおかげで環境改善するプロジェクトとはどのようなもので、どのように進行しているかなど流れを知ることができ、とても勉強になりました。それだけでなく先生のご厚意のおかげで東京湾に関わる方々との繋がりも少しずつ持てるようになりました。いつも気にかけてくださったこと、厚く感謝の意を表します。

磯部雅彦先生には私が修士1年から博士1年までの3年間、大変お世話になりました。先生がゼミで仰っていた「本当によく分かったことは、やさしく書けるしやさしく喋れるもの」という言葉を胸に研究を進めてきました。まだまだ修行不足で至らないことばかりで、先生の言葉通りには実践できていないのが現状ですが、いつでも心に留めてこれからも精進していきたいと思っています。研究を始めた頃の頃に先生と出会うことができ、ご指導頂いたことを幸せに思います。厚く感謝の意を表します。

本研究は、JAXAのGCOMプロジェクトの東京湾を対象としたリモートセンシングプロ

プロジェクトの共同研究として行ってきました。共同研究者の小林拓先生には大変お世話になりました。山梨大学に伺った際にはほぼ1日中、海洋光学の基礎や実験の方法などご教授くださいました。また東京湾の現地観測ではいつもご一緒してください、光測定の基礎をご教授くださいました。小林先生の観測や分析に対する正確な測定を行いたいという情熱はとても勉強になり、私自身、観測や分析を行う際にはいつも先生の方法を思い出し心がけるように致しました。恐縮ではありますが、分析のテクニックに関して先生の影響をととても受けたと考えております。また小林先生とは観測や勉強だけでなく、食事やお酒を飲み連れて行ってくださりいろいろなお話をできたことも私にとってとても良い思い出です。心からの感謝を表します。

共同研究者の虎谷充浩先生には大変お世話になりました。本研究で使用した衛星画像の解析を行う際、先生の研究室のスーパーコンピューターを使用して解析をお願いさせていただいたときには泊まるまで用意していただき、また一緒になって3日間解析をお手伝いして下さったこと、誠に感謝しております。さらに指定した日にちの衛星画像を切り出し Dropbox で急遽送ってくださり、先生にご迷惑をおかけすることが多かったのですが、いつも優しく対応していただきました。またお会いするたびに研究の相談にもものってくださいました。心からの感謝を表します。

共同研究者の作野裕司先生には大変お世話になりました。いつも研究に関するアイデアを生み出してください、また研究に対する貴重なご助言もいただきました。私の博士論文のベースは作野先生の助言に基づいて作られたものと考えております。また学会やワークショップ開催時には声をかけてくださり、先生のおかげで学会発表や論文投稿、多くの経験を積むことができました。それだけでなく先生は他のリモートセンシング関連の先生に私を紹介していただき、いつも気にかけて下さったこと、心からの感謝を表します。

本研究中の現地観測を実施するにあたり、千葉県の水質調査船「きよすみ」の船員の方々および千葉県の環境研究センターの飯村晃様には大変お世話になりました。飯村様には、毎回の観測でお世話になっただけでなく東京湾の貴重なデータをご提供頂き、また年に1度の研究報告の場では貴重なご助言を頂きました。ここに記して謝意を表します。

日常の研究生活の中では秘書の室園英子さん、特任研究員の呉海鐘さんに大変お世話になりました。室園さんには5年間とてもお世話になりました。科研費や交通費の処理の業務だけでなく、いつもおこわや赤飯、ケーキを作ってくださいました。またお話をする機会も多く何度も何度も精神的に支えられました。また一緒にいろいろと旅に出かけたことも私にとってとても大切な思い出です。研究室のお母さんのように優しく見守ってください、また時にはお姉さんのように真剣にお話を聞いてくださり心から感謝しております。

呉さんには私は博士1年から3年までの約3年間大変お世話になりました。研究に対するご助言を頂き、現地観測にご一緒することも多く、たくさんのことをご指導いただきました。呉さんとはお酒をご一緒することが多く、その際多くのことをお話したことは私にとってとても大切な思い出です。呉さんと一緒にお酒を飲みに行くということが、小さいことの

ように思えますが私の研究生生活において大きな心の支えになっていました。今でも研究室における父親のように思っています。心から感謝致します。

また研究生生活の中では多くの学生にも支えられてきました。留学生では、特に仲良くさせて頂いていた Aktar Hossain-san, Soulichan Lamxay-san, Toufiq Mahmud palash-san, Desiree Eve Maano-san, Md Bodruzaman-san, Retno Utami-san にはお世話になりました。実験や観測を手伝って頂いたことに感謝致します。その中でも特に Toufiq-san, Soulichan-san, Des-san には大変お世話になりました。たくさんのお話をし、お酒を飲みに行ったり、テニスをしたり、私の研究生生活には欠かせなかった方々です。自国に帰られるときにはとても悲しく思っていました。今でも頻りにメールなどで交流できておりとても嬉しく思います。心から感謝しております。

日本人では、古屋秀基くん、楠本仁麦さん、佐野弘明くん、若狭一樹くん、渡辺雅也くんには大変お世話になりました。博士論文執筆後半には、みんながお昼ご飯や栄養ドリンクを持ってきてくださり、また、最後の最後で論文執筆の手が止まってしまったとき、励ましの声をかけてくださり、全員が立ち上がって印刷、論文提出のお手伝いをしてくださって、涙が出るほど嬉しかったです。とても素晴らしい同期と後輩に恵まれて幸せだと感じております。誠にありがとうございました。私の研究は、日常の研究生生活の周りにはいる人の支えがなければ完成することができなかつたと心から思います。

最後に、私の長い学生生活を見守って応援して下さった父、母、弟の家族及び、母親側の祖父、私が博士2年のときに亡くなった祖母、父親側の祖母、従姉妹の姉2人、甥には大変お世話になりました。いつも気にかけてくれ励ましてくださり誠にありがとうございます。これまでの人生でいつも私の味方であり、また、目の前に困難があるときにはいつも顔を思い浮かべる大切な家族です。心から感謝致します。

参考文献

- Aas, E., & KORSBØ, B. (1997). Self-shading effect by radiance meters on upward radiance observed in coastal waters. *Limnology and oceanography*, 42(5), 968-974.
- Abbott, M. R., & Letelier, R. M. (1999). Algorithm theoretical basis document chlorophyll fluorescence (MODIS product number 20). NASA (<http://www.modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd>).
- Austin, R. W., & Petzold, T. J. (1981). The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the Coastal Zone Color Scanner. In *Oceanography from space* (pp. 239-256). Springer US.
- Bricaud, A., Morel, A., & Prieur, L. (1981). Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr*, 26(1), 43-53.
- Bricaud, A., Claustre, H., Ras, J., & Oubelkheir, K. (2004). Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 109(C11).
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z., Hawes, S. K., & Cannizzaro, J. P. (2003). MODIS ocean science team algorithm theoretical basis document. ATBD,19(Version 7), 7-18.
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z. P., Hawes, S. K., & Kamykowski, D. (1999). Semianalytic Moderate - Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio - optical domains based on nitrate - depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 104(C3), 5403-5421.
- Dall'Olmo, G., Gitelson, A. A., Rundquist, D. C., Leavitt, B., Barrow, T., & Holz, J. C. (2005). Assessing the potential of SeaWiFS and MODIS for estimating chlorophyll concentration in turbid productive waters using red and near-infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 96(2), 176-187.

Froidefond, J. M., Gardel, L., Guiral, D., Parra, M., & Ternon, J. F. (2002). Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment*, 80(2), 225-232.

Garver, S. A., & Siegel, D. A. (1997). Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 102(C8), 18607-18625.

Georgel, L. Clarke and Harry R. James. (1937). Laboratory Analysis of the Selective Absorption of Light by Sea Water. *JOSA*, Vol. 29, Issue 2, 43-53.

Gitelson, A. (1992). The peak near 700 nm on radiance spectra of algae and water: relationships of its magnitude and position with chlorophyll concentration. *International Journal of Remote Sensing*, 13(17), 3367-3373.

Gitelson, A. A., Schalles, J. F., & Hladik, C. M. (2007). Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study. *Remote Sensing of Environment*, 109(4), 464-472.

Gitelson, A. A., Schalles, J. F., & Hladik, C. M. (2007). Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study. *Remote Sensing of Environment*, 109(4), 464-472.

Gitelson, A. A., Dall'Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D. C., Barrow, T., Fisher, T. R., ... & Holz, J. (2008). A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll- a in turbid waters: Validation. *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3582-3593.

Gordon, H. R., Brown, O. B., Evans, R. H., Brown, J. W., Smith, R. C., Baker, K. S., & Clark, D. K. (1988). A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 93(D9), 10909-10924.

Gordon, H. R., Brown, O. B., & Jacobs, M. M. (1975). Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied optics*, 14(2), 417-427.

Gordon, H. R., & Morel, A. Y. (1983). Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: A review (Vol. 4, pp. 1-114). American Geophysical Union.

Gower, J., King, S., Borstad, G., & Brown, L. (2005). Detection of intense plankton blooms using the 709 nm band of the MERIS imaging spectrometer. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (9), 2005-2012.

Higa, H., Koibuchi, Y., Kobayashi, H., Toratani, M., & Sakuno, Y. (2013). Clarification of the Generation Mechanism for Blue Tide Distribution Using 3D Hydrodynamics and Ecological Model, and Satellite Images of Tokyo Bay.

Higa H, Koibuchi Y, Kobayashi H, Toratani M and Sakuno Y : Numerical Simulation and Remote Sensing for the Analysis of Blue Tide Distribution in Tokyo Bay in September, 2012, *Journal of Advanced Simulation in Science and Engineering (JASSE)*, Acceptance, 13. May, 2014.

Hu, C., Muller-Karger, F. E., Taylor, C. J., Carder, K. L., Kelble, C., Johns, E., & Heil, C. A. (2005). Red tide detection and tracing using MODIS fluorescence data: A regional example in SW Florida coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 97(3), 311-321.

Ishizaka, J., Kitaura, Y., Touke, Y., Sasaki, H., Tanaka, A., Murakami, H., & Nakata, H. (2006). Satellite detection of red tide in Ariake Sound, 1998–2001. *Journal of Oceanography*, 62(1), 37-45.

Kishino, M., Sugihara, S., & Okami, N. (1986). Theoretical analysis of the in-situ fluorescence of chlorophyll-a on the underwater spectral irradiance. *Bulletin de la Societe Franco-Japonaise d'Océanographie*, 24, 130-138.

Koibuchi, Y., & Isobe, M. (2007). Phytoplankton bloom mechanism in an area affected by eutrophication: Tokyo Bay in spring 1999. *Coastal Engineering Journal*, 49(04), 461-479.

Kutser, T., Pierson, D. C., Kallio, K. Y., Reinart, A., & Sobek, S. (2005). Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 94(4), 535-540.

Le, C., Li, Y., Zha, Y., Sun, D., Huang, C., & Lu, H. (2009). A four-band semi-analytical model for estimating chlorophyll a in highly turbid lakes: The case of Taihu Lake, China. *Remote Sensing of Environment*, 113(6), 1175-1182.

Le, C., Li, Y., Zha, Y., Sun, D., Huang, C., & Zhang, H. (2011). Remote estimation of chlorophyll a in optically complex waters based on optical classification. *Remote Sensing of Environment*, 115(2), 725-737.

Lee, C., Hu, C., Cannizzaro, J., English, D., Muller-Karger, F., & Lee, Z. (2013). Evaluation of chlorophyll-a remote sensing algorithms for an optically complex estuary. *Remote Sensing of Environment*, 129, 75-89.

Lee, Z., Carder, K. L., Steward, R. G., Peacock, T. G., Davis, C. O., & Mueller, J. L. (1997). Remote sensing reflectance and inherent optical properties of oceanic waters derived from above-water measurements. In *Ocean Optics XIII* (pp. 160-166). International Society for Optics and Photonics.

Lee, Z., Carder, K. L., Steward, R. G., Peacock, T. G., Davis, C. O., & Patch, J. S. (1998). An empirical algorithm for light absorption by ocean water based on color. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 103(C12), 27967-27978.

Lee, Z., Carder, K. L., Mobley, C. D., Steward, R. G., & Patch, J. S. (1999). Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics*, 38(18), 3831-3843.

Lee, Z., Carder, K. L., & Arnone, R. A. (2002). Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics*, 41(27), 5755-5772.

Lee, Z., & Carder, K. L. (2004). Absorption spectrum of phytoplankton pigments derived from hyperspectral remote-sensing reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 89(3), 361-368.

Lee, Z. (2006). Remote sensing of inherent optical properties: fundamentals, tests of algorithms, and applications.

Letelier, R. M., & Abbott, M. R. (1996). An analysis of chlorophyll fluorescence algorithms for the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *Remote Sensing of Environment*, 58(2), 215-223.

McKee, D., Cunningham, A., Wright, D., & Hay, L. (2007). Potential impacts of nonalgal materials on water-leaving Sun induced chlorophyll fluorescence signals in coastal waters. *Applied Optics*, 46(31), 7720-7729.

Mitchell, B. G. (1990). Algorithms for determining the absorption coefficient for aquatic particulates using the quantitative filter technique. In *Orlando'90, 16-20 April* (pp. 137-148). International Society for Optics and Photonics.

- Morel, A. (1974). Optical properties of pure water and pure sea water. *Optical aspects of oceanography*, 1, 1-24.
- Morel, A., & Prieur, L. (1977). Analysis of variations in ocean color. *Limnology and oceanography*, 22(4), 709-722.
- MOBLEY, C. (1995). *Hydrolight 3.0 user's guide*(Final Report).
- Murakami, H., Sasaoka, K., Hosoda, K., Fukushima, H., Toratani, M., Frouin, R. & Ishizaka, J. (2006). Validation of ADEOS-II GLI ocean color products using in-situ observations. *Journal of oceanography*, 62(3), 373-393.
- Murakami, H., Sasaoka, K., Hosoda, K., Fukushima, H., Toratani, M., Frouin, R., & Ishizaka, J. (2006). Validation of ADEOS-II GLI ocean color products using in-situ observations. *Journal of oceanography*, 62(3), 373-393.
- Oki, K. (2010). Why is the ratio of reflectivity effective for chlorophyll estimation in the lake water?. *Remote Sensing*, 2(7), 1722-1730.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., ... & McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 103(C11), 24937-24953.
- Roesler, C. S., & Perry, M. J. (1995). In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 100(C7), 13279-13294.
- Sathyendranath, S., Prieur, L., & Morel, A. (1989). A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, 10(8), 1373-1394.
- Sasaki, H., Tanaka, A., Iwataki, M., Touke, Y., Siswanto, E., Tan, C. K., & Ishizaka, J. (2008). Optical properties of the red tide in Isahaya Bay, southwestern Japan: Influence of chlorophyll a concentration. *Journal of oceanography*, 64(4), 511-523.

Shen, F., Zhou, Y. X., Li, D. J., Zhu, W. J., & Suhyb Salama, M. (2010). Medium resolution imaging spectrometer (MERIS) estimation of chlorophyll-a concentration in the turbid sediment-laden waters of the Changjiang (Yangtze) Estuary. *International Journal of Remote Sensing*, 31 (17-18), 4635-4650.

Stumpf, R. P., & Tyler, M. A. (1988). Satellite detection of bloom and pigment distributions in estuaries. *Remote Sensing of Environment*, 24(3), 385-404.

Sullivan, S. A. (1963). Experimental study of the absorption in distilled water, artificial sea water, and heavy water in the visible region of the spectrum. *JOSA*, 53(8), 962-967.

Terauchi, G., Tsujimoto, R., Ishizaka, J., & Nakata, H. (2014). Preliminary assessment of eutrophication by remotely sensed chlorophyll-a in Toyama Bay, the Sea of Japan. *Journal of oceanography*, 70(2), 175-184.

有田正光, & 池田裕一. (1998). 水圏の環境. 東京電機大学出版局.

安藤晴夫, 柏木宣久, 二宮勝幸, 小倉久子, & 山崎正夫. (2003). 東京湾における水温の長期変動傾向について. *海の研究*, 12(4), 407-413.

安藤晴夫, 柏木宣久, & 二宮勝幸. (2005). 1980 年以降の東京湾の水質汚濁状況の変遷について--公共用水域水質測定データによる東京湾水質の長期変動解析. *東京都環境科学研究所年報*, 2005, 141-150.

飯村晃, 横山智子 & 小林広茂. (2011). 東京湾の青潮発生状況 (2011 年). 千葉県環境研究センター年報 11 号.

飯村晃, 横山智子 & 小林広茂. (2012). 東京湾の青潮発生状況 (2012 年). 千葉県環境研究センター年報 12 号.

石井光廣, 長谷川健一, & 松山幸彦. (2008). 東京湾のノリ生産に影響を及ぼす環境要因: 栄養塩の長期変動および最近の珪藻赤潮発生. *水産海洋研究*, 72(1), 22-29.

市岡志保, 佐々木淳, 吉本侑矢, 下迫健一郎, & 木村俊介. (2009). 航路と浚渫窪地に着目した硫化物動態と青潮影響に関する考察. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 65(1), 1041-1045.

上野成三, 灘岡和夫, 石村明美, & 勝井秀博. (1992). NOAA-AVHRR データを用いた東京湾の風に起因する湧昇現象の解析. 海岸工学論文集, 39(0), 256-260.

川村宏. (2007). 衛星海色リモートセンシングによる新しい赤潮検出手法と東アジア沿岸域への展開戦略 (シンポジウム: 沿岸海域の基礎生産研究の新しい展開). 沿岸海洋研究, 45(1), 35-42.

岸野元彰, 古谷研, 田口哲, 平享, 鈴木光次, & 田中昭彦. (2001). 海水の光吸収係数の測定. 海の研究, 10(6), 537-559.

岸野元彰, 古谷研, 田口哲, 平享, 鈴木光次, & 田中昭彦. (2001). 海水の光吸収係数の測定. 海の研究, 10(6), 537-559.

鯉渕幸生, 五明美智男, 佐々木淳, & 磯部雅彦. (2000). 現地観測に基づく春季の東京湾における赤潮発生機構. 海岸工学論文集, 47(0), 1071-1075.

鯉渕幸生, 五明美智男, 小倉久子, 安藤暗夫, & 磯部雅彦. (2000). 東京湾湾奥部における栄養塩の周年変動に関する現地観測. 海岸工学論文集, 47(0), 1066-1070.

鯉渕幸生, 佐々木淳, & 磯部雅彦. (2001). 東京湾における窒素・リンに着目した物質循環機構. 海岸工学論文集, 48(0), 1076-1080.

鯉渕幸生, & 磯部雅彦. (2005). 年の東京湾西岸横浜港周辺における青潮の発生要因, 海岸工学論文集, 第 52 卷.

小林拓, 太田幸雄, 村尾直人, 橘治国, & 山形定. (1999). 衛星リモートセンシングのための放射伝達モデルの開発. 衛生工学シンポジウム論文集, 7, 85-90.

五明美智男, 佐々木淳, & 磯部雅彦. (1998). 東京湾湾奥の浚渫窪地における湧昇現象の現地観測. 海岸工学論文集, 45(0), 981-985.

作野裕司, 小林拓, 比嘉紘士, 鯉渕幸生, & 虎谷充浩. (2011). 青潮発生時における海色の定量評価の試み. 土木学会論文集 B3 (海洋開発), 67(2), I_376-I_381.

佐々木淳. (1997). 東京湾湾奥水塊の湧昇現象と青潮への影響, 海岸工学論文集, 第 44 卷.

佐々木淳, 磯部雅彦, & 今井誠. (1999). 東京湾における赤潮の消長要因に関する考察. 海岸工学論文集, 46(0), 1021-1025.

佐々木宏明, 西内耕, 田中勝久, 長谷川徹, & 石坂丞二. (2007). 夏季東シナ海における有色溶存有機物 (CDOM) の光学的特性と海色衛星を利用したその分布推定. 海と空, 82(3), 73-79.

佐谷茜, 鯉渕幸生, & 磯部雅彦. (2012). 3次元流動生態系モデルを用いた複雑地形をもつ都市河川における水環境改善の検討. 土木学会論文集. B2, 海岸工学, 68(2), 1041-1045.

比嘉紘士, 鯉渕幸生, & 小林拓. (2012). 東京湾における光環境特性とクロロフィル a 分布に関する解析. 土木学会論文集. B2, 海岸工学, 68(2), 1486-1490.

平譚享. (2001). QFT 法及び現場型水中分光吸光度計による植物プランクトンの光吸収スペクトル測定プロトコル. 海の研究, 10, 471-483.

八木宏. (2004). 東京湾及び周辺水域の長期水温変動特性. 海岸工学論文集, 51, 1236-12