

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.52 No.3 September 2013

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 52 卷 第 3 号 (Vol. 52, No. 3) , 2013 年9月 (September 2013)

目 次 (CONTENTS)

1. 浅海域における炭素隔離機能の評価へ向けた元素比・安定同位体比による有機物動態の解析渡辺謙太, 桑江朝比呂 3 (Dynamics of Organic Matter Measured by the Elemental and Isotopic Techniques: Evaluation of the Carbon Sequestration in Shallow Coastal EcosystemsKenta WATANABE, Tomohiro KUWAE)
2. 高含水比底泥の挙動解明とモデル化中川康之 35 (Modelling of Transport Processes of Muddy Sediment with High Water ContentYasuyuki NAKAGAWA)
3. 乱れの生成・逸散過程を考慮した砕波モデルの汎用化に関する検討平山克也, 宇野喜之 51 (Generalization of the Wave Breaking Model by Focusing on the Production and Dissipation Process of TurbulenceKatsuya HIRAYAMA, Yoshiyuki UNO)

浅海域における炭素隔離機能の評価へ向けた 元素比・安定同位体比による有機物動態の解析

渡辺 謙太*・桑江 朝比呂**

要 旨

海洋生態系によって隔離・貯留される炭素「ブルーカーボン」は人為起源炭素の主要なシンクとして注目されている。近年、ブルーカーボンとして隔離される炭素の78%は河口域や藻場などの浅海域に堆積すると考えられており、浅海域生態系の重要性が主張されている。ブルーカーボンは生物の光合成や代謝によって合成される有機物として隔離される。環境中には系外から流入する異地性有機物や内部生産される自生性有機物など、様々な起源の有機物が混在する。これらの有機物は流入・生産速度や分解性の違いによって、環境中での炭素隔離時間が異なると考えられる。浅海域生態系の炭素隔離機能の評価するためには有機物の定量的な起源推定が必要であるが、その起源や構成成分については未解明な部分が多い。そこで本研究では複数の有機物源が想定される北海道の汽水ラグーンをモデル水域として、現地調査によって浅海域の有機物動態を解析した。元素比・安定同位体比を組み合わせた有機物混合モデルによって、懸濁態有機物(POM)の定量的な起源推定を行った。その結果、河口域-海草場においては、異地性POMと自生性POMが混在し、淡水と海水の混合によって構成比が変化した。河口部では陸域由来POM、ラグーン内では自生性植物プランクトン由来POMが大部分を占め、これらの堆積が炭素隔離プロセスとして重要であることが示唆された。また溶存態有機物(DOM)に関しては、光学的指標と元素比を用いて評価した。DOMについても複数の供給源が存在することが定性的に示された。沿岸域の基礎生産者(植物プランクトン・海草)は堆積物として埋没するPOMだけでなく、水中に長期間滞留しうるDOMも多く生産していることが示された。従来は海底に堆積した有機態炭素のみをブルーカーボンとして評価していたが、今後は溶存態有機炭素も炭素隔離プロセスとして議論に加える必要がある。また基礎生産は栄養塩量に制限されており、浅海域の栄養塩動態と炭素隔離機能は密接に関係していることが示唆された。本研究では様々な生物化学的パラメーターを複合的に解析することで、浅海域生態系の有する炭素隔離プロセスとそれに影響する環境要因を明示することができた。

キーワード：炭素隔離・貯留，安定同位体比混合モデル，海草場，懸濁態有機物，溶存態有機物

* 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究チーム 研究官

** 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究チームリーダー

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5046 Fax：046-844-1274 E-mail：watanabe-ke@pari.go.jp

Dynamics of Organic Matter Measured by the Elemental and Isotopic Techniques: Evaluation of the Carbon Sequestration in Shallow Coastal Ecosystems

Kenta WATANABE*

Tomohiro KUWAE**

Synopsis

“Blue carbon”, captured and sequestered by marine organisms, has attracted attention as one of the major sink of the carbon emitted by anthropogenic activity. Shallow coastal ecosystems such as seagrass meadows and intertidal flats are recently proposed to be particularly important ecosystems for blue carbon. Blue carbon is sequestered in aquatic systems as organic matter produced by photosynthesis and catabolism. Various organic matter compositions, having allochthonous and autochthonous origins, are mixed in shallow waters. The carbon sequestration time would be variable because each composition has different inflow/outflow and production/consumption rate. However, the origin and composition of organic matter are yet unknown in shallow coastal ecosystems. In this study, we evaluated the dynamics of organic matter, particulate organic matter (POM) and dissolved organic matter (DOM), in a subarctic brackish lagoon, where several sources of organic matter are potentially present. We used the mixing model using elemental and isotopic signatures to estimate the relative contribution of four sources (terrestrial, coastal, lagoon, and phytobenthos POMs) to the total POM. Terrestrial POM dominated at the river mouth but autochthonous POM (phytoplankton) was the most contributing source to the whole lagoon. The burial of these compositions of POM would be important as carbon sequestration processes. The optical and elemental techniques qualitatively indicated that the primary producers released DOM into the water column. Since the refractory fraction of DOM would be sequestered from air CO₂ for years to millennia, DOM released from shallow coastal ecosystems should be included as carbon sequestration process in addition to sedimented organic matter. Moreover, nutrients appeared to limit the primary production, indicating that nutrient dynamics is closely linked to carbon sequestration. Our comprehensive biogeochemical study demonstrates the linkage between the carbon sequestration processes and the environmental factors in shallow coastal ecosystems.

Key Words: blue carbon, stable isotope mixing model, seagrass meadow, particulate organic matter, dissolved organic matter

* Researcher, Coastal and Estuarine Environment Research Group

** Head, Coastal and Estuarine Environment Research Group

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5046 Fax : +81-46-844-1274 E-mail : watanabe-ke@pari.go.jp

目 次

要 旨	3
1. まえがき	7
1.1 ブルーカーボンと浅海域の有機物に関する研究背景	7
1.2 港湾・沿岸環境政策とブルーカーボン研究の関連性	8
1.3 本研究の目的	8
2. 調査及び分析方法	8
2.1 調査対象水域	8
2.2 サンプル採集と処理方法	9
2.3 分析方法	10
2.4 ラグーン内における物質の変化量解析	11
2.5 元素比・安定同位体比混合モデルによる起源推定	11
3. 結果	12
3.1 溶存態無機炭素, 栄養塩, 有機物の流程変化	12
3.2 ラグーン内における栄養塩, 有機物の分布	12
3.3 堆積物及び間隙水の性状	14
3.4 CDOMの分布とDOC/DONのラグーン内での変化	14
3.5 元素比・安定同位体比による懸濁態有機物の起源推定	15
4. 考察	17
4.1 流域からの無機態・有機態元素の流入	17
4.2 ラグーンにおける無機態・有機態元素動態の支配要因	20
4.3 溶存態有機物の構成要素	25
4.4 懸濁態有機物の起源推定	26
4.5 浅海域の炭素隔離プロセスと環境要因	27
5. あとがき	29
謝辞	29
参考文献	30
記号表	33
付録	34

1. まえがき

1.1 ブルーカーボンと浅海域の有機物に関する研究背景

人間活動によって排出される CO₂ の約 40 %は陸域や海洋によって吸収されると言われている (IPCC, 2007). このうち、植物が光合成によって大気から隔離・貯留する炭素は「グリーンカーボン」と呼ばれている。海洋部分は「ブルーカーボン」と定義され、グリーンカーボン全体の 55 %にあたと見積もられている (Nellemann et al., 2009). 近年、ブルーカーボンとして堆積する炭素の 78 %は河口域やマングローブ、海草場などの浅海域に堆積すると考えられており、外洋域全体の 30 倍以上と見積もられている (Nellemann et al., 2009). このように浅海域は全球規模でも CO₂ の重要な吸収源として注目を集めているが、その科学的検証は始まったばかりである (McLeod et al., 2011). 一方、陸域で吸収された炭素の多くは河川を通じて河口域に流入すると考えられている (IPCC, 2007). つまり、河川の流入する浅海域は陸域からの炭素の受け皿としても機能している。それゆえ、河口域は陸域由来有機物の分解により、CO₂ の排出源になっているという考え方が一般的である (Borges, 2005; Borges et al., 2005; Cai et al., 2006; Chen & Borges, 2009). しかし、陸域から河口域へ流入してきた有機態炭素が浅海域でどのような挙動を示すのかについてはまだよく分かっていない (Cai, 2011).

有機態炭素は環境中ではタンパク質や脂質、炭水化物などの有機物として存在し、主に光合成や生物代謝によって合成される。有機物はそのサイズによって大きく 2 つの区分に分けられ、0.2~0.7 μm のフィルター上に残った粒子は懸濁態有機物 (Particulate Organic Matter : POM), フィルターを通過した微小なものは溶存態有機物 (Dissolved Organic Matter : DOM) と定義される (表-1)。また、分解実験により便宜上、易分解性 (labile : 回転時間が数時間 ~ 数日), 準分解性 (semi-labile : 数週間 ~ 1 年), 難分解性 (refractory; 数年以上) に区分することができる (Church, 2008). POM の主な構成要素は動物プランクトンや植物プランクトン, バクテリア, デトライタス (生物遺体などの微細な有機物粒子) などである

(Schlesinger & Bernhardt, 2013). 海洋において全有機物に占める POM の割合は一般に優占的ではないが (Nagata, 2008), 食物網の基盤となる植物プランクトンやデトライタスを含むために生態学的な役割は大きい。また POM はブルーカーボンとして海底に堆積するため、環境中においてそのストック、フローを解析することは極めて重要である。

陸上植物によって吸収された炭素は河川を通じて浅海域に流入し、堆積する。陸域からの有機態炭素の流入については、世界中の多くの河川で研究が行われている (Alvarez-Cobelas et al., 2010). 全球規模での河川から浅海域への懸濁態有機炭素 (Particulate Organic Carbon : POC) の流入量は 1.7~2.0 億トン year⁻¹ と見積もられ (Blair & Aller, 2012), そのうちの 0.6±0.2 億トン year⁻¹ が海底に埋没していると推定されている (Burdige, 2005). 浅海域では陸域由来有機物だけでなく、系内で自生される有機物も多く含まれる。浅海域は光が十分に届き、栄養塩が豊富であることから植物プランクトンや海藻・海草の生産が活発である。基礎生産者の光合成により吸収された炭素の一部は POM として水柱に放出され、また一部は海底に堆積する。このようにブルーカーボンとして浅海域に堆積する POM には様々な供給源が存在し、それぞれのストック・フローを定量評価することはブルーカーボンによる炭素隔離機能の評価する上で不可欠となる。

DOM は主にモノマーやポリマーから構成される微小な有機物であり、多くは非生物態である。海洋においては有機物のほとんどを DOM が占めている (Nagata, 2008). 全球規模での海洋の溶存態有機炭素 (Dissolved Organic Carbon : DOC) プールは 7000 億トンであり、これは大気中 CO₂ (7500 億トン) に匹敵するストック量であると推定されている (Nagata, 2008). 海洋 DOM プールのほとんどは難分解性有機物とされており、長期間にわたって海洋の中に有機物として留まるため、大気 CO₂ の重要なシンクと考えられている。POM と同様に、浅海域では多様な起源の DOM が存在している。河川から流入する全有機態炭素の 50~90 %は DOC であり (Ittekkot & Laane, 1991), その 50~80 %は腐食物質と呼ばれる難分解性の有機物である (Otero et al., 2003). また浅海域では植物プ

表-1 懸濁態有機物 (POM) と溶存態有機物 (DOM) の定義とその特徴 (Nagata, 2008; Ittekkot & Laane, 1991 を改変)。

Pool	Size fraction	Composition		Mass percent (%)	
		biotic	abiotic	Ocean	River
POM	0.2 - 0.7 μm <	Zooplankton Phytoplankton Bacteria	Detritus Colloids	5	10 ~ 50
DOM	< 0.2 - 0.7 μm	Bacteria Viruses	Colloids Polymers Monomers	95	50 ~ 90

ランクトンや海藻・海草などの活発な基礎生産の代謝物として、水柱に DOM が放出される (e.g. Agustí et al., 2013; Carlson, 2002; Wada et al., 2008). 基礎生産者により新たに放出された DOM は比較的易分解性であり、系内で微生物による分解を受けるが、その一部は難分解性 DOM として水柱に長期間隔離されると考えられる。難分解性 DOM として水柱に長期間隔離される炭素もブルーカーボンとしてとらえる必要があり、そのストック・フローを解明することが不可欠である。

浅海域には多様な起源を持った有機態炭素が存在し、それぞれの生物反応性、環境中における挙動が異なると考えられる。従って、起源ごとに分けてストック・フローを追跡する必要がある。有機物の起源推定には元素比 (C/N 比, N/C 比) や安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) などの指標が広く用いられている。水域ごとに定義した起源有機物の元素比・安定同位体比から POM や堆積物態有機物の起源が推定されている (e.g. Rossi et al., 2010; Sato et al., 2006). 海草場で行われた堆積物態有機物の解析では、陸域由来有機物や海草由来有機物などの様々な有機物が混在していることが示されている (Dubois et al., 2012). 近年、DOM に関しても炭素同位体比や光学的指標によって動態解析が行われている (e.g. Raymond & Bauer, 2001; 山下, 2010). しかし、浅海域において炭素隔離量の多いと考えられる海草場での有機物起源の推定と動態解析に関する研究例は限られている (Dubois et al., 2012).

1.2 港湾・沿岸環境政策とブルーカーボン研究の関連性

港湾は多くの CO_2 排出源を抱えており、低炭素社会の実現へ向けた取り組みは喫緊の課題である。また CO_2 排出権取引が進む中で、 CO_2 排出量の増加は港湾事業コストの増加を招く恐れがある。近年、国連気候変動枠組条約締約国会議 (UNFCCC) の補助機関会合である科学及び技術の助言に関する補助機関 (SBSTA) にて、海洋生物の炭素隔離機能等に関する諸提案がなされるなど、海洋生物による炭素隔離機能のクレジット化に向けた議論が始まっている。港湾域の生態系が CO_2 の吸収源であることが認証されれば、原則的に港湾からの CO_2 排出をオフセットできることから、ブルーカーボンは港湾における低炭素社会の実現に貢献できる可能性を有している。国土交通省でも港湾における温室効果ガス排出削減として、 CO_2 吸収源としての藻場造成などを盛り込んだゼロエミッションポート施策を打ち出している。また浅海域生態系による炭素隔離機能は重要な生態系サービスとしても認識され始めている。湿地やマングローブ、藻場の喪失に伴う CO_2 の排出は世界で年間 1.5~10.2 億トン、生態系サービスとしての経済的損失は年間 61~419 億円におよぶと推計されている (Pendleton et al., 2012). 従って、生物共生型護岸や藻場・干潟の造成により、 CO_2 吸収の生態系サービスが付与され

ば、港湾整備事業において費用対効果のいっそうの向上が期待される。しかし、現状では浅海域生態系におけるブルーカーボンの定量的な評価は進んでおらず、炭素隔離に重要なストック・フローの同定及び計測手法の確立が求められている。

1.3 本研究の目的

本研究では、(1) 浅海域における有機物の定量的起源推定法を検討し、(2) 浅海域に分布する各構成有機物の分布を明らかにし、(3) その分布に生物・化学・物理過程が与える影響を検証する。これらの結果から、今後のブルーカーボンによる炭素隔離機能の評価手法確立に繋げることを目的とする。本研究では現場で採取した POM サンプルについて、元素比と安定同位体比を組み合わせた定量的な起源推定法を適用する。また DOM については光学的指標、元素比を用いて、動態解析を行った。浅海域は陸域・海域両方の影響を受けるため、環境が非常に複雑に変動する。変動する環境要因と様々な構成有機物の相互作用を検証するには、閉鎖的かつ多様な有機物の供給源が仮定できる海域が望ましい。本研究で対象とする汽水ラグーンはこれらの条件を満たした好適なモデル水域であり、ブルーカーボンの隔離・貯留量が多いとされる河口域-海草場生態系の有機物動態を評価することができる。ラグーン内では塩分勾配に沿って陸域由来有機物や沿岸海域由来有機物が混在して分布することが予想される。またラグーン内に自生する植物プランクトンや底生植物 (海草・附着藻類) から有機物が放出されていると考えられる。モデル水域で得られた結果から、浅海域における炭素隔離機能に対して重要な有機物動態とそれに影響を与える環境要因を明らかにする。

2. 調査及び分析方法

2.1 調査対象水域

風蓮湖 (北緯 $43^\circ 19' 46.5''$, 東経 $145^\circ 15' 27.8''$) は開口部を根室湾に開いている面積が 57.4 km^2 の汽水ラグーンである。ラグーン内は滞筋を除き平均水深 1 m 以浅と浅いが、根室湾につながるラグーン口は水深 13 m と深くなっているため、潮の干満によって海水が出入りする (門谷ら, 2011). 風蓮湖には複数の河川が流入しており、ラグーンの北西側には主要河川の風蓮川 (流量 $6.1 \sim 21.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), 矢白別川 (流量 $15.2 \sim 18.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), ポン矢白別川 (流量 $0.1 \sim 1.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) が流入する (北海道立釧路水産試験場, 2003). これらの河川の集水域における主な土地利用は牧場・牧草地・農地であり、その流域は酪農による人為的影響を強く受けていると考えられる。風蓮湖では近年、酪農の影響により水質の悪化が懸念されている (三上ら, 2008). 風蓮川流域の土壌中には広く泥炭層が

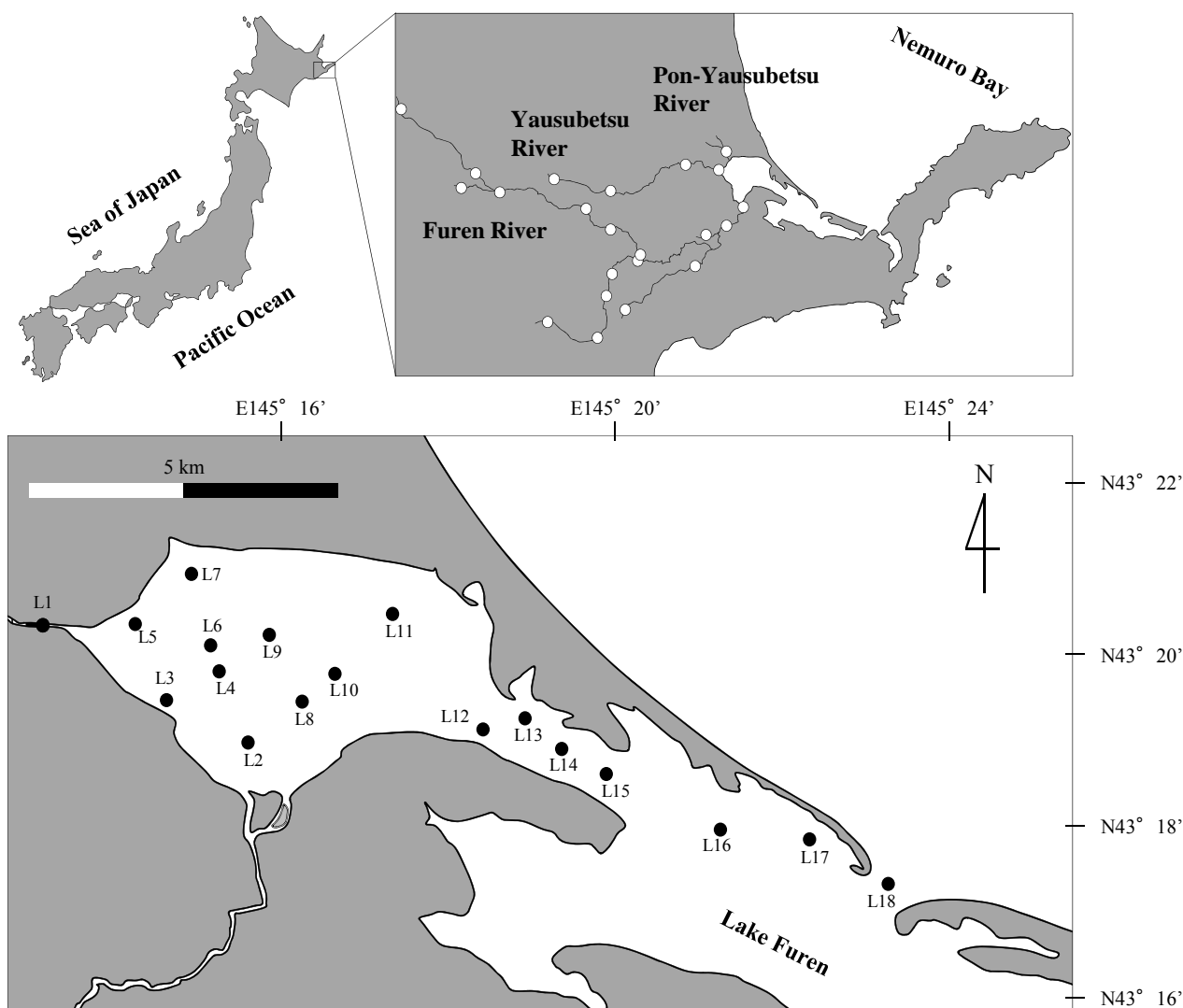


図-1 風蓮湖及び流入河川流域における観測点。○は流入河川の22観測点。●は風蓮湖内の18観測点。

見られ (大平ら, 1994), 河川の水質に影響している可能性がある。また, 風蓮湖には広い範囲にアマモが繁茂し, 面積の68.7%を占める (北海道立釧路水産試験場, 2003)。本研究では流域及びラグーン内における有機物動態を総合的に評価するため, 河川22地点, 風蓮湖北部18地点に観測点を設け (図-1), サンプル採集を行った。

2.2 サンプル採集と処理方法

調査は2012年8月4日~8日に風蓮湖及びその流入河川で実施した。ラグーン内の採水は2012年8月4日の下げ潮時に船上から行った。ラグーン内の18観測点及び3河川の最下流観測点において表層は直接採水, 底層 (St. L18のみ) は水中ポンプを用いて採水した。河川での採水は2012年8月7日~8日に, 22観測点の橋上もしくは川岸からバケツ採水を行った。採水にはいずれも酸洗浄済ポリボトルを用いた。またサンプリ

ング時には水温塩分計 COMPACT - CT (JFE アドバンテック社製) と溶存酸素計 RINKO ID (JFE アドバンテック社製) を用いて, 水温, 塩分, 溶存酸素濃度 (O_2) を測定した。採取したサンプルは採水後, 速やかに分注及び濾過作業を行った。溶存態無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon : DIC) 濃度測定用のサンプルは50 mlの酸洗浄済バイアル瓶で採取し, 現地で200 μ Lの $HgCl_2$ を添加して固定した。全窒素 (Total Nitrogen : TN), 全リン (Total Phosphorus : TP) 測定用のサンプルは, 酸洗浄済50 mLポリボトルに分注し, 分析まで冷凍保存した。栄養塩, 溶存態有機炭素 (DOC), 及び溶存態全窒素 (Total Dissolved Nitrogen : TDN), 溶存態全リン (Total Dissolved Phosphorus : TDP) 測定用のサンプルは, 孔径0.2 μ mのPTFEフィルター (DISMIC-25HP, ADVANTEC社製) で濾過後, 焼処理済100 mLガラスバイアル瓶 (DOC用), 及び酸洗浄済50 mLポリボトル (栄養塩, TDN, TDP用) に

分取した後、冷凍保存した。クロロフィル測定及び懸濁態有機物測定に用いるフィルターサンプルは、採水サンプルを焼処理済み GF/F フィルター (Whatman 社製) で濾過し、このフィルターを冷凍保存して分析に供した。

アマモ及び付着藻類は2012年8月5日に、St. L6, L8, L13, L17の4地点で採取した。採取したアマモ及び付着藻類は冷凍して実験室に持ち帰った。解凍後、パウダーフリーのビニール手袋を着用し、各地点3株のアマモ葉から付着藻類を削ぎ落とし、それぞれ同位体分析に供した。

堆積物の採取は2012年8月5日に、St. L2, L6, L8の3地点で実施した。内径8.6 cmのアクリルコアで各地点につき3サンプルを採取した。船上で直上水を慎重に抜き、表層から5 cmの泥を採取した。冷蔵で実験室に持ち帰った後、遠心分離器 (2000 rpm, 10 min) で間隙水を抽出した。間隙水は孔径0.2 μm のPTFEフィルター (DISMIC-25HP, ADVANTEC社製) で濾過後、栄養塩 (硝酸、亜硝酸、アンモニア、リン酸態リン)、DIC、DOC濃度を測定した。また採取した堆積物は同位体分析に供した。

2.3 分析方法

DIC濃度はTOC-5000A (Shimadzu社製) を用いて測定した。DOC濃度は濾過サンプルにpH2.0以下になるように塩酸を添加した後、バブリングして無機炭酸を除去した。その後、乾式酸化法によりTOC-5000A (Shimadzu社製) を用いて測定した。

3態無機態窒素 (硝酸、亜硝酸、アンモニア) については、濾過サンプルをそれぞれカドミウムカラム還元-ジアゾ化法、ジアゾ化法、サリチル酸を用いたインドフェノール法で分析した (Clesceri et al., 1998; Muraki et al., 1992)。また、リン酸態リン (Soluble Reactive Phosphorus : SRP)、及び溶存態ケイ素 (DSi) については、モリブデンブルー法により分析した (Clesceri et al., 1998)。測定にはTRAACS800 (Bran+Luebbe社製) を使用した。また、濾過サンプル及び未濾過サンプルの全窒素 (TN)、全リン (TP)、溶存態全窒素 (TDN)、溶存態全リン (TDP) については、過硫酸カリウムを添加し熱分解後、カドミウムカラム還元-ジアゾ化法、モリブデンブルー法により分析した。この分析には、SWAAT (BL-TEC社製) を用いた。これらの測定結果から、懸濁態リン (PP) 及び溶存態有機窒素・リン (DON, DOP) を以下の式により算出した。

$$PP = TP - TDP \quad (1)$$

$$DON = TDN - DIN \text{ (硝酸 + 亜硝酸 + アンモニア)} \quad (2)$$

$$DOP = TDP - SRP \quad (3)$$

採水サンプルを濾過した GF/F フィルターはクロロフィル濃度分析に供した。フィルターサンプルを90%アセトンに浸して12時間暗所で抽出し、紫外可視近赤外分光光度計UV-2450 (Shimadzu社製) でクロロフィルa濃度 (Chl. a) を測定した (Lorenzen, 1967)。Chl. a濃度は植物プランクトン量の指標である。

フィルターサンプル、植物サンプル (アマモ葉、付着藻類)、堆積物はドライオーブン (60°C) もしくは凍結乾燥機を用いて乾燥させた後、1N塩酸を滴下して無機炭酸を除去した。乾燥サンプルは元素分析計 (Flash EA 1112, Thermo Electron社製) と同位体比質量分析計 (Delta Plus Advantage, Thermo Finnigan社製) を用いて、炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$)、窒素同位体比 ($\delta^{15}\text{N}$)、全有機炭素・窒素量を測定した。フィルターサンプルは全有機炭素・窒素量から採水サンプルの濾過量を除して懸濁態有機炭素濃度 (POC)、懸濁態有機窒素濃度 (PON) を算出した。各同位体比は以下の式で表される。

$$\delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N} = [R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}} - 1] \times 10^3 \quad (4)$$

ここでRは $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 、 $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ を表し、炭素・窒素の標準物質はそれぞれPeeDee Belemnite、大気中窒素である。元素分析計 + 同位体比質量分析計システムの分析精度は標準物質L-HISTIDINE (昭光通商 (株) 杉戸研究所SI分析センター) の繰り返し分析により、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ ともに $<0.2\%$ であった。

溶存態有機物 (DOM) の化学的特性、起源の指標として、濾過サンプルの吸光スペクトル (250 nm ~ 650 nm) を測定した。測定には紫外可視近赤外分光光度計 (UV-2450, Shimadzu社製) を用いた。各波長 λ における吸光係数 a_{λ} は以下の式より算出した。

$$a_{\lambda} = 2.303A_{\lambda} \text{ (m}^{-1}\text{)} \quad (5)$$

ここで A_{λ} (m^{-1}) は波長 λ における1 mあたりの吸光度である。吸光度はブランク値 (Milli-Q水) によって補正した。さらに以下の指標を算出した。

$$\text{SUVA}_{254} = A_{254} / [\text{DOC}] \text{ (L mg}^{-1}\text{ m}^{-1}\text{)} \quad (6)$$

$$\text{SUVA}_{375} = A_{375} / [\text{DOC}] \text{ (L mg}^{-1}\text{ m}^{-1}\text{)} \quad (7)$$

$$S_{300-450} = (\text{Log } a_{300} - \text{Log } a_{450}) / (450 - 300) \text{ (}\mu\text{m}^{-1}\text{)} \quad (8)$$

SUVA (Specific UV Absorption) は全DOCあたりの吸光度の

ことである。SUVA₂₅₄ は全 DOC に含まれる芳香族化合物の指標として用いられる (Weishaar et al., 2003; Zurbrugg et al., 2013)。375 nm における紫外吸光は有色溶存態有機物 (Colored Dissolved Organic Matter : CDOM) の見かけ上の濃度として扱われるため (e.g. Kowalczyk et al., 2005), SUVA₃₇₅ は全 DOC に含まれる CDOM の指標とした。また S₃₀₀₋₄₅₀ は波長 300 nm から 450 nm における吸光係数の対数値の傾きである。スペクトルの傾きにおける差異はサンプルに含まれる有機物の構成成分が異なっていることを示す (Stedmon & Markager, 2003)。a₂₅₄, a₃₇₅, SUVA₂₅₄, SUVA₃₇₅, S₃₀₀₋₄₅₀ は河川とラグーン内の差を分散分析 (ANOVA: Analysis of variance) により検定した。

2.4 ラグーン内における物質の変化量解析

汽水域では、生物や物理的攪乱 (風波・潮流による再懸濁) による影響が全くなかった場合、DIC や栄養塩、有機物の濃度および元素比、安定同位体比は河川水と海水の単純な混合比から決定される。従って、河川水と海水が保存的に混合した際の推定値を現場の塩分から算出することができる。本研究において、河川側の端値 (エンドメンバー) は流入主要 3 河川の夏季の流量 (北海道立釧路水産試験場, 2003) による加重平均濃度 (風蓮川 : 矢白別川 : ポン矢白別川 = 21.0 : 18.3 : 0.7), 沿岸海域側のエンドメンバーは St. L18 (ラグーン口) における底層の濃度とした。式 (9) に示すサンプルから得られた実測値 (X) と単純混合時の推定値 (保存的混合モデル値 : X_{mix}) との差 (ΔX) が、ラグーン内の各地点における物質の内部増減とみなすことができる。

$$\Delta X = X - X_{\text{mix}} \quad (9)$$

ΔX を地点間で比較し、ラグーン内での DIC, 栄養塩, 有機物の動態を解析した。塩分, Chl. a 濃度, アマモ被度と ΔX の関係は Pearson の相関係数により評価した。アマモ被度は 2011 年 11 月 21 日に撮影された衛星画像の解析結果から、各測点の半径 10 m の平均被度を用いた (京田・桑江, 2013)。

2.5 元素比・安定同位体比混合モデルによる起源推定

水柱の懸濁態有機物 (POM) に対する各起源有機物の相対的寄与率を定量化するために、SIAR モデル (Parnell et al., 2010) による解析を行った。SIAR モデルによる解析は統計解析ソフトウェア R のパッケージ SIAR (Stable Isotope Analysis in R) を用いた。SIAR モデルの最大の利点は、起源有機物及びサンプルの持つ元素比・安定同位体比の不確実性を組み込んで計算できる点である。本研究では N/C 比, δ¹⁵N, δ¹³C を変数として用いた。一般的には C/N 比が元素比として良く用いられるが、本研究では起源推定時のモデル計算のみ N/C 比に換算

して行った。N/C 比を用いて推定すると、POM 中に有機態窒素に対して多く含まれる有機態炭素の寄与率を計算できるため、有機物の起源推定に適しているからである (Perdue & Koprivnjak, 2007)。具体的には以下の式を解き、各起源の寄与率 f を推定した。

$$X_{ij} = f_{S1}V_{jS1} + f_{S2}V_{jS2} + f_{S3}V_{jS3} + f_{S4}V_{jS4} + \varepsilon_{ij} \quad (10)$$

$$f_{S1} + f_{S2} + f_{S3} + f_{S4} = 1 \quad (11)$$

ここで、S1, S2, S3, S4 は 4 つの起源有機物を表す。X_{ij} はサンプル i の変数 j (N/C, δ¹⁵N, δ¹³C), V_j は各起源有機物の変数 j , ε_{ij} はサンプル i の変数 j における誤差である。SIAR モデルでは V_j 及び ε_{ij} を正規分布に従うパラメーターとして寄与率 f を推定する。なお本研究では各観測点の POM サンプルを繰り返し採取していないので、ε_{ij} は考慮せずに計算した。上記計算式のもとでマルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC) により、データに適合する f の推定値を繰り返しサンプリングし、 f の確率分布を推定した。そこから各起源有機物について寄与率 f の中央値とその 95 % 信頼区間を求めた。

ラグーン内で採取した POM の起源有機物は陸域由来 POM (Terrestrial POM : TPOM), 沿岸海域由来 POM (Coastal POM : CPOM), ラグーン内生産由来 POM (Lagoon POM : LPOM), 底生植物由来 POM (Phytoplankton POM : PPOM) の 4 つを設定した。TPOM, CPOM の元素比・安定同位体比は、2.4 節に記述した方法に基づいてそれぞれ河川側エンドメンバー、沿岸海域側エンドメンバーとして値を求めた。LPOM はラグーン内の汽水域 (塩分 : 5~25) で生産される自生性植物プランクトンと定義した。POC/Chl. $a < 100$ であると、活発に増殖している植物プランクトンが POM の主体であると言われている (Zeitzschel, 1970)。また、分解が進んでいない新鮮な植物プランクトンの C/N 比は 6.7 に近くなる (Redfield et al., 1963)。これらの指標を用いて、POM に対する植物プランクトンの寄与を議論した研究例は多い (e.g. Maksymowska et al., 2000)。本研究ではラグーン内の塩分 5~25 で採取された POM サンプルのうち、C/Chl. $a < 50$, C/N < 7 のサンプルを自生性植物プランクトン主体の LPOM とし、その平均値 ± 標準偏差を求めた。PPOM は風蓮湖に広く分布するアマモ (*Zostera marina*) とその葉上に付着する付着藻類 (Attached Algae : AA) の混合物と定義した。アマモ及び付着藻類それぞれの混合率を 0~100% の間で変化させ、PPOM の全 POM に対する寄与率を段階的に推定した。なお本研究では N/C 比を変数として用いているが、N/C 比は有機物の分解過程で変化することが知られている。特に N の分解速度が速いため、N/C 比は減少すると考えられる (Van Mooy et al., 2002)。そのため N/C 比の

高い起源有機物 (LPOM, CPOM; 表-6) が過小評価される可能性に留意する必要がある。一方, 高分子有機物の分解過程では同位体分別は起きないことが知られている (Fry, 2006)。

3. 結果

3.1 溶存態無機炭素, 栄養塩, 有機物の流程変化

風蓮川及び矢白別川の上流から風蓮湖における DIC 及び栄養塩, 有機物の流程変化を図-2 に示す。河川内の塩分は矢白別川の最下流点 (8.1) を除いて 0 であった (本稿では塩分は無次元数として表記する)。DIC 濃度は本流, 支流を含めて上流部ほど濃度が高く, 風蓮川の上流部で $1352 \mu\text{M}$ ($\mu\text{mol L}^{-1}$) であった。風蓮川本流では流程に沿って濃度が減少し, 最下流部では $876 \mu\text{M}$ であった。一方, ラグーン内では最大 $1943 \mu\text{M}$ の海水と混合して濃度が上昇した。DIN 濃度は最上流部で $180 \mu\text{M}$ と非常に高い値を示し, そのほとんどは硝酸態窒素 ($178 \mu\text{M}$) であった。DIN 濃度は中流までに大きく減少し, 最下流部では $40 \mu\text{M}$ であった。ラグーン内では低塩分の河口部を除いて, $3 \mu\text{M}$ 以下と低濃度になった。風蓮川の SRP 濃度は一部の支流を除いて $0.5 \sim 1.3 \mu\text{M}$ と大きな変化は見られず, 最下流部では $0.9 \mu\text{M}$ であった。ラグーン内では河川内よりも高濃度になる点が多く, 最大 $2.0 \mu\text{M}$ となった。DSi 濃度は風蓮川上流で最大 $950 \mu\text{M}$ と高濃度であったが, 流下過程で徐々に低下した。ラグーン内に流入すると急激に減少し, ラグーン口では $22 \mu\text{M}$ であった。

DOC 濃度は最上流部で最も低く ($69 \mu\text{M}$), 流下過程で濃度上昇し, 最下流部では $335 \mu\text{M}$ であった。また河川によって濃度は異なり, 矢白別川の最下流部では $525 \mu\text{M}$ と高かった。ラグーン内では海水との混合により濃度は低下し, ラグーン口で $128 \mu\text{M}$ であった。DON 濃度も風蓮川上流部から下流にかけて徐々に増加し, 下流部で最大 $21 \mu\text{M}$ となった。風蓮湖では河口からラグーン口にかけて減少していった。一方, DOP はラグーン内で濃度が上昇し, 河口部で最大 $0.6 \mu\text{M}$ となった。懸濁態有機物 (POM) はいずれも同様の傾向を示し, 河口部の汽水域で高濃度になった。POC, PON, PP はそれぞれ最大 $106 \mu\text{M}$, $12 \mu\text{M}$, $2.2 \mu\text{M}$ であった。河口部における濃度の上昇は Chl. *a* 濃度にも見られ, 最大で $30 \mu\text{g L}^{-1}$ に達した。一方, 河川内ではほとんどの地点で $5 \mu\text{g L}^{-1}$ 以下と低濃度であった。

POM の安定同位体比はラグーン内で大きく変化した。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POM}}$ は河川内では -28‰ 程度でほぼ一定であった。一方, ラグーン内では -28‰ から -19‰ まで変化し, ラグーン口へ近づくにつれて値が高くなった。 $\delta^{15}\text{N}_{\text{POM}}$ は風蓮川最上流部では 0.9‰ と低い値であったが, 河口部では 3.0‰ と若干増加した。ラグーン内ではさらに上昇し, 最大で 6.6‰ であった。

3.2 ラグーン内における栄養塩, 有機物の分布

風蓮湖における塩分, 水温, Chl. *a* 濃度, 溶存酸素濃度 (O_2) の水平分布を図-3 に示す。風蓮湖の塩分は比較的流量の多い風蓮川河口, 矢白別川河口で 10 以下と低く, ラグーン口に向かって上昇した。ラグーン口の St. L18 では表層・底層ともに塩分は 30.8 であった。夏季の根室湾表層の塩分は 31 ~ 33 程度であり (小熊ら, 2011), 本研究の沿岸海域側エンドメンバーはほぼ海水であった。水温はラグーン口に比べてラグーン奥部で高く, 最大 20.9°C まで上昇した。Chl. *a* 濃度は風蓮湖の最も奥にあたる矢白別川河口, ポン矢白別川河口で最大 $30 \mu\text{g L}^{-1}$ となった。 O_2 はラグーン中央で最大 $408 \mu\text{M}$ と高かった。一方, 矢白別川の河口で最も低下し, $223 \mu\text{M}$ となった。

風蓮湖での塩分と DIC, 栄養塩の関係を図-4 に示す。本稿では保存直線 (曲線) は保存的混合モデル値 (X_{mix}) の変化を表す。DIC 濃度は河口部からラグーン口にかけて, ほぼ混合直線に沿って増加した。しかし, 低塩分の地点 (< 20) では保存的混合モデル値に対して増加, 塩分の高い地点 (> 20) では減少する傾向があった。DIN, DSi 濃度は塩分 10 から 25 にかけて, 保存的混合モデル値に対して顕著に減少した。この塩分帯において, DIN は $85.4 \pm 2.9 \%$ (平均値 \pm 標準偏差), DSi は $53.5 \pm 10.8 \%$ (平均値 \pm 標準偏差), 保存的混合モデル値に対して減少した。SRP 濃度は塩分 20 から 30 の測点で保存的混合モデル値に対して濃度が上昇した。

塩分と有機物濃度の関係を図-5 に示す。溶存態有機物は C, N, P のいずれも保存的混合モデル値よりも高い値を示し, ラグーン内で供給されていることが分かった。特に, 塩分が 25 以下の地点で増加量が多かった。懸濁態有機物も同様に, 保存的混合モデル値に対して増加した。特に塩分 20 において増加のピークが見られた。これらの結果は, ラグーン内における有機物の挙動は保存的ではなく, 何らかの影響により水柱に有機物が供給・負荷されたことを示している。

各パラメーターの変化量 (ΔX) と塩分, Chl. *a* 濃度, アマモ被度の相関を表-2 に示す。塩分は ΔDIC , ΔDIN に対して有意な相関を示した ($p < 0.05$)。一方, Chl. *a* 濃度は ΔO_2 , ΔPP , ΔDSi を除くパラメーターに対して有意な相関を示した。 ΔDIN に対しては負の相関を示したが, その他のパラメーターは Chl. *a* 濃度に対して正の相関を示した。アマモ被度は ΔDOP , ΔDSi を除き, 有意な相関がなかった。

風蓮湖の各測点における無機態 C, N, P の ΔX と有機態 C, N, P の ΔX の関係を図-6 に示す。 ΔDIN と $\Delta\text{PON} + \Delta\text{DON}$ の間には有意な負の相関があり ($p < 0.01$), 回帰直線の傾きは -0.76 であった。この結果は, ラグーン内で消費・再生産される DIN と生産・分解される有機態窒素 (ON) の量が比較的良く一致しているが, DIN が若干過剰に消費されていることを示している。一方, C と P は無機態と有機態の ΔX の間に

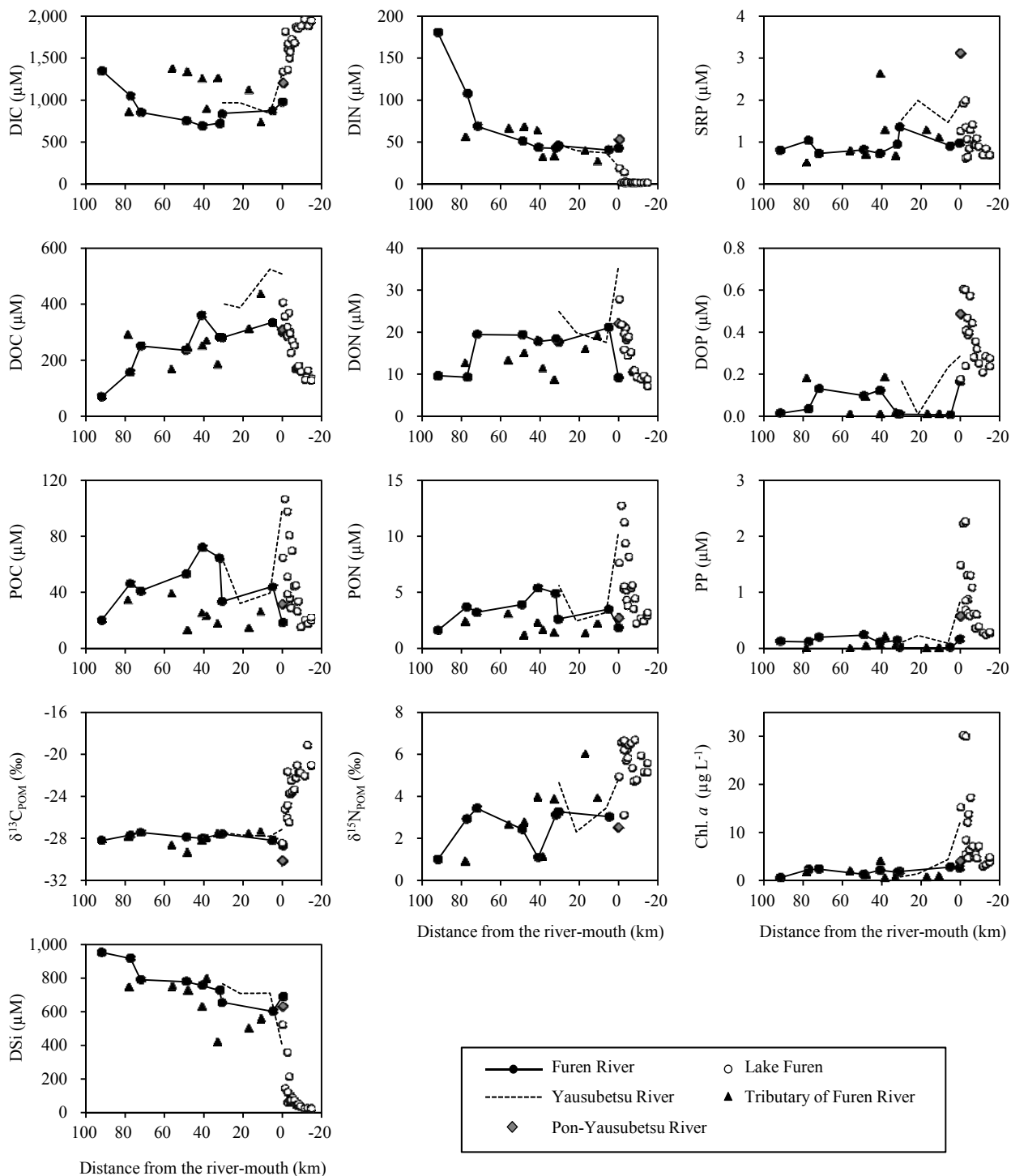


図-2 風蓮湖に流入する河川上流部 (100~0 km), 最下流部 (0 km), ラグーン内 (0~-20 km), そしてラグーン口 (-20 km) にかけての DIC 濃度, 栄養塩濃度 (DIN, SRP, DSi), 有機物濃度 (DOC, DON, DOP, POC, PON, PP), 安定同位体比 ($\delta^{13}C_{POM}$, $\delta^{15}N_{POM}$), Chl. *a* 濃度の流程変化.

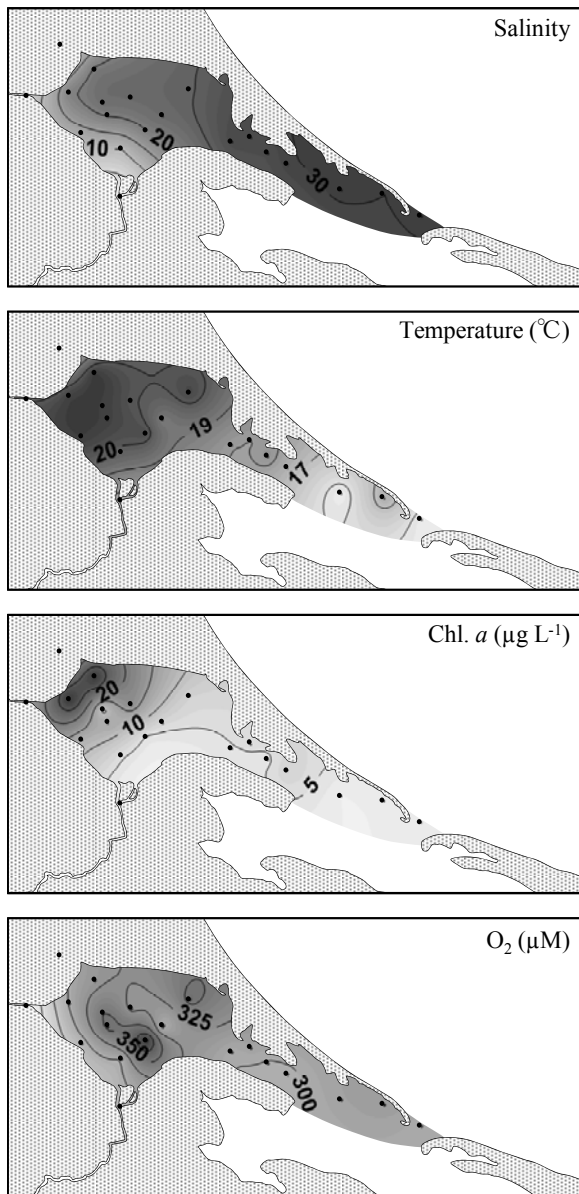


図-3 風蓮湖表層の塩分、水温、Chl. *a* 濃度、溶存酸素 (O_2) 濃度の水平分布。

有意な相関はなかった ($p > 0.05$)。無機態元素の消費・再生産と有機態元素の生産・分解ではラグーン内における C, P の動態を説明できないことを示している。

風蓮湖における無機態 C, N, P の元素比について図-7 に示す。破線は Redfield 比 ($C/N=6.7$, $N/P=16$, $C/P=106$) を表す。河川側エンドメンバーは DIC/DIN が 23, DIN/SRP が 32 であり, DIN が多く存在した (図-7a)。一方, ラグーン内では DIC , SRP に対して DIN が減少し, ほとんどの観測点で Redfield 比に対して DIN が不足した (DIC/DIN : 71 ~ 1229, DIN/SRP : 1 ~ 23)。この結果は, ラグーン内においては C, P

よりも N が植物の生産に対して制限的であることを示している。 DIN はラグーン内において DIC に対して優先的に減少しており, DIC 濃度が高いにもかかわらず, 多くの観測点で DIN 濃度は極めて低くなった (図-7b)。また DIC と DIN の増減量は釣り合っておらず, 多くの観測点で DIN が消費されているのに対して DIC は水中に負荷されていた (図-7c)。しかし, ΔDIC が負の値となる一部の観測点では DIN と DIC の消費量が Redfield 比 ($C/N=6.7$) に近くなった。

3.3 堆積物及び間隙水の性状

風蓮湖の St. L2, L6, L8 における堆積物 (表層 5 cm) の含水率及び有機物パラメーターを表-3 に示す。含水率は 39.0 ~ 49.6% であり, St. L8 で最も高かった。堆積物の乾重量に占める TOC, TN の割合はそれぞれ 0.96 ~ 1.33%, 0.08 ~ 0.13% で, 風蓮川河口に近い St. L2 で最も有機物含有量が少なかった。 C/N , $\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$ はそれぞれ 12.14 ~ 13.78, 5.0 ~ 5.9‰, -26.1 ~ -22.7‰ であった。

間隙水中の栄養塩, DIC , DOC 濃度を表-4 に示す。 $NO_3^- + NO_2^-$ の平均濃度は 0.4 ~ 0.9 μM , NH_4^+ は 47.7 ~ 106.1 μM であった。したがって, これらの和である DIN 濃度は 48.6 ~ 106.5 μM となり, ラグーン内の水柱の DIN 濃度 1.5 ~ 18.8 μM (図-4) に比べて一桁から二桁高い濃度であった。 SRP 濃度, DIC 濃度はそれぞれ 0.4 ~ 2.7 μM , 2817 ~ 4573 μM であり, 水柱の濃度に比べて高かった (図-4; 0.6 ~ 2.0 μM , 1338 ~ 1944 μM)。 DIC/DIN は平均で 45 ~ 97 と水柱の 71 ~ 1229 に比べると低い値を示したが, Redfield 比 (6.7) に比べると DIN の割合が少なかった。間隙水中の DOC 濃度は 552 ~ 1145 μM で, 測点により 2 倍程度濃度が異なった。風蓮湖の水柱濃度 128 ~ 408 μM に対して 2 倍程度高濃度であった。また間隙水中に含まれる DOC は堆積物中 TOC の 1% 程度であった。

3.4 CDOM の分布と DOC/DON のラグーン内での変化

風蓮湖と流入河川における DOC 濃度と $CDOM$ の光学的パラメーターを表-5 に示す。 a_{254} はラグーン内 (平均 17.2 m^{-1}) に比べて河川で有意に高い値を示し (ANOVA, $p < 0.001$), 風蓮川本流で平均 24.8 m^{-1} , 矢白別川で平均 43.3 m^{-1} と高かった。 a_{375} も同様に河川で有意に高く, 風蓮川本流と矢白別川でそれぞれ平均 6.8 m^{-1} , 11.1 m^{-1} であったのに対して, ラグーン内では平均 2.7 m^{-1} であった (ANOVA, $p < 0.001$)。 $SUVA_{254}$ は風蓮川本流, 矢白別川で平均 3.8 $L mg^{-1} m^{-1}$, 3.5 $L mg^{-1} m^{-1}$ であった。一方, ラグーン内では河川に比べて有意に低く (ANOVA, $p < 0.001$), しかもバラツキが大きかった ($2.4 \pm 1.8 L mg^{-1} m^{-1}$)。 $SUVA_{375}$ もラグーン内に比べて河川で有意に高かった (ANOVA, $p < 0.001$)。風蓮川本流, 矢白別川, ラグーン内でそれぞれ 1.2 $L mg^{-1} m^{-1}$, 0.9 $L mg^{-1} m^{-1}$, 0.4 $L mg^{-1} m^{-1}$ であった。

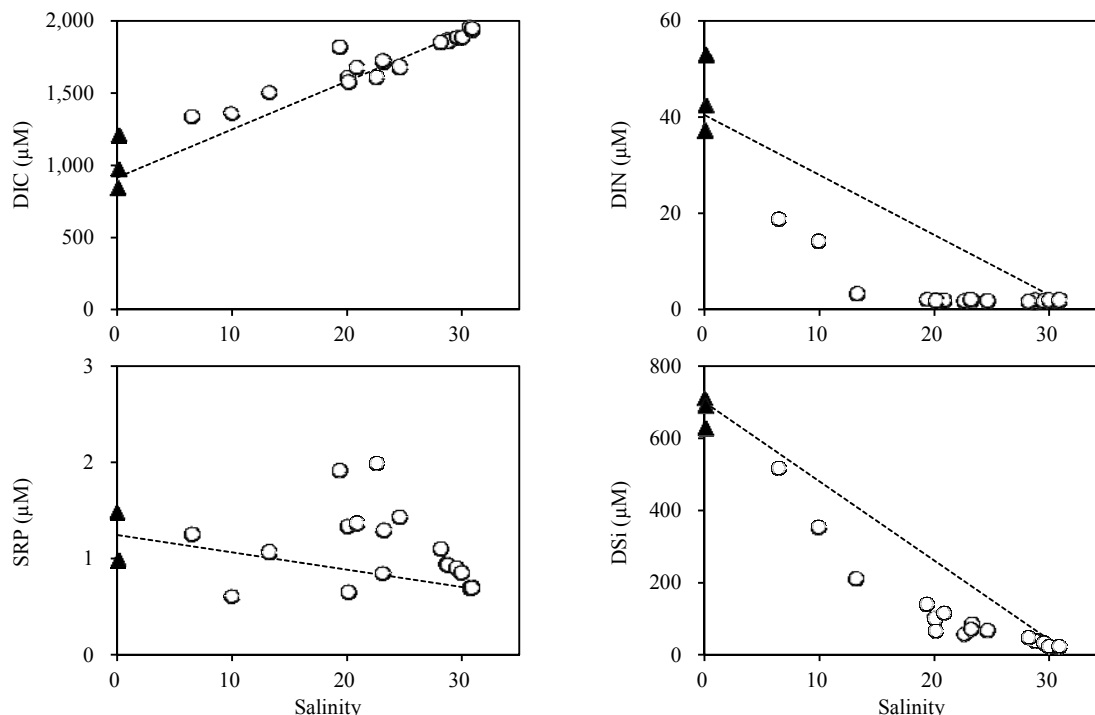


図-4 ラグーン内における塩分と DIC, DIN, SRP, DSi の関係。▲は3河川の最下流測点，○はラグーン内の測点，破線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線を表す。

300 nm から 450 nm における吸収スペクトルの傾き $S_{300-450}$ は、ラグーン内で平均 $16.2 \mu\text{m}^{-1}$ と高く、河川ではそれに比べて低かった (ANOVA, $p < 0.001$; 風蓮川本流: $9.5 \mu\text{m}^{-1}$, 矢白別川: $10.1 \mu\text{m}^{-1}$)。これらの結果は、流入河川とラグーン内では CDOM の量と構成成分が異なっていることを示している。

風蓮湖における塩分と a_{254} , a_{375} , $SUVA_{254}$, $SUVA_{375}$ の関係を図-8 に示す。 a_{254} は保存的混合モデル値に対して若干高い値を示し、DOC 濃度の挙動に酷似した (図-5)。 $SUVA_{254}$ は混合曲線に沿って塩分上昇とともに減少した。この結果は、DOM の芳香族化合物の含有率がほぼ保存的に変化したことを示している。 a_{375} は塩分の上昇に従って、ほぼ保存的に減少した。しかし、 $SUVA_{375}$ は塩分 10 ~ 25 にかけて保存的混合モデル値に対して減少した。これらの結果から $SUVA_{254}$ と $SUVA_{375}$ ではラグーン内での挙動が異なることが分かった。

風蓮湖に分布する DOM の DOC/DON は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合曲線に対して低い値を示した (図-9)。この結果はラグーン内で C/N 比の低い DOM が水中に供給されているか、C/N 比の高い DOM がより多く分解されていることを示している。

3.5 元素比・安定同位体比による懸濁態有機物の起源推定

風蓮湖における塩分と POM の炭素・窒素安定同位体比、POC/PON 比の関係を図-10 に示す。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POM}}$ の河川側エンド

メンバーは -28.1 ‰、沿岸海域側エンドメンバーは -21.0 ‰であった。混合曲線に比較的良く一致したが、若干高い $\delta^{13}\text{C}_{\text{POM}}$ 値を示す観測点が多かった。 $\delta^{15}\text{N}_{\text{POM}}$ の河川側エンドメンバーは 3.2 ‰、沿岸海域側エンドメンバーは 5.6 ‰で、ラグーン内の多くの観測点で保存的混合モデル値よりも高い値を示した。 POC/PON の河川側エンドメンバーは 12.5、沿岸海域側エンドメンバーは 6.9 で、多くの観測点で保存的混合モデル値よりも低い値を示した。 $\delta^{15}\text{N}_{\text{POM}}$ 、POC/PON は河川水と沿岸海水の単純な混合では説明できず、これらの結果は河川、沿岸海域とは別の懸濁態有機物源があることを示唆している。

4 つの起源有機物の C/N, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ の値を表-6 に示す。 TPOM, LPOM, CPOM, PPOM の C/N の平均値はそれぞれ 12.49, 6.95, 6.92, 13.90 ~ 21.59 で、LPOM, CPOM は C/N が比較的低かった。 PPOM は付着藻類の割合が増えると C/N が低くなった。 $\delta^{15}\text{N}$ の平均値はそれぞれ 2.4, 6.0, 5.3, 9.4 ~ 10.7 で、PPOM が最も高い値を示した。アマモと付着藻類の混合割合による PPOM の $\delta^{15}\text{N}$ の変化は 1.5 程度と小さかった。また TPOM の $\delta^{15}\text{N}$ はその他の起源有機物に比べて低かった。 $\delta^{13}\text{C}$ の平均値はそれぞれ -28.3, -23.1, -20.4, -17.0 ~ -10.9 であった。 TPOM が最も低く、PPOM が最も高い $\delta^{13}\text{C}$ を示した。また PPOM の $\delta^{13}\text{C}$ は混合割合によって大きく変化した。ラグーン内における各観測点の POM と 4 つの起源有機物の N/C (C/N の逆数)、 $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ の値を図-11 にプロットした。多

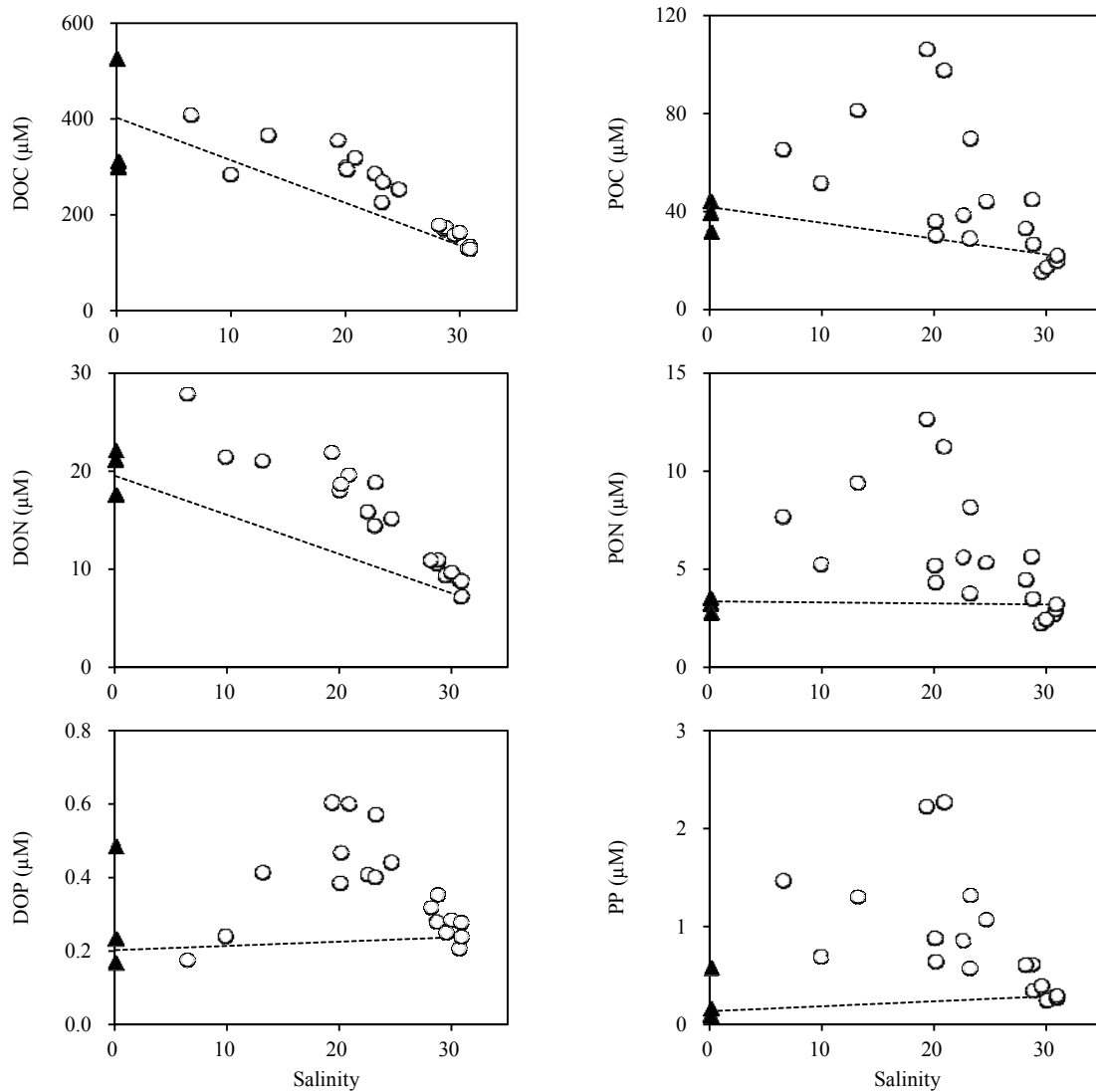


図-5 ラグーン内における塩分と DOC, DON, DOP, POC, PON, PP の関係. ▲は3河川の最下流測点, ○はラグーン内の測点, 破線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線を表す.

くの POM は TPOM, LPOM, CPOM に囲まれた範囲にプロットされ, これらの起源有機物の寄与率が高いことが示唆された.

元素比, 安定同位体比の結果を用いた有機物混合モデルにより, ラグーン内の POM に対する各起源有機物の寄与率を推定した. PPOM の海藻と付着藻類の混合割合を変化させた際の, モデル推定値に与える感度解析の結果を図-12に示す. 低塩分帯 (塩分: 0~15) では TPOM は 95%信頼区間で 32~84% (中央値: 60%) を占め, 最も多かった. LPOM, CPOM, PPOM はそれぞれ 1~45% (中央値: 19%), 0~40% (中央値: 12%), 0~25% (中央値: 5%) と推定された. 塩分 15~25 では LPOM が 34~88% (中央値: 72%) と優占し, TPOM (1~19%, 中央値: 9%), CPOM (0~39%, 中央値: 7%),

PPOM (3~24%, 中央値: 11%) の寄与率は比較的小さくなった. 高塩分帯 (塩分: 25~) では CPOM の割合が最も多く 32~84% (中央値: 60%), 次いで LPOM が 3~55% (中央値: 28%) であった. TPOM, PPOM の寄与率は比較的低く, それぞれ 0~16% (中央値: 7%), 0~15% (中央値: 5%) であった. PPOM 中のアマモと付着藻類の混合割合による各起源有機物の推定値への影響は TPOM, CPOM では 0~3% と小さかった. LPOM, PPOM では 1~6%程度推定値が変化し, 特に高塩分帯 (15~) で影響が大きかった. アマモの割合が多いモデルでは LPOM の推定値が若干増加し, PPOM の推定値は減少した. しかし, モデル全体の推定誤差の方が大きいために, PPOM の混合率の変化はモデルの結果に大きな影響を与えないと考えられる. 以下の結果ではアマモと付着

表-2 塩分, Chl. *a* 濃度, アマモ被度と無機態・有機態元素の ΔX の相関関係. *r* は Pearson の相関係数を表す.

Parameter	n	Salinity		Chlorophyll <i>a</i>		Seagrass coverage	
		<i>r</i>	<i>p</i>	<i>r</i>	<i>p</i>	<i>r</i>	<i>p</i>
ΔO_2	19	0.24	n.s.	-0.10	n.s.	0.44	n.s.
ΔDIC	19	-0.51	*	0.64	**	-0.15	n.s.
ΔDOC	19	-0.07	n.s.	0.78	***	0.36	n.s.
ΔPOC	19	-0.26	n.s.	0.90	***	0.13	n.s.
ΔDIN	19	0.48	*	-0.57	*	-0.28	n.s.
ΔDON	19	-0.37	n.s.	0.77	***	0.18	n.s.
ΔPON	19	-0.32	n.s.	0.91	***	0.15	n.s.
ΔSRP	19	0.19	n.s.	0.54	*	0.24	n.s.
ΔDOP	19	0.03	n.s.	0.74	***	0.47	*
ΔPP	19	0.02	n.s.	0.08	n.s.	0.33	n.s.
ΔDSi	19	0.08	n.s.	-0.34	n.s.	-0.54	*

* $p < 0.05$; ** $p < 0.01$; *** $p < 0.001$; n.s. = not significant.

藻類の混合割合を 50% ずつと仮定して、解析を行った。

各起源有機物は塩分の変化（河川水と沿岸海水の混合比の変化）に沿って、それぞれ異なる挙動を示した（図-13）。TPOM の寄与率は塩分 0 の観測点では 95% 信頼区間で 80~95% であったが、塩分 20 までに急激に低下し、塩分 30 のラグーン口付近では 0~14% であった。LPOM はラグーン内で優占的な起源有機物であった。推定値の不確か性が大きかったが、塩分 15~25 では 24~94% であった。CPOM は河口部の低塩分帯では寄与率が小さく、塩分 25 以上のラグーン口付近で 10~98% と優占した。推定値は LPOM と同様に不確か性が大きかった。PPOM のラグーン内 POM に占める割合はいずれの塩分でも 23% 以下と低かったが、塩分 20~30 の観測点で若干寄与率が高かった。

元素比・安定同位体比混合モデルで推定した各起源有機物の寄与率に POC 濃度を乗じて、起源有機物ごとの炭素量を計算した（図-14）。TPOM は塩分 0 の観測点では中央値で $28.0 \sim 39.1 \mu\text{mol C L}^{-1}$ と最も高濃度で、塩分の上昇とともに直線的に減少し、ラグーン口付近では $0.2 \sim 1.8 \mu\text{mol C L}^{-1}$ であった。LPOM は塩分 5~25 の観測点で高濃度に存在し、中央値で最大 $69.6 \mu\text{mol C L}^{-1}$ まで増加した。CPOM, PPOM はラグーン内全域で比較的低濃度であった。CPOM は塩分 30 のラグー

ン口付近で最も濃度が高く、中央値で $18.5 \mu\text{mol C L}^{-1}$ であった。一方、PPOM は塩分 20 付近で最大濃度（中央値で $17.3 \mu\text{mol C L}^{-1}$ ）となった。

4. 考察

4.1 流域からの無機態・有機態元素の流入

流れ分布は元素や態により異なる傾向を持ち、それぞれの供給源や流下過程で受ける作用が異なることを示している（図-2）。河川水中の DIC, DSi は各河川の最上流地点や支流で高く、流下に伴って減少した。このような分布は流域の母岩・土壌が DIC, DSi の主な供給源であることを示している。世界の多くの河川でも同様の傾向があり、流下に伴って CO_2 の脱ガスや基礎生産者による取り込みによって濃度低下することが知られている（宮島, 2008a）。DIN は風蓮川の上流地点で最も高く、流下に伴って減少した。DIN は下流部ほど高くなるとする報告が多く、これは下流部ほど農地や都市から人為起源の窒素が流入するためである（大手, 2008; 高津, 2008）。風蓮川流域は最上流部まで農地として利用されているため、最上流の地点で特異的に高い窒素負荷を受けていたと考えられる。風蓮湖に流入する河川では下水の流入など都市の影響

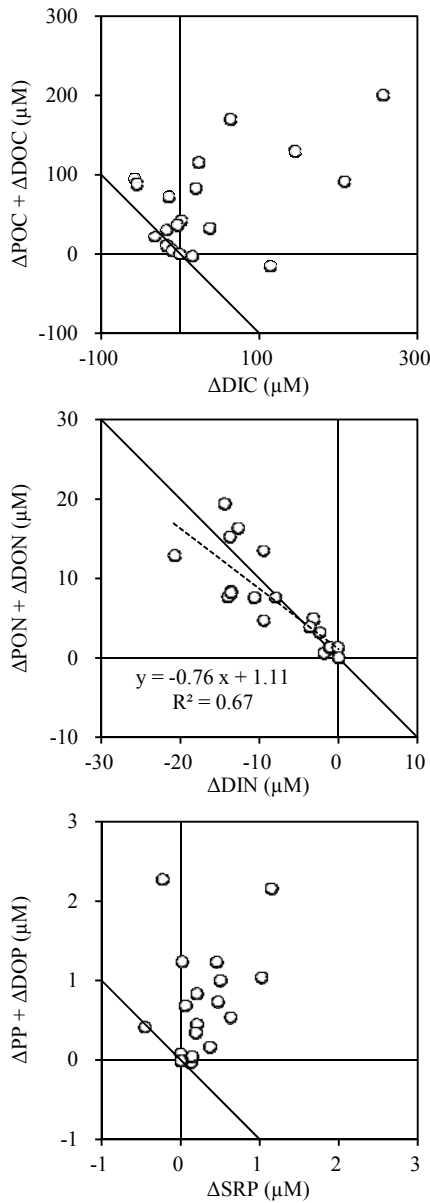


図-6 無機態C, N, Pと有機態C, N, Pにおける増減量 ΔX の関係。○は風蓮湖内の測点のデータ、実線は物質量が1:1となる線、破線は一回帰直線を表す。

は比較的小さく、DIN に関しては農地などのノンポイントソースからの影響を考える必要がある。SRP は流下の際して大きな濃度変化はなく、流域に大きな負荷源がないことが示唆された。有機態 C, N は風蓮川の中・下流の観測点で濃度が高く、流下過程で農地や牧場・牧草地などからの負荷と河川内での生産があったと考えられる。支流では POM の $\delta^{15}\text{N}$ が 4~6% と本流に比べて高い値を示しており、牧場などから畜

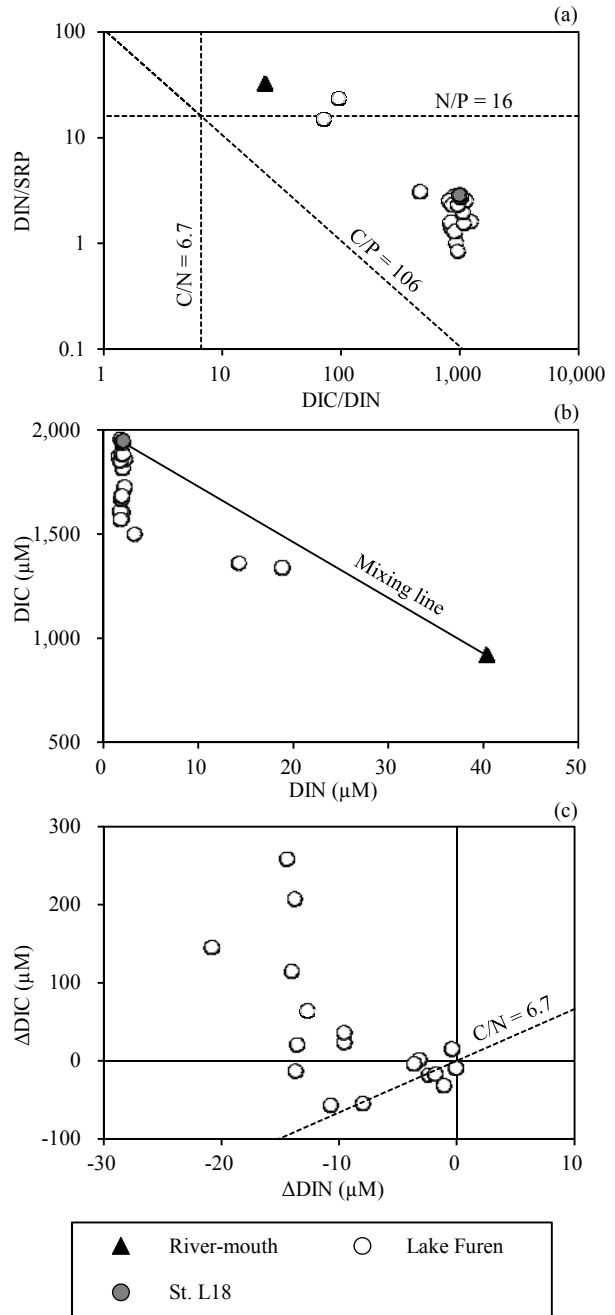


図-7 (a) 風蓮湖における無機態C, N, Pの元素比。(b) DIC濃度とDIN濃度の関係。(c) ΔDIC と ΔDIN の関係。実線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線、破線はRedfield比を表す。

産に由来する POM が流入している可能性が示唆された(宮島, 2008b)。POM の $\delta^{13}\text{C}$ は -29 ~ -28 ‰ と陸上の C_3 植物の値 (Goñi et al., 2003) に近く、陸上植物によって固定された炭素が風蓮湖に流入していることを示している。これらのことから、主に母岩や土壌由来と考えられる DIC や DSi を除くと、農地や牧場・牧草地は栄養塩や有機物の供給源となっており、風蓮湖の物質循環に影響を与えていると考えられる。

表-3 ラグーン内の堆積物（表層 5cm）の含水率および有機物パラメーター。表には平均値 ± 標準偏差を示した。

Station	n	Water content (%)	TOC (%)	TN (%)	C/N	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
St. L2	3	41.7 ± 1.9	0.96 ± 0.16	0.08 ± 0.01	13.78 ± 1.57	5.0 ± 0.5	-26.1 ± 0.3
St. L6	3	39.0 ± 3.0	1.31 ± 0.17	0.13 ± 0.02	12.14 ± 0.16	5.9 ± 0.2	-22.7 ± 0.2
St. L8	3	49.6 ± 3.5	1.33 ± 0.38	0.12 ± 0.02	13.07 ± 1.13	5.8 ± 0.2	-24.2 ± 0.7

表-4 ラグーン内の堆積物間隙水（表層 5cm）の栄養塩濃度と DIC, DOC 濃度。表には平均値 ± 標準偏差を示した。

Station	n	$\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ (μM)	NH_4^+ (μM)	SRP (μM)	DIC (μM)	DIC/DIN	DOC (μM)
St. L2	3	0.8 ± 0.2	64.1 ± 20.0	0.4 ± 0.2	2817 ± 351	45 ± 9	552 ± 160
St. L6	3	0.4 ± 0.1	106.1 ± 62.6	2.7 ± 2.0	4573 ± 462	66 ± 61	591 ± 195
St. L8	3	0.9 ± 0.3	47.7 ± 32.1	1.2 ± 1.1	3600 ± 297	97 ± 54	1145 ± 478

表-5 風蓮湖とその流入河川における DOC 濃度と CDOM の光学的パラメーター。表には平均値 ± 標準偏差を示した。

Area	n	DOC (μM)	a_{254} (m^{-1})	a_{375} (m^{-1})	SUVA ₂₅₄ ($\text{L mg}^{-1} \text{m}^{-1}$)	SUVA ₃₇₅ ($\text{L mg}^{-1} \text{m}^{-1}$)	$S_{300-450}$ (μm^{-1})
Furen River (main stream)	9	247 ± 95	24.8 ± 8.3	6.8 ± 2.0	3.8 ± 0.9	1.2 ± 0.8	9.5 ± 3.7
Furen River (side stream)	8	270 ± 84	29.6 ± 8.0	8.2 ± 2.3	4.0 ± 0.5	1.2 ± 0.4	9.4 ± 3.0
Yausubetsu River	4	456 ± 71	43.3 ± 5.8	11.1 ± 0.9	3.5 ± 0.3	0.9 ± 0.2	10.1 ± 2.2
Pon-Yausubetsu River	1	311	28.8	7.1	3.4	0.8	9.4
Lake Furen	19	242 ± 87	17.2 ± 9.4	2.7 ± 1.8	2.4 ± 1.8	0.4 ± 0.1	16.2 ± 1.0

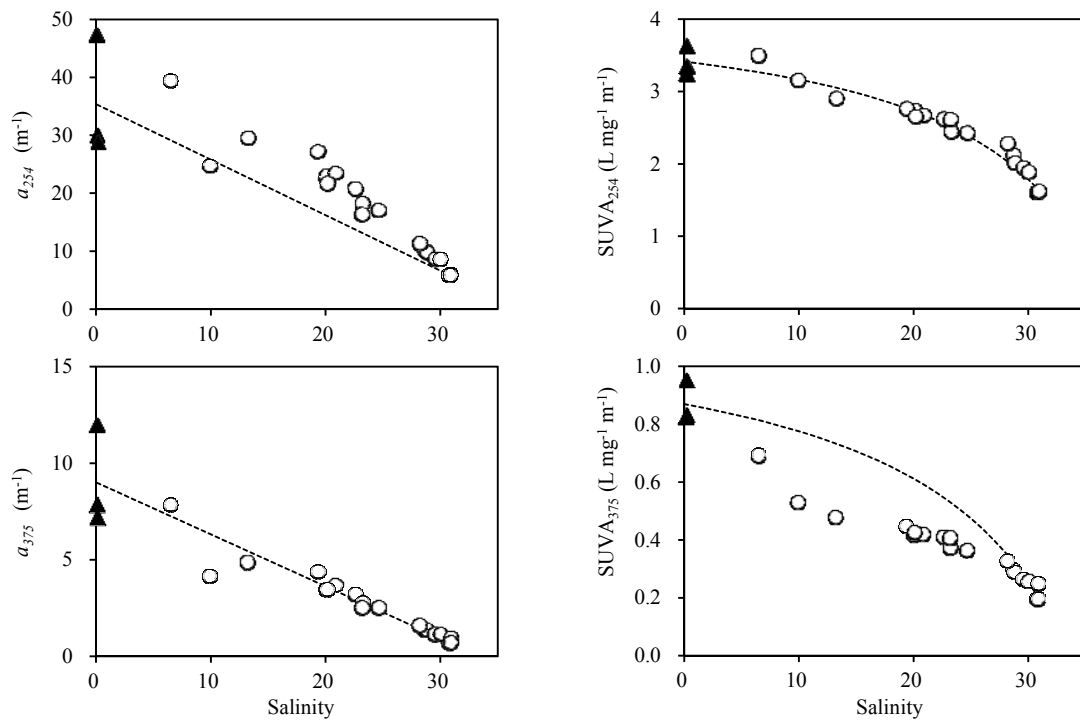


図-8 ラグーン内における塩分とCDOMの光学的特性 (a_{254} , a_{375} , $SUVA_{254}$, $SUVA_{375}$) の関係. ▲は3河川の最下流測点, ○はラグーン内の測点, 破線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線を表す.

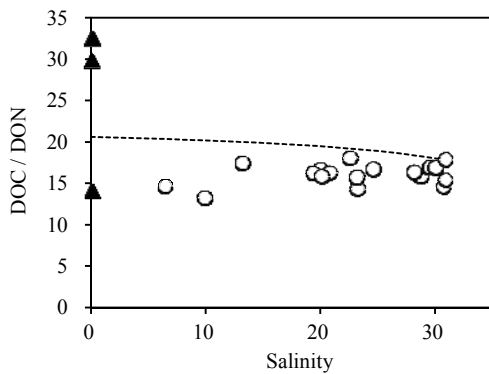


図-9 ラグーン内における塩分とDOC/DONの関係. ▲は3河川の最下流測点, ○はラグーン内の測点, 破線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線を表す.

4.2 ラグーンにおける無機態・有機態元素動態の支配要因 ラグーン内における無機態元素の動態はそれぞれの元素で

異なっていた (図-4). DIN, DSi は塩分 10~20 で混合直線に対して濃度が大きく低下しており, ラグーン内の生物過程で消費されていることが分かった. DIN の正味の増減量である Δ DIN と Chl. a 濃度の間には有意な負の相関があり, 植物プランクトンが多い場所で DIN の減少量が大きかった (表-2). また塩分に対しても有意な正の相関があり, 低塩分帯で DIN 減少量が大きいことが示された. これらのことから, 汽水域で増殖する植物プランクトンによって DIN が消費されていることが示唆された. 低塩分帯では栄養塩濃度が高いために利用できる DIN が多く, 逆に高塩分帯ではほとんど消費され, 窒素制限になっていると考えられる. 無機態 C, N, P の元素比分布でも, ラグーン内のほとんどの測点では Redfield 比に対して窒素が不足しており, 植物プランクトンの増殖が窒素制限であることを示している (図-7a). Δ DSi に関して有意な相関が見られなかった理由としては, 植物プランクトン組成が地点により異なり, DSi を消費する珪藻のバイオマスが Chl. a 濃度に対応しなかった可能性が考えられる. DIC, SRP は混合直線に対して顕著に減少することはなく, 逆に増加する地点も多かった (図-4). Δ DIC, Δ SRP は Chl. a 濃度と正の相関を示し, Chl. a 濃度の高い測点で水中に放出されていた (表-2).

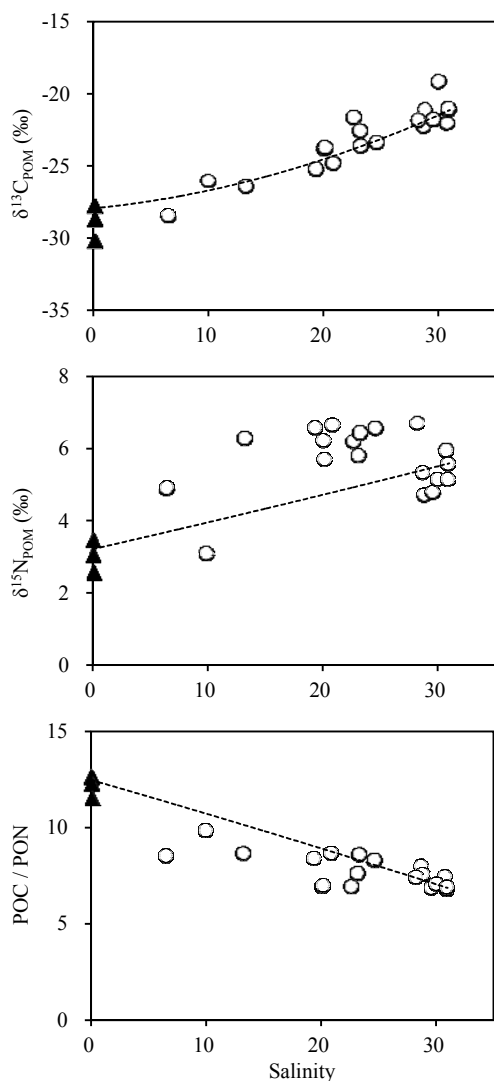


図-10 ラグーン内における塩分と $\delta^{13}\text{C}_{\text{POM}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{POM}}$, POC/PONの関係。▲は3河川の最下流測点, ○はラグーン内の測点, 破線は河川側エンドメンバーと沿岸海域側エンドメンバーの混合直線を表す。

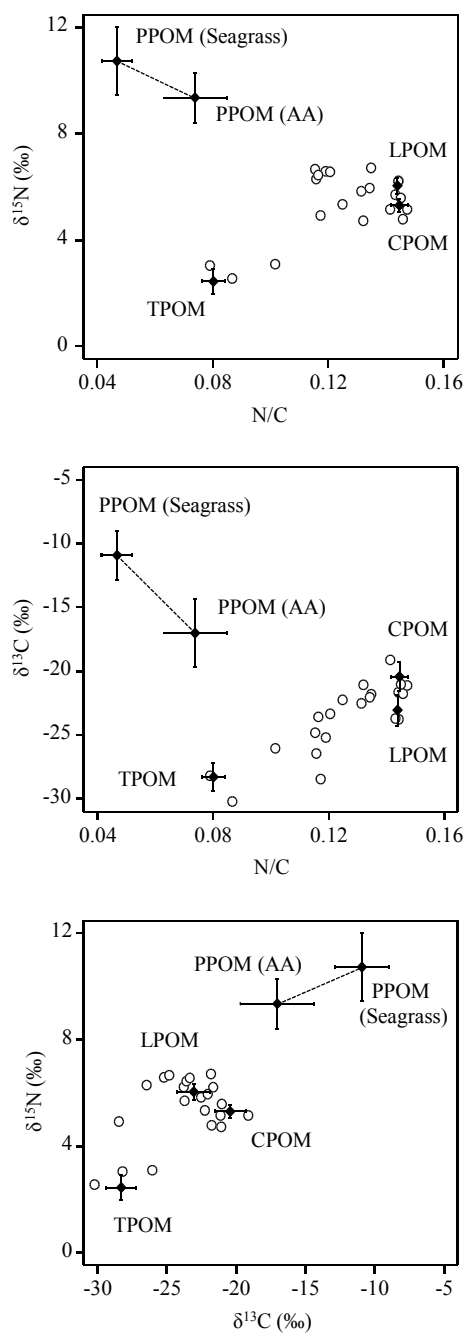


図-11 起源有機物の炭素・窒素同位体比とN/Cのプロット(平均±標準偏差)。PPOM (Seagrass)とPPOM (AA)の間の破線は、アマモと付着藻類の混合を表す。

表-6 起源有機物の C/N, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ の平均値と標準偏差. PPOM はアマモ (Seagrass) と附着藻類 (AA) の混合割合ごとに示した.

Source	n	C/N		$\delta^{15}\text{N}$		$\delta^{13}\text{C}$	
		Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD
Terrestrial POM (TPOM)	5	12.49	0.62	2.4	0.5	-28.3	1.1
Lagoon POM (LPOM)	3	6.95	0.03	6.0	0.3	-23.1	1.2
Coastal POM (CPOM)	3	6.92	0.14	5.3	0.3	-20.4	1.1
Phytobenthos POM (PPOM)							
Seagrass 100 %	12	21.59	2.32	10.7	1.3	-10.9	1.9
Seagrass 80 % + AA 20 %	12	19.83	1.68	10.6	1.1	-12.0	1.1
Seagrass 60 % + AA 40 %	12	18.07	1.35	10.4	0.8	-13.2	0.4
Seagrass 40 % + AA 60 %	12	16.30	1.06	10.2	0.7	-14.3	1.1
Seagrass 20 % + AA 80 %	12	14.54	0.84	10.1	0.7	-15.4	2.0
AA 100 %	12	13.90	2.56	9.4	0.9	-17.0	2.7

原因として、植物プランクトンの増殖により生産された易分解性有機物が分解されて DIC, SRP が供給された可能性がある。また Chl. *a* 濃度が高い地点は河口部の非常に浅い水域 (< 1 m) であるため、風波や潮汐の影響で再懸濁されやすい環境である。そのため再懸濁により供給された有機物の分解、または DIC, SRP が高濃度に存在する間隙水の流出により、DIC, SRP が水中に放出されたと考えられる (表-4)。その際には DIN も放出されるが、N 制限下では速やかに消費されるため、DIN 濃度の上昇は見られなかったと考えられる。2011 年 8 月に風蓮湖で行われた観測では、ラグーン内の ΔDIC は晴天時に -448 ~ 0 μM 、曇天時に -88 ~ 79 μM であり、天候による差が大きかった (所ら, 2013)。本調査時 (2012 年 8 月 4 日) において DIC の減少が -58 ~ 257 μM と小規模であった要因としては日射量の少なさが考えられる (付録 B)。またラグーン内は窒素制限であり、窒素がほとんど枯渇した状態であった (図

-7b)。そのため低光量及び窒素制限によって植物プランクトンや海藻・海草による炭素吸収が抑制される可能性がある。

ラグーン内では有機態 C, N, P の濃度が混合直線に対して増加しており、POM, DOM が水柱に放出されていることが示された (図-5)。 ΔDOC , ΔPOC , ΔDON , ΔPON , ΔDOP は Chl. *a* 濃度と有意な正の相関を示し、植物プランクトンの多い測点で溶存態・懸濁態有機物が多く生産されていた。POM 濃度と Chl. *a* 濃度の変化が良く相関することは多くの河口・沿岸域で報告されており、水柱での POM 生産に植物プランクトンの増殖が大きく寄与していることが示唆される (e.g. Sato et al., 2006)。DOM の増加量も Chl. *a* 濃度に比例して大きくなったことから、植物プランクトンによる生産・放出が重要であると考えられる (Agustí et al., 2013; Carlson, 2002)。アマモなどの海藻も DOM を放出することが知られており、生産量の 71 % を DOC として放出するとの報告もある (Barrón

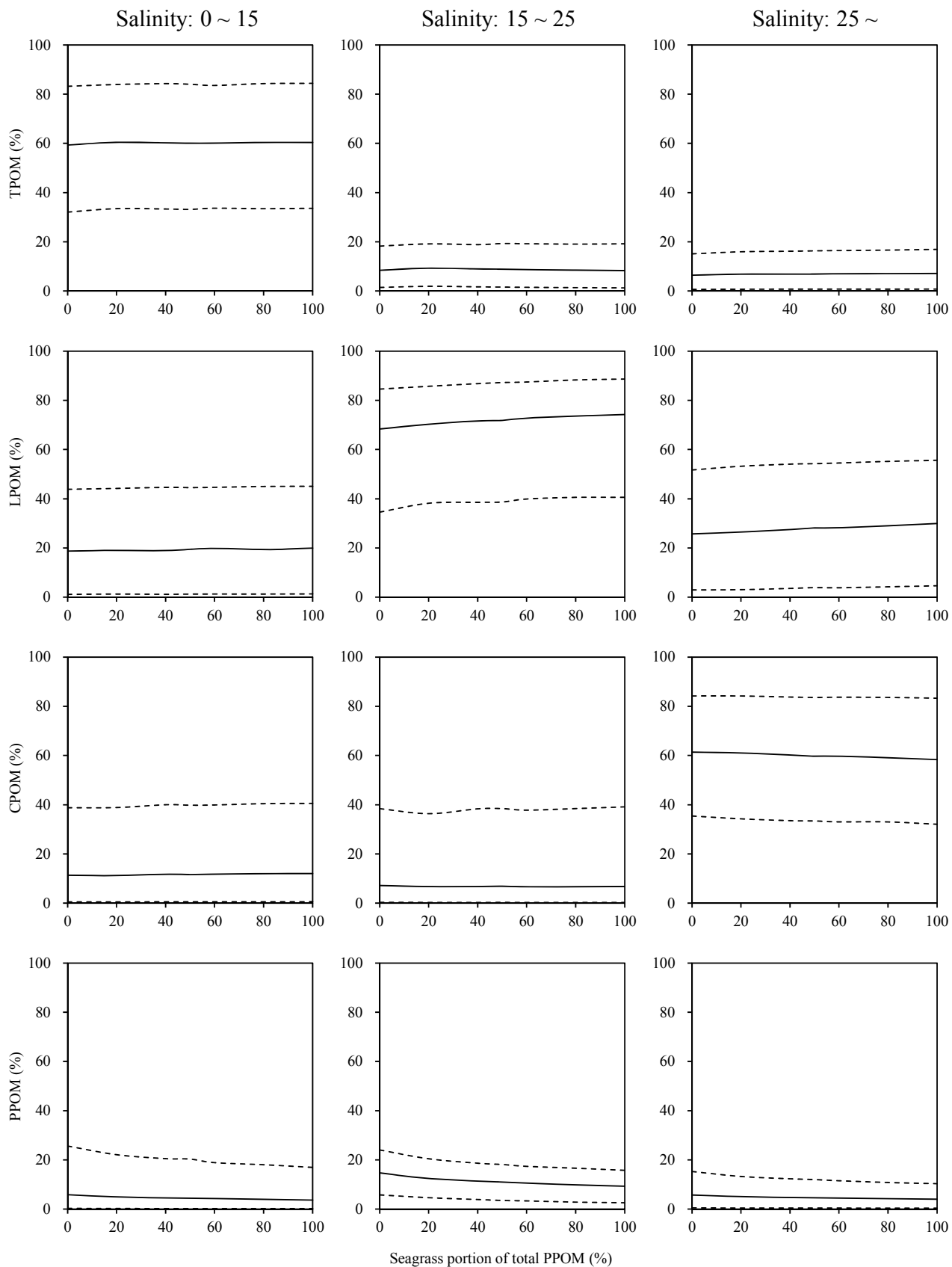


図-12 PPOM に対する海草割合の変化が各起源有機物の寄与率推定結果に与える影響の感度解析。実線は予測値の中央値、破線は95%信頼区間を示す。

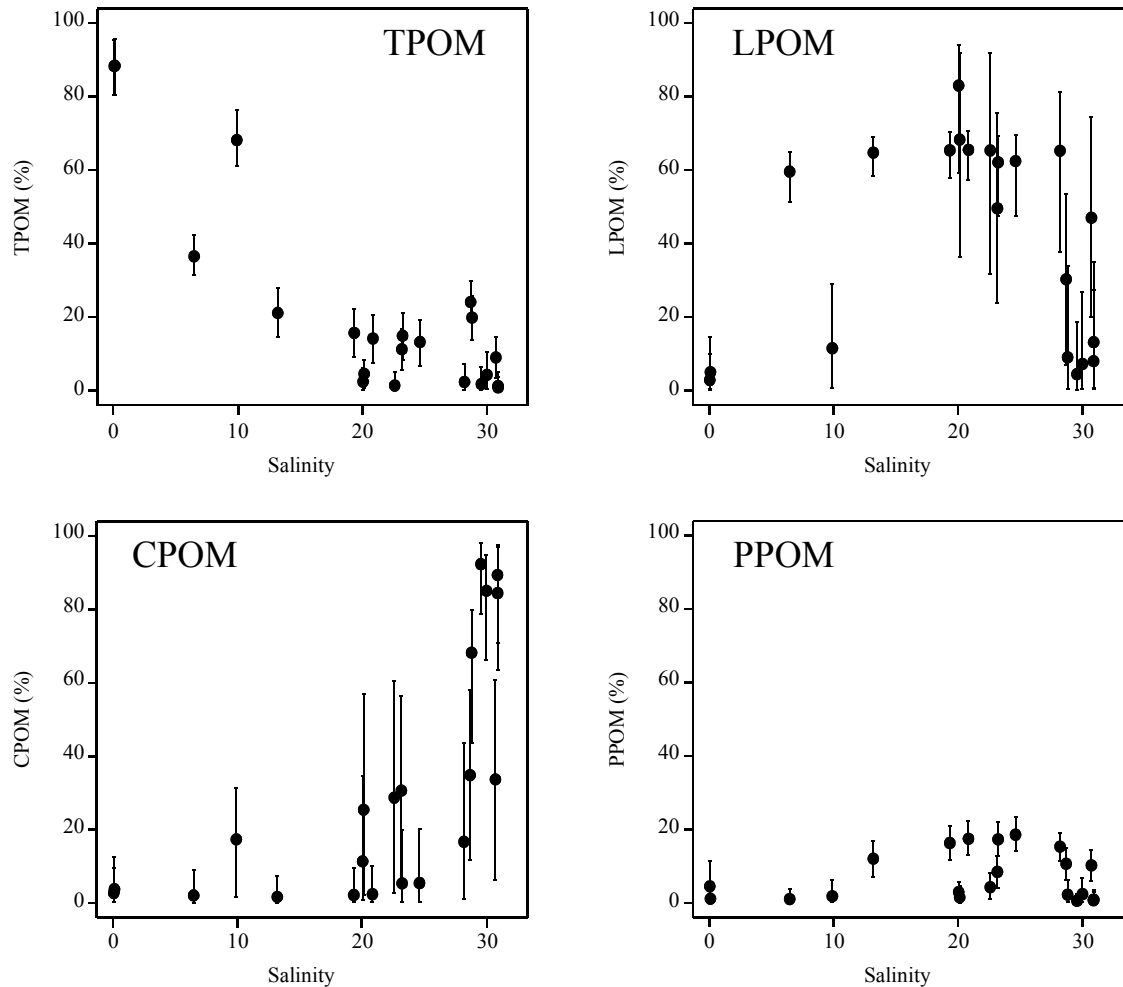


図-13 有機物源混合モデルによって推定された起源有機物の寄与率と塩分の関係. ● は予測値の中央値, エラーバーは95%信頼区間を示す.

& Duarte, 2009). 本研究ではアマモ被度と DOM の増加量との有意な関係は見いだせなかったが, 今後はアマモの DOM 放出量を定量的に推定し, 海草藻場の炭素隔離機能に果たす役割を評価する必要がある.

ΔDIN と $\Delta\text{PON} + \Delta\text{DON}$ は傾き-1の直線に近い分布をしており, ラグーン内で減少した DIN と増加した有機態窒素 (PON + DON) が同程度であった (図-6). この結果は, 植物プランクトンの光合成による DIN の同化と PON + DON の生産が, 水柱の窒素収支において支配的であることを示唆している. DIN が若干過剰に減少した要因としてはアマモなどの底生植物による吸収が考えられる. これに対して C, P ではそのような明瞭な関係はなく, 有機態 C, P が増加しているにもかかわらず, 無機態 C, P が増加する測点もあった. つまり, 水柱における炭素, リンの収支に対して, 無機態 C, P の同化と有機態 C, P の無機化以外の要因が影響していると考えら

れる. DIC の増加が分解で説明できる場合には DIN も同様に増加すると考えられる. しかし実際には DIC のみが増加しており, 微生物による分解ではなく生態系全体の呼吸の影響が考えられる (図-7c). また間隙水には無機態物質, 有機態物質が高濃度で存在しているため (表-4), 物理的攪乱による間隙水の流入は水柱の物質収支に影響を与えている可能性がある. 間隙水の DIC/DIN は 45 ~ 97 であり, 堆積物中に埋没していると想定される起源有機物の C/N に比べて3倍以上 N が少なかった (TPOM : 13, CPOM : 7, LPOM : 7, PPOM : 14 ~ 22). 間隙水中の DIC, DIN は堆積物態有機物が分解されることによって生成されるため, 生成された時点では DIC/DIN が有機物の C/N に近くなるはずである. しかし, 還元的な堆積物中では脱窒などの微生物反応により DIN が N_2 及び N_2O ガスとして水柱に放出されるために DIC/DIN は高くなる (木庭, 2008). また堆積物中の微生物による呼吸では DIC のみが

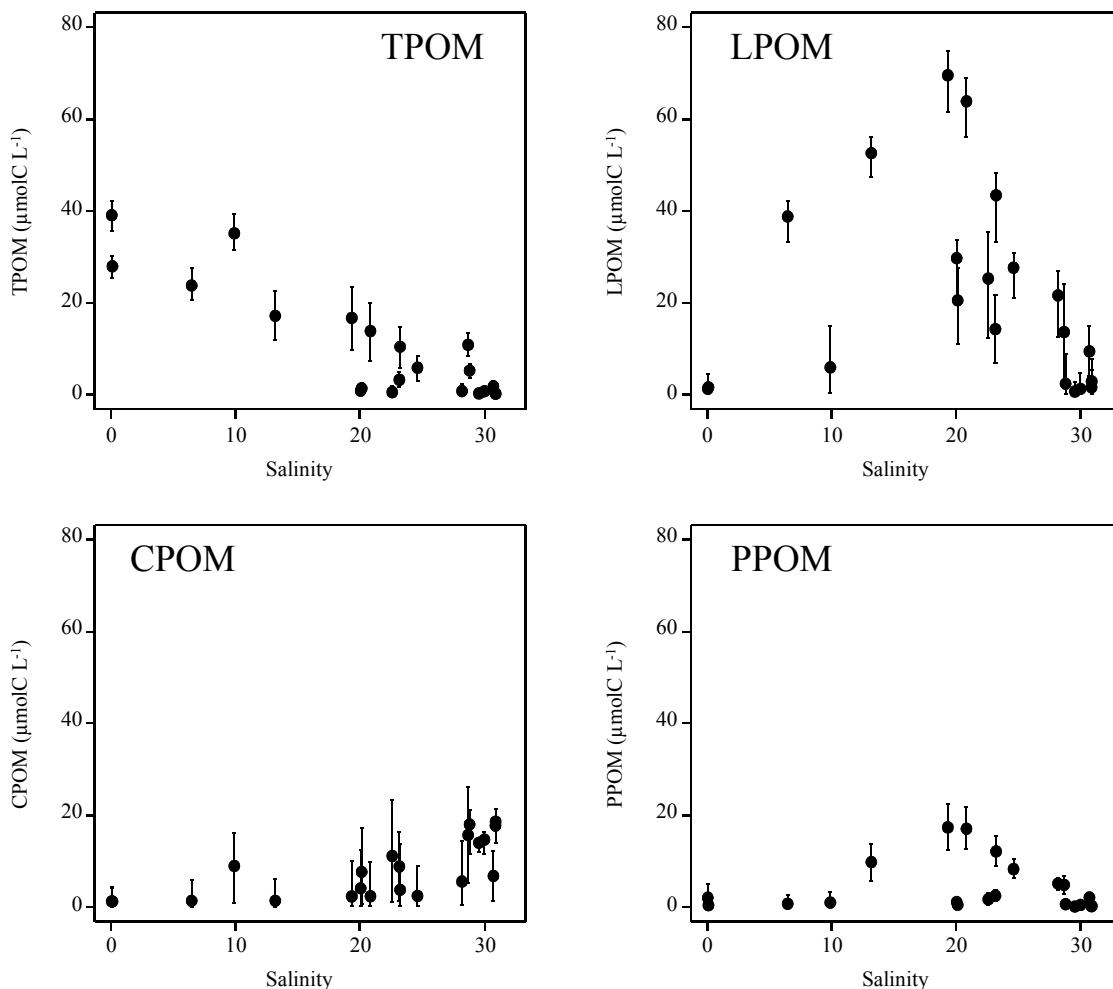


図-14 計算によって求めた起源有機物の炭素濃度と塩分の関係。炭素濃度は有機物源混合モデルで推定した起源有機物の寄与率に POC 濃度を乗じて算出した。● は予測値の中央値，エラーバーは 95%信頼区間を示す。

放出されるため、DIC/DIN が高くなる。これらの要因で DIC/DIN が高くなった間隙水が水柱に放出され、植物プランクトンや海草に利用された場合、DIC が余分に水柱に残ると考えられる。従って、DIC/DIN の高い間隙水の放出は、最終的に水柱の CO₂ 分圧を上げ、大気中への CO₂ 放出を促進する可能性がある。

4.3 溶存態有機物の構成要素

有色溶存態有機物 (CDOM) の光学的パラメーターはいずれも河川水とラグーン内の水で有意に異なっており、これらのパラメーターが陸域由来 DOM のトレーサーとして有用な指標であることが分かった (表-5)。波長 254 nm における吸光係数 a_{254} は芳香族化合物の指標として用いられ、DOC 濃度あたりの吸光である $SUVA_{254}$ は芳香族化合物の割合と良い相関を示すことが知られている (Weishaar et al., 2003)。水域に

存在する芳香族化合物には維管束植物の合成するリグニンが多く含まれる。リグニンは多くの陸上植物が合成するため、水域において陸域由来有機物の指標として用いられる (Goni et al., 2003)。そのため $SUVA_{254}$ はリグニンなどの割合を表す指標として利用される (e.g. Zurbrugg et al., 2013)。波長 375 nm における吸光係数 a_{375} は CDOM の濃度を表す指標として用いられる (Bricaud et al., 1981; Astoreca et al., 2009)。従って、本研究で定義した $SUVA_{375}$ は DOC 濃度あたりの CDOM の割合を表す指標である。 a_{254} は河川水では高い値を示したが、塩分の上昇とともに低下した (図-8)。しかし、DOC、DON、DOP と同様に、ラグーン内で混合直線に対して高い値を示した。また、 $SUVA_{254}$ は混合曲線とはほぼ同様の変化をした。4.2 節で示したように、風蓮湖では DOM が供給されていた。供給された DOM が 254 nm の波長に吸光を持たなければ、 $SUVA_{254}$ は混合曲線よりも小さくなるはずである。これらのことから、

ラグーン内で供給された DOM は 254 nm の波長に吸光を持つ芳香族化合物を含んでいる可能性が示された。これに対して SUVA₃₇₅ は混合曲線よりも低い値を示し、 a_{375} は混合直線に沿って減少した。従って、CDOM は淡水と海水の混合過程で希釈されたと考えられる。 a_{375} は北海に流入するスヘルデ川河口域やフロリダのタンパ湾においても保存的に減少することが報告されている (Astoreca et al., 2009; Chen et al., 2007)。このような結果は、陸域由来 CDOM が河口域で希釈混合される過程が支配的であるためと考えられる。一方、汽水域における SUVA₂₅₄ の増加はフロリダのマングローブ域で報告されており、マングローブからの DOM 供給について言及されている (Bergamaschi et al., 2012)。風蓮湖のような海草場では維管束植物であるアマモからの供給が考えられる。アマモなどの海草が分解する際に、リグニンが溶存態として溶出することが知られている (Opsahl & Benner, 1993)。風蓮湖においても a_{254} 及び SUVA₂₅₄ の解析により、海草場からリグニンなどの難分解性 DOM が供給されている可能性が示唆された。

ラグーン内における DOM の C/N (DOC/DON) は混合曲線に対して多くの点で低い値を示し、ラグーン内で DOM が増加していることから、C/N の低い DOM が供給されていると考えられる。植物プランクトンが細胞外に放出する DOM は C/N が Redfield 比 (6.7) に近く、培養株や培養条件により異なるが 4.1 ~ 14.1 であることが報告されている (Biddanda & Benner, 1997)。従って、C/N の低い DOM は植物プランクトンの細胞外溶出物である可能性が高い。風蓮湖では DOM の増加量と植物プランクトンのバイオマス (Chl. *a* 濃度) に正の相関があったことから (表-2)、植物プランクトンにより DOM が供給されていると考えられる。

以上のことから、風蓮湖の DOM プールには陸域由来 DOM、海草由来 DOM、植物プランクトン由来 DOM が混在していることが示唆された。汽水域の DOM プールが複数起源有機物の複雑な混合によって構成されていることはフロリダ半島のエバーグレイズ湿地でも報告されている (Maie et al., 2005)。今後はそれぞれの DOM のストック、生産速度、反応性などを定量的に評価し、ブルーカーボンとしての難分解性 DOM の役割を明らかにする必要がある。

4.4 懸濁態有機物の起源推定

陸域由来 POM (TPOM) の $\delta^{13}\text{C}$ は $-28.3 \pm 1.1\text{‰}$ と低く、C/N は 12.49 ± 0.62 と比較的高かった (表-6; 図-11)。TPOM の構成要素としては陸上植物や淡水性植物プランクトン、河床の付着藻類などが考えられる。陸上の C_3 植物は $\delta^{13}\text{C}$: $-30 \sim -25\text{‰}$ 、C/N : $20 \sim 50$ (Goni et al., 2003)、淡水性植物プランクトンは $\delta^{13}\text{C}$: -30‰ 、C/N : 7.6 と報告されている (Middelburg & Nieuwenhuize, 1998)。また河床の付着藻類の $\delta^{13}\text{C}$ は $-25.7 \pm$

6.8‰ (Ishikawa et al., 2012)、C/N は 5.9 ~ 12.5 (Hamilton & Lewis Jr., 1992) であることが知られている。風蓮湖に流入する TPOM は陸上植物に比べて C/N が低く、陸上植物に加えて河川内で生産された植物プランクトンや付着藻類を含んでいると考えられる。沿岸海域由来 POM は $\delta^{13}\text{C}$: $-20.4 \pm 1.1\text{‰}$ 、C/N : 6.92 ± 0.14 であった。C/N が低く、Redfield 比 (6.7) に近いことから植物プランクトンが主体であると考えられる。海洋植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ は $-20 \sim -15\text{‰}$ の範囲に入ることが知られており (宮島, 2008b)、CPOM は海洋植物プランクトンが優占的なエンドメンバーと言える。河川水と沿岸海域水の混合曲線は TPOM と CPOM の単純な混合による同位体比・元素比の変化を表している (図-10)。 $\delta^{13}\text{C}$ はおおよそ保存的に変化し、塩分の上昇に伴い値が増加した。一方、 $\delta^{15}\text{N}$ 、POC/PON は混合曲線からは逸脱した分布を示し、 $\delta^{15}\text{N}$ は高い値、POC/PON は低い値を示す点が多かった。これらのことから $\delta^{15}\text{N}$ が高く、POC/PON が低い有機物がラグーン内で多く生産されていると考えられた。C/N が低いことからラグーン内で増殖する植物プランクトンが主要な起源有機物であると予想されるため、ラグーン内で供給される有機物の候補として植物プランクトン主体のラグーン内生産由来 POM (LPOM) を定義した。LPOM は POM サンプル中の C/Chl. *a* < 50、C/N < 7 である測点の平均である。従って結果は自己相関を含むため、解釈には注意が必要である。LPOM は $\delta^{13}\text{C}$: $-23.1 \pm 1.2\text{‰}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$: $6.0 \pm 0.3\text{‰}$ 、C/N : 6.95 ± 0.03 であった。 $\delta^{13}\text{C}$ は淡水性植物プランクトンと海洋植物プランクトンの中間的な値を示した。これは低い $\delta^{13}\text{C}$ を持つ河川水 DIC と高い $\delta^{13}\text{C}$ を持つ海水 DIC が混合された汽水域の DIC を利用して増殖しているためである (宮島, 2008b)。実際には塩分によってそこで増殖する植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ は変化すると考えられるが、本研究ではその平均値として LPOM の $\delta^{13}\text{C}$ を定義した。LPOM の $\delta^{15}\text{N}$ は異地性有機物である TPOM、CPOM に比べて高い値を示した。河口域のような閉鎖性の高い海域で生産される POM や堆積物態有機物の $\delta^{15}\text{N}$ が高くなることは他の海域でも報告されている (Middelburg & Nieuwenhuize, 1998; Wada et al., 1987)。閉鎖的な河口域などの還元的な底泥においては脱窒が起こり、その際に NO_3^- の $\delta^{15}\text{N}$ が上昇する窒素同位体効果が現れる。このような栄養塩を利用することで現地性 POM の $\delta^{15}\text{N}$ が相対的に高くなると考えられる (宮島, 2008b)。もう一つの起源有機物である底生植物由来 POM (PPOM) の $\delta^{15}\text{N}$ も $9.4 \sim 10.7\text{‰}$ と非常に高く、ラグーン内における脱窒の影響が伺える。アマモなどの海草は水中の栄養塩濃度が低い環境では根から間隙水中の栄養塩を吸収することが知られている (Evrard et al., 2005)。間隙水中 DIN の $\delta^{15}\text{N}$ は脱窒による同位体効果で顕著に変化していると考えられ、海草の窒素同位体比は大きく影響を受ける (Miyajima & Umezawa, 2010)。また

PPOM の $\delta^{13}\text{C}$ (-17.0~-10.9 ‰) は他の起源有機物に比べて高く、区別しやすい値であった。

構成要素の寄与率を高精度に推定するためには混合モデルに含める起源有機物をできるだけ少なくし、かつ用いる指標を増やす必要がある。本研究では海草（アマモ）と付着藻類の混合比を試行錯誤により変化させて、推定結果の感度解析を行うことで起源有機物を4つに絞った（図-12）。また、炭素・窒素の安定同位体比に加えて N/C を指標として用いる方法はこれまでほとんど行われていなかった（e.g. Dubois et al., 2012）。今回は3つの指標を用いたベイズ推定モデル（SIAR）という比較的新しい起源推定手法を適用し、定量的な寄与率推定結果が得られた。風蓮湖では起源有機物の構成比が大きく変動し、推定結果の中央値で TPOM は1~89%、CPOM は2~92%、LPOM は3~83%、PPOM は1~19%であった（図-13）。TPOM は塩分0の最下流部で寄与率89%と最も高く、塩分31のラグーン口では1%と推定された。炭素量に換算すると河川の最下流部で TPOM は24~39 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ であったものが、ラグーン口付近の3地点（St. L16, L17, L18）では0.3~1.8 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ と5%程度に減少した（図-14）。TPOM 濃度は塩分に対して直線的に減少したことから、河川水と海水の希釈混合で分布が支配されていると考えられる。また TPOM はラグーン口にはほとんど届いておらず、ラグーン内に堆積しているか、もしくは分解されていると考えられる。このことから、浅海域の炭素循環において陸域由来 POM の堆積が大きなフローであることが示唆される。東京湾の隅田川河口でも、塩分の上昇に従って陸域由来有機物の濃度が減少すると報告されている（Sato et al., 2006）。また海草場の中は物理的攪乱が少ないために懸濁物が効率的に沈降することが知られており（Duarte et al., 2011）、TPOM の除去に寄与していると考えられる。陸域由来有機物は一般的に難分解性と言われており、堆積物態有機物の主要な構成要素として検出される可能性が高い。実際に St. L2 の堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ は -26.1 ± 0.3 ‰ と TPOM の値に近く、河口部では陸域由来有機物が多く堆積していると考えられる（表-3）。門谷ら（2011）も風蓮湖の堆積物に対して、陸起源有機物の影響が強く出ていることを指摘している。炭素換算した CPOM は TPOM とは真逆の分布を示し、ラグーン口付近で7~18 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ と高く、3河川の最下流部では1.1~1.3 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ と減少した。CPOM も潮汐によりラグーン内に輸送され、堆積・分解の作用を受けると考えられる。しかし、植物プランクトン主体であるため比較的易分解であり、また流入濃度も少ないため堆積物態有機物としては残りにくい可能性がある。LPOM は汽水域（塩分15~25）の大部分で最も寄与率の大きな起源有機物であった（24~94%）。炭素換算した LPOM は風蓮川、ポン矢白別川の最下流部（塩分0）で1.1~1.2 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ と低かったが、塩分19

で最大70 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ まで増加し、ラグーン口付近では1.2~9 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ であった。このことからラグーン内では内部生産される植物プランクトンが優占的な POM であることが示された。風蓮湖では閉鎖的で栄養塩濃度の高い河口部で周年 Chl. *a* 濃度が高いことが知られており（門谷ら, 2011）、結氷期以外は定常的に LPOM が内部生産されている可能性が高い。汽水域（塩分15~25）は一般に栄養塩が豊富であることから植物プランクトンの生産が活発であり、このような海域では植物プランクトンに起因する炭素の隔離・貯留が重要なプロセスであると考えられる。St. L6, L8 の堆積物はそれぞれ $\delta^{15}\text{N}$ の平均値が5.9 ‰, 5.8 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ の平均値が-22.7 ‰, -24.2 ‰であり、LPOM に近い値を示した。LPOM の一部は難分解性有機物として堆積物中に長期間貯留されると期待され、浅海域におけるブルーカーボンの重要な構成要素であることが示唆された。PPOM はラグーン内で最大19%の寄与率と推定され、ラグーン内の POM プールに占める割合はあまり大きくなかった。炭素換算量は塩分20前後の地点で最大17 $\mu\text{mol C L}^{-1}$ であり、多少の供給があることが分かった。アマモなどの海草は分解されにくい浅海域における炭素隔離の重要な要素であるが（Duarte et al., 2010）、POM として水柱に存在する量は少なかった。海草の生産によって固定された炭素の行方としては、堆積物態有機物として堆積（Duarte et al., 2010; Dubois et al., 2012）、系外へ草体として流出（Kennedy et al., 2010）、DOM として放出（Barrón & Duarte, 2009）が考えられる。これらのフローを定量的に測定することが今後の研究で重要である。

4.5 浅海域の炭素隔離プロセスと環境要因

浅海域における炭素フローと炭素隔離プロセスの概念図を図-15に示す。浅海域には様々な起源の POM が混在しており、量的には陸域由来 POM（TPOM）と植物プランクトンの内部生産由来 POM（LPOM）が重要であることが明らかとなった（表-7）。これらの POM の多くは浅海域で分解・堆積し、ブルーカーボンとして長期間大気から隔離されると考えられる。特に海草場では海草の複雑な立体構造により物理的攪乱が少なく、POM の堆積速度は速くなる（Duarte et al., 2011）。また海草も枯死して海底に埋没することで、ブルーカーボンとして貯留される。Kennedy et al. (2010) による全球規模での解析結果によると、海草場の堆積物に含まれる有機物の約50%は海草の組織由来であると報告されている。しかし東アジアの海草場における観測例はほとんど無く、海草場の構成種による炭素隔離機能の違いもあり、不確実な要素が多い。堆積したこれらの有機物が続成過程を経て、何割程度が実際に長期間隔離されるのかは今後の重要な研究課題である。

水中には POM よりも DOM の方が数倍から数十倍多く存在

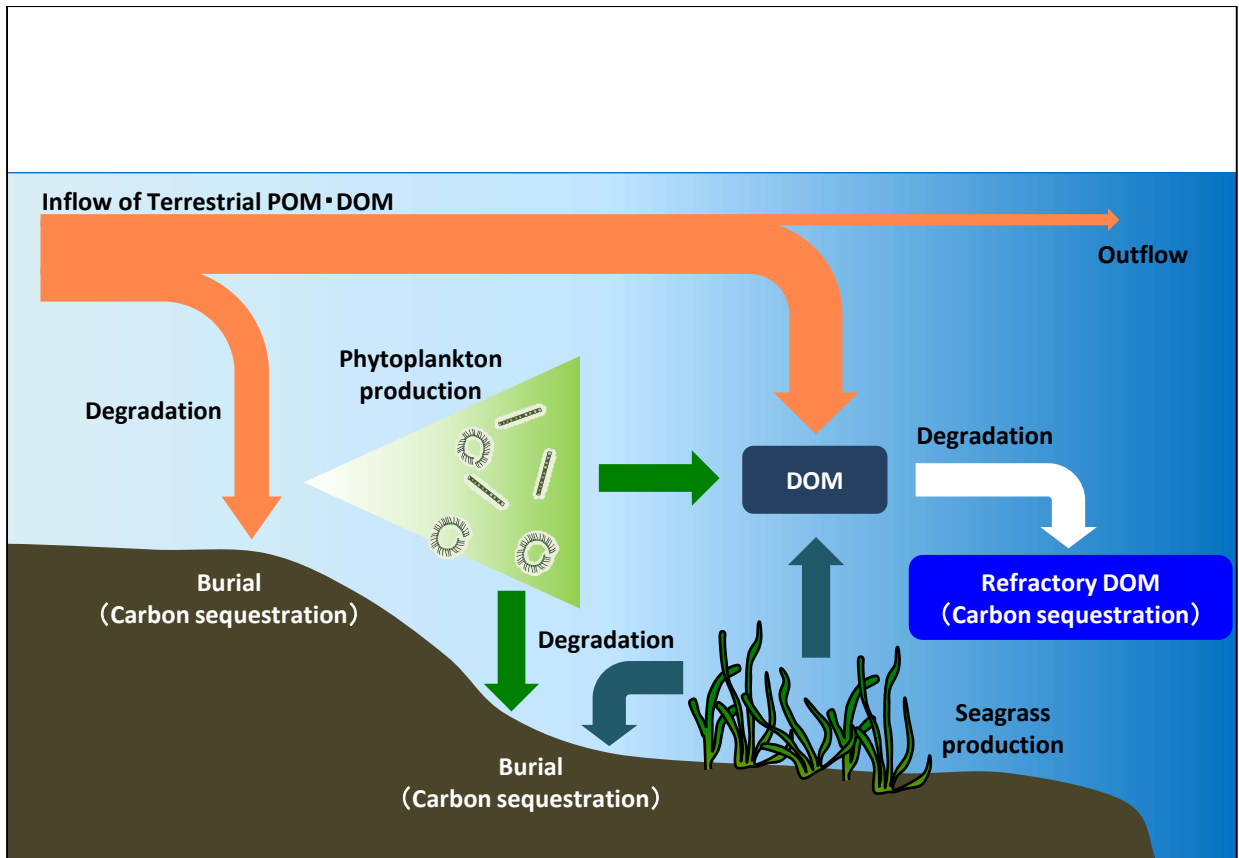


図-15 浅海域の有機物フローとブルーカーボンによる炭素隔離プロセスの概念図. オレンジ色の矢印は陸域由来有機物のフロー, 緑色の矢印は浅海域の植物プランクトン生産に起因する有機物フロー, 青色の矢印は底生植物に由来する有機物フローを示している. 白色の矢印は本研究で指摘した浅海域の有する新たな炭素隔離プロセスである.

表-7 各物質の関わる浅海域の炭素隔離プロセスとそれに対して影響の大きな環境要因. Blue carbon processes は各物質の関わる炭素隔離プロセス, Environmental factors は浅海域の炭素隔離に関わる各物質の増減に影響を与える環境要因を表す.

Substances	Terrestrial source	Blue carbon processes	Environmental factors	
			Increase	Decrease
DIC	Soil Base rock	Air - water CO ₂ exchange	Mineralization Respiration Pore water intrusion	Mixing/Dilution Uptake (Phytoplankton/Seagrass)
Nutrients	Agriculture	Photosynthesis limitation	Terrestrial input	Mixing/Dilution Uptake (Phytoplankton/Seagrass)
DOM	Soil Agriculture	Refractory DOM	Terrestrial input Production (Phytoplankton/Seagrass)	Mixing/Dilution
POM	Soil Agriculture	Burial into sediment	Terrestrial input Production (Phytoplankton)	Mixing/Dilution Sedimentation Mineralization

している。浅海域の DOM は陸域や基礎生産者（植物プランクトン・海草・海藻など）から供給されることが示唆された（表-7）。DOM は水中において紫外線や微生物による分解を受けて、難分解性の画分のみが残る。難分解性 DOM は数年から数千年の長期間に渡って大気から隔離されるため（Nagata, 2008）、炭素隔離機能を有している。しかし、ブルーカーボンとしての機能は未だ議論されていない。浅海域生態系による難分解性 DOM の生産速度や分布については未解明の部分が多く（e.g. Lønborg & Sondergaard, 2009; Wada et al., 2008）、これらを検証する観測・実験が求められる。

浅海域の有機物による炭素隔離は主に陸域からの流入と生物生産に支えられていた。本研究では、夏季の風蓮湖においては DIN の供給が基礎生産の制限因子になっていた（表-7）。この結果は浅海域の栄養塩動態と炭素隔離機能が密接に関係していることを示している。人為的な影響によって陸域から流入する栄養塩量や組成が変化すると、浅海域の基礎生産構造に影響を与え、炭素隔離機能が変わる可能性がある（Macreadie et al., 2012）。炭素隔離機能の評価のためには、有機物動態と栄養塩などの環境要因を複合的に解析する必要がある。

5. あとがき

本研究では浅海域（河口域—海草場）の炭素隔離機能に対して重要な有機物動態とそれに影響を与える環境要因を検証するために、モデル水域における現地調査・解析を行った。光学的指標や元素比・安定同位体比など、複数の指標を用いて多面的に有機物を評価することで、現場に存在する有機物の起源推定をすることができた。また、無機態元素、有機態元素などの化学量論的パラメーターを網羅的に測定し、有機物動態との関係を解析した。

本研究の主要な結果は以下の通りである。

1. 浅海域における有機物の定量的起源推定法を検討した。POM に関しては、元素比・安定同位体比を組み合わせた新しい統計モデル解析を行うことで、現場環境に存在する POM を定量的に起源推定できた。この手法は他の浅海域においても起源有機物をうまく設定することで応用できると考えられる。DOM は光学的指標と元素比を用いて定性的に起源推定を行った。今後、同位体比などを組み合わせた定量化の手法開発が必要である。
2. 浅海域に分布する各構成有機物の分布をモデル水域において調査した。河口域—海草場生態系においては、異地性 POM（陸域由来、沿岸海域由来）と自生性 POM（植

物プランクトン、底生植物）が混在し、河川水と海水の混合割合によって構成比が変化した。河口部では陸域由来 POM が多く存在したが、そのほとんどがラグーン内で分解・堆積していた。一方、ラグーン内では内部生産に由来する POM が卓越し、POM プールの大部分を占めた。これらの POM がブルーカーボンとして貯留される重要な炭素源であることが示された。DOM についても複数の供給源が存在することが示された。浅海域の基礎生産者は堆積物中に埋没する POM だけでなく、溶存態として水中に長期間滞留しうる DOM も生産しており、炭素隔離に関与していることが示唆された。

3. 浅海域生態系の炭素隔離プロセスに寄与する有機物フローを明示し、生物・化学・物理過程が与える影響を検証した。風蓮湖の有機物分布は主に河川からの流入と内部生産によって決定していた。内部生産は栄養塩動態によって制限されており、河川から栄養塩が豊富に供給される汽水域において有機物生産量が多かった。従って浅海域の炭素隔離機能と栄養塩動態は密接に関係しており、その相互作用を様々な時空間スケールで明らかにしていく必要がある。

本研究では、実際にブルーカーボンとして浅海域に隔離される有機物の供給源を探索し、現場における存在量を評価した。今後は環境中における挙動がよく分かっていない溶存態有機物（DOM）のブルーカーボンとしての役割を明らかにするために、定量的な起源推定手法の確立が必要である。また浅海域で吸収された炭素のうち、どの程度の割合がブルーカーボンとして大気から隔離されるのかを測定する必要がある。また、浅海域の有する炭素隔離機能がどの程度の時空間的多様性を持っているのかは今後の重要な研究テーマである。浅海域の有する生態系サービスとしてのブルーカーボンを評価する際に、明らかにしていくべき炭素隔離プロセス、環境要因との相互関係を明示することができたのは本研究の成果である。

(2013 年 4 月 26 日受付)

謝辞

本研究の野外調査において、北海道大学の門谷茂氏、柴沼成一郎氏と港湾空港技術研究所の三好英一氏、京田潤一氏、田多一史氏にご助力をいただいた。また、本論文の作成においては港湾空港技術研究所の中村由行氏、山崎浩之氏、井上徹教氏、所立樹氏に貴重なコメントをいただいた。上記の方々にかからの謝意を表す。

本研究の一部は、キャノン財団研究助成プログラム「理想

の追求」と(独)日本学術振興会科学研究費助成事業「挑戦的萌芽研究(No. 24656316) (共に研究代表者: 桑江朝比呂)の助成によるものである。

参考文献

- 大手信人 (2008) 大気降水物としての窒素が水源域に与える負荷. 流域環境評価と安定同位体 ―水循環から生態系まで― (永田俊, 宮島利宏 編). 京都大学学術出版会, pp. 59–69.
- 大平明夫, 海津正倫, 浜出智 (1994) 風蓮湖周辺地域における完新世後半の湿原の形成. 第四紀研究 33: 45–50.
- 京田潤一, 桑江朝比呂 (2013) 現地観測データと衛星画像の統合による海草藻場の分布域と密度の測定. 港湾空港技術研究所資料, 1273: 1–17.
- 小熊幸子, 東屋知範, 門谷茂, 永田光博 (2011) 春季および初夏の根室湾における海水の鉛直輸送. 海の研究 20: 85–100.
- 木庭啓介 (2008) 土壌と河川における微生物学的窒素除去プロセスの評価. 流域環境評価と安定同位体 ―水循環から生態系まで― (永田俊, 宮島利宏 編). 京都大学学術出版会, pp. 199–216.
- 高津文人 (2008) 人為起源窒素の面源負荷 ―窒素同位体指標の利用―. 流域環境評価と安定同位体 ―水循環から生態系まで― (永田俊, 宮島利宏 編). 京都大学学術出版会, pp. 70–82.
- 所立樹, 細川真也, 三好英一, 門谷茂, 茅根創, 桑江朝比呂 (2013) 沿岸域のブルーカーボンと大気中CO₂の吸収との関連性に関する現地調査と解析. 港湾空港技術研究所報告 52: 1–49.
- 北海道立釧路水産試験場 (2003) 藻場・干潟環境保全調査報告書.
- 三上英敏, 藤田隆男, 坂田康一 (2008) 酪農地帯、風蓮湖流域河川の水質特性. 北海道環境科学研究センター所報 34: 19–40.
- 宮島利宏 (2008a) 化学風化と河川内炭素循環プロセス ―溶存無機炭素安定同位体比の利用―. 流域環境評価と安定同位体 ―水循環から生態系まで― (永田俊, 宮島利宏 編). 京都大学学術出版会, pp. 111–132.
- 宮島利宏 (2008b) 河口域における懸濁態有機炭素負荷の起源推定. 流域環境評価と安定同位体 ―水循環から生態系まで― (永田俊, 宮島利宏 編). 京都大学学術出版会, pp. 163–186.
- 門谷茂, 真名垣友樹, 柴沼成一郎 (2011) 酪農業の進展と風蓮湖の生物生産構造変化. 沿岸海洋研究 49: 59–67.
- 山下洋平 (2010) 海洋における発色団含有溶存有機物の機能と動態に関する研究. 海の研究 19: 41–56.
- Agusti S, Duarte CM (2013) Phytoplankton lysis predicts dissolved organic carbon release in marine plankton communities. Biogeosciences 10: 1259–1264.
- Alvarez-Cobelas M, Angeler DG, Sánchez-Carrillo S, Almendros G (2010) A worldwide view of organic carbon export from catchments. Biogeochemistry 107: 275–293.
- Astoreca R, Rousseau V, Lancelot C (2009) Coloured dissolved organic matter (CDOM) in Southern North Sea waters: Optical characterization and possible origin. Estuarine, Coastal and Shelf Science 85: 633–640.
- Barrón C, Duarte CM (2009) Dissolved organic matter release in a *Posidonia oceanica* meadow. Marine Ecology Progress Series 374: 75–84.
- Bergamaschi BA, Krabbenhoft DP, Aiken GR, Patino E, Rumbold DG, Orem WH (2012) Tidally driven export of dissolved organic carbon, total mercury, and methylmercury from a mangrove-dominated estuary. Environmental Science and Technology 46: 1371–1378.
- Biddanda B, Benner R (1997) Carbon, nitrogen, and carbohydrate fluxes during the production of particulate and dissolved organic matter by marine phytoplankton. Limnology and Oceanography 42: 506–518.
- Blair NE, Aller RC (2012) The fate of terrestrial organic carbon in the marine environment. Annual Review of Marine Science 4: 401–423.
- Borges AV (2005) Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? Estuaries 28: 3–27.
- Borges AV, Dellile B, Frankignoulle M (2005) Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts. Geophysical Research Letters 32: L14601.
- Burdige DJ (2005) Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: a re-assessment. Global Biogeochemical Cycles 19: GB4011.
- Bricaud A, Morel A, Prieur L (1981) Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. Limnology and Oceanography 26: 43–53.
- Cai W-J (2011) Estuarine and Coastal Ocean Carbon Paradox: CO₂ Sinks or Sites of Terrestrial Carbon Incineration? Annual Review of Marine Science 3: 123–145.
- Cai W-J, Dai M, Wang Y (2006) Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: a province-based synthesis. Geophysical Research Letters 33: L12603.
- Carlson CA (2002) Production and removal processes. Biogeochemistry of marine dissolved organic matter (eds

- Hansell DA, Carlson CA. Academic Press, pp. 91–151.
- Chen C-TA, Borges AV (2009) Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep-Sea Research II* 56: 578–90.
- Chen Z, Hu C, Conmy RN, Muller-Karger F, Swarzenski P (2007) Colored dissolved organic matter in Tampa Bay, Florida. *Marine Chemistry* 104: 98–109.
- Church MJ (2008) Resource control of bacterial dynamics in the sea. *Microbial Ecology of the Oceans, Second Edition* (eds Kirchman DL). Wiley, pp. 335–382.
- Clesceri LS, Greenberg AE, Eaton AD (1998) *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. Maryland, APHA, AWWA, and WEF.
- Duarte CM, Marbà N, Gacia E, Fourqurean JW, Beggins J, Barrón C, Apostolaki ET (2010) Seagrass community metabolism: Assessing the carbon sink capacity of seagrass meadows. *Global Biogeochemical Cycles* 24: GB4032.
- Duarte CM, Kennedy H, Marbà N, Hendriks I (2011) Assessing the capacity of seagrass meadows for carbon burial: Current limitations and future strategies. *Ocean & Coastal Management*, doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.09.001.
- Dubois S, Savoye N, Grémare A, Plus M, Charlier K, Beltoise A, Blanchet H (2012) Origin and composition of sediment organic matter in a coastal semi-enclosed ecosystem: An elemental and isotopic study at the ecosystem space scale. *Journal of Marine Systems* 94: 64–73.
- Evrard V, Kiswara W, Bouma TJ, Middelburg JJ (2005) Nutrient dynamics of seagrass ecosystems: ¹⁵N evidence for the importance of particulate organic matter and root systems. *Marine Ecology Progress Series* 295: 49–55.
- Fry B (2006) *Stable Isotope Ecology*. Springer, 308 p.
- Goñi MA, Teixeira MJ, Perkey DW (2003) Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57: 1023–1048.
- Hamilton SK, Lewis Jr. WM (1992) Stable carbon and nitrogen isotopes in algae and detritus from the Orinoco River floodplain, Venezuela. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 4237–4246.
- Ishikawa NF, Doi H, Finlay JC (2012) Global meta-analysis for controlling factors on carbon stable isotope ratios of lotic periphyton. *Oecologia* 170: 541–549.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. (eds Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL). Cambridge University Press, New York, pp. 511–539.
- Ittekkot V, Laane RWPM (1991) Fate of riverine particulate organic matter. *Biogeochemistry of major world rivers* (eds Degens ET, Kempe S, Richey JE). Wiley, pp. 233–243.
- Kennedy H, Beggins J, Duarte CM, Fourqurean JW, Holmer M, Marbà N, Middelburg JJ (2010) Seagrass sediments as a global carbon sink: Isotopic constraints. *Global Biogeochemical Cycles* 24: GB4026.
- Kowalczyk P, Stoń-Egiert J, Cooper WJ, Whitehead RF, Durako MJ (2005) Characterization of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in the Baltic Sea by excitation emission matrix fluorescence spectroscopy. *Marine Chemistry* 96: 273–292.
- Lønborg C, Søndergaard M (2009) Microbial availability and degradation of dissolved organic carbon and nitrogen in two coastal areas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81: 513–520.
- Lorenzen CJ (1967) Determination of chlorophyll and phaeo-pigments: spectrophotometric equations. *Limnology and Oceanography* 12: 343–346.
- Macreadie PI, Allen K, Kelaher BP, Ralph PJ, Skilbeck CG (2012) Paleoreconstruction of estuarine sediments reveal human-induced weakening of coastal carbon sinks. *Global Change Biology* 18: 891–901.
- Maie N, Yang C, Miyoshi T, Parish K, Jaffe R (2005) Chemical characteristics of dissolved organic matter in an oligotrophic subtropical wetland/estuarine ecosystem. *Limnology and Oceanography* 50: 23–35.
- Maksymowska D, Richard P, Piekarek-Jankowska H, Riera P (2000) Chemical and Isotopic composition of the organic matter sources in the Gulf of Gdansk (southern Baltic Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51: 585–598.
- Mcleod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Björk M, Duarte CM, Lovelock CE, Schlesinger WH, Silliman BR (2011) A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Frontiers in Ecology and the Environment* 9: 552–560.
- Middelburg JJ, Nieuwenhuize J (1998) Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Marine Chemistry* 60: 217–225.
- Miyajima T, Umezawa Y (2010) Stable isotope composition of nitrogen (δ¹⁵N) as a tool for investigating nitrogen cycling in coral reef ecosystems. *Earth, Life, and Isotopes* (eds Ohkouchi N, Tayasu I, Koba K). Kyoto University Press, pp. 197–222.
- Muraki H, Higuchi K, Sasaki M, Korenaga T, Tōei K (1992) Fully

- automated system for the continuous monitoring of ammonium ion in fish farming plant sea water by flow-injection analysis. *Analytica Chimica Acta* 261: 345–349.
- Nagata T (2008) Organic matter–bacteria interactions in seawater. *Microbial Ecology of the Oceans, Second Edition* (eds Kirchman DL). Wiley, pp. 207–242.
- Nellemann C, Corcoran E, Duarte CM, Valdés L, De Young C, Fonseca L, Grimsditch G (Eds) (2009) Blue Carbon. A Rapid Response Assessment. United Nations Environment Programme, GRID-Arendal, www.grida.no
- Opsahl S, Benner R (1993) Decomposition of senescent blades of the seagrass *Halodule wrightii* in a subtropical lagoon. *Marine Ecology Progress Series* 94: 191–205.
- Otero E, Culp R, Noakes JE, Hodson RE (2003) The distribution and $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved organic carbon and its humic fraction in estuaries of southeastern USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56: 1187–1194.
- Parnell AC, Inger R, Bearhop S, Jackson AL (2010) Source partitioning using stable isotopes: Coping with too much variation. *PLoS ONE* 5: e9672.
- Pendleton L, Donato DC, Murray BC, Crooks S, Jenkins WA, Sifleet S, Craft C, Fourqurean JW, Kauffman JB, Marbà N, Megonigal P, Pidgeon E, Herr D, Gordon D, Baldera A (2012) Estimating global "blue carbon" emissions from conversion and degradation of vegetated coastal ecosystems. *PLoS ONE* 7: e43542.
- Perdue EM, Koprivnjak J-F (2007) Using the C/N ratio to estimate terrigenous inputs of organic matter to aquatic environments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73: 65–72.
- Raymond PA, Bauer JE (2001) Use of ^{14}C and ^{13}C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry* 32: 469–485.
- Redfield AC, Ketchum BH, Richard FA (1963) The influence of organisms on the composition of the sea water. In *The Sea, Vol. 2* (eds Hill MN). Wiley, New York, pp. 26–49.
- Rossi L, Costantini ML, Carlino P, Lascio A, Rossi D (2010) Autochthonous and allochthonous plant contributions to coastal benthic detritus deposits: a dual-stable isotope study in a volcanic lake. *Aquatic Sciences* 72: 227–236.
- Sato T, Miyajima T, Ogawa H, Umezawa Y, Koike I (2006) Temporal variability of stable carbon and nitrogen isotopic composition of size-fractionated particulate organic matter in the hypertrophic Sumida River Estuary of Tokyo Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 68: 245–258.
- Schlesinger WH, Bernhardt ES (2013) Progress and reactions. *Biogeochemistry, Third Edition: An Analysis of Global Change* (eds Schlesinger WH, Bernhardt ES). Elsevier, pp. 275–340.
- Stedmon CA, Markager S (2003) Behaviour of the optical properties of coloured dissolved organic matter under conservative mixing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57: 1–7.
- Van Mooy BAS, Keil RG, Devol AH (2002) Impact of suboxia on sinking particulate organic carbon: Enhanced carbon flux and preferential degradation of amino acids via denitrification. *Geochimica Cosmochimica Acta* 66: 457–465.
- Wada E, Minagawa M, Mizutani H, Tsuji T, Imaizumi R, Karasawa K (1987) Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River watershed, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 25: 321–336.
- Wada S, Aoki MN, Mikami A, Komatsu T, Tsuchiya Y, Sato T, Shinagawa H, Hama T (2008) Bioavailability of macroalgal dissolved organic matter in seawater. *Marine Ecology Progress Series* 370: 33–44.
- Weishaar JL, Aiken GR, Bergamaschi BA, Fram MS, Fujii R, Mopper K (2003) Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon. *Environmental Science and Technology* 37: 4702–4708.
- Zeitzschel B (1970) The quantity, composition and distribution of suspended particulate matter in the Gulf of Carolina. *Marine Biology* 7: 305–318.
- Zurbrugg R, Suter S, Lehmann MF, Wehrli B, Senn DB (2013) Organic carbon and nitrogen export from a tropical dam-impacted floodplain system. *Biogeosciences* 10: 23–38.

記号表

A_i : 波長 λ における吸光度

a_i : 波長 λ における吸光係数

CDOM: Colored Dissolved Organic Matter (有色溶存態有機物)

Chl. a : クロロフィル a 濃度

C/N, N/C: 炭素と窒素のモル比

CPOM: Coastal POM (沿岸海域由来懸濁態有機物)

$\delta^{13}\text{C}$: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ を標準物質で標準化した炭素同位体比

DIC: Dissolved Inorganic Carbon (溶存態無機炭素)

DIN: Dissolved Inorganic Nitrogen (溶存態無機窒素)

DOC: Dissolved Organic Carbon (溶存態有機炭素)

[DOC]: 溶存態有機炭素 (DOC) 濃度

DOM: Dissolved Organic Matter (溶存態有機物)

DON: Dissolved Organic Nitrogen (溶存態有機窒素)

DOP: Dissolved Organic Phosphorus (溶存態有機リン)

DSi: Dissolved Silica (溶存態ケイ素)

ε_{ij} : サンプル i の変数 j における誤差

f : 各起源有機物の寄与率

LPOM: Lagoon POM (湖内生産由来懸濁態有機物)

μM : $\mu\text{mol L}^{-1}$

$\delta^{15}\text{N}$: $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ を標準物質で標準化した窒素同位体比

O_2 : 溶存酸素濃度

p : p 値

POC: Particulate Organic Carbon (懸濁態有機炭素)

POM: Particulate Organic Matter (懸濁態有機物)

PON: Particulate Organic Nitrogen (懸濁態有機窒素)

PP: Particulate Phosphorus (懸濁態リン)

PPOM: Phytobenthos POM (底生植物由来懸濁態有機物)

R : 炭素・窒素安定同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$)

S : 吸光係数の対数値の傾き

SRP: Soluble Reactive Phosphorus (リン酸態リン)

SUVA: Specific UV Absorption (全 DOC あたりの吸光度)

TDN: Total Dissolved Nitrogen (溶存態全窒素)

TDP: Total Dissolved Phosphorus (溶存態全リン)

TN: Total Nitrogen (全窒素)

TP: Total Phosphorus (全リン)

TPOM: Terrestrial POM (陸域由来懸濁態有機物)

V_j : 各起源有機物の変数 j

X : 保存的混合モデルにおける実測値

ΔX : 保存的混合モデルにおける実測値と推定値の差分

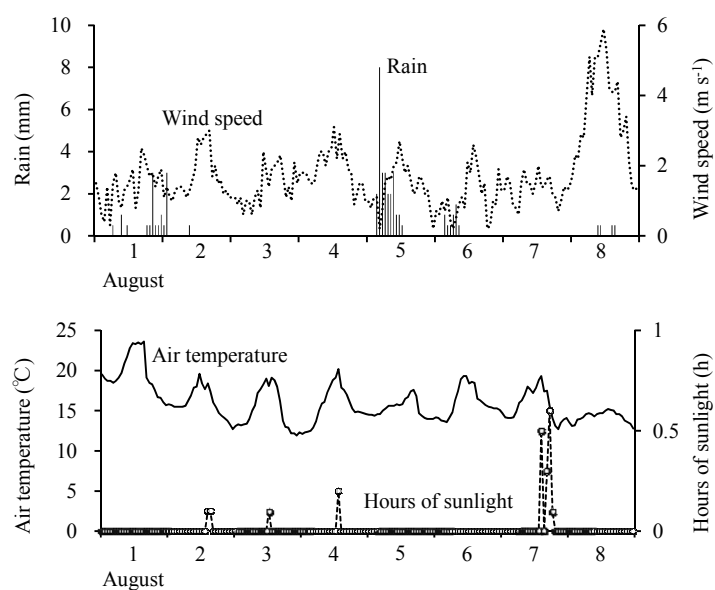
X_{mix} : 保存的混合モデルにおける推定値

X_{ij} : サンプル i の変数 j

付録

付録A 風蓮湖におけるアマモ採取地点の表層塩分とアマモ及び付着藻類 (Attached Algae: AA) の有機物パラメーター. 表には平均値 ± 標準偏差を示した.

Station	Group	n	Salinity	C/N	N/C	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
St. L6	Seagrass	3	22.58	20.61 ± 2.00	0.0489 ± 0.0050	12.5 ± 0.4	-12.6 ± 0.2
	AA	3	22.58	13.64 ± 1.06	0.0725 ± 0.0061	10.1 ± 0.1	-13.3 ± 0.0
St. L8	Seagrass	3	20.12	19.29 ± 1.69	0.0521 ± 0.0045	10.4 ± 0.2	-12.6 ± 0.5
	AA	3	20.12	11.85 ± 0.03	0.0829 ± 0.0025	10.4 ± 1.3	-14.6 ± 0.6
St. L13	Seagrass	3	28.79	23.77 ± 0.92	0.0421 ± 0.0016	9.2 ± 0.6	-10.1 ± 1.3
	AA	3	28.79	13.03 ± 1.49	0.0610 ± 0.0104	10.5 ± 0.8	-19.0 ± 1.0
St. L17	Seagrass	3	29.98	22.70 ± 1.88	0.0442 ± 0.0035	10.8 ± 0.6	-8.5 ± 0.2
	AA	3	29.98	12.60 ± 0.47	0.0794 ± 0.0029	8.7 ± 0.1	-19.1 ± 0.3



付録B 観測期間中の降雨量, 風速, 気温, 日照時間の時間変化 (別海気象台より).

港湾空港技術研究所報告 第52巻第3号

2013.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2013) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

1. Dynamics of Organic Matter Measured by the Elemental and Isotopic Techniques: Evaluation of the Carbon Sequestration in Shallow Coastal Ecosystems Kenta WATANABE, Tomohiro KUWAE	3
2. Modelling of Transport Processes of Muddy Sediment with High Water Content Yasuyuki NAKAGAWA	35
3. Generalization of the Wave Breaking Model by Focusing on the Production and Dissipation Process of Turbulence Katsuya HIRAYAMA, Yoshiyuki UNO	51