

沿岸植生域における有機炭素貯留速度の規定要因

渡辺 謙太*・所 立樹**・田多 一史**・門谷 茂***・桑江 朝比呂****

要 旨

有機炭素貯留や大気中二酸化炭素の吸収は、海草藻場や塩性湿地等の沿岸植生域が有する重要な生態系機能である。そのため、沿岸植生域の造成・再生・保全は気候変動の緩和を目指した吸収源対策として国内外で注目を集めている。沿岸植生域の吸収源としての機能においては、堆積物中への有機炭素貯留が重要な過程である。これまでに、沿岸植生域の有機炭素貯留量を規定する様々な要因について研究が行われている。しかしながら、有機炭素貯留速度の規定要因について、時空間的な堆積環境の変化を検討した事例は限られている。そこで本研究では北海道の潟湖をモデルサイトとし、現場で採取した堆積物コアを地質学・生物地球化学的に分析することで、有機炭素貯留速度を規定する要因を抽出することを目的とした。沿岸植生域において堆積環境の時空間変化を詳細に捉えるために、同位体を用いた起源別有機炭素貯留速度推定法を検討した。解析の結果、相対的海水準、土砂供給、静穏性、植生の変化が有機炭素貯留速度を規定していることが分かった。堆積環境や植生の変化は地殻変動及び気候変動に起因する相対的海水準の変動によって生じていることが示された。特に相対的海水準が上昇していた期間は土砂堆積速度が増加し、これによって有機炭素貯留速度も大きかった。本研究の成果は、吸収源として沿岸植生域を造成・再生・保全する際に、有機炭素貯留機能を高める計画・設計の一助になると考えられる。また、将来の気候変動による海水準上昇が有機炭素貯留速度に与える影響の予測にも役立つ知見が得られた。

キーワード：ブルーカーボン，海草藻場，塩性湿地，炭素貯留，相対的海水準，同位体分析

* 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究グループ 研究官
** 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究グループ 客員研究員
*** 北海道大学 水産科学研究院 海洋環境科学分野 教授
**** 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究グループ長
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1
国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所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

Regulating factors of organic carbon accumulation rate in coastal vegetated habitats

Kenta WATANABE*

Tatsuki TOKORO**

Kazufumi TADA**

Shigeru MONTANI***

Tomohiro KUWAE****

Synopsis

Organic carbon (C_{org}) storage and the absorption of atmospheric carbon dioxide (CO_2) are among the valuable functions in vegetated coastal habitats (e.g., seagrass meadows, saltmarshes, and mangroves). The conservation and restoration of these habitats enhance atmospheric CO_2 sinks, which is considered as important measures for mitigating global climate change. C_{org} accumulation into sediment is a key process contributing to the function of atmospheric CO_2 absorption. An increasing number of studies have examined the factors controlling the C_{org} stocks in vegetated coastal habitats. However, the regulating factors of C_{org} accumulation rate and its spatiotemporal variations are poorly understood in these habitats. In this study, we examined the sediment profiles of geological and biogeochemical features in two coastal lagoons in eastern Hokkaido, aiming to investigate the regulating factors of C_{org} accumulation rate in vegetated coastal habitats. For assessing the variation in the depositional environments, the historical change in the source of sedimentary C_{org} was estimated by using isotopic and elemental signatures. Our geological and biogeochemical approaches indicated that the C_{org} accumulation rate was regulated by the depositional environment (relative sea-level, sediment supply, and calmness) and the habitat relocation. The depositional environment and the habitat were affected by relative sea-level fluctuations driven by seismic land-level change and climate change. In particular, relative sea-level rise accelerated sediment accretion and increased C_{org} accumulation rate. Our findings help planning the conservation and restoration of these habitats for enhancing their carbon storage function.

Key Words: Blue carbon, Seagrass meadows, Saltmarshes, Carbon storage, Relative sea-level, Isotopic analyses

* Researcher, Coastal and Estuarine Environment Group, Coastal and Estuarine Environment Department
** Member, Coastal and Estuarine Environment Group, Coastal and Estuarine Environment Department
*** Professor, Faculty of Fisheries Science, Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University
**** Head of Coastal and Estuarine Environment Group, Coastal and Estuarine Environment Department
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
2. 現地調査及び分析方法	8
2.1 調査水域と試料採集	8
2.2 試料の処理・分析	8
2.3 堆積年代推定	8
2.4 有機炭素貯留速度の推定	10
2.5 有機炭素の起源推定	10
2.6 統計解析	11
3. 結果	12
3.1 堆積年代モデルと土砂堆積速度	12
3.2 堆積物コアの地質学・生物地球化学的特徴	12
3.3 有機炭素起源の構成割合	13
3.4 有機炭素貯留量・貯留速度	16
4. 考察	19
4.1 堆積環境・植生域変化と有機炭素貯留速度	19
4.2 有機炭素貯留速度の規定要因	21
5. 結論	22
6. あとがき	23
謝辞	23
参考文献	24
用語リスト	28

1. まえがき

人間活動に起因する二酸化炭素 (CO₂) を主とする温室効果ガスの排出により大気中の温室効果ガス濃度は上昇し続けており、気候変動に対する人間活動の影響は明白なものと認識されている (IPCC, 2013)。将来の気候変動による様々な分野への影響を緩和するため、CO₂をはじめとした温室効果ガスの大気中濃度上昇の抑制が世界的に喫緊の課題となっている。2015年に開催されたUNFCCC (気候変動枠組条約) の第21回締約国会議 (COP21) では京都議定書に続く、2020年以降の気候変動対策の枠組みとなる「パリ協定」が締結された。パリ協定では「気温上昇を2.0°C未満に抑え、1.5°C目標への努力を行う」という野心的な目標が掲げられており、全世界的に気候変動対策の実行がいつそう求められている。

気候変動の緩和策として陸上生態系である森林等 (いわゆるグリーンカーボン) の吸収源拡大が有効な政策として進められている。近年、海草藻場や塩性湿地、マングローブなどの沿岸植生域が有する炭素の隔離・貯留機能が有用であることが明らかになってきており (Nellemann et al., 2009)、沿岸植生域の造成・再生・保全が吸収源対策の一つとして注目されている。これらの生態系によって捕捉される炭素はブルーカーボンと呼ばれ (Nellemann et al., 2009)、ここ10年間ほどで盛んに研究が行われている (Duarte et al., 2013; 堀・桑江, 2017; Macreadie et al., 2017; McLeod et al., 2011)。

法的拘束力を持つパリ協定では、各国が排出削減に関して約束草案 (Nationally Determined Contributions; NDC) を提出し、それを相互に検証し合う仕組みを基本としている。COP21にて提出されたNDCの中で、ブルーカーボンによる気候変動の緩和に言及した国は28カ国にも及んだ (Herr and Landis, 2016)。これらの国にはアメリカや中国、オーストラリアなどの大国も含まれている。日本においては先のNDCにおいてブルーカーボンへの言及はなかったが、吸収源対策としての議論が開始されている。

港湾域は多様なCO₂の排出源を抱えており、港湾行政においても気候変動対策への責任ある対応が求められている。2018年に改正された「港湾の施設の技術上の基準・同解説」では、港湾施設の設計に係る環境等への配慮として、吸収源 (沿岸植生域) を利活用することが推奨されている。また2030年を見据えた港湾の中長期計画「PORT 2030」においても、カーボンフリーポートの実現に向けて沿岸植生域の造成等の吸収源対策を進めることが宣言されている。

このように気候変動の緩和策としてブルーカーボンに

よる吸収源の拡大を活用することが国内外で活発に議論されており、炭素の隔離・貯留機能の評価手法開発 (Hiraishi et al., 2014; Kelleway et al., 2017; 所ら, 2015) やメカニズムの解明 (堀・桑江, 2017; Macreadie et al., 2017) などの研究開発の必要性が求められている。

沿岸植生域が大気中CO₂を隔離・貯留するプロセスとして、大気-水間CO₂ガス交換、生物体への炭素固定、難分解性有機炭素の生成、堆積物中への有機炭素貯留が考えられる (堀・桑江, 2017; Kuwae et al., 2016; 渡辺・桑江, 2013; Watanabe and Kuwae, 2015a)。特に堆積物中への有機炭素貯留は沿岸植生域の炭素隔離機能の主要な過程と認識されており、その有機炭素貯留速度は外洋域のそれよりも圧倒的に大きい (Nellemann et al., 2009)。沿岸植生域の有機炭素貯留量 (ストック) を規定する要因として、土砂の性質 (Kelleway et al., 2016a; Miyajima et al., 2017; Serrano et al., 2016a)、植生・構成種 (Kelleway et al., 2016b; Lavery et al., 2013)、植生域の規模 (Miyajima et al., 2017; Oreska et al., 2017)、物理的攪乱 (Macreadie et al., 2013, 2015) などが知られている。貯留されている炭素が人為的な環境変化や気候変動などの影響でCO₂に回帰してしまうと沿岸植生域は排出源となってしまう。こうした影響のポテンシャルを評価するために有機炭素貯留量 (ストック) を測定することは重要である。しかしながら、吸収源対策として沿岸植生域の機能を評価するためには、時間あたりの貯留量である有機炭素貯留速度 (フロー) を測定するのが直接的である。有機炭素貯留速度 (フロー) については、植生の有無 (Marbà et al., 2015)、植生域の変化 (Kelleway et al., 2016b)、生物生産 (Serrano et al., 2016b)、海水準上昇 (Carnero-Bravo et al., 2018; Hill and Anisfeld, 2015; Jones et al., 2017) などに着目した研究例がある。しかしながら、どのような堆積環境、植生、地形において有機炭素貯留速度が大きくなるかという知見は限られている。有機炭素貯留速度の規定要因を明らかにすることで、吸収源対策として沿岸植生域の造成・再生・保全を検討する際に、吸収効率をより高めるための計画・設計が可能になると期待される。また、有機炭素貯留に影響を与える生物・物理・化学的な諸過程は時間スケール (数年~数千年) によって変化するため、複数の時間スケールで有機炭素貯留速度の規定要因を調べることが重要である。長期的な時間スケールの解析によって、長期的な環境変化 (海水準上昇等) による有機炭素貯留速度への影響についても知見を得られる。

そこで本研究では、沿岸植生域において有機炭素貯留速度を規定する要因を抽出することを目的とした。堆積環境や植生の変化と有機炭素貯留速度の関係を数十年か

ら数千年スケールで調べるために、現場で採取した堆積物コアを地質学・生物地球化学的に分析・解析した。堆積年代推定と同位体を用いた起源別有機炭素貯留速度推定法を組み合わせることで、環境の時空間変化を詳細に解析した。これらの結果から、有機炭素貯留速度を高める環境条件をとりまとめた。

2. 現地調査及び分析方法

2.1 調査水域と試料採集

現地調査は北海道東部に位置する風蓮湖と火散布沼で実施した(図-1)。これらの潟湖は亜寒帯に属する半閉鎖性水域である。湖内の堆積物はケイ酸塩鉱物及びアルミノケイ酸塩鉱物が主体である。いずれの潟湖も、湖内は潮汐チャンネルを除いてほとんどが海草藻場に覆われており、湖畔は塩性湿地となっている(写真-1)。

風蓮湖はその奥部から主要な3河川(風蓮川、矢白別川、ポン矢白別川)が流入しており、湖内は汽水(塩分、1–30; Tokoro et al., 2014)となっている(図-1)。海側はオホーツク海に接続しており、海水の交換がある。湖内のほとんどは水深1 m以浅であり、湖面積の70%程度をアマモ(*Zostera marina*)が占めている(Tokoro et al., 2014; Watanabe and Kuwae, 2015a)。3つの堆積物コア採取地点(F8, F41, F25)はいずれもアマモ場の内側に位置している。F8は湖奥、F41は河口付近、F25は湖口付近に位置する(図-1)。

火散布沼は水路を通して太平洋に接続する潟湖で、風蓮湖に比べて河川流入量が少ないために比較的高塩分(塩分、27.5–34.1; Komorita et al., 2014)である(図-1)。火散布沼は水域のほとんどが水深0.7 m程度と浅く、コアモモ(*Z. japonica*)やアマモが群生する。3つの堆積物コア採取地点(H15, H7, H12)はいずれも海草藻場の内側に設定した。H15とH7は湖奥、H12は潮汐チャンネル付近に位置している。

2012年10月に、風蓮湖及び火散布沼の海草藻場から合計6本のロングコア(コア長2 m)を採取した(写真-2)。沿岸植生域での平均的な堆積速度を考慮すると、2 mのコアで数千年間の堆積記録を調べることが出来るためである。採取は塩化ビニル製パイプを使用した打撃式コアラー(Adachi et al., 2010)もしくはピストンコアラーを用いた。採取したロングコアは現地で両端に封をし、実験室に輸送した。堆積物コアの圧密(コア長の減少率)は概ね20%以下であったが、F8, F41, F25の泥深0–1 m区間でそれぞれ21%, 23%, 31%, H15の泥深1–2 m区間で22%となっていた。試料採取過程での圧密を考慮し

て、堆積物コアの各層厚を補正した。

各地点3本の表層堆積物コア(コア長20 cm程度)をアクリル製ピストンコアラーで採取した。それぞれのコアの表層2 mm層を現地で分取し、後述する放射性炭素同位体(^{14}C)のリザーバー効果を推定するために用いた。分取した試料はポリエチレンバッグで -20°C で冷凍保存した。

2.2 試料の処理・分析

ロングコアを実験室へ輸送後、非破壊で帯磁鉱物含有量の鉛直分布を把握するために、マルチセンサーコアロガー(MSCL-S, GeoTek社製)を用いて磁化率を測定した。コアは1 cm毎(泥深0–1 m区間)、もしくは2 cm毎(泥深1–2 m区間)に層切りした。層切りした各試料は分析まで -20°C で冷凍保存した。

堆積物の粒度組成をレーザ回折/散乱式粒子径分布測定装置(LA-960, 堀場製作所社製)で測定した。測定結果は、礫及び粗粒砂($>500\ \mu\text{m}$)、中粒砂及び細粒砂($63\text{--}500\ \mu\text{m}$)、シルト及び粘土($<63\ \mu\text{m}$)に分類した。

化学分析の前処理として各層の堆積物試料をドライオーブンをを用いて 60°C で24時間以上乾燥させた。乾燥の前後で湿重量及び乾重量を測定し、含水率を測定した。乾燥させた試料は均質に粉碎した後、同位体分析、元素分析、堆積年代推定、乾燥かさ密度(DBD)の測定に用いた。

有機炭素含有量(C_{org} , %), 全窒素含有量(TN, %), 炭素安定同位体比($\delta^{13}\text{C}$, ‰)の測定の前処理として、乾燥させた堆積物試料に1 N HCl溶液を滴下し、無機炭素を除去した後、 60°C で再度乾燥させた。堆積物試料の C_{org} , TN, $\delta^{13}\text{C}$ を元素分析計-同位体質量分析計(Flash EA 1112/Conflo III/DELTA Plus Advantage, ThermoFisher Scientific社製)により同時測定した。 $\delta^{13}\text{C}$ は標準物質(PeeDee Belemnite)に対する同位体比の千分率偏差(‰)で表している。測定システムの分析精度は複数のワーキングスタンダード(L-Histidine, $\delta^{13}\text{C}\text{-PDB} = -10.18\text{‰}$, 昭光通商社製; L-Alanine, $\delta^{13}\text{C}\text{-VPDB} = -19.6\text{‰}$, 昭光サイエンス社製)の繰り返し分析により、 $\pm 0.2\text{‰}$ 以下と計算された。

2.3 堆積年代推定

土砂堆積速度(sediment accretion rate; SAR)を、数十年スケールは放射性鉛同位体(^{210}Pb)の鉛直プロファイル、数千年スケールは ^{14}C によって推定した。乾燥させた堆積物試料の ^{210}Pb 濃度を高純度ゲルマニウム半導体の井戸型検出器を備えたガンマ線スペクトロメーター

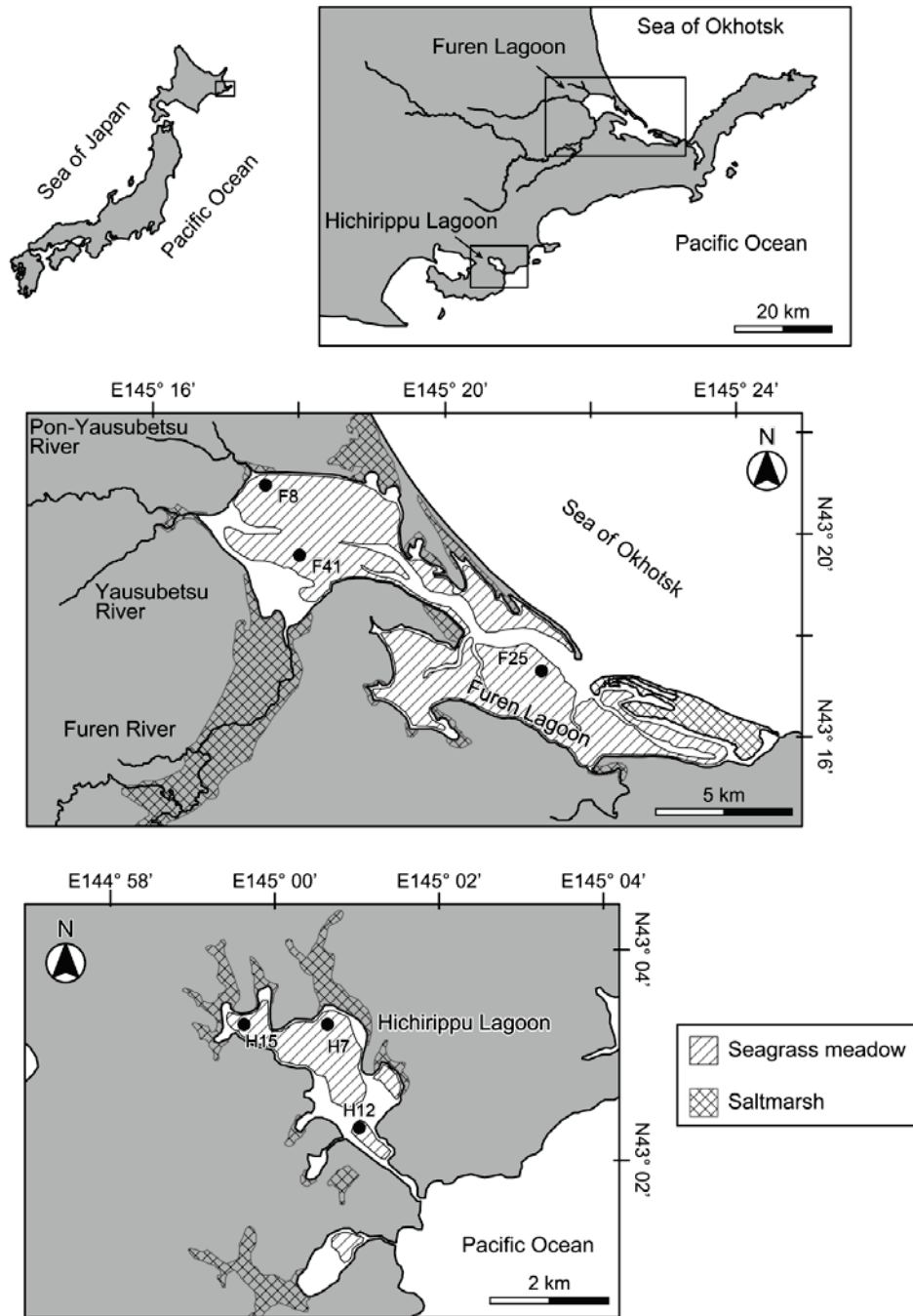


図-1 風蓮湖及び火散布沼の位置と堆積物コアの採取地点.

(GCW3523, Canberra社製) によって測定した. 分析におけるバックグラウンドノイズを抑えるために鉛製のチャンパー (777B, Canberra社製) を用いて測定した. ^{210}Pb 濃度は46.5 keVのピーク位置のガンマ線検出を24時間以上行った. 検出効率は標準物質 (IAEA-375) によって校正した. 堆積年代推定に用いる大気降下由来のexcess ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) は, バックグラウンドとして存在するsupported

^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) と区別しなければならない. $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ を ^{210}Pb 濃度が減衰しきって一定濃度になる層の平均濃度として推定した. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ を各層の ^{210}Pb 濃度から $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ を差し引いた値として算出した. 各層の堆積年代を $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ インベントリに対してconstant rate of supply (CRS) モデル (Appleby and Oldfield, 1978) を適用することで推定した.

^{14}C による年代推定をするために, それぞれのロングコ

アから12層以上の試料と表層2 mmの試料を分析に供した。乾燥試料から目立った植物片や貝殻片を除去し、1 N HClで無機炭素を除去した。処理後の試料を元素分析計 (Euro EA3000, EuroVector社製; Flash 2000, Thermo Fisher Scientific社製) で燃焼させ、有機炭素から生成したCO₂ガスを冷却トラップで捕集した。濃縮されたCO₂ガスを650°Cに過熱した状態で鉄を触媒として水素で還元し、グラファイトを生成した。このグラファイトを加速器質量分析計 (AMS) に導入して¹³C濃度及び¹⁴C濃度を測定し、¹⁴Cの半減期から放射性炭素年代を計算した。放射性炭素年代から暦年への較正はソフトウェアOxCal 4.3を用いてIntCal13データセット (Reimer et al., 2013) により行った。本研究における暦年表示は試料を採取した西暦2012年を基準に、そこから遡った年数 (Cal yr BP) で示す。¹⁴Cは大気から海洋へ移行し、海洋を循環した後に有機炭素として取り込まれる。海洋の有機炭素が同じ年代に生成された陸上の有機炭素に比べて一般に古い年代を示すことを海洋リザーバー効果 (ΔR) と呼ぶ。海洋試料の暦年をより正確に推定するためには ΔR を知る必要がある。本研究では、表層2 mmの試料が現在堆積する有機炭素であると仮定し、この試料の暦年を ΔR と仮定して各層の試料からオフセットした。ただし、構成する有機炭素のほとんどが陸上植物由来である泥炭層の試料については、 $\Delta R = 0$ とした。

²¹⁰Pb及び¹⁴Cによる年代推定の結果から、堆積年代モデルを構築した。堆積年代モデルはソフトウェアBacon (Blaauw and Christen, 2011) を用いてベイズ推定した。各層の堆積年代をフィッティングしたモデルから計算した。

2.4 有機炭素貯留速度の推定

有機炭素貯留量 (ストック) をC_{org}含有量にDBDを乗じることで計算した。DBDを各層試料の含水率 (w , g g⁻¹) とそれぞれのロングコアについて数試料ずつ測定した土粒子密度 (d , g cm⁻³) の平均値から計算した。ピクノメーターで測定された d の平均値は2.48–2.66 g cm⁻³であった。DBDは以下の式で計算される。

$$DBD (\text{g cm}^{-3}) = (1 - 1.023w) / (w + (1 - 1.023w) / d)$$

間隙水密度は1.023 g cm⁻³としている。この式で得られたDBDとC_{org}含有量 (%) からC_{org}密度 (g C_{org} cm⁻³) を計算した。C_{org}密度を泥深方向に積算して有機炭素貯留量 (g C_{org} m⁻²) を推定した。

数十年スケールの平均有機炭素貯留速度を²¹⁰Pbで推定した堆積年代と有機炭素貯留量の一次回帰式の傾きとし

て計算した。同様に、数千年スケールの平均有機炭素貯留速度を¹⁴Cで推定した堆積年代と有機炭素貯留量の一次回帰式の傾きとして計算した。各層における有機炭素貯留速度を上下層合わせて3試料の堆積年代と有機炭素貯留量の一次回帰式から算出した。

C_{org}含有量とDBDから各層の無機鉍物量を推定し、上記の算出方法から無機鉍物堆積速度を計算した。既往研究 (Fourqurean et al., 2012) において取りまとめられているC_{org}含有量と有機物量の関係式を用いて各層の有機物量を推定し、DBDから差し引くことで無機鉍物量を計算した。ここでC_{org}含有量と有機物量の比が一定と仮定している。

2.5 有機炭素の起源推定

堆積物中C_{org}の起源は $\delta^{13}\text{C}$ 及びN/C比を変数として用い、SIARモデル (Parnell et al., 2010) により推定した。本研究ではN/C比をモデルに用いているが、これはC/N比よりもN/C比の方が炭素源の起源推定に適しているからである (Perdue and Koprivnjak, 2007; 渡辺・桑江, 2013; Watanabe and Kuwae, 2015a)。

$$X_{ij} = f_{S1}V_{jS1} + f_{S2}V_{jS2} + f_{S3}V_{jS3} + \varepsilon_{ij}$$

$$f_{S1} + f_{S2} + f_{S3} = 1$$

ここで、S1, S2, S3は3つの起源有機物 (エンドメンバー) を表す。X_{ij}はサンプル*i*の変数*j* ($\delta^{13}\text{C}$, N/C), V_jは各エンドメンバーの変数*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として寄与率*f*を推定する。なお本研究では各層の堆積物試料を繰り返し採取していないので、 ε_{ij} は0とみなして計算した。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。各起源の寄与率について推定値の中央値と95%信頼区間を計算した。

風蓮湖の起源推定モデルでは、海草、植物プランクトン、底生微細藻類 (microphytobenthos; MPB)、塩性湿地植物、河川由来有機物をエンドメンバーとして仮定した。推定結果の発散を抑制するために、 $\delta^{13}\text{C}$ やN/C比が比較的近い植物プランクトンとMPBを微細藻類として、また塩性湿地植物と河川由来有機物を陸域由来有機物 (TerrOM) としてエンドメンバーをまとめた。火散布沼の起源推定モデルでも同様に、海草、微細藻類、TerrOM (塩性湿地植物と河畔土壌の混合) をエンドメンバーと仮定した。

海草草体は塩分勾配に沿って複数地点を設定し、季節

毎に、風蓮湖 (Watanabe and Kuwae, 2015b) と火散布沼 (梶原, 2010) でそれぞれ採取・分析した。海草の $\delta^{13}\text{C}$ とN/C比は地上部と地下部の平均値とした。風蓮湖 (Watanabe and Kuwae, 2015b) と火散布沼 (梶原, 2010) の湖内で採取した懸濁態有機物試料のうち、炭素/クロロフィル a 比 (<100) 及びC/N比 (<8.0) が植物プランクトンに近いものを植物プランクトンの代表値として用いた。塩性湿地植物のN/C比は分解過程で大きく変化することが知られているので (Krüger et al., 2015), H7とH15のロングコアから実際に採取された植物片を塩性湿地植物のエンドメンバーとして用いた。河畔土壌 (表層5 mm) は火散布沼

の湖畔にてコアラーで採取した (梶原, 2010)。これらのエンドメンバーの $\delta^{13}\text{C}$ 及びN/C比は堆積物と同様の手法で測定した。河川由来有機物 (Watanabe and Kuwae, 2015b) 及びMPB (Kajihara et al., 2010; Kuwae et al., 2012) の $\delta^{13}\text{C}$ 及びN/C比は既往文献の報告値を用いた。混合物である微細藻類及びTerrOMは各エンドメンバーの混合率を0–100%でランダムに変化させて計算した。

一般的にはN/C比は分解に伴って減少するため (Krüger et al., 2015), 微細藻類などN/C比の高い起源の寄与率は過小評価されうることに留意する必要がある。一方, $\delta^{13}\text{C}$ は分解過程では大きく変化しないことが知られている (Fry, 2006)。

2.6 統計解析

統計解析にはソフトウェアRの統計解析パッケージを用いた (R Core Team, 2017)。変化点解析 (Killick and Eckley, 2011) を各堆積物コアの有機炭素貯留速度プロファイルに対して適用することで、有機炭素貯留速度が大きい時期を統計的に抽出した。抽出された「有機炭素貯留速度が大きい時期」の堆積環境を分類するために、階層クラスター分析を行った。堆積環境によって変化するパラメータとして C_{org} 含有量、粒度組成、 C_{org} 起源組成を選択した。変化点解析によって抽出されたサンプルの C_{org} 含有量、粒度組成、 C_{org} 起源組成を元に、ユークリッド距離を用いたウォード法によってクラスタリングした。また同様のデータセットを主成分分析によっても解析した。

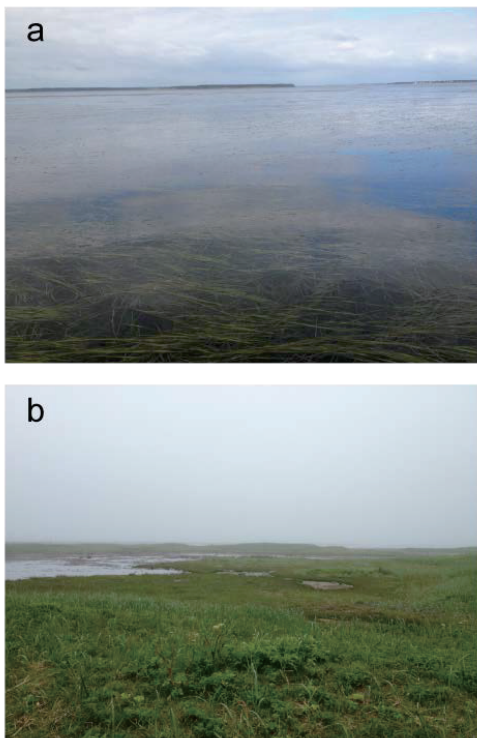


写真-1 (a)海草藻場と(b)塩性湿地の様子。



写真-2 堆積物コア (LH7) の様子。

3. 結果

3.1 堆積年代モデルと土砂堆積速度

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度は表層から下層にかけて $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ 濃度まで減少した(図-2)。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の鉛直プロファイルから計算された数十年スケールの平均土砂堆積速度(SAR)は風蓮湖で $0.6\text{--}4.9\text{ mm yr}^{-1}$ 、火散布沼で $0.2\text{--}1.9\text{ mm yr}^{-1}$ と計算された(表-1)。数十年スケールのSARが最も速かったのは風蓮湖のF25(湖口付近のアマモ場)であった。数千年スケールの平均SARは風蓮湖で $0.2\text{--}1.2\text{ mm yr}^{-1}$ 、火散布沼で $0.4\text{--}0.6\text{ mm yr}^{-1}$ と計算され、風蓮湖のF25(湖口付近のアマモ場)で最も大きくなった(表-1)。F41とH7を除いたコアでは数十年スケールのSARは数千年スケールのSARよりも有意に大きな値となった(t test, $p < 0.01$)。 ^{210}Pb と ^{14}C による年代推定で得られた堆積年代と泥深の関係から堆積年代モデルを構築した(図-3; 図-4)。

3.2 堆積物コアの地質学・生物地球化学的特徴

風蓮湖の堆積物はシルト・粘土及び砂で構成されてい

た(図-3)が、火散布沼は潮汐チャンネル付近に位置するH12を除いてシルト・粘土が主要画分であった(図-4)。磁化率は風蓮湖の堆積物で高かった(図-3)。以下に各堆積物コアの地質学・生物地球化学的特徴を示す。

①F8(風蓮湖の湖奥):数千年スケールのSARが最も遅く、泥深2 mで8000 Cal yr BPより古かった(図-3a)。砂泥($<500\text{ }\mu\text{m}$)が主な画分であったが、粗粒砂が泥深10–20 cmに分布していた。 C_{org} 含有量は表層で2%以上と高く、下層では1%以下と低かった。 C/N 比は12–20、 $\delta^{13}\text{C}$ は -23.3‰ から -27.1‰ で変化したが、ともに鉛直的に大きな変化はしなかった。

②F41(風蓮湖の河口付近):泥深2 mで4000 Cal yr BPであり、中程度のSARを示した(図-3b)。堆積年代モデルは1800 Cal yr BPから800 Cal yr BP(泥深16–131 cm)にかけてSARが一時的に上昇したことを示した。また泥深59–87 cmは中粒砂から粗粒砂で構成され、 $\delta^{13}\text{C}$ が低かった。 C_{org} 含有量は全層を通して1.5%以下と低かった。 C/N 比は12–18、 $\delta^{13}\text{C}$ は -23.1‰ から -27.2‰ で変化した。

③F25(風蓮湖の湖口付近):数十年スケール及び数千

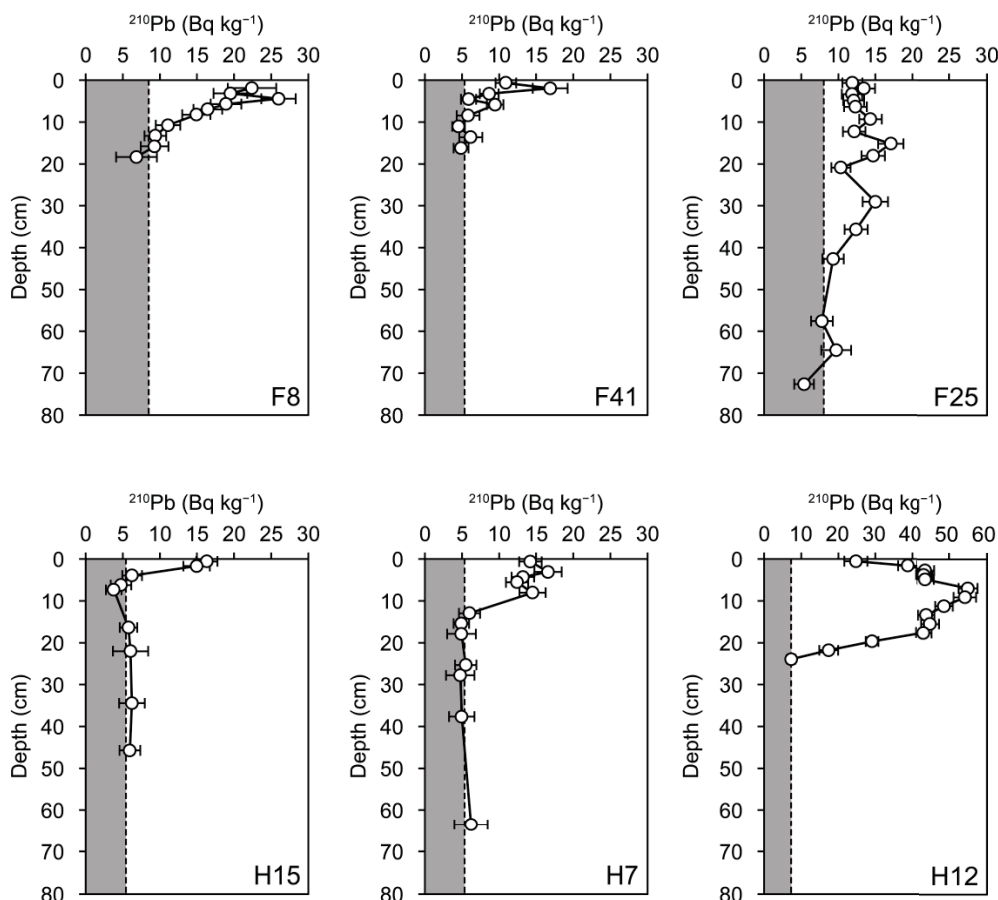


図-2 ^{210}Pb 濃度の鉛直分布。縦軸：泥深，横軸： ^{210}Pb 濃度，網掛部：supported ^{210}Pb 濃度，エラーバー：測定誤差。(Watanabe et al., 2019 を改変)

年スケールのSARがともに最も大きかった(表-1; 図-3c). 堆積物は細粒砂から中粒砂で構成されていた. C_{org} 含有量は表層を除いて1%以下で安定していた. 風蓮湖の他の地点に比べて, C/N比は低く(9-14), $\delta^{13}C$ は高かった(-20.5-16.8‰). 堆積年代モデルは直近100年(泥深0-40 cm)と800-1100 Cal yr BP(泥深60-200 cm)ころにSARが大きかったことを示した.

④H15(火散布沼の湖奥): SARが地質学・生物地球化学的パラメータと連動して大きく変化した(図-4a). 泥炭層が泥深140-175 cm(約2400 Cal yr BP)付近に分布しており, この層は高い C_{org} 含有量(~20.3%), 高いC/N比(~20), 低い $\delta^{13}C$ (~-28.6‰)を示した. その上の泥深71-140 cm層はSARが大きく, $\delta^{13}C$ は上層に向かって増加した. 泥深15-71 cmではSARが小さくなったが, 泥深15 cmから表層にかけては再びSARが大きくなり, $\delta^{13}C$ も増加した.

⑤H7(火散布沼の湖奥): シルト・粘土主体であったが, その中にいくつかの明瞭な砂層が見られた(写真-2; 図-4b). 泥炭層が泥深103-118 cmに見られ, この泥炭層は砂層(120-140 cm)の直上に堆積していた. 泥炭層は高い C_{org} 含有量, 高いC/N比, 低い $\delta^{13}C$ を示した. 泥炭層上部の堆積層(泥深70-100 cm)はSARが大きく, 上層にかけて $\delta^{13}C$ が上昇した. 泥深0-70 cmはSARが小さかった.

⑥H12(火散布沼の潮汐チャネル付近): 粒度組成が不均質で砂泥の中に粗粒砂層が分布していた(図-4c). $\delta^{13}C$

は火散布沼のコア採取地点の中で最も高かったが, C_{org} 含有量は全層を通してほとんどが1%以下と少なかった. SARは約1700-2200 Cal yr BP(泥深63-125cm)で大きくなっていた.

3.3 有機炭素起源の構成割合

有機炭素の起源推定モデル(図-5)によって沿岸植生域の有機炭素起源の時空間的変動が示された. 風蓮湖のF8(湖奥)とF41(河口付近)ではTerrOMの寄与率(全層合算の中央値と95%信頼区間, 以下同様)がそれぞれ79%(78-81%)と79%(76-81%)であり, TerrOMが最も優占的な有機炭素起源と推定された(図-6a, b). これらの堆積物中では海草と微細藻類はTerrOMに比べて寄与率が小さかった. F41の堆積物では1000-1400 Cal yr BP付近でTerrOMの寄与率が顕著に大きくなった. 一方, 湖口付近のF25ではTerrOMの寄与率が22%(20-24%)と他の地点に比べて低く, 海草(30%, 18-45%)と微細藻類(48%, 31-68%)が主要な有機炭素起源と推定され, 構成割合の鉛直方向への大きな変化はなかった(図-6c).

火散布沼の堆積物コアでは有機炭素起源が時間的に大きく変化していることが分かった. H15とH7では, 約2400 Cal yr BPには微細藻類の寄与がある堆積層からTerrOMが90%以上を占める泥炭層に遷移した(図-7a, b). 泥炭層の上層では再び微細藻類や海草の寄与率が高くなった. H12

表-1 平均土砂堆積速度(SAR)及び平均有機炭素貯留速度(平均±95%信頼区間). (Watanabe et al., 2019を改変)

地点	植生域・地形	数十年スケール (^{210}Pb)			数千年スケール (^{14}C)		
		層厚 (cm)	SAR (mm yr $^{-1}$)	C_{org} 貯留速度 (g C_{org} m $^{-2}$ yr $^{-1}$)	層厚 (cm)	SAR (mm yr $^{-1}$)	C_{org} 貯留速度 (g C_{org} m $^{-2}$ yr $^{-1}$)
風蓮湖							
F8	アマモ (<i>Zostera marina</i>) 湖奥	8	1.0±0.2	11.7±3.5	200	0.2±0.0	2.0±0.4
F41	アマモ (<i>Z. marina</i>) 河口付近	6	0.6±0.2	7.5±3.1	200	0.6±0.1	5.1±1.0
F25	アマモ (<i>Z. marina</i>) 湖口付近	30	4.9±1.0	41.6±7.7	200	1.2±0.5	11.8±4.5
火散布沼							
H15	コアアマモ (<i>Z. japonica</i>) 湖奥	20	1.9±0.4	31.0±7.0	200	0.6±0.1	14.8±3.8
H7	コアアマモ (<i>Z. japonica</i>) 湖奥	2	0.2±0.1	5.1±5.6	200	0.5±0.1	9.2±3.2
H12	コアアマモ (<i>Z. japonica</i>) 潮汐チャネル付近	6	1.5±0.1	11.7±4.0	200	0.4±0.1	2.7±0.6

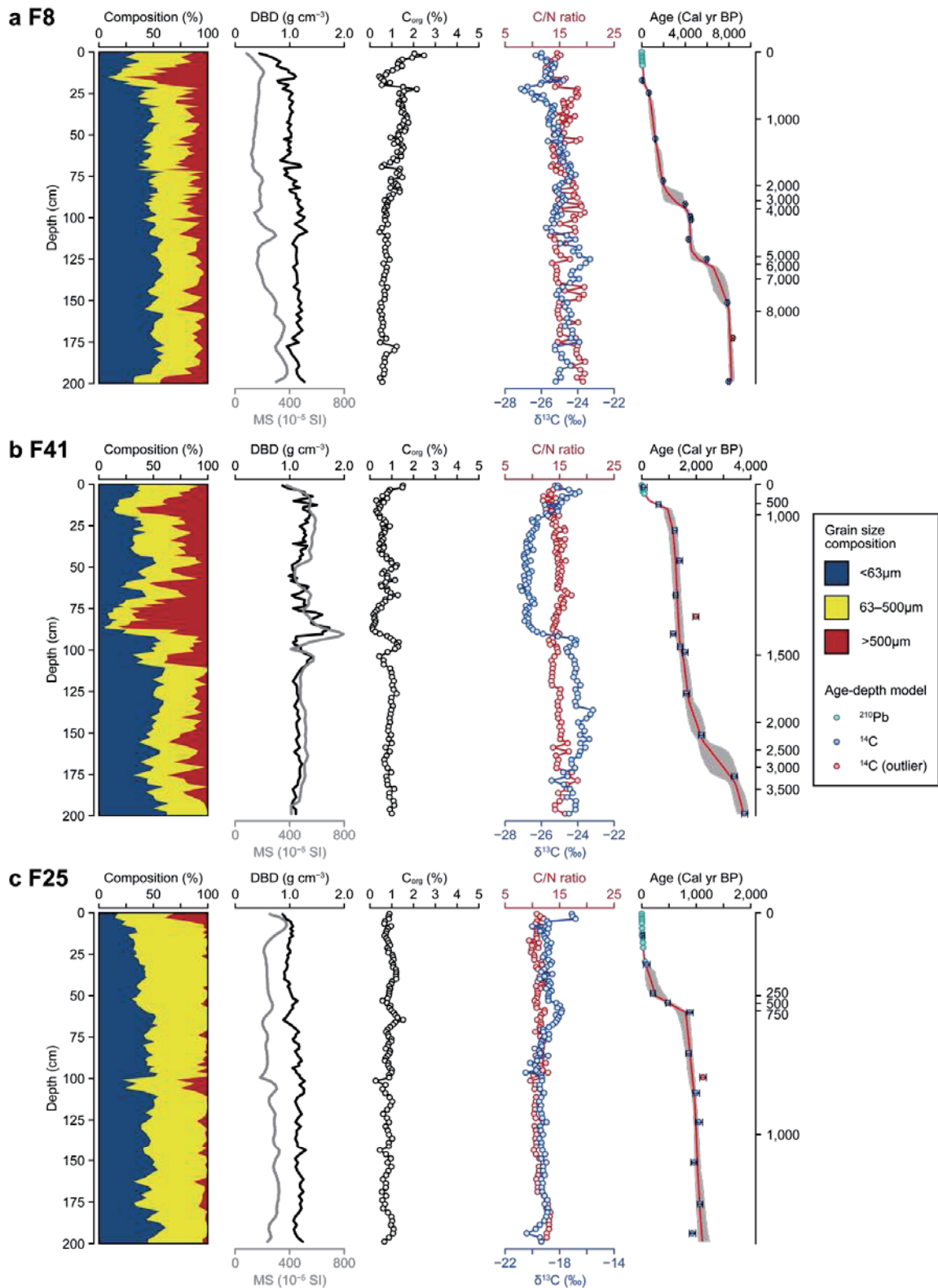


図-3 風蓮湖の(a) F8, (b) F41, (c) F25 における堆積物コアの地質学的・生物地球化学的パラメータの鉛直分布. 縦軸: 泥深, 横軸: 粒度組成, 乾燥かさ密度 (DBD), 磁化率 (MS), 有機炭素含有量 (C_{org}), C/N 比, δ¹³C, 堆積年代の推定値. 堆積年代モデルの赤線は推定値の重み付け平均, 灰色部は 95%信頼区間を示す. (Watanabe et al., 2019 を改変)

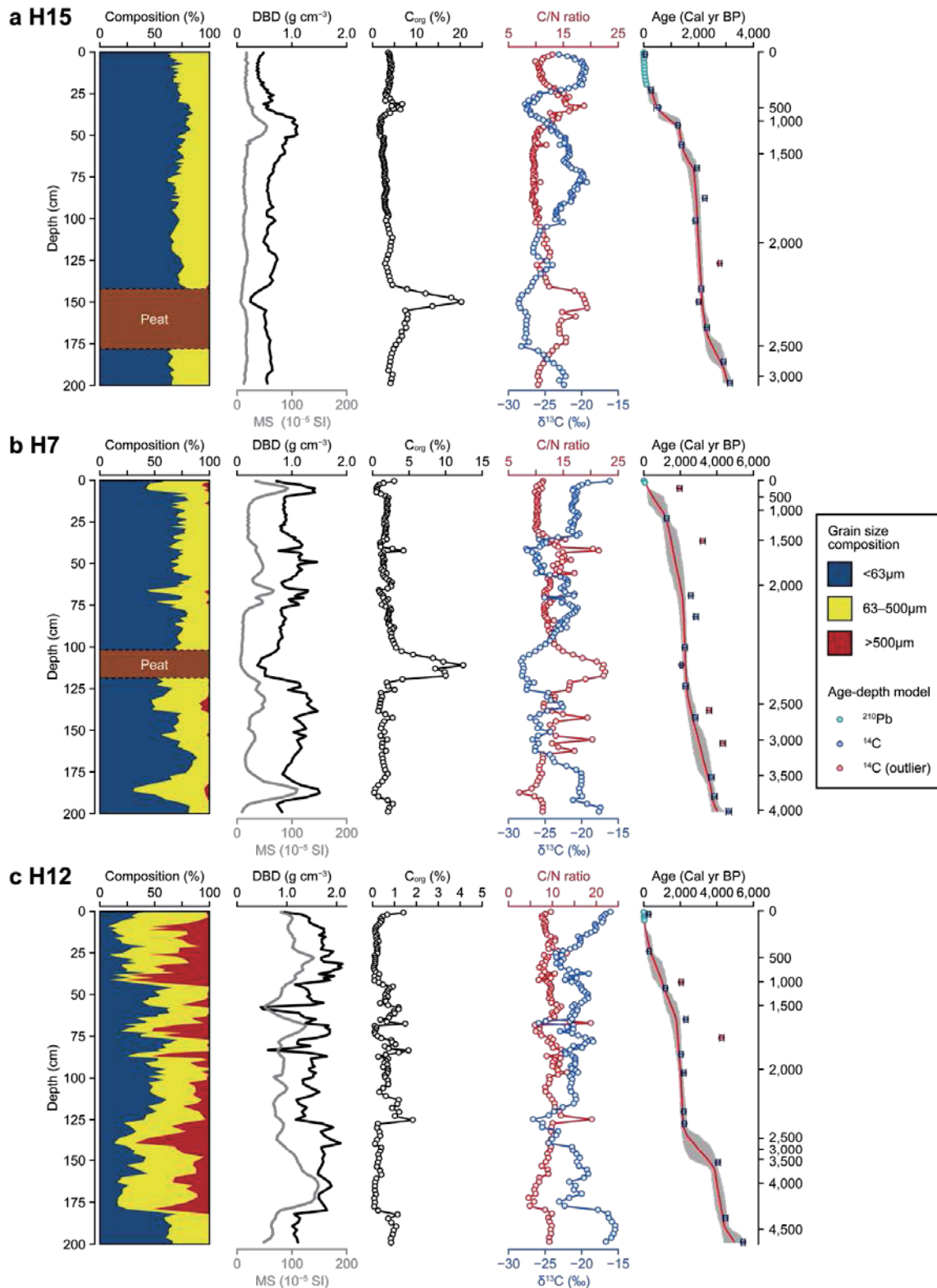


図-4 火散布沼の(a) H15, (b) H7, (c) H12における堆積物コアの地質学的・生物地球化学的パラメータの鉛直分布。縦軸：泥深，横軸：粒度組成，乾燥かさ密度（DBD），磁化率（MS），有機炭素含有量（ C_{org} ），C/N比， $\delta^{13}\text{C}$ ，堆積年代の推定値。堆積年代モデルの赤線は推定値の重み付け平均，灰色部は95%信頼区間を示す。茶色部は泥炭層（Peat）を示す。（Watanabe et al., 2019 を改変）

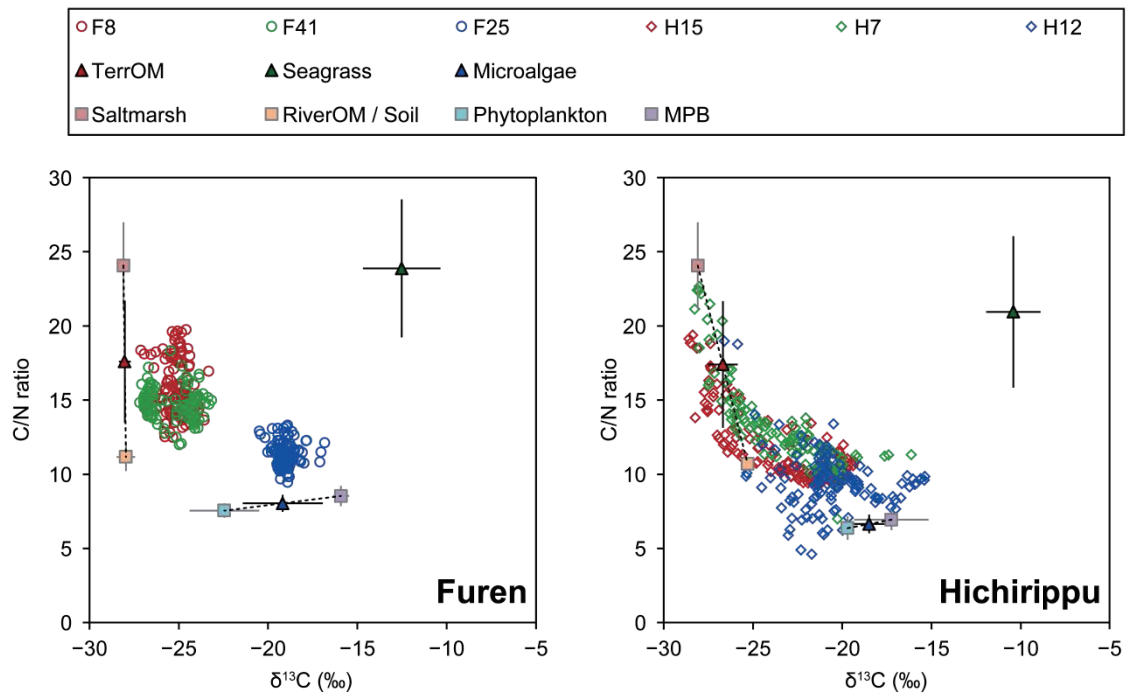


図-5 有機炭素起源と堆積物試料の C/N 比及び $\delta^{13}\text{C}$. 縦軸：C/N 比，横軸： $\delta^{13}\text{C}$. エラーバーはそれぞれのエンドメンバーの標準偏差を示す. (Watanabe et al., 2019 を改変)

は泥炭層の分布は見られなかったが，約2400 Cal yr BPに TerrOMの寄与率が一時的に増加し，その後再び微細藻類や海草の寄与が増加していたことが分かった (図-7c).

3.4 有機炭素貯留量・貯留速度

泥深2 mまでの C_{org} 貯留量は砂泥質の堆積物で少なく，F8は19600 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ ，F41は18400 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ ，F25は18600 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ ，H12は13900 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ であった (図-6；図-7). シルト・粘土主体の堆積物はこれらの2倍以上多く，H15は48700 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ ，H7は38400 $\text{g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$ であった. 各堆積物コアのシルト・粘土含有率の平均値は泥深2 mまでの C_{org} 貯留量と正の相関が見られた ($R^2 = 0.95$, $p < 0.001$, $N = 6$; 図-8a). また，各試料のシルト・粘土含有率と C_{org} 含有量の間にも有意な正の相関が見られた ($R^2 = 0.48$, $p < 0.001$, $N = 681$; 図-8b). ただし，泥炭層の試料はこの関係からは外れていた.

風蓮湖において数十年スケールの平均 C_{org} 貯留速度はF25で最も大きく ($41.6 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)，F8 ($11.7 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) 及びF41 ($7.5 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) の3倍以上であった (表-1). 数千年スケールの平均 C_{org} 貯留速度もF25 ($11.8 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) で最も大きかった. 火散布沼ではいずれの時間スケールの平均 C_{org} 貯留速度もH15で最も大きく，数十年

スケールが $31.0 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，数千年スケールが $14.8 \text{ g } C_{\text{org}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ であった. また，F41とH7を除いた地点では数十年スケールの値の方が数千年スケールの値よりも有意に大きかった (t test, $p < 0.01$).

C_{org} 貯留速度は砂質，泥質に関わらず無機鉱物堆積速度と有意な正の相関を示した ($p < 0.001$, 図-9). 泥炭層でも正の相関が見られたが決定係数は小さかった ($R^2 = 0.36$, $p < 0.01$, 図-9). 堆積年代モデルによる詳細な解析の結果， C_{org} 貯留速度は時間的に大きく変化していることが分かった. C_{org} 貯留速度が統計的に大きい時期として抽出した試料は5つのクラスターに分類された (図-10). クラスター1は火散布沼のシルト・粘土主体で，TerrOMと海草及び微細藻類が混合した堆積層であった. クラスター2は C_{org} 含有量が多い泥炭層であった. クラスター3は主に風蓮湖のF8及びF41で見られ，TerrOMの寄与率が高く，砂泥質の堆積層であった. クラスター4は海草及び微細藻類の寄与率が高い堆積層で，外海に近いF25とH12で見られた. クラスター5は粗粒砂が含まれる堆積層であった.

風蓮湖の奥部に位置するF8及びF41では1800–800 Cal yr BP頃と直近150年程度の C_{org} 貯留速度が大きかった (図-6a, b). この期間には主にTerrOM起源の C_{org} (クラスター3) が堆積していた. またF41では1400 Cal yr BP頃に粗粒砂と

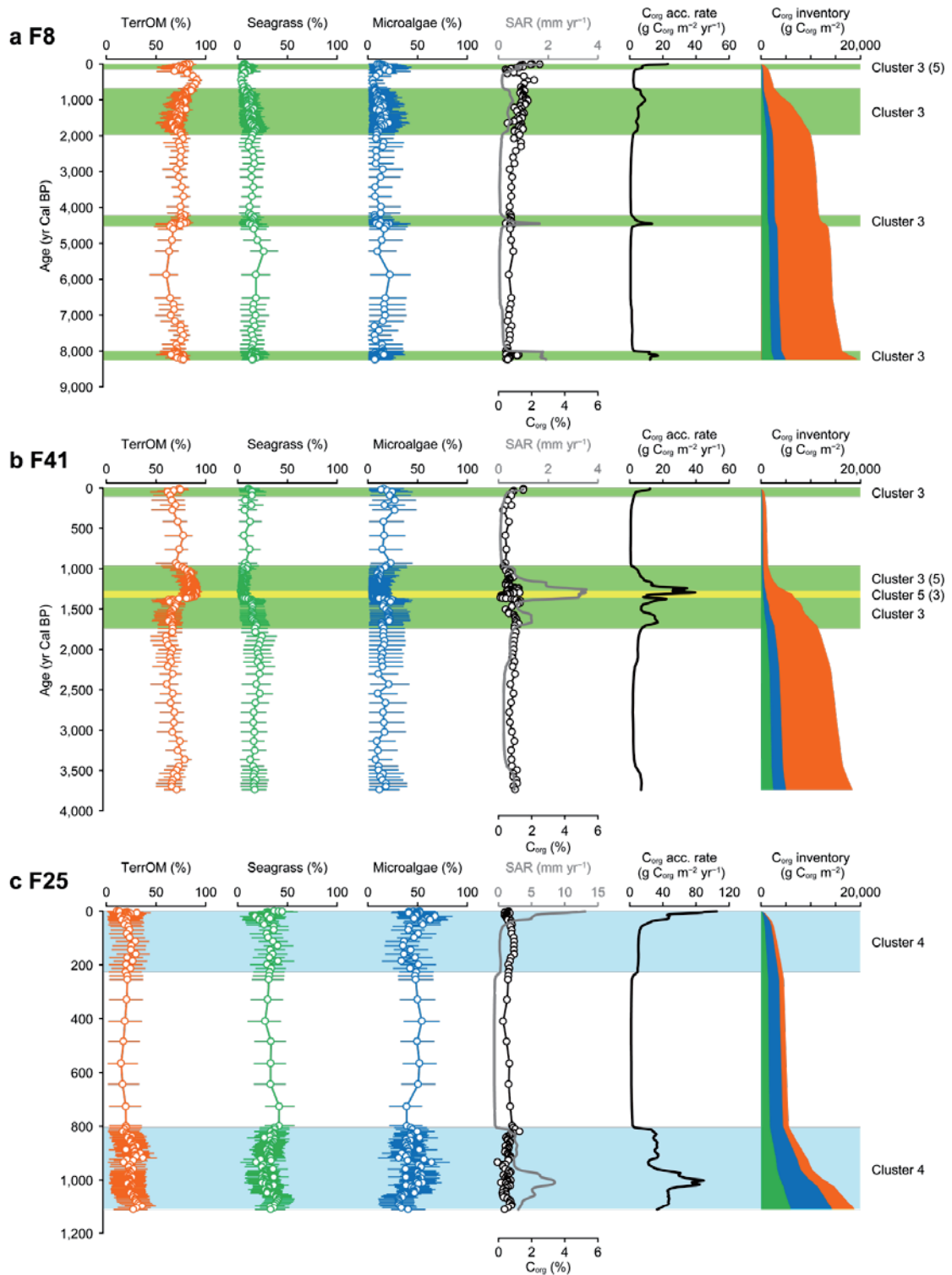


図-6 風蓮湖の(a) F8, (b) F41, (c) F25 における堆積物コアの各種パラメータの堆積年代変化. 縦軸: 堆積年代, 横軸: 陸域由来有機物 (TerrOM) 寄与率, 海草寄与率, 微細藻類寄与率, 土砂堆積速度 (SAR), 有機炭素含有量 (C_{org}), 有機炭素貯留速度, 有機炭素貯留量インベントリ. 有機炭素貯留量インベントリのオレンジ色は TerrOM, 緑色は海草, 青色は微細藻類をそれぞれ示す. 色で網掛がされた年代は統計的に有機炭素貯留速度が大きいと抽出された期間で, 各色は階層クラスター分析による分類の結果を示す. (Watanabe et al., 2019 を改変)

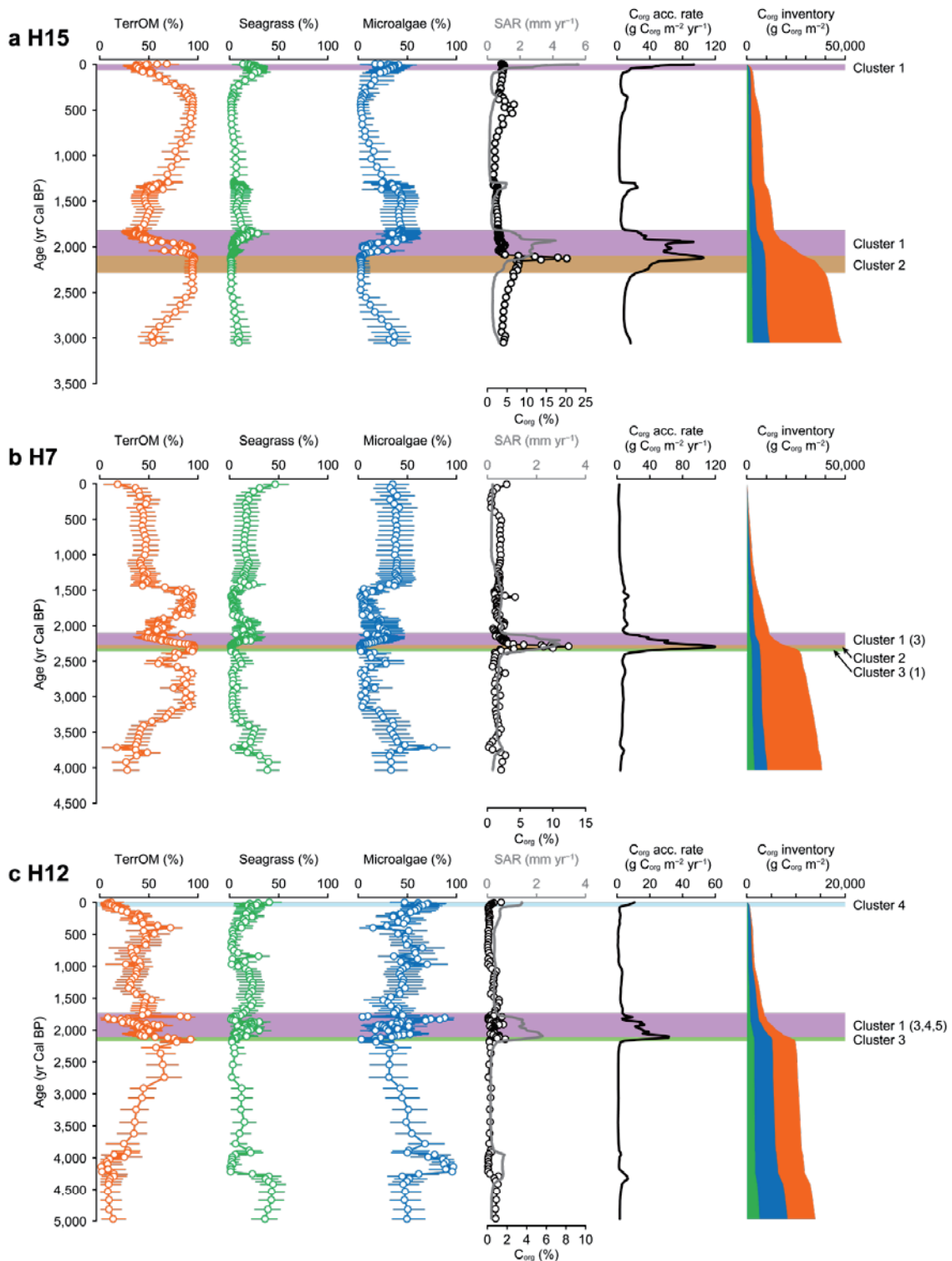


図-7 火散布沼の(a) H15, (b) H7, (c) H12における堆積物コアの各種パラメータの堆積年代変化. 縦軸：堆積年代, 横軸：陸域由来有機物 (TerrOM) 寄与率, 海草寄与率, 微細藻類寄与率, 土砂堆積速度 (SAR), 有機炭素含有量 (C_{org}), 有機炭素貯留速度, 有機炭素貯留量インベントリ. 有機炭素貯留量インベントリのオレンジ色はTerrOM, 緑色は海草, 青色は微細藻類をそれぞれ示す. 色で網掛がされた年代は統計的に有機炭素貯留速度が大きいと抽出された期間で, 各色は階層クラスター分析による分類の結果を示す. (Watanabe et al., 2019を改変)

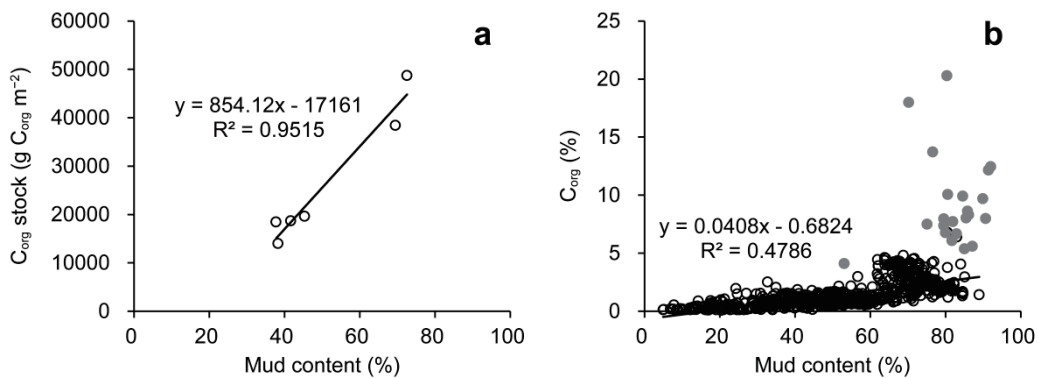


図-8 (a) 各堆積物コアの平均シルト・粘土含有率 (< 63 μm) と泥深 2 m までの有機炭素貯留量の関係。縦軸：泥深 2 m までの有機炭素貯留量，横軸：平均シルト・粘土含有率，実線：回帰直線。(b) 各試料のシルト・粘土含有率と有機炭素含有量の関係。縦軸：有機炭素含有量，横軸：シルト・粘土含有率，灰色丸：泥炭層試料，白丸：泥炭層以外の試料，実線：回帰直線。

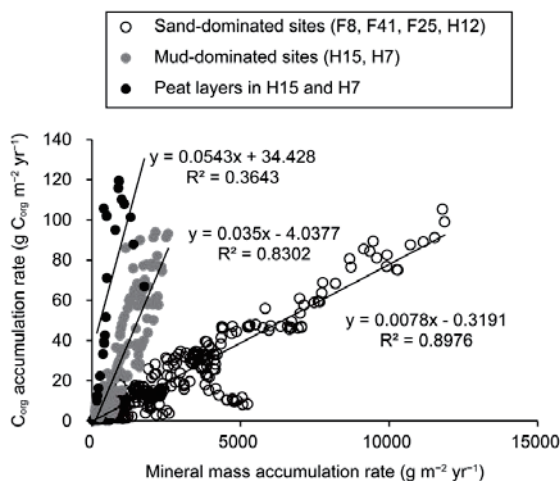


図-9 無機鉱物堆積速度と有機炭素貯留速度の関係。縦軸：有機炭素貯留速度，横軸：無機鉱物堆積速度，実線：回帰直線，白丸：砂質堆積物 (F8, F41, F25, H12)，灰色丸：泥質堆積物 (H15, H7)，黒丸：泥炭層。

ともにTerrOM寄与率が高い層が堆積した(クラスター5)。F25では1100–800 Cal yr BP頃(平均値, 43.9 g C_{org} m⁻² yr⁻¹)及び直近200年程度(17.2 g C_{org} m⁻² yr⁻¹)にC_{org}貯留速度が非常に大きかった(図-6c)。これに対して800–230 Cal yr BPはC_{org}貯留速度が小さくなった。火散布沼では主に2種類の堆積環境でC_{org}貯留速度が大きくなっていることが分かった。H15及びH7では2400 Cal yr BP頃に形成された

泥炭層(クラスター2)で特にC_{org}貯留速度が大きく、H15は平均59.0 g C_{org} m⁻² yr⁻¹、H7は平均117.4 g C_{org} m⁻² yr⁻¹であった(図-7a, b)。また火散布沼のいずれの地点でも2400 Cal yr BPから1800 Cal yr BP頃(クラスター1)にかけてC_{org}貯留速度が大きく、H15で平均56.2 g C_{org} m⁻² yr⁻¹、H7で平均46.1 g C_{org} m⁻² yr⁻¹、H12で平均13.1 g C_{org} m⁻² yr⁻¹であった(図-7)。また、H15及びH12では直近数十年のC_{org}貯留速度が顕著に増加した。

4. 考察

4.1 堆積環境・植生域変化と有機炭素貯留速度

本研究における堆積年代モデルと地質学・生物地球化学的解析の結果から、堆積環境の時間的・空間的变化が有機炭素貯留速度と関連していることが示された。北海道東部におけるこれまでの研究によって、千島海溝付近において数百年周期で起きる巨大地震によって地殻変動が頻繁に起きていたことが明らかにされている(Kelsey et al., 2006; Nanayama et al., 2003; Sawai et al., 2009; 重野ら, 2013)。本研究の対象水域で見られた過去の堆積環境変化も、このような地震性の地殻変動に起因する地盤高の変動によって引き起こされていたと考えられる。

火散布沼の堆積物コアは有機炭素起源が大きく変動しており、堆積環境や植生域も時間的に変化していたと推定される(図-7)。湖奥のH15及びH7では2400 Cal yr BP頃に微細藻類主体のC_{org}含有量が少ない堆積物が塩性湿地由来のC_{org}含有量が高い泥炭層に変化した(図-7a, b)。

Sawai et al. (2009) は、火散布沼の南に位置する藻散布沼

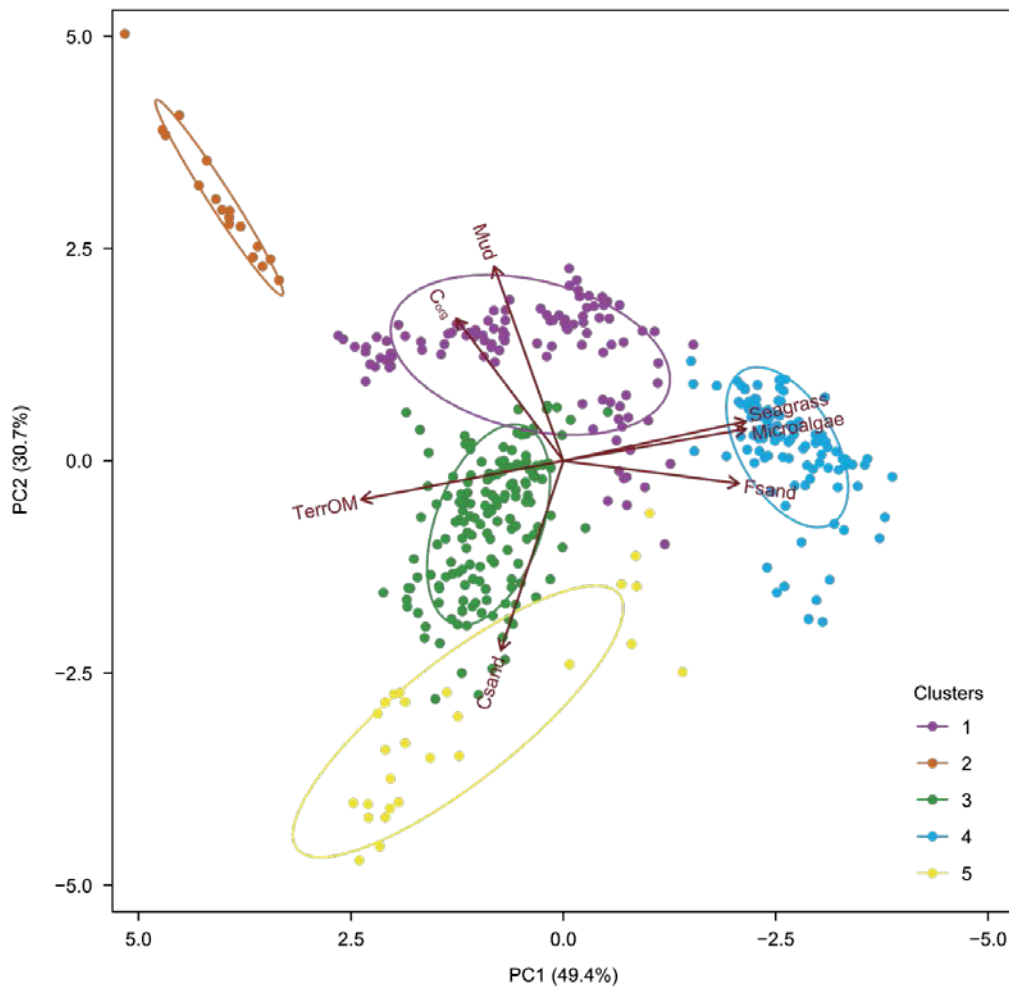


図-10 階層クラスター分析及び主成分分析による解析結果. 横軸：第1主成分，縦軸：第2主成分. ベクトルは各変数と主成分得点の関係を示す. (Watanabe et al., 2019 を改変)

にて、津波堆積物の直上に同様の泥炭層が分布することを見いだしている。この堆積層は2400 Cal yr BP頃に津波堆積物を生じさせるほどの大地震によって地盤が隆起し、相対的海水準が低下することで、それまで潮下帯だった地盤高まで塩性湿地が拡大したことを示している (Sawai et al., 2009)。H7の堆積物コアには、Sawai et al. (2009) の発見と同様に砂層 (津波堆積物) の上部に泥炭層が見られた (図-4b)。H15の堆積物コアにもほぼ同じ堆積年代に泥炭層が出現した (図-4a)。海側に近いH12の堆積物コアには泥炭層は残されていないが、粗粒砂 (泥深126–140 cm) の上部にTerrOMの寄与率が高い堆積層が見られ、塩性湿地拡大の影響がH12付近にもあったことが示唆される (図-7c)。2400 Cal yr BP頃に起きた潮下帯 (海草藻場) から塩性湿地への植生域再配置によってC_{org}貯留速度は顕著に増加した (図-7)。潮下帯で見られた無機鉍物堆積速度

とC_{org}貯留速度の関係と比べると、泥炭層ではC_{org}がより多い割合で堆積しており (図-9)、塩性湿地からのC_{org}供給が重要であることを示唆している。塩性湿地と海草藻場を比較すると、塩性湿地の基礎生産速度が相対的に高いこと (Duarte et al., 2005, 2013) が一因と考えられる。また、潮間帯に位置する塩性湿地では浸水する時間が短いため、C_{org}が流出する頻度が少ないことも原因と考えられる。

2400 Cal yr BP頃の泥炭層の出現以降は湖内全域で微細藻類や海草の寄与率が増加しており、相対的海水準の上昇によって塩性湿地が消失し、再び潮下帯になったことを示している (図-7)。北海道東部の太平洋側では地質記録から、広い範囲で地震後の地盤沈下によって相対的海水準が低下したことが指摘されている (Sawai et al., 2004, 2009)。この時期、火散布沼のいずれの堆積物コアにおい

でも C_{org} 貯留速度が大きかった(図-7)。土砂堆積速度の増加が主要因となって C_{org} 貯留速度が増加していたが(図-9)、この堆積層の磁化率は低く(図-4)、陸域からの土砂供給が増えたとは考えにくい。従って、相対的海水準の上昇による堆積空間の拡大と底面に作用する外力(底面せん断応力)の減少が土砂堆積速度の増加に寄与したと考えられる(Collins et al., 2017; Morris et al., 2002; Woodroffe et al., 2016)。堆積空間は土砂が堆積できる空間のことであり、基本的には最高潮位までの空間である。相対的海水準上昇によって土砂の堆積できる余地が広がるため、土砂堆積速度を増加させるポテンシャルがある。また、相対的海水準上昇によって水深が増えると底面せん断応力が減少し、土砂の再懸濁及び流出を抑える方向に作用する。H15とH12では直近数十年の C_{org} 貯留速度が増加しており、これも近年の海水準上昇に起因すると考えられる。

風蓮湖では植生域の再配置は見られなかったが、相対的海水準変動に起因する C_{org} 貯留速度の変化が見られた。風蓮湖では地形的な成り立ちに関わらず1800–800 Cal yr BP頃と直近数十年から200 Cal yr BPに C_{org} 貯留速度のピークが見られた。既往研究からこの地域では大地震に起因する地盤隆起が過去2000年で4回(300 Cal yr BP, 400–600 Cal yr BP, 1400 Cal yr BP, 1900 cal yr BP)確認されており、地盤隆起の間の期間では沈降に伴う相対的海水準の上昇が起きた(Kelsey et al., 2006)。 C_{org} 貯留速度が大きかった期間は相対的海水準上昇期と合致しており、堆積空間の拡大と底面せん断応力の減少による土砂堆積の増加が C_{org} 貯留速度を増加させたと考えられる。海水準上昇に対するF25の土砂堆積速度の応答は他地点と比べても特に大きかった。風蓮湖湖口では沿岸漂砂量が多く、砂嘴が形成されている(Nanayama et al., 2017)。湖口付近に位置するF25でも潜在的に土砂の供給量が多いため、相対的海水準上昇に応答して特に C_{org} 貯留速度が増加したと考えられる。風蓮湖では800 Cal yr BPから200 Cal yr BP頃にかけては土砂及び有機炭素がほとんど堆積していないが、この期間に起きた地震性隆起による相対的海水準低下によって、浸食が起きた可能性が考えられる。

直近100年の C_{org} 貯留速度はH7を除く地点で増加していたが(図-6; 図-7)、これは近年の相対的海水準上昇によって説明できると考えられる。北海道東部の過去100年間の検潮記録は平均5–10 mm yr⁻¹の相対的海水準上昇(地盤沈降及び気候変動による海水準上昇)を示している(Atwater et al., 2004)。堆積空間の拡大と底面せん断応力の減少によって基本的には堆積しやすい環境になると考えられる。しかしながら、土砂堆積速度及び C_{org} 貯

留速度は地点によって異なっており、土砂供給量や物理攪乱の強度が影響していると考えられる。また、²¹⁰Pb法は¹⁴C法に比べて土砂堆積速度が過大評価されやすいことが知られているが(Breithaupt et al., 2018)、本研究においては、¹⁴C法でも²¹⁰Pb法と同程度またはそれ以上の土砂堆積速度が計算されている年代もあるため、手法による過大評価だけが原因とは考えられない。

4.2 有機炭素貯留速度の規定要因

本研究の対象海域では相対的海水準の変動によって植生域及び土砂堆積速度が変化し、これらが数十年から数千年スケールの C_{org} 貯留速度を指定していたことが明らかとなった。これらの結果から、沿岸植生域における C_{org} 貯留速度を規定する要因を一般化して抽出した(図-11)。

(1) 植生域

植生域の種類によって単位面積あたりの基礎生産速度は異なるため、 C_{org} 貯留速度のポテンシャルを左右する(Duarte et al., 2005, 2013)。正味の基礎生産速度の全球平均値は塩性湿地(440 g C_{org} m⁻² yr⁻¹)の方が海草藻場(278 g C_{org} m⁻² yr⁻¹)よりも大きく、 C_{org} 貯留速度も同様である(塩性湿地, 218 g C_{org} m⁻² yr⁻¹; 海草藻場, 138 g C_{org} m⁻² yr⁻¹) (Duarte et al., 2013)。また塩性湿地の堆積物は、潮下帯で形成された堆積物のシルト・粘土含有率と C_{org} 含有量の関係からは逸脱していた(図-8)。このことは同じ粒径の土砂が供給された場合に、塩性湿地の方がより多くの有機炭素を貯留することを示している(図-9)。塩性湿地を構成する植物の方が海草よりも分解されにくい成分を多く含んでいることが一因となっていると考えられる(Trevathan-Tackett et al., 2015)。また、塩性湿地は潮間帯に位置するため、潮下帯に生息する海草藻場よりも浸水頻度が低く、 C_{org} が流出しにくいことも原因と考えられる。

(2) 水深(相対的海水準)

本研究では相対的海水準の変動が土砂堆積速度を規定していることを示した。特に相対的海水準が上昇するフェーズで土砂堆積速度及び C_{org} 貯留速度が大きくなった。一般的に相対的海水準の上昇は堆積空間を拡大させ(Collins et al., 2017; Morris et al., 2002; Woodroffe et al., 2016)、底面せん断応力を低減させることで、土砂堆積を促進するポテンシャルを持つと考えられる。気候変動による海水準上昇は現在も進行しており、将来的には加速すると予想されている(IPCC, 2013)。相対的海水準が上昇し続ければ、土砂が堆積し続けても一定の水深が確保されるので、長期的に C_{org} が貯留されることが期待できる。

(3) 土砂供給量・性質

潮下帯では土砂の供給量及び粒径が C_{org} 貯留速度の規定要因として特に重要であった(図-8; 9). 土砂の粒径(比表面積)と C_{org} 含有量の関係は他海域のアマモ場(*Zostera*属)でも知られている(Miyajima et al., 2017; Serrano et al., 2016a). これらの結果は、海洋堆積物で一般的に言われている鉱物粒子による有機物の安定化メカニズム(Hedges and Keil, 1995; Zonneveld et al., 2010)が海草藻場堆積物においても重要であることを示している. また風蓮湖湖口(F25)のように外部からの土砂供給が多い地形的特徴を持つ場では、堆積環境次第では大きい C_{org} 貯留速度が期待できると考えられる.

(4) 静穏性(外力)

数千年スケールの平均的な C_{org} 貯留速度では火散布沼の湖奥部で大きな値となった(表-1). シルト・粘土が堆積しやすい静穏な環境が有機炭素貯留にとって好条件であるためと考えられる. これに対して風蓮湖の湖奥部は面積が大きいため吹送距離が長く、風波による攪乱が強い. また河川出水による攪乱などのイベントも長期的な有機炭素貯留に影響を与えると考えられる.

5. 結論

本研究では、北海道東部の沿岸植生域で採取した堆積物コアを地質学・生物地球化学的に分析・解析すること

で、過去の環境と有機炭素貯留速度の関係を調べ、有機炭素貯留速度を規定する要因を取りまとめた. これらの結果を踏まえて、沿岸植生域を造成・再生・保全して有機炭素貯留機能を高めるために、特に適地選定及び環境設定の観点から留意すべき点を以下に示す.

- ・沿岸植生域の有機炭素貯留において無機鉱物の堆積は極めて重要な要因である(Miyajima et al., 2017; Serrano et al., 2016a). 特に日本沿岸の潮下帯に分布する代表的な沿岸植生であるアマモ場では、無機鉱物の堆積速度が有機炭素貯留を規定していると考えられる(図-8; 9; 11). つまり、気候変動対策を実施する今後数十年から百年程度の時間スケールで土砂の堆積が見込める場でなければいけない. 新たに沿岸植生域を造成する場合、地形的に浸食が起きている場所では効率的な有機炭素貯留は見込みにくい. また、沿岸域の土砂動態を把握することで、空間的に有機炭素が貯留されやすい場を予測できる可能性がある.
- ・気候変動による海水準上昇は世界的に進行すると予想されている(IPCC, 2013). 将来の海水準上昇によって水深が増加するため、堆積空間拡大(Collins et al., 2017; Morris et al., 2002; Woodroffe et al., 2016)と底面せん断応力低減によって土砂堆積のポテンシャルは上がると考えられる(図-11). 従って十分な土砂供給がある場では継続的な有機炭素貯留が見込めると考えられる. 逆

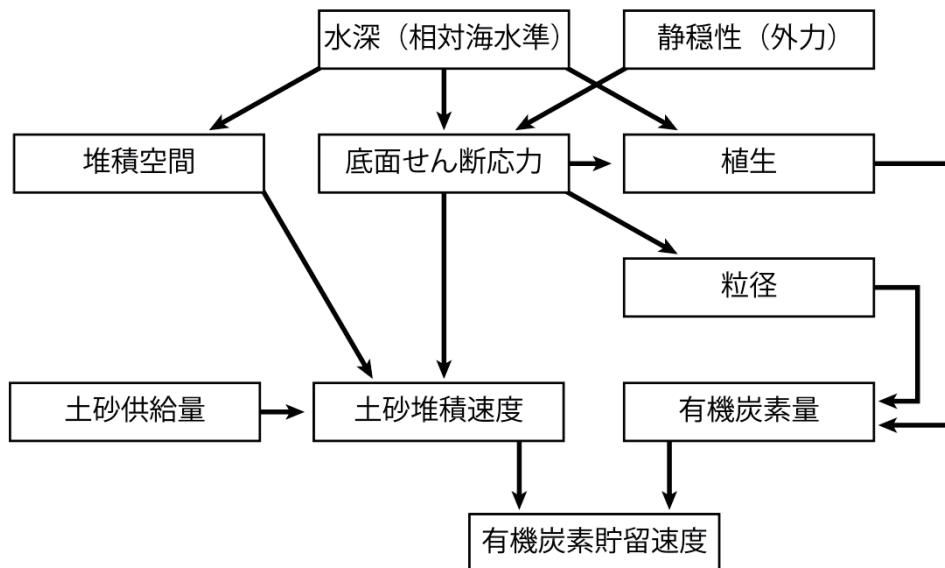


図-11 沿岸植生域における有機炭素貯留速度の規定要因についての概念図.

に土砂供給が少なく、海水準上昇によって水深が変化してしまう場では植生域の再配置が生じる。海草藻場では水深の増加によって最適な光量が得られなくなると海草が消失し、植生のない海底になってしまう (Mazarrasa et al., 2018)。また、塩性湿地やマングローブ、干潟などの潮間帯は水没して潮下帯に移行する (Craft et al., 2009; Kirwan and Megonigal, 2013; Lovelock et al., 2015)。つまり、土砂堆積による地盤高の維持が不十分であれば、海水準上昇によって植生域の分布構造は陸側へ移動することになる。しかしながら、陸側に人工構造物 (護岸や防波堤等) がある場合には沿岸植生域の分布がそこで制限されてしまう (Doody, 2004)。そのため潮上帯～潮下帯までの植生と人工構造物も含めた広いスケールでの計画・設計が、沿岸植生域の有機炭素貯留機能の持続的享受には重要となる。

- ・無機鉱物の堆積速度に加えて、無機鉱物の粒径も有機炭素貯留速度に影響する (図-8 ; 9 ; 11)。粒径が細かいほど単位体積あたりに貯留される有機炭素量は多いため、シルト・粘土が貯まりやすい静穏な場の方が有機炭素貯留には適している。また、植生の存在は流動抵抗となって攪乱を抑えるため (茂木ら, 2016)、シルト・粘土が貯まりやすい静穏な環境の形成に寄与すると考えられる (Miyajima et al., 2017)。

6. あとがき

本研究では沿岸植生域において有機炭素貯留速度を規定する要因を明らかにするために、堆積物コアの詳細な解析を実施した。有機炭素の起源推定と堆積年代推定を組み合わせることで、有機炭素貯留速度が大きくなる環境条件を抽出することが出来た。特に植生域、水深 (相対的海水準)、土砂供給量とその質、海域の静穏性などが規定要因として重要であることを示した。また、これらの結果から沿岸植生域の有機炭素貯留機能を高める計画 (適地選定)・設計 (環境条件) の留意点について取りまとめた。最後に、今後の研究において解決すべき課題について述べる。

本研究では沿岸植生域の生物量や面積が有機炭素貯留速度にどのような影響を与えているのかについては分からなかった。これらは堆積物中への有機炭素供給量を決め、細粒粒子の捕捉を通して土砂供給量・質にも影響を与える。沿岸植生の密度や規模が有機炭素貯留機能に与える影響を定量評価することは、これらを造成・再生・保全する際にも重要な情報となるだろう。

沿岸植生域によって生産された有機炭素のうち、系内に埋没しなかったものがどのように系外に輸送され、どの程度系外で堆積するのかということも重要な疑問として残されている。基質が岩盤や人工構造物である大型海藻などでは特に重要な炭素フローである。基礎生産量のうち海草では5%程度、大型海藻では10%程度が藻場外で長期的に大気から隔離されると試算されているが研究例は限られている (Duarte and Krause-Jensen, 2017; Krause-Jensen and Duarte, 2016)。

本研究では土砂の性質が有機炭素貯留速度の規定要因の1つであることが分かった。沿岸植生域の造成材料として、浚渫土砂や産業発生副産物 (製鋼スラグや石炭灰造粒物等) などのリサイクル材の利活用が進められている。こうしたリサイクル材の特性 (粒径, 比表面積, 含有元素等) が有機炭素貯留にどのような影響を与えるのか検証していくことは造成技術の高度化に寄与すると考えられる。

本研究では有機炭素貯留機能に着目し、この機能を高める環境条件の抽出を行った。しかし、実際に沿岸植生域の造成・再生・保全を行う際には、それ以外の生態系機能 (食料供給, 生物の生息場, 水質浄化, 文化的サービス等) にも留意し、コベネフィットを狙うのが一般的である。これらの生態系機能間にはトレードオフの関係がある場合もある。例えば、有機炭素貯留に着目すれば土砂の粒径は細かいほど有機炭素を蓄えるが、砂質の地盤を好む生物にとっては負の影響があると考えられる。こういった生態系機能間のトレードオフやシナジーについては定量的な理解を進めていくことがバランスの取れた計画・設計にとって不可欠である。

港湾行政においても気候変動への対応は喫緊の課題となっている。その中で吸収源対策として沿岸植生域の造成等を進めることは様々な生態系機能とのコベネフィットを狙える策である。このとき、本研究で検討した内容は沿岸植生域の有機炭素貯留機能を高める計画・設計に貢献できるものである。上記で示した課題を解決することで、具体的なブルーカーボン利活用に繋げていきたい。

(2018年4月24日受付)

謝辞

本論文の執筆においては産業技術総合研究所の清家弘治氏、寒地土木研究所の梶原瑠美子氏にご助力を頂いた。野外調査においては三好英一氏、京田潤一氏、安達寛氏、柴沼成一郎氏にご助力を頂いた。化学分析においては崎原季織氏、奥野彩美氏にご助力を頂いた。

本研究の一部は、JSPS科研費 (JP24656316, JP26630251,

JP18H04156) と環境省環境研究総合推進費戦略研究プロジェクトS-14の助成を受けたものである。本研究は高知大学海洋コア総合研究センター共同利用・共同研究(12B041, 13A026, 13B023)のもとで実施された。また、本研究の実施にあたっては、国土交通省港湾局の関係各位に多大なるご支援を頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 梶原瑠美子 (2010): 炭素・窒素安定同位体比を用いた亜寒帯汽水湖の生態系構造解析. 北海道大学, 博士論文.
- 重野聖之・七山太・須藤雄介・嵯峨山積・長谷川健・安藤寿男 (2013): 北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元. 地質学雑誌 119, 171–189.
- 所立樹・渡辺謙太・田多一史・桑江朝比呂 (2015): 港湾におけるブルーカーボン (CO₂吸収と炭素隔離) の計測手法のガイドライン. 港湾空港技術研究所資料 1309, 1–29.
- 堀正和・桑江朝比呂 (編) (2017): ブルーカーボン—浅海におけるCO₂隔離・貯留とその活用—. 地人書館, 276p.
- 茂木博匡・中川康之・渡辺謙太・所立樹・門谷茂・桑江朝比呂 (2016): 植生が浅海域の流動場にもたらす影響に関する現地調査と流動モデルによる数値解析. 港湾空港技術研究所報告 55(2), 3–34.
- 渡辺謙太・桑江朝比呂 (2013): 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. 港湾空港技術研究所報告, 52(3), 3–34.
- Adachi, H., Yamano, H., Miyajima, T., Nakaoka, M. (2010): A simple and robust procedure for coring unconsolidated sediment in shallow water. *Journal of Oceanography* 66, 865–872.
- Appleby, P., Oldfield, F. (1978): The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.
- Atwater, B. F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H. M., Moore, A. L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S.-C., Satake, K., Sawai, Y., Shimokawa K. (2004): Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *Holocene* 14, 487–501.
- Blaauw, M., Christen, J. A. (2011): Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457–474.
- Breithaupt, J. L., Smoak, J. M., Byrne, R. H., Waters, M. N., Moyer, R. P., Sanders, C. J. (2018): Avoiding timescale bias in assessments of coastal wetland vertical change. *Limnology and Oceanography* 63, S477–S495.
- Carnero-Bravo, V., Sanchez-Cabeza, J.-A., Ruiz-Fernández, A. C., Merino-Ibarra, M., Corcho-Alvarado, J. A., Sahli, H., Hélie, J.-F., Preda, M., Zavala-Hidalgo, J., Díaz-Asencio, M., Hillaire-Marcel, C. (2018): Sea level rise sedimentary record and organic carbon fluxes in a low-lying tropical coastal ecosystem. *Catena* 162, 421–430.
- Craft, C., Clough, J., Ehman, J., Joye, S., Park, R., Pennings, S., Guo, H., Machmuller, M. (2009): Forecasting the effects of accelerated sea-level rise on tidal marsh ecosystem services. *Frontiers in Ecology and the Environment* 7, 73–78.
- Collins, D. S., Avdis, A., Allison, P. A., Johnson, H. D., Hill, J., Piggott, M. D., Hassan, M. H. A., Damit, A. R. (2017): Tidal dynamics and mangrove carbon sequestration during the Oligo–Miocene in the South China Sea. *Nature Communications* 8, 15698.
- Doody, J. P. (2004): ‘Coastal squeeze’ – an historical perspective. *Journal of Coastal Conservation* 10, 129–138.
- Duarte, C. M., Middelburg, J., Caraco, N. (2005): Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences* 2, 1–8.
- Duarte, C. M., Losada, I. J., Hendriks, I. E., Mazarrasa, I., Marbà, N. (2013): The role of coastal plant communities for climate change mitigation and adaptation. *Nature Climate Change* 3, 961–968.
- Duarte, C. M., Krause-Jensen, D. (2017): Export from seagrass meadows contributes to marine carbon sequestration. *Frontiers in Marine Science* 4, 13.
- Fourqurean, J. W., Duarte, C. M., Kennedy, H., Marbà, N., Holmer, M., Mateo, M. A., Apostolaki, E. T., Kendrick, G. A., Krause-Jensen, D., McGlathery, K. J., Serrano, O. (2012): Seagrass ecosystems as a globally significant carbon stock. *Nature Geoscience* 5, 505–509.
- Fry, B. (2006): *Stable Isotope Ecology*. Springer, 308p.
- Hedges, J. I., Keil, R. G. (1995): Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49, 81–115.
- Herr, D., Landis, E. (2016): Coastal blue carbon ecosystems. Opportunities for Nationally Determined Contributions. Policy Brief. IUCN and TNC.

- Hill, T. D., Anisfeld, S. C. (2015): Coastal wetland response to sea level rise in Connecticut and New York. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 163, 185–193.
- Hiraishi, T., Krug, T., Tanabe, K., Srivastava, N., Baasansuren, J., Fukuda, M., Troxler, T.G. (2014): 2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Wetland. IPCC.
- IPCC (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P. M. (eds.)]. Cambridge University Press, 1535p.
- Jones, M. C., Bernhardt, C. E., Krauss, K. W., Noe, G. B. (2017): The impact of late Holocene land use change, climate variability, and sea level rise on carbon storage in tidal freshwater wetlands on the southeastern United States coastal plain. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences* 122, 3126–3141.
- Kajihara, R., Komorita, T., Hamada, A., Shibamura, S., Yamada, T., Montani, S. (2010): Possibility of direct utilization of seagrass and algae as main food resources by small gastropod, *Lacuna decorata*, in a subarctic lagoon, Hichirippu, eastern Hokkaido, Japan with stable isotope evidences of carbon and nitrogen. *Plankton and Benthos Research* 5, 90–97.
- Kelleway, J. J., Saintilan, N., Macreadie, P. I., Ralph, P. J. (2016a): Sedimentary factors are key predictors of carbon storage in SE Australian saltmarshes. *Ecosystems* 19, 865–880.
- Kelleway, J. J., Saintilan, N., Macreadie, P. I., Skilbeck, C. G., Zawadzki, A., Ralph, P. J. (2016b): Seventy years of continuous encroachment substantially increases ‘blue carbon’ capacity as mangroves replace intertidal salt marshes. *Global Change Biology* 22, 1097–1109.
- Kelleway, J. J., Serrano, O., Baldock, J., Cannard, T., Lavery, P., Lovelock, C. E., Macreadie, P. I., Masqué, P., Saintilan, N., Steven, A. D. L. (2017): Technical review of opportunities for including blue carbon in the Australian Government’s Emission Reduction Fund. CSIRO.
- Kelsey, H., Satake, K., Sawai, Y., Sherrod, B., Shimokawa, K., Shishikura, M. (2006): Recurrence of postseismic coastal uplift, Kuril subduction zone, Japan. *Geophysical Research Letters* 33, L13315.
- Killick, R., Eckley, I. A. (2014): changepoint: an R package for changepoint analysis. *Journal of Statistical Software* 58, 1–19.
- Kirwan, M. L., Megonigal, J. P. (2013): Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature* 504, 53–60.
- Komorita, T., Kajihara, R., Tsutsumi, H., Shibamura, S., Yamada, T., Montani, S. (2014): Food sources for *Ruditapes philippinarum* in a coastal lagoon determined by mass balance and stable isotope approaches. *PLoS ONE* 9, e86732.
- Krause-Jensen, D., Duarte, C. M. (2016): Substantial role of macroalgae in marine carbon sequestration. *Nature Geoscience* 9, 737–742.
- Krüger, J. P., Leifeld, J., Glatzel, S., Szidat, S., Alewell, C. (2015): Biogeochemical indicators of peatland degradation – a case study of a temperate bog in northern Germany. *Biogeosciences* 12, 2861–2871.
- Kuwae, T., Miyoshi, E., Hosokawa, S., Ichimi, K., Hosoya, J., Amano, T., Moriya, T., Kondoh, M., Ydenberg, R. C., Elner, R. W. (2012): Variable and complex food web structures revealed by exploring missing trophic links between birds and biofilm. *Ecology Letters* 15, 347–356.
- Kuwae, T., Kanda, J., Kubo, A., Nakajima, F., Ogawa, H., Sohma, A., Suzumura, M. (2016): Blue carbon in human-dominated estuarine and shallow coastal systems. *Ambio* 45, 290–301.
- Lavery, P. S., Mateo, M. A., Serrano, O., Rozaimi, M. (2013): Variability in the carbon storage of seagrass habitats and its implications for global estimates of blue carbon ecosystem service. *PLoS ONE* 8, e73748.
- Lovelock, C. E., Cahoon, D. R., Friess, D. A., Guntenspergen, G. R., Krauss, K. W., Reef, R., Rogers, K., Saunders, M. L., Sidik, F., Swales, A., Saintilan, N., Thuyen, L. X., Triet, T. (2015): The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise. *Nature* 526, 559–563.
- Macreadie, P. I., Hughes, A. R., Kimbro, D. L. (2013): Loss of ‘blue carbon’ from coastal salt marshes following habitat disturbance. *PLoS ONE* 8, e69244.
- Macreadie, P. I., Trevathan-Tackett, S. M., Skilbeck, C. G., Sanderman, J., Curlevski, N., Jacobsen, G., Seymour, J. R. (2015): Losses and recovery of organic carbon from a seagrass ecosystem following disturbance. *Proceedings of the Royal Society B* 282, 20151537.
- Macreadie, P. I., Nielsen, D. A., Kelleway, J. J., Atwood, T. B.,

- Seymour, J. R., Petrou, K., Connolly, R. M., Thomson, A. C. G., Trevathan-Tackett, S. M., Ralph, P. J. (2017): Can we manage coastal ecosystems to sequester more blue carbon? *Frontiers in Ecology and the Environment* 15, 206–213.
- Marbà, N., Arias-Ortiz, A., Masqué, P., Kendrick, G. A., Mazarrasa, I., Bastyan, G. R., Garcia-Orellana, J., Duarte, C. M. (2015): Impact of seagrass loss and subsequent revegetation on carbon sequestration and stocks. *Journal of Ecology* 103, 296–302.
- Mazarrasa, I., Samper-Villarreal, J., Serrano, O., Lavery, P. S., Lovelock, C. E., Marbà, N., Duarte, C. M., Cortés, J. (2018): Habitat characteristics provide insights of carbon storage in seagrass meadows. *Marine Pollution Bulletin*, doi:10.1016/j.marpolbul.2018.01.059.
- McLeod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., Silliman, B. R. (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.
- Miyajima, T., Hori, M., Hamaguchi, M., Shimabukuro, H., Yoshida, G. (2017): Geophysical constraints for organic carbon sequestration capacity of *Zostera marina* seagrass meadows and surrounding habitats. *Limnology and Oceanography* 62: 954–972.
- Morris, J., Sundareshwar, P., Netch, C. (2002): Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology* 83, 2869–2877.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., Yamaki, S. (2003): Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature* 424, 660–663.
- Nanayama, F. (2017): The geomorphological evolution of Hashirikotan barrier spit system controlled by regional seismotronics, southern Kuril subduction zone. *Proceedings of the International Meeting on Eruptive History and Informatics* 2, 4–26.
- Nellemann, C., Corcoran, E., Duarte, C. M., Valdes, L., De Young, C., Fonseca, L., Grimsditch, G. (2009): Blue Carbon. A Rapid Response Assessment. United Nations Environmental Programme, GRID-Arendal.
- Oreska, M. P. J., McGlathery, K. J., Porter, J. H. (2017): Seagrass blue carbon spatial patterns at the meadow-scale. *PLoS ONE* 12, e0176630.
- Parnell, A. C., Inger, R., Bearhop, S., Jackson, A. L. (2010): Source partitioning using stable isotopes: coping with too much variation. *PLoS ONE* 5, e9672.
- Perdue, E. M., 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.
- R Core Team (2017): R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, <https://www.R-project.org/>.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Sawai, Y., Horton, B. P., Nagumo, T. (2004): The development of a diatom-based transfer function along the Pacific coast of eastern Hokkaido, northern Japan—an aid in paleoseismic studies of the Kuril subduction zone. *Quaternary Science Reviews* 23, 2467–2483.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J., Aung, T. T. (2009): Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan, *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 114, B01319.
- Serrano, O., Lavery, P. S., Duarte, C. M., Kendrick, G. A., Calafat, A., York, P. H., Steven, A., Macreadie, P. I. (2016a): Can mud (silt and clay) concentration be used to predict soil organic carbon content within seagrass ecosystems? *Biogeosciences* 13, 4915–4926.
- Serrano, O., Ricart, A. M., Lavery, P. S., Mateo, M. A., Arias-Ortiz, A., Masqué, P., Rozaimi, M., Steven, A., Duarte, C. M. (2016b): Key biogeochemical factors affecting soil carbon storage in *Posidonia* meadows. *Biogeosciences* 13, 4581–4594.
- Tokoro, T., Hosokawa, S., Miyoshi, E., Tada, K., Watanabe, K., Montani, S., Kayanne, H., Kuwae, T. (2014): Net uptake of atmospheric CO₂ by coastal submerged aquatic vegetation. *Global Change Biology* 20, 1873–1884.

- Trevathan-Tackett, S. M., Kelleway, J., Macreadie, P. I., Beardall, J., Ralph, P., Bellgrove, A. (2015): Comparison of marine macrophytes for their contributions to blue carbon sequestration. *Ecology* 96, 3043–3057.
- Watanabe, K., Kuwae, T. (2015a): How organic carbon derived from multiple sources contributes to carbon sequestration processes in a shallow coastal system? *Global Change Biology* 21, 2612–2623.
- Watanabe, K., Kuwae, T. (2015b): Radiocarbon isotopic evidence for assimilation of atmospheric CO₂ by the seagrass *Zostera marina*. *Biogeosciences* 12, 6251–6258.
- Watanabe, K., Seike, K., Kajihara, R., Montani, S., Kuwae, T. (2019): Relative sea-level change regulates organic carbon accumulation in coastal habitats. *Global Change Biology*, doi:10.1111/gcb.14558.
- Woodroffe, C. D., Rogers, K., McKee, K. L., Lovelock, C. E., Mendelssohn, I. A., Saintilan, N. (2016): Mangrove sedimentation and response to relative sea-level rise. *Annual Review of Marine Science* 8, 243–266.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M., Kasten, S., Eglinton, T. I., Emeis, K.-C., Huguet, C., Koch, B. P., de Lange, G. J., de Leeuw, J. W., Middelburg, J. J., Mollenhauer, G., Prahl, F. G., Rethemeyer, J., Wakeham, S. G. (2010): Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences* 7, 483–511.

用語リスト

海草藻場：海草の群落

塩性湿地：潮汐の影響を受ける湿地

エンドメンバー：有機物起源推定モデルの端成分

海洋リザーバー効果 (ΔR)：海洋の有機炭素が同じ年代に生成された陸上の有機炭素に比べて古い年代を示すこと

相対的海水準：海面と地盤高で決定される海水準

堆積空間：土砂が堆積できる空間

堆積物コア：柱状に採取した堆積物試料

有機炭素貯留速度 (フロー)：時間あたりに新たに貯留される有機炭素の量

有機炭素貯留量 (ストック)：貯留されている有機炭素の現存量

地上部：海草の地上に出ている葉部

地下部：海草の地下茎や根

潮汐チャンネル：潮汐によって形成された水路状の地形

泥炭層：枯死した湿地植物などが蓄積した堆積層

底面せん断応力：底面に作用する外力

微細藻類：植物プランクトン及び底生微細藻類

有機炭素貯留量インベントリ：有機炭素貯留量の表層からの積算

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ インベントリ： $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の表層からの積算

C_{org} ：有機炭素

DBD：Dry Bulk Density, 乾燥かさ密度

$\delta^{13}\text{C}$ ：炭素安定同位体比

SAR：Sediment Accretion Rate, 土砂堆積速度

TerrOM：陸域由来有機物