

有明海奥部西岸域における貧酸素水塊発生時の鉛直拡散係数及び酸素消費速度について

VERTICAL DIFFUSION COEFFICIENT AND OXYGEN CONSUMPTION RATE UNDER THE OCCURRENCE OF HYPOXIC WATER IN THE INTERIOR WESTERN PARTS OF THE ARIAKE SEA

郡山益実¹・瀬口昌洋²・石谷哲寛³・加藤 治²

Masumi KORIYAMA, Masahiro SEGUCHI, Tetuhiro ISHITANI and Osamu KATO

¹ 正会員 農博 佐賀大学助手 農学部生物環境科学科 (〒840 - 8502 佐賀市本庄町 1 番地)

² 正会員 農博 佐賀大学教授 農学部生物環境科学科 (〒840 - 8502 佐賀市本庄町 1 番地)

³ 農修 鹿児島大学大学院 連合農学研究科 (〒840 - 8502 佐賀市本庄町 1 番地)

From the data measured in the interior western parts of the Ariake Sea in summer of 2006, vertical diffusion coefficient profiles in the water column under the formation of density stratification were clarified. Oxygen consumption was mainly caused by high consumption rate in the bottom water below the pycnocline, while the contribution of the bottom sediment to the oxygen consumption was small. The seasonal variations of vertical diffusion coefficient and oxygen consumption rate in the study area were analyzed by the two-layer box model. As a result, vertical diffusion coefficient tended to increase in summer-autumn and to decrease in winter-spring, and its seasonal variations were closely related to that of density stratification parameter. On the other hand, oxygen consumption rate tended to be positive (O₂ consumption) in spring-summer and to be negative (O₂ production) in autumn-winter.

Key words : hypoxic water, vertical diffusion coefficient, oxygen consumption rate, box model, Ariake Sea

1. まえがき

近年, 有明海ではノリや二枚貝等の水産業を取り巻く環境の悪化が深刻化しており, その要因の 1 つとして貧酸素水塊の発生が指摘されている。

夏季に貧酸素水塊が発生する要因として, 底質及び底層における酸素消費の増大と密度成層の形成による酸素供給の減少が挙げられ, これまでに底質及び底層における酸素消費速度や上層から底層への酸素供給を左右する鉛直拡散係数に関する研究が行われてきた^{1),2),3),4)}。例えば, 徳永ら³⁾は, 室内実験により有明海西部海域で懸濁物質(SS)による酸素消費速度が底泥表面からのその約7倍にも達し, SS が貧酸素水塊の形成に重大な影響を及ぼすことを報告している。一方, Takeokaら⁴⁾は, 釜灘での海水温の観測データから鉛直混合のみを考慮した3層のボックスモデルを用いて各層

間の鉛直拡散係数を算出し, 底層の貧酸素化が密度躍層付近の鉛直拡散係数により大きく影響されることを考察している。しかし, 近年, 貧酸素水塊が頻発している有明海奥部西岸域を対象に鉛直拡散係数の定量的評価をした報告例は少なく, 特に現場海域で実測した鉛直流成分から直接に鉛直拡散係数を算定した例は見当たらない。

本研究では, 有明海奥部西岸域における現地観測データに基づいて, 密度成層と底層の貧酸素化や水質の関連性について考察すると同時に, 実測された鉛直流成分を基に密度成層期における鉛直拡散係数の算定を行い, その鉛直分布性について検討した。

次いで, 同海域で採取した海水や底泥の酸素消費実験により求めた密度躍層下における底層水及び底泥の酸素消費速度について検討した。さらに, 1972～2000年の浅海定線調査データから, 鉛直混合以外に

水平方向の移流効果をも考慮した2層ボックスモデルを用いて奥部西岸域における鉛直拡散係数及び酸素消費速度の解析を行い、それらの季節変動の平年像について明らかにした。

2. 現地観測及び酸素消費実験の概要

現地観測は、図-1に示されるように微細土や有機物が広く堆積し、夏季に貧酸素水塊が頻発している奥部西岸域の St. 1 (含泥率:96%) 及び St. 2 (含泥率:94%) で 2006 年 8 月 24 日と 9 月 2 日の計 2 回にわたり実施された。

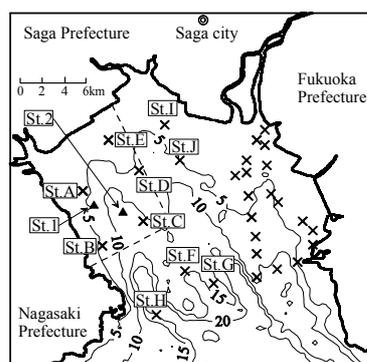


図-1 有明海奥部における観測地点及び解析対象海域(破線で囲まれた海域)

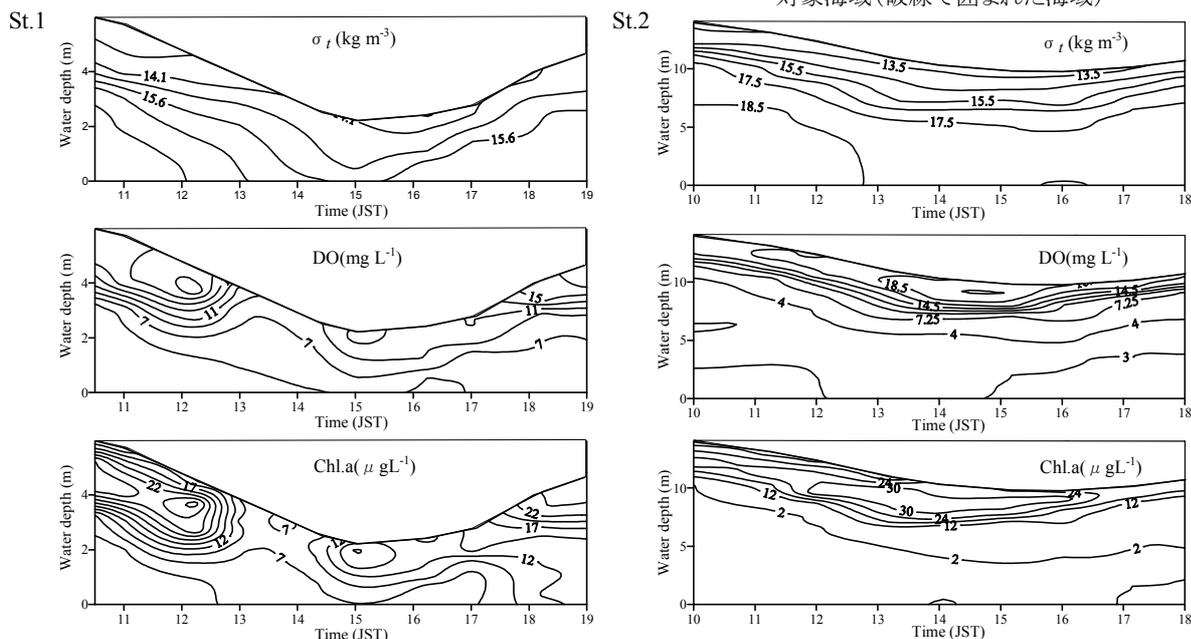


図-2 St. 1 及び St. 2 における σ_t , DO 及び Chl. a の鉛直分布時系列(2006 年 8 月 24 日)

これらの観測では、両地点における水質及び流況を明らかにするために、多項目水質計(AAQ1183, アレック電子)及び電磁流速計(VP2400D, ケネック)を用いて、St. 1 及び St. 2 でそれぞれ深さ 0.5m 及び 1.0m 毎に船上から流速、流向、海水温、塩分、DO、濁度、クロロフィル a (Chl. a) 及び光量子の鉛直分布の経時変化を測定した。

また、St. 1 及び St. 2 における水質分布や密度躍層下の底層水及び底泥の酸素消費速度を明らかにするために、北原式採水器(C 号, 離合社)を用いて海面下 0.5m から海底上 0.5m までの採水(St. 1:1m 毎, St. 2:2m 毎)を 2 時間毎に 3 回ずつ行うと同時に、観測終了時に柱状採泥器(離合社)を用いて層厚約 80mm の未攪拌コアの採泥を行った。採取した試料はその日のうちに実験室に持ち帰り、速やかに底層水及び底泥の酸素消費実験を行った。底層水及び底泥の酸素消費実験は、それぞれ沿岸環境調査マニュアル II⁵⁾の方法と環境庁調査方法⁶⁾に準拠した。

さらに、密度成層期における海域の乱れ構造を明らかにするために、穏やかな快晴日であった 2006 年 9 月 2 日に St. 1 及び St. 2 で、それぞれ深さ 0.5m 及び 1.0m

毎に係留した漁船から吊り下げた 3 次元精密流速計(VECTOR, NORTEC AS)を用いて、サンプリング周波数 64Hz で 30 秒間水平及び鉛直成分の測定を行った。

なお、底層水の酸素消費速度の変動要因と考えられる懸濁態有機物(POC)に関しては、CHN コーダー(JM-10, J-Science LAB)を用いて測定した。また、採水した海水の無機栄養塩($\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$, $\text{NH}_4^+\text{-N}$, $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 及び $\text{NO}_2^-\text{-N}$)濃度の分析は、オートアナライザー(SWAAT, BLTEC)を用いて行った。

3. 結果及び考察

(1) 水質の時空間的变化

図-2 及び 3 は、St. 1 及び St. 2 の 2006 年 8 月 24 日(大潮期)と 9 月 2 日(小潮期)における密度(σ_t), DO, Chl. a の時空間的变化を表したものである。なお、 σ_t は海水温(T)と塩分(S)より算出された。図示されるように、8 月 24 日における St. 1 の海水の混合状態は、全般的に緩混合状態となっており、 σ_t の時空間的变化には

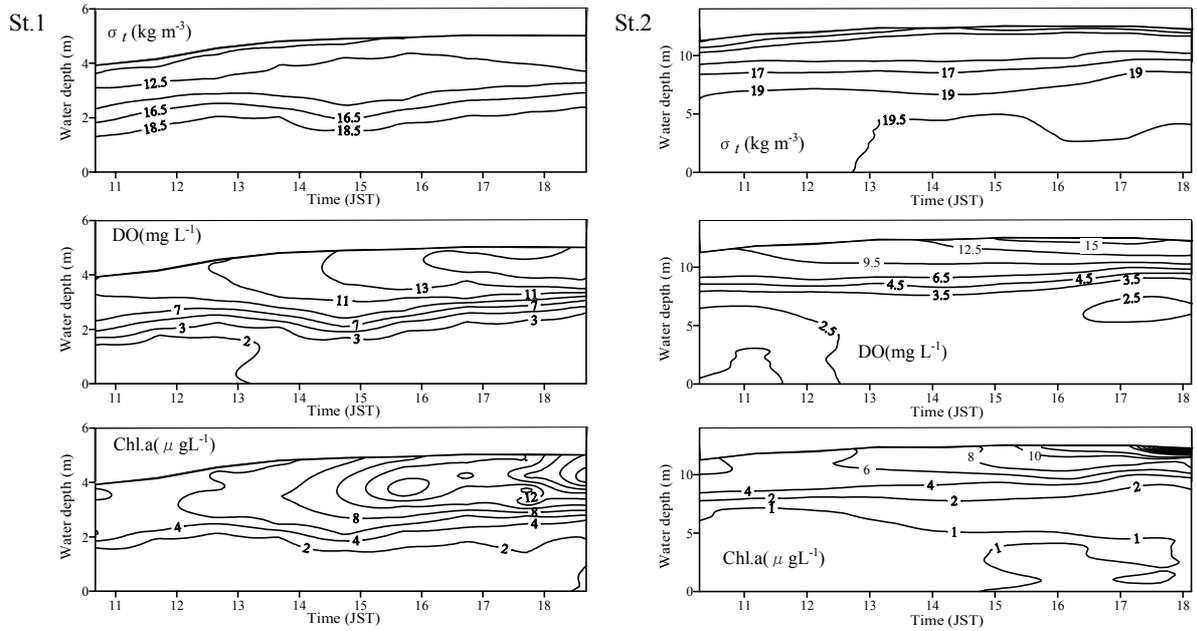


図-3 St.1 及び St.2 における σ_t , DO 及び Chl. a の鉛直分布時系列 (2006 年 9 月 2 日)

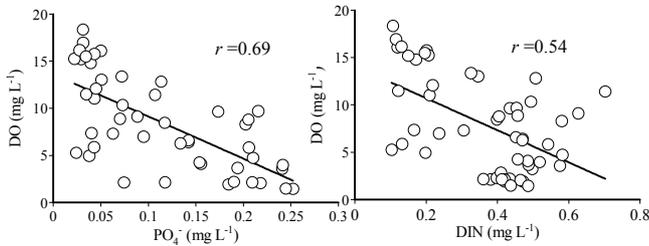


図-4 St.1 における DO と PO_4^{3-} 及び DIN の関係

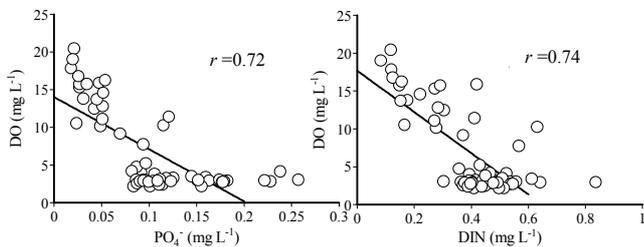


図-5 St.2 における DO と PO_4^{3-} 及び DIN の関係

明確な密度成層は見られない。しかし、St.2 においては、明確な密度成層が見られ、DO は表層では過飽和に、密度躍層下の底層では $3\sim 4\text{mgL}^{-1}$ の低い状態となっている。なお、表層部における DO 濃度の高い領域は、Chl. a の高濃度領域と対応している。これは、大量の植物プランクトンが表層内に集中し、光合成によって酸素が生成されたために表層内の DO が増加したためと考えられる。一方、9月2日においては、St.1 及び St.2 に、それぞれ海面から $2\sim 3\text{m}$ 及び $4\sim 6\text{m}$ の位置まで密度躍層が存在し、顕著な密度成層構造が形成されている。また、密度躍層以深の DO は $2\sim 3\text{mgL}^{-1}$ と低い値を示し、観測期間を通して底層の貧酸素化が見られる。

図-4 及び 5 は、8月24日と9月2日に St.1 及び St.2 の各水深で測定した DO の値と採取した海水の PO_4^{3-} 及び無機溶存態窒素 (DIN) の分析値の関係を表したものである。図示されるように、データのバラツキが見られるものの、

両地点において DO と PO_4^{3-} 及び DIN の間には負の相関性が見られ、DO 濃度の低下に伴い PO_4^{3-} 及び DIN は増加する傾向を示す。したがって、底層の貧酸素化が海底からの PO_4^{3-} や DIN などの溶出、さらには海域の水質環境にどのような影響を及ぼすか、今後詳細に検討する必要がある。

(2) 密度成層期における鉛直拡散係数の鉛直分布

図-6 及び 7 は、それぞれ密度成層期 (2006 年 9 月 2 日) の St.1 及び St.2 における水平流速 U 、海水密度 $\rho (= \sigma_t + 1000)$ 及び鉛直拡散係数 K_z の鉛直分布の時間的変化を表したものである。なお、ここで K_z は、鉛直方向の流速データから有義波高の平均周期に相当する約 2 秒の移動平均値を差し引いた偏差を乱れ成分とし、次式により算出された。

$$K_z = \beta \overline{w^2} \int_0^{\tau_c} R_w(\tau) d\tau \quad (1)$$

ここに、 $\overline{w^2}$ は鉛直方向の変動流速の二乗平均値、 τ_c は自己相関係数が最初に 0 になるまでの時間⁷⁾、 R_w は鉛直方向の流速の自己相関係数、 β は Euler 自己相関係数と Lagrange 自己相関係数を関連付ける無次元パラメータで、村上ら⁷⁾にならい $\beta=1$ とした。

図示されるように、両地点で U は深さと共に増加し、ある水深で最大値に達した後、減少する。さらに U は、密度躍層以深ではほぼ一様な分布傾向を示す。一方、 K_z は表層及び底層付近で高く、密度躍層下端で低下する傾向が見られる。また、表層及び底層における K_z は、それぞれ $3.1\sim 21.9\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ 及び $11.4\sim 60.0\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ と大きく変動しているのに対して、密度躍層下端付近の K_z の変動は $3.6\sim 7.5\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ と小さい。このことから、密

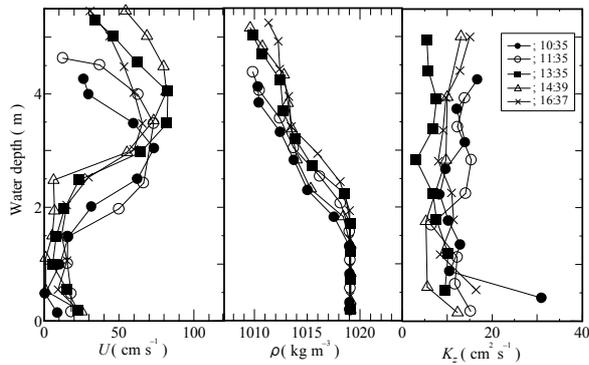


図-6 St. 1における U 、 ρ 及び K_z の鉛直分布

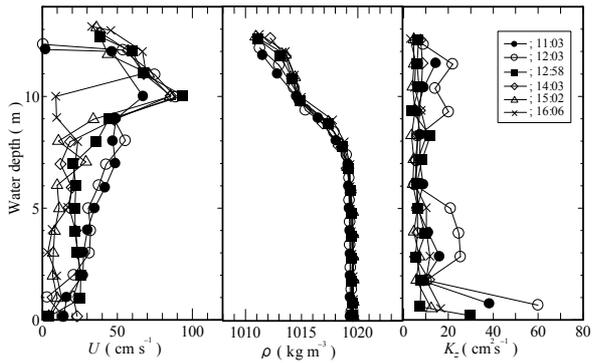


図-7 St. 2における U 、 ρ 及び K_z の鉛直分布

密度躍層の形成により上下層間の鉛直混合は制限されるものと考えられる。したがって、安定した密度成層の形成は、密度躍層がひとつの障壁となり上層から下層への酸素供給を抑制していると推察される。

また、密度成層期における K_z は、一般に(2)及び(3)式に示されるMunk・Andersonの経験式⁸⁾により表される。したがって、両式により、St. 1及びSt. 2の K_z を求めると、それぞれ $7.3 \sim 38.8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $5.2 \sim 31.6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ となる。これらの値は、本研究で得られた K_z と比較的近い。なお、式中の $\partial\rho/\partial z$ 及び $\partial U/\partial z$ は、各測点間の ρ 及び U の鉛直勾配より算出した。

$$K_z = K_0(1 + aR_i)^{-b} \quad (2)$$

$$R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial z} \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 \quad (3)$$

ここに、 K_0 は中立状態($R_i = 0$)の場合の鉛直拡散係数で $K_0 = 1$ 、 $a = 3.33$ 、 $b = 3/2$ 、 R_i はリチャードソン数、 g は重力加速度、 z は鉛直座標である。

(3) 底層水及び底泥の酸素消費速度

表-1は、2006年8月24日と9月2日にSt. 1及びSt. 2で採取した底層水と底泥を用いて酸素消費実験を行った結果を一覧したものである。両地点における底泥の酸素消費速度(R_s)は、 $1.09 \sim 1.49 \text{ gm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ の範囲にあり、中山ら⁹⁾が2002年7月に有明海北西部で得た R_s

表-1 St. 1及びSt. 2における R_s 、 R_w 及び R_{sw}

調査地点		R_s ($\text{gm}^{-2} \text{ d}^{-1}$)	R_w ($\text{mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$)	R_{sw} ($\text{mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$)
2006/8/24	St.1	1.25	0.78-1.67	1.41-2.30
	St.2	1.49	0.56-1.68	0.91-1.89
2006/9/2	St.1	1.25	0.00-1.73	0.62-2.36
	St.2	1.09	0.00-2.16	0.16-2.32

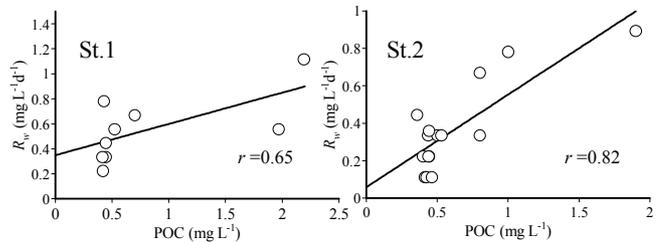


図-8 St. 1及びSt. 2の底層における R_w とPOCの関係

の実測値 $0.84 \sim 1.04 \text{ gm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ とほぼ同程度の値である。

また、St. 1及びSt. 2における密度躍層下の底層水の酸素消費速度(R_w)は、平均でそれぞれ $1.01 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 、 $1.14 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$ である。さらに、9月2日の観測結果より密度躍層下端から海底までの深さを底層厚とすると、底層厚はSt. 1で2m、St. 2で7mとなり、密度躍層下の底層水と底泥を含めた層内の酸素消費速度(R_{sw})は、平均でそれぞれ $1.64 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 及び $1.33 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$ となる。したがって、 R_w の R_{sw} に占める割合は、St. 1で平均63.2%、St. 2で平均79.2%であり、密度躍層下における酸素消費には R_w が大きく寄与しているものと推察される。また、本研究で得られた R_{sw} の値は、中山ら⁹⁾や徳永ら³⁾が見積もった海底から5m層内の酸素消費速度($0.19 \sim 1.31 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 、 $1.54 \text{ mgL}^{-1} \text{ d}^{-1}$)とほぼ同程度の値である。

図-8は、8月24日のSt. 1及びSt. 2における底層水の R_w とPOCとの関係を表したものである。図示されるように、両者の間には比較的高い正の相関が見られ、POCの増加に伴い R_w は増大する。これは、 R_w が海水中の懸濁態有機物量に依存することを示しており、潮流や波浪により巻き上げられて形成された高濁度層は、底層付近のDOの消費に大きく影響するものと考えられる。

4. ボックスモデル解析

(1) 使用データ

解析に用いた T 、 S 及びDOのデータは、図-1に示されるSt. A~Jで、佐賀県有明水産研究センターが毎月大潮時に観測したデータを水産総合研究センター西海区水産研究所が取り纏めたものである。各測点の T 、 S 及びDOのデータは、海面下0m、5m、10m、20m、30m、40mで得られており、本研究では、これらのデータを水

深1m 間隔に線形補間した。なお、 ρ は T 及び S のデータより算出した。気象データに関しては、佐賀地方気象台で得られた毎月の平均値を用いた。また、有明海奥部西岸域に流入する河川流量に関しては、集水面積と月降水量から推定した。

(2) 解析方法

本研究では、貧酸素水塊が頻発する有明海奥部西岸域の図-1の破線で囲まれた海域を図-9に示される2層のボックスモデルで近似した。上下ボックスの境界深さ(H_1)は2005年8月の現地観測で得られた密度躍層の水深4mとした。上下層内の塩分(S_1, S_2)及びDO(C_1, C_2)は、各層内に含まれるSt.A~E(図-1)の S とDOの値を平均して求めた。また、東西方向のボックス外の塩分(S_3, S_4)及びDO(C_3, C_4)と南北方向のボックス外の塩分(S_5, S_6)及びDO(C_5, C_6)は、それぞれSt.F~H(図-1)及びSt.I~J(図-1)の S とDOの値を海面~ H_1 と H_1 以深で平均して求めた。なお、各ボックスの諸元は表-2に一覧される。

ここで、各ボックスにおける塩分収支及び水収支は、それぞれ次式で表される。

Box1

$$V_1 \frac{dS_1}{dt} = -u_1 A_1 S_{13} + w A_{12} S_{12} + u_3 B_1 S_{15} + \frac{K_z (S_2 - S_1) A_{12}}{H_{12}} \quad (4)$$

$$u_1 A_1 = Q + w A_{12} + u_3 B_1 \quad (5)$$

$$Q = Q_r + Q_p - E \quad (6)$$

Box2

$$V_2 \frac{dS_2}{dt} = -u_2 A_2 S_{24} - w A_{12} S_{12} + u_4 B_2 S_{26} + \frac{K_z (S_1 - S_2) A_{12}}{H_{12}} \quad (7)$$

$$u_2 A_2 = -w A_{12} + u_4 B_2 \quad (8)$$

ここに、 V_1, V_2 はそれぞれ上層及び下層ボックスの体積、 $A_{12}, A_1, A_2, B_1, B_2$ はそれぞれ上下ボックスの水平断面面積、上下ボックスの東西方向の鉛直断面面積及び南北方向の鉛直断面面積、 u_1, u_2 はそれぞれ東西方向の上層及び下層の水平流速、 u_3, u_4 はそれぞれ南北方向の上層及び下層の水平流速、 w は上下ボックス間の鉛直流速、 H_{12} は上下ボックスの中央点間距離、 $S_{ij} = (S_i + S_j)/2$ 、 Q は上層ボックスへの淡水流入量で、河川からの流入量(Q_r)と降雨量(Q_p)及び蒸発量(E)を考慮した正味の値であり、 E は次式により推定された¹⁰⁾。

$$E = k(E_s - E_a)W \quad (9)$$

ここに、 k は蒸発係数(=0.17mm¹hPa⁻¹sm⁻¹)¹⁰⁾、 E_s は観測された海面水温から計算した飽和蒸気圧、 E_a は

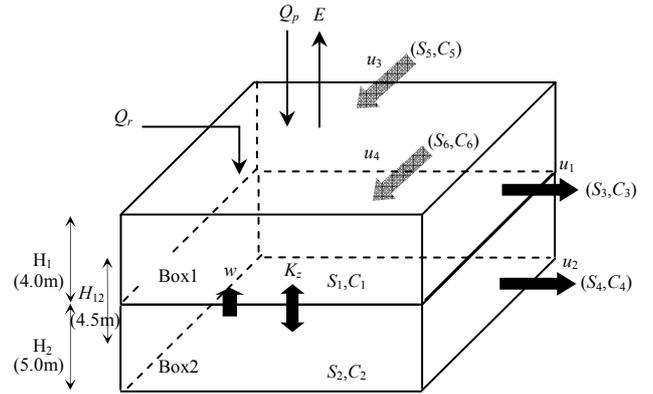


図-9 ボックスモデルの概要

表-2 各ボックスの諸元

Volume (km ³)	V_1	0.426
	V_2	0.533
Interface Area (km ²)	A_{12}	106.56
Cross Section Area (km ²) (East-West)	A_1	0.029
	A_2	0.037
Cross Section Area (km ²) (North-South)	B_1	0.058
	B_2	0.072

佐賀気象台で観測された月平均大気蒸気圧、 W は佐賀気象台で観測された月平均風速である。

(4), (5), (7), (8)式から明らかなように、これらの式中には未知数は $u_1 \sim u_4, w, K_z$ の6個あるため、解析的に未知数を求めることは出来ない。そこで、ここでは1972~2000年の各月29個のデータについて、最小二乗法を適用し、各月の未知数を決定した¹¹⁾。

一方、下層ボックスにおけるDO濃度の時間的変化を支配する方程式は、次式で表される。

$$V_2 \frac{dC_2}{dt} = -u_2 A_2 C_{24} - w A_{12} C_{12} + u_4 B_2 C_{26} + \frac{K_z (C_1 - C_2) A_{12}}{H_{12}} - V_2 R \quad (10)$$

ここに、 $C_{ij} = (C_i + C_j)/2$ 、 R は生化学的な酸素消費速度である。

(3) 解析結果及び考察

図-10は、ボックスモデルにより得られた解析対象海域における K_z 及び R と密度成層度(P)¹²⁾の月変動を表したものである。なお、 P は次式で定義される。

$$P = \int_0^H |\rho(z) - \bar{\rho}| g dz \quad (11)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{H} \int_0^H \rho(z) dz \quad (12)$$

ここに、 H は水深である。

図示されるように、 K_z は P の季節変動とは逆に、夏季~秋季に減少し、冬季~春季に増加する季節変動を

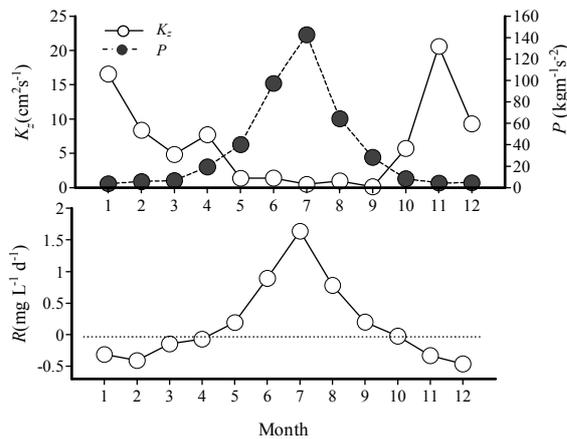


図-10 P, K₂及びRの月変動

示す。すなわち、夏季～秋季においては淡水流入量の増加や海面加熱などにより密度成層が発達するために海水の鉛直混合が抑制される結果、K₂は減少する。しかし、冬季～春季にかけては淡水流入量の減少や海面冷却などにより密度成層が弱まり、その結果、海水の鉛直混合が促進されるために、K₂は増加するものと推察される。

一方、Rは春季～夏季に正となり、秋季～冬季に負となる傾向を示す。Rのこのような変化は、下層での生化学的なO₂の消費と生産の季節変動を示すものであり、春季～夏季におけるO₂の消費には、海水温の上昇や海水中の有機物量の増加が、また秋季～冬季におけるO₂の生産には、透明度の上昇による植物プランクトンの光合成の活性化が大きく関与しているものと考えられる。なお、本解析で得られた夏季のRは1.0～1.5 mgL⁻¹d⁻¹で、3.(3)の酸素消費実験により見積もられたR_{sw}(1.29～1.64 mgL⁻¹d⁻¹)と同程度の値である。

5. まとめ

今回の研究で得られた主な知見は、次のように要約される。

(1) St. 1 及び St. 2 における現地観測より、σ_t, DO 及び Chl. a の時空間的变化が把握され、小潮期において St. 1 及び St. 2 では、それぞれ海面下 2～3m 及び 4～6m の位置まで密度躍層の形成が見られた。また、海水中の PO₄ 及び DIN は、DO の低下と共に増大する傾向を示した。

(2) St. 1 及び St. 2 で実測された鉛直成分から K₂ が算定され、密度成層期における K₂ の分布性が明らかにされた。すなわち、K₂ は表層及び底層で高く、密度躍層下端付近で低下する傾向を示した。したがって、海水の密度成層化は、表層から下層への酸素供給能力を抑制するものと考えられた。

(3) 酸素消費実験の結果より、R_w の R_{sw} に占める割合は、St. 1 で平均 63.2%、St. 2 で平均 79.2%であった。ま

た、両地点における R_w は POC の増加に伴い増大する傾向を示した。このことより、底層 DO の消費には潮流や波浪などにより巻き上げられて形成された高濁度層が大きく影響するものと推察された。

(4) 1972～2000 年の浅海定線調査データを用い、2 層ボックスモデルより奥部西岸域における P, K₂ 及び R の解析を行った。その結果、K₂ は P とは逆に夏季～秋季に減少し、冬季～春季に増加する変動傾向を示した。また、R は春季～夏季に正(O₂消費)、秋季～冬季に負(O₂生産)となる季節変動を示した。

謝辞: 本研究を実施するに際し、平成 17 年度科学研究費補助金(基盤研究(B)、代表:瀬口昌洋)及び佐賀大学有明海総合研究プロジェクトより、多大なる支援を受けた。このことを、ここに付記し、深謝申し上げます。

参考文献

- 1) 中村由行, 西田克司, 早川典生: 閉鎖性内湾における温度成層の形成のモデル化, 海岸工学論文集, 37, pp. 794-798, 1990.
- 2) 星加章, 谷本照己: 大阪湾における底層環境の酸素消費, 中国工業技術研究所報告, 44, pp. 39-44, 1995.
- 3) 徳永貴久, 松永信博, 阿部淳, 児玉真史, 安田秀一: 有明海西部海域における高濁度層の観測と懸濁物質による酸素消費の実験, 土木学会論文集, No. 782/ II -70, pp. 117-129, 2005.
- 4) Takeoka, H., T.T. Ochi, and K. Takatani: The anoxic water mass in Hiuchi-nada Part 2. The heat and oxygen budget model. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 42, pp. 12-21, 1986.
- 5) 日本海洋学会編: 沿岸環境調査マニュアル II, 恒星社厚生閣, 東京, pp. 296, 1990.
- 6) 環境庁: 瀬戸内海の干潟, 浅海域の浄化機能, 平成 11 年度環境庁委託業務報告書, pp. 134, 2000.
- 7) 村上和男, 森川雅行: 超音波流速計による潮流観測と水平・鉛直拡散係数の算定, 港湾技術研究所報告, 22(2), pp. 175-211, 1983.
- 8) Munk W.H., E.R. Anderson: Notes on a theory of the thermocline, *J. Mar. Res.*, 7, pp. 276-295, 1948.
- 9) 中山哲巖, 佐伯信哉, 時吉学, 木元克則: 有明海北西部で発生する貧酸素水塊に着目した現地調査, 海岸工学論文集, 50, pp. 976-980, 2003.
- 10) 柳哲雄, 安部良平: 有明海奥部における塩分と DIP・DIN 収支の経年変動, 海の研究, 14(1), pp. 21-33, 2005.
- 11) 柳哲雄, 下村真由美: 有明海における鉛直循環流の経年変動, 九州大学大学院総合理工学報告, 27(4), pp. 367-371, 2006.
- 12) 柳哲雄, 下村真由美: 有明海における成層度の経年変化, 海の研究, 13(6), pp. 575-581, 2004.