

有明海西部海域における高濁度層の 形成に関する現地観測

FIELD OBSERVATIONS OF A HIGH TURBIDITY LAYER IN WESTERN AREA OF ARIAKE SEA

徳永貴久¹・阿部 淳²・宗 孝士³・松永信博⁴

Takahisa TOKUNAGA, Atsushi ABE, Takashi SOH and Nobuhiro MATSUNAGA

¹学生員 工(修) 九州大学大学院総合理工学府 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

²学生員 九州大学大学院総合理工学府 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

³非会員 九州大学大学院総合理工学府 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

⁴正会員 工博 九州大学大学院総合理工学研究院 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

In order to reveal the formation processes of high turbidity layer in the stratification period of Ariake Sea, field observations were made at a fixed position in the western area for 13 hours. A strong two-layered stratification had been formed during the observation period. The high turbidity layer which is generated by the strong tidal currents at the flood and ebb tides is in about 5 m height from the sea bottom. At the low tide period, the turbidity layer with relatively high concentration is formed over the whole depth of the lower layer. On the other hand, the concentration becomes lower at the high tide period, though the turbidity layer spreads over the lower layer. The shear layer thickness of tidal currents coincides with the high turbidity layer thickness. When the current speed near sea bottom becomes more than 25 cm/s, the turbidity increases rapidly.

Key Words : , Ariake Sea, field observation, high turbidity layer

1. はじめに

九州西岸に位置する有明海は、潮汐による干満差は我が国で最も大きいことで知られている。また、有明海奥部では周囲から多くの河川が流れ込むため広大な干潟が発達し、激しい潮流によって巻き上げられた底泥粒子の輸送が活発に行われている。このような環境が、有明海の特有な生物相と高い生物生産力を維持する基盤となっている。しかし近年、有明海西部海域では夏季において貧酸素水塊の形成が報告されており、水質の悪化が著しく進行している¹⁾。貧酸素水塊の発生は、アサリやタイラギ等の底生生物の死滅、底泥から水塊中へ栄養塩の溶出など、様々な環境問題を引き起こす。また、有明海における赤潮の大量発生により底泥表面に堆積した有機物が、有明海特有の強い潮流のため巻き上げられ、高濁度層が形成される。昨年の著者らの研究²⁾によって、底泥表面のみならず再懸濁したSSも海域の貧酸素化に大きく寄与することが明らかとなった。

本研究では、成層期における高濁度層の形成と酸素消費過程を明らかにするため、2003年の夏季において有明海西部海域で水質と流速の現地観測を行った。本論文はその結果について報告したものである。

2. 観測概要

図-1に示す様に、観測地点Aにおいて水質と流速の定点観測を行った。観測期間は2003年7月28日9:00から22:00までの13時間であった。観測期間は大潮に当たっていた。図中の数字は基本水準面から測られた水深を表している。図-2に定点観測の概要を示す。潮流速の鉛直分布を得るために、船に固定した超音波式ドップラー流速計(RD-Instruments社製、以下ADCP)を使用し、水深1mピッチで水平流速を計測した。ADCPの流速データは3秒ごとに取得された。また、水質の鉛直分布の時間変化に対しては、多項目水質計(アレック電子製: ACL1182-PDK, 以下STD)を30分ごとに船上より吊り

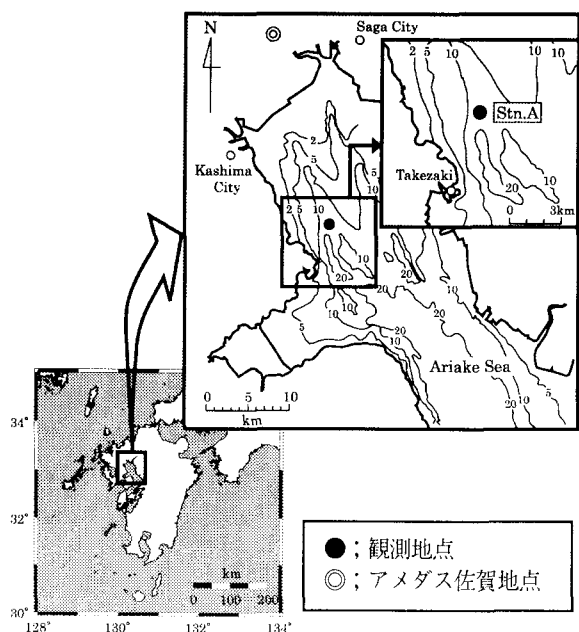


図-1 観測地点

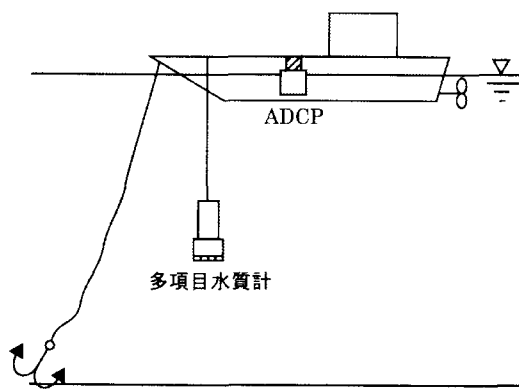


図-2 定点観測概要

下げ、1m間隔で水温、塩分、クロロフィルa濃度（以下Chl.a濃度）、濁度および溶存酸素濃度（以下DO濃度）を測定した。

3. 観測結果および考察

(1) 観測期間中の気象状況

観測の期間中において天候はおおむね晴れで、降雨はなかった。また、観測期間中の平均気温は30.0℃で、最低気温は午前9時に記録された26.9℃、最高気温は午後3時に記録された32.0℃であった。図-3にアメダス佐賀地点での毎正時において10分間平均された風向・風速の時系列を示す。風向・風速の結果から、12:00（観測開始後約3時間）までは風速約1～2m/sの弱い南風が吹いていたが、13:00から22:00（観測終了時間）まで風速約3～4m/sの若干強い南西寄りの風が吹いていたことがわかる。

(2) 水質の観測結果および考察

図-4は、佐賀県竹崎島における潮位変動を示している。図中の●印は、STDによる水質観測を行った時刻における潮位を表している。この図から、観測期間中の日潮不等は約50cmと比較的小さいことがわかる。図-5にSTD計測により得られた水温、塩分、Chl.a濃度、濁度およびDO濃度の時空間変化を示す。なお、密度 σ_t については水温と塩分のデータから算出した。ここで、zは海底面から鉛直上方に取られている。水温、塩分の結果より、水表面下約2～4mの位置に躍層が存在し、明瞭な二成層を成していることがわかる。水温と塩分のデータより算出された密度 σ_t の結果をみても、観測期間中にわたって表層と底層の間において10kg/m³程度の密度差が生じている。これらのことから、観測期間中において海水は水温と塩分の両方によって強い成層状態を維持していたことがわかる。

Chl.aは表層流体中に多量に存在し、その最大値の位置は、ほぼ密度躍層の位置に一致していることがわかる。躍層付近においてChl.a濃度が最大値をとる理由として、植物プランクトンが強光阻害にあること、密度成層が強いため表層内で発生した植物プランクトンは密度界面を通過して沈降しないことが考えられる。

濁度の分布から、表層内では濁度の値が低く、底層内十数mの高さにわたって濁度の値が比較的高いことがわかる。特に、下げ潮最強時（12:00付近）および上げ潮最強時（18:00付近）において高濁度層が海底面上約5mの高さまで形成されている。しかし、上げ潮および下げ潮最強時における高濁度層の到達高さは、一潮汐を通して最も低いことがわかる。潮流シアによって形成された高濁度層は、満潮時において低濃度で底層内全体に拡散する。一方、干潮時では高濁度を保ったまま、底層全体に拡散する傾向がある。この傾向は著者らが昨年行った観測の結果と類似している。高濁度層の形成過程については4節で述べることにする。

DO濃度の分布から、躍層の上方ではDO濃度が約8～9mg/lの高い値であるが、躍層の下方では約4mg/lの低い値をとっていることがわかる。これは、密度成層の効果と多量の植物プランクトンが表層中に集中していることに起因する。つまり、光合成によって表層内で生産された多量のDOは密度成層のため底層に輸送されず、逆に、底層内ではバクテリアによる有機物の分解のために限られたDOが消費されたためである。ここで興味深いのは、底層内十数mにわたってDO濃度が一樣となっている点である。これに関しては図-6と合わせて言及する。

図-6は、全時間帯における密度 σ_t 、Chl.a濃度およびDO濃度をプロットしたものである。Chl.aとDOの濃度分布に密度成層の効果が明瞭に現れていることがわかる。特に、Chl.a濃度は水表面付近ではそれ程大きな値を取らず、密度躍層付近で最大値を取っている。これは前述したように、植物プランクトンが強光阻害にあることを

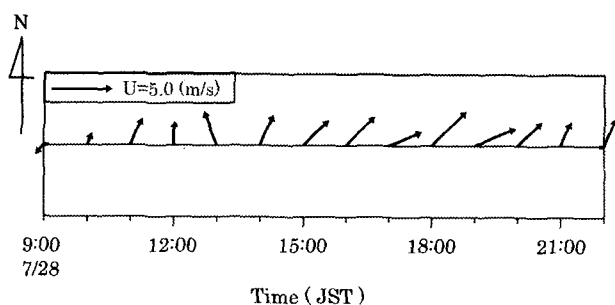


図-3 風向・風速の時系列変化

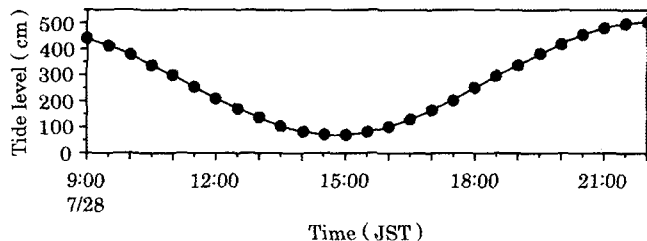


図-4 佐賀県竹崎島における潮位変動
(●印は水質観測時刻における潮位を示す)

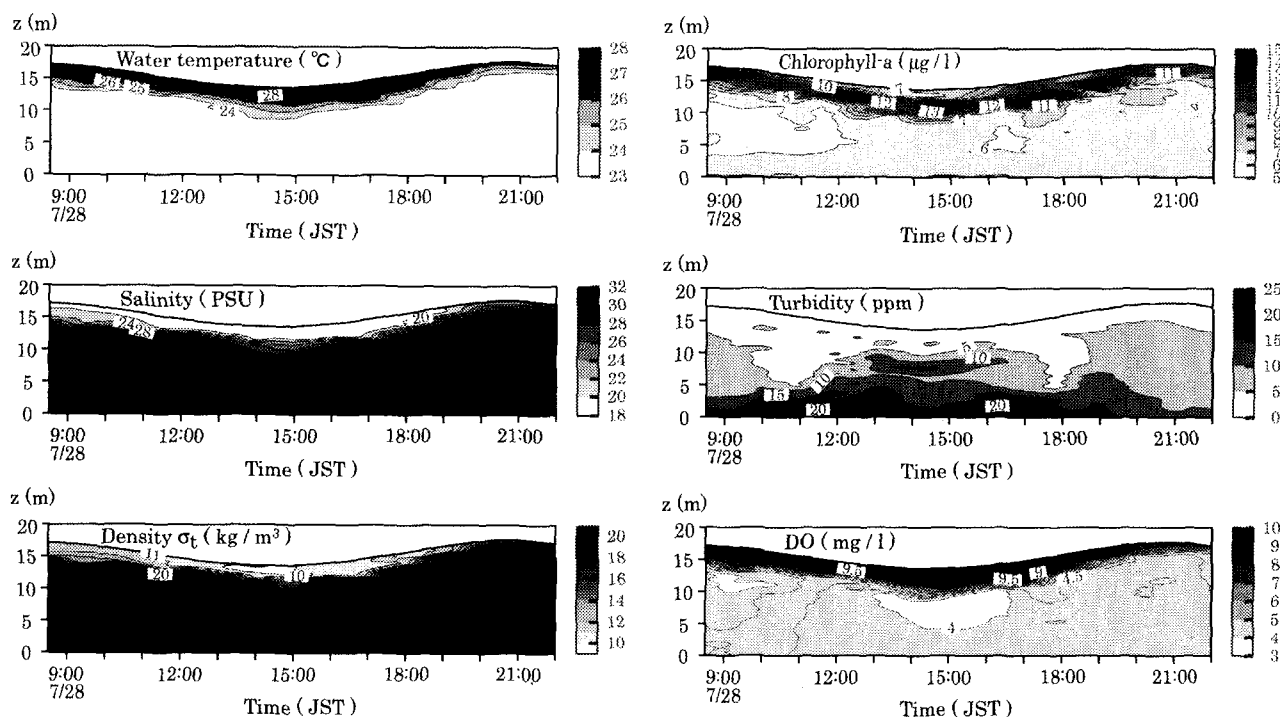


図-5 水温、塩分、密度 σ_t 、Chl.a濃度、濁度およびDO濃度の時空間変化

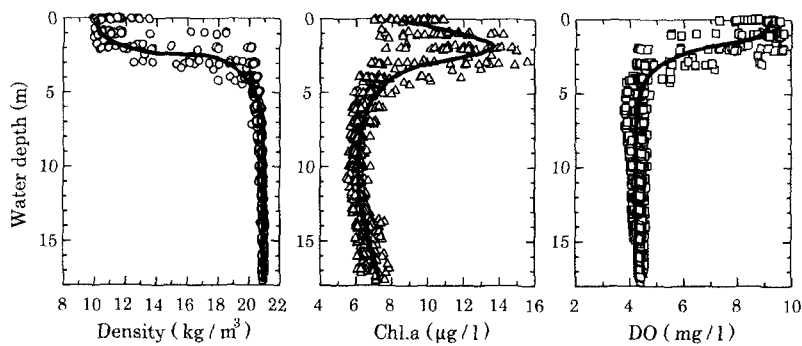


図-6 全時間帯における密度 σ_t (左), Chl.a濃度 (中), およびDO濃度 (右) の鉛直分布

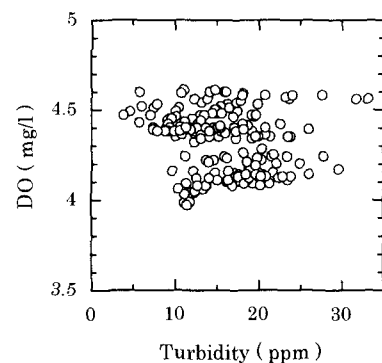


図-7 海底面上5mまでの濁度とDO濃度の関係

示している。密度成層の効果のため表層と底層間の混合が極めて小さく、表層から底層への植物プランクトンが輸送されないため、底層でのChl.a濃度は一様で小さな値を示している。表層内のDO濃度分布はChl.a濃度分布と異なり、水表面付近で最大値をとる。これは躍層付近で生産されたDOが水表面に向かって輸送されるためである。底層内のDO濃度はほぼ4mg/lと一様な値を示している。この値では貧酸素状態に達しているとは言えないが、ベントスにとって生息が困難な状況である。このように、底層全体にわたって一様に酸素が消費された理由として2つの機構が考えられる。1つは、底泥表面で酸素が消費され、海底面に沿って形成された貧酸素水塊が底層全体にわたって混合され、貧酸素水域が生じる機構。もう1つは有明海特有の強い鉛直混合によって海底に堆積していた有機物が再懸濁し分解され、底層全体のDOが消費されるという機構である。著者ら²⁾は、SSの再懸濁によって生じる酸素消費速度を実験的に求め、底泥表面を通しての酸素消費速度と比較した。その結果、SSによる酸素消費速度は底泥表面のそれよりも桁違いに大きいことを明らかにした。実際、図-5の濁度の分布からもわかるように、底層十数mにわたって濁度の値が高くなっている。このような状況から、底層全体にわたって一様にDOが消費される機構として、SSの再懸濁による酸素消費が有力ではないかと考えられる。

図-7に海底面上5mまでの濁度とDO濃度の関係を示す。昨年の結果はDO濃度の高い領域にあり、濁度との間に比較的良好な相関がみられた。しかし、今回のデータにおいては、DO濃度と濁度の間にはほとんど相関がみられない。SSによる酸素消費過程には、再懸濁される有機物量が重要な因子となることが指摘されている³⁾。観測日以前に巻き上がった有機物の分解が進行し、DO濃度の低下を引き起こしたと考えられる。従って、観測期間中は有機物量も減少しており、DO濃度と濁度の間の相関が明瞭に現れなかったものと思われる。今後、密度成層が弱まり、躍層内に滞留している植物プランクトンが沈降し海底に堆積すると、SSによる酸素消費が著しく進行し、貧酸素水塊が広範囲にわたって発生すると推測される。

(3) 流況

図-8にADCPより得られた流向・水平流速、STDより得られた密度 σ_t および濁度の鉛直分布の時間変化を1時間ごとに示す。また、水位の経時変化を示し、データ取得時と水位の関係を与えている。ADCPの流向・水平流速データは3秒ごとに得られたデータを10分平均したものである。

9:00、15:00、21:00はそれぞれ満潮、干潮、満潮時に対応しており、流向が著しく変化していることがわかる。特に、表層内における流向の変化が激しく、密度

成層の効果により、表層流体と底層流体が独立に運動し易くなっていたためと考えられる。満潮から干潮に向かうにつれ、底面付近ではなめらかな流速分布が形成され、せん断層も厚くなっていくことがわかる。せん断層内の流速分布はほぼ直線をしており、流向は全層にわたって南向きとなっている。干潮時になると、まず底面付近の流れが南向きから北向きへと変化する。上げ潮時には全層にわたって北向きの流れとなり、底面付近に形成されるせん断層も厚くなることがわかる。特に、上げ潮時には北向きの流れと南西寄りの風とが重なって、表層内の流速を増大させ、大きな速度勾配が形成されている。

(4) 高濁度層の形成過程

潮が引き始める時刻(9:00)から下げ潮最強時(13:00)までの流速および濁度の鉛直分布をみてみると、海底面付近において徐々にせん断流が形成され、その流速はほぼ直線分布をしている。形成されたせん断流の流速分布は、13:00においては海底面上約8mまで達している。それに対して、海底面付近の濁度の値は大きくなり、鉛直シアアの層内で大きな濃度勾配をもって直線的に減少する。干潮時(15:00)から上げ潮最強時(18:00)をみてみると、下げ潮時と同様、せん断流が発達し、その結果、海底面付近に高濁度層が形成される。濁度の分布も鉛直シアアの層内で大きな濃度勾配をもって減少する。満潮の時間帯(21:00)になると、速度勾配がほとんどないため、濁度の値も低くなり、鉛直方向に一様になる。

以上のことから、下げ潮によって形成された高濁度層は干潮時、高濃度を維持したまま底層内全体にわたって拡散する。上げ潮時においても同様に、高濁度層は形成されるが満潮時には若干濃度は低くなる傾向がある。図-9は、せん断層厚と高濁度層厚との関係をプロットしたものである。せん断層および高濁度層の厚さは、直線分布が形成されている層厚として算定されている。図-9から、せん断層厚は高濁度層厚と良く一致していることがわかる。換言すれば、速度勾配が存在する高さまでSSが巻き上がっていることが言える。

一般に、底泥表面の堆積物は潮流による摩擦応力によって再浮上すると考えられる。そのため、高濁度層の形成過程についての評価を行うためには、摩擦速度 u_* を評価し、 u_* と海底面上の濁度との関係を調べる必要がある。しかしながら、今回の観測では、図-8に見られるように、全ての位相の流速分布に対数分布則を当てはめることは困難であり、 u_* による再懸濁の評価を行うことは妥当ではない。そこで、海底面上の濁度と水平流速の関係を調べることにより、濁度の定量化を試みた。図-10は海底付近の水平流速と濁度の値をプロットしたものである。データはADCPとSTDで測定した最下層の値を使用した。図中には、昨年の観測で得られた

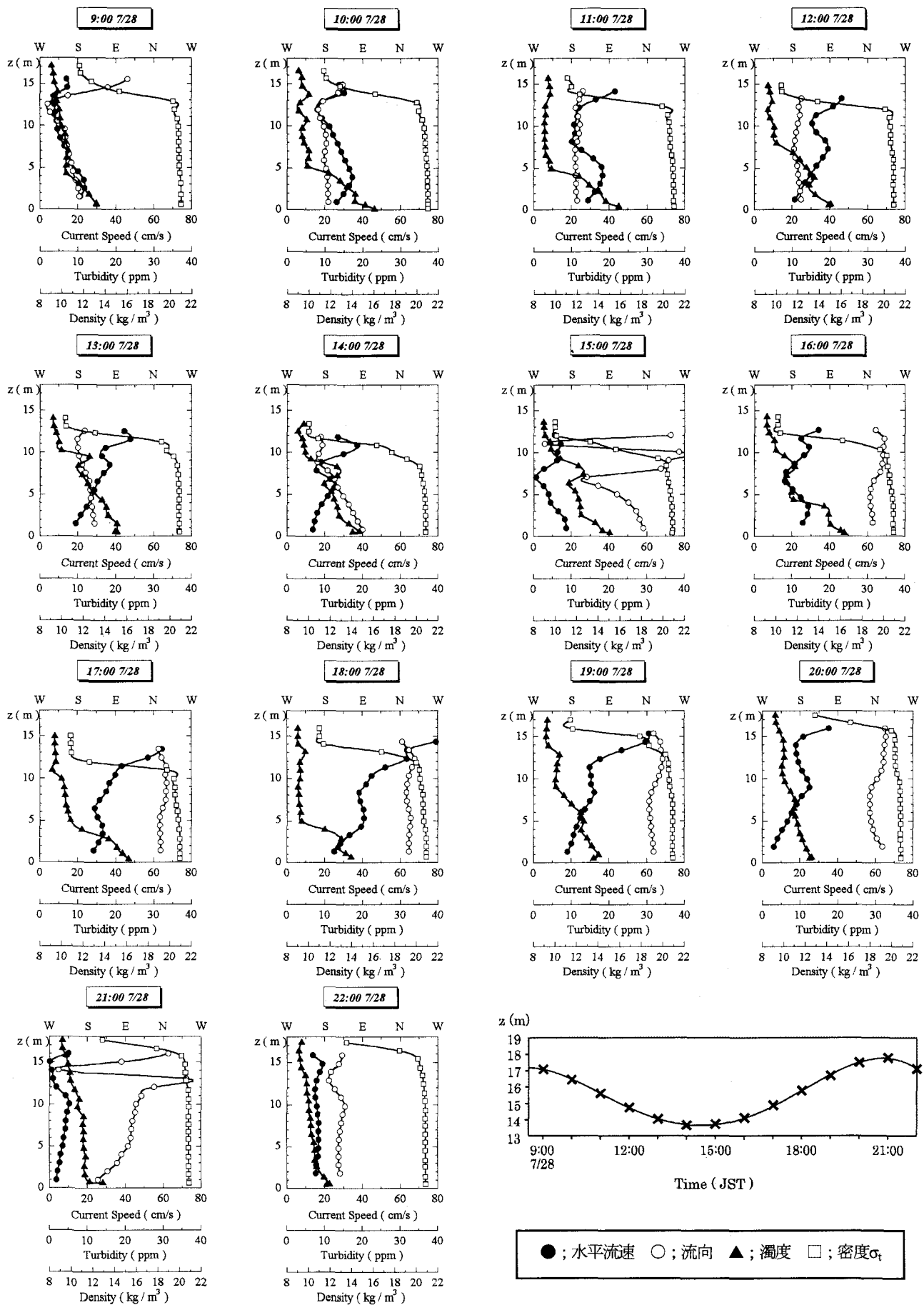


図-8 1時間ごとの流向・水平流速、密度 σ_t および濁度の鉛直分布
(データ取得時と水位の関係を図中×で示す)

データもプロットされている。なお、図中の実線は観測データに基づいて描いた近似曲線である。流れがないとき、濁度の値は約12ppmを示す。これは有明海西部海域の海底付近に形成される定常的な高濁度層であると考えられる。潮流速が大きくなるにつれ、濁度も増大することがわかる。特に、海底面付近の流速が約25cm/sを超えると、海底面付近の濁度が指数関数的に増加し始めることがわかる。

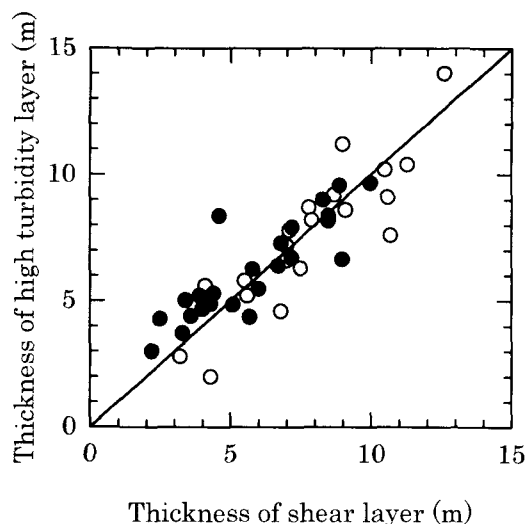


図-9 セン断層厚と高濁度層厚の関係
(●; 今回のデータ ○; 2002年のデータ)

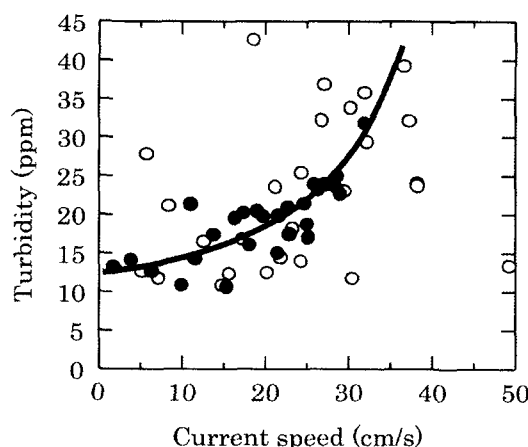


図-10 海底面付近における流速と濁度の関係
(●; 今回のデータ ○; 2002年のデータ)

4. 結論

本研究の結論をまとめると以下ようになる。

- 1) 2002年の観測では、濁度とDOの間に明瞭な負の相関があったが、今回の観測では両者の間に全く相関はみられなかった。
- 2) 有明海西部海域には、上げ潮最強時および下げ潮最強時の時間帯において、海底面上約5mまで高濁度層が形成される。この時の高濁度層の到達高さは、一潮汐を通して最も低いことが明らかとなった。また、下げ潮によって形成された高濁度層は、干潮時において高濃度を維持したまま底層内全体にわたって拡散する。一方、上げ潮時においても同様に、高濁度層は形成されるが満潮時には若干濃度は低くなる傾向がある。
- 3) 潮流速のせん断層厚と高濁度層の層厚はほぼ一致しており、SSはせん断層厚まで巻き上がることが明らかとなった。また、潮流速が増すにつれ、海底付近の濁度も増加し、海底面付近の流速が25cm/s以上になると、濁度は指数関数的に増加し始める。

結論1)の原因として、SSの再懸濁によって底層内の酸素はすでに十分消費されており、また、成層効果のため水表面を通しての酸素と有機物の供給がなされないため、SSの再懸濁と酸素消費との間に明瞭な関係が現れなかったものと思われる。しかし、これについては今後さらに詳細な検討が必要である。

謝辞：本研究は文部科学省科学研究費補助金(基盤研究(A) (1) 14205075, 研究代表者：小松利光)、(基盤研究(B) (2) 15360268, 研究代表者：松永信博)の助成を受けて行われた。また、水産大学校水産情報経営学科安田秀一教授からは多項目水質計を貸与していただいた。ここに記し感謝の意をあらわす。

参考文献

- 1) 佐藤正典・東幹夫・佐藤慎一・加藤夏絵・市川敏弘：諫早湾・有明海で何が起きているのか?, 科学7月号, 岩波書店, pp.882-894, 2001.
- 2) 阿部 淳・松永信博・児玉真史・徳永貴久・安田秀一：有明海西部海域における高濁度層の形成と酸素消費過程, 海岸工学論文集, 第50巻, pp.966-970, 2003.
- 3) 神園真人・磯部篤彦・江藤拓也・依悟・小泉喜嗣：周防灘南西部における貧酸素水塊形成機構—酸素消費速度の変動要因—, 沿岸海洋ノート, 第32巻, 第2号, pp.167-175, 1995.

(2003. 9. 30受付)