

中海における流れと貧酸素水塊の消長

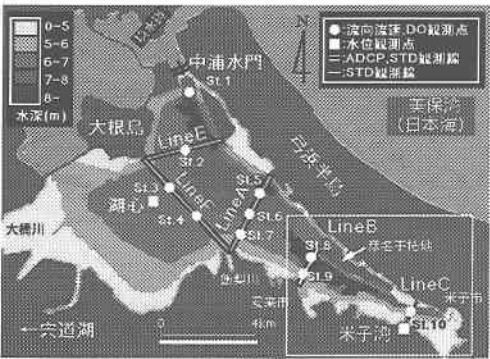
福岡 捷二*・鈴木 篤**・黒川 岳司***
中村 剛****・上原 浩*****

1. はじめに

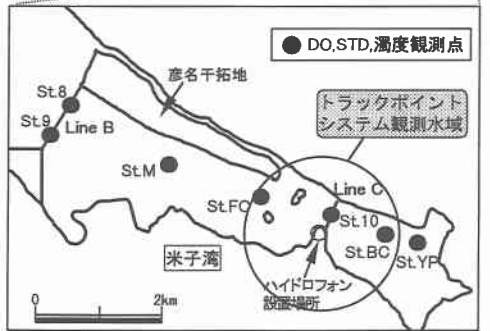
鳥取・島根両県の県境に位置する中海は、日本海と宍道湖に連結した閉鎖性の汽水湖である。湖内は流れが停滞しやすく、また、日本海と宍道湖の双方の影響を受けるため、淡水と塩水の強固な密度躍層が形成されるなど、特徴的な流れ場を有している。水質的には、富栄養化や下層水の貧酸素化などの問題を抱えている。下層の貧酸素化は直接、生態系に負の影響を与えるだけでなく、底泥からの栄養塩などの溶出を促し、富栄養化を増長させる働きを持つ。そのため、湖内の溶存酸素濃度 (DO) は湖内の物質循環を決める最も重要な因子の一つである。

日比野ら (1997) は、10 数 km スケールの水域である中海全域での流れ場の特徴を、天文潮や気象変化に伴う外海水位の影響と連結系であることによる作用から説明した。しかし、局所的にみれば、外力条件によって環流が発生するなど中海は複雑な流況も有していることもわかり、より詳細に流れ場を捉えるには小さいスケールでの流況の把握が求められた。そのような背景から、福岡ら (1997) は小スケールでの物質輸送の過程を詳細に捉えることができるトラックポイントシステムを開発し、実用化した。

本研究では水質項目として DO に着目し、貧酸素水塊の形成・消滅過程と時間的、空間的な分布特性を明らかにすることを目的とした。ここで、中海における水質を考える上で、流れ場との関係を明確することは不可欠である。そこで、DO を中心とした水質観測に併せて、トラックポイントシステムや ADCP などを用いて、流れ、気象、水質の詳細な現地観測を行うことにより、密度躍層の状態や潮汐、気象変化に伴う流れと貧酸素水塊の関係について検討した。



(a) 中海



(b) 米子湾

図-1 中海の水深分布と観測点

2. 現地観測の概要

図-1(a) に示す中海は水面面積 86.2 km²でわが国で 2 番目に大きい汽水湖である。水深は湖心において約 6.5 m であるが、中浦水門から米子湾にかけて谷地形が形成されている。その南東方向に細長くのびる米子湾は特に閉鎖性が高く、中海で最も水質の汚濁レベルが高い水域となっている (福岡ら, 1998)。

中海において 1997/9/22-10/6 に 15 日間にわたる連続観測と、その期間中の 10/3-10/4 に 2 潮汐間の集中観測を行った。観測点を図-1(a), (b) に示す。連続観測では、外海との接点である中浦水門から米子湾にかけて、St. 1~10 (●印) の上層 (水面下 1 m) と下層 (湖底面上 1 m) で流向・流速、水温、塩分および DO を観測した。

* フェロー 工博 広島大学教授 工学部第四地域環境工学講座
Ph.D.
** 正会員 工修 建設省中国地方建設局出雲工務事務所長
*** 学生会員 工修 広島大学大学院 工学研究科 博士課程後期
**** 正会員 工修 清水建設(株)
***** 学生会員 広島大学大学院 工学研究科 博士課程前期

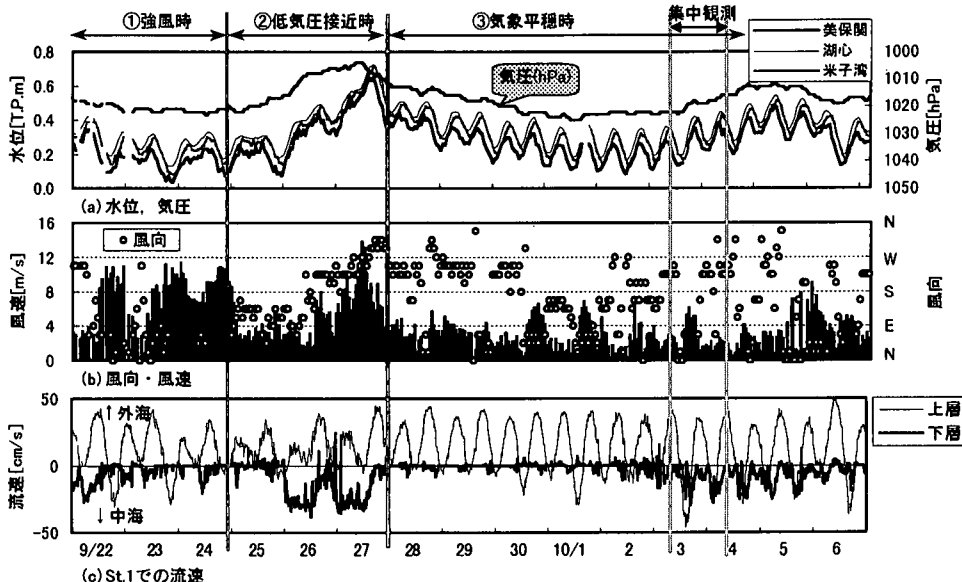


図-2 水位、気圧、風向・風速および中浦水門南側 (St. 1) 流速の経時変化 (1997/9/22-10/6)

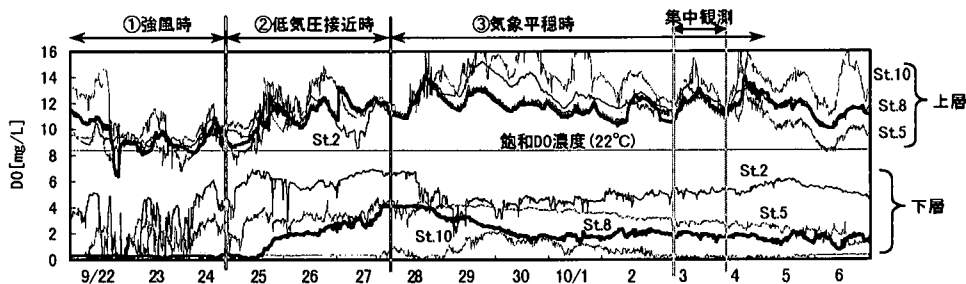


図-3 各観測点の上層、下層 DO の経時変化 (1997/9/22-10/6)

中海湖心と米子湾 (■印) では水位の観測を行った。集中観測では、米子湾奥 (図-1(b)) でトラックポイントシステムによる流況観測を行った。同時に、2 時間毎計 13 回、Line A~F 上と St. M, FC, BC, YP で STD により塩分濃度と水温の、St. 1~10 と St. M, FC, BC, YP で DO の鉛直分布を計測した。St. 8, 9, 10, M, FC, BC, YP では濁度の鉛直分布も計測した。Line A, B, E, F では ADCP を用いて断面流況も観測した。また、風向・風速、気圧のデータは中海湖心での観測値を採用した。

3. 観測結果および考察

(1) 気象変化に伴う流れと貧酸素水塊の挙動

中海の流れ場は外海と接続しているため風の他に気圧変化に伴う海面高の変化や潮汐の影響を受けている (日比野ら, 1997)。図-2 に連続観測期間中の (a) 水位と気圧、(b) 風向・風速および (c) 中浦水門付近 (St. 1) における流出入方向の流速の経時変化を示す。図-2(a)、

(b) から観測期間中は① 10 m/s 程度の北東風が連続して吹いていた強風時、② 低気圧が接近し水位上昇が生じた低気圧接近時、③ 低気圧通過後の気圧変化が小さく期間を通じて強風が吹かなかった気象平穏時、の 3 期間に分けることができる。③ の気象平穏時は中海の流れ場に対し気象の影響は小さく天文潮の影響が卓越していると考えられる。図-2(c) から、中浦水門における流出入状況は、上層では常に外海に流出する傾向にあり、潮位変化と対応した流れになっている。これに対し、下層では気象条件によって流れの形態が異なっている。すなわち、低気圧接近時 (②) の外海水位の上昇によってのみ数日にわたる大規模な外海水の流入が起こっており、気象平穏時 (③) のように天文潮だけでは外海水の流入は少ない。

図-3 に各観測点における上層、下層の DO の経時変化を示す。対照のため、観測期間中の概ねの水温であった 22°C における飽和 DO 濃度も加えている。上層では植

物プランクトンの光合成のため過飽和となり、日中高く、夜間低下するという日周期で変動している。また、米子湾奥 (St. 10) で DO が最も高くなっていることから、湾奥ほど植物プランクトンが多く、富栄養化状態にあることがわかる。

下層では空間的には常に米子湾奥ほど貧酸素化の傾向にあり、これからも湾奥ほど富栄養化、水質汚濁化の傾向にあると判断できる。経時的には気象条件によって変化している。そこで、それぞれの気象条件の影響が卓越したときの流れ場が貧酸素水塊に及ぼす影響について検討する。まず、強風時(①)は上層の DO が低下し、下層では大きく変動しており、上下層の混合が進んだと考えられる。しかし、上下層の DO は一致していないことから、上下層が完全に混合したとは言えない。下層 DO は米子湾内の St. 8 と St. 10 ではほぼ無酸素状態で一定であり、中浦水門に近い St. 2 と St. 5 でのみ変動し、その周期はこのときの日周潮の変動周期に近いことから天文潮の影響があると考えられる。低気圧接近時(②)には米子湾に至るまで DO が上昇している。場所的な変化としては、米子湾中央 (St. 8) まで特に大きく上昇し、米子湾奥 (St. 10) では低気圧接近時(②)の最後にわずかに上昇し、その約 2 日後に再び上昇している。これらのことから、図-2 に示すような外海の水位上昇に伴う DO を豊富に含む外海水の大規模な流入によって、米子湾中央付近の下層まで DO が直接供給され、さらに、これにより DO が上昇した湾中央の影響が湾奥に徐々に伝わったと考えられる。気象平穏期(③)に入ると St. 5 より湾奥で DO は低下傾向にある。これは、日周期の潮位変動で外海水の流入量が少ないため、その影響は米子湾まで到達せず、米子湾下層では生物・化学的に酸素消費が進んだと考えられる。ただし、最も外海に近い St. 2 だけは他の測点とは異なっている。St. 2 下層 DO の経時変化と図-2(a) の水位変動はほぼ同じ傾向を持っていることから、St. 2 の付近まで天文潮の影響を受けていると考えられる。

(2) 気象平穏時における米子湾の 2 潮夕間の流動特性

これまででは、気象の変化に伴う中海の流れと貧酸素水塊の挙動を示してきたが、これらは数日規模で生じる現象であり、天文潮が流れ場にどのように影響するのかという点については明らかにされていない。そこで、天文潮による流れおよび貧酸素水塊の挙動を明らかにするために、停滞性の強い米子湾においてトラックポイントシステムを用いたラグランジュ的な流動観測を行った。トラックポイントシステムは、任意の水深に放流したトランスポンダ (発信器) と岸辺に設置したハイドロフォン (受信器) から送信される異なる周波数の超音波を利用してトランスポンダの水平位置を追跡する装置で、物質輸

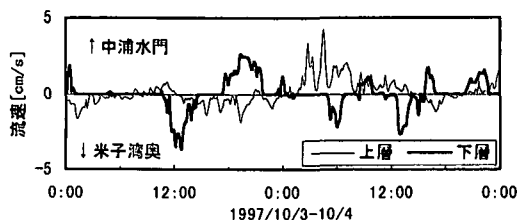


図-4 米子湾口 (St. 5) での湾流入方向流速の経時変化

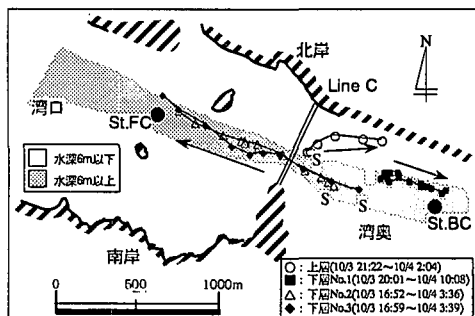


図-5 トランスポンダの移動軌跡

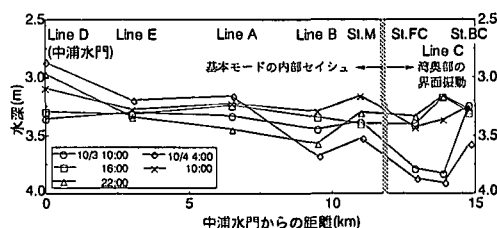


図-6 密度界面の縦断変化

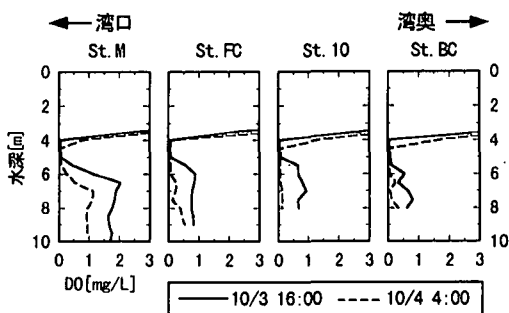
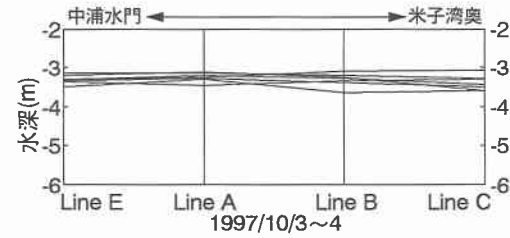


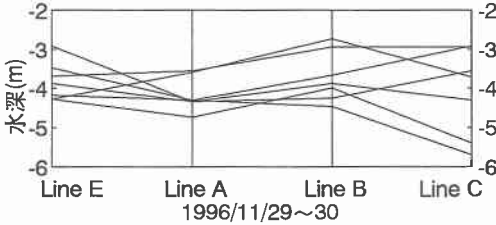
図-7 米子湾の DO 経時変化

送の過程、つまり水塊の移動特性を知ることができる。観測では上層に 1 基、下層に 3 基のトランスポンダを同時に放流した。

図-4 にこの集中観測期間中の米子湾口 (St. 5) における湾流入流速の経時変化を示す。流速は常に 5 cm/s 以下と小さい。したがって、米子湾内と湾外との水交換量が少なく、湾内水は停滞していたと考えられる。



(a) 弱風時 (4m/s程度)



(b) 強風時 (9m/s程度)

図-8 二潮汐間の界面振動

図-5 にトランスポンダの放流結果を示す。図中には 6 m で区分した水深分布も示している。下層 3 基のトランスポンダはいずれも水深 6 m 以上の谷地形に沿って移動している。これから、貧酸素水塊が存在する湾奥下層では谷地形に沿う流れが卓越しており、ここを通過して下層水の出入りが行われていることがわかる。また、下層のトランスポンダが 10/3/16:00-10/4/4:00 の間に潮位の変化に関わらず、湾口方向に流れ続ける現象が観測された (図-5 △, ◆印)。これは、密度躍層界面の勾配変化から説明できる。図-6 はこの観測期の中浦水門から米子湾奥に至る鉛直密度分布より求めた密度界面位置の縦断変化を表したものである。密度躍層位置は上層密度と下層密度の中間値をとる水深とした。図-6 を見ると、St. M~St. FC あたりより湾奥部では、それ以外でみられている界面振動とは異なる界面振動が生じていることがわかる。これは、湾奥部にある二つの島と半島によって湾幅が狭められていることによるためと思われる (図-1 参照)。トランスポンダが湾口方向に流れ続けた時の密度界面勾配は常に湾口側に正で、この界面勾配によってトランスポンダが湾口方向に移動させられたものと考えられる。

(3) 密度躍層と貧酸素水塊の挙動の関係

塩淡水二成層をなす水域では、密度躍層が下層の流れを特徴づける一つの因子となり、水質的にも密度躍層を介して物質輸送が行われる。このため、成層度や密度躍層内の水質など密度躍層の状態が下層水の流動や水質に大きな影響を及ぼすことになる。そこで、密度躍層と貧酸素水塊の関係について検討する。

図-7 は、図-5 に示す米子湾奥の下層水が湾口方向に

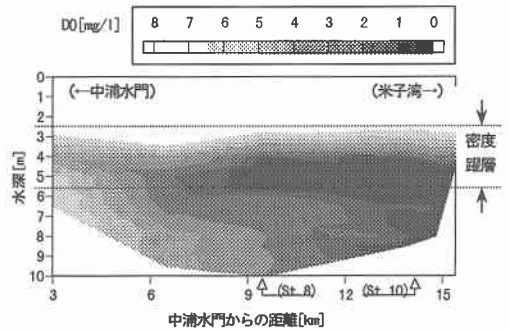


図-9 DO の縦断鉛直分布 (中浦水門~米子湾奥)

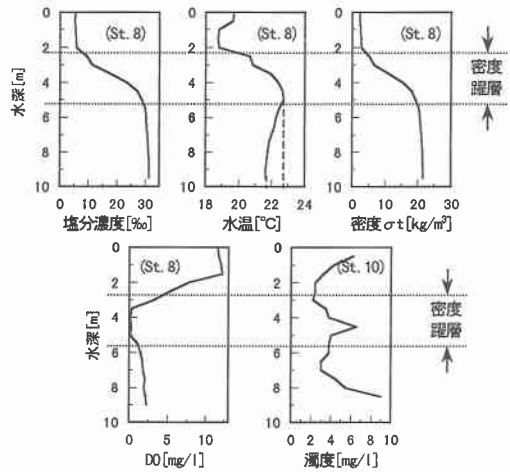


図-10 塩分濃度、水温、密度、DO (St. 8) と濁度 (St. 10) の鉛直分布

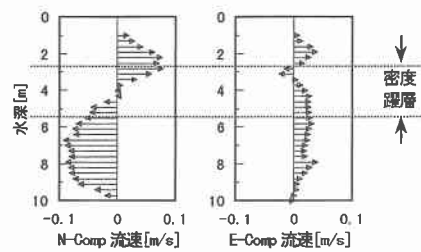


図-11 Line B における ADCP 平均流速の鉛直分布

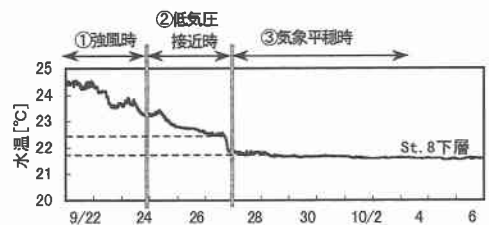


図-12 St. 8 下層水温の経時変化

流れ続けた期間における湾奥下層の DO の時間的変化を示している。図-7より 10/3/16:00 には各点で 1~2 mg/l あった下層の DO が 10/4/4:00 にはそれぞれ 0.5~1 mg/l 程度低下している。この現象は、トラックポイントシステムによって観測された湾口に向かう流れによって、湾奥下層に存在していた貧酸素水塊が湾口方向に流れ出し、DO を低下させたためと考えられる。このことから米子湾奥の下層に存在する貧酸素水塊は、界面勾配に伴う一方向の流れによって湾中央まで流れ出すことが明らかになった。

図-8は躍層界面に及ぼす風の影響、すなわち、弱風時(4 m/s 程度)と強風時(9 m/s 程度)の密度躍層界面の変動の違いを示す。図-8(b)は 1996/11/29-30 に観測したものである。図-8(a)から風の影響が小さい時にも潮汐によって密度界面が振動しているが、その幅は小さい。図-8(b)の強風時は界面の変動量が大きくなり流れ場が風の影響を強く受けていることを示唆している。

図-9は気象平穏時の集中観測期間における、中浦水門付近から米子湾奥に至る DO の鉛直分布の縦断変化を示す。DO の高い外海水が密度流的に侵入してきている様子がわかる。図-10にはこの時の St. 8 での塩分濃度、水温、密度(塩分濃度と水温から算出)、DO および St. 10 での濁度の鉛直分布を示す。また、図-11はこの時の ADCP で計測した断面流速分布から求めた Line B における平均流速の鉛直分布を示す。図-10から観測された密度躍層の厚さは 3 m ほどであった。この密度躍層の位置を各水質項目の鉛直分布に照し合わせてみると、それぞれ密度躍層内で特徴的な分布を形成していることがわかる。DO の鉛直分布は、図-9にも示すように、密度躍層内で急激に低下し躍層の下部で無酸素層が形成されているが、下層で再び DO は増加している。水温は DO と反対の傾向を持ち、密度躍層下部で最も高い値を示している。濁度は密度躍層内で増加している。したがって、集中観測期における水質の鉛直構造について、密度躍層は水温や DO、濁度に関しては上下層の遷移部分ではなく、上下層とは異なる水塊を有していると判断される。このように、密度躍層内で特異な水塊を形成した機構については次のように考えられる。

図-12に示す St. 8 下層の水温の経時変化と図-10の水温の鉛直分布を比較すると、低気圧接近時の下層水温と低気圧通過後の密度躍層内の水温が一致している。したがって、図-10に示す躍層内の比較的温かい無酸素水塊は、低気圧接近時に DO を多く含んだ比較的冷たい(21~22°C)外海水が、低気圧接近前の温かく(22~23°C以上)無酸素化した下層に潜り込んできた結果生じたもので、躍層内に低気圧接近前の水塊が残ったものと考えられる。この現象が起こる原因は、躍層厚さが約 3 m もあ

り、図-11に示すように流速が密度躍層内で最も低下し躍層内部の流動性が小さいことにあると考えられる。

また、このように躍層下部や下層上部で最も DO が低下する他の原因として、一般にデトリタスは沈降速度が非常に小さいことにより、沈降途中で分解を受けていることも考えられる。図-10に示すように、St. 10 での濁度の鉛直分布では、躍層内で濁度が高くなっており、ここでのデトリタスなどの集積の可能性が示唆される。

4. おわりに

中海において、流れ、気象、水質に関する詳細な現地観測を行い、流れと貧酸素水塊の挙動について検討し、以下の知見を得た。

① 中海では、強風によって密度界面は振動し上下層の混合も生じるが、上下層の密度差が大きく密度躍層が安定的であるため、これが破壊されることは少ない。

② 日周期の潮位変動では、外海水の流入量が少ないため、その影響は米子湾まで到達せず、米子湾の下層では酸素消費が進む。それに対し、低気圧通過時は外海水の流入が大規模で、その影響は湾奥にまで達して一時的に貧酸素状態が緩和される。

③ 下層の流動は界面の動きに影響されるが、米子湾奥部での界面振動は湾内に存在する半島と島の影響で、湖全体の界面振動とは形態の異なる振動が生じていることがわかった。その結果、潮位変化によらず、下層で湾口方向に流れ続ける現象も見られた。その時、湾の最奥部に存在していた最も貧酸素化した水塊の移動により湾奥部全体の溶存酸素濃度が低下した。

④ 密度躍層は厚さが 3 m ほどあり、その内部は流動性が小さい。そのため、低気圧通過時の溶存酸素を豊富に含む外海水は下層へ潜り込み、躍層内には以前の水塊が残存する。その結果、密度躍層の下部に相対的に水温が高く無酸素な層が形成される。

本研究の一部は文部省科学研究費補助金基盤研究(C)(2)「空間同時測位装置を用いた閉鎖性汽水湖内部の流れ場の観測と解析」の補助を受けて行われた。記して謝意を表す。

参考文献

- 日比野忠史・福岡捷二・池内幸司(1997): 季節および日々の気圧配置の変化に伴う閉鎖性汽水湖内部での流れ場の特性、土木学会論文集, No. 579/II-41, pp. 93-103.
福岡捷二・中村 剛・池内幸司・日比野忠史(1997): 時空間同時測位装置を用いた閉鎖性汽水湖内部の流れ場の観測と解析、海岸工学論文集, 第44巻, pp. 431-435.
福岡捷二・鈴木 篤・黒川岳司・中村 剛(1998): 中海における貧酸素水塊の挙動に及ぼす流れ場の影響、水工学論文集, 第42巻, pp. 763-768.