

成層した大村湾の流動に及ぼす風の影響について

福本 正*・多田 彰秀*・中村 武弘**・富樫 宏由***

1. はじめに

閉鎖性が非常に強い大村湾は、極めて複雑な地形(図-1参照)を有するため、湾内流動は未だ不明な点が多い。特に、密度成層が発達する夏期においては、種々の流れ成分が重なった流況を呈している。また、今日のような水質悪化が報告される以前から、大村湾では毎年のように貧酸素水塊が形成され、それに伴う赤潮の発生が報告されてきた(飯塚・関, 1989)。これらの発生メカニズムを解明するためには、潮汐、風および密度偏差などに起因した外力の異なる流れが如何に相互作用しているのかを明らかにする必要がある。3つの外力の中では風が時間的にも空間的にも顕著に変化し、吹送流が湾内流動に及ぼす影響の時間的スケールは、他の2つとは異なるものと考えられる。上述のことを踏まえ、本研究では現地潮流観測と三次元数値解析から、風が成層状態下の流動に及ぼす影響について明らかにするとともに、その時の大村湾の残差流についても検討を加えた。

2. 現地観測

筆者らは、1989年から大村湾全域にわたる潮流の連続観測を行ってきた(中村ら, 1992)。特に、1991年以降は2地点において2水深(水底上5mと水面下5m)の同時観測を実施している。観測に際してはアレック電子社製の電磁流速計(ACM-16M3, ACM-8M)を用いて、流向、流速、水温および水圧を自動計測した。これまでに行った観測の地点は図-1に示すとおりである。なお、風データについては長崎航空測候所の記録を使用している。これらの観測値を用いて成層の有無による流況の相違について検討を加えた。特に、観測結果の中から長時間安定した風が連吹した記録を取り出して、それが流動に及ぼす影響について考察した。

(1) 成層のない場合(冬期)の流況特性

図-2は1992年3月18日に観測された風(W_w)、測点P12(水深20m)における表層流(V_{sw})および底層流

(V_{bw})の時間的変化を10分毎に示したものである。この時の平均水温は表・底層ともほぼ 12°C であり成層は存在していなかった。図より W_w の影響は V_{bw} にまで及んでいることが分かる。また、各層の流れは、風の変動に対して数時間遅れて追従し、 V_{sw} と W_w のなす角は約 40° 、 V_{bw} と W_w のなす角は $220^{\circ}\sim 300^{\circ}$ となっており、中村ら(1992)の解析結果と良く一致している。

(2) 成層のある場合(夏期)の流況特性

図-3は1992年8月26日に観測された10分ごとの風(W_s)、測点P12における表層流(V_{sw})および底層流

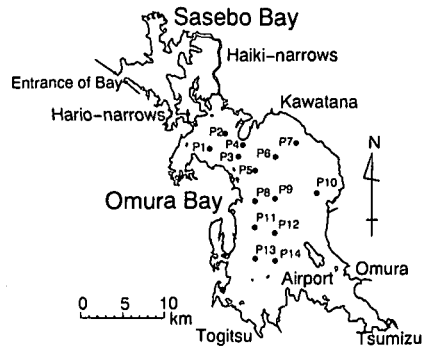


図-1 大村湾の概要および観測地点

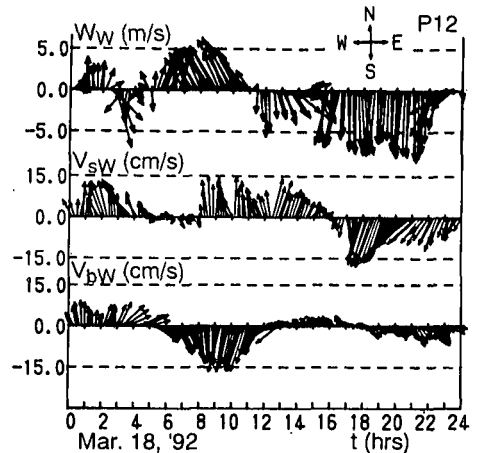


図-2 冬期における風と流れの経時変化

* 正会員 工 修 西松建設(株)技術研究所

** 正会員 博(工) 長崎大学助教授 工学部社会開発工学科

*** 正会員 工 博 長崎大学教授 工学部社会開発工学科

(V_{ss})である。この日のCTD観測結果に基づけば、水面下4~6mでの密度差は約 2 kg/m^3 となっており、弱いながらも成層状態、いわゆる密度躍層が存在していたものと判断される。図より、 V_{ss} は W_s に対応して変化しており、 W_s の影響を強く受けていることが分かる。一方、 V_{ss} は風が連吹しているにも関わらずその影響は小さく、潮汐流が卓越している。すなわち、風速の大きさに依存するものの、躍層の存在が底層流への風の影響を阻害しているものと推測される。

(3) 夏期における詳細観測

これまでの観測結果に基づけば、成層の有無によって湾内流況に及ぼす風の影響度は異なることが明らかとなっている。そこで、成層の発達とともに貧酸素水塊が形成されやすい大村湾西部水域に着目して詳細な潮流観測を実施した。観測は1995年7月25日から10日間に渡り、測点P13(水深20m)の3水深(水底上1m, 5mおよび15m)で計測を行った。特に、7月31日には流速だけでなくDOやChl-aなども計測できる多項目水質計(アレック電子社製ACL-1000)を導入して2時間おきに水深1m毎のデータを収集した。観測結果の一例として、図-4は5m/s以上の安定な風が連吹した7月31日の潮位、風(W)、表層流(V_s)および底層流(V_m, V_b)の時間的な変化を10分毎に示したものである。測候所での W は9時以降ほとんど西風となっているが、潮流観測地点(P13)では観測期間中ほぼ南西風であった。なお、この日の満潮は13時5分であった。図より、風向が変わる8時30分頃から V_s の流向も変化し始め、9時30分以降はほぼ北東流となっていることが分かる。一方、 V_m および V_b はほとんど南流のままで、流速の大きさだけが潮位の変動に対応して変化している。このことは、風の影響が V_s で卓越し、 V_m および V_b では風の影響に潮汐の影響が重なっているものと考えられる。

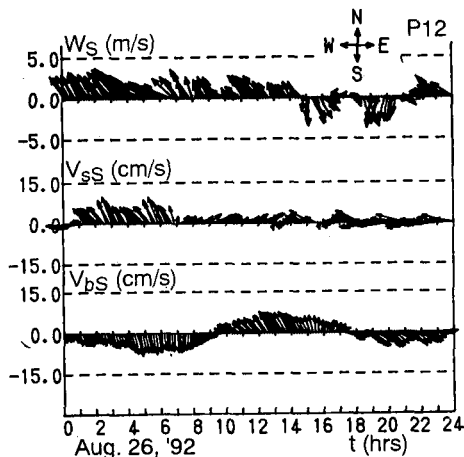


図-3 夏期における風と流れの経時変化

次に、図-5(a), (b)は2時間おきに計測した水深1m毎の水温および流速の鉛直分布である。水面下5~8m付近に躍層が形成されていること、躍層近傍では流速は小さくなっていること並びに5m/sの風が約10時間連吹しても躍層が消滅しないことが確認される。また、流向の観測記録からは躍層を挟んで流れが反転していることも分かった。これらの図から、風の影響は水表面から躍層上部までの間で顕著になっているものと判断される。

さらに、8時30分頃の躍層上部にはEkman spiralが出現していた。これに対して、図-6は18時の各水深における流速ベクトルを示したものである。矢印の数字は計測水深を表わすものである。図より、水表面のごく薄い層では風向きに対応して北東流となっているものの、水深4~6mでは潮汐の影響により北流となっている。

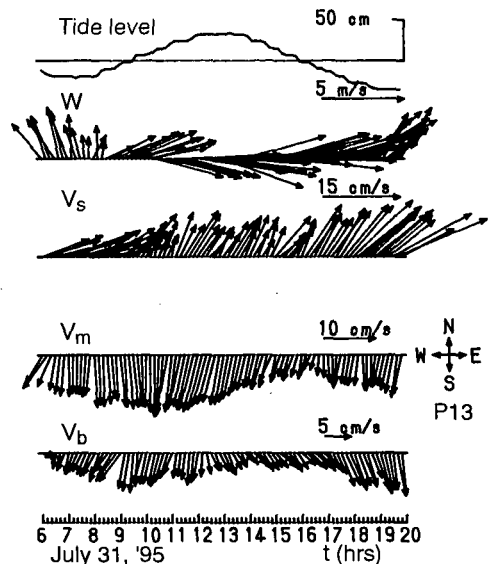
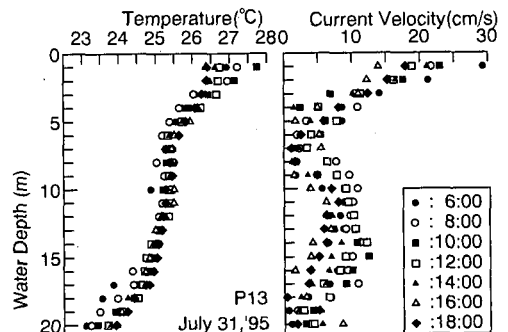


図-4 詳細観測結果の経時変化



(a) 水温の鉛直分布

(b) 流速の鉛直分布

図-5 水深1m毎の観測結果(1995年7月31日)

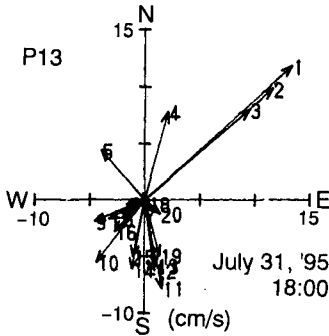


図-6 水深1 m 毎の流速ベクトル (7月31日18時)

この観測結果からも成層状態下においては、風の影響が躍層を挟んで上下で異なっていることが確認できる。

3. 吹送密度流の三次元数値解析

(1) 基礎方程式および解析手法

数値解析に用いた基礎方程式を以下に示す。運動方程式の誘導に際しては、静水圧近似と Boussinesq 近似を用いた。座標軸は原点を静水面上に置き、水平方向に x, y 軸を、鉛直上向きに z 軸を取った。

連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f_v - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_u \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad \dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f_u - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_u \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad \dots\dots (3)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (4)$$

水温の拡散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = q + K_h \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (5)$$

塩分の拡散方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = D_h \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + D_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (6)$$

密度の状態方程式

$$\rho = \rho(S, T) \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 x, y, z : 座標軸, t : 時間, u, v, w : それぞれ x, y, z 方向の流速, ρ : 海水の密度, ρ_0 : 基準密度 ($= 1026.24 \text{ kg/m}^3$), $\Delta\rho$: 密度偏差 ($= \rho_0 - \rho$), p : 圧力, g : 重力加速度, f : コリオリの係数 ($= 7.94 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$), T : 水温, S : 塩分, q : 水温生成項である。また, A : 渦動粘性係数, K, D : それぞれ T と S の拡散係数であり, 添字 h および v はそれぞれ水平方向および鉛直方向を示している。中辻 (1994) に倣ってこれらの値を Richardson 数の関数として与えた。海水密度の算出には Millero and Poisson (1981) の状態方程式を採用した。なお, 成層が不安定なときには瞬時に対流混合が生ずるようにプログラム中で処理している。

上述した基礎方程式を control volume で積分し, 空間差分には staggered scheme を, 時間差分には Adams-Bashforth 法を採用した (Shen, 1992)。また, 移流項については Doner-cell 法を, 拡散項については中央差分を用いた。さらに, 水位変動の安定性向上を計るために, 水位 ζ および流速 u, v に対して加重平均パラメータ Θ を導入した implicit な解法を適用した (岩佐ら, 1983)。

(2) 解析条件およびモデルの再現性に関する検証

図-1 に示す針尾瀬戸を大村湾の湾口とし, それより南東側の海域を計算対象領域と設定した。水平格子の間隔は $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ (x 方向 39 個, y 方向 26 個) とするとともに, 水深を 11 層 ($2 \text{ m} \times 9$ 層, $4 \text{ m}, 6 \text{ m}$) に分割した。計算時間間隔は CFL 条件より 20 秒とした。境界条件としては湾口部に M_2 潮の振幅 (24 cm) と周期を与えた。また, 24 の流入河川には夏期における平均的な水温と流量を与えた。さらに, 海表面での熱収支に関しては気象月報に基づいて, 夏期における平均日射量や曇量などを算出して適用した。初期条件には, 全域の水温を 21.0°C , 塩分を 31.5‰ とし, 外力に潮汐のみを与えて安定計算を行った結果を採用した。

そこで, 流入河川および日射量を与え夏期における一般的な流況の再現計算を試みた。図-7 には再現計算から得られた測点 P6 (水深 16 m) での潮流楕円を示す。解析結果 (●印) は長軸の向きや大きさなど観測結果 (実線) と良く一致しており再現性が高い。また, 図-8 (a) ~ (c) に示す潮汐残差流から, 表層では流出傾向, 底層では流入傾向にあることが窺える。さらに, 中層には冬の残差流 (中村ら, 1992) と同様な反時計廻りの還流が湾北部に存在することも確認される。以上の結果から, 本研究で紹介した数値モデルは夏期の大村湾における流動を十分に再現できるものと判断される。

(3) 吹送密度流解析

上述した数値モデルを用いて, 図-4 に示された 7 月 31 日の大村湾における流況の再現を試みた。すなわち, 31 日 6 時の成層状態を初期値として設定し, 外力として

3 m/s の西風を 3 時間、5 m/s の南風を 10 時間連続的に吹かせた時の吹送密度流に関する数値解析を行った。

図-9 には解析から得られた 31 日 18 時に相当する各層毎の流速ベクトルが表示されている。図より、躍層近

傍で流速が小さくなり、それを挟んで流向が逆転していることが読み取れる。このことは図-6 の結果と定性的には一致している。また、図-10(a)~(c) に示すように成層状態下においては、躍層上部の流れは吹送流が卓越

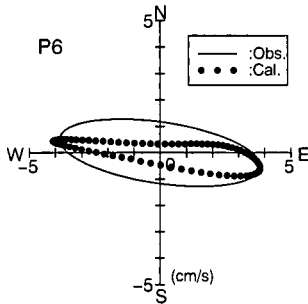


図-7 測点 P6 における潮流楕円

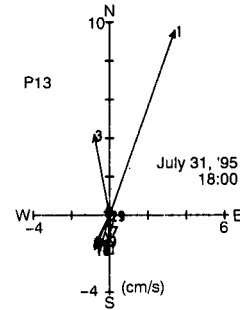
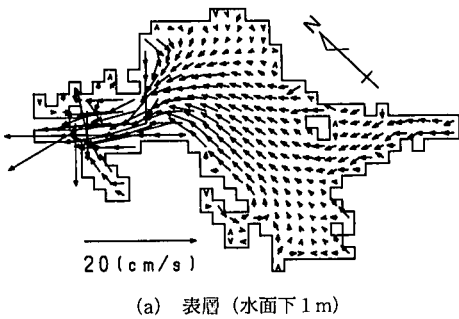
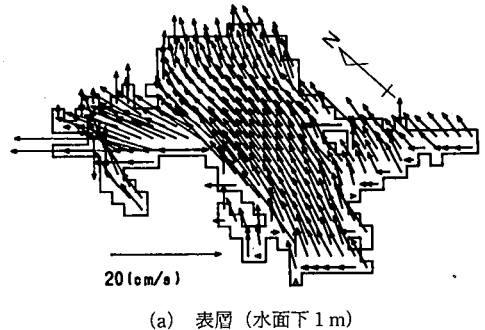


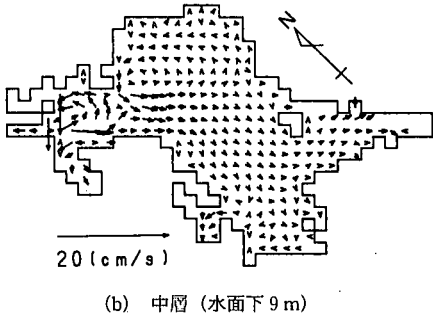
図-9 数値解析結果の流速ベクトル (18 時)



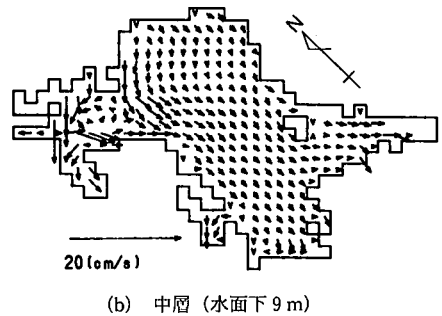
(a) 表層 (水面下 1 m)



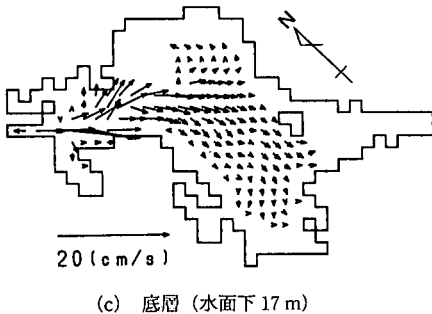
(a) 表層 (水面下 1 m)



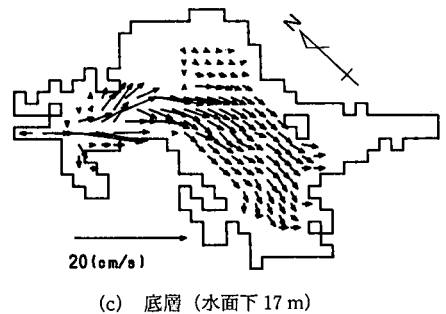
(b) 中層 (水面下 9 m)



(b) 中層 (水面下 9 m)



(c) 底層 (水面下 17 m)



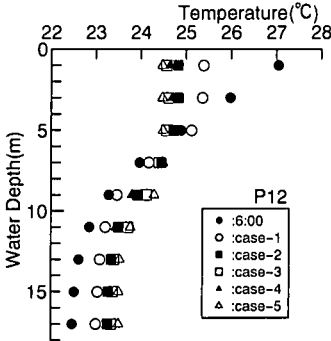
(c) 底層 (水面下 17 m)

図-8 数値解析による夏期の残差流 (無風)

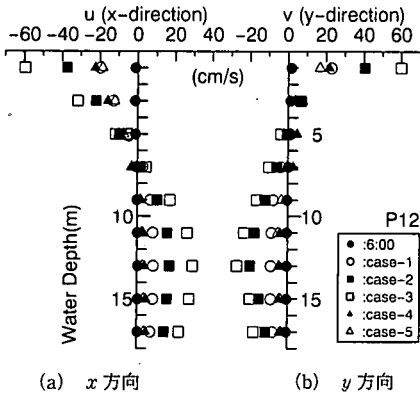
図-10 成層状態における吹送流 (西風+南風)

表一 解析ケースおよび風の入力条件

ケース	風速 (m/s)	吹送時間 (hours)
case-1	10.0	6.0
case-2	15.0	6.0
case-3	20.0	6.0
case-4	10.0	12.0
case-5	10.0	24.0



図一11 解析ケース毎の水温の鉛直分布



図一12 解析による流速の鉛直分布

し、下部では潮汐流と吹送流が重なった流れとなっている。これらは観測結果から得られた知見を裏付けるものである。

これまでに行われた潮流観測やCTD観測および長崎水産試験場などの記録に基づけば、台風に伴う強風が夏期における成層状態を破壊させ、貧酸素水塊を消滅させる主要因であると判断される。したがって、どの程度の風（例えば、風速、連吹時間）が吹けば成層が破壊されるのかを数値解析を用いて明らかにすることは、今後、貧酸素水塊の形成を抑制しうる方法を考案していく上でも興味深いことである。そこで、表一に示すような風の条件を数種類与えて吹送密度流の数値解析を行った。なお、夏期の大村湾では南風が卓越するため、風向は一定とした。また、初期の成層状態としては、31日6時の水

温の鉛直分布を与えた。

図一11は測点P12での各解析ケースの計算終了時における水温の鉛直分布を示したものである。図より、各ケースとも成層付近（水面下5~7m）の水温変動は小さいことが分かる。また、風速並びに吹送時間が最も小さいcase-1の場合でも水温の鉛直分布は初期値から変化するものの、まだ微弱ながらも躍層が存在している。一方、case-1よりも風速が2倍のcase-3並びに吹送時間が4倍のcase-5では表・底層間の水温差が約0.7°Cとなっており、躍層はほとんど消滅していることが確認される。さらに、この時の流速の鉛直分布を示したものが図一12(a), (b)である。風速が同一のcase-1, 4および5では同様な流速分布を呈している。一方、吹送時間が一定のcase-1, 2および3では、風速の増加とともに表・底層の流速も大きくなっていることが確認される。以上より、成層状態の破壊や流速分布の変動に最も寄与する要因は風速であることが明らかとなった。

4. おわりに

潮流観測と三次元数値解析から夏期における大村湾の流動特性を明らかにした。特に、成層状態下においては、躍層上部では吹送流が卓越し、下部では潮汐流と吹送流が重なった流れとなっていることが確認された。さらに、5m/s程度の風が連吹しても躍層は微弱ながら存在し、風速が20m/s程度に達するまでは完全に破壊されないことが数値解析結果より明らかとなった。

最後に、詳細な潮流観測は「網代丸」原口俊次郎船長の多大なる援助によって遂行できた。ここに記して謝意を表します。また、大村湾海区10漁協の方々をはじめ、計測器設置の手続きおよび観測の承諾、風データの収集などにお世話頂いた方々にも心からお礼申し上げます。

参考文献

飯塚昭二・関 舜虹 (1989): 大村湾における無酸素水塊の形成, 沿岸海洋研究ノート, 第26巻, 第2号, pp. 75-86.
岩佐義朗・井上和也・劉 樹坤・阿部 徹 (1983): 琵琶湖潮流の三次元的な解析, 京都大学防災研究所年報, 第26号, B-2, pp. 531-542.
中辻啓二 (1994): 大阪湾における残差流系と物質輸送, 土木学会水理委員会, 水工学シリーズ 94-A-9, pp. 1-28.
中村武弘・富樫宏由・福本 正・三厨晋也 (1992): 大村湾における風成流に関する研究, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 246-250.
Millero F.J. and A. Poisson (1981): International One-Atmosphere Equation of State of Seawater, Deep Sea Research, Part A, Vol. 28, No. 6, pp. 625-629.
Shen, H (1991): Numerical Analysis of Large-Scaled Flows and Mass Transports in Lakes, Doctoral Thesis, Kyoto University, 197 p.