

多層モデルを用いた閉鎖性水域の水質変動

九州大学大学院 学生員 ○酒井啓範 熊谷博史 横寺宏
九州大学工学部 フェロー 楠田哲也 前島根大理学部化学科教授 橋谷博

1. はじめに

島根県に位置する中海、宍道湖は、気圧、天文潮による日本海の水位変動の影響を強く受けるため¹⁾、塩分躍層を形成しやすい。中海は年間を通じてほぼ安定した成層構造を保っているものの、宍道湖は中海の状態、気象条件により不規則に躍層を形成・消滅させる。躍層の有無は、水質及びそこに生息する生物に多大な影響を及ぼす。

そこで本研究では、宍道湖、中海の成層状態と水質変動をより正確に再現するために多層モデルを構築し、実測値との検証を行った。

2. 美保湾 - 中海 - 宍道湖間地形概略図

Fig.1は美保湾から宍道湖までの地形図である。宍道湖の水面積は約79km²、中海約85km²で大橋川約7.6km、境水道約8.7kmで美保湾と連結している。

3. 美保湾 - 中海 - 宍道湖の汽水流動形態に関する多層モデル

3.1 Wedderburn 数と連行則について

過去の多くの研究²⁾ から、Wedderburn 数と吹送流に起因する連行則の関係についてかなり明らかになっている。

ここでは、特に風の変化に対する Wedderburn 数と連行則の変化について考察するため、Richardson 数中の値は各水域の特徴に応じた定数を用いて与えている。

宍道湖 - 上層厚 4m : 下層厚 1m : 上層塩分 5 : 下層塩分 15

中海 - 上層厚 3m : 下層厚 3m : 上層塩分 20 : 下層塩分 30

Wedderburn 数は次のように与えられる。

$$We = Ri \frac{H}{L} \quad \dots (1)$$

ここで水面での剪断応力は³⁾、

$$\vec{\tau}_s = \rho_a C_d U |U| \quad \dots (2)$$

また水面での摩擦速度は、

$$\phi \rho_u u_*^2 = |\tau_s| \quad \dots (3)$$

τ_s : 風による剪断力, ρ_a : 大気密度, C_d : 風速に対応する抵抗係数, U : 風速, ρ_u : 上層水密度, u_* : 摩擦速度,

We : Wedderburn 数, Ri : Richardson 数, H : 水域の鉛直スケール, L : 水域の水平スケールである。

これより、風速 7m/s 付近で宍道湖、中海ともに Wedderburn 数が 1 まで下がる。よって連行速度 We は、

$$\textcircled{\circ} \text{風速 7m/s 未満} \quad \frac{We}{u_*} = 1.3 \times Ri^{-3/2} \quad \dots (4)$$

$$\textcircled{\circ} \text{風速 7m/s 以上} \quad \frac{We}{u_*} = 20 \times Ri^{-3/2} \quad \dots (5)$$

3.2 汽水流動について

Fig.2 にモデル化の概略図を示す。二つの水域間を移動する汽水の方向及びその流量を決定する要因は、水位差に密度も考慮した総合的なエネルギー差であると考えられる。

そこで以下を仮定し、各層からの流れを規定する式を導く。

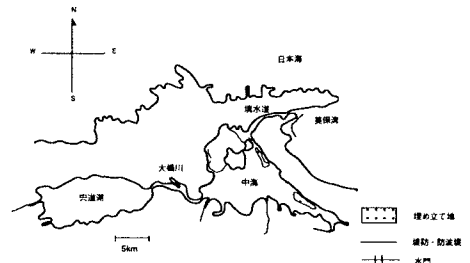


Fig.1 地形概略図

1. 定常状態である。

2. 湖から水路に到達した各層水塊の層厚は、湖の成層状態と相似形である。

a) まず完全流体を想定し、A-B断面について Bernoulli の定理を適用する。この時、各層の流速は次のように規定される。

$$\frac{1}{2} \rho_j v_j^2 = \rho_j g (H_n - H_o - H_b) + \sum_{i=1}^{j-1} \rho_i g (h_{ni} - h_{oi}) - \rho_j g \sum_{i=1}^{j-1} (h_{ni} - h_{oi}) \quad \cdots (6) \quad (\text{このケースは中海} \rightarrow \text{宍道湖})$$

ここで、 ρ_j : 大橋川第 j 層密度, v_j : 大橋川第 j 層流速, h_{ni} : 中海湖内第 i 層厚, H_n : 中海水深,

h_{oi} : 大橋川第 i 層厚, H_b : 大橋川湖底の基準線からの高さ, H_o : 大橋川水深

b) エネルギーロス算出

a) では、完全流体として現象を取り扱うことで湖各層からの水塊の流速、同時に大橋川に到達する限界層を規定した。

しかし実際は、水塊が水路を流動する際底面及び密度境界面での摩擦によるエネルギーロスを生じると考えられる。したがってここでは a) の結果を利用し、底面及び密度境界面での摩擦によるエネルギーロスを算定する。

密度境界面のエネルギーロスは以下のように与えられる。

$$\tau_{i-1} S_{i-1} |v_i - v_{i-1}| + \tau_i S_i |v_{i+1} - v_i| \quad \cdots (7)$$

τ_i : 第 i 境界面剪断応力, τ_b : 底面の剪断応力, S_i : 第 i 層潤辺。ただし、 $\tau=0$, $\tau_i=\tau_b$ である。
式 (6) を y, z 方向に積分し、式 (7) を差し引くと、

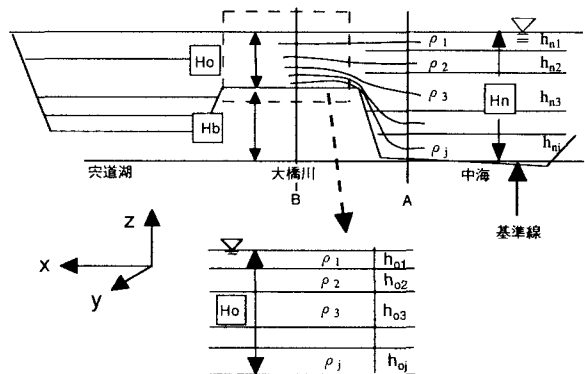


Fig.2 モデル概念図

$$\int_{\sum_{i=1}^{j-1} h_{oi}}^{\sum_{i=1}^j h_{oi}} \int_0^{B_0} \frac{1}{2} \rho_j v_j^2 dy dz = \int_{\sum_{i=1}^{j-1} h_{oi}}^{\sum_{i=1}^j h_{oi}} \int_0^{B_0} \left(\rho_j g (H_n - H_o - H_b) + \sum_{i=1}^{j-1} \rho_i g (h_{ni} - h_{oi}) - \rho_j g \sum_{i=1}^{j-1} (h_{ni} - h_{oi}) \right) dy dz - (\tau_{i-1} S_{i-1} |v_i - v_{i-1}| + \tau_i S_i |v_{i+1} - v_i|) \quad \cdots (8)$$

ここで、 B_0 : 大橋川幅である。式 (8) を再計算し再度流速を算出し、また各層からの流量を算定する。

c) 溶存酸素の算定

$$\frac{d(DO \times V)}{dt} = DO \times Q - DO \times W_e T_s A_i - SOD \times A_b \quad \cdots (9)$$

DO : 湖内各層 DO , V : 湖内各層体積 Q : 水の流入出量, W_e : 密度境界面の連行速度,

T_s : 連行時間, A_i : 密度境界面面積, A_b : 湖底面積

4. 参考文献

- 1) 潮汐を受ける連結系水域での水位変動に及ぼす気象の影響 日々野ら 土木学会年次学術講演会 1996
- 2) 閉鎖性成層水域における吹送密度流に関する実験 尹ら 水工学論文集 第37巻 1993
- 3) 日成層形成時の吹送流の特性について 田中ら 土木学会論文集 第405号/II-11 1989

謝辞: データの取得にあたりご協力を頂いた島根県庁、建設省出雲工事事務所、新日本気象海洋株式会社の方々に感謝の意を表します。