

湖沼の平面的な水塊分布構造に及ぼす水表面熱収支の影響

中村 由行*・奥宮 英治**・中山 恵介***

1. ま え が き

閉鎖性水域において、二枚貝による富栄養化コントロール機能が近年注目されている。宍道湖にはヤマトシジミが浅い沿岸部に高密度で生息しており、湖水の浄化に大きく貢献している。この浄化機能は、湖内に循環流が生じることによって、より広い範囲の湖水の浄化に寄与していると考えられている。循環流が発生する原因としては、一般に吹送流の影響が大きいと考えられるが、著者らの観測や数値実験によって静穏な気象条件下においても、地形性貯熱効果による岸沖方向の水塊交換が起これ、それによって効率的なシジミによる水質浄化が促進されていることが示されている(中村ら, 1998a; 中村ら, 1998b; 奥宮ら, 2001)。しかしながら、水表面での熱交換が、水域の水平的な水塊形成と流動に及ぼす影響については未だ不明であり、観測や解析例も限られている(例えば Monismith ら, 1990; Hiramatsu ら, 1996)。そこで、本研究では宍道湖を例に現地観測及び、数値実験を実施し、水温・流速の水平分布構造に熱収支が及ぼす影響を調べた。

2. 宍道湖の概要

宍道湖は島根県東部に位置し、湖面積 80 km²、平均水深 4.5 m の浅い汽水湖沼である。平面的には東西 16 km、南北 6.2 km の東西に長い矩形状であり、また湖盆は単純な盆状の形状をとる。全体的に南岸は湖底の勾配が大きく急峻な地形を呈し、逆に北岸は緩やかな湖底勾配を呈する(図-1)。宍道湖の東部からは大橋川が中海に通じており、日本海から海水が中海・大橋川を通じて宍道湖に間欠的に流入することで汽水条件が維持されている。塩分は斐伊川流量や気象条件を反映して変動するが、平均的には海水の約 10 分の 1 程度である。既往の観測結果によると、北岸部は南岸部に比べて冷水塊が発達し易いことが知られている(Nakamura and Kerciku, 2000)。また、リモートセンシング画像では、時計廻りの

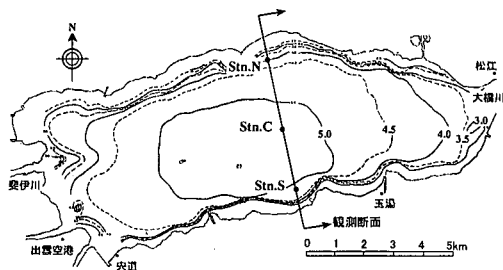


図-1 宍道湖の地形と観測地点

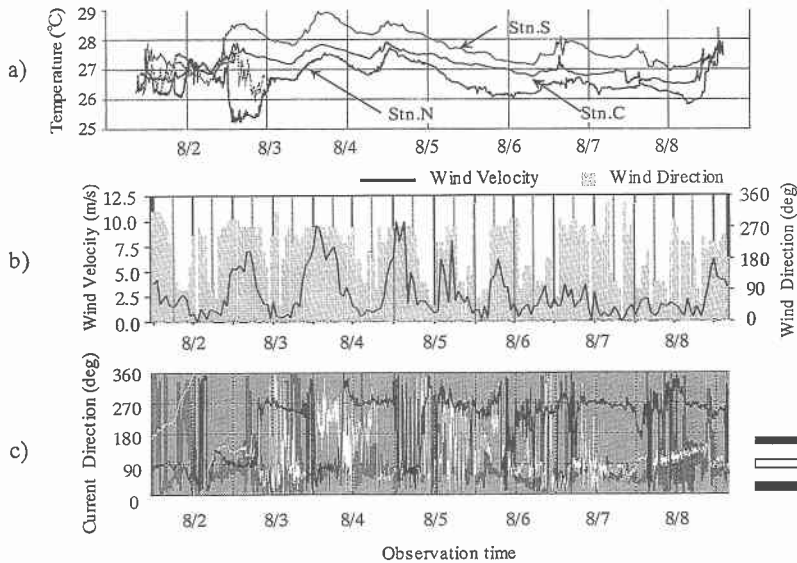
循環流を示唆する画像が得られている(アジア航測(株), 1997)。優れた水質浄化機能を有するヤマトシジミは、主に沿岸部の水深の浅い水域に生息している。

3. 現 地 観 測

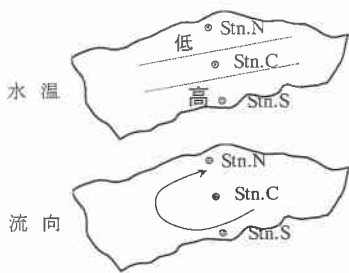
前節で述べたように、宍道湖は矩形に近い単純な地形性状をとっている。しかしながら、北岸に冷水塊が発達し易いこと、時計廻りの環流が衛星画像から示唆されているなど、水塊構造としては南北非対称な構造を有していると考えられている。本研究では、まずこの非対称性の実態を明らかにするために、97 年 8 月 1 日～8 月 8 日に、図-1 に示す宍道湖の北岸部(Stn. N)、湖心部(Stn. C)及び南岸部(Stn. S)の 3 箇所に観測点を設置し、各測点の水表面下約 50 cm の地点において、水温ならびに流向・流速の連続測定を実施した。各測点にはブイを浮かべ、GPS によって複数回位置の確認を行った。観測期間中は、8 月 6 日から 8 日未明まで曇天または一時的に降雨がみられたが、それ以外はほぼ晴天であった。

図-2(a)に観測期間中の各観測点における水温の時系列を示す。これによると、水温は常に北岸部(Stn. N)が南岸部(Stn. S)よりも 1～1.5℃程度低い値を示し、湖心部ではその中間の値を示すという特徴的な構造がみられた。次に、図-2(b)に AMEDAS による松江市の風向・風速データを、図-2(c)に各観測点における流向・流速の観測結果のうち、流向の時系列を示す。これによると、観測期間中の宍道湖付近の風向・風速は、夜間に風速が 0～2 m/s 以下の微風状態が続き、日中は午後から 5 m/s から強い日では 10 m/s 程度の西風が吹くとい

* 正会員 工博 (独)港湾空港技術研究所 海洋・水工部
** 正会員 工修 中央復建コンサルタンツ株式会社
*** 正会員 工博 国土交通省 国土技術政策総合研究所



図一2 矢道湖の北岸 (Stn. N), 湖心部 (Stn. C), 南岸 (Stn. S) における a) 水温, b) 風速・風向, c) 流向 の時系列



図一3 矢道湖における表層の水温分布及び流向の模式図

う規則的な気象特性が観測されている。一方、各観測点における流向に着目すると、湖心部 (Stn. C) の流向には大きな変動がみられるものの、西風が特に強かった8月2日、8月3日、8月4日の午後を除いて、北岸側では東向き、南岸側では西向きの流れが、それぞれ卓越していることが分かった。このことから、風速が小さく比較的静穏な気象条件下においては、矢道湖では湖全体で時計廻りの循環流が発生しているものと考えられる。以上の現地観測結果から、矢道湖における夏季の水温分布及び流向特性を図一3のように模式化することができる。

4. 数値実験

4.1 計算方法

静穏な気象条件下における湖内の水塊構造を数値実験により再現し、そのメカニズムの解明を試みる。湖沼の熱収支を直接支配しているのは水面での熱のやりとりであるので、計算は実測値に近い熱フラックスを水面に与

えて、それに起因する流れと水塊形成機構を調べた。本研究で用いたモデルは、中山により開発された三次元非静水圧湾内流動モデル (CIP-CSF) (中山ら, 2000) を用いた。また、移流項の計算に CIP, 乱流モデルの水平方向には 1 方程式 LES, 鉛直方向には、スカラー量の乱流拡散が抑制されるという効果を考慮するため、Shumann, (1991) により提案された Second-Order Closer (SOC) モデルを用いた。本計算モデルの詳細については、奥宮ら (2001) を参照されたい。計算領域は矢道湖全体とし、東西約 16 km, 南北約 6 km, 最大水深約 6 m であることを考慮して、メッシュ数 50×20×10 とした。水深は、矢道湖の地形図より判読して入力した。

計算の初期条件として、流速は静止状態を与えた。また、水温は 96 年 8 月 2 日 18 時の著者らによる観測 (中村ら, 1997) で得られた実測値を基に与えたケース (Case-1) と、湖水の水温を 31°C 一様としたケース (Case-2) の 2 ケースについて計算を行った。但し、中村ら (1997) の観測は、北側の断面のみで行われている。その時の南岸側の水温分布は不明であるが、計算には南北で対称的な分布を仮定して初期条件とした。図一5に Case-1 の水温コンターの初期状態を示した。なお、本解析では現象を単純化して、塩分は計算に取り入れていない。水面に与える熱フラックスは、図一4に示すように、観測値に近い日周変動値を与えた。計算の開始時刻は、夕方 18 時とした。

4.2 計算結果

a) Case-1 (初期水温: 観測値)

図一6は計算開始から 12 時間後の朝 6 時及び、その後

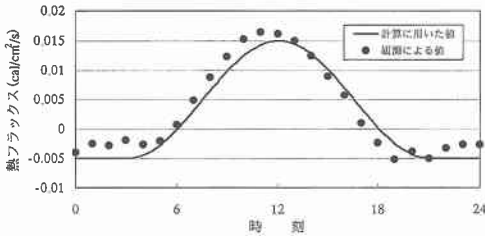
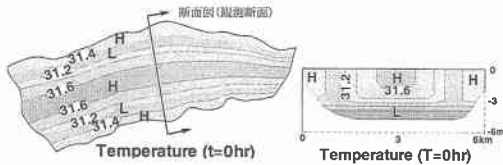


図-4 計算に用いた熱フラックス

図-5 水温の分布の初期条件 (左は表層の値, 単位は $^{\circ}\text{C}$)

24時間毎の朝6時の最表層の水温コンター及び、流速ベクトルを示している。まず、翌朝6時($t=12\text{ hr}$)の水温分布をみると、沿岸部の、特に北岸側で冷水塊が発達していることが分かる。これは北岸側が南岸側比べて湖底勾配が緩く、水深が浅い地域が広がっているという地形的な特徴によるものと考えられる。このことは、北岸部の水温が他の地点に比べて低いという現地観測の結果と一致している。このときの流速ベクトルをみると、沿岸部における冷水塊の発達に伴い、湖底部では沖向きに進行する密度流が、水面付近では湖心部から沿岸部への補償流が現れており、湖内全体で二次元的な循環流が発生している。また、計算開始から3日目、5日目及び7日目の早朝6時($t=36, t=84, t=132\text{ hr}$)の計算結果をみると、まず水温コンター図から2日目($t=12\text{ hr}$)と同様に、北岸に冷水塊がみられる。一方南岸側では7日目朝には冷水塊の発達が表層ではほぼ消滅している。南北断面図をみると、冷水塊は南岸側では水面下に限定されている。このような水温の南北非対称性は、中村ら(1998b)が観測した水温や栄養塩の分布構造に良く一致している。次に、流速ベクトルをみると、二次元的であった流れが、次第にコリオリ力の影響を受けて三次元的な流れに移行しており、その流速は徐々に小さくなる傾向を示す。5日目以降の流速は、ほぼ定常状態となる。これは計算開始から約5日間は、初期条件(水温分布)が流速分布に影響を及ぼしていたものと考えられる。

図-7に計算開始から24時間後の翌夕方18時及び、その後24時間毎の夕方18時の計算結果を示す。これによると、朝6時の水温分布とは逆に、沿岸部の水深の浅い地域に高温水塊が形成されている。また、断面分布をみると、昼間の日射の影響による水温上昇が、水表面付

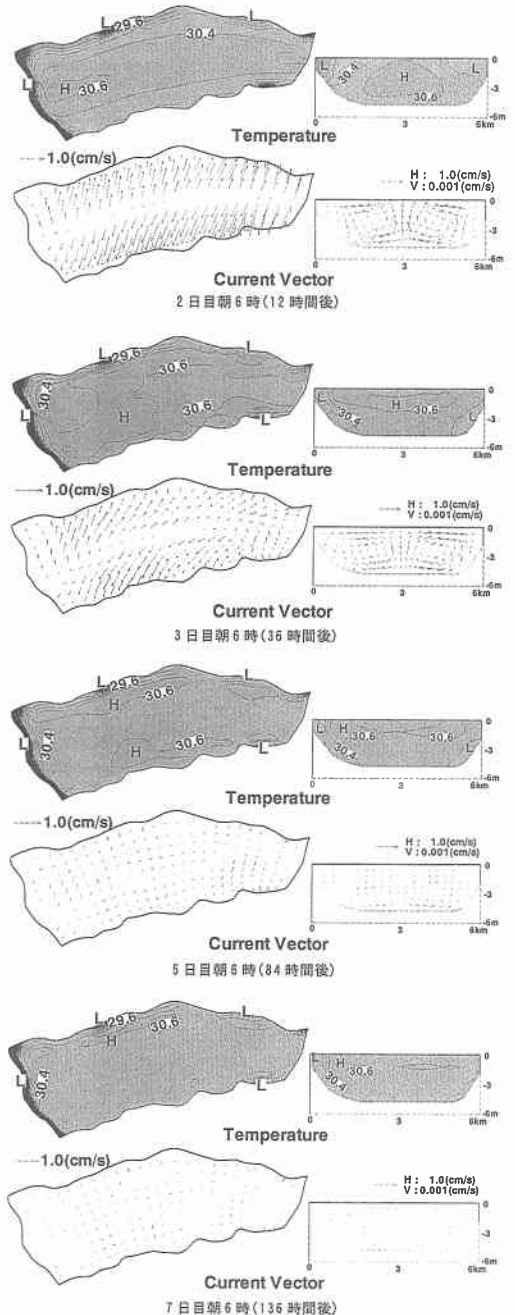
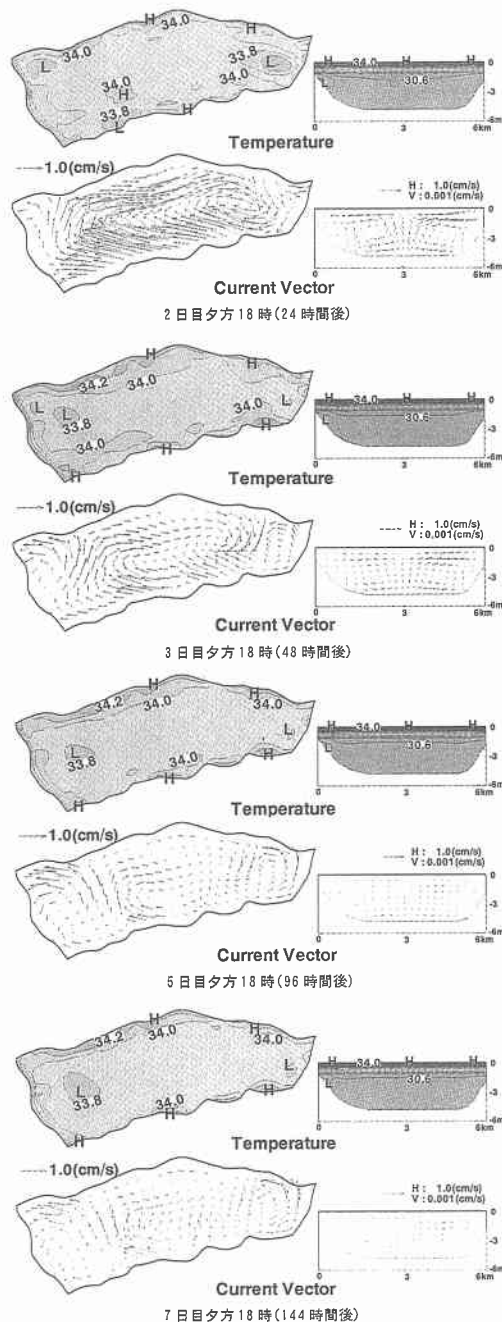


図-6 Case-1の朝6時の計算結果(左図は最表層, 右図は観測断面における計算結果)

近のみでみられる。本モデルでは、水面での熱の授受が湖水の水塊分布構造や流動に及ぼす影響をみるために、流れを起こす駆動力として風の効果は取り込んでいない。従って、午後典型的に生じる吹送流による混合の影響は考慮されていない。さらに、短波放射成分の水中



図一7 Case-1の夕方6時の計算結果(左図は最表層, 右図は観測断面における計算結果)

への透過の影響も考慮されていない。これらの理由のため、現実と比べて、鉛直拡散係数が昼間には過小評価されていると考えられる。そのため、計算結果から得られる日中の水温分布の構造は、現地観測によって得られたものとは異なる結果となった。

次に、流速ベクトルを見ると、翌日18時($t=24$ hr)の水面付近の水平面的な流れは、湖全体を一周するように時計回りの循環流が発達しており、朝夕6時の流れに比べて、三次元性がかなり強くなる。計算開始から3日目、5日目及び7日目の夕方18時($t=48$, $t=96$, $t=144$ hr)の計算結果をみると、日数の経過とともに循環流が形成するセルの数が増加し、初日は1つであった循環流のセルが3つから4つに増加し、より複雑な循環流が形成されている。しかし、湖中央部の観測断面付近では常に北岸部で東向き、南岸部で西向きの流速が卓越しており、静穏な気象条件下での観測結果と比較的近い計算結果が得られている。実際には、8月の宍道湖周辺では、昼間に5 m/s近い西風が観測されることが多く、湖水の流動には吹送流の影響は無視できない。また、西岸側では斐伊川から淡水が、東岸側では大橋川からは塩水が流入することによって生じる密度流の影響も考慮する。しかし、本計算によって、風の外力が生じない場合の宍道湖における湖水の流動特性は、水表面の熱収支だけでも説明が可能であることが確認された。

b) Case-2 (初期水温: 31°C一様)

水温分布の初期条件の影響を調べるため、初期水温を31°C一様としたケース (Case-2) の計算を行った。図一8は、Case-2における2日目と7日目の朝6時($t=12$, $t=132$ hr) 及び、夕方18時($t=24$, $t=144$ hr) の計算結果を示している。2日目の計算結果をみると、水温分布の初期条件の違いから、Case-1に比べて流速は約半分の値を示す。このことから、観測値を用いたCase-1の初期条件は、湖水の循環を強く促進するものであったと考えられる。しかし、初期条件の影響が小さくなる7日目($t=132$ hr, $t=144$ hr) の計算結果のうち水温分布を見ると、朝6時には北岸で冷水塊が発達し、夕方18時には逆に暖水塊が発達しており、その分布形態はCase-1の7日目の結果とほぼ同様の傾向が見られる。また、流速ベクトルもCase-1と同様に、朝方は沖から岸向きの流れが、夕方は時計回りの循環流が発達しており、その流速もCase-1とほぼ等しい大きさを示している。

以上のことから、典型的な夏季における水面での熱交換のみを外力として与えた数値解析により、北岸側の冷水塊の発達、時計回りの循環流を再現することができた。特に冷水塊の発達には、湖底地形と夜間の冷却の両方が密接に関与し、湖底勾配の南北非対称性が水塊の非対称性を生じる主因であると考えられる。

5. 結 論

本研究では、熱収支が宍道湖における水塊分布構造に及ぼす影響を明らかにするために、現地観測及び数値実験を用いて検討を行った。以下に得られた結果の要点を

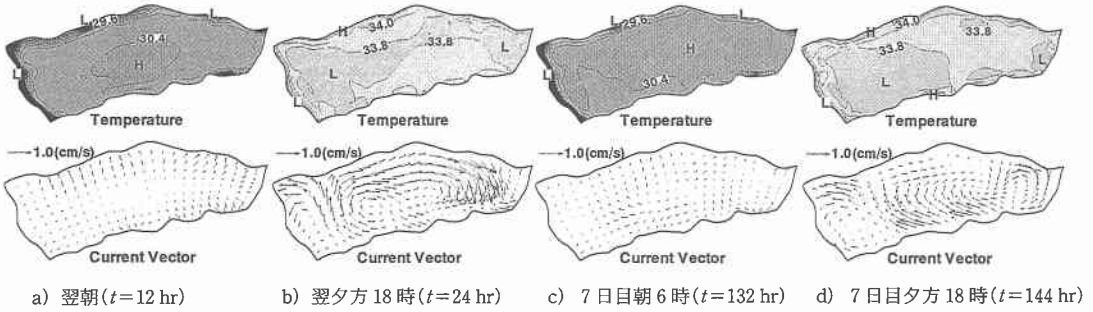


図-8 Case-2 (初期水温 31°C一様) の計算結果 (表層の水温及び流速ベクトル)

示す。

(1) 現地観測によって、宍道湖では夏季に北岸側の水温が最も低く、南岸に向かって水温が高くなる傾向があることが示された。また、静穏な気象条件下において、湖全体で時計廻りの循環流が生じていることが示された。

(2) これらの現象は、熱フラックスのみを外力として与えた、三次元の数値実験によって再現することが可能であることが示された。このことから、宍道湖における水平面的な水塊構造には、湖底勾配の南北非対称性と夜間の水面冷却が大きな影響を及ぼしていることが示された。

参 考 文 献

- アジア航測株式会社 (1997): 宍道湖・中海 MSS 調査報告書, 11 p.
- 奥宮英治・中村由行・中山恵介・井上徹教・石飛 裕 (2001): 湖沼の物質循環に及ぼす夜間の水面冷却の影響, 水工学論文集, 第 45 巻, pp. 1147-1152.
- 中村由行・Fatos Kerciku・井上徹教・柳町武志・石飛 裕・神谷宏・嘉藤健二・山室真澄 (1997): 汽水湖沼における水温・

- 水質構造の日周変動, 水工学論文集, 第 41 巻, pp. 469-474.
- 中村由行・Fatos Kerciku・井上徹教・二塚本晃造 (1998a): 汽水湖沼におけるヤマトシジミの水質浄化機能に関するボックスモデル解析, 用水と廃水 Vol.40, pp. 18-26.
- 中村由行・Fatos Kerciku・二塚本晃造・井上徹教・山室真澄・石飛裕・嘉藤健二 (1998b): 二枚貝が優占する汽水湖沼の水質のモデル化, 海岸工学論文集第 45 巻, pp. 1046-1050.
- 中山恵介・岡田知也・野村宗弘・日比野忠史・細川恭史・古川恵太 (2000): 大潮, 小潮における湾外水の影響, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 421-425.
- Hiramatsu, K., T. Kwachi, H. Kim and Y. Yoshitake (1996): Polynomial Finite Element Solution of 3-D Density Driven Currents using the Velocity Correction Method: Trans. of JSIDRE, No. 185, pp. 23-30.
- Monismith, S. G., J. Imberger and M. L. Morison (1990): Convective motions in the sidearm of a small reservoir: Limnol. Oceanogr., 35(8), pp. 1676-1702.
- Nakamura, Y. and F. Kerciku (2000): Effects of filter-feeding bivalves on the distribution of water quality and nutrient cycling in a eutrophic coastal lagoon: Journal of Marine Systems 26, pp. 209-221.
- Schmann, U. (1991): Subgrid length-scales for large-eddy simulation of stratified turbulence, Theoret. Comput. Fluid Dynamics, Vol. 2, pp. 279-290.