2)-4 丹生ダムからの補給による自然環境への影響の検討

1. 姉川河川水の琵琶湖への流入状況調査(雪解け水について)

目 次

1.調査・解析の概要・目的	75
2.河川水温と琵琶湖水温の関係	76
 3.姉川河口部流動・水質現地調査	79 79 34 01
 4.姉川河口部流動・水質数値解析(3次元水理・水質モデルによる解析)・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・)7)7 14
まとめ(現地調査および数値解析について)	27
5. 琵琶湖溶存酸素変化と融雪期の河川流入量の関係 12	28
参考1 水理・水質モデルの概要	33
参考2 琵琶湖深層部の水質変化に関する近年の研究事例	37

1.調査・解析の概要・目的

琵琶湖は地球温暖化などの環境要因の変化により富栄養化現象の促進が懸念されている。この 富栄養化現象に関連する水質変化事象の1つとして北湖深層水の溶存酸素 (Dissolved Oxygen)の 低下が指摘されている。DO が低下して嫌気性 (還元)条件になると土壌のイオン吸着容量が低下 してアンモニア態窒素 (NH4⁺) やリン酸塩 (PO4³⁻)が水中に脱着したり、硫酸還元菌の働きによる 鉄・マンガンの還元・溶解に伴い共沈していたリン酸塩が再び水中に放出されるなど、富栄養化 現象がさらに進んでしまうおそれがある。

底層 DO 変化に寄与する要因としては、水理・水文・物理化学・生物学的因子など様々なもの が考えられるが、春季の融雪流出水の減少の影響を重要視している意見もある。

ここでは、北湖深層部の低酸素化に及ぼす雪解け水の影響を定量的に評価するため、雪解け期 の姉川河口部における流向・流速および水質の現地調査を行うとともに、琵琶湖の水温、溶存酸 素等の測定データ、姉川河川水の諸量について取りまとめた。さらに流動・水質の平面方向・水 深方向の分布・変化を評価できる3次元モデルを用いて姉川河口から融雪水が北湖に流入する密 度流の挙動を解析して、丹生ダム建設に伴う水質変化を把握することを目的とする。

なお、調査・解析の視点をまとめると以下のようになる。

■ 調査・解析の視点

- 姉川の融雪出水は琵琶湖底層に潜り込むか。
- 姉川の融雪出水と溶存酸素濃度の変化には関係がみられるか。

2.河川水温と琵琶湖水温の関係

河川水温と琵琶湖水温の関係を以下に示す。







図 2.1.1 姉川水温と琵琶湖水温の関係







図 2.1.2 姉川水温と琵琶湖水温の関係

河川水温と琵琶湖水温の関係

- ・3月の琵琶湖水温は、中旬頃までは7~8 でおおむね全層一様であるが、3月中旬か ら4月上旬頃から表層水温が上昇傾向を示し、中層・底層より高温となる。(成層が 始まる)
- ・融雪出水期の3月の河川水温と琵琶湖水温の関係(直近6年間より)
 - ・3月の後半において河川水温の方が琵琶湖の表層、中層、底層よりも高い場合が 見られる。(1999年・2001年・2003年・2004年)
 - ・一方、河川水温の方が低い場合もみられる。(2000年・2002年)
- ・4月の河川水温は、琵琶湖表層水温と同等か高い場合が多く、中層・底層より高い。

3. 姉川河口部流動・水質現地調査

3.1 調査概要

調査目的

本調査は姉川河口部に流入する雪解け水の挙動を把握するため、姉川河口部において、ADCP (Acoustic Doppler Current Profilers:ドップラー流速計)を用いて流向・流速を観測、水質測定 機を用いて水温、濁度、溶存酸素等を観測するものである。

調査内容・方法

調査は2回行い、1回目は姉川河口部観測調査、2回目は濁水追跡調査として調査を実施し、 以下の項目について調査を行った。

・調査内容・調査項目

・ADCP 観測調査(定点観測、曳航観測)

・・・流向・流速

・水質観測調査(定点観測、曳航観測)

・・・水温・濁度・溶存酸素・クロロフィル a・電気伝導度

ADCP 観測調査(定点観測、曳航観測)

流向・流速の定点観測は、ドップラー流速計(ADCP^{*} Workhorse 600kHz: RD Instruments 社 製)を用い、図 3.6、図 3.7 に示した地点において鉛直方向に観測を行う。ドップラー流速計は、 図 3.1 に示すように、流速計を観測船に取り付け、GPS で測位しながら実施する。なお、観測 するピッチは水面下 0.5m から 0.5m 層厚で湖底上 2.0m まで観測する。その内 3.5m 以浅は電磁 流速計を用いて観測する。また、定点間の移動中は曳航鉛直観測を行う。

曳航観測はドップラー流速計を用い実施する。なお観測する水深ピッチは水面下 3.5mから 0.5m層厚で湖底上 2.0mまで、平面移動距離約 12m ピッチ内で観測する。





曳航状況

観測時のモニター

図 3.2 ADCP 現地調査状況

水質観測調查(定点観測、曳航観測)

水質観測調査の定点観測は、図 3.6、図 3.7 に示した地点において観測を行う。 水質観測調査には、多項目水質測定機(クロロテック:アレック電子社製)を用いる。定点 観測は表層 0.5m から 0.5m 間隔で底面まで測定する。また、曳航観測は表層のみ測定する。 ・測定項目・・・水温、濁度、DO、クロロフィル a、電気伝導度



図 3.3 水質調査概念図



図 3.4 クロロテックによる現地調査状況



図 3.5 調査対象水域



図 3.6 調査地点位置図(平成 16 年 2 月 25 日)



82



図 3.8 調査時点の気象・水文状況

図3.8に調査時の気象・水文状況を示す。

第1回調査は、野寺橋地点で日平均 163m³/s(最大 320m³/s)出水の2日後の平成16年2月25 日に実施した。調査時は約30m³/sの出水であった。

第2回調査は、野寺橋地点で日平均40m³/s(最大51m³/s)出水の翌日の平成16年2月19日に 実施した。調査時は約25m³/sの出水であった。

3.2 第1回現地調查結果

図 3.9 に第1回調査の位置図、調査前日の航空写真を示す。

第1回調査は河口から約1km範囲の定点31地点を調査した。

ADCP 調査(流向・流速)は、水面下 0.5m から 0.5m 層厚で湖底上 2.0m まで観測。内 3.5m 以 浅は電磁流速計、3.5m 以深は ADCP を使用した。

水質調査(水温、濁度、溶存酸素、クロロフィル a、電気伝導度)は、全 31 地点、各地点での 測定層は水深 0.5m から 0.5m 間隔で底面まで測定した。



図 3.9 第1回調查位置図(平成 16 年 2 月 25 日)

(1)水質



図 3.10.1 第1回現地調査結果(水温の水深毎の平面分布)





図 3.10.2 第1回現地調査結果(水温の水深毎の平面分布)



濁度(ppm) 水深 0.5 m



図3.11.1 第1回現地調査結果(濁度・流速ベクトルの水深毎の平面分布)



濁度(ppm) 水深 20m



図 3.11.2 第1回現地調査結果(濁度・流速ベクトルの水深毎の平面分布)





図3.12.1 水温、濁度、DOの鉛直分布図(河口から南方向)





図3.12.2 水温、濁度、DOの鉛直分布図(河口から湖心方向)





図3.12.3 水温、濁度、DOの鉛直分布図(河口から西方向)

第1回調查結果(平成16年)

(1)水質

・水温

- ・姉川の河川水温は、約6.0 であり、琵琶湖表層(水深0.5m)の河口近傍では、6.4 から 7.3 であった。その他の領域は、7.3 から9.1 であり、コンター形状から見て河口から おおむね300m 程度の範囲で河川水の影響が見られた。
- ・水深 10m 以深では、いずれの測点も 7.1 から 7.5 であり、河口から 500m 程度の範囲内 では、周辺より 0.2 程度低温の領域があるが、それ以上の拡がりは見られなかった。
- ・主な測点について鉛直分布をみると、ある深さを境に濁度が大きく変化する箇所があるが、 その上下を比較しても、水温の変化はほとんどみられない。
- ・濁度
 - ・河川は約75ppm、琵琶湖表層(水深0.5m)では河口付近から南方向へ濁度10から20ppmの 領域がのびていた。
 - ・水深 10m での濁度の拡がりは表層と類似していた。
 - ・水深 20m 以深では、20から 40ppm の領域が南方向へのびていた。
 - ・主な測点について鉛直分布をみると、ある深さを境に濁度が大きく変化する箇所がある。 ただし、その深さは測点によって異なる。また、深さ方向の濁度の増減状況や最大値を示 す深さも測点により差異がみられる。
- ・溶存酸素
 - ・主な測点について鉛直分布をみると、水温と同様の結果がみられる。すなわち、ある深さ を境に濁度が大きく変化する箇所があるが、その上下を比較しても、溶存酸素の変化はほ とんどみられない。

以上より、河川から流入した雪解け水は、濁度の高い領域としてはある程度まとまって存 在しているが、その濁度の高い領域の水温および溶存酸素は、周囲の湖水とほとんど差が ないことが示された。



(2)流向·流速

図 3.13.1 流向流速調査結果(平成 16 年 2 月 25 日)



曳航観測



図 3.13.2 流向流速調査結果(平成 16 年 2 月 25 日)

流向



流速



流速 ([】 】 〕	盲色♪ ☆∵cn	┨例 n/s)
0.0	~ 1-	1.0	1/0/
1.1	~	2.0	
2.1	~	3.0	
3.1	~	4.0	
4.1	~	5.0	
5.1	~	6.0	
6.1	~	7.0	
7.1	~	8.0	
8.1	~	9.0	
9.1	~	10.0	
10.1	~		

南向きの流れ

姉川

曳航観測による流向・流速の鉛直分布(平成 16 年 2 月 25 日) ライン 4 ~ 9 図 3.14.1







図 3.14.2 曳航観測による流向・流速の鉛直分布(平成 16 年 2 月 25 日) ライン 16~10

流向







流速



流远	包 着	盲色 ♪	1例
	半世		1/5)
0.0	~	1.0	
1.1	~	2.0	
2.1	2	3.0	
3.1	~	4.0	
4.1	~	5.0	
5.1	~	6.0	
6.1	~	7.0	
7.1	~	8.0	
8.1	2	9.0	
9.1	~	10.0	
10.1	~		

図 3.14.3 曳航観測による流向・流速の鉛直分布(平成 16 年 2 月 25 日) ライン 19~16







図 3.14.4 曳航観測による流向・流速の鉛直分布(平成 16 年 2 月 25 日) ライン 31~27



平面流況分布(9.5m)

図 3.15 流向・流速のイメージ図

(2)流向・流速

・ライン4~9(図3.14.1)、ライン16~10(図3.14.2)より

姉川からの流れは、南から南東向きの琵琶湖の流れで弱められ、測点 13~15 付近でかな り不明確になっている。

測点 5~4, 測点 14~16の 15m 程度以深には西向きの流れがあるが、ライン 16~19 と合わせてみると、これは姉川からの流れによるものではなく、琵琶湖の南から南東向き流れにより河口南側に形成される西向きの反流によるものと考えられる。

・ライン 19~16 (図 3.14.3)より

このラインでは全深度を通じ西向きで流速もおおむねー様である。琵琶湖の南から南東 向きの大きな流れにより河口の南側に形成される西向きの反流によるものと考えられる。

・ライン 31~27 (図 3.14.4)より

流向・流速は局所的に大きくばらついており、ライン 10~16 のようなある程度まとまった流れの傾向は見られない。

ライン 30~31 間の 20m 以深では総じて西向き流れが多いが、ライン 15~16 と比較する と流向・流速ともに明らかに乱れている。すなわち、ライン 15~16 に見られる西向きの流 れは、そのまま琵琶湖の湖心に向かう流れとはいえない。

以上より、姉川から琵琶湖の湖心方向への明確な流れは見られなかった。

第1回調査では濁度の拡散範囲の境界を明確にとらえられなかったため、第2回調査では範 囲を広げて追跡調査を実施した。 3.3 第2回現地調查結果(濁水追跡調查)

図 3.16 に第2回調査の位置図、調査前日の航空写真を示す。

第2回調査は濁水の拡散範囲を確認するため、調査位置は固定せずに、濁水が確認されなくなるまでの点(5pm以下)まで観測した。

ADCP 調査(流向・流速)は、水面下 0.5m から 2.0m 層厚で湖底上 2.0m まで。内 0.5m、1.5m は電磁流速計、3.5m 以深は ADCP を使用して測定した。

水質調査(水温、濁度、溶存酸素、クロロフィル a、電気伝導度)は、全 25 地点、各地点での 測定層は水深 1m、5m、以下 5m 間隔で底面まで測定した。ただし、濁度に顕著な変化点がある場 合はその間を 1m 間隔で測定した。



図 3.16 第 2 回調査位置図(平成 16 年 3 月 19 日)





赤点は第2回調査測点

図 3.17.1 第2回現地調査結果(水温の水深毎の平面分布)



凡例: 点線は第1回調査範囲

赤点は第2回調査測点

図 3.17.2 第2回現地調査結果(水温の水深毎の平面分布)





凡例: 点線は第1回調査範囲

緑点は第2回調査測点

図 3.18.1 第2回現地調査結果(濁度・流速ベクトルの水深毎の平面分布)



凡例: 点線は第1回調査範囲

緑点は第2回調査測点

図 2.18.2 第2回現地調査結果(濁度・流速ベクトルの水深毎の平面分布)

第2回調查結果(平成16年)

・水温

- ・姉川の河川水温は約4.7 であり、琵琶湖表層(水深0.5m)の河口から500m 以遠では7.3 から8.3 であり、河川水の影響は見られなかった。
- ・水深 10m 以深では、いずれの測点も 7.2 から 7.5 であり、明確な低水温域の拡がりは見られなかった。

・濁度

- ・河川は約 90ppm、琵琶湖表層(水深 0.5m)では、水深 10m より浅い水域を河口付近から東 南東方向へ 3.5km の範囲にわたり、濁度 3 から 7ppm 程度の領域がのびていた。
- ・水深 10m 以深の濁度の拡がりは、表層での濁度の拡がりの方向と一致し、限られた範囲に とどまっていた。
- ・水深 30m では、濁度約 15ppm 程度の水深 20m よりもやや高い高濁度地点が見られた。ただし、周辺への拡がりは見られなかった。

・流向・流速

・姉川から琵琶湖の湖心方向への明確な流れは見られなかった。

4. 姉川河口部流動・水質数値解析(3次元水理・水質モデルによる解析)

4.1 数值解析条件

本解析計算においては、姉川河口部からの密度流を再現する必要性および琵琶湖における溶存 酸素濃度低下現象への影響を評価する必要から、河川からの密度流の再現性に優れた非静水圧の 3次元富栄養化解析モデルを用い、以下の入力条件で解析を行う。

(1) 対象期間

モデルの検証および現象把握のための概略予測として実施する現況再現計算の対象期間として は、融雪出水の現地観測が行われた平成14年3月28日の前後とし、平成14年1~6月の6ヶ月 とする。

(2)計算格子サイズ

1) 水平方向格子

琵琶湖全域計算

琵琶湖全域を 500m 格子に分割し、半年間にわたる琵琶湖全域への影響について計算を行う 河口部近傍計算

姉川河口部について、水平方向格子 100m として、一定期間における流入の影響について計 算を行う。

2) 鉛直方向格子

鉛直方向格子サイズについては、全計算条件について、格子サイズ 2m、格子数最大 53 セル (最大水深 106m)にて計算を行う。

- (3) 初期条件・流入河川条件
 - 1) 初期条件

琵琶湖・姉川河口部の平面・水深方向の初期水質分布は、水温、溶存酸素、濁度のデータは滋 賀県(琵琶湖研究所)の1月の実測データ(今津沖中央)を与える。



図4.1.1 解析条件・結果の概略フロー




図 4.1.3 姉川河口部地形図と表層メッシュ分割図(100m 区画)

2) 流入河川条件

姉川

a) 流量

野寺橋の実測流量(毎正時)を入力条件として付与する。また、境界の流速条件としては、 姉川における流量データを、砂州をはさんで北向き 20% 南向き 80%の割合で配分を行った。



図4.1.4 野寺橋地点の実測流量

b) 水質

野寺橋の実測水質(水温、濁度)を入力条件として付与する。

他の流入河川(118河川)

琵琶湖への他の流入河川については逆算流入量から算定した流量を条件を与えられるモデル ではあるが、琵琶湖全体の計算は姉川河口部周辺の境界条件を設定するためのものとして、こ こでは姉川以外の流入河川は考慮していない。 (3) 気象データ

姉川河口部については、対象水域近傍の虎姫地点の気象データ(降水量、気温、日照時間(日 射量):日平均)を入力条件として付与する。なお、



図4.1.5 虎姫地点の気象データ

(4) 境界条件

姉川河口部モデルにおける琵琶湖周辺部の境界条件については、現在、琵琶湖全体モデルでの 結果を境界条件として付与した。水温・濁度は実測データ(滋賀県)、DO は飽和溶存酸素濃度 値(観測値:1回/月)を用い、その間の期間については内挿補間して与えた。なお、熱量の授受 は表層水のみで地熱は与えておらず、底面境界での流速は0とした。



図4.1.6 野寺橋地点の水質(水温、濁度) 水文(降水量)データ

4.2 現況再現数値解析(現地調査結果との比較)

(1)現地調査結果の概要

平成 14 年 3 月 28 日に実施した姉川河口部での現地調査結果をみると、流入濁水塊付近の流向 は乱れており、湖底に潜り込むような流れは見られない。また、全般的に河口から数 100m 沖の 流れは河川の流入水よりも湖流の流れ(北西から南東)が卓越しており、姉川から琵琶湖の湖心 方向への流れは見られない。







(a)水深 0.5m



(b)水深 10m 図 4.2.2 姉川河口部における水温(平成 14 年 3 月 28 日)



(c)水深20m



(d) 水深 30m 図 4.2.3 姉川河口部における水温(平成 14 年 3 月 28 日)



(a)水深 0.5m



(b)水深 10m 図 4.2.4 姉川河口部における濁度(平成 14 年 3 月 28 日)



(c)水深20m



(d)水深 30m 図 4.2.5 姉川河口部における濁度(平成 14 年 3 月 28 日)

(2)数値解析結果



(b)水深 10m 図 4.2.6 姉川河口部における水温数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)



(d)水深 30m 図 4.2.7 姉川河口部における水温数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)



(f)水深 50m 図 4.2.8 姉川河口部における水温数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)



(b)水深 10m 図 4.2.9 姉川河口部における濁度数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)



(d) 水深 30m 図 4.2.10 姉川河口部における濁度数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)



(f)水深 50m 図 4.2.11 姉川河口部における濁度数値解析結果(平成 14 年 3 月 28 日 12 時)

(3) 数値解析計算と現地調査結果との比較(平成14年)



(a)現地調查結果 水深 0.5m



(b)数値解析結果 水深 0.5m(12時) 図 4.2.12 姉川河口部における水温(平成 14 年 3 月 28 日)



(b)数値解析結果 水深 0.5m(12時) 図 4.2.13 姉川河口部における濁度(平成 14年3月 28日)

H16 現地調査より

- ・水温
 - ・琵琶湖表層(水深 0.5m)の水温をみると、河口から 500m 以遠では姉川の河川水温の影響は見られなかった。
- ・水深 10m 以深では、河口から 500m 以遠では明確な低水温域の拡がりは見られなかった。 ・濁度
 - ・表層(水深0.5m)から水深10mまでは南から東南東方向へ濁度の高い領域がのびていた。
 - ・水深 20m 以深では濁度の高い領域は、第1回調査では南方向への拡がりが見られたが、 第2回調査では河口付近にとどまり、周辺への拡がりは見られなかった。
- ・流向・流速
 - ・姉川から琵琶湖の湖心方向への明確な流れは見られなかった。

数値解析より

- ・3次元流動解析により深さごとの河川水の拡がり状況がおおむね再現できた。
- ・水温・濁度から見た河川水の影響範囲は、河口より南から東方向ではおおむね2~3km 程度であり、河口より北から西方向では数100m程度の結果となった。
- ・雪解け水は湖心方向に貫入するのではなく、琵琶湖流の影響を受けながら、徐々に拡散 する結果となった。

5. 琵琶湖溶存酸素変化と融雪期の河川流入量の関係

目的

姉川の雪解け出水と琵琶湖の底層溶存酸素の関係について実測値により考察する。



1986~2000年月ごと合計流量



図 5.2 積雪量・琵琶湖溶存酸素・河川流入量(1998 から 1999 年)



図 5.3 積雪量・琵琶湖溶存酸素・河川流入量 (2000 から 2001 年)



図 5.4 積雪量・琵琶湖溶存酸素・河川流入量(2002 から 2003 年)

琵琶湖溶存酸素変化と融雪期の河川流入量の関係

- ・琵琶湖底層溶存酸素は、琵琶湖の循環によって2月前半から後半に回復している(今津沖 中央のデータによる)。
- ・姉川の月別流出量(琵琶湖への流入量)は、3月が最も多い。
- ・姉川からの雪解け出水の大小・時期と琵琶湖底層(今津沖中央)の溶存酸素回復との間に は、明確な関係は見られない。

(1) 支配方程式

支配方程式は、格子平均操作を行った回転系における連続式、非圧縮性ナビアストークス方程 式、スカラー(水温・水質)輸送方程式である。

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{\rho u_j}}{\partial x_j} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial \overline{(\rho u_i)}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{(\rho u_i u_j - \lambda_{ij})}}{\partial x_j} = \mu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right) - \frac{\partial P}{\partial x_j} + \overline{\rho} F_j \frac{\partial x_3}{\partial x_i} + f \overline{\rho} \left(\overline{u_2} \frac{\partial x_1}{\partial x_i} + u_1 \frac{\partial x_2}{\partial x_i} \right)$$
(2)

$$\frac{\partial(\overline{\beta})}{\partial t} + \frac{\partial(\overline{\beta_i u_j} - \chi_j)}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\kappa \frac{\partial \overline{\beta}}{\partial x_j} \right) + \overline{\beta}_P$$
(3)

ここで x_i は東西方向(i=1),南北方向(i=2) そして上下方向(i=3)を,u_i (i=1,2,3)水の流速、β スカ ラー量(水温、水質)、 μ :水の粘性計数、κ =k/ρ₀:k 水温伝導率,ρ₀ 水の標準比重,P :水圧,ρ 水の密度、,F 重力加速度、S :スカラー量(水温・水質)の生成・消滅項である。 f は次式 のとおりのコリオリカである。

 $f = 2\omega \sin \phi$ (4) ここで ω および ϕ はそれぞれ地球自転の角速度(7.27 × 10⁻⁵rad/s) および対象水域の緯度である。 λ_{ii}, χ_{i} はそれぞれ SGS dynamic 応力と SGS フラックスであり、次式で定められる。

$$\lambda_{ij} = \overline{\rho u_i u_j} - \overline{\rho u_i u_j} \,, \quad \chi_j = \overline{\beta u_j} - \overline{\beta u_j}$$
(5)

(2) VLES における SGS Model (乱流モデル)

DMM としては, Zang らの Dynamic Mixed Model と Wong & Lilly の Scaling Formulation Dynamic SGS Model をもとにした、 Mixed Scaling Formulation Model (Yamashiki, 1999)を用いている。 MSFM の定式化を用いると、 SGS dynamic 応力は以下の通りとなる。

$$\lambda_{ij} - \frac{\delta_{ij}}{3}\lambda_{kk} = -2\rho C\overline{\Delta}^{4/3}\overline{S_{ij}} + L^m - -\frac{\delta_{ij}}{3}L^m_{kk}$$
(6)

ここで Δ 格子フィルター幅, $\overline{S_{ii}}$ は以下の通りである。

$$\overline{S_{ij}} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right)$$
(7)

L^m は次式で示される修正密度レナード項である:

$$L^{m} = \overline{\overline{\rho u_{i} u_{j}}} - \overline{\overline{\rho u_{i} u_{j}}}$$
(8)

モデル係数 C は次式で示される。

$$C_{\mu} = \frac{\left(\kappa_{ij} - \Psi_{ij}\right)\overline{S}^{T}}{2\Gamma\overline{S}^{T^{2}}}$$
(9)

ここで

$$\kappa_{ij} = \overline{\overline{\rho u_i u_j}}^T - \overline{\overline{\rho u_i u_j}}^T$$
(10)

$$\Psi_{ij} = \overline{\overline{\rho u_i u_j}}^T - \overline{\overline{\rho u_i}}^T \overline{\underline{u_i}}^T$$
(11)

$$\Gamma = \overline{\overline{\Delta}^{4/3}}^T - \overline{\Delta}^{4/3} \tag{12}$$

ここで^{=T}はテストフィルタ操作を示した。

本計算においてフィルター幅は以下の式で示される。

$$\overline{\Delta} = \sqrt{\delta x_H \delta x_V} \tag{13}$$

ここで δx_H, δx_v はそれぞれ水平・鉛直格子サイズである。またテストフィルター幅は以下の通 りである。

$$\overline{\overline{\Delta}}^T = 2\sqrt{\delta x_H \delta x_V} \tag{14}$$

スカラーの輸送方程式は以下に示す。

$$\chi_{j} = -\frac{C_{\mu}}{\rho T} \overline{\Delta}^{4/3} \frac{\partial \overline{\beta}}{\partial x_{j}} + P_{j}$$
(15)

$$\Xi \Xi \overline{C}$$

$$\frac{1}{T} = \frac{\rho}{C_{\mu}} \frac{\left(N_{j} - \Theta_{j}\right)B_{x}}{\Gamma B_{x}^{2}}$$
(16)

$$N_{j} = \overline{\overline{\beta}}\overline{u}_{j}^{T} - \overline{\overline{\beta}}^{T}\overline{u}_{j}^{T}$$
(17)

$$\Theta_{j} = \overline{\overline{\beta}} \overline{u}_{j}^{T} - \overline{\beta}^{T} \overline{u}_{j}^{T}$$
(18)

$$B_x = \frac{\partial \overline{\beta}^T}{\partial x_i}$$
(19)

$$P_j = \overline{\overline{\beta}u_j} - \overline{\overline{\beta}u_j}$$
(20)



Figure 1.1 Numerical simulation of thermally induced gyre formation process in Lake Biwa using VLES by MSFM. Details will be shown during the experts' meeting.

この定式化によると、十分な格子数を確保した場合は温度躍層の状況に従って鉛直拡散係数を 再定義する必要がない。しかしながら VLES を用いると陽解法による計算が必修であるため、計 算時間が多くかかる。それをさけるために陰解法を用いる方法も考えられる。 新しいモデルにおいては、湖の流れを解析するため URANS の考え方が適用される。格子平均 された値を時間平均値とみなすと、 SGS dynamic 応力を以下の式で定義される Reynolds 平均 dynamic 応力と考えることができる。

$$\lambda_{ij} - \frac{\delta_{ij}}{3} \lambda_{kk} = -2\mu_{\bar{t}} S_{ij}$$
⁽²¹⁾

乱流エネルギーkの輸送方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_i k)}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right) + G_s + G_T + G_W - \rho \varepsilon$$
(22)

ここで G_s , G_r , G_w , ε , はそれぞれ歪みによる生成項、浮力による生成項、風による生成項、そして散逸率であり、次式で示す(Deardorff, 1980, etc.)。

$$G_{S} = \mu_{i} \left(2 \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{i}} \right)^{2} + \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{j}} + \frac{\partial u_{j}}{\partial x_{i}} \right)^{2} \right)$$
(23)

$$G_{T} = \frac{\mathbf{v}_{t}}{\sigma_{t}} \left(2 \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{i}} \right)^{2} + \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{j}} + \frac{\partial u_{j}}{\partial x_{i}} \right)^{2} \right)$$
(24)

$$G_W = \rho_{atr} \frac{C_D}{C_k} W^2, \quad C_D = 0.001 (1 + 0.7W)$$
(25)

$$\mu_t = \rho C_{\mu} \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad \nu_t = C_{\mu} \frac{k^2}{\varepsilon}$$
(26)

逸散率の輸送方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial(\rho\varepsilon)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_i \delta)}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_{\varepsilon}} \right) \frac{\partial\varepsilon}{\partial x_j} \right) + C_1 \frac{\varepsilon}{k} \left(G_s + G_T + G_W \right) \left(1 + C_3 R_f \right) - C_2 \frac{\rho\varepsilon}{k}$$
(27)

ここで

$$R_f = -G_T / G_S + G_T \tag{28}$$

水平と鉛直の格子サイズの違いを考慮すると、(26)式を再定義するか、鉛直方向のみにこのモ デルを適用する必要がある。

ここで、(25)式で示す風による生成項は砕波の影響を考慮にいれていない。

また、 σ_k 、 σ_u 、 C_1 、 C_2 、 C_3 、 C_u の係数を標準係数以外に再定義する必要がある。

出典)

山敷庸亮,松井三郎,禰津家久,熊谷道夫:琵琶湖還流の数値シミュレーション,水工学論文集, 第 44 巻, p.975-980, 2002 年 2 月.

参考2 琵琶湖深層部の水質変化に関する近年の研究事例

オウミア

プロジェクト研究紹介 「酸素の消費は、湖の健康状態のバロメーター」……2

琵琶湖	于研究	?所二	NO. ニュー	/8 -ス
2 0	0 3	年	12	月
編集・発	行 / 滋	賀県琵	琶湖研	究所
〒520-0806 ;	大津市打出	近浜1-10T	EL077-526	5-4800
FAX077-526-	4803 UR	L:http:/	//www.lbr	i.go.jp

研究トピックス	
「余呉湖の水質形成への琵琶湖揚水の影響」	
「第10回世界湖沼会議について」	

酸素がなくなる湖

琵琶湖はアムールとフィリピン海の二つのプレートがぶ つかり合う地殻構造の上に形成された湖で、周辺には多く の活断層があります(図1)。最も深い場所は、西岸から流 入する安曇川の沖2500mの地点にあり、水深は104mです。 この湖底は、大阪湾の水面より約20mほど深く、水が循環 しにくい所です。したがって、一度汚れたら回復が困難な 場所でもあります。

今、琵琶湖の深い場所で酸素がなくなりつつあります。 これは、琵琶湖だけの特異的な現象ではなく、レマン湖(ス イスとフランスの国境)や撫仙湖(中国雲南省)など、琵 琶湖と同じようなサイズの湖で共通に見られる現象です。 このように深くて大きな湖の底で、何が起こっているので しょうか。

湖底付近の酸素濃度変化をよく知るために、私たちは、 琵琶湖の水深90mの場所で、湖底から1mの高さと10mの 高さのところに酸素を自動的に測る機器を2台設置しまし た。測定したのは2002年10月から2003年3月までのほぼ5ヶ 月間です。 図2に示したように、2002年10月末に湖底上1mの高さ で計測した溶存酸素濃度(水色)が、1リットル中1mg以 下になりました。飽和溶解度で言えば7%よりも小さな値 です。

年が明けて、2003年1月19日前後に、一気に酸素濃度は 回復しました。そして、これ以降、湖底からの高さ1mに おける酸素濃度が、高さ10mの酸素濃度(橙色)より高く なりました。これは湖底に近い水が、酸素の豊富な重い水 と入れ替わったことを意味しています。

毎年、このように琵琶湖の湖底に酸素が吹きこまれます。 そのためには、冷たくて重い水が湖底まで到達するような 寒い冬が必要です。でも、最近、暖かい冬が続くようにな りました。このことが、琵琶湖の酸素低下の最大の原因と なっているのです。

地球規模での気温の上昇は、世界の多くの場所で起こっ ており、さまざまな影響を湖に与えています。タンガニー カ湖(アフリカ)では風速が小さくなり漁獲量が激減して いますし、青海湖(中国)では蒸発によって面積がだんだ ん小さくなっています。



図1 琵琶湖湖底と周辺活断層の合成図(大阪工業大学情報科 学部情報科学科横川美和氏および立命館大学理工学部ロ ス・ウォーカー氏提供の図を熊谷が合成した。)

最深部

ルプレ

E-mail : info@lbri.go.jp

海

迁断圈

推定活断圈

プロジェクト研究紹介

酸素の消費は、湖の健康状態のバロメーター

1. 富栄養化と酸素消費

湖水中の酸素は、空気中の酸素が水に溶けて供給される ものと、水中の植物が光合成によって作り出すものとの、2 種類あります。これらは、湖の浅い場所で起こっている現象 なので、酸素濃度は湖の表面で高く、深くなるほど低くなる 傾向があります。太陽の光が届かない深い場所では、もはや 光合成ができないので酸素が生成されることはありません。

リンや窒素といった生物生産に必要な栄養塩が、湖や河 川で増加する現象を富栄養化と呼んでいます。富栄養化が 進行すると、植物プランクトンが異常に増殖し、赤潮やア オコ状態となる場合があります。このように湖面で増えた 植物プランクトンなどは、衰退したり死滅すると深い場所 へ沈んでいきますが、湖底に到達する途中でバクテリアに よって分解され、無機物に変わります。この時に、酸素を 消費します。したがって、湖内の生物量が多くなればなる ほど、分解される有機物量も増え、たくさんの酸素が必要 になります。

2. 琵琶湖の健康状態

私たちが健康診断をするときに、性別や年齢で分けるよ うに、湖の健康状態を調べるためには、同じようなサイズ の湖を比較しなければ正しい判定をすることができません。 これまでは、そのような指標となるものさしをもたないで、 湖の保全が議論されてきましたが、これは科学的ではあり ません。そこで、琵琶湖の健康状態を判断するために、琵 琶湖と同じようなサイズの湖を比較してみましょう(表1)。

	表面積 (km [®])	最大水深 (m)	透明度 (m)	滞留時間 (年)
琵琶湖(日本)	670	104	1 — 6	5.5
ボーデン湖(ドイツ)	476	252	3 —15	4.5
レ マ ン 湖 (スイス・フランス)	580	310	7 —11	11.4
撫 仙 湖 (中 国)	211	155	5 —11	125-135
タ ウ ポ 湖 (ニュージーランド)	616	164	11-20	10.6
タホ湖(アメリカ)	499	505	20-28	700

琵琶湖と同じサイズの湖沼の諸元比較 表 1

どの湖も、表面積が100~1000km、水深が100~1000mの間 にあります。周辺の土地利用の形態や人口密度はさまざま ですが、いずれも観光地や保養地として有名です。そのた めに、湖の水質や環境保全には格別の注意を払っています。

さて、これらの湖の深い場所におけるみかけの酸素消費 速度を比較してみましょう。みかけの酸素消費速度とは、 単位時間内に単位体積中の酸素が消費される量で、この値 が高ければ高いほど、分解される有機物が多いということ を意味しています。つまり、みかけの酸素消費速度は、湖 の健康状態のバロメーターになるわけです。図3からわか るように、琵琶湖におけるみかけの酸素消費速度は、世界 の同じようなサイズの湖沼よりはるかに高いのです。

なぜこんなことが起こるのでしょうか。それは、琵琶湖



の周辺に人口が多いということと、琵琶湖が他の湖沼ほど 深くないことによります。人口が多ければ、琵琶湖への栄 養塩の流入も多くなります。それによって、湖の生物生産量 が高くなります。死滅した生物は湖底に向かって沈んでい きますが、湖が十分に深ければ、湖底に届くまでに有機物 は完全に分解されてしまいます。でも琵琶湖の深さは、沈 **隆する有機物をすべて分解するには浅すぎるのです。です** から、未分解の有機物が湖底にたまったり、湖底近くで浮遊 したりしており、これが酸素消費を高めているのです。つま り、琵琶湖の生物生産量は有機物の分解能力を超えており、 人間で言えば肥満状態にあるということを意味しています。

3.酸素濃度が少なくなるわけ

しかしながら、琵琶湖におけるみかけの酸素消費速度は 過去からほとんど変化していません。つまり、琵琶湖にお ける有機物生産量はあまり変わっていないのです。ではな ぜ、2002年10月には酸素濃度が低くなったのでしょうか。

琵琶湖研究所では1994年から、琵琶湖の定期観測を行っ ています。その結果を詳細に見ると、2001~2002年にかけて の冬期に湖底の水温があまり低下していないことに気がつ きました(図4)。このことは、上下の循環が不十分で、酸 素が湖底に多く供給されなかったことを物語っています。 酸素消費速度が変化しなくても、供給が減れば低酸素状態 が起こります。こんなところにも気候変動の影響が現れて います。ですから、今後温暖化が進行すれば、琵琶湖で慢 性的な酸素不足が起こる可能性は非常に高いのです。これ を防ぐためには、酸素供給を増やし消費を抑える努力をし



オウミア№ 78, p 2 ●●●●●●●●

滋賀県琵琶湖研究所 所報 20, 2003.2.より

第20回琵琶湖研究シンポジウム記録①

地球温暖化に伴う深層水温の上昇

遠藤 修一(滋賀大学教育学部)

1. 地球の温暖化

NOAA (アメリカ大気海洋局)の気象データ ベースを利用して、わが国の114地点における 1940~1990年の年平均気温の変化を回帰直線とし て求め、50年間での気温の上昇・下降を地図上に プロットした (図1)。これを見ると、わが国の 大部分の地点で明らかな気温上昇が認められ、東 京、大阪、名古屋、札幌などの大都市では、ヒー トアイランドの影響もあってこの50年間に1℃以 上の気温上昇が観測されている。

次に、びわ湖の集水域における温暖化の実態を 明らかにするために、彦根における過去約100年 間の気象データを統計的に解析した。図2は、彦 根における年平均気温の経年変化を示したもの で、これによれば100年間に約1℃の気温上昇が 観測されている。これは、主に最低気温の上昇が 著しいためで、夏日や熱帯夜の増加に反映されて いる。図には示してないが、降水量は約100m減 少し、日照時間や相対湿度などに明らかな減少が 見られた。



図1 日本各地における1940年から1990年までの 50年間の気温変化

1984年以降の上昇が顕著であり、温暖な年の連続 が、このような水温上昇を生み出したものと考え られる。

図3は、深さ75mにおける各月の水温を時系列 として示したものである。びわ湖北湖は1回循環 湖(亜熱帯湖)であり、年間の最低水温は4℃以 上に保たれている。したがって、冬季の冷却がも たらす鉛直混合によって形成された最低水温は、 その後の成層期における深層水温として保存され る。この図をみると、1965年から1984年までは、

2. びわ湖の温暖化

次に、びわ湖の水温の経年変 化を見るために、滋賀県水産試 験場による毎月一回の定期観測 データから、最も深い地点であ る測点Ⅳ(水深約77m)におけ る水温データと、筆者らが過去 約15年にわたって実施した水温 観測のデータを解析した。

その結果、最近の約30年間で、 どの深さにおいても水温が上昇 していることがわかった。特に



図2 彦根における年平均気温の変化(彦根地方気象台による)

琵琶湖研究所所報第20号

5~8℃の水温で推移してい て、寒冷な年には6℃以下の水 温が出現している。注目すべき は、1984年以降の急速な温暖化 であり、1991年や1994年には底 層水温が9℃付近にまで上昇し ている。

つぎに深さ5m毎の年平均水 温を求め、これを深さ5mごと の容積と掛け合わせて、びわ湖 全体の平均水温(貯熱量)変化 を見積もった。これをみると、

図3と同様に1985年から1990年にかけて、湖平均 水温は約1℃の上昇を示している。10℃の湖平均 水温が1℃上昇することは、びわ湖の容積273億 mと比熱および密度を用いて計算される総熱エネ ルギーが約2.7×10^{13kad}増加したことになり、これ は日本全体で1年間に消費される一次エネルギー の約0.6%に相当する。すなわち、滋賀県民が1年 間に消費するエネルギーに匹敵する熱エネルギー がびわ湖に蓄積されたことを意味する。

3. 湖水温暖化の影響

このように、近年のびわ湖水の温暖化は顕著で あり、湖内での物質循環や生態系に与える影響が 心配される。まず考えられることは、水温が上昇 することによって、冬に鉛直循環が十分に発達し なくなることである。びわ湖は春から秋にかけて 水温成層するので、表層と深層の水はほとんど混 合しなくなるため、湖底付近の酸素はどんどん減 少してゆく。現在は、無酸素になる前に冬の鉛直 循環によって、豊富な酸素が供給され、かろうじ て無酸素化がくい止められているが、冬季の水温 上昇によって鉛直循環が弱められると、びわ湖の 深呼吸が阻害される。また、水は冷たいほど酸素 をよく溶かす性質があるので、水温上昇はますま す酸素不足に拍車をかけることになる。

2番目として、温暖化に伴って植物プランクト ンの大発生が心配される。これは水質の悪化に直 接関係する。さらに、大量のプランクトンの死骸



図3 びわ湖の底層(75m)における水温の経年変化 (滋賀県水産試験場と滋賀大学の観測資料による)

> が沈降し、湖底付近で分解されるときに酸素を消 費するが、これによって底層の溶存酸素濃度はま すます低下する。湖底が無酸素状態になると、湖 底堆積物から栄養塩や重金属などが湖水中に溶け 出し、水質は急激に悪化することが確実である。

> 3番目は、温暖化に伴って、流域の降水量が変 化するために、びわ湖の水収支や水の入れ替わり に変化が生じる可能性があることである。事実、 最近の降水量は減少傾向にあり、びわ湖の水収支 にも変化が見られるようになってきている。

第20回琵琶湖研究シンポジウム記録③

北湖深水層における酸素変動のもつ意味

熊谷 道夫(滋賀県琵琶湖研究所)

琵琶湖北湖深水層における溶存酸素濃度の低下 について危惧されはじめてから久しい。1970年代 に急速に減少した湖底付近の溶存酸素濃度も、 1980年代後半から持ち直してきており、現在は小 康状態であると言われている。しかしながら、 1980年代後半と2001年に琵琶湖北湖湖底を撮影し たビデオ映像を比較する限りでは、琵琶湖北湖の 湖底環境は、以前より悪化しているように見える。 例えば、湖底付近の浮遊物質が多くなっており、 水中の透視度も悪くなっている。また漁業者から も湖底環境の悪化が指摘されている。

では、なぜこのような変化が、数値データとし てはっきりと現れないのだろうか。そのことを確 かめるために、各関係機関で計測された琵琶湖北 湖における溶存酸素濃度を、測定された点として ではなく、一定の幅をもった水塊中の量という形 で議論する。というのは、すでに報告されたよう に、近年、琵琶湖北湖深水層中の水温が上昇して きており、それによって、深水層での鉛直混合が 加速される可能性があるからである。

従って、ある幅をもった層で物事を考えないと、 点での数値だけでは、実際に減少しているのか、 上下の水が混合したために変化したのかが分から ない。そこで、測定データを用いて水深80m以深 の水塊中に含まれる酸素量を求めた。水深80mよ り深い場所にある水の容積は、8億トン弱であり、 琵琶湖全体の容積の約3%にあたるが、この水塊 に含まれる酸素量は、飽和状態で約900万トンに なる。

琵琶湖北湖深水層の酸素濃度は主に冬期に供給 されるが、いつも飽和状態になるわけではなく、 年によって80%~100%の間の数値となる。これ は、酸素供給量や混合の強さが年によって異なる ことを意味している。従来、湖沼における酸素は、 冬期の気温低下に伴う湖面冷却が引き起こす鉛直 対流によって湖面から湖底へ供給されると考えら れている。また、冬の季節風による鉛直混合も酸 素供給に大きく貢献していると思われている。し かしながら、琵琶湖のように大きい湖の深い場所 では、必ずしもそうでないことがわかってきた。

例えば、琵琶湖における1982年から2000年まで のデータを見る限りでは、冬期の気温と湖底付近 (水深約90m)における溶存酸素濃度の間には有 意な相関はない。しかしながら、冬期の降水量 (1-3月)と湖底酸素濃度の間には非常に強い 正の相関関係がある。このことは、湖底への酸素 供給に、融雪を含んだ、冬期の降水が大きな役割 を果たしていることを示唆している。

また、スイスにあるレマン湖では、1998年まで、 湖底付近(307m)の酸素濃度が、1~3mg/Lと低い値を示していたが、1999年に突然9mg/Lまで 回復した。一方、この間、気温はほとんど同じよ うな変化をしていた。このことは、湖底付近の酸 素が長い間(約13年間)回復しないで、1999年に 突然回復した原因が、気温以外の要因よるものと 思われる。なぜこのような急激な酸素回復が発生 したかは現在調査中であるが、琵琶湖の将来を考 える上で非常に参考になると思われる。 熊谷道夫・浦環:それいけ、淡探!湖中探査先端技術化計画のエピローグ 滋賀県琵琶湖研究所所報 19, 2002.1.より



図 淡探が捉えた湖底付近の融雪水の潜り込み。水深97mよりも深いところで水温とpHが低く、溶存酸素濃度が高い 水塊があった。



写真 淡探は、2000年に滋賀県琵琶湖研究所、国土交通省(旧建設省)、東京大学、三井造船株式会社が共同で開発した自律型潜水ロボットである。全長は200cm、空中重量は180kgあり、2ノット(秒速1m)で前進することができる。149.4V、29.4A/hの充電可能なリチウムイオン電池を電源としており、12時間の連続航行が可能である。 内部に8種類のセンサーを有しており、水温、pH、電気伝導度、濁度、溶存酸素、酸化還元電位、圧力、クロロフィルa蛍光を測定できる。また、水平510ピクセル、垂直492ピクセルのCCDカメラを利用した倍率66倍から 445倍までの水中顕微鏡と、水平768ピクセル、垂直494ピクセルの通常のCCDビデオカメラ (SONY EVI-370) を搭載しており、大小様々な水中の画像を記録できる。



(参考): 姉川河川水の水温と溶存酸素の関係

