6.5 琵琶湖の水理・水質特性

6.5.1 湖沼の概要

(1) 流動の特性

琵琶湖は、浅水湖の南湖と深水湖の北湖が連結していることにより、両湖境界の琵琶湖大橋 地点で様々な流れがみられるとともに、両湖には種々のスケールでの流れが存在している。湖 水を流動させる原因としては、風、河川の流出入、熱、引力(重力)、気圧等があげ

られ、これらが組み合わさって湖盆形 状・湖面積・水深・コリオリ力などの 流動を制御する因子に依存して様々な 流れを形成している。

村本(1992)は琵琶湖でみられる種々 の流れを時間スケール(10⁻² ~ 10⁸(sec))および空間スケール(10⁻² ~10⁵(m))から図 6.5.1のように整理 している。このように、琵琶湖の流動 を理解する際には、対象とする流れに より時空間スケールが大きく異なるこ とに留意することが必要である。また、 湖水の流動は、流動の原因と流動を制 御する因子との組み合わせにより生じ ることから、水温変動や水質分布(平 面的、鉛直的分布)のみならず生態系



図 6.5.1 琵琶湖でみられる流系の時間および空間 スケール

に対しても重要な位置を占めると考えられる。

琵琶湖の北湖と南湖は大きく基本諸元が異なるため、生起する水理現象も異なる。また、湖 沼の物理現象とその応答は、流動を生起させる物理現象と制御因子、その機構と応答現象とし て表現される。

湖流の全体パターンに決定的影響をもつ水温成層は、平均水深が40mを越える北湖では明確 に形成されるが、平均水深が4m程度である南湖では稀で、形成されても強くはない。北湖で は春から夏にかけての受熱期に水温成層が形成され、変水層(水温躍層)を境に上部混合層と 深水層の3層構造となる。通常、水温躍層は水深10~20m付近に形成され、夏季に最強となり 厳寒期には完全に消滅する。一方、浅い南湖では風による混合が生じ成層はほとんど発達せず 通年的に1層状態が維持される。

風は湖流成因の最大の要因である。風により水面に作用したせん断力は吹送流を引き起こす。 この吹送流は湖水を風下側に輸送し水面を上昇させることで水面勾配をつくり、傾斜流を引き 起こす。ここで、吹送流は水面から水底に向かって急激に小さくなるのに対して、傾斜流は徐々 に小さくなる。このため、両者が重なり合うと、水面付近では風方向の流れ(順流)、水底付近 では風方向と逆の流れ(逆流)となり鉛直循環流となる。一方、鉛直方向に平均した平均流速 は、鉛直方向の流速分布形より、吹送流では浅水域で大きく深水域で小さい。これに対して傾 斜流ではこの差が小さい。したがって、風向に直角方向に水深変化のある水域では、浅水域で 順流、深水域で逆流となり、全体として水平循環流(地形性循環流)を形成する。これは1層 状態の湖沼に起こる流れについて説明したものであるが、上部混合層厚を水深とみれば北湖の 成層期における上層流についても成り立つ。さらに、内部境界面に作用するせん断応力を風応 力に、深水層厚を水深とみれば、同様に下層流についても成り立つ。

また、風向・風速の急変により静振が引き起こされる。湖沼の流出入量の急変・気圧変動・ 水域への局部的降雨・地震・湖岸崩壊なども静振の成因であるが、日常的な原因は風の変化に よる。この静振にともなう流れは、周期的な振動流であるが、表面静振でも水深に比し水平長 の大きい南湖では吹送流が卓越する場合もある。さらに、北湖の成層期に起こる内部静振にと もなう振動流はより大きく、しかも風の停止後も長時間持続する。

一方、熱は、水面における熱の授受や輻射熱などにより湖水温を変化させ、その密度差により り鉛直方向の対流や水平密度流を起こす。

以上の流れのほかに、風 の吹送方向に回転軸をも つLangmuirら旋流、内部 境界面に起こる短周期の 波(内部波)にともなう流 れ、水平流と湖底の凹凸、 湖岸の関係などより局所 的に起こる湧昇流や降下 流などがある。これらの湖 水流動を模式的に示した のが図 6.5.2 である。

さらに、琵琶湖流出部の 瀬田川に設置された洗堰 では湖水位調節のための 放流操作が行われており、 これによる南湖湖流への 影響が考えられる。



(出典)建設省琵琶湖工事事務所「琵琶湖水環境図説」図 6.5.2 琵琶湖の水理現象

(2)水理・水質管理の状況

琵琶湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯を表 6.5.1 に示す。



表 6.5.1 琵琶湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯

1) 流動等水理現象に関わる管理課題

琵琶湖においては、1920年代の神戸海洋気象台の総合調査をはじめとして、これまでに多くの研究者・機関による調査・研究が実施されてきており、流動等水理現象に関する多くの知見が集積されてきている。しかしながら、まだまだ未解明な部分が多く残されている。また、これらの流動等水理現象と水質・生物との関連性についての知見はさらに乏しい状況にあり、今後、琵琶湖を適切に管理していくためには、これらの知見の集積が最大の課題になると考えられる。

現時点での、琵琶湖管理における主に水文・水理の面からみた課題を以下に列記する。

a) 琵琶湖水収支・負荷量収支の把握精度の向上

水収支等を把握することは、湖沼管理上で最も基本的かつ重要な事項であるが、現状では 一定の精度を持って把握されているとは言い難い。これらの把握精度を向上させるために は、以下のような課題があげられる。

)地下水流入量および負荷量の把握

)流入河川における流量観測の充実

)農業用水の取水量実績の把握のための手法ならびに制度等の検討

)北湖から南湖への流入量・水質の適切な把握

)湖面蒸発量の推定値の検証

b) 出水時の流入汚濁物の挙動検討

年間の流入汚濁負荷量に占める出水時負荷の割合は大きく、湖内水質保全の観点からみれ ば、流入汚濁物の挙動および湖内水質への影響を把握することは重要であり、湖内流動と の関わりを含めた流入汚濁物の挙動の検討が課題である。

c) 内部静振による琵琶湖水質への影響機構の検討

内部静振が、北湖水質や湖底水質に関与する藻類現存量に対して影響を与えている可能性 が指摘されており、今後の琵琶湖管理に資するよう、成層構造と合わせて内部静振が琵琶 湖水質に及ぼす影響機構を検討することが課題である。

d) 洗堰操作による南湖の流動変化の検討と水質等への影響に関する知見の充実

主に風の影響を受けて変化する南湖の湖流は、瀬田川洗堰における放流量変化の影響も受けやすいことが知られている。一方、南湖東岸側は、湖岸線の形状等により流況変化の影響を受けにくいため湖水が滞留しやすく、これがアオコ発生の一つの要因であると考えられているが、詳細は不明である。

このように、南湖の流動と水質の関係については充分に検討されたとは言い難い。今後の 琵琶湖管理に資するよう、洗堰操作による南湖の流動変化を検討するとともに、水質との 関係についてさらに調査・検討を行うことが課題である。

e) 淡水赤潮形成機構における流動の役割の明確化

北湖における淡水赤潮の発生には、流動を含めた集積機構が大きく作用していると考えられているが、その全容は充分に解明されていない。淡水赤潮の発生抑制に寄与するため、 集積機構における流動の役割を明確にすることが課題である。

f) 生物生息環境における流動等の役割に関する知見の充実

生物生息環境に対して流動は種々の役割を果たしていると考えられるが、その実態はほと んど把握されていない。今後の生態管理に向けて、生物生息環境における流動等水理現象 の果たす役割について調査・検討を行い、知見の充実を図ることが課題である。

g) その他

水質・生物と流動等水理現象の関係について調査・研究の充実 調査・研究の実施の際の関連機関の役割分担の明確化 関連機関における円滑な情報交換のための体制確立 各種現行調査・観測体制の見直し・充実 6.5.2 水理・水質特性の調査技術

(1)調查技術

1)調査技術の概要

a) はっけん号

琵琶湖における水質や生態系の変化と気象や湖水の運動の関係を明らかにするために、最 先端の技術を導入して新しい観測機器や観測手法の開発を平成3年度から10年計画で実施 している。

平成4年度には実験調査船「はっけん号」を建造し、平成5年度には琵琶湖国際共同観測 (BITEX)を行うとともに、開発した機器を用いた琵琶湖の定期観測を継続している。

はっけん号概要

航行区域 琵琶湖一円(水平区域) 船質 耐蝕アルミ合金船 全長 18.90m 喫水 0.80m 定員 13 名 資格 第4種船 舟型 一層甲板型双胴船 幅 6.20m 総トン数 36 トン 航海速力 20 ノット 搭載機器 高精度多項目プロファイラー(F-Probe)、 ドップラー流向流速計(ADCP)、研究用力



高精度多項目フロファイラー(F-Probe)、 ドップラー流向流速計(ADCP)、研究用カラー魚探、ロゼット採水システム、 小型自由旋回式水中テレビシステム、光ファイバ植物プランクトンモニター、 走行採水システム、自航式水中ロボット、ビデオ顕微鏡、水中顕微鏡、 超音波流速計付きポンプフォトメーター

b) 自律型潜水ロボット

)開発者

東京大学生産技術研究所海中工学研究センターは、琵琶湖研究所と共同で、琵琶湖お よびダム湖を調査する小型の自律型潜水ロボットを研究開発し、平成12年3月に実用機 が完成している。

)開発目的

潜水ロボットは、主に、琵琶湖における動植物の水中生態系の自動観測、遠隔操縦観 測及び近畿地方整備局管内のダム湖の全自動計測をおこなうことを目的として作られている。)調査機器の概要

ロボットは、長さ 2m、重量 180kg と軽く、最大速力は 2 ノットである。

ロボットには、有索潜水機の場合に必要な潜水機と母船とを結ぶケーブルがなく、リ チウム電池を動力源として、湖水や河川の中を自動的に航行する。

ロボットは、琵琶湖の環境に影響を与えないように湖底の砂や石でできたバラスト(重 り)を抱いて潜航を開始し、目的の深さに来れば、そのバラストを捨てて観測活動に入る。

観測が終わると浮上し、GPS で自分の位置を計測して、その結果を無線で母船に伝える。 ロボットにはテレビカメラが搭載されており、この画像を音響画像通信装置を経由し て母船に送ることができ、この画像を見ながら操縦者がロボットを遠隔操縦することも できる。

)性能

テレビカメラ以外の観測装置としては、水中顕微鏡や水質計測器、あるいは堆砂土砂 計測装置が搭載されており、計測結果は音響データ通信装置を経由してリアルタイムで 母船に送ることもできる。

水中顕微鏡は、温度躍層に生息するプランクトンの個体数を自動計測することができ るため、赤潮などの原因解明に期待されている。

さらに、ロボットには浮力調整器が備わっているため、プロペラを動かさずに水中の 一定深さに止まるため、魚などの生物を脅かすことなく観測できる。

ロボットは、自動観測のために以下の3つの自動潜航モードを重点的にできるように 設計されている。また、流木や立ち木などを回避するなどの高度な自律機能を備えている。

a.温度躍層の自動追従

温度躍層付近を上下して、そこでプランクトンなどを観測する。

b.湖底面でのルートトラッキング

湖底面に沿って決まったルートを一定高度で移動し、湖底の低酸素水塊の動態 を観測する。

c.魚類等の観測

テレビ映像で魚類などを追尾し、生態を観測する。

	主要目				
最大使用深度	110m				
ロボット寸法	長さ 2m×幅 0.75m×高さ 0.75m				
ロボット重量	180kg				
前進最高速	2 ノット				
航続距離	20km				
電源	リチウム二次電池				
主要装備センサー	ビデオカメラ、水中顕微鏡、堆砂土砂計測装置、CTDO、pH センサー				
航法等装置	姿勢センサー、音響画像伝送装置、音響データ電送装置、ドップラーソ				
	ナー、D-GPS、水中位置検知装置、レンジングソナー、流木検知装置				
情報処理装置	PEP-VM62(ARM710a)、画像処理 LSI				
OS	VxWork Tornado				
支援装置	コンピュータ3台、充電装置				

表 6.5.2 自律型潜水ロボット「淡探」の諸元



魚探「ぎょたん」 (研究用カラー科学魚群探知機)



F-Probe「エフプローブ」 (高精度多項目プロファイラー)



水中テレビロボ(自航式水中ロボット) ケーブルで船上から操作して、水中を撮影 するビデオカメラロボット

写真 6.5.1 観測機器の概観

2)調査成果の概要

a) 琵琶湖の横断的な水質分布の可視化

はっけん号による連続観測によって琵琶湖の縦断方向あるいは横断方向の水質分布を可 視化することができる。(図 6.5.3)





図 6.5.3 琵琶湖における水質の分布(南北断面図)

b) 湖底生息生物の観察

湖底に生息する生物状態についてはかなりの成果が上がってきており、スジエビや、ヨコ エビ、ウズムシ等の撮影に成功している。

これによって、湖底に生息する生物は、場所によって分布が大きく異なっていることが分かってきている。

さらに、「淡探」による調査の結果、水深 40~70m といった深い湖底からの湧水(地下水) と考えられる現象も見つかっている。



写真 6.5.2 竹生島東湖底(80m) (平成 14 年 12 月)

(2)解析技術

1)モデル検討の背景と目的

琵琶湖では、総合開発事業における環境への影響評価や水量・水質一体管理を含む琵琶湖 総合水管理の実現に向け、気象・水文・水理水質・生態、流域社会・経済等総合的な観点か ら様々な観測・調査・検討を先駆的に実施してきたとともに、水文・水理・水質等について 定量評価に必要となる種々のモデル構築を行ってきた。

そのうち、水質モデルに関しては、昭和 57 年度よりモデルの整備に着手している。これまでの水質モデル開発のフェーズは大きくは3段階に分けることができる。

【昭和 57 年度~63 年度】

第一段階における水質予測モデルの整備目的は、琵琶湖総合開発事業に伴う琵琶湖水質への影響予測(主に新規開発水量放流による湖水位低下に伴う水質変化の予測)や洗堰操作による水質管理の可能性を検討するためにモデル整備を行った。

【平成4年度~9年度】

その後、COD をはじめとして琵琶湖水質が悪化する傾向を示したことから、第2段階として L-Q式等の入力条件や境界条件を見直し、水質保全対策の効果や環境基準達成のための対 策の規模等を検討した。

【平成 11 年度~13 年度】

一方、上記水質予測モデルでは琵琶湖が抱える種々の水質問題の定量的取り扱いやこれらの問題を改善・解決するための対策の評価が困難であることから、第3段階として湖流と水 質を同時に取扱うことが可能な琵琶湖三次元富栄養化モデルを開発した。



・昭和 57 年度~63 年度

図 6.5.4 琵琶湖における水質予測モデル開発の経緯

なお、ここでは、琵琶湖における最新のモデルとして平成 11~13 年度に開発した琵琶湖三 次元富栄養化モデルを対象として、その詳細を示す。

2) モデル開発の視点

琵琶湖においては、6省庁計画を踏まえたマザーレイク21計画等水質保全に関する総合的 な対策が推進されている。しかしながら、COD濃度の上昇や、北湖深層部のDO低下、アオコ・ 淡水赤潮・異臭味の継続的発生等種々の水質問題を抱えている。

これらの問題を改善し良好な水環境を維持・保全するためには、問題となる現象を定量的 に取り扱うことができ、対策の効果を評価できるモデルの整備が重要である。しかしながら、 昭和 57 年から開発に着手した富栄養化モデルではこれらの課題に対処することができない。

一方、最新モデルである琵琶湖三次元富栄養化モデルは、上記の課題に対処可能なよう、 以下の視点からモデルの開発を行った。

- a)まずは、琵琶湖の諸問題を検討する前に琵琶湖の主要水質の空間的(平面的、鉛直方 向)・時間的変化を年間を通して再現可能とすることが重要であること。
- b)また、琵琶湖水質は流動や成層の形成状況に大きな影響を受けることから、従来よりも より精緻な流動モデルを整備することが望ましい。くわえて、流動と水質を同一モデル で取り扱えることが重要である。
- c)さらに、琵琶湖が抱える主要水質問題は、アオコ・淡水赤潮といった局所的かつ時間ス ケールの短い現象をはじめとして琵琶湖水質の 3 次元的な挙動を再現できることが重 要である。

3)シミュレーションモデルの諸元

琵琶湖三次元富栄養化モデルの諸元は、表 6.5.3 に示すとおりである。

	項目		諸元	備考
名称 三次元モデル モデルのの 種類 基礎方程式 ^{流動} ^{流動} ^{派動} ⁽¹⁾ (1) ⁽¹⁾ (1) ⁽¹	三次元モデル			
	基礎方程式	流動	連続式 運動量輸送方程式(Navier-Stokes 方程式)	
		水質	物質(スカラー)輸送方程式(生成項含む)	
沿	座標系 直交座標			
間 分 解 能	水域分割	水平	500m×500mピッチ	
		鉛直	2mピッチ	
計算の時間ピッチ			流動 1~10sec、水質 1~10sec	流動のみの単独計算 は実施していない
拡散係数・粘性係数の取り扱い		マリ扱い	水平・鉛直方向ともにSGSモデル	
流動 計算に要する時間 水質		流動	約 14 日間 for1 年	
		水質	約 14 日間 for1 年	
その他	予測項目	流量	水位,流速,水温	
		水質	Chl-a(植物プランクトン), 動物プランクトン , COD , I-N , O-N , I-P , O-P , DO , SS	

表 6.5.3 琵琶湖三次元富栄養化モデルの諸元

6.5.3 特徴的な現象の調査・解析

(1)表面静振

1)既往知見の整理

琵琶湖では、湖の横断図の最深部を連ねた谷線に沿った一次元解析法(デファントの方法) により、今里ら(1971)が長軸方向の表面静振を解析し、定常波の節の数が1個(周期255.5 分) 2個(周期79.8分) 3個(周期69.1分)である周期の異なる3種類の静振が存在 することを見出している(図 6.5.5参照)。

また、図 6.5.6 はこれらの静振による水位および流速の谷線に沿った分布を示したもので ある。255.5 分の周期の静振では北湖の振幅は南湖の 1/10 以下であり、流速からみても北 湖はほとんど動かないといえる。周期がほぼ4時間の静振は南湖においてはしばしば観測 されており、腹にあたる大津では 20cm 以上の水位変動がみられることが少なくない。



(出典)今里ら,京都大学防災研究所年報,1971「琵琶湖の水の流動に関する数値実験的研究」に加筆 図 6.5.5 表面静振による振幅の水平分布(実線:静振の節、波線:静振の等高線)

このような静振発 生時には節に近い琵 琶湖大橋に設置され ている流速計によっ て、ほぼ4時間周期 の顕著な流速変動が 観測されており、図 6.5.6 の結果を裏付 けている。



北湖においては従 来 70 分程度の周期 の静振が存在するとされていたが、今里らは上記のように水深の浅い南湖を含めて考える ことにより、北湖の静振が 79.8 分周期と 69.1 分周期の 2 つのモードに分離できるとして いる。 2)近年の調査・研究

表面静振に関しては表 6.5.4 のような研究が進められてきており、1970 年代以降、琵琶湖における5つの振動モードの存在が明らかとなってきている(Mode ~ は振動の節が1 ~ 5本の静振の振動状態を表す)。

関ら(1994)は、表面静振に関して現地調査と数値実験の両面から研究を行っている。現 地調査は平成4年1月から平成5年9月(実測定期間は約170日)にかけて実施しており、 1分間隔・1mmの精度で湖水位の変動を連続測定し、周波数分析により、振動周期240.9分, 71.9分,65.0分,39.8分,32.3分(振動周期30分以上)の5つの卓越した振動を確認し ている。一方、有限要素法を用いた数値実験では、これまでも確認されている琵琶湖の長 軸方向に振動する Mode ~ の振動に加え、Mode および (両方とも節数は5つ)の局 地的な振動モードを新たに得ている。

÷ .• .	Year	Method	Period (minutes)					
Investigator			Mode I	ModeII	ModeIII	ModeIV	ModeV	Others
Nakamura & Honda	1911	Obs.	231.2	72.6			30.5	25.2, 22.7
		Ex.		71.9			30.5	
SUDA et al.	1926	Obs.	242.0	71.0			30.0	25-22, 15
Τακαγά	1931	Obs.	236.2					
Nomitu	1935	Obs.	250.0	68.4			30.0	20, 12, 5
Таканазні	1935	Cal.	208.0	68.0				
Nomitu et al.	1937	Obs.						18-15, 5
Тоуонака & Нави	1938	Obs.		66.0			32.0	
Takahashi & Namekawa	1938	Obs.	220.0					
Imasato	1970	Cal.	212.0	71.3	61.0	37.0	32.3	
Imasato	1971	Cal.	255.5	79.8	69.1			
		Obs.	243.9	74.1	65.1			
Imasato	1972	Cal.				38.7	31.9	51.1
		Obs.	232.3	74.1	66.4	40.2	32.6	
Imasato <i>et al</i> .	1973	Obs.	229.8	72.7	65.1	40.1	30.5	
NISHIO	1992	Cal.	214.4	67.6	60.1	35.2	33.9	
		Obs.	227.6	71.9	64.5	39.8	32.3	
Mean		Obs.	234.8	71.4	65.3	40.0	31.1	
		Cal.	222.5	71.7	63.4	37.0	32.2	·

表 6.5.4 表面静振に関する研究成果

(出典)関ら,陸水学雑誌,1994「琵琶湖における湖面振動の特徴:野外観測と数値実験」



(出典)関ら,陸水学雑誌,1994「琵琶湖における湖面振動の特徴:野外観測と数値実験」に加筆

図 6.5.7 数値実験により得られた振動周期が 30 分以上の固有振動の様子(図中太線が節線を表す。)

6 - 213

(2)内部静振

1)既往知見の整理

湖水面に生ずる表面静振に対し、水温成層の内部境界面に生ずる静振を内部静振と呼び、これによる内部境界面の振幅は表面静振の振幅に比べて極めて大きい。ただし、内部静振の湖水 位への影響はほとんど無視しうる程度であることがわかっている。

図 6.5.8 に琵琶湖において観測された内部静振の例を示す。このケースでは躍層が南端で浅 く北端で深くなり、東西方向にも傾斜して、それぞれの方向に振動する躍層面の最大変位量は 南北 20m、東西 10mにも及んでおり、振動周期は 63 時間と推定されている。



(出典)「河川工学百年の歩みと淀川」

図 6.5.8 琵琶湖における水温の縦・横断分布と内部静振

また、表面静振の場合と異なり、湖がある程度大きいと内部静振に地球の自転の影響が及び、 回転性の内部静振が現れる。

金成ら(1973)は琵琶湖の沿岸において水深方向の水温分布を観測し、その分析結果から風 の吹送後に躍層付近の水温が時間的に急変することおよびその変化の位相が北湖の周辺に沿 って反時計廻りに伝播していることを見出した。さらに、金成らは水温の急変は内部静振によ って生じることを明らかにするとともに、位相の伝播は傾斜した内部境界面が北湖中央部に位 置する鉛直軸の廻りを回転することによって生ずるものであり、これが内部ケルビン波である ことを導いている。また、2次元2層モデルによる数値実験からこれらを確かめ、内部ケルビ ン波の周期は65.25時間と計算している。図 6.5.9は金成らによって得られた内部ケルビン波 の振幅と位相の分布を示したものである。 図 6.5.10 は 3 次元層位モデルにおいて水深 20~ 22.5mの層に水温躍層を与えて吹送流を発生させ、風 が静止した後の 12 時間ごとの躍層での水温の平面分 布を見たものである。図中(a)では西岸にあった比較 的水温の低い部分(内部境界面の上昇を意味する)が 時間とともに反時計廻りに回転していること、および その周期がほぼ 56 時間と見積られることがわかる。2 層モデルによる内部ケルビン波の波速 C は Csanady に よると式 6.5.1 で与えられる。

$$C = \sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho_2}} \frac{g h_1 h_2}{h_1 + h_2}$$
 (6.5.1)



(出典)岩佐,1990「湖沼工学」 図 6.5.9 内部ケルビン波による 振幅と位相の分布



(出典)Y.IWASA et al.: 21st IAHR Congress Melbourne ,Australia, 1985, Mathematical Simulation of Plane and Multi-Layer Flows in a Large and Deep Lake に加筆

図 6.5.10 内部ケルビン波による冷水域の回転

図 6.5.10の計算を2層モデルで近似するとC=1.65 km/h であり、北湖の等価半径14.0 km(湖面積 620km²)から周期53.2時間が得られ、図 6.5.9の計算値の周期とほぼ一致する。この周期は金成らの得た結果とは一致しないが、いずれにしても2.5日程度である。

琵琶湖においてコリオリ係数 f は 8.4×10⁻⁵/s であり、ロスビーの内部半径 R = C/f = 5.4 km であるから、琵琶湖の大きさからみて、このようなかなり長周期の回転性の内部静振が発生することは充分考えられることである。

2)近年の調査・研究

速水ら(1997)は、北湖の鉛直混合と内部波の調査のため、平成4年3~10月に和邇沖(水 深39m)でのサーミスタチェーンによる水温鉛直分布の連続測定を行った。当調査では、従来 のようにチェーン長さ・センサー間隔が固定されたものではなく、任意の個数の自記記録式水 温計を任意の間隔で任意の長さのチェーン上に取り付けることにより、対象水域の水深や成層

構造・観測目的に応じた測定が可能なものを用いて いる(図 6.5.11)。また、調査は3期に区分して実 施し、連続したデータを得るため2本のチェーンを 交互に取り替えて観測に用いている。

図 6.5.12 のとおり、夏季成層期には以下のような 3 種類の特徴的な等温線の振動がみられる。1)約 2 日周期の季節躍層の振動、2)深水層内で間欠的 に発達する約半日周期の等温線の振動(夏季に最大 10m以上の波高を確認)、3)左右非対称な等温線 の下向きのスパイクとして現れる季節躍層の急激 な下降とそれに続く緩やかな上昇(図 6.5.12 中矢 印で示す)。その後、秋季部分循環期には1)の振 動は目立たなくなるが、2)の振動は同様にみられ、 深水層だけでなく躍層付近でも大きな波高となる。



(出典)速水ら,陸水学雑誌,1997「琵琶湖北湖におけ る水温鉛直分布の長期連続観測」

図 6.5.11 測定装置の設置状況



1)の振動は基本モードの内部静振であり、図 6.5.13 に示すように、季節躍層が形成された ばかりの 5月前半より観測終了の 10月まで、成層が強固になるに従い周期を短くしながらほ ぼ常に存在していたことが確認されている。なお、大久保ら(1994)は、季節により内部波波 速は変化し、夏のケルビン波は冬の約 1/2 から 2/3 となると報告している。

2)の振動は湖横断方向の基本モードの内部静振の可能性があるが、水平方向に1点の観測 であるため確認はされていない。なお、琵琶湖北湖の静振には、旋回性をもつ長軸方向の内部 ケルビン波と横静振あるいは内部ポアンカレ波として説明される波動が共存しており(大久保 ら,1994) 成層期にのみ存在し、成層が強固 になるに従い周期が短くなることが知られて いる(奥村ら,1997)。

3)の振動は風にともない発生した内部サー ジと考えられている。典型的なのは8月9日深 夜であり、躍層が20m以上急激に下降後、振動 しながら上昇している。HAYAMI et al.(1994), JIAO and KUMAGAI(1995)は、夏季の琵琶湖では 内部サージの通過によってこのような現象が 生じることを示している。

(3)湖流の特性

1)北湖

a) 既往知見の整理

北湖には、古くから「環流」と呼ばれ、圧力 傾度力とコリオリ力のバランスした流れであ る地衡流に近い性格を持つ湖流の存在が知ら れている。最初に存在が確認されたのは神戸 海洋気象台による琵琶湖に関する総合的な調 査(1925年)であり、3個の環流の存在を指 摘し、北から順に第1・第2・第3環流と命名 している。環流の生成要因としては、風成論 と熱成論の2つがあり、どちらとも決定しが たい側面を持っている。

平成3年度には建設省(現国土交通省)琵琶 湖工事事務所による湖流調査が行われており、 先の神戸海洋気象台による調査結果と昭和58



(出典)速水ら,陸水学雑誌,1997「琵琶湖北湖にお ける水温鉛直分布の長期連続観測」

図 6.5.13 季節躍層深度のスペクトル 解析結果

年度の琵琶湖研究所による調査結果とあわせて図 6.5.15 及び表 6.5.5 に示す。平成3年度 調査でも3つの環流が観測されているが、その大きさや位置については既存2調査と違いが みられる。これについては、調査の期間・観測機器の精度・水文条件等の違いに起因すると 考えられている。

環流は水温躍層以浅で存在しており、流向の安定度から、成層期には、第1環流はほぼ定常 的に存在するが、第2・3環流は定常的に存在していない可能性が示唆されている(建設省琵琶 湖工事事務所等「琵琶湖水環境現況総合調査報告書水文・水理・水質編、平成5年7月」)。

また、平成6年度には琵琶湖研究所の実験調査船はっけん号による調査(ADCP:ドップラー 超音波流速計を使用)が行われており、環流の発生状態から、第1環流が主に熱によって形 成されるのに対して、第2・第3環流は熱に加え風系にも強く依存しているため変動しやすい との結論を示している。



図 6.5.15 既往調査結果の比較

調査名	第1環流	第2環流	第3環流	
1.神戸海洋気象台に よる調査	・形状 楕円 ・大きさ 長径 : 約 16km 短径 : 約 9 km	・形状 楕円 ・大きさ 長径 : 約 13.5km 短径 : 約 7.5km	・形状:楕円	
2.琵琶湖研究所によ る調査	・形状 円 ・大きさ 直径 : 約 12km	・形状 楕円 ・大きさ 長径 : 約 11km 短径 : 約 7.5km	-	
3.平成3年度建設省 調査	・形状 楕円 ・大きさ 長径 : 約 13.5km 短径 : 約 11.5km	・形状 円 ・大きさ 直径 : 約 9 km	・形状:楕円 ・大きさ 長径:約 13.5km 短径:約 7.5km	

表 6.5.5 各調査における環流の形状・規模の調査結果の比較

(出典)建設省琵琶湖工事事務所等「琵琶湖水環境現況総合調査報告書水文・水理・水質編、平成5年7月」

b) 近年の調査・研究

奥村・遠藤ら(1993)は、TCT(Temperature, Conductivity and Turbidity) プロファイラ を製作し、これによる琵琶湖全域の環境モニタリングを平成元年5月から平成2年6月まで 月1回、2日連続で実施した。調査地点は図 6.5.16 に示すように、北湖に設けた9本の横断 測線上に配置した 2km 間隔の測点に、塩津湾・琵琶湖大橋・南湖の 3 地点を加えた 58 地点で ある。また、観測システムの概要を図 6.5.17 に示した。



(出典)奥村ら,陸水学雑誌,1993「TCT プロファイ (出典)奥村ら,陸水学雑誌,1993「TCT プロファイラを用いた
 ラを用いた琵琶湖の水温・電気伝導度・濁度の観測」
 図 6.5.16 調査地点位置図
 図 6.5.17 TCT プロファイラと観測システム

水温の鉛直分布結果をもとに、湖面における力学的高度(30db 面に準拠)の平面分布を図 6.5.18 に図示した。等値線が環状に閉じている部分に第1環流が存在している。中心部にお いて力学的高度が低くなっていることから水温躍層が浅いことがうかがえ、地衡流の性質を 持つ流れの存在が示される。同図のとおり、第1環流は5月から存在しており、9月に最大に なり、11月にも規模は小さいながら存在していることがわかる(10月を除く)。また、第1 環流の南側には力学的高度の高い水域が存在することが多いが、第2環流のような時計回り の環流は、力の釣り合いとして、遠心力とコリオリカが逆向きであるため、圧力傾度力、す なわち力学的高度の分布としては現れにくいとされている。

また、図 6.5.19 には同調査における 9 月 15 日 (水深 17m)および 16 日 (水深 21m)の 濁度水平分布と、15 日の測線 3 (図 6.5.16 参照)における濁度鉛直分布を示した。直前の 9 月 13・14 日に台風 19 号の大雨にともなう洪水が発生しており、姉川より低温濁水塊が温度 躍層に貫入している様子がうかがえる。この濁水塊は、第 1 環流に乗って湖の中心部へと進 入しており、約 5cm/s の速度で反時計回りに移動しながら、16 日には西岸の安曇川沖まで達 している。このことから、環流は河川から流入する濁水塊を湖中心部に運ぶ役割を果たすこ とが理解される。 6.5 琵琶湖の水理・水質特性



(出典)奥村ら,陸水学雑誌,1993「TCT プロファイラを用いた琵琶湖の水温・電気伝導度・濁度の観測」

図 6.5.18 鉛直分布より求めた湖面の力学的高度の平面分布



(出典)奥村ら,陸水学雑誌,1993「TCT プロファイラを用いた琵琶湖の水温・電気伝導度・濁度の観測」に加筆 図 6.5.19 出水直後における濁度の平面分布および鉛直分布

その他の環流に関す る調査・研究として、 遠藤ら(1995)は、前 述の図 6.5.16 の調査 結果を用いた診断モデ JV (diagnostic model) により、琵琶湖の湖流 やエネルギーの季節変 化を調査しており、図 6.5.20のとおり、7月 に第1~3環流が存在す ることを示している。 第1環流は5 また、 月から11月までの成層 期に水温躍層以浅に安



(出典)遠藤ら,滋賀大学教育学部紀要 自然科学,1995「診断モデルによっ て推定されたびわ湖の湖流の季節変化」

図 6.5.20 1989 年7月の流速分布

定して存在し、夏季に流速が大きく30~40cm/sに達すること、 冬季には環流は存在しない こと、 第2環流は成層期に比較的安定して存在するが、第3環流の存在や安定性について は明瞭でないこと、 環流が熱的な要因のみで維持されているのではなく、風などの要因も 大きく影響すると示唆されること、などを結論として述べている。

また、奥村ら(1997)は、オイラー的方法により第1環流および第2環流の存在する水域での1年間の定点湖流観測を行っており、成層期の上層には環流の存在を示す一定方向の流れ を確認し、非成層期に環流は存在しないことを示している(図 6.5.21)。

さらに、奥村ら(1999)は、GPSとMCA 無線システムを使用したラグランジュ的方法による 湖流観測システムを制作しており、漂流ブイを用いた追跡観測により第1環流および第2環 流の存在を確認するとともに、同システムの有効性を示している。

また、ENDOHら(1995)は、琵琶湖上の風分布を観測することにより、琵琶湖で卓越する北 西系の風が湖北部では反時計回りの渦度を、南部では時計回りの渦度をもつことを示し、数 値計算(線形2層モデル)により、北湖環流の形成の可能性について示している。



(出典)奥村ら,陸水学雑誌,1997「琵琶湖における連続測流- - - 年間を通じた流況変動-」に加筆 図 6.5.21 観測地点位置図とB地点(第1環流影響流域)における観測結果

(左側 a,c が成層期、b,d が非成層期、上側 a,b が上層、c,d が下層の観測結果)

2)南湖

南湖は、琵琶湖大橋地点(南湖北端)で、湖面積約10.6倍、湖容積約136.5倍の北湖に接続 し、南端から瀬田川および疏水を通して年間約53億m³を流出している。周辺からは多数の河 川が流入しており、南湖の流動に複雑な影響を及ぼしている。また、南湖は北湖に比較して水 深が浅いため、一様風によって大きな吹き寄せ効果を受ける割合が高い。

滋賀大学の岡本(1992年)は、現地調査により、西岸側で南流、東岸側で北流するといった 反時計回りの環流を4回の調査のうち3回で確認している。図 6.5.22 には5m/s 以上の強い風 が数時間以上にわたって連吹し、かつ坂本(西岸)でも志那(東岸)でも大きな流速が記録さ れた場合を選び出し、風向別に分けて両地点における流向の同時相関を示した。これより、東 側では風に順応した流れ、西側ではその逆流の出現する傾向が強いことがわかる。これは、湖 面に加わる風の応力が東西一様であっても、東側は遠浅で風の吹送効果が西側より大きいため、 風向に順応した流れが発生し、西側ではその補償流として逆流が発生するためと考えられてい る。また、南風(図 6.5.22 中 印)の場合に点群が2つのグループに分かれる理由は、志那 では常に北東流であるが、坂本でも当初は北流が生じ、その後南西流となって落ち着くからと 考えられている。

また、建設省琵琶湖工事事務所により実施された 1976 年の調査結果の一例を図 6.5.23 に示 した。観測時(9月)の瀬田川放流量は 690~710m³/s と大きく、風は午前の南風から午後の北 風に変化している。湖流は、この風の反転にほぼ対応しており、最初南湖中央部で顕著であっ た反時計回りの環流が次第に弱まり全域で南流に転じている。すなわち、南湖の湖流に対して は風が主要な影響を与えていることが理解される。





(出典)岡本巌,平成4年1月「びわ湖調査ノート」に加筆
 図 6.5.22 南湖の坂本(西岸)と志那(東岸)に
 おける流向の相関

(出典)建設省琵琶湖工事事務所観測結果に加筆図 6.5.23 南湖湖流観測結果の一例

3)北湖と南湖の交換流

a) 既往知見の整理

琵琶湖の水の流れは、流出部である瀬田川と琵琶湖疏水がともに南湖南端に位置するため、 基本的に北から南へ向かう。しかし、北湖と南湖の境界に位置する琵琶湖大橋橋脚に取り付 けられた流向・流速計の観測結果によれば、この基本流に逆らう北向きの流れの発生が頻繁に 確認されている。この北向きの流れは、表面静振,内部静振,吹送流,環流,密度流といっ た流れの中に存在する逆流成分によるものである。この逆流によって、汚染の進んだ南湖水 が北湖に流入することとなり、北湖水に与える影響が懸念されている。主としてこのような 観点から南北湖交流についてこれまで種々の調査・観測が実施されてきた。

国交省琵琶湖工事事務所では南北湖交流の実態把握のため、琵琶湖大橋の横断方向4地点に 4台のドップラー流速計(ADCP)を設置し、各断面での流向・流速を調査している。

)交換量変化

昭和59年~平成3年までの琵琶湖大橋地点における流速観測結果をもとに交流量変化の 特性についてみると、順流量は各年でばらつきはあるが概ね6~8月にかけて大きな値を 示し、逆流量は1~5月にかけて減少し8月以降は各年により異なる傾向を示す。差引交 流量でみれば、概ね1~7月にかけて増大、8~12月にかけて減少する傾向となり、1~3 月と10~12月に負の値を示す年が多い。

逆流の発生原因としては、成層期は北湖の内部静振による南湖へ流入した冷水塊の流出 によるもの、冬季については密度流の発生によるもの、その他の期間については特に発生 頻度の高い表面静振によるもの、が考えられている。静振による水位変動,洗堰放流量・ 南北湖への河川流入量変化,吹送流,地形性環流などの逆流に寄与する現象は単独で発生 する場合は少なく、同時に発生して逆流量に影響を与える場合が多い。

季節毎の卓越流向については、概ね秋・冬(10~3月)には下層で順流、上層で逆流を 呈しており、春から夏(4~7月)にかけて上層が順流へと推移している。盛夏(8~9月) には、中央部が概ね一様に順流になるといった傾向がみられる。

平成3年のデータより時間交流量の推移を解析したところ、12時間と4時間前後の振動 モードが卓越しており、中でも4時間前後のものは交流量も大きいことが確認されている。

)密度流

琵琶湖南北湖間の密度流による交流形態には2種類のものが存在している。

一つは、内部静振の発生によって北湖底層水が南湖に流入するもので、流入総量が数千 万㎡に及ぶ場合があるとされている。しかし、その大半は再び北湖へ還流するので、長期 的にみれば南北湖間の交換にはそれほど寄与しないと考えられている。また、内部静振の 発生にともなう密度流の生起は、成層形成期でかつ台風などの強風時に限られている。一 例として、図 6.5.24 に岡本・八木らによって観測された結果を示すが、昭和42年8月7 日に彦根において最大風速約10m/sが発生し、その後2日程度遅れて周期約50時間の内 部静振による影響が琵琶湖大橋地点の水温変化に現れている。



(出典)「河川工学百年の歩みと淀川」

図 6.5.24 内部静振による琵琶湖大橋地点の水温変化と水温分布 (水温変化:昭和42年8月7~16日,水温分布:昭和42年8月8~10日)

もう一つは、秋から冬にかけての南湖の湖面冷却により発生する冬季密度流と呼ばれる ものである。水深の浅い南湖は水深の深い北湖よりも早く冷却され、相対的に北湖水より も密度が大きくなり、その結果、南湖水は南北湖の境界面を北上(逆流)し、底層部に潜 り込む密度流が発生する。内部静振による密度流と異なるのは、一度発生すれば数日間に わたって持続し、再び南湖へは戻らないということである。

3次元水温観測の検討結果によれば、密度流には典型的な直進型(図 6.5.25 左)と右偏型(図 6.5.25 右)の2型が確認されている。さらに、傾斜底の回転水槽を用いた底層密度流の基礎実験やプルームモデルを用いた積分モデル解析からは、密度流の流心線の偏りは主に流量に依存しており、流量が20~30m³/s以下では底面摩擦効果が卓越するため直進型に、50m³/s を上回ると連行が卓越しコリオリカと密度勾配が平衡(地衡流平衡)して右偏型になることが推定されている。

密度流のフロント部分を11 の等温線に代表させて、時間的に追跡した結果(図 6.5.26) からは、 密度流は北湖の最深部に沿ってほぼ直進し琵琶湖大橋から北へ約1kmまでは次 第に加速されるが、その後はほぼ一定の速度で進行すること、 先端部分の移動速度は 0.58~2.1cm/sの範囲にあって平均値でみると約1.3cm/s、1.1km/日程度であること、な どの結果が得られている。



(出典)建設省琵琶湖工事事務所資料図 6.5.25 冬季密度流の底面水温分布(左:直進型、右:右偏型)

さらに、琵琶湖大橋中央部の縦断水温分布(図 6.5.27)からは、 南湖から低水温水が 北湖へ侵入するにつれて等温線が南へ傾斜し南へ向かう流れ(順流)が増加すること、 水温急変部の層厚は大橋付近で 1~2mであること、また、同橋付近の横断水温分布(図 6.5.28)からは、密度流がコリオリ効果により北東に偏ることで東側の層厚が大きくなり、 東岸へ乗り上げるような形状で進行していくこと、などの知見が得られている。



(出典)建設省琵琶湖工事事務所資料図 6.5.26 等温線(11)の時間変化



(出典)岩佐,1990「湖沼工学」図 6.5.27 琵琶湖大橋付近の水温縦断図



(出典)岩佐,1990「湖沼工学」



b) 近年の調査・研究 佐竹ら(1990)は、冬季 密度流の挙動を明らかに するため、差分法を拡張 した細粗格子法によって 数値解析を行い、図 6.5.29のとおり、密度差 に起因する流れが南北湖 に向け広がっていく状況 を明らかにした。また、 この流れが前述のように コリオリカの影響を受け



(出典) 佐竹ら,土木学会第 45 回年次学術講演会,1990「琵琶湖南・北湖の 交流の数値解析」

図 6.5.29 数値解析結果(等温線および流速分布)

東に転向している状況も計算により再現している。

さらに、佐竹ら(1990)は瀬田川および疏水による恒流成分が密度流に与える影響について も研究しており、再現性は充分ではないものの、瀬田川・疏水の流量変化によって密度流に よる交流量も変化することを予想している。 (4)湖底高濁度層

既往の調査・研究によると、琵琶湖北 湖の湖底付近には高濁度層が存在して おり(河合ら,1985)夏季には北湖の 広範囲に広がっていることが知られて いる(津田ら1989)。

 驚ら(1997)は、湖底高濁度層の実態
 とその季節変化を明らかにするため、琵
 琶湖南湖の浜大津沖から北湖明神崎を
 結ぶ線上に16 測点(2km ごと)を設け
 (図 6.5.30)、TCT プロファイラを用い
 た水温・電気伝導度・濁度の鉛直分布調
 査を4年間にわたり実施した。

図 6.5.31 に示したStn.13 での鉛直濁 度分布の季節変化によると、湖底高濁度 層は5月初旬には既に存在しており、一 度消滅するものの、6月以降は安定して 存在していることがわかる。なお、鷺ら



(出典)鷺ら,陸水学雑誌,1997「びわ湖における湖底高濁度 層の季節変化」

図 6.5.30 現地調査地点位置図

(1997)は、8月の水温躍層付近にみられる高濁度層は、台風時の出水にともなう低温の河川流 入濁水が密度流となり、河口付近で湖底に潜入した後、水温躍層に貫入したためと考えている。 また、5~6月頃に表層で高濁度がみられるが、これについては農業排水等の流入によるもので あることを推測している。





さらに、鷺ら(1997)は、湖底高濁度層の形成・維持機構は複雑であり、 河川からの濁水流 入、 底泥巻き上げ、 藻類の沈降・再浮上、 マンガンの不溶化、の4つの可能性について提 唱している。ただし、成層期に持続的に観測される濁度の正体は湖底付近で浮遊している藻類起 源のデトライタスであり、これに加え降雨後には河川より土壌起源の物質が流入し、藻類等の有 機物の一部を吸着して沈降することにより湖底高濁度層が維持されている可能性が高いとして いる。

一方、奥村ら(1993)は、北湖第1環流の中心付近の底層部に成層期に常時存在する湖底高濁 度層について報告している。図 6.5.32 には、前述の図 6.5.16 の調査における 8 月 7 日の側線 3 の濁度鉛直分布および同日の湖底上 1mの濁度平面分布を示す。これより、安曇川沖の第1環 流の中心部とほぼ一致する地点に高濁度となる位置が存在していることがわかる。これは、前段 の北湖環流の中で記した第1環流による輸送機構により蓄積された懸濁物が環流の中心に集ま ってくるためであると考えられ、ENDOH ら(1986)によるように、第1環流域の水が中心部に向 かって収束していることが示されている。

さらに、中村ら(2002)は、第1環流の環流中心付近でほぼ直行する2本の測線上での湖底堆 積物の調査を行っており、第1環流およびそれにともなう鉛直循環流の影響を受けた粒子は、径 が大きく有機物含有率の高いものほど選択的に中心へ集められることを確認している。



(出典)奥村ら,陸水学雑誌,1993「TCT プロファイラを用いた琵琶湖の水温・電気伝導度・濁度の観測」 図 6.5.32 平成元年8月調査結果による濁度分布状況

(5) 濁水貫入

水温躍層形成期において濁水は等密度の層に貫入することが知られており、河川からの流入濁 水が躍層上部に高濁度で貫入する「洪水型貫入」と、巻き上げにともなう「巻き上げ型貫入」が 存在する。

大久保ら(1993,1994)は内部波の遡上にともなう巻き上げと濁水貫入について研究を行い、 内部波により巻き上げられた浅水部の湖底付近の濁質が躍層付近上部に中間高濁度層を形成す るメカニズムについて明らかにした。また、成層は底泥の浮上を抑制する効果があるため、成層 が存在しない1~3月の厳寒期には、成層期に比べてより激しい浮上特性があるであろうことを 推察している。



(出典)大久保ら,琵琶湖における活性中心としての水温躍層 平成6-7年度 生物・ 化学・物理相互作用,1996「躍層直下の高濁度層の形成機構」

図 6.5.33 室内実験による濁水貫入の相対濃度場

さらに、大久保ら(1996)は、プラスチック水層を用いた底泥の再浮上と濁水貫入に関する室 内実験を行い、図 6.5.33のように濁水の貫入状況を可視化している。

一方、速水ら(1996)は、内部サージ(強風連吹後に生じることが多い非線形の強い内部波) にともなって発生する突発的な大量の物質輸送の可能性を考え、現地調査によりこれの直接観測 に成功した。調査は図 6.5.34 に示す北湖南部の4 地点において、平成6年7月27日~8月12 日にかけて行った。北湖南部では、波高が20mを越える内部サージが生じることがあり、これ にともない、通常流れの弱い水温躍層以深の層で強い流れが起こり、しばしば躍層付近で急激な 混合が生じる(HAYAMI et al., 1994)。

調査期間においては、8月2日17時から翌日0時にかけて、St.1からSt.4の測線を西から東 に横切る形でほぼ同時に内部サージが通過したと考えられており、図6.5.35にその通過前後の 水温・濁度・懸濁態鉄の分布状況を示した。

RUN1 では内部サージが測線に達していないが、RUN2 では内部サージの通過により水温躍層が 下がりつつあり、水温躍層は深く・厚くなっている。特に厚くなる St.3 付近を中心に躍層内で 混合が生じたことが示唆される。RUN3 は内部サージが測線を通過した直後であり、水温躍層は 最も下がり RUN 1 より 10m以上低い。 このときの濁度の状況をみると、RUN2から RUN3 にかけて St.2~3の湖底付近で急激に 濁度が上昇し、さらに高濁度域が水温躍層に 沿って北湖沖合へと広がったことが示され ている。この高濁度域には高濃度の懸濁態 鉄・マンガンが含まれており、巻き上げられ た底泥が沖合に水平輸送されたことがうか がえる。

また、硝酸態窒素の観測結果においては、 内部波にともない、躍層を通して下層部から 上層部への栄養塩の供給が行われることを 確認している。

速水ら(1996)は、これらの調査結果より、 内部波にともなう輸送機構が、南湖につなが る北湖南部の浅い斜面から北湖の沖合に向 けて懸濁物が輸送される上で重要な役割を 果たしている可能性について指摘している。



(出典)速水ら,陸水学雑誌,1996「琵琶湖北湖における内部サージ が栄養塩・懸濁物の輸送に与える影響」

図 6.5.34 調査地点図

(:水温・水質調査地点、 : CTD 調査地点)



(出典)速水ら,陸水学雑誌,1996「琵琶湖北湖における内部サージが 栄養塩・懸濁物の輸送に与える影響」

図 6.5.35 水温・水質鉛直分布の変化 [RUN 1 (8/2 12:58-14:21) RUN 2 (8/2 19:19-20:57) RUN 3 (8/3 01:04-02:53)]

(6)循環期における琵琶湖深層部への D0 供給

北湖では深層部での溶存酸素(DO)濃度が経年的に減少している。北湖の容量は約273億m³と極めて大きいため、この溶存酸素の低下現象は今後、不可逆的な状況となる恐れがある。

こうした現象はイサザ等の固有種を含む琵琶湖生物の生息環境への影響も懸念されている。また、溶存酸素が低下することにより、底泥からのリン等の溶出量が増大することも懸念されている。また、北湖の深層部 D0 は毎年回復する時期があるが、流域からの豊富な融雪水の流入が D0 の回復に重要な役割を果たしているとの指摘がある。

こうした懸念事項を予防する観点からも、溶存酸素低下現象ならびに成層崩壊期・循環期にお ける循環・D0回復機構の解明が課題となっている。





図 6.5.36 琵琶湖における DO 変化



図 6.5.37 北湖深層部の年最低 DO 濃度の長期的推移



図 6.5.38 琵琶湖における融雪と DO 濃度の関連性

(左:積雪水量に対する年最低溶存酸素濃度、右:湖底上1mと10mの溶存酸素濃度の変化)

1) 琵琶湖深層部 DO の回復と姉川からの融雪水流入の関係

図 6.5.39 に降雪量の多かった平成7年の北湖における水温、DOと姉川流量との関係を示す。 全層循環は2月上旬に起きているが、融雪出水は3月に生起している。全層循環と融雪出水 は発生時期が異なっており、両者に直接的な関係はないものと考えられる。

また、融雪水の琵琶湖への潜り込みについて、平成 14 年および 16 年に計 3 回の現地調査を 実施した。図 6.5.40 は融雪出水時の姉川河口部周辺の水温分布である。姉川の河川水は水温 約 6 と琵琶湖よりも 1~2 低いが、水深 10m ではほぼ均一の分布となっている。このことか ら、融雪水の顕著な潜り込みはなかったと考えられる。



図 6.5.39 北湖水温、DOと姉川流量との関係の一例(平成7年)



図 6.5.40 融雪出水時の姉川河口周辺の水温調査結果(H16年2月25日:流入量50m³/s)

2) 成層崩壊期から循環期おける水温および DO の挙動

水温成層が崩壊する季節から循環期にかけての水温・DOの挙動を図 6.5.41 に示す。図によれば、各水深の水温は循環層に完全に取り込まれる前に、時折、循環層の水温に近い程度まで 振動している。DO についても水温と同様に、各水深とも DO 濃度が上下する挙動を示し、水温 が高くなると DO 濃度も高くなり、上層の混合層と同程度の濃度まで上昇している。

以上のように循環層の下部の水はより低温の水と混合することによりDO濃度が上昇するので はなく、より高温でDO濃度の高い循環層の水と混合してDO濃度が上昇していると考えられる。

なお、ここでは示していないが、琵琶湖の東西にある水質モニターを同時期で比較すると東 岸域は、西岸域に比べ水温が低く、冬場に吹く北西~北北西の季節風の影響を受けやすい傾向 にある。

この図は、先ほど述べた各水深における水温、DOの振動前後の関係を示したものである。 この図をみると、深い地点ほど水温差が小さいため振動幅も小さくなるが、水温・DO 濃度と もに上昇する方向で振動し、循環層のレベルに移行していることがわかる。

以上のことから、秋期以降では、上方の DO 濃度の高い循環層が徐々に冷却されていく過程 で、低温で DO 濃度の低い深層部の水を取り込んでいくことにより、深層部の DO 濃度が回復 し、順次深層へ進行することが、深層部への DO 供給の基本的メカニズムになっていると考 えられる。



図 6.5.41 琵琶湖冷却期における水温・DOの挙動(安曇川沖中央地点:観測頻度4回/日)

図 6.5.42 は、図 6.5.41 で示した各水深における水温、DO の振動前後の関係を示したもので ある。同図によれば、深い地点ほど水温差が小さいため振動幅も小さくなるが、水温・DO 濃度 ともに上昇する方向で振動し、循環層のレベルに移行している。

以上のことから、秋期以降では、上方のDO濃度の高い循環層が徐々に冷却されていく過程で、 低温で DO 濃度の低い深層部の水を取り込んでいくことにより、深層部の DO 濃度が回復し、順 次深層へ進行することが、深層部への DO 供給の基本的メカニズムになっていると考えられる。



¹⁾平成 14 年 9 月 ~ 平成 15 年 2 月の安曇川沖中央モニター観測結果による。 2)振動前、安定後は各々10 日間の観測データをプロット。

3)現地観測

全層循環前後の水温・D0の分布に関する知見の充実を図るため、図 6.5.43 に示すように北 湖の 22 地点を対象に、平成 17 年 1 ~ 3 月まで計 9 回の現地観測を実施した。

図 6.5.42 各水深における水温とDOの関係



図 6.5.43 観測内容と調査地点位置図

図 6.5.45 は、最深部付近の水温、DO の鉛直分を示したのであり、1月28日には、水深 50m 付近に躍層が残っており、それ以深では DO は低下した状態となっていた。約2週間後に実施 した調査(2月10日)では、水深 50m以深に存在していた低 DO 層は解消し、全層に渡り水温 もほぼ一様となっていた。図 6.5.44 に、西岸、東岸に位置する今津、虎姫における観測期間 中の気温、風速の推移を示しておく。2月に入ってすぐに大きな寒波が襲来しており、これに よって循環が一気に深部にまで及んだものと考えられる。



図 6.5.44 観測期間における気温・風速の推移

6.5 琵琶湖の水理・水質特性



図 6.5.45 水温・DO の鉛直分布 (今津沖 No.9 地点)

現地観測結果に基づき、全層循環前後の湖内 D0 増加量を試算すると、図 6.5.46 に示すとお り、約 27,000 t と試算された。また、同期間の河川由来の D0 流入量は約 2,300 t と推定され、 これは湖内増加量の約 1/10 程度となる。以上のことから、湖内の D0 供給は湖水の循環に伴う 湖面からの供給が支配的と考えられる。



図 6.5.46 現地調査結果による全層循環生起に伴う湖内 DD 増加量と河川由来 DD 量の比較

4) 全層循環による DO 回復の支配因子について

D0回復の支配要因について、定期水質調査結果より検討を行った。図 6.5.47 は、昭和 55 年 ~ 平成 14 年の今津沖中央および安曇川沖中央地点における定期調査から、2 月の底層水温と D0 の関係を示したものである。両地点ともに水温が低いほど底層 D0 濃度が高くなる関係が認 められる。



注) 今津沖中央においては底層部まで循環が及んでいない場合は検討から除外。(r:相関係数, n:データ数)

図 6.5.47 琵琶湖深層部における水温とDDの関係

また、底層 D0 濃度と気温の大まかな関係を把握するため、水質調査日を含む前 30 日間平均 気温との関係をみると、両地点ともに気温が低いほど深層部の D0 濃度が高くなる関係が認め られる。なお、今津沖中央地点では2 グループに分類され、上のグループは暖冬がつづく期間 にある。今後詳細な検討が必要であるが、上のグループについては、経年的な暖冬傾向のなか で相対的に寒い冬であれば循環が深部にまで及ぶことを示していると推察される。



図 6.5.48 琵琶湖深層部における水温と気温の関係

底層部の水温について、図 6.5.49 に示すように 1984 年(昭和 59 年)~1990 年(平成 2 年) において底層部の水温が経年的に上昇する傾向が見られる。この期間において、循環期にあた る 1~2 月の気温を見ると、底層部水温と同様に経年的に上昇する傾向が認められる。

このことから、底層部の水温は循環期の気温に大きな影響を受け、暖冬によって循環期の気 温が高い場合は底層部まで循環が及ばず、これらの状況が経年的に継続する場合には、水温は 上昇するものと考えられる。反対に、気温が低い場合は循環が深部にまで及び、底層の水温も 低下すると考えられる。

さらに、全層循環が継続することにより、さらに DO 濃度が増加することについて検討を行った。深層部の DO 濃度は循環が最深部にまで達すると直ちに 100%に回復はしない。深層部の DO 濃度は、循環直前の DO 濃度や全層循環期の長さおよびその間の水温、すなわち供給される DO 量に依存するものと考えられる。

これらの関係を示したものがこれらの図であり、横軸は全層循環が生起した時から調査日ま での日数とその間における水温の低下幅を乗じた値をとり、縦軸には DO 濃度、DO 飽和率をと ったものである。両方のグラフともに正の相関関係が認められ先ほど述べた全層循環の継続の 影響を示すものとなっている。

これらのことからも深層部のDO濃度の回復には湖水の循環が大きな役割を果たしていると言える。



図 6.5.49 琵琶湖深層部水温と循環期における気温の推移



図 6.5.50 全層循環生起後の水温低下幅×経過日数と底層 DO 濃度、DO 飽和率の関係

6.5 琵琶湖の水理・水質特性



図 6.5.51 全層循環生起後の DO 挙動(平成7年の例)

5)数値シミュレーションによる水温・DOの再現

- 4.2節で述べた数値シミュレーションを用いて、琵琶湖の水温・DOを再現した結果を示す。
- a)図 6.5.52 および図 6.5.53 には琵琶湖水温鉛直分布の再現結果(平成 12 年、安曇川沖中 央地点)の一例を示した。対象とした平成 12 年の実測値を見ると4 月ごろより成層の形 成がはじまり夏期の7~8 月には水深 10~20mに水温躍層が形成されており、計算値はこ の状況を良好に再現している。また、計算値は 10 月以降の成層の崩壊状況も良好に再現 している。
- b)また、水温の鉛直分布の再現結果と同地点における D0 の再現結果を図 6.5.54 および図 6.5.55 に示した。D0 については、北湖深層部において濃度レベルの低下が問題となって いる。琵琶湖三次元富栄養化モデルを整備することにより、これまで表現できなかった D0 鉛直分布の時間的変化が計算可能となった。
- c)DO の再現性については課題が残るが、実測値等をもとに北湖深層部の DO 変化に影響を与 える要因を検討し、その結果をモデルに反映させることにより DO 低下現象に対してモデ ルからのアプローチが可能になると思われる。



図 6.5.52 琵琶湖における水温鉛直分の再現結果の一例(平成 12年:安曇川沖中央地点)



図 6.5.53 琵琶湖 DO 鉛直分布の再現結果の一例(平成 12 年:安曇川沖中央地点)



図 6.5.54 琵琶湖水温鉛直分布の再現結果の一例(平成 12 年:安曇川沖中央地点)



図 6.5.55 琵琶湖 DO 鉛直分布の再現結果の一例(平成 12 年:安曇川沖中央地点)

6.5の参考文献

- 1) 村本嘉雄:湖沼の水理とその解析, 1992.
- 2) 建設省琵琶湖工事事務所:琵琶湖水環境図説
- 3) 今里ら:琵琶湖の水の流動に関する数値実験的研究,京都大学防災研究所年報,1971.
- (4) 関鉄兵・谷口真人:琵琶湖における湖面振動の特徴 野外観測と数値実験,陸水学雑誌, vol.55,No.4, pp.267-277, 1994.
- 5) 河川工学百年の歩みと淀川
- S.Kanari : Internal waves in Lake Biwa(), Numerical experiments with a two-layer model, Bulletin of Disaster Prevention Research Inst., Kyoto Univ., No.22, pp.69-96,1973.
- 7) 岩佐義朗編著:湖沼工学,山海堂,1990.
- 8) Y.IWASA, K.INOUE : Mathematical Simulation of Plane and Multi-Layer Flows in a Large and Deep Lake, 21st IAHR Congress Melbourne, Australia, 19-23 August 1985, pp.255-259,1985.
- 9) 速見祐一・藤原建紀・坂本 亘:琵琶湖北湖における水温鉛直分布の長期連続観測,陸水学雑誌,vol.58,pp.305-316,1997.
- 大久保賢治・村本嘉雄・森川 浩: 琵琶湖における水温・濁度の変動機構,京都大学防災研究 所年報,No.37 B-2,pp.405-419,1994.
- 11) 奥村康昭・遠藤修一: 琵琶湖における連続測流
 年間を通じた流況変動,陸水学雑誌,vol.58,pp.293-303,1997.
- 12) Y.HAYAMI, T.FUJIWARA, M.KUMAGAI : Internal wave and mixing in Lake Biwa induced by strong winds of a typhoon. , BITEX Symposium/Workshop Short Papers, pp.168-175, 1994.
- 13) C.JIAO, M.KUMAGAI : Large amplitude nonlinear internal surge in Lake Biwa. , Jpn.J.Limnol. , vol.56, pp.279-289, 1995.
- 14) 建設省琵琶湖工事事務所ほか:琵琶湖水環境現況総合調査報告書 水文・水理・水質編, 1993.
- 15) 奥村康昭・遠藤修一・角尾慶子・鷲見和也:TCT プロファイラを用いた琵琶湖の水温・電気伝 導度・濁度の観測,陸水学雑誌,vol.54,No.4,pp.269-280,1993.
- 16) 遠藤修一・渡邊美和・奥村康昭:診断モデルによって推定されたびわ湖の湖流の季節変化,滋 賀大学教育学部紀要 自然科学, vol.45, pp.43-56, 1995.
- 17) 奥村康昭・遠藤修一: GPS と MCA 無線を用いたラグランジュ的測流法とびわ湖の湖流の観測,
 大阪電気通信大学研究論集(自然科学編), vol.34, pp.39-58, 1999.
- 18) Shuichi ENDOH, Miwa WATANABE, Hiroki NAGATA, Fumihito MARUO, Tetsuya KAWAE, Chizuru IGUCHI and Yasuaki OKUMURA: Wind Fields over Lake Biwa and Their Effect on Water Circulation, Jpn. J. Limnol., vol.56,No.4, pp.269-278, 1995.
- 19) 岡本巌: びわ湖調査ノート びわ湖とともに 30 年の記録,人文書院,1992.
- 20) 佐竹康孝・岩佐義朗・広瀬昌由: 琵琶湖南・北湖の交流の数値解析, 土木学会 第45回年次学 術講演会, pp.486-487, 1990.
- 21) 河合章:びわ湖北湖における栄養塩の鉛直輸送と生化学的変化に関する研究 滋賀県琵琶湖研 究所委託研究,K26(85-11), pp.18, 1985.
- 22) 津田良平・深谷幸嗣・熊谷道夫・横山康二:琵琶湖北湖における高濁度層の観測結果 テクニ

カルレポート5,琵琶湖研究所,pp.1-11,1989.

- 23) 鷺邦彦・遠藤修一・川嶋宗継・奥村康昭・服部達明・中山聖子:びわ湖における湖底高濁度層の季節変化,陸水学雑誌,vol.58,No.1,pp.27-44,1997.
- 24) ENDOH.S : Diagnostic Study on the Vertical Circulation and the Maintenance Mechanisms of the Cyclonic Gyre in Lake Biwa., J.of Geophysical Res., 91-C1, pp.869-876, 1986.
- 25) 中村伸司・海外文一郎・野崎健太郎・三田村緒佐武: 琵琶湖北湖における湖底堆積物の粒子径 と有機物含有量の水平・鉛直分布,日本陸水学会近畿支部 第13回研究会講演要旨集,2002.
- 26) 大久保賢治・村本嘉雄・森川 浩: 琵琶湖における底泥の浮上・堆積機構に関する研究,京都 大学防災研究所年報, No.36 B-2, pp.499-518, 1993.
- 27) 大久保賢治・森川 浩・紀本岳志・田中祐志: 躍層直下の高濁度層の形成機構, 琵琶湖における活性中心としての水温躍層, 平成6-7年度 生物・科学・物理相互作用 No.06304048, pp.36-47, 1996.
- 28) 速見祐一・青木豊明・藤原建紀・向井 浩・田中義光:琵琶湖北湖における内部サージが栄養 塩・懸濁物の輸送に与える影響,陸水学雑誌, Vol.57,No.1, pp.39-48, 1996.