短報 [Note]

EOF 解析を用いた北浦の湖流変動要因の検討

小松 伸行¹⁾・石井 裕一¹⁾・本間 隆満¹⁾・渡邊 圭司¹⁾・根岸 正美¹⁾

An Application of EOF Analysis to Identify the Driving Force of Lake Currents in Kitaura

Nobuyuki KOMATSU¹⁾, Yuichi ISHII¹⁾, Takamitsu HOMMA¹⁾, Keiji WATANABE¹⁾ and Masami NEGISHI¹⁾

Abstract

The driving force of lake currents was studied using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) deployed at eight sites in Lake Kitaura. Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis has been widely used in both meteorology and oceanography. The results of EOF analysis applied to the axial currents (northward component) datasets show that Mode 1, containing 74.9-93.3 % of the variance, is highly correlated with wind speed. The effect of the in-flow/out-flow through the Wani River is somewhat apparent in Mode 2. Wind effects on lake currents were evaluated quantitatively. As these results represented actual physical mode, we concluded that EOF analysis was suitable for determining lake current data.

Key words: EOF analysis, ADCP, lake current, wind-driven current, Lake Kitaura, Kasumigaura

摘 要

北浦の湖内 8 地点において超音波ドップラー流速計を用いて実施した流況観測結果に対し、気象学や海洋学において広く用いられる Empirical Orthogonal Function (EOF) 解析を適用し、湖流の変動要因について検討を行った。北浦の長軸方向の流速である NS 成分に対する EOF 解析から求められた Mode 1 の分散寄与率は 74.9-93.3 % と高く、流れの時系列データに含まれる変動のほとんどを Mode 1 だけで説明可能であった。Mode 1 と風との相関は高く ($r=0.70-0.87$)、北浦における湖流の変動要因は主に風の変動であると推察された。Mode 2 の分散寄与率は 18 % 未満であり、その変動には鰐川流量の影響が部分的に見られた。EOF 解析の適用は湖流の研究にも有効であり、北浦の湖流形成における風の影響を定量的に評価することができた。

キーワード：EOF 解析, ADCP, 湖流, 吹送流, 北浦, 霞ヶ浦

(2007 年 8 月 7 日受付; 2008 年 2 月 23 日受理)

¹⁾ 茨城県霞ヶ浦環境科学センター 〒300-0023 茨城県土浦市沖宿町 1853 Ibaraki Kasumigaura Environmental Science Center, 1853 Okijyuku, Tsuchiura, Ibaraki 300-0023
(連絡先 小松伸行 E-mail:n.komatsu@pref.ibaraki.lg.jp)

はじめに

湖沼に供給された物質は湖流により輸送されながら拡散・堆積する。また、湖流が湖底に作用すると、堆積物の再懸濁・再移動や底泥からの栄養塩溶出速度の増大などが起こる（井上ほか, 1999; 梅田ほか, 2001）。一方、湖水の成層化は物質やエネルギーの混合・拡散を抑制するが、躍層の形成・破壊には湖流が深く関係している（浦・廣畑, 1984; 田中・石川, 1989）。湖流や成層のような物理的環境は化学的・生物学的な現象とも密接に関係しながら湖沼の水質に大きな影響を及ぼすため、湖沼の富栄養化問題に対処するには、湖流の形成・変動要因や時間的・空間的分布特性を把握することが極めて重要な課題である。

湖水を流動させる要因としては、風や河川水の流入流出、密度分布など様々な外力が挙げられている（岩佐, 1990）。特に、水深が浅く閉鎖性の強い湖沼では風が最も重要な外力と認識されている（村岡・福島, 1981; 大久保・村本, 1987; 石川ほか, 1988; 松永ほか, 1994）。しかしながら、これら既往の研究において、風と湖流との関係は、数値シミュレーションにより検討されるか、または現地観測で得られた風と流れのベクトル図等の相似性から判断されている。湖流に対する風の影響評価を目的として同時観測された風速と流速との相関を検討した例はあるが（村岡・福島, 1981; 遠藤ら, 1982）、定性的な検討で湖流に対する風の影響が顕著であることが予測されていても、両者の間にあまり高い相関は見られない。流況データには同時刻の風の影響以外に、それ以前の風や他の水域に作用した風および風以外の要因の影響が含まれている。このため、風をはじめとする各々の要因が実際にどの程度湖流形成に関与したかを明らかにするためには、流況データの変動成分を要因ごとに分解して検討する必要がある。

EOF 解析（Empirical Orthogonal Function Analysis）は、気象学や海洋学において温度や風、流れ等の時空間分布特性や変動要因の推定に広く用いられており、その目的やデータに応じて様々な計算方法がある（Horel, 1981; Bretschneider et. al., 1985; Rienecker et. al., 1988; Kaihatu et. al., 1998; Takai et. al., 2006）。この解析手法は、多数のデータ（スカラーあるいはベクトル）から相互に関連がありかつ変動の大きな成分を抽出する目的で用いられる、いわゆる主成分分析の時系列データへの適用である。EOF 解析の利点は、主成分ごとに得られる主成分得点から新たな時系列を生成して解析することにより、元の複数の

時系列データに共通する変動要因とその寄与率が各々求められることにある。また、通常は少数の主成分にデータを集約するため、解析すべき時系列データを少なくすることができる。一方、EOF 解析の問題点としては、数学的手法で得られた結果が必ずしも物理的に妥当であるとは限らないことが挙げられ、解析結果が誤解を生む可能性が論じられている（North et. al., 1982; Dommengot et. al., 2002）。湖沼において実施された流況観測結果に対する EOF 解析の適用事例はないが、多地点同時の長期連続観測のような膨大なデータを取り扱う場合や、観測値の特性を数値により定量的に表現したい場合に、EOF 解析は有用な解析手法のひとつと考えられる。

北浦は、西浦・外浪逆浦・常陸利根川とともに霞ヶ浦を形成する水域のひとつである。近年の北浦の水質は、様々な水質保全の取り組みにも関わらず十分に改善されていない（茨城県生活環境部環境政策課, 2006）。湖内の水質問題を検討するためには湖内の流動特性を明らかにする必要があるが、霞ヶ浦における湖流の研究は主に西浦が対象とされており（村岡・福島, 1981; 田中・石川, 1989; 銭ほか, 1997）、北浦における詳細な現地観測から湖流形成要因を検討した報告はない。

本研究では、著者らが北浦の湖内 8 地点で実施した流況観測結果に対して EOF 解析を適用することにより、北浦における湖流の変動要因を明らかにするとともに、その影響の大きさについて定量的な評価を試みた。

方 法

観測地点の概要

北浦は茨城県南東部に位置する富栄養湖で、湖面積 36 km^2 、平均水深 4.8 m の浅く南北に細長い湖である（Fig. 1）。北浦への流入河川は 22 本あり、主要な流入河川は巴川および鉾田川である。唯一の流出河川である鰐川は外浪逆浦・常陸利根川に接続している。常陸利根川と利根川の合流点には、利根川からの洪水の逆流と塩水の遡上を防ぐことを目的に常陸川水門が設置されており、水門操作による水位管理が行われている。このため、現在の北浦は淡水湖となっており、鹿嶋市をはじめとする地域の水道用水、工業用水、農業用水の水源として利用されている。

現地観測

流況観測は、Fig. 1 に示す湖内 8 地点において多地点多層同時に行われた。観測には、超音波ドップラー流速

Fig. 1 Study area. (●) shows the location of ADCP observation site. See Table 1 (first line) for key to site numbers.

図1 観測地点。(●)はADCPの設置位置を示す。地点番号はTable 1(1行目)と対応

計 (ADCP; Nortek 製アクアドッププロファイラー NB 型 2MHz) を 8 台使用した。湖内の流速は微弱であると予想されたため、ADCP が動揺しないように架台に固定し、ダイバーによって湖底に設置した (Fig. 2)。センサー部の高さは湖底上約 50 cm であった。ADCP の鉛直方向の分割幅は、センサー上 20cm から水面方向へ 50 cm 間隔とし、各層における流向・流速の 60 秒平均値を 10 分間隔で取得するように設定した。単ピング数と層厚等から算出された誤差の理論値は 1.4 cm s^{-1} であった。各観測地点のセンサー部分の水深と観測層数は Table 1 に示した。北浦では水門の開閉状況や風により水位変動が生じるため観測水深も変動するが、概ね湖底上 70 cm から水面下 20-90 cm の範囲が観測水深であった。

参照データとして、北浦の釜谷観測所 (Fig. 1) における湖上風の観測データを国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦河川事務所から、流出河川である鰐川の流量データを (独) 水資源機構利根川下流総合管理所から提供を受けた。風向・風速と鰐川流量はいずれも毎正時の観測結果であった。

研究の対象期間は 2006 年 2 月 1 日から 2 月 28 日とした。

データ解析

冬季の現地観測で得られた流況データには、セイシュ

の影響による 100 分程度の周期的な振動が上層・下層ともに見られる (小松・石井, 2006)。このため、各層の流況データにあらかじめ 100 分間移動平均をかけてセイシュの影響を取り除き、風向・風速と鰐川流量の時間スケールに合わせて毎正時の値を抜き出したデータを解析に使用した。風向・風速と鰐川流量データはそのまま使用した。

EOF 解析では、対象のデータセットから作成した共分散又は相関係数の行列について固有値と固有ベクトルを求め、主成分得点を算出する。本研究では地点ごとの 8 組の流速鉛直分布について、各々 EOF を計算した。これは主に各地点における湖流鉛直分布の時空間変動特性に対する解析である。ここで得られた主成分得点の時系列はその地点における卓越エネルギーの時間変化を示し、固有ベクトルはその地点における卓越エネルギーの鉛直分布を示す。計算には統計ソフト (SPSS:SPSS Inc.) を使用した。共分散、相互相関係数を計算するにあたっては各層における時間平均からの偏差を求めた。共分散行列と相関係数行列について計算した EOF はいずれも似たような結果となったが、本解析では第 1 層と他の層との間に見られた流速の大きさの差違も重要な情報であると考え、共分散行列の解析結果を用いた。

Fig. 2 Schematic drawing of bottom-mounted ADCP.

図 2 湖底に設置された ADCP の模式図

Table 1 Depth of sensor head and number of cells at each observation site.

表 1 各観測地点のセンサー部分の水深と観測層数

Site No.	K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8
Depth of sensor head (m) (Min.-max.)	2.42 (2.14-2.65)	4.89 (4.67-5.10)	6.04 (5.78-6.25)	6.21 (5.95-6.43)	5.93 (5.70-6.13)	6.49 (6.28-6.70)	6.75 (6.51-6.98)	4.37 (4.12-4.60)
Number of cells	4	8	11	12	11	12	13	7

結 果

研究の対象期間である 2006 年 2 月 1 日から 2 月 28 日の湖上風の風配図を Fig. 3 に示した。風は主に NNW ~ ENE の方向から吹いており、特に 4 m s^{-1} を超える強い風は NE が卓越した。これにより、解析の対象とした期間には、風は概ね同一方向から湖面に作用していたと考えられた。

Fig. 4 に湖上風および K6(a) と K7(b) における湖流の時系列ベクトル図を示した。図では第 1 層における流れのベクトルを他の層の 5 分の 1 に小さくして表している。水面に近い第 1 層の湖流と風の分布を比較すれば明らかのように、いずれの地点においても第 1 層の湖流は風の変化に従って変化していた。また、各々の地点において第 3 層より深い各層の湖流分布は非常によく類似しており、流速は第 1 層の 10 ~ 20 % とかなり小さかった。K7 では第 3 層から第 13 層にかけて第 1 層と反対向きの

北に向かう湖流が卓越しており、南向きの風が継続して吹いた 2 月 16 日以降はその傾向がより明確であった。K6 でも 2 月 24 日や 2 月 28 日に見られるように深い層で第 1 層と反対向きに流れる傾向があり、特に湖底付近では観測期間を通じて北向きの流れが多く出現していたが、その傾向は K7 と比べて弱かった。

これら湖流と風のベクトル図の検討から、湖流の変動には風が深く関与していること、各層に共通の変動要因が存在すること、および中層から下層の湖流の変動には地点により若干の相違があること等が予想される。そこで EOF 解析により各地点の湖流鉛直分布から変動成分を各々抽出した。Table 2 には、流速水平成分のうち、北浦の長軸方向の流れである NS 成分（N に向かう流れを正值、S に向かう流れを負値で表した）について計算した主成分の分散寄与率を示した。いずれの地点も Mode 1（第 1 主成分）の寄与率は極めて高い値を示しており（74.9-93.3%）、流速の時系列データに含まれる変

Fig. 3 Wind rose in February 2006 at Kamaya observatory.

図 3 釜谷観測所における 2006 年 2 月の風配図

Fig. 4 Vector plots of wind speed and currents at K6(a) and K7(b). Depths of each cell are shown as distance from the bottom.

図4 湖上風とK6(a)・K7(b)における湖流のベクトル図各層の水深は湖底からの距離として示した

Table 2 Percent of variance contributed to EOF Mode 1 and Mode 2.

表2 EOF Mode 1 と Mode 2 の分散寄与率 (%)

Site No.	Model 1 (%)	Model 2 (%)
K1	93.3	-
K2	74.9	16.5
K3	76.0	14.9
K4	85.0	10.1
K5	79.1	17.9
K6	90.3	-
K7	80.1	16.7
K8	82.7	-

動のほとんどを Mode 1 だけで説明できる結果となった。Mode 2 (第 2 主成分) の分散寄与率は 18% 未満であり、付随的な変動であった。

Fig. 5 には各地点における流速 NS 成分から計算された Mode 1 の主成分得点の時系列と固有ベクトルを示した。主成分得点のグラフには湖流形成に最も影響していると予測される湖上風の変動も併せて示した。但し、湖上風は 16 方位の風向・風速を NS 成分と EW 成分に分解した後、湖上風 NS 成分について正値を N に向かう風、負値を S に向かう風として表している。全観測地点のうち K1 から K7 までの 7 地点では、Mode 1 の主成分得点と湖上風の NS 成分との間に高い相関 ($r=0.70-0.87$) が見られた。Mode 1 の固有ベクトルのピークは水面に近い第 1 層に見られ、湖底付近の値は第 1 層と正負が反対になっていた。

Fig.6 には K8 における Mode 1 の主成分得点と湖上風の EW 成分との関係を示した。湖上風 EW 成分の正値は E に向かう風、負値は W に向かう風を表している。K8 の Mode 1 は流速 NS 成分から計算されたものであるが、湖上風の NS 成分との間にはほとんど相関が無かったが ($r=0.12$)、EW 成分との間に高い相関が見られた ($r=0.85$)。また、いずれの地点も Mode 1 と湖上風の変動に時間差は見られなかった。

Fig. 7 には K2 と K7 における流速 NS 成分から計算された Mode 2 の主成分得点の時系列と固有ベクトルを示し、主成分得点のグラフには鰐川流量変動を併せて示した。鰐川流量は正値が北浦への流入、負値が北浦からの流出を表す。両者の相関は全ての地点で低い値 ($r=0.15-0.49$) となった。ここに図示した K2 は最も相関が高い地点、K7 は最も相関が低い地点である。2 月 6 日、2 月 12 日および 2 月 25 日以降に鰐川流量が大きく

変動した。グラフから、鰐川流量変動が大きくなる期間に Mode 2 の主成分得点と鰐川流量の変動に部分的な一致が見られたが、全体的な両者の対応は良くなかった。固有ベクトルの値は水面に近い層で小さく、中層から湖底付近まではほとんど変化しなかった。

考 察

本研究で EOF 解析により得られた Mode 1 は分散寄与率が高く、その主成分得点は湖上風の変動と極めて良い相関を示した。また、固有ベクトルの鉛直分布は抽出された変動が水面付近で大きく、湖底付近では水面付近と反対向きになっていることを示しており、閉鎖性水域における吹送流の特性と一致している。ここでは示さなかったが、同様の解析を流速の EW 成分、または冬期の他の観測期間について適用しても同様の結果が得られている。これらの結果から、冬季の北浦における湖流の変動要因は主に風の変動によることが統計処理により明らかになった。また、Mode 1 と湖上風の時系列グラフに時間遅れがほとんど認められなかったことから、湖流は湖上風の変化に速やかに応答すると考えられた。風と流れの強い関係は、湖内を浮遊する物質の動態が風の強さや向きに支配されることを示唆しており、北浦の水質や生態系にとって風の影響は極めて重要な要素であると思われる。

Fig. 5 において、K1・K3・K6 の 3 地点と K2・K4・K5・K7 の 4 地点では Mode 1 の主成分得点の変動と固有ベクトルの正負が反対になっているが、これは EOF 解析において計算された偏差の正負に起因するものであり、この結果は K1 から K7 の 7 地点はいずれも水面付近で風と同方向に大きく変動し中層から下層においては水面付近と反対向きに変動することを示している。佐々木 (1975) は模型を用いた風による湖流形成実験により北浦に小さな水平循環が多数形成されたと報告しているが、北浦の断面方向に近い位置関係にある K3 と K4 および K6 と K7 の水面付近では反対向きの流れは形成されていない。しかしながら固有ベクトルの鉛直分布を比較すると、K4 および K7 の固有ベクトルが比較的浅い層で正負が逆転し湖底付近では 0.5 程度の値を示すのに対し、K3 および K6 の固有ベクトルはより深い層で正負が逆転し湖底付近の値も小さい。これらの結果から、北東からの風に対して水面付近では全ての地点で同方向に湖流が形成されていても中層から湖底付近では水平的に相反する流れが存在し、局所的な水平循環が形成され

Fig. 5 (a) Time series of EOF Mode 1 (thick line) and wind speed northward component (thin line). “ r ” on the upper left of each graph shows a correlation coefficient between two time series. (b) Vertical distribution of eigenvector of EOF Mode 1.

図 5 (a) EOF Mode 1 と風速 NS 成分の時系列グラフ 各グラフ左上の “ r ” は 2 つの時系列の相関係数を示す (b) EOF Mode 1 の固有ベクトル鉛直分布

EOF 解析を用いた北浦の湖流変動要因の検討

Fig. 6 Time series of EOF Mode 1 (thick line) and wind speed eastward component (thin line) at K8. “r” on the upper left of each graph shows a correlation coefficient between two time series.

図6 K8における EOF Mode 1 と風速 EW 成分の時系列グラフ 各グラフ左上の “r” は2つの時系列の相関係数を示す

Fig. 7 (a) Time series of EOF Mode 2 (thick line) and in-flow/out-flow through the Wani River (thin line). “r” on the upper left of each graph shows a correlation coefficient between two time series. Dotted rectangles indicate the period of high flow rate. (b) Vertical distribution of eigenvector of EOF Mode 2.

図7 (a) EOF Mode 2 と鰐川流量の時系列グラフ 各グラフ左上の “r” は2つの時系列の相関係数を示す 点線の長方形は高流量の期間を表す (b) EOF Mode 2 の固有ベクトル鉛直分布

た可能性も考えられる。

K1 から K7 の 7 地点では Mode 1 と湖上風の NS 成分との間に高い相関が見られたのに対し、湖南部の K8 における Mode 1 は、湖上風の NS 成分とは相関が認められず、EW 成分と高い相関があった。このことは、K8 における流れが K6 で観測された風に対し角度の「ズレ」を持っていたことを示しており、湖岸地形や湖底の傾斜などの地形効果による偏向や水平循環（村岡・福島，1981；山敷ほか，1982）が考えられる。また、湖上風の空間分布が非一様性を持つことが知られていることから（Endoh et al. 1995），陸上地形の影響により風そのものが偏向していた可能性もあり，更なる検討が必要である。

Mode 2 の分散寄与率は 18% 未満と小さく付随的な変動であり，固有ベクトルの鉛直分布から各層にほぼ同じ大きさで作用する変動要因であると考えられたが，その要因を特定することはできなかった。鰐川は北浦の流出河川であるが，常陸川水門が閉鎖されている間は半日ほどの周期で流出と逆流を繰り返している。特に水

門操作や西浦の吹き寄せの影響に伴う流量変動は，河川流入量や取水量と比べて極めて大きく，北浦の水位や流速を変化させる。Fig. 6 に見られる 2 月 6 日および 2 月 25 日以降の大きな変動は水門操作に伴う変動であり，2 月 12 日に見られる大きな変動は西浦で生じた吹き寄せの影響によるものである（小松ほか，2007）。鰐川の流量変動が大きいときには Mode 2 も同様に変動したことから，Mode 2 は明らかに鰐川流量の影響を受けていると思われる。しかしながら，両者の相関は低かった。EOF 解析は，寄与の小さい変動成分を重ね合わせてより大きな変動成分として説明しようとする傾向がある（Domménget et. al., 2002）。このため，Mode 2 にはいくつかの変動が含まれている可能性がある。鰐川流量の Mode 2 への関与は，平常時には小さく，水門操作や西浦吹き寄せ時など流量変動が大きい場合にのみ顕在化したものと考えられる。

近年，湖沼環境調査において重要な意味を持つ流況観測に ADCP を用いる例も増えている（藤原ほか，1994

；銭ほか，1997；若丘ほか，1997；梅田ほか，2004；余ほか，2005）。ADCPは短い時間間隔で鉛直多層のデータを同時に測定可能であり，得られる観測データは1地点の観測であっても一般に膨大な量になる。このため，本研究のように多地点多層で同時に実施された観測データを個々に解析するのは容易ではない。このような場合には，複数の時系列データから共通する変動成分を抽出し，その変動を説明する要因を検討することを目的として用いられる EOF 解析は有用な解析手法のひとつと言える。但し，North et. al.(1982)やDommenguet et. al.(2002)が指摘したとおり，EOF 解析の結果は，数学的にそれらしい結果であっても力学的に正しいとは限らない。解析に用いるデータの質・量や統計的有意性を検討するとともに（Preisendorfer, 1988），データ相互の関連性には十分に注意を払う必要がある。

EOF 解析では全データから1組の固有値と固有ベクトルだけを計算して用いるため，これらの値が対象期間を通じて一定であることが前提となる。卓越する変動要因が対象期間内で変化する場合には計算される固有値・固有ベクトルも変化してしまい，得られた結果は妥当ではない可能性が高い。このため，本研究の対象期間には，非成層期である冬期であり，風が概ね同一方向から湖面に作用した時期を選定した。また，今回の解析については EOF 解析の結果が妥当であるか検討するため，最初の6.95日について各層の固有ベクトルを計算し，続いて計算期間を後方に3日分ほどずらした6.95日間の固有ベクトルを計算するという作業を繰り返し，いずれの地点も対象期間を通じて各層の固有ベクトルがほぼ一定であることを確認した。同様の確認を湖流の水平分布に対しても行った結果，第1層目については固有ベクトルがほぼ一定で EOF 解析の結果が妥当であり，Mode 1 の寄与率 77.4%，風との相関係数 $r=0.87$ という鉛直分布と同様の計算結果が得られた。また，Mode 1 の固有ベクトルが K1 から K7 の7地点で正值であったのに対し K8 は負値となり，第1層の湖流水平分布が風により変動し K8 のみ応答特性が異なることが推察できた。一方，中層から湖底付近の層では固有ベクトルは計算期間により著しく変動しており，得られた主成分得点の時間変化を説明する変動要因は抽出できなかった。この結果から中層から湖底付近においては卓越する変動要因が時期や場所により一定ではない可能性が考えられる。今後，解析に用いるデータを選択するなどして中層から湖底付近の複雑な流況特性と変動要因を検討したい。

本研究では，冬期の北浦の流況観測結果に対して EOF

解析を適用し，北浦の湖流に対する風の影響の大きさを定量的に評価するとともに，鰐川流量変動の影響についても検討することができた。また，冬季の北浦の湖流変動要因として風が支配的であるという結果は，実測値の直接的な比較検討や数値解析（小松・石井，2007）から筆者らが得ていた印象を良く表現するものであり，湖流の研究における EOF 解析の適用が有効であったことが示された。今後，河川流入出が大きく影響する水域や潮汐の影響を受ける汽水湖など他の湖沼における EOF 解析の適用例，あるいは complex-EOF や real-vector-EOF（Kaihatu et. al., 1998）など方向性の検討に適した EOF 解析の適用例などが蓄積されることにより，湖沼研究における EOF 解析の有用性や問題点，有効な観測計画などが明らかにされると考えている。

謝 辞

観測の実施にあたり，きたうら広域漁業協同組合の関係各位には多大なるご協力を頂いた。また，国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦河川事務所および（独）水資源機構利根川下流総合管理所からは貴重な観測データを提供して頂いた。ここに記して感謝の意を表す。最後に，本研究をとりまとめるにあたり多数のご助言と有益なご指摘を頂いた佐賀大学速水祐一先生ならびに匿名の査読者の方々に深く感謝します。なお，本研究は文部科学省から「特別電源所在県科学技術振興事業補助金」の交付を受けて実施された。

文 献

- Bretschneider, D. E., G. A. Cannon, J. R. Holbrook, and D. J. Pashinski (1985): Variability of subtidal current structure in a fjord estuary: Puget Sound, Washington. *Journal of Geophysical Research*, 90: 11949-11958.
- Dommenguet, D. and M. Latif (2002): A cautionary note on the interpretation of EOFs. *Journal of climate*, 15: 216-225.
- 遠藤修一・岡本巖・伴伊久夫・岡本拓夫 (1982): びわ湖における流況の連続記録 (Ⅱ) - 南湖の流況特性 -. 滋賀大学教育学部紀要自然科学, 32: 67-83.
- Endoh, S., M. Watanabe, H. Nagata, F. Maruo, T. Kawae, C. Iguchi., and Y. Okumura (1995): Wind fields over lake Biwa and their effect on water circulation. *Japanese Journal of Limnology*, 56: 269-278.
- 藤原建紀・速水祐一・坂本亘 (1994): 超音波ドップラー

- 流速プロファイラーによって測られた琵琶湖の流動の鉛直構造. 海岸工学論文集, 41: 296-300.
- Horel, J. D.(1981): A rotated principal component analysis of the interannual variability of the 500 mb height field. *Monthly Weather Review*, 109: 2080-2092.
- 茨城県生活環境部環境政策課編 (2006): 平成 18 年版環境白書. 茨城県.
- 井上徹教・中村由行・足立義彦 (1999): 環境条件のステップ的な変化に伴う堆積物の酸素消費・リン溶出の応答. 水工学論文集, 43: 1013-1018.
- 石川忠晴・田中昌宏・小関昌信 (1988): 湖面に働く風応力の現地観測. 水理講演会論文集, 32: 305-310.
- 岩佐義朗 (1990): 湖沼工学. 山海堂, 東京.
- Kaihatu, J. M., R. A. Handler, G. O. Marmorino, and L. K. Shay (1998): Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15: 927-941.
- 小松伸行・石井裕一 (2006): 冬季の北浦における湖流観測. 茨城県霞ヶ浦環境科学センター年報, 1: 114-121.
- 小松伸行・石井裕一・根岸正美 (2007): 鰐川の流量変動が北浦の流況に与える影響. 第 34 回土木学会関東支部技術研究発表会講演要旨, II -095.
- 小松伸行・石井裕一 (2007): 北浦湖流の数値シミュレーション. 茨城県霞ヶ浦環境科学センター年報, 2: 111-121.
- 松永恒雄・大久保泰邦・井内美郎 (1994): 水平 2 次元 1 層モデルによる諏訪湖湖流の数値シミュレーション (1). 地質調査所月報, 45: 39-50.
- 村岡浩爾・福島武彦 (1981): 霞ヶ浦 (西浦) の湖流. 国立公害研究所研究報告, 19.
- North, G. R., T. L. Bell, and R. F. Cahalan (1982): Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly weather Review*, 110: 699-706.
- 大久保賢治・村本嘉雄 (1987): 琵琶湖南湖の湖流観測 (2)- 吹送流の時間的变化 -. 京都大学防災研究所年報, 30-B-2: 569-582.
- Preisendorfer, R. W. (1988): *Principal component analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam.
- Rienecker, M. M., C. N. K. Mooers and R. T. Smith (1988): Mesoscale variability in current meter measurements in the California current system off Northern California. *Journal of Geophysical Research*, 93: 6711-6734.
- 銭新・石川忠晴・西部隆宏 (1997): 霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾水交換の数値シミュレーション. 海岸工学論文集, 44: 1051-1055.
- 佐々木道也 (1975): 霞ヶ浦・北浦における酸素欠乏状態の発生機構に関する一考察. 茨城県内水面水産試験場研究報告, 12: 13-16.
- Takai, H., H. Kawamura, and O. Isoguchi (2006): Characteristics of the Yamase winds over oceans around Japan observed by the scatterometer-derived ocean surface vector winds. *Journal of the meteorological society of Japan*, 84: 365-373.
- 田中昌宏・石川忠晴 (1989): 日成層形成時の吹送流の特性について. 土木学会論文集, 405: 63-72.
- 梅田信・長峯知徳・長広遙・石川忠晴・宇多高明 (2001): 霞ヶ浦湖心部における底泥の巻き上げ過程に関する研究. 水工学論文集, 45: 1171-1176.
- 梅田信・宮崎貴紅子・富岡誠司 (2004): 曝気式循環施設により生じる貯水池内流動の現地観測. 土木学会論文集, 775: 55-68.
- 浦勝・廣畑弘司 (1984): 二成層場の吹送流の乱流構造と連行現象. 海岸工学講演会論文集, 31: 650-654.
- 若丘圭子・横山勝英・石川忠晴 (1997): 湖沼・貯水池における ADCP 観測の問題点と誤差補正に関する研究. 水工学論文集, 41: 1041-1047.
- 山敷庸亮・松井三郎・瀬津家久・熊谷道夫 (2000): 琵琶湖還流の数値シミュレーション. 水工学論文集, 44: 975-980.
- 余輝・焦春萌・岸本直之・日高平・津野洋 (2005): 等温面法による湖沼主湖盆と湖湾における水の移流交換機構の解析. 土木学会論文集, 804: 23-32.