

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

藤原建紀*・速水祐一**・坂本 亘***

1. はじめに

琵琶湖は浅い南湖と、南湖に比べてはるかに深く水量の多い北湖から成り立っている。南湖の平均水深および面積は、それぞれ4 m および 58 km²であり、北湖のそれは41 m および 623 km²である。南湖については従来から水質の悪化が問題になってきた。しかし、近年は最後の良質な水源である北湖についても水質・底質の悪化が問題となってきている。

このような湖内における物質輸送と、化学・生物過程との相互作用を明らかにするため、1993年7、8月、琵琶湖国際共同観測 (BITEX; Lake Biwa Transport Experiment) が行われた。台風などの強風が湖内に起こす現象と、このような間欠的な現象にともなう混合・輸送を定量的に評価するため、我々は、湖内の13測点においてサーミスターチェーンによる水温鉛直分布測定を行い、また1測点において超音波ドップラー流速プロファイラー (ADCP) による流速の鉛直分布測定をおこなった。

一般に、成層した内湾や湖には内部モードの振動 (内部潮汐・内部波など) が存在することは知られている。琵琶湖の北湖では内部ケルビン波が反時計回りに伝播することが報告されている (Kanari, 1975)。また、強風の後、沿岸部などで攪拌された水が中層を水塊となって移動していると考えられる現象も観測されている。強風時に集中して起きる輸送は、長期的な物質輸送の中でも大きな役割を占めていると考えられる。しかしながら、現象が非定常であること、強風時の現地観測は困難であることなどのため、このような現象の実態はよく分かっていない。

本研究では多数の自記記録式水温計および流速計によって、これらの現象を観測した。本報告では、BITEX 期間中に行った観測のうち、ADCP で得られたデータの処理と結果について紹介し、従来の設置型流速計では得ることの困難な内部モードの流動・振動、強風によって引

き起こされた現象などについて述べる。

2. 調査および解析

2.1 調査方法

調査水域の地形および測点位置・観測内容を図-1、表-1に示す。観測水域は北湖南部であり、北側の水深70 m 水域から、水深5 m の南湖入口に向かうなだらかな斜面上に位置する。サーミスターチェーンは北湖から南湖に向かう縦断線上 (測点1からT) と、これにほぼ直交する横断線上 (測点6から10) にならんでいる。この他に、南湖内の6測点では底上0.5 m の水温を測定した。また、琵琶湖大橋 (測点BB) においては京大地球物理学教室が鉛直水温分布を測定している。

観測水域の南東部には、水深20 m 以下でなだらかな段丘面が湖岸まで広がっている。この段丘が内部波の進行・砕波におよぼす作用を調べるため、湖岸近くまで測点を設定している。また、岸に沿って反時計回りに伝播する内部ケルビン波の動きをとらえるため測点11, 12を

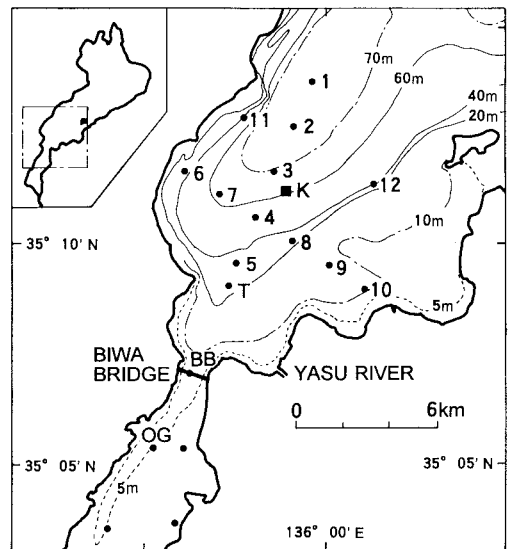


図-1 測点位置

* 正会員 農博 京都大学助教授 農学部水産学科
 ** 農修 京都大学大学院 水産学科
 *** 水博 京都大学教授 農学部水産学科

表-1 観測内容

測点	水深 (m)	測定機器	測定間隔 (分)	測定期間 (1993)
1	73.6	サーミスターチェーン	10	7/31~9/16
2	73.2	サーミスターチェーン	10	7/31~9/16
3	64.6	サーミスターチェーン	10	7/31~9/16
4	50.8	サーミスターチェーン	10	8/2~9/16
5	33.8	サーミスターチェーン ADCP	10 5	8/12~9/19 8/12~9/19
		ACM 流速計(水深3.7m)	20	8/12~9/19
6	32.0	サーミスターチェーン	10	7/31~9/19
7	57.9	サーミスターチェーン	10	7/31~9/23
8	20.3	サーミスターチェーン	10	8/2~9/19
9	12.0	サーミスターチェーン	10	8/2~9/14
10	8.9	サーミスターチェーン	10	8/2~9/14
11	48.0	サーミスターチェーン	10	7/31~9/23
12	38.9	サーミスターチェーン	10	7/31~9/19
T	22.4	サーミスターチェーン	5	8/18~9/16
K	湖上	風向・風速・気温・ 日射量・湿度・降水量	10	8/21~9/18

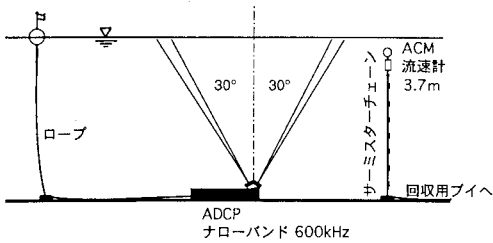


図-2 ADCP の設置状況

加えた。

測点5には ADCP とサーミスターチェーンを設置した。この測点の水深は 34 m である。また、測点Kは滋賀県の水質監視塔（湖中局）であり、琵琶湖研究所は、ここにおいて気象要素の測定を行った。

ADCP の設置状況を図-2 に示す。使用した ADCP は RD Instruments 社製ナローバンド、600 kHz である。ADCP は水中に超音波を発生し、これが水中で反射されて返って来るのを受信する。水が動いていると、ドップラー効果により受信波の周波数は発信波の周波数とは異なってくる。この周波数の違いから、遠隔的に流速を測定する。超音波ビームを鉛直方向から 30°傾いた 4 方向に発生し、流速の 3 成分（北方、東方および鉛直成分）を測定する（藤原ら、1989）。測定の時間間隔は 5 分、測定水深は 1 m ごとである。ただし第 1 測定層は、底上 2 m である。サーミスターチェーンはアレック電子製小型自記水温計（MDS-T）を 2 m 間隔でワイヤーに結び付けたものである。このチェーンの上部、水深 3.7 m にはアレック電子製電磁流速計（ACM-5 型）を係留した。

2.2 解析方法

本観測で用いた ADCP は旧式のナローバンド形であり、流速計測回路を 2 組持っており、それぞれ偶数番目の測定層と奇数番目の測定層のデータ処理を行う。このため、流速の鉛直シアが大きいところでは、1 層ごとに流速が大きくなったり小さくなったりする現象がしばしば現れる。このため、(1)式に示すハニング形のフィルターによって平滑化を行った。

$$V_i = 0.25 V_{i-1} + 0.5 V_i + 0.25 V_{i+1} \dots \dots \dots (1)$$

ここで V_i および V_i は、それぞれ第 i 層の測定流速および以後の解析に用いる流速である。

ADCP で実測したのは底上 2 m 以上の流速であるので、流速の対数分布則（日野、1992）

$$V/V_* = 5.75 \log_{10}(zV_*/\nu) + 5.5 \dots \dots \dots (2)$$

を用いて底上 1 m の流速を補間した。ここで V_* はシア流速であり、 z は底面からの高さ、 ν は粘性係数 ($1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$; 水温 20°C) である。(2)式によるとシア流速が 0.1~1 cm/s の範囲（底上 2 m の流速で 2~30 cm/s に相当）で、底上 1 m の流速は、底上 2 m の流速の約 93% となった。そこでこの関係を用いて底上 1 m の流速を、底上 2 m の流速から推定した。また、底面の流速は 0 cm/s とした。

水温は水深 2 m ごとの測定であるので、水深 1 m ごとの値を線形補間して求め、その後、(1)式と同様なハニング形の平滑化をおこない、第 i 層の水温 T_i を求めた。この水温から、海洋観測指針（気象庁、1977）に示されている方法によって湖水の密度 ρ_i を得た。

水深 1 m ごとの流速と密度からリチャードソン数 Ri

$$Ri = \frac{g\partial\rho/\partial z}{\rho\{(\partial U/\partial z)^2 + (\partial V/\partial z)^2\}} \dots \dots \dots (3)$$

を求めた。ここで g は重力加速度、 (U, V) は流速の東方および北方成分である。

2.3 表層近くの流速の比較

湖底に設置した ADCP の場合、ビーム方向外にもれた超音波（サイドロープ）の影響により水面近く（水深の 10~15%）の流速は異常値となりやすい。本観測では測点の水深は 34 m である。測定の信頼度を示すパラメータ値（% good 値）は、水面の流速値が異常であることを示していた。一方、水深 1 m 以深では、このパラメータ値は正常であった。

ADCP により遠隔的に測られた流速を、従来の係留型電磁流速計（ACM）で測られた値と比較した（図-3）。実線は ADCP による水深 3 m の流れの速さ（(1)式の平滑化操作をする前の値）であり、破線は ACM による水深 3.7 m の流れの速さである。いずれも 1 時間平均値である。どちらが真の値に近いかは分からないが、両者は互いによい相関関係を保っており、ADCP は ACM 流速計

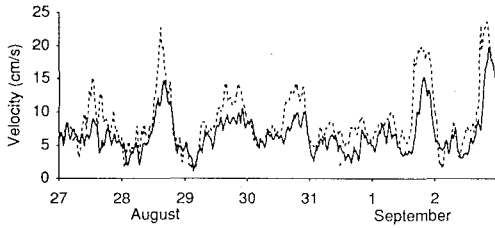


図-3 ADCPの流速(実線)とACMの流速(破線)

と同程度の流速測定能力を水面近くまで持っていることを示している。

3. 結 果

観測期間中、台風11号(8月27日)、13号(9月4日)、14号(9月9日)が通過したが、台風13号の風が一番強かった。台風13号によって、9月4日5時から強い南東風が吹きはじめ、8時には平均風速の最大値17m/sに達する。その後、風速は急速に弱まり、16時には約5m/sの西風に転じ、22時には5m/s以下となる。

図-4に台風13号通過後の湖中の縦断水温分布(左)および横断水温分布(右)を示す。図中の測点BBは琵琶湖大橋、OGは雄琴沖(南湖北部)である。

秋季の琵琶湖の成層構造は、鉛直混合された上層水(水温24°C以上)と、前年冬季にできた冷水がほとんど加熱されずに取り残されている下層水(9°C以下)から成り立っており、両者を躍層部が隔てている。台風に伴う南よりの風により、上層の水は琵琶湖北部に吹き寄せられ、南部では低温の下層水が上昇している(上段; 4日22時)。このとき、躍層は南東部の段丘の水深よりも浅くな

り、躍層部の水が段丘上にも広がっている。この状態が約2時間続いた後、躍層は急速に降下し、段丘水深よりも深くなる(下段; 5日4時)。このとき、躍層の厚さは増加しており、また段丘上には躍層水が薄く取り残される形になっている。

このときの、測点5における水温・流速鉛直分布の時間変化を図-5に示す。上段は水温、下段は流速の南向成分であり、後半の流速スケール(上部に矢印で示す)は前半の3倍となっている。流速は水深1mごとの値を実線で結んで鉛直分布を示しており、水深3mごとに矢印を描き込んである。

前半では、上層は北に流れている。下層は南に向かって流れるとともに、4日23時まで徐々に上昇し、上昇高度は10mを越えている。この後、下層水は急速に降下すると同時に厚さは薄くなり、下層内の北流も強くなる。5日4時(図-4下段に対応する)には、底部の北流部分の厚さは13mに減じている。このとき、底近くほど流速が大きくなり、最高流速は底上3m付近に現れ、その値は50cm/sに達する。この、北に向かって速く流れている水の水温は14~20°Cであり、図-4下を参照すると、この水は斜面を北に向かって滑り降りている水であると推定できる。

9月4日12時から5日12時までのリチャードソン数の分布を図-6に示す。リチャードソン数が0.25以下の領域は鉛直混合が盛んに行われている領域である(Mann and Lazier, 1993)。上昇してきた下層水中(4日20時~5日3時、水温9°C以下に対応)ではリチャードソン数が0.25以下であり、鉛直混合が行われていることを示している。また、速い速度で北方に流れ下る躍層水

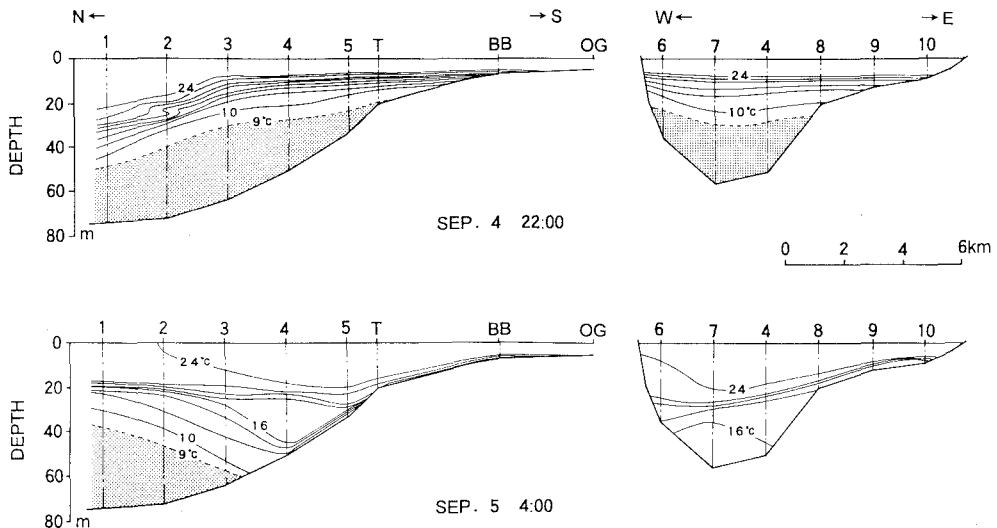


図-4 台風通過後の水温分布。(左)縦断面、(右)横断面。測点4は縦断線と横断線の交点、測点5はADCPの設置点。

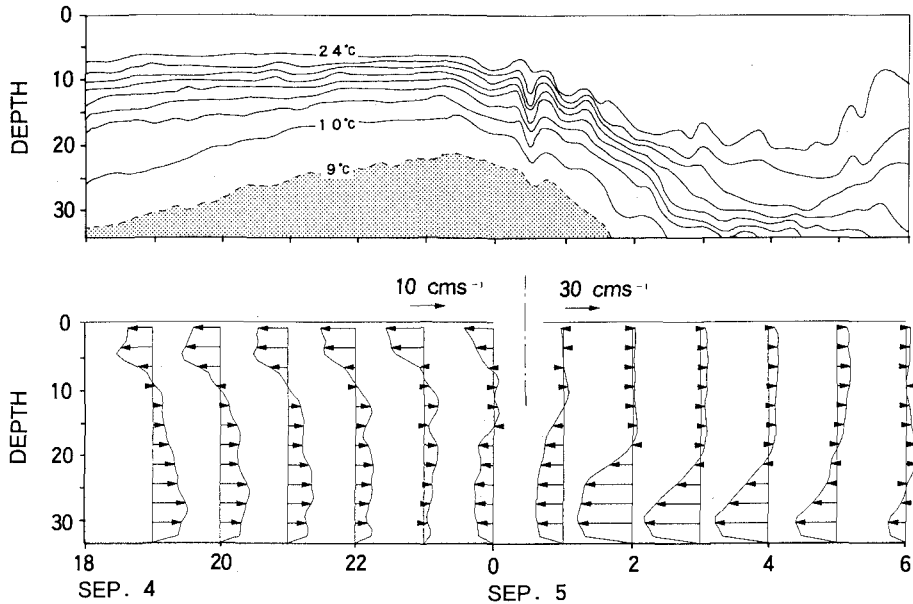


図-5 測点5における水温鉛直分布(上)と流速(南向成分)鉛直分布(下)。

の中(5日2~6時,水深26m付近)や,北方から返ってきた上層水の中(5日2~6時,24°C以上に対応)でも混合が起きている。

図-5に示した期間の後,下層には周期十数時間の内部セイシュが発生し,長期間持続する(図-7)。図の下段は,10分ごとの流速鉛直分布をずらして描いたものである。水温18°C以下の冷水が斜面を上昇してくるときには南流,引き波となって下降するときには北流となっている。しかし,躍層部(水温20~24°C)の流動はこれとは別であり,さらに上層(水温24°C以上)はまた異なっている。このような複雑な鉛直構造は,強風時以外の多くの期間に現れている。

4. 議論およびまとめ

超音波ドップラー流速プロファイラー(ADCP)は,流

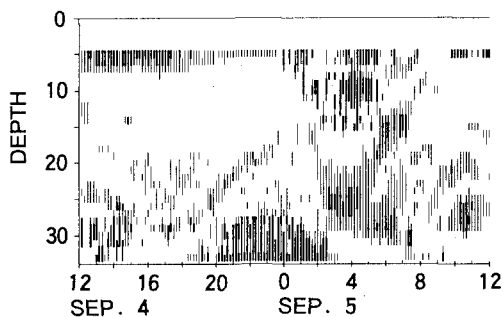


図-6 リチャードソン数の分布,ただし水深5m以深。細線:1.0以下,太線:0.25以下。

速の鉛直構造の詳細な情報を与えてくれる。図-7にみられるように,成層した湖の内部には様々なモードの流速変動が見られる。一言でいえば,“躍層の下は,想像以上に賑やかである”といえよう。成層した湖や内湾の物質輸送は,このような層状の流動構造によって支配されていると考えられる。

近年,湖や内湾において,係留系によって多層の流速

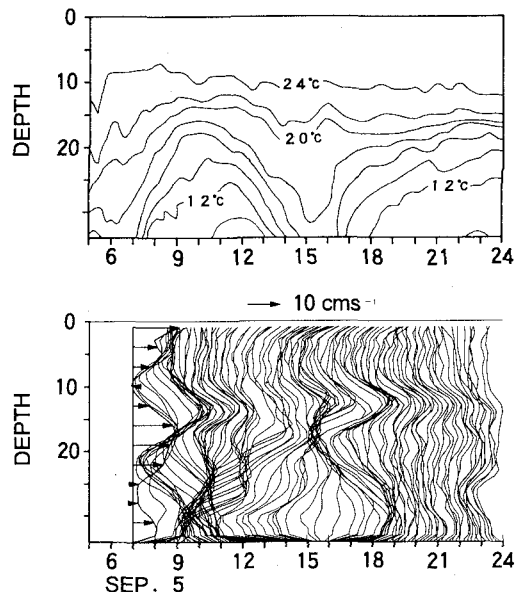


図-7 9月5日の水温分布(上)と流れの南向き成分(下)。

が測られるようになってきた。しかし、数層の流速データから、この様に複雑な鉛直構造の全体像を伺うことは困難であった。

従来の沿岸海域の調査では、強い潮流に隠されて、内部モードの現象は十分には把握されていなかった。しかし伊勢湾北部のように成層の強い内湾では、琵琶湖の場合と同様に、躍層下で内部モードの振動が強いことが明らかになってきている。また野見湾（高知県）では内部潮流が閉鎖性内湾の海水流動・海水交換を支配していることが報告されている（萩野，1992）。

これからの湖沼・沿岸海洋研究では、成層海域の流動と物質輸送を3次元的に記述・予測することが進むであろう。その過程で、ADCPは主要な観測装置となるであろう。

謝辞：本観測は琵琶湖国際共同観測（BITEK）の一環

として行ったものである。本研究を行うにあたり支援していただいた琵琶湖研究所の熊谷道夫博士、琵琶湖大橋の水温データを提供して頂いた京都大学理学部地球物理学教室の西勝也助手に感謝する。また、本研究は日本生命財団の研究助成を受けて行われた。記して謝意を表す。

参考文献

- 気象庁編 (1977): 海洋観測指針, 日本海洋学会, 427 p.
萩野静也 (1992): 高知県野見湾における内部潮流に関する研究— I, 水産工学, 29巻, pp. 1-8.
日野幹雄 (1992): 流体力学, 朝倉書店, 469 p.
藤原建紀・高杉由夫・肥後竹彦 (1989): 超音波ドップラー流速プロファイラーによる沿岸域の流れの可視化, 海洋調査技術, 1巻, pp. 57-65.
Kanari, S. (1975): The Long-period Internal Waves in Lake Biwa, *Limnology and Oceanography*, Vol. 20, pp. 544-553.
Mann, K. H. and J. R. N. Lazier (1991): Dynamics of Marine Ecosystem—Biological Physical Interactions in the Ocean—, Blackwell Scientific Publications, 466 p.