

びわ湖北湖の環流について (I)

—水温分布からみた環流の変動—

遠藤修一・岡本 巖・中井 衛

Circular Currents in the North Basin of Lake Biwa (I)

—Seasonal Variation of Circular Currents deduced from Water Temperature Distributions—

Shuichi ENDOH, Iwao OKAMOTO and Mamoru NAKAI

Abstract

In order to examine the fluctuations of the circular currents in the north basin of Lake Biwa, successive observations of water temperature distributions using a bathythermograph were carried out from June to November, 1977. In every month, a series of measurements was made on five successive days so as to evaluate the effects of internal waves and winds on the distribution of water temperature. Assuming a geostrophic balance, velocity fields were estimated from the observed temperature fields.

It has been found that (1) a large counterclockwise gyre was consistently maintained in the surface layer throughout the period of the observations; (2) there was also a virtually consistent clockwise gyre and another counterclockwise gyre was often visible in the south of a clockwise gyre; (3) internal waves and wind stresses had remarkable effects on the temperature distributions and seemingly caused a lateral movement of the gyre. It was also found that the available potential energy of the gyre was much larger than the kinetic energy, and the total energy showed a seasonal variation similar to that of the total accumulated heat in the lake.

1. はじめに

夏季のびわ湖北湖に「環流」と呼ばれる水平循環流が存在することはよく知られている。Fig. 1は須田ら(1926)による観測結果から描かれたびわ湖の表層流の分布で、彼らは3つの環流が存在する可能性のあることを示し、北から順に第一環流(反時計回り)、第二環流(時計回り)、および第三環流(反時計回り)と命名した。その後、漂流ビン(森川と岡本, 1960)、漂流板(岡本, 1968)、電波発信ブイ(奥村と山本, 1978)などを使用した測流によって環流の存在が確認された。一方、直接測流とは別に、岡本と森川(1961a)によって環流が地衡流の性格を有することが見出されて以来、水温分布の観測資料から力学計算(岡本と森川, 1961b; 國司ら, 1967)や診断モデル(ENDO, 1978)によって環流のパターンや大きさが推算されてきた。

しかしながら、これらの観測の大部分は夏季に集中しているため、それ以外の季節における環流については、そのパターンや大きさはもとよりその存否につい

ても未だ確認されていないのが実状である。環流はびわ湖における最大規模の流系であるから、湖水中の物質の輸送や分散に対して非常に大きな役割を果たしている可能性がある。したがって、びわ湖の水質問題が社会的に重要な問題とされてきたいま、環流の実態や変動を明らかにすることは、湖水中の物質分布を考える上できわめて重要なことと考えられる。また、びわ湖に存在するさまざまな時・空間規模をもつ湖水の流動との相互作用の機構を明らかにしてゆく上でも、環流の実態や力学機構についての把握が急がなければならない。

一口に環流の実態把握と言っても、その目的や着目する現象に応じてさまざまな方法が考えられる。著者らは、湖水の成層が発達した6月から12月初旬までの6カ月間にわたって、毎月1回5日間連続してBT(bathythermograph)による水温分布の観測を実施した。このように環流を継続的に追跡することにより、環流の存否、位置の変動、勢力の消長などについての考察を行なった。

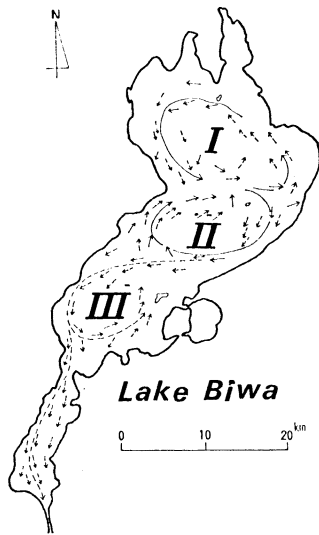


Fig. 1. Schematic pattern of the circular current system in Lake Biwa (after SUDA *et al.*, 1926)

2. 水温分布の継続観測

1977年6月から毎月1回計6回にわたり、びわ湖北湖における水温の三次元分布の観測を実施した。既に述べたように、北湖の環流は地衡流の性格を有し、流れに対応した特徴的な水温（密度）分布を伴っているため、水温分布から流れを推算することが出来る。ただ注意しなければならないのは、現実に観測される水温分布には、環流に対応する分布のほかに、内部波や風による変動が含まれているから、1日限りの観測結果をもって環流の分布や流れの大きさを議論することは危険である（遠藤ら, 1979；今脇ら, 1979）。そこで、特に大きな水温変動の原因となる基本モードの内部波の周期がこの観測期間において2～3日（KANARI, 1974）であることを考慮して、各月の観測は6月の予備観測を除いていずれも5日間連続で実施することとした。

Fig. 2 に今回実施した水温観測の測線・測点の配置を示す。北湖の中北部に測点が集中しているのは、主として反時計回りのいわゆる第一環流を観測の対象としたことによる。すなわち、従来実施されてきたような北湖全域を比較的粗い測点網で覆う観測ではなく、環流の実態をとらえるという観点から、ある特定の環流（第一環流）に着目した精細な観測を行なう必要があったからである。また、舟木とその対岸の姉川河口および磯を結ぶ水域の中央付近で測点が密になっているのは、従来の観測からこの付近に第一環流の中心が

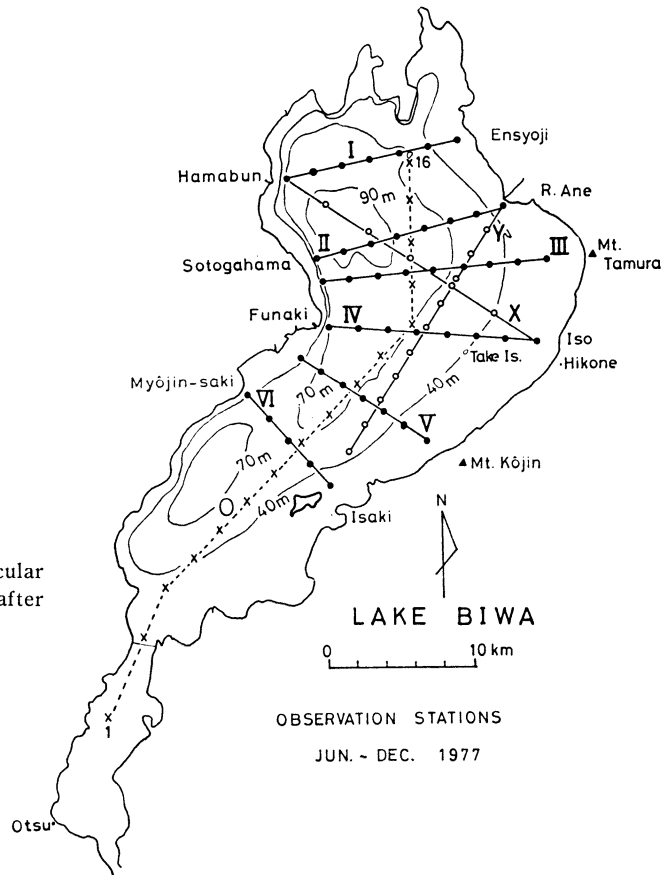


Fig. 2. Arrangement of the stations for water temperature measurements by a BT in Lake Biwa from June to November, 1977.

存在する場合が多く、この環流の位置を正確にとらえようとしたためである。

観測は彦根港を基地とし、調査艇「清流」（滋賀大学教育学部湖沼実習施設所属、4.4 ton）により、BTを使用して実施した。各月とも観測は、横断測線Ⅱ～Ⅳを中心とし、1日当たり4～5測線について実施した。各月の連続した観測において、初日または2日目の観測で得られた結果から環流の位置や大きさの概要を把握し、その月における環流の実態をとらえる上で最適と思われる測線を選択し、それ以降の観測を継続した。したがって、Fig. 2 に示す測線のうち、実際に観測を行なった測線は各月、各日ごとに多少異なっている。Table 1 に観測の全日程と各月における総観測点数を示す。月によって測点数が異なるのは、6月の予備観測を除けば、主として悪天候による欠測のためである。

Table 1. Descriptions of successive observations of water temperature distributions in the north basin of Lake Biwa, 1977.

Month	Date	Total number of stations
JUN	6-7 Jun.	49
JUL	4-7 Jul.	118
AUG	26-30 Aug.	155
SEP	14-18 Sep.	59
OCT	22-26 Oct.	136
NOV	30Nov.-4Dec.	93

特に9月においては連日の強風によってしばしば観測を中断せざるを得なかった。以下の議論では計6回の観測は、その観測を実施した月で区別することにし、最後の観測は11月と12月の両月にまたがっているが、11月の観測と呼ぶことにする。なお、全観測を通して、各測点ではBTによる測温と併せて、表面水温、風向・風速、透明度、気温などの観測を実施したが、これらに関する詳細については別の機会に報告することにする。

3. 水温の鉛直断面からみた環流

1977年6月から11月までの6カ月間にわたる水温の鉛直分布をFig. 3に示す。値は各月における全測点での深さごとの総平均値である。図に示されているように、6月から8、9月にかけての水温上昇と躍層の発達、およびそれ以降の水温低下と躍層の下降が明

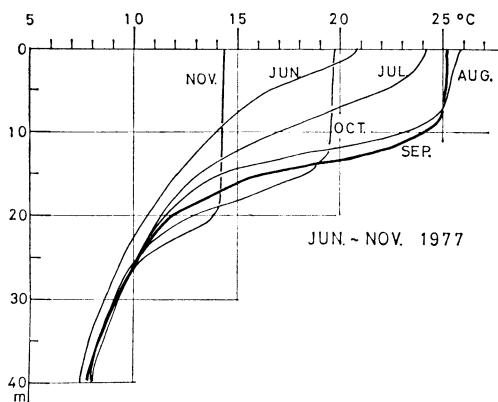


Fig. 3. Monthly profiles of water temperature averaged over the lake from June to November, 1977.

瞭であるが、このような水温の鉛直分布の季節変化はびわ湖北湖において通常みられるものである(森川, 1964)。ただ、8月における表層の水温が例年に比して2~3°C低いのが特徴的であるが、これはこの年

の8月中旬に本州南岸に停滞した前線の影響で日射量が少なく比較的気温の低い日が続いたことによるものであろう。

Fig. 4 a は、舟木とその対岸の磯とを結ぶ測線Ⅳの鉛直断面内での各月における平均水温の分布を示したものである。既に述べたように、第一環流の中心がこの測線中央付近に存在するケースが多いことから、全観測を通じてこの測線での観測を重点的に実施した。この図から明らかなように、各月に共通して測線中央部で水温躍層の隆起がみられる。特に8月から11月にかけては、測線中央付近を境にほぼ左右対称の分布を示している。これらの分布は地衡流の関係からみれば、正に反時計回りの環流の存在を意味している。したがって、各月に共通してこのような分布がみられることは、夏季のみならず、6月から11月までの湖水の成層期間には常に第一環流がこの測線付近に存在していたことを示している。

次に、この水温分布を基に力学計算によって断面に直角な流速成分の分布を求め、Fig. 4 b に示す。図中の数字は流速 ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) の大きさを示し、符号は北流(手前から紙背)を正、南流を負で表わしてある。なお、力学計算を行なう際の無流面は湖底に選んだ。図から各月ともに反時計回りの環流の存在が明らかであるが、Fig. 4 a の水温分布と比較すれば、地衡流として求められた環流の存在する深さは水温躍層が浅であることがわかる。この点に関しては従来の夏季における測流結果(たとえば岡本, 1968)と一致している。その他の季節については流れの実測がほとんどなされていないので断定はできないが、ここで得られた結果は環流が常に水温躍層にまでしか達していないことを示すものとして興味深い。流速の大きさは各月で多少の差はあるが、おおむね $15 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 程度であり、中心から3~4 km 付近に最強流域が存在している。このように、第一環流は少なくとも6月から11月までの期間には存在するが、その分布や大きさは月によってかなり異なっていることがFig. 4b から理解できる。ただし、7月や9月の分布にみられる北流過剰は、環流の非対称な分布を意味するのではなく、後で述べるように、強風の連吹による水温躍層の傾斜が平均操作で十分に除去できなかったためにみかけ上現われたものと考えられる。

ところで、観測は第一環流を主な対象として実施したが、いわゆる第二・第三環流の存否や内部波の影響などをとらえることを目的として、北湖を縦断する測線O上に16の測点(Fig. 2 に×印で示す)を設け、各月ともに1~2回の水温観測を実施した。その結果から、鉛直縦断面内での各月における15°Cの等温線の分布を示したのがFig. 5である。Fig. 3 にみられるように、15°Cは各月ともほぼ水温躍層における代表水温とみなせるから、その分布は躍層の深さの場所

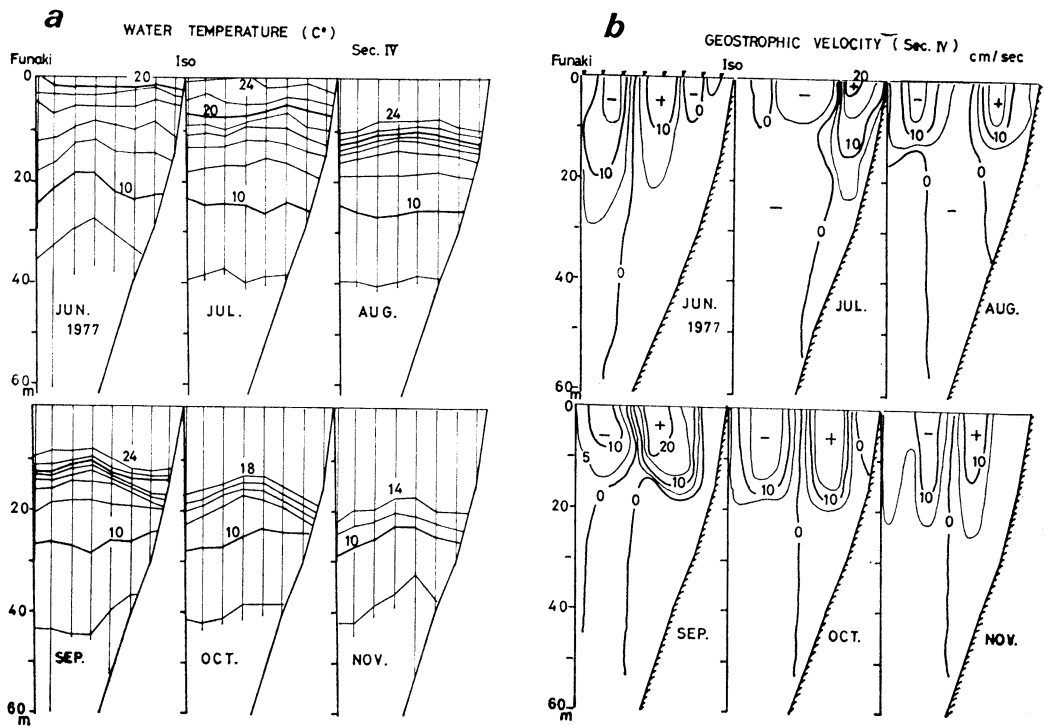


Fig. 4. Transverse sections of (a) mean water temperature ($^{\circ}\text{C}$) and (b) geostrophic velocity ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) perpendicular to the cross section.

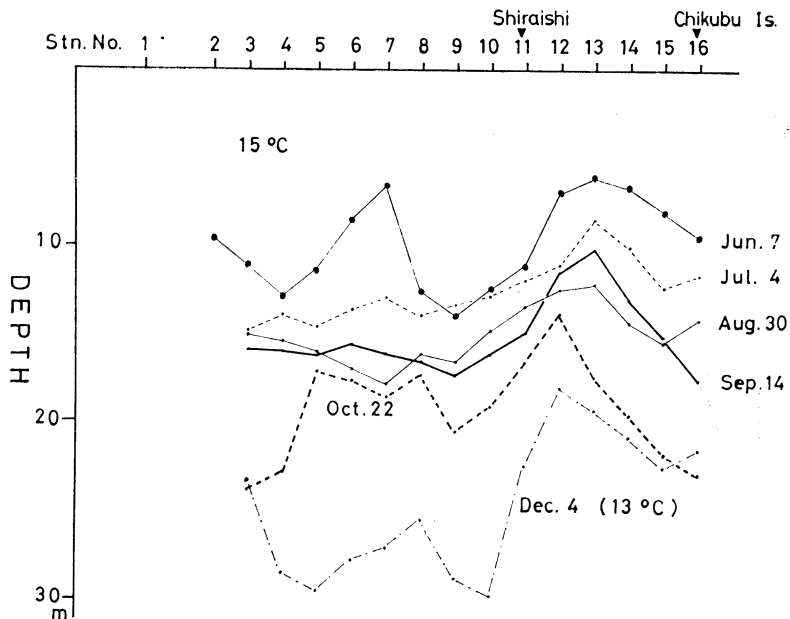


Fig. 5. Monthly distributions of depths of the 15°C isotherms along the longitudinal line indicated by the dotted line in Fig. 2.

的变化を表わすものと考えることができる。なお、12月4日の分布については表面水温が 15°C 以下であったために、 13°C の等温線の分布を示した。

この図から、各月ともに水温躍層の深さは場所によって大きく異なっていることがわかる。その深さは全体的には月を追うごとに増してはいるものの、その水平分布には各月に共通性のあることがみてとれる。その最も顕著なものは測点12~13付近にみられる躍層の隆起である。これは既に Fig. 4a に示した第一環流に対応するものであるが、ここで注目すべきことは、この水域以外にも各月に共通した分布のみられることである。すなわち、測点8~9付近では躍層が深い場合が多く、さらに測点6~7付近で再び浅くなる傾向があることである。この2カ所の特徴的な水温分布はそれぞれ時計回りと反時計回りの環流の存在を意味し、いわゆる第二、第三環流に対応するものと考えられる。したがって、これらの観測結果から、成層期間中のびわ湖北湖には第一環流が常に存在するほか、第二環流もかなり安定に存在し、また必ずしも明らかでない場合もあるが第三環流もしばしば存在するということができよう。ただし、今回の観測で得られたこれらの環流の位置については、須田らによる観測結果 (Fig. 1) とかなり異なっており、特に第一、第二環流の中心がともに Fig. 1 に描かれているものよりも約5 km も南に位置している点には注意しなければならない

い。過去に行なわれたいくつかの観測結果をみても (たとえば國司ら, 1967; 岡本, 1969; ENDOH, 1978), 第一環流の中心は今回の観測結果とほぼ同じ測点12~13付近にある場合が多い。したがって、びわ湖の環流としてしばしば引用されている Fig. 1 は、典型的な環流のパターンを描いていない可能性が高いが、環流の分布や大きさの変動については今後さらに観測を積み重ねて明らかにしてゆく必要がある。

4. 風と内部波による水温変動

既に述べたように、1日1回の観測で得られた水温分布には、環流に対応する分布のほか風や内部波などに起因する水温変動が含まれている可能性がある。したがってこれらの変動を除去し、環流に対応する水温分布を取出すために5日間の連続観測を実施したのである。ここでは、これらの変動成分が実際にどの程度の大きさを持ち、環流域の水温分布にどのような変動をもたらすのかについて考えてみることにする。

4-1. 風による水温変動

Fig. 6 は Fig. 4 と同じ鉛直断面内の水温分布を、9月17日と翌18日について比較したものである。17日の分布には明らかに第一環流の存在を示す躍層の隆起がみられるが、翌日には躍層が西から東へ向って大きく下降しており、一見環流が消滅したかのようにみえる。この躍層の傾斜は、17日の午後から約7時間

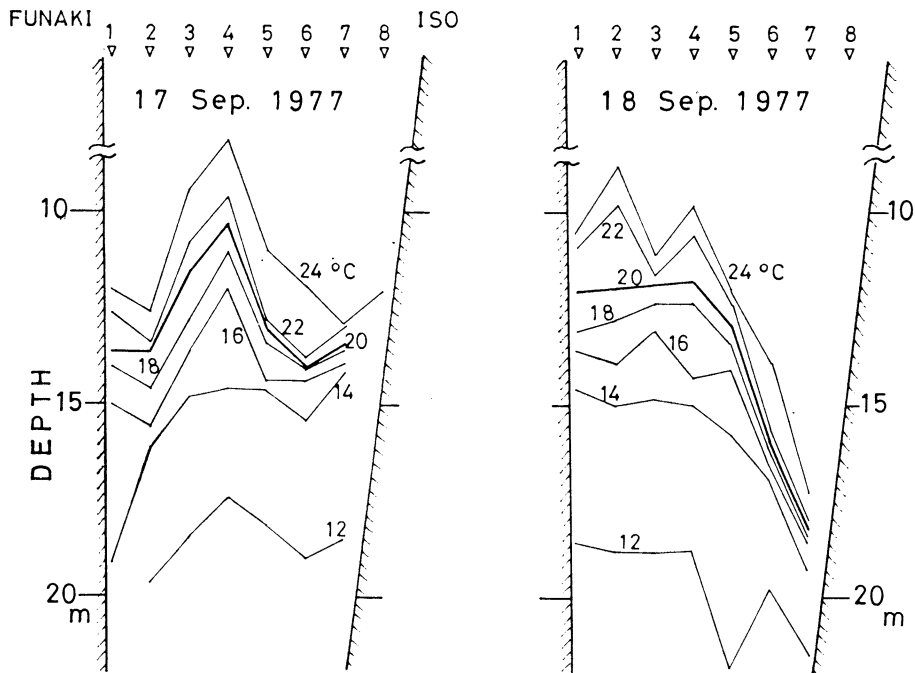


Fig. 6. Transverse sections of water temperature along Line IV on (a) 17 September and (b) 18 September, 1977.

にわたって連吹した $5\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ の北西風（彦根地方気象台による）によって形成されたものであろう。びわ湖におけるこのような強風の連吹による躍層の傾斜に関しては既に岡本（1969）の報告があり、二層湖における風の応力と圧力勾配とのバランスとして説明できることが示されている。岡本の報告で注目すべきことは、強風によって躍層が大きく傾いているにもかかわらず、環流に対応する躍層の凹凸が依然として存在しているのが見出されたことである。この観点から Fig. 6 をみると、9月18日の水温分布は、第一環流に対応する等温線の隆起と、風によって引き起こされた西から東へ向って下降する分布とが重なり合っただけのもので解釈することができる。このような水温分布は、今回の観測中何回か認められたが、このことは数時間程度の強風の連吹があっても環流は容易に消滅しないことを意味している。

ところで、Fig. 6 の2日間について、その水温分布からそれぞれ力学計算によって表面付近の流速を求めてみると、測点5と6の間で9月17日には $14\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ であるのに対して、18日には $32\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ と倍増した値となる。前者の値は従来の観測結果からみて環流の流速として妥当なものであるが、後者は過大であり、もし9月18日に1回限りの観測を実施し、それに基づいて力学計算をしたとすれば、誤った環流のイメージを得ることになる。このように、強風の連吹は少なからず水温分布に影響を与える一方で、湖水の流動をも引き起こすから、環流の形成・維持の面からも風に対する流れや水温場の応答、地衡流的調節に関して今後さらに詳細な検討を加えてゆかなければならない。

4-2. 内部波による水温変動

成層期における顕著な水温変動として内部波によるものが知られている。びわ湖における内部波に関して KANARI (1975) は、基本モードの内部波が内部ケルビン波の性格を持つ旋回性の波であることを見出し、また遠藤ら（1979）は北湖全域における水温の三次元分布の観測結果から、この旋回性内部波の空間的な振舞いとらえている。

Fig. 7 は測線 IV における 15°C の等温線の存在する深さをイソプレットとして8月と10月について示したものである。値はそれぞれの月における平均値からの偏差であって、平均値より浅い場合を負とし陰で示してある。前述したように 15°C は水温躍層における代表的な水温であるから、そのイソプレットから躍層の時・空間的な変動をとらえることができる。図から明らかなように、両岸付近で深く中央では浅いという躍層の分布は、第一環流の存在を示しているが、その分布には大きな時間変動がみられる。しかもこの変動には周期性が認められ、図から8月については約2口の、10月には約3口の周期が読み取れる。両月とも

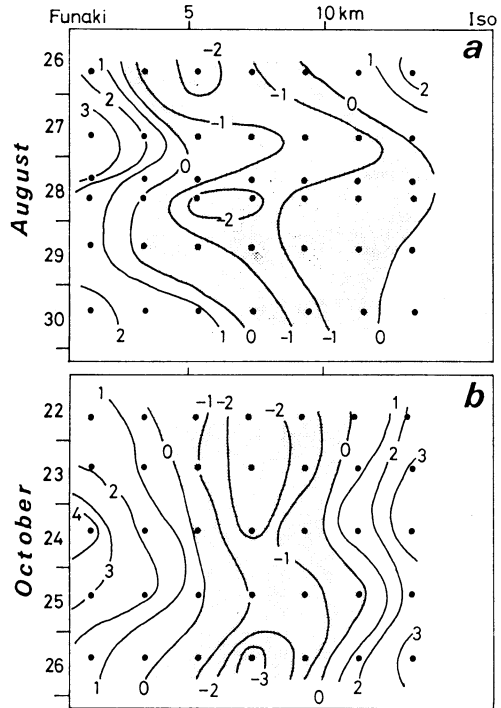


Fig. 7. Isoleths of the deviations of depths of the 15°C isotherm in section IV on (a) August and (b) October, 1977.

に観測期間中は卓越した風がなく、比較的静穏であったことを考えると、これらの周期的な水温変動は先に述べた旋回性内部波に起因するものと考えてよいであろう。一般に基本モードの内部波による水温変動は岸付近で顕著にみられるが、図のように環流に対応する水温分布と重なると、見かけ上環流の中心の移動として現われてくることになる。すなわち、内部波の存在により環流の中心は8月では約4 km、10月では約2 km の範囲で東西方向に変動しているようにみえる。また、環流の中心付近の躍層の深さが時間的に変化しているのは、旋回性内部波を特定の断面で捉えたためか、あるいはさらに短い周期の内部波の存在によるものであろう。このように、環流の中心位置や勢力範囲を正確に認識するためには、今脇ら（1979）や遠藤ら（1979）によって指摘されたように、単発的な観測ではなく、少なくとも基本モードの内部波の周期を包括する程度の期間にわたって連続的な観測を実施する必要のあることを意味している。

5. 環流の変動

1977年6月から11月までの6カ月間、第一環流は常に存在していたことが明らかになったが、その位置や大きさはどのように変動したかについて考えてみる

ことにする。

はじめに各月における環流のパターンと大きさをみるために、各月の連続した観測で得られた水温分布からその月における平均の水温場を求め、それに基づいた湖面の力学的高度の偏差 (ΔD) の分布を示したのが、Fig. 8 である。ただし、強風による観測中断のために測点数の少ない日は平均操作から除外した。各月の連続した観測の平均値を用いたのは主として内部波の影響を除去し、環流に対応する分布を取り出すためである。なお、平均操作を行なう際に、日ごとに測線や測点の位置が若干異なるために、各日の観測結果から基準測点群への線型補間を行なった。また、 ΔD を求めるのに 30 db を基準面としたが、水温躍層下であればどの深さに基準面を選んでも湖面の ΔD の相対的な分布はほとんど変化しない。図中の数字の単位は

$10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ で、これは幾何学的高度に換算してほぼ 1 cm に相当する。

Fig. 8 の力学的高低図は各月における湖面の凹凸を示すもので、環流が地衡流であれば表面における流線の分布を表わすことになる。この図から、第一環流がこの観測期間中常に存在していたことがより明瞭に理解できるが、各月ごとの分布や大きさにはかなりの相違がみられる。まず、環流の中心の位置についてみると、6月からしだいに南下し、10月には多景島の西方約 3 km 付近にまで達しているが、11月には再び6月における位置付近にまで北上しているようにみえる。ただ、観測の測点配置の精度からみて、環流の中心位置を厳密に求めることは必ずしも容易ではないが、少なくとも6月と10月における中心位置には明らかに有意な差が認められる。このような環流の位置の

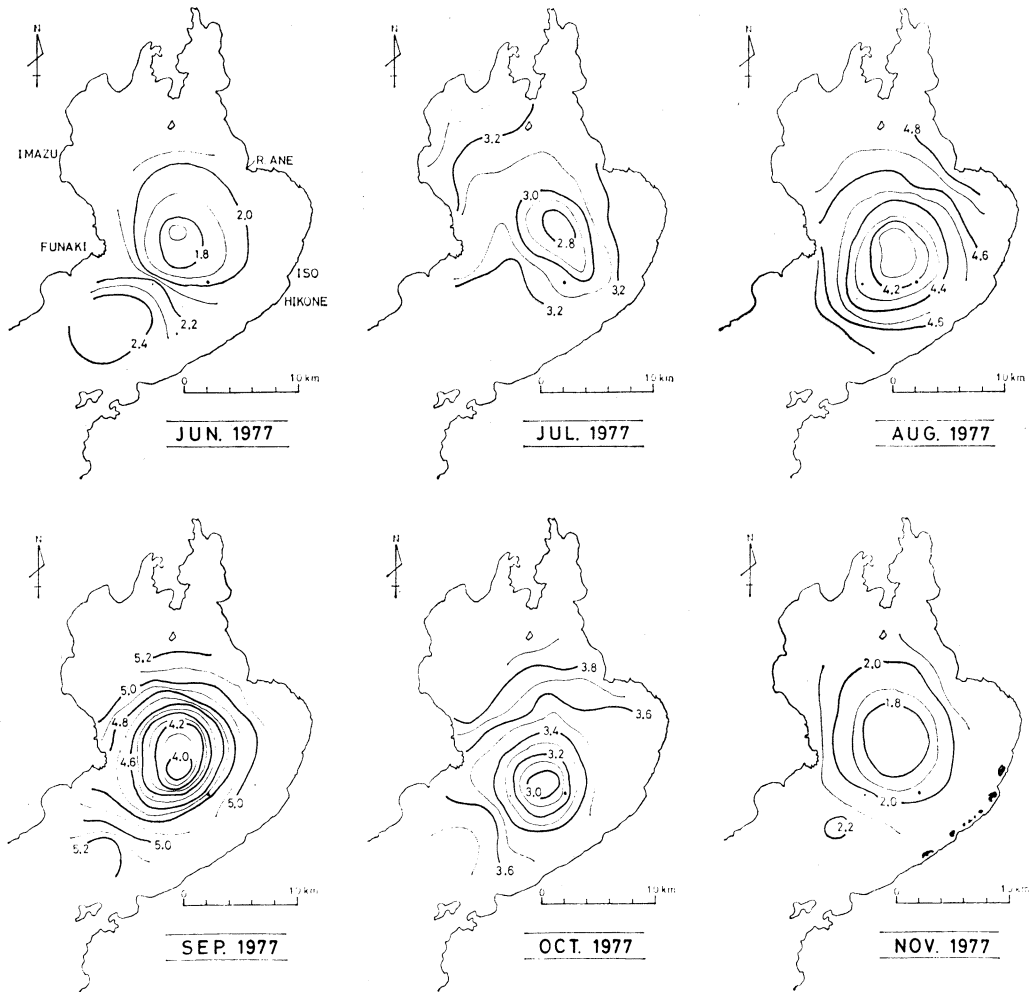


Fig. 8. Dynamic height topographies (in $10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) of the lake surface referred to the 30 decibar surface from June to November, 1977.

時間的な変化が例年みられるものであるのか、あるいはこの年の特徴であるかに関しては、この種の継続観測が過去において皆無であったから現時点では全く不明であるが、ここで得られた結果は環流の変動の力学機構を考える上で一つの手がかりとなるであろう。

次に、環流の勢力とその範囲について Fig. 8 から考察してみると、流速は6月から次第に増加して9月に最大になり、その後再び弱くなってゆく様子がわかる。特に9月においては、環流の中心と外側とは水面の高さに1cm以上の差がみられる。このように表面における流速分布からみると、環流の勢力にはかなり系統的な季節変化が認められ、この勢力の消長は Fig. 3 にみられる水温躍層の発達・衰弱とよく対応しているように思われる。ただし、表面の ΔD の分布は環流の勢力を評価するための一つの重要な示標ではあるが、環流の達している深さや、流速の鉛直シアなどは季節によって異なることを考えると、勢力の消長をみるためには環流のもつエネルギーを評価し、その季節的な変化について考える方が適当であると思われる。そこで、各月の平均水温分布を基に、環流のもつ位置エネルギーの偏差 (PE) と運動エネルギー (KE) を計算してみた。単位面積当りの PE と KE は、

$$\left. \begin{aligned} PE &= \frac{1}{g} \int_0^P \delta \cdot PdP \\ KE &= \frac{1}{2} \rho V_0^2 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

で表わされる (Fofonoff, 1962)。ここで、 g , δ , P , ρ はそれぞれ重力加速度, 比容の偏差, 圧力および密度であり、 V_0 は環流を円形の流れて近似した時の傾度流 (遠心力を考慮した地衡流) の流速で、

$$V_0 = \frac{1}{2} (fr - \sqrt{f^2 r^2 + 4r \frac{\partial P}{\partial r}}) \quad (2)$$

で求めることができる。ここで、 r は環流の中心からの距離、 f はコリオリの係数 ($8.4 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$) である。

ところで、位置エネルギーの偏差 PE そのものは、水温の全体的な上昇や成層の発達につれて増加するから、環流自身のもつ位置エネルギーについては、環流の存在のために隆起している水温躍層が水平になった時に解放されるであろう有効位置エネルギー APE について考えなければならない。有効位置エネルギーの適用は、最近 Gulf Stream の ring に対してしばしばなされている (たとえば BARRETT, 1971; OLSON, 1980)。観測された密度場から APE を求める方法についてはいろいろ議論があるが (OLSON, 1980)、ここでは次のように定義することにする。すなわち、

$$APE = |PE - (PE)_R| \quad (3)$$

ここで、 $(PE)_R$ は基準となる PE であるが、これを

どのように選ぶかが問題である。Gulf Stream ring に対しては、ring の周縁における PE の値を $(PE)_R$ とすることが多い。これは、ring が ring のバックグラウンドである Sargasso 海に対して相対的に小さいため、ring の PE が解放されたとしても Sargasso 海の密度場にほとんど影響を与えないという理由に基いている。一方、びわ湖においては、湖が閉じた水系である上に、環流域の湖全体に占める割合が非常に大きいために、環流の消滅に伴う PE の解放によって湖全体の密度場は大きく変わってしまうことが予想される。そこで、環流の APE を評価する場合の基準値 $(PE)_R$ は、環流の周縁における PE ではなく、湖全体の PE の平均値とするのが妥当であろう。

環流のエネルギーは式 (1) ~ (3) を環流域で積分することによって求められる。ただ問題は環流域 (勢力範囲) をどう定義するかであるが、ここでは環流の中心から半径 7.5 km までを環流域として計算を行なった。これは、環流が各月ともかなり円形に近い分布をしていること、および環流の勢力が沿岸近くにまで及んでいて、環流の存在する水域の湖巾が約 15 km であるという理由に基くものである。このようにして、環流のもつ KE, APE および全エネルギー TE (=KE+APE) を、環流域 (177 km²) で求め、その変化を Fig. 9 に示した。

図から明らかなように、環流の持つエネルギーの大部分は APE であり、KE は全エネルギーの 2 割程度にすぎない。TE は、6月から9月までは増加し、9月以降減少してゆく傾向がある。また、APE と KE の増減は同じ傾向にあることもわかる。さらに、環流

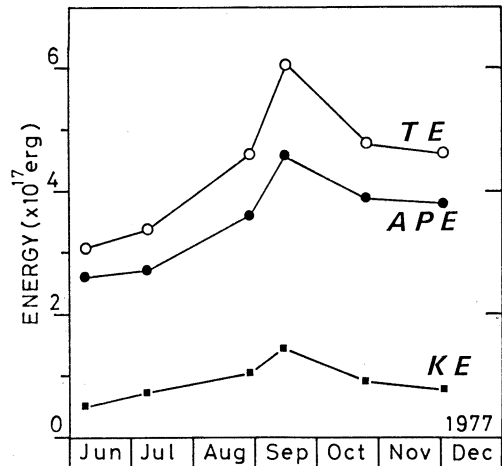


Fig. 9. Monthly variations of the gyre energy. Abbreviations TE, APE, and KE indicate the total energy, the available potential energy, and the kinetic energy, respectively.

Table 2. Monthly variations of the gyre energies and meteorological elements.

Month	Energy of the gyre (10^{17} erg)			Volume transport (10^{17} cm ³ ·s ⁻¹)	Wind		Flux of global solar radiation* (cal·cm ⁻² ·day ⁻¹)	Air temper- ature* (°C)	Vertically av- eraged water temperature 0-40m(°C)
	TE	APE	KE		Speed* (m·s ⁻¹)	Most dominant direction			
JUN	3.13	2.63	0.50	5.4	1.62	SE	383	19.4	12.3
JUL	3.47	2.74	0.73	7.7	1.34	NNW	298	21.6	14.3
AUG	4.65	3.60	1.05	9.0	2.29	NW	326	25.3	15.9
SEP	6.12	4.67	1.45	11.7	1.73	SE	374	26.0	16.4
OCT	4.85	3.92	0.93	10.8	2.21	NW	329	17.1	14.7
NOV	4.62	3.80	0.82	8.1	2.08	NW	171	11.1	12.3

*) Averaged over 15 days just before the observations of water temperature distributions (after Hikone Meteorological Observatory)

の中心から巾7.5 kmの範囲を通過する鉛直積分流量も、ほぼエネルギーの増減に対応した月変化を示している (Table 2)。これらの季節的な変化はまた Table 2 に示す体積平均水温 (貯熱量) の変化ともよく対応していることがわかるが、これは環流の発達に熱的な要因のあることを示唆しているように思われる。ただ、環流のエネルギーは 10^{17} erg の程度であり、この値は環流域の表面から深さ 1m までの湖水を 1°C 上昇させるのに必要な熱エネルギーの 1 万分の 1 程度にすぎないことを留意しておく必要がある。

このように、北湖の第一環流には季節によりその勢力にかなりの変化がみられることが判明した。しかしこの変動の原因やエネルギー収支の機構などについては、残念ながら現時点においては不明な点が多いと言わざるを得ない。ここでは、これらの問題に関して従来考えられてきた環流の形成・維持機構の 2 つの可能性について、今回得られた結果と彦根における気象要素の値 (Table 2) とから若干の考察を試みることにする。

環流の原因として従来湖上を吹送する風の応力が考えられてきた。たとえば、日高 (1927) は 3 つの風溝帯を設けた模型実験によって環流の形成の可能性を示し、最近の数値実験 (IMASATO *et al.*, 1975) では、湖水密度一様の場合に南寄りの風によって反時計回りの循環流が形成されることが示された。しかしながら、密度一様の場合に風によって形成された流れは、風が止むと比較的短い時間で減衰することが明らかにされた (OONISHI and IMASATO, 1975)。遠藤 (1976) による二層モデルを用いた数値実験からは、湖上の一様風からは環流が形成され得ないこと、また、もし可能性があるとすれば、風の分布に渦度の存在が必要であることが示された。Table 2 の彦根における風の記録 (各月の水温観測前の 15 日間の平均値) をみると、各月とも平均風速は $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 前後であり、卓越風向は 6 月と 9 月が南東、それ以外の月では北西ないし北北

西である。このような風向・風速の分布と環流の勢力の消長には特に対応関係は認められないが、風による環流の形成・発達に関しては 1 地点のみの風の記録ではなく、湖周辺および湖上の風の分布について今後調べてゆく必要があろう。

環流の成因に関して考えられている第 2 の機構は熱対流によるものである (OONISHI, 1975)。それによれば、湖水の熱収支が正である時期においては環流の発達がみられることになる。びわ湖北湖では 3 月から 9 月にかけて熱収支は正であり、それ以降負に転ずることが知られている (伊藤と岡本, 1974)。今回の観測結果でも湖水の平均水温は 9 月に最高となっており、しかもこの月に環流の持つエネルギーは最大となっている (Table 2)。したがって、Fig. 9 にみられる環流の発達段階に関しては定性的に熱対流論と矛盾しない。ただし、熱収支が負である季節における環流の減衰・消滅の過程や、時計回りの環流の形成などのように熱対流論だけでは説明しきれない問題もあり、これらについては先に述べた風の分布なども考慮して今後さらに詳しい検討を加えてゆく必要がある。

6. まとめ

びわ湖北湖に存在する環流の実態把握を目的として、1977 年 6 月から 11 月までの 6 カ月間に、毎月 1 回 5 日間連続で実施した水温分布の観測結果から次のことが明らかになった。

- 1) 反時計回りのいわゆる第一環流は、少なくとも 6 月から 12 月初旬までの期間には常に存在する。
- 2) 第一環流の中心は、舟木とその対岸の長浜あるいは磯を結ぶ水域のほぼ中央付近にかなり安定して存在するが、秋季にはやや南下する傾向にある。
- 3) 従来言われている第二環流もかなり安定に存在し、また第三環流も存在している場合が多い。ただし、それぞれの環流の位置についてはは

Fig. 1 とかなり異なっている。

- 4) 第一環流の持つエネルギーの約8割は有効位置エネルギーであり、残りが運動エネルギーである。
- 5) 第一環流の勢力(エネルギー)の消長は、湖水の熱収支とよい対応がみられる。
- 6) 環流の実態をとらえるためには、風や内部波による影響を考慮する必要がある、そのためには反覆観測が有効である。

これらの結果には、1977年という特殊性を含んでいる可能性もあるが、少なくともこれまで環流の変動や勢力の消長についてほとんど知られていなかったことを考えると、ここで得られたいくつかの知見は、環流の実態や力学機構を解明してゆく上での重要な手がかりとなるであろう。残された問題については今後さらに検討を加え、発展させてゆく必要があるが、特に今回の解析の前提である流れと水温分布との関係(地衡流近似の妥当性)については、観測面からの定量的な検討を急がなければならないことを強調しておきたい。最後に、本観測を通して多大の協力を頂いた滋賀大学教育学部地学教室の学生諸君に対して厚く御礼を申し上げる。

文 献

- BARRETT, J. R. (1971) : Available potential energy of Gulf Stream rings. *Deep-Sea Res.*, 18: 1221-1231.
- 遠藤修一 (1976) : びわ湖の湖流に関する研究. 京都大学理学部昭和50年度修士論文.
- ENDO, S. (1978) : Diagnostic analysis of water circulations in Lake Biwa. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34: 250-260.
- 遠藤修一・今脇資郎・國司秀明 (1979) : 水温変動からみたびわ湖の内部波の研究. 京都大学防災研究所年報, 22 B-2: 601-609.
- FOFONOFF, N. P. (1962) : Dynamics of ocean currents. In: M. N. HILL (ed), 1(3): 323-395, *The Sea*. McGraw-Hill.
- 日高孝次 (1927) : びわ湖の表面流に関する実験. 神戸海洋気象台彙報, 13: 1-4.
- IMASATO, N., S. KANARI and H. KUNISHI (1975) : Study on the currents in Lake Biwa (I) — Barotropic circular currents induced by the uniform wind. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31: 15-24.
- 今脇資郎・遠藤修一・國司秀明 (1979) : びわ湖湖流の研究——湖流と内部波の分離. 京都大学防災研究所年報, 22 B-2: 591-599.
- 伊藤克己・岡本 巖 (1974) : びわ湖における水温の変動 (VIII) ——熱収支と南北両湖の交流. 陸水雑, 35: 127-135.
- KANARI, S. (1974) : Some results of observation of the long-period internal seiche in Lake Biwa. *Jap. J. Limnol.*, 35: 136-147.
- KANARI, S. (1975) : The long-period internal waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 544-553.
- 國司秀明・岡本 巖・佐藤英夫 (1967) : びわ湖湖流の観測. 京都大学防災研究所年報, 10B: 321-329.
- 森川光郎・岡本 巖 (1960) : 漂流瓶調査によるびわ湖の表面流について. 陸水雑, 21: 173-186.
- 森川光郎 (1964) : びわ湖平均水温の年変化とその変動. 滋賀大学紀要, 14: 19-26.
- 岡本 巖 (1968) : びわ湖における水温の変動 (II) ——湖流の変動に伴う水温分布の変動. 滋賀大学紀要, 18: 53-64.
- 岡本 巖 (1969) : びわ湖における水温の変動 (V) ——強風による水温躍層の傾斜. 滋賀大学紀要, 19: 81-91.
- 岡本 巖・森川光郎 (1961a) : 密度分布より見たびわ湖の湖流について. 陸水雑, 22: 193-200.
- 岡本 巖・森川光郎 (1961b) : 重力ポテンシャル法によるびわ湖の湖流の力学計算. 滋賀大学紀要, 11: 27-33.
- 奥村康昭・山本淳之 (1978) : 漂流ブイの電波追尾による湖流観測 II. 大阪電気通信大学研究論集, 14: 97-108.
- OLSON, D. B. (1980) : The physical oceanography of two rings observed by the Cyclonic Ring Experiment. Part II: Dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 514-528.
- OONISHI, Y. and N. IMASATO (1975) : Study on the currents in Lake Biwa (II) —— Barotropic response to the uniform wind of a finite duration. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31: 53-60.
- OONISHI, Y. (1975) : Development of the current induced by the topographic heat accumulation (I) —— The case of the axisymmetric basin. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31: 243-254.
- 須田皖次・関 和男・石井次郎・高石静馬・水内松一 (1926) : びわ湖調査報告 第一編. 神戸海洋気象台彙報, 8: 1-103.
- (著者: 遠藤修一・岡本 巖・中井 衛, 滋賀大学教育学部地学教室, 大津市平津2-5-1; Shuichi ENDO, Iwao OKAMOTO and Mamoru NAKAI, Department of Earth Science, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)