

びわ湖における流況の連続記録 (I)

— 彦根沖と安曇川沖の流況変動 —

Continuous Records of Water Currents in Lake Biwa (I)

— Time Variation of Currents off Hikone and off Ado River —

滋賀大学教育学部地学教室
Department of Earth Science,
Faculty of Education,
Shiga University

遠藤修一 Shuichi ENDOH
岡本巖 Iwao OKAMOTO
岸田玲子 Reiko KISHIDA
木村隆浩 Takahiro KIMURA

Continuous measurements of water currents and temperature were carried out off Hikone and off the mouth of Ado River in the north basin of Lake Biwa during 1976–1979. The data were recorded by Aanderaa current meters (RCM–4) every 10 minutes. Based on these data, some characteristics of water currents were analyzed.

At every stations, currents are dominant in the directions parallel to the shore line or bottom contours, in particular, southward current is highly frequent off Ado River all the year round. Current is strongly controlled by the wind stress in winter, and good correlation was found between wind and current speed off Hikone. In the season of thermal stratification, internal wave causes a large time variation of the current velocity in both surface and bottom layers.

A counter-clockwise gyre is developed rapidly in May–June, and dominates the surface current in the offshore zone throughout the stratification period. It seems, however, that there exist no stable gyres in winter. Inertial oscillation is often visible off Hikone with the inertia radius of about 1 km. The land and lake breeze causes a daily variation of the surface current off Hikone, and the current direction is deflected to the right from down-wind direction.

1. はじめに

びわ湖には様々な時間・空間規模の流れの存在することが知られていて(例えば岡本, 1971), 現在までに数多くの流れの測定がなされてきたが, 流況の変動については依然として不明な点が残されている。水の流れを測定することは, 海洋のみならず湖沼においても最も基本的かつ重要な研究項目であるにもかかわらず, 同時にまた技術的に最も困難な分野であることから, 必ずしも十分な測流成果が得られているとは言い難い。

測流の方法には, 大別して「ラグランジュ的」

手法と「オイラー的」手法とがある。前者は水の粒子とともに移動するブイや漂流物を時間的に追跡する方法であり, 後者は定点における流れの時間変化を水中に固定された流速計によって測定する方法である。従来のびわ湖における測流の大多数は「ラグランジュ的」手法によるもので, 例えば, 漂流ビン(森川・岡本, 1960), 漂流板(岡本, 1964, 1968), 電波発信ブイ(奥村・山本, 1978)などの追跡がある。一方, 「オイラー的」手法による測流は, 塩津湾における観測例(岡本・岩本, 1977)を除けばきわめて少ないと言えよう。これは, 海洋と異なり通常 10 cm/s 程度の

弱い流れしか存在しないびわ湖では、弱流にも敏感に反応するような流速計を用いなければならず、またその流速計の係留に関する技術的困難さが主な原因となっている。しかしながら、海洋や湖沼の汚染が社会的な大問題となってくるにつれて、水環境問題の基礎となる流れに関する情報が重要視され、流速計の開発・改良、および係留に関する研究が急速に進められてきた。

このような状況の中で、1976年から約3年間にわたり、滋賀県によってびわ湖北湖の彦根沖とそ

の対岸の安曇川河口沖に流速計が設置され、流況の連続記録が得られた。この小論では、得られた流速と水温の記録から、各水域での流況の概要と、北湖における流況変動の特徴について述べることにする。

2. 観測の概要

測点の位置を Fig. 1 に示す。安曇川河口沖、彦根沖ともに、2測点で各2層の計8台の流速計が設置された。各測点の水深や流速計設置深度、

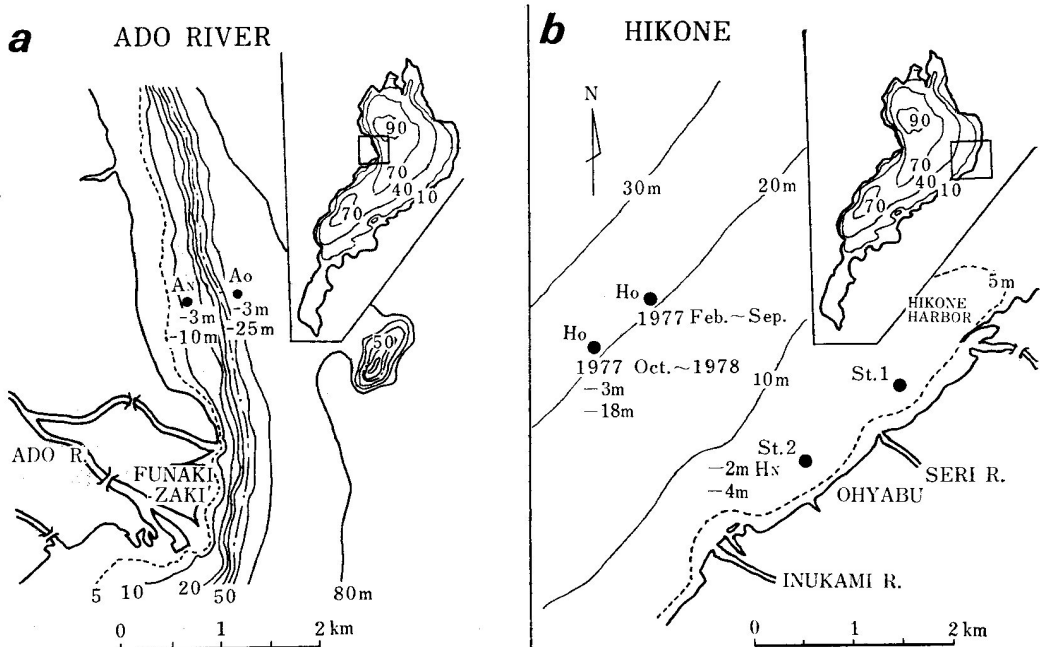


Fig. 1 Locations of current measurements: (a) off the mouth of Ado River and (b) off Hikone, the north basin of Lake Biwa, 1976-1979.

Table 1 The outline of current measurements off Hikone and off Ado River

Station Name	Water Depth(m)	Distance from Shore (m)	Depth of Current meter (m)	Periods of Measurements
HN2	7	400	2	Nov. '76-Jan '77
HN4			4	Jul. - Sep. '78 Nov. '78-Jan. '79
Ho3	20	2250	3	Mar. - Nov. '77
Ho18			18	Jul. - Sep. '78 Nov. '78-Jan. '79
AN3	12	500	3	Mar. - Oct. '77
AN10			10	
Ao3	75	1000	3	Mar. - Sep. '77
Ao25			25	

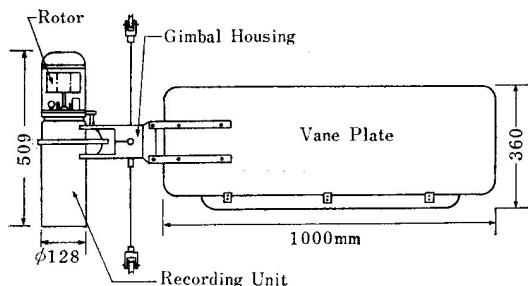


Fig. 2 Schematic picture of Aanderaa RCM-4 current meter.

および観測実施期間を Table 1 に示した。観測は1976年11月より彦根沖で開始され、その後1977年2月下旬からは安曇川河口沖と彦根沖で同時に実施された。そして、安曇川河口沖が10月までの、彦根沖が11月までの連続した流況の記録が得られた。さらに、彦根沖については翌1978年7月から9月まで、および11月から1979年1月にかけても観測が実施された。

観測に用いられたのは、Aanderaa社のRCM-4型流速計で、現在世界中で最も広く使用されている流速計の一つである。この流速計は、流速をたて型ローターで、流向を長さ約1mのベーンで測定し、記録は内蔵の磁気テープに一定時間ごとに書き込まれる仕組みになっている。また、係留線の傾斜に対して測器が水平を保つようにジンバル装置がとり入れられている (Fig. 2)。本観測では、流向・流速と水温が10分ごとに記録された。

なお、以下の議論では、流速計の設置された位置を表わすのに、彦根沖の岸寄り側を H_N 、沖側側を H_O で、また安曇川河口沖についても岸に近い方を A_N 、沖側側を A_O と呼ぶことにし、流速計の設置深度を添付した数字で示すことにする。

3. 流況の概要

3-1 流向・流速の頻度分布

はじめに、彦根沖と安曇川河口沖での流れの概況をみるために、観測で得られた連続記録から2時間ごとの測定値を抽出し、各1ヵ月における流向・流速の頻度分布を求めた。それらのうちから、各季節の流況の特徴を反映していると思われるものについて Fig. 3 と Fig. 4 に示す。各頻度分布は、流速については 3 cm/s ごとの階級によるヒストグラムで表わすとともにその月の平均流速を添え、流向については16方位の相対度数を線

分の長さで表示した。なお、流れの方向は慣例に従って、中心からの向きで表わしてある。統計に用いた記録は1977年のものが主であるが、この年に記録のない H_N2 , H_N5 の全てと、 H_O3 , H_O18 の12月については1978年の資料である。

全体的な流況の特徴としては、湖岸線や等深線にはほぼ平行な流れが卓越しているが、流速は最大でも 30 cm/s 程度で、深層には通常微弱な流れしか存在していないなどが見てとれる。また、安曇川河口沖では全ての測点で年間を通して圧倒的に南流が卓越しているのも目をひく。さらに、頻度は高くないが、湖岸に近い測点においても、湖岸線に直角な流れがみられることは、湖水中の物質循環の観点から注目される。次に各季節における流況の特徴についてももう少し詳しくみてみよう。

3月の流況についてみると、彦根沖、安曇川河口沖ともに平均流速にして 10 cm/s 以下の弱い流れしか存在せず、流向は彦根沖が北東と南西に大きく二分されているのに対し、安曇川河口沖では南～南南東に向う流れが全体の約80%を占めている。表層では一般に流れは弱いが、時として 30 cm/s に達する流れの出現がみられる。深層については各測点ともに 3 cm/s 以下の微流が非常に多い。3月は、北湖における水温が一年中で最も低く、かつ全湖等温のパロトロピックな状態にある (例えば森川, 1964)。したがって、流れは風に強く支配され、表層における強い流れの出現は、強風の吹送によって生じたものであり、風の直接的な影響を受けない深層では常に弱い流れしか存在しえないものと考えられる。

7月には湖水の成層が発達し、深さ10～15m付近に水温躍層が形成されている。この月における流況の最大の特徴は A_O3 と H_O3 において流速が3月と比べて倍増していることである。さらに、流向の分布をみても H_O3 では北東を中心とする安定した流れが形成され、 A_O3 においても南～南南東に向う流れが大部分を占めている。これらの流況からみて、この月には反時計回りの環流 (第一環流) が安定して存在し、 H_O3 と A_O3 における流況を支配していることが理解できる。一方、両測点の深層 (H_O18 と A_O25) での流れは3月と比較して大差なく、相変らず弱流の場合が多い。したがって、従来考えられてきたように、環流は

水温躍層以浅にしか存在しないことが実証されたといえる。湖岸に近い測点 (H_N, A_N) では、沖合 (H_O, A_O) に比べてやや弱い流れを示し、流向の頻度分布からみて、これら岸寄りの測点にまでは環流が及んでいないことを意味している。

9月 (A_Nは10月) についてみると、A_O3の流況はわからないものの、H_O3の流向・流速の頻度分布から推して、依然として環流が優勢であり、その勢力は7月よりもさらに増大している様子がうかがえる。また、H_O18においても7月に比べて流速がやや増加し、流向も北東付近の頻度が大きくなっている。これは、この月が水温躍層の下降する時期に相当していることから、H_O18にも環流が達したためであろう。岸に近い測点では、7月と比較して顕著な変化はみられないが、H_N4において流速がやや増大しているのと、H_N2の流速ヒストグラムに2つのピークが表われている。この特徴的なヒストグラムは12月においてさらに明瞭になるが、おそらく流速の小さい方のピークが一般的な沿岸流で、流速の大きい方のピークは強風によって生じた流れに対応しているものと思われる。

12月の流況で注目されるのは H_O3 におけるものである。すなわち、成層期においては環流の勢力範囲にあり、北東向きの流れの卓越

していたこの測点が、12月には全く様相の異なった流況を呈し、流速は9月に比べて半減し、流向も9月のそれとは正反対の分布を示している。このような状況から考えて、12月には環流が存在していない可能性が高い。H_N2では強い流れが高頻度に出現し、前に述べたように季節風による流れが沿岸域に卓越することを示している。ただ、H_N4

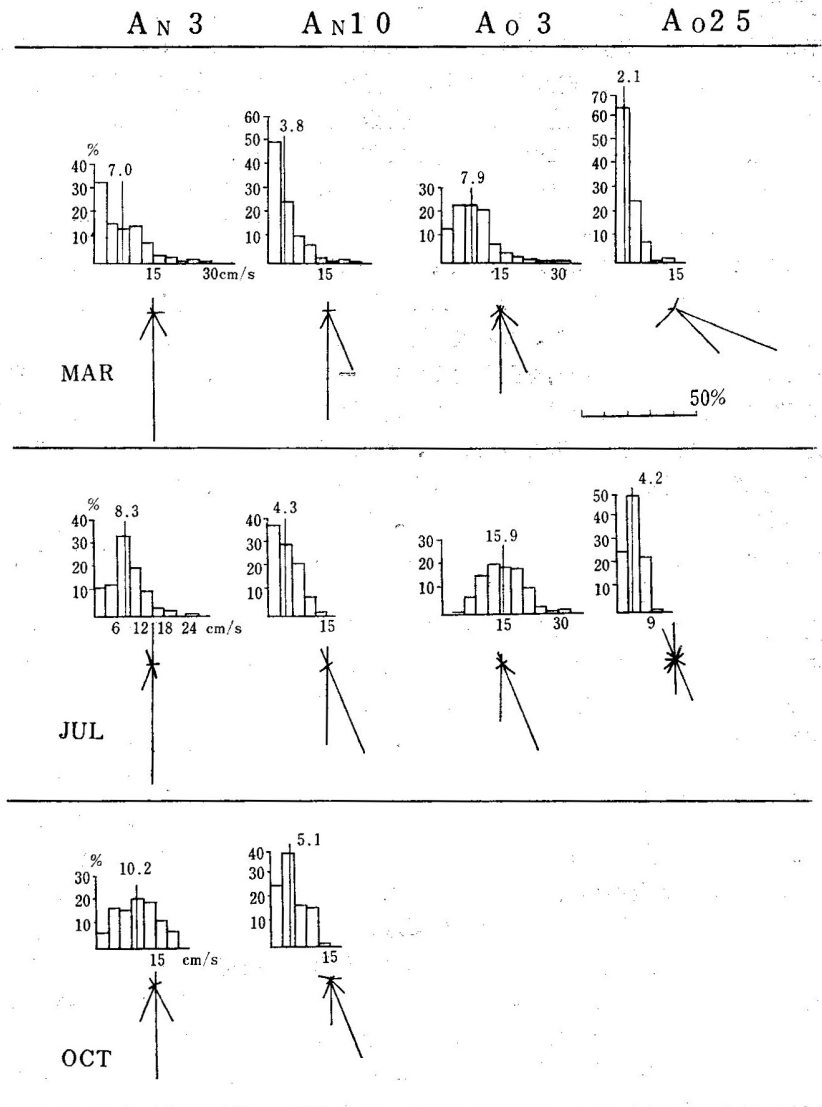


Fig. 3 Some examples of monthly frequencies of current speed and direction off Ato River in 1977.

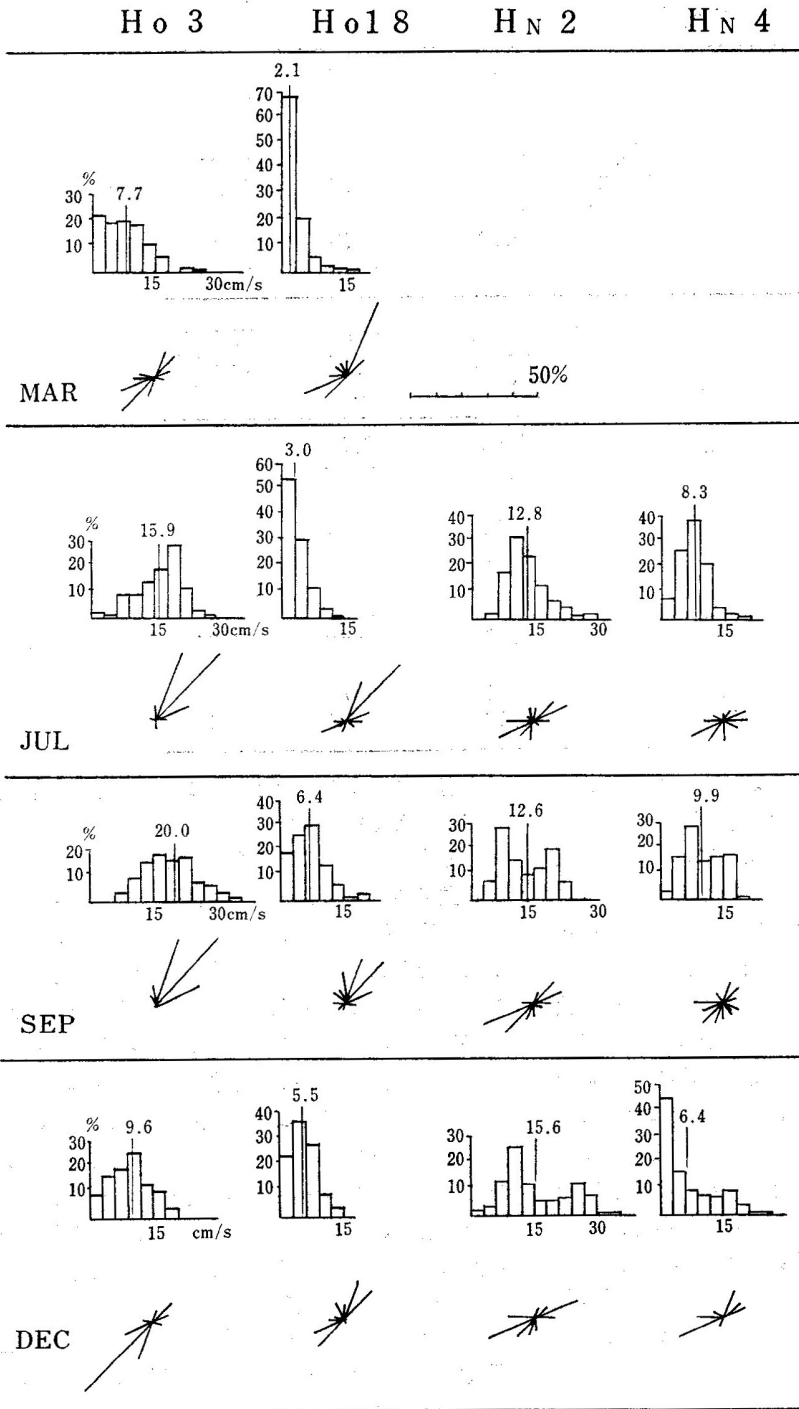


Fig. 4 As in Fig. 3 except off Hikone in 1977 or 1978.

の流況をみると、同一地点で深さにしてわずか2 mしか違わないにもかかわらず、HN2とはかなり異なっている。この流況の違いは、沿岸付近における流れの構造の複雑さを物語っているとも解釈できるが、流速計の特性の相違や、係留系の振動に伴う変動が測定値に混入している可能性についても考慮しておく必要がある。

3-2 各測点間における流況の比較

前項で述べたように、各測点における流況には季節によってかなりの差がみられ、また同じ季節においても測点間には明らかな流況の相違が認められる。そこで、いくつかの測点間における流速値の同時相関を成層期(7月)と循環期(3月)について求め、相関の高いものについては一次の回帰式で近似してみた。その結果をTable 2に示す。上段が水平方向の、下段が鉛直方向の相関を表わしたものである。

これらをみると、水平・鉛直の両方向ともに3月の方が7月に比べて高い相関を示している。これは、循環期においては風が流況を支配しているため、各測点でほぼ同じ外力が

Table 2 Correlations of current speed between some pairs of stations
[A] Horizontal direction [B] Vertical direction

[A]			Correlation Coefficient (R)	Regression Coefficients $Y = aX + b$	
Station(X)	Station(Y)			a	b(cm/s)
AN3	A03	Mar	0.82	0.66	3.5
		Jul	0.62	0.87	10.0
HN2	H03	Mar	—	—	—
		Jul	0.69	0.75	10.0
A03	H03	Mar	0.73	1.43	3.6
		Jul	0.30	—	—

[B]			Correlation Coefficient (R)	Regression Coefficients ($Y = aX + b$)	
Station(X)	Station(Y)			a	b(cm/s)
AN3	AN10	Mar	0.82	0.53	0.6
		Jul	0.02	—	—
A03	A025	Mar	0.41	0.16	2.5
		Jul	0.37	0.14	2.7
H03	H018	Mar	0.68	0.41	0.1
		Jul	0.06	—	—
HN2	HN4	(Nov)	0.81	0.54	0.2
		Jul	0.87	0.77	0.8

働くことによるものであろう。一方、成層期には、環流や内部波などの存在により各測点での流れを支配する要因が異なっているために、測点間の流況に相関がみられないことが多いと考えられる。

水平方向の流速の相関についてみると、彦根あるいは安曇川河口沖の近接した2測点間では、成層期においてもある程度の相関がみられるが、環流の存在により回帰定数には岸側と沖側の測点で約10cm/sの流速差のあることを示している。一方、鉛直方向についてみると、循環期においては深さの差が大きくなるにしたがって相関が低くなっている。また、回帰指数をみても、表層(3m)と比較して深さ10mでは53%、18mで41%、25mで16%と順次減少している。成層期には、鉛直方向の相関はほとんどみられず、水温躍層を境に上層と下層で異なった流系の存在していることを示唆している。

4. 流況の変動

4-1 環流の形成と消滅

成層期における反時計回りのいわゆる第一環流の存在はよく知られていて、前節で述べたようにA0₃とH0₃において最も卓越する流系となっている。従来の研究によれば、環流はバロクリニックな地衡流に近い流れであり(岡本・森川, 1961; ENDOH, 1978; ENDOH and OKAMOTO, 1981), この見地から遠藤ら(1981)は連続測流の実施された1977年6月から12月初旬まで水温分布の観測をくり返し実施し、その結果から成層期においては常に環流が存在することを見出している。一方、循環期の北湖はバロトロピックな状態であるため、水温分布から環流を捉えるという方法は適用できない。したがって、循環期における環流の存否については未だ明らかではなく、以前から直接測流の必要性が指摘されてきた。今回実施された測流は、環流を捉えるには必ずしも最適な測点配置であるとは言えないが、循環期において実施された初めての長期測流であり、この結果から環流の実態に関する情報を引き出してみることにする。

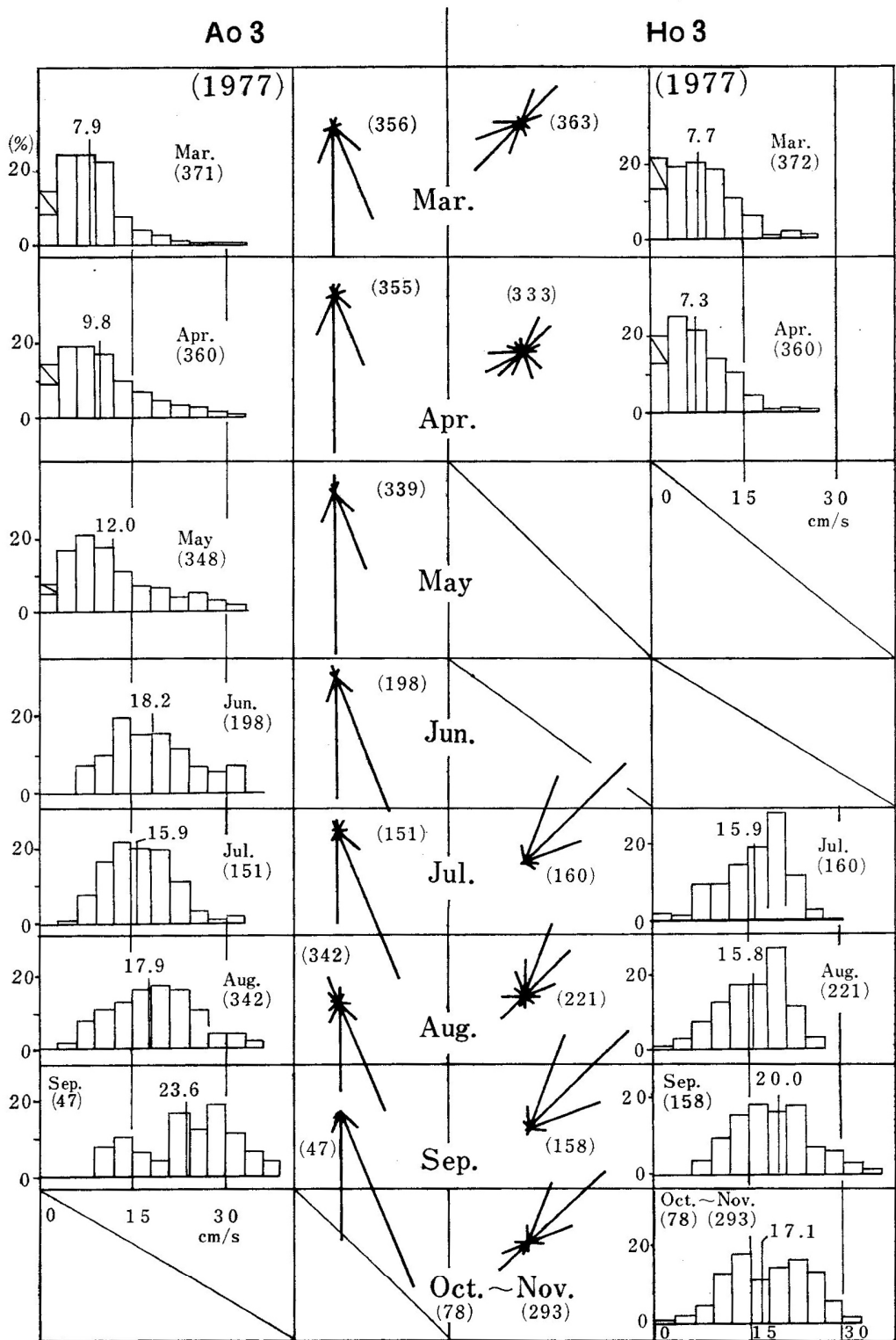


Fig. 5 Monthly frequencies of current speed and direction at Ao 3 and Ho 3 from March to November, 1977.

Fig. 5 は Fig. 2 と一部重複するが、環流の勢力圏にある Ao3 と Ho3 における流向・流速の頻度分布を 1977 年 3 月から 1 カ月ごとに示したものである。図中、カッコ付の数字は統計に用いたデータの個数を表わしている。この図から、3 月と 4 月については両測点とも流速は小さく、かつ Ao3 では南流が卓越しているものの Ho3 での流向

が不安定であることからみて、この時期には安定した環流は存在していないことがうかがえる。5 月と 6 月における Ho3 の欠測が残念であるが、Ao3 では 6 月になると流速は急速に増大するとともに、流向も南南東の頻度が増えている。そして、それ以降多少の差はあるが、ほぼ同様な流況が 9 月まで維持されている。一方、Ho3 でも 7 月には

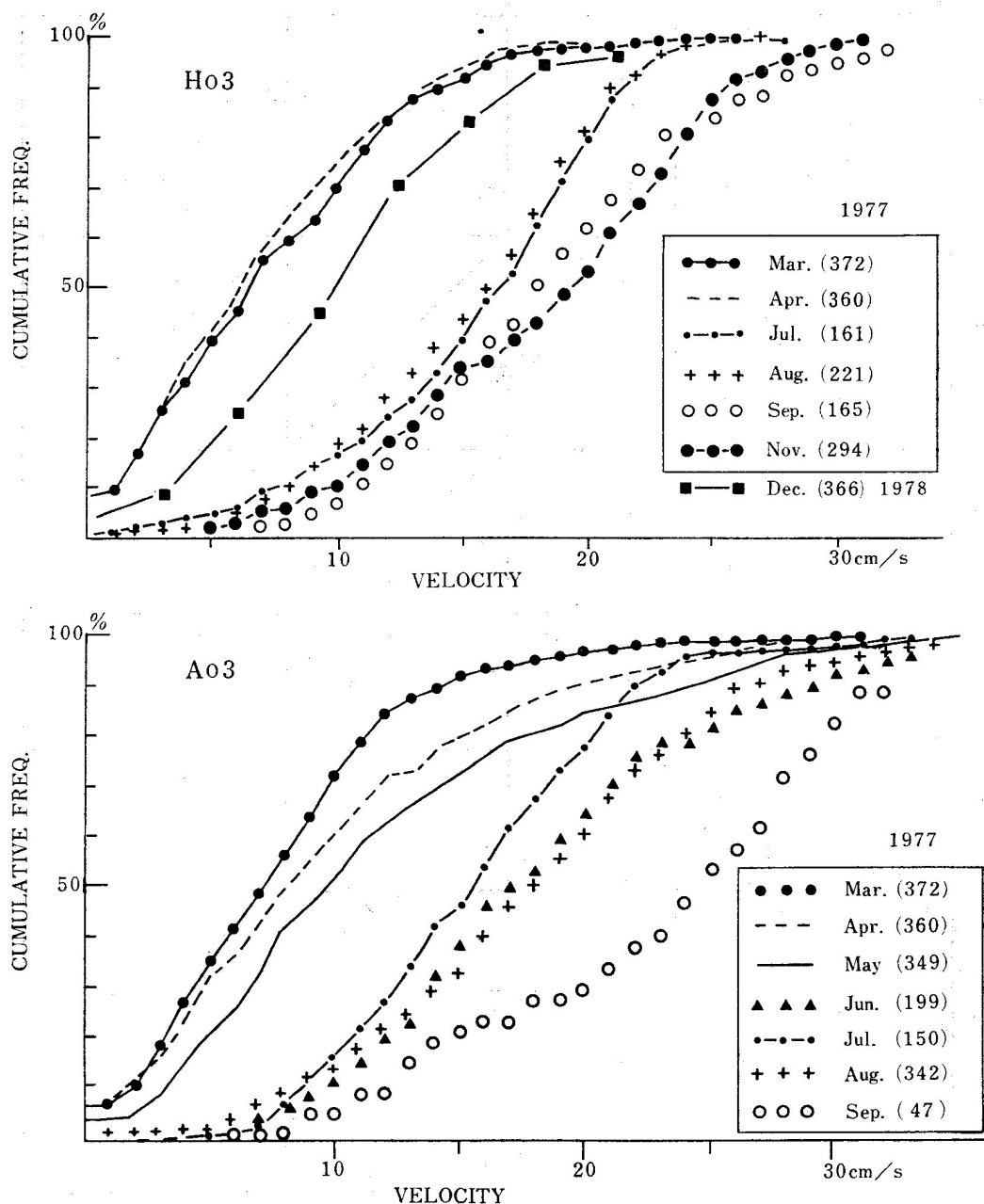


Fig. 6 Monthly variation of cumulative frequency of current speed at Ho 3 and Ao 3.

北東を中心とした流向に安定し、流速も4月に比べて約2倍となっている。Fig. 6にHo3とAo3における月別の流速の累積頻度を示す。明らかに3, 4月とそれ以降の月とでは累積頻度曲線の形状が異なっていることがわかる。

以上のことから、環流は少なくとも6月にはすでにかなりの程度にまで発達していて、それ以降11月(Ho3)までは常に存在していることが結論される。また、流速の大きさをみると、環流の勢力が最大になるのは9月であり、この結果は遠藤ら(1981)の水温分布から求められた環流の変動とよい一致をみせている。ただ、8月における流向がAo3, Ho3ともにやや不安定である点に関しては、環流の勢力が一時的に弱くなったためか、環流の中心が移動したためであるかについては不明である。

次に冬季における環流の存否について調べてみる。1977年は11月までの測流結果しかないため、1978年11月から翌年1月までにHo3において実施された測流の記録をみることにする。前節で触れたように、12月におけるHo3での流況(Fig. 4)は成層期のそれとは全く異なっていて、むしろ時計回りの循環流を示唆する南西向きの流れが卓越している。また、流速も平均的にみて成層期よりもかなり小さく、Fig. 6の累積頻度曲線も3, 4月に近い様子を示している。同時に得られた水温の値をみると、Ho3とHo18ではほぼ同じ水温を示していて、この水域がバロトロピックな状態であったことを意味している。IMASATOら(1975)による数値実験の結果を解釈すれば、バロトロピックな状態において北寄りの風の吹送によりこの水域には時計回りの循環流が形成されることが予想される。また、この循環流は風が止むと比較的短い時間で減衰してしまうことも知られている(OONISHI and IMASATO, 1975)。以上のことから、成層期には安定して存在していた反時計回りの環流は、湖水がバロトロピックになるにしたがって勢力を弱め、循環期においては消滅してしまうものと考えることができよう。そして、春から夏にかけて湖水の成層が発達するのに伴って環流が形成され発達してゆくものと考えられる。

4-2 慣性円運動

1977年4月4日から7日までのHo3における流速の時間変化をみると、1日弱の周期をもった規

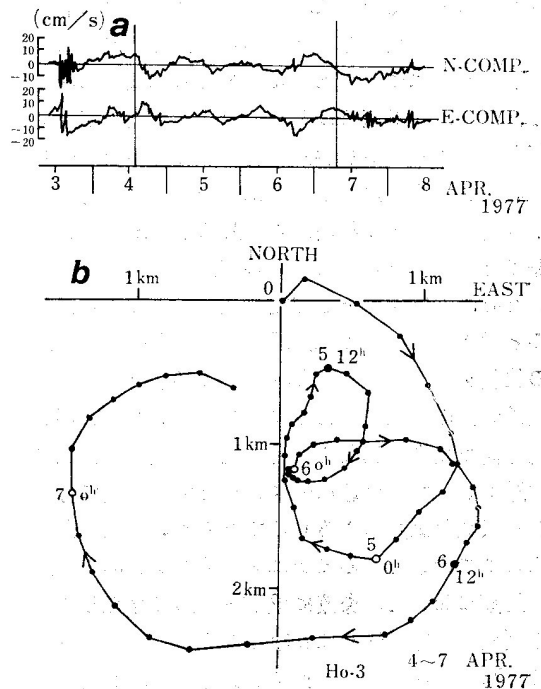


Fig. 7 Inertia oscillation at Ho 3 during 4-8 April, 1977: (a) Time variations of the north and east components of current velocity, (b) progressive vector diagram originated at 14:00 4th April.

則正しい変動を示していることがわかる(Fig. 7a)。そこで、4日14時を起点とした進行ベクトル図を描いてみると、流向が時間とともに時計回りに変化し、半径およそ1 kmの円に近い軌道を描いている(Fig. 7b)。また、この期間における流速の2成分についてスペクトル解析を行ったところ、21.3時間の卓越周期が得られた。これらのことから、この変動は慣性円運動にはほぼ間違いのないと思われる。

慣性円は海洋では古くからその存在が知られているが、わが国の湖ではびわ湖塩津湾で検出されたのが唯一の例である(岡本ら, 1974)。慣性円は、何らかの原因で生じた流れにその後外力が作用しない場合において、コリオリ力と遠心力とのバランスで与えられ、その周期 T は緯度 φ の関数で、

$$T = 2\pi / 2\omega \sin \varphi$$

で表わされる。ただし、 ω は地球自転の角速度($7.3 \times 10^{-5} s^{-1}$)である。Ho3における理論的な周期は $\varphi = 35^{\circ}18'$ として $T = 20.7$ 時間となり、観

測から得られた周期21.3時間とはほぼ一致する。

慣性円の発生する原因は様々であろうが、ここで示した例については、4月3日の昼過ぎに吹送した最大瞬間風速 17.6m/s の北西風（彦根地方気象台による）が慣性円を誘発したものと思われる。なお、Ho3 以外の測点については、時計回りの流向変化を示す傾向はみられるが Ho3 ほど明瞭でない。おそらくこれらの測点が岸にかなり近いために、慣性円として充分発達できなかったものと考えられる。また、Ho18 では Ho3 とほぼ逆の位相を示していて、SIMONS (1974) や KRAUSS (1981) の指摘するように、風で生じた流れが鉛直方向で流向が異なること (EKMAN 流) や、風の吹送によって岸付近に形成された水面勾配に伴う流れ (傾斜流) によるものであろう。慣性円運動はここで示した例のほかにもいくつか認められ、成層期においては環流に重なった形で存在している (例えば、Ho3 における 1978 年 7 月 26 日～31 日)。今後湖の中央水域での連続測流が実施されれば、さらに多くの観測例が得られるであろう。

4-3 風による流速変動

びわ湖の流況に最も大きな影響を与えるのは風であろう。特に、循環期における流況は強く風に支配されると考えられる。また、成層期において環流の勢力圏内にある測点においても、強風の連吹によって環流とは逆向きの流れが一時的に形成されているのを測流の記録にみる事ができる。ただ、循環期、成層期に共通して言えることは、風によって生じた流れは風が止むと比較的短い時間で減衰し、その後風によって形成された水面や躍層の傾斜が解放されることによって生ずる二次的な波動現象が流況を支配している場合の多いことである。現実には湖上を吹送する風には何らかの空間分布が存在するはずであり、特に渦度にもつ風によって“寿命の長い”流れが形成される可能性は充分にあるが (遠藤, 1976), 風の分布がほとんど知られていない現状ではこの検証はむずかしい。ここでは、彦根における風 (彦根地方気象台の資料による) と、彦根沖の各測点における流況との関係について調べてみる。

Fig. 8 は 1976 年 11 月と 12 月の 2 カ月間について、彦根における風速と H_N2 における流速の同時相関を示したものである。図中の 4 種類の印は風

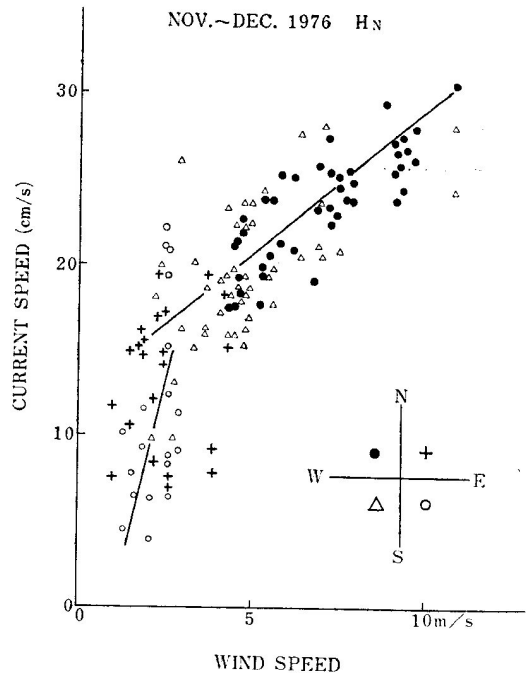


Fig. 8 Current speed at H_N 2 versus wind speed at Hikone during November-December, 1976.

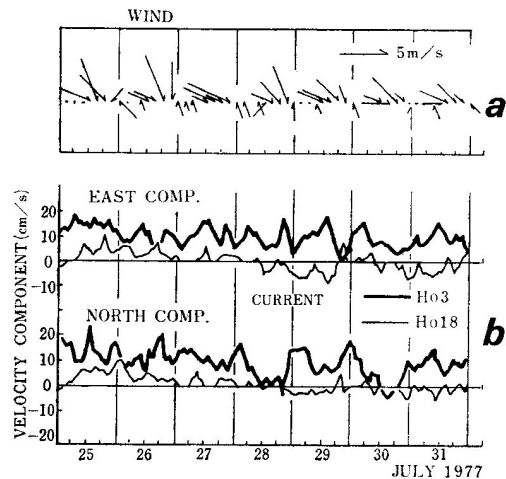


Fig. 9 Time variations of wind and current velocities during 25-31 July, 1977: (a) wind vectors at Hikone and (b) two components of current velocities at Ho 3 (thick) and Ho 18 (thin).

向を 4 方位に区別するためのものである。彦根における風は湖岸に垂直な北西、南東方向に卓越することを考えると、流れを形成するには有効とは言えない。しかしながら、Fig. 8 をみると流速と風速の間には比較的良好な正の相関があり、風速が 3 m/s を超えると風速 1 m/s ごとに約 1.6

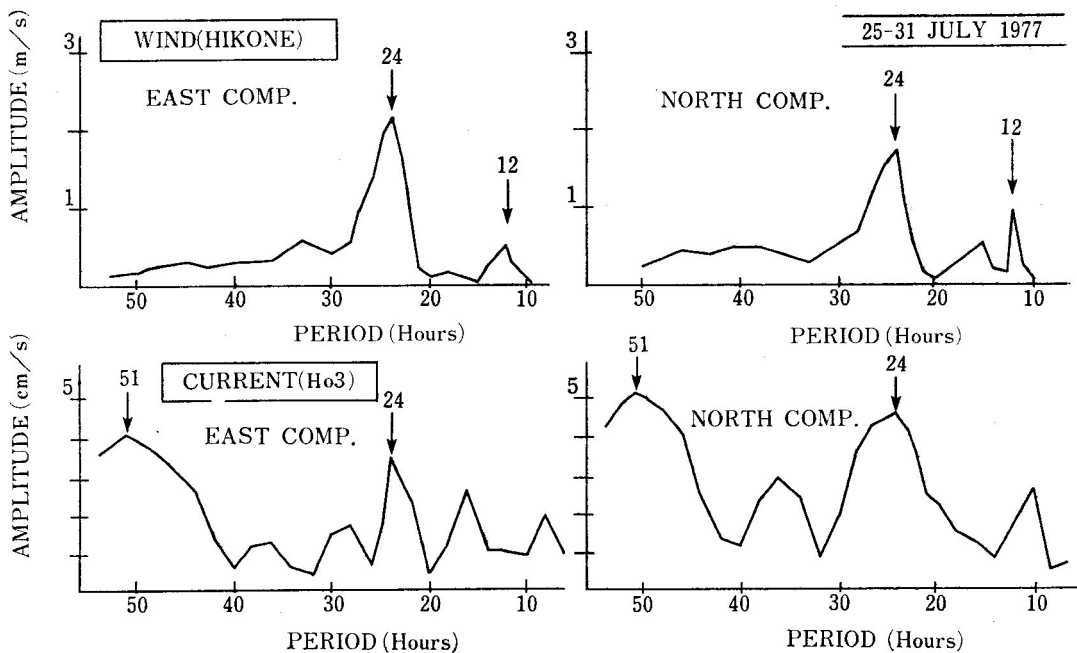


Fig. 10 Amplitude spectrum of wind and current velocities at Ho 3, shown in Fig. 9.

cm/s の割合で流速が増加している。この結果からも、循環期においては風が流れを駆動する主要因になっていることが理解できよう。

びわ湖における卓越した風系として湖陸風の存在はよく知られている(児玉, 1965: 枝川・中島, 1981)。風速は概して小さいが、しばしば数日にわたって規則正しい変動を示すことから、湖陸風が流況に与える影響は必ずしも無視できないものと考えられる。そこで、湖陸風が卓越している時期の流況の特徴について調べてみることにする。

Fig. 9 は、1977年7月25日から31日までの彦根における風と、Ho3, Ho18 における流速成分の時間変化を示したものである。風についてみると明らかに湖陸風の存在を示していて、昼間は北西からの湖風が、夜間は南東からの陸風がくり返し発生している。風速は最大でも 5 m/s 程度である。Ho3 における流れには、環流の存在を示す北東向きの流れがこの期間を通して維持されてはいるが、流速にはかなりの大きさの変動がみられる。そこで、風および Ho3 での流れをスペクトルに分解してみたのが Fig. 10 である。風については明らかに 1 日周期の変動が卓越しているが、流れにも湖陸風に起因すると思われる 1 日周期の変動が顕著にみられる。流れの方にはこの他に周期 51 時間の変動も優勢であるが、これは後で述べる北湖

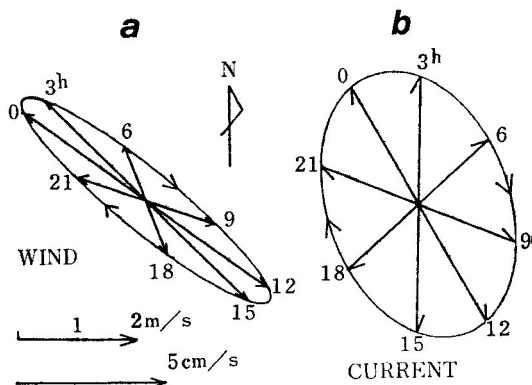


Fig. 11 Hodographs of (a) the land and lake breeze and (b) current at Ho 3 with the period of 24 hours. Vectors are shown every 3 hours.

の基本モードの内部波である。

このように、流れにも 1 日周期の変動が卓越していることは湖陸風が流況に大きな影響を及ぼしていることを意味している。湖陸風と流れとの経時的な関係をみるために、スペクトル解析で得られた振幅と位相から、Fig. 11 に風と流れの hodograph を示した。風についてみると、hodograph は北西、南東に細長い楕円であり、風向は時間とともに時計回りに変化している。一方、流れについては、風と同様に流向は時計回りの変化を示しているが比較的円に近い。風と流れの位相関係を

みると、9時と21時を除いて常に流れの方向が風の方向よりも右に偏しているが、これはおそらくコリオリ力の作用によるものであろう。なお、Ho18においては1日周期の変動は明瞭でなく、水温躍層以深には湖陸風の直接的な影響は及んでいない。また、安曇川河口沖の各測点においても1日周期の変動は検出できなかった。

4-4 内部波による変動

成層期において卓越する変動に内部波がある。びわ湖北湖で最も優勢な内部波は基本モードの内部波で、その周期は40~70時間(季節によって異なる)であり、内部ケルビン波の性格を持つ旋回性の波であることが知られている(KANARI, 1975; 遠藤ら, 1979)。びわ湖における内部波の研究は、従来水温変動に着目したものが大部分であり、内部波に伴う流れの特徴についてはほとんど知られていない。内部波に伴う流れは、表層における流況変動の大きな要因であることはもちろんであるが、通常微弱な流れしか存在しない深層における流れを支配している可能性のある点においてきわめて重要であるといえよう。

すでに述べたように、内部波の発生原因は風によって生じた水温躍層の傾斜が解放されることにあるから、典型的な内部波は風の吹送後の比較的穏かな時期において検出し易いであろう。そこで、前述の1977年7月25日から31日までの湖陸風

の卓越する期間、すなわち、新たな位相の内部波を駆動する強風が存在しない時間について、各測点における流れのスペクトルを求めてみた。その結果、全ての測点に共通して卓越する波として周期51時間のものが得られ、この時期における湖水の成層構造からみて北湖における基本モードの内部波にはほぼ間違いない。この内部波による流速変動を hodograph で表わしたのが Fig. 12 である。図中、楕円の中心を起点とするベクトルは、7月25日の0時における流れを示している。この図から、表層では5 cm/s に近い振幅をもった変動を示すことがわかるが、深層においても意外に大きな変動をもたらすことがみてとれる。楕円の長軸の向きは、各測点付近の湖岸線や等深線にはほぼ平行であり、彦根沖では時計回り、安曇川河口沖では反時計回りに変化している。また、表層と深層とはほぼ逆の位相を示している。なお、スペクトル解析の結果で得られた他の変動については、彦根沖で周期36時間、24時間、10時間に、また安曇川河口沖では周期30時間、22時間、12時間に小さなピークがみられる程度である。

5. まとめ

びわ湖北湖の彦根沖と安曇川河口沖において実施された Aanderaa 流速計群による連続測流の結果から、北湖の流況に関して次のことが明らかになった。

- 1) 沿岸付近における流れは、湖岸線または等深線にはほぼ平行な方向に卓越するが、岸に直角な流れも決して珍らしくはない。
- 2) 安曇川河口沖では年間を通して南流が圧倒的に多い。
- 3) 反時計回りのいわゆる第一環流は、5~6月に急速に発達する。この環流は成層期においては常に存在するが、冬季には消滅するようである。
- 4) 成層期、循環期を通して彦根沖ではしばしば慣性円運動がみられる。
- 5) 循環期においては風が流況変動の主要因であり、風速と流速との間に良い相関がみられる。
- 6) 成層期には内部波による変動が卓越し、表層においてのみならず、深層においても大きな変動の原因となっている。

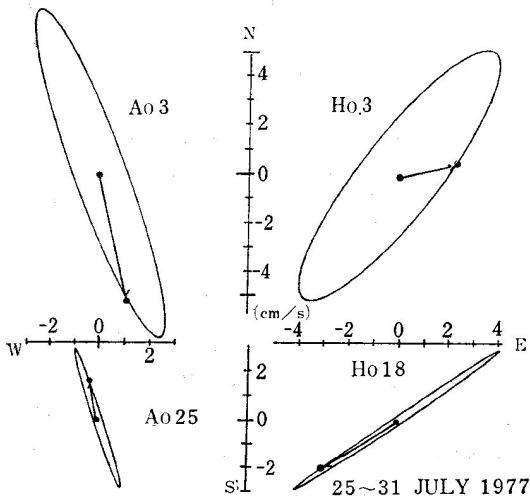


Fig. 12 Hodographs of internal wave with the period of 51 hours at Ao 3, Ao 25, Ho 3 and Ho 18 during 25-31 July, 1977. Each vector indicates the current velocity at 0:00 of 25 July, 1977.

7) 湖陸風の卓越する期間においては、流速にも1日周期の変動が顕著にみられる。

ここで得られた知見は、主として各測点における流況の概要や、いくつかの流況変動の特徴に関するものであり、変動の詳しいメカニズムや各変動要素間でのエネルギーのやりとり等については触れることができなかった。これらの問題についても、今後の流速計による測流が問題解決の強力な武器になることは疑うべくもないが、着目する現象を捉えるために最適な測点配置や係留方法を十分に検討する必要がある。

最後に、貴重な測流記録を提供して下さった滋賀県土木部に深く感謝する次第である。また、本研究を進める段階で有益な助言を頂いた京都大学防災研究所の奥田節夫教授に厚く御礼を申し上げる。

参 考 文 献

- 枝川尚資・中島暢太郎 (1981): 琵琶湖流域における湖陸風の研究. 地理学評論, 54-10: 545-554.
- ENDO, S. (1978): Diagnostic analysis of water circulations in Lake Biwa. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34: 250-260.
- ENDO, S. and I. OKAMOTO (1981): Study on the circular currents in Lake Biwa. *Proceedings of the International Association for Theoretical and Applied Limnology, Congress in Japan. 1980*: 36-140.
- 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.
- 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, 22B-2: 601-609.
- 遠藤修一・岡本 巖・中井 衛 (1981): 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. 陸水学雑誌, 42: 144-153.
- 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.
- KANARI, S. (1975): The long-period internal waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 544-553.
- 児玉良三 (1973): 滋賀県内の弱風について. 研究時報, 25: 333-337.
- KRAUSS, W. (1981): The erosion of a thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 415-433.
- 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.
- 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. 陸水学雑誌, 21: 173-186.
- 岡本 巖 (1964): 漂流板によるびわ湖南部の湖流調査. 滋賀大学紀要, 14: 27-34.
- 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 (1971): びわ湖の湖流, 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 滋賀県: 177-213.
- 岡本 巖・森川光郎 (1961): 密度分布よりみたびわ湖の湖流について. 陸水学雑誌, 22: 193-200.
- 岡本 巖・西村 徹・伊藤 修 (1974): びわ湖塩津湾の流況 (IV)——湾の内部静振と慣性円. 滋賀大学紀要, 24: 59-70.
- 岡本 巖・岩本典章 (1977): びわ湖塩津湾の流況 (V)——流速・水温等の自動連続記録. 滋賀大学紀要, 27: 44-54.
- 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.
- 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.
- SIMONS, T. J. (1974): Verification of numerical models of Lake Ontario: Part II.——Circulation in spring and early summer. *J. Phys. Oceanogr.*, 4: 507-523.