

びわ湖湖流の観測

国司 秀明・岡本 巖・佐藤 英夫

OBSERVATION OF WATER CIRCULATION IN LAKE BIWA-KO

By *Hideaki KUNISHI, Iwao OKAMOTO and Hideo SATO*

Synopsis

In order to test the applicability of the instrument "bathymograph" to the study of water circulation in Lake Biwa-ko, the first trial of the observation was held on 29th of August in 1966. This is the report of the results. The practical usefulness of B.T. has proved to be sufficient. The flow pattern, however, derived from the calculation of the dynamical height above 30m-layer which we assume as a no-current layer seems to be inadequate. A vertical circulation, from south to north in the upper layer and from north to south in the lower layer, seems to exist. The reasonable determination of the no-current surface is one of the most important problems in future.

1. ま え が き

びわ湖の物理的環境に関する研究は、これまでびわ湖生物資源調査(B.S.T.)に関連して、森川とこの論文の著者の一人岡本とによって数年来続けられてきた。^{1)~6)} 国際水文学十年計画(I.H.D.)に関連して、新たに京都大学理学部地球物理学教室海洋物理学研究室が主体となって、波浪や静振、内部波などを含む湖水の運動に関する研究が行なわれることとなった。その手始めとして、B.T.とよばれる測器による湖流観測の可能性が検討され、8月末その最初の試みがなされた。この論文はその観測ならびに解析結果の報告であって、同時に観測と解析法に関する問題点が指摘される。

2 湖流のB.T.観測

びわ湖にみられる定常的な流れいわゆる湖流は、海洋学で海流を推算するのに用いられているのと同様な力学計算をすることによって見出しうるが、森川と岡本とによって初めて示され¹⁾、彼等によって精力的な観測が行なわれてきた。よく知られているように、この力学計算は、湖内の水の密度分布を知ることによって、任意の等圧面上における重力ポテンシャルの分布を計算し、その分布から流れの状況を知ろうとするものである。

海洋では、密度は、圧力を別にすると、温度と塩分とに関係しているから、温度・塩分両者の分布を観測しなければならないが、湖水では温度分布の観測だけで十分である。従って、海洋の場合にくらべて、観測はいちじるしく簡単となる。森川・岡本はこれまでサーミスタ温度計によって、湖内数十点における水温の垂直分布を観測してきた。水温分布の観測にそのようなサーミスタ温度計を用いることは、確かに有力な方法である。しかし、実際問題として、とくに荒天の時など、深さの決定にかなりの困難をとめない、かなり熟練を要する面がある。われわれはできるだけそのような事情をさけるため、B.T. (Bathy Thermograph)

とよばれる測器の利用を考えた。

この測器は、Fig. 1 に示したように、頭部のベローズ圧力受感部によって縦方向に動かされる煤ガラスの上に、尾部にまかされているブルドン管温度受感部によって横方向に動かされる針で、圧力に対する水温の曲線が記録される構造となっている。測定の精度は圧力でフルスケールの $\pm 3\%$ 、温度で $\pm 0.2^\circ\text{C}$ とそう高いとはいえないが、さまざまな実際の利点、とくに測定の深さを決定するために、なるべく測器が垂直におりるように操船するというような特別な考慮を要しない点などを考えると、実際問題として十分な精度をもつといえる。その上この測器は、戦前から海洋の表層近くの温度構造をじん速に測定するために開発され、すでに多年の改良によってよく完成された測器で、たいへん使いやすく、1.5m/sec 程度の速度で下しても十分なレスポンスを示し、観測時間を相当短縮できるから、これまでどうしても2日はかかっていた全観測

BATHYTHERMOGRAPH

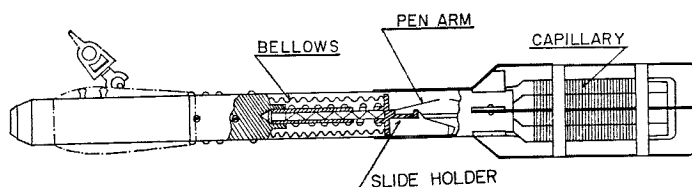


Fig. 1 Schematic sketch of a bathythermograph.

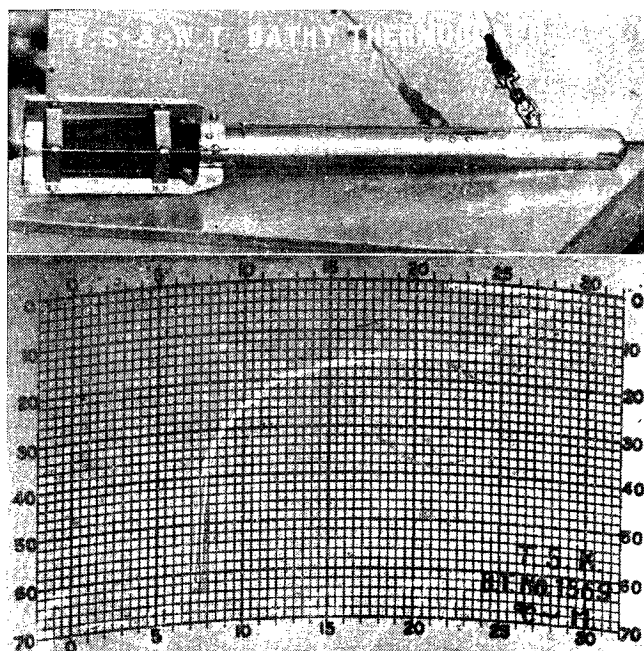


Fig. 2 The bathythermograph and an example of its trace. Horizontal scale in degrees centigrade, vertical in meters.



Fig. 3 Bathythermograph being lowered from *Hasu*.

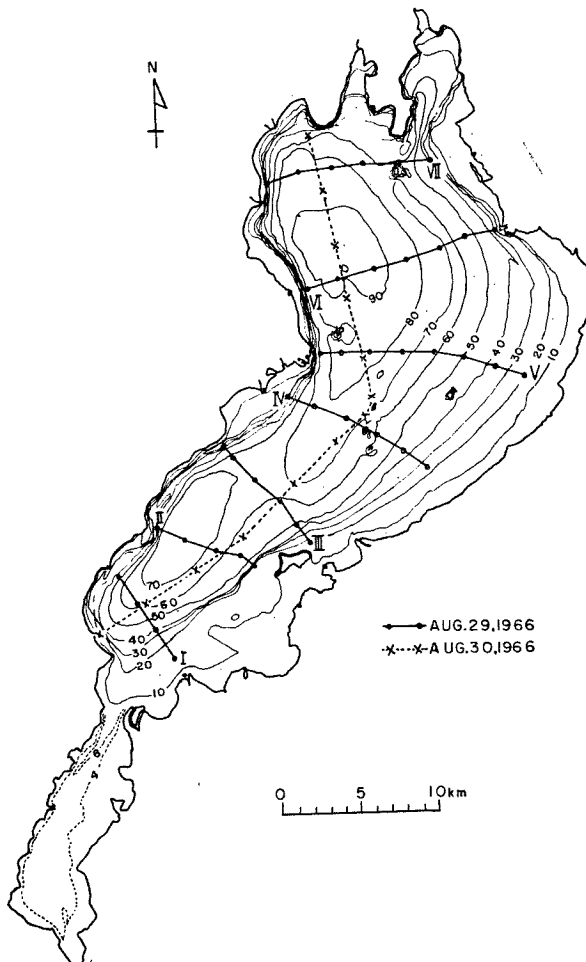


Fig. 4 Topography of the Lake Biwa-ko, depth contours in meters, and the survey lines.

を1日で行なうことが可能となる。

実際に使用した測器は鶴見精機製の T.S. & W.T.-B.T. 1 型 (70m 用) で、その外観と記録の一例とを Fig. 2 に示した。Fig. 3 は B.T. の実際の使用状況である。使用した船は天津臨湖実験所 (京大・理) の「はす」 (約 5t) で、観測は Fig. 4 に示した 7 測線 42 測点 について 8 月 29 日に行なわれた。乗組人員は 6 人である。Fig. 4 には参考のために等深線が示してある。

下阪本の臨湖実験所を 7 時 10 分に出港した「はす」は、8 時 20 分頃測線 I の最西端測点に到着し、そこからコの字型に航路をとり、測点に達するたびにセキスタント (六分儀) やコンパスによる位置決定をしながら、つぎつぎと観測を行なっていた。こうして測線 VII 最西端の最後の測点の観測を終って、19 時半頃湖北の今津へ入港し、計画通り 1 日で全測点の観測を終えることができた。この間デプスファインダーによって深さを確認し、湖底につきあてて測器を破損しないように注意が払われた。なお 1 測定の観測時間は平均して約 3 分であった。

翌 30 日は補足的に湖盆最深部にそう縦断観測を行い、15 時頃臨湖実験所へ帰着した。両日とも天候に恵まれ、とくに 29 日はほとんど無風に近かったが、そのためかえって一面に水蒸気が立ちこめ、測点位置の決定にはかなりの困難がともなった。全観測を通じて別に用意したサーミスタ温度計で、航走中表面水温を自記させたが、感部の故障のためあまり良好な記録は得られなかった。それでも、とくに 29 日は無風に近かったためか、表面水温は場所的にまた時間的にかなり変動がはげしく、湖流に対する参考記録としては、少くとも水深 1m 程度の水温を観測する方が望ましいことを痛感させられた。

3. 観測結果の解析

水温の観測から湖流の状況を推定する手続きは次のようである。まず水温を表によって比容 (密度の逆数) α に換算する。それを用いて垂直方向には流体静力学的平衡にあるとの仮定から、ある深さ (圧力 P_s) を基準とした重力のポテンシャル G が、

$$G = \int_P^{P_s} \alpha dp \quad \dots\dots\dots (1)$$

と計算される。この量 G を海洋学にならって力学的高度とよぶことにする。

こうして任意の等圧面上の基準等圧面に対する力学的高度の分布が見出されると、任意の等圧面を近似的な水平面 (事実その差はきわめて小さい) とみなし、その面での流速と基準にえらんだ面での流速との差の分布が、地衡流近似——流れの加速度や摩擦が無視でき、コリオリの力との平衡だけを考慮すればよい場合——で、

$$u - u_s = -\frac{1}{f} \frac{\partial G}{\partial y}, \quad v - v_s = \frac{1}{f} \frac{\partial G}{\partial x} \quad \dots\dots\dots (2)$$

と見出されることとなる。ここに x, y は近似的に水平とみなされた等圧面上の水平座標、 u および v はそれぞれその面内での x および y 方向の水平流速、 u_s, v_s は基準等圧面での同様な水平流速で、 $f = 2\omega \sin \varphi$ はコリオリの係数、 ω および φ はそれぞれ地球自転の角速度および緯度である。びわ湖の緯度 $35^\circ 19' N$ で f の値は 8.43×10^{-5} である。

容易にわかるように、この相対的な流れ ($u - u_s, v - v_s$) は量 G の等しい点を結んだ等力学的高度線に平行で、もし基準にえらんだ面内での流速が事実上存在しないとみなせる ($u_s = v_s = 0$) 場合には、等高度線が実際の流れの流線を与えることとなる。もっとも、等高度線が湾曲していたり、間隔が変化していたりする場合、たとえ流れが定常であっても、流体としての加速度は存在するから、厳密には流線とみなせないが、特別な場合を除けば近似的な流線とみなして差支ない。流れの向きは G の高い方を右に見る向きである。なお実際の計算には、力学的高度 G それ自身を見出す必要はなく、各等圧面上での力学的高度の偏差 ΔG だけを見出せば十分であるから、比容の偏差を δ とし、

Table 1 SPECIFIC VOLUME ANOMALY after Smithsonian Physical Tables, unit: $10^{-5}\text{cm}^3/\text{gr}$

Temp. °C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0	13	13	12	11	11	10	10	09	08	08
1	07	07	06	06	06	05	05	04	04	04
2	03	03	03	02	02	02	02	01	01	01
3	01	01	01	00	00	00	00	00	00	00
4	00	00	00	00	00	00	00	00	01	01
5	01	01	01	01	02	02	02	02	03	03
6	03	04	04	04	05	05	05	06	06	07
7	07	08	08	09	09	10	10	11	11	12
8	12	13	14	14	15	16	16	17	18	18
9	19	20	21	21	22	23	24	25	25	26
10	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
11	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
12	48	49	50	51	52	53	55	56	57	58
13	60	61	62	64	65	66	68	69	70	72
14	73	74	76	77	79	80	82	83	84	86
15	87	89	91	92	94	95	97	98	100	102
16	103	105	106	108	110	111	113	115	116	118
17	120	122	123	125	127	129	131	132	134	136
18	138	140	142	143	145	147	149	151	153	155
19	157	159	161	163	165	167	169	171	173	175
20	177	179	181	183	185	187	190	192	194	196
21	198	200	202	205	207	209	211	214	216	218
22	220	223	225	227	230	232	234	236	239	241
23	244	246	248	251	253	256	258	261	263	265
24	268	270	273	275	278	280	283	285	288	291
25	293	296	298	301	304	306	309	312	314	317
26	320	322	325	328	330	333	336	338	341	344
27	347	350	352	355	358	361	364	366	369	372
28	375	378	381	384	387	389	392	395	398	401
29	404	407	410	413	416	419	422	425	428	431
30	434	437	440	443	446	449	453	456	459	462
31	465	468	471	474	478	481	484	487	490	494
32	497	500	503	507	510	513	516	520	523	526
33	530	533	536	540	543	546	550	553	556	560
34	563	567	570	573	577	580	584	587	590	594
35	598	601	604	608	612	615	619	622	626	629

$$4G = \int_P^{P_t} \delta dp, \quad \delta = \alpha - 1 \dots \dots \dots (3)$$

が用いられることを述べておく。

さて、Fig. 2 に示したような実際の観測記録から、各測点での 2m 毎の水温を注意深く読取り、それらの値を Table 1 によって、各測点各深さでの比容の偏差 δ の値に換算し、それによって同じく各測点各深さでの力学的高度の偏差 $4G$ が計算される。

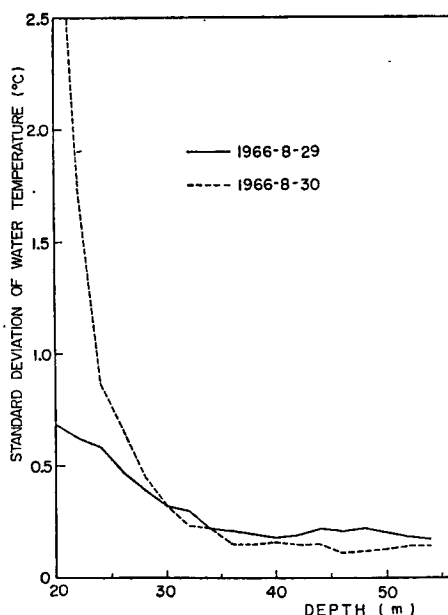


Fig. 5 Relation between standard deviation of water temperature and depth.

ここで一体基準の深さとしてどこをえらんだらよいかという問題が起る。その見当をつけるためにとられたのが Fig. 5 である。各層での全測点にわたる水温の平均値を求め、そのまわりの標準偏差を計算したものである。図には30日の縦断観測の場合も参考のために破線で示してある。明らかに水温の標準偏差は深さとともに減少し、35m 位から 0.2°C の程度のほぼ一定な値となってしまうのが認められるであろう。このことは 35m 以深では水温の水平分布があまり認められなくなることを意味し、このあたりのどこに基準面をえらんでも、各等圧面上での高度の偏差の分布状況には、あまり変化が起らないことを意味する。この意味で、40m 位の方があるいは適当かもしれないが、なるべく測点をそのままいかすことを考えて、一応 30m を基準面にえらぶこととした。なおここで深さと呼んでいるのは正しくは圧力で、1m の深さは $1.008 \text{ db} \approx 1 \text{ db} = 10^5 \text{ dynes/cm}^2$ の圧力のことを注意しておく。

このようにして、基準面に 30m をえらんで計算された各測点各深さでの高度の偏差から、各深さでの等高度線がひかれる。Fig. 6 はその例として示した表面に近い 2m 層の等高度線図である。基準面としてえらんだ 30m 層を一応無流面とみなせば、この等高度線は直ちに流線とみなされる。一見して明らかなように、測線-V の付近に流速 20 cm/sec 程度のいちじるしい反時計まわりの環流が認められる。

この環流はこの季節のびわ湖につねに認められるもので、第一環流と呼ばれているが、このほかにこの環流の南に弱い時計まわりの環流と反時計まわりの環流とが各1個づつ存在するとされている¹⁾。しかし、今回の観測では、これまで述べた手続きで計算した限り、あまり明瞭にはあらわれなかった。この図でみる限

り、南西の隅に弱い時計まわりの環流があって、その北東の北東向きの流れとの間に弱いシアラインがあるようにみえるが、ごく弱いもので、それよりもむしろ、たとえば第一環流の北側では流れはほとんど西向きであるなど、全体的に流線は閉じていないで、全体の流れは必ずしも環流的でないことに注意しなければならない。

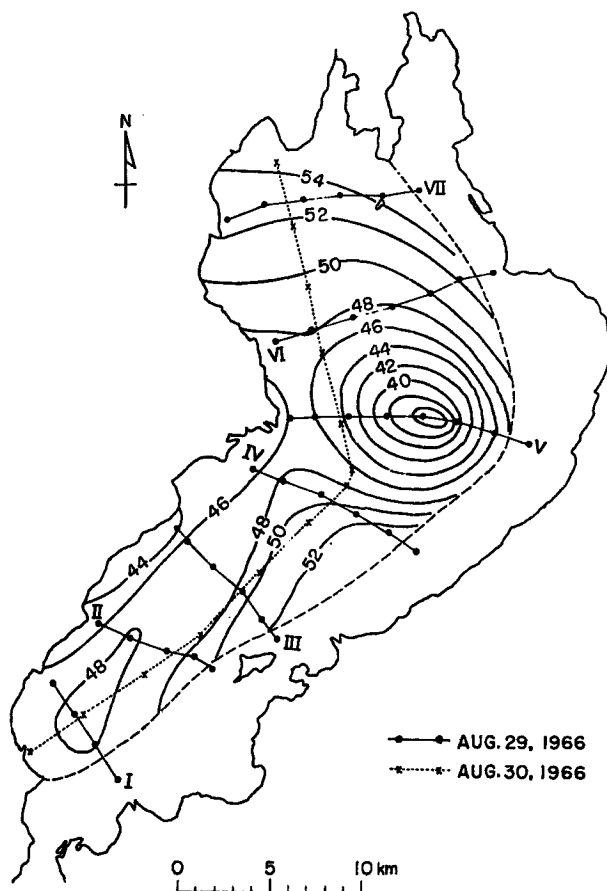


Fig. 6 Dynamic topography of the 2-meter layer relative to the 30-meter reference surface.

なお、Fig. 6 中の各等高線につけられている数値は、力学的高度の偏差を $10^3 \text{cm}^2/\text{sec}^2$ のポテンシャルを単位として示したもので、この単位は、重力の加速度を $980 \text{cm}/\text{sec}^2$ として、 $0.102 \text{cm} \approx 1 \text{mm}$ の高さの差に相当する。この意味で、たとえば数値 40 は 40mm の力学的高度の偏差と読まれてよい。

ともあれこのような全体的にみて閉じていない流れの状況が果して現実的であるのかどうかには、かなり疑問がある。あるいは環流的な閉じた湖流の上に、内部波に基因する流れが重なっていて、ゆっくりと変動する全体の流れの場の時間的な一断面をとらえたのであるかもしれない。しかし、それよりも計算の基準にとった面を無流面とみなしたことに、より多くの問題があるように思える。よく考えてみると、Fig. 5 の傾向からえらんだ基準面を安易に無流面とみなすことには、大きな疑問がある。Fig. 5 の語っていることは、

単に 30~40m 以深では等圧面と等比容面とはほとんど一致しているということだけであって、それらが等ポテンシャル面と一致しているかどうかということは、何も語られていないのである。言葉をかえていえば、30~40m 以深の流れの状況はバロトロピックな状態に近いということを語っているだけであって、そこが無流であるかどうかは全く語られていないのである。

Fig. 7 は 30m の基準面を無流面とみなした場合の各測線の垂直断面を通過する流量の深さに関する分布を示したものである。横軸の正の側が北向きの流量を表わし、単位は $\text{m}^3/\text{sec} = \text{m}^3/\text{sec}/\text{m} \approx \text{ton}/\text{sec}/\text{m}$, 従って横軸の数値は 1m 層あたりの毎秒トン数とみてよい。一見してわかるように、部分的な南向きの流量はあるが、測線-Iを除くすべての断面で全流量は北を向いていて、最もその量の多い測線-IIIの断面では 13,000ton/sec にも達する。

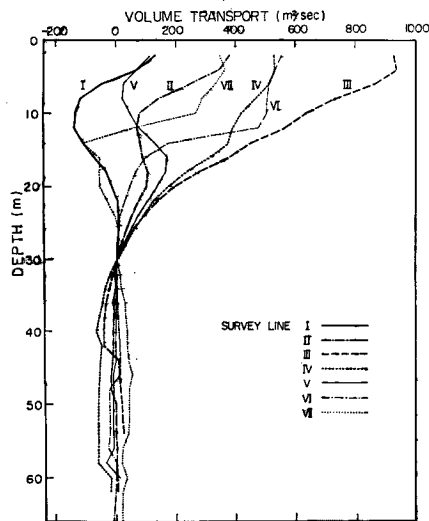


Fig. 7 Vertical distributions of the volume transport, positive northward, across the survey lines.

このような大きな流量は内部波にともなう流量としてはすこし大きすぎるように感じられる。内部波に基因する部分もあるかもしれないが、それよりもやはり問題は無流面のとり方にあるように思える。この湖からの放水量は通常数百 ton/sec 以下という小さなものであることを考えて、むしろ任意の横断面を通過する全流量はほとんど零であるという見地から、無流面を定める方がよいように思う。そのようにして無流面を Fig. 7 から定めてみると、測線-Iから順に、それぞれ 18.8m, 24.2m, 18.9m, 17.9m, 26.8m, 15.8m および 12.0m となる。これらの深さはおおざっぱにみて、だいたい水温躍層の中心部にあり、測線-Iを別にして、その上層で南から北に向い、その下層で北から南に向うほぼ 5,000ton/sec 程度の対流的な流れがあることとなる。

このことは、岡本・森川の以前の観測でも、全く同程度の同じような流れの状況が考えられ、下層に 5,000 ton/sec 程度の南向きの流量を考えれば、流量的につじつまがあうことを述べている¹⁾ ことと思ひ合わせて、たいへん興味深い。おそらくこれは湖の南部と北部で形成される湖水の密度差による密度流であろうと考えられ、さまざまな意味で今後の重要な研究問題である。なお各測線での断面全体の平均水温を計算してみると、測線-Iから順に、それぞれ 16.3°C, 14.7°C, 15.2°C, 15.2°C, 14.3°C, 13.9°C および 14.2°C

となっていて、北の方がいくらか低い傾向のあることを記しておく。

4. む す び

著者らはびわ湖の湖流観測に初めて B. T. を使用し、北湖全域をおおう観測を 1 日で行なうことに初めて成功した。精度的にみた B. T. の有用性は、少くとも現在の研究段階では、十分なものと認められる。むしろ問題は観測艇の速度である。全観測時間約 12 時間のうち、実際 B. T. を操作した実測時間はわずか 2 時間であって、あとの 10 時間は全く測点から測点にうつる艇の移動に使われているのである。使用した「はす」の速度は約 7kt であるから、もし観測艇に 20kt 程度の速度があれば、全観測時間は半分の 6 時間で可能となる。もう少し観測を細かくやることも可能であるし、少し無理をすれば、1 日 2 回の観測でも可能となる。現在の研究段階で、そのような観測から得られるであろう知識の重要性は、はかりしれないものがある。ぜひ近い将来にそのような研究が可能となることを望んでやまない。

もう一つの重要な問題は無流面の決定の問題である。この問題はたいへん難しい問題である。おそらく無流面が一つの等圧面で表わされるという考えさえ放棄しなければならなくなるであろう。著者らは今後できる限りの手段を用いて、この点を明らかにする努力を払うつもりである。

最後に、この観測を実施するに当って多大な便宜を与えていただいた臨湖実験所の森主一教授、堀江正治助手に深く感謝する。また観測艇「はす」の運航を担当していただいた中島義徳、上田孝明の両氏ならびに観測の手伝いをしていただいた滋賀大学の学生武田信夫君に同様深く感謝するものである。なおこの観測の費用は防災研究所の特別事業費によったことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 岡本巖・森川光郎：重力ポテンシャル法によるびわ湖の湖流の力学計算，滋賀大学学芸学部紀要，第 11 号，(1961)，pp. 27—33
- 2) 神戸海洋气象台：びわ湖調査報告，神戸海洋气象台彙報，8 (1926)
- 3) 日高孝次：びわ湖の表面流に関する実験，神戸海洋气象台彙報，13 (1927)，pp. 1—4
- 4) 森川光郎・岡本巖：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 卷，3，4 号 (1960)，pp. 173—186
- 5) 岡本巖・森川光郎：密度分布より見たびわ湖の湖流について，陸水学雑誌，22 卷，4 号，(1961)，pp. 193—200
- 6) 森川光郎・岡本巖：びわ湖中部の湖流調査，滋賀大学学芸学部紀要，第 12 号，(1962)，pp. 21—30