

Fig. 5a. Comparisons of the directly-measured velocities (open circles) with the geostrophic velocities (solid curves) with respect to the north and east components at Stn. A, B and C.

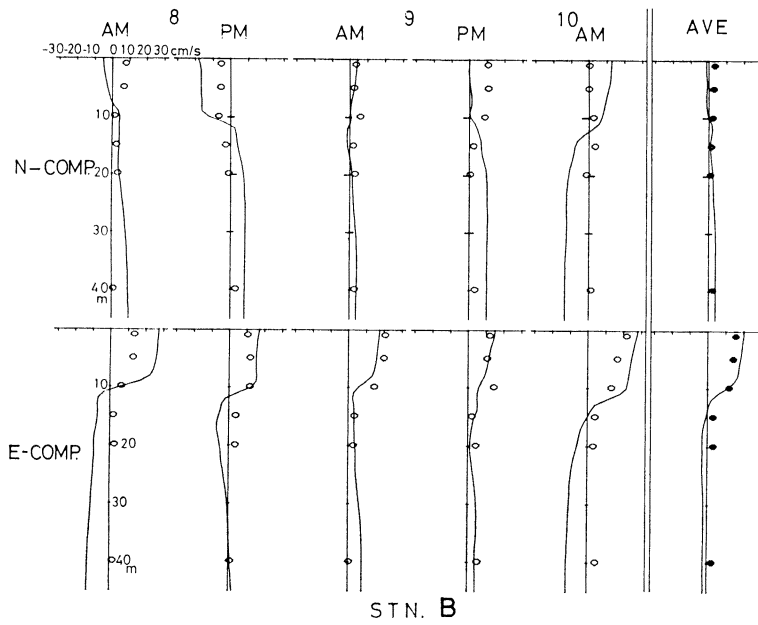


Fig. 5b. Continued.

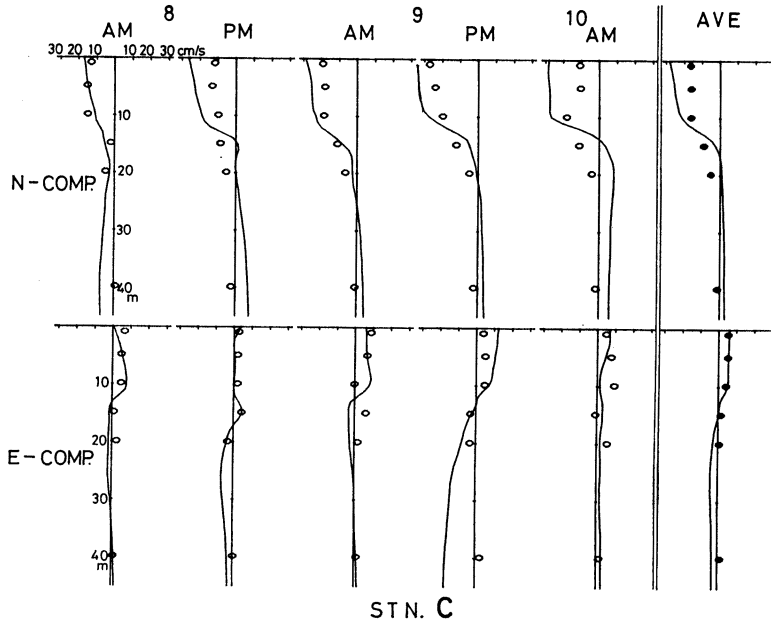


Fig. 5c. Continued.

Table 3. Time-averaged current velocities in the surface layer (0-10 m), and the magnitudes of centrifugal and Coriolis forces.

Station	Water Depth (m)	Radius R (km)	Current		V/R $\times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$	V^2/R $\times 10^{-4} \text{ cm sec}^{-2}$	fV $\times 10^{-4} \text{ cm sec}^{-2}$
			Dir. ($^\circ$)	Speed V (cm sec $^{-1}$)			
A	32	4.8	38	18.0	3.8	6.8	15.2
B	53	2.2	84	12.8	5.8	7.5	10.8
C	82	5.8	169	18.4	3.2	5.8	15.5

での距離, およびコリオリのパラメータ ($8.4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$)である。この表から、角速度は環流の中心に近い Stn. B で大きく、少なくとも環流が剛体回転の流れではないことがわかる。一方、遠心力は3測点ではほぼ同じ程度の大きさであるが、コリオリ力と比較すれば、環流の中心近くで相対的に大きくなり、Stn. B でのその比は約2/3にも達している。また他の2測点でも遠心力は決して無視できない大きさとなっている。以上のことから、水温分布の観測資料を用いて環流を評価するためには、少なくとも遠心力を考慮した力学計算を行なう必要があることが結論される。

Fig. 6 は、5回の観測の平均水温を用いて、遠心力を考慮した力学計算を行なった結果を実測流速と比較したものである。計算の方法については遠藤ら (1981) の方法に従った。この図から明らかなように、時間平均された流れは、遠心力を考慮した地衡流 (傾度流) にきわめて近い。この結果は、先に述べたように比較的容易に実施できる水温観測から、かなり良い

精度で環流を評価することができることを示している。ただし、水温観測は少なくとも基本モードの内部波の影響を除去できる程度の期間にわたってくり返し実施する必要がある。なぜなら、夏期の北湖には常時内部波が存在し、流速場や水温場に大きな変動をもたらすからである (KANARI, 1975; 今脇ら, 1979; 遠藤ら, 1979)。なお、ここでは扱わなかった流速変動に関しては、今後連続記録などの活用によってその実態を把握するとともに、流れの変動のメカニズムや水温分布との関連についても明らかにしておく必要がある。

摘 要

びわ湖北湖の環流を地衡流で近似することの妥当性について、流れと水温の観測をくり返し実施することによって検討した。反時計回りの環流域の3測点において、漂流板群による各層の測流と、測流点から四方に約 500 m 離れた4点で BT による水温観測を実施

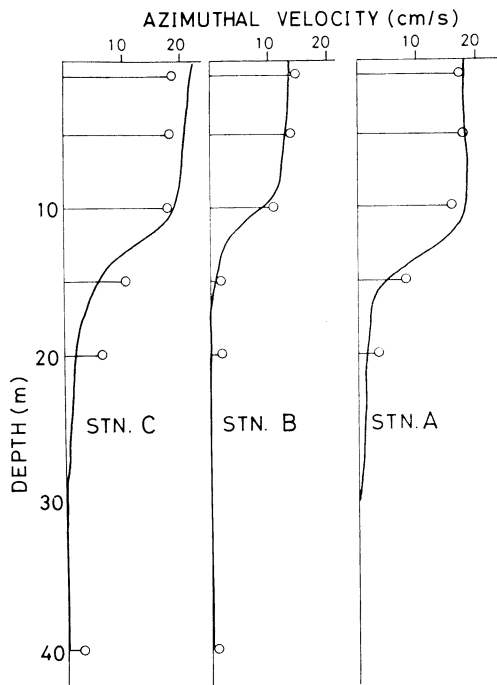


Fig. 6. Comparisons of the time-averaged azimuthal velocities between the directly-measured and estimated geostrophic currents including centrifugal effects.

した。実測流と地衡流とを比較した結果、おのこの観測で得られた流れは全体的には地衡流の性格をもっているが、両者にはかなりの差がみられる場合が多い。一方、時間平均した流れは、遠心力を考慮した地衡流（傾度流）にきわめて近いものであり、水温分布の観測資料から環流をかなり良い精度で評価できることが明らかになった。

最後に、本研究を進めるにあたって有益な助言を頂いた滋賀大学岡本 巖教授に深く感謝する次第である。また、観測に協力を頂いた滋賀大学教育学部地学教室の学生諸氏に厚く御礼を申し上げる。

文 献

- 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・国司秀明 (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. 陸水雑, 42: 144-153.
- 今脇資郎・遠藤修一・国司秀明 (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, 22B-2: 591-599.
- KANARI, S. (1975): The long-period internal waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 544-553.
- 国司秀明・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.
- 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・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.

(著者: 遠藤修一, 滋賀大学教育学部地学教室, 大津市平津 2-5-1; Shuichi ENDO, Department of Earth Science, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520).

1984年7月17日 受理

びわ湖北湖の環流について (II)

— 実測流と地衡流の比較 —

遠藤 修一

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

— Comparisons between Observed Current and Geostrophic Current —

Shuichi ENDOH

Abstract

In order to determine the validity of applying a geostrophic relationship to the circular currents in Lake Biwa, a series of quasi-simultaneous observations of currents and water temperature were carried out. The current measurements were made using the drifters with cross-board placed at several depths. The vertical profiles of water temperature were measured by a bathythermograph at four points about 500 m away from the current station.

The comparisons between the directly measured current and estimated geostrophic current show that the geostrophic approximation is not so valid for the current observed at a specified time and space. On the other hand, the current averaged over a time long enough to cancel the effect of the slowest internal wave, can serve as the baroclinic geostrophic current including the centrifugal force.

1. はじめに

岡本と森川 (1961a) によってびわ湖の環流が地衡流の性格をもつことが見出されて以来、数多くの水温分布の観測がなされ、力学計算による流れの分布や大きさの評価がなされてきた (岡本と森川, 1961b; 国司ら, 1967; 今脇ら, 1979; 遠藤ら, 1981). たしかに水温分布の観測は湖流の実測に比べてはるかに容易であるから、地衡流近似の仮定を用いることによって短い時間で広い水域の湖流を観測することができる。しかしながら、遠藤ら (1981) が指摘したように、観測によって得られた水温分布の資料から流れを定量的に評価するためには、現実の流れがどの程度地衡流に近いのかを明確にしておく必要がある。この問題はきわめて重要であるにもかかわらず、観測面からの検討は十分であるとは言えないのが現状である。この流れと水温の対応関係を明らかにすることは、既存の莫大な水温観測資料から流れに関する情報を有効に引出すことを可能にするばかりでなく、環流の力学機構を解明することにも貢献するものと考えられる。そこで、今回は流れと水温の同時観測をくり返し実施することにより、環流の地衡流近似の妥当性についての検討を行なった。

2. 観測

観測によって地衡流近似の妥当性を検証するためには、流速の鉛直分布とその点での水温 (密度) の水平傾度を同時に求める必要がある。そのためには様々な方法が考えられるが、比較的容易に行なうことができ、かつ流れと水温の観測についての同時性に関してほぼ満足のできるものとして次のような方法をとることにした。すなわち、漂流板群によって各層の測流を行い、同時に測流点から四方に約 500 m 離れた 4 点で BT (Bathythermograph) による測温を行なった。

Fig. 1 に流れと水温の観測点の配置を示してあるが、地衡流を計算するための圧力勾配は、測流点 O の周囲 4 点 (N, E, S, W) の水温の水平差分を用いて求めた。差分の水平距離をどのように選ぶかについては、着目する現象の時空間スケールや観測値の代表性などに関連していろいろと議論のある所であろうが、従来の BT 観測が 1~2 km 間隔の測点で実施されていることと、びわ湖の湖流に関する数値研究の多くが 1 km の格子間隔でなされていることなどを考慮して今回の観測では水平差分距離を 1 km とした。なお、この問題に関して本観測に先立ち、約 2 km の直線上を約 250 m 間隔で BT 観測を行なった結果、少なく

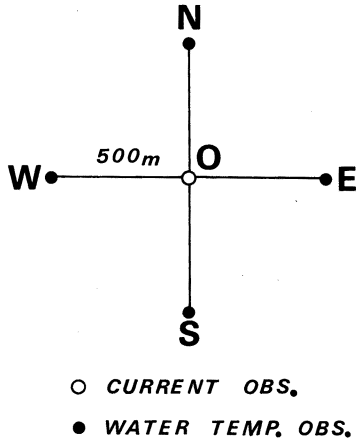


Fig. 1. Arrangement of the measurement points of current and water temperature at each station.

ともこの程度の水平スケールでは水温躍層がほぼ直線的に傾斜していることを確認した。

観測は1978年9月8日から10日までの3日間、びわ湖北湖の磯と舟木を結ぶ線の上に3つの測点を設け (Fig. 2)、各測点で漂流板による各層の測流と BT による水温分布の観測をくり返し実施した。測流深度は、1, 5, 10, 15, 20 および 40 m の6層である。ただし、Stn. A では水深が浅いために 40 m 層を除く5層とした。おのおの測点にはあらかじめ標識ブイを設置し、以下の手順で観測を行なった。まず、標識ブイの近傍に各層の漂流板を放流した後、周囲4点で水温の鉛直分布の観測を BT を用いて行なう。再び標識ブイにもどり、放流後約40分を経過した各漂流板の標識ブイからの方位と距離をそれぞれコンパスと船速から決定する。このような方法によって得られる流速の誤差は、船速や時間の測定誤差から約3%と見積られる。また流向と水温については、測器の誤差に依存し、それぞれ $\pm 5^\circ$ 、 0.2°C の誤差を含む。

1つの測点で流れと水温の観測に要した時間は約1時間であり、3測点での観測を午前・午後それぞれ1回行ない、3日間で計5回の観測をくり返し実施し

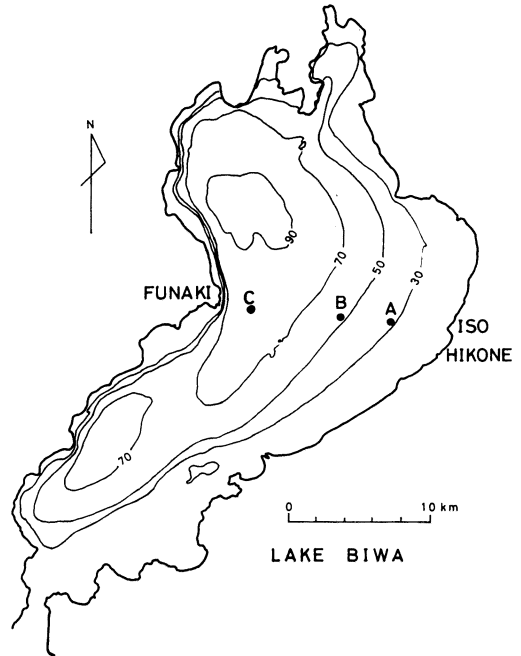


Fig. 2. Locations of current and water temperature observation stations in Lake Biwa. Depth contours are in meters.

た。なお、これらの観測中に船上で風向・風速の測定を行ない、漂流板に対する風の影響と水中のロープ等に働く抵抗を岡本 (1964) の方法を用いて補正し、流向・流速を算出した。Table 1 に観測の日程、時間および観測中の風を示す。

3. 測流結果

漂流板による測流結果を Table 2 にまとめて示す。流速の単位は cm sec^{-1} であり、流向は真北を 0° として時計回りに測った角度で表わしてある。また、表の右欄には5回の観測の平均値と、後で述べる地衡流成分も併わせて示した。

この表から、各測点に共通して表層での流れはかなり安定した流向をみせていることがわかる。さらに、

Table 1. Time of measurements and wind during observations. Wind speed is in m sec^{-1}

Date		Stn. A		Stn. B		Stn. C	
		Time	Wind	Time	Wind	Time	Wind
8 Sep.	AM	7:08- 8:18	0.7 N	8:37- 9:34	calm	10:07-11:09	0.9 S
	PM	12:50-13:51	3.1 N	14:05-15:05	calm	15:20-16:25	0.5 NNE
9 Sep.	AM	6:53- 7:47	2.6 S	8:03- 9:07	2.2 SE	9:27-10:37	1.9 E
	PM	12:18-13:19	3.3 N	13:32-14:27	3.5 NNE	14:40-16:20	2.6 NNE
10 Sep.	AM	7:26- 8:26	calm	8:39- 9:46	1.7 W	10:18-11:23	4.6 SE

Table 2. Directly-measured currents on 8 to 10 September 1978. Current speed (V) is in cm sec^{-1} and direction (θ) is in degrees from the north. The comparison between measured current (Obs.) and geostrophic current (Cal.) with respect to time-averaged value is shown in the right column.

Station No.	Depth	8 Sep. AM		8 Sep. PM		9 Sep. AM		9 Sep. PM		10 Sep. AM		Average Obs.		Average Cal.	
		V	θ	V	θ	V	θ	V	θ	V	θ	V	θ	V	θ
Stn. A	1	22.0	20	21.8	44	17.5	54	13.8	50	17.4	53	18.0	43	17.9	37
	5	25.0	20	25.1	38	17.1	57	11.4	51	13.8	49	18.0	40	18.2	37
	10	24.9	17	23.0	38	10.3	53	10.6	46	12.0	19	15.8	32	18.2	36
	15	10.0	54	7.0	34	0.5	226	10.6	34	13.6	21	8.0	34	5.1	15
	20m	10.6	54	3.2	3	1.3	25	4.2	76	1.8	202	3.3	52	2.2	22
Stn. B	1	13.6	62	11.2	127	19.4	84	14.1	50	20.5	93	14.4	82	15.5	114
	5	12.6	66	12.6	124	18.6	87	13.2	46	15.4	95	13.1	84	14.7	114
	10	4.9	91	13.2	128	13.9	71	15.0	61	12.0	85	10.7	85	10.3	116
	15	1.2	25	4.8	151	2.1	76	1.3	39	3.5	54	1.7	87	3.3	158
	20	2.2	29	3.3	138	2.1	46	3.2	106	3.4	147	2.0	108	1.9	198
	40m	0.6	164	1.6	341	1.7	326	4.5	66	3.2	94	1.4	56	0.3	169
Stn. C	1	15.4	160	13.2	174	21.9	160	28.7	175	12.8	164	18.2	167	21.7	166
	5	16.9	168	14.6	177	20.2	164	25.7	172	13.5	152	18.0	168	20.6	166
	10	16.7	168	11.1	176	20.0	185	21.4	171	21.1	157	17.8	171	18.5	163
	15	3.4	187	10.4	162	13.3	159	14.3	198	12.8	190	10.4	179	5.6	149
	20	6.4	169	7.9	215	7.9	177	7.7	219	7.0	142	6.5	185	2.0	176
	40m	0.7	207	3.9	196	2.3	182	4.0	161	3.2	177	2.7	180	0.6	180

Stn. A で北東, B で東, C で南南東の流向が卓越していることからみて, この水域には明らかに反時計回りの環流が存在していることが理解できる. 流速にはかなり大きな変動がみられるが, 表層で大きく深層では小さいという流速分布の特徴はいずれにも共通してみられる. これは観測当時の水温躍層が 10~15 m の深さにあったことに対応して, 環流が水温躍層よりも浅い層にしか存在しないことを意味している.

流速の時間的変動に注目すれば, 約 2 日の周期が認められる (Fig. 3). すなわち, 9 月 8 日の Stn. A では相対的に流速は大きく, 逆に対岸の Stn. C では小さいが, 翌 9 日にはちょうどその逆の流速分布となっている. さらにその翌日にもこの関係は反転する傾向をみせている. Table 1 に示したように, 観測期間中の風が比較的弱かったことからみて, この約 2 日の周期をもつ流速変動は北湖の基本モードの内部波によるものと考えて間違いない. このように現実には観測される流れには環流のほかに内部波などによる大きな変動が混在しているから, 遠藤ら (1981) が指摘しているように, 1 回限りの観測結果でもって環流を評価することの危険性をここで再度強調しておきたい.

Fig. 4 は, 5 回の測流結果を平均して得られた表層

(1, 5, 10 m 層の平均) における流速分布を示したものである. この時間平均操作によって上に述べた内部波などによる流速成分がある程度除去されるものとすれば, Fig. 4 は観測期間中の環流とみなすことができる. この図から反時計回りの流れの分布が明らかになってとれる. また, 各測点からその測点における流速ベクトルに引いた 3 本の垂線は, Stn. B の北北西約 2 km の 1 点で交差する. この交点は従来の観測結果からみた環流の中心位置とはほぼ一致し, わずか 3 点での観測ではあるが, 環流が少なくとも南半分では円形に近い流れであることが推測される. 一方, Table 2 に示したように, 20 m よりも深い層での時間平均流速はたかだか 2 cm sec^{-1} にすぎず, また流向は表層のそれに近いものとなっている.

4. 実測流と地衡流の比較

各測流点の周囲 4 点で得た水温の鉛直分布の資料から力学計算によって地衡流を求め, これらを漂流板による実測流と比較してみた. その結果を示したのが Fig. 5 である. 図中, 流速は北向き成分と東向き成分とに分けて比較してあり, 白丸が実測流速を, 実線が地衡流の鉛直分布を示している. 力学計算によって得

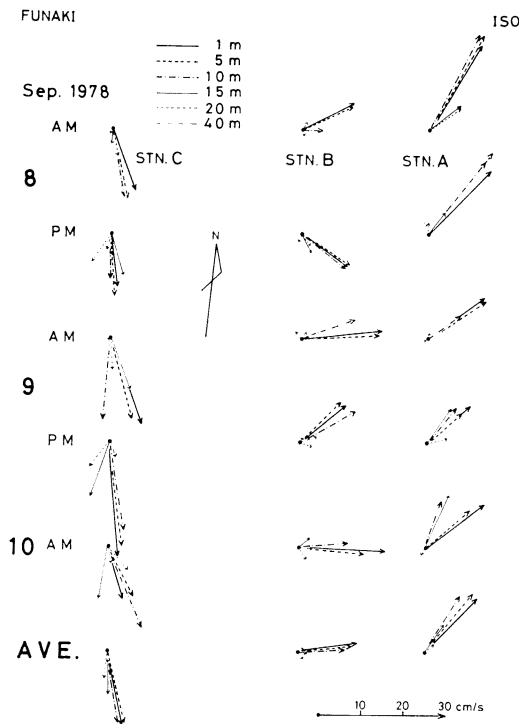


Fig. 3. Observed current vectors at three stations on 8 to 10 September, 1978.

られるのは流速の鉛直傾度のみであり、絶対流速を求めるためには無流面の仮定を必要とするが、今回の解析では流速の実測値と計算値とが最も良く一致するように最小自乗法によって地衡流成分の絶対値を決定した。

Fig. 5 をみると、全般的にはおのおのの実測流は地衡流の性格を帯びてはいるが、個々にみた場合には地衡流以外の成分をかなり含んでいることがわかる。また、最小自乗法によって求められたみかけの無流面は、多くの場合に水温躍層付近に位置しているが、実測流をみると無流面というものほとんどみられない。

実測流と地衡流との差は、主として内部波などの非地衡流成分が存在していることによるものと考えられる。岡本 (1968) は、時計回りのいわゆる第2環流域での夏季における流れが地衡流にかなり近いことを報告しているが、今回の観測では実測流と地衡流との間にかかなり大きな差がみられる。この理由については、すでに述べたように観測期間中に内部波が顕著に発達していて、それに伴う非地衡流成分が流況に大きな影響を与えていたためと考えられる。

非地衡流成分のうちで時間変動する成分は、5回の観測値の平均をとることによって除くことができる。

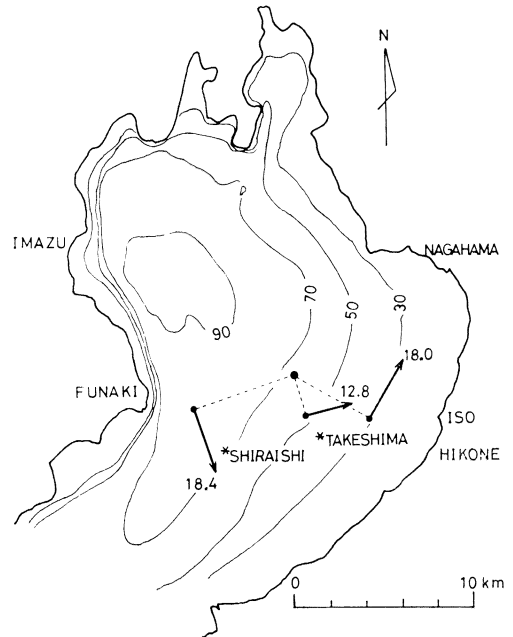


Fig. 4. Time-averaged velocity distribution in the surface layer (0-10 m). Numerals show the current speeds in cm sec^{-1} . The estimated center of the gyre is also shown.

Fig. 5 の右欄には時間平均値について実測流と地衡流とを比較してあるが、これを見ると両者はかなり良い一致をみせている。ただし、環流の中心に近い Stn. B において、実測流の流向が地衡流のそれよりも約 30° 左に偏向しているのは興味深い (Table 2)。すなわち、この結果は表層において環流の中心に向う流れがあることを意味しており、診断モデル (ENDO, 1978) によって予見された鉛直循環流の存在を示唆している。この問題については、さらに多くの測点での観測を行い検討してゆく必要がある。

時間平均された流れはかなり地衡流に近づいたというものの、両者には依然として有意な差が認められる。その特徴として、全体的に地衡流の方が実測流よりも鉛直傾度が大きく、最小自乗法の適用により表層では地衡流の方が大きな値となっている。この原因として考えられるのは、力学計算において環流の遠心力を考慮していない点である。そこで、Fig. 4 に示した表層での平均流速の値と環流の中心位置とを用いて遠心力を評価してみた。その結果を示したのが Table 3 である。ここでは、環流を円形の流れとした時の角速度 (V/R)、遠心力 (V^2/R) およびコリオリ力 (fV) を3測点について表わしてある。ただし、 V 、 R 、 f はそれぞれ回転方向の流速成分、環流の中心から測点ま