

琵琶湖周辺の気象 (2)

—琵琶湖北部の湖陸風—

枝 川 尚 資・中島暢太郎

METEOROLOGICAL STUDY OF THE LAKE BIWA BASIN (2)

—THE LAND AND LAKE BREEZE IN THE NORTHERN PART OF THE LAKE BIWA—

By Hisashi EDAGAWA and Chotaro NAKAJIMA

Synopsis

In order to study the land and lake breeze in the northern part of the Lake Biwa basin, an analysis of the surface wind at Hikone Local Observatory in July and August, 1977 and an observation of the vertical wind distribution were carried out at Onoe, Funaki and Hikone around the Lake Biwa from 9 to 10 August, 1978.

The land and lake breeze appears in half the number of days during the period and the lake breeze changes its direction clockwise at Hikone Local Observatory. When the lake breeze prevails, the atmosphere over the Lake Biwa can be divided vertically into three layers; the lower is the divergent layer with the lake breeze, the middle is the convergent layer with the anti-lake breeze and the upper is the layer with the general wind.

1. 緒 言

第1報では、琵琶湖周辺の気象について、その概略を述べた。その中で、滋賀県内の地上8ヶ所の風配図から、当地域では、夏季に顕著な湖陸風が存在することを指摘した¹⁾。琵琶湖の湖陸風は、他地域の海陸風同様、一般風の弱い日に沿岸に発達する局地風で、夏季における当地域の重要な気象現象の1つである。また、湖陸風は、琵琶湖の湖流・波浪への影響に加えて、琵琶湖流域の開発に伴う大気汚染の問題とも関連するため、その実態を究明することは必要であろう。

湖陸風と成因・機構が類似した海陸風については、近年、観測²⁾および理論的研究が精力的に行われている。瀬戸内海の燧灘における観測結果³⁾をみると、燧灘の地上から約700mまでの大気層は、日中は海風に伴う発散、夜間は逆に陸風に伴う収束となること、それより上、1300mまでの層は、反対流的な収束、発散となることが明らかにされている。琵琶湖沿岸は、海陸風の研究が進んでいる臨海地域に比べると、水域が狭く、その周囲は海拔500mを越すいくつかの山地・山脈に囲まれている。そこで、琵琶湖の湖陸風は、第1に、海陸風よりもただ規模が小さいだけと考えればよいのか、それとも海陸風とは異なる特性を持っていると考えるべきなのかが問題となる。第2に、周囲の山地の直接的な影響に加えて、山谷風との相互作用も考えられ、湖陸風は場所によりかなり変形されていると推定されることである。これまで、当地域では地上風の統計的調査¹⁴⁾や、上層風の観測⁵⁶⁾をもとに、いくつかの地点における湖陸風の特性が論じられているが、上に述べた要因が複雑に作用しているためか、湖陸風の実態は不明な点が多い。

われわれは、かねてから琵琶湖とその周辺を対象にして、その気候特性の研究を進めてきた。本年度は、湖陸風の実態を究明する研究に着手し、最初に、上に述べた第1の問題を取り上げた。そして、もっとも湖陸風の発達が期待される夏季、彦根における1977年7、8月の地上風の統計的な解析と、水域面積がもっと

も大きく、かつ背後の山地の影響がもっとも小さいとみなしうる琵琶湖北部の沿岸、尾上・船木・彦根の3地点を選んで、1978年8月9日12時から10日13時30分まで、90分間隔で合計18回のパイボール観測により、地上から約2000mまでの風の測定を実施した。

2. 彦根における夏季の湖陸風

彦根地方気象台のデータを利用して、1977年7、8月の62日間の風を解析した。この期間を選んだのは、湖陸風がもっともよく発達するのは夏季であるからである。彦根は、湖東平野北端に位置し、海拔高度約90mで、Fig. 4に示されるように、ほぼ南西から北東にのびる琵琶湖東岸に面している。東部は、500m以上の鈴鹿山脈がせまっているため、その影響が考えられ、理想的な湖陸風を扱うには最適な場所とはいえない。

湖陸風の調査を実施するに当たって、まず問題となるのは、湖陸風が出現したかどうかを、どのように判定したらよいか、ということである。海陸風の場合、たとえば、佐橋は、(1)日中、海から陸へ吹き(海風)、夜間、陸から海へ吹く(陸風)、(2)海風・陸風の角度が100度以上変る、(3)海風は時計廻りに変転する、という3つの判定条件を提起している⁷⁾。一方、児玉⁴⁾は、琵琶湖沿岸では地形の影響で、湖風が反時計廻りに変るところもあるとしている。ここでは、湖陸風の判定にさいし、便宜的に(1)の条件を採用した。しかし、後述するように結果からみて、(1)の条件を満足すれば、(2)・(3)の条件もほぼ満足される。

さて、具体的な作業手順は次のようにした。まず、地上高17.5mのところに設置されたコーシンペンによる風向と、三杯風速計による風速の記録から、毎正時前10分間の最多風向・平均風速を読み取り、これを湖岸線に直角な成分と平行な成分に分けた。この場合、彦根における湖岸線の一般的な走向は、北に対して45度の傾きを持つとみなした。そして、直角成分は、湖から陸へ向かう方向を正、その逆を負とした。つぎに、直角成分の時間変化の図を62日分作成し、それが、日中は正、夜間は負となるような日変化を示す場合を、湖陸風が出現した日であると判断した。

以上のような方法で湖陸風の出現した日を抽出すると、7月は21日、8月は11日、合計32日でその出現率は約52%となった。Fig. 1は、湖陸風が出現した日(8月30日)と、出現しなかった日(7月9日、20日)の毎時の風の、湖岸線に直角な成分の時間変化を、典型的な例として示したものである。この図から、湖陸風が出現した日は、日中の湖風は強く、夜間の陸風は弱いことがわかる。これは海陸風でもみられることである。湖風が時計廻りに回転しているかどうかは、湖陸風の判定にかなりのウェイトをもつが、成分に分解しない前の風のデータを調べてみると、湖陸風が出現したと判断されたほとんどの日の湖風に、時計廻りの変化が認められる。

Table 1は、湖陸風が出現した日の日付と、湖風・陸風の最強時の風速・風向・出現時刻、そして最強湖風と最強陸風との角度を示したものである。この表から、最強湖風の最多風向はWNN、最強陸風の最多

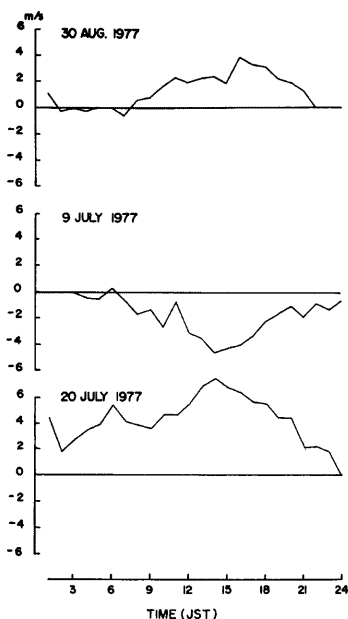


Fig. 1. Examples of the diurnal variation of the wind component normal to the shore line of the Lake Biwa at Hikone.

Table 1. Wind speeds, wind directions and times of the maximum land and lake breeze in July and Aug. 1977.

Date	Maximum Lake Breeze			Maximum Land Breeze			Angle of the Lake and Land Breeze
	Speed (m/s)	Direction	Time (Hour)	Speed (m/s)	Direction	Time (Hour)	
June 1	2.4	NW	14	4.4	SSW	21	112.5
2	6.9	NNW	18	1.5	S	5	157.5
3	4.9	NNW	16	1.4	ENE	19	90.0
4	4.8	NNW	15	1.5	S	8	112.5
8	2.7	NW	9	3.5	SE	20	180.0
11	3.2	NNW	9, 13	1.1	SE	3	157.5
12	2.4	NNW	11	2.9	ESE	18	135.0
14	3.9	NNW	16	0.9	ESE	1	135.0
16	4.5	N	16	1.0	SSE	24	157.5
17	2.2	NW	17	1.2	SE	2	180.0
18	3.5	WNW	18	1.8	SE	8	157.5
22	2.8	WNW	13	1.3	S	4	112.5
23	3.0	WNW	11	2.6	SE	19	157.5
24	3.2	W	10	3.8	SE	16	135.0
25	3.6	NNW	12	2.7	S	20	157.5
26	3.9	NNW	15, 16	1.7	SE	22	157.5
27	3.7	WNW	18	1.4	SSW	7	90.0
28	3.8	NNW	17	1.8	S	7	157.5
29	2.7	WNW	11	2.2	S	22	112.5
30	2.9	NW	15	2.1	SSE	22	157.5
31	3.2	WNW	11	2.0	S	22	112.5
Aug. 1	3.5	N	19	1.7	ENE	22	67.5
2	2.4	WNW	11	1.4	S	8	112.5
3	3.7	NW	18	1.5	SSE	6	157.5
4	2.9	NW	13	1.7	SE	2	180.0
11	2.5	WNW	11	1.9	S	1	112.5
21	2.6	NNW	10	0.8	S	19	157.5
27	3.4	WNW	11	2.1	SSE	21	135.0
28	3.6	NNW	12	1.6	E	9	112.5
29	3.8	N	17	0.7	SSW	1	157.5
30	4.5	N	17	0.8	S	7	180.0
31	2.8	WNW	13	1.5	SSW	23	90.0

風向は S, 両者の間の角度は 100 度以上となる場合がほとんどであることがわかる。また、湖風の最大風速は陸風の最大風速より大きい、前者が 5 m/s 以上となるのはきわめてまれである。湖風最強時の時刻を、10時—12時, 13時—15時, 16時—18時の 3 つの時間帯に分けてみると、それぞれ 11 例, 6 例, 11 例で、最大風速は午前と夕方近くに出現することが多い。瀬戸内海沿岸各地における、海陸風時の地上風解析結果⁸⁾をみてみると、海風の最大風速は、湖風のそれよりも大きく、また、最大風速は、湖風の場合と異なり、13時—15時の時間帯に出現することが多い。

Table 2. Relation of the land and lake breeze to various kind of meteorological elements.

Date	Land and Lake Breeze Yes (○), No (×)	Surface Wind Speed (m/s)	Solar Radiation (ly/day)	Surface Weather Chart	Upper Wind at 850 mb		Date	Land and Lake Breeze Yes (○), No (×)	Surface Wind Speed (m/s)	Solar Radiation (ly/day)	Surface Weather Chart	Upper Wind at 850 mb	
					Speed (m/s)	Direction						Speed (m/s)	Direction
June 1	○	1.1	279	Front	17.7	WSW	Aug. 1	○	1.5	525	High	4.0	S
2	○	1.7	547	High	11.0	WSW	2	○	1.5	500	High	5.7	NW
3	○	1.3	592	High	5.3	W	3	○	1.5	513	High	4.7	WNW
4	○	1.2	307	Front	7.7	WSW	4	○	1.5	476	High	10.0	SW
5	×	1.6	415	Low	6.3	N	5	×	3.3	344	Front	11.0	WSW
6	×	2.6	245	High	2.3	N	6	×	3.8	336	High	5.7	NNW
7	×	4.4	609	Low	5.0	N	7	×	1.7	435	Front	7.0	NW
8	○	1.8	610	High	2.0	ENE	8	×	0.9	100	Low	19.0	WSW
9	×	1.9	472	Low	6.0	WNW	9	×	5.9	584	Front	8.7	NW
10	×	1.1	176	Front	15.7	SW	10	×	1.6	344	High	7.0	E
11	○	1.3	157	Front	6.3	WSW	11	○	1.3	240	Low	7.7	W
12	○	1.1	366	Low	5.3	WSW	12	×	1.8	411	Low	5.3	SW
13	×	1.9	307	Front	24.7	WSW	13	×	3.3	440	Front	5.7	N
14	○	1.4	383	Front	13.0	W	14	×	2.4	498	High	8.3	NE
15	×	1.8	287	High	11.3	W	15	×	1.5	256	Front	7.7	SSE
16	○	1.6	570	High	6.3	W	16	×	1.7	322	Front	10.0	SSE
17	○	1.0	319	Front	9.0	W	17	×	2.2	147	Front	7.0	SE
18	○	1.4	417	Front	4.0	W	18	×	3.2	226	Front	3.7	NNE
19	×	2.4	489	Front	6.7	WNW	19	×	3.4	332	Front	5.7	N
20	×	4.4	607	High	5.7	N	20	×	4.1	565	Front	5.7	NNW
21	×	1.7	482	High	3.3	ENE	21	○	1.0	373	High	5.0	NE
22	○	1.4	538	High	2.3	N	22	×	2.9	370	Low	12.7	ENE
23	○	1.5	531	High	3.3	SSW	23	×	2.7	449	Low	4.7	NNE
24	○	1.7	543	High	6.0	SSE	24	×	1.0	92	Low	10.0	E
25	○	1.5	537	High	3.7	S	25	×	1.5	162	Low	11.0	SE
26	○	1.7	561	High	2.7	SSW	26	×	1.7	145	Low	2.3	SSE
27	○	1.6	456	High	2.7	N	27	○	1.5	421	High	5.0	SE
28	○	1.7	545	High	2.7	NNE	28	○	1.2	273	High	5.0	SSE
29	○	1.5	495	High	1.7	ENE	29	○	1.3	487	High	3.0	NNW
30	○	1.4	472	High	3.3	SSW	30	○	1.5	455	High	3.7	NW
31	○	1.5	506	High	4.3	SSE	31	○	1.3	408	High	5.7	NW

Fig. 2 は、湖陸風の平均的な特性をみるために作成した風のホドグラフである。このホドグラフは、Table 1 に掲げた日の毎時の風ベクトルを32日間ベクトル平均して、その終点を結んだもので、頂点の数字は時刻を表わしている。おおまかな傾向として、ホドグラフは、時間と共に楕円状の時計廻りの変化をしていることがわかる。日中は 1~2 m/s で、WNW~NNW の、夜間は 0.5 m/s 以下で、SE~SSE の風が卓越しているが、いずれも臨海地域の海陸風⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾よりも弱い。

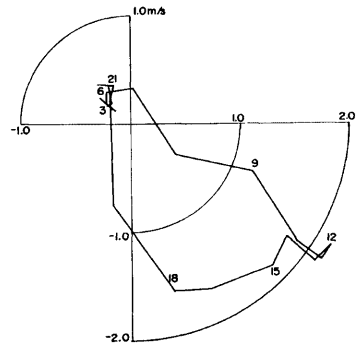
以上、彦根における夏季の湖陸風を、一般場と無関係に述べたが、つぎに、湖陸風出現の有無と一般場との関係について検討する。**Table 2** は、今回解析を行った期間の日付と、その日の湖陸風の有無・日平均風速・日射量・地上天気図の特徴・850 mb の風を示したものである。日平均風速・日射量は彦根地方気象台の記録、地上天気図・850 mb 面の風（米子・輪島・潮岬の平均）は当日 9 時のものである。この表から、日本付近が高気圧におおわれ、日射量が多く、850 mb 面の風が弱い日に湖陸風の出現しやすいことがわかる。この傾向は、海陸風の場合と同様である。細かくみると、湖陸風は 850 mb 面の風が弱くても、西又は南寄りの場合に出現頻度が高く、北寄りの場合に低いようにも読み取れる。表中の項目のうち、湖陸風の有無ともっとも関連が深いのは、彦根における地上の日平均風速で、出現度数は日平均風速が 1.7 m/s 以下のとき 31 回、1.8 m/s 以上のときにはわずかに 1 回となっている。このことは、日平均風速の値が一般風の強さを表わす指標となりうることを示している。

3. 上層風の観測結果

観測の方法は、1 台の測風経緯儀によるパイポールで、それを 1978 年 8 月 9 日 12 時から 10 日 13 時 30 分まで、90 分間隔で、合計 18 回実施した。使用した気球は、自重 30 g、それを 1 分間に 100 m の上昇速度を与えるようにし、30 秒毎に約 20 分間観測した。観測期間中の天気概況は次のようであった。**Fig. 3** は、観測を始める 3 時間前の地上天気図であるが、この頃は西日本はまだ高気圧におおわれていた。しかし、時間と共に朝鮮半島にあって北東進する低気圧の影響を受けるようになる。この低気圧は、10 日 9 時には日本海北部を東に去り、西日本は再び高気圧の影響下に入った。観測は、一般風が弱い場を期待して行ったのであるが、結果からみると、日本海の低気圧の影響が予想以上に大きく、9 日 12 時と 13 時 30 分の 2 回だけ、湖風が観測された。

観測点の位置関係は、**Fig. 4** に示される。黒丸は、船による湖上風の移動観測点、湖岸の尾上・船木・彦根は上層風観測点で、辺の長さが約 15 km のほぼ正三角形を構成している。これらの地点は、それぞれ、湖北平野・湖西平野・湖東平野に属し、いずれも琵琶湖北部沿岸のなかでは、脊後の地形が比較的単純で、その影響を受ける程度がもっとも小さいと考えられるところである。

さて、**Fig. 5 a, b, c** は 3 つの地点における実測上層風の高度—時間断面図である。彦根の分には、伊吹山測候所（海拔高度 1377 m）の毎時の風も示されている。夜間 1000 m 以上の高度に欠測があるが、これは雲が上空に広がり、気球が雲中に入ったことを示している。この図の特徴をごく大づかみにすれば、3 地点の風はいずれも A~D の 4 つの時間帯に分類できそうである。A というのは、高気圧におおわれた時間帯で、1000 m 以上は 2~7 m/s のほぼ西寄りの風が、300 m 以下には湖風と思われる風が吹いている。B は



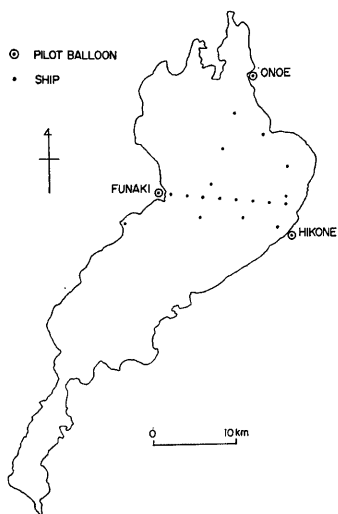


Fig. 4. Location of wind observation stations.

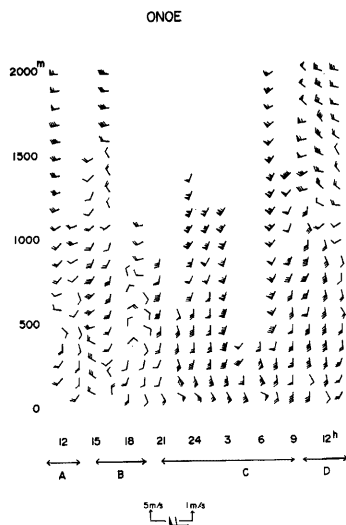


Fig. 5a. Time-height cross section of the wind at Onoe from 1200 JST 9 to 1330 Aug. 1978.

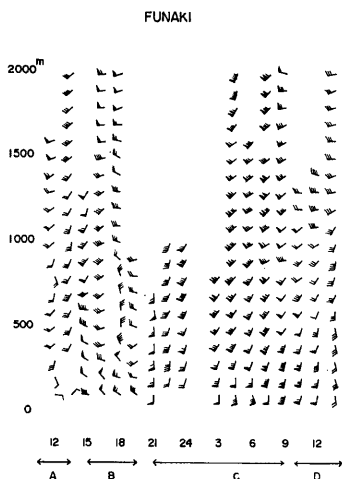


Fig. 5b. Same as Fig. 5a but for Funaki.

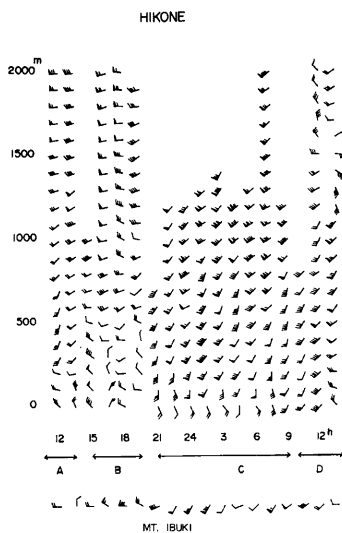


Fig. 5c. Same as Fig. 5a but for Hikone.

擾乱の影響があった時間帯で、船木では雨が降った。この時間帯には、1000 m 以上のところで西寄りの風が強まっており、また、それ以下のところは風向が安定していない。*C* は低気圧の暖域内にあった時間帯で、1000 m を中心に、10 m/s を越す強い南西風が吹いている。*D* は、再び高気圧の影響下に入った時間帯である。この時間帯できわだった特徴は、13時30分に、尾上・船木・伊吹山は西寄りの風であるのに、彦根の1300～1600 m に東寄りの風が存在することである。これについては、彦根東方の鈴鹿山脈の影響も与えられるが、詳しいことは不明である。

Fig. 6 は、3地点の実測風から計算した発散の高度分布の時間変化である。測風経緯儀1点観測法による発散解析は、厳密に論ずると誤差の問題があるが、風の高度分布の時間変化を全体としてとらえる場合、一

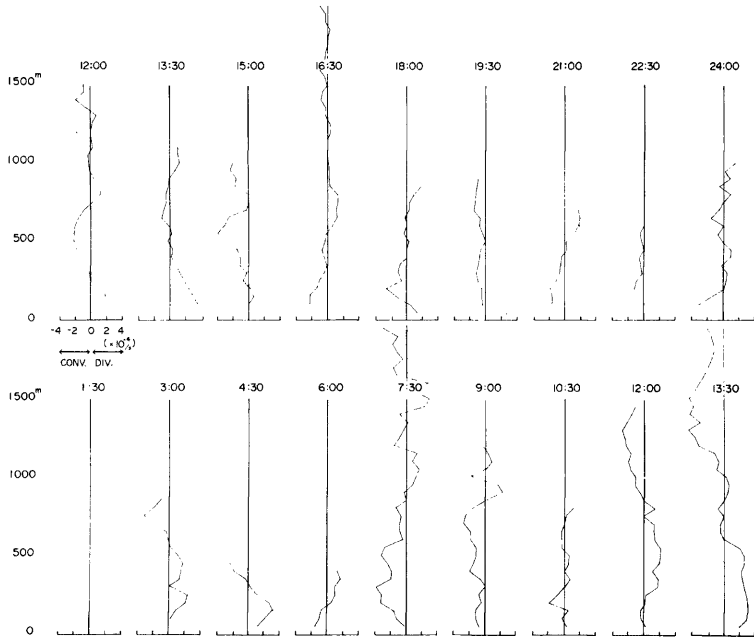


Fig. 6. Diurnal variation in the vertical distribution of divergence over the northern part of the Lake Biwa from 1200 JST 9 to 1330 JST 10 Aug. 1978.

地点での観測結果でみるよりも有効な方法として、現在、一般に用いられている³⁾。発散の大きさは $10^{-4}/s$ となっているが、これは、瀬戸内海の燧灘で得られたのとオーダーは同じであるが、それよりやや大きい値である。図より、大部分の時間帯において、発散の高度分布には、湖陸風の存在を示すような特徴が認められない。ただ、9日の12時と13時30分をみると、湖風を表わしていると思われる発散分布—1000 m 以下の層において、下層が発散、上層が収束—が現われており、しかも、13時の方が12時よりも発散の層が高い点が注目される。

4. 琵琶湖北部の湖風鉛直循環

ここでは、Fig. 6 の発散分布と3地点の実測上層風の高度分布をもとにして、湖風時の鉛直循環について調べてみる。まず、第2節にならって、彦根の地上風の時間変化から観測日に湖陸風が出現したかどうかを検討する。

Fig. 7 は、第2節で述べたものと同じ方法で作成した8月9日と10日の、毎時の風の時間変化を示したものである。9日の場合、17時をのぞいて、日中はほぼ湖からの風、夜間は陸からの風の成分を持ち、先の湖陸風の判定条件に従えば、この日は、湖陸風が出現したと判断できる。しかし、前節で述べたように、9日15時以後は低気圧の影響が顕著であり、地上風だけで湖陸風を判定する可能性には限界のあることを示している。一方、10日は湖からの風があるのは午後の14時から17時の3時間程度で、この日を湖陸風出現の日と判断するのは妥当でない。しかも、

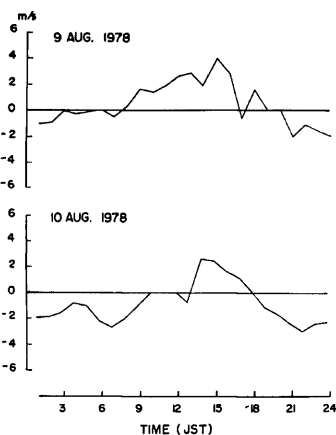


Fig. 7. Diurnal variations of the wind component normal to the shore line at Hikone on 9 and 10 Aug. 1978.

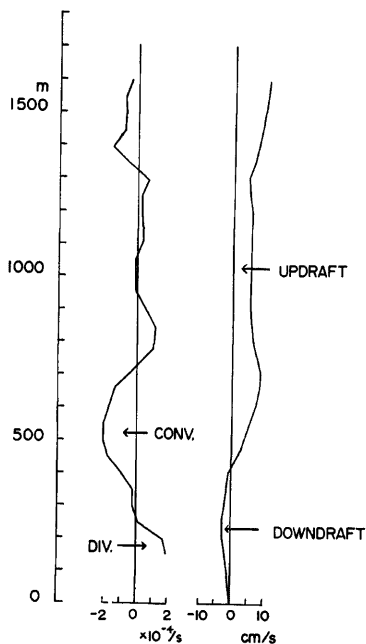


Fig. 8. Vertical distributions of divergence and vertical motion over the northern part of the Lake Biwa at 1200 JST 9 Aug. 1978.

1977年7、8月のうち、湖陸風が出現した32日には、すべて午前中から湖からの風が吹き、10日のように午前中に陸からの風という例はない。なお、両日の日平均風速は、9日が1.5 m/s、10日が2.1 m/sであった。

以上の考察から、観測期間中では9日の昼間のみに、湖風が出現したと思われるので、9日12時における発散の高度分布の値から、湖面の鉛直流を零として積分し、鉛直流の高度分布を求めて Fig. 8 に示した。この図から、鉛直流は、400 m 以下では下降流、それより上では上昇流となることがわかる。

Fig. 9 は、3地点の実測上層風の湖岸線に直角な成分の高度分布を示したものである。尾上・船木・彦根における湖岸線の一般的走向は北に対して、それぞれ、160度・0度・45度とみなし、陸へ向かう方向を正、湖へ向かう方向を負にとってある。この図から、3地点の上層風は、最下層では湖から沿岸へ向かう成分、その上の層では逆に湖に吹き込む成分を持っていることがわかる。前者が湖風、後者がその上の反対流

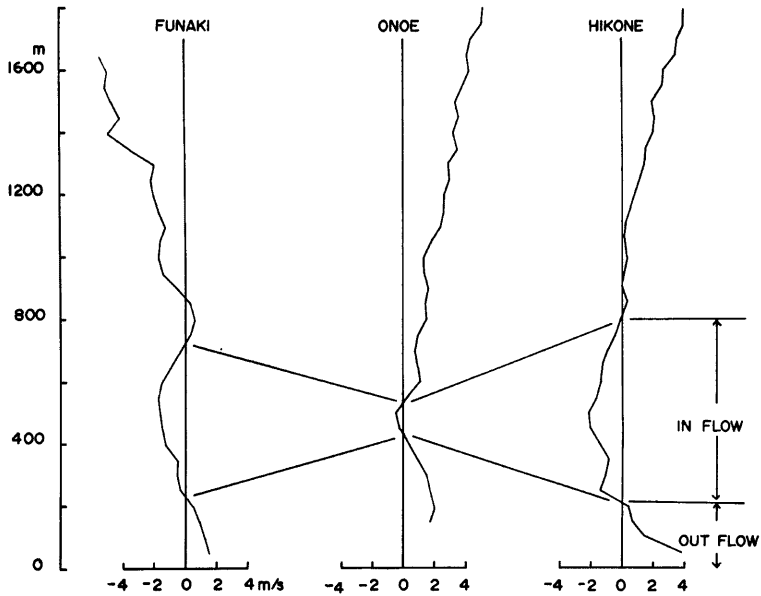


Fig. 9. Vertical distributions of the wind component normal to the shore line at Funaki, Onoe and Hikone at 1200 JST 9 Aug. 1978.

に相当することは明らかである。湖風の及ぶ高度は船木・彦根では約 200 m, 尾上では約 400 m, また, その上の反対流の高さは, 船木・彦根では約 800 m, 尾上では約 500 m となっている。琵琶湖沿岸におけるこれまでの観測結果をみると, 八鍬⁵⁾は, 今津における 1 日 1 回のパイボール観測を 8 月に 5 回行ない, そこでの湖風の高さは 200~300 m, 反対流はなしという結果を得ている。また, 滋賀県他⁶⁾は, 南湖沿岸 4 地点において 8 月 18 日~20 日に合計 16 回のパイボール観測を行ない, 湖風の高さは 300~400 m, 反対流の高さは不明という結果を得, 南湖の場合は, 水面積が小さいので, 北湖の湖風が南湖沿岸へ流入したと考える方がよいと指摘している。

さて, 以上の諸結果をまとめ, 琵琶湖北部における 8 月 9 日 12 時の湖風鉛直循環を模式的に示すと Fig. 10 のようになる。この図は, 琵琶湖をはさんではば東西に位置する船木と彦根を結ぶ断面上の状態を示すもので, 矢印は空氣の流れる方向を表わしている。収束層・発散層の厚さおよび鉛直流は, 尾上・船木・彦根 3 地点における実測風の発散解析から求めたもの, また, それらの層から流出入する水平流は, 船木・彦根に

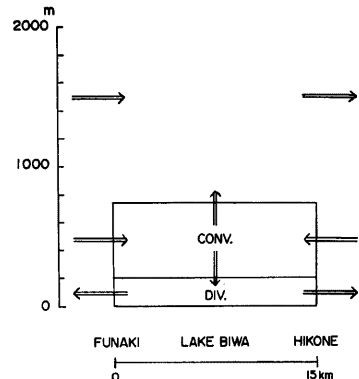


Fig. 10. Vertical circulation of the lake breeze over the northern part of the Lake Biwa at 1200 JST 9 Aug. 1978.

おける上層風である。1500~2000 m 付近の矢印は一般風を表わし、これは Fig. 5 を参考にして記入されている。

Fig. 10 から、琵琶湖北部のすぐ上の湖風層では空気が下降して湖岸へ流出し、その上の反対流の層では逆に湖岸から空気が流入している様子がよくわかる。Fig. 11 は、湖上の風向・風速を示したものであるが、

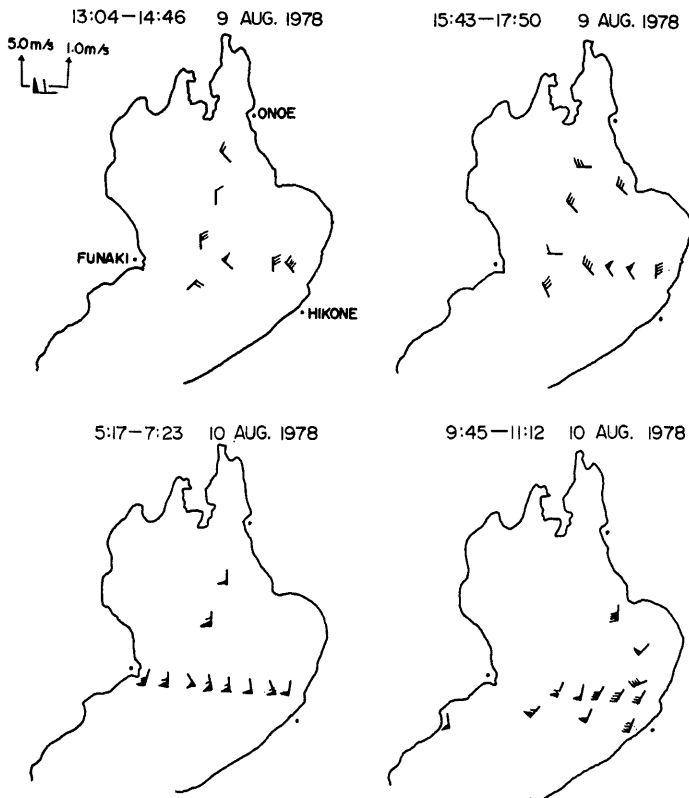


Fig. 11. Surface wind over the northern part of the Lake Biwa on 9 and 10 Aug. 1978.

9日13時4分から14時46分の間に観測された結果をみると、湖上の風は東岸と西岸へ流出しながら、全体として北から南へ吹いている。Fig. 10 や Fig. 11 のように、湖風時に湖上が分散で下降流となることは、沿岸部でしばしば雲が発生するのに、湖の中心部では全く雲がない場合があるという観察¹¹⁾からも示唆される。

5. 結 語

彦根における1977年7、8月の地上風の統計的解析と、尾上・船木・彦根における1978年8月9、10日の上層風観測で得られた結果を要約すると次のようになる。

- (1) 彦根における夏季の湖陸風出現率は、1977年は約52%であった。

(2) 彦根の湖陸風には、時計廻りの風向変化が明瞭に認められる。また、湖風・陸風の風速は、それぞれ $1 \sim 2 \text{ m/s}$, 0.5 m/s 以下で弱い。

(3) 湖風が卓越するときも、海陸風の場合すでに指摘されているように、琵琶湖北部上空の大気は鉛直方向に3層に分けられそうである。すなわち、下層は湖風による発散、中層は反対流による収束、そして上層は一般場に支配される層である。

(4) 8月9日の観測から、湖風の及ぶ高度は約 200 m 、その上の反対流は約 800 m の高度に達するが、海陸風に比べるといずれも低い。

以上の結果は、地上風に関しては1地点の、上層風に関しては限られた時間帯の解析から得られたもので、所期の目的を達し得たとはいいがたい。米年度も同様な解析・観測を行う予定であるが、そのさい留意すべき問題点として次のようなことが挙げられる。

まず地上風に関しては、彦根の湖陸風のような時計廻りの風向変化が、他の地点でもみられるのかどうか。また、彦根の湖陸風の場合、最強湖風は13時から15時ではなく、むしろその前後の時間帯に出現することが多い。この点が、海陸風とは異なる琵琶湖の湖陸風の特性であると思われるが、そのような特性を示す理由は何かを明らかにすることが必要である。つぎに上層風に関しては、結論(3)で述べた3層構造が、湖陸風が卓越する時はどの時刻にも可能なのかどうかである。また Fig. 9 をみると、尾上においては他の2地点に比べて、湖風層は 400 m と高く、反対流の層は 500 m と低いが、尾上は、他の2地点と異なって、脊後に海拔高度約 300 m の小丘陵がありその影響も考えられる。この点を詳しく調べるためには、地形条件の異なるいくつかの地点で湖陸風の立体的な観測を行う必要がある。

最後に、この研究を進めるに当たり、気象資料・観測場所に御配慮頂き、また、解析結果の討論を通じて多くのことを御教示頂いた彦根地方気象台長渡辺正雄氏、同前技術課長福井敏雄氏をはじめ多くの職員の方々に深甚な謝意を表します。観測のさい、船木の滋賀県立青少年湖畔レクリエーションセンターの永田与吉氏、船上での湖上風の観測に、滋賀大学教育学部助手遠藤修一氏と学生諸氏、当研究所教授奥田節夫氏、同技官横山康二氏、事務員榎並和子氏、上層風の観測に、京都教育大学地理学研究室の学生諸氏、および当研究所災害気候部門技官多河英雄氏、事務員中野八江嬢、大学院生真野裕三氏に御協力頂いた。また、当研究室の方々には研究を進める過程で有益な討論と助言を頂いた。以上の方々に深く感謝致します。

なお、本研究は、昭和53年度文部省科学研究費、特別研究「環境科学」、琵琶湖およびその集水域の環境動態（研究代表者、大阪市立大理学部教授吉良竜夫）の1部を使用した。

参 考 文 献

- 1) 中島暢太郎・後町幸雄・井上治郎：琵琶湖周辺の気象(1)，京都大学防災研究所年報，第20号 B-2，1977，pp. 553-569.
- 2) 中島暢太郎・田中正昭：福山，笠岡周辺の夏の海陸風について，京都大学防災研究所年報，第21号 B-2，1978，pp. 113-128.
- 3) 宮田賢二・岡本雅典：瀬戸内海の高陸風に関する研究(1)，広島女子大学家政学部紀要，第7号，1972，pp. 71-88.
- 4) 児玉良三：滋賀県内の弱風について，研究時報，第25巻，第9号，1973，pp. 333-337.
- 5) 八鍬利助：琵琶湖に於ける湖風及び陸風に就て，海と空，第7巻，第8号，1927，pp. 121-134.
- 6) 滋賀県・都市調査会・日本気象協会関西本部：湖南中部流域下水道浄化センター環境影響調査大気汚染調査報告書，1977，pp. 1-165.
- 7) 根山芳晴：「第2回瀬戸内海の高陸風に関するシンポジウム」報告，天気，第21巻，第7号，1974，pp. 333-345.

- 8) 大阪管区気象台：瀬戸内海の海陸風，1972，pp. 1-186.
- 9) 北林興二：海陸風の統計的解析，公害，第11巻，第5号，1976，pp. 80-98.
- 10) 佐橋 謙：岡山周辺の海陸風について，天気，第25巻，第5号，1978，pp. 357-363.
- 11) 尾形 哲・福井敏雄：琵琶湖の影響が考えられる滋賀の気象について (1)，研究時報，第30巻，第1012号，1978，pp. 259-266.