

琵琶湖北湖の流動形態の熱映像観測と水理学的考察

Field Study on Current Distributon in North Lake of Biwa by IR Imagery Application

東京理科大学理工学部 ○正 員 大 西 外 明

東京理科大学理工学部 正 員 大 林 成 行

東京理科大学理工学部 正 員 丸 安 隆 和

東京理科大学大学院 学生員 北 島 陽 一

1 緒 言

琵琶湖北湖の流動に関しては、古くから調査研究が行われてきている。たとえば、須田ら¹⁾は1925年の夏に3日間に亘って浮標追跡調査を行ない、図1に示すような三つの環流が存在することを報告している。また岡本ら²⁾は琵琶湖の水温分布を測定し、それを基にして図2に示すような水平環流が分布するとし、この環流パターンは湖水が密度成層化されている時に安定となるとのべている。さらに国司³⁾も水温分布を基にして岡本らと同様の結果を得ている。また、今里と金成ら⁴⁾は北湖の水平環流が風の特性によって変化する状態を数値解析により示している。しかし、これらの既往の研究は数値解析や観測値相互に相当な時間的ズレを含む限られた水域を対象とした浮標追跡等を基にしたものであり、湖水の流動形態の現実の姿を正確にとらえているか否かについては検討の余地が多いと考えられる。以上の見地から著者らは、北湖の流動形態を一望の下に観察することを試み、いくつかの成果を報告してきた。すなわち、1979年10月には約6000 m上空の航空機上から湖面の濁水分布を観察して、北湖の表層環流の分布に関連して図3に示す結果を報告し、その発生機構を風成流論の見地から解析的に考察し⁵⁾、また人工衛星ノアのデータを基にして地衡流近似の考え方にたって検討を加え、その結果として北湖においては風と水温分布が相乗して図3の環流分布の形成に寄与していると推測した⁶⁾。以上の既往の現地調査はいずれも夏季および秋季に行われたものであり、春季の琵琶湖の流動形態に関しては意外なほど観測例が少ない。そこで著者らは春季における北湖の表層環流形態を観察することとし、1981年4月～5月に現地調査を実施した。その際、前回までの調査研究結果をふまえて、北湖表層部の流動形態と水温分布とを同時に観測すべく、約4000 m上空の航空機に備えたスキャナーによって湖面の熱映像を撮った。本報告では、その調査内容の概要を紹介し、その結果について水理学的見地から考察を行う。

2 現地調査

1) 航空機による観察と湖上観測の計画

1981年 4月 7日, 5月30日および5月31に, 高度 3750 m か

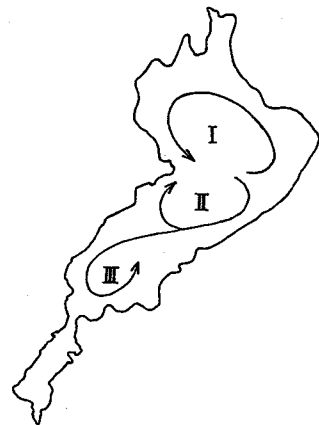


図1 1925年夏の琵琶湖北湖の環流¹⁾
(須田らによる推定)

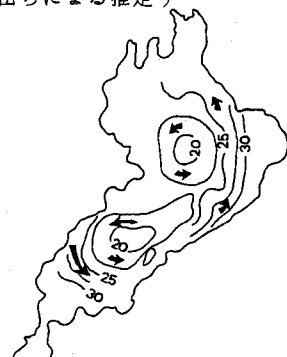


図2 岡本による北湖の環流²⁾

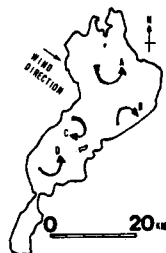


図3 1979年10月23日の環流分布³⁾

らMSSにより琵琶湖全域の撮影を行なった。このうちで4月7日と5月31日の観測は人工衛星ランドサットと同期させて行なったものである。飛行コースは湖面を横断方向に13個に分割するように定め、4月7日と5月31日の航空機MSSの撮影および湖上でのシートルースはランドサットの通過にできるだけ同期させる目的で午前8時30分に北湖北側から開始し、MSSによる観測は正午すぎに、また湖上測定は午後2時頃にすべてを完了した。図4(a),(b)は湖上観測点を示し、それぞれの点において表1に示す項目の観測を行なった。

この湖上観測により得られた表面水温は航空機MSSデータから求められる湖面の熱映像を定量的に検討する際に用いられた。

なお5月30日のMSSによる観測は、5月31日の観測のための予行に兼ねて、北湖の流動形態の非定常性をある程度定量的に把握することを期待して実施することにしたものである。しかし当日の午前中は雲量が多いため作業は出来ず、午後2時すぎから撮影を開始したが北湖の北半分の観測を終えた時点で作業を中止した。

2) 観測結果とそれに関する考察

(a) 4月7日の湖面の熱映像

4月7日に得られたMSSデジタルデータのうちから、電磁波波長8～14 μ m(遠赤外領域)のものを挿出してコンピュータによって図化した結果が図5である。図中の水温は、MSSデータと湖上観測値を組み合わせて求めたものである。この図から明らかなように、観測当時の琵琶湖北湖は6℃～7℃の比較的高温の東側水域と5℃～6℃の比較的低温の西側水域により明瞭に2分されており、安曇川からの流出水が両水域の界面を横断する箇所以外は安定な形態を保っている。なお、安曇川からの流出水の水温は約7℃であることから、流出水はbuoyant jetとして西側低温水域表層を流れ、界面を横断していると判断される。

さらに、その噴流軸の方向は河口部における河川流路の方向とはほぼ一致していることから、この水域では南湖方向に向う流れが極めて微小であると考えられる。つぎに東側水域に注目すると、この水域の大半は6℃～7℃の水により占められているが、長浜から彦根の沖合では5℃～6℃の冷水が介在しているのが認められる。このような北湖北水域の水温分布の形成機構

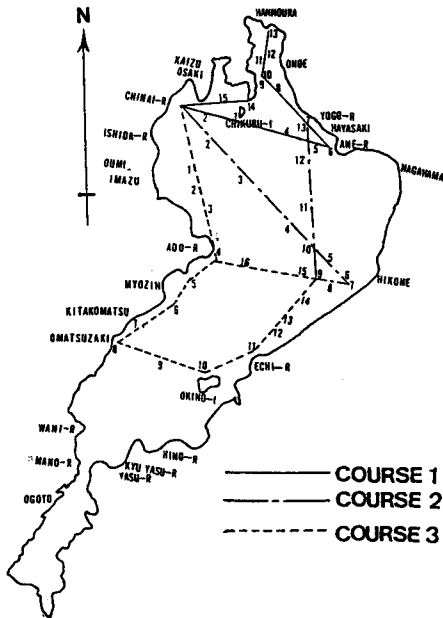


図-4 (a) 4月7日湖上観測線

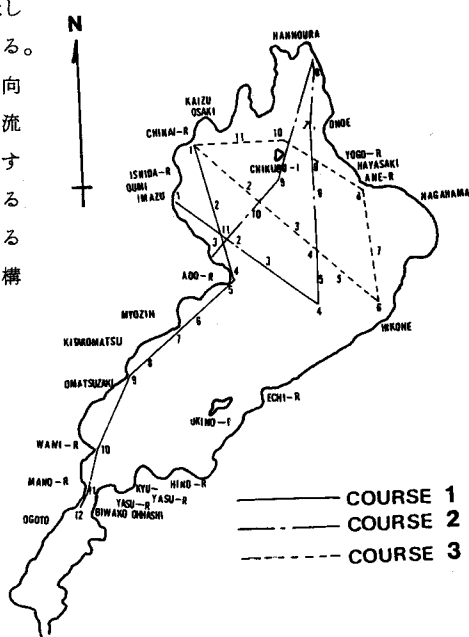


図-4 (b) 5月31日湖上観測線

表-1 湖上観測項目および観測機器

観測機器 観測項目	調査年月日	
	1981年 4月7日	1981年 5月31日
表面水温	サーミスタ温度計 放射温度計	サーミスタ温度計 放射温度計
垂直方向水温	サーミスタ温度計	サーミスタ温度計
風向・風速	簡易風向風速計	簡易風向風速計
気温・湿度	アースマン温湿度計	アースマン温湿度計
透明度	白色円板(30cm)	白色円板(30cm)
色相		色相板
湖水の採水		ポリタンク(2ℓ)

としては、次のものが考えられる。すなわち(イ)冬期間に水温が低下した北湖へ、すでに融雪期をおえた比較的高温の水が姉川等から流出して湖面に分布していると考え方、(ロ)比較的高温の湖面へ、山地から融雪に伴う冷水が流出して、北湖西岸沿い、および、長沖～彦根沖の冷水域を形成しているとするものである。そのいずれにしても、後述の5月末日の観測結果でも認められるように、北湖の北側水域では湖の中央縦断線を境として、その左側(西水域)と右側(東水域)では横断方向の水の交換はいちじるしく少ないと判断される。つぎに安曇川からの流出水に注目すると、それは西岸沿いの冷水域をやや蛇行しながら横断して東岸沿いの温水域に入るが、その後は河口での噴流軸方向から北向きに偏向する傾向を呈しており、それは温水域内に図5に示すような反時計方向まわりの環流が分布していることを示唆しているように思われる。このような環流の発生は前報で論じたように、風成流論の立場および地衡流論の立場から説明しようが、4月7日の湖上での風向分布観測によれば図6に示すように、北湖中央部を横断して彦根に向う北西風が吹いていたことを考慮し、また、北湖においては年間を通じて北西風が卓越することを勘案すると、図5に示した環流の存在を間接的に理解することができよう。さらにまた、長浜～彦根沖の冷水塊も、北湖の北東水域に地衡流的な反時計方向の回転流を誘起する原因となりうると考えられる。

つぎに、南湖と隣接する水域においては、7℃～8℃の南湖の水が北湖内に逆流してきているのが認められる。岡本⁷⁾は冬季に水深の小さな南湖で冷却され重くなった水が、南北湖境界をこえて北流する現象を報告しているが、今回の4月7日の観測では南湖側の水温の方が大きくなっている。また、北湖東岸ぞいにはせまい温水域が分布し、沖島南方において舌状の温水域が北湖中心に向って突出している。大西・大久保等⁸⁾は、コリオリー効果と浮力効果が働く場合、南湖に接する北湖水域に回転流が発生することを解析的に示しているが、図5の舌状温水域の分布形状はその解析と類似した結果を示している。



図5 1981年4月7日の水温分布

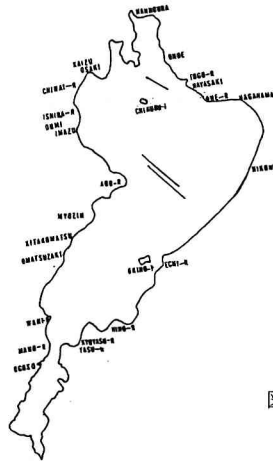


図6 4月7日風向風速分布

(b) 5月末日の湖面の熱映像

図7は1981年5月31日午前中に高度約

4000mの上空から観測した琵琶湖の熱映像(8～14μm)である。図において白色を帯びた部分は高温域を示しており、MSSデータと湖上での観測データとを組み合わせで解析した結果、湖面の各水域における水温は図7に示す値と評価された。また、同じMSSデータの内から可視領域(0.60～0.65μm)の情報を抽出して画像化した、そのうち北湖北水域についての結果を示すと図8のとおりである。可視領域は川面下数米間の

濁りの情報を提供してくれるが、図8より塩津湾においては湾奥より湾口に向う流れが存在することを知ることができる。一方、図7の熱映像は水面のごく近傍の温度情報を提供しているがこれによれば、表層の温水層は塩津湾に侵入する形で分布し、同湾口部において明瞭なフロントを形成している。

岡本らの研究によれば⁹⁾、塩津湾の表層部には静振に起因した交番流があり、また、その下層には表層部の質量輸送量を補償する往復流が存在すると言われているが、図7と図8は、岡本らの研究結果と類似した流動形態が塩津湾およびその近傍水域に分布していたことを示唆している。なお、図7の熱映像は、水域および水面と4000 m上空の機上スキヤナー間の大気からの放射エネルギーの総和を表わしているので、図7の温度分布には、厳密に言えば、気温の影響が含まれている。そのことを検討する目的でランドサットデータの解析を行なった。図9は図7とほぼ同一時刻に得られたランドサットデータから求めた北湖のフォルスカラー画像(4, 5, 7バンド、ただし4, 5バンドはハイゲイン)であり、白色部分は他のシーンにおける現象との比較検討の結果、水面近傍のモヤを表わすと考えられる。モヤは高い水温の湖面で発生するため、図9のモヤ分布領域は当然のこととして図7の高温領域にほぼ含まれているものの、以下の諸点等において両者間に差異がある。(i)図7の白色領域は、図9のモヤ領域と一致していない。(ii)塩津湾口のフロントは図7において鮮明なのに対して、図9のモヤのフロントは不鮮明である。(iii)図7では、竹生島付近で湖を縦断する方向のフロントは鮮明な滑面状であるのに対して、図9においては、不連続である。以上のことを勘案

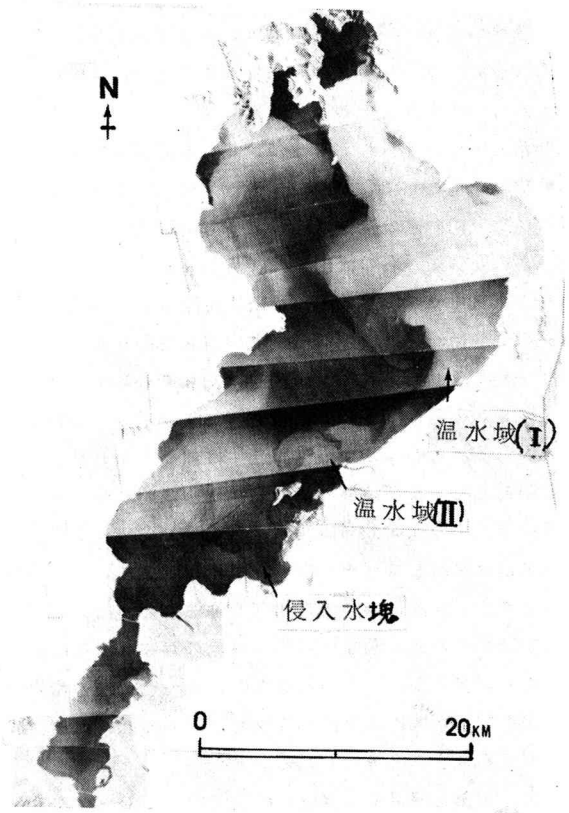


図7 1981年5月31日の琵琶湖湖面の熱映像

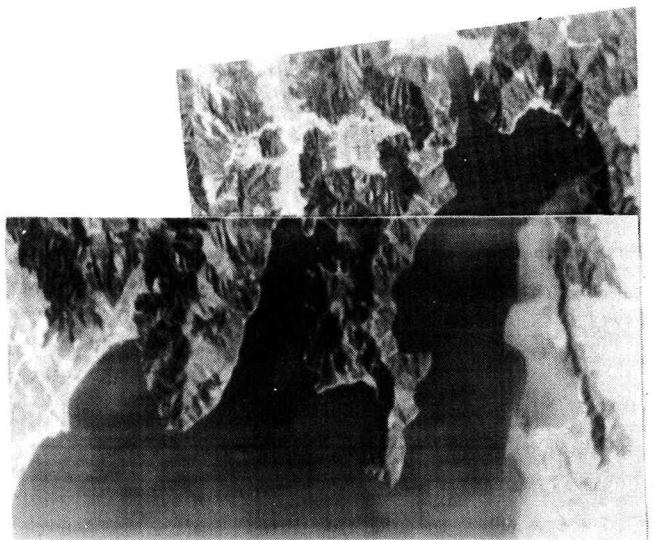


図8 1981年5月31日の北湖北東水域の可視光領域映像

すると、図7に見られる温度分布はほぼ湖面の水温分布を示すものと考えられる。観察時の琵琶湖各水域の水温の具体値は、湖上で測定結果を参考にして、図7に記したように推定された。なお、図10は5月31日午前9時30分ないし10時30分の間に測定した湖面上での風向分布であるが、竹生島付近の北湖水域での風向は南西方向であり、図10上の竹生島背後には南西風流の後流とおぼしい痕跡がフロント形状に認められるのが興味深い。

つぎに北湖中央部に目を転じると、米原～彦根の沖合に大規模な反時計回りの環流が生じている。この環流のエネルギーは相当に大きく、西岸の安曇川河口以南の水が同川河口に向って移動したのちに東向きに転じて、大部分は上記の反時計回りの環流にまき込まれるが、他の一部は彦根沖で南に向きを変えて、湖岸からおよそ1.5 Kmの沖合を東岸沿いに流れている。しかし、可視領域の画像では、彦根南方の犬上川からの濁水は反時計回りの環流に吸い込まれるように北向きに流れているのが明瞭に認められる。また、図7において沖島北水域に分布している温水塊Ⅱは、可視領域画像上ではその周辺水域に比較して際立って低い濁度の水塊となっている。この温水塊Ⅱおよび沖島南水域の水塊（図7において侵入水塊と記した）のようにその先端が円味をおびた蛇状の水塊は、strongらが1973年にミシガン湖において観測した湧昇流の熱影像（図11参照）と極めて類似した形状特性を有している。そのことを考慮に入れると、北湖西岸の安曇川河口付近からの東向流によって輸送された深水部の低濁度の水が、東沿岸の浅水域において湖底の抵抗によって南北に分れ、そのうちの南向の分流が沖島により阻止されて湧昇流（温水塊Ⅱ）を形成しているものと推測される。北湖南端部水域の流動形態を考察する際には、琵琶湖南北湖間の交流特性を考慮に入れる必要がある。琵琶湖の南北湖の交流に関しては、従来から数多くの研究成果が発表されてきており、例えば、村本・道上¹⁰⁾は琵琶湖大橋地点における流速記録を解析し、交流を支配する要因として静振と密度差をあげており、村本・大西¹¹⁾も同様の結果を報告している。琵琶湖の南北湖では水の流れは基本的には北から南に向かうものであるが、(a)項でのべた岡本らの研究で指摘されているように、春季には、重さの大きな南湖の水が、南北湖境界の斜面を流下する形で北流する現象もあるといわれている。4月7日の調査時と同様に5月31日の調査においても、

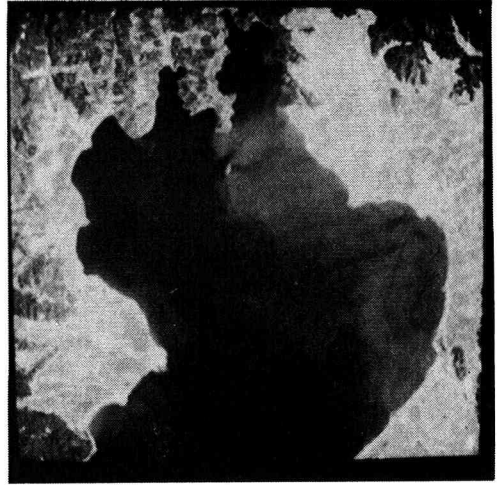


図9 北湖のランドサット映像（1981年5月31日）

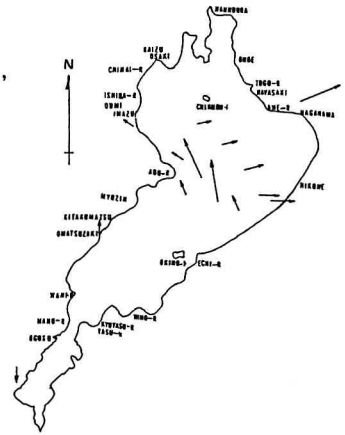


図10 湖上の風向分布（5月31日）

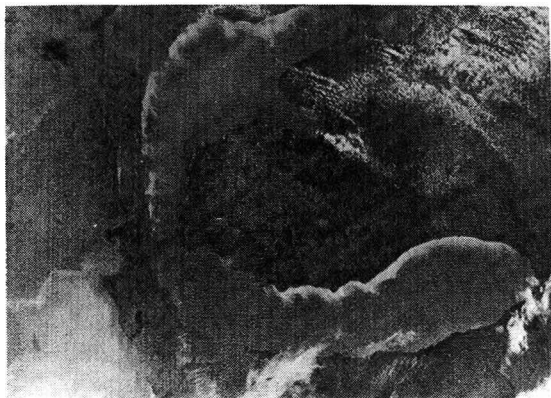


図11 ミシガン湖で観察された湧昇流の熱影像

図7に示すように、この水域では、“侵入水塊”が北湖南端の東岸沿いに、反時計回りの方向に旋回しながら流れて沖島南に達している。この水塊の頭部および頭部の水温はその周辺水域の水温に比べて低く、一方、可視領域画像では、その水塊部は周辺水域よりも透明度が高くなっている。以上のことを考慮し、また、南北湖境界面の両側の水域の水温はほぼ同等であること、および、可視領域映像上では陸側から排出された濁水流が北向きであることを勘案すると、今回の観測時点においては、南湖から北湖に向う流れが存在しており、その流れは北湖内では反時計回りの環流を形成していたものと判断される。北湖南端水域の環流形成機構に関しては、前記のように大西・大久保¹²⁾らによれば、南湖から北湖に向かう密度流にコリオリ効果が働く場合に、北湖南端部水域の表層に反時計回りの環流が形成される。今回の観測結果は大西・大久保らの解析結果と類似した流動形態を示している。しかし、大西・大久保らの解析によれば北湖南端西側水域表層には

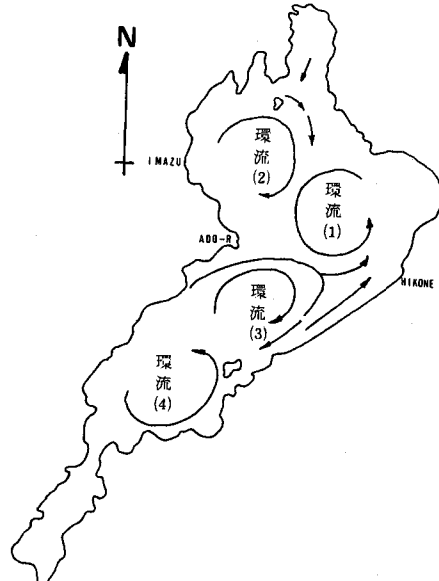


図12 1981年5月31日の北湖の流動状況

時計回りの環流が形成されることになるが、図7の熱映像からその環流の存在を直接に判読することは困難である。図7の“侵入水塊”は上記の反時計回り環流に伴って輸送された深水部の水が東岸沿いの浅水域で湧昇したものと推測される。以上のべた考察の結果、1981年5月31日の北湖表層部の流動状態はおよそ図12のとおりと考えられる。なお、この図の中に記した4個の環流のうち環流(2)に関しては、図7において環流(1)の様な明瞭な痕跡は認められないが、北湖北水域では湖中心軸の東西間を横断する質量輸送量が乏しいと判断されること、および温、冷水塊間に形成されている界面不安定波の形状を勘案の上、その存在を推測したものである。

3 結 語

以上のべた調査検討の結果、春季における北湖表層部の流動形態に関して以下のことが明らかになった。

安曇川河口以北の北湖水域においては、湖軸の両側水域間の交流性は乏しい。北湖表層部の流動パターンとして図12に示す結果がえられたが、北湖中央部の環流(1)はそのエネルギーが大きく、かつ、年間を通しての発生頻度が高く、北湖中央部において東西水域の水の混合を促進し、かつ、沖島北水域の湧昇流により鉛直方向の混合にも寄与していると推察される。環流(1)と環流(3)は年間を通しての卓越風である北西風により誘起されるが、環流(4)は環流(3)の対向流として発生しうるものの、南北湖の湖水密度差とコリオリ効果によってもまた発生が促進されるものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 神戸海洋気象台：琵琶湖調査報告(1926), 2) OKAMOTO, I: Natural sci. 18, pp. 53~64(1968),
- 3) KUNISHI, H. et al; Annuals Disast. Prev Res, Kyoto Univ. 10B, pp. 321~329(1967), (4) IMASATO, N, et al: Jour. Oceano. Soci. of Japan, vol. 31, pp. 15~24(1975), (5) 大西, 田中, 第25回水講演文集(1981),
- (6) 大西他: 第28回水講演文集(1981), 7) 岡本: 琵琶湖国定公園学術調査報告(1971),
- 8) 大西行雄他: 京大防災研究所年報第23号(1980), 9) 岡本: 6)と同じ, 10) 村本・道上: 京大防災研年報第21号(1978), 11) 村本・大西他: 京大防災研年報第22号(1979), 12) ; 8)と同じ。