

湖沼表面混合層における垂直流の測定

新井 正*

1 研究目的

深い湖沼では高温期に水温成層が発達するが、低温期への移行期間および低温期には表面冷却による垂直循環が温度成層を破壊し、これが湖沼内の栄養物質の循環や混合に大きく寄与している。夏の成層期にあっても、表面混合層(表水層)では風の応力と蒸発による冷却のために垂直混合が行われ、上下等温に近い状態となっている。

湖沼における垂直混合の重要性は古くから指摘されてきた(例えば吉村 1936)。しかしその実体を把握する方法は近年まで開発されなかった。従来は、水温・水質が垂直的に均一になることより循環・混合を説明してきたが、これは直接的証明ではあり得なかった。一般に湖流はフロートやプロベラ式流速計で測定されるが、これらの方法では水平流に比較してあまりにも弱い垂直流を取り出すことは不可能である。大気乱流の分野では古くから熱線風速計が用いられてきたが、熱線を水中で使うと線に結晶が付着し、非常に不安定になり流速計としては実用に耐えない(新井 1980)。熱線にテフロン加工をする方法も提案されたことがあるが、実用にはならなかった。水中における垂直流速の測定は、1970年代以前の方法では不可能であった。

1970年代に入ると超音波流速計および電磁流速計が開発され、上記の問題が解決された。筆者は1975年に文部省科学研究費・試験研究で垂直流測定を目的とした超音波流速温度計を試作し、湖沼の垂直流の測定と同時に渦相関法による水中熱輸送の実測を試みた(新井 1980)。しかし、接地気象に較べると速度・温度変動が非常に小さい水中では、渦相関法(変動法)による熱輸送の測定は特殊な条件下を除くと困難であった。渦相関法による熱流束密度の測定例として、本報告では諏訪湖における結果を述べる。主な目的とした垂直流の測定値に関しても未だ纏まった報告を行っていないので、本報告ではその一部として日変化を中心に垂直流の実体を述

べる。

上に述べたように大規模な垂直混合は秋と冬に活発であり、湖沼学的にはこの季節の循環に意味がある。しかし機器設置の条件から長期観測が困難であったため、本研究では測定が容易な小湖沼において、表面混合層内の垂直流を対象として測定を行った。主なフィールドは山梨県西八代郡市川大門町の四尾連湖で、20年以上にわたりほぼ毎年数日単位で観測を実施した。このように長期間を要したのは垂直流の測定は世界的にも初めての試みであり、全て試行錯誤で進めなければならなかったことと、記録計などの附属機器を逐次購入・改良しつつ測定を行ったためである。期待した主な現象は夜間の冷却による対流と風による混合であったが、そのほかに内部波・サージによる垂直流の変動をとらえることができた。1975年以降1998年まで行なった観測により膨大な資料を得たが、本報告ではその中から垂直流の変化に関して解釈が可能な代表例を示すこととする。なお本報告中の図の一部は、すでに発表したものを用いた(新井 1980, Arai 1984)。

2 観測機器と調査地の概要

試作した超音波流速計はシングラウンド型で送受信エレメント間のスパンは20cmである。測定成分は垂直流速のみとし、中間ブイにより水中に定置できるように作られた(Fig.1)。また同時に超音波速度の温度変化特性を利用した水温計(超音波水温計)を組み込み、流速と水温の同時測定と渦相関法による熱流束密度の測定が可能となるよう設計した。超音波流速計の精度は 5 mm s^{-1} であるが、測定記録としては 2 mm s^{-1} 程度の読み取りが可能である。この機器はAC100V電源を必要としたので、岸までコードを延ばし湖岸でアナログ記録計を用いて連続記録を行った。なお、超音波流速温度計の製作は海上電気株式会社(現:株式会社カイジョー)に委託した。

1980年代後半には科学研究費により電磁流速計を導

*立正大学 地球環境科学部環境システム学科

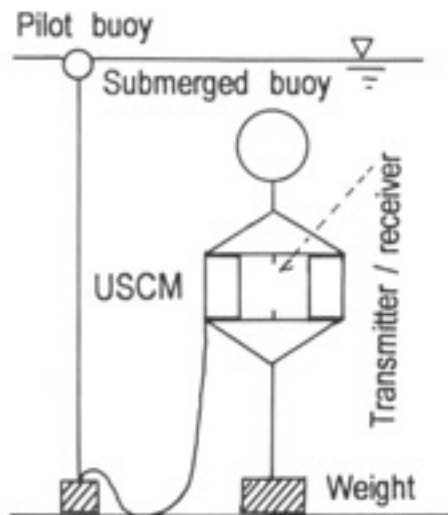
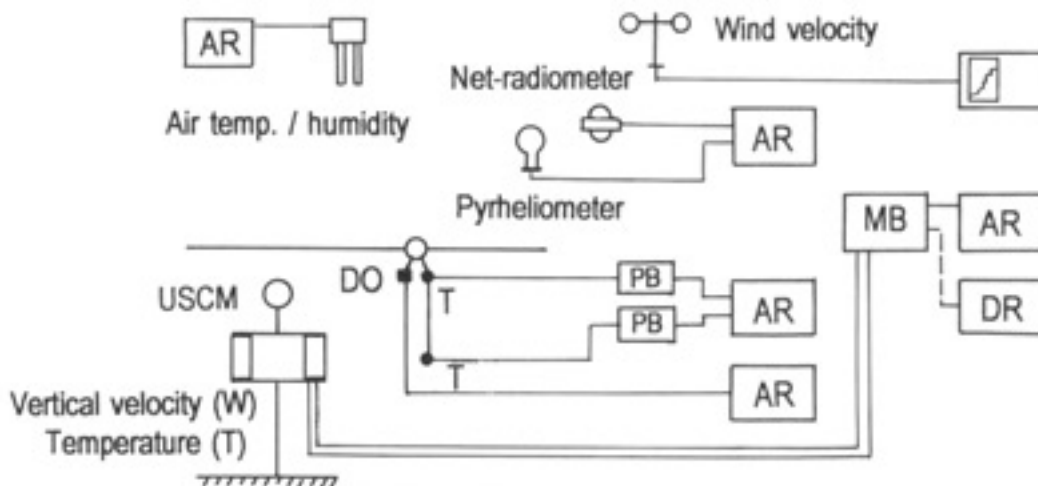


Fig. 1 超音波流速計 (USCM) の設置方法
Setting of the ultra-sonic current meter (USCM)

入し、これによる垂直流の測定も試みたが、超音波流速計ほどの精度は得られなかった。しかし、電磁流速計は沿岸部における水平流の微細変化の観測には威力を発揮した。記録は上と同じくアナログ記録計を用い、船上あるいは湖岸で行った。なお、電磁流速計はアレック電子(株)の製品である。

このほかに湖岸で風速、日射、正味放射、水温、気温等を同時に測定した。一部の観測では、垂直混合の例証となる水中溶存酸素の連続記録もおこなった。機器の設置方法はFig.2に示した。

山梨県四尾連湖は面積5.14ha、最大水深約10m、長径約300mのほぼ円形の小さな湖沼で、出口を持たない閉塞湖である。周囲は急峻な山に囲まれ、冬の一時を除けば強風はあまり吹かない。周囲の山の比高が湖面か



MB: Main box PB: Pre-box AR: Analog recorder DR: Digital recorder

Fig. 2 四尾連湖における気象・水象観測機器と記録計の接続
Instrumentation of water and weather observations in Lake Shibre

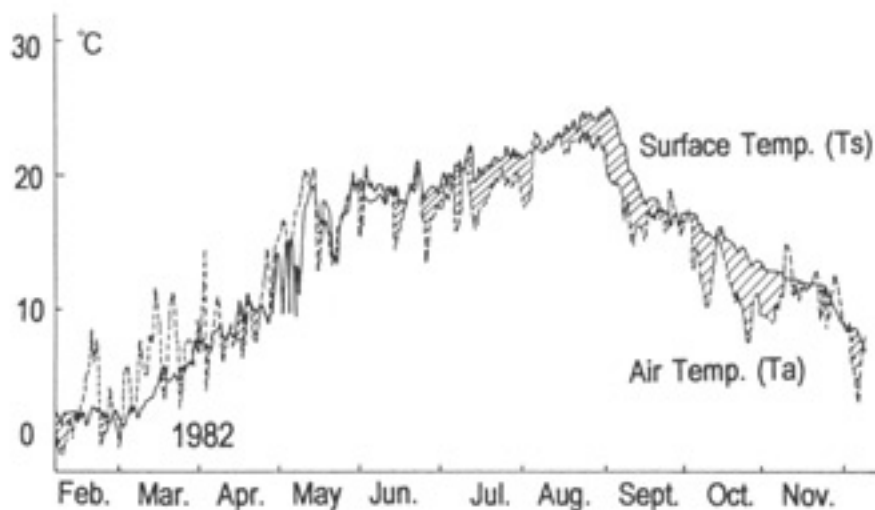


Fig. 3 1982年の気温と水温の推移
Seasonal changes of water and air temperature in 1982

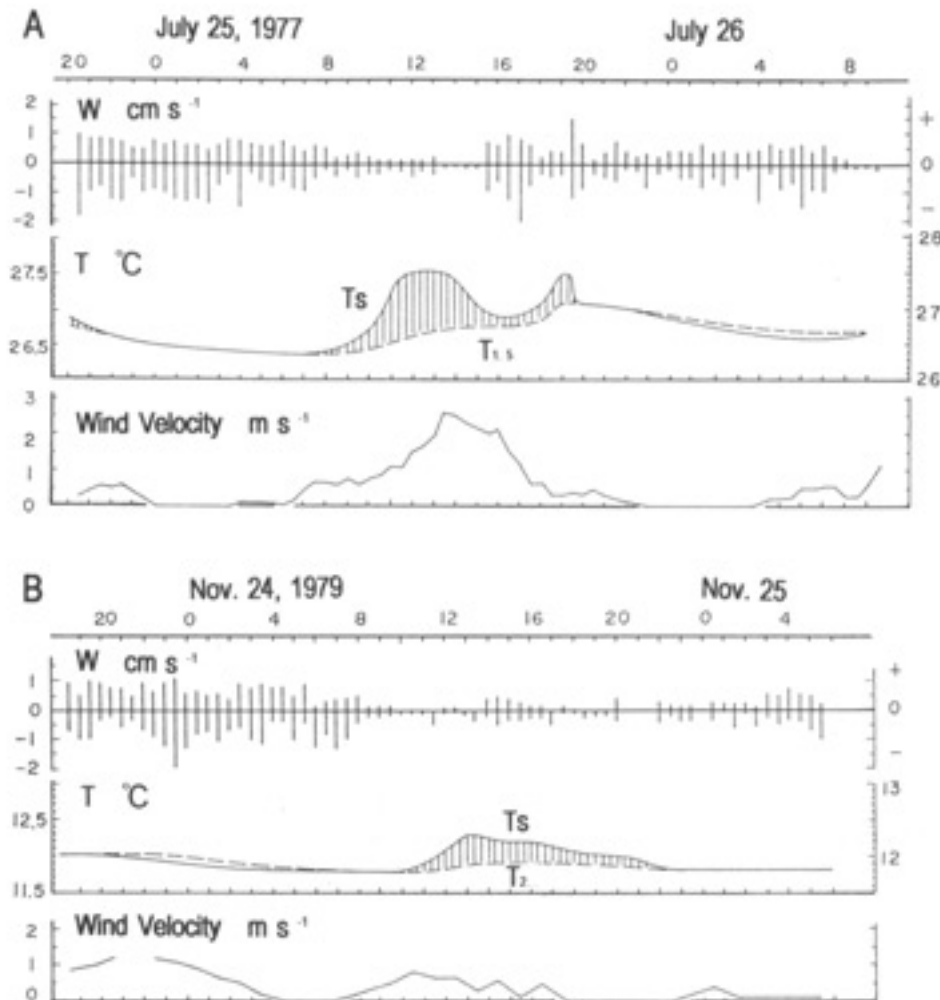


Fig. 4 1977年、1979年における垂直流速、水温、風速の日変化

W: 垂直流速、Ts: 表面水温、T_{1.5}: 1.5m水温、T₂: 2m水温

Diurnal variations of vertical water velocity (W), surface temperature (T_s), temperature at 1.5 m depth (T_{1.5}) and wind velocity

ら200m以上あるために、太陽高度が低い朝夕には湖面に日陰が生じる。このため水温分布に差違が生じ、部分的な温水塊の発生が表水層における水塊移動の原因となる。標高が860mと高いために夏期の最高水温は25°C前後であるが、水温成層は顕著である。夏期には水深4m付近に主なサーモクラインが形成され、秋になるとサーモクラインは安定化しつつ5m以下に移動する。冬季には結氷する年もあるので、水温年変化は2回循環型である。

Fig.3は1982年に実施した湖心部表面水温と湖岸気温の記録である。水温は液体膨張式自記水温計(海生研式)、気温は棒状温度計の読み取りによった。両者とも午前9時の値である。6月以前は気温より水温が低い場合が多く、湖水の加熱が進行しサーモクラインが形成される時期であることがわかる。斜線を施した部分は気温が水温より低い期間で、これは7月以降に増え始め、8

月後半から11月にかけて多くなり冷却が進行することを示している。気温・水温差から見ると、冷却による対流は9月、10月に強くなることが期待される。しかし表面混合層内に限れば、昼間が高温で夜間に比較的強い冷却が現れる夏の夜間に、対流が強くなる傾向がある。

3 表面混合層内の垂直流の日変化

先に述べたように大規模な垂直循環は秋と冬に発生するが、表面混合層内の小規模な垂直循環は年間を通して発生している。Fig.4 (A)は1977年7月の観測例であるが、このデータには表面混合層における垂直流変動の各種の事例が含まれている。図中の垂直流速は各30分間のプラス(上向き流速)およびマイナス(下向き流速)のそれぞれの最大値をとり、この幅を縦線で示してある。湖の面積は有限であるから、上向きのフラックスと下向きのフラックスは等しくなるはずである。観測が湖岸近

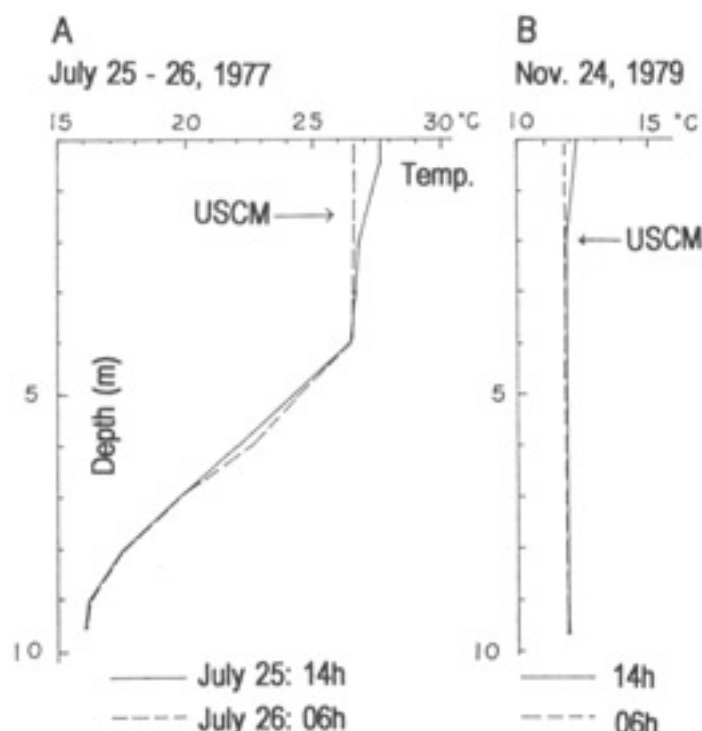


Fig. 5 Fig. 4の期間における水温垂直分布変化
USCM: 超音波流速計を設置した位置

Changes of the vertical temperature profile in periods corresponding to Fig.4

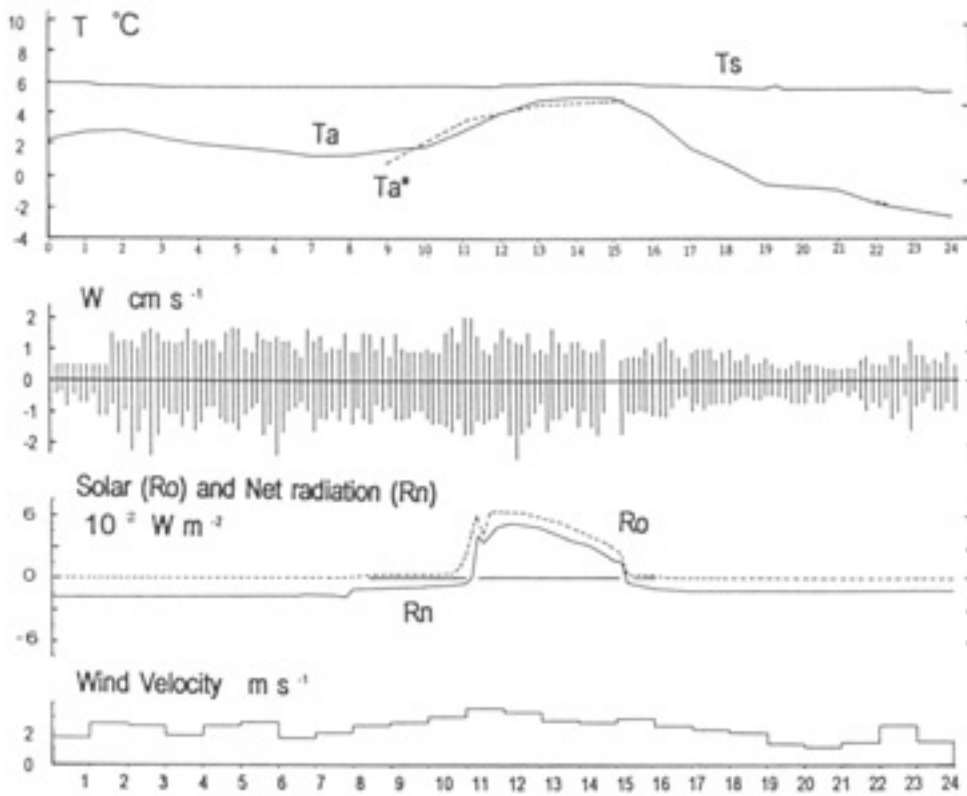
くで行われたためにプラス・マイナスは完全には等しく
ならないが、振れの大きさはほぼ同じになっている。な
お、垂直流速の最大値は $\pm 1 \sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ の間である。
図中には表面水温 (T_s) と1.5m深水温 ($T_{1.5}$) の比較も示
した。8時から20時の間は表面水温が高く、表面混合
層の中に小規模な水温成層が形成されて (Fig.5 (A))、
この時には垂直流速はほとんど無い。垂直流が現れるの
は、この水温成層が解消した後である。ある程度の水温
成層、すなわち安定成層が存在すれば、多少の風があっ
ても対流による垂直流は生じないことがこの事例から読
みとれる。ただし、後で述べるように水塊の移動に伴う
内部波による振動は別とする。なお、水温垂直分布図中
のUSCMの矢印は、超音波流速計を設置した位置であ
る。超音波流速計の位置は毎回の水温垂直分布観測によ
り、表面混合層の下部でサーモクラインより浅い位置に
置くよう努力した。したがって、USCMの位置は毎回
異なっている。

この例で興味をひくのは、20時頃の表面水温の上昇
と一時的な垂直流の発生である。同様な例はその後もし
ばしば観測されたが、これは温暖な水塊の移流に伴う現
象であろうと考えられる。先に述べたように湖面の日射
や風が均一ではなく、このため部分的に温水塊が形成さ
れる。これは湖岸の水温観測から確認されている。温水

塊は風速・風向の変化により移動し、その際に垂直流を
伴うと考えられる。Fig.4 (A) の場合は昼間のやや強い
風が収まり、吹き寄せられていた温水塊が展開する際に
進行性内部波 (surge) を伴ったものと考えられる。四尾
連湖で観測された例は小規模であるが、琵琶湖におい
ては台風に伴う大規模な吹き寄せに伴う進行性内部波や水
温の急激な変動が観測されている (岡本・八木 1969、
速水ほか 1996、Hayami et al. 1996)。ただし、琵琶
湖では垂直流速の記録はとられていない。

Fig.4 (B) は1979年11月の例で、冷却が進行し循環が
ほぼ全層に及んだ季節のデータである。表面水温が平衡
水温に追従しやすい小規模な湖沼では (新井 1972、新
井・西沢 1974、Arai and Pu 1987)、冷却期であって
も日射があり気温が上昇すれば、一時的に弱い成層が形
成され対流による垂直流は減衰する。四尾連湖では秋の
対流期においても、昼間に弱い水温成層が形成される場
合が多い。この日のように多少の風があっても水温成
層が形成されれば垂直流が減衰することは、他の例でも
認められた。Fig.5 (B) が当日の水温垂直分布で、全層
がほぼ等温になり全循環期に入っていることを示してい
る。Fig.4 (B) に示した垂直流速日変化は、四尾連湖で
秋季循環期に見られる一般的な形である。図中の $T_{1.5}$ は
2m深の水温を示す。

A Dec. 20, 1986



B Sept. 28, 1987

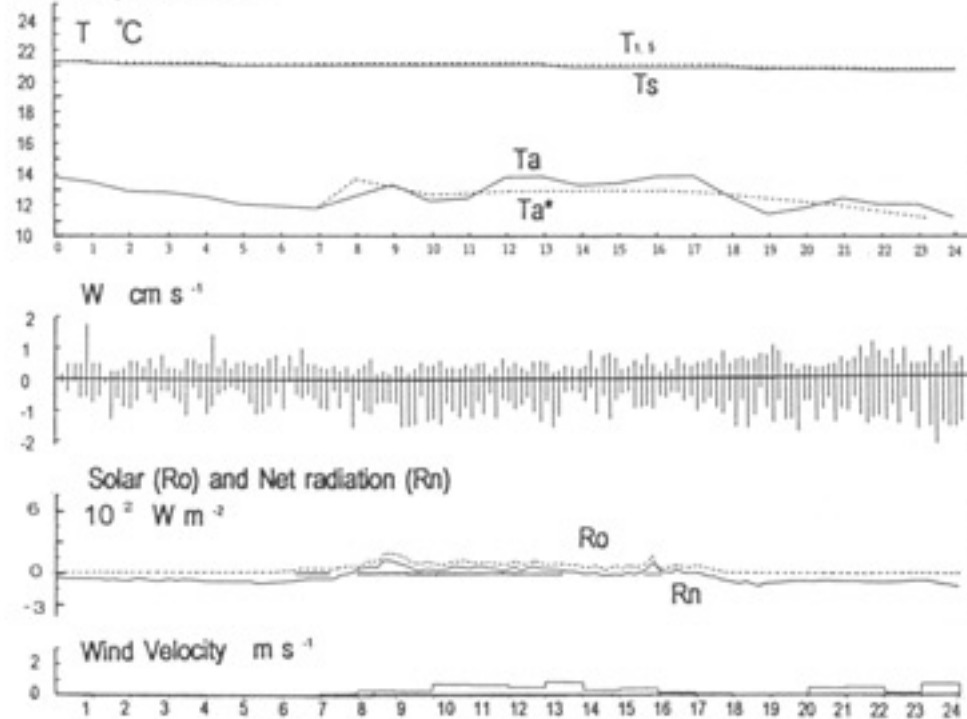


Fig. 6 1986年、1987年における垂直流速、水温、水面上放射、風速の日変化

Ts: 表面水温、Ta: 気温、W: 垂直流速、Ro: 水面上短波放射、Rn: 正味放射

Diurnal variations of surface temperature (Ts), air temperature (Ta), vertical water velocity (W), incoming solar radiation (Ro), Net-radiation (Rn) and wind velocity

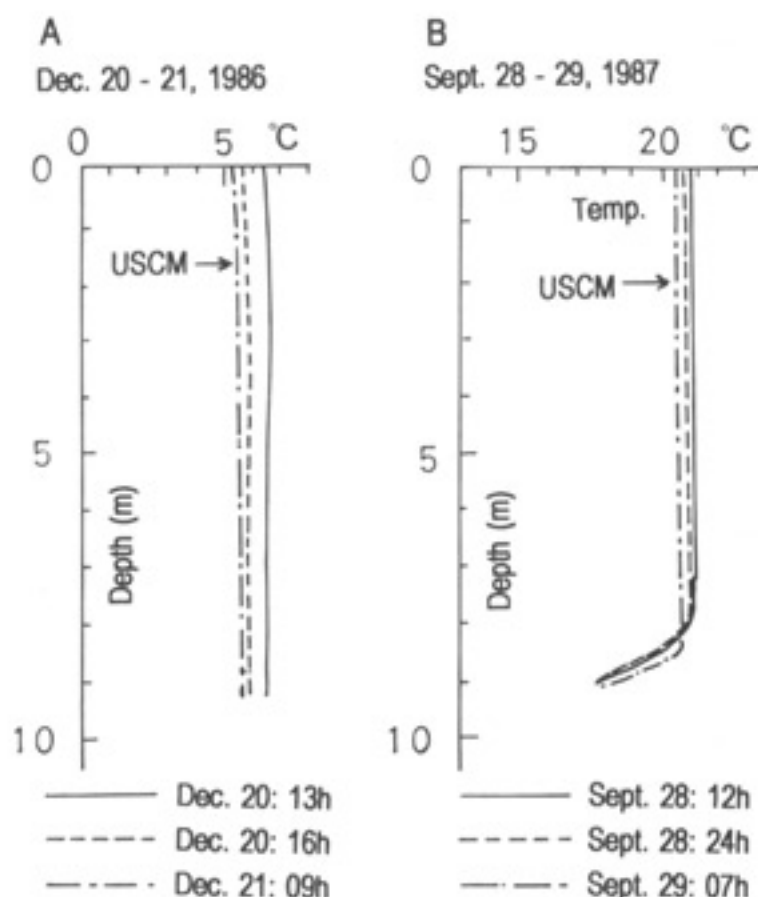


Fig. 7 Fig.6の期間における水温垂直分布の変化
Changes of the vertical temperature profile in periods corresponding to Fig. 6

冷却期に日射が無く昼間の気温が上昇しない場合には、垂直循環は終日継続する。Fig.6には1986年、1987年の観測の中から、このような事例を選んだ。Fig.6では10分間毎の垂直流速のプラス方向・マイナス方向の最大値をFig.4と同様な方法で描いてある。Fig.6 (A) は1986年12月20日の場合で、昼間には日射があるものの気温が上昇せず、気温は常に水温よりも低く経過した。さらに強風が加わり、 $\pm 2 \text{ cm s}^{-1}$ を越える垂直流が1日中継続した。図中のTaは湖岸の自記計による気温、Ta*はアスマン乾湿計による測定値である。正味放射(Rn)は昼間の4時間を除きマイナスであり、湖は日平均としては放熱過程であったことが示されている。表面水温も昼間の数時間を除き、逐次低下を続けている。Fig.7 (A) はこの日の水温垂直分布の変化であるが、水温はすでに全層等温に近く表面が2m層より0.1ないし0.2°C低く、全層平行し1日に約1°C低下している。この放熱量は約 $40 \times 10^6 \text{ Jm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ となり、かなり大きな値である。

Fig.6 (B) は1987年9月28日の例で、全層循環期ではないが表面混合層の垂直流が終日継続した事例である。

この日は風が弱く日射は殆どゼロで経過し、気温・水温差は9ないし10°Cで推移し、冷却の点では初冬と同様な状態であった。風が比較的弱かったために垂直流速は $\pm 1 \text{ cm s}^{-1}$ 程度であり前例よりは弱かった。Fig.7 (B) は当日の水温垂直分布の変化である。図に見られる冷却の進行は、垂直流が終日継続したことに調和する。なお、気温・水温差が8°Cを上回ると垂直対流が活発になることが一連の観測でわかっている(新井 1980)。

4 垂直流変動の形態

表面混合層の垂直流の原因には、(1)冷却による対流、(2)進行性内部波(サージ)、(3)定常的内部波の3種が考えられる。上の例では(1)と(2)に関して日変化にもとづく事例を挙げたが、以下にそれぞれに関する微細変化例を示す。一連の観測ではすべてアナログ記録計を用い、観測項目の大部分は連続記録を行った。垂直流に関しては、主として記録紙の送り1cmを1分間として記録を行った。したがって数秒以上の周期を持つ変動を記録することが可能であった。

記録より変動の形態を分類すると次のようになる。

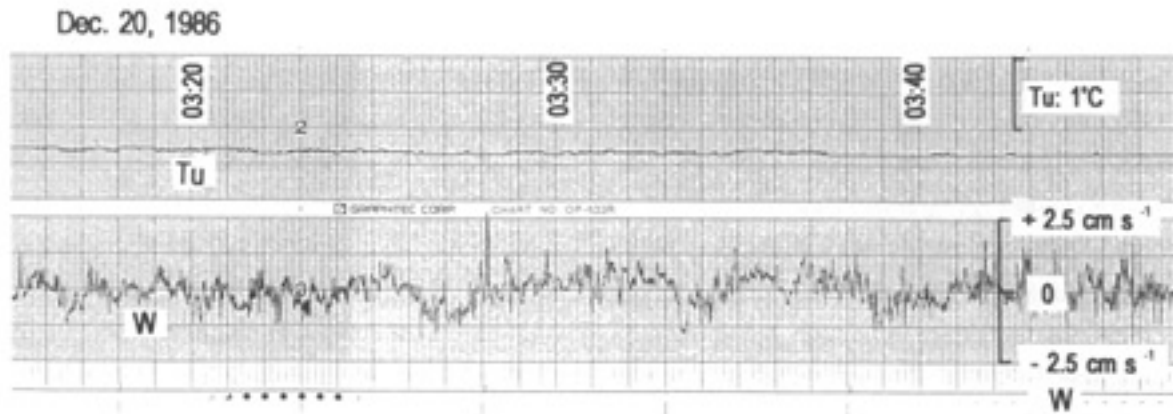


Fig. 8 1986年12月の垂直流速変化例

Tu: 超音波温度計による測定値

Example of time variations of the vertical velocity and water temperature measured by the ultra-sonic thermometer (Tu) attached to USCM on Dec. 20, 1986

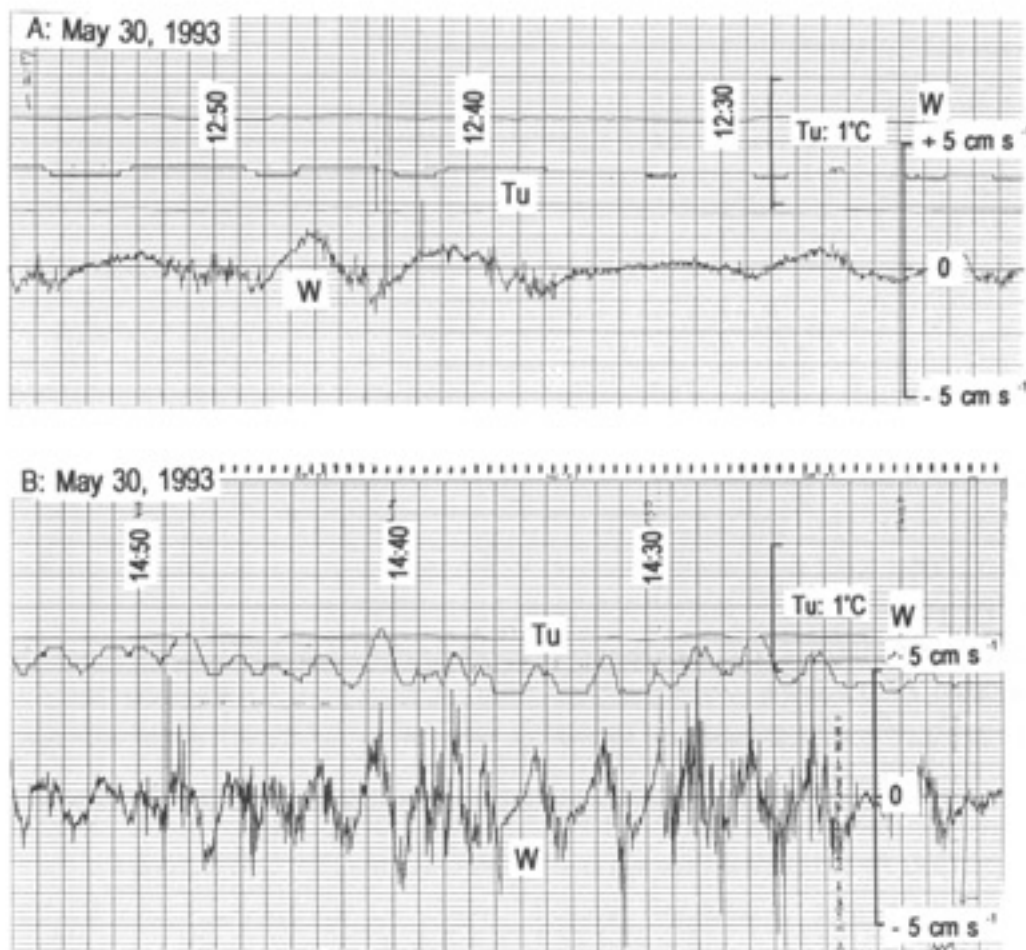


Fig. 9 1993年5月の垂直流速変化例

Example of time variations of the vertical velocity and water temperature measured by the ultra-sonic thermometer on May 30, 1993

(1) 周期数秒・流速の変動幅 $\pm 1 \sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ の短周期変動。(2) 周期1ないし3分で流速の変動幅 $\pm 1 \text{ cm s}^{-1}$ 内外の波状の変動、測定深度の水温もこれに伴って同じ周期で変動をする。(3) 大きな変動幅の流速変化を持ち突然現れる不規則な変動で、次第に減衰するとともに規

則的な振動に移行するもので水温も同時に変動する。なお、(2)、(3)に(1)が重なることがある。上記(3)は移流に伴う進行性内部波と考えられる。これらの事例をFig.8以下に示す。なお、図中の記録が振り切れているのはノイズであるが、多くの場合は魚の通過が原因で

あろうと推定される。

Fig.8は1986年12月20日早朝の例で、水温垂直分布と日変化に関してはすでに示したとおりである。風速は比較的強く、全層にわたり対流が生じていたと考えられる。垂直流は周期1ないし数分の変動の上に周期数秒の変動が重なる形で生じている。細かい変動に関して他期間の観測で記録紙の速度を上げて拡大して検討したところ、5ないし10秒の周期が見られた。ここにあげた事例では記録紙送り速度が遅かったために明瞭ではないが、上記の経験から推定して同様な周期を持つであろうと判断される。このような短周期の変動はBenard型対流によるもので、小さなセル状の対流が水平移動することにより、上向きと下向きがほぼ等しくなったものと判断する。同深度の水温（超音波水温計：Tu）は0.05℃の小さな変動を持ちつつ逐次低下しているので、この例は冷却に伴う対流と認められる。セルの大きさについては不明であるが、周期から見て数十cm以下であろうと推定される。なお、水温記録はいずれも絶対値ではなく、ゼロ点を任意に移動させるfloating記録として行った。

Fig.9は1993年5月30日の例である。当日は曇り時々雨、一時日がさす天気であった。表層水温は18.2～19.0℃の間で推移し、大きな変化はなかった。Fig.9(A)は12時過ぎの記録で、風速は1.5～2ms⁻¹あり四尾連湖としては強い方であった。超音波流速計を設置した1.5m深における垂直流は定常的な内部波と考えられる5分程度の周期で変動し、これに伴い水温は0.1℃の変動を示した。14時30分以降、風が収まると垂直流に大きな変化が現れた(Fig.9(B))。すなわち、瞬間的に±5cms⁻¹に達する大きな変動が現れ、これは次第に減衰しながら約1時間継続した。この間水温もベースを変えながら、1周期に最大0.4℃の大きな変動を示した。風が弱いことを考えると、これはFig.4(A)でも述べたサージの戻りと考えられる。強風による大規模なサージと同様に(岡本・八木 1996、速水ほか 1996、Hayami et al. 1996)、この場合にも相対的に大きな乱れを伴うことが再確認された。Horsch and Stefan (1988)は湖沼の浅い部分で夜間に生じた冷水が密度流で移動する際に、微細な乱れを引き起こすことを実験で確認している。ここで示した記録は温暖な水塊の移動であるが、これと同じように解釈できる。なお、四尾連湖の場合には、水面の変動を記録していないので、全体的な水塊に移動方向に関しては不明である。

14時30分～40分の記録では垂直流がプラスの時には水温が上昇しているが、垂直流がマイナスの際には水温

低下は制約されTuの記録は水平線となっている。これは後に示す一般的な変化傾向とは異なる特異な事例と考えられる。すなわち厚い温水層が波状に侵入し、従前その位置にあった比較的低温な水塊を押し出した形が考えられる。したがって下向きの流れの場合には、交換すべき冷水がなく、鍋底型の変化となったものと考えられる。温水の進入により垂直流が上向きとなっていることから、水面の上昇も考えられるが観測値を欠いているので正確ではない。しかし、ベースとなる水温が次第に上昇していることは、この考えを支持する材料となる。14時50分以降、水温のベースが上がりきった後には、水温変動の高温部に頭打ち現象が生じている。これは温水塊の移動が止まったものと推定できる。激しい変動は15時17分まで続き、ベースとなる水温が急激に0.5℃低下するとともに終息し、以後は毎秒±数ミリ流速を持つ小さな変動が長時間継続した。以上の経過から、このような変動は移流に伴う進行性内部波と解釈するのが妥当であろう。これは次第に定常的な内部波に移行すると考えられる。垂直流の測定は東側の湖岸近くで行ったが、湖心部においても不規則な水温変化が見られた。観測場所が異なるために直接の比較は出来ないが、湖全体に変動が生じたものと判断しうる。

Fig.10(A)は1993年7月23日夕方の記録で、風速はおよそ0.9ms⁻¹であった。この時間帯の天気は曇りであったが昼間は時々日がさしていた。図に示されているように、表面水温(Ts)は2ないし3分周期で0.5℃に達する変動を示した。しかし1.5m深度の垂直流と水温には大きな変化は現れなかった。すなわち、この場合は、昼間に局部的に形成されたごく薄い温水塊が移動したものと考えられる。なお表面水温(Ts)はサーミスター水温計を用い、ブリボックスを接続し拡大記録を行ったデータである。

Fig.10(B)は7月24日11時過ぎに生じた変動で、原因はFig.9(B)と同じく移流であろうと考えられる。この場合には、表面水温(Ts)に大きな変化が生じていない。11時20分以降の垂直流と水温(Tu)の変化を比較すると、垂直流がプラスの領域で水温は下降し、垂直流がマイナスの領域では水温は上昇している。すなわち、上向き流の時には下層の低温水が上層に運ばれ、下向き流では上層の温水が下方に運ばれることを示している。このような流速・水温変化が表面混合層における一般的な形であり、これはこの地点における水塊の上下交換あるいは温暖境界面の波動と解釈しうる。垂直流速がゼロになる付近では、水温変化の頭打ち現象が見られる。な

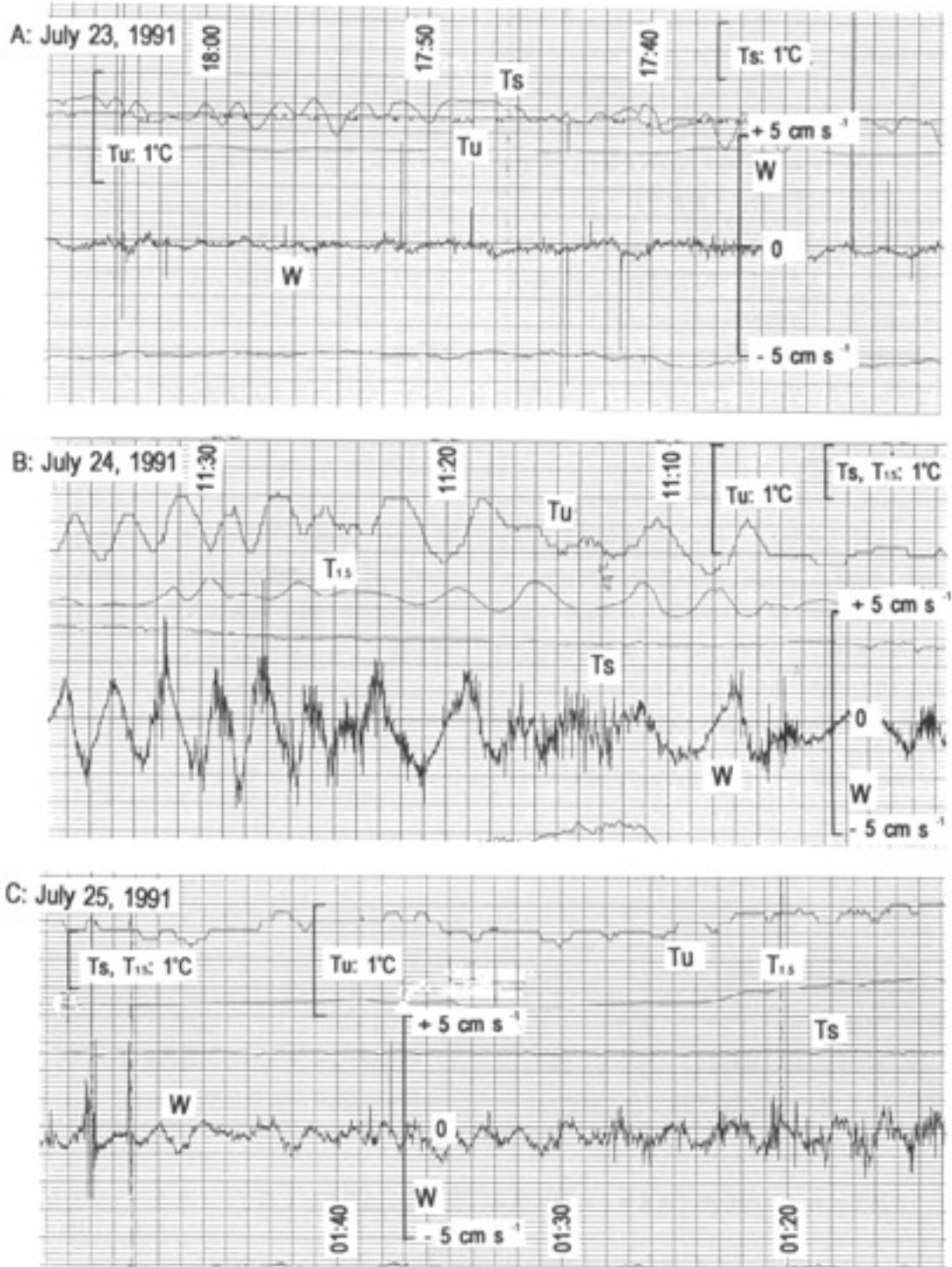


Fig. 10 1991年7月の垂直流速変化例

Ts: 表面水温、T_{1.5}: 1.5m水温

Example of time variations of the vertical velocity, surface temperature (Ts), temperature at 1.5 m depth (T_{1.5}) and the ultra-sonic thermometer (Tu) in July, 1991

お、図中の $T_{1.5}$ は約10m離れた地点においてサーミスター水温計で測定した1.5m深度の水温である。わずかな場所の違いであるが、両者の水温変化は厳密には一致しない。

以上のような移流に伴うと考えられる変動は、水温成層が存在すれば1日に1回以上観測される場合が少なくない。本研究の一連の観測では、1日に数回の振動発生を記録したこともあった。水温変動の詳細な測定によりImberger (1985) は表面混合層の日変化を昇温時、安定時、冷却時に分けて水温変化とそのメカニズムを記載しているが、筆者の観測もとづけば日変化の形態は一層複雑な形となる。

Fig.10 (C) は1993年7月25日深夜の記録で、風は殆ど無風であった。この例では測定深度に昼間の微細なサーモクラインの名残があり、この弱い水温成層が冷却により消滅する過程にあった。このために夜間においても定常的内部波と見られる周期性のある垂直流が、水温変動を伴って発生したと推定される。観測当夜は翌朝までに表面で約1.5℃の冷却が見られたので、図のような変化は不合理ではない。以上の各図に示したが、周期1ないし数分周期の垂直流の変動がこの湖の定常的内部波の特徴でもある。

5 渦相関法による水中熱輸送計測の試み

先に本研究の目的の一つとして、渦相関法による水中熱フラックスの測定があったことを述べた。しかし、面積が狭い四尾連湖においては乱れが小さく、今回の機器では測定が不可能であった。そこで、面積が広く湖面の風が強い諏訪湖で1975年に実験を行った(新井 1980)。

渦相関法による湖水中の垂直熱輸送(Q)は次の式で

示される。

$$Q = c \rho \langle w' \theta' \rangle \quad (1)$$

ここで w' は垂直流速の変動、 θ' は水温の変動である。本機はそれぞれの変動を1秒毎に測定し、100秒間の移動平均として上記の熱輸送を求めるように設計された。水の場合、c.g.s.単位であれば、比熱(c)・密度(ρ)はともに1なので実際の設計では省略した。貯熱量変化と温度経度・拡散係数を用いた熱フラックス式は、それぞれ(2)式の左辺と右辺のようになる。なお、 t は時間、 z は深さを表す。

$$c \rho \int (\delta \theta / \delta t) dz = c \rho K (\partial \theta / \partial z) + I_0 \quad (2)$$

式の右辺は乱流熱輸送と日射の吸収による温度変化とを分離する形で書いてある。ここで I_0 は水面における日射吸収量で、各深度の日射量は新井・西沢(1974)、Arai (1981)の方法で水中型全天日射計により測定した。

(1)式と(2)式により、次の形で熱流束密度を表すことができる。なお添字0.6は、測器を設置した水深0.6mにおける値を示す。また左辺の積分範囲は0.6mより湖底までである。

$$c \rho \int (\delta \theta / \delta t) dz = c \rho \langle w' \theta' \rangle_{0.6} + I_{0.6} \quad (3)$$

左辺と右辺の比較はTable 1の通りであった。熱フラックスの向きが逆になる例も得られたが、それらは除外した。全般に比較的良好的な一致を見せているが、15時45分以降には両者の差が大きくなった。これは風が強くな

Table 1 諏訪湖における超音波流速温度計の渦相関法による水中熱流量と水温変化より求めた熱流量の比較 (新井 1980にもとづく)

Comparison of the heat flux density in Lake Suwa obtained by eddy-correlation and temperature change (Arai 1980)

Time	$c \rho \langle w' \theta' \rangle_{0.6}$	$c \rho \int (\delta \theta / \delta t) dz$
10:00	$1.65 \times 10^2 \text{ Wm}^{-2}$	$1.75 \times 10^2 \text{ Wm}^{-2}$
10:30	1.83	1.75
11:40	1.58	2.33
15:00	4.83	5.80
15:45	10.45	20.50
16:55	6.67	14.57

り測器の振れが生じたこと、強風による移流が生じたことなどに起因すると考えられる。先に述べたように、静穏で水温および垂直流の変動が小さい場合も測定不可能である。この点で湖沼における渦相関法の適用には制約が大きい。

6 結論および今後の課題

水面上の気象の変化と水中の現象あるいは冷却を伴う対流との関係は、各種の流体力学パラメーターにより説明され、すでに引用した各論文などに広く用いられている。しかし、決め手となる水平流・垂直流の観測が乏しく、現状はに現実的な分析は困難であるといえる。Hayami et al. (1996)と同様に、琵琶湖におけるBITEX計画で観測された台風によるサージの経過について、Saggio and Imberger (1998)は“internal wave weather”という形で時間変化を辿り気象と水象の変化を記述・分析を進めている。気象変化と湖沼の水象との微細な対応関係については、現時点では分析を交えつつ変化を記載することが最良の方法と思われる。

垂直流の重要性は従来から述べられ、理論的な扱っても少なからず行われてきたが（最近ではImboden and Wust 1995）、具体的な測定方法を欠いていたため現実的な解析例は殆ど無い。本研究ではこの基礎となる垂直流を実測し水温変化と併せて記載した。しかしながら、この研究は世界的にも初めての試みであったため各所に不足点があり、全体像を明らかにすることは不可能であった。筆者は今後逐次解析を進める予定であるが、この経験を生かした研究が進展することを期待する。

参考文献

- 新井 正 (1972) 汎地球的にみた湖沼水温の特性. 地理学評論, 45巻, 601-61.
- 新井 正 (1980) 超音波流速計による湖沼調査について. 水温の研究, 24巻1号, 12-17.
- 新井 正・西沢利栄 (1974) 「水温論」 共立出版.
- 連水祐一, 青木豊明, 藤原健紀, 向井 浩, 田中義光 (1996) 琵琶湖北湖における内部サージが栄養塩・懸濁物の移動に与える影響. 陸水学雑誌, 57巻, 39-48.
- 岡本 巖, 八木和繁 (1969) 琵琶湖における水温変動(III) 深層水の侵入による水温分布の急変. 陸水学雑誌, 30巻, 108-118.
- 古村信吉 (1936) 「湖沼学」 三省堂.
- Arai, T. (1981) Attenuation of incident solar radiation in lake water. 陸水学雑誌, 42巻, 92-99.
- Arai, T. (1984) Measurement of vertical movement of lake water. *Proceedings of the International Association for Theoretical and Applied Limnology*, Vol. 22, 108-111.
- Arai, T. and P. Pu (1987) A preliminary study on the water temperature and freezing of Lake Suwa in Japan and shallow lakes in eastern China. 陸水学雑誌, 48巻, 225-230.
- Hayami, Y., T. Fujiwara and M. Kumagai (1996) Internal surge in Lake Biwa induced by strong winds of a typhoon. 陸水学雑誌, 57巻, 425-444.
- Horsch, G. M. and H. G. Stefan (1988) Convective circulation in littoral water due to surface cooling. *Limnology and Oceanography*, Vol. 33, 1068-1083.
- Imberger, J. (1985) The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, Vol. 30, 737-770.
- Imboden, D. M. and A. Wust (1995) Mixing mechanism in lakes. in Lerman, A., D. Imboden and J. Gat ed. "Physics and Chemistry of Lakes", 83-138.
- Saggio, A. and J. Imberger (1998) Internal wave weather in a stratified lake. *Limnology and Oceanography*, Vol. 43, 1780-1795.

Measurement of the vertical flow in the surface mixed layer of a lake

Tadashi ARAI

Measurement of the vertical velocity of water in lake has been a difficult task because of its low speed compared with the prevailing lateral flow. It has been a common knowledge that the vertical circulation controls the redistribution of heat and nutrients, although the measured evidence has not been reported by its difficulty. Since the 1970's, the development of new instruments such as ultra-sonic current meter and electromagnetic current meter has made the measurement possible.

This study aimed to investigate the vertical flow in the surface mixed layer in a small mountain lake, Lake Shibire in Yamanashi Prefecture. A ultra-sonic current meter specially designed for this study was mainly used in the investigation. The field measurement was made for several days in each year from 1975 through 1997. The main target was to detect the vertical circulation as the Benard cell during the cooling hours, where the movement of water due to the standing internal wave and the surge (progressive internal wave) were also recorded.

Three kinds of fluctuation from the record of vertical velocity can be summarized as follows. (1) Vertical turbulence as the Benard cell was observed in summer night, autumn and winter vernal circulation periods. This kind of flow is characterized by the short cycle of 5 to 10 seconds and relatively high speed. (2) Frequency of the standing internal wave in this lake is one cycle in several minutes, with very low vertical velocity. (3) Internal waves associated with surge was observed frequently in thermally stratified hours. It began with a sudden and strong fluctuation of the vertical flow with the temperature change, and it continued about an hour in general. Temperature fluctuations are not inconsistent with the movement of water mass deduced from the vertical flow.

Heat flux intensity in water by the eddy correlation method was also measured by this instrument, but its application is restricted by the small fluctuation of water temperature. Experiment in Lake Suwa was the succeeded case, where the comparison of the output of the instrument with the change in heat storage in water gave relatively good agreement.