

II-53

小湖沼における水温躍層と溶存酸素の季節変化

北海道大学工学部 正員 大谷 守正

1. はじめに

最近「湖沼工学」という名のもとに湖沼に対する研究が進められている。湖沼において、そこで起きる様々な自然科学的現象を研究するのが湖沼学と呼ばれており、現在では水生生態学あるいは淡水生物学、淡水化学、淡水物理学および地質学を総合した自然科学とされている。しかし「湖沼工学」は湖沼を取り囲む背後流域やそこでの人間活動をも加味し、単なる古典的な湖沼学の範囲に研究をとどめることなく、湖沼を囲む背後流域の風土とそこに根づく社会経済的活動の集大成領域として湖沼をとらえ、できるだけ広範な側面から研究をすすめる、湖沼の望ましい姿を絶えず求めて行くものであり、その範囲は単に自然科学の領域のみならず人文・社会科学のものにまで及ぶ極めて広汎にまたがるものとされる。このような新しい学問的領域を「湖沼工学」とよばれている。¹⁾

本論文は湖沼管理を充実させ湖沼環境の保全と改善が要求されている現在、研究資料を蓄積するための基礎的な研究であり、湖沼において年間を通して水温と溶存酸素の季節的変化を考察したものである。

2. 観測対象湖の概要

観測対象湖として湖水の性状に非常な特性をもっている半月湖を選んだ。

半月湖は、北海道後志支庁の霊峰である羊蹄山の西山麓に位置し、山麓にできた寄生火山の爆裂火口の内部に水が溜まったというのがその成因であり、そのため、湖の周りは高さ60m-100mの火口壁で取り囲まれている。火口はほぼ円形でその直径は東西500m、南北600mである。火口の中央には溶岩円頂丘があり、その高さは半月湖面上70m程度である。円頂丘が半月湖の北岸に迫り出しているため、半月湖はその名の通り「上弦の月」のような半月の形をしている。

半月湖の湖盆形態はその面積 0.0485km^2 、最大深度18.2m、平均深度3.5m、湖面の海拔252m、湖岸延長1km、長径450m、短径150mであり流入・流出河川をもたない、また湖岸土地利用はなく完全な自然状態が保たれている。

半月湖の研究は田中館²⁾による一連の「北海道本島の火山湖」研究の一つとして1919年に発表されたのが半月湖観測の始まりであろう。その後、吉村³⁾、渡辺⁴⁾等の詳細な調査がなされている。

近年になって総合的な水質の調査が北海道立水産孵化場⁵⁾、ならびに北海道生活環境調査部⁶⁾によって行われており、生物相の研究が津田、森下、並びに北川⁷⁾らにより実施された。また水収支と古降水量の推定が中尾ら⁸⁾によって行われた。

3. 観測方法

観測は1988年8月より1989年8月まで13ヶ月間に月平均1回の割合で半月湖の長径方向に3点の観測点を定め鉛直方向に水温、溶存酸素、電気伝導度を測定した。水温はサーミスタ水温計、溶存酸素は東亜電波工

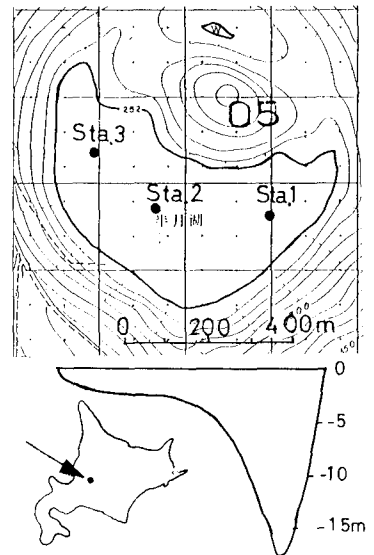


図-1 半月湖の位置と形状

Seasonal Change of Water Temperature and Dissolved Oxygen in a Small Lake
by Morimasa OHTANI

業製DD-20A型溶存酸素計、電気伝導度は東邦電探製EST-3 型電気水質計を用いた。なお躍層が最も発達する8月には観測点を増やし長径方向による変化を調べた。この時には音響測深器による湖の水深も併せて調べた。図-1は半月湖の平面と長径方向の断面および観測点の位置を示す。

4. 水温躍層と溶存酸素の季節変化

図-2(a)、(b)はSta.1における測定結果を示すグラフである。図中の番号1は溶存酸素(mg/l)、2は溶存酸素(飽和度%)、3は電気伝導度($\mu\text{mho/cm}$)、4は水温($^{\circ}\text{C}$)を示す。なお1989年6月は濁度も測定したのでその結果を5としている。

測定開始が8月の温度躍層が良く発達した時期であるので、まず半月湖において特徴的な急勾配の温度躍層について述べる。太陽放射による水面加熱が続くと、暖められた表層の水は浮力が増して、完全な鉛直混合を妨げるようになる。しかし風の作用が継続すると表層加熱と混合との相互作用により比較的浅い等温層が発達する。この等温層のもとでは水温の鉛直勾配が増大して、従って静力学的安定度も増大する。半月湖の場合も温度躍層は真夏に極めて発達し、1988年8月18日の観測では、その温度勾配は 15°C/m にも達した。このような急勾配の温度躍層が発達する理由の一つとして、湖面が風を受けにくい湖盆形態をしていることがあげられる。春から夏にかけて水面付近の水は暖められるが、湖面を吹く風が鉛直混合を起こし、水温躍層を深くするのが一般の湖沼の挙動である。しかし半月湖では、急崖で囲まれた火口内にあり、風を直接受けにくいので、上記の混合が起こりにくく、混合層は薄い。しかも流入する熱量は変わらないので、この混合層は比較的高温のうちに推移する。このため躍層の温度勾配が大きくなり、鉛直混合しにくい安定な層が出現する。

次にこのような安定な水温躍層が存在するときに水温鉛直分布がどのように日変化するか調べるために1988年8月16日14:00 から翌17日14:00 までの間、2時間おきに鉛直分布を調べた。結果が図-3である。このような短周期の変化は安定した温度躍層以下には伝わらないことが予想されるが、やはり温度躍層以下の領域では際だった変化は見られず、唯一昼夜で表層の水温が 2°C ほど異なっている。このことから日射や気温変化といった日変化の影響は、すべて混合層内で吸収されてしまうことを示している。混合層直下における躍層の温度勾配は 8°C/m 程度であるから、 2°C の幅の温度変化は、都合25cmの幅で混合層厚が変化することを示している。

次に通年観測の結果について述べる(水温の年変化を図-4に示してある)。夏の終わりになると、蒸発と、顕熱による熱損失の方が放射熱の取り込みを上回り、湖は冷却を始める。冷却は湖全体でおこるから、冷やされて重くなった湖水は沈んで滞留が起こり次第に下層までおよび底まで達すると全層等温になるのが一般の湖沼の姿である。ところが半月湖においては、11月下旬に全層の水温が等しくなる一時期を除いて、それ以後では水深10m以上深い領域では温度勾配が急になっていて、鉛直混合がおよばない。このことは流入地下水の存在を示唆しており、 5.3°C 程度の地下水は上層からの下向きの影響を受けるものの、地下水流入入の速度の方がそれを上回り、最下層まで鉛直混合の効果が及ばないものと思われる。等温になるのは上層水と地下水の水温が一致したときであり、一般の湖沼とは異なり混合・循環による等温化ではないと推測される。なぜならば水深が高々20mに満たない湖沼であれば一般的に言って冷却による混合が底までおよび 4°C 程度まで水温が低下するのが普通であるからである。半月湖では11月の水深10mでの水温は 4.5°C 、15mでは 5.3°C 、12月ではそれぞれ 4.4°C 、 4.8°C であった。

このことは山口⁹⁾の半月湖の湧泉水の水質調査からもうかがえる。それによると水温、pH、遊離炭酸ガス量、ケイ酸量のそれぞれが半月湖の水の水深8m付近の値に相当している。従って循環期においても底層部での 4°C を上回る高温は地下水の影響と考えられ循環が及ばないことを示している。

更にこのことは春季の大循環についても言える。この循環は上層においては、解氷とともに水温が上昇し、水深13m程度まで鉛直混合がおよぶが、それより深い領域では流入地下水量が卓越している。水温は若干低

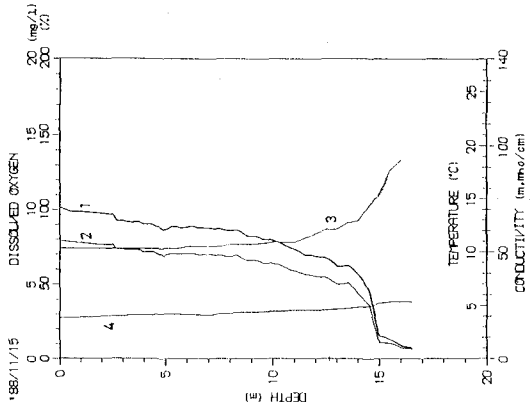
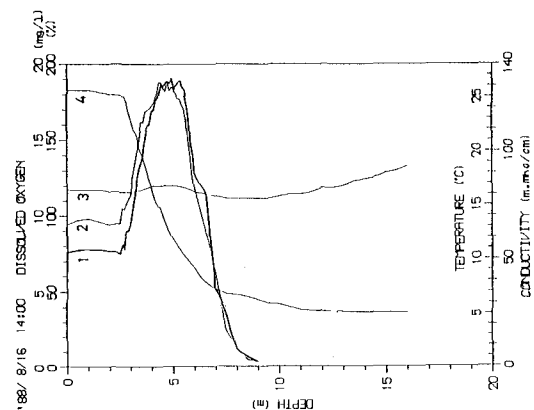
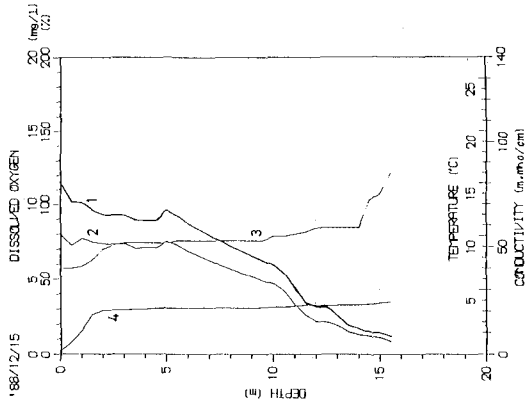
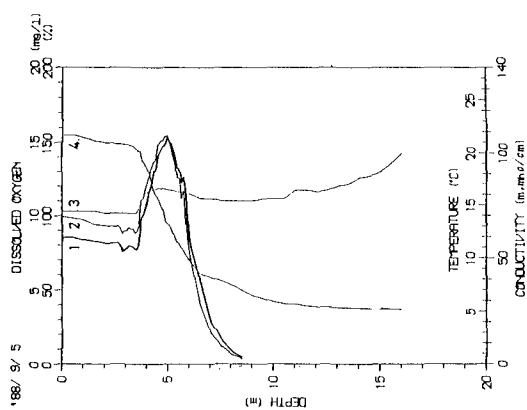
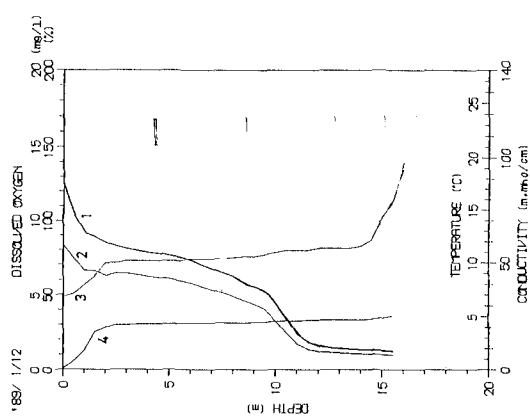
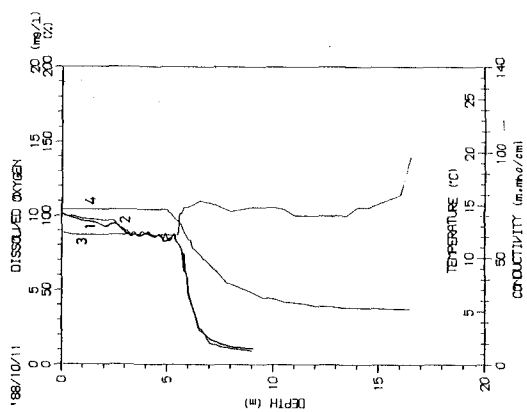


図-2 (a) 水温および溶存酸素鉛直分布図

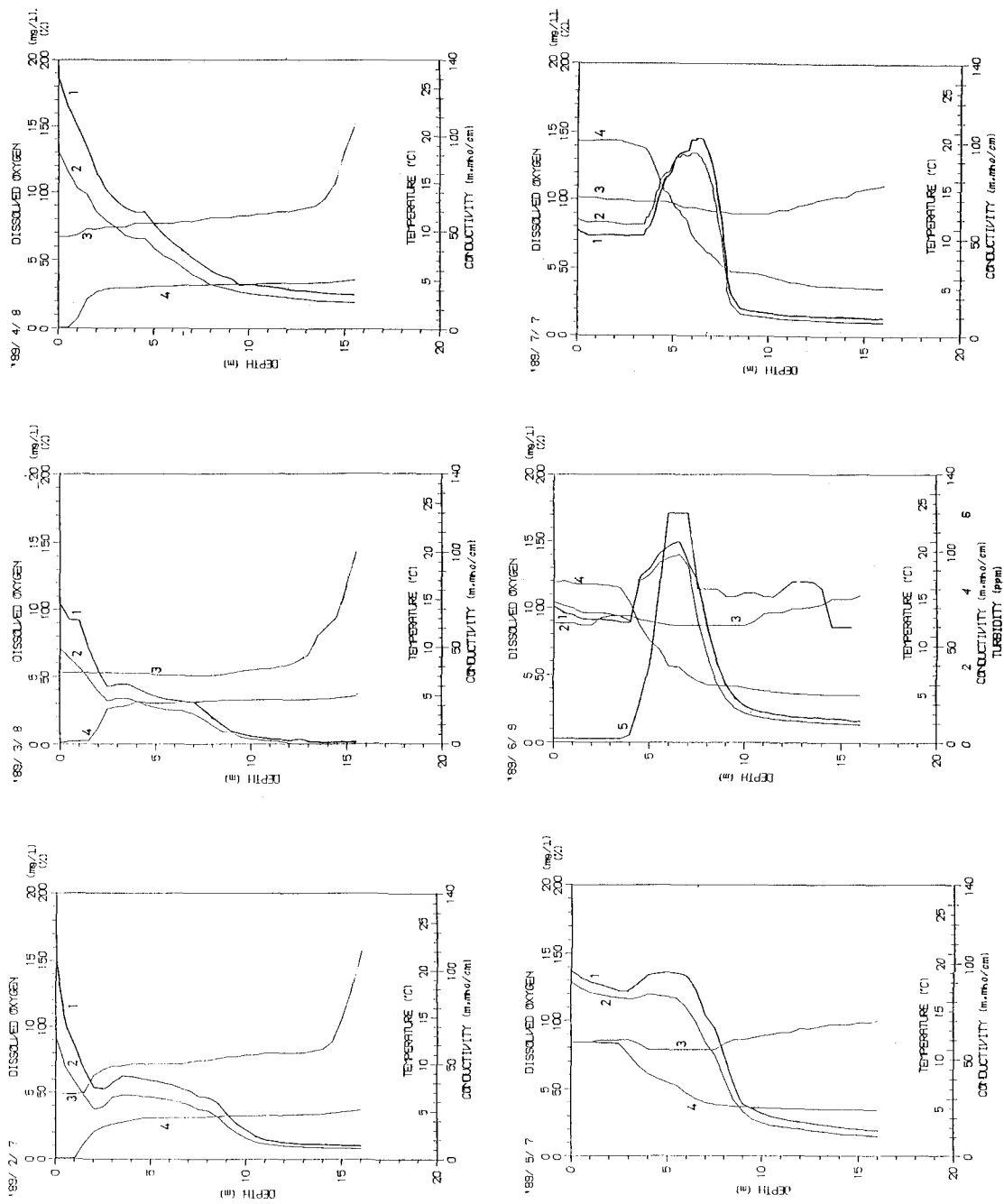


図-2 (b) 水温および溶存酸素鉛直分布図

いがこれは多量の低温の雪解け水が地下水として流入したためと考えられる。この低温の地下水も雪の融ける6月あたりまでで、その後は徐々に昇温してゆく。

次に溶存酸素について述べると。水中の溶存酸素濃度分布を決定する要因としては、水中のプランクトンの呼吸や分解、また有機物の微生物分解による酸素消費、植物プランクトンの光合成による酸素発生、底泥の酸素消費および鉛直方向の混合や水表面による酸素交換が考えられる。

半月湖における溶存酸素の観測結果については、夏季における溶存酸素が水深4m付近に多量に存在している。半月湖においては、プランクトンは10m以浅の溶存酸素が含まれている範囲にのみ分布していることが観測されている⁶⁾。半月湖の透明度はこれまでの観測結果3-4m 程度であるので植物プランクトンの光合成があるとすれば水深6m以浅で行われると考えられる。

分布図から3m以浅の混合層では、湖水の酸素が未飽和であれば大気から供給され、逆に湖水が過飽和であれば大気に酸素が逃げてゆく。普通は水面近くでは100% 前後の値をとる。混合層内では鉛直混合により層全体がほぼ飽和の状態になる。混合層より下の領域では安定層により妨げられて酸素が鉛直方向に移動できず、過飽和状態を保存することになり、他の湖では見られないほどの量の酸素を有するに至る。それより深い領域、深層においては上層から沈降してきた有機物の分解に酸素が消費され、さらに鉛直混合しにくい安定状態にあるために酸素の補給がなされず、酸素が非常に少ない状態にある。また注目すべきことは水温躍層がよく発達する期間の水温躍層極大付近に溶存酸素の最大値が存在することである。また8月末頃から11月末までの気温の低下にともない対流は漸次深層におよび水温躍層は下降し循環層は厚くなるが、躍層の下降とともに溶存酸素の躍層も下降することが見られる。

このことから、溶存酸素の成層化現象については水温成層との関連が深く、また生産層における過飽和現象、分解層における不飽和現象が見られる。

次に溶存酸素の日変化についてみる。

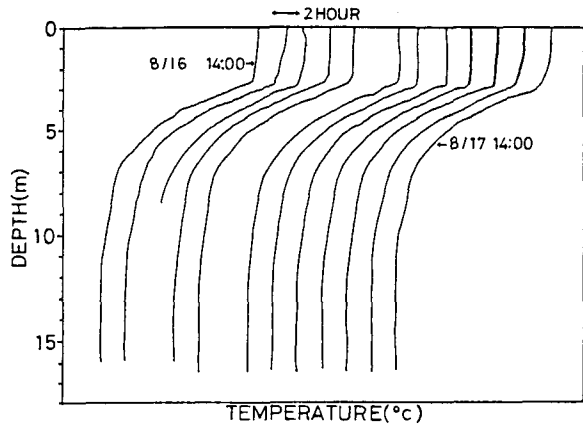


図-3 水温日変化図

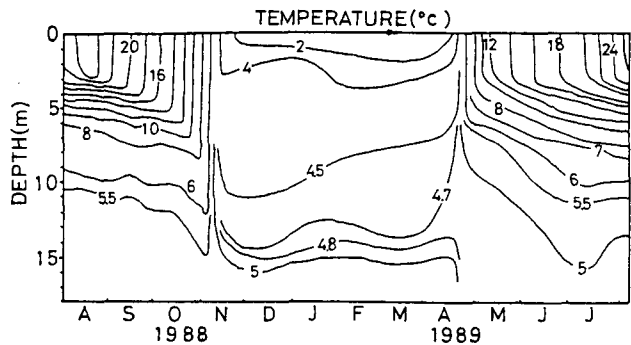


図-4 水温年変化図

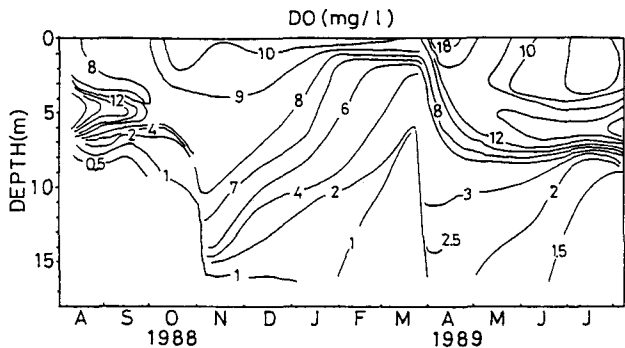


図-5 溶存酸素年変化図

観測は水温と同時刻である。その結果昼間光合成作用で酸素が生産され、夜間には呼吸作用で逆に消費されるが、観測した範囲内では特に停滞期であるため躍層下部以深には酸素が運ばれず、混合層のみで変化していると考えられるが、顕著な日変化は認められなかった。なお溶存酸素の年変化を図-5に示してある。

なお電気伝導度については湖底に近づくにしたがって、値が大きくなっている。これは底に堆積した各種の物質が、拡散や測定時の攪拌・巻き上げなどによって浮遊したためであろう。

また濁度については、温度躍層付近でその値が最大であったが、これは主にプランクトンの量が躍層付近で多いことから関係するものと思われる。

5. まとめ

浅い小さな湖における水温躍層と溶存酸素の季節的变化について検討した。
得られた主要な結論は次のようである。

半月湖の理化学的性状は局部的に深く窪んだ水の擾乱のない潜窪の存在により特徴づけられる。

- a) 水温の年変化は5月から10月まで正列成層、12月から4月まで逆列成層となる。
- b) 潜窪部で夏季に水深約4mを境にして著しく発達した躍層が存在する。
- c) 湖底部の水温が冬季間を含めても4℃以上であること。
- d) 溶存酸素は表水層に多く、深水層で急減し湖底付近では無酸素状態になる。
- e) 水温躍層と溶存酸素との関係は水温躍層の位置にその極大値が存在する。
- f) 溶存酸素は夏季に水深5m近くで極大となりそれ以深では急激に減少する。この結果は渡辺¹⁰⁾が1927年から1928年にかけて通年観測した時とほとんど状態がかわらず約60年にわたり湖の性状に変化を来していないことを示している。

最後に、本研究を進めるに当たって北海道大学大学院生、杉田 充（現信越化学）君に負うところが多い、また元北海道大学、現釧路公立大学八鍬 功教授のご指導を頂いた。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参考文献

- 1) 岩佐義朗編著 湖沼工学 山海堂。
- 2) 田中館秀三：北海道本島の火山湖、地学雑誌、31[367]、1919。
- 3) 吉村信吉：羊蹄山半月湖の理化学的性質について、地理学評論、3[9]、1927。
- 4) 渡辺宗重：半月湖の研究（其の1-3）地学雑誌43[505-507]、1934。
- 5) 北海道立水産孵化場：北海道における湖沼人工湖の陸水学的性状調査資料、北海道立水産孵化場、1970。
- 6) 北海道生活環境部：湖沼環境保全調査報告書（第2報）、1984。
- 7) 津田松苗・森下郁子：洞爺湖の陸水生物学的研究、陸水富栄養化の基礎研究、2、1973。
- 8) 中尾欣四郎・大友和雄・川村政和・内田和隆：羊蹄山半月湖の水収支と古降水量の推定、陸水学雑誌、37[3]、1976。
- 9) 山口久乃助：羊蹄山の湧水とその水収支について、地学雑誌、81[5]、1972。
- 10) 4)と同じ。