

サーモグラフィを用いたダム湖の対流現象に関する研究

徳山 圭太¹・長島 哲史²・紙井 泰典³・木村 晴保⁴・近森 邦英⁴
(¹農学部, ²農学部大学院, ³農学部農林環境工学講座, ⁴高知大学名誉教授)

A Study on Convictional Phenomena of a Dam Lake Using Thermography

Keita TOKUYAMA¹, Satoshi NAGASHIMA², Yasunori KAMII³,
Haruyasu KIMURA⁴ and Kunihide CHIKAMORI⁴

¹Undergraduate student; ²Graduate student; ³Chair of Land Environmental Engineering,
Faculty of Agriculture; ⁴Professor Emeritus of Kochi University

Abstract: Using a thermography (NEC Sanei Co's brand name Thermotracer), convection cells were researched at Kagami Dam Lake from 10, 16 and 20 of December 2003, 8, 14 and 21 of January 2004. By using the observed water surface and vertical distribution of water temperature, meteorological factors, and employing Kimura's vertical one dimensional approach for convection and heat balance-Bowen's ratio Method, sinking discharge per unit area were estimated $1.9-2.7 \times 10^{-5}$ m/s.

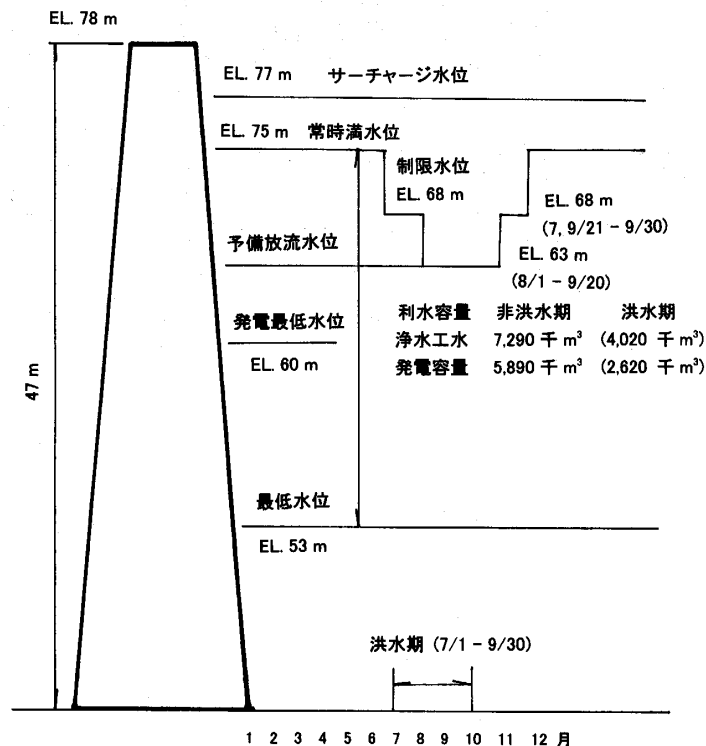
緒 論

貯水池における対流現象は、貯水池の水の循環と熱収支を考える上で重要な問題である。ダム湖に代表される人工貯水池では、成層周期があり、春から夏にかけて成層化する。成層は比較的低温の深水層、温度が急変する躍層および比較的高温の表水層からなる。秋季になると、夕方から夜にかけて気温の低下によりダム湖水面が冷やされ、低温で高密度の表層と、暖かく低密度の内部水体との間に鉛直方向に密度差が生じ対流現象が起こる。この時水体中には沈降流と対流セルと呼ばれる上昇流とが現れる。対流は次第に大規模となり、最終的には全層対流循環となって貯水池水温を均一化する。

対流現象は発生条件、時刻、規模、周期、環境要因などについて知られていない部分が多い。本研究では鏡ダム堤体付近において、対流現象を赤外線放射温度計（以下「サーモグラフィ」と呼ぶ）により撮影し、対流セル及び対流現象の実態を視覚的に解明することとした。また、木村・章(1998)¹⁾の一次元対流モデルにより対流量を推算した。

観測地点と観測方法

観測地点 本研究の対象とした鏡ダムは、昭和42年、高知県によって二級河川鏡川の中流部の鏡村今井に治水、工業用水と水道水の確保及び発電のための多目的ダムとして建設された。以下にその水利構造諸元を示す。

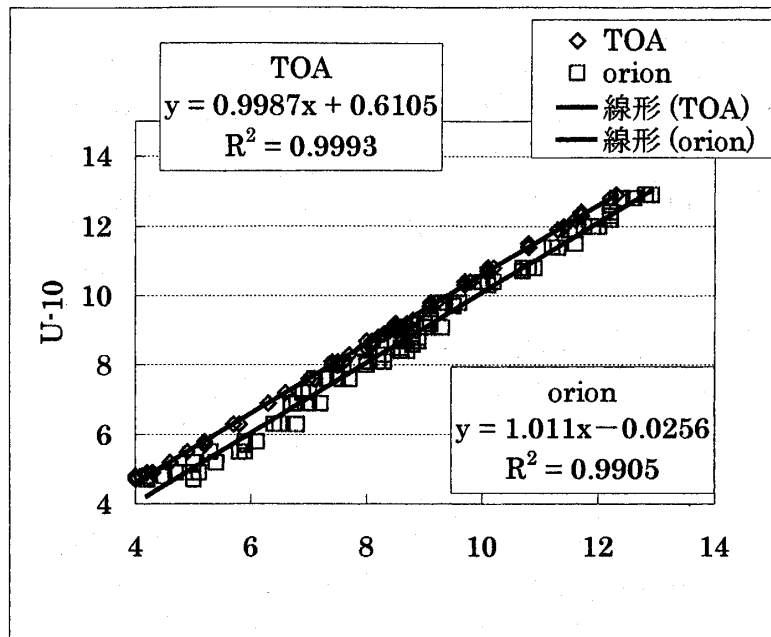


第1図 鏡ダムの水利構造諸元

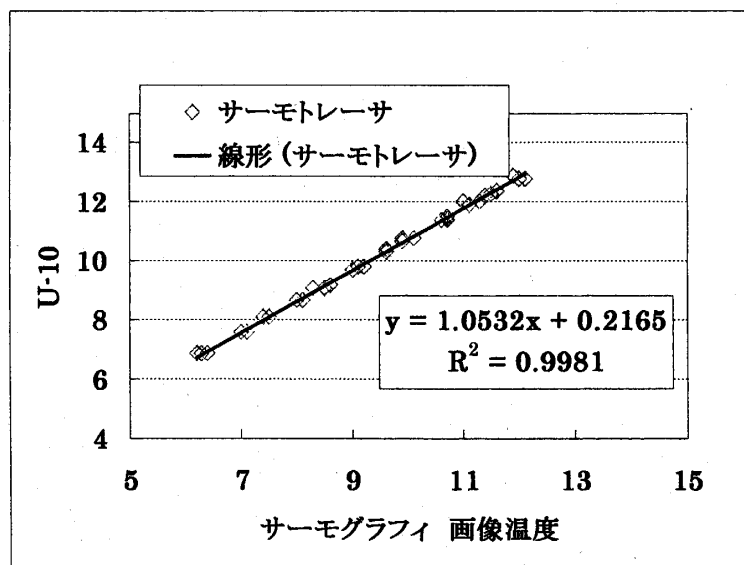
観測日時 観測に適した時期としては気温と水温の差が大きく、ダム湖に大きな対流が起こりやすい晴天の日が望ましい。実際に観測したのは12月10日、12月16日、12月20日、1月8日、1月14日、1月21日の6回であった。

観測方法 NEC三栄社製サーモグラフィセンサー部 (TH3102型) を、鏡ダム堤体中央部に位置する濁度管理棟から上流側に突き出したバルコニーの先端に、水面に対して垂直より少し角度をつけて撮影できるように設置した。撮影は夕方から行った。12月10日、12月16日、1月8日、1月21日は4秒間隔で、12月20日、1月14日は2秒間隔で撮影を行った。また、サーモグラフィより5m堤体寄りの濁度管理棟内の床の穴から、水面の温度を水温水質計 (東亜電波工業社製WQC-20A) によって10分間隔で測定した。さらに水面より約50cm上方の気温を水質チェッカー (堀場製作所製U-10) によって測定した。また、1時間間隔で水面より以深の水温鉛直分布を水面直下を起点として50cm間隔で底層まで、ポータブル伝導度計 (Orion Research社製 model128) を用いて測定した。

温度計のキャリブレーション 対流セルの撮影に使用したNEC三栄(株)製のサーモグラフィ、表面水温の測定に使用した東亜電波工業社製の水温水質計WQC-20A、水面上約0.5m付近の気温の測定に使用した堀場製作所製の水質チェッカーU-10、水深0.5m間隔での鉛直水温分布の測定に使用したOrion Research社製のmodel128ポータブル伝導度計の各々の温度がばらばらであったので、堀場製作所製の水質チェッカーU-10を基準としてキャリブレーションを行った。結果を第2, 3図に示す。この結果を受けて、サーモグラフィの温度は $y=1.0532x+0.2165$ 、水質計WQC-20Aの温度は $y=0.9987x+0.6105$ 、model128ポータブル伝導度計の温度は $y=1.011x-0.0256$ に置き換えて解析を行った。



第2図 水質計WQC-20Aのキャリブレーション



第3図 サーモグラフィ (サーモトレーサ) のキャリブレーション

研究方法

一次元熱対流モデルの基礎式 水面冷却による流体内部の熱輸送は、熱伝導と対流による。深さが一定の水域において定常自由対流を支配する無次元量は N_u ：ヌッセルト数， P_r ：プラントル数， G_r ：グラフホフ数によって表すことができる (ランダウ=リフシッツ1970²⁾，木村・章1998¹⁾，邵ら2002³⁾).

$$N_u = \frac{d}{\delta} \quad (1)$$

$$P_r = \frac{\nu}{\lambda} \quad (2)$$

$$G_r = \frac{\beta g d^3 \Delta \theta_d}{\nu^2} \quad (3)$$

d : 水深

ν : 水の動粘性係数

λ : 水の温度伝達率 ($= \kappa / C_p \rho$)

β : 水の温度膨張率

g : 重力加速度

$\Delta \theta_d = \theta_d - \theta_o$: 表底層温度差

$\delta = \kappa \Delta \theta_d / Q_o$

κ : 水の熱伝導係数

Q_o : 水面熱流束

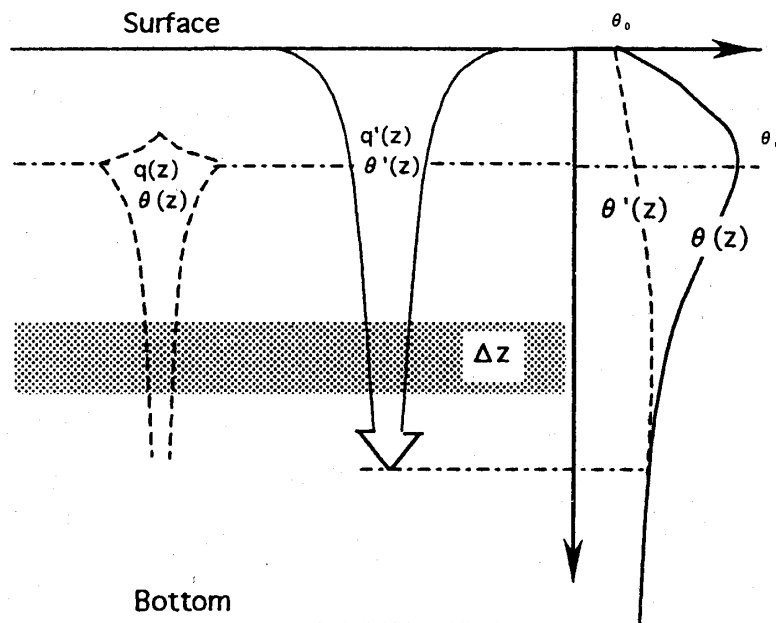
G_r が十分に小さいときには対流は起こらず、熱輸送は熱伝導のみによる。 G_r が大きくなり、 $P_r \cdot G_r$ が1,100を超えると対流が始まる。最初は層流のベナール対流となり、さらに G_r が増大して $P_r \cdot G_r$ が50,000を超えると対流は乱流となる。乱流対流では冷却された表面水は、表面のところどころから不規則に間歇的に沈降する。 $G_r > 10^5$ の場合は N_u と $P_r \cdot G_r$ の間には以下の関係が成り立つ。

$$N_u = A_* (P_r \cdot G_r)^{1/3} \quad (4)$$

すなわち、

$$\frac{1}{\delta} = A_* \left\{ \frac{\beta g \Delta \theta_d}{\nu \lambda} \right\}^{1/3} \quad (5)$$

の関係が成り立つ^{5),6)}。ここに $A_* = 0.0646$ もしくは 0.113 ^{4),5)}である。



第4図 一次元対流モデル模式図

ここで第4図は、 G_r が 10^5 以上の水面冷却による一次元対流モデルである。水面を原点に、 z 軸を鉛直下方にとる。 d は水深、 b は水面の温度境界層厚である。流体を冷却沈降水と周囲水とに分け、冷却沈降水が深さ z の水平面を単位面積単位時間に沈降する流量(沈降流束)を $q'(z)$ 、その温度を $\theta'(z)$ で表す。冷却表層水の沈降に伴い、これと等量の温度 $\theta(z)$ の周囲水が上方に移動する。沈降水 $q'(z)$ は熱拡散により周囲水に暖められながら沈降し、周囲水の温度に等しくなる深さで沈降は止まる。このような考え方にに基づき、第4図斜影部の熱収支を次式で与える⁶⁾。

$$C_p \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} = C_p \rho \frac{\partial}{\partial z} \{(\theta - \theta')q'\} + \kappa \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (6)$$

t : 時間

C_p : 水の定数比熱

ρ : 水の密度

κ : 熱伝導係数

右辺第一項は対流による熱輸送、第二項は熱伝導による熱輸送である。

沈降水の水温 θ' は水面で周囲水の水温 θ_0 に等しく、沈降しながら周囲水温度 θ に漸近していくものとし、正係数 α を用いて

$$\theta' = \theta - (\theta - \theta_0) e^{-\alpha z} \quad (7)$$

で与える。沈降流速 q' は沈降水と周囲水の温度差の指数乗に比例するとし、正定係数 χ 、 γ を用いて

$$q' = \chi (\theta - \theta')^\gamma \quad (8)$$

で与える。

以上の(5)、(6)、(7)、(8)式が一次元熱対流モデルの基礎式である。従来の自由対流の基礎式と異なり、流体を沈降水と周囲水に分け、沈降水の温度を(7)式で、沈降流速を(8)式で与えたことに本モデルの大きな特色がある。

係数 α 、 γ 、 χ これらは対流強度に関係する。定常、かつ G_r が 10^5 以上で4式が成り立つ場合、表層冷却水は温度境界層内通過に伴う温度変化は無視できると考え、温度境界層内での(7)式の係数 α は

$$\alpha = 0 \quad (9)$$

とみなす。

次に、(6)式で $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$ とみなし得る定常の場合を考え、これに(7)、(8)式を代入したのち、 z

について0から z ($\leq b$: 温度境界層厚)まで積分し次式を得る。

$$\chi C_p \rho (\theta - \theta_0)^{\gamma+1} + \kappa \frac{d\theta}{dz} = \kappa \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=0} = Q_0 \quad (10)$$

ここに、 Q_0 は水面熱流束である。

Q_0 は、(10)式において水面条件 $z=0$ で、 $\theta = \theta_0$ であること、および等価熱伝導層厚 δ の定義から

$$Q_0 = \kappa \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=0} = \kappa \frac{\Delta\theta_d}{\delta} \quad (11)$$

で与えられる。また水面から水温 $\theta = \theta_b$ が

$$(\theta_b - \theta_0) / (\theta_d - \theta_0) = 0.99 \quad (12)$$

となる位置 $z = b$ までを水面温度境界層と定義すれば、 $\theta_b - \theta_0 = \Delta\theta_d$,

かつ、 $\kappa d\theta/dz|_{z=b} \ll Q_0$ で近似でき、 Q_0 はまた、(10)式より、

$$\begin{aligned} Q_0 &= \chi C_p \rho (\theta_b - \theta_0)^{\gamma+1} \\ &= \chi C_p \rho \Delta\theta_d^{\gamma+1} \end{aligned} \quad (13)$$

で与えることができる。

その結果、(11)、(13) 式から次式を得る。

$$\frac{1}{\delta} = \frac{\chi C_p \rho}{\kappa} \Delta\theta_d^\gamma \quad (14)$$

よって、係数 γ 、 χ は、(5) 式と (14) 式を比較することによって

$$\gamma = 1/3 \quad (15)$$

$$\chi = A_* \left(\frac{\beta g}{\nu \lambda} \right)^{1/3} \frac{\kappa}{C_p \rho} \quad (16)$$

で与えられることがわかる。

水面熱流束と表層水温鉛直分布 水面冷却による表層水温の鉛直分布は、(10)式において $\gamma = 1/3$ で与え、かつ、(11)、(13) 式の関係を用い境界条件 $z=0$ で $\theta = \theta_0$ を満たす解を求めることにより、次式で与えられる。

$$\arctan h \left(\frac{\Delta\theta_z}{\Delta\theta_d} \right)^{1/3} - \arctan \left(\frac{\Delta\theta_z}{\Delta\theta_d} \right)^{1/3} = \frac{2z}{3\delta} \quad (17)$$

ここに、 $\Delta\theta_z = \theta(z) - \theta_0$ 、 $\Delta\theta_d = \theta_d - \theta_0$ である。

(1) 水面熱流束 Q_0 が既知のとき、 $\Delta\theta_d$ は (16) 式で χ を求めた後、(13) 式より

$$\Delta\theta_d = \left(\frac{Q_0}{\chi C_p \rho} \right)^{3/4} \quad (18)$$

で与え、 δ は (11) 式より

$$\delta = \chi \frac{\Delta\theta_d}{Q_0} \quad (19)$$

で与える。

(12) 式で定義した水面温度境界層厚 b は、(17) 式より

$$b = 3.6 \delta \quad (20)$$

となる.

$$z=b \text{ での沈降流束 } q_b' = \chi \Delta \theta_b^{1/3} \quad (21)$$

で与えられる.

(2) 表底層の水温差 $\Delta \theta_d$ が既知のときには, 水面熱流束 Q_0 は, (16) 式で χ を求めた後, (13) 式より

$$Q_0 = \chi C_p \rho \Delta \theta_d^{4/3} \quad (22)$$

で与えられる.

解析で用いた水の物理定数 (15°C, 1 気圧) は, 以下のとおりである.

$$C_p : 4.2 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$\beta : 1.5 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$$

$$\kappa : 5.9 \times 10^{-1} \text{ Jm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$\lambda : 1.4 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$\nu : 1.14 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$\rho : 1.0 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$$

一次元熱対流モデルによる沈降流量等の推算 対流による熱移動の主動力となるのは, 表水面の冷却である. 従って, 水面から単位時間当たり, 単位面積当りどのくらいの熱エネルギーが外へ逃げて行くかを把握することが重要となる.

表水面からの熱移動として3種類のものと考えられる.

- (1) 放射熱伝達 R
- (2) 顕熱伝達 H (水面と大気が接していることによって熱が伝わる)
- (3) 潜熱伝達 IE (大気から水面へ熱が移動する)

ペンマンの蒸発散位の計算式において純放射 R_n は以下の式に表させられる.

$$R_n = (1 - \alpha) (0.18 + 0.55n/N) R_A - \sigma t_a^4 (0.56 - 0.08 \sigma \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9n/N) \quad (23)$$

ここで R_A は大気外水平面日射量, 右辺第一項は主として短波放射 (太陽放射) を表すので, 今回は日没後なので無視してよいと考える.

また, 右辺第二項では今回雲の少ない日を選んで調査をしたので日照率, $n/N = 1$ と考える.

よって

$$R_n = \sigma t_a^4 (0.56 - 0.08 \sigma \sqrt{e_a}) \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (24)$$

として算出する.

ここに, σ : ステファン・ボルツマン定数 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^{-4}$

t_a : 絶対温度での気温 (273.15° + °C)

e_a : 大気の水蒸気圧 (hPa)

σ は一定なため気温と湿度がわかれば放射熱伝達は計算により求められる.

ペンマン式は次式で表される.

$$E_T = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n^* + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (25)$$

ここに Δ : 飽和水蒸気圧曲線の気温 t_a における勾配 (hPa/°C)

γ : 乾湿計定数 $1.614P/l$
 l : 蒸発潜熱 $l=2500.80-2.3668t$ (J/g H₂O)
 t : 温度 (°C)
 R_n^* : 純放射の蒸発相当量 $86.4R_n/(\rho l)$
 P : 大気圧 (hPa)

しかし、この場合天空からの放射はほとんど0のため、むしろ純放射は地上から空へ出て行く放射の方が圧倒的に大きいため $R_n < 0$ となる。その意味では凝結が起こってもおかしくないことになるが、水面の温度が接している大気温度より高いため凝結は起こらないと考えられる。よってペマンの第一項は無視できる。

ところで

$$E_a = 0.26(1 + 0.54u_2)(e_{sa} - e_a) = f(u)(e_{sa} - e_a) \quad (26)$$

ここに u_2 : 地上2mの高さにおける風速 (m/s)

e_{sa} : 気温 t_a に対する飽和水蒸気圧 (hPa)

e_a : 大気の水蒸気圧 (hPa)

$0.26(1 + 0.54u_2)$ というのは風速関数と呼ばれ $f(u)$ と表記される。

今回は $f(u) = 0.26(1 + 0.54u_2)$ の代わりに $f(u) = 0.136u_{17}$ (27) を用いてみる。

風速と気温と湿度が分かれば蒸発散量を求めることができる。

1秒当り潜熱伝達量は

$$lE = \frac{10}{86400} \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a l \quad (\text{J/s/m}^2 = \text{W/m}^2) \quad (28)$$

の潜熱エネルギーが失われる計算となる。

$$\text{ここに乾燥力 } E_a = f(u)(e_{sa} - e_a). \quad (29)$$

顕熱伝達であるが、仮に蒸発による熱伝達の式

$$\frac{E}{\rho} = -K_E \frac{dq}{dz} \quad (30)$$

E : 水蒸気輸送量

ρ : 水の密度

q : 比湿

z : 高度

と顕熱輸送の式

$$\frac{H}{C_p \rho} = K_H \frac{dt}{dz} \quad (31)$$

の拡散係数 K_E が K_H に等しいと仮定すると、次に示すボーエン比 β を用いて、顕熱伝達量 H を計算することができる。

$$\beta = \gamma \frac{t_2 - t_1}{e_2 - e_1} \quad (32)$$

t_1, t_2 : 二つの高度 1, 2 における気温 (°C)

e_1, e_2 : 二つの高度 1, 2 における水蒸気圧 (hPa)

$$\beta = \frac{H}{lE} \tag{33}$$

H : 顕熱伝達量

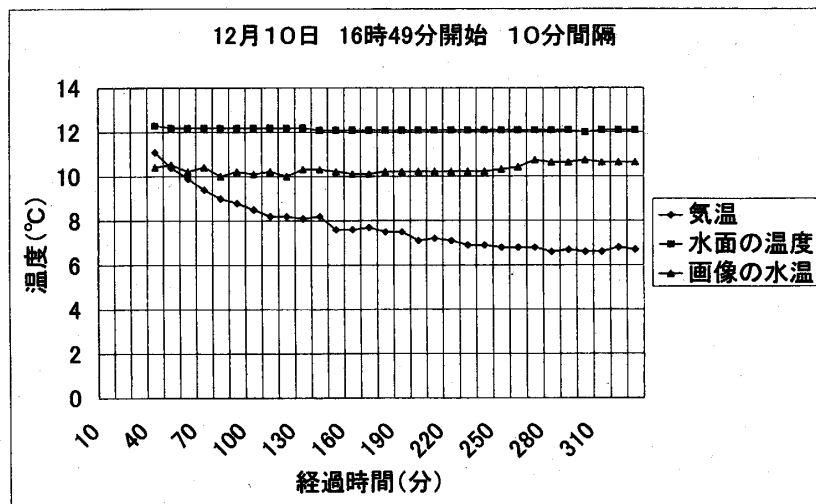
lE : 潜熱伝達量

$$\therefore H = \beta (lE) \tag{34}$$

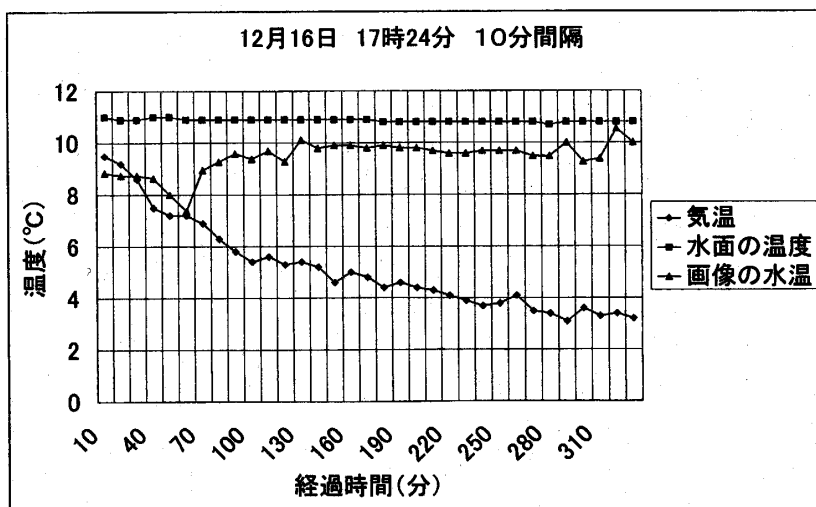
即ち, 顕熱伝達量 H は水面温度とある高さの気温, 水面湿度とある高さの湿度が分かれば, ボーエン比 β を算出することによって, 前出の潜熱伝達 lE の β 倍として算出することができる.

こうして放射熱伝達 R , 顕熱伝達 H , 潜熱伝達 lE が全て判ったことにより湖水面から出ていく単位時間 (s) 当たり単位面積当り (m^2) 熱流束 $Q_0 = R + H + lE$ (W/m^2) が判る.

結 果

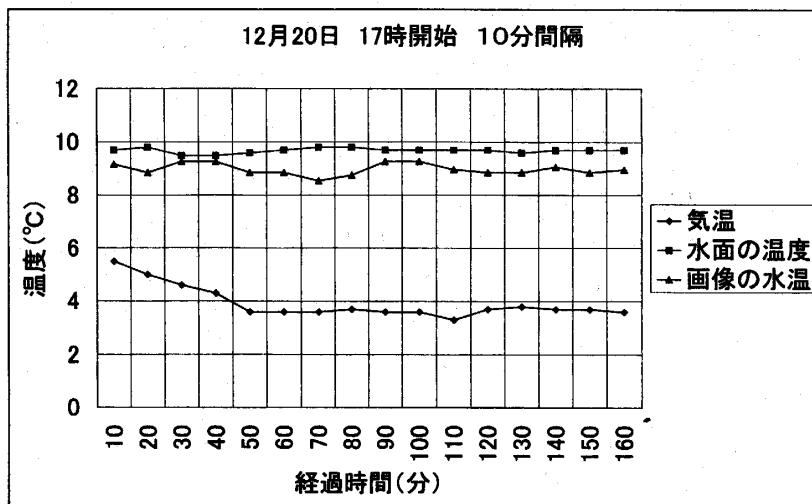


(a) 12月10日

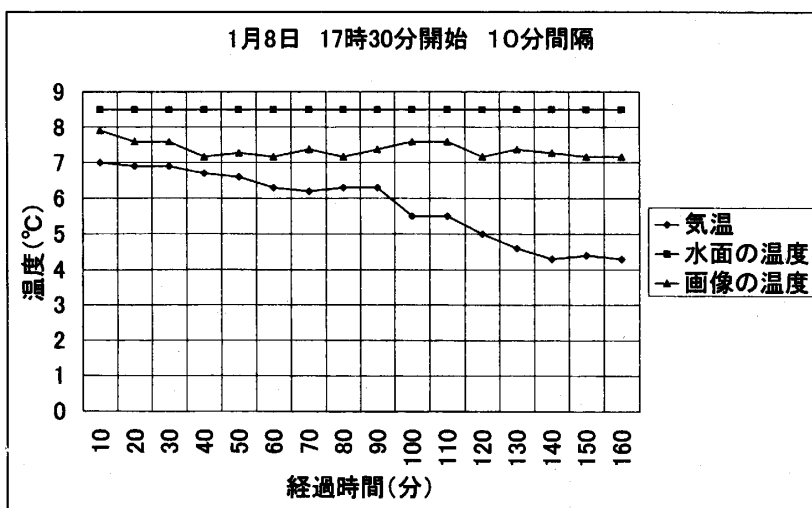


(b) 12月16日

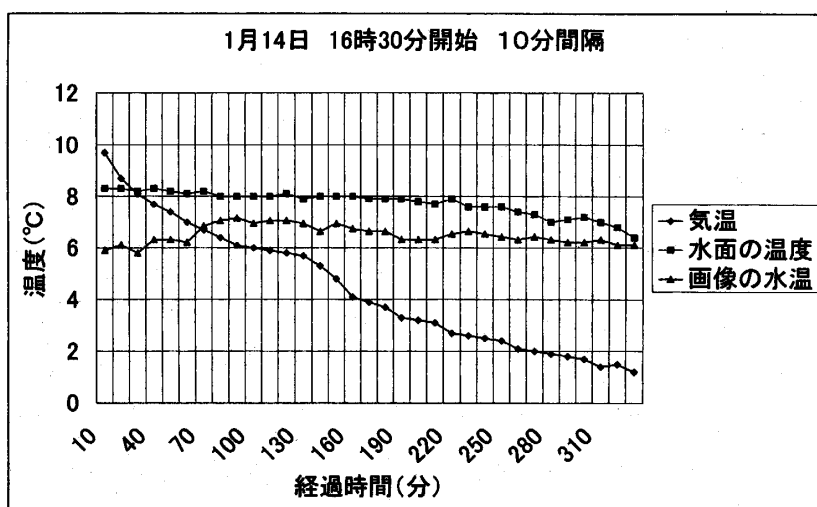
第5図 温度計による気温・水面温度とサーモグラフィ画像による水面温度



(c) 12月20日

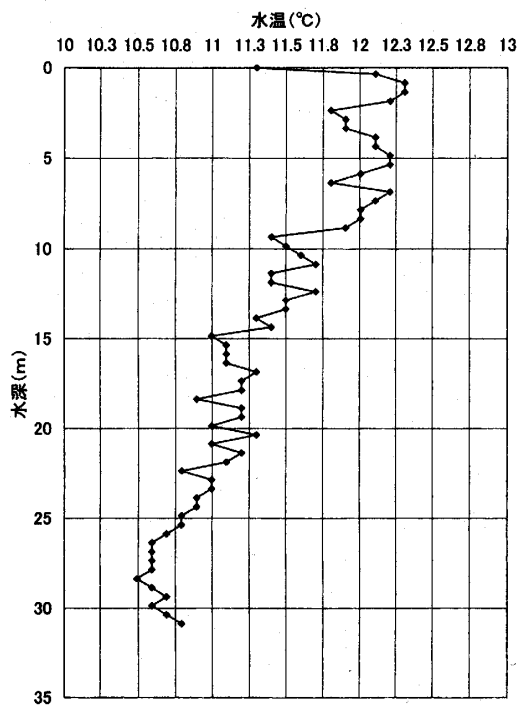


(d) 1月8日

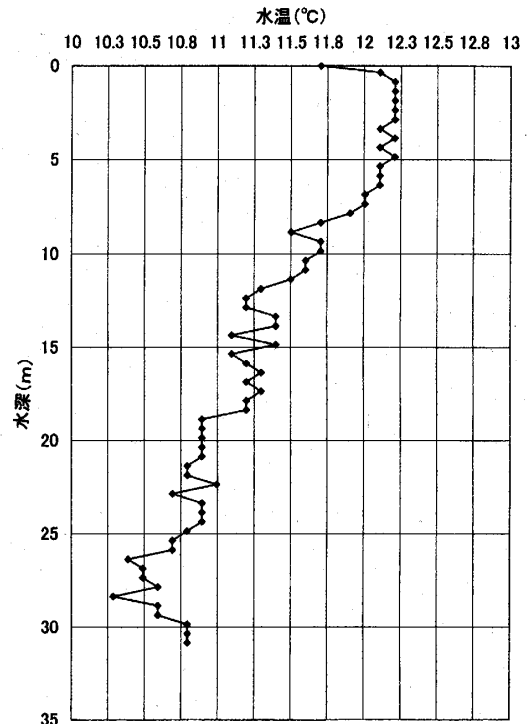


(e) 1月14日

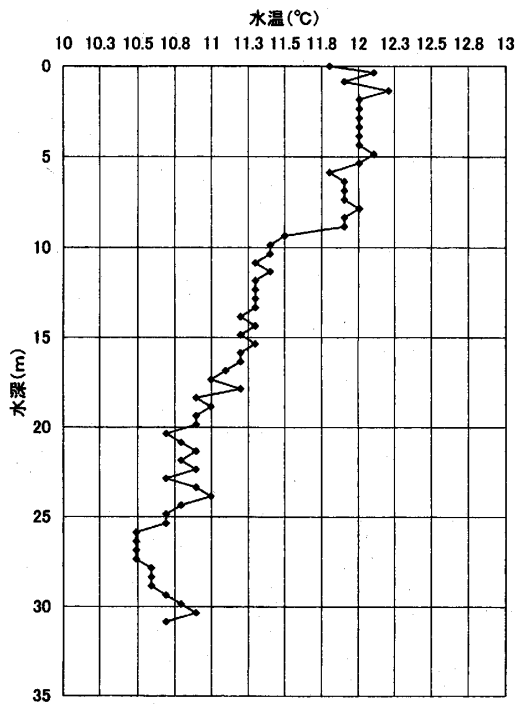
第5図 温度計による気温・水面温度とサーモグラフィ画像による水面温度



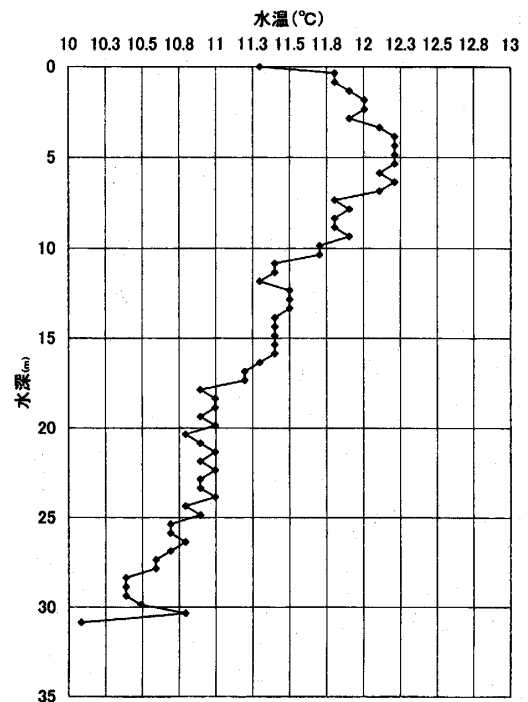
(a) 12月10日 16:49



(b) 12月10日 17:49

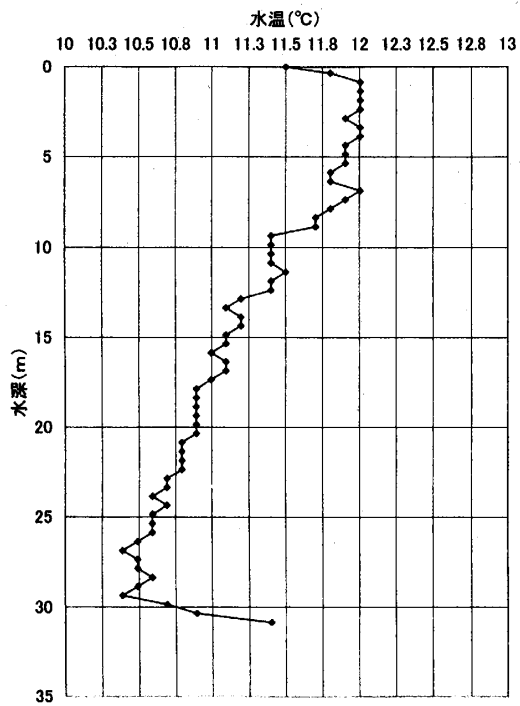


(c) 12月10日 18:49

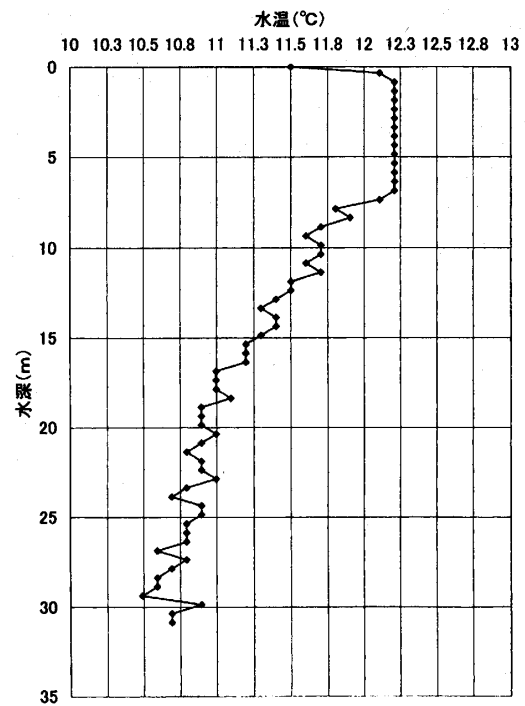


(d) 12月10日 19:49

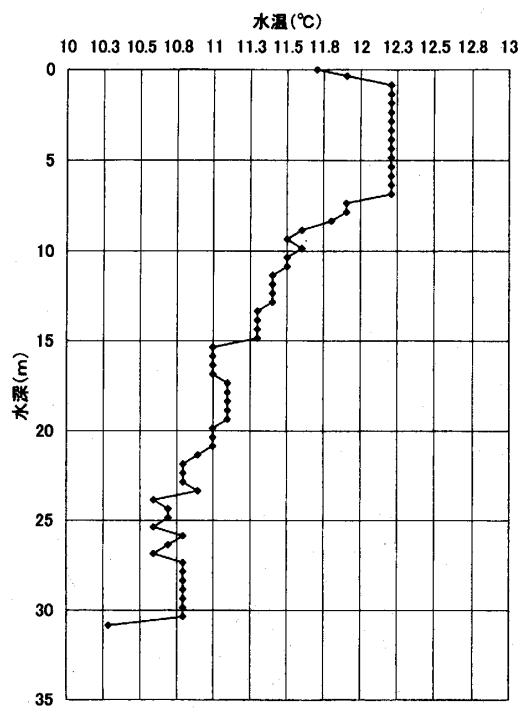
第6図 鉛直水温分布図 (12月10日)



(e) 12月10日 20:49

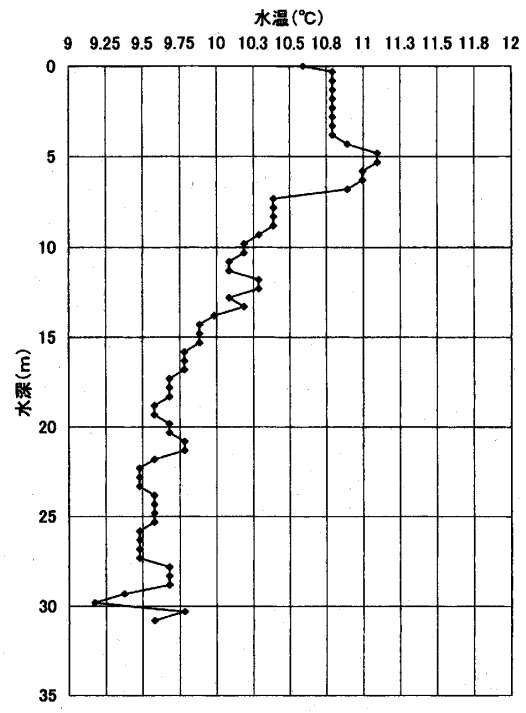
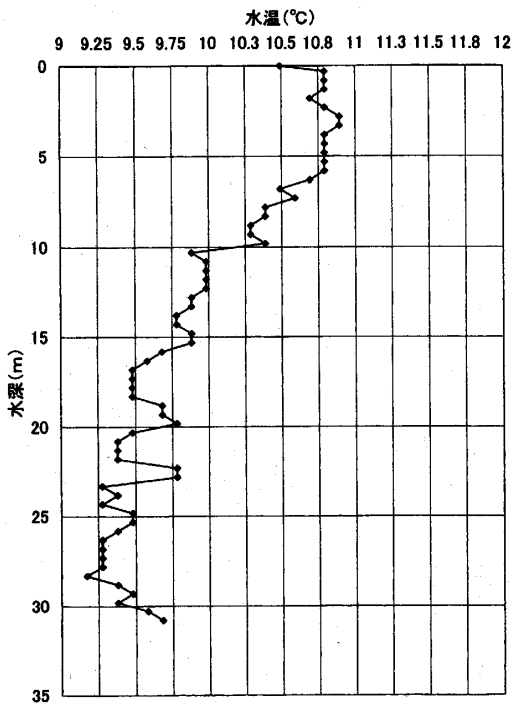
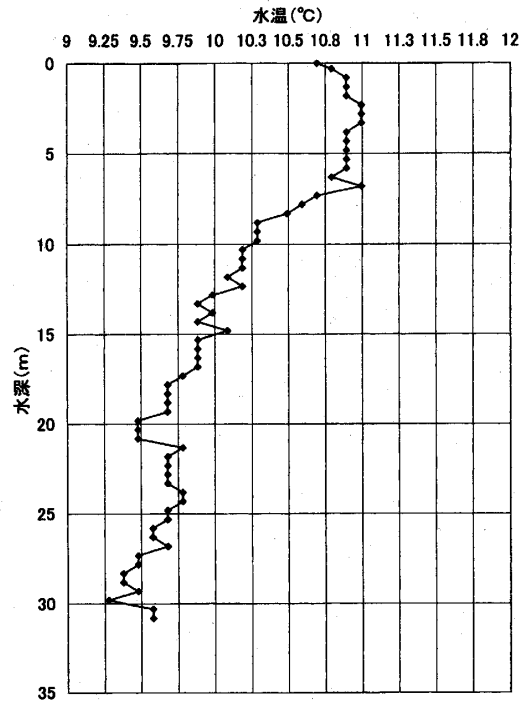
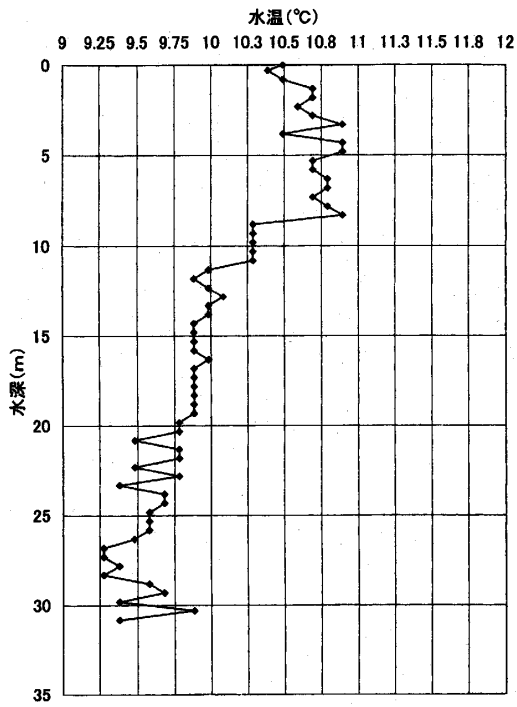


(f) 12月10日 21:49

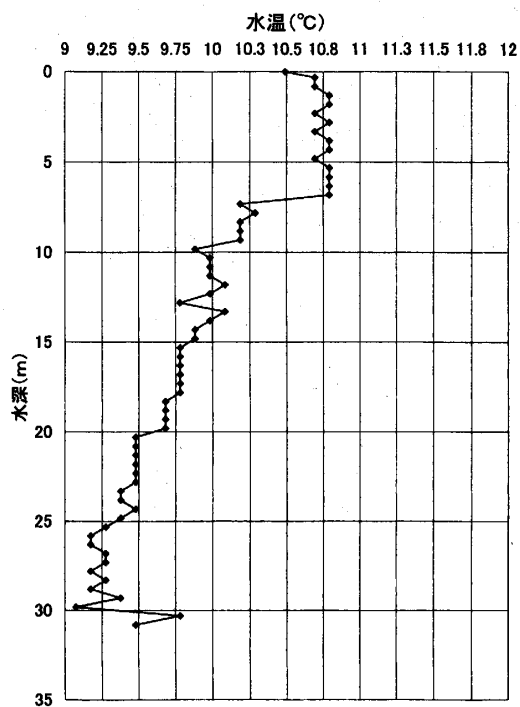


(g) 12月10日 22:22

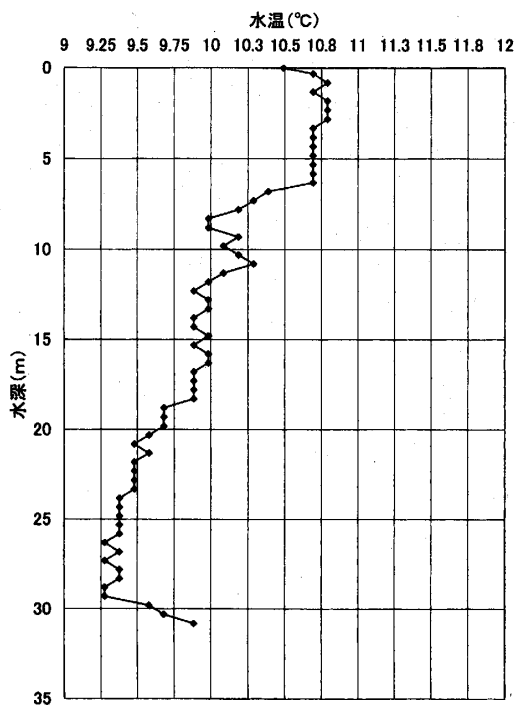
第6図 鉛直水温分布図 (12月10日)



第7図 鉛直水温分布図 (12月16日)

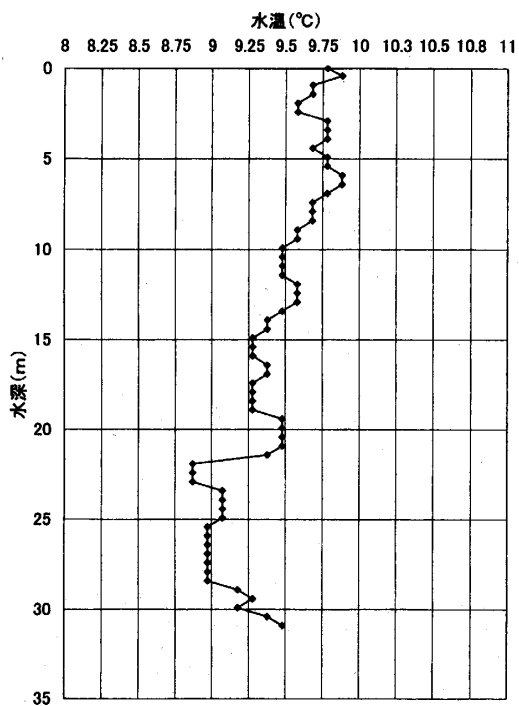


(e) 12月16日 21:24

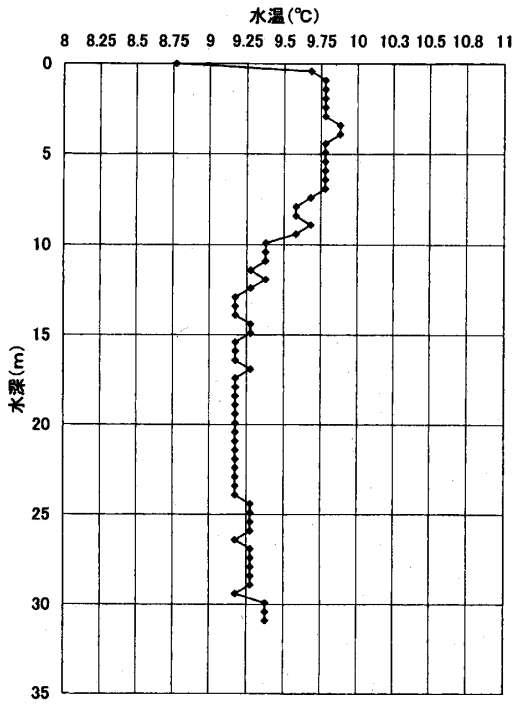


(f) 12月16日 22:24

第7図 鉛直水温分布図 (12月16日)

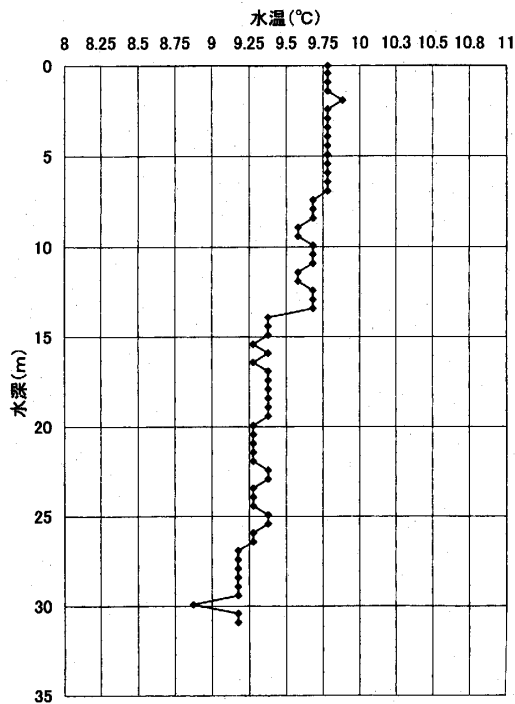


(a) 12月20日 17:00

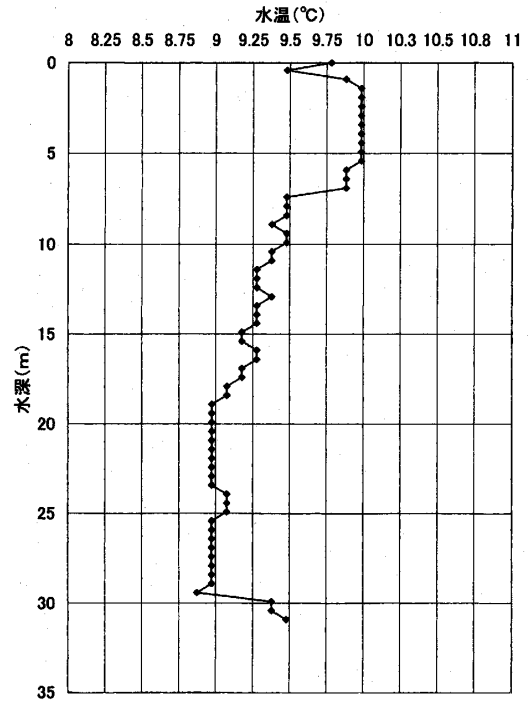


(b) 12月20日 18:00

第8図 鉛直水温分布図 (12月20日)

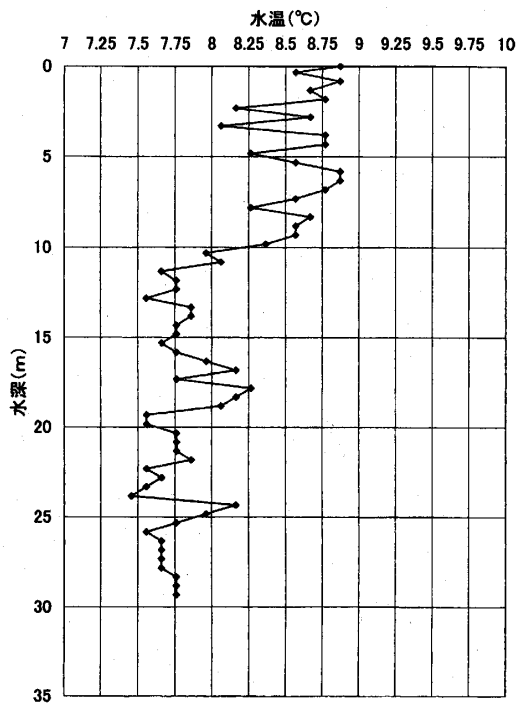


(c) 12月20日 19:00

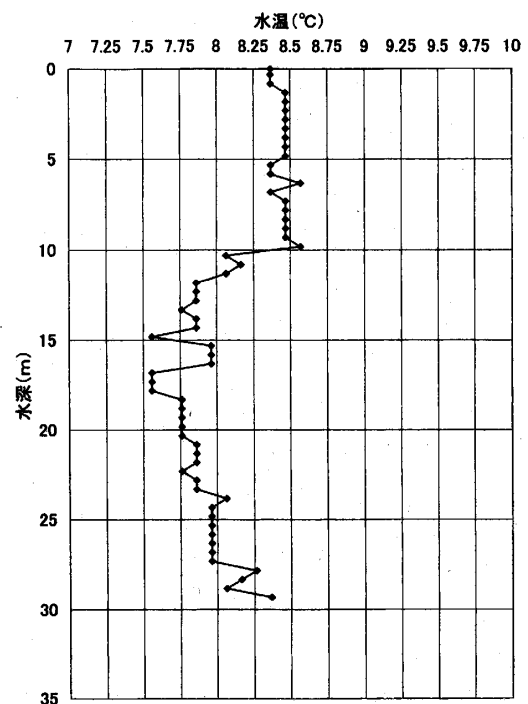


(d) 12月20日 19:50

第8図 鉛直水温分布図 (12月20日)

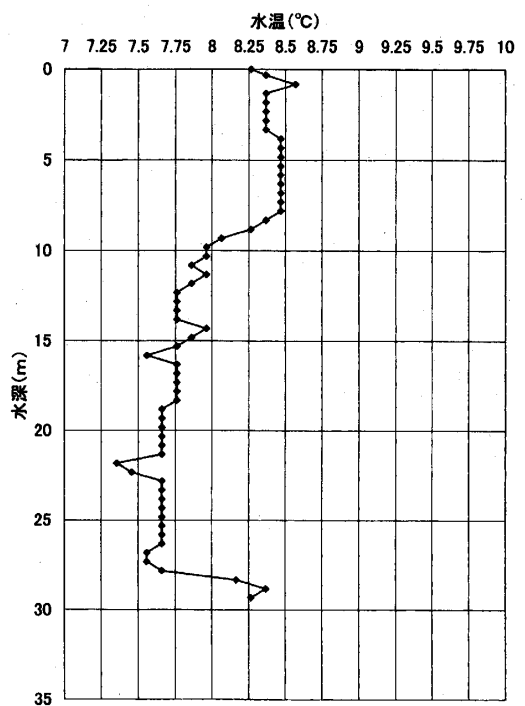
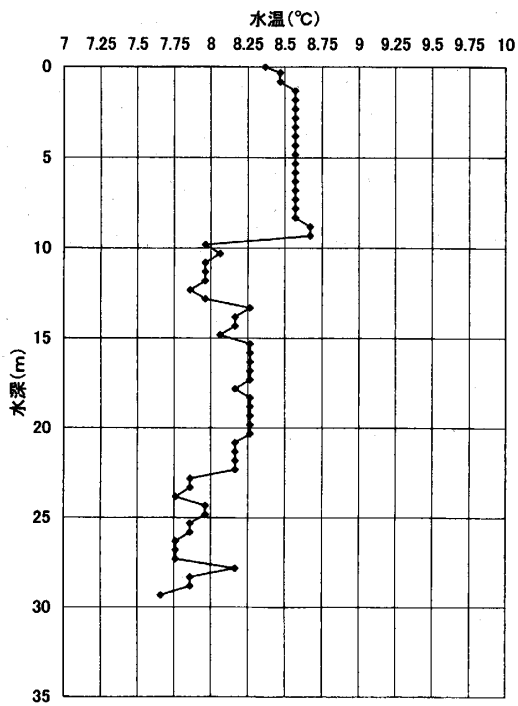


(a) 1月8日 17:30

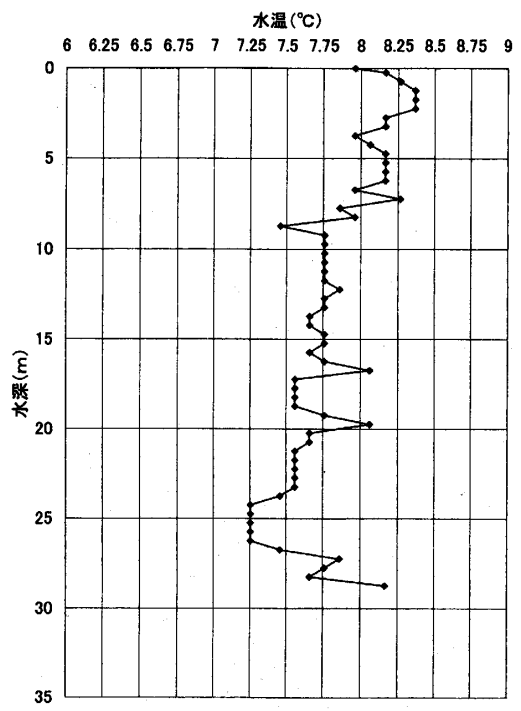
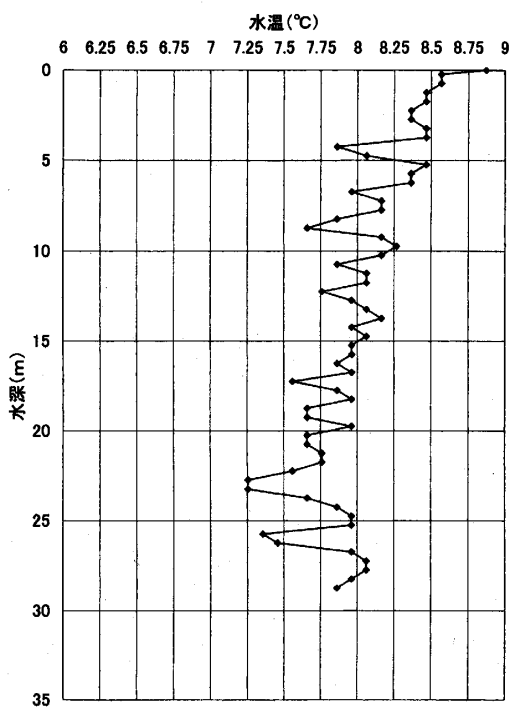


(b) 1月8日 18:30

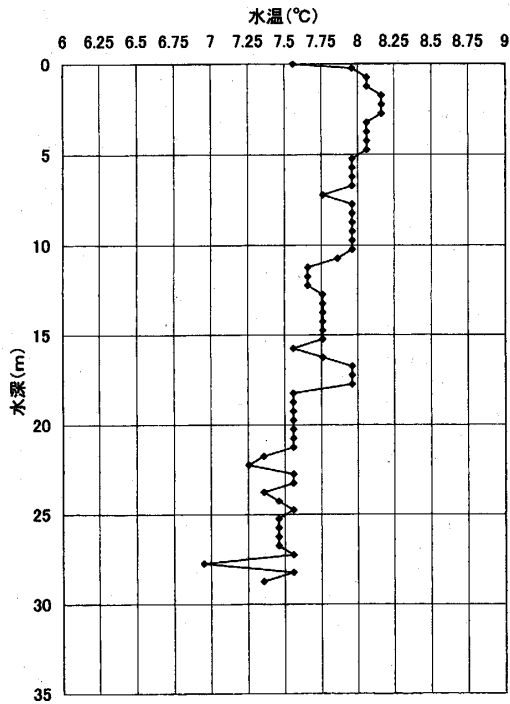
第9図 鉛直水温分布図 (1月8日)



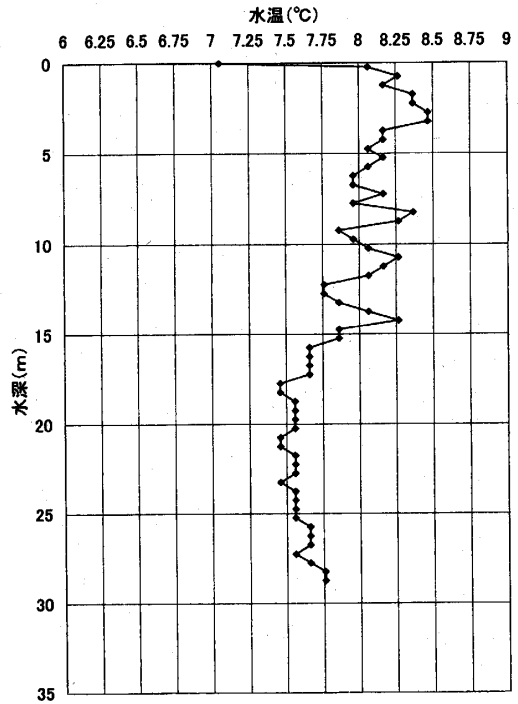
第9図 鉛直水温分布図 (1月8日)



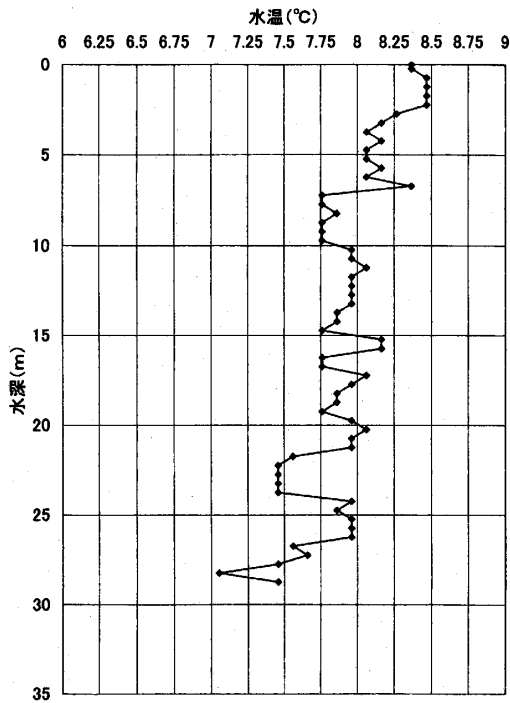
第10図 鉛直水温分布図 (1月14日)



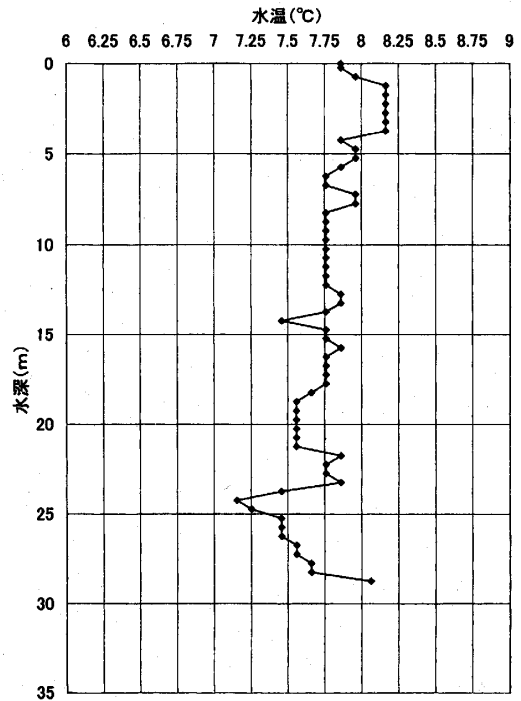
(c) 1月14日 18:30



(d) 1月14日 19:30

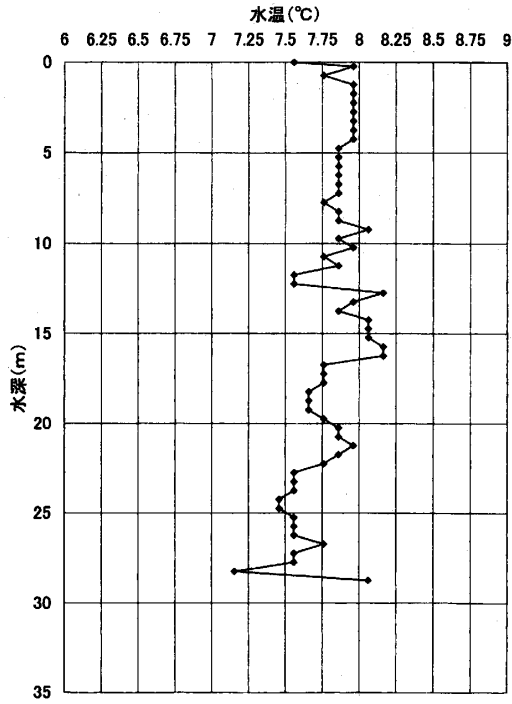


(e) 1月14日 20:30



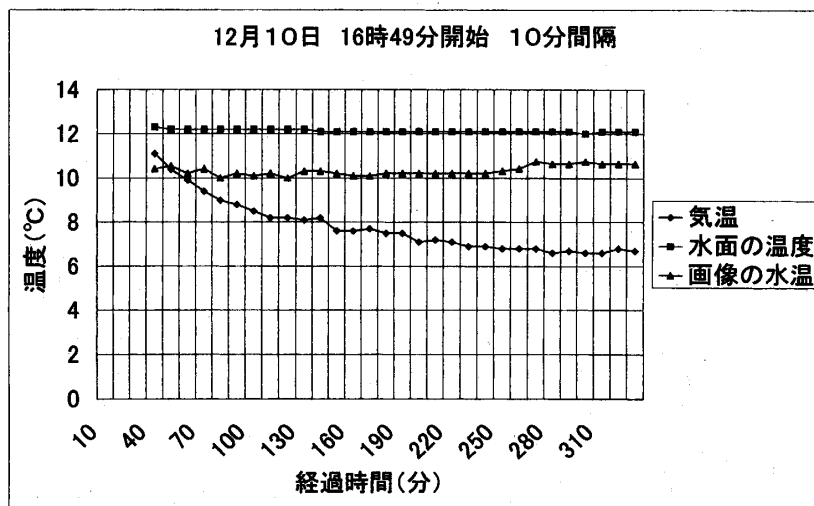
(f) 1月14日 21:30

第10図 鉛直水温分布図 (1月14日)



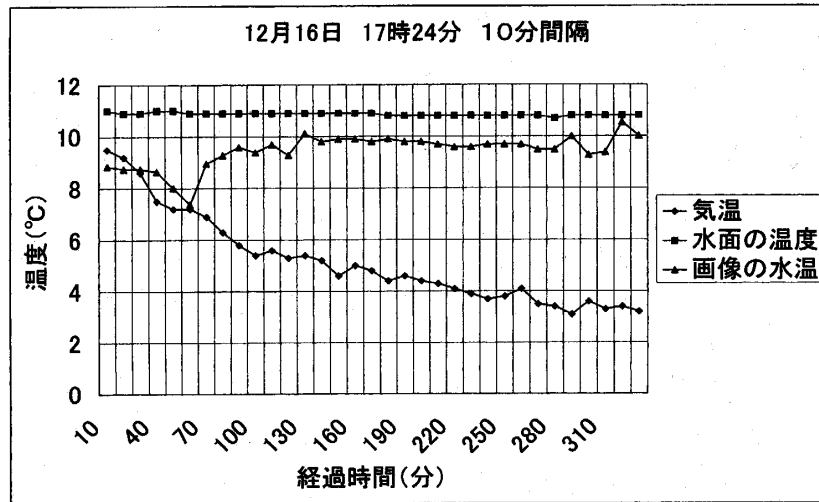
(g) 1月14日 22:13

第10図 鉛直水温分布図 (1月14日)

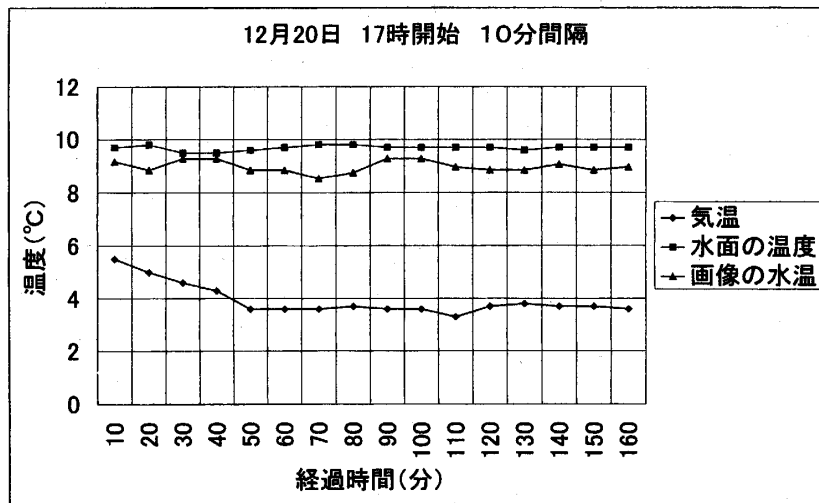


(a)12月10日

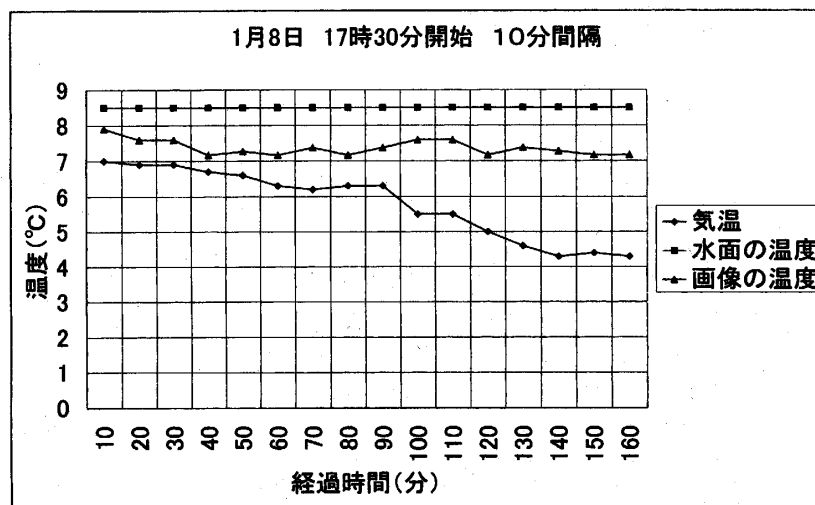
第11図 鉛直水温分布図 気温・水面温度と画像水温



(b)12月16日

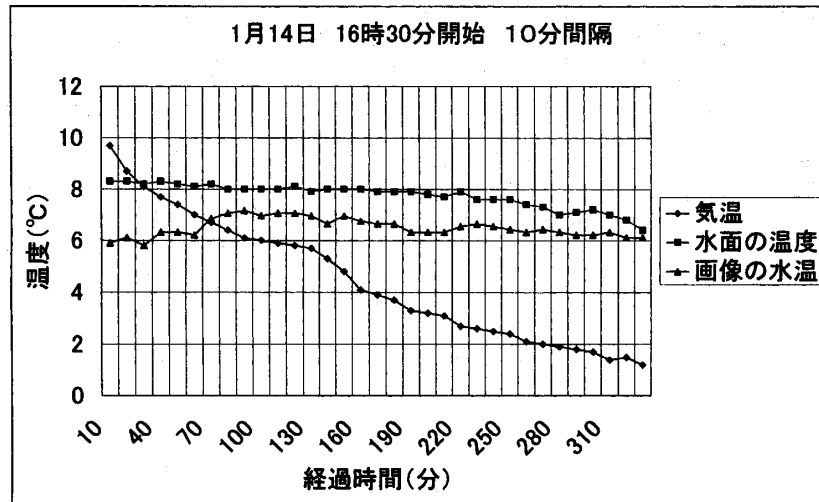


(c) 12月20日



(d) 1月8日

第11図 鉛直水温分布図 気温・水面温度と画像水温



(e) 1月14日

第11図 鉛直水温分布図 気温・水面温度と画像水温

考 察

12月10日 16時49分測定開始。撮影は4秒間隔。画面上にセルはまったく現れてなかった。そのまましばらくセルはまったく出ずに画面の温度は低下する一方であった。18時40分頃からセルが現れ始め、しばらくこれが続く。右側から巨大なセルが現れる。その後セルはまったく現れずに温度は低下する一方であった。20時57分頃から再び画像水温の上昇が始まる。21時20分頃から画像水温上昇が加速する。21時40分頃に一時的に温度低下が見られるがその後に再び急速に上昇した。

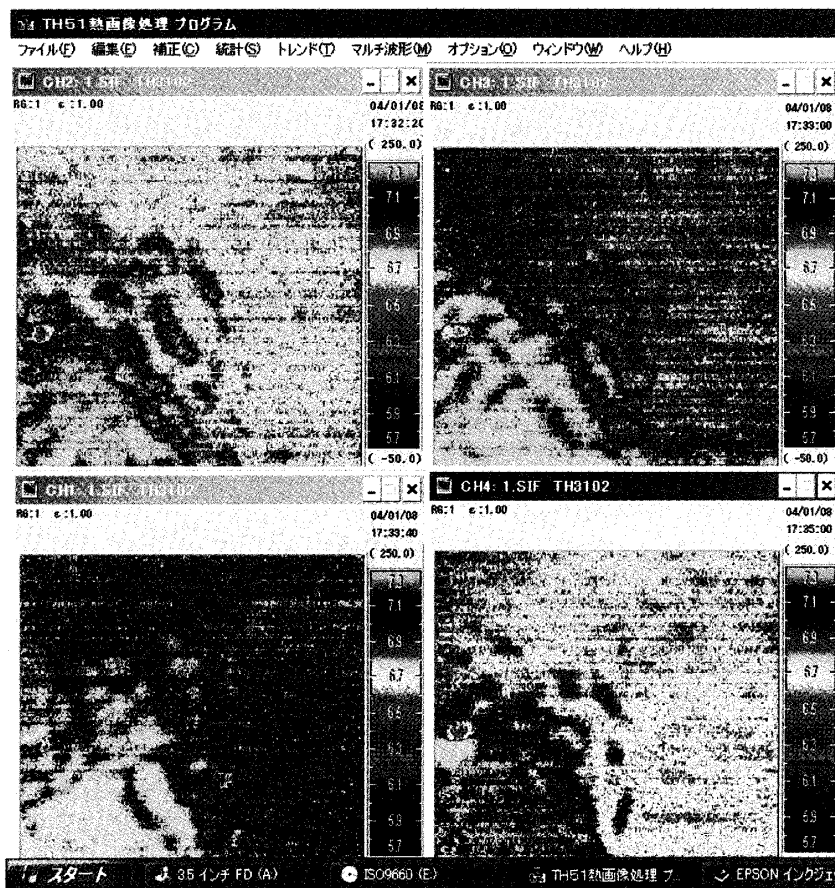
12月16日 17時23分測定開始。4秒間隔。ゴミが多くみられセルはほとんどみられなかった。18時30分頃から画面上の温度が若干あがり始める。18時45分頃には画面上は真っ赤になった。以降一時的にわずかに温度の下がる時もあったが大抵画面上にセルがみられた。特に22時を過ぎると今まで以上にひとときわ目立つ巨大な高温のセルがたびたび現れた。

水面の水温は開始当初10.4°Cであり調査終了時は10.2°Cであった。一時的に10.1°Cの時もあったが比較的溫度変化は見られなかった。また、鉛直方向の溫度変化もわずかしきみられなかった。

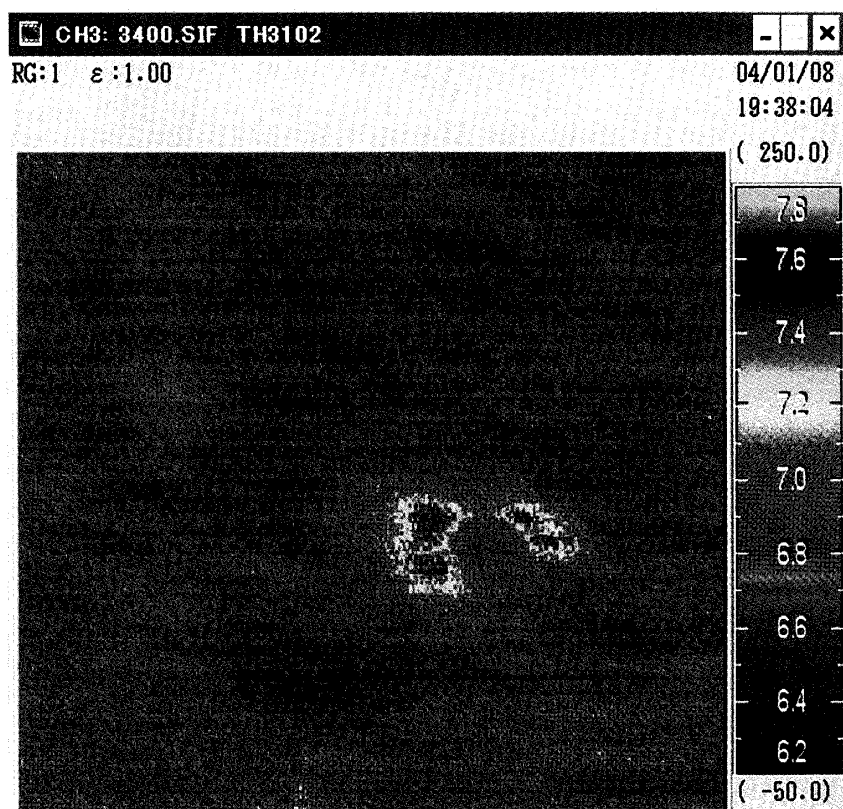
セルの発生は、水表面よりも水深数センチ乃至5メートルくらいまでの温度の方が高い場合によくみられた。5メートル以下は再び水温が低下してゆく。

12月20日 17時から測定開始。この日は2秒間隔で撮影を行った。撮影開始当初は消えかけのようなセルが続いた。まもなくすると画面全体の温度が若干上昇してきた。その後画面に高温部と低温部がはっきりとわかる画像が現れる。17時20分頃大きなセルが画面右側から現れる。17時40分頃からまったくセルが現れなくなる。まもなく再び画面全体の温度が上昇しはじめる。17時55分頃に画面左下より低温の部分が現れ、これがセルをどんどん吸収していき画面全体の温度が低下した。

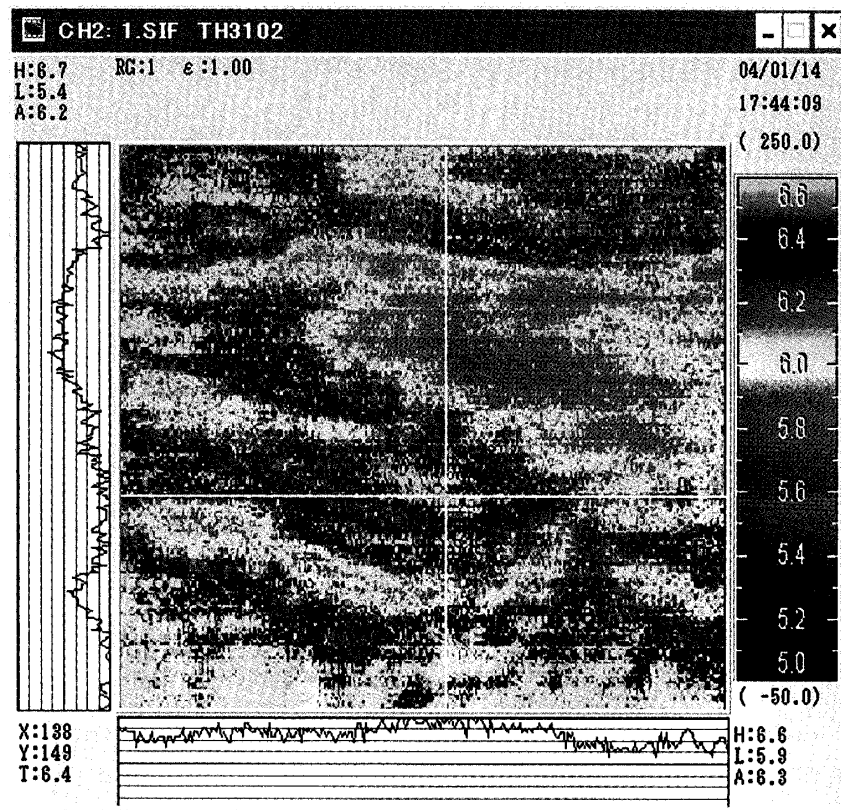
1月8日 17時半から測定開始。2秒間隔の撮影を行った。撮影当初にはセルの発生がまったく見られなかったが、まもなく画面は一気に高温になり水面の温度が上昇した(第12図参照)。その後も表水面の温度は上昇し続ける。18時30分頃温度は下がり始めた。19時38分のセルを第13図に示す。この時期としては小さなセルである。19時50分頃から再び表水面の温度は低下し始めた。20時7分



第12図 2004/1/8 (17:32-17:35) の水面の画像 (画面全体の温度が変化している)



第13図 2004/1/8 (19:38) の水面の画像 (小さな対流セルが出現)



第14図 2004/1/14 (17:44) の水面の画像 (画面全体がセル)

第1表 $\Delta \theta_d$ と q_b の表

12月10日	12月16日	12月20日	1月8日	1月14日	1月21日	C_p	4200
期間 (日)	6	4	19	6	7	β	0.00015
平均値	平均値	平均値	平均値	平均値	平均値	κ	0.59
11.3	10.0	9.4	8.0	7.8	7.4	λ	0.00000014
水温差	-1.3	-0.6	-1.4	-0.2	-0.4	ν	0.00000114
水温差/期間	-0.2166667	-0.15	-0.07368421	-0.03333333	-0.0571429	ρ	1000
Q_o (Jm^2/s)	317	220	108	49	84	A^*	0.0646
$\Delta \theta_d$ ($^{\circ}C$)	2.8	2.1	1.3	0.7	1.0	κ_{θ}	1.4048E-07
q_b (m/s)	2.7E-05	2.4E-05	2.0E-05	1.7E-05	1.9E-05	χ	1.8856E-05
画像の水面温度 ($^{\circ}C$)						λ_b	0.20858708
10.5	9.2	9	7.6	6.6	6	A	1.44
水深5mの水温 ($^{\circ}C$)							
12.1	10.9	9.8	8.5	8.1	7.7		
実測 $\Delta \theta_d$ ($^{\circ}C$)							
1.6	1.7	0.8	0.9	1.5	1.7		

(注) 鉛直一次元対流モデルによって水面流束 Q_o を,前回と当日との平均水温の差に比熱・密度と水深を掛けて求めた.

頃から再びセルが発生した。

1月14日 16時40分開始。撮影当初はまったくセルは見られず、水温は次第に低下していった。17時15分頃、画面上部よりセルが姿を現し始め、しまいには画像の温度は急激に上がり赤く染まった。その後温度は上昇し続けセルが途絶える事はなかった(第14図参照)。19時47分頃からセルが弱まり始め、表水温がますます低下していった。20時30分頃にはセルは見当たらなくなった。20時40分頃にセルらしきものが現れたが、それ以降ははっきりとしたセルは現れなかった。

1月21日 16時25分測定開始。水面の温度は低く5.2°Cくらいで、セルらしきものは無かった。16時30分頃よりセルらしいものは現れるが、はっきりしたものではない。17時5分頃に弱いセルがいくつか出、少し水面の温度が上がり始めた。17時10分頃からはっきりとしたセルが出始め、17時25分頃には画面いっぱいセルが現れた。その後も画像の温度は上がり続け18時30分頃には7°Cまで上がった。しかし、18時44分頃にはセルが弱まり急激に温度が低下した。その状態がしばらく続き19時3分頃にはセルはまったく見られなくなった。19時15分頃に再びセルが現れる。しかし小さなセルが多く、ますます画面の水温は低下していく。21時をすぎ、一時的に大きなセルが流れてくる。しかしすぐに姿を消し、弱いセルが続く。

この日は非常にゴミが多く、また雲があったため画像に影響を与えていたかもしれない。弱い消えかけのセルと見えたのはその雲である可能性も考えられる。

結 論

セルの発生は、水面の温度が十分に冷やされ、水面よりも水深数cmから5mくらいまでの温度の方が高い場合によくみられた。その後5m以下は水温が再び低下している。対流セルが発生し時間が経過するにつれて鉛直温度分布はなだらかになっていくことが多かった。セルが出始めてまもなく、深さ6m~10m付近に水温躍層が見られた。時間とともに水温全体が低下していった。特に底層近くの30m付近においては極低温水層が発達するのが観測された。これは表面で冷やされた水が徐々に周囲の水と混じり水温を変化させながら沈降していくためと思われる。また、湖底では温度が高くなっている。これは泥など密度の高い物質が存在し、高い温度を維持し続けているためと思われる。

結果の表としては第1表が得られた。沈降流量は水温差とも $\Delta\theta_0$ とも関係がありそうである。沈降流量の規模が確認されたことによって、表層の酸素がどの程度下層に運ばれるかも、DOの値がわかれば推算ができると思われる。

謝 辞

本研究で観測とデータについてお世話になった高知県鏡ダム管理事務所の職員各位に深く感謝の意を表します。

キーワード：熱対流，ダム湖，サーモグラフィ，水温

引用文献

- 1) 木村晴保・章 守宇：水面冷却に伴う表層の温度鉛直分布と対流量の推算法，水産工学，**34**, No.3, 239-245 (1998)
- 2) ランダウ＝リフシッツ著，竹内 均訳，流体力学1，東京図書，231-239 (1970)
- 3) 邵 長城・松田安弘・若林俊秀：四次差分法による二次元自然対流問題の解析（第2報，高レイリー数の場合），日本機械学会論文集（B編）**66**, 642号 (2002-2)，論文No.99-0830, 332-338 (2002)
- 4) John L. MONEITH著，佐伯敏郎監修，川武 永訳：生物環境物理学，共立出版，87-91, P.195 (1995)
- 5) Kristina B. KATSAROS, W.Timothy LIU, Joost A. BUSINGER and James E. TILLMAN：Heat Transport and Thermal Structure in the Interfacial Boundary Layer Measured in an Open Tank of Water in Turbulent Free Convection, Journal of Fluid Mechanics **83**(2),pp.311-335 (1977)
- 6) 木村晴保・李 東日・伴 道一：水面冷却によって生じる熱対流量の鉛直一次元モデルによる推算，農業土木学会論文集 No. 166, P.10 (1993)

平成17年 (2005) 11月18日受理

平成17年 (2005) 12月31日発行