

神戸大学工学部 正会員 ○道奥康治
 神戸大学名誉教授 フェロー 神田徹
 兵庫県県土整備部 正会員 石川浩

1. はじめに

富栄養化が進行した貯水池において水質観測を実施した。深水層において形成される熱塩成層（逆転水温層＋高塩分水塊）の季節的消長と有機汚濁過程の関係を明らかにする。対象とするAダム貯水池の総貯水容量は $1.95 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、湛水面積は 0.134 km^2 、最大水深は32mであり、受熱期間において深水層に貧酸素水塊が成長する。底層には高温高塩分水塊が滞留している。1999年3月からはマイクロバブルによる深層曝気によって貧酸素水塊が縮小した。

2. 水質の縦断構造

曝気なしの1998年11月と深層曝気運転中の2001年11月について、水温、溶存酸素濃度DO、電気伝導度ECの縦断分布を図-1に比較する。1998年においては、DOがほぼ水平な構造を有し、取放水口（標高195m）以深が無酸素状態にある。一方、湖底面に沿った水温とECの等値線は傾斜している。水温については、標高185m付近のダムサイト付近に6℃以下の最低水温が分布し、それよりも高温の水塊が湖

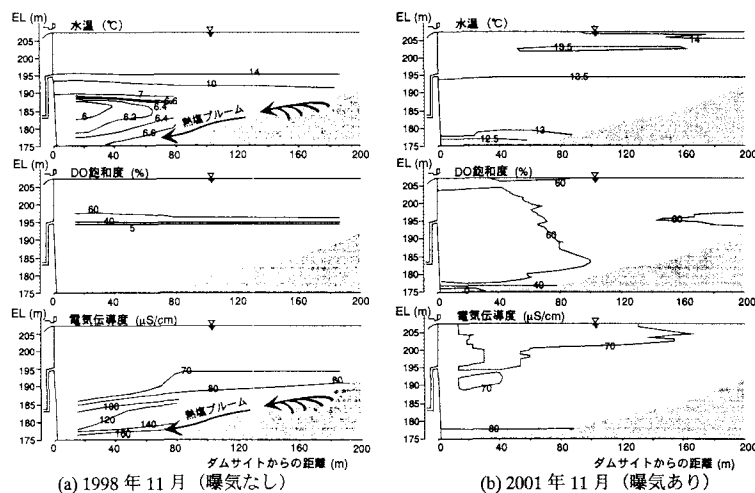


図-1 縦断方向の水質分布

盆傾斜面に沿って分布して逆転水温層を形成している。これに対応するように高いECを示す高塩分水塊が斜面付近に分布している。これに対し2001年においては、深層曝気によって貧酸素層が縮小し、水温とECはともに水平な成層構造を呈している。図-1(a)中に矢印で示すように、嫌氣的溶出による高塩分水の比重によって熱塩プルームが生成され、浅水部の熱と汚濁水を最深部へ輸送し、有機汚濁を促進していると推察される。

3. 熱塩輸送量の推算

熱塩プルームによる輸送量を推算するため池内の熱塩構造を図-2のように考える。水温構造はほぼ水平とみなせるので、水域中央の水温分布 $T(Y)$ （図-2の曲線A）を水平面上（ x - y 平面）に投影した曲線A'を湖盆潤边上の水温 $T_b(x, y)$ とみなす。一方、DO躍層（溶存酸素の急変層）以深の湖盆潤边上に高塩分水が溶出し、 (x, y) 平面上では図-2の曲線B', $S_b(x, y)$ のように分布する。 S_b は水域中央の塩分分布 $S(Y)$ （曲

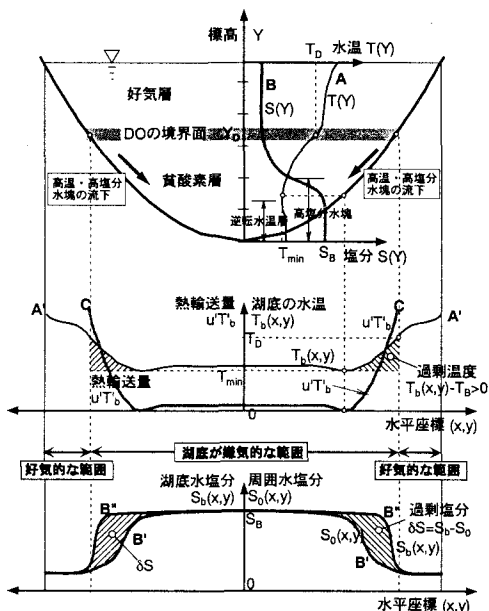


図-2 湖底面における熱塩分布と熱塩輸送

線B) のx-y平面への投影成分 $S_0(x, y)$ (曲線B') よりも大きい。よって、湖底面での過剰密度は

$$\Delta B_b \equiv \Delta \rho_b / \rho_0 = \beta \Delta S_b = \beta (S_b - S_0) \quad (1)$$

となり、これが熱塩プルーム発進の駆動力となる。ここで、 β は塩分の相対密度への換算係数である。今、湖底に沿って浅水部から最深部に向かう熱輸送量 $u'_b T_b$ を考える。逆転水温層を形成する熱源は湖盆潤辺の水温 T_b と最小水温 T_{min} との差 $(T_b - T_{min})$ に相当し、 $u'_b T_b$ は傾斜プルームの速度 U_0 と水温差 $(T_b - T_{min})$ の積に比例するとみなせる。周囲水と一定の濃度差 ΔS_b に保たれた底面から発生するプルームの速度 U_0 は、次式で与えられる¹⁾。

$$U_0 = (\kappa_c \beta g \Delta S_b i)^{1/3} \propto (\beta \Delta S_b i)^{1/3} - (\Delta B_b i)^{1/3} = u_p \quad (2)$$

ここで、 κ_c は拡散係数、 g は重力加速度、 i は底面勾配である。速度の代替量として式(2)中の無次元量 u_p を用い、熱塩プルームの「潜在熱輸送量」 θ_T (単位は $^\circ\text{C}$)を次式のように定義する。

$$\theta_T = u_p \cdot (T_b - T_{min}) = (\Delta B_b i)^{1/3} \cdot (T_b - T_{min}) \quad (3)$$

さらに、図-3を参考にして標高 Y における流量 q_P を次式で定義する。

$$q_P = \int_P u_p ds = \int_P (\Delta B_b i)^{1/3} ds \quad (4)$$

ここで、 $\int_P ds$ は Y における貯水池周 P に関する線積分であり、 q_P の単位は m である。 q_P は過剰密度 ΔB_b が100%作用することを想定した場合の仮想的な流量であるので、「潜在流量」と称する。これに対応して、最深部への潜在総熱輸送量 θ_T を次式で定義する。

$$\theta_T = q_P \cdot (T_b - T_{min}) \quad (5)$$

湖盆地形から各標高における i や P を算定し、得られた ΔB_b 、 q_P 、 θ_T の時空間分布を図-4,5,6にそれぞれ示す。 ΔB_b

と q_P はともに貧酸素水塊が拡大した秋期において、広い範囲で大きくなり、冬季循環期には縮小・減少している。深層曝気開始後、 ΔB_b 、 q_P とも秋期にやや大きくなっているが、2000年8月以降には深層曝気が効率よく行われ、両者とも非常に減少している。潜在総熱輸送量 θ_T は、夏期～秋期の標高190m以浅において特に大きくなる。これを詳細に見るために、1996年の観測値について θ_T の拡大コンタと各月の鉛直分布を図-7に示す。これより、8月後半から11月半ばまで標高190~195mに生成される θ_T が非常に大きくなり、逆転水温層の熱供給源となっていることがわかる。

参考文献

- 1) 道奥他：浮力一定の傾斜面から発生するプルーム，水工学論文集，第45巻，pp.967 - 972，2001。

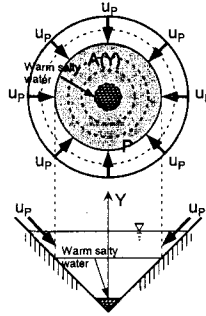


図-3 q_P 算定の模式図

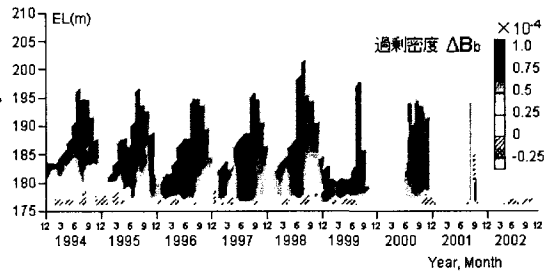


図-4 過剰浮力 $\Delta B_b(Y)$ の時空間分布

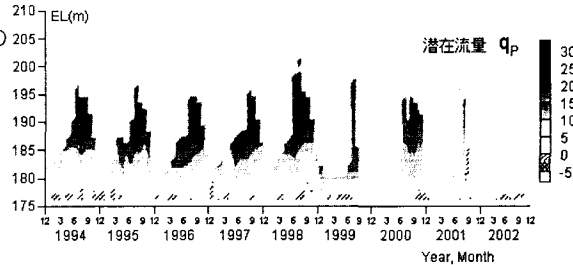


図-5 潜在流量 $q_P(Y)$ の時空間分布

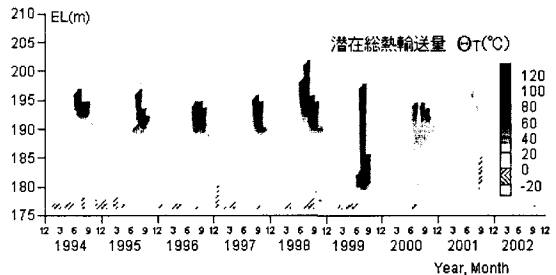
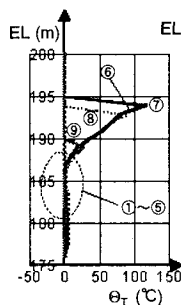
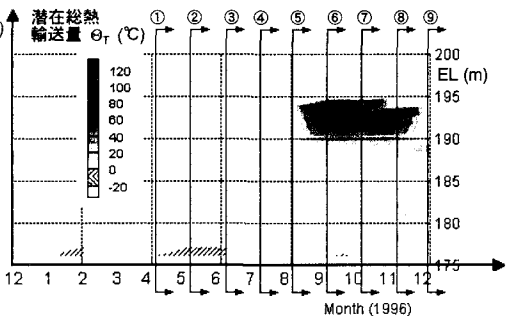


図-6 潜在総熱輸送量 $\theta_T(Y)$ の時空間分布



(a) 各月における $\theta_T(Y)$



(b) $\theta_T(Y)$ の拡大コンタ

図-7 1996年における潜在総熱輸送量 $\theta_T(Y)$