

モデル河口湖の水質変動

東大 工学部 正員 工博 徳平 淳
東大 工学部 正員 工修 市川 新

I モデル河口湖について

近年の工業用水の需要の伸びは目覚ましいものがあり需要に対すべく様々な手段が講ぜられている。その一つとして河口に貯水池を作るいわゆる河口湖が考えられている。河口湖の利点として河口においては水利用が消費していることと流域面積が大きく、多量の水を利用できることが挙げられる。一方欠点としては、河口部に建設されるために海水の遡上はらびに浸透があり塩分濃度が増加することと上流から流れ込む有機物により水質悪化が考えられることなどが挙げられる。

このような問題点を解明し、それに預想的対策をたてるために千葉県本更津市郊外の小櫃川河口部にモデル河口湖を建設し種々の実験を行なっている。ここにモデル河口湖の水質変動について述べる。

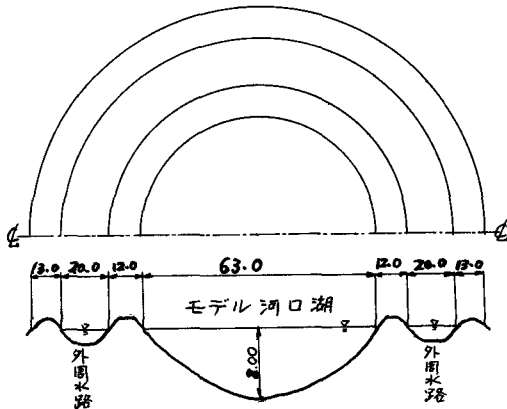


図1. モデル河口湖 平面図・立面図

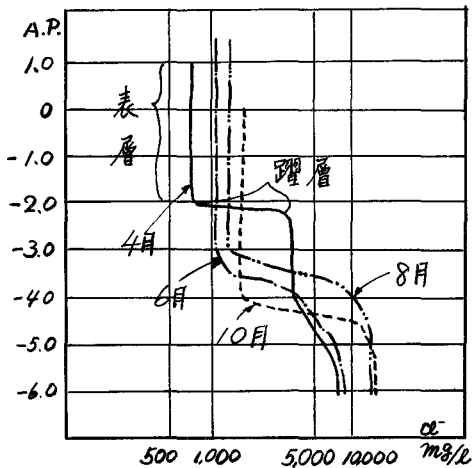


図2 塩分濃度の垂直分布

モデル河口湖は左図に示すように深さ2メートル直径55メートルのすりばち状の池であり、全容量は約11000立方メートルである。その周囲に深さ1.5メートル水路巾5メートルの水路があり海水の遡上を防いでいる。ここに貯留されている水は小櫃川河口より約4.5キロメートルの所よりパイプで送水されて来ているものである。

II 実験条件

昭和40年3月にモデル河口湖は完成したが直ちに淡水注入と海水排除を行なった。淡水注入後の塩分濃度は左図に示す通りである。それ以後約6ヶ月間10月2日まで放置し、静水状態における水質を調査した。この時モデル河口湖の水位はA.P.1.90メートル、外周水路の水位はA.P.1.85メートルであった。静置期間中の雨及び蒸発による水位の変化はモデル河口湖内において最大約25センチメートル(8月20日)であった。

10月2日から2日間水深約1.5メートルのところから表層水を抽水し、水位をA.P.0.9メートルに下げた。

同時に外周水路の水位を下げ外周水路からの海水の浸透を防いだ。10月4日以降約45日間静置しとくに躍層位置の変化を調査した。

11月8日より19日にかけて再び水位を約1メートル下げたが、外周水路の水位がたりなくて、ウォーターカーテンの役割を果たさなくなるので、内水位をA.P. 0.05メートルにして海水の浸透をできるだけ防いで、静置実験を行なった。

Ⅲ 調査方法

採水はエックマン式転倒採水器長さ43センチメートル、容量約700ミリリットルを使用した。採水器の長さが長いので採水は1メートルおきにしかすることができなかつた。

採水した水について水温、PH、電気伝導度、塩素イオン、溶存酸素、酸度、アルカリ度、COD(重クロム酸カリ法)等の水質分析を行なった。水質調査は、4月から、11月末日まで約7日～10日間隔で行なった。

尚現地で毎日水位及び電気伝導度、水温を調査した。電気伝導度は電極を池の中に入れて測定していたので、躍層の位置がかなり正確に把握できた。

Ⅳ 観測結果

1 塩分濃度

モデル河口湖内を完全に淡水におきかえることができず図2に示したように、塩分濃度にかなりの差が生じている。便宜上池水の各部を図2のように表層、躍層、深層と名づけて各部の水質について述べる。

表層では図2に示すようにほとんど一様で濃度勾配は認められなかつた。このことは表層では池水の循環が行われていることを示すものである。躍層は濃度勾配の大きい所で厚さは25～35センチメートルと推定された。躍層はほとんど水平で湖岸の影響はほとんどなかつた。深層は濃度勾配がありほとんど停滞していることがわかる。このような状態が全観測期間中観測された水位低下実験の際にも、深層での循環は行なわれていなかった。

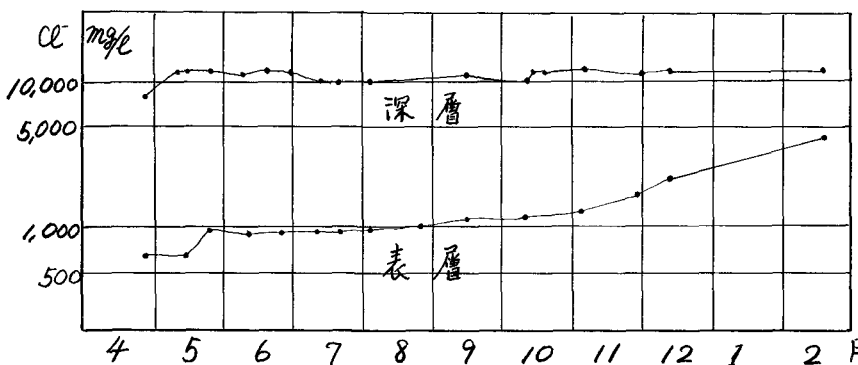


図3. 塩分濃度の時間変化

表層及び深層の塩分濃度の経年変化を図3に示す。これによると表層では4月に500mg/Lであつたものが徐々に増加し水位低下実験直前の10月1日には1200mg/Lとなっている。それ以後急激に増加しているのは水位低下に伴ない躍層の位置が

上昇したことによる影響と海水の浸透によるものと思われる。

2 水温

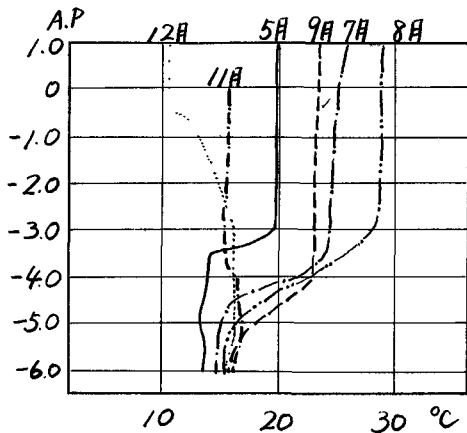


図4 温度の垂直分布

モデル河口湖中下部の水温の垂直分布を示す。これを見ると塩分濃度と一致して表層ではほとんど一樣であることがわかる。更に深層で水温の変化は非常に少ない。秋期に水温の逆転層が存在することと併せて考えるとモデル河口湖では水温変動によるオーバーターンは行われていないことがわかる。これは水温差に基づく密度差が塩分濃度に基づく密度差に比べて小さく、その影響が出て来ないためと思われる。

図5に気温と水温の関係を示す。表層の水温は気温と一致しないが、同じような変化を示し約10日のおくれを示している。一方深層では約一ヶ月のおくれとなり、しかも夏期で約10度低い値となっている。

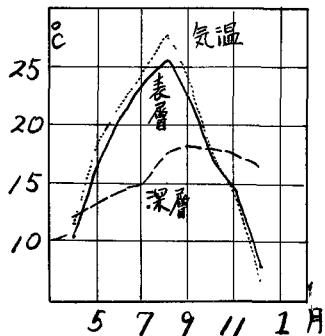


図5 気温・水温の経年変化

3. 溶存酸素

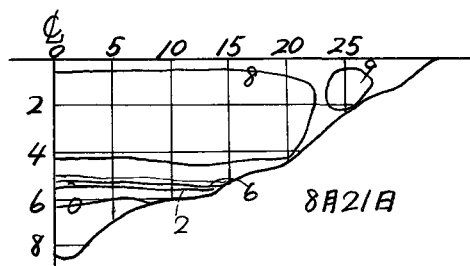


図6 溶存酸素の等濃度線

8月の等濃度曲線を示す。8月のは静置期間の代表値であり表層水では飽和度90~100%でほぼ飽和に近かった。又日中変化はほとんどなかった。これは表層水

の中に生物が少ないことを示すものである。深層では水が停滞しているためと、堆積汚泥による酸素消費により、嫌気性となっていて、硫化水素が発生している。これは4月に静置を始め約2週間で嫌気化しそのまゝ全期間維持されていった。

2月に表面化2メートルのところで、飽和度130%になっていた。原因として、生物の光合成が考えられるがこの間に急激な生物の発生もなかったため、判然としがたい。しかし実際の河口湖で淡水注入が行なわれる場合生物の活動がはげしくなることが予想されるので過飽和になることが考えられる。

4. その他の項目

水質検査項目としてはかなりのものをとり上げたが、淡水の注入がなかったこと、深層が停滞していたことと深層と表層の混合が少なかったこと等の理由により、表層では特に問題点はない。

5 かまきわし安定度

以上の水質分析の結果からいえることは、淡水と塩水の二重層が存在する場合の水質変動は各層内の生物学的・化学的变化よりも二つの層の混合による物理的な影響が大きいことがわかる。

物理的な混合をおこさせるエネルギー源として、風が考えられる。躍層の変化と風速の関係を図7に示すところのことがはっきりわかる。さらに詳しく見てみると躍層の位置により風速と躍層

の運動量との間にかかりの差がある。これは風によって与えられたエネルギーが表層水の循環と躍層の不安定化に消費されるが、その比率が躍層の位置によって異なることを意味する。そこで風によって与えられたエネルギーがどのように消費されたかを調べるのに「かきまわし安定度」なるものを定義しこれによって解析してみたい。

一般に密度の深さ方向の勾配を安定度という。

$$E = \frac{DP}{DZ}$$

$E=0$ のときは全層一様である。モデル河口湖の場合の躍層の安定度は、 $0.003 \text{ [g/cm}^3/\text{cm]}$ であった。

さて、モデル河口湖には躍層があり層状をなして

いるとき、湖水を攪拌して安定度0ならしめるに要するエネルギーをかきまわし安定度と定義する。全層一様なら、かきまわし安定度も0である。かきまわし安定度が大きいほど成層が安定化していることになる。

モデル河口湖のかきまわし安定度の経年変化は図8の通りである。4月から5月にかけてかきまわし安定度は大きくなっていくがこれは淡水注入後に成層の形成期に相当するものと思われる。静置した期間は個々に見ると強風の際に変化しているが大体一様であり成層が安定化していることがわかる。10月及び11月に小さくなっているのは水位を低下させたためであり、11月末に大きくなっているのは再び成層が形成されたためと思われる。

次に平均風速 5 m/sec 以上のときのかきまわし安定度を表1に示す。

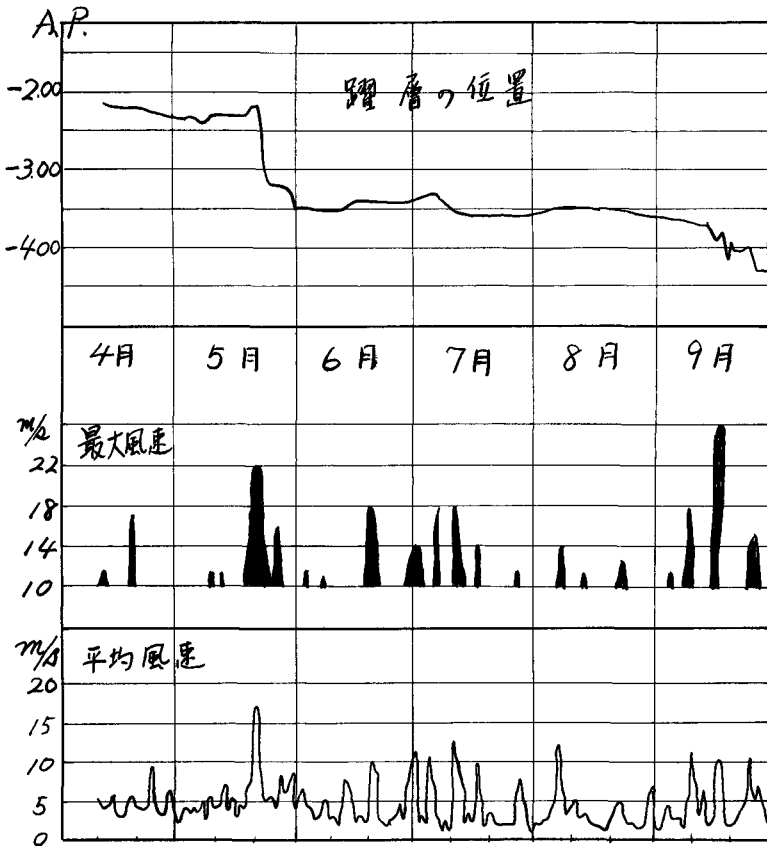


図7. 風と躍層の位置

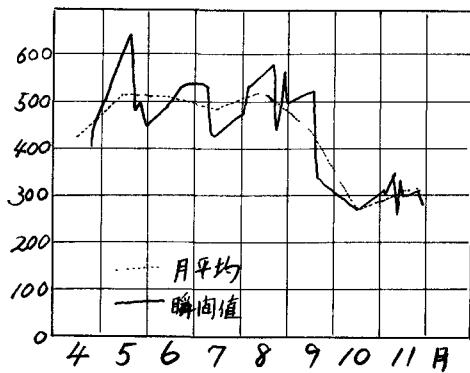


図8 かきまわし安定度

風により攪拌され均一化される傾向にある。風の吹く前と風の吹いた後のかきまわし安定度の差($S_1 - S_2$)は正の値を示さなければならないが、マイナスになっている所がいくつかある。風によって成層化が促進され

たとは考えられず原因としては海水の浸透と塩分濃度の測定誤差によるもの二つが考えられるが後者が大きいと思われる。

平均風速及び瞬間最大風速とかきまわし安定度をプロットしてみたのが図9である。平均風速は日平均の平均をとったので躍層の変動に左右した風を示すものとはいえない。図からみると瞬間最大風速と相関関係があることが認められる。

尚参考のために水位低下実験の際のかきまわし安定度の変化は次の通りで上記の表から推定するとそれぞれ瞬間最大風速10.8 m/sec, 14.9 m/sec になることがわかる。

期間	水位変化	S_1	S_2	$S_1 - S_2$
10月2日～10月4日	1.00m	277.0	255.2	21.8
11月18日～11月19日	0.85m	277.1	214.2	62.9

期 間	最大風速 m/sec	平均風速 m/sec	S_1	S_2	$\Delta S = S_1 - S_2$
4月24日～25日	16.0	6.8	405.6	410.0	-44
5月20日～22日	22.0	11.8	645.0	511.1	133.9
5月29日～31日	10.2	7.0	495.2	403.9	91.3
6月19日～23日	17.0	6.1	504.6	535.3	-30.7
7月5日～7日	13.0	8.0	540.6	499.6	41.0
7月11日～13日	15.0	5.9	431.7	404.5	27.2
8月3日～5日	7.0	4.0	476.4	537.0	-60.6
8月22日～23日	15.0	5.4	578.3	473.2	105.1
8月30日～2日	8.0	4.9	565.0	518.2	46.8
9月17日～19日	26.0	8.0	522.7	350.4	172.3
10月15日～16日	14.0	6.6	271.4	266.4	4.6
11月3日～4日	10.0	4.1	315.8	294.9	20.9
11月9日～10日	22.0	6.9	356.7	313.5	43.2
11月14日～15日	19.0	9.2	334.3	305.4	28.9
11月25日～27日	16.0	6.3	311.0	285.2	25.8

表1

平均風速

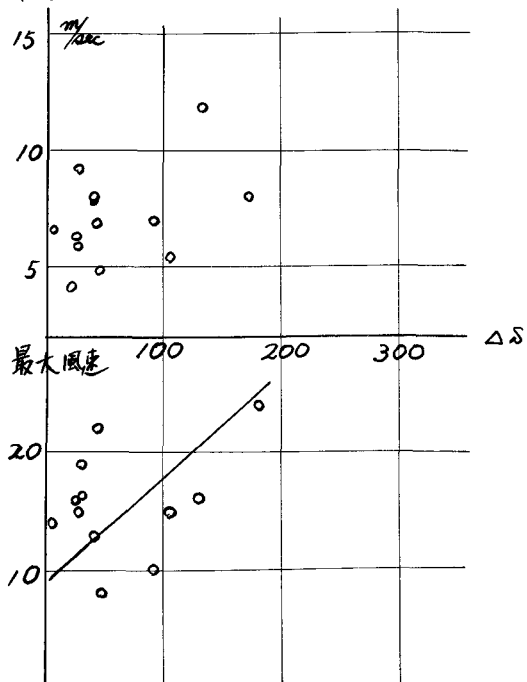
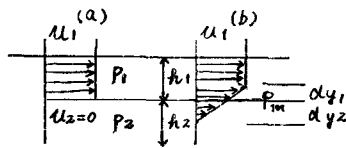


図9 ΔS と風速

V かきまわし安定度と Richardson 数

次のようなモデルを考える



表層のみ u で流れて深層は静止しているものとする。今 (a) の状態から (b) の状態に移行するときのエネルギーの変化を調べてみる。次のような仮定をする。

- ① 完全流体： ② 静水圧分布： ③ 全水深 $h = h_1 + h_2 = \text{一定}$ ： ④ 中間層では速度分布は直線状に変化する： ⑤ 中間層の密度 p_m は一様とする。

状態 (a) の流れの持ち単位長さ及び高さ当りの全エネルギーを E_a , (b) のそれを E_b とする。

$$\begin{aligned}
 E_a &= \int_{h_2}^{h_1+h_2} \left\{ p_1 g z + p_1 g (h_1 + h_2 - z) + \frac{\rho_1 u^2}{2} \right\} dz && \text{上層} \\
 &+ \int_0^{h_2} \left\{ p_2 g z + p_1 g h_1 + p_2 g (h_2 - z) \right\} dz && \text{下層} \\
 &= \int_{h_2}^{h_1+h_2} \left\{ p_1 g (h_1 + h_2) + \frac{\rho_1 u^2}{2} \right\} dz + \int_0^{h_2} \{ p_1 g h_1 + p_2 g h_2 \} dz \\
 &= p_1 g h_2 + \Delta p g h_2^2 + \frac{\rho_1 u^2}{2} h_1
 \end{aligned}$$

同様に

$$\begin{aligned}
 E_b &= \int_{h_2+dy_1}^{h_1+h_2} \left\{ p_1 g (h_1 + h_2) + \frac{\rho_1 u^2}{2} \right\} dz \\
 &+ \int_{h_2-dy_2}^{h_2+dy_1} \left\{ p_m g (h_2 + dy_1) + p_1 g (h_1 - dy_1) \right\} dz + \frac{p_m}{2} \int_0^{dy_1+dy_2} u^2 dz \\
 &+ \int_0^{h_2-dy_2} \left\{ p_2 g (h_2 - dy_2) + p_1 g (h_1 - dy_1) + p_m g (dy_1 + dy_2) \right\} dz
 \end{aligned}$$

但し

$$u = \frac{u_1}{dy_1 + dy_2} \quad p_m = \frac{\rho_1 dy_1 + \rho_2 dy_2}{dy_1 + dy_2}$$

$$\begin{aligned}
 E_b &= p_1 g h_2 + \Delta p g h_2^2 + \frac{\rho_1 u^2}{2} h_1 + \Delta p g dy_1 dy_2 - \frac{\rho_1 u^2}{2} dy_1 \\
 &+ \frac{\rho_1 dy_1 + \rho_2 dy_2}{6} u^2
 \end{aligned}$$

一方連続の式より

$$\begin{aligned}
 \rho_1 u_1 h_1 &= \rho_1 u_1 (h_1 - dy_1) + p_m \frac{u_1}{2} (dy_1 + dy_2) \\
 \rho_1 dy_1 &= \rho_2 dy_2
 \end{aligned}$$

$$\Delta E = E_b - E_a$$

$$\begin{aligned}
 &= (p_2 - p_1) g dy_1 dy_2 - \frac{\rho_1 u^2}{2} dy_1 + \frac{\rho_1 dy_1 + \rho_2 dy_2}{6} u^2 \\
 &= (p_2 - p_1) g dy_1 dy_2 - \frac{1}{6} \rho_1 u^2 dy_1
 \end{aligned}$$

上の式から成層密度流が中間層内で混合を生ぜしめるためには ΔE に相当するエネルギーが外部より補給されなければならない。外部より与えられたエネルギーは中間層を移動させそれによって生ずる摩擦によって失われる。 ΔE が小さければ小さい程状態 (a) から (b) への移行は簡単である。もし $\Delta E = 0$ なら外部からのエネルギーなしに移行できるとなる。

$$\text{即ち} \quad (p_2 - p_1) g dy_1 dy_2 - \frac{\rho_1 u^2}{6} dy_1 = \Delta E = 0$$

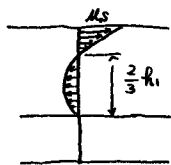
$$\frac{g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \frac{dy_1}{dy_2}}{\rho_1 \frac{u_1^2}{dy_1 dy_2}} = \frac{1}{6}$$

左辺を書きなおすと $\frac{g(\frac{\partial \rho}{\partial z})}{\rho(\frac{\partial u}{\partial z})^2}$ となりこれが Richardson number となる。

即ち上記の条件では Richardson number が $\frac{1}{6}$ より大いとき 安定であることがわかる。

より一般的に書けば $R_{\infty} = \frac{1}{6} + \frac{\Delta E}{\rho_1 u_1^2 dy}$

風が吹く前の状態が(a)で 風により(b)の状態に移行したと考えると、 ΔE はかきまわし安定度の差 $S_1 - S_2$ になる。しかし実際のモデル河口湖で上記のようなエネルギーの計算を行なえば、 ΔE が求まるがモデル河口湖では土層の u_1 が一様ではなく図のようになっていて u_1 は z の函数となっていてかきまわし安定度と R_{∞} との間に上記のような簡単な関係式は認められない。



但し u_s は風による、て与えられる剪断力 T_s によって生ずる吹送流である。Keulegan は T_s について次のような関係式を提案している

$$T_s = \rho_1 (A + BV + CV^2) \quad V \text{ は風速}$$

$$T_s = \frac{4u Ms}{h_1} \quad u_s = \frac{h_1}{4u} T_s$$

結語

本報告ではモデル河口湖の静置状態の一年弱の観測をもとにして、水質変動一特に物理的なエネルギー変動に伴う水質変動を求めたものである。

実際の河口湖では淡水の流入があり、池内水位の変動がはげしいために、ここで観測されなかった現象がおこるものと思われる。ここに今までの観測にもとづき、予測される点をいくつか挙げてみたい。

(1) 工業用水源としては塩分が一番問題となるので、無水工法を行ない塩分の浸透を防止せねばならない。

(2) 底層の嫌気性部の発生は避けられないものと考えられる。水位低下時の強風などにより赤潮と同じような現象がおこることも十分考えなければならない。

(3) 生物の発生 増殖はかなり行なわれると思われる。

参考文献

吉村信吉： 湖沼学

Hutchinson: Treatise on Limnology

嶋 祐之： 密度流論