

人造淡水湖(児島湖)における塩分の収支推定 について (その2)

—海水の逆流の影響, 洪水時の塩分排除, 湖底の塩分拡散—

奥田 節夫

SALT BALANCE IN KOJIMA LAKE (PART 2)

—EFFECT OF SEA WATER LEAKAGE ON SALINITY
DISTRIBUTION, SWEEP AWAY OF SALT BY FLOOD
AND SALT DIFFUSION IN BOTTOM SOIL—

by Dr. Sci. Setsuo OKUDA

Synopsis

Some dominant factors controlling the salt balance in Kojima lake were investigated in succession of the preceding paper and important results are obtained as follows.

- (1) Inflow rate of salt by a leakage of sea water through the sluices and dike exceeds 3×10^3 tons per day, but the sea water does not directly affect the salinity distribution in the upper layer of the lake because of stability of the interface between upper fresh water and lower salt water.
- (2) Sometimes when river inflow rate exceeds $70 \text{ m}^3/\text{sec}$, a severely turbulent and rapid flow of upper layer drags out the sea water which has been stored in the hollow of lake during a period of ordinary river inflow.
- (3) In general, the apparent diffusion coefficient of salt in a lake bottom soil seems to be about $10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$ and to decrease with depth. But in the region of river inflow at Kojima lake, where exist the rapid flow of lake water and remarkable movement of ground water, the coefficient may exceed $10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$ at the bottom surface.

1. まえがき

前論文¹⁾にひきつづいて 湾口を締切って造成する淡水湖を対象とした塩分収支算定の方法を確立するために、既に定常的な状態に近づいていると思われる児島湖において観測された結果にもとづいて二三の解析を試みた。

本論文は主として樋門近傍から逆流入する海水量の見積りとその湖内塩分濃度に及ぼす影響、洪水流入にともなう下層塩分の排除、並びに湖底の塩分拡散現象に関する他地域との比較を取り扱うものである。

2. 樋門近傍の塩分流入量の算定とその湖内塩分濃度に及ぼす影響

児島湖締切堤に設けられた樋門を開いているときの水及び塩分の流出については既に前論文¹⁾で定量的な

説明を加えたが樋門を閉じているときの海水の湖内への流入についてはまだ具体的な調査が行なわれていない。

もっとも締切計画時には堤塘を通しての海水の浸透量と堤塘下方の透水層を通しての流入に関する概略の見積りが行なわれ殆んどその量は無視出来ることが指摘されているが、²⁾ 締切後7年を経過した現段階で堤塘附近の海水の逆流流量を実測することは、児島湖における塩分収支の算定に役立つのみでなく、同種の締切計画における堤塘、樋門の築造設計にも直接参考資料を提供し得るものと考えてここにその調査結果を報告する。

(i) 調査方法

直接に締切堤附近の精密調査を行なう前に湖内全体を船で巡回して塩分濃度分布の概要を調べ、又岡山大学農学部農業工学教室の測量班による深浅測量結果を参考にして、北樋門前の「くぼみ」に溜っている塩水は南樋門前の「くぼみ」内の塩水と直接につながっていないことを認めた。その調査状況は Fig. 1 に示す通りである。(北樋門、南樋門は正式にはそれぞれ甲号、乙号樋門の名称が付けられているが調査の便宜上、北、南の通称を用いる。)

なほこの事実は Fig. 2 の塩分分布曲線にみられるように北樋門前と南樋門前とで淡水界面の高さがお互いに無関係で又下層の塩分濃度の値がことなることからもうかがわれる。

(A) 直接的潜水調査

海水の逆流流量の直接的な推定はアクアラングを使用した潜水調査によって行なわれた。ただし湖内は懸濁物が多くて水深 3m 以深では視界 1m 以下になり肉眼観察には適していなかった。しかしながら海水の逆流流入箇所は、海水が湖水に比して 3~4deg だけ低温であるために体感水温によって容易に感知された。

海水の逆流流量は外海水位が湖水位より高い場合に湖水側に潜水し、各樋門毎に湖内側鉄格子(間隔 1m)によって潜水位置を定めながら、各漏水部に流速計を持ちこんで海水流入速度を隔測指示計によって舟上でよみとり、更に流入断面積を潜水者が物指で測定することによって(海水流入速度)×(流入断面積)=海水流入量として計算した。

なほ樋門以外に堤塘を横切つての海水侵入も考えられるので、地元の漁業従事者に湖内の海草のよく繁茂する場所を教示してもらって特にその近傍を潜水調査したが、顕著な海水流入は認知し得なかった。

(B) 間接的塩分計算

以上の直接的な潜水調査とは別に特に北樋門前の「くぼみ」内の塩分濃度の鉛直分布を測定し、樋門を開いて塩水を充分排除した状態と樋門を閉じてかなりの海水が逆流した状態との差からその経過時間内の海水の流入量を算定することを試みた。

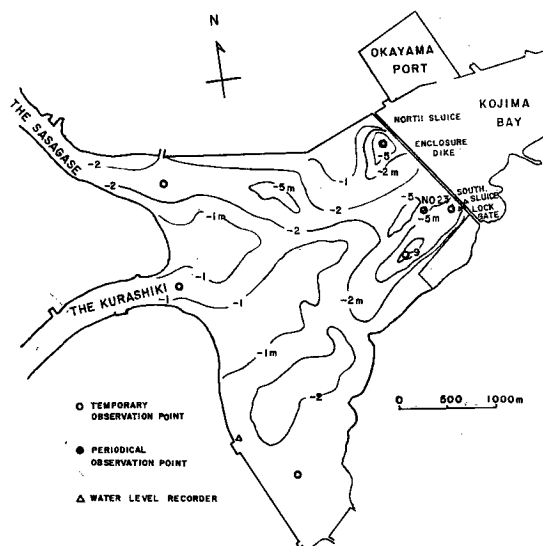


Fig. 1 General view of Kojima lake.

(ii) 調査結果

(i) (A) で説明したような潜水調査によればその漏水箇所は概ね樋門底頂の扉受け溝の下側にあり、扉側方の溝からの流入は少量であった。潜水調査はある特定時刻の海水逆流入量の算定しか出来ないが、ある時刻の海水の流入量 q はそのときの水位 Δh (海水位差—湖水位) の平方根に比例し

$$q = k\sqrt{\Delta h}$$

の関係があるから、ある期間 τ の間の海水の流入量 Q は

$$Q = \int_0^{\tau} q \, dt = k \int_0^{\tau} \sqrt{\Delta h} \, dt$$

で与えられる。

ここに Δh は一般に時刻 t の関数であるが Fig. 3 の時間水位曲線より具体的な数値を容易に求めることが出来る。

ただし厳密には水位差 Δh は淡水と塩水の密度差を考慮した補正を加えなければならないが、潜水調査の低精度の測定値を用いるときはその影響を無視して水の密度はすべて 1 ton/m^3 として差支えない。

現場測定値として8月21日11時～12時に北樋門前で行なった潜水調査に基いて $\Delta h = 1.22 \text{ m}$ に対して $q = 0.60 \text{ m}^3/\text{sec}$ の値を用いると、比例定数 k は

$$k = 0.543$$

となる。

次に Fig. 3 に示される水位曲線より8月20日18時より8月21日9時までの間の水位差 (= 海水位—湖水位) Δh を1時間おきによりもとめて数値積分(シンプソン法)によって

$$Q = k \int_0^{\tau} \sqrt{\Delta h} \, dt$$

を求めると、海水流入量として

$$Q = 2.75 \times 10^4 \text{ m}^3$$

が得られる。

更に海水流入による塩分の流入量 Q_s を求めるには流入海水の塩分濃度を実測する必要があるが、測定器の都合で測定されていないので海水が充分流入している状態

における8月20日11時の湖内最下層の塩分濃度から35‰と見積った。観測当時はあまり多量の降水がなく、旭川放出淡水の影響が弱いから漲潮時の下層では塩分濃度を35‰と見積ることは不自然ではない。

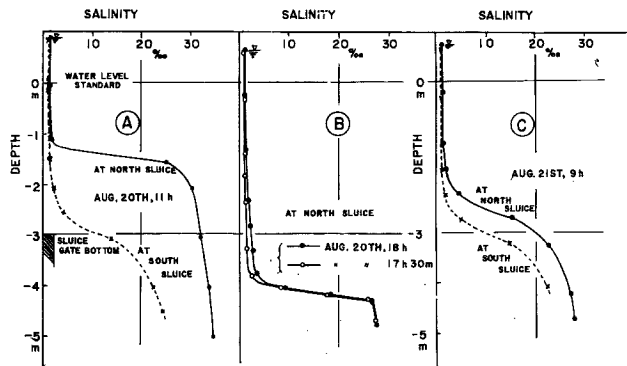


Fig. 2 Salinity distribution near the sluices.

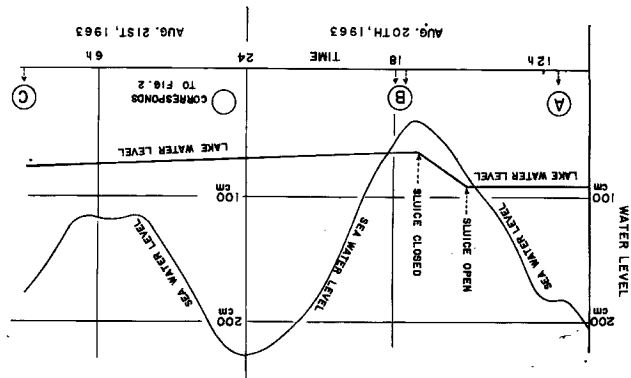


Fig. 3 Records of water level at Kojima bay and lake

この値を用いるとこの間の塩分流入量 Q_s は

$$Q_s = \frac{35}{1000} \times 2.75 \times 10^4 \text{ m}^3 \times 1.0 \text{ ton/m}^3 = 963 \text{ ton}$$

となる。

先に述べたように北樋門前の「くぼみ」内の塩水塊は浅瀬に囲まれて独立して存在しているから、(i) (B) で述べたように樋門を閉じたままである期間において二回塩分濃度分布を測定し「くぼみ」の容量を考慮して貯溜塩分量を算定すれば、その期間の塩分増加量は海水の逆流入によってもたらされたものとみなされる。(対象期間が短いから湖底からの塩分の拡散は無視される。)

即ち前後二回塩分濃度 S の鉛直分布を測定し、水深 y における塩分濃度の増加 ΔS を求め水深 y の「くぼみ」の水平断面積 A を深淺測量図によって調べ、水の平均密度を ρ とすれば塩分流入量 Q_s' は

$$Q_s' = \int_0^H (\Delta S) A \rho dy$$

で与えられる。

積分は水面から最大水深 H にわたって行なう。なほ樋門閉鎖直後は水が慣性によって動いており塩分濃度分布も変わるかも知れないので Fig. 2 B に示す如く 30 分間隔に分布を測定したが、大体 1 時間後には落ち着くことが認められる。

Fig. 2 B, C によって前述の積分を数値的に(シンプソン法による)行なうと

$$Q_s' = 1338 \text{ ton}$$

が得られた。

直接に流量計算から求めた塩分流入量 $Q_s = 963 \text{ ton}$ と間接に塩分濃度分布から求めた塩分流入量 $Q_s' = 1338 \text{ ton}$ の差は小さくない。

Q_s の計算に関する誤差としては潜水状態での流量測定の困難さのために 10% 程度が予想され、 Q_s' の計算には水深別水平面積の測量精度から 10% 程度の誤差が予想されるが、それにしても $Q_s' > Q_s$ の傾向は否定出来ない。その理由としては直接の流量測定は潜水して流速計で測定したものを集計しているが、海水の流入は冷水温で感じられても流速計で測れないような微弱流入点も諸所にあり、又長い堤防部には見逃された漏水部もあり、それらが加算されて全体として無視出来ぬ塩分流入をもたらしことと思われる。

ここで $Q_s'/Q_s = 0.72$ であり、算定対象期間は 15 時間であるから北樋門に関しては今回の算定によって大体外海水位の方が高い時期には(勿論最高潮位の値によって異なるが)平均して毎時 70~90 ton 程度の塩分が湖内に流入し、その 7 割前後が樋門底付近からの漏水によるものと推定される。

なほ南樋門については落水調査によって水位差 0.77 m のとき海水流入量 0.33 m³/sec と算定され、北樋門の調査時の水位差 1.22 m の場合に換算すると流入量は水位差の平方根に比例するから $0.33 \times \sqrt{1.22/0.77} = 0.42 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。

これを北樋門の 0.60 m³/sec と較べれば略 3% に達する。

なほ南樋門は Fig. 1 より認められるように流入河川の「みおすじ」に当たっているためにその近傍の「くぼみ」の容積、水平断面積が非常に大きく、海水の逆流入による塩分濃度分布の変化が小さいために北樋門で行なったような間接的な塩分流入量の算定は困難である。

(iii) 考察

以上で樋門を閉じているときの海水の逆流入量の概算を行なったが、次にその逆流海水が湖内の塩分濃度に及ぼす影響について考察する。

(A) 塩分濃度分布への影響

用水計画の立場からみれば直接に問題となるのは揚水場付近の塩分濃度であって湖内に存在する塩分の全

量ではない。

従って逆流した海水量そのものよりもむしろその拡散範囲に着目しなければならない。

Fig. 2 B, C をみれば樋門を閉じた後の海水の流入によって北樋門前では淡水水の界面が 2 m 近くも上昇しているに拘らず上層水面近くの塩分濃度は殆んど変化を受けていない。

このことから逆流した海水はその密度が大きいために「くぼみ」下方に流れこんで塩水塊の体積を増大させるが、直接に上層に塩分を供給するおそれではなく、次に樋門を開いたときにひきづり出されて湖外に排除されることが認められる。

結局淡水水の界面が安定な限り、下層への海水流入は上層の塩分濃度に殆んど影響をもたらさないものと思われる。

この事実は **Fig. 2 A** において北樋門前と南樋門前とで淡水水界面の高さが 2 m 程異なり、又北樋門前の下層塩水の塩分濃度の方がかなり高いにも拘らず上層の塩分濃度には余り差がないことからもうかがわれる。

これらは従来の報告に述べたように上層の塩分濃度を決定するものは主として上流河川部領域において流入淡水が流下する間に受けとる湖底又は湖岸からの塩分であるという事実を示すものである。

(B) 塩分の収支

湖内の塩分全体に対する塩分の収支算定については未だ調査中の項目もあって現段階で統一した説明は困難であるが、特に樋門、堤壁を通しての塩分の出入に関してはその状況が一応明らかになった。

今回の調査によって樋門近傍の漏水による塩分流入量は平均的にみて一時間当り北樋門で 90 ton、南樋門で 60 ton (安全のため大き目にみる)、一日の流入時間を 20 時間として、一日当り $(90 + 60) \times 20 = 3000$ ton 程度の塩分流入が予想される。

一方樋門開放時の塩分の流出に関しては昨年度 (1962 年) 南樋門で実測した結果より一回の開放時に 10000 ton、以上の塩分が湖外に排除されることが認められているから、単純な計算では 3 日に一度以上の割合で樋門を開けば湖内の塩分は増加しないことになる。

しかしながら実際には淡水水の界面は安定であり、又南北両樋門前の「くぼみ」内の下層塩水塊がつかまっていないために単なる算術的計算で現象を説明することは出来ない。

結局現状は **Fig. 4** に模式的に示すように樋門を閉じている間は海水の逆流入によって徐々に淡水水界面は上昇してゆき、樋門を開いている間は下層塩水塊は上面を削りとられて排出され、樋門を閉じた直後には淡水水界面は樋底頂の高さより少し低くなっているという状態をくり返して出現している。

この淡水水界面の昇降の幅は「くぼみ」の水平面積が小さく海水の漏水が大きい北樋門前では 2~3 m に達し、これと反対に海水の漏れが小さく「くぼみ」の水平面積の大きい南樋門前では 0.5 m に達しない。

3. 洪水流入時の塩分排除

今までの報告においては湖内の「くぼみ」では淡水水界面は安定に存在し、その最下層の塩分はなかなか排除されないことを述べた。

しかしながら短期間に多量の河川流入があるときには湖水の流動速度が大きく、乱渦のスケールも大きくなって鉛直方向の混合拡散が促進され、下層の塩水が急速に排除される可能性も考えられる。この現象を確認するには洪水流入時の流速及び塩分濃度の鉛直分布を観測する必要があるが、洪水時における小舟操作の危険或いは隔測計器の不備のために

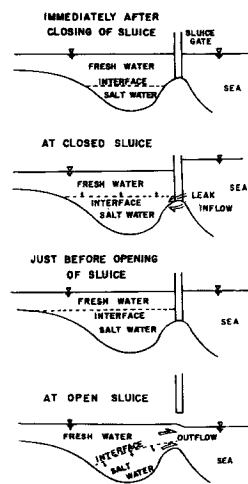


Fig. 4 Movement of the interface between upper fresh water and lower salt water.

まだその観測は行なわれていない。

従って間接的な方法ではあるが、大規模な洪水流入が度々あってしかも比較的短い期間において塩分観測の繰り返されている昭和32年(1957)の資料に基いて洪水流入が「くぼみ」内塩水の排除に及ぼす効果を考察する。

Fig. 5 の●印は湖内八浜の水位計記録と湖水面積に基いて算定した日平均の河川流入量で、同図中の×印は締切堤近くの管理事務所で測られた日降水量(ただし10ミリ以上のみ記す)を示す。両者の間には当然強い相関があるが、灌漑期間中は旭川水系から取水した農業用水の一部が湖内に流入するから、流域の降水のみで流入量は支配されない。

対象期間中に塩分濃度観測は3月19日、4月24日、5月21日、6月7日、6月25日、7月23日の6回に亘って行なわれている。

観測定点 No.23 (湖内観測定点の中では最深地点でその位置は **Fig. 1** に示す) の各観測日における塩分濃度分布は **Fig. 6** に示す通りである。

このグラフによれば3月から4月中旬までは流入量は小さくて平均 $5\text{ m}^3/\text{sec}$ 程度であり、3月19日の分布にはかなり顕著な躍層が存在しているが、4月下旬になって $70\text{ m}^3/\text{sec}$ 程度の流入があり特に4月23日の $80\text{ m}^3/\text{sec}$ を超える流入によって躍層は消失し鉛直混合が充分行なわれ、最下層の塩水まで排除されたことが4月24日の塩分濃度分布にうかがえる。

次の4月末、5月初、中旬は最大 $20\text{ m}^3/\text{sec}$ 以下の低流量がつづき5月10日に $40\text{ m}^3/\text{sec}$ 程度の流入があったが、この程度の流入ではあまり

下層の塩水は排除されないことは5月21日の分布に示されている。なほ4月24日から5月21日までの間の下層塩分の増加は樋門近傍、鞆門を通しての海水の逆流入によるものである。

5月下旬、6月上、中旬は平均 $10\text{ m}^3/\text{sec}$ の低流入の日がつづき、その間は下層塩水の排除はなく、6月7日、25日の分布が示すように下層の塩水の厚みは次第に増し、かつその塩分濃度は増大する。

6月末から7月中旬にかけては度々 $100\text{ m}^3/\text{sec}$ を超える洪水流入があり、7月23日の観測当日も $70\text{ m}^3/\text{sec}$ 程度の流入があり、塩水が充分排除されることが予想されるが、7月23日の分布を4月24日の分布にくらべるとあまり下層の塩水は排除されていない。

これは4月24日には前日に大流入があって塩分が排除された直後に観測されているが、7月23日には当日大流入のピークがあり、まだ塩水が排除されつつある段階であることによるとも考えられるが、詳細は不明である。(最大流入量の出現した7月初旬に塩分観測の行なわれなかったことは残念である。)

このような状況より判断してある時期の「くぼみ」下層の塩分排除を支配するのは、その直前に出現した

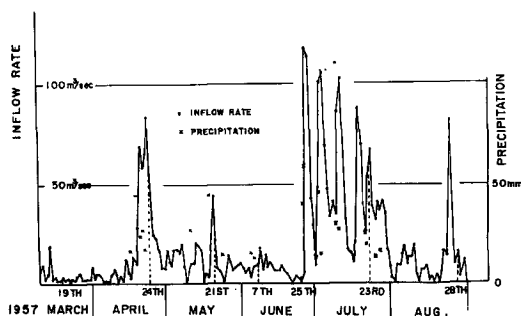


Fig. 5 River inflow rate in Kojima lake.

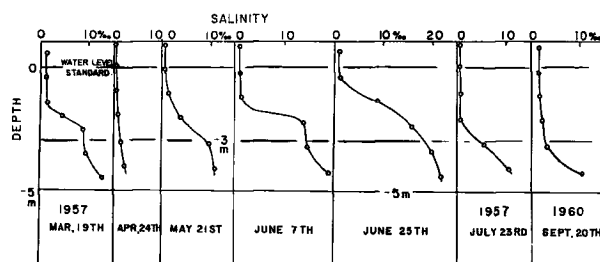


Fig. 6 Salinity distribution at the observation point No. 23.

流量のピークであって、ある期間にわたっての平均流量ではないように思われる。更に対象期間外の流入量と塩分濃度分布の関係も調べてみると極めて粗い臨界値として $70 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度以上の流入があれば「くぼみ」における淡塩水界面は乱れて下層の塩水まで排除されるようである。対象期間外の例として観測日より3日前に $75 \text{ m}^3/\text{sec}$ の流入があった昭和35年9月2日の塩分濃度分布を同図中に示している。ただし最下層の塩分まで完全に排除されるかどうかは単に洪水流入量のみでなく、洪水流入前の塩分濃度分布や流入時の水理、気象条件にも支配され、あまり明瞭な結論を導くことは出来ない。

特に水深 10 m 程度の湖内最深点付近では定期的な塩分観測が行われていないのでその底部の塩分排除に関しては今後の調査が必要である。

4. 湖底土内の塩分の拡散

締切淡水湖における湖底から拡散放出される塩分の影響については児島湖の河川延長部における塩分濃度分布に基いて著者が定量的な解析を試みているが、³⁾ 締切淡水湖の用水計画上極めて重要な問題であり、他地点の河口締切計画の資料として行なわれた室内水槽実験結果、或いはオランダのアイゼル湖底の実測例を入手する機会があったので、特に湖底土内の拡散係数の値について二、三の検討を試みた。

今現象を単純化して考えるために鉛直方向に無限の厚みをもつ湖底土層を対象とし、ある時期に急に湖水の塩分濃度が一定値 S_0 からゼロに低下した場合の湖底内の塩分濃度 S の変化は Fick 型の拡散方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial S}{\partial x} \right)$$

で表現され、対応する条件は

境界条件 $x=0$ で、 $S=0$ 、 $x \rightarrow \infty$ で $S=S_0$

初期条件 $t=0$ で $S=S_0$

となる。ただしここに t は時刻、 x は湖底表面から鉛直下方に測った距離を表わし、 D はみかけの拡散係数である。

もし更に現象を単純化して $D=D_0$ (一定) と仮定すれば解は容易に求められて

$$S = S_0 \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_0 t}} \quad \text{ただし } \operatorname{erf} \eta \equiv \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-t^2} dt$$

で与えられる。

この解を無次元化して表現するために特性長 λ を導入して

$$\frac{S}{S_0} = \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\lambda} / 2\sqrt{\frac{D_0 t}{\lambda^2}} \right) \quad \text{と変形すれば}$$

無次元化した塩分濃度 S/S_0 は無次元長 x/λ 、無次元時刻 $D_0 t/\lambda^2$ の関数として表現され、Fig. 7 に破線で示すような曲線群が得られる。

そこで建設技術研究所多摩試験室で行なわれた利根川産川砂を用いた流水拡散実験結果⁴⁾ 及び A. Volker のまとめたアイゼル湖の Volendam 沖合 3500 m における湖底土内の塩分濃度分布⁵⁾ を無次元化して同じ図中に示すとそれぞれ●及び○の点が得られる。

この点の分布は λ のとり方によって縦方向には任意に拡大縮小することが出来るが、どのようなスケールを用いても、破線の曲線群の一つに載せることは出来

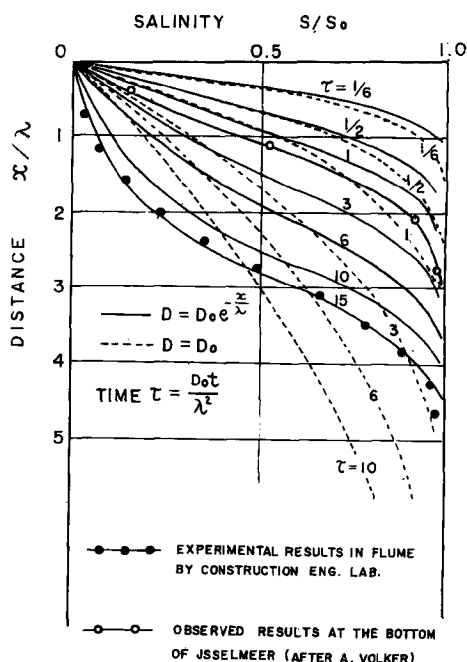


Fig. 7 Salinity distribution in lake bottom soil. Observed values—points and theoretical results—smooth curves.

ない。

その理由としては既に建設技研の報告書でも定性的に指摘されているように全底層を通じて拡散係数を一定とみなすことが不適當であって表面に近い層ではある程度の流れがあつてみかけの拡散係数が大きく、又かなり深い層では現象は分子拡散に支配されてその係数は小さい筈である。

このような傾向を考慮に入れて拡散係数 D を

$$D = D_0 e^{-z/\lambda}$$

とおいてみる。

ここに λ は長さの単位をもつ量で深さが λ 増すにつれて D は $1/e$ 倍になることを示す。

そこで再び諸量を無次元化するために

$\eta \equiv e^{z/\lambda}$ 及び $\tau \equiv D_0 t / \lambda^2$ を新しく変数とすれば拡散方程式は

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} = \eta \frac{\partial^2 S}{\partial \eta^2}$$

となり、境界条件及び初期条件はそれぞれ

$$\eta = 1 \quad \text{で} \quad S = 0, \quad \eta \rightarrow \infty \quad \text{で} \quad S = S_0$$

$$\tau = 0 \quad \text{で} \quad S = S_0$$

となる。

この解は解析的にも求め得るが、結局観測資料と比較するために無次元表示化した曲線群が必要であるから、高橋の方法⁹⁾を利用して数値的に積分した。その結果は同図中に実線で示されている。

この曲線群によって前述の実験結果或いは実測結果から D_0 , λ を求めるにはその値をさまざまに組合せて試行錯誤的に曲線の形に載せるような値を定めねばならない。

同図によって求めた値は

$$\text{室内流水拡散実験} \begin{cases} D_0 = 1.4 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec} \\ \lambda = 2.55 \text{cm} \end{cases}$$

$$\text{アイゼル湖底実測} \begin{cases} D_0 = 9.9 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec} \\ \lambda = 100 \text{cm} \end{cases}$$

で、 D_0 はほぼ $10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$ の桁で揃っているが、 λ の値はかなり異っている。

これは室内実験では砂上の水流のレイノルド数が1400程度で層流であるのに、湖では水深が大きくて風浪作用も加わって常に乱流状態にあり、湖底表層では自然堆積によって空隙率の大きいことと相俟つてかなりの深さまで水の不規則な流れが伝わりやすいことによるものと思われる。

特に著者が児島湖の河川延長部で塩分濃度の水平分布から算定したみかけの拡散係数は $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{cm}^2/\text{sec}$ 程度で本稿で求めた表層の D_0 に比して $10 \sim 100$ 倍も大きい値を示している。

この理由としては次の項目があげられる。

- (i) 河川延長部では湖底直上の流速及びその動揺が大きく、底泥自身がある程度移動する位、泥内の流動が大きい。
- (ii) 流水幅に比して広大な干拓地が両側にあり、塩分の拡散は湖底内の鉛直上向きのみでなく、両岸からの水平方向の拡散、更には塩水の直接流入まで加わって流下方向に沿った塩分濃度勾配を高め、その勾配に基いて求めた⁹⁾ みかけの拡散係数を大きくしている。
- (iii) 湖水位の変化(人為的調節)に伴って地下水の水平方向の流動がありそのためにみかけの拡散係数が増大する。

(流動速度に伴う拡散係数の増加は最近 M. I. T. の室内実験⁷⁾でも確認されている)

以上の考察より湖底の塩分拡散に際しては狭い貯水池の側面に広大な塩水貯溜があり、しかも水平方向の地下水の移動があるような場所では拡散係数は $10^{-3} \text{cm}^2/\text{sec}$ 以上に見積る方が安全であるが、そのような特殊な条件がなければ $10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$ の拡散係数をとりしかも表面から 1 m 程度の深さまで脱塩されれば後は

殆んど塩分の供給は無視してもよいと思われる。

5. 結 論

以上各節で説明した内容の要点をまとめて記すと

1. 樋門、堤防から流入する海水によって湖内に搬入される塩分は一日当り 3000 ton 程度と推定され意外に多量であるが、海水は「くぼみ」の下層に堆積し、上層の湖水の塩分濃度には直接に影響を及ぼさない。
2. 河川流入量が $70 \text{ m}^3/\text{sec}$ を越えるときには「くぼみ」下層の塩水も鉛直混合作用によって排除される。
3. 湖底土内の塩分のみかけの拡散係数は、児島湖河川流入領域では水流が乱れている上に地下水の流動もあって $10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$ を越えるが、そのような条件がなければ係数の値は $10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$ 程度で、下層にゆくにつれてその値は減小するものと考えられる。

謝 辞

児島湖における調査並びに資料提供に特別の御援助をいただいた中国四国農政局計画部技術課および児島湾土地改良区堤防管理事務所の諸氏に感謝する。

なお夏季観測に協力をいただいた福尾義昭氏、奥西一夫氏に謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 奥田節夫：人造淡水湖（児島湖）における塩分の収支推定について（その1），京大防災研年報，6号（昭和38年），pp. 189—199
- 2) 岡山農地事務局：堤塘及び地下よりの滲透水量，児島湾締切り堤内の淡水化に関する当該計画（昭和29年）
- 3) Okuda, S.: The Effect of Released Salt from the Lake Bottom on the Salinity Distribution in an Estuary after the Closing of Outlet, Jour. Oceanogr. Soc. Japan. Vol. 18, No.3 (1962) pp. 107-110.
- 4) 建設技術研究所：塩分拡散実験報告書，（昭和38年3月）
- 5) Volker, A.: Source of Brakish Ground Water in Pleistocene Formations beneath the Dutch Polderland, Economic Geology. Vol. 56, (1961) pp. 1045-1057.
- 6) 日高孝次：数値積分法（下巻），第2版（昭和23年） pp. 274—280
- 7) Harleman, D.R.F. and Rumer, R.R.: Longitudinal and Lateral Dispersion in an isotropic porous medium, J. Fluid Mech. Vol. 16, Part 3 (1963) pp. 385-394.