

砂層から水中への塩分拡散について

浦 勝*・増田 純雄*

Diffusion of Salinity from Sand-bed to Surface Water

Masaru URA and Sumio MASUDA

Abstract

It is an important problem to estimate the changing process of water quality in reservoir constructed at river mouth.

To predict the mass transfer of salinity from pore-water in sand-bed to surface water, authors measured experimentally the variation of salinity distribution in sand-bed and surface water.

In order to measure the concentration of pore-water in sand, the probe are made for its purpose shown in Fig. 4.

Two kinds of experiments are done, one is for the static surface water; "static diffusion", and the other is for the flowing surface water; "flowing diffusion". The observed variation of vertical distribution of salinity are shown in Fig. 6 and Fig. 8.

To describe the process of diffusion in porous sand-bed, authors make use of the model that sand-bed is assumed semi-infinity in depth, and initial condition; $t=0, S=S_*=const.$, and the boundary condition is assumed constant value given by eq. (7).

With this model, the variation of salinity in porous bed is described by eq. (4), which fits with experiments as shown in Fig. 10.

From experiments, the coefficients of diffusion are obtained in Table 1 for static diffusion. In these case authors propose the diffusion process in porous media and showed that D must be given in the form of eq. (15).

In the case of flowing diffusion, the coefficients of diffusion in surface region of sand are increasing in proportional to Re-number at $Re > 500$, but in the deep layer $D/\sqrt{\lambda} D_M$ is seemed to be constant as shown in Fig. 4.

Total mass transfer from sand-bed to surface water till the time t , is given by eq. (29).

1. はじめに

都市用水あるいは工業用水の水源として河川河口部の淡水が注目され、人口的な河口湖の建設が多く考えられている。ところで河口部は外海の潮汐運動により塩分を含んだ海水が遡上、後退する周期運動を繰り返しており、河口底部を形成する砂層の間隙にはかなりの塩分が含まれている。したがって河口部を堰で切り人工貯水池を建設した後に底部砂層から塩分浸出が生じ淡水水質が悪化する。河口部砂層に含有する塩分が河口部淡水中にどのような速度で浸出してゆくかを量的に把握し淡水の水質変化を推定すること、あるいは淡水化期間の短縮のための操作方法を決めること

は水利用の立場から重要な課題である。

また河口附近は河床勾配が緩やかであり流路幅も大きい。したがって流速が上・中流に比して減少し、河川水中に浮遊していた物質を底部に沈殿させる。さらに河口附近では海水中の正電荷と負に帯電した微細浮遊質が電氣的に中和し凝集沈殿することもあり¹⁾、河口底部には流水に含まれていた種々の物質が沈降、堆積し、砂層間隙水は塩分のみならず種々の物質を含有し、水質に様々な影響を与えることが予想される。このような河口附近のみならず、一般に水と接する河川、湖沼、湾などの底質は水に対してどのような影響をおよぼすかを評価することは水環境を考える上で重要な

* 土木工学科

問題である。

このような意味で底質に含まれる物質の挙動を研究する第1段階として、まず底質として砂層を、浸出(拡散)物質として塩分(NaCl)をとり、この物質の浸出量の測定を実験水槽を用いて行ない、砂層内の塩分の濃度分布、拡散係数の値、浸出塩分量を評価する式などについて検討した。

2. 実験方法

砂層間隙水中の塩分の水中への輸送は多孔質固体と液体の異相間の物質の移動過程として把えることができるであろう。河口部のように上層流体の流速が正・負に変化する場合は物質移動を量的に評価することが難しい。このため上層流体の流動状態を2つに分け上層流体静止の静止異相間移動過程(静置拡散)と上層流体流動の流動異相間移動過程(流動拡散)の2つのモデルについて実験を行った。

2.1 静置拡散実験

砂層より上部にある流体が静止状態の砂層間隙水中の塩分の輸送過程を測定するために Fig. 1 に示すようなアクリル樹脂製円筒水槽を用いた。水槽下部 200 mm を塩分含有砂層とし、上部 200 mm を淡水層と

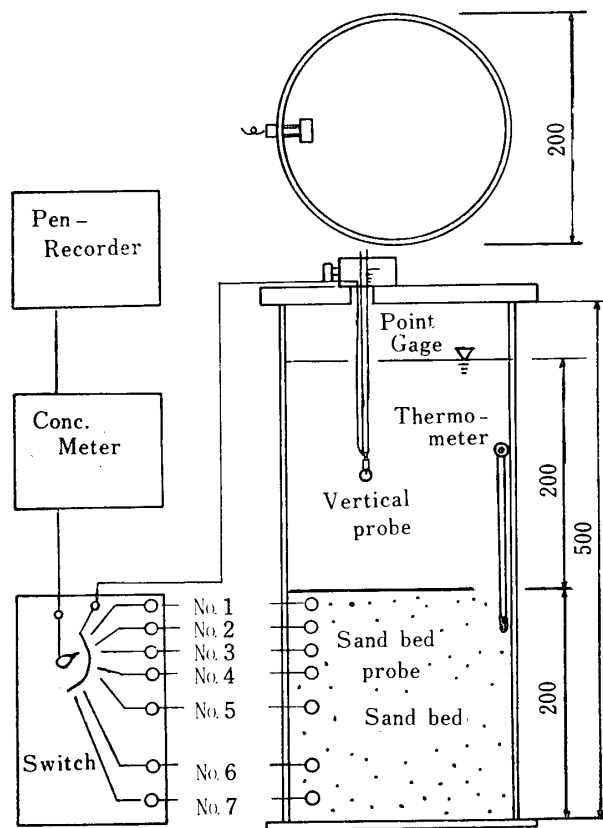


Fig. 1 Experimental apparatus for static diffusion process

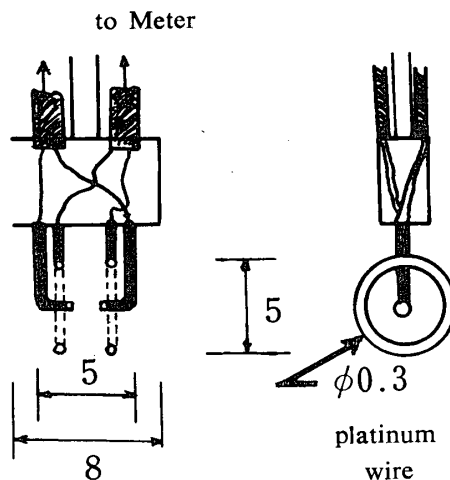


Fig. 2 Vertical probe for concentration of salinity

た。砂層部には砂層間隙水塩分濃度を測定するために砂層用検出端子 (Fig. 4) を Fig. 1 に示すように鉛直方向に7個固定した。各検出端子から出るリード線は切換スイッチで塩分濃度計・記録計に接続されている。淡水層内の塩分濃度は Fig. 1 に示したようにポイントゲージの先端に Fig. 2 に示す鉛直分布用端子を取りつけ記録した。静置拡散の場合はつぎのようにして形成した。水槽に全端子が浸るよう一定濃度 S_* (NaCl) の塩水を入れ、砂層用検出端子内の気泡を除去する。一方 S_* の塩水に一昼夜以上に浸した砂を水槽 200 mm まで入れ、砂層を形成した後砂層上部の塩水を除去する。淡水層を形成する場合、砂層境界面近傍でできるだけ大きな濃度勾配を得るために淡水の注入を次のように工夫した。まず砂面上に直径 150 mm 程度の紙を置き淡水を内径 0.1 mm 程度のガラス管を用いてこの上に滴下させた。滴下した水は紙面上を這い砂層表面上に淡水層を形成してゆくが、紙は淡水表面に浮き上って来るので砂層および淡水を乱すことが非常に少なく、砂層表面上で急激な濃度勾配を有する静置拡散の場を形成することができる。淡水層厚が 30 mm 程度になると場の形成時間を短縮するために滴下量を増加させる。これはガラス管の内径が拡大するよう製作しているので、先端を折ることによって滴下量の調節が可能であった。静置拡散は実際の拡散現象の中で、最小の拡散量を与えるものと考えられる。したがって淡水の対流など他の影響ができるだけ少ないように実験室内の冷暗所に置き、また実験が長期にわたるので、水の蒸発を最小におさえるためポイントゲージ用の穴のある蓋をした。

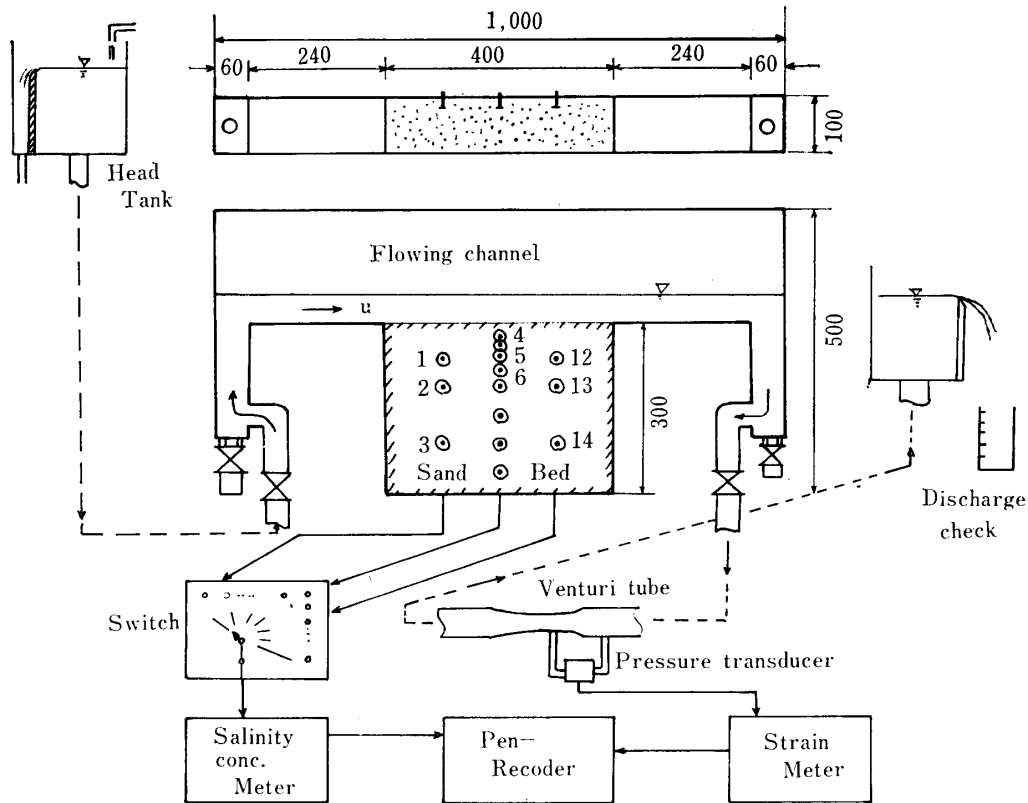


Fig. 3 Experimental apparatus for flowing diffusion process

2・2 流動拡散実験

砂層より上部の流体が流動状態にある場合の砂層間隙内塩分の輸送過程を測定するために Fig. 3 に示すアクリル樹脂製矩形水路を用いた。水路下部に砂層部を作り、ここには14個の砂層内塩分検出端子を埋込み設置した。砂層の形成は 2・1 で述べた方法と同じである。

水理量・塩分濃度測定概念は Fig. 3 に示した。

2・3 塩分濃度分布の測定方法

砂層から水中への物質の輸送過程を検討するためには砂層内の物質濃度の空間的・時間的変化をできるだけ正確に測定することが必要である。砂層間隙内の物質濃度の測定にあたってはできるだけ砂層内に乱れを与えずに数多くしかも短い時間間隔で測定できることが望ましい。このため今回は輸送物質の代表として塩分を採り、測定機として塩分濃度を電気量に変換する塩分濃度計を用い砂層内の輸送過程を測定する方法を採用した。塩分濃度の電気量変換による測定方法は一般に電気伝導度計が用いられるが、市販されているものの検出端子はかなり大きく、高価である。また2極間の電導度測定を行う方法は極端子表面の分極作用や妨害物質附着による再現性低下などの難点がある。これらの欠点を解消するため九州大学・粟谷教授により

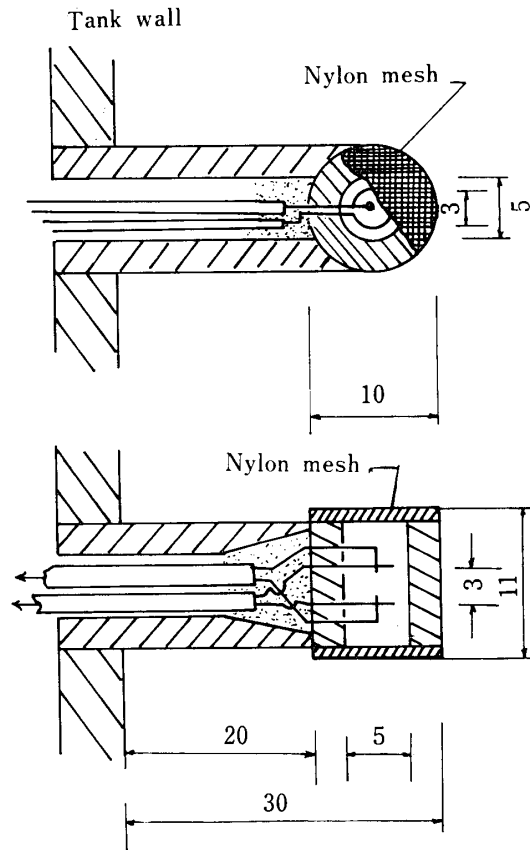


Fig. 4 Probe of salinity concentration for pore water in sand-bed

考案された4電極方式塩分濃度計²⁾を製作し、水中および砂層中の塩分濃度を測定した。この方式により検出端子を小型に (Fig. 2参照) しかも多数製作することができ、局所的な濃度を測定できた。

さらに砂層間隙水中の塩分濃度測定のための検出端子は砂粒子の妨害なしに測定できるよう Fig. 4 の構造に工夫した。これは内径 5 mm のアクリル樹脂管中に4電極方式の検出端子を内蔵させ、開口部両端には砂粒が侵入しないようナイロンストッキングを利用した膜を接着した。この検出端子により砂層間隙水中の塩分濃度の時間的変化が短い時間間隔で測定できる。

また鉛直方向に多数設置すればより正確な濃度の鉛直分布が測定できる。

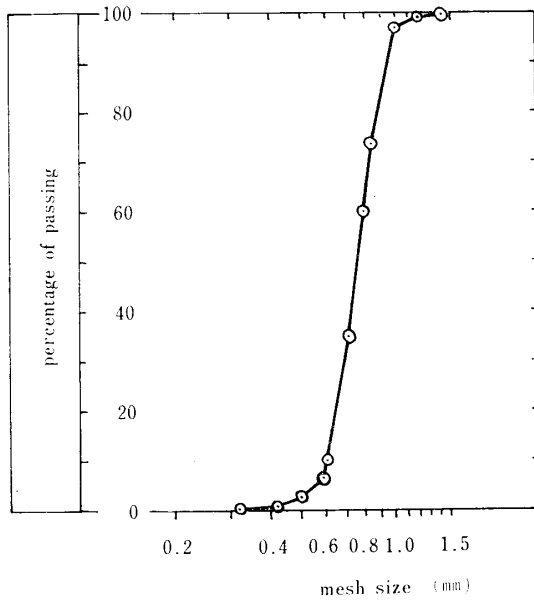


Fig. 5 Size construction of sand bed

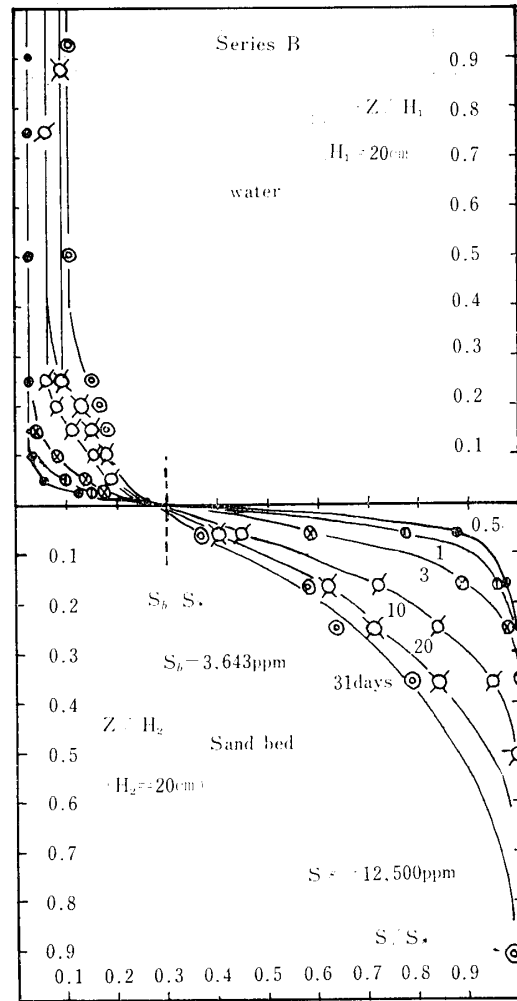


Fig. 6 Time variation of vertical distribution of salinity concentration for static diffusion

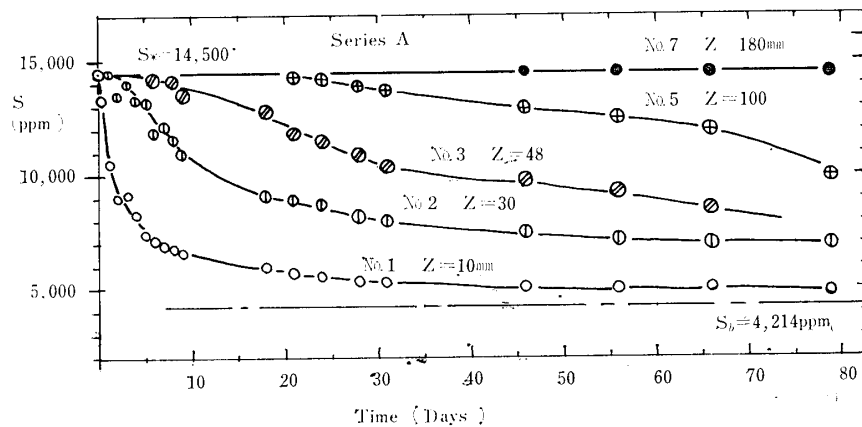


Fig. 7 Time variation of salinity concentration at fixed points in sand bed for static diffusion

3. 実験結果

3.1 静置拡散

砂層を形成する砂の粒度分布は Fig. 5 に示すものを用いた。砂層形成後の平均空隙率 λ は約0.4であった。静置拡散実験は実験室内で2回行った。Series A は冬期80日間、Series Bは春期30日間であった。塩分濃度の鉛直分布は Fig. 6 に示すような型であった。砂層境界面における濃度はほぼ一定値を保つようである。砂層各深さにおける濃度の時間的变化は Fig. 7 にその一例を示した。砂層近傍ほど短時間で濃度が急減するようである。

3.2 流動拡散

砂層に用いた砂は静置拡散の場合と同じものであり、砂層形成後の空隙率もほぼ $\lambda=0.4$ 程度であった。上層流体の水深はいずれも50mmとし、レイノルズ数

$$Re = UR/\nu \quad (1)$$

ここに U: 流水平均流速

R: 径深

ν : 流水の動粘性係数

を用いて $Re=110\sim900$ の間で7段階に変えて実験を行った。塩分濃度の鉛直分布型の一例は Fig. 8 に示

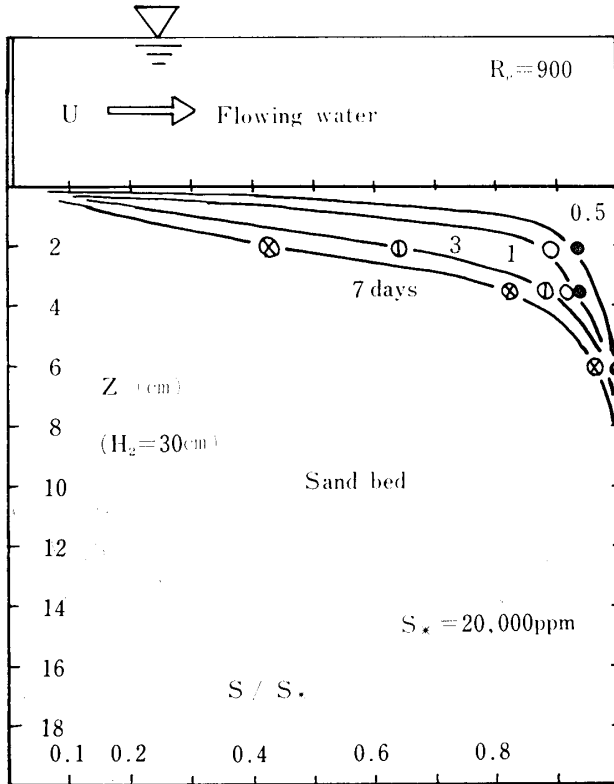


Fig. 8 Time variation of vertical distribution of salinity concentration for flowing diffusion

すようなものであった。

4. 拡散係数の評価

4.1 拡散の場のモデル

物質の輸送は基本的には式(2)で表わされる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + u\frac{\partial S}{\partial x} + v\frac{\partial S}{\partial y} + w\frac{\partial S}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \\ + K_i \end{aligned} \quad (2)$$

ここに S: 物質濃度

u, v, w: 流速の x, y, z 方向成分

D_x, D_y, D_z : それぞれ x, y, z 方向の拡散係数

K_i : 化学反応による物質の Sink or Source

とくに S が非反応物質で、流れが無視し得て濃度勾配が z 方向に卓越している場合には現象を一次元と考えて、式(2)はつぎのように簡略化される。

$$\frac{\partial S}{\partial t} = (\partial/\partial z) (D_z \partial S/\partial z) \quad (3)$$

砂層からの塩分の拡散は一般に上式を与えられた境界条件のもとに解いて解析することになるが、条件によっては解が非常に複雑になったり、あるいは解析的に解が得られない。

しかし 4.4 に述べるように流動拡散の場合には砂層を半無限多孔体と仮定し、砂層中の拡散係数が一定とすれば $t=0$ で $S=S_*$ 、境界条件 $z=0$ で $S=S_0$ のもとに式(3)の解析解が式(6)に示すような簡潔な型で得られる。

現象を記述するためにはできるだけ簡明な形が都合がよい。そこで著者は Fig. 6 および Fig. 8 の砂層内塩分濃度分布の実験値より、静置拡散の境界面濃度がほぼ一定であることから静置拡散は流動拡散の特殊な場合であるという立場で、この2つのモデルを統一的に記述し、流れによる拡散係数の変化を比較しようとした。すなわち一般に砂層内の塩分の濃度変化は式(3)を拡散係数一定の半無限多孔体内の初期濃度分布 $t=0$ で $S=S_*$ 、境界条件 $z=0$ で $S=S_0$ という条件のもとに解いて、

$$(S_* - S)/(S_* - S_0) = 1 - \text{erf}(z/2\sqrt{Dt}) \quad (4)$$

で与えられる。

ここに S: 塩分濃度

S_* : 初期濃度

S_0 : 境界面濃度で式(6)により定められる。

erf(X) 誤差関数、

$$\text{erf}(X) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^X e^{-\eta^2} d\eta \quad (5)$$

z : 砂層深さ
D : 拡散係数
t : 時間

4.2 境界面濃度の仮定

静置拡散の場合も砂層内の塩分濃度が境界面濃度 $S = S_b = \text{const}$ として式(4)のように与えられるとしたことは、境界面からの淡水中への物質移動が砂層中の輸送よりは速やかに行なわれており、砂層中の拡散が律速となっているものと考えられるからである。ところで境界面濃度 S_b はいかなる値を採用すべきかが問題となる。これに対しては Fig. 6 より境界面濃度はほぼ一定とみられること、および Fig. 7 より砂層各深さにおける塩分濃度はほとんど単調に減少してある値に漸近してゆくこと、砂層表面に近いほど短時間に濃度が急減することから砂層表面では次式で与えられ

る無限時間後の砂層間隙水中の濃度に近似的に一致しているとみることができようである。

$$S_b = \frac{S_0 V_1 + S_* \lambda V_2}{V_1 + \lambda V_2} \quad (6)$$

ここに S_b : 最終平衡濃度 λ : 砂層空隙率
 S_0 : 淡水濃度 V_1 : 淡水層体積
 S_* : 初期砂層濃度 V_2 : 塩水層体積

この式(6)の最終平衡濃度は単位拡散面積をとって考え、両層の深さで表すと

$$S_b = \frac{S_0 H_1 + S_* \lambda H_2}{H_1 + \lambda H_2} \quad (7)$$

ここに H_1 : 淡水層深さ
 H_2 : 砂層深さ

となる。最終平衡濃度の水深と砂層の相対深さによる変化をみるために式(7)を変形すれば

$$\frac{S_b - S_0}{S_* - S_0} = \frac{1}{1 + (\lambda/H_1)(H_1/H_2)} \quad (8)$$

となる。この変化を Fig. 9 に示す。

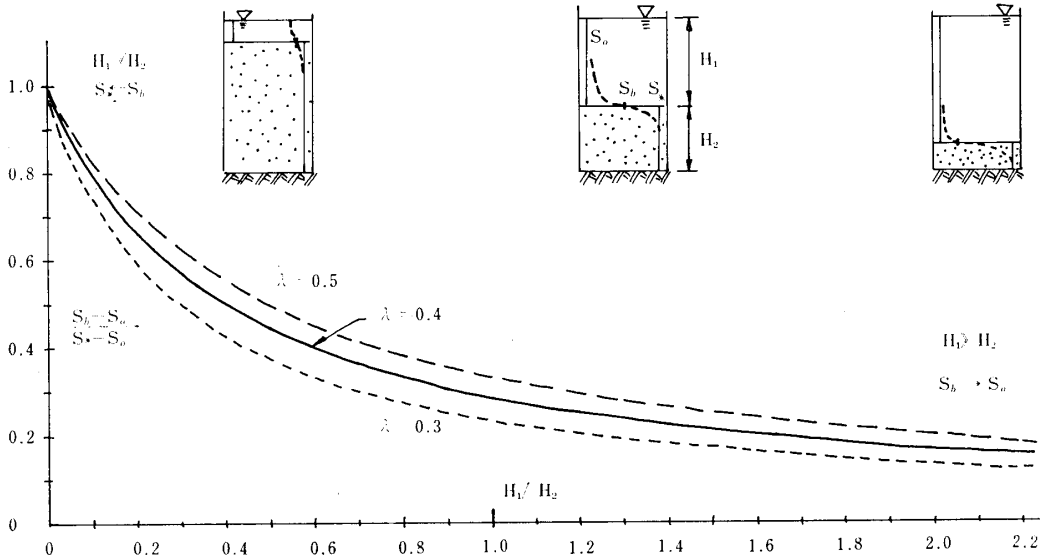


Fig. 9 Boundary concentration S_b

この図より S_b の値は H_1/H_2 の大きさにより S_* から S_0 の数値をとりうる事がわかる。すなわち $H_1 \ll H_2$ のときは $S_b \approx S_*$ であり物質輸送がほとんどなく熱伝導における断熱壁面に相当する。逆に $H_1 \gg H_2$ では $S_b \approx S_0$ となり淡水濃度はほとんど変化しない。これは放出塩分がただちに運び去られることと同等であり流動拡散に相当する。

このように Fig. 9 から明らかなように最終平衡濃度 S_b を境界面濃度として採用することにより、静置から流動拡散までを同一モデルで表示しようとするとともに砂層を無限と仮定した矛盾も補正できるようである。

4.3 砂層中の拡散係数

静置拡散の場合は前述した仮定で式(4)で塩分濃度が与えられるとした。実験より得られた塩分濃度を式(7)を用いて、 $(S_* - S)/(S_* - S_b)$ と時間 t の関係を各測点ごとに Fig. 10 に示した。同図の実線は実験値に最もよく一致すると思われる式(4)の計算値である。これより多少のばらつきはあるが、近似的に塩分濃度変化は式(4)で表されるとみてよいであろう。各測点における式(4)から逆算した拡散係数は Table 1 に示す値となった。この結果から砂層中の拡散係数値は鉛直方向に多少のばらつきはあるがほぼ一定とみてよさそうであり、Series A では $0.642 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$ 、Series B では $1.045 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$ である。

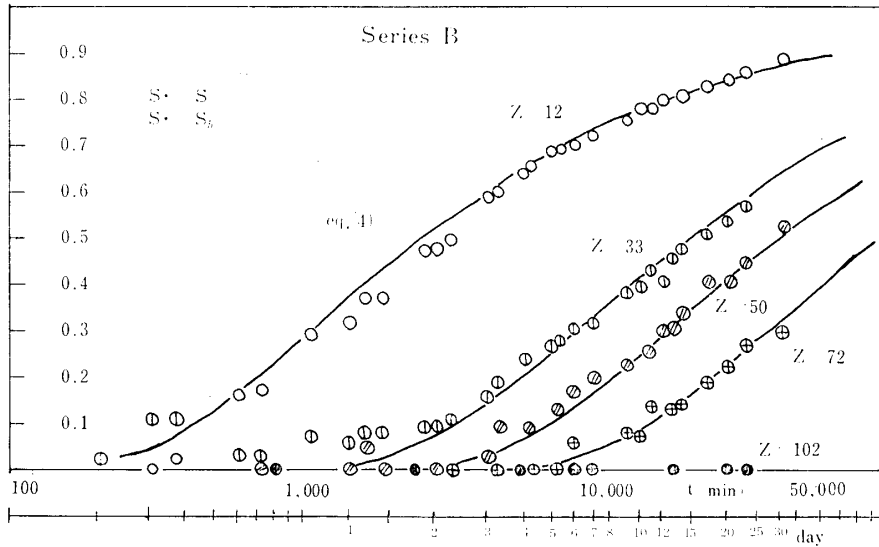


Fig. 10 Time variation of concentration shown in the form of eq. (4)

Table 1 Experimental data and coefficient of diffusion

Series	A		B	
Duration	1971.11.22~ 1972.2.9		1972.6.10~7.15	
Mean temp.	7°C		23°C	
Porosity λ	0.4		0.4	
D _M	0.898		1.45	
$\frac{3}{\sqrt{\lambda}} D_M$	0.661		1.068	
Probe No.	Z(mm)	D(×10 ⁻⁵ cm ² /sec)	Z(mm)	D(×10 ⁻⁵ cm ² /sec)
1	10	0.665	12	1.066
2	30	0.676	33	0.990
3	48	0.568	50	1.086
4	70	0.671	72	1.036
5	100	0.632	102	—
6	150	—	152	—
7	180	—	182	—
mean		0.642		1.045

* D_M : coefficient of molecular diffusion

ところで希薄溶液成分の液中での分子拡散係数 D_M は次のような関係がある³⁾.

$$D_M \mu / T = 1/F \quad (9)$$

ここに D_M : 分子拡散係数(cm²/sec)

μ : 溶媒の粘性係数(cp)

T : 温度(°K)

F : 温度に対してほぼ無関係な数

今拡散成分が NaCl とすれば $F=2.18 \times 10^7$ であるから拡散係数は温度により、次の関係で示されることになる、

$$D_M = (273 + \text{temp}) / (2.18 \times 10^7 \times \mu) \quad (10)$$

ここに temp は温度(°C) で μ も温度の関数となり、この関係は Fig. 11 に示すようになる。

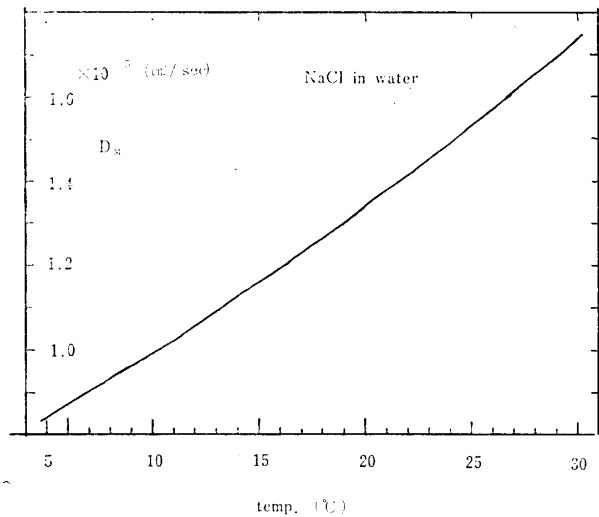


Fig. 11 Relation of coefficient of molecular diffusion to temperature

したがって Series A, B の場合の分子拡散係数 D_M はそれぞれ、 0.898×10^{-5} と 1.45×10^{-5} (cm²/sec) となる。Table 1 より実測より求めた砂層中の拡散係数は分子拡散係数の約 7 割程度の値となっていることがわかる、この事実はずぎのようなモデルを考えることにより説明することができるようである。

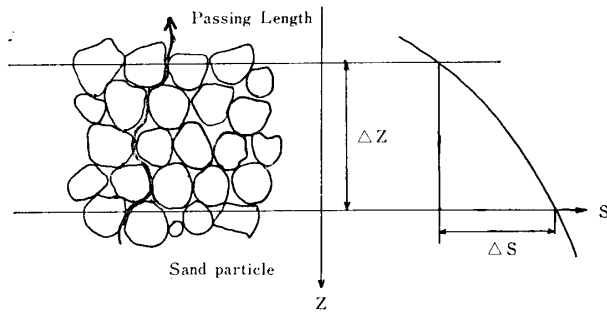


Fig. 12 Model of the diffusion process in porous media

均一液中におけるモル流束は

$$N = -D(\partial S / \partial z) \tag{11}$$

で表され、静止液体中では D は D_M に等しい。ところで砂層間隙水中の物質輸送過程を巨視的に砂層中での輸送過程として表示する場合は Fig. 12 に示すように砂層長 Δz における濃度差 ΔS の流体の経路は Δz より長くなるはずである。したがって D に流体中の拡散係数を用いようとするれば、つぎのようにすべきであろう。

$$N = -D_M(\Delta S / \alpha \cdot \Delta z) \tag{12}$$

ここに α は空隙に関係し、空隙率 $\lambda = 1.0$ のとき $\alpha = 1.0$, $\lambda = 0$ のとき $\alpha = \infty$ となる。さらに空隙率 λ は空間体積を表示する 1 つの無次元量と考えれば、長さに関する係数 α はつぎのような関係にあるものともよいであろう。

$$\alpha = 1 / \sqrt[3]{\lambda} \tag{13}$$

このように考えれば式(12)の極限は

$$N = -D_M[\partial S / (\partial z / \sqrt[3]{\lambda})]$$

$$= -\sqrt[3]{\lambda} D_M(\partial S / \partial z) \tag{14}$$

となり、したがって式(11)において

$$D = \sqrt[3]{\lambda} D_M \tag{15}$$

と置いたことと同等である。

すなわち砂層（一般に多孔体）中では分子拡散係数が空隙率の 3 乗根倍した値にみかけ上減少するとみなしたことになる。

式(15)を用いて計算した結果 Series A では $\sqrt[3]{\lambda} D_M$ は $0.661 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$, Series B では $1.07 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$ であり、Table 1 に附記したように測定値により求めたみかけの拡散係数とかなりの近似度を示している。この結果砂層中のみかけの分子拡散係数は式(15)で表され、物質の均一液中での分子拡散係数がわかれば多孔質（砂層）中での輸送を記述することが可能となる。

4.4 表層水流動による砂層拡散係数の変化

流動拡散すなわち砂層より上部にある水が流動する場合の砂層間隙水からの塩分の輸送を記述する式は、砂層内の流れが無視し得る場合に限って式(3)の簡略化ができる。砂層厚は塩分拡散の時間をそれほど長くとらなければ半無限と考えるもよいであろう。初期条件としては砂層内で $S = S_* = \text{const.}$ とする。上層流体が流動し砂層表面より浸出した塩分はただちに系外に運び去られ界面濃度は水の塩分濃度 S_0 に等しい。

今 $S' = S - S_0$ と変数変換すれば初期条件 $t = 0$; $S = S_*$, 境界条件 $z = 0$; $S' = 0$ となり熱伝導における解法⁴⁾に類推をとれば容易に次式の解が得られる。

$$(S_* - S) / (S_* - S_0) = 1 - \text{erf}(z / 2\sqrt{Dt}) \tag{16}$$

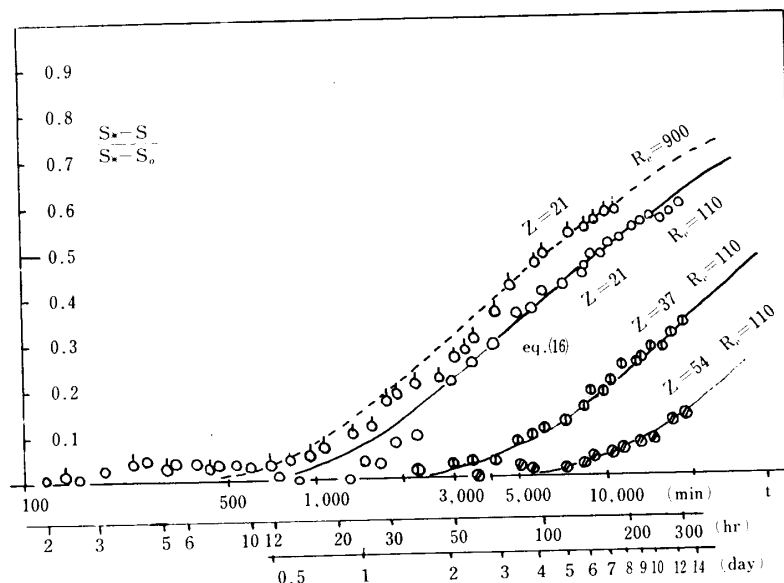


Fig. 13 Time variation of salinity concentration shown in the form of eq. (16)

Table 2 Experimental data and coefficient of diffusion for flowing diffusion

①	Exp. number		10	11	2	3	7	8	9	
②	Duration		71.12.16 ~23	72. 1.21 ~31	71. 9.7 ~16	71. 9.22 ~29	71.10.25 ~31	71.11. 5 ~16	71.11.18 ~12.1	
③	Re number		900	670	650	560	440	280	110	
④	D ($\times 10^{-5}$ cm ² /sec)	Z (mm)	21	1.16	0.85	—	1.16	0.94	0.93	0.77
⑤			37	0.76	—	1.05	1.05	0.98	0.94	0.72
⑥			54	—	—	1.08	—	0.85	—	—
⑦			61	—	—	1.13	—	—	—	0.74
⑧	Mean temp.		10	9.5	23	23	18.5	16.5	12	
⑨	D _M ($\times 10^{-5}$ cm ² /sec)		0.99	0.97	1.45	1.45	1.28	1.21	1.05	
⑩	Porosity λ		about 0.4(0.38~0.42)							
⑪	$\sqrt[3]{\lambda} D_M (\times 10^{-5})$		0.73	0.71	1.07	1.07	0.94	0.89	0.77	
④'	D/ $\sqrt[3]{\lambda} D_M$	Z (mm)	21	1.59	1.20	—	1.08	1.00	1.04	1.00
⑤'			37	1.04	—	0.98	0.98	1.04	1.06	0.94
⑥'			54	—	—	1.01	—	0.90	—	—
⑦'			61	—	—	1.05	—	—	—	0.96

実験結果の一例を Fig. 13に示す。同図の曲線は式(16)であるが、砂層に近いと式との適合性が悪くなり、とくにRe数が大きい Case 10の Z=21の場合は式(16)で示すことに疑問点がある。ここでは実測値に最も適合すると思われる(16)の曲線から計算した拡散係数の値を実験条件とともに Table 2に示す。

この結果、表層流体が流動する場合の拡散係数Dは $0.7 \sim 1.16 \times 10^{-5}$ cm²/sec の範囲にあるが、流れの条件である Re 数、あるいは鉛直方向深さと系統的な関係は見出せない。そこで 4・3において述べた砂層中の静止状態におけるみかけの拡散係数 $\sqrt[3]{\lambda} D_M$ を計算し、各測点における実測拡散係数が静止状態の何倍になっているかを見るため各条件ごとに $D/\sqrt[3]{\lambda} D_M$ を計

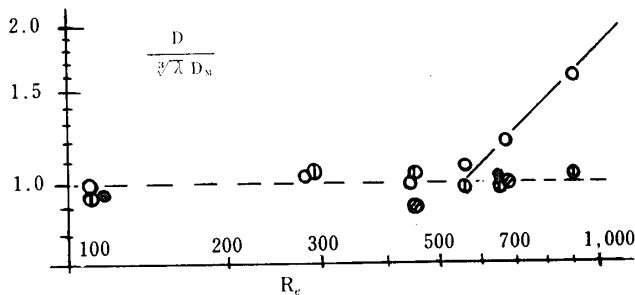


Fig. 14 Relation of apparent coefficient of diffusion to flowing Re number

算したものが Table 2の欄④'~⑦'である。この結果は、Fig. 14に Re 数の関数として示した。

このように式(16)を用いて砂層中の拡散係数を表すと実測値が、かなり系統的に整理されることから 4・3において述べたモデルの妥当性が証明されているものと考えられる。

Fig. 14より Re 数のごく限られた範囲ではあるが、砂層中の拡散係数は砂層の表層近傍のみが流れの影響

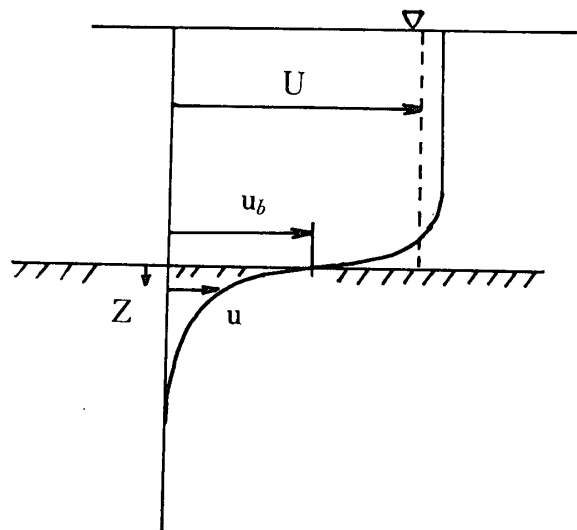


Fig. 15 Assumed velocity profile in the flowing diffusion field

を受け Re 数に正比例して増加するが、砂層ある深さ以上では静止状態の拡散係数 $D = \sqrt[3]{\lambda} D_M$ のままであり、流れによる影響は認められないようである。拡散係数が $Re > 500$ で増加することは砂層空隙内の流体が Fig. 15 に示すように上層流体の流れに伴なわれて流動してくるものと思われる。この場合には式(3)の簡略化そのものが不適當となってくるのであろうが、なお $4 \cdot 1$ の仮定を用い流れによる影響をすべて拡散係数の変化となるとみなしてみる。この場合の拡散係数を評価するために、運動量輸送におけるレイノルズ応力に類推をとり、流れによる流束を次のようにする。

$$N' = -D_t(\partial S/\partial z) = \overline{u's'} \quad (17)$$

ここに N' : 流れによる流束

D_t : 流れによるみかけの拡散係数

u' : 速度の変動成分, $u' = u - \bar{u}$

s' : 濃度の変動成分, $s' = s - \bar{s}$

さらに変動成分は平均量との間に混合距離を用いて次の関係にあるものとする。

$$u' = \nu' = l_u(\partial \bar{u}/\partial z) \quad (18)$$

$$s' = l_s(\partial \bar{s}/\partial z) \quad (19)$$

したがって式(17)より

$$D_t = l_s l_u (\partial \bar{u}/\partial z) \quad (20)$$

となる。砂層中の流速分布が

$$u = u_b \exp(-z/z_0) \quad (21)$$

ここに u_b は境界面流速, z_0 は分布を決める基準長, で表されれば, $\partial u/\partial z = u/z_0$ であり, したがって

$$D_t = l_s l_u (u/z_0) = l_s l_u (u_b/z_0) \exp(z/z_0) \quad (22)$$

あるいは

$$\begin{aligned} D_t/\nu &= (l_s/z_0) (l_u u_b/\nu) \exp(z/z_0) \\ &= (l_s l_u/z_0 R) \exp(z/z_0) (UR/\nu) (u_b/U) \\ &= (l_s l_u/z_0 R) (u_b/U) \exp(z/z_0) \cdot Re \end{aligned} \quad (23)$$

ここでシュミット数

$$S_c = \nu/D_M \quad (24)$$

を導入すれば式(23)は

$$\begin{aligned} (D_t/\nu) \times S_c &= D_t/D_M \\ &= (l_s l_u/z_0 R) (u_b/U) \exp(z/z_0) Re \cdot S_c \end{aligned} \quad (25)$$

さらに D_t を砂層のみかけの静置拡散係数の比で表せば

$$\frac{D_t}{\sqrt[3]{\lambda} D_M} = \left[\frac{l_s}{\sqrt[3]{\lambda} z_0} \frac{l_u}{R} \frac{u_b}{U} \exp\left(\frac{z}{z_0}\right) \right] Re \cdot S_c \quad (26)$$

となる。上式中 [] 内については今後検討を行わねばならないが、砂層に流れが存在する場合の拡散係数は Re 数と S_c 数に比例することがわかる。 S_c 数は物質

と温度により変化するが同一物質で同一水温であれば一定値となり、拡散係数の増加は Re 数に比例することがわかる。砂層からの塩分以外の物質を考える場合についても物質についての S_c 数が知れば式(26)により流れによる拡散係数が評価できるものと考えられる。

5. 砂層塩分の浸出量

砂層内における鉛直方向の物質のモル流束は前述の

$$N = -D(\partial S/\partial z) \quad (11)$$

で与えられる。静置拡散の場合は S の分布式が式(4)で与えられるから、これを偏微分して

$$\partial S/\partial z = -(S_* - S_b)/\sqrt{\pi D t} \exp(-z^2/2 D t) \quad (27)$$

を式(11)に代入すればよい。

砂層表面より浸出する塩分のモル流束 N_s は式(27)の $z=0$ の値を用いて、

$$\begin{aligned} N_s &= -D(\partial S/\partial z)_{z=0} = D(\pi D t)^{-1/2}(S_* - S_b) \\ &= (D/\pi t)^{1/2}(S_* - S_b) \end{aligned} \quad (28)$$

となり、時間 t までの浸出塩分量 M_s は砂層単位表面積あたり次式で表される、

$$\begin{aligned} \frac{M_s}{A} &= \lambda \int_0^t N_s dt = \lambda \int_0^t \left(\frac{D}{\pi t} \right)^{1/2} (S_* - S_b) dt \\ &= 2 \lambda \left(\frac{D}{\pi} \right)^{1/2} (S_* - S_b) t^{1/2} \end{aligned} \quad (29)$$

これより単位砂層表面積より時間 t までの浸出塩分量は砂層中の拡散係数の平方根に比例し、初期砂層塩分濃度と最終平衡濃度との差に比例し、時間 t の平方根に比例することを示している。

ところで砂層塩分濃度の鉛直分布図から求めた浸出塩分量を λ 倍して各時刻までの値として図示したものが Fig. 16 の ●印である。また上層流体部の塩分濃度分布図より積分して求めた浸出塩分量は同図の ○印の値であった。これらの値はかなりよい一致を示し、鉛直濃度分布がかなりの精度で測定されたことを示している。また Fig. 16 の直線は式(29)に $\lambda = 0.4$,

$D = \sqrt[3]{\lambda} D_M = 1.068 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$, $S_* = 12,500 \text{ppm}$, $S_b = 3643 \text{ppm}$ を用いた計算式である。計算式は時間経過とともにやや過大な値を与えるようであるが、式(29)と実測値とはかなりよい近似性を示し、静置拡散の場合は式(29)を用いて浸出塩分量を評価することができるといえる。

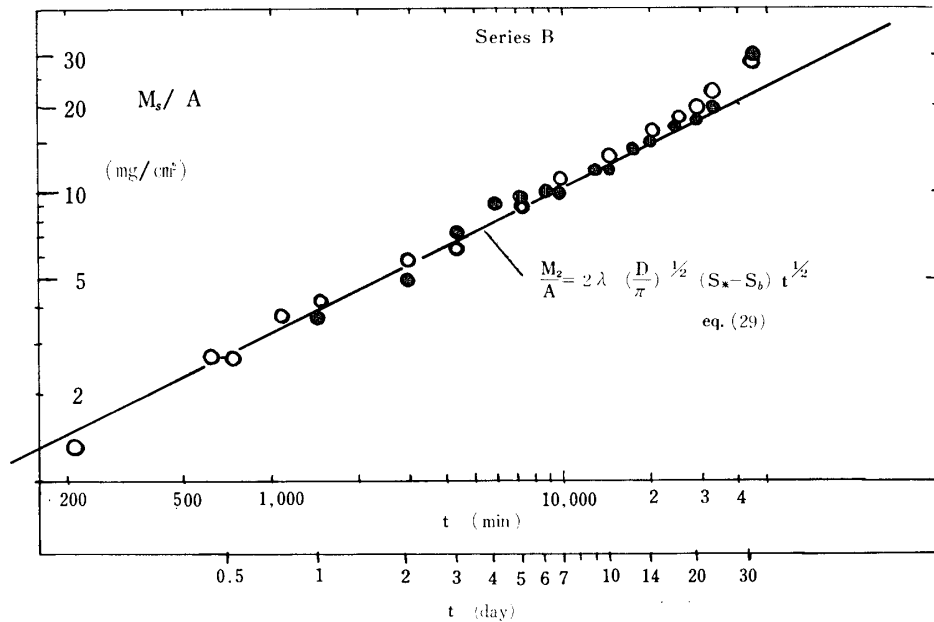


Fig. 16 Total mass transfer of salinity from sand bed to surface water for static diffusion

6. おわりに

砂層間隙中の塩分の上層水中への拡散量を評価するために実験水槽中に塩分濃度計を埋込み、砂層および水中での塩分濃度分布の時間的変化を測定した。この結果より、拡散の場を半無限多孔体と仮定し、境界条件としての界面の濃度を最終平衡濃度 S_b を用いるというモデルにより、濃度分布、拡散係数、塩分浸出量の実測値を数量的に説明することができた。

さらに砂層中のみかけの静止拡散係数は分子拡散係数の $\sqrt{\lambda}$ 倍となることを実測とモデルにより説明した。

上層流体が流動することによる砂層中の拡散係数の静止拡散係数からの増加は、砂層深部ではほとんど認められないが、砂層上層部で $Re > 500$ 程度から Re 数に正比例して増加することがわかった。

砂層からの拡散時間 t までの浸出塩分量は式(29)で評価できる。

以上が現在までの結果であるが、目下式(15) $D = \sqrt{\lambda} D_M$ の妥当性をさらに検討するため空隙率を変化

させて実験中である。また流動拡散における塩分分布の変化が Fig. 13にみられたように理論式とのずれがある点をモデルの妥当性も含めて検討している。流動状態の浸出塩分量を与える式とその妥当性も今後の課題であり、また拡散係数の変化を与える式(26)について検討を行いたい。

さらに塩分における解析を拡張して他の物質の拡散量評価へ発展させたいと考えている。

最後に複雑な実験に精力的に協力された本学卒業生 藤本哲郎君（現山口県庁）に深い感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) 石橋多聞：公害・衛生工学大系，1，日本評論社（1966）P.97
- 2) 粟谷陽一：九大工学集報，42，371（1969）
- 3) 国井大蔵：岩波講座基礎工学17，移動速度論1，岩波書店（1968）P.25
- 4) 甲藤好郎：熱伝導論，応用力学講座，20，共立出版（1967）P.54

（昭和47年9月15日受理）