

タイダル・フラッシュについて

神戸海洋気象台技官 理学博士 市 栄 啓

1. 緒 言

河口から排出された河水が、海中でどのように混合していくかという問題は、近年工場排水で河海の水が汚染されたり、河口港の維持に関係があるから、色々の方面で研究されてきたが、特に最近の水理的な研究に注目すべきものがある。こゝでは一応近年の研究成果を述べ、どのようにこの問題を展開させるかという方向を示す一助としよう。

この問題で実用上最も関係のあるのは、汚染された港や湾の海水が再び浄化されるのに、どれほど時間がかかるかという点であり、つぎには土砂や汚水がどこに最も多く集まるかという点である。そのためには港や湾内の流れを知る必要があるが、港は元来うねりや大きい風波に対し防護されているとともに、自然または人工の障壁で沿岸流の発達が妨げられるから、外に開いた海岸に較べて港内の水は停滞しやすい。しかしまた短周期の波を防ぐのに造られた障壁は、潮汐による長周期の波を防がないから、これらの波は港内に入り、それが反射や共鳴を起すことになつて、結局港内の循環は主に潮流によることが多い。たゞ入口がきわめて狭いところでは、かえつて潮流は弱くなるので、特に内が広い湾では潮流よりも吹送流の方が循環の主要原因となる。従つて個々の湾や港については、それぞれ循環の特性というべきものを明かにしないと、上に示した問題は解決できない。

一般に港は河口かまたは河口に近いところにあるものが多く、従つて塩分は河口から海の方に多くなっているが、ときには表面が淡水で海底近くは海水の場合もある。このような水理特性をもつ湾や港を estuary といひ、反対に陸水の流入がほとんどない港や湾では蒸発のためむしろ湾奥の方が塩分が大きくなることがあり、これを逆 estuary といふことがある。たゞし、この中間に潮流の作用によつてこの両方の性質を示すような港湾もある⁽¹⁾。

2. Estuary 内の水の循環

一般に estuary (E) は、図-1 に示すように淡水を供給する河 (R) と外海 (O) との間にあつて、外海から潮浪は入口 (T) を通つて出入する。この潮汐による振動に河水の供給が重なるために、平均すると estuary の長軸方向に水面の傾斜が存在するわけであ

る。一方周期的に変化する潮流は、乱流となつてい

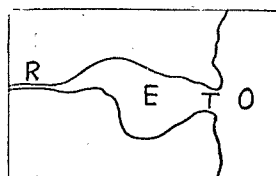


図-1 Estuary の模式図

(R; 河, E; estuary, T; 開口部, O. 外洋)

から、河水と海水との混合が行われる。この潮流と河の排水から生ずる流れと色々の物質、例えば塩分の分布との関係を明らかにすることによつて、estuary の

特性が知られるが、定常の場合には1潮汐周期の間の平均では、任意の横断面を通りこの期間の河の流量に等しいだけの河水が海に向い(体積一定の条件)、その断面内の平均では塩分の出入がない(塩分一定の条件)。一方河水と海水とは混合し、その混合水は密度が小さであつて表層のみに見られ、この傾向は湾が深いほど著しいが、全体として湾外に流出する水はこのような混合水で海水の1部をも排出するので、体積と塩分々布の保存条件から、底層では海水が奥の方へ運ばれる。この表層では湾外へ向い、底層では湾内に向う二つの流れは、潮流の往復運動より小さいが、一般に表層では下げ潮流の方が上げ潮流よりも大で、底層ではその反対であるという現象が知られている。この他比較的広い湾内で流れや塩分々布に影響を及ぼすのは、地球の自転の影響であり、これは一般に北半球では流れが右偏する傾向があるために、外海から湾内に入ってくる水は右岸に押し付けられ、逆に湾奥から出る水は左岸に偏することになり、右岸側に塩分の多い水が見られる。以上の点から考えて estuary の塩分の分布は図-2 に示したような三つの型に大別される。たゞし実際にはこの中間的なものもあり、河川の

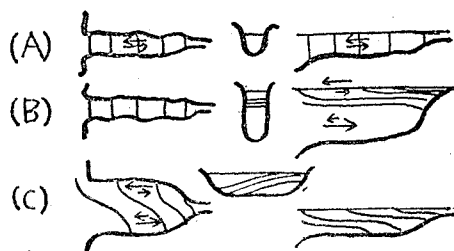


図-2 Estuary の三つの型

(左; 平面図, 中央; 横断面図, 右; 縦断面図)

流量が季節的に変化したり、夏期表層の加熱のため表層付近で安定度を増したり、風による混合が時期により変わるために、同一の湾でも色々の型になることもあるが、一般的に夏期にはどの湾も A 型にはならない。

図-3 は紀伊水道の表面から 50 m 層までの平均塩分分布を示すが、明らかに外洋の塩分の多い水が右側

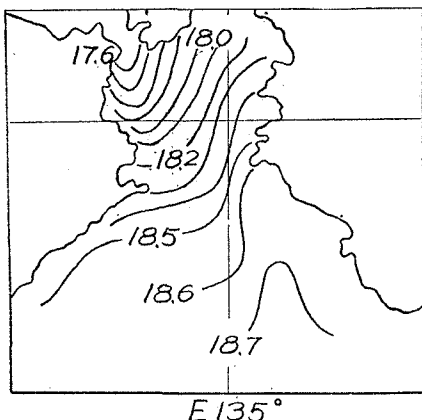


図-3 (a) 紀伊水道の年平均塩含量 (%)
(0~50mの平年値)

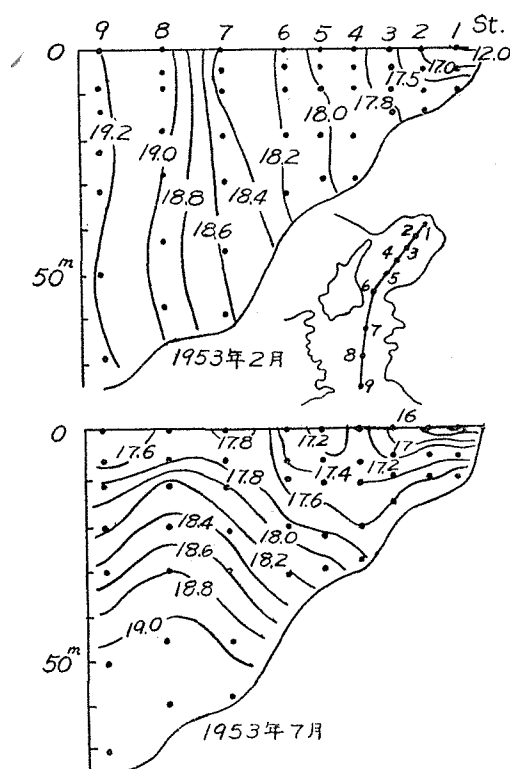


図-3(b) 紀伊水道大阪湾の縦断面内における
冬期及び夏期の塩含量分布

から入って来て、C 型の分布を示していることがわかる⁽²⁾。またこの図には大阪湾、紀伊水道の夏期と冬期の縦断面を示してあるが、上述の季節による差が見られる。

3. 定常状態における潮流による混合

一般に estuary 内の河水と海水の混合を支配するものは、鉛直方向の乱流よりもむしろ潮流の往復運動による水平混合、すなわちタイダル・フラッシュであるといわれている。これは一方に河口、他方に外海というように、常に淡水の源と海水の源とがあつて、その間の塩分の水平傾度が大きく、かつタイダル・フラッシュによる混合係数が鉛直混合係数よりも遙かに大きいためである。この量的研究はまだ充分ではないが、定常の場合にはある程度実際の塩分分布を説明し、混合の程度を明らかにできるような結果がえられている。

その一つとして Ketchum⁽³⁾の方法は、以前から衛生工学者の用いたタイダル・プリズムの考えに基づいたもので、上げ潮時に湾内の 1 区域に入つた水が混合を完成し、下げ潮時にはその区域から出て、つぎの上げ潮時にはこの混合水が入つてこないと仮定し、従つて混合が完了する最大距離は上げ潮時の流跡の平均距離と考える（この条件は実際には完全に満たされないから、この考えによる混合の程度は実際より過大である）。つぎに湾をこの平均距離に等しい区域にわけて、定常状態を保つのに必要な各区域間の混合を求めるのであるが、そのためには各区域の干満潮間の水の体積が上げ潮時に外海側の境界を越えてその区域内に入る水の体積に等しくなるようにとり、湾奥の区域は干満潮間の体積が上げ潮時の河川の全流量になるようにとる。すなわち河川の流量から湾奥の区域が定まり、こうして順次外海まで多くの区域に分割することができる。あるいは 1 潮時内の河川の流出量を R 、各区域内の干満潮間の容積を P 、干潮時の各区域の容積を V とすると、1. 湾奥の区域は $P_0=R$ にとり、2. つぎの各区域の境界は $V_1=V_0+P_0$, $V_2=V_1+P_1=V_0+P_0+P_1$, $V_3=V_2+P_2=V_0+P_0+P_1+P_2$,, $V_n=V_0+\sum_{i=0}^{n-1}P_i$, または $V_n=V_0+R+\sum_{i=1}^{n-1}P_i$ なる関係を用いて分割することができ、各区域における混合の特性はつぎのようにあらわされる。

1. 1 潮時内に各区域から外海へ運ばれる河水は、 $P_n/(P_n+V_n)$ で与えられ、これを混合比 r_n とする。

2. 定常状態で n 区域にたまる河水の全量 Q_n は R/r_n で与えられ、従つてその中の河水の割合 F は $F=Q_n/(P_n+V_n)$ で表わされるから、これによつて各区域内の平均塩分がわかる。

3. ある区域から外へ流出して、つぎの上げ潮時に流入してこない水の量は R/F で与えられるが、これは衛生工学者にとって必要な値を示す。

4. あらゆる潮時の間に堆積した水が定常状態になるまでの平均寿命は $1/r_m$ に比例する。

Ketchum は以上の方法を用いて、Raritan 河及び Raritan 湾の塩分々布を説明した。図-4 は実際に分割した区域図を示し、図-5 は平均塩分及び河水の割合の実測値と計算値を示しているが、この両者はよく一致していることがわかる。

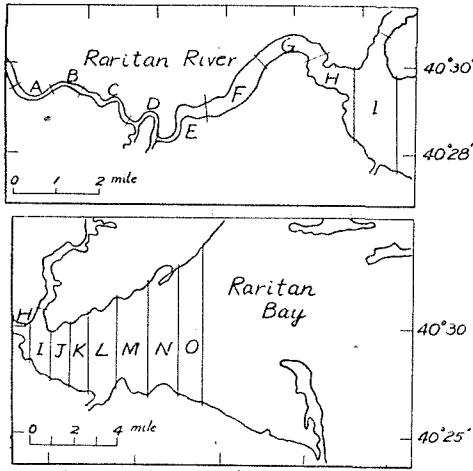


図-4 Ketchum による Raritan 河及び Raritan 湾のタイダル・プリズムの分割

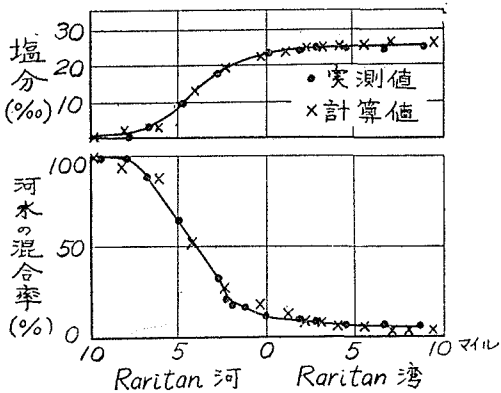


図-5 Ketchum の方法による Estuary 内の塩分及び河水の混合率の分布と実測値との比較

この方法は、湾の形、潮差、河川流量といった容易にわかるデータを用いて、河水の混合割合や種々の物質の濃度が求められるという点で実用的であるが、1 潮時の間に水が完全に混合することを仮定しているの

で、つぎの諸点で問題となる。

1. 1 潮時内の水の流れの主流向における水平混合が不完全なときには、混合比を大きめに、また河水の堆積量を少なめに見積ることになり、この傾向は潮流の乱流性の少ないときに著しい。

2. 水道の横方向の水平混合が不完全なときは、これらの量の理論値には大した影響を与えない。

3. 表層に安定成層があつて鉛直混合が不完全なときには、逆に混合比を小さく、河水の堆積量を大きく見積る傾向がある。しかしこの場合混合水の存在する最深部を仮想の海底として V を計算すれば、上の方法をそのまま応用することができる。

つぎにこの理論を連続体内の拡散の問題として表わしたのが、Arons 及び Stommel の理論⁽⁴⁾である。まず S を塩分とし、 x 軸の原点を $S=0$ とした河口にとつて、下流方向を正とする。 $x=L$ すなわち estuary が外海に開いたところの塩分は、海水の塩分 σ に等しいとしよう。いま河の流量を D ft^3/min とおくと、河水による水道内の流速は $a=D/wH$ で与えられる。 L を潮浪の半波長より短いとすると、潮汐は全水道内で同じ位相であり、 ξ_0 を常数とすると、潮高を $\xi=\xi_0 \cos \sigma t$ とおくことができる。そうすれば連続の式 $\partial \xi / \partial t = -H \partial u / \partial x$ から、潮流は

$$U = U_0 \sin \omega t, \text{ ただし } U_0 = \xi_0 \omega x / H$$

で表わされる。つぎに潮流による水分子の水平移動距離の平均値 ς は U を積分して、

$$\varsigma = \varsigma_0 \cos \omega t, \text{ ただし } \varsigma_0 = -\xi_0 x / H$$

で与えられる。塩分々布の拡散式は、

$$\partial S / \partial t + u \partial S / \partial x = \partial (A \partial S / \partial x) / \partial x \quad (1)$$

であるが、時間的に平均した分布を求めるには、 u を河水の流出による流れ a にとつて差支えない。また潮流の振幅 U_0 及び潮流による水分子の全移動距離 ς_0 を、それぞれ Prandtl の理論による乱流速度及び混合距離に比例した量とすれば、水平交換係数 A は $A = 2B\varsigma_0 U_0$ で表わされる。こゝに B は無次元数であつて、安定度や鉛直混合または海底粗度などにより変わるものである。さらに平均状態では $\partial / \partial t = 0$ であるから、(1)式から

$$aS = A dS / dx + C \quad (2)$$

がえられ、 $x=0$ で $S=0$ 、及び拡散により海水は河かみに及ばないという条件 $A dS / dx = 0$ から、 $C=0$ となる。いま A に ς_0 、 U_0 の値を入ると結局 $A = 2B\varsigma_0^2 \times \omega x^2 / H^2$ となるから、無次元数 $\lambda = x / L$ 及びフラッシュ係数 $F = aH^2 / 2B\varsigma_0^2 L \omega$ を定義すると、(2)式から

$$FS = \lambda^2 dS / d\lambda \quad (3)$$

が得られる。さらに $\lambda=1$ において $S=\sigma$ なる境界

条件を考えると、外海と各点との塩分の比は、

$$S/\sigma = \exp\{F(1-1/\lambda)\} \quad (4)$$

で表わされる。図-6には F を種々変えて λ と S/σ との関係を示すとともに、パンクーバー島の Albani 湾と Ketchum が論じた Raritan 河の資料がプロットしてあるが、仮定がかなり粗いのに、両者の一致はかなりよいようである。図では F によって曲線の形が大いに变化し、 $\lambda = F/2$ のところで転向点をもつなどの特徴が見られる。なお F は

$$F = DH^2/2B\xi_0^2 \omega V = DH^2T/4\pi B\xi_0^2 V = RH^2/4\pi B\xi_0^2$$

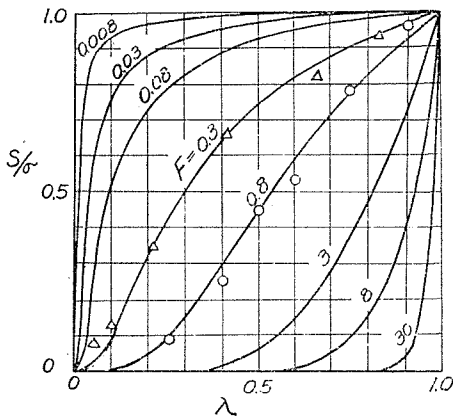


図-6 Estuary 内の塩分分布に対する Stommel の理論と実測値との比較
(○…Raritan 河, △…Albani 湾,
 F = フラッシュ係数)

と表わすこともできる。ここで、 D は河の全流量、 T は潮汐の周期、 V は estuary の全容積、 R は 1 潮時内の河の全流出量を表わす。図-6 の二つの資料から計算した B の値はかなり異なっており、かなり特性の違った場合にも大局的にはこの理論で説明がつくものと予想せられる。

4. Estuary 内における上下の塩分々布

深い湾では図-2 の B 型が見られるが、このような場合海水と河水の混合水が表層にあり、底層では純海水が存在しており、混合水がどの深さまで及ぶかということが問題になる。Albani 湾の実測によれば、河の流量が増してもその深さは増加せずにかえつて減少し、流量がある程度をこすと再び増すことがわかった。このような問題を解決するために、Stommel と Farmer⁽⁵⁾ は巾が急変する水路内を 2 層流体が流れる際の境界面が定常となるための条件を求め、実際的にその条件が成立することを確かめてから、この条件を利用して estuary 内の混合水の厚さを求めた。先ず普通の estuary は、図-1 に示すように河口から急

に巾が広くなっている。この場合境界面が定常となるための条件を求めるために、各層の流速、水深、密度を u, D, ρ で表わし、上, 下の層の量を添字 1, 2 で区別すると、2 層に対する定常運動方程式

$$u_1 \partial u_1 / \partial x = -g \partial (D_1 + D_2) / \partial x,$$

$$u_2 \partial u_2 / \partial x = -g[\alpha \cdot \partial (D_1 + D_2) / \partial x + \beta \cdot \partial D_2 / \partial x],$$

ただし $\alpha = \rho_1 / \rho_2$, $\beta = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$,

及び連続方程式

$$(\partial / \partial x)(D_1 u_1) = 0, \quad (\partial / \partial x)(D_2 u_2) = 0$$

から $\partial u / \partial x, \partial D / \partial x$ を消去して、

$$G_2(G_1 - 1) = G_2 - \beta \quad (1)$$

がえられる。これが所要の定常境界面の条件であるが、 $G_1 = u_1^2 / gD_1$, $G_2 = u_2^2 / gD_2$ であつて、普通の場合では $G_1 \ll 1$ となるから、(1)式は、

$$G_1 + G_2 = \beta \quad (2)$$

となる。普通 1 層の流体の Froude 数は $F = u^2 / gD$ で表わされ、 $F = 1$ のときには小振巾の長波が定常となるが、これと同様に 2 層流体の境界波に対する Froude 数 F_i を $F_i = u_i^2 / g\beta D_i$ なる量で定義すると、(2)式は結局

$$F_i = [1 + (q_2/q_1)^2 \{n/(1-n)\}^3]^{-1} \quad (3)$$

で表わされる。あるいは F_i がこの式で与えられるときに、内部波が定常となると考えてもよい。ここで q は流量で $q_i = u_i D_i$ であり、 D を全水深として $D_1 = nD$, $D_2 = (1-n)D$ で定義される量が n である。(3)式によると q_2/q_1 および n が小さいときには F_i が 1 に近くなるが、巾が急に広がる水槽内で実験したところ、ほぼ (3) 式の関係を満たす場合に内部波が定常となることがわかり、従つて巾が増す水路内では上層の水深が減少することが確かめられた。この実験では下層に海水を入れ、上層には淡水または混合水を入れ、巾は広いところで 44 cm, 狭いところで 4, 8.5, 17.5, 27 cm にとつている。

つぎにこの結果を用いて塩分の鉛直分布と他の量との関係を見るためには⁽⁶⁾, (2)式の他に連続の方程式及び塩分の保存式 $q_1 + q_2 = q_0$ (q_0 は河の流量), $q_1 s_1 + q_2 s_2 = 0$ から、 n に対する関係式を求めればよいが、一般に塩分と密度の間に近似的に成立する $\rho = \rho_0(1 + as)$ なる関係を用いて、

$\beta = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2 \cong a(s_2 - s_1)$, $\alpha = \rho_1 / \rho_2 \cong 1 - a(s_2 - s_1)$ となり、結局(2)式はつぎのように表わされる。

$$\varphi(n) = \nu^2 n^3 + (1-n)^3 - (1-\nu)^2 n^3 (1-n)^2 f^{-1} = 0 \quad (4)$$

ここに、 $\nu = s_1/s_2$, $f = q_0^2 / (ga s_2 D^3)$ である。 $\nu = 1$ になると(4)式を満たす n の値は 0 と 1 の間にはなくな

る。深くて潮流による混合が完全におこるところや、潮流の弱いところを除き、数 ft の潮差と水深が 10 m 以内の estuary では、上述のような定常内部波のためにある程度以上 E 内における混合が増加して、上下層の塩分差が減少しても、 n に変化なく、 T を通る流出量に影響を及ぼさないことが多い。これは過混合ともいべきもので、その条件としては (4) 式からさらに $\partial\phi/\partial n=0$ を満たす n を求めればよい。この 2 式から $(1-\nu)^3 n^4=f$ がえられ、さらにこれと (4) 式から ν を消去すると、

$$fn^8=(n^4-(1-n)^4)^3. \quad (5)$$

この式によると、 $f \rightarrow 0$ のときに $n \rightarrow \frac{1}{2}$ となり、河の流量が小さいときには過混合になると、丁度水深の半

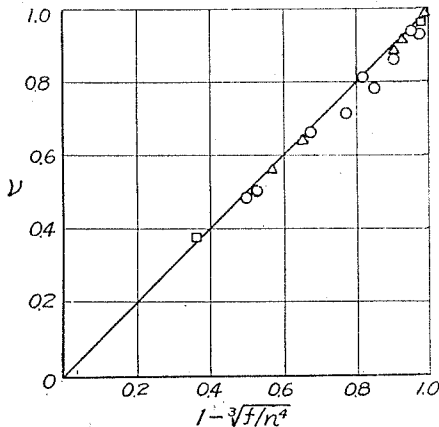


図-7 水槽内の2層流の塩分の差に関する
実験値と理論値との比較

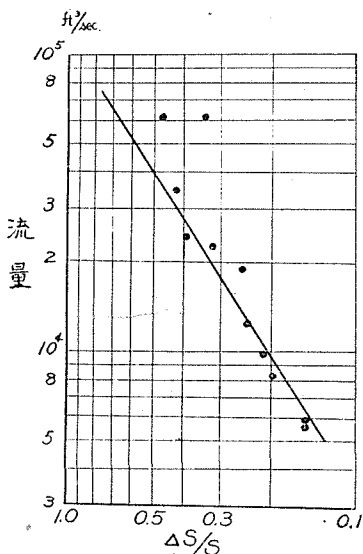


図-8 St. John 河の流量と St. John 港の上下両層の塩分差 (ΔS) との関係 ν は次式から

与えられる。

$$\nu=1-\sqrt[3]{f/n^4} \quad (6)$$

実験では上述の水槽を用い、下層の海水、淡水及び上層の混合水の密度をそれぞれ ρ_2, ρ_1, ρ_0 とし、 $\nu=(\rho_1-\rho_0)/(\rho_2-\rho_0)$ の実測値と f, n の実測値とから (6) 式の関係を検証したのが 図-7 である。またこの式を St. John 河の河口港の表層と下層との塩分差 ΔS と河の月平均流量との関係に用いたのが 図-8 であつて、直線は (6) 式からの計算値を示すが、色々複雑な条件にもかかわらず両者の一致はよいようである。

5. 汚水の問題の

鉛直方向に充分混合した estuary 内では、物質の濃度 C 、その外海への流量 $F(x)$ 、断面積 $S(x)$ 、及び水平交換係数 $A(x)$ 、河の流量 Q の間には、

$$F(x)=QC-S \cdot A \cdot dC/dx$$

の関係が成立する。その物質が時間 t とともに $C=C_0 e^{-t/\tau}$ のように減少するときには、定常状態で

$$dF(x)/dx=-SC/\tau$$

の式が成立し、また estuary 内に注ぐ物質の source のあるところでは、その供給量を ψ とすると、

$$dF(x)/dx+SC/\tau=\psi$$

となる。これらの量のうち Q, S, τ などは既知の量であるから、 A がわかれば C の分布が求められるわけである。 A を知るには、例えば C を estuary 内の河水の割合にとればよい。この場合 $F(x)=Q$ であるから、

$$A=Q(f-1)/S(df/dx)$$

なる関係がえられ、estuary を多くの区域に分割して、この式から求めた階差方程式を応用すれば A が求められ、一般の C を求めるにはやはり微分方程式から作つた階差式を用いればよい。特に S 及び A が一定の場合には、

$$f=1-e^{x/L},$$

ただし $x'=Qx/AS$ ($x=0$ が河口) で表わされ、 C の値は source の上流及び下流側の分布を、それぞれ $C_1(x), C_2(x)$ で表わすと、

$$C_1(x)/C(L)=e^{k_1(x'-L')}$$

$$C_2(x)/C(L)=(e^{k_2 x'} - e^{k_1 x'})/(e^{k_2 L'} - e^{k_1 L'}),$$

ここに、 $C(L)=C_0(e^{k_2 L'} - e^{k_1 L'})$, $C_0=\psi/Q$,

$$L'=QL/AS, \quad k_1=\frac{1}{2}(1+\sqrt{1+z}),$$

$$z=4AS^2/(\tau Q^2), \quad k_2=\frac{1}{2}(1-\sqrt{1+z}),$$

となる。図-9 には f 及び C/C_0 を河口からの距離の函数として示しておいたが、破線は f を表わしている。 $\tau=0$ 、すなわち消費のない物質では、source の上流側では破線に従つて減少し、下流側では実線に従つ

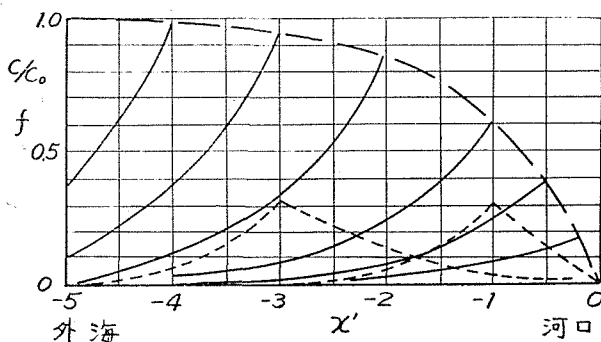


図-9 一定水平交換係数の Estuary 内の河水の割合 f 及び物質の濃度 C/C_0 の分布の理論値

て減少する。なお $\tau = AS^2/(2Q^2)$ の場合, source が $x = -3$ 及び -1 にあるときについての C の分布を点線で示しておいた。いずれの場合でも, source のあるところでは分布が最大を示すが, 上流側への減少が著しいことは常識通りである。さらに実際の estuary については, 前に述べた階差方程式を用いて, 弛緩法により C の分布を求めることができるわけである。

6. 非定常の場合のタイダル・フラッシュ

非定常の場合の問題としては, 河水が流入してからどのくらい時間がたつと, 海水とすっかり混合してしまうとか, 河水が潮流に運ばれてゆくときの海水との混合状態の変化の模様とか, 河から土砂が運ばれそれがすっかり沈澱しきるまでの経過など, 種々の場合があるが, いまだ充分解決されているとはいえないが, 外国にもこの種の研究は乏しいようである。

先ず 3. の Arons と Stommel の理論に与えられた潮流を水平混合の乱流要素と考える場合の非定常問題の 1 例として, 湾の水温の年変化についてえられた結果を述べよう⁽⁸⁾。図-10 は大阪湾の長軸上の 7 点について, 上層から下層までの平均水温の年変化の振巾と位相の実測値からの調和分解結果と, 拡散方程式

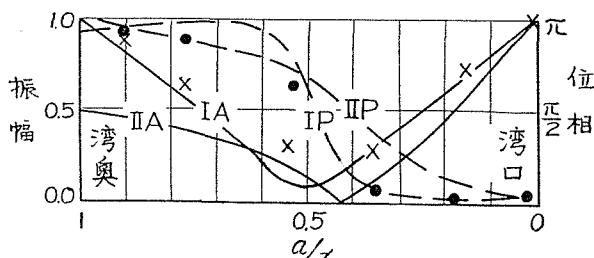


図-10 大阪湾の水温(水柱についての平均値)の年変化の実測値(×…振巾, •…位相)と理論値(実線: 振巾, 破線: 位相)との比較
(I は湾奥で水平交換係数が減する場合,)
(II は水平交換係数が一定の場合.)

$$\partial T / \partial t = \partial (A \partial T / \partial x) / \partial x - F(t) \quad (1)$$

の $x=0$ (湾口) で $A \partial T / \partial x = f_0 + f_1 e^{i\sigma t}$,
 $x=a$ (湾奥) で $A \partial T / \partial x = 0$ なる境界条件の下にえられた解との比較を示したものである。この場合には, 潮流の振巾が大体湾奥から湾口まで直線状に増加しているので, $A = A_0(1-x/a)$ の形にすると, $\alpha = a \sqrt{2\sigma/A_0}$ として, 解は

$$T = T_1 + T_2, \quad T_1 = - \int F(t) dt, \\ T_2 = \Re [f_1 J_0 \{ \alpha(1-i) \} / \sqrt{1-x/a} \} \\ \times (1+i) e^{i\sigma t} / \alpha J_1 \{ \alpha(1-i) \}]$$

の形で表わされる。これと A を一定とした場合の解

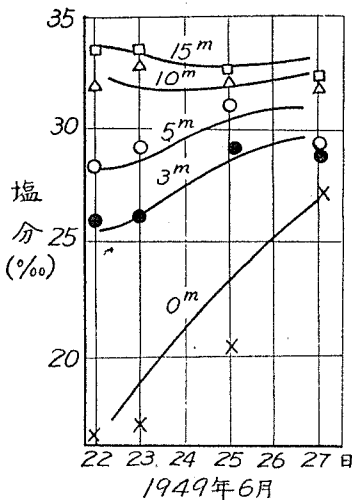
$$T_2 = - \Re [f_1 a \cosh \beta (1-x/a) e^{i\sigma t} / \beta \sinh \beta],$$

たゞし $\beta = a(1+i) \sqrt{\sigma/2A}$, との比較値をも示しておいたが, 前者の方がよりよく合うようである。しかも水平交換係数は潮流の振巾 U と 1 潮時内の水粒子の移動距離 $\int U dt$ との積から求めたものとはほぼ一致し, 大体 10^7 c.g.s. 程度であることから, 大阪湾程度の湾の水温の年変化の振巾や位相の分布を支配するものは, Arons と Stommel の考えたように, 潮流による水平混合であることが予想される。大雨があつて大量の陸水が流入した場合の恢復の状態についても, いまだ充分研究が行われていないが, 大阪湾北部の数回の観測では⁽⁹⁾, 大体河水の最も多く混合する範囲は表面から 3 m 程度のところであり, その下層は Stommel の理論から示されたように前よりも塩分は多くなり, かつこの表層の低塩分水との間に著しい密度の傾度を生ずるから, 鉛直交換係数は $10^{-1} \sim 1$ c.g.s. の程度できわめて小さい。たゞし水平方向に各層の塩分の平均値をとり, その時間的な変化を考える場合には, 鉛直混合の拡散式の解から説明できる。

図-11 には 1949 年 6 月 22 日から 27 日 までの塩分の実測値と鉛直交換係数を 1 c.g.s. と採つた場合の理論曲線の比較を示してあるが, ほぼ両者は一致していると思われる。この場合理論式は, 誤差関数を用いて,

$$S = S_0 - (S_1/2) \\ \times [e^{-\alpha^2} \{ 1 - \Phi(\sqrt{kt} \alpha - z/2\sqrt{kt}) \} \\ + e^{\alpha^2} \{ 1 - \Phi(\sqrt{kt} \alpha + z/2\sqrt{kt}) \}].$$

つぎに河口において浮泥などが海中に入るときには, 潮流に運搬されて往復運動をすると同時に鉛直交換をうけ, また沈降するわけであるが, そのとき沈降が速ければ潮流により α が充分速く運ばれる間に海中の物質は



図一11 大雨後の塩分回復の1例

(測点は大阪湾北部の
各水深に関する平均値、
実線は拡散方程式の解。)

近い短期間の変化を考慮するので、潮流を乱流要素とは考えられない点が困難になつてくるのである⁽¹⁰⁾。簡単な場合を考えて、拡散の式

$$\partial S / \partial t + u \partial S / \partial x = K \partial^2 S / \partial z^2 + w \partial S / \partial z$$

から出発して、 $S = n \left(\int_0^t u dt - x \right) m(t, z)$ とおき、

$$z=0 \text{ (海底) で } S=S_0,$$

$$z=h \text{ (水面) で } K \partial S / \partial z + w S = 0,$$

$$t=0 \text{ で } S=n(-x)\phi(z)$$

とし、 $\phi(z) = S_1 e^{bz}$ としたとき、上から下までの全輸送量は、

$$M = \int_0^t mdz = -4S_2 \exp(wh/2K - w^2t/4K) \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} \frac{a_n^2 \cos a_n h (1 + Kb/w) \exp(-Ka_n^2 t)}{h \{ (b + w/2K)^2 + a_n^2 \} \{ (w/2K)^2 + a_n^2 \}}$$

で与えられる。ここに、 $S_2 = S_1 \exp(bh)$ であり、 a_n は $\tan ah = -2Ka/w$ の解のうちで $(n - \frac{1}{2})\pi/h$ と $n\pi/h$ の間にあるものを示す。これから沈降速度 $w = 0.01, 0.1 \text{ cm/sec}$ で $t = 2, 4, 6$ 時間の後の海水中に含まれている土砂の量は、それぞれ始めの (0.5, 0.2, 0.1) 倍及び $(0.07, 5 \times 10^{-3}, 4 \times 10^{-4})$ 倍の程度である。従つて $w = 0.01 \text{ cm/sec}$ 以上の大きい浮泥に対しては1潮時内でほとんど沈降してしまうので、潮流は水平混合の要素としてあまり有効ではないことがわかる。しかしこの場合 $h = 5 \text{ m}$, $K = 10 \text{ c.g.s.}$ と取つてあるので、これより水深が大きく、また K が大きい場合には、1潮時内で沈降する量はより少なくなる。

一般的に云えば⁽¹²⁾、流速及び濃度の変動スペクトルをそれぞれ $\Sigma u_m e^{ik_m t}$, $\Sigma S_m e^{ik_m t}$ とすれば、平均時間を $t - T$ と $t + T$ の間にとつて、その間の平均濃

度分布を問題にすると、水平交換に大きい作用をするのは $4\pi T/k_m \gg 1$ を満足する成分のみである。また k_m を m が大きいほど大きくなるように表わし、かつ m 成分の濃度はより低次の濃度の傾度から生じると考えると、 $S_m = \Sigma_{m < p} l_{mp} \partial S_p / \partial x$ となるので、乱流交換項は

$$\overline{u'S'} = \Sigma_p \left\{ \Sigma_{n, m > (M, p)} l_{mn} u_n \exp i t (k_n + k_m - k_p) \right\} \\ \times (\partial S_p / \partial x) e^{ik_p t}$$

で与えられる。ここに、 M は $4\pi T/k_m \gg 1$ を満たす m の値であり、 (M, p) は M と p の最大値を示す。すなわち平均変動項 ($p < M$) の拡散係数は、その変動の周期により異なり、速かに変化する現象に対しては $\bar{u}$ を施した拡散係数が小さくなり、また乱流成分がある波数 k_n で著しく大きい値をとる場合、それに対する時間より長い時間における平均の状態では、拡散が急激に増大することが予期される。例えば半日潮成分を乱流要素と考えてよいほど長い時間について平均すれば、潮流の強いところで河などが少なければ、水塊の差があまりないことなどが実際に見られるのである。この点単なる乱流のスペクトル理論と少し差があると思われるが、このような点を明らかにすることは、海洋の乱流の特性を知る上にも大いに寄与すると思われる⁽¹³⁾⁽¹⁴⁾。なお河口附近で相次ぐ潮時の間における河から出た低塩分水の部分の塩分の増加から求めた交換係数が、Arons と Stommel の考えに従つて計算した定常状態に対する係数の少なくとも $1/10$ 以下であつたことも、上の考えの裏づけを示すものであろう。さらに河口でない潮流の強いところでは、1日程度の変化に対しては潮流の移流効果が卓越し、水平交換よりも鉛直方向の混合の方がより重要なようである⁽¹⁵⁾。

7. 模型実験について

普通模型実験には、実際の形を再現し、それに仿く2, 3の作用を見るための総観的模型と、一定条件の下にある特性を見るための解析的模型とがあり、タイダル・フラッシュの問題では、前者は港の汚染のような実際問題が扱えるばかりでなく、風のような外力の作用または時間的変化の問題、季節による流量の変化などに対する問題もある程度解決できるが、一方縮尺率の関係から何かの限界点の条件を充分再現できないうらみがある。特に水深の縮尺率は充分深い estuary 以外では、水平方向よりも普通大きくとらねばならぬから、海底の粗度や乱流交換の作用を正しく再現できず、またあまり浅くすると表面張力の影響が利いてくる。さらに他の水理模型と異なる本質的な差として、海水と淡水との混合の問題があり、単に Froude

数を合わせた模型では、乱流が実際のものよりも著しく小さくなつて、淡水は表面で混合しないまま流れるということになる。従つて兩層の流体の密度を模型の鉛直縮尺率と水平縮尺率との比に反比例してとらねばならない。このようにすると、風の影響をも含めた実験をすることも可能である。この点についても研究を進めることによつて、ほど定量的な結論がえられる実験をすることが望ましい。

なお解析的な模型実験の1例として、Stommel と Farmer との水槽実験を述べたが、今後例えば流れが上下の shear をもつ場合の混合の問題や、1潮時に近い短時間内の濃度変化のような非定常の場合も取り扱うことができれば、さらにこの問題に対し前進することができであろう。

文 献

- (1) Redfield, A. C. : The flushing of harbors and other hydrodynamic problems in coastal waters, *Hydrodynamics in Modern Technology*, 1951.
- (2) 市榮 啓 : 紀伊水道の海況(1951年), 中央気象台海洋報告, 第2巻第3号, 1952.
- (3) Ketchum, B. H. : The flushing of tidal estuaries; *Sewage and Industrial Wastes*, Vol. 23, 1951.
Ketchum, B. H. : The exchange of fresh and salt waters in tidal estuaries, *J. Mar. Res.*, Vol. X, No. 1, 1951.
- (4) Arons, A. B. and Stommel, H. : A mixing length theory of tidal flushing, *Trans. Amer. Geo. Union*, Vol. 32, No. 3, 1951.
- (5) Stommel, H. and Farmer, H. G. : Abrupt change in width in two-layer open channel flow, *J. Mar. Res.*, Vol. XI, No. 2, 1952.
- (6) Stommel, H. and Farmer, H. G. : Control of salinity in an estuary by a transition; *J. Mar. Res.*, Vol. XII, No. 1, 1953.
- (7) Stommel, H. : Computation of pollution in a vertically mixed estuary, *Sewage and Industrial Wastes*, Vol. 25, No. 9, 1953.
- (8) Ichiye, T. : On the heat exchange between the bay waters and the off-shore waters; *Mem. Kobe Mar. Obs.*, Vol. VIII, 1950.
- (9) Ichiye, T. and Tanioka, K. : On the hydrographic conditions in Osaka-Wan after the heavy rain caused by the typhoon "Della"; *Pap. and Rep. in Oceano.*, No. 3, 1949.
- (10) 市榮 啓, 森安茂雄, 北村弘行 : 大雨後の大阪湾北部の海況, 中央気象台海洋報告, 第3巻 第1~2号, 1953.
- (11) 市榮 啓 : 泉南海岸の潮流と波浪について(第3報), 泉南海岸浸蝕調査会報告, 第2報, 1952.
- (12) 市榮 啓, 森安茂雄, 北村弘行 : 川口附近の海況について, 中央気象台海洋報告, 第2巻第4号, 1953.
- (13) Ichiye, T. : Theory of oceanic turbulence; *Oceano. Mag.*, Vol. 3, No. 3, 1951.
- (14) 小倉義光 : 気象と亂流, 予報研究ノート, 1953.
- (15) Ichiye, T. : On the variation of oceanographical elements due to the tidal currents, *Oceano. Mag.*, Vol. 4, No. 3, 1952.