

河川潮汐の研究(第3報)

宇野木早苗*・上嶋英機**・山下皓一***

要 約 感潮区間約5 km の巴川を例として、潮差が平均水深と同程度の河川における潮位と潮流の縦断方向および横断面内の分布と変動を明らかにするように努めた。木曾三川の場合と同じく、感潮上限は静水面交点と一致し、また波形、流量、各分潮の振幅と位相の流軸にそう変化は、1次元の理論値で旨く説明できる。しかし横断面内の流れの分布はきわめて複雑で、その強さや位相は流心部と縁辺部で著しく異なり、大きな shear が存在している。潮差が大きい場合、物質の輸送や拡散に対して、shear 効果と並んで、水面変動の効果を十分に取り入れる必要があることを指摘する。

1. ま え が き

前報までは、主として河川潮汐を1次元の現象と見なして、木曾三川(木曾、長良、揖斐)における観測結果を解析し、その実態を明確にするとともに、河川潮汐の数値計算法、および背水曲線の水面を伝わる河川潮汐の理論を展開し、これらが現象をかなり良く説明し得ることを示した^{1),2)}。しかし現実には、潮時によっては上層と下層で、あるいは流心部と岸近くで、全く逆向きの流れを見ることがあり、横断面内の流れの分布はきわめて複雑である。このような強い shear が、流れを横切る方向の乱流拡散と結びつくとき、流軸方向の物質の拡がり

に大きな効果をもたらすことは、すでに多くの人が認めている。しかし、各潮時ごとに断面全体の流速の分布を観測し、shear の大きさとその変動を明らかにした例はあまり多くない。また従来の研究は、潮差が水深に比して無視できる場合がほとんどであるが、日本の太平洋岸の感潮河川では、そうでない例も多い。水位変動が水深と同程度のとき、物質の輸送や拡がり、どのように行なわれているかを理解するためにも、横断面の各潮時ごとの分布を明らかにする必要がある。

静岡・清水両市を縫って清水港に注ぐ巴川(図-1)、感潮区間は約5 km、河口の川幅80 m程度の小河川であるので、この種の観測には都合がよい。また大潮のときの潮差は河口で1.6 m 余りで、河口の平均水深(断面平均約2 m、最深部3.5 m)と同程度である。ちなみに、川的全長は16.4 km、流域面積95 km²、平水流量3 m³/sec 前後、感潮区間の平均河床勾配は約1/2 000 である。最近河口付近の汚染がはなはだしく、その浄化が強く望まれている。

そこで、1968年から1970年の間、1時間ごとの25時間連続観測を9回行なった。ある時は流軸にそって縦断方向の変化に注目し、ある時は特定地点における横断面内の分布を詳細に把握するように努めた。観測項目は、水位、流れ、塩素量、水温であって、巴川にかかる多くの橋(図-1)の上から、採水器または計器を吊して測定を行なった。なお本報では、水位と流れの解析結果の報告を主体とし、他のものは別に報告する予定である。

2. 水位の縦断方向の分布

河口から上流に向けての水位変化の観測例を、図-2に示す。河口距離とともに波形の非対称性が増し、山の前面が急で後面が緩やかになり、谷が浅く平になるという河川潮汐の変形の特長が認められる。満潮は感潮域全体はほぼ同時に起こっているが、干潮は上流に向かって次第に遅れ、遅れの割合は上流で急に大きくなる。潮差も上流に向けて減少し、河口から約5 km の能島橋(のじまばし、図-1)では潮位変化はほとんど認められない。かつて著者の1人¹⁾は、海域の静水面(平均水面)の延長が河床と交わる点を静水面交点と名付け、河川潮汐現象はほとんどこの静水面交点より下流に限られ、それより上流への潮汐のはい上がりはあまり認められないこと

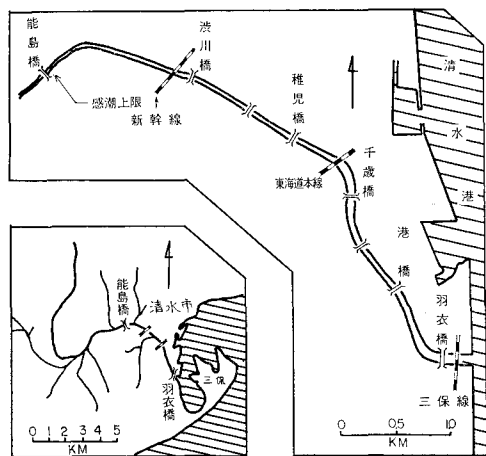


図-1 巴川の流域(左下)と感潮区間拡大図

* 正会員 理博 理化学研究所主任研究員
 ** 正会員 工修 中国工業技術試験所
 *** 正会員 工修 東海大学助手 海洋学部

を、実証的にまた理論的に示した。そこで、巴川について特定の水準面以下の河川断面積の変化を図示すると、図-3 が得られる。図によると東京湾中等潮位零以下の河積が無くなる地点、これが静水面交点にはほぼ対応すると考えられるが、これはちょうど能島橋近傍

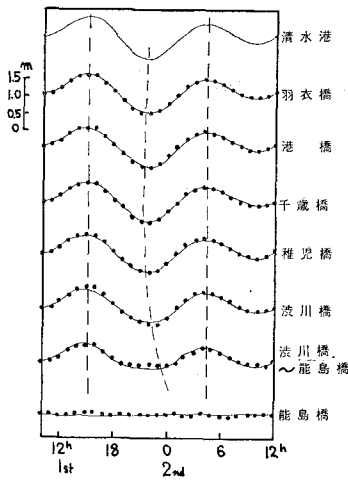


図-2 巴川筋の水位変化(1968年12月1~2日), 実線は実測潮位, 黒丸は計算潮位

にあって、図-2 の感潮区域上限と一致し、上記の考えを裏付けている。

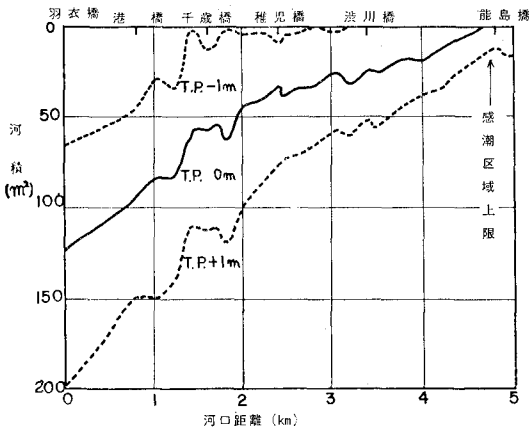


図-3 巴川の東京湾中等潮位(T.P.)-1m, 0m, 1m 以下の河川断面積の変化

次に、1時間ごとの水位観測値25個を使用し、1平均太陰日(24.84時間)を基本周期にして周期分析した例を図-4に掲げる。日周潮、半日周潮とも、河口に対する振幅比は、多少の凹凸はあっても、河口を離れるにつれて小さくなり、上流では減少の度合が急である。位相差は、感潮区間が短いので小さく、上流に向けて位相の遅れる傾向はあまり明瞭ではない。一方1/4日周潮は摩擦が無い場合の理論によれば、その振幅は半日周潮の振幅の2乗と、河口距離に比例する。図-4の最下図によれば、この傾向は大体現われているようである。ただし上流に向かって基本波そのものが減衰するので、1/4日周潮の振幅増加はある所で止まり、それから先は減少する。以上の結果は、木曽三川の解析結果とよく一致している¹⁾。

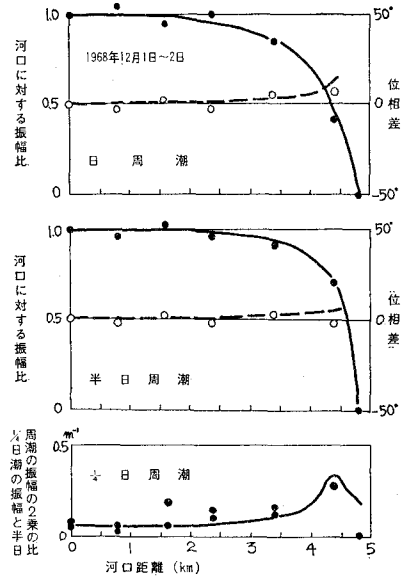


図-4 巴川における日周潮、半日周潮、1/4日周潮の振幅(黒丸)と位相(白丸)の分布、実線と破線は計算値

3. 流れの縦断方向の分布

河川潮汐は定常波性であるので、図-12 に一例が示されるように、水位と断面平均流はほぼ 90° の位相差になっている。しかし、密度成層、複雑な地形、摩擦などのため、流れの分布は、縦方向にも横方向に複雑である。4つの潮時における流れの縦断面分布の例を図-5に示

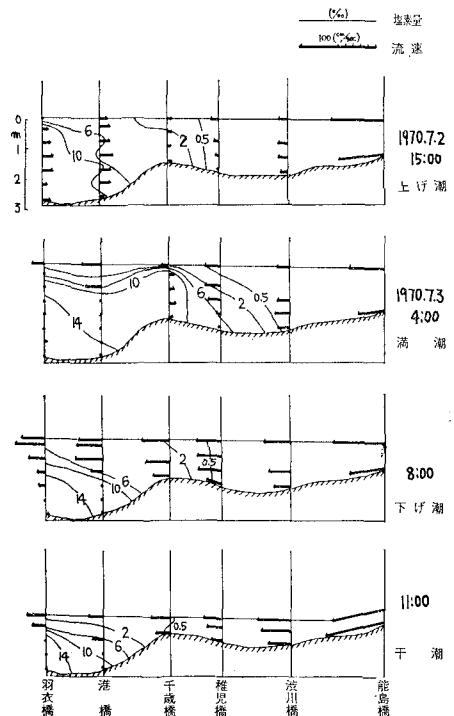


図-5 塩素量と流れの縦断面分布, Q_r (河川流量) $=5.8 \text{ m}^3/\text{sec}$

す。上げ潮の時でも、中流以上では河川流が潮汐流を陵駕するため、合成流は下向きになっている。そして流向は表面から底まで揃っている。満潮時になると、上層では下向きの流れはすでに河口にまでおよんでいるが、河口から中流の下層部には未だ海水がくさび状にもぐりこみ、上流に向う流れが認められる。下げ潮になると、くさびも河口の方に退き、全区間において表面から底まで下向きの流れとなり、流速も最大になる。そしてこの傾向は干潮時にまでおよんでいる。

いま、流れの観測値 u を、潮汐周期の平均流 U と、変動流 u' に分ける。

$$u = U + u' \quad \dots\dots\dots (1)$$

変動部分は潮汐成分と乱流成分からなっている。変動流の大きさとして、変動の2乗平均の平方根、すなわち標準偏差を用いる。平均流と変動流の鉛直分布を各地点で比較したものを図-6に掲げる。それぞれ相対水深で整理され、表面における値との比が示されている。図から次のことがわかる。

1) 平均流は上層から下層に急激に減少するが、変動流は減少の割合が小さく、ピークが表層より下方に生じている所もある。これは、平均流の主体をなす軽い河川水は上層を流れ、変動流の主体をなす潮汐成分は長波であるため、上下一様の傾向にあることに対応する。

2) 河口付近では、密度成層のため下層に上流向きの平均流が認められる。

3) 上流にいくにつれて、密度成層は弱まり、水深も浅くなるため、平均流と変動流の分布は次第に接近し、

上下差も小さくなる。

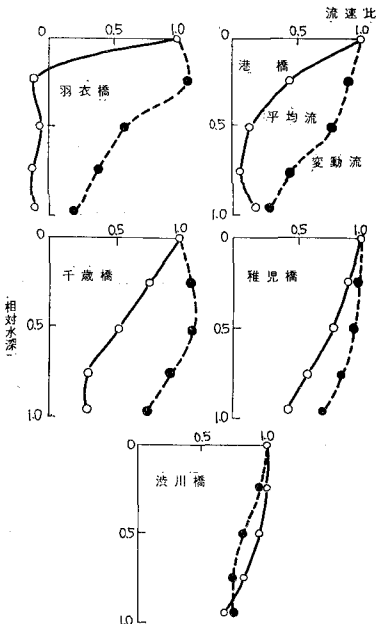


図-6 平均流(白丸, U/U_s)と変動流(黒丸, $\sqrt{u'^2}/\sqrt{u_s'^2}$)の鉛直分布, 1970年7月2~3日, $Q_r = 5.8 \text{ m}^3/\text{sec}$, s は表面を示す

4. 流れの横断面内の分布

4つの潮時における横断面内の流速分布を図-7に、また1点における流速鉛直分布の2時間おきの変化を図-8に示す。前者は中流、後者は最下流におけるものである。下げ潮の時には、流れは河川中央部のしかも表層において最も強く、底層に向かって、また岸に向かって減少している。干潮に近づく流速は全体として小さくなり、下流下層には早や上流に向かう流れが現われる。干潮から上げ潮に転ずると、最強流速は河川中央部の中層に見られる。そしてまだ中層以深では上げ潮なのに、ある時期に表層の流れはやみ、下げ潮に転ずる。やがて中層の流れも止って満期になるが、まもなく断面全体が下げ潮に覆われる。このように、上げ潮と下げ潮の流れの型は著しく異なる。すなわち、上げ潮は下層から始まって表層におよび、流速最大は中層にある。しかるに下げ潮は表面から始まって下層におよび、流速最大は表層に見られる。

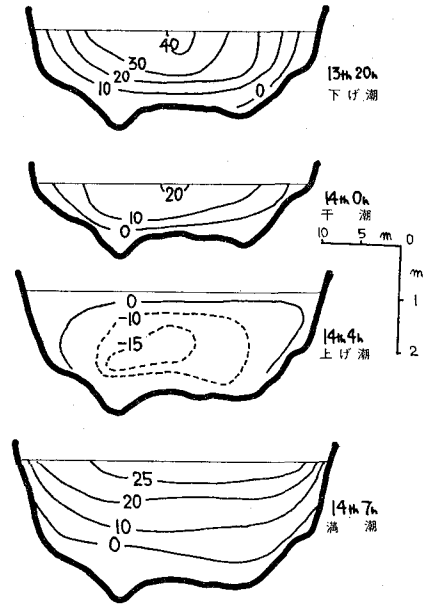


図-7 稚児橋における断面内の流速分布, 1970年11月13~14日, $Q_r = 2.5 \text{ m}^3/\text{sec}$, 流速の単位は cm/sec , 河口に向う流れが正

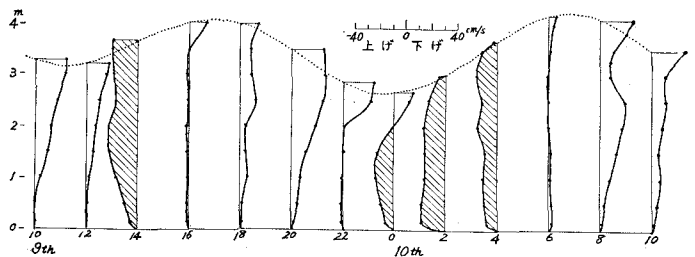


図-8 羽衣橋における流れの鉛直分布, 1969年11月9~10日, $Q_r = 2.6 \text{ m}^3/\text{sec}$, 斜線部は上げ潮

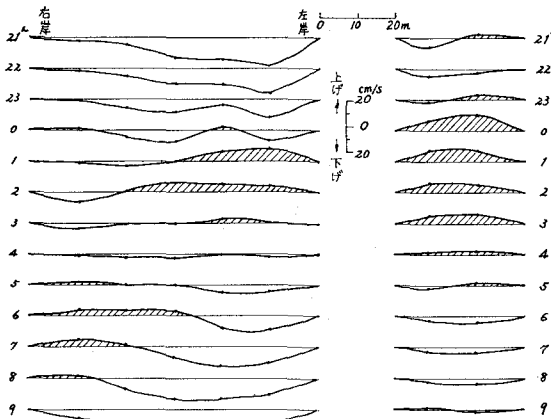


図-9 羽衣橋における表面(左図)と底より2.3m上(右図)における流速の水平分布, 1968年12月1~2日, $Q_r = 3.2 \text{ m}^3/\text{sec}$, 斜線部は上げ潮

次に流れを横切る方向の水平分布の例を図-9に示す。この図から左岸が上げ潮なのに右岸が下げ潮であり, また逆に, 左岸が下げ潮のとき右岸が上げ潮という模様も明瞭に認められる。このように, 流れは上下左右に複雑な分布をしているので, 半日周潮流の位相の断面分布を調べてみる。相対水深の等しい点の流速の周期分析結果を図-10に示す。潮汐成分が卓越する中層では, 水位に対してほぼ 90° の位相差をもち, 定常波の性格を維持している。しかし縁辺部では 90° と異なり, 特に表層において, 図-10の上段の例では 90° より大きいのに, 下段の例では, 逆により小さくなって, 前記の流動分布の複雑さに対応している。

以上述べたように, 河川感潮域では鉛直方向に, また水平方向に著しい shear が存在し, これが潮時とともに

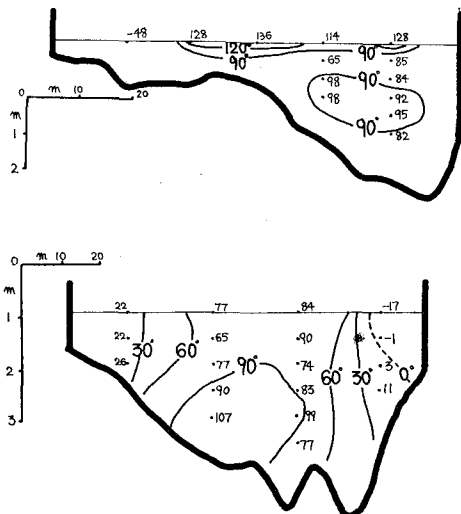


図-10 半日周潮と半日周潮流の位相差, 上は羽衣橋(1968年12月1~2日), 下は港橋(1969年7月6~7日)

きわめて複雑に変動していることは, 十分留意すべきことである。

なお, 平均流の断面分布を図-11に掲げる。これは前日に降雨があり, 9回の観測中最も流量の多いときであるため, 表層には海に向かう著しい流れがあるが, 下層には微弱とはいえ, 上流に向かう流れが明瞭に認められる。

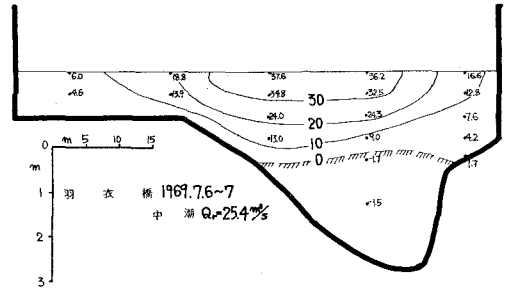


図-11 羽衣橋における平均流速分布, 単位は cm/sec

5. 河川潮汐の数値計算結果

河積を A , 河幅を B , 径深を R , 基準面からの水位を D , 断面流量を Q , 断面平均流速を $\bar{u} = Q/A$, 粗度係数を n , 重力加速度を g としたとき, 流軸にそって x 軸をとった1次元の基本式は, 次式で与えられる。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = -g \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{gn^2 |\bar{u}| \bar{u}}{R^{4/3}} \quad \dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial x} \quad \dots\dots(3)$$

これを差分方程式に変換しての数値計算の方法は, すでに第1報に述べてある。境界条件として, 河口に水位変化を, 上流端に河川流量を与える。

粗度係数の相違は, これを 0.022 から 0.034 の間に变化させた所では, 河口から中流までは潮汐に対し目立つ変化を与えないが, 河床勾配の急な感潮上限近くでは, かなりの差違をもたらす。 $n=0.034$ の場合の計算潮位を図-2に示す。また周期分析の結果は図-4の実線で

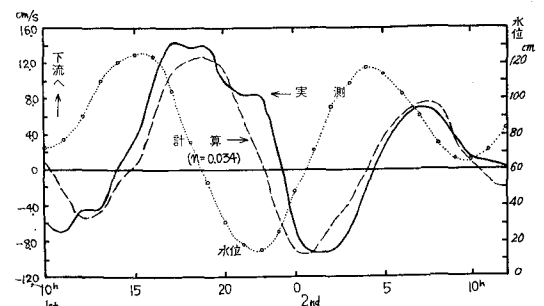


図-12 断面平均流速の実測値(実線)と計算値(破線)の比較, 点線は実測潮位, 羽衣橋, 1968年12月1~2日

描かれている。感潮区間全域にわたって、実測値を旨く説明している。図-12は、断面平均流速の実測値と計算値を比較したものであるが、かなり良好な一致が認められる。現実の断面内の流れの分布は、4.で述べたように著しく複雑であるにもかかわらず、断面平均としては実際とよく合っていることは、流れに関しても1次元の計算がある程度意味を有することを示している。しかし立ち入った議論を行なうには3次元の計算を行なわねばならない。その時は、密度場と流れの場の相互作用があるため、計算は著しく面倒になる。今後、計算法の開発が望まれる。

6. 水位変動と物質の輸送

水位変動が平均水深と同程度の場合に、物質の輸送がどのように行なわれているかを理解するため、1潮汐サイクルの間に、空間に固定された単位面積を通過する塩分(C)の輸送量 $\int_0^T C u dt$ を考える(図-13は100 sec当りの平均を示す)。高高潮面(H.H.W.L.)と低低潮面(L.L.W.L.)の間には水の無い期間もあるが、潮汐サイクルを通しては、この変動部分での物質輸送量は無視できない大きさを占めることが理解できる。また水位変動を無視すると、輸送量のピークは図-13の内挿図に示すように、通常は表面に現われるが、今の場合には、最高水位の時間は数学的には瞬間なので輸送量は0になり、ピークは表面より下に現われ、鉛直分布の型が全く別になる。

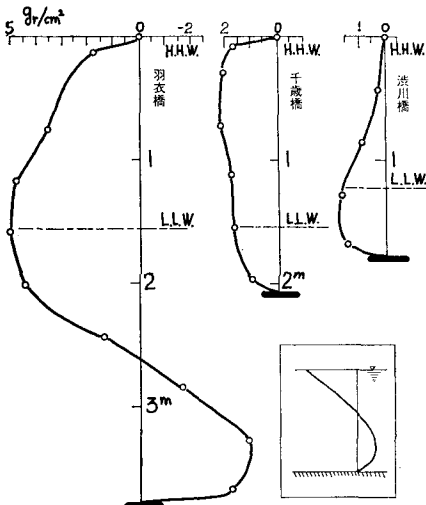


図-13 流れによる100 sec 当たりの塩素量の輸送量、1969年11月9~10日、内挿図は水位変動がない場合の分布

いま Fischer に倣って⁴⁾、流れ、塩分、河積を

$$u(x, y, z, t) = u_0(x) + u_1(x, t) + u_2(x, y, z, t) \quad (4)$$

$$C(x, y, z, t) = C_0(x) + C_1(x, t) + C_2(x, y, z, t) \quad (5)$$

$$A(x, t) = A_0(x) + A_1(x, t) \quad (6)$$

のように分解する。ここで x は流軸方向、 y は横断方向、 z は鉛直下方にとってある。任意の物理量 G の横断面平均、あるいは潮汐周期 (T) の間の平均を、それぞれ

$$\bar{G} = \frac{1}{A} \iint_{(A)} G dy dz, \quad \langle G \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T G dt$$

のように記すと、 $u_0(x) = \langle \bar{u} \rangle$, $C_0(x) = \langle \bar{C} \rangle$, $A_0(x) = \langle A \rangle$ と表わされる。そうして断面平均量の潮汐成分は

$$u_1(x, t) = \bar{u} - u_0, \quad C_1(x, t) = \bar{C} - C_0,$$

$$A_1(x, t) = A - A_0$$

で与えられる。これらは、 $\langle u_1 \rangle = 0$, $\langle C_1 \rangle = 0$,

$\langle A_1 \rangle = 0$ を満足している。残りの量が $u_2(x, y, z, t)$, $C_2(x, y, z, t)$ であって、断面の平均をとると、 $\bar{u}_2 = 0$, $\bar{C}_2 = 0$ となっている。

しかるとき、単位時間の河川流量は

$$Q_r = \langle A \cdot \bar{u} \rangle = A_0 u_0 + \langle A_1 u_1 \rangle \quad (7)$$

で与えられる。一方、単位時間当りの塩分輸送量は

$$F = \langle A \cdot \bar{u} C \rangle$$

$$= C_0 Q_r + A_0 \langle u_1 C_1 \rangle + \langle A_1 u_1 C_1 \rangle$$

$$+ u_0 \langle A_1 C_1 \rangle + \langle A \cdot \bar{u}_2 C_2 \rangle \quad (8)$$

となる。右辺第1項は河川流量による項、第2項は流れと塩分の位相差に基づくもので、 90° の差なら0になる。第3項と第4項は断面が潮時により変動するために生ずるもの、第5項は shear の効果を表わしている。通常、右辺の第1項と最後の項以外は無視できると考え、shear の効果による分散係数には、鉛直 shear が重要であるとか³⁾、横断方向の shear が重要である⁴⁾、などの議論がなされている。

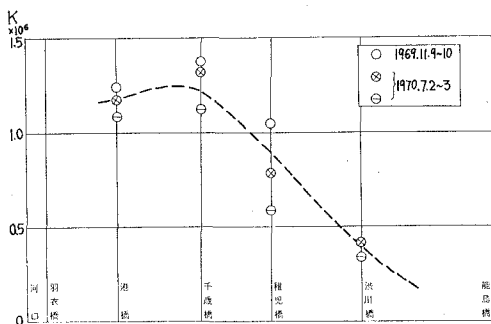
しかし、断面分布の時間変動を現地で詳細に観測して、これら各項の大きさを、具体的に評価し比較した例はあまり多くない。われわれは現在これを実行中であるが、まだ発表に至らないので、ここでは水位変動が平均水深と同程度るとき、断面変化の項は無視できないであろうことを指摘するにとどめる。すなわち、断面が増加しているとき ($A_1 > 0$) には塩分も増加し ($C_1 > 0$)、逆に $A_1 < 0$ は $C_1 < 0$ に対応し、 A_1 と C_1 は正の相関があり、かつ A_1 の変動幅は平均の河川断面積と同程度に達するからである。

もし密度成層が小さければ1次元的に扱って、平均状態が定常のとき

$$C_0 Q_r = A_0 K_x \frac{\partial C_0}{\partial x} \quad (9)$$

と置いて、見掛けの拡散係数 K_x を定義することができる。 $F=0$ として式 (8) を代入すると K_x の内容は

$$K_x = - \frac{A_0 \langle u_1 C_1 \rangle + \langle A_1 u_1 C_1 \rangle + u_0 \langle A_1 C_1 \rangle + \langle A \cdot \bar{u}_2 C_2 \rangle}{A_0 (\partial C_0 / \partial x)} \quad (10)$$



図—14 塩素量の平均分布から求めた見掛けの拡散係数

となる。 K_x の中には, shear の効果の他に, すぐ前に述べたように, 断面変動の効果も大きいことが期待できるが, 量的な議論は次回にゆずる。

試みに式(9)を用いて, K_x を計算すると, 図—14が得られる。 K_x の値は, 河口から中流にかけて $10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}$ の程度, それから下流へは減少し 10^5 程度になっている。千歳橋付近では, 局地的に拡散が強くなっているが, これは図—5に示すように, 水深が急に変わって乱れが強くなることに起因するものと思われる。ただし, このように大きな見掛けの拡散係数は, 図—5に示され

るように比較的大きな密度成層のある場合に, 式(9)を形式的に適用したために生じたもので, 実際には密度成層に伴う循環のパターンを十分に考慮しておくことが大切である。

謝 辞 本研究を行なうに当たり, 河積資料をいただいた静岡県静岡土木事務所, 種々協力を賜った東海大学海洋学部の小菅 晋講師, また労多い昼夜連続観測に熱心に参加していただいた当時の海洋学部学生 有沢昌司と木渡路弘(43年), 下門義克, 下江 宏と高林厚雄(44年), 安達幹雄と山田祐弘(45年)の7君とその他の学生諸氏および資料整理に援助を願った本城 豊君に厚くお礼申し上げる。なおこの研究の一部は, 文部省科学研究費によって行なわれたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 宇野木早苗(1968): 河川潮汐の研究(第1報), 第15回海岸工学講演会講演集, pp. 226~235.
- 2) 宇野木早苗(1969): 河川潮汐の研究(第2報), 第16回海岸工学講演会講演集, pp. 377~384.
- 3) Bowden, K.F. (1965): Horizontal mixing in the sea due to a shearing current, Jour. Fluid Mech., 21, pp. 83~95.
- 4) Fischer, H.B. (1972): Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries, Jour. Fluid Mech., 53, pp. 671~687.