

肱川の感潮上限域における塩水遡上の現地観測

Field Studies on the Motion of Salt Water
Fronts in the Hiji Tidal River

大橋 行三*・戒能 治**

By Gyozo OHASHI and Osamu KAINOU

The upstream motion of saltwater fronts in tidal upper reach of the Hiji river has been observationally studied. The measurements were obtained at two fixed stations and several temporary sites apart from 200 m each other by boat. The profiles of density fronts were figured by lines at each mixture specified in percent and the velocities of their head during ebb and flood were evaluated. The study shows that, the upstream velocities of flood water in well mixed are about 1,000 times as great as that of tidal water rising. The un-stable state in interfacial transition layer through ebb are scrutinized by local Richardson number($Ri < 1$) at each layer in 10cm.

Keywords: density front, intrusion, tidal river, observation

1. 緒言

感潮河川の塩水遡上は、満水時に極大となり、周辺地域における各種の水利用等に大きな影響を及ぼし、その現象が、河川流量のみでなく潮汐や気象要因等によって、各河川固有の挙動を示すが、これまでの報告¹⁾に見られる。特に、その際の感潮上限域における塩水塊の遡上・流下の状況は、極めて個性的であり、更に、多くの現地観測データの積み重ねが必要である。

本調査は、肱川におけるこれまでの観測調査結果^{2) 3)}を踏まえて、その感潮上限域を中心とした塩水遡上及び流下過程の実態把握と、それぞれの運動機構の解明を目的とした。

Fig.1 に示す肱川は、愛媛県西部に位置し、総流域面積 1,210 km²、本川流路延長 89.1 km、の瀬戸内海に注ぐ一級河川である。

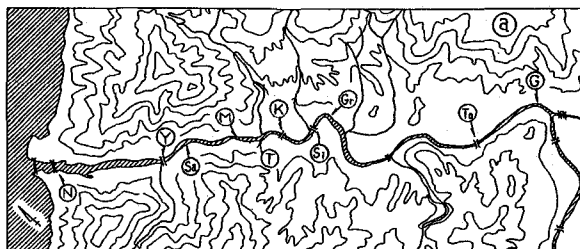


Fig.1 Hiji Tidal River

* 正会員 農博 愛媛大学教授 農学部生物資源学科生産地域工学

** 愛媛大学助手 同上

(〒790 松山市樽味 3丁目 5-7)

2. 現地観測の概要⁴⁾

感潮域は、下流約 10km (T.P.0 m 静水面交点 9.2 km) であり、諸特性を纏めれば、

- ①：潮汐波 (振幅:0.5~1.8m)、日潮不等型、
- ②：潮汐振幅と平均水深の比が 0.3~0.37、
- ③：5.5 km に T 浅瀬 (T.P.-1.5 m) がある。

今回の観測位置及び区域を、Fig.2 に示す。

上限域は大きく蛇行するが、河床勾配と底質材料は、下流域のそれと大差ない。なお、8.8km より上流では、玉石が多く急勾配となる。

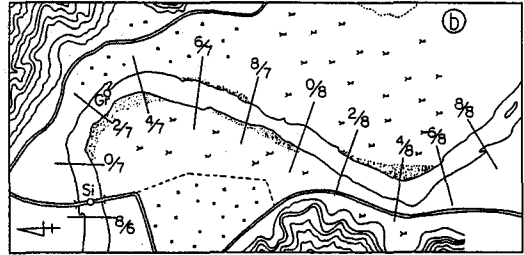


Fig.2 Test Sites in Upstream Reach

固定観測点は、白滝橋 (Si:8.85km、自記水位計) とその上流の水制突堤先の仮設橋地点 (Gr:7.25km) とを設け、他に、200m 毎の建設省横断測量の 8 地点を、船による移動観測点とし、適宜、流心におけるフロントを追跡した。観測には、電導度計 (EST-3:2台、CM-1K:1台) と広井電気式流速計 3 台を用い、固定点では、測定間隔 15 分毎、鉛直 30cm 毎、船では、鉛直 50cm 毎とした。5 回の観測のうち、成功した 3 回の潮汐、気象条件等のケース表を Table.1 に示す。なお、SOR は日照時間、最右欄は潮位の昇降継続時間である。

Table.1 Atmosphere Conditions and Tidal Situations on Test Days.

NO.	DATE	ATMOS. TEMP. (°C)	WATER (°C)	WIND (m/s)	SOR.	TIDE W. LEVEL (W.L.)	FLOOD EBB	
		MIN.~MAX. (MEAN)	MIN.~MAX.				(hr)	(hr)
3	OCT/28	12.0~22.9(16.1)	17.5~18.5	7(4.6) SSE	9.1	0.922→3.456→0.974	4.42	6.50
4	NOV/09	13.3~21.1(16.1)	17.9~18.2	7(4.5) SSE	8.1	0.862→3.137→0.994	5.17	6.33
5	NOV/23	5.7~17.2(12.6)	13.9~14.5	6(3.8) SSE	5.3	0.828→3.278→0.997	5.00	6.67

観測データは、まず、混合率と流速 (海向きを正) に変換後、潮位~時間曲線図にプロットし、それぞれの等値線図を描いた。

Si と Gr の 2 固定点における観測結果の例を Fig.3 に示す。

以下に用いる所定時刻の各値はこれらの図から読み取った。また、船による観測値にも同様なデータ整理を施した。

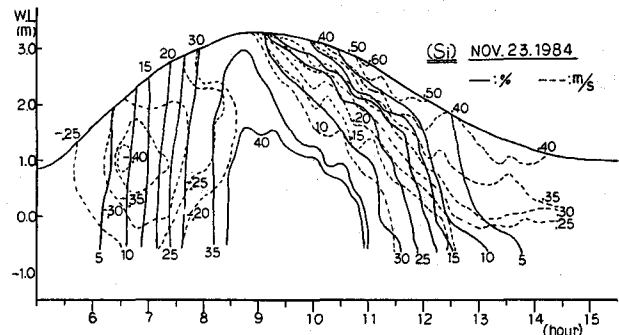
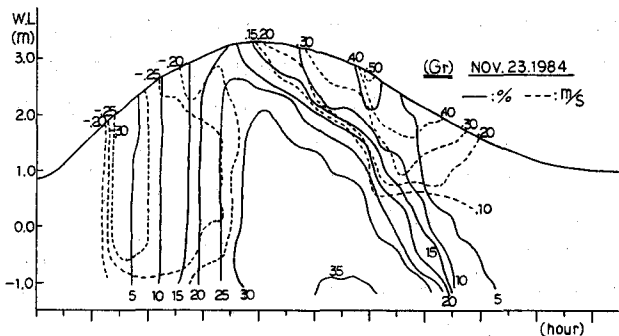


Fig.3 Profiles of Saltwater Mixed and Velocity at Si and Gr

3. 遡上塩水の最大混合率

一般に、塩水遡上の第一の支配要因は、河川表流水と考えられ、実用面でも淡水流量 (Q_f) との大きな対応を知る必要がある。

そこで、遡上塩水の河川縦断方向の混合分布を、定性的に把握するために、Si 及び M(5.1km)と

K (5.9km) 地点を含めて、これ迄に観測した一潮汐波中の最大淡水塩水混合率 (W_s) と、感潮域より上流の G (13.1km) の (Q_f) とを対比すれば、Fig.4 となる。

この図から、Si地点では、混合率が50%を越えるのは、比流量が $1.0 \text{ (m}^3/\text{s}/100\text{km}^2)$ 以下の場合となり、図中の実線が、経験的な対応範囲を表すと考えられる。

また、同一流量時に広い範囲の混合水塊が出現するのは、潮汐の履歴効果や他の要因の存在を意味している。

更に、点線は、K地点の同様な範囲を示し、これとSiの同一混合率に対する流量差は、両地点の約1km 区間に生じる一種の遡上抵抗値と見なすことができる。なお、KとMの間にT浅瀬があるため、常にMの混合率がKより高く、また、浅瀬より下流に、所謂、well mixed 水塊の形成される要因と成っている。

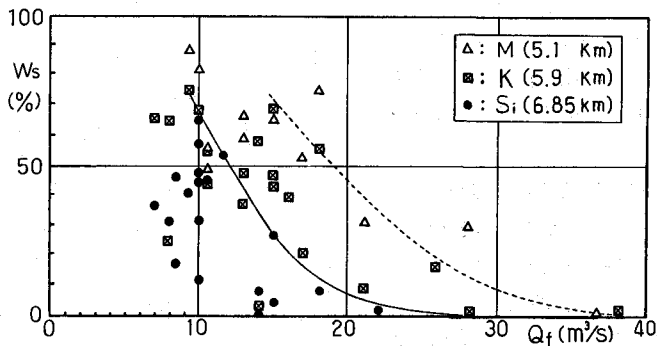


Fig.4 Maximum Rate of Saltwater Mixed through Tide at Si, M and K

4. 混合水塊の遡上・流下挙動

これ迄の固定点観測結果から、遡上流下を大まかに把握していたが、上限域のフロント水塊の移動状況の観測を欠いていた。

そこで、Fig.2 の10数点における流心縦断面のデータに基づき、部分的な内挿を含めて、ほぼ一潮汐間にわたる30分毎の挙動を図示した。

ただし、淡・塩水の境界面、所謂、フロント界面となる濃度の適切な値を定めるのは困難であるため、具体的な混合率 5,10,15,...%毎の等値線を用いて図化し、以下の検討をすすめた。

結果の一例を、Fig.5 に示す。

次に、同様な全国を用い、混合率を特定した水塊の経時変化をまとめた例を、次ページの Fig.6 に示す。なお、以上の分布図は、いずれも複雑な河道地形の3次元流れの流心における値であり、必ずしも断面平均の性状とは言い難いが、他の観測結果も同様な傾向を示すので、フロント水塊の挙動が反映されているものと考ええる。即ち、

- ④: flood時、表層で一時的部分的に後退するが、混合水塊全体が、強混合型で遡上する、
- ⑤: 満潮前後、表層流下は多くなるが、下層の遡上が継続し、上層流下・下層遡上の2成層型となる、
- ⑥: ebb時、上層が完全な流下型となり、下層の掃流が漸増し、次第に全面流下型となる、

等の特徴が指摘できる。

この他、河床の凹部の影響は、流下時に顕著に現れて、高濃度水塊の掃流が遅延する原因となる。

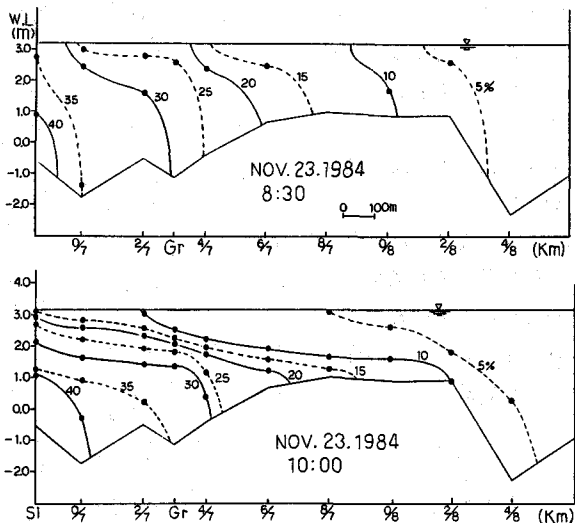


Fig.5 Profiles of Mixed Water Fronts

次に、各混合率の水塊フロントが、移動する状況を、水面及び河床近傍におけるそれぞれの経時的位置として捉えれば、Fig.7(a)、更に、それらの30分間平均移動速度は、Fig.7(b)となる。同図の0.6は6割水深の意である。

これらの特徴は、

- ⑦：5～10%の表層水塊の遡上速度は変動が多く、一時的部分的流下を伴う遡上が観測時に確認された、
 - ⑧：水面と下層の濃度ピークの出現に1～3時間のズレが現れる、
 - ⑨：高濃度の水塊は、水面、下層ともに最頂後、急激に流下する、
 - ⑩：6割水深の中間濃度の水塊は、流下が遅れる、
- 等である。

上記最後の性状は、流下過程において掃流された高い濃度の水塊が、下流域へ流れつつ、より低い濃度の水塊を再形成するために、中間濃度には「見かけ上の遅れ」が出現すると思われる。

5. 遡上過程の考察

強混合水塊の各混合率ごとの遡上速度は、Fig.7(a)のピーク迄の曲線群及び同図(b)の負の移動速度で表現される。

また、(b)の6割水深と底の値がほぼ等しいのは、鉛直なフロントの存在を示している。

次に、遡上速度に最も強い影響をもたらすと考えられる潮位の上昇速度(V_w)との対

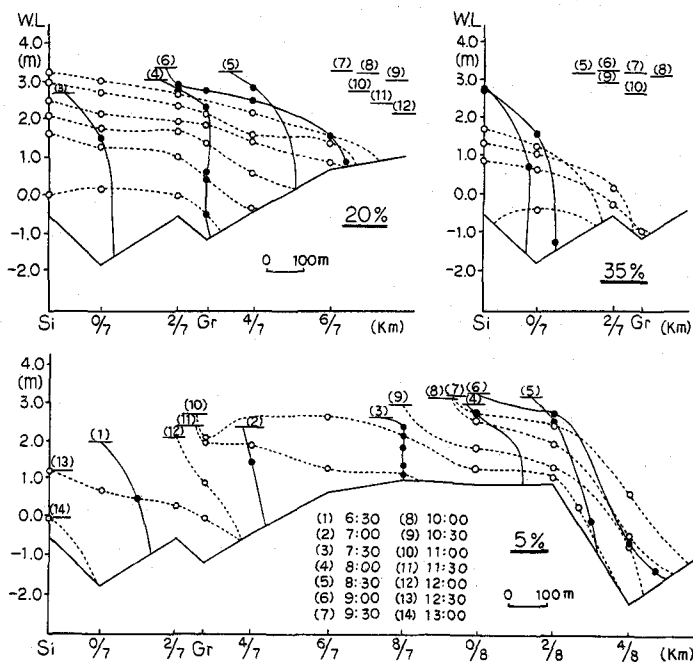


Fig.6 Unsteady Motion of Specified Mixed Water Fronts

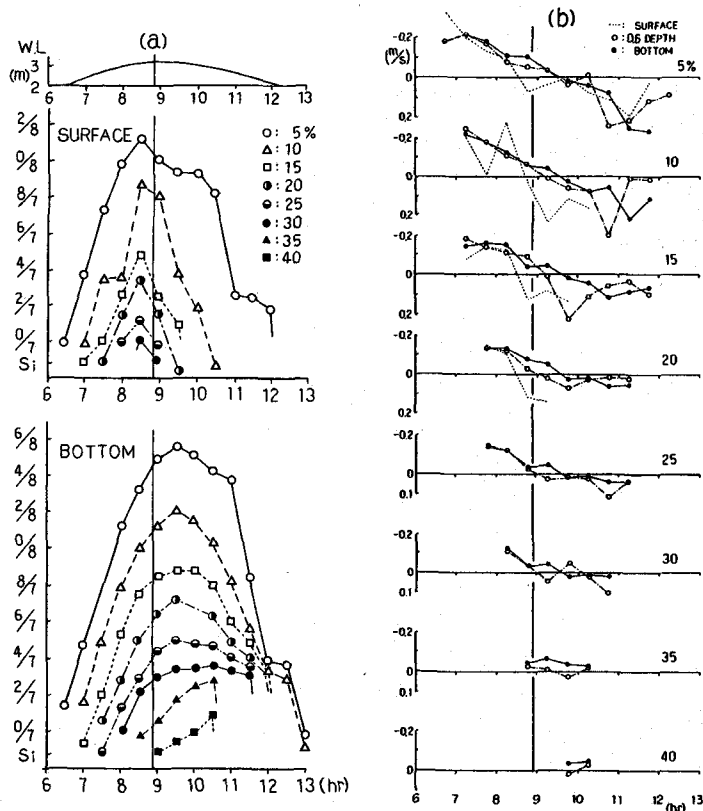


Fig.7 Displacement of the Front at Surface and Bottom

応を見れば Fig.8 となる。図の記号は Fig.7(a) と同一で、右針棒が 0.6、同左が河床(B)を示す。

⑪：右図から、フロントの遡上速度は、表層の部分的擾乱を除けば、潮位上昇速度に、ほぼ比例し、約1000倍である。

次に、2つの固定点間で観測された区間平均遡上速度 (Bと0.6) を計量し、下流のSi~K及びK~T区間の値も含めた結果 ($Q_f \approx 10 \text{ m}^3/\text{s}$) を Fig.9 に示す。これらから、

⑫：遡上水塊の 5~10%のフロント速度は、下流のK付近でも同程度の値となる、

⑬：30%以上の遡上速度は、高濃度ほど順次小さい値となる。

⑭の現象は、下層の高濃度水塊ほど、T浅瀬の越流によるエネルギー損失、浅瀬より上流の河床深部への貯留と希釈による容積損失を受けるためと考えられる。これらは、遡上抑制効果の一つである。

6. 流下 (掃流) 過程の考察

先の Fig.7(a)と(b)の右半分及び Fig.8 から、フロントの下流への移動速度分布がわかる。特徴として、

⑭：淡水に近い表層水塊は、極めて不規則な一種の脈動流であり、3次元的な河道地形の影響が予想される。

⑮：10~15%の6割水深の急激な

流下とそれ後の「遅れ」は、満潮後も遡上が継続する下層の上に形成された中間濃度層が、一種の arrested wedge となる見かけ上の挙動を反映すると考えられる。

いま、前述の Fig.3 の混合層の等値線分布を見れば、流下する各水塊に明確な密度界面を見出すのは困難であり、ある幅を持った混合成層が形成されつつ、流速ゼロの位置まで掃流されると考えられる。

そこで、成層状態の安定性を検討するために、局所 Richardson 数 (Ri) を求めて、1より小さい値の領域を明らかにした。その一例を Fig.10 に示す。 $Ri = g \cdot (\Delta \rho / \Delta z) / (\rho_1 \cdot (\Delta u / \Delta z)^2)$

なお、 Δz は、10cm 刻みとし、差分 i は、 $(i+1)$ 層と $(i-1)$ 層の間でもとめた。

⑯：不安定領域は、水面から30%の等値線近くまで広がり、流速の鉛直勾配 ($\Delta u / \Delta z$) が大きい範囲

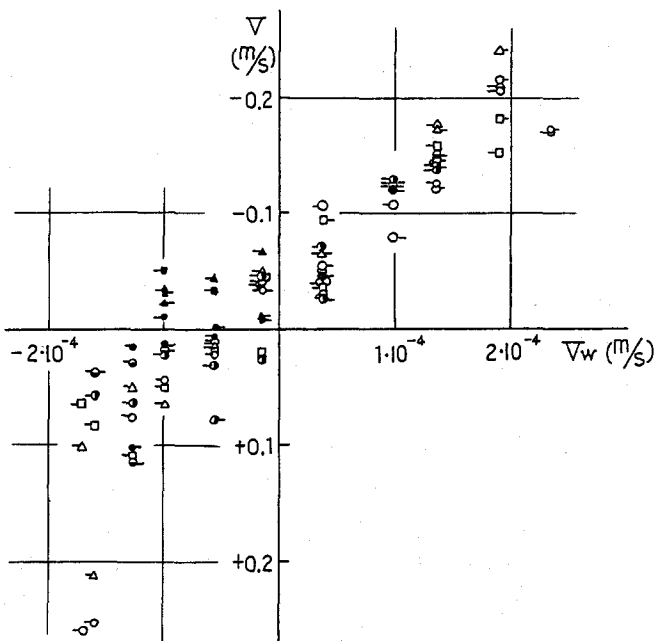


Fig.8 Variation of Front Velocity to Tidal Rising

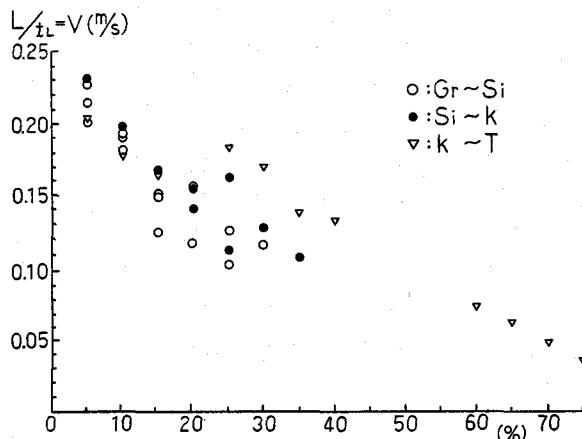


Fig.9 Front's Velocity Observed between Two Sites against River Run-off ($Q_f \approx 10 \text{ m}^3/\text{s}$)

に集中する。

この現象を3成層モデルで検討した報告⁵⁾では、連行層のレイノルズ数が、 $10^5 \sim 10^6$ の範囲で、連行係数は、中央層から表層(S)への連行の場合、岩崎数の-1乗、底層(B)から中央層へでは、-0.3乗に比例する特性を示した。しかし、密度($\rho_s + 0.1 \cdot \Delta\rho$)と($\rho_s - 0.1 \cdot \Delta\rho$)とで定義した界面位置と流速分布形状とに一義的な対応が得られない。

結局、界面が不明確な連行現象である。

一方、浮力差($\Delta\rho/\rho$)の異なる界面の摩擦抵抗係数の研究⁶⁾も見られるが、適用できる段階にない。また、密度界面に遷移領域をもつ two-way transfer process に関する

研究⁷⁾では、界面勾配(dh_i/dx)の各密度無次元数による関数表示を含めて吟味されているが、非定常なフロント挙動への適用には検討の余地が残る。今後は、以上の実態を考慮した解析をすすめたい。

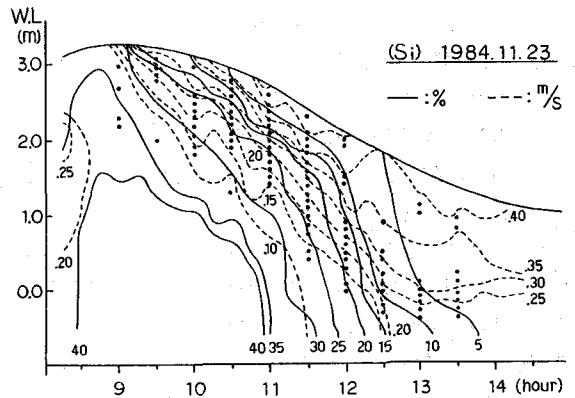


Fig.10 Local Richardson Number at Si (• : $Ri < 1.0$)

7. 結 論

本研究の現地調査による成果は、次項のように纏められる。即ち、

- I. 感潮上限域における塩水遡上の実態を現地調査データによって明かにする目的は、一応、満たされた。
- II. 遡上過程について、強混合型の遡上速度は、第1のフロント追跡法 (Fig.7, 8) と第2の2固定点法 (Fig.9) とによって求め、特に、潮位の上昇速度の約1000倍程度となる特性を明らかにした。
- III. 淡水流量に対する遡上塩水の最大混合率 (Fig.4) を、Si, K, M地点の観測値によって図示した。
- IV. 流下過程では、上層の不安定領域を求め、明確な界面が特定できない連行現象の例を示した。
- V. T浅瀬は、遡上抑制と流下遅延の両面の効果を持つと考えられる。

謝 辞

本現地調査は、多年にわたる卒論研究の学生諸君の多大な努力によって遂行された、ここに記して感謝する。なお、本研究の一部は文部省科研費補助金(総合A、01302057)に依る。計算機は京大、愛媛大を用いた。

参 考 文 献

- 1) 例えば、福岡ら：那珂川における塩水遡上の現地観測，第32回水理講演会論文集，pp.203～208，1988。
- 2) 大橋行三：肱川感潮域における塩分侵入の非定常挙動に関する研究，第28回水講論，pp.59～66，1984。
- 3) 大橋・戒能：肱川感潮域における3成層密度流の連行係数の検討，第31回水講論，pp.539～544，1987。
- 4) 大橋・戒能：肱川の河道潮位と海水遡上特性に関する研究(10)，農業土木学会，大会講演会，講演要旨集，川崎，pp.54～55，1985。
- 5) Ohashi, G.: Applicability of three-layered flow model to tidal river estuary, 8th Congress of A.P.R.D. of I.A.H.R., Kyoto, Japan, Proc. Vol.IV, pp.327～334, 1988。
- 6) Dermisis, V. and Partheniades, L. E.: Interfacial resistance in stratified flows, J. of the Water Way, Port, Coastal and Ocean Eng., A.S.C.E., Vol.110, No.2, pp.231～250, 1984。
- 7) Grubert, J. P.: Interfacial mixing in estuaries and Fjords, J. of Hydraulic Eng., A.S.C.E., Vol.116, No.2, pp.176～195, 1990。