

# 天 塩 川 の 河 口 密 度 流

柏 村 正 和\*・吉 田 静 男\*\*

## 1. 序 文

昭和 49 年 8 月と昭和 50 年 10 月に、天塩川の塩水くさび、河口外河水拡散域、二層流の潮汐変動などを観測する機会を得て多くの知見を得た。まだ整理未了の資料が多いが、今までに判った事項についての報告を行いたい。地形、調査地点については図-1 に示すとおりである。

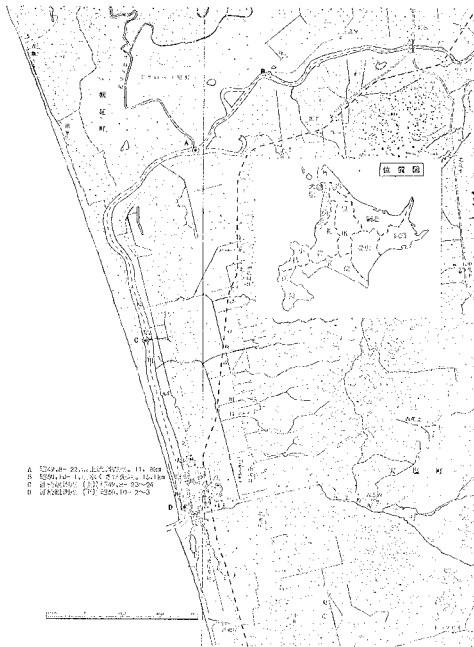


図-1 天塩川と測点

## 2. 塩水くさびの長さについて

昭和 49 年 8 月 22 日に、超音波測深機により淡塩水界面と河床水深を探索しつつ遡上し、サロベツ川合流点上流の河口から 11.8 km まで河床に海水の存在を確認した。時間の都合で先の調査は打ち切ったが当時の河川流量は、上流円山水位観測所の記録によれば約 90 m<sup>3</sup>/s であった。河床には塩素量濃度 Cl 17.2‰ の海水の停滞が観察された。翌 50 年 10 月 1 日に再び同様の観測を行

い、塩水くさびの先端が河口導流堤先端より 15.1 km 上流の地点にまで達しているのを確認した。河床、淡塩水界面の縦断面図を音響測深機の記録紙から作図し図-2 に示す。この時の河川流量は約 88 m<sup>3</sup>/s である。

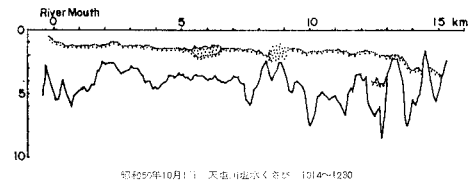


図-2 河床、塩水くさび縦断面図

くさびを定常と見なし、その長さと先端の内部フルード数から Schijf-Schönfeld の式<sup>1)</sup>により界面平均抵抗係数  $f_i$  は  $4.88 \times 10^{-4}$  と概算される。また  $\phi (=R_0 \cdot F_i^2)$  の値は、くさび先端で約  $5.43 \times 10^4$  と算出される。この値を従来の  $f_i$ - $\phi$  図にプロットすると図-3 のようにな

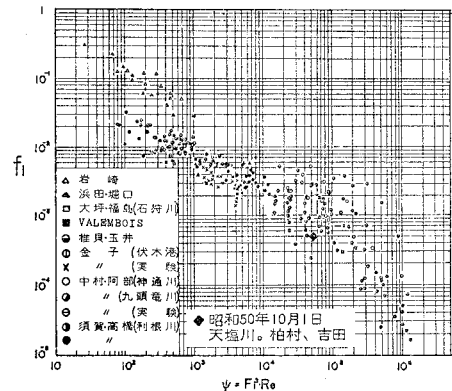


図-3 天塩川の  $f_i$  と  $\phi$

り、傾向としては妥当な位置にある。 $f_i$  と  $\phi$  の関係については、 $f_i = C\phi^{-n}$  の関数形が想定されており、 $C$  と  $n$  の値について、多くの提案があり、今なお議論が続いている。いまこの式を Schijf-Schönfeld の式に代入して整理すれば、

$$L_i = \frac{(\varepsilon g)^{\frac{n}{2}}}{2C^{\frac{1}{2}}n} h_0^{\frac{3}{2}n+1} (0.2F_{i0}^{3n-2} - 2F_{i0}^{3n} + 3F_{i0}^{3n+\frac{2}{3}} - 1.2F_{i0}^{3n+\frac{4}{3}}) \dots \dots \dots (1)$$

\* 正会員 北海道大学教授 工学部

\*\* 正会員 北海道大学助手 工学部

を得る。ここに  $\varepsilon=1-(\rho_1/\rho_2)$ ,  $g$  は重力加速度,  $\nu$  は動粘性係数,  $h_0$  はくさび先端の水深,  $F_{i0}$  はくさび先端内部フルード数で

$$F_{i0} = (sg h_0^3 b_0^2)^{-\frac{1}{2}} Q \dots\dots\dots (2)$$

と置かれる。 $b_0$  は先端部の川幅,  $Q$  は河川流量である。

天塩川は比較的河道が一様であるが, 川幅, 水深はなおかなり変動がある。くさびの遡上を妨げる力は淡水流速なので流量が大きくても川幅や水深の大きな所は遡上を許すことになる。ゆえに現地の河道断面にあわせて, くさびの長さ  $L_i$  と淡水流量  $Q$  の関係を図化することは困難であるが, 一応の目安を与える目的で河道が水深, 川幅とも一定として, 15 km の平均水深 4.5 m, 平均川幅 200 m を使い, 金子による  $C=0.2$ ,  $n=0.5^2$ ), を用いて図化し 図-4 の実線を得た。筆者らの測定結果

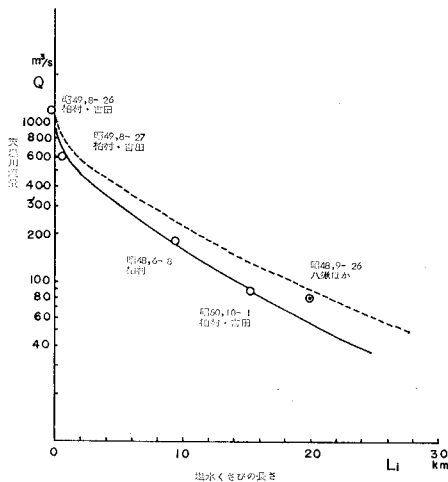


図-4 天塩川の流量とくさびの長さ  
実線: 川幅 200 m, 水深 4.5 m  
破線: 川幅 200 m, 水深 5.0 m

はこの実線と傾向がかなり一致している。ただし八嶽による観測結果<sup>3)</sup>はこの曲線より上にずれている。それで全水深をかりに 5 m にあげて再計算した曲線が破線でありこの観測に近くなる。このように全水深の取り方の僅かの差がくさびの長さを大きく左右するので, この辺は注意を要する点である。したがって実河川では実測を充実させることが大切である。須賀・高橋の  $C=0.13$ ,  $n=0.415^4)$  も試みたが, 流量の少ないときのくさびの伸びが過大のように思われた。Schijf-Schönfeld の式は定常塩水くさびであるが, 実際は流量や潮汐変動により非定常が普通のため, 同一流量でもくさびの長さが違うことがある。

図-2 からくさびの実態がうかがわれる。河口から 8 ~ 9 km の大きな彎曲部では成層がくずれること, 6 km 付近では排水路からの流入が界面を分離し混合層を発達せしめていることなどが認められる。ただし混合層は流

下と共に次第に明瞭な界面を回復していく。彎曲部の記録から混合層のリチャードソン数を計算すると, 水面下 2 ~ 3 m で平均 0.83 となり, 安定条件  $Ri \geq 0.25$  を満足しており界面の回復は説明できる。くさび全長にわたり下層の塩分は上流下流とも外海とほとんど変りなく塩素量濃度 17.3‰ 前後であったが, くさびの先端では異なり, 下層は 6.1‰ という低い値であった。先端部の界面形状から見てこの時くさびは前進中と見られ, 先端の海水は河床の山をこえてくぼみへ流入しつつあり, その際の乱れによって希釈されたのであろう。

表層の含有塩分は河口に向かって漸増している。

$$\frac{d\varepsilon}{\varepsilon} = -\frac{E}{h} dx \dots\dots\dots (3)$$

を用いて<sup>5)</sup>, くさび全長の平均連行係数は,  $1.23 \times 10^{-5}$  という値が得られた。この値は通常の河口の値に比べて  $1/20 \sim 1/30$  の程度であり, 1 よりはるかに小さな内部フルード数では当然であろう。河口では淡水は急激にその厚さを減じ流速が増大する結果, 内部フルード数は増大し河口導流堤付近で 1.0 をこえ, 外海に向かって増加を続け, 河口外約 170 m で 1.9 にも達した。塩水くさび各点の内部フルード数は河口付近を除き極めて緩慢に変化し, 上流先端部で 0.24, 15 km 下流でやっと 0.42 になる程度であった。紙数の都合により全観測結果の掲載を略す。

### 3. 河口外への流出の状況

河口外の流況は, 航程計付音響測深機, 電気水質計, 電気塩分計を用い, 航走しつつ表層塩分の水平分布を自記記録し, 時々停止して鉛直方向の流速流向も含め精密観測をした。時間の制約上河口から約 1 km の範囲にとどまった。水深分布および表層塩素量濃度分布を 図-5 に示す。河川水は河口で浮上し四方へ拡がる途中含有塩分が急激に増し, 塩素量濃度 1‰ 以下の領域は河口からせいぜい 200 m の範囲であった。河川流量は  $85 \sim 90 \text{ m}^3/\text{s}$  で渇水時に属し, 密度流的な流況であった。河口外

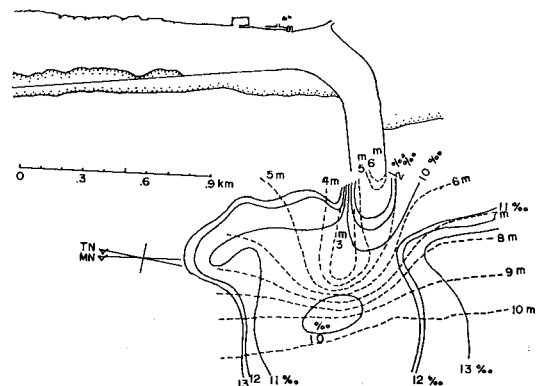


図-5 天塩川河口外, 表層塩素量濃度 (実線) と水深 (破線)

350 m で塩素量は 10‰ に達し、この間の混合の激しさが判る。しかしそれから先は塩分濃度はしばらく停滞し、河口から 1 km 沖でやっと 11‰ になった。以後の増加の割合は再び急速になるため結局 10~11‰ の領域がかなり広い面積を占める。河口での内部フルード数の激増による連行混合作用は、この領域では流速低下と共におとろえ、水面勾配によって海上をすべりつつ拡がっている領域と考えられる。沖に向かってこの領域がどこまで拡がっているかは不明である。一方、河口の両側方は海水が表層まで占めている。昭和 30 年頃の観測と比較すると導流堤の延長がこのような海水域を拡大している。このことから砕波帯内の海浜流系に河川水がトラップされ岸沿いに伸びる傾向は減少したと考えられる。調査の全海域で海底は塩素量 17‰ 程度の一定値を示す。しかしこの濃度は純粋な海水ではなく、沿岸水と称すべきものである。天塩沿岸には相当沖までこのような沿岸水帯が形成されている<sup>6)</sup>。河口内塩水くさびも当然この沿岸水の一部である。

#### 4. 塩水くさびの潮汐変動

河口内に約 4.6 km へだてた 2 点 (図-1, C, D 点) で 25 時間の連続観測を行い、表面、界面水位、流速、塩分、水温などの変動を観測し、それらの伝播の状況を調べた。49 年の結果は一部発表してあるので<sup>7)</sup>、主として 50 年の分を述べる。測定法の新機軸として、淡塩二層界面の上下変動自記装置が用いられた。リレーを用いたサーボ機構により海水と淡水の電導度中間値 (30 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  に設定) を示す深さに検出子が自動的に留まるよう制御されるので検出子の上下動を電気抵抗変化に変換して界面変動を記録するようになっている。図-6 にそのブロック図を示し、測定例を 図-7 に示す。またこの装置は操作を変えれば水温、電導度の鉛直分布の自記記録をとることもでき、図-8 に一例を示す。その他流

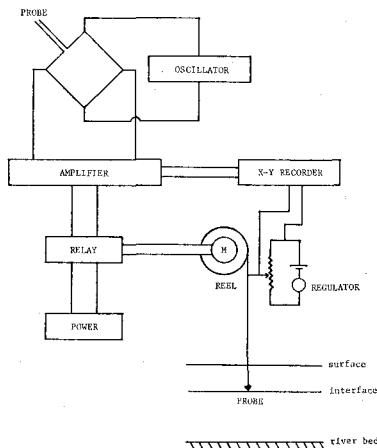


図-6 界面変動自記記録装置ブロック図

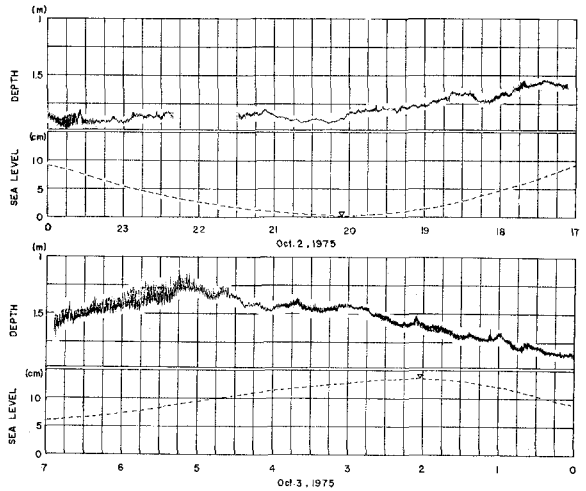


図-7 界面変動自記記録例

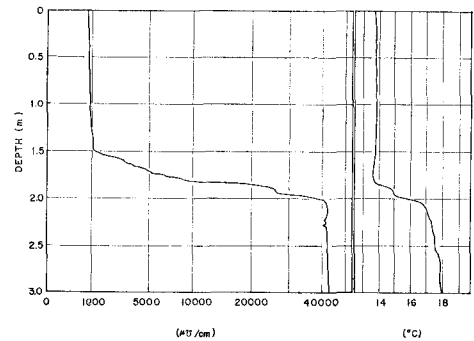


図-8 電導度、水温鉛直分布自記記録例

向流速、表面水位、電導度、水温等の記録をまとめて図-9 に示す。以下主要な結果を述べる。

##### (1) 表面水位と流速の変動

図-9 によれば表面水位と表面流速は、小さな変動を除けば上下 2 地点で時間差はほとんどない。水位は長波の伝播速度を持ち、この 2 点間では所要時間 10 分未満のため識別できないものと思われる。水位と表面流速とを比較すると完全な逆位相ではなく、干潮の 1~2 時間前に下げ潮の最大流速が現れる。これは過去の実測でも経験されている。河床近くの流れは表層流速とはちがった位相をもって変化している。下流地点では海水層は落潮期に流下最大速度、漲潮期に遡上最大速度を示し、表面水位と位相的に約  $\pi/2$  の差がある。

##### (2) 二層間界面の変動

二層界面の変動は上流と下流とは大きくく違っている。上流では時間的に下流よりも 2~3 時間のおくれがある。界面は内部波として上流に伝播すると考えられ、長波の内部波速の式を用いると<sup>1)</sup>、2 点間 4.6 km を伝わるのに 2.7 時間を要し観測と一致する。図-7 のように界面変動には短周期成分がかなり含まれている。こ



最後に、本観測に対し、北海道開発局留萌開発建設部および同天塩港修築事業所の関係各位には多大の御援助をいただいた。記して厚く謝意を表するものである。

なお、本研究は文部省科学研究費によったものであることを付記する。

#### 参 考 文 献

- 1) 土木学会編：水理公式集，p. 582, p. 98, 昭和46年改訂版。
  - 2) 金子安雄：2層流境界面抵抗係数の一例，第13回海岸工学講演会講演集，pp. 263~267, 1966。
  - 3) 八鍬 功・高橋 将・大谷守正：天塩川河口における塩水の侵入，第21回海岸工学講演会論文集，pp. 377~380, 1974。
  - 4) 須賀堯三・高橋 晃：塩水くさびに関する大型水路実験による二三の考察，土木学会第27回年次学術講演会講演概要，第II部，pp. 137~140, 1971。
  - 5) 柏村正和：河口流出における密度流効果，第18回水理講演会講演集，pp. 221~226, 1974。
  - 6) サロベツ原野開発にともなう関連水域影響調査報告書，北海道水産資源技術開発協会，pp. 48~49, 1974。
  - 7) 吉田静男・柏村正和：第22回海岸工学講演会論文集，pp. 167~172, 1975。
  - 8) 柏村正和・吉田静男：第19回海岸工学講演会論文集，pp. 103~106, 1972。
-