

弱混合河口二層流の界面破壊

Interfacial Breaking of Weak Mixing Two-Layer Flow at A
River Mouth

北海道大学工学部 正会員 吉田 静 男

1. 序 文

河口部を経て陸地に海水が侵入する現象は古くから知られており、特に、米国やヨーロッパ各地ではその現象を利水上生じる塩害の問題として位置づけ、18世紀中頃から、その防止のための工夫を行なってきた。海水侵入の問題が研究の対象として、広く、関心を集める様になったのは、第2回 Coastal Engineering (1951年) が契機であるといつてよく、同研究は第18回 International Navigation Congress(1953年) 等を経て今日に至るまで、少しずつではあるが、絶えることなく継続されている。その結果、多くの知見を得ることができ、今日では、特異な河道形状でない限り、塩水楔と流量の関係は、予測可能な段階に達している。しかし、最も肝要な、河川水中に拡散する塩分の予測の問題となると、楔形状予測に比較して著しく困難であり、その意味では、50年を経過した現在に至っても、研究の進展は微々たるものといえよう。海水侵入の問題は、100年も昔であれば、河口を人工的に狭窄すれば解決したが、今日、同様の手法で応え得る例は皆無であり、きわめて高い精度で塩分拡散量を予測する必要に迫られている。

塩分拡散の予測の精度は、計測手法の開発のみならず、拡散を支配する要因の解明によって、はじめて、向上させ得る。この推論は、拡散予測の常套手段として採用される拡散係数を精度良く測定すればするほどその数値が、時間的、空間的に収拾がつかない程度に散乱することを知れば支持できよう。ある河川で任意の時期の拡散係数を逆算した場合、その係数を同一河川の他の場所、あるいは他の時期の拡散予測に用いても良い結果の得られないことは良く経験するところである。すなわち、拡散を支配する要因を熟知した上で拡散係数を算定したり、それを他の時期や他の場所の拡散予測に使用しなくてはならないのである。本研究は、上記の観点から、塩分拡散を支配する要因を多くの野外観測をもとに検討したものである。

2. 天塩川河口二層流の界面破壊とその原因

既報の論文¹⁾で、天塩川の観測を通じ、河川流量が平水時に比べてかなり大きい場合であっても大規模な界面破壊の見出せない場合のあることを示した。本節では、そうした界面状況を生み出している流速構造をまず示し、次いで、天塩川での界面破壊の実態とその発生条件について述べる。図-1には1981年8月27日の流向、流速、電気伝導度、水温、フィルム式流向流速計の観測地点、及び、塩水楔の先端位置等が示されている。当日の流量は340m³/sであり楔全長は河口から2.3kmで、平水時に比較してかなり短い。河川流量は28日にかけて減少傾向にあったが、27日を通じての感潮域より上流の流量変化は無視できる。図-2は、今回観測された楔全長のデーター、及び、

従来のデーターを総合し、流量との関係を調べたものである。この流量対楔全長の関係はきわめて単調であるが、その理由は河幅や全水深の場所的な変化が小さいためである。

上記の塩水楔特性を生み出している流れ構造は図-3に示されている。図中のst. は図-1に示された測定点と一致する。なお、同図には水温が示されていない

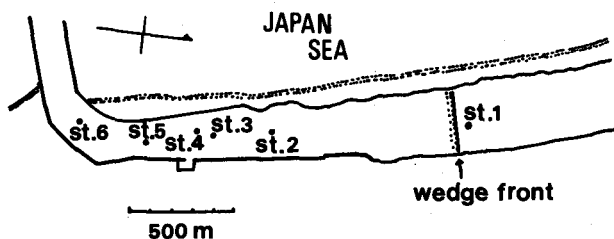


図-1 天塩川観測地点

いが、上層は18.6℃であった。又、同図のデーターは、河床に基礎をおき鉛直に立てたポールに沿ってセンサーを移動させて得たもので、船のゆれによる誤差は除去されている。図-4はst.1に設置したフィルム式流向流速計による測定記録で、同図からは、流速の潮汐にもとづく変動、あるいは、風等による短かい周期性の変動が見出せる。なお27~28日には平均してSSW、4~6m/sの風が吹き、河口上流2.3km位置でも振幅30cmの波高が観測されている。図-5は、上記の地形構造、流れ構造、気象条件下でのst.4における測深記録である。同図が示すとうり、やや風も強く流量も大きい界面は安定な形状を保っている。勿論、詳細に調べると界面をはさむ20cm程度の領域では、流れが不安定、というよりは十分発達した乱流であり、混合層が形成されている。上記の結果は、本来、河道部では大規模な破壊は生じず、大流量の場合は多少強い風が吹いてもその影響は非常に小さいものであることを示している。では、天塩川では、波高の著しい界面波が生じたり、大規模な界面破壊が生じ得ないか、という決してそうではない。この後者の例は、河川流量が極端に少ない場合や、流量の大きい場合の河口部で見出すことができる。このうち河口部で見出される界面破壊は河川によらず一般的に見出されるものであるが、河川流量が小さいときのみ見出される界面破壊は天塩川の地形、特に河床の構造に起因している。すなわち、河川上流域の河床が一部高くなっているため、その位置まで塩水楔が侵入すると、影響が現われるのである。図-6の超音波測深機による記録は、この河床の凸部の効果の著しいことを示している。なお、この時点での流量は90m³/s、楔の全長は約15kmである。

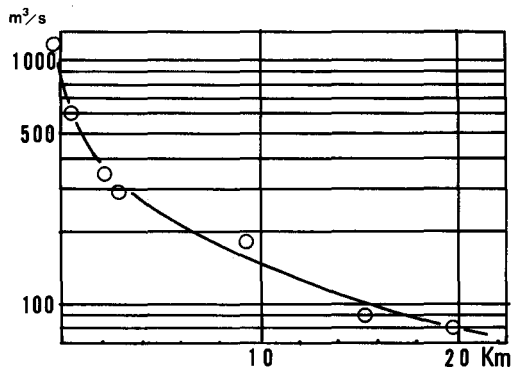


図-2 河川流量と塩水楔全長の関係

河川流量が小さい場合の界面破壊の中には、いま1

つ一般的なものがある。それは風が生み出す間欠的な流速変動と、波による短い周期の流速変動によって振幅の大きい界面波が生じ、破壊する場合である。この風による界面破壊は、当然のことながら河川流量が小さい程著しい。この風の効果については測定データーも入手しているが、後節で、常呂川のデーターをもとに改めて述べるのでその掲載はしない。

図-7は河口部における大規模な界面破壊の記録である。この例は、塩水楔の先端がちょうど河口にあたる場合で、剪断流不安定による界面破壊の例と見ることができる。この機構については、石狩川のデーターをもとに後述されるので本節ではその詳細には立入らないことにする。

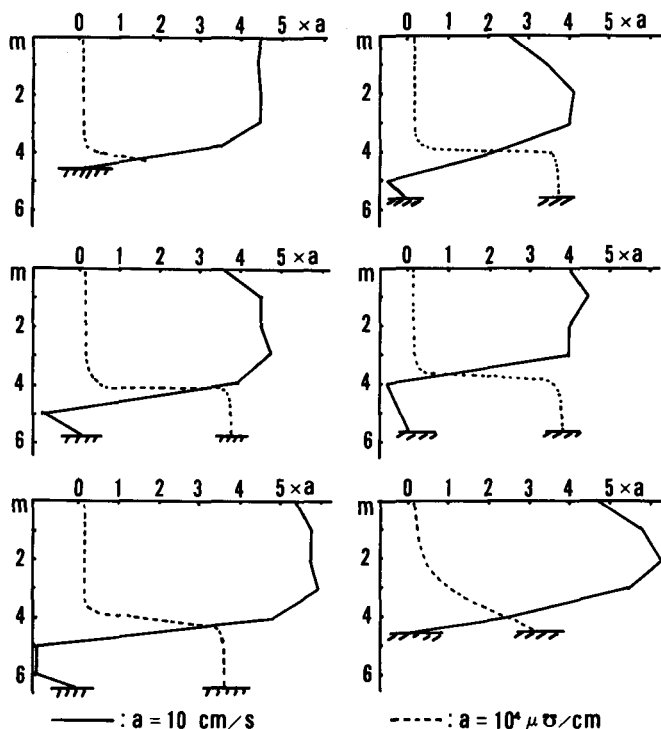


図-3 流速、伝導度分布

3. 石狩川河口二層流の界面破壊とその原因

既報の論文²⁾で石狩川の場合にも、天塩川同様、混合層のきわめて薄い場合のあることを報告した。しかし、石狩川河口部の河床は自然河川に近く、著しい凹凸や河川幅の変化があり、塩水楔の形状やその全長と流量の関係は単純でなく、界面破壊の様子も複雑である。たとえば、塩水楔の形状は、河川流量が $320\text{ m}^3/\text{s}$ (1981年8月29日) のときには図-8となる。この形状の複雑さは、河道の蛇行にもよるが、河口から8~9 km地点で見出される急変は水面下深部の河道が狭窄していることと、界面位置がその狭窄レベルまで降下している事に起因している。

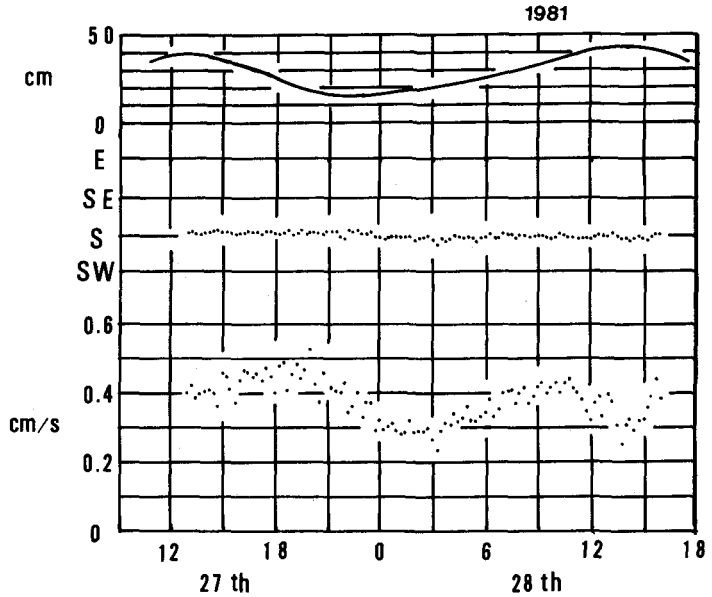


図-4 フィルム式流向流速計による測定結果

石狩川の河床は、随所に様々な高さの凸部がある。このため、ほとんどの流量下で、河床凸部による界面破壊が見出される。勿論、流量によって、その界面破壊の位置は様々に変化する。図-9はこの種の典型的な界面破壊の例である。

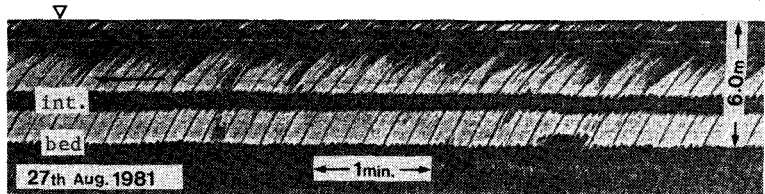


図-5 st. 4における超音波測深機による記録

河床凸部による界面破壊の中には、断片的な記録からだけでは理にかな

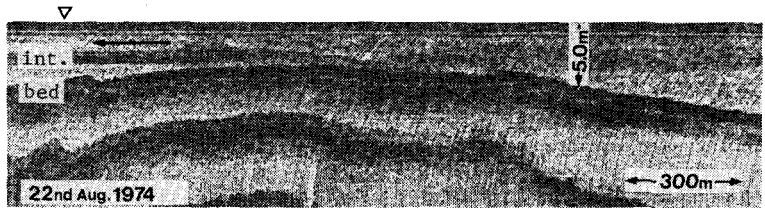


図-6 河床凸部による界面破壊の例

った説明の出来ない例もある。たとえば、図-10に示す2点間の航路で観測すると図-11の記録を得る。図-11は上流域の河床に凸部が無い事を示している。この界面破壊は剪断流不安定を想像させるが、実は、図-10に示す右岸寄りの河床凸部が作り出す渦による界面破壊の一部にすぎない。この様に船上からでは判断のできない場合もあり、測線の選定が重要といえる。なお、この特別な例について、その界面破壊の状況を

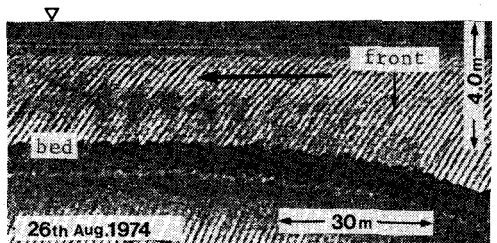


図-7 河口部での大規模な界面破壊

立体的に示すと図-12となる。

次に、石狩川における剪断流不安定による大規模な界面破壊について検討してみよう。この例は増水時の過渡現象を除けば天塩川同様河口でのみ見出される。図-13は河川流量が $320\text{ m}^3/\text{s}$ の場合の流心にそった界面形状記録である。同図からは河口部での界面の急勾配と規則的な界面波を見出すことができる。この界面波は河川流量の増大につれてその振幅を増し、最終的に巻き波に発展する。その状況は図-14に示されている。なお、同図は河川流量が $900\text{ m}^3/\text{s}$ における記録で、河口に碇置した船で観測されている。又、大規模な巻波の波長は 10 m 程度、波高は 2 m 程度と推定される。この形状はかなり扁平であるがその程度は河川流量の減少に伴ない小さくなる傾向にある。たとえば流量が $380\text{ m}^3/\text{s}$ (1981年9月17日) の場合には波長 3 m 、振幅 1 m の巻波が観測されている。

4. 風による界面波の発生

すでに述べた様に、河川流量の減少は風による界面破壊の原因となる。この事実は、古くから知られているが、整ったデータはほとんど得られていない。本研究においても、十分なデータは示し得ないが、常呂川で、比較的風の強い日に観測された表面と界面の記録があるのでこれを示す。図-15がその結果で、表面波高は半導体歪ゲージ、界面波高は界面自動記録計で計測されている。同図は、表面波の増幅につれて、界面波も著しく増幅することを示している。なお、記

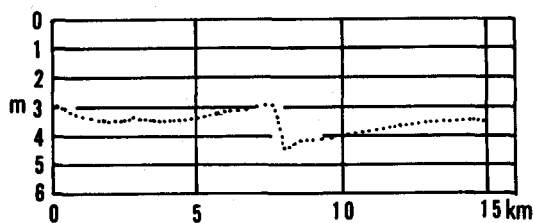


図-8 石狩川における塩水楔の形状



図-9 河床凸部による界面破壊の例

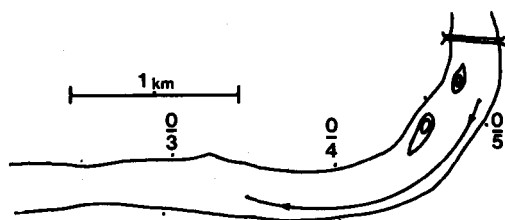


図-10 石狩川地形図

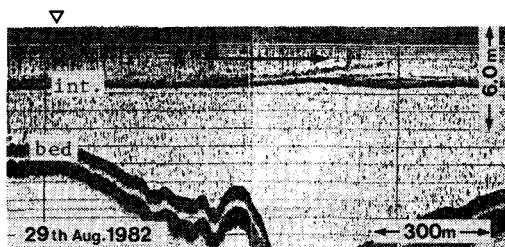


図-11 上流に河床凸部のない場合の界面破壊

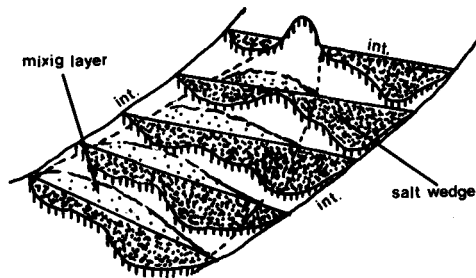


図-12 河床凸部が局所的に存在する場合の界面破壊



図-13 河口部での界面形状

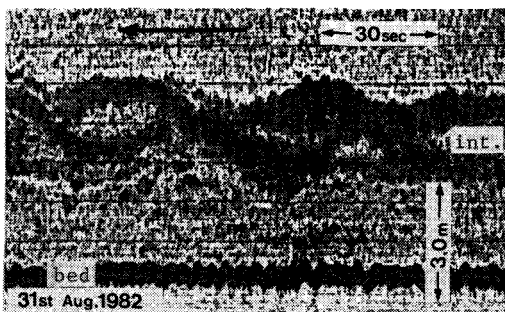


図-14 河口における界面の時間変化

録時の風は $S, 0 \sim 5 \text{ m/s}$, 上層厚さは約 1 m であり, 風による上層表面の塩分上昇は, 無風時の3倍程度である。その他の周辺データについては既報の論文³⁾に詳細に述べられているので記述の重複を避け記載しないことにする。

5. 線型安定性理論にもとづく考察

西田・吉田の研究⁴⁾によれば, 界面にきわめて薄い混合層しかない二層流においては, critical levelが界面の上方と下方に出現し, 河川の様な局所レイノルズ数が ∞ に近い場合の中立曲線及び, most unstable wave number (α_M)は, それぞれ図-16の実線と破線で示し得ることが分かっている。なお, 同図に記された記号の意味は次のとおりで, 代表長さ L と代表速度 U は, 河口二層流型速度分布のモデルを $\tanh$ 型とした, 図-17に定義されている。

$$R_e = \frac{UL}{\nu} \quad (\text{局所レイノルズ数}), \quad R_i = \frac{\epsilon g L}{\nu^2} \quad (\text{局所リチャードソン数}),$$

$$\alpha = \frac{2\pi L}{\lambda} \quad (\text{無次元波数})$$

ここに g は重力加速度, $\epsilon = (1 - \rho_1/\rho_2)$, ρ_1, ρ_2 は, それぞれ, 上, 下層の密度, ν は動粘性係数, λ は波長, π は円周率である。図-16には, さらに, Holmboeの α_M 曲線が一点鎖線で示されている。西田らは様々な R_e に対し中立曲線を得ており, 室内規模の流れの様に R_e が小さい場合についての議論も行なえる。同図に示された点は石狩川で実測された R_i と α の関係であるが, かなり散乱している。しかし, 理論による α_M 曲線との関連で調べるとHolmboeの結果よりは, 西田らの結果に近いといえる。この事実は, 石狩川で観測された河口部での巻波が, 線型安定性理論によって支持されること, すなわち, 剪断流不安定にもとづくものであることを示している。

西田らの計算によると $R_e = \infty$ での α_M には上限がない。一方河道の二層流であっても $R_e = \infty$ は近似的に成立している。従って, 理論的には, 河口から担当上流であっても α_M の存在, すなわち, 流れは不安定になるはずである。しかし, これまで行なわれた数多くの観測結果を見る限り, α_M なる波数をもつ界面波のみならず, 無風の条件下では, 10 cm 以下という, α_M に比べて著しく大きい α の界面波以外観測されていない。この理由としては, 2通り考えられる。1つは速度分布のモデルが現実と若干相異なること。他の1つは, 西田らの解析によれば河口二層流でのcritical levelが界面より相当高いと予想されることである。後者の立場をとると, 次の様な理にかなった説明が可能である。すなわち, 河道の二層流であっても確かに流れが不安定となるが, それがスパイラル渦に成長し, 界面に影響を与える以前に, 消滅してしまうという説である。筆者は現在, この説を支持しているが, 前者の可能性についても検討を加える必要がある。

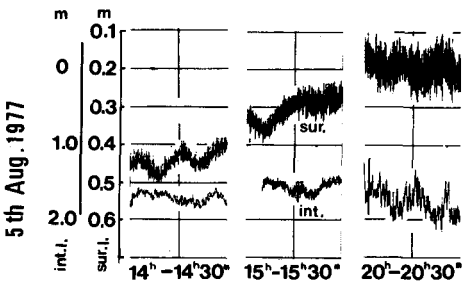


図-15 風による表面波と界面波の発生

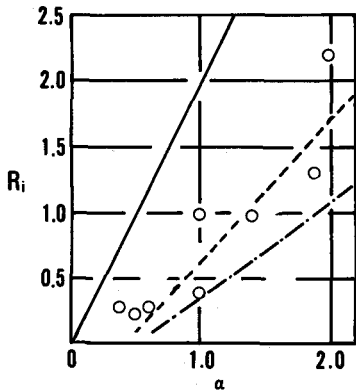


図-16 中立曲線及び α_M 曲線

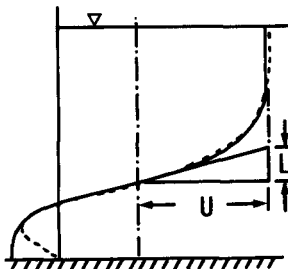


図-17 速度分布のモデル化

図-16の結果は、野外の界面波の発生に関する限り $R_e = \infty$ としてよいことを示している。しかし、流れの規模によっては R_e の効果が現われてくる。たとえば、室内規模の二層流での R_e 依存は、筆者が確めている。従って、野外のデータについて R_i と R_e の関連で調べておくことは、今後の考察に大いに役立つと思われる。図-18は、野外観測データをもとに R_i , R_e を計算しプロットしたもので、界面の安定度の分類も同時に行なっている。同

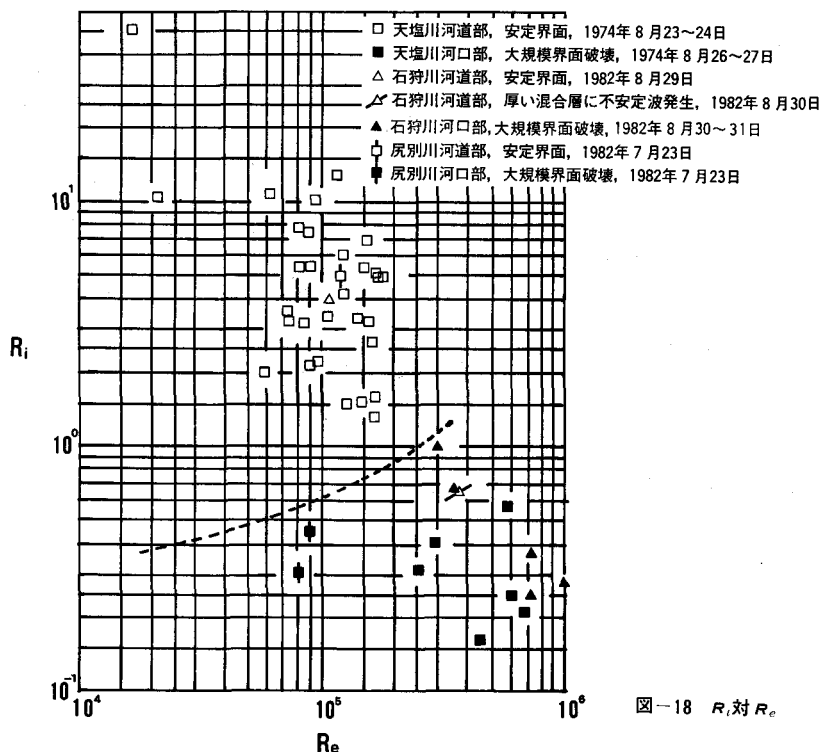


図-18 R_i 対 R_e

図からはデータの散乱にもかかわらず、 R_i と R_e の相関を見出すことが可能である。一般に R_e の増加に伴ない、 R_i は減少する傾向をみせている。又、データは散乱しているが、任意の R_i に対する R_e の幅はそう広くはない。この理由は河口二層流の速度分布が、ある程度相似性を保つことにもとづいている。

ここで図-18に、野外の流れに比較して小さい規模の流れから得る R_i と R_e の関係をプロットすることを考えてみよう。たとえば室内実験によると R_e が数十～数百程度である。これに対し、河口で巻波が発生する限界は R_e 数にあまり関係せず、 $R_i = 0.2$ 程度である。この結果を図-18にプロットしてみると河口での巻波発生限界の R_i は R_e の増加に伴ってわずかながら増大することが理解される。

6. 結 論

一般の弱混合形成の河口二層流界面は、平水時を下まわる河川流量下では風が、又、塩水楔が、ほぼ、河口に達する様な増水時には剪断流不安定が原因となり大規模な界面破壊を生じること示した。しかし、現実には、個々の河川特有の地形構造が河川流量と複雑に関連をもつ界面破壊要因となっていることも示した。特に、この後者の要因は、個々の河川特有の塩分拡散状況を作り出す大きな原因であり、拡散予測上、十分考慮される必要がある。

文 献

- 1) 吉田静男・谷藤康造・田城徹雄：弱混合河口二層流の特性，第26回水理講演会論文集，pp.507-512，1982
- 2) 1)に同じ
- 3) 吉田静男・柏村正和：河口二層流の流れ構造の解析，第25回海岸工学講演会論文集，pp.460-464，1978
- 4) 西田修三・吉田静男：二層流の安定性解析，第29回海岸工学講演会論文集，pp.550-554，1982