

土木学会論文報告集
第 289 号・1979 年 9 月
【論 文】

リモートセンシングを用いた河口部拡散調査と 密度流論的検討*

FIELD STUDIES OF ESTUARY DIFFUSION THROUGH REMOTE SENSING
AND CONSIDERATIONS OF THOSE RESULTS FROM A VIEWPOINT OF
STRATIFIED FLUID DYNAMICS

大 西 外 明**・西 村 司***

By Sotoaki ONISHI and Tsukasa NISHIMURA

1. 緒 論

汚濁された河川水が海域環境に及ぼす影響を評価する場合、① 海域表層部における河川水拡散範囲、② 河川水と海水との間に形成される内部界面付近での混合過程、が重要な検討事項である。

前者は、水理学的にはいわゆる温排水拡散と共通した問題であり、従来から多くの研究者によって、理論解析ならびに数値シミュレーションを中心とした研究成果が報告されてきている。一方、現地調査については、現象に関与する水域が広大なうえに、現象が非定常であるために、通常の方法では正確な測定がきわめて困難である。したがって現地調査の結果には、常に精度上の問題が残されている。この点、近年種々の分野での応用が増えているリモートセンシングの手法は、広範囲で発生している現象の同時測定を可能とするので、有用な観測法として注目に値する。ただし、宇宙衛星から伝達されるリモートセンシング情報は、地上での同時観測結果を通してそれを定量化することが困難なこと、撮影高度が高いために、水理現象解明のために必要な細部の情報が不足し、また、検討対象水域を任意に選定することができないなどの問題点がある。これらの問題点は、低高度の航空機上から観測することによっておおかた解決し得るが、一般には高費用を課すことになる。

一方、現在わが国全体を網羅して撮影されている通常の航空写真よりもたらされる情報は、たとえば、マルチスペクトルスキャナーによるリモートセンシング情報量に比べると、可視領域のスペクトルバンド内に関するものに限られる。しかし、それなりに研究目的に有用

な情報を提供することが多い。これらの写真手法を、河口拡散現象解明に適用するさいの最も大きな限界は、周知のように、もたらされる情報が水表面近傍に関するものに限られることにある。内部界面近傍の混合状態の解明にこれらの手法を適用し得ず、水理模型実験や密度流としての解析が必要となる。

本研究では、実例として、富山湾内に流入する庄川・小矢部川水域を取り上げて、マルチスペクトルスキャナーを用いたモートセンシングを行って、水平拡散の状態を検討し、一方、通常の航空写真を用いて濁度分析を行い、市街地や工業地帯からの各種の排水が、河川水および海水の汚濁化に寄与する有様を例示した。

さらに、この際、水面下で生じていると推測される密度流現象、つまり、内部界面沿いに沖合に向かって進行する汚濁河川水の流れの挙動、および内部界面沿いに発生する内部波が、沖合から傾斜海岸に進入してくる場合の河川水/海水の混合機構を、水理模型実験により検討した。

富山湾の海底地形は、汀線付近より沖合に向かって比較的急傾斜しているが、この海域のような傾斜海域における混合機構、または、内部界面の不安定化の過程は、Kelvin-Helmholtz の不安定性条件のみでなく、傾斜面上およびその近傍での内部波の挙動に大きく支配されるものと予測される。ここで、この種の問題に関する既往の研究につき概観してみよう。

底勾配が水平、もしくは数度以下の下り緩勾配の水域における内部波、あるいは gravity current については、Keulegan²⁾、Benjamin³⁾ が研究を行い、上層水中に進行する下層水の先端部につき論じている。下層水先端部については、福岡ら^{4),5)} は貯水池内の濁水密度流を対象に検討している。これらの研究は、上層水深がきわめて大きな場合、もしくは、上層水面が非自由水面の場合を対象としている。自由表面がある有限水深の水平水路の場合については、Wilkinson と Wood⁶⁾ の研究がある。

* 本研究の一部は、参考文献 1) で発表したが、この論文はその後の研究成果を加えてとりまとめたものである。

** 正会員 工博 東京理科大学教授 理工学部土木工学科
*** 正会員 工修 東京理科大学助手 理工学部土木工学科

水路底が内部波あるいは gravity current の進行方向に上り勾配を有している場合の問題については、Wunsch⁷⁾が一様勾配水路における内部波の反射条件および波長と振幅の変化について解析し、かつ、上層水表面が閉塞された状態につき簡単な実験をしている。さらに、Keller と Mow⁸⁾は、水深が変化する水域内の内部波の変形を、ray 理論を用いて解析し、Wunsch の実験とよく合致した結果を発表している。

以上のように、不均一水深水域内の内部波に関する研究は、従来から理論解析を中心に行なられてきている。一方、実験による検討、あるいは理論の検証については、上り斜面を溯上する場合については、上記の Wunsch の実験や、Turner⁹⁾が引用している Thorpe¹⁰⁾の実験があるものの、十分に検討しつくされているとはいがたい。特に、傾斜海域における上下両層の混合過程においては、斜面を溯上する内部波が下降に転じて、後続の進行内部波との間に誘起する相互干渉が、きわめて重要な役割を果たすものと予測されるにもかかわらず、この問題に関しては、いままで十分な研究が行われていないようと思われる。

そこで、本研究では、傾斜海底面上およびその近傍における内部界面が、内部波によって破壊されて、淡水/塩水間の混合が進行していく機構に特に注目して水理実験を行うこととした。また、リモートセンシングによる現地調査を行った季節には、小矢部川よりも密度の大きな庄川からの流出水が、河口部において negative buoyant jet 状に小矢部川/湾内海水の間の内部界面に達するものと考えられたことから、水平な内部界面沿いの庄川流出水の流動についても実験によって検討を行った。

2. リモートセンシングによる実測¹⁾

(1) 現地調査と赤外カラー映像

1977年、6月4日、図-1に示す6コースを選び、富山湾海岸沿いの陸地および海域を、高度4000mから観測した。観測に用いた M'S スキャナーは、0.3μより13μまでの電磁波を、表-1のような合計11個のバン

ドに分けて記録するようになっている。

また、以上の航空機による観測と併行して、図-2に示す海上の各点で、表面水温、塩素イオン濃度、および水の濁度の測定を行った。表-2はその調査結果である。また、観測日における両河川の流量は、建設省富山工事事務所の観測結果から、小矢部川 41.6 m³/sec、庄川 47.1 m³/sec と推算した。写真-1, 2 (p. 79 参照) はその結果として得られた小矢部川と庄川の温度パターンである。文献1)で報告したように写真-1, 2 はそれぞ

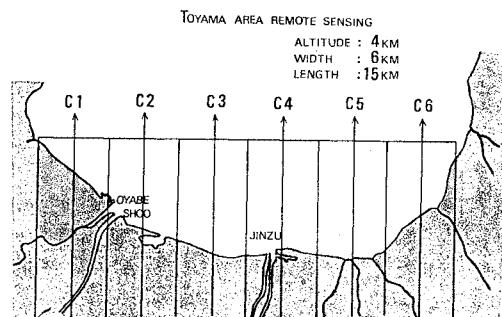


図-1 富山湾飛行コース

表-1 M'S スキャナー各バンドの波長

Band No.	wave length (μ)	Band No.	wave length (μ)
1	0.38~0.44	7	0.66 ~0.70
2	0.44~0.49	8	0.70 ~0.74
3	0.49~0.54	9	0.805~0.815
4	0.54~0.58	10	1.01 ~1.02
5	0.58~0.62	11	1.5 以上
6	0.62~0.66		

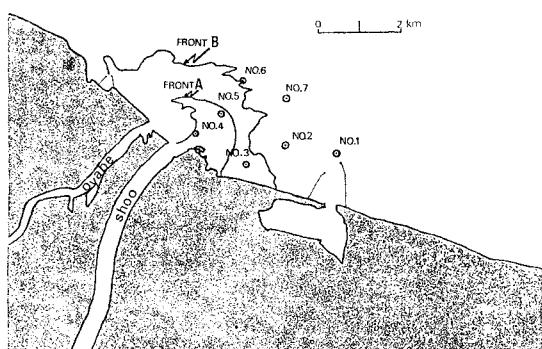


図-2 海上観測点と小矢部川・庄川流出水のフロント分布

表-2 海上観測結果

項目	資料番号	1	2	3	庄川河口 4	5	赤潮 6	7	8	9	神通川河口 10
塩素イオン (ppm) (規格 25.1)	5700	3100	4500	2200	6500	10000	4800	5400	5900	160	
水温 (°C)	17.0	16.8	16.7	14.0	15.0	22.5	18.9	19.0	19.3	15.8	
SS (ppm) (規格 10(2))	8	9	11	12	6	1700	10	12	9	9	9
濁度 (度) 規格 JIS K 101	7	7	9	11	5	950	6	12	8	4	
塩分濃度* (ppm)	10300	5580	8100	3960	11700	18000	8640	9720	10600	288	

* 塩素量 (Cl) の観測値から $S_t = 1.80655 Cl$ に基づいて換算したもの

れ赤外カラー映像および熱映像であり、庄川・小矢部川からの流出水と湾内海水との間に明瞭なフロントが存在することが、写真-2に認められる（なお、このフロントの位置は図-2上にも転記してある）。

（2）庄川・小矢部川河口部の密度成層

以上のリモートセンシングおよび地上観測で得られたデータを解析して、小矢部川河口部、庄川河口部（測点No. 4）および沖合部（測点No. 7）における海水の密度を求めた結果が表-3である。すなわち、水の密度は小さい方から小矢部川、庄川、沖合部の順になっている。したがって小矢部川の流出水は、湾内で表層流となって広がり、湾内海水を加入しながら希釈されてフロントB（図-2参照）を形成し、さらにその外側では渦動拡散作用等を通して海中に消滅していく。一方、庄川からの流出水は小矢部川流出水よりも密度が大きいために図-3に模式的に示すように、いわゆる negative buoyant jet として低下し、小矢部川流出水と湾内海水との間に形成されている内部境界面に達したのちは、境界面に沿って平行に流れいくものと推測される。この現象については後出の水理実験のところで論じることとする。

表-3 水の密度の比較

	水温 (°C)	塩素量 (ppm)	水の密度 (g/cm³)
庄川河口部	14	2200	1.0018
小矢部川河口部	17	2000	1.0016
沖合部	19	4800	1.0048

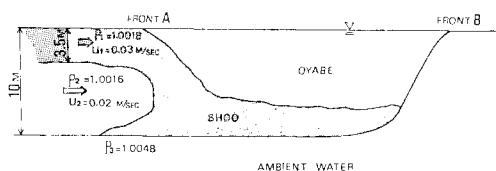


図-3 小矢部川/庄川/海水間の negative buoyant jet 模式図

3. 航空写真による濁度分析

河口部水域の水の濁度は、河川水と海水との間に生じる差異のほか、陸地から水域に放出される各種の排泄物によって広範囲にわたって多様に変化する。リモートセンシングはこのように複雑な濁度分布を把握するうえでも有用な役割を果たすものと考えられる。2. で述べたように M²S スキャナーにより得られた現地調査データを適切に分布することにより、庄川・小矢部川河口水域の濁度の平面分布は得られるわけであるが、ここでは、われわれがもっと手軽に入手し得る航空写真的利用度を示すために、通常の航空カラー写真を用いる場合につい

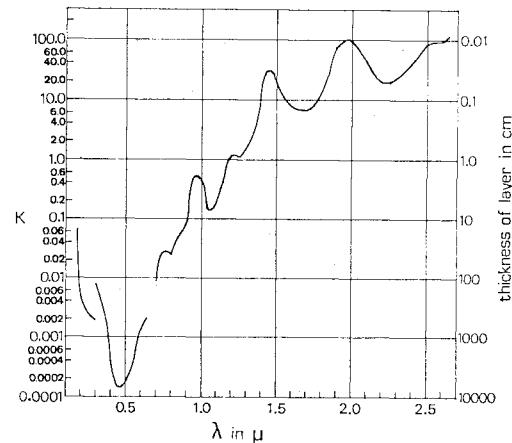


図-4 平行光線に対する純海水の吸収係数 (Defant 1961)

て述べよう。

周知のように、航空カラー写真に撮った海面の色調は均一ではなく、水の光学的特性、水中の浮遊物質の分布、水面の roughness、海底の底質や植生等に影響されて、広範囲に変化している。

いま、水中に浮遊物がまったくなく、また、まったく汚染されていない清浄な水について考えると、任意の水深 x のところでの光の強さ I は、

$$I = I_0 \cdot e^{-kx} \quad \dots \dots \dots (1)$$

で表わされる。ここに、 I_0 は水面での光の強さ、 k は extinction coefficient である。extinction coefficient は長さの逆数の次元を有し、かつ、図-4 に示すように光線の波長 λ の関数である。したがって、太陽光線の水中での吸収率は、光線スペクトルを構成する各波長部分によって異なってくる。そのため水深が無限に深い場合の写真上の清浄水の色は青 (blue) となる。水が清浄ではなくて浮遊物が存在する水中においては、浮遊物で光線の分散、吸収、反射が生じる。浮遊する粒子の寸法が光線の波長と比較して小さい場合、小波長ほど分散率が大きく、水の色は浮遊粒子のないときの色 (blue) とほとんど変わらない。しかし、浮遊粒子の寸法が大きくなると、分散率は波長と無関係となり、水の色は green に向かって変化していく。さらに濁度を増加させていくと、水の色は yellowish green の方向に変わっていき、最後には、濁りの原因となっている粒子自身の色に等しくなる。また、写真上の海水の色は海生物の存在によつても変化し、さらに浅い水域では海底土の色によっても変化が生じる。

以上、航空カラー写真上に認められる海面の色調特性について概述したが、航空カラー写真を用いて水域の濃度分布を明確にとらえるもう一つの方法として、デシカラ（等濃度に分割しカラー表示する装置）を用いて画

像解析を行う方法がある。

その一例として、1975年9月1日に撮影した庄川河口部の航空カラー写真を解析した結果を写真-3に示す。この写真では濃度は最も高濃度の水域を示す青色(CYAN)から、最も低濃度の深紅(MAGENTA)まで、写真-3に示すような13段階に分割されている。各水域における濃度の定量値の決定は地上観測資料との対比の結果に待たなくてはならないが、写真-3はこの水域の流動特性と汚染特性について定性的には多くの情報を提供している(なお、写真右下の部分はハーレーションの影響を強く受けしており、意味が少ない)。たとえば、庄川河口部右岸は新湊市の中心街であり、その区域からの排水等の影響(CYAN)は河口部右側水域に広く及んでおり、また左岸側高岡市伏木地域からの流出(ORANGEならびにYELLOW GREEN)は、庄川の河川水(DEEP RED)と著しい混合を起こすことなしに新湊海岸沿いに流れしていくことが認められる。

このように、通常の航空カラー写真から得られた情報は、可視光線領域からのものに限られているにもかかわらず、その解析結果からその対象域の水の濁度、汚染の特性、あるいは流動分布等を明確にとらえることができ、今後、水理学の分野においても広い適用性を有しているものと考えられる。なお、このカラー分析は、千葉大学工学部天然色研究施設 源田秀三郎教授に依頼のうえ得られたものである。

4. 水面下における密度流現象と淡・塩水の混合

汚濁河川水が、海域環境に及ぼす影響を評価する場合、水面付近における河川水の拡散範囲の予測に加えて、水面下における汚濁河川水の密度流としての挙動もまた、重要な検討課題である。

本研究で対象に取り上げた小矢部川・庄川の場合、密度流研究の立場から次の2つの点につき興味がある。その第1は、図-3のように、小矢部川水域内を降下して、小矢部川/海水間の内部境界面沿いに沖方向に向かって流動する gravity current の挙動である。また、第2の点は、小矢部・庄川が開口する新湊海岸水域のように、海底が沖合に向かって急傾斜する海域——以下では傾斜水域とよぶことにする——内に存在する内部境界面が、種々の原因によって生じる内部波によって破壊され、汚濁河川水の影響が海底部に及んでいく過程である。

(1) 内部境界面沿いの gravity current

図-3のように、汚濁河川水が内部境界面に達する

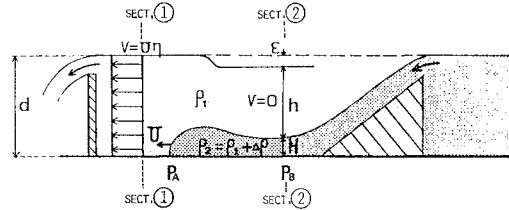


図-5 静水域に進行する下層流

と、境界面沿いに向きをかえて沖合に向かって流動する。水域に潮汐流のような周期性をもつ流れがあれば、やがては陸向きに流れを変えて往復運動をし、その過程で次第に周囲の水と混合を進めて遂には消散していくものと考えられる。この場合、内部境界面沿いの gravity current の伝播速度は汚濁河川水の影響範囲を支配する要素の一つとなる。

問題を単純化するために、内部境界面を滑らかな固体面で置き換えて、図-5のような密度 ρ_1 の静水域に進行する、密度 $\rho_2 (> \rho_1)$ の流体からなる二次元水路内の下層流を考える。Wilkinson と Wood¹¹⁾ は鉛直壁の底部に設けた開口部から水平に流出する gravity current に関して実験を行い自由表面がある場合、下層流先端前方の断面の水位は、先端後方の断面よりも若干上昇することを示している。このことを参考にし、また上下層とも非粘性であると仮定して、下層に流体が流入するときの上層水の逆方向の流れがないものとし、また図-5 中の①断面の水位が下層流先端の②断面よりも ϵ だけ上昇するものとする。この ϵ の値は微小であって実験水路では観測することが困難である。しかし、二層密度成層水域の下層底部に、それよりも密度の大きな底層流を伝搬させて観測すると、写真-4のように内部境界面上の ϵ が強調されて観測することができる。

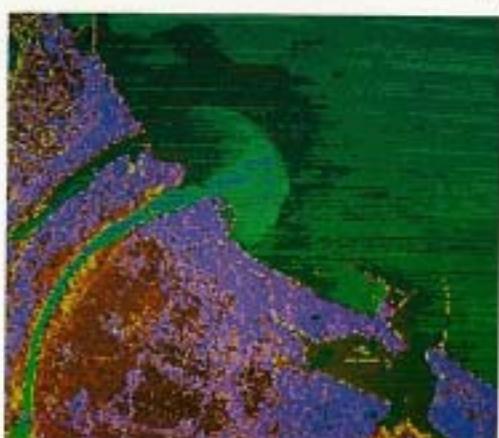
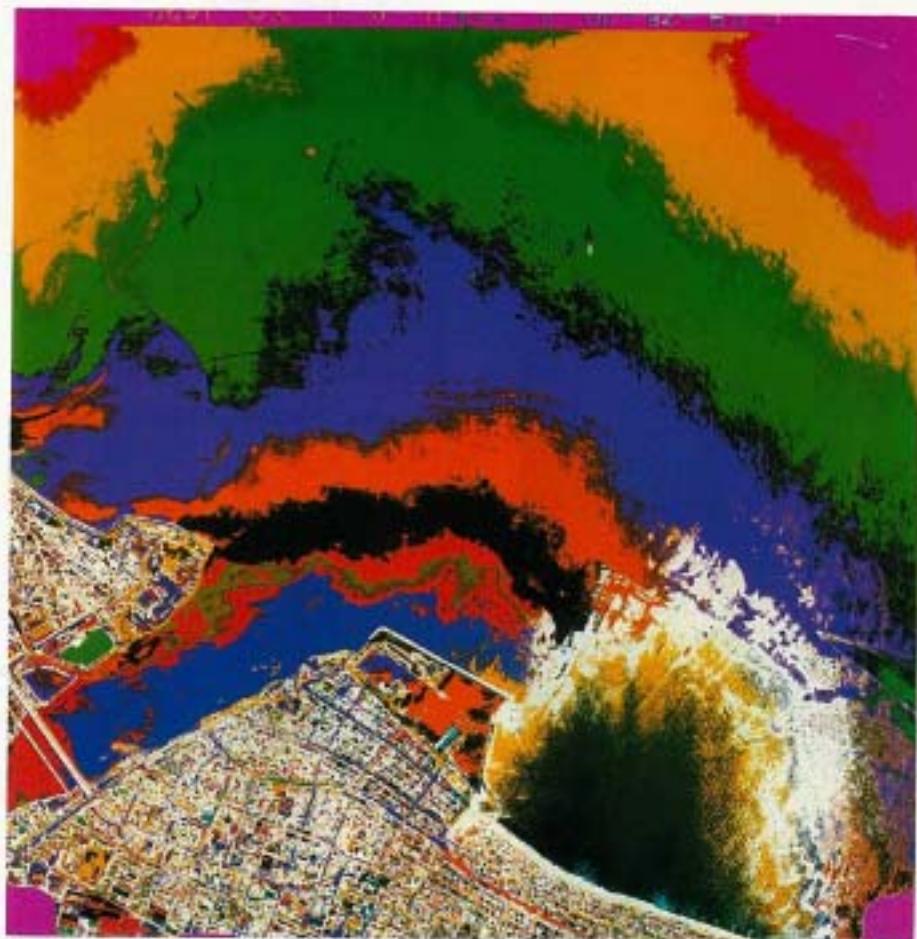
自由表面での ϵ の値は、上述のように微小量であるが、それのもつ力学的効果は無視し得ない。まずこのことを示そう。

上・下層の流体とも非粘性であり、かつ混合がないものとする。 ρ_2 の流体を上流堰の上を越流させ、かつ下流堰で下層流前方の水深を一定に保つようになると、下層流の進入に伴って、その水域(①断面)に下層流と同方向の流れが生じる。いま、図-5を参照して、①断面の水深を d 、平均流速を V とし、②断面上層水の水深を h 、下層水の水深を H 、流速を U とすると、質量保存の関係から、

$$V = U \cdot \frac{H}{d} = U \cdot \eta \quad \dots \dots \dots (2)$$

$$\eta = \frac{H}{d} \quad \dots \dots \dots (3)$$

また、下層流の移動速度 U に等しい速度で移動する座標系を考えると、①断面と②断面との間で次の運動

写真-1 M²S スキャナー リモートセンシングによる赤外カラー映像写真-2 M²S スキャナー リモートセンシングによる熱映像

SHOKAWA RIVER MOUTH (TOYAMA BAY)
PHOTOGRAPHED: 81 SEPTEMBER 1975
CHANNEL: GREEN BAND
DELTA D: 0.10
SCENE: C39-11

FROM HIGHLIGHT TO SHADOW

- | | |
|-----------------|-----------------|
| 1. CYAN | 8. BLACK |
| 2. GRAY | 9. ORANGE |
| 3. YELLOW | 10. PURPLE |
| 4. BLUE | 11. GREEN |
| 5. DEEP RED | 12. DARK YELLOW |
| 6. YELLOW GREEN | 13. MAGENTA |
| 7. RED | |

写真-3 天然色航空写真による濃度分析結果

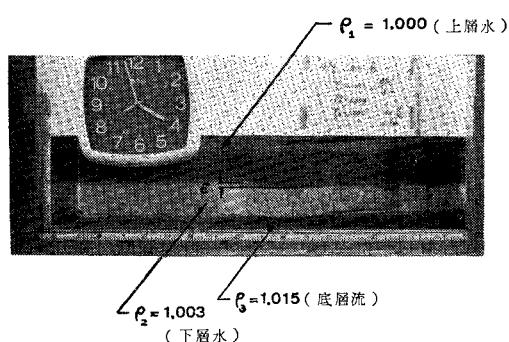
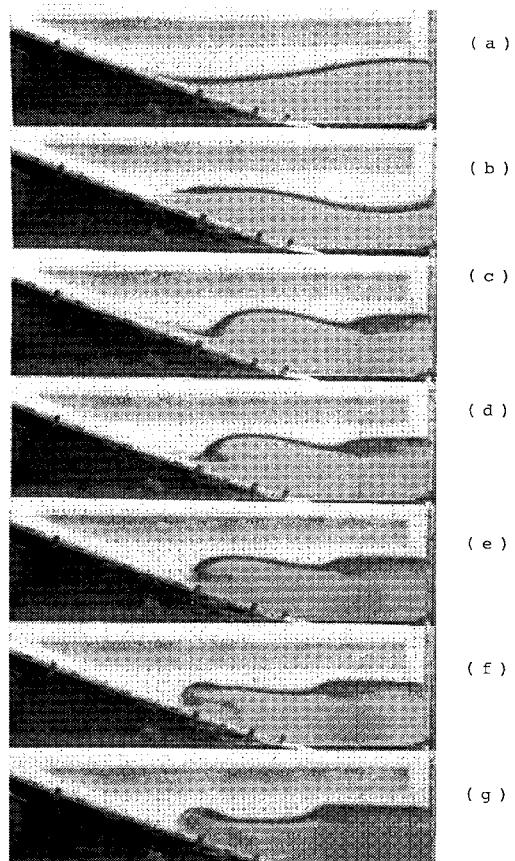
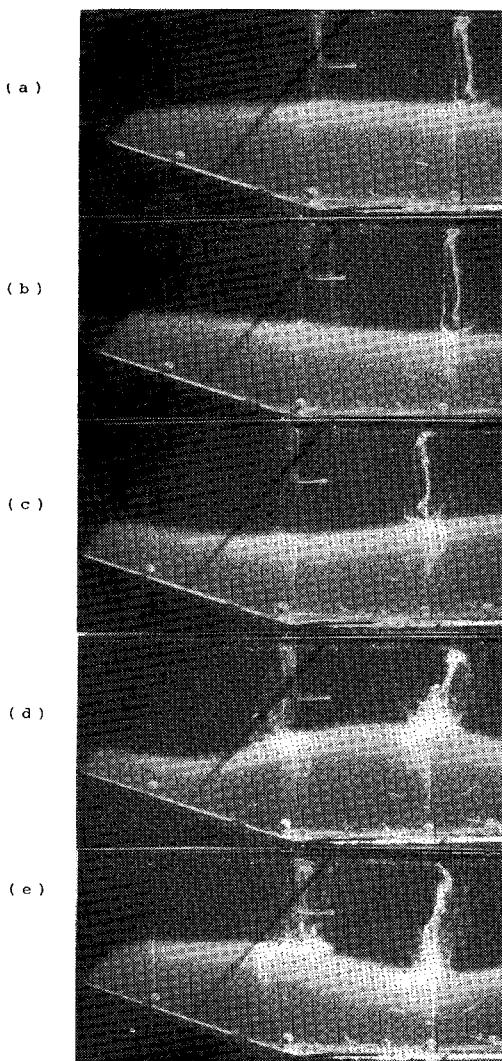
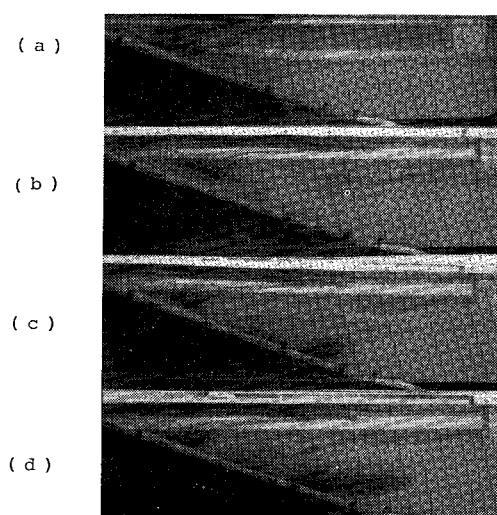


写真-4 底層流進入に伴う内部境界面の変動

写真-5 傾斜面上の内部波先端部の形状変化
(Case 4 の例)写真-7 下層水内の流動
(Case 3 の例)写真-6 内部波先端部での混合の状態
(Case 3 の例)

量方程式が成り立つ。

$$\rho_1(1-\eta)^2 U^2 d + \frac{\rho_1 g d^2}{2} = \rho_1 U^2 (d - H - \epsilon) \\ + \frac{\rho_1 g (d - \epsilon)^2}{2} + \frac{4 \rho g H^2}{2} \dots \dots \dots (4)$$

ϵ は微小であるから、 $d - H - \epsilon \approx d - H$ とし、また、 ϵ^2 の項を無視すると、上式より、

$$\rho_1(1-\eta)^2 U^2 d = \rho_1 U^2 (d - H) - \rho_1 g d \cdot \epsilon + \frac{4 \rho g H^2}{2}$$

したがって、

$$\eta(1-\eta) = \frac{g}{U^2} \epsilon - \frac{\eta}{2 F^2} \dots \dots \dots (5)$$

を得る。ここに、 F は次式により定義される内部フルード数である。

$$F = \frac{U}{\sqrt{\frac{4 \rho}{\rho_1} g H}} \dots \dots \dots (6)$$

式 (5) より、流れが存在するためには $\epsilon > 0$ でなくてはならないことがわかる。 $g/U^2 = \rho_1/4 \rho g H^2$ であることを考慮すると、式 (5) から、

$$\epsilon = \frac{4 \rho \cdot H \cdot F^2}{\rho_1} \eta \left\{ \frac{1}{2 F^2} + (1-\eta) \right\} \dots \dots \dots (7)$$

一方、下層流先端部の圧力 P_A と ② 断面での下層流底部の圧力 P_B とを等しいとおいて、

$$\rho_1 g d / \rho_1 (1-\eta)^2 \frac{U^2}{2} = \rho_1 g (d - \epsilon) + 4 \rho g H \dots \dots \dots (8)$$

上式より、

$$\epsilon = \frac{4 \rho}{2 \rho_1} H \{ 2 - (1-\eta)^2 F^2 \} \dots \dots \dots (9)$$

式 (7) と式 (9) より、Wilkinson と Wood による次の関係を得る。

$$F^2 = \frac{2-\eta}{1-\eta^2} \dots \dots \dots (10)$$

また、式 (10) で $\eta = H/d = 1/2$ とおくと、Keulegan, Benjamin により提示されている次式を得る。

$$U = 2^{1/2} \sqrt{\frac{4 \rho}{\rho_1} g H} \dots \dots \dots (11)$$

式 (11) は、摩擦によるエネルギー損失、および流体内の混合を無視して得られるものであるが、底面摩擦を考慮を入れた場合、Keulegan と Wood によれば、

$$U = 1.1 \sqrt{\frac{4 \rho}{\rho_1} g H} \dots \dots \dots (12)$$

となる¹²⁾。

以上の式 (10)～(12) より得られる伝播速度は、下層水内への上層水の混入を無視しているために実際の値よりも大きくなる。すなわち、 $\eta < 1/2$ の場合は Keulegan が実験的に示し、

Benjamin が理論解析しているように、下層流先端部背面は、図-6 のごとく内部跳水状の乱れを伴って低下して、水平な下層流上面にまで達なることになる。この際下層流への上層水の混合が生じるものと推測される。また、Simpson¹³⁾, Allen¹⁴⁾, 福岡¹⁵⁾らが指摘しているように、下層水先端部に存在する裂け目からの混合も存在しえよう。さらに本論で取り扱っている図-3 のモデルの場合、negative buoyant jet が水平内部境界面に達するまでの希釈混合現象が関与して、問題はさらに複雑化していく。buoyant jet の希釈混合現象の解明には、たとえば、日野・大西¹⁶⁾が述べているようにコンピュータによる数値解析が有効な一手法ではあるが、本論では、下層流先端部の伝播速度の検討に重点をおいて実験を行った結果について述べる。

実験は、図-7 に示す方法で二次元水槽内で行った。すなわち、幅 30 cm、長さ 6 m の水路に、水深 d 、密度 ρ_1 の淡水を静止させ、上流より密度 ρ_2 の塩水を静かに流下させて、先端部の進行速度、および下層水内の数点で密度を測定した。なお、進行速度は自動カメラを用いた 0.8 秒間隔の写真記録から、また、密度は電気伝導度計により測定した。

実験条件は、表-4 のとおりである。図-8 は、基準



図-6 下層流先端背部の一般的形状 (Keulegan による)

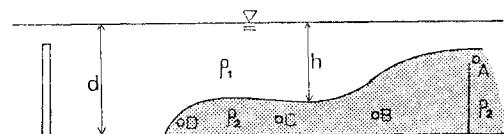


図-7 下層流中の密度測定点

表-4 下層水伝播の実験条件

Case	d (cm)	h (cm)	H (cm)	H/d	ρ_1 (g/cm ³)	ρ_2 (g/cm ³)	U (cm/sec)	$\frac{U}{\sqrt{\frac{4 \rho}{\rho_1} g H}}$
1	11.0	5.5	5.5	0.50	1 000	1 015	4.8	0.53
2	10.5	4.4	6.1	0.58	"	"	3.8	0.40
3	10.5	5.5	5.0	0.48	"	"	4.8	0.56
4	10.5	4.8	5.7	0.54	"	"	5.0	0.55
5	—	—	—	—	"	"	—	—
6	12.0	4.2	7.8	0.65	"	"	7.9	0.74
7	12.0	4.4	7.6	0.63	"	"	6.3	0.60
8	—	—	—	—	—	—	—	—
9	10.0	6.0	4.0	0.40	1 000	1 029	3.6	0.34
10	12.0	3.7	8.3	0.69	"	"	9.0	0.59
11	10.7	5.9	4.8	0.45	"	1 005	1.8	0.37
12	11.0	5.5	5.5	0.50	"	1 015	2.6	0.29
13	10.5	7.6	2.9	0.28	1 007	1 015	2.6	0.55
14	12.3	4.8	7.5	0.61	1 000	1 020	6.4	0.53
15	10.0	5.2	4.8	0.48	1 000	1 014	6.4	0.79

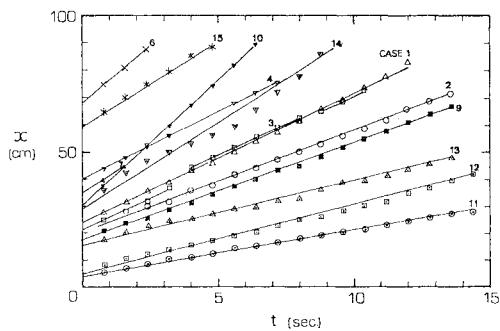


図-8 下層流先端部の位置の時間変化

表-5 下層流中各点の密度測定結果

Case	測 点			
	A	B	C	D
1	1.015	—	—	—
2	“	—	—	—
3	“	—	—	—
4	“	—	—	—
5	1.015	1.005	1.005	1.005
6	“	1.015	1.012	1.010
7	“	1.010	1.011	1.010
8	—	—	—	—
9	1.029	1.008	1.007	1.003
10	“	1.020	1.020	1.018
11	1.005	1.003	1.002	1.001
12	1.015	1.005	1.004	1.001
13	“	1.012	1.011	1.012
14	1.020	—	—	“
15	1.014	—	—	“

(単位: g/cm³)

点より測定した下層流先端の位置の時間変化の状態を示すが、negative buoyant jet は水平方向に向きを転じた後、少時刻内には一定速度に達することがわかる。表-5 は下層流中の各点の密度の測定結果である。本実験の例では、negative buoyant jet 始点A点での密度と、先端部D点での密度とでは、 $\Delta\rho$ の比が 0.07~0.8 となっている。この希釈度は種々の条件によって多様に変化することはもちろんあるが、いずれにしろ、式(10)~(12)により計算する場合には採用すべき $\Delta\rho$ の値については議論の余地がある。いま、仮に点Aでの密度をもとにして $\Delta\rho$ を計算して、測定値と式(10)とを比較すると、表-6、図-9 のとおりである。図にみられるように、実験値はばらつきが大きく、かつ、理論値よりも相当小さくなっている。いま、式(10)を得るために導入した仮定条件および実験上の誤差等を一括した実験係数を C とすると、本実験の範囲では、下層流の進行速度 U_0 は、

$$U_0 = C \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} H} \sqrt{\frac{2-\eta}{1-\eta^2}} \quad \left. \right\} \dots \dots \dots \quad (13)$$

$$C \approx 0.4$$

となる。

表-6 内部フルード数 F の理論式(式(10))と実験値との比較

Case	$\eta = H/d$	F_1 (理論値)	F_2 (実験値)	F_2/F_1
1	0.50	1.41	0.533	0.377
2	0.58	1.46	0.401	0.274
3	0.48	1.40	0.560	0.399
4	0.54	1.44	0.546	0.380
5	—	—	—	—
6	0.65	1.53	0.738	0.483
7	0.63	1.51	0.596	0.395
8	—	—	—	—
9	0.40	1.38	0.338	0.245
10	0.69	1.58	0.586	0.370
11	0.45	1.39	0.372	0.268
12	0.50	1.41	0.289	0.205
13	0.28	1.37	0.545	0.398
14	0.61	1.49	0.529	0.355
15	0.48	1.41	0.788	0.559

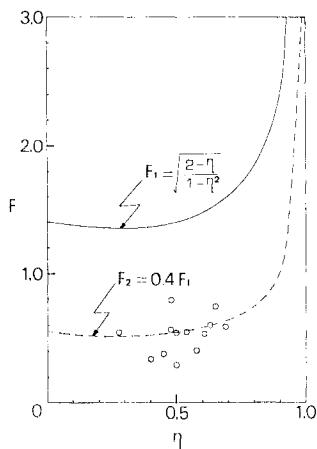


図-9 式(10)と実験値の比較

(2) 底面が傾斜する水域における内部波による境界面の破壊過程

底面が傾斜する海域に存在する内部界面が、内部波によって破壊されて、汚濁河川水の影響が海底部に及んでいく過程をみるために実験を行い考察を加えた。

a) 実験装置および内容

実験水路は、長さ 6 m、幅 30 cm のアクリル板製であり、その両端には底面 1 m × 1 m、高さ 2 m の水槽が接続され、両水槽を結ぶ管と循環ポンプにより、水路内の流量を制御することができる(図-10)。ただし、本実験では静止水域中の内部波を研究対象としたために、流量制御系は使用しなかった。

本実験では、矩形水路部に傾斜面を設け、その前面に淡水/塩水による密度成層を作った。傾斜面は木製であり、表面摩擦抵抗を少なくするために平滑に仕上げた。密度成層部の他端は鉛直壁で仕切り、淡水表面より約 1 cm 下方に壁頂がくるようにした。鉛直壁より右側にも

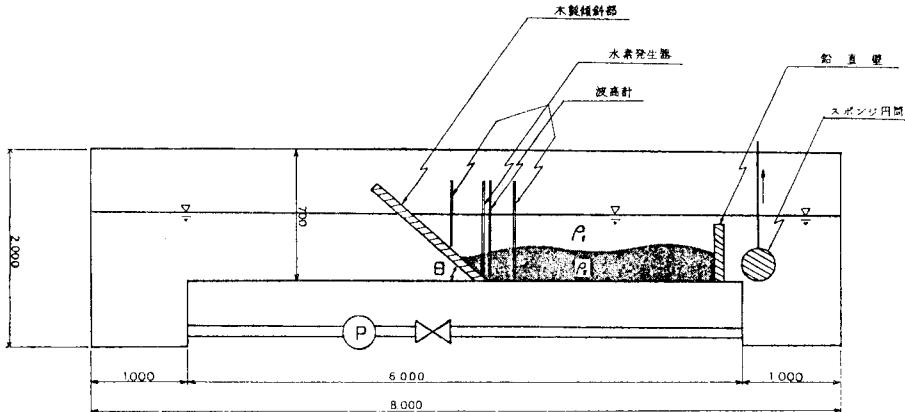


図-10 実験装置

表-7 傾斜面上内部波に関する実験条件

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5
h_1 (cm)	10	10	10	11.5	10
h_2 (cm)	10	10	10	8.5	10
h_m (cm)	—	—	—	—	1
ρ_1 (g/cm³)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
ρ_2 (g/cm³)	1.104	1.025	1.011	1.010	1.010
ρ_m (g/cm³)	—	—	—	—	1.006

淡水を入れ、壁左側の水位と一致させた。鉛直壁右側の淡水域内に径 10 cm、長さ 30 cm のスポンジ製円筒を挿入し、それを上方に引きあげて表面波を起こし、その表面波が鉛直壁を越えるときに内部境界面に伝達するエネルギーによって内部波を発生させた。このときの上層水の水面変動は、予備試験時の目視観測では微少ではあったが、図-10 に示す位置に容量式波高計をおいて、上層水面の変動を測定することにした。また、傾斜面上およびその近傍に 3 本の水素発生器を置いて、内部波の伝播に伴う下層水内の水粒子の運動を観察した。内部波の進行速度および変形の状態は、オートドライブカメラを用いて 0.8 秒間隔に撮影することによって観測した。その際、観測を容易にするために、下層の塩水をフルオレセインナトリウム ($C_{20}H_{10}O_5Na_2$) で着色し、また上層の下部約 1 cm 厚をウォーターブルー ($C_3H_2O_3N_3S_3Na_2$) により着色した。また、淡水および塩水の比重は比重計によって測定した。

実施した実験条件は、表-7 のとおりである。表中で h_1 , h_2 はそれぞれ上層および下層の厚さ、 ρ_1 , ρ_2 は上層および下層の流体密度である。また、 θ は傾斜面が水平面となす角度であり、本実験では 20 度に取り一定に保った。なお、Case 5 は上下層の間に中間層がある場合であり、表-7 中の h_m , ρ_m は、中間層の厚さおよび密度である。

b) 実験結果と考察

(i) 汀線近傍水域における上下層混合の機構

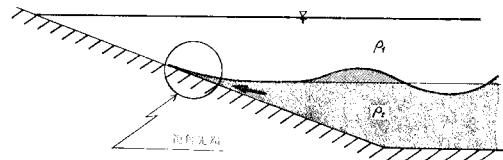


図-11 内部波到達初期に発生する溯上流の先端

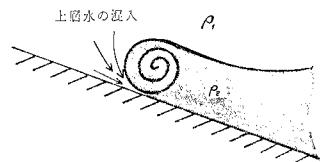


図-12 内部波先端での上層水の巻込み

内部境界面上の内部波が水平部から傾斜部に至り、さらに傾斜面上を伝播する間の現象に注目してみる。写真-5 にその一例 (Case 4) を示す。内部波が傾斜面に接近するにつれて、傾斜部には写真-5 (a) および図-11 のように小規模な斜面溯上流が生じる。この初期発生の溯上流の先端形状は、Thorpe の実験 (Turner, J.S.: Buoyancy Effects in Fluids 中の Fig. 4.24) で観察された丸みを帯びた形状ではなくて、むしろ鋭角をなしている。この初期溯上流はやがて上向きの運動量を失って下降に転じ、進行してくる内部波と合流して、傾斜面上において丸みを帯びた内部波先端を形成する (写真-5 (b))。この先端部は、後続内部波よりエネルギーの供給を受けて、再び傾斜面上を溯上する。この段階では、水平水路内での Keulegan, Benjamin の研究、および、傾斜水域での Thorpe の研究で報告されている、図-6 のような先端部背面の内部跳水は顕著には形成されとはいなく、傾斜面とほぼ平行な状態となっている。この溯上流が下降し、再び後続の内部波と合流すると、内部境界界面の勾配は大きくなり (写真-5 (c))、傾斜面下降流の作用とあいまって、先端部に内部波進行方向への回転

運動を起こしているのが観察される（写真-5 (d)）。この際、先端部において、図-12 のように上層水を巻き込む。さらに、この先端部付近は、伝播してくる内部波のエネルギーを貯えながら、進行をほぼ止めたまま次第に上昇し、遂には前面に押し出されて、図-6 のような形状となって、内部境界面沿いに水平に進行して、傾斜面に到達して、再び溯上していく（写真-5 (e)～(g)）。

以上のように、内部波が傾斜面に到達する初期のサイクルでは、内部波前面には回転運動を起こす要因が弱いために、先端部は鋭角を帯びるが、後続のサイクルでは丸みを呈し、しかもサイクル数の増加とともに肥大化し、斜面上を往復する。もちろん、先端部肥大化には限度があり、さらに、沖合の内部波の沈静につれて次第に減衰していく。この間、先端下部より下層水内に巻き込まれた上層水により、下層水先端部の密度は減少していく（写真-6 (a)），在來の下層水との間に、緩混合型もしくは強混合型の密度成層を形成するようになる。さらに、そこへ沖合から内部波が到達すると、この部分は上層水と下層水との間に引きのばされて中間層となり、その上面と下面においてそれぞれ上層水と下層水との間に波動を起こし、次第に混合を進めていく（写真-6 (b)～(d) 参照）。

(ii) 内部波進入時の下層水内の流動

内部波が傾斜部に入ってきて往復運動をする間、下層水内の流動状態を観察するために、水素発生装置を水平水路部、底勾配変化点付近、傾斜部に置いて、水素気泡の時間的変動を調べた。写真-7 は、表-7 に記した Case 3 における状態を示す。写真-7 (a) は内部波の山が到達した状態であり、下層水は各鉛直断面内で一様な流速で傾斜面に向かって移動している。この状態下では、斜面上の内部波は連続的に溯上エネルギーの供給を受けながら溯上する。写真-7 (b) は、水平部のプローブ位置に内部波の谷が到達した状態である。この位置では、下層水は沖向きに流れの方向を転じているが、傾斜部ではまだ岸に向かって流れている。この状態下で、傾斜面上の溯上流は溯上エネルギーを次第に失って、写真-7 (c) のように、沖向きの流れに転じる。一方、水平部では再び内部波の山が到達して、その進行波エネルギーと斜面下降流エネルギーとが、ポテンシャルエネルギーの形で先端部付近に貯えられる。写真-7 (d) の例では、エネルギー蓄積の位置は傾斜部冲側の水平部にある。このようにして傾斜部付近に貯えられたエネルギーは、やがて前方に解放されて、傾斜面溯上流の溯上エネルギーとなる。上下層の密度差が、本実験で検討対象とした程度に大きいときには、このエネルギーの解放は写真-5 に示したように段波の形状をとる。写真-7 (e) はこの状態時における下層水内の流動を示す。このとき

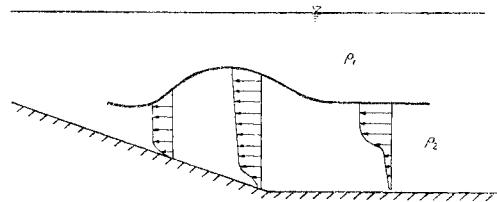


図-13 溯上開始時の下層水内流速分布

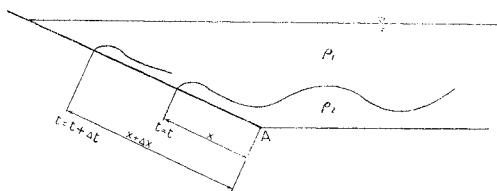


図-14 倾斜面上の先端部進行速度の算定法

の下層鉛直断面内の流速分布は、図-13 に定性的に示したように、沖合の水平部では下層水内上部で流速が大きく、下部で著しく低速となっている。一方、傾斜面上ではほぼ一様分布となる。

(iii) 倾斜面上における内部波先端の進行速度

傾斜面上を溯上する内部波先端の進行速度を、0.8 秒間隔で撮影した写真記録より求めた。すなわち、傾斜面と水平面との交点 A より（図-14 参照）内部波先端までの距離 x を $4t (= 0.8 \text{ 秒})$ 間隔に測定し、各時間間隔における $4x$ を求めた。表-8 および図-15 にその結果を示す。内部波の運動は比較的緩慢であり、一方、連続して撮影できるコマ数が限られているために、各実験ケースについて連続的な記録が可能な周波数は 2 ないし 3 個であった。

表-8 と図-15 中の“第 1 サイクル”，“第 2 サイクル”とは、連続撮影記録の中での最初の周期または第 2 番目の周期の意味であり、必ずしも内部波発生時を起点として数えた周期ではない。近似的にいえば、第 1 サイクルは傾斜面を溯上する内部波先端の丸みが明確に観察されるようになったごく初期のもの——写真-7 (b) の状態に相当——である。また、第 2 サイクルは、第 1 サイクルに連続するものである。なお、図-15 では、各サイクル時とも、溯上開始の時間を時間の始点として、溯上速度の時間的変化の状態を表わした。

図にみられるように、内部波は初めは速度を増しながら傾斜面上を溯上し、やがて最大速度に達する。溯上流中のエネルギーが小さなときは、最大速度に達した後はただちに進行速度を減じていき、また、第 2 サイクル時の方が第 1 サイクル時よりも最大速度は小さくなる。しかし、溯上流エネルギーが大きな場合、最大速度は前後のサイクル時で等しくなる。

この場合の最大速度持続時間長は、Case 2 のように

後続サイクル時の方が小となる

ものもあり、一方では Case 3 のように逆の傾向を示すもの、また、Case 4, 5 のようにほぼ等しいものもある。いずれの状態を呈するかは、各サイクル時の始点で、沖合から伝播する内

部波から溯上流に加えられるエネルギー量の大きさによるものと考えられる。いずれにしろ、図-15 に示す結果から、「溯上エネルギーがある限り以上に大きいならば、各サイクル時の始まりに溯上流に付加されるエネ

ルギー量の増加の影響は、最大溯上速度の増加としてよりも、むしろ最大溯上速度持続時間長の増加として現われる傾向がある」と推測される。すなわち、沖合から傾斜水域に進入した内部波は、段波状の加速度流となって傾斜面上を溯上し始めるが、重力、壁面および内部境界

面沿いの摩擦力、先端部に作用する抵抗を受けて等速運動化する。そして、溯上開始時に付加されたエネルギー量により定まる時間だけ等速運動を続けた後、減速して傾斜面沿いの下降流となる。ただし、本実験では、水路内で初期に発生させた

数波の内部波により誘起される現象を対象としているが、内部波がより長時間にわたって持続して浅水域に進入してくる場合の実験については、現在検討中であり、機会を改めて報告することとする。

(iv) 内部波発生時に生じる上層水面の変動

図-16 は、本実験で採用した内部波発生法に伴って生じる上層水面変動の観測例である。観測された最大振幅 a_{\max} は約 2 mm であり、上層厚との比 a_{\max}/h は 0.02 である。

4.(1) では自由表面に生じる微小変動の力学的效果は無視し得ないものであることを示したが、それは波長・周期とも大きい変動を対象とした議論であり、図-16 に例示したような比較的小波長、小周期の変動にそのま

表-8 溯上速度の測定値

	第 1 サイクル 時				第 2 サイクル 時			
	X (cm)	ΔX (cm)	ΔT (sec)	$U = \frac{\Delta X}{\Delta T}$ (cm/s)	X (cm)	ΔX (cm)	ΔT (sec)	$U = \frac{\Delta X}{\Delta T}$ (cm/s)
Case 1	25.41	2.35	0.8	2.94	27.28	0.59	0.8	0.74
	28.35	2.94	0.8	3.68	29.63	2.35	0.8	2.94
	30.70	2.35	0.8	2.94	31.39	1.76	0.8	2.21
	31.29	0.59	0.8	0.74	33.15	1.76	0.8	2.21
	—	—	—	—	34.91	1.76	0.8	2.21
Case 2	15.54	0.66	0.8	0.83	17.54	0.66	0.8	0.83
	17.32	1.78	0.8	2.23	19.98	2.44	0.8	3.05
	20.86	3.54	0.8	4.43	22.42	2.44	0.8	3.05
	24.42	3.54	0.8	4.43	25.97	3.55	0.8	4.44
	27.75	3.33	0.8	4.16	28.41	2.44	0.8	3.05
	30.19	2.44	0.8	3.05	29.29	0.88	0.8	1.11
	32.63	2.44	0.8	3.05	—	—	—	—
	33.52	0.88	0.8	1.10	—	—	—	—
	33.96	0.44	0.8	0.55	—	—	—	—
	34.18	0.22	0.8	0.28	—	—	—	—
Case 3	15.34	1.14	0.8	1.43	17.23	1.71	0.8	2.14
	16.48	1.14	0.8	1.43	19.51	2.28	0.8	2.85
	18.19	1.71	0.8	2.14	22.36	2.85	0.8	3.56
	20.47	2.28	0.8	2.85	25.21	2.85	0.8	3.56
	23.89	3.42	0.8	4.28	28.63	3.42	0.8	4.28
	27.31	3.42	0.8	4.28	32.05	3.42	0.8	4.28
	30.16	2.85	0.8	3.56	35.47	3.42	0.8	4.28
	33.01	2.85	0.8	3.56	38.32	2.85	0.8	3.56
	35.29	2.28	0.8	2.85	40.50	2.28	0.8	2.85
	36.43	1.14	0.8	1.43	42.88	2.28	0.8	2.85
Case 4	37.57	1.14	0.8	1.43	44.02	1.14	0.8	1.43
	—	—	—	—	45.16	1.14	0.8	1.43
	—	—	—	—	—	—	—	—
Case 5	17.50	0.62	0.8	0.78	17.19	0.94	0.8	1.18
	18.75	1.25	0.8	1.56	18.75	1.56	0.8	1.95
	20.63	1.88	0.8	2.35	20.94	2.19	0.8	2.74
	23.43	2.80	0.8	3.50	23.13	2.19	0.8	2.74
	26.25	2.82	0.8	3.52	25.01	1.88	0.8	2.35
	28.44	2.19	0.8	2.74	26.88	1.87	0.8	2.34
	30.62	2.18	0.8	2.73	28.13	1.25	0.8	1.56
	32.50	1.88	0.8	2.35	29.38	1.25	0.8	1.56
	34.38	1.88	0.8	2.35	30.31	0.93	0.8	1.16
	36.25	1.87	0.8	2.34	30.94	0.63	0.8	0.79
Case 6	37.50	1.25	0.8	1.56	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—

ま適用することには検討の余地があろう。

この問題に関しては、むしろ、数々の波浪成分の合成波としての表面波と内部波との相互干渉の解明といった別の側面からの検討が必要であると考えている。ただし、本論で述べた、傾斜水域における上・下層の混合機構そのものは、自由表面上のこのスケールの変動により有義な影響を受けることはないと考える。

5. 結 語

河口部における密度流現象の研究にリモートセンシング

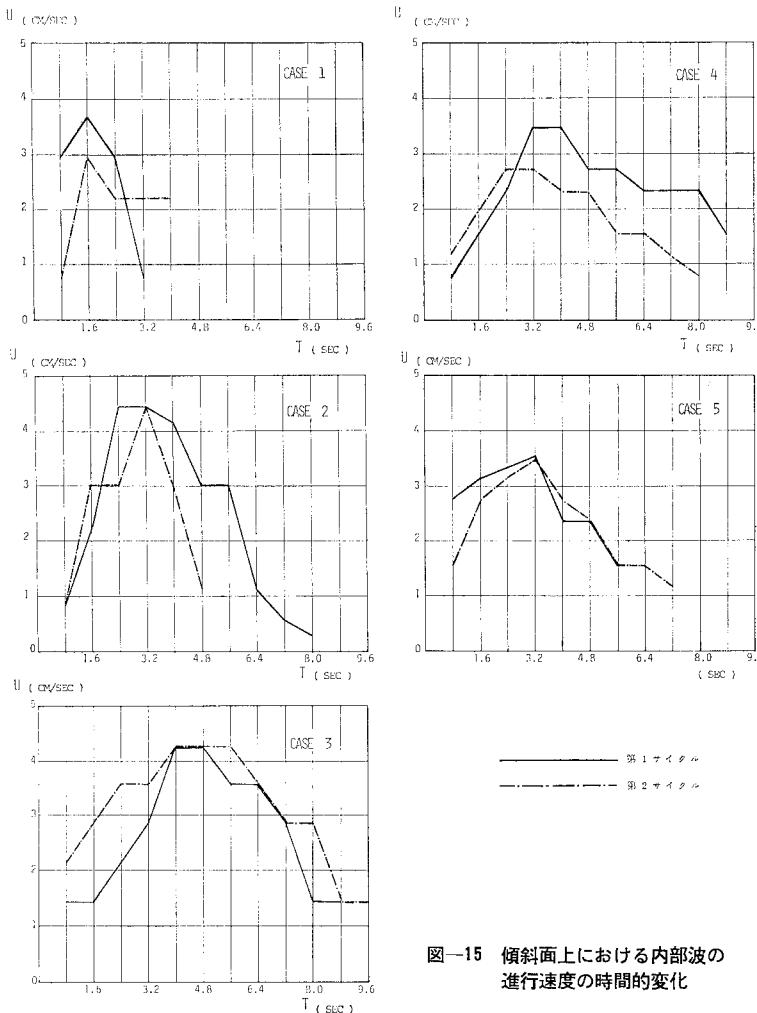


図-15 傾斜面上における内部波の進行速度の時間的変化

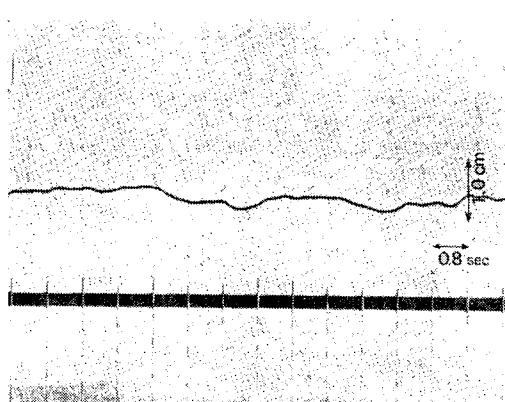


図-16 内部波発生時の水面変動の観測例

グ手法を適用し、さらに室内模型実験を行って水面下における密度流現象のうち、淡/塩水間の内部境界面沿いに進行する gravity current の挙動と、傾斜水域における内部境界面が内部波により破壊されていく過程との二つの問題につき検討を加えた。検討の対象としては、庄川・小矢部川河口を選んだ。本研究によって得られた事項を要約すれば、

(1) 波長が $0.3\mu\sim1.3\mu$ までの電磁波を 11 個のバンドに分けて記録する M²S スキャナーを用いたリモートセンシング手法により、海面付近の河川水の挙動を明瞭に把握できた。

(2) 多様な原因により生じている河口部汚濁の状態は通常の航空写真的分析によって比較的容易に知ることができる。

(3) 汚濁河川水が negative buoyant jet として海域内部の水平な躍層沿いに進行する場合、実験や理論解析上では、自由表面の微小な変動は無視し得ない力学的效果を有することが認められた。ただし、実際の水域では実験水槽内や解析上で考慮されていない多くの影響要素が存在するが、これらの諸要素の内の自由表面の微小変動の役割についてはいっそりの検討を必要とするものと考えられる。

(4) また、その進行速度は、本論の検討範囲内では進行に伴つて生じる混合希釈によって理論値よりも相当に遅くなるという結果が得られた。

(5) 水路底が沖合に向かって直線的に低下している水域における淡水/塩水の二層密度成層流体の混合機構に関しては、次のことがいえる。

(i) 傾斜部での二層の混合には、傾斜面沿いの下降流と後続の進行内部波との間に誘起される 図-12 のような回転流が重要な役割を果たす。

(ii) 両者の混合は、まず内部波先端部付近で進み、混合部は在来の下層水との間に緩混合型もしくは強混合型の密度成層を形成する。そこにさらに内部波が到達すると、混合部分は中間層となり、その上下面で波動を起こし、次第に混合を進めていく。

(iii) 内部波の傾斜面溯上エネルギーがある程度大き

い場合、潮上速度は最大値に達した後、ある時間その最大速度を保つ。また、潮上開始時に沖合からの内部波から潮上流に付加されるエネルギー量の増加の影響は、最大潮上速度の増加としてよりも、最大潮上速度持続時間長の増加として現われる。

(iv) なお、本実験では、水路内で初期に発生させた数波の内部波により誘起される現象を対象としているが、より長時間、内部波が進行してくる場合については現在検討中であり、機会を改めて報告する。

謝 辞：リモートセンシングによる現地調査実施の機会を与えていただいた東京理科大学教授 丸安隆和博士、ならびに、映像解析を依頼したリモートセンシング技術センター 田中総太郎博士、航空写真による汚濁分析を引き受けさせていただいた千葉大学天然色研究施設教授 源田秀三郎博士に深甚の謝意を表する。さらに、航空機による観測実施を担当された三菱商事 二宮 泰氏、アジア航測(株) 加藤洋一氏に謝意を表する。また、空中調査と同時に地上調査では、北陸電力(株) 土木部 小野朝夫、橋場 弘氏はじめ土木部の方々の協力を得た。富山湾ならびに河川に関する資料調査に際しては、富山県土木部ならびに建設省富山工事事務所の協力を得た。水理実験に際しては、東京理科大学 土木工学科学生 飯島千晶、梅田康幸、玉村文男、盤指和則の諸君の熱心な協力を得た。記して謝意を表すに。

参考文献

- 1) 大西ほか：リモートセンシングによる河口拡散の実測，

- 2) Keulegan, G.H. : The motion of saline fronts in still water, Nat. Bur. Stand. Rept., 1958.
- 3) Benjamin, T.B. : Gravity currents and related phenomena, J. Fluid Mech. Vol. 31, part 2, pp. 209~248, 1968.
- 4) 福岡・水村・加納：泥水密度流先端部の流動特性、第21回水理講演会論文集、1977。
- 5) 福岡・水村・加納：密度流先端部の流動機構に関する基礎的研究、土木学会論文報告集、第274号、pp. 41~55, 1978.
- 6) Wilkinson, D.L. and I.R. Wood : Some observations on the motion of the head of a density current, J. Hydraulic Research, 10, No. 3, 1972.
- 7) Wunsch, C. : Progressive internal waves on slopes, J. Fluid Mech. Vol. 35, part 1, pp. 131~144, 1969.
- 8) Keller, J.B. and V.C. Mow : Internal wave propagation in an inhomogeneous fluid of non-uniform depth, J. Fluid Mech. Vol. 38, part 2, pp. 365~374, 1969.
- 9) Turner, J.S. : Buoyancy effects in Fluids, Fig. 4.24, Cambridge Univ. Press, 1973.
- 10) Thorpe, S.A. : Internal gravity waves, Ph.D. thesis, Univ. of Cambridge.
- 11) Wilkinson, D.L. and I.R. Wood : 前出文献 6).
- 12) 前出文献 9), pp. 73.
- 13) Simpson, J.E. : A comparison between laboratory and atmospheric density current, Quat. Jour. Royal meteorological Society 95, 1969.
- 14) Allen, J.R.L. : Mixing at turbidity current heads and its geological implications, Jour. Sed. Petrology 41, No. 1, 1971.
- 15) 福岡：前出文献 5).
- 16) 日野幹雄・大西外明・羽生正範：水中温水噴流の数値ミューション、第22回海岸工学講演会論文集、1975。

(1978.9.27・受付)