

岸近くの潮流の特異性と そのシミュレーション

Characteristics of Tide Induced Nearshore Current

藤原建紀

Tateki FUJIWARA

1. はじめに

【沿岸の利用】

現在、瀬戸内海・東京湾などの閉鎖性海域では、多くの海洋開発が行われ、また計画されている。これら開発計画の内容を調べてみると、現在及び近い将来では、「海洋利用とは沿岸利用」である。これらの開発対象海域では、潮汐・潮流が卓越するが、波は比較的穏やかである。

【岸近くの流れの特異性】

瀬戸内海においては潮の満ち引き、つまり潮汐は規則正しく起こっている。また、潮流も規則正しい変化をしている。潮汐や潮流の変化は、正弦関数の重ね合わせとして高い精度で予報することができる。瀬戸内海の主要な港湾の潮汐や、おもな海峡における潮流の予報値は「潮汐表」（海上保安庁）として毎年出版されている。これらの潮流予報地点はいずれも各海峡の中央近くにある。しかし、岸近くで釣りをしたり、泳いでみると、岸近くの流れは沖合いの流れとは全く異なっていることに気付くであろう。本流部とは違った岸近くの流れは、「わい潮」とよばれる。漁業者は局地的なわい潮の（定性的な）特徴を熟知し、これを漁業に生かし、ノウハウとして代々伝えて来た。わい潮は、流体力学および海洋学では、反流あるいは陸岸境界層の流れである。

海岸工学で海浜流と言え、ば、「波が起こす岸近くの流れ」のことであり、「潮流が起こす岸近くの流れ」については、ほとんど考慮されていなかった。しかし現在、沿岸開発が行われている海岸は、いずれも都市部の海岸であり、工事が環境に及ぼす影響についての検討が厳しく求められる時代となってきた。このため、「潮流が起こす岸近くの流れ」についての知識が求められている。

陸岸近くの流れは局地性が強い上に、流速の時間変化も激しい。またこのような流れの分布を測定する手法も今までなかった。これらの理由のため、陸岸近くの流れの実態についてはほとんど知られていない。陸岸では、わずかな地形の凹凸が渦を作っており、この渦の発生位置が地形と関連して定まっている。このため、工事対象海域と渦の位置関係が流況・水質等を考える上で極めて重要となる。

本報では、陸岸近くの流れのいくつかの実例について述べ、数値計算による陸岸近くの流れの予測法と問題点、数値計算結果の検証法などについて述べる。

2. 詳細流況の測定方法¹⁾

【ADCPの測定原理】

ドップラー流速プロファイラー（ADCP）は、調査船に取り付けられる装置である。この装置により、航走しながら調査船下の流速を、超音波を用いて遠隔測定することができる。ADCPの測定状況を図1²⁾に示す。ADCPの超音波送受波器を船底に取り付けることもあるが、舷側に取り付ける、あるいは浮体に取り付け曳航することもある。ADCPは、海中に発したパルス状の超音波が、海中で反射されてくる音を受信し、反射音の周波数と送信音の周波数の差から、ADCPと反射物間の相対速度を求める。反射物がADCPに近づきつつあるときは、ドップラー効果によって、反射音の周波数は送信音の周波数よりも大きくなる。両者の周波数の差は相対速度に比例するので、これから相対速度を求めることができる。送信から t 秒後に受信される音は、送

受波器からの距離 $ct/2$ の場所からの反射である。発信から受信までの時間の違いを利用して、任意の水深の流速を測定することができる。ここで c は音速 ($c \approx 1500 \text{ m/s}$) である。ドップラー効果を利用して得られる流速は超音波のビームに沿う流速成分であるので、3本ないし4本のビームを図1に示すような形状で発し、流速の3方向成分を求める。ビームは鉛直線から30度傾いた方向に発射される。

以上のようにして、ADCPと海底間の速度（対地速度）と、ADCPと海水間の速度（対水速度）を求める。両速度ベクトルの減算によって、海水の、海底に対する流速（いわゆる流速）が求められる。同様にして、流速の水平2成分だけでなく、鉛直成分も測ることができる。また任意水深の流速を測ることができる。測定できる層数は、3, 16, 32, 63, 128層のものが製作されている。

【ADCPの応用例】

ADCPでは、従来の流速計では測定出来ないものを計ることも出来る。強流で有名な明石海峡の流量を測定した例を示す。明石海峡は、1日平均1400隻（1984年の統計）の船舶が通行し、潮流が最大8ノットに達する海峡である。この海峡の断面全体にわたる多層の流速を、設置型流速計で測ることは、技術的にも社会的にも極めて難しい。そこでADCPを用いて、明石海峡最狭部断面（淡路島松帆崎—神戸市舞子）の流速分布を測定した。測定期間は、1987年7月20日と27日における、それぞれ13時間である。一回の往復測定には約50分の時間を要した。

この観測から求めた断面流量を図2の黒丸で示す。西向きの流量が正である。小潮（7月20日）および大潮（7月27日）にそれぞれ26個の断面流量を測定した。この値を用いて求めた流量の調和定数を表1に示す。位相の原点は、各分潮の仮想天体南中時（ 135° E 子午線準拠）である。

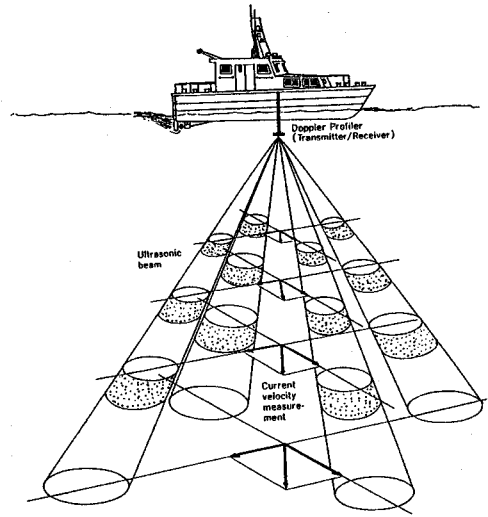


図1 ADCPによる流速測定状況²⁾。

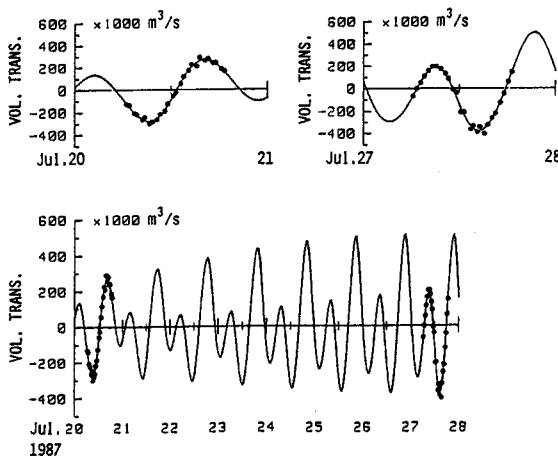


図2 ADCPで測定した明石海峡の断面流量。

表1 潮流流量 調和定数

分潮名	振幅 $\times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$	位相遅れ degree
M_2	283	235
S_2	116	268
N_2	45	218
K_2	25	272
K_1	103	150
O_1	67	129
P_1	33	141
Q_1	12	114
M_4	9	138
MS_4	12	209

3. 海峡と灘における流れ^{3) 4)}

【基礎的事項】

瀬戸内海では、1日に2回の満潮と、2回の干潮が交互に規則正しく繰り返している。この海面の上昇・下降を「潮汐」といい、これを起こす力は月と太陽の引力である。潮汐に伴う流れを「潮流」とよぶ。一方、月や太陽の引力とは別の力でできた流れ、例えば黒潮などは「海流」と呼ばれ、潮流とは区別される。実際に観測される流れの例を図3に示す。海峡部などでは図3 aに示すように12時間25分ごとに東流・西流を繰り返す流れが観測される。ところが湾内では、図3 b, c, dに示すように一方向の流れが卓越していることが多い。流速の平均値は「恒流」または「残差流」と呼ばれ、平均値からの偏差は(狭義の)「潮流」と呼ばれる。後に説明するように、恒流の発生原因は、潮流や密度流などである。恒流の発生原因が潮流である場合、図に示す流速自体を潮流(広義)と呼ぶこともある。本報での潮流は、狭義の潮流を意味する。

恒流が潮流振幅の2分の1の場合、図3 bの様な流れとなる。恒流が潮流振幅と同じだと図3 cになり、一方向の流れが強くなったり止まったりする。潮流より恒流の方がさらに強くなると、転流しなくなり、一方向の流れが強くなったり弱くなったりするだけになる(図3 d)。

従来、恒流は潮流に比べて微弱な流れであると想像されていた。しかし多くの海域で調査が行われるにつれ、「恒流は決して微弱な流れではない」ことや、大潮期には恒流が発達し、「恒流が潮流よりも強くなる現象は、珍しい現象ではない」ことが分かってきた。大潮期の播磨灘では、中南部の広い海域で、恒流は潮流を越える。その他の海域でも恒流は潮流の50%程度である。例えば、大阪湾西部には時計方向に回る巨大な循環流が形成され、大潮期には常に時計方向に回転する流れとなる。この様な流れを流速計で測定すれば、図3 dの様な一方向流となる。つまり恒流は潮流よりも大きくなる。

海域での物質輸送を考えるには、時間的に変動する流況を総合的に考える必要がある。しかし恒流分布によって代用されることも多い。つまり大まかに言うと、恒流に沿って物が運ばれると考えることができる。

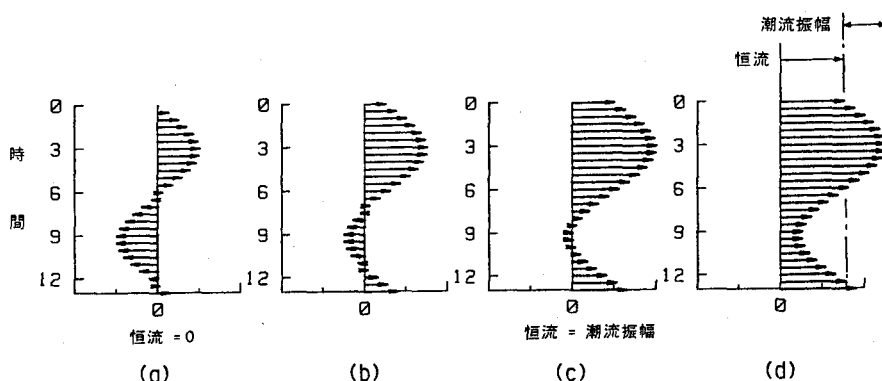


図3 恒流と潮流。

(a) 恒流 = 0, (b) 恒流 = $0.5 \times$ 潮流振幅, (c) 恒流 = 潮流振幅, (d) 恒流 = $1.5 \times$ 潮流振幅。

【海峡部の役割】

瀬戸内海に代表されるように、多くの沿岸海域は、狭い海峡と、広い灘が交互に並んだ地形になっている。灘部においては停滞性が強いのに対し、海峡部では、激しい海水混合が行われている。従来、海峡部と灘部の特性の違いについて、十分な注意が払われていなかった。ここで、播磨灘と鳴門海峡を例に、海峡部の役割について考察する(表2)。

半日周期の潮流(M_2 潮流)の振幅をUで示す。鳴門海峡の潮流は 3.4 m/s 、播磨灘中央の潮流は約 0.12

m/s であり、前者は後者の約 30 倍である。海水の運動エネルギーに対応する U^2 の比では約 800 倍、さらに流れの乱れエネルギーの生成に対応する U^3 では約 20000 倍にもなり、灘の流れは、「灘内の静止水の中に、海峡からジェット（噴流）が周期的に流入している」と近似的に考えることができる。沿岸海域における流動・物質輸送や、水質・底質などの分布を考える場合、海峡部は非常に大きな役割をしていると予想される。

【潮流と恒流】

物質輸送における恒流（残差流または平均流）の重要性が指摘されてから久しいにもかかわらず、恒流の実態についての情報はあまりにも乏しい。ここでは播磨灘の恒流について述べる。図 4 はこの 10 年間に観測されたデータを整理して描いた恒流分布である。鳴門海峡から小豆島に向かう帯状の恒流と、その南側の反時計回りの循環流、北側の時計回りの循環流がみられる。また灘北部には、鹿ノ瀬を中心とする時計回りの循環流が存在している。図 5 は恒流の強さの、半日周潮流の振幅（長軸）に対する比（大潮期）である。灘南部は 0.5 以上であり、また灘北部（姫路、高砂沖）では 0.3～0.5 である。「恒流は潮流に比べてずっと小さい」とは言えない。

表 2 海峡部と灘部の潮流振幅 (U) の比較

	鳴門海峡	播磨灘	比
U	3.4 m/s	0.12 m/s	28 倍
U^2	11.6	0.0144	784 倍
U^3	39.3	0.0017	22000 倍

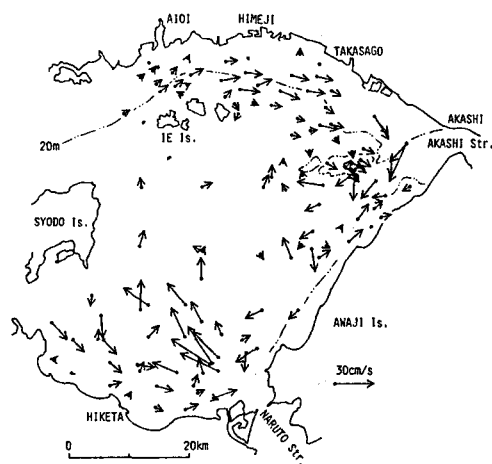


図 4 播磨灘の恒流。

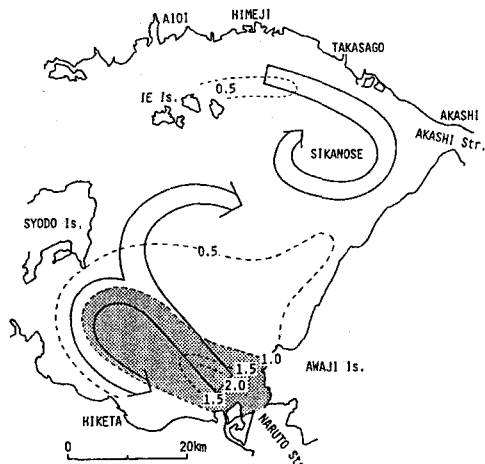


図 5 恒流と潮流振幅の比。

【パフの発生機構と海水の輸送】

鳴門海峡からの強い恒流の発生機構を模式的に示す（図 6）。海峡からジェット状に噴出した海水（潮流ジェット）は、渦対を含んだ一つの水塊を作る。この水塊を、a puff of smoke（一服の煙）にちなんでパフと呼ぶことにする（東京理科大の西村司先生の命名）。この水塊はよく乱れており、また周囲の海水よりも若干濁っている。人工衛星から撮影された鳴門海峡のパフを図 7 に示す。図には、海峡から離れて遊離し、移動中のパフも写っている（鳴門海峡と小豆島の中間の白っぽい水塊）。鳴門海峡北西のパフの先端に投入したブイの流跡を図 8 に示す。5 個の浮標の投入時は、北流終了時、つまり、南流開始時である。No. 3 以外

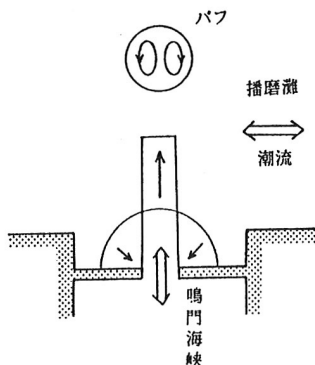


図6 潮流ジェットとバフの形成.

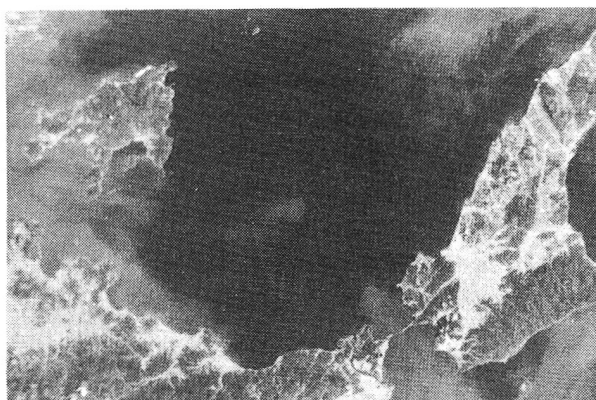


図7 人工衛星画像に見られる移動中のバフ.

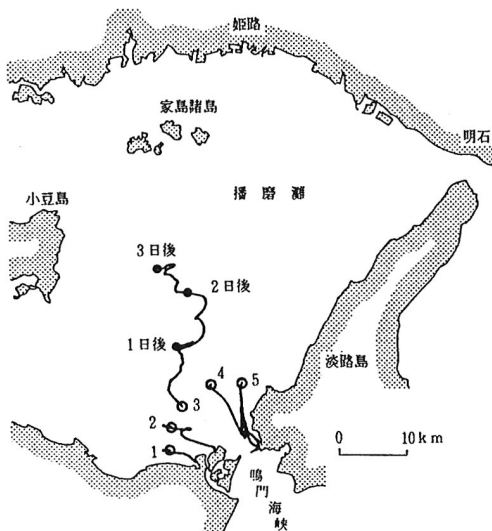


図8 鳴門海峡南流開始時に投入した浮標の流跡(1984年2月2日~4日).

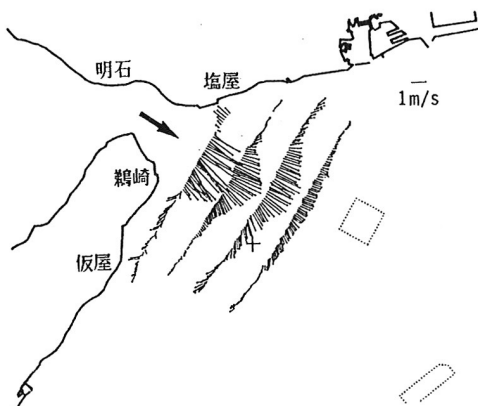


図9 明石海峡 東流最強時の流況.
ADCPによる観測.

のブイは、海峡に収束していくのに対し、No.3 のブイは、海峡に戻らず北西に進み続け、3 日後には播磨灘中央部にまで進む。このNo.3 ブイと同じ潮時、同じ位置に投入したブイの、投入1 日後の位置を中心として、その周辺に2 6 個のブイを投入し、6 時間の流跡観測と、水温分布調査を行った。各ブイは鳴門海峡から来たブイを中心として、時計方向に回転していた。また渦の海水は周囲水よりも高温・高塩であり、この海水が紀伊水道からきた水であることを示していた。

明石海峡から大阪湾に流入する潮流ジェットについては、渦対構造がさらに明瞭に測定されている。超音波ドップラー流速プロファイラー(ADCP)を取り付けた調査船4~5 隻を用いて測定した大潮期、明石海峡東流最強時の流況を図9 に示す。沖ノ瀬(大阪湾北西にある海底の丘; 最浅部水深は23m)を十字で示し、大阪湾中央部のノリ養殖場および関西国際空港を点線で示す。ジェットの北側(塩屋沖)からは反時計回りの渦が、南側(淡路島鵜崎)からは時計方向回りの渦が発生する。

明石海峡が西流になっても（図10）、東流時に流入したジェット状の海水は慣性力によって南東に進み続け、海峡へは戻らない。東流時に発生した2つの渦は対を成し、発達しながら南東に進む。パフ中央部にある、南東流を続ける部分の幅は極めて狭いので、僅かな場所の違いによって流向が全く異なることになる。この水塊の中で流速を測れば、常に南東向きの流れが測定される。2つの渦の内、南側の時計方向回りの渦は、沖ノ瀬を中心として発達し、「沖ノ瀬環流」となる。大潮期にはこの環流はきわめて強くなり、潮時を問わず時計方向に回る循環流となる。

沖ノ瀬環流は大阪湾における海水の行方に大きな影響を与えている。東流最強時に明石海峡を出発した浮標は、3時間後に沖ノ瀬に達するが、その後の行き先は、環流のどの位置に入るかによって異なる。環流の外縁近くに入ると、沖ノ瀬を大きく囲んで回ることになる。明石海峡から投入したのブイは、いずれも、湾西部の水深20m以深の海域内を移動し、水深20m以浅の湾東部海域には入らない。

播磨灘においても、大阪湾においても、パフの形成とパフの動きは、海水の移動に大きな影響を与えている。

【パフの運動と恒流の発生機構】

海峡部からジェット状に流入した高エネルギーの海水が作るパフの動きを以下に示す。図11は鳴門海峡を転流時近くに通過したブイと、灘部のブイの運動エネルギーである。海峡のM₂潮流（3.4m/s）の運動エネルギーは 5800 J/m³、灘部のそれ（0.12m/s）はわずかに 7 J/m³であり、両者には3桁もの違いがある。

エネルギー水準の極めて低い灘内部に慣性によって入って行く速度をuとすると、

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\gamma^2 u |u|}{H}$$

となる。ここでHは水深である。周囲の海水から受ける抵抗は、パフが渦対を形成しているとなると極めて小さくなる。粘性を1m²/sとしHillの球形渦を鳴門の場合に当てはめると抵抗係数は 3×10^{-2} となるので、水平粘性による抵抗の項は取り入れていない。灘部の潮流を $u_s = u_s \sin(\omega t - \theta)$ とすると、

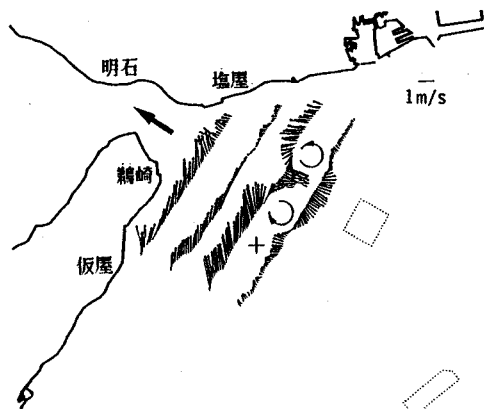


図10 明石海峡 西流最強時の流況。
ADCPによる観測。

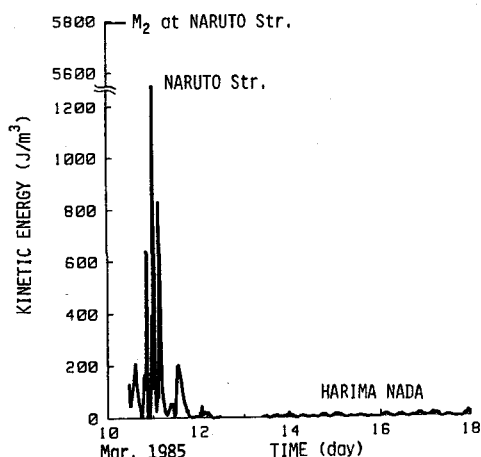


図11 海水の運動エネルギー。

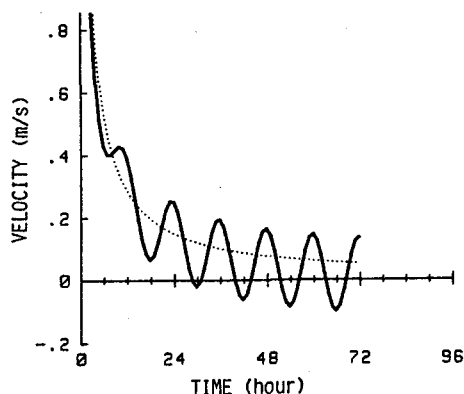


図12 パフの移動速度（計算値）。

$$\frac{d u_a}{d t} \approx -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}$$

であるので、

$$\frac{d u}{d t} + \frac{\gamma^2 u |u|}{H} = \omega u_a \cos(\omega t - \theta)$$

となる。H=35m, $\gamma^2 = 0.0026$, $\omega = 2\pi/T$ (T=12時間), $\theta = 0$, $u_a = 0.12$ m/s, $t=0$ で $u = u_a = 3.4$ m/s としたときのパフの速度を図12に示す。点線は $u_a = 0$ としたときの解、

$$u = (\gamma^2 t / H + 1 / u_a)^{-1} \approx H / \gamma^2 t$$

である。図13は、No. 3 ブイ (図8) のラグランジュ流速である。図12は図13の特徴をよく表している。

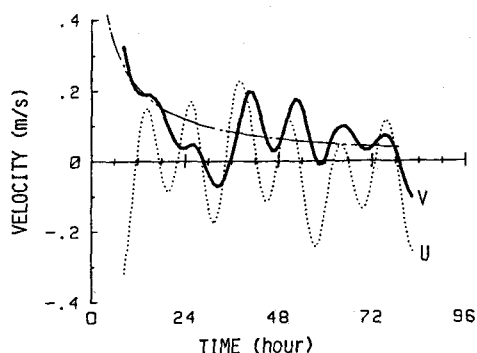


図13 浮標の移動速度。

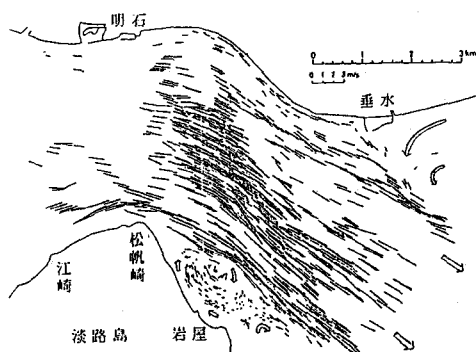


図14 明石海峡 東流最強前1時の流況。

4. 岸近くの流れの実例

【明石海峡の流れ】

“流れの可視化”という技術がある。観察するだけでは容易に捕らえることの出来ない流れの分布を、我々の目に見えるようにする技術である。1975年10月4日、本州四国連絡橋公団は明石海峡に3800枚の浮遊性シートを散布し、これの流れを航空写真測量し、海峡全域の流れの分布を測定した (図14にその一例を示す)。これは人為的な流れの可視化としては最も大規模な実験の部類に入るであろう。潮時は明石海峡東流最強前1時である。舞子 (本州) から松崎 (淡路島) の間は2 m/s の急流となって南東に向かっていいる。ところが岩屋 (淡路島) では流れは穏やかであり、しかも本流とは逆の方向に流れている。また垂水 (本州) の東側にも反流域がみられる。ノリ養殖が行われるのは、このような反流域である。

【短時間で変動する反流域の流れ】

岩屋沖の流れを時間を追って見てみよう (図15)。明石海峡の東流開始時は11時29分、最強時は14時44分である。最初、本流は岩屋から大きく離れている (E6, E7)。その後本流は岸に近づいてくる (E8)。この時、岸沿いの流れはまだ南東流であるが、わずか数分後には反転し、北西流になっている (E9)。岩屋沖は1つの右回りの渦で占められている。本流域と反流域との境はきわめて明瞭である。さらに時間が経つと、渦が発達し、反流域内にはいくつもの渦が共存するようになる (E12)。岩屋沖には、反流の反

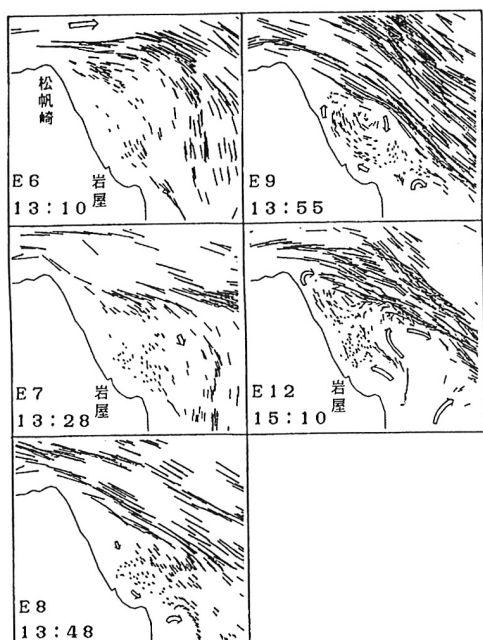


図15 岩屋沖の反流の時間変化.

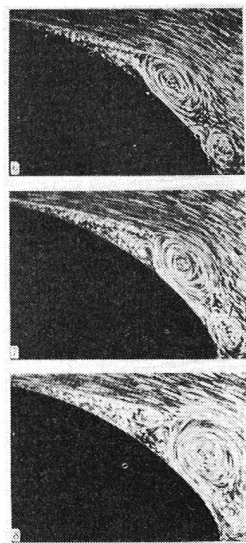


図16 ずんぐりした物体の後部での境界層の発達 (文献⁵⁾による)。

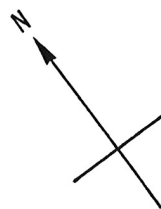
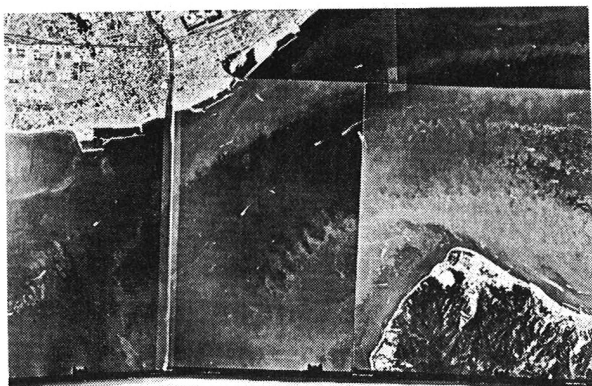
流である左回りの渦もできている。このような現象は実験室での流体実験でも見られる (図16, 文献5)の写真5.9.3より)。この写真は、はじめ静止していた状態から運動を始めた、ずんぐりした物体の後部での境界層の発達段階を示している。流れは左から右に向かっている。岩屋沖の流れの場合と同様な反流渦の発達過程がみられる。

次に松帆崎 (淡路島) の西側に、西流時に発生する反流渦について述べる。ここでは渦の構造が濁りの分布によって可視化されている (図17)。これらは、航空機によって撮影された通常の白黒写真をつなぎ合わせたものである。西流最強前40分 (W2)、本流は黒い帯状の部分である。この本流部と、岩屋から延びてきた白っぽい (濁っている) 反流域との境には、数百メートル規模の乱れが幾つもならんで発生している。西流最強後1時 (W7) では、淡路島の西側に大規模な濁りの渦が形成されている。渦中心は南北に延びた楕円形をしている。この渦の全形は、人工衛星からの映像にも見られる。渦の長径は6 kmにおよぶ。さらに時間が進み西流最強後2時 (W10) には、江崎沖に小さな右回りの渦が発生する。この渦は、先の大規模な反流が作る、反流の反流である。松帆崎からのびる白い濁りの帯は、まず西に進み、約2 km行ったところで折り返し、東にもどって江崎沖の右回りの渦に巻き込まれる。この部分の流況は極めて複雑であり、図17に示すような写真によって始めてその全体像を捕らえることができる。

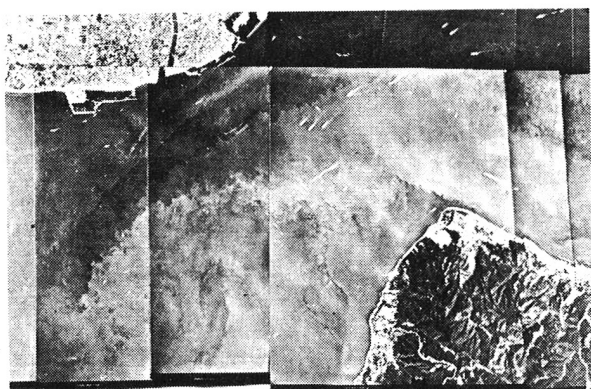
西流が終り東流が始まると、これらの反流渦がいち早く海峡内へと入ってくる (図18)。江崎北西の左に回る流れは、淡路島北西にできていた巨大な渦の一部である。松帆崎北側の小さな右回りの渦は、江崎・松帆崎間にできていた反流の反流渦である。岩屋の東側の左旋渦は、西流時に岩屋地先にできていた渦が岸を離れて遊離したものである。

【岸近くの物質輸送】

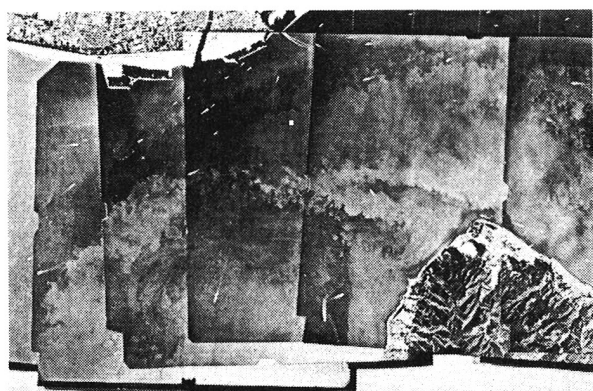
海岸線近くの流れについて見てみよう (図17, W10)。淡路島北西の大きな左旋渦の部分では、岸ぞいの北東流となっている。一方、江崎・松帆崎間の小さな右旋渦の部分では、逆に南西流となっている。この



W 2 明石海峡
西流最強前40分



W 7 明石海峡
西流最強後1時



W 1 0 明石海峡
西流最強後2時

図17 淡路島北西部の濁りの渦。

2つの流れは、両渦の接する部分でぶつかり合っている。海岸沿いに延びる濁った海水は、この地点から沖合へと吸い出されている。この沖合に向かう流れは、波浪が起こす離岸流とは異なった機構によって生じた流れである。もし仮に、この2つの渦の回転方向が逆であれば、2つの渦間では沖合の海水が岸に向かって運ばれることになる。海岸での土木工事によって濁水が生じたとすると、これら沖合の渦の位置と工事現場の位置関係によって、濁水の移動する方向は全く変わってしまう。

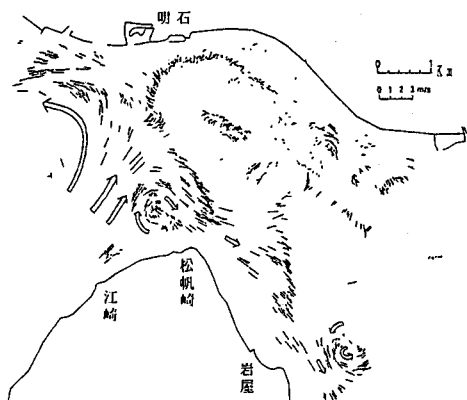


図18 明石海峡 東流開始時の流況。

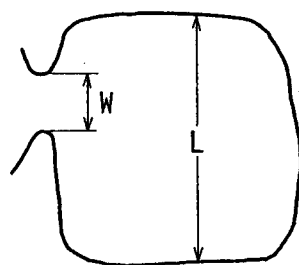


図19 海峡幅 (W) と灘部のスケール (L)。

5. 数値計算による岸近くの流れの予測

【潮流数値計算の問題点】

潮流数値計算による恒流と、実測恒流を比較すると、大きな違いが見られた。特に播磨灘の様に、灘のスケール (大きさ: L) に比べて、海峡部の幅 (W) が小さい場合 (図19)、潮流数値計算の精度が悪かった。パフのスケールは W であるのに対し、灘のスケールは L である。播磨灘と鳴門海峡の場合は、 W/L が小さい場合 (約0.02) であり、大阪湾と明石海峡の場合は大きい場合 (約0.1) である。灘と海峡から成る系では、海峡部の流れを正確に再現することが非常に重要である。

特に播磨灘において、計算恒流の再現性が悪い。このことの原因は、海峡から流入するジェット (潮流ジェット) が作る渦対 (パフ) の再現性の悪さにある。海峡部で生まれたパフの移動が、灘内の恒流の発生原

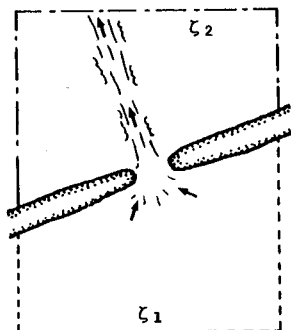


図20 海峡部のモデル地形。

表3 計算条件

係数	数値
水位差 ($\zeta_1 - \zeta_2$)	2 cm
基準水面からの水深 (H)	20 m
摩擦係数 (γ^2)	0.0026
水平粘性係数 (ν)	$10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$
格子間隔 (Δx)	100 m

因であるにもかかわらず、従来の潮流数値計算では、パフの再現性に対する考慮が全くされていなかった。海峡部で生成されたパフは、数値計算では numerical diffusion 等により拡散してしまい、形状を保ったまま移動することが出来ない。このため、鳴門海峡から小豆島に向かう灘全体規模での恒流が再現されない。

海峡幅が数値計算の1格子サイズで表される場合、潮流ジェットがどのように表されるかを調べた(図20)。細長く伸びた二つの岬の間に海峡があり、これらの岬を連ねる線が座標軸に対して傾いている場合(傾き: $1/3$)であり、潮流ジェットは北北西に向かう。南側の水位(ζ_1 ; 破線上)が2 cm, 北側(ζ_2 ; 一点鎖線上)が0 cmである。計算条件等を表3に示す。この海峡を格子で表すと、三つの場合に分かれる。それ

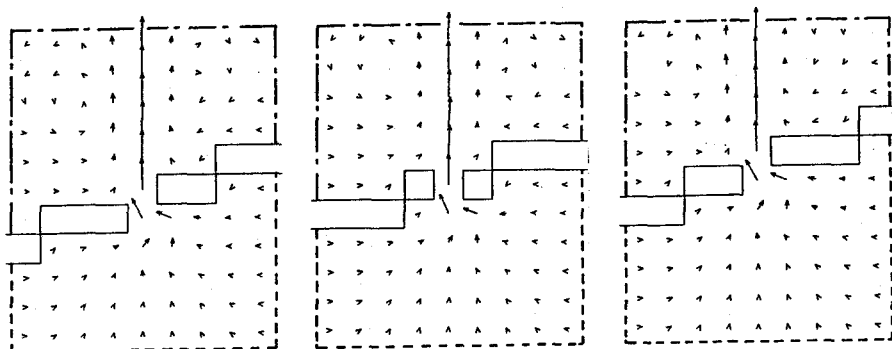


図21 計算で得られたジェット。

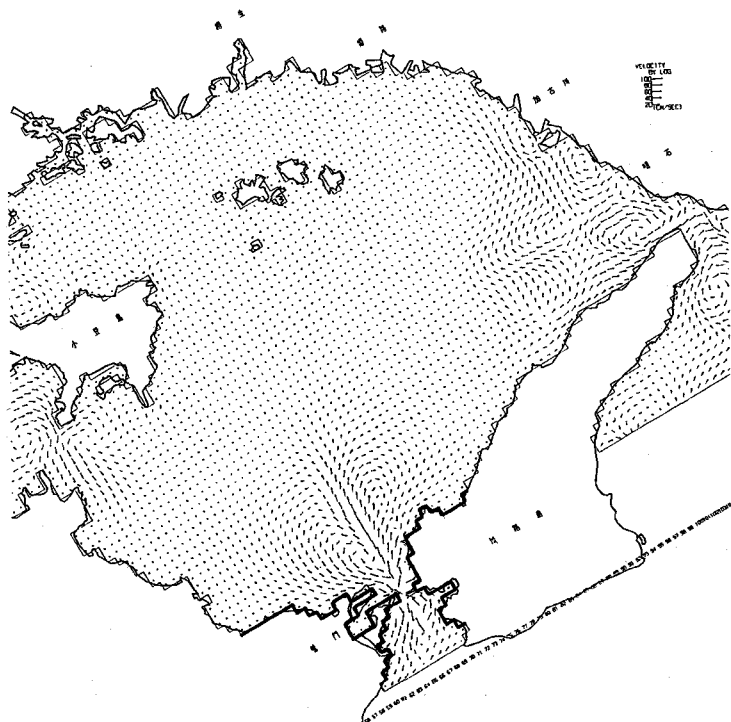


図22 播磨灘の潮流数値計算で得られた恒流。

ぞれの計算結果（定常流）を図21に示す。いずれの場合も、潮流ジェットは真北に向かい、現実の流れとは異なっている。一般に、海峡部が1格子で表される場合、潮流ジェットの方向は座標軸方向（X軸およびY軸）か45°方向の3方向に限られる。つまり「ジェットの方向は不連続にしか変わらない」。

格子サイズを1 kmとした播磨灘の潮流数値計算で得られた恒流分布を図22に示す。この計算では、鳴門海峡は2格子で表現されている。鳴門海峡の潮流ジェットの方向を現地と合わせるため、座標系を30°回転させている。計算ではパフも形成されるが、1潮時の流程範囲で消滅してしまい、パフが灘中央部に達する様な現象は再現できない。このため、灘中央部の恒流は、現地と比較して著しく小さい。

つまり、格子サイズが海峡幅に比べて十分小さくしなければ、潮流ジェットとパフを再現することが出来ず、その結果、灘内の恒流も再現できない。

【岸近くの流れの数値計算】

格子サイズを非常に小さくしたモデル（ファインメッシュモデル）により、海峡部の流れをよく再現した例を示す。図23は格子間隔 250mで計算した明石海峡付近の流れである。明石海峡の幅は4000mであり、これは格子数16に相当する。潮時は大潮期、西流最強後2時であり、図17（W10）に対応している。淡路島北西の左旋渦がよく再現されている。また松帆崎・江崎間の小さな右旋渦もかなりの程度表現されている。図24は大潮期、東流最強後1時間の流況である。これは、実測流況（図15-E12）と対応している。岩屋沖の反流が数値計算でも再現されている。ただ、反流内部の構造までを再現するには、さらに格子間隔を小さくする必要があるようである。図24を見ると、岩屋沖の反流は、淡路島東方の大きな右旋渦の一部となっていることがわかる。また図14からわずかに窺うことのできる垂水沖の反流が、沖合にあるさらに大きな左旋渦の西端に当たることもわかる。

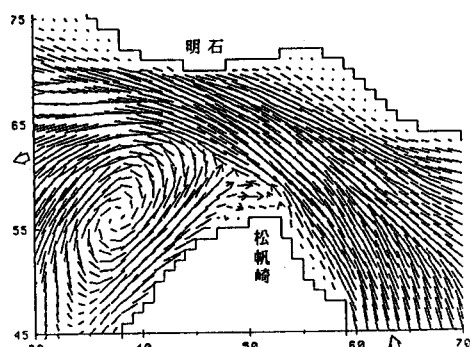


図23 明石海峡 西流最強後2時の計算流況。

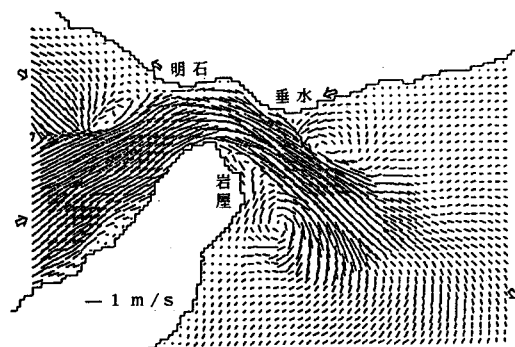


図24 明石海峡 東流最強後1時の計算流況。

【数値計算結果の現地検証】

全体の流況を知った上で対象海域の流れを理解するには、数値計算による広域、ファインメッシュの潮流計算が有効である。しかし、数値計算結果の利用に当たっては計算結果を現地検証しておくことが欠かせない。なぜなら、数値計算で使用されるパラメータには不確定なものがあり、これらの違いによって計算で得られる渦の位置、強度などが変化するからである。

従来、海域に設置された流速計のデータから求めた潮流楕円と、計算結果を比較することが広く行われてきた。しかしこの方法では、局所性が強く、変動時間が潮汐周期よりも短い反流渦などを検証することはできない。そこで我々は、ドップラー流速プロファイラー（ADCP）を用いた現地の流れの可視化法の研究を行った。

神戸市須磨海水浴場の沖合において、ADCPを用いて測った水深 5.5m 層の流速分布を図 2 5 に示す。潮時は大潮期、明石海峡東流最強後 40 分～2 時間 20 分である。また左には数値計算で求めた東流最強後 2 時の流況を示す。須磨沖の四角形に囲んだ部分が、ADCP による測定海域に対応する。西側測線の沖合側では北北東流、岸近くでは西流となっている。また東側測線では北東流となっている。次に、ADCP で測定した西流開始前 40 分～後 1 時間の流況と、数値計算で求めた西流開始時の流況を図 2 6 に示す。西側測線では北西～西流である。東側測線では北流であり須磨港の近くで西流となっている。図 2 5、2 6 にみられる現地の流れの特徴は、数値計算でもよく再現されている。

ADCP を用いた流況調査によって、数値計算結果の検証が行えるとともに、逆に数値計算結果は、実測流況を解釈する手がかりを与えてくれる。例えば須磨港が、須磨・垂水間の左旋渦の東端に位置していること（図 2 6）は、数値計算の結果を見て始めて理解できる。

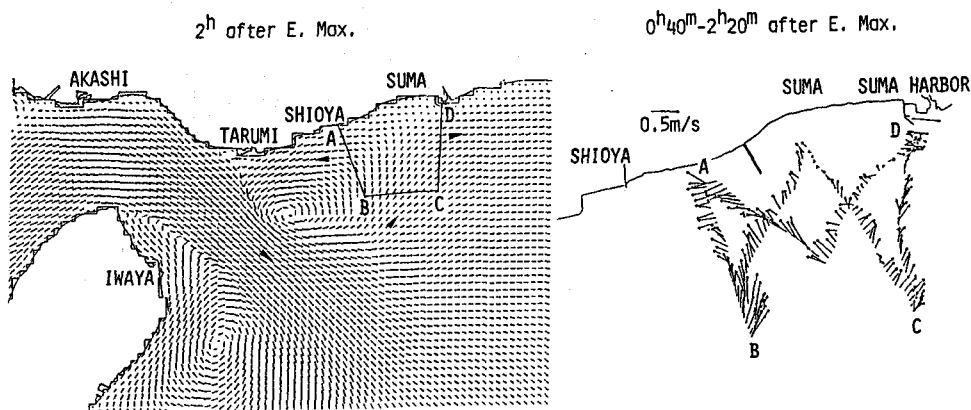


図 2 5 ADCP で測定した須磨沖の流況（右；明石海峡 東流最強後 40 分～2 時間 20 分）と計算流況（左；明石海峡 東流最強後 2 時）。

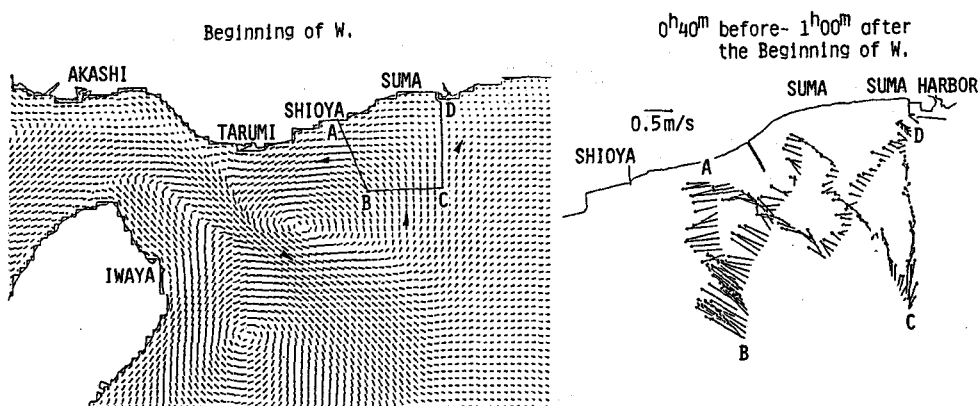


図 2 6 ADCP で測定した須磨沖の流況（右；明石海峡 西流開始前 40 分～後 1 時間）と計算流況（左；明石海峡 西流開始時）。

【ADCPデータを境界条件とする数値計算】

海峡部を中心とする両側の海域を含めて、広い海域についてファインメッシュの潮流数値計算を行うには、多大の計算時間がかかる。そこで、ADCPで測定した流速データを元に、潮流数値計算を行う方法を考案した。図27は、ADCPを取り付けた2隻の調査船で測定した明石海峡 大潮 東流最強時の流況である。岸近くの太い矢印はアンダー流速計による測定値である。この2断面の実測流況を境界条件として、海峡内の流況をADI法により計算した。格子サイズは250mである(図28)。実測流にに合わせて、格子1~21には湧出しを、格子22~43には吸込みを与える。これにより、領域内の流れを、ナビエストークスの式と、体積保存の式を用いて計算した(図29)。計算対象時刻は流れの最強時であり、非定常性は弱いので、定常計算とした。対応する現地流況は図14であり、計算流況は図24である。垂水沖や岩屋沖の反流がよく再現されている。このように、ADCPと数値計算を組み合わせることにより、必要海域だけの潮流数値計算も可能となった。

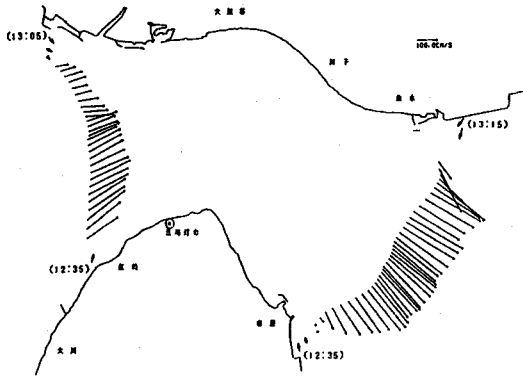


図27 東流最強時の流況。
(ADCPによる測定)

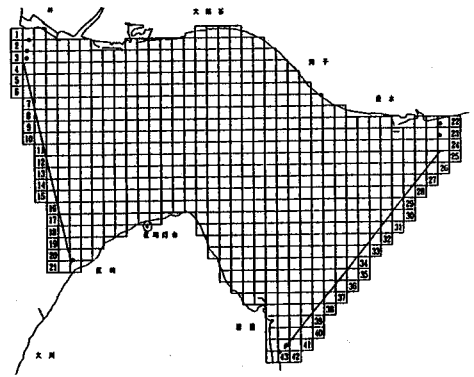


図28 計算格子。

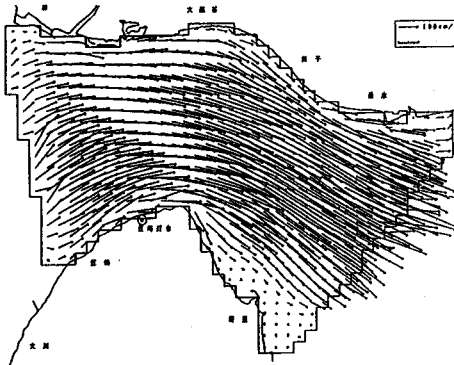


図29 ADCPで測定した流速を境界条件とした潮流計算により
求めた海峡内の流速分布。

【数値計算結果の利用法】

数値計算結果により定量的な流速分布が求められると、その結果を用いて浮標流跡のシミュレーションを行うことができる。浮標の行き先を追うという、実海域での観測と同様なこともできるし、浮標がどこから来たかを、時間をさかのぼって計算することもできる。時間をさかのぼって海水の起源を求めることは、実

海域の観測では実行不可能なことである。岸近くの浮標の行き先や起源を計算してみると、「浮標は海岸線にそって移動し、特定の地点において沖合に出てゆく」。先に述べたように、「この地点は、沖合の渦の位置と密接に関係している」。

6. おわりに

現地の流れはレイノルズ数が非常に大きい。このため地形のわずかな凹凸によって反流渦が生じる。沖合の潮流が転流すると、反流渦が岸を離れて遊離する現象も観測では見られた。これらの渦の強さや位置は、大潮期と小潮期で変わるけれども、その変動はランダムなものではなく、予測可能なものである。複雑に乱れていると考えられる陸岸付近の流れも、面的にみると組織的構造を持った、渦の集合である。これらの渦の挙動が岸近くの水の移動に大きな影響を与えている。岸近くの流れとしては、よく知られているように、風や波が起こす海浜流が重要である。しかし、ここで述べたような、潮流が起こす岸近くの地形性渦流も、重要である。

数値計算技術の進歩に比べて、現地の流れの計測・可視化技術は遅れていた。しかしADCPの出現によって、数値計算結果と、現地の詳細な流況を比較出来るようになった。この結果、従来の潮流数値計算にはまだ多くの課題が残っていることが明らかになった。現状では、数値計算結果を利用するには、綿密な現地検証が必要である。しかし、十分に検証された潮流数値計算を使えば、地形を変えた場合の流動・水質変化を予測することができる。例えば、海水浴場沖の離岸堤の形状を変えて、海水浴場の水質を向上させる技術などについても、具体的な検討が行える様になった。

引用文献

- 1) 藤原建紀・高杉由夫・肥後竹彦：超音波ドップラー流速プロファイラーによる沿岸域の流れの可視化。海洋調査技術，1，p. 57～65，(1989)。
- 2) 山県守・神崎正：高度システム化による本四明石海峡大橋建設海域の調査。土木学会誌，9月号，p. 9～16，(1985)。
- 3) 藤原建紀・中田英昭：大阪湾の流動特性と水質・底質との関連。海の気象（海洋気象学会），35，p. 58～71，(1990)。
- 4) 藤原建紀・高杉由夫・肥後竹彦：播磨灘の平均流と物質輸送速度。1989年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，p. 34～35，(1989)。
- 5) Batchelor, G. K. : 入門流体力学。東京電気大学出版局，pp. 614，(1972)。