

吹送流による湾内水の流動・拡散の特性

(財)電力中央研究所・海洋環境研究室 ○和田 明
中部電力・総合技術研究所 官池克人

1. 結 論

湾内における排水の拡散現象を説明するためには、湾内水の流動など、その力学的特性を把握することが必要である。沿岸海洋過程の研究分野においては、湾内水の力学的特性を把握し、湾内のあらゆるエコシステムへ影響をおよぼす多くの素過程の役割を明らかにすることが一つの大きな研究目標となっている。最近に至って現地観測と相まって、多くの解析解や実験などによって、湾内水の力学的特性が次第に明らかにされつつある。

湾内における排水の拡散現象を支配する要因としては次の項目が考えられる。

1) 海水の流動・拡散条件：潮流，恒流，吹送流，海水の渦動粘性，渦動拡散，対流による混合，下層からの海水加入など。

2) 地形条件：海岸地形，水深，海底摩擦など。

3) 排出条件：排水量，排水と母海水との密度差，排出方法など。

これらの要因が複雑に組み合わさって、海域における排水の拡散現象を形成している。

本文においては、湾内における排水の拡散現象の説明を前提として、湾内水の力学的特性を把握するために、研究対象地点として三河・知多湾海域を選び、湾内水の力学は潮汐流と風の吹送に伴う流動によって支配されるとして、対象地域における現地気象・海象観測の調査資料をもとにして、湾内水流動現象の数値シミュレーション解析を行ない、上記の二つの因子による湾内水の流動機構を検討したものである。

2. 三河・知多湾の自然環境

三河・知多湾は図-1に示すように、知多半島および渥美半島に囲まれた海域で、師崎水道および中山水道を含む段丘状の海底地形をした湾口で伊勢湾と結ばれる。湾内の水深は、おおむね15mより浅く、起伏の少ない海底地形となっており、一色から佐久島に向かって伸びる水深2~3mの舌状台地が知多湾と三河湾の海底を分離している。一方、師崎水道および中山水道は20~30mの深いみお筋を形成し、これを介して伊勢湾との海水の交換がなされる。

潮汐の上げ潮時に外海から湾内に向かう潮流は、伊良湖水道において、神島-伊良湖の西側半分を通過する海水は伊勢湾に向かい、東側半分を通過する海水は三河湾に向かって流入する。三河湾に出入りする海水は、湾口付近に点在する篠島、日間賀島、佐久島などにより2分され、師崎水道を通して知多湾に出入りする海水と中山水道を通して三河湾に出入りする海水とに分れる。中山水道中央部においては師崎水道より

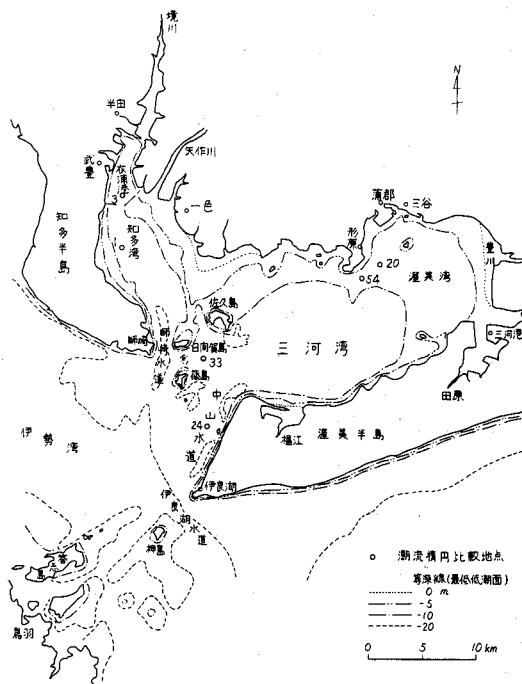


図-1 三河湾・知多湾の地形図

約20分早く転流するため、高潮時および低潮時においては、三河湾の湾口は複雑な潮流が生じる。三河湾においてなされた潮流の15昼夜連続観測より得られた潮流特性を検討した結果、日周潮($K_1 + O_1$)と半日周潮($M_2 + S_2$)の潮流速の比は0.15~0.84の間にあり、また S_2 と M_2 のそれは0.5程度である。このことから、三河湾においては、一般に日周潮より半日周潮が卓越し、とくに M_2 分潮成分が顕著である。

3. 季節風のモデル化

3.1 季節風の選択

図-2は渥美半島の伊良湖測候所における1951年から1960年までの10年間の2ヵ月ごとの風向別発生頻度と平均風速を示したものである。年間を通しての風の特徴は秋季から春季にかけて北西寄り(WNW, NW, NNW)の風と夏の南寄り(SW, SE)の風に大別される。このうち、冬季における北西寄りの風の風向別発生頻度は約90%ときわめて顕著で、かつこの期間の平均風速は 6.6 m/s と最も強い。三河湾における吹送流による湾内水の循環は、この冬期季節風によりもっとも強く生ぜしめられるものとして、冬期における三河湾沿岸各地の風の観測資料を収集した。観測資料の収集期間は1973年12月から1974年2月までの3ヵ月とし、観測地点は図-3に示す15ヵ地点である。図-3に各観測点の最多発生風向とその平均風速を示し、あわせて概略の風の流線図を示す。冬型の気圧配置が強まり、きわめて顕著な季節風が発生したときの状態と、図-3に示した最多風向とその平均風速とを比較すると、冬期における三河湾沿岸各地の平均的な季節風の分布はほぼ最多風向とその平均風速により表わすことができると考えられる。

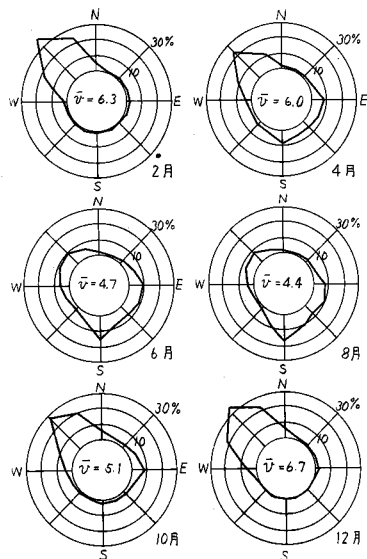


図-2 2ヵ月ごとの風向別発生頻度(%)と平均風速 $\bar{v}$ (m/s)
(1951~1960, 伊良湖測候所)

冬期季節風の継時特性を求めるために、風速変動のデータをもとに自己相関々数、パワースペクトラムなどを求めた。これより風速の強弱変化に周期性は認められず、ほぼランダムに変化することが認められている。

3.2 季節風の流線解析

高さが $1,000\text{ m}$ 以上の高層にはコリオリの転向力と気圧傾度力とが均り合っているいわゆる地衡風が存在している。一方、地表面から数 10 m の低層では、大気の流れによる渦動粘性ならびに地表面摩擦の影響が著しく、転向力を無視することができる。しかし、高度数 10 m より $1,000\text{ m}$ 位までの下層大気においては、これらの摩擦力および転向力の両者を考慮する必要がある。

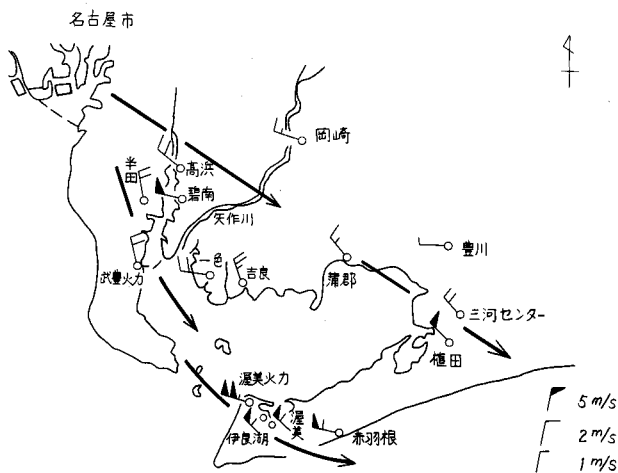


図-3 最多風向とその平均風速

三河湾上を吹きわたる冬期季節風は、濃尾平野、伊勢湾などの広い平坦地や海上を吹きわたってきたもので、すでに地・海表面の摩擦効果に十分影響されているものとする、大気の流れを支配する式は定常場を考えると次式のように表わされる。

$$\left. \begin{aligned} -f_v &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ f_u &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \partial w / \partial z &= 0 \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

式(1)についてはエクマンやプラントルにより解が得られている。たとえば、プラントルの解は多少の修正が加えてあるが次式で表わされる。

$$\left. \begin{aligned} u' &= u_g (Z/H_R)^{1/n} \\ v' &= u' (1 - Z/H_R) \frac{1}{n} \sqrt{2n+1} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 $n = \log_{10} [H_R / \frac{Z_0}{D_z} + C_0 / 5.75]$ 、 Z ：地(海)表面からの高度、 H_R ：地衡風が与えられる高度、 u_g ： H_R における風速で地衡風に相当、 Z_0 ：地面粗度で地表面の状態により定まる定数、 D_z ：補正係数で通常 z 方向の計算格子間隔を用いる、 C_0 ：大気不安定度を表わすパラメータ、 u' 、 v' ： H_R における地衡風の風下方向および風下方向と直角方向の速度成分。

式(2)は摩擦力と気圧傾度と地球の偏向力の関係を示すものであるから、さらに地形による上昇、う回効果として地形を最小変位でさけるときの風のベクトル変化を近似的に次のように決めることにする。

$$\left. \begin{aligned} u_t &= \frac{u''}{\sqrt{1 + (\partial h / \partial x)^2}} - \frac{(\partial h / \partial x) |v''| (\partial h / \partial y)}{\sqrt{1 + (\partial h / \partial x)^2} \sqrt{1 + (\partial h / \partial y)^2}} \\ v_t &= \frac{v''}{\sqrt{1 + (\partial h / \partial y)^2}} - \frac{(\partial h / \partial y) |u''| (\partial h / \partial x)}{\sqrt{1 + (\partial h / \partial y)^2} \sqrt{1 + (\partial h / \partial x)^2}} \\ w_t &= u_t \frac{\partial h}{\partial x} + v_t \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 u_t 、 v_t 、 w_t ：それぞれ地形による変化後の x 、 y 、 z 方向の風速成分、 u'' 、 v'' ：地形による変化前の風速で式(2)で求まる u' 、 v' をここで用いる座標系に変換したもの、 $\partial h / \partial x$ 、 $\partial h / \partial y$ ：地形の x 、 y 方向への勾配。

地表の影響をうけない十分高い所での地衡風 u_g が与えられると、式(2)、(3)を用いれば、各地点、各高度における風を推算することができる。

また、地表面摩擦力の影響が著しく、偏向力を無視することができる。高度数10mまでの層においては、この間の風速分布を式(4)に示す指数法則により経験的に表わされる。

$$V/V_0 = (H/H_0)^{1/n} \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 V_0 ：基準高度 H_0 における風速、 V ：高度 H における風速、 n ：地表面の粗さにより定まる定数。

3.3 季節風の流線解析結果

三河・知多湾における海上風推算を、沿岸各地における風の観測データにもとづいて行なった。推算にあたっては、沿岸海域を $800 \times 800m$ の平面格子で分割し、各格子点における風を式(2)、(3)により計算した。一方、最高々度 H_R は1,000mとし、この間を100m間隔に等分割した。海拔高度および地面粗度は各格子点ごとの値を、地形図およびSuttonらの値に従って求めた。

三河・知多湾は奥行、幅ともに数10km程度であり、これに対して冬期の季節風を生ぜしめる大陸高気圧の気圧配置のスケールは極めて大きく、また湾周辺の地形は一般に平坦であることから、冬期季節風が吹いている状態における湾上空の地衡風は場所的には一様であると見なし得る。本計算においては、地衡風の

観測資料が得られなかったため、地衡風を仮定して計算を進めた。また、大気安定度は中立とし、 $Co=7.0$ とした。

流線解析によって求めた風向・風速の値は実測結果と比較した結果、風向についてはほぼ一致しているが、風速については多少の差異が認められる。計算結果によれば、三河・知多湾上空100mの風は5~6 m/sでほぼ一様に吹き、地域差が認められない。一方、観測結果は観測点ごとに風向・風速が多少異なっている。この差異については、風速計設置周辺の地形、建物の影響、その地域特有の局所風の影響などが考えられる。一方、シミュレーション解析結果はきわめて大まかなモデルによるもので、これらの局所効果を表現し得ないことによるものと考えられる。

大気境界層内における風速分布の解析手法については今後検討すべき問題点を残しているが、今回においては、上述の手法により三河湾上空の風と仮定して解析を進めた。

4. 吹送流の解析

冬期における三河湾内水は、水温・塩分濃度ともに鉛直方向に一様な分布を呈し、密度成層は形成されない。湾内の水深が浅く、起伏の少ない地形なので吹送流による湾内水の流動は鉛直方向よりも水平方向の流動成分が卓越するものと推定される。

本計算では第一近似として、吹送流による湾内水の循環が水平方向の運動によって生じるものと仮定したモデルを設定した。深さ方向に積分した運動および連続方程式は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + U \frac{\partial M}{\partial x} + V \frac{\partial M}{\partial y} &= -g(S-B) \frac{\partial S}{\partial x} + A_h V^2 M + \tau_x - \tau_{bx} \\ \frac{\partial N}{\partial t} + U \frac{\partial N}{\partial x} + V \frac{\partial N}{\partial y} &= -g(S-B) \frac{\partial S}{\partial y} + A_h V^2 N + \tau_y - \tau_{by} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 U, V ：水平方向の断面平均流速、 M, N ：水平方向の線流量、 S, B ：海面、海底の高さの位置、 τ_{Bx}, τ_y ：海面に働く風摩擦力、 τ_{Bx}, τ_{By} ：海底の摩擦力で次式で定義される式を用いる。
 $\tau_x = K_B M \sqrt{M^2 + N^2}$, $\tau_{By} = K_B N \sqrt{M^2 + N^2}$, K_B ：海底摩擦係数 ($= 2.6 \times 10^{-3}$)。

流線解析法によって求めた海上での風ベクトルを海面への摩擦応力として与え、湾内における風成作用による流動機構を検討した。解析法としては、式(5)を基本として知多湾内を200×200m格子、三河湾内を400×400m格子に分割して、定常状態の吹送流に関してシミュレーション解析を行なった。

海上風として、1,000 m高度風を15 m高度風に換算した値を用いた。換算にあたっては式(4)に示した指数法則 ($n=1.0$) によった。

計算結果より、湾内に形成された流れを図-4に模式的に示す。これによれば、知多湾、三河湾においては、一般に湾のスケールにほぼ等しい時計回りの流れが発生し、これに付随して各種スケールの渦が発生している。

知多湾においては、湾央を北上し、東岸に沿って南下する大スケールの流れが発生し、これは東岸において特に強化される。一方、西岸においては、湾央を北上する流れの反転流により、反時計回りの循環流が生ずる。知多湾奥の高潮防波堤内水域においては、2, 3の小さな循環流が発生し、また防波堤開口部を介して堤外と若干の海水交換がなされる。一方、三河湾においては、北岸に沿って東流し、湾奥より渥美半島に沿って西流する大スケールの流れが発生し、これは湾中央部において時計回りの循環流を発生させる。また北岸に沿う東流は地形の影響を受けて小スケールの循環流を汀線付近に生じさせている。師崎、中山水道付近の海域では季節風とほぼ同一方向の流れが生じ、中山水道より伊勢湾へ流出しているが数理モデルにおいて設定した境界条件の影響を受けており、この付近海域の吹送流については検討を要する。

5. 潮汐流の解析

三河湾においては、海底地形がおおむね15 mより浅く、起伏の少ない平坦な地形となっており、潮汐流の流動は水平方向成分にくらべ鉛直方向成分は小さいものと考えられる。また水平方向流速の鉛直分布は場所・潮時により複雑に変化するが、第一近似として海面から海底まで一様な分布を仮定すると、三河湾内の潮汐流の挙動は式(5)に基いて求められる。なお、式中海面に働く風摩擦力はこの場合考慮しない。

数値実験の海域範囲、差分格子の分割については、吹送流モデルと同一である。潮流による平均的な流れを再現するために、伊良湖および豊浜を結ぶ計算境界線で潮位条件を与えることとし、伊良湖での M_2 分潮（振幅5.3 cm, 遅角 183° 、豊浜側において師崎における M_2 分潮（振幅5.5 cm, 遅角 179° ）を設定してある。両地点を結ぶ境界線上においては、両地点での値を線形補間として用いる。

数値実験の結果によれば、知多・三河湾における潮流速分布は経時変化に伴ない変化するがほぼ一様で湾奥に向かって次第に減衰し、潮流による湾内循環流は形成されず、海水は湾の長軸方向にほぼ一様な往復運動をおこなう。一方、師崎水道、中山水道および伊勢湾につながる三河湾々口部においては、師崎および伊良湖の潮時差により、低潮時においては伊良湖より豊浜方向へ三河湾々口をかすめる流れが、また高潮時においては、これと逆の流れが発生し、このとき佐久島、日間賀島、篠島をはさむ海域に小スケールの環流が認められる。この現象過程は海上保安庁の実測結果とよく一致している。

対象海域における潮汐流について、数値シミュレーションにより求めた結果と中部電力、通産省、海上保安庁および愛知県による実測資料を調和解析して求めた結果とを比較するとき、両者はほぼ良好な一致を示し、数値モデルにおいては三河・知多湾海域について平均的な流況が再現されているものと考えられる。潮流楕円による比較地点および潮流楕円の比較を図-1および5に示す。これらの比較において、潮流の実測資料が15昼夜のものについては、調和分解により求められた M_2 分潮成分を、1昼夜連続のものについては、その近傍海域の潮流定数を用いて、 M_2 分潮を推定したものを用いている。これらの結果によれば、潮流楕円の長軸

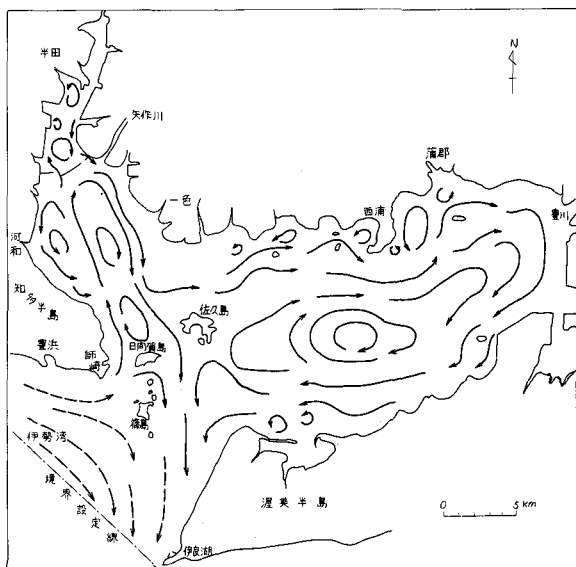


図-4 吹送流による湾内水循環の模式図

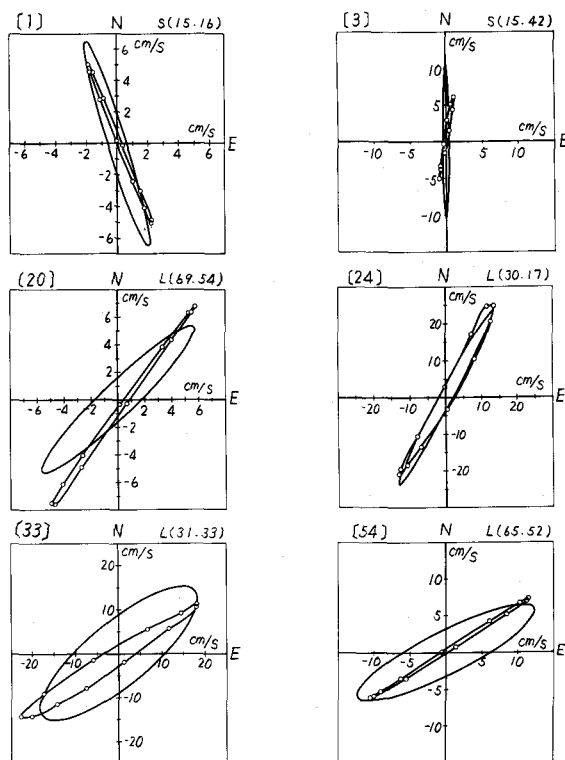


図-5 潮流楕円比較図（——：実測結果，

- - - - -：数値実験結果）

成分についてはその方向と大きさはおおむね良好な一致を示すが、一方短軸成分については観測値にくらべて計算値が小さい結果を与えている。これは潮位設定の位置に問題があるためと考えられる。また、三河湾奥部の海域においては実測値に比して数値計算結果の流速が小さい傾向にある。

潮流シミュレーション計算に基く潮汐残差流成分は、図-6に示すように、師崎水道、知多湾高潮防波堤開口部の近傍海域、三河湾周辺部に小スケールの弱い環流の発生が認められる。流速としては微弱であるがこの環流の存在は、湾周辺部の長期的な分散過程に大きな役割をはたすことが予想される。

6. 結 論

数理モデルによるシミュレーション解析の結果、三河・知多湾内においては、潮汐往復流に伴う大きな渦、潮汐残差流としての恒流成分のほかに、気圧配置が安定している冬季では、湾内において吹送流に伴いいくつかの循環流が形成され、この因子が湾内の分散特性に影響をおよぼすことが予想される。

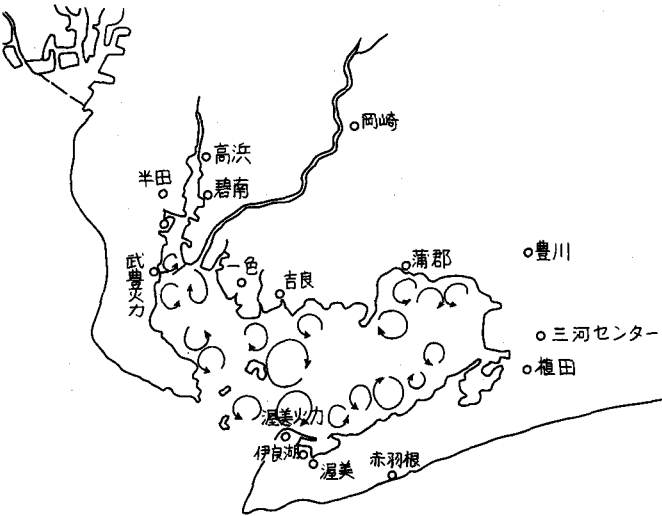


図-6 潮汐残差流成分の模式図

謝 辞

本研究は、自然災害特別研究「沿岸海洋災害にかかわる海水の流動・拡散に関する研究」(研究代表者：愛媛大学樋口明生教授)の分担課題の一つとして研究費の補助を受けたことを記して感謝の意を表します。また、研究内容につき色々と議論、御教示をたまわった樋口明生教授、京都大学国司秀明教授ならびに研究グループ各位に厚く御礼申し上げます。