

回転水槽による伊勢湾の恒流模型実験*

岡田喜裕**, 杉森康宏**

1. 序 論

我が国の主な内湾において, 大局的な海洋構造は, 恒流としての循環流に支配され, そうした循環流の存在とそのメカニズムについて, 多くの研究がなされてきた。

内湾の海洋構造の研究においては, 沿岸での物質分散に潮汐残差流が大きな役割を果たしていることが報告されている¹⁾²⁾³⁾⁴⁾。杉本¹⁾は沿岸海洋における潮流による拡散過程の取り扱い方と, その水理模型実験の相似律について研究し, さらに潮流による拡散・海水交流に及ぼす陸岸地形の効果を, 主として水理模型実験によって研究した。また柳⁵⁾, 水理模型を使い, 内湾の潮汐残差流の実験的解析を行なった。宇野木らは⁶⁾, 伊勢湾における, 潮汐残差流とそれによって起こる恒流の研究を行なった。また, 今里らは⁷⁾, 空間スケールの決して大きくない琵琶湖においても, 長周期の流動においてはコリオリ力が重要であるという報告を行なっている。

ところで, この内湾の循環流は, 水平地形や海底地形, 密度変化の効果など, 多くの環境条件の影響を受けることが考えられる。

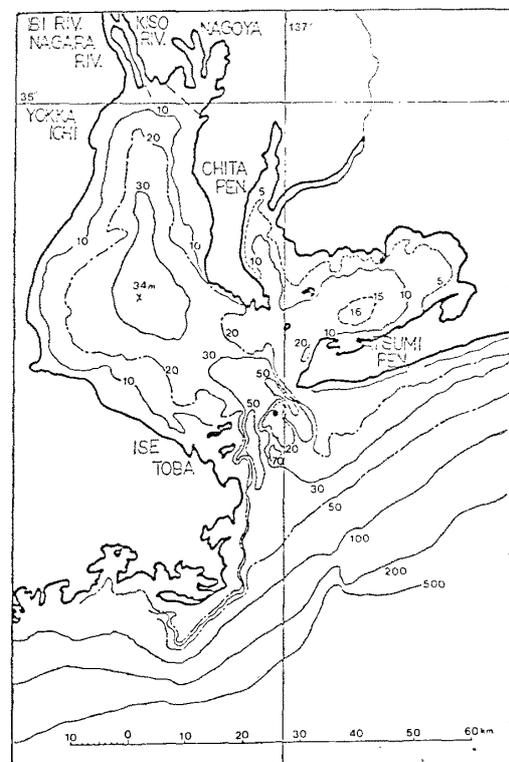
そして, これらの効果を解析的に理解するには基本的な条件から, 順次段階的に考慮していかなければならない。

そこで, 本研究論文においては, 我が国の主な内湾の一つである伊勢湾をとりあげ, この伊勢湾の循環構造に影響を与えていると考えられる主要因について, 実験的に研究した。基本的条件としての, 湾口における潮汐流出入りと, 水平地形, 河川水の流入, およびコリオリ力については回転水槽を用いた。特に, ロスビー数が1に近い

スケールの現象において, コリオリ力がどのように影響を与えているか実際に見るために模型実験を行なった。また, 特に風の効果を明らかにするために, パロトロピックモデルの数値実験をあわせ行なった。

2. 伊勢湾の概況

内湾の海洋特性は, その地形条件に大きく影響される⁸⁾。第1図に伊勢湾と三河湾の地形を示す。伊勢湾の面積は 1,600 km², 三河湾の面積は 500 km², 平均水深は, 伊勢湾では 20 m, 三河湾では 9 m である。伊勢湾の容積は 34 km³ で内湾としては比較的大きな容積を持っている。外洋には伊良湖水道によって太平洋とつながっている。

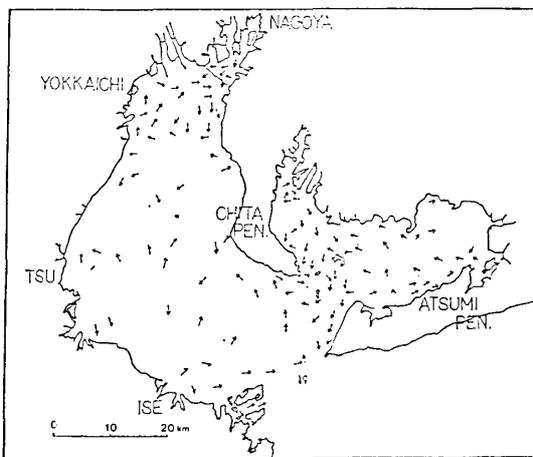


第1図 伊勢湾地形図(等深線の数値の単位はメートル)

* 1981年8月15日受理

** 東海大学海洋学部

また、日本有数の流量をもつ木曾三川（木曾、長良、揖斐）が夏季においては $4.2 \text{ km}^3/\text{month}$ 、冬季では $1.0 \text{ km}^3/\text{month}$ という淡水を供給している。また、海底地形は伊良湖水道付近を除くと、湾中央部の 34 m を最大深度として水平地形とほぼ平行な等深線を描いている。 10 m より浅い部分は比較的少なく、ほとんど 20 m 以深である。しかし、湾奥の部分は航路を除くと 5 m 以浅である。



第2図 伊勢湾恒流図（宇野木（1677）⁹⁾による）

伊勢湾の湾内の流れの中で、日常卓越する流れは、1日2回、周期的に変化する潮流である。宇野木によると、潮流の流速は湾口付近で大きく、湾奥に向かって小さくなっている、そして伊勢湾は地形が複雑で、局部的環流や位相のわずかなずれも見られるが、基本的には湾内の位相は同じである⁹⁾。また、この潮流の非線形性に起因し、地形形状と密接に結び付いて潮汐残差流が生じ恒流を形成している¹⁰⁾、とされている。また宇野木らは、伊勢湾における恒流のこれまでの測定結果をまとめ、それから夏季の環流図を描いている⁹⁾（第2図）。これによると、伊勢湾南部、湾口付近の反時計まわりの環流、その北部に時計まわりの環流、その北部に反時計まわりの三つめの環流が存在すると推測でき、これらの環流の成因としては、木曾三川の流入、潮汐残差流などが考えられている。

3. 回転水槽模型実験

(1) 相似律

模型実験は、一般に原型つまり自然現象との力学的相似性を満足させながら、水槽内に原型と相似な物理現象を再現して、簡単に答えをだそうとするアナログ計算機であるといわれている。そして、模型実験を行なうにあたって最も大切なことは、現実と相似な物理過程を模型内に再現するための相似律を満足させることにあることはよく知られている。相似律とは原型と模型との諸物理量の縮尺の関係式の無次元量であり、相似律の内容は、何を知りたいかによって異なる¹¹⁾。本実験では潮汐残差流と密度流を再現したいので、フルード数、レイノルズ数、ロスビー数、そして密度成層に関するリチャードソン数をとりあげた。

まず、本実験に使用した伊勢湾模型の潮汐周期（伊勢湾において、日常卓越する流れは半日周潮による潮流である⁹⁾ということから、ここでは半日周潮だけを考えた）を求めてみる。フルード数より、時間縮尺 t_r は、水平スケール縮尺 l_{xr} 、鉛直スケール縮尺 l_{zr} 、歪率 M とすると

$$t_r = l_{xr}/l_{zr} = (1/M) \times l_{zr}^{1/2} \quad (1)$$

となる（ここで l_{xr} ; 10^{-5} 、 l_{zr} ; 10^{-3} 、 M ; 10^2 である）。ゆえに模型における潮汐周期 t_m は、現実の潮汐周期を t_p とすると、

$$t_m = (1/M) \times t_p \times l_{zr}^{1/2} \doteq 14.13 \text{ sec} \quad (2)$$

となる（ここで t_p ; 12.42時間である）。また模型湾口の潮流の流速 U_m は、流速の縮尺を U_r 、現実の流速を U_p とすると、フルードの相似律から

$$U_r = l_{zr}^{1/2} \quad (3)$$

より

$$U_m = U_p \times l_{zr}^{1/2} = 1.5 \text{ cm/sec} \quad (4)$$

となる（ここで U_p ; 49 cm/sec である）。従って今回の実験で、模型湾内の潮汐周期 14 秒、湾口での流速を 1.5 cm/sec となるように模型実験を行なった。

一方、乱流レイノルズ数一致の相似律¹¹⁾より、水

回転水槽による伊勢湾の恒流模型実験

平および鉛直方向の粘性係数の縮尺をそれぞれ ν_{xr} および ν_{zr} とすると,

$$U_r \times l_{xr} / \nu_{xr} = 1, \quad U_r \times l_{zr} / \nu_{zr} = 1 \quad (5)$$

本模型でレイノルズ数をあわせるためには

$$\begin{aligned} \nu_{xr}^{-1} (= \nu_{xp} / \nu_{xm}) &= 3.16 \times 10^6, \\ \nu_{zr}^{-1} (= \nu_{zp} / \nu_{zm}) &= 3.16 \times 10^4 \end{aligned} \quad (6)$$

の程度であることが必要である。ところで、模型のタイダルエスケーションを l_{Tm} 、分子粘性の値を ν とすると、模型の分子レイノルズ数は

$$U_m \times l_{Tm} / \nu = 1.5 \times 7.5 / 0.01 = 1.1 \times 10^3 \quad (7)$$

(ここで、 U_m ; 1.5 cm/sec, l_{Tm} ; 7.5 cm/sec, ν : 0.01 である) となって、限界レイノルズ数 10^5 程度より小さく模型は層流場である。そこで、 $\nu_{xm} = \nu_{zm} = 0.01$ を現型の値に換算すると $\nu_{xp} = 3 \times 10^4$, $\nu_{zp} = 3 \times 10^2$ 程度の値になる。

コリオリ力の効果に関して伊勢湾のロスビー数を求めてみる。観測された恒流の最大流速を U_{max} 、最小を U_{min} 、現場のコリオリパラメータを $f_p = 8.27 \times 10^{-5}$ 、現場の水平スケールを l_{xp} (東西方向の幅 30 km) とすると、

$$\begin{aligned} R_{01} &= U_{max} / (f_p \times l_{xp}) = 0.20 \\ (U_{max} &= 0.5 \text{ m/sec}) \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} R_{02} &= U_{min} / (f_p \times l_{xp}) = 0.02 \\ (U_{min} &= 0.05 \text{ m/sec}) \end{aligned} \quad (9)$$

$$0.02 < R_0 < 0.20 \quad (10)$$

となり、非線形項に比べてコリオリ力は重要であると推測できる。それゆえ実験においては、フルード数を一致させた上で、ロスビー数を一致させる。コリオリパラメータの縮尺を f_r とするとロスビーの相似律より、

$$U_r / (f_r \times l_{rp}) = 1 \quad (11)$$

そこで、現場および模型のコリオリパラメータをそれぞれ f_p および f_m とし、(3)式を使うと

$$l_{zr}^{1/2} = (f_m / f_p) \times l_{xr} \quad (12)$$

となる。したがって模型のコリオリパラメータ f_m は

$$f_m = f_p \times (M / l_{zr}^{1/2}) \div 0.26 \quad (13)$$

となる。ゆえに模型の回転角速度 ω_m および回転周期 T_m は、それぞれ

$$\omega_m = 0.13 \text{ および } T_m = 2\pi / \omega_m = 48 \quad (14)$$

である。

次に二層の海で、しかも上・下層に運動があって、境界面の不安定を生じる問題では、リチャードソン数を一致させる必要がある。後の密度差を考えた河川水の流入の実験ではこの値を一致させる。

今、リチャードソン数を R_i とすると

$$R_i = g \times (1/\rho) \times (\partial\rho/\partial z) / (\partial u/\partial z)^2 \quad (15)$$

となる。密度差の縮尺を $\Delta\rho_r$ とすると

$$\Delta\rho_r = U_r^2 / l_{zr} \quad (16)$$

となる。フルードの相似律より $U_r^2 = l_{zr}$ であるから

$$\Delta\rho_r = 1 \quad (17)$$

となる。そこで模型の密度差 $\Delta\rho_m$ には、現場の海水と河川水の密度差に等しい $\Delta\rho_m = 0.03$ を用いた。なお模型内の河川水の流速 U'_m を求めてみるとフルードの相似律より $U'_m = 0.88$ cm/sec となる。

以上の結果を整理して、第1表に示す。以下の実験は、模型で第1表のように各値を決め実施した。

第1表 実験に使用した値

歪率	回転周期 (sec)	潮汐周期 (sec)	湾内流速 (cm/sec)	河川水流量 (cc/sec)	河川水流速 (cm/sec)	密度差
100	47.5	14	1.5	0.5	0.88	0.03

岡田喜裕, 杉森康宏

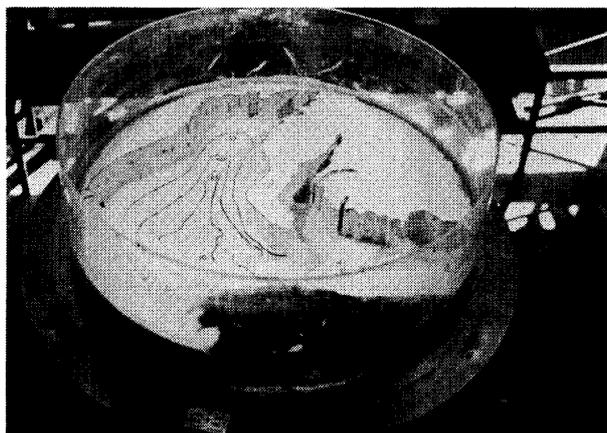
(2) 水理模型実験装置

模型における水の運動と海洋の流れとの対応は、相似律を用いて行なうことを前節で述べた。また伊勢湾における流況および地理的条件についても述べた。

本実験で使用した模型の縮尺は、実験で用いた回転テーブルの大きさから、水平縮尺は実際の10万分の1に、鉛直縮尺は1,000分の1にした、つまり歪率は100である。

海岸の形状は、幾何学的相似律を根拠にできるだけ忠実に再現した。

海底地形は、第1図の地形図を用いて、作製した。第3図にそれを示す。



第3図 伊勢湾模型

本実験における潮汐の再現には、ポンプを用いて一定量の水の出し入れを湾外で起こし、その水位変化で湾内に潮汐現象を再現した。そして、湾内と湾外の間にはフィルターを作り、出し入れの勢いによる乱れの湾内への影響を消すことにした。

河川水の流入装置については、夏季の流量の多い時でも、模型において約0.5 cc/sec という極めて少量を流入させることによって、模型河口での流速0.88 cm/sec という値を与えるため、ポンプなどの使用は不可能である。そこで、オーバーフローをさせながら流量が常に一定になるようなサイホン式の流入装置を作製した。流量の調節は、コックを用いて行なった。流出口は、上から下まで均一に、しかも徐々に流出させるため、スポンジを付けて、特定のモーメントを与えないよう

設置した。

本実験における流れの可視化法は、水面に非常に軽いアルミ粉を浮かべ、その動きを追うことにした。それらの動きは、回転テーブルに取り付けられたモータドライブ写真機によって撮影され、その画像から流れのデータを抽出することにした。

(3) 実験方法

伊勢湾の海洋構造に影響する基本的条件として、コリオリ力、水平地形、海底地形、河川水の流入を考え、特にその中でコリオリ力に注目しながら、これらの基本的条件が伊勢湾の循環構造に対して、どのように影響しているか検証するため、いくつかのケースについて実験を行なった。どのケースの実験においても、実験を始める前に、模型湾内が回転や潮汐運動において安定となるのに十分な時間をおいて（回転開始後約10分）実験を行なった。

なお、特に述べない限り、河川水流入量は0.5 cc/sec、潮汐周期14秒である。

〔実験 1〕

基本的なケースとして、海底地形も河川水の密度差も考えず、一層において、次のような3ケースについて実験を行なった。

1) 潮汐運動を模型湾内に加え、回転テーブルを回転周期48秒で回転させた時（現場のコリオリ力を与えた時）と静止させた時の湾内潮汐を観察した。

2) 河川水（この場合、密度差は与えない）を0.5 cc/sec と 3.1 cc/sec で模型湾内に流し込む。回転テーブルを回転周期48秒で回転させた時と静止させた時の湾奥の循環流を観察した。この場合潮汐は加えていない。

3) 河川水の流入と潮汐運動の両方を考え、回転テーブルを、静止、72秒、48秒、24秒の4ケースの回転周期で回転させた時の湾内循環流を観察した。

〔実験 2〕

海底地形の影響を観察するため、模型に海底地形を入れ、実験1の1), 2), 3)と同様な実験を

回転水槽による伊勢湾の恒流模型実験

行なった。

〔実験 3〕

河川水と海水の密度差を考え、リチャードソン数であわせた ((15) 式参照) 河川水の密度 1.00, 海水の密度 1.03 として, 次のようなケースにおいて実験を行なった。この場合, 海底地形は入っていない。

4) 模型湾内を密度 1.03 の模擬海水で満たし密度 1.00 の河川水を湾内に流し込み, 回転テーブルの回転周期 48 秒で回転させた時と, 静止させた時の湾奥循環流を観察した。

5) 4) のパターンに潮汐運動を考慮した時の湾内循環流を観察した。

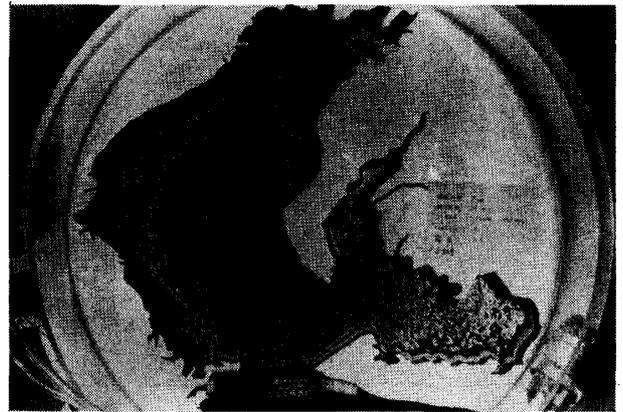
〔実験 4〕

海底地形と河川水の密度差を考慮し, [実験 3] の 4), 5) と同様の条件で実験を行なった。

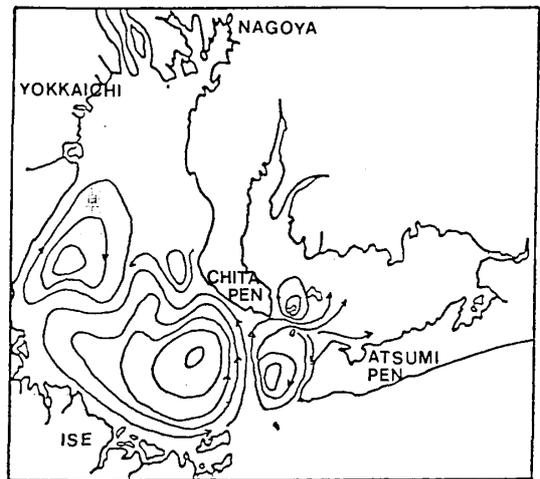
4. 模型実験結果と数値実験による考察

模型湾内の情報は, 第 4 図, 第 5 図のような写真画像で得られる。写真画像では循環流の向きがわからない。そこで, 湾内循環流を実験中の観察を十分考慮して, 写真画像から忠実に再現した模式図に示すと, 第 6 図と第 7 図のようになる。以下, 得られた結果についてこのような模式図によって説明していく。

本実験において, 海底地形が入っていない時, 潮汐運動を与えると, 潮汐周期のいかんによら



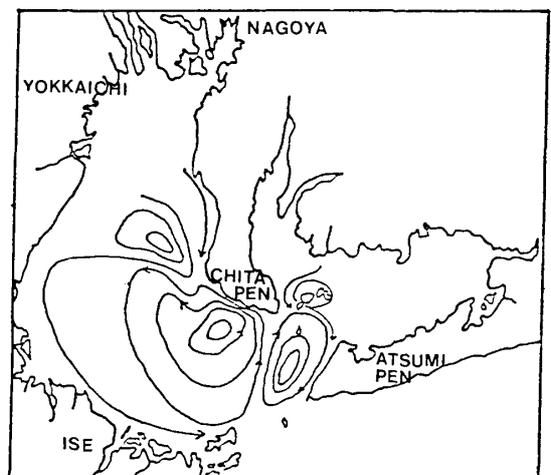
第 5 図 模型実験結果の写真画像 (潮汐周期 14 秒, コリオリ力あり, 海底地形なし, 河川水流入なしの時)



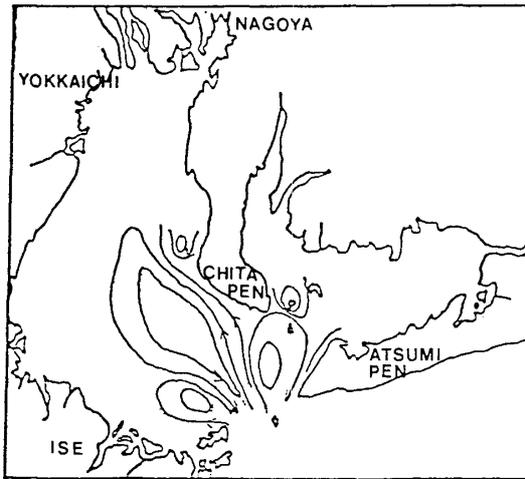
第 6 図 模型実験結果の流線の模式図 (第 4 図の模式図)



第 4 図 模型実験結果の写真画像 (潮汐周期 14 秒, コリオリ力なし, 海底地形なし, 河川水流入なしの時)



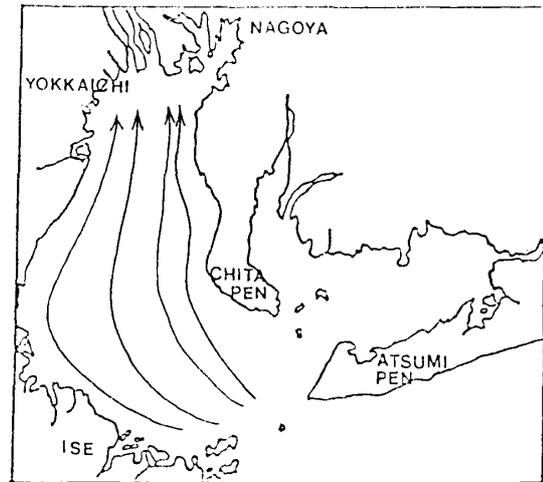
第 7 図 模型実験結果の流線の模式図 (第 5 図の模式図)



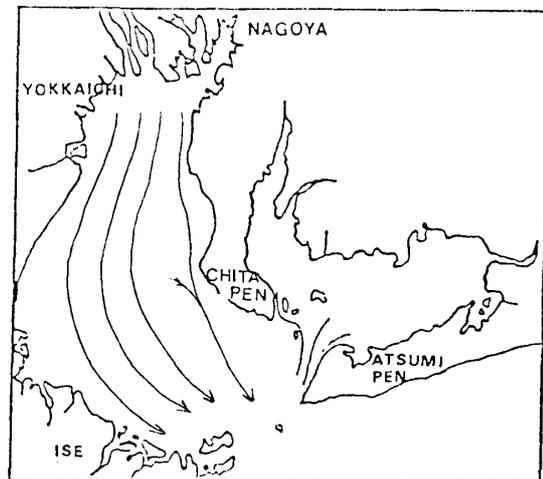
第8図 模型実験結果の流線の模式図(潮汐周期14秒, コリオリ力あり, 海底地形あり, 河川流入なしの時)

ず, コリオリ力を与えていない時の模型湾内循環流の第6図と, 与えている時の第7図に示すとおり, 湾口に反時計まわりの大きな環流が形成される. そして, 模型に海底地形を入れて潮汐運動を与えると, 上げ潮時と下げ潮時の境の潮が止った時に第8図に示すように, この湾口の反時計まわりの環流が形成される. そして, 上げ潮時と下げ潮時の潮が動いている時には, 第9図 a) b) のようになる. 現実の伊勢湾においても, 湾口に反時計まわりの環流が恒流として存在しているといわれている. これらのことから, 伊勢湾の湾口の一つめの反時計まわりの環流は水平地形の影響が大きく, 潮汐残差流の成分が大きいと考えられる.

現実存在するといわれている, 湾口から二つめの時計まわりの環流についてみると, 模型湾内においてもそれが形成された. ただし, コリオリ力を与えていない時(第6図)と与えている時(第7図)を比較すると, コリオリ力を与えると, 一つめの環流が縦に伸びると同時に, 二つ目の環流の中心が東へ寄る傾向がある. そこで, 現実にはありえないがコリオリ力を強くしてみると, さらにその傾向が強くなった. これらのことから, 現実の, 湾口から二つめの時計まわりの環流は, 模型湾内にも再現でき, それは, 湾口の一つめの大きな環流に誘起されて形成されていると考えられる.



(a)



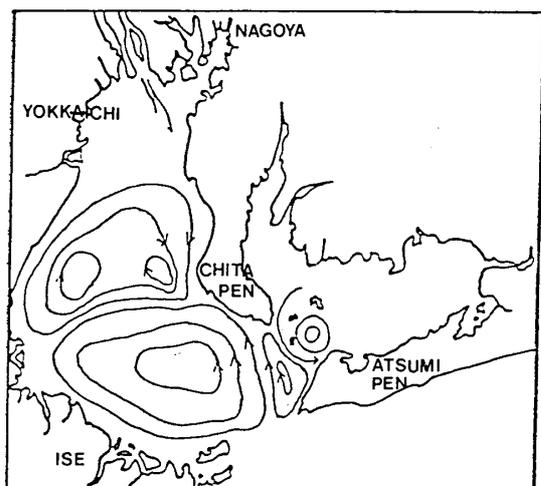
(b)

第9図 模型実験結果の流線の模式図, a); 上げ潮時. b); 下げ潮時(潮汐周期14秒, コリオリ力あり, 海底地形あり, 河川水流入なしの時)

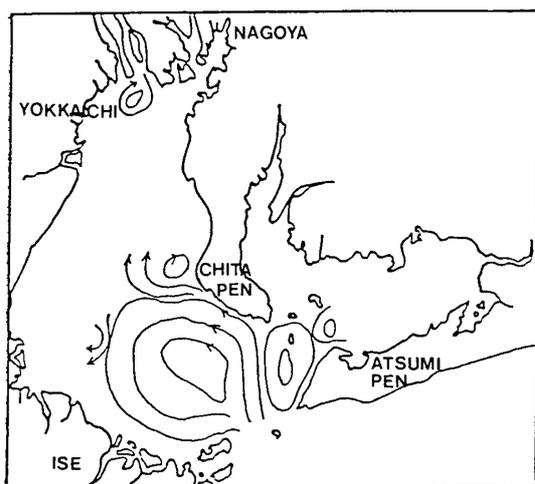
現実の, 湾口から三つめの環流については, 模型実験において再現できなかった.

現実の, 湾奥の時計まわりの環流は, 第6,7図に示すとおり, 模型実験において, 潮汐だけでは再現できない. そこで, 木曾三川を想定した河川水の流入(密度差を与えていない)を与えた実験を行なった. コリオリ力を与えない時(第10図)は, 湾奥に環流が形成されないのに対し, コリオリ力を与えると(第11図)湾奥に時計まわりの環流が形成された. これは, 潮汐運動を与えずに, 河川水の流入だけを与えた実験でも, 第12図(コリオリ力なし), 第13図(コリオリ力あり)に示

回転水槽による伊勢湾の恒流模型実験



第10図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐周期 14 秒, コリオリ力なし, 海底地形なし, 河川水 (密度差なし) 流入 0.5 cc/sec の時)



第11図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐周期 14 秒, コリオリ力あり, 海底地形なし, 河川水 (密度差なし) 流入 0.5 cc/sec の時)



第12図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐なし, コリオリ力なし, 海底地形なし, 河川水 (密度差なし) 流入の 0.5 cc/sec 時)



第13図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐なし, コリオリ力あり, 海底地形なし, 河川水 (密度差なし) 流入 0.5 cc/sec の時)



第14図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐なし, コリオリ力なし, 海底地形なし, 河川水 (密度差あり) 流入 0.5 cc/sec の時)



第15図 模型実験の結果の流線の模式図 (潮汐なし, コリオリ力あり, 海底地形なし, 河川水 (密度差あり) 流入 0.5 cc/sec の時)

すとおりに、同様のことが言える。

また、河川水に密度差を与えた実験では、コリオリ力がない時の第 14 図とある時の第 15 図に示されるように、コリオリ力を与えなくても時計まわりの循環流が形成されるが、コリオリ力を与えると、その循環流が小さくなる傾向があった。つまり、現実の伊勢湾の湾奥での時計まわりの循環流の形成には、河川水(木曾三川)の流入の影響が大きく、コリオリ力の影響もあると考えられる。

そこで、模型実験と並行して、バロトロピック

モデルではあるが数値実験を行なって、風を入れた場合と入れない場合の計算など条件を変えて計算を行ない、模型実験と比較対応させた。コリオリ力および水深を一定とし、海面を除いて鉛直方向の運動を無視した。静水圧近似を仮定すると、流量に関する方程式系はよく知られるように、

$$M_x = \int_{-\zeta}^h u dz = \bar{u} \times (h + \zeta) \quad (18)$$

$$M_y = \int_{-\zeta}^h v dz = \bar{v} \times (h + \zeta) \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \partial M_x / \partial t = & f \times M_y - g \times (h + \zeta) \times (\partial \zeta / \partial x) \\ & - (h + \zeta) \times [(\partial \bar{u} \bar{u} / \partial x) + (\partial \bar{u} \bar{v} / \partial y)] \\ & + \tau_x^b + \tau_x^s + A_e \times [(\partial^2 M_x / \partial x^2) \\ & + (\partial^2 M_x / \partial y^2)] \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \partial M_y / \partial t = & -f \times M_x - g \times (h + \zeta) \times (\partial \zeta / \partial y) \\ & - (h + \zeta) \times [(\partial \bar{v} \bar{v} / \partial x) + (\partial \bar{u} \bar{v} / \partial y)] \\ & + \tau_y^b + \tau_y^s + A_e \times [(\partial^2 M_y / \partial x^2) \\ & + (\partial^2 M_y / \partial y^2)] \end{aligned} \quad (21)$$

$$(\partial \zeta / \partial t) + (\partial M_x / \partial x) + (\partial M_y / \partial y) = 0 \quad (22)$$

が得られる。ここで (\bar{u}, \bar{v}) は平均流速の (x, y) 成分, ζ は海面のエレベーション, f はコリオリのパラメータ, g は重力加速度, h は水深, (M_x, M_y) は流量の (x, y) 成分, $(\tau_x^b, \tau_y^b) = A_z(\partial u / \partial z, \partial v / \partial z)_{z=h}$ は海底まさつの (x, y) 成分, $(\tau_x^s, \tau_y^s) = -A_z(\partial u / \partial x, \partial v / \partial z)_{z=-\zeta}$ は風の応力の (x, y) 成分, A_e, A_z は水平, 鉛直渦度粘性係数である。

境界条件は、海岸では $\bar{u} = \bar{v} = 0$, 海底 ($z = h$) では $(\tau_x^b, \tau_y^b) = -\rho_w \times \nu_b \times (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}(\bar{u}, \bar{v})$, 海面 ($z = -\zeta$) では $(\tau_x^s, \tau_y^s) = -\rho_A \times \nu_s \times (W_x^2 + W_y^2)^{1/2}(W_x, W_y)$ である。ここで, $\nu_b = \nu_s = 2.6 \times 10^{-3}$, ρ_w, ρ_A は海水と空気の密度, (W_x, W_y) は風の (x, y) 成分である。浅い海では、海面応力を考えた場合、海底まさつに、風の応力に比例した頃を加えなければならない。そこで、

$$\begin{aligned} (\tau_x^b, \tau_y^b) = & -\rho_w \times \nu_b \times (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}(\bar{u}, \bar{v}) \\ & + K(\tau_x^s, \tau_y^s) \end{aligned} \quad (23)$$

$$K = 0.25$$

となる。

潮汐運動は湾口において、周期 12 時間の水位変動で、振幅は 70 cm, 潮位差 140 cm である。河川水の流入量は、河口で $4.2 \text{ km}^3/\text{month}$ の流量を与える。風は、海面上で 24 時間, 6 m/sec の時間的, 空間的に様な風速場を与える。

海水が静止した状態から計算を始めるので初期条件は $t = 0$ のとき, $M_x = M_y = 0$, $\zeta = -70 \text{ cm}$ である。

計算は、格子点法を用い、格子間隔 $\Delta S = \Delta x = \Delta y = 3 \text{ km}$ で行なった。時間ステップ Δt は、 $\Delta t \leq \Delta S / \sqrt{2gh}$ で決定し、 $\Delta t = 60 \text{ sec}$ とした。

本計算では、エネルギー法を用いて解の安定性を調べた¹²⁾。数値計算とともに次式を用いてエネルギーの計算を行なった。

$$\begin{aligned} E_K = & (1/2) \times h^{ij} \sum_{ij} [(\bar{u}^{i,j} + \bar{u}^{i+1,j})/2]^2 \\ & + \{(\bar{u}^{i,j} + \bar{v}^{i,j+1})/2\}^2 \end{aligned} \quad (24)$$

$$E_P = (1/2) \times g \sum_{ij} (\zeta^{ij})^2 \quad (25)$$

$$T = E_K + E_P \quad (26)$$

ここで i, j は格子点の位置である。

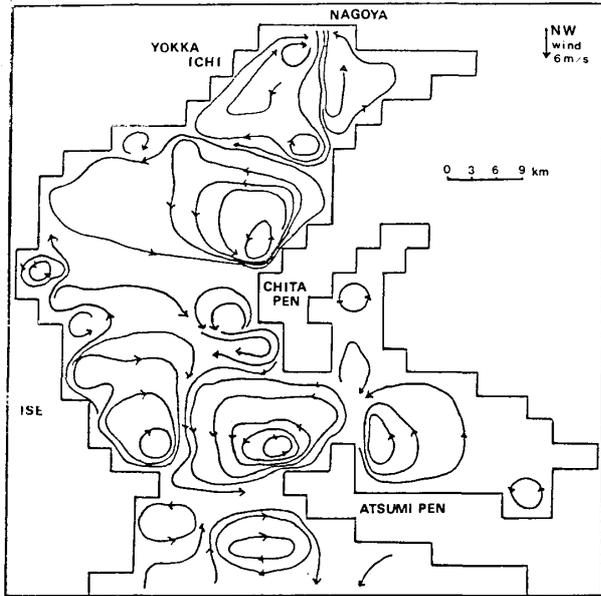
E_K, E_P, T が無限大にならない限り計算は安定であることが考えられる。

伊勢湾において、コリオリ力を無視しないで、河川水の流入, NW の 6 m/sec の風, 潮汐運動を与え、定常状態になってから (潮汐周期 11 周期後), 潮汐残差流を計算した。その結果、第 16 図に示すように、湾口に反時計まわりの環流、西側に時計まわり、湾中央部に反時計まわりの環流、そして湾奥に時計まわりの環流が形成された。このことは現場ともよく一致していると考えられる。また模型実験と比較してみると、模型実験には風の効果が入っていないが、模型実験において、湾口から三つめの環流が形成されなかった他は一致していると考えられる。

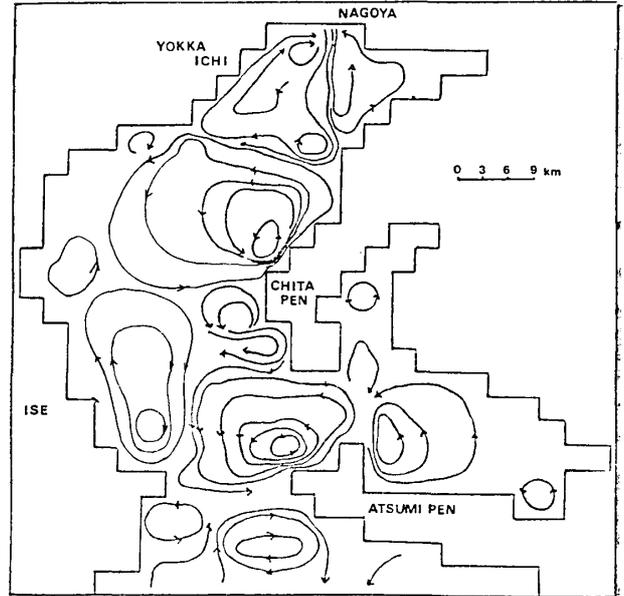
そして得られた計算結果において、各条件の影響を算出してみた。

例えば、風の効果を計算に導入した場合と、しない場合の二つのケースの計算流速 \vec{U} と \vec{U}' の比較を次の計算によって行なった。

回転水槽による伊勢湾の恒流模型実験



第16図 数値実験の結果の流線の模式図(一層モデル, 海底地形なし, 潮汐運動・河川水流入を与え, 11潮汐周期後 NW 6 m/secの風を1日吹かせた後の結果)

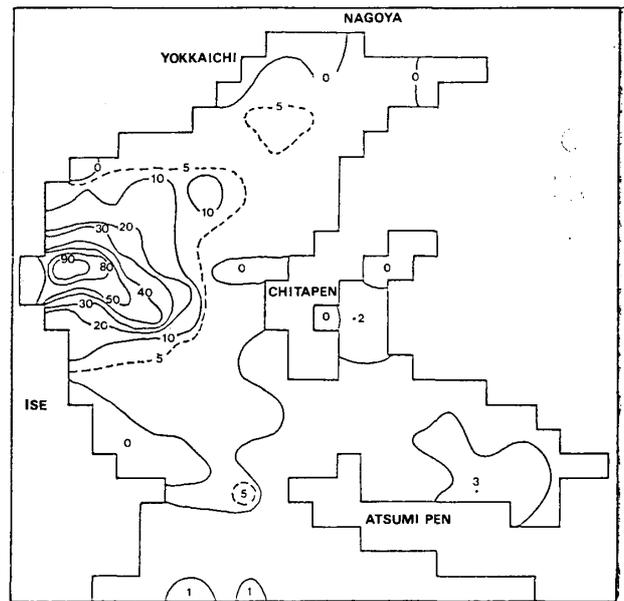


第17図 数値実験の結果の流線の模式図(一層モデル, 海底地形なし, 潮汐運動・河川水流入を与え, 11潮汐周期後の結果, 風なし)

$$S = [1 - \{(|\vec{U} - \vec{U}'|) / (|\vec{U} + \vec{U}'|)\}] \times 100 \quad (27)$$

S の値が 100 の時は二つのベクトルは一致していることを示し, 0 の時は相反していることを示す. コリオリ力, 河川水の流入を与え, 6 m/sec の NW の風 (冬季の平均風速, 風向) を1日中吹かせた後の計算結果 (第16図) と風を与えない場合の計算結果 (第17図) について, 風の影響を示すパラメータ S の分布を第18図に示す (図中の値は $(100 - S)\%$ である). 第18図に示すとおり, 現実の伊勢湾における湾口から二つめの時計まわりの環流の北西 (津の沖合) の部分から, 模型実験では再現できなかった湾口から三つめの環流の南西部にかけて, 風の影響が最大で約90% あることがわかった. また, (27) 式と同様な方法でコリオリ力の影響を評価した結果, 湾口から二つめの時計まわりの環流の存在するあたりに, 最大で 24% という値の出ることを除けば, 値は全般的に 10% 以下でコリオリ力の影響の小さいことがわかる.

数値実験によって得られた結果はバロトロピックモデルにおける結果で, 密度差を与えた拡散



第18図 数値実験による風の影響 (%)

を考慮した模型実験と異なることは考慮されなければならない.

5. 結 論

本研究で行なった模型実験においては, 歪率の大きな模型であることなどシミュレーションとしてまだ問題はあると思われる. 例えば相似律に

ついて、今回、コリオリ力のきき方の推測としての、ロスビー数の検討において、フルード数とも合わせなければならない点も考え、長さのスケールとして、南から二つめの環流の直径を水平スケールに使うと、(8)式のように、ロスビー数は0.2となる。今回の模型実験においても、前に述べたように、湾口の一つめ環流がややたてにのび、二つめの環流が東へ寄るといった、コリオリ力は無視できない結果が得られている。また、残差流についての相似条件、渦度とのバランスなどについての検討など今後の問題も残されている。しかし、環流のパターンとしては、現場とかなりよく一致した結果が得られた。

1) 伊勢湾の循環流生成に対するコリオリ力の影響は、一つめの循環流に対して模型実験では、ややみられるが、数値実験ではほとんど見られない。しかし、二つめの循環流に対しては模型実験、数値実験ともややみられる、そして、河川水の流入によって起こされる湾奥の循環流にも影響がある。

2) 伊勢湾には、恒流として、湾口から湾奥まで、四つの環流が、反時計まわり、時計まわりの順で交互に存在しているといわれている。模型実験においても湾口から三つめの環流は、はっきりしなかったが、模型湾内に他の三つの環流はいつも存在する恒流として表現できたと考える。模型湾内において、

- i) 湾口の一つめの反時計まわりの環流の生成には水平地形の影響が最も大きく、潮汐に起因するものと考えられる。
- ii) 二つめの時計まわりの環流の生成には、一つめの環流の影響が大きく、環流の中心がやや東へ寄るといったコリオリ力の影響が少しみられる。また、数値実験において、風を与えた時と与えない時の違いが、この二つめの時計まわりの環流の存在する北西部(津の沖合い)に最も大きくあらわれた。そして、風の影響のある場合は、ない場合に比べて、二つめの環流が湾中心に移ることがわかった。しかし、この物理機構については、今後の課題として検討されな

ればならない。

- iii) 三つめの環流は模型実験では形成されなかった。しかし、数値実験においては三つめの反時計まわりの環流は形成された。
- iv) 河川水(木曾三川)とコリオリ力が湾奥の時計まわりの循環流形成に主に影響している。

6. 謝 辞

数値実験において、多くの助言を賜りました東京大学理学部助手尹宗煥氏に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) SUGIMOTO, T. (1975): Effect of Boundary Geometries on Tidal Currents and Tidal Mixing. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 1-14.
- 2) 樋口明生 (1973): 沿岸海洋に関する水理模型実験の歴史, 現状, 将来. 沿岸海洋研究ノート, **11**, 30-33.
- 3) 樋口明生, 柳 哲雄 (1974): 潮流模型における恒流と分散. 沿岸海洋研究ノート, **12**, 41-46.
- 4) YANAGI, T. (1976): Fundamental Study on the Tidal Residual Circulation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **32**, 199-208.
- 5) YANAGI, T. (1974): Dispersion due to the residual flow in the hydraulic model. *Cont. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, **14**, 1-10.
- 6) 宇野木早苗, 岸野元彰, 岡見 登 (1975): 伊勢湾の平均的海況・恒流および海水交流; 伊勢湾における汚濁物質の循環機構に関する調査, 1-88.
- 7) IMASATO, N., S. KANARI and H. KUNISHI (1975): Study on the Currents in Lake Biwa (1), *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 15-24.
- 8) 宇野木早苗, 岸野元彰, 岡見 登 (1974): 伊勢湾の平均的海況と交流要因. 伊勢湾における汚濁物質の循環機構に関する調査, 31-160.
- 9) 宇野木早苗 (1977): 伊勢湾・三河湾の物理環境. 沿岸海洋研究ノート, **15**, 143-154.
- 10) 宇野木早苗 (1976): 沿岸の海洋環境に関する数値実験. 沿岸海洋研究ノート, **13**, 78-90.
- 11) SUGIMOTO, T. (1974): Similitude of Hydraulic Model Experiment for Tidal Mixing, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **30**, 260-270.
- 12) MESINGER, F. and A. ARAKAWA (1976): Numerical method used in atmospheric model. GARP publication series **17**, 64.