

潮汐水理模型による拡散予測 (その 3)

和田 明*・加藤 正進**

1. はじめに

臨海に立地した大出力の火力・原子力発電所より沿岸海域へ放出される温排水の拡散予測を行うにあたり、数値シミュレーション解析による予測手法、水理模型実験による予測手法などが用いられているが、水理模型実験による手法は、実現象を模型上に再現するための相似則の適用が正しければ数値シミュレーションによる手法とは異なる利点を有する有用な予測手法である。

沿岸海域における温排水の拡散過程はきわめて複雑であり、拡散過程に影響をおよぼす因子も多種多様であるから、水理模型実験の手法を適用して温排水拡散予測を実施するにあたっては、対象とする沿岸海域の拡散特性を十分に実測調査し、現象の規模に応じてその現象を支配する諸因子を明かにし、これらの因子を模型上に再現するための相似則を確立する必要がある。

既報の第1報¹⁾および第2報²⁾においては、潮流流が卓越する海域での拡散過程において重要な役割を占める流れと乱れが、潮汐水理模型上にどのように再現されるかを検討し、潮流の流れや地形性の流れなどの平均的流況はフルードの相似則を適用することにより再現できること、潮流流に重畳されているメソスケール水平乱れの統計的特性や構造も、レイノルズ数や実験対象地点の地形特性などの制約は受けるがフルードの相似則を適用することによりほぼ再現可能であることを示した。

本研究は、第1報および第2報の検討結果に基づき、海域の平均流況と水平乱れの統計的特性が模擬されている潮汐水理模型を用いて温排水拡散実験を実施し、その結果を現地実測結果と比較して、潮流流が卓越する海域における温排水拡散現象が潮汐水理模型上にどの程度再現可能であるかを調べたものである。

2. 実験対象地点の海象特性

実験対象地点は瀬戸内海播磨灘の一地点であり、現在この地点には二つの発電所が隣接して立地しており運転中である。図-1 にこの地点の概略地形を示す。温排水

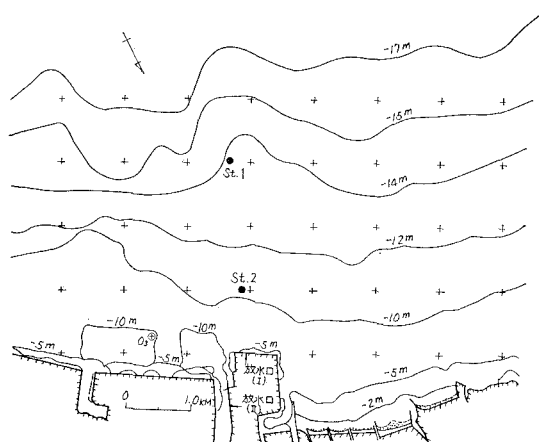


図-1 実験対象地点の概略図

は放水口 (I) および (II) より海域へ表層放流されている。

当地点においては、発電所敷地周辺海域の流況調査、流速変動の長時間連続観測、温排水拡散範囲の調査が実施されている。

沿岸海域における流れの特性は、流速変動の長時間連続観測結果を統計解析して得られる自己相関およびエネルギースペクトルに顕著にあらわれる。

当地点の海域 (図-1 の St. 1 および St. 2) で得られた流れの主流方向の自己相関は、ほぼ同一の振幅で周期的に振動しており、その振動周期は半日周潮流の振動周期である約 12 時間に等しい。一方、流れの主流方向のエネルギースペクトルにおいては、約 12 時間の周期に相当する周波数にスペクトルの大きなピークが存在し、この周波数を有する変動にエネルギーが集中していることを示している。以上の結果から、当地点の海域は半日周潮流が卓越した海域であることは明かである。

また、発電所敷地周辺海域で行われた測流板の追跡結果から、この海域での潮流の流況はほぼ沿岸に平行であり、漲潮時には北西流、落潮時には南東流が卓越していることが判明した (図-2 および 図-3 参照)。

3. 沿岸海域における温排水拡散過程

沿岸海域における温排水拡散過程は、拡散過程に影響

* 正会員 工博 電力中央研究所土木技術研究所

** 正会員 工修 電力中央研究所土木技術研究所

をおよぼす因子が多様多様であることからきわめて複雑であるが、現象を放水口近傍海域における現象と放水口から離れた海域における現象とに分離すれば、それぞれの海域における主要な拡散過程は一般に次のように考えることができよう。

放水口近傍海域においては、温排水放水自身の有する流れや乱れが海域に存在する流れや乱れに比べ支配的であり、この海域における水温分布の形成は、温排水放水に伴う周辺水連行加入過程に支配され、また、温排水の放出方法や放水口の形状、配置にも影響される。

連行加入現象においては、次式で示される内部フルード数が重要な無次元量であり、放水口近傍海域に形成される水温分布を実験対象とする水理模型においては、内部フルード数を原型と模型で一致させることにより現象の再現が期待できる。

$$F_i = u / \sqrt{(\Delta\rho/\rho) \cdot g \cdot h} \dots\dots\dots(1)$$

ここで、

- F_i : 内部フルード数 u : 温排水流速
- $\Delta\rho$: 周辺水と温排水の密度差 g : 重力加速度
- h : 温排水厚さ

しかし、連行加入現象の解明は十分ではなく、現象再現のための相似則もさらに検討を加える必要があろう。

一方、放水口から離れた海域においては、海域に存在する流れや乱れが温排水放水自身が有している流れや乱れに比べ支配的となり、この海域における水温分布の形成は海域の流れや乱れによる拡散過程に支配され、大気と海面間の熱収支も水温分布の形成に影響を与える。

海域の流れを模型上に再現するための相似則は、運動方程式より得られ次式で示される。添字 m は模型、 P は原型を意味する。

$$U_P/U_m = V_P/V_m = (Z_P/Z_m)^{1/2} \dots\dots\dots(2)$$

$$t_P/t_m = (X_P/X_m)(Z_P/Z_m)^{-1/2} \dots\dots\dots(3)$$

$$C_P/C_m = (X_P/X_m)^{-1}(Z_P/Z_m) \dots\dots\dots(4)$$

ここで

- U, V : 水平流速 t : 時間 C : 海底摩擦係数
- X : 水平距離 Z : 鉛直距離

(2), (3) 式はいわゆるフルードの相似則である。

フルードの相似則を潮汐水理模型に適用して得た筆者らの実験結果^{1),2)}によれば、潮流の流跡や地形性流れは模型上に再現可能であり、さらにメソスケールの水平乱れもレイノルズ数や地形特性の影響は受けるが模型上にほぼ再現可能であることが判明している。

大気と海面間の熱収支は、短波放射および長波放射エネルギー、顕熱および潜熱エネルギー、温排水による付加熱エネルギーにより決定されるが、一般にはこれらの効果を統合した熱交換係数を導入して熱収支を表現す

る。熱拡散方程式から、熱交換係数 K の縮率に関して次式が得られる。

$$K_P/K_m = (X_P/X_m)^{-1}(Z_P/Z_m)^{3/2} \dots\dots\dots(5)$$

式(5)の関係は、 K_P と K_m が同一であれば模型を歪ませる必要があることを示しているが、実験においては風の効果が含まれないことから、一般には K_P は K_m にくらべて大きいものと考えられる。 K_P および K_m が正確に把握できれば、式(5)は歪み率の決定の目安となる関係であるが、熱交換係数の正確な把握は難しく、一般には熱逸散効果に関する相似条件を付加しない場合が多い。

4. 実験装置および模型縮尺

実験に用いた拡散水槽は、20m×10m×1m の水槽であり、その片端に気圧式の潮汐発生装置が設置されている。平均流況の測定は抵抗羽子を取りつけた浮子を、流速変動の測定は超音波流速計を、水温の計測はサーミスタ水温計を用いて実施した。

模型縮尺は、水平方向 1/1 000、鉛直方向 1/100 とし、この縮尺により放水口を中心として沿岸方向約 15km、沖合方向約 6km の海域を模型内に作製することができた。原型および模型における諸量の縮率は次のようにあらわされる。

- 水平距離: 1/1 000 鉛直距離: 1/100
- 水平流速: 1/10 放出流量: 1/10⁶
- 時間: 1/100

5. 実験結果

(1) 平均流況の再現性

図-2 および 図-3 は、原型および模型で得られた平均流況を比較したものである。実験結果はフルードの相似則に従って原型に換算してある。

図-2 は漲潮時、図-3 は落潮時の平均流況の比較であるが、実験結果は実測で得られた漲潮時の北西流およ

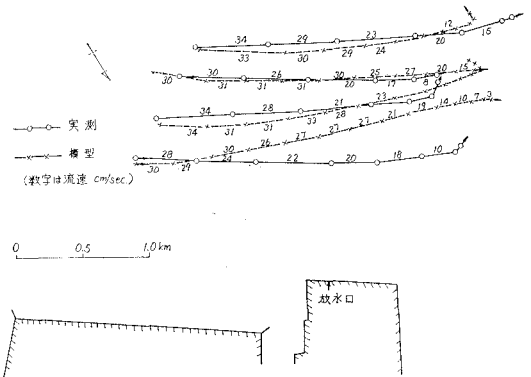


図-2 平均流況の比較 (漲潮時)

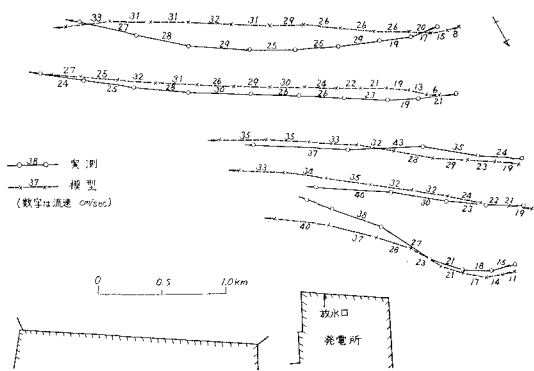


図-3 平均流況の比較 (落潮時)

び落潮時の南東流を再現しており、流れの速さもほぼ再現していることを示している。

(2) 水平乱れの再現性

図-4 および 図-5 は、図-1 の St. 1 および St. 2 において測定された模型および原型における流速変動のエネルギースペクトルの比較である。模型で得られた結

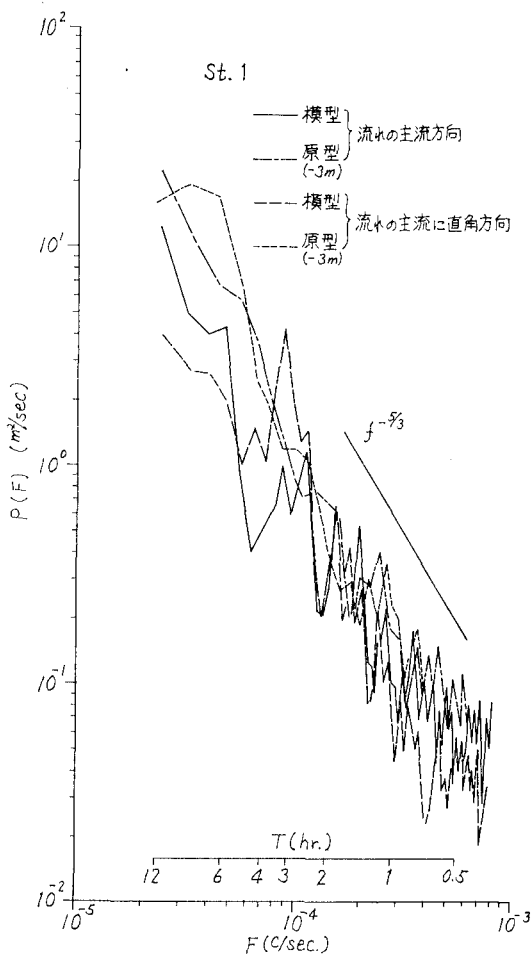


図-4 エネルギースペクトルの比較

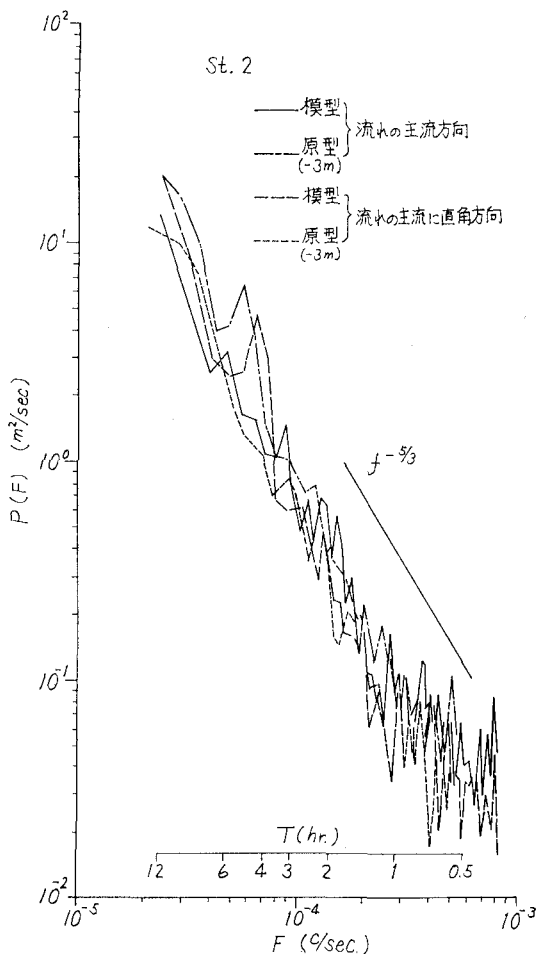


図-5 エネルギースペクトルの比較

果は、フルードの相似則により原型に換算して示してある。

図に示したエネルギースペクトルは、潮流成分に重畳されている水平乱れの特徴を調べるため、模型においては半日周潮流に相当する振動成分、原型においては半日周潮流成分および日周潮流成分を除去したものである。この結果、St. 1 の低周波側において模型のエネルギーレベルが原型に比べ低い点を除けば、原型と模型におけるエネルギースペクトルはよく一致しており、メソスケールの水平乱れが模型上にほぼ再現されているものと考えられる。

(3) 温排水拡散現象の再現性

放水口から離れた海域における温排水拡散過程で重要な役割を占める海域の流れと乱れを模型上に再現することにより、温排水拡散現象がどの程度模型上に再現可能であるかを調べるため、温排水拡散実験を実施した。

実験条件を表-1 に示す。この実験条件は、現地における温排水拡散調査時の条件に相当する。なお実験にお

表一 実験条件

	冷却水放水量		周辺水温と放出水温との差		潮流振幅
	放水口 (I)	放水口 (II)	放水口 (I)	放水口 (II)	
模型	33.1 cm ³ /sec	13.3 cm ³ /sec	8°C	12.5°C	3 cm/sec
原型	33.1 m ³ /sec	13.3 m ³ /sec			30 cm/sec

実験で得られた発電所北西海域および沖合海域における表層 1°C 上昇範囲は、現地実測結果とほぼ同程度であるが、発電所南東海域における表層 1°C 上昇範囲は、現地実測結果に比べ大きな範囲を示しているようである。しかし、現地実測結果には、表層 1°C 上昇範囲が完全に測定されておらず実験結果と同程度に南東海域へ伸びているものと推定されるパターンも認められる。

いては、放出水温と周辺水温との差を原型と同一に保ち、大気海面間の熱収支に関する相似条件は考慮に入れていない。

実験で得られた温排水拡散パターンは、潮流の経時変化に対応して変化する。しかし、現地実測で得られた拡散パターンと比較すれば、比較的類似したパターンも認められるが、現地実測で得られたパターンには実験結果と異なるパターンも多数認められる。

この原因は次のように考えることができる。

1) 原型においては、拡散現象に影響をおよぼす因子が多種多様であり現象自身がむしろ不規則であるのに対し、模型においては実現象を単純化し主要な因子を再現しているから比較的規則性が保たれている。

2) 原型においては、個々の拡散パターンを測定するに際し長時間を必要とするためデータ間の同時性が失なわれており、模型で得られる瞬時の拡散パターンと同等な意味を有するものではない。

この理由から、実験結果と現地実測結果とを比較し温排水拡散現象の再現性を検討する上では、個々の拡散パターンの再現性を問題にするよりは、現地実測で得られた多数の拡散パターンを重ね合せ包絡して得られる範囲を原型における温排水影響範囲と考え、この範囲の再現性を検討すべきであろう。

このような観点から、潮汐水理模型で得られた表層 1°C および 2°C 上昇域の包絡範囲と現地実測結果とを比較して 図-6 および 図-7 に示す。なお図中には、数値シミュレーション解析の結果も合わせて示す。

実験で得られた表層 2°C 上昇範囲は現地実測結果とほぼ同程度であり、現地実測で得られた拡散パターンの大部分を包含している。

また、数値シミュレーション解析で得られた表層 1°C および 2°C 上昇の包絡範囲は、潮汐水理模型実験で得られた包絡範囲とほぼ一致する。

6. 結論

放水口から離れた海域における温排水拡散現象の再現性を、水平縮尺 1/1 000、鉛直縮尺 1/100 の潮汐水理模

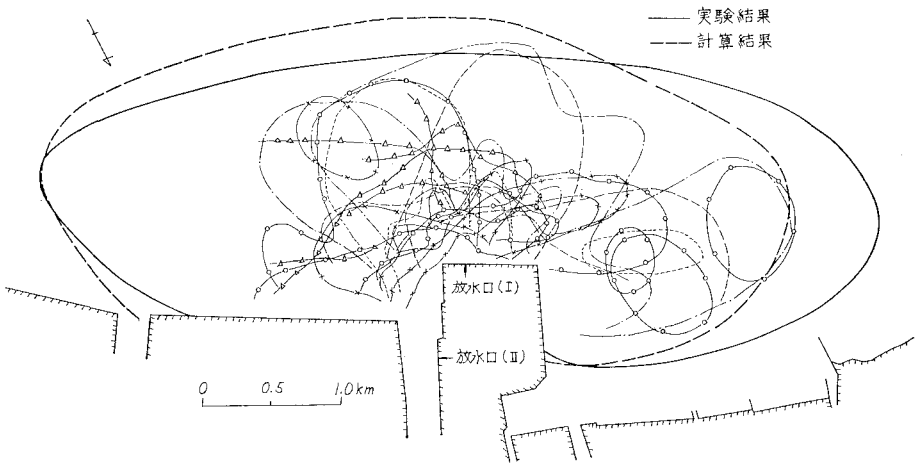


図-6 表層 1°C 上昇範囲の比較

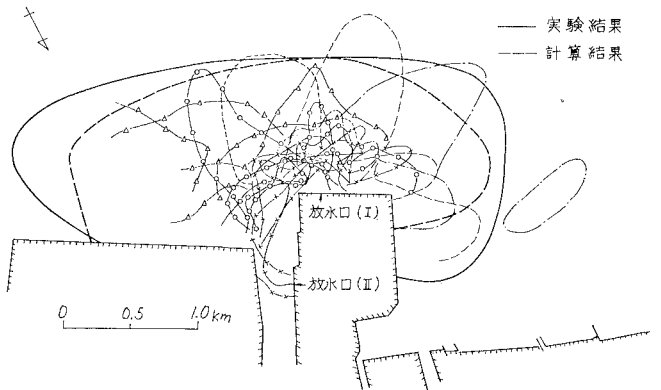


図-7 表層 2°C 上昇範囲の比較

型を用いて検討し、以下の結論を得た。

(1) 放水口から離れた海域における水温分布形成過程で重要な役割を占める潮流の流跡とメソスケールの水平乱れが、フルードの相似則を適用することにより模型上に再現することができた。

(2) 潮汐水理模型および現地実測で得られた各潮時における温排水拡散パターンは、原型における現象が不規則であること、個々の拡散パターンの実測に長時間を必要とすることなどに起因し、必ずしも一致しない。

(3) 現地実測で得られた多数の拡散パターンを重ね合せ包絡して得られる範囲を、原型における温排水拡散範囲と考えれば、実験で得られた表層 1°C および 2°C 上昇の包絡線は現地実測で得られた拡散パターンの大部分を包含しており、原型の温排水拡散範囲が模型上に再現されているものと考えることができる。

(4) これらの結果から、放水口から離れた海域における温排水の拡散範囲は、海域の流れと乱れをフルードの相似則を適用して再現することにより模型上に再現可能であるものと考えられる。

しかし、模型の歪み率は模型における温排水放水流量を大きく左右するため、模型の歪率の相違が温排水拡散現象におよぼす影響を検討する必要がある、大気と海面間の熱収支に関しても十分に検討する必要がある。

参 考 文 献

- 1) 和田 明・片野尚明・加藤正進：潮汐水理模型による拡散予測 (I), 第 19 回海岸工学講演会論文集, 1972
- 2) 和田 明・加藤正進・片野尚明：潮汐水理模型による拡散予測 (その 2), 第 20 回海岸工学講演会論文集, 1973