

熱収支量から見た内湾の水環境変化
Change in Water Environment in Bay viewed from
Aspect of Heat Budget

(財)電力中央研究所 土木技術研究所 正会員 和田 明
中部電力株式会社 総合技術研究所 正会員 宮池 克人

1.まえがき

大気と海洋は海面を通じてたえず熱量、運動量、淡水などの交換をおこない、相互に作用しあっている。内湾においても、大気の変動に対する内湾水の応答、内湾水の変動に対する大気の応答といった相互作用のメカニズムを明らかにしてゆくことは、内湾における排水の拡散問題を取り扱ううえで、重要な課題であると考えられる。

著者らは、さきに三河湾海域を対象として、現地における気象、海洋観測資料をもとに、数理モデルによる水温のシミュレーション解析をおこない、湾内水温の変動がいかなる因子によって支配されるかを検討し報告した。¹⁾

本報告は、これらの研究成果をもとに、三河湾海域における大気と海域水との間の熱量交換がどのようなものであるかを明らかにする。さらに、人工的熱負荷として温排水が海域に存在する場合を想定し、これによる大気と海域水との間の熱量交換の変化や水温上昇が、人工的熱負荷のない自然海域環境の中において、どのような位置づけとなるかを検討するものである。

なお、本報告に用いた海洋観測の調査資料は、

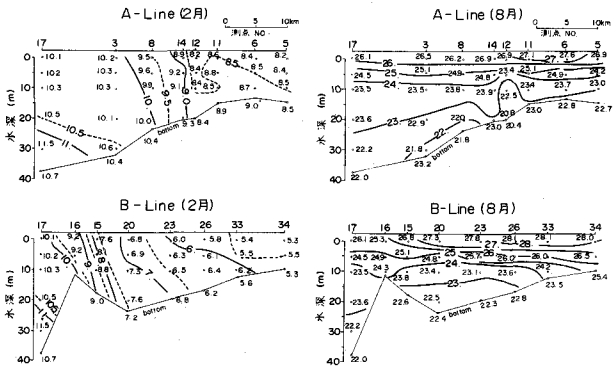
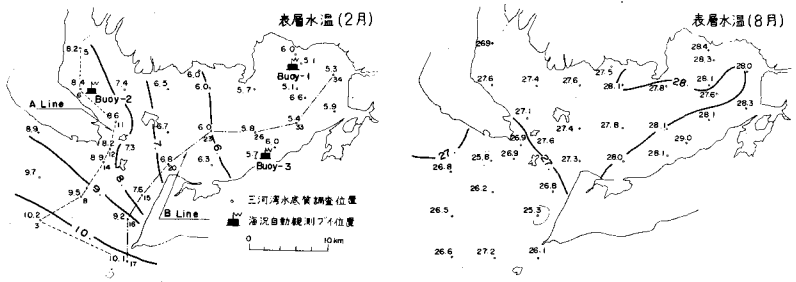
図－1(1) 表層水温の水平分布(℃, 1969～1976)

三河湾内に設けられた海況自動観測装置、および三河湾水底質調査(事業者:愛知県)にもとづくものである。前者は、図－1(1)に示す湾内3カ所に設置された海況自動観測ブイと基地局から成り、水温については水面下1 m層(以下表層とよぶ)、および海底面上2 m層(以下底層とよぶ)を1時間毎に観測しており、測定精度は±0.1℃となっている。後者は、図－1に示す各観測点位置で毎月1回の割合で、水温、塩分などを水面から5 m毎に観測したものである。

2. 湾内水温の形成機構

三河湾海域における大気と海域水との間の熱量交換を求めるに先立ち、湾内水温がいかなる因子によって形成されているのかを、現地観測資料の統計解析や数理モデルによる水温のシミュレーション解析によって明らかにした結果を要約して示す。¹⁾

図－1は、三河湾水底質調査より得られた水面水温の平面分布、およびA、Bラインに沿う鉛直断面の水



図－1(2) A、Bラインにそう鉛直断面水温分布

温分布を、2月および8月について示す。なお、これらの水温データは、1969年から1976年に至る間に観測されたデータを月毎に平均して得られた結果である。

2月の湾内水温の鉛直分布は、底層に比べ表層の水温がやや低く、また平面分布は湾口部に顕著な水面勾配の形成されることを示している。湾口と湾東部との水温差は5℃近い。湾内の鉛直密度分布は、表層水温が底層水温に比べて低いにもかかわらず、ほぼ一様となっている。

このような密度の鉛直構造から判断すると、海水の鉛直混合がさかんであることが認められる。事実、海況自動観測ブイで観測された水温変動の表層と底層間の相互相関々数を求めた結果によれば、10月から2月にかけての海面冷却期においては、極めて高い相関値を示し、表層と底層の水温変動に密接な関係があり、対流などによる鉛直混合がさかんに生じているものと推定される。

この海面冷却期において、3基の海況自動観測ブイで観測された表層水温変動のブイ間の相互相関々数、および水温変動と気温、風速、日射量といった気象要素変動との相互相関々数を求めた。この結果、ブイ間の水温変動は高い相関値を示し、位相の遅れは認められず、また水温と気象要素の変動は、高い相関を示すことが認められた。これらの事実は、気象要素の空間スケールが湾全域と同等以上であることを考えあわせると、海面冷却期における湾内水温の変動に、気象要素の変動がおよぼす役割は極めて大きいものと推定できる。

数値モデルによるシミュレーション結果によれば、海面冷却期における湾東部海域では、海域水と大気との熱量交換のみにより水温変動の説明が可能である。一方、湾外水との変換が比較的さかな湾口部、および2号ブイ海域では、海水流動による熱量輸送を考慮する必要がある。

これに対し、8月の湾内水温の鉛直分布は、顕著な水温成層の存在が認められる。この水温成層は河川流出による淡塩成層とあいまって、極めて安定な密度成層を形成する。この密度成層は、海面加熱期においては、表・底層間の水温変動に高い相関値が認められないことから明らかに、鉛直方向の海水混合を妨げ、したがって気象要素の変動が湾内水温の変動におよぼす影響は、外的なじょう乱による鉛直混合が生じない限り、表層付近の水温成層に限られることになる。

数値モデルによるシミュレーション結果によれば、海面加熱期においては、表層水温は海域水と大気との熱量交換のみにより水温変動の説明が可能である。しかし、底層水温は、湾口部はもちろん、湾東部海域においても、気象要素以外の要因、たとえば水平方向の移流・拡散による熱量輸送などによっても支配されているものと考えなければならない。

3. 水温変動の大きさ

内湾域の自然環境水温は、海域の地形条件、流動条件などにより時間的、空間的に変動する。温排水放出に伴う水温上昇域を適切に把握するための自然環境水温を決定するための一ステップとして以下の事項を検討した。

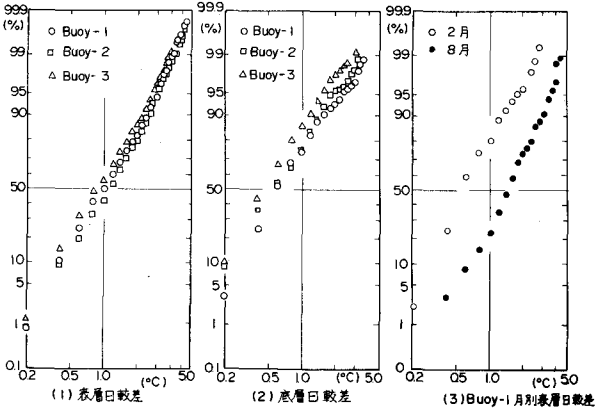


図-2 対数正規確率紙による正規分布へのあてはめ
(1) 表層日較差
(2) 底層日較差
(3) 1号ブイ月別表層日較差

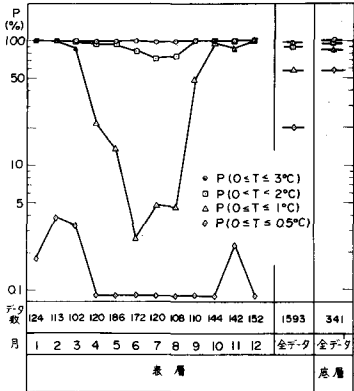


図-3 水温の日較差が特定の温度範囲におさまる確率P(%) (Buoy-3)

(1) 日較差

1日を周期とする水温変動に注目し、0時から23時の間に観測された最高水温と最低水温の差、すなわち水温の日較差を求め、この大きさが統計的にどのような分布を示すかを調べた。図-2は、0.2℃の階級別度数分布を求め、対数正規確率紙にプロットした結果である。これより、日較差の階級別度数分布は、ほぼ対数正規分布に当てはまる。これに用いたデータは、表層については1973年4月から、1978年6月までの期間、底層については、1973年4月から1974年3月までである。

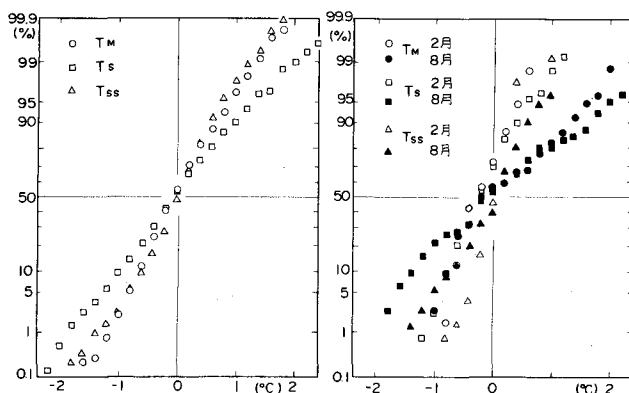


図-4 正規確率紙による正規分布への当てはめ

- (1) Buoy-1表層水温
- (2) Buoy-1月別表層水温

この結果を用いて、水温の日較差が1℃とか2℃といった特定の温度範囲におさまる確率 $P(\%)$ を求めた。図-3は、3号ブイにおける結果である。これより、たとえば水温の日較差は、10月から3月の寒候期には1℃を越えることはほとんどないが、4月から9月にかけての暖候期には1℃をこえることが多くなることがわかる。データ全期間についてみると、日較差が1℃以下におさまる確率は、表層でおおよそ50%あり、この海域における1℃の水温変化は、平均的な日較差にほぼ相当する。

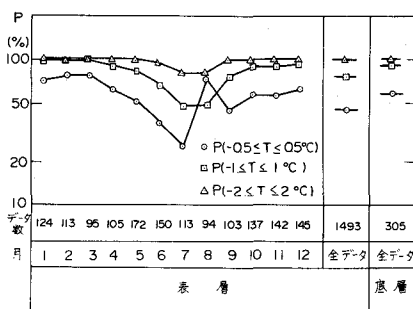


図-5 水温変動が特定の温度範囲におさまる確率 $P(\%)$, (Buoy-3)

(2) 長周期変動

水温変動を1カ月以上の周期を有する低周波成分(T_L)、週以上月以下の周期を有する中周波成分(T_M)、日以上週以下の周期を有する高周波成分(T_{ss})、および日以上月以下の周期を有する成分(T_s)に分割し、各成分の水温変動の大きさが統計的にどのような分布を示すかを調べた。図-4は、0.2℃の階級別度数分布を求め、正規確率紙にプロットした結果である。これより、各成分の階級別度数分布は正規分布することが認められる。これに用いたデータは前項(1)において用いたデータと同じである。

この結果を用いて、各成分の水温変動が特定の温度範囲におさまる確率を求めた。図-5は、3号ブイの T_s 成分の結果である。これより、水温変動の大きさは暖候期には大きく、寒候期には小さくなる傾向があり、データ全期間を通してみると、 $\pm 0.5℃$ の水温変動以下におさまる確率は、表層でおおよそ50%であり、この海域における1℃の水温変化は、 T_s 成分の平均的な変動の幅に相当する。

4. 大気と海域水との熱量交換

(1) 数理モデルの構成

大気と海域水との熱量交換量を算定するにあたり、さきの結果に用いた、水柱モデルを一部修正して用いる。湾内に単位水柱を考え、水柱周辺の水温の場が水平方向に均一であり、この方向の熱量輸送はないと仮定すると、この水柱の熱収支方程式は次のようにあらわされる。

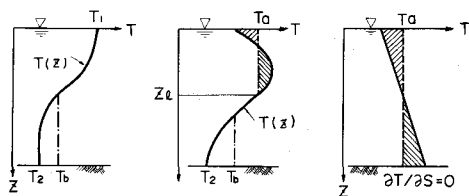


図-6 重力不安定による混合モデルと下層水温 T_b の設定

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{1}{c\rho} \frac{\partial}{\partial z} \{ Q_s(z) \} - \frac{1}{c\rho} \frac{\partial}{\partial z} \{ Q_D(z) \} \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 T ：水温、 t ：時間、 z ：座標軸で鉛直下向きを正、 K_z ：鉛直乱流拡散率、 c, ρ ：海水の比熱および密度、 $Q_s(z)$ ：水深 z に達する日射量で次式で与える。

$$Q_s(z) = (1 - \beta) Q_{s0} \cdot \exp(-\eta z) \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここに、 Q_{s0} ：海水中に吸収される全日射量、 β ： Q_{s0} のうち水面部分で吸収されてしまう熱量の割合で平均的な沿岸付近の海水に対し 0.69、 η ：同様の海水に対して 0.325 ($1/m$)。

$Q_D(z)$ ：水深 z に達する温排水による熱負荷で、計算にあたっては水深 5 m の範囲で水面から 5 m 層に向かって指数関数的に熱負荷が減少するように設定した。

式(1)に対する境界条件として海面に対して次式を適用する。

$$-c\rho K_z \frac{\partial T}{\partial z} = \beta Q_{s0} - (Q_b + Q_c + Q_e) \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 Q_b ：有効長波放射量（海表面から大気へ向かう逆放射と大気からの長波放射との差）、 Q_c ：海表面と大気の熱伝達量、 Q_e ：海水の相変化に伴う潜熱量。

これらの算定式はいろいろ提案されているが、ここでは Q_c, Q_e として近藤のバルク輸送係数を用いた式を、 Q_{s0} として日射量計に

よる観測値から水面反射分をさし引いた値を、 Q_b としてステファン・ボルツマンおよび修正 Swinnbank 式を用いる。詳細については文献を参照されたい。

海面冷却期においては、密度成層が存在せず、重力不安定による対流などにより鉛直混合がさかんにおこなわれる。ここでは、重力不安定による鉛直混合を動的不安定による乱流拡散と区別して数理モデルに盛り込むため、重力不安定が生じた場合（上層水温が下層水温より低くなった場合）、鉛直混合によりただちに z_L の水深まで一様水温 T_a となるとして、単位水柱に対し次式を適用する。

$$T_a = \int_{z_s}^{z_L} T dz / \int_{z_s}^{z_L} dz \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 z_L は図-6 に示すそれぞれの斜線部に含まれる熱量が等しくなる位置であり、 z_L が海底より深いとき z_L は海底の位置でおきかえられる。

海面加熱期においては、さきにも述べたように、密度成層に

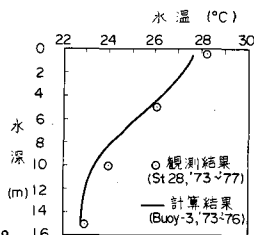


図-7 水温の鉛直分布（8月の平均）

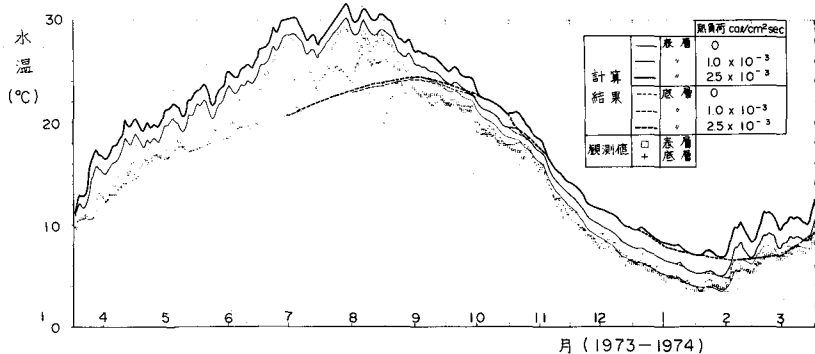


図-8 計算結果と実測結果の比較（3号ブイ，1973/4～1974/3， $K_z = 0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ ）

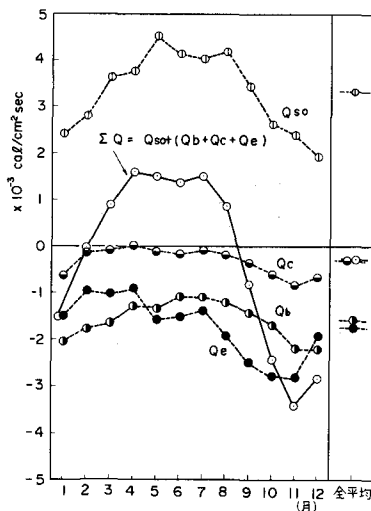


図-9 熱交換量の月平均および全平均（1973/4～1977/3）

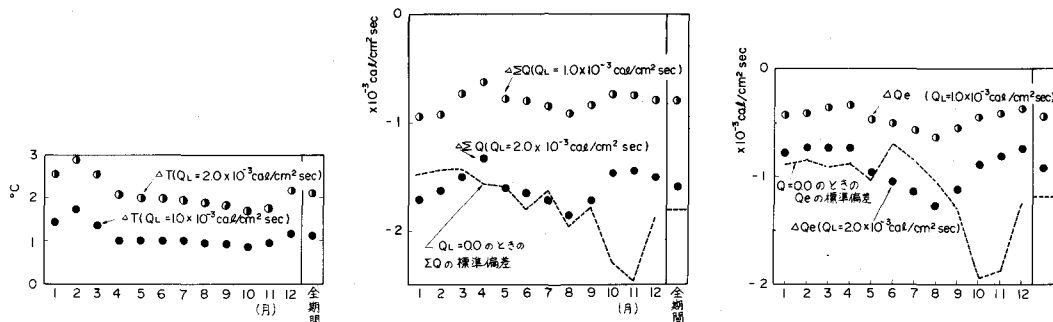


図-10 (1) 表層水温 (0.5 m 層) の変化分 ΔT (°C)
 (2) 総熱交換量 ΣQ の変化分 $\Delta \Sigma Q$
 (3) Q_e の変化分 ΔQ_e

より鉛直方向の海水混合が生じにくく、気象要素の変動が湾内水温の変動におよぼす影響は、外的なじょう乱による鉛直混合が生じない限り、表層付近の水温成層に限られる。したがって、下層水はたとえば水平方向の移流・拡散による熱量輸送などによっても支配される。この熱量輸送の効果に代わるものとして、ここでは観測された下層水温 T_b を、図-6に示すごとく設定する。

これより、式(1)の K_z は成層期における鉛直乱流拡散率をあらわすものと定義される。

(2) 解析結果

上述した数理モデルにより、大気と海域水との熱量交換のシミュレーション解析を実施した。計算対象期間として、1973年4月より1977年3月までの4年間とし、気象要素として伊良湖測候所（全日射量は名古屋）で観測された日平均値を用いた。計算地点の水深は15mとし、鉛直方向の差分間隔として1mを用いた。¹⁾ K_z の大きさとして、さきの報告より $0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ を採用した。

図-7は、8月における水温の鉛直分布を実測結果と比較して示す。これより、数理モデルは、水温の鉛直構造をよく再現する。

図-8は、3号ブイ地点で観測された日平均水温を解析結果と比較して示す。図中には、温排水による熱負荷として、単位水柱当たり、 $Q_L = 1.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ 、および $Q_L = 2.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ を与えた結果もあわせて示す。これより、数理モデルは、水温変動をよく再現していることが認められる。

図-9は、4年間にわたる熱量交換のシミュレーション解析より求めた、温排水による熱負荷がない場合の大気と海域水との熱交換量を示す。ここに、海域水を暖めめる方向に働く量を正、冷やす方向に働く量を負であらわしている。海域水と大気との熱交換量 ΣQ より、大気は3月から8月にかけては海面を暖める働きをし、逆に9月から2月にかけて海面を冷やす働きをすることがわかる。年間を通して大気は海面を冷やす働きをしている。

図-10(1)~(3)は、温排水による熱負荷 Q_L が加わったときの水温上昇分 ΔT 、熱交換量の変化分 $\Delta \Sigma Q$ 、 ΔQ_e などを月平均値および全期間の平均値で示す。図中には、熱負荷 Q_L がいないときの、日以上月以下の周期を有する熱交換量の変動の大きさを、その標準偏差で示す。温排水による熱負荷 Q_L として $2.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ および $1.0 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ を加えたときの水温上昇は、表層でそれぞれ約2°C、1°Cであるが、とくに2月の水温上昇が大きい。温排水による熱負荷によって水温がおよそ2°C上昇する海域における熱交換量の変化分 $\Delta \Sigma Q$ は、熱負荷がないときの ΣQ の変動の標準偏差とほぼ同等である。

また、変化分 $\Delta \Sigma Q$ の内訳は、年間を通してみると、56%が ΔQ_e によって負担され、 ΔQ_c が27%

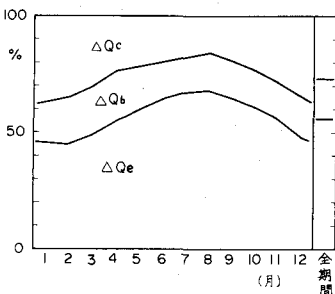


図-11 $\Delta \Sigma Q$ を構成する ΔQ_e 、 ΔQ_b 、 ΔQ_c の構成比率

$4Q_b$ が 17% の割合となっている。この負担の割合は、季節によって少し変化し、冬季においては $4Q_c$ の、夏季においては $4Q_e$ の負担する割合が増加する。図-11 は、 $4\Sigma Q$ を構成する $4Q_c$ 、 $4Q_b$ 、 $4Q_e$ の構成比率を示す。

水温がおおよそ 2℃ 上昇する海域における $4Q_e$ は、熱負荷がないときの Q_e の変動の標準偏差に比べやや小さいが、6, 7, 8 月にはこの逆となる。また、この $4Q_e$ によって、年間を通すと水温が 1℃ 上昇する海域では約 25%、2℃ 上昇する海域では約 50%、蒸発量が増加するが、夏季にはこの割合はもう少し高くなる。

5. まとめ

三河湾における海洋観測資料に基いて大気と海域水との熱交換量に関する数値モデルによるシミュレーション解析をおこなった結果、次のことが明らかとなった。

この海域における水温変動の大きさを、日較差および日以上月以下の周期を有する変動成分について求めると、いずれも 1℃ が平均的な値であると考えられる。

湾東部海域の外海水の影響が比較的少ない海域では、水柱モデルにより、水温変動をよく再現できる。このモデルを用いて大気と海域水との熱交換量を求めた。これに対し、温排水による熱負荷が加わった場合を想定し、これによる大気と海域水との熱交換量の変化がどのような位置づけとなるか検討した。その結果、水温がおおよそ 2℃ 上昇する海域における熱交換量の変化分 $4\Sigma Q$ は、自然海域における ΣQ の変動の標準偏差と同等程度である。この熱交換量の変化分は、とくにその半分以上を蒸発にともなう潜熱で負担しており、これによって 2℃ の水温上昇域では蒸発量が約 50% 増加する。

今後の課題として、湾全域スケールでの熱交換量の検討が必要である。

参考文献

- 1) 和田 明・宮池克人：湾内水温の変動とその決定機構について，第 26 回海岸工学講演会論文集，1979.
- 2) T.V.A. Div. of Water Control Planning Engineering Laboratory : Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Rep. No.0-683, 1972.
- 3) 片野尚明・和田 明：温排水拡散予測における水面と大気間の熱交換過程の検討と熱交換係数計算図表の提案，電力中央研究所報告 74005，1975.
- 4) Huber, WC, D.R.F. Harleman and P.T.Ryan : Temperature prediction in stratified reservoirs, A.S.C.E, HY4, 1972.