

(7) 本明川延伸区間における夏季・冬季の水温変化とその数値予測に関する研究

西田 渉^{1*}・鈴木 誠二¹

¹長崎大学 工学部社会開発工学科 (〒852-8521 長崎県長崎市文教町 1-14)

* E-mail: nisida@civil.nagasaki-u.ac.jp

閉鎖性水域における水温等の分布による成層の形成は、水域内の物質の物理的循環に影響を与えるため、水質変化機構の解明には成層の生成要因とその消長過程を適切に把握する必要がある。

本研究では、諫早湾干拓調整池内の本明川延伸区間で連続観測を行い、水温変化の把握を試みた。また、数値予測モデルを構築、現地に適用し、モデル化の妥当性を検討した。観測結果から、夏季に水温の正列成層が日周期で形成されること、冬季には昼間に正列状態であるが、夜間には主に塩分の密度分布に起因して水温の逆列状態が発生することが明らかにされた。数値予測モデルに関しては、塩分等の変化が考慮されたことで、冬季における観測地点での水温の日周期変化が表現可能となった。

Key Words : water temperature, Honmyo river, stratification, field observation, numerical modelling

1. はじめに

閉鎖性水域の水質を適切な状態に保つには、対象水域内での物質循環過程を適切に把握し、その循環特性に応じた水質制御対策が不可欠である。ここで取り上げる本明川延伸区間は諫早湾干拓調整池の旧北部承水路に相当する。この干拓調整池については、これまで環境影響評価の観点から定期的な環境モニタリングが継続的に実施されると共に、各種の水質管理対策が講じられてきた。近年には、点源・非点源負荷の削減等の流域対策や、底泥からの栄養塩等の巻上げ抑制を意図した潜堤や葦進出促進工の施工といった水域内対策がなされている^{1,2)}。こうした継続的な努力によって調整池の水質が改善されることを強く期待するところであるが、現在までに当水域に定められた環境保全目標値を充足するには至っていない。この数年には、アオコの発生が顕在化する状況となっており、水域内部での物質循環の解明が必要とされる。

ここで、諫早湾干拓調整池については、水質変化^{3,4)}や流動構造に関する解析^{5,6)}がなされてきている。前者では、栄養塩等の長期変化の評価にも対応する必要があることから、鉛直方向に単層としたモデルが採用されている。一方で、この調整池は比較的浅い水域であるものの、風による鉛直循環流の形成が予測されており⁷⁾、加えて水温分布等による密度成層が形成される場合には、流れの

鉛直構造が変化し、物質の鉛直輸送量や河川からの流入過程に影響を与えるものと推察される。調整池へは1本の一級河川と12本の二級河川等が流入する。その内、本明川は、延伸前の時点において調整池の流域面積の35%を占め最も広く、また流域人口の65%に相当する諫早市を貫流することから、調整池の水質に流域内活動の影響をもたらす主な河川と考えられる。そこで本研究では、本明川河口部の夏季と冬季の無降雨期間の水温変化を明らかにするために、延伸区間において鉛直分布の連続観測を行うと共に、得られた結果に基づいて水温変化の予測モデルの構築を試みた。

2. 現地観測の概要と水温変化

(1) 観測地点と方法

現地観測地点は図-1のとおりであり、承水路として浚渫された本明川延伸区間のほぼ中央部に位置する。観測は夏季と冬季に合計3回(夏季観測:2009(平成21)年8月28日～9月7日、冬季12月観測:同年12月17日～12月24日、冬季1月観測:2010(平成22)年1月15日)実施している。夏季観測と冬季12月観測では、小型のメモリー式水温計を用いた計測装置を現地(図中の○印:地点①)に設置し、鉛直方向に5点(水深:SL1=0.1m, SL2=0.2m, SL3=0.3m,

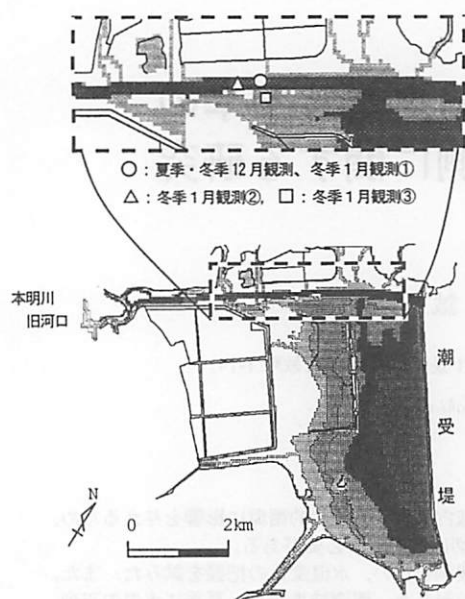


図-1 本明川延伸区間の位置と現地観測地点

SL4=0.45m, SL5=0.8m)の水温を1時間毎に連続測定した。冬季1月観測に関しては、夏季・冬季12月観測の結果から、水温分布に他の要因が寄与していることが予測されたため、投げ込み式多項目水質計測装置(アレック電子社製: AAQ1183-H)を用いて、観測地点周辺部(図中の△□印: 地点②, 地点③)の鉛直方向の水質計測を行った。観測結果の考察において、全天日射量, 気温, 大気中の蒸気圧, 風速の時間変化については、気象庁長崎海洋気象台の報告値⁹⁾を参照している。

(2) 夏季観測の水温変化

水温(SL1とSL5)と大気諸量の時系列変化を図-2に、水温の鉛直分布の内、8月30日の明け方から翌朝までの結果を図-3に示す。測定地点は図-1の○印地点である。

水温は、昼間に上昇し、日没後に低下する日周期変化を呈しながら、観測期間に27.0~31.7℃の間で推移している。日最高水温は気温と同程度となる傾向があるが、9月1日と2日については2℃程度低い。これは、30日や31日の結果と比較すると、31日から1日深夜までの湿度が10%程度小さいために潜熱輸送量が大きくなり、未明の水温が低くなったことが理由の一つとして挙げられる。最低水温は上記の二日間に低い。短波放射等による受熱によって経日的に上昇しており、受熱と放熱を繰り返しながら水中に熱が貯留されていることがわかる。

水温の鉛直分布については、短波放射の供給によって水面付近では7時頃から上昇し始め、下層においても水中を透過した短波放射と鉛直方向の熱量輸送によって上昇する。計測水深の上部と下部では、昼間に約1℃の差があり、典型的な日成層を形成する。15時には全ての

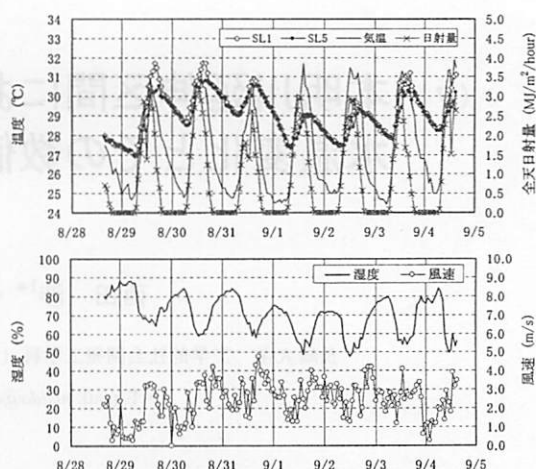


図-2 水温, 気温, 湿度, 風速の時間変化(夏季観測)

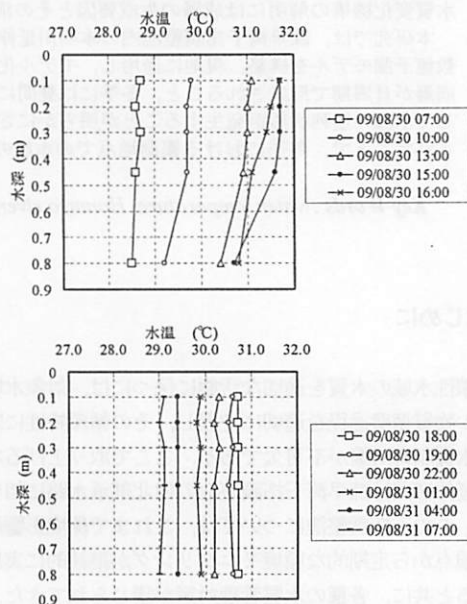


図-3 水温の鉛直分布(夏季観測 8/30 7:00~8/31 7:00)

計測水深で最高水温となる。その後、短波放射量の減少と潜熱・顕熱熱輸送によって水面での水温低下が始まる。この結果では18時に水深方向に同程度の水温となり、夜間に一様に低下する。以上の結果から、夏季の晴天期間には昼間に水温の日周期の正列成層が形成され、この発達と消滅を繰り返しながら水温が変化していると考えられる。

(3) 冬季12月観測の水温変化

水温と大気諸量の時系列変化と図-1の○印地点における水温の鉛直分布を図-4, 5に示す。水温の変化は5~10.1℃の間で生じており、その時間変化の傾向は、夏季と同様に、水温の上昇は速く、低下は緩やかである。観

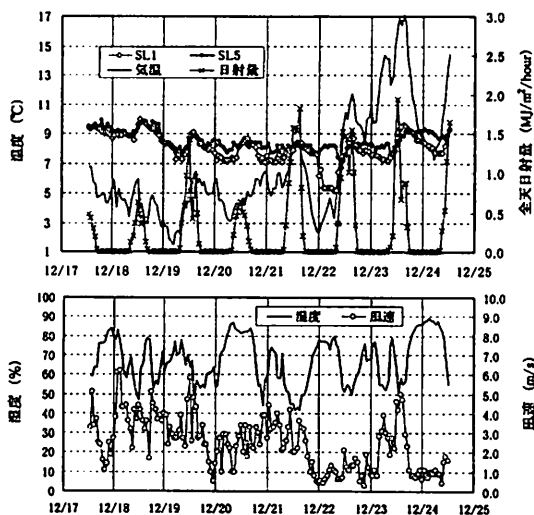


図4 水温、気温、湿度、風速の時間変化(冬季12月観測)

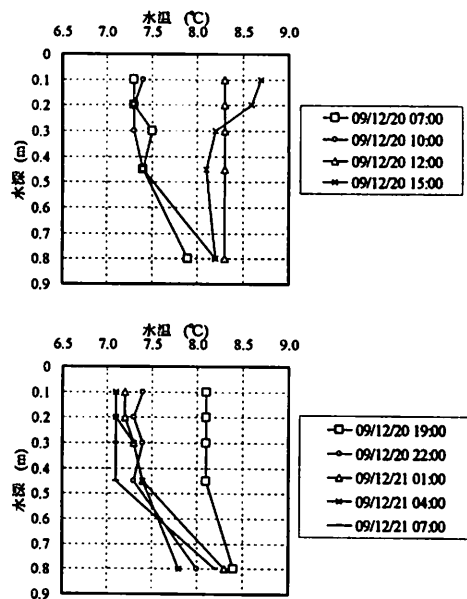


図5 水温の鉛直分布(冬季12月観測 12/20 7:00~12/21 7:00)

測期間中の最高水温は、18日から21日にかけて低下するが、その後の全日射量の増加や大気温の上昇によって次第に上昇する。最低水温については、深夜から未明に観測水深の表層部で低い。22日の未明には表層水温の顕著な低下が現れており、大気諸量の結果から、顕熱・潜熱による放熱に加えて、前日深夜からの風速が遅いために風成流が発達せず、水温の高い下層水との鉛直混合がなされ難かったことも理由として考えられる。

次に、水温の鉛直分布については、短波放射を受けて、水表面付近から水温が順次上昇し始める。図5に示された結果では、15時に計測水深の上層と下層の間に約

0.5℃の差があり、弱い成層が形成されている。その後、短波放射量の減少と潜熱・顕熱熱輸送によって水表面側から水温が低下する。ただし、鉛直方向の水温低減の経過は夏季のそれと異なり、夜間に至っても測定水深の最下部の水温はあまり低下していない。21日の7時には、上部と下部の水温差が1℃程度あり、深部において水温が高い状態となっている。こうした水温分布は当計測期間の深夜から明け方に繰り返し観測されている。水温の逆列成層は寒冷地の水域で観察されるようであるが⁹⁾、今回の水温の観測値を考慮すると、水温以外の理由によって上層側の密度が小さくなる鉛直分布が形成され、この浮力効果によって水温分布が形成されたものとするのが妥当と思われる。

(4) 冬季1月観測結果

図-1に示される3地点で計測された観測項目の内、水温と、流体の密度や水中での短波放射の減衰に関連する塩分並びに濁度の計測結果を示すと図-6のとおりである。濁度の分布図には、比較のために、濁度を浮遊砂濃度とみなして次のRouseの分布式から算定された結果を併記している。

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{D - z_r}{z_r} \frac{z_a}{D - z_a} \right)^\zeta \quad (1)$$

ここに、 C ：浮遊砂濃度、 D ：観測地点の全水深、 z_r ：水底面からの高さ、 C_a ：水底からの高さ $z_a (=0.05D)$ における浮遊砂濃度、である。式中の ζ は沈降速度や摩擦速度等から算定する必要があるが、ここでは算定結果と観測結果との比較から $\zeta=0.1$ とされている。

水温は延伸区間部である地点①と②において水深方向に高くなっており、冬季12月観測の鉛直分布と同様の傾向が現れている。地点①では1.0m付近に、地点②では水深0.5mと1.5m付近に躍層が存在している。また、地点②については、水深1～1.4m付近に僅かな水温の低下も見られる。一方で、水深の浅い地点③では水深方向に一樣に分布しており、完全混合状態とみなせる。このことは図に示した他の観測項目にも言える。塩分については、水温と同様に表層付近で一樣であるが、水深0.5m付近から値が高くなり、表層と底層との濃度差は約0.6‰となる。濁度に関しても水深方向に高くなる。Rouseの分布式の算定結果と地点②の観測結果とを比較すると、底部境界付近での適合は良好であるが、水深1m以浅において両者の間に差が現れる。これは、観測地点における実際の流れ場がRouseの分布式で仮定されたものと必ずしも一致しないことと共に、水温や塩分の鉛直分布によって密度成層が形成され、その躍層付近において濁度に対する乱流拡散係数値が減少したためと考えられる。

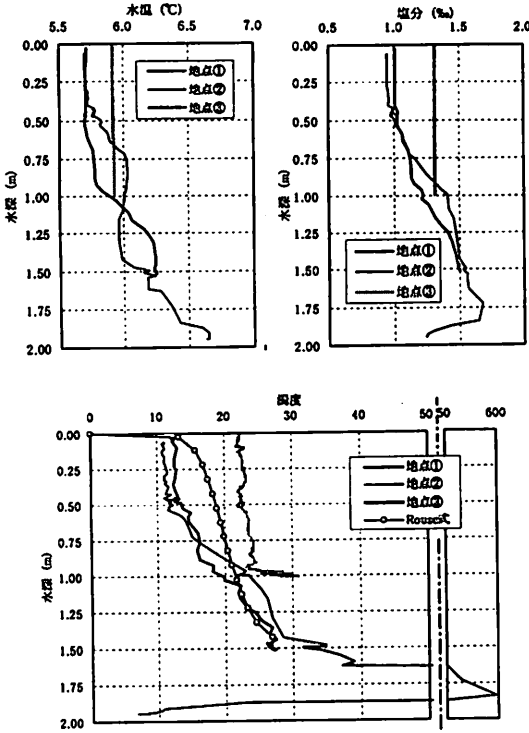


図-6 水温、塩分、密度の鉛直分布(冬季1月観測)

以上の観測結果から、水深の深い延伸区間では、ここに示した各項目に影響された密度の鉛直分布が存在しており、冬季12月観測で観察された水温の逆転状態は密度の鉛直分布によって表層側と中・底層側との物質輸送が抑えられたことが原因と考えられる。

3. 水温変化予測モデル

(1) 流体運動に関するモデル

基礎方程式は以下の連続方程式と運動方程式であり、三次元レベルモデルとしてモデル化されている⁷⁾。

連続方程式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + w_{l-1} - w_l = 0 \quad (2)$$

運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial (u \cdot u)}{\partial x} + \frac{\partial (u \cdot v)}{\partial y} + uv|_{l-1} - uv|_l = f_v h - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \varepsilon_z \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{l-1} - \varepsilon_z \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_l \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial (v \cdot u)}{\partial x} + \frac{\partial (v \cdot v)}{\partial y} + vw|_{l-1} - vw|_l = -f_u h - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \varepsilon_z \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{l-1} - \varepsilon_z \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_l \end{aligned} \quad (4)$$

ここに、 u, v, w : x, y, z 軸方向の流速、 h : 層厚、 P : 流体の静水圧、 $f = (2\omega \sin \varphi)$ コリオリの係数 (ω : 地球の自転の角速度、 φ : 緯度)、 ρ_0 : 流水の基準密度 (水温 20°C における水の密度)、 $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$: x, y, z 軸方向の渦動粘性係数である。今回のシミュレーションで流水の密度 (ρ) は、観測結果の考察に基づいて水温と塩分、浮遊砂濃度の関数とした状態方程式として次のとおり評価した¹⁰⁾。

$$\rho = \rho_K \left\{ 1 + \frac{c_s}{1000} \left(\frac{1}{\rho_K} - \frac{1}{\rho_s} \right) \right\} \quad (5)$$

ここに、 ρ_K : 流体の密度 (水温と塩分濃度から Knudsen の式で算定)、 c_s : 浮遊砂濃度、 ρ_s : 懸濁粒子の密度、である。渦動粘性係数は Prandtl の混合距離モデルの形式で評価する。ただし、鉛直方向成分は成層の形成による渦動粘性と乱流拡散 (K_z) の抑制を考慮できるよう Richardson 数 (R) の関数とし、計算結果と観測結果との比較から指数型の評価式を採用した。

$$\varepsilon_{z0} = l^2 \left| \frac{dU}{dz} \right| \quad (6)$$

$$\varepsilon_z = \varepsilon_{z0} \exp(-1.5R) \quad (7)$$

$$K_z = K_{z0} \exp(-3.0R) \quad (8)$$

ここに、 ε_{z0}, K_{z0} : 中立状態での渦動粘性係数と乱流拡散係数 ($K_z = A \varepsilon_{z0}$ とおいた)、 l : ($= \alpha h$) 混合距離 (α 係数)、 U : 水平方向の流速、である。水表面の風応力はバルク形式とし、抵抗係数は風速に応じて変化するものとした¹¹⁾。水底面での摩擦応力は Manning 則を適用した。

(2) 熱量の収支

熱量の収支は生成項を有する移流拡散方程式で表現する。生成項には、表層での熱収支として短波放射、大気・水面からの長波放射、顕熱ならびに潜熱による熱輸送を取り上げる。河床との熱交換については、ここではモデル化していない。前記の長波放射等の評価には様々な算定式が提案されており、入手可能な気象情報を考慮しながら選択しなければならない。この計算では次の式を用いて評価された¹²⁾。

短波放射量

$$H_S = \beta (1 - \alpha) H_{S0} \quad (9)$$

大気からの長波放射量

$$H_{La} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 (1.0 + 0.17 C l a^2) \quad (10)$$

水面からの長波放射量

$$H_{Lw} = \varepsilon_w \sigma T^4 \quad (11)$$

潜熱輸送量

$$H_E = \rho (E - \psi E_0) (L + cT) f(w) \quad (12)$$

顕熱輸送量

$$H_T = 269.1 \rho (T - T_a) f(w) \quad (13)$$

ここに、 α : アルベド、 β : 水表面における短波放射の吸収率、 H_0 : 全日射量、 ϵ_a : 晴天時の大気の有効放射率(Swinbank型 $0.937 \times 10^{-3} T_a^2$)、 σ : Stefan-Boltzmann定数、 T_a : 大気温、 Cld : 曇量、 ϵ_w : 水の放射率、 T : 表層の水温、 E : 表層の水温に相当する飽和蒸気圧、 E_a : 大気蒸気圧、 ψ : 相対湿度、 L : 蒸発の潜熱、 c : 比熱、 w : 風速、である。アルベドは懸濁物質濃度に応じた変化も考えられるが、ここでは一定値(0.03)とした。潜熱・顕熱輸送量の風速への依存性($f(w)$)には幾つかの表現式がある。ここではRohrerの式に熱収支のチューニングパラメータを含め、以下のとおりに取り扱った。

$$f(w) = 0.000308a_1 + 0.000185a_2w^{a_3} \quad (14)$$

ここに、水表面付近の風速は $w=0.15w_{10}$ (w_{10} : 高度10mの風速)とし、係数 a_1, a_2, a_3 は、冬季12月観測を対象にしたモデルの水温変化の再現性から1.25, 0.5, 2.0とした。

短波放射に関しては、一部が水表面付近で吸収され、その残りの放射量がLambert-Beer則に従って水を透過し、各層に供給される。なお、水中の短波放射の減衰率は、水の濁りの影響を考慮し、第(4)節のモデルで算定される浮遊砂濃度に応じて変化するものとした。第1層への供給熱量(q_1)は次のとおり評価した。

$$q_1 = H_{s1}(1 - e^{-k_1 h_1}) \quad (15)$$

ここに、 H_{s1} : ($=H_0 e^{-\beta k_a}$)第1層の上面に到達した短波放射量、 k_1, h_1 : 第1層の減衰率と層厚、である。

(3) 塩分の収支

当水域の塩分濃度に関しては、潮受堤堤体からの浸透や水底からの溶出、干陸地からの流出などが変化要因として挙げられており¹³⁾、長期的変化には各要因が無視できないと考えられる。ただし、今回は数日間を対象に水温等の変化を評価することを目的としており、塩分濃度の変化への寄与は少ないと仮定した。そのため、基礎式の生成項には、河川からの流入量のみを境界条件として考慮した。

(4) 浮遊砂の収支

濁度を構成する懸濁粒子については、晴天日が継続する場合にも調整池内の浮遊物質濃度が高いことから、風成流等によって粒子の水底への着底と離脱が恒常的に発生していることが予想される。ここでは、運動しうる粒子量は濁度の観測結果程度とし、また、調整池底質はシルト・粘土であることから¹⁴⁾、これに相当する土粒子としてモデル化する。この粒径では、移動限界を超えると直ちに浮遊状態に移移するとみなせる¹⁵⁾。本モデルでは、水底からの粒子の離脱速度をPick up rate (P_s)で表現する

こととして、次の式で評価する¹⁶⁾。

$$F_c = \begin{cases} \rho_s v_s P_s / a_s & (\tau_s \geq \tau_{sc}) \\ 0 & (\tau_s < \tau_{sc}) \end{cases} \quad (16)$$

$$P_s = 0.03 \tau_{sc} (1.0 - 0.7 \tau_{sc} / \tau_s)^3 \quad (17)$$

ここに、 τ_s : 無次元掃流力、 τ_{sc} : 粒子の移動限界時の無次元掃流力、 v_s, a_s : 粒子の体積と水平投影面積、である。粒子の沈降速度はRubeyの式を用いて算定した。水底への着底については、沈降限界を課し、沈降速度が水底の摩擦速度を超える場合($w_b > u_b$)に生じるものとした。

以上の各モデルの基礎方程式は、陽形式の有限差分法によって離散化され、差分格子にStaggered格子系を採用した上で、時間軸方向にはLeap-Frog法が、空間方向にはDonor Cell法と中央差分法が適用されている。

4. 数値モデルの現地適用

(1) 計算条件

計算対象領域は図-1に示す諫早湾干拓調整池の全域である。水平方向の空間差分間隔は $\Delta x = \Delta y = 50\text{m}$ である。鉛直方向の差分間隔は、水温躍層を捉える必要があることから、表層をTP-1.1m以浅として一様層厚 $\Delta z = 0.1\text{m}$ とした。時間差分間隔は $\Delta t = 4.0\text{s}$ である。流入河川として本明川等の13本を取り上げ、これらの河口の格子に基底流量を横流入成分として与える。降雨時には、流出関数法を用いて流出流量の時間変化を評価し、各河川に流域面積に応じて配分、基底流量に上乗せした。調整池からの雨水排水操作は、降雨終了から2時間後になされるものとし、二箇所の排水門の排水量は水門の全長に応じて配分した。

計算対象期間は、水温の逆状態が観測された期間の一部(2009(平成21)12月18日零時から6日間)である。この期間の気象条件について、全日射量、気温、湿度は図-4の長崎海洋気象台の報告値とし、風向風速は気象庁による調整池付近の数値予報値を与えた。なお、全日射量は報告値の値のままでは18日と21日の水温が過小、過大な計算結果となったことから、それぞれの日の値を2倍と0.4倍としている。懸濁粒子の粒径と密度はそれぞれ $10\mu\text{m}$ 、 2.65g/cm^3 とした。初期条件については、水温の鉛直分布を冬季12月観測の計算初期時刻の値とし、塩分と濁度は冬季1月観測の鉛直分布とした。なお、全水深が1m以下の水域では、鉛直方向に完全混合状態とし、いずれの値も水深方向の平均値を与えた。

(2) 水温の計算結果と考察

図-7に計算から得られた水温の時間変化を示す。計算

結果を図に併記した観測結果と比較すると、12月22日の昼以降の表層の水温が観測結果よりも高い。これは21日夜間から22日未明までの水温の著しい低下が再現されなかったことが主な原因とみられる。この時間帯の風速は1 m/s未満であり、弱風期間の水表面からの放出熱量を検討する必要があると考えられる。一方で、全体的な傾向として、深夜から明け方に発生する水温の逆転現象と昼

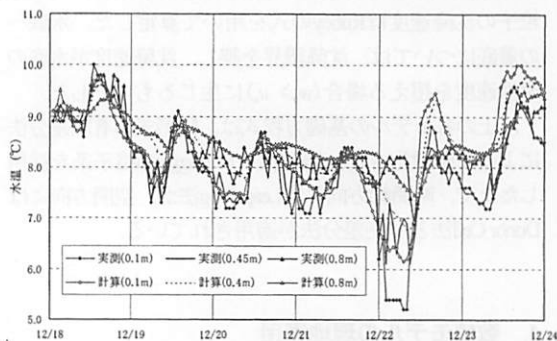


図-7 水温の計算結果と観測結果

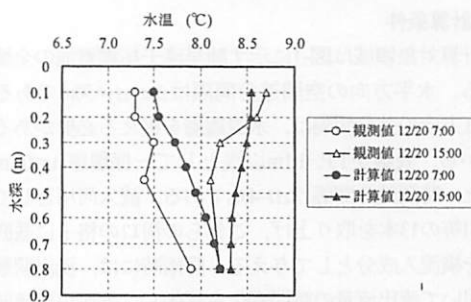


図-8 水温の鉛直分布の比較

間に表層付近の水温差が小さくなることが表現されている。図-8は、水温の鉛直分布の観測結果と計算結果との比較例である。この結果から、計算結果の水温躍層は明瞭に現れておらず、拡散係数等の設定値に検討の余地があることが分かる。なお、塩分濃度と浮遊砂濃度を一定とした計算条件下では、流体の密度変化が水温のみに依存するために、夜間には表層の冷却に伴って成層が不安定となり、水温が鉛直方向に一樣になる結果を得ている。これらから、モデルパラメータの設定が検討課題として残されるが、本モデルの構成によって観測期間中の水温の日周期変化等の全体的な傾向は表現されたと考えている。ここで、図-7によると、観測地点付近の表層の水温は水表面での熱収支に応じた変化を呈するが、水深0.8m付近では、日最高水温の発生時刻が表層に比べて遅れており、日没後の低下が緩やかである。これは、短波放射と上層水からの拡散形態での熱供給に加えて、後述の鉛直循環流によって周辺域から水温の高い水塊が水平輸送されることにも影響されたためである。

12月20日2時と14時における水温と流れの鉛直断面分布は図-9、10のとおりである。なお、これらの時間の風は、北西並びに北北西から吹いている。

まず、図-9によると、延伸区間の横断面内において表層を北部沿岸から内部堤防側に向かう流れがあり、また、水深1m付近では、延伸区間側において表層とは逆向きの流れが現れている。内部堤防内の浅水域においても同様の流速ベクトルの分布が見られ、いずれの断面においても風による鉛直循環流の形成が認められる。同図の延伸区間の水温分布に関しては、熱を放出しつつ移動した表層の水塊が深部に潜り込む内部堤防付近において低く、

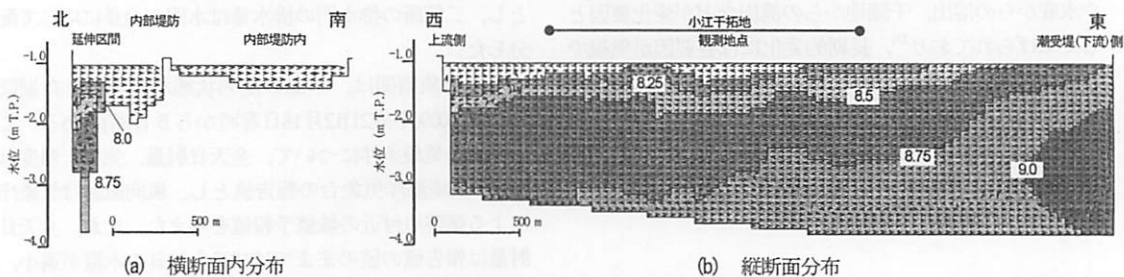


図-9 延伸区間における水温分布の計算結果(12/20 2:00)

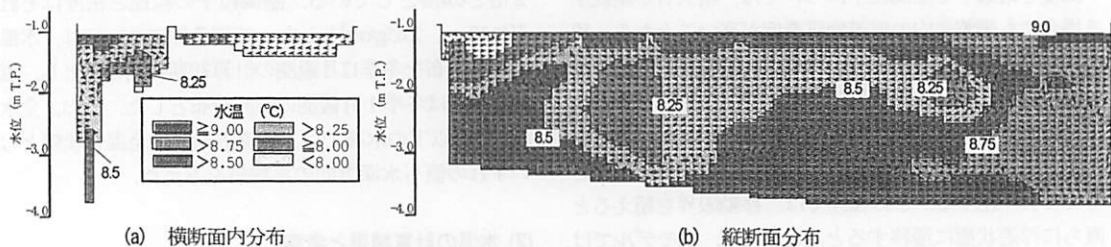


図-10 延伸区間における水温分布の計算結果(12/20 14:00)

また北部沿岸では、水温の高い中層の水隕との混合や熱拡散の効果のために温度が比較的高い。縦断面内の流れは、西側表層の一部と観測地点から東側の底層で潮受堤方向を向くが、多くは延伸区間を旧本明川河口へと向いており、複雑な分布を示している。潮受堤の近くでは湧昇流も現れる。これらは、南北方向の鉛直循環流が調整池の潮受堤側の深水域でも形成されたことで、中・底層を北岸側に移動した水隕の一部が延伸区間を遡るように流動するためである。水温に関しては、この断面内の全領域で表層の水温が底層よりも低く、観測地点から上流側で表層の温度低下が大きい。潮受堤に近くなると、先記の湧昇流によって水底部の水隕が上向きに輸送されるために中・表層の水温が高い。

次に図-10の結果について、横断面内では図-9と同様の循環流が現れており、内部堤防側では表層の水隕が下層へ輸送されることにも影響されて、水温は水深方向に一樣な分布となる。北岸側では、浅水域の底層と同程度の水深部を北進し、沿岸部で湧昇する流れが図-8の結果よりも明瞭である。これは、短波放射等の熱供給による表層水温の上昇に応じて中層水との密度差が大きくなり、Richardson数の増加を介して渦動粘性係数を減少させたことが影響したものと考えられる。縦断面内の流れの結果に関しては、図-9のそれと同様の傾向にあるが、潮受堤方向に向く観測地点の底層の流れの層厚が増している。また、西側では、水深約1 mまでの表層を楔状に流下する流れが顕著である。この領域の表層水については、表示時刻の水温は低いものの、塩分が河川からの流入水に影響を受けて中・底層よりも低濃度となるために、密度が深層よりも小さい状態にあり、密度差に応じた浮力効果が作用したことで、こうした楔状の流れを形成させる要因になっている。他の区間の水温の分布については、表層での水温の上昇率が速いために、中層部の水温が低くなる結果となっている。

5. おわりに

本研究では、諫早湾干拓調整池内の本明川延伸区間において現地観測を行い、水温変化の把握を試みると共に、数値予測モデルの構築と現地適用を行った。

連続観測の結果から、観測地点では夏季に水温の正列成層が日周期で形成されること、冬季には昼間に正列状態であるが、夜間には表層の水温が深層よりも低い状態が発生することが明らかにされた。水温の逆転は、別途行われた多項目水質計測の結果から、主に塩分の変化に起因した密度の鉛直分布によるものと考えられ、延伸区間の水温予測には、これを適切に考慮する必要がある

ことを示した。数値モデルについては、これらの結果に基づいて塩分等の収支が考慮されたことによって、冬季の観測結果に現れた水温の日周期変化や深夜から未明の水温の逆転現象が表現されるようになったと思われる。その一方で、計算結果によると、延伸区間の鉛直断面では、風応力や密度分布等の影響を受けた流れと水温の変化が現れており、この区間の流動構造の全体像の解明には、特定の地点のみでなく、中・底層を含めた連続観測結果による検討も必要であるといえる。

今後は、上・下流側など広範囲での観測を行い、本明川延伸区間全域での水温の時空間変化の把握に努めたい。また予測モデルに関しては、ここで実施されなかった夏季の観測結果への適用を行い、成層形成時における物質の輸送過程の解明につなげていきたいと考えている。

謝辞：観測にあたり、長崎大学教授 笏田彰秀先生から現地計測装置を御貸し戴いた。ここに記して深謝申し上げます。また、連続観測装置の設置に協力頂いた当時の学部4年生の吉塚尚純氏、濱野太徳氏、溝口博紀氏に感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 長崎県：第2期諫早湾干拓調整池水辺環境保全と創造のための行動計画, p. 25, 2008.
- 2) 諫早湾干拓調整池等水質委員会：諫早湾干拓調整池水質委員会検討結果の取りまとめ, p. 27, 2007.
- 3) 古賀憲一, Vonghanasunthorn Narumol, 荒木宏之, 山西博幸, 川邊学, 大和則夫：諫早干拓調整池の水質解析, 環境工学研究論文集, Vol. 40, pp. 541-550, 2003.
- 4) 本多晃一, 古賀憲一, 山崎良和, 野口潤二, Itisukananth Patchrapom：諫早湾干拓調整池の藻類計算に関する基礎的研究, 土木学会西部支部研究発表会講演概要集, VII-76, pp. 993-994, 2008.
- 5) 仁木将人, 西田渉, 野口正人, 橋本篤史：諫早調整池における水質変化の予測とその評価に関する研究, 水工学論文集, Vol. 43, pp. 1007-1012, 1999.
- 6) 柳本諭, 西田渉, 野口正人, 仁木将人：吹送流が調整池のSSに及ぼす影響の予測, 平成9年度日本水環境学会九州支部研究発表会講演要旨集, A-3, pp. 22-26, 1998.
- 7) 西田渉, Dimitri P. Solomatine, 野口正人, 鈴木誠二：ANNを誤差評価手法とした ACCO による数値モデルのパラメータ推定に関する研究, 水工学論文集, Vol. 52, pp. 1411-1416, 2008.
- 8) 気象庁ホームページ資料
(URL: <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)
- 9) 有田正光 編著：水圏の環境, 東京電機大学出版局, pp. 228-237, 1998.

- 10) 岩崎敏夫：応用水理学，技報堂，pp. 167-168, 1991.
- 11) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，pp. 168-174, 1994.
- 12) Huber C. H., and Harleman D. R. F. : Laboratory and analytical studies of the thermal stratification of reservoirs, Hydrodynamics laboratory MIT, R68-87, Rept. No. 112, pp. 16-34, 1968.
- 13) 細谷裕士，横井根，富田友幸，矢永純一，梶原義範：諫早湾干拓調整池への海水導入による水質への影響，水環境学会誌，Vol. 27, No. 4, pp. 281-286, 2004.
- 14) 諫早湾干拓地域環境監視機構：諫早湾干拓事業 環境モニタリング，九州農政局諫早湾干拓事務所，p. 38, 2008.
- 15) 芦田和男，藤田正治：河床粒子の浮遊機構とそのモデル化，土木学会論文集，No. 375/II-6, pp. 79-88, 1986.
- 16) 村上正吾，辻本哲郎，中川博次：河床砂礫の Pick-up rate の推定式について，土木学会論文集，No. 443, II-18, pp. 9-16, 1992.

(2010. 5. 21 受付)

Field Observation on Water Temperature Changes at Downstream Area of Honmyo River and its Numerical Prediction

Wataru NISHIDA¹, and Seiji SUZUKI¹

¹Dept. of Civil Engineering, Nagasaki University

Development of stratification in closed water body gives influences on turbulent diffusion and advective transport of substances, and yields the variation to the processes of water quality changes. In order to manage the water quality at such water area, it is necessary to identify the cause of stratification and to evaluate the spatial circulation of substances under stratified condition by an adequate method.

In this study, field observations were carried out at the Honmyo River which is located at northern water area in Isahaya Regulation pond. And numerical simulation model for water temperature was proposed. Results obtained from continuous observations show that, although the diurnal stratification affected by heat budget at water surface are developed in this pond, vertical distribution of salinity is not negligible for its temporal and spatial variations. Numerical prediction for water temperature at Honmyo river was established by the model in which the mass balances of salinity and turbidity were considered.