

干潟域における熱収支過程のモデル化と現地適用性の検討

Modeling of Heat Transfer on Tidal Flat and the Applicability of this Model

永尾謙太郎¹・滝川 清²・森本剣太郎³・田渕幹修⁴・芳川 忍⁵

Kentaro NAGAO, Kiyoshi TAKIKAWA, Kentaro MORIMOTO
Y. TABUCHI, and S. YOSHIKAWA

Thermal environment is one of the important factors to affect the benthic communities, material cycle and water purification capability of tidal flats. To understand the function of tidal flats, it is necessary to understand its thermal environmental properties. However, there are still few biogeochemical models that consider heat transfer in tidal flats. Therefore, we have developed a sea surface, sediment surface and atmosphere heat transfer model based on field observations at "Yacho-no-ike" artificial muddy tidal flat in Ariake Bay. In addition, we investigated the applicability of publicly available meteorological data such as: AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) and SYNOP (surface synoptic observations) to the model, instead of detailed local meteorological data.

1. はじめに

近年, 水質改善対策として, 生物群集機能の回復による自律的な環境修復を目的とした干潟・浅場の造成に期待が寄せられている。これらの水質改善対策を行うにあたっては, 事前にこれら対策の環境改善効果を定量化することが重要になる。このような環境改善効果の定量的な評価手法のひとつとして, 生態系モデルを用いた水域の物質循環量の把握が挙げられる(鈴木ら, 1997; 相馬ら, 2005)。

一方で, 干潟域の水質・底質変動は, 潮汐による冠水干出と日射との相互作用による周期的な熱環境の変化の影響を強く受けており, このような干潟の熱環境特性は, その生物生息環境機能や水質浄化機能に影響を及ぼす重要な要素である。そのため干潟の有する機能の理解にあたっては, 干潟の熱環境の把握が必要不可欠となるが, このような影響を考慮した干潟域の生態系モデルは非常に少ないのが現状である。そこで本研究では, 干潟域における生態系モデルの構築を最終目標として, 田中ら(2004)による有明海干潟上での現地観測結果に基づき干潟上の大気・海面および土壌面(陸面)との熱エネルギー相互作用をモデル化, ならびにモデルの現地適用性の検討を行った。

2. 熱収支過程のモデル化

干潟域の干出時, および冠水時における土壌表面と海水表面の貯熱量は, 大気・海水および土壌面における熱収支を考慮すると, それぞれ次式で表される。(近藤, 2000)

$$G_{Soil} = R_n - H - IE \quad (\text{干出時}) \dots\dots\dots (1)$$

$$G = \bar{R}_n - H - IE - Q_s \quad (\text{冠水時}) \dots\dots\dots (2)$$

$$G_{Soil} = Q_s \quad (\text{冠水時}) \dots\dots\dots (3)$$

ここで G は冠水時における海水中の貯熱量, G_{Soil} は土壌表面の貯熱量, R_n は土壌表面への正味放射量, $\bar{R}_n$ は海水中に入射する正味放射量, H は顕熱輸送量, IE は潜熱輸送量, Q_s は海水を通過し土壌表面に到達する日射量である。

(1) 干出時の熱収支

干出時における土壌面の貯熱量 G_{Soil} は, 式(1)中の土壌表面への正味放射量 R_n を, 下向きの短波放射量 S_d , 大気からの長波放射量 L_a , 土壌表面からの長波放射量 L_u により表わすと, 次式となる。

$$G_{Soil} = (1 - \alpha_s) \cdot S_d + L_a + L_u - H - IE \dots\dots\dots (4)$$

ここで, それぞれの放射成分 (S_d , L_a , L_u) は土壌表面へ入射する向きを正としており, 本モデルでは田中ら(2004)の観測結果を入力値とした。また α_s は土壌表面でのアルベドであり, 同観測結果より 0.05 とした。

干出時の土壌表面から大気への顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 IE は, 以下のバルク式より算出した。(近藤, 2000)

$$H = c_p \rho_a C_H U (T_s - T_a) \dots\dots\dots (5)$$

$$IE = l \rho_a C_E U (q_{SAT} - q_s)$$

ここで, c_p は大気の比熱, ρ_a は大気の密度, U およ

1 正会員 工修 いであ(株) 水環境解析グループ
2 フェロー 工博 熊本大学教授 沿岸環境科学教育研究センター
3 正会員 博(工) 熊本大学 沿岸環境科学教育研究センター
4 正会員 (株)アジアプランニング
5 修(学) いであ(株) 水環境解析グループ

び T_a は基準高度の風速および気温, T_s は土壌表面温度, l は水の気化熱, q_{SAT} は T_s に対する飽和比湿, q_a は大気の比湿, C_H および C_E は基準高度における顕熱・潜熱に対するバルク輸送係数である. 近藤 (2000) によれば, 裸地面の顕熱・潜熱交換速度 $C_H U$ および $C_E U$ は, 一般的に次式で表される.

○微風 ($U_{10m} < 2 \text{ms}^{-1}$), 不安定 ($T_s > T_a$) のとき

$$C_H U \approx C_E U (\text{ms}^{-1}) = 0.0012 \cdot (T_s - T_a)^{1/3} \cdots (6)$$

○上記以外の場合

$$C_H U \approx C_E U (\text{ms}^{-1}) = 0.0027 + 0.0031 \cdot U_{10m} \cdots (7)$$

ここで, U_{10m} は地上 1 m の風速である.

つぎに土壌表面から土壌内への熱伝導は, 鉛直一次元熱伝導方程式によって表した.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \cdots (8)$$

ここで, K_s は土壌内の熱伝導係数である. 一般的に, $K_s (= \lambda / C; \lambda: \text{熱伝導率} [\text{W/cm}^\circ\text{C}], C: \text{体積比熱} [\text{J/cm}^3\text{C}])$ は土壌の土粒子密度, 粒度分布, 含水率などによって変化するパラメータである. K. L. Bristow ら (1986) により, 熱伝導率 λ は体積含水率 ϕ の関数として定義されており, 土壌性状の変化に対する熱伝導係数の変化を表現できる.

$$\lambda = A + B\phi - (A - D) \exp[-(C\phi)^E] \cdots (9)$$

ここで, A, B, C, D, E は実験により求まる係数である. また干出時における土壌表面での境界条件は, 次式で与えた.

$$-K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = G_{soil} \cdots (10)$$

(2) 冠水時の熱収支

冠水時の熱収支は, 図-1 に示す二瓶ら (2002) の概念に基づき, 短波放射の水中への透過, 減衰および土壌表面での反射を考慮して, $\bar{R}_n$ および Q_s を次式で与えた (二瓶ら, 2002).

$$\bar{R}_n = (1 - \alpha_w) S_d - \alpha_s (1 - \alpha_w) (1 - \beta)^2 \exp(-2\gamma h_w) S_d + L_d + L_u \cdots (11)$$

$$Q_s = (1 - \alpha_s) (1 - \alpha_w) (1 - \beta) \exp(-\gamma h_w) S_d \cdots (12)$$

ここで, α_w は海面のアルベド, α_s は土壌表面でのアルベド, β は海面での日射の吸収率, γ は光の消散係数, h_w は水深である. 松永ら (1998) により, 海面のアルベドは水深によって変化することが明らかとなっている. そのため本研究では, 海面でのアルベドを水深の関数として次式のように表した.

$$\alpha_w = (\alpha_s - \alpha_{w\infty}) \exp[-h_w / \text{coef}] + \alpha_{w\infty} \cdots (13)$$

ここで, $\alpha_{w\infty}$ はアルベドが水深に依存しない深度での海面でのアルベド (0.05), coef は減衰係数 (0.5) である.

冠水時の海面から大気への顕熱輸送量 H と潜熱輸

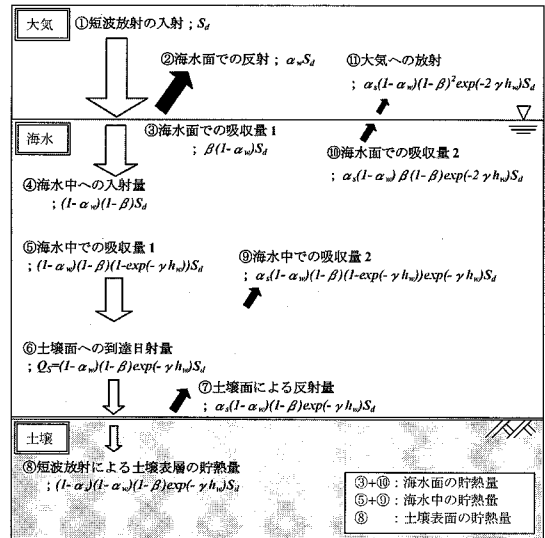


図-1 海水中での日射吸収を考慮した短波放射量の収支

送量 IE は, 干出時と同様に式 (5) のバルク式より算出した. 海面上での顕熱・潜熱交換速度 $C_H U$ および $C_E U$ は, 田中ら (2004) を参考に計算の再現性を考慮して以下のように設定した.

○ $U_{10m} < 5.0 \text{ms}^{-1}$ のとき

$$C_H U \approx C_E U (\text{ms}^{-1}) = 0.0017 \cdot U_{10m} \cdots (14)$$

○ $5.0 < U_{10m} < 30.0 \text{ms}^{-1}$ のとき

$$C_H U \approx C_E U (\text{ms}^{-1}) = 0.0018 \cdot U_{10m} \cdots (15)$$

○微風 ($U_{10m} < 2 \text{ms}^{-1}$), 不安定 ($T_w > T_a$) のとき

$$C_H U \approx C_E U (\text{ms}^{-1}) = 0.0017 \cdot (T_w - T_a)^{1/3} \cdots (16)$$

ここで, T_w は水温である.

また, 冠水時における海水と土壌表面と熱交換は, 式 (8) に示す鉛直一次元熱伝導方程式によって表し, このときの土壌表面における境界条件は次式で与えた.

$$-K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = -K_w \frac{\partial T_w}{\partial z} + G_{soil} \cdots (17)$$

$$T_s = T_w$$

3. 現地適用性の検討

モデルの現地適用性の検討は「熊本港親水緑地公園野鳥の池」(以後, 野鳥の池) を対象に行った. 野鳥の池は, 図-2 に示すように石積護岸によって外海と隔てられており, 通水パイプを通して潮汐の干満により海水が入り出す閉鎖的な水域といえる (滝川ら, 2004). そのため, 野鳥の池は水温・泥温に対する気象要因の変動成分を抽出しやすい特性を有しており, 精度の高いモデル構築と検討が可能であると考えられる. 野鳥の池に適用するモデルの基本構造を図-3 に示す. ここでは, 図-2 に示した計算断面において, 潮位を境界条件とし

た鉛直一次元モデルを連結したボックスモデルを適用する。計算断面を6つに等分割し、その中心位置を各ボックスの計算定義点とした。また計算定義点と同じ標高に属する面積を計算に考慮することで、1次元の計算結果に次元を持たせている。なおここでは潟土内の水平的な熱輸送は、鉛直的な熱輸送に対して十分に小さいと仮定し考慮していない。

(1) 計算条件

a) パラメータ

表-1にモデル計算に用いた主なパラメータを示す。パラメータは観測値および既往の文献値より設定した。なお土壌内の含水率は一定として扱った。

b) 格子間隔およびタイムステップ

海中は1層とし、土壌内は泥深100cmまでを計算の対象とし、10層に区分した。土壌内の格子は不等間隔格子とし、格子幅は2~50cmとした。特に土壌表層付近は温度勾配が生じやすいことから、格子幅を小さくした。また計算タイムステップ Δt は30sとした。

(2) 計算結果

計算結果として、1日あたりの干出・冠水時間の異なるBOX1, 3, 5における水温の実測値と計算値の比較を図-4に示す。この計算期間において比較的計算値は実測値を良く再現しているものと考えられる(相関係数: $r=0.86$)。図-5に計算値である土壌内の温度分布(BOX3)を示す。泥深の増加に伴い1日あたりの泥温変動量も小さくなる傾向が表されている。また泥深40cmでの日最大温度は夜間に現れ、表層から泥深40cmまで熱が伝達するのに約12時間を要していることがわかる。土壌表層の泥温は、その日の天候と土壌表面の冠水状況によってかなり大きく変化しており、計算期間中の土壌表層泥温の日変動量は最大約20℃であった。このことから大気-海水-土壌面において激しい熱交換が行われていることが理解される。また8月6日における海水面および土壌表面でのエネルギーフラックスの変化を図-6に示す。昼間の冠水時には、海面において最大600 J/m²/sの正味放射量により野鳥の池内の水温が約5℃上昇している。このとき海面への正味放射量の約25%が土壌内へ貯熱されていることがわかる。水深が浅くなるにつれ土壌への貯熱量も増加し、干出時には顕熱・潜熱輸送量が冠水時よりも3倍程度大きくなり、夜間、干出した干潟は急激に冷却される。

4. モデルの汎用化に向けた検討

将来的なモデルの汎用化を視野に入れ、長波放射量などの詳細な気象観測が行われていない条件下で、特にAMeDASデータおよび地上気象観測データ(以後、SYNOPデータ)の利用を想定し、これらデータに対す

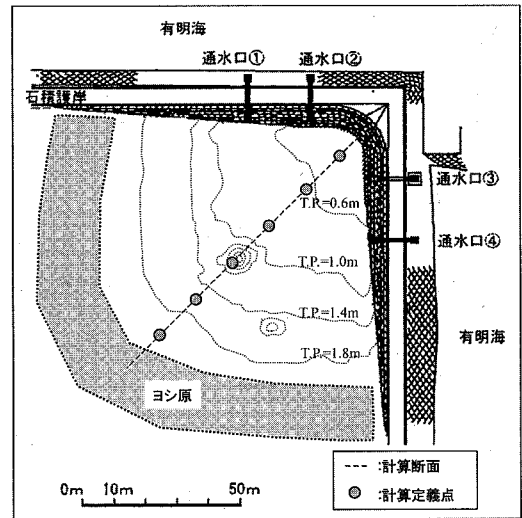


図-2 野鳥の池の標高と計算定義点

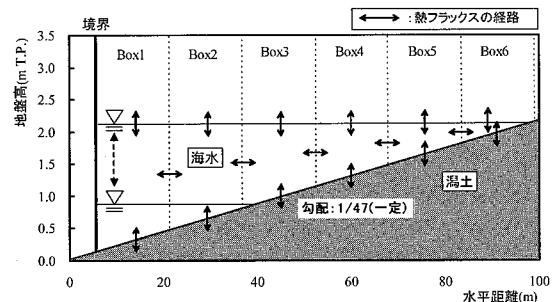


図-3 岸沖方向に鉛直一次元モデルを連結したボックスモデルの概念図

表-1 主なモデルパラメータ

パラメータ	値	単位
空気の定圧比熱	1.006	J/g/℃
水の気化熱	2256.7	J/g
海水の密度	1020	kg/m ³
海水の比熱	3.93	J/g/℃
海面でのアルベド	0.05	-
海表面での光の吸収率	0.55	-
土壌表面でのアルベド	0.18	-
消散係数	0.70	-
土壌の体積含水率	70.0	%
土壌の体積比熱	2.6	J/cm ³ /℃
土壌内の熱伝導率に関する係数		
A	0.58	-
B	1.63	-
C	8.54	-
D	0.14	-
E	5.00	-

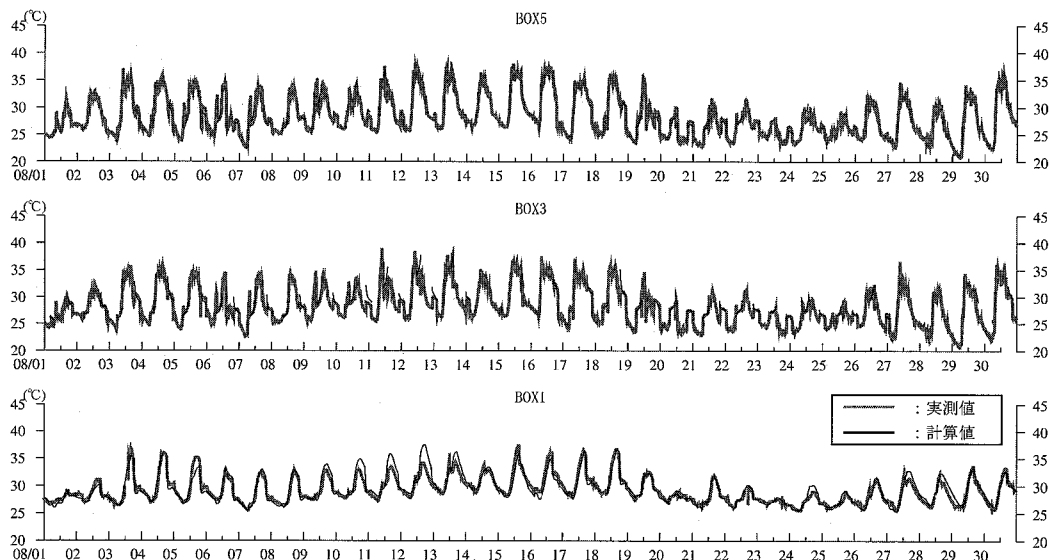


図-4 干潟上の水温の計算値と実測値の比較

※ここで計算値が不連続な箇所は、干潟が干出していることを表し、このときの実測値は気温を測定している。

る本モデルの適用性と適用限界の把握を行った。

(1) 干潟域と気象台（内陸部）での観測値の相違

熊本港地先干潟上で観測された気象データ（田中ら，2004）と、この観測地点に最も近い内陸部に位置する熊本地方気象台における AMeDAS および SYNOP データを 2005 年 6 月から 9 月の期間において比較し、図-7 に示す。なお両観測地点間の直線距離は約 12 km、標高差は約 40 m である。両データの相関性は低く、特に相対湿度は両データ間の差が大きい。このように AMeDAS および SYNOP データを干潟域の計算に用いる場合には、入力値が多少の誤差を含むことが予想され、この誤差量が計算値に及ぼす影響を把握する必要がある。

(2) 入力データの感度解析

上記の誤差量によって生じる計算誤差を感度解析により把握した。ここでは田中ら（2004）の観測値を誤差 0% とし、この観測値に任意の誤差を与え、この誤差に対する計算値の感度を調べた。誤差の設定方法を次式に示す。

誤差を含む観測値 =

$$\text{田中ら(2004)の観測値} \times \frac{(100 \pm \text{誤差}(\%))}{100} \quad (18)$$

また誤差を与える項目は、全天日射量、相対湿度、気温、風速とし、感度解析を行うにあたっては、感度解析の対象項目のみに観測誤差を与えた。（例えば、全天日射量に誤差を与える場合、他の項目の誤差はゼロとする）感度解析結果を図-8 に示す。図中の計算誤差は、計算期間である 2005 年 8 月の計算値と実測値の水温差の範囲をエラーバーとして示した。気温の誤差が最も計算誤差を生じやすいことがわかる。また相対湿度、風速

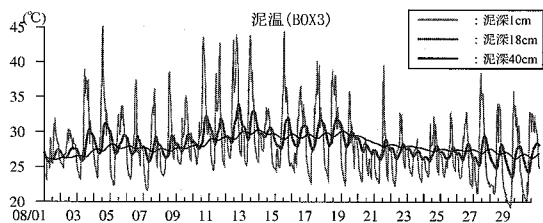


図-5 干潟域の泥温の計算値

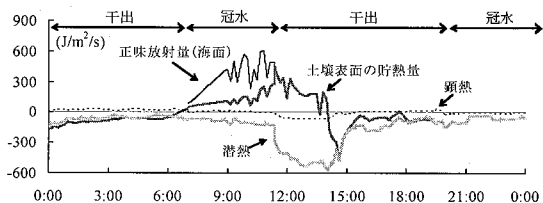


図-6 干潟上のエネルギーフラックスの経時変化

については、気温や全天日射量に比べると、計算誤差を生じにくい項目であると考えられる。

(3) AMeDAS および SYNOP データを用いた熱収支計算

AMeDAS および SYNOP データをモデル入力値とする場合には、AMeDAS および SYNOP データでは観測されていない長波放射量の取り扱いが重要となる。本研究では、一般的に沿岸域の熱収支計算に用いられる Brunt のバルク式（横山，1993）による、干潟域における長波放射量の再現性について検討を行った。その結果、干潟域の長波放射量は干出・冠水を問わず Brunt のバルク式によって再現でき、モデル適用海域と AMeDAS

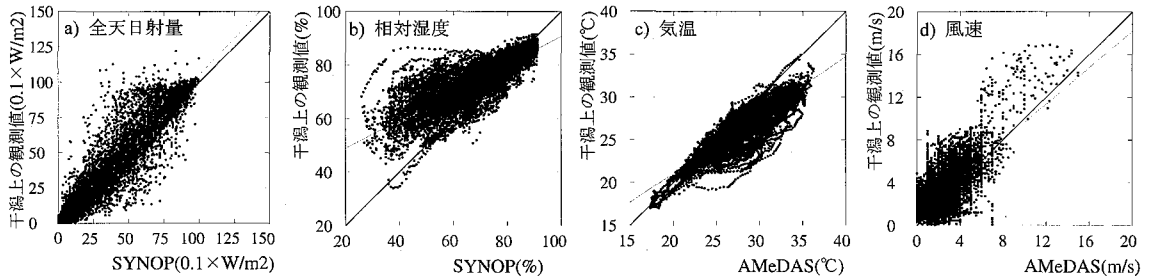


図-7 干潟上観測データ (田中ら, 2004) と AMeDAS および SYNOP データの比較

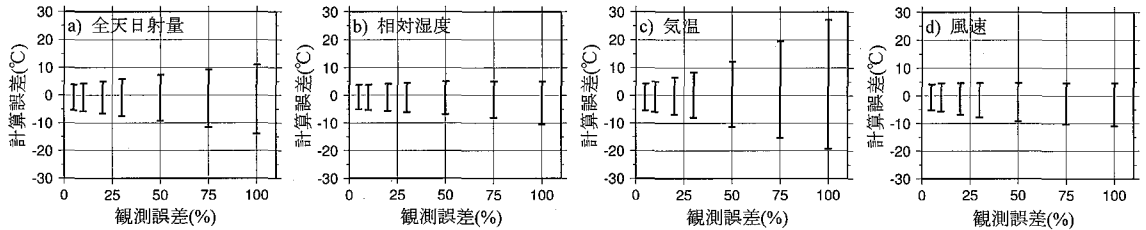


図-8 野鳥の池における観測誤差から推測される計算誤差 (水温)

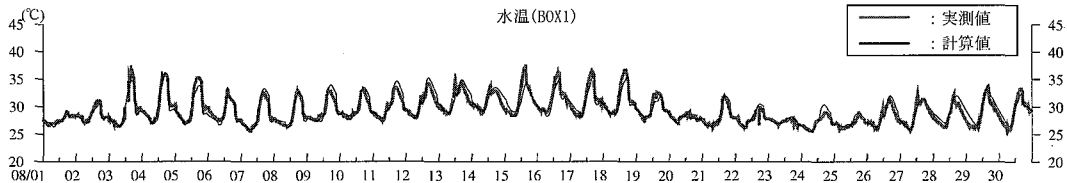


図-9 AMeDAS および SYNOP データ (熊本地方気象台) を入力値とした計算結果

※ここでは紙面の都合上, BOX1 のみ計算値を記載した。

および SYNOP データの観測地点が比較的近距离であれば, AMeDAS および SYNOP データを直接, モデル入力値とした場合にも計算精度は保たれることが明らかとなった (図-9)。

5. おわりに

数値シミュレーションにより干潟域の熱収支を検討した結果, 干出・冠水のサイクルに伴う水温・泥温の変動特性を比較的良好な精度で再現できた。水深が 2 m 前後の干潟域では, 冠水時でも海水表面での正味放射量の約 20 ~ 50 % が土壌面へ貯熱されていることが明らかとなった。このことは干潟域の流動・水質シミュレーションおよび干潟底質環境評価において, 海水と土壌面の熱交換の影響を無視できないことが改めて示された。本研究は平成 18 年文部科学省重要課題解決型研究「有明海生物生息環境の俯瞰型再生と実証実験」の成果の一部である。

参考文献

近藤純正 (2000): 地表面に近い大気 of 科学 理解と応用, 東京大学出版会, pp. 137-165.

- 鈴木輝明・青山裕晃・畑 恭子 (1997): 干潟生態系モデルによる窒素循環の定量化ー三河湾一色干潟における事例ー, 海洋理工学会誌, Vol. 3, No. 1, pp. 63-80.
- 相馬明郎・関口康之・柿尾忠秀 (2005): 貧酸素海域の生態系評価を目的とした内湾複合生態系モデル “ZAPPAI (雑俳)” の開発と適用, 海洋理工学会誌, Vol. 11, No. 2, pp. 21-52.
- 滝川 清・増田龍哉・田中健路・弥富裕二 (2004): 創生された人工干潟における環境変動のメカニズムに関する研究, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 1201-1205.
- 田中健路・滝川 清・成松 明 (2004): 有明海干潟上における大気-海面-陸面間のエネルギーフラックスに関する観測, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 1131-1135.
- 二瓶泰雄・網島康雄・佐藤正也・青木康哲・佐藤慶太・灘岡和夫 (2002): 現地観測に基づくマングローブ域の水温・放射環境に関する研究, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 1206-1210.
- 松永信博・児玉真史・福田和代・杉原祐司 (1998): 干潟における熱収支の観測, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 1056-1060.
- 横山長之 (1993): 海洋環境シミュレーション水の流れと生物, 白亜書房, pp. 85-102.
- Bristow K.L. and G.S.Campbell (1986): Simulation of Heat and Moisture Transfer through a Surface Residue -Soil System, *Agricultural and Forest Meteorology*, 36, pp. 193-214.