

港湾技研資料

TECHNICAL NOTE OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH INSTITUTE
MINISTRY OF TRANSPORT, JAPAN

No.901 June 1998

盤洲干潟における地中熱伝達の測定

江	口	菜	穂	子
細	川	恭	比	史
桑	江	朝	比	呂
三	好	英	一	
木	部	英	治	

運輸省港湾技術研究所



目 次

要 旨	2
1. はじめに	4
2. 干潟での熱構造	4
2.1 昼間-干出時	4
2.2 昼間-冠水・下げ潮時	5
2.3 昼間-上げ潮時	5
2.4 夜間-干出時	5
2.5 夜間-冠水・下げ潮時	6
2.6 夜間-上げ潮時	6
3. 現地調査の内容	7
3.1 気温, 地表面温度, 地中温度	7
3.2 アルベード	7
3.3 日照時間	7
4. 観測結果	7
4.1 地温変動	7
4.2 全天日射量と反射光量	10
4.3 粒度・含水比・密度	10
5. 干潟地中の温度伝導度	10
5.1 砂浜の温度伝導度の推定	10
5.2 地表面での周期変動を仮定しての算定	11
5.3 熱微分方程式からの直接算定	12
6. 干潟地表面での熱伝導	12
7. おわりに	16
参考文献	16
主な単位と換算	16

Measurement of Sediment Thermal Conduction in Banzu Tidal Flat

Naoko EGUHCHI*
Yasushi HOSOKAWA**
Tomohiro KUWAE*
Eiichi MIYOSHI*
Eiji KIBE

Synopsis

Intertidal flats are submerged under water and exposed into the air repeatedly, and supporting active benthic ecosystems. Sediment temperature affects the activities of benthos, bacteria, and chemical reaction rates. The diffusion and the transportation of the heat inside the sediment is important as well as the supply and release of energy at the sediment surface. Therefore, we measured atmospheric temperature, sediment surface temperature, underground temperature (4 layers) and albedo at Banzu Intertidal Flat in Tokyo Bay on September, 1996 and February, 1997. The thermal conduction in the surface sediment is controlled by the different boundary conditions. Those are radiation from the sun, overlying surface water, and atmospheric temperature. We classify these effects. Followings are found;

- 1) The thermal conduction rate " K " is 0.002~0.005(cm²/s) on the wet sediment in Banzu Intertidal Flat.
- 2) It is unable to ignore the heat flux by surface water intrusion at the surface sediment. The sediment temperature below the underground water level is managed by the thermal diffusion from the surface sediment.

Key Word; Sediment Thermal Conduction, Underground Temperature, Temperature Conduction Rate, Tidal Flat

* Member of Environment Purification Laboratory, Marine Environment Division

** Chief of Environment Purification Laboratory, Marine Environment Division

3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826

TEL:0468-44-5019; FAX:0468-44-6243; E-mail:hosokawa@cc.phri.go.jp or kuwae@cc.phri.go.jp

盤洲干潟における地中熱伝達の測定

江 口 菜穂子*
細 川 恭 史**
桑 江 朝比呂*
三 好 英 一*
木 部 英 治*

要 旨

干潟では、潮汐により干出・水没を繰り返している。特に地中では生物活動や化学変化等が活発であり、それらの活動は地中温度に強く支配されている。地中における熱構造を把握することは干潟における環境と機能の相互関係を把握する上で重要な課題の一つと考えられる。本研究では1996年9月と1997年2月に千葉県木更津市にある盤洲干潟において気温、地表面温度、地中温度（4層）を測定し、干出・冠水・上げ潮・下げ潮・昼間・夜間で地表面における熱伝達の様子を場合分けして、以下の結論を得た。

- 1) 温度伝導度 K として $0.002 \sim 0.005$ (cm^2/s) の値を水分を含んだ干潟泥に対して得た。
- 2) 干潟表層では地中温度は地表面からの熱拡散による伝達に加え、干出・水没などによる熱の移流も考える必要がある。

キーワード；熱伝達，地中温度，温度伝導度，潮汐

* 海洋環境部海水浄化研究室

**海洋環境部海水浄化研究室長

〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1

TEL : 0468-44-5019 ; FAX : 0468-44-6243 ; E-mail : hosokawa@cc.phri.go.jp または kuwae@cc.phri.go.jp

1. はじめに

海陸境界としての干潟・砂浜では、絶えず潮汐により干出と冠水を繰り返している。そのために独特の環境を生み出している。昨今では沿岸海域の富栄養化の原因となるリンや窒素の除去能力や水産資源の確保という点で、干潟における生物環境や化学環境が注目されている。しかし、このような極浅海域では物理環境が複雑で変動が大きく、生物・化学環境に対する影響も大きい。その物理環境の一要素に熱環境がある。特に地中では生物活動や化学変化等が活発であることに加えて、生物活動や化学作用は温度依存性が大きい。地中における熱構造を把握することはこの海域における環境を把握する上で重要な課題の一つと考えられる。

これまでに、干潟底泥の地温変動や(山本ら 1994¹⁾、林ら 1996²⁾)、干潟表面における熱伝達について(水鳥ら 1987³⁾、朴ら 1996⁴⁾) 報告されている。この中で、地中における熱の拡散の様子を示す温度伝動度として、0.003~0.004 (cm²/s) 程度の値が紹介されている。いずれも、冠水の効果を見捨て平均的な値を推定するといった整理の上で求めた値である。干潟域では潮汐による水没と干出とを絶えず繰り返しているため、地中における熱環境を考えると潮汐の影響を見捨てることはできない。潮汐による水没と干出の影響を考慮した報告はまだ少ない。

そこで本研究では極浅海域の一つである干潟で地中温度・気温・地表面温度を測定し、そのデータを検討して干潟底泥中における熱が潮汐によりどのように変化するかを考察した。

2. 干潟での熱構造

地表面では、昼間、太陽から放射された短波放射エネルギーを受けとる。その一部は地表面で反射され、反射光として天空に戻る。日射のエネルギーフラックスに対する反射のエネルギーフラックスの比をアルベードとよぶ。また、天空の大気や雲から長波の大気放射によるエネルギーを受けとる。一方、地表面ではその温度の4乗に比例した長波放射を天空に向けて出している。地表面が吸収したこれらの長波・短波の放射エネルギーは、地表面を暖め地中に熱を伝達する(地中に蓄えられるエネルギーを貯蓄熱と呼ぶ)とともに、地表面の水分を蒸発させ(蒸発させるエネルギーを潜熱と呼ぶ)地表に接する空気を直接暖める(空気を暖めるエネルギーを顕熱と呼ぶ)。

一般に入力放射量 R のうち地表面が吸収する正味放射量 R_n は、アルベードを ref 、水平面日射量を S^d 、大気からの長波放射(赤外放射)量を L^d 、地表面温度に対する黒体放射量を σT_s^4 とすると、次式で定義される⁵⁾。

$$R_n = (1 - ref) S^d - \epsilon (\sigma T_s^4 - L^d) \quad (1)$$

ここで、 ϵ は長波波長に対する黒体度を示すが、通常の地表面では1と見なせる。アルベードは、水面では0.02~0.1程度、湿潤裸地で0.05~0.15程度、砂地では0.15~0.3程度、乾燥裸地では0.2~0.35程度とされている。湿潤な干潟泥での値についてはよく分かっていない。

地表の薄い層での熱収支を考えてみる。この層がごく薄い場合(1mm以下)、その熱容量は無視でき、この層に入るエネルギーと出るエネルギーはいつも等しいとすることができる。薄層の上面に入るエネルギーは正味放射量 R_n 、出るエネルギーは顕熱フラックス H 、と潜熱フラックス ιE とである。薄層の下面から地中に入るエネルギーは地中伝導熱 G である。 G は貯蓄熱ともいい、地中温度(水面の場合は水温)を上昇させるエネルギーである。これらの関係は、エネルギー保存の法則に従い次式で表わされる⁵⁾。

$$R_n = H + \iota E + G \quad (2)$$

ただし、気象や温度の状況により、 H 、 ιE 、 G は必ずしも常に正の値になるとは限らない。

今回対象としている干潟では干出と水没を繰り返している。太陽から放射された熱が最初に達するところが底泥であったり海水面であったりするので、①アルベードが異なり、吸収するエネルギーが変わる、②貯蓄熱は地中伝導熱となる時と水中伝導熱となり水温を上昇させるのに使われ地中には伝わりにくくなる時がある、といった違いが生ずる。さらに、沖からの上げ潮時には特にそうである場合が多いが、水没時の海水温と底泥温とが異なり、日射の効果がなくとも海水と地表面とで熱のやり取りが生じることがある。したがって干潟では、昼間と夜間での熱収支の違いに加え、冠水時、干出時、上げ潮時、下げ潮時によって熱収支に違いが出てくると考えられる。

2.1 昼間-干出時

図-1は昼間干出時における干潟での熱収支を表わした図である。この時、式(1)が成り立ち、正味放射量 R_n は潜熱輸送量 ιE 、顕熱輸送量 H として地上の空気内に放出され、貯蓄熱は地中伝導熱 G として地中温度を上昇させる。

2.2 昼間-冠水・下げ潮時

図-2は昼間冠水・下げ潮時における干潟での熱収支を表わした図である。太陽から放射された熱はまず海水面に到達するので、潜熱・顕熱は海水面から放射される。この時貯蓄熱は水中伝導熱となり海水温を上昇させるのに使われる。そして、下げ潮時は地表面上の海水がなくなるまで冠水時と同じ熱収支の機構が考えられる。

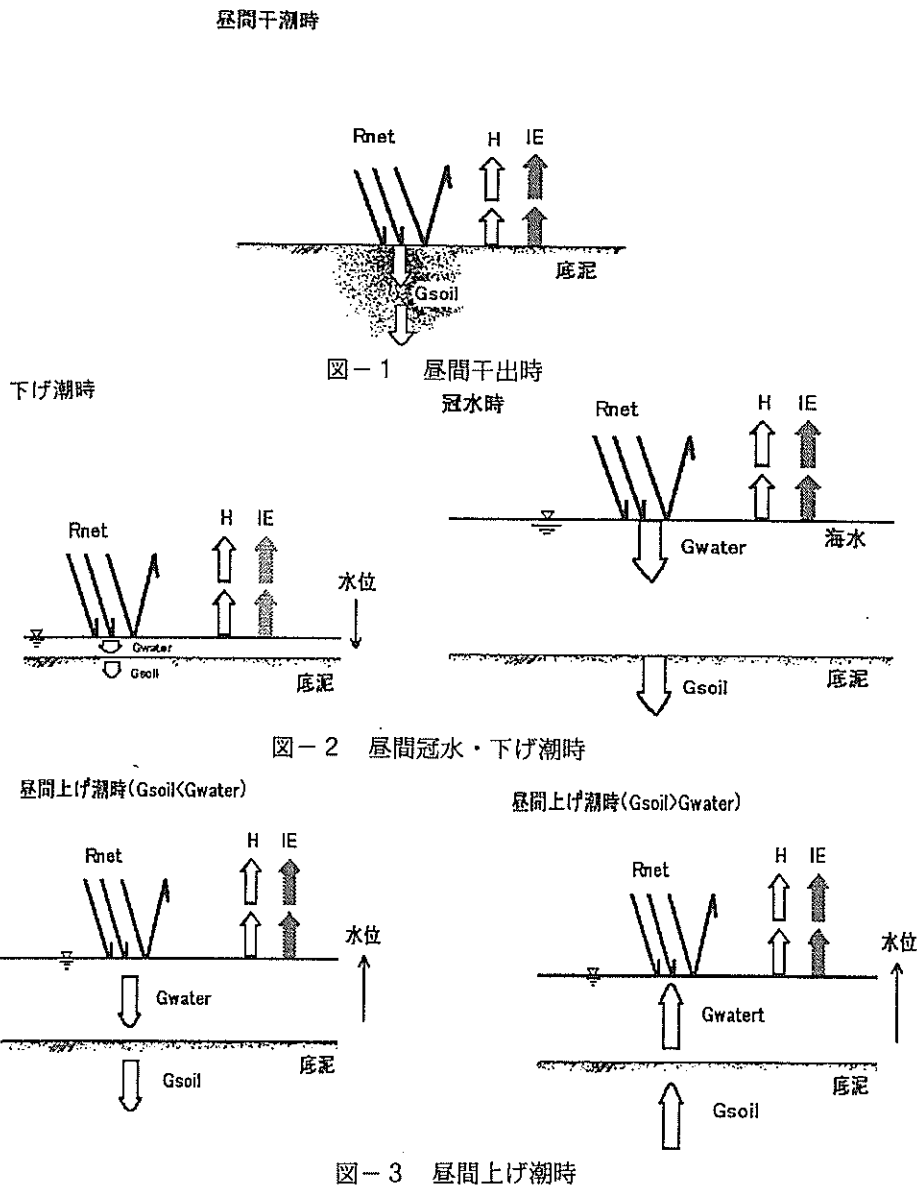
2.3 昼間-上げ潮時

図-3は昼間上げ潮時における熱収支を表わした図である。上げ潮時は、地表面温度>海水温であれば地面の

熱は海水の方に移動し、地表面温度<海水温であれば海水から地表面のほうに熱が移動し、海水-地表面間の温度差がなくなるまで続く。その時、太陽から放射される熱は、上記冠水時と同じように分けられる。

2.4 夜間-干出時

図-4は夜干出時における熱収支を表わした図である。夜間は太陽からの放射熱はなく、式(1)の左辺は昼間に比べ非常に小さな値となる。 H については、地表面温度>気温のときは地表面から外気へ熱が放射れ、地表面温度<気温のときは外気から地表面に熱が移動する。特



夜間干潮時

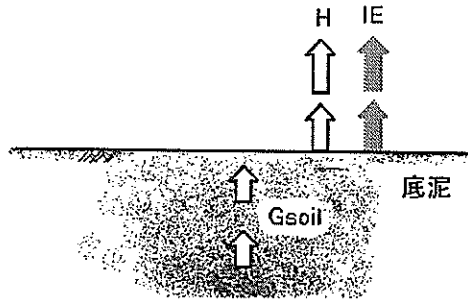
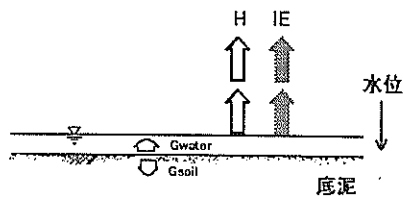


図-4 夜間干出時

下げ潮時



冠水時

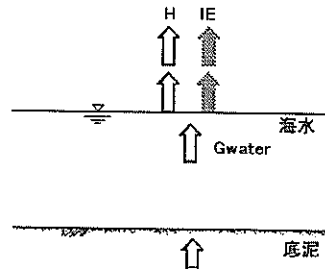
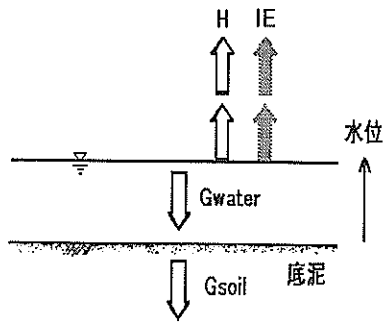


図-5 夜間冠水・下げ潮時

夜間上げ潮時 ($G_{soil} < G_{water}$)



夜間上げ潮時 ($G_{soil} > G_{water}$)

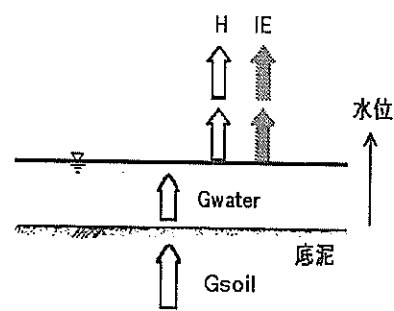


図-6 夜間上げ潮時

に夏季夜間干出時は主に前者の熱移動が顕著になると考えられる。

2.5 夜間一冠水・下げ潮時

図-5 は夜間冠水・下げ潮時における熱収支を表わした図である。太陽から放射される熱はなく、海水面と空気間の熱移動のみになる。

2.6 夜間一上げ潮時

図-6 は夜間上げ潮時における熱収支を表わした図である。太陽からの熱放射はないが地表面と海水間の熱移動は昼間一上げ潮時と同じである。

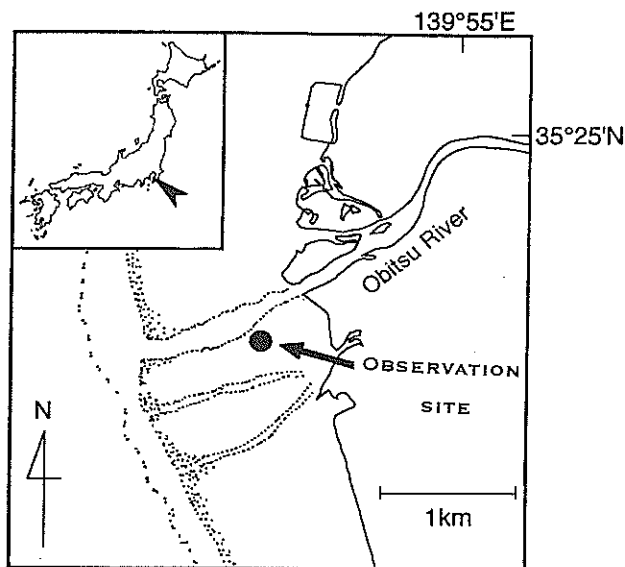


図-7 盤洲干潟における測定点

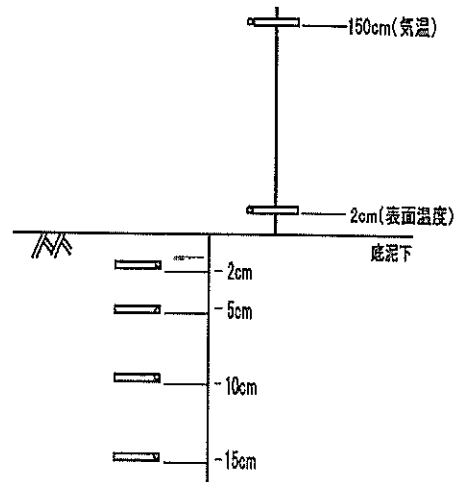


図-9 温度計の設置状況

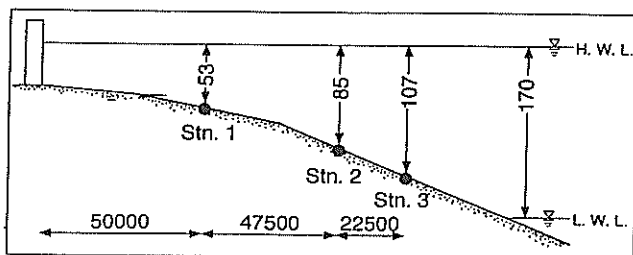


図-8 断面図

3. 現地調査の内容

現地観測は千葉県木更津市にある小櫃川河口に発達している盤洲干潟で行なった(図-7)。測点は、護岸から西方向に500m沖合のstn.1で、高潮帯に位置する(図-8)。

測定項目は気温、地表面温度、地中温度、アルベード、である。なお、日照時間は銚子地方気象台より、潮位は潮位表(気象台編)⁶⁾より入手した。測定方法については、以下のとおりである。

3.1 気温、地表面温度、地中温度

気温、地表面温度、地中温度は、熱電対型温度計(ダバイ・エスベック製 RT-10)により、10分間隔で24時間にわたり計測した。気温は、地上より150cmのところまで計測した。地表面温度は底泥上+2cmに、地中温度については底泥下-2cm、-5cm、-10cm、-15cmの位置で計測した(図-9)。観測日は1996年9月12~13日、1997年2月13~14日でありその日の天気は晴れていた。

3.2 アルベード

太陽放射に関し、反射のエネルギーフラックスと入射エネルギーフラックスの比をアルベードという。アルベードを求めるためには、入射量と反射量とを測定する必要がある。今回は、直達光と散乱光の両者の水平面における強さ(全天日射量)と干潟底泥表面における反射光とを測定し、干潟におけるアルベードを求めた。使用測定機器は、上向きと下向きの相対する2組の熱伝対と受感面を持ち、毎10分ごとに全天日射量と反射量とがkWの単位で測定できる装置(機器名:アルベドメーターMR-22)である。測定期間は1997年2月12, 13, 14日の日中である。

3.3 日照時間

日照時間とは、毎1時間のうち120 MJ/m²以上の直達日射量が降り注がれた時間を表す。銚子気象台において太陽電池式日照計を用いて測定されたデータを用いた。

4. 観測結果

4.1 地温変動

図-10は1996年9月の、図-11は1997年2月の鉛直方向における地温変動と観測期間中の潮位、日照時間を表わす。図-10で-10cmの値が12日の3:00頃から途切れており欠測となっている。地表面+2cmの温度がもっとも変動が激しく最高30.9°C、最低17.1°Cを示している。又、11日13:50~19:50まで、12日1:50~7:00までは冠水しているのでこの期間の+2cmの測定温度は水温を示

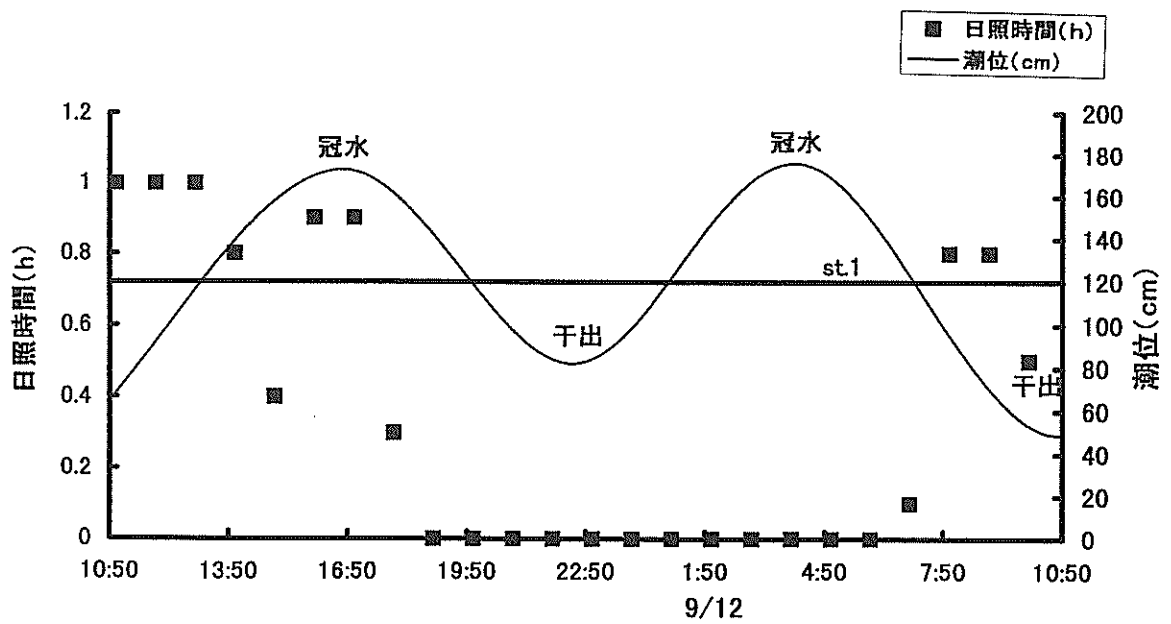
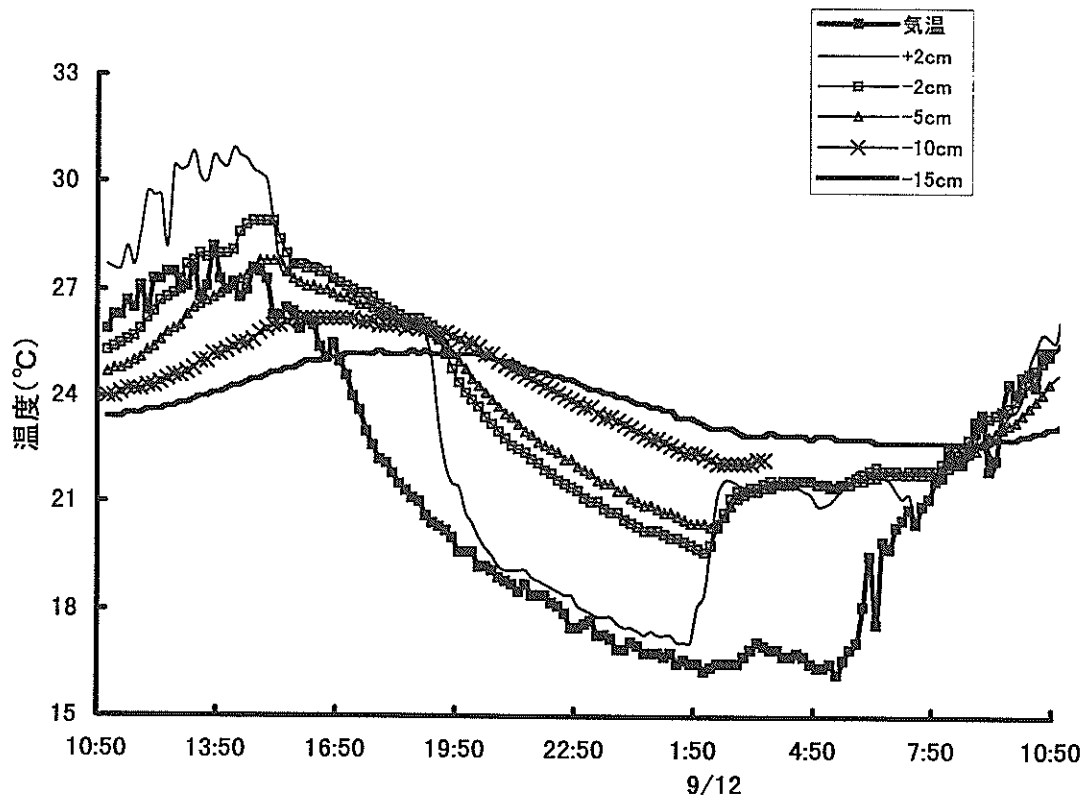


図-10 地温变化と潮位、日照時間 (1996年9月)

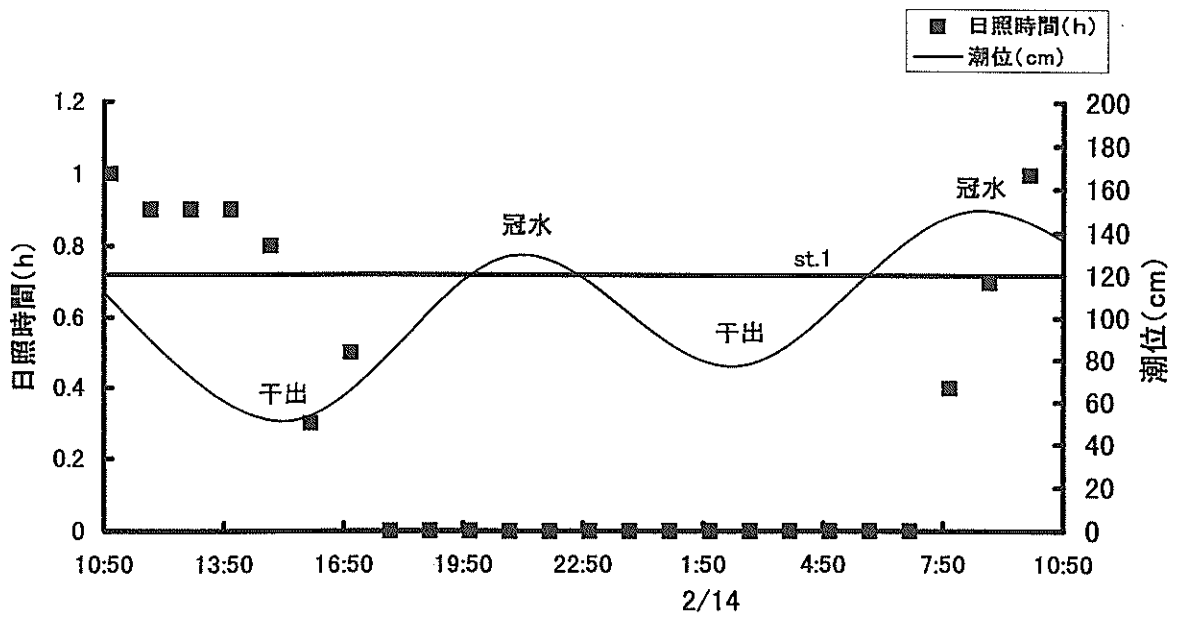
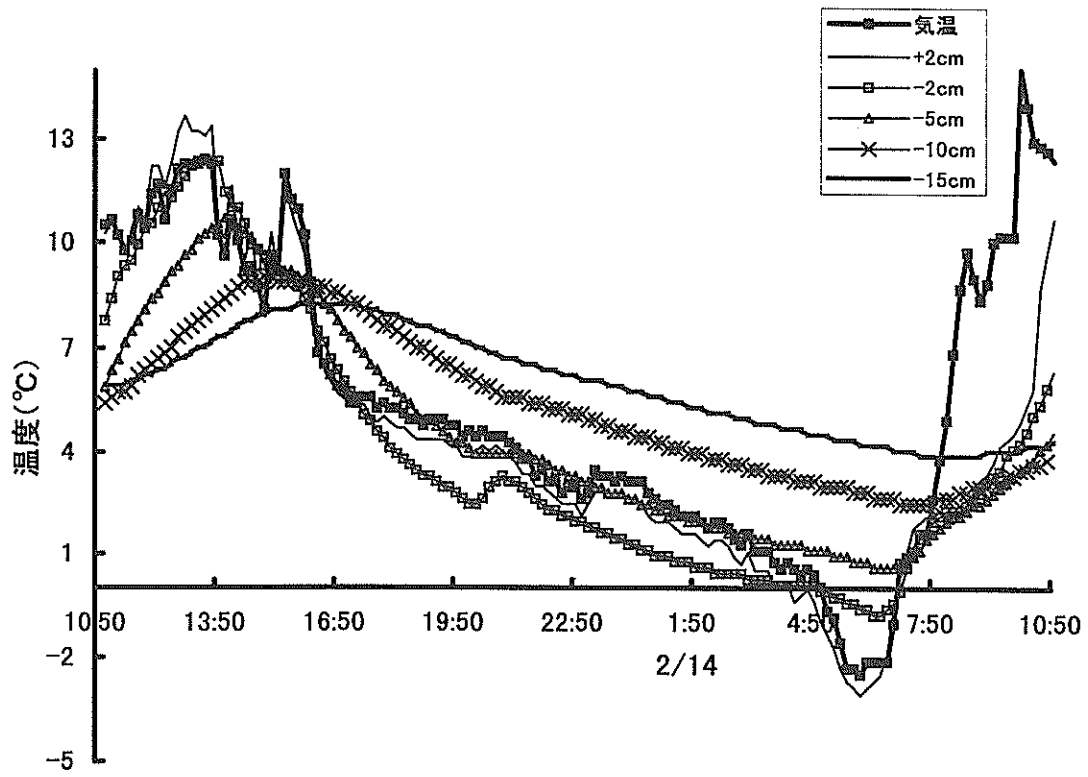


図-11 地温変化と潮位、日照時間 (1997年2月)

していると考えられる。次に変動の激しいのは-2cm, -5cm で, -2cm では最高 28.9°C, 最低 19.6°Cを, -5cm では最高 27.8°C, 最低 20.3°Cを示している。もっとも温度変動の小さかった層は-15cm で, 最高 25.1°C, 最低 23.9°Cを示し, -10cm では-15cm と似たような変動をしている。図-11 では, もっとも温度変動が大きいのは地表面+2cm であり, 最高温度は 13.6°C, 最低温度が-3.1°C である。-10, -15cm は, あまり温度変動は大きくなく, 最高温度が 9.0°C, 最低温度は 2.5°Cとなる。

地中-2cm, -5cm 層は冠水したときに地表面温度に近づく。昼間は地表面温度がもっとも高く地中では深くなるほど温度が低くなっているのに対し, 夜間では地中深くなるほど温度は高くなっている。又地中深くなるほど表層付近の温度変化は伝わりにくくなっており, 各層毎の温度のピークを示す時刻が少しずつ遅れている。

4.2 全天日射量と反射光量

図-12 は 1997 年 2 月 12, 13, 14 日の全天日射量と反射光量の観測結果である。全天日射量に対して地面での反射光量はほとんどなく, 干潟泥面での反射率は平均で 8%である。

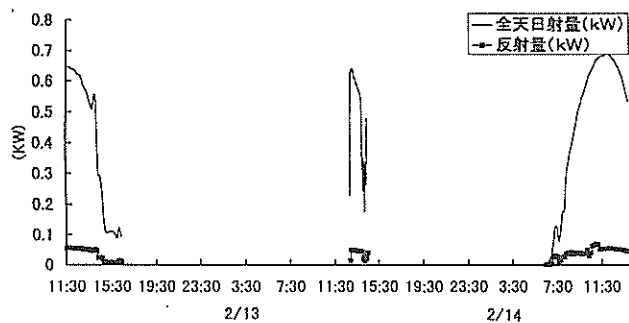


図-12 1997 年 2 月 12, 13, 14 日の
全天日射量と反射量

4.3 粒度・含水比・密度

この地点での土質条件は, 細川ら¹⁾ (1996) によって報告されており, 20cm 程度までは泥深方向に大きな差が見られない。1995 年 8 月の観測では, 中央粒径は 0.19mm, 均等係数 1.8~1.9, シルト・粘土分含有率 2~4%, 強熱減量 2.0~2.2%であった。1996 年 9 月と 1997 年 2 月とにおける観測時の土質も, あまり変化していないと思われる。

表-1 は 1996 年 9 月と 1997 年 2 月とに測定された含水比 (%) と密度 (g/cm³) である。含水比・密度両方とも両月とも深さ方向には大きな変化は見受けられない。

表-1 底質の含水比と密度

	1996.9 含水比 (%)	密度 (g/cm ³)
0cm	34.68	1.97
2cm	30.08	1.75
5cm	33.91	1.82
10cm	37.13	1.83
15cm	33.58	1.75
	1997.2	
0cm	35.25	1.78
2cm	31.10	1.87
5cm	29.58	1.90
10cm	28.85	1.92
15cm	30.11	1.82

5. 干潟地中の温度伝導度

5.1 砂浜の温度伝導度の推定

温度伝導度 K は, 熱伝導率 λ をその物質の比熱 c と密度 ρ との積で除したものである⁹⁾。

$$K = \lambda / c \rho \quad (3)$$

そこで, 底泥の比熱, 密度, 熱伝導率がわかれば温度伝導度 K が求まる。ただし, 干潟底質の熱伝導率や比熱は不明であるし, 底質の状態によるそれらの変化もよく分からない。ここでは砂の物性値を用い, 濡れた砂の温度伝導度を求め, 干潟底質の値を見積もるときの参考にする。

今回の調査時の底泥の含水比 (%), 密度 (g/cm³) は既に表-1 に示した。又, 理科年表⁹⁾ より砂, 水 (淡水) の熱伝導率 λ (ここでは, W/m·K), 密度 ρ (g/cm³), 比熱 c (J/K·g) を調べ, それぞれの値を表-2 にまとめた。

表-2 砂・水の $\lambda \cdot \rho \cdot c$

	砂	水
熱伝導率 λ (W/m·K)	0.3	0.561 (0°C) 0.673 (80°C)
密度 ρ (g/cm ³)	1.4~1.7	1.0
比熱 c (J/K·g)	0.8	1.0

水の熱伝導率は $d\lambda/dT = \text{一定}$

含水率 w (%), 固相率 $(100-w)$ (%) の水を含んだ底泥 (砂質) を考える。この時この底泥の物性は, 水と砂との混合比によって線形的に足し合わせたものとなるとする。すると, 見かけの熱伝導率は,

$$\lambda = (w \times \lambda_w + (1-w) \times \lambda_s) / 100 \quad (4)$$

λ_w : 水の熱伝導率,

λ_s : 砂の熱伝導率.

密度は,

$$\rho = (w \times \rho_w + (1 - w) \times \rho_s) / 100 \quad (5)$$

ρ_w : 水の密度,

ρ_s : 砂の密度.

比熱は,

$$c = (w \times c_w + (1 - w) \times c_s) / 100 \quad (6)$$

c_w : 水の比熱容量,

c_s : 砂の比熱容量.

よって, K は上記で求められた λ , ρ , c によって算定することができる¹⁰⁾.

表-1, 2 から求められた λ , ρ , c , を用いて各深さ毎の見かけの温度伝導度 K を求めた. 結果を表-3 に示す. 値は 1996 年 9 月, 1997 年 2 月とも $2.5 \sim 2.7 \times 10^{-3}$ (cm^2/s) 程度の間にある. 現場干潟泥に対する値はほぼ似たような値になると思われる.

表-3 物性値から求めた濡れた砂の温度伝導度 K

1996.9	温度伝導度 K (cm^2/s)
-2cm	0.0025
-5cm	0.0027
-10cm	0.0027
1997.2	
-2cm	0.0027
-5cm	0.0026
-10cm	0.0025

5.2 地表面での周期変動を仮定しての算定

4.1 の地中温度の結果より地中の温度伝導度を熱微分方程式を用いて求める. 干潟泥中の温度変化は地表面温度を境界条件として地中方向に伝わっていると考えると, 一次元の偏微分方程式で表現できる⁸⁾.

$$dT_G/dt = K \cdot d^2T_G/dZ^2 \quad (7)$$

ただし K : 温度伝導度 (cm^2/s),

λ : 熱伝導率 ($\text{J}/(\text{cm} \cdot \text{K})$),

c : 比熱 ($\text{J}/(\text{K} \cdot \text{g})$),

ρ : 密度 (g/cm^3),

T_G : 地中温度 (K または $^{\circ}\text{C}$),

t : 時間 (s),

Z : 深さ (cm).

いま, 境界条件として, 地表面において 1 日周期の正弦的な温度変化があるとすると,

$$T_S = A_I \cos(\omega t) \quad (8)$$

$$\omega = 2\pi/\tau$$

T_S : 地表面温度

A_I : 地表面温度の振幅

τ : 周期 ($24 \times 60 \times 60$ (s)).

このとき (7) 式は以下のような解を得る.

$$T_G = A \cos(\omega t - \varepsilon) \quad (9).$$

ここで,

$$\text{振幅 } A = A_I \exp[-z(\omega/2K)^{1/2}] \quad (10)$$

$$\text{位相差 } \varepsilon = z(\omega/2K)^{1/2} \quad (11)$$

である.

今, 深さ Z_1 と Z_2 の 2 地点の地中温度振幅を A_1, A_2 , 位相差を $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ とすると, 上記の振幅, 位相差の式 (10), 式 (11) より温度伝導度 K が求まる. 今振幅から求めた温度伝導度を K_a , 位相差から求めた温度伝導度を K_ε とする.

図-13, 14 は K_a, K_ε を 1996 年 9 月と 1997 年 2 月のデータを用いて求めた値をプロットした物である. 地中温度は図-10, 11 で見たように, 正弦的な変化をしていない. 位相差や振幅の判定がしにくいいため, 波形の似ている地点間を比べることにする. 一方, 深さが離れている地点間の比較の方が誤差が小さくなると思われる. そこで, ここでは 9 月と 2 月の両観測時期とも, 隣接 2 点間の地中温度変化を比較することにした. 図では, 比較した二つの地点の平均深さに対して値を示してある. 値はばらつくものの, K_a は 10^{-3} (cm^2/s) のオーダー ($0.0032 \sim 0.0054$ (cm^2/s)) で, K_ε は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ (cm^2/s) のオーダーの値 ($0.0039 \sim 0.025$ (cm^2/s)) を示している.

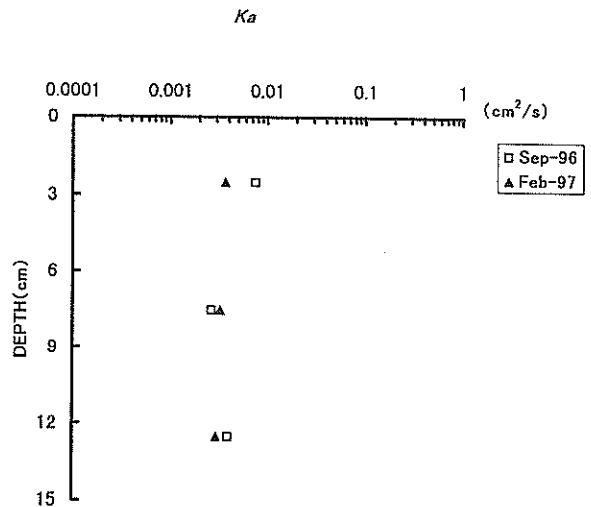


図-13 振幅変化より求めた温度伝導度 K_a

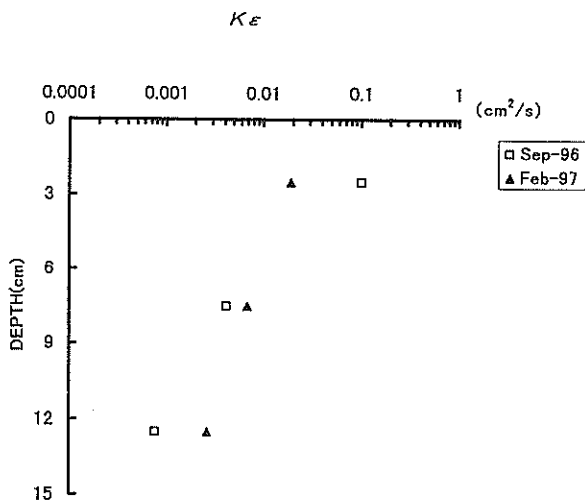


図-14 位相差より求めた温度伝導度 $K \epsilon$

5.3 熱微分方程式からの直接算定

実測では 10 分毎に深さ別の温度が測定されている。そこで、実測値を直接式 (7) の熱微分方程式に入れて温度伝導度 K を求めることができる。

地中温度 T は、深さ Z と時刻 t の関数である。いま、 I 番目の深さ ($Z = Z_I$) の K 番目の時刻 ($t = t_k$) の観測地中温度を、 $T_{I,k}$ と表すことにする。すると、深さ Z_I の時刻 t_{k-1} , t_k , t_{k+1} での地温は $T_{I,k-1}$, $T_{I,k}$, $T_{I,k+1}$ となり、深さ Z_{I-1} , Z_{I+1} の時刻 t_k での地温は $T_{I-1,k}$, $T_{I+1,k}$ となる。そこで、式 (7) の偏微分方程式は次のように差分化される。

$$\frac{(T_{I,k+1} - T_{I,k-1}) / (t_{k+1} - t_{k-1})}{K \{ (T_{I+1,k} - T_{I,k}) / (Z_{I+1} - Z_I) - (T_{I,k} - T_{I-1,k}) / (Z_I - Z_{I-1}) \}} = \quad (12)$$

これより 1996 年 9 月、1997 年 2 月の深さ -2cm, -5cm, -10cm について温度伝導度 K を求めた。値を図-15, 図-16 に表わす。深さ -2cm での値を求めるときには、+2cm の温度値を用いて表層地温とした。このため、-2cm での算定値はあまりあてにならない。特に干出時には、誤差が大きと思われる。図-15 では、-5cm 層の値が散らばりが激しく、-10cm の層がもっとも安定している。また、図-16 でも -10cm 層が安定している。図-16 では -5cm と -10cm の層で、0.005 (cm²/s) を中心に値が集中している。大きく見ると、どちらの図でも地表層に近い程、算定温度伝導度はばらつくように見受けられる。

本来、温度伝導度 K は熱の拡散の程度を示し、正の値をとる。しかし、今回の計算値では負を示しているものもあるので、式 (7) の拡散式のみで地中温度の変動や分布が説明できないところもあると考えられる。

式 (7) もしくは式 (12) より温度伝導度 K を求めるときは、左辺の温度の時間変化を右辺の温度勾配の 2 次微分で割って K を求める。したがって温度伝導度 K が負になるのは、①時間変化、もしくは ②温度勾配の 2 次微分の、いずれか一方のみが負になっているときである。式 (7) に示されるような拡散による熱のやりとりに加え、それ以外の機構が存在している結果、温度伝導度が見かけ上負になっていると考えられる。温度伝導度 K は常に正より、

1) $d T_e / d t > 0$, $d^2 T_e / d z^2 < 0$ のとき

$$d T_e / d t = K d^2 T_e / d z^2 + Q$$

$$\text{ただし } |Q| > |K d^2 T_e / d z^2| < 0 \quad (13)$$

2) $d T_e / d t < 0$, $d^2 T_e / d z^2 > 0$ のとき

$$d T_e / d t = K d^2 T_e / d z^2 + Q$$

$$\text{ただし } |Q| < |K d^2 T_e / d z^2| > 0 \quad (14)$$

となる熱 Q の観測点への移流が、拡散に加えて生起していると考えられる。

この機構については不明だが、 K が負になるケースは表層に近い地点で多いことから、浸透海水による熱供給もしくは冷却の可能性も大きい。浸透海水による熱移流量は、浸透海水の海水温と浸透水量とによって左右されていると推定され、地表付近の底生生物による転耕作用や巣穴などの存在にも影響されると思われる。通常、平均粒径が 0.1~0.2mm 程度の干潟での干出時の地下水位の変動深さは地表から数 cm 程度であることが多いようである¹¹⁾。観測時期は異なるが、1997 年 3 月の観測では、最干時潮位 +55cm のときのこの地点での地中水面は、地表からほぼ 10cm の深さにあった。

上げ潮時、海水は干潟泥と接しながら表面を遡上してくため、観測地点 stn. 1 での地温と水温との差が推定できない。このため、浸透海水による熱移流量の見積りはできなかった。したがって、浸透海水の寄与についても不明である。

浸透海水による影響が小さい干出時の深い地点での K 値は、1996 年 9 月、1997 年 2 月両月とも、0.002~0.005 (cm²/s) であり、5.1, 5.2 で求めた値と近い値になっている。境界での正弦関数による温度変動を仮定せずに現地泥に対して直接 K 値を求めていることから、より実態に近いと思われる。水分を含んだ干潟泥の K 値は 0.002~0.005 (cm²/s) 程度の値と判断される。

6. 干潟地表面での熱伝達

一般に地表面からの熱伝達量 (G_z) は、地表面より極薄い層 ($Z_1 \sim Z_2$) では次式によって表わされる¹²⁾。

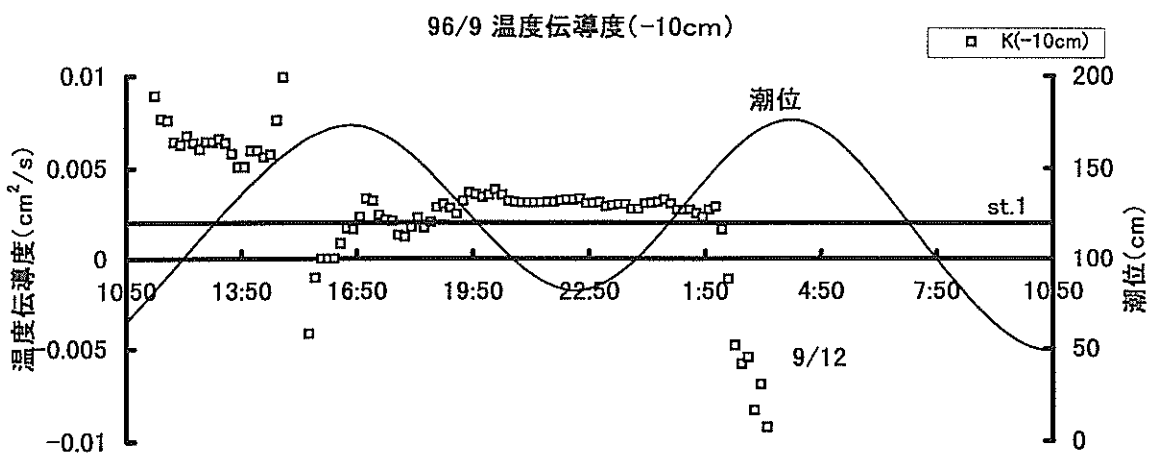
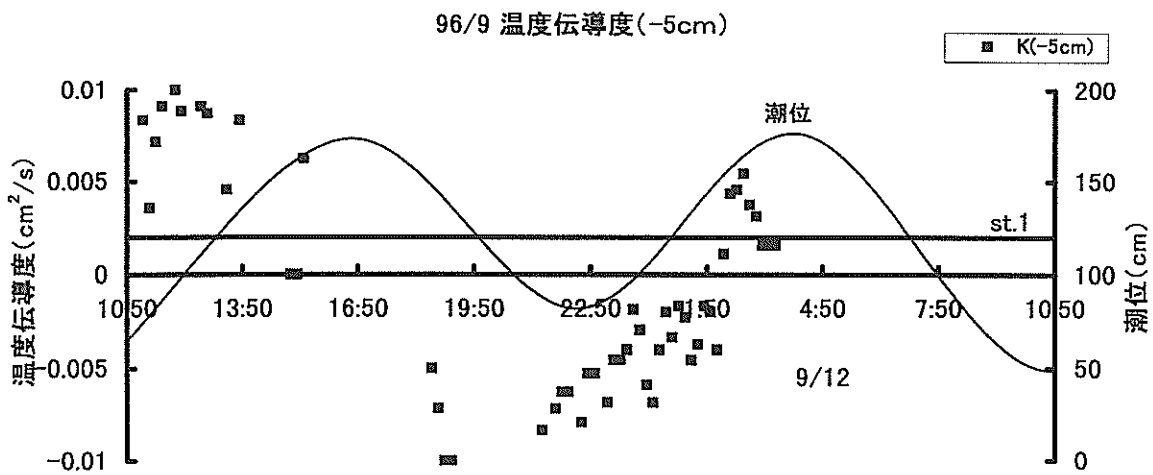
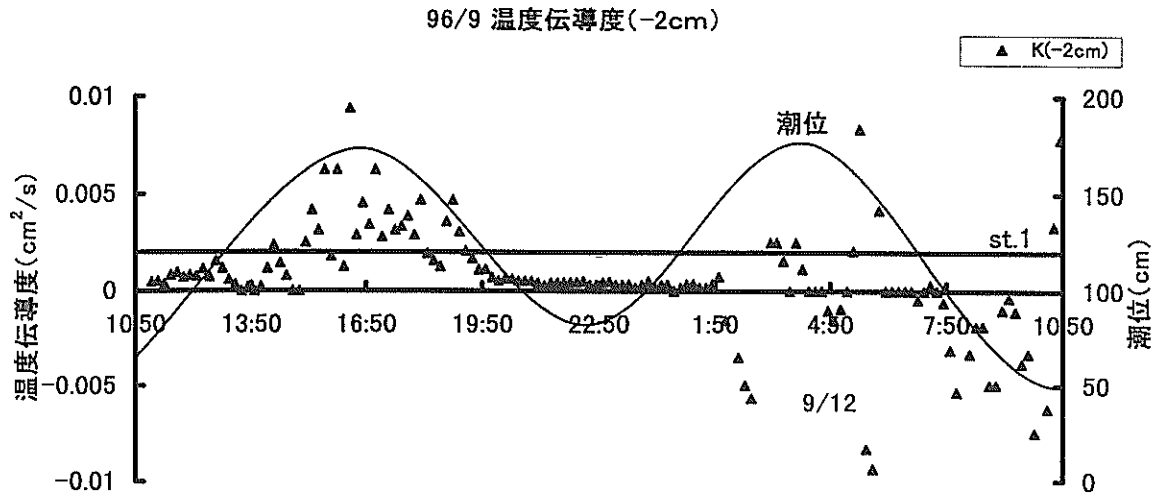


図-15 1996年9月の温度伝導度 (熱微分方程式より算定)

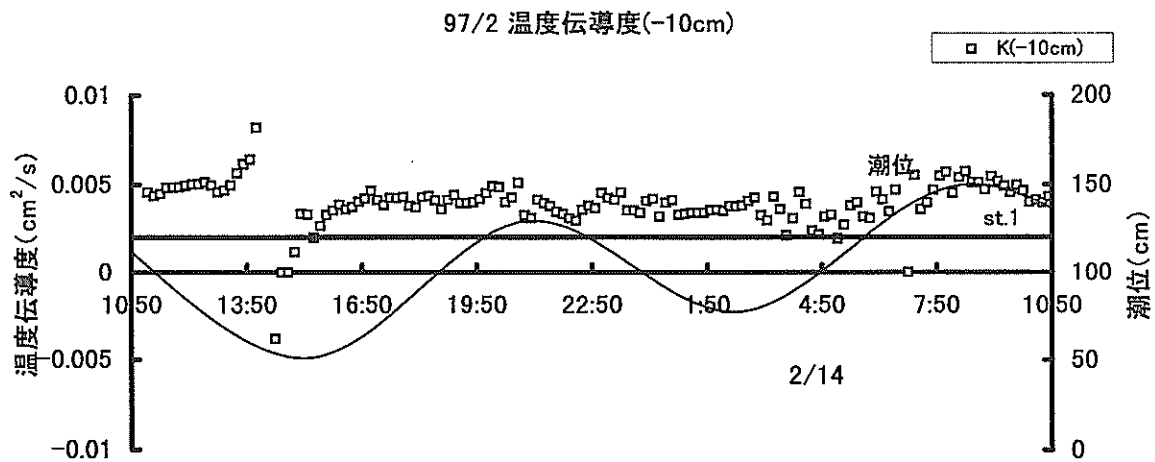
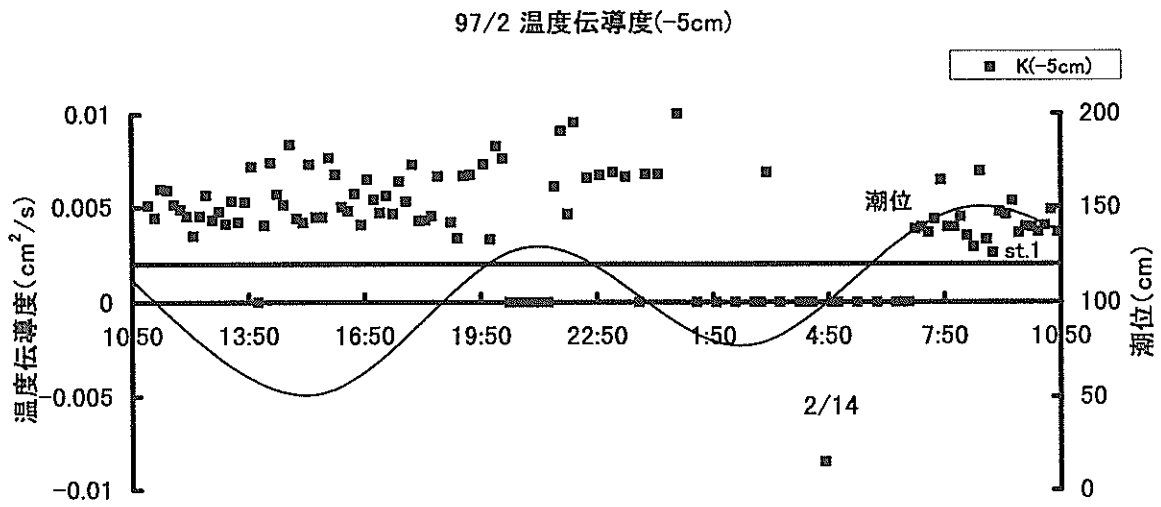
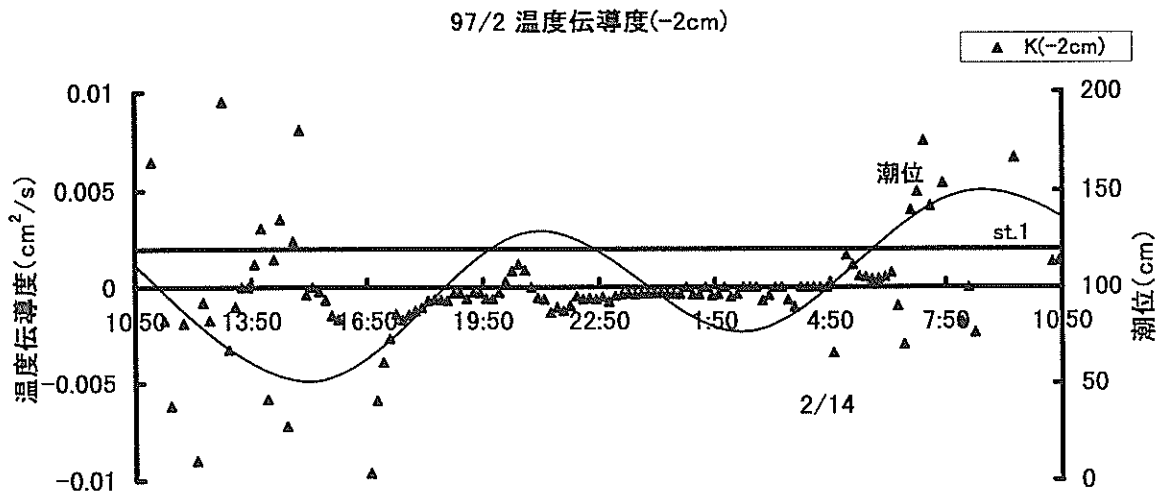


図-16 1997年2月の温度伝導度(熱微分方程式より算定)

1996/9

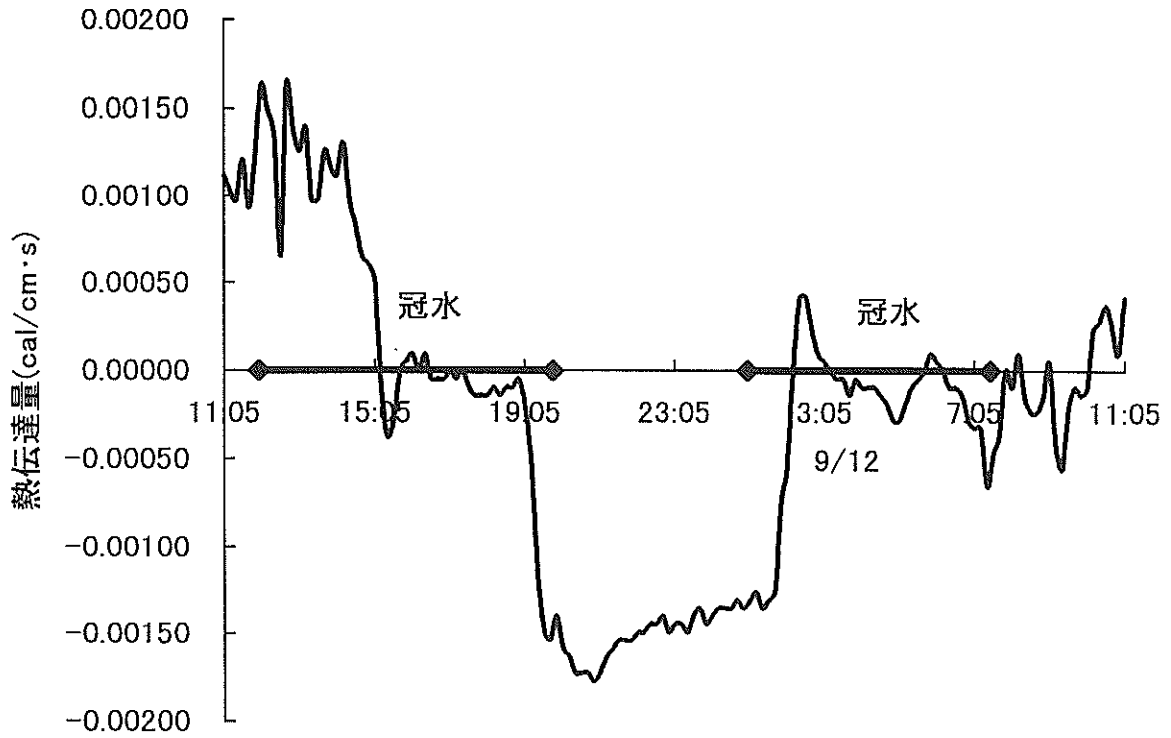


図-17 干潟表面における熱の出入の算定値 (1996年9月)

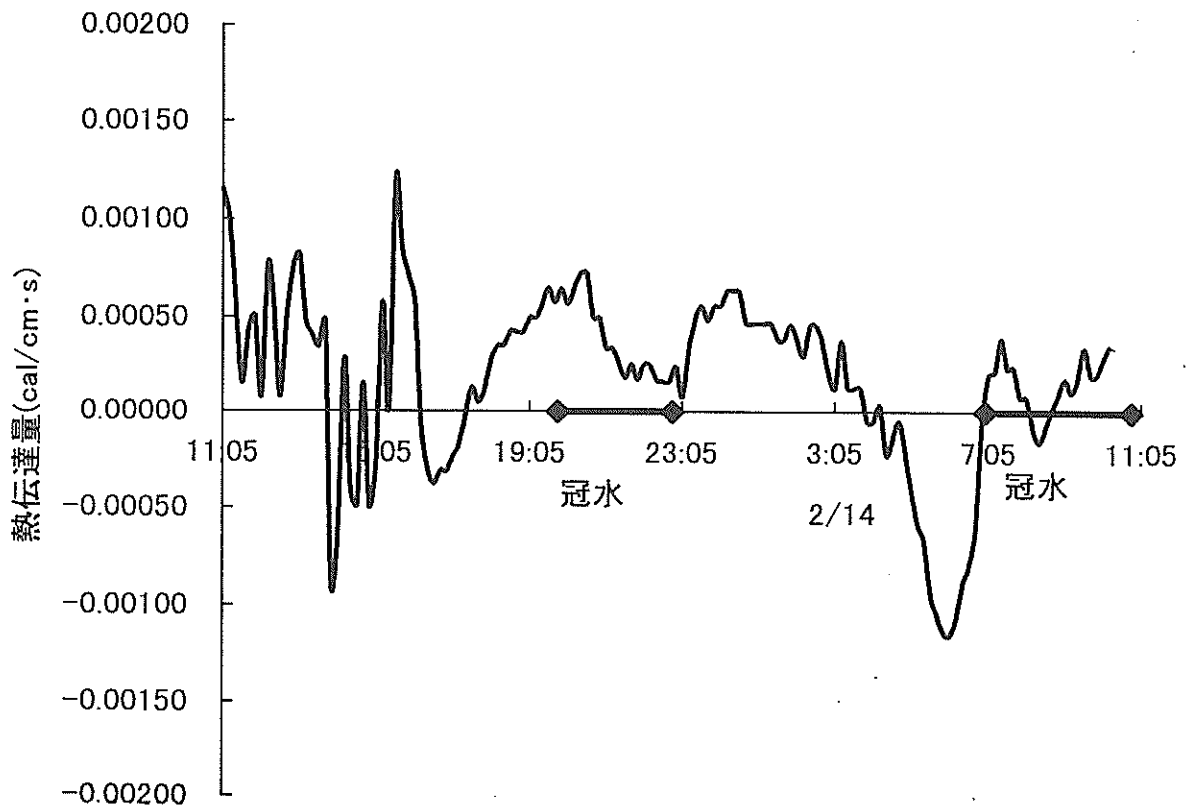


図-18 干潟表面における熱の出入の算定値 (1997年2月)

$$G_z = \lambda (T_2 - T_1) / (Z_2 - Z_1) \quad (15)$$

底泥表層の地中温度勾配と熱伝導率が解れば、地中への熱の伝達量が推定できることになる。+2cmでの測定データを地表の地温とし、-2cmでの測定温度との比較から温度勾配を算定した。また、底泥の物性は不明ながらK値は淡水を含んだ砂と同程度であったことから、砂の物性で代用することとした。これは、干潟表層のK値に0.003 (cm²/s)程度の値を与えたことに相当する。また、各層における移流熱は無視した。

以上のような仮定のもと、表面における熱伝達量G_zを求めると図-17, 18のようになる。なお熱伝導率λは1996年9月, 1997年2月の表層部分の含水比を表-1より参照し、式(4)を用いて求めたものを使った。地中へ向かう熱の伝達量、負は地中から出て行く熱の伝達量である。

両図より、以下のことが考察される。

- ・冬より夏の方が地表面における熱伝達量はやや大きい。
- ・上げ潮から冠水するときは地表面と海水との間で熱の授受が行われ、熱移動が平衡状態になるまではその状態が続く。
- ・夜間は地表面温度より温度の低い空気がある場合(1996年9月の19時から2時まで)は地表面より熱が発散するが、地表面温度より高い温度の空気があるとき(1997年2月の23時から5時まで)は熱を受ける。

7. おわりに

盤洲干潟における地中温度の観測結果より、干潟地表面における地中熱伝導の検討を行なった。その結果、

1. 干潟地表面での加熱・冷却の関与因子の差異により干出/冠水、上げ潮/下げ潮、夜間/昼間の地表面付近における熱伝達の違いが場合分けされた。
2. 地中での熱伝達について温度伝導度を3種類の方法により求めた。水分を含んだ干潟泥の温度伝導度Kとしては、0.002~0.005 (cm²/s)程度の値を得た。
3. 地中温度の挙動は地表面からの熱拡散のみでは説明し難く、熱の移流なども考慮しなければならないことがわかった。

地中温度の挙動を検討するには、地表面からの熱の伝導に加え日射・地表風・浸透海水などによる熱収支も考える必要があり、その寄与や機構を今後解明する必要がある。

ある。

盤洲干潟の調査に対しては江川漁業共同組合・久津間漁業共同組合の御協力を得た。本研究をまとめるに際し、古川恵太海洋環境部主任研究官、日比野忠史海洋環境部主任研究官に数々の助言を頂いた。ここに記し、深く感謝致します。

(1998年3月31日受付)

参考文献

- 1) 山本 正昭, 川俣 茂: 干潟の物理環境(地温と地盤高の変動)の観測, 海岸工学論文集, 第41巻, 1994年, pp.1021~1025.
- 2) 林 文慶, 柵瀬 信夫: 三浦半島江奈湾の干潟における熱環境特性, 海岸工学論文集, 第43巻, 1996年 pp.1206~1209.
- 3) 水鳥 雅文, 曾我 雅海: 干潟海域における熱収支の検討, 電力中央研究所報告, U87013, 1987年
- 4) 朴 鐘和, 中山 哲蔵, 瀬口 昌洋: 干潟底生生物の生息環境に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第44巻, 1997年, pp.1161~1165.
- 5) 近藤 純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994年4月, pp.132~133.
- 6) 潮位表: 気象台編, 1996年, 1997年
- 7) 細川恭史, 木部英治, 三好英一, 桑江朝比呂, 古川恵太: 盤洲干潟(小櫃川河口付近)におけるアサリによる濾水能力分布調査, 港湾技研資料 No.844, 1996年, pp.7~8.
- 8) 近藤 純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994年4月, pp.150~151.
- 9) 理科年表: 国立天文台編, 丸善株式会社, 1998年, pp.423~479
- 10) 土壌物理研究会編: 土の物理学-土質工学の基礎-, 森北出版株式会社, 1985年8月, pp.283~284.
- 11) 岡田光正: 人間活動と共存する人工生態系の創生, 科研費重点領域研究「人間地球系」研究報告書, B007-E23, 1996年, pp.109~123.
- 12) 水鳥 雅文, 曾我 雅海: 干潟海域における熱収支の検討, 電力中央研究所報告, U87013, 1987年, pp.8~10.

主な単位と換算

W = J / s = kg・m² / s³ : 単位時間当たりの仕事

J = N・m = kg・m² / s² : エネルギー, 仕事

W / m² : 単位時間当たり単位面積当たり
輸送されるエネルギー

1 cal = 4.18 J

港湾技研資料 No.901

1998.6

編集兼発行人 運輸省港湾技術研究所

発行所 運輸省港湾技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号

印刷所 株式会社 東京プリント

Published by the Port and Harbour Research Institute
Nagase, Yokosuka, Japan.

Copyright © (1998) by P.H.R.I

All right reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.H.R.I

この資料は、港湾技術研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本資料の全部又は一部の転載、複写は、港湾技術研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。