

(財) 電力中央研究所 正員 水鳥雅文 角湯正剛
同上 正員 曾我雅海 和田 明

1、はじめに：干潟時、沿岸に沿って干潟の発達するような非常に浅い海域の水温変動を検討する場合、干潟から海域への熱伝達量について把握しておく必要がある。本報は、現地観測結果をもとに、干潟における地温の変動特性を検討すると共に、干潟の地中での熱伝導率を算出し、干潟表面での熱伝達量について検討した結果について述べるものである。

2、観測方法：現地観測は、昭和57年8月瀬戸内海西部海域沿岸の干潟域において実施された。図-1に示すような観測塔を数箇所設置し、大潮期小潮期各約2日間連続観測を行った。

3、地温の変動特性と熱伝導率：干潟表面での熱交換過程は、潮時により複雑に変化する例えば、満潮時には海水との間で熱交換が行なわれるのに対し、干潟時には直接大気との間で熱交換が行われることになる。図-2

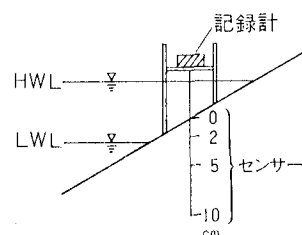


図-1 観測装置

に地温変動の一例を示す。冠水時には上・下層の温度差が小さく、温度変化も比較的緩やかであるのに対し、干潟時には顕著な鉛直分布が形成され、日中には上層ほど高温に、夜間には逆に低層ほど高温になる傾向が認められる。

このような観測をもとに干潟の熱伝導率を以下の方法により算出した。干潟での地温変動は、土中での水移動が小さいと仮定すれば次式の一次元熱伝導方程式により表わされる。

$$\rho c \partial T / \partial t = \partial / \partial z (k \partial T / \partial z) \dots \dots (1)$$

ただし、 ρ ：干潟の密度、 c ：干潟の比熱、 k ：干潟の熱伝導率である。

$$\text{ここで } T(t, 0) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos i \omega (t - t_{0i}) \dots \dots (2), \quad T(t, \infty) = A_0 \dots \dots (3)$$

の境界条件のもとに(1)式を解くと次のような解が得られる。

$$T(t, z) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i e^{-\frac{z}{D}} \cos (i \omega (t - t_{0i}) - \frac{z}{D}) \dots \dots (4)$$

ここで、 D は減衰深さ(温度振幅が地表面での $1/e$ になる深さ)であり、これより熱伝導率 k は

$$\text{次式のように求められる。} \quad k = \rho c \omega D^2 / 2 \dots \dots (5)$$

今、 $\omega = 2\pi / (24 \times 3600) (1/\text{sec})$ として、0cm層でのデータを境界条件に、各パラメーター A_0, A_i, t_{0i} を求め、

(4)式により非線型最小自乗法により各層に対する D を求めた。この減衰深さより熱伝導率を算定する場合、容積比熱(ρc)

の値が必要となる。

次に示す表中の4測

点についてはほぼ同

様の含水率(22%程

度)および粒度組成

(中央粒径0.15mm)を

しており、これから

の構成から ρc を算

定すると約0.63cal/

cm³℃と推算される。

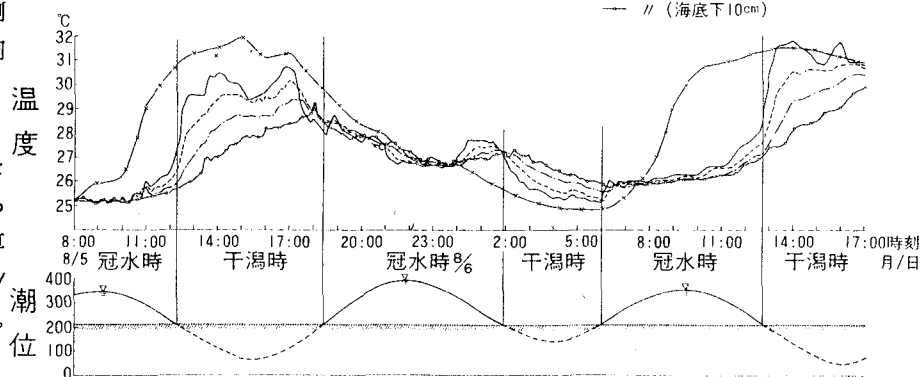


図-2 干潟の地温経時変化

こうして得られた結果を表-1に示す。この表より、地温の日変動に対する減衰深さは、約0.1~0.17mであり、地表面からの位相の遅れ時間は、5cm層で1~2h、10cm層で2~3h程度であった。熱伝導率は $2 \times 10^{-3} \sim 7 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ となり、一般にいわれているwet soilの場合の値 $3 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ とほぼ近い値を得た。

表-1 地温変動特性

項目 測点名	減衰深さ D (m)		地表面からの遅れ時間 (h)		熱伝導率 k ($\times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$)	
	5 cm層	10 cm層	5 cm層	10 cm層	5 cm層	10 cm層
st. 1	0.172	0.139	1.11	2.75	6.77	4.44
st. 2	0.156	0.178	1.22	2.15	5.59	7.28
st. 3	0.099	0.123	1.93	3.11	2.23	3.45
st. 5	0.122	0.128	1.57	2.98	3.41	3.77

4. 干潟表面での熱伝達量：地表面からの熱伝達量は (Q_g) は一般に次式によって表わされる。

$$Q_g = -k \partial T / \partial Z |_{Z=0} \quad \dots\dots (6)$$

ここで、地表面より極薄い層 $(Z_1 \sim Z_2)$ を対象とすれば、上式は次式のように考えることができる。

$$Q_g = k (T_1 - T_2) / (Z_2 - Z_1) \quad \dots\dots (7)$$

一方、Pivovarovは、(1)式より河床での熱伝達量を求める方法として次式を提案している。³⁾

$$Q_g = \frac{2\sqrt{k c \rho}}{\sqrt{\pi \Delta t}} \left[\frac{\bar{T}_b - T_0}{2\sqrt{P}} + \sum_{m=0}^P T_m \psi_{m,P} \right] \quad \dots\dots (8)$$

$$\psi_{m,P} = \begin{cases} \sqrt{P} - \sqrt{P-1} & (m=0) \\ 2\sqrt{P-m} - \sqrt{P-m-1} - \sqrt{P-m+1} & (1 \leq m \leq P-1) \\ -1 & (m=P) \end{cases}$$

ここで、 T_m :地表面温度、 T_b :初期平均地温、 Δt :時間間隔である。この方法では、地表面温度の時系列変動のみから地表面熱伝達量を算定することができる

図-3に(7)式および(8)式によつて干潟表面での熱伝達量を算定した結果の一例を示す。(7)式においては、0cm層と2cm層の実測値をもとに $k = 4.5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ として計算した。その結果、次のような変動傾向が認められた。i) 干潟表面の熱伝達量は、冠水時にはほぼ $\pm 10 \text{ cal/m}^2 \cdot \text{s}$ 程度の範囲にあり、干潮時に比べ比較的小さい。しかし、干上がる前後に若干の熱量のピークをみることができる。ii) 潮時に関係なく、干潟では日中は受熱状態、夜間は放熱状態になる傾向が認められ、特に図-3のように日中干上がる場合には、比較的大きい熱量を受熱している。また一方、この図からPivovarovの式より求めた干潟表面の熱伝達量と前述のそれとを比較すると、両者はほぼ一致していることがわかる。これは、本測点の地温変動が(1)式に示す一次元熱伝導方程式

によって十分表現し得ることを意味すると共に、干潟表面の温度変動さえわかれば、(8)式から干潟表面での熱伝達量を把握できることを示している。

5. おわりに：今後は、干潟表面での熱伝達量の沿岸付近の水温変動に対する寄与度について定量的に検討していく予定である。

<参考文献>

1) 水鳥・角湯他 第30回海講、

1983

2) 岩熊、公害研報第22号、1981

3) A. A. Pivovarov; Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers

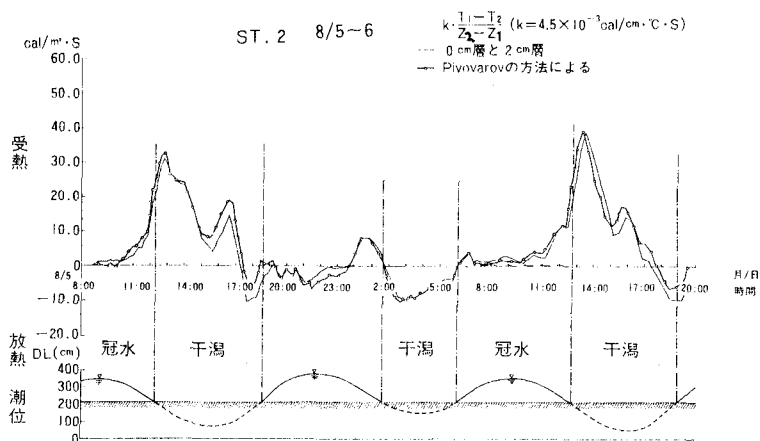


図-3 干潟表面の熱伝達量