



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	河川流入域における熱収支
Author(s)	仲村, 俊毅; NAKAMURA, Toshiki; 梶原, 昌弘 他
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 25(4), 304-317
Issue Date	1975-03
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/23537
Type	departmental bulletin paper
File Information	25(4)_P304-317.pdf



河川流入域における熱収支*

仲村俊毅**・梶原昌弘**

Heat Balance in the Estuarine Region*

Toshiki NAKAMURA** and Masahiro KAJIHARA**

Abstract

A study is described which attempts to obtain information about the temperature fluctuations in the estuarine region from the viewpoint of the heat balance.

Vertical temperature profiles in the sea, the temperature in the river water, the river discharge, solar radiation and other meteorological factors were measured on May 24, July 12, October 6~7 in 1973 and March 7~8 in 1974, in the sea off the mouth of the Yurappu River in Hokkaido.

On the basis of the experimental results, we discussed the role played by the heat exchange at the sea surface, by the heat transfer due to the river discharge and by the heat transfer due to the water movement in the sea, in influencing the temperature in the defined space off the river mouth.

The results obtained are summarized as follows:

1) Only in the surface region close to the river mouth, the temperature fluctuations in seawater or the relative changes of the heat capacity in the water column agreed with the temperature fluctuations in the river water.

2) However, when we treated the temperature fluctuations as in the defined space, the influence of the river discharge as a heat source was very small.

3) In May and July, the increasing and decreasing of temperature arose from the mass transport, which was accompanied by the land ward-wind and the seaward-wind.

4) In October, though the large amounts of negative heat were supplied by the river discharge, this fluxed to the outside of the defined space without the vertical mixing which might influence to the water temperature. The temperature in the sea in the defined space was cooling gradually because of the heat exchange at the sea surface.

5) From the results obtained in March, no remarkable conclusion was found.

はじめに

水温は水産生物の主要な環境要因の一つである。とりわけ、近年ますます重要さを増してきている沿岸の養殖事業を進めるうえで、これら海域における水温、あるいは水温変動を把握することは重要な課題である。また、河川流入域では稚アユの遡上活動にみるように^{1),2)}水温変動が魚類の生態学的意味での刺激となるが、同様にサケ・マスの母川回帰のメカニズムのなかでも水温変動がなんらかの重要な役割をはたしている可能性があるだろう。

* 昭和49年度春季海洋学会にて講演発表

** 北海道大学水産学部北洋水産研究施設

(Research Institute of North Pacific Fisheries, Faculty of Fisheries, Hokkaido University)

一般に沿岸水温の変動は地形要因を含めた広義の海洋・気象条件の影響を受けて急激であり、かつ非常に複雑である。この変動を支配する要因を熱的な観点から考えてみるならば、1) 海面を通しての海洋・大気間の熱交換、2) 流入する陸水による熱輸送、3) 海水流動に伴う熱輸送が主なものであろう。なかでも第3の要因は水温変動に最も複雑な形で寄与していると思われる。すなわち沿岸の恒常的な流れをはじめとして、潮流、風による吹走流、さらには long-shore current や、混合拡散過程が時空間的な水温の微細変動をもたらしているであろう。

この論文は河川水の流入する海域の水温変動を、熱的な観点から考察しようと試みたもので、複雑な変動要因を上記の三つに大別し、その各々の役割り、季節的な変動を明らかにしようとしたものである。

測定海域

八雲町ユラップ川は北海道南部、噴火湾の西岸に位置している。図1に八雲町の位置、並びに河口附近の地形を示した。

このユラップ川は北東方向に開いている小河川で、年平均流量は約 18 ton/sec である。また、サケの遡上数は 1973 年度で 6045 尾、平年で 2000~3000 尾であり、北海道南部での代表的なサケ遡上河川である。河口部の形状は波やうねり、あるいは洪水などによる浸食、堆積作用を受けてかなり変化するが、平均的にみて、幅は約 50~70 m、水深は約 1.0~1.5 m 程度である。海岸線は南北にはほぼ一直線に延び、等深線も海岸線にはほぼ平行しており、単調な海底地形を形成している。なお、海浜および海底底質は砂質である。

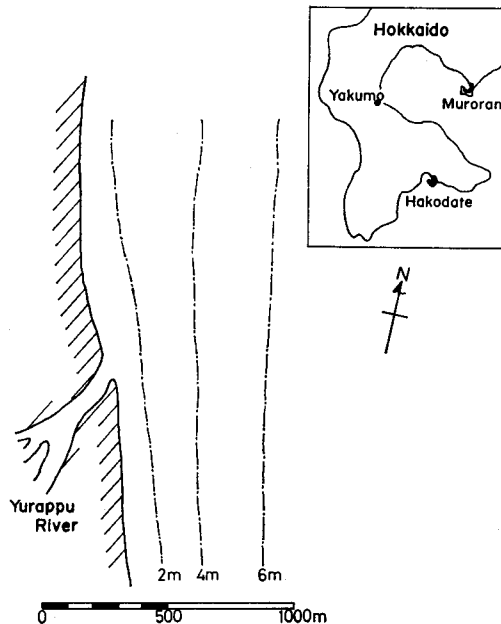


Fig. 1. Location of Yurappu River at Yakumo and contours near the river mouth.

測定および測定方法

測定は、1973年5月24日、7月12日、10月6日~7日、1974年3月7日~8日の計4回行った。

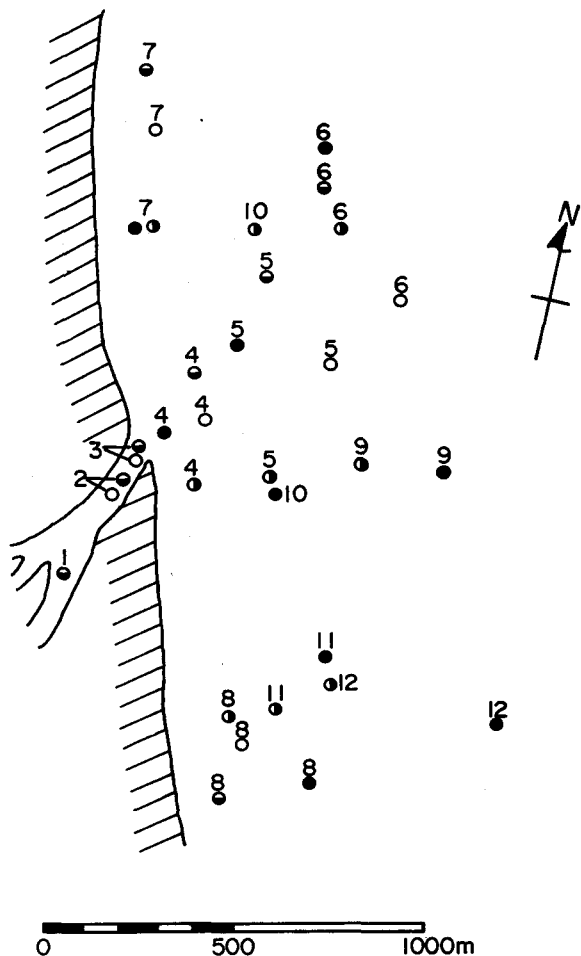


Fig. 2. Sampling stations. ●: May 24, ◐: July 12, ○: October 6~7, ◑: March 7~8

実施した測定項目は、海域の鉛直水温分布、河川水温、河川流量、風向、風速、気温、湿度、日射量、雲量である。

鉛直水温分布の測定は1日に3~4回行った。測定点は図2に示す。ただし1973年5月、および1974年3月は波浪が大きく河口部に近づくことができなかつたため、河口部での測定は行っていない。なお3月は同様の理由から海岸線附近の測定点も欠測している。これら海域の一回の測定に要した時間は30分~1時間である。なお測定位置はあらかじめ三点方位法によって測量した標識ブイを利用したが、観測船(本学部うしお丸)を沖合に停泊させた場合はレーダーによって位置決定を行い正確を期した。

河川水温は、Ryan Model F-8型自記水温計、およびthermistor水温計によって、いずれも連続自記させた。河川流量は1973年7月のみ測定を行ったが、他の測定時の流量は函館土木現業所の資料を使用した。風向、風速は風車型風程風速計を使用し、また気温、湿度はAssmann通風型乾湿計

を使用していずれも 1~2 時間間隔で測定を行った。日射量は Gorczyński 日射計を使用し、連続自記させて測定した。また雲量は目視観測により行った。

測定結果

海域の鉛直水温分布と相対熱量の変動 海域の水温分布は陸水、あるいは局所的な水の流動、混合等による熱輸送に支配される。しかし、これらの輸送過程についての詳細な議論を行えるほど十分な資料を得ていないので、平均的にみた相対熱量を求めて議論を進める。

まず水温の垂直分布を例示してみる。図 3 は河口から北東方向へ数点をとって各測定時毎の水温の

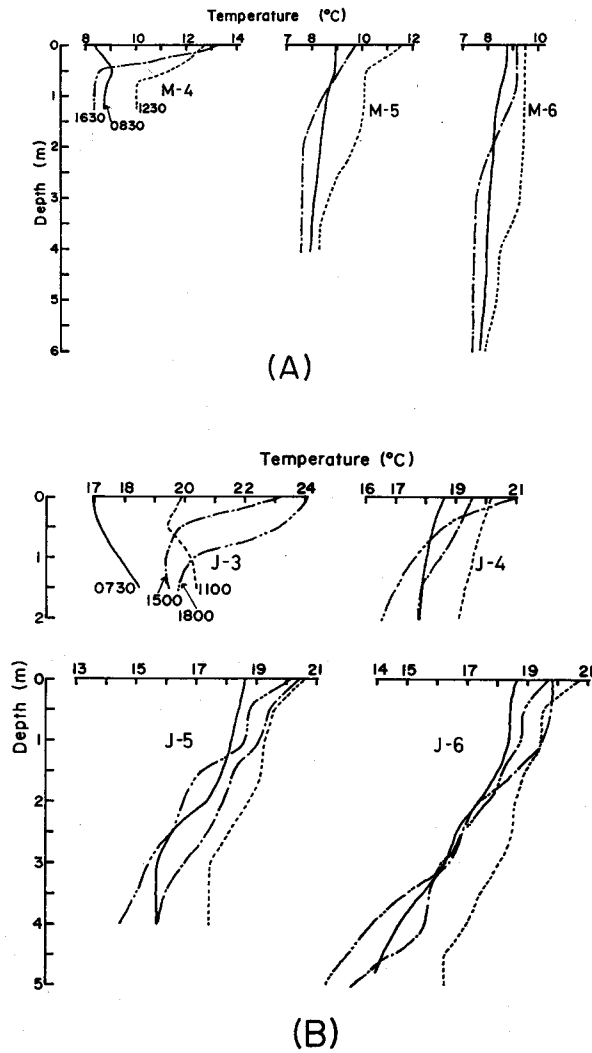


Fig. 3-1. Vertical temperature profiles measured at given times.
(A): May 24, (B): July 12

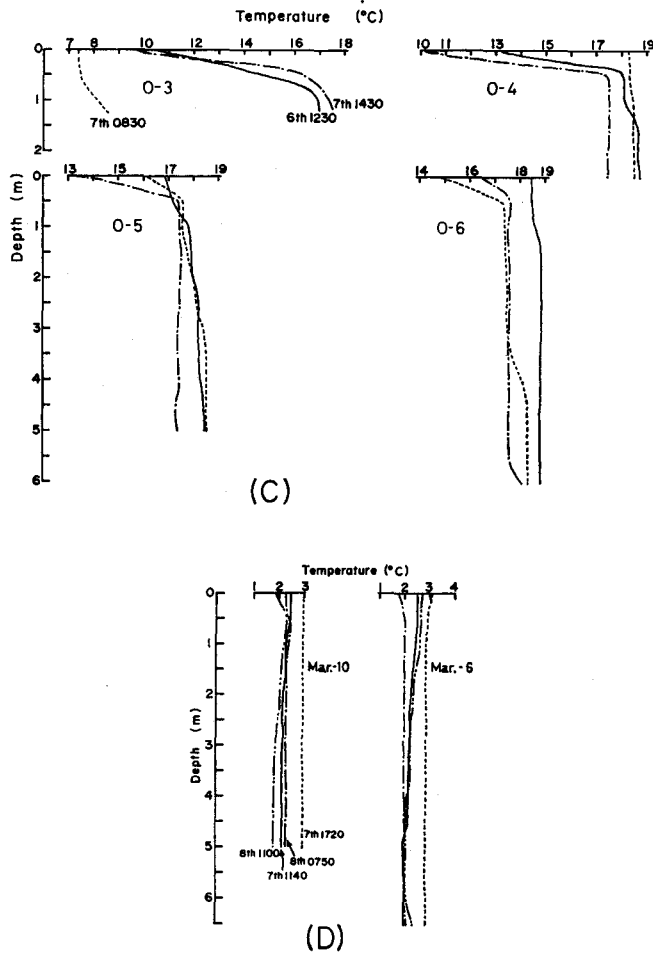


Fig. 3-2. Vertical temperature profiles measured at given times.
(C): October 6~7, (D): March 7~8

垂直分布を示したものである。ただし河口部での測定は前述のように7月と10月だけである。また3月は河口付近は欠測しているので測定点は6と10のみ例示した。

5月24日、7月12日の測定である図3(A)、図3(B)から河口附近のM-4やJ-3の水温分布に注目してみると、早朝には表層水温が低く水温の逆転がみられるが、時間経過とともに水温が上昇し表層の温度勾配が急激に大きくなる。しかし河口から遠ざかった他の測定点では水温の急激な鉛直変化はみられず、表層は底層に比較して常に高温である。そして、表層と底層の温度差は5月で約3°C、7月では最大8°Cにも達している。図3(C)の10月の記録をみると、表層水温が下層に比べて常に低くO-3の8時30分の測定を除き鉛直的な変化も小さい。このように表層に低温水が認められるのは明らかに海水温よりも5~10°C温度の低い河川水による影響である。なお河川水は河口から帯状をなして海域へと拡散し、さらにこの河川水帯は流れによって流路が変化する。したがって固定した測定点での水温変動はこの河川水帯の移動によっても左右される。O-4、O-5、O-6の水温変動が

仲村・梶原：河川流入域における熱収支

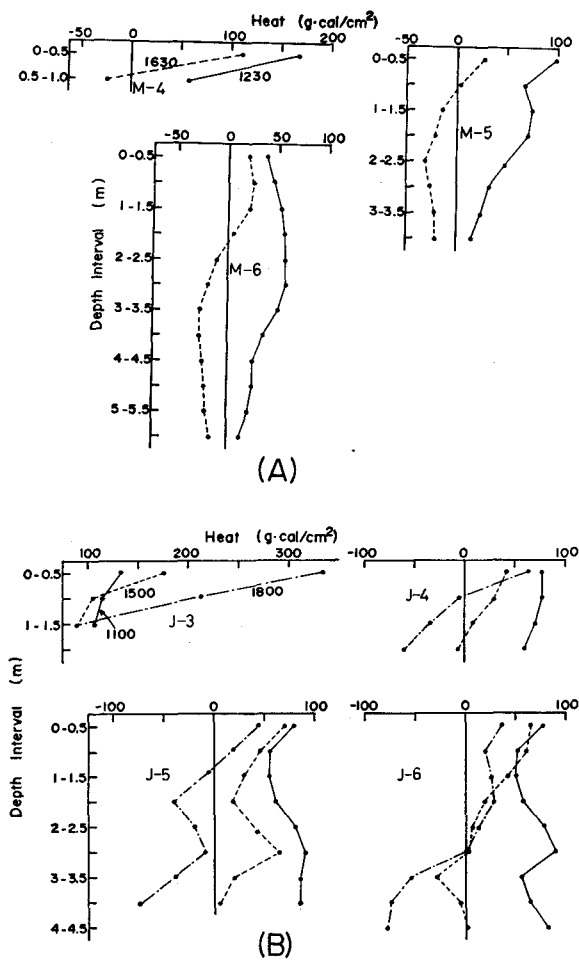


Fig. 4-1. Relative changes of heat capacity in the water column at intervals of 50 cm.
(A): May 24, (B): July 12

時間的に同一傾向で変化していないのはそのためである。図3(D)の1974年3月の測定結果は、いずれも河口より遠ざかった沖合の測定点における記録であるが、鉛直的にも時間的にも水温の変化が小さい。

以上に述べた水温の垂直分布をさらに量的に明確にするため、熱量的に垂直分布の時間的な相対変化を取り扱ってみる。図4は水温の垂直分布から、単位面積の水柱を高さ50cm毎に区切って、各層の保有熱量を第一回目の測定に対する相対値として示したものである。熱量は $\rho c(T_i - T_1) \Delta z$ として計算した。ここで T_i は各々の測定時における各層の平均水温、 T_1 は T_i に対応する第一回目の測定時における各層の平均水温、 Δz は層の厚さで50cmである。また ρ は各層の海水の平均密度、 c は比熱であって、 $\rho c \approx 1$ である。なお横軸は熱量 (g-cal/cm²)、縦軸は水柱の間隔 (m) である。図4(A)は5月24日の水温測定から計算したもので、午前8時30分の保有熱量に対する相対的な熱量変動を示している。河口附近のM-4の表層では12時30分、16時30分の測定値が時間経過とともに大き

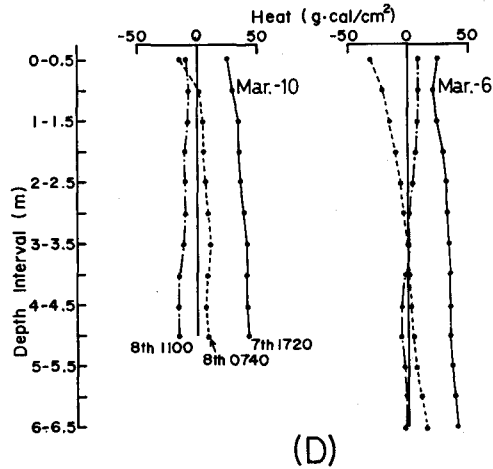
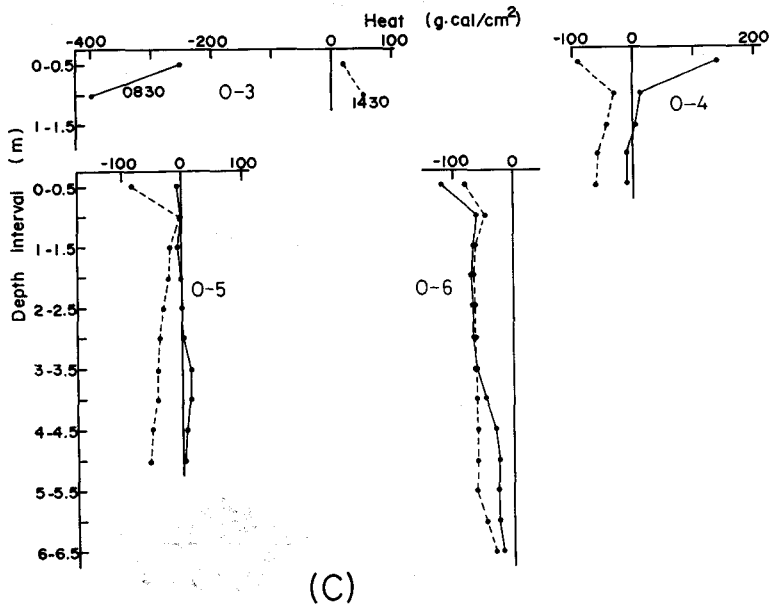


Fig. 4-2. Relative changes of heat capacity in the water column at intervals of 50 cm.
(C): October 6~7, (D): March 7~8

な保有熱量の増加を示しているが、M-5、M-6の測定点では、むしろ中層に特徴的な熱量変動の変曲点がみられる。12時30分では、M-5の表層は別にして、中層に大きな熱量増加がみられるが、16時30分の測定では中層よりやや上の層で熱量の増加が、また下層では減少がみられる。なお明らかに12時30分比べて16時30分では全般的に保有熱量は減少している。図4(B)は7月12日午前7時30分の保有熱量に対する相対的な熱量変動を示している。河口部J-3の表層では18時まで熱量の増加がみられる。一方、他の測定点では日射や河川水による熱供給があるにもかかわらず、15時、18時

と時間経過とともに保有熱量は減少する。なお、また J-5, J-6 では鉛直的にみて中層よりやや下に明りような保有熱量の極大がみられる。これは5月の測定(図4(A))ではあまり明りようではない。図4(C)は10月6日12時30分の保有熱量に対する相対的な熱量変動を示している。河口部のO-3では5月、7月の測定例と同様に非常に大きな変動がみられる。しかし河口部を除き全般的にみて保有熱量は減少の傾向を示しており、また鉛直的にも変化は小さい。図4(D)は1974年3月の測定である。7日11時40分から翌日8日11時まで計4回の測定を行い、その相対的な熱量変動を示した。これら二測定点では明らかに熱量の変動量も、また鉛直的な変化も非常に小さい。

海面での熱交換量 このような河川流入域の水温分布、あるいは熱量変動を支配する要因の一つは海面での海洋・大気間の熱交換である。この熱交換過程としては、受熱過程としての日射があり、逆に放熱過程としては有効逆放射、潜熱および顕熱輸送がある。

海中へ入射する熱量 Q_i は日射量の実測値を Q_m としたとき、次の式で示される。

$$Q_i = Q_m(1-r) \quad (1)$$

ここで、 r は海面反射率で、太陽高度や海面状態、あるいは季節によって変化するが、ここでは平均的な値として、日出後および日没前1時間を0.33、日出1時間後から2時間目まで、および日没2時間前から1時間前までを0.10、正中時を0.06と仮定する。一方、海面から大気中へ放出される全熱量 B は、有効逆放射 Q_b 、蒸発の潜熱 Q_e 、顕熱 Q_h の総和、すなわち、

$$B = Q_b + Q_e + Q_h \quad (2)$$

として求められる。ここで有効逆放射は Berliand³⁾ によって次の式が求められている。

$$Q_b = \sigma T_a^4(0.39 - 0.05\sqrt{e_a})(1 - K'C^2) + 4\sigma T_a^3(\theta_w - \theta_a) \quad (3)$$

蒸発の潜熱および顕熱はそれぞれ、

$$Q_e = L\rho E \quad (4)$$

$$Q_h = R Q_e \quad (5)$$

ただし

$$E = Ku(e_w - e_a)$$

$$R = 0.66(\theta_w - \theta_a)/(e_w - e_a)$$

である。なお熱量単位はすべて $\text{g-cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ である。各式中の記号を次に列挙する。

s = 黒体放射と水の放射の比 (≈ 0.9)	T_a = 気温の絶対温度	θ_w = 海面水温 ($^{\circ}\text{C}$)
σ = Stefan-Boltzman 定数 (0.826×10^{-10})	e_w = 海面飽和水蒸気圧 (mb)	θ_a = 気温 ($^{\circ}\text{C}$)
K' = 緯度による係数 (0.69) ³⁾	e_a = 大気蒸気圧 (mb)	C = 雲量 (0.0~1.0)
E = 蒸発量 (cm/day)	ρ = 海水密度 (≈ 1.02)	R = Bowen 比
L = 蒸発の潜熱 ($\approx 585 \text{ cal/g}$)	K = 蒸発係数 (≈ 0.014)	u = 風速 (m/sec)

したがって海面を通しての正味の熱交換量 Q_{net} は、

$$Q_{net} = Q_i - (Q_b + Q_e + Q_h) \quad (6)$$

として計算される。この論文では、海洋が熱を受ける場合を正、熱を放出する場合を負として計算している。

このような熱輸送量の算出は古くから数多く試みられているが³⁾、いずれも気候学的な規模での概算を目的としているものである。したがって、ここでとりあげたような熱的な要因の複雑な、かつ変動の激しい限定海域を対象とした微細な熱交換量変化の推算に適用するのは必ずしも妥当ではないが、この論文では、海面での熱交換過程が熱源として限定海域の熱収支にはたす役割りを知る一つの目安

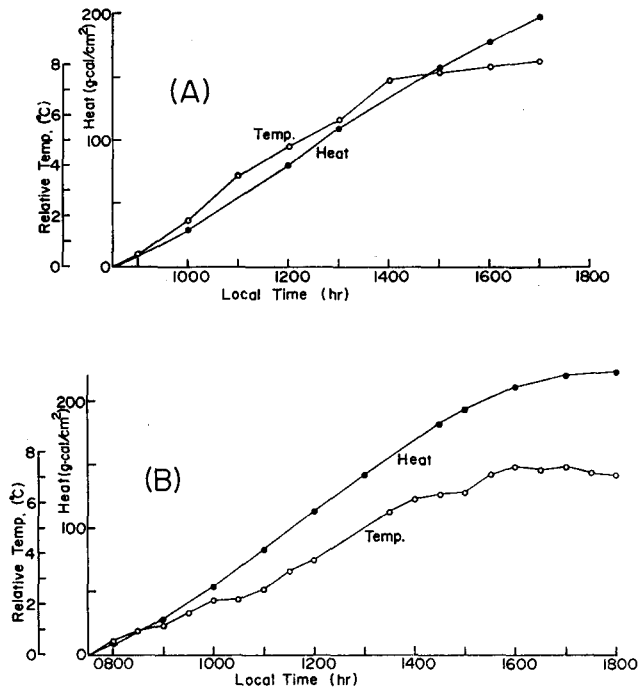


Fig. 5-1. Accumulated net-heat input and temperature in the river water.
 (A): May 24, (B): July 12

として、これらの計算を行ったものである。

熱交換量と河川水温 (3), (4), (5) 式から明らかなように、海面から大気中へ放出される熱量は基本的には表面水温と気温の関数である。放出熱量の計算に用いた表面水温の値は、河川水の影響が比較的小さいと思われる M-9, M_{ar}-9 の thermistor 水温計による表面水温の測定値、あるいは J-6, O-6 の Ryan 水温計による表層水温値を代用した。

海面を通しての正味の熱交換量は測定開始時からの時間積算値として図 5 (A), (B), (C), (D) に黒丸実線で示した。なお 10 月は河面における熱交換量を黒丸点線で示した。10 月の場合、日射量が少なく、また海水温の時間変動は小さく、かつ常に気温よりも 1.5°~15.0°C 高かったため放出熱は非常に大きくなっている。一方、河川水温は気温変動とおおよそ類似した時間変動を示しており、河面においては若干の入射熱が認められる。図 5 から明らかなように、海面での熱交換量は 10 月を除き、日中は日射によって時間経過とともに増加し、その極大は日没直前に出現する。河川水温は同じく図 5 に測定開始時の水温値に対する相対値として白丸実線で示した。測定は、5 月は河口上流 400m, 3 月は河口上流 200 m のいずれも Ryan 水温計による表層水温、7 月、10 月は J-3, O-2 での thermistor 水温計による表面水温である。ちなみに河川水温の測定値の最小と最大を示すと、5 月 24 日は 7.1°~15.5°C, 7 月 12 日は 16.9°~24.7°C, 10 月 6 日~7 日は 7.6°~12.3°C, 3 月 7 日~8 日は 0.0°~6.0°C であった。図から明らかなように、河川水温は熱交換量とほぼ同じ傾向の変動を示し、時間経過とともに日没後まで昇温する。しかし極大値の出現する時刻は熱交換量の極大とは若干異なる。

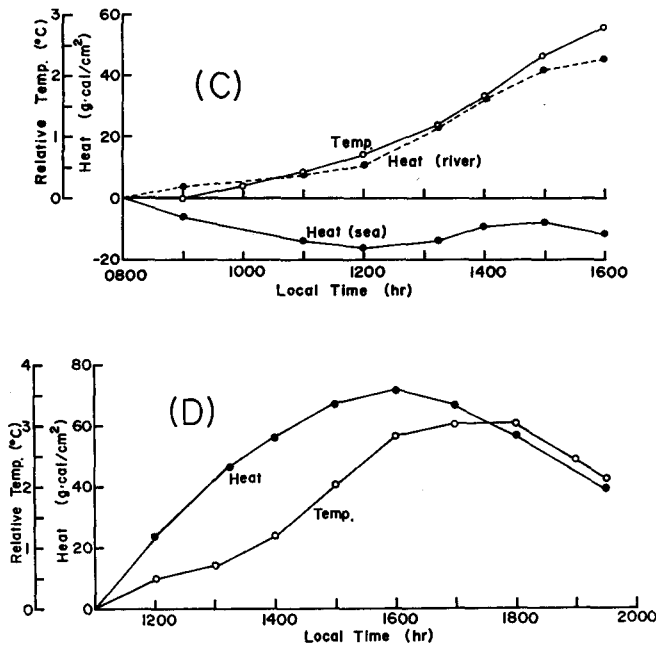


Fig. 5-2. Accumulated net-heat input and temperature in the river water. (C): October 7, (D): March 7

考 察

すでに述べたように、河川流入域の水温変動を支配する要因は海洋・大気間の熱交換、河川水による熱輸送および海水流動に伴う熱輸送に大別できる。

いま河口附近の海域面積を限定し、これを S とするならば、ある任意の測定時間 Δt の間に海面を通して交換される熱量 ΔQ_n は、

$$\Delta Q_n = S Q(t)_{net} \Delta t$$

である。同様に河川による熱輸送 ΔQ_r は、

$$\Delta Q_r = \rho c q (\bar{\theta}_r - \bar{\theta}_s) \Delta t$$

である。ここで q は河川流量 (cm^3/sec)、 $\bar{\theta}_r$ 、 $\bar{\theta}_s$ は Δt 間における河川および海域の平均水温である。一方、面積 S によって区画された海域が占める総容積を V とするならば、 Δt 間におけるこの海域の熱量増減は、

$$\Delta Q_s = \rho c V (\bar{T}_2 - \bar{T}_1)$$

である。ここで \bar{T}_1 、 \bar{T}_2 は測定時間 Δt 前後における全海域平均水温である。なお q 、 V はともに一定と仮定した。したがって、この S によって区画された限定海域の熱量収支は、

$$Q_s = Q_n + Q_r + R$$

で示される。ここで R は海水流動によってこの限定海域に輸送された熱量や他の原因、例えば海底からの熱輸送等、全てを含むものである。また、

Table 1. Values of q , S and V in each sampling time.

Date	q ($\text{cm}^3/\text{sec} \times 10^6$)	S ($\text{cm}^2 \times 10^6$)	V ($\text{cm}^3 \times 10^{10}$)
MAY 24	11.3	8.97	472.0
JULY 12	3.5	4.15	130.3
OCT. 6-7	19.0	4.64	189.8
MAR. 7-8	10.4	5.30	254.4

$$Q_s = \sum_{t=t_n}^{t_{n+1}} \Delta Q_s t, \quad Q_n = \sum_{t=t_n}^{t_{n+1}} \Delta Q_n t, \quad Q_r = \sum_{t=t_n}^{t_{n+1}} \Delta Q_r t$$

であるが、実際の算出にあたっては Q_s , Q_r の時間間隔には海域水温の測定時間間隔を、 Q_n には気温、湿度等の気象観測の時間間隔を用いている。また S および V は各測定時期に設定した測定点のなかで、河口から最も遠隔の測定点を結ぶ区画、例えば 1973 年 5 月では測定点番号 8, 12, 9, 6, 7, 4 を結ぶ線で限定された海面面積および容積である。表 1 には計算に用いた q , S , V の値を示した。また表 2 はそれぞれの計算結果を熱量単位で表わしたもので、カッコで示した数字はこの海域の平均水温の増減に換算したものである。

まず 5 月、7 月の結果を考察してみる。この限定海域の熱量あるいは水温に与える要因としては R , すなわち海水流動等に伴う輸送が海面を通しての熱交換や河川水による熱輸送に比較して明らかに影響が大きい。これは熱量的には夏期のユーラップ川河川水の影響がごく河口附近にのみ限定されていることを示している。そして測定時間間隔はあらいが、午前の R の増加、午後の R の減少は特に中・下層で特徴的な相対熱量の増減と一致した傾向を持つことは明らかである。いうまでもなく、この限定海域内での鉛直混合は熱量的には何ら寄与しないから、熱量の増減をこの海域にもたらしめている相対熱量の変動は水平的な海水流動に伴う熱輸送である。もし潮汐周期的な水温の鉛直変動が⁴⁾⁵⁾同時に水平的な質量輸送を伴うとするならば熱量増減の一つの原因となり得るが、潮汐周期と 5 月、7 月の熱量変動との対応は認め難い。また海底地形による冷水の潮汐周期の湧昇⁶⁾もこの海域では考え難い。そこで熱量増減が 5 月、7 月ともに略、午前、午後で逆の傾向を示していることに注目し、風向との対応を求めてみたのが図 6 (A), (B) である。上図には各々海岸線に直交する風向成分の風速、下図には白丸印でそれぞれ M-9, J-6 の表面あるいは表層水温、および黒丸で海域平均の水温を示した。風向は 5 月にはほぼ 13 時 30 分、7 月には 11 時にいわゆる海風から陸風に反転している。この反転から 1 時間ないし 2 時間半ほど遅れて M-9, J-6 の表層水温が急激に降下する。海域全体の平均水温の降下は水温測定の時間間隔があらいため、その始まる時刻がはっきりしないが、測定点 M-9, J-6 の水温降下とはほぼ同時刻、ないしはやや風向の反転時刻に近いであろう。このように限定海域の水温変動が風向変動に良く対応することから、夏期の水温あるいは熱量変動が風向によって支配されていることがわかる。すなわち午前中の卓越した海風は沖合から陸岸へと比較的高温な表層水を吹き寄せるが、午後の陸風は逆に比較的高温な表層水を沖合へと流出させ、その結果補流としての底層の冷水がこの限定海域へ流入し、水温低下をもたらしたものと考えられる。

10 月について表 2 の計算結果をみても Q_s , Q_n , Q_r が負の値、つまり熱量の減少を示しているのに対し、 R のみ正の値を示し、その大きさは Q_r および R が Q_s , Q_n に比較しておよそ一桁大きい値を示している。また 5 月、7 月にみられるような時間的、あるいは量的な特徴的な変化はない。図 7 は風向との対応を示したものであるが、終日陸風が卓越し水温は徐々に減少していく傾向を示している。この結果は表層の冷水が沖合へ流出し、比較的暖かい底層水が湧昇していると考えても、なおこの限定海域が時期的に冷却していく傾向にあることを示している。なお Q_r , R が非常に大きな値を示した原因は主として河川水温によるものであろう。すなわち河川水温が海水温に比べて約 $5^\circ \sim 10^\circ \text{C}$

仲村・梶原：河川流入域における熱収支

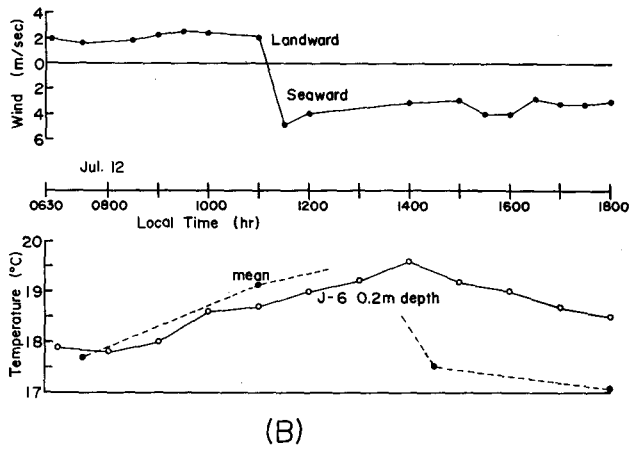
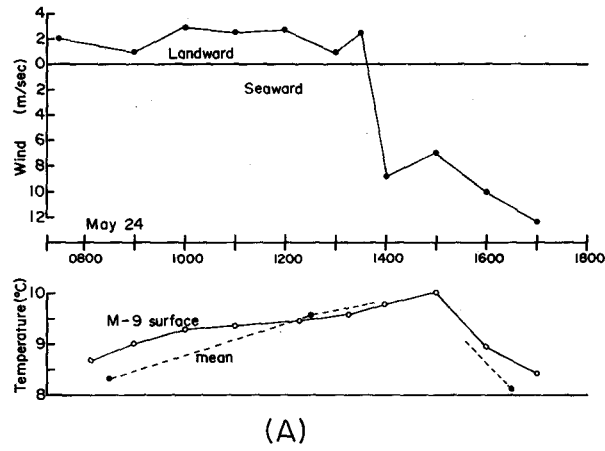


Fig. 6-1. Fluctuations of wind speed normal to the shore line and of the temperature at indicated stations.
(A): May 24, (B): July 12

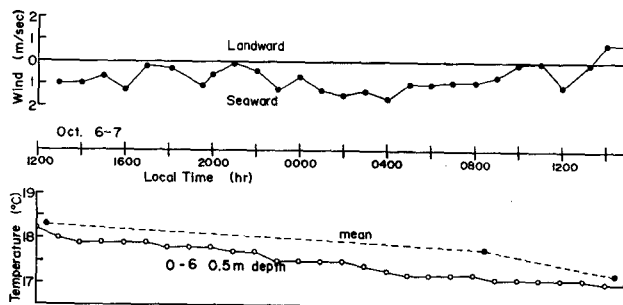


Fig. 6-2. Fluctuations of wind speed normal to the shore line and of the temperature at indicated station measured on October 6~7.

Table 2. Heat budget in the defined space off the river mouth.

MAY 24

Time	Q_s	Q_n	Q_r	R
0830-1230	+585 (+1.24)	+84 (+0.18)	+18 (+0.04)	+483 (+1.02)
1230-1630	-670 (-1.42)	+83 (+0.17)	+93 (+0.20)	-846 (-1.79)

JULY 12

Time	Q_s	Q_n	Q_r	R
0730-1100	+188 (+1.44)	+34 (+0.26)	0 (0)	+154 (+1.18)
1100-1500	-208 (-1.60)	+45 (+0.34)	+11 (+0.09)	-264 (-2.03)
1500-1800	-60 (-0.46)	+12 (+0.09)	+39 (+0.30)	-111 (-0.85)

OCT. 6-7

Time	Q_s	Q_n	Q_r	R
1230-0830	-104 (-0.55)	-135 (-0.71)	-1082 (-5.70)	+1113 (+5.86)
0830-1430	-101 (-0.53)	-23 (-0.12)	-359 (-1.89)	+281 (+1.48)

MAR. 7-8

Time	Q_s	Q_n	Q_r	R
1140-1720	+163 (+0.64)	+25 (+0.10)	+44 (+0.17)	+94 (+0.37)
1720-0750	-191 (-0.75)	-117 (-0.46)	-4 (-0.02)	-70 (-0.27)
0750-1100	+25 (+0.10)	+16 (+0.06)	-27 (-0.10)	+36 (+0.14)

低いため、流量としては5月の測定時とさほど変わらないのにもかかわらず Q_r は非常に大きな負の熱供給となっている。この河川水は図3(C)の水温の鉛直分布からも明らかなように、設定している限定海域の範囲では、鉛直混合の影響をさほど受けなくて表層を沖合へと流出する。したがって、この論文で取り扱っているモデルのもとでは、計算上 R は河川水に対応した正の熱供給となって現われたものである。

次に3月の結果について考察してみる。この測定時期は気温変動が大きく、7日の夜間の急激な気温低下によって河川表層が結氷し、8日午前中は融氷することなく残っていた。そのため Q_r は比較的大きな負の供給となっている。一方、7日午後の Q_r の値は結氷の影響があまり持続しなかったため、日射による河川水温の上昇によって正の値を示している。全般的にみて海域の熱収支は夜間に負、昼間に正の値をとっているが、各要因の値に特徴的な大きさは認められず、また風向との対応も明らかではない。

以上の結果を要約すると、

- 1) 河口およびそのごく近傍では、特に表層の水温、あるいは熱量変動は河川水温の変動と良く一致する。
- 2) しかし河口を中心とした小範囲の河川流入海域を限定して熱量変動を考察してみると、熱源としての河川水が海域に与える影響は非常に小さい。
- 3) 5月、7月では陸風、海風に伴う表層水の質量輸送とその補流が限定海域の水温あるいは熱量変動を支配する。
- 4) 10月には河川水による負の熱供給が大きいが、鉛直混合することなく限定海域外に流出する結果、海域水温は主に海面の熱交換によって降下していく。
- 5) 3月の測定では熱量的に特徴的な変化は認められなかった。

この報告を終わるにあたり、終始御指導、御助言を賜った北海道大学水産学部井上直一名誉教授、福岡二郎教授に厚く感謝いたします。また、観測にご協力いただいた同学部三宅秀男教官、竹田仁技官、同大学大学院生宇野史郎氏、美澄篤信氏、並びに同学部観測船「うしお丸」の乗組員各位に心から御礼申し上げます。

なお、本研究の一部は昭和48年度北海道科学研究補助金の交付により実施した。

文 献

- 1) 楠田理一 (1963). 海産稚アユの遡上生態-I 大雲川における遡上群の日週変化. 日本水産学会誌 **29**, 817-821.
- 2) 楠田理一 (1963). 同上-II 大雲川における遡上群の季節的变化. 同誌 **29**, 822-827.
- 3) Roden, G.I. (1959). On the heat and salt balance of the California current region. *J. Mar. Res.* **18**, 36-61.
- 4) 近藤純正・内藤玄一・藤縄幸雄 (1972). 海水温度の半日周期変化. 海と空 **48**, 53-59.
- 5) Arthur, R.S. (1954). Oscillations in sea temperature at Scripps and Oceanside Piers. *Deep-Sea Res.* **2**, 107-121.
- 6) Leipper, D.F. (1955). Sea temperature variations associated with tidal currents in stratified shallow water over an irregular bottom. *J. Mar. Res.* **14**, 234-252.