

## 東海熱收支의 時·空間的인 分布

朴元善 · 吳林象 · 沈泰輔\*

서울대학교 해양학과

\*국방과학연구소

## Temporal and spatial distributions of heat fluxes in the East Sea(Sea of Japan)

WONSUN PARK, IM SANG OH AND TAEBO SHIM\*

*Dept. of Oceanography, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea*

*\*Agency for Defense Development, Chinhae 645-600, Korea*

동해에서의 해양-대기 열교환량을 1961년부터 1990년까지의 선상관측자료와 1976년부터 1985년까지의 일본기상청 부표자료를 이용하여 구하였다. 그리고 이 결과와 해양상층부 200 m 내의 열용량의 계절변화로부터 해양내부의 열유동량을 계산하였다.

겨울에는 유입되는 단파복사량과 방출되는 장파복사량의 크기가 비슷해 복사에 의한 열방출량은 적지만, 顯熱束과 潛熱束이 강하여 전 해역에서 대기로 많은 열량을 방출한다. 유효열방출량의 공간적인 변화폭은  $100 \text{ Wm}^{-2}$  이상이며, 최대의 열방출량은 쓰가루해협 부근에서 일어나고 대한해협과 울릉분지역 등 남부역이 높은 방출량이 나타난다. 특히 남서 해역의 강한 열방출이 겨울에 동해 중층균질수의 형성에 영향을 주는 것으로 보인다.

여름에는 강한 태양복사와 낮은 亂流束의 영향으로 전해역에서  $120 \sim 140 \text{ Wm}^{-2}$ 의 비슷한 크기로 해양이 가열된다. 해양내부의 열유동은 일본연안에서 양의 값을 나타내 여름의 강한 對馬暖流에 의한 열량의 유입을 보이며, 그 크기는 해면을 통해 흡수한 열량보다 커서 여름에는 對馬暖流에 의한 열유입이 중요함을 보여준다. 한국연안에서는 음의 값으로 수온이 낮은 북한한류계수의 남하를 나타낸다.

봄과 가을은 3월과 9월에 각각 냉각에서 가열로, 가열에서 냉각으로 열교환의 위상이 변하며, 해양내부의 열용량은 3월과 10월에 각각 최소, 최대를 나타낸다.

유효열교환량의 변화폭은 남서해역의 경우 약  $580 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 해표면을 통한 연평균 유효열교환량은 모든 해역에서 음의 값으로 대기중으로 열량을 방출하며, 그 크기는 쓰가루해협부근에서  $-130 \text{ Wm}^{-2}$ 로 강하고 대한해협과 울릉분지역에서도 이웃하는 해역보다 많은 열량을 방출한다.

위도  $35^\circ \sim 39^\circ \text{N}$  사이에서의 공간적인 연평균값의 크기는 단파복사량, 潛熱束, 장파복사, 顯熱束의 크기로 각각 129, -90, -58,  $-32 \text{ Wm}^{-2}$ 으로 유효열교환량은  $-51 \text{ Wm}^{-2}$ 이다.

Air-sea heat fluxes in the East Sea were estimated from the various ship's data observed from 1961 to 1990 and the JMA buoy #6 data from 1976 to 1985. The oceanic heat transport in the sea was also determined from the fluxes above and the heat storage rate of the upper layer of 200 m from the sea surface.

In winter, The incoming solar radiation is almost balanced with the outgoing longwave radiation, but the sea loses her heat through the sea surface mainly due to the latent and sensible heat fluxes. The spatial variation of the net surface heat flux is about  $100 \text{ Wm}^{-2}$ , and the maximum loss of heat is occurred near the Tsugaru Strait. There are also lots of heat losses in the southern part of the East Sea, Korea Strait and Ulleung Basin. Particularly, the heat strong loss in the south-western part of the sea might be concerned with the formation of her Intermediate Homogeneous Water.

In summer, the sea is heated up to about  $120 \sim 140 \text{ Wm}^{-2}$  due to strong incoming solar radiation and weak turbulent heat fluxes and her spatial variation is only about  $20 \text{ Wm}^{-2}$ . The oceanic heat

flux is positive in the southeastern part of the sea and the magnitude of the flux is larger than that of the net surface heat flux. This shows the importance of heat transport by the Tsushima Current in Summer in the heat balance of the area. In the southwestern part of the sea, however, the oceanic heat flux is negative. This fact implies cold water inflow, the North Korean Cold Water.

The sign of net surface heat flux is changed from negative to positive in March and from positive to negative in September. The heat content in the upper surface 200 m from the sea surface reaches its minimum in March and maximum in October.

The annual variation of the net surface heat flux is  $580 \text{ Wm}^{-2}$  in southwestern part of the sea. The annual mean values of net surface heat fluxes are negative, which mean the net heat transfer from the sea to the atmosphere. The magnitude of the flux is about  $130 \text{ Wm}^{-2}$  near the Tsugaru Strait. The net surface fluxes in the Korea Strait and the Ulleung Basin are relatively larger than those of the rest areas. The spatial mean values of surface heat fluxes from  $35^\circ$  to  $39^\circ\text{N}$  are 129, -90, -58, and  $-32 \text{ Wm}^{-2}$  for the incoming solar radiation, latent heat flux, outgoing longwave radiation, and sensible heat flux, respectively.

## 서 론

해양과 대기는 해표면을 통하여 열, 물질 그리고 운동량을 교환한다. 일반적으로 대기는 해양에 운동량을 공급하여 해양의 순환을 일으키며, 해양은 대기에 열을 공급한다. 그러나 해양과 대기는 한 방향으로만 에너지를 전달하는 것이 아니라 상호작용을 통해 두 계의 운동과 상태를 변형시킨다(Hanson, 1992). 이러한 해양과 대기의 상호작용은 지구 온난화 및 엘니뇨와 같은 지구규모의 이상현상과 기후 시스템에 중요한 요소로 작용한다(權 등, 1992). 해양의 측면에서 보면 해양 표면에서의 수평적으로 불균등한 열의 유출은 표층수의 밀도 차이를 일으켜 해양의 심층순환을 유발시키기도 한다. 또한 해표면의 냉각과 가열은 표면혼합층깊이 및 성층의 정도를 바꾸어 해황을 변화시키는 주요한 요소로 작용한다(吳 등, 1992).

동해에서는 해표면을 통한 대기와의 열교환이 대한해협을 통해 유입되는 對馬暖流와 함께 동해 내부의 순환을 결정하는 중요한 요소로 작용하는 것으로 알려져 있다(Seung and Kim, 1989).

동해에서의 해표면을 통한 해양-대기간의 에너지 교환에 대한 국내에서의 연구는 대부분 연안관측 기상자료와 국립수산진흥원의 定線관측자료를 이용하여 이루어졌다. 韓(1972)은 동해 남서해역에서의 겨울 熱收支를 구하고, 겨울 동해에서의 해표면을 통한 열교환이 대한해협의 냉수괴 형성에 관계가 있음을 보였다. 奉(1976)은 연안관측 기상자료와 해표면수온을 이용하여 한국연안의 10개 지역에 대해 매월의 해표면을 통한 열교환량을 계산하였다. Shim

and Kim(1980)은 연안관측 기상자료와 수온으로부터 해표면을 통한 열교환량과 표면혼합층깊이를 구하고, 두 값의 상관관계로부터 여름과 겨울에 해면을 통한 열교환이 표면혼합층깊이를 결정하는 중요한 요인임을 보였다. Kang(1984)은 熱收支의 해석적 모델을 통하여 동해상의 열교환량과 대기온도의 연변화를 재현하고 기상변수의 변화에 따른 熱收支의 변화에 대해 고찰하였다. 또한 Kang(1985)은 한국 주변 해역의 열보유량의 계절변동을 계산하고 열보유량 변동이 해표면수온의 年週期 위상보다 1내지 3개월 늦음을 보였다. 康과 그의 동료들(康 등, 1994; 金과 康, 1994; 金, 1990)은 대기 경계층역학을 이용하여 1000 mb 기상자료와 해표면수온 자료로부터 한국 근해 해상에서의 기상변수를 추정하고 이를 이용하여 顯熱束 및 潛熱束을 계산하였다. 일본 학자에 의한 연구로는 Miyazaki(1952), Manabe(1957), MMO(1972), Kato and Asai(1983) 그리고 Hirose 등(1994)의 연구가 있다. Miyazaki(1952)는 대한해협, 쓰가루해협 그리고 소야해협의 지형류 계산으로부터 동해의 열유입량을 추정하였다. Kato and Asai(1983)는 1978년 4월부터 1979년 3월까지의 동해상의 해면을 통한 대기와의 열교환량과 해양 내부의 열수송량을 구하였다. 동해를 포함한 지구 규모적인 熱收支 연구로는 Wyrski(1965)가 선상관측 자료를 이용하여 북태평양에서의 해표면을 통한 연평균 열교환량을 구한 것과 Hsiung(1986)이 1949년부터 1979년까지 31년간의 선상관측자료로부터 전 해양에 대한 매월의 해양-대기 열교환량을 계산한 것이 있다.

그러나 지금까지의 熱收支 연구는 대부분 顯熱束,

Table 1. List of data used in this study.

Data ID	Institution	Obs. Period	Obs. Interval	Measured Depth	Measured Items
Ship Data	NFRDA	1961~90	2 Months	Standard Depth	DBT, WBT, SLP, CLD, SWT
Ship Data	JMA	1960~89	1~2 Months	Standard Depth	DBT, WBT, SLP, CLD, SWT
CSK Data		1965~77	1 Months	Standard Depth	DBT, WBT, SLP, CLD, SWT
JMA Buoy #6	JMA	1876~85	3 Hours	3 Meter	DBT, WBT, SLP, SRD, SSW, SWT
Numerical Model Output	Na(1992)	1978~87	Monthly Mean		SSW

NFRDA: National Fisheries Research and Development Agency

JMA: Japan Meteorological Agency

CSK: Cooperative Study of Kuroshio

DBT: Dry Bulb Temperature

WBT: Wet Bulb Temperature

SLP: Sea Level Pressure

CLD: Cloudiness

SWT: Sea Water Temperature

SRD: Solar Radiation

SSW: Sea Surface Wind

潛熱束과 같은 해양-대기간의 亂流束(turbulent heat flux)을 계산할 때 사용되는 무차원계수를 상수로 놓고 계산하여 그 결정에 큰 오차를 포함했다. 또한 熱收支 계산에 필요한 해상 기상자료의 부족으로 대부분 연안 기상관측소의 자료를 이용하여 이루어졌다. 따라서 연안에서 熱收支의 계절적인 변화만을 고찰하였고 동해에서의 전해역에 대한 공간적인 분포 양상은 알 수 없었다. Wrytki(1965)와 Hsiung(1986)의 연구와 같이 지구규모의 공간적인 열교환량 분포 연구의 경우에도 동해가 단지 몇 개의 격자로 처리되어 동해내의 공간적인 분포를 파악하는데에는 한계가 있었다.

따라서 본 연구에서는 1961년부터 1990년 사이에 동해에서 관측된 각종 수온자료 및 기상자료로부터 매월의 해양-대기간의 열교환량을 계산하고, 그 공간적인 분포를 파악함으로써 해양-대기간의 시·공간적인 에너지교환을 알아보려 한다. 이와 함께 해면을 통한 열교환량과 열용량의 시간에 따른 변화로부터 계절적인 해양 내부의 열의 유동을 계산함으로써 해양내부에서의 열의 유동을 파악해 보고자 한다.

### 자료 및 자료처리

본 연구에 이용된 자료는 국립수산진흥원과 일본 기상청이 측정한 1961년부터 1990까지의 수온자료

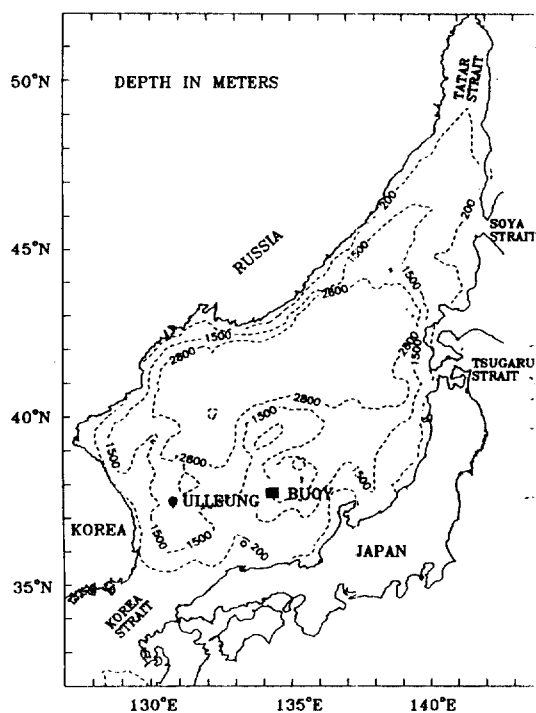


Fig. 1. Depth contours of the East Sea.

및 선상관측 기상자료이다(Table 1). 열용량 및 熱收支 계산을 위하여 표준수심(0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300 m)에서의 수온자료를 사용하였으며, 해표면을 통한 열교환량 계산을 위하여 선상에서 관측한 건구온도, 습구온도, 해면기압,

그리고 구름의 양 등의 기상자료를 이용하였다. 또한 선상자료와의 비교를 위해 1976년부터 85년까지 10년간 3시간 간격으로 관측된 일본 기상청 부표(buoy #6, 37°45'N, 134°23'E) 자료를 이용하였다(Fig. 1).

해표면을 통한 열교환량의 계산에 필요한 기상변수의 월평년값을 구하기 위해서 다음과 같이 자료를 처리하였다. 우선 해표면수온, 건구온도, 습구온도, 해면기압 등을 이용하여 해표면에서의 比濕과 대기상의 比濕을 구한다. 그리고 해표면수온, 건구온도, 해수의 比濕, 공기의 比濕 등의 변수들을 매 월별로 경.위도 각 1°의 격자에서 평균과 표준편차를 구한 후 평균값에서 표준편차의 2배를 초과하는 값을 제거하여 이상변동 해의 값을 제거하였다. 다음엔 해표면수온의 경우 경 위도 각 0.2°, 다른 기상변수의 경우 경 위도 각 0.5°에서 매년 월별 평균값을 구한 후, 이 값으로부터 모든 해의 평균을 취하여 2개년 이상 자료가 존재하는 경우에만 평균값으로 사용하였다. 이렇게 구한 평균값으로 식 (1)을 이용하여 경 위도 각 0.2°에서의 모든 변수의 월 평년값을 구하였다.

$$X = \frac{\sum_{i=1}^n X_i/d_i^3}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^3} \quad (1)$$

여기서 X는 구하고자 하는 격자에서의 값,  $X_i$ 는 반경 1° 내에 이웃하여 존재하는 자료의 값, 그리고  $d_i$ 는 구하고자 하는 격자와 이웃하는 자료와의 거리이다. 이와같은 방법으로 얻어진 건구온도의 분포를 Fig. 2에 나타내었다. 총 온도자료의 갯수는 43863개였으며 이들은 공간적으로 남부역과 북동부역에서 풍부하며 북서역에서는 적게 분포하였다.

### 熱收支의 계산

해양의 熱收支는 해양-대기간의 열교환과 해양 내부에서의 열유동에 따라 결정되며 다음과 같은 방정식을 사용할 수 있다.

$$Q_s = [Q_s - Q_b] - [Q_e + Q_H] + Q_v \quad (2)$$

여기서  $Q_s$ 는 해양의 열저장률로서 열용량(Q)의 시간에 따른 변화율을 나타내며,  $Q_s$ 와  $Q_b$ 는 각각 해

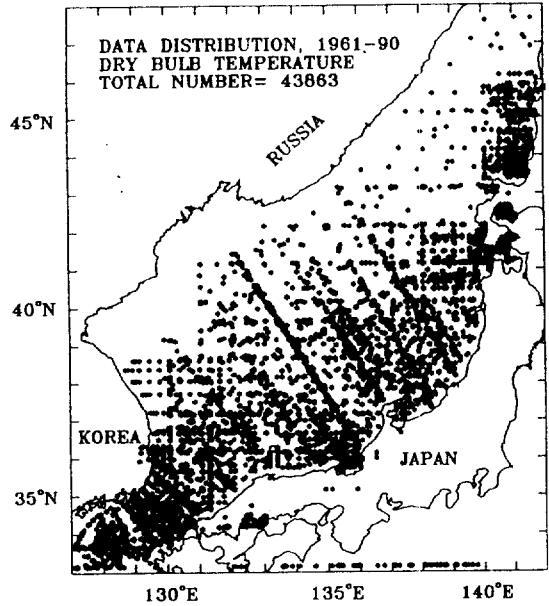


Fig. 2. Distribution of dry bulb temperature data observed on ship deck during 1961~90.

표면에 흡수되는 태양의 단파복사, 해표면에서의 유효장파복사로서 이 두 항은 복사항이다. 그리고  $Q_e$ 와  $Q_H$ 는 亂流束항들로서 각각 潛熱束, 顯熱束을 나타낸다.  $Q_v$ 는 해양 내부에서의 열유동량을 나타낸다. 이들의 단위는 모두 [ $Wm^{-2}$ ]이다.

해양의 열용량은 다음과 같다.

$$Q = \int_{-H}^0 \rho_w c_w T(z) dz \quad (3)$$

여기서  $\rho_w$ 는 해수의 밀도,  $c_w$ 는 해수의 비열로 각각  $1025 kg m^{-3}$ ,  $4000 J^{\circ}K^{-1}kg^{-1}$ 인 상수로 가정하였다.  $T(z)$ 은 수심에 따른 수온이며, H는 열량을 적분하고자 하는 깊이이다.

대기중의 구름에 의한 단파복사량의 감소와 해표면에서의 반사를 고려하면, 해표면에 흡수되는 단파복사량은 다음과 같은 간단한 식으로 나타낼 수 있다(Gill, 1982).

$$Q_s = (1 - 0.7C)(1 - \alpha)Q_{s0} \quad (4)$$

C는 구름의 양으로 구름이 없을 때 0이며, 전체가 구름으로 덮혀 있으면 1이다.  $\alpha$ 는 반사도로서 동해 내에서 위도와 시간에 따라 0.06에서 0.12까지 변

하는 값으로 본 연구에서는 Payne(1972)의 값을 이용하였다.  $Q_{s0}$ 는 구름이 없을 경우의 태양의 단파복사량으로 태양 운동의 주기성을 가정하고, 그 위치와 시간을 고려하여 구할 수 있다(Seckel and Beaudry, 1973; Reed, 1977). 본 연구에서는 위의 식 (4)를 단파복사량을 구하는데에는 사용되지 않고 오히려  $Q_s$ 를 측정후 구름의 양  $C$ 를 계산하는데 사용하였다.

장파복사량은 절대온도 이상의 물체에서 방출하는 복사로서 다음과 같은 식을 사용하여 구할 수 있다 (Berliand, 1952; Budyko, 1976).

$$Q_B = \epsilon \sigma T_s^4 (0.39 - 0.05e_a^{1/2})(1 - a_c C) + 4\epsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_{10}) \quad (5)$$

$\epsilon$ 는 해표면의 발산률로 0.97,  $\sigma$ 는 Stephan-Boltzman 상수로  $5.673 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$ ,  $e_a$ 는 대기의 수증기압 [mb]이다.  $a_c$ 는 적도에서 0.5, 극에서 1.0으로 위도에 따라 변하는 값으로 Budyko(1976)의 값을 사용하였다.  $T_s$ ,  $T_{10}$ 은 각각 해표면수온과 10 m에서의 대기온도를 나타내며 단위는 절대온도 [ $^\circ\text{K}$ ]이다.

바람의 應力, 顯熱束, 潛熱束은 亂流束으로서 기본적인 관측자료를 이용하는 경우 bulk method를 사용하여 구할 수 있다(Large and Pond, 1982).

$$\begin{aligned} \vec{\tau} &= \rho_a C_{D10} |U_{10}| \vec{U}_{10} \\ Q_H &= \rho_a c_p C_{H10} (\overline{T_s} - \overline{\theta_{10}}) \overline{U_{10}} \\ Q_E &= \rho_a L_v C_{E10} (\overline{q_s} - \overline{q_{10}}) \overline{U_{10}} \end{aligned} \quad (6)$$

여기서  $\rho_a$ 는 공기의 밀도 [ $\text{kg m}^{-3}$ ],  $c_p$ 는 공기의 비열 [ $\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$ ], 그리고  $L_v$ 는 잠열 [ $\text{J kg}^{-1}$ ]을 나타낸다.  $C_{D10}$ ,  $C_{H10}$  그리고  $C_{E10}$ 은 각각 해상 10 m에서의 마찰계수, Stanton number 그리고 Dalton number이다.  $\overline{T_s}$ 는 평균 해표면수온 [ $^\circ\text{K}$ ],  $\overline{\theta_{10}}$ 은 해표면으로부터 10 m 높이에서 공기의 溫度 [ $^\circ\text{K}$ ], 그리고  $\overline{U_{10}}$ 은 10 m 높이에서의 평균 풍속 [m/s]을 나타낸다.  $\overline{q_s}$ 와  $\overline{q_{10}}$ 은 각각 해표면의 比濕 [ $\text{kg/kg}$ ]과 공기의 比濕을 나타낸다.

위의 亂流束을 구하기 위해서는 바람, 현열, 및 잠열의 수직 분포와 무차원 계수  $C_{D10}$ ,  $C_{H10}$  그리고  $C_{E10}$ 의 결정이 필요하다. 다음은 안정도 함수와 이를

이용한 무차원 계수의 계산을 간단히 설명한 것이다 (Blanc, 1985 참조). 해양-대기간의 운동량과 물질의 교환은 Reynold flux에 의해 다음과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} \vec{\tau} &= -\rho_a \overline{uw} = \rho_a u_*^2 \\ Q_H &= \rho_a c_p \overline{wt} = -\rho_a c_p u_* t \\ Q_E &= \rho_a L_v \overline{wq} = \rho_a L_v u_* q \end{aligned} \quad (7)$$

$\vec{\tau}$ ,  $Q_H$ ,  $Q_E$ 는 각각 바람의 應力, 顯熱束, 潛熱束을 나타내며,  $\rho_a$ ,  $c_p$ ,  $L_v$ 는 각각 공기의 밀도, 정압비열, 잠열을 의미한다.  $u_*$ ,  $t_*$ ,  $q_*$ 는 각각 풍속, 기온, 比濕의 매개변수이다. 이와 같은 해양-대기간의 에너지교환량을 계산하기 위해서는 대기의 표면 경계층에 대한 정보가 필요하다. 대기의 표면 경계층에서는 바람, 온도, 그리고 比濕의 높이에 대한 평균 기울기는 similarity theory를 이용하여 표현할 수 있고 (Monin and Obukhov, 1954), 이를 Monin-Obukhov length  $L$ 로 무차원화된 높이  $z/L$ 까지 적분하면 다음과 같이 변수, 즉, 풍속, 현열, 잠열의 높이에 따른 값을 각각 구할 수 있다.

$$\begin{aligned} u(z) &= \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_u}\right) - \psi_u\left(\frac{z}{L}\right) \right] \\ \theta(z) &= T_s - t_* \left[ \ln\left(\frac{z}{z_t}\right) - \psi_t\left(\frac{z}{L}\right) \right] \\ q(z) &= q_s + q_* \left[ \ln\left(\frac{z}{z_q}\right) - \psi_q\left(\frac{z}{L}\right) \right] \end{aligned} \quad (8)$$

여기서  $\psi_i\left(\frac{z}{L}\right) = \int_0^{z/L} \frac{[1 - \phi_i(\xi)]}{\xi} d\xi$ 로 안정도를 나타내는 함수이며 아랫첨자  $i$ 는  $u$ ,  $t$ ,  $q$ 를 나타낸다.  $z_u$ ,  $z_t$ ,  $z_q$ 는 각각 바람, 온도 그리고 比濕에 대한 해표면 粗度이다. 함수  $\phi$ 는 대기의 안정도에 따라 결정되는데 Dyer(1974)와 Large and Pond(1982)에 정한 식을 계산에 사용하였다(朴, 1994 참조).

지금까지 기술한 대기경계층 역학을 이용하여 해양-대기간의 에너지 교환량을 기본적인 관측자료를 이용하여 구하기 위하여 식 (6)의 bulk formula를 사용하였다. 그런데 (6)의 사용을 위해서는 무차원 계수의 결정이 필요하다. 안정도를 고려한 값들을 구하면 10m에서의 각 계수는 다음과 같다.

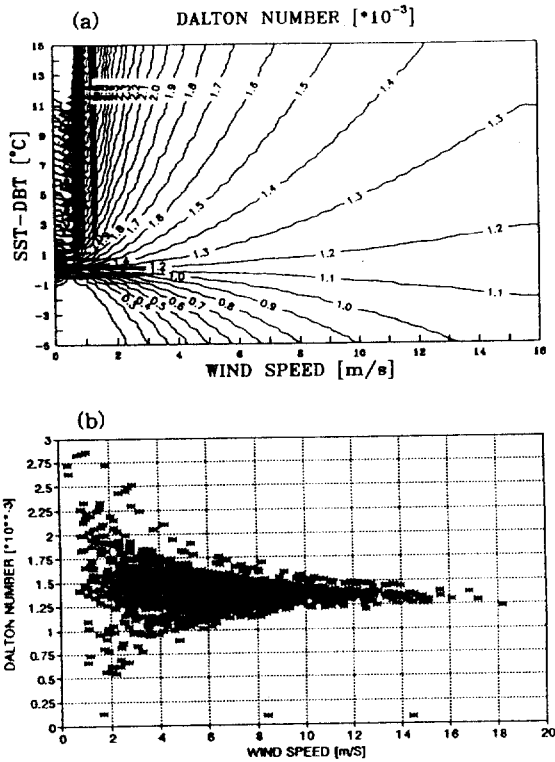


Fig. 3. Dalton number as a function of sea-air temperature difference and wind speed. Contour of Dalton number for an atmospheric relative humidity of 80% and SST of 15°C (a). Dalton number estimated from buoy #6 data (b).

$$C_{D10} = \frac{C_{DN10}}{[1 + C_{DN10}^{1/2} \kappa^{-1} (\ln(z_u/10) - \psi_u(z_u/L))]^2}$$

$$C_{H10} = \frac{C_{HN10} (C_{D10}/C_{DN10})^{1/2}}{1 + C_{HN10} C_{DN10}^{-1/2} \kappa^{-1} [\ln(z_l/10) - \psi_l(z_l/L)]}$$

$$C_{E10} = \frac{C_{EN10} (C_{D10}/C_{DN10})^{1/2}}{1 + C_{EN10} C_{DN10}^{-1/2} \kappa^{-1} [\ln(z_q/10) - \psi_q(z_q/L)]} \quad (9)$$

이곳의  $\kappa$ 는 von Karman 상수로 0.4를 사용하였다. 본 연구에서는 대기가 중립일 경우의 무차원 계수를 Hasse(1978)가 1400시간 이상 안정한 부표에서 profile method를 이용하여 구한  $C_{DN10} = 1.25 \cdot 10^{-3}$ ,  $C_{HN10} = 1.34 \cdot 10^{-3}$ , 그리고  $C_{EN10} = 1.15 \cdot 10^{-3}$ 을 사용하였다.

Fig. 3은 대기경계층 역학으로부터 안정도와 풍속

을 고려하여 구한 무차원계수 중 潛熱束과 관련된 Dalton number를 나타낸 것이다. 윗그림 (a)는 해 표면수온이 15°C, 상대습도가 80%일 경우에 풍속과 온도차에 따른 계수의 값을 나타낸 것이다. 대기가 안정할 경우(해표면수온이 대기온도보다 낮을 때)에는 풍속이 증가하면 계수값이 커지며, 불안정할 경우는 풍속이 증가할 수록 값이 작아지는 것을 알 수 있다. 풍속이 작은 경우에는 무차원계수가 안정도에 따라 큰 차이를 보인다. 顯熱束의 경우에도 비슷한 양상을 보인다. 아랫그림 (b)는 동해에서 부 표에 의해 관측된 자료의 일평균값으로부터 계산된 10년간의 Dalton number를 나타낸 것이다. 풍속이 증가할 수록 모든 계수가 안정도(해표면수온과 대기온도의 차이)보다는 풍속의 영향을 크게 받는다. 그러나 풍속이 낮은 경우 안정도에 따라 그 값이 크게 변하여 대체로 0.5에서 2.5까지의 값이 나타난다.

## 결 과

### 1. 해양 및 기상변수의 월별 분포

이용된 선상관측자료의 신빙성을 조사하기 위하여 이들을 고정된 위치의 안정적인 자료인 부표자료와 비교하였다. Fig. 4는 해양-대기간의 열교환량 계산에 이용된 기상변수를 부표가 위치한 해역에서의 월평균값(점선)과 선상관측자료(실선)를 나타낸다.

건구온도(a)는 2월에 최저, 8월에 최고이며 연변화폭은 부표자료의 경우 22.6°C 이고 선상자료의 경우 19.7°C 이다. 부표자료와 선상관측자료를 비교하여 보면 3월부터 10월까지의 잘 일치하지만 11월 이후의 겨울 자료는 선상관측자료가 다소 높은 값(약 2.5°C)을 보인다. 반면, 해표면수온(b)은 3월에 최저, 8월에 최고이고, 연변화폭은 약 0.4°C 차이를 보인다. 두 자료 모두 연중 비슷한 크기이나 6월과 7월에는 선상자료가 부표자료보다 1°C 미만의 낮은 값을 나타낸다.

해수의 比濕(c)은 3월에 최소, 8월에 최대이고, 연변화폭은 부표자료의 경우 14.0 g/kg이고 선상자료의 경우 13.2 g/kg이다. 6월부터 8월의 경우 부표자료가 선상자료보다 1 g/kg미만 정도 높게 나타나며, 전체적으로 잘 일치한다. 또, 광기의 比濕(d)은

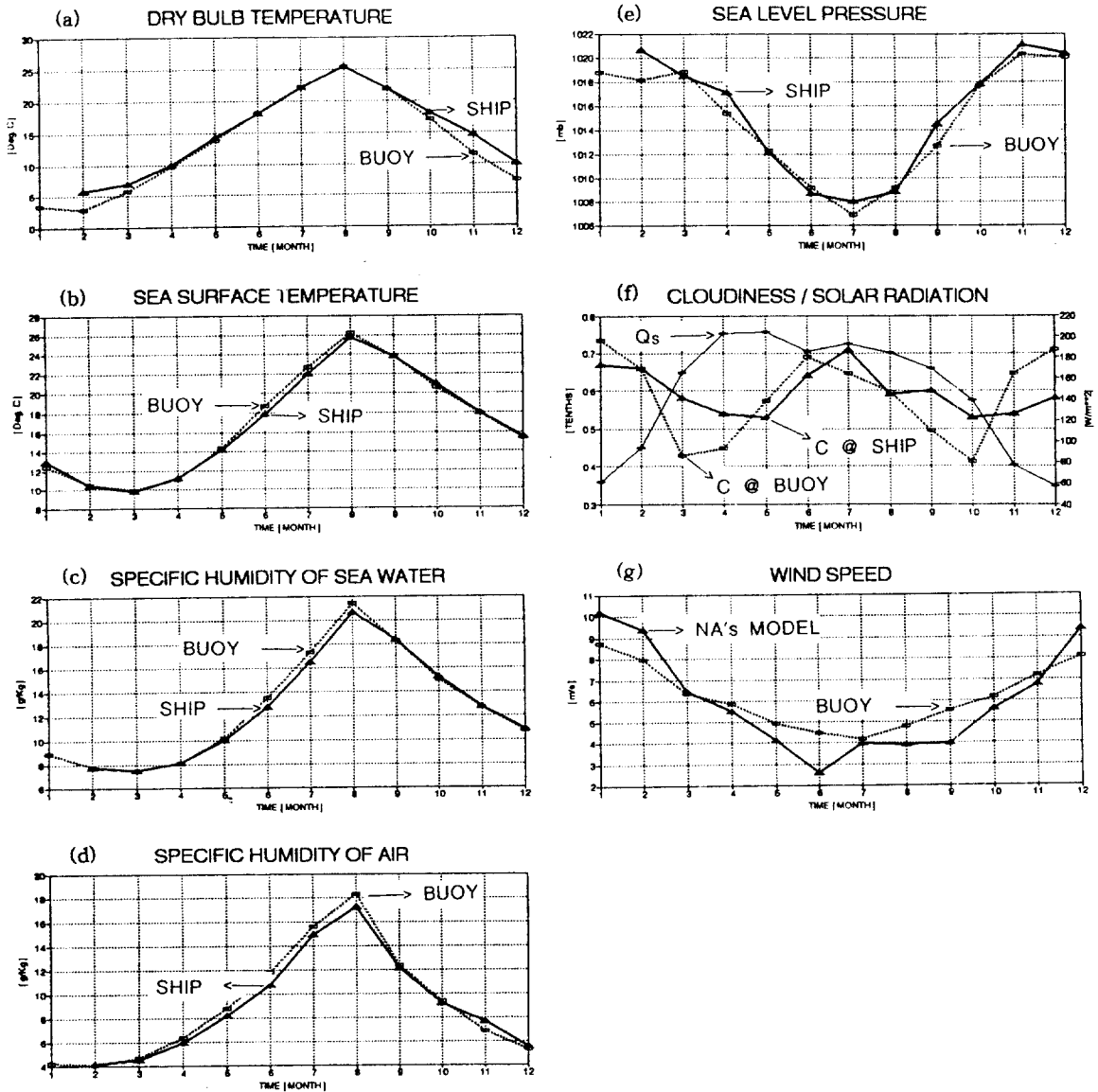


Fig. 4. Monthly mean values of atmospheric dry bulb temperature (a), sea surface temperature (b), specific humidity of sea water (c) and specific humidity of air (d), sea level pressure (e), cloudiness and solar radiation (f), and wind speed (g), measured at the buoy #6, and obtained from ship deck near to the buoy.

2월에 최소, 8월에 최대로 해수의 比濕과 마찬가지로 선상자료가 부표자료보다 여름에 약 1 g/kg 작은 값을 나타낸다.

해면기압(e)은 7월에 최소, 11월에 최대이며 연변 화폭은 약 13.4 mb로 선상자료와 부표자료는 큰 차이가 없다. 또, 구름의 양(f)은 선상자료는 경우 관측된 값('Δ'를 포함한 실선)이며, 부표자료의 경우

(점선)에는 해표면에 도달한 태양의 단파복사량과 구름이 없을 경우의 해표면에 도달하는 복사량의 이상적인 값을 이용하여 식 (4)로부터 역으로 구름의 양을 추정하였다. 부표에서 관측된 태양의 월평균 단파복사량('-'를 포함한 실선)은 5월에 최대가 되어  $192 \text{ Wm}^{-2}$ 이고 12월에 최소가 되어  $60 \text{ Wm}^{-2}$ 가 되어 연변화폭은  $132 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 6월의 경우에는 복사량

이 낮아지는 양상을 보이는데 이는 구름의 양이 많아져서 해표면에 도달하는 복사량이 감소하기 때문이다. 구름의 양은 여름과 겨울에 많고 봄과 가을에 적은 양상이다. 선상관측구름의 양과 부표자료로부터 구름의 양은 봄과 가을에 최소로 전체하늘면적에 50% 내외의 낮은 값이며, 여름과 겨울에 최대가 되어 70% 내외의 높은 값이다.

풍속(g)은 부표자료(점선)의 경우 1월에 최대로 8.8 m/s, 7월에 최소로 4.2 m/s로 4.6 m/s의 연변화폭을 나타내었다. 그러나, 선상관측자료로서의 풍속은 그 변동의 주기가 짧고 변화폭이 크며 특히 풍속이 강할 때 선상관측 자료의 결측이 많다는 점 등을 고려하여 볼 때 다른 인자들에 비해서 관측오차가 크다. 따라서 본 연구에서는 같은 기간의 기압분포와 기온 및 수온 등으로 계산한 해상풍 모델의 결과를 이용하였다(羅, 1992). 이 해상풍 계산결과(실선)에 의하면 1월에 최대로 10.2 m/s, 6월에 최소로 2.6 m/s로 나타나 7.6 m/s의 연변화폭을 갖는다. 위의 두 자료를 비교해 볼 때 겨울에는 모델결과가 부표자료보다 1 m/s 이상 큰 값을 나타내며 여름에는 낮은 값을 나타냄을 알 수 있다.

## 2. 해표면을 통한 열교환량

선상에서 관측된 기상변수의 월평균값을 이용하여 단파복사량, 장파복사량, 顯熱束, 그리고 潛熱束을 월별로 구하였다. 그 중 단파복사량과 장파복사량의 합을 유효복사량으로, 顯熱束과 潛熱束의 합을 亂流束으로 하여 월별로 제시하였다. 한 지점에서의 단파복사량, 장파복사량, 顯熱束 그리고 潛熱束의 각각의 크기는 다음 절에서 다루고자 한다.

### 2.1 유효복사량

해양은 태양에 의한 단파복사를 통해 열을 얻으며 해표면으로부터의 장파복사에 의해 열을 잃는다. 유효복사량은 1월에는  $-10 \text{ Wm}^{-2}$  정도의 음의 값으로서 장파복사에 의한 열방출량이 태양에 의해 흡수한 열량보다 큼을 알 수 있다(Fig. 5). 그러나 2월에는 양의 값으로 흡수되는 양이 많아진다. 겨울에는 12월과 1월에는 음, 2월에는 양으로 나타나지만 그 크기는 작아서 겨울철에 복사에 의해 열평형을 이루는 것을 알 수 있다. 3월에는 남부역에서  $70 \text{ Wm}^{-2}$  이상, 북부역에서  $50 \text{ Wm}^{-2}$  이하로 공간적인 변화폭이 약  $20 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 여름이 되면서 남서역이

북동역보다 많은 열량을 얻는다. 이것은 장파복사가 일차적으로 해표면온도의 함수일 뿐만아니라 대기온도와와의 차의 함수이기도 하기 때문이다(식 (5) 참조). 즉 북동역에서는 그 차가 커서 장파복사가 강하게 일어난다. 7월이 되면 5월이나 6월보다 작은 값이고, 다시 8월에 증가하는 형태로서, 이는 7월에 구름의 양이 많기 때문이다. 9월이 되면서 복사에 의한 열량 흡수가 감소하여 11월에는 북동역에서 음의 값을 나타낸다. 가을철은 다른 계절보다 공간적인 차이가 크게 나타난다.

### 2.2 亂流束

亂流束(net turbulent heat flux)은 顯熱束과 潛熱束이 합으로서 주로 대기의 안정도와 풍속에 따라 그 값이 결정되어진다. 유효복사량과는 달리 亂流束은 전 계절에 걸쳐 음의 값으로서 대기로의 열방출량에 큰 몫을 차지한다(Fig. 6). 1월에는 남서역에서  $-400 \text{ Wm}^{-2}$  정도의 크기로 강한 열방출이 일어나고 있다. 2월에는 남서역에서  $-220 \text{ Wm}^{-2}$ , 남동역에서  $-300 \text{ Wm}^{-2}$ , 북서역에서  $-120 \text{ Wm}^{-2}$ 로  $180 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 공간적인 차이를 보인다. 이처럼 겨울철에 남부역에서의 열방출량이 큰 이유는 이 해역의 해표면수온과 대기온도의 차가 커서 대기가 불안정하기 때문이다. 또한 겨울철에는 풍속이 강하여 亂流束이 강하게 일어난다. 봄이 되면서 방출량이 줄어들기는 했지만 쓰가루해협근처에서는 아직도  $-200 \text{ Wm}^{-2}$  정도로 강한 방출이 일어나고 있다. 여름이 되면  $-20 \text{ Wm}^{-2}$ 보다 작은 열방출을 한다. 이는 顯熱束과 潛熱束이 모두 작으며, 顯熱束의 경우 양의 값이 되어 해양이 열량을 얻기 때문이다. 가을철이 되면서 다시 亂流束에 의한 강한 열방출이 일어난다.

### 2.3 유효열교환량

해표면을 통한 유효열교환(net surface heat flux)은 1월에 해양이 최대의 열량을 잃으며, 7월에 최대의 열량을 얻는 계절적인 변화를 보인다(Fig. 7). 한국연안인 동해 남서해역에서는 1월에 약  $-440 \text{ Wm}^{-2}$ 로 많은 열량이 방출되며, 7월에  $140 \text{ Wm}^{-2}$ 의 열량을 얻어 약  $580 \text{ Wm}^{-2}$ 의 연 변화폭을 갖는다. 12월과 1월 그리고 2월에 걸쳐 동해 남서해역에서는 인근해역보다 강한 대기로의 열방출이 일어난다. 이것은 유효복사량의 크기는 작지만 潛熱束과 顯熱束 등의 亂流束이 강하기 때문이다. 남서해역에서의



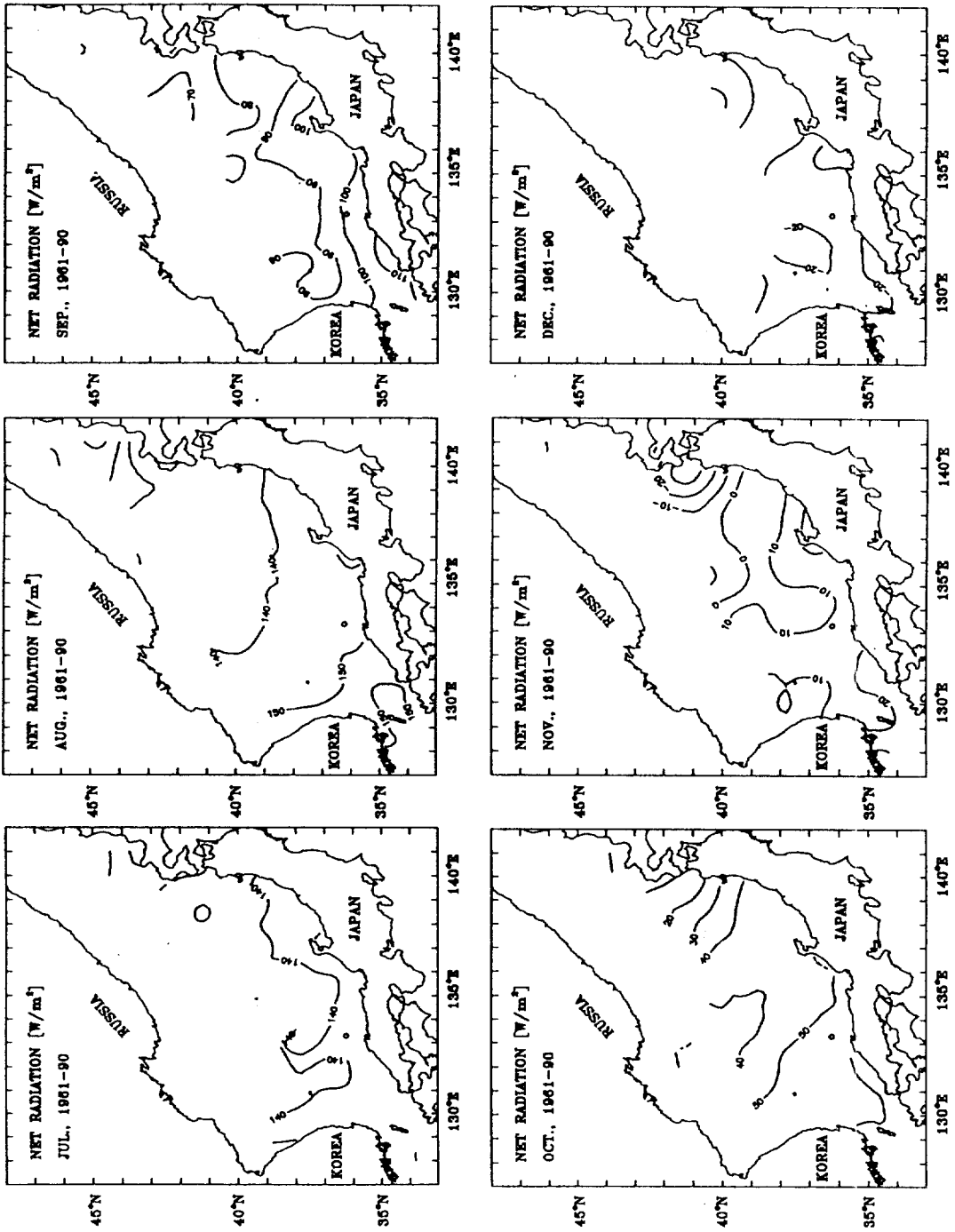


Fig. 5. Monthly mean values of net radiation,  $Q_N - Q_E$ .

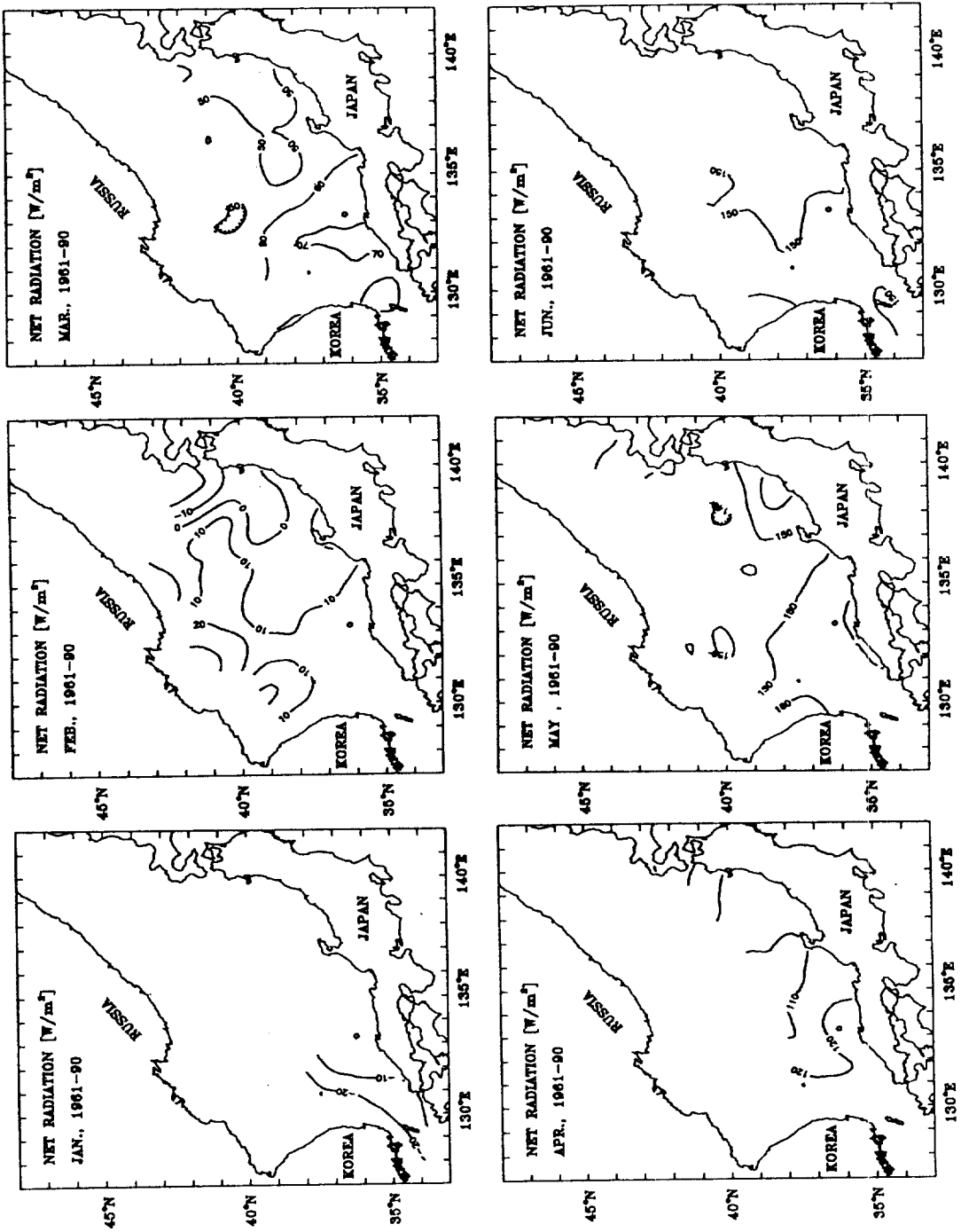


Fig. 5. (continued)

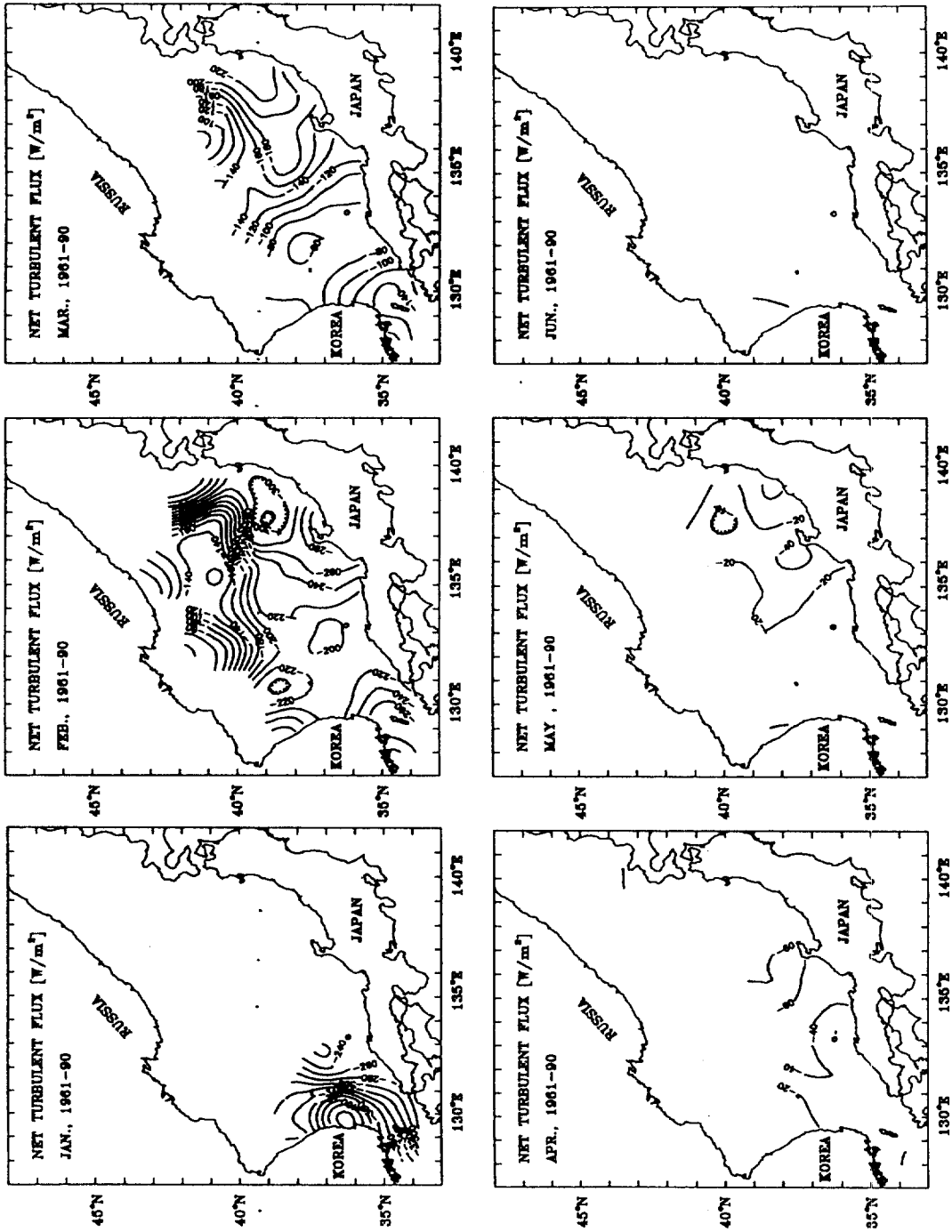


Fig. 6: Monthly mean values of net turbulent heat flux.  $-(Q_H + Q_E)$ .

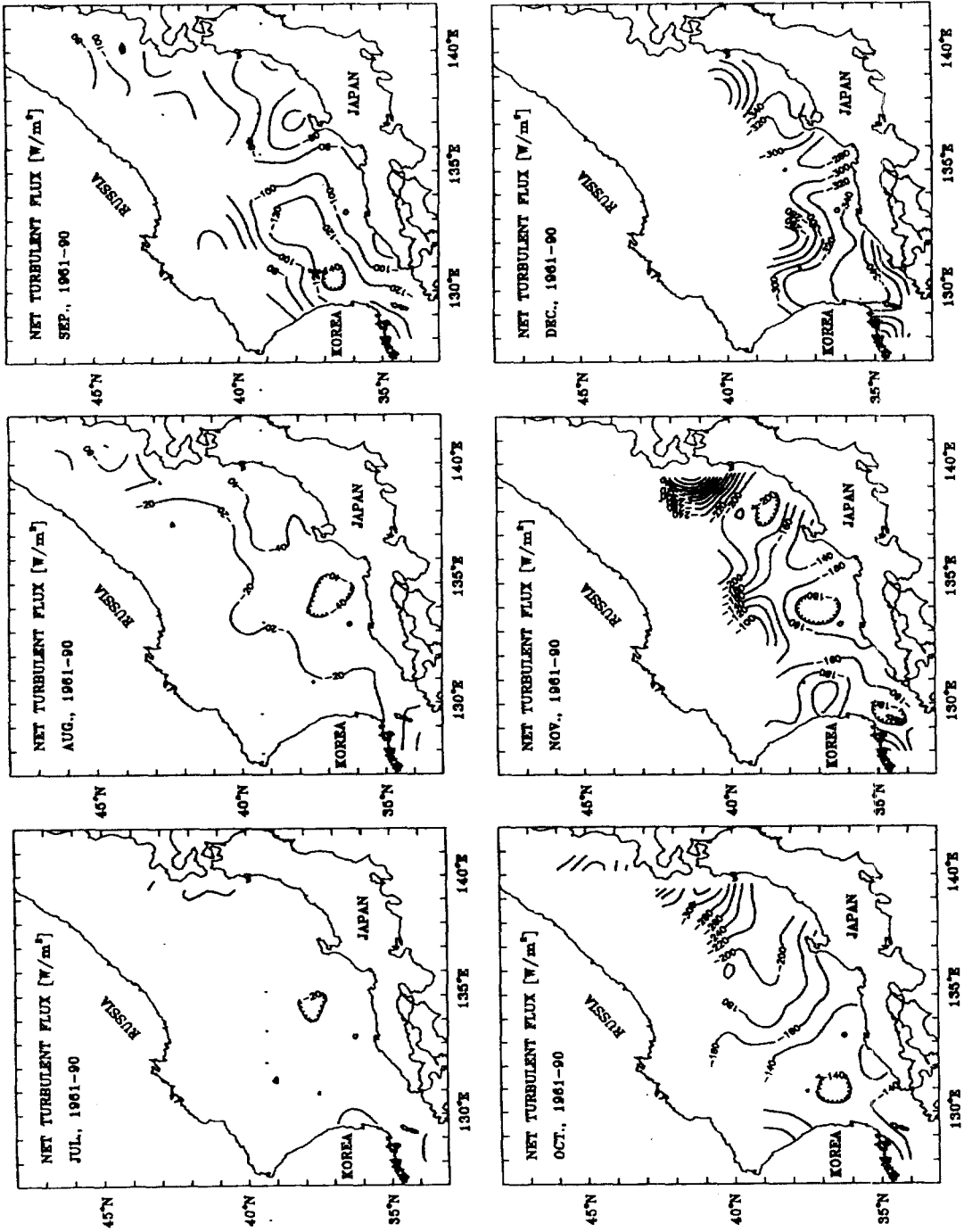


Fig. 6. (continued)

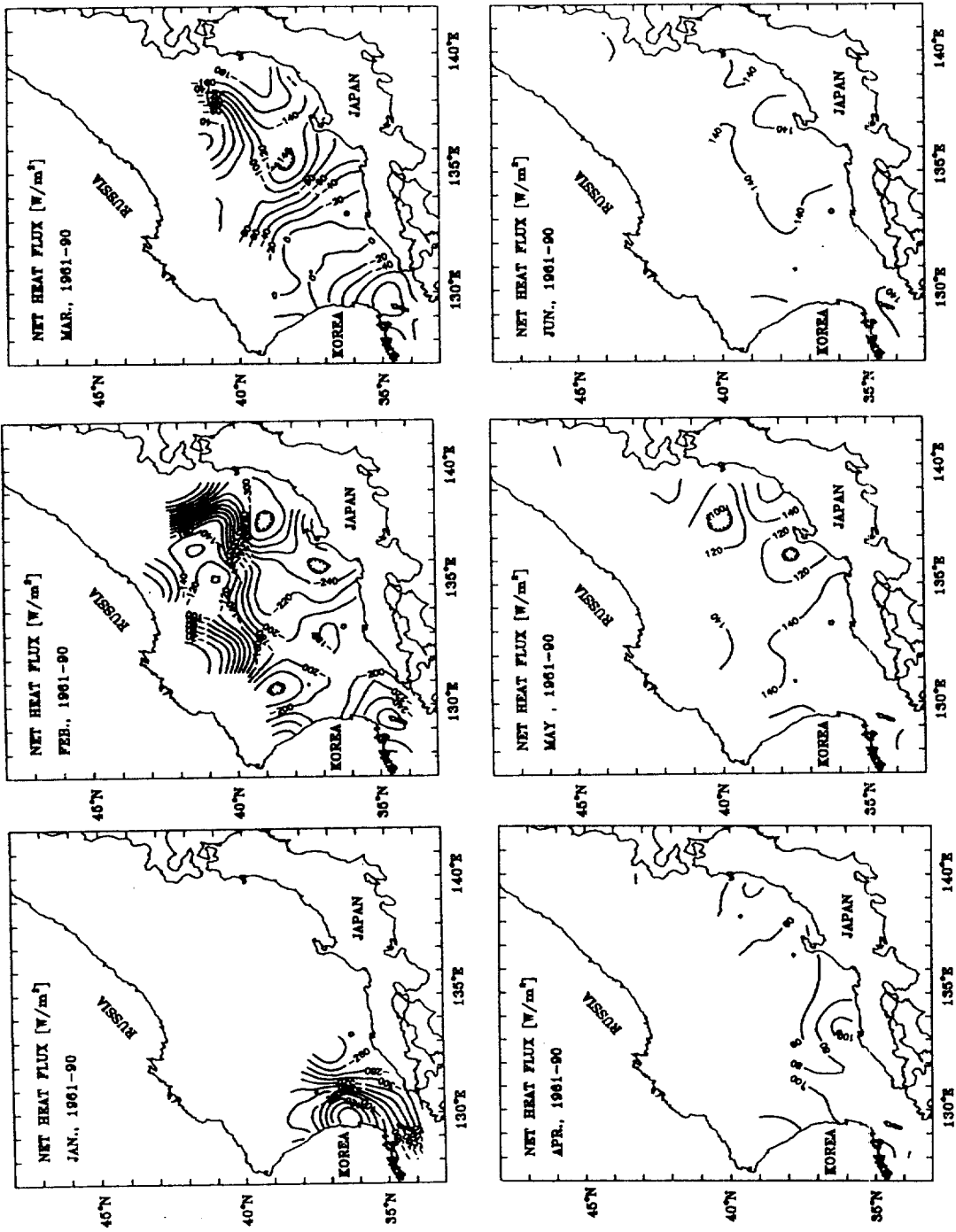


Fig. 7. Monthly mean values of net surface heat flux.  $Q_n$ .

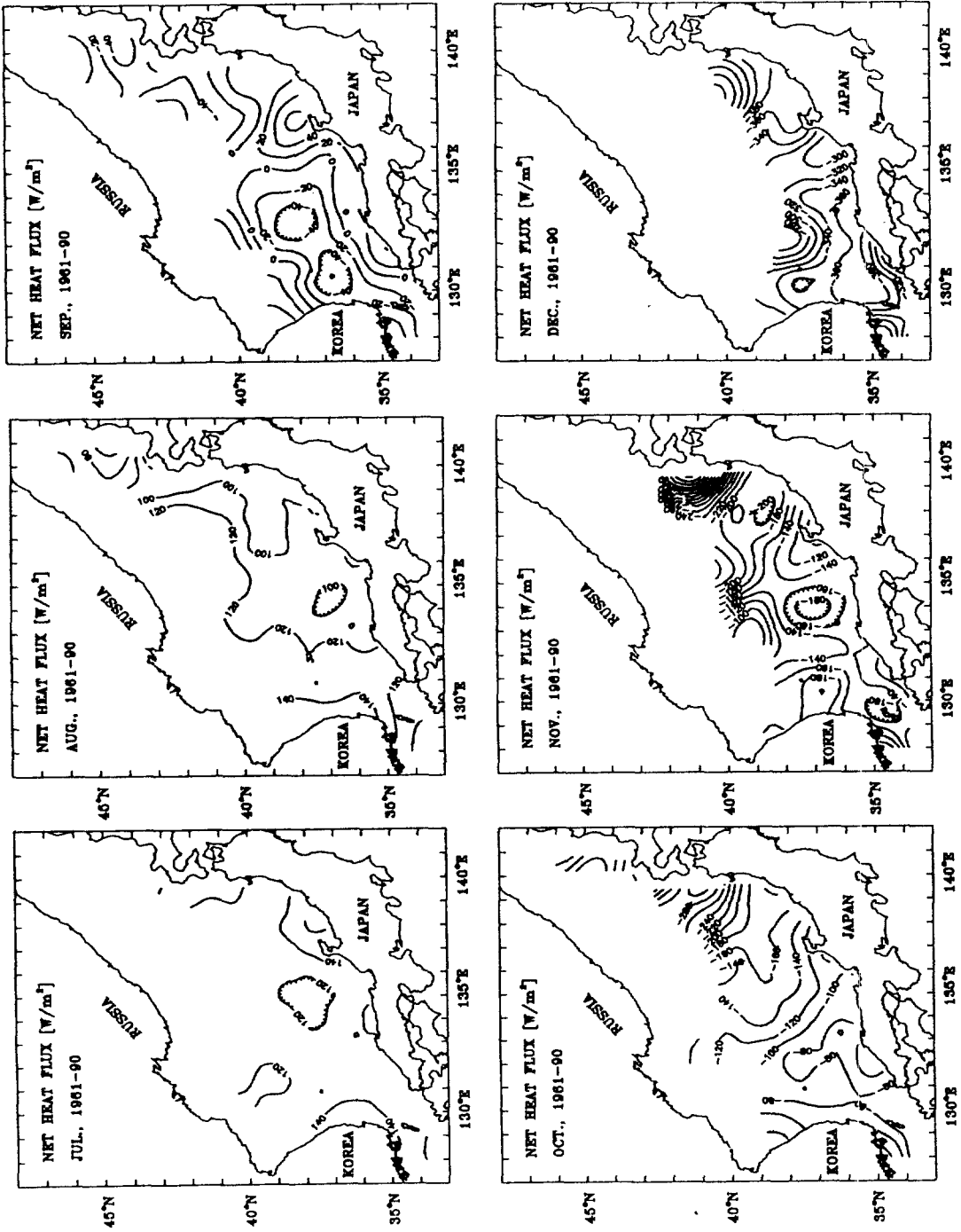


Fig. 7. (continued)

강한 대기로의 열량방출은 이 해역에서의 표면혼합층깊이가 두껍다는 사실을 고려해 볼때 동해 중층균질수(金, 1991)의 형성과 관련된 것으로 사료된다. 또한, 吳 등(1992), 朴(1994) 등이 계산한 동해에서의 표면혼합층깊이의 월별 공간분포를 보면 열유출이 강한 남서해역에 1월과 2월에 두꺼운 표면혼합층이 존재하여 활발한 혼합이 이루어지는 것을 보여주어 겨울에 중층균질수 형성 가능성을 뒷받침해 주고 있다. 김(1991)은 남서해역에서의 중층균질수는 외부로부터 유입되었기보다는 겨울 표층의 냉각에 의해 형성된 것임을 제시한 바 있다. 이 해역의 여름철은 표면혼합층깊이가 10 m 이하이다.

2월에는 남부해역 전체에서 약  $-200 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 열을 방출하며, 북부역에서는 약  $-120 \text{ Wm}^{-2}$  이하로 남부역에서 보다  $80 \text{ Wm}^{-2}$  이상 적게 열량을 잃는다(Fig. 7). 그러나 朴(1994)에 의하면 북부역에서는 열방출량이 적지만 표면혼합층깊이는 80 m 이상으로 남부역 보다 크게 나타난다. 이는 북부역에서 낮은 열량이 방출되더라도 표층수온이 낮아 깊은 층까지 혼합이 가능하기 때문인 것으로 사료된다. 쓰가루해협 근처에서 가장 많은 열량을 방출하고 다른 해역과의 공간적인 변화폭은  $100 \text{ Wm}^{-2}$  이상으로 크다.

3월부터 4월 사이에 해양은 냉각되는 상태에서 가열되는 상태로 열교환의 위상이 변한다. 특히 쓰가루해협 근처의 일본연안에서는 3월의 경우 많은 열량이 방출되고 있으며, 이 해역에서는 연중 다른 해역보다 많은 열량이 방출되는 것으로 나타난다. 이는 연중 난류의 영향을 이 해역이 많이 받아 동일 위도상의 다른 해역보다 기온과 해표면수온의 차이가 크기 때문인 것으로 사료된다.

7월에는  $140 \text{ Wm}^{-2}$  이상으로 가열되어 연중 최대의 열유입이 나타난다. 여름의 공간적인 변화는 겨울보다 적어 8월의 경우  $40 \text{ Wm}^{-2}$  이내의 변화폭을 갖는다. 9월부터는 남서역과 중부역에서는 냉각이 일어나지만 남동해역에서는 가열이 계속되었으며, 가열에서 냉각으로 열교환의 위상이 변한다. 10월부터는 전해역에서 냉각이 일어나 열량방출이 이전 달보다 커졌다.

계절별 해양-대기간의 유효열교환량의 양상을 정리하면 봄과 여름에 해표면을 통하여 해양이 가열되고, 가을과 겨울에 냉각되는 양상을 보여준다. 특

히 여름에는 전 해역에 공간적으로 비슷한 크기로 가열되며 겨울에는 공간적으로 불균등한 열의 방출이 일어난다. 공간적으로 겨울의 경우 일본 연안인 쓰가루해협 부근에서 최대의 열량방출이 일어나며, 한국연안과 대한해협부근에서도 많은 열량이 방출된다.

### 2.6 연평균 해양-대기 열교환량

동해내에서 해표면을 통해 흡수되는 연평균 단파복사량은 남부역에서  $135 \text{ Wm}^{-2}$ , 북부역에서  $115 \text{ Wm}^{-2}$ 로 남북해역간의 차이는  $20 \text{ Wm}^{-2}$ 이다(Fig. 8). 위도에 평행한 분포는 계산시 매월의 구름의 양을 공간적으로 같은 값을 사용하였기 때문이다.

연평균 장파복사량은 공간적으로 큰 차이를 보이지 않고 약  $60 \text{ Wm}^{-2}$ 로 비슷한 값을 나타내, 동해내에서의 장파복사에 의한 열방출은 공간적으로 차이가 없다. 태양에 의한 단파복사량과 비교하여 보면 해양-대기간의 난류적 열교환을 제외한 단파복사와 장파복사 등 복사에 의한 유효 복사량은 남부역에서  $70 \text{ Wm}^{-2}$ , 북부역에서  $60 \text{ Wm}^{-2}$ 이다.

顯熱束의 연평균값은 동해 동부인 쓰가루해협 근처에서  $50 \text{ Wm}^{-2}$  이상으로 크며, 울릉분지역과 대한해협에서는  $30 \text{ Wm}^{-2}$  이상이다. 이는 연중 대마난류의 영향을 크게 받아 해표면수온이 높아져 대기와의 온도차가 증가하는 해역에서 顯熱束이 크게 나타남을 보여준다. 동해 중부역에서는  $30 \text{ Wm}^{-2}$  이하로 작다.

潛熱束의 연평균값은 남부역에서 전체적으로  $80 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 값을 나타내며, 대한해협부근과 쓰가루해협부근에서 크게 나타나 각각  $100 \text{ Wm}^{-2}$  이상이다. 따라서 潛熱束에 의한 열방출량은 顯熱束에 의한 열방출량보다 2~3배 큰 것을 알 수 있다.

연평균 해양-대기간 유효열교환량은 동해 동부역 쓰가루해협근처에서 강하여 최대  $-130 \text{ Wm}^{-2}$ 로 대기로 열량을 잃는다. 대한 해협에서는  $-60 \text{ Wm}^{-2}$ , 울릉분지역에서는  $-40 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 동해 중부역에서는 다른 해역보다 적은 열량을 잃는다.

### 해양-대기 열교환량의 오차 추정

해양과 대기간의 열교환량 계산에 선상관측 자료를 사용하는데 있어서 발생할 수 있는 오차의 범위를 추정하기 위해서 선상관측자료로부터 계산한 열교

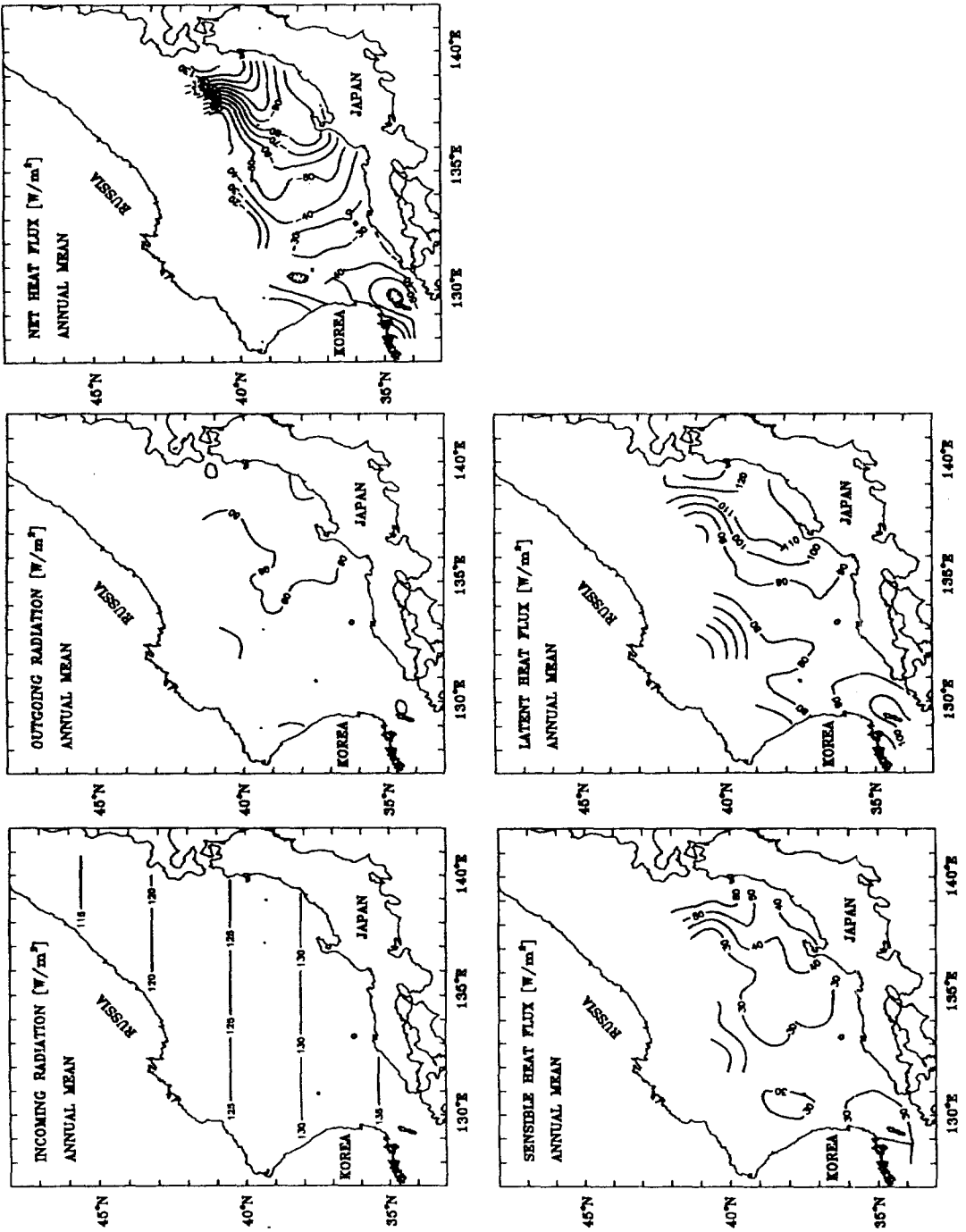


Fig. 8. Annual mean values of incoming solar radiation, outgoing longwave radiation, sensible heat flux, latent heat flux and net surface heat flux.



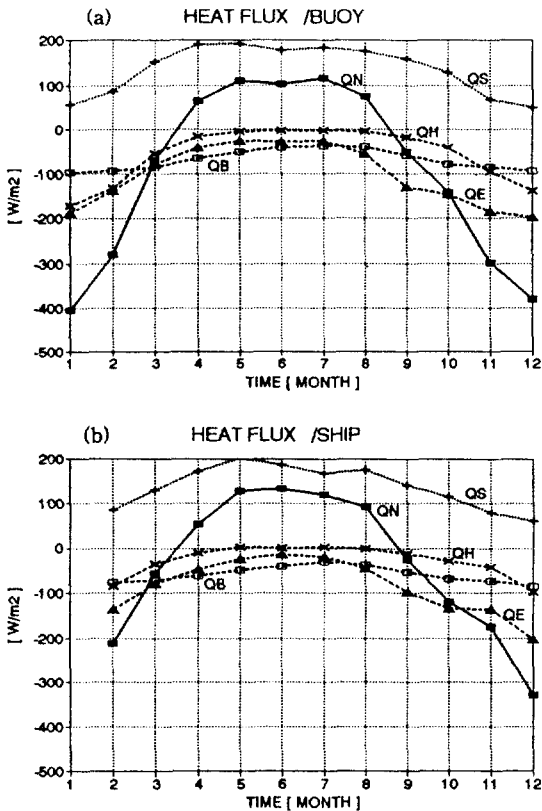


Fig. 9. Monthly variations of heat fluxes calculated from the buoy #6 data (a) and ship data near the buoy station (b).

환량과 부표자료로부터 구한 값을 비교하였다. Fig. 9는 부표자료의 월평균값으로부터 계산된 열교환량 (a)과 부표가 위치한 인근 해역에서의 선상관측자료로부터 계산된 값(b)을 각각 나타낸 것이다. 부표에서 측정된 태양의 복사량은 5월에 최대로 192  $Wm^{-2}$ , 12월에는 60  $Wm^{-2}$ 이다. 장파복사량은 겨울에 최대가 되어 약 90  $Wm^{-2}$ , 여름에 최소로 35  $Wm^{-2}$ 이다. 顯熱束과 潛熱束 역시 겨울에 최대, 여름에 최소이다. 潛熱束의 경우 9월에 많은 증가를 보이는데 이는 가을에 상대습도가 낮기 때문이다. 유효열교환량은 1월에  $-400 Wm^{-2}$ 으로 대기로 최대의 열량이 빠져나가며, 7월에 115  $Wm^{-2}$ 을 얻는다. 부표에서의 각 항의 연 평균값은 태양복사량 134  $Wm^{-2}$ , 장파복사량  $-70 Wm^{-2}$ , 顯熱束  $-66 Wm^{-2}$  그리고 潛熱束  $-105 Wm^{-2}$ 로 나타났다. 따라서 연 평균  $-97 Wm^{-2}$ 의 크기로 대기중으로 열을 방출

한다. 이렇게 대기로 방출된 열량은 해양 내부의 열유동을 통해 다른해역에서 부표가 위치한 해역으로 보충되어야 열적으로 항상성이 유지될 것이다.

선상자료는 1월에는 부표부근에서의 자료가 없어 2월부터 12월까지 나타내었다. 12월의 유효열교환량이  $-329 Wm^{-2}$ 로 부표의  $-336 Wm^{-2}$ 와 비슷한 값이다. 그러나 2월의 경우 선상자료는  $-222 Wm^{-2}$ , 부표자료는  $-272 Wm^{-2}$ 로 50  $Wm^{-2}$ 의 차이가 생긴다. 이는 태양복사에 의한 열유입량은 비슷하지만 부표자료로부터 계산된 顯熱束, 潛熱束 등의 亂流束과 선상자료로부터 구해진 亂流束의 차이에서 생긴 것이다. 이 亂流束의 차이는 선상관측 건구온도가 부표자료보다 겨울에 약 2.5°C 가량 높아서 생긴 것이다(Fig. 4(a) 참조). 즉 선상에서 측정한 건구온도는 배의 가열로 바람이 없는 맑은 날의 낮에는 최고 3°C 높고, 평균 0.5°C 만큼 선상관측 기온이 높은 것으로 보고된 바 있다 (Kondo and Miura, 1979; Goeres and Duchon, 1979). 그리고 관측선을 이용한 해양조사가 날씨가 좋은 날에 선택적으로 이루어졌을 가능성이 있으므로 부표자료와의 차이의 원인을 생각해 볼 수 있다. 이러한 오차의 요인들은 이미 잘 알려져 있으나 어느 의미에서는 피할 수 없는 부분이고 그 제거 또한 용이한 문제는 아니다. 본 연구에서는 다만 그 존재를 독자들에게 상기 시켜서 이 연구 결과를 읽는데 도움이되게 하기 위함이다. 그 외의 해양-대기간의 열교환량 계산에서 생길 수 있는 오차의 원인으로는 bulk method를 사용하는데 따른 오차, 기상변수 관측기기의 정밀도에 따른 오차등이 있으나 본 연구의 범위를 벗어나므로 여기서는 약한다.

### 해양 상층부 200 m내의 열용량 및 열저장률

해양의 열용량을 구하기 위하여 일정한 수심을 정하고 그 깊이까지 열용량을 적분하였다. 열량의 계절변화를 보기 위한 열량적분은 표면혼합층 깊이까지 적분을 하거나 특정한 깊이까지 적분하는 것으로 나눌 수 있다. 표면혼합층 깊이까지 적분하는 경우 표면혼합층 깊이를 결정하는 요인은 해양-대기간의 열교환 뿐만 아니라 바람에 의한 혼합이 있으므로 계절적인 열용량 변화를 이용하는 계산에서

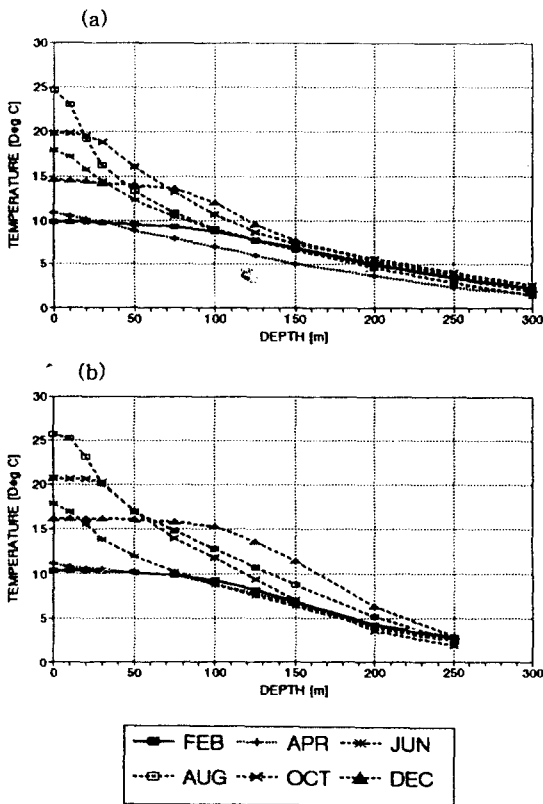


Fig. 10. Averaged vertical temperatures of sea water near Ulleungdo (a) and the buoy #6 (b).

는 특정한 깊이까지 적분하는 방법을 택하였다 (Emery, 1975).

Fig. 10은 울릉도 부근(a)과 부표 근처(b)에서 관측된 자료의 수심에 따른 수온의 월평균값을 나타낸 것이다. 표층의 경우 두 해역에서 모두 2월에 최소, 8월에 최대의 수온을 나타내 뚜렷한 계절변화가 나타나며, 표층에서 약 15°C의 수온의 연변화를 보인다. 그러나 200m층부터는 수온의 계절에 따른 변화가 약하다. 300m층에도 수온의 계절변화가 있으나 그 크기는 미약하다. 따라서 열용량의 계절변화를 보기 위하여 해양을 수심 200m를 기준으로 그 상층부에서 계절적인 열용량의 변화가 일어난다는 가정하에 그 층까지 열량을 적분하였다. 이는 수심 200m까지의 표층 해류를 고려한 것이며 자료가 풍부한 수심을 고려한 것이기도 하다. 대한해협과 같이 200m보다 천해인 곳은 바닥까지 적분하였다.

이와같이 적분한 열량의 계절별 공간 분포는 전 계절에 걸쳐 북부역보다는 남부역이 높으며, 계절적으로 봄에 가장 낮고 가을에 가장 높다(Fig. 11). 울릉분지역에서는 연중 열량이 이웃하는 중부역보다 높은 분포이며, 일본연안을 따라서 가장 높은 열량이 나타난다.

Fig. 12는 열량의 계절 변화율인 해양상층부의 열저장률을 나타낸다. 겨울부터 봄에 이르는 기간에 남부역에서는 음의 값으로 열량이 감소한다. 봄부터 여름에는 한국연안에서 낮은 열량 증가를 나타내며, 동부역으로 갈수록 크기가 증가하여 일본연안을 따라서  $300 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 많은 열량의 증가가 나타난다. 여름부터 가을에 이르는 기간중에도 열량의 증가가 일어나지만 여름보다는 그 크기가 작고, 공간적으로 남서역에서의 값이 남동역에서의 값보다 큰 양상이다. 가을과 겨울에 열량의 감소가 두드러져 동부역에서  $-400 \text{ Wm}^{-2}$ 보다 낮은 값을 보인다.

### 해양내부의 열유동

해양상층부의 열용량의 변화는 해양-대기간의 열교환과 해양내부에서의 유동에 의해서 일어난다. 해양내부의 열유동의 주요원인은 해류에 의한 열의 移流와 亂流의 流動이다. 난류적 유동은 수십~수백 km의 운동규모에서 시간에 따라 변하는 운동에 의한 에디에 의한 열 유동과 수 m에서 수 mm의 규모에서 일어나는 난류적 확산을 포함한다(Niiler and Stevenson, 1982).

앞에서 구한 열저장률과 해표면을 통한 열교환량의 차이로부터 열유동량을 계산하였다. Fig. 13은 표층 200m층 내에서 계산된 열유동량의 계절별 분포를 나타낸 것이다. 겨울에서 봄에 이르는 기간에는 한국의 속초와 울릉도 근해에서 유동에 의하여 열량이 감소하고, 그 동쪽이나 동남쪽 해역에서는 증가하는 분포를 보인다. 봄부터 여름에는 이러한 현상이 강화되어 한국연안에서의 열량감소가 포함 부근까지 나타나고, 일본연안을 따라서  $200 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 값을 보인다. 한국연안을 따른 서부역에서의 유동에 의한 열량의 감소는 수온이 낮은 북한한류계수의 유입에 의한 것으로 사료된다. 골과 金(1983)은 북한한류계수가 겨울보다는 여름에 우세하게 한국연안에 남하함을 보였다. 이와 반대로 동부역에

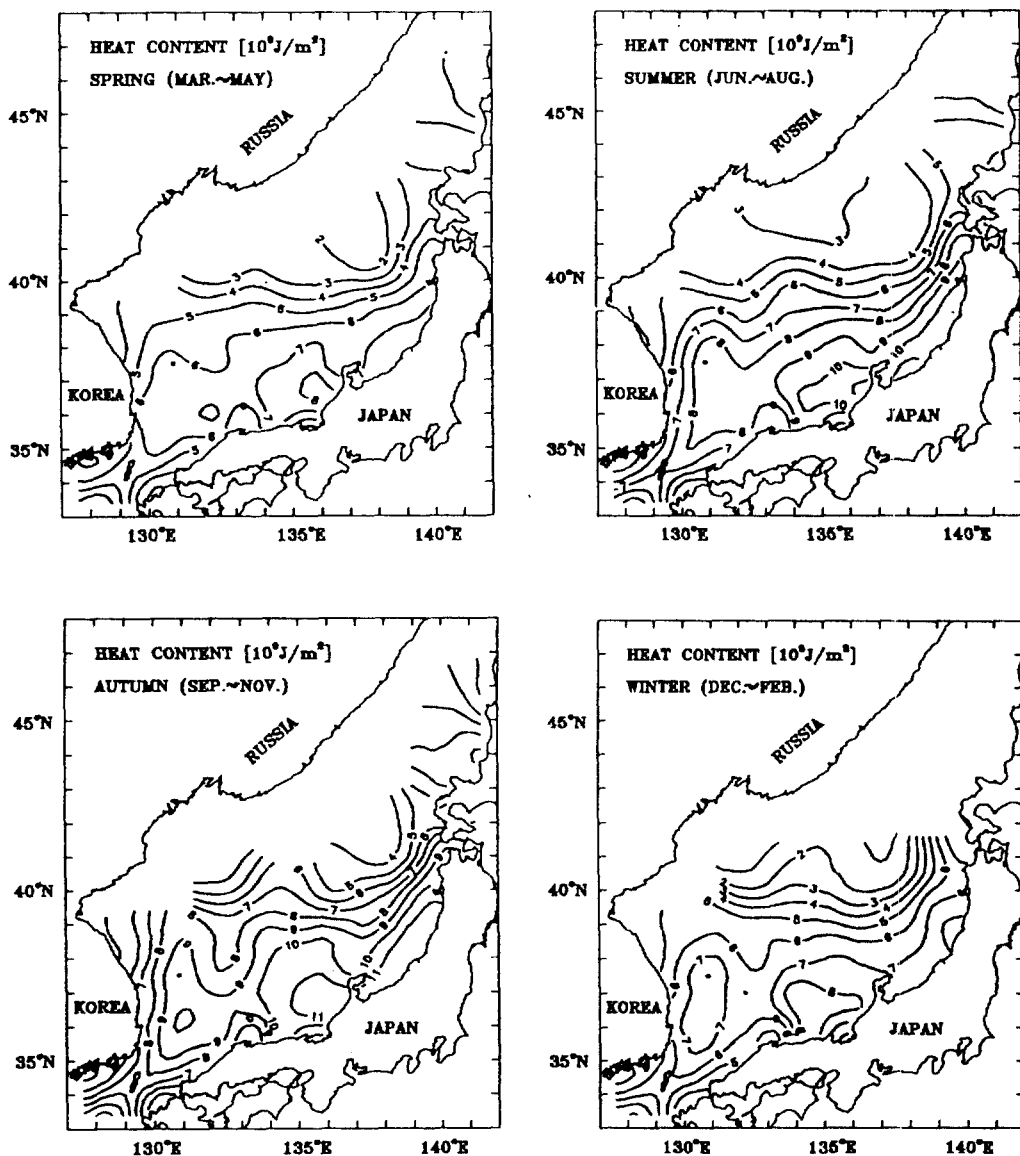


Fig. 11. Seasonal mean values of heat content in the upper 200 m from the sea surface.

서는 봄부터 여름에 해양내부의 열유동이 증가하는 것은 대마난류에 의한 열량수송이 증가되기 때문인 것으로 보인다. 이것은 대마난류의 유입량이 여름에 최대가 되고 겨울에 최소가 된다는 기존의 연구결과 (Lee and Jung, 1977; Lim and An, 1985)와 일치한다. 그러나 유입 열량은 유량뿐만 아니라 수온과 관계되므로 유량과 동일시하는 것은 무리가 있다. 다만 난류에 의한 열량 유입이 여름에 강화된다는

것을 보여줄 뿐이다.

여름부터 가을에 이르는 기간에는 동부역에서는 여름보다 크기가 감소하였으나 한국연안에서는 값이 증가하고 북부역으로 갈수록 큰 값을 갖는다. 가을부터 겨울에 이르는 기간동안은 남서역에서는 양의 값을 가지나 다른 해역에서는 음의 값을 나타낸다. 이러한 겨울의 음의 값은 겨울의 해표면을 통한 열방출량이 작게 계산되어서 이루어진 것으로 생

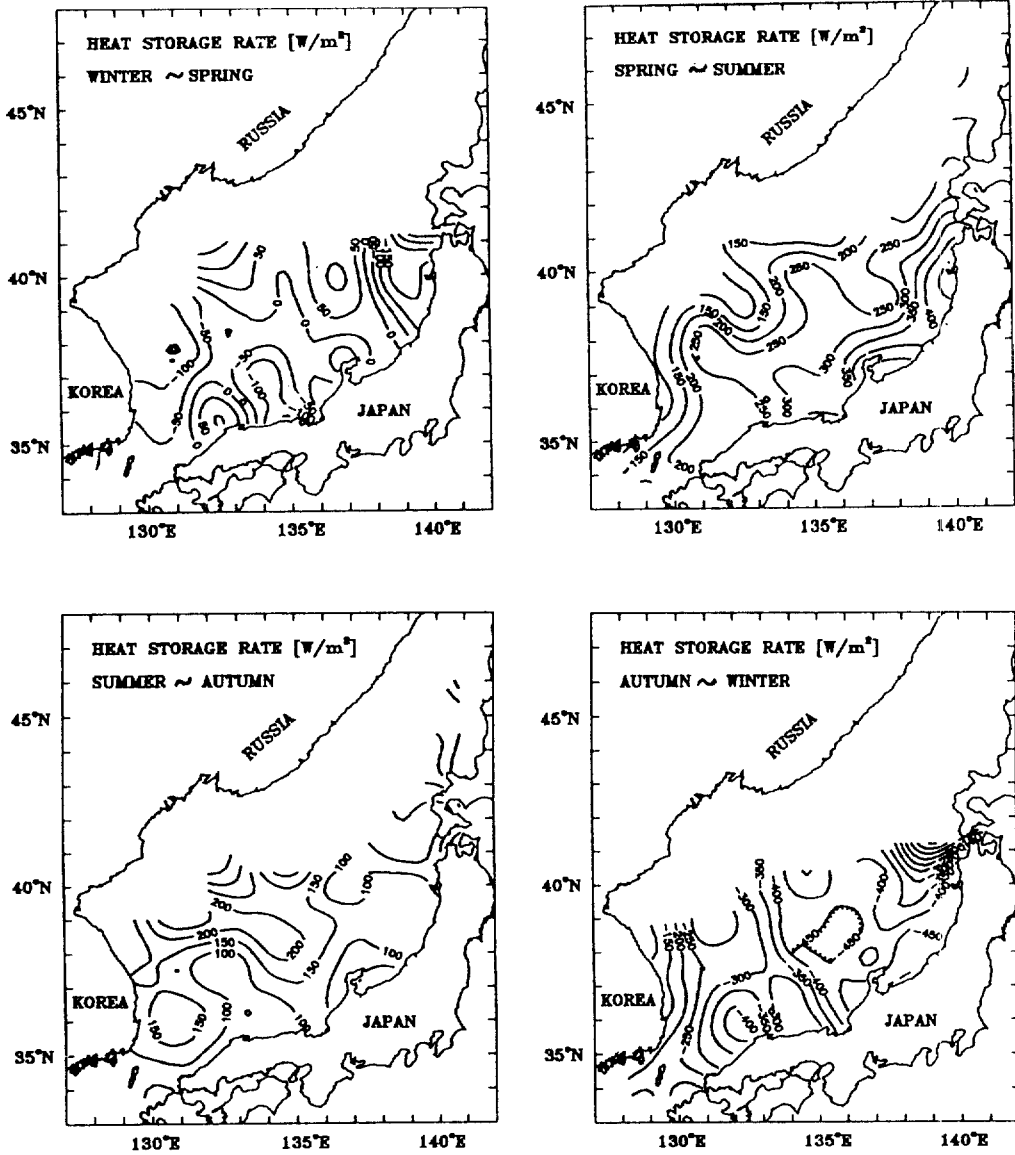


Fig. 12. Inter-seasonal heat storage rate.

된다. 그러나 겨울에도 자료가 비교적 풍부한 남동부역에서도 음의 값이 나타나므로 이에 대해서는 더 연구되어야 할 것이다. 연중 대한해협에서는 양의 값을 나타내 대마난류의 유입이 연중 계속됨을 보여준다.

해표면을 통한 동해에서의 대기와의 열교환량과 해양내부의 열유동에 대해 공간적인 평균을 하여 열량 변동의 양상을 알아보았다. 공간적으로 평균한

해역은 동해의 위도 35°~39°N 사이의 남부역으로서, 두 위도 사이와 한국, 일본에 의해 경계되어지는 영역이다. Fig. 14의 윗그림 (a)는 이 해역에서의 연평균 해양내의 熱收支를 도식한 것이다. 해양-대기간의 연평균 열교환량을 보면 태양에 의한 단파복사에 의해 129 Wm<sup>2</sup>의 열량을 얻으며, 潛熱束 -90 Wm<sup>2</sup>, 장파복사 -58 Wm<sup>2</sup> 그리고 顯熱束 -32 Wm<sup>2</sup>의 크기 순으로 대기중으로 열량을 방출한다.

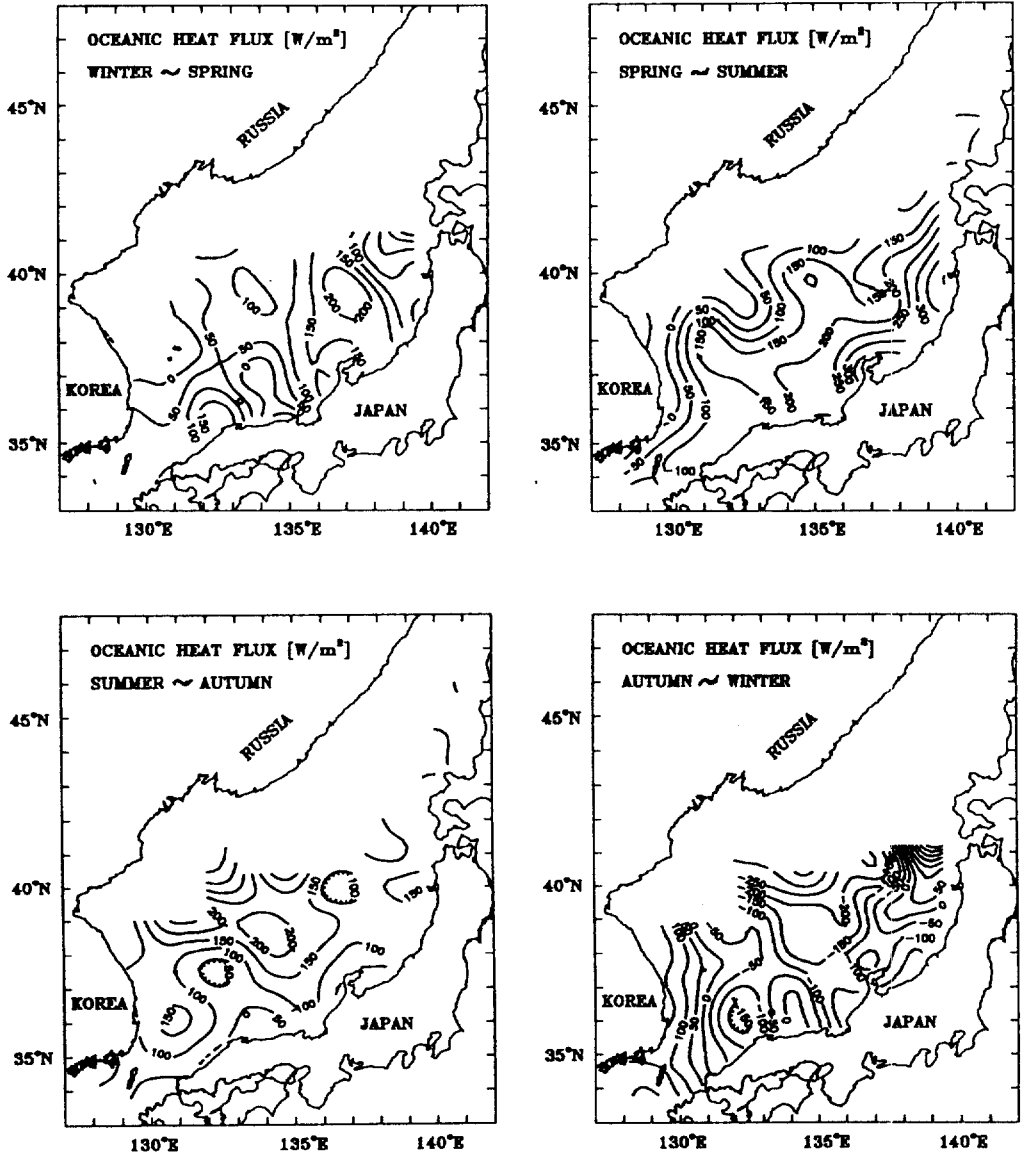


Fig. 13. Inter-seasonal oceanic heat flux.

따라서 유효열교환량은  $-51 Wm^{-2}$ 가 되어 동해 남부해역에서는 연평균적으로 해양에서 대기로 열량을 방출하는 것을 알 수 있다. 그리고 해양 내부의 연평균 열용량 변화율이 없다고 가정할 수 있으므로, 이로부터 해양 내부의 유동에 의해 대기로 방출된 열량과 같은 양의 열량인 약  $51 Wm^{-2}$ 의 열량( $Q_v$ )이 이 남부해역으로 유입되어야 한다.

Fig. 14의 아랫그림 (b)는 여름부터 가을 사이에

위와 동일한 남부 해역에서의 熱收支를 나타낸 것이다. 태양의 단파복사에 의해  $175 Wm^{-2}$ 의 열량을 얻으며, 장파복사  $-43 Wm^{-2}$ , 潛熱束  $-29 Wm^{-2}$ , 그리고 顯熱束  $-1 Wm^{-2}$ 의 크기로 대기중으로 열량을 방출한다. 해양 내부의 열용량의 변화율은  $248 Wm^{-2}$ 로서 이러한 크기의 열량 증가가 되기 위해서는 대기로 부터의 열유입을 제외한 해양 내부에서  $146 Wm^{-2}$ 의 열량( $Q_v$ )이 유입되어야 한다. 이

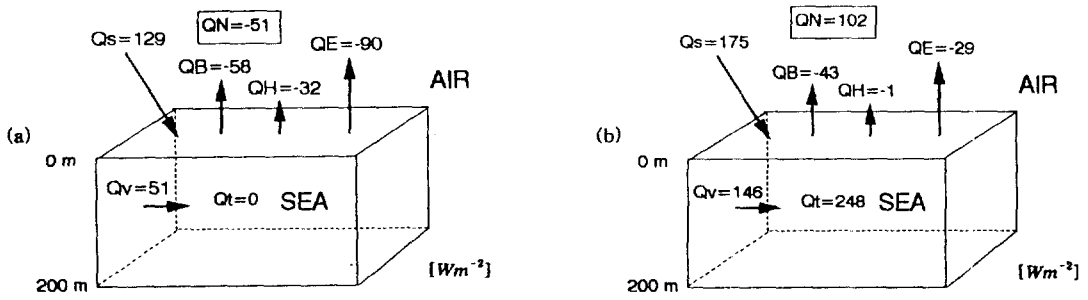


Fig. 14. Schematic diagram of heat budget in the southern part (35°~39°N.) of the East Sea in annual mean (a) and in summer season mean (b).

Table 2. Seasonal mean values of surface heat fluxes estimated in the present study and those by Hsiung (1986) and Kato and Asai (1983)

Surface Heat Flux [ $Wm^{-2}$ ]	Season	Present Study	Hsiung	Kato and Asai
Net Heat Flux	Spring	57	50	50
	Summer	128	125	120
	Autumn	-118	-160	-190
	Winter	-271	-280	-325
	Annual	-51	-70	-85
Incoming Solar Radiation	Spring	165	190	200
	Summer	176	220	190
	Autumn	109	140	80
	Winter	67	90	75
	Annual	129	160	135
Outgoing Longwave Radiation	Spring	-57	-50	-75
	Summer	-33	-40	-45
	Autumn	-64	-70	-70
	Winter	-80	-80	-100
	Annual	-58	-60	-70
Sensible Heat Flux	Spring	-8	-10	-15
	Summer	2	5	5
	Autumn	-25	-30	-45
	Winter	-97	-100	-130
	Annual	-32	-35	-45
Latent Heat Flux	Spring	-43	-80	-60
	Summer	-17	-60	-30
	Autumn	-138	-200	-155
	Winter	-161	-210	-170
	Annual	-90	-140	-105

것은 동해남부역으로의 해양내부의 열유입이 해표면을 통한 열유입보다 큰 값으로 여름과 가을에 걸치는 기간에 해양 내부의 열유입이 동해 남부역

에서 중요함을 보여주는 것이다. 이러한 해양내부로의 열유입원은 대한해협을 통해 유입되는 대마난류에 의해 수송되는 열량인 것으로 생각된다.

## 기존연구와의 비교

본 연구를 통해서 얻은 해양-대기간의 유효열교환량을 기존의 연구결과와 비교하였다. 비교된 자료는 Kato and Asai(1983)가 1978년부터 79년까지 1년간의 연안관측 기상자료를 이용하여 계산한 결과와 Hsiung(1986)이 지구의 전 해양에 대해 선상 관측자료를 이용하여 계산한 결과이다(Table 2). 제시된 값들 중 본 연구의 평균값은 평균이 가능한 위도  $35^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$  사이의 동해남부역에서의 계절별 평균값이고, Kato and Asai의 값은 동해 전체에서의 계절 평균값이다. Hsiung의 결과는 매월의 분포도에서 동해남부역의 값을 읽은 것으로서 1월, 4월, 7월, 10월이 각각 겨울, 봄, 여름, 가을을 나타낸다.

유효열교환량의 경우 본 연구는 연평균값이  $-51 \text{ Wm}^{-2}$ 로 다른 두 연구결과보다 낮은 열방출량을 나타내는데 이는 가을과 겨울의 값의 차이에서 생긴 것이다. 태양단파복사량은 다른 연구보다 낮은 값을 나타내는데, 이것은 구름이 있을 경우의 대기중에서 태양복사가 감소를 계산하는데 사용한 식의 차이에 기인한다. 장파복사량은 다른 연구와 큰 차이가 없이 비슷한 값이다. 顯熱束은 겨울에 Hsiung의 결과와는 비슷하나 Kato and Asai의 결과보다는 가을과 겨울에 낮은 값을 나타내었으며, 연평균값은  $13 \text{ Wm}^{-2}$ 의 차이가 나타난다. 潛熱束의 경우 Kato and Asai의 결과보다는 약간 작은 값을 보였으나 Hsiung의 결과와는 연  $50 \text{ Wm}^{-2}$ 의 큰 차이를 보인다. 이는 Hsiung의 연구는 전지구 규모적인 크기에서 계산한 것으로서 북서 태평양의 쿠로시오역에서의 강한 潛熱束과 연관이 된 것이기 때문으로 생각된다.

본 연구에서 계산된 동해남부역에서의 열교환량 값은 단파복사량이 다른 연구보다는 낮으나, 亂流束의 크기가 작아서 전체적으로 대기중으로의 유효 열방출량의 크기는 비슷한 결과를 보였다. 그러나 겨울의 顯熱束과 모든 계절의 潛熱束이 다른 연구의 값보다는 낮게 나왔다. 봄과 여름의 값은 다른 연구결과와 큰 차이를 보이지 않는다.

## 결 론

동해에서의 해양-대기간 열교환 및 해양 내부에서의 열유동의 계절별 특징은 다음과 같다.

겨울에는 태양에 의한 단파복사량과 해면에서의 장파복사량이 비슷한 크기로 나타나 복사에 의한 열방출량은 적지만, 顯熱束과 潛熱束이 강하여 전 해역에서 대기로 많은 열량을 방출한다. 특히 대한 해협과 울릉분지역 등 남부역에서 높은 방출량을 보이며, 최대의 열방출은 쓰가루해협 근처에서 일어나며, 공간적인 변화폭은  $100 \text{ Wm}^{-2}$  이상이다. 이와 같은 남부역에서의 강한 열방출은 이 해역의 수온이 높아 대기온도와의 차이가 증가하여 대기의 상태가 불안정하게 되고 따라서 顯熱束과 潛熱束 등의 亂流束이 크게 일어나기 때문이다. 유효열방출량은 1월에 최대가 되어 남서해역에서  $-400 \text{ Wm}^{-2}$  이상 나타난다. 남서해역에서는 표면혼합층깊이가 크게 나타남으로 보아 강한 열방출이 겨울에 동해 중층권질수의 형성에 영향을 주는 것으로 보인다.

2월에는 남부해역 전체에서  $200 \text{ Wm}^{-2}$  이상의 열을 방출하며, 북부역에서는 남부역에서보다  $80 \text{ Wm}^{-2}$  이상 열량을 적게 잃어 공간적으로 불균등한 냉각이 일어난다. 북부역에서의 표면혼합층깊이는 80m 이상으로 남부역보다 깊게 나타나는데 이러한 원인은 북부역에서 낮은 열량이 방출되더라도 표층수온이 낮아 깊은 층까지 혼합이 가능하기 때문인 것으로 사료된다.

여름에는 강한 태양복사와 낮은 亂流束의 영향으로 전해역에서  $120\sim 140 \text{ Wm}^{-2}$ 의 비슷한 크기로 해양이 가열된다. 해양 내부의 열유동은 일본연안을 따라서 양의 값을, 한국연안에서는 음의 값을 나타낸다. 일본연안의 양의 값은 여름의 강한 대마난류에 의한 열량의 증가를 나타내며, 그 크기는 해표면을 통해 흡수한 열량보다 커서 여름에는 대마난류에 의한 열유입이 중요함을 보여준다. 한국연안의 음의 값은 수온인 낮은 북한난류계수의 남하가 강화되어 일어난 것으로 생각된다.

봄과 가을은 3월과 9월에 각각 냉각에서 가열로, 가열에서 냉각으로 열교환의 위상이 변하여 가열과 냉각이 시작된다. 해양 내부의 열용량은 3월과 10월에 각각 최소, 최대를 나타낸다. 가을의 열유동의 특징은 동해 남동역보다는 남서역에서 유동에 의한 열량증가가 크게 나타나는 것이다. 연중 유효열교환량의 변화폭은 남서해역에서 겨울에  $-440 \text{ Wm}^{-2}$ 의 크기로 대기중으로 열량을 잃으며, 여름에  $140 \text{ Wm}^{-2}$ 의 열량을 얻어서 연간  $580 \text{ Wm}^{-2}$ 의 변화폭을

나타낸다.

동해에서 해표면을 통한 연평균 유효열교환량은 음의 값으로서 대기중으로 열량을 방출한다. 그 크기는 쓰가루해협부근에서 최대의 값을 나타내  $-130 \text{ Wm}^{-2}$ 의 열량을 잃으며, 대한해협과 울릉분지에서도 이웃하는 해역보다 많은 열량을 방출한다. 동해의 중부역에서는 연안역에서보다는 낮은 열량을 방출한다. 이렇게 대기로 방출된 열량은 해양내부의 열유동에 의해서 보충되어야 해양이 열량적으로 항상성을 유지할 것이다.

평균이 가능한 해역인 동해의 위도  $35^{\circ} \sim 39^{\circ} \text{N}$  사이에서의 熱收支를 연평균 熱收支를 계산한 결과 영역에서 태양복사에 의해 연평균  $129 \text{ Wm}^{-2}$ 의 열량을 얻으며, 潛熱束  $-90 \text{ Wm}^{-2}$ , 장파복사  $-58 \text{ Wm}^{-2}$  그리고 顯熱束  $-32 \text{ Wm}^{-2}$ 의 크기 순으로 대기로 열량을 방출하여 유효열교환량은  $-51 \text{ Wm}^{-2}$ 가 됨을 알 수 있었다. 여름과 가을에 걸쳐서 이 영역에서의 熱收支는 열량의 증가가  $248 \text{ Wm}^{-2}$ 로 나타나 해표면에 의한 가열로  $102 \text{ Wm}^{-2}$ , 해양의 열유동에 의해  $146 \text{ Wm}^{-2}$ 의 유입이 있어야 함을 알 수 있었다. 이러한 해양내부로의 열유입원은 대한해협을 통해 유입되는 대마난류에 의해 수송되는 열량인 것으로 생각된다.

## 사 사

이 연구는 국방과학연구소 연구과제 ATRC-408-93791의 일부와 1993년도 교육부 학술연구조성비의 일부 지원으로 이루어 졌습니다. 또 여기 사용된 자료들은 대부분 한국 해양 자료 센터 (KODC)에서 제공된 것입니다. 감사드립니다.

## 참고문헌

- 강인식, 김명기, 심태보, 1994. 한반도 주위 해양에서의 해면 熱收支와 應力의 계절 변화. 한국해양학회지, 29: 325-337.
- 권원태, 봉종현, 강인식 등 다수, 1992. 한국-태평양 기후 시스템 연구 (I). 과학기술처 연구보고서, pp. 254.
- 김명기, 1990. 한반도 주변 해상에서의 기상변수 추정에 관한 연구. 서울대학교 석사학위 논문. pp. 75.
- 김명기, 강인식, 1995. 한반도 주변 해양에서의 바람의 應力, 顯熱束, 潛熱束에 대한 진단적 모델링. 한국기상학회지, 31: 1-13.
- 김철호, 김구, 1983. 한국 동해안에 출현하는 냉수괴의 특성과 기원. 한국해양학회지, 18: 73-83.
- 김형복, 1991. 울릉도 주변 중층권질수의 수직구조와 시간적 변화, 서울대학교 석사학위 논문. pp. 84.
- 나정열, 서장원, 한상규, 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. 한국해양학회지, 27: 1-10.
- 박원선, 1994. 동해에서의 열수지의 시·공간적인 분포. 서울대학교 석사학위논문. pp. 96.
- 봉종현, 1976. 한국연안의 표면해수와 대기간의 열교환. 한국해양학회지, 11: 43-50.
- 오임상, 김 구, 강인식, 1992. 미시적 MLD(온도혼합층) 예보모델에 관한 연구II. 국방과학연구소 연구보고서, pp. 179.
- 한영호, 1972. 1월의 동해 남서해역에서의 熱收支와 대한해협의 냉수괴. 한국해양학회지, 7: 19-23.
- Berliand, M. E., 1952. Determining the net long-wave radiation of the earth with consideration of the effect of cloudiness. Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geofiz., No. 1.
- Blanc, T. V., 1985. Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. *J. Phys. Oceanogr.*, 15: 650-669.
- Blanc, T. V., 1987. Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness. *J. Geophys. Res.*, 92: 3867-3876.
- Budyko, M. I., 1974. Climate and life. Academic Press Inc., New York, pp. 508.
- Dearforff, J. W., 1968. Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *J. Geophys. Res.*, 73: 2549-2557.
- Dyer, A. J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Bound. Layer Meteor.*, 7: 363-372.
- Emery, W. J., 1975. The role of vertical motion in the heat budget of the upper ocean. Ph. D. thesis. University of Hawaii, pp. 81.
- Gill, A. E., 1982. Atmosphere-ocean dynamics. Academic Press Inc., New York, pp. 662.
- Goeres, J. S. and C. E. Duchon, 1979. Effect of ship heating on dry-bulb temperature measurements in GATE. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 478-479.
- Hanson, H. P., 1992. Air-sea interaction. in Encyclopedia of Earth System Science, 1: 61-69.
- Hasse, L., 1970. On the determination of vertical transports of momentum and heat in the atmospheric boundary layer at sea. Tech. Rep. 188., Oregon State University, pp. 55.
- Hirose, N., C.-H. Kim, and J.-H. Yoon, 1994. Heat budget in the Japan Sea. Proc. 3rd Workshop on Circulation Research of the East Asian Marginal Seas, held Nov. 7-8, 1994, Seoul, Korea. p. 49-54.
- Hsiung, J., 1986. Mean surface energy fluxes over the global ocean. *J. Geophys. Res.*, 91: 10585-10606.
- Kang, Y. Q., 1984. Atmospheric and oceanic factors affecting the air-sea thermal interactions in the Ease Sea (Japan Sea). *J. Oceanol. Soc. Korea*, 19: 163-171.
- Kang, Y. Q., 1985. Seasonal variation of heat content in the neighbouring seas of Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 20: 1-5.
- Kato, K. and T. Asai, 1983. Seasonal variations of heat



- budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan sea area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**: 222-237.
- Kondo, J. and A. Miura, 1985. Sea surface heat budget of the Western Pacific for May 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**: 633-646.
- Large, W.G. and S. Pond, 1982. Sensible and latent heat flux measurement over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**: 464-482.
- Lee, J.C. and C.H. Jung, 1977. An estimation of average current velocity in the western channel of the Korea strait from mean sea level data. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **12**: 67-74.
- Lim, C.H. and H.S. An, 1985. The comparison of the volume transport in the Korea strait and in the middle of the East Sea (Japan Sea). *J. Oceanol. Soc. Korea*, **20**: 50-55.
- List, R.J., 1966. Smithsonian meteorological tables. Smithsonian Institution press, Washington, D.C. pp. 527.
- Maizuru Marine Observatory (MMO), 1972. Marine meteorological study of the Japan Sea. Tech. Rep. of the Japan Meteor. Agency, No. 80, pp. 116.
- Manabe, S., 1957. On the modification of air mass over the Japan Sea when the outbreak of cold air predominates. *J. Meteor. Soc. Japan*, **35**: 311-326.
- Miyazaki, M. 1952. The heat budget in the Japan Sea. *Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Lab.*, **49**: 1-54.
- Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954. Basic regularity in turbulent mixing in the surface layer of atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR Trud. Geofiz. Inst.*, **24**: 151.
- Niiler, P. and J. Stevenson, 1982. The heat budget of tropical ocean warm-water pools. *J. Mar. Res.*, **40**: 465-480.
- Payne, R.E., 1972. Albedo of the sea surface. *J. Am. Sci.*, **29**: 959-970.
- Reed, R.K., 1977. On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**: 482-485.
- Seckel, G.R. and F.H. Beaudry, 1973. The relationship from sun and sky over the North pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, **54**, pp. 1114.
- Seung, Y.H. and K. Kim., 1989. On the possible role of local thermal forcing on the Japan Sea circulation. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **24**: 29-38.
- Shim, T. and K. Kim, 1981. On the variation of the mixed-layer depth and the heat flux in the Sea of Japan. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **16**: 49-56.
- Wyrki, K., 1965. The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to oceanic circulation. *J. Geophys. Res.*, **70**: 4547-4559.