J. Kor. Fish. Soc. 36(5), 535-540 한수지, 36(5), 535-540, 2003

군산항의 평균 열속

최용규*·조영조[1]·최옥인[1]·양원석[2]
남해수산연구소 자원환경과, [1]서해수산연구소 군산분소, [2]국립수산과학원 해외자원과

Mean Heat Flux at Gunsan Harbor

Yong-Kyu CHOI*, Young-Jo JO[1], Ok-In CHOI[1] and Won-Seok YANG[2]
South Sea Fisheries Research Institute, Yeosu 556-820, Korea
[1]West Sea Fisheries Research Institute, Gunsan 573-030, Korea
[2]National Fisheries Research & Development Institute, Busan 619-902, Korea

Based on the monthly weather report of Korea Meteorological Administration (KMA) and daily sea surface temperature (SST) data from National Fisheries Research and Development Institute (NFRDI) (1991-2001), mean heat fluxes were estimated at the Gunsan harbor. Net heat flux was transported from the air to the sea surface during March to early September, and it amounts to 125 Wm^{-2} in average daily during May to June. During the middle of September to February, the transfer of net heat flux was conversed from the sea surface to the air with -125 Wm^{-2} in mininum value in October. Short wave radiation was ranged from 50 to 248 Wm^{-2} showing maxima in April to June. Long wave radiation was ranged from 25 to 92 Wm^{-2} with mininum value in June to July. Sensible heat flux denoting negative values in April to August was ranged from -30 to 72 Wm^{-2}. Latent heat flux was ranged from 15 to 82 Wm^{-2} with maxima in August to September. The phase of heat exchange was changed from cooling to heating in the end of February, and from heating to cooling in the beginning of September. The advective term of heat flux showed minima in April to June and maxima in November. The ratio of temperature variations was 1.37 in the sea surface process and the horizontal process by advection. This indicates that the main factor in variation of temperature at Gunsan harbor is the heat exchange process through the sea surface from the air.

Key words: Heat flux, Sensible heat, Latent heat, Phase of heat exchange, Gunsan Harbor

서 론

지표면에 도달하여 흡수되는 태양 에너지는 전체 지구에 도달하는 태양 에너지의 50%를 흡수한다. 해양이나 육지로 유입된 50%의 태양에너지 중에서 20%는 장파 복사로, 6%는 현열로, 그리고 24%는 잠열로 방출된다 (Knauss, 1997). 해양에서 수온의 분포는 해면을 통한 열교환과, 인접 해역으로부터의 이류나 와동 확산 (eddy diffusion)에 의해서 결정된다. 해류의 저층 마찰에 의해서 발생되는 에너지나 혹은 지구 내부로부터 해저를 통해서 들어오는 에너지는 태양 복사에 비해서 아주 작기 때문에 무시할 수 있다. 따라서 태양 복사열이 해양의 열수지를 결정하는 주요한 인자이다 (Knauss, 1997; Yanagi, 1982).

우리나라 서해 및 동중국해에서 열수지를 계산한 연구를 보면, Youn et al. (1998)은 목포 앞바다의 칠발도 근해역에서 얻어진 해양 부이 (Buoy) 자료를 이용하여 해양-대기 열교환량을 산출하여 해양기상의 특성을 조사하였으며, Kim (1996)은 동중국해에서 열속을 추정하여 연간 약 32 Wm^{-2}의 열에너지가 손실되고 있다고 하였다. 또한 Lee and An (1987)은 황해 남동해역에서 열교환량의 연변화 및 분포의 특징에 따라서 중앙해역, 연안해역, 남부해역으로 나뉘어 진다고 보고하였다.

군산 연안역은 새만금 간척 사업으로 인위적인 해안선의 변화를 받고 있다. 이러한 인위적인 해안선의 변화는 해수의 유동을 변화시킴은 물론, 수산 생물의 분포에도 영향을 미치기도 한다. 이러한 환경 변화 중에서 생태계와 가장 큰 관련이 있는 것은 수온의 변화이다. 수온은 태양복사 에너지를 원천으로 장파복사, 현·잠열 등의 에너지 교환을 통하여 결정된다. 대기와 해양의 상호 작용에 의해서 결정되는 복사량과 현·잠열량의 변동을 조사하는 것은 해양 생물 환경 연구에 대단히 중요하다고 할 수 있다. 또한 해양의 열속들은 우리나라 서해와 같은 반폐쇄만의 특성을 가진 해역이나 혹은 연안역에서 해수의 성층을 결정하는 주요한 요소로 작용한다. 이러한 중요성으로 인해 최근에 외양이나 연안역에서 열속 변동에 관한 연구가 많이 수행되어오고 있으며, 또한 열속 분포는 해양과 대기간의 상호 작용으로 인한 해양 환경의 변동을 추정하는 방편으로 유용하게 사용되고 있다 (Beardsley, 1998; Elliott and Clarke, 1991; Hirose et al., 1996; Kim and Yang, 1995; Park et al., 1995; Sultan and Ahmad, 1993, 1994). 군산 연안은 해안선으로부터 외양쪽 10-20 km까지 수심이 10 m 이천으로 얕은 연안 해역이기 때문에 몬순 기후에 따른 해양 환경의

*Corresponding author: ykchoi@momaf.go.kr

계절적 변화가 매우 크다. 이처럼 얕은 연안역에서는 태양 에너지의 유출·유입이 조석 에너지와 함께 연안역의 성층과 혼합을 결정하는 주요한 인자로써 작용한다 (Mann and Lazier, 1991).

본 연구는 군산에서 관측된 장기간의 연안 정지 관측 수온 자료를 이용하여 군산항의 열속 분포 및 연안역의 성층과 혼합을 결정하는 주요한 인자인 열속을 계산하였다.

자료 및 방법

군산에서의 연안정지 수온관측은 1939년부터 시작되어 현재까지 계속되고 있다. 군산의 연안정지 수온은 금강 하구언으로부터 약 10 km 떨어져 있는 군산 내항에서 관측되고 있으며, 염수보다 비중이 작은 담수 유출수의 영향을 많이 받는 해역이다 (Fig. 1). 이 자료들 중 최근의 1991년부터 2001년까지 11개년간의 수온과 기온 자료를 이용하였다. 담수 유출수의 영향을 받는 정점인 군산의 수온과 군산 연안으로부터 외해쪽으로 약 70 km 떨어져 있는 어청도와의 수온을 함께 나타내어 그 계절변화를 보았다. 어청도의 연안 정지 수온의 평균값도 최근의 11개년 (1991-2001)의 자료를 사용하였다. 어청도는 1933년부터 연안정지 관측이 시작되어 현재까지 계속 관측되고 있다. 기상 자료는 기상 월보 (KMA)로부터 열속 계산에 필요한 항목 (운량, 기압, 상대습도, 풍속 등)들을 11개년 (1991-2001)간 정리하였다. 위의 자료들로부터 수온과 기온 그리고 기상 항목들의 11개년에 대한 평균값을 가지고 평균 열속을 계산하였다.

해양의 열속은 다음 식으로 나타낼 수 있다 (Bowden, 1983).

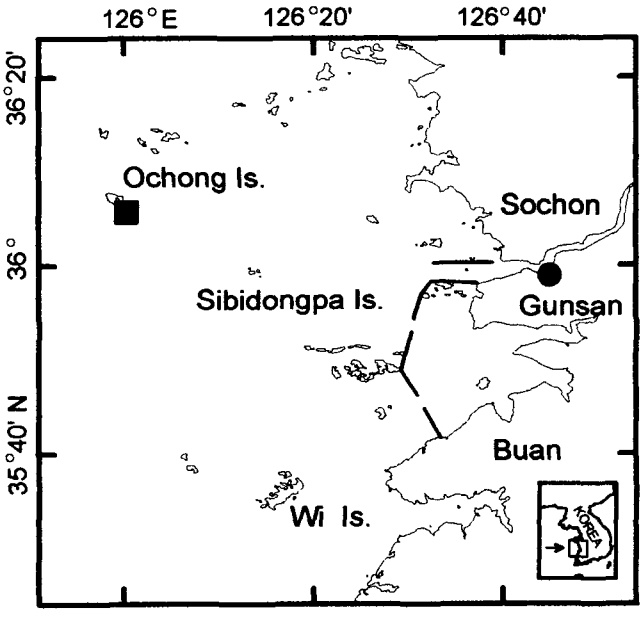

Fig. 1. Locations of observation site for sea surface temperature in Gunsan (solid circle) and Ochongdo (solid square).

$$Q_T = Q_{sfc} + Q_v \quad (1)$$

여기서, Q_T는 시간 변화에 따른 해양의 열저장율 (Q_w)이며, Q_{sfc}는 해면을 통한 순열속이고, Q_v는 이류에 의한 열수송이다. Q_T는 다음과 같이 계산된다.

$$Q_T = \frac{\partial Q_w}{\partial t} = H \rho_w c_w \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

따라서 (1)식에서 Q_v는 Q_T와 Q_{sfc}를 계산하면 잔차항으로 남게 된다. Q_w는 해양의 저열양, H는 수심 (m), ρ_w는 해수의 밀도, C_w는 해수의 비열 그리고 T는 수온이다. 또한 해면을 통한 순열속 Q_{sfc}는 단파복사량 (Q_s), 장파복사량 (Q_b), 현열속 (Q_h) 그리고 잠열속 (Q_b)으로부터 계산되며, 각 항들은 다음식으로 나타내어진다 (Beardsley et al., 1998; Elliott and Clarke, 1991; Gill, 1982; Hirose et al., 1996; Kim, 1996; Park et al., 1995; Yanagi, 1982).

$$Q_{sfc} = Q_s - (Q_b + Q_h + Q_e) \quad (3)$$

$$Q_s = Q_i(1-\alpha) \quad (4)$$

$$Q_b = S\sigma(T_a)^4(0.254-0.00495E_a)(1-0.6C) + 4S\sigma(T_a)^3(T_s-T_a) \quad (5)$$

$$Q_h = \rho_a C_P C_H (T_s-T_a) W \quad (6)$$

$$Q_e = \rho_a C_E L_V (q_s-q_a) W \quad (7)$$

여기서 Q_i는 수평면 일사량이고, α는 알베도 (0.06)이다. S는 해면의 사출률이며(0.97), σ는 스테판-볼츠만 상수 (0.57×10^{-8} W/m^2/K^4), T_s와 T_a는 각각 수온과 기온의 절대온도 (K), E_a는 대기의 수증기압, C는 운량이다. ρ_a는 공기의 밀도 (1.25 kg/m^3), C_P는 공기의 비열 (1004 J·kg/K^4), C_H는 스태톤계수 (1.1×10^{-3}), W는 풍속 (m/s), C_E는 달톤계수 (1.1×10^{-3}), L_V는 물의 증발잠열 (2.5×10^6 J/kg), q_s와 q_a는 각각 해면에서의 공기의 비습, 공기중에서의 비습이다.

결과 및 고찰

수온과 기온, 기상 인자들의 평균 변화

연안과 외양의 수온의 계절 변화가 어떠한가를 보기 위하여, 연안에 접해 있는 군산과 연안으로부터 외양쪽에 위치한 어청도와의 수온을 비교해 보았다. Fig. 2는 군산과 어청도의 평균 수온과 그리고 군산과 어청도와의 평균 수온의 차이를 각각 나타낸 것이다. 군산의 평균 연교차는 약 25℃ 내외이지만, 어청도의 연교차는 약 20℃로, 외양쪽에 있는 어청도의 수온의 계절 변화폭이 연안에 접해있는 군산의 수온의 계절 변화폭 보다도 작다. 그리고 군산과 어청도의 수온의 차이를 보면, 10월부터 2월까지는 외양쪽인 어청도의 수온이 연안쪽인 군산의 수온보다도 약 0-4℃ 높다. 이와는 반대로 수온 승온기에 해당하는 3월부터 수온 하강기가 바로 시작되는 9월까지는 군산의 수온이 어청도의 수온보다도 약 0-8℃ 높다. 이것은 수심이 10 m 미만인 군산 내항의 저열량이 수심이 약 50 m인 어청도의 저열량보다도 적기 때문이라고 할 수 있다. 즉, 순

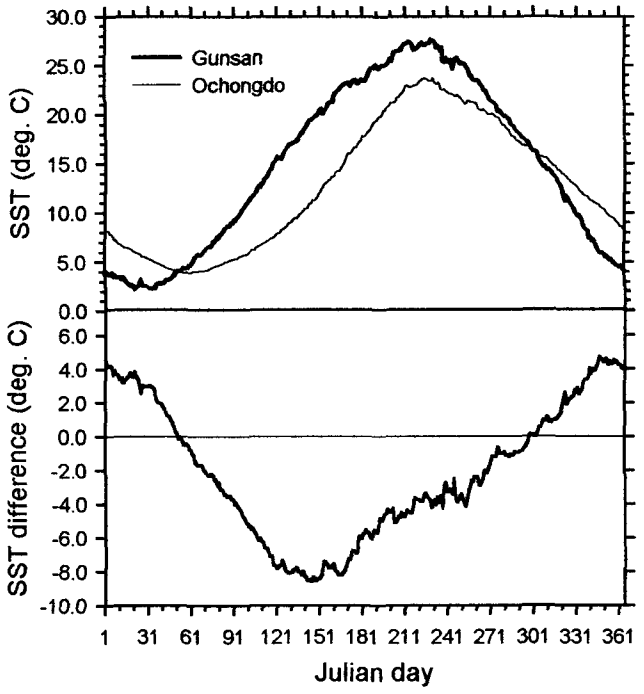

Fig. 2. Mean sea surface temperature in Gunsan (thick line) during 1991-2001 and Ochongdo (thin line) during 1977-1986 (upper), and the difference of sea surface temperature between Ochongdo and Gunsan (lower). The positive values denote that the SST in Ochongdo is higher than that of Gunsan.

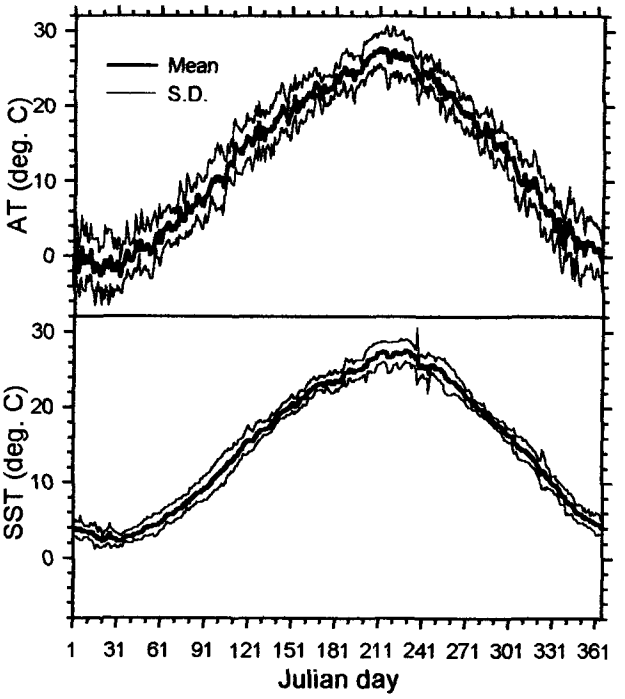

Fig. 3. Mean air temperature (thick line) and its standard deviations (thin line) (upper), and mean sea surface temperature (thick line) and its standard deviations (thin line) (lower) during 1991-2001.

열속을 Q, 해수의 밀도를 ρ, 해수의 비열을 C, 수심을 H라고 하면, 수온 상승률 $\Delta T=\Delta Q/\rho CH$로 나타낼 수 있다 (Bowden, 1983). 수온 상승률은 같은 복사열일지라도 수심에 반비례하기 때문에, 수심이 얕은 군산 내항이 수심이 깊은 어청도 해역보다도 여름에는 수온이 더 높고, 겨울에는 수온이 더 낮게 나타난다. 그러나 이러한 수온의 차이는, 열적 균형을 이루기 위해서 열의 수평적인 이동을 발생시키리라고 예상할 수 있다. 열의 수평적인 이동이 어떻게 되는지를 알아보기 위해서 다음장에서 열속항들을 계산하고 열의 수평 이동을 살펴 보았다.

열속항들을 계산하기 전에 군산의 열속에 영향을 주는 인자들의 평균 변화는 어떠한지를 파악하고자, Fig. 3에 군산의 수온과 기온의 평균값과 그 표준편차를 각각 나타내었다. 수온 상승기인 3월부터 7월까지 수온과 기온은 거의 같지만, 8월부터 2월까지는 수온이 기온보다도 약 1-5℃ 더 높다. 이 또한 해수와 공기의 저열량의 차이에 기인한다고 할 수 있다. 여름에 수온이 상승한 해수는 열을 저장하였다가 겨울에 다시 열을 방출하며, 이러한 해수의 열저장 효과로 말미암아 해수의 계절 변화는 기온의 계절 변화보다 작다 (Gill, 1982). 그리고 수온의 표준 편차는 기온의 표준 편차보다 작다.

Fig. 4는 열속에 영향을 주는 인자들 즉, 운량, 기압, 상대습도 그리고 풍속의 평균과 그 표준 편차를 각각 나타낸 것이다. 평균 운량은 6-7월 (181-211일)경에 약 5.0-9.0으로 많으며, 그 외의 계절은 평균 2.0-7.2를 나타내었다. 평균 기압은 1005-1027 hPa로 변동하며, 6-7월 (181-211일)경에 가장 낮아서 1005-1010 hPa을 나타내었다. 상대 습도는 약 62-85%로 변하고 있으며, 6-8월 (181-241일)경에 상대 습도가 75-85%로 가장 높았다. 일평균 풍속은 2.5-6.1 m/s로 변동하며, 2-4월 (31-121일)경에 풍속이 3.0-6.2 m/s로 가장 컸다. Kim (1996)은 동중국해에서 4-6월의 일사량이 남저 북고의 분포를 나타내는 것은 4월부터 중국 남부에서 시작되는 장마 전선의 영향으로 남쪽의 운량이 많기 때문이라고 하였다. 이처럼 6-7월경에 운량이 많고, 평균 기압은 낮으며, 상대 습도가 높게 나타나는 것은 우리나라의 장마철이 이 시기에 해당되기 때문으로, 우기로 인한 영향을 반영하는 것이라고 생각된다.

열속의 평균 변화

군산에서의 단파 복사량 (Q_s), 순열속 (Q_{sfc}), 장파 복사량 (Q_b), 현열속 (Q_h) 그리고 잠열속 (Q_e)의 평균 일변화와 그 표준편차를 Fig. 5에 각각 나타내었다. 단, 단파복사량 (Q_s)과 순열속 (Q_{sfc})에서 양의 값은 대기에서 해양으로의 열의 전달을 나타내며, 장파 복사량 (Q_b), 현열속(Q_h) 그리고 잠열속(Q_e)에서 양의 값은 해양에서 대기로의 열의 전달을 나타낸다.

단파 복사량은 약 50-248 Wm^{-2}로 변하며, 장마철 이전인 4-6월 (91-171일)경에 단파 복사량이 가장 많았다. Hirose et al. (1996)은 동해에서 5월에 일사량이 가장 많다고 하였으며,

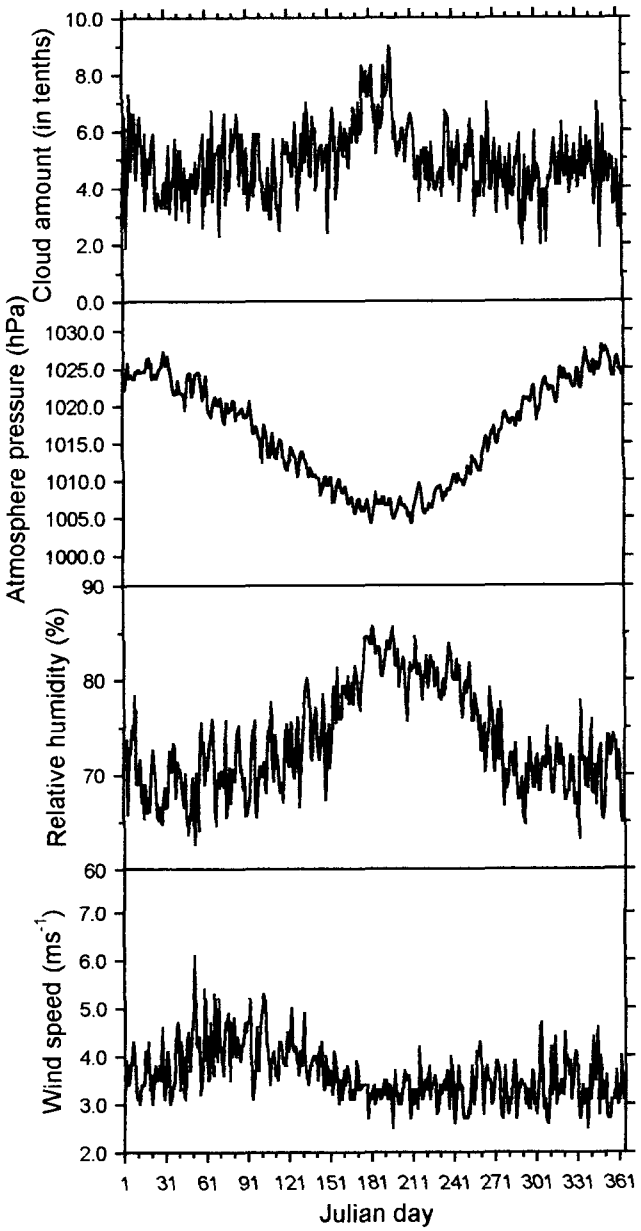

Fig 4. Mean cloud amount (upper most), mean atmosphere pressure (upper), mean relative humidity (lower) and mean wind speed (lower most) during 1991-2001.

Kim (1996)도 동중국해에서 4-6월에 장마 전선의 형성과 함께 운량에 의해서 일사량의 분포가 일시적으로 위도의 함수가 아닌 남저 북고의 형태를 보인다고 하였다. 단파 복사량의 표준 편차도 4-6월 (91-171일)경에 37-110 Wm^{-2}로 가장 컸다. 순열속은 3월 (61일)부터 9월초 (251일)까지 대기에서 해양으로 열의 전달이 있으며, 5-6월경에 일평균 125 Wm^{-2}에 이른다. 그리고 9월 중순부터 2월까지는 해양에서 대기로의 열전달이 있으며, 최저 순열속은 10월 (301일)에 -125 Wm^{-2}를 나타내었다. 순열속의 표준 편차는 3-5월과 10월에 20-150 Wm^{-2}로 가장

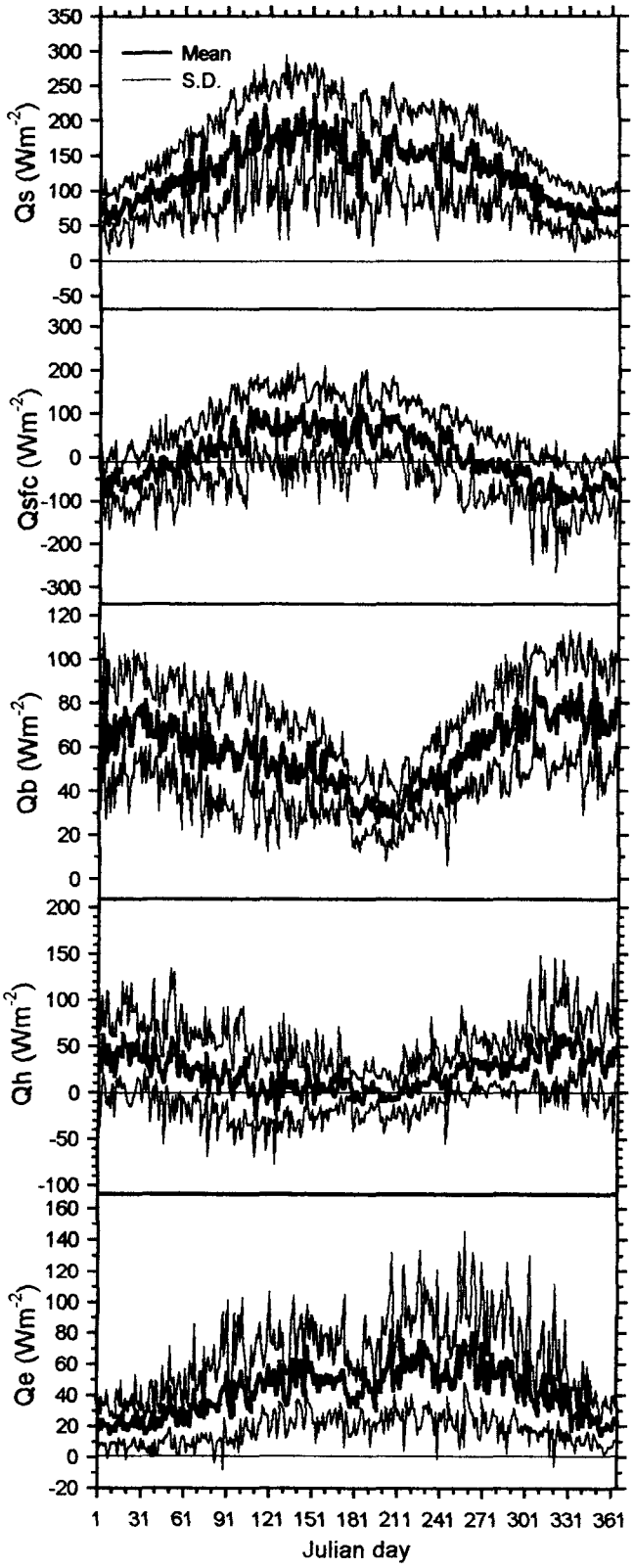

Fig. 5. Same as in Fig. 3, except for short-wave radiation (Qs), net heat flux at the sea surface (Qsfc), long-wave radiation (Qb), sensible heat flux (Qh), and latent heat flux (Qe).

컸다. 장파 복사량은 약 25-92 Wm^{-2}로 변하며, 6-7월 (181일 전후)에 약 25 Wm^{-2}로 가장 작았다. 장파 복사량의 표준 편차는 5-35 Wm^{-2}로 해양이 대기로 방출하는 열속들 중에서 편차가 가장 작다. 장파 복사량은 열속항들 중에서 시간이나 지역에 따라서 가장 변화가 작은 항으로 수온이 상승함에 따라서 장파 복사량은 감소한다. 현열은 -30-72 Wm^{-2}로 변하며, 4-8월 (111-221일)에 음의 값이 나타내었다. 이 기간 동안에는 현열에 의해서 해양이 대기로부터 열을 흡수한다. 현열의 표준 편차는 10-90 Wm^{-2}이었다. 증발에 의한 잠열은 약 15-82 Wm^{-2}로 변하며, 8-9월 (211-271일)에 약 40-82 Wm^{-2}로 가장 컸다. 잠열의 표준 편차는 5-70 Wm^{-2}이었다.(Fig. 5). Lee and An (1987)은 현열속이 겨울에 최대이고 봄부터 여름까지 최소를 나타내며, 장파 복사량은 겨울에 최대, 여름에 최소를 나타낸다고 하였다. 또한 Youn et al. (1998)은 현열속이 7월에 최소이고 1월에 최대를 나타내며, 이는 여름철에 대기가 해양으로 열을 공급하고 겨울철에는 해양에서 대기로 열을 공급하지만, 그 크기는 여름철이 겨울철에 비해 작다고 하였다. 또한 잠열속은 대기가 건조해지고 바람이 강해지는 가을철에 최대가 나타나서 겨울철까지 지속된다고 하였다. Kim (1996)도 수온과 기온의 차이가 작은 7월에 현열의 이동이 작고, 대기에서 해양으로 현열이 이동한다고 하였다. 본 연구에서도 Fig. 5에서 나타낸 것과 같이, 장파 복사량은 여름에 최소이고, 가을부터 겨울동안 최대를 나타내었다. 또한 현열속은 4-8월 동안에 음의 값을 나타내지만, 현열속의 교환량은 여름철에 비해서 겨울철이 훨씬 크다. 잠열속은 9월경 (271일)에 최대를 나타내고 있다.

Fig. 6은 식 (1), (2)와 함께 Fig. 5의 일평균 순열속으로부터 계산된 평균 열저장률과 이류에 의한 평균 열수송을 나타낸 것이다. 여기서 열저장률과 열수송은 단위 면적으로 계산하였다. 열저장률은 약 -140-100 Wm^{-2}로 변하며, 이류에 의한 열수송은 -148-125 Wm^{-2}로 변하고 있다. 이들 열속들의 평균 계절 변화를 보다 뚜렷히 보기 위하여 순열속, 열저장률 그리고 이류에 의한 열수송을 30일 이동 평균하여 Fig. 7에 다시 나타내어 보았다. 순열속과 이류에 의한 열수송은 위상이 반대이며, 값의 범위도 거의 유사하다. 열저장률은 봄과 여름에는 양의 값을 나타내며, 가을과 겨울에는 음의 값을 나타낸다. 즉, 수온이 상승하는 시기에 해양은 열을 저장하였다가, 수온이 내려가는 시기에 해양은 열을 대기로 방출한다 (Gill, 1982). Park et al. (1995)은 동해의 열속을 계산하여 봄 (3월)과 가을 (9월)에 각각 냉각에서 가열로, 가열에서 냉각으로 열교환의 위상이 변하며, 해양 내부의 열용량은 3월과 10월에 각각 최소, 최대를 나타낸다고 하였다. Fig. 7에서와 같이 군산에서도 2월말 (51일)경에 냉각에서 가열로, 9월초 (241일)경에 가열에서 냉각으로 열교환의 위상이 변하고 있으며, 해양 내부의 열용량은 4-6월에 최소를 나타내고, 11월초 (301일)경에 최대를 나타내고 있었다.

이와 같은 계절 변화를 조화 분해하여 Table 1에 순열속, 열저장률 그리고 이류에 의한 열의 수송을 식으로 나타내었

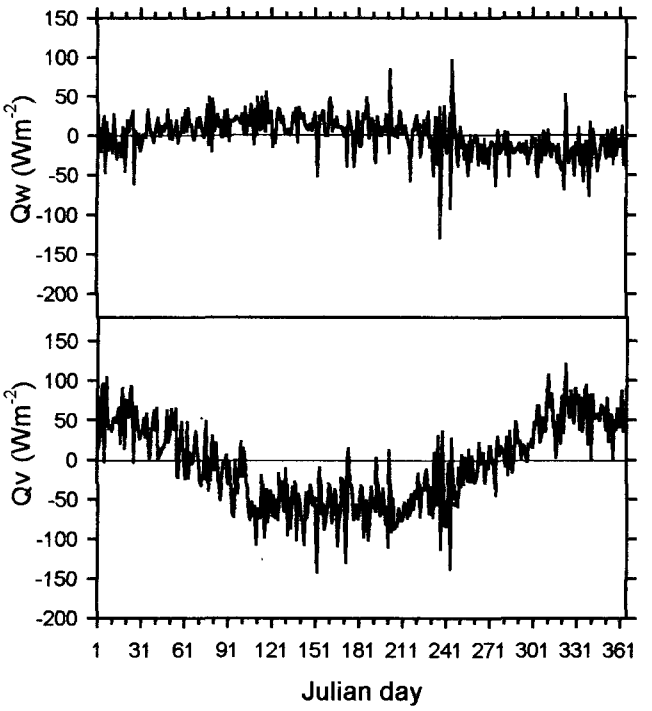

Fig. 6. Mean heat storage rate in the unit water column (upper) and mean advective term (lower) during 1991-2001.

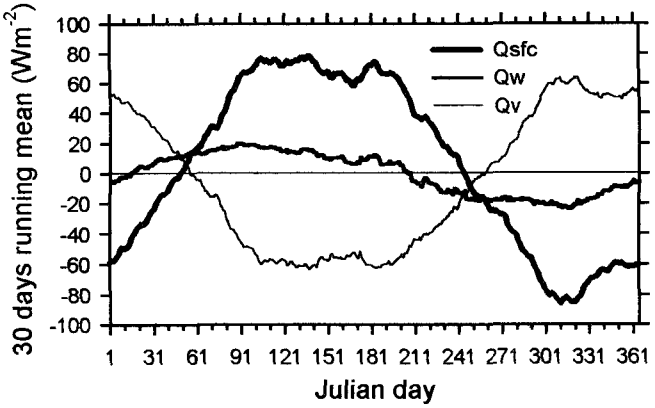

Fig. 7. 30 days running mean of net heat flux (thicker line), heat storage rate in the unit water column (thick line) and advective term (thin line).

다. 순열속과 열저장률의 평균은 같지만, 순열속의 진폭이 6.99이고 그리고 열저장률의 진폭이 5.05로, 열저장률의 진폭이 다소 작다. 그러나 순열속의 위상은 -144.15°이고, 이류에 의한 열수송의 위상이 -340.45°로 두 열속의 위상은 거의 반대이다. 수온 변동에 미치는 해면 과정과 수평 과정의 비는 1.37이다. 이것은 우와지마만 (Uwajima Bay)의 1.4와 비슷한 값으로, 연안이나 내만에서는 해면 과정을 통한 순열속이 수온 변동의 주된 요인임을 말한다 (Yanagi, 1982). 이류에 의한 열수송의 진폭이 순열속의 진폭보다 작은 것은 식 (1) 및 Fig.

Table 1. Approximate cosine functions by harmonic analysis of net heat flux (Q_{sfc}), heat storage rate in the unit water column (Q_w) and advective term (Q_v)

Term	Cosine function
Q_{sfc}	$6.10+6.99\cos(\frac{2\pi}{365}t-144.15)$
Q_w	$2.14\cos(\frac{2\pi}{365}t-94.02)$
Q_v	$-6.10+5.05\cos(\frac{2\pi}{365}t-340.45)$

8에서와 같이 해양의 열저장 효과 때문이다. 즉, 이류에 의한 열수송과 해양의 열저장에 의해서 해양 표면을 통한 순열속은 평형을 이루고 있다고 할 수 있다. 그러나 일정한 해역이나 일정한 시기에서 열속은 평형을 이루지 못하는 경우도 있다. 아라비아만의 북서 해역에서는 열속에 의한 가열이 이루어지고 있으며 (Sultan and Ahmad, 1994), 이러한 가열은 만의 다른 해역에서 용승으로 인한 표층수의 냉각으로 열적 평형을 이루고 있음을 보였다 (Sultan and Ahmad, 1993). 이러한 용승의 발달기와 소멸기에 따라서 단파 복사량과 장파 복사량 그리고 잠열속이 크게 변하고 있다 (Beardsley et al., 1998). 여름철 서해 연안의 조석 혼합역이나 혹은 동해의 울기 해역은 표층 냉각이 발생할 수 있으므로, 이러한 한정된 해역은 여름철에 순열속이 일시적으로 음의 값을 나타내리라 생각된다. 이러한 특정 시기의 특정 해역에 대한 열속의 변화 양상에 대한 연구도 필요하리라 생각된다. 또한 열속은 조석, 바람 그리고 담수 유입과 함께 연안역의 성층과 혼합을 결정하는 주요 인자이다. 본 연구에서는 서해 연안역의 성층과 혼합 현상을 정량적으로 산정하기 위한 첫단계로써 우선 열속을 계산해 보았다. 성층과 혼합을 결정하는 인자들의 정량적인 관계에 대해서는 앞으로 연구가 계속 진행되어야 할 부분이다.

사 사

본 연구 결과를 세심하게 검토하여 조언을 해주신 익명의 심사자분들께 감사 드립니다.

참 고 문 헌

Beardsley, R.C., E.P. Dever, S.J. Lentz and J.P. Dean. 1998. Surface heat flux variability over the northern California shelf. J. Geophys. Res., 103(C10), 21553-21586.

Bowden, K.F. 1983. Physical Oceanography of Coastal Waters. Ellis Horwood Limited, England, pp. 302.

Elliott, A.J. and T. Clarke. 1991. Seasonal stratification in the northwest European Shelf Seas. Cont. Shelf Res., 11(5), 467-492.

Gill, A.E. 1982, Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press Inc., New York, pp. 662.

Hirose, N., C.H. Kim and J.H. Yoon. 1996. Heat budget in the Japan Sea. J. Oceanogr. Soc. Japan, 52, 553-574.

Kim, H.D. and S.K. Yang. 1995. Surface heat budget of the Northern Sea of Cheju Island for June-Auguat 1993 and 1994. J. Kor. Environm. Sci. Soc., 4(3), 197-206.

Kim, Y.S. 1996. Estimate of heat flux in the East China Sea. J. Kor. Fish. Soc., 29(1), 84-91.

KMA (Korea Meteorological Administration). 1991-2001. Monthly weather report. Korea Meteorological Administration, Seoul, Korea.

Knauss, J.A. 1997. Introduction to Physical Oceanography. 2nd ed., Prentice Hall, U.S.A., pp. 309.

Lee, H.C. and H.S. An. 1987. A Study on the heat budget in the south eastern area of the Yellow Sea. J. Oceanol. Soc. Kor., 22(4), 217-227.

Mann, K.H. and J.R.N. Lazier. 1991. Dynamics of Marine Ecosystems, Biological - Physical Interaction in the Oceans, Blackwell Scientific Publications Inc., U.S.A., pp. 466.

Park, W., I.M. Oh and T. Shim. 1995. Temporal and spatial distributions of heat fluxes in the East Sea (Sea of Japan). J. Kor. Soc. Oceanogr., 30(2), 91-115.

Sultan, S.A.R. and F. Ahmad. 1993. Surface and oceanic heat fluxes in the Gulf of Oman. Cont. Shelf Res., 13(10), 1103-1110.

Sultan, S.A.R. and F. Ahmad. 1994. Heat budget of the coastal water of Kuwait: a preliminary study. Estuar., Coast. Shelf Sci., 38, 319-325.

Yanagi, T. 1982. Heat budget of Uwajima Bay. Umi to Sora, 58(1), 13-20.

Youn, Y.H., S.G. Hong, Y. Yoon and J.Y. Lee. 1998. A Study on the estimation of air-sea heat fluxes and the wave characteristics using Chilbaldo buoy data. The Sea (J. Kor. Soc. Oceanogr.) 3(1), 9-15.

2003년 6월 30일 접수
2003년 10월 20일 수리