

## 동지나해의 熱束推定에 관한 연구

김 영 섭  
부산수산대학교 대기과학과

### Estimate of Heat Flux in the East China Sea

Young-Seup KIM

Department of Atmospheric Sciences, National Fisheries University of Pusan, Pusan 608-737, Korea

Heat flux of the East China Sea was estimated with the bulk method, the East China mount based on the marine meteorological data and cloud amount data observed by a satellite.

Solar radiation is maximum in May and minimum in December. Its amount decreases gradually southward during the winter half year (from October to March), and increases northward during the summer half year (from April to September) due to the influence of Changma (Baiu) front. The spatial difference of long-wave radiation is relatively small, but its temporal difference is quite large, i.e., the value in February is about two times greater than that in July. The spatial patterns of sensible and latent heat fluxes reflect well the effect of current distribution in this region. The heat loss from the ocean surface is more than  $830\text{Wm}^{-2}$  in winter, which is five times greater than the net radiation amount during the same period. The annual net heat flux is negative, which means heat loss from the sea surface, in the whole region over the East China Sea. The region with the largest loss of more than  $400\text{Wm}^{-2}$  in January is observed over the southwestern Kyushu. The annual mean value of solar radiation, long-wave radiation, sensible and latent heat fluxes are estimated  $187\text{Wm}^{-2}$ ,  $-52\text{Wm}^{-2}$ ,  $-30\text{Wm}^{-2}$  and  $-137\text{Wm}^{-2}$  respectively, consequently the East China Sea losses the energy of  $32\text{Wm}^{-2}$  ( $2.48 \times 10^{13}\text{W}$ ). Through the heat exchange between the air and the sea, the heat energy of  $0.4 \times 10^{13}\text{W}$  is supplied from the air to the sea in A region (the Yellow Sea),  $2.1 \times 10^{13}\text{W}$  in B region (the East China Sea) and  $1.7 \times 10^{13}\text{W}$  in C region (the Kuroshio part), respectively.

**Key words :** heat flux, bulk method, solar radiation, long-wave radiation, sensible heat, latent heat

### 서 론

기후환경 변동의 메카니즘 규명을 위한 국제적 연구 계획, 예를 들어, "열대해양과 全球大氣研究計劃 (TOGA)" 이나 "세계 해양순환 실험계획 (WOCE)" 등에서는 해면을 통한 각종 플럭스 즉, 열, 운동량, 담수 등을 전지구에서 정도 높게, 거기다 시계열로서 평가하는 것이 중요한 위치를 차지하고 있다. 실제 최근 15년 정도 사이에 많은 연구자들이 각 해안이나 全球海洋에 대해 열과 운동량 플럭스의 평가를 수행

해 오고 있다 (Wyrтки and Meyers, 1976; Bunker, 1976; Hastenrath and Lamb, 1978; Hellerman and Rosenstein, 1983; Kutsuwada, 1982; Hsiung, 1986).

이와 같이, 근래 각종 플럭스가 많은 연구자들에 의해 평가되어 온 배경에는 선박통보에 의한 해상기상자료의 축적과 함께, 컴퓨터의 발달로 다량의 자료를 취급할 수 있게 된 점을 들 수 있다. 예를 들어, 현재 널리 이용되고 있는 COADS (종합해양기상자료집)는 기후변동의 연구를 위해 1850년대 이후의 해상기상자료를 망라하여 작성되었다 (Woodruff et al.,

\* 이 논문은 1994년도 한국학술진흥재단의 공모과제 연구비에 의하여 연구되었음.

1987). 더우기 이 사이에 현장에 있어서 플럭스의 직접 계측도 증가해서 벌크계수 (bulk coefficient) 등이 이전보다 상대적으로 신뢰성이 높아진 것도 배경의 하나로 여겨지고 있다 (Kondo, 1975; Bunker, 1976; Liu et al., 1979; Large and Pond, 1981).

우리나라 인근 해역인 동지나해에는 쿠로시오와 그 支流가 복잡하게 분포하고 있으며, 북대서양의 멕시코만류역과 더불어 대기-해양간 에너지교환에 있어 지구규모적 관점에서 대단히 중요한 해역이다. 동계에 중국대륙에서 발달한 한랭건조한 극기단이 이 해역으로 불어 나올 때, 해면으로부터 대기로 다량의 열과 수증기가 공급되어, 극기단이 변질되고, 4일 정도의 주기를 가진 대기의 과동성요란과 상호작용을 일으켜 저기압이 빈번히 발생하는 것으로 알려져 있다. 이러한 특성을 지니고 있는 동지나해에 있어서 대기-해양간 에너지 교환에 관한 연구는, 일본기상청이 중심이 되어 수행한 국제공동연구인 동지나해 기단변질 연구 (Air Mass Transformation Experiment: AMTEX 1974, 1975) 를 통해 얻어진 자료를 토대로 집중적으로 수행된 바 있다 (JMA, 1978). 그리고, Ishii and Kondo (1987) 는 선박통보 자료를 이용하여 동지나해의 열수지와 그 계절변동에 관해 조사하였다.

이러한 이전의 연구들이 있음에도 불구하고, 자료의 제한이나 사용된 추정식의 모호성으로 인하여 정도에 있어 문제점을 내포하고 있는 것으로 알려져 있다. 그래서, 본 연구에서는 일사량 추정에 큰 영향을 미치는 운량을 위성에 의해 관측된 자료로 보강하고, Kim and Kimura (1995) 에 의해 제안 및 검증된 바 있는 벌크 추정식과 벌크계수를 채택하여, 동지나해의 열수지를 보다 정도 높게 추정하고 그 기후학적 특성을 살펴보고자 한다.

### 자료 및 방법

동지나해는 정의에 따라 우리나라 남해를 포함하는 경우와 그렇지 않는 경우가 있다. 동지나해는 남해를 포함하는 경우, 蔚崎-川尻御崎 (日本本州) 를 잇는 선으로 동해와 구분되고 제주도과 양자강을 잇는 선으로 서해와 구분되며, 일본 큐슈 남단 種子島에서 庵美大島와 琉球列島를 거쳐 타이완으로 둘러싸인 북서

태평양의 緣海로 면적은 82.7 만km<sup>2</sup>이다. Fig. 1은 조사대상해역을 나타내고 있으며, 실선은 본 연구에서 정의된 동지나해 영역을 표시하고 있다. 그림중의 점선으로 구분되어 있는 A, B, C 해역은 Ishii and Kondo (1987) 에 의해 나누어진 것으로, 본 연구의 결과와 비교를 위해 나타내었다. A 해역은 황해, B 해역은 동지나해, C 해역은 쿠로시오해역을 나타내며, 각 해역의 면적은 4.3×10<sup>11</sup>m<sup>2</sup>이다.

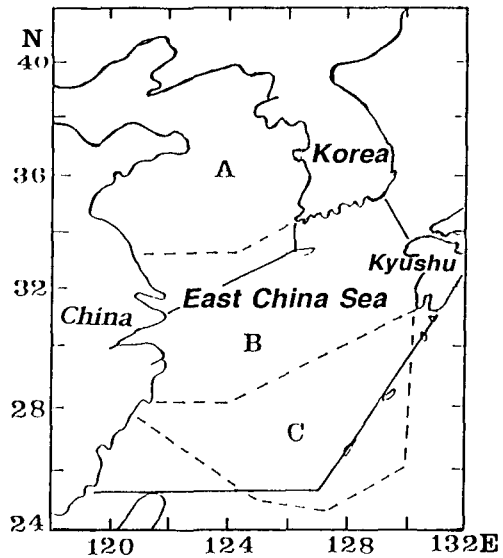


Fig. 1. Map showing the East China Sea (solid line). A, B, C regions (dotted line) are divided by Ishii and Kondo (1986).

熱束推定에 필요한 각종 海氣象資料는 1961~1986년까지 (총 300개월) 일본 기상청이 수집 정리한 선박통보자료를 이용하였고, 운량은 일본 기상위성센터에서 정리한 1979~1988년까지 (총 120개월) 의 자료를 이용하였다. 수집된 자료는 2°×2° 간격으로 재정리하여 熱束推定에 이용하였다.

벌크법에 의한 연직방향 해면열수송량 QN는,

$$QN = Q_s - (Q_b + Q_h + Q_e) \quad (1)$$

로 표현된다. 여기서 QN는 純熱플럭스 (net heat flux), Qs는 태양복사 (solar radiation flux), Qb는 장파복사 (long-wave radiation flux), Qh는 顯熱플럭스

(sensible heat flux) 그리고  $Q_e$ 는 潛熱플럭스 (latent heat flux) 이다.  $Q_s$ 와  $Q_b$ 를 합하여 純輻射플럭스 (net radiation flux)라 하고,  $Q_h$ 와  $Q_e$ 를 합하여 亂流플럭스 (turbulent flux)라고 한다. 熱束의 부호는 대기에서 해양으로 향하는 경우를 (하향플럭스) 正으로 하고, 그 역의 경우를 (상향플럭스) 負로 정하였다.

태양복사  $Q_s$ 는 Kim and Kimura (1995) 에 의해 제안된 다음식으로 계산하였다.

$$Q_s = I_0(0.865 - 0.5 C^2)(1 - \alpha) \quad (2)$$

여기서,  $I_0$ 는 대기상단에 입사하는 태양복사량,  $C$ 는 10 단위로 나타낸 운량,  $\alpha$ 는 해면알베도로 본 연구에서는 6% (Payne, 1972)로 하였다. 그리고,  $I_0$ 는 Seckle and Beaudry (1973)가 제안한 식으로 계산하였다.

장파복사량  $Q_b$ 는,

$$Q_b = \varepsilon \sigma T_a^4(0.254 - 0.00495e_a) / (1 - \delta C) + 4 \varepsilon \sigma T_a^3(T_s - T_a) \quad (3)$$

으로 계산하였다. 여기서  $\varepsilon$ 는 해면의 射出率 (emissivity of sea surface, 여기서 0.97을 적용하였다),  $\sigma$ 는 스테판-볼츠만상수 (Stefan-Boltzmann constant),  $T_a$ 와  $T_s$ 는 각각 기온 및 수온,  $e_a$ 는 증기압, 그리고  $\delta$ 는 위도의 함수로 주어지는 운량계수 (Budyko, 1974)를 나타낸다.

현열  $Q_h$ 와 잠열  $Q_e$ 는,

$$Q_h = \rho_a C_p Ch(T_s - T_a)W \quad (4)$$

$$Q_e = \rho_a L C_e(e_s - e_a)W \quad (5)$$

로 계산된다. 여기서,  $\rho_a$ 는 공기밀도,  $C_p$ 는 정압비열,  $L$ 은 기화열,  $e_s$ 는 수면의 포화증기압,  $W$ 는 풍속, 그리고  $Ch$ ,  $C_e$ 는 벌크계수 (bulk coefficients)로, 여기서는 Kondo (1975)의 공식에 의거 계산하였다.

## 결과 및 고찰

### 1. 熱束의 월별 공간 분포

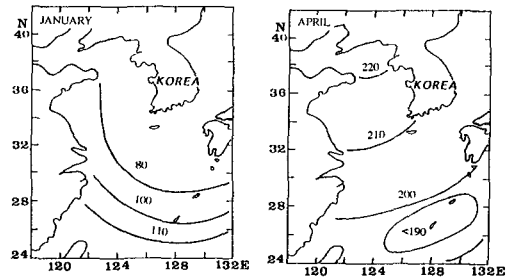


Fig. 2. Long-term monthly mean values of solar radiation ( $Wm^{-2}$ ) for January, April, July and October.

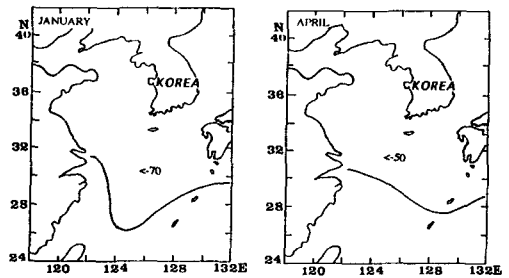
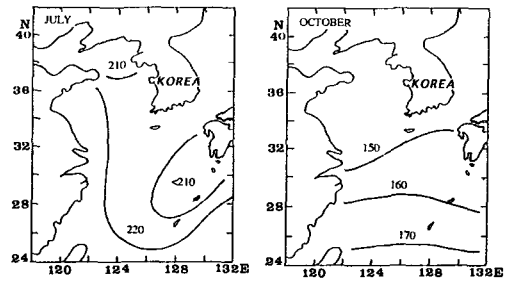


Fig. 3. Long-term monthly mean values of long-wave radiation ( $Wm^{-2}$ ) for January, April, July and October.

각 계절의 대표월로 1월, 4월, 7월, 10월을 정하고 熱束要素의 월변동분포를 Fig. 2~Fig. 6에 나타내었다.

Fig. 2는 일사량  $Q_s$ 의 분포를 나타낸 것인데, 1월

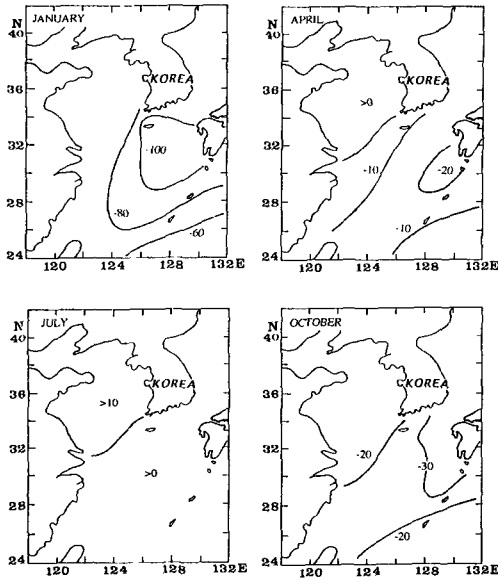


Fig. 4. Long-term monthly mean values of sensible heat flux ( $Wm^{-2}$ ) for January, April, July and October.

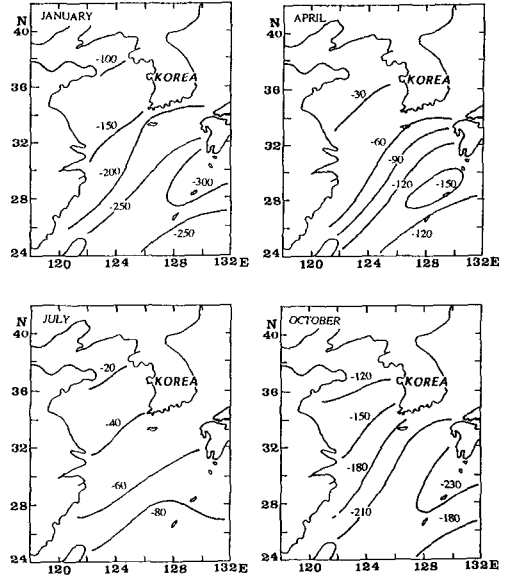


Fig. 5. Long-term monthly mean values of latent heat flux ( $Wm^{-2}$ ) for January, April, July and October.

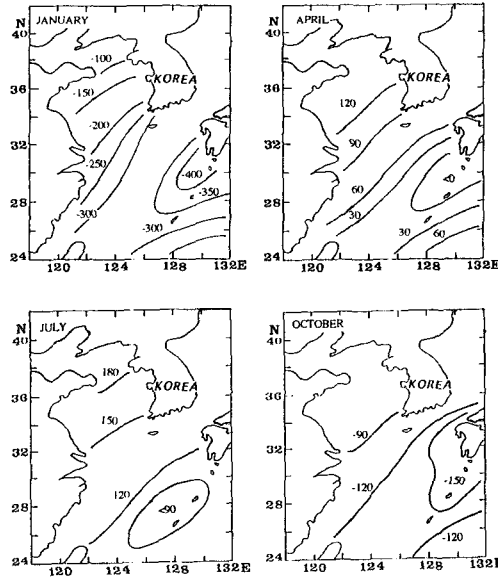


Fig. 6. Long-term monthly mean values of net heat flux ( $Wm^{-2}$ ) for January, April, July and October.

과 10월의 경우는 남쪽으로 갈수록 일사량이 증가하고 있으나, 4월과 7월에는 오히려 북쪽으로 갈수록 일사량이 증가하고 있다. 晴天일사량은 위도의 함수이므로 구름의 영향이 없다면 당연히 남고북저의 분

포를 보여야 한다. 그럼에도 불구하고, 4월~6월에 남저북고의 분포가 나타나는 것은 4월부터 이미 중국남부에서 시작되는 장마전선의 영향으로 남쪽의 운량이 상대적으로 크기 때문으로 여겨진다. Hirose (1995)도 4월부터 6월까지 남저북고의 일사량 분포를 지적하고 있다.

Fig. 3은 각 대표월의 장파복사량  $Q_b$  분포이다.  $Q_b$ 는 대기와 해양간의 열교환 요소중 계절변동 및 공간변동이 가장 작다. 4월과 10월에는 대체로  $50Wm^{-2}$  내외로 그 크기나 분포 양상이 비슷하고, 1월은 약  $70Wm^{-2}$  정도로 7월의 약 2배에 이르며, 쿠로시오역에서 약간 큰 분포를 보인다.

현열  $Q_h$ 의 월변동 분포는 Fig. 4에 나타나 있다.  $Q_h$ 는 기본적으로 수온과 기온의 차에 지배되므로 전체적으로 대상 해역내 해류의 흐름 양상과 비슷한 분포를 보이고 있다. 1월에 큐슈남서쪽에서  $100Wm^{-2}$  이상의 큰 현열 방출이 보이고, 4월과 10월에는 그 크기나 분포양상이 비슷함을 알 수 있다. 7월에는 북태평양 고기압의 영향으로 기온이 크게 상승하여, 수온과의 차가 작아지므로 현열의 이동이 대단히 작고, 오히려 기온이 수온보다 높아 대기에서 해양으로 현열이 이동하는 경우도 나타났다.

**Table 1. Monthly mean values of heat budget in the East China Sea (unit :  $Wm^{-2}$ )**

Item	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Mean
$Q_s$	114	146	184	215	255	244	231	237	203	168	133	111	187
$Q_b$	69	69	60	49	48	37	29	34	41	53	63	70	52
$Q_{sb}$	45	77	123	166	207	208	202	204	162	115	70	41	135
$Q_e$	217	184	140	92	73	54	61	88	126	189	206	216	137
$Q_h$	82	67	40	15	7	2	-1	2	9	24	44	66	30
$Q_{he}$	299	251	179	107	81	56	60	90	135	213	250	282	167
QN	-254	-173	-56	59	126	152	142	114	27	-97	-179	-242	-32

잠열  $Q_e$ 의 월변동 분포는 Fig. 5에 나타나 있는데,  $Q_h$ 와 마찬가지로 조사해역내의 해류 분포와 닮은 양상을 보인다. 앞서의  $Q_s$ ,  $Q_b$ ,  $Q_h$ 에 비해 계절과 공간 변동이 클 뿐만아니라 그 절대치도 대단히 커서, 이 해역의 熱收支를 지배하는 가장 중요한 요소임을 알 수 있다. 잠열에 의한 최대 열손실은 큐슈남서쪽에 나타나는데, 그 중심값은 1월에  $280Wm^{-2}$ , 4월에  $150Wm^{-2}$  그리고 10월에  $230Wm^{-2}$ 나 된다. 7월에는 뚜렷한 중심역은 보이지 않고, 북쪽으로 갈수록 절대치가 작아지는 것을 볼 수 있다. 현열 추정에 있어 같은 벌크계수를 취하고 있는 Hirose (1995)의 경우는 본 결과와 그 분포 양상이나 절대치가 비슷함을 보이고 있으나, Sakurai et al. (1989)의 결과에서는 그 분포 양상은 다르지 않으나 절대치가  $50Wm^{-2}$  이상이나 크게 나타나고 있다. 이는 그들이 잠열 추정을 위한 벌크계수로 Bunker (1976)의 공식을 채용했기 때문으로 여겨진다. 실제로 Kim (1995)에 의하면, Bunker 공식에 의한 결과는 Kondo 공식에 의한 결과 보다 약 20% 이상 큰 값을 준다.

純熱플럭스 QN의 월별분포는 Fig. 6과 같다. 뚜렷한 공간적 분포 차이를 보이는  $Q_h$ 와  $Q_e$ 의 영향으로 QN의 전체적인 분포 양상에도 暖流의 분포 특징이 잘 반영되어 나타난다. 동절기인 1월과 10월에는 전해역에서 負의 분포를 나타내며, 심지어 4월에도 큐슈 남서쪽에는 절대치는 작으나마 負의 분포가 나타나는 것을 볼 수 있다. 4월과 10월에 큐슈 남서쪽의 절대치가 상대적으로 작게 나타나는 것은 이 해역 부근에서 최저를 보이는  $Q_s$ 의 분포 양상과 밀접히 관련된 것으로 여겨진다. 10월에서 1월로 되어감에 따라 절대치의 지역차가 더욱 뚜렷해지는데, 이는 한냉건조한 북극기단의 강화된 세력이 돌출해 옴에 따라 풍속이

증가함은 물론 대기와 해면 사이의 증기압 및 온도차가 커지기 때문으로 여겨진다.

## 2. 해역평균 熱束의 변동

동지나해 전체 해역에 있어서 각 열속의 월평균치를 구하여 Table 1에 정리하였다.

$Q_s$ 는 5월에  $255Wm^{-2}$ 로 최고이고, 최저인 12월의  $111Wm^{-2}$  보다  $140Wm^{-2}$  이상 크다. 일반적으로 북반구에서는 태양의 赤緯가 가장 큰 6월에 입사복사량이 최대이고, 12월에 최저이다. 그러나, 여기서 5월의  $Q_s$ 가 6월보다 오히려 큰 것은 장마전선의 활성화로 인해 6, 7월에 운량이 크게 증가하기 때문으로 여겨진다. 계절적으로는 여름철에 평균  $237Wm^{-2}$ 로 겨울철  $123Wm^{-2}$ 의 거의 2배에 이른다. 동지나해 전 해역의 연평균 일사량은  $187Wm^{-2}$ 로 나타났는데, 이는 Hirose (1995)의  $147Wm^{-2}$  보다 약  $40Wm^{-2}$  더 큰 값이다. 이러한 차이는 일사량 추정에 가장 큰 영향을 미치는 운량 자료의 차이와 추정에 이용한 경험식의 차이에 기인하는 것으로 판단된다. 실제, 본 연구에서는 운량 자료로 위성관측에 의한 자료를, Hirose는 선박통보에 근거한 자료를 이용하고 있다. 어떠한 추정치에 있어 이러한 차이는 보다 정확한 검증 절차를 거쳐 밝혀져야 할 것으로 여겨진다.

$Q_b$ 의 연평균은  $52Wm^{-2}$ 로  $Q_s$ 의 약 28%에 불과하다. 일반적으로 冬季에 그 값이 크고 夏季에 작다. 최대치는 12월에  $70Wm^{-2}$  이고 최소치는 7월에  $29Wm^{-2}$ 이며, 그 차가  $40Wm^{-2}$  이상이나 되고 있다. 純輻射量 ( $Q_s - Q_b$ )의 연평균치는  $135Wm^{-2}$ 이고, 하절기 (4월~9월)에는  $191Wm^{-2}$ , 동절기 (10월~3월)에는  $79Wm^{-2}$ 의 복사에너지가 대기로부터 해양으로 유입된다.

연평균  $30Wm^{-2}$ 의 열이 顯熱의 형태로 바다에서

**Table 2. Comparison with the previous results for QN ( $Wm^{-2}$ ) and QT ( $\times 10^{13}$  W) over each region**

region	Ishii and Kondo(1987)		Hirose(1995)		The present study	
	QN	QT	QN	QT	QN	QT
A	-11	-0.5	10	0.4	10	0.4
B	-71	-3.0	-74	-3.2	-48	-2.1
C	-91	-3.9	-	-	-39	-1.7
Mean	-58	-2.5	-32	-1.4	26	-1.1

대기로 향하는데, 대기와 해양사이의 온도차가 작고 풍속도 작은 하절기에는 약  $6Wm^{-2}$  정도에 불과하고, 극기단의 영향하에 드는 동절기에는 온도차와 풍속의 증가로 약  $54Wm^{-2}$ 의 열이 손실되는데, 이 값은  $Q_b$ 에 의한 열손실량에 필적하는 큰 값이다. 조사해역에 있어서 潛熱  $Q_e$ 는 편차가  $60Wm^{-2}$ 나 되며, 최고치는 12월과 1월의 약  $216Wm^{-2}$ 이고, 최소치는 6월의  $54Wm^{-2}$ 이다. 연평균치는  $137Wm^{-2}$ 로 대기에서 바다로 향하는  $Q_s$ 의 73%나 된다.

동지나해는 하절기인 4월~9월까지의 수열량이 방출량 보다 많고 (평균  $103Wm^{-2}$ ), 동절기인 10월~3월까지의 방출량이 수열량보다 많다 (평균  $170Wm^{-2}$ ). 결과적으로, 바다는 대기와의 열교환을 통해 연간  $32Wm^{-2}$ 의 열을 손실한다. 이는 100 m 두께의 해수 온도를  $0.0065\text{ }^\circ C/day$  ( $\approx 0.2^\circ C/mon$ ) 냉각시킬 수 있는 열량에 해당한다. 그러나, 실제 이러한 냉각은 일어나지 않으며, 이 해역으로 유입되는 暖流의 移流에 의한 열공급으로 표면을 통한 열손실을 보충하고 있는 것으로 사료된다.

### 3. 해양중의 熱收支

해양중의 熱收支는, 해면을 통한 대기와의 열교환량 QN, 해양중의 각종 운동(海流나 亂流)에 의한 에너지 收斂量을 QD, 어떤 두께의 해수온도 시간변화율에 대응하는 貯熱量을 QS라 하면,

$$QS = QN + QD \quad (6)$$

로 표시된다. 그리고, (6)식을 연평균하면 QS는 제로가 되므로,

$$QD = -QN \quad (7)$$

이 성립한다.

A, B, C 각 해역에 있어서 QN 값과 그것의 면적분치 QT ( $\equiv \int QN ds$ )를 계산하여 과거의 연구 결과들과 함께 Table 2에 정리하였다.

A 해역의 경우 QN의 값은  $10Wm^{-2}$  (QT로는  $0.4 \times 10^{13}W$ )로 나타났는데, 이는 해양이 대기와의 열교환을 통하여 오히려 에너지를 얻고 있다는 것을 의미한다. 다른 결과들을 보면, Hirose (1995)의 것은 본 연구의 결과와 크기가 같고, Ishii and Kondo (1987)은  $-11Wm^{-2}$ 로 절대치는 비슷하나 부호가 반대이다. 이러한 차이의 근본적인 이유로는, 첫째 황해의 해상기상 자료의 수가 너무 적고 (월 10개 이하), 둘째로 복사량 추정에 결정적인 운량 자료의 차이, 그리고 셋째로 추정에 이용된 경험식들의 차이 등을 들 수 있다. 이러한 여러가지 문제에 기인하는 열수지 추정의 부정확성을 없애기 위해서는 많은 자료의 축적과 함께 보다 정확한 경험식의 선정 등이 필요한 것으로 판단된다. 본 연구 결과와 Hirose의 결과가 정확하다면, A 해역에서의 저열량 QS가 계속 증가하여야 한다. 그러나, 실제로 그러한 현상은 일어나지 않으므로, QD의 형태로  $0.4 \times 10^{13} W$ 의 에너지가 이 해역으로부터 빠져나가는 것으로 짐작할 수 있다. Kondo (1976)는 AM-TEX 자료를 이용한 이 해역에서의 열수지 계산 결과로부터, 황해 남부에 반시계방향의 해양순환을 지적한 바 있고, Asaoka and Moriyasu (1960), Lee (1984) 등은 해양관측 자료에 근거하여 그러한 반시계방향의 해양순환을 밝히고 있다. 이러한 반시계방향의 해양순환에 의해 황해로부터  $0.4 \times 10^{13} W$  정도의 에너지가 빠져나가는 것으로 추정된다.

B 및 C 해역에서는 QT의 값이 모두 負로, 해양은 대기와의 열교환을 통해 많은 양의 에너지를 잃고 있다. B 해역의 QT 값은 Ishii and Kondo, Hirose의 결

과가 약  $3 \times 10^{13}$  W로 비슷하고, 본 연구의 결과는 약  $2 \times 10^{13}$  W로 앞의 결과들 보다  $1 \times 10^{13}$  W 정도 작게 나타났다. 그리고, C 해역의 경우는 Ishii and Kondo의 값이 약  $4 \times 10^{13}$  W 인데 비해 본 결과는  $1.2 \times 10^{13}$  W 정도로  $2.7 \times 10^{13}$  W나 작다. 이러한 차이는 앞서 지적한 바와 같이 에너지 추정에 필요한 각종 자료의 수가 너무 적다든지 추정 경험식이 부정확하다든지 하는 것에 기인하는 것으로, 앞으로 보다 엄밀한 검증을 통해 확인되어야 할 것으로 여겨진다. Ishii and Kondo의 결과에 의하면 C 해역에서의 QT가 B 해역에 비해 약  $1 \times 10^{13}$  W 정도 크나, 본 결과에서는 오히려  $0.4 \times 10^{13}$  W 정도 작게 나타났다. B 해역이 쿠로시오로부터 벗어나 있음에도 불구하고 오히려 本流가 통과하는 C 해역 보다 더 많은 열을 대기로 손실하여, 결과적으로 QD를 통해 더 많은 해중열을 공급받고 있다는 것은 흥미로운 사실이다. 앞서 살펴본 바와 같이 A 해역의 반시계방향의 순환에 의해 북측으로부터  $0.4 \times 10^{13}$  W의 에너지가 B 해역으로 공급된다고 하면, B 해역은 C 해역과 마찬가지로 남측으로부터의 해중을 통해 약  $1.7 \times 10^{13}$  W의 열을 공급받고 있다고 볼 수 있다. A, B, C 해역 전체적으로는, 해양중의 海流나 亂流의 작용에 의해  $9.9 \times 10^{13}$  W ( $77 \text{Wm}^{-2}$ )의 에너지를 공급 받고 있는 셈이다.

## 요 약

각종 海·氣象 자료와 위성관측에 의한 운량 자료를 이용하여 벌크법에 의해 동지나해에 있어서 대기와 해양간의 熱束을 추정하였으며, 그 결과를 요약하면 다음과 같다.

1) 태양복사량은 5월에  $255 \text{Wm}^{-2}$ 로 최대, 12월에  $111 \text{Wm}^{-2}$ 로 최소이며, 그 분포는 동절기에는 남쪽으로 갈수록 증가하고, 하절기에는 장마전선의 영향으로 북쪽으로 갈수록 증가하는 경향이 있었다. 장파복사량의 경우, 공간적 분포의 차이는 작으나 계절에 따른 차이는 커서 최대인 2월의 값은(약  $70 \text{Wm}^{-2}$ ) 최소인 7월의 2배에 이른다.

2) 顯熱과 潛熱의 공간적 분포양상은 조사해역내의 海流 분포와 비슷하였다. 겨울철에 이 두 요소에 의한 해양의 열손실량은 대단히 커서  $830 \text{Wm}^{-2}$  이상

이고, 이것은 같은 기간중 純輻射量의 5배에 이른다.

3) 연평균 純熱플럭스의 분포는 전역에서 負의 값을 보였으며, 최대 열손실 해역은 큐슈 남단으로 1월에  $400 \text{Wm}^{-2}$  이상이었다.

4) 조사해역의 태양복사량, 장파복사량, 顯熱 및 潛熱의 연평균치는 각각 187, -52, -30,  $-137 \text{Wm}^{-2}$  이고, 결과적으로 연간 약  $32 \text{Wm}^{-2}$  ( $2.48 \times 10^{13}$  W)의 에너지를 손실하고 있는 것으로 추정되었다.

5) Fig. 1에 표시되어 있는 A 해역(황해)은 대기와의 열교환을 통하여 오히려 연간  $10 \text{Wm}^{-2}$  ( $0.4 \times 10^{13}$  W)의 에너지를 얻고, B 해역(동지나해)은  $48 \text{Wm}^{-2}$  ( $2.1 \times 10^{13}$  W), 그리고 C 해역(쿠로시오역)은  $39 \text{Wm}^{-2}$  ( $1.7 \times 10^{13}$  W)의 열을 손실하고 있는 것으로 추정되었다.

## 참 고 문 헌

- Asaoka, O. and S. Moriyasu. 1960. On the circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in winter (Preliminary Rep.). *Oceanogr. Mag.*, 18, 73~81.
- Budyko, M.I. 1974. *Climate and life*. Academic Press, 508pp.
- Bunker, A.F. 1976. Computation of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1122~1139.
- Hastenrath, S. and P.J. Lamb. 1978. *Heat budget atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans*. Univ. Wisconsin Press, Madison, 104 pp.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093~1104.
- Hirose, N. 1995. *Heat budget in the neighboring seas around Japan. 1994~1995 Master's thesis*, Kyushu University, 142pp.
- Hsiung, J. 1986. Mean surface energy fluxes over the global ocean. *J. Geophys. Res.*, 91, 10585~

- 10606.
- Ishii, T. and J. Kondo. 1987. Seasonal variation of the balance of the East China Sea. *Tenki*, 34, 517~526.
- Japan Meteorological Agency. 1978. Report on air-mass transformation experiment research project of JMA, Technical Report of the JMA, No. 93.
- Kim, Y.S. and R. Kimura. 1995. Error evaluation of the bulk aerodynamic method for estimating heat flux over the sea (Submitted to the J. Korean Meteor. Soc.).
- Kondo, J. 1975. Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic condition. *Boundary-Layer Meteor.*, 9, 91~112.
- Kondo, J. 1976. Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 382~398.
- Kutsuwada, K. 1982. New computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 159~171.
- Large, W.G. and S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324~336.
- Lee, H.J. 1984. A note on water masses and general circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 19, 187~194.
- Liu, W.T., K.B. Katsaros and J.A. Businger. 1979. Bulk parameterization of air sea exchange coefficients for sensible heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722~1735.
- Payne, R.E. 1972. Albedo at the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, 29, 959~970.
- Sakurai, M.A., A. Maeda and T. Yamasiro. 1989. The heat and water budget over the East China and the Yellow Seas. *Kaiyo Monthly Symposium*, 21, 412~415.
- Seckle, G.R. and F.H. Beaudry. 1973. The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54, 1114.
- Woodruff, S.D., R.J. Slutz, R.L. Jenne and P.M. Steurer. 1987. A comprehensive oceanic-atmospheric data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 68, 1239~1250.
- Wyrki, K. and G. Meyers. 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *J. Appl. Meteor.*, 15, 698~704.

---

1995년 12월 8일 접수

1996년 1월 10일 수리