

한반도주위 해양에서의 해면 열수지와 응력의 계절변화

강인식* · 김맹기* · 심태보**

*서울대학교 대기과학과

**국방과학연구소

Seasonal Variation of Surface heat budget and Wind Stress Over the Seas Around the Korean Peninsula

IN-SIK KANG*, MAENG-KI KIM* AND TAEBO SHIM**

*Department of Atmospheric Sciences, Seoul National University

**Agency for Defense Development

한반도 주변해역에서의 해면 열속과 응력의 분포를 김과 강(1994)의 지표층 flux모형을 사용하여 구하였고 이들의 계절변화를 조사하였다. 모델의 입력자료는 유럽중기기상예보소(ECMWF)의 1000 mb 온도, 비습, 지오폠펜살고도와 미국기상청(NMC)의 해수면온도 자료를 사용하였다. 자료의 공간해상도는 위도, 경도 2도이며 기간은 1984년부터 87년까지의 3년이다. 한편, 해면의 단파복사량은 미국항공우주국(NASA)의 인공위성 자료를 사용하였고 장파복사량은 경험식을 사용하여 구하였다.

모든 열속을 합한 순열속을 한반도 주변해역에서 보면, 1월과 10월에 각각 $200\sim 400 \text{ Wm}^{-2}$ 와 100 Wm^{-2} 로 해양이 냉각되고 4월과 7월에는 약 100 Wm^{-2} 로 가열되고 있음을 알 수 있다. 한편, 연평균 순열속은 황해 북부를 제외한 전해역에서 음의 값이 나타나고 있다. 가장 큰 냉각이 일어나는 해역은 쿠로시오 해역으로 이 지역의 연평균 값은 약 120 Wm^{-2} 이다. 동해에서는 북부와 남부해역에서 $60\sim 80 \text{ Wm}^{-2}$ 의 냉각이 일어나며 중부해역에서는 비교적 적은 30 Wm^{-2} 정도의 냉각이 일어나고 있다. 한편, 1월의 응력 크기는 다른 달에 비하여 3~5배 정도 크게 나타나고 이에따라 연평균 응력의 분포는 1월의 형태와 유사하다. 연평균 응력궤는 동지나해와 남해에서 음의 값이 나타나지만 황해 북부에서는 양의 값을 보인다. 동해의 응력궤는 북부와 남동해역에서 양의 값이 그리고 북서해역에서는 음의 값이 나타나고 있다.

The distributions of heat and momentum fluxes on the surface over the oceans around the Korean peninsula are obtained based on the surface-layer flux model of Kim and Kang (1994), and their seasonal variations are examined in the present study. The input data of the model is the ocean-atmosphere data with a grid interval of 2° in longitude and latitude. The atmosphere data, which are the pressure, temperature, and specific humidity on the 1000 mb level for 3 year period of 1985~1987, are obtained from the European Center for Medium Range Forecast. The sea surface temperature (SST) is obtained from National Meteorological Center (NMC). The solar insolation and long-wave radiation on the ocean surface are obtained, respectively, from the NASA satellite data and based on an empirical formula.

It is shown from the net heat flux that the oceans near Korea lose heat to the atmosphere in January and October with the rates of $200\sim 400 \text{ Wm}^{-2}$ and 100 Wm^{-2} , respectively. But the oceans are heated by the atmosphere in April and July with about the same rate of 100 Wm^{-2} . The annual-mean net heat flux is negative over the entire domain except the northern part of the Yellow Sea. The largest annual-mean cooling rate of about 120 Wm^{-2} is appeared off the southwest of Japan. In the East Sea, the annual-mean cooling rate is $60\sim 90 \text{ Wm}^{-2}$ in the southern and northern parts and about 30 Wm^{-2} in the middle part. The magnitude of wind stress in January is 3~5 times bigger than those of the other months. As a result, the spatial pattern of annual-mean wind stress is similar to that of January. It is also shown that the annual-mean wind stress curl is negative

in the East China Sea and the South Sea, but it is positive in the northern part of the Yellow Sea. In the East Sea, the stress curl is positive in the southeast and northern parts and negative in the northwestern part.

서 론

해양순환을 유지시키는 에너지원은 대기와 해양 사이의 열교환과 바람의 응력이다. 그러므로 한반도 주변 해양의 순환을 이해하고 모델링하기 위하여는 대상해양 전역에 대한 열속(heat flux)과 응력의 분포를 알아야 한다. 그러나, 현재까지 이들에 대한 연구는 대부분 해양기상 자료의 제약성 등으로 인하여 한반도 연안해역에 대하여 제한적으로 이루어 졌다(봉, 1976; 한, 1970; 심과 김, 1981 등). 최근 해양순환 모델링과 연관되어 한반도 주변 전 해역에 대한 forcing function의 필요성이 증대됨에 따라 김과 강(1994)은 종관규모의 기상자료를 이용하여 해면상의 열속 및 응력을 구하는 방법을 제시하였다. 이 연구에서는 김과 강이 제시한 해양기상 상호작용모형을 사용하여 한반도주변 전체 영역에서 해양-대기 사이의 열속과 응력을 계산하였고, 이들의 공간분포도를 계절별로 제시하였다.

김과 강(1994)은 대기경계층역학을 사용한 Cardone (1969, 1978)의 해상풍모형을 발전시켜서 해상풍 뿐만 아니라 기온, 혼합비, 현열속, 잠열속, 응력 등의 해양기상변수들을 종합적으로 구하는 모델을 구성하였다. Cardone은 해면상의 난류(turbulence)는 주어진 현열속(sensible heat flux)에 의하여 조정(adjust)된다고 가정하고 해상풍을 구하였다. 그러나, 문제는 이 모델에 입력되는 현열속이 주변 해양기상자료로부터는 정확히 계산되기 어려우며 현열속 자체가 해상풍에 크게 지배받고 있다는 점이다(Kang et al., 1992; 김과 강, 1993). 이에 따라 김과 강(1994)은 운동량속 뿐만 아니라 현열속과 잠열속을 지배하는 방정식들을 모델에 첨가하여 해면상에서 바람, 기온, 습도 등이 역학적으로 서로 균형이 되는 상태를 구하였다.

대기와 해양 사이의 순 열교환(net heat exchange)을 구하기 위하여는 현열속, 잠열속, 단파 및 장파복사량을 알아야 한다. 현열과 잠열속은 김과 강(1994)의 모델로 구할 수 있다. 따라서, 단파 및 장파복사량을 계산할 수 있는 모델이 필요하다. 장

파복사량은 대기상태에 따라 다소 영향을 받지만 대부분 해수면온도에 지배를 받는다. Berliand and Berliand(1952)는 해면상의 해양기상변수들을 사용하여 장파복사량을 계산하는 경험식을 제시하였다. 그 후, 이 식은 여러 학사들에 의하여 광범위하게 사용되어져 왔다(Kraus and Rooth, 1961; 심과 김, 1981; Esbensen and Kushnir, 1981 등). 반면에, 해면으로 입사하는 태양복사 에너지는 대기의 상태에 크게 지배를 받고 있다. 특히 대기의 수직구조 및 구름의 양이 주요 지배 인자이므로 해면상의 해양기상변수만으로는 단파복사량을 구하기 힘들다. 따라서, 이 연구에서는 장파복사량은 Berliand and Berliand(1952)의 경험식을 사용하여 구하였으나, 단파복사는 인공위성의 관측자료로부터 구한 자료를 사용하였다.

2장에서는 이 연구에서 사용한 모델과 자료를 설명하고, 3장에서는 한반도 주변 해양에서 대기와 해양 사이의 열교환 수치를 계절별로 조사하였다. 특히, 현열속, 잠열속, 장파복사와 단파복사 속의 각 성분, 그리고 순(net) 열속의 공간분포를 보였다. 4장에서는 해면상의 응력과 응력꺾(stress curl)의 계절별 공간분포도를 보였다. 마지막으로 5장에서 연구결과를 종합하였다.

모델 및 자료

1. 모델

이 연구에서 사용한 모델은 크게 두 가지이다. 첫째는 김과 강(1994)이 제시한 모델로서, 이를 사용하여서는 해면상의 응력, 현열속 및 잠열속을 계산하였다. 두번째 모델은 해면상의 복사수치를 계산하는 모델이다. 두 가지 모델의 개관을 아래에서 간략히 소개하였다.

김과 강(1994)은 다음과 같은 지표층 flux 방정식을 사용하였다. 일반적으로 해면상의 flux를 계산함에 있어 bulk formula가 아니면 아래의 식이 널리 사용되어지고 있다.

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (1)$$

$$Q_h = -\rho C_p u_* T_* \quad (2)$$

$$Q_c = -\rho L_e u_* q_* \quad (3)$$

여기서 τ , Q_h , Q_c 는 각각 응력, 현열속, 잠열속이며, ρ , C_p , L_e 는 각각 대기의 밀도, 정압비열, 잠열계수이다. 또한, u_* , T_* , q_* 는 각각 바람, 기온, 수증기량에 대한 무차원 파라메타로서 지표층에서는 고도에 무관하게 일정한 값을 갖는다. 이들 무차원 파라메타들은 다음과 같은 지표층의 profile equation을 사용하여 구하였다.

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{Z_{om}} - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (4)$$

$$T(z) - T_s = \frac{T_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{Z_{oT}} - \Psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (5)$$

$$q(z) - q_s = \frac{q_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{Z_{oq}} - \Psi_q \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (6)$$

여기서 T_s 는 해수면온도이고, q_s 는 T_s 에서의 포화비습이다. $U(z)$, $T(z)$, $q(z)$ 는 각각 지표층 임의 높이 (z)에서의 바람, 기온, 비습을 나타낸다. κ 는 von Karman 상수이며, Z_{om} , Z_{oT} , Z_{oq} 는 각각 바람, 기온, 비습에 대한 지표면조도로 Liu et al. (1979)이 표현한 u_* 의 함수를 사용하였다. Ψ_m , Ψ_h , Ψ_q 는 각각 바람, 기온, 비습에 대한 안정도 함수로서 Businger et al. (1971)이 제시한 경험식을 사용하였다. L 은 Monin Obukhov length로서 u_* 와 T_* 의 함수로 나타난다. Eq. (4)~(6)의 3식은, 왼쪽의 항들이 주어지면, 오른쪽의 항들이 u_* , T_* , q_* 의 3가지 변수의 함수로 표현되므로 닫힌계(closed system)가 된다. 그러나 위의 3식은 서로 결합되어 있어서 반복법(iteration method)을 사용하여야 해를 구할 수 있다. 한편, 오른쪽 항은 주어진 해수면온도와 1000 mb의 바람, 기온, 수증기량을 사용하여 구하였다. 특히, $U(z)$, $T(z)$, $q(z)$ 는 1000 mb 기상변수를 지표층 상단으로 치환한 값이며, 지표층 상단의 고도는 Blackadar (1965)의 식을 사용하여 구했다. 이 모델의 좀더 자세한 설명은 김과 강 (1994)를 참조하면 얻을 수 있다. 이 모델을 사용하여 구한 5년 평균 해상풍, 기온, 비습은 부이 관측값과 비교하여 각각 0.1 m

s^{-1} , $0.1^\circ C$, $0.3 g Kg^{-1}$ 의 아주 적은 오차를 보이는 것으로 나타났다 (김과 강, 1994).

해면상의 열수지는 다음과 같은 식으로 표현된다

$$Q_T = (Q_S - Q_L) - (Q_h - Q_c) \quad (7)$$

여기서 Q_T 는 대기에서 해양으로 들어가는 총 열속이다. Q_h 와 Q_c 는 식 (2)와 (3)으로부터 구해지는 현열과 잠열속이며, Q_S 와 Q_L 는 각각 태양 단파복사와 해면의 장파복사량이다. 이 연구에서 Q_S 는 미국 우주항공국 (NASA)의 인공위성관측자료로부터 구한 값을 사용하였다. 이 값은 대기상단에 입사하는 태양복사량에 대기의 반사(에어로졸과 구름 등에 의한)와 흡수(오존과 수증기에 의한 흡수), 그리고 해수면의 반사를 고려하여 구한 것이다 (Pinker and Laszlo, 1992). 이렇게 구한 1986년 10월 평균 Q_S 는 실제 관측값과 비교하여 $5 Wm^{-2}$ 의 비교적 적은 오차를 보인다. 한편, 해면으로부터 방출되는 장파복사는 다음과 같은 경험식을 사용하였다. Berliand and Berliand(1952)가 처음 제안한 이 경험식은 Budyko(1974), Esbensen and Kushnir(1981), Hsiung (1986) 등 여러 학자들에 의하여 광범위하게 사용되어져 왔다.

$$Q_L = \epsilon \sigma T_a^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a}) (1 - f_c^2) + 4\epsilon \sigma T_a^3 (T_s - T_a) \quad (8)$$

여기서 ϵ 는 해수의 투과율 (0.97)이고 σ 는 Stefan-Boltzmann 상수이다. e_a 는 대기의 수증기압으로서 식 (5)와 (6)에서 얻은 해상 10 m 고도의 기온과 비습으로부터 구하였다. 한편 f 와 c 는 구름의 영형을 고려하기 위한 상수이다. c 는 fractional cloud cover로서 구름알베도 (α_c)를 0.6으로 나눈 값이며 (Haney, 1971), f 는 위도의 선형함수 (중위도에서는 0.68~0.72)를 사용하였다 (Budyko, 1974). 장파복사량의 산출에 있어 가장 불확실한 요소는 구름의 양과 형태이다. 이 연구에서는 구름의 효과를 비교적 정확히 고려하기 위하여 인공위성의 단파복사 자료와 해면의 알베도 (α_s) 자료를 사용하여 구름알베도를 다음과 같이 구하였다. 앞에서 설명한 바와 같이, 해면으로 입사하는 단파복사 (Q_S)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Q_0 = Q_0 [1 - (\alpha_s + \alpha_A + A_A)] (1 - \alpha_G) \quad (9)$$

위 식에서 Q_0 는 대기상단에 입사하는 태양복사량이다. 맑은 대기의 반사도와 흡수도를 나타내는 α_s 와 A_A 는 비교적 잘 알려져 있으며, 여기서는 London (1957)이 사용한 0.08과 0.18을 각각 사용하였다. 한편, α_G 는 해면의 알베도로서 위성의 관측값을 사용하였다. 식 (9)로부터 α_s 를 구하였고 이를 0.6으로 나누어 식 (8)의 c 를 구하였다. 식 (8)에 계산된 c , f 의 값, 그리고 지표층모델로 구한 해양기상변수들을 대입하여 장파복사량을 산출하였다.

2. 자료

지표층 flux 모델 (Eq. 4~Eq. 6)의 입력자료로서 기상변수들(기압, 기온, 비습)은 유럽중기기상예보소(ECMWF)의 1000 mb 일일 자료를 사용하였고, 해수면온도(SST) 자료는 미국기상예보소(NMC)의 월평균 자료를 사용하였다. 해면의 flux를 일일 간격으로 계산하기 위하여 SST 자료는 linear interpola-

tion하여 일일 자료로 치환하였다. SST 자료의 격자간격은 위도, 경도 각각 2° 이나 ECMWF 자료는 2.5° 이다. 두 자료의 격자간격을 동일하게 하기 위하여 ECMWF 자료를 객관분석(objective interpolation)하여 2° 간격의 자료로 만들었다. 한편, 단파복사량 자료는 NASA로부터 입수하였다. 이 자료는 원래 위도, 경도 각각 1° 간격의 자료이나 ECMWF 자료와 같이 SST의 격자간격으로 만들었다. 단파복사량 자료는 월평균 자료로서 1985년부터 1987년까지 3년의 1월, 4월, 7월, 10월에 대하여만 확보할 수 있었다. 따라서, ECMWF 자료와 SST 자료도 이 기간의 자료만을 사용하였다. 이는 자료의 기간을 통일시키기 위함이다. 위의 자료들은 모두 지구전체에 대한 자료이다. 그러나, 이 연구에서는 분석영역을 위도 $28^\circ\text{N} \sim 48^\circ\text{N}$ 그리고 경도 $115^\circ\text{E} \sim 145^\circ\text{E}$ 사이의 해양지역으로 국한하였다.

열수지 분포

이 장에서는 앞에서 제시한 모델을 사용하여 구한

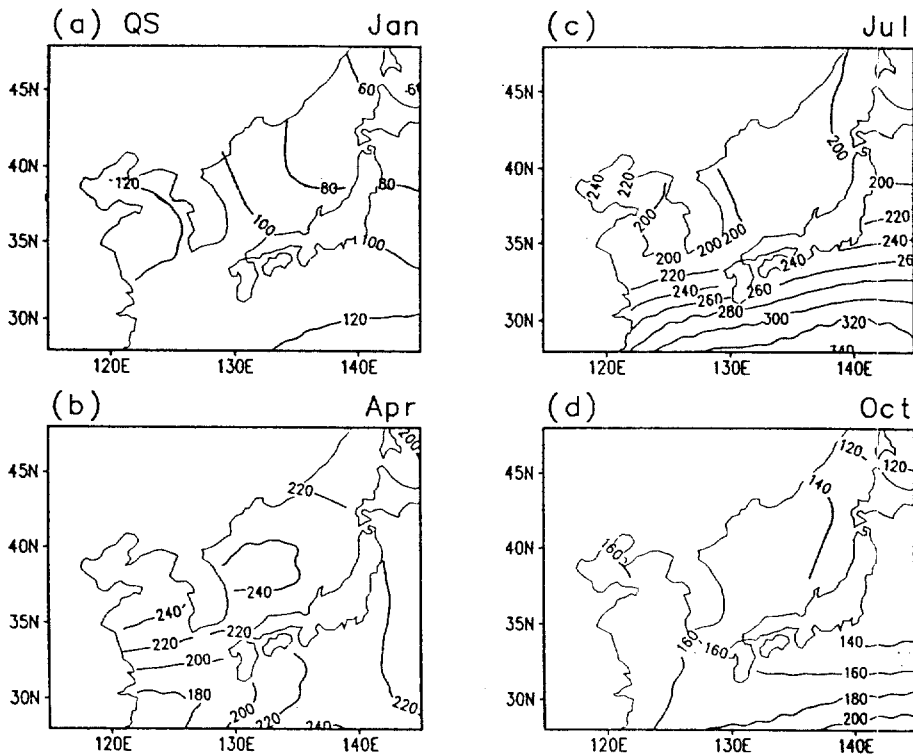


Fig. 1. Distribution of three-year mean incoming solar radiation at the ocean surface for (a) January, (b) April, (c) July, (d) October. Contour interval is 10 Wm^{-2} .

한반도 주변 해면상의 열수지를 보였다. 즉, 식 (7)의 각 항들의 공간 분포를 계절별로 조사하였다. 1, 4, 7, 10월은 각각 겨울, 봄, 여름, 가을을 대표한다고 보았다. 먼저 3년(1985~1987)의 각 달에 대하여 월평균을 구하였고, 이들을 각달에 대하여 3년 평균하여 이를 그림으로 나타내었다. 식 (7)의 각 항들의 월평균은 다음과 같이 구했다. 단과복사량은 월평균 자료이며, 장과복사량은 월평균 해양기상 변수들을 이용하여 산출하였다. 그러나, 현열속과 잠열속은 일일 별로 산출하여 이들을 월평균하였다. 그 이유는 현열속과 잠열속 등의 열속은 비선형항이기 때문에 월평균 해양기상변수로 산출한 열속은 일일 열속을 월평균한 것과 다르기 때문이다. 이 연구의 결과는 과거의 연구결과(심과 김, 1981; Esbensen and Kushnir, 1981; Hsiung, 1986 등)와 비교 검토되었다. 그런데 과거의 연구들은 복사에 대하여는 경험식 그리고 현열과 잠열속에 대하여는 Bulk formula를 사용하였다. 과거의 연구들은 비슷한 식을 사용함에 따라 결과도 크게 상이하지 않

았다. 따라서, 비교에 대한 기술은 주로 최근의 연구인 Hsiung (1986)을 대상으로 하였다.

Fig. 1에는 해면에 입사하는 태양 단과복사량(일사량)의 분포를 각 월별로 나타내었다. 한반도 근처의 동해와 황해에서 일사량의 계절변화를 살펴보면, 1월에 약 100 Wm^{-2} , 4월에 240 Wm^{-2} 내외, 7월에 200 Wm^{-2} 정도, 그리고 10월에는 150 Wm^{-2} 의 범위를 보여 계절에 따라 해수면이 받는 일사량은 크게 차이가 나고 있다. 흥미로운 점은 4월의 일사량이 7월이나 10월 보다 크다는 것이다. 4월과 10월에 대기상단에 들어오는 태양복사량은 같으므로 두달의 일사량 차이는 구름의 차이에 의한다고 할 수 있다. 이 결과는 구름이 일사량에 크게 영향을 미치고 있음을 잘 나타내주고 있다. 7월에 일사량이 적은 이유는 장마와 동반된 많은 구름 때문으로 생각한다. 또한, 30°N 이북의 해역(특히 동해)에는 일사량이 동서 방향으로 차이가 난다. 특히 서쪽의 일사량이 동쪽에 비하여 적은데, 이는 해양과 대륙의 경계에서 대기의 불안정성이 동쪽 해역보다 크고

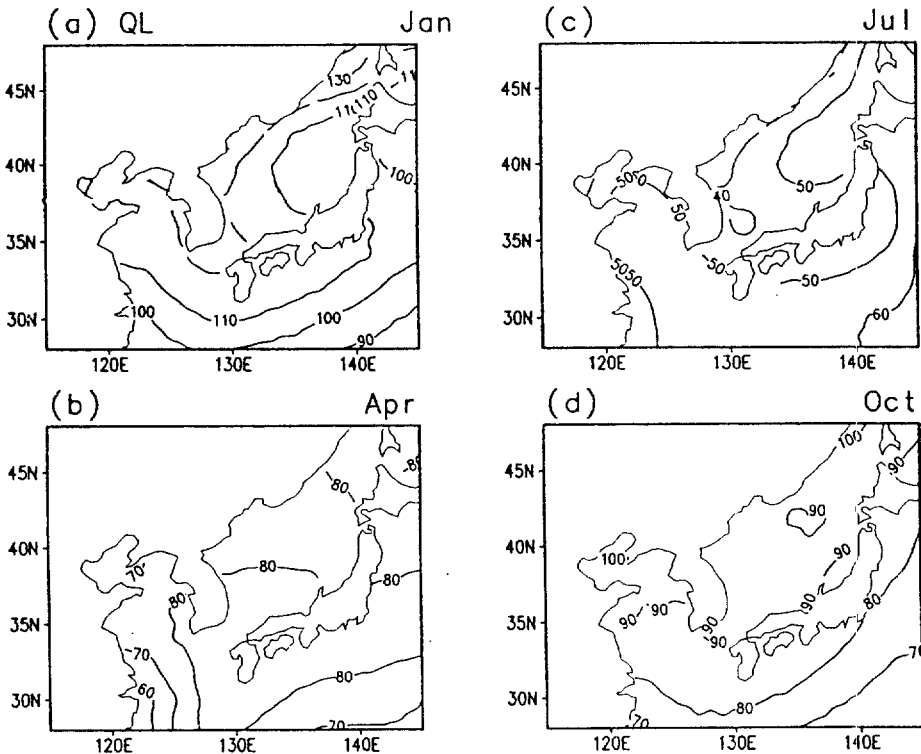


Fig. 2. Distribution of three-year mean outgoing longwave radiation at the ocean surface for (a) January, (b) April, (c) Julv. (d) October. Contour interval is 5 Wm^{-2} .

이에따라 구름이 많이 생기기 때문이다. Fig. 1의 값은 Hsiung(1986)과 Esbensen and Kushnir(1981)의 결과와 비교하여 모든 달에서 전반적으로 20 Wm^{-2} 정도 크게 나타나고 있다. 특히 7월에는 일본 남쪽의 아열대 해상에서 매우 큰 차이(80 Wm^{-2} 정도 큼)를 나타내고 있다. 이러한 차이는 일사량을 계산하는 방법의 차이 뿐만 아니라 자료 기간의 차이에서도 기인할 것으로 사료된다. 앞의 두 연구에서는 일사량을 경험식을 사용하여 구하였으나 이 연구에서 사용한 일사량은 위성자료로 부터 구한 값이다. 또한, Fig. 1c(7월)의 일본남쪽 해상에서 일사량이 매우 큰 것은 1985~1987년 7월에 이 지역의 구름이 다른 기간에 비하여 적었기 때문일 것으로 추측하였다.

장파복사량 분포의 계절변화는 Fig. 2에 나타내었다. 그림의 값은 식 (8)을 사용하여 얻은 값으로 해양에서 대기로 방출하는 복사량에 대기에서 해양으로 들어오는 복사량을 뺀 순 장파복사량이다. 그러나, 이를 간략히 장파복사량으로 표현하였다. 장

파복사량은 1월에 $100 \sim 120 \text{ Wm}^{-2}$, 4월에 $70 \sim 80 \text{ Wm}^{-2}$, 7월에 $40 \sim 50 \text{ Wm}^{-2}$, 그리고 10월에는 90 Wm^{-2} 정도의 값을 나타내고 있다. 1월에 가장 큰 값이 나타나는 이유는 해수면온도와 기온의 차이가 다른 계절에 비하여 크기 때문이다. Hsiung (1986)의 결과와 비교하여 Fig. 2의 장파복사량은 모든 계절에서 20 Wm^{-2} 정도 크게 나타나고 있다. 그런데, Fig. 1의 단파복사량도 Hsiung의 결과 보다 20 Wm^{-2} 정도 크게 나타났으므로 복사량 수치(단파복사량에서 장파복사량을 뺀 값)는 두 연구의 결과가 서로 일치한다.

Fig. 3에는 잠열속 분포의 계절변화를 나타내었다. 잠열속 분포의 가장 주요한 특성은 계절에 관계없이 쿠로시오가 통과하는 해역에서 최대값을 보인다는 것이다. 이 지역에서 잠열속은 1, 4, 7, 10월에 각각 260 Wm^{-2} 정도, $100 \sim 120$, $60 \sim 120$, 200 Wm^{-2} 정도의 값을 보이고 있다. 이러한 각 달의 잠열속 값은 Hsiung이 구한 쿠로시오 지역의 잠열속 값과 매우 유사하다. 또한, Kurasawa et al.(1983)이 제시한

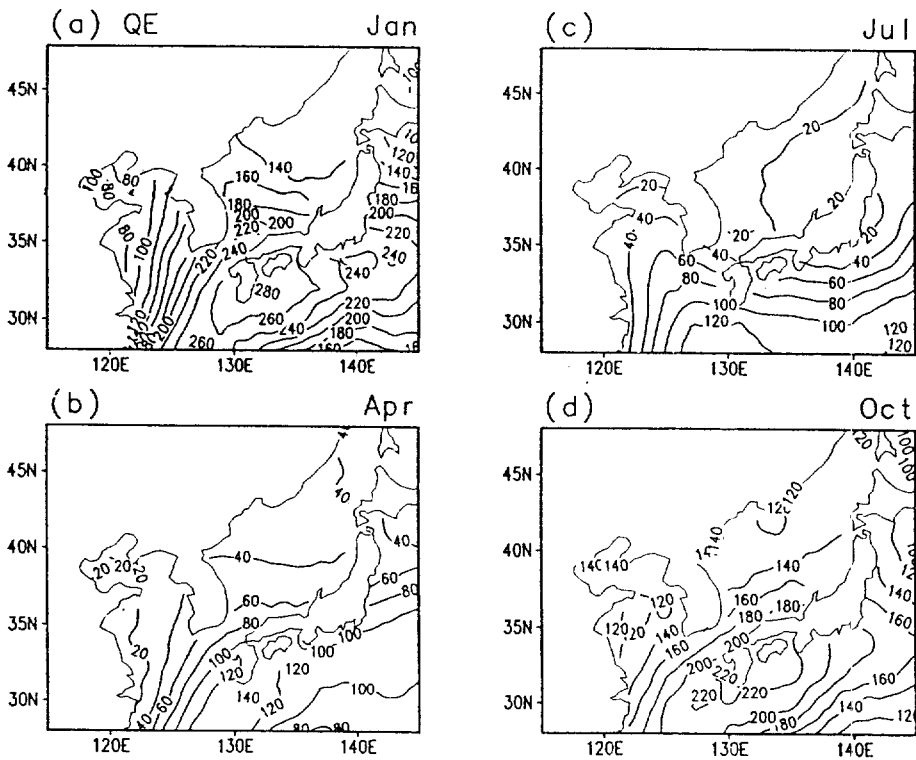


Fig. 3. Distribution of three-year mean latent heat flux at the ocean surface for (a) January, (b) April, (c) July, (d) October. Unit is Wm^{-2} .

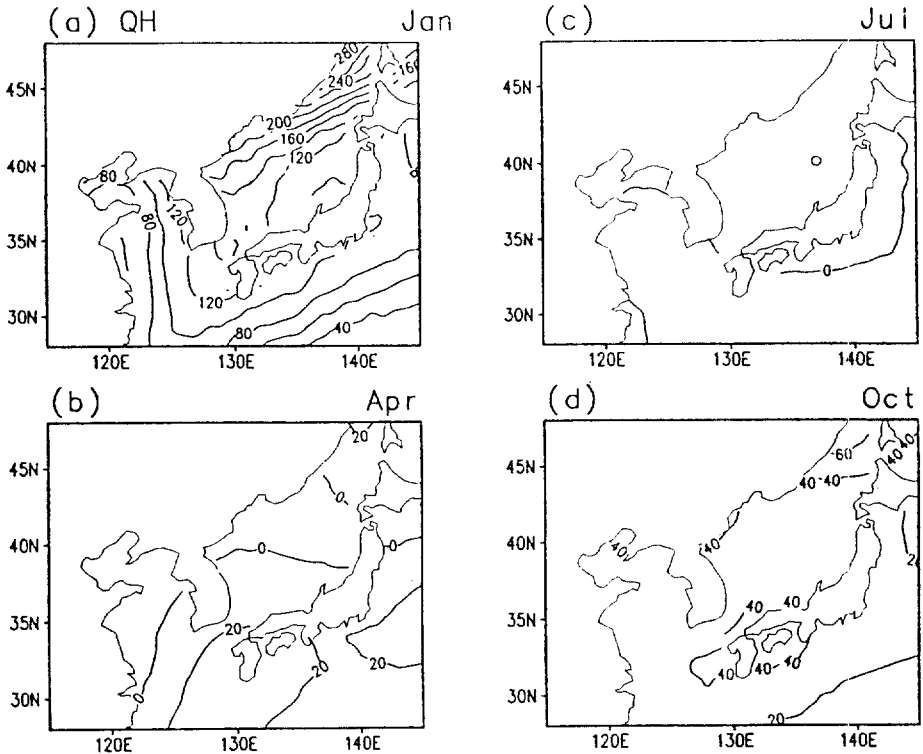


Fig. 4. Distribution of three-year mean sensible heat flux at the ocean surface for (a) January, (b) April, (c) July, (d) October. Unit is Wm^{-2} .

(135E, 29N) 위치에서의 1, 4, 7, 10월의 잠열속(각각 250, 150, 70, 200 Wm^{-2})도 이 연구의 결과와 일치한다. 한편, 한반도 주변해역에서는 1월에 최대의 잠열속 ($150\sim 220 Wm^{-2}$)이 그리고 7월에는 $20\sim 60 Wm^{-2}$ 의 작은 잠열속이 나타나고 있다. 또한 4월과 10월의 분포는 각각 7월과 1월의 분포와 비슷한 형태를 보이고 있다. 심과 김(1981)은 동해에서 겨울철에 $210 Wm^{-2}$ 그리고 여름철에는 $70 Wm^{-2}$ 의 잠열속이 나타나고 있음을 보였다. 심과 김의 결과는 이 연구의 겨울철 결과와는 매우 유사하고 여름철의 결과보다는 다소 크다. Fig. 4에는 보인 현열속은 겨울철에는 크지만 다른 계절에는 작은 값을 나타내고 있다. 한반도 근처에서 1월에 $100 Wm^{-2}$ 이상의 값을 보이는 반면 7월에는 음의 값이 나타나기도 한다. 1월에 최대의 현열속이 나타나는 지역은 동해 북부 해역인데, 이는 해수면온도와 기온의 차가 이 지역에서 최대이고 북서 계절풍이 강하게 불기 때문이다. 7월에는 동해에서 기온이 해수면온도 보다

높으며 이에따라 음의 현열속이 나타나고 있다. Esbensen and Kushnir (1981)와 Hsiung (1986)의 결과에도 여름철 중위도에는 음의 현열속이 분포되어 있다. 7월 뿐만 아니라 Fig. 4에 보인 다른 달의 현열속 분포와 크기도 Hsiung의 결과와 잘 일치한다. 다만 이 연구가 다른 연구에 비하여 지역적인 특징을 좀더 자세히 나타내고 있다. 즉, Esbensen and Kushnir (1981)와 Hsiung (1986) 등은 지구규모의 열수지를 조사하였으므로 동해북부에 나타나는 최대 값까지는 표현하지 못하였다. Hsiung은 10° (위도) $\times 10^{\circ}$ (경도)의 자료를 그리고 Esbensen and Kushnir는 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 의 자료를 사용하였다.

앞에서는 열수지의 각 요소들의 계절별 분포특성을 조사하였는데, 다음의 문제는 이들의 총합(순열속)은 계절별로 어떻게 분포되어 있는가일 것이다. Fig. 5에 보인 순열속은 해면으로 입사하는 일사량에서 해면에서 방출하는 장파복사, 현열속과 잠열속을 뺀 값이다. 그러므로 양의 값은 해면이 가열

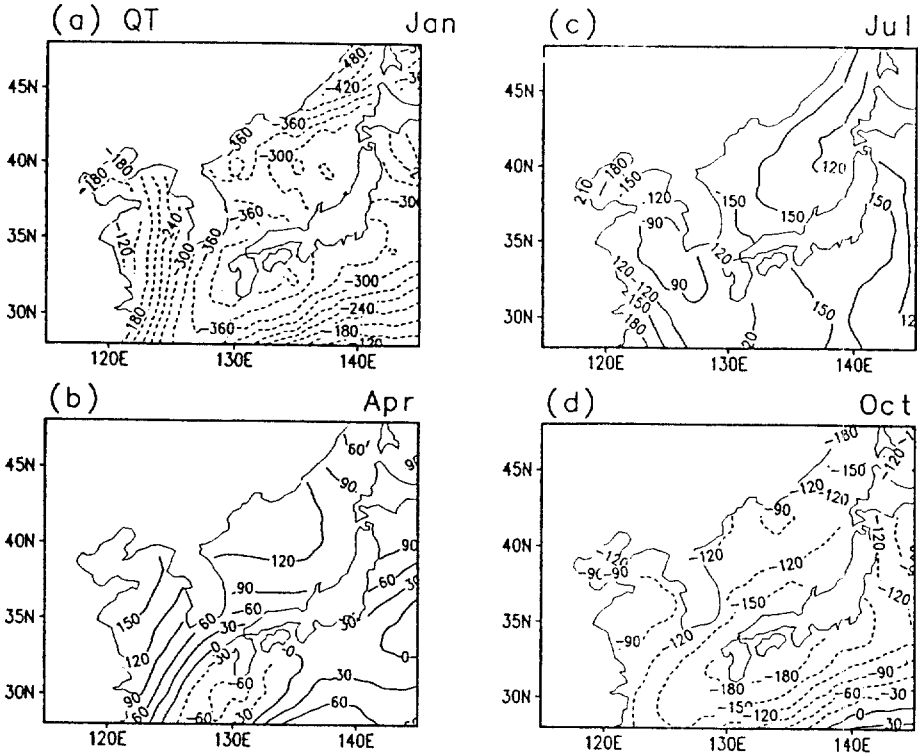


Fig. 5. Distribution of three-year mean total heat flux at the ocean surface for (a) January. (b) April. (c) July. (d) October. Unit is Wm^{-2} . Negative values are denoted by dashed lines.

되는 것을 뜻한다. 1월에는 전 해역이 크게 냉각되고 있으며, 최대냉각 지역은 일본 남서해안에 나타나고 있다(Fig. 5a). 반면에, 4월에는 일본남서 해역을 제외하고는 모든 해역이 가열되고 있으며(Fig. 5b), 7월에는 일부 지역을 제외한 전 해역에서 가열의 최대가 나타나고 있다(Fig. 5c). 황해의 일부 지역에서는 7월 보다는 4월의 가열율이 크게 나타난다. 그 이유는 이 지역에서의 일사량이 7월 보다는 4월에 많기 때문이다(Fig. 1). 한편, 10월에는 전 해역에 냉각이 일어난다(Fig. 5d). 이러한 결과들은 Hsiung (1986) 등 과거의 연구에서 보인 계절변화의 일반적인 특징과 잘 일치하고 있다. 다만, Hsiung과 Esbensen and Kushnir에는 1월과 10월에 냉각율의 최대가 나타나는 지역이 일본남동 해역에 나타나고 이 지역의 냉각율이 Fig. 5에 보인 냉각율보다 다소 낮게 (약 20% 정도) 나타나고 있다. 또한, 이 연구에서 보이는 황해와 동해의 미세 구조(fine structure)를 과거의 연구에서는 나타내지 못하였다. Fig.

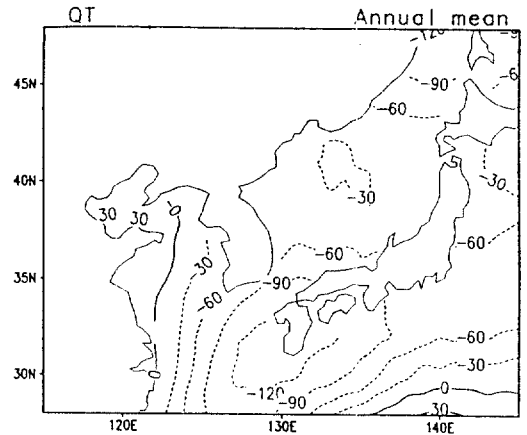


Fig. 6. Distribution of the climatological-mean total heat flux averaged for three years. Contour interval is $20 Wm^{-2}$.

6에는 년평균 순 열속의 분포를 나타내었다. 중국 근해를 제외한 전 해역에서 냉각이 일어나고 있다. 최대의 냉각지역은 일본 남서해역이며, 이 지역에서

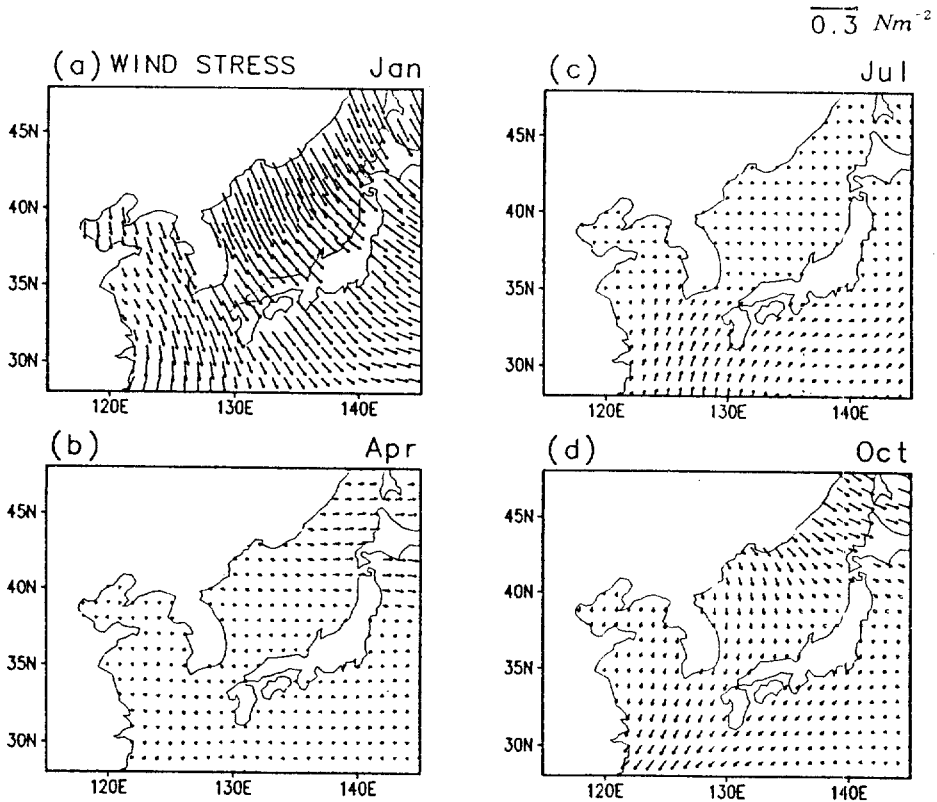


Fig. 7. Distribution of three-year mean wind stress for (a) January, (b) April, (c) July, (d) October. The reference size of wind stress is indicated at the upper-right corner of each figure.

년평균 냉각율은 120 Wm^{-2} 정도이다. Hsiung과 Esbensen and Kushnir에서는 년평균 최대 냉각율이 일본 남쪽해상에서 약 100 Wm^{-2} 를 보이고 있다. Wrytki(1965)도 쿠로시오 해역에서 100 Wm^{-2} 의 냉각율이 나타나고 있음을 보였다. 동해에서는 남부와 북부 해역에서 60 Wm^{-2} 이상의 냉각율이 나타나고 중부해역에서 상대적으로 작은 냉각율 (30 Wm^{-2} 정도)이 나타나고 있다. 동해상에서 대기로 방출되고 있는 순 열속은 동해 외해 (남해 및 태평양)에서 동해로 유입되는 열 유입으로 균형을 이루어야 한다. 즉, 따뜻한 물이 대한해협을 통과하여 동해로 들어 오고 쓰가루 해협을 통과하여 찬물이 동해를 빠져 나가야 한다. 한편 황해에는 동쪽에 양의 그리고 서쪽에는 음의 순 열속이 나타나고 있다. 그러므로 서해 전체로 볼 때 대기와 해양 사이의 열교환은 거의 평형을 이루고 있는 것으로 사료된다.

응력 분포

여기서는 2장에서 소개한 지표층 flux 모델에 3년 (1985~1987년) 동안의 종관 해양기상자료를 적용하여 구한 응력과 응력컬(stress curl)을 조사하였다. 이렇게 구한 응력은 3절에서 보인 열속과 역학적으로 평형상태에 있는 것이다. 김과 강(1994)에서 보인 바와 같이, 본 연구에서 사용한 모델로 구한 해상풍은 Buoy에서 관측한 바람과 1 m s^{-1} 이하의 평균오차를 나타내고 있다. 또한 풍향의 오차는 월 평균에 대하여 부이 관측정보의 최소 단위인 10° 이하이다(부이의 풍향은 360° 를 36개의 방위 단위로 나타내고 있음). 이 정도의 오차는 Buoy의 관측오차, 높이(10 m 보다 낮음), 지역성 등을 고려할 때 허용 가능한 범위 내에 있다고 생각한다. Fig. 7에는 3년 평균한 각 달의 응력 분포를 나타내었다. 7월을 제

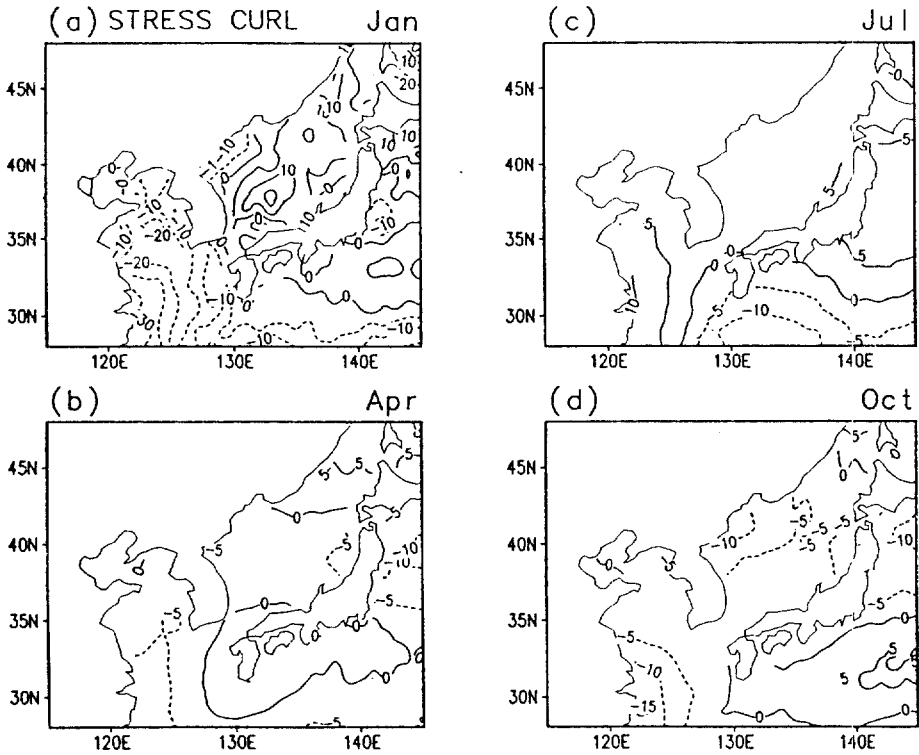


Fig. 8. Distribution of three-year mean wind stress curl for (a) January, (b) April, (c) July, (d) October. Contour intervals of (a), (b), (c), and (d) are 10, 4, 4, 4 Nm^{-2} , respectively.

외한 모든 달의 응력은 영역 전체에서 북 내지 북서 계열의 방향을 갖고 있다. 가장 강한 응력은 1월 동해 북부지역에서 나타나고 있다. 한편 7월의 응력은 남동 계열의 바람 방향을 나타내고 있다. 이러한 응력은 여름철의 태평양 아열대 고기압으로부터 불어오는 계절풍으로부터 생긴 것으로, 남해에서 비교적 강하며 동해와 황해에서는 약하다. 남해의 강한 응력도 이 지역에 1월달 응력보다는 약하다. 또한, 4월과 10월의 응력분포는 1월달과 크게 차이가 나지 않는다. 따라서 년평균 응력분포는 1월의 형태와 유사하게 나타났다. Fig. 8에는 앞에서 보인 응력을 사용하여 구한 각 달의 응력컬 분포를 나타내었다. 1월의 응력컬은 동해에서는 북서부 지역을 제외한 대부분의 해역에서 양의 값을 갖지만 황해와 남해에서는 음의 값을 갖는다. 4월의 응력컬은 전반적으로 약하고 이의 공간구조는 대체로 1월의 구조와 비슷하다(Fig. 8b). 7월에는 비교적 강한 양과 음의 응력컬이 각각 중국 연안과 일본 남쪽해상에

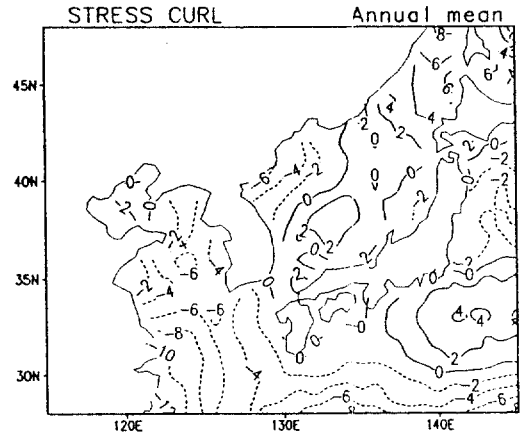


Fig. 9. Distribution of the climatological-mean wind stress curl averaged for three years.

나타나고 있다(Fig. 8c). 10월의 응력컬은 한반도 주위의 해역에서 대부분 음의 값을 나타내고 있다(Fig. 8d). 특히, 강한 음의 응력컬이 동지나해의 중국 연

안과 동해 중부해역에서 나타나고 있다. 한편, Fig. 9에 보인 바와 같이 년평균 응력컬의 분포도는 1월의 공간구조와 매우 유사하다. 다만 그 크기가 작을 뿐이다. 이러한 결과는 1월의 응력컬이 다른 계절의 응력컬보다 몇배 크고, 년평균 응력의 공간형태가 1월의 그것과 매우 유사하기 때문이다.

위에 나타낸 응력컬 결과를 Kutsuwada(1982), 김과 최(1986), 나 등(1992)의 결과와 비교 검토하면 다음과 같다. 앞의 연구들에서도 겨울철의 응력컬이 다른 계절에 비하여 훨씬 크고, 따라서 연평균 분포는 겨울철 분포와 유사한 양상을 보이고 있다. 그러므로 응력컬에 대한 비교 검토를 연평균 중심으로 하였다. 동지나해에 나타나는 음의 응력컬과 동해 북부에 나타나는 양의 응력컬은 Kutsuwada(1982)와 나 등(1992)의 결과와 유사하다. 그러나, 원산만에서의 응력컬은 나 등의 결과와 매우 다른 양상을 나타내고 있다. 나 등에서는 원산만 부근에 큰 값의 cyclonic curl이 나타나고 있으며, 이를 겨울철에 이 지역에 저기압이 자주 통과하기 때문으로 해석하였다. 또한 Kutsuwada에서는 동해 북부에서는 양의 그리고 남부에서는 음의 값이 나타나고 있다. 한편 김과 최에서는 원산만 부근에 음의 응력컬이 나타나고 있다. 이렇게 원산만 부근의 응력컬이 연구에 따라 다른 양상을 보이고 있다. 이 연구에서는 원산만 부근에 비교적 큰 값의 anticyclonic curl이 계산되었는데, 이는 겨울철에 시베리아 고기압으로부터 불어 나가는 기류의 영향 때문으로 생각한다. 반면, 동해 북부에는 cyclonic curl이 분포되어 있는데, 이는 겨울철 동안 일본 북서해역에 반영구적으로 자리잡고 있는 저기압이 이 지역의 바람을 cyclonic하게 만들기 때문으로 유추된다. 한편, 이 연구에서 구한 동해의 응력컬 값은 $2\sim 6 \times 10^{-8} \text{ Nm}^{-3}$ 으로 Sekine(1986)의 동해 평균값인 $1\sim 3 \times 10^{-8} \text{ Nm}^{-3}$ 및 Kutsuwada의 평균값 $5 \times 10^{-8} \text{ Nm}^{-3}$ 과 비슷한 크기를 나타내고 있다.

결론 및 토의

이 연구에서는 지표층 (surface layer) flux 모델을 사용하여 한반도 주변해양의 현열속, 잠열속, 응력 등의 분포를 계절별로 구하였다. 모델의 입력자료는 1985~1987년 3년 간의 종관 (위도 경도 각각 2도

간격) 해양기상 자료이다. 기상자료로는 ECMWF에서 만든 1000 mb 고도의 기압, 기온, 비습 등을 그리고 해양자료는 NMC에서 만든 해수면온도를 사용하였다. 또한, 해면의 일사량은 NASA에서 위성 자료를 사용하여 구한 자료를 사용하였고 장파복사량은 경험식을 사용하여 구하였다.

이렇게 구한 연구결과를 요약하면 다음과 같다. 열수지에 있어 1월에는 일사량, 장파복사, 현열속과 잠열속이 비슷한 크기를 갖지만, 7월에는 일사량이 장파복사나 잠열속보다 각각 5배와 10배 정도 크게 나타난다. 4월과 10월의 열수지는 1월과 7월과 같이 뚜렷한 특징을 나타내지는 않지만, 4월의 열수지는 7월의 특징을 상대적으로 많이 나타내고 있으며 10월은 1월에 더욱 가깝다. 4가지의 열속을 모두 합산한 순 열속을 조사하여 보면, 한반도 근해의 해양은 1월에 $200\sim 400 \text{ Wm}^{-2}$ 의 울로 냉각되고 4월과 7월은 100 Wm^{-2} 로 가열되며, 10월에는 100 Wm^{-2} 로 냉각이 되고 있음을 알 수 있었다. 년평균 순 열속은 황해의 북부를 제외한 전 해역에서 음의 값을 나타내고 있다. 즉, 대부분의 해역에서 해양은 대기로 열을 방출하고 있다. 가장 큰 냉각이 일어나고 있는 곳은 일본 남동 해역으로 이 곳의 년평균 냉각율은 120 Wm^{-2} 정도이다. 동해에서의 년평균 냉각율은 북부와 남부 해역이 $60\sim 90 \text{ Wm}^{-2}$ 정도이며 중부 해역은 상대적으로 작은 냉각율(30 Wm^{-2})이 나타나고 있다. 이러한 해면상의 열수지는 해류에 의한 열 수송에 의하여 전체적으로 열균형이 되고 있음을 토의하였다. 한편, 한반도 주변해역의 응력은 7월을 제외한 모든 달에서 북 내지 북서 계열의 방향을 갖고 있다. 가장 강한 응력은 1월 동해 북부지역에 나타나고 있으며, 7월의 응력은 남동 계열의 바람 방향을 갖으며 남해에서 비교적 강하고 동해와 서해에서는 약하다. 응력컬은 1월의 크기가 다른 계절에 비하여 훨씬 크며, 이에 따라 년평균 분포도는 1월의 특징을 그대로 나타내고 있다. 년평균 응력컬은 동지나해와 황해 대부분의 해역에서 음의 값을 갖는다. 동해를 살펴보면, 남동과 북부 해역에서는 양의 값이 그리고 북서해역에서는 음의 값이 나타나고 있다.

장기자료를 사용하여 기후의 관점에서 해양과 대기 사이의 열교환과 운동량교환을 다룬 과거의 연구들은 대부분 bulk formula와 경험식 (복사량 계산)

을 사용하였다. 또한 bulk formula의 교환계수(exchange coefficient)를 대기해양 상태에 무관한 일정한 값으로 사용하였다. 그러나 Bradley et al., (1990)과 Kang et al., (1992)에서 지적인 바와 같이 bulk formula의 교환상수(exchange coefficient)는 바람과 지표층 안정도의 함수이다. 따라서, 과거의 연구에서 bulk formula로 구한 열속 및 응력은 계산 자체에 많은 오차가 포함되어 있다. 또한 일사량은 구름의 성질과 양에 따라 크게 변할 뿐만 아니라 구름의 양도 매달 크게 변동하고 있다. 따라서 구름의 영향을 일정한 경험식으로 나타내는 것은 무리가 있다고 생각하였다. 이 연구에서는 위에 지적한 문제점들을 보완하기 위하여 bulk formula 대신 지표층 모델을 그리고 일사량은 위성관측 자료를 사용하여 구하였다. 이렇게 구한 결과는 과거의 여러 결과들에서 공통적으로 나타나는 특징들을 대부분 잘 나타낼 뿐만 아니라 한반도 주변해양의 열수지의 상세구조를 잘 나타내주고 있다.

끝으로 이 연구 결과의 신빙도를 확인하는 작업이 활용에 앞서 행해져야 함을 지적하고 싶다. 그러나 검증에 있어 문제점은 한반도 근해에서 해양과 대기사이의 열교환과 응력을 비교적 장기간 관측한 자료가 없다는 것이다. 또한 순 열속을 간접적으로 검증할 수 있는 해류도 한반도 주변해양에서 정확히 알려져있지 못하다. 전 해역의 해류를 장기간에 걸쳐 관측하는데는 엄청난 노력과 경비가 동반되어야 하므로 이 연구의 결과를 forcing function한 해양순환모델 실험을 통하여 해류의 개관을 알아내는 것이 경제적이라고 생각한다. 이를 위하여 한반도 주변 해면상에서 해양 대기 변수, 열속, 응력을 종합적으로 관측하는 프로그램이 수행되기를 기대한다. 이러한 관측을 토대로 이 연구의 결과가 검증될 수 있고 이 연구에서 사용한 모델이 더욱 향상될 수 있을 것이다.

감사의 글

이 연구는 국방과학연구소의 “미시적 MLD 예보 모델에 관한 연구”의 지원으로 이루어졌다. 이 연구의 결과는 수치화(digitize)되어 컴퓨터에 저장되어 있으므로 이의 사용을 원하는 연구자는 저자에게 문의하기 바란다.

참고문헌

- 김규명, 강인식, 1993. 해상풍 산출모형과 역학. 한국기상학회지, 28-1: 1-8.
- 김맹기, 강인식, 1994. 한반도 주변해양에서의 응력, 현열속, 잠열속에 대한 진단적 모델링. 한국기상학회지 제출중.
- 김철호, 최병호, 1986. 동해상의 바람응력 및 바람응력결 분포. 한국수산학회지, 19: 239-248.
- 나정열, 서장원, 한상규, 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. 한국해양학회지, 27: 1-10.
- 봉종현, 1976. 한국 연안의 표면 해수와 대기간의 열교환. 한국기상학회지, 11: 43-50.
- 한영호, 1970. 1월의 황해 남동 해역에서의 현열 방출량과 증발량의 추정. 한국기상학회지, 6: 83-87.
- Berliand, M. E., and Berliand, T. G., 1952. Determining the net longwave radiation of the Earth with consideration of the effect of cloudiness. Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geofiz. No. 1.
- Blackadar, A. K., 1965. A simplified two layer model of the baroclinic neutral atmospheric boundary layer. Air Force Cambridge Res. Lab. Report 65-531: 49-65.
- Bradley, E. F., P. A. Coppin, and J. S. Godfrey, 1990. Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96: 3375-3389.
- Budyko, M. L., 1974. Climate and life. Academic Press, 508 pp.
- Businger J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. E. Bradley, 1971. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28: 181-189.
- Cardone, V. J., 1969. Specification of the wind distribution in the marine boundary layer for wave forecasting. Report GLS-TR-69-1, School of Engineering and Science, New York Univ., 131pp.
- Cardone, V. J., 1978. Specification and prediction of the vector wind on the United States continental shelf for application to an oil trajectory forecast program. Contract T-36430, Institutes of Marine and Atmos. Sciences, New York Univ., 210pp.
- Esbensen, S. K., and V. Kushnir, 1981. The heat budget of the global ocean: An atlas on the estimates from surface marine observations. Report 29, Climate Res. Inst., Oregon State Univ., Corvallis, 215pp.
- Haney, R. L., 1971. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1: 241-248.
- Hsiung, J., 1986. Mean surface energy fluxes over the global ocean. *J. Geophys. Res.*, 91-C9, 10: 10585-10606.
- Kang, I.-S., K.-M. Kim, and M.-K. Kim, 1992. Estimation of bulk exchange coefficients in the western and eastern tropical Pacific using ATLAS buoy observations. *TOGA Notes*, 9: 1-3.
- Kraus, E. B., and C. Rooth, 1961. Temperature and steady state vertical heat flux in the ocean surface layers. *Tellus*, 13: 231-238.
- Kurasawa, Y., K. Hanawa, and Y. Toba, 1983. Heat bala-

- nce of the surface layer of the sea at ocean weather station T. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**: 192-202.
- Kutsuwada, K., 1982. New Computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **38**: 157-171.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger, 1979. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapour including the molecular constants at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**: 1722-1735.
- London, J., 1957. A study of the atmospheric heat balance. Final Report Project 131, Contract AF19 (122)-165, Department of Meteorology and Oceanography, NYU, 99pp.
- Pinker, R. T., and I. Laszlo, 1992. Modelling surface irradiance for satellite applications on a global scale. *J. Appl. Meteor.*, **31**: 194-211.
- Sekine, Y., 1986. Wind driven circulation in the Japan Sea and its influence on the branching of the Tsushima current. *Prog. Oceanog.*, **17**: 297-312.
- Shim, T. B., and K. Kim, 1981. On the variation of the mixed layer depth and the heat flux in the Sea of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, **16-2**, 49-56.
- Wrytki, K., 1965. The average annual heat balance of the North Pacific ocean and its relation to ocean circulation. *J. Geophys. Res.*, **70**: 4547-4559.

Accepted September 22, 1994