

가을철 대한해협 표면혼합층의 단기변화

장찬주·김 구·심태보*

서울대학교 해양학과, *국방과학연구소

Short-term Variation of the Mixed Layer in the Korea Strait in Autumn

CHAN JOO JANG, KUH KIM AND TAE BO SHIM*

Department of Oceanography, Seoul National University

*Agency for Defence Development

표면혼합층의 단기(2시간~24시간)변화를 조사하기 위하여 대한해협의 한 정점에서 1993년 10월 12일에서 10월 14일까지 48시간 동안 주로 1시간 간격으로 해양과 기상에 대한 관측을 실시하였다. 표면혼합층의 깊이와 수온은 시간당 변동률이 평균적으로 각각 5.2 m/hour, 0.2°C/hour로 해표면에서의 바람응력, 부력속과의 상관관계가 매우 적다. 표면혼합층은 표면혼합층의 수온과 염분이 높을 때 깊고, 낮을 때 얇다. 한편, 표면혼합층 수온의 급격한 하강 또는 상승이 관측되었다. 인공위성 자료와 XBT자료 분석에 의하면 표면혼합층 수온의 급격한 상승은 고온의 해수의 이류에 의해 일어남을 알 수 있었다. 위의 결과들은 해류가 비교적 강하고 해수물성이 서로 다른 수괴가 존재하는 가을철 대한해협에서는 해수의 이류가 표면혼합층의 단기변화에 크게 영향을 준다는 것을 나타낸다.

To investigate a short-term (from 2 hours to 24 hours) variability of a mixed layer, oceanographical data (water temperature, salinity, current) and meteorological data (wind, air temperature, solar radiation) were collected at a site in the Korea Strait at the interval of one hour for 48 hours from October 12 to 14, 1993. The average rates of temporal variations of the mixed layer depth (MLD) and temperature of the mixed layer (MLT), which are very weakly correlated with the wind stress and buoyancy flux at the sea surface, are about 5.2 m/hour and 0.2°C/hour, respectively. The mixed layer is relatively shallow when both MLT and MLS (salinity of the mixed layer) are low, while MLD is relatively deep when they are high. MLT shows a sudden decrease or increase. Analysis of satellite infrared images and XBT data shows that sudden increase of MLT is caused by advection of warm water. These results suggest that the short-term variation of the mixed layer in the Korea Strait in autumn, in which surface current is relatively strong and different water masses exist, is mainly determined by advection rather than air-sea interaction such as wind stress or buoyancy flux.

서론

해양의 표면혼합층(surface mixed layer)은 해양 상층부의 난류 경계층으로 유속, 수온, 염분 등의 물리량이 수직적으로 거의 균일하게 분포하는 수층이다. 표면혼합층내의 수온, 염분 등 해수 물성의 수직 구조는 기본적으로 바람, 파랑, 냉각과 같은 혼합과정과 태양 복사 에너지에 의한 해수의 가열과 같은 성

층화과정에 의해 결정된다. 이 외에도 천해지역의 조류와 공명, 해류가 강한 지역의 이류(advection)와 와류(eddy)의 발달에 의해서도 영향을 받으며 (Thompson, 1976; Kraus, 1977), 이러한 요인들에 의해 표면혼합층은 시·공간적으로 변화가 심하다.

대기로부터 해양으로 공급된 열에너지 및 역학적 에너지 등은 대부분 표면혼합층깊이(mixed layer depth)까지 분포하므로(Woods, 1984) 표면혼합층의

구조와 변화에 대한 연구는 상층해양의 열속 및 유속장 이해에 매우 중요하다(Schneider and Peter, 1990).

우리 나라 주변 해역의 표면혼합층에 대한 연구는 표면혼합층의 공간적 분포와 계절변화에 대한 연구(국방과학연구소, 1992), 표면혼합층과 열수지의 관계에 대한 연구(Shim and Kim, 1981; 박, 1995), 바람응력과 표면혼합층깊이에 대한 연구(Mizuno *et al.*, 1986), 표면혼합층 모델 개발에 대한 연구(오와 이, 1992; 국방과학연구소, 1994) 등이 있다.

지금까지의 표면혼합층에 대한 연구는 해수의 이류효과가 작은 경우 해표면에서의 바람응력과 부력속에 의한 표면혼합층의 반응에 대한 연구가 대부분이었으며(Hanawa and Toba, 1981), 해수의 이류가 표면혼합층에 미치는 영향에 대해서는 이해가 부족하다. 한편, 대기 강제(atmospheric forcing)에 의한 상층해양의 계절 변화 등의 장기 변화 형성에는 표면혼합층의 일주변화(diurnal variation)와 같은 단기변화가 중요한 역할을 하므로(Imberger, 1985; Price *et al.*, 1987) 상층해양의 장기 변화를 알기 위해서는 단기변화에 대한 이해가 중요하다. 그러나, 표면혼합층의 수 시간 동안의 분포 및 변화 요인을 이해하기 위해서는 해수의 물성, 유속, 해양과 대기 사이의 운동량, 열 및 물질 교환에 대한 짧은 시간 간격의 종합적인 동시 관측이 필요하므로 우리 나라 주변 해역에서 이러한 종합적인 관측 및 연구는 이루어지지 않았다.

따라서, 본 연구진은 표면혼합층의 단기변화(2시간~24시간)를 살펴보기 위하여 대한해협의 한 정점에서 1993년 10월 12일에서 14일까지 2일 동안 주로 1시간 간격으로, 해양 자료와 기상 자료를 동시에 관측하였다. 이러한 관측 자료를 바탕으로 바람과 열속의 시간적인 변화에 대해 기술하고, 바람응력, 부력속과 표면혼합층 변화와의 연관성, 그리고 해수의 이류에 의한 표면혼합층의 가능한 변화에 대해 살펴보았다.

자료 및 방법

대한해협의 한 정점(Fig. 1의 정점 M, 수심 약 195 m)에서 해수의 물성, 해류를 측정하였고, 표면혼합층에 영향을 주는 기상 요소인 바람, 태양복사량 그리고 열속 계산에 필요한 물리량을 선상에서 관측하였

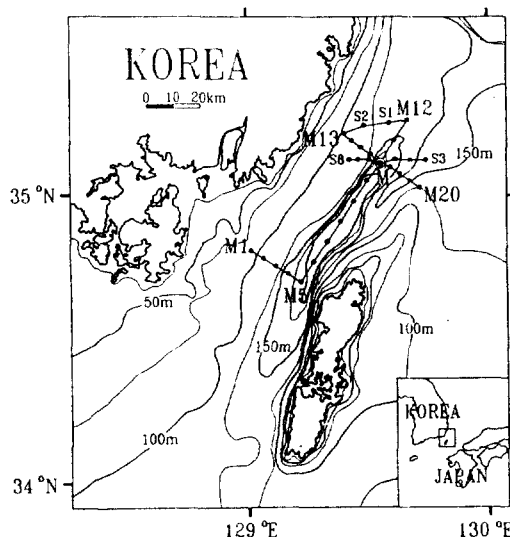


Fig. 1. Station map and bottom topography in the Korea Strait. ⊙ represents observation station for the time series and ● represents observation station for the XBT.

다. 또한, 정선 관측점 M에서의 표면혼합층의 변화와 주위 해수 물성 분포와의 연관성을 파악하기 위하여 XBT(expendable bathythermograph)를 이용하여 1993년 10월 12일 09시부터 16시까지는 M1에서 S5까지의 24개 정점에서, 그리고 1993년 10월 13일 14시 50분부터 15시 10분까지는 S6, S7, S8의 3개 정점에서 관측을 실시하였다. XBT정점간의 수평적인 거리는 대한해협을 가로지르는 방향으로는 약 3~6 km, 대한해협을 따르는 방향으로는 약 8~10 km이다.

수온, 염분 및 수압은 Sea Bird Electronic사의 SEACAT SBE19 Profiler를 사용하였으며, 해수 중 하강 속도 약 60 cm/sec로 1993년 10월 12일부터 1993년 10월 14일까지 약 48시간 동안 주로 한 시간 간격으로 정선 관측을 실시하여 총 39회의 CTD자료를 얻었다. 이상과 같은 방법으로 관측한 자료를 2 데시바(decibar) 간격으로 평균하여 자료 분석에 이용하였다.

AANDERAA INSTRUMENT사에서 만든 3대의 RCM-7을 1993년 10월 12일 17시부터 10월 15일 17시까지 약 72시간 동안 수심 약 10 m, 90 m, 190 m에 각각 계류하여 수심, 유속, 유향 등을 1분 간격으로 관측하였다. 분석을 위해 10분 간격으로 평균한 후 Cartwright filter를 이용하여 4시간 주기 이하의

성분을 제거하였다. 또한, 해류 자료로부터 항류 성분을 구하기 위하여 10분 간격의 자료에서 1시간 간격으로 추출한 자료를 Doodson Xo filter (Dronkers, 1964)를 이용하여 잔차류를 구하였다. 본 연구에서는 표면혼합층내에 해당하는 10 m의 해류만을 이용하였다.

표면혼합층의 물리량과 열속 및 운동량과 연관성을 조사하기 위하여 선상에서 태양복사량(solar radiation), 건구 온도, 습구 온도, 기압, 풍속, 풍향 등의 기상 자료를 관측하였다. 기온과 바람은 각각 해표면 위 약 9 m, 18 m에서 관측하였으며, 바람응력과 열속을 계산하기 위해서 대기 경계층 역학으로부터 대기의 안정도 함수를 이용하여 해표면 위 10 m에서의 바람과 기온을 계산하였다(Stevenson, 1982).

해표면을 통한 순열속 Q는 다음과 같은 식으로 주어진다.

$$Q = Q_S - (Q_B + Q_E + Q_C),$$

여기서, Q_S 는 태양복사, Q_B 는 장파복사, Q_E 는 잠열속, Q_C 는 현열속을 나타낸다. 태양복사는 선상에서 직접 측정하였고, 그 외의 열속은 직접 측정하기가 어렵기 때문에 bulk aerodynamic method를 이용한 경험식(Stevenson, 1982)을 사용하여 계산하였다.

관측 기간 동안의 표면혼합층 변화와 해표면에서 대기와의 운동량 및 열교환과의 관계를 알아보기 위하여 바람응력 에너지(wind stress energy) E와 부력속(buoyancy flux) B_o 를 구하였다.

바람응력에 의한 공기와 해수 사이의 상호작용은 다음 식과 같이 해표면에서의 마찰 속도 U_* (Surface frictional velocity)에 의해 주어진다.

$$U_* = (\tau/\rho_w)^{1/2} \text{ (m/sec)},$$

여기서, ρ_w 는 해수 밀도(1000 kg/m³), τ (N/m²)는 해표면에서의 바람응력($\tau=C_d \rho_a U^2$), ρ_a 는 공기 밀도(1 kg/m³), C_d 는 마찰 계수(Stevenson, 1982), U는 해수면 10 m 위에서의 풍속(m/sec)을 나타낸다.

한편, 바람응력 에너지 E와 부력속 B_o 는 다음과 같이 주어진다(Joseph et al., 1992).

$$E = \tau U. \text{ (watts/m}^2\text{)},$$

$$B_o = \frac{g}{\rho_w} \left(\frac{\alpha}{C_p} Q + F_S \right) \text{ (watts/kg)},$$

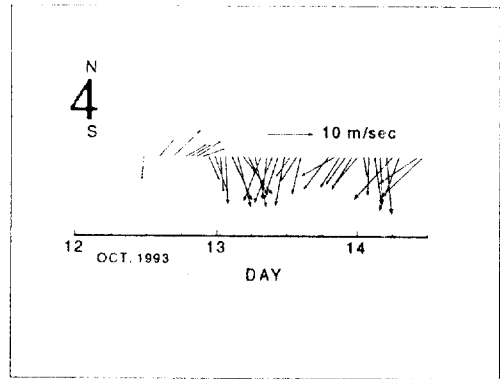


Fig 2. Temporal variations of wind vectors.

$$F_S = \frac{\beta S}{L_e (1-S)} Q_E \text{ (kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}\text{)},$$

여기서, g는 중력가속도(9.8 m/sec²), α 는 열팽창계수($-2.5 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$), C_p 는 해수의 정압비열($4 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), Q는 순열속(watts/m²), F_S 는 염분속, Q_E 는 잠열속(watts/m²), L_e 는 증발잠열($2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$), β 는 염분 압축계수(0.8), S는 염분이다.

관측 자료에서 표면혼합층을 정의하는 방법은 일반적으로 해수의 수온, 염분 또는 밀도의 차이를 이용한 정의(Shim and Kim, 1981; Rokkam et al., 1989; Hayes et al., 1991; Lukas and Lindstrom, 1991)와 경사(gradient)를 이용한 정의(Bathen, 1972) 등이 있다. 본 논문에서는 2 m를 기준 수심으로 정하고, 수온의 연직구조를 이용하여 수심 2m의 수온과 0.2°C 이내의 차이를 나타내는 깊이의 수층을 표면혼합층으로 정의하였다. 또한, 표면혼합층의 수온과 염분은 수심 2 m에서의 수온과 염분으로 정의하였다.

바람과 열속

바람은 일반적으로 표면혼합층의 깊이 변화와 관련되어 있을 뿐만 아니라 대기와의 열교환에도 영향을 미친다. 관측 기간 동안 풍향(Fig. 2)은 주로 남남동향 혹은 남남서향이었으나 12일 14시에서 21시 30분까지는 북북동향 또는 북동향이었다. 풍속은 4-12 m/sec로 평균 8 m/sec이고, 13일 1시부터 11시까지 그리고 14일 2시부터 11시까지는 9-12 m/sec로 다른 시기에 비해 비교적 바람이 강하게 불었다. 이때의 잠열속(Fig. 3)은 강한 바람의 영향으로 다른 때

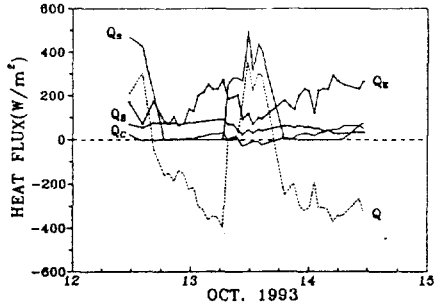


Fig. 3. Temporal variations of heat fluxes at station M. Q , Q_s , Q_e , Q_l and Q_h represent net heat flux, solar radiation, long wave radiation, latent heat flux and sensible heat flux, respectively.

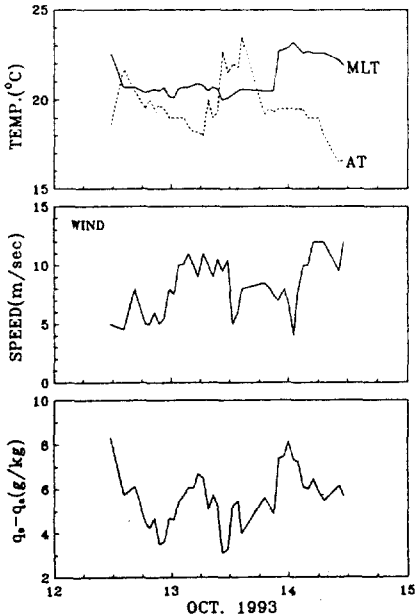


Fig 4. Temporal variations of marine meteorological variables at station M. MLT, AT, q_s and q_a denote the temperature of mixed layer, air temperature, saturated specific humidity for the sea surface temperature and specific humidity in the air, respectively.

에 비해 크다.

Fig. 3은 열속과 관련된 태양복사량과 열손실량의 시간 변화를 나타낸다. 기존의 우리 나라 근해에서의 열속에 대한 연구는 관측기간이 정점마다 다르고, 선상에서 관측한 기상 자료와 해양 자료로부터 bulk formula를 사용하여 계산한 것이 대부분이었으므로 관측 자료간의 동시성이 없었으며(김과 송,

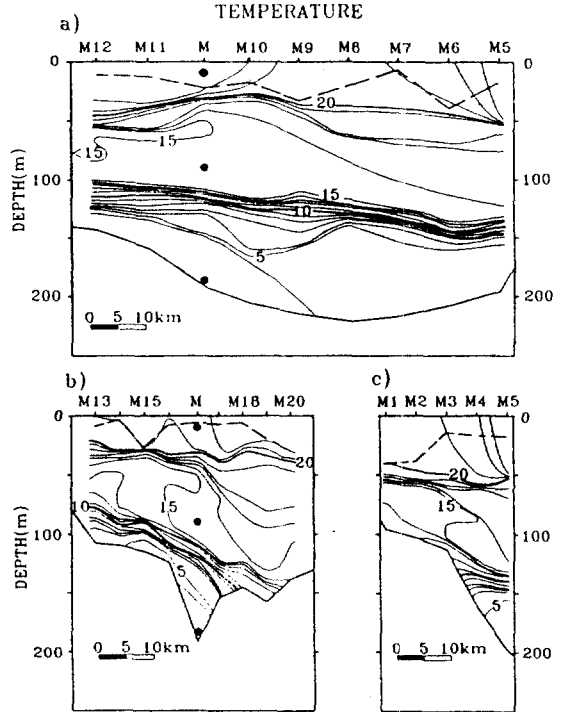


Fig. 5. Vertical section of temperature observed by XBT along the strait from station M5 to M12 (a) and across the strait from station M13 to M20 (b) and M1 to M5 (c). ● represents locations of the current meter depth (MLD). Broken line represents mixed layer depth (MLD).

1993) 주로 계절변화 혹은 영년변화에 관한 것이었다(김과 강, 1995; 박, 1995; Hirose, 1995 등). 한편, 김과 송(1993)은 인천과 중국의 Weihai 사이를 왕복하는 정기여객선에서 15개월(1991. 4~1992. 6)동안 측정된 자료를 이용하여 현열과 잠열속을 추정하였으나 한 정점에서 하루 중의 열속의 변화를 살펴보기에는 미흡하였다. 본 연구에서는 열속과 관련된 물리량을 1시간 간격으로 관측하였으므로 열속과 관련된 각 항의 밤, 낮 변화를 살펴보는 것이 가능하다.

태양복사량은 13일 11시 34분에 최대 약 510 $watts/m^2$ 에 달하며 관측 기간 동안의 평균은 약 120 $watts/m^2$ 이다. 해양에서 대기로 방출되는 열손실량의 크기는 최소 90 $watts/m^2$ 에서 최대 400 $watts/m^2$ 이며, 평균 240 $watts/m^2$ 로 태양복사량의 2배이다. 열손실량과 관련된 각 항의 크기는 전반적으로 잠열속, 장파복사, 현열속 순이지만 해표면수온과 기온과의 차이가 커지는 14일 5시 이후에는(Fig. 4의 위그림) 현

열속이 장파복사보다 크다(Fig. 3).

장파복사는 평균 60 watts/m²이고, 평균 잠열속은 170 watts/m²로 열손실량의 70%를 차지하며 평균 현열속 10 watts/m²의 약 17배이다. 이와 같이 잠열속이 큰 이유는 해수와 대기의 온도 및 비습 차이가 크기 때문이다(Fig. 4)

태양복사량과 열손실량의 차이인 순열속은 -400~360 watts/m²로 밤과 낮의 차이가 크고, 평균 -120 watts/m²로 해양에서 대기로 열이 전달된다. 한편, Fig. 3과 Fig. 4에서 알 수 있듯이 기온은 순열속의 변화와 비슷한 양상을 보여주지만, 표면혼합층 수온은 순열속과 다르게 변한다. 예를 들면, 13일 18시 이후에는 지속적으로 해양에서 대기로 열이 전달되고 있으나, 표면혼합층 수온은 오히려 높아졌다.

표면혼합층의 단기변화

1. 표면혼합층의 공간적 분포 및 시간적 변화

남북 방향의 수온 분포(Fig. 5a)를 살펴보면, 정점 M5 부근에 23°C의 고온의 해수가 50 m까지 존재한다. 표면혼합층수온은 정점 M5에서 M7까지는 계속 감소하며, M9까지는 20~21°C로 거의 일정하고 M9 북쪽에서는 다시 증가하여 정점 M에서 22~23°C이다. 동서 방향의 수온 분포(Fig. 5b, 5c)는 연안으로 갈수록 수온이 감소하여 정점 M13에서는 약 21°C이다. 표면혼합층깊이(mixed layer depth)는 3~41 m이다.

표면혼합층의 시간적 변화를 전체적으로 살펴보면, 관측 기간 동안의 표면혼합층깊이(Fig. 8의 아래 그림)는 4~44 m이며, 평균 23 m, 표준편차 11 m이다. 표면혼합층깊이의 상대도수분포(Fig. 6)에 의하면 주로 10~15 m 사이에 표면혼합층깊이가 분포하며, 이 구간의 상대도수는 약 28%이다. 표면혼합층깊이와 수온의 시간당 평균 변화율은 각각 5.2 m/hour, 0.2°C/hour 이다. 특히 13일 11시 34분에서 14시 23분 사이 약 3시간 동안 표면혼합층이 10 m에서 40 m로 30 m 깊어졌다. 이때의 수온과 염분은 40 m까지 약 21°C, 32.5‰로 거의 균일하게 되었다(Fig. 7). 다음 절에서 이 현상과 운동량, 열 교환 혹은 해수이류와의 관계에 대해서 살펴보겠다.

2. 표면혼합층과 바람운동 및 부력속과의 관계

해양 상층부에서 표면혼합층을 형성하는 혼합에너지는 해양-대기 경계면에 작용하는 바람운동에 의한 운동량 교환과 가열/냉각 과정에 의한 부력속

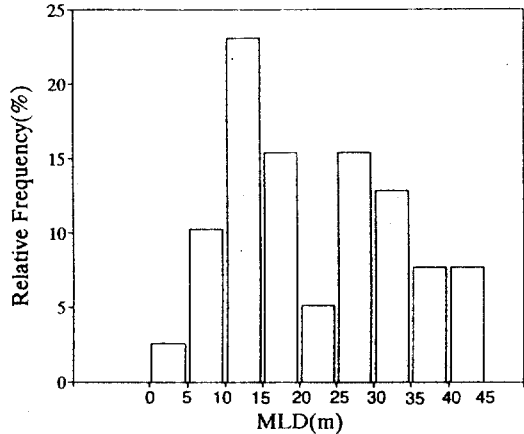


Fig. 6. Relative frequency diagram of mixed layer depth (MLD).

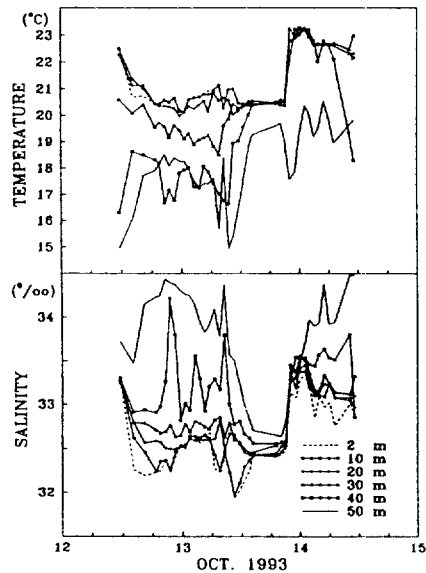


Fig. 7. Temporal variations of the temperature and salinity at depth of 2, 10, 20, 30, 40, 50 m. Note that temperature and salinity become nearly homogeneous to 40 m for 11:34~14:23 on Oct. 13, 1993.

(buoyancy flux)에 의해 생긴다(Joseph et al.,1992). 따라서 관측 기간 동안의 표면혼합층의 변화와 바람운동, 부력속과의 관계를 살펴보았다.

관측 기간 동안 바람운동 에너지는 $0.1 \times 10^{-3} \sim 3.0 \times 10^{-3}$ watts/m²이고, 대기에서 해양으로의 부력속은 태양복사량의 증가로 낮 12시경에 최대 약 $2 \times$

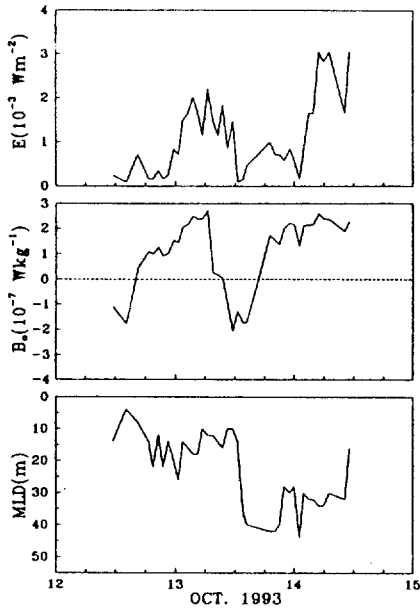


Fig. 8. Temporal variations of wind stress energy (E), buoyancy flux (B_0) and mixed layer depth (MLD).

10^{-7} watts/kg이며, 해양에서 대기로의 부력속은 오전 6시경에 최대 $+2.5 \times 10^{-7}$ watts/kg를 나타낸다(Fig. 8). 이것은 이 시간에 풍속이 최대이고 따라서 잠열속이 최대가 되기 때문이다(Fig. 3).

Fig. 9에서 위 그림은 바람에너지, 부력속과 각 관측 시각에 표면혼합층깊이의 변화량과의 관계를 나타낸다. 만약 표면혼합층깊이가 대기와의 상호작용에 의해서 변한다면, 해양에서 대기로 열이 전달될 때는(부력속 B_0 의 부호가 양(+))일 때 바람에너지 에너지가 커질수록 표면혼합층이 깊어져야 한다. 그러나 실제 관측된 표면혼합층깊이는 그런 변화를 보이지 않았다. Fig. 9의 아래 그림은 부력속과 표면혼합층 수온의 관계를 표시한다. 전반적으로, 대기에서 해양으로 열이 전달될 때(부력속 B_0 의 부호가 음(-))일 때의 표면혼합층 수온이 해양에서 대기로 열이 전달될 때 보다 오히려 낮다.

한편, 표면혼합층 수온과 염분이 낮을 때(20.0~20.9°C, 31.9~32.7%)는 표면혼합층이 얇고, 높을 때(21.9~23.2°C, 32.7~33.4%)는 표면혼합층이 깊다(Fig. 10). 이는 수온, 염분이 다른 해수의 이류가 표면혼합층깊이 변화에 영향을 미친다는 것을 나타낸다.

지금까지는 표면혼합층 변화와 해양과 대기의 운

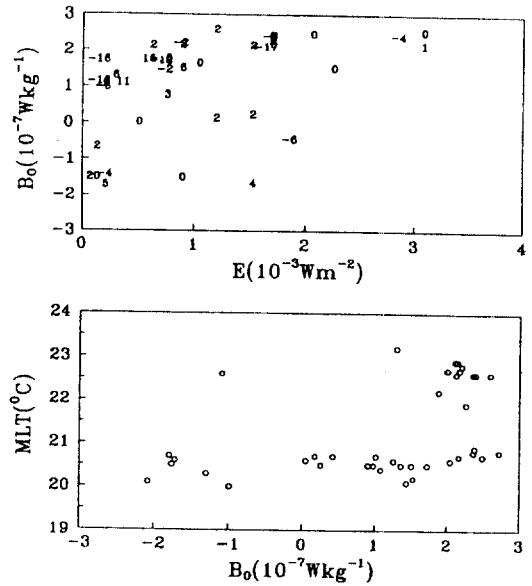


Fig. 9. Scatter plots for data pairs among temperature of mixed layer (MLT), wind stress energy (E) and buoyancy flux (B_0). The numbers in upper panel indicate MLD variation for an hour in m.

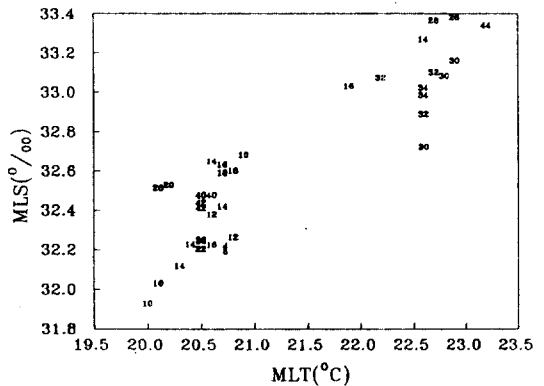


Fig. 10. Temperature of mixed layer (MLT) vs. salinity of mixed layer (MLS). The numbers in panel indicate MLD in m.

동량 및 열교환과의 관계를 관측기간 전체에 대해 살펴보았다. 표면혼합층깊이의 관점에서는 앞서 Fig. 8의 아래 그림과 Fig. 7에서 살펴본 것처럼, 13일 11시 34분에서 14시 23분 사이에 약 3시간 동안 표면혼합층이 10 m에서 40 m로 30 m 깊어진 것이 뚜렷한 특징이므로 이 시기의 기상과 표면혼합층깊이 변화의 관계를 알아보자.

이 기간에는 대기에서 해양으로 열이 전달되므로 대기와의 열교환(Fig. 3)에 의해서는 표면혼합층이 깊어질 수 없다. 따라서 표면혼합층이 깊어진 것이 바람에 의한 것인지 혹은 해수의 이류에 의한 것인지를 알아보기 위해 표면혼합층깊이에 대한 지배 방정식의 각 항에 대해 살펴보겠다.

표면혼합층깊이의 국지적인 시간 변화(local time change)는 다음의 식과 같이 주어진다(Price *et al.*, 1978 ; Kraus and Businger, 1994).

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} &= -\nabla_H \cdot (\vec{V}h) + We, \\ &= -h \nabla_H \cdot \vec{V} - \vec{V} \cdot \nabla_H h + We, \end{aligned}$$

여기서, h 는 표면혼합층깊이, ∇_H 는 수평 발산, \vec{V} 는 표면혼합층내에서 수심 평균한 수평 유속, We 는 혼입(entrainment)속도이다.

위 식의 오른쪽 항에서 처음 두 항과 세 번째 항은 각각 이류에 의한 확장(stretching)과 혼입에 의한 깊어짐(deepening)을 나타낸다. 이류에 의한 확장은 에크만 펌핑(Ekman pumping)과 내부파 또는 내부조석에 의한 수평 유속의 발산(또는 수렴)효과와 ageostrophic motion에 의한 수온약층의 이동 효과로 나타난다(Hanawa and Toba, 1981).

혼입속도 We 는 바람에 의해 표면혼합층이 깊어지는 경우 밀도 경계면에서의 리차드슨 수 $Ri = (g\Delta\rho h / (\rho_* U_*^3))$ 의 함수이며, 본 논문에서는 다음과 같은 실험식을 이용하였다(Kraus, 1977; Price *et al.*, 1978).

$$We = mU_* f(Ri) = 2m\rho_* U_*^3 / (g\Delta\rho h),$$

여기서, m 은 비례 상수(1.25), U_* 는 마찰 속도(frictional velocity), g 는 중력 가속도(9.8 m/sec^2), $\Delta\rho$ 는 표면혼합층 바닥에서의 밀도차, h 는 표면 혼합층깊이를 나타낸다.

위 식으로부터 13일 11시 34분 과 14시 23분 사이의 표면혼합층의 특성치($h=10 \text{ m}$, $\Delta\rho=0.4 \text{ kg/m}^3$, $U_*=0.01 \text{ m/sec}$)를 이용하여 혼입속도를 계산하면 약 $6.4 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$ 이다. 계산된 혼입속도에 의해 약 3시간 동안 깊어질 수 있는 깊이는 약 0.7m로, 실제 깊어진 깊이 30m보다 매우 작으므로(0.02배) 바람의 효과로는 표면혼합층이 30 m 깊어진 것을 설명할 수 없다. 또한, 앞서 살펴보았듯이 이 시기에는 대기에서 해양으로 열이 전달되므로 해양과 대기의 열교환에 의해서는 표면혼합층이 깊어질 수 없다. 따라서 이 시기에 표면혼합층이 깊어진 현상은 주로 해수의

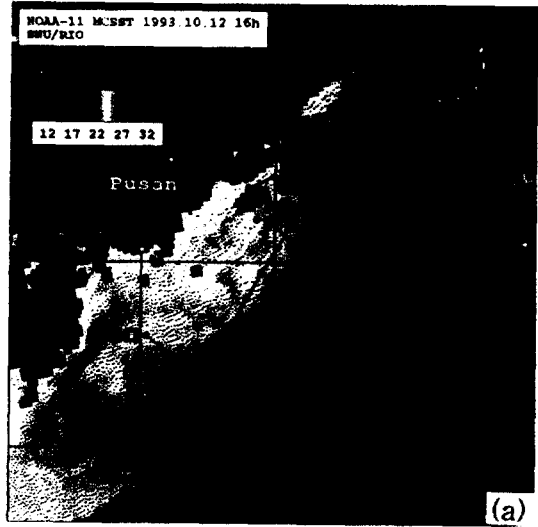


Fig. 11. SST distribution from NOAA-11, at 16:00 (a) on Oct. 12 and at 04:00 on Oct. 13, 1993 (b). It is shown that the warm water of 22~23°C flew about 20 km northeastward for 12 hours.

이류에 의한 것이라고 판단된다.

한편, 해표면에서의 순열속은 밤과 낮의 차이가 크므로(Fig. 3) 만약 관측 정점의 표면혼합층 수온이 대기와의 열교환에 의해서만 변한다면 낮에 높고 밤에 낮아야 한다. 그러나 실제 관측한 표면혼합층 수온은 오히려 낮인 10월 12일 11시 33분과 14시 14분 사이에 22.6°C에서 20.7°C로 1.9°C 하강하였으며, 밤인 10월 13일 21시와 22시 사이에 20.5°C에서 22.7°C로 2.2°C 상승하였다(Fig. 7).

표면혼합층내에서는 수온이 수직적으로 거의 균일하므로 인공위성의 해표면수온분포로부터 표면혼합층 수온의 변화를 유추할 수 있다. XBT관측이 끝날 무렵의 인공위성(NOAA-11)의 해표면수온 분포(Fig. 11a)는 연안에 약 18°C, 외해에 21~23°C의 고온을 나타낸다. 특히, M5 정점 이남에 수온이 22~23°C인 고온의 해수(Fig. 11a)가 있고 이는 앞에서 살펴본 XBT자료의 수온단면도(Fig. 5a)에서도 확인되었다. 이 고온의 해수는 약 12시간 동안 북동쪽으로 20 km 정도 이동하였다(Fig. 11b). 관측 정점 주위에서는 해류가 주로 해협에 평행하게 흐르기 때문에 이 고온의 해수는 관측정점 M을 통과할 것이다. 따라서 10월 13일 21시와 22시 사이에 표면혼합층 수온이 2.2°C 상승한 것은 XBT수온 자료와 인공위성 해표면수온 분포에서 확인된 연속관측 정점 남쪽에 존재한 수온 22~23°C의 고온의 해수가 관측 정점으로 이동되어 옴으로써 생긴 변화라고 생각된다. 정점

Table 1. Estimated variation of the mixed layer by advection

$\vec{u} \cdot (\nabla h) (\text{m}/\text{hour})$		정점 M에서 관측한 MLD의 평균변동률 (m/hour)
$u_L \cdot (\nabla h)_L$	$u_A \cdot (\nabla h)_A$	
2.8	2.8	5.2
$\vec{u} \cdot (\nabla T) (\text{C}/\text{hour})$		정점 M에서 관측한 MLT의 평균변동률 (C/hour)
$u_L \cdot (\nabla T)_L$	$u_A \cdot (\nabla T)_A$	
0.12	0.05	0.20

M에서 이 고온의 해수가 관측된 시간과 경과거리로부터 구한 해수의 추정 유속은 46 cm/sec로 실제 관측한 해협을 따르는 방향의 평균 유속(48 cm/sec)과 비슷하다.

이류에 의한 표면혼합층의 변동률 추정

관측 정점에서의 표면혼합층의 변화는 앞 절에서

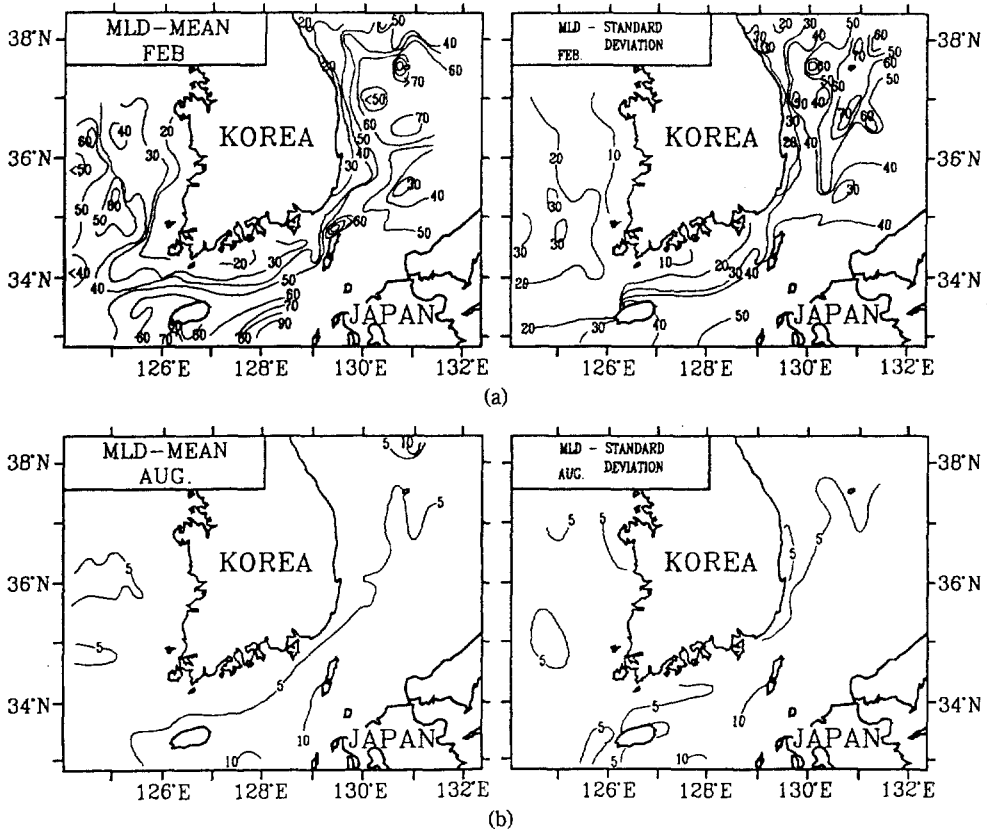


Fig. 12. Horizontal distribution of the mean (left) and standard deviation (right) of the mixed layer depth (MLD) in February (a) and in August (b) for a period of 18 years from 1970 to 1987.

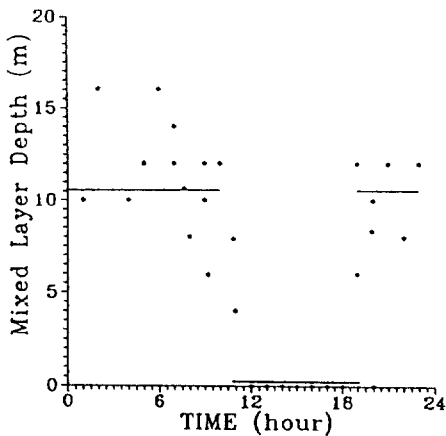


Fig. 13. Scatter plot between local time and mixed layer depth of all CTD stations around Ulleung Basin taken on July 8-15, 1989.

살펴본 것처럼 바람응력, 부력속과 같은 기상 요소와의 연관성이 작고, 해수의 이류에 의한 효과가 크므로 해수의 이류에 의한 표면혼합층의 변화를 정량적으로 살펴볼 필요가 있다.

해수의 이류에 의해서 관측 정점 M에서 표면혼합층의 수온과 깊이가 변한다면 다음과 같은 식으로 대략적인 크기를 추정할 수 있다.

$$\vec{u} \cdot \nabla_H T = \vec{u}_L \cdot (\nabla_H T)_L + \vec{u}_A \cdot (\nabla_H T)_A$$

$$\vec{u} \cdot \nabla_H h = \vec{u}_L \cdot (\nabla_H h)_L + \vec{u}_A \cdot (\nabla_H h)_A$$

여기서, \vec{u} 는 해류의 평균 유속, $\nabla_H T$, $\nabla_H h$ 는 각각 표면혼합층의 수온과 깊이의 평균 수평 경사 (horizontal gradient)를 나타내며, 아래 첨자 L, A는 각각 해협을 따르는 성분과 가로지르는 성분을 나타낸다.

해류의 평균 유속은 잔차류의 평균 유속을 이용하였으며 해협을 따르는 방향과 가로지르는 방향의 성분은 각각 48 cm/sec, 15 cm/sec이다.

표면혼합층깊이 및 수온의 수평 경사는 XBT수온 자료를 이용하여 계산하였다. 해협을 따르는 방향의 경사는 정점 M5에서 M까지 각 정점 사이의 경사를 평균하여 구하였고, 해협을 가로지르는 방향의 경사는 정점 M13-M20의 각 정점 사이의 경사와 정점 M1-M의 각 정점 사이의 경사를 평균하여 구하였다. 이렇게 구한 유속과 수평경사를 위 식에 대입하여 Table 1의 왼쪽에 그 결과를 나타내었다.

한편, 위에서 추정된 이류에 의한 표면혼합층의 변

화와 비교하기 위하여 정점 M에서 실제로 관측한 표면혼합층의 변화를 다음과 같이 구하였다. 해협을 따르는 방향의 잔차류는 평균 유속이 48 cm/sec이고 정점 M5에서 정점 M까지의 거리가 55 km 정도이므로 정점 M5 주위의 해수가 정점 M에 도달하는데 걸리는 시간은 약 32시간이다. 따라서 12일 11시경에서 13일 19시경까지의 32시간 동안 정점 M에서의 표면혼합층의 단위 시간당 변동률을 평균하였다 (Table 1).

해수의 이류에 의한 표면혼합층깊이와 수온의 추정변동률은 각각 5.6 m/hour, 0.17°C/hour로 실제 관측한 5.2 m/hour, 0.20°C/hour와 비견할 만하다.

토의 및 결론

국방과학연구소(1992, 1994)에 의하면 우리 나라 주변 해역의 표면혼합층은 공간적으로 크게 변하며, 계절변화와 영년변화가 뚜렷하다(Fig. 12). 또한, 대마난류가 통과하는 해역은 표면혼합층이 대체로 다른 지역에 비해 깊으며 이는 대마난류와 같은 해수의 이류가 표면혼합층에 영향을 미친다는 것을 나타낸다. 몇몇 연구들(Hanawa and Toba, 1981; Martin, 1985; Joseph *et al.*, 1992)은 표면혼합층변화에는 해양의 가열/냉각 또는 바람에 의한 혼합과 같은 1차원적인 과정뿐만 아니라 해수의 이류와 같은 3차원적인 과정도 중요함을 지적하였다. 본 연구에서도 해류가 비교적 강하고 해수물성이 서로 다른 수괴가 존재하는 가을철 대한해협에서는 해수의 이류가 표면혼합층의 단기(2시간~24시간)변화에 크게 영향을 준다는 것을 알 수 있었다.

한편, 울릉분지 및 한국동남해역의 서로 다른 정점에서 1989년 7월에 관측한 CTD자료를 분석한 결과(Fig. 13)에서는 표면혼합층깊이가 낮에 얕고 밤에 깊은 일주 변화(diurnal variation)가 잘 나타난다. 이러한 결과는 본 연구의 결과와 비교하여 볼 때 동해의 표면혼합층을 결정하는 물리량이 해역과 계절에 따라 다름을 시사하고 있다.

따라서 본 연구진은 부력속, 바람응력 뿐만 아니라 이류의 효과를 포함하는 3차원 표면혼합층 모형 개발을 진행 중이다.

감사의 글

본 연구는 국방과학연구소 장기기초 연구사업

(ATRC-408-93791)으로 수행되었다. 관측을 도와 준 김영규, 조양기, 민홍식, 박철민에게 감사드린다. 또한 본 논문을 자세히 검토해 주신 연세대학교 노의근 교수께도 감사드린다.

참고문헌

- 국방과학연구소, 1992. 미시적 MLD 예보모델에 관한 연구. pp. 213.
- 국방과학연구소, 1994. 미시적 MLD 예보모델에 관한 연구 III. pp. 307.
- 김국진, 송영호, 1993. 황해중부 해역의 현열 및 잠열 유출량 산정에 대한 연구. 황해연구, 5: 11-19.
- 김맹기, 강인식, 1995. 한반도 주변 해상에서의 바람의 응력, 현열속, 잠열속에 대한 진단적 모델링. 한국기상학회지, 31(1): 1-13
- 박원선, 1995. 동해열수지의 시·공간적인 분포. 한국해양학회지, 30(2): 91-115.
- 오임상, 이영로, 1992. 해양 표면혼합층 모델링에 대한 고찰. 한국해양학회지, 27: 311-323.
- Bathen, K. H., 1972. On the seasonal change in the depth of mixed layer in the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 77: 7138-7150.
- Dronkers, J. J., 1964. Tidal computations in rivers and coastal waters. North-Holland Publishing co. Amsterdam.
- Hanawa, K. and Y. Toba, 1981. Terms governing temperature and thickness of the oceanic mixed layer and their estimates for sea area south of Japan. *Tohoku Geophys. Journ. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser 5)*, 28: 161-173.
- Hayes, S. P., P. Chang and M. J. MacPhaden, 1991. Variability of the sea surface temperature in the eastern Equatorial Pacific during 1986-1988. *J. Geophys. Res.* 96(c6): 10553-10566.
- Hirose, N., 1995. Heat budget in the Neighboring seas around Japan. MS Thesis, Kyushu university, pp. 142.
- Imberger, J., 1985. The diurnal mixed later. *Limnol. Oceanogr.*, 30(4): 737-770.
- Joseph, M. G., P. V. Hareesh Kumar and M. X. Joseph, 1992. Deep and shallow water characteristics of mixed layer response to momentum and buoyancy fluxes off Bombay, west coast of India, during winter. *Continental Shelf Research*, 12(5/6): 661-673.
- Kraus, E. B., ed. 1977. Modelling and prediction of the upper layers of the ocean. Pergamon, Oxford.
- Kraus, E. B. and J. A. Businger, 1994. Atmosphere-ocean interaction. 2nd Ed. Oxford: Clarendon Press. 362pp.
- Lukas, R. and E. Lindstrom, 1991. The mixed layer of the Western Equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96: 3343-3357.
- Mizuno S., K. Kawatate and T. Miita, 1986. Current and temperature observation in the east Tsushima channel and Sea of Genkai. *Prog. Oceanog.*, 17: 277-295.
- Martin, P. J., 1985. Simulation of the mixed layer OWS November and Papa with several models, *J. Geophys. Res.*, 90(C1): 903-916.
- Price, J. F., C. N. K. Moores and J. C. Van Leer, 1978. Observation and Simulation of storm-induced mixed-layer deeping. *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 582-599.
- Price, J. F., R. A. Weller, C. M. Bowers, and M. G. Briscoe, 1987. Diurnal response of sea surface temperature observed at the Long Term Upper Ocean Study (34°N, 70°W) in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.*, 92: 14480-14490.
- Rokkam, R. Rao, L. M. Robert and J. F. Festa, 1989. Evaluation of the climatological Near-Surface Thermal structure of the the Tropical Indian Ocean 1. Description of mean monthly mixed layer depth and sea surface temperature, surface current and surface meteorological Fields. *J. Geophys. Res.*, 94: 10801-10815.
- Schneider, N. and M. Peter, 1990. The Meridional and seasonal structures of the mixed-layer depth and its diurnal amplitudes observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 20(10): 1395-1404.
- 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. Oceanol. Soc. Korea*, 16: 49-56.
- Stevenson, J. W., 1982. Computation of heat and momentum fluxes at the sea surface during the Hawaii to Tahiti shuttle experiment. Univ. of Hawaii, 42pp.
- Thompson, R. O. R. Y., 1976. Climatological numerical models of the surface mixed layer of the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 496-503.
- Woods, J. D., 1984. The response of the upper ocean to solar heating. I: The mixed layer. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112: 1-27.