

## 연직혼합모수화가 동해 상층 모사에 미치는 영향

### Effect of Vertical Mixing Scheme on Upper Ocean Simulation of the East Sea

장 찬 주\*      임 세 한\*\*  
Chan Joo Jang      SeHan Lim

#### Abstract

This study investigates effects of three different parameterizations of vertical mixing scheme on upper ocean simulation of the East Sea, focusing on the seasonal variations of the sea surface temperature(SST) and the mixed layer depth(MLD) using an ocean general circulation model(GFDL MOM1.1). The considered vertical mixing schemes are the Laplacian scheme(L scheme) that use a constant eddy coefficient, the Mellor-Yamada scheme(MY scheme), and a new scheme(Noh scheme). The Noh scheme, a second-order turbulence closure, was developed considering recent observational evidences such as the enhancement of turbulent kinetic energy near the sea surface. During summer L scheme underestimates the SST, while MY scheme overestimates the SST, compared to climatological SST. Noh scheme produces the SST in better agreement with climatological one. During winter all schemes overestimate the SST up to 4°C compared to climatological SST. Vertical profiles of the basin-mean temperature show that L scheme produces higher temperature below the thermocline than those of other schemes. The winter MLD simulated from L scheme is rather large compared to that from other schemes, but the differences in MLD during summer are not significant.

Keywords : Vertical Mixing Scheme, East Sea, MLD, SST

#### 1. 서론

해군이 작전세력을 배치하고 무기체계를 운용하는 주영역은 대부분 해수면과 그 아래의 혼합층과 수온

약층을 포함하는, 수심 약 300m 내외의 해양상층이다. 특히 북한의 수중침투세력에 의한 대잠전 위협이 날로 증가하고 있는 현 상황에서 작전해역의 해수순환과 수온, 염분, 밀도, 혼합층 깊이 등 미세구조의 정확한 예측은 해군 작전임무 수행에 매우 중요하다. 대잠 작전 세력의 효과적 운용을 위해 미세구조를 정확히 예측하기 위해서는 현실적인 대기강제력뿐만 아니라 해수의 미세구조 재현에 필수적인 해양혼합층모형을 해양순환모형에 적절히 접합할 필요가 있다. 왜냐하면

† 2010년 6월 18일 접수~2010년 10월 1일 게재승인

\* 한국해양연구원

\*\* 해군사관학교

책임저자 : 임세한(sehan.lim@gmail.com)

해수의 미세구조를 제대로 나타내기 위해서는 난류의 연직확산을 적절히 모사화 해야 하는 데 이를 위해서는 혼합층 모형이 필요하기 때문이다. 한편 동해 상층 구조에 중요한 영향을 줄 것으로 판단되는 연직혼합 방안에 대한 연구는 Noh et al.(1996)<sup>[1]</sup> 이외는 알려져 있지 않다. Noh et al.(1996)<sup>[1]</sup>은 델타-야마다 모형에서 표층경계조건과 길이규모를 수정함으로 여름철 해면 수온이 과도하게 높게 모사되는 단점이 개선됨을 보고하였다. 그러나 Noh et al.(1996)<sup>[1]</sup>에서는 상층해양에서 중요한 변수인 혼합층깊이에 대한 영향은 살펴보지 않았다.

따라서 이 연구에서는 해군 작전과 밀접한 관련이 있는 동해 상층 모사를 중심으로, 동해 순환모형에 새로운 해양혼합층모형(Noh et al. 2002<sup>[2]</sup>, Noh 방안)을 접합한 결과와 다른 연직혼합 모수화 기법 적용 결과를 비교·분석하였다. 대기강제력은 장기평균 기후값을 사용하여 동해 모형에 적용하여 일련의 수치 실험을 하였고, 그 결과를 비교·분석하였다. 실험은 해양혼합층모형을 동해 순환모형에 접합한 경우 이외에 비교를 위해 상수의 연직 난류계수를 이용한 경우와 델타-야마다 모형<sup>[3]</sup>을 이용한 경우에 대해서도 행하였다. 또한 열 경계조건이 상층 해양의 구조에 미치는 영향을 파악하기 위하여 상수의 연직 난류계수를 이용한 경우 관측 해면수온에 모사될 해면수온을 복원하는 단순 복원조건과 Haney 형태의 열속조건을 적용하여 그 영향을 파악하였다.

## 2. 모형 및 수치실험

사용된 해양순환모형은 Bryan-Cox-Semtner 모델에 근간을 둔 GFDL MOM(Modular Ocean Model) 1.1<sup>[4]</sup>이며 Kim and Yoon(1999)<sup>[5]</sup>에 근거하여 동해에 맞게 수정하였다. 모형 영역은 동서 방향으로 동경 126.5도~동경 142.5도, 남북 방향으로 북위 33도~북위 52도로 동해 전체를 포함하고 있다(Fig. 1). 수평격자의 크기는 동서, 남북 방향 모두 1/6도이다. 연직층은 24개층이며, 상층 100m에 10개의 층을 두어 해양혼합층의 구조를 자세히 살펴볼 수 있도록 하였다(Table 1). 시간 간격은 유속과 수온, 염분 등 모든 변수에 대해 동일하게 1800초로 설정하였다.

수평 난류 점성계수와 확산계수는 각각  $3 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$ ,  $1.5 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용하였다. 연직 방향으로는 상수의 난

류계수를 이용하는 경우 점성계수를  $1 \text{cm}^2/\text{s}$ , 확산계수를  $0.1 \text{cm}^2/\text{s}$ 로 두었다. 난류 계수를 상수로 주는 경우 그 값은 실제현상을 적절히 재현하는 범위 내에서 수치불안정을 일으키지 않도록 연구자에 따라 조금씩 다르게 사용한다<sup>[3,5]</sup>. 본 연구에서는 Kim and Yoon(1999)<sup>[5]</sup>와 Noh et al.(1996)<sup>[3]</sup> 등과 비슷하게 위와 같은 값을 사용하였다. 개방경계는 남쪽 유입부와 쓰가루 해협, 소야 해협의 3개이다. 남쪽 유입부에서는 수온과 염분을 국립수산진흥원(1986)에서 관측한 값을 사용하였고, 이를 이용하여 지형류를 계산하여 유속의 경압성분도 처방하였다. 용적수송량은 남쪽 유입부의 경우  $2.2 + 0.35 \sin\left(\frac{2\pi(t-165)}{360}\right) \text{Sv}$ (여기서 t는 시간(일))을 주었으며(9월 중순 최대, 5월 중순 최소) 쓰가루 해협을 통해서 1.4Sv, 나머지는 소야 해협으로 빠져나가도록 하였다(Kim, 1996)<sup>[6]</sup>. 표층경계조건은 월평균자료를 이용하였으며 매 모형시간에 대해 선형내삽을 하였다. 바람응력은 Na et al(1992)<sup>[7]</sup>의 월평균 바람 응력을 사용하였다. 열속은 Haney 형태의 월평균 열속(Hirose 1994)<sup>[8]</sup>을 사용하였다. 열속 Q는 다음과 같이 모형 첫 층 수온  $T_1$ 과 관측 해면 기온  $T_a$ 를 이용하여 Haney 형태로 주었다.

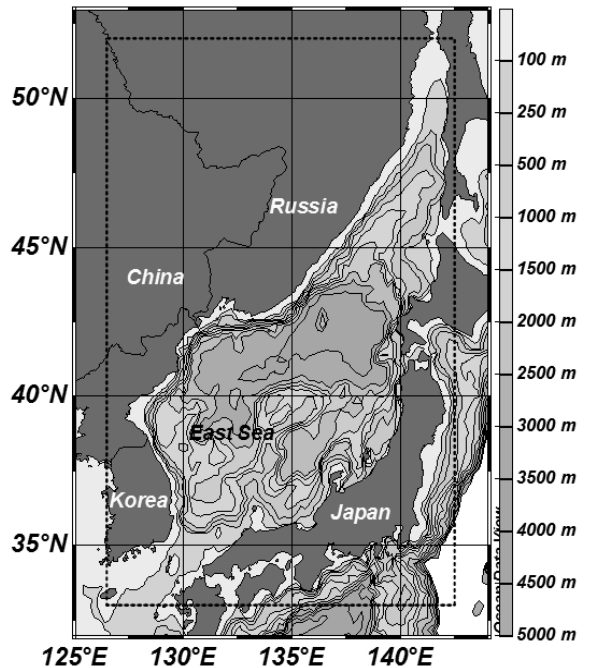


Fig. 1. 순환모형 영역(점선 사각형) 및 수심도

Table 1. 연직 격자점의 위치, 간격, 초기 수온 및 염분값

level	Midpoint level (m)	Level Thickness (m)	Initial temperature (°C)	Initial salinity (psu)
1	3.75	7.5	16.275	34.080
2	11.25	7.5	15.525	34.059
3	18.75	7.5	14.775	34.038
4	26.25	7.5	13.475	34.049
5	35.0	10.0	11.257	34.101
6	45.0	10.0	9.756	34.138
7	56.25	12.5	9.206	34.156
8	68.75	12.5	8.695	34.169
9	82.5	15.0	8.245	34.175
10	97.5	15.0	7.769	34.167
11	113.75	17.5	7.269	34.143
12	131.25	17.5	6.600	34.123
13	157.5	35.0	5.400	34.104
14	192.5	35.0	3.300	34.073
15	235.0	50.0	1.800	34.053
16	297.5	75.0	1.000	34.050
17	385.0	100.0	0.500	34.050
18	510.0	150.0	0.500	34.050
19	685.0	200.0	0.500	34.050
20	935.0	300.0	0.500	34.050
21	1310	450.0	0.500	34.050
22	1835	600.0	0.500	34.050
23	2435	600.0	0.500	34.050
24	3185	900.0	0.500	34.050

$$Q = Q_1 + Q_2(T_a - T_1) \quad (1)$$

여기서  $Q_1$ 은 해면수온과 해면기온의 차이와 무관한 열속항이며,  $Q_2$ 는 해면수온과 관련된 항이다. 위 식은 해면수온과 해면기온의 차이가 작다고 가정하여 bulk 공식의 각 성분을 테일러 전개한 뒤 모형의 열속 경계 조건으로 사용하기 위하여 해면수온을 모형 첫계층의 수온으로 대체한 것이다(Haney 1971)<sup>[8]</sup>. 이 Haney 형태의 열속은 모사될 해면수온을 관측값에 가깝게 유

지할 뿐만 아니라  $Q_1$ ,  $Q_2$ 와 해면기온만 알면 되므로 모형의 경계조건으로 사용하기 쉽다는 장점이 있다. 따라서 모사될 해면수온의 진폭이 줄어들고 위상뒤집이 생기며 상층의 변동성을 제한한다는 단점이 있음에도 불구하고 여전히 해양순환모형에서는 많이 사용되고 있다.

본 연구에서는  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $T_a$ 를 시간과 위치의 함수로 처방된 월평균 값(Hirose et al 1994)<sup>[8]</sup>을 이용하였다. 표층염분은 10일의 시간규모로 장기평균 관측값에 복원하였다(Kim and Yoon 1999)<sup>[5]</sup>. 초기 해양은 정지하고 있다고 가정하였으며 수온과 염분은 수평방향으로는 일정하고 깊이에 따라 변하는 분포를 주었다(Table 1 참조). 이러한 초기 해양에 월평균 강제력을 이용하여 각 실험에 대해 16년 동안 적분하였다. 이 적분기간은 본 연구에서 관심을 두는 상층 해양이 평형 상태에 도달하기에는 충분한 시간으로 생각된다.

실험은 Noh et al.(2002)<sup>[2]</sup>의 혼합층 모형을 이용한 경우와 비교를 위해 상수의 연직 난류 계수, 멜러-야마다 모형<sup>[3]</sup>을 이용한 경우에 대해서 행하였다. 상수의 연직 난류계수를 사용한 경우는 관측 해면수온에 복원하는 형태(복원 시간 규모는 10일)와 Haney 형태를 사용하는 두 가지 경우로 나누어 실험하였다(Table 2).

Table 2. 수치실험에 사용한 연직 난류계수와 표층 열 경계조건

실험	연직 난류계수	열속 형태
실험 A0	상수	복원
실험 A1	상수	Haney 형태
실험 B1	멜러-야마다모형	Haney 형태
실험 C1	Noh et al. (2002)	Haney 형태

### 3. 결과

본 연구에서는 주로 상층 수온의 연직분포, 해면수온의 계절 변화, 그리고 혼합층 깊이 분포에 대해 살펴 볼 것이다. 분석에 이용한 모형 자료는 적분 마지막 해(16년)의 2월과 8월의 중간(15일) 결과이다.

#### 가. 수온 연직분포

동경 134도를 따른 상층 수온(3.75~235m)의 연직분

포를 각 실험에 대해 Fig. 2와 Fig. 3에 나타내었다. 영역 평균한 해면수온 Fig. 4는 동해 북부와 남부 모두에서 2월 또는 3월에 최소, 8월에 최대를 나타낸다. 따라서 겨울과 여름을 대표하는 달로서 2월과 8월을 택하였다.

모든 실험에서 계절적인 변화는 어느 정도 재현되었다. 즉, 여름에 표층에서 형성된 강한 성층이 겨울에는 활발한 연직 혼합으로 연직으로 균일하게 됨을 잘 나타내고 있다. 또한 겨울에는 남쪽에서는 200m 정도에서 여전히 수온약층이 존재하는 반면에 북쪽에서는 더 깊이까지 잘 혼합되어 있음을 알 수 있다. 한편 상수의 연직 난류계수를 이용한 경우는 단순 복원 형태의 열속을 준 경우(실험 A0) 보다 Hancy 형태의 열속을 준 경우(실험 A1) 북쪽 해역의 수온이 낮고 더 깊

이까지 균일하게 혼합되어 있다. 예를 들면 북위 42도의 경우 실험 A0에서 7도이지만 실험 A1의 경우 5도로 2도 정도 낮다. 이는 단순 복원 형태의 열속을 준 경우 대류가 제한된다는 사실과 연관이 있다. 즉, 관측 해면수온에 해면수온을 계속 복원함으로써 해면수온이 충분히 낮아지는 것을 억제하여 대류가 약하게 일어날 수 있다. 델러-야마다 모형을 이용하였을 경우 개선된 혼합층 모형(Noh et al. 2002)<sup>[2]</sup>을 이용한 경우 보다 북쪽 경계에서 수온이 낮아 대류가 좀더 잘 일어나는 것으로 생각되며 그 원인에 대해서는 좀 더 자세한 연구가 필요하다.

한편, 겨울에는 비교적 작은 차이가 존재하지만 여름에는 각 실험마다 유의한 차이점이 존재한다. 즉, 상수의 연직 난류 계수를 이용하였을 경우는 표층의

### Vertical Temperature (along 134E)

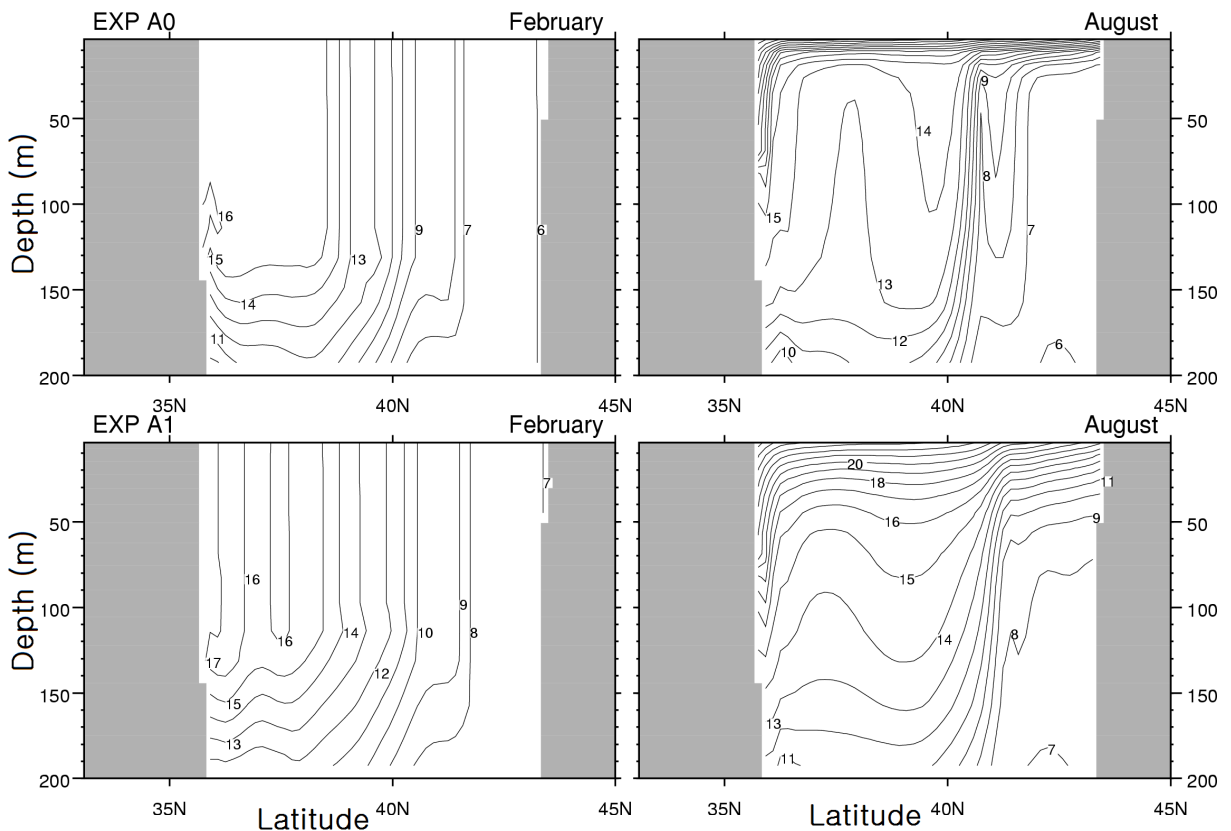


Fig. 2. 동경 134도를 따른 (왼쪽) 2월과 (오른쪽) 8월의 상층 수온의 연직 단면도 (위 그림은 실험 A0, 아래 그림은 실험 A1)

## Vertical Temperature (along 134E)

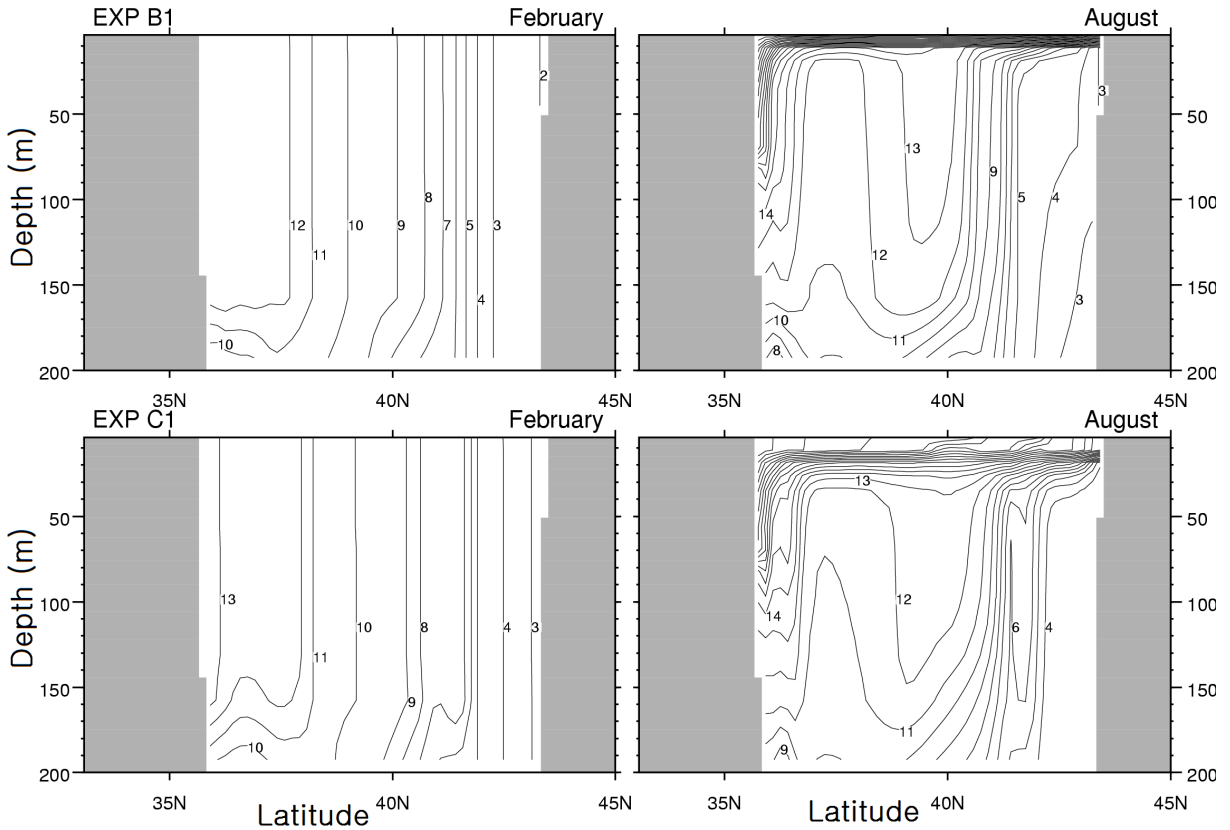


Fig. 3. 동경 134도를 따른 (왼쪽) 2월과 (오른쪽) 8월의 상층 수온의 연직 단면도  
(위 그림은 실험 B1, 아래 그림은 실험 C1)

혼합층이 형성되지 않고 상층에서 단순히 연직방향으로 확산되는 분포를 하고 있다. 이에 반하여 델타-야마다 모형을 이용한 실험에서는 표층에 상당히 강한 성층이 존재한다. 이는 불충분한 혼합으로 인한 것으로 모형 동해 전체 영역에서 평균된 해면수온의 계절 변화 Fig. 3에서 알 수 있듯이 여름 해면수온이 과도하게 높게 모사되는 원인이다. 한편 개선된 혼합층 모형을 이용하였을 경우는 약 10m 정도의 혼합층이 형성되어 있을 뿐만 아니라 그 밑의 수온 약층도 비교적 잘 재현되었다.

### 나. 해면수온의 계절 변화

해면수온은 해양과 대기간의 열교환 뿐만 아니라 태풍 발달과 같은 대기 현상에도 중요한 영향을 준다.

예를 들면 해면수온 1도의 변화는 태풍 중심기압 10 hPa의 변화를 일으킨다. 따라서 해면수온의 적절한 모사가 매우 중요하다.

각 실험에서 해면수온의 모사 정도를 평가하기 위하여 남쪽 해역(북위 33도~북위 40도)과 북쪽 해역(북위 40도~북위 52도)에서 영역 평균된 해면수온의 계절변화를 살펴보았다(Fig. 4). 비교를 위해 장기 평균 기후값을 함께 도시하였다.

실험 A0 경우 해양이 가열되는 시기인 5월과 10월 사이에 두 해역 모두에서 관측값에 비해 2~3도 정도 낮게 모사되었다. 이는 상수의 연직 난류 계수를 사용할 경우, 수온의 연직 단면도 Fig. 2에서 보았듯이, 수온약층 아래로의 열전달을 제한하는 수온약층이 제대로 형성되지 않았기 때문이다. 더 중요한 문제는 위상

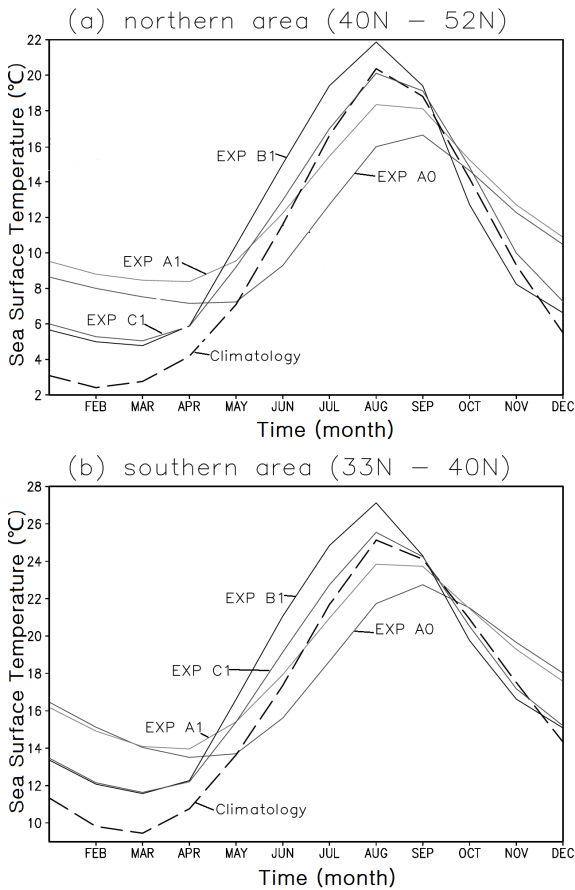


Fig. 4. 영역 평균한 월평균 해면수온의 계절변화. (a) 동해 북부, (b) 동해 남부

뒤집이다. 즉, 관측 해면수온에 모사될 모형의 해면수온을 복원할 경우 필연적으로 위상뒤집이 생긴다. 이는 관측 해면수온이 8월에 최대임에 반하여 실험 A0에서는 9월에 최대를 보이고 있다는 것으로부터 확인할 수 있다. 한편, Haneý 형태의 열속을 사용한 실험 (실험 A1, 실험 B1, 실험 C1)에서는 이러한 위상 뒤집이 교정되었다. 이는 Haneý 형태의 열속이 복원항 뿐만 아니라 이와 무관하게 해양을 가열/냉각하는 항 ( $Q_0$ )이 있기 때문이다. 즉, 제때에 해양을 가열하고 냉각시키기 때문이다.

실험 A1에서는 Haneý 형태의 열속을 사용함으로써 위상뒤집은 교정되었지만 여전히 해양이 가열되는 시기에 관측 해면수온에 비해 낮다. 이는 실험 A0에서와 마찬가지로 상수의 연직 난류계수를 사용하여 심층으로의 열전달을 제한하는 수온약층이 뚜렷하게 형

성되지 않았기 때문이다.

실험 B1의 경우 오히려 해양이 가열되는 시기에 관측값에 비해 약 1~2도 정도 높다. 이는 해양이 가열되는 경우 델타-야마다 모형<sup>[3]</sup>이 표층부근에서 충분한 혼합을 일으키지 못하여 수온의 연직 경사가 강하게 되고 Fig. 3, 따라서 열이 표층에 누적되기 때문이다. Ezer(2000)<sup>[10]</sup>는 고주파수의 강제력을 사용하게 되면 혼합정도가 커져서 과도한 해면수온 상승을 어느 정도 억제할 수 있다고 지적하였다. 그러나 근본적으로는 델타-야마다 모형<sup>[3]</sup>이 바람 등에 의한 표층에서의 난류 운동 에너지속을 무시하고 또한 난류 길이규모를 표층에서 0으로 설정하기 때문이다. 따라서 단순히 고주파수의 강제력으로 혼합을 크게 하여서는 근본적인 해결을 도모하기 힘들다.

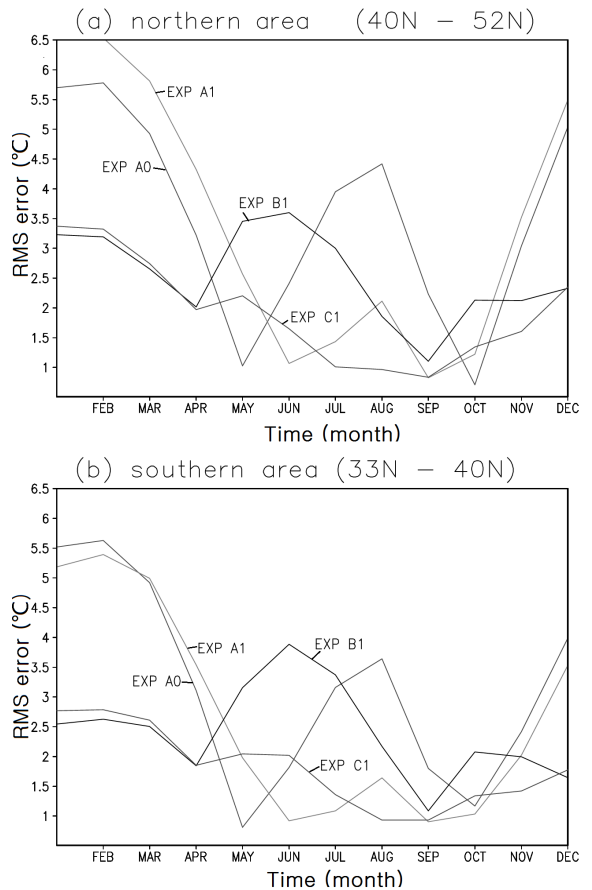


Fig. 5. 영역 평균한 월평균 해면수온 평방제곱근오차 (RMS error)의 계절변화. (a) 동해 북부, (b) 동해 남부

실험 C1에서는 가열시기에 관측값에 비해 약간 높긴 하지만(1도 이내) 실험 B1에서의 과도한 해면수온이 상당히 개선되었다. 이러한 개선의 중요한 원인은 델타-야마다 모형<sup>[3]</sup>과는 달리 표층에서의 난류 운동 에너지속과 난류 길이 규모를 적절히 하였기 때문이다.

개선된 혼합층 모형(Noh et al. 2002)<sup>[2]</sup>이 해양이 가열되는 시기에 다른 실험에 비해 유의한 개선을 가져왔음에 반하여 해양이 냉각되는 시기(10월~2월)에는 관측값과 2~3도 정도의 큰 차이를 보인다. 상수의 연직 난류계수를 이용한 경우는 차이가 2배 정도로 더 크다.

관측값과 모사된 해면수온의 정량적인 차이 분석을 위해 평방 제곱근 오차(root mean square error)의 계절 변화를 구하였다(Fig. 5). 해면수온의 계절 변화에서 살펴보았듯이 겨울에 3도 이상의 큰 오차를 보이고 있다. 한편 여름에는 실험 B1의 경우 최대 오차(3.5도)가 6월에 나타나는데 비해 실험 A0의 경우 최대오차(4.3도)가 8월에 나타난다. 실험 A1의 경우는 실험 A0에 비해 여름에는 오차가 작고 겨울에는 크게 나타난다. 한편 개선된 혼합층 모형을 이용한 경우는 계절에 상관없이 다른 실험에 비해 오차가 작다(3.2도 이내).

한편, 개선된 혼합층 모형을 적용하였을 경우(실험 C1) 여름 해면수온이 상당히 개선되었으나 여전히 높다. 이는 토론에서 언급한 것과 같이 대류 모수화 문제 및 월평균 대기강제력 사용에 그 원인이 있을 것으로 판단된다.

다. 해양 혼합층

해양 혼합층은 대기와의 열 및 운동량 교환에 중요할 뿐만 아니라 해양 내 열 및 운동량 분포 결정에도 중요하다. 또한 해양 혼합층의 예측은 수중음파전달과 밀접한 관련이 있는 해군 작전, 어업, 수중 통신에도 중요하다.

수온, 염분 등의 연직분포를 이용하여 혼합층 깊이를 정의하는 방법은 크게 두 가지가 있다. 하나는 절대값의 차이를 이용하는 것으로 기준수심(예를 들면 표층)의 값으로부터 일정한 차이가 나는 깊이를 혼합층으로 정의하는 것이다. 다른 하나는 연직 구배(vertical gradient)를 이용하는 것으로 연직 구배가 어떤 값(예를 들면  $0.125\sigma_t$ )보다 크게 되는 깊이를 혼합층으로 정의하는 것이다.

연직구배를 정확하게 계산하기 위해서는 연직 수심

간격이 급격한 연직 변화를 분해할 정도로 비교적 촘촘해야 하므로 연직 수심 간격이 비교적 큰 기후값이나 모형의 결과를 이용하는 경우에는 정확한 값을 얻기가 어렵다. 또한 절대값의 차이를 이용한 혼합층 깊이보다 연직 구배를 이용해서 구한 혼합층 깊이가 기준값에 더 민감하다고 알려져 있다(Ezer 2000, Brainerd and Gregg 1995)<sup>[10,11]</sup>.

따라서 본 연구에서는 절대값의 차이를 이용하여 혼합층 깊이를 계산하였다. 또한 본 연구에서는 수온의 연직분포에 관심이 있으므로 수온의 연직분포를 이용하였다. 즉, 표층 수온과 1°C 차이나는 깊이를 혼합층 깊이로 정의하였다. 모형에서는 첫 번째 층(3.75m)의 수온을 표층 수온으로 Levitus 기후 자료<sup>[12]</sup>에서는 0m의 수온을 표층 수온으로 정했다. 성층이 강한 경우를 제외하고는 0m와 3.75m에서의 수온은 큰 차이가 없다고 생각되므로 표층수온의 수심을 모형과 Levitus기후자료<sup>[12]</sup>에서 다르게 정의한 것은 큰 무리가 없을 것으로 생각된다.

여름 해양혼합층의 깊이는 50m 이내로 얕을 뿐만 아니라 공간적인 변화도 크지 않으므로 본 연구에서는 겨울을 대표해서 2월의 혼합층깊이만을 Fig. 6에 나타내었다. 비교를 위하여 Fig. 7에 Levitus 수온 자

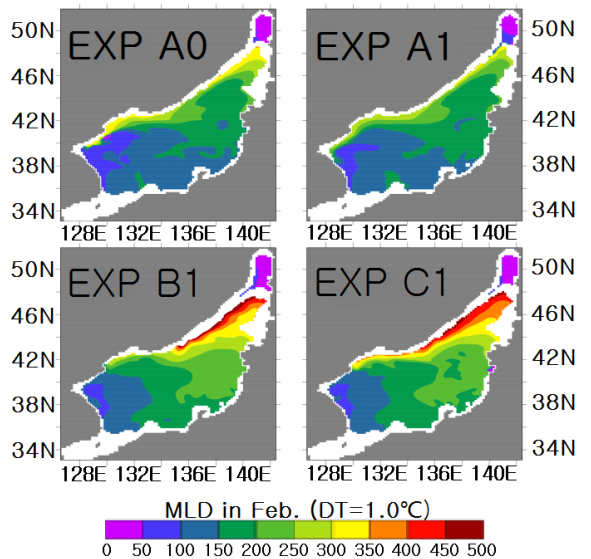


Fig. 6. 겨울(2월) 해양혼합층깊이(m). 흰색은 혼합층 깊이가 해저면인 경우를 나타냄. 각 그림은 왼쪽 상단에서 시계방향으로 실험 A0, A1, B1, C1의 결과를 나타냄.



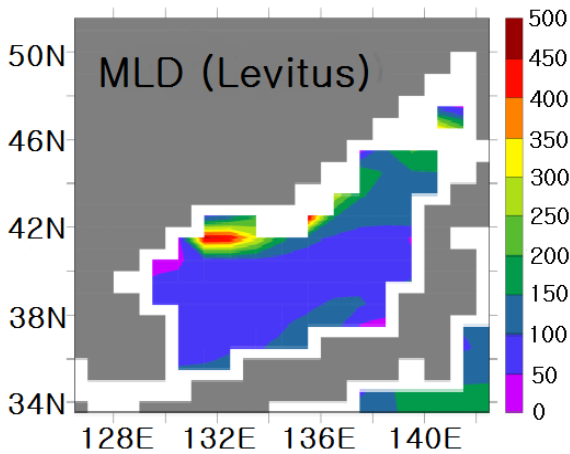


Fig. 7. Levitus 기후 수온 자료에서 구한 겨울(2월) 해양혼합층깊이(m). 흰색은 혼합층깊이가 50m 이하인 경우를 나타냄.

료에서 구한 혼합층깊이를 나타내었다. 각 수치실험에서 구한 혼합층깊이는 공통적으로 동해 연안이 얇고 (50~100m) 북동쪽으로 갈수록 증가하여 300m 이상이 되는 분포를 보여준다. 다른 점은 상수의 연직 난류 계수를 이용한 경우(실험 A0와 실험 A1)는 혼합층모형을 이용한 실험(실험 B1과 실험 C1)에 비하여 400m 이상의 깊은 혼합층이 형성되지 않았다는 것이다. 이는 적절한 혼합층의 형성에 혼합층모형이 중요함을 나타낸다. 한편 Levitus자료<sup>[12]</sup>에서는 블라디보스토크 부근에서 500m 이상의 혼합층이 형성되어 있는데 이는 이 해역이 깊은 대류가 발생하는 곳이라는 기존 연구 결과와 일치하는 부분이다.

#### 4. 토 의

개선된 혼합층 모형(Noh et al. 2002)<sup>[2]</sup>이 해양이 가열되는 시기에 다른 실험에 비해 유의한 개선을 가져왔음에 반하여 해양이 냉각되는 시기(10월~2월)에는 관측값과 2~3도 정도의 큰 차이를 보인다. 상수의 연직 난류계수를 이용한 경우는 차이가 2배 정도로 더 크다. 정수균형을 가정한 해양대순환모형에서는 수층이 불안정할 경우는 연직 혼합을 모수화 해야 한다. 대부분의 다른 연구와 마찬가지로, 본 연구에서는 불안정한 두 수층의 수온과 염분이 보존되고 인접한 두 연직 격자의 밀도가 균일하도록 섞여주는 대류 방안

을 사용하거나 두 수층 사이의 연직 난류 혼합계수를 크게( $10^4 \text{cm}^2/\text{s}$ )하는 방법을 사용하고 있다. 하지만 이런 간단한 모수화로는 불안정 성층을 완전히 제거할 수 없다. 따라서 겨울 해면수온이 모든 실험에서 높게 모사되는 결과를 초래할 가능성이 있다. 또 한가지 가능성은 월 평균 강제력을 사용에 있다. 월 평균 강제력을 사용하면 예를 들어 일평균 값을 사용하였을 경우에 비해 최대 최소값이 작아지고 따라서 겨울 바람응력의 크기나 열속이 작게 평가되었을 가능성이 있다. 이렇게 작게 계산된 겨울 바람응력과 열속에 의해 겨울 수온이 관측값보다 높게 모사되었을 가능성이 있다.

한편, 개선된 혼합층 모형을 적용하였을 경우(실험 C1) 여름 해면수온이 상당히 개선되었으나 여전히 높다. 본 연구에서는 태양복사의 투과를 고려하지 않았다. 즉, 태양에너지가 모형의 첫 층에 모두 적용되고 첫 층 아래로는 전달되지 않는 것으로 가정하였다. 또한 이 연구에서는 월평균 바람응력 자료를 사용하였는데 고주파의 바람응력을 사용하여 혼합 증가 효과를 고려함으로써 혼합층 깊이가 증가하고 따라서 대기에서 오는 열이 더 깊은 수층에 분포할 것이다. 위의 두 효과를 적절히 고려함으로써 약간 높은 여름 해면수온이 개선될 수 있을 것이다.

한편 심층대류가 일어나는 곳으로 알려진 블라디보스토크 인근 해역 깊은 혼합층은 모든 실험에서 제대로 모사되지 않았다. 가능한 이유로는 본 연구에서 사용한 월평균 열속의 문제를 들 수 있다. 즉 블라디보스토크의 겨울 열속이 충분히 해양을 냉각하지 못하기 때문으로 사료된다. 다른 이유로는 위에서 지적했듯이 적절하지 못한 대류모수화와 이로 인해 높게 모사된 해면수온이 대류가 모형에서 적절히 일어나지 못할 가능성을 들 수 있다.

#### 5. 결 론

해면수온과 혼합층깊이 등 해군 작전임무 수행에 중요한 해양 상층 모사에 연직혼합방안이 미치는 영향을 파악하기 위하여 3개의 서로 방안을 동해순환모형에 적용하였다. 먼저 상층경계조건과 길이규모를 개선한 모형(Noh 방안)을 연직혼합방안으로 사용하였다. 또한 상수의 연직 난류계수를 사용한 경우와 멜러-야마다 모형을 사용한 경우에 대해서도 실험을 하였다. 그 결



과 개선된 혼합층모형이 접합된 동해 순환모형이 상수의 확산계수나 멜러-야마다 모형을 이용한 경우에 비해 해면수온의 계절 변화를 현저히 잘 모사하였다. 또한 모형의 수온약층과 혼합층의 형성이 다른 경우에 비해 뚜렷하였다. 그러나, 몇 가지 문제는 여전히 남아 있다. 예를 들면, 겨울 해면수온이 지나치게 높게 모사된다는지 블라디보스토크 인근 해역의 깊은 혼합층이 재현되지 않는다는 것이다. 가능한 원인으로는 대류 모수화의 문제나 대기강제력으로 월평균값을 사용하였다는 것과 연관이 있다. 향후 이러한 단점을 개선하고 좀 더 현실적인 대기강제력을 이용하여 실제적인 해양 순환모사를 시도할 것이다.

## 후 기

본 연구는 국토해양부 소관 연구개발사업인 북태평양 기후변동 수치모델링 연구(PM55640)와 운용해양(해양예보) 시스템 연구(PM55991)의 지원을 받아 수행하였습니다.

## References

- [1] Noh Y., C. J. Jang, C.-H. Kim and J.-H. Yoon, Embedding an Oceanic Mixed Layer Model into an Ocean General Circulation Model of the East Sea (Japan Sea). *Lar Mer*, 34, pp. 95~107, 1996.
- [2] Noh, Y., C. J. Jang, T. Yamagata, P. C. Chu, and C.-H. Kim, Simulation of More Realistic Upper Ocean Process from OGCM with a New Ocean Mixed Layer Model, *J. Phys. Oceanogr.* 32, pp. 1284~1307, 2002.
- [3] Meller, G. L. and T. Yamada, Development of a Turbulent Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Rev. Geophys.*, 20, pp. 851~875, 1982.
- [4] Pacanowski, R., K. Dixon, and A. Rosati, The GFDL Modular Ocean Model User's Guide Version 1.1, GFDL Ocean Group Tech. Report No. 2, GFDL/NOAA, Princeton University, 1993.
- [5] Kim, C. H. and J. H. Yoon, A Numerical Modelling of the Upper and the Intermediate Layer Circulation in the East Sea. *J. Oceanogr.*, 55, pp. 327~345, 1999.
- [6] Kim, C. H., A Numerical Experiment Study on the Circulation of the Japan Sea(East Sea), Ph.D. Thesis, Kyushu University, p. 151, 1996.
- [7] Na, J. Y., J. W. Seo and S. K. Han, Monthly-Mean Sea Surface Winds over the Adjacent Seas of the Korean Peninsula, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 24, pp. 1~10, 1992.
- [8] Hirose, N., C. H. Kim and J. H. Yoon, Heat Budget in the Japan Sea, *J. Oceanogr.*, 52, pp. 553~574, 1996.
- [9] Haney, R. L., Surface Thermal Boundary Condition for Ocean General Circulation Models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1, pp. 241~248, 1971.
- [10] Ezer, T., On the Seasonal Mixed Layer Simulation by a Basin-Scale Ocean Model and the Mellor-Yamada Turbulence Scheme, *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 16843~16855, 2000.
- [11] Brainerd, K. E. and M. C. Gregg, Surface Mixed and Mixing Layer Depths, *Deep Sea Res., Part A*, 9, pp. 1521~1543, 1995.
- [12] Monterey, G. I., Levitus, S., Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. NOAA Atlas NESDIS 14, p. 100, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1997.