

Article

중해상도 전지구 해양대순환 모형의 상층 수온과 혼합층 깊이 모사 성능 평가

장찬주^{1*} · 민홍식¹ · 김철호¹ · 강석구² · 이흥재¹

¹한국해양연구원 해양환경연구본부

²한국해양연구원 연안개발연구본부

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

Evaluation of Upper Ocean Temperature and Mixed Layer Depth in an Eddy-permitting Global Ocean General Circulation Model

Chan Joo Jang^{1*}, Hong Sik Min¹, Cheol-Ho Kim¹, Sok Kuh Kang², and Heung-Jae Lie¹

¹Marine Environment Research Department, KORDI

²Coastal Engineering Research Department, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : We investigated seasonal variations of the upper ocean temperature and the mixed layer depth (MLD) in an eddy-permitting global ocean general circulation model (OGCM) to assess the OGCM performance. The OGCM is based on the GFDL MOM3 which has a horizontal resolution of 0.5 degree and 30 vertical levels. The OGCM was integrated for 68 years using a monthly-mean climatological wind stress forcing. The model sea surface temperature (SST) and sea surface salinity were restored to the Levitus climatology with a time scale of 30 days. Annual-mean model SST shows a cold bias ($<-2^{\circ}\text{C}$) in the summer hemisphere and a warm bias ($>1^{\circ}\text{C}$) in the winter hemisphere mainly due to the restoring boundary condition of temperature. The model MLD captures well the observed features in most areas, with a slightly deep bias. However, in the Ross Sea and Weddell Sea, the model shows significantly deeper MLD than the climatology—mainly due to weak salinity stratifications in the model. For amplitude of seasonal variation, the model SST is smaller ($1\sim 3^{\circ}\text{C}$) than the observation largely due to the restoring surface boundary condition, while the model MLD has larger seasonal variation (~ 50 m). It is suggested that for more realistic simulation of the upper ocean structure in the present eddy-permitting ocean model, more refinements in the surface boundary condition for the thermohaline forcing and parameterization for vertical mixing are required, together with the incorporation of a sea-ice model.

Key words : eddy-permitting OGCM, seasonal variation, SST, MLD

1. 서 론

컴퓨터 계산 성능 및 저장 매체의 발달에 힘입어 해양 대순환 모형은 기후 조절 및 온실 기체 흡수 등에 미치는

해양의 역할을 이해하기 위한 중요한 연구 수단으로 이용되고 있다. 본격적인 전지구 해양대순환 모형은 Semtner and Chervin(1988, 1992)에 의해 이루어졌다. 이들의 모형은 남극해부터 북위 65도 해역까지 포함하며 대륙 주변의 연변해 지형들을 단순화하였고 위·경도 0.5도의 해상도와 연직 20개 층으로 구성되었다. 전지구 해양대순환 모

*Corresponding author. E-mail : cjjang@kordi.re.kr

형은 이후에 1/4도 수평해상도 순환 모형(Stammer *et al.* 1996, Gupta and England 2004)과 1/5도 해상도 순환 모형(Maltrud *et al.* 1998)을 거쳐 최근에는 1/10도 해상도 순환 모형(Masumoto *et al.* 2004; Kim *et al.* 2005)으로까지 발전하였다. 이와 같은 고해상도 전지구 순환 모형들은 대양의 순환뿐만 아니라 중규모 와동들의 발달과 이동 및 연변해의 순환 양상까지 묘사할 수 있는 장점이 있으나 한편으로는 모형 개발 시점에서 최고 성능의 슈퍼컴퓨터 자원을 최대한 활용하여 수립한 첨단 순환 모형들이기 때문에 모형의 개선이나 상이한 조건에 대한 모형의 반응 연구 등을 위한 다양한 수치실험을 거의 할 수 없는 단점이 있다. 그러나 수치 기법, 강제력, 해상도, 아격자 모사화 등에 따라 해양대순환 모형은 유의한 차이를 나타내기 때문에 모형의 한계를 잘 파악할 필요가 있으며 모사 결과를 신뢰하기 위해서는 엄밀한 검증이 요구된다(Craig *et al.* 1998; Jiang *et al.* 1999; Simmons and Polyakov 2004). 따라서 해양대순환 모형의 특성 평가와 민감도 실험 및 기후변화 연구와 관련된 장기간의 적분 실험 등을 위해서는 아직까지도 저해상도 순환 모형들이 많이 활용되고 있다(IPCC 2001).

한편, 최근 들어 엘니뇨와 지구 온난화 등과 같은 전지구 규모의 해양 환경 변화가 한반도 주변 해역 등의 지역 해에 미치는 영향에 대한 관심이 증대되고 있다. 지역해의 순환 연구를 위하여 Guo *et al.*(2003)은 등지 격자(nesting grid) 기법을 사용하여 0.5도 해상도의 북태평양 순환 모형으로부터 동중국해와 쿠로시오 해역을 대상 영역으로 하는 1/6도와 1/18도 해상도의 지역순환 모형을 각각 수립하였으며 You(2005)는 류큐해류(Ryukyuan Current)의 구조와 발생 기작 및 동중국해에서 대마난류의 기원 규명을 주목적으로 1/6도와 1/12도 태평양 순환 모형을 수립하였다. 지역해 모형을 이용할 경우, 전구 모형에 비해 계산 영역이 작아짐으로 상대적으로 해상도를 높일 수 있는 유리한 점이 있으나 한편으로는 개방 경계조건을 설정하기 어려운 점이 내재한다. 따라서 계산 시간 증가 등의 문제점이 있으나, 궁극적으로는 지역해를 포함하는 광역 모형을 이용하는 것이 바람직하다.

본 연구에서는 전구 해양과 더불어 한반도 주변 해역도 어느 정도 표현할 수 있고, 모형 개선을 위한 다양한 반복 실험도 가능하도록 수평 해상도 0.5도의 전구 해양대순환 모형을 수립하고 기후 강제력을 이용한 모사 실험을 수행하였다. 본 논문에서는, 분석의 첫 단계로, 모형 품위 검증을 위해 장기 평균 수온 자료(Levitus and Boyer 1994)와의 비교 결과를 제시하였다. 적분 시간이 68년이므로 중·심층 보다는 상층 수온과 해양 혼합층 깊이의 연평균과 계절 변화를 중심으로 모형 결과를 검증하였다.

2. 해양대순환 모형

본 연구에 사용한 해양대순환 모형은 미국 프린스턴 대학 지구유체역학연구소의 Modular Ocean Model 3판(GFDL MOM 3)(Pacanowski and Griffies 1999)이다. 모형 수평 영역은 남위 80도~북위 85도이며 수평 격자 간격은 동서 방향과 남북 방향 모두 0.5도이다. 연직으로 30개 층을 두었으며 연직 격자 간격은 상층에서 조밀하고 하층으로 갈수록 성기다. 최상층의 두께는 약 5.3 m, 최하층의 두께는 약 480 m이며 수심 100 m까지 8개 층을 두어 전구 해양과 더불어 한반도 주변 해역, 특히 수심이 얇은 황해나 동중국해의 수심도 비교적 상세히 표현하였다(Table 1). 수심 자료는 미국립해양대기청의 지구물리자료센터

Table 1. Vertical spacing used in the experiment. All depths are in meters. The bottom depths correspond to the grid points for vertical velocities.

Vertical level	Bottom depth	Level thickness
1	5.29	5.29
2	11.67	6.38
3	20.08	8.41
4	31.15	11.06
5	45.08	13.94
6	61.67	16.59
7	80.29	18.62
8	100.00	19.71
9	121.17	21.17
10	147.00	25.83
11	182.05	35.05
12	230.70	48.65
13	297.04	66.34
14	384.82	87.78
15	497.34	112.52
16	637.39	140.05
17	807.22	169.83
18	1008.46	201.23
19	1242.09	233.63
20	1508.46	266.37
21	1807.22	298.77
22	2137.39	330.17
23	2497.34	359.95
24	2884.82	387.48
25	3297.04	412.22
26	3730.70	433.66
27	4182.05	451.35
28	4647.00	464.95
29	5121.17	474.17
30	5600.00	478.83

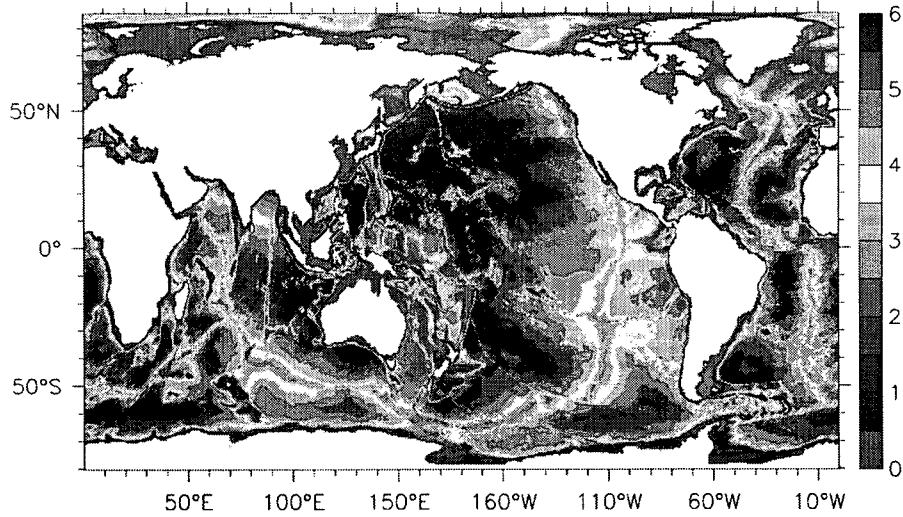


Fig. 1. Model domain and topography. Depths are in km.

(National Geophysical Data Center)의 5분 격자 간격의 수심 원시자료(ETOPO5) (NCAR 1989)를 바탕으로 모형 해상도에 맞게 내삽하여 만들었다. 이 수심 자료를 바탕으로 지역해의 수심을 보정하였다. 동해의 대한 해협, 소야 해협, 쓰가루 해협은 흐름이 가능하도록 최소 2개 격자 이상이 되도록 하였다. 지중해의 지브롤터 해협도 2개 격자로 표현하였다. 태평양과 인도양 사이의 인도네시아 통과류 해역도 모형 해상도 범위에서 최대한 자세히 표현하였다. 모형의 최대 수심은 5600 m이다(Fig. 1). 수심을 보다 사실적으로 처리하기 위해 최하층의 경우는 부분격자 처리방안(Pacanowski and Gnanadesikan 1998)을 이용하였다. 모형에 사용된 수치 처리 기법 중 이류 계산 방법으로는 운동량 이류에 중앙차분방안, 수온과 염분 이류에 quicker 방안(Holland *et al.* 1998)을 사용하였으며 확산 계산 방법으로는 운동량 확산 계산에 Laplacian 형태의 Smagorinsky 확산방안(Smagorinsky 1963), 수온과 염분의 등밀도면 확산계산에 Redi 확산방안(Redi, 1982)과 Gent-McWilliams skew flux 확산방안(Gent *et al.* 1995)을 사용하였다. 운동량 수평 점성계수는 수평 인장율과 전단 변형율의 총합인 전 변형율 D 와 Smagorinsky 무차원모수 ko 로 정해진다(Pacanowski and Griffies 1999). 이 실험에서는 ko 를 2.0으로 취하였는데 모형내의 수평 속도 규모를 20 cm/sec 정도로 보면 모형의 수평점성계수 크기는 대략 $5 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 정도가 된다. 등밀도면 확산계수는 Redi 확산과 Gent-McWilliams 확산 모두 $4 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 로 설정하였고, 등밀도면의 기울기는 최대 0.01로 하였다. 연직혼합은 운동량의 경우 $1.0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 의 확산계수 크기를 가지는 상수혼합방안을, 수온과 염분의 경우는 Bryan-Lewis 연직혼합방안(Bryan and Lewis 1979)을 사

용하여 표층에서 $0.2 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 의 크기로부터 심층으로 갈수록 점차 증가하여 $1.0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 에 달하도록 하였다. 자유해면은 양해법으로 계산하여 운동의 외부모드와 내부모드를 분리하여 계산한다. 유속의 내부 모드 적분 시간 간격은 수온·염분과 동일하게 1800초로 두었고, 외부 모드 적분 시간 간격은 30초로 두었다. 극지방으로 갈수록 줄어드는 동서방향 격자 간격으로 인한 적분 시간 간격의 제약을 다소 줄이기 위해 남위 80도에서 북위 85도까지 단순 대칭형의 가중치를 사용하는 finite impulse response 필터(Pacanowski and Griffies 1999)를 적용하였다. 표층 바람 응력은 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월 평균 자료를 사용하였다. 모형 첫 층의 수온과 염분은 Levitus (1982) 자료에 30일의 시간 규모로 복원하였다. Levitus (1982)의 1월 기후값을 모형 해양의 초기 수온과 염분 자료로 처방하여 초기 정지 상태에서 시작하여 68년간 모형을 적분하였다. 적분 마지막 해인 68년의 월평균 자료를 분석에 사용하였다.

3. 결 과

전체적인 특징을 파악하기 위하여 연평균을 먼저 살펴보고 계절 변화와 그 진폭에 대해 살펴보았다. 겨울은 2월 월평균으로, 여름은 8월 월평균 자료로 대표하였다. 모형 결과와 비교한 기후 관측값은 Levitus and Boyer(1994) 기후값이다. 분석에 사용한 적분 마지막 해인 68년의 월평균 자료는 모형 기후값은 아니지만 적분 기간 동안 모형의 상층 해양의 수온, 염분 및 해류장이 거의 평형 상태에 근접하였으므로 상층의 월평균 값과 모형 기후값과의 차이는 크지 않을 것으로 판단된다.

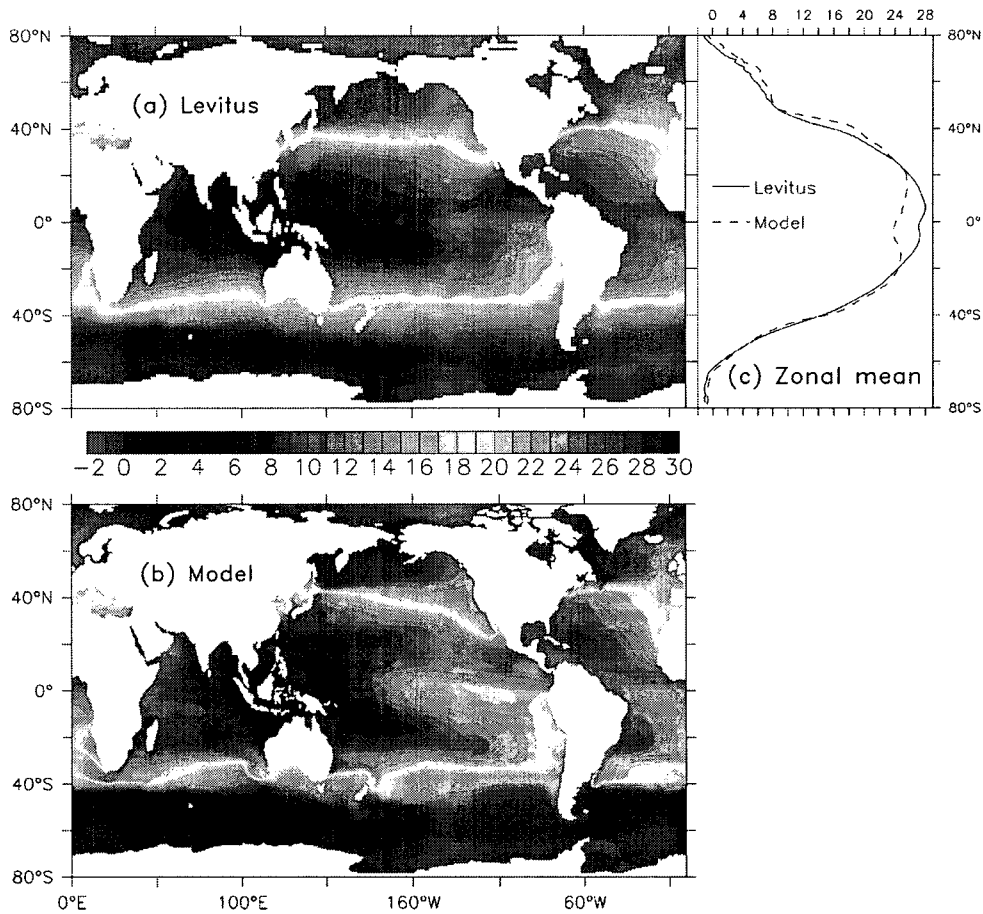


Fig. 2. Annual-mean sea surface temperature from (a) the Levitus climatology and (b) model. Zonal means are also shown in (c).

수온 수평 분포

연평균한 모형 해면수온의 공간 분포(Fig. 2(b))는 기후 관측값(Fig. 2(a))을 정성적으로 양호하게 묘사하고 있으며 대양의 해류 분포와 연관된 수온 분포의 특징을 실제의 형태와 대체적으로 가깝게 묘사하고 있다. 즉, 서안경계류로 인한 분지 서안의 해면수온 등치선의 극향 분포 형태와 동안경계류로 인한 분지 동안의 적도 방향 분포 형태 등을 파악할 수 있다. 그러나 상세히 살펴보면 캘리포니아 한류역에 해당하는 해면수온 등치선이 지나치게 적도쪽으로 치우쳐 나타나는 등 실제와 차이가 나는 부분들을 여러 해역에서 찾아볼 수 있다. 적도 동태평양의 용승역도 수온이 4°C 정도 낮게 묘사되고 있으며 적도 중부 해역까지 확장되어 나타난다. 적도 서태평양의 난수역(warm pool)은 2°C 정도 낮게 묘사되었다. 중위도 해역과 남극해, 북극해 등의 고위도 해역에서는 모형 해면수온이 기후 관측값에 비해 높고, 그 외 저위도 해역 등에서는 낮다. 중위도 해역의 수온이 높은 이유는 쿠로시오 해류, 걸프 스트림 등의 서안경계류의 수온이 기후 관측값에 비해

높을 뿐만 아니라 이 서안경계류들이 지나치게 극쪽으로 이루어지고 그 확장역도 크기 때문이다.

해면수온의 위도 분포를 살펴보기 위하여 동서 평균한 해면수온을 Fig. 2(c)에 나타내었다. 동서 평균된 해면수온의 위도 분포는 대체로 기후 관측값과 잘 일치하나 적도 부근 해역은 2~3°C 낮게 묘사되었다. 이는 수평 분포에서 본 바와 같이 적도 동태평양의 용승역과 적도 서태평양의 난수역에서 수온이 낮게 묘사되었기 때문이다.

연평균 수온에서 구한 등온선의 깊이를 Fig. 3에 나타내었다. 20°C 등온선 깊이(Fig. 3(b) 상단)의 수평 분포에서는 분지 서안에서 서안경계류에 의해 따뜻한 해수가 북쪽으로 수송되고 동안에서는 찬 해수가 적도로 수송되는 해류에 의한 해수 수송 효과가 분명하게 보인다. 아열대 순환계의 중심에서 20°C 등수온선이 200 m 이상으로 가장 깊게 나타나지만 Levitus 기후값에 비해 모형에서 깊게 묘사되었다. 10°C 등온선(Fig. 3(b) 중단)은 남·북반구 모두에서 아열대 순환계의 중심에서 600 m 정도로 깊어, 아열대 순환계의 특징이 잘 나타난다. 4°C 등온선(Fig. 3(b)

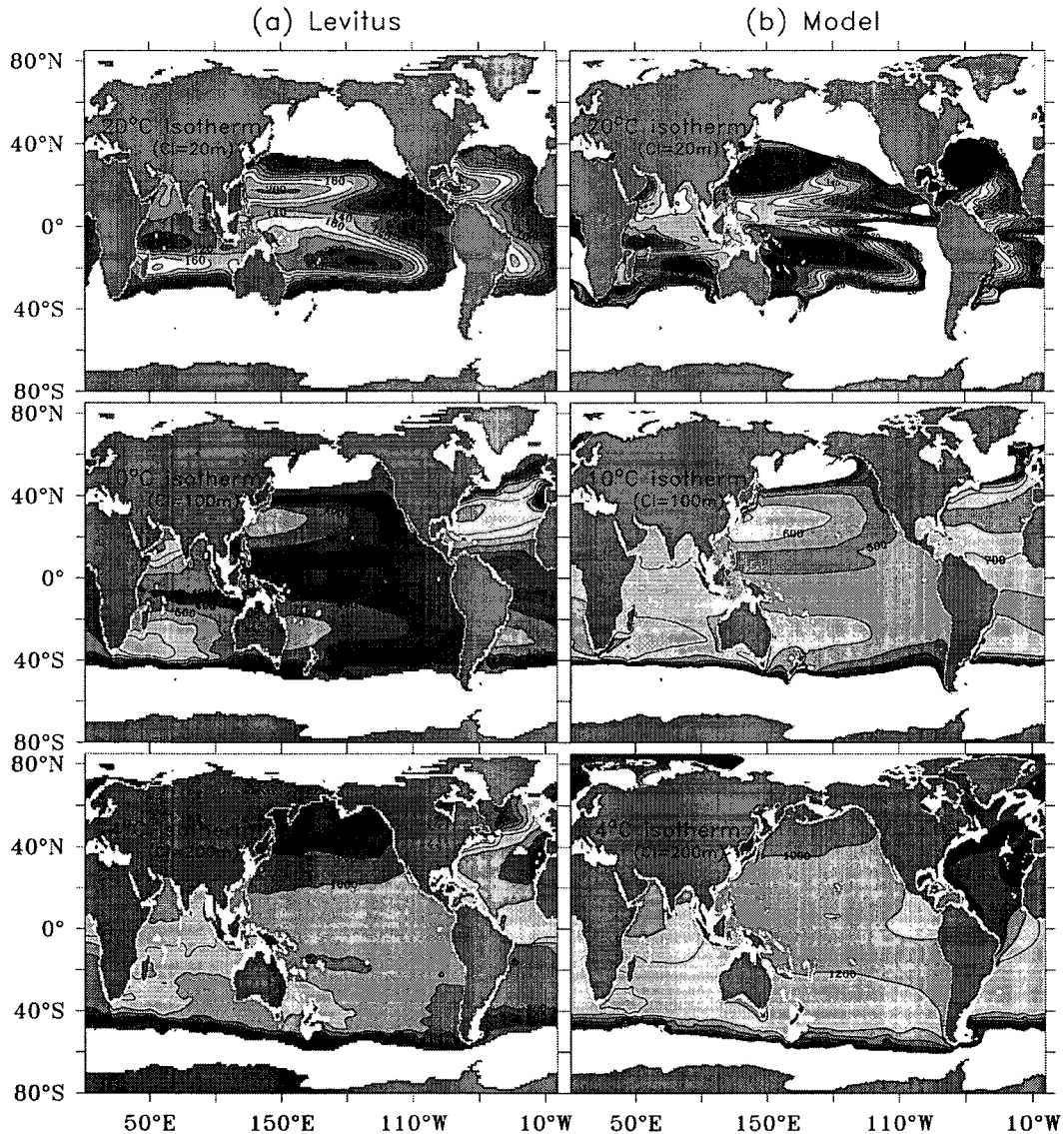


Fig. 3. Mean depth (m) of isotherm of 20°C (top), 10°C (middle), and 4°C (bottom) from (a) the Levitus climatology and (b) model.

하단)은 지중해, 홍해, 오호츠크 해 등의 수괴 형성 해역으로부터 대양으로 확장되는 형태를 묘사하고 있다. 하지만 모형의 등수온선 깊이가 관측에 비해 전반적으로 깊어 모형 수온이 높게 묘사되었음을 나타낸다.

해면수온의 계절 변화 진폭을 살펴보기 위하여 해면수온의 표준 편차(Fig. 4)를 구하였다. 표준 편차는 각 격자점의 해면수온에서 연평균을 뺀 값의 평균 제곱근으로 구하였다. 모형 해면수온의 계절 변화 진폭의 공간 분포는 관측과 비슷하다. 중위도 대륙의 동안에서 진폭이 대체로 크며 이는 이 해역에서 열속과 바람응력의 계절변화가 크기 때문이다. 기후값에서 구한 동서 평균 분포(Fig. 4(c))

를 살펴보면, 저위도에서 작고 남·북위 40도 부근에서 가장 크고 그 이상의 고위도에서는 다시 작아지는 형태를 보이는데 묘사 결과에도 전반적으로 이러한 특징이 잘 반영되어 있다. 그러나 모형의 진폭 변화가 대체로 1~3°C 정도 작게 나타나고 있다.

Fig. 5는 상층(10 m)과 중·심층(500 m, 1000 m)에서 2월 수온의 수평 분포 및 관측값과의 차이를 나타낸다. 8월의 경우 상층 수온 차이의 반구 분포가 2월과 반대이며, 중·심층에서는 계절 변화가 크지 않으므로 8월 분포는 나타내지 않았다. 상층은 극전선 및 서안경계류의 영향이 잘 나타나고, 중층은 아열대 및 아한대 순환계의 영향

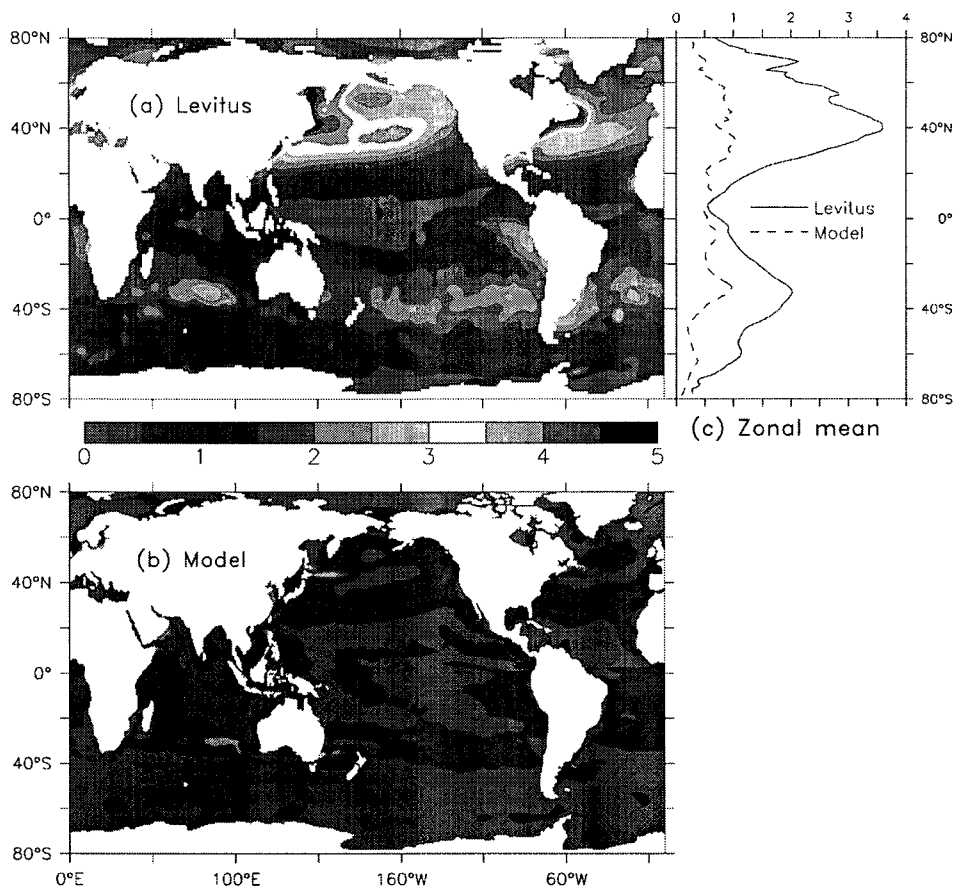


Fig. 4. Amplitude ($^{\circ}\text{C}$) of seasonal variations of the SST from (a) the Levitus climatology and (b) model. Zonal-mean SSTs are also shown in (c).

이 뚜렷하며, 심층은 상대적으로 균일한 특성이 잘 묘사되었다. 또한 관측 해면수온으로 복원한 경계조건 때문에 여름 반구는 낮게, 겨울 반구는 높게 상층 수온이 묘사되었다. 특히 태평양의 아열대 순환계 중심에서 7°C 정도 상층 수온이 높게 묘사되었다. 북대서양 심층에서 특이한 점은 지중해수 유출부에서는 관측에 비해 수온이 낮으나 주변 해역에서는 수온이 높다는 것이다.

해면수온의 계절 변화를 파악하기 위하여 북반구와 남반구 각각에 대해 평균한 해면수온을 Fig. 6에 나타내었다. 북반구와 남반구 모두 여름 반구는 기후값보다 약 2°C 이상 낮고 겨울 반구는 약 1°C 정도 높다. 즉, 해면수온의 계절 변화 진폭이 작게 나타난다. 또한 약 한 달 정도의 위상 뒤집이 있다. 이 실험에서는 복원 시간규모를 30일로 둔 복원경계조건을 사용하였다. 따라서 모형 해면수온이 관측값을 뒤따라가면서 변하기 때문에 위상 지연이 생기게 된다. 또한 모형이 극값에 도달하기 전에 복원하는 관측 해면수온이 변하므로 모형의 극값은 복원하는 관측값보다 작게 되고 따라서 진폭이 작게 된다. 일반적

로 복원 열경계조건을 사용할 경우 상층의 계절 변화 진폭은 줄어들고 위상은 지연됨이 밝혀져 있다(Haidvogel and Bryan 1993). 이러한 진폭 감소와 위상 지연에 대해 몇 가지 수정 방법이 제시되어 있다. Noh *et al.*(2002)은 상층 수온을 보다 잘 재현하는 연직혼합방안과 더불어 복원항에 순열속항을 더한 형태의 경계 조건(Barnier 1995)을 사용함으로써 위의 두 문제에 대한 개선 방안을 제시하였다. Kamenkovich and Sarachik(2004)은 복원될 기후값을 적절히 조절함으로써 이 문제가 개선될 수 있음을 보였다.

수온 연직 분포

전지구적인 수온의 연직 구조에 대한 모형의 묘사 성능을 파악하기 위하여 모형 전체 영역에 대해 수평 평균한 연평균 수온의 깊이 분포를 Fig. 7에 나타내었다. 상층 약 100m까지는 관측에 비해 차지만 그 보다 깊은 수심에서는 관측에 비해 따뜻하다. 이 특징은 모든 대양에서 동일하게 나타난다. 수온약층의 깊이에 해당하는 약 300m에

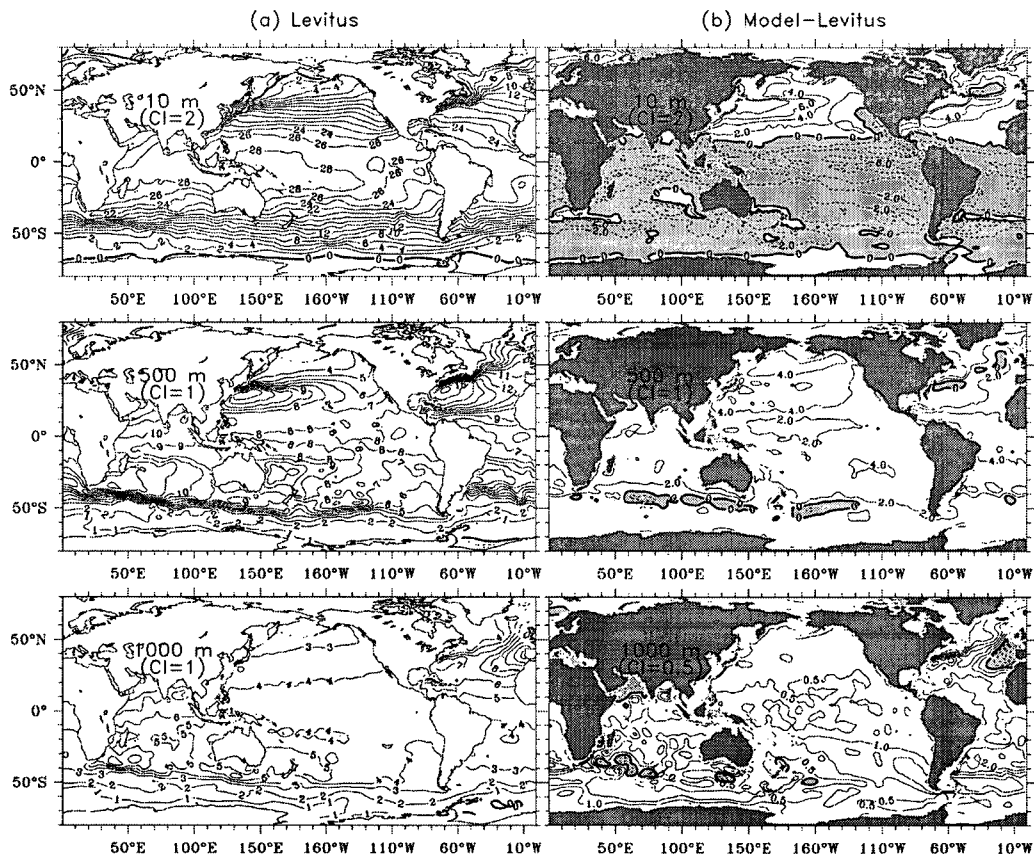


Fig. 5. Horizontal distributions of temperature at 10 m (top), 500 m (middle), 1000 m (bottom) from (a) the Levitus climatology and (b) the difference (model-climatology) in February. Regions with negative values are shaded in (b).

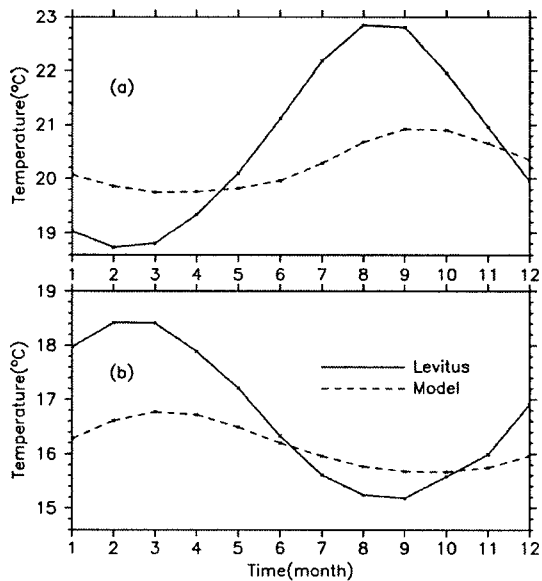


Fig. 6. Seasonal variations of hemispheric-mean SST in (a) northern hemisphere and (b) southern hemisphere from the Levitus climatology (solid) and model (broken).

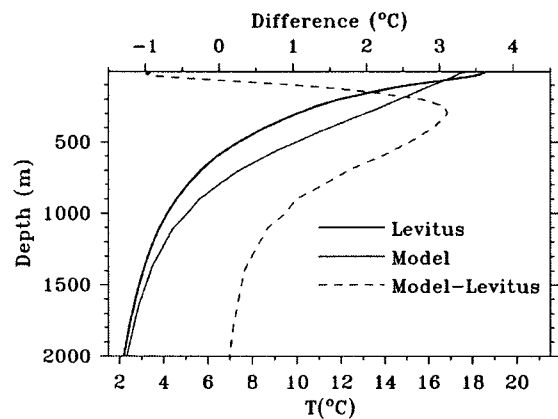


Fig. 7. Vertical profiles of domain-mean temperature from the Levitus climatology (thick solid), model (solid), and the difference (model-climatology, broken).

서 차이가 가장 커서 3°C 이상이 된다. 2000 m 이상 깊이의 수온은 관측값과 유사하며 이는 적분 시간이 짧아 모형 심층 수온이 초기 상태를 유지하고 있기 때문으로 생

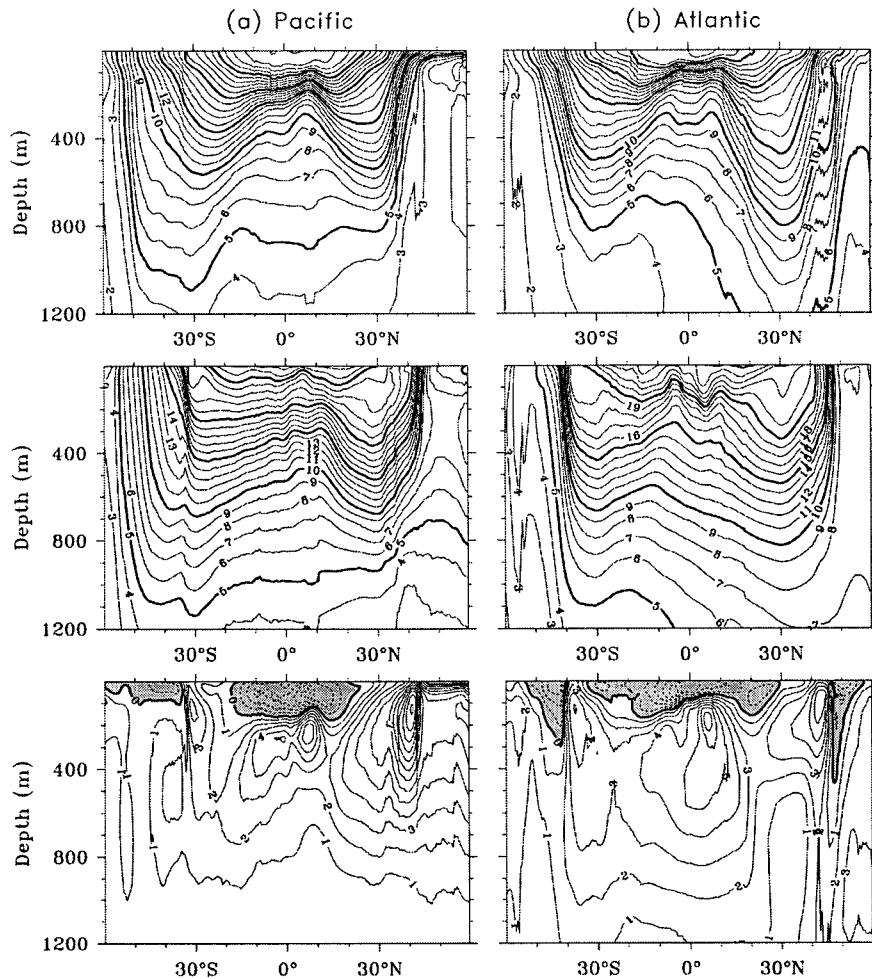


Fig. 8. Meridional distribution of annual mean temperature from the Levitus climatology (top), model (middle) and the difference (model-climatology, bottom) in (a) the Pacific Ocean (zonally averaged in 120°E-175°E) and (b) the Atlantic Ocean (zonally averaged in 75°W-20°W). Shaded areas in the difference map indicate negative values.

각된다. Fig. 8에서 태평양(Fig. 8(a))과 대서양(Fig. 8(b))의 남북 연직 단면을 관측값과 비교하였다. 태평양의 경우는 동경 120도~175도 구간에서, 대서양의 경우는 서경 75도~20도 구간에서 각각 동서 평균한 연평균 수온의 남북 단면을 보였다. 기후 관측값과 비교하여 볼 때 태평양에서는 주로 적도를 중심으로 북위 20도~남위 20도의 표층 100 m 이내와 남위 35도 이남 해역에서 수온이 1~5°C 정도 낮게 나타나며 그 외의 지역에서는 전 층에 걸쳐 1~5°C 정도 높게 모사되었다. 특히 적도역 200 m 층에서 6°C 이상, 그리고 북위 40도의 50~300 m 층에서 10°C 이상 높게 나타난다. 대서양에서는 북위 30도~남위 35도 및 남위 40도~50도와 북위 50도 이북 지역에서 기후 관측값보다 1~5°C 정도 더 낮게 나타나며 그 외 지역에서는 전 층에서 최대 7도까지 온도 상승이 일어나고 적도역 200 m

층과 북위 40~45도 지역에서 6~7°C의 높은 온도 상승을 보인다.

열속

모형의 연평균 열속의 수평 분포(Fig. 9)를 살펴보면, 중위도 해역에서의 냉각과 적도에서의 가열되는 특징적 형태가 관측값의 분포(Simon *et al.* 1997)와 일치한다. 이는 적도 용승해역의 낮은 해면수온에 의해 대기로부터 해양으로 열이 전달되고, 쿠로시오 해역과 걸프 스트림 해역 등의 대양의 중서부 지역에서는 수온이 높아 해양에서 대기로 열이 전달되기 때문이다. 그러나 관측에 비해 모형에서 가열과 냉각의 크기가 작다. 또한, 중위도 냉각 해역이 관측에 비해 더 동쪽으로 확장되어 있으며 이는 서안경계류가 동쪽으로 확장되어 모사되었기 때문이다.

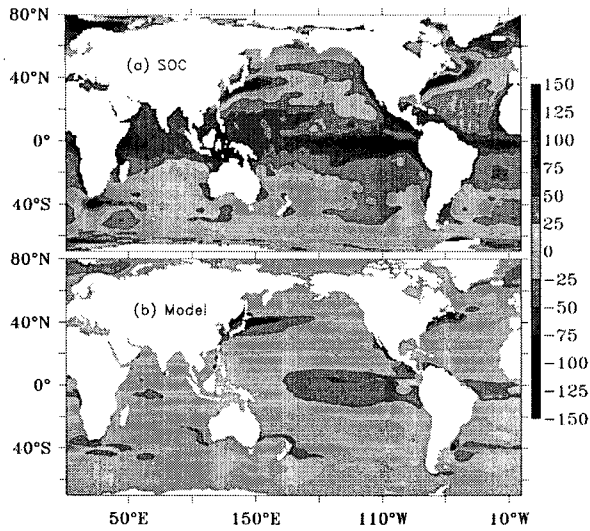


Fig. 9. Horizontal distributions of annual-mean surface heat flux (W m^{-2}) from (a) climatology and (b) model. The climatology is from Southampton Oceanography Centre (Simon *et al.* 1997). Positive value means heating of the ocean.

Fig. 10에 열속의 계절 변화 진폭을 나타내었다. 기후 관측값의 분포(Fig. 10(a))를 살펴보면 적도에서 가장 작아 약 20 W m^{-2} 이며 중위도에서 가장 커서 약 100 W m^{-2} 이상이다. 대륙의 동안인 쿠로시오 해역과 걸프 스트림 해역 및 북극해와 남극 순환류 부근에서 계절 변화가 크다. 모형에서는 관측에 비해 전반적으로 열속의 계절 변화 진폭이 작게 모사되었으나 적도 태평양의 중부에서 동부에 이르는 해역과 서안경계류 지역들에서 상대적으로 진폭이 크다(Fig. 10(b), (c)).

혼합층 깊이

해양 혼합층은 수온, 염분, 밀도 등이 연직으로 균일한 층으로 대기와 직접 상호 작용하는 층의 열용량이나 운동 관성을 결정한다. 혼합층 깊이는 상층 해양의 연직 구배를 표현하는 한 방식으로 모형이 상층 연직 구배를 얼마나 잘 재현하는지를 판단할 수 있는 하나의 근거이다(Noh *et al.* 2002). 기후 자료나 모형 결과에서 혼합층 깊이를 구하는 방법은 크게 수온, 염분, 밀도 등이 기준 수심의 값과 일정한 차이를 나타내는 깊이로 나타내는 방법과 일정한

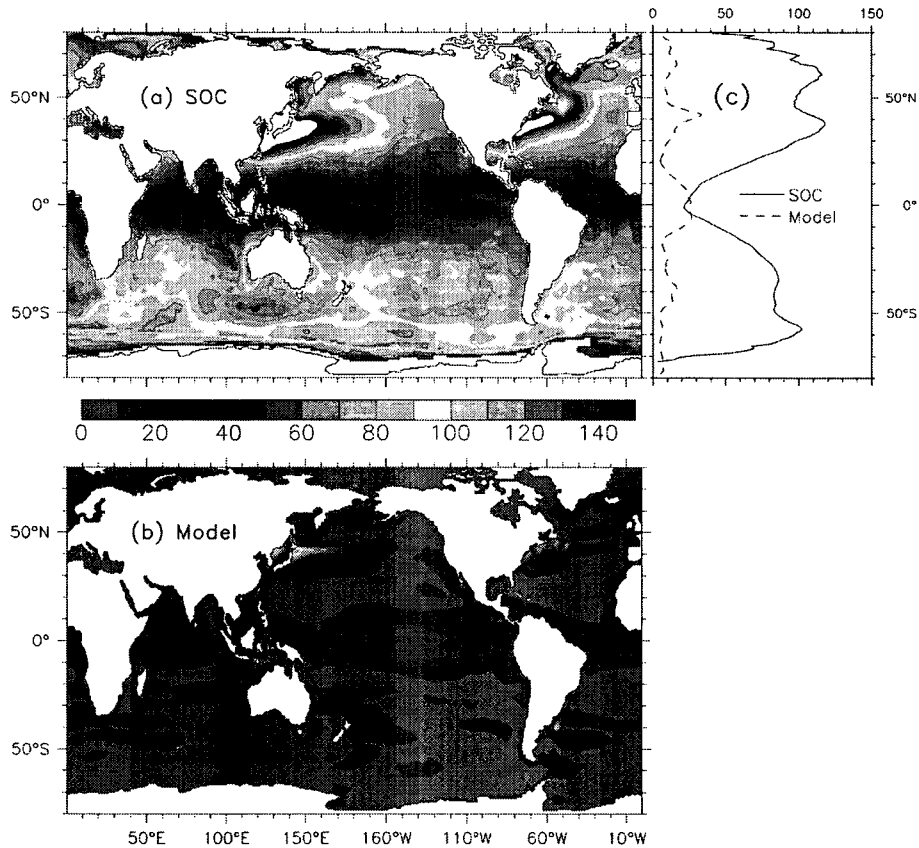


Fig. 10. Amplitude (W m^{-2}) of seasonal variations of the surface heat flux from (a) climatology and (b) model. The climatology is from Southampton Oceanography Centre (Simon *et al.* 1997). Zonal-mean amplitudes are also shown in (c). White areas in the ocean indicate the amplitude larger than 150 W m^{-2} .

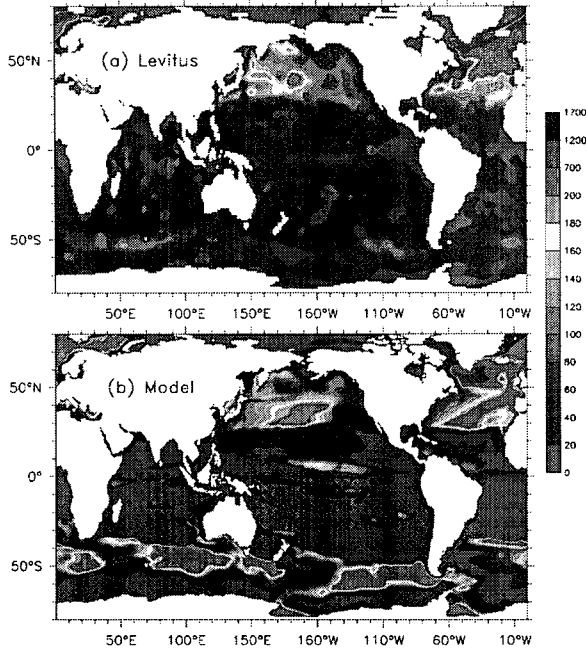


Fig. 11. Mixed layer depth (m) from (a) the Levitus climatology and (b) model in February. The mixed layer depth is defined as the depth at which the density (σ) exceeds 0.125 kg m^{-3} from its surface value.

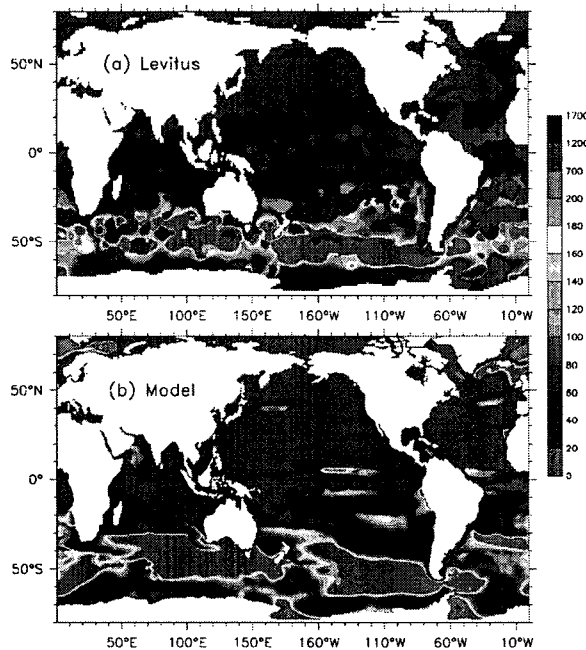


Fig. 12. Mixed layer depth (m) from (a) the Levitus climatology and (b) model in August.

크기의 연직 구배를 이용하는 방법이 있다(Kara et al. 2000; Montégut et al. 2004; Lorbacher et al. 2006). 연직

구배를 이용하는 방법은 차이를 이용하는 방법에 비해 사용하는 물리량의 특성에 따라 민감할 뿐만 아니라, 연직 구배를 적절히 계산하기 위해서는 연직 격자 간격이 조밀해야 한다(Brainerd and Gregg 1995). 따라서 연직 격자가 성긴 본 모형에서는 일정한 차이로 혼합층 깊이를 정의하였다. 편의상 가장 널리 사용되었던 방법(Kara et al. 2000)인 최상층의 밀도(σ)와 0.125σ 차이가 나는 깊이로 혼합층 깊이를 정의하였다.

Fig. 11에 2월, Fig. 12에 8월의 혼합층 깊이의 수평 분포를 나타내었다. 공간적인 차이는 있으나 모형에서 여름 반구는 20 m 이내, 겨울 반구에서는 1200 m 정도 깊이의 계절 변화가 관측 기후값과 일치되게 나타난다. 관측 기후값을 살펴보면 2월에는 북대서양 심층 대류 해역과 그 주변해, 쿠로시오 확장역, 스칸디나비아 반도 주변해, 남극 주변해 극전선 해역에서 최대 1200 m 정도로 깊다. 스칸디나비아 반도 주변해의 경우 표층 열속 분포(Fig. 9)를 보면 걸프 스트림에서 기원한 따뜻한 해수로 인해 대기로 열을 빼앗겨 해양이 냉각되고 따라서 연직혼합이 강하게 되어 혼합층이 깊어지는 것으로 판단된다. 남극 주변해의 경우 예크만 수렴, 수괴의 침강 등으로 혼합층이 깊다. 모형에서도 기후값에 비해 50 m 이상 깊게 모사되긴 하지만, 이러한 기후값의 특징이 잘 반영되어 있다. 그러나 모형에서는 북태평양 중위도 해역에서 깊은 혼합층의 중심이 동쪽으로 이동되어 있고 저위도에서는 혼합층이 관측에 비해 얇게 나타나는 점 등의 차이가 보인다.

2월의 로스 해와 웨델 해 혼합층 깊이는 관측에 비해 200 m 이상 깊게 모사되었다. 이는 이 해역에서 연직 방향의 염분 성층이 약하게 재현되었기 때문이다. 이 해역에서 중·심층의 염분은 환남극 하부 심층수(Lower Circumpolar Deep Water, LCDW) 등의 수괴 분포에 의해 좌우된다. 환남극 하부 심층수는 34.66 psu 이상의 고염이며, 그 중심은 새로운 해빙이 형성될 때 방출되는 염분에 의해서도 영향을 받으며 남극대륙 연안에서 알아진다(Kim and Stössel 1998). 본 모형에서는 성긴 해상도와 복원경계조건 등에 의해 LCDW의 염분이 낮게 재현되었을 뿐만 아니라 연안에서 알아지는 현상이 없거나 약하게 모사되었다. 따라서 중·심층의 염분 성층이 약화되어 결과적으로 혼합층이 깊게 모사되었다.

혼합층 깊이의 계절 변화 진폭(Fig. 13)을 살펴보기 위해 각각의 격자점에서 월별 평균값의 표준 편차를 구하였다. Levitus 밀도 분포에서 구한 혼합층 깊이 진폭의 각 위도별 동서 평균값을 보면 적도에서 약 10 m 정도로 작고 고위도로 갈수록 커져 남위 50도 부근과 북위 60도 부근에서 약 100~110 m에 이르고 그 이후에는 다시 작아진다(Fig. 13(c)). 모형에서도 이러한 분포는 대체로 잘 모사되어 있으나 남위 50도 부근에서 관측에 비해 평균적으로

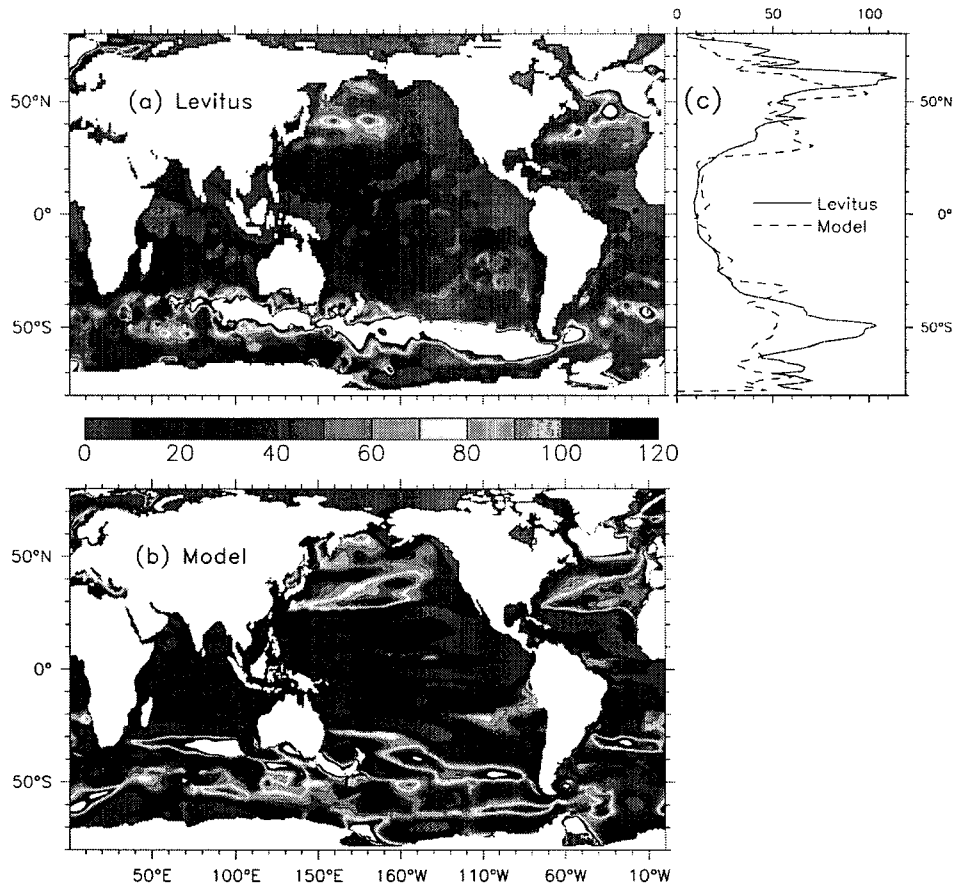


Fig. 13. Amplitude (m) of seasonal variations of the mixed layer depth from (a) the Levitus climatology and (b) model. Zonal-mean amplitudes are also shown in (c). White areas in the ocean indicate the amplitude larger than 120 m.

약 50 m 정도 작다. 모형에서 계절 변화 진폭이 큰 해역은 관측에서와 같이 겨울철 혼합층 깊이가 깊은 곳과 일치한다(Fig. 13(b)와 Fig. 11, 12 비교). 이는 여름철에는 혼합층 깊이가 해역에 따라 크게 차이 나지 않지만 겨울에는 차이가 크고 따라서 그 해역에서 계절 변화 진폭이 크게 나타나기 때문이다.

혼합층 깊이의 위도 분포를 파악하기 위해 동서 평균값을 Fig. 14에 나타내었다. 기후 관측값에서 구한 혼합층 깊이는 고위도에서 각 반구의 겨울에 250~300 m 정도로 깊고 적도 부근에서는 50 m 이내로 얇은 분포를 보인다. 모형에서도 이러한 특징은 잘 묘사되었지만 2월에는 남위 50도 부근, 8월에는 북위 60~70도에서 최대 100 m 이상 관측보다 깊게 묘사되었다. 특히 남위 75도 부근에서는 모형의 혼합층 깊이가 과도하게 크게 나타난다. 이는 혼합층 깊이의 수평 분포에서 살펴 보았듯이, 로스 해와 웨델 해에서 혼합층이 지나치게 깊게 묘사되었기 때문이다.

해면수온과 혼합층 깊이의 계절 변화를 동시에 살펴보기 위해 가로축에 영역 평균한 월별 해면수온, 세로축에 이에 대응하는 혼합층 깊이를 나타내었다(Fig. 15). 편위 상 평균 영역은 동경 140도에서 서경 110도, 북위 20도에서 북위 40도를 택하였다. 앞에서 살펴본 바와 같이 해면수온의 계절 변동폭은 모형(2.5°C)이 기후값(7.5°C)에 비해 작고, 혼합층 깊이는 모형이 100 m 정도로 기후값 진폭인 80 m에 비해 크다. 기후값에서는 해면수온은 9월에 최대가 되고, 3월에 최소가 된다. 혼합층 깊이는 7월에 최소가 되고 2월에 최대가 된다. 8월에는 해면 온도는 7월과 비슷하지만 혼합층은 약 10 m 깊어진다. 한편, 모형에서는 해면수온이 9월에 최대, 4월에 최소가 되어 기후값에서와 달리 각각 혼합층 깊이가 최소, 최대가 되는 시기와 일치한다. 따라서 해면수온과 혼합층 깊이의 계절 진폭과 극값이 나타나는 시기를 기후값과 다르게 모형이 묘사하는 문제점이 있다.

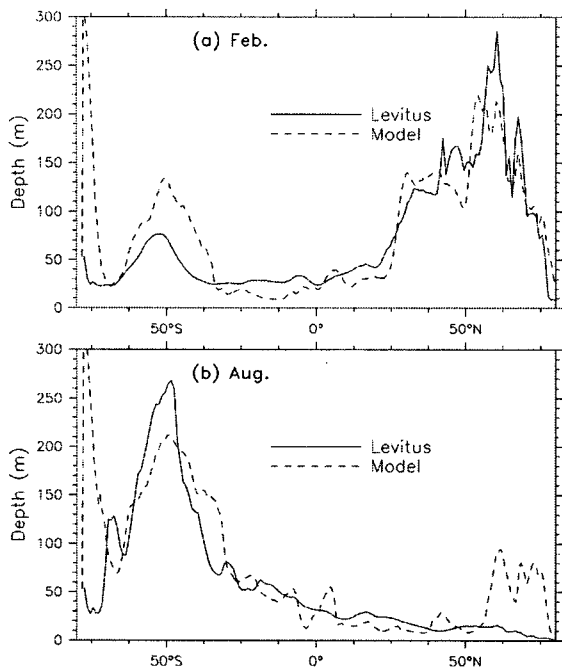


Fig. 14. Latitudinal distributions of zonal-mean mixed layer depth in (a) February and (b) August from the Levitus climatology (solid) and model (broken).

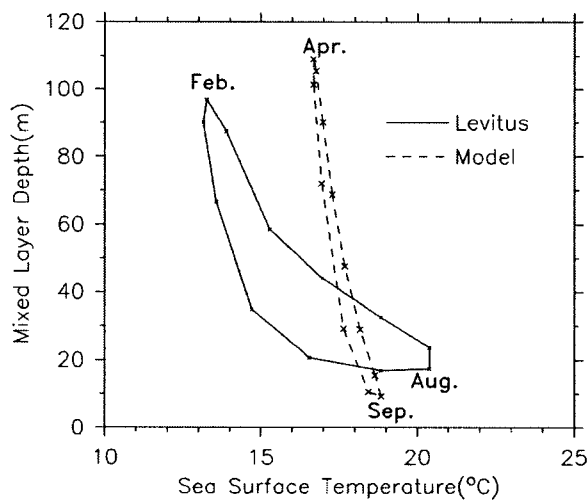


Fig. 15. SST (°C) vs. mixed layer depth (m) from the Levitus climatology (solid) and model (broken). The SST and mixed layer depth are averaged over 140°E~110°W and 20°N~40°N.

4. 토의 및 결론

전구 해양과 더불어 한반도 주변해 등의 순환도 살펴보기 위하여 개발한 수평 해상도 0.5도의 중해상도 해양대

순환 모형에 대하여 기후학적으로 중요한 해면수온 및 수온의 연직 구조, 혼합층 깊이의 연평균과 계절 변화를 기후 관측값과 비교함으로써 모형의 품위를 검증하였다.

기후 관측값과 비교할 때 모형의 적도 동태평양의 용승역은 수온이 더 낮고 더 확장된 형태로 묘사되었고 적도 서태평양의 온수역도 수온이 더 낮게 묘사되었다. 또한 여름 반구의 해면수온은 전반적으로 기후값보다 낮게, 겨울 반구는 더 높게 묘사되었다. Fig. 7에서 본 바와 같이 전체적으로 해양 상층은 기후 관측값보다 비교적 더 찬 반면 중층과 심층은 더 따뜻하게 묘사되었다. 즉, 모형 해양의 연직 성층이 관측에 비해 약하게 묘사되었다.

모형에서 관측에 비해 높게 묘사된 중·심층의 수온은 실제보다 더 극쪽으로 치우쳐 묘사된 대양의 서안경계류가 아한대해역의 수온을 고온화시키는데 일부 그 원인이 있는 듯하다. 서안경계류를 통한 아한대해역에의 열 공급과다로 인해 동계의 표층 해양이 고온화되고 결과적으로 북태평양 아한대해역의 중층 대류와 북대서양의 심층 대류를 더 약하게 만든다. 표층냉수의 심층공급 약화는 각 층별로 상수 형태의 연직확산계수를 사용한 Bryan and Lewis(1979) 혼합방안과 결합되어 모형 내에서 연직 방향으로 열 확산을 계속 촉진시켜 수온 상승을 초래한 것으로 분석된다.

모형의 개선을 위해서는 먼저 정확한 위상으로 정확한 크기의 가열·냉각 효과를 부여할 수 있는 표층경계조건 도입이 필요하다. 이 연구에서 사용한 복원 열 경계조건은 관측값에 근거하여 모형에 적용하기가 쉬운 반면에 상층 해양에서 계절변화 진폭 감소와 위상 지연이 발생하는 약점이 있다. 이에 비해 벌크형식의 열 경계조건은 심층대류가 강화되고 계절변화 진폭이 복원조건에 비해 커지는 장점이 있다(Large et al. 1997). 또한 벌크 방식의 경계조건은 해양 모형과 대기 모형의 접합 시 사용할 수 있는 사실적인 경계조건이다. 향후의 모형 개선에서는 좀 더 정교한 연직혼합방안의 도입과 함께 각 성분별 열속 조건을 부여하는 벌크 형식의 표층 열 경계조건을 사용하는 방안을 고려하고 있다.

해양 혼합층 깊이의 공간 분포는 기후 관측값에서 구한 깊이 분포와 대체로 일치하였으나 깊게 나타나는 경향이 있다. 특히, 2월에 웨델 해, 로스 해 등에서 지나치게 깊게 묘사되었다. 남극해는 전구 해양 심층 수괴의 특성과 열염 순환에 중요한 역할을 하는 해양이다. 이와 같은 남극해 수괴 분포 등을 보다 잘 재현하기 위해서는 해빙의 효과를 고려할 필요가 있다. 예를 들면 전구 해양 심층수 수온과 염분을 결정하는 남극저층수는 해빙 형성 시 방출되는 염분과 표층경계조건에 민감한 환남극 허부 심층수 등에 의해 크게 영향을 받는다. 또한 오호츠크 해에 형성되는 해빙은 북태평양 중층수의 형성과 순환에, 북극해를 포함

한 그린란드와 아이슬란드 주변해의 해빙은 북대서양의 심층순환에 중요한 영향을 준다(Yamanake *et al.* 1998). 따라서 대양의 수괴 형성과 중·심층순환을 보다 더 사실적으로 재현하기 위해서는 해빙 모형의 도입이 필요하다.

한편, 한반도 주변 해역의 해빙이 본 연구에서 수립한 모형에서 어느 정도 묘사되고 태평양 등의 주변 해양과 수송량 등의 측면에서 어떻게 연관되어 있는지를 향후에 살펴볼 예정이다.

사 사

이 연구는 한국해양연구원의 “기후변화에 따른 동해 해수순환과 증장기 변동 반응 및 예측연구(PE97005)”, “염화불화탄소 모델링과 이를 활용한 해양 순환모형 검증(PE90000)”, 해양수산부의 “증장기 기후변화에 따른 동중국해 해양생태계 변동예측연구(PM39000)”, 과학기술부의 “황해의 해빙변동예보 기반기술 개발연구(PE90600)” 및 한국과학기술정보연구원 제5차 전략과제의 지원으로 수행되었다. 컴퓨터 자원을 제공해 준 슈퍼컴퓨팅센터와 기술지원을 해 준 조민수 박사, 남극해 해빙 이해에 도움을 준 김성중 박사에게 감사드린다.

참고문헌

- Barnier, B.L. Siefridt, and P. Marchesio. 1995. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analysis. *J. Mar. Syst.*, 6, 363-380.
- Brainerd, K.E. and M.C. Gregg. 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Res.*, Part A, 9, 1521-1543.
- Bryan, K. and L.J. Lewis. 1979. A water mass model of the world ocean. *J. Geophys. Res.*, 84, 2503-2517.
- Craig, A.P., J.L. Bullister, D.E. Harrison, R.M. Chervin, and A.J. Semtner Jr. 1998. A comparison of temperature, salinity and chlorofluorocarbon observations with results from a 1° resolution three-dimensional global ocean model. *J. Geophys. Res.*, 33(C1), 1099-1119.
- Gent, P.R., J. Willebrand, T. McDougall, and J.C. McWilliam. 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 463-474.
- Guo, X., H. Hukuda, Y. Miyazawa, and T. Yamagata. 2003. A triply nested ocean model for simulating the Kuroshio-roles of horizontal resolution on JEBAR. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 146-169.
- Gupta, A.S. and M.H. England. 2004. Evaluation of interior circulation in a high resolution global ocean model. Part I: Deep and Bottom Waters. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2592-2614.
- Haidvogel, D.B. and F.O. Bryan. 1993. Ocean general circulation modeling. p. 371-412. In: *Climate system modeling*. ed. by K.E. Trenberth, Cambridge Univ. Press.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104.
- Holland, W.R., J.C. Chow, and F.O. Bryan. 1998. Application of a third-order upwind scheme in the NCAR ocean model. *J. Climate*, 11, 1487-1493.
- IPCC. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. ed. by J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson, Cambridge Univ. Press. Cambridge, U.K. 881 p.
- Jiang, S., P.H. Stone, and P. Malanotte-Rizzoli. 1999. An assessment of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory ocean model with coarse resolution: Annual-mean climatology. *J. Geophys. Res.*, 104(C11), 25623-25645.
- Kamenkovich, I.V. and E.S. Sarachik. 2004. Reducing errors in temperature and salinity in an ocean model forced by restoring boundary conditions. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1856-1869.
- Kara, A.B., P.A. Rochford, and H.E. Hurlburt. 2000. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 16803-16821.
- Kim, D.-H., N. Nakashiki, Y. Yoshida, K. Maruyama, and F.O. Bryan. 2005. Regional cooling in the South Pacific sector of the Southern Ocean due to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19607, doi:10.1029/2005GL023708.
- Kim, S.-J. and A. Stössel. 1998. On the presentation of the southern ocean water masses in an ocean climate model. *J. Geophys. Res.*, 103(11), 24891-24906.
- Large, W.G., G. Danabasoglu, and S.C. Doney. 1997. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2418-2447.
- Levitus, S. 1982. Climatological atlas of the world ocean. Prof. Pap. 13, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C. 173 p.
- Levitus, S. and T. Boyer. World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, 1994. U.S. Department of Commerce, Washington, D.C..
- Lorbacher, K., D. Dommenget, P.P. Niller, and A. Köhl. 2006. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2003JC002157.
- Maltrud, M.E., R.D. Smith, A.J. Semtner, and R.C. Malone.

1998. Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985-1995 atmospheric winds. *J. Geophys. Res.*, 103, 30825-30853.
- Masumoto, Y., H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma, and T. Yamagata. 2004. A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean-preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Sim.*, 1, 35-56.
- Montégut, C. de B., G. Madec, A.S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109(C12003), doi:10.1029/2004JC002378.
- NCAR. 1989. NCAR ASCII Version of ETOPO5 earth surface elevation. Data Support Section, National Center for Atmospheric Research.
- Noh, Y., C.J. Jang, T. Yamagata, P.C. Chu, and C.-H. Kim. 2002. Simulation of more realistic upper ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1284-1307.
- Pacanowski, R.C. and A. Gnanadesikan. 1998. Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial-cells. *Mon. Weather Rev.*, 126(12), 3248-3270.
- Pacanowski, R.C. and S.M. Griffies. 1999. The MOM-3 manual, *Tech. Rep. 4*. GFDL Ocean Group, Geophys. Fluid Dyn. Lab./NOAA, Princeton Univ., Princeton, N. J.
- Redi, M.H. 1982. Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1154-1158.
- Semtner, A.J. and R.M. Chervin. 1992. Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, 97, 5493-5550.
- Semtner, A.J. and R.M. Chervin. 1988. A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies. *J. Geophys. Res.*, 93, 15502-15522.
- Simon, A.J., E.Z. Kent, and P.K. Taylor. 1997. Southampton Oceanography Centre (SOC) surface flux climatology (Version 1.1), James Rennel Division, Southampton Oceanography Centre, Southampton, UK.
- Simons, H.L. and I.V. Polyakov. 2004. Restoring and flux adjustment in simulating variability of an idealized ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 31(L16301), doi:10.1029/2004GL020197.
- Smagorinsky, J. 1963. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Mon. Weather Rev.*, 91, 99-164.
- Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner, and C. Wunsch. 1996. How well does 1/4° global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *J. Geophys. Res.*, 101, 25,779-25,811.
- Yamanaka, G., Y. Kitamura, and M. Endoh. 1998. Formation of North Pacific Intermediate Water in Meteorological Research Institute ocean general circulation model 2. Transient tracer experiments. *J. Geophys. Res.*, 103, 30, 905-30,921.
- You, S.H. 2005. A numerical study of the Kuroshio system southwest of Japan. Ph.D. Thesis, Kyushu Univ., 207 p.

Received Aug. 16, 2006

Accepted Sep. 7, 2006