

이학석사 학위논문

해양 해빙 접합 모형을 이용한
동해의 해빙 모사

A numerical simulation of sea ice in the East Sea
using Ocean-Sea ice coupled model



2012년 2월

한국해양대학교 대학원

해양생명환경학과

최희진

本 論文을 崔熙珍의
理學碩士 學位論文으로 認准함.

위원장 이학박사 박 영 규
위 원 이학박사 박 재 훈
위 원 이학박사 이 호 진



2011 년 12 월

한국해양대학교 대학원

목 차

List of figures	i
Abstract	1
초 록	3
1. 서론	5
2. 수치 모델	8
2.1 모델 개요	8
2.2 해빙 모델	11
2.2.1 해빙 역학 방정식	11
2.2.2 해빙 열역학 방정식	12
2.3 입력 자료	15
3. 모델 결과	18
3.1 모델 검증	18
3.1.1 상층	18
(가) 유속분포	18
(나) 수온	23
(다) 해빙분포	26
3.1.2 중층	30
(가) 유속분포	30
3.2 해빙의 영향	35
3.2.1 등밀도면 상의 염분 분포	35

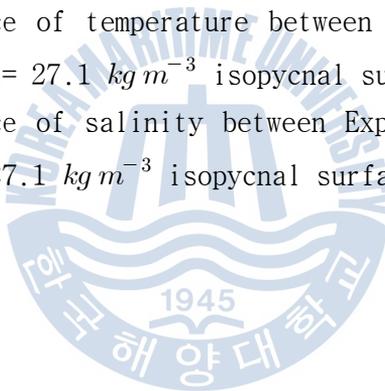
3.2.2 등밀도면 상의 수온과 염분 차이 -----	39
4. 결론 -----	44
참고문헌 -----	46
부 록 -----	49



List of figures

	Page
Fig. 1.	The bottom topography of the East Sea. 10
Fig. 2.	The different locations where ice melting and freezing can occur. 13
Fig. 3.	Internal ice temperature and fluxes. The hashed layer is the snow. 14
Fig. 4.	Initial temperature (left) and salinity (right) profile. 15
Fig. 5.	Direction and location of river. 17
Fig. 6.	The monthly mean outflow (solid; Martin and Kawase, 1998) and temperature (dashed; Tachibana et al., 2008) of the Amur River. 17
Fig. 7.	10 year mean horizontal velocity at the depth of 50 m. 20
Fig. 8.	(a) Schematic for sea surface current in the East Sea (Mooers et al., 2005). (b) 17 year mean sea surface current and SST (KHOA). 21
Fig. 9.	Monthly mean horizontal velocity at the depth of 50 m. 22
Fig. 10.	Monthly mean temperature of model result (left panel) at 5m and AVHRR Pathfinder fields (right panel) 24
Fig. 11.	Monthly mean sea ice concentration of AMSR-E (upper panel) and model result (lower panel). The white line indicates that sea ice concentration is 0.15. 28
Fig. 12.	Monthly mean model result (white) and AMSR-E (black) time series of ice-covered area in the domain of fig. 10. 29

Fig. 13.	10 year mean horizontal velocity at the depth of 800 m.	32
Fig. 14.	(a) Schematic of intermediate (about 800m depth) water circulation based on observations by Senjyu and Sudo (1994; red), Isobe and Isoda (1997; blue), and Senjyu (1999; green) (Mooers et al., 2006). (b) Observed mean flow at 800 m. The observed (PALACE float) currents are for August 1999 - December 2001 (Mooers et al., 2006).	33
Fig. 15.	Monthly mean horizontal velocity at the depth of 800 m.	34
Fig. 16.	Salinity on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.	36
Fig. 17.	Difference of temperature between Exp 1 and Exp 2 on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.	40
Fig. 18.	Difference of salinity between Exp 1 and Exp 2 on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.	42



A numerical simulation of sea ice in the East Sea using Ocean-Sea ice coupled model

Hui Jin Choi

*Division of Marine Environment and Bioscience, Korea Maritime
University, Busan, 606-791, Korea*

Abstract

This study simulated the sea ice in the northern East Sea and investigated its effects on low salinity waters transported along the Primorye coast using an ice-coupled Ocean General Circulation Model, ROMS(Regional Ocean Modeling System). The model area covers the region $126.5^{\circ}\text{E} - 142.5^{\circ}\text{E}$, $33^{\circ}\text{N} - 52^{\circ}\text{N}$ with grid resolution of $1/10^{\circ}$ (about 10 km) in latitude and longitude. There are 50 generalized S-coordinate levels. The atmospheric forcing is obtained from the monthly meaned ECMWF forecast data with 0.5° resolution and ERA interim reanalysis data with 1.5° resolution during the period 1999-2008. Heat and fresh water fluxes are computed with a bulk formula without any relaxation of SST and SSS. Four major tidal forcing (M_2, S_2, K_1, O_1) are included along the open boundaries based on TPX07.

The modeled sea ice in the Tatar Strait shows a maximum extent in February and is disappeared in April. Although its duration time is similar to the observed one, the model appears to underestimate the sea ice concentration and area. The melting of sea ice in the Tatar Strait seems to be responsible for low temperature and salinity waters along the Primorye coast in spring as suggested by Park et al. (2006).



해양 해빙 접합 모형을 이용한 동해의 해빙 모사

최 희 진

한국해양대학교 해양생명환경학과

초 록

본 연구에서는 해양-해빙 접합 모형인 ROMS (Regional Ocean Modeling System)를 이용하여 동해 북부의 해빙을 모사하고, 연해주 연안을 따라 흐르는 저염수의 영향을 살펴보았다. 모델 영역은 126.5°E에서 142.5°E, 33°N에서 52°N이며, 모델 해상도는 위경도로 각각 1/10° (약 10 km)이다. 수직 격자는 S-좌표계로 50층으로 설정하였다. 입력 자료는 1999년부터 2008년까지 12시간 간격의 해상도 0.5° ECMWF 예보자료와 해상도 1.5° ERA-interim 자료를 월 평균하여 사용하였다. 열과 담수의 flux는 표층 수온과 염분의 보정 없이 bulk 방정식으로 계산되었다. 각 계방 경계에서는 10년 평균한 북서태평양 해양예보 결과의 유속 및 수온, 염분, 표층 수위 값과 TPX07의 4대 분조 (M_2 , S_2 , K_1 , O_1)가 입력되었다.

본 모델에서 재현된 해빙은 2월에 최대 면적이 나타나고 4월에 사라지는 패턴을 보였다. 비록 위성 관측 자료인 AMSR-E에서도 비슷한 해빙 생성 패턴을 보였지만 해빙의 평균 농도와 면적은 관측에 비해 각각 약 15%, 약 61.8%의 차이를 보였다. 타타르 해협에서부터 해빙이 녹음으로

써 생기는 저온/저염수는 Park et al. (2006)에서와 같이 연해주 연안을 따라 봄철에 나타났다.



1. 서론

동해 (East sea, Fig. 1)는 한반도 및 러시아 연해주 연안과 일본 열도, 사할린 섬 등으로 둘러싸인 반폐쇄 해양으로 최대 수심은 약 3,700 m이고, 150 m보다 얕은 네 개의 해협을 통해 북서태평양과 오호츠크해로 연결 된다. 또한 동해는 대양과 비교해 규모가 작지만 3,000m 보다 깊은 심층분지가 존재하고 표층 수온의 계절 변동이 크며 활발한 생물적 프로세스를 보인다. 동해는 이러한 지형적 특징 때문에 해양 순환 패턴 및 중규모 와동, 중층수와 심층수 형성과 같은 대양 (open ocean)과 유사한 특성을 보이며 종종 대양의 미니어처라 불린다 (Kim et al., 2001; Mooers et al., 2006). 이러한 유사점과 더불어 또 다른 대양의 특징을 보여주는 현상은 해빙 (sea ice)의 존재다.

일반적으로 해빙 생성에 영향을 미치는 요인 중 하나는 강으로부터 유입되는 담수이다. 왜냐하면 담수의 유입은 심층 대류를 억제하고 결빙을 증진시키는 성층을 발생시키기 때문이다 (Ogi and Tachibana, 2006). 동해의 해빙 생성에 영향을 미치는 강은 동해 타타르 해협 북쪽 부근에 위치한 길이 4,350 km, 총 방출량 약 390 km³/year의 아무르 강이다 (Abrosimova et al., 2009). Martin et al. (1992)에 따르면 동해 북부 해역에 존재하는 해빙은 사할린 만으로부터 타타르 해협에 유입되는 아무르 강물이 차가운 북풍에 의해 결빙된 것이다. 동해에서 해빙이 중요한 이유는 47°N부근에서부터 블라디보스토크 (Vladivostok)까지 연해주 연안을 따라 남하하며 동해의 중층수를 공급하는 리만 한류와 관련 있기 때문이다 (Martin and Kawase, 1998; Park et al., 2006).

Martin and Kawase (1998)는 타타르 해협 남부에서 녹은 해빙수는 초

봄 동해에 저염수를 공급하는 공급원이 된다고 보고하였다. 동해의 담수 공급원인 아무르 강은 3월까지 강 유역의 얼음 생성으로 인해 그 유입량이 거의 0이 된다. 따라서 Martin and Kawase (1998)는 초봄 리만 한류에 의해서 공급되는 저염수가 해빙이 녹아서 발생할 가능성이 있음을 제시하였다. 그러나 이 지역에서의 관측이 상대적으로 빈약한 관계로 Martin and Kawase (1998)는 베링해의 연구 결과를 인용하여 그 가능성을 설명하였다.

Park et al. (2006)은 위성자료와 WOD (World Ocean Database) 기후 값을 이용하여 봄철 연해주 연안을 따라 남하하는 저온/저염수가 해빙과 관련 있음을 설명하였다. Park et al. (2006)에 따르면 해빙 농도가 낮았던 1990년부터 1991년 동안 연해주 연안을 따라 평년에 비해 높은 수온의 해수가 남하한 반면, 해빙 농도가 가장 높았던 1991년부터 1992년 동안은 상대적으로 저온의 해수가 남하하는 것으로 나타났다. Park et al. (2006)은 염분 변동 또한 살펴보았다. 그러나 이 지역에서의 관측 자료가 없는 관계로 WOD 기후 값을 이용하여 월별 변동을 살펴보았다. 해빙이 생성되는 기간인 11월부터 3월에는 48°N 부근에서 저염의 해수가 존재하지 않았지만 해빙이 녹는 4월 이후로 45°N 부근까지 염분이 낮아지는 현상이 나타났다.

앞선 기존 연구들은 타타르 해협을 관측 자료가 부족한 관계로 실제 염분 자료를 사용하지 않고 다른 해역의 상황에 연관시켜 추론하거나 신뢰도가 낮은 기후 값을 이용하여 분석하기도 하였다. 또한 지금까지 대부분의 동해와 관련된 해양순환 모형은 아무르 강물의 유입과 해빙을 고려하지 않았기 때문에 해표면 염분 값을 복원시켜주는 방법으로 모델링을 수행하였다. 그러나 복원에 사용한 염분 값은 실제 그 지역에서 관측

된 값이 아닌 선행보간 등에 의해 재현된 값으로 자료의 신뢰도가 상대적으로 낮다고 할 수 있다.

따라서 본 연구에서는 해양-해빙 접합 모형을 이용하여 동해의 해빙을 모사하고 해빙이 녹음으로써 발생하는 저염수의 이동과 동해 중층수에 미치는 영향을 수치 실험을 통하여 연구하였다. 모델에 의해 계산된 해빙 농도 분포를 위성 관측 자료와 비교/검증 하였으며, 해빙에 의한 수온과 염분 변화를 살펴보았다.



2. 수치 모델

2.1 모델 개요

수치 실험에 사용된 모델은 ROMS (Regional Ocean Modeling System) version 3.5 이다. ROMS는 정수압 근사 (hydrostatic assumptions)와 Boussinesq를 이용하여 원시 방정식 (primitive equations)을 계산하는 3차원 자유수면 terrain-following 수치 모델이다 (Hedström, 2009).

모델 영역은 북위 126.5°에서 142.5°, 동경 33°에서 52°이며, 모델 해상도는 경위도 방향으로 각각 1/10°(약 10km), 연직 방향으로 50개의 층으로 구성하였다 (Fig. 1). ROMS는 연직 방향으로 S-좌표계 (stretched terrain-following coordinates)를 사용함으로써 다양한 지형을 잘 표현한다 (Song and Haidvodel, 1994). S-좌표계는 바닥 경계층이나 수온 약층과 같은 관심 영역을 더 자세히 표현할 수 있을 뿐만 아니라 지형에 강한 민감도를 보이는 압력구배오차를 줄일 수 있다 (Shchepetkin and McWilliams, 2005).

수직 혼합 기법은 Mellor-Yamada turbulence closure scheme (Mellor and Yamada, 1974)을 사용하였고 수평 확산 계수는 Smagorinsky 방법을 이용하였다. 수평 이류항은 3차 upstream법을 사용하고, 수직 이류항은 4차 중앙 차분법을 사용한다.

격자를 구성 할 때, 수평적으로 격자간의 갑작스런 수심 변화를 줄이기 위해 수심변화에 대한 보정을 하였다 (Beckman and Haidvogel, 1993). 또한 모델 계산의 효율성을 증진하기 위한 time stepping scheme은 leap frog와 비슷한 Adams Moulton predictor-corrector scheme을 이

용하였다 (Shchepetkin and McWilliams, 2005). 이는 수직적으로 외부 중력파에 속도를 고려하여 시간차분을 하며, 3차원 방정식은 내부 중력파를 고려하여 좀 더 긴 시간의 계산이 가능하다. 이는 계산된 결과를 예측/수정함으로써 이전에 발생할 수 있는 오차를 감소시킨다. 본 연구에서는 3차원 계산 시간 간격을 360초로 하였고 2차원 계산 시간 간격을 9초로 하였다.



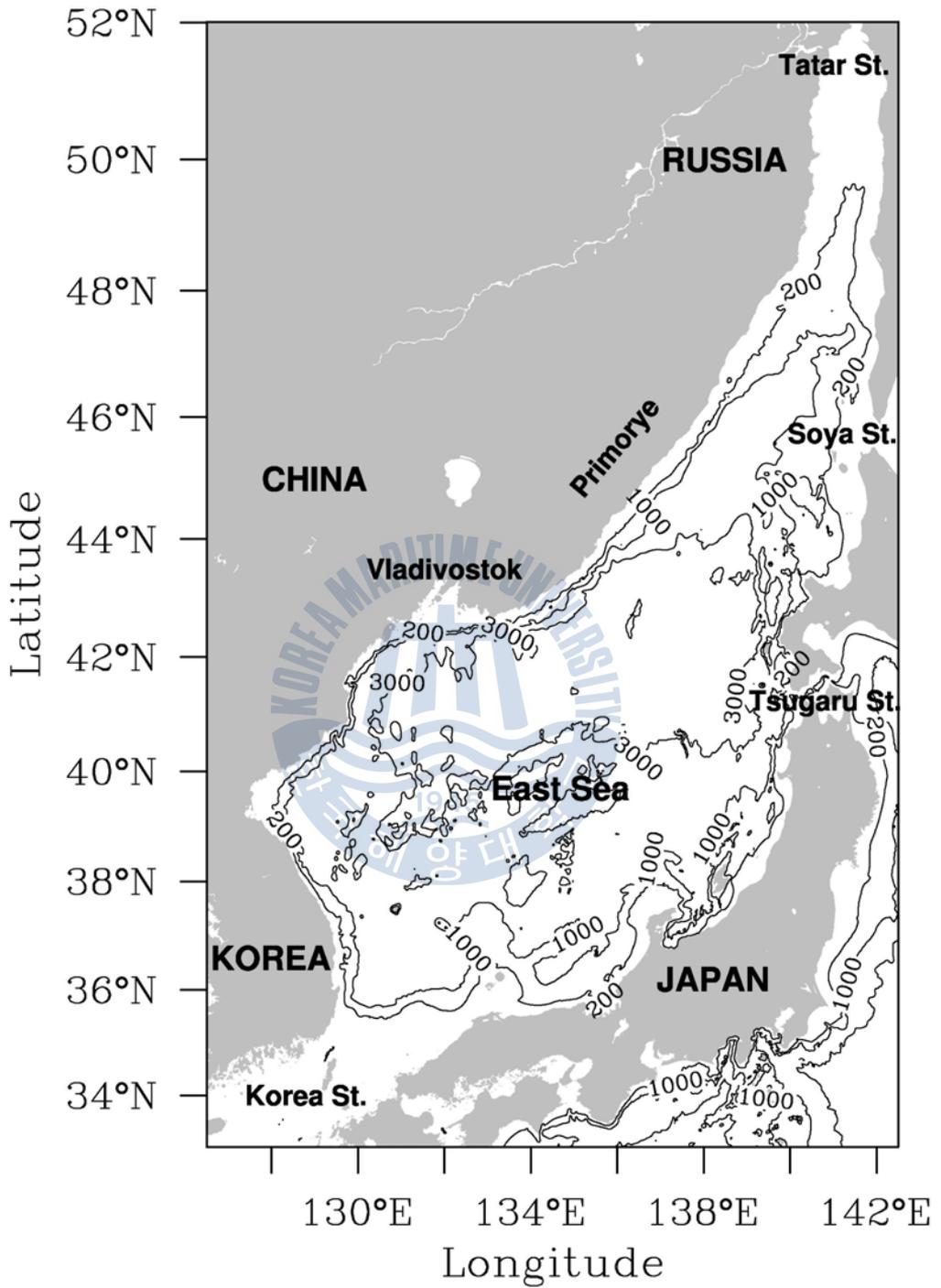


Fig. 1. The bottom topography of the East Sea.

2.2 해빙 모델

해빙 모델은 Elastic-Viscous-Plastic (EVP) 유동학 (Hunke and Dukowicz, 1997; Hunke, 2001)과 열역학 (Mellor and Kantha, 1989)을 포함한다.

2.2.1 해빙 역학 방정식 (Sea ice dynamic equation)

역학 방정식은 EVP 유동학을 근거로 한다. 해빙의 운동 방정식은 코리올리 효과와 대기, 해양 그리고 얼음 내부의 응력 등이 포함된다. 즉, :

$$M \frac{du}{dt} = Mfv - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial x} + \tau_a^x + \tau_w^x + F_x$$

$$M \frac{dv}{dt} = -Mfu - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial y} + \tau_a^y + \tau_w^y + F_y$$

여기서, M 은 해빙 질량, u 와 v 는 해빙 속도의 성분, ζ_w 는 해수면 변위, $\vec{\tau}_a$ 는 바람 응력, $\vec{\tau}_w$ 는 해빙과 해수면 사이의 응력, \vec{F} 는 해빙 내부 마찰력을 나타낸다. EVP 유동학 방정식은 VP 유동학 (Hibler, 1979) 방정식에 조정 계수 E (Young's modulus)를 합한 elastic 항이 포함된 것이다 (Hunke, 2001).

$$\frac{1}{E} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{1}{2\eta} \sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta} \sigma_{kk} \delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta} \delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}$$

여기서, σ_{ij} 는 stress tensor, η 는 비선형 전단 점성, ζ 는 비선형 bulk 점성, δ_{ij} 는 Kronecker delta 함수 그리고 P 는 얼음의 압력을 나타낸다.

해빙과 강설량의 체적 및 해빙 농도의 보존 방정식을 계산하는데 사용되는 이류항은 MPDATA scheme (Smolarkiewicz and Grabowski, 1990)이다.

$$\frac{\partial Ah_i}{\partial t} = -\frac{\partial(vAh_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_i)}{\partial y} + S_h + D_h$$

$$\frac{\partial Ah_s}{\partial t} = -\frac{\partial(vAh_s)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_s)}{\partial u} + S_s + D_s$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial(uA)}{\partial x} - \frac{\partial(vA)}{\partial y} + S_A + D_A \quad 0 \leq A \leq 1,$$

여기서, A 는 해빙의 농도, h_i 는 얼음의 두께, h_s 는 눈의 두께, S_h , S_s , S_A 는 열역학 항, D_i , D_s , D_A 는 확산항을 의미한다.

2.2.2 해빙 열역학 방정식 (Sea ice thermodynamic equation)

해빙 열역학은 Mellor and Kantha (1989), Hakkinen and Mellor (1992)에 기초하여 계산된다. 이 해빙 열역학 방정식은 해빙의 표면과 바닥과 옆면에서 해빙의 결빙과 용융을 계산한다. 수직으로 두 개의 해빙 층과 하나의 눈층을 구성하여 (Fig. 3) 열전도 방정식을 계산하며 눈층은 열을 포함하지 않는 단열층으로 가정한다. 열역학 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{DAh_i}{Dt} = \frac{\rho_o}{\rho_i} [A(W_{io} - W_{ai}) + (1-A)W_{ao} + W_{fr}]$$

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\rho_o A}{\rho_i h_i} [\Phi(1-A)W_{ao} + (1-A)W_{fr}]$$

여기서, ρ_i 는 얼음의 밀도로 910kg/m^3 을 사용한다. W_{ai} 는 상층 해빙 또는 눈표면의 용융률, W_{ao} 는 대기과 해수의 접촉면의 결빙률, W_{io} 는 해빙과 해수의 접촉면에서의 결빙률, W_{fr} 는 결빙된 해빙의 성장률을 의미한다 (Fig. 2). Φ 는 얼음 상태에 따라 그 값이 변한다.

$$\Phi = 4.0$$

$$W_{ao} \geq 0 \text{ (결빙)}$$

$$\Phi = 0.5$$

$$W_{ao} < 0 \text{ (용융)}$$

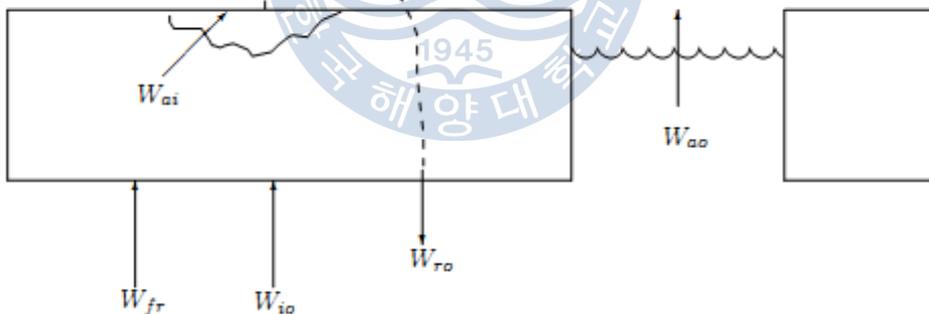


Fig. 2. The different locations where ice melting and freezing can occur.

Fig. 3은 눈과 얼음의 온도가 정의되는 위치와 열수지를 나타낸다. 각 층의 열수지는 다음과 같이 정의된다:

$$Q_{ai} = -H - LE - \epsilon_s LW - (1 - \alpha_s)SW + \epsilon_s \sigma (T_3 + 273)^4$$

$$Q_s = \frac{k_s}{h_s} (T_2 - T_3)$$

$$Q_{is} = \frac{2k_i}{h_i} (T_1 - T_2)$$

$$Q_{io} = \frac{2k_i}{h_i} (T_0 - T_1)$$

여기서, α_s 는 눈의 단파복사 알비도, ϵ_s 는 눈의 장파 복사능, H 는 현열, LE 은 잠열, LW 는 장파복사, SW 는 단파복사이며, 여기서 Q_{ai} 의 값은 열수지가 대기에서 해빙으로 들어오는 방향이며 음의 값은 해빙에서 대기로 빠져나가는 방향이다. σ 는 Stefan-Boltzmann 상수, k 는 열전도력이다.

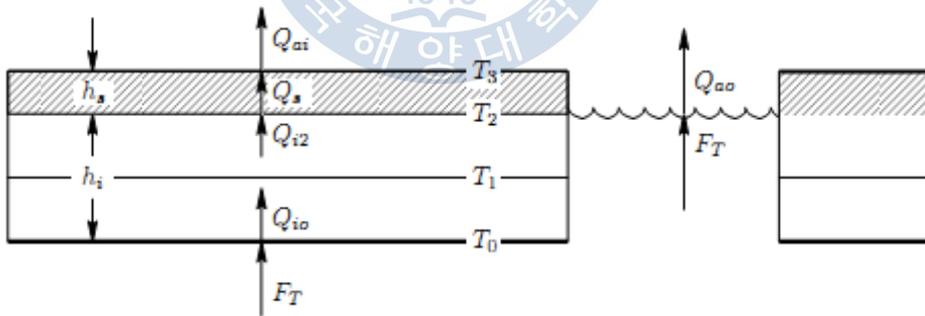


Fig. 3. Internal ice temperature and fluxes. The hashed layer is the snow.

2.3 입력 자료

본 연구에서 사용한 수심 자료는 NGDC (National Geophysical Data Center)에서 제공하는 ETOPO2 자료이며 최소 수심은 30 m, 최대 수심은 3774 m 이다. 모델의 초기 수온 염분 값은 JODC (Japan Ocean Data Center)의 8월 자료를 이용하여 계산한 연직 프로파일을 근거로 수평 방향으로 일정하고 연직 방향으로만 변화하게 설정하였다 (Fig. 4). 초기 운동량은 전 영역에서 0으로 설정하였다.

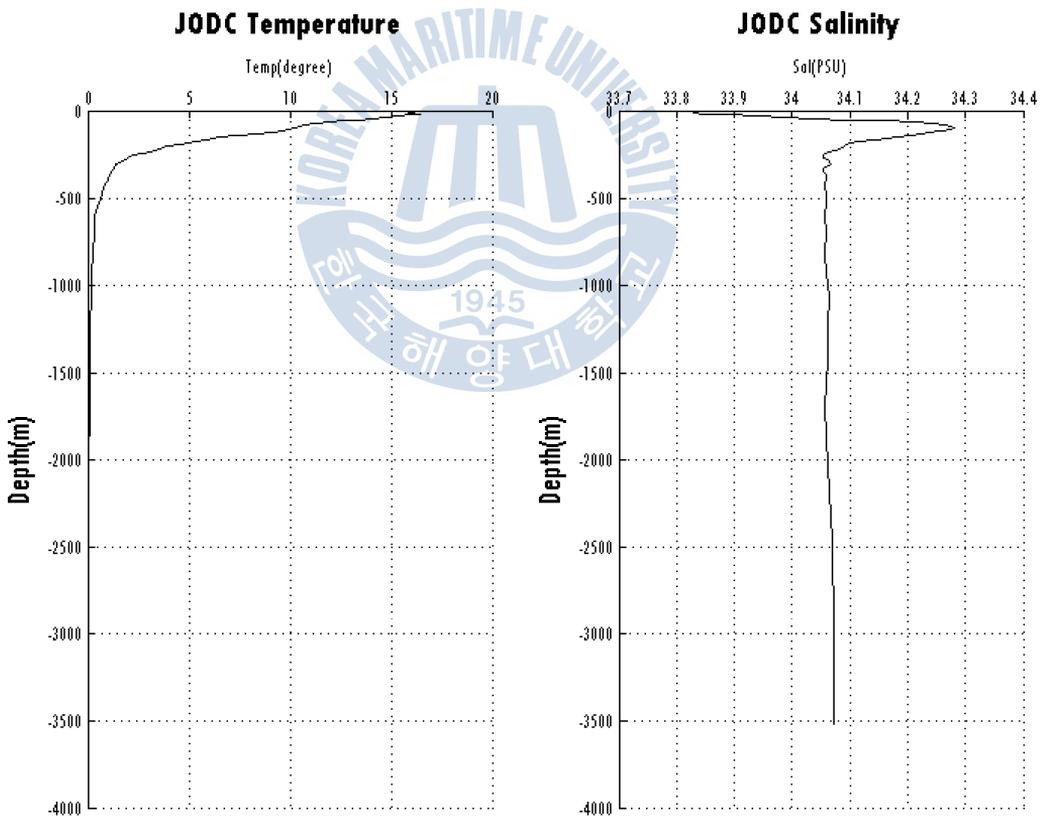


Fig. 4. Initial temperature (left) and salinity (right) profile.

대기강제력은 1999년부터 2008년까지 12시간 간격의 해상도 0.5° ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)의 예보자료와 해상도 1.5° ERA-interim (ECMWF interim Re-analysis)자료를 사용하였다. 해표면 응력, 구름 농도, 태양 복사에너지, 대기압, 강수량은 ECMWF의 예보자료를, 장파, 잠열, 현열, 표면 온도는 ERA-interim을 각각 월 평균하여 사용하였다. 해빙 농도는 Hadley Centre에서 제공하는 해상도 1° 의 월 평균된 자료를 1999년부터 2008년까지 평균하여 사용하였다.

동해에 저염수를 공급해주기 위해 타타르 해협부근에 아무르 강의 방류량 (Fig. 5)과 육지에서 Runoff 값을 주었다. 아무르 강의 방류량은 Martin and Kawase (1998)의 1900년에서 1985년을 월 평균한 아무르 강 유량을 이용하였고, 수온은 Tachibana et al. (2008)의 1987년에서 2001년을 월 평균한 값을 주었다 (Fig. 6). 염분은 연중 0으로 설정하였다. Runoff는 GRDC (Global Runoff Data Centre)에서 제공하는 WBM (Water Balance Model)의 결과와 관측 값을 합성한 자료를 사용하였다 (http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage__node.html).

모델 영역의 개방경계는 제주해협 및 제주도와 큐슈를 연결하는 남쪽 경계, 쓰가루 해협과 소야 해협 주변이다. 각 개방 경계에서 입력되는 3차원 수온 및 염분, 유속, 수심 평균 유속, 해수면 높이는 큐슈대학의 응용 역학 연구소의 실시간 북서태평양 해양예보 결과 (<http://www.riam.kyushu-u.ac.jp/OMG/>) 중 2001년부터 2010까지 10년 평균한 월평균 자료를 사용하였다.

모델에 사용된 조석 자료는 TPX07 (Oregon global model version 7)로 TOPEX/Poseidon 인공위성 관측 자료를 동화한 해상도 0.25° 의 전 지구

모델 (Oregon global model)의 결과 값이다 (Egbert and Erofeeva, 2002). 본 수치 실험에서는 개방경계에 M_2 , S_2 , K_1 , O_1 의 4대 조석 분조가 입력된다.

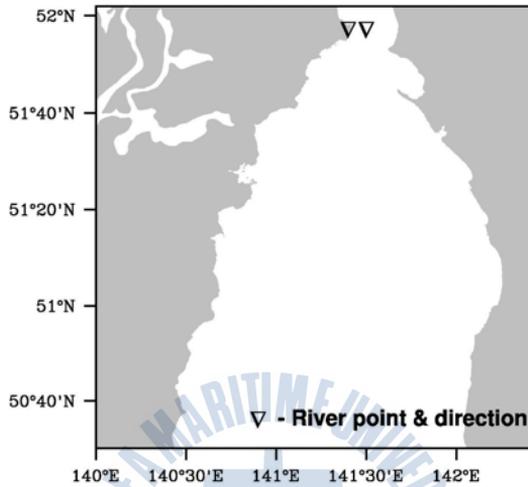


Fig. 5. Direction and location of river.

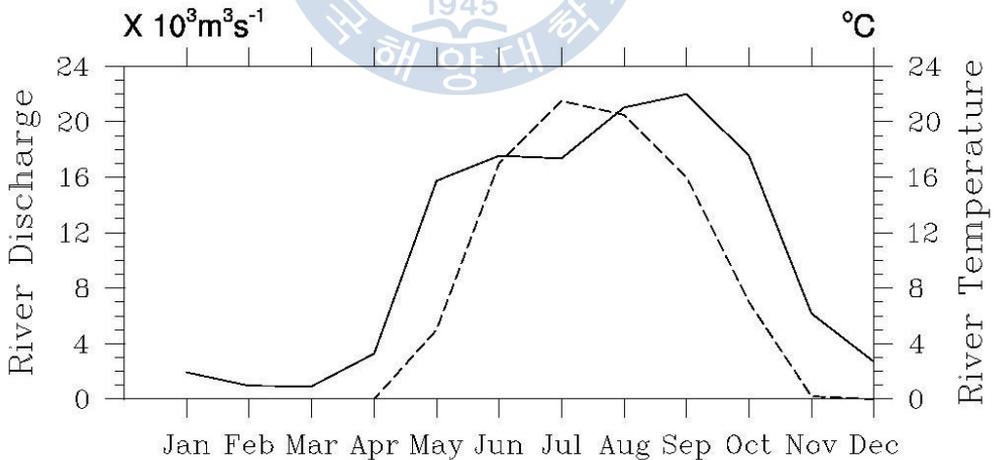


Fig. 6. The monthly mean outflow (solid; Martin and Kawase, 1998) and temperature (dashed; Tachibana et al., 2008) of the Amur River.

3. 모델 결과

해빙이 동해의 해황에 어떤 영향을 미치는지 알아보기 위해 해빙을 포함한 경우 (Exp 1)와 포함하지 않은 경우 (Exp 2)를 비교하였다. 두 경우 모두 30년 동안 수치 분석을 하였고 마지막 10년 평균한 월 평균 자료를 결과 분석에 사용하였다.

3.1 모델 검증

3.1.1 상층

(가) 유속분포

Fig. 7은 수심 50m 깊이의 10년 평균한 유속분포이다. 대한 해협을 통해 동해로 들어온 대마 난류 (Tsushima Warm Current, TWC)는 한국 연안을 따라 흐르는 동한 난류 (East Korea Warm Current, EKWC)와 일본 연안을 따라 흐르는 내측 지류 (Nearshore Branch, NB)로 나뉘어 흐르고 소야와 쓰가루 해협을 통해 대양으로 나가게 되는데, 모델에서 재현된 흐름장은 이러한 동해 순환의 특징을 잘 재현한 것으로 판단된다. 또한 북부 연해주 연안을 따라 남하하는 리만 한류 (Liman Coastal Cool Current, LCCC)와 북한한류 (North Korean Cool Current, NKCC)도 모델에서 잘 재현하였다.

이러한 해류 패턴은 Mooers et al. (2005)의 해류 모식도 (Fig. 8a)와 일치한다. 그러나 Mooers et al.(2005)의 해류 모식도에서는 동한 난

류의 이안 위치가 38°N 부근이지만 본 모델에서는 이안 위치가 39°N 부근으로, 북쪽으로 더 치우친 경향이 있다.

Fig. 8b는 국립해양조사원에서 1993년부터 2009년까지 프랑스 AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic)의 해수면 고도편차 자료를 이용하여 계산된 평균 표층 해류와 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)의 표층수온이다. 국립해양조사원의 결과에서 한국 연안을 따라 북쪽으로 흐르는 동한난류는 38°N 부근에서 이안된 후 거의 정북으로 북상하다 40°N 부근에서 동쪽으로 사행하는 것을 볼 수 있다. 본 모델 결과와 비교했을 때 모델로 재현된 결과에서 동한 난류가 이안되는 위치는 좀 더 북쪽에 위치하지만 동한 난류가 사행되며 흘러가는 패턴은 잘 재현된 것으로 보인다.

Fig. 9는 같은 깊이에서의 매 월별 유속분포를 나타낸 그림이다. 동한 난류는 상대적으로 2월에 약하고 11월에 최대가 되는 계절변동을 보인다. 일본 연안을 따라 이동하는 내측 지류는 동한 난류와 같은 11월에 상대적으로 강한 흐름을 보이지만 동한 난류에 비해 그 변동이 작다.

북한 한류는 겨울철 (2월)에 흐름이 강하고 점차 남하하여 5월에는 북한 한류 경계가 40°N 부근까지 내려가 동한 난류와 만나게 된다. 그 후 북한 한류와 동한 난류가 합쳐진 흐름이 8월에 38°N 부근까지 남하하는 것으로 보이고 11월이 되면 상대적으로 북한 한류의 범위가 축소되는 것으로 보인다. $38 \sim 40^{\circ}\text{N}$ 부근에서는 시계 방향의 에디가 연중 존재하는 것으로 재현되었으며 특히 11월에 가장 강해진다.

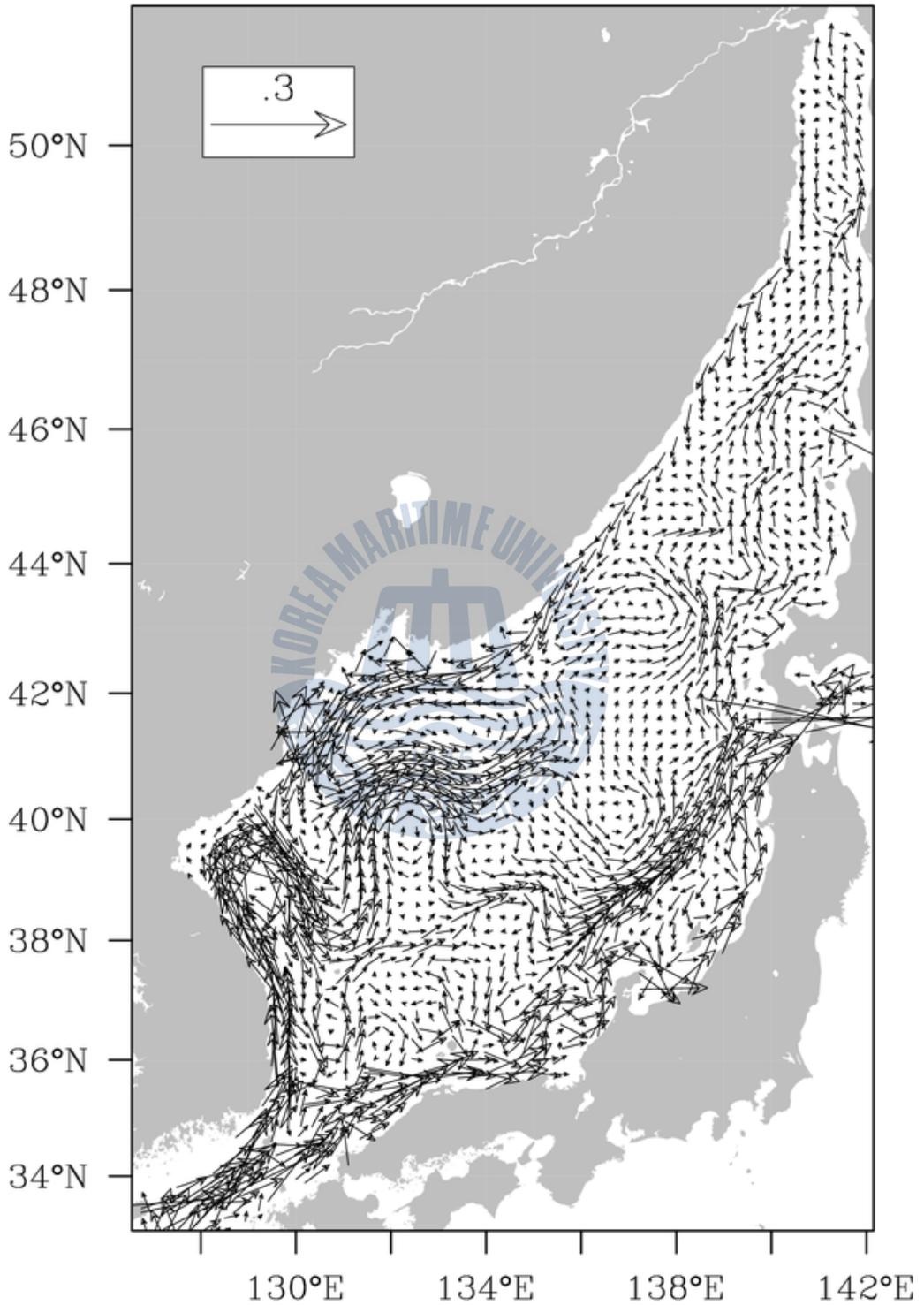
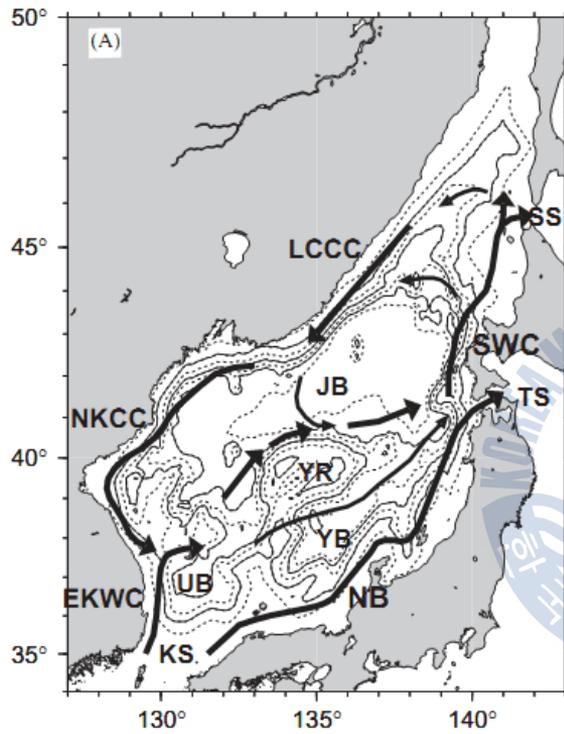
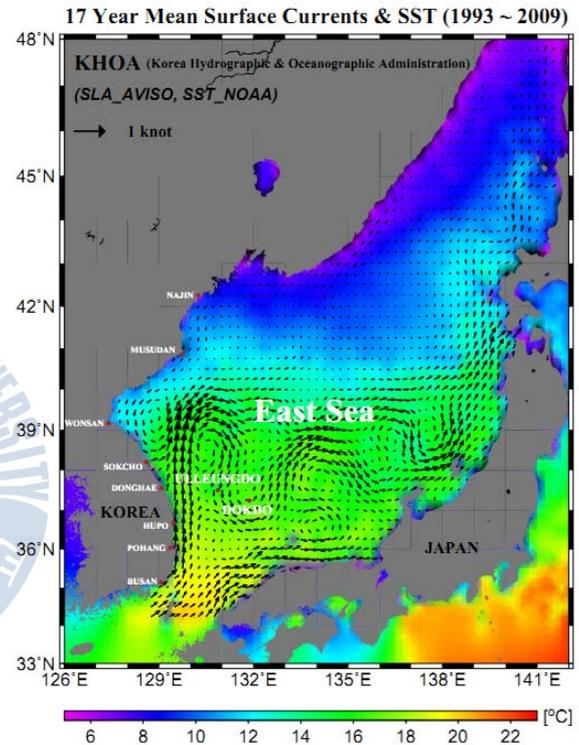


Fig. 7. 10 year mean horizontal velocity at the depth of 50 m.



(a)



(b)

Fig. 8. (a) Schematic for sea surface current in the East Sea (Mooers et al., 2005).
 (b) 17 year mean sea surface current and SST (KHOA).

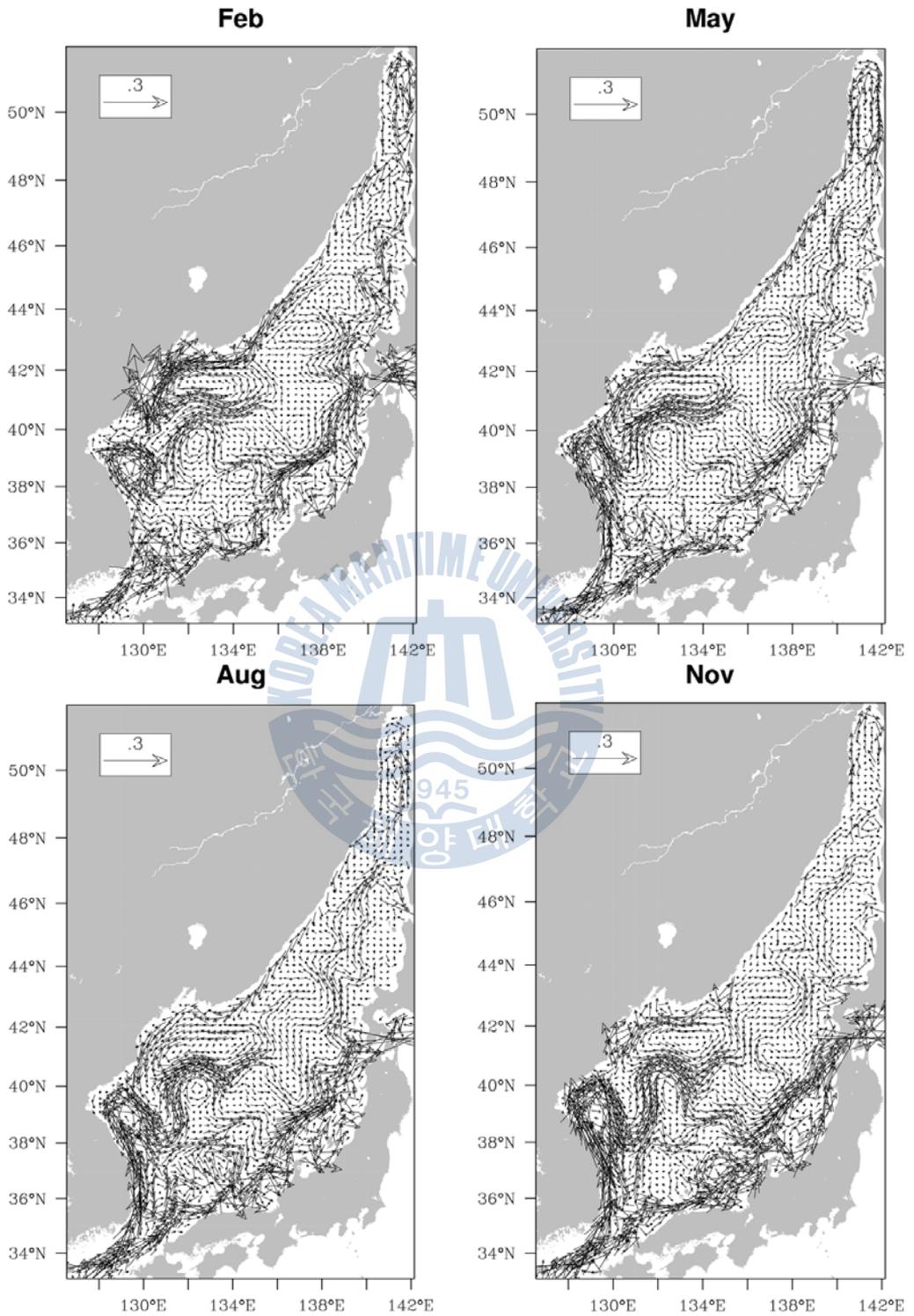


Fig. 9. Monthly mean horizontal velocity at the depth of 50 m.

(나) 수온

Fig. 10은 모델로 재현된 각 계절별 (2, 5, 8, 11월) 5 m 깊이에서의 수온과 위성 자료의 해표면 수온 (SST)을 나타낸다. 위성 자료는 NASA (National Aeronautics and Space Administration)의 PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, <http://poet.jpl.nasa.gov/>)에서 제공하는 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Pathfinder Version 5 데이터로 4 km의 해상도를 가진다. 본 연구에서는 1999년부터 2008년도까지 자료를 월 평균하여 모델의 결과와 비교 하였다.

전체적으로 모델이 관측 값과 유사한 수온 값과 계절 변동을 보여주는 것으로 판단된다. 2월에 5°C와 10°C 등온도선의 분포 양상이 비슷하고 연해주 연안을 따라 0°C이하의 물이 분포해 있는 것도 잘 재현이 되었다. 그러나 모델에서 블라디보스크 부근에서 40°N까지 0°C이하의 물이 더 많이 계산이 되었다. 이는 모델에서 재현된 해빙이 이 부근에 존재함으로써 생기는 영향으로 생각된다.

5월의 경우에는 5, 10, 15°C의 등온도선 분포가 위성 자료와 잘 일치하는 것을 확인 할 수 있다. 8월의 25°C 등온도선은 인공위성 자료와 비교하여 불규칙한 형태로 존재하는데 이러한 형태는 중규모 변동의 영향으로 사료된다. 11월에도 위성자료와 비교하여 10°C와 15°C 등온도선의 분포 패턴이 비슷하게 재현이 되었다.

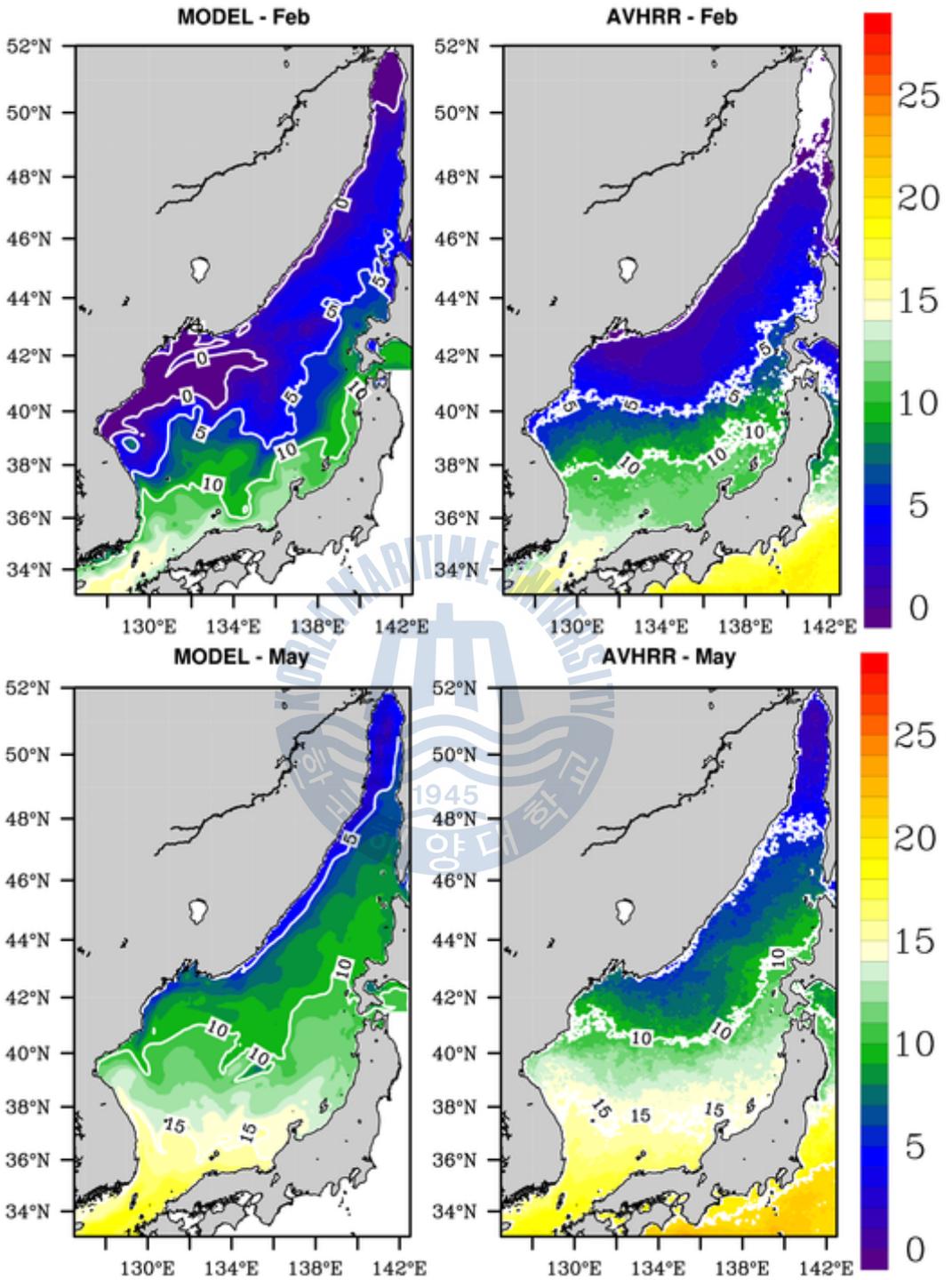


Fig. 10. Monthly mean temperature of model result (left panel) at 5 m and AVHRR Pathfinder fields (right panel)

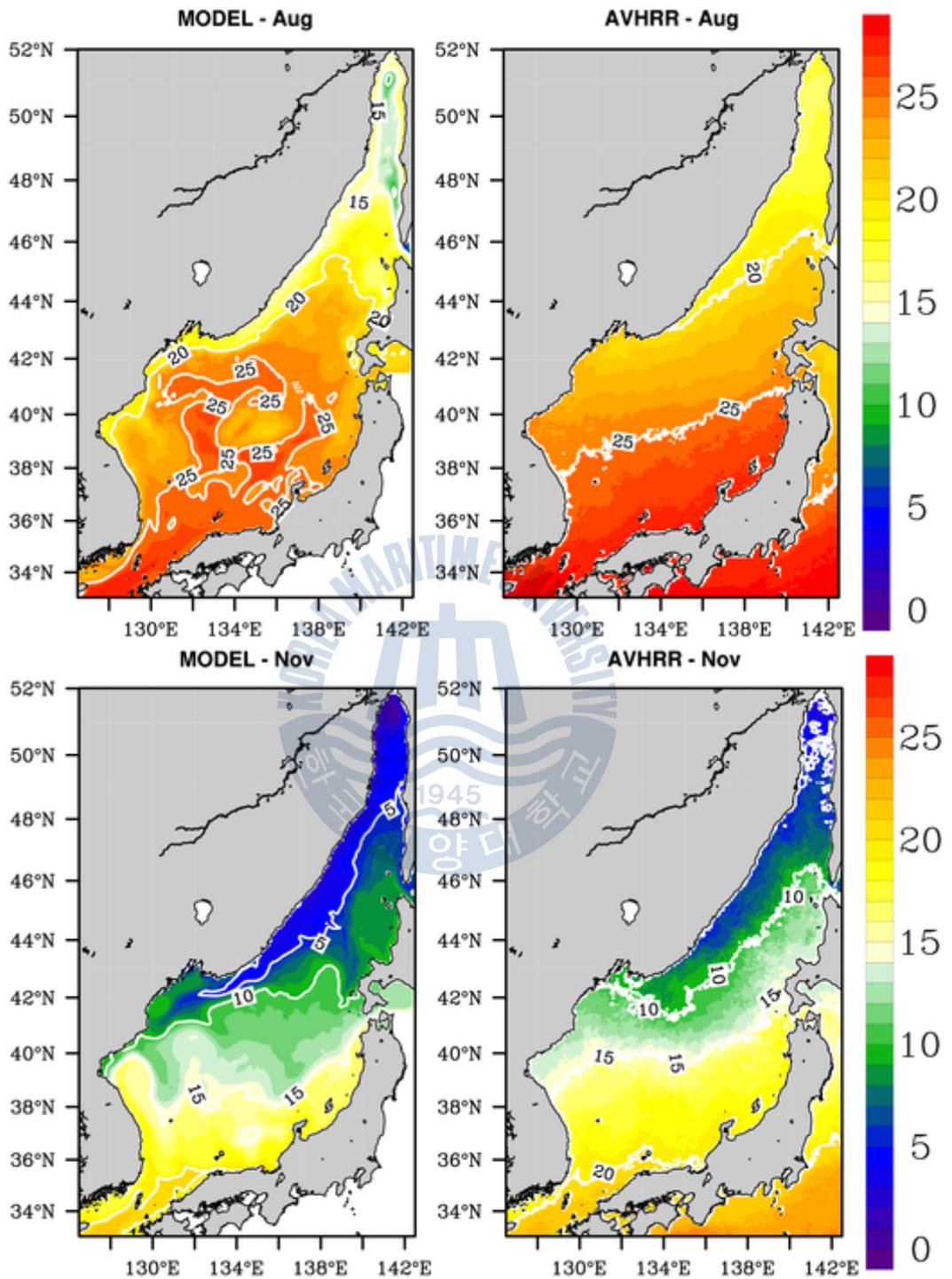


Fig. 10. Continued.

(다) 해빙 분포

Fig. 11은 모델에 의해 재현된 해빙 분포를 나타낸 그림이다. 흰 선은 해빙 농도가 0.15이상인 해역을 나타낸 것으로 평균 해빙 농도와 해빙 면적을 계산하는 기준이 된다. 모델에 의해 재현된 해빙은 타타르 해협 북부에서 11월부터 생성되기 시작하여 2월에 최대면적을 가지고 4월에 빠르게 소멸된다. 해빙 농도는 최대 0.95를 넘지 않고, 평균 농도는 12월에는 0.36, 1월에 0.46, 2월에 0.51, 3월에 0.40, 4월에 0.33이다.

모델로 재현된 해빙 농도가 얼마나 사실적으로 재현되었는지 확인하기 위해 AMSR-E (The Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) 위성 자료와 비교하였다. 위성 자료는 2002년부터 2008년 11월에서 4월을 각각 월 평균한 해빙 농도이다. 해빙 농도의 공간 평균 값은 11월에 0.52, 12월에 0.37, 1월에 0.68, 2월에 0.74, 3월에 0.53, 4월에 0.42이다. 모델과 비교하여 위성에서 관측된 해빙의 생성 시기와 분포 패턴이 유사한 것을 확인할 수 있다. 위성 관측 또한 11월에 타타르 해협 북쪽에서 생성되어 2월에 면적이 최대가 되고, 4월에 빠르게 소멸되는 패턴을 확인할 수 있다. 그리고 위성 자료와 모델 모두 0.15 농도선이 연해주 연안 쪽으로 기울어져 존재한다.

그러나 모델에 의해 재현된 해빙 농도는 위성 자료와 비교해서 0.15 선이 북쪽에 위치하고, 상대적으로 작은 농도와 면적 값을 가진다. Fig. 12는 해빙 농도가 0.15이상인 곳의 면적을 나타낸 것으로 검은 색은 AMSR-E 위성자료로 계산된 해빙의 면적 값이며 흰 색은 모델로 계산된 값이다. 위성자료와 모델결과의 차이는 12월에 $1.107 \times 10^4 \text{km}^2$ (63.2%), 1월에 $1.94 \times 10^4 \text{km}^2$ (60.9%), 2월에 $2.17 \times 10^4 \text{km}^2$ (59.7%), 3월에 $1.69 \times 10^4 \text{km}^2$

(63.4%)로 위성 자료의 면적이 더 넓게 나타난다. 4월에는 오히려 모델에서 재현된 해빙 면적이 더 넓게 나타난다. 이러한 결과는 본 연구에서 월 평균 대기강제력이 얼음 생성을 상대적으로 낮추어 모델 결과가 낮은 농도 값을 보이는 것으로 추측된다.



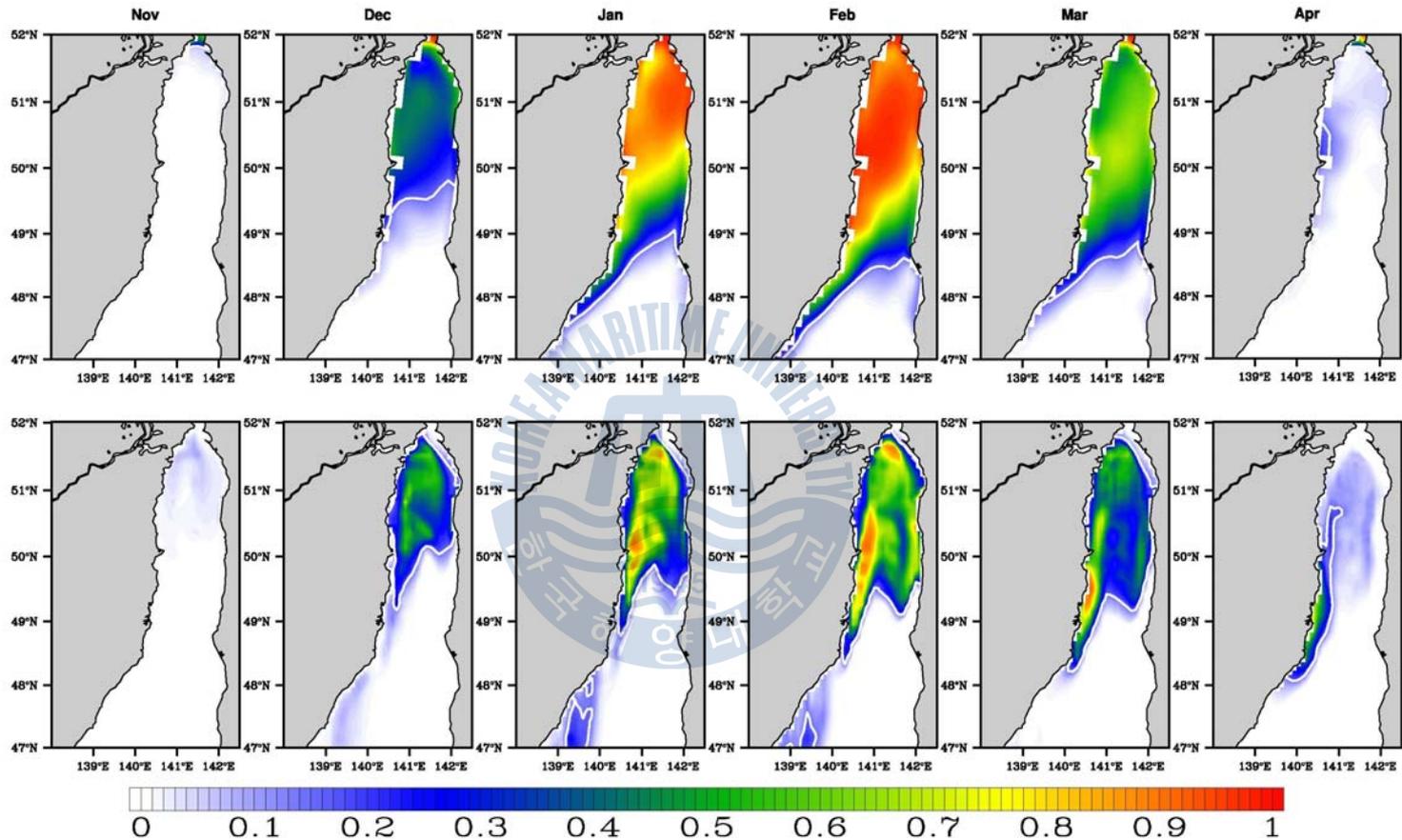


Fig. 11. Monthly mean sea ice concentration of AMSR-E (upper panel) and model result (lower panel). The white line indicates that sea ice concentration is 0.15.

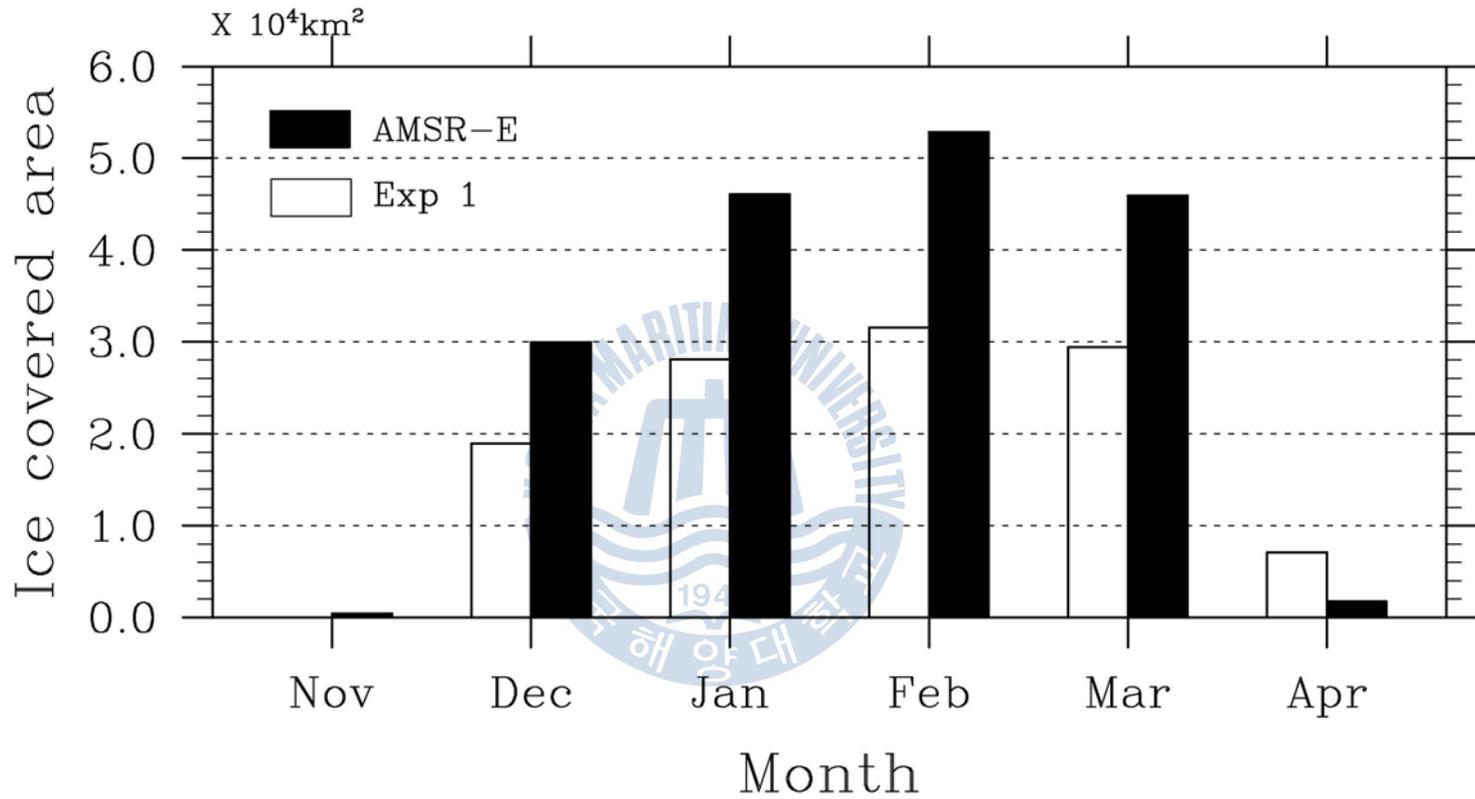


Fig. 12. Monthly mean model result (white) and AMSR-E (black) time series of ice-covered area in the domain of Fig. 10.

3.1.2 중층

(가) 유속분포

Fig. 13은 수심 800 m 깊이의 10년 평균한 유속 분포이다. 본 모델 결과는 40°N 이북에 반시계 방향의 흐름을 재현하였다. 연해주 연안과 한국 연안을 따라 남하하는 흐름은 40°N 부근에서 한국 연안을 따라 북상하는 흐름과 만나 동쪽으로 사행되고 이 흐름은 일본 연안에서 북쪽으로 흐르면서 반시계 방향의 순환이 발생된다. 50 m 깊이에서는 내측지류가 일본 연안을 따라서 북동쪽으로 흐르는 반면 이 깊이에서는 남서방향으로 흐르는 반류가 존재하는 것을 확인할 수 있다.

Fig. 14a는 관측 값을 근거로 나타낸 약 800 m에서의 흐름 모식도이다 (Mooers et al., 2006). 이 모식도에서 나타내는 흐름은 연해주와 한국 연안을 따라 흐르는 남향류 (Senjyu and Sudo, 1994; Senjyu, 1999) 및 극전선을 따라 흐르는 흐름 (Senjyu and Sudo, 1994; Senjyu, 1999), 야마토 용기 위를 지나는 남향류 (Isobe and Isoda, 1997)로 구분된다. 이 모식도와 본 모델의 결과를 비교하였을 때 연해주 연안과 한국 연안을 따라 남하하는 흐름과 북위 40°N 부근에서 동진하는 흐름은 본 모델에서 잘 재현된 것으로 보인다. 그러나 본 모델에서는 야마토 용기를 지나가는 남향류가 재현이 되지 않았다.

Fig. 14b는 1999년 8월부터 2001년 12월까지 PALACE (Profiling Autonomous Lagrangian Current Explorer) 부표 관측을 나타낸 그림이다 (Mooers et al., 2006). 본 모델의 결과와 비교하여 40°N 이북에 존재하는 반시계방향의 흐름이 유사하게 나타난다. 그러나 38°N 이남의 관측이 부족한 관계로 일본 연안을 따라 남하하는 흐름을 확인 할 수 없었다.

Fig. 15는 800 m 깊이에서의 매 월별 유속분포를 나타내었다. 2월에 40°N 이북 반시계 방향 순환의 서측경계가 점차 남서쪽으로 확장하여 5월에는 130°E와 39°N 부근까지 남하고, 11월에는 다시 축소되어 131°E와 40°N 부근에 위치하는 것을 확인할 수 있다.



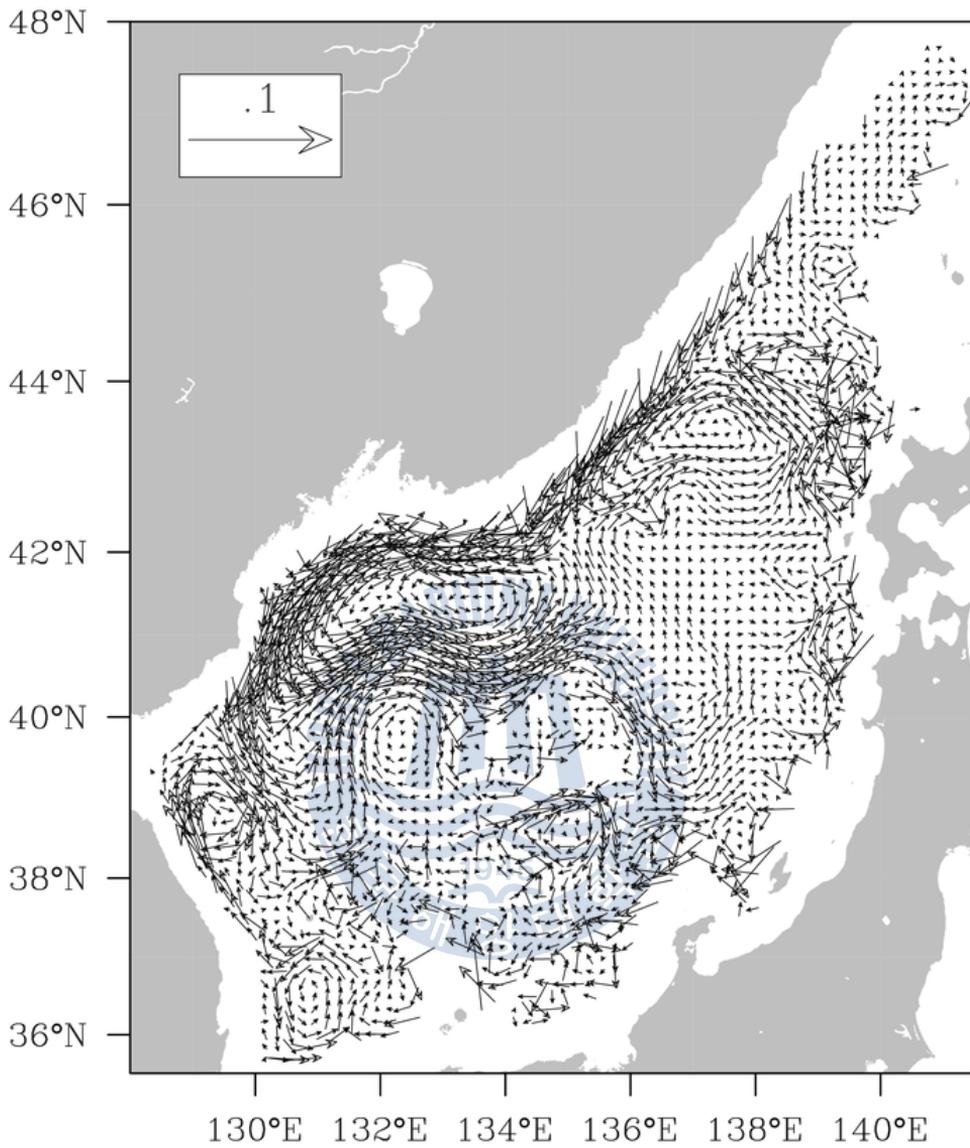


Fig. 13. 10 year mean horizontal velocity at 800 m.

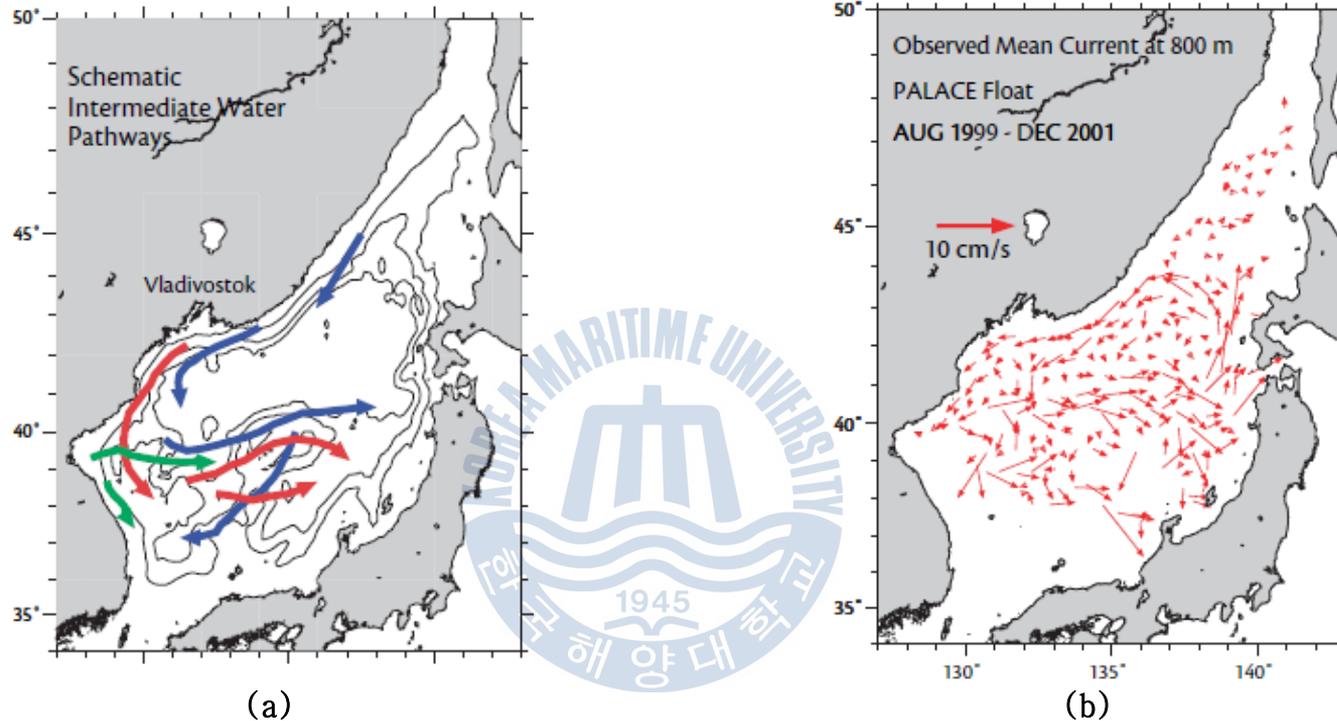


Fig. 14. (a) Schematic of intermediate (about 800 m depth) water circulation based on observations by Senjyu and Sudo (1994; red), Isobe and Isoda (1997; blue), and Senjyu (1999; green) (Moers et al., 2006).
 (b) Observed mean flow at 800m. The observed (PALACE float) currents are for August 1999 - December 2001 (Moers et al., 2006).

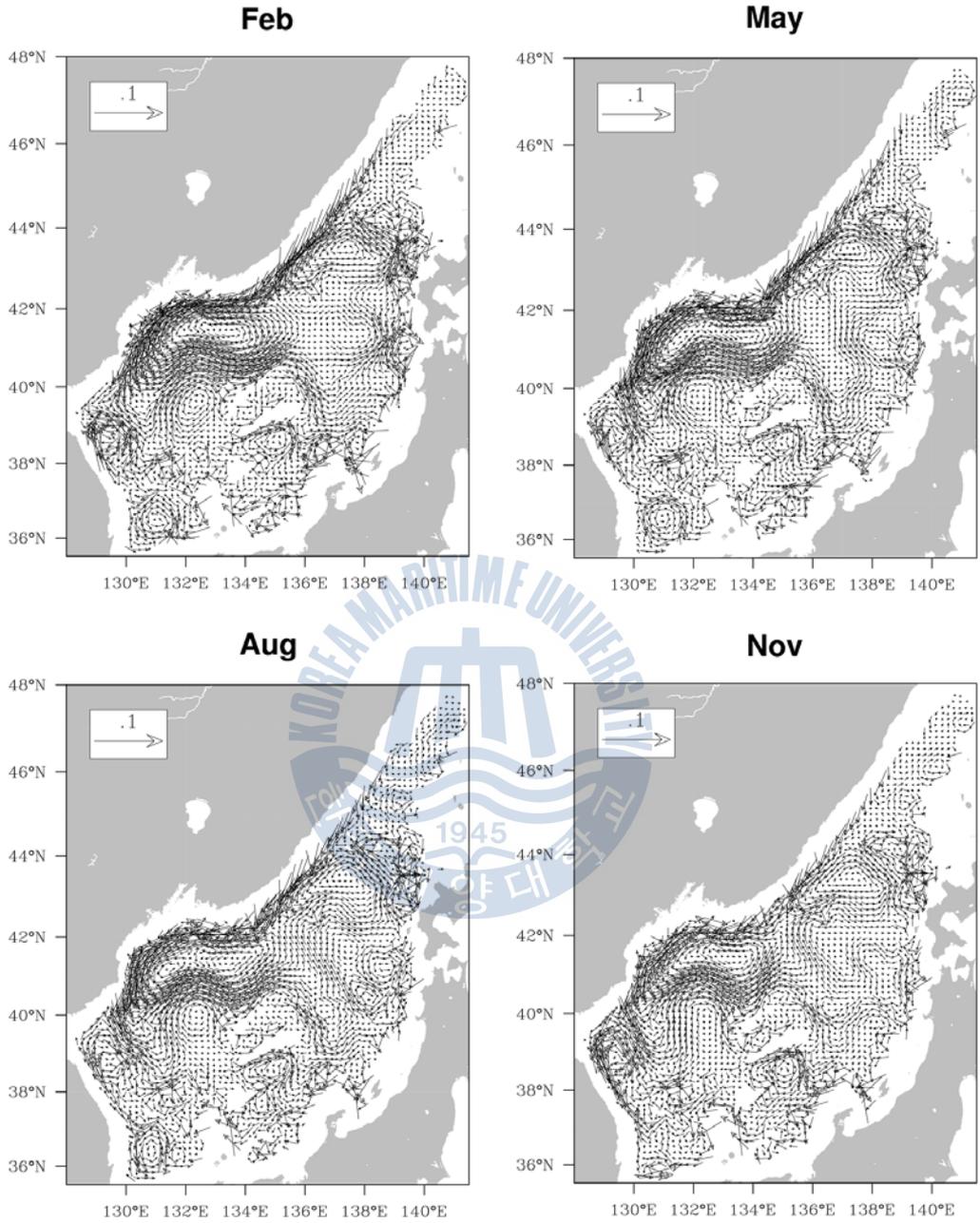


Fig. 15. Monthly mean horizontal velocity at the depth of 800 m.

3.2 해빙의 영향

3.2.1 등밀도면 상의 염분 분포

동해 중층수의 이동과 확장을 살펴보기 위해서 $\sigma_\theta=27.1\text{kg/m}^3$ 과 $\sigma_\theta=27.2\text{kg/m}^3$ 에서의 염분을 계산하였다 (Fig. 16와 17). 동해 중층에 존재하는 수괴는 수직적으로 염분이 최소 ($< 34.06\text{psu}$)인 동해 중층수 (East Sea Intermediate Water, ESIW)와 이 중층수 아래로 염분이 다시 높아지는 고염 중층수 (high Salinity Intermediate Water, HSIW)로 구분할 수 있다 (Kim and Kim, 1999). 동해 중층수는 울릉분지 근처에 존재하며, 수온이 $1.0\sim 5.0^\circ\text{C}$, 밀도가 $26.9\sim 27.3\text{kg/m}^3$ 이고, 고염 중층수는 일본 분지 동쪽에 위치하고 염분은 $> 34.07\text{psu}$, 수온은 $0.6\sim 5^\circ\text{C}$, 밀도는 $27.0\sim 27.32\text{kg/m}^3$ 이다.

Fig. 15는 $\sigma_\theta=27.1\text{kg/m}^3$ 에서의 염분 분포이다. 1월에 타타르 해협에서 34.01psu 이하의 해수가 생성되며 2월부터 연안을 따라 34.01psu 이하의 해수가 연해주 연안을 따라 유입되기 시작한다. 그리고 5월 이후로는 이 저염이 블라디보스크 근처에서 생긴 저염이 합쳐져 남하하기 때문에 그 구분이 어려워진다. 이 해수는 8월까지 38°N 부근까지 내려오고 9~10월에 40°N 에서 동쪽으로 빠져나가는 것을 볼 수 있다.

서론에서 언급 했듯이 Park et al. (2006)은 위성자료와 WOD 기후 값을 이용하여 봄철 연해주 연안을 따라 저염수가 남하하는 것을 설명하였고, Fig. 15에서 보듯이 본 모델에서도 봄철 연해주 연안을 따라 저염수가 나타났다.

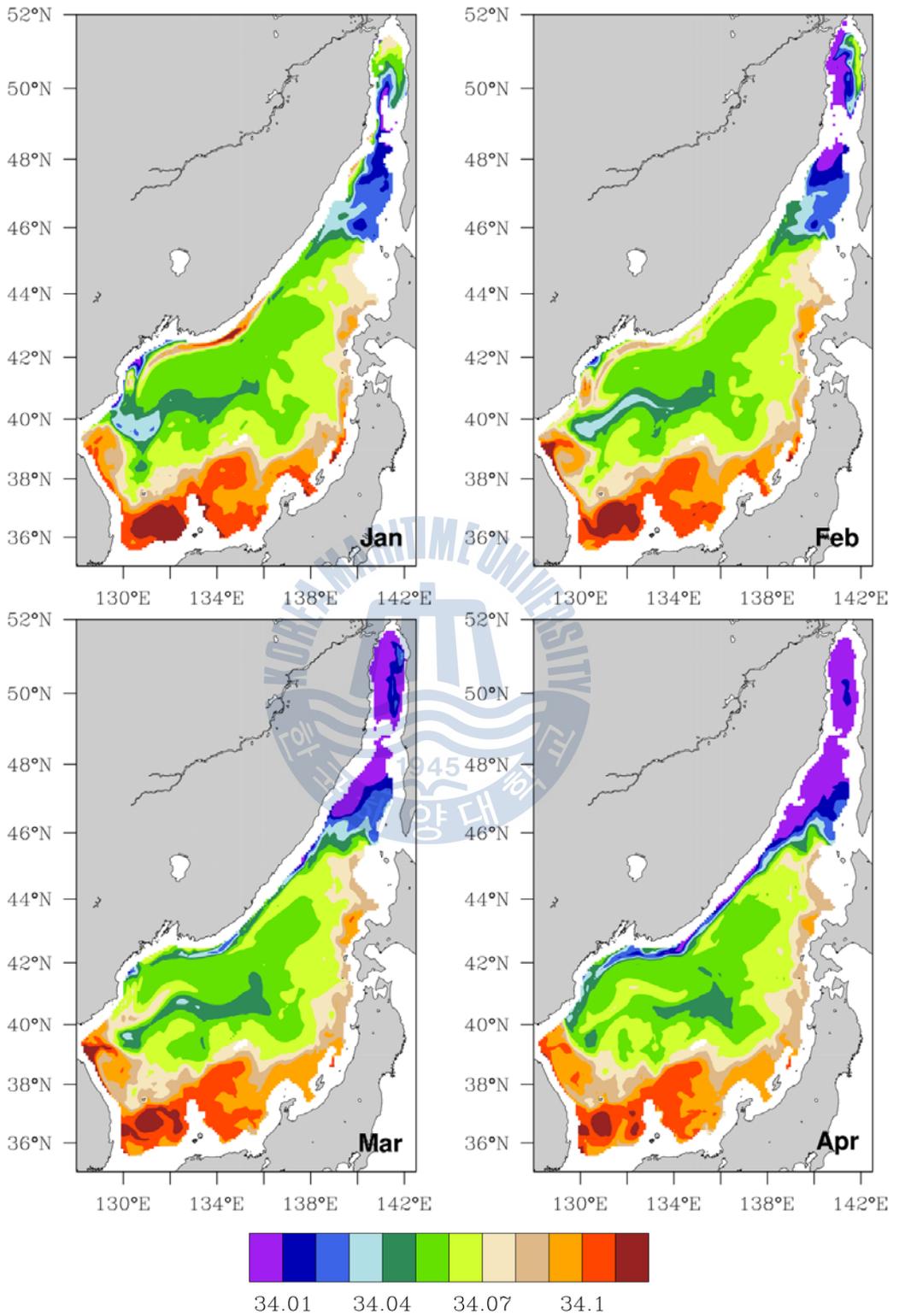


Fig. 16. Salinity on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

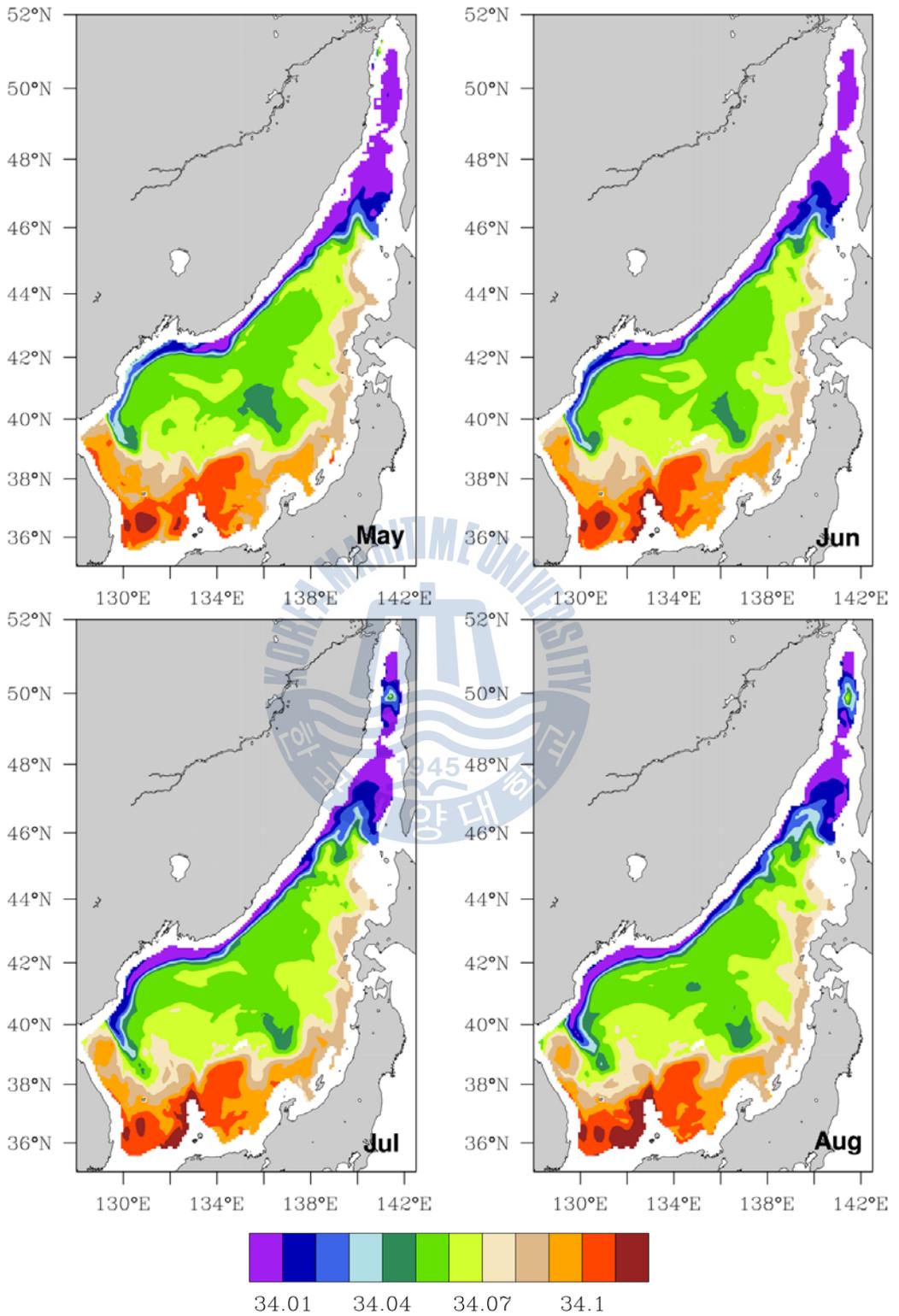


Fig. 16. Continued.

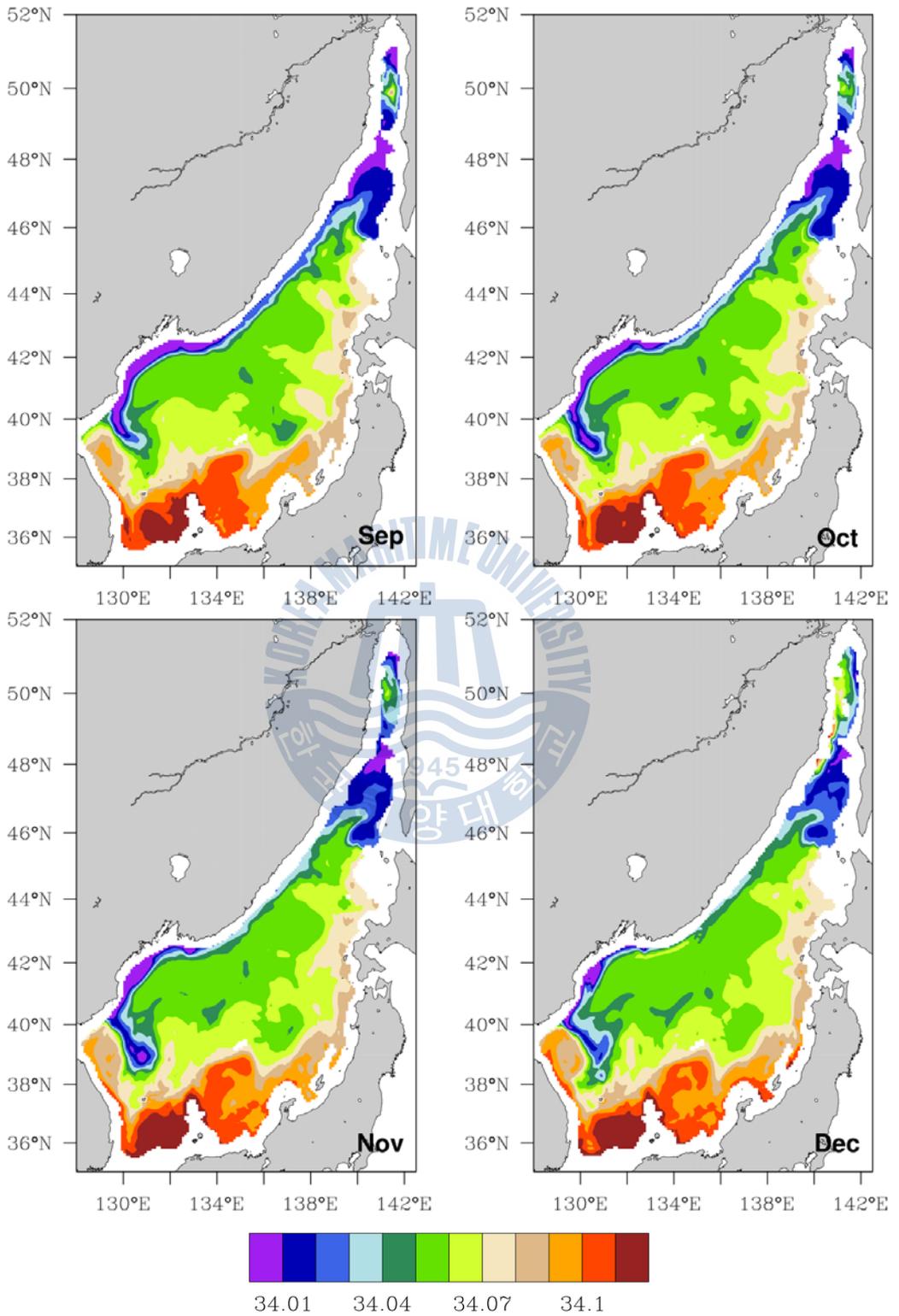


Fig. 16. Continued.

3.2.2 등밀도면 상의 수온과 염분 차이

Fig. 17은 12월부터 5월까지 밀도면 27.1kg/m^3 에서의 Exp 1과 Exp 2의 수온의 차이를 나타낸다. 전체적으로 해빙을 포함함으로써 수온이 높아 졌지만 1월에서 5월 동안 타타르 해협으로 부터 연해주 연안을 따라 저온수가 남하하는 것이 나타났다. 1월에 저온의 해수가 타타르 해협 북부에서 발생이 된다. 앞에서 설명했듯이 2월에 해빙 면적이 최대가 된 후 3월부터 해빙이 점차 녹기 시작한다. 타타르 해협에서 해빙이 녹는 3월 이후로 연해주 연안을 타고 상대적으로 차가운 해수가 내려온다. Fig. 17의 3월을 보면 46°N 부근에 저온의 물이 발생하여 4월에 연해주 연안을 따라 흐른다. 5월 이후로는 44°N 부근에 발생한 저온수와 합해져 구분이 어려워진다.

Fig. 18는 12월부터 5월까지 밀도면 27.1kg/m^3 에서의 Exp 1과 Exp 2의 염분의 차이를 나타낸다. 염분 또한 해빙을 포함함으로써 전체적으로 높아 졌지만 3월에서 5월까지 타타르 해협에서 연해주 연안을 따라 저염수가 생성되어 남하하는 것이 나타났다. Fig. 18의 3월을 보면 46°N 부근에 저염의 물이 발생하여 4월에 연해주 연안을 따라 흐른다. 저염은 38°N 부근까지 남하하고 40°N 부근에서 동진한다.

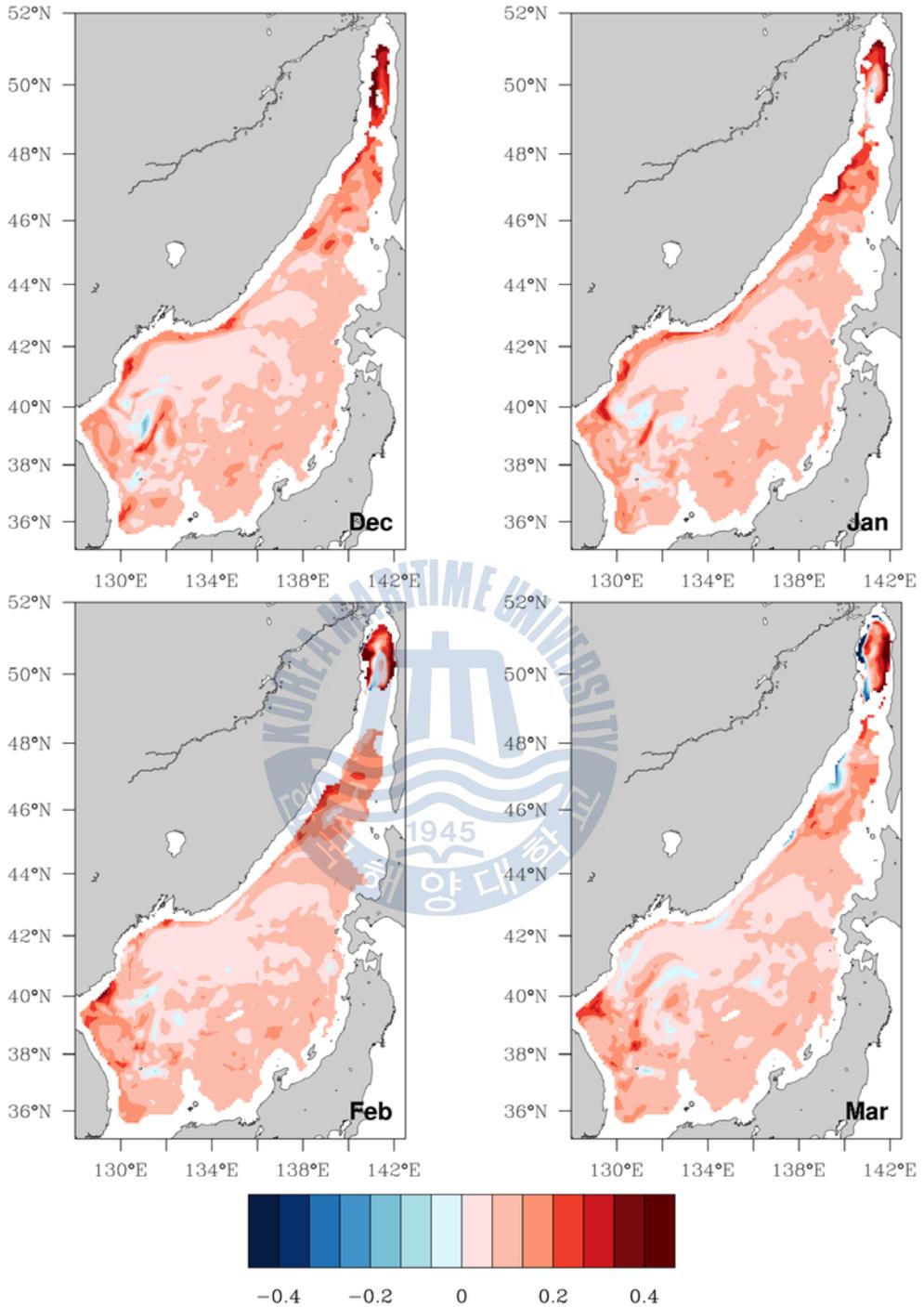


Fig. 17. Difference of temperature between Exp 1 and Exp 2 on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

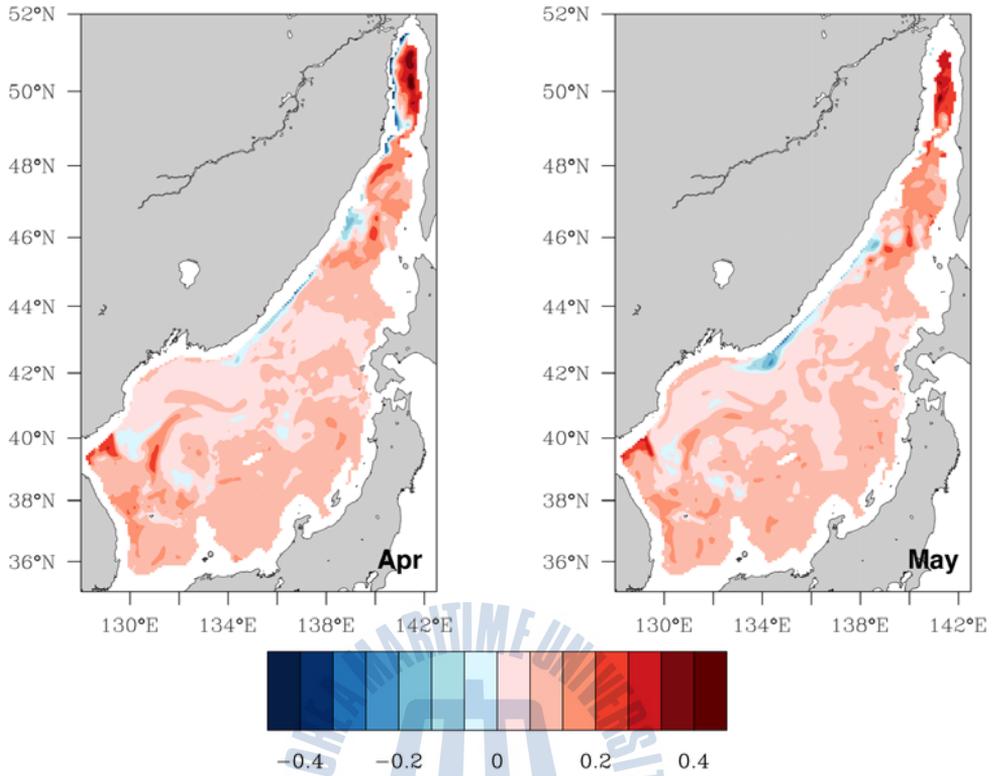
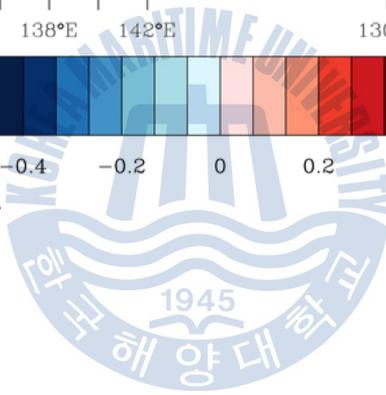


Fig. 17. Continued.



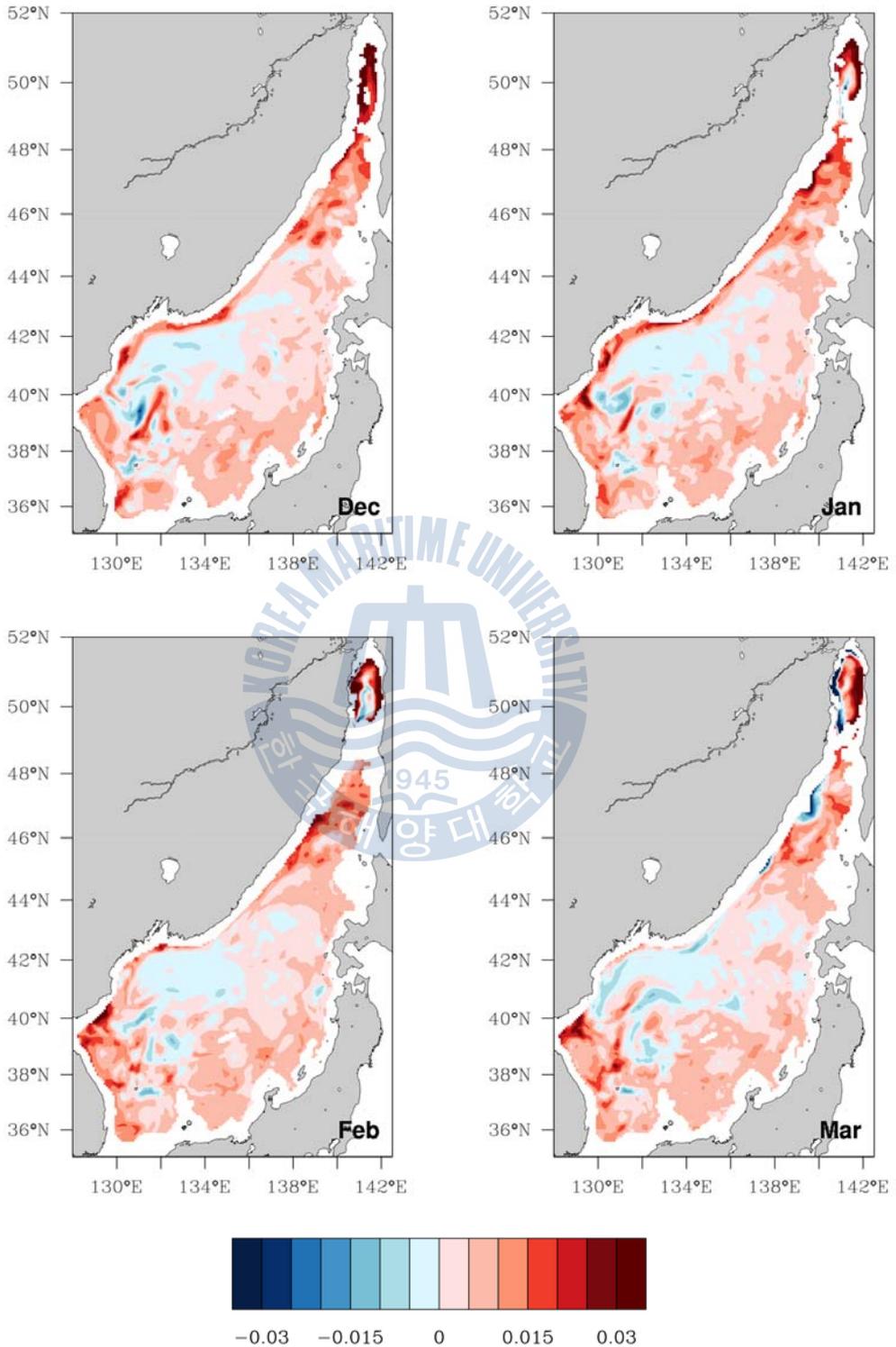


Fig. 18. Difference of salinity between Exp 1 and Exp 2 on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

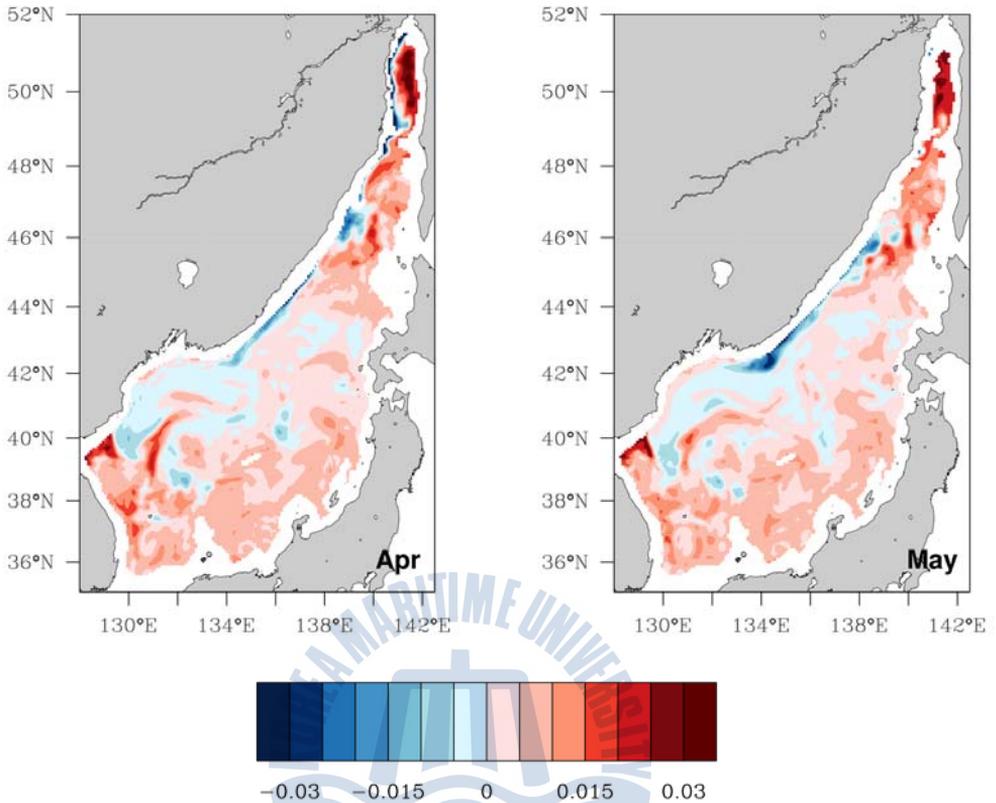


Fig. 18. Continued.

4. 결론

본 연구에서는 해양-해빙 접합 모형을 이용한 수치 실험을 통해 동해의 해황과 해빙으로 모사하고 해빙에 의한 수온과 염분 변화를 살펴보았다.

동해의 상층순환이 어떻게 재현되었는지 연평균 유속분포와 표층 흐름 모식도와 비교하였으며, 동한난류가 40°N 에서 이안된다는 것을 제외하고 잘 재현한 것으로 판단된다. 인공위성에서 얻은 해수면 높이로 계산된 표층 흐름에서는 모델에서와 유사하게 동한난류가 40°N 부근에서 동쪽으로 사행하는 것을 볼 수 있었다. 매 월별 50m 깊이의 유속분포를 보면, 동한 난류와 내측지류는 11월에 가장 강해지고 북한한류는 2월에 가장 강한 흐름을 보인다. $38\sim 40^{\circ}\text{N}$ 부근에서 시계방향의 에디가 연중 내내 재현되고, 11월에 그 순환이 가장 강해진다.

해표면 수온은 위성 자료와 비교하여 유사한 수온 값과 계절 변동을 보여주었다. 8월의 경우 25°C 등온도선이 불규칙한 형태로 존재하는데 이것은 중규모 변동에 의한 영향으로 생각된다.

해빙 생성패턴과 분포패턴은 위성 자료와 비교하여 일치하는 것으로 볼 수 있지만, 해빙의 생성 농도와 면적은 각각 약 15%, 약 61.8% 정도 적게 재현이 되었다.

800 m 깊이에서의 중층순환은 관측에서 나타난 연해주와 한국 연안을 따라 발생하는 40°N 이북의 반시계 방향의 흐름이 잘 재현한 것으로 판단된다. 이 깊이에서도 상층에서 연중 내내 존재하던 반시계 방향의 에디가 존재하며 상층 일본 연안의 내측지류와 반대되는 방향인 남서방향으로 흐르는 반류가 존재하는 것을 확인할 수 있었다

$\sigma_\theta=27.1\text{kg/m}^3$ 등밀도 면에서 염분은 해빙의 생성주기와 비슷하게 초봄에 타타르 해협에서부터 저온/저염수가 연해주 연안을 따라 흐른다. 이는 Park et al. (2006)이 설명한 것과 유사하다. 해빙에 의한 영향을 알아보기 위한 $\sigma_\theta=27.1$ 등밀도 면에서의 Exp 1과 Exp 2의 수온 염분 차이에서 Exp 2가 Exp 1보다 염분이 낮게 재현이 된다. 하지만 해빙이 생성되는 1월부터 타타르 해협부근에서 Exp 1의 염분이 더 낮게 재현이 되었고 해빙이 녹는 3월 이후로 더 낮은 염분이 연해주 연안을 따라 남하하는 것을 볼 수 있다.

추후 연구에서는 시공간적으로 보다 좋은 해상도의 입력 자료와 모델 격자를 사용하고 아무르 강의 위치를 실제로 존재하는 곳으로 설정하면 보다 실제에 가까운 해빙과 순환 패턴을 재현할 수 있을 것으로 생각된다.



참고문헌

- Abrosimova, A., I. Zhabin, et al. (2009). "Influence of Amur River discharge on hydrological conditions of the Amurskiy Liman and Sakhalin Bay of the Sea of Okhotsk during a spring-summer flood " PICES Scientific Report 36: 180-184.
- Beckmann, A. and D. B. Haidvogel (1993). "Numerical simulation of flow around a tall, isolated seamount. part i: Problem formulation and model accuracy." Journal of Physical Oceanography 23: 1736-1753.
- Budgell, W. P. (2005). "Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region Towards dynamical downvaling." Ocean Dynamics.
- Egbert, G. D. and S. Y. Erofeeva (2002). "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides." Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 19(2): 183-204.
- Hakkinen, S. and G. L. Mellor (1992). "Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system." Journal of Geophysical Research 97: 20285-20304.
- Hibler-III, W. D. (1979). "A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model." Journal of Physical Oceanography 9: 815-846.
- Hunke, E. C. (2001). "Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues." Journal of Computational Physics 170: 18-38.
- Hunke, E. C. and J. K. Dukowicz (1997). "An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics." Journal of Physical Oceanography 27: 1849-1868.
- Isobe, A. and Y. Isoda (1997). "Circulation in the Japan Basin, the Northern Part of the Japan Sea." Journal of Oceanography 53: 373-381.
- Kim, K., K.-R. Kim, et al. (2001). "Warming and Structural Changes

in the East(Japan) Sea: A Clue to Future Changes in Global Oceans?" *Geophysical Research Letters* 28: 3293-3296.

- Lee, H. J., J.-H. Park, et al. (2011). "Tidal Effects on Intermediate Waters: A Case Study in the East/Japan Sea." *Journal of Physical Oceanography* 41: 234-240.
- Martin, S. and M. Kawase (1998). "The southern flux of sea ice in the Tatarskiy Strait, Japan Sea and the generation of the Liman Current." *Journal of Marine Research* 56: 141-155.
- Martin, S., E. Munoz, et al. (1992). "The effect of severe storms on the ice cover of the northern Tatarskiy Strait." *Journal of Geophysical Research* 97: 717,753- 717,764.
- Mellor, G. L. and L. Kantha (1989). "An ice-ocean coupled model." *Journal of Geophysical Research* 94: 937-910,954.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1974). "A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers." *Journal of the Atmospheric Sciences* 31: 1791-1806.
- Mooers, C. N. K., I. Bang, et al. (2005). "Comparisons between observations and numerical simulations of Japan (East) Sea flow and mass fields in 1999 through 2001." *Deep-Sea Research II* 52: 1639-1661.
- Mooers, C. N. K., H.-S. Kang, et al. (2006). "Some Lessons Learned from Comparisons of Numerical Simulations and Observations of the JES Circulation." *Oceanography* 19: 86-95.
- Ogi, M. and Y. Tachibana (2006). "Influence of the annual Arctic Oscillation on the negative correlation between Okhotsk Sea ice and Amur River discharge." *Geophysical Research Letters* 33.
- Park, K.-A., K. Kim, et al. (2006). "Relationship between satellite-observed cold water along the Primorye coast and sea ice in the East Sea (the Sea of Japan)." *Geophysical Research Letters* 33.
- Riser, S. C., M. J. Warner, et al. (1999). "Circulation and Mixing

of Water Masses of Tatar Strait and the Northwestern Boundary Region of the Japan Sea." *Journal of Oceanography* 55: 133-156.

Senjyu, T. (1999). "The Japan Sea Intermediate Water : Its characteristics and circulation." *Journal of Oceanography* 55: 111-122.

Senjyu, T. and H. Sudo (1994). "The upper portion of the Japan Sea Proper Water: Its source and circulation as deduced from isopycnal analysis." *Journal of Oceanography* 50: 663-690.

Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams (2005). "The regional ocean modeling system (roms): A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates oceanic model." *Ocean Modeling* 9: 347-404.

Smolarkiewicz, P. K. and W. W. Grabowski (1990). "The multidimensional positive definite advection transport algorithm: non-oscillatory option." *Journal of Computational Physics* 86: 355-375.

Song, Y. and D. B. Haidvogel (1994). "A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system." *Journal of Computational Physics* 115(1): 228-244.

Tachibana, Y., K. Oshima, et al. (2008). "Seasonal and interannual variations of Amur River discharge and their relationships to large-scale atmospheric patterns and moisture fluxes." *Journal of Geophysical Research* 113.

Talley, L. D., P. Tishchenko, et al. (2004). "Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999." *Progress in Oceanography* 61: 277-348.

부 록

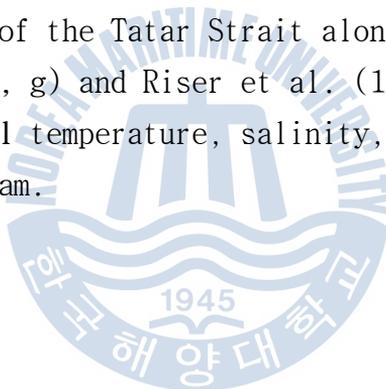
Fig. A-1. Salinity on the $\sigma_{\theta} = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

Fig. A-2. Velocity on the $\sigma_{\theta} = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

Fig. A-3. Velocity on the $\sigma_{\theta} = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface

Fig. A-4. Section of the Tatar Strait along 131° E . Model result (a~c) and Telley et al. (2004) (d~e) of potential temperature, salinity and potential density.

Fig. A-5. Section of the Tatar Strait along 46° N . Model result (a, c, e, g) and Riser et al. (1999) (b, d, f, h) of potential temperature, salinity, potential density and TS diagram.



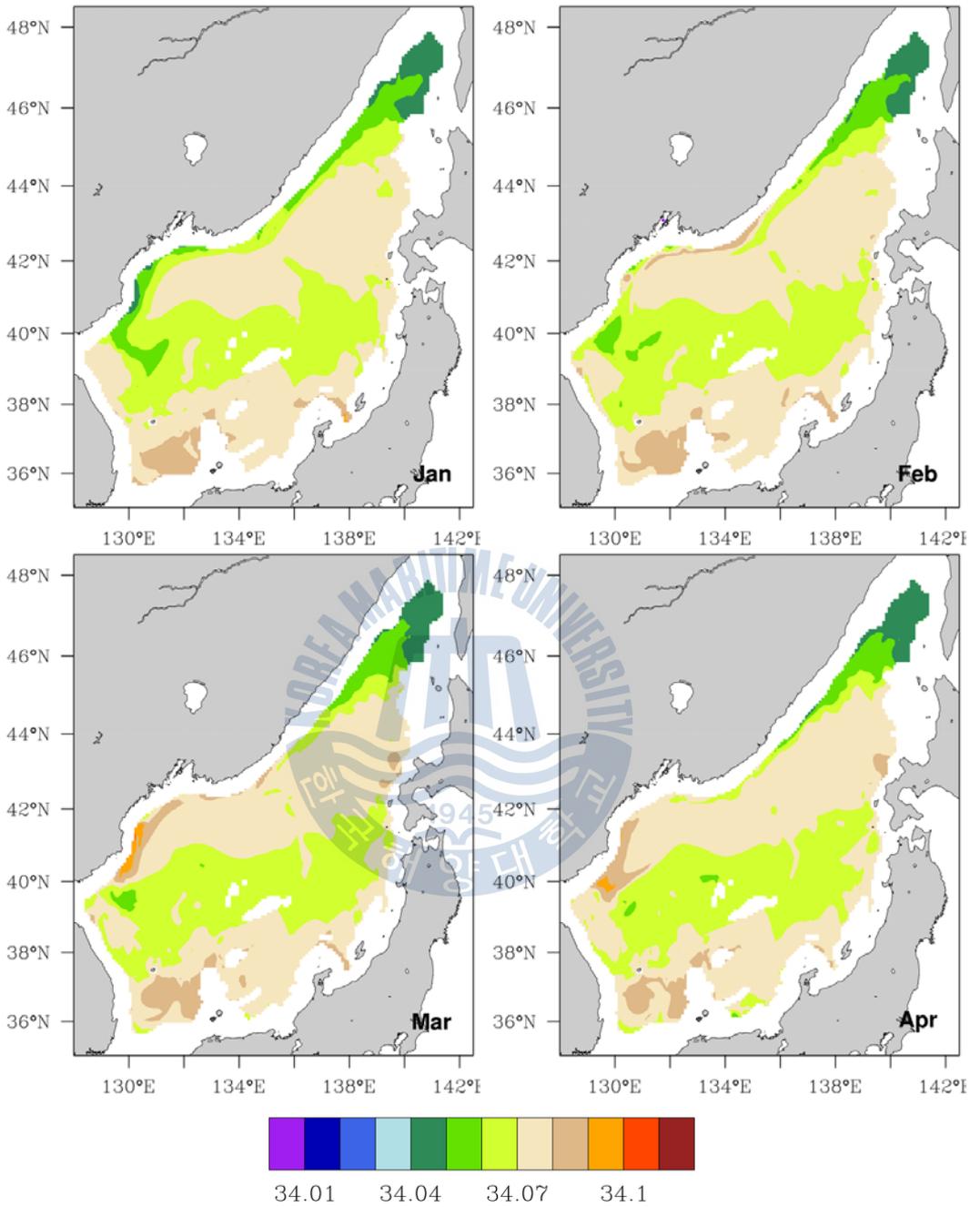


Fig. A-1. Salinity on the $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

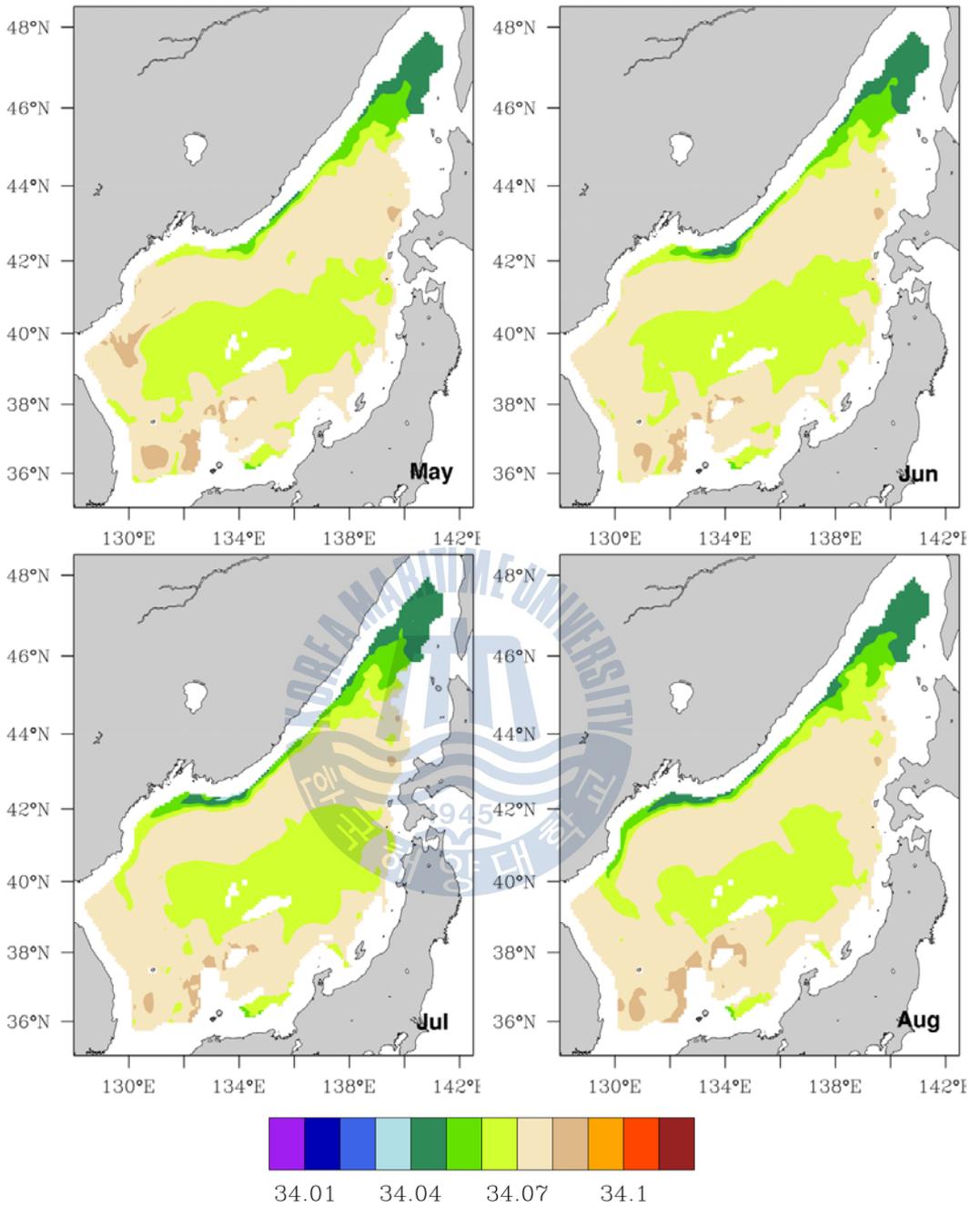


Fig. A-1. Continued.

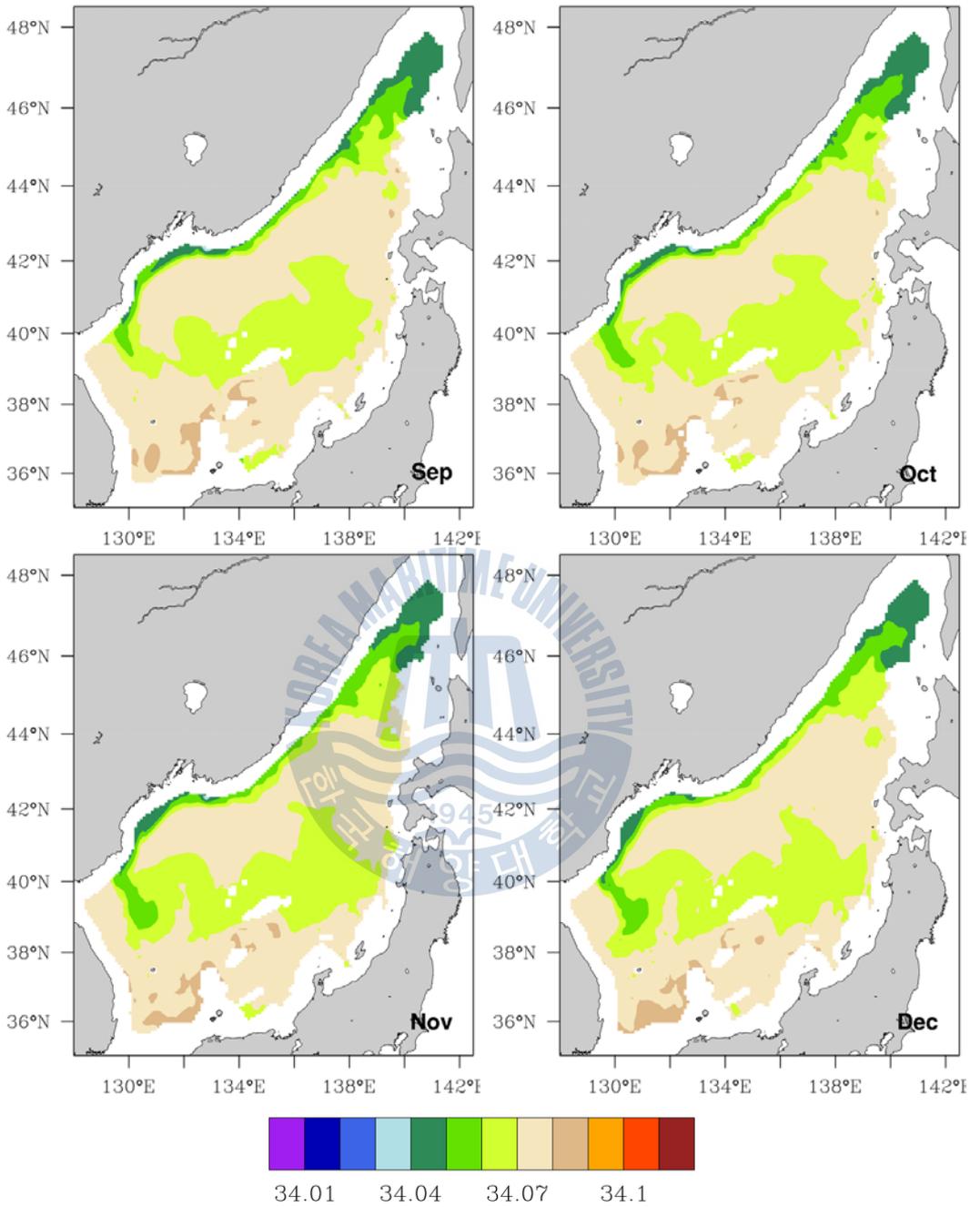


Fig. A-1. Continued.

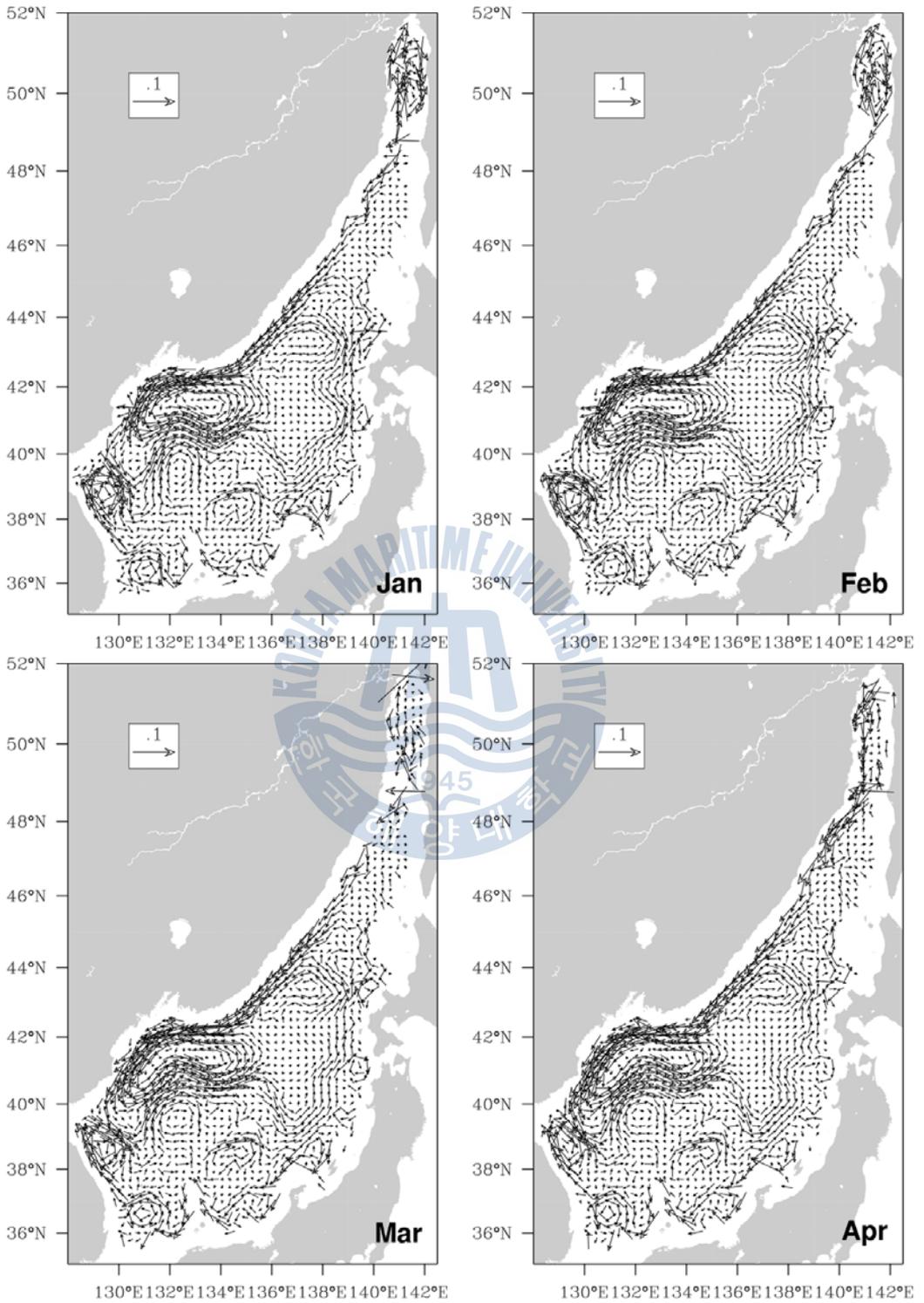


Fig. A-2. Velocity on the $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

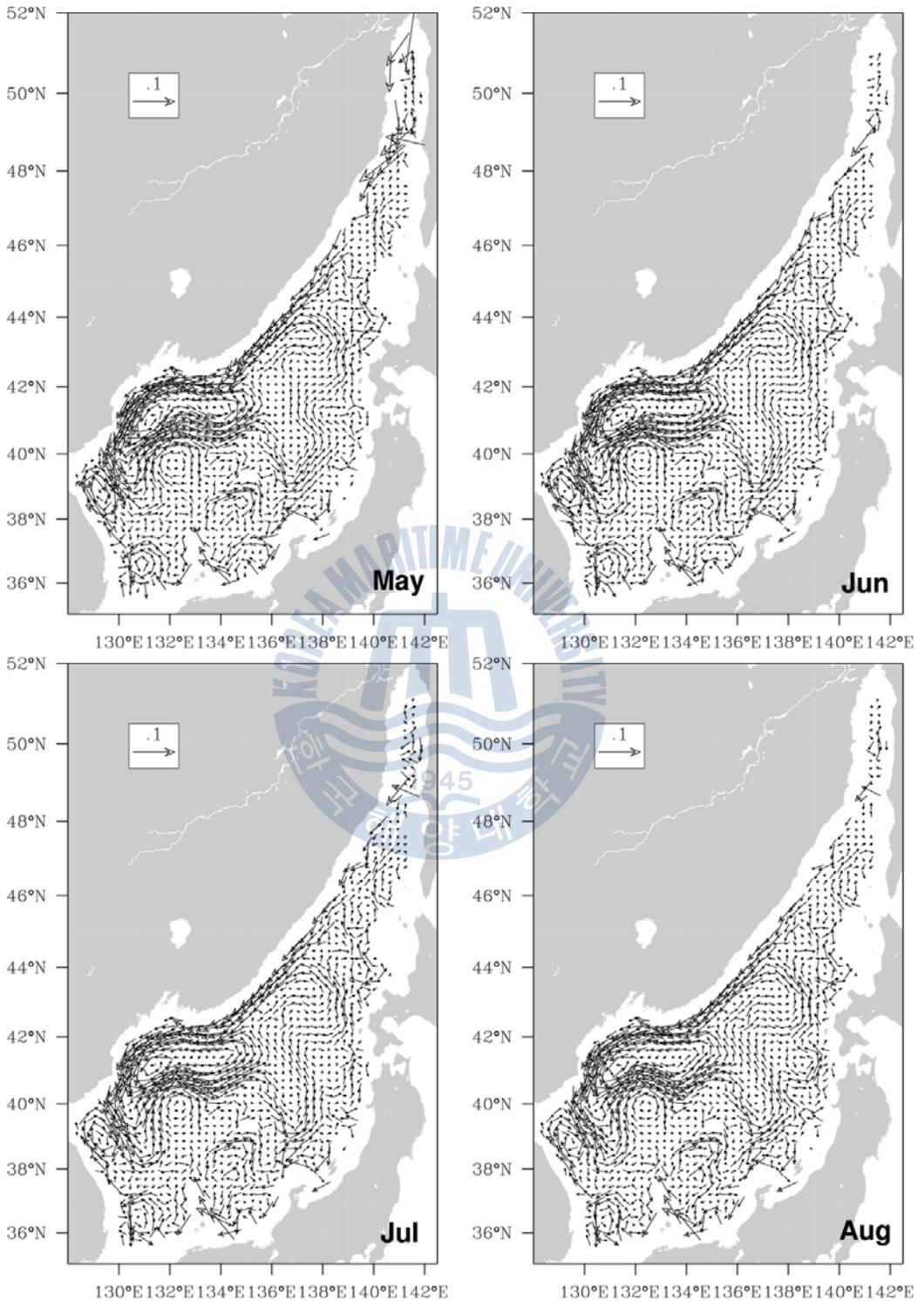


Fig. A-2. Continued.

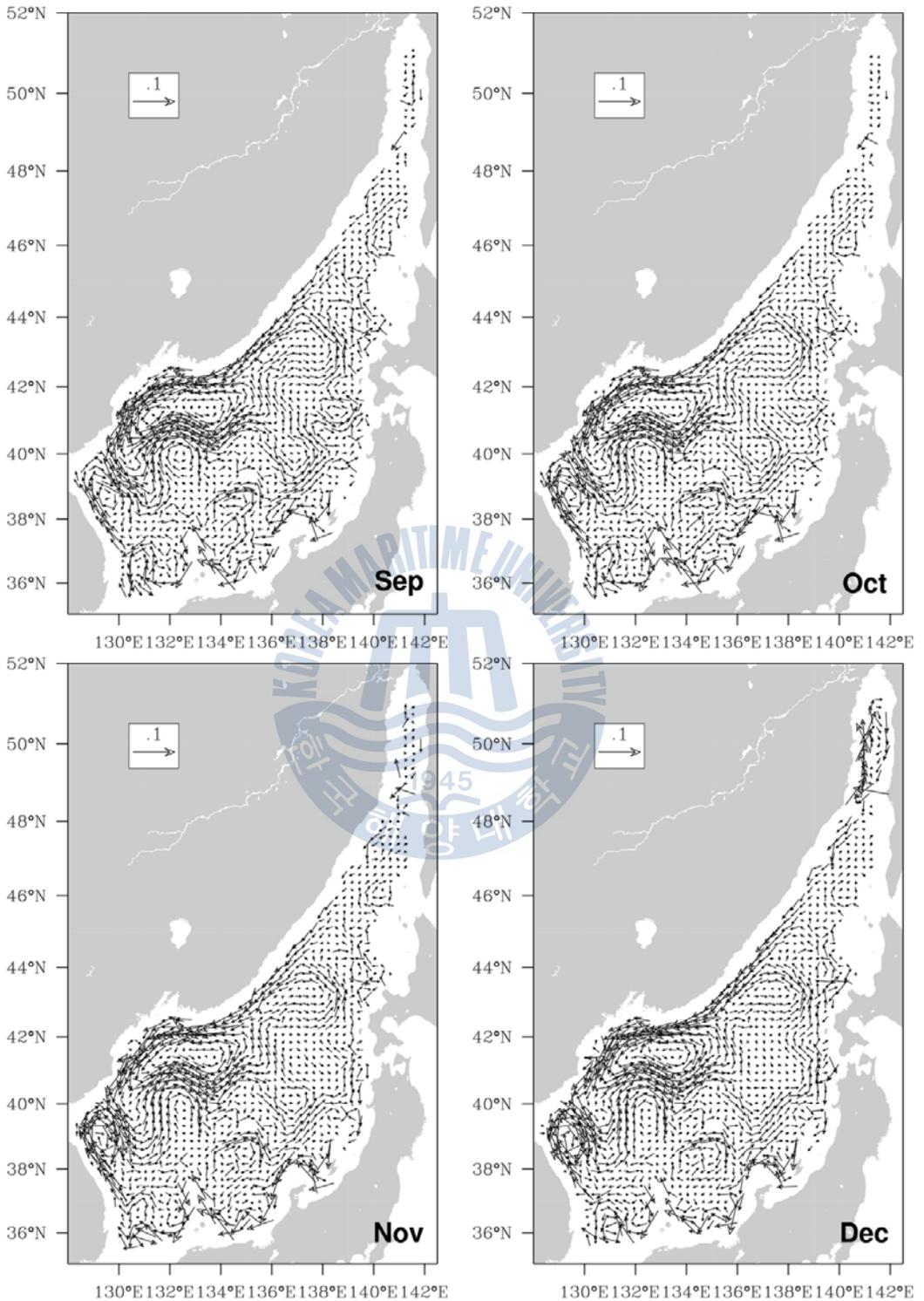


Fig. A-2. Continued.

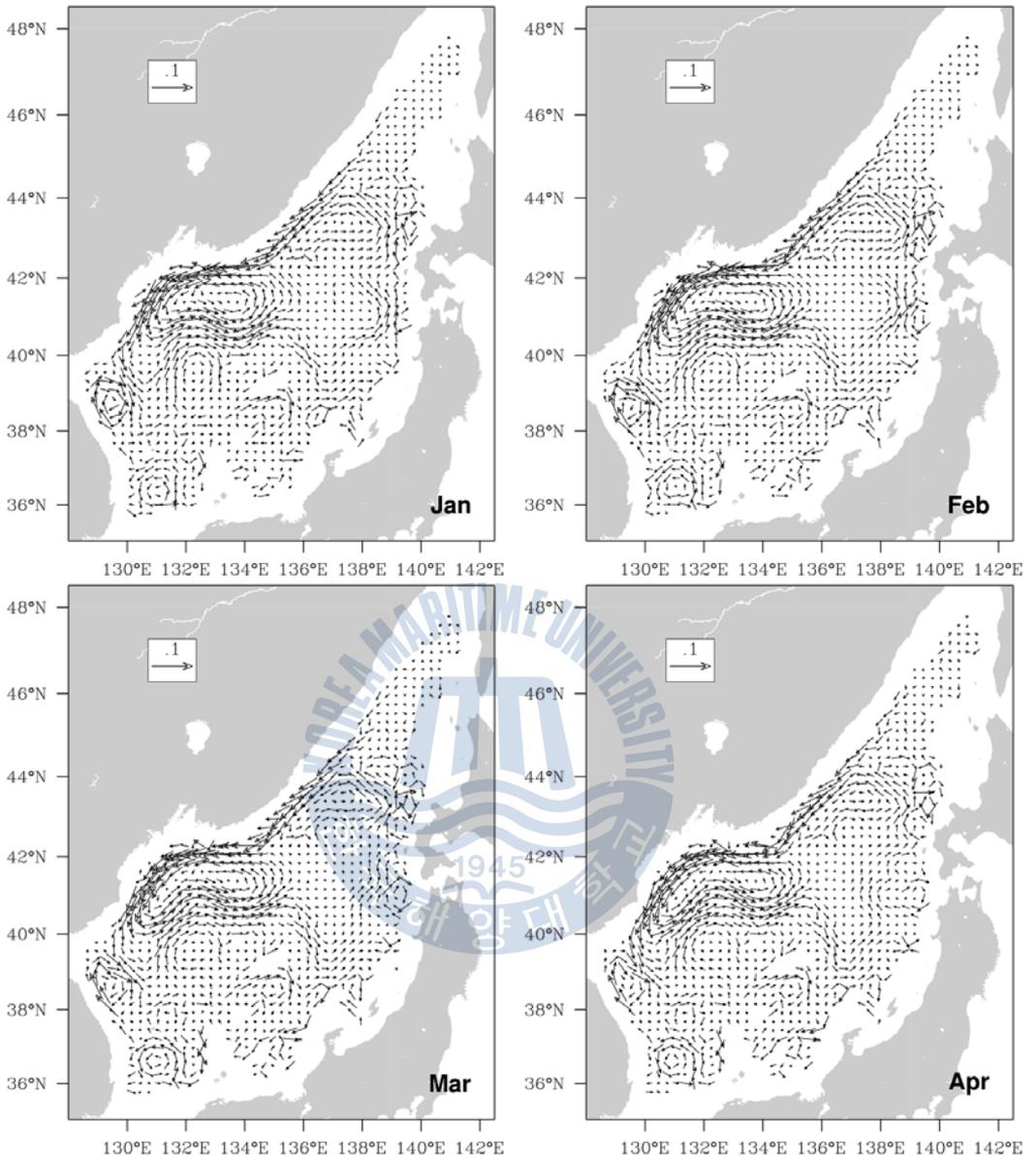


Fig. A-3. Velocity on the $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal surface.

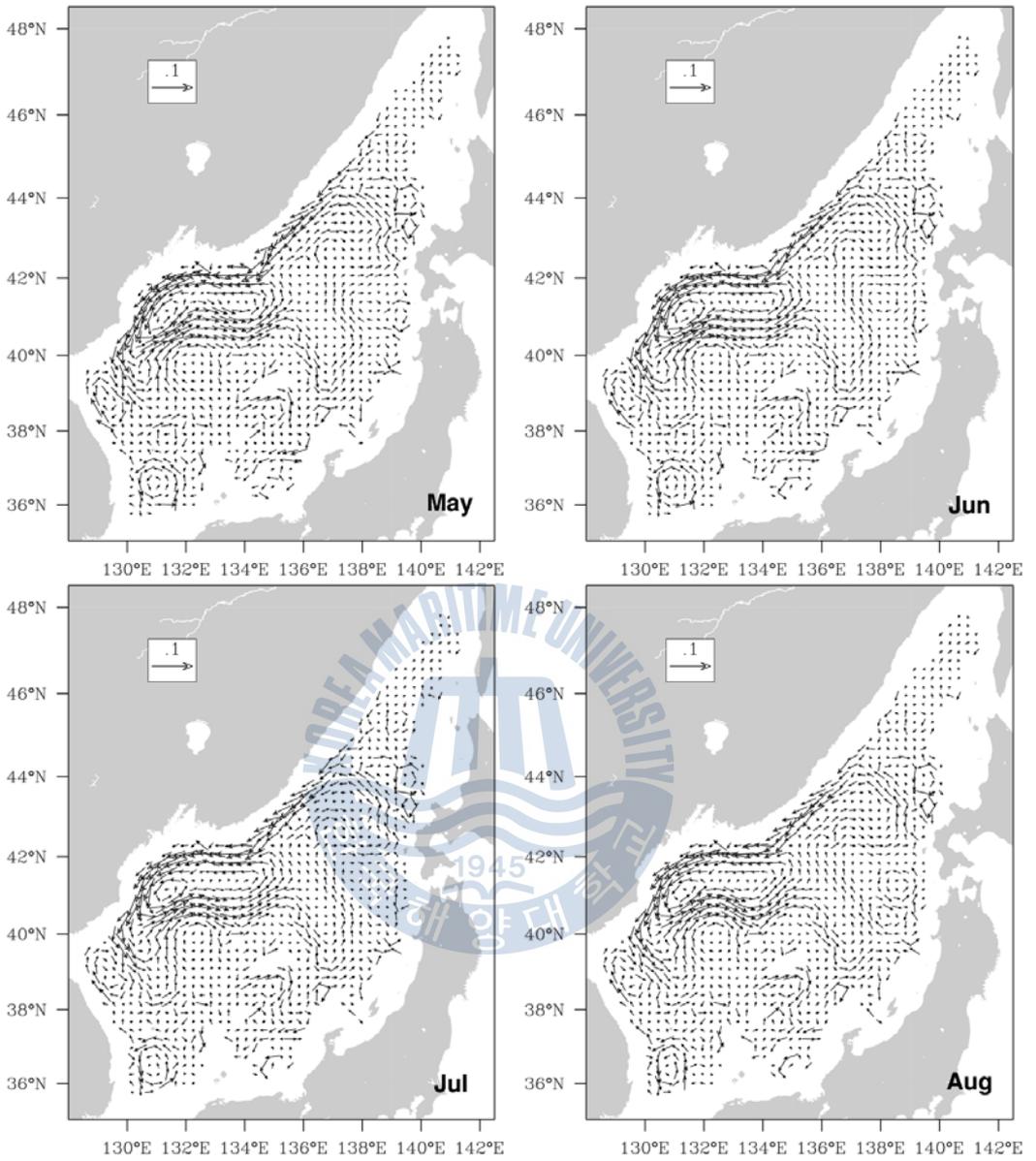


Fig. A-3. Continued.

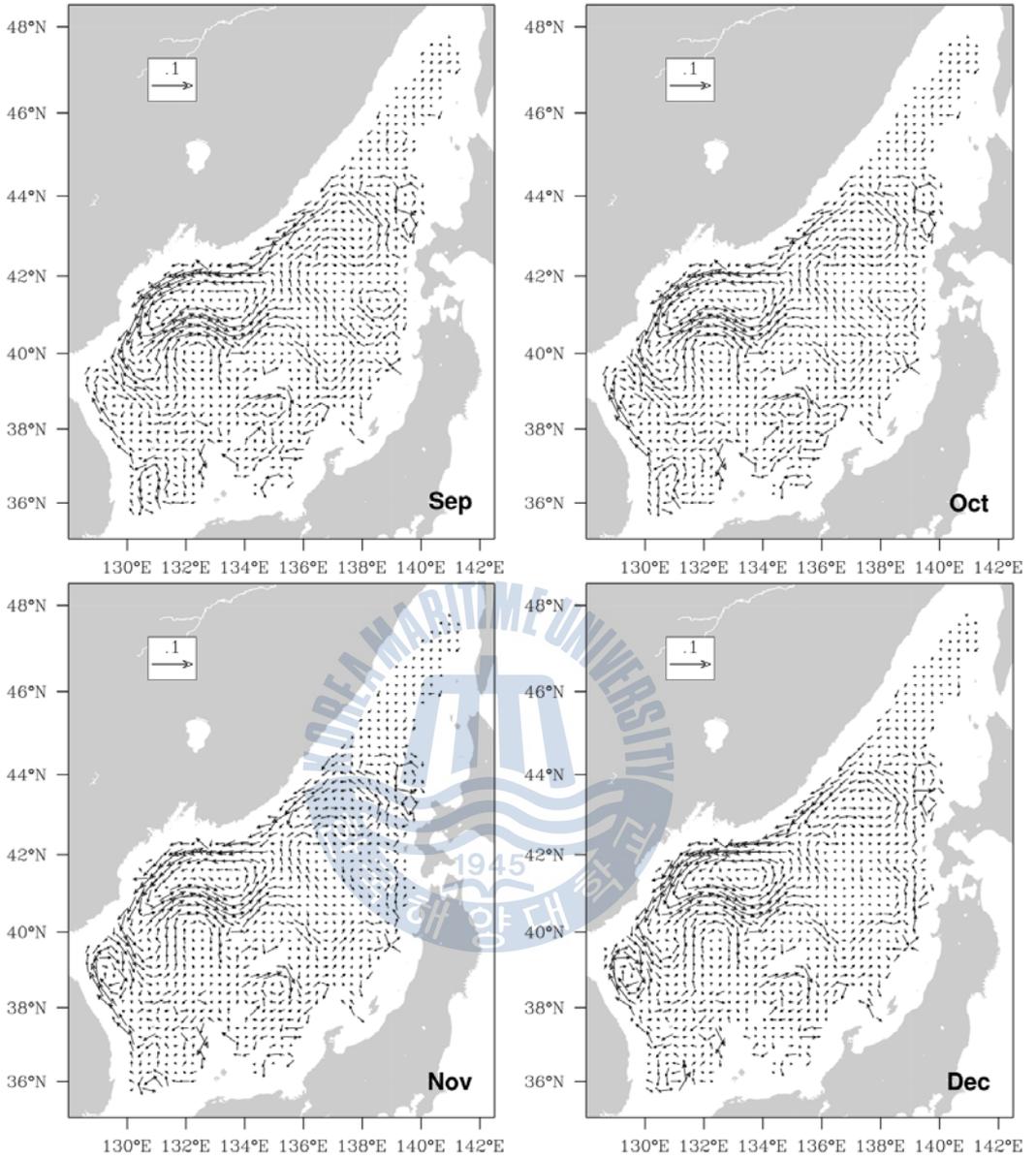


Fig. A-3. Continued.

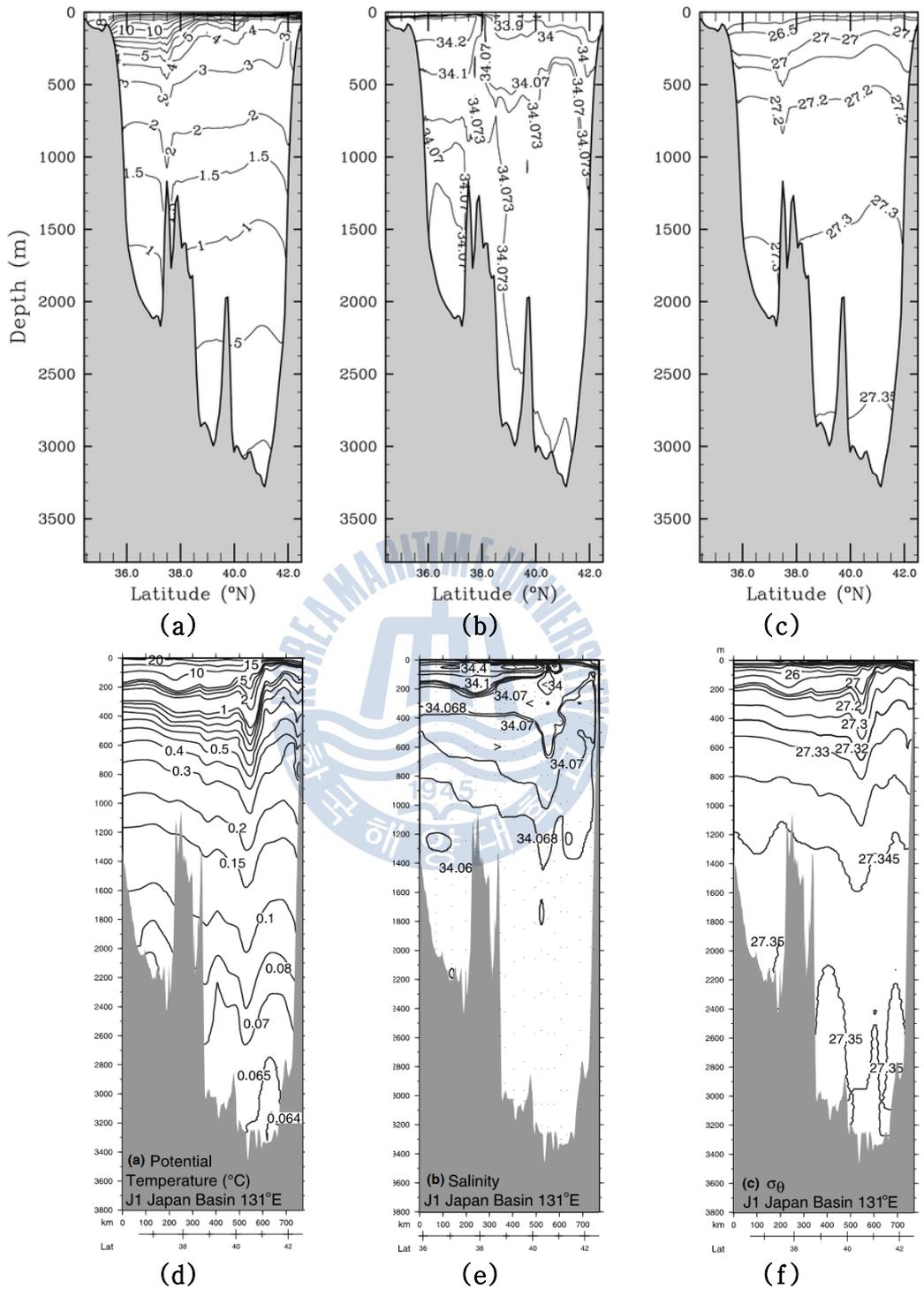


Fig. A-4. Section of the Tatar Strait along 131°E . Model result (a~c) and Telley et al. (2004) (d~e) of potential temperature, salinity and potential density.

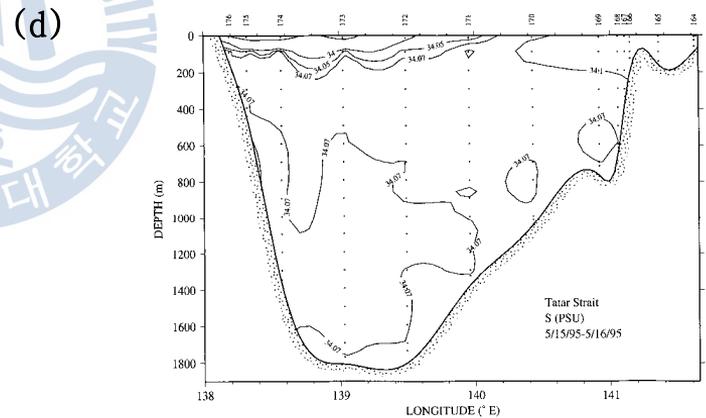
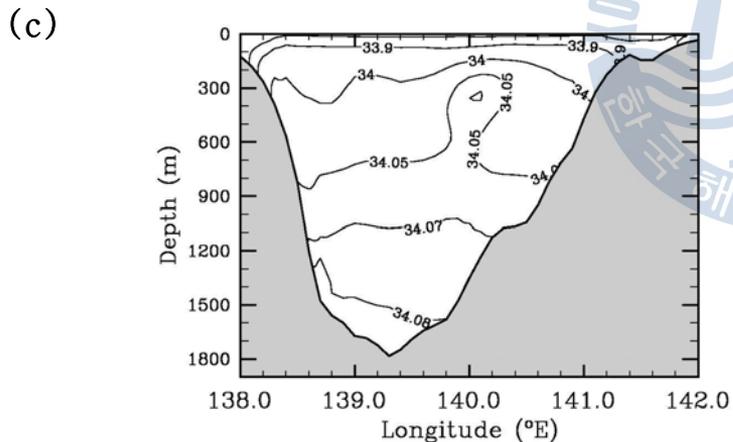
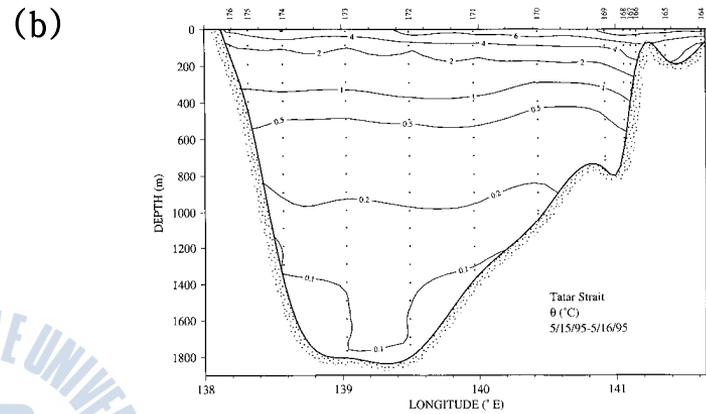
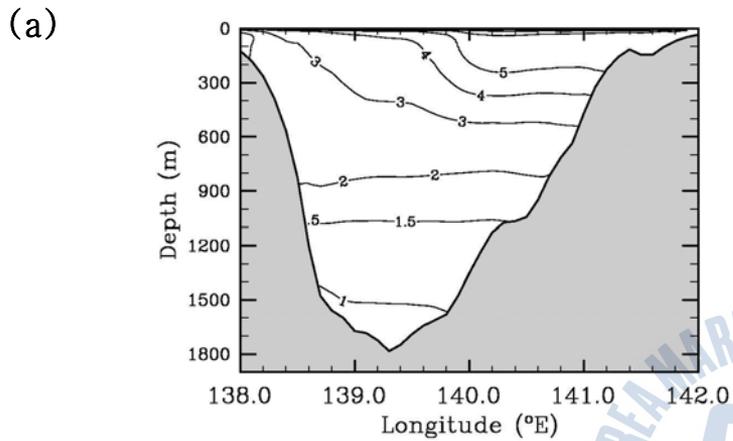


Fig. A-5. Section of the Tatar Strait along 46°N . Model result (a, c, e, g) and Riser et al. (1999) (b, d, f, h) of potential temperature, salinity, potential density and TS diagram.

