



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

석사학위논문

여름철 동남극 테라노바 만의  
순환 변동과 난센 빙붕 기저 용융의  
특성

이 진 호

제주대학교 대학원  
지구해양융합학부 지구해양전공

2024년 2월



# 여름철 동남극 테라노바 만의 순환 변동과 난센 빙봉 기저 용융의 특성

이 논문을 이학 석사 학위논문으로 제출함

이진호

제주대학교 대학원

지구해양융합학부 지구해양전공

지도교수 문재홍

이진호의 이학 석사 학위논문을 인준함

2023년 12월

심사위원장	송상근
위원	문재홍
위원	김태균



## 목 차

목차 .....	i
List of Figures .....	ii
List of Tables .....	v
Abstract .....	vi
1. 서론 .....	1
2. 자료 및 연구 방법 .....	4
2.1 연구 지역 .....	4
2.2 수치모델 .....	9
2.3 자료 분석 .....	16
3. 결과 .....	19
3.1 모델 검증 .....	19
3.2 TNB의 순환 변동 .....	29
3.3 NIS의 기저 용융 변동 .....	34
3.4 순환 변동과 기저 용융 변동의 관계 .....	32
4. 결론 및 토의 .....	51
참고문헌 .....	55

## List of Figures

<b>Figure 1.</b> MODIS Imagery( <a href="https://worldview.earthdata.nasa.gov/">https://worldview.earthdata.nasa.gov/</a> ) of the Terra Nova Bay. The orange star on the right of the NIS indicates the locations of Automatic Weather Station Manuela. ....	7
<b>Figure 2.</b> The daily average time series of wind properties at AWS Manuela (orange star in Figure 1) from 2014 to 2019. ....	8
<b>Figure 3.</b> Model domain and bathymetry(left). Black lines show the ice shelf boundary. NIS thickness is shown at the right. ....	13
<b>Figure 4.</b> Comparison of bathymetry data between RTopo2(upper) and observed data by KOPRI(lower).....	14
<b>Figure 5.</b> Average sea surface height and current field during summertime from 2014 to 2019. ....	23
<b>Figure 6.</b> Model validation through (a), (b) current field, (c), (d) T-S diagram, and (e), (f) vertical profile. The right and left columns indicate the numerical model and hydrographic data.....	24
<b>Figure 7.</b> Spatial distributions of seasonal average of sea ice concentrations from AMSR-2 satellite data. The solid black line indicates the model boundaries.....	26
<b>Figure 8.</b> Same as Figure 7, but sea ice concentration from the numerical model. ....	27
<b>Figure 9.</b> Spatial distribution of eigenvector for sea surface height calculated from ROMS model. The black dashed line indicates zero. ....	30
<b>Figure 10.</b> PC time series for Figure 9. ....	31

<b>Figure 11.</b> Spatialization of eigenvector for sea surface height from AVISO satellite data. The black dashed contour indicates zero. ....	32
<b>Figure 12.</b> PC time series for Figure 11. ....	33
<b>Figure 13.</b> (a) The average spatial distributions of wind stress curl during the study period. (b) Comparison of monthly average wind properties and PC time series for each mode. ....	34
<b>Figure 14.</b> Same as Figure 9, but for NIS basal melt rates.....	37
<b>Figure 15.</b> PC time series for Figure 14. ....	38
<b>Figure 16.</b> Correspondence between Figure 9 and 14. ‘SSH’ and ‘Mrate’ indicate sea surface height and NIS basal melt rates, respectively. ....	39
<b>Figure 17.</b> PC time series for Figure 16. Black and blue-grey solid lines and texts are for sea surface height and NIS basal melt rates, respectively. ....	40
<b>Figure 18.</b> Corresponding monthly average PC time series for each of the two EOF analyses. Black and blue-grey lines indicate the same ones in Figure 17. ....	41
<b>Figure 19.</b> Average spatial distribution for sea surface height and NIS melt rates from PC time series composition for Figures 9 and 10. (a), (b), and (d), (e) are for modes 1 and 2, respectively. (c), (f) are spatial differences from each mode. ....	46
<b>Figure 20.</b> (a~d) Horizontal distribution for basal melt rates, current field (e~f), and temperature at 150m depth(lower panel). The left and right two columns indicate the case of ‘weak’ and ‘strong.’ ....	47
<b>Figure 21.</b> Same as Figure 19, but in the cases of ‘anticyclonic’(left two columns) and ‘cyclonic’(right two columns). ....	48

**Figure 22.** The number of grid cells for NIS frontal edges. Black circles are marked every ten cells. .... 49

**Figure 23.** Vertical distribution of heat advection. Gray and bright sky blue indicate bedrock and NIS, respectively. The value of the x-axis is presented as a reference in Figure 22. A Black dashed line indicates the borderline diving eastern and western edges. (a), (c) ‘weak’ and (b), (d) ‘strong’ cases are shown. .... 50

**Figure 24.** Same as Figure 23, but in the cases of (a), (c) ‘anticyclonic’ and (b), (d) and ‘cyclonic.’ ..... 51

**Figure 25.** Schematic figures for the mechanism of the NIS basal melting induced by current field variability in (a) ‘strong,’ (b) ‘anticyclonic,’ and (c) ‘cyclonic’ cases. Purple arrows indicate the surface current. A pink hashed area means the place where high basal melting occurs. .... 54

**Figure 26.** MODIS imagery of the TNB during the NIS calving event. .... 55

## List of Tables

<b>Table 1.</b> ROMS-TNB model configuration for spin-up.....	14
<b>Table 2.</b> ROMS-TNB model configuration for the experiment after spin-up. ....	15
<b>Table 3.</b> Average seasonal basal melt rates for NIS with ice thickness of less than 150m. ..	27



## Abstract

Ice shelf basal melting, caused by seawater intrusion and a consequence of ocean-ice shelf interaction, is a significant process that occupies over half of Antarctic ice mass loss. However, It is difficult to evaluate the properties of the ocean in the ice shelf cavity due to restrictive spatiotemporal observation beneath the ice shelf. Terra Nova Bay (TNB) in western Ross Sea, where high-salinity shelf water (HSSW) is formed by polynya activity, has seasonal water mass variations. Nansen Ice Shelf (NIS) near the TNB is a cold-cavity ice shelf with seasonal variations of basal melting influenced by water mass. Previous studies suggested that eddies are vital in heat transport and would support enhanced basal melting in summertime by pushing seawater into the cavity. This study presents the relationship between summertime fluctuations about local circulation and basal melting using 3-dimensional high resolution numerical model with considering ocean-ice interaction. Simulated sea conditions and eddies are analogous to hydrographic data from the same period.

The result implies that mesoscale perturbations in TNB dominate regional circulation and lead to NIS basal melting variability by shifting the warm surface water inflow direction. Empirical orthogonal function (EOF) analysis for sea surface height presents mesoscale eddies and the intensity of seasonal mean current. High basal melt arises partially at the western NIS front when cyclonic (clockwise) eddy exists forward the NIS. On the other hand, high basal melt arises at the eastern NIS front when anticyclonic (anticlockwise) eddy exists. Eddies in front of the NIS play a role in adjusting the direction of warm surface water into the cavity. The surface mean current is shifted southward (northward) by cyclonic (anticyclonic) eddy; thus, higher basal melt rates are present intensively at the western

(eastern) NIS front. Moreover, vertical distribution of heat advection shows that warm surface water intrudes deeper into the cavity in presence of eddies. This study suggests that the variability of seasonal mean current induced by mesoscale eddies affects surface inflows into the cavity, enhancing local basal melting. Furthermore, spatial variation for NIS melt rates implies the possibility for NIS calving event transpired in April 2016.

## 1. 서론

지구상에서 가장 온도가 낮은 지역인 남극은 평균 약 2km 두께의 빙상(ice sheet)이 대륙 전체를 덮고 있으며, 기후변화의 영향을 가장 크게 받는 지역이다. 기후변화로 인한 온도 상승으로 남극 빙하의 질량 손실은 점점 빨라지고 있으며, 이로 인하여 전지구 해수면 상승이 빨라질 수 있다(Rignot et al., 2011; Rignot et al., 2013; Paolo et al., 2015). 남극 해안선의 약 44%에 걸쳐 분포하는(Drewry et al., 1982) 빙붕(ice shelf)은 육상의 빙하가 확장하여 빙상과 단절되지 않은 상태로 해양 위에 부유하는 것으로 정의하며, 육상 빙하의 흐름을 억제하여 빙하가 해양으로 유출되지 않도록 지지하는 역할을 한다. 해양과 빙붕의 상호작용으로 발생하는 빙붕의 기저 용융(basal melting)은 해수면 상승에 직접적인 영향을 미치지 않으나, 용융으로 인한 빙붕의 지지력 감소가 육상 빙하의 해양 유출에 영향을 주어 해수면 상승에 기여할 수 있다(Dupont and Alley, 2005; Gudmundsson, 2013). 기저 용융은 남극 빙하 질량 손실의 절반 이상을 차지하는 주요한 프로세스로(Pritchard et al., 2012; Rignot et al., 2013) Jacobs et al.(1992)은 빙붕 하부 공동(cavity)으로 유입되는 해수의 물리적 특성에 따라 3가지 모드(mode)로 기저 용융을 구분하였다. 차가운 심층수가 유입되어 빙붕 하부가 용융되는 것을 1모드(mode 1) 기저 용융으로 정의한다. 차가운 심층수(e.g., High Salinity Shelf Water; HSSW)는 고염·고밀도의 수괴로, 바람에 의한 표층 냉각으로 해빙이 형성되는 과정에서 해수에 포함된 염분이 방출되어 형성된다. 해수에 포함된 염분에 의하여 해수의 빙점(freezing point)은 약한 비선형성을 나타내며(Millero, 1978), 또한 해수에 포함된 염분은 빙점을 감소시켜

해양-빙붕 경계면에서 열교환을 유발할 수 있다. 따라서 차가운 심층수가 해저를 따라 유입되어 기반선(grounding line) 근처 빙붕의 기저 용융을 발생시킬 수 있다. 1모드 기저 용융이 지배적인 빙붕을 냉수 공동 빙붕(cold-cavity ice shelf)으로 정의하며 로스 빙붕(Ross ice shelf)이 이에 해당된다. 2모드(Mode 2) 기저 용융은 대륙붕수보다 상대적으로 따뜻한 심층수(e.g., Circumpolar Deep Water or modified Circumpolar Deep water; CDW or mCDW)가 공동으로 유입되어 발생하는데, 서남극의 아문젠 해(Amundsen Sea)와 벨링스하우젠 해(Bellingshausen Sea)의 빙붕이 2모드 기저 용융이 지배적인 온수 공동 빙붕(cold-cavity ice shelf)에 해당된다(Jacobs et al., 2011; Yoon et al., 2022). 3모드(Mode 3) 기저 용융은 계절적으로 따뜻한 표층수의 이류에 의해 얼음의 두께가 얇은 빙붕 전면부(frontal zone)가 용융되는 것을 말한다. 용융 모드의 상대적 중요성은 빙붕에 따라서 다르게 나타날 수 있으며, 일부 냉수 공동 빙붕(e.g. Ross ice shelf, Filchner-Ronne ice shelf)의 경우 1모드와 3모드 용융이 지배적이다(Joughin and Padman, 2003; Arzeno et al., 2014).

남극 빙붕의 기저 용융은 공동으로 유입되는 해수의 물리적인 특성인 수온과 염분에 지배되며, 더 나아가 빙붕 주변의 순환의 변화가 빙붕의 용융에 영향을 미칠 수 있을 것이다. 특히 조석(tide)과 소용돌이(eddy)는 해수가 공동으로 더 용이하게 침투할 수 있도록 추가적인 외력을 공급할 수 있는 것으로 알려져 있다. 조석은 해수 표면이 해빙으로 덮여 대기 외력이 차단된 해양에서, 공동으로의 해수 침투가 더 용이하게 하는 운동에너지의 주요 공급원으로 작용한다(Padman et al., 2018; Hausmann et al., 2020). 해양의 성층화와 경압 불안정(baroclinic instability)에 의해 발생하는 소용돌이는 남극 대륙붕의 열 수송에 필수적인 역할을

하며(Stewart et al., 2015; Stewart et al., 2018; Mack et al., 2019), 빙붕 주변에서 발생하는 소용돌이는 인접한 빙붕 하부로 해수를 밀어 넣어 기저 용융을 증가시킬 수 있을 것으로 제안된 바 있다(Arthun et al., 2013; Couto et al., 2017; Friedrichs et al., 2022).

해양-빙붕 상호작용을 이해하는 것은 해수에 의한 빙붕의 안정도 변화와 그에 수반되는 빙하의 거동을 이해하고, 나아가 해수면 상승 기작을 규명하기 위하여 필수적이다(Silvano et al., 2016). 이를 위해 광범위하고 장기적인 관측이 선행되어야 한다. 그러나 해빙의 계절 변동으로 인한 접근의 어려움으로 인하여 현장 관측은 시공간적으로 매우 제한적이다. 특히 빙붕 하부 해양에 대한 현장 관측은 극소수이며, 빙붕 용융률에 대한 현장 관측은 전무하여 위성을 사용한 간접적인 관측 또는 현장 관측을 통한 용융률 추정을 통하여 연구가 이루어지고 있다. 따라서 제한적인 관측을 보완하고 해양의 시공간적 변동을 연속적으로 확인할 수 있으며 제반 현상을 물리적으로 이해할 수 있는 수치모델을 사용하는 것이 합리적인 선택이 될 수 있다(Dinniman et al., 2016).

본 연구에서는 고해상도의 3차원 해양순환모델을 사용하여 남극 로스 해(Ross Sea) 서쪽에 위치한 테라노바 만(Terra Nova Bay; TNB)과 인접한 난센 빙붕(Nansen Ice Shelf; NIS)을 대상으로 빙붕 하부의 해양과 TNB 해역의 순환 패턴 및 수괴 분포를 재현하고, 순환의 변동과 NIS 용융률의 변동에 대하여 조사하였다. 2장에서는 연구 해역의 소개와 특성 그리고 실험에 사용된 수치모델과 구성 및 자료 분석 방법을, 3장에서는 남반구 여름철 TNB 해역의 순환 변동과 NIS 용융 변동을 분석하고 두 변동의 상호작용에 대하여 다룰 것이다.

## 2. 자료 및 연구 방법

### 2.1. 연구 지역

남극 로스 해 서안의 테라노바 만(Terra Nova Bay; TNB, Figure 1)은 위도 약  $74^{\circ}\text{S} \sim 76^{\circ}\text{S}$ , 경도 약  $162^{\circ}\text{E} \sim 167^{\circ}\text{E}$ 의 범위에 위치하는 해역으로, 서쪽으로 빅토리아 랜드(Victoria Land), 남쪽으로 드라이갈스키 빙설(Drygalski Ice Tongue; DIT), 그리고 북쪽으로 워싱턴 곶(Cape Washington)을 통상적인 만의 경계로 간주한다. TNB 서쪽에 빅토리아 랜드의 빙하가 확장하여 형성된 난센 빙붕(Nansen Ice Shelf; NIS)이 위치하고 있다. NIS는 대표적인 냉수 공동 빙붕으로, 빙붕 하부 순환의 계절 변동과 그에 수반되는 1모드와 3모드의 기저 용융이 지배적이다(Kim et al., 2022).

TNB 해역의 가장 큰 특징은 DIT 북쪽과 NIS 동쪽에 걸쳐 나타나는 'L'자 형태의 개방 수역이 연중 지속되는 것이다. 폴리냐(polynya)로 불리는 개방 수역은 지형과 해빙에 둘러싸여 해수면이 대기에 노출되는 곳으로, 잠열 폴리냐(latent heat polynya)와 현열 폴리냐(sensible heat polynya)로 구분한다. 잠열 폴리냐는 육상에서 해양으로 부는 활강풍(katabatic wind)에 의해 형성된 해빙이 활강풍을 따라 밀려나며 형성되고, 현열 폴리냐는 빙점 이상의 따뜻한 해수의 용승에 해빙이 용융되어 발생한다. TNB 폴리냐는 남반구 겨울철 표층 냉각에 의한 해빙 형성과 그에 따른 염분 방출로 인해 HSSW가 형성되는 잠열 폴리냐이다. 해양에서 가장 무거운 수괴이며 겨울철 TNB 폴리냐 활동으로 형성되는 HSSW는 CDW 또는 mCDW와 혼합되어 남극저층수(Antarctic Bottom Water, AABW)를 형성하고(Budillon et al., 2011) 전지구 해양 순환(global meridional

overturning circulation)의 강도와 밀접한 관련이 있는 것으로 알려져 있다(Jacobs, 2004; Orsi et al., 2001). 약 3000km<sup>2</sup>의 TNB 해역은 남극 전체에서 형성되는 HSSW의 약 8%를 차지하며 (Orsi et al., 2002; Jendersie et al., 2018), 해역의 HSSW 생산이 높은 특징을 갖는데 이는 1) 서풍이 우세한 지역 풍계의 특성과(Figure 2), 2) 로스 해 남쪽으로부터 북상하는 해빙의 흐름을 DIT가 제한하여 폴리냐의 형태를 일정하게 유지시키기 때문이다.

TNB의 순환 변동을 재현하기 위하여, 수치모델의 해상도를 적절하게 설정하는 것이 중요하다. 따라서 해상도를 결정하기 위하여 로스비 변형 반경(Rossby radius of deformation)을 계산하여 연구 지역에서 발생하는 해양 현상의 규모를 파악하였다. 지구의 회전 효과와 유체의 부력 효과가 같아지는 거리이며, 해양 현상의 수평 공간규모를 판단할 수 있는 로스비 변형 반경 R은 파속 c와 코리올리 매개변수(Coriolis parameter) f의 함수이다.

$$R = \frac{c}{f} \quad (1)$$

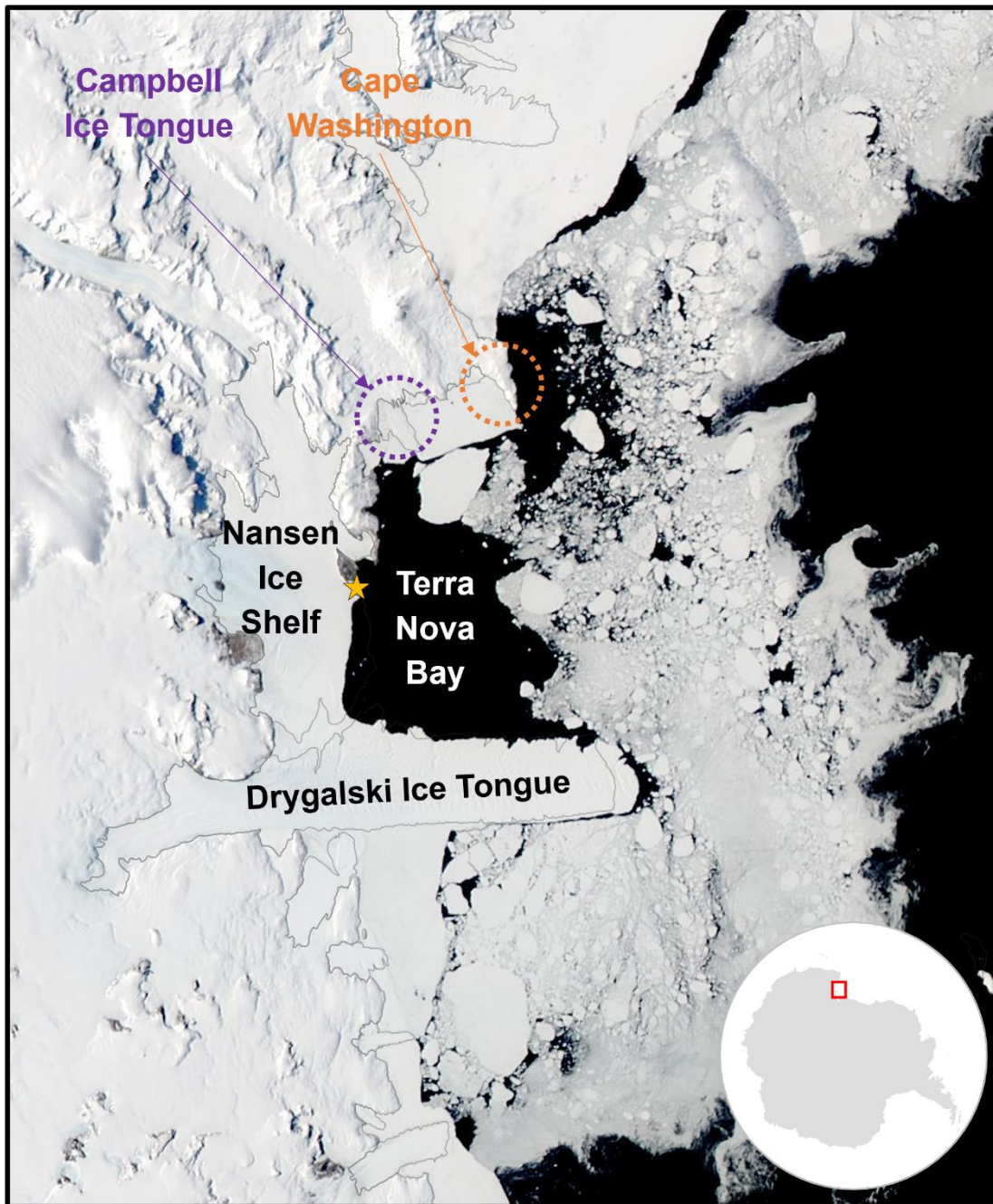
$$c = \sqrt{g'h} \quad (2)$$

$$g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \quad (3)$$

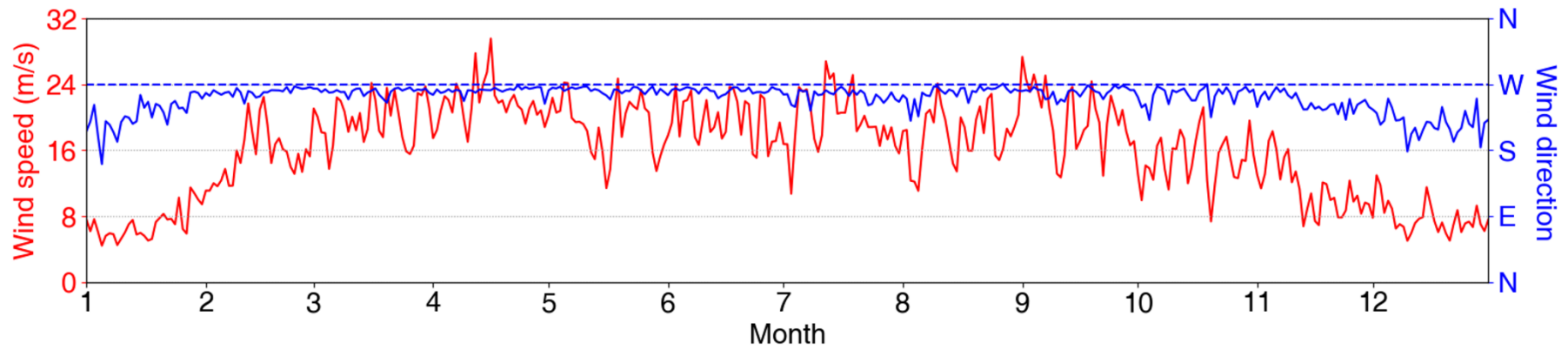
$g'$ 은 유체의 부력에 의해 감소된 중력(reduced gravity),  $h$ 는 추정된 소용돌이의 두께이다.  $\Delta\rho$ 와  $\rho_0$ 는 각각 소용돌이 내부와 외부의 밀도 차이와 기준 밀도(1030kg/m<sup>3</sup>)를 의미한다. 식 (1)부터 (3)을 통해 계산된 TNB의 R은 약 5km이다. 이는 R보다 큰 규모의 해양 현상은 지구 회전의 효과가 고려되어야 하며,

약 20km 규모의 해양 현상을 중규모(mesoscale)로 간주할 수 있음을 시사한다.  
따라서 이를 고려하여 수치모델의 해상도를 결정하였다.





**Figure 1.** MODIS Imagery(<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) of the Terra Nova Bay. The orange star on the right of the NIS indicates the locations of Automatic Weather Station Manuela.



**Figure 2.** The daily average time series of wind properties at AWS Manuela (orange star in **Figure 1**) from 2014 to 2019.

## 2.2. 수치모델

본 연구는 해양과 빙봉의 상호작용이 고려된 빙봉 모듈을 Regional Ocean Modeling System(ROMS) 해양모델과 결합하여 새롭게 구축된 ROMS-TNB를 사용하였다(Kim et al, 2022; Kim et al., 2023). ROMS는 정역학 근사(Hydrostatic approximation) 및 부시네스크 근사(Boussinesq approximation)가 적용된 원시 방정식(Primitive equation)을 사용하며, 수평 및 수직 격자 체계는 각각 Arakawa-C 및 S-coordinate(Stretched terrain-following coordinate)를 채택하여 모델의 안정성과 계산 오차를 줄이도록 개발되었다(Arakawa and Lamb, 1977; Song and Wright, 1998; Shchepetkin and McWilliams, 2005).

ROMS와 결합된 빙봉 모듈을 구성하는 열역학 방정식은 빙봉과 해양-빙봉 경계면, 그리고 해양의 3개 층으로 구성하여 해양과 빙봉 사이의 열, 염 플럭스를 다음과 같이 표현한다(Hellmer and Olbers, 1989; Holland and Jenkins, 1998).

$$T_f(S, p) = T_B \quad (4)$$

$$\Phi_W^T - \Phi_I^T = \Phi_B^T \quad (5)$$

$$\Phi_W^S - \Phi_I^S = \Phi_B^S \quad (6)$$

식 (5)와 (6)을 계산하기 위하여, 해양-빙봉 경계면의 수온( $T_B$ )은 빙점( $T_f$ )으로 가정한다. 해양-빙봉 경계면을 가로지르는 열과 염 플럭스( $\Phi_B^T$ ,  $\Phi_B^S$ )는 해양을 가로지르는 열, 염 플럭스( $\Phi_W^T$ ,  $\Phi_W^S$ )와 빙봉을 가로지르는 열, 염 플럭스( $\Phi_I^T$ ,  $\Phi_I^S$ ) 차이와 평형을 이루어야 한다. 빙봉을 가로지르는 플럭스는

해양으로부터의 플럭스보다 매우 작으며 빙봉이 단열체라고 가정할 때,  $\Phi_I^T$ 와  $\Phi_I^S$ 는 0으로 설정할 수 있다. 해양-빙봉 경계면을 가로지르는 열( $Q_W^T$ )과 염 플럭스( $Q_W^S$ )는 각각 Bulk 난류 전달 방정식과 Bulk 난류 확산 플럭스로 나타낼 수 있다.

$$Q_W^T = -\rho_W c_{pw} \gamma_T (T_B - T_W) \quad (7)$$

$$Q_W^S = -\rho_W \gamma_S (S_B - S_W) \quad (8)$$

$\rho_W$ 와  $c_{pw}$ 는 각각 해수의 밀도와 비열용량(specific heat capacity)를 나타낸다.  $\gamma_T$ 와  $\gamma_S$ 는 각각 열과 염의 교환 속도를 나타낸다.  $T_B$ 와  $S_B$ 는 각각 해양-빙봉 경계면의 수온과 염분율,  $T_W$ 와  $S_W$ 는 해양의 수온과 염분율을 나타낸다. 빙봉의 기저 용융률  $w_B$ 을 표현한 식 (7)과 (8)은 다음과 같다.

$$\Phi_B^T = \rho_I w_B L_f \quad (9)$$

$$\Phi_B^S = \rho_I w_B (S_I - S_B) \quad (10)$$

$\rho_I$ 는 빙봉의 밀도,  $L_f$ 는 빙봉의 상변화에 따른 잠열을 나타낸다.  $S_I$ 와  $S_B$ 는 각각 빙봉과 해양-빙봉 경계면의 염분율을 나타낸다. 한편, 눈의 압축으로 형성되는 육상 얼음의 염분율은 0이므로, 육상 얼음으로부터 기원한 빙봉의 염분 또한  $S_I = 0$ 로 설정한다.

공동 내부의 해양은 대기와 차단되어 있기 때문에, 표면의 바람 응력은 빙봉에 대한 응력으로 대체할 수 있다. 빙봉 기저면의 유속( $U$ )과 항력 계수( $C_d$ )를 사용한 운동량 교환( $u^*$ )은 다음과 같이 표현된다.

$$u^* = C_d U^2 \quad (11)$$

공동 내부 해수의 압력은 부유하는 빙봉의 무게에 의해 추가적인 압력을 받으므로, 빙봉의 무게가 고려된 공동 내부의 압력은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$p = p_i + \int_z^{-z_i+\eta} \rho g dz \quad (12)$$

$$p_i = g \left( \rho_{top} - 0.5 \frac{\partial \rho}{\partial z} z_i \right) z_i \quad (13)$$

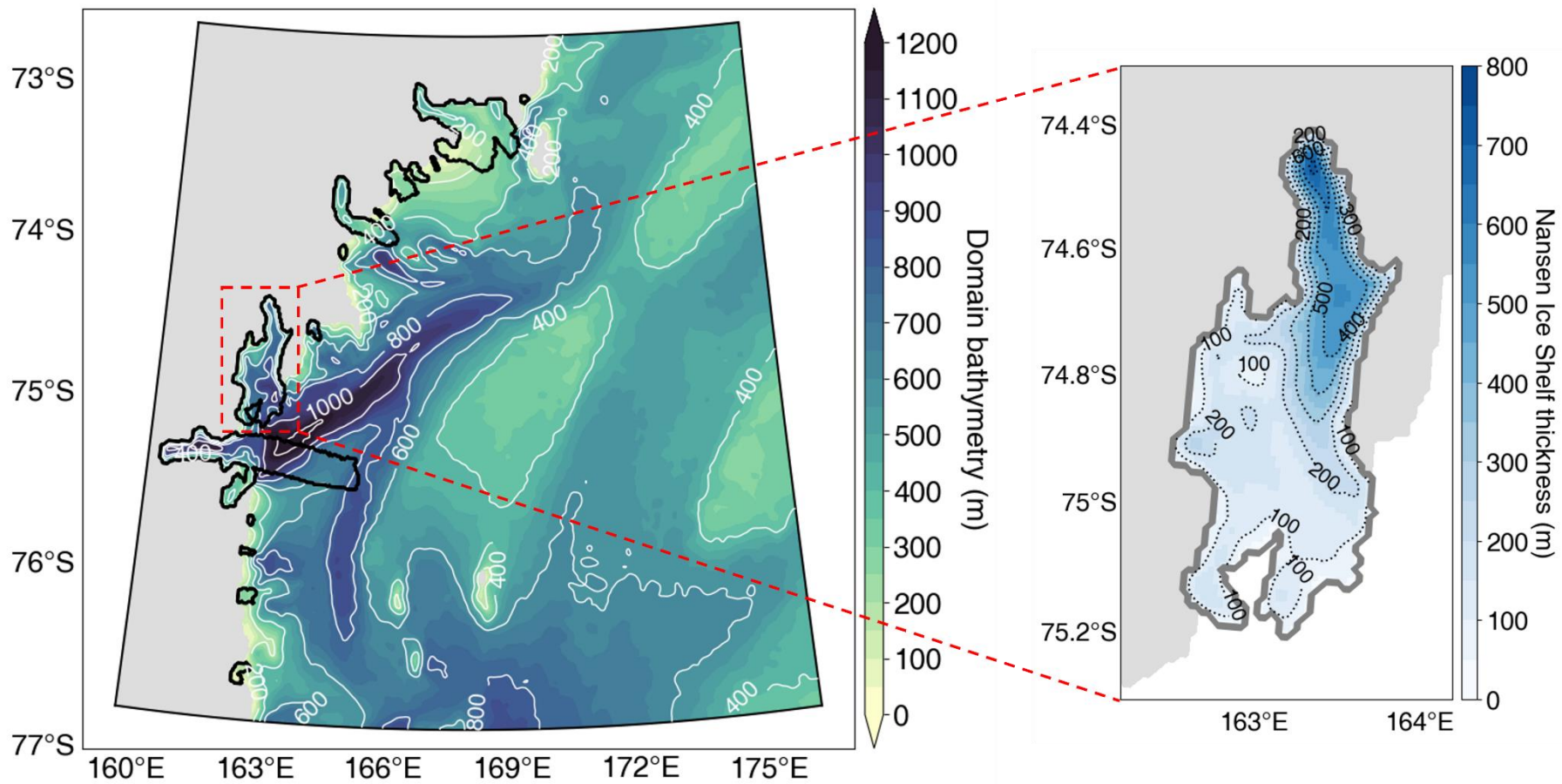
$p_i$ 는 빙봉 무게에 의한 빙봉 기저면에서 해수의 압력을,  $z$ 와  $\eta$ 는 각각 수심과 해수면 고도를 나타낸다.  $\rho_{top}$ 은 빙봉 기저면에 접한 해양의 첫 번째 층의 밀도를 나타낸다.

모델의 격자는 연구 지역인 TNB 해역을 포함하여 77° S ~ 72° S, 159° E ~ 177° E의 범위에 해당하는 해역으로 설정하였다. 격자의 해상도는 1km 등거리 간격의 수평 해상도와 36개의 연직 층(layer)을 갖도록 구성하였으며, 수직 층은 소용돌이와 표층 순환을 더 잘 모의하기 위해 표층의 연직 해상도를 더 높게 설정하였다. 모델의 수심자료는 RTopo2(Schaffer et al., 2016)를 사용하여 빙봉 하부를 제외한 해양의 해저지형을 표현하였다. 빙봉 하부 해양을 모델로 모의하기 위하여 정확한 지형 자료는 필수적이다. 그러나 RTopo2에서 제공되는 빙봉 하부의 지형은 불확실성과 부정확성이 매우 크기 때문에, RTopo2만을 사용하여 공동의 해양을 구현하는 것은 모델의 오차를 증가시켜 제반 현상의 재현 결과를 왜곡할 수 있다. Kim et al. (2023)은 빙봉 하부의 지형 민감도 실험을 통하여 지형 자료의

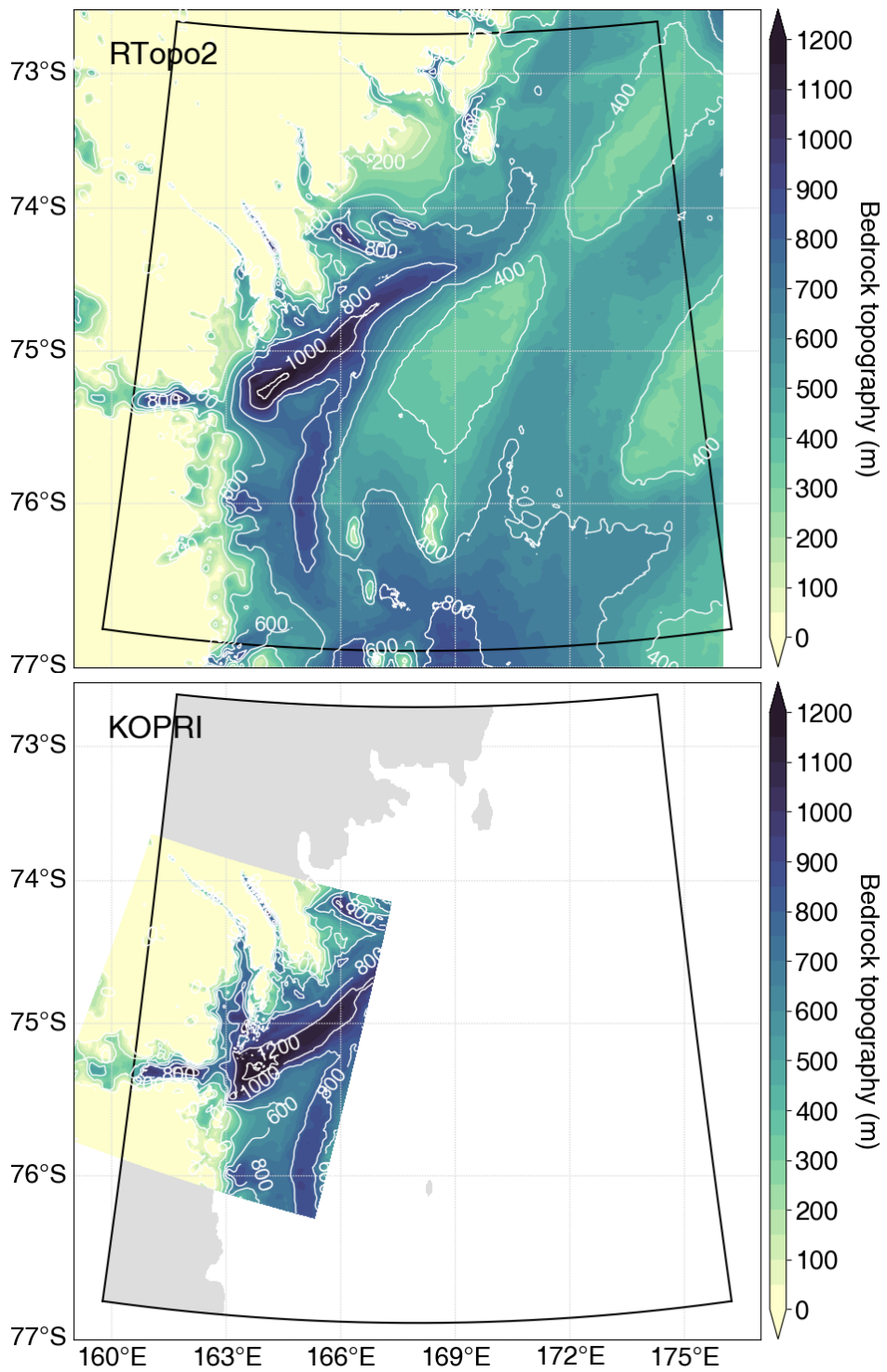
정확성에 따른 기저 용융 차이를 설명한 바 있다. 따라서 빙봉 하부의 지형자료는 극지연구소에서 중력탐사를 통해 생성된 실측 지형 자료(Lee et al., 2019)를 RTopo2와 병합하여 빙봉 하부 지형의 불확실성과 부정확성을 해소하였다. 수직 혼합은 K-profile 모수화(Large et al., 1994)를 사용하였다.

모델의 경계는 빅토리아 랜드(Victoria land)가 위치하는 서쪽을 제외한 모든 방향에서 열려 있다. 초기장과 경계장은 Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)에서 제공하는 전지구 재분석 자료 Global Ocean Reanalysis and Simulations (GLORYS; Lellouche et al., 2021)와 Global ocean Reanalysis Ensemble Product (GREP; Storto et al., 2019)의 월평균 자료를 사용하여 구성하였다. 대기 외력장은 European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 ERA5 (Hersbach et al., 2020) 월평균 자료를 사용하였으며, 순환장의 변동을 증가시키기 위해 바람장과 기온장은 6시간 자료를 사용하였다. 본 실험에서는 바람에 의한 순환장의 변동만을 고려하였기 때문에 조석장은 추가하지 않았다.

안정적인 초기장을 획득하기 위하여 안정화(spin-up)는 GLORYS와 GREP, 그리고 ERA5의 20년(1993년~2012년) 월평균 장기 기후자료를 사용하여 15년간 수치적분을 수행하였다. 안정화된 해양과 해빙 분포를 초기장으로 적용하여 실험은 1993년 1월 1일부터 2019년 3월 1일까지 수치 적분을 수행하였다. 안정화 및 실험에 관한 자세한 구성은 각각 Table 1과 Table 2에 나타내었다.



**Figure 3.** Model domain and bathymetry(left). Black lines show the ice shelf boundary. NIS thickness is shown at the right.



**Figure 4.** Comparison of bathymetry data between RTopo2(upper) and observed data by KOPRI(lower).



<b>Domain</b>	<b>Range</b>	77 ° S ~ 72 ° S, 159 ° E ~ 177 ° E
	<b>Resolution</b>	1km equidistance and 36 vertical layers
	<b>DT</b>	60 seconds
	<b>Grid parameters</b>	Vtransform = 2 Vstretching = 4 $\theta_s = 2.0$ $\theta_b = 1.0$
<b>Vertical mixing</b>		KPP
<b>Conditions</b>	<b>Initial conditions</b>	GLORYS + GREP (1993~2012 monthly climatology)
	<b>Boundary conditions</b>	GLORYS + GREP (1993~2012 monthly climatology)
<b>Surface forcing</b>		ERA5 (1993~2012 monthly climatology)
<b>Tidal forcing</b>		None
<b>Simulation period</b>		15 years

**Table 1.** ROMS-TNB model configuration for spin-up.

<b>Domain</b>	<b>Range</b>	77 ° S ~ 72 ° S, 159 ° E ~ 177 ° E
	<b>Resolution</b>	1km equidistance and 36 vertical layers
	<b>DT</b>	60 seconds
	<b>Grid parameters</b>	Vtransform = 2 Vstretching = 4 $\theta_s = 2.0$ $\theta_b = 1.0$
<b>Vertical mixing</b>		KPP
<b>Conditions</b>	<b>Initial conditions</b>	15 years spin-up conditions
	<b>Boundary conditions</b>	GLORYS + GREP (monthly)
<b>Surface forcing</b>		ERA5 monthly ( $P_{air}$ , $Q_{air}$ , rain, SST, shortwave and longwave radiation) + ERA5 6 hourly ( $U_{wind}$ , $V_{wind}$ , $T_{air}$ )
<b>Tidal forcing</b>		None
<b>Simulation period</b>		1993-01-01 ~ 2019-03-01

**Table 2.** ROMS-TNB model configuration for the experiment after spin-up.

### 2.3. 자료 분석

본 연구에서는 수치적분 결과를 분석하기 위해 경험직교함수(Empirical Orthogonal Functions; EOF)를 사용하였다. EOF는 모든 공간 변동성에 대해 시간의 함수로 분해하는 분석 기법으로 EOF 분석을 통해 나온 결과는 시간 변화를 잘 표현하는 모드로 나눌 수 있다. 시간적 변동을 알아보기 위한 EOF 분석 과정은 다음과 같다.

행렬  $A$ 는 공간적인 위치에서 시간에 따른 평균을 제거한 아노말리(anomaly)를 나타내는 2차원 행렬이다.

$$A(i, j) = \begin{bmatrix} C_1^1 & \dots & C_1^{NS} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{NT}^1 & \dots & C_{NT}^{NS} \end{bmatrix} \quad (14)$$

$NT$ 는  $C$ 의 시계열 길이를,  $NS$ 는 2차원의  $C$ 를 1차원으로 변환한 길이를 나타내며 따라서  $A$ 의 크기는  $NT \times NS$ 가 된다. EOF의 시간계수(temporal coefficient)는 공분산행렬(covariance matrix)의 고유벡터(eigenvector)로부터 산출되며, 공분산행렬  $C$ 는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$C = \frac{1}{NS} A'A \quad (15)$$

$A'$ 는  $A$ 의 전치행렬(transposed matrix)을 나타낸다. 공분산행렬은 고유값 해석(eigenvalue analysis)를 통해 고유벡터  $E$ 와 고유값 행렬  $R$ 을 계산하며 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$CE = ER \quad (16)$$

마지막으로, 추출된 고유벡터를 축으로 공분산 행렬을 사영(projection)하여 공간계수-또는 주성분 (Principal Component, PC)- Z를 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$Z = E'A' \quad (17)$$

$$A = EZ \quad (18)$$

만약 EOF 분석을 사용하여 공간적 변동을 확인하고자 하면, A를 전치하여 공분산행렬을 계산하여야 한다. 공간에 대한 공분산행렬 C와 공간계수-또는 주성분- Z는 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$C = \frac{1}{NT} AA' \quad (19)$$

$$Z = E'A \quad (20)$$

본 연구는 TNB 해역 여름철 순환의 공간 분포와 NIS 기저 용융률의 변동을 조사하기 위하여, 수치적분 결과 중 1998년부터 2019년까지의 남반구 여름철(12월 및 1월) 결과를 사용하여 해수면 고도와 얼음의 용융률에 대한 EOF 분석이 진행되었다.

수치모델을 통하여 재현된 해양의 제반 현상을 물리적으로 설명하고 재현

수준을 평가하기 위하여 관측 자료를 통한 비교·검증이 필수적이다. TNB 내부의 유속장과 수괴 재현을 검증하기 위하여, 극지연구소의 쇄빙연구선 아라온 (ARAON)을 이용하여 2014년부터 2019년 여름철 TNB 해역에서 관측된 CTD(Conductivity-Temperature-Depth)와 LADCP(Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) 현장 관측 자료를 사용하였다. 수치모델 검증에 사용된 현장관측 자료에 대한 자세한 설명은 Lee et al. (2019)와 Yoon et al. (2020)에서 제공된다. 추가적으로, 해역의 해빙 분포와 여름철 평균 해류를 검증하기 위하여 각각 위성 관측 해빙농도 자료인 AMSR2(Advanced Microwave Scanning Radiometer 2, Spreen et al., 2008; Melsheimer and Spreen, 2019)와 CMEMS에서 제공하는 25km 해상도의 AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) 자료를 사용하였다. 수치모델 검증에 사용된 위성 관측 자료는 현장 관측 자료와 동일한 시기의 자료를 사용하였다.

### 3. 결과

#### 3.1 모델 검증

AVISO 해수면 고도와 해수면 고도로부터 추정된 유속장은 TNB와 그 주변 해역의 여름철 평균 순환장을 보여주고 있다(Figure 5). TNB의 여름철 순환은 육지를 왼쪽에 두고 진행되는 연안류로, 빅토리아 랜드를 따라 북쪽으로 흐르는 북향류이다. 로스 해 서남부에서 북향하는 평균 해류는 표층 부근을 따라 DIT 남단까지 이어진다. DIT 남단에 도달한 평균 해류는 최대 약 400m 두께의 DIT 하부를 통과하지 못하기 때문에, DIT 가장자리를 따라 반시계방향으로 우회하여 TNB로 유입된다. 따라서 DIT 남단에서 누적되는 해수로 인하여 가장 높은 해수면 고도가 나타난다. LADCP 관측을 통해 확인한 TNB 내부의 계절 평균 해류는 빙봉을 포함한 해안선을 따라 시계방향의 흐름을 보여준다(Figure 6a). DIT를 우회하여 TNB 내부로 유입되는 평균 해류는 DIT 북단을 따라 서향하여 NIS 빙단(front)까지 도달한다. NIS 빙단에 접근한 평균 해류는 빙단을 포함한 해안선을 따라 유향이 북동쪽으로 전환되어 북상하며, 워싱턴 곶을 반시계방향으로 돌아 TNB를 빠져나간다. 수치모델에서 재현된 계절 평균 해류는 AVISO 위성 결과와 유사한 순환장을 나타낸다. 모델의 남쪽 경계부터 시작된 북향류는 해안선을 따라 북향하고, DIT를 반시계방향으로 우회하여 TNB로 유입된다(Figure 5). 또한 TNB 내부의 저기압성 순환과, 워싱턴 곶을 돌아 만 외부로 빠져나가는 흐름을 나타내어 LADCP 관측 결과와 유사한 순환장을 나타내었다.

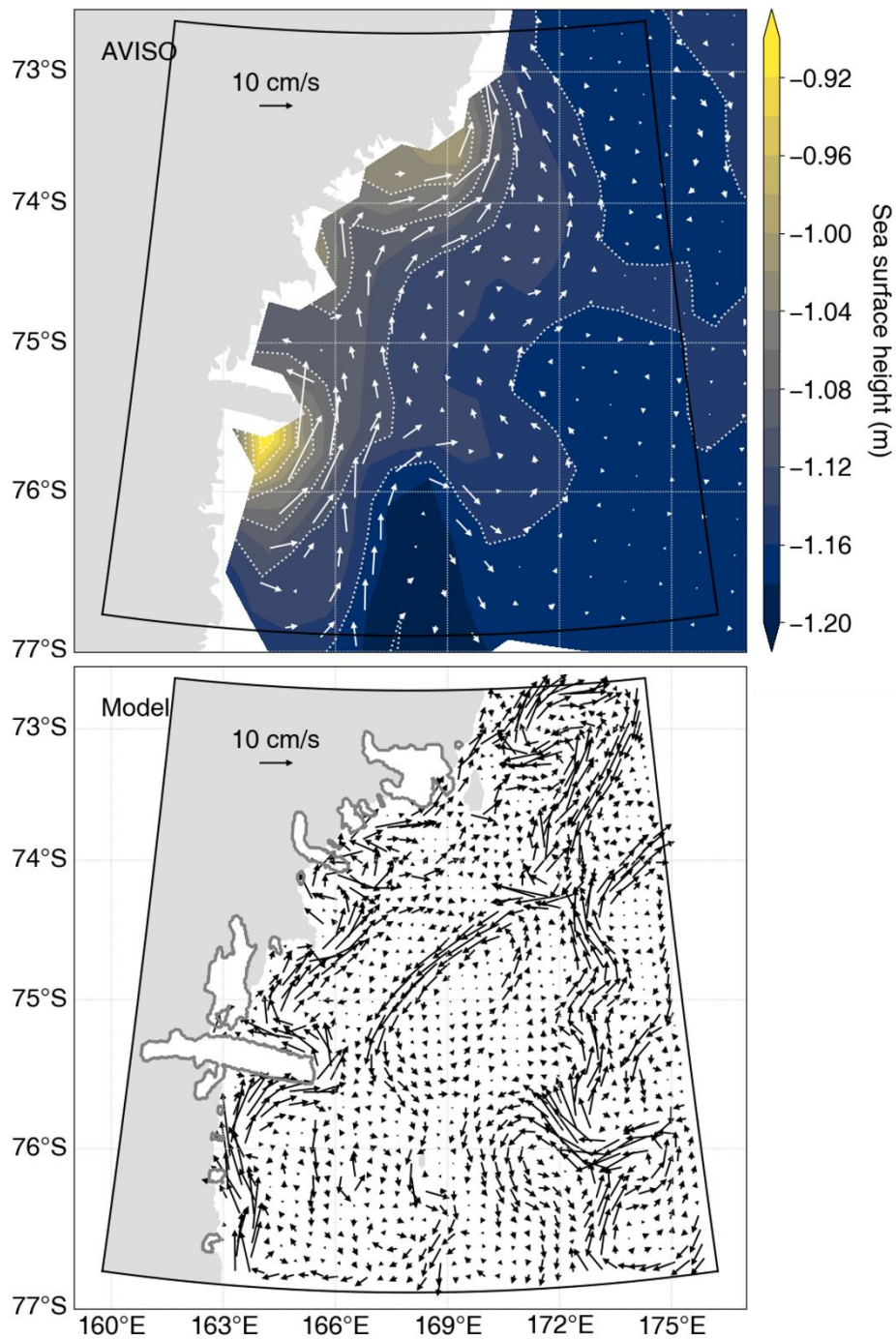
여름철 TNB의 해양은 성층화가 발달하여 해수의 물리적 특성에 따른 수괴를 명확히 구분할 수 있다. CTD 현장 관측을 분석하여 수온-염분 다이어그램과 연직

분포를 나타내었을 때(Figure 6c and 6e), 여름철 TNB를 구성하는 수괴는 밀도 순으로 남극표층수(Antarctic Surface Water, AASW), mCDW, 변형대륙붕수(modified Shelf Water, mSW), 테라노바만 빙붕수(TNB Ice Shelf Water, TISW), HSSW의 5가지 수괴로 구성되어 있다(Budillon and Spezie, 2000; Yoon et al., 2020). 영하 1.85 °C 이상의 수온과 34.4psu 이하의 염분으로 정의되는 AASW가 표층에 나타나고, 34.75psu 이상의 염분과 28kg/m<sup>3</sup> 이상의 잠재밀도로 정의되는 HSSW가 가장 아래에 위치한다. CDW가 대륙붕으로 유입되며 다른 수괴와 혼합되어 성질이 변질된 mCDW가 AASW의 하부에 위치하고, mCDW와 TISW가 혼합된 mSW가 mCDW 하부에 위치한다. HSSW와 저온·저염의 용빙수(glacier meltwater)의 혼합으로 형성되는 빙붕수(ice shelf water)인 TISW는 빙점 이하의 수온과 약 34.73psu의 염분을 가지며 HSSW 상부에 해당하는 300m ~ 600m 깊이에 분포한다(Rusciano et al., 2013). 수온-염분 다이어그램과 연직 분포에서 나타나는 TISW는 5년간의 관측 중 최근 3년 관측에서 더 차갑고 저염화되는 특징을 보이는데(Lee et al., 2019), 이는 NIS 기저 용융이 많이 발생하여 빙붕수가 많이 형성되어 유출되었음을 암시한다. 수치모델에서 계산된 전체 연구 기간의 NIS 평균 용융률은 약 1.74m/yr로, 이는 위성 관측으로 추정된 NIS 평균 용융률  $1.6 \pm 1.1$ m/yr와 유사하였다(Adusumilli et al., 2020). NIS 두께 약 150m 이하의(Figure 3 right pannel) 여름철 평균 기저 용융률은 최근 3년의 높은 기저 용융이 발생하여 TISW 특성 변동의 경향을 잘 재현하며(Table 3), 여름철 기저 용융이 많이 발생하는 영역이 선행 연구와 일치하였다(Kim et al., 2022 and 2023). 또한 모델에서 재현된 해양은 TNB를 구성하는 5가지 수괴의 물리적 특성을 잘 모의하였으며, 수온과 염분의 연직 분포는

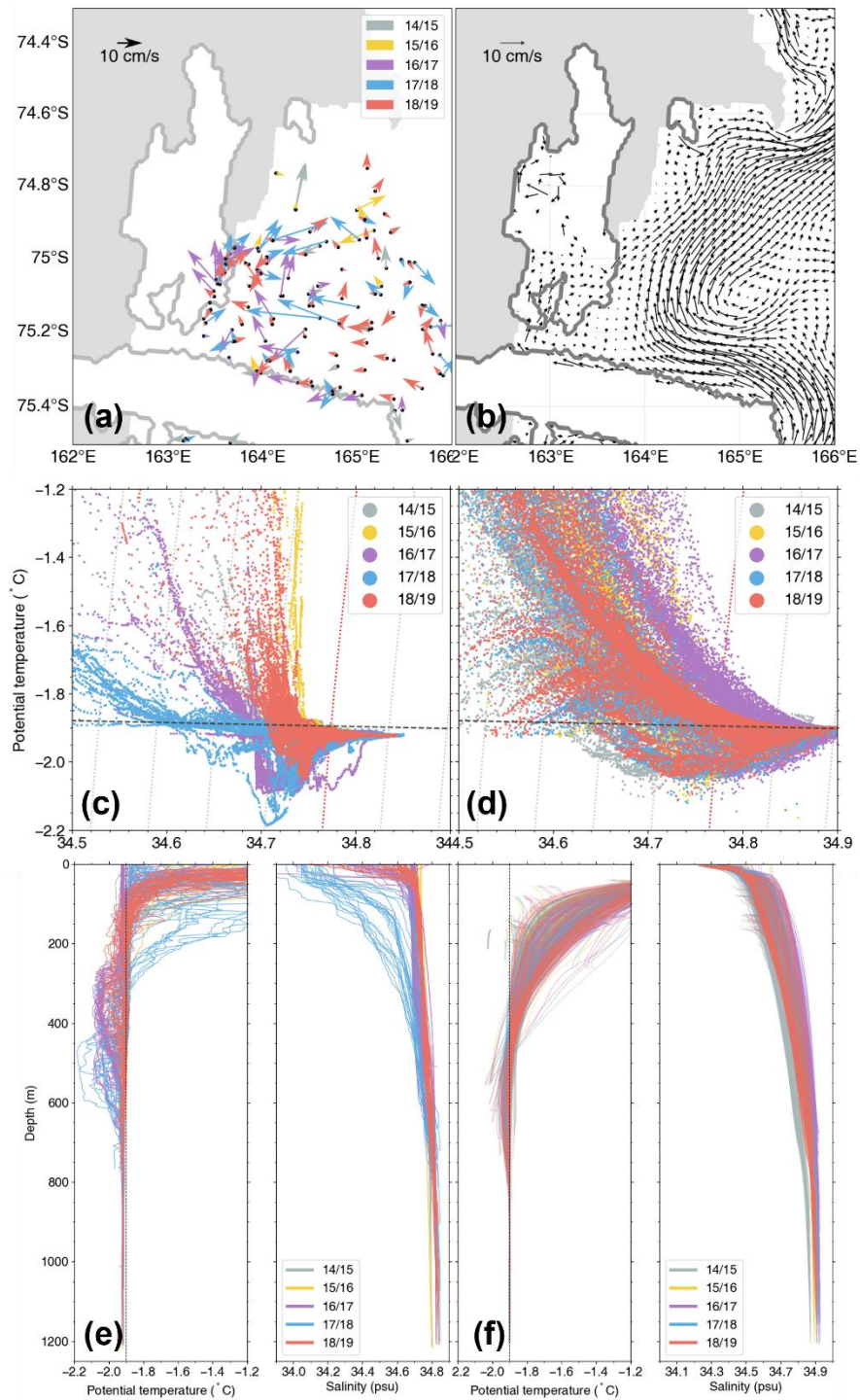
성층화가 발달한 여름철 TNB 해양 특성과 TISW의 분포 깊이가 현장 관측과 잘 일치함을 보여주고 있다(Figure 6d and 6f).

여름철 일사의 증가와 그로 인한 표층 가열, 그리고 지배적인 서풍 계열의 활강풍으로 인하여 TNB의 해빙 농도는 0에 수렴하는 특성을 나타낸다(Figure 7). 수치모델에서 재현된 TNB의 해빙 농도 또한 관측과 유사한 분포를 나타내어 TNB 해빙 농도의 분포를 잘 재현한 것으로 판단하였다(Figure 8). 한편, TNB를 제외한 빅토리아 랜드 연안에서 높은 해빙 농도가 관측된다. 이는 연안의 해수와 매우 차가운 육상의 접촉으로 인하여 해빙의 한 종류인 정착빙(fast ice)이 형성되기 때문으로, 육상에 고정된 정착빙은 두께가 매우 얇으며 해류와 바람의 영향을 받지 않는다.





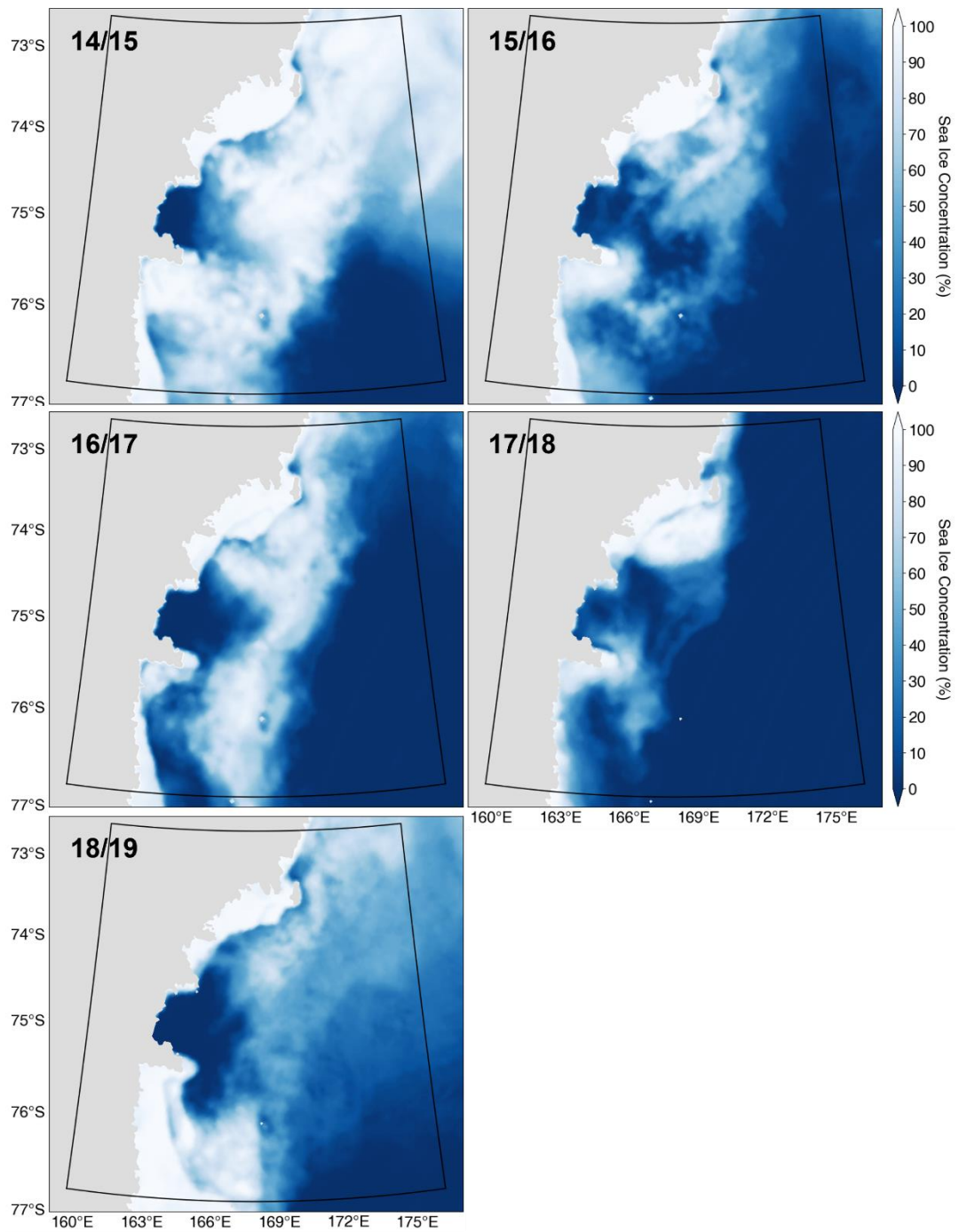
**Figure 5.** Average sea surface height and current field during summertime from 2014 to 2019.



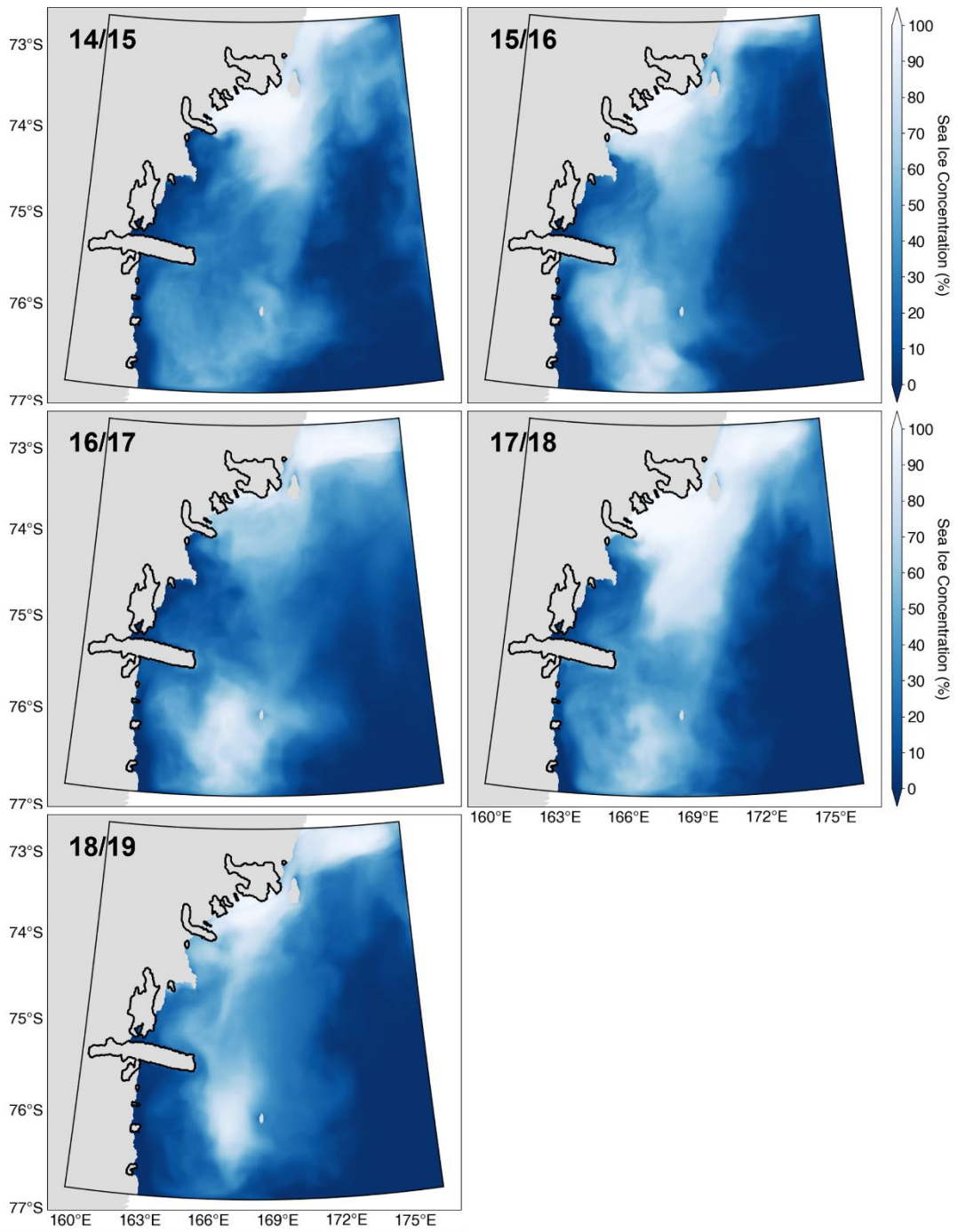
**Figure 6.** Model validation through (a), (b) current field, (c), (d) T-S diagram, and (e), (f) vertical profile. The right and left columns indicate the numerical model and hydrographic data.

Season	14/15	15/16	16/17	17/18	18/19
Melt rates (m/yr)	2.41	2.44	3.36	2.45	2.67

**Table 3.** Average seasonal basal melt rates for NIS with ice thickness of less than 150m.



**Figure 7.** Spatial distributions of seasonal average of sea ice concentrations from AMSR-2 satellite data. The solid black line indicates the model boundaries.



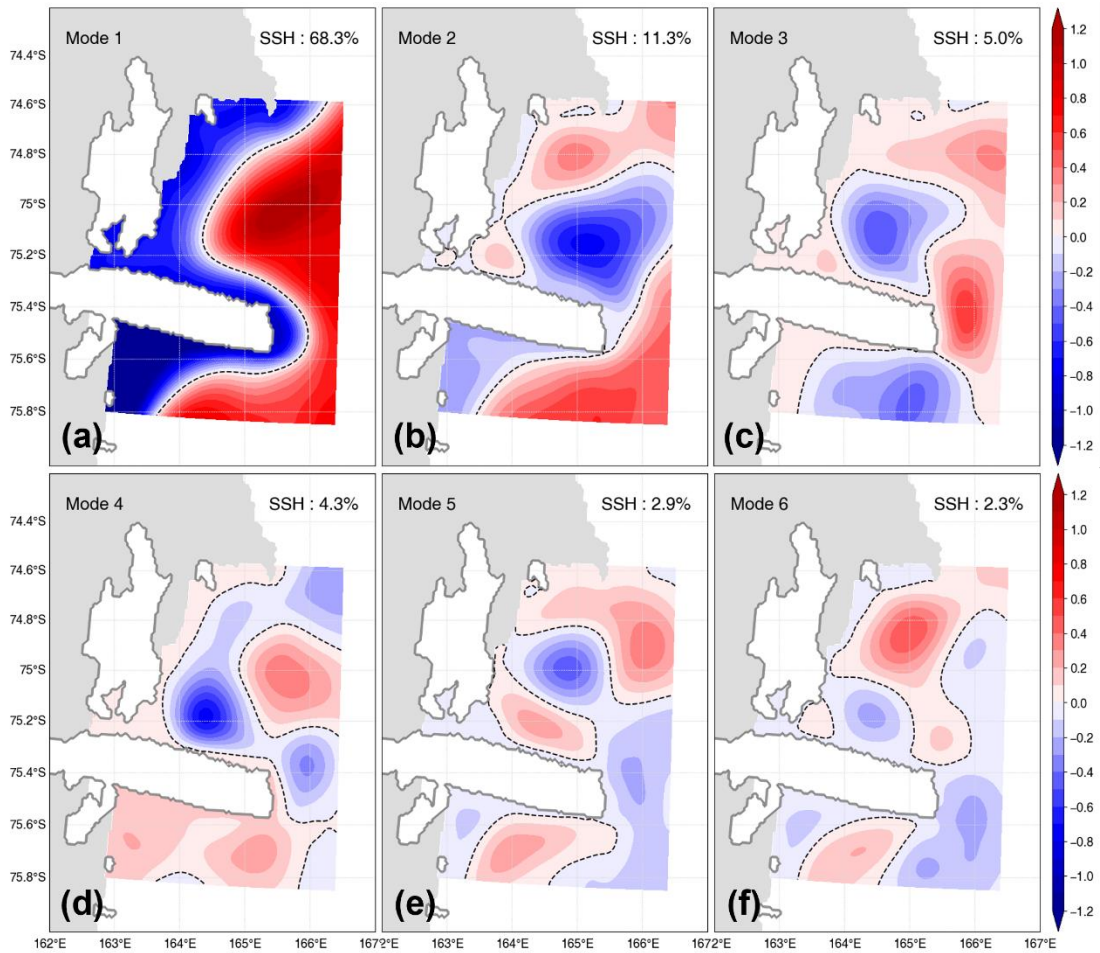
**Figure 8.** Same as **Figure 7**, but sea ice concentration from the numerical model.

### 3.2. TNB의 순환 변동

TNB의 여름철 평균 해류의 공간 변동을 알아보기 위하여 수치적분 결과의 해수면 고도에 대한 EOF 분석을 진행하였다. 1모드(68.3%) 고유벡터 공간분포는 계절 평균 해류의 분포를 나타내며, 단일 위상을 갖는 1모드의 주성분은 순환 변동이 강도 변화만 존재함을 의미한다(Figure 9a and 10a). 1모드의 가장 작은 고유벡터는 TNB 동쪽에서 나타나는데, 이는 평균 해류가 연안을 따라 TNB 내부에서 저기압성(시계방향) 흐름을 가지고, 전향력에 의해 회전 중심에서 주변부로 발산하여 해수면 고도가 낮아지기 때문이다. DIT 남단에서 가장 큰 고유벡터는 평균 해류가 DIT 하부를 통과하지 못하고 해수가 누적되어 해수면 고도가 상승하기 때문이다. 수치모델의 해수면 고도에 대한 1모드 변동은 AVISO 위성 자료에 대한 1모드 변동과 유사한 분포를 보인다(Figure 11a and 12a). AVISO 위성에 대한 1모드(81.9%)는 평균 해류의 변동을 나타내며, 단일 위상을 갖는 주성분은 평균 해류의 강도 변화를 나타낸다. TNB 내부의 분포 또한 빙단을 포함한 해안선을 따라 저기압성 순환을 보인다. 또한 DIT 남단에서 고유벡터의 최대값을 나타내어, 수치모델이 해양을 잘 재현함을 다시 한번 시사한다.

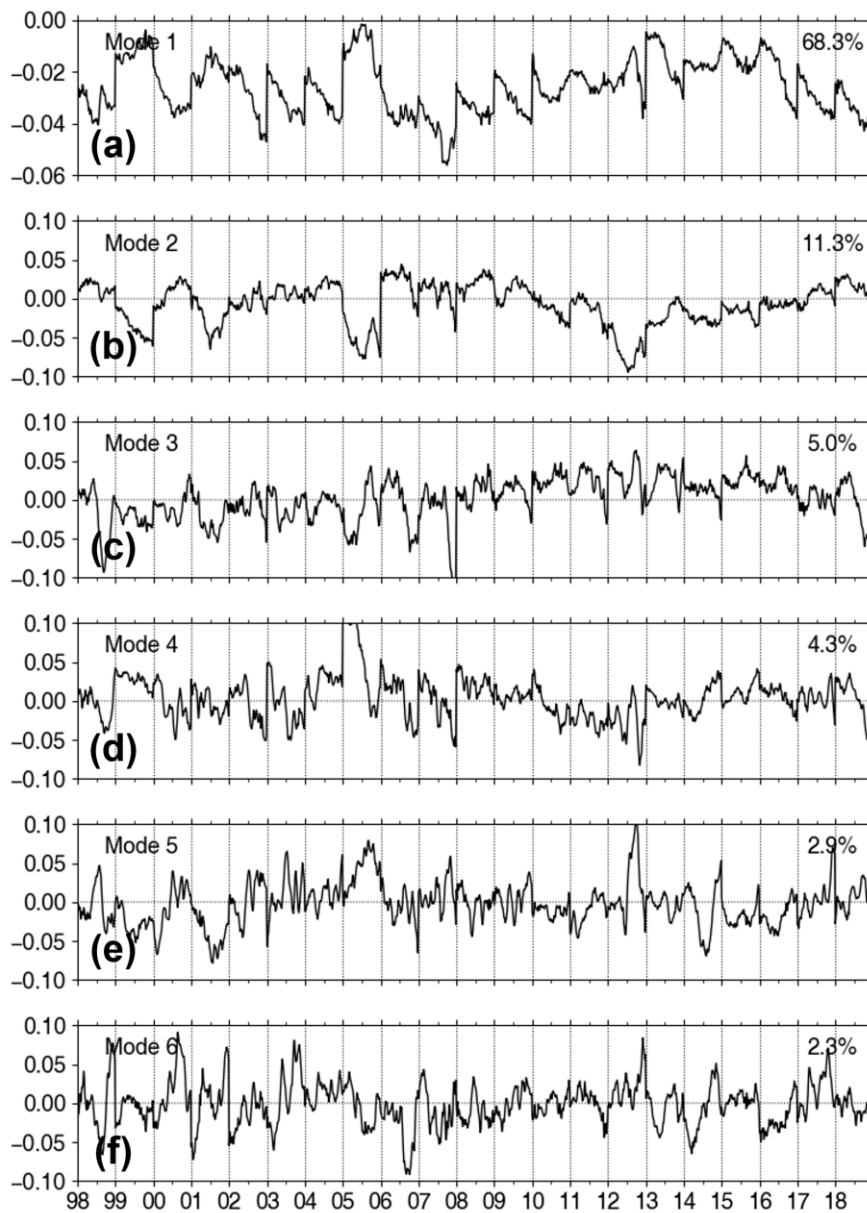
2모드(11.3%) 고유벡터 공간분포는 TNB의 중규모 변동을 나타내며(Figure 9b and 10b), 원형의 쌍극자(dipole) 구조를 갖는 것이 특징이다. 고유벡터 분포가 원형으로 나타나는 것은 환류 또는 소용돌이를 의미하며, 주성분은 위상이 변화하며 진동한다. 즉, 주성분이 양의 위상일 때 양의 고유벡터는 각각 고기압성(반시계방향) 회전을, 음의 위상일 때 저기압성(시계방향) 회전을 의미한다. TNB 중심에서 나타나는 음의 고유벡터는 위성으로 관측된 테라노바 만 환류(TNB gyre, Van Woert et al., 2001)와 유사한 위치를 나타낸다. 또한 NIS 빙단 전면에 위치한

양의 고유백터는 2018년과 2019년 여름철 NIS 빙단에서 LADCP로 관측된 소용돌이(Figure 8a)와 유사한 위치를 나타내며, TNB 북쪽 경계에 나타나는 또 다른 양의 고유백터는 위성으로 관측된 소용돌이와 유사한 위치이다(Friedrichs et al., 2022, Supplementary). Van Woert et al. (2001) 와 Friedrichs et al. (2022), 그리고 Moctezuma-Flores et al. (2017) 는 TNB에서 관측되는 환류와 소용돌이가 활강풍과 관련이 있을 것으로 제안하였으며, 따라서 바람장의 분포와 2모드 변동의 관계를 확인하였다. TNB의 바람장은 남서~북서 풍향의 활강풍이 일정하게 부는 지역으로 약  $75^{\circ}$  S를 기준으로 바람응력 컬(Wind Stress Curl, WSC)의 방향이 바뀌는 전선이 형성되어 있다(Figure 13 upper panel). 전선의 북쪽과 남쪽에는 각각 고기압성과 저기압성 WSC가 대치되어 나타난다. WSC 방향이 전환되는 전선의 위치가 2모드 공간분포의 쌍극자 구조의 전선 위치와 유사함을 보였다. WSC의 변화가 2모드 변동에 어떠한 영향을 받는지 알아보기 위하여, TNB 내부의 음의 WSC를 합산하여 월평균하고, 이를 월평균 2모드 주성분과 대조하였고(Figure 13 lower panel), 음의 WSC가 증가할 때 주성분의 진폭이 증가하는 비례관계를 나타내었다. 추가적으로, 1모드 주성분과 TNB 내부의 평균 풍속을 대조하였을 때, 풍속과 주성분의 진폭이 비례 관계를 나타내었다. 바람장과 주성분의 대조를 통하여, 선행 연구에서 제안된 추정과 유사하게 바람장의 변동이 1모드와 2모드 변동에 영향을 주는 것으로 추정된다.

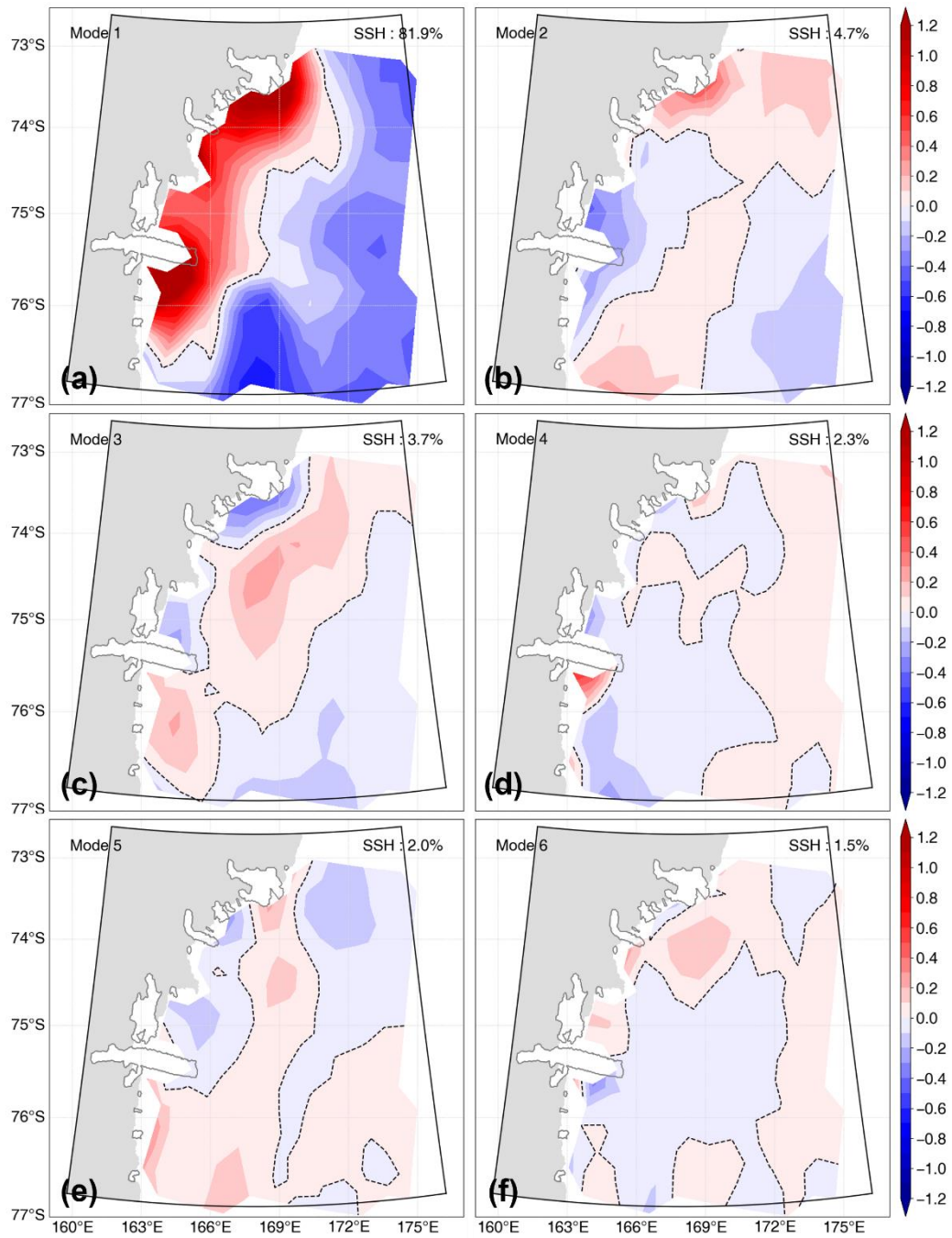


**Figure 9.** Spatial distribution of eigenvector for sea surface height calculated from ROMS model. The black dashed line indicates zero.

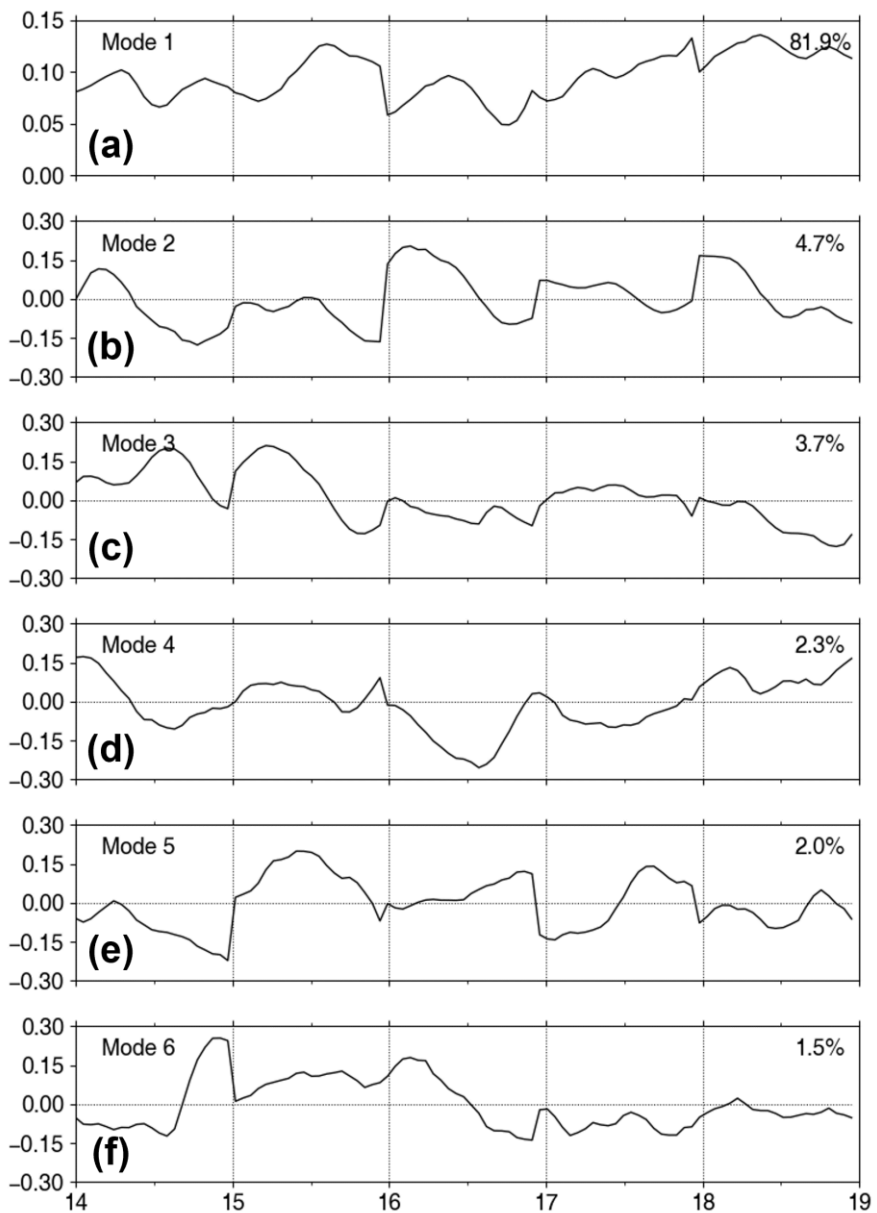




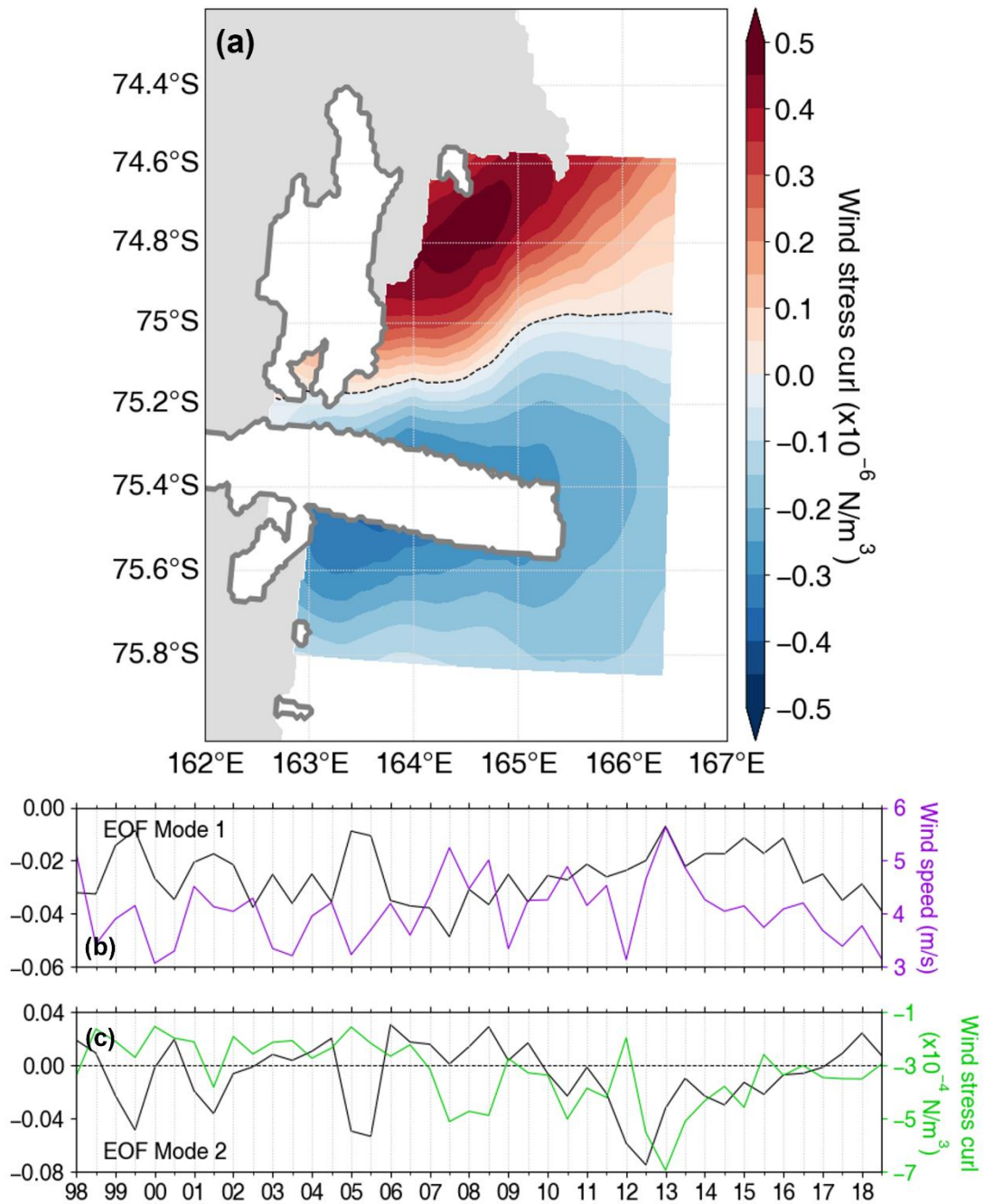
**Figure 10.** PC time series for **Figure 9**.



**Figure 11.** Spatialization of eigenvector for sea surface height from AVISO satellite data. The black dashed contour indicates zero.



**Figure 12.** PC time series for **Figure 11**.



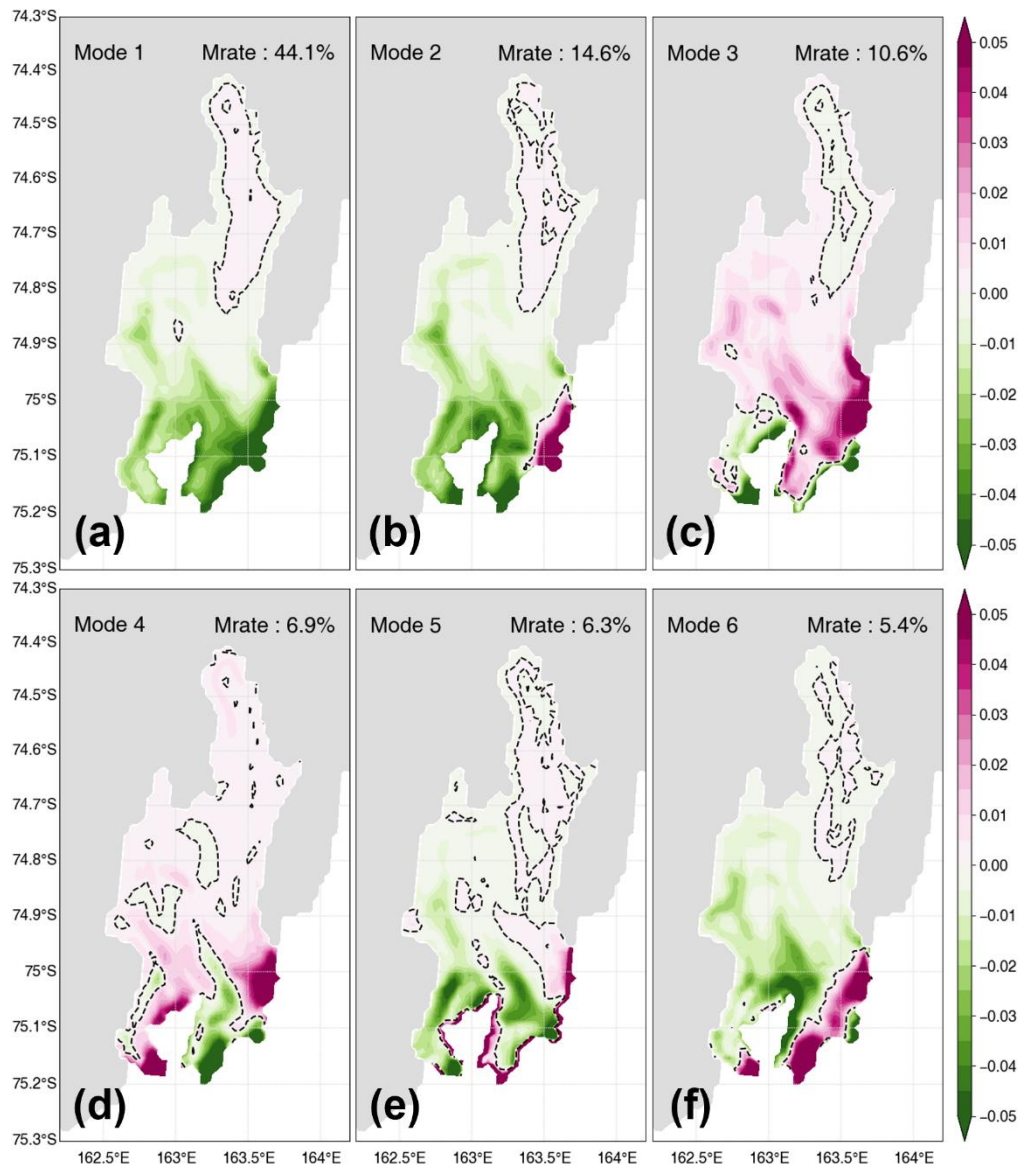
**Figure 13.** (a) The average spatial distributions of wind stress curl during the study period. (b) Comparison of monthly average wind properties and PC time series for each mode.

### 3.3 NIS의 기저 용융 변동

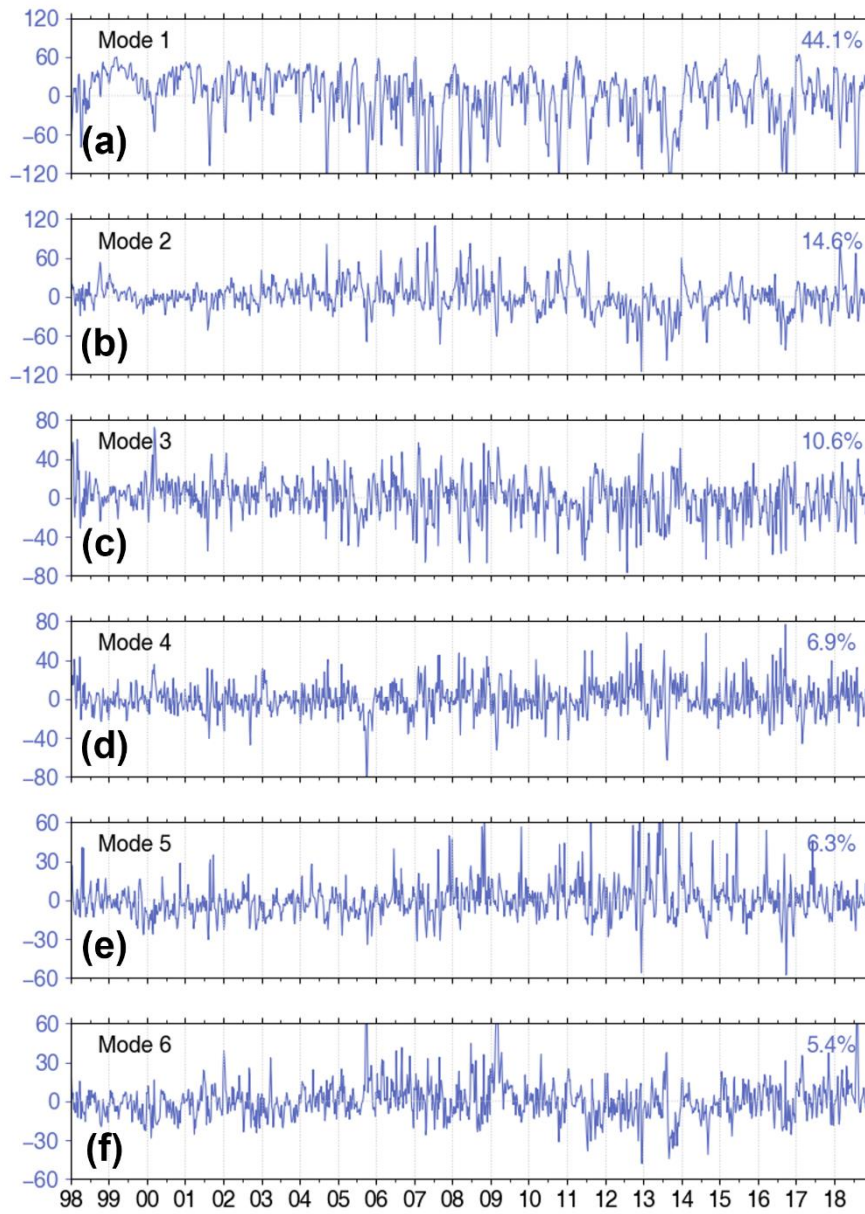
Figure 14와 Figure 15는 NIS 기저 용융에 대한 EOF 분석 결과를 보여준다. 전체 모드에서 나타나는 공통적인 특징은, NIS 두께가 상대적으로 두꺼운-약 150m 이상-영역(Figure 3 right panel)의 고유벡터가 0에 수렴하는 것이다. 이는 여름철 발생하는 NIS 용융 변동은 두께가 상대적으로 얇은 지역에 한정되며, 따라서 여름철 NIS 기저 용융은 따뜻한 표층수(AASW)에 의한 3모드 기저 용융이 지배적임을 의미한다.

1모드(44.1%, Figure 14a and 15a) 고유벡터의 공간분포는 NIS 전면부에서 일관된 음의 값을 보여준다. 특히 두께 150m 이하 빙붕 영역과 고유벡터 절대값이 크게 나타나는 영역이 일치하고, 육지에 가까운 빙단 서쪽보다 동쪽에서 더 큰 고유벡터 절대값이 나타나는데, 이는 평균 해류와 접하며 빙붕 두께가 얇은 빙단 동쪽에서 더 큰 변동이 존재함을 의미한다. 2모드(14.6%, Figure 14b and 15b) 고유벡터의 공간분포는 1모드와 다른 분포를 보인다. 빙붕 두께가 두꺼운 영역의 분포는 1모드와 유사하나, 빙단의 서쪽과 동쪽에서 각각 음과 양의 고유벡터 값이 나타나며 1모드와 차이를 보인다. 따라서 NIS 용융 변동은 주성분의 위상에 따라 1) 1모드는 빙단의 전체적인 용융 경향을, 2) 2모드는 빙단의 서쪽과 동쪽으로 나뉘어 용융이 증가하는 영역이 전환됨을 의미한다. 주성분이 양의 위상일 때 1모드는 빙단 전체에서 평균보다 낮은 용융이 발생하고, 2모드는 빙단 서쪽보다 동쪽에서 더 높은 용융이 발생한다. 반대로 주성분이 음의 위상일 때 1모드는 빙단 전체의 용융이 증가하고, 2모드는 빙단의 서쪽에서 더 높은 용융이 발생한다. 즉, 1모드는 표층수의 유입 정도에 의한 용융 변동을, 2모드에서는 표층수의 유입 위치에 따른 용융 변동과 더불어 TNB의 순환과 NIS 용융의 변동이 개연성이 있음을 시사한다.

따라서 해수면 고도와 NIS 용융률에 대한 EOF 분석 결과를 각 모드와 대응시켜, 용융의 변동 패턴을 확인하였다(Figure 16 and 17). 각 모드와 대응시킨 고유벡터 공간분포는 순환 변동과 용융 변동의 개연성을 더 명확히 보여준다. 주성분이 양의 위상일 때-해수면 고도에 대한 주성분 진폭이 작을 때- 1모드(Figure 16a and 17a)는 평균 해류가 약화되고, NIS 빙단에서 상대적으로 낮은 기저 용융이 나타난다. 2모드는(Figure 16b and 17b) NIS 앞에서 고기압성(반시계방향) 소용돌이의 존재와 더불어 빙단 동쪽에서 더 높은 용융이 나타난다. 두 변동에 대한 주성분을 월평균 하여 비교하였을 때(Figure 18) 서로 양의 상관관계를 나타내었으며, 이는 NIS 전면부에서 발생하는 용융 변동이 TNB 순환 변동과 상호작용을 암시한다.

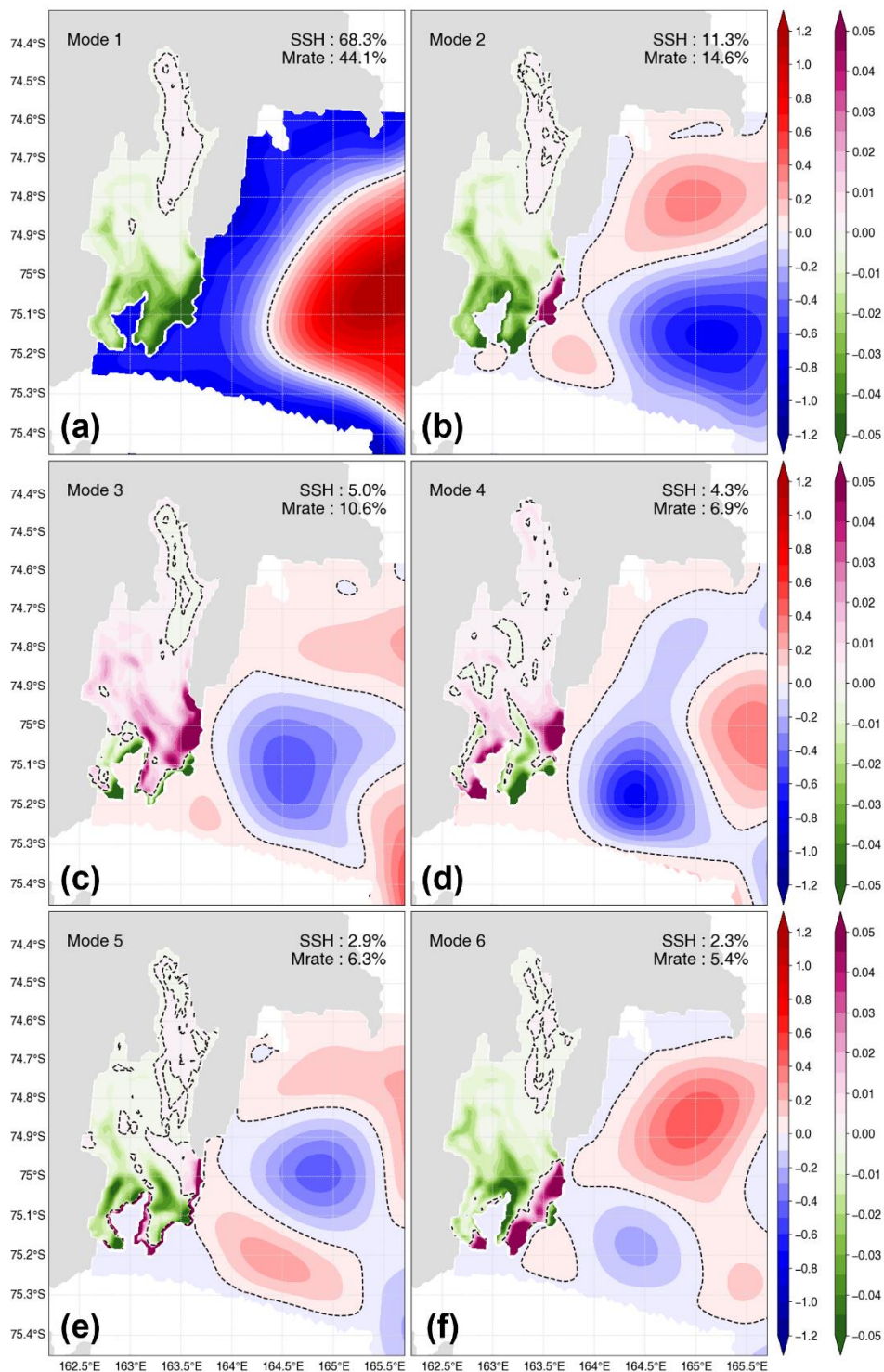


**Figure 14.** Same as **Figure 9**, but for NIS basal melt rates.

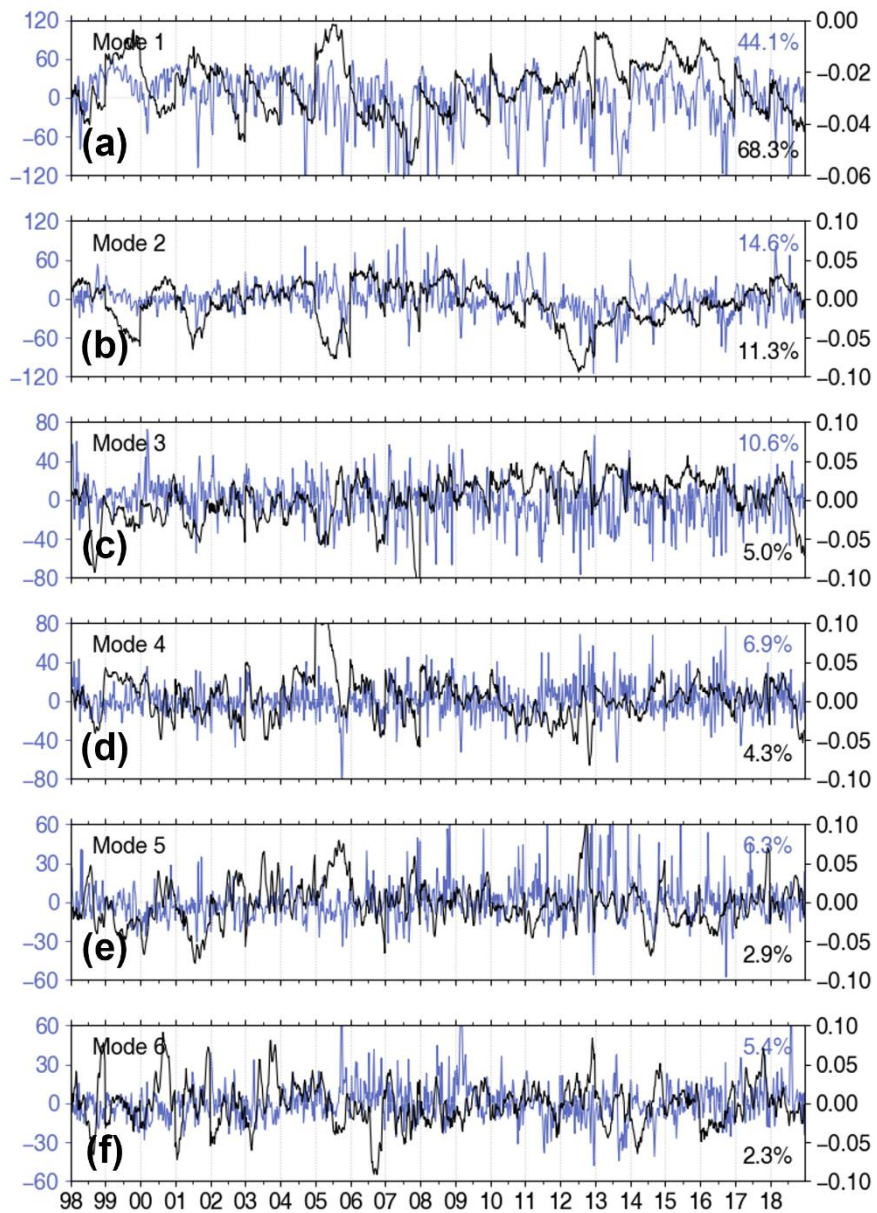


**Figure 15.** PC time series for **Figure 14**.

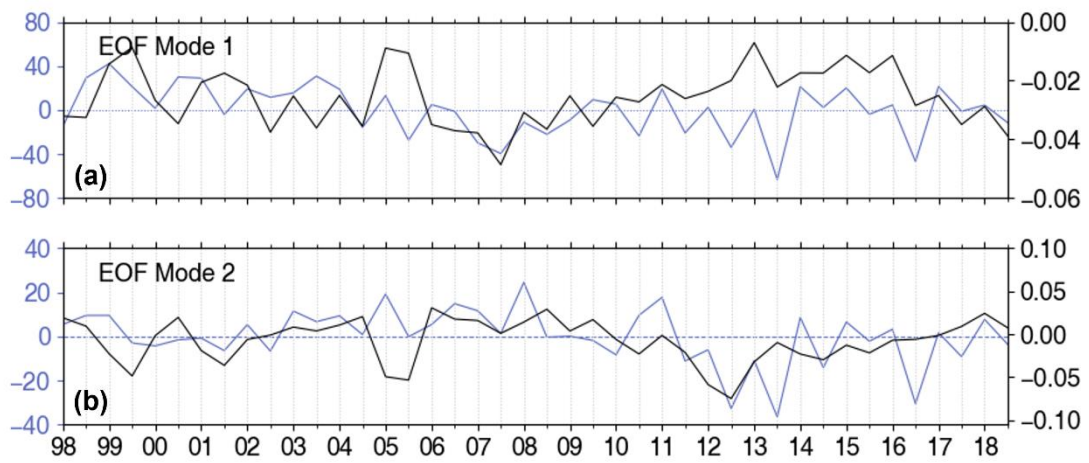




**Figure 16.** Correspondence between **Figure 9** and **14**. ‘SSH’ and ‘Mrate’ indicate sea surface height and NIS basal melt rates, respectively.



**Figure 17.** PC time series for **Figure 16**. Black and blue-grey solid lines and texts are for sea surface height and NIS basal melt rates, respectively.



**Figure 18.** Corresponding monthly average PC time series for each of the two EOF analyses. Black and blue-grey lines indicate the same ones in **Figure 17**.

### 3.4. 순환 변동과 기저 용융 변동의 관계

3.3에서 TNB 순환과 NIS 용융 변동에 대한 상호작용을 확인하였다. 이번 장에서는 TNB의 유속장을 분석하여 NIS로 유입되는 표층수의 거동을 확인하였다. 해수면 고도 EOF 분석으로 계산된 각 모드 주성분의 평균과 표준편차를 계산하였으며, 평균으로부터 표준편차의 1.5배보다 크거나 작은 값을 선정하여 해수면 고도와 150m 수심의 유속장 및 NIS 용융률의 합성장을 계산하였다. 상기된 합성장을 통하여 1모드 주성분의 상·하위 값을 각각 평균 해류가 약할 때와(weak, Figure 19a) 평균 해류가 강할 때(strong, Figure 19b), 2모드 주성분의 상·하위 값을 각각 고기압성 (anticyclonic, Figure 19d)과 저기압성(cyclonic, Figure 19e) 소용돌이의 사례로 분류하였다.

1모드는 평균 해류가 강할 때(strong), 유속장은 평균 해류와 유사한 분포를 나타낸다. DIT 북단을 따라 서진하며 NIS 전면에서 북상하는 평균 해류는 저기압성을 보이며, 유향의 좌측으로 표층수를 수송하여 외해보다 연안에서 더 높은 해수면 고도를 나타낸다. 평균 해류에 의해 수송된 표층수의 일부는 NIS 공동으로 유입되어 빙단을 포함한 약 150m 두께의 영역까지 용융을 발생시킨다. 반대로 평균 해류가 약할 때(weak), DIT 남단을 따라 동진하는 평균 해류는 DIT를 반시계방향으로 돌아 TNB로 유입되지 못하고 약 74.8° S까지 북향하는 흐름을 보이며, 연안과 외해간 해수면 경도도 낮게 나타난다. NIS로 향하는 평균 해류가 약하기 때문에 기저 용융은 해양과 접한 빙단 가장자리에 한정되며, 전체적인 용융률 또한 낮게 나타난다(Figure 19c).

2모드는 NIS 전면에 존재하는 중규모 소용돌이에 의한 표층수의 NIS 유입 위치가 전환될 수 있음을 보여준다. 고기압성(anticyclonic) 소용돌이가 존재할 때,

표층수 유입은 고기압성 회전에 의해 빙단 동쪽으로 전향된다. 따라서 NIS 동쪽 빙단의 표층수 유입이 강하게 발생하며, 빙단 동쪽에서 표층수에 공급된 열에 의해 국지적인 용융이 증가한다. 저기압성(cyclonic) 소용돌이는 고기압성과 반대의 특성을 나타낸다. 표층수는 저기압성 회전에 의해 NIS 전면에서 빙단 서쪽으로 전향된다. 전향된 표층수는 DIT와 NIS 사이의 반폐쇄성 개방수역까지 이동하여, 육지와 접한 영역까지 표층수에 의한 열이 공급될 수 있다. NIS 서쪽 빙단은 표층수 유입 증가와 인하여 국지 용융이 증가한다(Figure 19f).

TNB의 순환 변동과 NIS로 유입되는 흐름의 변동을 유속장을 통하여 확인하였다. 추가적으로 표층수의 유입에 의한 열 공급을 확인하기 위하여, 4가지 사례를 대표하는 일자를 2개 선택하고 150m 수심의 유속장과 수온의 수평 분포, 그리고 NIS 빙단을 가로지르는 열 이류(Heat advection)를 계산하여 연직 분포를 확인하였다. 열 이류  $H(\text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 는 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$H = \rho_w c_{pw} (T - T_f) V_n \quad (21)$$

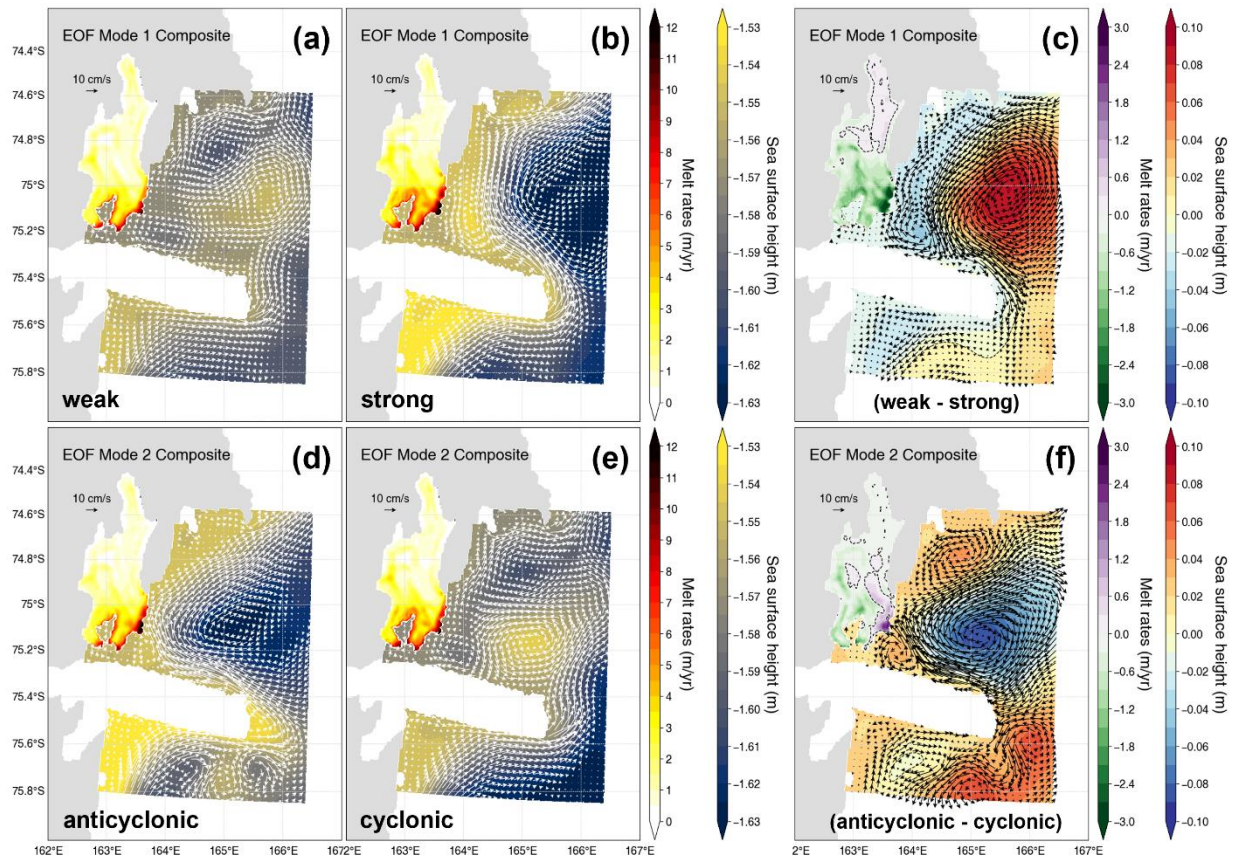
$T$ 와  $T_f$ 는 각각 수온과 빙점을,  $V_n$ 은 빙단면을 수직으로 가로지르는 직교 벡터를 의미한다. 빙단 전체의 열 이류를 평면으로 확인하기 위하여, 빙단에 해당되는 격자의 서쪽부터 순서대로 번호를 부여하고(Figure 22), 번호 순서대로 일렬로 나열하였다. 1부터 85까지 범위 중 55번보다 크거나 작은 번호는 각각 빙단의 동쪽과 서쪽으로 정하였다.

평균 해류가 약한 경우(weak) NIS 전면의 흐름이 약하게 나타난다. 표층수의 빙붕 하부 유입이 약하기 때문에, 공동 해양의 수온은 개방 수역보다 낮게 관찰되며 열 이류 또한 낮게 나타난다(Figure 20a, 20b, 20e, 20f, 23a and 23c). 평균 해류가 강한 경우(strong), NIS 하부로 유입되는 흐름이 상대적으로 강하게 나타나며 공동 해양의 수온은 개방 수역과 유사한 분포를 나타낸다(Figure 20c, 20d, 20g, 20h, 23b and 23d).

NIS 전면에서 표층수 유입은 중규모 소용돌이의 회전에 의해 국지적으로 발생한다. NIS 전면에 존재하는 고기압성(anticyclonic) 소용돌이에 의해 빙단 동쪽에서 표층수 유입이 발생하고 유입 지점에서 높은 수온이 관찰된다(Figure 21a, 21b, 21e, 21f). 고기압성 소용돌이 중심의 수온은 바깥쪽보다 상대적으로 높게 나타내는데, 이는 고기압성 회전에 의해 소용돌이의 중심으로 해수의 수렴과 침강이 발생하기 때문이다. 빙단 동쪽으로 유입된 표층수가 갖는 열에 의하여 열 이류는 빙단 동쪽에서 더 큰 값을 나타낸다(Figure 23a and 23c). 반면, 저기압성(cyclonic) 소용돌이의 경우 표층수 유입은 빙단의 서쪽에서 발생한다. 빙단 서쪽의 수온은 동쪽보다 높으며, 저기압성 소용돌이의 중심의 수온이 낮은 특징을 나타낸다. 이는 저기압성 회전에 의해 소용돌이의 중심에서 바깥으로 해수의 발산이 나타나며, 따라서 중심부에서 차가운 해수가 용승하기 때문이다(Figure 21c, 21d, 21g and 21h). 열 이류는 빙단 서쪽이 동쪽보다 더 높은 값을 나타내었다(Figure 24b and 24d).

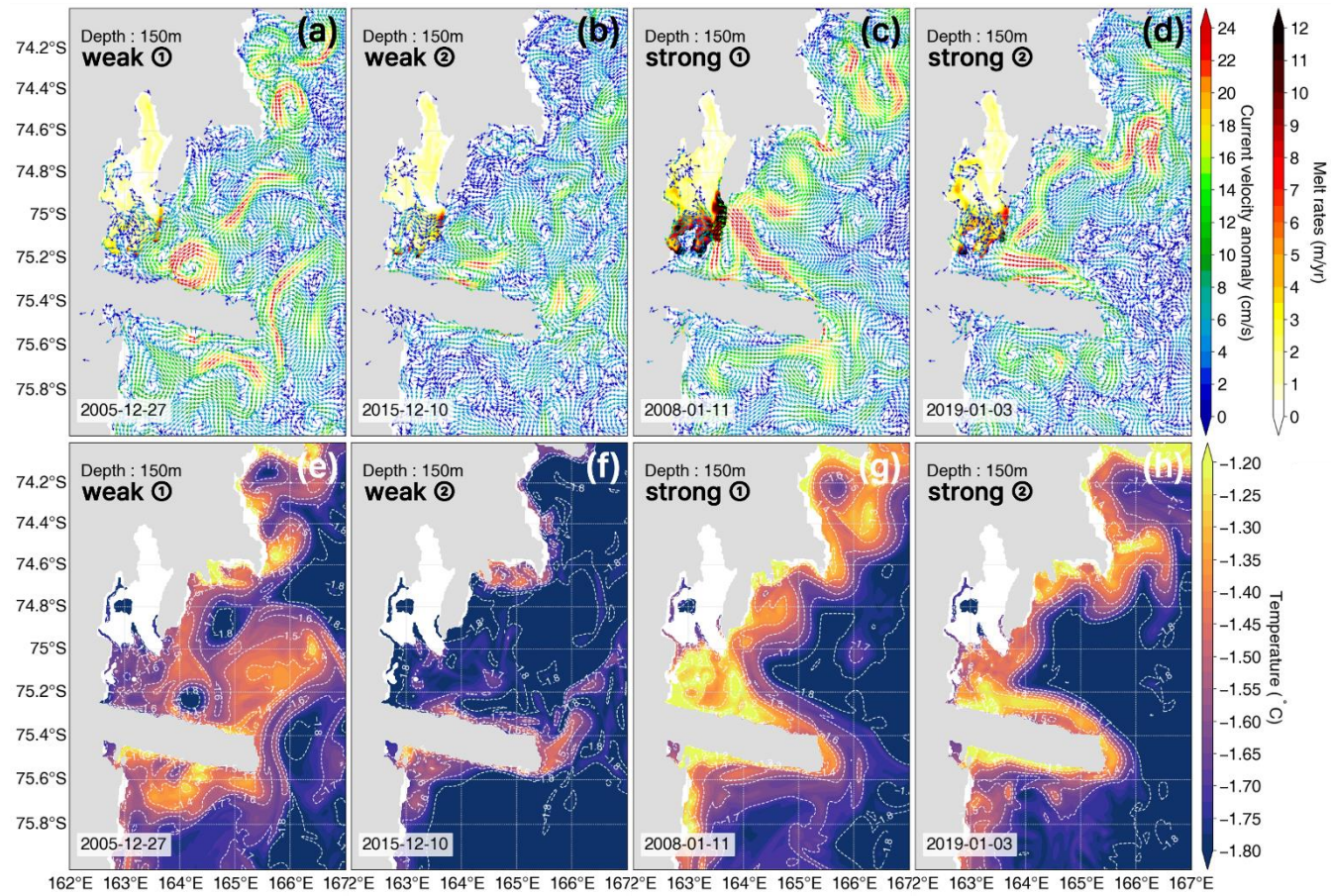
저기압성 소용돌이가 존재할 때 수온 분포는 고기압성 소용돌이와 달리 빙단 동쪽 해역에서 상대적으로 낮은 수온이 나타나는데, 이는 NIS 공동에서 유출된 빙붕수가 다른 수괴와 혼합되어 나타난 것으로 추정된다. 빙붕수는 NIS 동쪽에서

유출되는 것으로 알려진 바 있으며(Kim et al., 2022), 소용돌이의 변동에 의해 빙붕수의 유출 변동이 발생할 가능성이 있을 수 있다. 한편, 평균 해류 변동에 의한 열 이류보다 중규모 소용돌이 변동에 의한 열 이류가 더 깊은 수심(최대 약 300m)까지 발생하는데, 이는 소용돌이에 의한 NIS 외부 순환 변동이 표층수를 더 깊은 수심까지 밀어 넣을 수 있음을 시사한다.

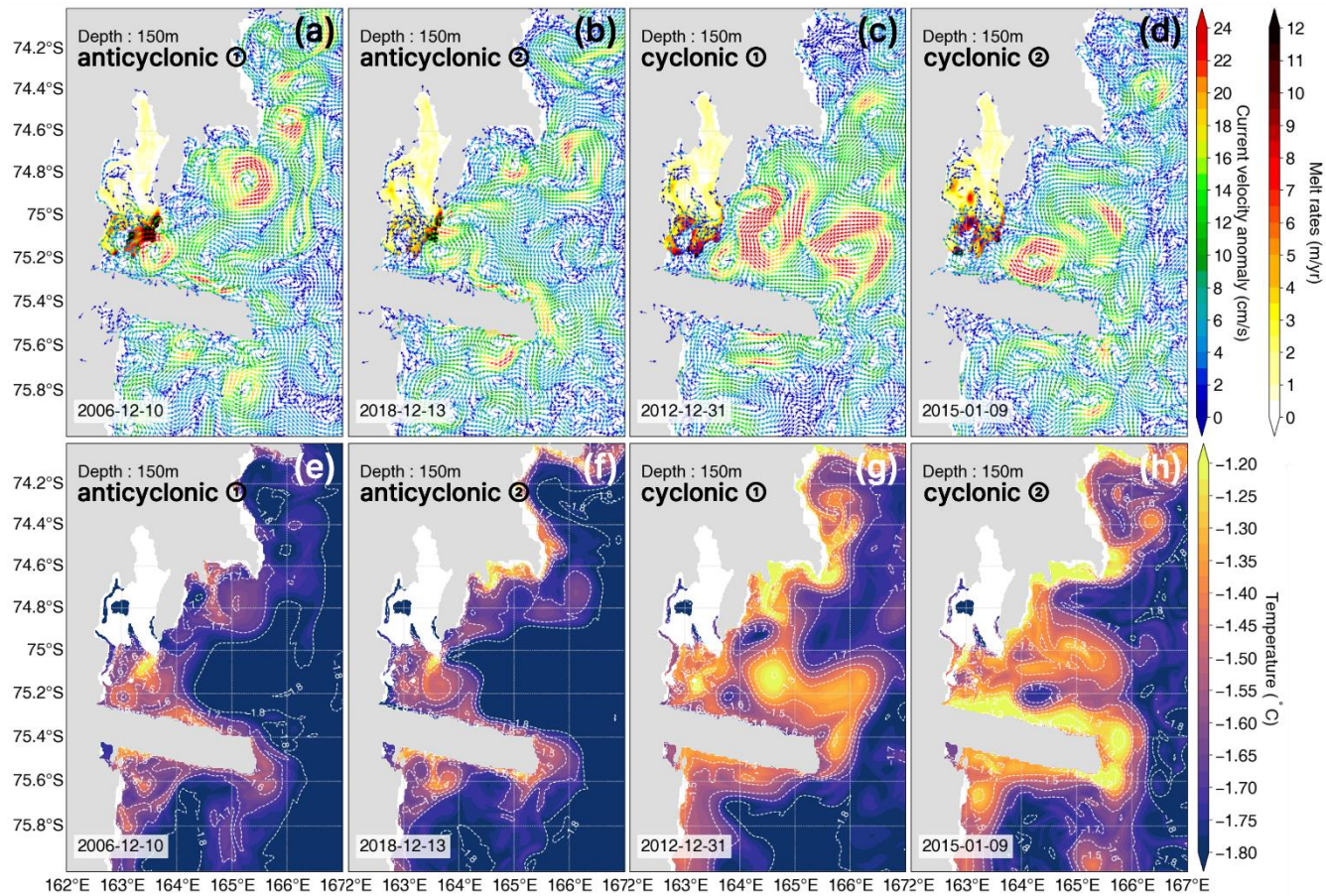


**Figure 19.** Average spatial distribution for sea surface height and NIS melt rates from PC time series composition for **Figures 9 and 10**. **(a), (b), and (d), (e)** are for modes 1 and 2, respectively. **(c), (f)** are spatial differences from each mode.

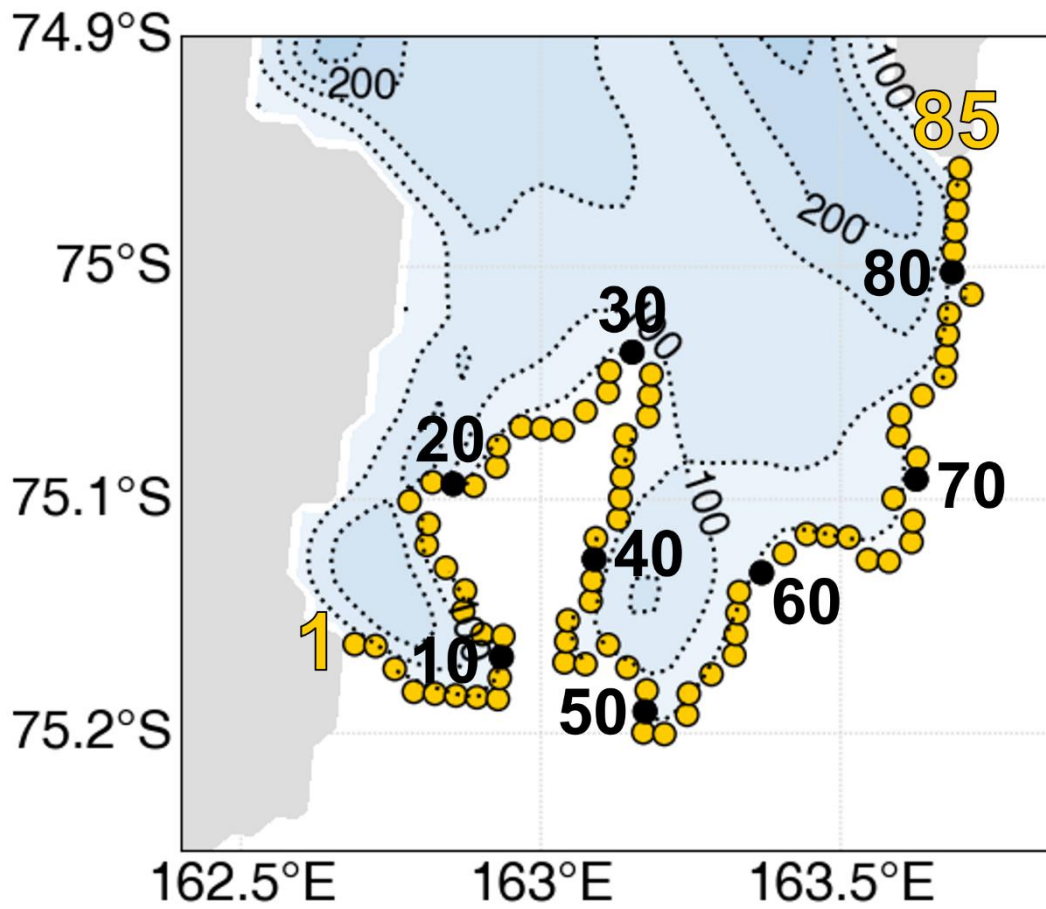




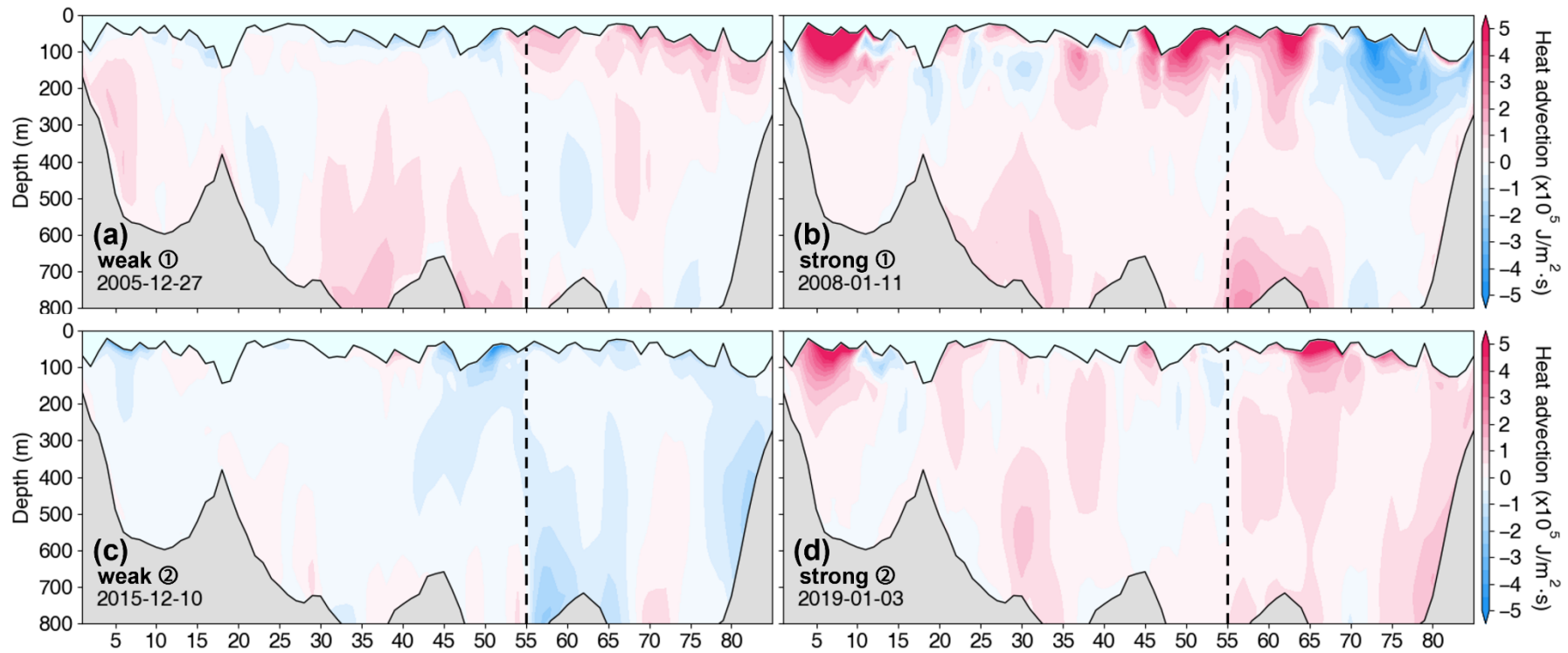
**Figure 20.** (a~d) Horizontal distribution for basal melt rates, current field (e~f), and temperature at 150m depth. The left and right two columns indicate the case of ‘weak’ and ‘strong.’



**Figure 21.** Same as Figure 20, but in the cases of ‘anticyclonic’(left two columns) and ‘cyclonic’(right two columns).



**Figure 22.** The number of grid cells for NIS frontal edges. Black circles are marked every ten cells.



**Figure 23.** Vertical distribution of heat advection. Gray and bright sky blue indicate bedrock and NIS, respectively. The value of the x-axis is presented as a reference in **Figure 22**. A Black dashed line indicates the borderline diving eastern and western edges. (a), (c) ‘weak’ and (b), (d) ‘strong’ cases are shown.

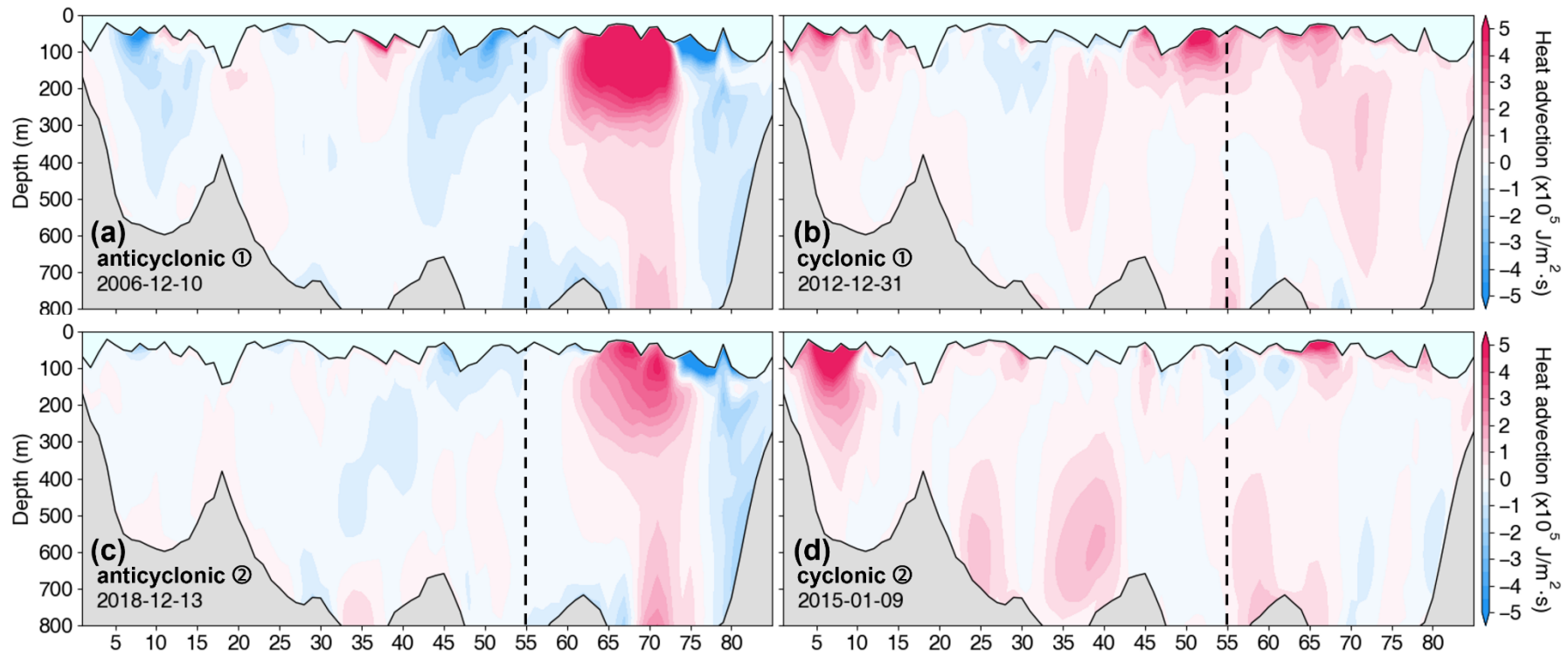


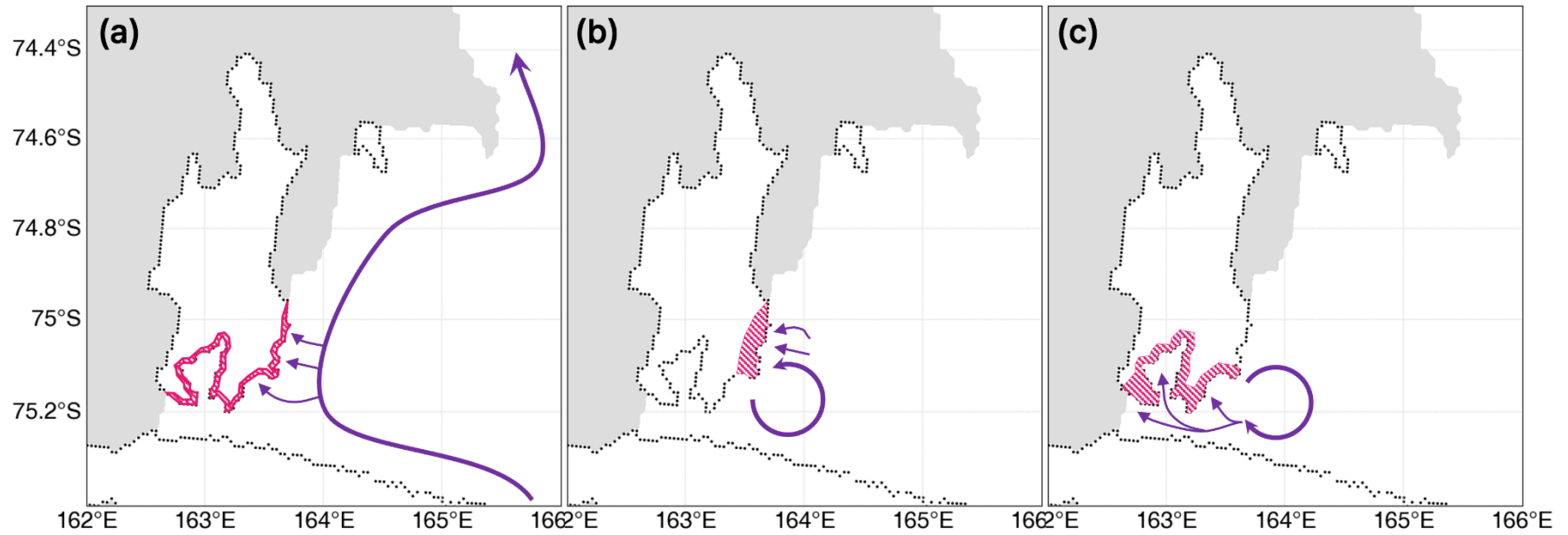
Figure 24. Same as Figure 23, but in the cases of (a), (c) ‘anticyclonic’ and (b), (d) and ‘cyclonic.’

#### 4. 결론 및 토의

기후변화에 가장 민감하게 반응하는 남극 빙하의 거동은 빙붕의 안정성에 의해 좌우된다. 해양-빙붕 상호작용의 결과 중 하나인 기저 용융은 빙붕의 안정성을 감소시켜 빙하의 거동에 영향을 줄 수 있어, 공동의 해양을 이해하는 것이 중요하다. 공동의 직접 관측은 매우 제한적이기 때문에 해양-빙붕 상호작용이 고려된 수치모델은 빙붕 하부 해양을 이해하는데 유용한 도구가 될 수 있다. 본 연구에서 해양-빙붕 상호작용이 고려된 3차원 고해상도 모델을 사용하여 여름철 TNB 순환의 변동과 NIS 기저 용융 변동을 조사하였다.

수치모델을 통하여 재현된 TNB는 주변 해양의 현장 및 위성 관측 결과와 유사한 분포를 나타내어 수치모델이 실제 해양을 잘 재현한 것으로 판단하였다. TNB 해역의 순환 변동은 평균 해류 변동과 중규모 순환 변동으로 나뉘었다. NIS 기저 용융은 빙붕 두께 약 150m 이하의 영역에 한정되어 발생하였으며, 여름철 NIS 기저 용융은 Jacobs et al. (1992)가 정의한 3모드 기저 용융이 우세한 것으로 확인되었다. NIS 기저 용융의 변동이 TNB 순환의 변동에 의해 발생하였으며 그 변동은 평균 해류의 강도와 NIS 전면에 존재하는 중규모 소용돌이에 의한 것으로 나타났다. 연안을 따라 흐르는 평균 해류가 강할 때, 따뜻한 표층수(AASW)는 연안과 NIS 공동으로 유입되어 빙단의 기저 용융이 증가하였다(Figure 25a). NIS 전면에 고기압성 소용돌이가 존재하는 경우 표층수는 고기압성 회전에 의해 빙단 동쪽으로 전향되어 유입되고, 빙단 동쪽으로 공급된 따뜻한 표층수는 빙단 서쪽보다 더 높은 열 이류와 용융률을 발생시켰다. 반대로 저기압성 소용돌이에 의하여 빙단 서쪽으로 전향된 표층수는 DIT와 NIS 사이의 개방 수역까지 도달하여 빙단 서쪽에서 더 높은 용융률과 열 이류를 나타내었다(Figure 25b and 25c).

본 연구를 통하여 NIS 기저 용융은 해양 순환 변동에 민감하게 반응하였음을 확인하였다. 본 연구에서 주목할 만한 점은 1) 중규모 소용돌이에 의한 열 이류가 더 깊은 수심까지 발생한다는 것, 2) NIS 기저 용융의 패턴이 최근 발생하였던 NIS 붕괴(calving, Dziak et al., 2019) 지점과 일치한다는 것이다(Figure 26). 향후 본 결과를 바탕으로 바람장과 소용돌이(McGillicuddy, 2015)의 관계 또는 NIS 붕괴 후 지형 자료를 사용한 수치실험 연구를 제안할 수 있을 것이며, TNB 해역의 지속적인 관측 및 NIS 하부 현장 관측이 선행되어야 할 것이다.



**Figure 25.** Schematic figures for the mechanism of the NIS basal melting induced by current field variability in (a) ‘strong,’ (b) ‘anticyclonic,’ and (c) ‘cyclonic’ cases. Purple arrows indicate the surface current. A pink hashed area means the place where high basal melting occurs.



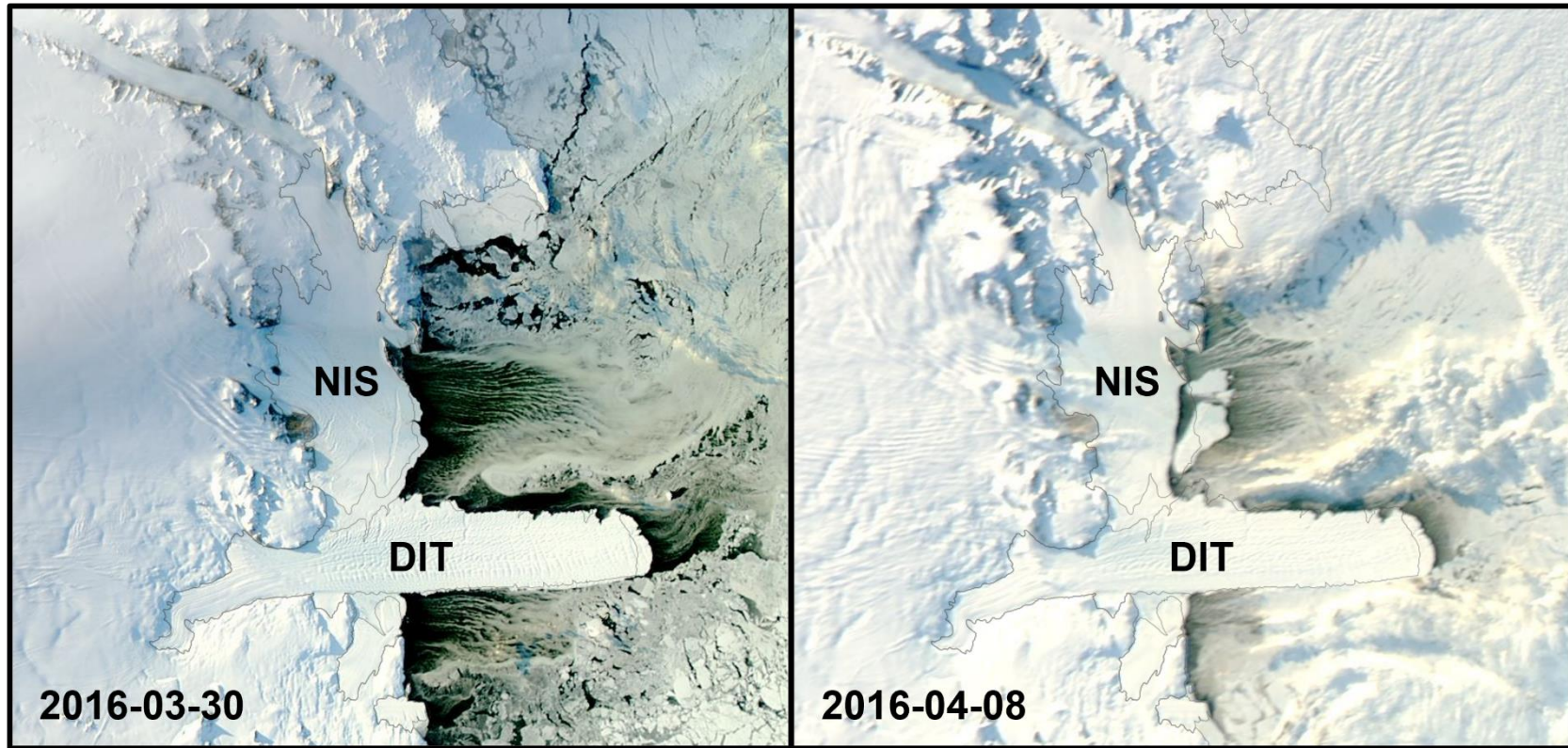


Figure 26. MODIS imagery of the TNB during the NIS calving event.

## 참고문헌

- Adusumilli, S., Fricker, H. A., Medley, B., Padman, L., & Siegfried, M. R. (2020). Interannual variations in meltwater input to the Southern Ocean from Antarctic ice shelves. *Nature Geoscience*, 13(9), 616–620. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0616-z>
- Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *General circulation models of the atmosphere*, 17(Supplement C), 173-265. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>
- Årthun, M., Holland, P. R., Nicholls, K. W., & Feltham, D. L. (2013). Eddy-Driven Exchange between the Open Ocean and a Sub-Ice Shelf Cavity. *Journal of Physical Oceanography*, 43(11), 2372–2387. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0137.1>
- Arzeno, I. B., Beardsley, R. C., Limeburner, R., Owens, B., Padman, L., Springer, S. R., Stewart, C. L., & Williams, M. J. M. (2014). Ocean variability contributing to basal melt rate near the ice front of Ross Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(7), 4214–4233. <https://doi.org/10.1002/2014JC009792>
- Budillon, G., & Spezie, G. (2000). Thermohaline structure and variability in the Terra Nova Bay polynya, Ross Sea. *Antarctic Science*, 12(4), 493–508. <https://doi.org/10.1017/S0954102000000572>
- Budillon, G., Castagno, P., Aliani, S., Spezie, G., & Padman, L. (2011). Thermohaline variability and Antarctic bottom water formation at the Ross Sea shelf break. *Deep Sea*

*Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(10), 1002–1018. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.07.002>

Couto, N., Martinson, D. G., Kohut, J., & Schofield, O. (2017). Distribution of Upper Circumpolar Deep Water on the warming continental shelf of the West Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7), 5306–5315. <https://doi.org/10.1002/2017JC012840>

Dinniman, M., Asay-Davis, X., Galton-Fenzi, B., Holland, P., Jenkins, A., & Timmermann, R. (2016). Modeling Ice Shelf/Ocean Interaction in Antarctica: A Review. *Oceanography*, 29(4), 144–153. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.106>

Dziak, R. P., Lee, W. S., Haxel, J. H., Matsumoto, H., Tepp, G., Lau, T.-K., Roche, L., Yun, S., Lee, C.-K., Lee, J., & Yoon, S.-T. (2019). Hydroacoustic, Meteorologic and Seismic Observations of the 2016 Nansen Ice Shelf Calving Event and Iceberg Formation. *Frontiers in Earth Science*, 7, 183. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00183>

Friedrichs, D. M., McInerney, J. B. T., Oldroyd, H. J., Lee, W. S., Yun, S., Yoon, S.-T., Stevens, C. L., Zappa, C. J., Dow, C. F., Mueller, D., Sepúlveda Steiner, O., & Forrest, A. L. (2022). Observations of submesoscale eddy-driven heat transport at an ice shelf calving front. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 140. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00460-3>

Hausmann, U., Sallée, J.-B., Jourdain, N. C., Mathiot, P., Rousset, C., Madec, G., et al. (2020). The role of tides in ocean-ice shelf interactions in the southwestern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015847. <https://doi.org/10.1029/2019JC015847>

- Hellmer, H. H., & Olbers, D. J. (1989). A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf. *Antarctic Science*, 1(4), 325–336. <https://doi.org/10.1017/S0954102089000490>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Holland, D. M., & Jenkins, A. (1999). Modeling Thermodynamic Ice–Ocean Interactions at the Base of an Ice Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8), 1787–1800. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1787:MTIOIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1787:MTIOIA>2.0.CO;2)
- Jacobs, S. S. (2004). Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarctic Science*, 16(4), 427–437. <https://doi.org/10.1017/S095410200400224X>
- Jacobs, S. S., Helmer, H. H., Doake, C. S. M., Jenkins, A., & Frolich, R. M. (1992). Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 38(130), 375–387. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002252>
- Jacobs, S. S., Jenkins, A., Giulivi, C. F., & Dutrieux, P. (2011). Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nature Geoscience*, 4(8), 519–523. <https://doi.org/10.1038/ngeo1188>
- Jean-Michel, L., Eric, G., Romain, B.-B., Gilles, G., Angélique, M., Marie, D., Clément, B., Mathieu, H., Olivier, L. G., Charly, R., Tony, C., Charles-Emmanuel, T., Florent, G., Giovanni, R., Mounir, B., Yann, D., & Pierre-Yves, L. T. (2021). The Copernicus Global

- 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis. *Frontiers in Earth Science*, 9, 698876. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.698876>
- Jendersie, S., Williams, M., Langhorne, P. J., & Robertson, R. (2018). The density-driven winter intensification of the Ross Sea circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 7702–7724. <https://doi.org/10.1029/2018JC013965>
- Joughin, I., and Padman, L. (2003), Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1477, doi:10.1029/2003GL016941, 9.
- Kim, T., Hong, J.-S., Jin, E. K., Moon, J.-H., Song, S.-K., & Lee, W. S. (n.d.). Spatiotemporal variability in ocean-driven basal melting of cold-water cavity ice shelf in Terra Nova Bay, East Antarctica: Roles of tide and cavity geometry. *Frontiers in Marine Science*.
- Kim, T., Kyung Jin, E., Na, J. S., Lee, C. K., Lee, W. S., & Moon, J.-H. (2022). Numerical Simulation of Ocean - Ice Shelf Interaction: Water Mass Circulation in the Terra Nova Bay, Antarctica. *Ocean and Polar Research*, 44(4), 269–285. <https://doi.org/10.4217/OPR.2022027>
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C. (1994), Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32(4), 363–403, doi:10.1029/94RG01872.
- Lee, W. S., Seo, K.-W., Lee, J., Kang, Y., Lee, H.-S., Dziak, R.P., et al. (2019). Final report “Investigating Cryospheric Evolution of the Victoria Land, Antarctica” (Korea: Korea Polar Research Institute), 687. Available at: <https://repository.kopri.re.kr/handle/201206/11131>.

- Mack, S. L., Dinniman, M. S., Klinck, J. M., McGillicuddy, D. J., & Padman, L. (2019). Modeling Ocean Eddies on Antarctica's Cold Water Continental Shelves and Their Effects on Ice Shelf Basal Melting. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(7), 5067–5084. <https://doi.org/10.1029/2018JC014688>
- McGillicuddy, D. J. (2015). Formation of Intrathermocline Lenses by Eddy–Wind Interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 45(2), 606–612. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0221.1>
- Melsheimer, Christian; Spreen, Gunnar (2019): AMSR2 ASI sea ice concentration data, Arctic, version 5.4 (NetCDF) (July 2012 - December 2018). *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.898399>
- Millero, Frank. (1978). Freezing point of seawater. *Eighth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards*, 28, 29-31.
- Moctezuma-Flores, M., Parmiggiani, F., Fragiaco, C., & Guerrieri, L. (2017). Synthetic aperture radar analysis of floating ice at Terra Nova Bay—An application to ice eddy parameter extraction. *Journal of Applied Remote Sensing*, 11(2), 026041. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.026041>
- Orsi, A. H., Jacobs, S. S., Gordon, A. L., & Visbeck, M. (2001). Cooling and ventilating the Abyssal Ocean. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2923–2926. <https://doi.org/10.1029/2001GL012830>
- Orsi, A. H., Smethie, W. M., & Bullister, J. L. (2002). On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C8). <https://doi.org/10.1029/2001JC000976>

- Padman, L., Siegfried, M. R., & Fricker, H. A. (2018). Ocean tide influences on the Antarctic and Greenland ice sheets. *Reviews of Geophysics*, *56*, 142–184. <https://doi.org/10.1002/2016RG000546>
- Paolo, F. S., Fricker, H. A., & Padman, L. (2015). Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, *348*(6232), 327–331. <https://doi.org/10.1126/science.aaa0940>
- Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., Van Den Broeke, M. R., & Padman, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, *484*(7395), 502–505. <https://doi.org/10.1038/nature10968>
- Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2013). Ice-Shelf Melting Around Antarctica. *Science*, *341*(6143), 266–270. <https://doi.org/10.1126/science.1235798>
- Rignot, E., Velicogna, I., Van Den Broeke, M. R., Monaghan, A., & Lenaerts, J. T. M. (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise: ACCELERATION OF ICE SHEET LOSS. *Geophysical Research Letters*, *38*(5), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL046583R>
- Rusciano, E., Budillon, G., Fusco, G., & Spezie, G. (2013). Evidence of atmosphere–sea ice–ocean coupling in the Terra Nova Bay polynya (Ross Sea—Antarctica). *Continental Shelf Research*, *61–62*, 112–124. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.002>
- Schaffer, J., Timmermann, R., Arndt, J. E., Kristensen, S. S., Mayer, C., Morlighem, M., & Steinhage, D. (2016). *A global, high-resolution data set of ice sheet topography, cavity geometry, and ocean bathymetry.*
- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, *9*(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>

- Silvano, A., S.R. Rintoul, and L. Herraiz-Borreguero. 2016. Ocean-ice shelf interaction in East Antarctica. *Oceanography* 29(4),130–143, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.105>.
- Song, Y. T., & Wright, D. G. (1998). A general pressure gradient formulation for ocean models. Part II: Energy, momentum, and bottom torque consistency. *Monthly Weather Review*, 126(12), 3231-3247. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<3231:AGPGFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<3231:AGPGFF>2.0.CO;2)
- Spreen, G., L. Kaleschke, and G. Heygster (2008), Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels *J. Geophys. Res.*, vol. 113, C02S03, doi:10.1029/2005JC003384.
- Stewart, A. L., and Thompson, A. F. (2015), Eddy-mediated transport of warm Circumpolar Deep Water across the Antarctic Shelf Break, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 432–440, doi:10.1002/2014GL062281.
- Stewart, A. L., Klocker, A., & Menemenlis, D. (2018). Circum-Antarctic shoreward heat transport derived from an eddy- and tide-resolving simulation. *Geophysical Research Letters*, 45, 834–845. <https://doi.org/10.1002/2017GL075677>
- Storto, A., Masina, S., Simoncelli, S., Iovino, D., Cipollone, A., Drevillon, M., Drillet, Y., Von Schuckman, K., Parent, L., Garric, G., Greiner, E., Desportes, C., Zuo, H., Balmaseda, M. A., & Peterson, K. A. (2019). The added value of the multi-system spread information for ocean heat content and steric sea level investigations in the CMEMS GREP ensemble reanalysis product. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 287–312. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4585-5>
- Van Woert, M. L., Meier, W. N., Zou, C.-Z., Archer, A., Pellegrini, A., Grigioni, P., & Bertoina, C. (2001). Satellite observations of upper-ocean currents in Terra Nova Bay,



Antarctica. *Annals of Glaciology*, 33, 407–412. <https://doi.org/10.3189/172756401781818879>

Yoon, S.-T., Lee, W. S., Nam, S., Lee, C.-K., Yun, S., Heywood, K., Boehme, L., Zheng, Y., Lee, I., Choi, Y., Jenkins, A., Jin, E. K., Larter, R., Wellner, J., Dutrieux, P., & Bradley, A. T. (2022). Ice front retreat reconfigures meltwater-driven gyres modulating ocean heat delivery to an Antarctic ice shelf. *Nature Communications*, 13(1), 306. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-27968-8>

Yoon, S.-T., Lee, W. S., Stevens, C., Jendersie, S., Nam, S., Yun, S., Hwang, C. Y., Jang, G. I., & Lee, J. (2020). Variability in high-salinity shelf water production in the Terra Nova Bay polynya, Antarctica. *Ocean Science*, 16(2), 373–388. <https://doi.org/10.5194/os-16-373-2020>