Vol. 44(1):69-82
http://dx.doi.org/10.4217/OPR.2022004

Ocean and Polar Research

March 2022

Review

기후변화에 따른 남극 로스해 반응에 관한 고찰: 남극 로스해 관측의 중요성

윤승태*

경북대학교 자연과학대학 지구시스템과학부
(41566) 대구광역시 북구 대학로 80

Responses of the Ross Sea to the Climate Change: Importance of observations in the Ross Sea, Antarctica

Seung-Tae Yoon*

School of Earth System Sciences, College of Natural Sciences, Kyungpook National University, Daegu 41566, Korea

Abstract : The Ross Sea, Antarctica plays an important role in the formation of Antarctic Bottom Water (AABW) which is the densest water mass in global thermohaline circulation. Of the AABW, 25% is formed in the Ross Sea, and sea ice formation at the polynya (ice-free area) developed in front of ice shelves of the Ross Sea is considered as a pivotal mechanism for AABW production. For this reason, monitoring the Ross Sea variations is very important to understand changes of global thermohaline circulation influenced by climate change. In addition, the Ross Sea is also regarded as a natural laboratory in investigating ice-ocean interactions owing to the development of the polynya. In this article, I introduce characteristics of the Ross Sea described in previous observational studies, and investigate variations that have occurred in the Ross Sea in the past and those taking place in the present. Furthermore, based on these observational results, I outline variations or changes that can be anticipated in the Ross Sea in the future, and make an appeal to researchers regarding the importance and necessity of continuous observations in the Ross Sea.

Key words : Ross Sea, polynya, Antarctic Bottom Water, salinity of shelf water, climate change

1. 서 론

남극해의 해양 순환은 전지구 기후와 해양 및 생지화학적 순환, 그리고 남극 용융 변화에 중요한 영향을 미친다(Rintoul 2018). 특히, 남극해에서 생성되는 남극 저층수(Antarctic Bottom Water, AABW)(Williams et al. 2010; Talley et al. 2011; Budillon et al. 2011)는 전지구 해양 순환에서 가장 무거운 수괴 요소로, 전지구 해양 순환의 세기를 결정하는데 주요한 역할을 하며(Orsi et al. 1999, 2001; Jacobs 2004; Johnson 2008), 남극 저층수의 물성 및 생성률 변화는 전지구 해수면과 해수의 열량 변화에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Purkey and Johnson 2013).

남극의 로스해(Ross Sea)는 남극 저층수를 생성하는 대표적인 해양 중 하나로, 남극 저층수의 약 25%를 생성하는 곳이다(Orsi et al. 2002; Talley et al. 2011; Budillon et al. 2011). 따라서, 기후 변화에 따른 전지구 해양의 변동을 이해하기 위해서는, 로스해 해수 및 순환을 관측하고 이들의 변화와 경향성을 파악하는 것이 매우 중요하다. 실제로, 많은 연구자들이 1960년대부터 로스해에서의 해수 및 순환 변화를 살펴보기 위해, 쇄빙연구선 기반 관측을 포함 여러 관측 방법들을 활용하여 로스해 관측 및 연구 활동을 활발히 진행해오고 있다(Jacobs et al. 2002; Fusco

*Corresponding author. E-mail: styoon@knu.ac.kr

et al. 2009; Gordon et al. 2009; Orsi and Wiederwohl 2009; Jacobs and Giulivi 2010; Budillon et al. 2011; Rusciano et al. 2013; Castagno et al. 2019; Yoon et al. 2020; Silvano et al. 2020).

국내에서는 남극 장보고 과학기지 건설 이후부터(2014년) 본격적으로 로스해 관측을 시작하여, 국외보다 로스해 관측 역사가 상대적으로 짧으며, 이로 인해 다른 남극해 해역(예, 서남극 아문젠해(Amundsen Sea))에 비해 로스해 연구 사례 역시 적은 편이다. 또한, 남극 용융의 측면에서, 로스해에 위치한 빙붕(ice shelf)이 다른 해양(예, 서남극 아문젠해)에 위치한 빙붕에 비해 기저 용융률(basal melt rate)이 수-수십 배 낮은 특성(Rignot et al. 2013, 2014)을 보이기 때문에, 로스해 관측의 중요도를 낮게 평가하기도 한다. 이에 본 연구에서는 로스해 관측 및 연구의 중요성을 국내 연구자들에게 알리기 위해, 그동안 관측을 통해 밝혀져 온 로스해 해수 및 순환의 특징을 소개하고, 기후 변화의 영향으로 나타나고 있는 로스해 변화에 관해 살펴보고자 한다. 또한 기존 연구결과들을 바탕으로 앞으로 예상되는 로스해의 변화 모습에 관해 토의하고, 이를 통해 로스해 관측 전략과 연구 진행의 방향성에 관해서도 제언하고자 한다.

2. 로스해의 특징

지리적 특징

로스해는 남극해의 깊은 만(embayment)에 위치하는 바다로 남극 대륙에 인접해 있으며, 대략적인 위도 및 경도 범위는 각각 78°–60°S, 160°E–150°W이다(Fig. 1). 로스해의 서쪽으로는 동남극과 인도양이, 로스해의 동쪽으로는 아문젠해, 남극반도, 그리고 웨델해(Weddell Sea)가 위치한다. 로스해는 76°–72°S, 170°E–160°W영역 해저에 발달해 있는 대륙 사면(continental shelf slope)을 기준으로 평균 수심이 3,000 m 이상인 외해와 평균 수심이 1,000 m 이하인 대륙붕 해양으로 나뉜다(Fig. 1; Gordon et al. 2009). 외해의 지형은 대부분 심해 평원(abyssal plain)으로 이루어져 있으며, 북쪽 경계에는 태평양-남극 중앙해령(Pacific-Antarctic ridge)이 발달해 있다. 외해에 발달하는 해양 순환의 모습과 경계는 주로 해당 지형과 연관되어 발달하는데 이와 관련해서는 아래 섹션에서 다루도록 하겠다. 대륙붕 해양은 서쪽으로 남극의 빅토리아 랜드(Victoria Land), 남쪽으로 로스 빙붕(Ross ice shelf), 동쪽으로 남극의 매리 버드 랜드(Marie Byrd Land)로 둘러 싸여 있다(Fig. 1a). 대륙붕 해양에는 400 m 보다 얕은 수심

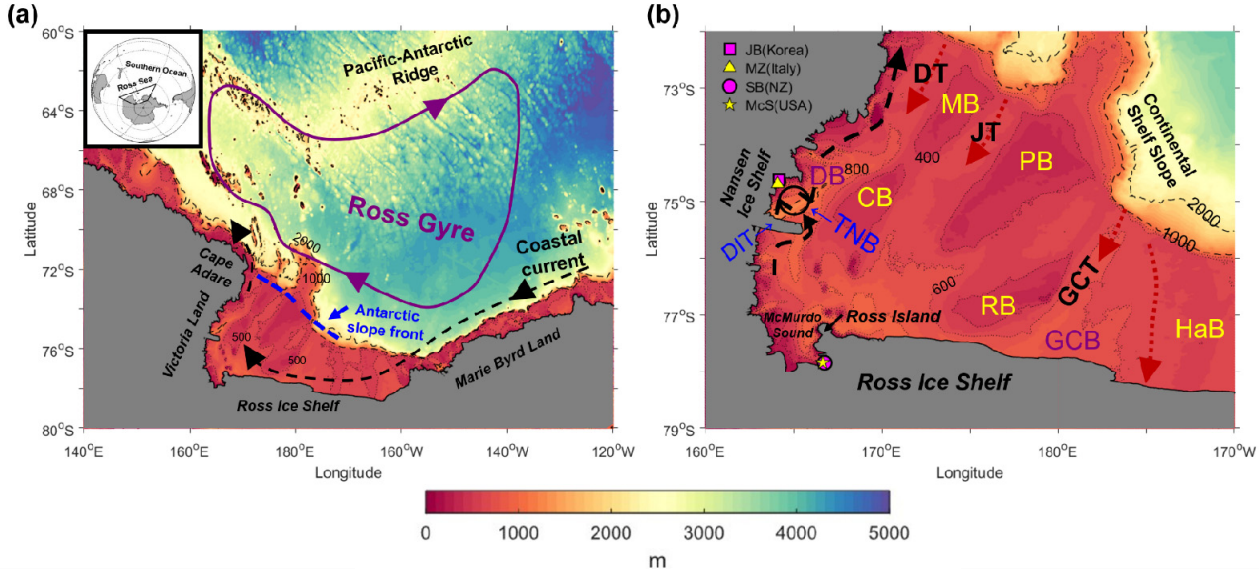

Fig. 1. (a) A topographic map of the Ross Sea with a schematic pattern of ocean circulation. The location and feature of Ross Gyre, Antarctic slope front, and coastal current are referred to from Jacobs et al. (2002) and Dotto et al. (2018), Budillon et al. (2011), and Silvano et al. (2020), respectively. The upper-left panel indicates a location of the Ross Sea in the Southern Ocean. (b) A topographic map of a continental shelf region in the Ross Sea. The abbreviations CB, MB, PB, RB, HaB, DB, GCB, DT, JT, GCT, DIT, and TNB mean Crary Bank, Mawson Bank, Pannell Bank, Ross Bank, Hayes Bank, Drygalski Basin, Glomar Challenger Basin, Drygalski Trough, Joides Trough, Glomar Challenger Trough, Drygalski Ice Tongue, and Terra Nova Bay, respectively. Black arrows indicate schematic flow pattern of coastal currents and circulation along the Victoria Land suggested by Stevens et al. (2017), Yoon et al. (2020), and Silvano et al. (2020). Red arrows denote observed and expected pathways of mCDW intrusion onto the continental shelf (Cincinelli et al. 2008; Jendersie et al. 2018; Tinto et al. 2019)

의 뱅크(bank, 퇴)와 이보다 깊은 수심의 골(trough) 및 분지(basin) 지형이 발달되어 있는데, 뱅크에는 패널 뱅크(Pannell Bank), 모우선뱅크(Mawson Bank), 크래리 뱅크(Crary Bank), 로스 뱅크(Ross Bank), 헤이스 뱅크(Hayes Bank)가 있고, 골에는 드라이갈스키 골(Drygalski Trough), 조이즈 골(Joides Trough), 글로마르 챌린저 골(Glomar Challenger Trough)이 존재하며, 분지에는 드라이갈스키 분지(Drygalski Basin), 글로마르 챌린저 분지(Glomar Challenger Basin)가 분포한다(Fig. 1b; Jendersie et al. 2018). 대륙붕 해양의 순환 역시 이들 지형과 연관되어 발달하는데, 이 역시 아래 섹션에서 자세히 언급하도록 하겠다. 대륙붕 해양 연안에 위치한 빙붕으로는 세계에서 가장 큰 면적의 로스 빙붕을 비롯하여 난센 빙붕(Nansen Ice Shelf), 맥머도 빙붕(McMurdo Ice Shelf) 등이 대표적이다. 로스해 남극 대륙 연안에는 대한민국 장보고과학기지, 이탈리아 마리오 쥬켈리 기지(Mario Zucchelli Station), 미국 맥머도 기지(McMurdo Station), 뉴질랜드 스콧 기지(Scott Base) 등 세계 각지의 남극 기지도 위치하고 있다(Fig. 1b).

로스해의 해양 순환

남반구 중위도에는 위도 50°–55°S 구간을 중심으로 남극 대륙을 둘러싸고 편서풍대가 발달해 있으며(Thompson and Wallace 2000; Thompson et al. 2000; Moreno et al. 2018), 이 영향으로 남극해에는 대규모 시계 방향 순환인 남극 순환류(Antarctic Circumpolar Current, ACC)가 형성되어 흐른다(Barker et al. 2007; 수송량 약 100–150 Sv). 남극 순환류는 남극해 연안의 대륙붕 지형을 남쪽 경계로 하여 로스해와 웨델해에 각각 환류(gyre)를 생성하며, 그 결과로 로스해 외해에는 시계 방향(남극 기준)으로 회전하는 로스 환류(Ross gyre)가 발달해 있다(Fig. 1a; Van Woert et al. 2003). 로스 환류의 남쪽 경계는 로스해 대륙사면을 따라, 북쪽 경계는 태평양-남극 중앙해령을 따라 발달하기 때문에, 로스 환류는 환류의 동쪽 영역이 더 넓은 비대칭 타원의 형태를 보이는 것이 특징이다(Fig. 1a; Dotto et al. 2018). 로스 환류의 해수 수송량은 약 15–30 Sv인 것으로 관측되었으며(Chu and Fan 2007; Mazloff et al. 2010; Nakayama et al. 2014), 로스 환류는 아문젠해 저기압(Amundsen Sea Low)의 세기가 강화될 때(기압의 감소 의미) 그 영향 범위가 확장되고 세기도 강화되는 것으로 알려져 있다(Dotto et al. 2018). 로스 환류는 남극 순환류를 따라 이동하는 해수를 로스해 연안으로, 로스해 대륙붕 해양의 해수를 외해로 전달하기 때문에, 로스해 연안에 위치한 빙붕의 용융이나 해수면 변동에 중요한 역할을 한다(Rignot et al. 2013; Rye et al. 2014).

남극해 외해역에 발달한 편서풍대와 달리, 남극해 연안 해역에서는 동풍이 우세하게 불며, 그 영향으로 남극 연안을 따라서는 동쪽에서 서쪽 방향으로 흐르는 연안 해류가 발달한다(Fig. 1; Whitworth et al. 1998). 따라서, 로스 빙붕 앞에는 서향하는 해류가 존재하며, 로스 빙붕을 지나서는 빅토리아 랜드를 따라 케이프 아데어(Cape Adare)까지 북향하는 해류가 관측된다(Fig. 1b; Silvano et al. 2020). 이러한 연안 해류는 아문젠해, 로스해, 동남극 해양 간의 해수 교환 및 해빙 이동에 중요한 역할을 하며, 특히, 아문젠해로부터 오는 해수는 융빙수를 많이 포함하기 때문에 로스해 해수의 물성과 성층화에도 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Jacobs and Giulivi 2010; Malyarenko et al. 2019; Castagno et al. 2019; Silvano et al. 2020). 추가로, 지역적으로는 약 250 m 두께의 드라이갈스키 빙설(Drygalski Ice Tongue) 부근에서 빙설을 우회하는 해류 모습이 확인되며(Fig. 1b; Stevens et al. 2017), 테라노바만에서는 빙설을 우회하는 해류와 시계 방향의 바람 응력 순환(wind stress curl) 등의 영향으로 전층에 걸쳐 시계 방향의 순환이 발달한다(Fig. 1b; Van Woert et al. 2001; Yoon et al. 2020).

외해와 대륙붕 해양 간의 해수 이동은 주로 골 지형을 따라서 발생하며, 드라이갈스키 골, 조이즈 골, 글로마르 챌린저 골, 헤이스 뱅크의 서쪽 사면을 따라 변형 환남극 심층수(modified Circumpolar Deep Water, mCDW)가 유입되고(Fig. 1b), 로스해 대륙붕 연안 해양에서 만들어진 해수가 동일한 경로를 따라 유출되는 모습을 보인다(Cincinelli et al. 2008; Jendersie et al. 2018). 이 과정을 통해 대륙사면에 도달한 해수는 중력에 의해(gravity current) 대륙사면 아래(downslope) 평균 3,000 m 수심의 외해로 이류(advection)한다(Gordon et al. 2009). 추가로, 로스해 대륙붕 해양에 존재하는 해수는 높은 염분 특성(34.7 이상)으로 동일 수심 외해에 존재하는 해수(예, 변형 환남극 심층)에 비해 밀도가 높아, 대륙 사면 부근에 남극 경사 전선(Antarctic Slope Front)를 형성한다(Fig. 1a; Gordon et al. 2009; Budillon et al. 2011). 해당 전선의 영향으로 골을 통한 대륙붕 연안 해양으로의 변형 환남극 심층수 유입은 제한적이며, 오직 헤이스 뱅크 서쪽 사면을 통해 유입된 변형 환남극 심층수만이 연안에 위치한 빙붕 하부까지 영향을 미치는 것으로 관측되었다(Fig. 1b; Cincinelli et al. 2008; Jendersie et al. 2018; Tinto et al. 2019). 이와 같은 로스해 해양 순환의 특성은 연안에 위치한 빙붕의 기저 융빙수 생산률(basal meltwater production) 분포와 밀접한 관련이 있으며, 해당 내용은 섹션 2.4에서 더 자세히 다루도록 하겠다.

폴리냐 활동과 고염분 해수의 생성

폴리냐(polynya)는 해빙이 존재하는 극지 해양에서 거의 일년 내내 얼음이 없는 상태가 유지되는 해양(ice-free area)을 의미하는 지리학적 용어로, 폴리냐의 형성 위치와

기작에 따라 외해 폴리냐(Open sea polynya), 연안 폴리냐(Coastal polynya) 혹은 현열 폴리냐(Sensible heat polynya), 잠열 폴리냐(Latent heat polynya)로 구분된다(Morales Maqueda et al. 2004). 외해 폴리냐 또는 현열 폴리냐는 해양 내부에서 용승한 고온의 해수에 의해(현열 공급) 해빙이 녹아서 생성되고(Holland 2001; Morales Maqueda et al. 2004), 연안 폴리냐는 남극 대륙으로부터 지속적으로 불어 나오는 강한 풍속과 낮은 기온의 활강바람(katabatic wind)이 연안 해양에 존재하는 해빙을 외해로 밀어내어 형성된다(Van Woert 1999; Morales Maqueda et al. 2004; Rusciano et al. 2013). 연안 폴리냐에서는 강한 풍속 활강바람의 영향으로 대기-해양 간의 온도 차이가 커져 해양에서 대기로의 열 이동이 발생하며, 이로 인해 해빙이 생성된다. 해당 과정에서 잠열이 방출되기 때문에(Thompson et al. 2020) 연안 폴리냐는 잠열 폴리냐로 정의하기도 한다. 또한, 해빙 생성 과정에서 잠열 뿐 아니라 염수 방출(brine rejection)이 발생하므로(Ushio and Wakatsuchi 1993; Thompson et al. 2020), 연안 폴리냐는 고염분의 해수 생성에 매우 중요한 역할을 한다(Williams et al. 2010; Rusciano et al. 2013). 남극에서 발달하는 일반적인 폴리냐는 연안 폴리냐이며, 웨델해 폴리냐(Weddell Sea polynya)가 유일하게 외해 폴리냐로 보고된 바 있다(Holland 2001, Cheon and Gordon 2019).

로스해 대륙붕 연안 해양에서도 연안 폴리냐가 발달하고, 로스 빙붕 앞에 발달하는 로스 빙붕 폴리냐, 난센 빙붕 앞에 발달하는 테라노바만(Terra Nova Bay) 폴리냐가 대표적이다(Fig. 2). 로스 빙붕 폴리냐, 테라노바만 폴리냐 역시 남극 대륙에서 지속적으로 불어 나오는 활강바람이 연안 해양의 해빙을 외해로 밀어내어 형성된다(Van Woert 1999; Fusco et al. 2009; Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020). 특히, 로스 빙붕 폴리냐의 경우는 로스 빙붕에서 불어오는 대규모 활강바람에 의해 연안을 따라 길게 폴리냐가 발달하지만(Fig. 2a; Bromwich et al. 1998), 테라노바만 폴리냐는 주로 난센 빙붕이 지지하고 있는 리브스 빙하(Reeves Glacier)에서 불어오는 활강 바람에 의해 발달하므로(Ciappa et al. 2012), 발달 범위가 빅토리아 랜드 연안이 아닌 테라노바만 해역으로 제한적이다(Fig. 2a). 테라노바만 폴리냐의 경우에는, 추가로 드라이갈스키 빙설이 로스 빙붕으로부터 해빙 유입을 막아 폴리냐 발달을 돕는 것으로 알려져 있다(Fig. 1b; Kurtz and Bromwich 1985).

기존 연구에서 제시한 로스해 폴리냐의 평균적인 발달 범위는, 평균 해빙 농도 분포 기준으로 보면, 연안으로부터 약 60% 해빙 농도(자료 격자 안에서 해빙이 차지하는 영역이 60%)까지 범위에 해당하며(Fig. 2a; Bromwich et al. 1998; Ciappa et al. 2012; Tamura et al. 2016; Yoon et al. 2020), 발달 범위는 계절별 활강 바람의 세기와 외해에서의 해빙 발달 정도에 따라 변동하는 것으로 알려져 있다(Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020). 실제 계절별 평균 해빙 농도 분포에 따르면, 남반구 여름철(12, 1, 2월)과 겨울철(6, 7, 8월)에 각각 최소와 최대 발달 범위(Fig. 2b and d)를 보이고, 남반구 봄철(9, 10, 11월)과 가을철(3, 4, 5월)에는 겨울철보다는 넓지만 평균보다는 좁은 발달 범위를 보임을 알 수 있다(Fig. 2c and e). 다만, 여름철에는 활강바람 세기가 약하고(Rusciano et al. 2013; Yoon

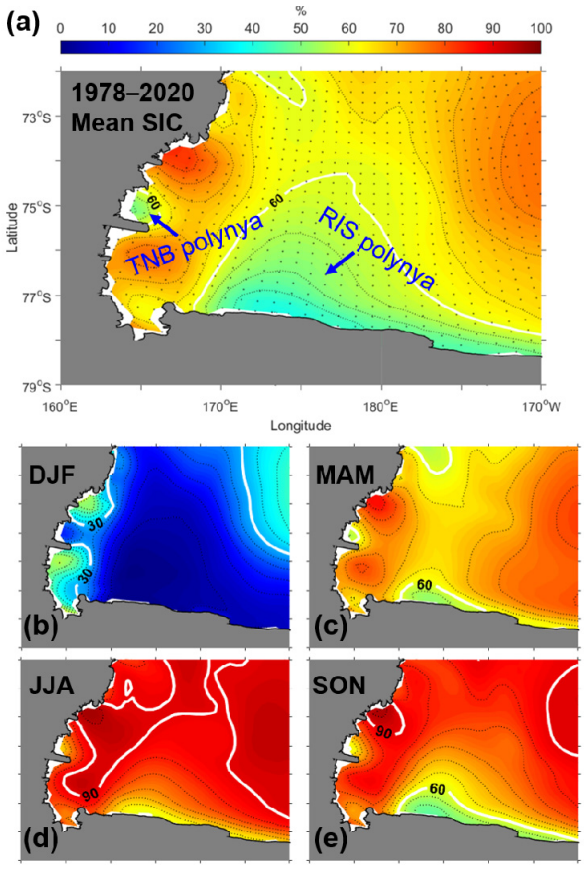

Fig. 2. (a) A distribution of sea ice concentrations in the continental shelf region of the Ross Sea averaged during 1978–2020. The interval of the white thick (black dotted) contour lines is a concentration of 30 (5) %. The mean sea ice concentration is estimated using the 25 km × 25 km (denoted by black points) Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave version 1 sea ice concentration data (Cavalieri et al. 1996). The TNB and RIS means Terra Nova Bay and Ross Ice Shelf, respectively. (b), (c), (d), (e) The same as Fig. 2a, but for a distribution of mean sea ice concentrations during the austral summer (December, January, and February), austral fall (March, April, and May), austral winter (June, July, and August), and austral spring (September, October, and November), respectively

et al. 2020), 외해 해빙이 대부분 따뜻한 표층 온도로 인해 녹은 것이므로 실제 연안 폴리냐 발달 범위는 해빙 농도 분포에서 보여지는 발달 범위보다는 좁을 것으로 판단되며, 겨울철에는 활강바람 세기는 강하지만(Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020) 외해에 해빙이 많아 연안 폴리냐 발달 범위가 가장 좁게 나타나는 것으로 여겨진다. 로스 빙붕 폴리냐는 남극에 발달하는 여러 연안 폴리냐 중 가장 많은 해빙을 생산하며(남극 연안 폴리냐에서 생산하는 전체 해빙의 20% 이상), 테라노바만 폴리냐도 남극 연안 폴리냐에서 생산하는 전체 해빙의 3~4% 정도를 생산하는 것으로 알려져 있다(Tamura et al. 2016). 월별로는 로스 빙붕 폴리냐와 테라노바만 폴리냐 모두 3월에 최대 해빙 생산량을 보이고, 계절적으로는 남반구 겨울철이 여름철에 비해 높은 해빙 생산량을 보인다(Tamura et al. 2016).

연안 폴리냐에서의 활발한 해빙 생산 덕분에 로스해 연안 해양에서는 염수 방출이 활발하게 일어나며, 남극 저층수의 기원이 되는 높은 염분의 대륙붕수(Shelf Water)가 생성된다(Fusco et al. 2009; Budillon et al. 2011; Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020). 대륙붕수는 로스해 폴리냐에서 해빙 생산량이 많은 4월부터 남반구 겨울철을 거쳐 10월까지의 기간 동안 생성되는 것으로 알려져 있다(Mathiot et al. 2012; Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020; Stevens et al. 2020). 또한, 최근에는 관측 연구와 모델 시뮬레이션을 기반으로, 대륙붕수가 다음 과정을 통해 생성됨이 밝혀졌다: '활강바람 이벤트-폴리냐 발달-대기 해양 열교환-해빙 생성-염수 방출-표층에서 고염분 대륙붕수 생성-해양 성층화 약화-혼합층 발달-대류 과정(convective process)를 통한 대륙붕수의 심층 공급'(Fusco et al. 2009; Mathiot et al. 2012; Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020). 다만, 테라노바만 폴리냐와 로스 빙붕 폴리냐에서 외해로부터의 영향이 다르게 나타나기 때문에, 실제 두 폴리냐에서 외해로 공급되는 대륙붕수의 물성에는 차이가 있으며, 궁극적으로는 각기 다른 물성을 가진 남극 저층수 형성에 기여한다(Budillon et al. 2011).

우선, 외해로부터의 영향이 적은 테라노바만 폴리냐에서는 폴리냐 활동을 통해 생성된 대륙붕수, 즉, 고염분 대륙붕수(High Salinity Shelf Water, HSSW)가 남극 저층수의 기원이 된다. 고염분 대륙붕수는 표층에서의 해빙 생성에 따른 염수 방출을 통해 생성되기 때문에, 수온은 -1.9°C 이하로 표층 해수의 어는점(약 -1.8°C)보다 낮고, 염분(practical salinity)은 34.75 이상, 밀도(potential density)는 1,028 kg/m^3 이상이다(Budillon et al. 2011; Yoon et al. 2020). 염분 특성은 34.85 이상까지도 보고된 바 있으며, 생성되는 고염분 대륙붕수의 염분은 다른 외부 요인들보다 지역적 요인, 즉, 강한 풍속 활강바람 이벤트(풍속이 25 m/s 이상)의 유지 시간, 해양이 대기로 뺏긴 열속의 크기와 밀접하게 연관되어 있는 것으로 확인되었다(Fusco et al. 2009; Rusciano et al. 2013; Yoon et al. 2020). 테라노바만 폴리냐는 로스해 대륙붕수의 약 33%를 생성하는 것으로 알려져 있으며(Fusco et al. 2009; Rusciano et al. 2013; Jendersie et al. 2018), 테라노바만 폴리냐에서 생성된 고염분 대륙붕수는 상대적으로 고온, 고염의 남극 저층수(warm Antarctic Bottom Water, wAABW) 형성에 기여한다(Budillon et al. 2011).

다음 로스 빙붕 폴리냐의 경우, 아문젠해로부터 유입되는 해빙과 융빙수가 폴리냐의 발달 및 상층 해양 환경에 영향을 주고, 변형 환남극 심층수와 폴리냐에서 생성된 고염분 대륙붕수가 함께 로스 빙붕을 용융, 상대적으로 많은 융빙수를 방출하기 때문에, 실제 관측되는 대륙붕수는 고염분 대륙붕수에 비해 낮은 수온과 염분을 가진다(Budillon et al. 2011; Tinto et al. 2019; Silvano et al. 2020). 다시 말해, 로스 빙붕 폴리냐에서는 고염분 대륙붕수와 로스 빙붕에서 유출된 융빙수가 혼합되어 형성된 얼음 대륙붕수(Ice Shelf Water, ISW)가 남극 저층수의 기원이 되며, 수온 -2°C, 염분 34.65, 밀도 1,027.9 kg/m^{3}의 물성을 가진다(Budillon et al. 2011). 따라서, 로스 빙붕 폴리냐에서 생성되는 얼음 대륙붕수는 wAABW보다 상대적으로 수온과 염분이 낮은 남극 저층수(cold Antarctic Bottom Water, cAABW) 형성에 기여한다(Budillon et al. 2011).

로스해 연안 빙붕 용융의 특징

일반적으로 해양으로부터 1°C 이상의 수온을 가진 환남극 심층수(Circumpolar Deep Water, CDW) 혹은 변형 환남극 심층수의 빙붕 하부로 유입이 빙붕의 높은 기저 용융과 많은 양의 융빙수 유출을 야기시키는 것으로 알려져 있다(Jenkins et al. 2016; Holland et al. 2020). 일반적으로, 이러한 유형의 빙붕은 따뜻한 공동(warm water cavity)이라 부르며(Holland et al. 2020), 서남극에 위치한 스웨이츠(Thwaites) 빙붕, 파인 아일랜드(Pine Island) 빙붕, 동남극에 위치한 토튼(Totten) 빙붕 등이 그 예이다. 그러나, 로스해는 앞서 살펴본 바와 같이, 남극 경사 전선의 발달로 인해 대륙붕 연안 해양으로의 변형 환남극 심층수 유입이 제한적인 곳이다. 그러므로, 따뜻한 공동과 달리, 대륙붕 해양에서 가장 무거운 해수인 대륙붕수가 로스해 연안 빙붕 하부로 주로 유입되어 기저 용융을 야기한다(Jenkins et al. 2016; Holland et al. 2020). 대륙붕수의 수온은 표층 해수의 어는점보다 낮은 특성(-1.9°C)을 가지기 때문에, 로스해 연안에 위치한 빙붕은 차가운 공동(cold water cavity)으로 여겨진다(Holland et al. 2020). 다만, 동쪽 로스 빙붕으로는 헤이스 뱅크 서쪽 사면을 통해 변형 환남극 심층수가 유입되어 기저 용융을 야기하므로, 로스해 연안 빙붕 별로 세부적인 용융 과정에는 차이가 있다.

우선, 테라노바만 폴리냐가 위치한 난센 빙붕과 서쪽 로스 빙붕은 전형적인 차가운 공동에 해당한다(Tinto et al. 2019; Holland et al. 2020; Yoon et al. 2020). 이들 빙붕 하부에서는 연안 폴리냐에서 형성된 고염분 대륙붕수가 직접 유입되어 지반선을 용융하며(Mode1 용융과정; Jenkins et al. 2016), 이로 인해 다른 남극 연안 빙붕에 비해 낮은 기저 융빙수 생산률을 보인다(Rignot et al. 2013). 최근 결과에서 난센 빙붕은 1.1±0.6 Gt/year, 로스 빙붕의 서쪽 빙붕은 -1.4±20 Gt/year (결빙을 의미)의 기저 융빙수 생산률을 보였다(Rignot et al. 2013). 또한, 빙붕의 용융을 야기하는 해수의 온도가 표층 해수 어는점보다 낮기 때문에, 용융의 결과로 생성되는 얼음 대륙붕수의 수온은 -2.1°C 정도로 매우 낮고 염분 역시 고염분 대륙붕수에 비해 약 0.1 정도 낮은 특성을 보인다(Yoon et al. 2020). 따라서, 얼음 대륙붕수가 부력에 의해 용승하다가 다시 결빙(refreezing)되어 판형 얼음(platelet ice)을 생성하는 사례가 관측되기도 한다(Robinson et al. 2014). 판형 얼음이 생성되면, 주변 해양에 염수를 방출, 염분 상승에 기여하기 때문에(Robinson et al. 2014), 테라노바만 폴리냐와 로스 빙붕 폴리냐에서의 대륙붕수 생성에 대한 얼음 대륙붕수의 기여 부분에 관해서는 추후 더 상세한 연구가 필요하다. Mode1 용융과정 이외에, 서쪽 로스 빙붕에서는 빙벽의 용융으로 생성된 저온, 저염분의 표층 해수에 의해 남반구 여름철 따뜻해진 남극 표층수(Antarctic Surface Water, AASW)가 빙붕 하부 경계를 따라 유입되어 빙붕 용융을 야기하는 'Wedge mechanism'도 관측되었다(Mode 3 용융과정(Jenkins et al. 2016); Malyarenko et al. 2019).

반면, 동쪽 로스 빙붕에서는 헤이스 뱅크 서쪽 사면을 통해 유입된 변형 환남극 심층수가 빙붕의 지반선을 용융시키고(Mode2 용융과정; Cincinelli et al. 2008; Jenkins et al. 2016; Jendersie et al. 2018; Tinto et al. 2019), 이로 인해 동쪽 빙붕에서는 서쪽 빙붕과 달리 49.1±14 Gt/year의 높은 기저 융빙수 생산률을 보인다(Rignot et al. 2013). 다만, 동쪽 로스 빙붕의 기저 융빙수 생산률은 파인 아일랜드 빙붕(101.2±8 Gt/year), 스웨이츠 빙붕(97.5±7 Gt/year), 토튼 빙붕(63.2±4 Gt/year)에 비해 여전히 낮은 값에 해당하며, 빙붕의 면적을 고려하여 계산한 동쪽 로스 빙붕의 기저 용융률 역시 0.3 m/year로, 스웨이츠, 파인 아일랜드, 토튼 빙붕의 기저 용융률(약 17 m/year)에 비해 매우 느린 특성을 보인다(Rignot et al. 2013). 참고로, 이는 동쪽 로스 빙붕의 면적이 스웨이츠, 파인 아일랜드, 토튼 빙붕에 비해 약 30배 정도로 크기 때문에 얻어진 결과이다(Rignot et al. 2013). 따라서, 기저 용융률 결과로 미루어 볼 때, 로스 빙붕에서는 Jenkins et al. (2016)에서 제안한 고염분 대륙붕수에 의한 용융 과정 Mode1, 환남극 심층수에 의한 용융 과정 Mode2, 남극 표층수에 의한 용융 과정 Mode3가 모두 발생하지만, 로스 빙붕이 가진 특성은 차가운 공동에 가깝다고 결론지을 수 있다.

로스해의 해수 특성

로스해의 순환 및 폴리냐 활동, 그리고 연안 빙붕 용융과 관련하여 위에서 언급한 해수들의 평균적인 특성은 로스해에서 과거부터 관측된 자료를 바탕으로 제안되어 왔으며, 우선, 온위(potential temperature), 염분(salinity), 포텐셜 밀도(potential density) 기준으로 정의한 결과는 Fig. 3a와 같다(Budillon et al. 2002). 대륙붕 해양에서 생성되는 대륙붕수(SW)는 가장 포텐셜 밀도가 큰 특성을 가지고, 세부적으로는 얼음 대륙붕수(ISW)뿐 아니라(Budillon et al. 2002에서는 심층 얼음 대륙붕수(Deep Ice Shelf Water, DISW)로 정의함), 로스해 연안 폴리냐 활동에 의해 생성된 고염분 대륙붕수(HSSW)와 저염분 대륙붕수(Low Salinity Shelf Water, LSSW)로 구분 정의된다(Fig. 3a). LSSW는 HSSW와 마찬가지로 연안 폴리냐 활동에 의해 생성되지만, HSSW보다 상대적으로 낮은 염분 특성을 가지며 주로 동쪽 로스 빙붕 앞에서 생성되는 것으로 알려져 있다(Cincinelli et al. 2008; Budillon et al. 2011). 다음, HSSW와 상대적으로 높은 온위 특성을 가진 환남극 심층수(CDW) 또는 변형 환남극 심층수(mCDW) 간의 혼합으로 생성된 남극 저층수(AABW)는 HSSW보다는 높은 온위, 낮은 염분, 그리고 작은 포텐셜 밀도 특성으로 정의되며, 남극 표층수(AASW)는 로스해에서 관측되는 해수 중 가장 작은 포텐셜 밀도 특성(< 27.50 kg/m^3)을 가지는 것으로 정의된다(Fig. 3a). 남반구 여름철 관측 자료 기반으로 추정한 AASW의 평균 특성은 온위 0°C이하, 염분 34.2 이하이며, 이는 표층 해빙 용융의 영향 때문인 것으로 판단된다(Fig. 3a). 로스해 상층에 분포하는 AASW의 경우, 대기와 가장 활발하게 상호 작용하기 때문에 다른 해수에 비해 계절에 따라 큰 특성 변화를 보이는데, 해당 변화는 중성 밀도 기준 해수 특성 결과에서 보다 상세히 언급하겠다(Orsi and Wiederwohl 2009).

포텐셜 밀도 이외에, 지리적 위치 차이를 추가적으로 고려하여 전세계 대양의 해수 특성을 상호 비교하는데 더 효과적인 중성 밀도(γ^n, Neutral density)(Jackett and McDougall 1997) 개념이 새롭게 제안되면서, 로스해 해수 특성은 아래와 같이 중성 밀도 기준으로 더 상세히 정의되었다(Fig. 3b; Orsi and Wiederwohl 2009; Budillon et al. 2011; Yoon et al. 2020). 중성 밀도 기준 결과에 따르면, γ^n이 28.0 kg/m^3 보다 작은 해수는 AASW, γ^n이 28.0–28.27 kg/m^3 범위에 있는 경우 대륙붕 해양에서는 mCDW, 외해에서는 CDW, γ^n이 28.27 kg/m^3 보다 큰 해수는 대륙붕 해양에서는 SW, 외해에서는 AABW로 정의된다. 세부적으로, 대륙붕 해양의 AASW는 상대적으로 낮은 온위 특성(0°C이

하)과 계절에 따라 넓은 범위의 염분 변화 특성(34.0(여름철)–34.4(겨울철))을 보이고, 외해의 AASW는 상대적으로 높은 온위(0°C이상)와 높은 염분 특성(> 34.4)을 가져 다른 해수들에 비해 상대적으로 넓은 온위-염분 분포 범위를 가진다(Fig. 3b; Orsi and Wiederwohl 2009; Budillon et al. 2011; Yoon et al. 2020). 다음, γ^n이 28.0–28.27 kg/m^3 범위에 있는 CDW는 대륙붕 해양에서는 mCDW로 정의되며 CDW에 비해 온위와 염분 모두 상대적으로 낮은 특성을 가지는 것으로 정의된다(Fig. 3b). 그리고, γ^n이 28.27 kg/m^3 보다 큰 해수 중, 외해의 AABW는 앞서 언급했듯이, 대륙붕 해양의 HSSW 기원으로 형성된 wAABW와 ISW 기원으로 형성된 cAABW로 추가 구분되고, wAABW는 온위 -1.0°C 이상, 염분 34.65 이상의 특성을, cAABW는 온위 -1.0°C 이하, 염분 34.65 이하의 특성을 가진 것으로 정의된다(Fig. 3b; Budillon et al. 2011). 마지막으로, 대륙붕 해양의 SW는 추가적으로 -1.85°C (Orsi and Wiederwohl 2009) 혹은 -1.80°C (Budillon et al. 2011) 보다 낮은 온위 특성을 가지는 것으로 정의되며, 염분이 34.62보다 큰 경우는 HSSW, 작은 경우는 LSSW, 그리고 온위가 -1.95°C보다 낮은 경우는 ISW (Yoon et al. 2020에서는 테라노바만 얼음 대륙붕수(Terra Nova Bay Ice Shelf Water, TISW)로 정의함)로 구분하여 정의된다(Fig. 3b; Orsi and Wiederwohl 2009; Budillon et al. 2011).

이처럼 로스해의 해수 특성 구분을 위해 현재는 온위, 염분, 포텐셜 밀도, 중성 밀도 정보를 혼용하고 있으나, TEOS-10(Thermodynamic Equation of Sea Water-2010) 방정식을 통해 수온, 염분 계산법이 개선되면서 최근에는 중성 밀도와 함께 보존 수온(conservative temperature), 절대 염분(absolute salinity) 정보를 추가적으로 활용하여 로스해 해수 특성을 더 명확히 정의하고자 하는 연구들이 시도되고 있다(Silvano et al. 2020; Thompson et al. 2020).

3. 기후 변화에 따른 로스해 반응

앞서, 로스해의 순환 및 연안 빙붕 용융의 특성 그리고 이와 연관하여 나타나는 로스해 해수의 평균적인 특성에 관해 살펴보았다. 또한, 로스해에서의 활발한 폴리냐 활동을 통해 생성되는 대륙붕수가 남극 저층수의 기원이 되고, 대륙붕수가 대륙붕 연안 해양으로의 변형 환남극 심층수 유입을 방해해 로스해 연안 빙붕에 차가운 공동 환경을

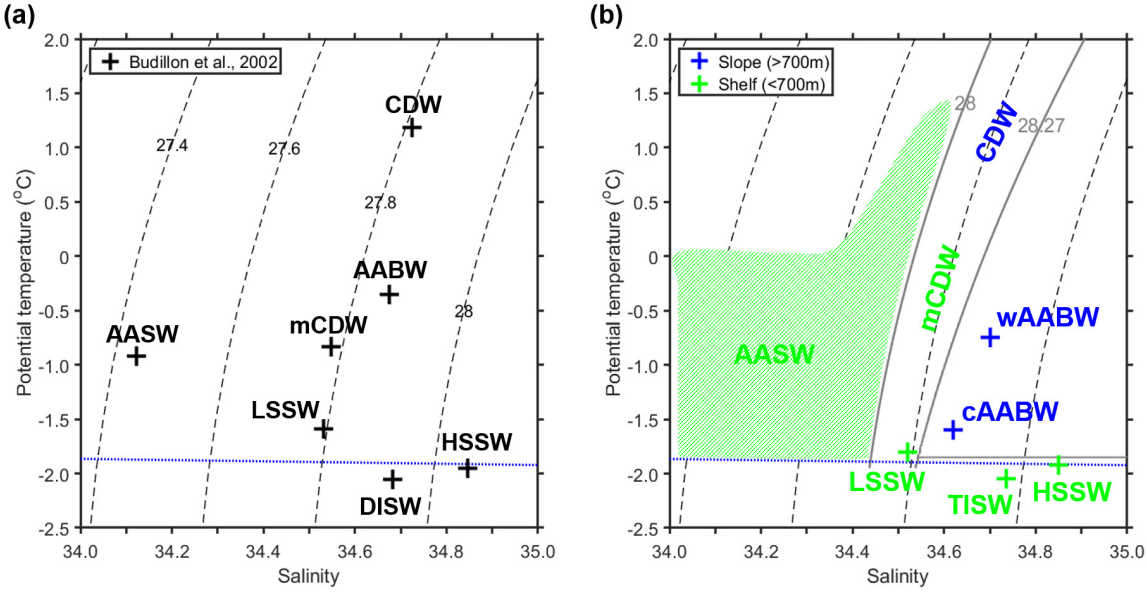

Fig. 3. (a) A schematic θ-S diagram for water properties in the Ross Sea reproduced from Fig. 1 of Budillon et al. (2002). The dotted blue line denotes the surface freezing point depending on the salinity, and the dashed black lines denote isopycnals. AASW, CDW, AABW, mCDW, LSSW, DISW, and HSSW means Antarctic Surface Water, Circumpolar Deep Water, Modified Circumpolar Deep Water, Low Salinity Shelf Water, Deep Ice Shelf Water, and High Salinity Shelf Water, respectively. (b) The same as Fig. 3a, but for newly defined water properties based on neutral density (γ^n) from Budillon et al. (2011), Orsi and Wiederwohl (2009), and Yoon et al. (2020). The solid dark-gray lines indicate 28 and 28.27 kg/m^3 γ^n surfaces, and the horizontal dark-gray line indicates -1.85°C isotherm line. The green-shaded region indicates approximate θ-S ranges of AASW. TISW, wAABW, and cAABW represents Terra Nova Bay Ice Shelf Water, Warm AABW, and Cold AABW. The blue (green) letters indicate water masses mainly detected at the outer (inner) region of the continental slope (shelf)

조성함을 확인하였다. 이는 대륙붕수의 물성 변화가 전지구 해양 순환의 변동을 야기할 뿐 아니라, 로스해 연안에 위치한 빙붕의 주변 해양 환경 및 용융 과정에 직접적인 영향을 미친다는 것을 의미한다. 따라서, 해당 섹션에서는 남극 주변 기후변화의 영향으로 나타나고 있는 로스해 반응, 특히, 대륙붕수 물성의 기간별 변화에 관해 살펴보도록 하겠다.

남극 대륙 주변에서의 기후 변화

남극 대륙 주변으로는 '환남극 기압골(Circumpolar trough)'이라 하여, 저기압대가 벨트 형태로 발달해 있으며, 해당 기압골의 영향으로 앞서 언급한 바와 같이, 남위 60°부근에 남극 대륙을 둘러싸고 편서풍대가 발달해 있다(Gong and Wang 1999; Thompson and Wallace 2000; Thompson et al. 2000). 이 편서풍대의 세기와 위치는 환남극 기압골의 남북 방향 이동에 의해 결정되며, 대표적으로 남반구의 기압 패턴를 활용해 정의한 남반구 환형모드(Southern Annular Mode, SAM; 또는 남극 진동(Antarctic Oscillation, AAO)으로 알려져 있음) 기후 지수(climate index)가 남극해 편서풍대의 변동을 보여준다(Gong and Wang 1999; Thompson and Wallace 2000; Thompson et al. 2000).

남반구 환형모드 기후 지수의 변동을 살펴보면, 기후변화가 가속화된 1960년대부터 현재까지 양의 방향으로 대체로 증가하는 경향을 보인다(Fig. 4a; Marshall 2003; Jacobs and Giulivi 2010). 남반구 환형모드 지수가 양의 값을 가지는 경우는, 편서풍대가 발달하는 위도가 극방향으로 이동했다는 것을 의미하며, 값의 크기가 큰 경우는, 기압 경도력의 증가 즉, 바람의 세기가 강화된 것을 의미한다. 또한, IPCC AR4(기후변화에 관한 정부간협의체 제4차 평가보고서(2008))와 AR5(제5차 평가보고서(2014)), 그리고 최근 AR6(제6차 평가보고서(2021))시나리오 실험 결과에서도, 이산화탄소 농도 증가로 기후변화가 가속화될 경우, 2100년이 되면 남극해 편서풍대가 극방향으로 약 2°–3.5° 이동하고, 세기가 약 10–25% 정도 증가하게 됨을 예측하였다(Fyfe et al. 2007; Goyal et al. 2021). 이러한 관측과 모델 결과는 기후변화 영향으로 남극 대륙 주변에서는 기압 패턴의 변화와 그에 따른 바람장의 변화가 발생함을 보여준다. 특히, 남극해 편서풍은 남극 순환류를 발달시키는 주요 요인이기도 하지만, 남극해 상층 해수의 적도 방향 에크만(Ekman) 수송을 유도하여 심층 해수의 극방향 수송 및 남극 연안 해양에서의 용승을 조절하는 역할을 하기 때문에(Hall and Visbeck 2002), 해당 편서풍대의 변화는 남극 대륙 주변 해양에서의 해수 생성 및 순환에도 큰 영향을 미친다.

2010년대 중반 이전 로스해 반응

1950년대부터 남반구 환형모드 지수가 양의 방향으로 증가하는 경향(Fig. 4a), 즉, `남극해 편서풍대가 극방향으로 이동하고 풍속의 세기가 강화됨에 따라, 에크만 효과에 의해 적도 방향으로의 표층 해수 수송이 증가하고, 아문젠해 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입 및 연안 용승이 증가하였으며, 아문젠해 연안에 위치한 빙붕의 용융이 가속화되었다(Jacobs et al. 2002; Jacobs and Giulivi 2010; Castagno et al. 2019). 추가적으로, 기후변화로 인해 1970년대 후반부터 발생한 아문젠해 저기압(Amundsen Sea Low, 남극 기준 시계 방향 순환)의 서향 이동 및 세기 강화 역시 아문젠해 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입을 증가시켜 아문젠해 연안에 위치한 빙붕의 용융을 가속화시켰다(Thoma et al. 2008; Turner et al. 2009; Jacobs and Giulivi 2010). 위 과정에서 유출된 많은 양의 융빙수가 남극 연안 해류를 따라 로스해로 유입되었고, 이는 1950년대 후반부터 2010년대 중반 이전까지 로스해 대륙붕수의 염분(대략 900 m 수심에서의 염분) 혹은 고염분 대륙붕수(HSSW) 염분의 감소를 야기한 것으로 확인되었다(Fig. 4a; Jacobs et al. 2002; Jacobs and Giulivi 2010; Fusco et al. 2009; Castagno et al. 2019; Yoon et al. 2020; Silvano et al. 2020). 특히, 아문젠해 연안 해양에서 발생하는 고온 해수의 용승이 많은 양의 융빙수를 생성하고 남극 연안 해류를 따라 로스해 대륙붕 해양으로 유입되는 해수의 염분을 감소시킨다는 것은 관측 뿐 아니라 모델 시뮬레이션 결과를 통해서도 확인되었다(Assmann and Timmermann 2005).

로스해에서의 관측 자료 분석 결과에 따르면, 1950년대 후반부터 2000년대 중반까지의 로스해 심층의 염분 감소 경향은 -0.030/decade로 나타났고(Fig. 4a; Jacobs and Giulivi 2010), 1990년대 중반부터 2010년대 중반까지의 최근 결과에서도 해역별로 약간의 차이는 있으나 과거와 유사한 염분 감소 경향을 보였다(Castagno et al. 2019): 테라노바만 -0.045/decade, 드라이갈스키 골 -0.043/decade, 조이즈 골 -0.037/decade; 서쪽 로스 빙붕 앞 -0.047/decade, 글로마르 챌린저 골 −0.023/decade (테라노바만과 로스 빙붕 앞은 Fig. 4a 참고; 서쪽 로스 빙붕 앞과 글로마르 챌린저 골에서는 관측 자료가 부족하여 95% 신뢰구간에서 유의미한 경향을 얻지 못함). 추가적으로, 로스해 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입 증가에 따른 로스 빙붕의 용융 증가, 강수량 증가 등도 로스해 대륙붕수 염분의 감소 요인들로 제시되었다(Jacobs et al. 2002; Jacobs and Giulivi 2010; Castagno et al. 2017). 해당 염분 장기 변화 모습은 기후변화로 인한 전지구 열염분 순환을 구성하는 하층 셀 세기 약화와 전지구 해양 열용량 상승 및 해수면 상승에 대한 우려가 커지는 계기가 되었으며(Jacobs et al. 2002),

기후변화 영향으로 2100년까지 남극해 편서풍대가 계속해서 극방향으로 이동하고 세기도 강화될 것이라는 예측 결과(Fyfe et al. 2007; Goyal et al. 2021)를 고려했을 때, 미래에도 로스해 대륙붕수 혹은 고염분 대륙붕수의 염분은 지속적으로 감소하게 될 것으로 예상되었다.

2010년대 중반 이후 로스해 반응

흥미롭게도, 2010년 중반까지 감소하던 로스해 대륙붕수 혹은 고염분 대륙붕수의 염분은 예상과 달리 2010년대 중반 이후 다시 증가하는 모습을 보였다(Fig. 4a; Castagno et al. 2019; Yoon et al. 2020; Silvano et al. 2020). 로스해에서의 관측 자료 분석 결과에 따르면, 로스해 심층 염분은 2014년부터 증가하기 시작하여, 2018년에는 1990년대 중반 시기 관측되었던 염분 값으로 다시 회복되었다(Fig. 4a; Castagno et al. 2019; Yoon et al. 2020; Silvano et al. 2020). 이는 아문젠해로부터의 융빙수 유입 증가로 로스해 대륙붕수 염분이 감소할 것이라는 예상과는 상반되는 결과이며, 염분의 증가 경향은 남극 대륙 연안에서의 활강바람 세기 변화와도 상관성이 없는 것으로 확인되었다(Castagno et al. 2019). 대신, 최근 발표된 연구에서는 양의 남반구 환형모드, 음의 남방진동지수(Southern Oscillation Index, SOI)와 연관되어 2014년부터 발생한 남반구 여름철 이례적인 바람장 변화가 아문젠해에서 로스해 대륙붕 해역으로의 해빙 이동을 방해하여 로스해 폴리냐에서의 활발한 해빙 생성과 로스해 대륙붕수 염분의 증가를 야기했음을 제안하였다(Fig. 4b; Silvano et al. 2020). 남반구

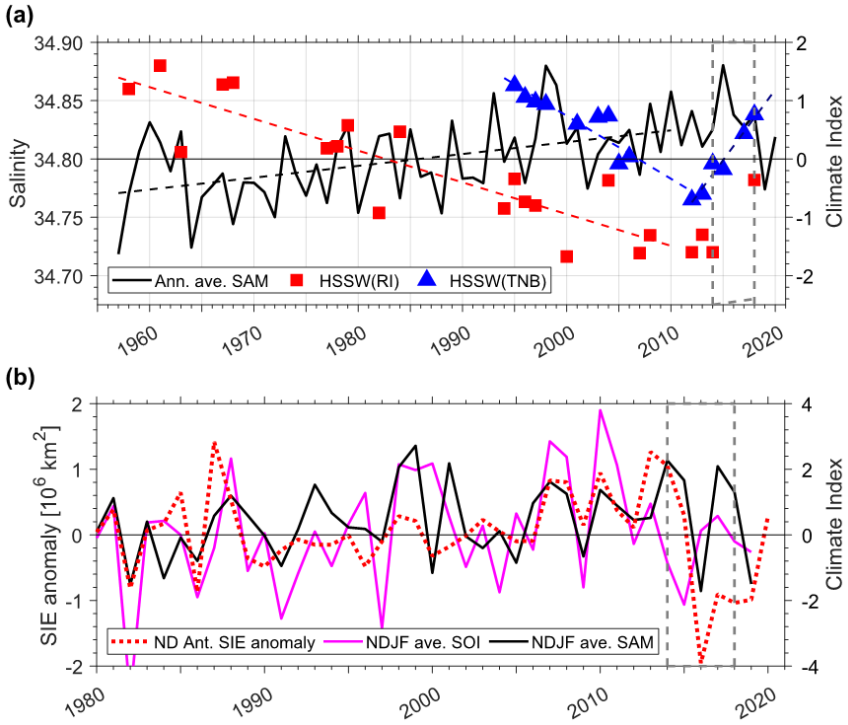

Fig. 4. (a) Timeseries for salinity of HSSW (High Salinity Shelf Water) observed in front of the Ross Island (RI) and in Terra Nova Bay (TNB) (regions are shown in Fig. 1b), and annual averaged SAM (Southern Annular Mode index; Black) during 1957–2020. The red, black, blue, and navy dashed lines indicate linear regression lines for salinity of HSSW in front of the RI (1957–2010), SAM (1957–2010), salinity of HSSW in TNB (1995–2012), and salinity of HSSW in TNB (2012–2019), respectively. A left axis is for salinity, and a right axis is for climate indices. A gray box indicates the period 2014–2018. The salinity values are digitized from Fusco et al. (2009), Jacobs and Giulivi (2010), Castagno et al. (2019), and Yoon et al. (2020). The annual averaged SAM is calculated using monthly SAM provided by the British Antarctic Survey (Marshall 2003; http://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html). (b) Time series for November–December period-mean Antarctic sea ice extent anomaly averaged over the Southern Ocean (90°–50°S), and November–February period-mean SOI (Southern Oscillation index) and SAM during 1980–2020. A gray box indicates the period 2014–2018. The sea ice extent means an area (km^2) of ocean where has at least 15 % sea ice concentration (Turner et al. 2017; Stuecker et al. 2017). The anomaly is obtained by subtracting a total period-mean value from the original timeseries. The November–February period-mean climate indices are calculated using monthly SOI provided by the National Centre for Atmospheric Research (https://go.nature.com/2Tz3TOJ) and monthly SAM. A left axis is for sea ice extent, and a right axis is for climate indices

여름철 이례적인 바람장 변화는 아문젠해 저기압과 연관하여 로스해 동부 연안을 따라 발달한 동풍의 세기가 평년과 달리 매우 약화된 것을 의미하며, 자세한 로스해 대륙붕수 염분의 증가 기작은 아래와 같이 제시되었다.

일반적으로, 남반구 환형모드와 남방진동지수는 남반구 늦봄 및 여름철(11, 12, 1, 2월)에 같은 위상으로 변동하는 기후 지수로 알려져 있다(Fig. 4b; Silvano et al. 2020). 이 관계는 남동태평양에 라니냐(La Niña; 남방진동지수가 양의 위상)가 발생할 경우, 대기 순환(페럴 셀)의 약화로 남극해 편서풍대가 극방향으로 이동(남반구 환형모드가 양의 위상을 가짐)하게 됨을 의미한다(Antarctic dipole 참고; Yuan and Martison 2001). 그러나 2014년부터 남반구 환형모드는 주로 양의 값, 남방진동지수는 주로 음의 값으로 반대 위상 변화를 보였고(Fig. 4b), 해당 위상에서는 남반구 편서풍대의 강화, 아문젠해 저기압의 약화가 맞물려 로스해 동부 연안 해양에는 이례적인 동풍의 약화가 발생하였다(Silvano et al. 2020). 동풍의 약화는 여름철 아문제해에서 로스해로 연안 해류를 따라 이동하는 해빙의 양을 감소시키고, 이러한 외해 해빙의 감소는 겨울철 로스해 연안을 폴리냐가 발달하기 더욱 쉬운 환경을 만들 수 있다(Silvano et al. 2020). 실제 관측 결과에 따르면, 2015–2018년 3–10월 기간 동안 로스해 연안 폴리냐에서는 평균보다 많은 양의 해빙(최대 0.5 m 이상)을 생산한 것으로 나타났다(Silvano et al. 2020). 따라서, 요약하면, 여름철 이례적인 동풍의 약화로 아문젠해로부터의 해빙 유입이 감소하여 다음해 겨울철 효과적인 로스해 연안 폴리냐 활동이 가능했고, 이로 인해 최근 로스해 대륙붕수 염분이 다시 증가하게 된 것이다(Fig. 4; Silvano et al. 2020).

2010년대 중반 이전과 이후 로스해 반응의 영향

앞서 살펴본 2010년대 중반 이전과 이후 로스해 대륙붕수의 염분 변화에서 주목해야 할 점은 이들 변화가 로스해 내부에서만 관측되는 모습이 아니라는 것이다. 실제, 계절별 다른 염분을 가지는 로스해 대륙붕수는 연안 해류를 따라 이류하여 동남극 해양(경도 105°E 부근)에 약 1–2년 후 도착하며, 그 영향이 해당 해역 남극 저층수 특성 변화에 그대로 반영되어 나타난다(Thomas et al. 2020). 다시 말해, 2010년대 중반 이전에 관측되었던 로스해 대륙붕수의 염분 감소는 동남극 남극해 해양 남극 저층수의 염분 및 밀도 감소로 나타났으며(Jacobs and Giulivi 2010; Silvano et al. 2020), 2010년 중반 이후 관측되었던 로스해 대륙붕수 염분의 증가는 동남극 남극해 남극 저층수의 염분 및 밀도 증가 형태로 관측되었다는 것이다(Thomas et al. 2020; Silvano et al. 2020). 결론적으로, 지금까지 살펴본 연구 결과들은 로스해가 기후 변화에 따른 남극 주변의 바람장 및 해양 순환 변화에 매우 민감하게 반응함을 보여주며, 로스해의 반응이 수년 안에 전지구 해양 순환 변화에 직접적인 영향을 미칠 수 있음을 증명한다.

4. 미래 로스해의 변화

미래 로스해의 변화 예상

로스해와 더불어, 웨델해(Weddell Sea)는 연안 폴리냐 활동에 의해 남극 저층수의 기원이 되는 해수를 생성하는 대표적인 해양이다. 웨델해 연안에 위치한 빙붕 역시 환남극 심층수가 아닌 고염분 대륙붕수 유입에 의해 용융이 발생하기 때문에 차가운 공동으로 여겨진다(Nicholls et al. 2009). 그러나, 기후변화 영향으로 2070년대 후반부터 웨델해 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입이 발생하고 고염분 대륙붕수 생성이 줄어들어 웨델해가 따뜻한 공동으로 바뀔 수 있다는 예측(regime shift, 체제전환) 결과가 최근 발표되었다(Hellmer et al. 2012, 2017; Daae et al. 2020). 해당 결과에서는 지구 온난화에 따른 해양-대기 간 열 교환 감소로 인한 해빙 생성 감소 및 표층 응력(stress) 증가 영향으로 강화된 연안 해류(Luitpold current)가 웨델해 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입을 증가시켜 체제전환이 발생할 수 있음을 보여주었다(Hellmer et al. 2012). 또한, 환남극 심층수에 의해 빙붕 용융이 증가하고, 증가한 융빙수 영향으로 폴리냐에서의 고염분 대륙붕수 생성이 줄어든 이후에는, 연안 해류가 약화되더라도 웨델해가 다시 차가운 공동으로 회복되지 못한다는 예측이 추가적으로 제안되었다(Hellmer et al. 2017; Daae et al. 2020).

로스해에서는 최근 대륙붕수의 염분 증가 모습이 관측되었지만(Castagno et al. 2019; Silvano et al. 2020), 2014–2018년 기간 동안 나타난 대기 환경은 늦봄 및 여름철 남반구 환형모드와 남방진동지수의 이례적인 위상 변화와 연관된 것으로(Silvano et al. 2020) 해당 대기 환경과 염분 증가가 지속될 것으로 여겨지지는 않는다. 또한, 남반구 환형모드, 남방진동지수 간의 반대 위상 변화가 항상 로스해 연안 폴리냐의 효과적인 활동을 돕는 방향으로 영향을 미칠지 여부도 불확실하다. 예를 들어, 음의 남반구 환형모드, 양의 남방진동지수(약한 라니냐 현상과 연관) 대기 환경에서는, 라니냐의 영향은 약한 반면, 편서풍대가 적도 방향으로 이동, 남극 대륙 주변 표층 해양에 중위도의 따뜻한 해수 공급을 야기하여 2016년 남반구 봄철(9–11월) 사례와 같은 전례 없는 남극해(로스해 포함)에서의 해빙 범위(sea ice extent) 후퇴가 발생할 수 있다(Fig. 4b; Turner et al. 2017; Stuecker et al. 2017). 이 경우, 따뜻한 표층 해수의 영향으로 오히려 연안 폴리냐에서 겨울철 해빙 생성이 감소할 가능성이 있으며, 실제 2017년 겨울철 로스해 연안 폴리냐에서는 2016년 겨울철에 비해 낮은 해빙

생산량을 보였다(Silvano et al. 2020). 물론, 로스해 해빙의 후퇴와 로스해 대륙붕수 염분의 상관성에 관해서는 추가적인 분석이 필요하겠지만, 이러한 결과는 전례 없는 기후 변화 현상들에 의한 로스해 반응의 방향성이 일관되지 않음을 보여주며, 장기적인 관점에서 이들의 영향은 서로 상쇄될 가능성이 높음을 의미한다. 결론적으로, 기후변화 모델을 통해 예측된 바와 같이(Fyfe et al. 2007; Goyal et al. 2021), 기후변화 영향으로 미래에도 남극해 편서풍대가 지속적으로 극방향으로 이동하고 세기가 강화될 것으로 예상된다. 따라서, 2010년대 중반 이전 로스해 대륙붕수의 염분이 감소했던 것(Fig. 4a)과 유사하게, 아문젠해로부터 로스해로의 융빙수 유입이 증가해 미래에는 로스해 대륙붕수 생성이 계속적으로 줄어들 것으로 예상된다.

로스해 대륙붕수 생성률의 감소는 남극 경사 전선의 세기 약화와 외해로부터 대륙붕 해양으로의 환남극 심층수 유입 증가로 이어질 가능성이 높다. 즉, 웨델해의 장기 예측 결과처럼, 장기 변화 관점에서 로스해에서도 차가운 공동에서 따뜻한 공동으로의 체제전환이 발생할 수 있음을 의미한다. 또한, 지구 온난화로 표층 해수의 온도가 계속해서 상승하게 되면, 서쪽 로스 빙붕에서 제안되었던 남극 표층수에 의한 빙붕 용융과정(wedge mechanism; Malyarenko et al. 2019)이 활발해져, 로스해 연안 빙붕 용융 증가 및 폴리냐에서의 고염분 대륙붕수 생성률 감소를 야기할 가능성이 높으며, 이 역시 로스해의 따뜻한 공동으로의 체제전환에 기여할 것으로 예상된다. 기후변화 영향으로 미래 로스해가 따뜻한 공동 특성을 가지게 된다면 전지구 해양순환의 하층 셀 세기 약화와 전지구 해양의 온난화를 초래할 가능성이 높으며, 세계에서 가장 큰 면적으로 서남극 빙상을 지지하고 있는 로스 빙붕의 불안정도가 커져 전지구 해수면 상승의 심각한 위협이 될 수 있다. 다만, 미래 수온 상승의 최대범위를 고려했을 때, 21세기 내에 웨델해 체재전환이 발생할 가능성은 낮다는 예측 결과가 최근 보고된 것처럼(Naughten et al. 2021), 현재 로스해의 체제전환 시기를 명확하게 결론 짓기는 불가능하며, 앞으로 이를 명확하게 밝혀 내기 위해서는 지속적인 로스해 관측이 필수적이다.

미래 로스해 관측 전략

앞서 살펴본 바와 같이, 전지구의 기후변화 측면에서 미래 로스해 변화 예측은 매우 중요한 요소이며, 예측 정확도의 향상을 위해서는 로스해 관측을 지속적으로 수행하여 로스해 변화에 관한 정보를 축적하여야 한다. 특히, 로스해 연안 폴리냐 해양, 로스해 연안 빙붕 하부, 로스해 동부와 서부 연안, 대륙붕 해양에 위치한 골에서 필수적으로 관측해야 하는 현상들을 설정하고 그에 맞는 관측 방법을 활용, 관측 자료를 지속적으로 획득한다면, 기후변화 영향에 의한 로스해의 반응 및 원인 기작 연구를 효과적으로 진행할 수 있을 것으로 판단된다.

구체적으로, 로스해 연안 폴리냐 해양에서는 폴리냐 활동과 생성되는 해수의 물성 간의 정량적인 관계를 밝히기 위해 기상 및 해양 관측 방법들을 활용하여(예, AWS (Automatic Weather System), UAV (Unmanned Airborne Vehicle), 기상 부이, CTD/LADCP, Seal-tagging) 활강바람, 열속, 해빙 생성, 염수 방출량 등의 변화를 관측해야 한다(예, Rusciano et al. 2013; Piñones et al. 2019; Yoon et al. 2020). 다음, 빙붕 하부에서는 AUV (Automatic Underwater Vehicle), 수중글라이더(underwater glider) 등의 무인 관측 장비와 열수시추계류선(borehole mooring)을 활용하여 고염분 대륙붕수의 빙붕 하부로의 유입과 이로 인한 빙붕 용융 및 얼음 대륙붕수 생성과정을 밝혀야 한다(예, Stevens et al. 2020). 그리고, 로스해 동부 연안에서는 아문젠해로부터의 영향 변동을 살펴보기 위해 연안 해류가 흐르는 길목에 해양 계류선을 설치, 운용하여야 하며, 해당 자료의 해석을 돕기 위해 계류선 주변에 'Super Station'을 지정하여 가능하면 매년 이 곳에서 CTD/LADCP 관측을 수행해야 한다. 로스해 서부 연안에서도, 로스해 대륙붕수와 남극 저층수 변화의 연관성 파악을 위해 로스해 동부 연안에서와 유사한 형태의 관측이 요구되며, 남극 저층수 변화를 좀 더 넓은 영역에서 살펴보기 위해 동일 경도(예, 105°E 라인)에서 동일 위도 간격으로 이루어진 관측 라인을 설정하여 매년 CTD/LADCP 관측을 수행해야 한다(예, Thomas et al. 2020; Silvano et al. 2020). 마지막으로, 대륙붕 해양의 골에서는 골과 대륙사면이 만나는 위치에 장기 해양 계류선을 설치, 운용하고 골을 따라서 그리고 가로지르는 두 가지 형태의 CTD/LADCP 관측을 수행하여 환남극 심층수 유입량과 고염분 대륙붕수 유출량을 지속적으로 모니터링해야 한다.

5. 맺음말

지금까지 로스해의 특징과 기후변화에 따른 로스해의 반응에 관해 살펴보고, 이를 바탕으로 미래 로스해의 예상 변화와 관측 전략에 관해 고찰하였다. 기존 연구들을 통해, 로스해는 세계에서 가장 무거운 해수를 생성하는 곳으로, 생성되는 해수의 물성이 기후변화에 따른 대기 및 해양 환경 변화에 매우 민감하게 반응함을 파악할 수 있었으며, 또한 웨델해 예측 사례를 통해, 로스해도 미래 기후변화 영향으로 많은 양의 융빙수 유출과 대륙붕수 생성률 감소가 발생할 수 있으며, 이들 반응이 전지구 열염분 순환의 약화와 전지구 해수면 상승 등으로 이어질 수 있음을 확인하였다. 결론적으로, 미래 로스해 변화는 전지구의 기후변화 영향을 평가하기 위한 필수적인 예측 요소 중

하나로 판단되며, 앞으로 미래 로스해 변화의 예측 및 예측 정확도 향상을 위해, 다양한 해양 관측 방법의 전략적 활용을 통한 로스해 주요 해역의 지속적인 모니터링 노력을 기울여야 한다. 본 논문을 계기로 로스해에 대한 국내 연구자들의 관심도가 높아지길 기대하며, 높아진 관심이 활발한 로스해 관측 및 연구, 그리고 국제 관측 협력 네트워크(예, SOOS (Southern Ocean Observing System)) 참여 등으로 이어져 미래 로스해 변화 예측 및 예측 정확도 향상에 기여할 수 있기를 희망한다.

사 사

이 논문은 2021학년도 경북대학교 신임교수정착연구비에 의하여 연구되었습니다.

참고문헌

Assmann KM, Timmermann R (2005) Variability of dense water formation in the Ross Sea. Ocean Dynam **55**(2):68-87

Barker PF, Filippelli GM, Florindo F, Martin EE, Scher HD (2007) Onset and role of the Antarctic Circumpolar Current. Deep-Sea Res Pt II **54**(21-22):2388-2398

Bromwich D, Liu Z, Rogers AN, Van Woert ML (1998) Winter Atmospheric forcing of the Ross Sea polynya. Antar Res S **75**:101-133

Budillon G, Cordero SG, Salusti E (2002) On the dense water spreading off the Ross Sea shelf (Southern Ocean). J Mar Syst **35**:207-227

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 Res Pt I **58**(10):1002-1018

Castagno P, Falco P, Dinniman MS, Spezie G, Budillon G (2017) Temporal variability of the Circumpolar Deep Water inflow onto the Ross Sea continental shelf. J Mar Syst **166**:37-49

Castagno P, Capozzi V, DiTullio GR, Falco P, Fusco G, Rintoul SR, Spezie G, Budillon G (2019) Rebound of shelf water salinity in the Ross Sea. Nat Commun **10**(1):5441

Cavalieri DJ, Parkinson CL, Gloersen P, Zwally HJ (1996) Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data, Version 1(updated yearly). NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. https://nsidc.org/data/NSIDC-0051/versions/1 Accessed 15 Oct 2021

Cheon WG, Gordon AL (2019) Open-ocean polynyas and deep convection in the Southern Ocean. Sci Rep **9**(1):6935

Chu PC, Fan C (2007) An inverse model for calculation of global volume transport from wind and hydrographic data. J Mar Syst **65**(1-4):376-399

Ciappa A, Pietranera L, Budillon G (2012) Observations of the Terra Nova Bay (Antarctica) polynya by MODIS ice surface temperature imagery from 2005 to 2010. Remote Sens Environ **119**:158-172

Cincinelli A, Martellini T, Bittoni L, Russo A, Gambaro A, Lepri L (2008) Natural and anthropogenic hydrocarbons in the water column of the Ross Sea (Antarctica). J Mar Syst **73**(1-2):208-220

Daae K Daae K, Hattermann T, Darelius E, Mueller RD, Naughten KA, Timmermann R, Hellmer HH (2020) Necessary conditions for warm inflow toward the filchner ice shelf, Weddell Sea. Geophys Res Lett **47**(22):1-11

Dotto T, Naveira Garabato AC, Bacon S, Tsamados M, Holland PR, Hooley J, Frajka-Williams E, Ridout A, Meredith MP (2018) Variability of the Ross Gyre, southern ocean: Drivers and Responses Revealed by satellite altimetry. Geophys Res Lett **45**:6195-6204

Fusco G, Budillon G, Spezie G (2009) Surface heat fluxes and thermohaline variability in the Ross Sea and in Terra Nova Bay polynya. Cont Shelf Res **29**(15):1887-1895

Fyfe JC, Saenko OA, Zickfeld K, Eby M, Weaver AJ (2007) The role of poleward-intensifying winds on Southern Ocean Warming. J Climate **20**(21):5391-5400

Jacobs SS, Giulivi CF (2010). Large multidecadal salinity trends near the Pacific-Antarctic continental margin. J Climate **23**(17):4508-4524

Gong D, Wang S (1999) Definition of antarctic oscillation index. Geophys Res Lett **26**(4):459-462

Gordon AL, Orsi AH, Muench R, Huber BA, Zambianchi E, Visbeck M (2009) Western Ross Sea continental slope gravity currents. Deep-Sea Res Pt II **56**(13-14):796-817

Goyal R, Gupta AS, Jucker M, England MH (2021) Historical and projected changes in the Southern Hemisphere surface westerlies. Geophys Res Lett **48**:1-13

Hall A, Visbeck M (2002) Synchronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea ice, and ocean resulting from the annular mode. J Climate **15**:3043-3057

Hellmer HH, Kauker F, Timmermann R, Determann J, Rae J (2012) Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. Nature **485**(7397):225-228

Hellmer HH, Kauker F, Timmermann R, Hattermann T (2017) The fate of the Southern Weddell Sea continental shelf in a warming climate. J Climate **30**(12):4337-4350

Holland DM (2001) Explaining the Weddell polynya - a large ocean eddy shed at Maud Rise. Science **292**:1697-1700

Holland DM, Nicholls KW, Basinski A (2020) The Southern

Ocean and its interaction with the Antarctic ice sheet. Science **367**:1326–1330

Jackett DR, McDougall TJ (1997) A neutral density variable for the world's oceans. J Phys Oceanogr **27**:237–263

Jacobs SS (2004) Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. Antarct Sci **16**(4):427–437

Jacbos SS, Giulivi CF, Mele PA (2002) Freshening of the Ross Sea during the late 20th century. Science **297**(5580): 386–389

Jendersie S, Williams MJM, Langhorne PJ, Robertson R (2018) The density-driven winter intensification of the Ross Sea circulation. J Geophys Res-Oceans **123**(11):7702–7724

Jenkins A, Dutrieux P, Jacobs SS, Steig EJ, Gudmundsson GH, Simth J, Heywood KJ (2016) Decadal ocean forcing and Antarctic ice sheet response: lessons from the Amundsen Sea. Oceanography **29**(4):106–117

Johnson GC (2008) Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic deep water volumes. J Geophys Res **113**(C5): C05027. doi:10.1029/2007JC004477

Kurtz DD, Bromwich DH (1985) A recurring, atmospherically forced polynya in Terra Nova Bay. Antar Res S **43**: 177–201

Malyarenko A, Robinson NJ, Williams MJM, Langhorne PJ (2019). A wedge mechanism for summer surface water inflow into the Ross ice shelf cavity. J Geophys Res-Oceans **124** (2):1196–1214

Marshall GJ (2003) Trends in the Southern annular mode from observations and reanalyses. J Climate **16**:4134–4143

Mathiot P, Jourdain NC, Barnier B, Gallée H, Molines JM, Le Sommer J, Penduff T (2012) Sensitivity of coastal polynyas and high-salinity shelf water production in the Ross Sea, Antarctica, to the atmospheric forcing. Ocean Dynam **62**(5):701–723

Mazloff MR, Heimbach P, Wunsch C (2010) An eddy-permitting southern ocean state estimate. J Phys Oceanogr **40**(5):880–899

Morales Maqueda MA (2004) Polynya dynamics: a review of observations and modeling. Rev Geophys **42**(1):1–37

Moreno PI, Vilanova I, Villa-Martínez R, Bunbar RB, Mucciarone DA, Kaplan MR, Garreaud RD, Rojas M, Moy CM, De Pol-Holz R, Lamber F (2018) Onset and evolution of Southern Annular Mode-like changes at centennial timescale. Sci Rep **8**:3458

Nakayama Y, Timmermann R, Rodehacke CB, Schröder M, Hellmer HH (2014) Modeling the spreading of glacial meltwater from the Amundsen and Bellingshausen Seas. Geophys Res Lett **41**(22):7942–7949

Naughten KA, De Rydt J, Rosier SHR, Jenkins A, Holland PR, Ridley JK (2021) Two-timescale response of a large Antarctic ice shelf to climate change. Nat Commun **12**(1): 1991

Nicholls KW, Østerhus S, Makinson K, Gammelsrød T, Fahrbach E (2009) Ice-ocean processes over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: a review. Rev Geophys **47**(3):1–23

Orsi AH, Smethie Jr WM, Bullister JL (2002) On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: a preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. J Geophys Res **107**(C8):3122. doi:10.1029/2001JC000976

Orsi AH, Johnson GC, Bullister JL (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. Prog Oceanogr **43**:55–109

Orsi AH, Jacobs SS, Gordon AL, Visbeck M (2001) Cooling and ventilating the Abyssal Ocean. Geophys Res Lett **28**(15):2923–2926

Orsi AH, Wiederwohl CL (2009) A recount of Ross Sea waters. Deep-Sea Res Pt II **56**(13–14):778–795

Piñones A, Hofmann EE, Costa DP, Goetz K, Burns JM, Roquet F, Dinnimann MS, Klinck JM (2019) Hydrographic variability along the inner and mid-shelf region of the western Ross Sea obtained using instrumented seals. Prog Oceanogr **174**:131–142

Purkey SG, Johnson GC (2013) Antarctic bottom water warming and freshening: contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global heat gain. J Climate **26** (16):6105–6122

Rignot E, Jacobs SS, Mouginot J, Scheuchl B (2013) Ice-shelf melting around Antarctica. Science **341**(6143):266–270

Rignot E, Mouginot J, Morlighem M, Seroussi H, Scheuchl B (2014) Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. Geophys Res Lett **41**(10):3502–3509

Rintoul SR (2018) The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean. Nature **558**(7709):209–218

Robinson NJ, Williams MJM, Stevens CL, Langhorne PJ, Haskell TG (2014) Evolution of a supercooled Ice Shelf Water plume with an actively growing subice platelet matrix. J Geophys Res-Oceans **119**(6):3425–3446

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). Cont Shelf Res **61–62**:112–124

Rye CD, Naveira Garabato AC, Holland PR, Meredith MP, Nurser AJG, Hughes CW, Coward AC, Webb DJ (2014) Rapid sea-level rise along the Antarctic margins in response to increased glacial discharge. Nat Geosci **7**(10):732–735

Silvano A, Foppert A, Rintoul SR, Holland PR, Tamura T, Kimura N, Castagno P, Falco P, Budillon G, Haumann FA, Naveira Garabato AC, Macdonald AM (2020) Recent recovery of Antarctic bottom water formation in the Ross Sea driven by climate anomalies. Nat Geosci **13**(12):780–786

Stevens CL, Lee WS, Fusco G, Yun S, Grant B, Robinson N, Hwang CY (2017) The influence of the Drygalski Ice Tongue on the local ocean. Ann Glaciol **58**(74):51–59

Stevens CL, Hulbe C, Brewer M, Stewart C, Robinson N, Ohneiser C, Jendersie S (2020) Ocean mixing and heat transport processes observed under the Ross Ice Shelf control its basal melting. Proc Natl Acad Sci **117**(29):16799–16804

Stuecker MF, Bitz CM, Armour KC (2017) Conditions leading to the unprecedented low Antarctic sea ice extent during the 2016 austral spring season. Geophys Res Lett **44**(17): 9008–9019

Talley LD, Pickard GL, Emery WJ, Swift JH (2011) Descriptive physical oceanography. Elsevier, London, 543 p

Tamura T, Ohshima KI, Fraser AD, Williams GD (2016) Sea ice production variability in Antarctic coastal polynyas. J Geophys Res-Oceans **121**(5):2967–2979

Thoma M, Jenkins A, Holland D, Jacobs SS (2008) Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica. Geophys Res Lett **35**:1–6

Thomas G, Purkey SG, Roemmich D, Foppert A, Rintoul SR (2020) Spatial variability of antarctic bottom water in the Australian Antarctic Basin from 2018–2020 captured by Deep Argo. Geophys Res Lett **47**(23):1–9

Thompson DWJ, Wallace JM (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J Climate **13**:1000–1016

Thompson DWJ, Wallace JM, Hegerl GC (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. J Climate **13**:1018–1036

Thompson L, Smith M, Thomson J, Stammerjohn S, Ackley S, Loose B (2020) Frazil ice growth and production during katabatic wind events in the Ross Sea, Antarctica. Cryosphere **14**(10):3329–3347

Tinto KJ, Padman L, Siddoway CS, Springer SR, Fricker HA, Das I, Caratori Tontini F, Porter DF, Frearson NP, Howard SL, Siegfried MR, Mosbeux C, Becker MK, Bertinato C, Boghosian A, Brady N, Burton BL, Chu W, Cordero SI, Dhakal T, Dong L, Gustafson CD, Keeshin S, Locke C, Lockett A, O'Brien G, Spergel JJ, Starke SE, Tankersley M, Wearing MG, Bell RE (2019) Ross ice shelf response to climate driven by the tectonic imprint on seafloor bathymetry. Nat Geosci **12**(6):441–449

Turner J, Comiso JC, Marshall GJ, Lachlan-Cope TA, Bracegirdle T, Maksym T, Meredith MP, Wang Z, Orr A (2009) Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. Geophys Res Lett **36**: 1–5

Turner J, Phillips T, Marchall GJ, Hosking JS, Pope JO, Bracegirdle TJ, Deb P (2017) Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. Geophys Res Lett **44** (13):6868–6875

Ushio S, Wakatsuchi M (1993) A laboratory study on supercooling and frazil ice production processes in winter coastal polynyas. J Geophys Res **98**(C11):20,321-20,328. doi:10.1029/93JC01905

Van Woert ML (1999) Wintertime dynamics of the Terra Nova Bay polynya. J Geophys Res-Oceans **104**(C4):7753–7769

Van Woert ML, Meier WN, Zou C-Z, Archer A, Pellegrini A, Grigioni P, Bertoia C (2001) Satellite observations of upper-ocean currents in Terra Nova Bay, Antarctica. Ann Glaciol **33**:407–412

Van Woert ML, Johnson ES, Langone L, Worthen DL, Monaghan A, Bromwich DH, Meloni R, Dunbar RB (2003) The Ross Sea circulation during the 1990s. Antar Res S **78**:5–34

Whitworth III T, Orsi AH, Kim S-J, Nowlin Jr WD, Locarnini RA (1998) Water masses and mixing near the Antarctic slope front. Antar Res S **75**:1–27

Williams GD, Aoki S, Jacobs SS, Rintoul SR, Tamura T, Bindoff NL (2010) Antarctic Bottom Water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149°E). J Geophys Res **115**(C4):1–29

Yoon S-T, Lee WS, Stevens CL, Jendersie S, Nam S, Yun S, Hwang CY, Jang GI, Lee J (2020) Variability in high-salinity shelf water production in the Terra Nova Bay polynya, Antarctica. Ocean Sci **16**(2):373–388

Yuan X, Martinson DG (2001) The Antarctic dipole and its predictability. Geophys Res Lett **28**(18):3609–3612

Author's Information

Seung-Tae Yoon
Assistant Professor, Kyungpook National University

Received Nov. 12, 2021
Revised Jan. 13, 2022
Accepted Jan. 27, 2022