

장보고 기지 주변 빙하 하부
수문계측망 특성 규명

Characterization of hydrological network underneath ice
near the Victoria Land, Antarctica



이화여자대학교 산학협력단

극 지 연 구 소



제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “장보고기지 주변 빙권변화 진단, 원인규명 및 예측” 과제의 위탁연구 “장보고 기지 주변 빙하 하부 수문계측망 특성 규명” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



(본과제) 총괄연구책임자	:	이원상
위탁연구기관명	:	이화여자대학교 산학협력단
위탁연구책임자	:	이정훈
위탁참여연구원	:	김송이, 신경선, 정혜정, 이다은, 유현주, 남가은, Yalalt Nyamgerel





요 약 문

I. 제 목

장보고 기지 주변 빙하 하부 수문계측망 특성 규명

II. 연구개발의 목적 및 필요성

기후변화로 인한 빙하의 거동 및 빙권의 질량수지를 규명하기 위해서는 빙하 하부의 물과 빙하의 상호작용에 대한 연구가 필요하지만 주로 간접적인 방법에 의해서만 이러한 상호작용을 규명해 왔다. 최근에 이르러 인공위성의 발전과 극지인프라의 발달로 인해 빙하의 움직임을 실시간으로 관찰하고 빙하 하부를 직접 시추하여 빙하하부의 물과 빙하의 상호작용을 이해하려는 시도가 행해지고 있다. 빙하탐사 시 빙하 연구 및 빙하 하부의 물에 대한 연구가 동반되어야 한다. 이를 위해서 극지역 물의 순환(polar hydrological cycle)에 대한 연구를 효과적으로 수행하기 위해 불안정동위원소를 활용하였다. 지표면의 눈, 지표면을 흐르는 얼음 또는 눈 녹은 물, 빙하 밑에 존재하는 빙저호 및 지하수, 마지막으로 빙하 밑을 흐르는 물과 접촉하고 있는 바닷물에 대한 다양한 분석 및 접근이 필요하다. 본 연구에서는 지표면의 눈과 얼음의 안정동위원소변화를 관찰하고 이를 장보고기지 주변의 물의 순환에 적용하였다.

III. 연구개발결과 및 활용계획

물의 수소 및 산소 안정 동위원소비(이하 불안정동위원소비)는 서로 다른 수계에서의 혼합 및 물의 기원을 추정하는 데 이용되어 왔다(Koh et al.,2012). 바다로부터 시작되는 물 순환 과정에서 물 안정동위원소는 증발, 강수, 결빙 등의 동위원소 분화 과정을 거쳐 수계마다 다른 값을 갖는다. 이러한 특성을 활용하면 해수의 물 안정동위원소비를 바탕으로 빙하 용융수와의 혼합 관계를 파악할 수 있다. 본 연구에서는 해수의 물 안정동위원소비를 활용하여 빙봉수의 존재를 파악하고, 동위원소비와 함께 물리적 요인을 활용하여 빙하 용융수의 기여율을 계산하여 주변 해양환경에 미치는 영향을 파악하고자 하였다.

남극 세종기지 주변에서 자연적인 요인인 테프라로 인해 알베도의 차이가 발생하고 때문에 눈 표면에서 눈 녹는 속도에 변화가 생겨 눈 안정동위원소의 변화가 생기는 것을 관찰하였다. 이번 연구를 통해 눈 표면에 불순물이 존재하게 되면 눈 안정동위원소값에 변화가 생긴다는 것을 알 수 있다. 눈 표면의 알베도를 변화시키는 양을 정량적으로 측정할 필요가 있으며, 향후 눈 표면의 알베도를 직접 측정하는 연구가 필요할 것으로 판단된다. 이러한 연구결과는 고기후 연구 및 수리지질학 연구에 많은 의미를 줄 수 있다(Lee, 2014).

얼음이 녹으면서 얼음이 녹은 물의 안정동위원소 값이 시간에 따라 어떻게 변화하고, 이 과정에서 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가는 용융실험과 1-D 모델결과를 비교해서 구할 수 있었다. 극지역에서 빙하시료를 통해 온도를 복원할 때, 눈에서 얼음이 생성된 이후 어떠한 물리적과정도 일어나지 않아야 한다. 극지역의 기온상승과 해안지역에서 빙하시료를 획득하는 연구가 많아지면서, 이러한 지역에서 빙하의 용융이 발생된다면 얼음의 동위원소 값이 증가하게 되게 이를 통해 과거의 온도 복원은 따뜻한 쪽으로 오차를 발생하게 된다. 반대로, 빙하가 녹은 물이 다시 얼어 존재하게 된다면, 이는 원래 얼음보다 동위원소 값이 적기 때문에, 과거의 온도 복원은 추운 쪽으로 오차를 발생시키게 된다. 따라서 본 실험을 통해 얻은 결과 빙하시료의 동위원소 값을 온도의 프록시로 사용하는 연구에 정확성을 평가하는데 도움이 될 것으로 판단된다. 또한 동위원소값 자체를 활용하는 연구에서 불확실성을 판단하는 근거로 활용될 수 있을 것이다.

해수는 증발, 해빙의 생성과 용융, 강수 등 각 수괴가 겪은 과정에 따라 다른 동위원소 값을 나타내게 된다. 특히 빙하의 동위원소값과 염도는 해수와 아주 다른 경향을 보이기 때문에 기여도 추정에 유용하게 활용될 수 있다. 해수 물 안정동위원소는 빙하 자체를 단성분으로 사용함으로써, 다른 요소로 인한 불확실성을 줄일 수 있다. 해수 안정동위원소의 분석오차를 최소화하고, 다른 화학적 요소를 함께 활용한다면 보다 정교한 혼합비율 추정이 가능할 것으로 생각된다.

남극 세종기지 주변의 눈과 용설 시료 및 서해안의 수증기 시료를 이용하여 보통최소자승법(OLS)과 완전최소자승법(TLS)의 차이를 비교하였다. 선형관계의 기울기를 계산하고 해석하는 것은 동위원소 수리학(isotope hydrology)에서는 매우 중요한 과정이다. 세종기지 눈과 용설시료와 및 서해안 지역의 수증기의 두 안정동위원소($\delta^{18}O$, δD)의 선형관계를 파악하면 물이 어떻게 이동하였는가에 대한 물리적 과정을 파악할 수 있다. 두 방법을 이용하여 선형관계를 계산하였을 때 크게 다르지 않음을 알 수 있었다. 통계적인 방법을 통해 두 성분이 모두 오차를 갖는 경우에도 기존에 활용하던 OLS를 활용할 수 있었다.

해수침투가 발생하는 지역에서 해수와 담수의 혼합비를 계산할 때 오차가 발생할 수 있음을 보였다. 이러한 오차로 인하여 해수와 담수가 혼합될 때 사용된 값이

평균값보다 낮을 때는 혼합비를 과대평가 할 수 있으며, 높을 때는 과소평가 할 수 있다. 혼합비 계산과정에서 오차의 크기는 혼합비가 커질수록, 사용된 값과 평균값의 차이가 클수록, 마지막으로 해수 추적자와 배경 농도간의 차이가 작을수록 커진다. 빙하 연구에서도 단성분 혼합분석을 활용하여 빙하 용융수의 혼합비율을 추정할 수 있다. 특히 주변 영향요소가 많아 단성분 변동이 우려되는 해양지역에서는 해수와 담수의 혼합비율을 결정할 때 단성분의 시료를 정확하게 채취하고 분석해야 이러한 오차를 줄일 수 있을 것으로 판단된다.

극지역에서 빙하-해양-대기의 상호작용을 안정 동위원소를 매개로 통합 연구함으로써 극지 환경에 대한 이해를 높이고, 장기 모니터링을 활용한 지속적인 연구의 필요성을 확인하였다. 본 연구에서 구축된 시스템은 향후 다른 지역에서도 적용할 수 있는 것으로 극지역에서의 연구력 향상이 기대된다.



S U M M A R Y

(영 문 요약 문)

I. Title

Characterization of hydrological network underneath ice near the Victoria Land, Antarctica

II. Purpose and Necessity of R&D

In order to examine the behavior of glaciers and the mass balance of the ice sheet due to climate change, studies on the interaction between the glacier water and the glacier are necessary. However, these interactions have been mainly identified by indirect methods. Recently, due to the development of satellites and the development of polar infrastructures, attempts have been made to observe glacier movements in real time and to directly drill under glaciers to understand the interaction between water and glaciers below. The glacier exploration should be accompanied by a study of the glacier and the water under the glacier. For this purpose, the stable water isotope was used for effective study of polar hydrological cycle. Various analyzes and approaches are needed for surface snow, ice or melted water flowing over the surface of the ice, ice pools and groundwater below the glacier, and finally seawater in contact with the water flowing under the glacier. In this study, we observed changes in the stable isotopes of snow, ice on the surface and seawater and applied them to the water circulation around Jang Bogo Station.

III. R&D Results and application Plans of R&D Results

The hydrogen and oxygen stable isotope ratios of water (hereafter water stable isotope ratios) have been used to estimate the origin of water and mixing in different water systems (Koh et al., 2012). In the water cycle starting from the sea, the water stable isotope has different values in each water system through the isotope differentiation process such as evaporation, precipitation and freezing. These characteristics can be used to understand the mixing relationship with the glacial melt water based on the water stable isotope ratio of seawater. The purpose of this study was to identify the presence of ice shelf water by using the water stable isotope ratio of seawater, and to calculate the contribution rate of glacial melt water by using the physical factors along with the isotope ratio. It was observed that the albedo difference caused by the Tefra, which is a natural factor around Antarctic Sejong Station, caused a change in the melting rate of snow on the surface of the eye, resulting in a change in the eye stable isotope. This study suggests that the presence of impurities on the surface of the eye causes a change in eye stable isotope values. It is necessary to quantitatively measure the amount of change of albedo on the eye surface, and further studies are needed to directly measure albedo on the eye surface. These findings can be of great significance for paleoclimatic and hydrogeological studies (Lee, 2014). We also studied how the stable isotope value of ice melted water changes over time as ice melts, and how much isotope exchange constant and ice participates in the isotope exchange reaction. When restoring temperatures through glacier samples in the polar regions, no physical processes should occur after the ice is produced in the snow. Increasing studies of polar temperature rises and glacier samples in coastal areas have resulted in increased ice isotope values if glacier melting occurs in these areas, thereby restoring warmer temperatures in the past. On the other hand, if the glacier melts again and freezes, it will have lower isotopes than the original ice, so past temperature recovery will cause errors in the colder side. Therefore, the results obtained through this experiment may be helpful in evaluating the accuracy of the study using the isotope value of ice samples as a proxy for temperature. It can also be used as a basis for judging uncertainty in studies that use isotope values themselves. Seawater will show different isotope values depending on the course of each mass, such as evaporation, sea ice formation and melting, and precipitation. In particular, the isotope values and salinity of glaciers tend to be very different from seawater, which can be useful for estimating contribution.

Seawater stable isotopes can reduce the uncertainty associated with other factors by using the glacier itself as a single component. Minimizing the analysis error of the seawater stable isotope and using other chemical factors together, it is thought that more accurate mixing ratio can be estimated. Snow and snow samples around Sejong Station, Antarctica, and water samples from the west coast were used to compare the difference between the ordinary least square method (OLS) and the perfect least square method (TLS). Calculating and interpreting the slope of a linear relationship is a very important process in isotope hydrology. The linear relationship between two stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) in the Sejong Station snow, snow melt samples, and water vapor on the west coast can be used to understand the physical process of how water moves. When the linear relationship was calculated using the two methods, it was found that the difference was not much different. The statistical method was able to utilize the existing OLS even when both components had errors. It was shown that an error could occur when calculating the mixing ratio of seawater and freshwater in the seawater penetration area. Due to this error, the mixing ratio can be overestimated when the value used when mixing seawater and freshwater is lower than the average value and underestimated when it is high. In the mixing ratio calculation, the magnitude of the error increases as the mixing ratio increases, the larger the difference between the used value and the mean value, and finally the smaller the difference between the seawater tracer and the background concentration. Glacier studies can also be used to estimate the mixing ratio of glacial melt water using single component mixing analysis. In particular, in marine areas where there is a concern about endmember fluctuations due to a large number of surrounding influence factors, it may be possible to reduce these errors by accurately sampling and analyzing the endmember samples when determining the mixing ratio of seawater and fresh water. Integrating the study of glacier-ocean-atmosphere interactions through the stable isotope in the polar regions enhances understanding of the polar environment and confirms the need for continuous research using long-term monitoring. The system constructed in this study can be applied to other regions in the future, and it is expected that the research power in the polar region will be improved.

목 차

제 1장 연구개발과제의 개요

제 1절 배경	1
제 2절 연구개발의 필요성	2

제 2장 국내외 기술개발 현황

7

제 3장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 서문	15
제 2절 장보고기지 주변 빙하용융수 기원 추정	10
제 3절 물 안정동위원소 분석법	52

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1절 연구개발목표 달성도	75
제 2절 관련분야에의 기여도	76

제 5장 연구개발결과의 활용계획

83

제 6장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

87

제 7장 참고문헌

93





제 1장 연구개발과제의 개요

제 1절 연구 배경

제 2절 연구개발의 필요성

극지연구소



제 1장 연구개발과제의 개요

제 1절 연구 배경

남극대륙 빅토리아지역 주변에 건설된 장보고 과학기지를 중심으로 급격한 극지역 기후변화에 따른 빙권 변화를 지속적으로 관측하여 변화 원인을 규명하여 향후 해수면 변화 예측 정확성 향상을 목표로 하는 연구가 진행 중에 있다. 해수면 상승은 해수온도 상승에 따른 열적 팽창과 육상 등에 존재하는 담수 및 빙상/빙하의 용융에 의해 해양으로 유입되는 물의 양 증가에 기인한다고 알려져 있다. 빙하를 움직이는 원인은 첫 번째는 고체 자체가 움직이는 기작(가소성흐름)과 두 번째는 빙하 밑에 존재하는 물로 인한 두 가지가 있다(미끄러짐). 고체 자체의 움직임은 거의 일정하지만 빙하 밑에 있는 물은 가변적이므로 이에 대한 이해를 필요로 한다(그림 1.1). 또한, 이와 관련하여 빙저호(subglacial lake)에 대한 국민적 관심과 학계에서도 과학적인 관심을 많이 받고 있다.

2014년 3월 건설 완료된 두 번째 대한민국 남극과학기지인 장보고 기지는 월동기지로 운영되는 남극대륙 진출 거점 기지로서, 동남극과 서남극의 경계에 위치하고 있어 두 지역의 기후변화를 비교 연구할 수 있는 최적의 위치이며, 기후변화부터 첨단과학을 응용한 다양한 응용과학의 연구까지 수행할 수 있는 최적의 융복합 연구 인프라이다. 이러한 장보고 과학기지를 중심으로 기지 중심에 분포하고 있는 빙하 기저부에 존재하는 물의 물리적, 화학적 특성을 파악하여 물이 어디로 이동하는 지 혹은 어디에서 유래하였는 지에 대한 정보를 얻어낼 수 있다. 이러한 정보를 여러 연구지역에서 수행하면 빙하 하부에 존재하는 물의 연결성(connectivity)를 파악할 수 있으며 이를 바탕으로 장보고 기지 주변의 수문망(hydrological networks)를 구축할 수 있다. 현장에서 구축된 수문망과 인공위성으로 획득한 자료를 바탕으로 생성된 수문망을 비교하여야 하며 이를 바탕으로 인공위성 자료의 신뢰성을 구축할 수 있다.

제 2절 연구개발의 필요성

기후변화로 인한 빙하의 거동 및 빙권의 질량수지를 규명하기 위해서는 빙하 하부의 물과 빙하의 상호작용에 대한 연구가 필요하지만 주로 간접적인 방법에 의해서만 이러한 상호작용을 규명해 왔다. 최근에 이르러 인공위성의 발전과 극지인프라의 발달로 인해 빙하의 움직임을 실시간으로 관찰하고 빙하 하부를 직접 시추하여 빙하하부의 물과 빙하의 상호작용을 이해하려는 시도가 행해지고 있다(Wingham et al., 2006, 그림 1.2.1, 그림 1.2.2). 인공위성을 이용하여 빙하의 높이를 지속적으로 관찰하고 높이의 변화를 강설량과 빙하하부에서의 물의 양의 변동으로 설명할 수 있다. 따라서, 급격한 빙하의 높이 변화는 기후변화와 함께 빙하하부에서의 수권의 변동으로 설명될 수 있으나 이에 대한 원인을 정확하고 과학적으로 규명하기 위해서는 자세한 연구가 필요하다. 향후 극지연구의 발전을 위하여 남극점까지 새로운 루트를 개발하기 위해서는 빙하탐사가 필수적이며 빙하탐사 시 빙하 연구 및 빙하 하부의 물에 대한 연구는 자연스럽게 동반될 수밖에 없다. 이를 위해서는 극지역 물의 순환(polar hydrological cycle)에 대한 전반적인 이해가 필수적이며, 이를 효과적으로 수행하기 위해서는 물안정동위원소의 연구가 반드시 동반되어야 한다. 극지역에서 물의 순환을 이해하기 위해서는 지표면의 눈, 지표면을 흐르는 얼음 또는 눈 녹은 물, 빙하 밑에 존재하는 빙저호 및 지하수, 마지막으로 빙하 밑을 흐르는 물과 접촉하고 있는 바닷물에 대한 다양한 분석 및 접근이 필요하다. 본 연구에서는 지표면의 눈과 얼음의 안정동위원소변화를 관찰하고 이를 장보고기지 주변의 물의 순환에 적용하려고 한다.

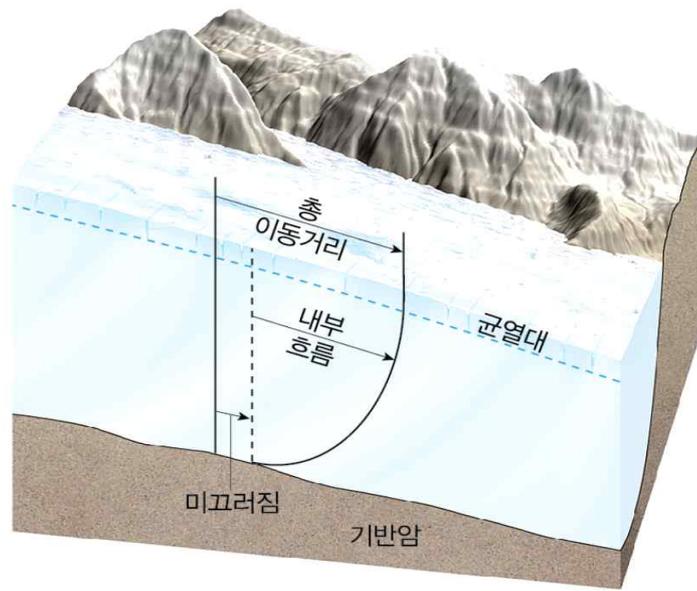


그림 1.1. 빙하를 움직이게 하는 두 원인. 가소성흐름과 미끄러짐



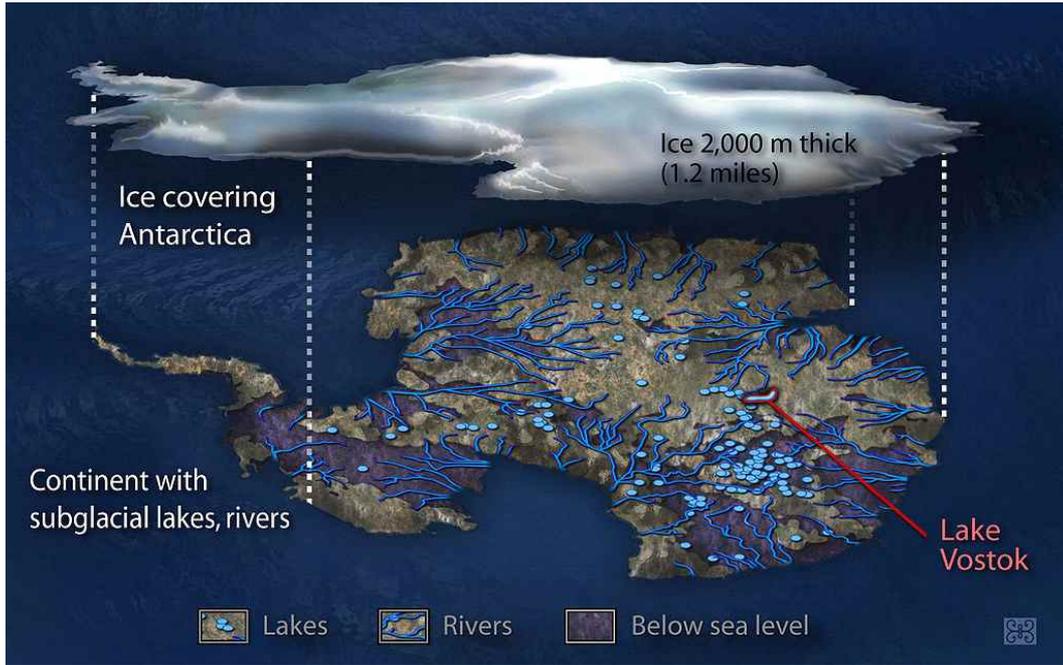


그림 1.2.1. 빙하하부의 물의 시스템(US National Science Foundation)

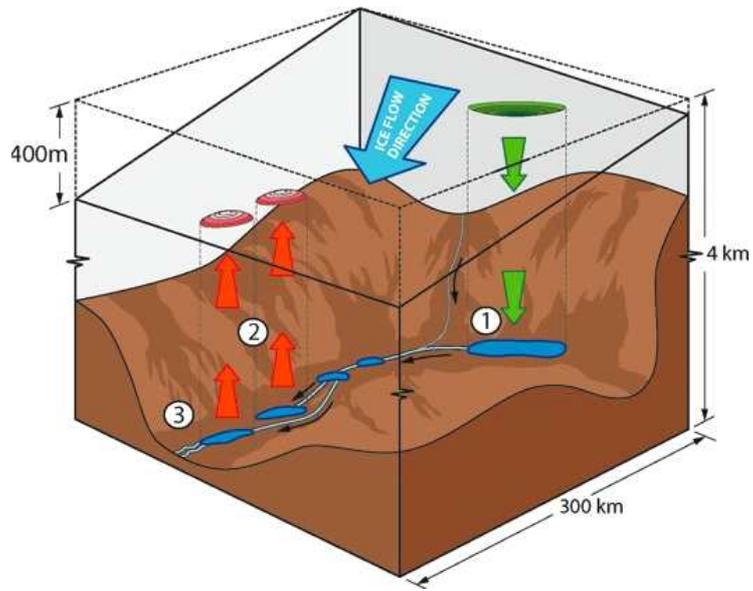


그림 1.2.2. 빙하하부의 물의 흐름을 나타내는 단면도





제 2장 국내외 기술개발 현황





제 2장 국내외 기술개발 현황

ICESat 인공위성을 이용하여 빙하의 위치를 실시간으로 모니터링하여 빙하 하부의 물의 움직임을 관찰하고 있으며, 이를 통해 빙하의 움직임과 빙권 질량수지를 규명하고 있다(Fricker et al., 2007, 그림 2.1). 남극의 다양한 지역에서 빙하하부와 같은 조성이라고 판단되는 지역에서 누출수를 채취하고 분석하여 빙하하부에 있는 물의 조성을 간접적으로 파악하고 물의 기원 및 빙하의 용융과정을 간접적으로 연구하고 있다(Harris et al., 2014, 그림 2.2). 그린란드에서는 추적자(tracer)를 이용하여 빙하 하부의 물의 흐름을 관측한 연구결과도 보고 되었음(Chandler et al., 2013). 물의 흐름이 있을 곳을 미리 판단하여 상부에서 추적자를 주입하고 하부에서 추적자의 농도 변화를 관찰한다면 물의 속도 등을 결정할 수 있다.

국내에서는 앞에서 설명한 기술등을 다른 연구분야에서 어느 정도 보유하고 있다(그림 2.3). 추적자실험은 지하수연구에서 많이 이용되고 있으며 누출수의 분석기술은 현재 극지연구소가 국내에서는 가장 앞선 시스템을 보유하고 있으며, 불안정동위원소 및 각종 물 속에 녹아 있는 극미량분석은 극지연구소가 유일하게 가능한 곳이다. 극지연구소는 현재 100, 200, 500m급 빙하시추기술을 보유하고 있어 빙하 하부에서 흐르고 있는 물을 시추하여 연구할 수 있는 기술은 보유하고 있으나, 이러한 연구를 시도해 본 경험이 현재 부족하다. 해외에서는 다학제 및 융합연구를 통해서 이러한 우수한 연구결과를 도출해 내고 있지만 국내에서는 현재 인프라 및 공동연구에 대한 인식이 부족하다. 향후 극지연구소에서 인프라 및 로지스틱스를 제공한다면 국내 연구진도 세계적인 연구 수준에 도달할 가능성이 높다고 판단된다.

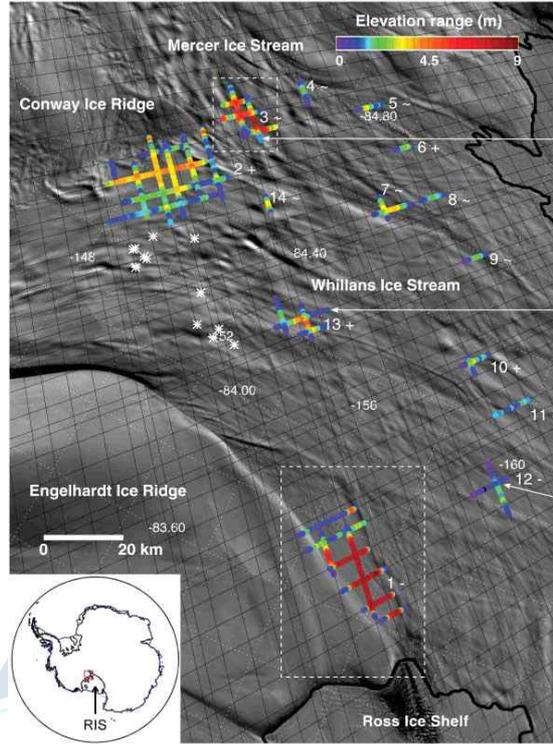


그림 2.1 ICESat을 이용하여 서남극 빙하의 고도변화를 보여주고 있는 연구결과

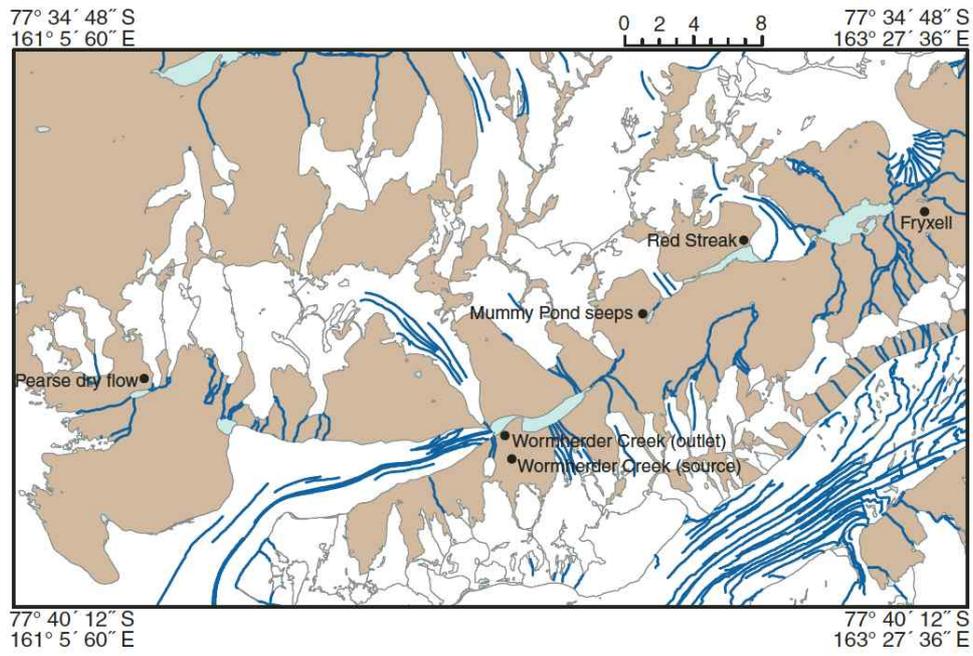


그림 2.2 맥머도 드라이밸리 근처에서 누출수를 채취한 연구





그림 2.3 극지연구소에 설치되어 있는 불안정동위원소분석기



제 3장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 서문

제 2절 장보고기지 주변 빙하용융수 기원 추정

제 3절 물 안정동위원소 분석법



제 3장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 서문

빙하 용융수는 강설이 쌓여 형성된 빙붕이 해수와 상호작용할 때 발생하는 용융 기작으로 인해 생성된다. 장보고 과학기지 주변 테라노바 만에서 형성되는 고염대륙붕수(HSSW: High Salinity Shelf Water)는 대륙붕 사면을 따라 흘러 들어가 빙붕 하부에 도달하게 되며, 어는 점보다 더 높은 수온으로 인해 빙붕 하부를 용융시킨다. 이 과정에서 고염대륙붕수와 빙하 용융수가 혼합되어 빙붕수(ISW: Ice Shelf Water)를 형성하는 것으로 알려져 있다(Jacobs et al., 1992; Jacobs and Fairbanks, 1985; Orsi and Wiederwohl, 2009).

한편 물의 수소 및 산소 안정 동위원소비(이하 물안정동위원소비)는 서로 다른 수계에서의 혼합 및 물의 기원을 추정하는 데 이용되어 왔다(Koh et al., 2012). 바다로부터 시작되는 물 순환 과정에서 물 안정동위원소는 증발, 강수, 결빙 등의 동위원소 분화 과정을 거쳐 수계마다 다른 값을 갖는다. 이러한 특성을 활용하면 해수의 물 안정동위원소비를 바탕으로 빙하 용융수와 혼합 관계를 파악할 수 있다. 본 연구에서는 해수의 물 안정동위원소비를 활용하여 빙붕수의 존재를 파악하고, 동위원소비와 함께 물리적 요인을 활용하여 빙하 용융수의 기여율을 계산하여 주변 해양환경에 미치는 영향을 파악하고자 하였다.

제 2절 장보고기지 주변 빙하용융수 기원 추정

1. 눈 안정동위원소를 이용한 지표면 변화(알베도)에 따른 융설 생성 기작 이해

가. 서론

많은 온대지역(temperate region)에서 겨울동안 쌓여 있던 눈이 녹은 물, 융설(snowmelt)은 홍수조절, 전력생산, 농업용수, 휴양시설 등에 활용되고 있다(Park et al., 2010). 기후변화(climate change)로 인한 겨울철의 기온 상승은 겨울철의 융설량을 증가시키고 이로 인해 대기로의 증발량이 증가하게 된다(Lee, 2014). 따라서, 봄에 확보할 수 있는 물의 양은 줄어들 것이다(Bales et al., 2006). 봄이 되면 눈 속에 있던 질산염 등이 융설과 함께 수계에 배출되면서 물과 영양분의 형태로 생태계에 영향을 줄 것이다. 또한, 눈이 쌓여 있으면 겨울철에 낮은 기온의 영향으로부터 눈 아래에 존재하는 생태계를 보호해 줄 수 있는 절연체

역할을 한다(Lee et al., 2011). 용설 및 빙철의 유출에 영향을 주는 물리적 과정 및 인자들에 대한 정량적인 이해는 이로 인해 경제적 및 생태학적으로 매우 중요하다(Lee, 2014; Lee et al., 2014).

현장조사 및 복사전달모델(radiative transfer model) 연구에 의하면, 눈 표면의 불순물에 의해 눈의 알베도(albedo)는 감소한다고 알려져 있다(Sterle et al., 2013). 그 결과, 복사강제력(radiative forcing)에 의해 눈이 쌓여 있는 시간이 줄고 이로 인해 이른 용설의 유출(runoff)이 일어나기도 한다(Lee and Ko, 2011). 눈이 쌓여 있는 시간이 줄고 이른 유출이 일어나게 되면 지하수로 충전되어야 할 물이 증발로 인해 대기로 이동하게 되어 수자원관리 측면에서 물의 손실이 일어나게 된다. 또한, 극지역에서도 알베도 감소로 인해 눈 표면에서 흡수되는 에너지의 양이 증가하게 되면, 용설이 증가하게 되고 이로 인해 빙하가 좀 더 수월하게 이동할 수 있는 가능성이 증가하게 된다(conway, 1996). 이러한 눈 표면의 불순물에는 화산활동 같은 자연적인 원인과 인간의 활동으로 인한 먼지(dust) 또는 블랙카본(black carbon) 등이 있다(Sterle et al., 2013). 최근에는 이러한 인간의 활동으로 인한 빙권(cryosphere)의 변화에 많은 연구자들이 주목하고 있다.

눈 표면에서 흡수되는 에너지가 증가하게 되면 눈은 녹기 시작하여 용설(meltwater)을 발생시키게 된다. 용설은 아래로 흐르면서 눈과 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice)을 하게 되고 용설과 눈의 안정동위원소가 변하게 된다(Lee et al., 2009). 눈 표면에 불순물이 존재하지 않는다면 그만큼 눈이 녹는 속도가 늦어지게 되거나 극지역에서는 눈이 녹지 않을 것이다. 따라서, 같은 지역에서 녹은 눈과 그렇지 않은 눈의 안정동위원소 값은 차이를 보이게 될 것이다. 이러한 차이는 안정동위원소를 활용하는 연구에서 그 결과값에 오차를 발생시킨다(Warren et al., 1980; Lee, 2012). 눈 안정동위원소를 새로운 물(new water)로 가정하고 하천(stream)에 새로운 물이 미치는 영향을 계산하는 동위원소수분분리법(isotopic hydrograph separation)과 아이스크어(ice core)를 이용하여 과거의 온도를 복원하는 연구에서도 눈이 쌓인 후에 발생하는 이러한 변화(post depositional process)에 의해서 새로운 물의 기여 및 과거의 온도가 정확하게 계산되어 질 수 없게 된다(Taylor et al., 2001). 따라서, 이번 연구에서는 눈이 쌓인 후에 눈에 포함되어 있는 불순물에 의해서 눈의 안정동위원소 값이 어떻게 변화하는 지를 살펴 보고, 이러한 변화가 언급된 연구에서 어떤 의미를 가지는지에 대하여 고찰해 보는 것을 목적으로 한다.

나. 연구지역 및 방법

이번 연구는 사우스세틀랜드의 킹조지 섬에 위치한 세종기지에서 3km 정도 떨어진 곳에서 수행하였다(그림 3.2.1.1). 자연적인 화산활동으로 인해 존재하는 눈 표면의 불순물이 알베도에 영향을 미쳐 눈 안정동위원소에 어떠한 변화를 일으키는 지

관찰하기 위해 화산활동의 부산물인 테프라가 풍화되어 이동되는 지역을 먼저 조사하였다. 그림 3.2.1.2에 잘 나타나듯이, 풍화된 테프라가 용설에 의해 이동되다가 추운 날씨로 인해 이동이 멈춘 상태이다. 하지만, 현재 바람에 의해 눈 표면에 뿌려지고 있으며 그림 3.2.1.2에 의하면 주 바람방향은 테프라가 모여 있는 곳을 기준으로 오른쪽에서 왼쪽일 것이다. 따라서, 그림 3.2.2의 왼편은 테프라에 의해 눈 표면이 영향을 받은 지역이며 오른쪽은 상대적으로 눈 표면에 아무런 불순물이 없는 경우이다. 시료를 채취하는 시점에서 테프라에 의해 영향을 받은 지역은 그렇지 않은 지역에 비해 상대적으로 눈이 많이 녹아 있음을 알 수 있다(그림 3.2.1.2).

테프라에 의한 눈 안정동위원소의 변동을 관찰하기 위하여 그림 3.2.3과 같이 시료를 채취하였다. 테프라에 모여 있는 곳을 중심으로 테프라에 의해 영향을 받은 지역(snow cover with tephra)에서 5개의 시료와 그렇지 않은 지역(relatively clean snow)에서 4개의 시료를 채취하였다. 첫 시료는 테프라언덕에서 30-40cm 떨어진 지점에서 채취하였으며 다음 시료들은 각각 90-120cm 씩 이동하여 시료를 채취하였다. 눈 시료는 폴리에틸렌병에 담아 세종기지에서 냉동으로 보관한 후 극지연구소에서 분석할 때까지 최대한 냉동 보관하였다. 분석을 위해서 눈을 녹여 액상상태의 시료를 물안정동위원소분석장비를 이용하여 분석하였다.

눈 안정동위원소(δD , $\delta^{18}O$)는 극지연구소에 설치되어 있는 상용 물안정동위원소분석장비(Picarro L1102)를 이용하여 분석하였다. 레이저흡광법(a cavity ringdown spectrometer, CRDS, <http://www.picarro.com>)을 이용하여 기체의 흡수스펙트럼의 고유성을 이용한 이 장비는 최근 동위원소질량분석기를 대체하는 추세이다. 정밀하게 조정된 파장의 빛을 측정 챔버(cavity)에 조사한 후 빛이 측정 챔버 안에 있는 대기의 목적성분의 양에 비례하여 흡수 및 소멸되는 시간을 측정하는 원리이다(Jung et al., 2013). 표준물질로는 국제원자력기구에서 제공하는 VSMOW2(산소 및 수소동위원소 값: 0‰, 0‰), SLAP(-55.50‰, -427.5‰), GISP(-24.76‰, -189.5‰)를 사용하였다. 각 표준물질은 개당 주입회수를 24회로 정하고 열두 번째 시료까지는 이전 시료의 기억효과(memory effect)를 고려하여 결과 값 산출 시 제외하고 나머지 열두 번의 결과의 평균값을 이용하였다. 시료는 개당 주입회수를 12회로 정하고 뒤의 여섯 번의 결과 값의 평균값을 이용하였다(Lee et al., 2013). 시료를 5회 분석한 후 표준물질을 러닝스탠다드(running standard)로 이용하였다. 수소 및 산소동위원소의 정밀도(precision)는 각각 0.8‰, 0.08‰이다. 물안정동위원소의 $\delta^{18}O$ 값은 H216O의 농도 값에 대한 H218O의 농도 값의 상대조성비로 나타내며, δD 의 값은 H216O의 농도 값에 대한 HD16O의 농도 값의 상대 조성비로 나타낸다. δ 의 정의는 아래 식 1과 같다.

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{obs} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

여기서 R_{obs} 와 R_{VSMOW} 는 각각 분석된 시료와 표준시료의 D/H 또는 18O/16O를 나타낸다.

다. 연구결과 및 토의

(1) 테프라에 따른 눈의 안정동위원소 차이

블랙카본이나 테프라 등의 불순물이 눈 표면에 존재하게 되면 눈의 알베도는 감소하게 된다(Sterle et al., 2013). 이러한 불순물 등은 눈의 변성작용(metamorphism) 또는 노화작용(aging)의 속도를 증가시키고 이로 인해 고체상의 얼음 또는 눈에서 액체상의 용설로 전환되는 시간을 줄이게 된다(Lee et al., 2010). 한편, 눈이 녹는 얇은 환경과 눈이 녹는 환경에서의 눈 안정동위원소값의 차이가 나타나게 되는데, 이는 눈 속을 통과하는 물과 눈과의 동위원소교환반응에 기인하게 된다(Lee et al., 2009; Lee et al., 2010). 따라서, 눈 표면에서 눈이 녹아 액체상의 물이 눈 속을 흐르게 되면 동위원소교환반응으로 인해 18O 또는 D는 고체상인 눈에 남게 된다(Taylor et al., 2001; Lee et al., 2009; Lee et al., 2010). 이로 인해 눈의 안정동위원소 값(δD , $\delta 18O$)은 증가하게 된다.

테프라에 의해 영향을 받은 지역과 그렇지 않은 지역의 안정동위원소의 평균값은 각각 $-9.8 \pm 1.0\text{‰}$ 과 $-11.3 \pm 0.9\text{‰}$ 이다. 위에서 언급한 테프라에 의한 영향을 알아보기 위해 t-test를 수행하였다(그림 3.2.4). t-test결과 테프라에 의해 영향을 받은 지역의 눈 안정동위원소 값은 그렇지 않은 지역보다 높다는 것을 알 수 있다($p < 0.02$). 테프라에 의해 알베도가 낮아지게 되면 흡수하는 복사에너지의 양이 많아지게 되고, 이로 인해 눈이 녹게 되거나 눈이 녹는 속도가 빨라지게 된다(Lee et al., 2011; Lee, 2014). 눈 표면에서 눈이 녹기 시작하면, 눈과 물의 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice), 즉 고체상과 액체상의 동위원소교환반응이 발생하여 동위원소분화가 일어나게 된다(Lee et al., 2009). 평형상태에서, 물의 $\delta 18O$ 과 δD 의 값은 고체상의 얼음과 눈에 비해 각각 3.1, 19.5‰ 낮게 된다(O'Neil, 1968). 따라서, 동위원소교환반응으로 인해 눈은 용해(melting)가 일어나게 되면, 상대적으로 액상의 물에 비해 고체상인 눈은 동위원소 값이 증가하게 된다(Lee, 2014). 따라서, 테프라에 의해 영향을 받은 지역은 그렇지 않은 지역에 비해 알베도 감소에 의해 눈 표면에서 눈이 녹기 시작하였으며, 이로 인해 안정동위원소 값이 통계적으로 유의미하게 그렇지 않은 지역보다 높은 값을 보여 주고 있다.

(2) 눈의 산소와 수소동위원소간의 선형적 관계

물의 안정동위원소를 연구하는 방법 중에서 가장 먼저 시도하여 보는 것이 산소와 수소의 선형적 관계를 나타내는 것이다(Lee et al., 2010). 산소와 수소의 선형적 관계에서 제시될 수 있는 직선의 기울기(slope)와 절편(intercept)는 물의 기원지 및 물이 거쳐 왔던 물리적 과정을 말해 줄 수 있다(Lee et al., 2010). 전 지구적으로 해양에서 증발한 수증기가 응축되어 내리는 강수의 경우에는 산소와 수소의 선형적 관계에서 기울기가 8을 나타내며, 이러한 것을 전지구순환선(Global Meteoric Water Line, GMWL)이라 부른다. 이러한 관계는 액상의 물이 기체상의 수증기와 동위원소분화를 일으킬 때 분화계수(fractionation factor)에 의해서 결정되며, 산소와 수소의 분화계수는 1.010과 1.080이다(Dansgaard, 1964). 따라서, 기울기는 $80/10 \sim 8$ 에 가까운 값이다.

Fig. 5는 연구지역에서 테프라로 덮힌 지역(그림 3.2.1.5.a)과 그렇지 않은 지역(그림 3.2.1.5.b)로 구분하여 산소와 수소의 안정동위원소의 선형적인 관계를 도시하였다. 위의 통계적인 접근에서도 알 수 있듯이, 테프라로 덮힌 지역은 알베도의 감소로 인해 눈이 녹기 시작하여 동위원소의 분화가 일어났으며, 그렇지 않은 지역은 거의 눈이 녹지 않은 차이는 두 동위원소의 선형관계에서도 잘 나타나고 있다. 먼저, 테프라에 의해 영향을 받은 지역은 두 동위원소의 선형적 관계에서 기울기가 6.7이며, 그렇지 않은 지역은 기울기가 8.0으로서 앞에서 설명한 GMWL과 거의 일치하고 있다. 따라서, 세종기지 주변의 해안에서 증발하여 응축된 수증기가 눈으로 내리고, 이러한 눈 위에 테프라가 바람에 의해 퍼지면서 알베도를 변화시켜 눈을 녹이게 되어 안정동위원소 값에 변화가 생기게 되었을 것이다.

눈이 녹기 시작하여 눈 녹은 물이 눈 속을 통과하게 되면 위의 결과와 같이 동위원소값에 변화를 가져 오게 된다. 눈이 녹지 않은 경우에는 기울기가 GMWL과 거의 비슷한 기울기 값을 나타낼 것이다. 물과 얼음이 반응할 때, 산소와 수소의 안정동위원소의 분화계수는 각각 3.1‰과 19.5‰이므로 눈이 녹을 때의 눈의 기울기는 $19.5/3.1 \sim 6.3$ 을 나타내게 된다(Lee et al., 2009). 따라서, 이러한 기울기의 변화를 통해 눈으로 확인할 수 없는 눈의 용해상태를 파악할 수 있으며, 인위적 및 자연적으로 눈 위에 불순물이 있을 때 알베도의 변화로 인한 눈의 용해상태를 이번 연구 결과와 같이 확인할 수 있다.

극지역에서 눈 안정동위원소를 변화시킬 수 있는 또 다른 요소로는 눈과 대기의 수증기간의 교환반응, 즉 고체가 기체로 승화(sublimation)되는 과정이 있을 수도 있다(Earman et al., 2006). 많은 극지역에서는 눈을 녹일 수 있을 만큼의 복사에너지가 눈에 전달되지 않기 때문에, 눈 안정동위원소의 변동을 주로 승화로 설명하고 있다. 승화가 일어날 때는 기울기가 7.7 정도로 알려져 있으며, 이번 연구에서 관찰된 기울기는 6.7이므로 눈의 용해가 일어날 때는 위에서 설명된 눈과 물의 동위원소교환반응이 더 합리적인 설명이 될 수 있을 것이다(Lee et al., 2010). 또한, Lee et al. (2010)의 연구결과에 의하면, 온도가 낮고 용해가 제한적인

지역에서는 고체와 기체의 동위원소교환반이 중요하지만, 용해가 발생하는 지역에서는 액체와 고체의 동위원소교환반응이 더욱 우세한 것으로 간주할 수 있다. 증발(evaporation)은 기온기 값을 감소시킬 수 있지만, 테프라에 영향을 받지 않은 지역은 기온기가 지구순환수선 기온기와 거의 비슷하므로 증발이 일어날 가능성은 있지만, 본 연구에서는 고려하지 않도록 하였다(Lee et al., 2010).

눈 안정동위원소의 값의 변동이 테프라의 기원지로부터 거리와의 상관성을 나타내는지 살펴보기 위해 거리에 따른 안정동위원소 값을 그림 3.2.1.6(실선)에 도시하였다. 테프라지역에서 멀어질수록 눈 표면이 가까운 곳에 비해 눈 표면에 불순물이 있을 확률이 낮아질 것이고, 이로 인한 알베도 감소 역시 줄어들 것이다. 따라서, 테프라의 기원지에서 멀어질수록 눈의 안정동위원소 값은 테프라의 영향을 받지 않은 지역의 안정동위원소 값과 비슷한 값을 가질 것이다. 그림 3.2.1.6.에서 가로축의 절대값이 커질수록 테프라의 기원지에서 멀어지는 것을 뜻한다. 테프라의 영향을 받지 않는 지역은 동위원소 값이 기원지에 가까워 질수록 감소되는 경향을 보여 주고 있고, 테프라의 영향을 받은 지역은 V자 형태를 나타내고 있다. 이번 연구에서 나타난 이러한 변동을 현재 설명할 수 있는 적합한 모델은 없을 것 같으며 향후 좀 더 넓은 지역 또는 고해상도 시료 채취를 통해 설명할 수 있을 것으로 판단된다.

그림 3.2.1.6에서 점선으로 나타낸 것은 중수소과잉값(d-excess, deuterium excess)이다. 중수소과잉값의 경우에는 기원지의 습도상태를 알려 줄 수 있는 지표로서 $d\text{-excess} = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$ 로 정의된다(Lee et al., 2010). 그러나, 중수소과잉값은 강수가 지표면에 떨어진 후, 증발 또는 다른 물리적인 과정에 의해서 바뀔 수 있다(Lee et al., 2010). 눈의 변성 작용과 눈이 녹는 과정 역시 두 동위원소 선형관계의 기온기(8에서 6.7)를 변화시키기 때문에, 중수소과잉값은 동위원소값이 증가하면 중수소과잉값은 감소하며, 동위원소값이 감소하면 중수소과잉값은 증가할 것이다(Lee et al., 2010). 따라서, 테프라의 영향을 받은 지역은 동위원소의 변동과 대체적으로 반대로 움직이는 반면에, 테프라의 영향을 받지 않은 지역은 동위원소변동과는 무관한 변동을 보여 주고 있다(그림 3.2.1.6).

라. 결론 및 제언

남극 세종기지 주변에서 자연적인 요인인 테프라로 인해 알베도의 차이가 발생하고 때문에 눈 표면에서 눈 녹는 속도에 변화가 생겨 눈 안정동위원소의 변화가 생기는 것을 관찰하였다. 테프라에 의해 눈 표면에 불순물이 있는 지역의 경우에는 눈 안정동위원소 값이 그렇지 않은 지역보다 통계적으로 높았으며, 이는 알베도 감소로 인해 눈 표면에서 에너지 흡수에 의해 눈이 녹기 시작하고, 물과 눈의 안정동위원소교환반응으로 인해 눈에 지속적으로 상대적으로 무거운 ^{18}O 가 남았기

때문이다. 또한, 수소와 산소의 선형직선관계에서도 이러한 변화는 관찰되었으며, 테프라에 의해 영향을 받은 지역은 선형 기울기가 6.7이었으며, 그렇지 않은 지역은 전지구순환선과 거의 동일한 8.0을 나타내었다. 안정동위원소교환반응으로 인해 기울기가 8.0에서 눈이 녹아 기울기가 6.7로 바뀌었음을 알 수 있다.

이번 연구를 통해 눈 표면에 불순물이 존재하게 되면 눈 안정동위원소값에 변화가 생긴다는 것을 알 수 있다. 눈 표면의 알베도를 변화시키는 양을 정량적으로 측정할 필요가 있으며, 향후 눈 표면의 알베도를 직접 측정하는 연구가 필요할 것으로 판단된다. 이러한 연구결과는 고기후 연구 및 수리지질학 연구에 많은 의미를 줄 수 있다(Lee, 2014). 빙하의 안정동위원소를 이용하여 과거의 온도를 복원하는 연구에서 해수면의 온도 이외에 다른 물리적인 과정이 포함되게 되면 복원된 온도는 오차를 가지게 될 것이다. 이번 연구에서처럼 자연적이든 인공적이든 눈 표면에 불순물로 인해 알베도가 변하게 되어 눈 안정동위원소 값이 증가하게 되면 복원된 기온 역시 원래 값보다 높은 값을 가지게 되어 과거의 기후가 따뜻한 쪽으로 잘못 이해될 수 있다(Taylor et al., 2001). 강우 및 지하수가 하천에 미치는 영향을 평가하는 동위원소수문분리법(isotopic hydrograph separation)의 경우에도 새로운 물(용설; meltwater)의 동위원소조성이 바뀌지 않는다는 가정에서 출발하는데, 이번 연구를 통해 눈에 불순물이 있을 경우 이러한 가정이 위배 할 수 있으며, 또한 연구결과에 심각한 오차를 발생할 수 있을 것이다(Lee et al., 2014). 이러한 눈 안정동위원소의 변동을 이해하기 위해서는 냉동실험실 (cold laboratory)에서 용융실험 (melting experiment)과 동위원소 교환반응 (isotopic exchange)을 이용한 수치모델연구를 통해 좀 더 정량적으로 접근 할 수 있을 것이라고 판단된다(Lee et al., 2009).

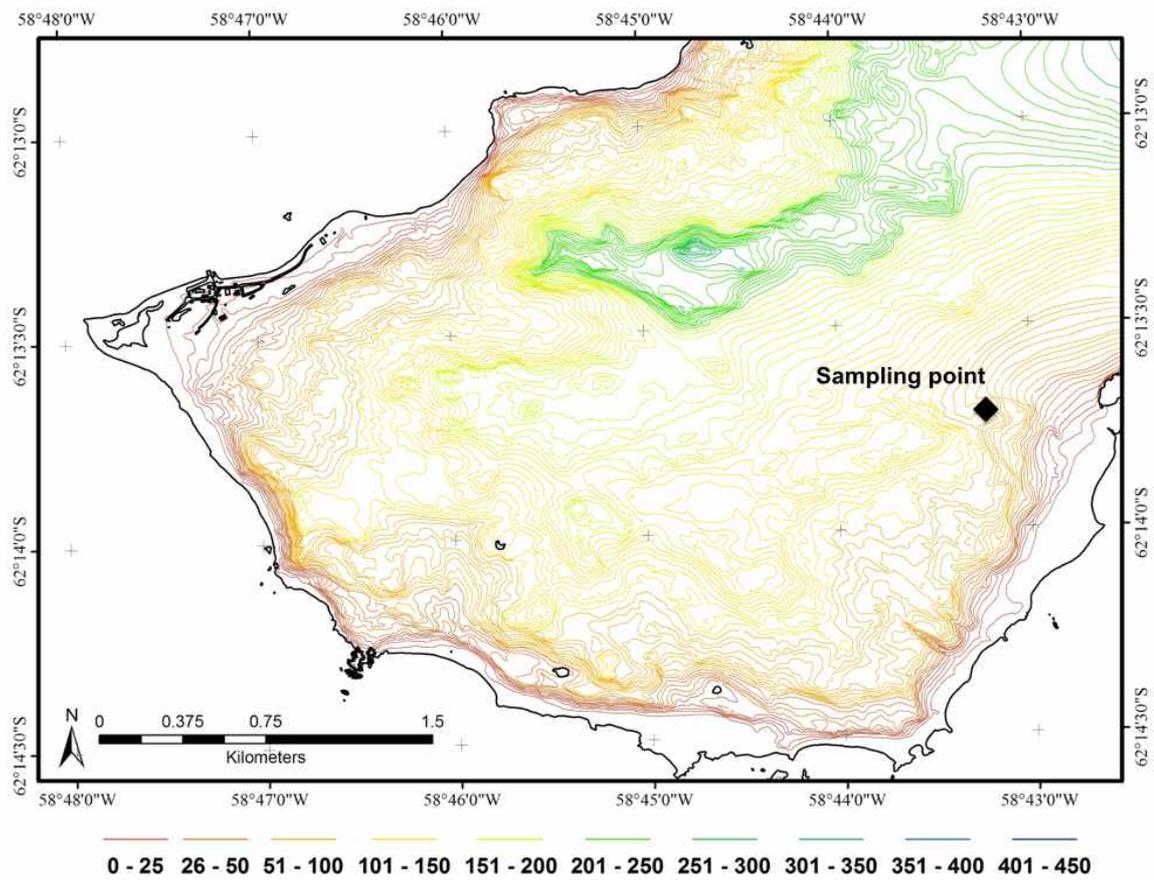


그림 3.2.1.1 A map of study area

극지연구소



그림 3.2.1.2 A photo of sampling region

극지연구소

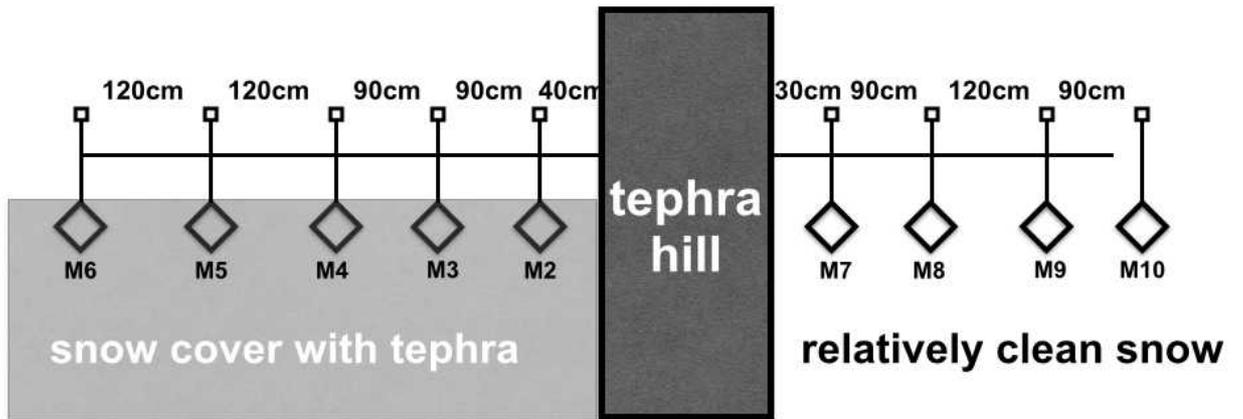


그림 3.2.1.3 A schematic diagram of sampling positions

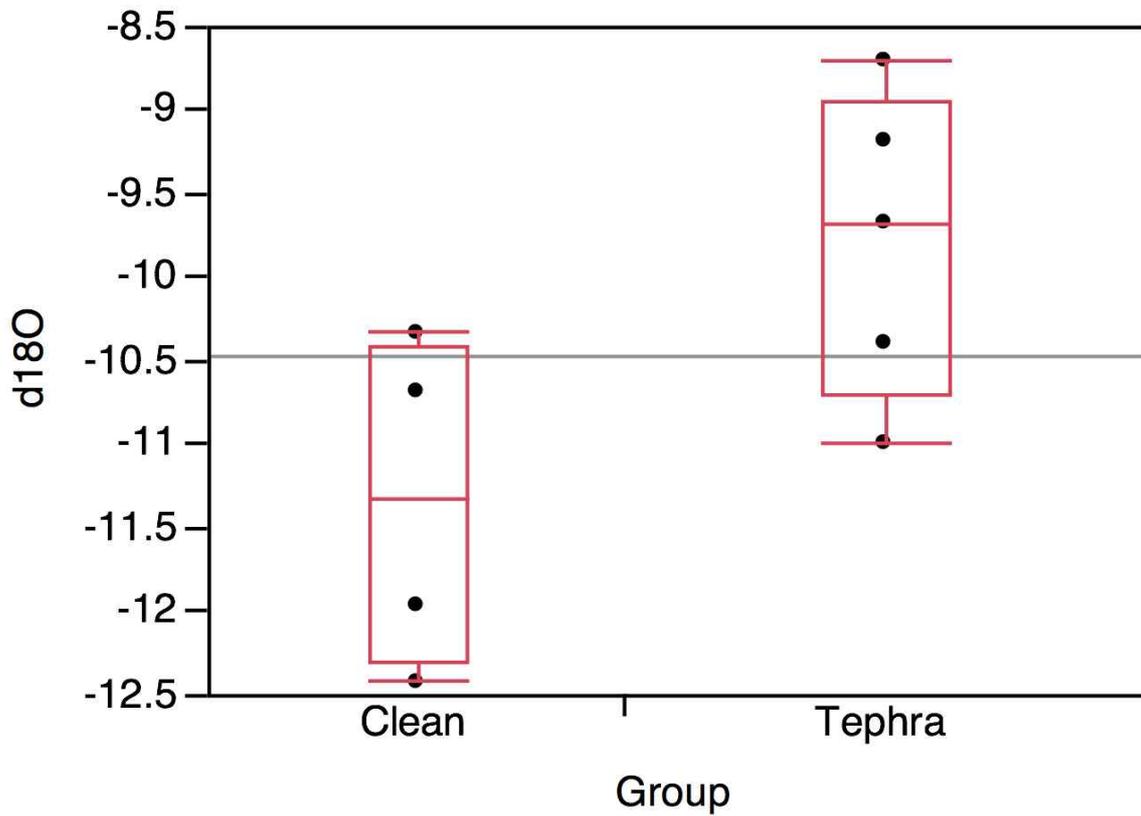


그림 3.2.1.4 Statistical differences of $\delta^{18}\text{O}$ between snow samples collected from different conditions

극지연구소

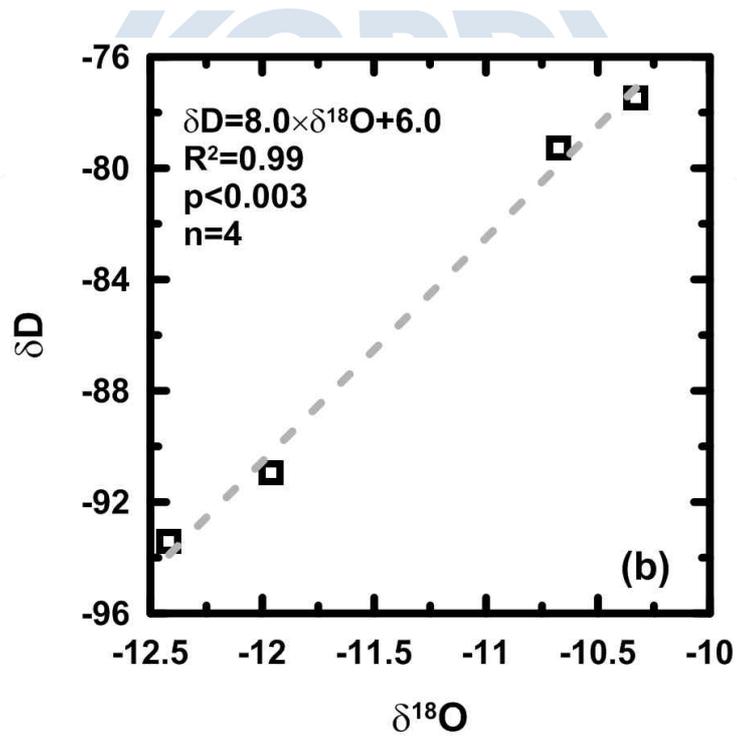
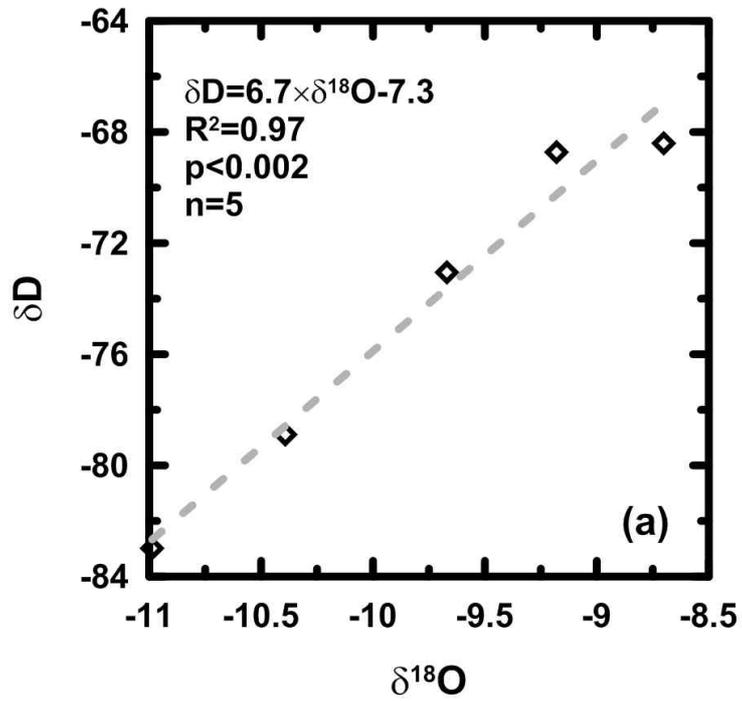


그림 3.2.1.5 A linear relationship of $\delta^{18}O$ vs. δD for
 (a) tephra on top of snow and (b) clean snow

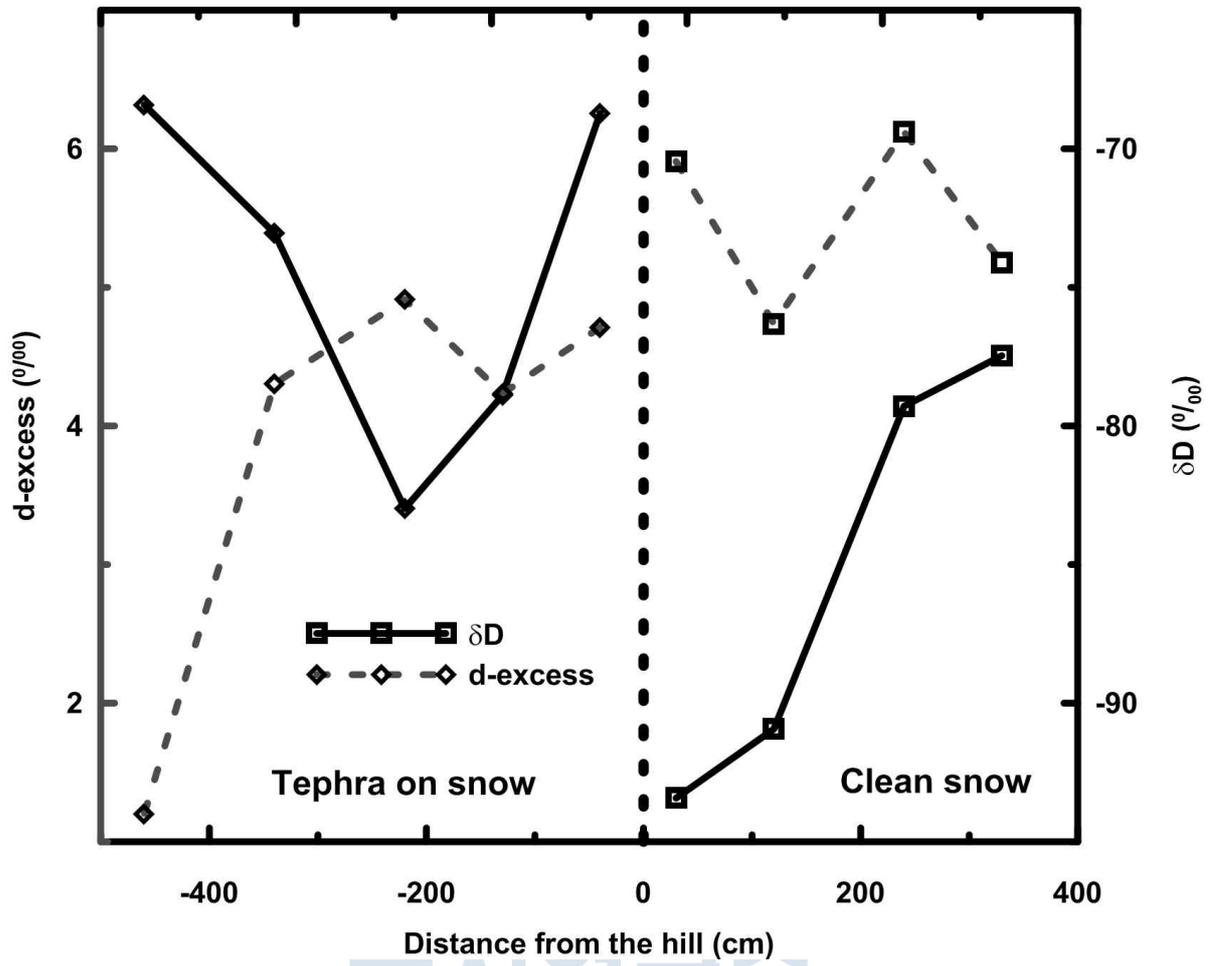


그림 3.2.1.6 Isotopic distributions of snow as a function of distance from the tephra hill

2. 용해에 의한 얼음의 안정동위원소변화에 대한 연구

가. 서론

눈 또는 얼음의 안정동위원소(isotopic compositions of snow or ice core)는 여러 다학제 분야의 연구에 지난 반세기 동안 사용되어 왔다(Taylor et al. 2001; Mason-Delmotte et al. 2008; Lee et al. 2010; Lee 2014). 먼저, 눈 안정동위원소는 온대지역에서 봄철에 눈과 지하수가 하천에 얼마만큼의 영향을 주는가에 대하여 연구를 수행할 때 필수적으로 측정해야 하는 변수이다 (Taylor et al. 2001). 이를 동위원소 수문분리법(isotopic hydrograph separation)이라 하며, 눈을 새로운 물(new water), 지하수를 오래된 물(old water)로 구분하여 하천에 새로운 물과 오래된 물이 각각 얼마만큼 기여하는 바를 질량보존방정식을 이용하여 결정할 수 있다(Lee et al. 2014). 한편, 스노우핏(snowpit) 시료는 아이스코어시료 이전에 채취하는 시료로써, 스노우핏 시료의 안정동위원소와 함께 화학분석을 수행하면 강설량에 따라 최근 5년에서 30년 동안의 지구화학적인 변화를 관찰할 수 있다(Lee et al. 2015). 스노우핏 시료의 연령을 측정하기 위해서도 눈 안정동위원소의 변화를 관찰하는 것은 필수적이다(Kuramoto et al. 2011). 아이스코어를 이용하여 과거의 환경 및 기후를 복원하려면 현재의 스노우핏 시료와 대기변수와의 상관관계를 도출하여 이를 아이스코어에 적용하여야 한다(Mason-Delmotte et al. 2008). 이러한 상관관계를 이용하여 극지역에서는 주로 과거의 기온 및 해빙의 면적등을 불안정동위원소를 이용하여 복원할 수 있다.

동위원소 수문분리법을 이용하여 눈 녹은 물, 즉 용설(snowmelt)이 하천에 기여하는 바를 결정하기 위한 과정에서 먼저 가정하는 것이 용설을 발생시키는 눈의 안정동위원소 값이 일정하다는 것이다. Taylor et al. (2001)의 연구에 의하면 눈 안정동위원소의 값은 시간이 흐르면서 점점 증가하는 쪽으로 변하게 된다. Lee et al. (2014)에서는 용설의 동위원소변동을 고려하지 않았을 때 발생할 수 있는 오차를 계산하여 제시하였다. 눈 또는 얼음이 녹아서 아래로 내려갈 때, 액체상인 물과 고체상인 눈 또는 얼음사이에서 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and snow or ice)이 발생하게 된다(Lee et al. 2009). 동위원소교환반응이 발생하게 되면, 0°C에서 액체상은 고체상에 비해 평형상태에서 산소와 수소동위원소 값이 각각 3.1‰, 19.5‰ 낮게 된다(O'Neil 1968). 시간이 흐를수록 눈 또는 얼음의 안정동위원소값은 동위원소교환반응으로 인해 증가하게 된다.

스노우핏과 천부아이스코어의 연대측정은 주로 불안정동위원소의 계절성을 이용한다(Lee et al. 2015). 스노우핏과 천부아이스코어의 불안정동위원소를 분석하게 되면 겨울철과 여름철에 내린 눈 안정동위원소값의 차이로 인해 일종의 주기함수형태로 나타나게 된다. 또한, 안정동위원소의 특징으로 인해 지역에 따라

온도, 강수량, 해빙의 면적, 바람의 방향등을 나타낼 수 있다(Posmentier et al. 2005). 안정동위원소와 이러한 변수간의 관계를 정립하기 위해서는 눈이 내린 이후 다른 물리적 과정이 없어야 한다(no post depositional process). 예를 들어, 눈이 온 후 눈이 녹게 되면 눈 녹은 물이 눈 또는 얼음 속을 통과하게 되며, 눈 또는 얼음의 동위원소 값은 시간이 흐르면서 증가하게 된다. 극지역에서도 내륙지역이외에서도 눈 또는 얼음이 녹은 증거들이 발견되고 있으므로 이러한 지역에서 스노우핏 또는 아이스코어를 이용하여 과거의 기온을 복원하게 되면 오차가 발생하게 된다(Taylor et al. 2001).

눈 또는 얼음 안정동위원소 값의 변동을 이해하는 것은 동위원소 수문분리법과 스노우핏 또는 아이스코어 연구에 많은 의미를 가질 수 있다(Lee 2014). 동위원소 수문분리법에서 새로운 물, 즉 눈 또는 얼음이 녹은 물의 시간적인 변동을 이해함으로써 오차를 줄여야하며, 아이스코어 연구에서는 동위원소 값을 눈이 녹기 전의 값으로 되돌려 오차를 줄이는 노력을 시도하여야 할 것이다. 이러한 문제를 해결하기 위해서는 눈 또는 얼음의 안정동위원소 값이 어떻게 분화(fractionation)가에 대한 이해가 필요하다(Lee et al. 2010). 본 연구에서는 얼음의 안정동위원소 값의 변동을 관찰하기 위하여 용해실험(melting experiment)을 수행하였다. 따라서, 본 연구의 목적은 얼음이 녹기 시작하면서 얼음이 녹은 물의 동위원소 값이 어떻게 변화해 나가는지를 관찰하고 향후 용해모델의 기본 자료로 활용하는 것이다.

나. 실험방법

기본적으로, 용해실험장치(apparatus of melting experiment)는 컬럼(column) 안에 눈 또는 얼음을 두고, 상부에서 열에너지를 눈 또는 얼음 표면에 전달하여 눈 또는 얼음이 녹을 수 있도록 고안되었다(Taylor et al. 2001). 용해실험은 이화여자대학교의 극지실험실(Cryosphere laboratory)에서 수행하였다(그림 3.2.2.1). 용해실험 도중 실험실의 온도로 인해 얼음이 녹는 것을 방지하기 위하여 실험실의 온도를 영하 1-3℃로 고정해 놓았다. 얼음은 여러번의 실험동안 같은 동위원소 조성을 유지할 수 있도록 1차 증류수를 5L를 준비하고, 이를 냉동고에 얼려 보관하고 실험이 끝날 때까지 사용하였다.

실험에 사용된 증류수는 30ml 실험용 보관 용기에 따로 보관하였다가 실험 시료의 기준값(water medium)을 측정하는데 사용하였다. 또한 실험에 사용된 얼음과 동일하게 만들어진 얼음도 실험 시료의 기준값(ice medium)으로 사용되었다. 얼음의 크기는 가로, 세로, 높이가 모두 3cm인 정육면체의 얼음을 사용하였다. 실험에 사용된 얼음의 양은 총 1500g이며 99.9%(1498.08g)가 최종적으로 회수되었다.

110mm의 직경을 가진 칼럼에 1.5kg의 얼음을 투입한 후 적외선램프(70W,

에너지원)를 가동하였다. 실험 시작 후 110분 후에 처음으로 용해된 물시료를 채취하였으며, 실험은 총 21.5시간(1290분)동안 지속되었다. 얼음표면에서 생성된 물은 컬럼을 지나 실험장치 최종 아래의 튜브로 흐르게 설계 되었으며 튜브는 시료가 어는 것을 방지하기 위하여 테잎으로 감싸 놓았다. 최종적으로 15ml(84개), 30ml(15개)의 시료가 채취되었다. 시료 채집 기준은 받아진 샘플의 무게로 하였다. 15ml의 경우 샘플의 무게가 평균적으로 13.28g(표준 편차 1.74)이었으며 30ml의 경우 27.73g(표준 편차 5.84)의 평균 무게를 나타내었다. 획득된 99개의 샘플 중에서 얼음이 녹기 시작한 부분의 5개의 시료(2시간 25분 경과)를 다 분석하였으며, 얼음이 본격적으로 녹기 시작한 이후부터는 5개 중에서 1개씩 분석하였다.

채취된 시료의 안정동위원소(δD , $\delta^{18}O$)는 극지연구소에 설치되어 있는 상용 물안정동위원소분석장비(Picarro L2130)를 이용하여 분석하였다. 레이저흡광법(a cavity ringdown spectrometer, CRDS, <http://www.picarro.com>)을 이용하여 기체의 흡수스펙트럼의 고유성을 이용하여, 정밀하게 조정된 파장의 빛을 측정 챔버(cavity)에 조사한 후 빛이 측정 챔버 안에 있는 대기의 목적성분의 양에 비례하여 흡수 및 소멸되는 시간을 측정하는 원리이다(Jung et al., 2013). 표준물질로는 국제원자력기구에서 제공하는 VSMOW2(산소 및 수소동위원소 값: 0‰, 0‰), SLAP(-55.50‰, -427.5‰), GISP(-24.76‰, -189.5‰)를 사용하였다. 각 표준물질은 개당 주입회수를 24회로 정하고 열두 번째 시료까지는 이전 시료의 기억효과(memory effect)를 고려하여 결과 값 산출 시 제외하고 나머지 열두 번의 결과의 평균값을 이용하였다. 시료는 개당 주입회수를 12회로 정하고 뒤의 여섯 번의 결과 값의 평균값을 이용하였다(Lee et al., 2013). 시료를 5회 분석한 후 표준물질을 러닝스탠다드(running standard)로 이용하였다. 수소 및 산소동위원소의 정밀도(precision)는 각각 0.8‰, 0.08‰이다. 물안정동위원소의 $\delta^{18}O$ 값은 H216O의 농도 값에 대한 H218O의 농도 값의 상대조성비로 나타내며, δD 의 값은 H216O의 농도 값에 대한 HD16O의 농도 값의 상대 조성비로 나타낸다. δ 의 정의는 아래 식 1과 같다.

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{obs} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \right] \times 1000$$

(1)

여기서 R_{obs} 와 R_{VSMOW} 는 각각 분석된 시료와 표준시료의 D/H 또는 $^{18}O/^{16}O$ 를 나타낸다.

그림 3.2.2.2, 3.2.2.3, 3.2.2.4는 용해실험을 통해 관찰된 결과이다. 용해실험동안 얼원은 그대로 두었기 때문에 시간이 갈수록 물이 아래로 내려가는 속도는 감소하였으며, 전체적으로는 1.5g/min가 가장 많이 관찰되었다. 얼음이 녹을수록, 얼음 녹은 물의 안정동위원소 값은 증가하였으며, 산소와 수소의 동위원소관계는

5.0을 나타내었다. 이는 전지구순환선(Global Meteoric Water Line, GMWL)과는 상당히 다른 값이며 향후 극지역에서 얼음의 용융으로 물이 생성될 때 관찰될 수 있는 값이다.



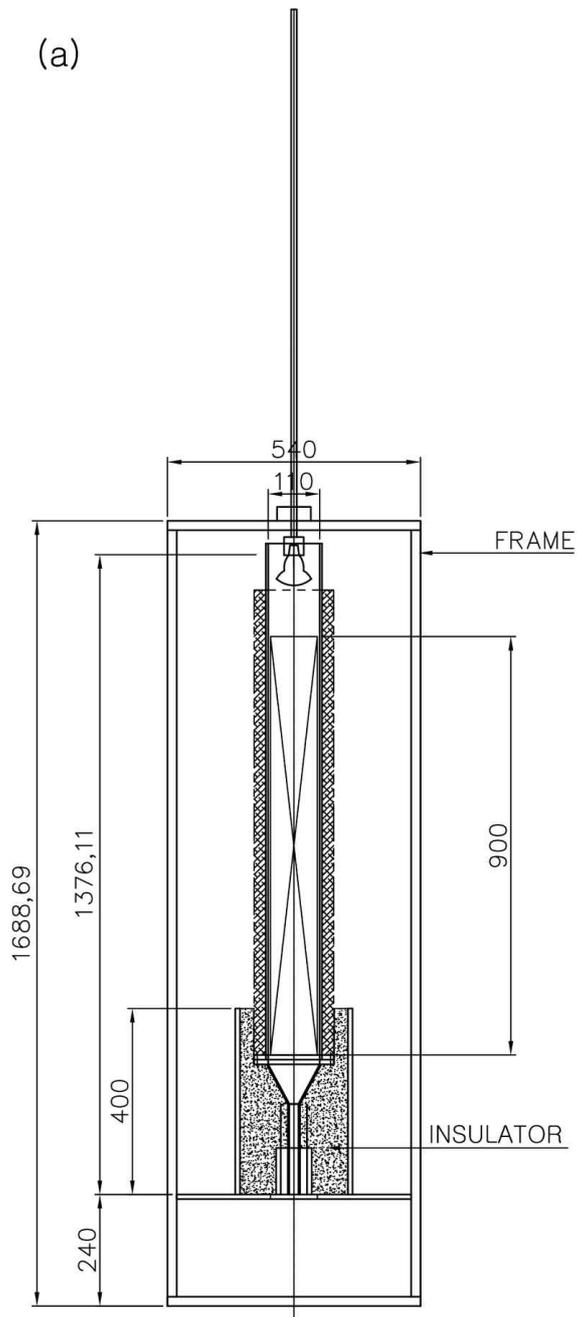


그림 3.2.2.1 A schematic diagram (a) and photo (b) of apparatus of melting experiment installed at a cryosphere laboratory in Ewha Womans University

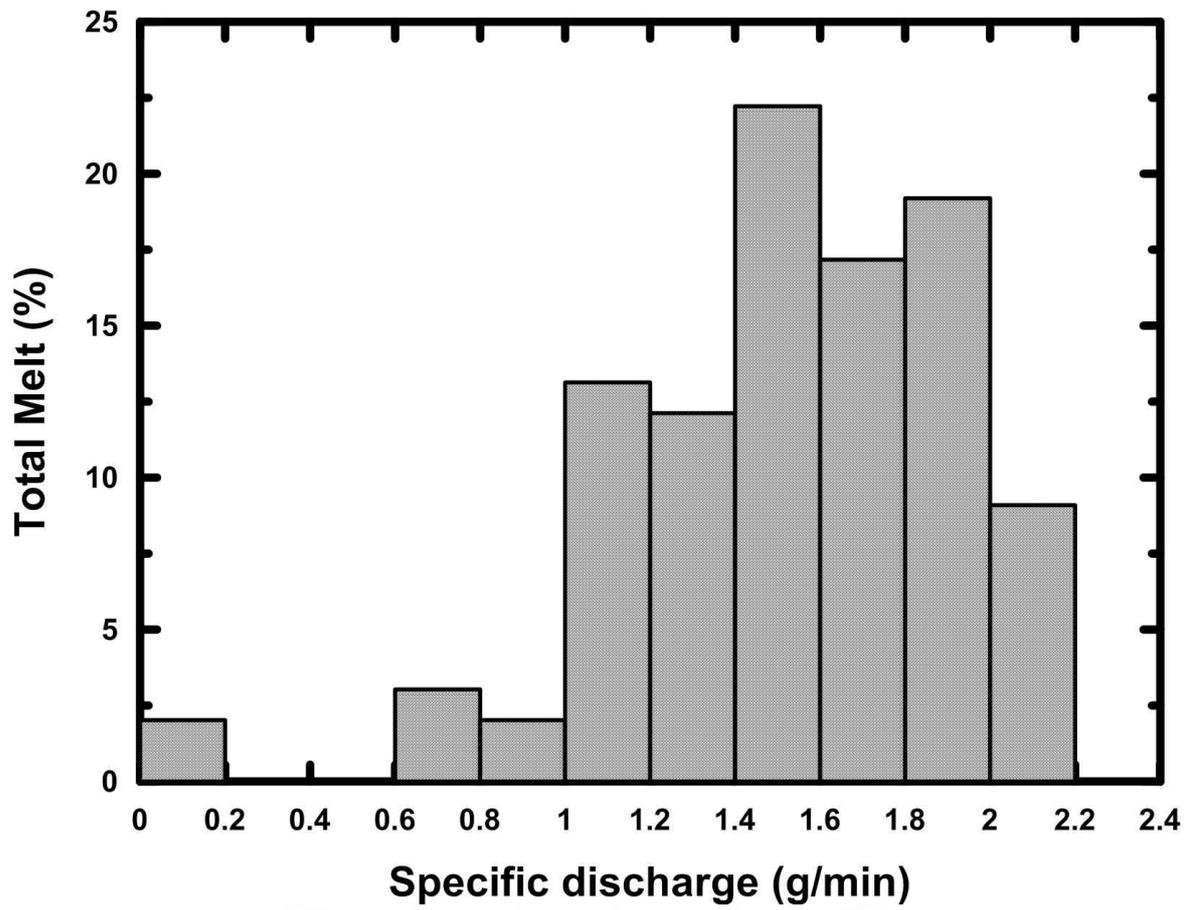


그림 3.2.2.2 A distribution of total melt as a function of collected specific discharge

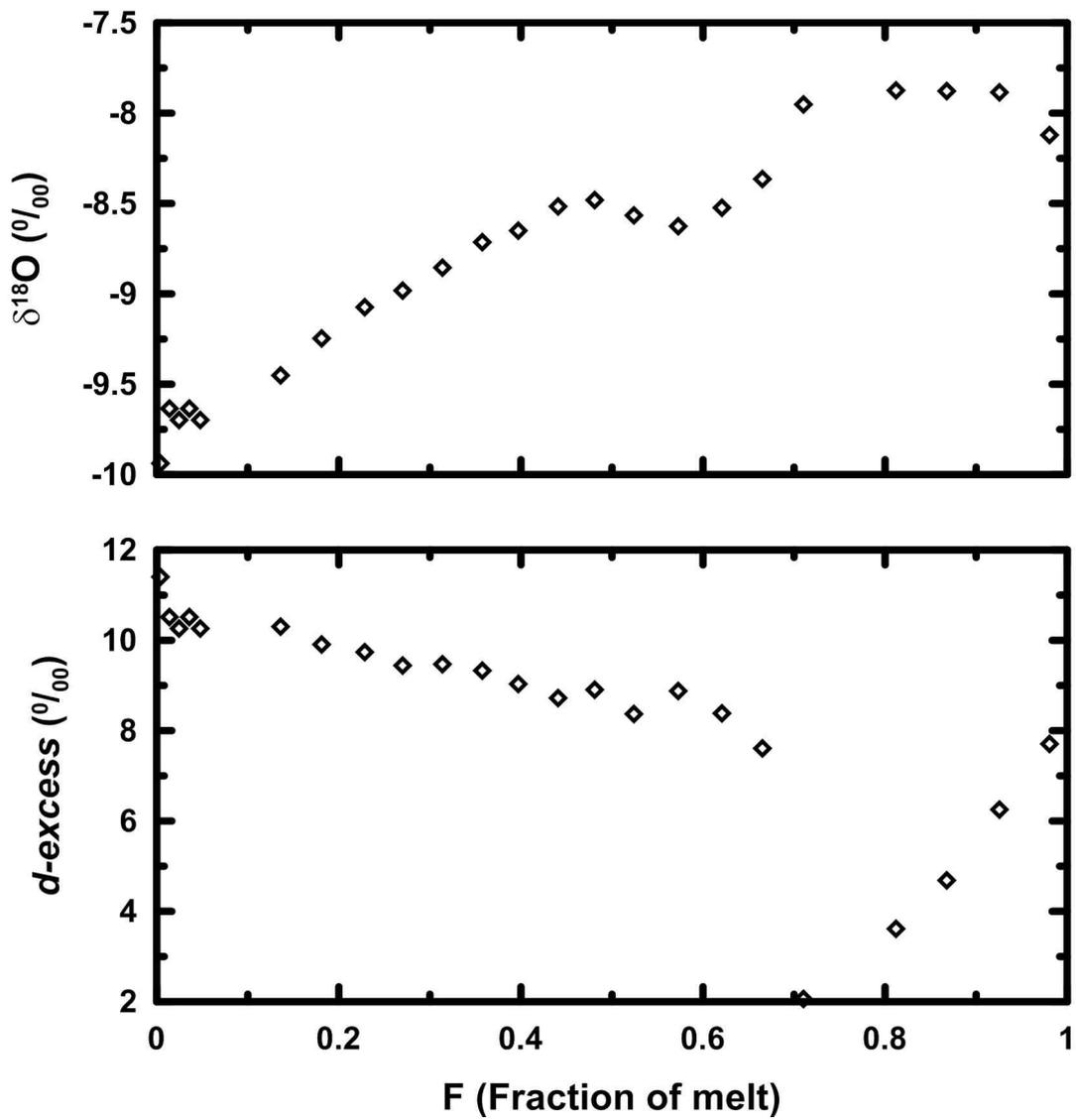


그림 3.2.2.3 Time series of isotopic compositions of meltwater as a function of F, the cumulative melt volume divided by the total melt volume

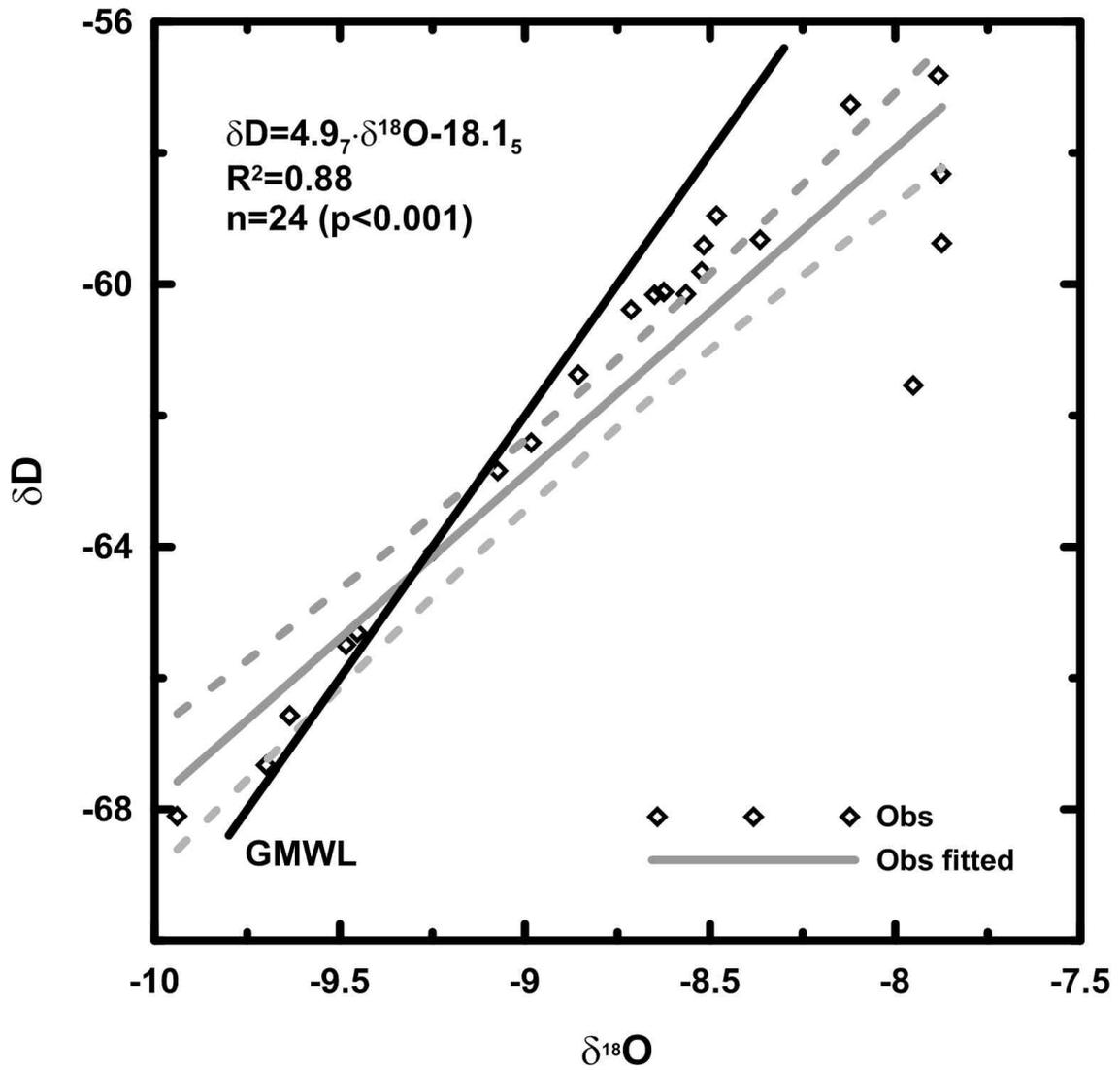


그림 3.2.2.4 $\delta^{18}O$ vs. δD linear plots for the column experiment (Obs: observation). The grey dotted lines are the 95% confidence intervals on the estimated mean. The black solid line is the Global Meteoric Water Line (GMWL, $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$).

3. 물 안정동위원소의 용융수 기원지 추적 활용을 위한 얼음 용융실험 수행

빙하의 안정동위원소 값을 활용한 연구는 눈이 빙하 시추 장소에서 쌓인 이후 얼음으로 변성되고 나서 아무런 물리적 과정(post-depositional process)도 일어나지 않았다는 것을 가정한다(Lee et al., 2015). 이는 남극 대륙 내부와 같이 연중 영하의 환경에서는 적절한 가정이지만, 그 외 다양한 지역에서 쌓인 눈이 녹아 만들어진 용설의 경우에는 적절하지 않다(Taylor et al., 2001). 얼음의 안정동위원소 값과 기온은 서로 양의 선형관계를 가지고 있으므로, 얼음의 동위원소 값은 얼음이 변성작용을 받는 동안 값이 변한다. 또한 동위원소 수분분리를 수행하기 위해서는 얼음의 동위원소가 시간에 따라 분별(fractionation)됨으로써 발생하는 오차에 대한 이해가 필요하다. 본 연구에서는 얼음의 용융실험을 통해 동위원소 수분분리 및 빙하의 안정동위원소를 이해하는 데에 필요한 얼음의 동위원소 분별과정을 고체상인 얼음과 액체상인 물의 동위원소 교환반응으로 이해하고자 하였다. 이를 위해 Lee et al. (2015)에서 제시한 얼음 용융장치를 이용하여 얼음으로부터 발생된 물의 동위원소변동을 물리적인 모델을 이용하여 설명하고자 하였다. 물 안정동위원소의 $\delta^{18}O$ 값은 $H_2^{16}O$ 의 농도 값에 대한 $H_2^{18}O$ 의 농도 값의 상대조성비로 나타내며, δ^D 의 값은 $H_2^{16}O$ 의 농도 값에 대한 $HD^{16}O$ 의 농도 값의 상대 조성비로 나타낸다. δ 의 정의는 아래 식 1과 같다.

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{obs} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

여기서 R_{obs} 와 R_{VSMOW} 는 각각 분석된 시료와 표준시료의 D/H 또는 $^{18}O/^{16}O$ 를 나타낸다.

본 연구에 사용된 모델은 Taylor et al. (2001)과 Feng et al. (2002)에 의해 개발되었으며, 눈이 녹은 물과 고체상인 눈의 동위원소 교환반응을 모사하는 연구에 사용되어 왔다(Taylor et al., 2002; Lee et al., 2009; Lee et al., 2010a). 눈 속을 흐르는 물의 속도는 일정하다고 가정하여 수리조건(hydrological condition)을 무시하였다. 하지만, Lee et al. (2010b)에서는 수리 조건을 고려한 모델을 개발하여 눈이 녹은 물의 일일 동위원소 변동 및 인공강우에 의한 동위원소 변동을 실험결과와 비교하였다. 두 모델의 차이점과 스노우팩의 동위원소 초기조건에 따른 용설의 동위원소 변동은 Lee (2014)에 제시되어 있다.

Taylor et al. (2001)과 Feng et al. (2002)에 의해 개발된 1-D 스노우팩동위원소모델은 식 2-5의 지배방정식을 따르며, 이는 기본적으로 용질이송모델과 동일하지만 이송(advection)과 동위원소교환(isotopic exchange between liquid water and ice)이 포함되어 있다. 이는 Búason (1972)에 의해 처음으로 제시되었으며, Taylor et al. (2001)는 눈이 녹은 물과 고체상인 눈의

동위원소교환반응은 모든 지역에서 일어나는 것이 아니라 눈 표면의 일부분에서만 반응이 일어날 것이라고 가정(식 3의 f)하여 모델을 수정하였으며, Taylor et al. (2002)에서는 실험과 모델을 비교하여 f 및 식 5의 동위원소교환계수(kr)를 제시하였다.

$$\frac{\partial R_{liq}}{\partial t} = -\frac{\partial R_{liq}}{\partial z} + \psi\gamma(R_{ice} - \alpha R_{liq}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial R_{ice}}{\partial t} = \psi(1 - \gamma)(\alpha R_{liq} - R_{ice}) \quad (3)$$

$$\gamma = \frac{bf}{a + bf} \quad (4)$$

$$\psi = \frac{k_r Z}{u} \quad (5)$$

여기에서 R_{liq} 및 R_{ice}는 각각 액상과 고체상에서의 D/H 또는 18O/16O의 비율을 나타내며 α는 0°C에서의 수소 또는 산소의 평형상태에서의 분별계수를 나타낸다. 평형상태에서 수소 및 산소의 분별계수는 각각 3.1‰과 19.5‰이다(O'Neil, 1968). 변수 γ는 고체상인 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가를 정량적으로 나타낸 것이며 변수 ψ는 무차원동위원소 속도계수(dimensionless rate constant of isotopic exchange)이다. 기존 모델에서는 눈 또는 얼음의 동위원소교환반응이 전 지역에서 일어난다고 가정하였지만, Taylor et al. (2001)의 연구에서는 γ를 이용하여 동위원소교환반응이 부분적으로 일어날 것이라고 가정하였다. 여기에서 kr은 동위원소속도계수이며, Z는 최초의 눈의 깊이이며, u는 용설의 속도이다. a와 b는 각각 단위부피당 눈에 있는 물과 얼음의 질량을 나타낸다.

용융실험을 통해 얻어진 산소와 수소의 동위원소 분석값에 모델값의 적합도(fit)를 고려하여, 식 4과 5에서의 산소와 수소의 γ와 ψ값을 결정하였다. 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가(f)와 동위원소교환상수(kr)는 식 4과 5를 통해 각각 정할 수 있다. 최적의 적합도(the best-fit)은 모델값과 실험값의 차이의 제곱을 가장 최소화하는 값(least-squares method)으로 결정하였다(Lee et al., 2009).

얼음 표면이 녹기 시작하면 녹은 물은 얼음 사이를 통과하면 액상인 물과 고체상인 얼음의 동위원소교환반응(isotopic exchange between liquid water and ice)이 발생하여, 두 상의 동위원소 값을 변화시키게 된다(Lee et al., 2009; Lee et al., 2010; Lee et al., 2015). 고체상인 얼음과 액체상인 물의 동위원소교환반응으로 평형을 이루게 되면, 산소 및 수소의 동위원소 값은 각각 3.1‰, 19.5‰의 차이가 발생하게 된다(Lee et al., 2009). 실험 초기에 얼음 사이에는 물이 존재하지 않기 때문에 용융으로 생성된 물은 얼음 표면의 동위원소 조성과 같다. 시간이 지나면서 얼음 속을 지나가는 물은 동위원소교환반응으로 인해 동위원소 값이 감소하게 되고,

얼음의 동위원소 값은 증가하게 된다. 후에 동위원소 값이 증가된 얼음이 녹기 시작하면 얼음 속을 지나가는 물의 동위원소 값도 증가하며, 그림 3.2.3.1과 같이 처음에는 배출수의 동위원소 값이 초기에 감소하다가 결국에는 증가하는 양상을 보여 주게 된다. 그림 3에서는 실험에 사용된 최초의 얼음값(산소: -8.42%, 수소: -61.26%)에서 분석된 값을 뺀 값을 도시하였다. 이는 얼음의 동위원소 값의 시간적 변화를 보여 주며, 0을 기준으로 자료의 윗부분과 아래 부분은 질량보존법칙에 따라 같은 넓이를 가져야 한다.

산소와 수소의 선형관계는 동위원소수리지질학(isotope hydrogeology)에서 많이 쓰이는 방법이며, 선형관계의 기울기 및 절편은 물리적인 의미를 지니고 있다.

그림 3.2.3.2에 제시된 것처럼 전지구순환선(Global Meteoric Water Line, GMWL)은 기울기를 8, 세로축 절편 10을 가진다. 이는 해양에서 기원한 강수(precipitation)에 해당되는 사항이며, 눈 또는 얼음이 쌓인 이후 녹기 시작한다면 다른 선형관계를 가질 것이다(Lee et al., 2010). Lee et al. (2010)에서는 새로운 눈, 스노우팩, 눈 녹은 물로 눈의 변성작용(snow metamorphism)이 일어나면서 선형관계의 기울기가 어떻게 변하는지 현장조사 및 모델로서 논의하였다. 새로운 눈은 GMWL과 같은 기울기 8을 가지지만 눈의 변성작용, 즉 대기의 복사에너지를 흡수하여 눈에서 얼음으로 변동될수록 선형관계의 기울기는 감소하는 것으로 보고하였다. 이는 액체상의 물과 고체상인 얼음의 동위원소교환반응으로 설명될 수 있으며, 이때의 동위원소분별계수(isotopic fractionation factor, 19.5/3.1~6.3)에 의해 8이하의 기울기를 설명할 수 있다(Lee et al., 2009). 극지역에서는 승화(sublimation)에 의해서도 동위원소변화가 발생하지만, 산소와 수소의 선형관계는 대략 7.7 정도로 알려져 있으나, 본 실험에서 질량이 거의 회수되었으므로 승화에 의한 동위원소교환반응은 무시할 수 있을 것으로 판단된다(Earman et al., 2006; Stichler et al., 2001). 그림 4에서 제시된 본 연구의 결과에서도 기울기가 6.64를 가지면서 얼음이 녹으면서 동위원소교환반응이 일어났음을 지시한다.

Taylor et al. (2001)에서는 현장의 결과를 모사하기 위하여 1-D 스노우팩모델을 개발하였으며, Feng et al. (2002)와 Taylor et al. (2002)에서는 용해실험을 통해 눈 동위원소의 변화과정에서 화학적인 상수들을 모델을 통해 결정하였다. Lee et al. (2009)에서는 산소와 수소의 동위원소교환상수(k_r)가 동일한지를 알기 위하여, Taylor et al. (2002)의 실험을 이용하여 통계적으로 이를 분석하고, 두 동위원소의 상수가 유의미하게 다르지 않다는 결과를 제시하였다. Lee et al. (2010a)에서는 모델을 이용하여 현장에서 관찰된 산소와 수소의 선형관계 기울기가 변화하는 과정을 정량적으로 제시하였다. 본 연구에서는 시간에 따른 얼음의 동위원소분별과정을 정량적으로 예측하고 얼음의 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는가를 이해하기 위하여 Lee et al. (2010a)에 사용된 모델을 이용하였다.

식 4에서 사용된 a 와 b 는 다음과 같이 정의될 수 있다:

$$a = \phi(1 - S_i)(S + \beta)\rho_{liq} \quad (6)$$

$$b = \phi(1 - S_i)\rho_{ice} \quad (7)$$

여기에서 ϕ 는 얼음의 공극률이며, ρ 는 밀도이며, S_i 는 더 이상 줄일 수 없는 물(irreducible water), $\beta = S_i/(1 - S_i)$ 이다. 또한, 식 5에서 사용된 얼음 속에서 물의 속도를 구하기 위해서는 얼음 속의 물 포화도가 필요하다. 유효포화도는 다음과 같이 정의될 수 있다:

$$S = (S_w - S_i)/(1 - S_i) \quad (8)$$

$$u = \frac{K}{\phi(1 - S_i)} \frac{S^3}{(S + \beta)} \quad (9)$$

여기에서 K 는 얼음 속을 통과하는 물의 수리전도도이며, 본 연구에서는 얼음 속을 통과하는 물의 수리전도도와 가장 가까운 것으로 생각되는 역암에서의 수리전도도를 사용하였다. 모델에서 사용된 값과 모델을 통해서 나온 값들을 표 1에 정리하였다. 유효포화도는 0.12, 얼음 속을 통과하는 물의 속도(u)는 33.5 cm/hr로 계산되었다.

그림 3에서 실험결과를 가장 잘 설명하는 모델결과를 함께 도시하였다. 실험결과와 모델결과의 차이의 제곱을 최소화하는 γ 와 ψ 값을 결정하였다. 실험결과와 적합도가 가장 높은 수소와 산소동위원소의 ψ 값은 각각 0.34, 0.46이었으며, γ 값은 각각 0.88, 0.66이었다. 식 4, 5, 9를 이용하여 γ 와 ψ 값으로부터, f 와 k_r 값을 구할 수 있다. 계산된 f 값은 산소와 수소동위원소가 각각 0.28, 0.20이며, k_r 값은 각각 0.30, 0.41 hr⁻¹이다. f 와 k_r 값의 범위가 통계적으로 다른가를 확인하기 위하여, 차이의 제곱합(sum of squares)에 근거한 95% 신뢰영역(confidence region)을 계산하여 수소 및 산소동위원소 결과를 f - k_r 면에 제시하였다(Seber and Wild, 1989). 얼음의 두 안정동위원소의 신뢰영역은 거의 겹쳐있으며, 이를 통해 두 안정동위원소의 동위원소교환상수는 통계적으로 유의미하게 다르다고 할 수 없을 것이다(Lee et al., 2009). 최고적합도를 나타내는 값은 두 안정동위원소 간에 차이가 나지만, 이는 물리적으로 설명할 수 없어 향후 추가적인 실험을 통해 규명할 수 있을 것으로 판단된다.

얼음이 녹으면서 얼음이 녹은 물의 안정동위원소 값이 시간에 따라 어떻게 변화하고, 이 과정에서 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가는 용융실험과 1-D 모델결과를 비교해서 구할 수 있었다. 얼음의 두 안정동위원소인 산소와 수소동위원소는 액상의 물과의 동위원소교환상수의 값에는 차이가 있었지만(산소와 수소 각각 0.30, 0.41 hr⁻¹), 95%의 신뢰구간이 거의

일치함을 보여 결론을 내리려면 조금 더 많은 실험이 필요할 것으로 판단된다. 또한, 본 실험에서 얼음이 동위원소 교환반응에 참여하는 정도는 산소와 수소동위원소가 각각 0.28, 0.20으로 계산되었다. 또한, 용융과정에서 산소와 수소의 안정동위원소의 선형관계에서 기울기는 6.64로 GMWL과는 차이를 보였으며, 이는 얼음과 얼음 속을 통과하는 물의 동위원소교환반응으로 설명할 수 있다.

극지역에서 빙하시료를 통해 온도를 복원할 때, 눈에서 얼음이 생성된 이후 어떠한 물리적과정도 일어나지 않아야 한다. 극지역의 기온상승과 해안지역에서 빙하시료를 획득하는 연구가 많아지면서, 이러한 지역에서 빙하의 용융이 발생된다면 얼음의 동위원소 값이 증가하게 되게 이를 통해 과거의 온도 복원은 따듯한 쪽으로 오차를 발생하게 된다. 반대로, 빙하가 녹은 물이 다시 얼어 존재하게 된다면, 이는 원래 얼음보다 동위원소 값이 낮기 때문에, 과거의 온도 복원은 추운 쪽으로 오차를 발생시키게 된다. 따라서 본 실험을 통해 얻은 결과는 빙하시료의 동위원소 값을 온도의 프록시로 사용하는 연구에 정확성을 평가하는 데에 도움이 될 것으로 판단된다. 또한 동위원소값 자체를 활용하는 연구에서 불확실성을 판단하는 근거로 활용될 수 있을 것이다.



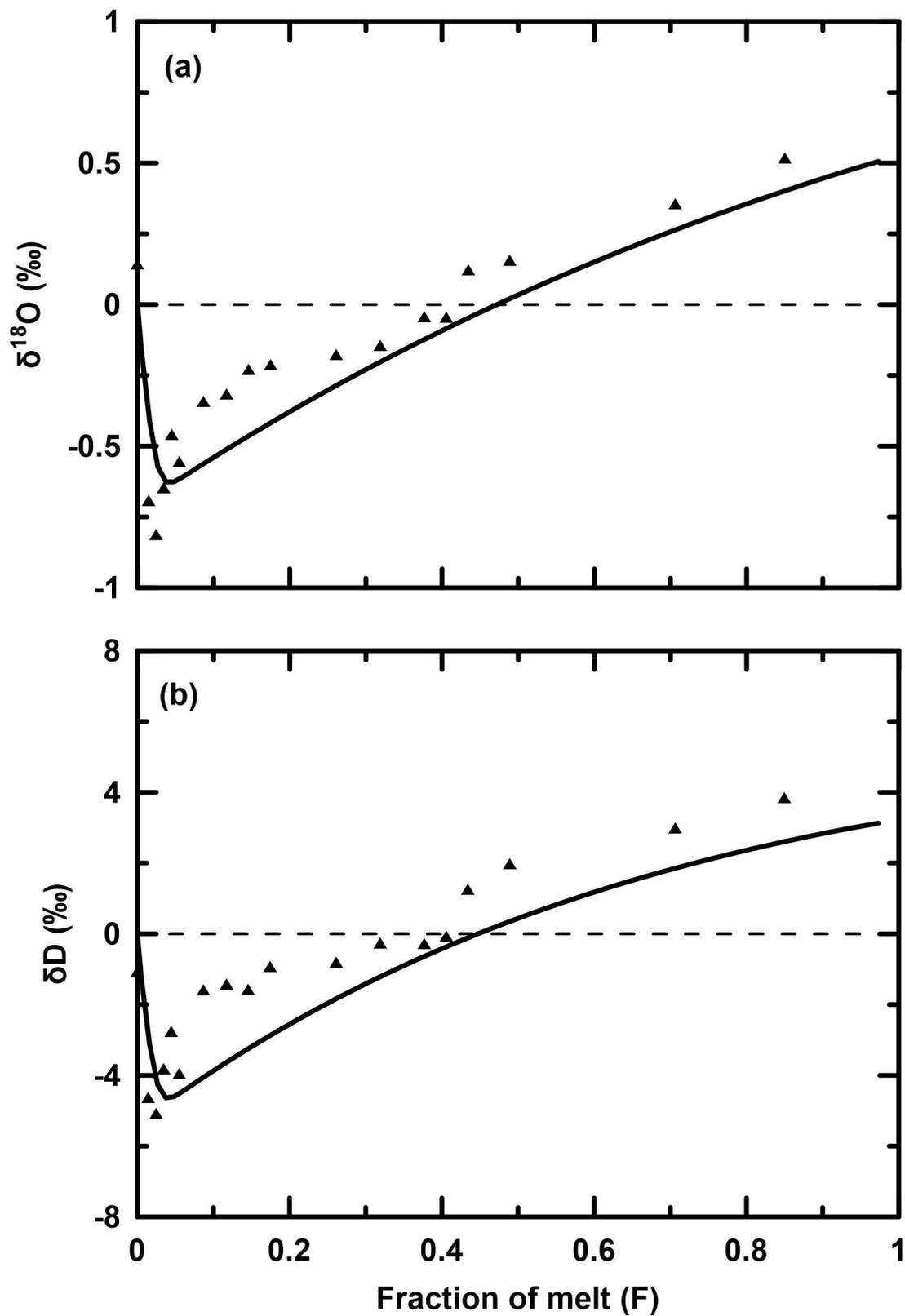


그림 3.2.3.1 Isotopic compositions of meltwater (triangle) and modeled results (line) plotted against F, the fraction of water melted: (a) oxygen data; and (b) hydrogen data

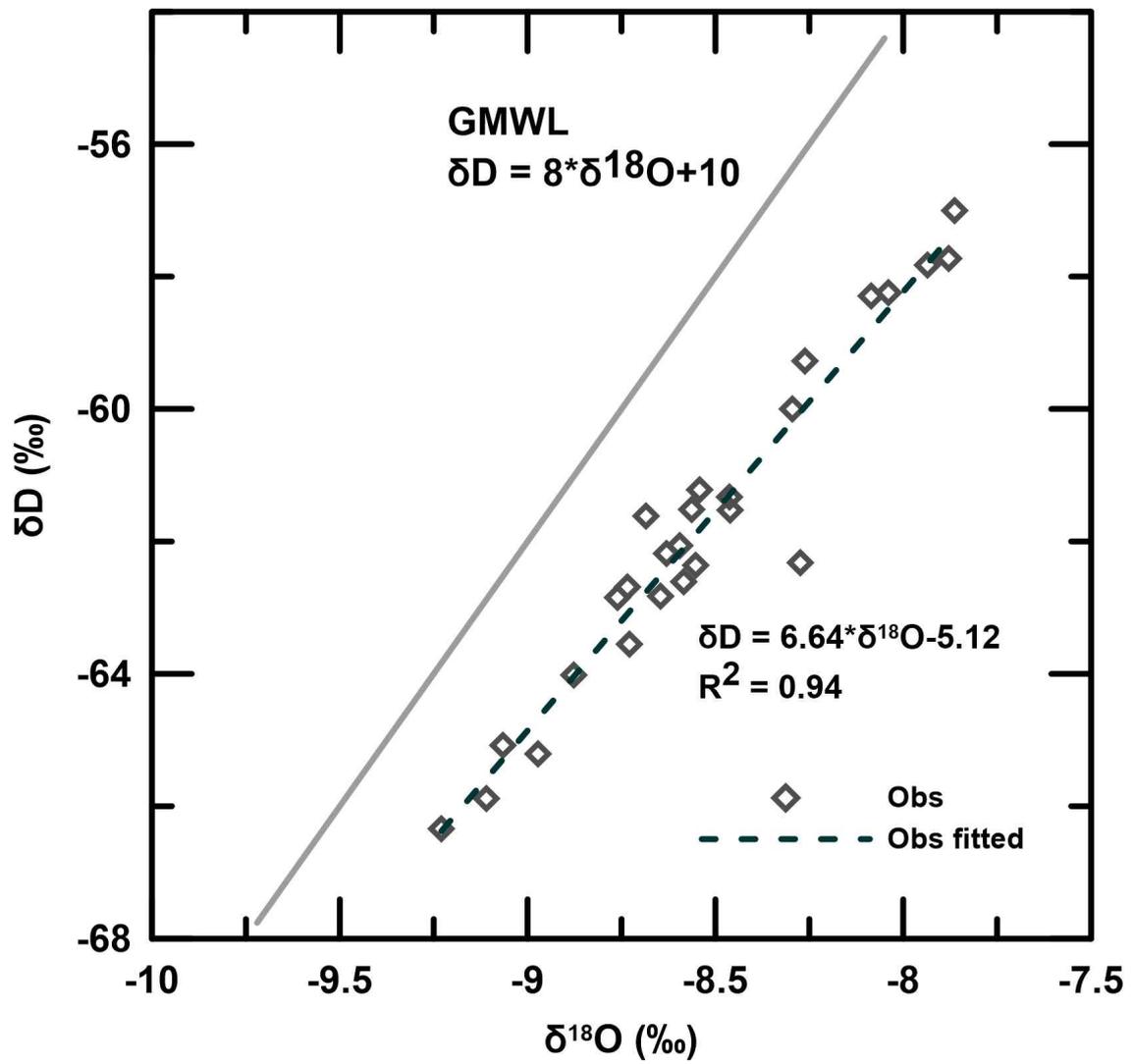


그림 3.2.3.2 Oxygen vs. hydrogen isotopes plots for the melted water from ice.

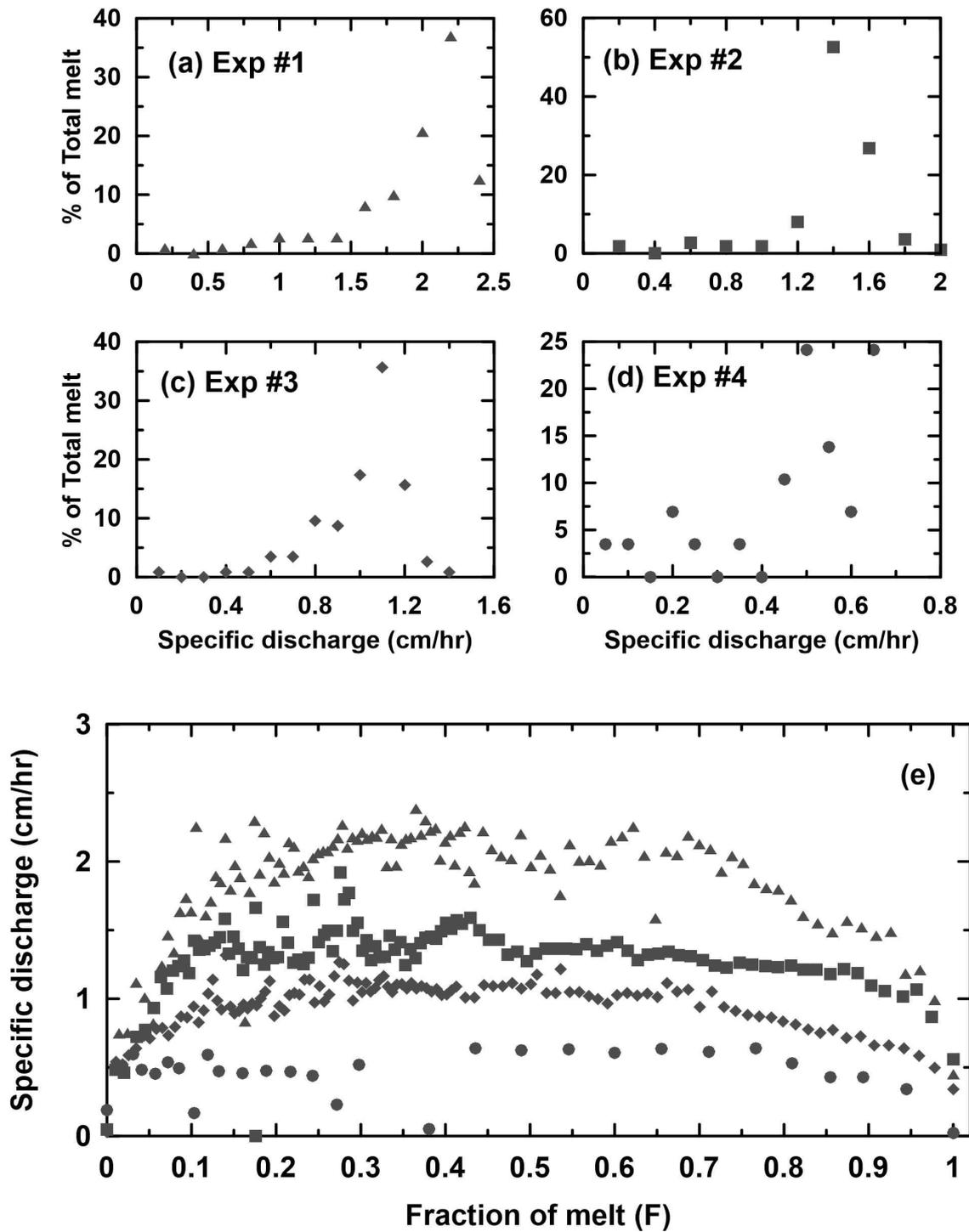


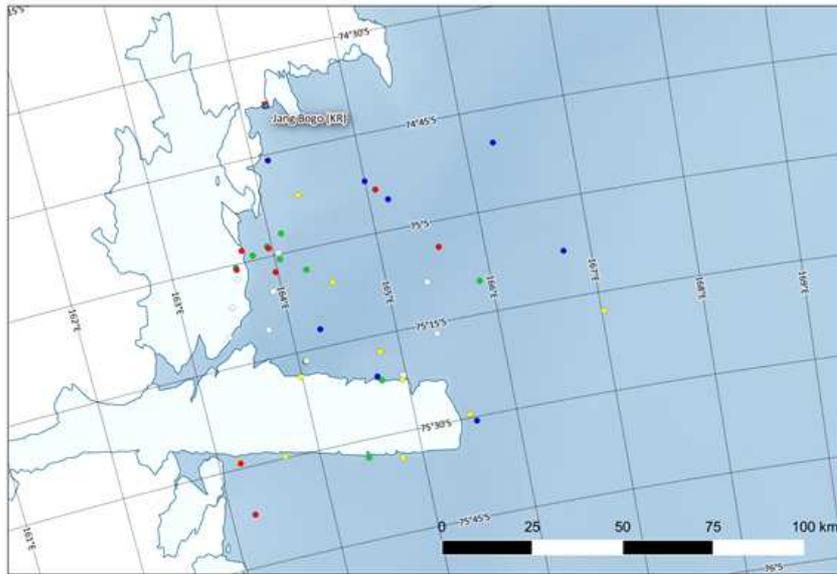
그림 3.2.3.3 (a)-(d) Probability density distributions for specific discharge with various melt rates. The percentage of total melt at equally spaced specific discharge intervals was plotted for experiments 1 to 4. (e) Variations of specific discharge as a function of fraction melted (F).

4. 해수 동위원소 시료 채취 및 동위원소 측정

극지연구소에서 수행한 2014/15 남극 하계연구항해부터 2018/19까지 총 5번에 걸쳐 남극 테라노바만 주변의 해수를 채취하였다. 아라온 호에 탑재되어있는 SeaBird Electronics사의 SBE911plus CTD를 활용하여 총 54개 지역에서 295개의 시료를 채취하였다(그림 3.2.4.1).

채취된 시료의 물 안정동위원소(δD , $\delta^{18}O$)는 극지연구소에 설치되어 있는 상용 물 안정동위원소 분석 장비(Picarro L2130)를 이용하여 분석하였다. 레이저 흡광법(Cavity RingDown Spectrometer, CRDS)이 기본원리이며 기체 흡수스펙트럼의 고유성을 이용하여 정밀하게 조정된 파장의 빛을 측정하여 챔버(cavity)에 조사한 후 빛이 측정 챔버 안에 있는 대기의 목적성분의 양에 비례하여 흡수 및 소멸되는 시간을 측정하는 원리이다(Jung et al., 2013). 표준물질로는 국제원자력기구에서 제공하는 VSMOW2(산소 및 수소동위원소 값: 0 ‰, 0 ‰), SLAP(-55.50 ‰, -427.5 ‰), GISP(-24.76 ‰, -189.5 ‰)를 사용하였다. 각 표준물질은 해당 주입회수를 18회로 정하고 열 번째 시료까지는 이전 시료의 기억효과(memory effect)를 고려하여 결과 값 산출 시 제외하고 나머지 여덟 번의 평균값을 결과로 이용하였다. 시료는 해당 주입회수를 12회로 정하고 뒤의 여덟 번의 평균값을 결과로 이용하였다. 시료를 5회 분석한 후 표준물질을 러닝스탠다드(running standard)로 이용하였다. 물 안정동위원소의 $\delta^{18}O$ 값은 H216O의 농도 값에 대한 H218O의 농도 값의 상대조성비로 나타내며, δD 의 값은 H216O의 농도 값에 대한 HD16O의 농도 값의 상대 조성비로 δ 로 표기한다.

빙하의 산소동위원소 및 수소동위원소는 바다로부터 증발한 수증기가 강수로 내려 형성되는 것이므로, 바닷물에 비해 적은 동위원소 값을 갖는다. 한편 융빙수는 담수에 해당하므로 융빙수가 혼합되는 경우 해당 해수의 염도 값이 감소한다. 이외에도 동위원소 값과 염도 값이 동시에 변하는 요소는 다음 그림(그림 3.2.4.2)에 나타낸 것처럼 증발, 해빙의 생성과 용융, 강수 등이 있으며 각 수괴가 겪은 과정에 따라 다른 동위원소 값을 나타내게 된다. 특히 빙하의 동위원소값과 염도는 해수와 아주 다른 경향을 보이기 때문에 기여도 추정에 유용하게 활용될 수 있다.



- 2014/15: 11곳 52개
- 2015/16: 12곳 68개
- 2016/17: 11곳 68개
- 2017/18: 11곳 55개
- 2018/19: 10곳 52개

그림 3.2.4.1 연구지역 및 시료채취 지역

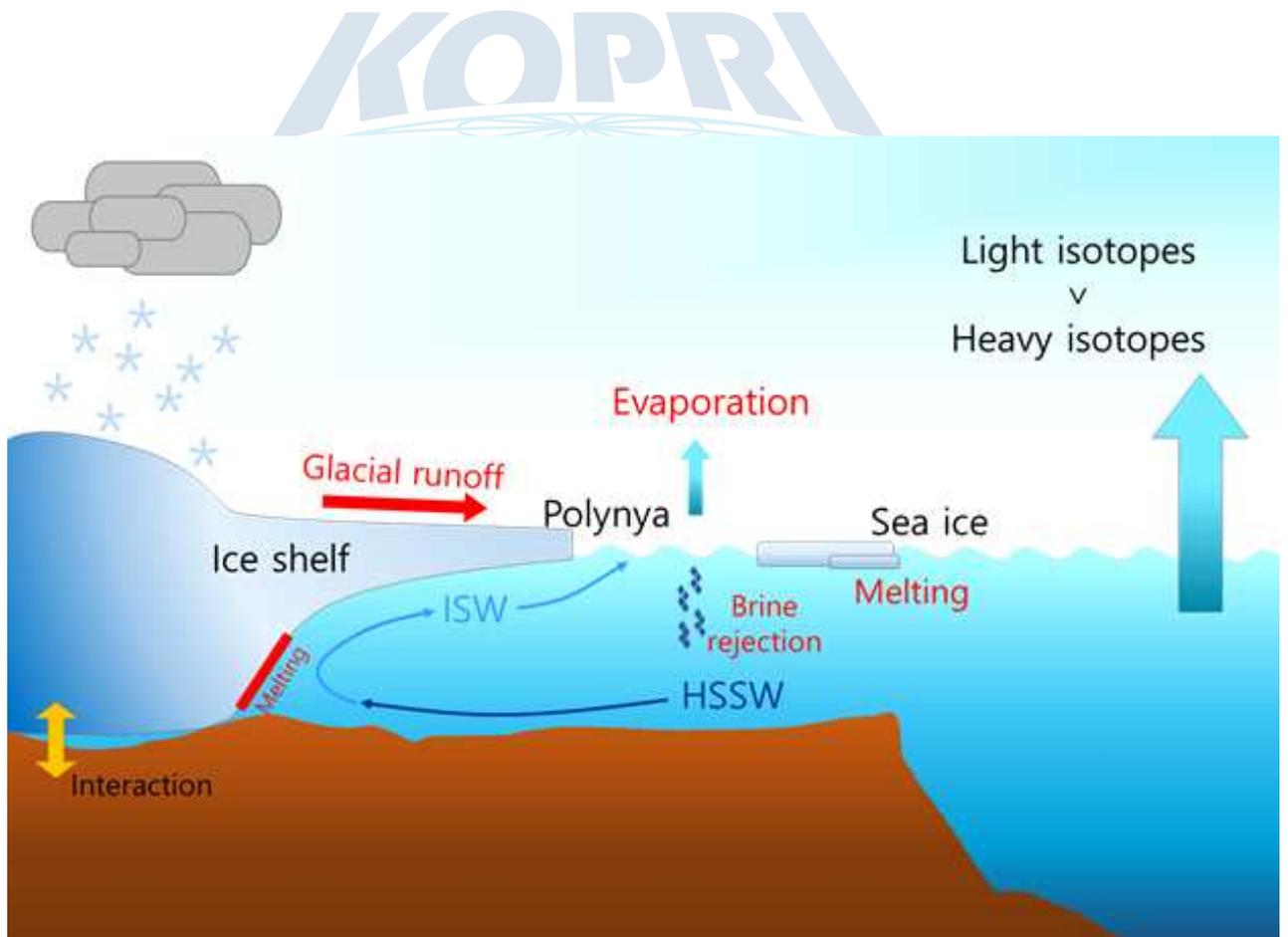


그림 3.2.4.2 연구지역의 동위원소 및 염도 변화 요건과 수괴 변화 과정

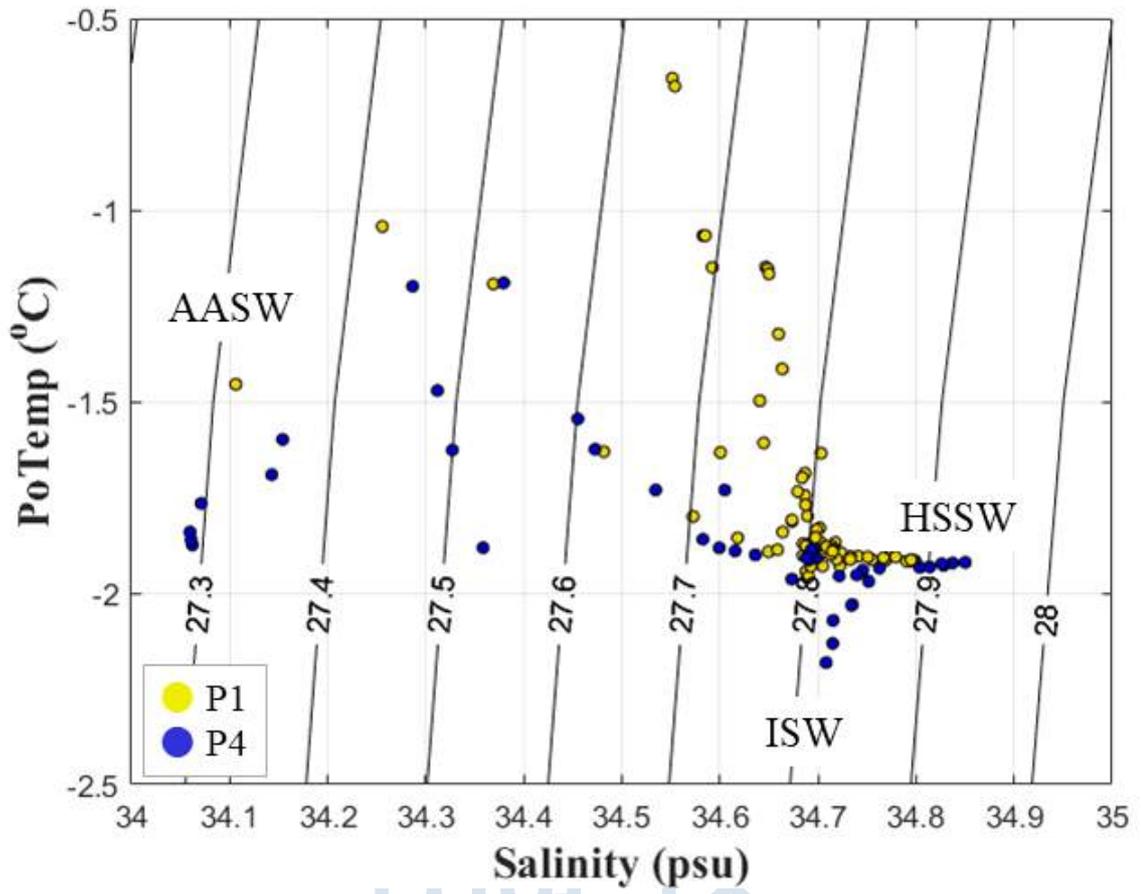


그림 3.2.4.3 1차년도(P1)와 4차년도(P4) 시료의 TS 도표.

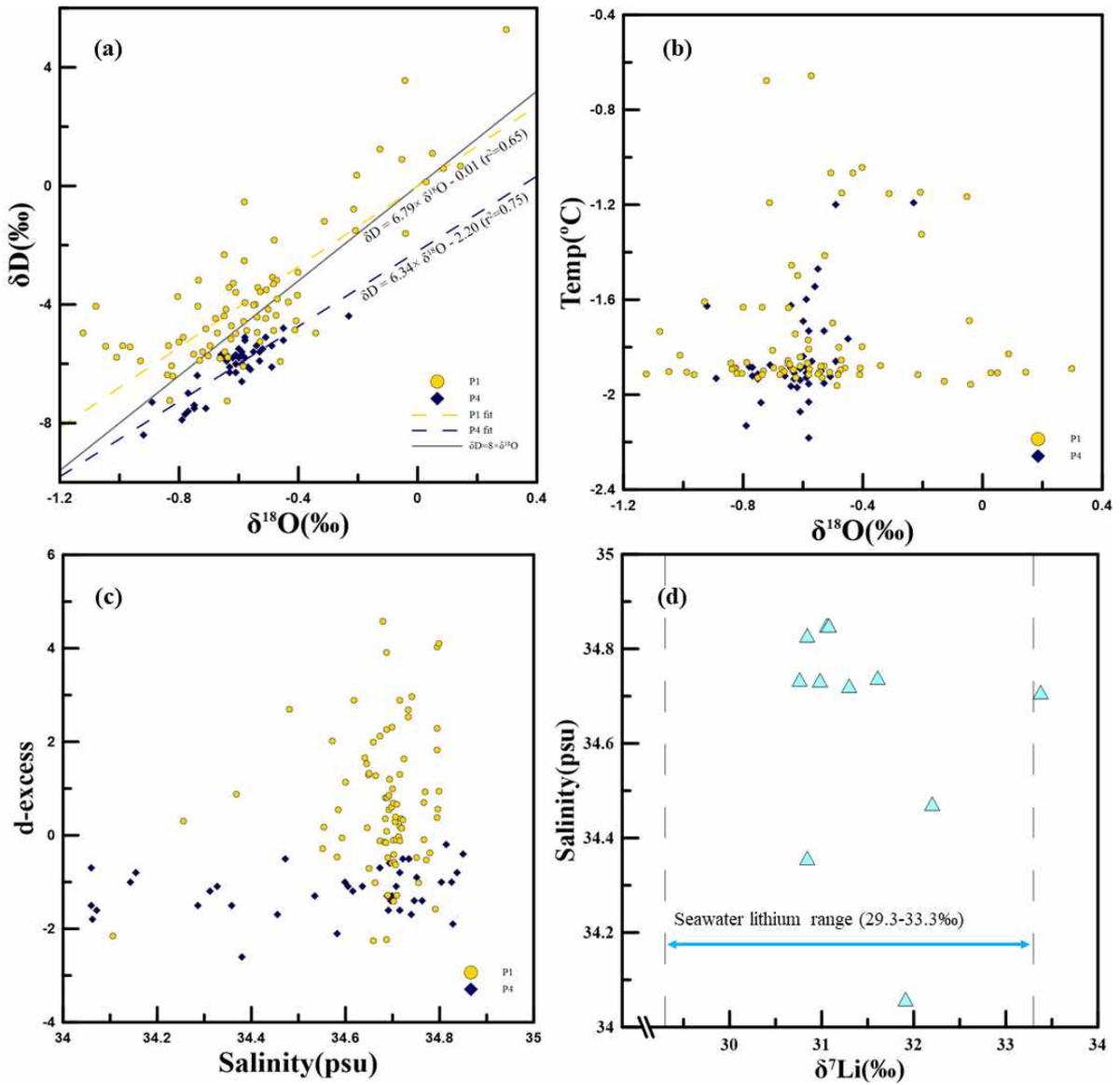


그림 3.2.4.4 (a) 해수 시료의 산소 및 수소 안정동위원소 값 (b) 산소안정동위원소와 수온 그래프 (c) 중수소과잉값과 염도 그래프 (d) 4차년도 시료의 리튬안정동위원소 값

연구지역 주변에는 폴리아에서 형성된 고염대륙붕수(HSSW), HSSW가 빙하와 상호작용하여 형성되는 빙붕수(ISW), 바다 표층에서 대기, 생물 등 다양한 조건과 상호작용하여 형성되는 남극표층수(Antarctic Surface Water, AASW)등이 존재한다. 이 조건에 따라 1차년도와 4차년도에 채취하였던 시료를 그림 3.2.4.3과 같이 구분하였다. 1차년도에 비해 4차년도 시료에서는 더 고염의 HSSW가 나타났으며, ISW도 분명하게 나타났다. 1차년도의 시료는 HSSW와 환남극심층수(CDW)가 혼합된 양상을 보였으며, 4차년도는 증발, 해빙 용해 등 표층에서 일어난 변수에 영향을 많이 받았음을 알 수 있다. 물 안정동위원소의 수소와 산소 동위원소 값 선형관계를 통해서도, 다른 요인이 해수에 유입됨을 추정할 수 있다.

그림 3.2.4.4 (a)는 산소와 수소의 선형관계를 나타낸 것이다. 해수를 비롯하여 강수, 하천수 등은 모두 기울기 8의 값을 갖는다. 기울기의 변화는 재증발 등 동위원소 분화과정을 겪은 다른 요인의 유입을 의미한다. 4차년도 시료는 그림 3.2.4.3의 TS 도표에서 나타났듯이 해양 표층 변수에 의해 형성된 것으로 추정되는 시료가 많았는데, 산소와 수소 동위원소 선형관계 기울기 역시 1차년도 시료에 비해 감소한 값을 나타내고 있다. 산소와 수소의 관계를 나타내는 다른 요소로 중수소과잉값(d-excess)이 있다. 중수소과잉값은 지구천수선(Global Meteoric Water Line, GMWL; $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$)로부터 활용하는 것으로 $d = 8 \times \delta^{18}O - \delta D$ 로 나타낼 수 있다. 중수소과잉값은 보통 수원(water source)의 기원을 추정하는데 이용할 수 있다. 그림 3.2.4.4(c)에서 나타나는 것처럼 4차년도의 시료는 대략 0부터 -2의 범위 내에 분포하는 것을 알 수 있다. 이를 통해 4차년도 시료는 일정한 요인으로부터 영향을 받았음을 추정할 수 있다.

4차년도 시료 중 빙붕수(ISW)로 추정되는 시료를 동위원소-염도 그래프에 도시하였다. 대체적으로 ISW는 서로 다른 정점에서 채수되었음에도 불구하고 비슷한 동위원소와 염도 조성을 갖는 것을 알 수 있다. 그러나 다른 해수 시료들과 비교하였을 때 절대적인 값으로 구분되지는 않는다. 이는 고염대륙붕수가 빙하와 만나 반응하는 과정에서 혼합되는 용빙수의 양이 적거나, 명백하게 다른 값을 나타낼 만큼 빙하와의 동위원소 교환반응이 충분히 이루어지지 않았기 때문으로 추정된다.

한편 리튬안정동위원소는 대륙의 화학적 풍화와 연관된 지시자로서 많이 활용되고 있다. 특히 규산염광물의 풍화작용 외에는 다른 요인에서 기인하는 것이 거의 없어, 수문학 연구에서 지질 매체와의 상호작용 연구에 널리 사용되고 있다. 빙하 용융수 중에서도 빙하 하부에서 대륙과 상호작용하며 형성되어 흘러나온 용융수를 분리하고자 리튬안정동위원소 값을 활용하였다. 리튬 안정동위원소는 4차년도와 5차년도 연구항해에서 채집하였다. 리튬안정동위원소는 컬럼 작업을 통해 원소를 분리한 후 한국기초과학지원연구원의 MC-ICP-MS를 활용하여 분석하였다. 그림 3.2.4.4(d)는 4차년도의 리튬안정동위원소 값을 나타낸 것으로, 파란 화살표는 Tang

et al.(2007)에서 정리한 리튬안정동위원소값 중 해수 내의 리튬동위원소 분포를 나타낸 것이다. 분석된 결과 중 대부분이 해수의 리튬안정동위원소 범위 내에 포함되는 것을 알 수 있다. 이는 시료 채취 위치가 대륙과 반응한 혼합지역으로부터 멀리 떨어져있고, 해수와의 혼합으로 인한 희석효과가 발생하여 명백한 차이를 나타내지 못한 것으로 추정된다.

그림 3.2.4.6에서는 테라노바 만 지역 해수의 동위원소, 수온, 염도에 영향을 주었을 것으로 추정되는 세 가지 단성분과 함께 시료의 값을 나타내었다. CDW와 HSSW 값은 Jacobs(1985) 논문을 참고하였으며, 실제 시료 값도 이에 상응하는 것으로 나타났다. Glacier의 온도 값은 Jenkins(1999)를 참조하였다. 각 시료는 3개의 단성분으로 구성된 삼각형 안에 대부분 위치하고있다. 삼각형 바깥의 요소는 세 가지 단성분 외의 다른 영향을 받았음을 의미한다. ISW는 다른 시료에 비해 상당히 적은 동위원소 값을 나타내고 있다. 1차년도 시료는 4차년도 시료에 비해 대체적으로 동위원소 값이 크며, 4차년도의 시료는 ISW를 비롯하여 대체적으로 동위원소 값이 작다. 빙하는 바다에서 증발한 수증기가 강설로 내려 형성되었기 때문에 해수에 비해 상당히 작은 값을 갖는다. 해안에서 약 60 km 정도 떨어져있는 STYX 지역의 평균 산소, 수소 동위원소 값은 (-34 ‰, -267 ‰)이다. HSSW가 빙하와 반응하여 형성되는 ISW는 빙하와 동위원소 교환반응을 일으킨다. 4차년도 시료 중 HSSW로 분류된 7개 시료의 평균 산소동위원소 값을 활용하여 HSSW(-0.68 ‰)에 1%의 빙하용융수가 혼합되었다고 가정할 때 나타나는 산소동위원소값 차이는 약 0.33 ‰인데 이는 Jacobs(1985) 등에서 나타난 ISW와 HSSW의 산소동위원소값 차이(0.12 ‰)보다 크다. 즉 ISW에서 용빙수의 비율을 1% 이내로 추정할 수 있다. 산소동위원소를 활용한 혼합비율 추정의 경우 분석오차를 고려하였을 때 최소 0.2 %부터 혼합비 추정이 가능하다. 4차년도 해수 안정동위원소 분석 결과 HSSW와 ISW의 산소동위원소 값 차이가 약 0.02 ‰로, 최소 추정범위보다 적었다. 즉 테라노바만에서 형성된 ISW에서 해수의 혼합비는 0.2 % 이내임을 추정할 수 있다. 해수 물 안정동위원소는 빙하 자체를 단성분으로 사용함으로써, 다른 요소로 인한 불확실성을 줄일 수 있다. 해수 안정동위원소의 분석오차를 최소화하고, 다른 화학적 요소를 함께 활용한다면 보다 정교한 혼합비율 추정이 가능할 것으로 생각 된다.

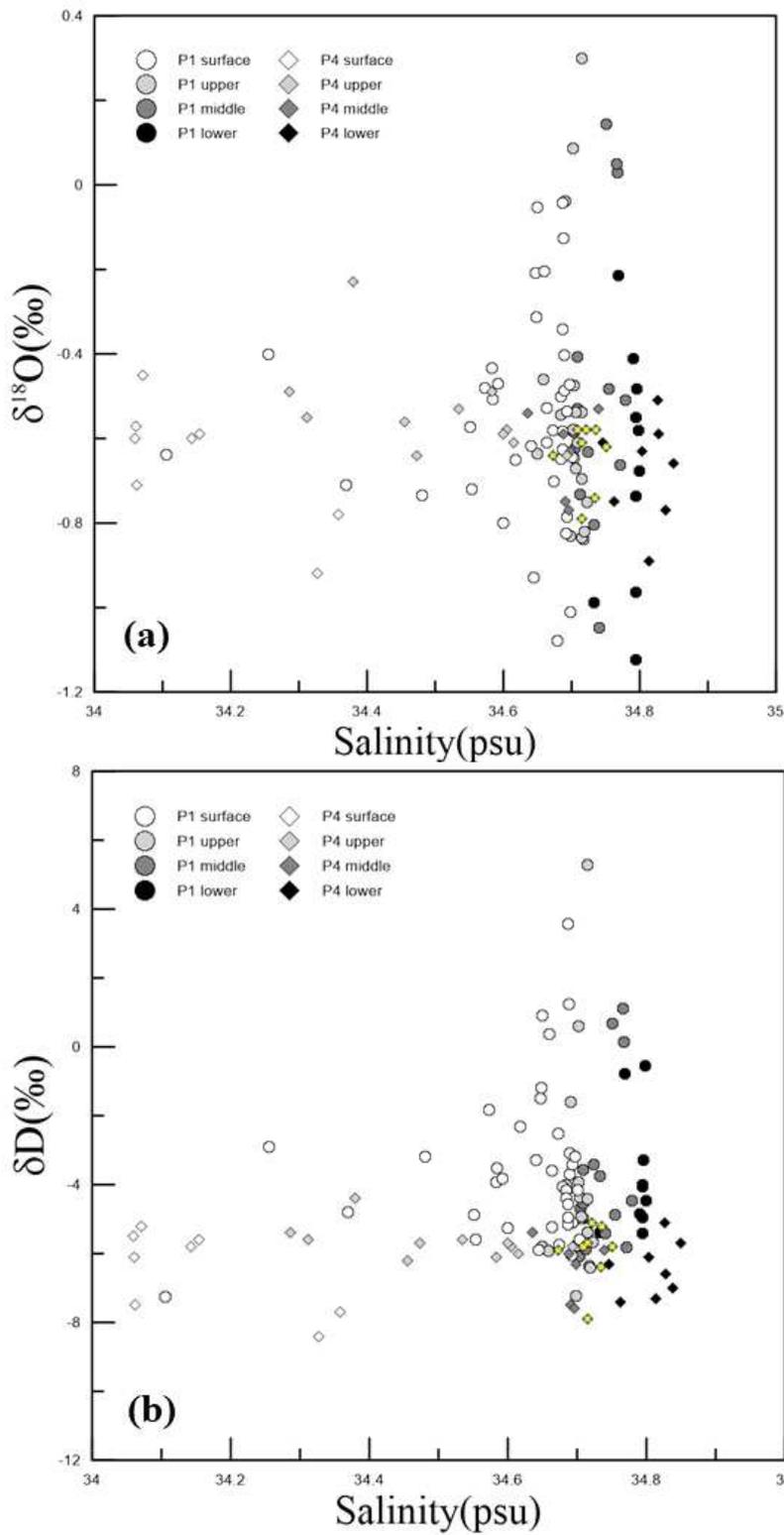


그림 3.2.45 산소동위원소(a)와 수소동위원소(b)의 동위원소-염도 그래프. ISW가 노란색으로 표기되어있으며, 각 색은 다음과 같이 채취 깊이를 의미한다. ○ surface (~60m) ● upper (60m~300m) ● middle (300m~500m) ● lower (500m~)

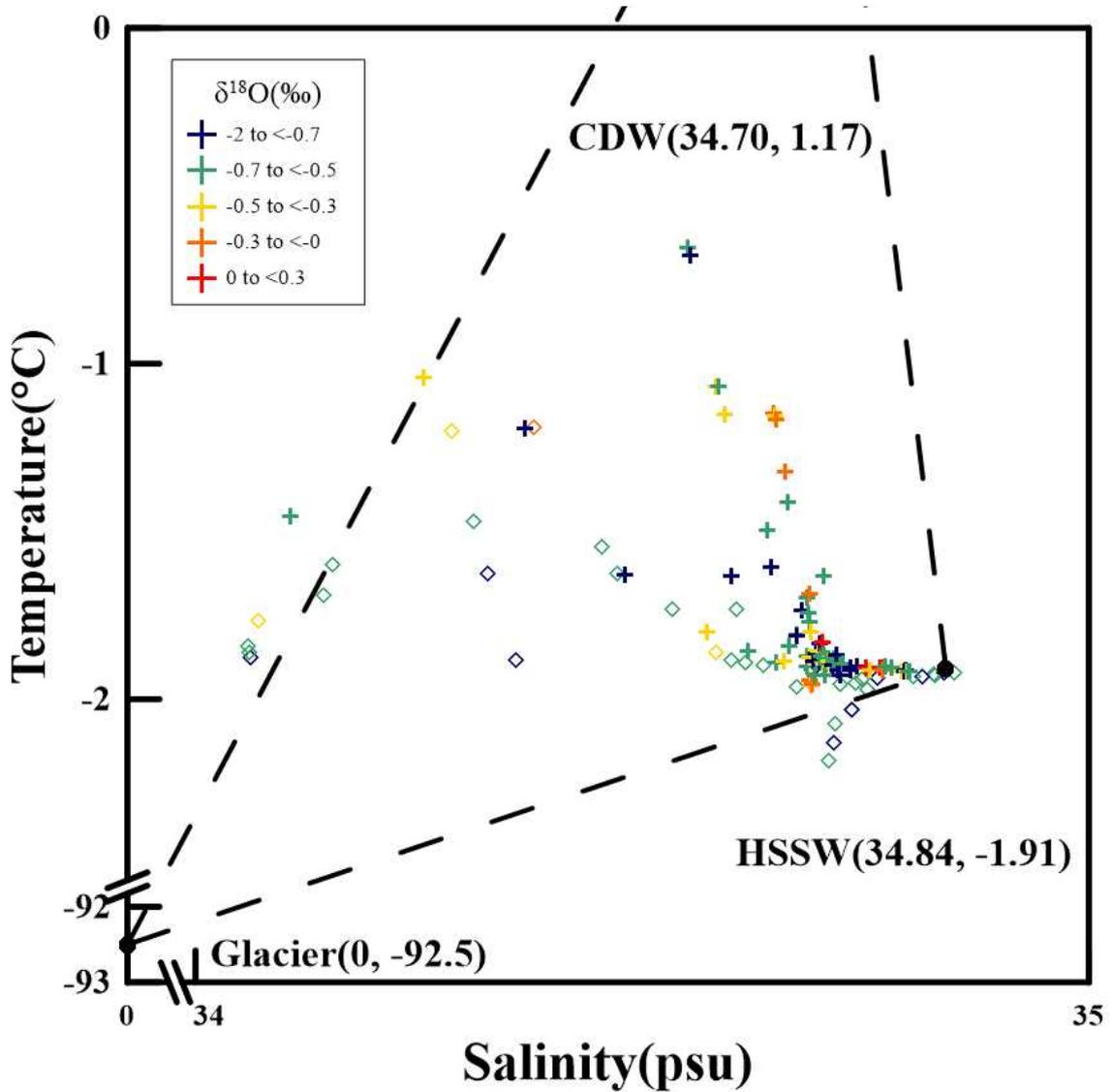


그림 3.2.4.6 TS 도표와 함께 각 시료의 산소동위원소값을 나타내었다. CDW, HSSW, Glacier는 해수의 온도와 염분에 영향을 주었을 것으로 추정되는 단성분(endmember)이다.

제 3절 물 안정동위원소 분석법

1. 완전최소자승법과 보통최소자승법을 이용한 물안정동위원소의 선형관계식 비교

가. 배경

물의 순환(water cycle)에서 물이 어떠한 물리적 과정을 거쳤는가를 알기 위해서 물의 두 안정동위원소(δD 와 $\delta 18O$)가 지난 50 여년간 추적자(tracer)로 사용되어 왔다(Lee et al., 2013). 해양에서 증발(evaporation) 또는 대류(convection)에 의해 대기로 이동된 수증기가 어떠한 경로로 이동하여 왔는가를 알기 위해서 수증기의 안정동위원소(stable water vapor isotope) 및 강우동위원소를 측정하여 추적자로 활용하고 있다(Kim et al., 2016). 극지역에서는 빙하 및 눈의 안정동위원소를 이용하여 과거의 온도 및 빙하의 연대측정에 활용하고 있다(Kwak et al., 2015). 극지역에서 물의 안정동위원소를 추적자로 활용하기 위해서는 눈이 얼음으로 형성되는 과정에서 눈 또는 얼음의 용해가 발생하게 되면 과거의 온도를 복원하는데에 오차가 발생하게 된다. 이를 파악하기 위해서는 산소와 수소의 두 동위원소간의 선형관계(linear relationship)를 이용하면 용해가 발생하였는지를 파악할 수 있다(Lee et al., 2009; Lee et al., 2010).

과거에는 분석의 어려움으로 인해 산소동위원소를 주로 추적자로 사용하여 왔으며, 지난 20여년간 온라인분석방법의 발전으로 인해 수소동위원소도 많이 활용되고 있다. 수소동위원소는 $700^{\circ}C$ 이상의 고온에서 크롬(Cr)을 산화시켜 수소기체를 분석하며 산소는 이산화탄소와 평형을 시켜 이산화탄소를 동위원소질량분석기를 이용하여 분석한다(Lee et al., 2009). 최근 레이저분광법(laser-spectroscopy)의 도입으로 물의 산소, 수소동위원소를 동시에 분석이 용이해짐에 따라 산소 및 수소동위원소의 선형적인 관계를 이용하여 물의 물리적 과정을 이해하려는 노력이 이전보다 많이 진행되고 있다(Lee et al., 2010; Kim et al., 2016). 따라서 산소 및 수소동위원소의 선형관계를 이용한 연구가 다양하게 진행되고 있으며, 이를 통해 물의 물리적과정을 이해하기 위한 시도가 진행되고 있다(Lee et al., 2010).

물의 두 안정동위원소의 선형관계는 그 동안 보통최소자승법(ordinary least squares method, OLS)을 이용하여 선형관계의 기울기와 절편을 제시하였다(Lee et al., 2010). 전 지구적으로 해양에서 기원한 수증기가 응축되어 비가 내리게 되면 강우의 두 안정동위원소의 선형관계에서 기울기는 거의 8을 나타낸다(Dansgaard, 1964). 중수소과잉값($d=8 \times \delta 18O - \delta D$)은 이 선형관계의 절편으로서 해양에서 수증기가 기원할 때의 상대습도를 나타낸다(Dansgaard, 1964). 중수소과잉값이 0에 가까울수록 상대습도가 100%에 가까우며, 값이 커짐에 따라 기원지에서의

상대습도는 감소하게 된다. 보통최소자승법은 가로축에 해당되는 산소동위원소의 오차가 없다는 것을 가정으로 세로축에 해당되는 수소동위원소의 오차가 최소가 되는 선형관계를 구하는 것이다. 하지만, 산소동위원소도 오차가 존재하므로, 산소와 수소동위원소의 오차를 모두 고려하는 완전최소자승법(total least squares method, TLS)을 산소와 수소의 선형관계에 적용시켜야 한다. 이는 본 연구에서 최초로 시도되었으며, TLS를 적용하기 위하여 남극 세종기지에서 획득한 눈 및 용설시료와 Lee et al., (2013)에서 제시된 수증기 시료의 두 안정동위원소를 이용하였다. 용설시료와 수증기 시료의 동위원소 해석 모두 산소와 수소의 선형관계가 물순환에서 물이 어떻게 이동하는 가를 해석하는 데에 중요한 단서를 제공하였다. 따라서, 본 연구의 목표는 물의 두 안정동위원소의 선형관계를 해석할 때 OLS와 TLS를 적용하고 그 차이점을 이해하는 것이다.

나. 연구방법 및 연구자료

상관관계(correlation)는 관심 있는 두 정량적인 변수간의 선형관계에서 그 방향성(direction)과 강도(strength)를 측정하는 것이다. 이를 이용하여 어떤 계(system)의 해(solution)를 근사적으로 구하기 위해서는 근사적으로 구하려는 해와 실제 해의 오차의 거리가 최소가 되는 개념이 최소자승근사법(least squares approximation)이다. 산소와 수소동위원소의 선형관계를 나타내는 방법으로는 OLS가 가장 일반적이다. 이는 측정된 자료의 수평방향(가로방향)의 변수는 오차가 없는 것으로 가정하고 수직방향(세로방향)으로 측정된 자료와 이를 설명하고자 하는 모델간의 거리를 최소가 되게 하는 방법이다. 이에 반해, 수평방향의 측정 자료에 오차가 존재하게 되면 측정자료의 위치에서 설명하고자 하는 모델간의 거리가 최소가 되는 방법을 찾아야 한다. 이러한 방법을 TLS라 하며(Markovsky and Van Huffel, 2007; Petras and Bednarova, 2010), 이는 동위원소의 선형관계에 적용된 적이 없다. 수평방향에 나타내는 산소동위원소의 경우에도 오차가 존재하기 때문에 개념적으로는 완전최소자승법을 동위원소 자료에 적용하여야 한다. 그림 3.3.1.1은 이를 개념화하여 나타내었으며, 두 개념을 소개하고자 한다.

보통최소자승법과 완전최소자승

OLS는 설명변수(explanatory variable)와 반응변수(response variable)간의 관계를 설명하는 것이다. 즉, 위에서 언급한 것처럼 수평방향의 설명변수에 의해 수직방향의 반응변수는 결정, 또는 설명될 수 있다. 따라서, 반응변수 y 와 설명변수 x 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\hat{y}_i = a + bx_i \quad (1)$$

여기에서 b 는 기울기, a 는 절편을 나타내며, \hat{y} 는 OLS에 의해 예측된 y 값을 나타낸다. 하지만, 관측된 자료는 OLS에 의해 예측된 직선에 분포하지 않기 때문에 다음과 같이 가정할 수 있다.

$$y_i = a + bx_i + e_i \quad (2)$$

여기에서 e_i 는 오차(error) 또는 잔차(residual)를 나타낸다. OLS에서 오차는 y 에 의해서만 발생하기 때문에, 오차항은 다음과 같이 바뀔 수 있다.

$$e_i = y_i - (a + bx_i) \quad (3)$$

기하학적으로 e_i 는 관측된 y_i 과 예측된 \hat{y}_i 의 거리이며, 이를 최소화하는 방법은 e_i 의 제곱의 합을 최소화하면 된다. 이는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\sum_{i=1}^n (e_i)^2 = \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\}^2 \quad (4)$$

오차의 제곱의 합을 $Q(a,b)$ 로 나타내고 이를 a 와 b 의 두 변수에 대한 편미분을 0으로 하는 값을 구하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial Q}{\partial a} = -2 \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial b} = -2 \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\} \cdot x_i = 0 \quad (6)$$

식 (5)와 (6)을 정리하여 기울기(b)와 절편(a)을 구하면 다음과 같다.

$$na = \sum_{i=1}^n y_i - b \sum_{i=1}^n x_i \quad (7)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (8)$$

$$\sum_{i=1}^n x_i y_i - a \sum_{i=1}^n x_i - b \sum_{i=1}^n (x_i)^2 = 0 \quad (9)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (10)$$

여기에서 n 은 자료의 개수를 나타내며, \bar{x} 와 \bar{y} 는 각각 반응변수와 설명변수의

평균을 나타낸다. OLS가 수직적인 거리의 최소화에 기반하여 유도된 것이라면, TLS는 자료와 예측된 직선간의 거리가 최소화되는 방법이다. TLS의 수학적 접근은 이 논문의 범위를 벗어나기 때문에 개념에서부터 유도된 기울기와 절편의 계산식을 제시하였다. OLS와 동일하게 측정된 자료(x_i, y_i)와 그 자료와 직선의 거리를 가장 짧게 하는 기울기와 절편을 계산할 수 있다(그림 3.3.1.2) 이 경우에 가장 짧은 직선은 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$e_i = \Delta y_i \cos \theta = \frac{\Delta y_i}{\sqrt{1 + \tan^2 \theta}} = \frac{\Delta y_i}{\sqrt{1 + b^2}} \quad (11)$$

OLS와 동일하게 오차 또는 직선의 길이가 가장 짧은 직선은 식 (4)와 같이 식 (11)을 변형할 수 있다.

$$\sum_{i=1}^n (e_i)^2 = \frac{1}{1 + b^2} \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\}^2 \quad (12)$$

이를 OLS와 동일하게 편미분하고 편미분의 함수가 0을 가지는 값을 구하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial Q}{\partial a} = -2 \frac{1}{1 + b^2} \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\} = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial b} = -2 \frac{1}{1 + b^2} \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\} \cdot x_i - 2 \frac{b}{(1 + b^2)^2} \sum_{i=1}^n \{y_i - (a + bx_i)\}^2 = 0 \quad (14)$$

식(13)을 정리하면 TLS의 절편도 OLS에서의 절편과 같은 식이 유도되게 된다. 식 (14)를 정리하면 기울기(b)에 대한 2차방정식이 유도된다. 이차방정식을 근의 공식을 이용하여 해를 구하면 b 는 다음과 같다.

$$b = w \pm (v - w) \sqrt{w^2 + 1} \quad (15)$$

$$u = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad v = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2, \quad r = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \quad w = \frac{v - u}{2r} \quad (16)$$

눈안정동위원소 및 수증기 안정동위원소

본 연구에서는 서로 다른 계의 물안정동위원소를 이용하여 OLS와 TLS를 비교하였다. 먼저, 2013년 하계 기간을 이용하여 남극 세종기지 주변에서 눈과 융설시료 178개를 채취하고 냉동상태로 보관하여 분석 직전까지 극지연구소에서 냉동 보관하였다. 산소와 수소의 안정동위원소는 한국해양과학기술원 부설

극지연구소에 설치되어 있는 Picarro L2130-i를 이용하여 분석하였다. 레이저분광법 분석장비의 정밀도는 산소와 수소가 각각 0.2‰, 1‰ 이하이다. 세종기지 주변의 눈과 용설시료는 OLS와 TLS를 모두 적용하여 비교를 시도하였다.

Lee et al. (2013)에서 태풍이 지나갈 때 서해안에 위치한 극지연구소에서 수증기안정동위원소를 레이저분광법을 이용하여 측정하고 수분(moisture)의 이동에 대하여 논의하였다. 산소와 수소의 수증기안정동위원소를 분석하고 OLS를 적용하여 수증기가 해안에서 증발 또는 대류에 의해 대기로 상승한 후 연구지역으로 이동하였음을 보였다. 본 연구에서는 Lee et al., (2013)에서 제시한 수증기동위원소 자료에 TLS를 적용하여 OLS로 나온 결과와 비교를 시도하였다.

다. 연구결과

물의 수소와 산소동위원소를 오프라인(offline)방식으로 전처리를 한 후 동위원소질량분석기(Isotope Ratio Mass Spectroscopy, IR-MS)를 이용하여 분석했던 시기에는 두 종류의 동위원소를 동시에 분석하는 것은 시간을 많이 필요로 했던 일이었기 때문에, 주로 분석이 용이했던 산소동위원소만을 이용하여 물의 순환을 이해하려고 하였다. 2000년대 전반부터 물안정동위원소는 온라인(online)방식과 2000년대 후반에 등장한 레이저분광법(laser-spectroscopy)의 등장으로 산소와 수소의 동시분석이 용이해지면서 비약적으로 물안정동위원소 연구의 수가 증가하고 있다. 국내에서도 레이저분광법을 이용한 물안정동위원소 분석법이 도입되어 극지역연구 및 지하수 연구에 다양하게 활용되고 있다(Jung et al., 2013; Lee et al., 2015)

해양에서 증발 또는 대류에 의해 생성된 수증기는 대기로 이동하면서 응축되어 비 또는 눈의 형태로 떨어지면서 점점 수증기의 동위원소 값은 낮아지게 된다. 해양에서 증발에 의해 생성된 수증기의 산소 및 수소동위원소의 선형관계는 기울기 8을 가지면서 동위원소 값은 낮아지게 되지만 기울기 8과 세로축의 절편 10의 선상에서 움직이게 된다(Dansgaard, 1964). 이를 지구천수선(Global Meteoric Water Line, GMWL)이라 부르며, 지구상의 강우는 이 직선상에서 동위원소 값이 움직이게 된다. 따라서, 강우의 두 동위원소의 선형관계의 기울기 8은 물순환에서 강우에 의한 영향을 파악하는 데에 많이 활용된다. 예를 들어, 토양수 또는 천부의 지하수의 두 동위원소의 선형관계가 기울기 8을 가지게 되면 이는 강우에 의한 직접적인 영향으로 파악될 수 있다. 지역별로 기울기가 8에서 벗어나는 경우도 있으며, 이를 지역천수선(Local Meteoric Water Line, LMWL)이라 부르며, 국내에서는 제주지역에서의 LMWL이 계절별로 보고되어 있다(Lee et al., 1999). 이러한 계절성을 이용하여 제주도의 지하수가 언제 충전(recharge) 되었는지를 정량적으로 계산하였으며, 이 때 두 안정동위원소의 기울기는 매우 중요한 역할을 할 수 있다. 또한, 중수소과잉값($d = 8 \times \delta^{18}O - \delta D$)은 기울기가 8인 지구천수선의

세로축의 절편에 해당되며, 수증기가 기원한 해양의 습도가 증가하면 10보다 낮은 값을, 감소하면, 10보다 높은 값을 나타낸다.

극지역에서는 해양에서부터 이동한 수증기가 응축되면서 강우대신 눈으로 떨어지게 되지만 이 역시 두 안정동위원소의 관계는 8을 가지게 된다. 이후 눈이 녹지 않고 그대로 얼음으로 바뀐다면 그 눈의 기울기가 8을 유지하게 되지만, 눈 또는 빙하가 녹는 지역에서는 고체상인 얼음 또는 눈과 액체상인 물의 동위원소교환반응으로 인해 두 동위원소의 선형관계는 기울기 6.3을 가지게 된다(Lee et al., 2009; Lee et al., 2010; Lee et al., 2015). 따라서, 눈 또는 빙하가 녹아서 지하수를 충전하는 지역에서 이러한 영향을 파악하는 데에 두 동위원소의 선형관계는 도움을 줄 수 있다.

그림 3.3.1.3은 남극세종기지에서 채취한 눈과 용설 시료의 동위원소결과를 산소와 수소의 선형관계로 나타내었다. OLS와 TLS를 적용하여 구한 선형관계의 변수들은 표 3.3.1.1에 제시하였다. 두 방법 모두 기울기가 각각 7.00(OLS), 7.16(TLS)으로 8보다 작은 값을 나타내었다. 세로축의 절편은 각각 -5.89(OLS), -4.05(TLS)를 나타내었다(그림 3.3.1.3a). 먼저, 이는 세종기지 주변의 대부분의 눈은 해양에서 수증기가 응축되어 눈으로 떨어진 이후 용융되어 존재하고 있음을 알 수 있다. 두 방법으로부터 계산된 기울기의 표본오차는 0.08이며, 세로축의 절편에 대한 표본오차는 0.94이다. 그림 3.3.1.3b에서는 관찰된 자료와 두 모델방법에 의해 구해진 값과의 차이를 나타낸 것이다. 잔차에 어떠한 특징도 없으며 두 방법 간의 차이도 그리 많지 않음을 알 수 있다.

그림 3.3.1.4는 수증기의 두 안정동위원소 값의 선형관계를 OLS와 TLS를 이용하여 나타내었다. 이에 관련된 통계값은 표에 제시되어 있다. 두 방법 모두 기울기가 각각 7.75(OLS), 7.87(TLS)로 8과 거의 가까운 값을 보였다. 세로축의 절편은 각각 10.06(OLS), 12.01(TLS)를 나타내었다(그림 3.3.1.4a). 두 방법으로부터 계산된 기울기의 표본오차(standard error)는 0.14이며, 세로축의 절편에 대한 표본오차는 2.40이다. 기울기가 8에 가까운 것은 지구천수선과 동일한 물리적과정을 겪었으므로, 서해안의 수증기는 해양에서 증발하여 더 이상의 물리적과정 없이 연구지역으로 이동하였음을 지시한다(Lee et al., 2013). 그림 3.3.1.4b에서는 관찰된 자료와 두 모델방법에 의해 구해진 값과의 차이를 나타낸 것이다. 잔차(residual)에 어떠한 특징도 없으며 두 방법 간의 차이도 그리 많지 않음을 알 수 있다. 따라서, 물리적과정을 관찰하기 위하여 산소와 수소의 선형관계를 파악하기 위해서는 OLS와 TLS간의 차이가 크게 없음을 보여 준다.

라. 결론

본 연구에서는 남극 세종기지 주변의 눈과 용설 시료 및 서해안의 수증기 시료를

이용하여 보통최소자승법(OLS)과 완전최소자승법(TLS)의 차이를 비교하였다. 산소와 수소의 안정동위원소 분석값은 불확정성을 포함하고 있기 때문에, 이론적으로는 TLS를 적용하여야 하지만, 두 동위원소의 선형관계에 OLS가 그동안 적용되어 왔다. 보통최소자승법은 상용프로그램을 이용하여 쉽게 계산이 가능하지만, 완전최소자승법은 본 논문에서 제시한 것처럼 사용자가 계산을 수행해야 하는 번거로움이 있다.

선형관계의 기울기를 계산하고 해석하는 것은 동위원소 수리학(isotope hydrology)에서는 매우 중요한 과정이다. 세종기지 눈과 용설시료와 및 서해안 지역의 수증기의 두 안정동위원소($\delta^{18}O$, δD)의 선형관계를 파악하면 물이 어떻게 이동하였는가에 대한 물리적 과정을 파악할 수 있다. 두 방법을 이용하여 선형관계를 계산하였을 때 크게 다르지 않음을 알 수 있었다. 기울기의 오차 및 차이가 물리적인 과정을 다르게 해석할 만큼의 차이가 발생하지 않았다(7.00 vs. 7.16, 7.75 vs. 7.87, OLS vs. TLS). 해수의 물 안정동위원소에서도 산소동위원소와 수소동위원소의 관계는 강수 외에 추가로 증발, 결빙 등 다른 요인이 있었음을 지시하는 것으로 활용될 수 있다. 통계적인 방법을 통해 두 성분이 모두 오차를 갖는 경우에도 기존에 활용하던 OLS를 활용할 수 있었다.



표 3.3.1.1 Comparisons of estimated parameters between OLS and TLS

		OLS	TLS	
Antarctic snow	slope	7.00	slope	7.16
	intercept	-5.89	intercept	-4.05
	R^2	0.9778	R^2	0.9768
Water vapor	slope	7.75	slope	7.87
	intercept	10.06	intercept	12.01
	R^2	0.9847	R^2	0.9842



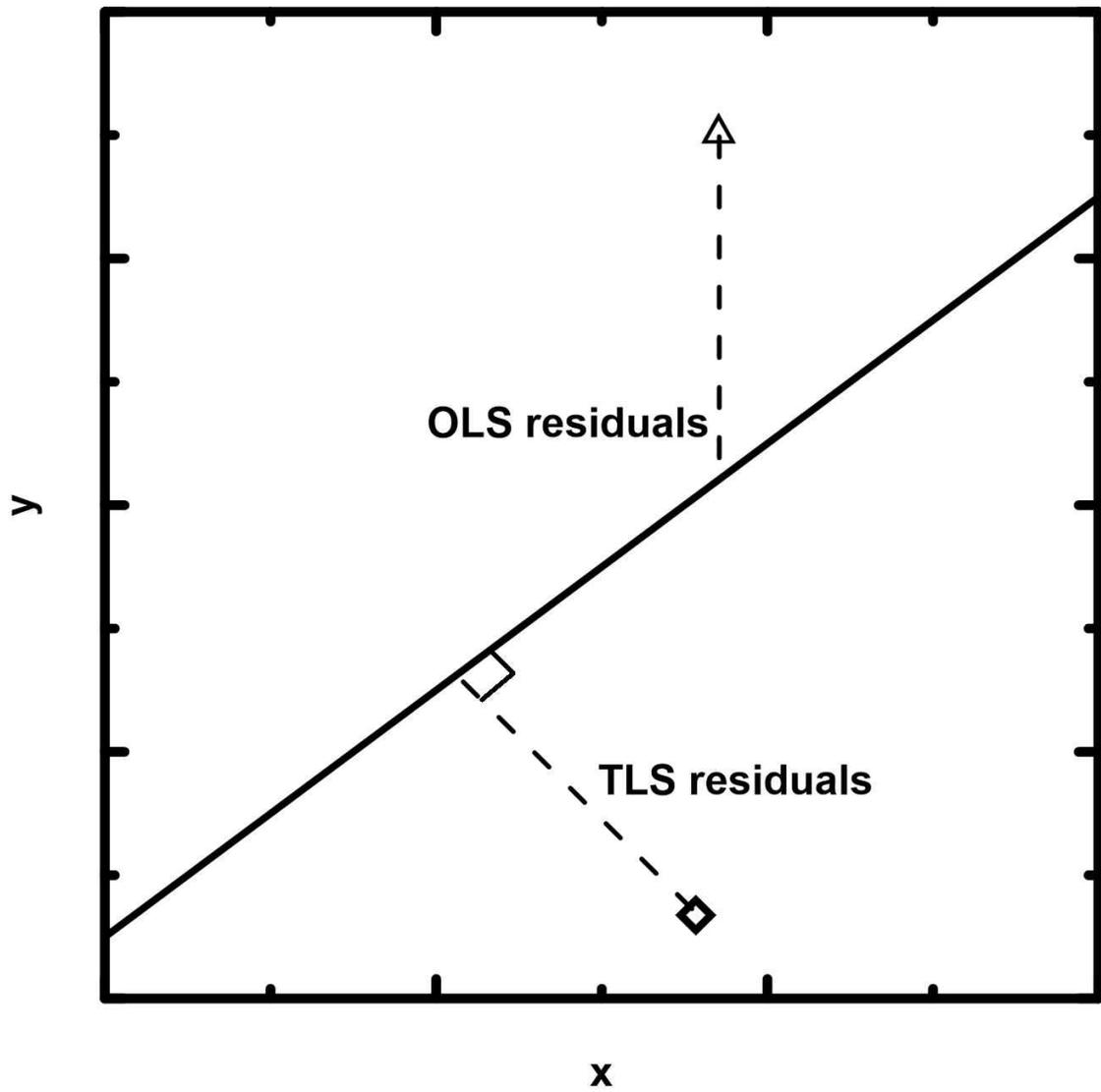


그림 3.3.1.1 A schematic diagram for comparison between OLS and TLS. The solid line is a fitting model of $y = a + bx$ and dashed lines are approximation errors

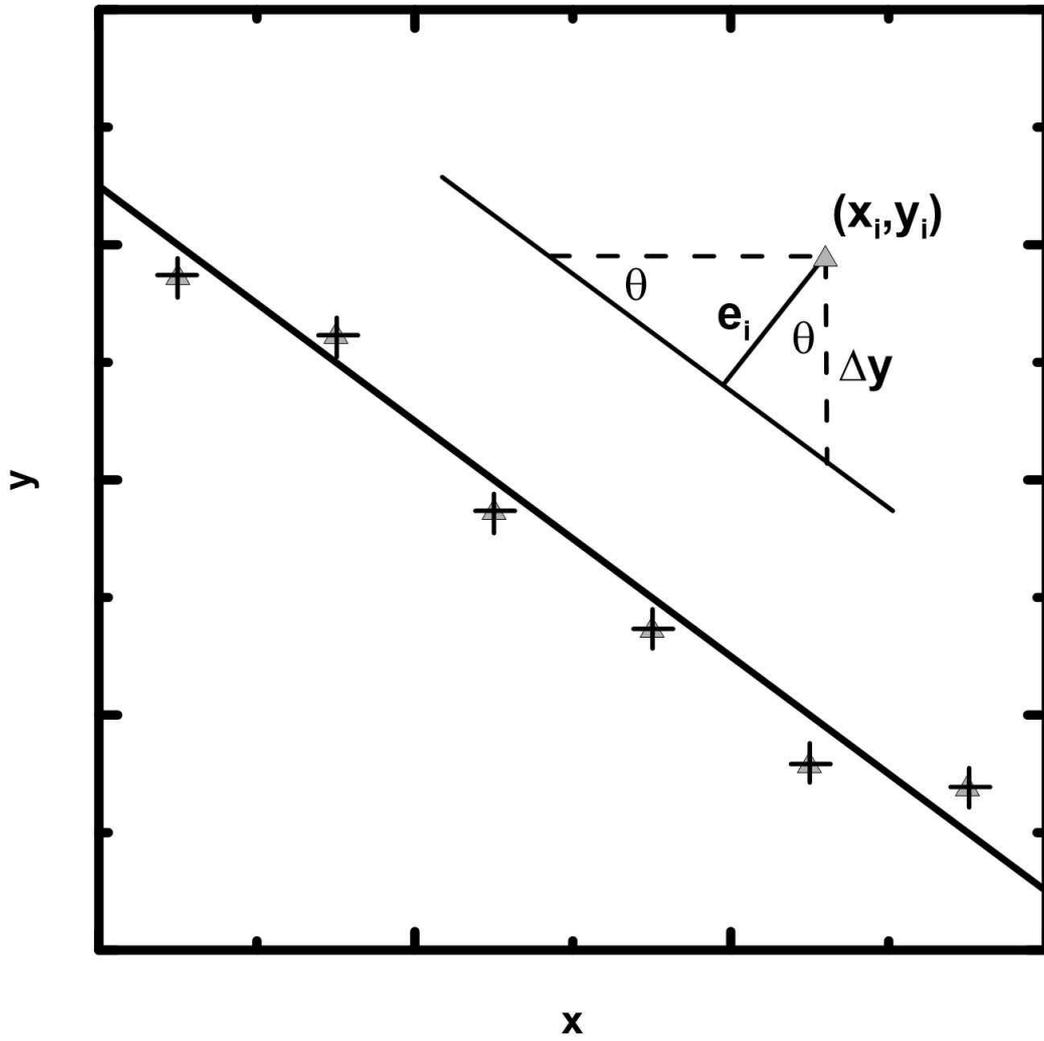


그림 3.3.1.2 The total least squares method for a straight line

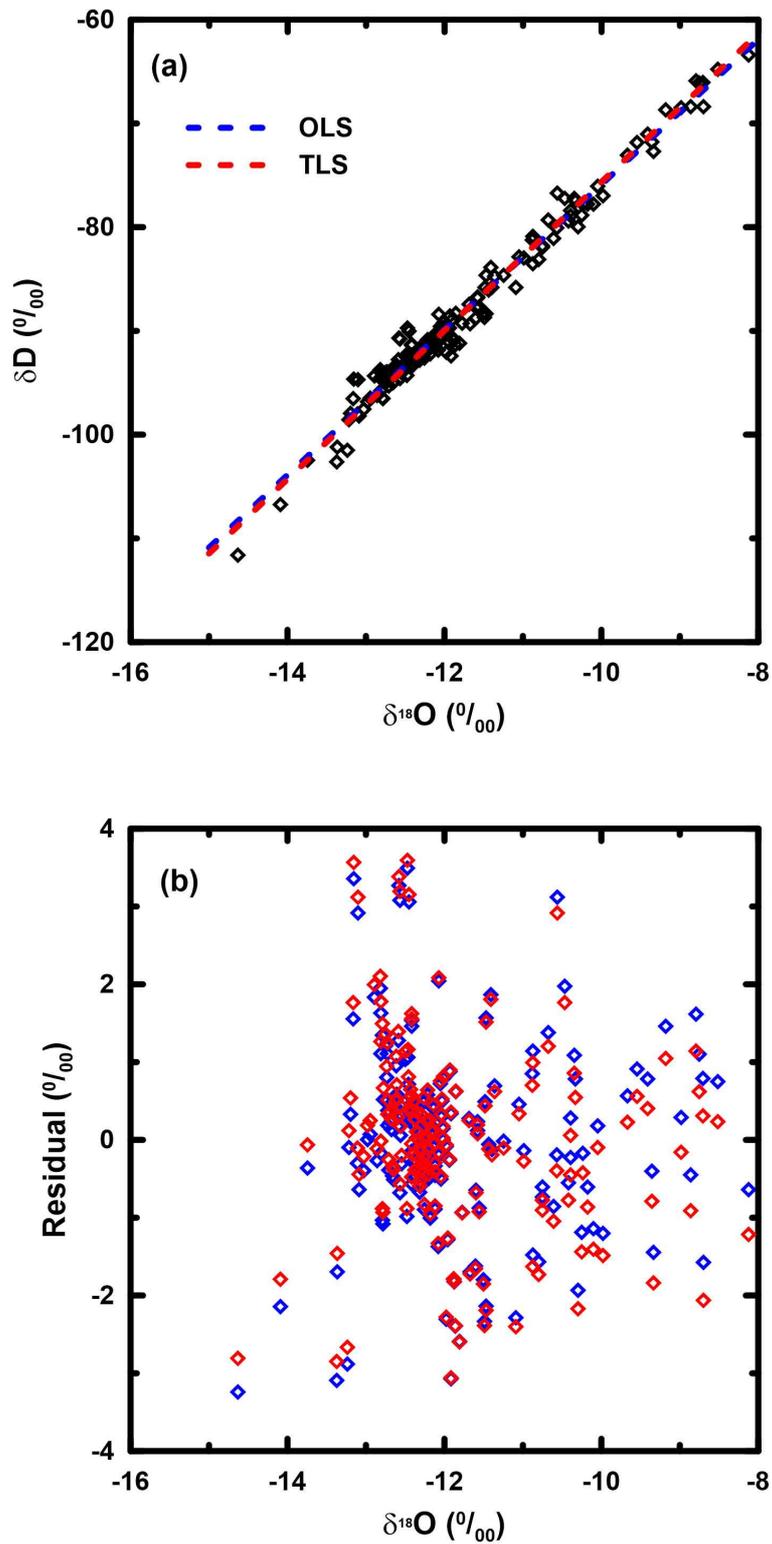


그림 3.3.1.3 (a) Linear relationship between oxygen and hydrogen isotopes of snow and snowmelt collected from the King Sejong Station using OLS and TLS (b) Comparison of residuals of oxygen isotopes between OLS and TLS

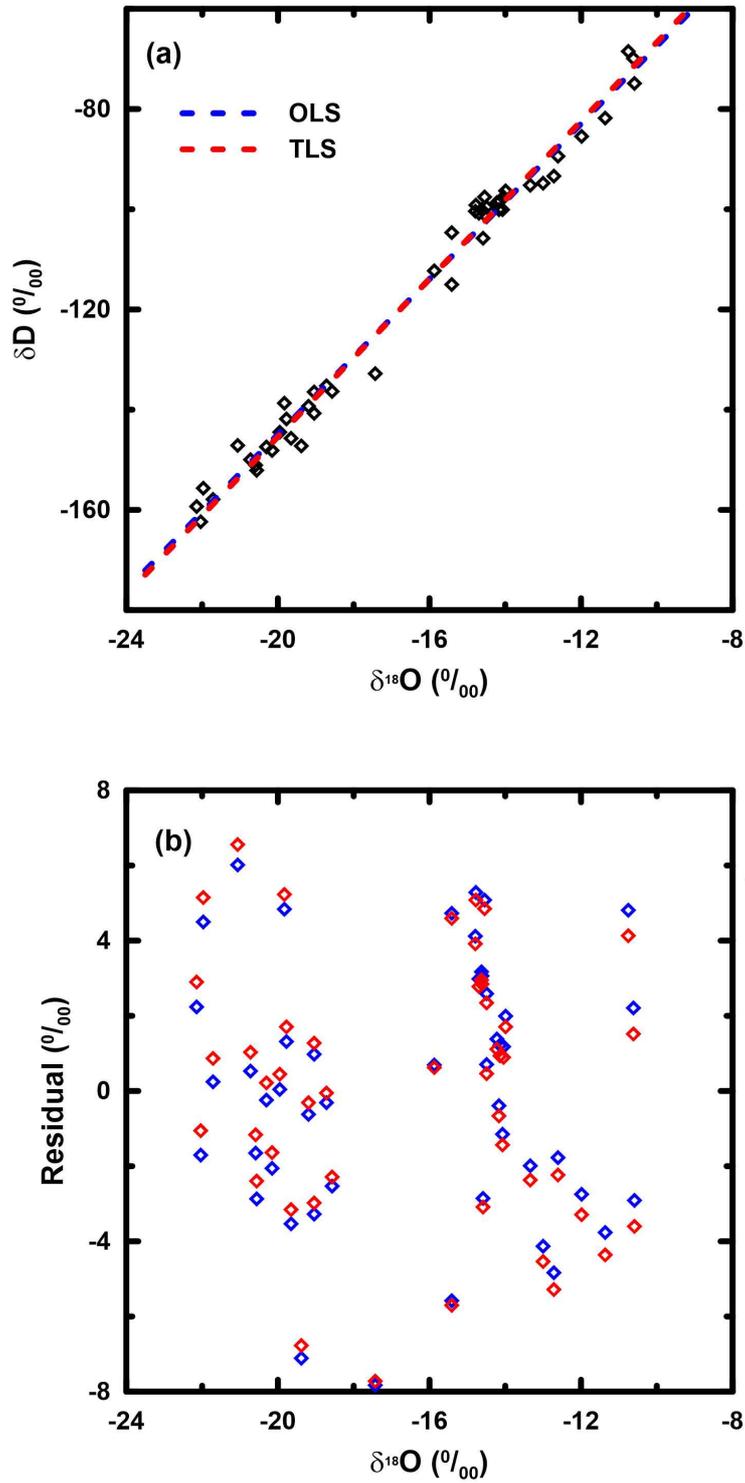


그림 3.3.1.4. (a) Linear relationship between oxygen and hydrogen isotopes of water vapor used by Lee et al. (2013) using OLS and TLS (b) Comparison of residuals of oxygen isotopes between OLS and TLS

2. 해수침투 발생 시 혼합비 계산의 오차에 관한 연구

자연적 또는 인위적인 요인에 의해 해수와 담수가 섞이는 과정인 해수침투는 해안지역에서 이용할 수 있는 지하수의 양을 감소시키는 역할을 한다. 추적자를 이용하여 지하수와 해수가 얼마만큼 혼합이 되었는가를 이해하는 것은 매우 중요하며, 이러한 혼합계산 시 추적자의 농도를 바탕으로 하기때문에 불확정을 제시하는 것도 매우 중요하다. 해수침투가 발생할 때 해수와 지하수의 혼합비(mixing ratio)는 비반응추적자(conservative tracer)의 질량보존(mass conservation) 방정식을 정립하여 혼합비를 계산한다. 주로 사용되는 추적자에는 염소이온 (Cl^-), 브롬화이온 (Br^-), 물의 두 안정동위원소인 산소와 수소동위원소 ($\delta^{18}\text{O}$, δD)가 주로 사용된다. 연구지역의 지하수 중에서 배경농도에 해당되는 시료와 연구지역 주변 해수시료의 추적자 농도를 분석하고 질량보존방정식을 이용한다. 해수침투가 얼마만큼 일어났는가에 대한 해수의 경우에는 분석의 어려움과 이전 연구에서 분석값이 많이 발표되어있는 이유로 인해 문헌값을 이용하거나 주변 해안에서 해수 시료를 채취하고 평균값을 주로 이용한다. 이러한 값을 이용하여 지하수와 해수의 혼합비(mixing ratio)를 계산하게 되면, 오차(uncertainty)가 발생하게 된다. 이는 단성분 화학조성값이 지역 또는 시간에 따라 다르기 때문이다. 따라서, 본 연구에서는 이러한 오차를 불확정성의 원리를 이용하여 계산하고 어떠한 요인에 의해서 오차가 증가 또는 감소하는가를 논의하였다. 다음 장에서는 단성분 혼합분석에서 발생하는 오차에 대한 수학적인 미분방정식을 고찰해 보았으며, 3장에서는 2장에서 제시한 수학적인 식으로부터 계산된 결과를 통해 해수침투 시 계산된 혼합비의 오차결과를 제시하였다. 본 연구에서는 이러한 해수와 담수의 혼합비 계산시 발생하는 오차를 불확정성의 원리를 이용하여 결정하였다. 또한 해수침투 혼합비를 계산할 때 평균값과 표준편차의 차이에 의해 발생할 수 있는 혼합비의 오차를 제시하였다.

가. 단성분 혼합분석(End Member Mixing Analysis, EMMA)

하수의 혼합(mixing) 과정을 이해하는데 가장 많이 사용되는 방법이 추적자 (tracer)의 농도 또는 동위원소 조성을 이용한 단성분 혼합분석 (EMMA)이다(Kim et al., 2017). EMMA를 수행하기 위해서는 추적자로 사용되는 단성분 사이의 화학조성 또는 동위원소 비율의 차이가 커야 하며, 추적자는 지질매체와의 반응으로 인해 농도 및 동위원소 비율이 변하지 않아야 한다. 해수와 담수의 혼합비(mixing ratio)를 구하기 위해서 연구지역 지하수의 배경농도(background concentration of groundwater)와 해수의 화학조성을 각 단성분(end member)으로 가정할 수 있다(Kim et al., 2017). 추적자로는 주로 비반응추적자(conservative tracer)인 염소이온, 브롬화이온 및 물의 두 안정동위원소를 이용하며 질량보존의

법칙을 이용한 다음의 식 (1)으로 시료의 혼합비를 나타낼 수 있다(Lee et al., 2013).

$$C_{a.gr} = xC_{sea} + (1-x)C_{p.gr} \quad (1)$$

여기서, x 는 해수와 담수의 혼합비를 나타내며, $C_{a.gr}$ 는 해수의 영향을 받은 지하수의 추적자농도이며, C_{sea} 와 $C_{p.gr}$ 는 해수의 추적자농도 및 연구지역 지하수의 추적자 배경농도에 해당된다. 혼합비를 다음과 같이 정리될 수 있다.

$$x = \frac{C_{a.gr} - C_{p.gr}}{C_{sea} - C_{p.gr}} \quad (2)$$

해수와 담수의 혼합비(x)는 식(2)를 사용하여 정량적으로 계산할 수 있으며, x 의 표준오차(standard error)는 가우스의 불확정성전파(Gaussian error propagation)를 이용하여 상대오차를 구할 수 있으며, 다음과 같이 정리될 수 있다(Genereux, 1998).

$$s_x = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial C_{a.gr}} \Big|_{C_{a.gr}, C_{p.gr}, C_{sea}} s_{C_{a.gr}} \right)^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial C_{p.gr}} \Big|_{C_{a.gr}, C_{p.gr}, C_{sea}} s_{C_{p.gr}} \right)^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial C_{sea}} \Big|_{C_{a.gr}, C_{p.gr}, C_{sea}} s_{C_{sea}} \right)^2} \quad (3)$$

여기서, s_x 는 x 의 표준오차를 나타내며, $s_{C_{a.gr}}$, $s_{C_{p.gr}}$, $s_{C_{sea}}$ 는 각각 해수의 영향을 받은 지하수, 배경지하수, 해수 추적자 농도의 상대오차를 나타낸다.

식(3)에서 해수와 지하수의 혼합비율(x)의 상대오차를 계산할 때, 세 가지의 제공항이 존재한다. 여기서, 첫 번째 제공항에서 해수의 영향을 받은 지하수 자체의 농도변화에 의해 발생하는 x 의 표준오차를 수학적으로 나타내면 식 (4)와 같다.

$$\Delta x = \frac{\partial x}{\partial C_{a.gr}} \Delta C_{a.gr} = \frac{1}{(C_{sea} - C_{p.gr})} \Delta C_{a.gr} \quad (4)$$

여기서 Δx 는 x 의 계산된 오차이다. 배경지하수의 농도변화에 의해 발생하는 상대오차, 즉 식(3)에서 두 번째 제공항에 해당되는 것을 수학적으로 표시하면 식 (5)와 같다.

$$\Delta x = \frac{\partial x}{\partial C_{p.gr}} \Delta C_{p.gr} = \frac{(C_{a.gr} - C_{p.gr}) - (C_{sea} - C_{p.gr})}{(C_{sea} - C_{p.gr})^2} \Delta C_{p.gr} = \frac{x-1}{(C_{sea} - C_{p.gr})} \Delta C_{p.gr} \quad (5)$$

해수의 영향을 받은 지하수의 시료의 농도에 분석오차가 없다면 $\Delta C_{a.gr}$ 은 0에 수렴하므로 식(4)에 의한 오차는 없다고 할 수 있다. 또한, 배경지하수의 농도 역시 분석오차가 없다면 $\Delta C_{p.gr}$ 은 0에 수렴하므로 식(5)에 의한 오차 역시 없다고 할 수 있다. 마지막으로, 해수의 농도변화에 의해서 발생하는 상대오차, 즉 식(3)에서 세 번째 제공항에 해당되는 것을 다음과 같이 식 (6)으로 나타낼 수 있다.

$$\Delta x = \frac{\partial x}{\partial C_{sea}} \Delta C_{sea} = -\frac{(C_{a.gr} - C_{p.gr})}{(C_{sea} - C_{p.gr})^2} \Delta C_{sea} = -\frac{x}{(C_{sea} - C_{p.gr})} \Delta C_{sea} \quad (6)$$

ΔC_{sea} 는 C_{sea} 의 오차이며, 이는 해수의 추적자농도로 사용되는 값과 지역에 따른 해수의 추적자농도 값의 차이이다. 예를 들어, 지역에 따른 해수 추적자의 농도값을 고려하지 않고 평균값을 사용할 때 발생할 수 있는 차이이다. 또는, 해수 시료 여러 개를 채취하고 분석한 평균과 표준편차 간의 차이도 될 수 있다. 따라서, 식 (6)에 의하면 해수와 지하수의 혼합비(x)를 고려하였을 때 발생하는 오차는 해수와 배경지하수의 농도차에 반비례하며 혼합비 자체와 해수 추적자농도의 차이에 비례한다.

세 가지의 제공항에서 처음 두 항은 0에 수렴하였으며, 마지막항의 해수농도의 표준편차에 의한 상대오차항만이 존재함을 알 수 있다. 따라서, 다음 장에서는 해수 추적자의 농도의 편차에 의한 상대오차를 계산하기 위해 실제 연구에서 사용된 해수의 농도를 표 3.3.2.1에 제시하였다. 표 3.3.2.1에 제시된 해수의 Cl-와 Br-농도의 평균 및 표준편차는 각각 $18170 \pm 2293 \text{mg/L}$, $76.7 \pm 24 \text{mg/L}$ 이었다.

나. 연구 결과 및 토의

앞 장에서 해수의 추적자 농도의 차이에 의해 해수침투시 지하수와 해수 혼합비(x)의 상대오차가 결정됨을 보였다. 식 (2)에서 해수의 추적자 농도에 변화가 발생하면 x 의 오차가 발생함을 알 수 있다. 식 (2)에서 사용된 해수의 추적자 농도 평균값에 비해 실제 해수의 추적자 농도가 낮다면 x 값을 과대평가(overestimate) 할 수 있으며, 높다면 x 값을 과소평가(underestimate) 할 수 있다(식 6). x 의

오차는 x 값 자체, 해수추적자의 농도변화에 비례하여, 해수추적자와 배경지하수 추적자 간의 농도차에 반비례함을 알 수 있다. 표 3.3.2.1의 평균값과 표준편차를 이용하여 그림 3.3.2.1은 Cl-, Fig. 2 는 Br-의 오차값을 나타내었다. 그림 3.3.2.1은 식 (6)에 의한 x 의 상대오차를 언급한 세 가지의 함수로 나타낸 것이다.

그림 3.3.2.1에서 수직축(Csea-Cp.gr)의 0을 기준으로 윗부분은 x 값을 과소평가 한 영역이며, 아랫부분은 x 값을 과대평가 한 부분이다. ΔC_{sea} 를 표준편차값으로 가정한다면, 그림 3.3.2.1과 같은 오차값의 분포를 얻을 수 있다. 예를 들어, 여러 지역에서 채취한 해수의 평균값이 18170mg/L이며 표준편차가 ± 2293 mg/L라고 가정하여 EMMA를 이용하여 해수침투가 일어날 때의 혼합비를 계산한다고 가정해 볼 수 있다(Shin et al., 2017). 이 때, 혼합비가 10%이며, 배경지하수의 염소이온농도가 거의 0이라고 한다면, 오차값은 ∓ 0.012 ($\mp 1.2\%$)만큼 발생하게 된다. 다시 말해, 평균값이 18170mg/L인 해수 농도를 가지는 지역에서 $+1\sigma$ 의 차이가 있는 시료(20463mg/L=18170mg/L+2293mg/L)는 -1.2% 만큼의 오차를 발생시킨다.

그림 3.3.2.2는 Br-이온을 추적자로 사용하고 표 3.3.2.1의 값을 이용하여 오차를 나타낸 것이다. 염소이온과 브롬이온 모두 문헌에 제시된 값들의 평균과 표준편차를 이용하였지만 브롬이온의 경우가 표준편차/평균의 비율이 높아(염소이온과 브롬이온 각각 12.6%, 32.0%), 염소이온과 같이 평균(76.7mg/L)과 표준편차(± 24 mg/L)를 적용하게 되면, 오차값이 ∓ 0.032 ($\mp 3.2\%$)만큼 발생하게 된다(10% 혼합비 가정). 즉, 평균값과 적용하는 값의 차이가 클수록 오차의 절대값은 커지게 된다.

해수침투가 발생하면 해수와 혼합된 지하수와 지질매체간의 다양한 지구화학적 반응이 일어난다(Liu et al., 2017). 그 중에서 가장 대표적인 것이 양이온교환반응(cation exchange)인데, Na+가 Ca2+로 교환되는 반응은 다음과 같이 표현될 수 있다.



여기에서, X는 이온교환반응이 일어날 수 있는 지질매체를 나타낸다. 혼합비가 결정되면, 혼합된 지하수의 이론적인 화학조성이 결정될 수 있으며 실제 시료가 가지는 값과의 차이(이온델타)를 구할 수 있다(ΔNa^+ , ΔCa^{2+} , ΔMg^{2+} 등). 예를 들어, 시료의 ΔCa^{2+} 값과 ΔNa^+ 값이 모두 양의 값을 가지게 되면 이는 시료에 이론적인 값 이상이 들어 있는 것을 의미하므로 암석에서의 용해(dissolution)을 의미하게 된다. 반대로, 두 값 모두 음의 값을 가지게 되면 이는 이론적인 값 이하로 들어 있는 것을 의미하므로 침전(precipitation)을 뜻하게 된다. 따라서, 혼합비가 해수침투가 일어날 때 지구화학적변화를 이해하는 데에 중요한 역할을 하며, 특히 값이 0 근처에서 오차에 의해 용해와 침전이 결정될 수 있다.

해수침투가 일어나는 해안지역에서 해수가 얼마만큼 담수와 혼합하였는가를 결정하는 것은 매우 중요한 일이다. 이번 연구를 통하여 해수침투가 발생하는 지역에서 해수와 담수의 혼합비를 계산할 때 오차가 발생할 수 있음을 보였다. 이러한 오차로 인하여 해수와 담수가 혼합될 때 사용된 값이 평균값보다 낮을 때는 혼합비를 과대평가 할 수 있으며, 높을 때는 과소평가 할 수 있다. 혼합비 계산과정에서 오차의 크기는 혼합비가 커질수록, 사용된 값과 평균값의 차이가 클수록, 마지막으로 해수추적자와 배경농도간의 차이가 작을수록 커진다.

빙하 연구에서도 단성분 혼합분석을 활용하여 빙하 용융수의 혼합비율을 추정할 수 있다. 특히 주변 영향요소가 많아 단성분 변동이 우려되는 해양지역에서는 해수와 담수의 혼합비율을 결정할 때 단성분의 시료를 정확하게 채취하고 분석해야 이러한 오차를 줄일 수 있을 것으로 판단된다.



Reference	Location	Cl ⁻ (mg/L)	Br ⁻ (mg/L)
Faye <i>et al.</i> (2005)	Saloum , Senegal	19888.67 ±2423.38	67.00
Park <i>et al.</i> (2005)	Western Coastal Area, South Korea	19350.00	NA*
Pulido-Leboeuf (2004)	Castell de Ferro, Spain	21259.00	132.00
Argamasilla <i>et al.</i> (2017)	Marbella - Estepona, Spain	19472.00	66.00
Han <i>et al.</i> (2015)	Daweiija, China	16211.50 ±668.08	NA
Na and Son (2005)	Seomjin River, South Korea	18800.00	67.00
Capaccioni <i>et al.</i> (2005)	Sicily, Italy	21204.50 ±34.65	NA
Kim <i>et al.</i> (2006)	Yeonggwang, South Korea	14408.02	67.00
Kim <i>et al.</i> (2003)	Jeju, South Korea	18211.00	64.70
Lee and Song (2007)	Buan, South Korea	16716.00	NA
Jeen <i>et al.</i> (2001)	Mid-western Coast, South Korea	19300.00	73.00
Shin <i>et al.</i> (2002)	Gogum, South Korea	17164.00	NA
Kim <i>et al.</i> (1997)	Yeosu, South Korea	14230.50 ±528.21	NA

☒ 3.3.2.1 Chloride concentrations of seawater for mixing ratio calculations from previous studies

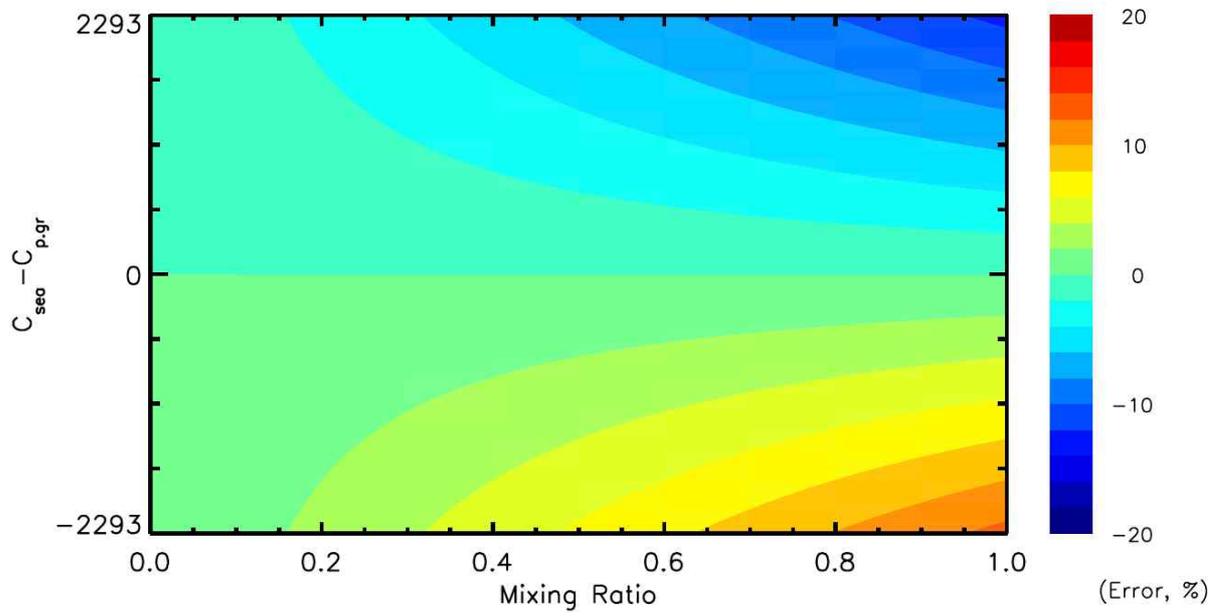


그림 3.3.2.1 Contour diagram of the error in the calculated mixing ratio as a function of the chemical difference between the averaged seawater concentration and standard deviation(1σ) using chloride ion in Table 1.



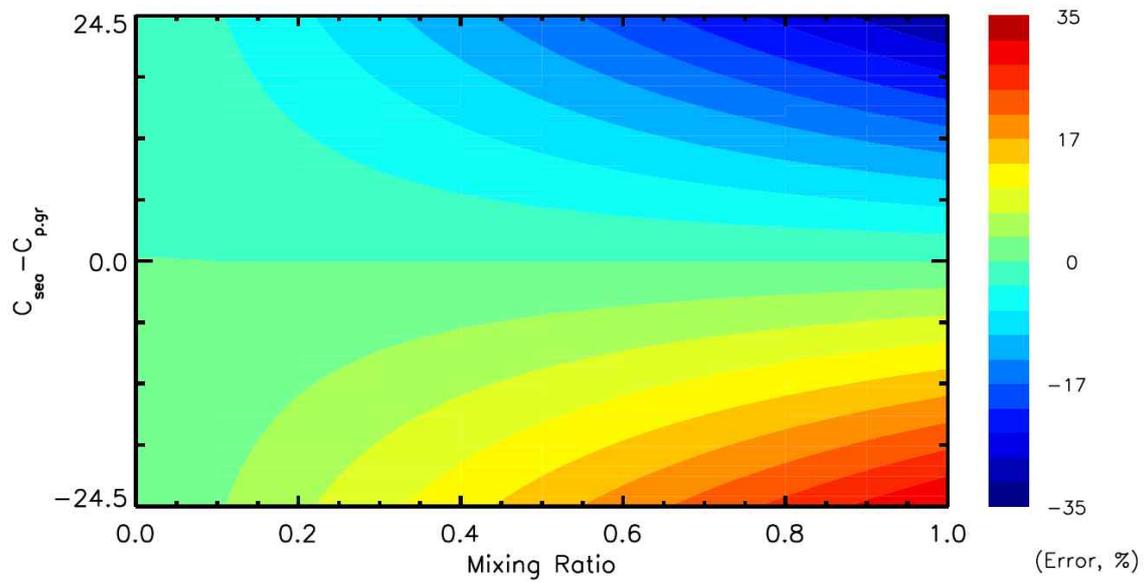


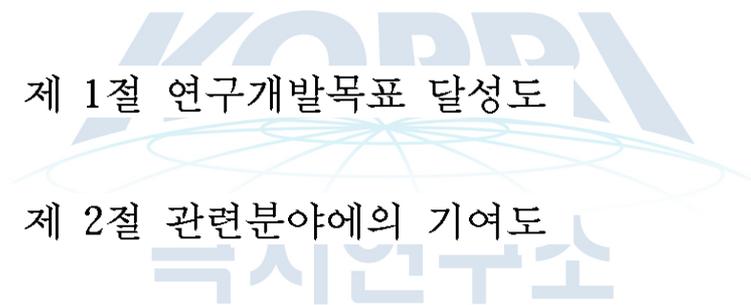
그림 3.3.2.2 Contour diagram of the error in the calculated mixing ratio as a function of the chemical difference between the averaged seawater concentration and standard deviation (1σ) using bromide ion in Table 1.



제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1절 연구개발목표 달성도

제 2절 관련분야에의 기여도





제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1절 연구개발목표 달성도

1. 최종연구목표 달성도

목 표	달 성 내 용	총 연구기간 대비 연구 진척율 (%)
<p>⊙ 장보고기지 주변에서의 용설 또는 해수의 불안정동위원소 특성 규명하여 향후 빙저호연구의 기초자료로 활용할 수 있는 자료 확보</p>		100
<p>⊙ 장보고기지 주변 해수의 담수와의 혼합과정 규명</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. 알베도 변화에 따른 얼음 안정동위원소 변동 관측 2. 얼음-물 상호작용에 따라 발생하는 동위원소 분화에 대한 실험 수행 및 이에 따른 동위원소 교환반응 추정 3. 장보고기지 주변 수괴 영향요인의 동위원소 변동 과정 도식화 및 동위원소 활용 혼합비율 추정 	100
<p>⊙ 해수 및 장보고기지 주변 물 시료 확보 및 분석</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. 장보고기지 주변 55개 정점, 295개 시료 채취 2. 테라노바만 해빙 및 브라우닝패스지역 빙하 샘플 확보 3. 1차년도 및 4차년도 해수 안정동위원소 분석 	100

제 2절 관련분야에의 기여도

연구과제의 주요 목표는 불안정동위원소를 이용하여 장보고기지 주변의 수문망을 규명하는 것이다. 장보고기지 주변의 대략적인 물의 흐름은 그림 1과 같이 바다를 향해 담수가 대체적으로 빠져 나가는 형태이다. Quantarctica (Antarctic GIS package)를 이용하여 장보고기지 주변 드라이켈스키의 전반적인 수리분포를 파악할 수 있다. 그림 4.2.1에서 흰 부분은 현재 알려진 빙저호의 위치이며, 화살표는 장보고기지 주변의 물흐름 속도를 나타낸다. 상부에서 하부로 물 속도가 전반적으로 빨라지는 것을 알 수 있으며, 이를 이용하여 향후 빙저호 주변의 추적자 실험에 이용할 수 있을 것으로 판단된다. 장보고기지 주변 수문망 및 빙저호의 근원을 밝혀 내기 위해서는 물의 안정동위원소연구가 필수적이며 이를 위해서는 빙저호의 근원이 될 수 있는 지표, 지하수, 얼음의 안정동위원소에 대한 이해를 요구한다.

1차년도부터 5차년도까지 총 5회의 남극 하계 연구항해동안 총 55개 정점 295개의 시료를 채취하였다. 이는 국내에서 지금까지 거의 볼 수 없었던 단일 지역 연속 측정 해수동위원소 자료이며, 전 세계적으로도 거의 찾아볼 수 없을 만큼 희귀한 자료이다. 확보된 해수 시료와 육상, 대기 안정동위원소를 바탕으로 장보고기지 주변의 불안정동위원소 네트워크를 구축할 수 있는 기반을 마련하였으며, 이를 바탕으로 남극지역 물 순환 과정 연구에서 유용하게 활용될 수 있다.

1차년도에서는 눈의 안정동위원소를 변동시키는 원인을 파악하기 위해 알베도 변화에 따른, 즉 테프라에 의해 눈의 알베도가 변화되었을 때의 눈 안정 동위원소 변동에 대한 연구를 수행하였다. 빙하 동위원소의 퇴적 후 변동은 불안정동위원소를 활용한 연구에서 주된 불확실성 요인으로 지적된다. 퇴적 후 작용에 따른 동위원소 변동 과정을 파악하는 것은 동위원소를 활용한 단성분 결정에 참고할 수 있는 중요한 근거로 활용할 수 있다. 실험 결과 테프라에 의해 동위원소 값이 비교군에 비하여 더 상승한 것으로 나타났다. 이러한 동위원소 값 변화는 고기후 연구를 비롯한 빙하 안정동위원소를 사용한 모델에서 오차를 발생시킬 수 있으며 해수, 대기와의 상호작용을 과대추정 혹은 과소추정하게 만드는 요인으로 작용할 수 있다. 동위원소 변동 요인을 파악하고, 그에 따른 영향이 안정동위원소 연구에 미치는 영향을 밝혀냈다. 이를 바탕으로 향후 빙저호 연구에 도움이 될 수 있을 것으로 판단된다. 장보고기지 주변의 빙저호에 대한 연구는 현재 학계에서 큰 관심을 받고 있다. 이를 수행하기 위해서는 먼저 물의 흐름(flow)에 대한 연구가 선행 되어야 하며 이를 위해서는 불안정동위원소의 연구는 필수적이다. 따라서 위의 연구과제는 빙저호의 물의 흐름을 연구하기 위한 첫 번째 단계라고 할 수 있다.

2차년도에는 이화여자대학교 극지실험실에서 융해실험을 위한 시설을 구축하고, 수문분리를 활용을 위한 자료를 확보하였다. 남극지역 빙하의 융해에 따른 동위원소 변동 과정을 파악하는 것은 동위원소를 활용한 빙하 융해 연구에

필수적으로 규명되어야 하는 부분이다. 이를 위해 극지실험실에서 얼음의 용해에 따른 동위원소 변동 과정을 밝히기 위한 예비실험을 수행하였다. 이화여자대학교 극지실험실은 영하의 온도를 지속적으로 유지하여, 극 지역과 비슷한 환경에서 실험할 수 있다. 이러한 실험환경 구축은 국내에서 유례를 찾아보기 힘든 곳으로 실험을 통해 극 지역에 대한 이해를 높이는 데 크게 기여하고 있다. 한편 캘리포니아의 눈 시료를 활용하여 수문분리를 실시함으로써 인공 강우가 배출수에 얼마나 기여하는지 계산하였다. 극지역의 기상변화에 따라 눈 시료의 동위원소 값 변동을 살펴봄으로써, 향후 빙하-해수-강수의 상호작용을 수문분리로 수행할 수 있는 기반을 마련하였다. 동위원소를 활용한 수문분리는 국내에서 수문학 연구에서 많이 활용되고 있는데, 유출수에서 강수와 지하수를 분리하여 주변 지역의 수계(water system) 파악에 용이하다. 이를 극지역 연구에 적용하면 강수 혹은 해수가 빙하를 통과하며 형성되는 유출수에서 용빙수가 차지하는 부분을 분리할 수 있다. 빙하-해수-강수의 상호작용에 따른 빙하 용융도를 파악할 수 있다면 빙붕 안정성 연구에 상당한 도움이 될 것으로 생각된다.

3차년도에는 용융실험을 실시하여 고체와 액체의 동위원소 분화과정을 이해하였으며, 수문분리를 적용하여 서로 다른 동위원소 조성을 갖는 수괴를 분리하는 방법을 시도하였다. 또한 1차년도에서 채취한 시료의 물 안정동위원소를 분석함으로써 장보고기지 주변의 해수가 용빙수를 비롯한 다양한 물이 혼합되었을 가능성을 파악하였다(그림 4.2.2). 얼음이 녹으면서 얼음이 녹은 물의 안정동위원소값이 시간에 따라 어떻게 변화하고, 이 과정에서 동위원소교환상수 및 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는가를 용융실험과 1-D 모델결과의 비교를 통해 구할 수 있었다. 극 지역의 기온상승과 해안지역에서 빙하시료를 획득하는 연구가 많아지면서, 이러한 지역에서 빙하의 용융이 발생된다면 얼음의 동위원소 값이 증가하게 되게 이를 통해 과거의 온도 복원은 따뜻한 쪽으로 오차가 발생하게 된다. 반대로, 빙하가 녹은 물이 다시 얼어 존재하게 된다면, 이는 원래 얼음보다 동위원소 값이 낮기 때문에, 과거의 온도 복원은 추운 쪽으로 오차가 발생한다. 극 지역에서 눈의 안정동위원소는 해빙의 면적, 바람의 방향등 해수면의 온도 이외에도 영향을 줄 수 있는 요소가 많다. 빙하를 이용하여 계절성과 같은 1년 미만의 시간 단위를 바탕으로 연구 수행하기 위해서는 눈에서 빙하로의 생성과정에 대한 연구가 필요할 것으로 판단된다. 한편 장보고기지 주변에서 채취한 1차년도 시료의 산소 및 수소동위원소 분석 결과는 그림과 같다. 6.79의 기울기는 기상수의 유입 외에도 다른 동위원소 분화 과정이 있었음을 지시한다. 동위원소 변동 요인에 대한 추가적인 연구가 필요함을 제시하였다.

4차년도에서는 해수 동위원소 시료의 추가 분석이 진행되었으며, 지표의 영향을 추정하기 위한 리튬동위원소의 적용을 처음으로 시도하였다. 리튬은 지표의 풍화를 지시하는 원소로, 이를 이용하면 대륙에서의 풍화에 의해 담수의 화학적 조성이 결정되며 이는 해수와는 확연히 다른 값을 나타낸다. 이를 이용하여 해수와 담수의

혼합과정에 적용하고자 4차년도부터는 해수샘플링 과정에서 리튬동위원소 분석용 시료도 함께 채취하였다. 극지역에서 리튬동위원소를 활용하여 해수에서 지표수의 영향을 분석하고자 하는 시도는 최초로 진행된 것이며, 리튬동위원소를 활용한 담수의 분리가 진행된다면 빙하 거동 및 빙저호 연구에서 유용하게 활용될 것으로 보인다. 추가로 물의 수소 및 산소 안정동위원소의 선형관계를 나타내는데 주로 활용하던 보통최소자승법과 완전최소자승법을 비교함으로써, 통계적 방법에 따른 오차 연구에 대한 가능성을 제시하였다.

5차년도에는 리튬안정동위원소의 분석을 진행하였으며, 물 안정동위원소 값을 바탕으로 해수와 담수의 수문분리를 진행하였다. 빙하 하부의 물은 빙하 및 해수와 상호작용하며 다양하게 분화한다. 지금까지 국내외에서 수행된 대부분의 연구는 물에 포함된 염분 농도와 수온에 따라 구분하는 것이 우세하였으며, 산소동위원소를 사용하여 극 지역 해수의 특성을 구분하였다(Jacobs, 1985). 한편 분석기술의 발달로 더 적은 양의 동위원소 분별이 가능해지며 리튬, 브롬 등의 비전통 안정동위원소를 활용한 연구가 다방면에서 진행되고 있다. 극 지역에서 용설에 의한 담수가 해수와 혼합된다면 암석의 풍화에 의한 원소들이 담수에 포함되어 있을 것이므로 해수와 담수 혼합의 직접적인 증거가 될 뿐만 아니라 담수의 혼합과정을 규명하는 근거로 활용할 수 있다. 이에 담수가 포함되었을 것으로 추정되는 해수의 리튬동위원소를 분석한 결과 기존에 알려진 해수의 동위원소 비와 큰 차이를 보이지 않는 것으로 나타났다. 또한, 이와는 별개로 해수, 담수의 물 안정동위원소를 이용하여 동위원소 수문분리를 수행하면 해수와 담수가 얼마만큼씩 혼합되는지를 추정할 수 있다. 따라서 그동안 축적된 자료를 바탕으로 원소동위원소를 이용한 혼합비율과 수문분리를 이용한 혼합비율을 비교하였다. 산소동위원소를 활용한 혼합비율 추정 결과 분석오차를 고려하였을 때 최소 0.2 %부터 혼합비 추정이 가능한데, 4차년도 해수 안정동위원소 분석 결과 HSSW와 ISW의 산소동위원소 값 차이가 약 0.02 ‰로, 최소 추정범위보다 적었다. 즉 테라노바 만에서 형성된 ISW에서 용빙수가 차지하는 비율이 0.2 % 이내임을 추정할 수 있었다.

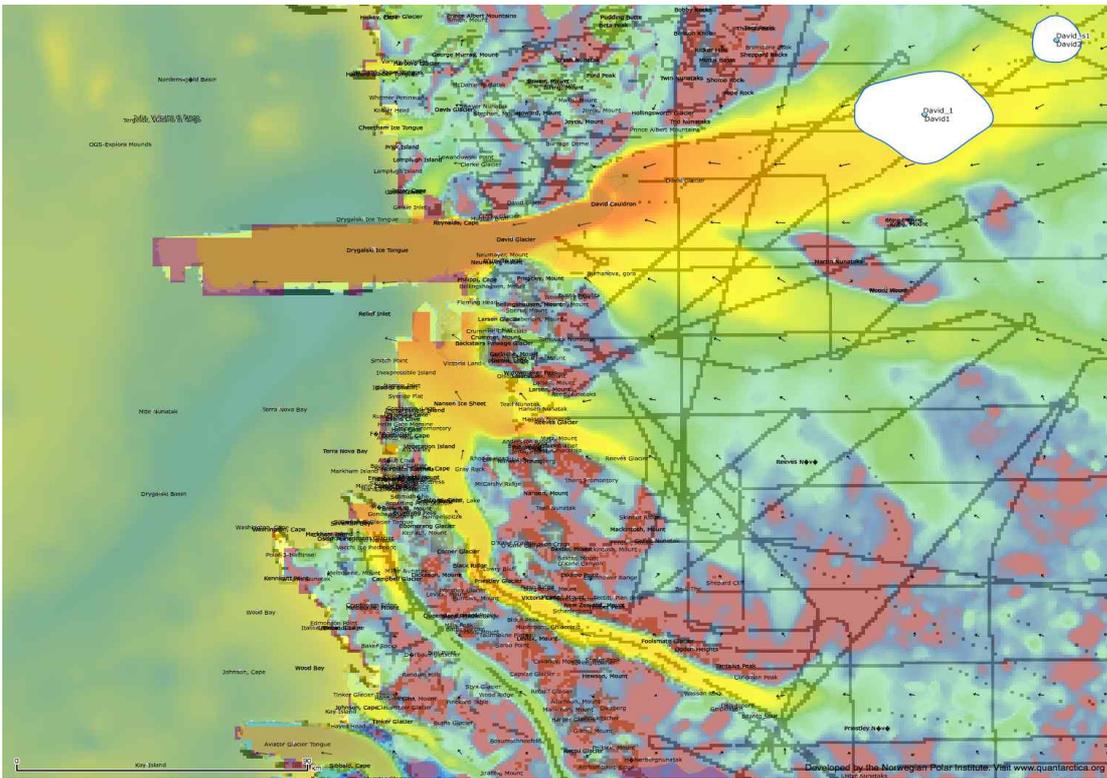


그림 4.2.1 장보고기지 주변 드라이겔스키 주변의 수리분포

극지연구소

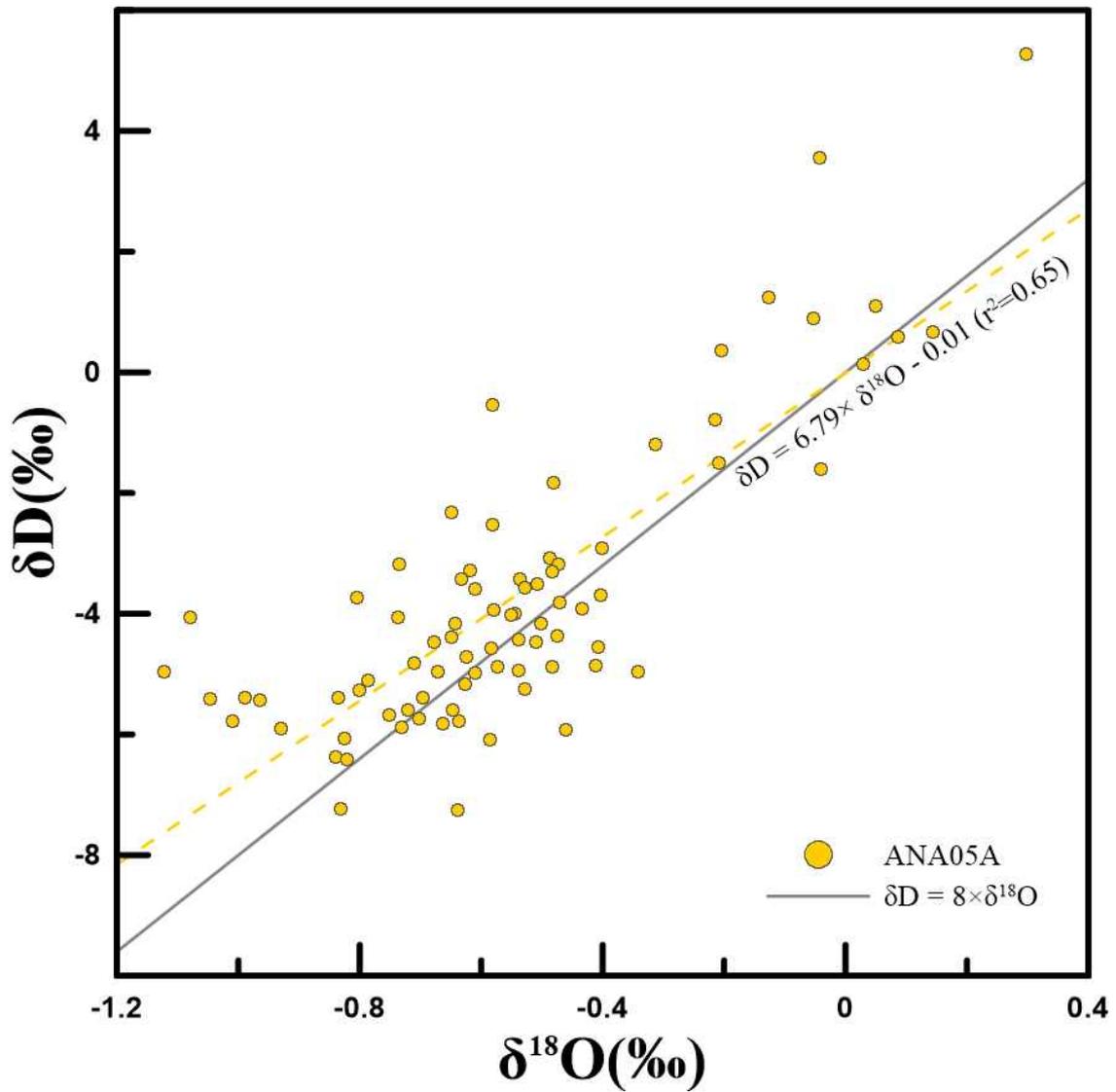


그림 4.2.2 1차년도에 채취한 해수의 산소 및 수소 동위원소 값 및 선형 관계. 기상수가 8의 기울기를 갖는 것과 달리 6.79를 나타내고 있으며 이는 물 순환 과정에서 다른 요인의 영향이 있었음을 의미한다.

제 5장 연구개발결과의 활용계획





제 5장 연구개발결과의 활용계획

가. 정책적 측면

- 온대지역에서 수자원확보를 위해 활용할 수 있음. 눈으로 충전 되는 수계에서 눈 안정동위원소를 활용한 연구는 지속적인 수자원 관리에 효율적임. 국내에서도 제주도, 울릉도 및 강원도 산간지역에 이런 연구를 적용할 수 있을 것으로 기대됨.
- 해안가 및 도서 지역에서 발생하는 해수 침투는 해당 지역 주민들의 생활에 상당한 영향을 미침. 해수 및 담수의 상호작용에 관한 연구는 수자원 확보 및 해양 오염 관리에 필요한 과학적 근거를 제시할 수 있을 것으로 생각됨.

나. 과학기술적 측면

- 대륙에서의 빙하 연구를 위해 시추지역의 수증기동위원소 및 눈 안정동위원소 연구가 선행되어야함. 향후 남극 세종기지 뿐만 아니라 장보고기지 및 다산기지 주변의 눈 안정동위원소의 변동에 대한 연구로 확장할 수 있을 것으로 생각됨.
- 눈 안정동위원소변동을 관찰하기 위한 극지 실험장치 및 모델은 다른 연구에도 적용 가능. 특히 모델의 경우 다른 안정동위원소, 예를 들어 비전통 안정동위원소의 변동을 이해하는 데도 적용할 수 있어 국내 연구진의 동위원소 연구 능력 향상이 기대됨.
- 전 세계적으로 불안정동위원소를 많이 연구하고 있음에도, 국내에서는 미미한 수준임. 안정동위원소 연구가 가능한 인력을 양성하여, 다양한 다학제 학문 및 융합학문을 발생시킬 수 있을 것으로 생각됨.
- 물 동위원소를 비롯하여 동위원소 시스템을 활용한 해양 생태 및 물리화학적 변동 연구에 기여할 것으로 기대됨.

다. 국민 생활 및 사회수준 향상에의 기여측면

- 눈에서 충전된 지하수를 이용하여 만든 생수는 부가가치가 상당히 높은 것으로 알려져 있음. 국내에서도 눈에서 충전된 지하수를 확보하여 사회의 요구에 부응할 수 있으며 이에 따른 경제적 효과도 있을 것으로 판단됨.
- 지구 환경 변화에 따라 극지에 대한 국민적 관심이 증대되고 있는 바, 학생들에게 극지에 대한 교육 및 비전을 제시할 수 있는 교사 교육 및 교과 연구 지도에 기여할 수 있을 것으로 생각됨.



제 6장 연구개발과정에서 수집한
해외과학기술정보





제 6장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

2019. 4. 7-12에 진행된 2019 EGU General Assembly에서 확인한 해외 연구 동향임. 빙붕 하부의 수문학적 요인에 대한 물리화학적 다양한 접근이 시도되고 있는 것을 알 수 있음.

TAKE-HOME MESSAGE

The choice of sliding law impacts sensitivity to a larger extent than subglacial hydrology. For the same sliding law, results without subglacial hydrology show more sensitivity.

EXPERIMENTAL SET-UP

In this study, we investigate the effect of both power-law basal sliding and subglacial water distribution on ice-sheet mass loss (represented by sub-shelf melting).

- Present-day ice-sheet geometry, surface mass balance, surface temperature and geothermal heat flux on 25 km resolution
- Model initialization through optimization of basal sliding coefficients (Patyn, 2017)
- Experiments for different sliding laws (Larsen) and with/without subglacial hydrology
- Model runs over 500 years, starting from present-day initialization and forced by subglacial sheet melt using either a constant value (20 m/yr) or the pure model (Larsen et al., 2013) (simulated by Isac)

WHY STUDY SUBGLACIAL HYDROLOGY?

Process leading to increased lubrication at the bed
 → Play a role in the basal sliding of the ice
 → Often neglected

Aiming for sliding laws that include more physics (e.g., Stearns and van den Broek, 2018)

Few direct visual observations.

Schematic elements of the subglacial drainage system

RESULTS

Ice thickness variation (m)

Ice thickness variation (m)	Constant sub-shelf melting rate (20 m/yr)	Sub-shelf melting rate according to pure model
Without subglacial hydrology		
With subglacial hydrology		

Sea-ice rise contribution from the Antarctic ice sheet (m)

POWER-LAW BASAL SLIDING

Recent studies (Ritz et al., 2015; Patyn, 2017; Balhais et al., 2018) advocate for higher mass losses with plastic sliding laws compared to viscous sliding.

Relationship between present and future sea level contribution from the Amundsen Sea

Mathematical description

$\tau_b = A_b \dot{\gamma}^n$

A_b : basal sliding factor
 n : basal sliding law exponent
 $\dot{\gamma}$: basal shear stress

$\tau_b = \tau_{b0} \exp(\alpha \dot{\gamma})$ (viscous)
 $\tau_b = \tau_{b0} \exp(\alpha \dot{\gamma})$ (viscoplastic (or = Weertman))

NEXT STEPS

→ Inclusion of subglacial water and hydrology in a Coulomb friction law
 → Parameterization of different elements of the basal drainage system
 → Parameterization of subglacial sediments (fill, ...)

METHOD

Ice-sheet model: FETISH
 → Hybrid SSA thermomechanical coupled model
 → Coupled to a basal subglacial hydrology model (Larsen et al., 2009)

Subglacial drainage system

→ Ice
 → Ice stream layer (LID in thickness)
 → Sediment

Evolution of the water film depth d_w

$\frac{dM_b}{dt} = M - A - V - (Q_w d_w)$
 $M_b = \frac{dM_b}{dt} \cdot \tau_{b0}$
 $M_b = 12 \tau_{b0}$
 $d_w = \left(\frac{2M_b Q_w}{\rho g \tau_{b0}} \right)^{1/2}$

Φ : hydraulic potential
 Q_w : subglacial water flux

Hydraulic potential = total mechanical energy per unit volume of water required to move water from one place to another

$\Phi = \rho g h + P_{sub} + P_{ice} - N$
 $N = N_0 + \rho g \Delta z$
 $\tau_{b0} = \rho g \tau_{b0} + (h_0 - h) \rho g$

a, b: ice thickness
 h: ice surface elevation
 h₀: ice surface gradient
 N: ice stream layer
 P_{sub}: basal shear stress
 P_{ice}: ice stream layer
 V: ice stream layer
 W: ice stream layer

CONCLUSIONS

→ Increase in power law leads to higher sensitivity (as corroborated by other studies)
 → Subglacial hydrology over had had influences sensitivity of ice sheet response marginally. Most likely related to simplified physics and relation of subglacial water film thickness to basal sliding
 → For the same sliding law, results without subglacial hydrology show more sensitivity
 → More complex sub-shelf melt models (Goum model) influence the sensitivity to power law stiffer (no strain-forward relation)

EGU
 EGU General Assembly 2019
 EGU logo

UTB
 Université Libre de Bruxelles (ULB), Laboratoire de Glaciologie Brussele, Belgium
 Corresponding author: Elise Kazmierczak@ulb.ac.be

Drygalski Ice Tongue stability influenced by crevasse formation and ice morphology

Christine Indrigo (1), Christine Dow (1), Duncan Young (2), Choon-Ki Lee (3), Jamin Greenbaum (2), Don Blankenship (2,4), Won Sang Lee (3,5)
 Contact: cindrigo@uwaterloo.ca

1 University of Waterloo, 2 University of Alberta, 3 Korea Research Institute of Geoscience and Mineral Resources, 4 University of Wisconsin, 5 National Natural Science Foundation of China

Introduction

Motivation:

- The tip of the Drygalski Ice Tongue has broken off in several large-scale calving events, including recently in 2005-2006
- This improves understanding of the link between fracture propagation and calving rates
- Large (2.5 – 7 km long) repetitive crevasses form every ~20km
- The ice tongue prevents sea ice break up in the Ross Sea and impacts polynyas formation in Terra Nova Bay (Brenward & Kurtz, 1984)

Approach:

- We use a combination of remote sensing analysis and numerical modelling of subglacial hydrology to investigate spatial and temporal variation across the ice tongue

Research question:

- Is the stability of the ice tongue related to crevasse formation, ice strain, and basal channels?

Study Area

- Fed by David Glacier, starting at an icefall at David Cauldron
- Located in East Antarctica
- Flows through a valley in the Transantarctic Mountains
- Extends 140km into the Ross Sea from the grounding line



Fig. 1 Drygalski Ice Tongue location. Updated at 2017/12/20

Methods

- Velocity at crevasse locations derived by manual feature tracking
- Ice strain calculated using Landsat GoLIVE velocity products
- Pre-magery crevasse formation dates extrapolated from average velocity and formation location of newer crevasses
- Applied Glads (Glacier Drainage System model) to simulate subglacial drainage and channel formation

Data sets

Data	Type	Provider
Landsat 4, 5, 7, 8	Optical	USGS
Landsat GGLIVE	Automated velocity	Fahnestock et al 2015
REMA	Digital elevation model	NASA
Ice thickness, specularly, surface	Ice penetrating radar, laser altimetry	University of Texas Institute for Geophysics, Korean Polar Research Institute

Acknowledgements: Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and the Canada Research Chairs (CRC) Program for funding, Mouni Mehrotra for the use of GlADS

Results: Crevasse formation

- Known large-scale calving events:
 - Early 1900s (Frazar & Mann, 1964)
 - C2 - 1927 (Frazar & Mann, 1964)
 - C3 - 1957 (Frazar & Mann, 1964)
 - C4 - 1992 (Frazar & Mann, 1964)
 - C5 - 2006 (Figure 2)
- Estimated crevasse formation dates:
 - C1 - 1970s
 - C2 - 1927
 - C3 - 1957
 - C4 - 1992
 - C5 - 2006

- Large crevasses form on the North side, where ice is thinner
- 2 crevasse types:
 - Thin crevasses (~7 km long)
 - Wide crevasses (2.5 km long)
- Crevasses give the terminus a tapered shape with the South half extending farther than the North half
- Calving events originate from the fractures on the North side
- Average velocity increased from 657m/yr (2003-2005) to 693m/yr (2006-2007) following the most recent calving event



Fig. 2 Crevasse locations along the ice tongue. Updated at 2017/12/20

Results: Basal channels and subglacial hydrology

- 4 basal channels visible in surface and ice thickness imagery
- 2 large channels (BC1, BC2) produced by GlADS line up with channels visible in ice thickness imagery (Figure 3, 4)
- Smaller channel in GlADS lines up with channel in ice thickness (BC3)
- Channel widths range from ~200m – 500m near the grounding line, to ~2 km near the terminus
- Channel height ranges from 50-150m

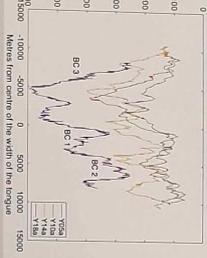


Fig. 3 Ice thickness from ice penetrating radar surveys

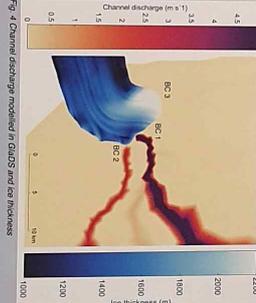


Fig. 4 Channel discharge modelled in GlADS and ice thickness



Fig. 5 Ice thickness from ice penetrating radar surveys

Results: Basal channels and ice strain

- Alternating striped pattern of extensional and compressive ice strain along the length of the tongue (Figure 7)



Fig. 7 Compressive strain (blue) and extensional strain (red) for a section of the ice tongue



Fig. 4 Channel discharge modelled in GlADS and ice thickness

Discussion and Conclusion

- Cyclical relationship between calving, increased velocity, and crevasse formation
- Channel formation at the grounding line influences the location of basal channels along the ice tongue
- Crevasses propagate inward until they reach an area of thicker ice, between the subglacial channels, and are formed when large-scale calving events occur
- Creates areas of weakness that appear to drive future calving events
- Surface strain rates may be linked with basal channel locations
- Difficult to assess due to spatial resolution of velocity products

Future work

- Continue to apply GlADS to the catchment
- Identify growth and drainage dynamics of subglacial lakes within David catchment
- Confirm areas of subglacial lakes based on specularly and water thickness
- Further investigation of ice strain with crevasse and basal channel location

References: H. & Kurtz, D. G. (1984). Katabatic wind tunnel of the Terra Nova Bay Polynya. *Journal of Geophysical Research*, 89(C2), 1661-1672
 Frazar, F. H., & Kurtz, D. G. (1964). 25th century behaviour of Drygalski Ice Tongue, Ross Sea, Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 29, 397-400





Contact email: aweifing@phys.ethz.ch

Long-lived radionuclides (¹²⁹I and ²³⁶U) as water mass tracers in the North Atlantic and Fram Strait

A.-M. Weifing^{1,2}, M. Castriello¹, M. Christl¹, C. Vockenhuber¹, M. Rutgers v.d. Loefft¹, P. Uhermiller¹, P. A. Dodd³ and N. Casacuberta²

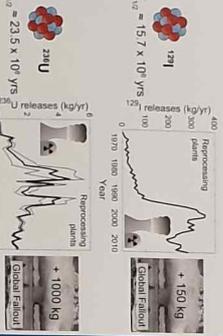
¹Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zürich (Switzerland), ²Environmental Physics, ETH Zürich (Switzerland), ³Alfred-Wegener-Institute (Germany), ⁴IFMmer (France), ⁵Norwegian Polar Institute (Norway)



Highlights

- Data of ¹²⁹I and ²³⁶U along a transect through Fram Strait (2013, 2016, 2018) and the subpolar North Atlantic (2014, 2018)
- Estimation of transit times and dilution factors: Fram Strait: surface (0 - 50 m) and Atlantic layer (300 - 800 m) North Atlantic: Deep overflow waters

Background



Study area



Methods

1. Sampling 250 ml for ¹²⁹I
2. Chemical purification [1]
3. Accelerator Mass Spectrometry measurement [2, 3]



Fram Strait

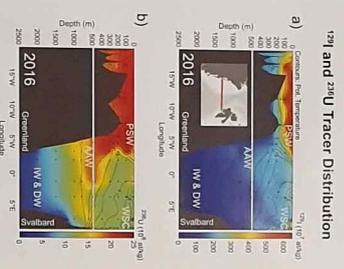


Fig. 1: Vertical distribution of (a) ¹²⁹I and (b) ²³⁶U in the Fram Strait during the 2016 cruise. The cruise track is shown in the map. The cruise was performed in the Fram Strait during the period 15-18 June 2016. The cruise track is shown in the map. The cruise was performed in the Fram Strait during the period 15-18 June 2016. The cruise track is shown in the map.

Transit times and dilution factors: Polar Surface Water and mid-depth Atlantic layer

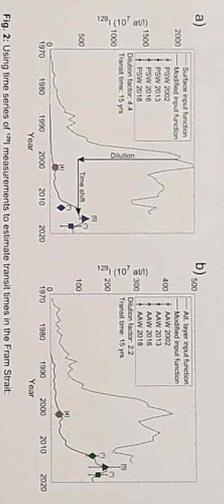


Fig. 2: Using time series of ¹²⁹I measurements to estimate transit times in the Fram Strait. The input function is diluted and shifted in time to match measured ¹²⁹I concentrations of different stations. (a) Polar Surface Water: Dilution factor 4.4 ± 2.3 % of the input function. 15 years time shift from Northern Norwegian Coast. (b) Atlantic layer: Dilution factor 2.2 ± 0.6 % of the input function. 15 years time shift from Barents Sea entrance used for the surface and mid-depth layer, respectively. (*) denotes unpublished data.

Transit times and dilution factors: Deep overflow waters

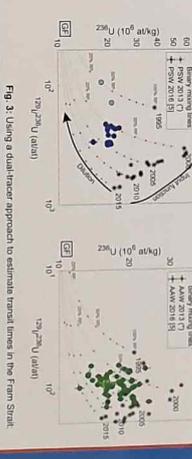


Fig. 3: Using a dilution-factor approach to estimate transit times in the Fram Strait. The dilution of ¹²⁹I input with ²³⁶U background is simulated using the combination of the ¹²⁹I concentration. (a) Polar Surface Water (2016): 30 - 50 % of the input function, Northern Norwegian Coast. (b) Atlantic layer (2016): 40 - 90 % of the input function. 6 - 18 years time shift from Barents Sea entrance used for the surface and mid-depth layer, respectively. (*) denotes unpublished data.

Subpolar North Atlantic

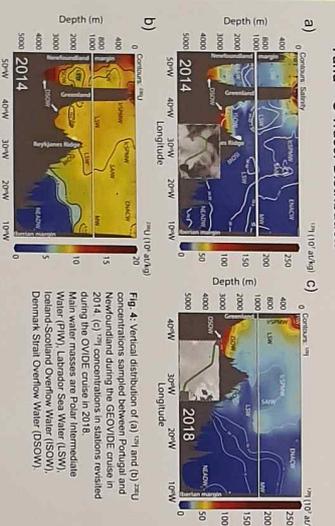


Fig. 4: Vertical distribution of (a) ¹²⁹I and (b) ²³⁶U in the subpolar North Atlantic during the 2014 and 2018 cruises. The cruise tracks are shown in the maps. The cruise was performed in the subpolar North Atlantic during the period 15-18 June 2014 and 15-18 June 2018. The cruise tracks are shown in the maps. The cruise was performed in the subpolar North Atlantic during the period 15-18 June 2014 and 15-18 June 2018. The cruise tracks are shown in the maps.

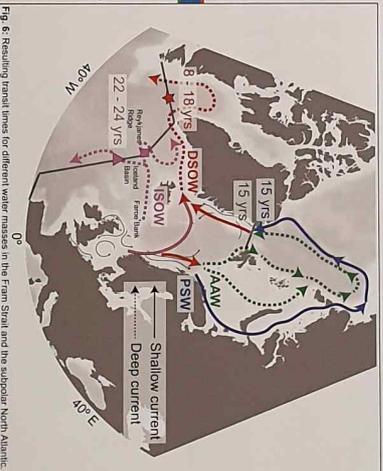


Fig. 6: Resulting transit times for different water masses in the Fram Strait and the subpolar North Atlantic. (*) denotes unpublished data.

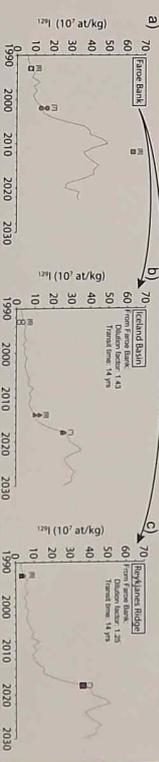


Fig. 5: Using time series of ¹²⁹I measurements to estimate transit times for ISOW in the Labrador Sea (a) and the link of the Reykjavik Ridge (c) for DSOV in the Labrador Sea (b). (*) denotes unpublished data.

Acknowledgements

We thank all people involved in the collection of the samples and the lab work as well as the AMS measurement.

References

- 1) Castriello et al. (2016), *ESR*, 440, 1272-134
- 2) Christl et al. (2013), *Nucl. Instrum. Methods Phys. Sect. B*, 281, 810-816
- 3) Christl et al. (2015), *Nucl. Instrum. Methods Phys. Sect. B*, 308, 1-6
- 4) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 5) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 6) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 7) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 8) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 9) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 10) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 11) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 12) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 13) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 14) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 15) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 16) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 17) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 18) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 19) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304
- 20) Weifing et al. (2018), *Deep-Sea Res.*, 148, 291-304





제 7장 참고문헌





제 7장 참고문헌

- Argamasilla, M., Baberá, J.A., and Andreo, B., 2017, Factors controlling groundwater salinization and hydrogeochemical processes in coastal aquifers from southern Spain. *Science of the Total Environment*, 580, 50-68.
- Capaccioni, B., Didero, M., Paletta, C., and Didero, L., 2005, Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters. *Journal of Hydrology*, 307, 1-16.
- Faye, S., Maloszewski, P., Stichler, W., Trimborn, P., Faye, S.C., and Gaye, C.B., 2005, Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer: minor elements and isotopic indicators. *Science of the Total Environment*, 343, 243-259.
- Genereux, D., 1998, Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separation. *Water Resources Research*, 34, 915-919.
- Han, D., Post, V.E.A., and Song, X., 2015, Groundwater salinization processes and reversibility of seawater intrusion in coastal carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 531, 1067-1080.
- Jeen, S-W., Kim, J-M., Ko, K-S., Yum, B., and Chang, H-W., 2001, Hydrogeochemical characteristics of groundwater in a mid-western coastal aquifer system, Korea. *Geosciences Journal*, 5, 339-348.
- Kim, C-S., Kim, K-S., Bae, D-S., and Song, S-H., 1997, Hydrogeological Characteristics of Seawater Intrusion in the Coastal Area. *Journal of the Korean Society of Groundwater Environment*, 4, 61-72.
- Kim, H., Cho, S.-H., Lee, D., Jung, Y.-Y., Kim, Y.-H., Koh, D.-C., and Lee, J., 2017, Influence of pre-event water on streamflow in a granitic watershed using hydrograph separation. *Environmental Earth Sciences*, 76:82, DOI 10.1007/s12665-017-6402-6.
- Kim, R.-H., Kim, J.-H., Ryu, J.-S., and Chang, H.-W., 2006, Salinization properties of a shallow groundwater in a coastal reclaimed area, Yeonggwang, Korea. *Environmental Geology*, 49, 1180-1194, doi:10.1007/s00254-005-0163-3.
- Kim, Y., Lee, K-S., Koh, D-C., Lee, D-H., Lee, S-G., Park, W-B., Koh, G-W., and Woo, N-C., 2003, Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *Journal of Hydrology*, 270, 282-294.
- Lee, J., Koh, D.C., and Choo, M.K., 2013, Influences of fractionation of stable isotopic composition of rain and snowmelt on isotopic hydrograph separation.

- Journal of Korean Earth Science Society, 35, 97-103.
- Lee, J-Y., and Song, S-H., 2007, Groundwater chemistry and ionic ratios in a western coastal aquifer of Buan, Korea: implication for seawater intrusion. *Geosciences Journal*, 11, 259-270.
- Liu, Y., Jiao, J.J., Liang, W., and Kuang, X., 2017, Hydrogeochemical characteristics in coastal groundwater mixing zone. *Applied Geochemistry*, 85, 49-60.
- Na, C-K., and Son, C-I., 2005, Groundwater Quality and Pollution Characteristics at Seomjin River Basin: Pollution Source and Risk Assessment. *Economic and Environmental Geology*, 38, 261-272.
- Park, S-C., Yun, S-T., Chae, G-T., Yoo, I-S., Shin, K-S., Heo, C-H., and Lee, S-K., 2005, Regional hydrochemical study on salinization of coastal aquifers, western coastal area of South Korea. *Journal of Hydrology*, 313, 182-194.
- Pulido-Leboeuf, P., 2004, Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry*, 19, 1517-1527.
- Shin, I-H., Park, C-Y., Ahan, K-S., and Jeong, Y-J., 2002, Hydrogeochemistry of Groundwaters at the Gogum island area in Jeonnam, Korea. *Journal of Earth Science Society of Korea*, 23, 474-485.
- Shin, K., Koh, D.-C., and J. Lee, 2017, An analysis of seawater effect on groundwater quality, in the region of Sinan-gun, Jeonnam, Korea. *Journal of Earth Science Society of Korea*, 38, 570-580.
- Bush RT, Berke MA and Jacobson AD (2017) Plant water D and 18O of tundra species from west Greenland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 49, 341-358
- Clark I and Fritz P (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis, NY
- Dahlke HE and Lyon SW (2013) Early melt season snowpack isotopic evolution in the Tarfala valley, northern Sweden. *Journal of Glaciology*, 54, 149-156 (doi:10.3189/2013AoG62A232)
- Earman S, Campbell AR, Phillips FM and Newman BD (2006) Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 111, D09302 (doi:10.1029/2005JD006470)
- Feng X, Taylor S, Renshaw CE and Kirchner JW (2002) Isotopic evolution of snowmelt. 1. A physically based one-dimensional model. *Water Resources Research*, 38 (10), 1217 (doi:10.1029/2001WR000814)
- Goto-Azuma K, Koerner RM and Fisher DA (2002) An ice-core record over the

- last two centuries from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada. *Ann. Glaciol.*, 35, 29–35 (doi:10.3189/172756402781817284)
- Hou S and 6 others (2013) A new Himalayan ice core CH₄ record: possible hints at the preindustrial latitudinal gradient. *Climate of the Past*, 9, 2549–2554
- Hibberd S (1984) A model for pollutant concentration during snow-melt, *Journal of Glaciology*, 30, 58–65 (doi:10.3189/S0022143000008492)
- Jordan RE (1991) A one-dimensional temperature model for a snow cover. *Spec. Rep.*, 91–16, Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
- Koerner RM (1997) Some comments on climatic reconstruction from ice cores drilled in areas of high melt. *J. Glaciol.*, 43, 90–97 (doi:10.3189/S0022143000002847)
- Lee J (2014) A numerical study of isotopic evolution of a seasonal snowpack and its meltwater by total rates. *Geosciences Journal*, 18, 503–510 (doi:10.1007/s12303-014-0019-5)
- Lee J, Feng X, Faiia AM, Posmentier ES, Kirchner JW, Osterhuber R and Taylor S (2010a) Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical Geology*, 270, 126–134 (doi:10.1029/2000WR900341)
- Lee J, Feng X, Faiia AM, Posmentier ES, Osterhuber R and Kirchner JW (2010b) Isotopic evolution of snowmelt: A new model incorporating mobile and immobile water. *Water Resources Research*, 46, W11512 (doi:10.1029/2009WR008306)
- Lee J, Feng X, Posmentier ES, Faiia AM, Osterhuber R and Kirchner JW (2008) Modeling of solute transport in snow using conservative tracers and artificial rain-on-snow experiments. *Water Resources Research*, 44, W02411 (doi:10.1029/2006WR005477)
- Lee J, Feng X, Posmentier ES, Faiia AM and Taylor S (2009) Stable isotopic exchange rate constant between snow and liquid water. *Chemical Geology*, 260, 57–62 (doi:10.1016/j.chemgeo.2008.11.023)
- Lee J, Han Y, Ham JY and Na US (2015) A study of stable isotopic variations of Antarctic snow by albedo differences. *Ocean and Polar Research*, 37, 141–147 (doi: 10.4217/OPR.2015.37.2.141)
- Lee K, Hong SB, Lee J, Chung J, Hur SD and Hong S (2015) Seasonal variation in the input of atmospheric selenium to northwestern Greenland snow. *Science of the Total Environment*, 526, 49–57 (doi:10.1016/j.scitotenv.2015.04.082)
- Lee J, Nez VE, Feng X, Kirchner JW, Osterhuber R, Renshaw CE (2008) A

- study of solute redistribution and transport in seasonal snowpack using natural and artificial tracers. *Journal of Hydrology*, 357, 243–254 (doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.004)
- Masson-Delmotte V and 35 others (2008) A review of Antarctic surface snow isotopic compositions: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, 21, 3359–3387 (doi:10.1175/2007JCLI2139.1)
- Moore JC, Grinsted A, Kekonen T and Pohjola V (2005) Separation of melting and environmental signals in an ice core with seasonal melt. *Geophysical Research Letters*, 32, L10501 (doi:10.1029/2005GL023039)
- Moran T and Marshall S (2009) The effects of meltwater percolation on the seasonal isotopic signals in an Arctic snowpack. *Journal of Glaciology*, 55, 1012–1024 (doi:10.3189/002214309790794896)
- Moran T, Marshall SJ and Sharp MJ (2011) Isotope thermometry in melt-affected ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 116, F02010 (doi:10.1029/2010JF001738)
- Penna D and 14 others (2012) Technical Note: Evaluation of between-sample memory effects in the analysis of d_2H and $d_{18}O$ of water samples measured by laser spectrometers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3925–3933 (doi:10.5194/hess-16-3925-2012)
- Pohjola VA, Moore JC, Isaksson E, Jauhiainen T, Van de Wal R.S.W, Martma T, Meijer HAJ, and Vaikmäe R (2002) Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard. *Journal of Geophysical Research*, 107, D4, 4036 (doi:10.1029/2000JD000149)
- Sokratov S and Golubev VN (2009) Snow isotopic content change by sublimation. *Journal of Glaciology*, 55, 823–828 (doi:10.3189/002214309790152456)
- Steen-Larsen HC and 23 others (2011) Understanding the climatic signal in the water stable isotope records from the NEEM shallow firn/ice cores in northwest Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 116, D0618, doi:10.1029/2010JD014311
- Taylor S, Feng X, Kirchner JW, Osterhuber R, Klaue B and Renshaw CE (2001) Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, 37(3), 759–769 (doi:10.1029/2000WR900341)
- Taylor S, Feng X, Renshaw CE and Kirchner JW (2002) Isotopic evolution of snowmelt. 2. Verification and parameterization of a one-dimensional model using laboratory experiments. *Water Resources Research*, 38(10), 1218 (doi:10.1029/2001WR000815)

- Thompson LG and 12 others (1998) A 25000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858-1864.
- Zhou S, Nakawo M, Hashimoto S and Sakai A (2008a) The effect of refreezing on the isotopic composition of melting snowpack. *Hydrological Processes*, 22, 873-882 (doi: 10.1002/hyp.6662)
- Zhou S, Nakawo M, Hashimoto S, Sakai A (2008b) Preferential exchange rate effect of isotopic fractionation in a melting snowpack. *Hydrological Processes*, 22, 3734-3740 (doi:10.1002/hyp.6977)

