

<Review>

빙하코어에 기록된 대기 이산화탄소 농도

안진호^{1,*} · 허순도²

¹서울대학교 지구환경과학부
²한국해양과학기술원 부설 극지연구소

요 약

빙하코어를 이용한 과거 대기 이산화탄소 농도 복원은 탄소순환과 기후변화 연구에 매우 중요하다. 이산화탄소 농도 분석을 위해서는 일반적으로 빙하를 녹이지 않고 기계적으로 부수어 공기를 추출하는 건식추출법을 이용한다. 빙하코어 이산화탄소 농도 자료는 십 년에서 십 만 년 시간 규모의 변동성을 보여준다. 천 년 ~ 십 만 년 시간 규모에서는 대기 이산화탄소 농도와 남극기온이 높은 양의 상관관계를 보여주며, 남극해가 대기 이산화탄소 농도 조절에 중요한 역할을 했다는 것을 암시한다. 향후 연구 방향은 가장 오랜 연령의 대기 이산화탄소 농도 조정에 중요한 역할을 했다는 것을 암시한다. 향후 연구 방향은 가장 오랜 연령의 대기 이산화탄소 농도 조정에 중요한 역할을 했다는 것을 암시한다. 또한, 동위원소를 이용한 생성원과 소멸원에 대한 정확한 규명이 연구의 핵심이 될 것이다. 최근 국내에서 빙하코어 이산화탄소 농도분석 기술이 개발되었고, 앞으로 국내 연구에서 탄소동위원소 분석기술 개발되어야 한다. 최근 남극 장보고과학기지 준공과 맞물려 국내에서 빙하시료 확보가 용이해 질 것으로 전망된다. 효율적인 고기후 연구를 위하여 전통적인 시추코어 뿐만 아니라 블루아이스 시료를 이용한 연구도 고려되어야 한다.

주요어: 빙하코어, 이산화탄소, 고기후, 탄소순환

Jinho Ahn and Soon Do Hur, 2014, Atmospheric CO₂ records from ice cores. Journal of the Geological Society of Korea. v. 50, no. 2, p. 277-292

ABSTRACT: It is of great importance to reconstruct past atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentrations using ice cores for the study of carbon cycle and climate change. Dry extraction techniques are typically used for ice core CO₂ analysis, which mechanically crush ice without melting. Ice core records show CO₂ variations on 10¹-10⁵ year timescales. The CO₂ shows strong positive correlations with Antarctic temperature on 10³-10⁵ year timescales, implying that the Southern Ocean played an important role in controlling atmospheric CO₂. Future studies will be focused on obtaining oldest and/or highest resolution records. In addition, it will be the core part of future research to decipher sources and sinks of atmospheric carbon using isotope analysis. Recently, a technique for ice core CO₂ concentration analysis was developed in Korea. Future Korean studies should include technique development for carbon isotope analysis. It is expected that ice cores will be more available to domestic scientists due to recent construction of Jang Bogo Station in Antarctica. It should be considered to utilize blue ice as well as traditional ice cores for efficient paleoclimate studies.

Key words: Ice core, Carbon dioxide, Paleoclimate, Carbon cycle

(Jinho Ahn, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Republic of Korea; Soon Do Hur, Korea Polar Research Institute, Incheon 406-840, Republic of Korea)

1. 서 론

인류의 화석연료 사용으로 대기 이산화탄소(CO₂) 농도가 급격히 증가하고 있으며, 이러한 대기 이산

화탄소 농도 증가가 현대 기후변화 및 환경변화의 주요인으로 주목 받고 있다(IPCC, 2013). 그러나, 탄소순환에 대한 과학적인 이해는 아직 많이 부족하다. 단적인 예로, 기후-탄소순환 되먹임효과(feedback)

* Corresponding author: +82-2-880-6726, E-mail: jinhoahn@snu.ac.kr

에 대해서 모델마다 다른 결과값을 보여 주는데 그 범위가 커서, 모델에 기반을 둔 미래 기후변화 예측은 매우 불확실하다(Friedlingstein *et al.*, 2006). 한편, 고기후학은 과거에 발생한 자연적인 기후변화와 탄소순환에 대한 자료를 제공하기 때문에 기후변화에 대한 근본적인 이해를 넓히는데 매우 중요할 뿐더러, 미래 기후예측 모델을 검증하는데 이용될 수 있다. 이러한 고기후학적 탄소순환 연구에서 정확한 과거 대기 이산화탄소 농도 복원이 필수적으로 요구된다. 1980년대부터 본격적으로 빙하코어를 이용하여 과거 대기 이산화탄소 농도를 복원하였는데(Delmas *et al.*, 1980; Neftel *et al.*, 1982), 현재 가장 믿을만한 과거 대기 이산화탄소 농도 자료로 인식되고 있다(IPCC, 2013). 왜냐하면, 빙하에는 과거의 공기가 보존되어 있어 직접 분석이 가능하고, 여러 지역에서 시추한 빙하코어 자료가 비교적 잘 일치하기 때문이다(Ahn *et al.*, 2012a; Bereiter *et al.*, 2012). 또한, 빙하코어를 이용하면 여러 가지 고해상도의 자료를 비교적 정확한 연령으로 동시에 획득할 수 있다는 장점이 있어 빙하코어 자료는 대기 이산화탄소 농도 조절 메커니즘 규명에 매우 유용하다(e.g., Petit *et al.*, 1999; Lüthi *et al.*, 2008). 대기 이산화탄소 농도 복원은 주로 남극시료를 사용하는데 남극에서는 먼지 유입이 적어 오염이 거의 되지 않기 때문이다. 현재까지 남극에서 여러 번의 심부 빙하코어 시추를



Fig. 1. Antarctic ice core location map. Red and blue dots indicate high and low snow accumulation sites, respectively.

비롯한 많은 빙하시추가 수행되었으며, 우리나라는 2013/2014년 남극 하계 기간에 한국-이탈리아 공동으로 동남극 GV7 지역에서 250 m 깊이의 남극빙하를 처음으로 시추하였다(그림 1). 지금까지 복원된 것 중 가장 오랜 연령은 80만 년이며, 남극 Dome C 빙하코어를 이용하였다. 반면, 그린랜드 빙하코어는 비교적 많은 탄산염광물과 유기물을 함유하고 있어 대기 이산화탄소 농도 분석에는 적절하지 않은 것으로 알려져 있다(Anklin *et al.*, 1995, 1997; Smith *et al.*, 1997a). 탄소순환 메커니즘 규명이 지난 수십 년간 고기후학에서 주요 연구주제로 부각되어 왔으며, 앞으로도 빙하코어 자료는 해양 및 육상 자료와 함께 고기후 연구에 중요한 위치를 차지할 것으로 전망된다. 한편, 고기후학적인 탄소순환 연구를 미래 기후예측에 적용시키는 데는 한계가 있음에 유의해야 한다. 과거에 해류순환, 빙하면적과 같은 기후경계조건(climate boundary condition)이 현재와 다르기 때문이다. 그러나, 앞서 설명한 것처럼 탄소순환에 대한 근본적인 이해를 넓히고 미래 기후모델을 시험하는데 고기후학적 연구가 차지하는 비중은 여전히 크다.

이 논평에서는 아직 국내에 잘 알려지지 않은 빙하코어를 이용한 탄소순환 연구 전반에 대하여 소개하고 향후 연구방향을 제시한다. 주요내용은 빙하코어를 이용한 이산화탄소 농도 복원방법, 탄소순환 연구결과와 최근 해외 및 국내 연구동향과 전망이다. 최근 연구결과를 설명하기 위하여 빙하코어 이산화탄소 농도 자료를 시간규모에 따라 분류하고, 각 시간규모에 따른 대기 이산화탄소의 변동성과 관련된 탄소순환의 메커니즘에 관한 가설과 문제점을 토의한다. 특별히, 최근에 남극 장보고과학기지 건설로 본격적인 빙하시추가 진행될 예정인데, 이와 관련된 시추계획과 국내 연구방향을 함께 제시한다.

2. 분석방법

2.1 공기추출법

빙하코어에서 공기를 추출하여 과거 대기 이산화탄소 농도를 복원하는 연구방법은 1980년대에 들어서야 연구결과가 보고되었다(Zimbrunn *et al.*, 1982). 공기추출법으로 주로 건식추출법(dry extraction method)

과 습식추출법(wet extraction method)을 사용하는 데, 건식추출법(dry extraction method)은 빙하시료를 녹이지 않고 기계적으로 부수어 빙하에서 공기를 추출하는 방식이고, 습식추출법(wet extraction method)은 빙하를 녹여 공기를 분리하는 방식이다. 기체 종의 특성, 연구 목적, 그리고 분석시간에 따라 추출법이 결정되는데, 이산화탄소의 경우에 주로 건식추출법을 사용한다. 그 이유는 습식추출법을 사용할 경우, 빙하에 포함된 유기산(organic acids)과 탄산염광물(carbonate minerals)이 빙하시료가 녹은 물과 반응하여 이산화탄소를 생성할 수 있고, 또한 이산화탄소가 물에 잘 녹기 때문이다. 건식추출법을 이용하기 위해서는 빙하를 녹이지 않기 위한 냉각장치와 빙하시료 내의 공기를 얼음과 분리시키는 장치가 필요하다. 빙하시료를 기계적으로 부수거나 얇게 깎아 내어 공기를 분리시키기 위해서 치즈강판(cheese grater) (Etheridge *et al.*, 1988), 금속 칼날(Moor and Stauffer, 1984; Nakazawa *et al.*, 1993; Bereiter *et al.*, 2013), 금속 바늘(needles) (Zumbrunn *et al.*, 1982; Wahlen *et al.*, 1991; Ahn *et al.*, 2009) 그리고 금속 구슬(Delmas *et al.*, 1980)을 사용한다. 이러한 연구방법 중에서 가장 적은 시료를 사용하면서도 가장 많이 활용되고 있는 것이 금속 바늘을 이용하는 방법이다. 보통 5~10 g의 작은 빙하시료를 사용하는데, 현재 가장 실험오차가 적은 것은 1 ppm 미만이다(Monnin *et al.*, 2001; Ahn *et al.*, 2009; Bereiter *et al.*, 2013).

2.2 이산화탄소 농도측정법

빙하에서 추출된 공기에서 이산화탄소 농도를 측정하기 위하여 다양한 분석기법이 사용되는데 적외선 분광법(infrared laser spectroscopy, IRLS)과 기체크로마토그래피(gas chromatography)법이 가장 많이 사용된다. 일반적인 대기화학 분석법과 다른 점은 매우 소량의 공기 시료를 사용한다는 점이다. 10 g 정도의 빙하시료에 포함된 공기의 양은 표준온도압력조건(0°C, 1atm)에서 약 1 ml 정도로 매우 적다. 그림 2는 서울대학교 빙하/고기후 연구실에 설치된 이산화탄소 분석용 기체추출장치로서 10 g의 빙하시료에 대해서 실험오차가 약 1 ppm 이다.

2.3 농도보정법

빙하시료에서 소량의 공기를 추출하는 과정에서

이산화탄소 농도가 변질될 가능성이 있다. 빙하시료의 표면에서 승화에 의해 수증기가 생성되는데, 이산화탄소가 수증기와 결합하여 분석라인 내부에서 흡착과 탈착을 일으키며 다른 기체종에 비해서 느리게 이동한다. 따라서, 공기가 이동할 수 있는 충분한 시간이 주어지지 않는다면 실제 빙하 내에서의 농도(mixing ratio)와 다른 농도 결과값을 얻게 된다 (Stauffer and Tschumi, 2000). 또한, 시료컵이나 분석라인 내부에서 약간의 오염이 있을 수 있는데, 이러한 실험오차는 바탕시험(blank test)으로 보정이 가능하다. 바탕시료는 정제된 물을 공기방울이 전혀 없게 얼려서 만들게 되는데, 스위스 베른대학교의 경우에 단결정의 얼음을 만들어 사용하고, 미국 오레곤주립대학교와 한국 서울대학교의 경우에는 정제된 물을 깨끗한 금속용기에서 끓여 녹아있는 공기를 없앤 후 천천히 얼린 얼음을 이용한다(그림 3). 바탕시험은 바탕시료(얼음)를 실제 빙하시료와 같은 형태와 크기로 잘라서 시료컵에 넣고 실제 빙하시료와 같은 과정을 거쳐 측정한다. 바탕시료에는 공기가 없으므로 이미 농도를 알고 있는 표준공기를 시료컵에 주입하여 사용한다.

또 다른 보정은 실험과 관련이 없지만, 중력에 의해 빙하상부에서 자연적으로 농도가 바뀌는 것에 대한 것이다. 이산화탄소의 분자량은 약 44이고 공기 평균 분자량이 약 29이기 때문에 기체확산이 지배하는 빙하상부 편(firn)층의 하부에 이산화탄소가 약간 농집된다(Craig *et al.*, 1988; Schwander, 1989). 편층은 빙하 최상부에서 눈이 얼음으로 변하는 층으로



Fig. 2. Dry extraction line constructed at Seoul National University for ice core CO₂ concentration analysis.

공기방울이 독립되어 형성되어 있지 않고 서로 연결되어 있는 층으로 약 50-100 m의 두께를 갖는다. 편층에서 실제 대기값 보다 이산화탄소 농도가 약 1-2 ppm 증가한 상태로 공기가 빙하에 포집되는데, 이것을 보정하기 위하여 보통 질소 동위원소비를 측정 한 값을 아래 수식에 적용하여 농집된 정도를 계산 하고, 이 값을 최종 실험값에서 뺀다. 예를 들어, $\delta^{15}\text{N}$ 이 0.3‰이고, 대기 이산화탄소 농도가 280 ppm 인 경우,

$$\delta^{15}\text{N} \times (M_{\text{CO}_2} - M_{\text{air}}) \times [\text{CO}_2] = 0.30 \times 10^{-3} \times (44.01 - 28.96) \times 280 = 1.3 \text{ ppm}$$

(여기서, $\delta^{15}\text{N}$ 은 질소기체의 안정동위원소비, M_{CO_2} 와 M_{air} 는 각각 이산화탄소와 공기의 분자량, $[\text{CO}_2]$ 는 이산화탄소의 농도(mixing ratio)이다.)

약 1.3 ppm 만큼 높은 이산화탄소 농도가 빙하코어 공기방울에 보존되므로, 측정값에서 이 만큼 빼 주어야 올바른 대기농도 값을 복원할 수 있다.

3. 빙하코어 기록

3.1 밀란코비치 주기 시간규모에서의 이산화탄소 농도변화

빙하기-간빙기 주기적인 기후변화의 주요인은 밀란코비치 주기(Milankovich cycle)로 잘 알려진 지구공전궤도의 이심률변화, 지구자전축 기울기변화, 세차운동의 변화와 같은 천문학적 요인으로 설명된다(Hays *et al.*, 1976). 이러한 변화의 시간규모는 수만년 에서 수십 만년 인데, 대기 이산화탄소 농도도 비슷한 주기성을 갖고 있다(Lüthi *et al.*, 2008). 빙하코어 자료를 보면 이산화탄소 농도가 빙하기 때에 간빙기 보다 약 80-100 ppm 낮았다는 것을 알 수 있

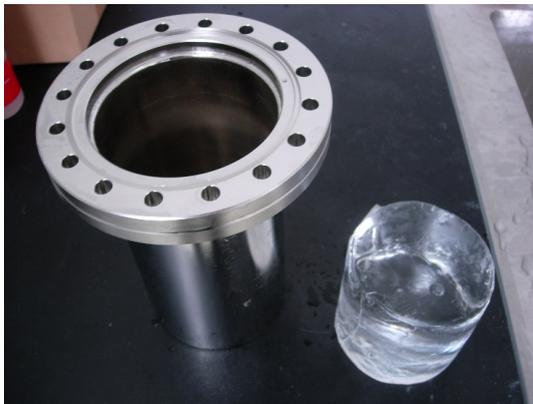


Fig. 3. Blank ice container (left) and blank ice (right) used at Seoul National University.

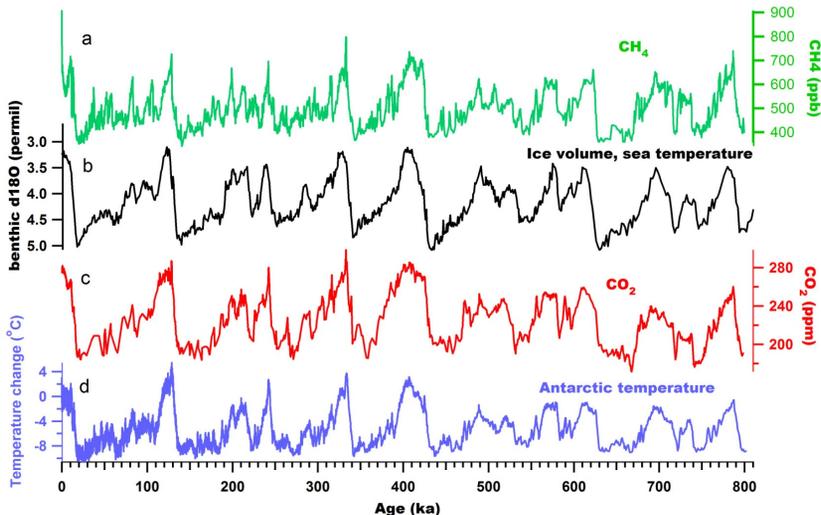


Fig. 4. Greenhouse gases and climate during the last 800 ka. (a) Atmospheric CH_4 concentration (Loulergue *et al.*, 2005). (b) Continental ice volume and sea temperature inferred from benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki *et al.*, 2005). (c) Atmospheric CO_2 concentration (Lüthi *et al.*, 2008). (d) Antarctic temperature inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of ice (Jouzel *et al.*, 2007).

다(Lüthi *et al.*, 2008) (그림 4). 만 년 이상의 시간규모에서 전반적으로 이산화탄소 농도는 남극온도, 메탄농도, 해양온도와는 양의 상관관계를 보이고, 육상 빙하부피와는 음의 상관관계를 보인다. 고해상도 연구 결과에 의하면, 최근 해빙기(last deglaciation) 동안 대기 이산화탄소 농도가 남극온도보다 거의 동시기에 변하거나 약간 뒤따라간다(Fischer *et al.*, 1999; Caillon *et al.*, 2003; Ahn *et al.*, 2004; Pedro *et al.*, 2012; Parrenin *et al.*, 2013). 그러나, 연구마다 이산화탄소 농도와 남극온도를 비교하는 시점이 다름에 유의하여야 한다. Fisher *et al.* (1999)는 해빙(glacial termination)이 끝나는 시점을 기준으로 비교하였고, Caillon *et al.* (2003), Ahn *et al.* (2004) 그리고 Pedro *et al.* (2012) 등은 해빙기 약 6000년 동안의 평균적인 시간차이를 계산하였다. 해양에서의 여러 가지 탄소순환 메커니즘 중에서 심층수 순환 및 해저퇴적물의 반응시간을(Sarmiento and Gruber, 2006) 고려하면 이산화탄소 농도가 남극온도를 평균적으로 수백 년 ~ 천 년 뒤따라가는 것은 전혀 이상하지 않다. 남극온도가 아니라 지구평균 기온을 기준으로 비교하였을 때는, 지구전체 평균온도가 대기 이산화탄소 농도 증가를 뒤따라 가는 것으로 관찰된다(Shakun *et al.*, 2012). 따라서, 대기 이산화탄소 농도 변화가 빙하기-간빙기 기후변화에 중요한 영향을 미쳤다는 해석에는 변함이 없다. 빙하기-간빙기의 기후변화 주기에서 기후-탄소순환 되먹임효과는 천문학적 요인에 의한 기후변화를 증폭시키는 역할을 한 것으로 여겨 진다(Shakun *et al.*, 2012).

대기 이산화탄소 농도와 남극온도와의 높은 양의 상관관계는 남극해에서의 프로세스가 대기 이산화탄소 농도 조절에 중요한 역할을 했음을 암시한다(e.g., Sigman *et al.*, 2010; Skinner *et al.*, 2010). 빙하기-간빙기 간의 대기 이산화탄소 농도 조절기작에 관하여 1980년대부터 많은 가설이 제기되었는데(Broecker and Peng, 1998; Sigman and Boyle, 2000; Sigman *et al.*, 2010), 빙하기에서 간빙기로 기후가 변하면서 증가하는 대기 이산화탄소는 해양에서 공급되었을 것으로 판단된다. 그 이유는 빙하기에 육상 탄소량이 간빙기보다 적어서 육상탄소는 오히려 해빙(deglaciation) 동안 소멸원으로 작용했을 것으로 추정되기 때문이다(IPCC report, 2007). 고위도에서 해양 표층수 온도가 낮아서 심층수와 섞

이기 용이하기 때문에 저위도 보다는 고위도 지역의 해양이 대기 이산화탄소 농도를 조절하는 데 중요한 역할을 했을 것으로 여겨지며, 특별히, 용승된 영양염이 생물체에 의해 모두 소비되지 않는 남극해가 주목을 받고 있다(Broecker and Peng, 1998). 심층수의 이산화탄소 농도는 매우 높으므로, 심층수 용승 강화는 대기로의 이산화탄소 배출을 증가시킨다. 그러나, 심층수 용승은 표층수에 영양염(nutrient)을 공급을 수반하고, 증가된 영양염은 생물학적 펌프(biological pump)를 강화시켜 대기 이산화탄소의 소멸원이 될 수 있다. 이러한 상반된 효과를 고려할 때, 용승되어 공급되는 영양염이 소비되는 효율에 의해서 대기 이산화탄소 농도가 영향을 받는 것으로 판단된다(Sigman and Boyle, 2000). 남극해에서 대기-해양 간의 탄소교환에 영향을 주는 인자로 해빙(sea ice)의 면적 변화와 바람장 세기가 중요하다. 예를 들어, 해빙은 대기-해양간의 기체교환을 방해하며(Stephens and Keeling, 2000), 남반구 편서풍(Southern hemisphere westerlies)의 위도변화에 따른 남극해에서의 심층수 용승 세기의 변화(Toggweiler *et al.*, 2006)는 대기 이산화탄소 농도에 변화를 초래할 수 있기 때문이다.

3.2 천 년 시간규모에서의 변동성

천 년 시간규모의 연구는 주로 최근 빙하기(last glacial period)에 대해서 연구가 되어 왔다. 그린랜드 빙하코어 연구에서 수십 년 시간 규모의 급격한 기후변화가 천 년 정도의 시간규모에서 반복되었다는 것이 밝혀졌다(Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993) 댄스가드-어쉬저 사건(Dansgaard-Oeschger event)으로 잘 알려진 일련의 반복되는 기후변화의 원인으로 가장 잘 알려진 가설은 북대서양에 담수의 유입으로 북대서양 심층수 형성이 방해를 받아 남북방향의 열수송이 달라져 남/북극 간의 기온변화가 서로 상반되게 변했다는 것이다(Crowley, 1992; Schmittner *et al.*, 2003; Stocker and Johnsen, 2003). 이러한 가설은 그린랜드와 남극이 서로 다른 기후변화를 보이면서도 연결되어 있다는 빙하코어 연구결과에서 확인된다. 즉, 그린랜드아빙기(Greenlandic stadial) 동안 남극온도는 상승하였고, 그린랜드 아간빙기(Greenlandic interstadial) 동안 남극 온도는 하강하였다(Blunier and Brook, 2001; EPICA community members,

2006). 그런데, 그린랜드 아빙기는 크게 두 종류로 구분할 수 있다. 하인리히사건(Heinrich event)을 포함하는 아빙기와 그렇지 않은 아빙기로 나눌 수 있다. 이러한 두 종류의 아빙기는 북대서양 심층수의 약화 정도와 관련이 있을 것으로 제시된 바 있는데, 하인리히 사건을 포함하는 아빙기(하인리히 아빙기, Heinrich stadial) 때 북대서양 심층수형성이 완전히 멈추었고, 다른 아빙기는 북대서양 심층수형성이 약화되었으나 완전히 멈추지는 않았을 것이다(Rahmstorf, 2002). 그러나, 하인리히 아빙기를 제외한 다른 아빙기(비하인리히 아빙기, non-Heinrich stadial) 동안 북대서양 심층수 형성이 약화되었다는 뚜렷한 증거가 해양퇴적물에서 아직 발견되지 않았다(Clement and Peterson, 2008). 해양퇴적물 자료의 부정확한 연령과 낮은 자료해상도라는 한계 때문에 비하인리히 아빙기 동안 북대서양 심층수 형성 약화에 대한 정확한 해석이 어렵다.

이러한 일련의 기후변화 및 해류순환의 변화 동안 대기 이산화탄소 농도가 어떻게 변했는지를 아는

것은 '양극간 시소' 및 탄소순환을 이해하는데 매우 중요하다. 최근 보고된 빙하코어 자료에 의하면 하인리히 아빙기 동안 이산화탄소 농도가 증가한 것은 명확하다(Ahn and Brook, 2008; Bereiter *et al.*, 2012). 즉, 하인리히 아빙기 동안 이산화탄소 농도와 남극온도는 양의 상관관계를 보인다(그림 5). 만약, 남극온도와 이산화탄소 간의 양의 상관관계가 모든 그린랜드 아빙기 동안 유지 되었을 것이라고 가정하면, 비교적 짧은 그린랜드 아빙기, 즉 비하인리히 아빙기 동안 대기 이산화탄소 농도가 약간 증가했을 것이라고 유추할 수 있지만, 아직까지 빙하코어 자료의 해상도의 한계로 명확하게 밝혀지지 않았다(Ahn and Brook, 2008).

그린랜드 아빙기 동안 남극 온도는 계속해서 하강하지만, 대기 이산화탄소 농도는 그린랜드 아빙기 초기 수 백년 동안 농도가 유지되거나 약간 상승하다가 결국 남극온도와 마찬가지로 감소하게 된다(Ahn and Brook, 2008; Bereiter *et al.*, 2012). 따라서, 평균적으로 이산화탄소 농도는 남극온도를 수

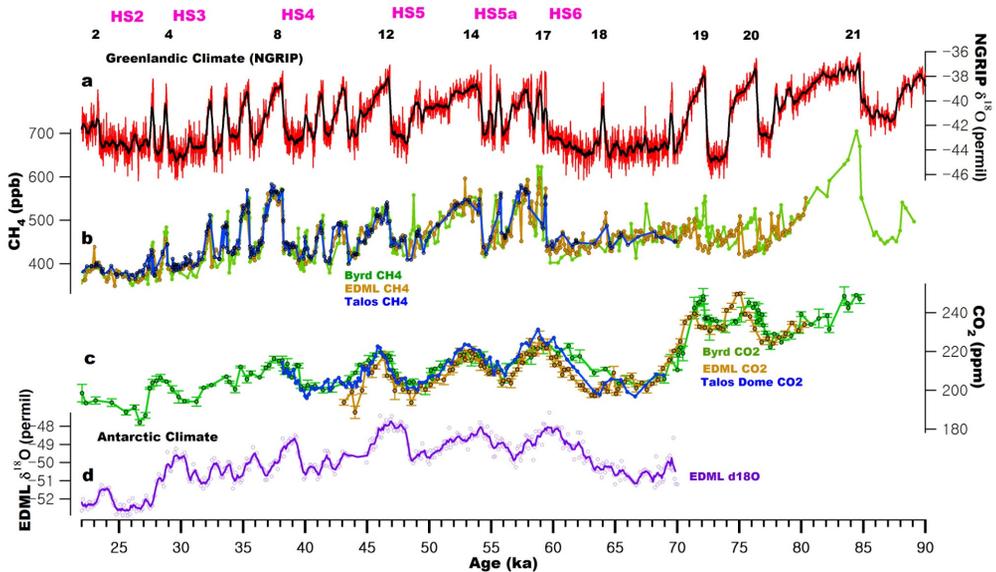


Fig. 5. Atmospheric CO₂ and climate during the last ice age. (a) Greenlandic climate record from NGRIP ice core (North Greenland Ice Core Project members, 2004). (b) Atmospheric CH₄ concentration records from Byrd (green) (Blunier and Brook, 2001), EDML (brown) (EPICA community members, 2006) and Talos (blue) (Schüpbach *et al.*, 2011; Bereiter *et al.*, 2012) ice cores, Antarctica. (c) Atmospheric CO₂ concentration records from Byrd (green) (Ahn and Brook, 2008), EDML (brown) (Bereiter *et al.*, 2012) and Talos Dome (blue) (Bereiter *et al.*, 2012) ice cores, Antarctica. (d) Antarctic climate record from EDML ice core (EPICA community members, 2006). Numbers on the top indicate Dansgaard-Oeschger events and HS stands for Heinrich stadial.

백 년 정도 뒤따라 가는 것으로 해석될 수 있으나 (Ahn and Brook, 2007), 고해상도 연구결과에 의하면 4번 하인리히아빙기(Heinrich stadial 4)에는 오히려 이산화탄소 농도와 남극온도가 동시에 상승하는 것으로 관찰된다(Ahn *et al.*, 2012b). 더욱 흥미로운 것은 하인리히 아빙기 동안 이산화탄소 농도 증가가 점이적이지 않고 급격한 변화를 수반한다는 것이다(Ahn *et al.*, 2012b). 북대서양에 담수가 유입되면서 해류순환 및 기후변동에 대한 탄소순환 반응이 비선형적으로 이루어졌을 가능성을 시사한다(Ahn *et al.*, 2012b).

최근해빙기와 이전 해빙기에도 천 년 시간규모에서 이산화탄소 농도 변동성을 관찰할 수 있다(Monnin *et al.*, 2001; Schmitt *et al.*, 2012). 볼링-엘러로드 사건(Bölling-Allerlød event)은 그린란드 아간빙기에 해당하고, 영저드라이아스 사건(Younger Dryas event)은 그린란드 아빙기에 해당한다. 볼링-엘러로드 사건 직전의 그린란드 아빙기는 1번 하인리히 아빙기(Heinrich stadial 1)이고, 영저드라이아스 사건은 0번 하인리히 아빙기(Heinrich stadial 0)로 불린다. 이 두 그린란드 아빙기 동안 남극 온도와 대기 이산화탄소 농도 모두 상승하였다.

빙하기-간빙기 시간규모에서와 마찬가지로, 천 년 시간규모에서도 이산화탄소 농도가 남극 온도와 양의 상관관계를 가진다는 점에서 남극해에서의 탄소순환과 관련된 많은 모델이 제시되었다. 가장 많이 연구된 것은 남극해에서의 심층수 용승(upwelling)과 관련된 기작에 관한 것이다(Schmittner and Galbraith, 2008; Anderson *et al.*, 2009; Skinner *et al.*, 2010). 남극해에서의 심층수 용승은 북대서양에서 담수 유입에 의해 북대서양 심층수 형성이 약화되어 발생했다는 가정하에 여러 모델 연구가 수행되었다(Menviel *et al.*, 2008; Schmittner and Galbraith, 2008; Bozbiyik *et al.*, 2011). 북대서양 심층수 형성 약화는 여러 가지 방법을 통해서 남극해에서 심층수 용승을 강화시킬 수 있다. 남극해에서 수직적 염도변화에 따른 비성층화(destratification)(Schmittner and Galbraith, 2008), 대기순환을 변화시켜 남반구 편서풍(southern hemisphere westerlies)이 남쪽으로 이동하게 하거나 (Anderson *et al.*, 2009), 남반구 편서풍을 강화(Menviel *et al.*, 2008; Tschumi *et al.*, 2008; d'Orgeville *et al.*, 2010) 시켜 용승을 강화시킨다는 가설이 제기 되었

다. 하인리히 아빙기(Heinrich stadial) 동안 해양퇴적물 자료를 바탕으로 남극해에서 용승이 강화되었다는 보고가 있으나(Anderson *et al.*, 2009; Skinner *et al.*, 2010), 아직 정확히 용승을 지시할 수 있는 프락시 자료가 없다.

해양 뿐만 아니라, 육상에서의 탄소순환 변화도 대기 이산화탄소 농도에 영향을 미칠 수 있다. 기온과 강수량이 식생과 토양탄소의 분해에 영향을 미칠 수 있는데, 그린란드와 남극기온 변화와 맞물려 지구적 규모에서의 기후변화와 강수량 변화가 있었을 것으로 예상할 수 있다. 그러나, 프락시 자료가 불충분하고 탄소순환 모델간에 상반된 결과값이 보고되었다(Köhler *et al.*, 2005; Menviel *et al.*, 2008; Schmittner and Galbraith *et al.*, 2008).

정확한 연령과 고해상도 프락시 자료의 확보가 천년 시간규모의 탄소순환을 연구하는데 반드시 필요하다. 또한, 서로 다른 경계조건에 따라 천년 시간 규모의 탄소순환이 어떻게 다른가를 이해하는 것도 필요하다.

3.3 천 년 미만 시간규모에서의 변동성

천 년 미만의 시간규모에서의 변동성을 이해하기 위해서는 적절한 빙하코어를 선택해서 고해상도 분석자료를 생성해야 한다. 적설량이 높은 지역에서 시추한 빙하코어를 사용하여야 고해상도 자료를 얻을 수 있는데, 최근 1000-2000년에 대하여 10-20년의 해상도로 분석된 자료(Etheridge *et al.*, 1996; MacFarling Maure *et al.*, 2006; Ahn *et al.*, 2012a; Rubino *et al.*, 2013)가 보고 되었다(그림 6). 최근 1000년에 대한 여러 빙하코어 자료를 비교해 보면 약 0-2% (0-6 ppm) 정도의 농도 차이를 보이는데 (Ahn *et al.*, 2012a), 전체적인 변화추세에서 WAIS Divide 빙하코어와 Law Dome 빙하코어 자료는 비교적 잘 일치한다. 백 년 시간규모에서 수 ppm 정도의 변동성이 확인되며, 가장 주목할 만한 점은 서기 1600년경에 7-10 ppm의 급격한 이산화탄소 농도 감소이다(MacFarling Maure *et al.*, 2006; Ahn *et al.*, 2012a). 최근 1000년 간 이산화탄소 농도는 산업혁명 이전에 약 280 ppm 이었고, 1850년 이후 급격히 농도가 증가하는 것이 관찰된다. 1600-1800년 사이의 낮은 농도는 소빙하기와 관련이 있을 것으로 추정된다(MacFarling Maure *et al.*, 2006). 북반구

기후변화와 이산화탄소 농도간에는 양의 상관관계를 보여주며, 통계분석 결과에 의하면 1°C 온도상승에 따른 이산화탄소 변화량은 7.7 ppm (최적구간 1.7-21.4 ppm) (Frank *et al.*, 2010)이다. 흥미로운 것은 적도 인도-태평양 표층수 온도와 대기 이산화탄소 농도가 높은 상관관계를 보여주므로 지구전체적인 표층수의 온도변화가 대기 이산화탄소 농도에 영향을 주었을 가능성이 높다(Ahn *et al.*, 2012a). 그러나, 육상 탄소 변화에 따른 대기 이산화탄소 농도 변화도 무시할 수 없다. 육상 온도가 올라가면, 일반적으로 토양에서의 호흡에 의한 생성원이 증가하여 대기 이산화탄소 농도를 높일 수 있기 때문이다. 또한, 해양 온도가 올라가면, 해수에 대한 이산화탄소 용해도가 감소하여 해양에서 대기로 이산화탄소가 방출되어 대기 이산화탄소 농도가 증가할 수 있다. 이러한 두 가지 기작 중 어느 것이 더 우세했는지에 대해서는 $\delta^{13}\text{CO}_2$ 를 비롯한 다양한 고기후 자료가 확보되어야 확인할 수 있다(Ahn *et al.*, 2012a).

한편, 산업혁명 이전에도 인류활동에 의해서 대기 중 이산화탄소 농도가 증가했다는 주장이 제기되었다(Ruddimann, 2003, 2007). 전쟁, 질병, 기근

과 같은 요인에 의해서 인구가 감소하게 될 경우 버려진 농경지에 산림이 형성되면서 대기 탄소가 육상으로 격리된다는 주장이다(Ruddimann, 2003, 2007). 이것을 뒷받침 하는 증거로, (천년 미만의 시간규모는 아니지만) 산업혁명 이전 약 8000년 동안 대기 이산화탄소 농도 증가가 이전 간빙기 동안 이산화탄소 농도 감소와 다른 경향성을 보인다는 것이 제시되었다(Ruddimann, 2003, 2007). 서기 1600년 경의 급격한 이산화탄소 농도감소는 유럽인의 질병전파로 북아메리카 원주민에 질병이 유행하면서 인구가 급감한 시기와 일치한다. 그러나, 모델 연구결과는 일치하지 않는다(Pongratz *et al.*, 2009; Ruddimann and Ellis, 2009).

4. 향후 연구전망

농도복원 측면에서는 (1) 백만 년 이상의 가장 긴 이산화탄소 농도자료를 획득하려는 시도와 (2) 기간은 길지 않지만, 시간적 고해상도 자료를 획득하려는 노력이 진행되고 있다. 한편, 농도복원과 더불어 $\delta^{13}\text{CO}_2$ 자료를 포함한 다양한 프락시 자료 획득과 모델링을

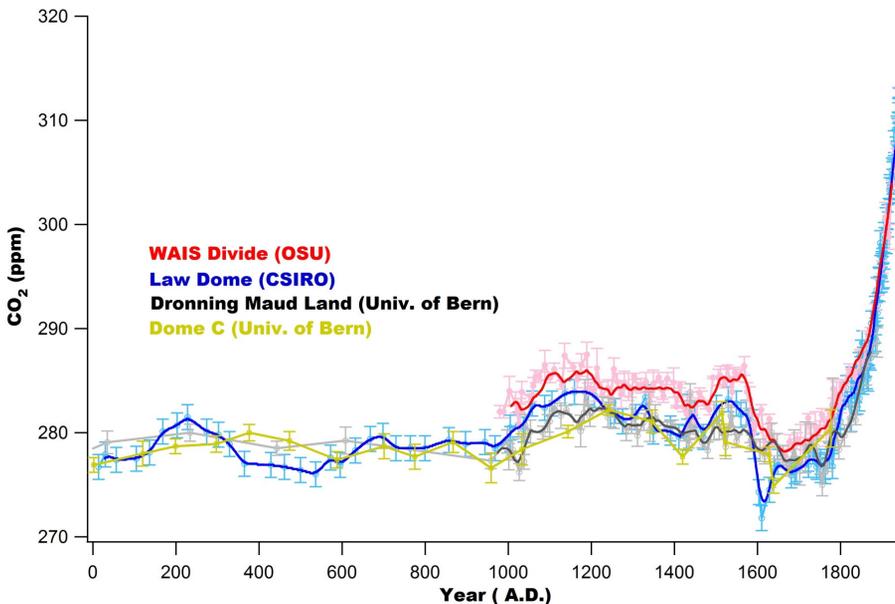


Fig. 6. Atmospheric CO₂ concentration during the last 2000 years. The records are WAIS Divide (Ahn *et al.*, 2012b), Law Dome (McFarling Meure *et al.*, 2006), Dronning Maud Land (Siegenthanler *et al.*, 2005) and Dome C (Flükiger *et al.*, 2002) ice cores, Antarctica. Darker lines indicate Gaussian filtering ($1\sigma = 10$ years). OSU stands for Oregon State University and CMAR, CSIRO Marine and Atmospheric Research.

이용하여 기후-탄소순환 피드백에 대한 이해를 높이는 연구가 계속해서 활발히 진행될 것으로 전망된다.

4.1 1 Ma 보다 오랜 연령의 빙하시료 분석

1.0 Ma 전후로 해서 빙하기-간빙기 주기가 4만 년에서 10만년으로 변하는데, 이 시기를 플라이스토세 중기 기후 전이기(Mid-Pleistocene Climate Transition, MPT)라 부르며, 주기변화의 원인은 아직 명확히 밝혀져 있지 않다(Elderfield *et al.*, 2012). 현재까지 보고된 가장 오래된 빙하코어 연령은 0.8 Ma이지만(Lüthi *et al.*, 2008), 남극 시추지역에 따라 약 1.5 Ma의 빙하시료 확보가 가능할 것으로 추정하고 있다. 만약, 이러한 지역에서 시추된 빙하코어에서 연속적인 자료가 확보된다면 플라이스토세 중기 기후 전이기(MPT) 과정에서의 온실기체의 역할 또는 기후변화가 온실기체에 미친 영향을 아는데 도움을 줄 것이다. 대기 이산화탄소 농도 감소가 주 원인이라는 가설은 해양퇴적물 표층유공층의 붕소동위원소를 이용한 이산화탄소 분압자료에서 지지를 받지 못했다(Hönisch *et al.*, 2009). 그러나, 가장 정확한 프락시로 여겨지는 빙하코어 자료로 정확히 이산화탄소 농도를 복원하여 확인할 필요가 있다. 1.0 Ma 보다 오래된 빙하를 시추해서 획득하는 것이 관건인데, 시추지점 선정과 빠른 연령측정법 개발이 필요하다(Fischer *et al.*, 2013). 빙하코어 연구 국제모임인 IPICS(International Partnerships in Ice Core Sciences) 학회가 격년으로 개최되고 있는데, IPICS 백서에서 제시하는 네 가지 연구목표 가운데 하나가, 약 1.5 Ma 된 빙하코어를 시추하여 고기후 자료를 복원하는 것이다(<http://www.pages-igbp.org/ipics/white-papers>).

4.2 고해상도 농도복원

고해상도 연구를 위해서는 두 가지 조건이 만족되어야 한다. 적절한 빙하시료의 선택과 정밀한 분석이다. 빙하코어의 특정 깊이에 포집된 공기는 연령분포를 갖게 된다. 그 이유는 빙하 상부 약 50-100 m에 있는 공기가 확산에 의해서 이동할 수 있는 편층에서의 공기확산과 최종적으로 공기방울에 포집되는 과정이 깊이에 따라 점진적으로 진행되기 때문이다(Schwander, 1989; Schwander *et al.*, 1997; Trudinger *et al.*, 1997). 일반적으로 적설량이 높은 지역에서 시추한 빙하코어가 연령분포 범위가 좁아

고해상도 연구에 유리하다. 예를 들어, Dome C 빙하코어의 경우 홀로세 시료에 대해서 연령분포가 약 200년이 되어, 백 년 또는 그 이하의 시간 규모에서의 기체변동성을 연구하는데 부적절하다(Spahni *et al.*, 2003). 현재까지 보고된 고해상도 농도 복원자료는 Law Dome (MacFarling Maure *et al.*, 2006)과 WAIS Divide (Ahn *et al.*, 2012b), Siple Dome (Ahn *et al.*, 2014) 빙하코어를 활용하여, 각각 과거 2000년, 1000년, 7400-9000년 전의 시간에 대하여 약 10-20년 해상도 자료가 있다. 앞으로 더 많은 시기에 대해서 고해상도 자료가 분석될 것으로 전망된다.

4.3 고기후프락시와 정확한 시기적 상관관계 규명

기후변화와 이산화탄소 농도 변화 간의 시기적 상관관계는 오랫동안 관심을 받아왔다(Fischer *et al.*, 1999; Ahn *et al.*, 2004; Ahn and Brook, 2007; Pedro *et al.*, 2012; Parrenin *et al.*, 2013). 그러나, 정확한 시기적 상관관계 규명이 어려운데, 그 이유는 온도복원에 사용되는 얼음연령과 이산화탄소 농도 복원에 사용되는 기체연령이 서로 다르기 때문이다(Schwander *et al.*, 1997). 빙하 상부 firm층(약 70~100 m)에서는 공극이 연결되어 있어, 공극의 기체가 빙하 상부의 대기 기체와 교환될 수 있다. 따라서, 빙하 상부에서 공기방울이 형성될 때, 공극의 공기연령은 둘러싸고 있는 얼음의 연령보다 젊다. 즉, 같은 깊이의 빙하시료에 대해서 기체연령이 얼음연령보다 젊다. 온도자료는 얼음의 안정동위원소($\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$, $\delta\text{D}_{\text{ice}}$)를 사용하므로 얼음연령을 갖게 되지만, 이산화탄소는 기체연령을 갖게 된다. 따라서, 온도와 온실기체 농도 사이의 정확한 상관관계를 알기 위해서는 얼음연령과 기체연령의 차이(Δage)를 정확히 알아야 한다. 연령분포와 기체-얼음간의 연령 차이는 빙하코어 시추지역에서의 빙하학적 특성에 따라 달라진다. 일반적으로, 적설량이 적어지거나 연평균 온도가 낮을수록 연령차이는 커진다(표 1). 따라서, 정확한 온도- 이산화탄소 농도 변화의 시기적 상관관계를 이해하기 위해서는 적설량이 높은 지역에서 시추한 빙하코어를 분석하여야 한다.

4.4 동위원소를 이용한 생성원과 소멸원에 대한 정확한 이해

대기 이산화탄소 농도 조절기작을 이해하기 위해

Table 1. Surface temperature and snow accumulation rates at ice coring sites in Antarctica.

Core name	Modern Surface Temperature (°C)	Modern Acc. Rate (cm we/yr)	Delta Age Holocene (yr)	Delta Age LGM (yr)	Core Length (m)	Maximum Age (ka)
Vostok	-55.5	2.3	3400	6800	3623	420
EPICA-Dome C	-54	2.5	2100	5600	3190	800
Dome Fuji	-58	3.2	2000	5000	3035	720
Taylor Dome	-42	6.4	400?	1600	554	~150
Byrd	-28	16	270	500	2164	>90
Siple Dome	-25.4	12.4	200	1000	1004	~60
Dronning Maud Land (DML)	-44.6	6.4	825	~1700-2550	2774	>140
GV7	-32	24	~200	NA	250	~0.5
Law Dome	-22 ~ -19	60-110	60	NA	1200	>80
WAIS Divide	-31	22	200	300-500	3405	~100

References: Vostok: Petit *et al.* (1999); Dome C: Siegenthaler *et al.* (2005); Dome Fuji: Kawamura *et al.* (2003); Byrd: Blunier and Brook (2001), Stauffer *et al.* (1998); Taylor Dome: Steig *et al.* (1998); Siple Dome: Brook *et al.* (2005), DML: Siegenthaler *et al.* (2005), Schilt *et al.* (2010); GV7: Frezzotti *et al.* (2007); Law Dome: MacFarling-Meure *et al.* (2006), Morgan *et al.* (2002); WAIS Divide: WAIS Divide project community members (2013).

서는 이산화탄소 농도자료와 고기후 프락시 자료를 비교하는 것도 중요하지만, 탄소가 대기-해양-육상 간에 어떻게 분포하느냐를 구체적으로 이해하는 것이 중요하다. 산업혁명 이전의 과거 1000년 간의 빙하코어 자료를 보면, 대기 $\delta^{13}\text{CO}_2$ 는 약 -6.5‰, 해양은 약 1-2‰, 육상식물체와 유기물은 약 -25‰이다. 해양과 육상유기물의 서로 다른 특징적인 값을 가지고 있으므로, 대기-해양간 또는 대기-육상간의 탄소 교환이 정량적으로 얼마나 이루어졌는지를 대기 이산화탄소 농도와 동위원소 자료를 활용하여 알아낼 수 있다. 빙하코어를 이용한 대기 $\delta^{13}\text{CO}_2$ 분석은 매우 어려운 분석법으로 알려져 있으며, 자료가 매우 제한적이다. 특별히, 빙하 약 700-1500 m 이상의 깊이에서는 공기방울에 있는 공기분자가 얼음결정 안으로 들어가면서 클레스레이트 하이드레이트(clathrate hydrate) 결정을 형성하게 되는데, 여기서 공기를 건식추출법(dry extraction)으로 추출하게 될 때, 동위원소 값에 변화가 생기게 된다. 따라서, 승화법(sublimation method)을 사용하여야 하는데, 매우 난해하고 분석시간이 오래 걸려서 보고된 자료가 극히 제한적이다(Güllük *et al.*, 1998; Elsig *et al.*, 2009; Schmitt *et al.*, 2012).

4.5 빙하 내 이산화탄소 농도 변질 가능성

빙하에 공기가 포집되는 과정과 포집된 후에 여러 가지 과정에 의해 이산화탄소 농도가 변질될 수 있다. 그린랜드 빙하코어의 경우, 대기를 통한 먼지 유입이 많아서 먼지 중의 탄산염광물(carbonates)과 유기산과의 반응(Neftel *et al.*, 1983; Stauffer *et al.*, 1985; Delmas *et al.*, 1993; Smith *et al.*, 1997a) 또는 유기물의 산화(Tschumi and Stauffer, 2000)에 의해서 이산화탄소가 얼음 속에서 형성될 수 있다(Smith *et al.*, 1997a, 1997b). 남극 빙하코어의 경우 먼지 유입이 그린랜드 빙하에 비해서 10-100배 정도 규모에서 작으므로, 얼음 내에서 이산화탄소가 발생할 확률이 훨씬 적게 된다.

또한, 빙하상부에서 여름철에 용융이 발생할 수 있는데, 이산화탄소가 물에 대한 용해도가 평균 공기보다 높아서 용융된 물에는 녹아있는 기체 중에 이산화탄소 비율이 대기 보다 약 60배 가량 높아질 수 있다. 빙하표면에서 녹은 물은 중력에 의해 눈 속으로 파고 들어 가다가 상부 수십 cm 미만에서 눈송이 사이의 빈틈을 채우면서 얼게 된다(Das and Alley, 2005, 2008). 이때, 물에 녹았던 공기가 다 빠져 나오지 못하고 조그만 공기방울로 남게 된다. 빙

하코어에서 용융층(melt layer)은 공기방울의 크기가 갑자기 줄어드는 부분으로 관찰되고, 이 부분을 측정하게 되면 매우 높은 이산화탄소 농도값을 보여준다(Neffel *et al.*, 1983; Ahn *et al.*, 2008).

빙하코어 자료 해석에서 또 한가지 주의해야 할 것은 공기방울에 포집된 공기가 느리지만 얼음결정을 통과하며 확산할 수 있다는 점이다. 이런 경우에 대기 농도변화는 평활화(smoothing) 될 것이다. Siple Dome 빙하코어 연구에 의하면, 과거 40 ka에 해당하는 빙하시료에서, 얼음을 통과하는 확산에 의한 평활화 정도는 편층의 눈송이 사이 빈 공간에서 발생하는 확산에 의한 평활화에 비해서 효과가 적은 것으로 보고되었으나(Ahn *et al.*, 2008), 빙하마다 빙하학적 특성이 다르고, 오랜 연령의 빙하의 경우 얼음결정을 통과하는 확산효과는 더욱 커질 수 있으므로 향후 더욱 면밀한 연구가 요구된다.

5. 국내연구동향 및 향후과제

5.1 국내 분석인프라 구축

최근 서울대학교 빙하/고기후 연구실에 이산화탄소 분석장치를 갖추었으며, 현재 남극 Siple Dome 빙하시료를 측정 중이다. 서울대학교 이산화탄소 분석장비의 측정오차는 약 1 ppm으로서 스위스 베른 대학교(University of Bern), 미국 오레곤주립대학교(Oregon State University) 분석장비와 대등하다. 앞으로 국내에서 탄소 안정동위원소 및 방사성동위원소 분석기술 개발이 필요하다.

5.2 국내 연구진에 의한 시추계획

성공적인 빙하코어 연구를 위해서는 적절한 시료 확보가 매우 중요하다. 국내 연구진에 의한 빙하시추는 극지연구소를 중심으로 수행되고 있으며, 200 m까지 시추 가능한 천부빙하시추기를 자체 제작하여 2010년에 몽골 알타이산맥의 몽흐하이르항 산에서 70 m 깊이의 빙하를 시추하였다. 2013-2014년 남극 여름철에는 이탈리아와 공동으로 동남극 빅토리아랜드 북부의 GV7 지역에서 빙하시추를 실시하여 250 m 깊이의 빙하코어를 비롯한 다양한 깊이의 빙하코어 여러 개를 획득했으며, GV7 지역의 적설량(24 cm water equivalent/yr)을 고려할 때(Frezzotti *et al.*, 2007), 최근 500년 동안의 대기조성을 복원할

수 있을 것으로 기대 된다. 2014년 2월에 남극 테라노바베이 지역에 남극 장보고과학기지가 준공되어, 향후 남극 대륙에서 본격적인 빙하시추가 실시되어 국내에서 시료확보가 용이할 것으로 전망된다. 2014-2015년 남극여름철에는 남극 장보고과학기지 주변에서 100 m 깊이의 천부빙하시추와 더불어 편층의 공기채집이 수행될 예정이다. 또한 극지연구소에서는 지난 3년간 프랑스와 공동으로 최대 600 m까지 시추가 가능한 중부심도빙하시추기를 개발하여 장보고과학기지가 위치한 남극 빅토리아랜드에서 500 m 깊이의 빙하시추를 계획하고 있으며, 이를 통해 최대 일 만년 동안의 대기조성을 복원할 수 있을 것으로 기대된다.

전통적인 빙하시추와 병행하여, 시료를 많이 필요로 하는 미량기체, 미량원소 및 동위원소 분석을 위해서는 블루아이스(blue ice)를 시추하는 것이 좋다. 블루아이스란 적설량 보다 승화량이 많아 형성된 표면이 매끈하고 푸른색을 띠는 빙하로서 빙하기원은 남극 내륙이지만, 빙하이동에 의해 해안가로 옮겨지면서 블루아이스로 노출된다. 같은 연령의 빙하층이 지표면에 수직으로 노출되기 때문에, 지표면에 수직으로 시추하면 같은 연령의 빙하를 제한 없이 다량 확보할 수 있다. 또한, 저렴한 시추비용으로 먼 과거 시료를 획득할 수 있다는 장점이 있다. 일부 과학자는 가장 오래된 빙하시료를 블루아이스에서 찾을 수 있을 것으로 기대하고 있다. 반면에, 블루아이스 연구는 일반적인 빙하코어 보다 상대적으로 고해상도 자료 확보가 어려울 수 있다는 단점을 갖고 있다. 최근 미국을 중심으로 그린랜드 팩키속(Pakitsôq)과(Schaefer *et al.*, 2006, 2009; Petrenko *et al.*, 2009)과 남극 테일러빙하(Taylor Glacier) 지역에서 블루아이스 연구가 진행된 바 있으나(Bauska, 2011), 아직 연구가 초기 단계라서 한국과 같이 후발 연구국가에서 비교적 쉽게 선도적인 연구를 진행할 수 있는 분야이다.

6. 결론

탄소순환과 기후변화 연구에 있어 빙하코어를 이용한 과거 대기 이산화탄소 농도 복원 연구는 매우 중요하다. 불과 30여 년 밖에 되지 않는 짧은 연구기간이었지만, 많은 과학적 성과가 있었으며, 앞으로

도 계속해서 중요한 연구분야로 기후/환경 연구에 기여할 것이다. 연구목적에 따라서 적절한 빙하의 종류가 달라지므로 신중한 시추지점의 선택이 중요하다. 예를 들어, 고해상도 연구를 위해서는 적설량이 높은 지역에서의 시추코어가 필요하지만 긴 연령의 코어를 확보하기 위해서는 적설량이 낮은 지역에서의 시추코어를 확보하여야 한다. 국내에서는 이미 이산화탄소 농도측정 기술이 확보되었으나, 앞으로 동위원소 측정을 위한 공기추출 기술이 필요하고, 다량의 빙하시료를 확보하기 위하여 일반적인 빙하코어 뿐만 아니라 블루아이스를 빙하시료를 확보하는 방안도 함께 모색하여야 한다. 장보고과학기지의 준공으로 국내에서 남극 빙하시료 확보가 용이해지고 있어 향후 한국 과학자에 의한 빙하연구가 더욱 활발해 질 것으로 전망된다.

사 사

이 논문은 극지연구소 국내 학연 극지연구진흥프로그램(PAP) 사업비 지원을 받아 수행된 연구사업입니다(PD12010).

REFERENCES

- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B.L., Brook, E.J., Mayewski, P.A., Taylor, K.C. and White, J.W.C., 2004, A record of atmospheric CO₂ during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JD004415.
- Ahn, J. and Brook, E.J., 2007, Atmospheric CO₂ and climate from 65 to 30 ka B.P. *Geophysical Research Letters*, 34, doi:10.1029/2007GL029551.
- Ahn, J. and Brook, E.J., 2008, Atmospheric CO₂ and climate change on millennial time scales during the last glacial period. *Science*, 322, 83-85.
- Ahn, J., Brook, E.J. and Buizert, C., 2014, Response of atmospheric CO₂ to the abrupt cooling event 8200 years ago. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/2013GL058177.
- Ahn, J., Brook, E.J. and Howell, K., 2009, A high-precision method for measurement of paleoatmospheric CO₂ in small polar ice samples. *Journal of Glaciology*, 55, 499-506.
- Ahn, J., Brook, E.J., Mitchell, L., Rosen, J., McConnell, J.R., Taylor, K., Etheridge, D. and Rubino, M., 2012a, Atmospheric CO₂ over the last 1000 years: A high-resolution record from the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) Divide ice core. *Global Biogeochemical Cycles*, 26, GB2027, doi:10.1029/2011GB004247.
- Ahn, J., Brook, E.J., Schmittner, A. and Kreutz, K., 2012b, Abrupt change in atmospheric CO₂ during the last ice age. *Geophysical Research Letters*, 39, L18711, doi:10.1029/2012GL053018.
- Ahn, J., Headly, M., Wahlen, M., Brook, E.J., Mayewski, P.A. and Taylor, K.C., 2008, CO₂ diffusion in polar ice: observations from naturally formed CO₂ spikes in the Siple Dome (Antarctica) ice core. *Journal of Glaciology*, 54, 685-695.
- Anderson, R.F. *et al.*, 2009, Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science*, 323, 1443-1448.
- Anklin, M., Barnola, J.M., Schwander, J., Stauffer, B. and Raynaud, D., 1995, Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice. *Tellus*, 47B, 461-470.
- Anklin, M., Schwander, J., Stauffer, B., Tschumi, J., Fuchs, A., Barnola, J.M. and Raynaud, D., 1997, CO₂ record between 40 and 8 kyr BP from the Greenland Ice Core Project ice core. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26539-26545.
- Bauska, T., 2011, Searching for ancient air on the Taylor Glacier. In-Depth (Newsletter of the National Ice Core Laboratory), spring volume.
- Bereiter, B., Lüthi, D., Siegrist, M., Schüpbach, S., Stocker, T.F. and Fischer, H., 2012, Mode change of millennial CO₂ variability during the last glacial cycle associated with a bipolar marine carbon seesaw. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 9755-9760.
- Bereiter, B., Stocker, T.F. and Fischer, H., 2013, A centrifugal ice microtome for measurements of atmospheric CO₂ on air trapped in polar ice cores. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6, 251-262.
- Blunier, T. and Brook, E.J., 2001, Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291, 109-112.
- Bozbiyik, A., Steinacher, M., Joos, F., Stocker, T.F. and Menviel, L., 2011, Fingerprints of changes in the terrestrial carbon cycle in response to large reorganizations in ocean circulation. *Climate of the Past*, 7, 319-338.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H., 1998, *Greenhouse puzzles*, Eldigio Press.
- Brook, E.J. *et al.*, 2005, Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1333-1343.
- Caillon, N., Severinghaus, J.P., Jouzel, J., Barnola, J.-M., King, J. and Lipenkov, V.Y., 2003, Timing of Atmospheric

- CO₂ and Antarctic Temperature Changes Across Termination III. *Science*, 299, 1728-1731.
- Clement, A.C. and Peterson, L.C., 2008, Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics*, 46, RG4002.
- Craig, H., Horibe, Y. and Sowers, T., 1988, Gravitational separation of gases and isotopes in polar ice caps. *Science*, 242, 1675-1678.
- Crowley, T.J., 1992, North Atlantic deep water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography*, 7, 489-497.
- Dansgaard, W. *et al.*, 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Das, S.B. and Alley, R.B., 2005, Characterization and formation of melt layers in polar snow: Observations and experiments from West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 51(173), 307-312.
- Das, S.B. and Alley, R.B., 2008, Rise in frequency of surface melting at Siple Dome through the Holocene: Evidence for increasing marine influence on the climate of West Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 113, D02112, doi:10.1029/2007JD008709.
- Delmas, R.J., 1993, A natural artifact in Greenland ice core CO₂ measurements. *Tellus*, 45B, 391-396.
- Delmas, R.J., Ascencio, J.M. and Legrand, M., 1980, Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000yr BP was 50% of present. *Nature*, 284, 155-157.
- d'Orgeville, M., Sijp, W.P., England, M.H. and Meissner, K.J., 2010, On the control of glacial-interglacial atmospheric CO₂ variations by the Southern Hemisphere westerlies. *Geophysical Research Letters*, 37, L21703, doi:10.1029/2010GL045261.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I.N., Hodell, D. and Piotrowski, A.M., 2012, Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Science* 337, 704-709.
- Elsig, J. *et al.*, 2009, Stable isotope constraints on Holocene carbon cycle changes from an Antarctic ice core. *Nature*, 461, 507-510.
- EPICA Community members, 2006, One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195-198.
- Etheridge, D.M., Pearman, G.I. and de Silva, F., 1988, Atmospheric trace-gas variations as revealed by air trapped in an ice core from Law Dome, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 10, 28-33.
- Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langenfelds, R.L., Francey, R.J., Barnola, J.-M. and Morgan, V.I., 1996, Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research*, 101, 4115-4128.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. and Deck, B., 1999, Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. *Science*, 283, 1712-1714.
- Fischer, H. *et al.*, 2013, Where to find to find 1.5 million yr old ice for the IPICS "Oldest-Ice" ice core. *Climate of the Past*, 9, 2489-2505.
- Flükiger, J., Monnin, E., Stauffer, B., Schwander, J., Stocker, T., Chappellaz, J., Raynaud, D. and Barnola, J.-M., 2002, High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 10.29/2001GB001417.
- Frank, D.C., Esper, J., Raible, C.C., Büntgen, U., Trouet, V., Stocker, B. and Joos, F., 2010, Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. *Nature*, 463, 527-530, doi:10.1038/nature08769.
- Frezzotti, M., Urbini, S., Proposito, M., Scarchilli, C. and Gandolfi, S., 2007, Spacial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02032, doi:10.1029/2006JF000638.
- Friedlingstein, P. *et al.*, 2006, Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model inter-comparison, *Journal of climate*, 19, 3337-3353.
- Güllük T., Slemr, F. and Stauffer, B., 1998, Simultaneous measurements of CO₂, CH₄, and N₂O in air extracted by sublimation from Antarctica ice cores: Confirmation of the data obtained using other extraction techniques. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15971-15978.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J. and Jouzel, J., 1993, Comparison of the oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-519.
- Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J., 1976, Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- Hönisch, B., Hemming, N.G., Archer, D., Siddall, M. and McManus, J.F., 2009, Atmospheric carbon dioxide concentration across the Mid-Pleistocene Transition. *Science*, 324, 1551-1554.
- IPCC, 2007, *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group 1 to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* edited by Solomon, S. *et al.*, Cambridge Univ. Press, New York.
- IPCC, 2013, *Climate change 2013: The physical science basis. Working Group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* edited by Stocker *et al.*, Cambridge Univ. Press,

- New York.
- Jouzel, J. *et al.*, 2007, Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317, 793-796.
- Kawamura, K., Nakazawa, T., Aoki, S., Sugawara, S., Fujii, Y. and Watanabe, O., 2003, Atmospheric CO₂ variations over the last three glacial-interglacial climatic cycles deduced from the Dome Fuji deep ice core, Antarctica using a wet extraction technique. *Tellus*, 55B, 126-137.
- Köhler, P., Joos, F., Gerber, S. and Knutti, R., 2005, Simulated changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO₂ in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 25, 689-708.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Loulergue, L. *et al.*, 2005, Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453, 383-386.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. and Stocker, T.F., 2008, High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382.
- MacFarling Meure, C., Etheridge, D., Trudinger, C., Steele, P., Langenfelds, R., van Ommen, T., Smith, A. and Elkins, J., 2006, Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophysical Research Letters*, 33, L14810, doi:10.1029/2006GL026152.
- Menviel, L., Timmermann, A., Mouchet, M. and Timm, O., 2008, Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events. *Paleoceanography*, 23, PA4201, doi:10.1029/2008PA001592.
- Monnin, E., Indermühle, A., Daellenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D. and Barnola, J.-M., 2001, Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291, 112-114.
- Moor, E. and Stauffer, B., 1984, A new dry extraction system for gases in ice. *Journal of Glaciology*, 30(106), 358-361.
- Morgan, V. *et al.*, 2002, Climate events in Antarctica and Greenland. *Science*, 297, 1862-1864.
- Nakazawa, T., Machida, T., Esumi, K. and Tanaka, M., 1993, Measurements of CO₂ and CH₄ concentrations in air in a polar ice core. *Journal of Glaciology*, 39, 209-215.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B. and Zumbunn, R., 1982, Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 yr. *Nature*, 295, 220-223.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J. and Stauffer, B., 1983, Carbon dioxide concentration in bubbles of natural cold ice. *Journal of Physical Chemistry*, 87, 4116-4120.
- North Greenland Ice Core Project members, 2004, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- Parrenin, F. *et al.*, 2013, Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*, 339, 1060-1063.
- Pedro, J.B., Rasmussen, S.O. and van Ommen, T.D., 2012, Tightened constraints on the time-lag between Antarctic temperature and CO₂ during the last deglaciation. *Climate of the Past*, 8, 1213-1221.
- Petit, J.R. *et al.*, 1999, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Petrenko, V. *et al.*, 2009, ¹⁴CH₄ measurements in Greenland ice: Investigating last glacial termination CH₄ sources. *Science*, 324, 506-508.
- Pongratz, J., Reick, C.H., Raddatz, T. and Claussen, M., 2009, Effects of anthropogenic land cover change on the carbon cycle of the last millennium. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, GB4001, doi:10.1029/2009GB003488.
- Rahmstorf, S., 2002, Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 202-214.
- Ruddiman, W.R., 2003, The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change*, 61, 261-293.
- Ruddiman, W.R., 2007, The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. *Reviews of Geophysics*, 45, 2006RG000207.
- Ruddiman, W.R. and Ellis, E.C., 2009, Effect of per-capita land use changes on Holocene forest clearance and CO₂ emissions. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3011-3015.
- Rubino, M., Etheridge, D.M., Trudinger, C.M., Allison, C.E., Battle, M.O., Langenfelds, R.L., Steele, L.P., Curran, M., Bender, M., White, J.W.C., Jenk, T.M., Blunier, T. and Francey, R.J., 2013, A revised 1000 year atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ -CO₂ record from Law Dome and South Pole, Antarctica. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118, 1-18, doi:10.1002/jgrd.50668.
- Sarmiento, J.L. and Gruber, N., 2006, *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press, New Jersey, USA.
- Schaefer, H., Petrenko, V.V., Brook, E.J., Severinghaus, J.P., Reeh, N., Melton, J.R. and Mitchell, L., 2009, Ice stratigraphy at the Pakisoq ice margin, West Greenland, derived from gas records. *Journal of Glaciology*, 55, 411-421.
- Schaefer, H., Whiticar, M., Brook, E.J., Petrenko, V.V.,

- Ferretti, D.F. and Severinghaus, J.P., 2006, Ice record of $\delta^{13}\text{C}$ for atmospheric CH_4 across the Younger Dryas-Periboreal Transition. *Science*, 313, 1109-1112.
- Schilt, A. *et al.*, 2010, Atmospheric nitrous oxide during the last 140,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 300, 33-43.
- Schmitt, J. *et al.*, 2012, Carbon isotope constraints on the deglacial CO_2 rise from ice cores. *Science*, 336, 711-714.
- Schmittner, A. and Galbraith, E.D., 2008, Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes. *Nature*, 456, 373-376.
- Schmittner, A., Saenko, O.A. and Weaver, A.J., 2003, Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change. *Quaternary Science Reviews*, 22, 659-671.
- Schüpbach, S., Federer, U., Bigler, M., Fischer, H. and Stocker, T.F., 2011, A refined TALDICE-1a age scale from 55 to 112 ka before present for the Talos Dome ice core based on high-resolution methane measurements. *Climate of the Past*, 7, 1001-1009.
- Schwander, J., 1989, The transformation of snow to ice and the occlusion of gases. in *The Environmental Records in Glaciers and Ice Sheets*, edited by H. Oeschger and C.C. Langway Jr., pp. 53-67, John Wiley, New York.
- Schwander, J. *et al.*, 1997, Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 102, 19483-19493.
- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, Feng, Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A. and Bard, E., 2012, Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484, 49-54.
- Siegenthaler, U., Monnin, E., Kawamura, K., Spahni, R., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Barnola, J.-M. and Fischer, H., 2005, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO_2 changes during the past millennium. *Tellus, Ser. B*, 57, 51-57.
- Sigman, D.M. and Boyle, E.A., 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407, 859-869.
- Sigman, D.M., Hain, M.P. and Haug, G.H., 2010, The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO_2 concentration. *Nature*, 466, 47-55.
- Skinner, L.C., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E. and Barker, S., 2010, Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO_2 rise. *Science*, 328, 1147-1151.
- Smith, H.J., Wahlen, M., Mastroianni, D., Taylor, K. and Mayewski, P., 1997a, The CO_2 concentration of air trapped in Greenland Ice Sheet Project 2 ice formed during periods of rapid climate change. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26577-26582.
- Smith, H.J., Wahlen, M., Mastroianni, D. and Taylor, K.C., 1997b, The CO_2 concentration of air trapped in GISP2 ice from the last glacial maximum-Holocene transition. *Geophysical Research Letters*, 24, 1-4.
- Spahni, R. *et al.*, 2003, The attenuation of fast atmospheric CH_4 variations recorded in polar ice cores. *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL017093.
- Stauffer, B., Blunier, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Schwander, J., Stocker, T.F., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Hammer, C.U. and Clausen, H.B., 1998, Atmospheric CO_2 concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature*, 392, 59-62.
- Stauffer, B., Neftel, A., Oeschger, H. and Schwander, J., 1985, CO_2 concentration in air extracted from Greenland ice samples, in *Greenland ice core: Geophysics, geochemistry and the environment*, edited by Langway, C.C. *et al.*, pp. 85-89, AGU, Washington, D.C.
- Stauffer, B. and Tschumi, J., 2000, Reconstruction of past atmospheric CO_2 concentrations by ice core analyses, in [Physics of ice core records] ed. By Takeo Hondoh, Hokkaido University Press, Sapporo, Japan.
- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D. and Clow, G.D., 1998, Synchronous climate change in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 282, 92-95.
- Stephens, B.B. and Keeling, R.F., 2000, The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO_2 variations. *Nature*, 404, 171-174.
- Stocker, T.F. and Johnsen, S.J., 2003, A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 18, 1087, doi:10.1029/2003PA000920.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L. and Carson, S.R., 2006, Midlatitude westerlies, atmospheric CO_2 , and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21, doi:10.1029/2005PA001154.
- Trudinger, C.M. *et al.*, 1997, Modeling air movement and bubble trapping in firn. *Journal of Geophysical Research*, 102, 6747-6763.
- Tschumi, J. and Stauffer, B., 2000, Reconstructing past atmospheric CO_2 concentration based on ice-core analyses: open questions due to in situ production of CO_2 in the ice. *Journal of Glaciology*, 46, 45-53.
- Tschumi, T., Joos, F. and Párrish, P., 2008, How important are Southern Hemisphere wind changes for low glacial carbon dioxide? A model study. *Paleoceanography*, 23, PA4208, doi:10.1029/2008PA001592.

Wahlen M., Allen, D., Deck, B. and Herchenroder, A., 1991, Initial measurements of CO₂ concentrations (1530 to 1940-A.D.) in air occluded in the GISP2 ice core from central Greenland. *Geophysical Research Letters*, 18, 1457-1460.

WAIS Divide Project Members, 2013, Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing. *Nature*, doi:10.1038/nature12376.

Zumbrunn, R., Neftel, A. and Oeschger, H., 1982, CO₂

measurements on 1-cm³ ice samples with an IR laser-spectrometer (IRLS) combined with a new dry extraction device. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 318-324.

투 고 일 : 2014년 2월 13일

심 사 일 : 2014년 2월 17일

심사완료일 : 2014년 3월 14일