

우리나라의 고기후 복원을 위한 습지 퇴적물의 안정동위원소 분석 가능성 연구*

박정재 **

The Applicability of Stable Isotope Analyses on Sediments to Reconstruct Korean Paleoclimate*

Jungjae Park**

요약 : 호수나 습지 퇴적물을 대상으로 동위원소분석을 실시하여 얻은 결과들은, 다양한 해석들을 통해 고기후를 복원하는데 일조할 수 있다. 호소퇴적물의 경우 보통 유기·무기 탄산염 등을 추출하여 산소·탄소 동위원소 분석을 실시하게 된다. 산소동위원소 분석은 과거의 기온과 습도 변화를 정량적·정성적으로 복원하는데 이용되며, 탄소동위원소 분석결과는 호수의 주위환경 변화나 인간의 영향 등을 파악하는데 유용하다. 그리고 고산습지의 피트 층에 존재하는 반부패상태의 물이끼는 탄소동위원소분석의 좋은 시료이며 기온, 대기 중 이산화탄소압 등 고기후 정보를 제공해준다. 해안의 염습지나 염하구 등의 습지지역에서는 육상기원의 유기물과 해상기원의 유기물이 서로 탄소동위원소비율값에서 차이를 보인다는 점을 이용하여 해수면 상승에 관한 연구를 할 수 있다. 또한 탄소동위원소비율이 상이한 C4 식물과 C3 식물이 염도에 따라 분포가 변한다는 점을 이용하여 문순과 관련된 연구를 할 수도 있다. 우리나라의 경우 아직까지 동위원소분석방법을 이용한 고환경 연구들이 활성화되어있지 않은 상태이며, 이는 연구방법에 대한 관심 부족과 국내에서는 적절한 시료 채취에 어려움이 존재한다는 점에 기인한다. 제주도의 하논, 무제치늪이나 용늪 같은 고산습지, 그리고 해안의 염습지 등에서 얻은 퇴적코어들에 동위원소 분석을 시행하면, 우리나라 고환경 연구에 도움이 되는 흥미로운 결과가 산출될 수 있을 것으로 사료된다.

주요어 : 고기후 복원, 안정동위원소분석, 호수 및 습지 퇴적물, 고환경 연구

Abstract : Stable isotope analyses on lake or wetland sediments are useful to reconstruct paleoclimate. Organic and inorganic carbonates obtained from lake sediment are isotopically analyzed to get oxygen and carbon isotopic ratios. Oxygen isotope ratios can be used to quantitatively and qualitatively reconstruct paleo-temperature or humidity while carbon isotope ratios be used to reveal environmental changes around the lake or human impacts on the area. Peat mosses in peat bogs are nice samples for the carbon isotope analysis, which derives paleo-temperature and paleo-atmospheric CO₂ changes. In coastal area, the reconstruction of past sea-level is possible because terrestrial originated organic matter is carbon isotopically different from marine originated organic matter. Also, scientists can do research on Asian Monsoon based on the fact that $\delta^{13}\text{C}$ of C3 plants and C4 plants are consistently different each other and that they are distributed differently with respect to salinity. In Korea, paleoenvironmental studies using stable isotopes are not popular yet because of low academic interests on the methodology and difficulties of obtaining proper sediment samples. Interesting results can be produced to answer paleoenvironmental questions of Korea if scientists isotopically analyze sediment cores from a paleo-lake such as Hanon in Jeju island, peat bogs such as Mujechi-Neup and Yong-

* 이 논문은 2007년도 전남대학교 학술연구비 지원에 의하여 연구되었음

** 전남대학교 지리학과 전임강사(Full time lecturer, Department of Geography, Chonnam National University), jungjaep@chonnam.ac.kr

Neup, and coastal wetlands.

Key Words : reconstruction of paleoclimate, stable isotope analyses, lake and wetland sediment, paleoenvironmental studies

1. 서론

1) 연구배경

인류의 과도한 화석연료 사용으로 다량의 이산화탄소가 대기 중으로 배출됨에 따라 지구온난화현상이 점차 심화되고 있다. 지구온난화현상이 최근 전 세계 곳곳에서 보이는 이상 기후의 직접적인 원인이라는 사실에 대해서는 많은 학자들이 동의한다(IPCC, 2007). 기온의 상승으로 인한 열대성 저기압의 강화로 남부 아시아에서 홍수 및 해일로 인한 피해가 속출하는 반면, 아프리카의 사헬지대에서는 사막화가 빠르게 진행되면서 지역 거주민들이 기근에 허덕이고 있다. 또한 기온의 상승과 같은 외부환경의 변화에 적응력이 떨어지는 몇몇 생물종들은 멸종의 위기에 놓여있기도 하다. 이와 같이 지구 온난화로 인해 인류가 받게 될 피해가 결코 작지 않을 것임이 확실시 되고 있지만, 미래의 기후 변화를 정확하게 예측할 수만 있다면 그 피해를 최대한 줄일 수는 있을 것이다. 이를 위해서는 우선적으로 과거의 기후가 어떠한 식으로 변해왔는지를 파악하여야 한다. 과거의 기후 변화와 관련된 정보는 미래에 나타날 기후변화를 예측하는데 있어 매우 중요한 자료가 될 수 있다.

과거의 기후변화를 추측하기 위해 학자들이 사용하는 연구방법들에는 여러 가지가 있다. 가장 오래되고 널리 알려진 방법으로 화분분석이 있으며, 그 외 수목의 나이테 분석과 퇴적물 혹은 빙하의 안정동위원소 분석, 규조류 분석 등이 많이 이용되고 있다. 전 세계적으로 기후변화에 대한 관심이 증대됨에 따라 과거의 기후 변화를 복원하고자 하는 연구가 활발하게 진행 중이다. 그러나 우리나라의 경우, 고기후 연구를 수행할 수 있는 학자수의 절대 부족과 연구시료를 얻을 수 있는 곳을 찾기 어렵다는 문제 등으로 인해 연구의 양

과 질이 다른 나라들에 비해 많이 뒤쳐져있는 상태이다. 가까운 일본과 중국의 화분연구학계만 하더라도 자국의 수많은 호수로부터 얻은 시료들을 꾸준히 연구하여 많은 결과물을 생산해 내고 있으며, 이러한 자료들은 전 세계 기후변화 지도 구축에 큰 부분을 차지하고 있다(Takahara *et al.*, 2000; Yu *et al.*, 1998, 2000)

고기후 복원 연구에 있어서 우리나라가 다른 나라들에 비해 뒤쳐지고 있는 가장 큰 이유로 남한 내 자연호수가 적다는 점을 들 수 있다. 일반적으로 과거의 기후 환경 변화를 유추할 때 사용되는 시료로 가장 이상적인 것은 호수 퇴적물이다. 우리나라의 고호소층을 대상으로 한 화분분석 연구들은 대부분 과거 70년대 말과 80년대 초에 이루어졌다(방어진(曹華龍, 1980; 安田喜憲 외, 1978; Chang and Kim, 1982), 영랑호(安田喜憲 외, 1978; Chang and Kim, 1982), 월함지(Chang and Kim, 1982)). 현재 남한 지역에는 자연 호수가 거의 존재하지 않으며, 고호수의 퇴적물이 남아있는 지역도 농경으로 상당부분 훼손된 경우가 많아, 고환경 복원에 적절하지 못할 때가 많다. 따라서 최근에는 훼손이 상대적으로 적은 고산 습지 시료를 분석하여 한반도와 관련된 고기후 변화를 복원하고 있다(Yoshioka *et al.*, 2001; 장남기 외, 1987; 최기룡, 2001; 장병오 외, 2006). 하지만 습지 퇴적물은 호수 퇴적물과 달리 장기간의 기록을 갖고 있지 않아서, 습지 퇴적물을 이용하여 고환경을 폭넓게 복원하는 것은 쉽지 않은 일이다. 무엇보다도 안타까운 것은 이러한 고산습지도 우리나라에서는 드물게 분포한다는 점이다.

지금까지 우리나라의 고산습지에서 채취된 퇴적코어들의 연대를 볼 때, 코어의 최말단이 오래되 봐야 8,000년 전 정도이다(최기룡, 2001). 이는 고산습지에서 채취된 대부분의 코어들의 경우, 분석 결과가 홀로세(약 10,000년 전부터 지금까지) 동안의 고기후만을 보여주며 이전 빙하기 기후를 보여주지는 못함을 뜻한

다. 일반적으로 홀로세 시기의 기후 변화는 크게 뚜렷하지 않아 화분분석 결과만으로 그 변화 양상을 파악하기에는 어려움이 따른다. 따라서 화분분석 이외 다른 고환경지시자들의 사용이 필수적인데, 특히 그중에서 안정동위원소의 분석은 과거의 온도 및 습도 변화를 비교적 정량적으로 표현해 주기 때문에 보다 뚜렷한 변화 추이를 파악할 수 있다는 장점을 갖는다.

과거 홀로세의 기후 변화를 거의 보여주지 못하고 단지 인간이 환경에 미쳤던 영향만을 보여주고 있는 지금까지의 우리나라 화분분석 자료들을 고려할 때, 습지 혹은 고호소 퇴적물에 안정동위원소 분석을 시도할 필요가 있다고 사료된다. 지금까지 우리나라에서 안정동위원소 분석을 이용하여 습지시료로부터 결과를 얻은 연구는 극소수에 불과하며(Yoshioka *et al.*, 2001; 강상준 · Yoshioka, 2005), 이 또한 제대로 된 분석결과를 보여주지 못하고 있다. 이는 연구방법의 적절한 소개가 아직까지 이루어지지 않았기 때문인 것으로 판단된다. 따라서 미국 및 유럽 학자들에게 각광받고 있는 안정동위원소 분석법의 최신 연구추세를 정리 및 소개하고 우리나라에서의 적용 가능성 및 적절한 연구방법론 등을 우리나라의 고환경 연구 학자들에게 알릴 필요성이 가히 크다고 할 수 있다.

2) 연구 목적과 범위

본 연구의 주요 목적은 우리나라의 습지 혹은 고호소 퇴적물 분석을 수행하는 데 있어 안정동위원소 분석의 가능성을 보여주고 적절한 연구방법 및 결과해석 방식 등에 대한 정보를 제공하는 데 있다. 이는 아직까지 우리나라의 고환경 연구에서 미개척 연구방법이었던 안정동위원소분석을 단지 소개하는데 그치는 것이 아니라, 동 분석방법을 우리나라 고환경 연구에 실제적으로 적용할 수 있는 기반을 마련하는 계기가 될 것이다.

우리나라의 고기후를 복원하는 데 있어서 안정동위원소 분석의 이용가능성을 타진하기 위하여, 우선 고기후 분야에서 활용되고 있는 안정동위원소분석에 대한 연구이론 및 방법론 등을 정리하고자 한다. 그 다음 해외학자들이 호수 혹은 습지 퇴적물을 대상으로 수행

한 안정동위원소 분석의 대표적인 결과들을 살펴보고, 그들이 연구결과를 어떠한 식으로 해석했는지 검토해 보는 동시에, 문제점 및 장단점 등을 기술할 것이다. 이를 바탕으로, 우리나라의 습지 혹은 고호소 퇴적물을 이용한 고환경 복원연구에 있어 본 방법론이 과연 어느 정도의 효용성을 갖고 있는지도 판단해 보고자 한다.

2. 안정동위원소분석

1) 호소퇴적물의 안정동위원소분석

McCrea(1950)와 Urey *et al.*(1951)이 산소동위원소 분석을 고기후 복원에 유용하게 쓸 수 있다고 밝힌 이후로, 안정동위원소분석법은 고환경학자들의 대표적인 연구방법 중의 하나로 중시되고 있다. 특히 호소 퇴적물의 분석을 통해 과거환경을 유추하려는 과학자들에게 매우 유용한 방법이다. 호소물의 동위원소 비율은 대기온도, 강수공급원, 강수/증발 비율에 좌우되므로, 호소 퇴적물을 분석하게 되면 과거의 기후 변화를 정량적으로 복원하는 것이 가능해진다.

호소 퇴적물의 구성성분에 의해 제한되기도 하지만 일반적으로 호소 퇴적물로부터 얻을 수 있는 동위원소 비율로는 $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 등이 있다. 동위원소비율은 보통 퇴적물내 탄산염(유기, 무기), 유기물(화분, 셀룰로즈 등), 실리카(규조류) 등에서 얻는다(그림 1). 탄산염에서는 $\delta^{18}\text{O}$ 과 $\delta^{13}\text{C}$ 값을, 실리카에서는 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 얻을 수 있고, 유기물로부터는 주로 $\delta^{13}\text{C}$ 과 $\delta^{15}\text{N}$ 값을 구한다.

호수 밑바닥에는 유역에서 흘러들어온 외부기원(allochthonous)의 퇴적물외에 동일기원(authigenic)의 무기·유기 물질이 퇴적된다. 여기서 동일기원의 무기 퇴적물이란 조류(algae)나 해조류의 광합성에 의해 침전된 무기탄산염을 주로 이르는 반면, 동일기원의 유기 퇴적물은 많은 부분이 오스트라코드, 조개류, 규조류 등의 껍질로 구성된 유기탄산염으로 보면 무방하다. 침전되는 탄산염의 동위원소비율은 기본적으로 호

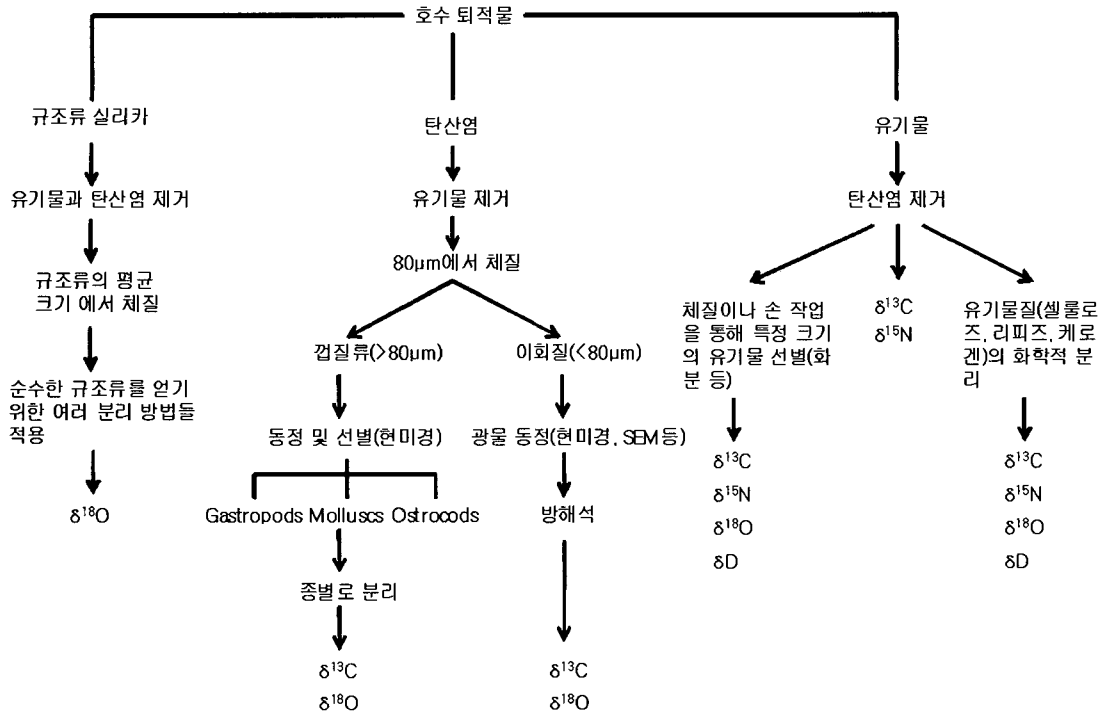


그림 1. 호수 퇴적물의 동위원소분석을 위한 처리 과정(Leng et al, 2005)

숫물의 동위원소비율($\delta^{18}\text{O}$ 과 $\delta^{13}\text{C}$)과 기온을 반영하므로, 퇴적 층위별 동위원소비율을 구하면 곧 과거 호숫물의 동위원소비율과 기온을 유추하는 것이 가능하다. 단, 호수 퇴적물에는 여러 기원의 탄산염이 포함되어 있기 때문에 탄산염의 동위원소 분석을 실시할 때에는 기원별로 분리 후 분석해야 정확한 결과를 얻을 수 있다는 점을 유의해야 한다.

한편 대부분의 호수퇴적물에는 호수내 혹은 호수 주위에 서식하고 있는 식물의 잔재유기물이 존재한다. 유기물에는 탄소와 질소 동위원소분석을 실시하는 것이 일반적이며, 퇴적물로부터 유기물을 분리해내기 위해 물리적 방법(예, 화분을 분리할 때(Park, 2003))과 화학적 방법(예, 셀룰로스를 분리할 때)을 쓰게 된다. 유기물의 $\delta^{13}\text{C}$ 과 $\delta^{15}\text{N}$ 값은 유기물의 기원과 과거의 생산성에 대한 정보를 제공해 주기 때문에(Meyers and Teranes, 2001), 호수의 수리 변화, 주위환경 변화에 따른 토사유입, 인간의 영향 등을 파악하는데 유용하게 쓰일 수 있다.

분명 호수퇴적물의 동위원소비율은 고환경을 복원하는데 있어 실질적으로 많은 도움을 줄 수는 있으나, 다양한 변수로 인해 그 값의 객관적 해석이 어려운 경우가 종종 있다. 특히 동위원소비율을 이용하여 과거의 기후 변화(온도 및 습도 변화)를 정량적으로 정확하게 복원하고자 하는 시도를 할 때에는, 변수가 많아질 수 밖에 없다. 따라서 이론적으로는 과거의 기온을 정량적으로 복원하는 것이 가능하지만 실질적으로 상대적인 비교(건조 혹은 습윤, 온난 혹은 한랭) 정도로 그치는 경우가 많다.

다음에는 여러 동위원소중 산소동위원소와 탄소동위원소 분석 방법의 이론적 배경, 효용성, 주의점, 활용 등에 대해 살펴본다.

2) 호수퇴적물의 산소동위원소 분석

호수퇴적물을 대상으로 하는 고기후 분야에서 퇴적물속의 탄산염에 산소동위원소분석을 시도하여 고기

후 변화를 복원한 연구 역사는 꽤 오래되었다. 산소동위원소비율이 기온이나 습도의 변화와 같은 기후 변화 그리고 호수물의 기원 변화 등을 밝히는 데 매우 효과적이라는 사실이 과학자들 사이에서 오래전부터 널리 인식되었기 때문이다.

일반적으로 연구자들은 탄산염의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)¹⁾이 호수물의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$)과 평형상태에서 침전이 되며, 이럴 경우 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 은 오직 두 가지 즉 기온과 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 에 의해 결정된다고 가정한다. 하지만 동위원소비율을 결정하는 변수는 상당히 많기 때문에 이와 같이 간단한 가정만을 통해 결과를 정확하게 해석하기는 쉽지 않다.

일단 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 을 이용하여 기온변화를 복원할 때는 탄산염이 형성된 시기와 환경에 대한 정보가 필요하다. 계절별 혹은 형성위치별로 다르게 나타나는 기온과 습도의 차이로 인해 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 또한 크게 달라지므로, 분석대상인 특정 탄산염이 어느 계절 그리고 어떠한 환경 하에서 주로 만들어진 것인지에 대한 정보가 요구될 때가 있다. 예를 들어 광합성으로 무기탄산염이 형성이 되는, 호수 상층부는 따뜻한 반면, 저서성 오스트라코드 등으로부터 유기탄산염이 형성이 되는 호수 하층부는 차가워 동일한 지역의 기온을 다르게 반영할 수 있다(Leng *et al.*, 2005). 그 기원에 대한 전반적인 지식이 없이 탄산염의 동위원소 분석 결과를 자의적으로 해석하게 될 경우 오류로 이어질 가능성이 크다.

특정 호수에서 무기탄산염의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{lcarb}}$)이 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 와 평형상태를 이룬다는 가정과 강수의 공급원이 과거부터 지금까지 달라지지 않았다는 가정이 맞는다면, 이론적으로 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lcarb}}$ 로부터 고기온을 정량적으로 복원할 수 있는 수식을 만들 수 있다. 하지만 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lcarb}}$ 은 보통 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 와 평형상태를 이루지 않으며, $\delta^{18}\text{O}_{\text{lcarb}}$ 과 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 의 분별작용의 정도는 기온 변화(기온이 상승하면 분별작용 저하)에 영향을 받는다(Craig, 1965). 또한 침전되는 탄산염의 종류에 따라 분별작용의 정도가 다르기 때문에 각 탄산염의 종류(예, 칼사이트, 아라고나이트, 돌로마이트 등)를 구분하는 것도 필요하다(Abell and Williams, 1989; Tarutani *et al.*, 1969). 이와 같은 자연 상의 여러 변수로 인해 실제 과거 기온을 정확하게 복원하기 어

렵다. 결국 보다 정확하고 정량적인 분석결과를 원한다면 연구대상 호수에서 기온, $\delta^{18}\text{O}_{\text{lcarb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 이 세 가지가 현재 어떠한 규칙적인 관계를 갖고 있는가를 밝혀내고 이를 과거치와 비교해 보는 과정이 필요하다.

한편, 유기탄산염 경우도 마찬가지로 그것의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{Ocarb}}$)과 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 간에 비평형상태가 일어나므로 동위원소 분석 결과 값이 예상과 다르게 나올 때가 많다. 그러나 그 차이들이 매우 체계적이기 때문에 일정한 보정을 통해 충분히 교정이 가능하다. 단, 여기서도 생물종 각각의 분별작용 정도가 서로 다르기 때문에 조개류의 껍데기 등을 시료로 쓸 때에는 종별로 분리해서 분석하는 것이 바람직하다(Holmes and Chivas, 2002; Keatings *et al.*, 2002).

호수퇴적물의 동위원소분석을 실시할 때 또한 염두에 두어야 할 것으로 중요한 것이 개방된 호수와 폐쇄된 호수의 차이이다. 개방되었다는 말은 물이 들어가고 나가는 길이 존재하며 따라서 물의 체류시간이 짧은 것을 의미하고, 반면 폐쇄되었다는 말은 물길이 존재하지 않아 물의 체류시간이 긴 것을 의미한다.

개방된 호수의 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 은 증발률하고는 큰 관계가 없으며 주로 강수의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$)에 좌우된다. $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 은 연평균기온의 변화에 따라 변하기 때문에 고도 및 위도의 변화에 체계적으로 반응하게 된다(Bowen and Wilkinson, 2002). 단스가드(Dansgaard)라는 학자가 1964에 초창기 연구를 통해 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 과 기온간의 관계를 정립했으며 학계에서는 이를 기리기 위해 두 변수간 관계를 단스가드 관계(Dansgaard relationship)라고 칭하고 있다. 하지만 개방된 호수의 경우 그것의 규모에 따라 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 가 연평균 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 을 나타내주지 못하는 경우도 많으므로 이와 같은 점을 인식하고 있어야 한다. 즉, 호수의 크기가 작아서 물의 체류 시간이 1년보다 짧은 곳은 계절별로 나타나는 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 차이를 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 가 그대로 반영할 가능성도 있기 때문이다.

규모가 커서 체류시간이 길고 증발률이 적은 개방된 호수의 경우, 학자들은 연평균 강수의 산소동위원소비율($\delta^{18}\text{O}_{\text{Oprecip}}$)을 반영하는 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 과 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 이 지역의 과거 기온변화를 대체적으로 정확하게 보여줄 수

있다고 본다. 보통 증발률이나 물의 체류시간 등으로 인해 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 이 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 과 다르게 나타나는 경우가 있기 때문에, 증발에 영향을 덜 받는 호수의 깊은 곳에서 형성된 유기탄산염을 대상으로 동위원소분석하는 것이 선호된다. 단, 염두에 두어야 할 점은 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 값이 보통 강수공급원(보통 해양)의 상황, 기단이동경로, 빙방울이 응축될 때의 온도 세 가지에 의해 결정이 되므로, 만약 강수공급원 지역에서 기후변화가 일어나 증발률에 영향을 준다면 호수지역 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 의 변화는 호수지역에서의 기온변화 뿐 아니라 강수공급원지역의 기온변화까지 포괄하게 된다. 이 두 요인을 분리해 내기 위해서는 화분분석, 퇴적물의 화학적 분석 같은 다른 연구방법을 시도하여 호수지역의 고기온을 추가적으로 복원하고 서로간의 비교과정을 거쳐야 한다 (Edwards *et al.*, 1996; Hammarlund *et al.*, 2002).

한편 폐쇄된 호숫물의 경우, $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 은 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 보다 언제나 크며, 이는 가벼운 동위원소 ^{16}O 가 선택적 증발로 인해 먼저 호수에서부터 소실되기 때문에 나타나는 현상이다. 특히 건조한 지역의 폐쇄된 호수는 이러한 현상을 잘 보여주며, 강수/증발 비율의 변화가 호수 퇴적물에 고스란히 남아있어 고기후 복원에 유리하다. 하지만 여기에도 온도와 습도와 관계 정립이 쉽지 않다는 어려움이 존재한다. 예를 들어 기온이 높거나 대기가 건조하면 가벼운 ^{16}O 가 먼저 증발해 날아가고 무거운 ^{18}O 는 호수에 남게 됨에 따라 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 은 당연히 높아지게 된다. 그러나 이런 분석결과를 갖고서는 동위원소분석결과가 과연 온도의 변화에 기인한 것인지 습도의 변화에 기인한 것인지 파악하기 어렵다. 이러한 어려움을 극복하기 위해선 앞서 언급한 바와 같이 퇴적물 코어에 최소 두 가지 이상의 다양한 연구방법을 시도해야 하며 최근 연구경향이 바로 그러하다.

폐쇄된 호수에서 증발량이 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 에 얼마나 영향을 미치는지는 호숫물의 체류시간에 달려있다. 체류시간이 길면 길수록 미치는 영향은 당연히 클 것이다. 만약 호수의 수위가 변하여 체류시간의 변화가 일어나면, 그에 따른 $\delta^{18}\text{O}_{\text{lakewater}}$ 의 변화가 퇴적물에 나타날 것이기 때문에 고호수환경 변화를 유추해 볼 수도 있다. 지하수에 영향을 많이 받는 폐쇄된 호수의 경우, 지하수가 대수층에 머무르는 체류시간에 또한 영

향을 받게 된다. 만약 물이 대수층에서 오래 머무르게 된다면 기후변화가 실제 변화 시기보다 뒤쳐져서 퇴적물에 기록되게 될 것이다. 이러한 특징을 갖는 호수는 고기후 복원 연구에 적합하지 않다고 할 수 있다 (Street, 1980).

3) 호수퇴적물의 탄소동위원소 분석

보통 식생의 잔재물, 호수내 혹은 주위에 살고 있는 생물체의 사체 등으로 구성되는 호수퇴적물내 유기물질은 호수주위의 고환경을 밝히는데 매우 유용하게 쓰인다. 학자들은 이러한 유기물질이 수생 식물에서 기원했는지 아니면 육상 식물에서 기원했는지를 파악하기 위해 탄질율(% 유기 탄소 대 % 총 질소)을 구한다. 유기질소의 경우 수생 식물성 플랑크톤 같은 하위 식물에 상대적으로 풍부하게 포함되어 있어, 탄질율이 높으면 유기물의 기원이 육상식물이고 낮으면 식물성 플랑크톤을 포함한 수생식물이라는 결론이 가능해진다 (Talbot and Johannessen, 1992; Meyers and Teranes, 2001). 탄질율은 호수 퇴적물의 탄소동위원소 분석을 통해 호수내 고환경 변화를 밝힐 때 아주 중요한 정보를 제공한다. 퇴적물내 유기물이 육상으로부터 왔는지 아니면 호수내에서 만들어진 것인지를 파악하게 되면, 동위원소 분석결과와 해석을 올바른 방향으로 이끌 수 있다.

호숫물에는 무기탄산염으로 침전되거나 생물체에 흡수되어 유기탄산염 형태로 남기도 하는 총용존무기탄소(TDIC)가 존재한다. 이러한 TDIC를 식물성 플랑크톤 같은 수생식물이 광합성을 위해 흡수할 때에는, 선택적으로 무거운 ^{13}C 보다는 가벼운 ^{12}C 를 취한 후 유기물을 생산한다. 그 결과로 유기물의 탄소동위원소비율($\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$)은 TDIC의 탄소동위원소비율($\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$)보다 평균적으로 낮은 값을 보이게 된다.

일반적으로 호수의 사면에서 흘러내려오는 빗물 등으로 인해 영양분이 많이 공급되어, 부영양화 현상이 나타나고 식물성플랑크톤과 같은 수생식물이 많아지게 되면, 광합성량이 늘어나 호숫물의 용존이산화탄소량은 줄어들게 되고 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 와 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 은 높아지게 된다. 이외에도 식물 성장기의 확장, 여름의 수온 상

승, 햇빛 량의 증가 등으로 인해 호수내 총광합성량이 늘 때에도 마찬가지로 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 와 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 가 높아질 수 있다. 반대로 주위 환경의 변화로 인해 육상으로부터 유기물이 호수로 많이 유입되는 경우, 유기물이 분해되면서 가벼운 ^{12}C 가 배출되고 이로 인해 호수의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 와 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 은 낮아지는 결과로 이어진다. 하지만 여름에 호수 표면이 가열되면서 호수에 층이 만들어지는 경우에는, 호저에 산소가 부족한 현상이 나타나면서 유기물의 분해가 일어나지 않아 호수의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 이 계속 높은 값을 유지하기도 한다. 이와 같이 광합성과 유기물의 분해, 이 두가지 요인이 호수의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 과 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 을 결정하게 되는데, 서로 상충되는 결과를 보일 때가 많다. 이에 대해 Hodell and Schelske (1998)는 두가지 중 광합성의 역할이 더 크다고 주장했다. 즉 일반적으로 호수에서 $\delta^{13}\text{C}$ 의 변화가 일어날 때 광합성량의 변화로 인한 경우가 많다는 것이다. 하지만 호수퇴적물의 탄소동위원소분석시 이 두 가지를 가능하면 분리하여 논의하는 것이 바람직하다.

북유럽에서는 마지막 최대 빙하기(LGM) 이후 빙하가 후퇴하면서 여러 빙하호가 만들어졌고 높은 $\delta^{13}\text{C}$ 을 갖는 점토가 호수내로 흘러들어 왔는데, 이로 인해 $\delta^{13}\text{C}$ 이 높은 유기물이 생산되는 결과로 이어졌다 (Hammarlund *et al.*, 1997). 기후의 변화에 따라 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 이 변화를 겪기도 한다. 기후가 온난건조해지면 호수위는 낮아지며, 이로 인해 산성도와 염도가 증가하고 이산화탄소 용존농도는 낮아지게 된다. 이러한 현상이 일어나면 수생식물은 상대적으로 ^{13}C 를 많이 취할 수밖에 없으므로 수생식물의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 은 높아지게 된다(Meyers and Teranes, 2001). 반대로 기후가 습윤해지면 호수로 들어오는 지하수양은 많아진다. 지하수의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 는 일반적으로 지하에서 식물의 호흡작용 등으로 인해 상대적으로 매우 낮은 값을 갖게 되므로 호숫물의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 가 낮아지는 결과로 나타난다 (Andrews *et al.*, 1997). 그러나 종종 지하수가 C4 식물²⁾이 많은 곳을 통과해서 호수에 도달하는 경우 지하수의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 가 높게 나타나기도 한다.

한편 $\delta^{13}\text{C}$ 는 전지구적 기후변화 연구에도 활용이 가능하다. 고기후학자들은 퇴적층 유기물의 $\delta^{13}\text{C}$ 변화를 대기 중의 이산화탄소량의 변화 및 기후변화와 연결하

기도 한다(Turney, 1999). 즉 C4 식물이 우점하는 시기(대기 중 이산화탄소량이 적은 빙하기 혹은 건조한 시기)에는 퇴적층의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 이 높고, C3 식물이 우점하는 시기(이산화탄소량이 많은 간빙기 혹은 습한 시기)에는 반대로 낮다는 점을 이용한다. 또한 삼림이 제거되고 농경지가 확대되는 시기에는 C4 식물이 우점하여 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 이 높아지기 때문에, 탄소동위원소분석을 통해 인간의 활동으로 인한 환경 변화 시기 및 정도를 유추해 볼 수도 있다 (Huang *et al.*, 2001; Lane *et al.*, 2004). 이와 같이 다양한 과정에 기인하는 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ 과 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 의 변화를 분석하면 호수 주위 환경과 기후 변화를 유추해 볼 수 있다.

4) 습지퇴적물의 동위원소 분석

호수퇴적물 못지않게 고산습지 퇴적물도 고기후 복원에 매우 유용한 시료이다. 산간지역에 위치한 습지에는 추운 기후로 말미암아 물이끼류 등이 제대로 썩지 않고 반부패 상태로 쌓이는 피트층이 잘 발달한다. 연중 습하고 서늘한 기후가 유지되기 때문에 화분이나 식물의 잔재물들이 썩지 않고 남아 고환경 연구에 많은 도움이 되는 곳이다. 전세계적으로 이러한 고산습지에서 몇몇 고기후학자들이 피트층의 물이끼를 대상으로 탄소동위원소분석을 실시하여 다채로운 분석결과를 발표하였다(White *et al.*, 1994; Hong *et al.*, 2000; Hong *et al.*, 2001, Loader *et al.*, 2007). 과거에 고산습지에 서식하던 식물체의 탄소동위원소비율($\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$)은 고기후변화를 잘 반영한다. 하지만 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 은 대기중의 이산화탄소압(농도), 온도, 수분이용가능량, 빛, 습도 등 다양한 변수에 의해 결정됨에 따라 (Menot and Burns, 2001), 분석결과의 정확한 해석이 어려울 때가 많다. 따라서 대다수의 연구들이 과거 온도나 강수량의 절대값을 구하기보다는 상대적인 변화를 제시한다. White *et al.*(1994)는 예외적으로 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 에서 수분이용가능량의 영향을 배제하여 대기 중 과거 이산화탄소압의 절대값을 복원하기도 하였다.

우선 대기 중 이산화탄소압과 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 관계에 대해서 살펴보자. 보통 식물들이 대기 중에서 광합성을 위해 이산화탄소를 흡수할 때는 무거운 ^{13}C 보다는 가

벼은 ^{12}C 를 선호하게 된다. 따라서 대기 중에 이산화탄소량이 풍부할 때에는 식물이 가벼운 ^{12}C 를 상대적으로 많이 취할 수 있는 여건이 되기 때문에 식물체내의 $\delta^{13}\text{C}$ 은 낮은 수치를 보이게 된다. 반대로 대기 중에 이산화탄소량이 적을 때에는 식물체내의 $\delta^{13}\text{C}$ 은 높은 수치를 보인다. 이와 같이 대기 중 이산화탄소압과 식물체내 $\delta^{13}\text{C}$ 은 서로 연관성을 가지므로 이를 이용하여 과거 이산화탄소압의 변화를 복원할 수 있다(Meyers *et al.*, 1993; Prokopenko *et al.*, 1999; Qing *et al.*, 2002). 그러나 대기 이산화탄소압의 변화만이 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 변화의 절대적인 요인은 아니고, $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 변화는 탄소동화작용 동안의 환경조건에 의해 조절되는 복잡한 과정의 결과라고 주장하는 이도 많다(O'Leary *et al.*, 1986).

고기후학자들은 과거 극지역 빙하에 포함된 기포내 이산화탄소량의 변화와 얼음의 산소동위원소 분석을 통해 복원된 기온변화를 서로 비교하여, 과거의 기온과 대기 중 이산화탄소압의 변화 추이가 정량적으로 비슷하다는 사실을 밝혀냈다. 즉, 기온이 낮았던 빙하기 때에는 대기 중 이산화탄소량이 적었고, 기온이 상대적으로 높았던 간빙기 때에는 대기 중 이산화탄소량이 많았다는 것이다. 이와 같이 기온, 대기 이산화탄소압, $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 연관 관계가 존재하기 때문에 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 변화를 통해 고기온 변화를 복원할 수 있다. 고기온 복원에 활용하기 위하여 많은 고기후 학자들은 일정한 온도 변화에 따른 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 변화량을, 다양한 종류의 식물체 분석을 통해 밝혀려 노력하였다. 이중 이끼류 등의 습지식물을 대상으로 분석결과를 발표한 연구들을 살펴보면, Skrzypek *et al.*(2007)은 물이끼(*Sphagnum*) $-1.6\%/^{\circ}\text{C}$ 솔이끼(*Polytrichum*) $-1.5\%/^{\circ}\text{C}$ 의 변화량을, Skrzypek and Jedrysek(2005)은 물이끼 $-0.6\%/^{\circ}\text{C}$ 의 변화량을, Menot and Burns(2001)은 두 종류의 물이끼가 $-0.2\%/^{\circ}\text{C}$ (*Sphagnum capillifolium*), $-0.41\%/^{\circ}\text{C}$ (*Sphagnum magellanicum*)의 변화량을 보인다고 밝혔다.

위와 같이 대체로 기온이 올라갈 때 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 은 떨어진다는 분석결과가 많다. 특히 기온 이외에 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 에 영향을 미치는 다른 조건들을 실험실 하에서 동일하게 조성한 후 기온에 따른 변화량을 구한 연구는 대부분

비슷한 결과를 보여주고 있다. 하지만 자연 상태의 식물체를 대상으로 한 연구에서는 그 반대의 경우가 종종 보인다. 이는 기온이 변하게 되면 다른 여타 조건들(강수량과 대기오염(Jedrysek *et al.*, 2003), 이산화탄소압(Menot and Burns, 2001))도 같이 영향을 받으므로, 기온 요인이 독립적으로 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 에 미치는 영향을 분리할 수가 없기 때문이다.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 은 또한 수분이용가능량에도 많은 영향을 받는다. 특히 대기 중 이산화탄소압의 변화가 거의 없는 홀로세 시기만을 다룰 때에는 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 값이 수분이용가능량에 많이 좌우됨을 발견할 수 있다. 건조한 시기에는 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 이 높게 나타나고 습한 시기에는 그 반대 경향을 보이는데(Hong *et al.*, 2001), 건조기에는 수분이용효율(water use efficiency)이 낮아 기공이 닫혀있어야 하는 경우가 많기 때문에 ^{13}C 과 ^{12}C 를 구분해서 취할만한 상황이 못 되기 때문이다. 비슷한 이유로 건조한 곳에서 주로 보이는 C4식물은 C3식물보다 체내 $\delta^{13}\text{C}$ 값이 일정하게 높아서, 여러 상황에서 두 유형을 구분할 필요가 있을 경우 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 이용하면 된다. 단, 수분이 풍부한 고산습지의 식물들은 C3 유형이 대부분으로, C4와 C3 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 값 차이를 이용한 고환경 분석은 시도하기 어렵다.

한편, 물이끼와 수분의 관계는 위와 정반대의 경향을 보인다. 즉, 수분이 풍부하면 물의 얇은 막이 물이끼를 덮게 되는데 이것이 이산화탄소가 엽록체에 도달하는 것을 제한하게 된다. 따라서 이산화탄소의 흡수량이 저하되면서 $\delta^{13}\text{C}$ 값이 높아지게 된다(Sharma *et al.*, 2005). 다른 습지 식물들과는 다르게 물이끼는 기공을 갖고 있지 않기 때문에 앞서 설명한 기공에 의한 분별작용이 일어나지도 않는다(Rice and Giles, 1996). 이와 같이 고산습지에 생육하고 있는 식물들의 특성이 서로 다르기 때문에, 피트 층의 식물 잔재를 대상으로 동위원소분석을 실시할 때에는 종별로 구분해서 분석해야 정확한 결과를 얻을 수 있다. 그리고 가능하면 셀룰로스를 식물 잔재로부터 분리해서 분석하는 것이 좋다. 피트 층의 식물 잔재에는 셀룰로스 외에 리그닌과 리피드 등이 모두 포함되어 있는데, 같은 종류의 식물체로부터 분리되었더라도 셀룰로스와 리그닌 및 리피드는 서로 다른 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖기 때문이다(Menot and

Burns, 2001).

고산습지 외에 해안의 염습지나 염허구에서도 탄소 동위원소분석이 고기후 복원에 매우 유용하게 사용된다. 최근 들어 미래 해수면 변화 예측의 필요성과 맞물려서, 과거 해수면 및 고환경 복원을 위한 탄소동위원소분석과 탄질율(C/N) 분석이 본격적으로 활용되고 있다. $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 과 탄질율의 분석을 통해 퇴적된 유기물이 육상 기원인지 해양기원인지 밝혀낼 수 있어, 과거부터 지금까지 시기별로 과거 염농도와 해수면 변화를 대체적으로 복원해 낼 수가 있는 것이다. 일반적으로 유역내 강수의 증가에 의해 육상 기원의 유기물이 염습지 등에 많이 공급될 때에는, 퇴적물내 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 이 낮아지고 탄질율 값은 높아진다. 한편 해수면 상승으로 인해 육상부쪽으로 해수의 침투가 일어나게 되면, 반대로 퇴적물내 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Organic}}$ 이 높아지고 탄질율 값은 낮아진다. 육상기원 유기물과 해양기원 유기물의 $\delta^{13}\text{C}$ 와 탄질율 값이 서로 차이가 나기 때문이다. 이에 대한 보다 자세한 설명은 Lamb *et al.*(2006)의 논문에 잘 정리되어 있다.

지금까지 살펴봤듯이 습지퇴적물을 대상으로는 주로 탄소동위원소분석이 이루어져 왔다. 최근 들어서는 산소동위원소분석에 대한 연구결과도 종종 눈에 띄고 있다. Menot-Combes *et al.*(2002)은 고도의 변화에 따른 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ 의 변화량을 구했는데 물이끼류가 -2.9% /km의 변화량을 보였다. 이는 고도의 상승 및 기온의 하강에 따라 강수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 낮아지면서 일어나는 현상(단수가드 관계)으로, 이러한 관계를 고기온 복원에 적용할 수 있다(Hong *et al.*, 2000).

3. 해외에서의 활용예와 우리나라에서의 적용가능성

1) 동위원소분석을 이용한 해외 고기후 복원 연구

최근 기후변화에 세간의 관심이 집중되면서 고기후 분야 연구 속도도 점차 빨라지고 있다. 고기후 복원에 있어서 가장 효과적인 방법론으로 인정받고 있는 안정

동위원소분석법 또한 그 영역이 차츰 넓어지고 분석결과와 정확성도 향상되고 있어, 매년 수많은 관련논문들이 여러 학술지에 발표되고 있다. 고기후와 관련된 여러 분야에서 마지막 최대 빙하기(LGM) 이후 시기를 대상으로 최근에 발표된 안정동위원소분석 논문들 중, 연구과정의 참신성과 연구결과의 중요성 등이 뛰어나다고 인정받은 연구논문들을 간단하게 소개한다.

Barker *et al.*(2001)은 아프리카의 고산호수 퇴적물내 구조류에 산소동위원소분석을 수행하여, 홀로세 기간동안 호수 수량의 변화에 따라 구조류내 산소동위원소 비율이 변했다는 사실을 토대로 강수량이 많았던 시기를 밝혔다. 이 시기에 토양침식, 빙하확장, 산림확대 등이 일어났다는 연구결과가 있어 서로 관련성을 가지며, 아프리카지역에서 고기후를 복원할 만한 연구지역이 많지 않다는 측면에서 봤을 때 중요한 연구로 인식된다. Hodell *et al.*(2001)은 멕시코 유카탄반도의 폐쇄된 호수에서 호저퇴적물속의 유기탄산염에 산소동위원소 분석을 수행한 결과 증발/강수 비율의 변화가 208년의 주기를 보인다는 사실을 밝혔다. 208년의 주기는 태양흑점수의 변화주기(206년)과 거의 비슷하므로, 이 지역의 가뭄이 태양흑점수에 영향을 받았으며 이러한 가뭄으로 인해 마야문명이 몰락했다고 주장했다.

Schwander *et al.*(2000)은 스위스의 호저퇴적물을 대상으로 산소동위원소분석을 실시하고 그 결과를 그린랜드 얼음코어와 비교하여, 영저드라이어스 시기에 서로 매우 비슷한 기온변화를 보인 점을 발견하였다. 이는 그린랜드와 스위스 지역에 기후변화가 동시에 일어났음을 뜻한다. Hammarlund *et al.*(2002)은 호저퇴적물의 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 로부터 $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 을 구했다. 동시에 화분 분석을 실시하여 그로부터 고기온을 복원하였다. $\delta^{18}\text{O}_{\text{precip}}$ 과 복원된 고기온을 비교한 결과 서로 간에 차이가 나타났는데, 강수공급원인 해양에서 홀로세동안 기후변화가 일어나 해양자체의 동위원소비율이 변했기 때문에 발생한 것으로 보았다. Lamb *et al.*(2005)은 호저퇴적물내 구조류의 산소동위원소비율과 탄산염의 산소동위원소비율을 비교하여 호저에 탄산염이 쌓이지 않는 호수에서 구조류의 실리카를 분리하여 고기후 연구에 활용이 가능한지 여부를 타진하였다. 연구결과

두 비율이 서로 일치하지 않는 경우가 있었는데 저자들은 퇴적물로부터 깨끗한 실리카의 분리가 쉽지 않아 생긴 오염문제를 그 이유로 들었다. 이외에 산소동위원소분석을 이용한 고기후 연구로는 캐나다(Anderson *et al.*, 2007), 알라스카(Anderson *et al.*, 2001), 남미(Abbott *et al.*, 2003), 중국(Wang *et al.*, 2002), 호주(Chivas *et al.*, 1993), 터어키(Leng *et al.*, 2001), 아일랜드(Diefendorf *et al.*, 2006), 러시아(Wolfe *et al.*, 2000) 등에 위치한 호수의 퇴적물을 분석한 논문들이 있다.

호저퇴적물의 탄소동위원소분석을 시도한 연구 중 대표적인 논문들을 소개한다. Street-Perrott *et al.*(1997)은 아프리카 고산호수의 유기퇴적물질을 대상으로 탄소동위원소분석을 실시하여 현재보다 빙하기때 $\delta^{13}C$ 값이 10~14% 정도 높았다는 사실을 발견했다. 저자는 빙하기때 이산화탄소량이 줄어들어 경쟁력이 생긴 C4 식물과 조류의 증가가 그 원인이라고 주장했다. Lucke *et al.*(2003)은 독일의 호저퇴적물에 탄소동위원소분석을 실시하여 과거 호수 생산성의 변화를 복원하였다. 저자들은 특정시기의 $\delta^{13}C_{\text{Organic}}$ 상승이 강수량의 증가와 인간의 사면 교란으로 인한 호수의 생산성 증가와 연결된다고 주장하였다.

Huang *et al.*(2001)은 중미의 두호수로부터 얻은 퇴적물 코어의 탄소동위원소분석을 통해, 빙하기 및 간빙기 시기의 기후 변화를 복원하였다. 그들은 과거 C3/C4 식물의 비율 변화는 대기 중 이산화탄소량의 변화에 따르는 것이 아니라 기후변화(특히 습도)에 의한 것이라고 주장했다. 또한 홀로세 말기 퇴적층의 높은 $\delta^{13}C_{\text{Organic}}$ 은 인간의 거주 및 농경으로 인해 주위에 C4 식물이 우점한 결과로 풀이하였다. 이와 비슷한 연구로 Lamb *et al.*(2004)와 Lane *et al.*(2004)의 연구가 있다. Lamb *et al.*(2004)은 이디오피아의 한 호수의 유기퇴적물로부터 탄질율을 구해 유기물이 육상기원이라는 점을 발견하였다. 이후 C3식물과 C4식물의 $\delta^{13}C$ 값 차이를 이용하여 호수주위에서 어느 시기에 C3식물과 C4식물이 각각 우점하였는지를 밝혀냈고 이를 화분분석 결과와 비교하여 검증하였다. 이외에 다양한 목적으로 여러 지역에서 탄소동위원소분석 연구가 수행되었는데, 중국(Xu *et al.*, 2006), 일본(Meyers, 1998), 스

위스(Anadon *et al.*, 2006), 코스타리카(Lane *et al.*, 2004), 멕시코(Leng *et al.*, 2005), 아일랜드(Diefendorf *et al.*, 2008), 핀란드(Tiljander *et al.*, 2006), 브라질(Pessenda, 2005),아라비아 반도(Parker, 2004) 등에 위치한 호수에서 연구결과가 발표되었다.

고산습지 피트 층을 대상으로 탄소동위원소 분석을 시도하여 고기후 복원에 활용한 논문들은 그리 많지 않다. 피트 층의 탄소동위원소비율의 변화가 기온변화, 대기 중 이산화탄소량의 변화, 수분수지의 변화를 반영하므로 고기후변화 복원에 활용할 수 있다는 점을 증명하기 위한 연구들이 대다수를 차지하고 있다(Menot and Burns, 2001; Menot-Combes *et al.*, 2004; Skrzypek *et al.*, 2007; Loader *et al.*, 2007). 아직까지는 몇몇 연구들(White *et al.*, 1994; Hong *et al.*, 2000; Hong *et al.*, 2001; Skrzypek and Jedrysek, 2005; Sharma *et al.*, 2005) 외에 피트 층을 대상으로 탄소동위원소분석을 수행하여 고기후를 직접적으로 복원한 연구는 찾기 어려우나 관련 분야에 대한 관심이 증폭되고 있어 점차 좋은 논문들이 많이 생산될 것으로 보인다.

Byrne *et al.*(2001)의 논문은 염생습지 퇴적물의 $\delta^{13}C_{\text{Organic}}$ 을 분석하여 염하구내 과거 염농도의 복원을 시도한 대표적인 연구이다. 그들은 약 3000년 전부터 지금까지 샌프란시스코 염하구에서 높은 염농도를 보이는 시기가 3번 정도 있었다는 것을 발견하였으며, 지역 강수량의 감소 및 댐 건설을 그 원인으로 들었다. Zong *et al.*(2006)도 유사한 논리전개를 통해 아시아 지역의 몬순 강도 변화와 그에 따른 과거 염농도 변화를 복원한 바 있다.

2) 우리나라에서의 적용가능성

남한지역에 분포하고 있는 자연호수는 대부분 동해안에 모여 있는 석호들뿐으로, 이곳 또한 개발과 오염으로 호저퇴적물이 많이 훼손되어 고기후 연구에 활용하기에는 많은 어려움이 따른다. 이러한 상황은 우리나라의 고기후 연구의 발전을 매우 저해하고 있어, 최근 기후변화 문제가 대두되면서 고기후 연구에 더욱 박차를 가하고 있는 중국 및 일본 같은 동아시아 국가

들의 연구 성과에 비할 바가 못 된다. 최근 2000년대 들어 제주도 하논의 고호소퇴적물이 과거 환경에 대한 중요한 정보들을 갖고 있으므로, 보존할 필요가 높다는 주장이 제주도 지역의 학자들을 중심으로 제시되고 있다. 실제로 이 지역에는 우리나라에서 찾아보기 힘든 고호소퇴적물이 상당히 오랜 기간 퇴적되어 쌓여있는 상태로 남아있기 때문에, 우리나라 고기후 연구에 큰 도움이 될 것으로 보인다. 정철환 외(2004)가 이곳에서 화분 및 포자 분석을 실시하여 결과를 발표한 바 있으나, 아쉽게도 8m에 이르는 퇴적코어에 연대측정 자료가 하나밖에 없어 분석결과에 대한 해석 자체가 힘들다. 단, 2m 깊이에서부터 초본류의 비율이 감소하고 고관초과의 비율이 늘어나는 것을 저자는 플라이스토세에서 홀로세로 진입하는 시점을 보이는 것이라고 보았다. 연대정보가 부족하여 뭐라 말하기 어렵지만 화분분석결과만을 놓고 볼 때 수목화분의 변화가 뚜렷하지 않아 초본화분과 포자의 변화만을 가지고 고기후 변화를 설득력 있게 복원하기는 쉽지 않아 보인다.

하논 퇴적물의 화학적 분석 결과는 Lee(2004)의 학위논문에서 찾아볼 수 있다. 그의 연구결과(Fig.5-3, Lee, 2004)를 살펴보면, 2m 깊이에서부터 총유기탄소량이 늘어나는 것으로 보아 홀로세 시기의 기온 상승으로 호수내 생산성이 증가했을 것이라는 예상을 해볼 수 있다. 2m 깊이는 아마도 홀로세-플라이스토세 경계일 가능성이 높다. 또한 탄질율도 비슷한 깊이에서부터 상승하는 모습을 볼 수 있는데 홀로세 시작 시기에 여름의 몬순이 강해지면서 외부로부터 강수에 의한 유기물 공급도 이루어진 것으로 사료된다.

따라서 만약 하논 퇴적물내 유기물을 대상으로 탄소동위원소 분석을 실시한다면, 기온상승과 토사량 증가에 따른 광합성의 증가로 인해 2m 깊이에서부터 $\delta^{13}C_{DIC}$ 와 $\delta^{13}C_{Organic}$ 은 증가할 것이라고 예상할 수 있다. 그러나 이와는 정반대로 2m 경계 하부에서 비름과 등의 초본류(주로 C4식물)가 많은 비율을 차지하고 상부에서는 수목류(주로 C3식물)가 높은 비율을 보이는 것과(정철환 외, 2004), 홀로세로 이행할 때 몬순이 강화되었다는 점을 고려할 때, $\delta^{13}C_{Organic}$ 이 감소할 수도 있다. 또한 퇴적물내 탄산염이나 규조류에 산소동위원소 분석을 실시하여 기온이나 강수량 변화 등의 고기후

정보를 얻는 것도 가능할 것이다. 그러나 제주지역의 특성상 하논 퇴적층으로부터 충분한 탄산염을 얻을 수 있을지 현 상황에서는 판단하기 어렵다. 고호소분석시에는 화분분석과 동위원소분석을 같이 실시하여 서로 간의 해석상 어려움을 보완하는 방향으로 나아가는 것이 바람직하다는 것은 앞에서도 여러 차례 언급한 바 있다. 하논퇴적물로부터 보다 많은 고환경 정보를 얻기 위해서는 정철환 외(2004)와 Lee(2004)의 연구에서 다루지 않은 동위원소분석방법을 활용해야 할 것으로 생각한다.

우리나라에는 현재 자연호수가 부재하여 고기후·고생태학자들은 그 대안으로 훼손이 안 된 고산습지에서 우리나라 고기후 변화의 단초를 얻기 위해 노력해 왔다. 지금까지 우리나라에서 고환경복원을 위한 화분 분석이 수행된 고산습지로는 정족산 무제치늪(박재근·장남기, 1998; 최기룡, 2001), 대암산 용늪(장남기 외, 1987; 강상준, 1988), 지리산 왕등재늪(이양우, 2005; 장병오외, 2006) 등이 있으며, 이중 대암산 용늪에서는 Yoshioka *et al.*(2001)과 강상준·Yoshioka(2005)이 탄소동위원소분석을 시도한 바 있다. 고산습지는 인간에 의한 훼손이 거의 없어 고기후 변화를 복원하는데 유용하나, 우리나라의 고산습지의 경우, 만들어진 시기가 대부분 최근이라 후기 홀로세 시기의 변화 정도만 보여주고 있는 것이 아쉬운 점이다.

고산습지의 탄소동위원소분석은 이탄층을 형성하고 있는 물이끼(*Sphagnum*)와 사초류(*Carex*)를 대상으로 주로 이루어진다. 우리나라에서는 Yoshioka *et al.*(2001)과 강상준·Yoshioka(2005)가 물이끼류와 사초류의 이탄층이 잘 발달되어 있는 대암산 용늪에서 탄소동위원소분석을 시도한 적이 있다. 그러나 분석결과가 충분하지 못하고 변화 또한 뚜렷하지 않아 고기후를 논할 정도의 수준은 안 되는 것으로 보이며 추가적인 분석이 필요할 것으로 판단된다. 이탄층이 자연 상태로 온전히 보존되어 있는 대암산 용늪이나 제주도의 물영아리 그리고 최근 언론에서 보도된 바 있는 오대산 소황병산늪 같은 곳은 탄소동위원소분석을 수행하면 흥미 있는 결과를 얻을 수 있는 곳이다. 전세계 연구조류에 맞춰 아직까지 화분분석에 머물러 있는 고산습지 연구를, 안정동위원소 분석 등의 새로운 분석

방법을 도입해 발전시킬 필요가 있다.

또한 우리나라 서해 및 남해의 염하구의 습지에서 탄소동위원소 분석을 통해 과거 한반도의 몬순 강도 변화를 복원하는 연구도 충분히 의미 있는 결과를 끌어올 수 있을 것으로 판단된다. 우리나라 해안에 서식하는 염생식물 중 C4 식물은 비름과(Amaranthaceae)의 나문재(*Suaeda asparagoides*), 칠면초(*Suaeda japonica*), 통통마디(*Salicornia herbacea*) 등이 있으며, 이들 모두 염도가 높은 지역에서 서식하는 종들이다. 반면 C3 식물로는 사초과(Cyperaceae)에 속하는 천일사초(*Carex scabrifolia*), 벼과(Poaceae)에 속하는 갈대 *Pbragmites communis*) 등이 있으며, 해안에 분포하지만 염도가 높은 지역에서는 서식하기 힘든 것들이다. C4 식물의 $\delta^{13}C$ 값은 대체로 -13% 정도이고 반면 C3 식물의 $\delta^{13}C$ 값은 -26% 정도이다. 따라서 습지 퇴적 코어의 탄소동위원소 분석 결과를 통해 주변의 염습지 환경이 과거에 어떠한 식으로 변했다는 것을 파악할 수 있고, 이를 바탕으로 몬순의 강도와 강수량의 변화 등을 추측해 볼 수 있다. 여기서 좀 더 설득력 있는 결과를 얻기 위해서는 화분분석 혹은 구조류 분석을 탄소동위원소분석과 함께 실시하여 그 결과를 서로 비교하는 연구과정이 필요할 것이다.

4. 종합

이상 본문에서 고기후 분야에서 활용되고 있는 동위원소분석에 관한 연구이론 및 방법론 등을 살펴보았다. 호수나 습지 퇴적물을 대상으로 동위원소분석을 실시하여 얻은 결과들은 다양한 해석들을 통해 고기후를 복원하는데 일조할 수 있다. 호소퇴적물의 경우 보통 유기·무기 탄산염 등을 추출하여 산소·탄소 동위원소 분석을 실시하게 된다.

산소동위원소 분석은 과거의 기온과 습도 변화를 정량적·정성적으로 복원하는데 이용된다. 분석을 통해 정확한 기후변화의 절대치를 구하고자 한다면, 여러 요인들을 감안하여 적절한 가정을 세우는 동시에 보정 절차도 거쳐야 한다. 그 과정이 복잡하여 아직까지는

대다수의 고환경 복원 연구들이 절대 변화치를 구하려 노력하기보다는 상대적인 변화 정도만을 밝히고 있다. 호소퇴적물의 산소동위원소비율에 영향을 주는 것으로는 기온, 습도, 탄산염이 형성된 시기와 환경, 탄산염과 호숫물 사이의 분별작용, 탄산염의 종류, 유기탄산염 구성 생물종별 차이, 호수의 수리(규모 및 지하수), 호숫물의 증발율, 강수의 산소동위원소비율(강수 공급원의 상황, 기단이동경로, 빗방울이 응축될 때의 온도) 등등 여러 인자가 존재한다.

반면 탄소동위원소 분석결과는 호수의 주위환경 변화나 인간의 영향 등을 파악하는데 유용하다. 인간의 영향으로 인해 호수로 토사 및 영양분 공급이 늘어나게 되면, 호수의 부영양화와 광합성 증가로 인해 호숫물의 총용존무기탄소와 유기물의 탄소동위원소비율은 높아진다. 이를 이용하여 인간의 농경활동이 호수 주위 환경에 영향을 준 시기 등을 파악할 수 있다. 반면, 주위 환경의 변화로 유기물이 호수로 많이 공급되게 되면 호숫물의 총용존무기탄소와 유기물의 탄소동위원소비율은 낮아지기도 한다. ^{13}C 의 상대적인 비율이 낮은 외부유기물들이 분해가 되면, 호숫물의 탄소동위원소비율이 낮아지기 때문이다. 광합성과 유기물의 분해 외에 기후변화, 유입되는 토사 종류, 지하수 유입, 대기 중 이산화탄소량 변화 등 여러 요인들이 호숫물의 탄소동위원소비율을 결정한다.

한편, 고산습지의 피트 층에서 반부패상태의 물이끼 등을 선별하여 탄소동위원소분석을 실시하면 고기온 변화를 복원할 수 있다. 대기 중 이산화탄소압이 높을 경우 식물체의 탄소동위원소비율은 낮아지고 반대로 경우 높아지므로, 분석결과를 통해 과거 대기 중 이산화탄소압의 변화를 파악할 수 있다. 또한 이산화탄소압의 변화는 기온 변화와 정의 상관관계를 갖고 있기 때문에, 탄소동위원소분석을 이용하여 과거 이산화탄소압과 기온의 변화 추이를 밝힐 수 있게 된다.

해안의 염습지나 염하구 등의 습지지역에서는 육상 기원의 유기물과 해양기원의 유기물, 염도에 강한 C4 식물과 염도에 약한 C3 식물이 서로 탄소동위원소비율값에서 차이를 보인다는 점을 이용한다. 전세계 여러 염하구에서는 최근 전세계적으로 관심이 집중되고 있는 해수면 상승으로 인해 해양기원의 유기물이 더

많이 퇴적되고 있다. 과거 기온변화에 따라 해안지역의 환경이 변해가는 과정을 탄소동위원소분석을 통해 파악할 수 있다. 그리고 강수량이 많아 하천의 유량이 많았던 시기는 염도에 약한 C3 식물이 우세하게 되고 반대의 경우 C4식물이 우세하게 된다는 점을 이용하여, 우리나라를 포함한 아시아 지역에서 강수량의 대부분을 차지하는 몬순의 강도 변화 연구를 시도해 볼 수도 있다.

우리나라의 경우 아직까지 동위원소분석방법을 이용한 고환경 연구들이 활성화되어있지 않은 상태이며 이는 연구방법에 대한 관심 부족과 국내에서는 적절한 시료 채취가 어렵다는 점에 기인한다. 제주도의 하수나 무제치늪이나 용늪 같은 고산습지, 그리고 해안의 염습지 등에서 얻은 퇴적코어들에 동위원소 분석을 시행하면, 우리나라 고환경 연구에 도움이 되는 흥미로운 결과가 산출될 수 있을 것으로 사료된다. 세계적으로 고환경 연구의 중요성이 점점 증대되고 있고 동위원소분석방법의 적용 방향이 다채로워지고 있는 현 시점에서, 우리나라에서도 침체되어 있는 고환경 연구의 발전을 위해 동 분석법이 보다 활성화되어야 할 것이다.

註

- 1) 다양한 물질의 동위원소비율을 언급할 때 일어날 수 있는 혼란을 줄이기 위해 다음과 같이 대상들을 축약된 영어형태로 표현한다. 탄산염 - carb, 무기탄산염 - Icarb, 유기탄산염 - Ocarb, 호숫물 - lakewater, 유기물 - organic, 강수 - precip, 총용존무기탄소 -TDIC, 식물 - plant
- 2) C3 식물은 기후가 건조해져 수분이 부족하게 되면 기공을 닫아 수분손실을 막으므로 이산화탄소의 공급이 차단돼 체내 광합성이 중단된다. 그리고 캘빈회로에서 이산화탄소의 고정을 담당하는 루비스코가 이산화탄소가 없을 때는 산소를 대신 고정하고 이산화탄소를 배출하기 때문에(광호흡) 오히려 손실이 발생하게 된다. 반면 옥수수나 사탕수수와 같은 C4 식물은 기후가 건조해져 기공을 닫더라도 체내의 C4화합물로부터 이산화탄소를 공급받기 때문에 광합성이 지속될 수 있다. 즉, C4 식물은 수분이 부족한 상태(건조해서 기공이 닫힌 상태)에서도 광합성을 수행할 수 있으므로 덥고 건조한 지역에서 상대적인 이점을 갖는다. C4 식물과 C3 식물

은 $\delta^{13}\text{C}$ 값에서 서로 차이를 보이는데, 이산화탄소를 효율적으로 이용하는 C4 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 값(-9~-16 ‰, 평균 -13‰)은 C3 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 값(-23~-33 ‰, 평균 -26‰)보다 높다.

참고문헌

- 강상준, 1988, "대암산 고층습원의 퇴적구조와 화분분석," 대암산자연생태계조사보고서, 환경부, 75-84.
- 강상준 · Yoshioka, T., 2005, "대암산 고층습원의 환경변천," 한국육수학회지, 38(1), 45-53.
- 박재근 · 장남기, 1998, "화분분석에 의한 정족산 무제치늪의 과거식생," 한국생태학회지, 21, 427-433.
- 이양우, 2005, 지리산 왕등재늪에서의 과거 식생과 환경 변화, 서울대학교 학위논문.
- 장남기 · 김영복 · 오인혜 · 손영희, 1987, "대암산 습원의 이탄의 화분분석에 의한 식생변천에 관한 연구," 한국생태학회지, 10(4), 195-204.
- 장병오 · 신성욱 · 최기룡, 2006, "지리산 왕등재늪의 식생변천사 연구," 한국생태학회지, 29(3), 287-293.
- 정철환 · 윤호일 · 이순현, 2004, "제주도 서귀포지역 제 4기 퇴적층에서 산출된 포자 · 화분의 고기후학적 의미," 한국지구과학학회지, 25, 377-385.
- 최기룡, 2001, "무제치늪 화분분석연구," 한국제사기학회지, 1, 13-20.
- 曹華龍, 1979, "韓國東海岸地域における後氷期の花粉分析學的研究," 東北地理, 31, 23-35.
- 安田喜憲 · 塚田松雄 · 金邊敏 · 李相泰 · 任良宰, 1978, "韓國における環境變遷史と農耕の起源- 韓國における環境變遷史," 日本文部省海外學術調査報告書, 1-19.
- Abell, P. I. and Williams, M. A. J., 1989, Oxygen and carbon isotope ratios in gastropod shells as indicators of paleoenvironments in the Afar region of Ethiopia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, 265-278.
- Anadón, P., Moscardiello, A., Rodríguez-Lázaro, J., and Filippi, M., 2006, Holocene Environmental Changes of Lake Geneva (Lac Léman) from Stable Isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and Trace Element Records of Ostracod and Gastropod Carbonates, *Journal of Paleolimnology*, 35, 593-616.

- Anderson, L., Abbott, M. B., and Finney, B. P., 2001, Holocene climate inferred from oxygen isotope ratios in lake sediments, central Brooks Range, Alaska, *Quaternary Research*, 55, 313-321.
- Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P., and Burns, S. J., 2007, Late Holocene moisture balance variability in the southwest Yukon territory, Canada, *Quaternary Science Review*, 26, 130-141.
- Andrews, J. E., Riding, R., and Dennis, P. F., 1997, The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 171-189.
- Barker, P. A., Street-Perrott, F. A., Leng, M. J., Greenwood, P. B., Swain, D. L., Perrott, R. A., Telford, R. J., and Ficken, K. J., 2001, A 14,000-year oxygen isotope record from diatom silica in two alpine lakes on Mt. Kenya, *Science*, 292, 2307-2310.
- Bowen, G. J. and Wilkinson, B., 2002, Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation, *Geology*, 30, 315-318.
- Byrne, R., Ingram, B. L., Starratt, S., Malamud-Roam, F., Collins, J. N., and Conrad, M. E., 2001, Carbon-isotope, diatom, and pollen evidence for Late Holocene salinity change in a brackish marsh in the San Francisco Estuary, *Quaternary Research*, 55, 66-76.
- Chang, C.-H. and Kim, C.-M., 1982, Late-Quaternary vegetation in the lake of Korea, *Korean Journal of Botany*, 25, 37-53.
- Chivas, A. R., De Dekker, P., Cali, J. A., Chapman, A., Kiss, E., and Shelly, J. M. G., 1993, Coupled stable isotope and trace element measurements of lacustrine carbonates as palaeoclimatic indicators, in Swart, P. K. *et al.*(eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysical Monograph, 78, 113-122.
- Craig, H., 1965, The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures, in Tongiorgi, E.(ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*, Pisa, Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, 277-373.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436-468.
- Diefendorf, A. F., Patterson, W. P., Holmden, C., and Mullins, H.T., 2008, Carbon isotopes of marl and lake sediment organic matter reflect terrestrial landscape change during the late Glacial and early Holocene (16,800 to 5,540 cal yr B.P.): a multiproxy study of lacustrine sediments at Lough Inchiquin, western Ireland, *Journal of Paleolimnology*, 39, 101-115.
- Diefendorf, A. F., Patterson, W. P., Mullins, H. T., Tibert, N., and Martini, A., 2006, Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16,800 to 5500 cal yr BP) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland, *Quaternary Research*, 65, 78-86.
- Edwards, W. D., Wolfe, B. B., and MacDonald, G. M., 1996, Influence of changing atmospheric circulation on precipitation $\delta^{18}\text{O}$ -temperature relations in Canada during the Holocene, *Quaternary Research*, 46, 211-218.
- Hammarlund, D., Aravena, R., Barnekow, L., Buchardt, B., and Possnert, G., 1997, Multi-component carbon isotope evidence of early Holocene environmental change and carbon-flow pathways from a hard-water lake in northern Sweden, *Holocene*, 12, 339-351.
- Hammarlund, D., Barnekow, L., Birks, H. J. B., Buchardt, B., and Edwards, T. W. D., 2002, Holocene changes in atmospheric circulation recorded in the oxygen-isotope stratigraphy of lacustrine carbonates from northern Sweden, *Holocene*, 12, 339-351.
- Hodell, D. A. and Schelske, C. L., 1998, Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario, *Limnology and Oceanography*, 43(2), 200-214.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J.H., and Guilderson, T., 2001, Solar forcing of drought frequency in

- the Maya lowlands, *Science*, 292, 1367-1370.
- Holmes, J. A. and Chivas, A. R., 2002, Ostracod shell chemistry - overview, in Holmes, J. A. and Chivas, A. R. (eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*, *Geophysical Monograph 131*, American Geophysical Union, Washington D.C., 185-204.
- Hong, Y. T., Jiang, H. B., Liu, T. S., Zhou, L.P., Beer, J., Li, H. D., Leng, X. T., Hong, B., and Qin, X. G., 2000, Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time series of Chinese peat cellulose, *Holocene*, 10, 1-7.
- Hong, Y. T., Wang, Z. G., Jiang, H. B., Lin, Q. H., Hong, B., Zhu, Y. X., Wang, Y., Xu, L. S., Leng, X. T., and Li, H. D., 2001, A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}\text{C}$ time series from peat cellulose, *Earth and Planetary Science Letters*, 185, 111-119.
- Huang, Y., Street-Perrott, F. A., Metcalfe, S. E., Brenner, M., Moreland, M., and Freeman, K. H., 2001, Climate change as the dominant control on Glacial-Interglacial variations in C3 and C4 plant abundance, *Science*, 31, 1647-1651.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007 - Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC (Climate Change 2007)*, Cambridge University Press.
- Jedrysek, M., Krapiec, M., Skrzypek, G., and Kaluzny, A., 2003, Air-pollution effect and paleotemperature scale versus $\delta^{13}\text{C}$ records in tree rings and in a peat core (Southern Poland), *Water, Air and Soil Pollution*, 145, 359-375.
- Keetings, K. W., Heaton, T. H. E., and Holmes, J. A., 2002, Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods: results from a 'natural culture' environment, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 1701-1711.
- Lamb, A. L., Leng, M. J., Mohammed, M. U., and Lamb, H. F., 2004, Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $\delta^{13}\text{C}$) of lacustrine organic matter, *Quaternary Science Review*, 23, 881-891.
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., and Leng, M. J., 2006, A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material, *Earth-Science Reviews*, 75, 29-57.
- Lane, C. S., Horn, S. P., and Mora, C. I., 2004, Stable carbon isotope ratios in lake and swamp sediments as a proxy for prehistoric forest clearance and crop cultivation in the Neotropics, *Journal of Paleolimnology*, 32, 375-381.
- Lee, S. H., 2004, East Asia monsoon variation during the Pleistocene to Holocene: paleoclimate changes indicated by proxy records from Jeju island, Korea. M. A. Thesis, Seoul National University, Korea.
- Leng, M. J., Barker, P., Greenwood, P., Roberts, N., and Reed, J., 2001, Oxygen isotope analysis of diatom silica and authigenic calcite from Lake Pinarbasi, Turkey, *Journal of Paleolimnology*, 25, 343-349.
- Leng, M. J., Lamb, A. L., Heaton, T. H. E., Marshall, J. D., Wolfe, B. B., Jones, M. D., Holmes, J. A., and Arrowsmith, C., 2005, Isotopes in lake sediments, in Leng, M.J.(ed.) *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*, Springer.
- Leng, M. J. and Marshall J. D., 2004, Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives, *Quaternary Science Review*, 23, 811-831.
- Leng, M. J., Metcalfe, S. E., and Davies, S. J., 2005, Investigating late holocene climate variability in central Mexico using carbon isotope ratios in organic materials and oxygen isotope ratios from diatom silica within lacustrine sediments, *Journal of Paleolimnology*, 34, 413-431.
- Loader, N. J., McCarroll, D., Van der Knaap, W. O., Roberston, I., and Gagen, M., 2007, Characterizing carbon isotopic variability in

- Sphagnum, *Holocene*, 17, 403-410.
- Lucke, A., Schleser, G. H., Zolitschka, B., and Negendank, J. F. W., 2003, A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany, *Quaternary Science Review*, 22, 569-580.
- McCrea, J. M., 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and palaeo-temperature scale, *Journal of Chemical Physiology*, 34, 71-104.
- Menot, G. and Burns, S. J., 2001, Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland, *Organic Geochemistry*, 32, 233-245.
- Menot-Combes, G., Burns, S. J., and Leuenberger, M. L., 2002, Variations of $18\text{O}/16\text{O}$ in plants from temperate peat bogs (Switzerland): implications for paleoclimatic studies, *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 419-434.
- Menot-Combes, G., Combes, P. P., and Burns, S. J., 2004, Climatic information from $\delta\text{C}-13$ in plants by combining statistical and mechanistic approaches, *Holocene*, 14, 931-939.
- Meyers, P. A., 1998, Early Holocene climatic instability in Japan: organic geochemical evidence in sediment cores from Lake Biwa, Lake Kizaki and the Japan Sea, *Journal of Asian Earth Sciences*, 16, 77-83.
- Meyers, P. A. and Teranes, J. L., 2001, Sediment organic matter, in Last, W. M. and Smol, J. P.(eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 239-269.
- O'Leary, M. H., 1988, Carbon isotopes in photosynthesis, *BioScience* 38, 328-336.
- Park, J., 2004, New methodology to concentrate fossil pollen for radiocarbon dating and stable isotope analyses, *The Geographical Journal of Korea*, 38(1), 73-78.
- Parker, A. G., Eckersley, L., Smith, M. M. Goudie, A. S., Stokes, S., Ward, S., White, K., and Hodson, M. J., 2004, Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub' al-Khali desert, Arabian Peninsula: a phytolith, pollen and carbon isotope study, *Journal of Quaternary Science*, 19, 665-676.
- Pessenda, L. C. R., Ledru, M. P., Gouveia, S. E. M., Aravena, R., Ribeiro, A. S., Bendassolli, J. A., and Boulet, R., 2005, Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records, *Holocene*, 15, 812-820.
- Prokopenko, A. A., Williams, D. F., Karabanov, E. B., and Khursevich, G.K., 1999, Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing and pCO_2 change over the last glacial/interglacial transition, *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 239-253.
- Qing, L., Guodong, C., and Ping'an, P., 2002, The record of atmospheric CO_2 derived from the stable carbon isotopic composition of buried plant in perennial frozen lacustrine sediments, *Cold Regions Science and Technology*, 35, 15-25.
- Rice, S. and Giles, L., 1996, The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in Sphagnum, *Plant, Cell and Environment*, 19, 118-124.
- Schwander, J., Eicher, U., and Ammann, B., 2000, Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 203-214.
- Sharma, S., Mora, G., Johnston, J. W., and Thompson, T.A., 2005, Stable isotope ratios in swale sequences of Lake Superior as indicators of climate and lake level fluctuations during the Late Holocene, *Quaternary Science Review*, 24, 1941-1951.

- Skrzypek, G. and Jedrysek, M., 2005, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in peat cores: record of past climates, in Lichtfouse, E. Schwarzbauer, J., and Robert, D.(eds.), *Environmental Chemistry - Green Chemistry and Pollutants in Ecosystems*, Springer, Berlin, 65-73.
- Skrzypek, G., Kaluzny, A., Wojtun, B., and Jedrysek, M., 2007, The carbon stable isotopic composition of mosses: A record of temperature variation, *Organic Geochemistry*, 38, 1770-1781.
- Street, F. A., 1980, The relative importance of climate and local hydrogeological factors in influencing lake-level fluctuations, *Palaeoecology of Africa*, 12, 137-158.
- Street-Perrott, F. A., Huang, Y., Perrott, R. A., Eglinton, G., Barker, P., Khelifa, L. B., Harkness, D. D., and Olago, D. O., 1997, Impact of Lower Atmospheric Carbon Dioxide on Tropical Mountain Ecosystems, *Science*, 21, 1422-1426.
- Takahara, H., Sugita, S., Harrison, S. P., Miyoshi, N., Morita, Y., and Uchiyama, T., 2000, Pollen-based reconstructions of Japanese biomes at 0, 6000 and 18,000 C-14 yr BP, *Journal of Biogeography*, 27(3), 665-683.
- Talbot, M. R. and Johannessen, T., 1992, A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter, *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 23-37.
- Tarutani, T., Clayton, R. N., and Mayeda, T., 1969, The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 987-996.
- Tiljander, M., Karhu, J. A., and Kauppila, T., 2006, Holocene records of carbon and hydrogen isotope ratios of organic matter in annually laminated sediments of Lake Korttajarvi, central Finland, *Journal of Paleolimnology*, 36, 233-243.
- Turney, C. S. M., 1999, Lacustrine bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ in the British Isles during the last glacial Holocene transition (14-9 ka C-14 BP), *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31, 71-81.
- Urey, H. C., Lowenstam H. A., Epstein S., and McKinney C. R., 1951, Measurement of palaeotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and Southeastern United States, *Geological Society of American Bulletin*, 62, 399-416.
- Wang, R. L., Scarpitta, S. C., Zhang, S. C., and Zheng, M. P., 2002, Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 461-477.
- White, J. W. C., Ciais, P., Figge, R. A., Kenny, R., and Markgraf, V., 1994, A high-resolution record of atmospheric CO_2 content from carbon isotopes in peat, *Nature*, 367, 153-156.
- Wolfe, B. B., Edwards, T.W.D., Aravena, R., Forman, S.L., Warner, B. G., Velichko, A. A., and MacDonald, G. M., 2000, Holocene paleohydrology and paleoclimate at treeline, north-central Russia, inferred from oxygen isotope records in lake sediment cellulose, *Quaternary Research*, 53, 319-329.
- Xu, H., Ai, L., Tan, L., and An, Z., 2006, Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications, *Chemical Geology*, 235, 262-275.
- Yoshioka, T., Lee, J-Y, Takahashi, H. A., and Kang S-J, 2001, Paleoenvironment in Dae-am san high moor in the Korean peninsula, *Radiocarbon*, 43, 555-559.
- Yu, G., Chen, X., Ni, J., Cheddadi, R., Guiot, J., Han, H., Harrison, S.P., Huang, C., Ke, M., Kong, Z., Li, S., Li, W., Liew, P., Liu, G., Liu, J., Liu, K.-B., Prentice, I.C., Qui, W., Ren, G., Song, C., Sugita, S., Sun X., Tang, L., Van Campo, E., Xia, Y., Xu, Q., Yan, S., Yang, X., Zhao, J., and Zheng, Z., 2000, Palaeovegetation of China: a pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum, *Journal of Biogeography*,

박정재

27(3), 635-664.

Yu, G., Prentice, I. C., Harrison, S. P., and Sun, X., 1998, Pollen-based biome reconstructions for China at 0 and 6000 years, *Journal of Biogeography*, 25(6), 1055-1069.

Zong, Y., Lloyd, J. M., Leng, M.J., Yim, W. W. S., and Huang, G., 2006, Reconstruction of Holocene monsoon history from the Pearl River Estuary, southern China, using diatoms and carbon isotope ratios, *Holocene*, 16, 251-263.

교신: 박정재, 500-757, 광주광역시 북구 용봉동 전남대학교
사회과학대학 지리학과 (전화: 062-530-2687, 팩스:
062-530-2689, 이메일: jungjaep@chonnam.ac.kr)

Correspondence: Jungjae Park, Department of Geography,
College of Social Science, Chonnam National
University, Yongbong-dong, Buk-gu, Kwangju 500-
757, Korea (phone: +82-62-530-2687, fax: +82-2-530-
2689, e-mail: jungjaep@chonnam.ac.kr)

최초투고일 08. 07. 07

최종접수일 08. 09. 27