



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

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

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



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

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

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

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

[Disclaimer](#)

이학석사학위논문

제주도의 탄산염사구퇴적물과 용천동굴 동굴생성물을
이용한 후기 홀로세 고기후 연구

지 효 선

강원대학교 대학원

지질학과

2010년 2월

우경식 교 수 지 도

이학석사학위논문

제주도의 탄산염사구퇴적물과 용천동굴 동굴생성물을
이용한 후기 홀로세 고기후 연구

Late Holocene paleoclimate reconstructions using
carbonate sande dune sediments and a
stalagmite from the Yongcheon Cave in Jeju
Island, Korea

강원대학교 대학원

지질학과

지 효 선

지효선의 석사 학위논문을
합격으로 판정함

2009년 12월

심사위원장 인

위 원 인

위 원 인

제주도의 탄산염사구퇴적물과 용천동굴 동굴생성물을 이용한 후기 홀로세 고기후 연구

지효선

강원대학교 대학원 지질학과

제주도 구좌읍 김녕리 부근에는 생물기원의 탄산염입자로 구성된 해안사구가 발달해 있다. 사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물은 대부분 중립질 샌드 크기이며, 연체동물과 홍조류 조각이 60~70%를 차지하는 천해퇴적층이다. 그 외에도 저서성 유공충, 성게류나 태선류의 조각, 그리고 소량의 화산암편을 포함한다. 해안사구의 기원지로 추정되는 해빈퇴적물의 입도와 구성성분 역시 해안사구퇴적물과 비슷한 특징을 보이고 있다. 따라서 천해에서 생성된 탄산염퇴적물이 해빈으로 운반된 후, 바람에 의해 연구지역으로 재 이동되어 사구를 형성하였던 것으로 판단된다. 연구지역 내에 위치하는 4개 사구(GY1, GY2, DC1, DC2) 단면에서 각 사구의 기저부에 발달한 고토양층 및 사구퇴적물 내에 발달한 2~3개의 고토양층에 대한 절대연령을 측정하였다. 사구가 형성되기 시작한 시기를 지시하는 기저부 고토양층의 연령은 사구 별로 각각 4310년 BP, 2640년 BP, 4210년 BP, 1970년 BP로 측정되었으며, 그 상부의 사구퇴적물 내에 발달한 고토양층의 연령은 사구의 하부에서 상부로 갈수록 젊어지는 경향을 보인다. 고토양층의 형성은 과거 이 지역일대의 식생 발달 정도에 따라 조절되었으며, 이는 홀로세 중기 이후 동아시아 몬순의 변동에 의한 영향을 받은 것으로 판단된다.

용천동굴은 전형적인 용암동굴이지만 동굴 내부에 탄산염광물로 이루어진 다양한 동굴생성물이 나타난다. 용천동굴은 외부 환경에 영향을 거의 받지 않는 안정된 환경으로서, 동굴 내부에서 형성된 석순은 고기후 연구에 적합할 것으로 판단된다. 2008년 1월에 채취한 6.8cm 석순은 전 구간에서 성장선이 뚜렷하게 관찰된다. 성장선은 겨울에 형성된 것으로 판단되며, 개수를 세어 연령을 측정하였다. 1761년부터

성장하였을 것으로 생각되는 석순의 성장선 사이의 간격 변화와 조직의 변화가 일치하여 나타난다. 성장선 사이의 간격이 좁은 구간은 조밀한 주상조직을 보이며, 간격이 넓은 구간은 주상의 방해석 결정이 빨리 성장하면서 유체 포유물을 포함하여 생긴 주상조직을 보인다. 이것은 동굴생성물의 지화학적 특징뿐만 아니라 조직적인 특징도 고기후를 복원하는 프록시로 쓰일 수 있다는 것을 의미한다. 석순에 기록되어 있는 고기후 변화를 해석하기 위해 석순의 전 구간에서 고해상도의 안정동위원소 분석을 실시하였다. 그 결과 석순의 탄소동위원소 값은 석순이 성장하는 동안 기후변화를 잘 반영하지만, 산소동위원소 값은 기후를 잘 반영하지 않으며, 이러한 문제를 해결하기 위해서 제주도의 강수와 용천동굴 내부에서의 모니터링이 지속적으로 이루어져야 할 것이다. 안정동위원소 분석 결과 용천동굴 내 성장하는 동굴생성물의 탄소동위원소 값이 산소동위원소 값보다 고기후 복원에 더 유용한 것으로 판단된다.

목 차

요약	i
목차	iii
List of Figures	v
List of Tables	viii
I. 서론	1
II. 연구사	3
II-1. 사구	3
II-2. 동굴생성물	4
III. 연구지역 및 연구방법	7
III-1. 연구지역	7
III-2. 연구방법	11
IV. 연구결과	17
IV-1. 사구퇴적물	17
IV-2. 동굴 모니터링 결과	32
IV-3. 석순(YC-02) 분석결과	50
V. 토의	57
V-1. 사구의 형성	57
V-2. 외부환경에 따른 석순(YC-02)의 지화학적 특징	62
V-3. 석순(YC-02)의 조직을 이용한 고기후 유추	66
V-4. 지난 248년 동안 제주도의 기후 변화	69

VI. 결론	81
참고문헌	83
영문 요약문	89

List of Figures

Figure 1. A) Location of Jeju Island. Arrows indicate generalized modern summer monsoonal winds and winter monsoonal winds. Dashed line represents the limit of the summer monsoon and winter monsoon. B) Distribution of carbonate sand dunes and the location of Yongcheon Cave. Shadow zones denote the distribution of carbonate sand dunes. Black circles indicate the sampling sites of carbonate sediments and paleosols from trenched sections.	8
Figure 2. A&B) Carbonate sand dunes overlying in the study area. C&D) Shallow marine carbonate sands were deposited on Gimnyeong beaches.	9
Figure 3. A) The entrance of the Yongcheon cave. B) Man-made entrance of the Yongcheon cave. C&D) Numerous calcareous speleothems in Yongcheon cave.	10
Figure 4. Trenched sections of the GY1, GY2, DC1 and DC2 carbonate sand dunes. Black triangles indicate the paleosol layers in the dunes.	11
Figure 5. Monitoring sites for cave water analysis and cave atmospheric conditions.	14
Figure 6. A) Monitoring sites for cave water conditions. B) Water sampling from dripping water.	15
Figure 7. A) Cross section of the YC-2 stalagmite investigated in this study. The microdrilled sites are shown along the central axis the stable isotopes of the stalagmite. B) A slab of a composite type stalagmite YC-2 showing the micro-sampling site equipments.	16
Figure 8. Land snail shells in the carbonate sediments.	20
Figure 9. Grain size distribution of the GY1, GY2, DC1 and DC2 carbonate sand dunes. Shadow zones denote paleosol layers.	21

Figure 10. Composition variations of carbonate constituents in the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes.	22
Figure 11. Radiocarbon ages of carbonate sediments and paleosols of the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes. Samples for stable isotope analysis of carbonate sediments of the GY2 dune are also indicated.	26
Figure 12. Carbon isotopes of paleosols of the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes. ·	29
Figure 13. Stable isotope compositions of the carbonate sediments in GY2 dune. ·	30
Figure 14. Scatter diagram of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ for carbonate skeletons in the GY2 dune.	31
Figure 15. Temperature variations at the monitoring sites.	33
Figure 16. Humidity variations at the monitoring sites.	37
Figure 17. Partial pressure of carbon dioxide at the monitoring sites.	39
Figure 18. Water temperature variations of the monitoring sites.	43
Figure 19. pH variations at the monitoring sites.	43
Figure 20. A) Air temperature and amount of precipitation at Seongsan. B) Oxygen isotopic composition of precipitation at Seongsan.	47
Figure 21. Oxygen isotopic composition of cave water at the monitoring sites.	48
Figure 22. Vertical section of the stalagmite YC-2 and photographs of thin sections. A) Slab photograph of the transverse section of the stalagmite and sampling points. Dashed lines indicate stable isotope track (0.17mm intervals). B) Photomicrograph showing stalagmite texture. Largely elongated columnar calcite in Phase A. C) Largely elongated compact columnar calcite with straight crystal boundaries in Phase B.	52
Figure 23. Thin section photomicrographs of the YC-2 stalagmite. A) Numerous	

growth laminae present within the column. B) Close-up photograph of boxed areas in A showing narrow spacing between growth laminae. ..	53
Figure 24. Variations of the spacing between growth laminae in YC-02 stalagmite.	54
Figure 25. A plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values versus the distance from the base of the sample.	56
Figure 26. Ideal setting for Yongcheon Cave research.	63
Figure 27. Variations of spacing between growth laminae in the YC-02 stalagmite.	68
Figure 28. Stable isotopic records of the YC-02 stalagmite.	71
Figure 29. Comparison of the spacing between growth laminae with stable isotopic compositions.	72
Figure 30. Average temperature for the year of Jeju in the time period from 1923 to 2007.	74
Figure 31. Annual precipitation of Jeju in the time period from 1923 to 2007.	75
Figure 32. Carbon isotopic records of the YC-02 stalagmite and average temperature for the year of Jeju in the time period from 1923 to 2007.	76
Figure 33. Stable isotopic records of the YC-02 stalagmite. Little Ice Age can be detected. Similar trend can be observed about 182 years ago (1825AD). Global warming rapidly changed to the present condition about 50 years ago (1957).	80

List of Tables

Table 1. Compositions of the beach sediments near the study area.	17
Table 2. Composition of carbonate constituents of the GY1 dune.	22
Table 3. Composition of carbonate constituents of the GY2dune.	24
Table 4. Composition of carbonate constituents of the DC1 dune.	25
Table 5. Composition of carbonate constituents of the DC2 dune.	25
Table 6. Oxygen isotopic compositions of carbonate constituents of the GY2 dune.	31
Table 7. Air temperatures measured at the monitoring sites.	34
Table 8. Humidity at the monitoring sites.	38
Table 9. Partial pressure of carbon dioxide at the monitoring sites.	40
Table 10. Water temperature and pH of cave water, stream water at the monitering.	42
Table 11. Oxygen isotopic composition, air temperature and amount of precipitation at Seongsan.	47
Table 12. Oxygen isotopic compositions of cave water in Yongcheon.	49

I. 서 론

지구온난화가 가속되면서 우리나라를 비롯한 전 세계는 기상이변의 피해를 입고 있다. 최근 들어 지역적으로 발생하는 급격한 기상이변은 재산뿐만 아니라 인명피해를 동반하기 때문에 기후 전문가뿐만 아니라 많은 일반인도 미래 기후변화에 대해 큰 관심을 가지게 되었다. 이러한 급격한 기상이변과 미래의 기후변화를 예측하기 위해서는 과거 지질시대 동안에 일어난 지구의 기후변화를 이해하는 것이 중요하다. 과거 지질시대 동안에 일어난 기후변화가 주목 받게 되면서 지구온난화에 의해 발생하는 여러 현상과 앞으로의 기후변화에 대한 예측이 보고되어 있는 IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)의 4차보고서(2007)에 고기후(Paleoclimate) 부분이 추가된 것은 주목할 만한 사실이다. 이미 지난 세기 후반부터 지구 과학자들은 과거 지질시대 동안의 기후변화에 대한 많은 연구를 수행하고 있다. 과거 기후변화의 연구가 시작된 초기에 과학자들은 주로 해양 심해 퇴적물 내 미화석(유공충), 퇴적물의 구성성분이나 지화학 분석 자료, 극지 및 고산 지대 빙하의 연륜, 빙하 내 퇴적물, 빙하 내 기포의 분석 그리고 빙하의 안정동위원소 분석 자료 등을 통한 전 지구적인 기후변화를 밝히는데 초점을 두었다. 그러나 최근 급격한 기상이변에 관심이 높아지면서 전 지구적인 고기후 변화 연구 뿐 아니라 지역적인 기후변화에 대한 연구도 활발하게 이루어지고 있다. 이러한 연구는 육지 환경에 위치하면서 주변 지역의 고기후 변화에 대한 세밀한 자료들을 얻을 수 있는 동굴생성물, 나무나이테, 화분과 호수 내의 퇴적물, 퇴스 및 고토양으로부터 얻은 광물학적, 퇴적학적, 지화학적 분석 자료와 같은 지시자들을 통해 이루어진다. 한반도를 포함한 동아시아 몬순의 영향을 직접적으로 받는 지역은 최근 동아시아 몬순에 대한 이해를 위해 이 지역에 분포하는 동굴생성물, 호수퇴적물, 퇴적층에 나타나는 퇴스 및 고토양 등을 이용해 고기후를 복원하는 연구가 활발히 이루어지고 있다 (e.g., Burns et al., 2003; Wang and Follmer, 1998; Wang et al., 2005, 2008; Williams et al., 1997, 2001; Vidic and Montanez, 2004; Zhang et al., 2008). 특히 육상의 고기후 지시자들 중 동굴생성물은 여러 기법을 통한 정확한 연령 분석이 가

능하며, 성장속도가 빠른 경우에는 고해상도 지화학 분석을 통해 연간 내지 계절 간 변화를 추정할 수 있는 등의 장점을 가지고 있어 고기후 연구에 널리 활용되고 있다(e.g., Paulsen et al., 2003; McDermott, 2004, Cosford, et al., 2009).

이 연구는 한반도의 남쪽에 위치하는 제주도에 분포하는 탄산염퇴적물로 구성된 사구와 용암동굴이지만 동굴 상부에 존재하는 사구의 영향으로 동굴 내부에 탄산염 동굴생성물이 존재하는 용천동굴에서 채취한 석순을 이용하여 이루어졌다. 특히, 이 연구는 동굴 상부에 분포하는 사구의 형성 시기와 사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물의 형성시기 및 특성과 기원을 파악하고, 사구퇴적물의 지화화학적 분석과 동굴 내부에 분포하는 석순의 고해상도 지화화학적 분석을 통해 최근 250년간 제주도의 기후변화를 복원하는데 그 목적이 있다.

II. 연구사

II-1. 사구

해안사구는 해빈에 퇴적되어 있는 퇴적물이 바람이나, 폭풍 등과 같은 자연현상에 의해 이동되어 형성된다. 따라서 사구가 형성되기 위해서는 해빈에 퇴적물이 끊임없이 공급되어야 하고, 퇴적물을 운반할 수 있는 적당한 속도의 바람이 불어야 한다(서종철, 2001, Lancaster et al., 2002, 강대균, 2003, Saye and Pye, 2006). 해안사구의 형태는 매우 다양하게 나타나는데 이는 퇴적물의 공급량, 입도분포, 풍속 및 풍향, 식물의 특성, 주위의 지형, 기후 등의 요인에 의해 사구의 형태와 크기가 다양하게 조절되기 때문이다(Klijin, 1990; Saye and Pye, 2006). 해안사구의 지형학적, 고기후학적인 중요성이 인식되기 시작하면서 우리나라에서도 사구에 대한 여러 연구들이 이루어지고 있다. 사구의 지형 및 퇴적물에 대한 연구로는 서해안 사구지형(박동원과 유근배, 1979)과 제주도 해빈과 사구(한태홍, 1993), 신두리 해안사구(서종철, 2001)에 대한 연구 등이 있다. 윤웅구 외(1977)는 서해안의 해안사구와 해안지형을 이용해 한반도 후빙기 해수면 변동을 연구하였으며, 우경식과 김진경(2005)은 제주 협재 지역의 해안사구에서 나타나는 고토양층과 탄산염퇴적물의 연령을 측정하여 후기 홀로세의 기후변화를 연구하였다. 박명호 외(2007)는 포항 용한지 지역에 분포하는 사구의 퇴적학적인 분석과 고토양층의 지화학적인 분석을 통하여 과거 한반도의 기후변화를 복원하였다. 최근 사구층 뿐만이 아니라 고토양층에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소 분석을 통한 연구가 활발하게 이루어지고 있다(Smith et al, 1993; Wang and Follmer, 1998; Vidic and Montanez, 2004). 고토양층에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소 값은 과거 기후변화에 따른 C_4 와 C_3 식물의 변화에 의한 것으로 해석되고 있다. 이렇게 해안사구는 해수면 변동에 따른 퇴적환경의 변화에 민감하게 반응하며, 사구가 형성되면서 식생에 의해 고토양이 발달할 수 있는 특징을 가지고 있어 고기후 연구에 활용되고 있다. 그러나 제주도 김녕 지역에 분포하는 사구는 여러 매의 고토양층이 관찰됨에도 불구하고 아직 학계에 보고된 바가 없다.

II-2. 동굴생성물

지리적으로 다양한 지역에 분포하는 석회동굴에서 형성된 동굴생성물은 여러 지역의 고기후 정보를 제공한다. 뿐만 아니라 석회동굴의 동굴생성물은 장기간 안정된 환경에서 동굴 주변의 기상수에 의한 무기적 침전에 의해 형성되기 때문에 다른 육상의 고기후 프록시 보다 과거 기후변화를 잘 보존하고 있다는 장점이 있다. 이러한 이유로 동굴생성물을 이용한 과거의 기후 연구는 여러 지역에서 활용되고 있다. 동굴생성물을 이용한 고기후 연구는 동굴생성물의 성장선, 광물학적 특징, 지화학 분석, 유체포유물 등을 이용해 이루어져 왔다(e.g., 최돈원 외, 2005; 조경남 외, 2006, McDermott et al, 2001; Paulsen et al., 2003). 특히 동굴생성물의 산소와 탄소동위원소 기록을 통해 지난 400,000년 동안 대륙에서 일어난 강수량과 온도 변화를 이해하려는 연구가 활발하게 이루어지고 있다(McDermott, 2004; Fairchild et al., 2005). 이렇게 동굴생성물 프록시를 이용한 연구는 긴 주기의 기후변화에 초점을 맞춰 연구되어 왔지만(e.g. McDermott et al., 2001; Yuan et al., 2004), 최근 들어 동굴생성물의 정확한 연령 측정과 고해상도의 지화학적 분석이 가능해지면서 동굴 내부에서의 모니터링도 함께 이루어져 산소와 탄소동위원소 값의 변화를 이용한 수개월 단위의 고기후 복원이 정확하게 이루어지고 있다(Cruz et al., 2005; Mettey et al., 2008). 동굴생성물의 산소동위원소 값은 강수의 산소동위원소 값의 변화에 따라 변하며, 과거 몬순의 강도를 잘 반영한다(Burns et al., 2003; Wang et al., 2005; Zhang et al., 2008). 동굴생성물 중 석순의 산소동위원소 기록에 관한 연구는 빙하기와 간빙기 주기를 밝히고, 장주기의 기후변화를 복원 할 뿐만 아니라, 몬순의 강도와 주기 등의 짧은 주기의 기후변화를 밝히는데도 활용되고 있다(Wang et al., 2008). 이러한 연구의 대다수는 홀로세 동안의 기후변화에 초점을 맞추고 있다(Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2005; Cosford et al., 2008). 동굴생성물의 탄소동위원소 값은 지역적인 기후변화, 생물학적 활성도, 식생의 종류에 따라 변하는 지표면의 환경과 카르스트 작용, 기후 상태에 따라서 달라진다고 알려져 있다(Paulsen et al., 2003; McDermott, 2004, Cosford et al., 2009). Paulsen et al.(2003)은 중국의

Buddha 동굴에서 채취한 석순의 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연령분석과 성장선의 개수를 세어 연령을 측정하고 석순의 상부 구간에서 고해상도 안정동위원소 분석을 실시하였다. 산소, 탄소동위원소 값의 변화는 각각 동굴외부의 기온과 습윤한 정도를 반영하는 것으로 해석되었으며, 그 결과로 지난 1270년 동안의 기후를 복원하였다. Matthey et al.(2008)는 Michaels 동굴의 석순을 이용하여 100 마이크로 간격의 안정동위원소 분석과 동굴 내에서의 모니터링 결과를 바탕으로 지난 53년 동안의 기후를 복원하였다. 이렇게 동굴생성물의 안정동위원소 값을 이용하여 긴 기간뿐만 아니라 모니터링을 실시하여 비교가 가능한 짧은 기간 동안의 기후를 복원하는 연구가 활발하게 이루어지고 있다. 동굴생성물은 무기적인 침전물이기 때문에 생물체에 의한 영향이 없다. 뿐만 아니라 탄산염 광물로 이루어진 동굴생성물이 형성되는 동안 기상수의 영향을 많이 받기 때문에 지화학적인 연구 뿐만 아니라 동굴생성물의 성장률, 광물화적인 특징 등과 같은 조직적인 연구를 통한 고기후 복원도 활발하게 이루어지고 있다. 동굴생성물에서 잘 관찰되는 성장선의 두께는 외부 환경에 의해 조절된다고 알려져 있다. Qian and Zhu(2002)는 성장선의 두께를 측정한 후 연강수량과 비교하여 중국 베이징 근처의 소빙하기 기후를 복원하였다. 이러한 연구는 대부분 석회동굴에서 이루어졌으며, 용암동굴의 탄산염동굴생성물을 이용한 연구로는 제주도의 당처물동굴의 동굴산호와 서부 시리아와 레바논 근처에 위치한 Khsheifa 용암동굴에서 형성된 중유석을 이용한 연구가 있다(Woo et al., 2008; Frumkin et al., 2008). Frumkin et al.(2008)은 4억6천만년 전에 형성된 용암동굴에서 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물을 보고한바 있다. 이 동굴의 상부에는 연구지역 주변에서 퇴적된 탄산염퇴적물이 퇴적되어 있으며, 이 퇴적물의 영향으로 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물이 존재한다. 이 연구에서는 중유석의 연령분석을 통해 중유석이 MIS stage 7과 MIS stage 5/4에 성장하였음을 밝힌바 있다. 용암동굴은 석회동굴과는 달리 기상수의 체류시간이 짧아 동굴 상부에서 일어나는 기후변화를 민감하게 받는다. 따라서 용암동굴에서 채취한 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물을 이용한 고기후 복원은 보다 정확하게 이루어 질수 있을 것이다.

제주도의 용천동굴은 용암동굴임에도 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물이 존재한다. 용천동굴이 위치하는 연구지역 주변의 해빈에서는 현재도 생물기원의 탄산

염입자로 구성된 퇴적물이 퇴적되고 있다. 해변에 퇴적되어 있는 탄산염퇴적물은 바람에 의해 재 이동되어 용천동굴 주변에 약 3~5m 높이의 사구를 형성한다. 강수가 상부의 사구퇴적물을 지나면서 탄산이온과 칼슘이온을 동굴 내부로 바로 유입하여 용암동굴인 용천동굴 내부에 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물이 형성되는 것이다. 이러한 용천동굴에서 형성된 동굴생성물의 조직적, 지화학적 특징은 보다 정확한 과거의 기후를 반영 할 것으로 판단된다. 뿐만 아니라 용천동굴은 동아시아 몬순의 강한 영향권 하에 위치하기 때문에 동굴생성물을 이용한 고기후 연구에 유리할 것으로 기대 된다.

Ⅲ. 연구지역 및 연구방법

Ⅲ-1. 연구지역

Ⅲ-1-1. 사구의 위치 및 분포

한반도 남서쪽 해상에 위치하는 제주도는 동서로 74km, 남북으로 41km의 타원형의 화산섬으로 면적은 1,825km²에 이른다. 제3기말부터 제4기 동안의 화산활동에 의해 형성되었으며 주로 용암류로 구성되었다(원종관 외, 1993). 연구지역 내에는 만장굴, 김녕굴, 용천동굴, 당처물동굴 등의 용암동굴이 해안가와 근접한 곳에 형성되어 있다(Figure 1). 연구지역의 김녕 해수욕장 해빈을 비롯한 인근지역의 여러 해빈은 주로 생물기원의 탄산염퇴적물로 이루어져 있으며, 현재도 생물기원의 탄산염퇴적물이 계속해서 퇴적되고 있다(Figure 2). 해빈에 퇴적되어 있는 탄산염퇴적물이 바람에 의해 해빈의 후면으로 이동되면서 제주도 구좌읍 일대에는 많은 해안 사구가 형성되어 있다(Figure 2). 이 지역의 해안 사구는 북서풍계와 일치하는 경향을 보이며 주로 3개의 구역(I, II, III)에 분포한다(Figure 1). 사구가 주로 형성되어 있는 곳은 대부분 오름이 없는 평야지대로 사구가 변형되어 형성된 낮은 둔덕이 분포하며 현재 경작지로 활용되고 있는 곳도 있다(Figure 2). 규모가 큰 사구는 용천동굴과 당처물동굴을 포함한 김녕 해수욕장에서부터 북서방향의 내륙 쪽에 분포하고 있다. 해안 사구 주변지역은 현재 경작지로 활용하기 위해 사구를 인위적으로 이동 또는 훼손한 경우도 있지만 넓은 지역에 걸쳐 소규모의 탄산염퇴적물로 이루어진 퇴적층이 얇게 발달되어 있다. 과거 이 지역 일대에 도로와 주거시설 등이 형성되기 전에는 지금보다 더 넓은 지역에 걸쳐 사구가 분포했을 것이라고 추정된다. 이 연구를 위하여 연구지역에 발달한 사구 중 김녕 해수욕장 근처 지점(GY1), 용천동굴 주변 지점(GY2), 제주시 하수처리종말처리장 인접 지점(DC1), 당처물동굴 주변 지점(DC2)에서 주변 사구에 비해 훼손되지 않고 원형을 보존하고 있는 4개의 사구를 연구대상으로 선택하였다(Figure 1).

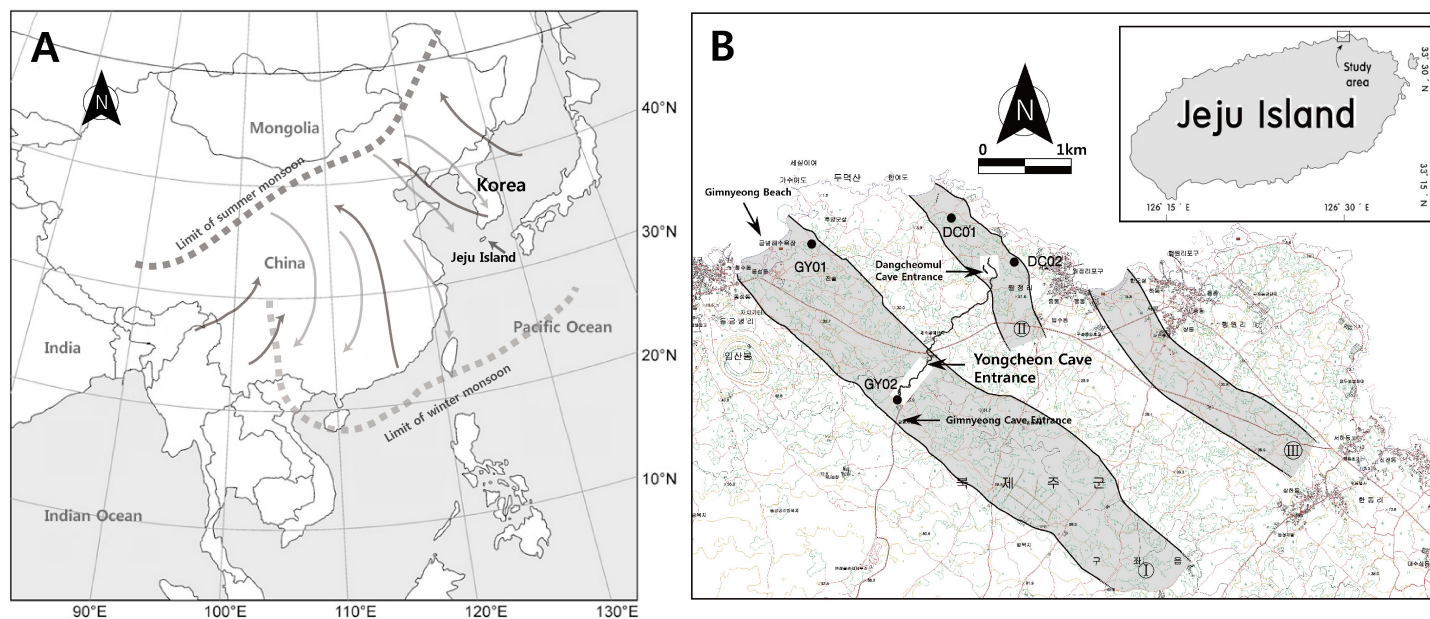


Figure 1. A) Location of Jeju Island. Arrows indicate generalized modern summer monsoonal winds and winter monsoonal winds. Dashed line represents the limit of the summer monsoon and winter monsoon. B) Distribution of carbonate sand dunes and the location of Yongcheon Cave. Shadow zones denote the distribution of carbonate sand dunes. Black circles indicate the sampling sites of carbonate sediments and paleosols from trenched sections.

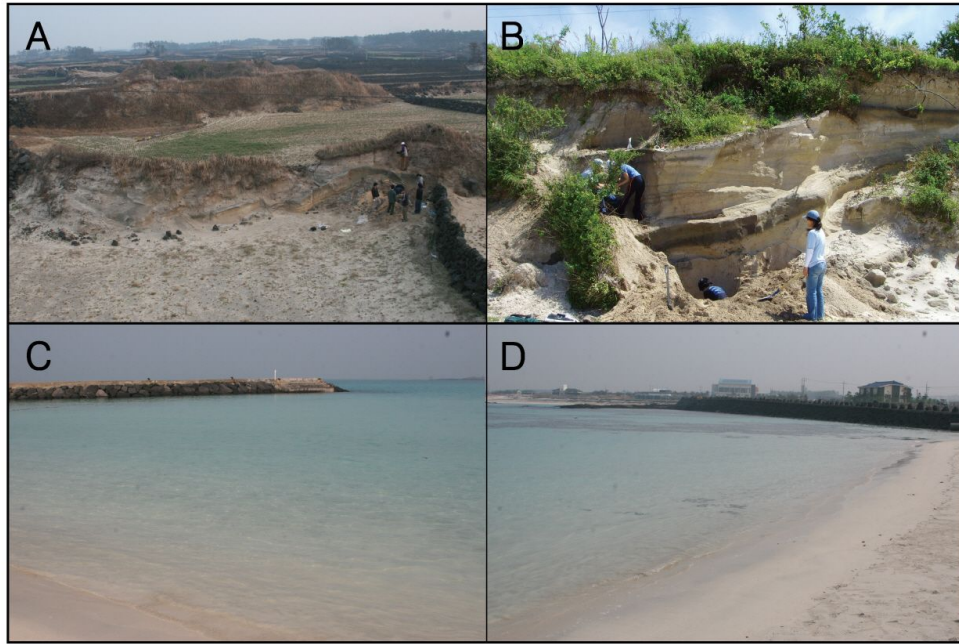


Figure 2. A&B) Carbonate sand dunes overlying in the study area. C&D)
Shallow marine carbonate sands were deposited on Gimnyeong
beaches.

III-1-2. 동굴 및 주변 환경

제주도 북동쪽에 위치하는 구좌읍 일대는 유동성이 좋은 알칼리 현무암이 해안에 넓게 분포하며, 이 용암류는 용천동굴을 형성하였다(원종관 외, 1993). 용천동굴은 제주도 북동쪽에 위치한 북제주군 구좌읍 월정리에 북동, 남서방향으로 발달해 있으며, 주굴의 길이는 약 2,590m, 지굴의 길이는 약 379m로 총 연장이 약 2,960m인 용암동굴이다(우경식, 2009). 입구는 2005년 전신주 공사 시 인위적으로 만들어졌다(Figure 3). 전형적인 용암동굴의 형태와 미지형의 특징을 보여주고 있지만, 상류 구간과 하류의 일부 구간에서 특징적으로 석회동굴에서만 찾아 볼 수 있는 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물이 나타난다(Figure 1, Figure 3). 이러한 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물은 해빈에 퇴적되어 있는 생물기원의 탄산염퇴적물이 동굴상부에 이동, 퇴적되어 사구를 형성하고 빗물과 토양 내의 여러 산에 의해 탄산염퇴적물이 용해되어 동굴 내부로 칼슘 이온과 탄산 이온을 공급해 형성되었다. 용천

동굴 주변에 위치한 성산기상대의 2003년부터 2009년 3월까지의 자료에 따르면 이 지역의 연평균 기온은 15.9°C 이며, 월평균 기온이 가장 높게 나타난 달은 8월로 26.8°C 를 기록하였으며, 1월에 가장 낮은 5.6°C 로 나타났다(우경식, 2009). 연평균 강수량은 1,866.7mm로 7월, 8월, 9월에 강우가 집중되는 경향을 보이며, 12월부터 2월까지는 연평균 강수량의 12.1%만이 내리는 것으로 보고되었다(우경식, 2009).

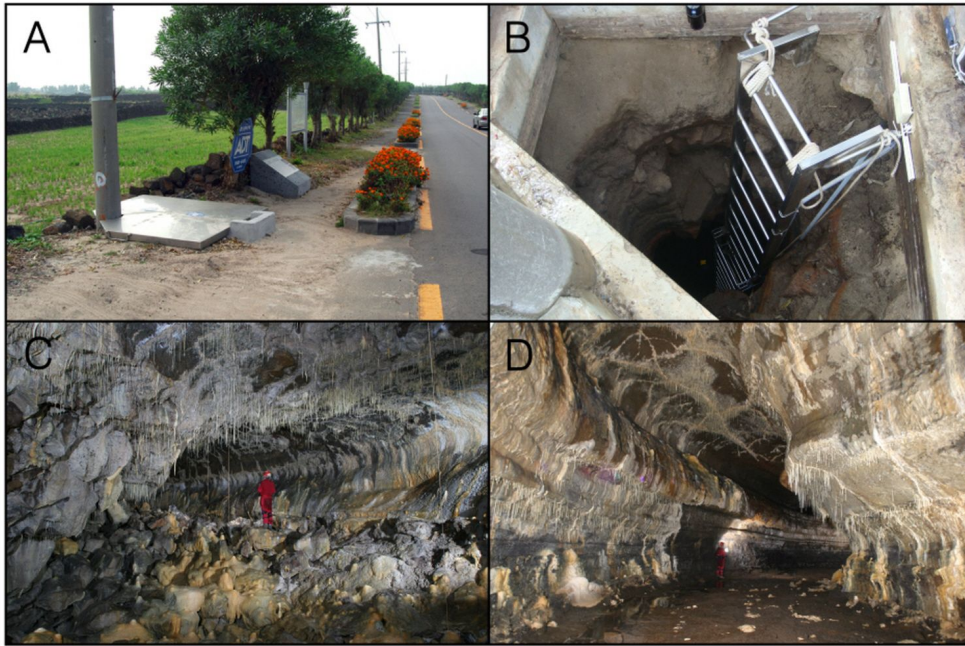


Figure 3. A) The entrance of the Yongcheon cave. B) Man-made entrance of the Yongcheon cave. C&D) Numerous calcareous speleothems in Yongcheon cave.

Ⅲ-2. 연구방법

Ⅲ-2-1. 사구퇴적물

4개(GY1, GY2, DC1, DC2)의 사구 단면을 절개하여 관찰하고 시료를 10cm 간격으로 채취하였다(Figure 4). 연구지역의 사구는 퇴적 후에 속성작용에 의한 고화작용을 거의 받지 않아 절개시 퇴적물이 무너져 내리게 될 가능성이 높은 것으로 판단되었다. 따라서 사구의 단면을 절개할 때에는 사구의 맨 윗부분에서부터 약 1~1.5m 가량 절개한 후, 그 단면을 관찰하고 퇴적물을 채취하였으며, 다시 그 아랫부분을 계단의 형태로 다시 절개하는 방법을 몇 차례에 걸쳐 시행하였다. 이러한 절개 과정은 사구의 기반을 이루고 있는 현무암과의 접촉부에 있는 고토양층이 관찰되는 깊이까지 실시하였는데, 4개의 사구 최하부에서 모두 고토양층을 확인할 수 있었다. 사구 내에 탄산염퇴적물의 조직과 퇴적구조를 관찰하기 위해 사구를 절개한 단면을 스파츄라 등을 이용하여 평평하고 깨끗하게 만든 후, 육안으로 단면을 관찰하였다.

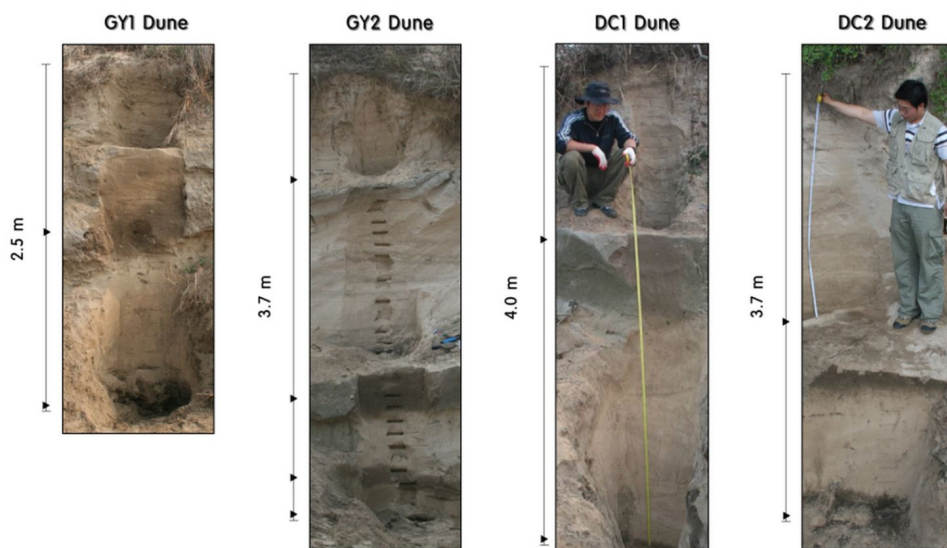


Figure 4. Trenched sections of the GY1, GY2, DC1 and DC2 carbonate sand dunes. Black triangles indicate the paleosol layers in the dunes.

사구의 형성시기를 파악하기 위하여 절개한 4개의 사구 단면에서 채취한 고토양 시료, 탄산염퇴적물 시료를 이용하여 절대연령을 측정하였다. 연령 측정을 위하여 GY1 사구에서는 사구의 기반을 이루고 있는 고토양 층을 포함한 2개의 고토양 시료와 8개의 탄산염퇴적물을 채취하였고, GY2 사구에서는 4개의 고토양 시료, 5개의 탄산염퇴적물 시료를 채취하였다. DC1 사구에서는 3개의 고토양 시료와 4개의 탄산염퇴적물 시료를 채취하였으며, DC2 사구에서는 2개의 고토양 시료와 4개의 탄산염퇴적물 시료를 채취하였다. 연령측정은 고토양의 경우, 토양 내에 남아 있는 유기물을 분석하였고, 탄산염퇴적물의 경우에는 퇴적물 자체를 분석하였다. 분석은 미국의 Beta Analytic, Inc.에 의뢰하여 방사성탄소연대측정법(Radiocarbon age dating)을 이용하여 수행하였다. 탄산염퇴적물은 약 100mg을 취하여 Radiometric Technique 방법으로 분석하였으며, 토양은 약 10g을 취하여 토양 내의 유기물에 대한 Accelerator Mass Spectrometry Technique (AMS Technique) 방법으로 분석하였으며, 고토양 내에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소 분석도 실시하였다.

사구가 퇴적되는 동안에 사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물 구성입자의 크기에 변화가 있는지를 알아보기 위하여 4개의 사구의 절개된 단면에서 고토양층으로부터 사구의 정상까지 10cm의 등 간격으로 채취한 모든 탄산염퇴적물과 고토양의 입도를 분석하였다. 분석은 강원대학교 공동실험실습관에서 입도분석기(Laser Particle Size Analyzer)를 이용하여 수행하였다. 퇴적물 시료의 일부는 에폭시를 이용하여 퇴적물을 경화시킨 후, 박편으로 제작하였다. 해빈퇴적물의 경우, 퇴적물을 두 시료로 나누어 하나는 입자의 크기를 구분하지 않고 퇴적물 전체를 한번에 굳혀 박편을 만들고, 나머지는 체분석(sieving)을 하여 입자들을 125 μ m 이하, 125~250 μ m, 250~500 μ m, 500~1,000 μ m, 1,000~2,000 μ m, 그리고 2,000 μ m이상으로 분류하여 박편을 제작하였다. 한편, 사구퇴적물의 경우에는 먼저 체분석(sieving)을 하여 입자들을 125~250 μ m, 250~500 μ m 및 500~1,000 μ m로 분류한 후 각각 입자크기 별로 박편을 만들었다. 제작한 박편을 편광현미경 하에서 관찰하여 탄산염퇴적물을 이루고 있는 구성성분들을 구별하였으며, 이에 대해 점분석(point counting)을 실시하였다. 점분석은 각 박편 당 300점씩 실시하였다.

용천동굴의 최상류 지점에 인접한 GY2 사구의 경우 용천동굴 내부에 형성되어

있는 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물과의 관계를 파악하기 위하여 일부구간에서 탄산염퇴적물의 산소 및 탄소동위원소 분석을 실시하였다. 사구의 하부를 기준으로 0.1m, 0.6m, 2.0m, 3.5m에서 채취한 탄산염퇴적물을 초음파세척기를 이용하여 증류수로 여러 번 씻어내어 각질의 이물질을 제거 하였으며, 연체동물, 홍조류, 저서성 유공충, 태선동물, 극피류의 구성요소 별로 선별하여 분석하였다. 분석은 독일의 LEIBNIZ 연구소에서 IRMS(Isotope Ratio Mass Spectrometer; Finnigan MAT251)를 이용한 Dual inlet 모드로 이루어 졌으며, 분석오차는 산소동위원소는 $\pm 0.07\%$, 탄소동위원소는 $\pm 0.04\%$ 이다.

III-2-2. 동굴모니터링 및 동굴생성물

동굴 내부의 환경 변화를 알아보기 위하여 2008년 7월, 8월 10월, 11월과 2009년 1월, 2월, 3월, 4월, 5월, 6월, 7월, 9월에 각각 1회씩 총 12회에 걸쳐 동굴 입구에 1개 지점(YCC08), 동굴내부에 12개 지점과 동굴외부에서 온도, 습도, 이산화탄소 분압을 측정하였다(Figure 5). 같은 시기에 동굴수가 동굴생성물 또는 동굴 벽면의 틈을 따라 흘러서 모여 있는 곳과 동굴생성물에서 바로 떨어지는 곳을 선택하여 동굴수의 모니터링을 실시하였다(Figure 6). 동굴수의 모니터링은 용천동굴 내부에서 동굴 입구를 기준으로 상류구간의 4개 지점(YCC03~06), 하류구간의 3개 지점(YCC07~09)을 선택하여 수온과 pH를 측정하였다(Figure 5). 또한 물 시료를 채취하여 산소동위원소와 미량원소분석을 실시하였다. 물 시료의 산소동위원소는 H_2O-CO_2 평형법 (Epstein and Mayeda, 1953)으로 한국기초과학지원연구원(Korea Basic Science Institute)의 안정동위원소 질량분석기(Stable Isotope Ratio Mass Spectrometer, Opima)로 분석하였으며, 분석정밀도는 약 $\pm 0.1\%$ 이다.

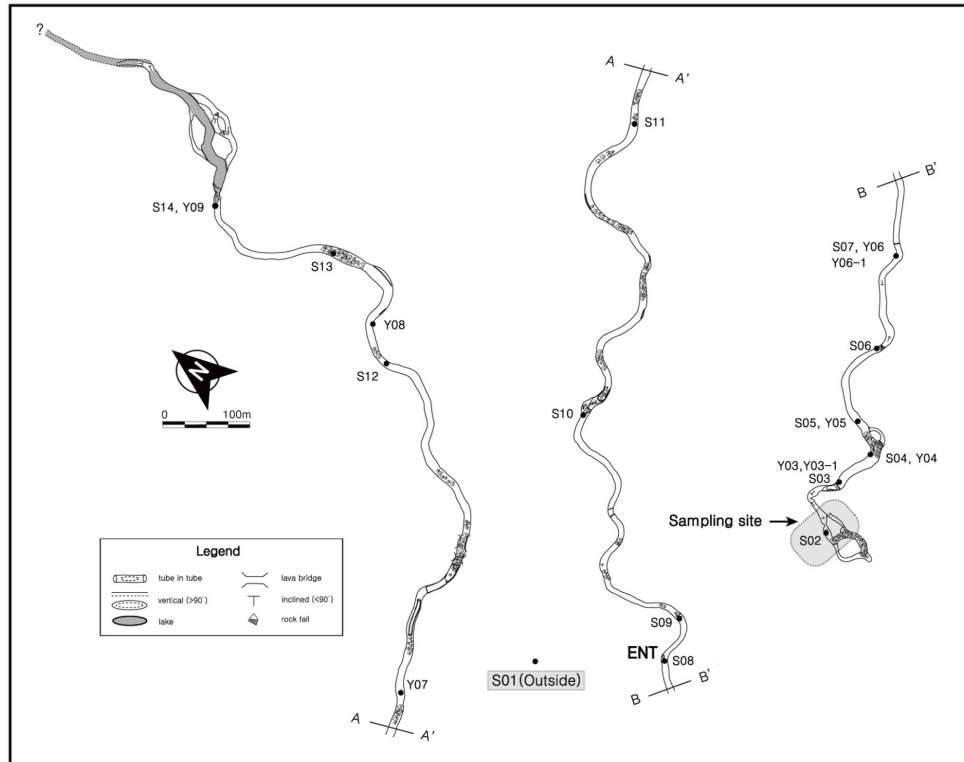


Figure 5. Monitoring sites for cave water analysis (Y03, Y03-1, Y04, Y05, Y06, Y06-1, Y07, Y08, Y09) and cave atmospheric conditions (S02, S03, S04, S05, S06, S07, S08, S09, S10, S11, S12, S13, S14).



Figure 6. A) Monitoring sites for cave water conditions. B) Water sampling from dripping water.

고기후 복원을 위하여 현재도 상부에 사구가 존재하는 용천동굴 최상류 지점에서 탄산염광물로 이루어진 석순을 채취하였다. 2008년 1월에 용천동굴 상류구간에 서 현재에도 자라고 있는 68mm 크기의 석순을 선택하였다. 조직적인 관찰과 지화학분석을 위하여 석순은 성장축을 따라 종방향으로 절단하였다(Figure 7). 절단한 석순의 측면을 연마한 후 7.5×5cm 규격의 슬라이드 글라스를 이용하여 박편을 제작하였으며, 제작된 박편을 실체현미경(Nikon, SMZ 800)과 편광현미경(Nikon, OPITI 'Hot pol')을 이용하여 관찰하였다. 박편관찰을 통해 내부 연성장선(annual line)을 관찰하고 성장선의 개수와 성장선 사이의 간격을 3회에 걸쳐 측정하였다. 절단한 시료의 단면을 관찰 한 후 한국해양연구원 부설 극지연구소에 미세분말채취기(MicroMill)를 이용하여 0.173mm간격으로 약 0.01mg의 분말시료를 387개 채취하였다(Figure 7). 채취한 분말시료는 안정동위원소 분석을 실시하였으며, 분석은 독일의 LEIBNIZ 연구소에서 IRMS(Isotope Ratio Mass Spectrometer; Finnigan

MAT251)를 이용한 Dual inlet 모드로 이루어 졌으며, 분석오차는 산소동위원소는 $\pm 0.07\text{‰}$, 탄소동위원소는 $\pm 0.04\text{‰}$ 이다.

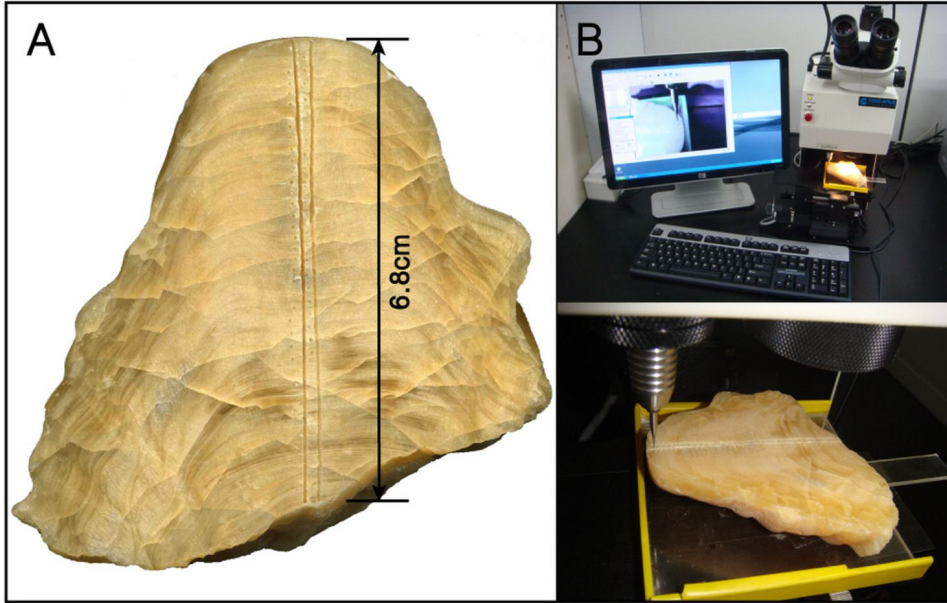


Figure 7. A) Cross section of the YC-2 stalagmite investigated in this study. The microdrilled sites are shown along the centralaxis the stable isotopes of the stalagmite. B) A slab of a composite type stalagmite YC-2 showing the micro-sampling site equipments.

IV. 연구결과

IV-1. 사구퇴적물

IV-1-1. 연구지역 내 해빈퇴적물의 평균입도와 구성성분

사구가 분포해 있는 지점에서 북서쪽에 위치한 해안가에는 현재에도 많은 생물기원의 탄산염퇴적물이 생성되어 해빈을 이루고 있다. 사구와 인접한 김녕해수욕장의 해빈과 당처물동굴 주변의 해빈에서 퇴적물을 채취하여 평균입도와 구성성분을 분석하였다. 김녕해수욕장의 해빈퇴적물은 평균입도가 0.28mm인 중립질 샌드로 구성되어 있다. 퇴적물을 이루는 입자들의 구성성분을 파악하기 위하여 입자크기를 -1~0 ϕ , 0~1 ϕ , 1~2 ϕ , 2~3 ϕ , 3~4 ϕ 로 구분한 해빈퇴적물과 구분 전의 해빈퇴적물을 관찰하였다. 입자크기를 나누기 전 해빈퇴적물의 경우에는 연체동물이 29%, 홍조류가 35%, 유공충이 8%, 성게류가 16%, 태선동물이 2%, 그 외의 비탄산염 성분이 13%인 퇴적물로 이루어져 있다(Table 1).

Table 1. Compositions of the beach sediments near the study area.

Sample	Grain size (ϕ)	Contents (%)						
		Mollusk	Red algae	Benthic foram	Echinoid	Bryozoan	Volcanic rock fragment	Unidentified component
Gimnyeong Beach sediments	-1 - 0	66	17	0	0	0	14	3
	0 - 1	38	32	4	1	9	16	0
	1 - 2	23	33	14	9	5	12	4
	2 - 3	23	26	10	6	8	27	1
	3 - 4	14	45	12	18	8	0	3
	Bulk	29	35	8	13	2	8	5
Beach sediments near Dangcheomuldonggul cave	-1 - 0	47	10	4	5	26	5	3
	0 - 1	26	42	7	1	23	1	1
	1 - 2	25	47	15	4	8	0	1
	2 - 3	36	35	9	7	8	1	3
	3 - 4	20	19	13	5	3	33	7
	Bulk	33	40	12	7	3	1	4

-1~0 ϕ 크기 퇴적물은 박편을 제작하여 관찰하기에는 입자의 양이 부족하여 총 25개의 입자를 실체현미경으로 관찰하면서 구분하였는데, 연체동물이 66%로 가장 많았고, 나머지는 홍조류 17%와 비탄산염 성분 17%로 구성되어 있다. 0~1 ϕ 크기 퇴적물은 연체동물 38%, 홍조류 32%, 유공충 4%, 성게류 1%, 비탄산염 성분 16%

로 전체 해빈퇴적물의 구성성분과 비교하여 성게류의 함량이 크게 감소한 것을 알 수 있다. 1~2φ 크기 퇴적물은 연체동물 23%, 홍조류 33%, 유공충 14%, 성게류 9%, 태선동물 5%, 그 외의 비탄산염 성분 16%로 구성되며, 2~3φ 크기 퇴적물은 연체동물 23%, 홍조류 26%, 유공충 10%, 성게류 6%, 태선동물 8%, 화산암편은 27%로 구성성분 중 가장 많은 비율을 차지한다. 3~4φ 크기 퇴적물은 연체동물 14%, 홍조류 45%, 유공충 12%, 성게류 18%, 태선동물 8%, 비탄산염 성분 3%로 구성되어 있다. 입자 별 구성성분의 변화를 살펴보면 입도가 -1~0φ에서 3~4φ로 갈수록 연체동물의 함량이 66%에서 14%로 감소하였으며, 홍조류의 함량은 17%에서 45%로 증가하여 연체동물과 홍조류의 함량은 서로 반비례 관계를 보인다. 유공충과 성게류, 태선동물은 입자의 크기가 작은 구간에서 많이 나타나며, 함량의 변화는 크지 않다. 한편 2~3φ 크기 퇴적물의 경우 다른 크기의 퇴적물과는 달리 화산암편의 함량이 27%로 높은 것을 관찰 할 수 있다. 즉, 김녕해수욕장의 해빈퇴적물은 주로 연체동물과 홍조류로 구성되어 있으며 유공충, 성게류, 태선동물의 함량은 약 30% 내외이다. 또한 입자의 크기별로 연체동물의 함량이 증가하면 홍조류의 함량이 감소하는 경향을 보인다.

당처물동굴 주변의 해빈에서 채취한 해빈퇴적물의 평균입도는 0.34mm로 중립질 샌드로 구성되어 있다. 김녕해수욕장의 해빈퇴적물과 마찬가지로 전체 해빈퇴적물과 입자크기별 퇴적물(-1-0φ, 0-1φ, 1-2φ, 2-3φ, 3-4φ)로 구분하여 구성성분의 변화를 관찰하였다(Table 1). 전체 해빈퇴적물은 연체동물 33%, 홍조류 40%, 유공충 12%, 성게류 7%, 태선동물 3%, 비탄산염 입자 5%를 포함한다. -1~0φ 크기의 퇴적물은 연체동물 47%, 홍조류 10%, 유공충 4%, 성게류 5%, 태선동물 26%, 그 외의 비탄산염 성분 8%로 구성되어 있다. 0~1φ 크기의 퇴적물은 연체동물 26%, 홍조류 42%, 유공충 7%, 성게류 1%, 태선동물 23%, 비탄산염입자 2%로 구성되어 -1~0φ 크기 퇴적물에 비해 홍조류의 함량이 증가한 반면 연체동물의 함량은 감소한 특징을 보여준다. 1~2φ 크기의 퇴적물은 연체동물 25%, 홍조류 47%, 유공충 15%, 성게류 4%, 태선동물 8%, 비탄산염입자 1%로 구성되어 있으며, 이는 0~1φ 크기 퇴적물의 구성성분과 비슷하다. 2~3φ 크기 퇴적물은 연체동물 36%, 홍조류 35%, 유공충 19%, 성게류 7%, 태선동물 8%, 비탄산염입자 4% 포함하며, 3~4φ 크기 퇴

적물은 연체동물 20%, 홍조류 19%, 유공충 13%, 성게류 5%, 태선동물 3%, 화산암편 33%를 포함한다. 3~4φ 크기 퇴적물에서는 다른 입자크기의 퇴적물과는 달리 화산암편의 함량이 크게 증가한다. 입자의 크기가 커질수록 연체동물의 함량이 20%에서 47%로 증가하며, 홍조류는 입자크기에 따른 함량 변화의 경향성을 보이지는 않는다. 입자크기별 함량의 변화가 뚜렷하게 관찰되지 않지만, 연체동물의 함량이 증가한 퇴적물의 경우 홍조류의 함량이 감소하는 경향을 보인다.

IV-1-2. 사구의 퇴적층과 퇴적구조

용천동굴 주변의 사구는 김녕해수욕장에서 내륙 쪽으로 가면서 GY1 사구와 GY2 사구의 순서로 분포한다(Figure 1). 두 사구는 주로 탄산염퇴적물로 이루어져 있으며, 고토양층을 포함한다(Figure 4). GY1 사구는 높이가 2.5m로, 주로 사질 크기의 탄산염퇴적물로 이루어져 있으며 사구의 기반을 이루고 있는 고토양층과 하부에서부터 약 1~1.3m 지점에 두께 0.3m의 고토양층을 포함한다. GY2 사구는 높이가 3.7m로, 주로 사질 크기의 탄산염퇴적물로 이루어져 있으며, GY2 사구의 기반을 이루는 고토양으로부터 상부로 약 0.2~0.3m, 0.8~1.4m, 2.7~2.9m에서 두께 0.1m, 0.6m, 0.2m의 3개의 고토양층을 포함한다. 당처물동굴 주변의 사구는 제주시 하수종말처리장 해변에서 내륙 쪽으로 가면서 DC1 사구와 DC2 사구의 순서로 분포한다(Figure 1). DC1 사구는 높이가 4.0m로 최하부 고토양층과 하부에서부터 1.8~2.5m와 3.9~4m 구간에서 두께 0.7m와 0.1m의 2개의 고토양층을 포함하며, 주로 사질 크기의 탄산염퇴적물로 이루어져 있다(Figure 4). DC2 사구는 높이가 2.7m이며, 이 사구에서는 기반을 이루는 고토양층과 0.8~1.0m에서 두께 0.2m인 고토양층이 관찰된다(Figure 4).

4개 사구의 절개 단면에서는 전반적으로 희미한 수평층리가 나타나며 퇴적구조는 거의 나타나지 않는다. 수평층리가 발달한 퇴적층에서 조립의 육상 달팽이 패각이 관찰되기도 하는데 이러한 패각들이 서로 모여서 한 층준에 나타나는 것은 사구 주변에서 서식하던 육상 달팽이 패각들이 재 이동되었음을 지시한다(Figure 8). 탄산염퇴적층 내에는 식물뿌리에 의한 교란구조가 관찰된다. 사구 단면에서 뚜렷한 퇴적구조가 관찰되지 않는 것은 사구가 형성되는 과정동안 퇴적물의 입자크기나 중

류가 크게 변화하지 않고 지속적으로 퇴적되었음을 의미한다.

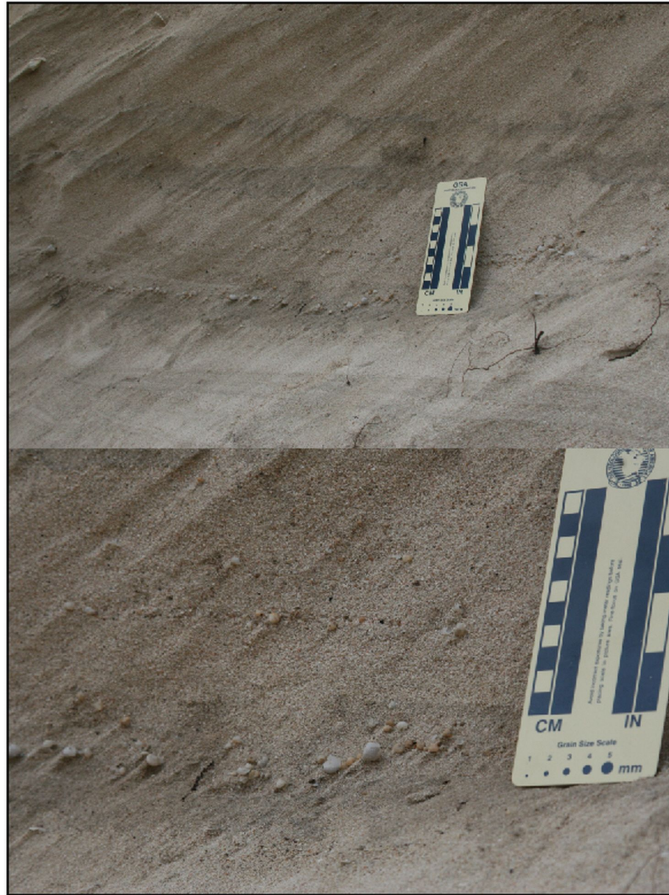


Figure 8. Land snail shells in the carbonate sediments.

IV-1-3. 사구 탄산염퇴적물의 입도와 구성성분 변화

용천동굴 주변의 GY1, GY2 사구와 당처물동굴 주변의 DC1, DC2 사구 단면에서 채취한 탄산염퇴적물의 입도를 측정한 결과, 평균입도가 각각 0.09~0.33mm, 0.07~0.47mm, 0.16~0.54mm, 0.06~0.50mm의 범위를 보인다(Figure 9). 4개의 사구 퇴적물에서 가장 작은 크기인 극세립 샌드에서 세립 샌드 크기를 보이는 것은 고토양층의 퇴적물로 이는 탄산염입자로 구성되어 있던 고토양층이 토양의 발달과 함께 탄산염 퇴적물의 용식작용이 일어나면서 크기가 작아진 것으로 추정된다. 평균입도가 크게 나타난 몇몇 층의 경우는 구간에 조립의 육상 달팽이 패각이 포함되기 때문이다.

용천동굴 주변 사구 중 해변가에 위치한 GY1 사구는 고토양층 사이에서 상부로 갈수록 평균 입도가 증가하는 경향을 보여주며, GY1 사구보다 내륙에 위치한 GY2 사구 또한 고토양층 사이에서 상부로 갈수록 평균 입도가 증가하는 경향을 보인다 (Figure 9). 두 사구의 경우에도 고토양층에서 입도가 급격하게 감소한다. 당치물동굴 주변에 분포하는 사구인 DC1 사구와 보다 내륙에 위치한 DC2 사구는 고토양층에서 입자가 작아지기는 하지만 고토양층 사이 퇴적층에서는 입도의 변화가 거의 나타나지 않는다.

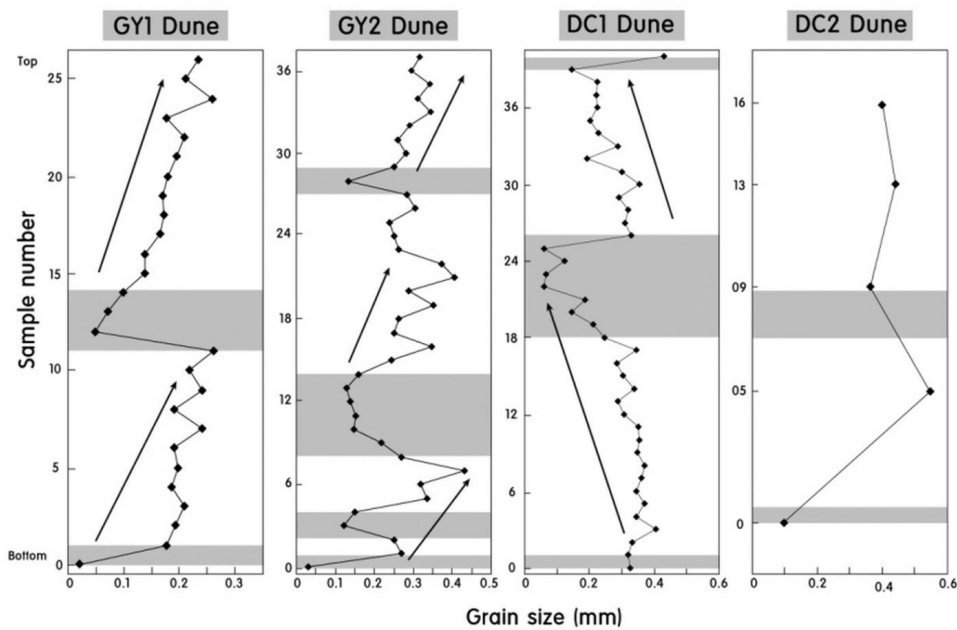


Figure 9. Grain size distribution of the GY1, GY2, DC1 and DC2 carbonate sand dunes. Shadow zones denote paleosol layers.

제주도에 분포하는 해빈퇴적물은 주로 탄산염퇴적물과 화산암편으로 이루어져 있다. 일반적으로 탄산염퇴적물은 90% 이상이 생물기원의 탄산염퇴적물이며, 화산암편은 한라산에서부터 발달한 하천에 의해 화산암류의 쇄설물이 운반되는 것이다. 제주도를 비롯한 보통 온대 지역의 탄산염퇴적물은 주로 연체동물과 홍조류의 조각으로 구성되어 있으며, 저서성 유공충, 성게류, 태선동물 조각도 포함한다(지옥미와 우경식, 1995). 사구를 구성하고 있는 퇴적물의 입자들은 이러한 해빈에 퇴적되어 있던 해빈퇴적물이 바람에 의해 재 이동된 것으로 생각되며, 탄산염퇴적물의 구성

성분도 거의 비슷하다.

용천동굴 주변에 위치한 GY1 사구의 퇴적물에서 연체동물의 평균함량은 24~36%, 홍조류의 평균함량은 28~43%로 두 가지 성분이 가장 많은 양을 차지하고 있으며, 유공충은 9~17%의 함량을 보인다. 이 외에도 사구퇴적물 내에는 성게류가 6~9%, 태선동물이 6~15%, 화산암편이 3~1% 정도 포함되어있다(Figure 10, Table 2).

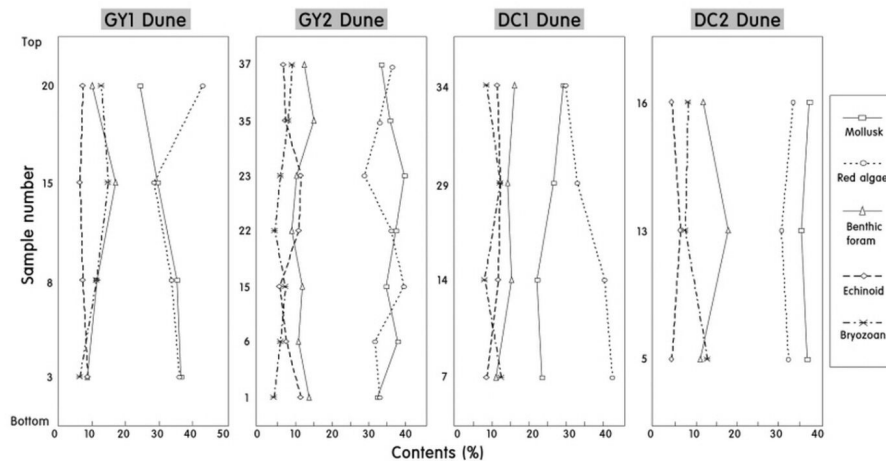


Figure 10. Composition variations of carbonate constituents in the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes.

Table 2. Composition of carbonate constituents of the GY1 dune.

Sample	Grain size (φ)	Contents (%)						Unidentified component
		Mollusk	Red algae	Benthic foram	Echinoid	Bryozoan	Volcanic rock fragment	
GY01-03	1 - 2	39	40	11	5	3	0	2
	2 - 3	34	32	6	12	9	6	1
	Average	29	35	8	13	2	8	5
GY01-08	0 - 1	44	33	6	4	12	0	1
	1 - 2	32	38	14	4	12	0	0
	2 - 3	30	30	14	13	9	3	1
	Average	35	34	11	7	11	1	1
GY01-15	0 - 1	36	21	19	3	16	2	3
	1 - 2	29	34	17	9	10	0	1
	2 - 3	24	30	15	6	18	4	3
	Average	30	28	17	6	15	2	2
GY01-20	0 - 1	31	42	9	5	12	0	1
	1 - 2	24	45	15	7	9	0	0
	2 - 3	18	42	6	9	17	8	0
	Average	24	43	10	7	13	3	0

하부에서 상부에 이르는 모든 층준에서 연체동물과 홍조류의 함량이 약 60%를 넘는다. 또한 연체동물과 홍조류의 상대적인 함량비율은 층준에 따라 10% 내외로 변하는데, 연체동물의 양이 많아질 때에는 홍조류의 양은 적어지고, 연체동물의 양이 적어질 때에는 홍조류의 양은 많아져 서로 반비례하는 경향을 보여준다. 연체동물의 함량은 전반적으로 하부에서 상부로 갈수록 감소하는 경향을 보이고, 태선동물, 유공충, 성게류의 함량 또한 변화를 보이고는 있지만 퇴적물 내에 소량만이 포함되어 있기 때문에 어떠한 경향을 보인다고 해석하기가 어렵다. 그러나 연체동물과 홍조류의 반비례하는 경향처럼 정확하게 일치하지는 않지만 태선동물과 유공충의 경우에는 층준에 따라 많아지거나 적어지는 경향을 보여준다. GY1 사구보다 내륙에 위치한 GY2 사구퇴적물에서 연체동물의 평균함량은 33~40%, 홍조류의 평균함량은 29~39%로 가장 많은 양을 차지하고 있으며, 유공충은 9~15%를 차지하고 있다(Table 3). 이 외에도 사구퇴적물에는 성게류가 6~11%, 태선동물이 4~9%, 화산암편이 1~3% 정도 포함되어있다. 하부에서 상부에 이르는 모든 층준에서 연체동물과 홍조류 함량의 합계는 약 70% 이다. 또한 연체동물과 홍조류의 상대적인 함량비율은 GY1 사구에서와 마찬가지로 서로 반비례하는 경향을 보여준다. 연체동물의 양이 많아지고 적어지는 과정은 사구의 상부로 가면서 약 두 번 반복되는 주기성을 보인다. 태선동물과 유공충 및 성게류의 함량도 변화를 보이긴 하지만 어떠한 경향성을 보인다고 정확하게 해석하기는 어렵다.

Table 3. Composition of carbonate constituents of the GY2dune.

Sample	Grain size (φ)	Contents (%)						
		Mollusk	Red algae	Benthic foram	Echinoid	Bryozoan	Volcanic rock fragment	Unidentified component
GY02-01	1 - 2	30	32	16	11	5	3	3
	2 - 3	35	34	11	12	3	2	3
	Average	33	33	14	11	4	3	3
GY02-06	0 - 1	46	22	11	7	11	1	2
	1 - 2	37	34	11	7	4	4	3
	2 - 3	31	39	10	8	3	3	7
	Average	38	32	11	7	6	2	4
GY02-15	0 - 1	37	36	9	4	14	0	0
	1 - 2	34	41	15	4	5	0	1
	2 - 3	33	42	11	9	2	3	0
	Average	35	39	12	6	7	1	0
GY02-22	0 - 1	43	33	8	9	6	1	1
	1 - 2	32	40	11	14	2	1	0
	2 - 3	37	35	8	9	5	2	3
	Average	37	36	9	11	4	1	1
GY02-23	0 - 1	49	24	9	10	6	0	1
	1 - 2	34	30	11	14	4	1	6
	2 - 3	36	32	11	10	7	4	0
	Average	40	29	10	11	6	2	2
GY02-35	0 - 1	41	30	8	6	13	2	0
	1 - 2	30	28	26	6	8	1	1
	2 - 3	36	41	11	9	3	0	0
	Average	36	33	15	7	8	1	0
GY02-37	0 - 1	39	30	8	7	12	3	1
	1 - 2	32	40	17	4	6	0	1
	2 - 3	29	39	12	9	9	2	0
	Average	33	36	12	7	9	2	1

당처물동굴 주변에 위치한 DC1 사구퇴적물은 평균적으로 연체동물 22~29%, 홍조류 30~42%, 유공충 11~16%, 성게류 8~12%, 태선동물 8~12%, 그리고 화산암편 2~3% 정도 포함한다(Table 4). 하부에서 상부에 이르는 대부분의 층준에서 연체동물과 홍조류의 함량의 합계는 약 60%를 넘는다. 연체동물과 홍조류의 상대적인 함량비율은 층준에 따라 조금씩 변화하여 연체동물의 함량보다 홍조류의 함량이 높다. 또한 연체동물의 양이 많아질 때에는 홍조류의 양은 적어지고, 연체동물의 양이 적어질 때에는 홍조류의 양은 많아져 서로 반비례하는 경향을 보여준다. 태선동물, 유공충, 그리고 성게류도 함량에 변화를 보이지만 퇴적물 내에 소량 포함되어 있어 경향성을 보인다고 해석하기는 어렵다. DC1 사구보다 내륙에 위치한 DC2 사구퇴적물은 평균적으로 연체동물 34~46%, 홍조류 22~45%, 유공충 9~23%, 성게류 2~10%, 태선동물 2~19%, 화산암편 1% 정도 포함한다(Table 5). 하부에서부터 상부에 이르는 대부분의 층준에서 연체동물과 홍조류의 함량 합계는 약 60%를 넘

는다. 연체동물과 홍조류의 상대적인 함량비율은 층준에 따라 조금씩 변화해 가는데, 연체동물의 함량이 홍조류의 함량보다 낮은 DC1 사구와는 달리 DC2 사구에서는 연체동물의 함량이 홍조류의 함량보다 높게 나타난다. 또한 연체동물의 함량이 많아질 때에는 홍조류의 함량이 적어지고, 연체동물의 함량이 적어질 때에는 홍조류의 함량은 많아져 서로 반비례하는 경향을 보여준다. 태선동물과 유공충, 성게류도 변화를 보이지만 어떠한 경향성을 보이지는 않는다.

Table 4. Composition of carbonate constituents of the DC1 dune.

Sample	Grain size (φ)	Contents (%)						
		Mollusk	Red algae	Benthic foram	Echinoid	Bryozoan	Volcanic rock fragment	Unidentified component
DC01-07	0 - 1	31	43	7	6	13	0	0
	1 - 2	24	43	15	7	8	3	0
	2 - 3	15	41	11	12	16	4	1
	Average	23	42	11	8	12	2	0
DC01-14	0 - 1	37	45	4	3	10	0	1
	1 - 2	20	47	14	12	7	0	0
	2 - 3	26	27	18	11	10	8	0
	Average	22	40	15	12	8	3	0
DC01-29	0 - 1	31	27	16	6	19	0	1
	1 - 2	29	36	9	16	8	2	0
	2 - 3	20	36	18	14	9	3	0
	Average	27	33	14	12	12	2	0
DC01-34	0 - 1	37	27	6	7	17	4	2
	1 - 2	30	28	21	14	2	2	3
	2 - 3	21	34	21	13	6	2	3
	Average	29	30	16	11	8	3	3

Table 5. Composition of carbonate constituents of the DC2 dune.

Sample	Grain size (φ)	Contents (%)						
		Mollusk	Red algae	Benthic foram	Echinoid	Bryozoan	Volcanic rock fragment	Unidentified component
DC02-05	0 - 1	37	28	11	2	19	0	3
	1 - 2	38	34	10	2	14	0	2
	2 - 3	36	35	12	8	5	1	3
	Average	37	32	11	4	13	0	3
DC02-13	0 - 1	36	22	19	6	17	0	0
	1 - 2	36	35	23	2	2	0	2
	2 - 3	35	35	11	10	3	2	4
	Average	36	31	18	6	7	1	2
DC02-16	0 - 1	43	25	9	4	11	2	6
	1 - 2	35	30	17	5	8	1	4
	2 - 3	34	45	9	3	5	0	4
	Average	37	33	12	4	8	1	5

IV-1-4. 사구의 연령

사구가 형성되기 시작한 시기와 사구가 발달하고 안정화된 시기를 정확하게 알아보기 위하여 사구 내에 포함된 고토양층, 사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물에 대한 절대연령 분석을 실시하였다(Figure 11). 용천동굴 주변에 분포하는 사구의 경우 해안에 가까운 GY1 사구의 최하부 고토양의 연령은 4310 ± 50 년 BP, 1m 위의 고토양의 절대연령은 1510 ± 40 년 BP로 측정되었다. 내륙 쪽으로 약 2km 떨어진 곳에 위치하는 GY2 사구의 최하부 고토양의 연령은 2640 ± 40 년 BP로 측정되었으며 보다 상부에 위치한 고토양의 연령은 각각 1930 ± 40 년 BP, 900 ± 40 년 BP, 150 ± 40 년 BP로 측정되었다. 두 사구의 최하부 고토양의 연령을 비교해보면 김녕해수욕장과 더 가까운 GY1 사구의 최하부 고토양의 절대연령은 4310 ± 50 년 BP로, GY2 사구의 최하부 고토양의 절대연령인 2640 ± 40 년 BP 보다 1700년 BP 정도 더 오래된 값을 보이고 있다. 당처물동굴 주변의 DC1 사구의 최하부 고토양의 절대연령은 4210 ± 50 년 BP로 측정되었으며, 최하부에서 2.5m 위의 고토양의 연령은 1670 ± 40 년 BP로 측정되었다. 3.9m의 고토양의 연령은 103.9 ± 0.5 pMC(pMC: percent modern carbon)로 현재와 비슷한 연령으로 측정되었다. DC2 사구의 최하부 고토양의 절대연령은 1970 ± 40 년 BP로 최하부에서 0.9m 위의 고토양의 절대연령은 870 ± 40 년 BP로 측정되었다. 두 사구의 최하부 고토양의 절대연령을 비교해보면 해빈과 더 가까운 DC1 사구의 최하부 고토양의 절대연령은 4210 ± 50 년 BP로 측정되었고, DC2 사구의 최하부 고토양의 절대연령은 1970 ± 40 년 BP로 측정되어 해안가에 위치한 DC1 사구가 보다 내륙에 위치한 DC2 사구보다 2240년 BP 정도 더 오래된 값을 보이고 있다.

고토양층 사이에 있는 사구의 탄산염퇴적물의 연령은 GY1 사구의 경우 하부에서부터 0.3m, 0.8m, 1.5m, 2.0m에서 채취한 탄산염퇴적물로 측정하였다. 탄산염퇴적물의 연령은 하부인 0.3m부터 5970 ± 70 년 BP, 5790 ± 60 년 BP, 5380 ± 60 년 BP, 5970 ± 60 년 BP로 측정되어 고토양의 연령측정 결과와는 다른 결과를 보인다. 고토양층의 경우 하부 고토양의 연령이 상부 고토양의 연령보다 많아 더 오래전에 퇴적되었다는 것을 확인 할 수 있었지만 탄산염퇴적물의 분석결과는 이러한 양상을 보이지 않는다. GY2 사구의 경우는 하부에서부터 0.1m, 0.6m, 1.5m, 2.2m, 3.5m에서 채취한 탄산염퇴적물로 측정하였다. 하부 0.1m부터 탄산염퇴적물의 절대연령은

4480±70년 BP, 3500±60년 BP, 2930±70년 BP, 3330±60년 BP, 3570±70년 BP로 측정되었다. GY2 사구의 탄산염퇴적물 연령 또한 상부층에서 채취한 퇴적물의 연령이 오래된 것으로 측정되었다.

DC1 사구는 하부에서부터 0.7m, 1.4m, 2.9m, 3.4m층에서 탄산염퇴적물을 채취하여 절대연령을 측정한 결과 하부에서부터 5670±60년 BP, 5490±90년 BP, 3310±60년 BP, 3600±80년 BP의 절대연령값을 얻었다. DC1 사구의 경우에도 고토양층의 연령분석 결과와 다른 양상을 보였다. DC2 사구의 경우 0.5m, 1.3m, 1.6m에서 채취한 탄산염퇴적물의 절대연령이 4720±50년 BP, 4950±60년 BP, 4680±70년 BP로 측정되어 하부의 0.5m 탄산염퇴적물이 1.3m 탄산염퇴적물 보다 젊은 연령을 보였다. 이렇게 탄산염퇴적물의 절대연령이 하부층보다 상부층에서 오래된 값으로 나타나는 연령의 역전현상은 연구를 실시한 4개의 사구에서 모두 나타났다. 일반적으로 퇴적층이 형성될 때에는 하부에서부터 상부로 퇴적되기 때문에 가장 하부 층이 가장 오래 전에 형성된 층이며, 상부로 갈수록 점차 젊어지게 된다. 따라서 탄산염퇴적물로 이루어진 퇴적층의 경우에는 이 퇴적물이 재 이동되어 퇴적된 것이 아니라면, 최하부 퇴적물의 연령 값이 가장 오래된 것으로 분석되어야 하며, 최상부 퇴적물의 연령 값이 가장 젊은 것으로 분석되어야 할 것이다. 탄산염으로 이루어진 퇴적물의 경우에는 쇄설성 퇴적물과는 달리 먼거리로 재 이동되는 경우가 많지 않으며, 대체로 한 분지 내에서 형성되어 퇴적되는 경우가 보편적이기 때문이다. 그러나 4개의 사구 탄산염퇴적물을 분석한 결과에서는 상부층의 연령이 하부층의 연령보다 오래된 값을 보여 연령의 역전현상이 나타난다.

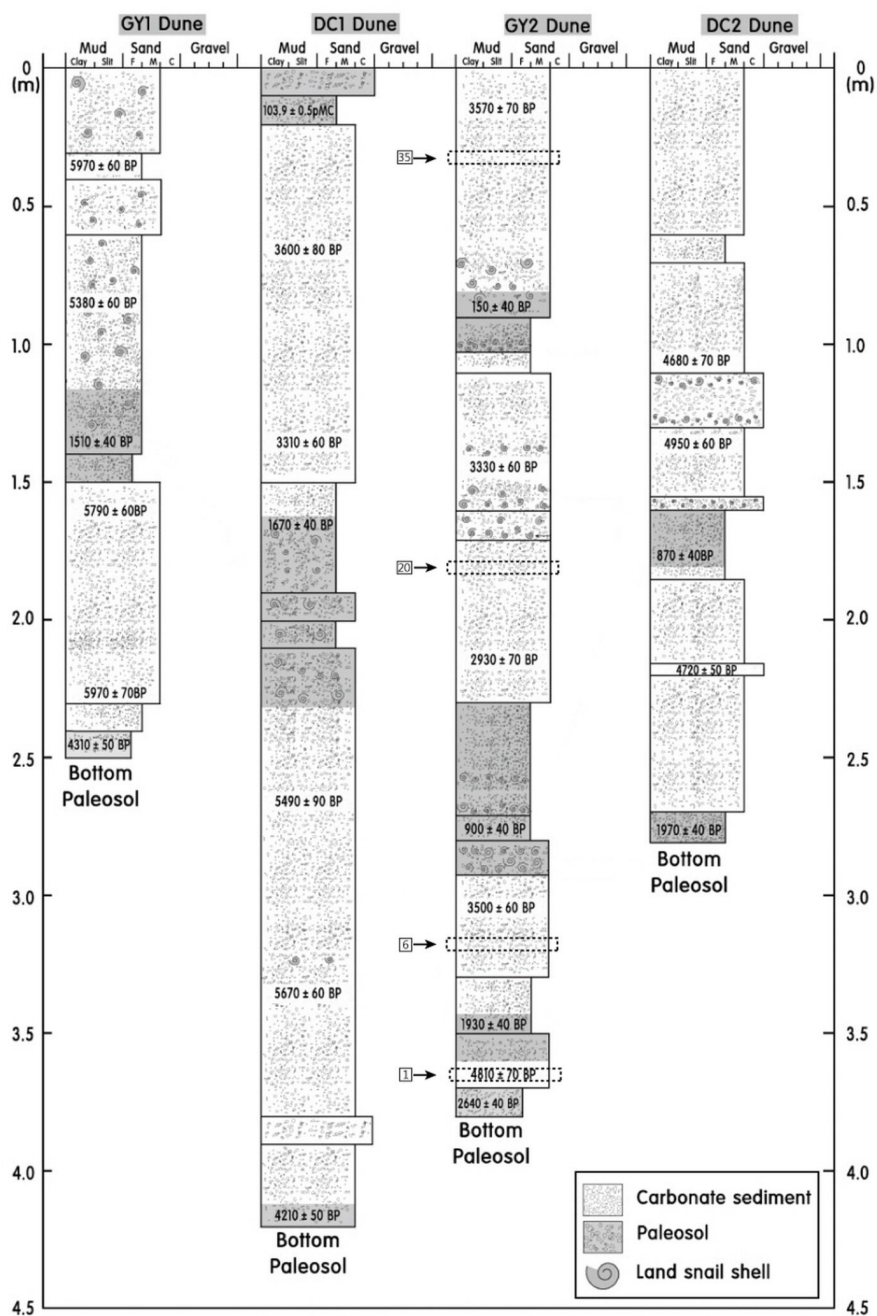


Figure 11. Radiocarbon ages of carbonate sediments and paleosols of the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes. Samples for stable isotope analysis of carbonate sediments of the GY2 dune are also indicated.

IV-1-5. 사구퇴적물의 안정동위원소 값

연구지역에 위치한 사구의 고토양에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소를 분석하고 고기후 복원을 위해 채취한 석순이 분포하는 상부 지역에 퇴적되어 있는 GY2 사구퇴적물의 산소와 탄소동위원소 분석을 실시하였다. GY1 사구의 최하부 고토양의 유기물의 탄소동위원소 값은 -23.4‰ , 1m 위의 고토양은 -20.5‰ 로 측정되었으며 최하부 고토양 보다 2.9‰ 부화된 값을 갖는다(Figure 12). GY2 사구의 고토양 내의 유기물의 탄소동위원소 값은 최하부 고토양층에서부터 각각 -22.8‰ , -23.3‰ , -18.7‰ , -19.9‰ 로 측정되었으며, 하부에서 상부로 가면서 대체로 부화되는 경향을 보인다. 당처물동굴 주변에 분포하는 DC1 사구의 최하부 고토양의 유기물의 탄소동위원소 값은 -20.7‰ 로 측정되었으며, 최하부에서 2.5m 위의 고토양은 -21.1‰ 로 측정되었다. 3.9m의 고토양의 유기물의 탄소동위원소 값은 -20.9‰ 로 측정되었다. 하부에서 상부로 부화되는 경향을 보이긴 하지만 다른 사구에 비해 변화 값이 크지 않다. DC2 사구의 최하부 고토양의 유기물의 탄소동위원소 값은 -21.5‰ 로 최하부에서 0.9m 위의 유기물의 탄소동위원소 값은 -15.9‰ 로 측정되었으며, 다른 사구의 변화 값보다 큰 5.6‰ 의 변화를 보인다. 네 사구 모두 고토양에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소 값은 대체로 하부에서 상부로 가면서 부화되는 경향을 보인다.

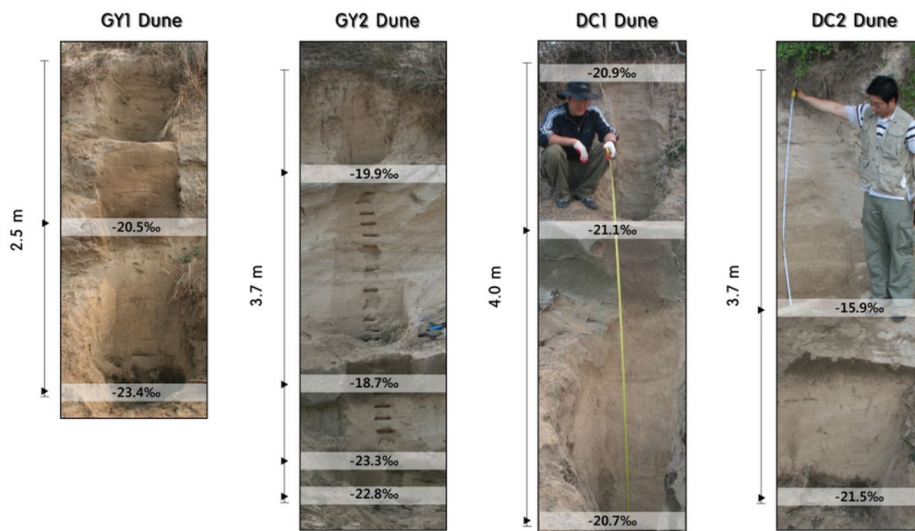


Figure 12. Carbon isotopes of paleosols of the GY1, GY2, DC1, and DC2 dunes.

GY2 사구의 하부에서부터 각각 0.1m, 0.6m, 2.0m, 3.5m에서 채취한 탄산염퇴적물을 연체동물, 성게류, 홍조류, 태선동물, 저서성 유공충으로 구분하여 산소와 탄소동위원소 분석을 실시하였다(Figure 11).

사구퇴적물 중 평균 함량이 33~40%로 가장 큰 비율을 차지하고 있는 연체동물의 산소동위원소 값은 $-1.00 \sim -0.36\text{‰}$, 탄소동위원소 값은 $0.96 \sim 1.32\text{‰}$ 의 범위를 보이며 대체로 하부에서 상부로 갈수록 고갈된 값을 보인다(Figure 13, Table 6). 평균 함량이 29~39%인 홍조류의 산소동위원소 값은 $-1.39 \sim -1.05\text{‰}$, 탄소동위원소 값은 $-2.42 \sim -1.14\text{‰}$ 의 범위를 보이며, 9~15%의 평균 함량을 보이는 저서성 유공충의 산소동위원소 값은 $-0.42 \sim -1.15\text{‰}$, 탄소동위원소 값은 $0.26 \sim 0.53\text{‰}$ 의 범위를 보인다. 함량이 10% 미만인 성게류와 태선동물의 산소동위원소 값은 각각 $-0.71 \sim 0.17\text{‰}$, $-1.53 \sim -1.05\text{‰}$, 탄소동위원소 값은 $0.76 \sim 1.11\text{‰}$, $-0.19 \sim 0.05\text{‰}$ 의 범위를 보인다(Figure 13). 모든 층의 각각의 구성성분을 비교해 본 결과 대부분의 각질의 산소동위원소 값은 평균 $-1.30 \sim -0.23\text{‰}$ 의 범위를 보이며, 탄소동위원소 값은 홍조류는 평균 -1.63‰ 로, 연체동물, 성게류, 저서성 유공충, 태선동물은 $0.00 \sim 1.16\text{‰}$ 에 도시되어 다른 구성성분에 비해 홍조류의 탄소동위원소 값이 고갈된 값을 보인다(Figure 14).

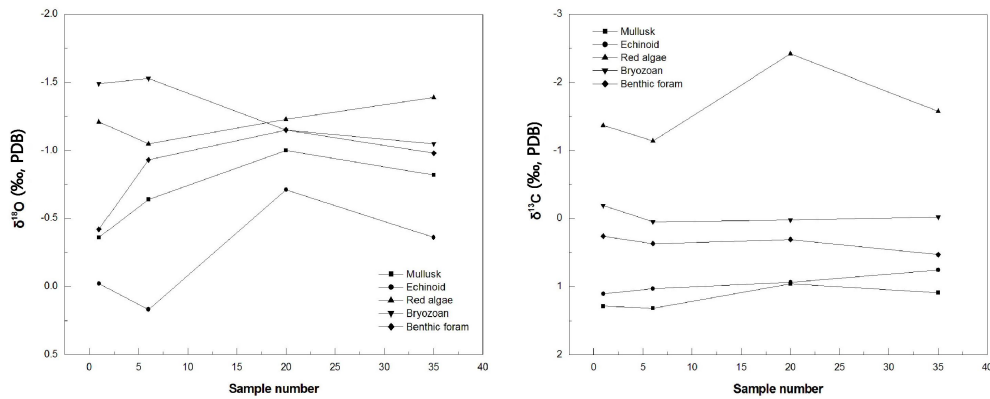


Figure 13. Stable isotope compositions of the carbonate sediments in GY2 dune.

Table 6. Oxygen isotopic compositions of carbonate constituents of the GY2 dune.

Sample	Mollusk		Echinoid		Red algae		Bryozoan		Benthic foram	
Sample no.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	1.29	-0.36	1.11	-0.02	-1.37	-1.21	-0.19	-1.49	0.26	-0.42
6	1.32	-0.64	1.03	0.17	-1.14	-1.05	0.05	-1.53	0.37	-0.93
20	0.96	-1.00	0.94	-0.71	-2.42	-1.23	0.02	-1.15	0.31	-1.15
35	1.09	-0.82	0.76	-0.36	-1.58	-1.39	-0.02	-1.05	0.53	-0.98
Average	1.16	-0.71	0.96	-0.23	-1.63	-1.22	-0.04	-1.30	0.37	-0.87

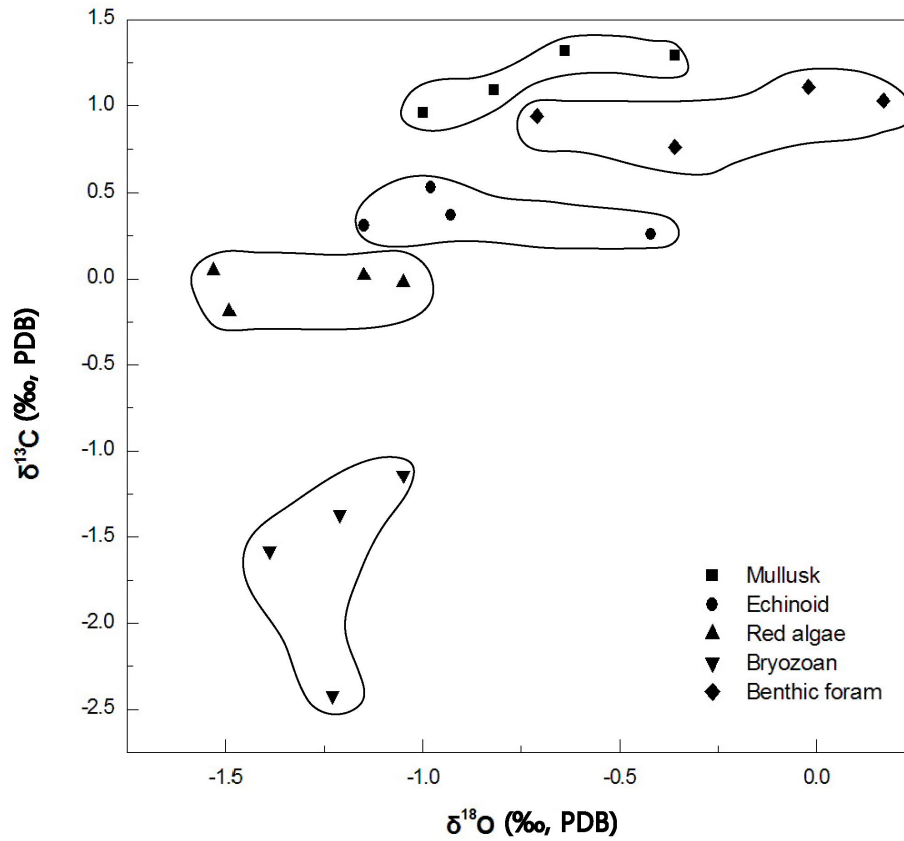


Figure 14. Scatter diagram of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ for carbonate skeletons in the GY2 dune.

IV-2. 동굴 모니터링 결과

IV-2-1. 온도, 습도 및 이산화탄소 분압

모니터링은 2008년 07월부터 2009년 09월까지 지점을 정하여 매달 1회 실시하였다. 2008년 8월의 경우 장마의 영향으로 동굴 내부로 유입되는 물의 양이 많아 하류지역에서는 모니터링을 실시 할 수 없었다. 용천동굴은 입구를 기준으로 탄산염동굴생성물이 전 구간에 걸쳐 나타나는 상류지역과 일부 구간에서만 탄산염동굴생성물이 나타나는 하류지역으로 구분된다. 상류지역의 모니터링 지점은 S02, S03, S04, S05, S06, S07로 총6 지점이며 S02 지점에서 동굴생성물을 채취하였다(Figure 5). 동굴의 입구인 S08 지점에서도 모니터링을 실시하였다. 하류지역의 모니터링 지점은 S09, S10, S11, S12, S13, S14로 총 6 지점 이다. 동굴 내부의 환경변화와 비교를 위해 모니터링 기간 동안에 용천동굴 상부에서도 같은 방법으로 모니터링을 실시하였다. 그 결과 계절별 온도 변화가 뚜렷하게 나타났다(Figure 15). 2008년 7월에 31.7℃로 온도가 가장 높았으며, 2009년 1월에 5.2℃로 온도가 가장 낮았다(Table 7). 동굴 외부에서의 뚜렷한 온도 변화와는 달리 동굴 내부의 경우에는 계절별 온도변화가 뚜렷하게 나타나지 않는다. 모니터링 기간 동안 상류지역의 최저온도는 2009년 4월 S03 지점에서 16.4℃로 측정되었으며, 최고 온도는 2009년 9월 S07 지점에서 21.2℃로 측정되었다. 석순을 채취한 S02지점은 모니터링 기간 동안 16~19.4℃의 온도 변화를 보인다. 하류지역의 최저온도는 2009년 3월에 S11 지점에서 15.5℃로 측정되었고 최고온도는 2009년 7월에 S09 지점에서 21.3℃로 측정되었다. 상류지역에 비해 하류지역의 최저온도가 약 1℃ 정도 낮게 나타나는 특징을 보이며, 용천동굴 내부의 온도는 15.5~21.3℃의 범위를 보인다. 외부의 온도 변화가 26.5℃인 반면 동굴 내부의 온도 변화는 5.8℃로 외부 환경의 영향을 거의 받지 않는 안정된 환경인 것을 알 수 있다.

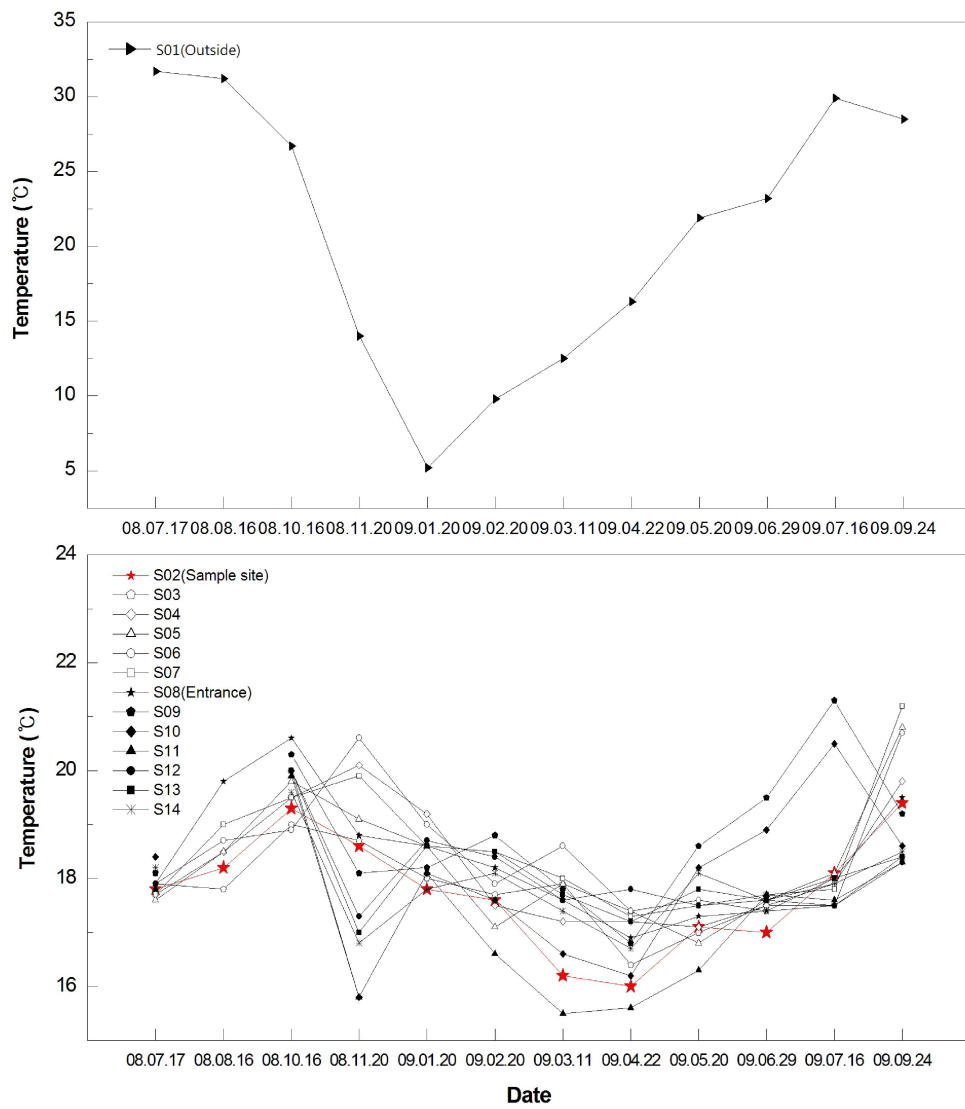


Figure 15. Temperature variations at the monitoring sites.

Table 7. Air temperatures measured at the monitoring sites.

		Temperature(℃)													
		S01 (Outside)	S02 (Sample site)	S03	S04	S05	S06	S07	S08 (Entrance)	S09	S10	S11	S12	S13	S14
Date	Site														
08.07.17		31,7	17,8	17,9	17,7	17,6	17,9	17,7	17,9	18,1	18,4	17,8	17,9	18,1	18,2
08.08.16		31,2	18,2	17,8	18,5	18,5	18,7	19,0	19,8						
08.10.16		26,7	19,3	19,0	19,5	19,8	18,9	19,5	20,6	20,3	20,0	19,9	20,0	20,0	19,6
08.11.20		14,0	18,6	18,7	20,1	19,1	20,6	19,9	18,8	18,1	15,8	15,8	17,3	17,0	16,8
09.01.20		5,2	17,8	18,0	19,2	18,6	19,0	18,6	18,6	18,2	18,1	18,1	18,7	18,6	17,8
09.02.20		9,8	17,6	17,7	17,5	17,1	17,9	18,5	18,2	18,8	17,6	16,6	18,4	18,5	18,1
09.03.11		12,5	16,2	17,9	17,2	17,9	18,6	18,0	17,6	17,8	16,6	15,5	17,6	17,7	17,4
09.04.22		16,3	16,0	16,4	17,2	17,4	17,4	17,3	16,9	16,8	16,2	15,6	17,8	17,2	16,7
09.05.20		21,9	17,1	17,0	17,1	16,8	17,6	17,5	17,3	18,6	18,2	16,3	17,5	17,8	18,1
09.06.29		23,2	17,0	17,5	17,5	17,6	17,4	17,7	17,4	19,5	18,9	17,7	17,6	17,6	17,6
09.07.16		29,9	18,1	17,5	17,9	18,1	17,5	17,8	18,0	21,3	20,5	17,6	17,5	18,0	17,9
09.09.24		28,5	19,4	18,4	19,8	20,8	20,7	21,2	19,5	19,2	18,6	18,3	18,3	18,4	18,5

동굴 외부의 습도는 51.3~86.9%로 2008년 10월에 가장 낮고 2009년 5월에 가장 높은 값을 보인다(Table 8). 다른 계절에 비해 강우량이 많은 5, 6, 7, 8, 9월의 습도는 63.1~86.9%의 범위를 보이며 건조한 기간인 10월, 11월, 1월, 2월, 3월, 4월의 습도는 51.8~65%의 범위를 보여 건조한 기간과 습윤한 기간의 차이가 뚜렷하게 나타난다(Figure 16). 모니터링을 실시한 기간 동안 동굴 상류지역의 습도는 2009년 09월에 S06 지점에서 가장 낮은 79.4%로 측정되었으며, 2009년 07월에 가장 높은 98.2%로 측정되었다. 상류지역에 위치하는 석순을 채취한 S02지점의 경우 모니터링 기간 동안 습도는 86.2~97.8%의 변화 보인다. 하류지역은 2009년 7월에 S09 지점에서 70.4%로 가장 낮았으며, 2009년 11월에 S12 지점에서 96%로 가장 높았다. 상류지역보다 하류지역의 습도 변화폭이 더 크게 나타났다(Figure 16). 상류지역의 경우 동굴 상부에 탄산염퇴적물로 이루어진 사구가 원형 그대로 또는 농지로 개간되어 퇴적되어 있기 때문에 탄산염퇴적물이 드물게 퇴적되어 있는 하류지역 보다 직접적으로 영향을 받지 않아 변화폭이 작은 것으로 생각된다. 모니터링 기간 중 동굴 외부의 이산화탄소 분압은 2008년 7월에 가장 낮은 233ppmv로 측정되었으며, 2008년 11월에 가장 높은 520ppmv로 측정되었다(Table 9). 동굴 내부의 이산화탄소 분압은 2009년 6월에 다른 기간에 비해 전 지점에서 대체로 낮게 측정되었으며 S07 지점에서 712ppmv로 가장 낮았다(Figure 17). 2008년 11월에 다른 기간에 비해 전 지점에서 이산화탄소 분압이 높게 측정되었으며, S12지점에서 2430ppmv로 가장 높게 측정되었다. S02 지점은 2009년 6월에 884ppmv로 가장 낮은 값을 보였으며, 2008년 11월에 2360ppmv로 가장 높은 값을 보였다. 용천동굴 외부의 이산화탄소 분압이 대체로 높은 시기는 2008년 10월~2009년 3월로 용천동굴 내부의 이산화탄소 분압이 높은 시기인 2008년 10월~2009년 1월과 일치하는 경향을 보인다. 특히 외부의 이산화탄소 분압이 가장 높았던 시기인 2008년 11월은 용천동굴 내부의 모니터링 전 지점에서 이산화탄소의 분압이 가장 높게 나타나는 시기와 일치한다. 서명석 외(2005)는 광역의 위성탐사 식생지수(Normalized Difference Vegetation Index: NDVI)를 이용한 동아시아지역에서 식생의 계절적 변화와 기후요소와의 관계에 대하여 보고한바 있다. 동아시아지역 중 한반도 남한지역의 식생지수(NDVI)는 주로 4월에서 5월 사이에 0.3에서 0.5로 급격히 증가한 후 6월에서 9월까지 0.5에

서 0.6사이로 거의 변화가 없다가 10월에서 11월 사이에 다시 0.5에서 0.3으로 작아지는 것으로 측정되었다. 즉, 우리나라의 경우 식생의 개엽에서 성장은 주로 4월과 5월 사이에 일어나고 낙엽은 10월과 11월에 발생함을 알 수 있다(서명석 외, 2005). 따라서 식생의 낙엽이 시작되는 10월부터 식생의 분해가 활발하게 일어나며, 유기물의 분해로 인해 같은 시기에 외부의 이산화탄소 분압이 높게 측정된 것으로 판단된다. 뿐만 아니라 이 시기에 유기물의 분해가 활발하게 이루어지고 있는 퇴적층을 통과한 후 동굴내부로 유입되는 동굴수 내에도 유기물의 함량 높을 것이다. 따라서 동굴 내부의 이산화탄소 분압도 외부와 같은 시기에 높게 나타나는 것이다. 이산화탄소 분압의 변화 양상이 동굴 외부와 내부가 비슷하지만, 이산화탄소 분압의 절대치는 동굴 내부가 외부에 비해 약 5배나 높게 측정되었다. 동굴의 이산화탄소 분압의 변화는 동굴과 외부환경과의 교류정도에 의해서 달라질 수 있는데 용천동굴의 이산화탄소 분압이 외부에 비해 약 5배나 높게 나타나는 것으로 용천동굴이 외부 환경과 단절되어 있다는 것을 의미한다. 그러나 계절에 따른 외부의 이산화탄소 분압과 동굴 내부의 이산화탄소 분압의 변화가 일치하는 경향을 보여, 외부에서 유입되는 유기물의 영향으로 동굴 내부의 이산화탄소 분압이 변화하는 것을 확인 할 수 있다.

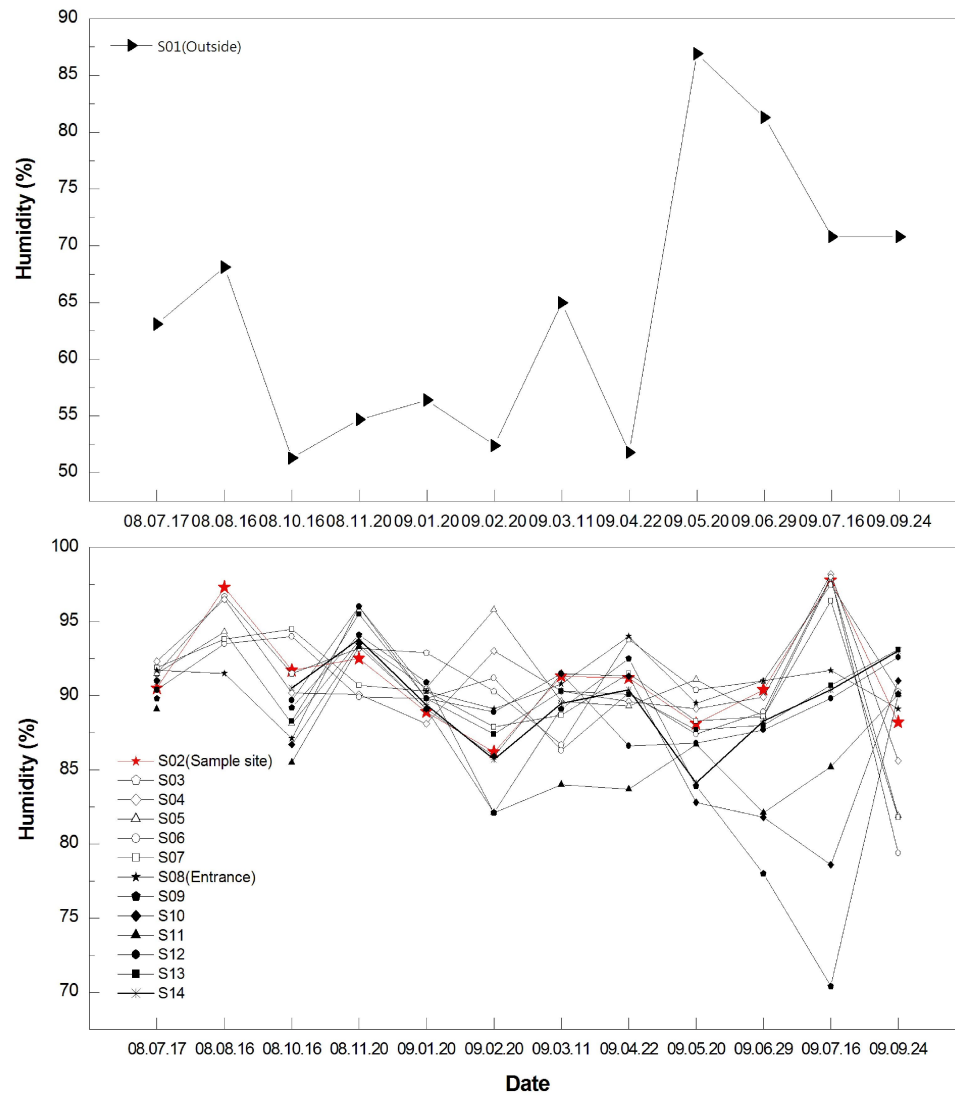


Figure 16. Humidity variations at the monitoring sites

Table 8. Humidity at the monitoring sites.

		Humidity(%)													
Date	Site	S01	S02	S03	S04	S05	S06	S07	S08	S09	S10	S11	S12	S13	S14
	(Outside)	(Sample site)							(Entrance)						
08.07.17		63,1	90,5	91,5	92,3	91,5	90,4	91,9	91,7	89,8	91,0	89,1	91,0	90,4	90,9
08.08.16		68,1	97,3	96,7	96,5	94,3	93,5	93,8	91,5						
08.10.16		51,3	91,7	91,5	90,2	88,1	94,0	94,5	87,1	89,2	86,7	85,5	89,7	88,3	90,5
08.11.20		54,7	92,5	93,2	90,1	93,7	89,9	90,7	96,0	94,1	93,5	93,3	96,0	95,5	93,8
09.01.20		56,4	88,9	92,9	88,1	90,5	89,8	90,3	90,3	90,9	89,1	89,1	89,8	89,8	89,4
09.02.20		52,4	86,2	90,3	93,0	95,8	91,2	87,9	89,1	82,1	85,9	82,1	88,9	87,4	85,7
09.03.11		65,0	91,3	86,7	90,3	89,6	86,3	88,7	90,8	89,1	91,5	84,0	91,5	90,3	89,5
09.04.22		51,8	91,2	93,8	89,6	89,3	90,2	91,5	94,0	92,5	91,3	83,7	86,6	90,1	90,4
09.05.20		86,9	88,1	90,4	89,1	91,1	87,4	88,3	89,5	83,9	82,8	86,7	86,8	87,7	84,1
09.06.29		81,3	90,4	91,0	89,9	88,6	88,9	88,6	91,0	78,0	81,8	82,1	87,7	88,0	88,3
09.07.16		70,8	97,8	97,5	98,2	97,9	98,0	96,4	91,7	70,4	78,6	85,2	89,8	90,7	90,4
09.09.24		70,8	88,2	90,3	85,6	81,9	79,4	81,8	89,1	90,1	91,0	90,1	92,6	93,1	93,0

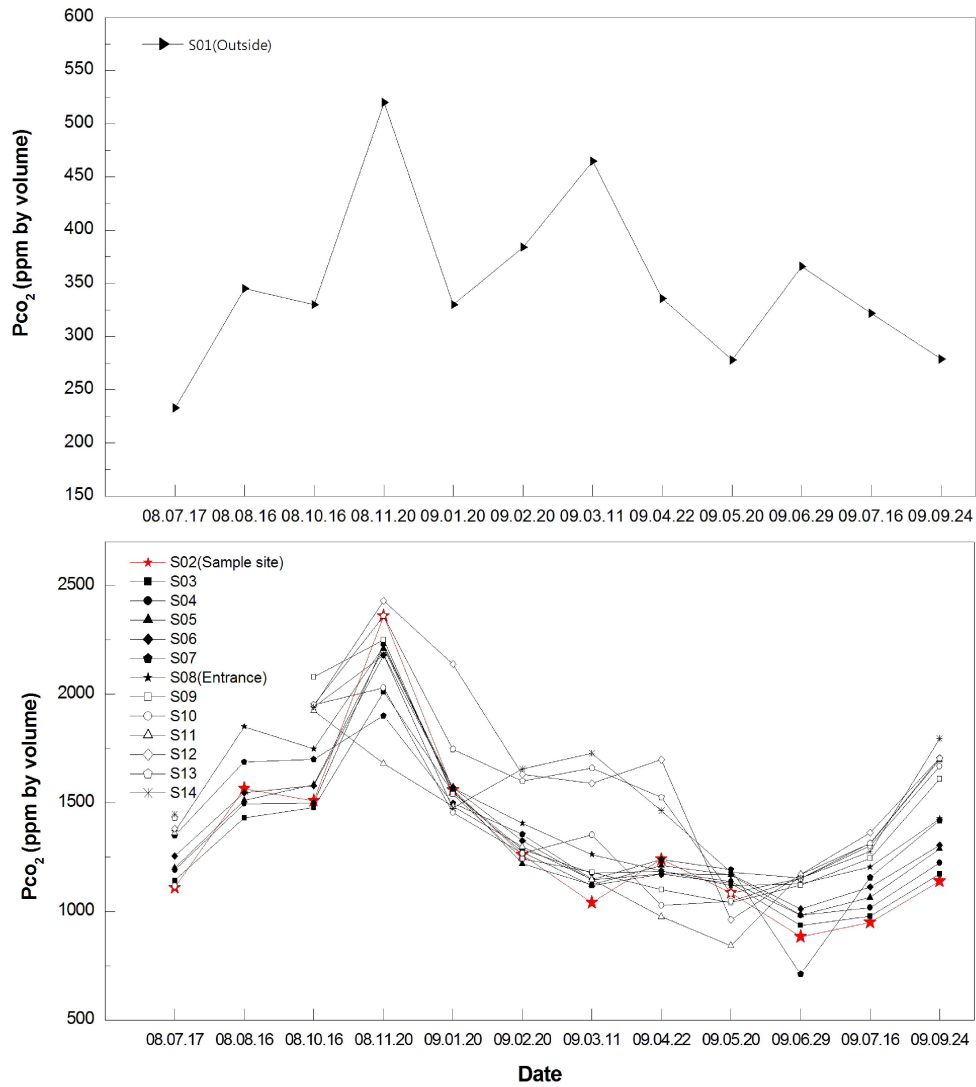


Figure 17. Partial pressure of carbon dioxide at the monitoring sites.

Table 9. Partial pressure of carbon dioxide at the monitoring sites.

		Pco ₂ (ppm by volume)													
Date	Site	S01	S02	S03	S04	S05	S06	S07	S08	S09	S10	S11	S12	S13	S14
	(Outside)	(Sample site)							(Entrance)						
08.07.17		233	1110	1143	1190	1200	1255	1350	1367	1120	1117	1360	1380	1430	1447
08.08.16		345	1565	1430	1495	1511	1545	1688	1850						
08.10.16		330	1510	1478	1498	1583	1579	1700	1748	2080	1950	1923	1945	1951	1941
08.11.20		520	2360	2010	2230	2210	2180	1900	2220	2250	2030	1680	2430	2360	2180
09.01.20		330	1560	1548	1548	1561	1571	1498	1568	1540	1455	1483	2139	1747	1476
09.02.20		384	1261	1273	1285	1219	1325	1355	1406	1242	1267	1298	1631	1600	1655
09.03.11		465	1041	1118	1177	1123	1146	1146	1262	1181	1352	1147	1589	1660	1728
09.04.22		336	1240	1171	1185	1211	1171	1239	1187	1100	1029	976	1698	1525	1463
09.05.20		278	1086	1129	1137	1168	1170	1192	1118	1040	1046	842	962	1084	1180
09.06.29		366	884	936	982	983	1012	712	1126	1120	1151	1170	1170	1152	1155
09.07.16		322	950	979	1018	1064	1113	1156	1205	1244	1303	1312	1363	1314	1277
09.09.24		279	1139	1172	1223	1289	1304	1418	1427	1611	1668	1698	1708	1704	1795

IV-2-2. 동굴수의 수온 및 pH 변화

동굴수의 모니터링은 대기의 모니터링과 같은 기간 동안 실시되었으며, 동굴수가 동굴생성물 또는 동굴 벽면의 틈을 따라 흘러서 모여 있는 곳을 선택하여 실시하였다. 2008년 8월의 경우 장마의 영향으로 동굴 내부로 유입되는 물의 양이 많아 하류지역에서는 모니터링을 실시 할 수 없었으며, 몇몇 지점의 경우 모니터링 기간 동안 동굴수가 존재하지 않아 모니터링을 실시 할 수 없었다. 상류지역의 모니터링 지점은 Y03, Y04, Y05, Y06로 총 4개 지점이며 하류지역의 모니터링 지점은 Y07, Y08, Y09로 총 3개 지점 이다(Figure 5). 동굴수와 비교를 위해 여름과 겨울에 제주도 민물의 수온과 pH를 함께 측정하였다. 제주도 민물은 여름인 2008년 8월에 16.1℃로 측정되었으며, 겨울인 2009년 1월에 4.5℃로 측정되었다(Table 10). 동굴수의 온도는 2009년 5월에 Y08 지점에서 가장 낮은 15.6℃로 측정되었으며, 2008년 10월에 Y06 지점에서 가장 높은 19.1℃로 측정되었다(Figure 18). 동굴수의 온도는 여름에 비해 겨울에 높게 나타나는 특징을 보이는데 이는 강우량이 많은 여름보다 겨울에는 외부에서 유입되는 물의 양이 적어 동굴수가 모여 있는 동안 동굴 내부의 온도에 영향을 더 크게 받기 때문으로 판단된다. 대부분의 지점에서 수온의 변화는 비슷하게 나타나며 외부 민물의 수온은 여름과 겨울 온도 차가 11.6℃ 나는 반면에 모니터링 기간 동안 동굴수의 온도 변화는 2.5℃로 큰 변화를 보이지 않는 것을 알 수 있다. 2008년 8월에 민물의 pH는 6.96, 2009년 1월은 7.8로 여름에 비해 겨울에 pH가 높게 측정되었다(Table 7). 동굴수의 pH는 2009년 4월에 Y07 지점에서 가장 낮은 6.6이 측정되었으며, 2008년 7월에 Y05, Y06, Y08 지점에서 가장 높은 8.2로 측정되었다(Figure 19). 동굴수의 pH는 계절별 변화가 뚜렷하게 나타나지는 않지만 모니터링 기간 동안 대부분의 지점에서 변화 양상이 비슷하다.

Table 10. Water temperature and pH of cave water, stream water at the monitoring.

		Temperature(℃)						
Site Date		Y03	Y04	Y05	Y06	Y07	Y08	Y09
08.07.17		16.9	16.8	16.8	16.9	16.8	16.9	17.1
08.08.16		17.2	17.4	17.5	17.7	–	–	–
08.10.16		18.0	18.3	18.7	19.1	17.3	18.7	18.8
08.11.20		18.2	18.1	18.3	18.9	–	18.2	18.2
09.01.20		–	–	17.9	18.0	–	17.9	17.1
09.02.20		–	17.1	–	17.1	–	–	16.5
09.03.11		–	16.7	17.0	16.8	16.3	–	–
09.04.22		16.0	16.3	16.4	16.4	16.2	–	16.0
09.05.20		16.1	16.2	16.3	16.3	–	15.6	16.1
09.06.29		16.7	16.6	16.6	16.6	–	16.7	16.4
09.07.16		16.9	16.8	16.9	17.1	16.7	–	16.7
09.09.24		–	18.3	18.6	18.8	–	–	18.5

		pH						
Site Date		Y03	Y04	Y05	Y06	Y07	Y08	Y09
08.07.17		8.0	8.0	8.2	8.2	7.3	8.2	7.8
08.08.16		7.6	7.1	7.8	7.9	–	–	–
08.10.16		7.3	6.8	7.5	7.6	7.3	7.4	7.5
08.11.20		7.7	7.6	7.5	7.6	–	7.5	7.6
09.01.20		–	–	7.9	8.1	–	7.4	8.0
09.02.20		–	7.6	–	7.8	–	–	7.6
09.03.11		–	7.7	7.6	7.8	6.8	–	–
09.04.22		7.3	7.3	7.5	7.3	6.6	–	7.6
09.05.20		7.5	7.3	7.6	7.5	–	7.4	7.7
09.06.29		7.6	7.4	7.3	7.7	–	7.3	7.7
09.07.16		7.6	7.6	7.8	7.7	6.8	–	7.6
09.09.24		–	7.3	7.3	7.5	–	–	7.5

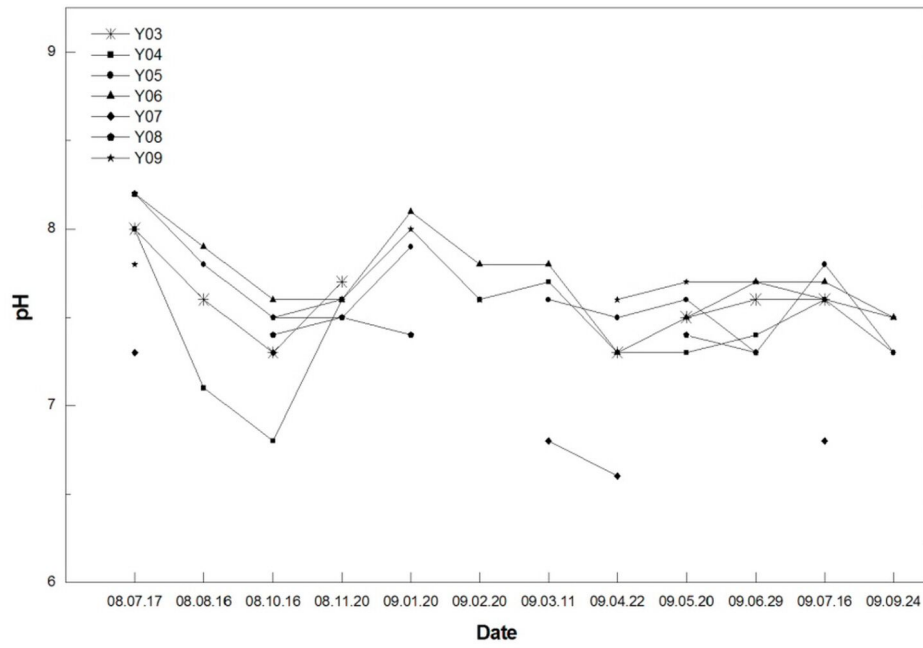


Figure 18. Water temperature variations of the monitoring sites.

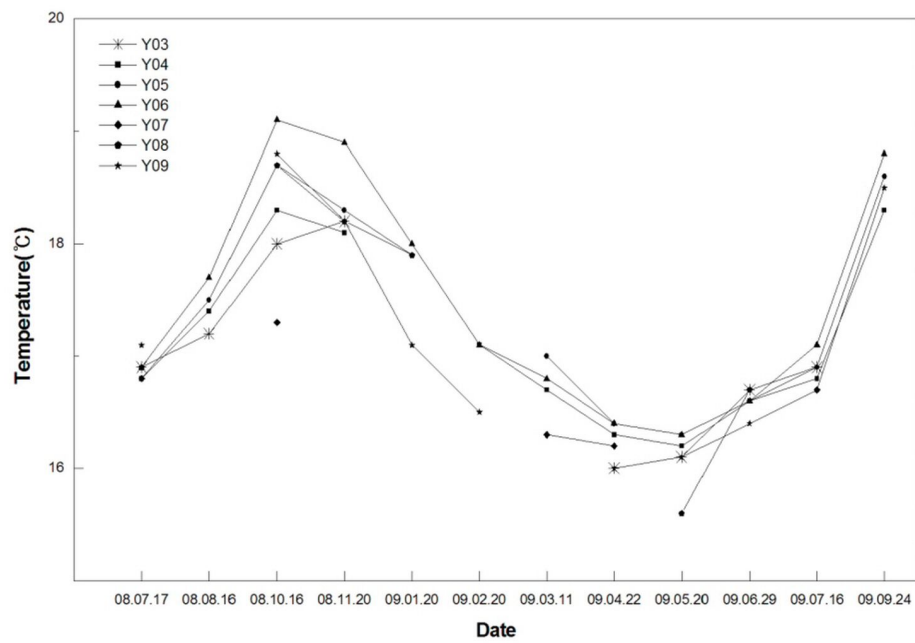


Figure 19. pH variations at the monitoring sites.

IV-2-3. 강수 및 동굴수의 산소동위원소 분석 결과

동굴수의 모니터링 지점(Y03, Y04, Y05, Y06, Y07, Y08, Y09)에서 모여 있는 동굴수를 채취하고, 동굴생성물에서 바로 떨어지는 동굴수(Y03-1, Y06-1)를 채취하여 산소동위원소 분석을 실시하였다(Figure 5). 동굴수의 산소동위원소 값의 변화 양상을 파악하기 위하여 모니터링 기간 동안에 연구지역에 내린 강수를 채취하여 산소동위원소 분석을 실시하였다. 강수의 동위원소 분석결과 여름의 경우 2007년 8월에는 -2.50‰, 2008년 8월에는 -5.53‰, 2009년 7월에는 -5.5, -5.04, -7.13‰으로 분석되었으며. 겨울에는 2007년 12월에 -5.94‰, -3.35‰, 2009년 1월에 -3.30‰, -9.17‰로 분석되었다(Table 11). 기온이 비슷한 같은 달에 내린 강수의 산소동위원소 값이 차이를 보이는 것을 확인 할 수 있었다. 특히 2009년 1월 21일에 내린 강수의 산소동위원소 값은 -3.30‰로 1월 30일에 내린 강수의 산소동위원소 값인 -9.17‰와 약 5.87‰의 큰 차이를 보인다(Table 11, Figure 20). 이는 제주도 강수의 산소동위원소 조성은 계절변화에 따른 주기적인 변화, 즉 추운계절의 동위원소 값이 고갈되어 나타나는 온도 효과를 거의 보이지 않는다는 것을 의미한다.

이광식 등(1997)은 제주도 강수의 산소동위원소 연구를 통해 제주도 강수가 계절변화에 따른 주기적인 변화를 보이지 않는다는 것을 밝힌바 있다. 연구지역에서 채취한 강수의 산소동위원소 값과 성산 기상대에서 측정한 강수량과 온도를 비교해 보았다. 강수량과 강수의 산소동위원소 값의 변화를 살펴보면 여름인 2007년 8월 28일에 강수량은 23.5mm이며, 9월 5일의 강수량은 420mm로 측정되었다. 이 시기의 강수의 산소동위원소 값은 강수량이 많았던 9월에 -7.88‰로 강수량이 적었던 8월의 -2.50‰보다 매우 고갈된 값을 보였다. 2009년 7월 7일, 7월 15일, 7월 28일에도 비슷한 특징이 나타난다(Figure 20). 이렇게 여름철 강수에는 강수량이 많아짐에 따라 동위원소 조성이 낮아지는 우량효과(amount effect)를 보여준다. 그러나 다른 시기의 경우 강수량과 강수의 산소동위원소 값이 뚜렷하게 반비례하는 경향을 보이지 않아 다른 계절에 비해 여름철에 내린 강수는 강수량에 의하여 크게 영향을 받는 것으로 판단된다. 우리나라와 같은 중위도 지방의 온난한 기후에서는 여러 가지 요인들이 강수의 동위원소 조성 변화에 복합적으로 작용하기 때문에 온도효과, 우량효과, 대륙효과 중 어느 것이 강수의 동위원소 조성을 좌우하는지를 구분하는 것

은 매우 어려운 일이다.

Table 11. Oxygen isotopic composition, air temperature and amount of precipitation at Seongsan.

Date	$\delta^{18}\text{O}_R$ (‰, SMOW)	Amount of Precipitation at Seongsan (mm)	Temperature (°C)
07.08.28	-2.50	23.5	27.0
07.09.05	-7.88	114.0	24.5
07.09.16	-9.04	420.0	24.4
07.12.12	-5.94	6.5	9.9
07.12.21	-3.35	23.5	12.7
08.08.09	-5.53	3.5	26.0
08.10.22	-4.23	75.5	20.4
09.01.21	-3.30	3.0	6.3
09.01.30	-9.17	27.0	11.2
09.02.19	-4.02	33.0	8.1
09.04.13	-8.05	46.0	16.5
09.05.20	-2.65	10.5	17.0
09.07.07	-5.50	18.0	24.2
09.07.15	-5.04	21.0	23.9
09.07.28	-7.13	90.5	23.4

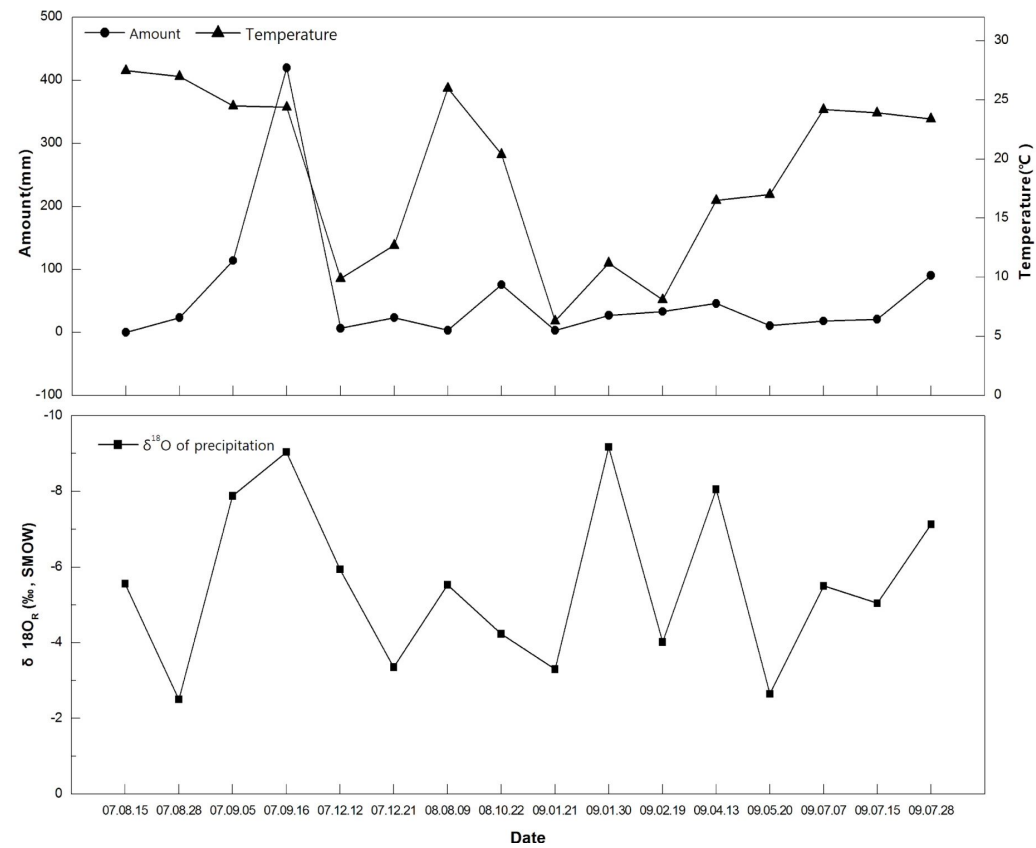


Figure 20. A) Air temperature and amount of precipitation at Seongsan. B) Oxygen isotopic composition of precipitation at Seongsan.

이와 같이 산소동위원소 값이 계절별 뚜렷한 변화를 보이지 않는 강수의 대부분은 사구퇴적물($\delta^{18}\text{O}=-1.30\sim-0.23$, $\delta^{13}\text{C}=-1.63\sim1.16$)을 통과하여 동굴 내부로 유입된다. 동굴수의 산소동위원소 값은 2008년 10월에 Y03-1 지점에서 가장 낮은 -8.11‰ , 2008년 3월에 Y04 지점에서 가장 높은 -5.72‰ 로 분석되었다(Figure 21, Table 12). 동굴수의 산소동위원소 값은 모든 지점에서 대체로 수온이 높은 2008년 10월, 11월에 낮은 값을 보이며, 수온이 낮은 2008년 7월과 2009년 2월, 7월에 높은 값을 보인다(Figure 18, Figure 21). 동굴수의 산소동위원소 값의 변화폭은 2.29‰ 로 나타난다. 연속적으로 분석이 이루어진 고여 있는 동굴수 Y06과 떨어지는 동굴수 Y06-1의 산소동위원소 값은 같은 지점에서 채취했음에도 불구하고 강수량이 적은 겨울의 경우 Y06-1 지점에 비해 Y06지점의 산소동위원소 값이 최대 1.19‰ 부화되어 나타난다. 이것은 외부에서 유입되는 물의 양이 적은 계절에 고여 있는 동굴수의 경우 증발이 일어났기 때문으로 판단된다.

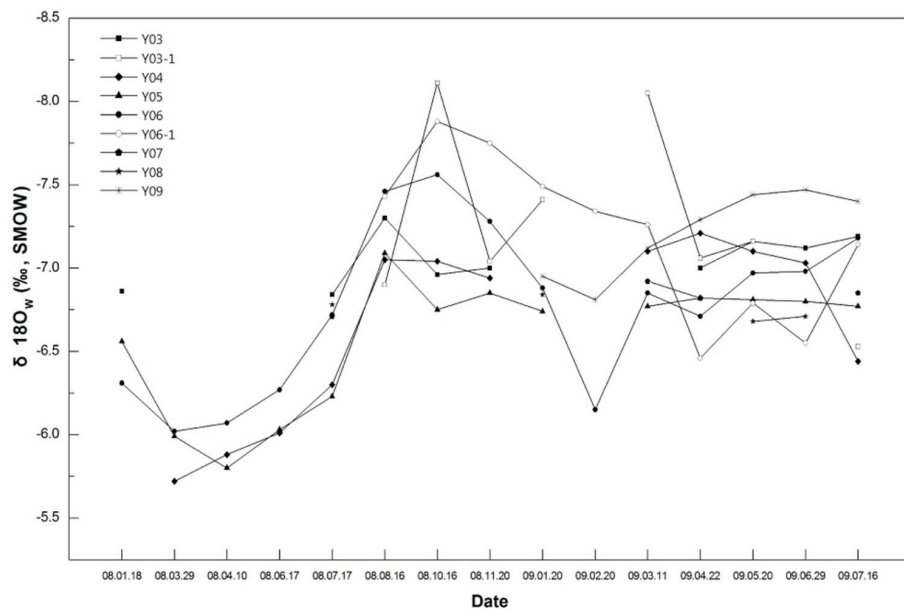


Figure 21. Oxygen isotopic composition of cave water at the monitoring sites.

Table 12. Oxygen isotopic compositions of cave water in Yongcheon.

		$\delta^{18}\text{O}_w(\text{‰, SMOW})$								
Site Date	Y03	Y03-1	Y04	Y05	Y06	Y06-1	Y07	Y08	Y09	
08.01.18	-6.86	-	-	-6.56	-6.31	-	-	-	-	
08.03.29	-	-	-5.72	-5.99	-6.02	-	-	-	-	
08.04.10	-	-	-5.88	-5.80	-6.07	-	-	-	-	
08.06.17	-	-	-6.01	-6.03	-6.27	-	-	-	-	
08.07.17	-6.84	-	-6.30	-6.23	-6.72	-	-6.71	-6.78	-	
08.08.16	-7.30	-6.90	-7.05	-7.09	-7.46	-7.43	-	-	-	
08.10.16	-6.96	-8.11	-7.04	-6.75	-7.56	-7.88	-	-	-	
08.11.20	-7.00	-7.04	-6.94	-6.85	-7.28	-7.75	-	-	-	
09.01.20	-	-7.41	-	-6.74	-6.88	-7.49	-	-6.84	-6.95	
09.02.20	-	-	-	-	-6.15	-7.34	-	-	-6.81	
09.03.11	-	-8.05	-7.10	-6.77	-6.85	-7.26	-6.92	-	-7.12	
09.04.22	-7.00	-7.06	-7.21	-6.82	-6.71	-6.46	-6.82	-	-7.29	
09.05.20	-7.16	-7.16	-7.10	-6.81	-6.97	-6.79	-	-6.68	-7.44	
09.06.29	-7.12	-	-7.03	-6.80	-6.98	-6.55	-	-6.71	-7.47	
09.07.16	-7.19	-6.53	-6.44	-6.77	-7.18	-7.14	-6.85	-	-7.4	

IV-3. 석순(YC-02) 분석결과

IV-3-1. 조직적 특징과 연령측정

채취한 석순은 중유석으로부터 물이 떨어지는 지점에서 형성된 것으로 석순의 상부가 편평한 형태를 보이는 평정석순이며, 길이는 6.8cm이다. 박편을 통해 관찰된 석순은 방해석으로 이루어지며 성장선에 수직으로 발달한 주상조직을 보인다(Figure 22). 주상으로 성장한 방해석 결정들은 전 구간에서 길쭉하게 주상의 형태를 잘 유지하면서 성장하였다(Figure 22-B, C). 방해석 결정 내에 많은 유체포유물이 포함되어 성긴 주상조직을 보이는 Phase A와 유체포유물이 거의 포함되지 않아 조밀한 주상조직을 보이는 Phase B로 구분된다(Figure 22). 석순의 상부에서부터 51.13mm, 즉 0~51.13mm 구간은 성긴 주상조직을 보이는 Phase A로 이루어져 있다. 51.13~54.30mm 구간은 Phase B로 이루어져 있으며, 짧은 구간이지만 조직이 뚜렷하게 변하는 특징을 보인다. 54.30~55.71mm 구간은 다시 성긴 주상조직을 보이는 방해석으로 이루어진 Phase A가 나타나며, 55.71mm 이상 구간은 Phase B로 이루어져 있다(Figure 22-A). 석순 절단면에서 흰색을 띠는 연성장선이 박편 상에서는 상부에서 하부에 이르기까지 갈색으로 뚜렷하게 관찰된다(Figure 7, Figure 23). 2008년 7월부터 2009년 9월까지 일년동안 동굴 내부와 외부에서 이산화탄소 분압을 측정한 결과 식생의 낙엽이 지는 시기인 11월에 이산화탄소분압이 다른 시기보다 높게 측정되었다. 또한 동굴 내부와 외부의 이산화탄소분압의 절대값은 약 5배 이상 차이를 보이지만 계절적인 변화 양상은 비슷하게 나타났다. 이러한 이유는 외부에서 11월에 식생의 낙엽이 지면서 유기물의 분해가 활발하게 일어나며 이산화탄소분압이 높아지며, 이렇게 분해된 유기물이 비슷한 시기에 강수에 의해 동굴내부로 유입되어 분해되기 때문이다. 따라서 성장선은 유기물의 유입이 다른 계절에 비해 상대적으로 많으며 강수량이 적은 겨울에 형성되는 것으로 판단된다. 2008년 1월에 채취한 석순의 박편관찰 결과 석순의 최상부에서 뚜렷한 성장선이 관찰되어 성장선이 겨울에 형성됨을 확인 할 수 있었다. 성장선은 외부에서 유입되는 물의 양이 적은 겨울에 형성되는 반면, 성장선 사이의 방해석 결정은 외부에서 유입되는

물의 양이 많은 시기에 주로 형성된 것으로 판단된다(Figure 23-A). 다른 석순에 비해 성장선이 뚜렷하게 관찰되고 석순의 성장선은 겨울에 형성되었을 것으로 판단되기 때문에 성장선의 개수를 세어 연령을 측정하였다. 성장선의 개수는 248개로 이 석순의 최하부의 연령이 AD 1761년이라는 것을 지시한다. 박편에서 성장선 사이의 간격이 다른 구간에 비해 넓거나 좁은 구간이 특징적으로 관찰됨에 따라 매년 석순의 성장률을 알아보기 위하여 성장선 사이의 간격을 측정해 보았다(Figure 24). 석순의 상부에서부터 51.64mm 구간까지의 성장선 사이의 간격은 평균 0.38mm로 측정되었으며, 성장선이 뚜렷하게 관찰되기는 하나 연속적이지 않은 부분이 관찰된다. 51.64~54.30mm 구간은 평균 0.13mm로 측정되었으며 성장선이 연속적으로 관찰된다. 평균 성장선 사이의 간격이 0.48mm인 54.30~56.51mm 구간에서는 연속적이지 않은 성장선이 관찰되며, 성장선 사이의 간격이 평균 0.14mm로 측정된 56.51mm 이상 구간은 뚜렷하게 연속적인 성장선이 관찰된다. 석순의 상부에서 하부로 가면서 성장선 사이의 간격은 넓은 구간에서 좁은 구간으로 다시 넓은 구간에서 좁은 구간으로 크게 네 구간에 걸쳐 변화한다(Figure 24). 특징적으로 51.70~51.82mm 구간에서는 성장선 사이의 간격이 0.02mm로 다른 성장선 사이의 간격에 비해 조밀하게 나타나는 성장선 7개가 밀집되어 관찰된다(Figure 23-B, Figure 24). 성장선 사이 간격의 평균값이 변화하는 각 지점은 방해석 결정의 조직이 변화하는 지점과 비슷하게 나타난다(Figure 23).

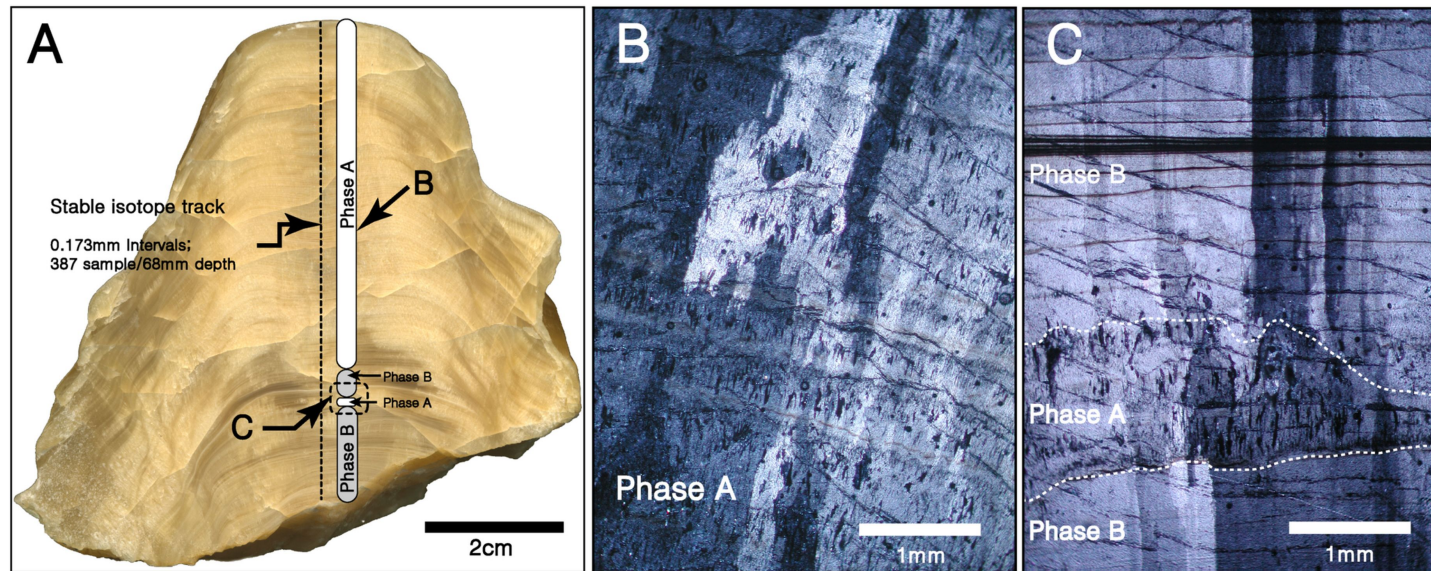


Figure 22. Vertical section of the stalagmite YC-2 and photographs of thin sections. A) Slab photograph of the transverse section of the stalagmite and sampling points. Dashed lines indicate stable isotope track (0.17mm intervals). B) Photomicrograph showing stalagmite texture. Largely elongated columnar calcite in Phase A. C) Largely elongated compact columnar calcite with straight crystal boundaries in Phase B.

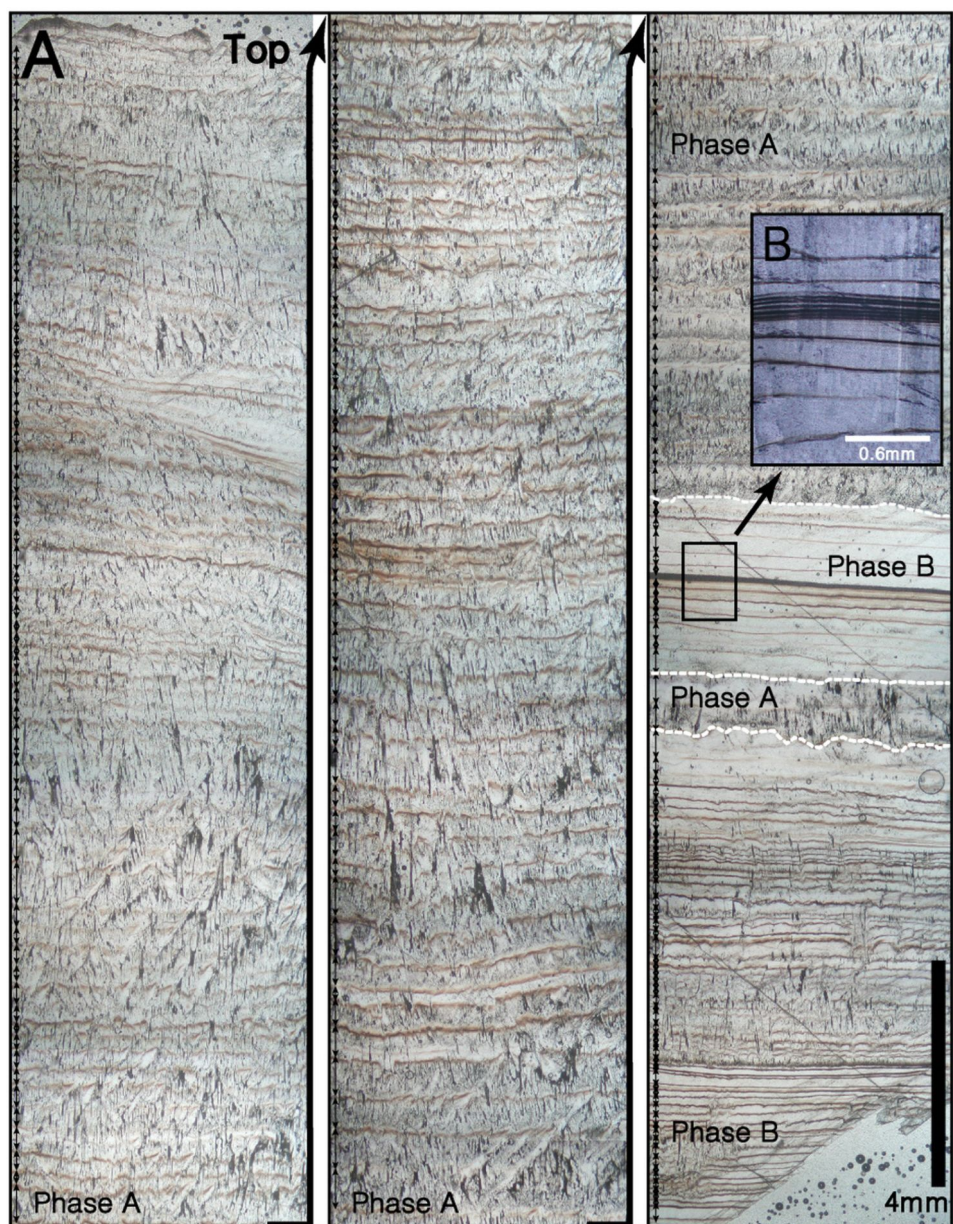


Figure 23. Thin section photomicrographs of the YC-2 stalagmite. A) Numerous growth laminae present within the column. B) Close-up photograph of boxed areas in A showing narrow spacing between growth laminae.

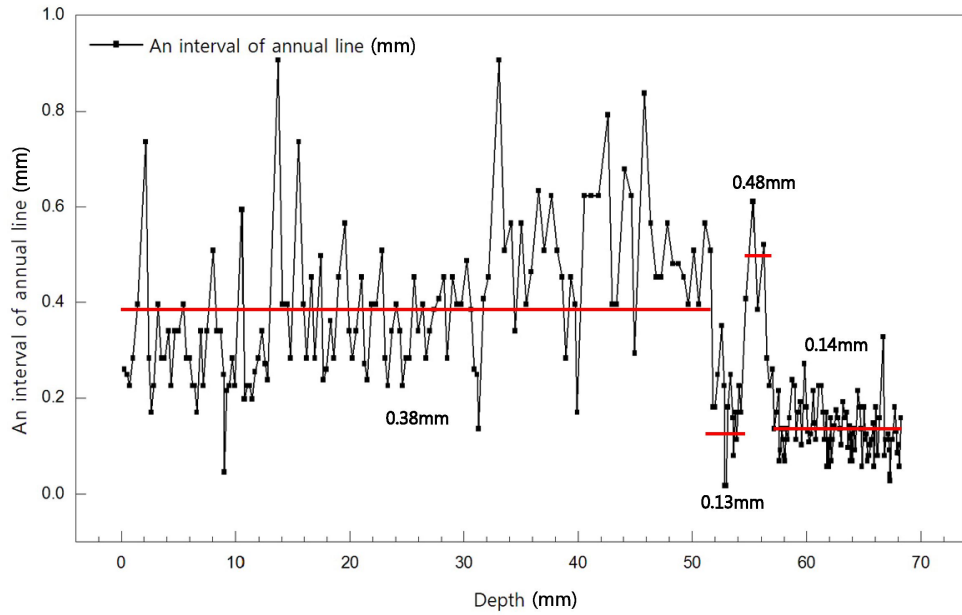


Figure 24. Variations of the spacing between growth laminae in YC-02 stalagmite.

IV-3-2. 안정동위원소 분석 결과

석순의 상부에서부터 약 0.17mm 간격으로 387개의 분말시료를 채취하여 안정동위원소 분석을 실시하였다. 산소동위원소 값은 $-8.67 \sim -5.17\text{‰}$ (PDB)의 범위를 보이며, 탄소동위원소 값은 $-10.95 \sim 0.42\text{‰}$ 의 범위를 보인다(Figure 25). 탄소동위원소 값의 최소값과 최대값은 -11.3‰ 의 차이를 보이며, 석순의 하부에서 상부로 갈수록 고갈되는 경향성을 보인다(Figure 25). 탄소동위원소 값은 변화하는 양상에 따라 크게 세 구간으로 구분하였다. 다른 구간에 비해 고갈된 값을 보이는 0.00~52.40mm 구간을 Stage I, 탄소동위원소 값이 급격하게 변하는 52.40~62.68mm 구간을 Stage II, 다른 구간에 비해 탄소동위원소 값이 부화되어 나타나는 62.68~68.20mm 구간을 Stage III로 크게 세 구간으로 구분하였다. Stage I의 탄소동위원소 값은 1.94mm에서 탄소동위원소 값이 -10.98‰ 로 가장 낮은 값을 보이며, 이 구간의 평균값은 -9.09‰ 로 다른 구간에 비해 고갈된 값을 보인다. Stage II는 54.40mm에서 -6.75‰ 로 가장 고갈된 값을, 62.68mm에서 -0.62‰ 로 가장 부화된 값을 보여, 석순의 상부에서 하부로 가면서 탄소동위원소 값이 부화되는 경향을 보인다

다. StageⅢ은 63.57mm에서 -3.30‰ 로 가장 낮은 값을, 64.49mm에서 0.42‰ 로 가장 높은 값을 보이며, 평균값이 -1.74‰ 로 Stage I 보다 7.35‰ 부화된 값을 보인다. Stage I 과 StageⅢ의 평균값은 뚜렷한 차이를 보이며 StageⅡ는 다른 구간에 비해 탄소동위원소 값의 변화가 크게 나타나는 특징을 보인다.(Figure 25). 전 구간에 걸쳐 뚜렷한 변화를 보이는 탄소동위원소 값에 비해 산소동위원소 값은 $-8.67\sim-5.17\text{‰}$ (PDB)의 범위를 보이며, 석순의 하부에서 상부로 가면서 뚜렷한 변화를 보이지 않지만 전반적으로 소규모의 변동주기를 보인다. 소규모의 주기적인 변화는 비교적 짧은 주기로 값의 증가와 감소를 반복한다. 그러나 탄소동위원소 값이 다른 구간에 비해 크게 고갈되는 Stage I 의 평균 산소동위원소 값이 -6.70‰ 로 Stage Ⅲ의 평균 값인 -7.22‰ 보다 부화된 값을 보인다(Figure 25).

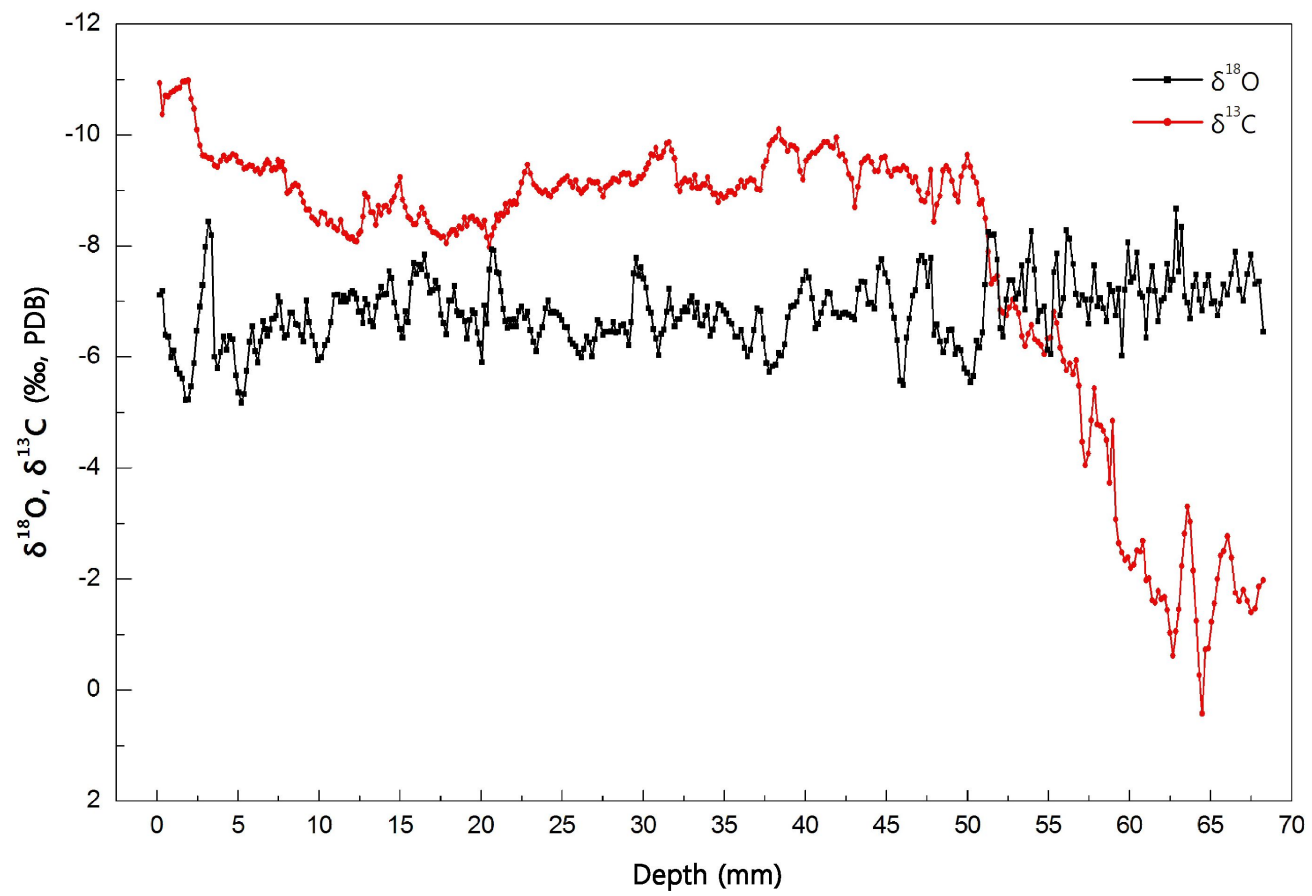


Figure 25. A plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values versus the distance from the base of the sample.

V. 토 의

V-1. 사구의 형성

V-1-1. 사구퇴적물의 기원지

연구지역 내에 분포하는 사구의 절개면을 관찰한 결과, 사구퇴적층 내에 산발적으로 포함되어 있거나, 수평층리를 이루고 있는 육상 달팽이를 관찰 할 수 있다. 산발적으로 포함되어 있는 육상 달팽이 패각의 경우 사구가 형성되는 지역에서 서식하다 죽은 후에 퇴적된 것으로 생각되며, 수평층리 내에서 관찰되는 육상 달팽이는 사구가 형성되는 지역에서 멀리 않은 곳에서 서식하던 육상 달팽이가 죽은 후에 바람이나 지표수에 의해 재 이동되어 퇴적된 것으로 생각된다(Figure 8). 이렇게 바람에 의해 퇴적된 사구퇴적물의 기원지를 규명하기 위하여 사구와 인접해 있는 김녕해수욕장의 해변퇴적물과 당처물동굴 주변의 해변퇴적물을 채취하여 사구퇴적물과의 구성성분과 평균입도를 비교하였다.

김녕해수욕장 해변퇴적물 평균입도는 0.28mm로 중립질 샌드로 구성되어있다. 김녕해수욕장을 따라 발달해 있는 GY1, GY2 사구의 평균입도의 범위는 0.09~0.33mm, 0.07~0.47mm 로 극세립 샌드 크기의 입자는 고토양의 입도를 나타내며, 탄산염퇴적물은 주로 중립질 크기의 입자로 이루어져 있어 해변퇴적물의 평균입도와 비슷한 크기의 입자로 구성되어 있다(Table 1, Figure 9). 당처물동굴 주변 해변퇴적물의 평균입도는 0.34mm로 중립질 샌드 크기로 구성되어 있다. DC1, DC2 사구의 평균입도가 0.16~0.54mm, 0.06~0.50mm의 범위로 극세립 샌드 크기의 입자는 고토양을 나타내며, 두 사구의 탄산염퇴적물 입자의 크기 또한 당처물동굴 주변 해변퇴적물의 평균입도와 비슷한 크기의 입자로 구성되어 있다. 이와 같이 연구지역 내에 발달한 해변에서 채취한 퇴적물과 고토양을 제외한 대부분의 사구퇴적물의 입자크기가 대체로 중립질 샌드크기이다. 따라서 김녕해수욕장을 비롯해 연구지역에 위치한 해변 탄산염퇴적물 중 중립질 샌드 크기의 입자들이 우세하게 재 이동되어 사구를 형성하였을 것으로 생각된다.

김녕해수욕장 해변퇴적물 구성성분의 함량은 연체동물 29%, 홍조류 35%, 유공충 8%, 성게류 16%, 태선동물 2%, 그 외의 비탄산염 성분 13%이다. GY1, GY2 사구의 구성성분은 김녕해수욕장 해변퇴적물의 구성성분과 함량의 차이는 있지만, GY1 사구의 경우 연체동물이 24~36%, 홍조류가 28~43% 차지하고, GY2 사구의 경우 연체동물이 33~40%, 홍조류가 29~39%를 차지하여 연체동물과 홍조류가 구성성분 중 가장 많은 양을 차지한다는 특징은 일치한다. 당처물동굴 주변 해변의 퇴적물은 연체동물 33%, 홍조류 40%, 유공충 12%, 성게류 7%, 태선동물 3%, 비탄산염 입자 5% 로 구성되어 있으며, 이와 같이 연체동물과 홍조류의 합계 함량이 전체 구성성분 중 약 70%를 차지하는 특징은 DC1, DC2 사구의 탄산염퇴적물에서도 나타난다.

사구 탄산염퇴적물을 주로 이루고 있는 입자의 크기와 구성성분이 주변의 해변 퇴적물을 이루고 있는 탄산염퇴적물의 입자크기와 비슷하며 구성성분 또한 비슷한 양상을 보인다. 뿐만 아니라 사구 퇴적층 내에서는 육상 달팽이 패각이 포함되어 있는 수평층리가 관찰된다. 이러한 특징으로 연구지역의 사구는 김녕해수욕장 해변과 당처물동굴 주변 해변에서 생성되고 퇴적되었던 탄산염퇴적물이 일차적으로는 해변에 쌓여 있다가 그 후 바람에 의해 재 이동되어 현재 사구의 위치에 재퇴적된 것이라고 추정할 수 있다.

V-1-2. 사구의 형성

GY1, GY2, DC1, DC2 사구에서 관찰되는 고토양의 절대연령은 4개 사구 모두 최하부에서 상부로 갈수록 절대연령이 젊어지는 특징을 보인다. 4개 사구에서는 기반암 바로 위에 나타나는 최하부 고토양층을 관찰할 수 있었다. 최하부 고토양층의 연령은 연구지역의 북동쪽에 위치한 GY1 사구는 약 4310년 BP, DC1 사구는 4210년 BP으로 측정되었으며, 이보다 내륙에 위치한 GY2 사구는 2640년 BP, DC2 사구는 1970년 BP으로 측정되었다(Figure 11). 고토양 내에는 탄산염입자가 관찰되며 입자의 크기가 극세립에서 세립으로 중립질 샌드 크기의 사구 탄산염퇴적물의 입자보다 작은 것을 알 수 있다. 이러한 특징을 보이는 이유는 탄산염퇴적물이 퇴적된 사구 층 위에 육상식물이 서식하면서 토양층 내에서 생성되는 유기산의 영향으로 탄산염입자가 용식작용으로 크기가 작아졌기 때문이다.

용천동굴 주변의 사구와 당처물동굴 주변 사구에서 각각 해안가에 위치한 사구와 보다 내륙에 위치한 사구의 최하부 고토양의 연령을 비교해 본 결과 내륙에 위치한 사구의 최하부 고토양의 절대연령이 젊게 측정되었다. 이것은 해변에서 탄산염퇴적물이 바람에 의해 운반되어 토양층 위에 퇴적될 때, 해변에 가까운 사구의 위치에 먼저 퇴적되고 사구가 적당히 발달한 후에 좀 더 내륙 쪽에 위치하는 사구로 이동되어 퇴적되었기 때문이다. 결과적으로 해안가에 위치한 GY1 사구는 약 4310년 BP 경, DC1 사구는 4210년 BP 경에 사구가 형성되기 시작하였고, 보다 내륙에 위치한 GY2 사구는 2640년 BP 경, DC2 사구는 1970년 BP 경에 형성되었다고 할 수 있다. 또한 GY1, GY2, DC1, DC2 사구 퇴적층 내에서는 각각 1매, 2매, 2매, 1매의 고토양 층이 관찰된다. 이러한 고토양층은 하부에서 상부로 가면서 절대연령이 젊게 측정되었으며, 해변가에 위치한 GY1 사구 내의 고토양의 연령은 약 1510년 BP로 DC1 사구 내의 고토양의 연령 1670 BP와 대비된다. 내륙에 위치하는 GY2 사구 내의 고토양의 연령은 1930년 BP, 900년 BP, 150년 BP로 DC2 사구 내에서 관찰되는 고토양의 연령 870년 BP와 대비된다. 해변과 내륙에 위치한 사구 내의 고토양이 연령적으로 대비되는 특징을 보이는 것은 고토양의 발달이 식생의 발달과 연관이 있으며 이는 토양층의 형성이 제주도의 동북부 기후변동과 밀접하게 관련되어 있기 때문으로 판단된다.

사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물의 절대연령은 최하부에서 상부로 갈수록 연령이 젊어지는 특징을 보이지 않으며 오히려 상부에 퇴적되어 있는 탄산염퇴적물의 연령이 오래되어 연령 역전현상을 보이기도 한다. 이러한 연령 역전현상은 다음과 같이 설명되어 질 수 있다.

이 연구지역의 경우에는 사구가 형성되어 있는 지점에서 북서쪽으로 약 2km 정도 떨어져 있는 곳에 해변이 형성되어 있으며, 이들 해변에서 형성된 탄산염퇴적물들이 바람에 의해 운반되어 이곳에 퇴적된 것으로 판단된다. 김녕해수욕장과 당처물동굴 주변의 해안에서는 현재에도 많은 탄산염퇴적물이 생성되어 해변을 이루고 있다. 연구지역은 1년 내내 매우 따뜻한 기온분포를 보이고 있으며, 또한 주변에는 내륙으로부터 내려오는 강의 발달이 많지 않아 쇄설성퇴적물의 유입도 거의 없는 상태이다. 이러한 환경은 탄산염의 각질을 형성하는 생물들의 서식에 매우 좋은 조

건이며, 따라서 김녕해수욕장을 비록하여 연구지역 주변의 해변에서는 과거에서부터 현재에 걸쳐 탄산염 각질을 형성하는 생물들이 풍부하게 서식하고 있을 것으로 예상할 수 있으며, 이러한 영향으로 많은 양의 탄산염퇴적물을 공급할 수 있었던 것으로 생각된다. 따라서 약 6000년 BP의 시기 이후에도 많은 양의 탄산염퇴적물이 김녕해수욕장과 당처물동굴 주변 해변 앞 천해에서 형성되었으며, 이 퇴적물들이 일차적으로는 해변에 쌓여 있다가 그 후 바람에 의해 재 이동되어 현재 사구의 위치에 재퇴적된 것이라고 추정할 수 있다. 퇴적물이 재 이동되는 과정에서 조금 오래된 퇴적물과 그보다는 최근에 형성된 퇴적물이 서로 섞이게 되며, 또한 같은 시기에 형성된 퇴적물일 경우에도 입자의 크기에 따라 운반되는 정도, 즉 퇴적되는 위치가 서로 다를 수 있다(우경식과 김진경, 2005). 따라서 사구 내의 한 지점의 탄산염퇴적물의 경우에도 다양한 종류와 다양한 시기에 형성된 탄산염퇴적물들이 퇴적되어 있다고 생각할 수 있다. 탄산염퇴적물의 절대연령을 분석할 때에는 퇴적물을 그대로 전암 분석하기 때문에, 각 시료 내에는 다양한 탄산염퇴적물의 평균값을 나타내게 된다. 이러한 이유로 인해 이 연구에서처럼 한 사구의 최하부층과 최상부층의 탄산염퇴적물의 연령이 역전되어 나타나는 것이 충분히 일어날 수 있는 현상이라고 할 수 있다. 따라서 비록 절대연령은 역전되어 나타나지만, 최하부층이 가장 오래 전에 퇴적된 것이며 그 후에 최상부 쪽으로 차례로 퇴적된 것이라고 해석해야 할 것이며, 탄산염퇴적물이 기원지에서부터 재 이동되어 퇴적되는 과정에서 서로 교란되어 연령의 역전현상을 보이는 것이라고 할 수 있다. 이러한 특징을 보이는 네 사구의 탄산염퇴적물의 연령은 주로 약 2900~3600년 BP, 4700~4900년 BP, 그리고 5400~6000년 BP의 연령대를 보인다.

한반도 지역의 해수면 변화에 대한 연구는 탄성과 탐사 자료와 퇴적물 시료의 층서 및 퇴적환경을 이용하여 수행되거나(Suk, 1989; Park et al., 1990; Yoo and Park, 2000; 유동근 외, 2004; 우경식과 김진경, 2005), 해안지역에 발달한 퇴적층에 대한 퇴적상과 미화석, 화학분석 자료 등을 이용하여 수행된 바 있다(황상일, 1998; 황상일과 윤순옥, 2002; 남승일 외, 2003; 손영관 외, 2004). 이들의 연구에 의하면 마지막 최대 빙하기(Last Glacial Maximum)동안에는 해수면이 현재보다 약 120~130m 낮았으며, 이후로 급격하게 상승하여 약 6000 BP에는 거의 현재 수준에 도달

한 것으로 알려져 있다(Suk, 1989; Min, 1994; 유동근 외, 2004). 이와 같이 마지막 최대빙하기 이후에 해수면이 현재와 같이 상승된 지점이 약 6000년 BP인 것을 고려하면 해수면이 현재와 같은 위치로 되면서 제주도 주변에 탄산염퇴적물이 형성되기 시작한 것으로 생각 할 수 있다. 또한 사구를 이루는 탄산염퇴적물의 연령이 세 연령대(2900~3600년 BP, 4700~4900년 BP, 5400~6000년 BP)로 구분되는 것은 매우 특이한 사실이며, 이에 대한 추가적인 조사가 필요한 것으로 판단된다.

V-2. 외부환경에 따른 석순(YC-2)의 지화학적 특징

모니터링 기간 동안에 동굴 외부의 온도 변화는 최대 26.5℃로 측정되었지만 내부의 온도 변화는 5.8℃로 안정된 상태를 유지했으며, 습도와 이산화탄소의 분압은 외부에 비해 높으며 계절별 큰 차이를 보이지 않았다. 이 결과는 용천동굴이 외부 환경의 영향을 거의 받지 않는 안정된 환경이라는 것을 의미한다. 이러한 환경에서 형성된 석순은 성장하는 동안 외부의 환경을 잘 반영 할 것으로 판단된다. 용천동굴 상부에 퇴적되어 있는 고토양의 연령 측정결과 약 4310년 BP로 이 시기부터 연구지역 해빈퇴적물이 용천동굴이 위치한 내륙으로 재 이동되어 퇴적되었으며, 고기후 연구를 위하여 석순(YC-2)을 채취한 지점의 상부에 위치하는 것으로 판단되는 GY2 사구는 약 1970년 BP부터 퇴적되었다(Figure 11). 동굴 상부에 퇴적되어 있는 생물기원의 탄산염입자로 구성된 사구퇴적물은 강수와 토양 내의 여러 산에 의해 용해되어 동굴 내로 칼슘이온과 탄산이온을 공급하고, 그 결과로 용암동굴인 용천동굴과 주변의 당처물동굴 내에는 석회동굴에서 나타나는 탄산염광물로 이루어진 동굴생성물이 나타나며, 현재도 성장하고 있다(우경식 외, 2000; 우경식 외, 2004, Figure 26). 따라서 용천동굴의 상류지역에서 채취한 석순의 지화학적 분석 결과는 동굴의 상부에 퇴적되어 있는 사구퇴적물의 지화학적 특징, 연구지역의 식생, 동굴 상부에서 일어나는 기후변화 등의 영향을 받을 것이다(우경식 외, 2004; Frumkin, A. et al., 2008). 석순(YC-2)을 채취한 지역의 상부에 퇴적되어 있는 GY2 사구의 탄산염퇴적물 구성입자의 평균 함량은 연체동물이 36%, 홍조류가 34%, 저서성 유공충이 12%, 성게류가 6%, 태선동물이 2%로 연체동물의 함량과 홍조류의 함량이 약 70%로 대부분을 차지한다. 구성성분별 함량을 적용하여 GY2 사구 탄산염퇴적물의 평균 안정동위원소 값을 구한 결과 산소동위원소 값은 -0.17‰, 탄소동위원소 값은 0‰을 보인다.

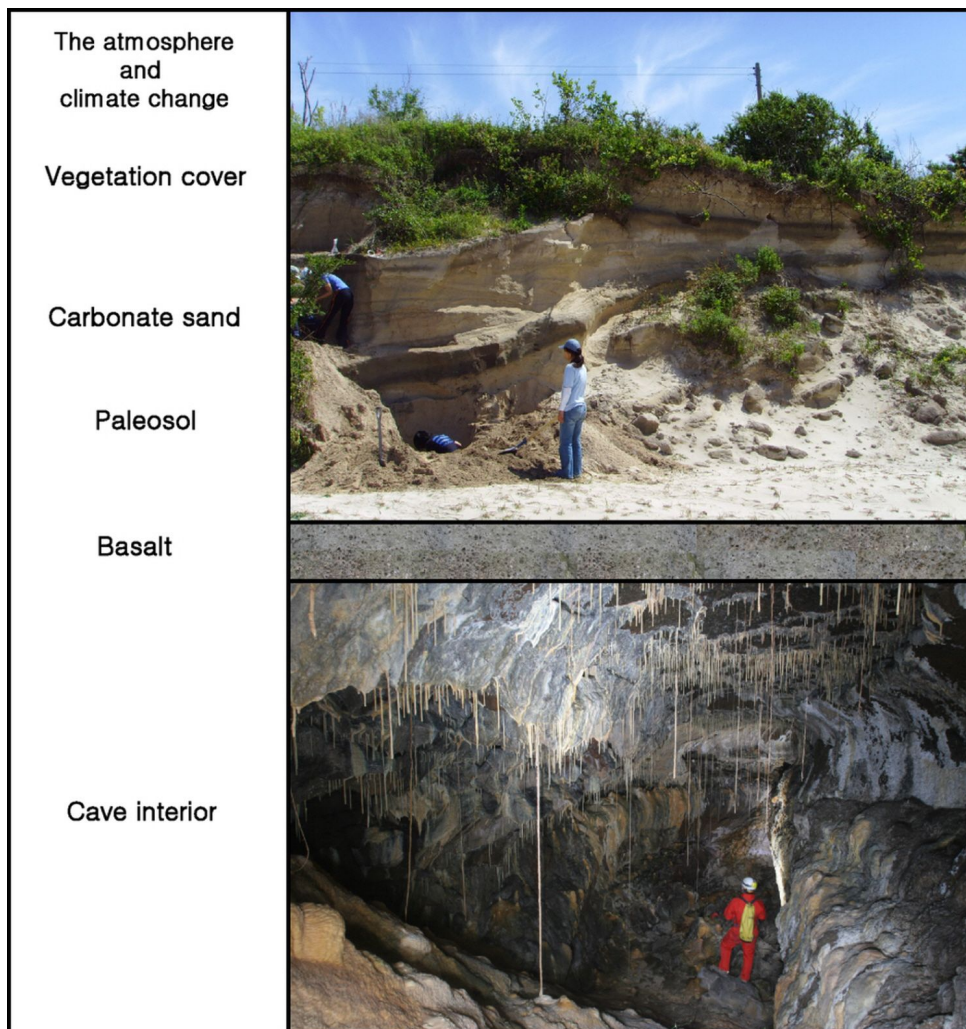


Figure 26. Ideal setting for Yongcheon Cave research.

사구를 통과하여 동굴 내부로 유입는 동굴수의 대부분은 강수다. 모니터링 기간 동안 강수의 산소동위원소 값은 뚜렷한 계절적인 변화를 보이지 않았으며, 여름 강우의 경우에만 우량효과에 영향을 받는 것으로 나타났다. 용천동굴에서 채취한 석순은 같은 계절에도 산소동위원소 값이 큰 변화 폭을 보이는 강수가 사구퇴적물을 통과하면서 탄산이온과 칼슘이온을 유입하여 형성되었다. 강수와 사구퇴적물의 산소동위원소 값이 반영되어 석순이 형성되었기 때문에 석순의 산소동위원소 값이 전 구간에 걸쳐 뚜렷한 변화를 보이지 않는 것으로 판단된다. 석순의 산소동위원소 값에 비해 탄소동위원소 값은 하부에서 상부로 가면서 고갈되는 뚜렷한 변화를 보인다. 탄소동위원소 값은 동굴 상부의 사구퇴적물, 식생의 변화, 사구 내 강수의 체류 시간, 동굴의 대기 상태 등의 영향을 받는다. 사구퇴적물의 탄산염입자의 평균 탄소동위원소 값은 0%, 고토양 내에 포함되어 있는 유기물의 탄소동위원소 값은 -23.3 ~ -18.7‰(PDB)의 범위를 보인다. 토양 내 유기물의 탄소동위원소 값의 변화는 C₃와 C₄ 식물 비에 영향을 받으며, C₃와 C₄ 식물의 상대적인 양의 변화는 대기의 이산화탄소 분압, 온도, 강수량과 같은 과거의 기후변화에 영향을 받는다고 알려져 있다(Cayot and Lichtfouse, 2001; Liu, et al., 2005). C₃ 식물의 탄소동위원소 값은 -35 ~ -22‰의 범위를 보이며, 평균 -27‰의 값을 갖고, C₄ 식물은 -14 ~ -9‰의 탄소동위원소 값의 범위를 보이며, 평균 -13‰의 값을 갖는다(Farquhar et al. 1989, Tieszen and Boutton, 1989). 제주도의 식생은 대부분 C₃ 식물로 이루어져 있다고 알려져 있으며, 식생의 발달로 인해 형성된 사구 내의 고토양의 유기물의 탄소동위원소를 분석한 결과 -23.3 ~ -18.7‰로 C₄ 식물도 서식하긴 했지만 대체로 C₃식물이 서식해 왔음을 뒷받침해 준다(Figure 12). 주로 C₃식물로 이루어진 식생은 현재도 사구퇴적층 상부에 발달해 있다. 지리적 위치에 따라 차이는 있으나 식생의 계절 변화(개엽, 성장, 낙엽)는 기온과 강수의 계절변화와 밀접하게 관련되어 있다(서명석 외, 2005). 특히, 우리나라의 경우 식생이 거의 없는 대도시 일부를 제외하고는 식생의 계절적 변화와 기온과의 상관 계수가 0.7 이상으로 높게 나타나고 있다(서명석 외, 2005). 따라서 사구퇴적층의 산소동위원소 값뿐만 아니라 기후에 따라 변하는 식생의 발달 정도에 의해 석순의 탄소동위원소 값이 조절되었을 것이다. 식생의 발달이 활발한 시기에는 식생이 갖는 고갈된 탄소동위원소 값의 영향을 받은 동굴수

가 동굴 내부로 유입되어 석순을 형성한다. 따라서 이러한 외부의 영향을 받아 형성된 석순의 탄소동위원소 값은 $-10.90 \sim 0.42\%$ 의 범위를 보인다.

석순의 탄소동위원소 값은 평균 0%의 값을 보이는 GY2 사구의 탄산염퇴적물의 탄소동위원소 값과 평균 21.2%의 범위를 보이는 곶자왓 유기물의 탄소동위원소 값의 범위 내에서 변한다. 이러한 변화는 석순의 탄소동위원소 값이 식생 발달과 사구퇴적물 내의 강수의 체류시간 등에 의해서도 조절되기 때문이다. 용천동굴 석순의 산소동위원소 값을 이용한 제주도의 고기후 해석을 위해서는 제주도의 강수와 동굴 내부에서 모니터링을 보다 체계적으로 실시해야 할 것이다. 그러나 석순의 탄소동위원소 값은 사구퇴적물, 강수의 체류시간, 식생의 변화에 영향을 받아 뚜렷한 변화를 보여 제주도의 고기후를 해석하는데 유할 것으로 판단된다.

V-3. 석순(YC-2)의 조직을 이용한 고기후 유추

석순에서 관찰되는 연성장선(annual growth laminae)은 동굴생성물을 이용한 연구에서 보다 고해상도의 고기후를 복원하는데 좋은 프록시로 사용된다(Smith, C.L. et al., 2006; Frisia, S., et al., 2003). 실제로 나무 나이테를 이용한 고기후 복원 보다 연성장선을 보이는 석순의 성장률의 변화를 통해 고해상도의 짧은 주기의 기후 변화를 복원 할 수 있다고 알려져 있다. Smith et al. (2006)은 스코틀랜드, 이탈리아, 중국에서 비슷한 시기에 성장한 석순 3개의 조직적인 연구를 하였다. 3개의 석순은 성장률이 비슷한 변화를 보였으며, 이를 통해 석순의 성장에 북반구 장주기의 온도 변화가 영향을 미쳤음을 알 수 있었다. 또한 성장선의 두께를 측정하여 지난 500년 동안 기후를 복원 할 수 있음을 제시하였다. 용천동굴에서 채취한 석순에서는 뚜렷한 연성장선이 관찰되며, 성장선 사이의 간격이 다른 석순에 비해 넓어 연성장률을 이용한 고기후 연구에 적합하다. 석순의 연령 측정하기 위하여 성장선의 개수를 세어보았다. 그 결과 성장선의 개수를 248개로 석순이 1761년부터 성장하였음을 알 수 있다. 성장선 사이의 간격은 외부에서 유입되는 물의 양에 따라 조절되는 석순의 성장속도에 따라 달라질 것이다. 따라서 성장선 사이의 간격을 측정하여 연령과 도시한 결과 1761년에서 1849년의 평균 성장선 사이의 간격은 0.135mm이다. 이 시기는 외부에서 유입되는 물의 양이 적어 석순의 성장이 느린 가물었던 시기로 판단된다. 1850년에서 1853년과 1854년에서 1873년의 평균 성장선 사이의 간격은 각각 0.481mm, 0.133mm로 짧은 기간 동안 성장선 사이의 간격이 크게 변하였다. 이 기간은 동안은 강수량의 변화가 심했던 기후의 변화가 불안정한 시기로 판단된다. 1974년부터 2008년까지 평균 성장선 사이의 간격은 0.383mm로 다른 기간에 비해 외부에서 유입되는 물의 양이 많은 습윤한 시기로 생각된다. 석순의 성장률 변화와 같이 기후에 의해 조절되는 특징은 석순의 조직에서도 나타난다. 외부에서 유입된 물의 양이 많은 시기는 유입되는 물의 양이 적은 시기에 비해 방해석 결정이 빨리 성장한다. 따라서 결정과 결정 사이에 유체 포유물이 많이 포함되어 다른 구간에 비해 성긴 주상조직(Phase A)을 보인다. Phase A는 1851~1853년과

1874~2008년 1월에 나타나며 이시기는 다른 기간에 비해 성장선 사이의 간격이 넓게 나타나는 기간과 일치한다(Figure 27). 다른 구간에 비해 조밀한 주상조직을 보이는 Phase B가 관찰되는 1761~1850년과 1854~1973년은 외부에서 유입되는 물의 양이 적은 시기 판단된다. 방해석 결정의 성장 속도가 느려 결정과 결정 사이가 조밀하며 다른 구간에 비해 유체 포유물이 거의 나타나지 않는다. 조밀한 주상조직을 보이는 기간 또한 성장선 사이의 간격이 다른 구간에 비해 약 1/3배 좁아 지는 기간인 1761~1849년과 1854~1873년과 일치한다(Figure 27). 조직적인 특징과 성장선 사이의 간격이 변하는 기간이 거의 일치하는 것은 석순의 성장과 조직적인 특징을 제어하는 요소가 강수량임을 입증한다. 특히 용암동굴인 용천동굴은 석회동굴에 비해 강수가 동굴 내부로 빠른 시간 내에 유입되기 때문에 석회동굴의 석순에 비해 조직적인 특징이 외부의 기후와 잘 연관된다. 종합해 보면 석순이 성장하기 시작한 1761년부터 1849년까지 88년 동안은 다른 기간에 비해 가물었던 기간이다. 이 시기는 외부에서 유입되는 물의 양이 적어 석순의 성장이 매우 느렸다. 1850년부터 1878년까지는 기후의 전이시기로 짧은 기간 동안 습윤하고 건조한 시기가 반복되었다. 1874년 이후는 다른 기간에 비해 습윤한 시기로 석순의 성장률이 1849년 이전에 비해 약 3배 증가하였다. 따라서 1849년 이후부터 현재까지 습윤한 기후가 지속되었을 것으로 판단된다.

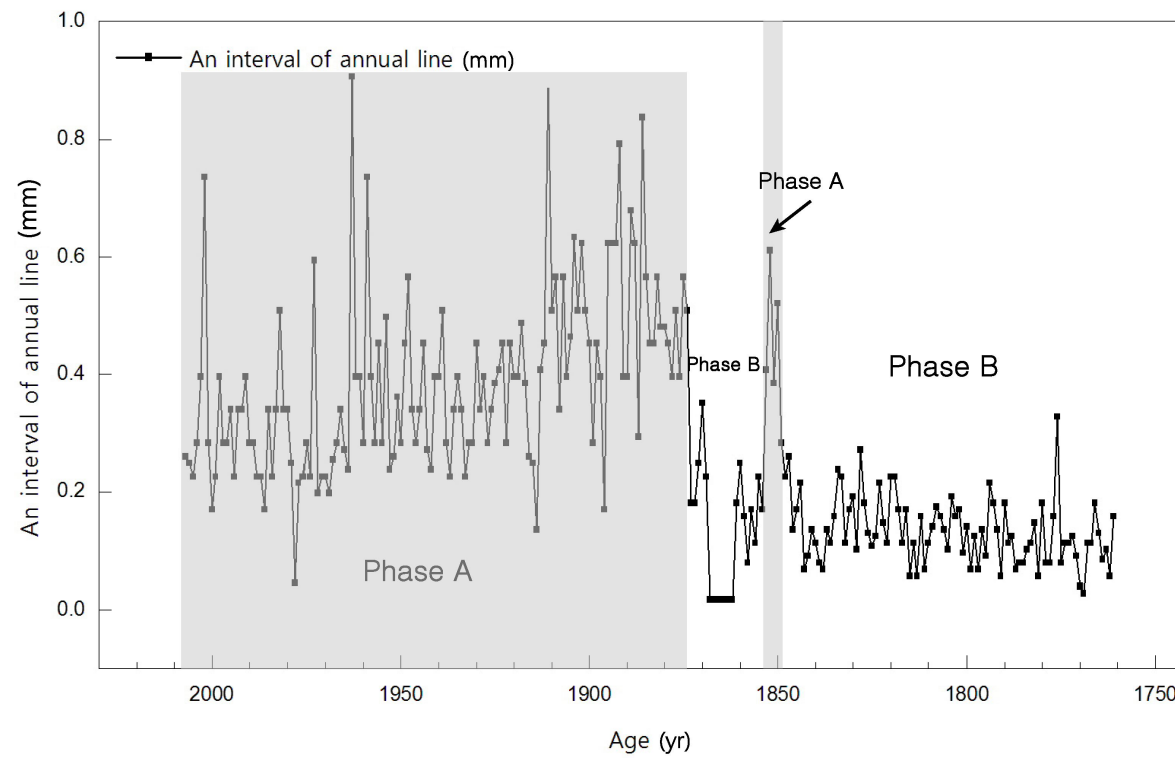


Figure 27. Variations of spacing between growth laminae in the YC-02 stalagmite.

V-4. 지난 248년 동안 제주도의 기후변화

V-4-1. 석순의 안정동위원소 값의 변화

석순의 산소와 탄소동위원소 값을 성장선을 세어 측정한 연령과 비교해 보았다 (Figure 28). 그 결과 다른 구간에 비해 부화된 값을 보이는 StageⅢ은 1761~1820년으로 이 기간은 성장선 사이의 간격이 좁고, 조밀한 주상조직(Phase B)을 보이는 기간인 1761~1849년과 대체로 일치한다(Figure 29). 이 시기는 건조한 기간으로 식생이 잘 발달하지 못했을 것이다. 뿐만 아니라 강수량이 적은 건조한 시기에는 동굴 상부의 사구퇴적물 내에 강수가 머물러 있는 시간이 강수량이 많은 기간보다 길다. 따라서 다른 기간에 비해 부화된 값을 갖는 동굴수에 의해 형성된 석순은 다른 기간에 비해 부화된 탄소동위원소 값을 갖는 것이다. 이호철과 박근필(1996)은 조선 왕조실록과 인조실록 내의 기후관련 기록을 이용하여 1799년부터 1824년까지 19세기 초 조선의 기후 변동을 연구하였다. 1809년부터 1813년은 전국적인 극심한 가뭄이 발생하였지만, 황해도와 평안도에서는 수재가 발생하였다는 기록이 있다. 1814년에서 1825년은 수재가 빈번하게 발생하였지만, 지역적으로 극심한 가뭄이 있었다. 즉, 1799년부터 1824년은 급격한 기후변화로 인한 극심한 재해가 발생한 것이다. 이러한 이유로 석순의 탄소동위원소 값 또한 1761년에서 1820년에 짧은 주기로 큰 폭의 변화를 보인다. 특히, StageⅢ에서 탄소동위원소 값이 -3.30‰ 로 고갈되는 1802년은 동굴 상부의 GY02 사구 내에 포함되어 있는 고토양이 발달한 150 ± 40 BP(1800년)와 일치하여 동굴 상부에서 식생의 발달 정도가 석순에 잘 기록됨을 알 수 있다. 석순의 탄소동위원소 값이 급격하게 고갈되는 경향을 보이는 StageⅡ는 1821년부터 1870년까지로 이 짧은 기간 동안 성장선의 간격과 조직의 변화도 뚜렷하게 나타난다. 1850~1853년은 성장선 사이의 간격이 넓으며 성긴 주상조직(Phase A)을 보이고, 1854년에서 1872년까지 성장선 사이의 간격이 좁은 조밀한 주상조직(Phase B)을 보인다. 이러한 조직적인 특징은 석순의 탄소동위원소 값이 변화하는 시기와 일치하는 경향을 보이며, 이 시기는 건조한 기후에서 습윤한 기후로 바뀌는 전이대로 생각된다. 다른 기간에 비해 탄소동위원소 값이 $-7.94\sim-10.98\text{‰}$ 로 고갈된

값을 보이는 Stage I 은 1871년부터 2007년으로 성장선 사이의 평균 간격이 0.383mm로 다른 기간에 비해 약 3배 넓으며, 성긴 주상조직(Phase A)을 보이는 시기인 1874~2007년과 일치한다. 이 기간은 식생의 발달이 활발한 습윤한 시기이다. 낮은 탄소동위원소 값을 갖는 식생의 영향을 받은 동굴수에 의해 석순이 형성되었기 때문에 다른 기간에 비해 고갈된 탄소동위원소 값을 갖는 것이다. 이 기간 중 1966년부터 현재까지 탄소동위원소 값이 -8.08‰ 에서 -10.98 로 연속적으로 고갈되어 나타나는 특징을 보이기도 한다.

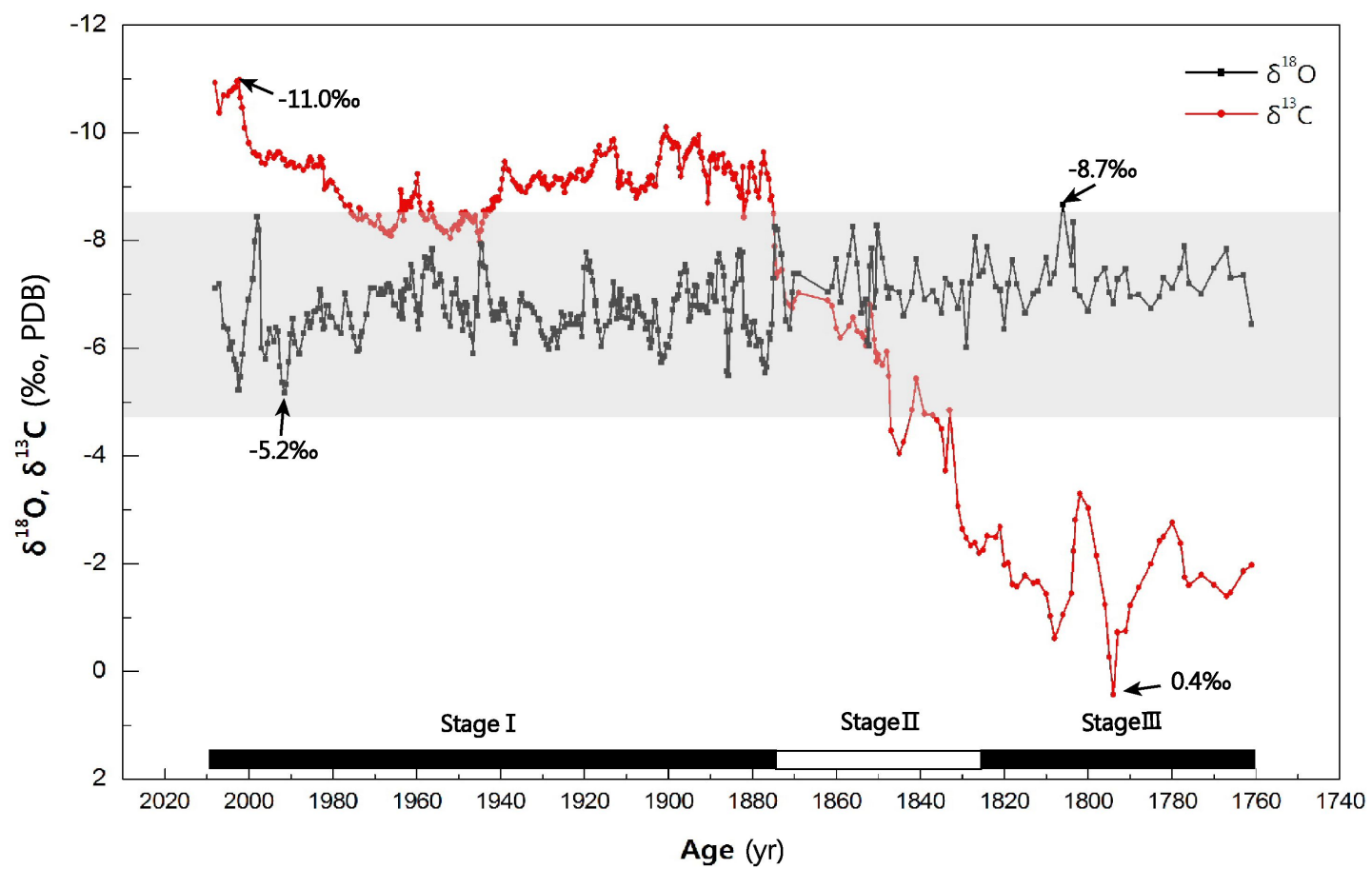


Figure 28. Stable isotopic records of the YC-02 stalagmite

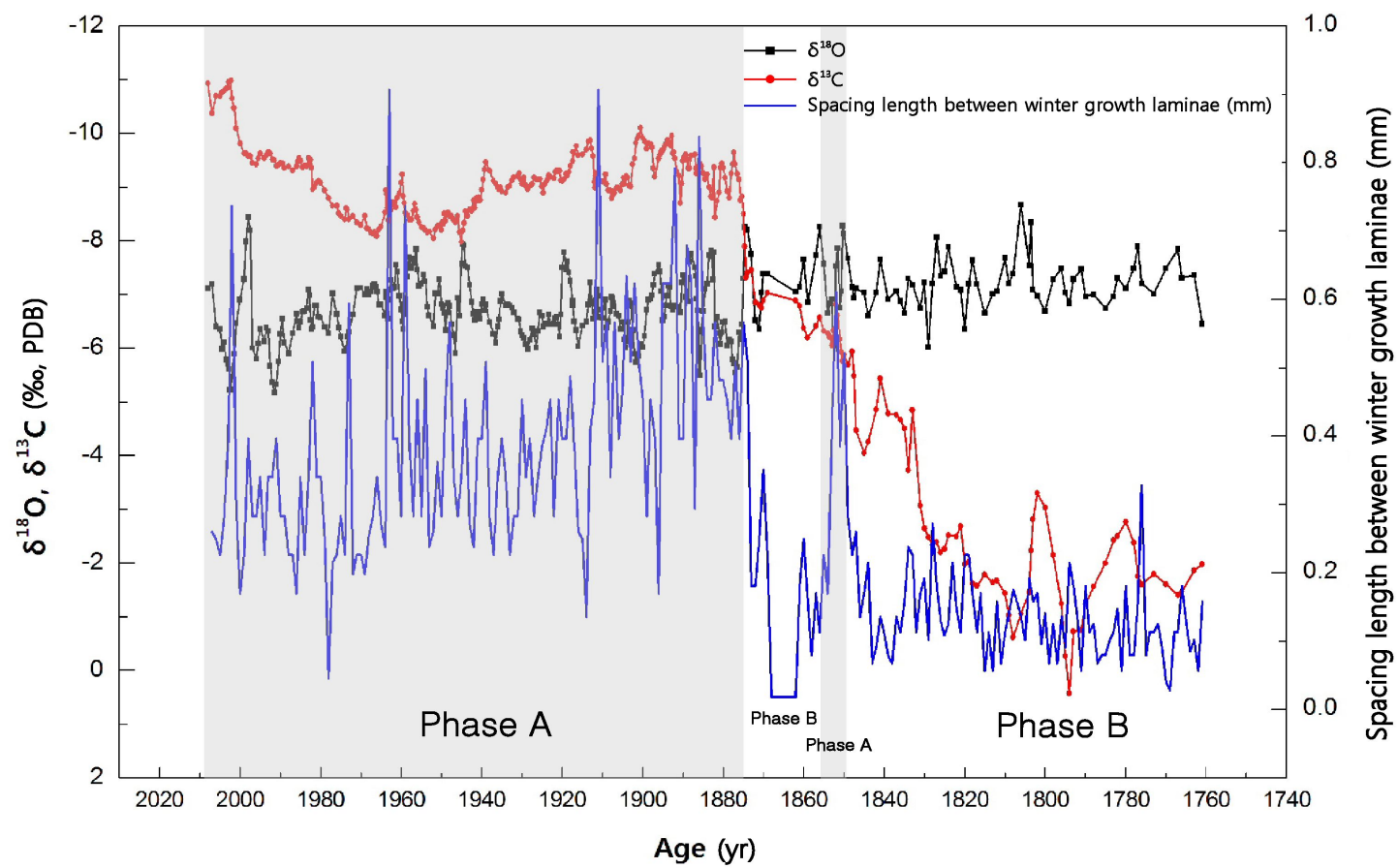


Figure 29. Comparison of the spacing between growth laminae with stable isotopic compositions.

V-4-2. 지난 85년간 제주도의 기후(기상관측 데이터 이용)

제주도의 기상관측은 제주지방기상청에서 1923년 5월부터 시작되었다. 기상관측이 시작된 이래로 2007년까지 85년간 기후변화를 분석하였다. 기상관측 기간 중 제주도의 연평균 최저기온은 1936년 관측된 값으로 1998년 관측된 16.9°C 보다 약 3.2°C 낮은 13.8°C 로 관측되었다(Figure 30). 연평균 기온의 변화를 자세하게 살펴보기 위하여 5년 이동평균을 구하여 그래프를 그려 보았다. 그 결과 연평균기온은 관측이 시작된 이래로 증가하는 경향을 보인다. 특징적으로 1957년부터 1961년까지 기온이 14.3°C 에서 16.03°C 로, 1986년부터 1990년까지 14.68°C 에서 16.38°C 로 기온이 다른 기간에 비해 큰 폭으로 상승하였다. 같은 기간 강수량은 매년 큰 폭의 차이를 보이며, 온도에 비해 뚜렷한 변화를 보이지 않는다(Figure 31). 5년 이동평균 값을 구해 그래프를 그려본 결과 온도에 비해 변화 폭이 크지 않다. 1923년부터 2007년까지 강수량의 변화가 불규칙 하지만 대체로 증가하는 경향을 보인다. 제주도는 탄소동위원소 값이 약 -27‰ 의 범위를 보이는 C_3 식물이 주로 서식한다고 알려져 있으며 온도가 높고 습윤한 기간 동안 식생이 잘 발달해 동굴 내부로 유입되는 물의 탄소동위원소 값은 다른 기간에 비해 고갈 될 것이다. 용천동굴 석순은 외부 환경을 반영하는 동굴 수에 의해 성장하였다. 복합적인 요인이 작용하여 형성된 석순의 산소동위원소 값 보다 조절되는 요인이 일정한 탄소동위원소 값이 외부의 환경을 더 잘 반영 할 것이다. 따라서 석순의 탄소동위원소 값과 뚜렷한 변화를 보이는 제주도의 기온을 비교해 보았다(Figure 32). 기상 관측이 이루어진 기간 동안 석순의 탄소동위원소 값은 $-10.98 \sim -7.98\text{‰}$ 의 범위를 보이며 변한다. 기온이 큰 폭으로 상승한 1957년부터 1961년까지 석순의 탄소동위원소 값 또한 다른 기간에 비해 고갈되어 나타나는 특징을 보인다. 제주도 기온의 5년 이동 평균 그래프와 석순의 탄소동위원소 값은 매우 비슷한 변화를 보이지만, 1923~1943년, 1950~1956년, 1995~2000년 세 기간 동안 기온은 상승하는 반면 석순의 탄소동위원소 값은 오히려 부화되는 경향을 보인다. 석순의 탄소동위원소 값 변화의 전체적인 경향성은 기온의 변화와 일치하지만, 일부 기간 동안에는 오히려 반대되는 경향을 보였다. 이러한 특징이 나타나는 것은 강수가 동굴 내부로 바로 유입되는 것이 아니라 내리는 양에 따라 사구에서의 체류시간이 달라지기 때문에 짧은 주기의 변화와 정확하게 일치하지 않기

때문으로 판단된다.

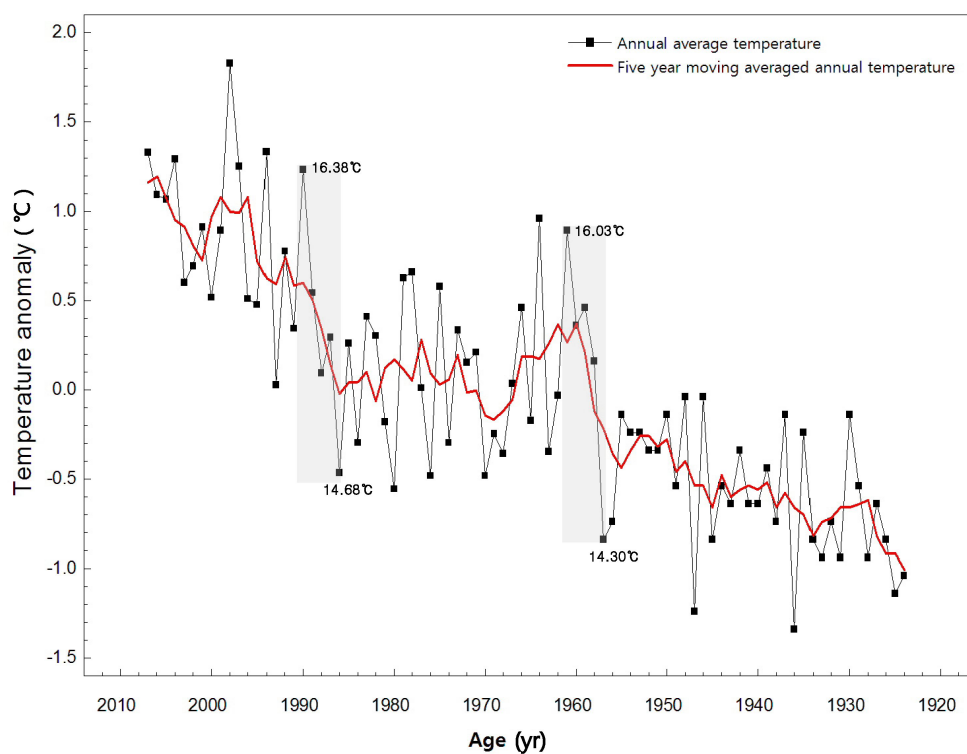


Figure 30. Average temperature for the year of Jeju in the time period from 1923 to 2007.



Figure 31. Annual precipitation of Jeju in the time period from 1923 to 2007.

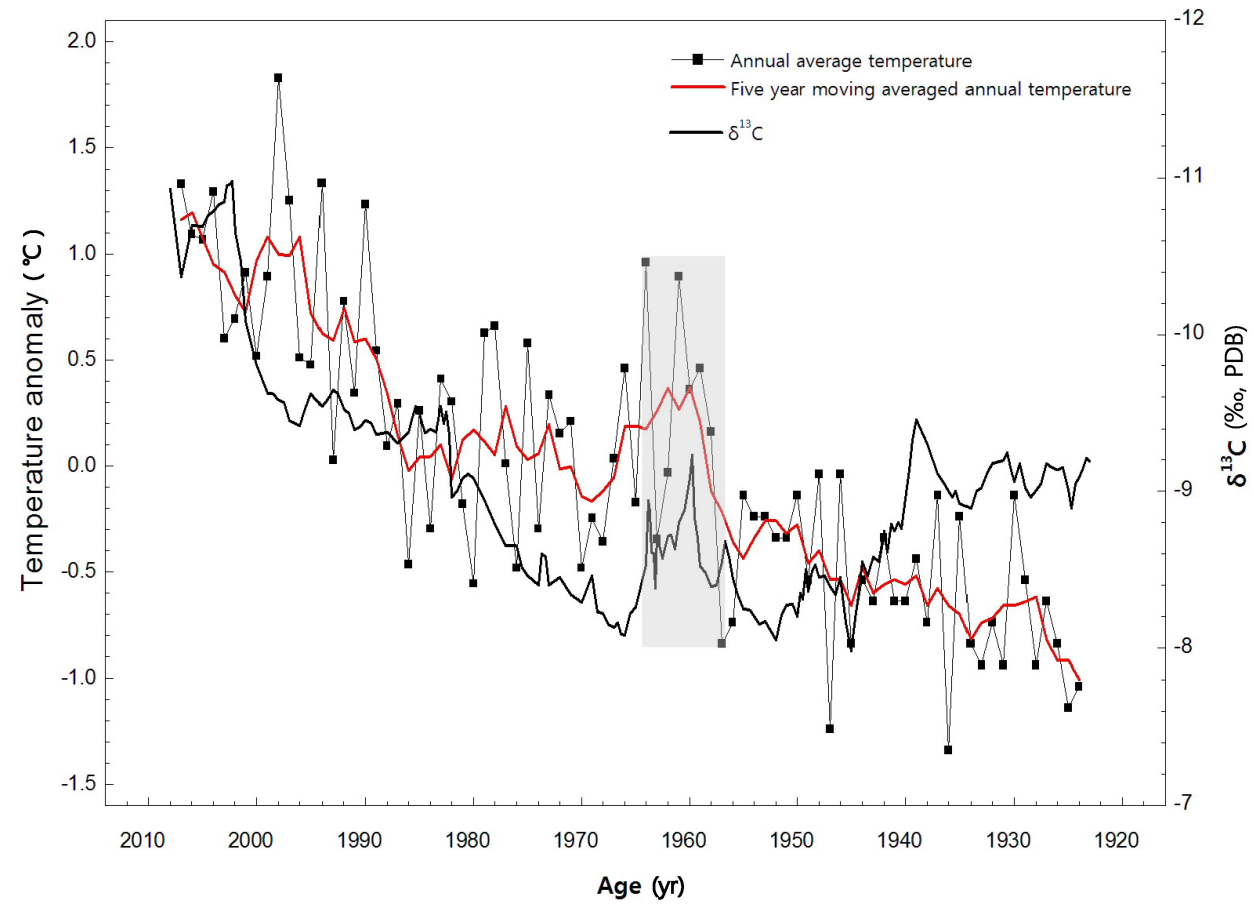


Figure 32. Carbon isotopic records of the YC-02 stalagmite and average temperature for the year of Jeju in the time period from 1923 to 2007.

V-4-3. 지난 248년 동안 제주도의 기후변화

Paulsen et al.(2003)은 중국 Buddha Cave에서 채취한 석순의 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연령 분석과 산소, 탄소동위원소 분석을 통한 지난 1270년 동안의 기후변화를 복원하였다. 특히, 산소동위원소 뿐만 아니라 탄소동위원소 값의 변화를 이용하여 건조한 기간과 습윤한 기간을 구분하였으며, 965~1475년을 중세온난기(Medieval Warm Deriod), 1475~1845년을 소빙하기(Little Ice Age), 1845년부터 지구온난화(Global warming)가 일어난 시기로 보았다. 소빙하기(Little Ice Age)는 전 세계적으로 일어난 사건이라고 할 수 있지만, 그 시기와 형태는 조금씩 다르게 나타나곤 하는데 이는 지역적인 영향을 받기 때문이다. 소빙하기는 주로 유럽에서 과거 곡병화가 확장되었던 기록과 관련되어 연구되었으며 Lamb(1982)는 약 1550~1850년을, Paulsen et al. (2003)은 중국의 동굴생성물의 산소와 탄소동위원소의 기록을 통해 1475년에서 1845년으로 제안하였다. 한반도는 소빙기가 발생했던 시기에는 현재와 같이 정확한 수치로 표현되는 기상관측이 이루어지지 않았다. 따라서 소빙하기의 정확한 시기를 파악하기 어렵지만 조선시대의 문헌에서 당시의 기후상황을 추정할 만한 자료들이 발견되고 있다. 뿐만 아니라 수목의 나이테 연구를 통하여 한반도의 소빙하기로 추정되는 시기의 전반적인 기온 및 기후에 관계된 상황을 추정한 연구가 이루어졌다. 최종남 외(1992)는 나이테 연구를 통해 식물의 성장과 밀접한 관계가 있는 4월에서 5월과 7월에서 8월의 고기온을 복원하였다. 이들의 1779년에서 1825년 사이 수목의 나이테 연구에 따르면, 식물의 성장과 직접적인 관련이 있는 4월에서 5월 및 7월에서 8월의 평균기온이 전후시기와 비교해 볼 때 전반적으로 매우 낮았음을 발견했다. 1790년부터 1806년의 4월에서 5월의 평균기온은 13.6°C 로 기온이 전반적으로 높았지만, 1807년부터 1825년까지는 그 평균기온이 $12.7\sim 13.6^{\circ}\text{C}$ 로 낮았다(최종남 외, 1992). 1799년에서 1822년까지 7월에서 8월의 평균기온은 24.5°C 로 전반적으로 낮아 저온현상을 보였으나, 1823년을 기점으로 기온이 상승하였음을 파악하였다(최종남 외, 1992). 나이테를 이용한 기후복원 뿐 아니라 조선시대 기후 관련 문헌자료를 통한 한반도의 소빙하기 기록은 여러 학자들에 의해서 이루어졌다. 임규호와 심태현(2002)는 조선왕조실록의 기상현상 기록을 10가지로 분류 정리하여 기후를 복원하였다. 특히, 비(눈), 대우(대설)와 대풍우, 가뭄 기록을 이용하여 건습 지

수를 구성하였으며, 건습지수의 신뢰성을 판단하기 위해 1777년부터 1907년까지 역사 기록 자료에 근거하여 전산화한 측우기 강수량과 비교하였다. 그 결과 한반도에서 1440년 무렵과 1540년, 1600년 전후, 그리고 1770년과 1800년 무렵에 극심한 건조기가 존재하였음을 알 수 있었다. 그와는 반대로 1410년대와 1520년, 1560년 무렵, 그리고 1660년대와 1730년대 부근에서 습윤한 시기가 존재하였음을 확인하였다. 뿐만 아니라 측우기 기록에서 찾아볼 수 있는 1780년 이전의 가뭄이나 1820년 무렵의 습윤기를 뚜렷이 확인 할 수 있었다(임규호와 심태현, 2002). 이러한 자료를 바탕으로 한반도에서 1440년 무렵과 1600년 전후, 그리고 1770년과 1800년 무렵에 극심한 가뭄을 겪었던 것으로 나타났다(임규호와 심태현, 2002). 수목의 나이테 연구에서도 나타나지만, 전반적으로 저온현상이 지속된 기간 동안에도 부분적인 기온 상승기를 포함하고 있다. 두 연구를 통해 1770년에서 1820년대에 한반도가 건조한 기후였음을 알 수 있다. 그러나 이러한 기후사 연구는 매우 포괄적인 자료와 시기를 바탕으로 행해졌기 때문에 어느 특정시기의 기상재해가 그 당시 사회에 미쳤던 구체적인 영향을 밝혀내는 데까지 미치지 못하였다. 그에 반해 용천동굴에서 채취한 석순의 조직적, 지화화학적 연구를 통한 고기후 복원에서는 뚜렷한 소빙하기의 기록을 확인 할 수 있었다. 용천동굴의 석순은 248년 전인 1761년부터 성장하였다. 제주도의 기상 관측이 실시된 1923년부터 현재까지의 연평균온도와 같은 기간 석순의 탄소동위원소 값의 변화를 비교해 본 결과 큰 주기는 비슷한 변화를 보인다. 탄소동위원소 값이 온도에 의해서 조절되지는 않지만, 용천동굴 주변의 독특한 세팅에 의해 석순에 기록되어 있는 탄소동위원소 값은 외부의 환경을 반영하는 것으로 생각된다. 석순에 반영되어 있는 고기후 기록을 종합해 보면 1761년부터 1825년에 성장한 석순은 성장선 사이의 간격이 조밀하며, 조밀한 주상조직을 보인다. 이 시기에는 다른 시기에 비해 외부에서 유입되는 물의 양이 적었기 때문에 석순의 성장이 느렸던 것으로 판단된다. 뿐만 아니라 같은 시기의 석순의 탄소동위원소 값은 다른 기간에 비해 부화되어 나타나며, 이 시기는 한반도의 고기후 연구를 통해 뚜렷하게 나타나지 않은 한반도의 소빙하기(Little Ice Age)로 판단된다(Figure 33). 용천동굴 석순에 기록된 한반도 소빙하기가 끝난 1825년은 유럽의 곡빙하를 통해 제안한 1850년과 중국에서 석순의 분석을 통해 제안한 1845년과는 차이가 있다. 그러나 조

선왕조실록에 기록된 기후관련 자료를 통해 제안한 소빙하기가 끝난 시기인 1825년과 나이테를 통해 복원한 1823년과는 매우 일치하는 경향을 보인다. 이처럼 소빙하기의 기록이 지역적인 영향으로 차이를 보이는 것을 확인 할 수 있다. 소빙하기인 1761년부터 1825년은 다른 기간에 비해 탄소동위원소 값이 부화되어 나타나며, 성장선 사이의 간격이 넓어 대체로 저온, 건조한 기후였을 것으로 판단된다. 소빙하기가 끝난 시기인 1826년부터 1873년에 성장한 구간은 짧은 기간 동안 성긴 주상조직에서 조밀한 주상조직을 보이는 방해석으로 변화였다. 또한 성장선 사이의 간격도 짧은 기간 동안 큰 변화를 보이는 것을 관찰 할 수 있었다. 이러한 조직적 특징을 보이는 석순의 탄소동위원소 값은 1826년부터 연속적으로 부화되는 경향을 보인다. 이 기간은 저온, 건조한 기후에서 고온, 습윤한 기후로의 전이시기로 판단된다. 1874년 이후에 성장한 석순은 성긴 주상조직을 보이는 방해석으로 이루어져 있으며, 방해석 결정에서 많은 유체 포유물이 관찰된다. 성장선 사이의 간격은 다른 기간에 비해 넓게 측정되어, 이 시기에 동굴 내부로 유입된 물의 양이 많았던 것을 알 수 있다. 이 기간 동안 석순의 탄소동위원소 값은 소규모의 변화는 있지만 대체로 부화된 값을 보인다. 탄소동위원소 값이 기온과 비슷한 변화를 보이므로 이 시기는 다른 시기에 비해 습윤하며, 온난한 기후로 판단된다. 관측된 기온과 탄소동위원소 값의 변화가 비슷한 경향을 보이며, 기온이 큰 폭으로 상승하는 1957년부터 1961년까지의 기록은 탄소동위원소 값의 변화에서도 나타나난다. 특히, 1965년 이후에 급격하게 고갈되는 경향을 보이는 탄소동위원소 값의 변화는 지구온난화 경향을 뚜렷하게 보여준다.

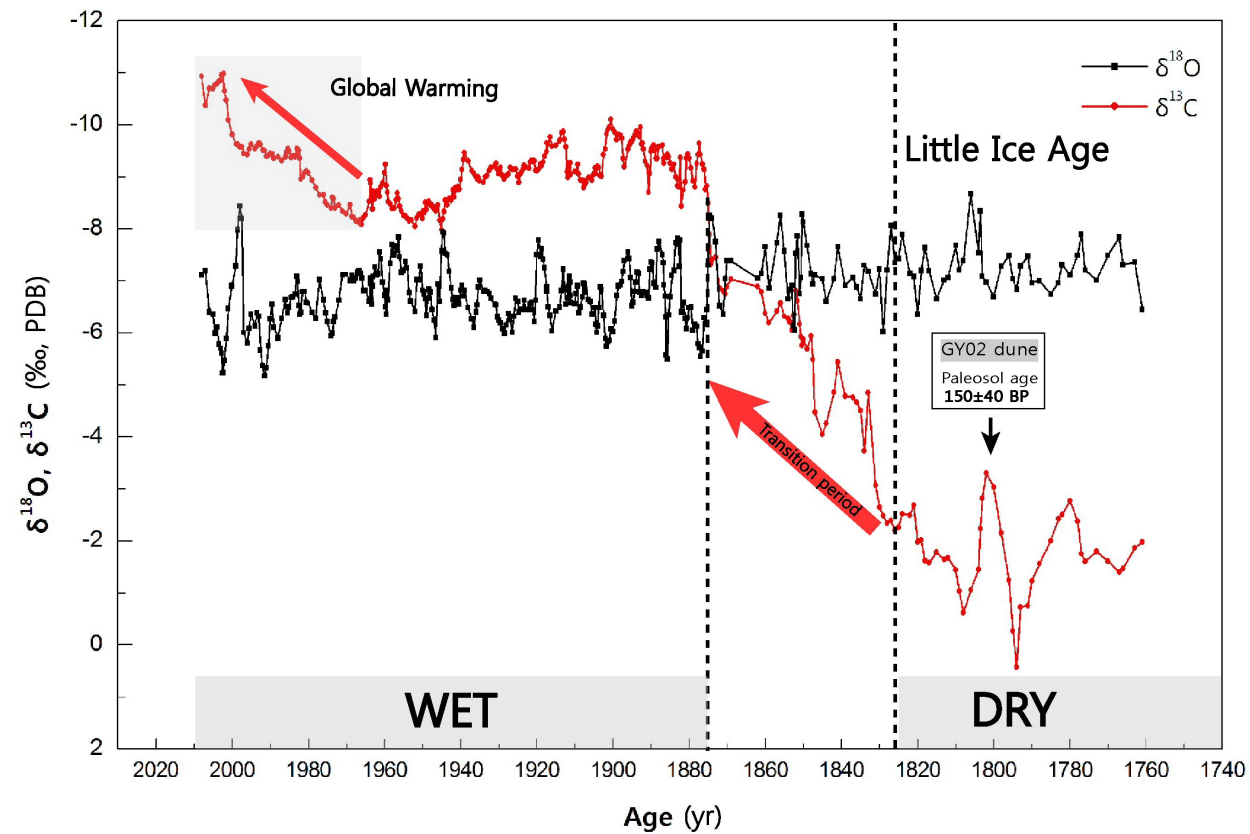


Figure 33. Stable isotopic records of the YC-02 stalagmite. Little Ice Age can be detected. Similar trend can be observed about 182 years ago (1825AD). Global warming rapidly changed to the present condition about 50 years ago (1957).

VI. 결론

1. 제주도 구좌읍 김녕리 부근에는 생물기원의 탄산염입자로 구성된 사구가 발달해 있다. 사구를 이루고 있는 탄산염퇴적물은 대부분 중립질 샌드의 크기이며, 연체동물과 홍조류 조각이 60~70%를 차지하는 천해퇴적층이다. 사구의 기원지로 추정되는 해빈 탄산염퇴적물의 입도와 구성성분도 사구의 탄산염퇴적물과 비슷한 특징을 보인다. 따라서 천해에서 생성된 탄산염퇴적물이 해빈으로 운반된 후, 바람에 의해 연구지역으로 재 이동되어 사구를 형성하였던 것으로 생각된다.

2. 연구지역 내에 위치하는 4개의 사구(GY1, GY2, DC1, DC2)의 단면에서 각 사구의 기저부에 발달한 고토양층 및 사구퇴적물 내에 발달한 2~3매의 고토양층에 대한 절대연령을 측정하였다. 사구가 형성되기 시작한 시기를 지시하는 기저부 고토양층의 연령은 사구 별로 각각 4310 BP, 2640 BP, 4210 BP, 1970 BP로 측정되었으며, 그 상부의 사구퇴적물 내에 발달한 고토양층의 연령은 사구의 하부에서 상부로 갈수록 젊어지는 경향을 보인다.

3. 고토양층의 형성은 과거 이 지역 일대 식생의 발달정도에 따라 조절되었으며, 이는 홀로세 중기 이후 동아시아 몬순의 변동에 의한 영향을 받은 것으로 생각된다. 사구를 이루는 탄산염퇴적물의 연령은 지난 마지막 최대빙하기 이후에 해수면이 상승하여 현재의 위치가 되었던 약 6000BP 이후에 연구지역 부근의 천해에서 많은 양의 탄산염퇴적물이 생성되었고, 이 퇴적물이 운반되어 사구를 형성하게 된 것임을 지시한다.

4. 용천동굴은 연구지역 내에 발달한 사구퇴적물을 빗물이 통과하면서 동굴 내부로 탄산이온과 칼슘이온을 공급하여 용암동굴 임에도 탄산염 동굴생성물이 존재한다. 일년 동안 대기와 동굴수의 모니터링을 실시한 결과 용천동굴은 외부 환경변화에 영향을 거의 받지 않으며 안정된 상태를 유지한다. 이러한 동굴에서 형성된

석순은 고기후 연구에 적합 할 것으로 판단된다.

5. 용천동굴 최상부에서 채취한 석순은 6.8cm로 박편관찰 결과 하부에서 상부까지 겨울에 형성된 연성장선이 뚜렷하게 관찰되며, 성장선의 개수는 248개로 이 석순은 1761년부터 성장한 것으로 판단된다. 성장선 사이의 간격과 조직은 외부에서 유입되는 물의 양에 의해 조절되며, 석순 내에서 조직의 변화와 성장선 사이의 간격 변화가 비교적 일치하는 경향을 보인다. 동굴생성물의 지화학적 분석뿐만 아니라 조직적인 특징을 이용한 고기후 연구가 가능 할 것으로 생각된다.

6. 석순의 고해상도 동위원소 분석결과 석순이 성장하는 동안 탄소동위원소 값은 과거의 기후를 반영하여 뚜렷한 변화를 보이지만, 산소동위원소 값은 뚜렷한 변화 없이 비교적 짧은 주기로 증가와 감소를 반복한다. 탄소동위원소 값을 이용한 제주도의 고기후 복원이 유리할 것으로 생각되며, 석순의 산소동위원소 값의 변화를 이해하기 위해서는 추가적인 제주도의 강수와 동굴에서의 모니터링이 더 이루어져야 할 것으로 판단된다.

7. 탄소동위원소 값과 석순의 조직적인 특징을 종합하면, 탄소동위원소 값이 부화되어 나타나는 건조한 시기인 1825년 이전은 한반도의 소빙하기로 판단된다. 소빙하기가 끝난 이후로 탄소동위원소 값이 고갈되는 경향을 보이며 이는 산업혁명 이후의 지구온난화 경향이 석순에 반영된 것으로 생각된다.

참고문헌

- 강대균, 2003, 충청남도 해안에 발달한 해빈화 해안사구. 지질학회지, 24, 568-577.
- 남승일, 장정해, 공기수, 김성필, 유동근, 2003, 대한해협 대륙붕 해역의 홀로세 해수면 상승과 고환경변화, 제4기학회지, 17, 1, 7-16.
- 박동원, 유근배, 1979, 우리나라 서해안의 사구지형. 지리학논총, 6, 1-10.
- 박명호, 김지훈, 최성자, 길영우, 송윤구, 2007, 포항 용한리 지역의 퇴적지층에 대한 절대연령 측정 및 지화학 분석. 지질학회지, 42, 55-64.
- 서명석, 이정림, 강전호, 이동규, 안명환, 2005, 동아시아지역에서 식생의 계절 변화와 기후요소와의 관계. 한국기상학회지, 41, 557-570.
- 서종철, 2001, 서해안 신두리 해안사구의 지형변화와 퇴적물 수지. 서울대학교 박사학위논문, 96 p.
- 손영관, 김부근, 박기화, 2004, 제주도 하모리층의 퇴적환경, 퇴적시기, 그리고 현세 해수면 변화. 한국고생물학회 제 20차 학술발표회, 55.
- 우경식, 2009, 용천동굴 종합학술조사 보고서, 29-34p.
- 우경식, 김련, 김진경, 최돈원, 조경남, 2004, 제주도 당처물동굴에서 발견되는 석주의 조직과 안정동위원소 결과: 고기후학적 의미. 지질학회지, 40, 133-144.
- 우경식, 김진경, 2005, 제주도 협재 지역에 분포하는 해안사구의 구성성분과 형성시기: 홀로세 후기의 해수면 변화에 대한 고찰. 지질학회지, 41, 499-510.
- 우경식, 최돈원, 김련, 김진경, 2000, 제주도 당처물동굴 내 동굴생성물의 기원. 지질학회지, 35, 411-434.
- 원종관, 이문원, 이동영, 손영관, 1993, 성산도폭 지질도 설명서. 제주도, 51-52p.
- 유동근, 장정해, 이호영, 김성필, 남승일, 공기수, 2004, 낙동강하구 외해역 내대륙붕 홀로세 퇴적층의 층서 및 퇴적환경. 지질학회지, 40, 4, 395-407.
- 윤웅구, 박병권, 한상준, 1977, 한반도 후빙기 해면 변화의 지형학적 증거. 지질학회지, 12, 15-22.
- 이광식, 이인성, 최만식, 박은주, 1997, 제주도 강수의 환경 동위원소 연구. 지질학회지, 33, 139-147.

- 이호철, 박근필, 1996, 19세기 초 조선의 기후변동과 농업위기. 조선시대사학회, 1, 1-191.
- 임규호, 심태현, 2002, 조선왕조실록의 기상 현상 기록 빈도에 근거한 기후. 한국기상학회지, 38, 343-354.
- 조경남, 우경식, 김정찬, 양동윤, 2006, 에텐동굴 석순에 기록된 후기 플라이스토세의 고기후 변화. 지질학회지, 42, 127-142.
- 지옥미, 우경식, 1995, 제주도 해빈퇴적물의 구성성분. 해양학회지, 30, 480-492.
- 최돈원, 우경식, 이광춘, 2005, 제주도 용암동굴에서 발견되는 규질 동굴산호에 대한 연구: 고환경 변화에 대한 의미. 지질학회지, 41, 465-480.
- 최종남, 유근배, 박원규, 1992, 아한대 침엽수류 연륜연대기를 이용한 중부 산간 지역의 고기후복원. 한국 제4기 학회지, 6, 21-32.
- 한태홍, 1993, 제주도 연안 해빈과 사구에 관한 연구. 경희대학교 박사학위논문, 136 p.
- 황상일, 1998, 일산층적평야의 홀로세 퇴적환경변화와 해면변동. 대한지리학회지, 33, 2, 143-164.
- 황상일, 윤순옥, 2002, 울산시 황성동 세죽 해안의 Holocene 중기 환경변화와 인간 생활. 한국 고고학보, 48, 35-57.
- Burns, S.J., Fleitmann D., Matter, A., Kramers, J., and Al-Subbary, A.A., 2003, Indian Ocean Climate and an Absolute Chronology over Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13. Science, 301, 1365-1367.
- Cayet, C. and Lichtfouse, E., 2001, $\delta^{13}\text{C}$ of plant-derived n-alkanes in soil particle-size fractions. Organic Geochemistry 32, 253-258.
- Cosford, J., Qing, H., Eglington, B., Matthey, D., Yuan, D., Zhang, M., and Cheng, H., 2008, East asian monsoon variability since the Mid-Holocene recorded in a high-resolution absolute-dated aragonite speleothem from eastern China. Earth and Planetary Science Letter, 275, 296-307.
- Cosford, J., Qing, H., Matthey, Dave, E., and Zhang, M., 2009, Climatic and local effects on stalagmite $\delta^{13}\text{C}$ values at Lianhua Cave, China. Palaeogeography,

- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 280, 235-244.
- Cruz, F.W. Jr., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., and Viana, O.Jr., 2005, Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63-66.
- Dykoski, C., Edwards, R., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Whang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., and Revenaugh, J., 2005, A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letter*, 233, 71-86.
- Epstein, S. and Mayeda, T. K., 1953, Variation of ^{18}O content of waters from natural sources, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213-224.
- Fairchild, I.J., Baler, A., Fuller, L., Matthey, D., McDermott, F., Spotl, C., Smith, C.L., 2005. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth Science Review*, 75, 153-195.
- Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., and Hubick, K.L., 1989, Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 40, 503-538.
- Frisia, S., Borsato, A., Preto, N., and McDermott, F., 2003, Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and planetary science letters*, 216, 411-424.
- Frumkin, A., Bar-Matthews, M., and Vaks, A., 2008, Paleoenvironment of Jawa basalt plateau, Jordan, inferred from calcite speleothems from a lava tube. *Quaternary Research*, 70, 358-36.
- Klijin, J. A., 1990, Dune forming factors in a geographical context. In: Bakker, Th. W., Jungerius, P.D. and Klijin, J. A. (Eds.), *Dunes of the European Coasts; Geomorphology-Hydrology-Soils*. Catena supplement, 18, 1-13.
- Lancaster, N., Kocurek, G., Singhvi, A., Pandey, V., Deynoux, M., Ghienne,

- Jean-F., and Lo, K., 2002, Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara Desert of Mauritania. *Geology*, 30, 991–994.
- Liu, W., Huang, Y., An, Z., Clemanes, S.C., Li, L., Prell, W.L., and Ning, Y., 2005, Summer monsoon intensity controls C4/C3 plant abundance during the last 35ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 243–254.
- Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., and Frisia, S., 2008, A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: Reconstructed drip water and relationship to local precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 80–95.
- McDermott, F., 2004, Paleoclimate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Review*, 23, 901–918.
- Paulsen, D.E., Li, Hong-C., and Ku, The-L., 2003, Climate variability in central China over the last 1270 years revealed by high-resolution stalagmite records. *Quaternary Science Reviews*, 22, 691–701.
- Park, S. C., Jang, K. M., and Lee, S. D., 1990, High-resolution seismic study of modern fine-grained deposits: inner shelf off the southeastern coast of Korea. *Geo-Marine Letter*, 10, 195–205.
- Qian, W. and Zhu, Y., 2002, Little ice Age Climate near Beijing, China, Inferred from Historical and Stalagmite Records. *Quaternary Research*, 57, 109–119.
- Saye, S.E. and Pye, K., 2006, Variations in chemical composition and particle size of dune sediments along the west coast of Jutland, Denmark. *Sedimentary Geology*, 183, 217–242.
- Smith, C.L., Baker, A., Fairchild, I.J., Frisia, S., and Borsato, A., 2006, Reconstructing hemispheric-scale climates from multiple stalagmite records. *International Journal of climatology*, 26, 1417–1424.

- Smith, G.A., Wang, Y., Cerling, T.E., and Geissman, J.W., 1993, Comparison of a paleosol-carbonate isotope record to other records of Pliocene-early Pleistocene climate in the western United States. *Geology*, 21, 691-694.
- Suk, B. C., 1989, Quaternary sedimentation processes, structures and sea level changes in the East China Sea, the Yellow Sea and Korea-Tsushima Strait regions. Ph.D. thesis, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 246 p.
- Tieszen, L.L. and Boutton, T.W., 1989, Stable carbon isotopes in terrestrial ecosystem research, in Rundel, P.W., et al., eds., *Stable isotopes in ecological research*. New York, Springer-Verlag, p. 167-195
- Vidic, N. and Montanez, I.P., 2004, Climatically driven glacial-interglacial variations in C₃ and C₄ plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 32, 337-340.
- Wang, H. and Follmer, L.R., 1998, Proxy of monsoon seasonality in carbon isotopes from paleosols of the southern Chinese Loess Plateau. *Geology*, 26, 987-990.
- Wang, Y., Chen, H., Edwards, R., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M., Dykoski, C., and Li, X., 2005, The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308, 854-857.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., and An, Z., 2008, Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451, 1090-1093.
- Williams, D.F., Kuzmin, M.I., Prokopenko, A.A., Karabanov, E.B., Khursevich, G.K., and Bezrukova, E.V., 2001, The Lake Baikal drilling project in the context of a global lake drilling initiative. *Quaternary International*, 80, 3-18.
- Williams, D.F., Peck, J., Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Kravchinsky, V., King, J., and Kuzmin, M.I., 1997, Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years. *Science*, 278,

1114-1117.

- Woo, K.S., Choi, D.W., and Lee, K.C., 2008, Silicification of cave corals from some lava tube caves in the Jeju Island, Korea: Implications for speleogenesis and a proxy for paleoenvironmental change during the Late Quaternary. *Quaternary International*, 176-177, 82-95.
- Ykuan, D., Cheng, H., Edwards, R.L., Dyoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J., An, Z., and Cai, Y., 2004, Timing duration and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science* 304, 575-578.
- Yoo, D.-G. and Park, S.-C., 2000, High-resolution seismic study as a tool for sequence stratigraphic evidence of high-frequency sea-level changes: latest Pleistocene-Holocene example from the Korea Strait. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 2, 296-309.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R.L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu, J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J., Jin, L., and Johnson, K.R., 2008, A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese Cave Record. *Science*, 322, 940-942.

Late Holocene paleoclimate reconstructions using carbonate sand dune sediments and stalagmite from the Yongcheon cave in Jeju Island, Korea

Ji Hyo Seon

Department of Geology

ABSTRACT

Carbonate sand dunes of biogenic origin are distributed near Gimnyeong-ri, Gujwa-eup, Jeju Island. Carbonate sediments are medium sand-sized, and the sediments are mostly composed of mollusk and coralline red algae fragments up to 60~70%. Minor components include benthic foraminifers, echinoderms, bryozoans and volcanic rock fragments. Beach sediments, which are considered to be the source of carbonate dune sands, also show the similar texture and composition. This suggests that dune sands were transported onto the study area by wind after carbonate sediments were formed in shallow sea and transported to the beach. Four carbonate sand dunes were investigated, and intercalating paleosol and carbonate layers were dated. Paleosols in contact with basalt at the base of sand dunes (GY1, GY2, DC1, DC2) are estimated to be 4310, 2640, 4210 and 1970 years BP, respectively, and the ages of paleosol layers decrease upwards at all sections. Development of paleosols were controlled by the intensity of vegetation growth, thus it may imply the intensity of East Asian Monsoon system after Mid-Holocene.

Yongcheon cave which contains numerous carbonate speleothem was the typical lava tube cave that probably formed between 0.2~0.4 Ma ago. Yongcheon Cave is a lava tube cave which is not affected by subtle

environmental changes outside and retain the stable cave environment. Thus, the stalagmite in this cave is suitable for paleoclimatic investigation. A 6.8cm-long stalagmite, YC-02, was collected in its growth position in 2008. Annual growth laminae in the stalagmite is clearly identified and brown laminae is considered to be formed during winter when water supply into the cave is minimal. The age of the stalagmite is calculated by counting growth laminae within the stalagmite and the stalagmite is estimated to begin to grow since 1761. Spacing between brown growth laminae and corresponding microstructure show clear difference during certain periods. Also, narrower spacing is characterized by compact columnar calcite microstructure. Wider spacing together with loose columnar microstructure indicates higher input of water supply into the cave because columnar calcite crystals tend to include more growth voids and fluid inclusions. This suggests that textural characteristics of speleothems can be used as a proxy to reconstruct paleoclimatic variations in addition to geochemical proxies. Stable isotope compositions of carbonate sand dunes were also analyzed to understand the interpretation of paleoclimatic changes from the stalagmite. Also, stable isotope data were obtained only from the lower part of the stalagmite due to limited budget. The isotope data show that carbon isotope values clearly demonstrate the climatic changes during the growth of the stalagmite. Interpretation of oxygen isotope data is still problematic. To solve this problem, it is necessary to monitor oxygen isotope composition of rainwater as well as cave water. This research clearly shows that carbon isotopic values of speleothems are more useful to understand paleoclimatic variations than oxygen values.