

BSPp11070

서북극해 멘델레프 해령 심해 퇴적층의
자생 탄산염광물의 기원규명

(Origin of authigenic carbonates in pelagic sediments
in Arctic Ocean from Mendeleev Ridge)

강원대학교

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “서북극해 지구온난화 규명을 위한 노스윈드-멘델레프해령 주변해역의 고해양환경변화 정밀복원연구” 과제의 위탁연구 “서북극해 멘델레프 해령 심해퇴적층의 자생 탄산염광물의 기원규명” 과제의 최종보고서로 제출합니다.

2012. 01.

총괄연구책임자 : 남 승 일

위탁연구기관명 : 강원대학교

위탁연구책임자 : 우 경 식

위탁참여연구원 : 김 정 속

“ : 허 남 국

“ : 황 태 현

“ : Kabir Mohammad Lutful

요 약 문

I. 제 목

서북극해 맨델레프 해령 심해퇴적층의 자생 탄산염광물의 기원규명

II. 연구개발의 목적 및 필요성

인간 활동에 의해 온실가스가 증가하면서 지구 온난화의 문제가 심각해지고 있다. 2007년도에 출판된 IPCC 제4차 보고서는 가까운 미래에 지구의 환경에 많은 변화가 있을 것을 우려하고 있다. 특히, 지구온난화에 따라 태평양 서부에 위치하고 있는 West Pacific Warm Pool의 세력이 강화되면서 엘니뇨와 태풍의 발생에 많은 영향을 미치고 있으며, 이는 동아시아몬순에도 많은 영향을 미쳐 한반도 주변의 기후변화에도 큰 영향을 주고 있다. 최근 여러 연구결과에 의하면 동아시아몬순의 변화는 북극해와 북대서양의 기후와 밀접한 연관이 있는 것으로 알려지고 있다. 즉, 전 지구적 기후변화에 민감하게 반응하고 있는 북극해 주변의 기후변화는 대서양 해류의 순환에 큰 영향을 미칠 수 있다.

이 연구는 북극해 수심 1,800-2,800미터 수심에서 박스코아에 의해 채취된 자생 탄산염광물에 대한 조직분석, 안정동위원소, 미량원소와 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기비 분석 성분을 분석하여, 그 결과로부터 이에 대한 성인을 규명하고 이들이 생성된 고환경을 복원하는 데에 그 목적이 있다. 이를 위하여 자생 탄산염광물의 종류와 이들의 다양한 성장조직을 파악하고, 조직분석을 기준으로 산소와 탄소동위원소를 실시하였으며, 현재 미량원소 성분을 분석 중에 있다. 분석결과를 토대로 자생 탄산염광물이 어떤 환경에서 생성되었는지를 규명하고, 이들이 생성된 환경이 북극해의 고환경변화와 어떠한 관계를 가지고 있는지를 파악하고자 한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

이 연구는 서북극해 노스윈드-멘델레프해령 주변해역에서 시추한 박스코어 시료를 극지연구소로부터 제공받아 사용하였다. 제공된 시료는 유공층의 분리를 위해 체질을 실시한 62.5 μm 이상의 사질 크기의 퇴적물이었으며, 이 사질 퇴적물 내에 포함되어 있는 자생탄산염광물을 picking하여 시료를 채취하였다. 분리한 자생 탄산염광물을 중액분리법을 이용하여 calcite와 aragonite를 분리하였으며, 이들에 대한 미세조직을 주사전자현미경을 이용하여 관찰하였다. 또한 SEM에 부착된 EDAX를 이용하여 미량원소 성분 중에서 Sr 성분의 정성분석과 성장한 광물결정의 형태를 토대로 탄산염광물의 종류를 구별하였다. 분리된 자생 탄산염광물을 광물별로 산소와 탄소동위원소 성분을 분석하였다. 자생 탄산염광물이 침전하였던 시기를 파악하기 위해 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 의 초기비를 분석 중에 있다. 이를 통해 현생 북극해의 해양환경 자료와 비교하여 과거 자생 탄산염광물이 침전된 고해양환경을 추정하고, 이들이 생성된 환경이 북극해의 고환경변화와 어떠한 관계를 가지고 있는지를 판단하였다.

IV. 연구개발결과

서북극해에 자생 탄산염광물은 아라고나이트와 방해석으로 이루어져 있다. 이들이 성장한 결정의 순서를 주사전자현미경으로 관찰하면 방해석과 아라고나이트가 같이 나타나는 시료의 경우, 모두 방해석이 생성된 후 아라고나이트가 성장한 형태만이 관찰된다. 하지만 EDAX로 광물을 구분한 결과 방해석은 Mg과 Sr의 정성적인 함량은 각각 0~1.69 wt%, 0~1.71 wt% 이며, 아라고나이트는 Mg과 Sr 함량이 각각 -0.1~0.37 wt%, -1.2~1.37 wt% 이다. 대부분의 자생 탄산염광물에서 방해석은 Sr함량보다 Mg함량이 높고, 아라고나이트는 Mg함량보다 Sr함량이 높게 나타나지만, 일부 시료에서는 이러한 경향이 뚜렷이 나타나지 않는 경우도 있다.

결정의 미세구조와 배열방향에 따라 분리한 결과 아라고나이트의 미세구조는 Radiating Fibrous texture(RFC), Spherulitic fibrous texture, Randomly oriented fibrous texture, Bladed texture, Etched surface texture로 총 5개의 type으로 나눌 수 있고, 방해석의 미세구조는 Foliated texture, Equant texture, Bladed texture 총 3개의 type으로 구분할 수 있다.

자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 -5~+5‰(VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 1.2‰(VPDB)의 값을 갖는다. 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 각각 -5~+5‰(VPDB), -3~+4‰(VPDB)의 범위에서 각각 변화한다. 탄소동위원소 값은 +0.5~5.5‰(VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 2.65‰(VPDB)의 값을 갖는다. 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 값은 각각 +1~+4‰(VPDB), +0.5~+5.5‰(VPDB)의 범위에서 변화한다.

연구지역에서 발견된 자생 탄산염광물은 퇴적물 깊이 1 cm 이내에서부터 30 cm에 이르기까지 거의 전 구간에 걸쳐 분포하고 있다. 보통 퇴적물 내에는 유기물의 함량과 퇴적률에 따라 유기물의 산화가 빠르게 일어나면서 공극수가 환원환경(suboxic zone, sulfate reducing zone and methanogenic zone)으로 바뀌게 된다. 자생 탄산염광물에 대한 광물학적 결과와 안정동위원소 분석결과 이들은 퇴적물이 심해에서 퇴적된 후 공극수가 환원환경에 이르면서 methanogenic zone으로 변화였고 이러한 환경에서 자생 탄산염광물이 생성된 것으로 생각된다. 하지만 아직도 이들이 생성된 원인과 속성환경을 정밀하게 추적하기 위해서는 좀더 많은 시료의 분석과 퇴적물 자체의 광물학적 및 지화학적 분석이 추가적으로 요구된다.

V. 연구개발결과의 활용계획

현재 지구온난화에 따른 기후변화는 학계의 중요한 관심사 중의 하나이다. 북극해 심해퇴적층에 산출되는 자생 탄산염광물의 존재는 아직 국제적으로도 학계에 잘 알려지지 않은 사실이다. 이러한 자생 탄산염광물의 성인과 그 고기후적 의미가 밝혀진다면, 이는 고해양학은 물론이고 해양지질 분야 내에서 학술적으로 큰 의미를 가질 것으로 기대되고, 최근 기후변화로 인해 대한민국 정부가 입는 경제적 손실은 막대하다. 또한 이 연구의 결과과 과거 북극해의 환경변화와 관련이 있다는 것이 밝혀진다면, 이 연구는 과거의 전 지구적인 기후변화를 이해하는데 많은 도움을 줄 것이며, 앞으로 전 지구적인 기후변화를 예측하는데 큰 도움을 줄 수 있는 기초자료가 될 것이다. 이는 이 연구가 국가에서 기후변화에 따른 경제적 손실을 절감할 수 있는 중요한 자료를 제공할 수 있다는 것을 의미한다.

S U M M A R Y

Carbonate minerals were discovered from the giant box core (PS72/410-1) of the pelagic sediments recovered from the Canadian Arctic across the central Mendeleev Ridge (Station location = Lat. 80°30.37"N, Long. 175°44,38"W) during the Arctic cruise by Polarstem in 2008. The core was 39 cm in depth and was collected from the water depth of 1802 meters.

The sediments show various colors from grey to brown as previously reported in other Arctic pelagic sediments. The sediments include planktonic foraminifers together with carbonate minerals. The contents of planktonic foraminifers and carbonate minerals vary with core depth, however these carbonate minerals are present through the whole sequence except for a few centimeters. After wet sieving, coarse fractions were texturally examined with binocular microscope and SEM, and stable isotope compositions were obtained.

Mineralogy of carbonate minerals were determined using crystal shapes and qualitative Sr contents by EDAX. The carbonates are composed of calcite, aragonite or a combination of both. Aragonite crystals show Radiating Fibrous texture(RFC), Spherulitic fibrous texture, Randomly oriented fibrous texture, Bladed texture, etched surface texture, and calcite crystals show Foliated texture, Equant texture, Bladed texture. Various shapes of aragonite and calcite crystals are randomly distributed throughout the core.

Highly enriched carbon isotope compositions ($\delta^{13}\text{C} = 0 \sim +5\%$ vs. PDB) strongly indicate that they formed in and host sediments induced by methanogenic bacteria. However, a wide range of oxygen isotope values ($\delta^{18}\text{O} = -5 \sim +5\%$ vs. PDB) still need more scrutiny. Various shapes of carbonate crystals together with highly positive carbon isotope values indicate that these carbonates are authigenic in origin. Because the host sediments including these carbonates are not organic-rich, the presence of authigenic carbonates may be related to paleoceanographic conditions of the Arctic Ocean which resulted in anoxic pore water conditions just a few centimeters below the sediment/water interface.

C O N T E N T S

Summary (Korean)	2
Summary (English)	5
Contents (English)	6
Contents (Korean)	8
List of figures	10
List of tables	11
Chapter 1. Introduction	12
Section 1. Objective and significance of the study	12
Section 2. Contents and scope of the study	13
Chapter 2. Current domestic and foreign research	15
Chapter 3. Results	17
Section 1. Introduction	17
Section 2. Study area	18
Section 3. Methods	20
Section 4. Results	24
1. General aspects of sedimentary core	24
2. Texture and mineralogy of the authigenic carbonate	26
2. Oxygen isotope compositions of the authigenic carbonate	39
3. Carbon isotope compositions of the authigenic carbonate	39
Section 5. Discussion	42
1. Distribution and meaning of organic carbon($\delta^{13}\text{C}_{org}$)	42
2. Meaning of texture of authigenic carbonate	43
2. Origin of authigenic carbonate from isotope compositions	44
Section 6. Conclusions	50
Chapter 4. Achievements and contributions	51
Chapter 5. Applications	52

Chapter 6. References 53

목 차

제출문	1
요약문	2
Summary	5
Contents	6
목차	8
List of figures	10
List of tables	11
제 1 장 서론	12
제 1 절 연구개발의 목적 및 필요성	12
제 2 절 연구개발의 내용 및 범위	13
제 2 장 국내외 기술개발 현황	15
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	17
제 1 절 서론	17
제 2 절 연구지역	18
제 3 절 연구방법	20
제 4 절 연구결과	24
1. 퇴적물 코어에 일반적인 양상	24
2. 자생 탄산염광물의 미세조직 및 광물성분	26
3. 자생 탄산염광물의 산소동위원소 성분	39
4. 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 성분	39
제 5 절 토의	42
1. 유기물 탄소 분포 및 의미	42
2. 자생 탄산염광물의 조직의 의미	43
3. 자생 탄산염광물의 동위원소 성분에 따른 성인	44
제 6 절 결론	50
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도	51
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	52

제 6 장 참고문헌 53

List of Figures

Figure 1. Retreat of Arctic sea ice	14
Figure 2. Map showing the study area and core sampling sites	19
Figure 3. The flow chart showing the analytical procedure	22
Figure 4. Density separation showing separated calcite and aragonite crystals	23
Figure 5. Content (%) of calcium carbonate (CaCO_3), total organic carbon (TOC), authigenic carbonates, and $\delta^{13}\text{C}_{org}$ values of the sediment core PS72/410-1	25
Figure 6. Coarse carbonate fractions after wet sieving composed of authigenic carbonate minerals and planktonic foraminifera	28
Figure 7. Foliated calcite crystalline texture	29
Figure 8. Equant calcite crystalline texture	30
Figure 9. Bladed calcite crystalline texture	31
Figure 10. Fibrous aragonite crystalline texture	32
Figure 11. Randomly oriented fibrous aragonite crystalline texture	33
Figure 12. Bladed aragonite crystalline texture	34
Figure 13. Etched surface texture	35
Figure 14. Formation of aragonite (A) after calcite (C)	36
Figure 15. Scatter diagram of oxygen vs. carbon isotope values for the authigenic carbonates in this study. Red points = aragonite, blue points = calcite.	40
Figure 16. Generalized diagrams illustrating the relative positions of calcite and aragonite solubility profiles in the modern tropical ocean and the variation in temperature with depth. The major zones of diagenesis are plotted to the right (From James and Choquette, 1990).	46
Figure 17. Stable isotope ranges of various types of concretions in the Pohang Basin, Korea. Type I = Sulfate reduction zone with volcanic sediments, Type II = Sulfate Reduction zone, Type III = Methanogenic zone for calcite, and Type IV = Methanogenic zone for dolomite (After Woo and Khim, 2005). Note that the stable isotope compositions of the authigenic carbonates in this study are within the range of methanogenic zone.	49

List of tables

Table 1. Information on the core samples in this study	22
Table 2. The EDAX data for calcite crystals	37
Table 3. The EDAX data for aragonite crystals	38
Table 4. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) compositions of authigenic carbonates	41

제 1 장 서론

제 1 절 연구개발의 목적 및 필요성

인간 활동에 의해 온실가스가 증가하면서 지구 온난화의 문제가 심각해지고 있다. 2007년도에 출판된 IPCC 제4차 보고서는 가까운 미래에 지구의 환경에 많은 변화가 있을 것을 우려하고 있다. 특히, 지구온난화에 따라 태평양 서부에 위치하고 있는 West Pacific Warm Pool의 세력이 강화되면서 엘니뇨와 태풍의 발생에 많은 영향을 미치고 있으며, 이는 동아시아몬순에도 많은 영향을 미쳐 한반도 주변의 기후변화에도 큰 영향을 주고 있다. 최근 여러 연구결과에 의하면 동아시아몬순의 변화는 북극해와 북대서양의 기후와 밀접한 연관이 있는 것으로 알려지고 있다. 즉, 전 지구적 기후변화에 민감하게 반응하고 있는 북극해 주변의 기후변화는 대서양 해류의 순환에 큰 영향을 미칠 수 있다.

최근 지구온난화에 의해 북극해의 해빙은 지속적으로 줄어들고 있다. 이러한 빙하의 후퇴는 북극해의 해빙이 2030년 이전까지 완전히 사라질 지도 모른다고 학자들은 우려하고 있다. 특히 지구온난화에 따른 지구표면의 기후변화는 저위도 지역보다 극한 기후지역이 훨씬 더 많은 영향을 받고 있다는 것이 그동안 여러 지질학자들의 연구결과이다. 따라서 정확한 북극해 주변의 기후변화의 모니터링과 예측은 한반도를 포함한 전 지구기후변화의 예측에 매우 중요한 자료를 구축할 것으로 판단된다.

이를 위해 이 연구에서는 북극해에서 생성된 자생 탄산염광물을 이용하여 이들의 성인을 규명하기 위해 연구를 수행하였다. 북극해에서 채취된 자생 탄산염광물에 대한 조직분석, 안정동위원소, 미량원소와 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기비 분석 성분을 분석하여, 그 결과로부터 이에 대한 성인을 규명하고 이들이 생성된 고환경을 복원하는 데에 그 목적을 설정하였다. 이를 위하여 자생 탄산염광물의 종류와 이들의 다양한 성장조직을 파악하고, 조직분석을 기준으로 산소와 탄소동위원소 성분을 분석하였다. 또한 이들의 속성환경을 좀더 정밀하게 이해하기 위해 이들에 대한 미량원소 성분을 분석 중에 있으며, 분석결과를 활용하여 이 지역 일대의 해수환경과 비교, 분석함으로써 과거에 이들이 생성된 속성환경에 대한 해석을 할 예정이다. 즉, 자생 탄산염광물이 어떤 환경에서 생성되었는지를 규명하고, 이들이 생성된 환경이 북극해의 고환경변화와 어떠한 관계를 가지고 있는지를 파악하고자 한다. 이는 전 지구적인 기후변화를 이해하고 미래의 지구환경변화를 예측하는데 매우 중요한 자료를 제공할 수 있을 것으로 생각된다.

제 2 절 연구개발의 내용 및 범위

- 북극해 덴델레프 해령 해역(북위 80.5°)에서 3 정점으로부터 시추한 박스코어 시료를 극지연구소로부터 제공받음. 제공받은 시료는 미사크기 이상의 시료임.
- 극지연구소로부터 얻은 시료 중에서 부유성 유공충과 구별되는 자생탄산염 광물을 손으로 선별하여(picking) 채취함.
- 채취한 시료는 아라고나이트와 방해석으로 이루어져 있는 것으로 추정되어 이들을 분리하여 분석할 수 있는 방법을 개발함. 이들을 분석하기 위해 방해석(약 2.8)과 아라고나이트(약 2.9)의 비중이 서로 다른 것을 이용하여 이를 구별할 수 있는 비중액을 만들어서 이들을 분리함. 분리하기 위한 용매는 sodium polytungstate를 증류수와 혼합하여 비중이 약 2.8의 용액을 만들어서 사용함.
- Calcite와 aragonite 자생 탄산염광물의 미세조직을 실체현미경과 전자현미경으로 관찰하여 이들 광물결정이 자란 형태와 광물 결정 자체의 형태를 기준으로 이들의 조직을 분류함.
- 일부 선택된 시료에 한하여 선별된 시료를 주사전자현미경(SEM)에 부착되어 있는 EDAX를 이용하여 아라고나이트와 방해석을 구별함. 이를 위해 아라고나이트는 끝이 사각형의 모양을 지니고 Sr의 함량이 높다는 기준을 사용함.
- 방해석과 아라고나이트의 구별된 조직의 type를 분리하여 각각의 형태에 따라 질량분석기(Stable Isotope Ratio Mass Spectrometer)를 이용하여 안정동위원소(산소와 탄소)를 분석함. 자생 탄산염광물의 산소와 탄소동위원소 성분을 측정하여 생성되었던 속성환경을 추정함.
- 자생 탄산염광물의 안정동위원소와 이미 한국해양연구원 극지연구소에서 분석을 수행하고 있는 여러 퇴적물에 대한 다른 자료와 함께 비교하여 자생 탄산염광물이 과거 해양환경에 어떠한 의미를 갖는 지를 추정하고자 함

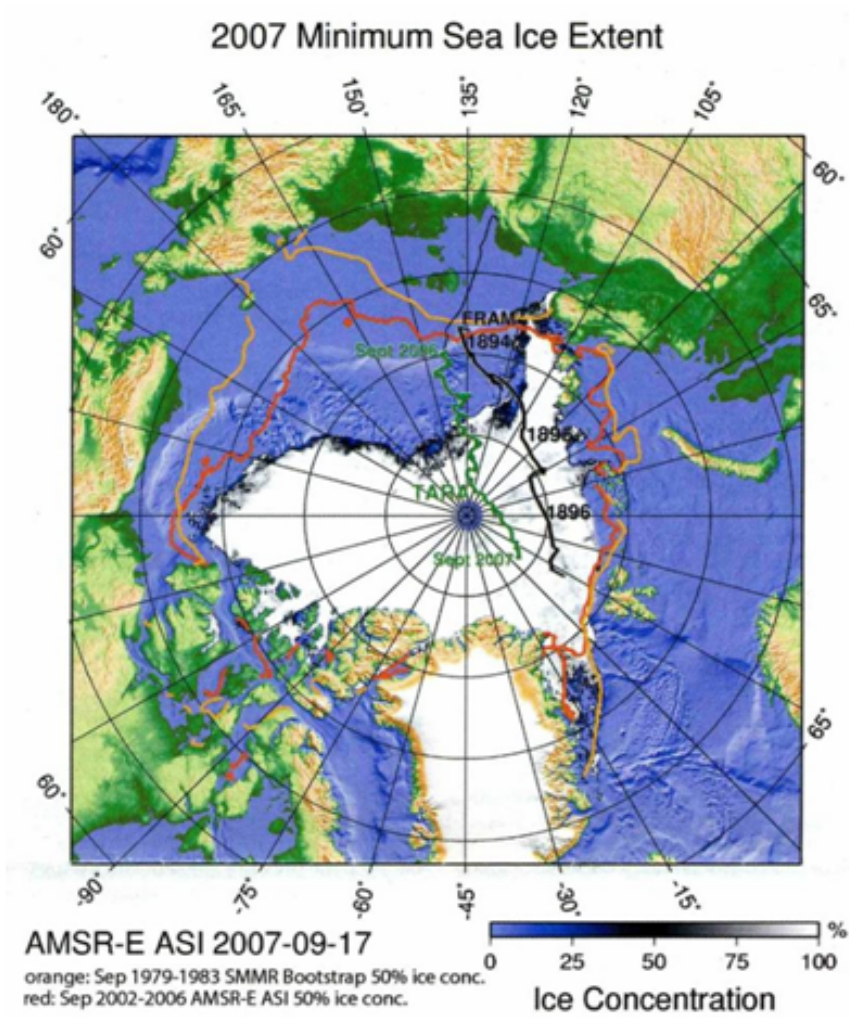


Fig. 1. The drift track of Ice Station Tara from September 2006 to September 2007 and the drift track of the Fram (1894–1896) are represented. The bottom topography is shown together with sea ice summer minimum extent in 2005 and 2007.

Fig 1. Retreat of Arctic sea ice (EOS, 2010)

제 2 장 국내외 기술개발 현황

새로운 광물자원의 잠재성과 기후변화 연구의 중요한 북극해 퇴적물은 아직까지 단편적으로만 연구(지질학, 고기후학 등)되어 왔다. 특히, 서북극해는 연중 빙하로 덮혀있고, 수리학적으로 고립되어 있기 때문에 오래전부터 최근까지 지질학적인 연구가 지구상에서 가장적은 지역에 속한다. 이 지역은 상당히 많은 양의 빙하가 줄어들어 현재 가장 심한 변화를 나타내고 있다(Comiso et al., 2008; Stroeve et al., 2008).

1950년대 러시아는 북극해 중앙에서 퇴적물코어를 채취하였다. 이 퇴적물코어는 북극 빙하와 해수면의 변동과 함께 반복적인 암석학적인 자료, 미세동물군(microfauna)의 변화를 보여주고(Belov and Lapina, 1961, 1970), Eurasia 북쪽에 4기 빙하작용 동안에 연령모델을 의해 처음으로 북극해 퇴적물의 연대측정을 하였다. 또 Ericson et al. (1964)는 기후변화연구를 위해 암석학적 패턴을 이용하여 접근하였다. 그 이후 1960년대부터 1980년대까지 미국(US ice camp T-3)은 서북극해 퇴적물 코어를 수집하고, 연대측정을 위해 고지자기 경사각 자료를 획득하였다. 이 고지자기 자료는 미숙하였지만, 일정한 변화패턴을 보여주었다.

새로운 층서학적인 자료로 Lomonosov해령 중앙에서 퇴적물 코어(Oden96/12-1PC)를 채취하였다(Jakobsson et al., 2000). 이 시료는 이전에 연구된 시료들보다 경사각의 변화가 더 복잡하고, 고해상도의 고지자기 정보가 기록되어 있고, 코어에 주기적인 색변화와 산화망간(manganese oxide)의 함량변화를 대비한 결과 갈색과 Mn 함량이 높은 층이 간빙기내지 아간빙기 시기와 일치하였다. 또한 코코리스를 이용한 분석을 통해 자료를 보완하였다(Jakobsson et al., 2001; Backman et al., 2004). 이 결과는 이전 연구보다 더 정확한 고기후 이벤트와 퇴적물을 제공하였다. Lomonosov해령으로부터 채취한 퇴적물코어의 자료들을 이용하여 새로운 연령모델을 만들었고(Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004; Spielhagen et al., 2004), 최근 이 연령모델과 북극중앙으로부터 채취한 심해퇴적물 코어의 신생대 층서와 일치함을 보여주었다(ACEX; O'Regan et al., 2008). 그러나 퇴적작용이 다른 지역과 거리상으로 먼 지역과는 일치하지 않았다(e.g., Sellen et al., 2008). 최근 서북극해 층서와 고해양학적이 연구는 2005년 HOTRAX(Healy-Oden TransArctic Expedition)에 의해 빠르게 진행되고 있다(Darby et al., 2005). Northwind, Mendeleev, Alpha, Lomonosov 해령과 같이 북극해에 주된 해령과 고원에서 퇴적물 코어를 획득하였다. 이 퇴적물 자료의 분석은 북극 고기후 발달을 이해하는데 중요하다.

북극해에서 채취한 퇴적물을 이용하여 수행된 지난 수십 년 동안의 연구는 북극해의 고해양환경을 이해하는데 많은 도움을 주었으나, 아직도 북극해의 시료에는 얻어지지 않은 지질학적 시간대가 있고, 제약된 자료로 인해 많은 문제점이 해결되지 않고 있는 것이 사실이다. 이러한 가운데 극지연구소 연구팀들은 얻어진 코어 중에 부유성 유공충을 제외

한 탄산염 성분을 발견하고 이에 대한 의문을 가지게 되었다. 이 연구는 이러한 이유로 극지연구소에서 강원대학교 지질학과에 연구를 의뢰하여 수행되었으며, 이 연구결과 이들 탄산염광물을 자생 탄산염광물로 판명되었다. 이제까지 수십 년 동안 북극해의 퇴적물에 대한 연구가 수행되어 왔으나 이러한 자생 탄산염광물의 발견의 세계 최초의 사건이라 할 수 있다. 따라서 이 연구는 외국에서도 아직 수행하지 못한 세계 최초의 연구라 평가할 수 있다.

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 서론

퇴적암 내에 자생광물은 유체가 이동하는 동안 물과 암석의 상호작용에 유용한 자료를 제공한다(e.g. Bjorlykke, 1993, 1994). 광물화된 유체의 기원은 암석학적, 안정동위원소 연구결과를 통해 추적할 수 있다(e.g. Tilley and Longstaffe, 1989; Longstaffe et al., 1992). 따라서 자생 탄산염광물 내에도 탄산염광물이 침전할 때 퇴적물 내에 존재하는 공극수의 물리적, 화학적인 정보가 기록되어 있으며, 이러한 공극수의 성분은 잔류해수의 성분과 외부에서 공급되는 물질, 그리고 퇴적물 자체 성분의 영향을 받을 수 있다.

자생탄산염광물은 육성의 퇴적층에서 주로 연구되기도 하였지만(Chilingar et al., 1971; Kholodov, 1987, 1991, 1999; Taft, 1971), 해양환경에서도 해양저에 cold methane seeps 주변에서도 많은 연구가 이루어졌다(Ivanov et al., 1991; Von Rad et al., 1996; Suess et al., 1998). 탄산염광물의 침전은 해수의 물리화학적인 특성(pH, 염분, alkalinity, $\text{CO}_3^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ 와 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 비, 온도, 유기물 존재에 의존하는 것으로 알려져 있고, 주로 유기물의 분해(organic matter decay), 박테리아 황산염 환원(bacterial sulfate reduction), 메탄산화작용(methane oxidation) 동안에 생성된 탄산칼슘이온에 의해 결정된다.

자생 탄산염광물의 기원은 1950년대 중반 흑해 퇴적물 내에 자생 탄산염암의 속성작용으로 인해 생성되었다고 Strakjov (1951)은 해석 한 바 있고, 1960년대에 들어 해양퇴적물 내에 자생 탄산염광물 기원이 메탄산화작용과 관계가 있다고 보고되었다(Fuex, 1977; Hathaway and Degens, 1968; Nissenbaum, 1984).

1979년부터, 활발한 열수작용이 중앙해령에서 발견되었다. 이 작용은 내부원인에 의한 가스(CH_4 , CO_2 등)의 배출과 자생 탄산염광물의 생성에 의해 주목을 받았다. 피상의 탄산염 성장(buildup) 또한 열수작용에 의해 생성되었다. 이러한 탄산염암에 이산화탄소와 Ca^{2+} 는 해수와 열수용액으로부터 나온 것이고, 이러한 형태의 자생 탄산염광물도 처음 보고되었다(Kelley et al., 2001; Lein et al., 2002a).

이와 같이 다양한 기원의 자생 탄산염광물은 침전할 때의 해양학적인 정보가 기록되어 있다. 이 보고서에서는 서북극해 멘델레프 해령 심해 퇴적층에서 채취한 코어 내에 발견된 자생 탄산염광물의 암석학적(성장한 광물의 형태와 조직) 및 화학적(산소와 탄소동위원소)인 자료를 이용하여 자생 탄산염광물의 기원과 그 탄산염광물의 분포가 고해양환경에 어떠한 의미를 가질 수 있는지를 연구하고자 하였다.

제 2 절 연구지역

서반구와 동반구(Western and Eastern Hemispheres)에 위치한 북극해는 두 부분으로 나눌 수 있다. 흔히 서북극과 동북극이란 용어를 사용하고, Lomonosov해령에 의해 Amerasia와 Eurasia 분지로 나뉜다. 동북극은 북대서양과 해수의 교류가 활발하고, 서북극은 뷰포트환류(Beaufort Gyre; 대략 북극 80도, 서경150도 지점을 중심으로 서서히 시계방향으로 자전하는 것)와 Lomonosov해령에 의해 수계 지리학적으로 고립되어 있다. 오랜 시간 동안 서북극해에 이러한 시스템 때문에 빙하로 항상 덮혀 있고, 생물의 종류가 다양하지 않고 어느 특정한 생물종만 우세하게 나타난다. 또한 반세기동안 해양지질학적 탐사가 이루어졌음에도 불구하고 다른 해양지역과 비교하여 자료가 많지 않다. 그 이유는 낮은 퇴적률, 생물각질의 강한 용해도, 시료 운반의 문제들은 층서적, 고기후적 연구를 더욱 느리고, 복잡하게 만들기 때문이다.

Mendeleev 해령은 East Siberian 대륙붕에서부터 북극(North Pole)까지 넓게 분포한 대양저산맥으로(위도 80°30.37'N, 경도 175°44.38') 1948년에 구소련에 고위도탐사때 발견되었다(Fig. 2). Alpha-Mendeleev 해령은 Lomonosov 해령과 Canada 분지 사이에 아치형태로 넓게 분포해 있다. 넓이는 200~800km로 Lomonosov 해령보다 넓다. Mendeleev해령의 기원은 아직 자료가 충분하지 않기 때문에 해양 또는 대륙의 특징인지, Alpha해령과 관련이 있는지는 불확실하고 논쟁 중에 있다.

Chunkchi Borderland(Chukchi Plateau and Northwind Ridge)에 인접한 Mendeleev해령의 남쪽부분은 인접한 대륙붕으로부터 퇴적물이 이동하고, 여름에 자주 빙하가 녹기 때문에 Amerasia 분지 내부보다 퇴적률이 높다(Poore et al., 1993; Phillips and Grantz, 1997). 최근 퇴적률 측정결과 0.2-0.3 mm/kyr 이다(Cranston, 1997; Huh et al., 1997).

북극해의 해수는 보통 염분이 낮지만(Aagarde et al., 1985), 저층수는 Fram 해협을 통해 Norwegian-Greenland 해수와 서로 교류하고, 대륙붕에 빙하형성에 의해 온도가 낮고, 염분을 함유하고 있다. 또 북극해는 Lomonosov 해령으로 Amerasia 분지와 Eurasia분지로 나뉘어 있기 때문에 온도, 염분 그리고 체류시간이 차이가 난다. Amerasia 분지의 심해수는 상대적으로 따뜻하고(-0.5°C), 거의 1000년 정도의 연령을 갖는다(Macdonald and Carmack, 1991). 중층수는 저층수나 표층수에 비해 상대적으로 높으며, 0°C보다 높게 나타난다. Bering 해협으로부터 들어온 태평양 해수를 포함하고 있으며, 염양염류가 높고, 상대적으로 염분이 낮다(<33 psu). 표층수는 염분이 낮은 많은 양의 민물이 유입된다. 따라서 해수를 덮고 있는 빙하가 유지된다.

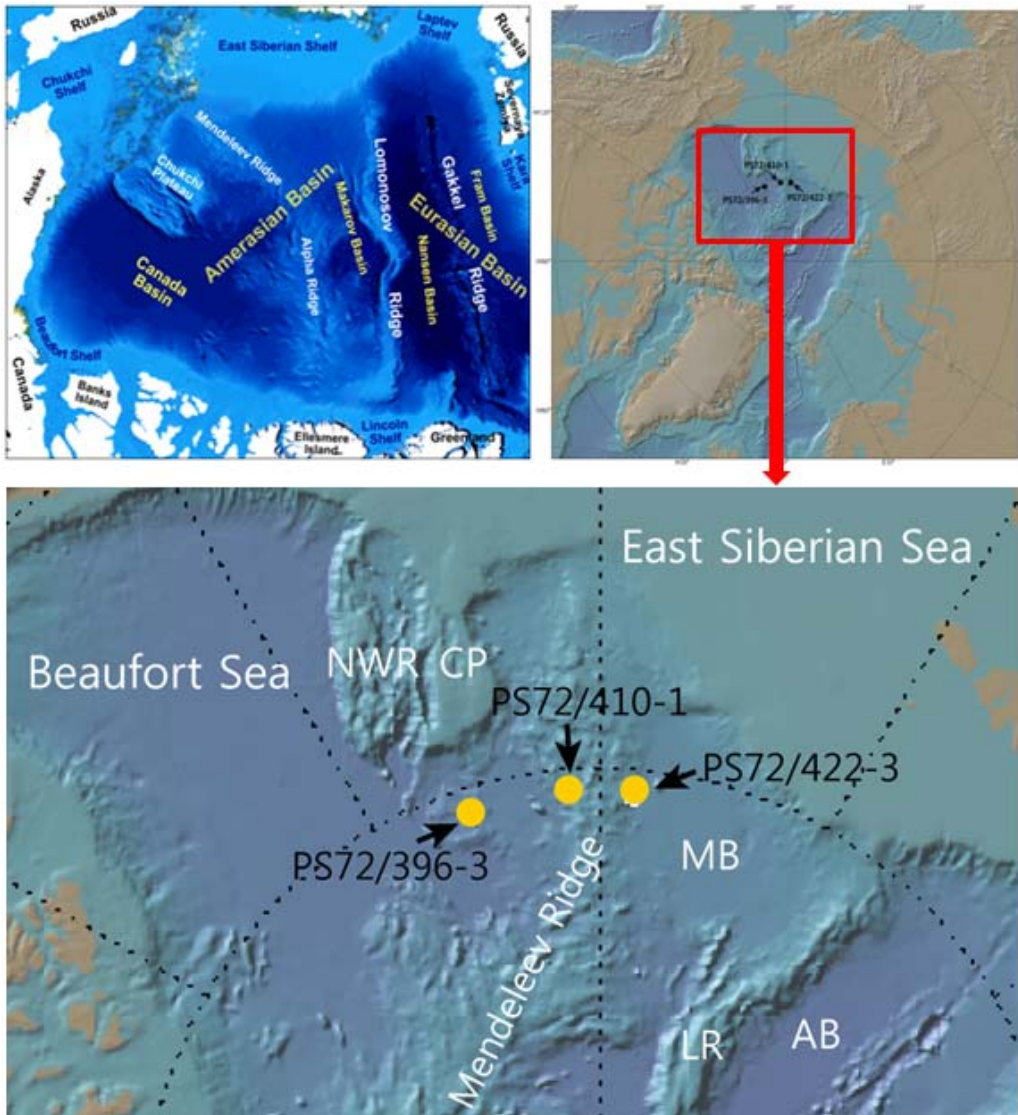


Figure 2. Map showing the study area and core sampling sites.

제 3 절 연구방법

이 연구를 위하여 2008년 독일 Alfred-Wegener 극지·해양연구소의 쇄빙선인 “Polarstern”을 이용하여 서북극해 멘델레프해령 해역(북위 80.5°)에서 3 정점으로부터 박스코어를 채취하였다(Fig. 1, Table 1). 이 시료(PS72/410-1, PS72/422-3, , PS72/396-3) 채취 심도는 수심 1,802m, 2,546m, 2,731m에서 채취하였다(Table 1). 이번 연구에서는 코어 중에서 PS72/410-1 박스코어를 사용하였다. 이 코어는 수심 1802m에서 채취하였으며 코어 길이는 39cm이다.

채취된 퇴적물을 wet sieving을 이용하여 사질과 이질 크기를 분리하였고, 분리된 사질퇴적물에서 picking을 통해 자생 탄산염광물을 분리하였다. 그리고 자생 탄산염광물을 형태별로 분류하였다.

자생 탄산염광물을 중액분리법을 이용하여 방해석(calcite)와 아라고나이트(aragonite)로 분리하였다. 중액분리법에서 비중액은 비중이 3.1g/cm^3 인 SPT(Sodium poly Tungstate) 시약과 증류수를 혼합하여 제작하였다. 방해석의 비중이 2.85g/cm^3 이고, 아라고나이트의 비중은 2.93g/cm^3 이다. 따라서 SPT시약과 증류수를 혼합하여 비중이 2.89g/cm^3 인 비중액을 제작하여 방해석과 아라고나이트를 분리하였다(Fig. 4). 비중이 2.89g/cm^3 인 비중액 100ml를 만들기 위해서는 SPT시약 454g과 증류수 101ml가 필요하다. SPT시약은 Fluka에서 제작된 가루용액을 사용하였다. 방해석과 아라고나이트로 분리된 자생 탄산염광물의 조직을 관찰하기 위해 실체현미경과 주사전자현미경(SEM; Scanning Electron Microscope; S-3500N)으로 관찰하였다. 또 중액분리법을 이용하여 분리한 방해석과 아라고나이트를 확인하기 위해 EDAX(Energy Dispersive X-ray microanalysis) 분석을 하였다. EDAX 분석에서 방해석은 Mg 함량이 높은 값을 나타내고, 아라고나이트는 Sr이 높은 함량을 나타낸다.

형태와 조직적인 특징으로 분류된 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 기원과 그 탄산염광물의 분포가 고해양환경에 어떠한 의미를 주는지를 알기 위해 안정동위원소 분석을 하였다. 먼저 필요한 경우, 자생 탄산염광물의 표면에 붙어 있는 여러 이물질과 유기물을 제거하기 위해, Ultrasonic vibrator를 이용하여 표면을 깨끗이 세척하고, 10% 과산화수소(H_2O_2)에 넣어 24시간 동안 반응시켜 유기물을 제거하였다. 안정동위원소 분석은 채취한 미시료를 진공상태에서 380°C 로 60분 동안 가열하여 광물의 결정사이와 결정 내에 존재하는 유기물을 제거하였다. 전처리가 끝난 미시료에 대하여 질량분석기(Finnigan MAT 252; automated carbonate preparation device (KIEL-III) coupled to a gas-ratio mass spectrometer)를 이용하여 산소와 탄소 안정동위원소 성분을 분석하였으며, 이는 미국 애리조나 대학에 Environmental Isotope Laboratory에서 수행하였다. 표준 시료는 NBS-18, NBS-19을 사용하였으며, 산소와 탄소동위원소 분석 값의 오차범위는 각각 $<\pm 0.10\%$, $<\pm 0.08\%$ 이며, 분석값은 VPDB 단위로 나타냈다.

자생 탄산염광물의 생성된 속성환경을 좀 더 정밀하게 이해하기 위하여 안정동위원소를 분석한 일부 시료에 대한 미량원소를 분석 중에 있다. 이 자료가 얻어지면 자생 탄산염광물이 생성된 속성환경을 이해하는데 좀더 도움을 줄 것으로 기대한다.

또한 자생 탄산염광물이 침전하였던 시기를 파악하기 위해 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 의 초기비를 분석 중에 있다. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 의 초기비가 최근 수만 년 이내일 경우에 해당하면 그 연령을 추정하기에는 무리가 있어 이러한 경우에는 AMS ^{14}C 연대측정법을 병행하여 생성시기를 추정할 예정이다. 하지만 퇴적물의 퇴적시기와 자생 탄산염광물의 생성시기가 차이가 날 경우가 높기 때문에 이러한 경우에는 이들의 생성시기를 결정하기는 어려울 것으로 예측된다.

Station	Date	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Device
PS72/396-3 (0~39cm)	2008.09.20	80,5866	-162,3607	-2731	Giant box corer
PS72/410-1 (0~39cm)	2008.09.23	80,5096	-175,7408	-1801	Giant box corer
PS72/422-3 (0~40cm)	2008.09.25	80,55	175,7464	-2546	Giant box corer

Table 1. Information on the core samples in this study. The PS72/410-1 core was analyzed for the research in 2011.

Methods Flow chart

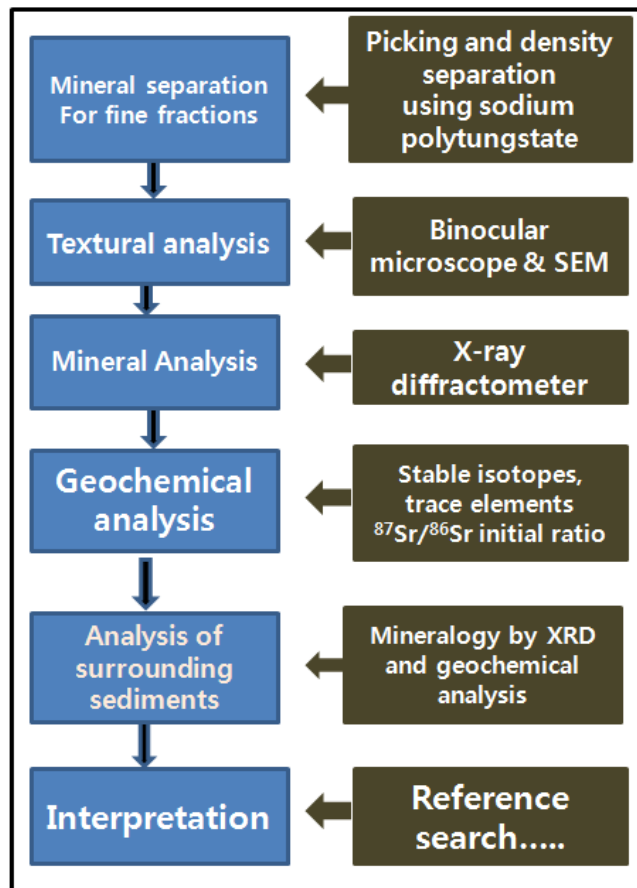


Figure 3. The flow chart showing the analytical procedure.

Density separation

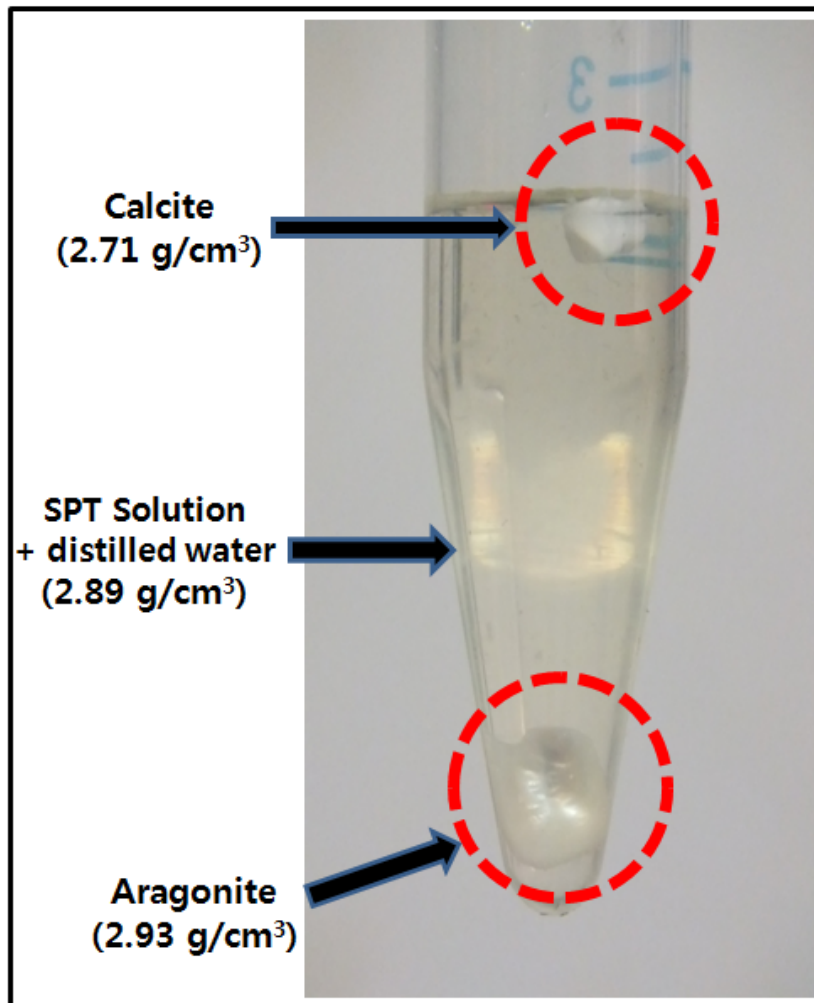


Figure 4. Density separation showing separated calcite and aragonite crystals.

제 4 절 연구결과

1. 퇴적물 코어에 일반적인 양상

북극해 캐나다분지(Canada Basin)에 코어시료(PS72/410-1)의 총 길이는 39cm이고, 주로 밝은 회색과 황색 내지 황갈색의 실트질 점토(silty clay; 점토함량이 50% 이상)로 구성되어 있다. 총 유기탄소(TOC; total organic carbon) 함량은 코어 하부에서 상부로 올라갈수록 증가하는데 코어 10cm 깊이에서는 현저하게 증가하고, 0.1~0.5 wt%의 범위를 나타낸다. 탄산칼슘(CaCO_3) 함량은 코어 하부(33~39cm)와 중부(10~22cm)에서 높은 함량을 보였으며, 2~35 wt%의 범위에서 변화하는 것으로 분석되었다. 샌드 입자 크기의 자생 탄산염 광물의 상대적인 양은 상부(4~13cm)와 중하부(24~33cm)에서 높은 함량을 보이며, 탄산칼슘의 함량과는 서로 반대되는 경향이 관찰된다. 유기물에 탄소동위원소 값($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)은 -23.5~-24.5‰ 정도로서 코어의 깊이에 따른 값의 변화가 거의 없는 비슷한 값을 나타내었으며, 그 평균값은 -24‰ 정도이다(Fig. 5).

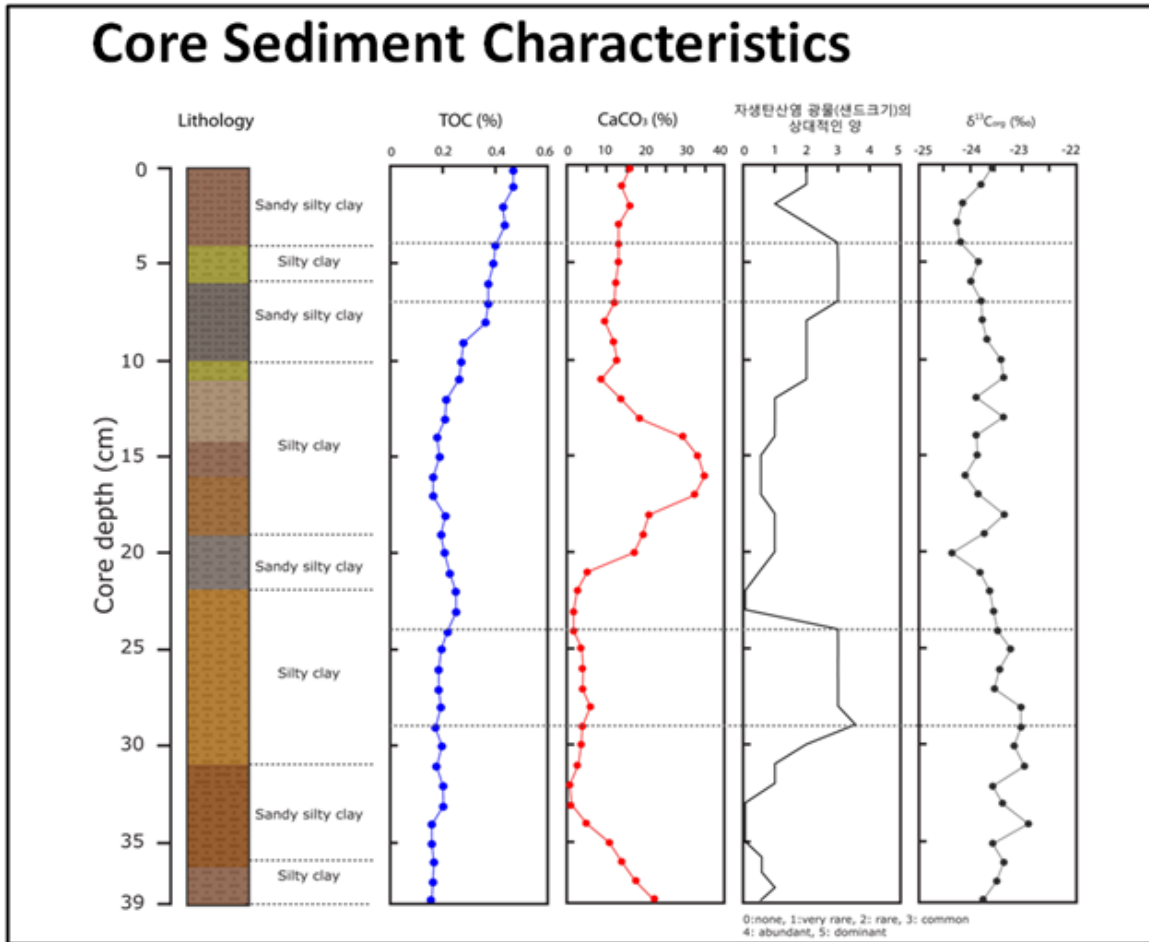


Figure 5. Content (%) of calcium carbonate (CaCO₃), total organic carbon (TOC), authigenic carbonates, and δ¹³C_{org} values of the sediment core PS72/410-1

2. 자생 탄산염광물의 미세조직 및 광물성분

코아 퇴적물의 사질크기에 대한 조직적 분석을 실시한 결과 퇴적물 내에는 많은 양의 탄산염광물이 발견되었다. 일반적으로 부유성 유공충의 형태는 그 형태가 구형이기 때문에 쉽게 인지가 가능하다(Fig. 6). 발견되는 형태는 침사의 결정으로부터 침상 다수의 결정이 집합체로서의 결정형태를 보이는 것도 발견된다. 흥미로운 사실은 이러한 결정이 매우 다양한 형태로 나타난다는 것과 매우 다양한 형태를 보인다는 것이다(Fig. 6).

이들 결정에 대한 주사전자현미경을 이용하여 결정의 형태를 좀더 고배율로 관찰하고 이들의 Sr과 Mg 성분을 EDAX를 이용하여 정성적인 분석을 시행하여 탄산염광물의 광물성분을 구분하였다. 그 결과, 시추코아 내에 포함되어 있는 자생 탄산염광물은 크게 두 가지 광물로 구분된다. 이들은 방해석과 아라고나이트로 이루어져 있다.

방해석의 미세구조는 주로 삼각형 모양의 얇은 판상의 결정들이 겹쳐서 성장하는 형태(Foliated texture)(Fig. 7)로 이루어져 있고, 이외에도 Equant 모양의 결정이 서로 뒤엉켜가면서 성장한 형태(Equant texture)(Fig. 8), 납작하고 긴 모양(칼날모양)의 결정들이 주상의 형태(Bladed texture)(Fig. 9)로 이루어져 있기도 한다. 아라고나이트의 미세구조는 주로 기둥 모양의 결정들이 방사형으로 성장한 형태(Radiating Fibrous texture (RFC)(Fig.10)와 침상의 결정이 구과상으로 성장한 형태(Spherulitic fibrous texture)로 이루어져 있고, 이외에도 얇은 기둥모양의 결정들이 일정한 배열과 방향성이 없이 성장한 형태(Randomly oriented fibrous texture) (Fig. 11), 납작하고 긴모양(칼날모양)의 결정들이 성장한 형태(Bladed texture)(Fig. 12)로 구분된다. 또 일부 방해석과 아라고나이트 결정에서는 녹아서 표면이 용해된 흔적(etched surface texture)들이 관찰되기도 한다(Fig. 13).

EDAX로 분석한 결과 방해석과 아라고나이트의 성분은 주로 산소(O)와 칼슘(Ca)으로 구성되어 있어 거의 비슷하지만, Mg과 Sr함량이 서로 다른 값을 나타내었다. 방해석과 아라고나이트를 구분할 수 있는 방법으로는 Mg와 Sr 함량을 가지고 구분할 수 있는데, Mg함량이 높을 경우 방해석, Sr함량이 높을 경우 아라고나이트이다. 이번 연구에서는 EDAX 정성분석 결과 값을 이용하여 방해석과 아라고나이트를 구분하였다. 방해석은 Mg과 Sr 함량은 각각 0~1.69 wt%, 0~1.71 wt%의 범위에서 나타나는 것으로 분석되었고, 아라고나이트는 Mg과 Sr 함량이 각각 -0.1~0.37 wt%, -1.2~1.37 wt%의 범위에서 나타난다. 대부분의 자생 탄산염 광물 중에서 방해석은 Sr의 함량보다 Mg 함량이 높고, 아라고나이트는 Mg 함량보다 Sr의 함량이 높게 나타나는 것이 일반적인 경향이다. 하지만 이러한 경향이 뚜렷이 관찰되지 않아 두 광물을 구분하기가 용이하지 않는 경우도 있었다(Table. 2 and 3).

한 코아 구간에서 방해석과 아라고나이트가 함께 관찰되는 경우는 아주 여러 구간에서 나타난다. 특히 전체적으로 한 결정이 방해석과 아라고나이트 광물로 모두 이루어져 있는 경우도 관찰된다(Fig. 14). 이 경우 두 광물 중에서 어느 광물이 먼저 생성되었는

지를 알기 위해 고배율하이에 주사전자현미경을 이용하여 조직을 관찰하였다. 관찰한 여러 시료의 경우, 모든 경우에서 방해석이 먼저 성장한 후에 아라고나이트가 방해석 결정위를 성장한 조직을 보여주고 있다. 이러한 결과는 탄산염광물이 성장했던 공극수의 발달 과정과 관련이 있을 수도 있다.

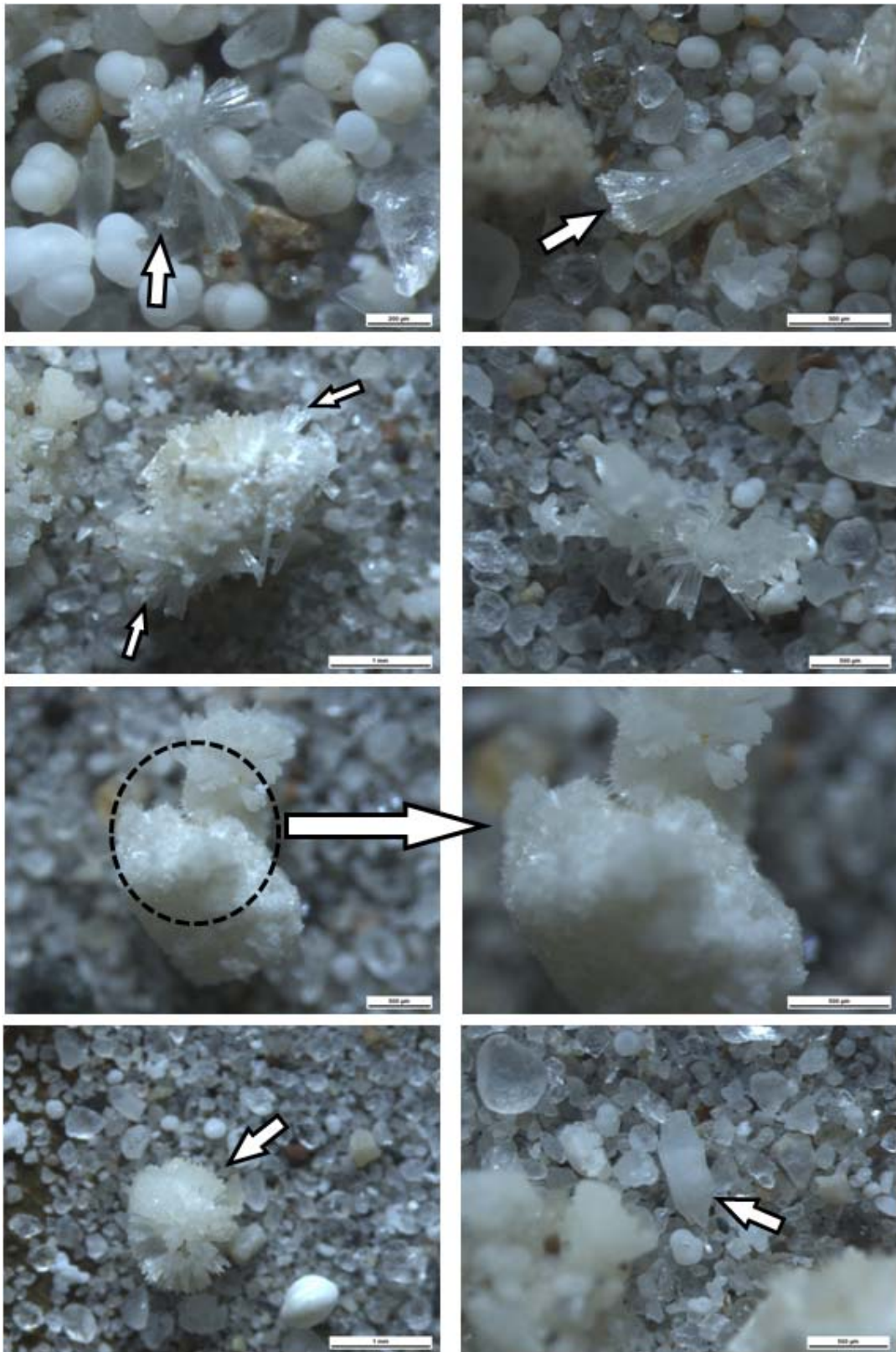


Fig 6. Coarse carbonate fractions after wet sieving composed of authigenic carbonate minerals and planktonic foraminifera

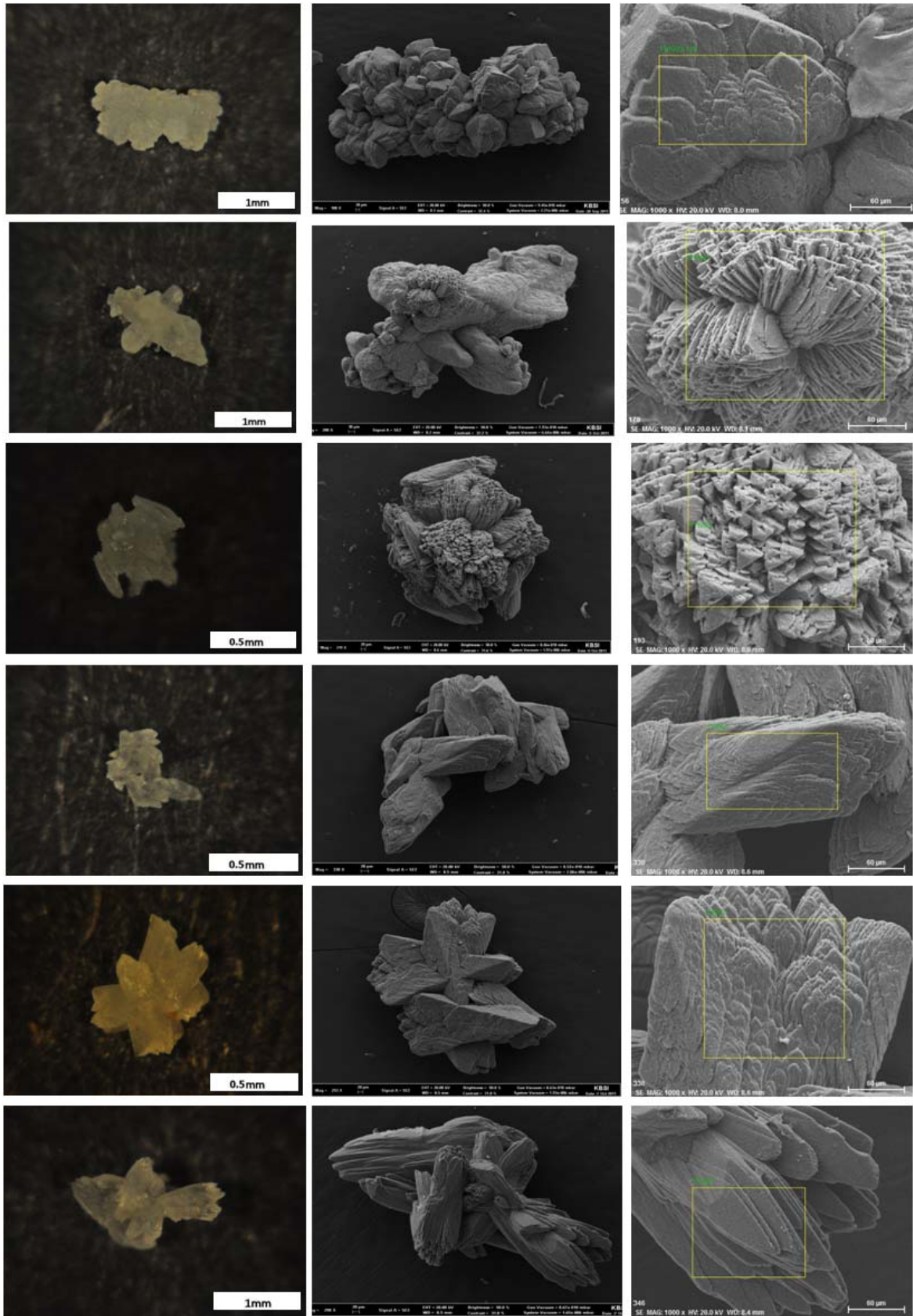


Figure 7. Foliated calcite crystalline texture

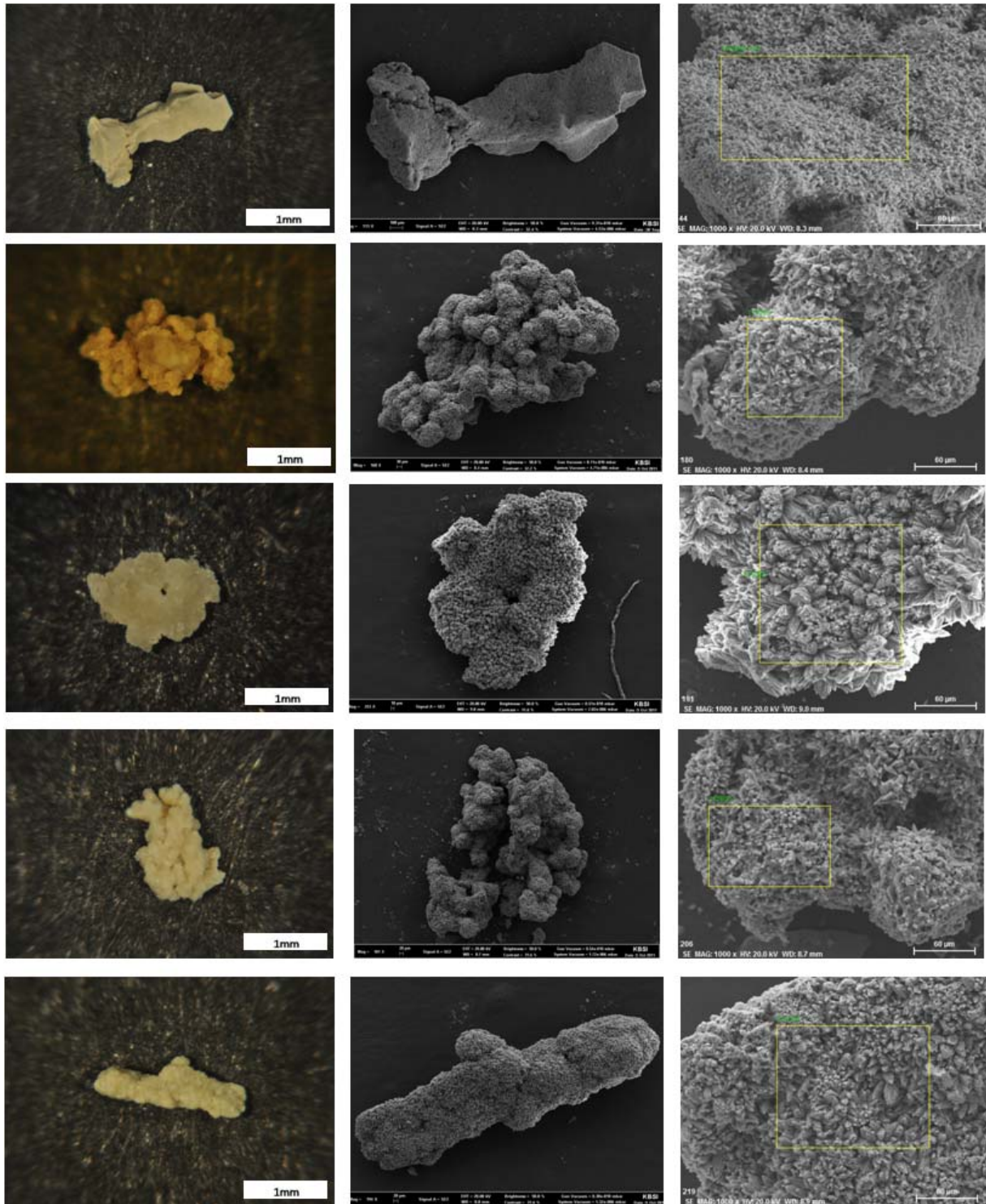


Figure 8. Equant calcite crystalline texture

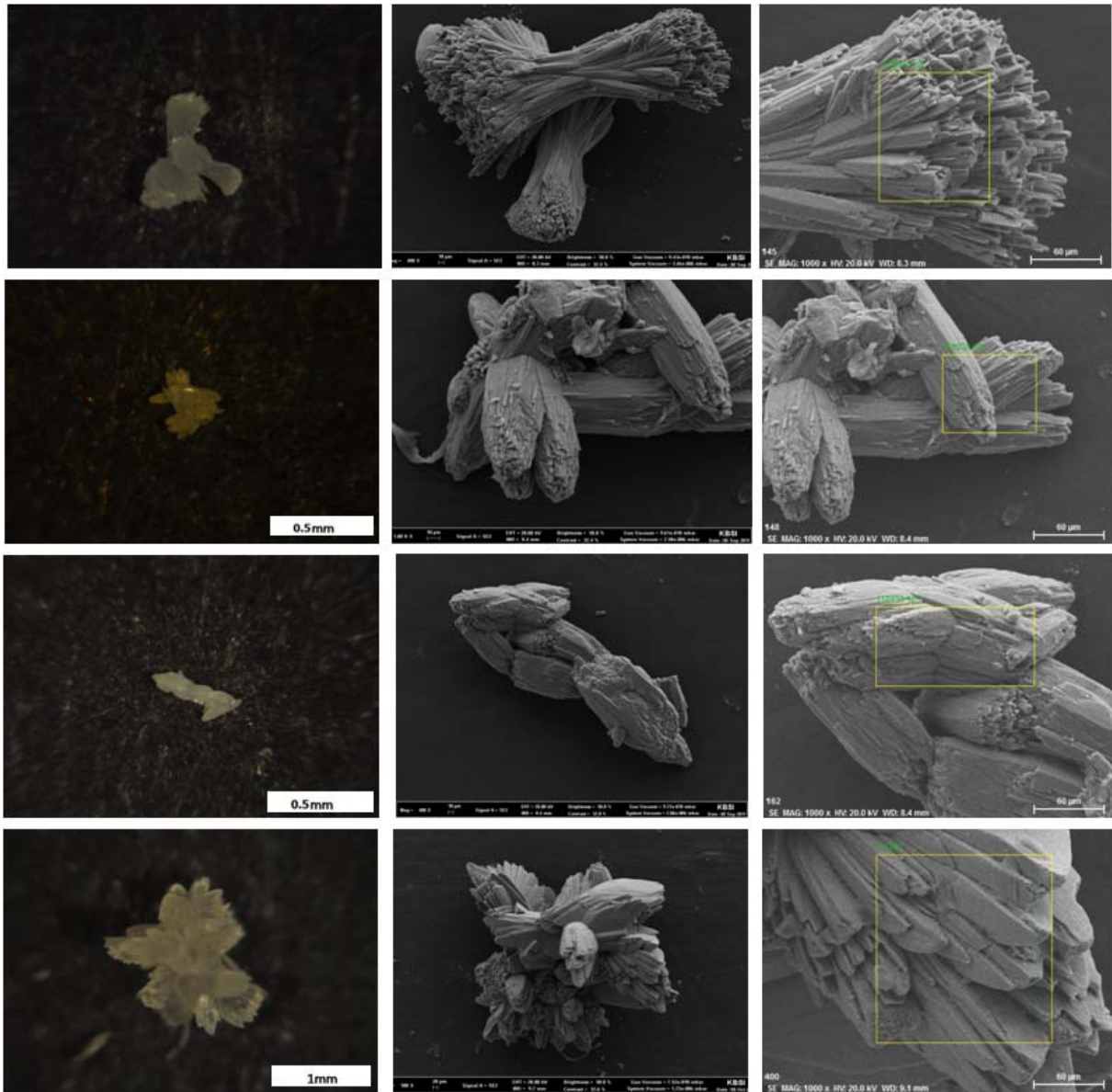


Figure 9. Bladed calcite crystalline texture

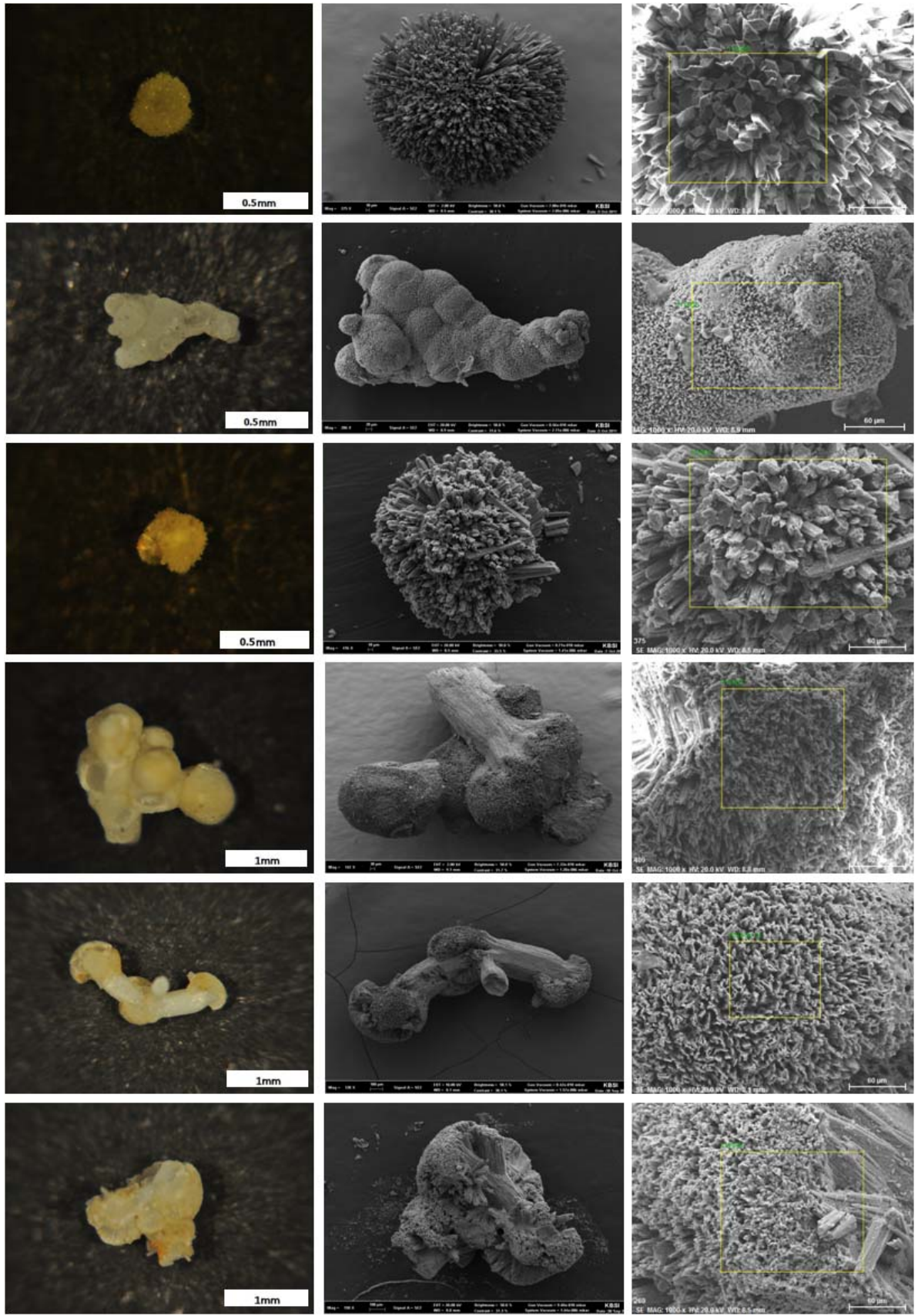


Figure 10. Fibrous aragonite crystalline texture

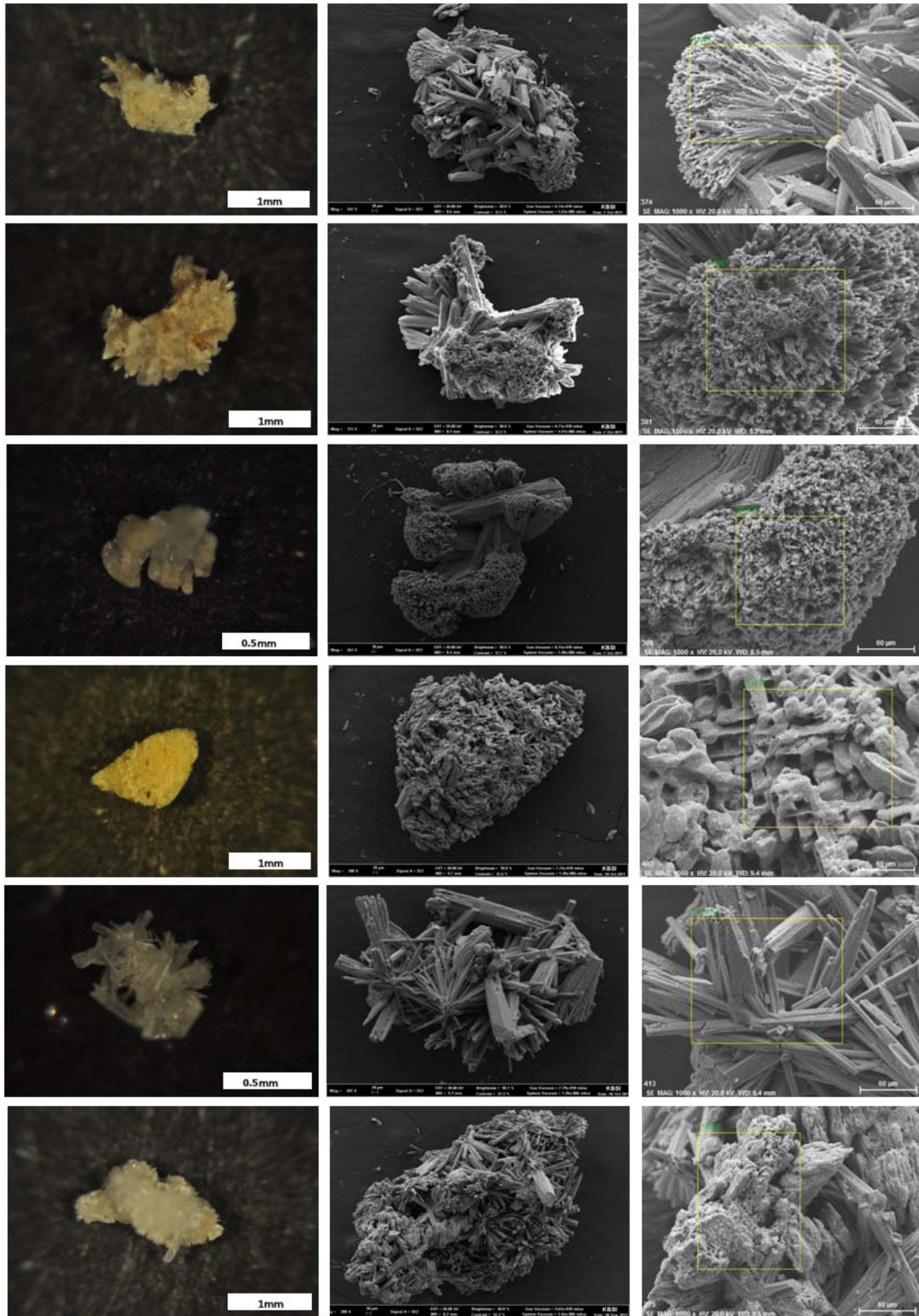


Figure 11. Randomly oriented fibrous aragonite crystalline texture

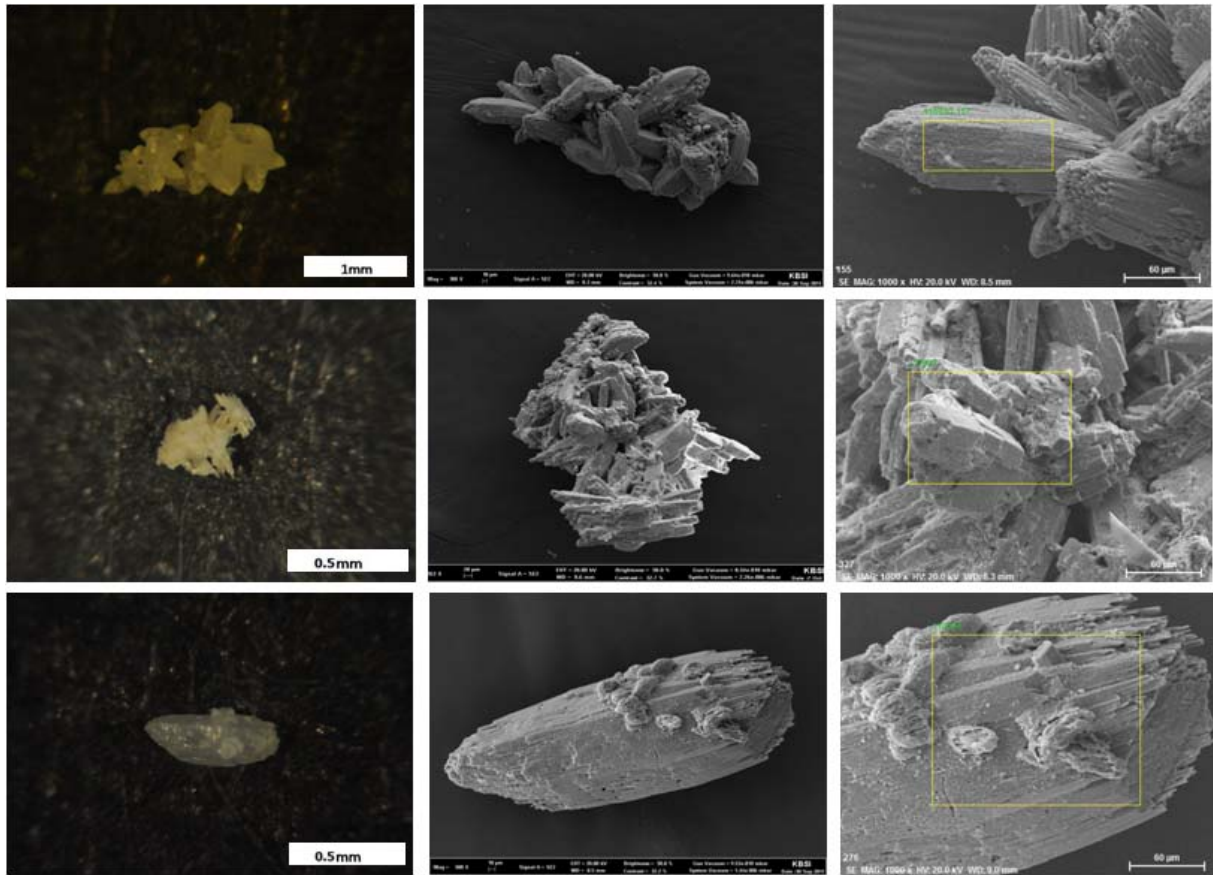


Figure 12. Bladed aragonite crystalline texture

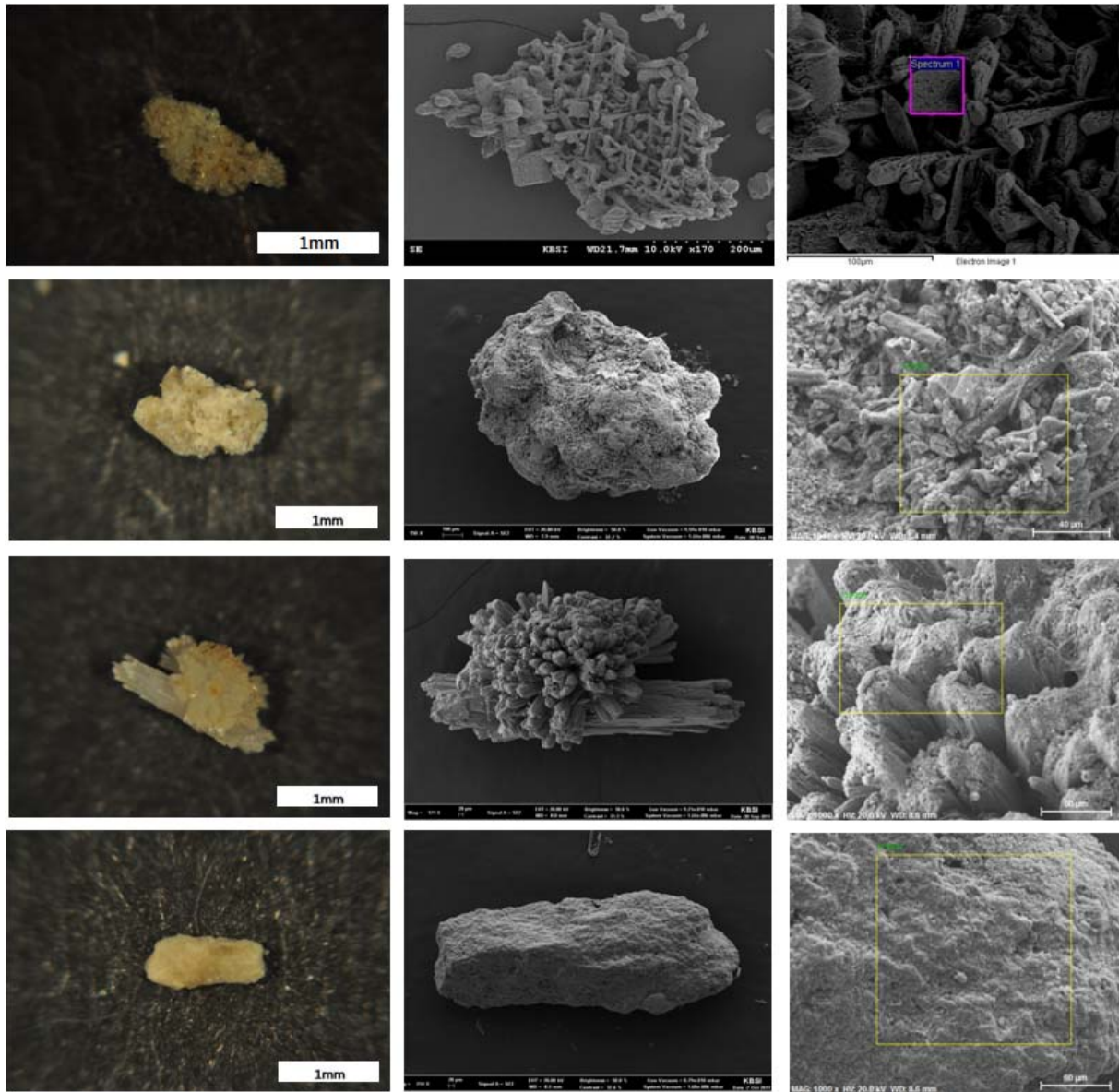


Figure 13. Etched surface texture

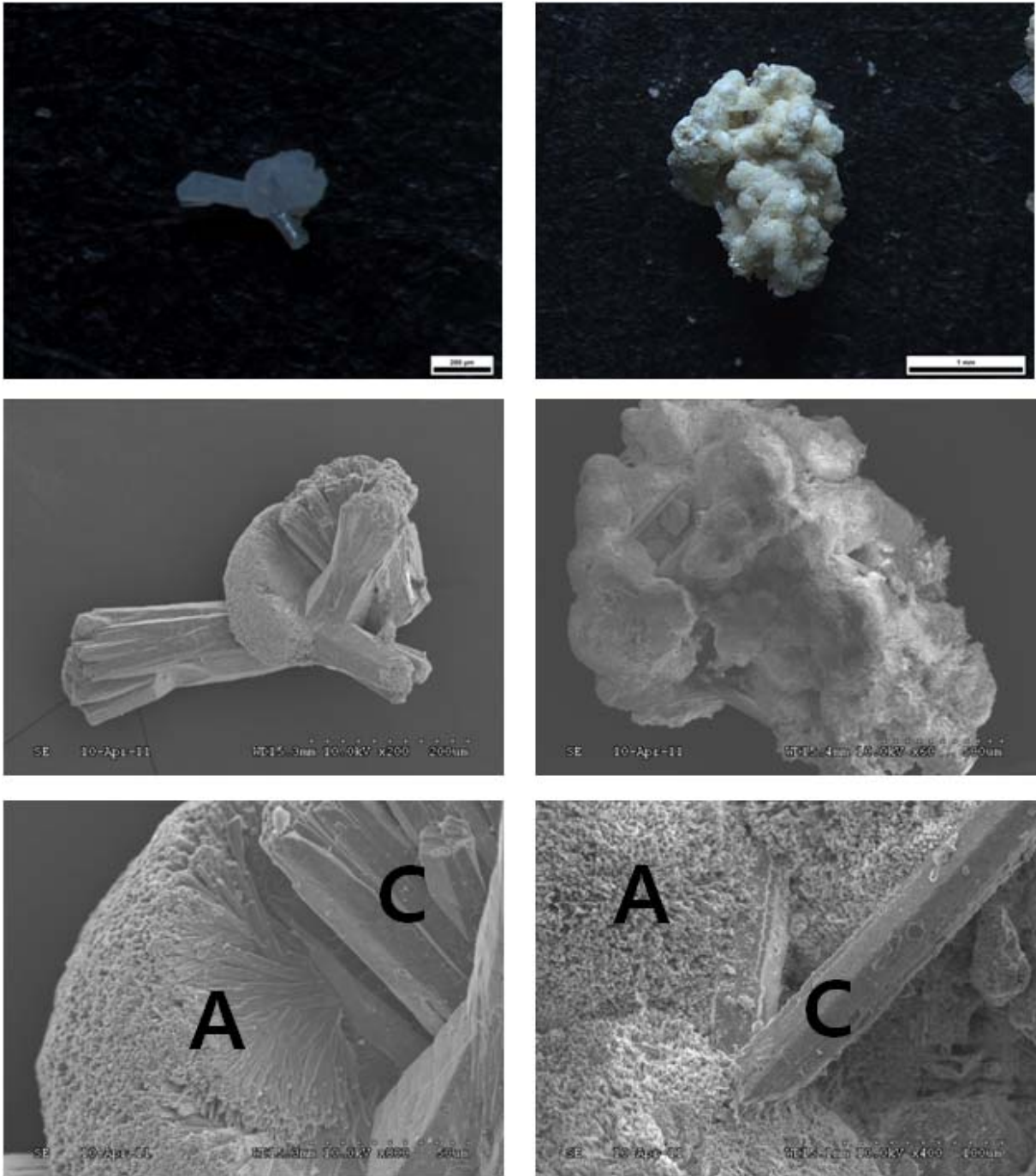


Figure 14. Formation of aragonite (A) after calcite (C).

Table 2. The EDAX data for calcite crystals

Element	Series	un.	Count	Atom	EBSD	Signal	Element	Series	un.	Count	Atom	EBSD	Signal	Element	Series	un.	Count	Atom	EBSD	Signal	Element	Series	un.	Count	Atom	EBSD	Signal
Carbon	K-series	12.0	13.78	25.41	0.5	1.57	Carbon	K-series	1.1	7.7	14.9	6.9	1.57	Carbon	K-series	1.1	7.7	14.9	6.9	1.57	Carbon	K-series	1.1	7.7	14.9	6.9	1.57
Oxygen	K-series	30.23	33.93	49.78	18.79	3.92	Oxygen	K-series	30.23	33.93	49.78	18.79	3.92	Oxygen	K-series	30.23	33.93	49.78	18.79	3.92	Oxygen	K-series	30.23	33.93	49.78	18.79	3.92
Sodium	K-series	1.04	1.14	1.18	0.04	0.04	Sodium	K-series	1.04	1.14	1.18	0.04	0.04	Sodium	K-series	1.04	1.14	1.18	0.04	0.04	Sodium	K-series	1.04	1.14	1.18	0.04	0.04
Magnesium	K-series	1.14	1.48	1.48	0.44	0.44	Magnesium	K-series	1.14	1.48	1.48	0.44	0.44	Magnesium	K-series	1.14	1.48	1.48	0.44	0.44	Magnesium	K-series	1.14	1.48	1.48	0.44	0.44
Aluminum	K-series	1.01	1.08	1.22	0.17	0.17	Aluminum	K-series	1.01	1.08	1.22	0.17	0.17	Aluminum	K-series	1.01	1.08	1.22	0.17	0.17	Aluminum	K-series	1.01	1.08	1.22	0.17	0.17
Calcium	K-series	30.95	34.12	20.82	3.92	3.92	Calcium	K-series	30.95	34.12	20.82	3.92	3.92	Calcium	K-series	30.95	34.12	20.82	3.92	3.92	Calcium	K-series	30.95	34.12	20.82	3.92	3.92
Silicon	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Silicon	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Silicon	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Silicon	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Phosphorus	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Phosphorus	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Phosphorus	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Phosphorus	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sulfur	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sulfur	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sulfur	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sulfur	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Chlorine	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Chlorine	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Chlorine	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Chlorine	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Iron	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Iron	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Iron	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Iron	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Copper	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Copper	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Copper	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Copper	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zinc	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Zinc	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Zinc	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Zinc	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Strontium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Strontium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Strontium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Strontium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Barium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Barium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Barium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Barium	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		90.71	100	100		100	Total		90.71	100	100		100	Total		90.71	100	100		100	Total		90.71	100	100		100

Table 3. The EDAX data for aragonite crystals

Element	Series	un.	Count	Atom	Conc	Stdev	Element	Series	un.	Count	Atom	Conc	Stdev	Element	Series	un.	Count	Atom	Conc	Stdev	Element	Series	un.	Count	Atom	Conc	Stdev					
Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0
Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	1.0	Carbon	K	1.0	1.0	1.0	
Oxygen	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Oxygen	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Oxygen	K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Oxygen	K	1.0	1.0	1.0	1.0	Oxygen	K	1.0	1.0	1.0	1.0
Calcium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Calcium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Calcium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Calcium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Calcium	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Sodium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sodium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sodium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sodium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Sodium	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Strontium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Strontium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Strontium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Strontium	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Strontium	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Sulfur	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sulfur	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sulfur	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Sulfur	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Sulfur	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Chlorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Chlorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Chlorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Chlorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Chlorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Phosphorus	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Phosphorus	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Phosphorus	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Phosphorus	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Phosphorus	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Fluorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Fluorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Fluorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Fluorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0	Fluorine	L	1.0	1.0	1.0	1.0
Total		100	100	100	100	100	Total		100	100	100	100	100	Total		100	100	100	100	100	Total		100	100	100	100	Total		100	100	100	100

3. 자생 탄산염광물의 산소동위원소 성분

자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 $-5\sim+5\%$ (VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 1.17% (VPDB)의 값을 갖는다. 방해석 자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 $-5\sim+5\%$ (VPDB)의 범위에서 변화하고, 아라고나이트 자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 방해석 자생 탄산염광물의 산소동위원소 값의 범위보다 좁은 $-3\sim+4\%$ (VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 분석되었다. 코어상부(1~10cm)에서는 주로 $+4\sim+6\%$ (VPDB)의 범위로 높은 값에서 변화하고, 중하부(23~27cm)에서는 $-5\sim 0\%$ (VPDB)의 범위로 낮은 값에서 변화하고, 하부(28~30cm)에서는 $0\sim+1.5\%$ (VPDB)의 범위로 해수의 산소동위원소 값과 비슷한 값에서 변화한다(Fig. 15, Table 4).

4. 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 성분

자생 탄산염광물의 탄소동위원소 값은 $+0.5\sim 5.5\%$ (VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 2.65% (VPDB)의 값을 갖는다. 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 값은 각각 $+1\sim+4\%$ (VPDB), $+0.5\sim+5.5\%$ (VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 분석되었다. 탄소동위원소는 산소동위원소와 달리 방해석과 아라고나이트가 거의 비슷한 범위에서 변화하고, 또 산소동위원소보다 좁은 범위에서 변화한다. 아라고나이트 자생 탄산염광물의 경우 코어상부에서 하부로 내려올수록 점점 감소하는 경향성을 보여주지만, 방해석 자생 탄산염광물의 경우 일정한 패턴이 나타나지 않았다(Fig. 15, Table 4).

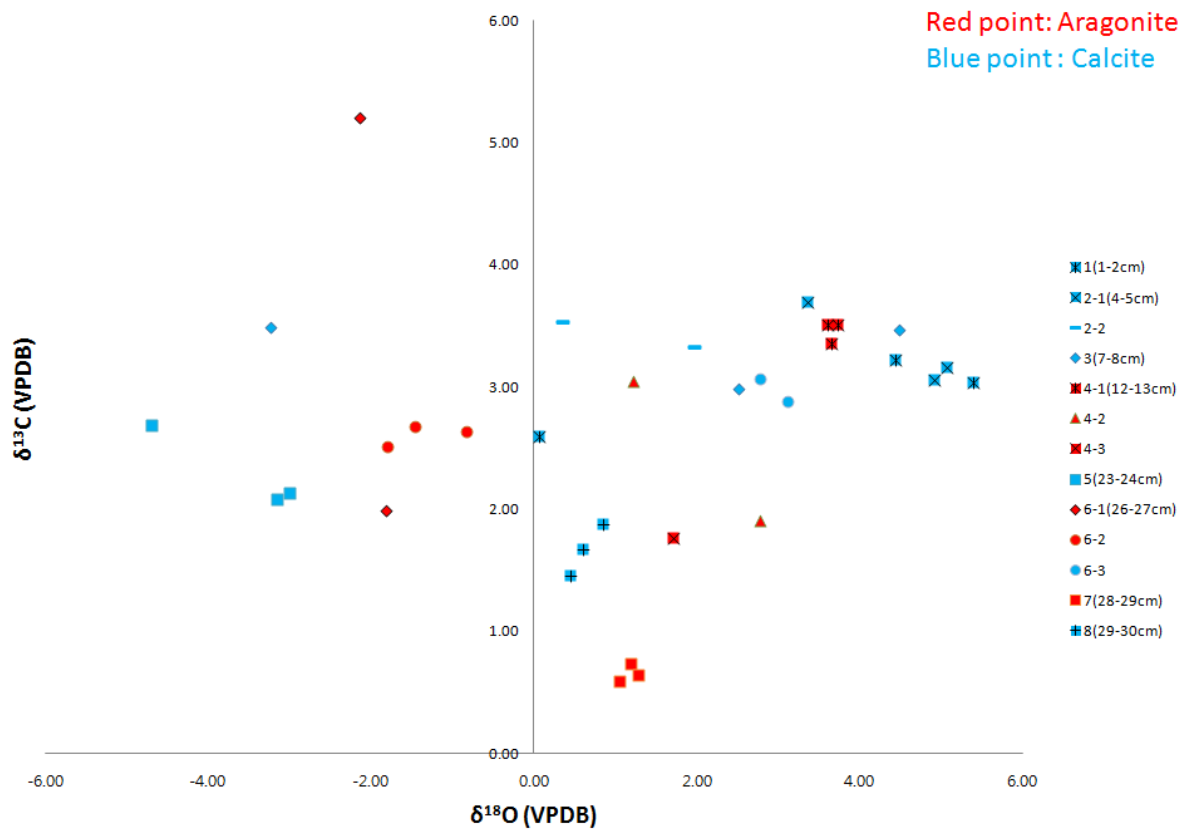


Figure 15. Scatter diagram of oxygen vs. carbon isotope values for the authigenic carbonates in this study. Red points = aragonite, blue points = calcite.

SAMPLE ID	Composition	Core depth	$\delta^{18}\text{O}(\text{VPDB})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$
1-1/HEO/K460	calcite	7-8cm	4.48	3.47
1-2/HEO/K460	calcite	7-8cm	-3.24	3.49
1-3/HEO/K460	calcite	7-8cm	2.52	2.99
2-1/HEO/K460	aragonite	12-13cm	3.74	3.51
2-2/HEO/K460	aragonite	12-13cm	3.65	3.35
2-3/HEO/K460	aragonite	12-13cm	3.61	3.51
3-2/HEO/K460	aragonite	12-13cm	1.22	3.04
3-3/HEO/K460	aragonite	12-13cm	2.78	1.91
4-1/HEO/K460	aragonite	12-13cm	1.71	1.76
5-1/HEO/K460	aragonite	26-27cm	-1.81	1.99
5-2/HEO/K460	aragonite	26-27cm	-2.13	5.21
6-1/HEO/K460	aragonite	26-27cm	-1.47	2.68
6-2/HEO/K460	aragonite	26-27cm	-1.80	2.51
6-3/HEO/K460	aragonite	26-27cm	-0.83	2.63
7-1/HEO/K460	calcite	26-27cm	3.11	2.89
7-2/HEO/K460	calcite	26-27cm	2.78	3.07
8-1/HEO/K460	calcite	29-30cm	0.44	1.46
8-2/HEO/K460	calcite	29-30cm	0.61	1.67
8-3/HEO/K460	calcite	29-30cm	0.86	1.88
9-1/HEO/K460	calcite	1-2cm	5.40	3.03
9-2/HEO/K460	calcite	1-2cm	0.07	2.59
9-3/HEO/K460	calcite	1-2cm	4.44	3.22
10-1/HEO/K460	calcite	4-5cm	5.08	3.16
10-2/HEO/K460	calcite	4-5cm	3.36	3.69
10-3/HEO/K460	calcite	4-5cm	4.92	3.05
11-2/HEO/K460	calcite	4-5cm	0.36	3.53
11-3/HEO/K460	calcite	4-5cm	1.97	3.32
12-1/HEO/K460	calcite	23-24cm	-3.16	2.08
12-2/HEO/K460	calcite	23-24cm	-3.00	2.14
12-3/HEO/K460	calcite	23-24cm	-4.70	2.69
13-1/HEO/K460	aragonite	28-29cm	1.19	0.73
13-2/HEO/K460	aragonite	28-29cm	1.28	0.64
13-3/HEO/K460	aragonite	28-29cm	1.05	0.59

Table 4. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) compositions compositions of authigenic carbonates

제 5 절 토의

1. 유기물 탄소 분포 및 의미

Hedges and van Geen(1982)의 연구에 의하면 유기물의 탄소 동위원소비($\delta^{13}C_{org}$)가 속성작용에 의해 변화하지만, 변화하는 양이 2%이내이고 질소 동위원소비($\delta^{15}N_{org}$)나 TOC/N 보다는 상대적으로 안정하기 때문에, 퇴적물 내 유기물의 육성 및 해성 기원을 규명하는 유용한 지화학 지시자이다(Dean et al., 1986; Thornton and McManus, 1994). 유기물의 탄소 동위원소비($\delta^{13}C_{org}$)는 유기물 기원과 광합성에 의한 분별작용(Fractionation)을 반영하고 있어서, Calvin(C_3) 광합성 과정을 따르는 대부분의 육성 식물들은 대기 중의 이산화탄소 탄소 동위원소 비($\delta^{13}C_{org}=-8\%$ (PDB); Keeling et al., 1995)보다 -20% (PDB) 작은 값을 가지며, Hatch-Slack(C_4) 경로를 따른 아열대 사바나 지역의 일부 식물의 탄소 동위원소비는 대기 중의 이산화탄소 탄소 동위원소비보다 -7% 정도 작은 값을 가진다(Lamb et al., 2006). 따라서 대기 중의 이산화탄소로부터 C_3 광합성 경로에 의해 생성된 유기물들의 탄소 동위원소비의 대략적인 평균값은 -27% (범위: $-32\sim-21\%$; Deines, 1980)이고, C_4 광합성 경로에 의해 생성된 유기물들의 탄소 동위원소비의 평균값은 대략적으로 -13% (범위: $-17\sim-9\%$ PDB; Deines, 1980)이다. 반면에 $\delta^{13}C_{org}$ 값이 0% 인 해수의 용존된 탄산염을 이용하는 해성 조류들에 의해 생성된 유기물들은 $-22\sim-20\%$ PDB(Jasper and Gagosian, 1990; Meyers, 1994)을 가지고 있다. 그러므로 육성 식물들과 해성 조류들과는 서로 다른 탄소 기원에 의해 전형적으로 7% 의 $\delta^{13}C_{org}$ 값의 차가 발생하여, 유기물의 기원 및 혼합비율을 인지할 수 있다(Prahl et al., 1994). 분석된 유기물의 탄소동위원소비($\delta^{13}C_{org}$)는 $-23.5\sim-25\%$ (PDB)의 범위를 보이는데 이는 해성 조류들에 의해 생성된 유기물의 범위와 비슷하다. 이러한 결과는 유기물 탄소 동위원소비가 유기물 함량에 의해 영향을 받지 않았고 해수면 변화에 상관 없이 유기물 기원이 일정하다는 것을 의미한다. 따라서 서북극해 Mendeleev 해령에서 채취한 코어 내 유기물 기원은 유기물 탄소 동위원소 비에 의하면 육성 식물 기원보다는 해성 조류 기원이 우세하다는 것을 지시한다.

2. 자생 탄산염광물의 조직의 의미

자생 탄산염광물은 방해석과 아라고나이트로 이루어져 있다. 두 광물은 서로 다른 결정계를 가지고 있기 때문에 그 성장하는 형태가 매우 다르다. 이 연구의 조직 분석 결과에 나타나듯이 방해석은 주로 타형의 결정으로 이루어져 그 성장하는 형태가 매우 다양하다. 하지만 여러 결정형 중에서도 특히 주된 형태를 이루은 것은 등립질에서 칼날상의 조직과 판상의 조직이 겹쳐서 나타나는 조직인 엽리상 조직(foliate texture)이다. 엽리상 조직(foliate texture) 중에서도 가장 보편적으로 나타나는 형태는 stacked foliated texture로서 이들은 foliated 형태가 여러 겹으로 겹쳐서 나타나는 형태이다. 이 형태는 아직도 탄산염암석학의 분야에 잘 소개되지 않은 형태로서 그 발견 의의가 매우 높다. 하지만 stacked foliated texture 자체도 다양한 형태로 나타나는 것은 그 성인에 대한 해석이 현재로서는 매우 어려운 상황이다. 또한 아라고나이트는 주로 침상의 형태로 나타나며, 이미 탄산염암석학계에 잘 알려져 있다. 특히 침상의 결정 끝이 square-ended termination의 형태를 보이는 것과 주로 구과상의 결정집합체를 보이는 것은 다른 지역에서 발견되는 자생의 아라고나이트 결정의 성장형태와 매우 비슷하다. 따라서 이러한 다양한 방해석과 아라고나이트의 결정형태가 다양한 구간에서 발견되는 것에 대한 해석은 더 많은 시료의 관찰과 각 코아 구간의 공극수의 성분의 차이와 퇴적물에 대한 분석이 동시에 이루어져야 가능할 것으로 판단된다. 한 가지 사실은 이렇게 다양한 방해석과 아라고나이트의 조직이 나타나는 것은 이들 자생 탄산염광물이 성장하였던 퇴적물 내의 공극수의 화학성분과 조성이 매우 다양했다는 것을 의미하며 약간의 차이에 따라 매우 다양한 조직의 탄산염광물이 자랄 수 있다는 것을 시사하며, 이는 탄산염광물을 연구하는 암석학계에 새로운 연구분야를 제시할 수도 있다는 것을 의미한다.

자생 탄산염광물에 방해석과 아라고나이트가 같은 결정체 내에서 같이 발견된다는 것은 공극수의 발달에 중요한 의미를 가진다. 방해석과 아라고나이트를 서로 다른 용해도를 가지고 있으며, 두 광물이 침전되는 속성환경도 매우 차이가 있는 것으로 알려져 있다. 방해석과 아라고나이트가 생성되는 환경의 차이는 (1)공극수 내의 Mg/Ca비가 차이가 나는 경우와 (2)공극수 내의 pH가 달라지는 경우이다. 일반적으로 Mg/Ca 비가 2보다 크면 아라고나이트나 고마그네슘 방해석(High-Mg calcite)이 생성되지만, Mg/Ca 비가 2보다 작으면 저마그네슘 방해석이 침전된다. 즉 공극수의 Mg/Ca비에 따라 생성되는 광물이 달라질 수 있다. 따라서 방해석이 생성된 후에 아라고나이트가 만들어진 것은 어느 정도 닫힌계에서 방해석이 생성되면서 공극수의 Ca이온이 사용되고 그 결과 Mg/Ca비가 높아지면서 아라고나이트가 침전한 것이라고 추정할 수 있다. 하지만 공극수의 pH의 값이 달라지는 것은 완전히 다른 해석을 할 수 있게 한다. 이 경우는 공극수에 탄산염이온의 공급량이 지속적으로 늘어나서 pH가 높아지면서 아라고나이트가 침전하는 경우이다. 이 경우에는 탄산염광물의 침전이 어느 정도 열린계에서 만들어졌다고 할 수 있다. 이러한 두 관점의 해석은 앞으로 추가적으로 퇴적물 자체의 분석 결과와 미량원소의 분석, 그리고

더 많은 시료에 대한 안정동위원소 분석결과가 이루어져야 가능할 것으로 생각된다.

3. 자생 탄산염광물의 안정동위원소 성분에 따른 성인

현재 해양환경에서 자생 탄산염광물이 생성되는 지역은 그리 많지 않다. 해수는 수심에 따라 탄산염광물에 대한 포화도가 다르며, 수온이 높고 압력이 낮으면 이산화탄소의 분압이 낮은 천해의 해수는 극 지역을 제외한 대부분의 저위도 지역이 탄산염광물에 대해 과포화상태에 있다. 하지만 이러한 지역에서도 자생적으로 탄산염 광물이 침전되는 곳은 지리적으로 극히 제한적이다. 주로 산호초에서도 바람이 불어오는 암초의 원양 쪽 방향에서 산호초에 많은 해수가 부서지면서 통과하거나, 혹은 해류가 빠르게 움직이는 지역에서 하드그라운드(hardground)가 만들어지는 지역에서만 자생 탄산염광물이 침전하는 것이 보통이다. 이 경우 산호초 내의 공극이나 입자 사이의 공극 내에 교질물의 형태로 입자 사이의 공극을 추진하는 것이 보통이다. 또한 해류가 빠르게 지형류(geotrophic current)의 형태로 흐르는 석회암 지역의 수심-수백 미터 깊이의 지역에서 하드그라운드가 만들어지는 곳에서도 퇴적물 내에 교질물의 형태로 자생 탄산염광물이 성장하면서 자생 탄산염광물이 성장하기도 한다. 이들 지역은 모두 해수가 끊임없이 지속적으로 흐르면서 공극 내를 통과하여 칼슘이온과 탄산염이온을 공급하여 교질물이 자란다는 공통점을 갖는다.

하지만 수온약층(thermocline)보다 깊은 수백 미터 이상의 깊이의 해양환경이나 고위도 지역의 천해 지역은 낮은 수온에 의해 보통 해수가 탄산염광물에 대해 불포화상태에 있다. 특히 수심이 깊은 지역은 이산화탄소의 분압이 높아 해수의 탄산염광물에 대한 용해도가 커져서 이 지역의 해수는 탄산염광물에 대해 불포화상태에 있는 것이 일반적이다. 이러한 지역의 탄산염입자의 퇴적은 해수의 물리·화학적 특성에 따라 조절되는 lysocline (탄산염 퇴적물이 용해되기 시작하는 깊이)의 깊이, 그리고 심해환경의 탄산염퇴적물의 분포는 탄산염보상심도(CCD; carbonate compensation depth; 탄산염 퇴적물이 용해되는 깊이)는 천해로부터 공급되는 탄산염입자의 퇴적률과 심해 해수의 탄산염광물의 용해도를 결정하는 온도, 압력, 이산화탄소의 농도와 직접적인 관련이 있다. 대부분 대양의 온도와 압력의 비슷하게 변하기 때문에 한 지역의 CCD를 결정하는 요인은 그 지역의 이산화탄소의 농도, 즉 탄산염이온의 농도와 직접적인 관련이 있는 것이다(Fig. 16). 따라서 보통 열대 지역이라 하더라도 수심이 1500미터 이상이 되는 곳에서는 대부분의 지역이 lysocline 아래이기 때문에 탄산염광물이 용해가 일어나는 것이 보통이다. 특히 수온이 낮아지는 극지방으로 가면 이러한 lysocline이나 CCD의 깊이가 더 얕아지게 된다.

이러한 사실은 연구지역과 같이 수심 2km부근의 해수는 당연히 방해석이나 아라고나

이트에 대해 불포화상태인 해수가 존재한다고 예측되며, 이 지역의 해수 내에서 탄산염광물이 침전한다는 것은 물리화학적으로 거의 불가능한 것으로 판단된다.

따라서 북극해 수심 약 1,800~2,800m에서 채취한 박스코아 내 심해퇴적물에 자생 탄산염광물이 발견되는 것은 전 세계적으로도 극히 특이한 사항이라 평가된다. 이러한 자생 탄산염광물의 존재는: 1) 생산력(productivity) 증가에 따른 탄산염보상심도가 깊어짐으로써 여러 탄산염광물로 이루어진 각질이 퇴적물에 많이 포함됨으로써 나타나는 고해양학적 영향, 2) 북극해의 심해 해류의 순환이 둔화되면서 퇴적층에 유기물이 많이 포함되어 자생 탄산염광물이 무기적으로 침전된 고해양학적 환경과 속성환경의 변화에 따른 복합적인 영향, 그리고 3) 북극해 심해퇴적층 하부에 가스하이드레이트와 같은 메탄가스가 포함되어 있어서 이 메탄가스가 유리되면서 퇴적물의 표층에 자생 탄산염광물이 고해양학적 변화와 속성작용의 영향 등 여러 가능성이 있다. 하지만 조사지역의 특징상 (1)과 (3)의 가능성의 매우 낮기 때문에 이 지역의 자생 탄산염광물은 바로 퇴적물이 퇴적된 후에 퇴적물 내에서 성장한 것으로 생각할 수 있다.

이러한 사실은 자생 탄산염광물의 지화학적인 분석결과에 따라 명확히 밝혀지게 되었다. 자생 탄산염광물에 대한 산소와 탄소동위원소 성분을 분석하였으며, 이 결과는 자생 탄산염광물의 성인을 규명하는데 중요한 단서를 제공한다.

이 연구에서 자생 탄산염광물의 산소동위원소($\delta^{18}\text{O}$)와 탄소동위원소($\delta^{13}\text{C}$)을 분석한 결과를 보면, 산소동위원소 값은 주로 수온과 퇴적물 사이에 공극수의 산소동위원소 성분에 의해 조절된다. 산소동위원소 값은 $-4.7\sim+5.4\%$ (PDB) 범위로 약 10%의 큰 변화를 보이는데, 산소동위원소 1‰은 약 4°C 정도의 온도범위를 나타내므로 분석한 산소동위원소 값의 범위를 대략적인 온도로 환산을 하면 약 20°C 정도의 온도변화를 보이는 것으로 해석된다. 하지만 북극 심해의 수온은 -1°C 정도로 거의 일정하기 때문에 퇴적물이 채취된 코아깊이(0~30Cm)의 해수의 온도도 이와 비슷할 것으로 예측할 수 있다. 따라서 이러한 이유로 인해 자생 탄산염광물의 산소동위원소 성분이 수온에 의해 조절되었다고 보기는 불가능하다. 그렇다면 산소동위원소 성분의 차이는 분명히 공극수 내의 산소동위원소 성분의 차이로 해석할 수 있다.

공극수의 산소동위원소 성분이 변할 수 있는 것은 세 가지 이유에서 가능할 수 있다. 첫 번째는 산소동위원소 성분이 매우 낮은 민물의 영향이다. 하지만 수심 2km 깊이까지 민물이 영향을 준다는 것은 거의 불가능하다. 북극해에 많이 분포하는 해빙도 이 깊이까지 해수의 성분에 영향을 주지는 못할 것이다. 따라서 민물의 영향이라는 인자는 배제할 수 있다. 두 번째 원인은 퇴적물 내에 화산암의 성분이 포함되어 있는 경우이다. DSDP 자료에 의하면 화산암의 성분을 포함하고 있는 지역의 원양성 퇴적물 내 공극수의 산소동위원소 성분은 낮은 값을 보여주는 것으로 알려져 있다. 하지만 이 지역에는 아직도 화산암편이나 화산쇄설물이 포함되어 있다는 사실이 전혀 보고된 바 없다. 이를 조사하기 위해서는 추가적인 퇴적물의 광물분석과 지화학분석이 필요하다. 공극수의 산소동위원소

성분을 낮출 수 있는 세 번째 요인은 단한계에서 탄산염광물이 침전하는 경우이다. 보통 탄산염광물은 침전하면서 침전이 일어나는 물과 많은 분별작용을 일으키기 때문에 해수의 산소동위원소 성분보다 매우 부화된 성분을 가진다. 따라서 만일 단한계에서 탄산염광물의 침전이 지속적으로 일어난다면 공극수의 산소동위원소 성분은 지속적으로 고갈될 것이다. 이러한 이유로 자생 탄산염광물의 산소동위원소 성분이 높아졌을 가능성도 있다. 하지만 고갈된 산소동위원소 성분을 가지는 자생 탄산염광물의 분포가 매우 불규칙적이다. 어떠한 요인에 의해 산소동위원소가 고갈된 성분을 보이는 지를 밝혀내기 위해서는 주변 퇴적물의 분석과 더 많은 자생 탄산염광물의 지화학적 분석이 이루어져야 할 것으로 보인다. 특히 조사된 시료의 산소동위원소 값의 범위가 $-4.7\sim+5.4\%$ 로 약 10.1% 정도의 차이를 보이는데 이 범위는 Woo and Kim(2005)가 제시한 concretion에 산소동위원소 범위와 비슷하다는 것은 주목할 만하다(Fig. 16).

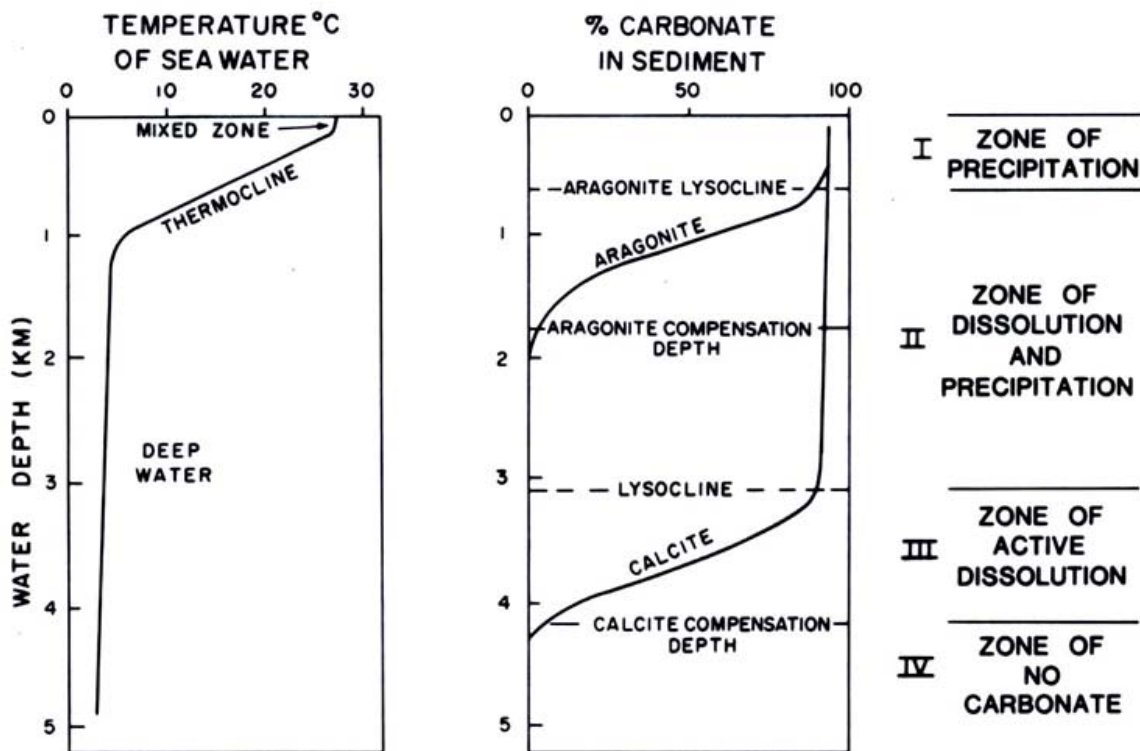
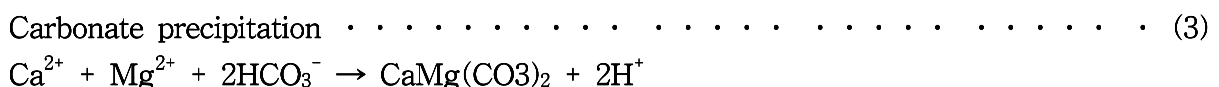
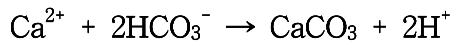


Figure 16. Generalized diagrams illustrating the relative positions of calcite and aragonite solubility profiles in the modern tropical ocean and the variation in temperature with depth. The major zones of diagenesis are plotted to the right (From James and Choquette, 1990).

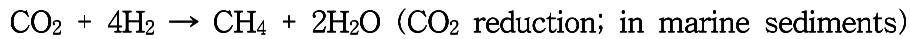
이 지역에서 발견된 자생 탄산염광물의 성인을 밝혀줄 수 있는 결정적인 증거는 안정 동위원소 중에서 탄소동위원소 값이다. 보통 해양환경에서 퇴적물이 퇴적되면 점차 매몰되면서 용존산소를 이용하여 유기물을 분해하는 박테리아가 적어지면서 다른 종류의 박테리아가 독특한 무산소환경을 지배하며 공극수의 지화학 성분을 조절한다. 잘 알려진 바와 같이 퇴적물의 깊이에 따라 oxic zone, suboxic zone, anoxic zone으로 변하는데 이 영역들 중에서 anoxic zone은 nitrate reducing zone, Mn-Fe reducing zone, sulfate reducing zone, 그리고 methanogenic zone으로 나뉜다. 이러한 지역 내에서 유기물의 탄소는 박테리아에 의해 산화되거나 환원되어 용존탄소 상태로 변화되고 변화된 탄소는 이산화탄소의 형태를 거쳐 중탄산이온, 탄산염이온의 형태로 변할 수 있다. 탄산염광물의 침전에 결정적인 영향을 주는 탄산염이온의 양은 바로 공극수의 pH에 의해 조절되는 것이 보통이다.

일반적으로 심해 퇴적물 내에 탄소동위원소 성분은 유기물의 양에 의해 일차적으로 조절되는 것으로 알려져 있다. 즉 표층인 유산소환경에서는 박테리아가 산소(O₂)를 이용하여 유기물이 분해해 이산화탄소(CO₂)가 생성되고, 하부인 무산소환경을 산소가 없기 때문에 Nitrate(NO₃²⁻), Mn·Fe, Sulfate(SO₄), methan(CH₄)를 이용하여 유기물을 분해해 이산화탄소를 생성하게 되어, 이렇게 유기물에서 기원한 이산화탄소가 탄산염이온으로 바뀌기 때문에 탄소동위원소 값이 감소하게 된다. 하지만 황산염환원대 아래에 존재하는 무산소환경에서는 메탄가스가 만들어지는 메탄가스생성대(methanogenic zone)가 있는데, 메탄가스는 가스자체가 매우 낮은 탄소동위원소 값을 갖고 있기 때문에 이 지역 용존탄소의 탄소동위원소 성분은 매우 부화된 값을 보여준다. 따라서 각 환원환경에 따라 보여주는 탄소동위원소 값은 뚜렷이 구별된다. 각각의 환원속성환경에서 일어나는 화학반응은 아래에 나타내었다. 이 중에서 주목할 만한 것은 (2)의 환경이다. (2)의 경우는 하부에 gas hydrate가 있어서 메탄가스가 아래로부터 공급되는 경우에만 나타날 수 있는 반응으로서 이 경우에는 황산염환원대와 메탄가스생성대 사이에 이 경우가 나타날 수 있다. 하지만 조사지역에는 가스하이드레이트가 나타나지 않기 때문에 이 반응식은 배제할 수 있다.





Methane Production (Biogenic methane; $\delta^{13}\text{C} < -45\%$) (4)



Woo and Khim(2005)은 포항분지 마이오세 퇴적층에 나타나는 여러 형태의 결핵체를 연구하여 각각의 다른 환원 속성환경에서 생성되는 결핵체의 성인을 제안한 바 있다(Fig. 17). 이 연구에 의하면 황산염환원대에서 생성된 결핵체는 Type I과 Type II로서 상대적으로 낮은 탄소동위원소 성분을 보여준다. 특히 Type I의 경우는 낮은 산소동위원소 성분이 주변의 화산쇄설물의 영향으로 제안된 바 있다. 또한 Type III와 IV는 상대적으로 매우 높은 탄소동위원소 성분을 보여주며, 이는 메탄가스생성대에서 생성되었음을 나타낸다. 연구지역에 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 값은 +0.59~5.21‰로 6.8‰정도의 값을 보인다. 이렇게 부화된 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 성분은 이들이 원양퇴적물이 퇴적된 후 메탄가스생성대에서 생성되었음을 지시하고 있다.

하지만 특이할 만한 사항은 분석한 자생 탄산염광물이 채취된 코아퇴적층 중에서 아주 표층(깊이 0~1cm)부터 나타나며, 이들의 탄소동위원소 성분이 모두 비슷한 범위에서 부화되어 있다는 사실이다. 즉 일반적으로 원양퇴적층에 나타나는 황산염환원대가 거의 나타나지 않고 표층부터 메탄가스생성대가 만들어져 있다는 사실이다. 이러한 경우는 크게 두 가지의 원인이 있다. 하나는 해수의 성분 자체가 산소가 매우 결핍된 조건이 있는 경우이다. 예를 들면 Black Sea와 같은 환경으로서 Black Sea는 고립된 해수 자체에 Sulfate Reducing Zone이 존재하기 때문에 퇴적물의 표층에 methanogenic zone이 나타난다. 다른 경우는 퇴적물 중 유기물의 함량이 매우 높아 퇴적물이 퇴적되자마자 바로 산소가 결핍되면서 황산염환원대가 매우 얇게 존재하는 경우이다.

연구지역의 경우, 자생 탄산염광물의 생성환경을 설명하는 데에는 많은 어려움이 따른다. 이 지역을 연구했던 연구자의 연구결과들은 이 지역의 해수가 무산소환경도 아니며, 퇴적물 내에 유기물의 함량도 높지 않다는 것이다. 따라서 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 성분의 결과는 분명히 이들이 메탄가스환원대에서 생성되었지만, 이러한 메탄가스환원대를 조성하였던 해양환경을 설명할 수 없다는 것이 현재 연구의 가장 큰 딜레마인 것이다.

앞으로 코어 퇴적물 내 fine size 퇴적물에 대한 조직적, 지화학적, 광물학적 연구, 그리고 더 많은 자생 탄산염광물의 추가적인 안정동위원소 분석, 그리고 미량원소 분석을 실시하여 본 연구에서 얻은 자료들과 종합적으로 해석한다면, 서북극해 퇴적물 내 자생 탄산염광물 기원을 보다 명확하게 할 수 있을 것으로 사료된다.

아울러 이러한 자생 탄산염광물의 성인이 과연 고해양환경의 변화와 어떠한 관계를 가지고 있는 것을 추가적으로 밝힐 수 있다면 북극해의 고해양 환경변화를 이해하는데 이 자생 탄산염광물의 연구가 중요한 기여를 할 수 있을 것으로 기대한다.

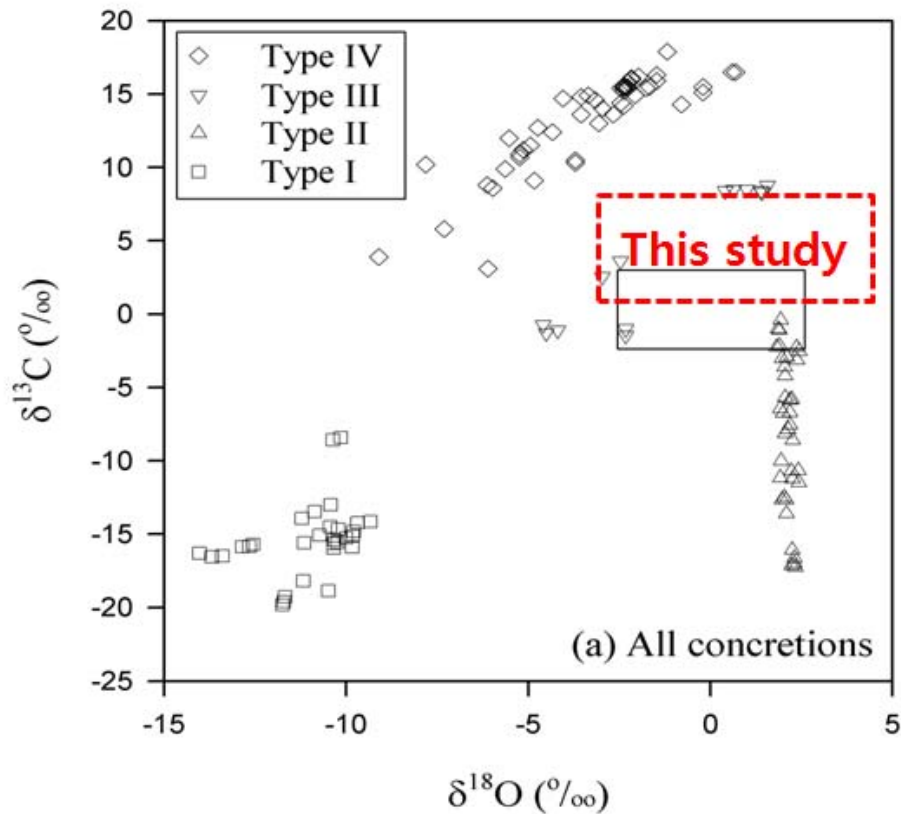


Figure 17. Stable isotope ranges of various types of concretions in the Pohang Basin, Korea. Type I = Sulfate reduction zone with volcanic sediments, Type II = Sulfate Reduction zone, Type III = Methanogenic zone for calcite, and Type IV = Methanogenic zone for dolomite (After Woo and Khim, 2005). Note that the stable isotope compositions of the authigenic carbonates in this study are within the range of methanogenic zone.

제 6 절 결론

서북극해에 자생 탄산염광물은 크게 아라고나이트와 방해석으로 이루어져 있고, 방해석이 생성된 후 아라고나이트가 성장한 형태도 관찰된다. 방해석은 Mg과 Sr 함량은 각각 0~1.69 wt%, 0~1.71 wt% 이며, 아라고나이트는 Mg과 Sr 함량이 각각 -0.1~0.37 wt%, -1.2~1.37 wt% 이다. 대부분의 자생 탄산염광물에서 방해석은 Sr함량보다 Mg함량이 높고, 아라고나이트는 Mg함량보다 Sr함량이 높게 나타나지만, 일부 시료에서는 다른 경향이 나타나는 경우도 있다.

자생탄산염광물의 조직(미세구조와 배열방향)에 따라 분리한 결과 아라고나이트의 조직은 Radiating Fibrous texture(RFC), Spherulitic fibrous texture, Randomly oriented fibrous texture, Bladed texture, etched surface texture로 총 5개의 type으로 나눌 수 있고, 방해석의 조직은 Foliated texture, Equant texture, Bladed texture 총 3개의 type으로 구분할 수 있다.

자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 -5~+5‰(VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 1.17‰(VPDB)의 값을 갖는다. 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 산소동위원소 값은 각각 -5~+5‰(VPDB), -3~+4‰(VPDB)의 범위에서 변화한다. 탄소동위원소 값은 +0.5~5.5‰(VPDB)의 범위에서 변화하는 것으로 보이며, 평균 2.65‰(VPDB)의 값을 갖는다. 방해석과 아라고나이트 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 값은 각각 +1~+4‰(VPDB), +0.5~+5.5‰(VPDB)의 범위에서 변화한다.

이러한 자생 탄산염광물의 탄소동위원소 성분이 이들이 퇴적물이 퇴적된 직후 메탄가스생성대(methanogenic zone)에서 생성되었음을 강력히 지지하고 있다. 하지만 넓은 범위의 산소동위원소 성분을 보이는 이유가 공극속성수의 성분이 영향을 주었다는 것은 알 수 있지만 그 성분의 원인을 해석할 수 있는 여러 증거는 아직도 매우 부족하다.

아울러 자생 탄산염광물이 생성된 속성환경이 북극해의 고해양환경의 변화와 어느 정도 연관성이 있는 지를 밝히기는 아직 연구한 자료가 매우 부족한 실정이다. 앞으로 추가적인 분석을 통해서 자생 탄산염광물의 생성원인을 정확히 규명한다면, 이들의 생성원인이 전 지구적인 기후변화에 민감하게 반응하는 북극해의 고해양환경과 어떠한 관계에 있는지를 알 수 있게 할 수도 있을 것으로 기대한다.

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

- 이 연구는 서북극해 멘델레프 해령에서 채취한 코어에 분포하고 있는 자생 탄산염광물에 대한 암석학적, 지구화학적 성분을 파악함으로써, 북극지역에 고환경변화를 복원하는데 목적이 있다. 이러한 목적을 위한 단계별 성과목표는 1) 연구지역에서 코어에 존재하는 자생 탄산염광물의 미세조직과 화학성분을 분석하여 분류하고, 2) 분류된 자생 탄산염광물의 안정동위원소 성분을 분석을 통해 3) 서북극해 고해양변화를 복원하기 위한 자료로 활용할 수 있는지를 판단하는 것이다.
- 먼저 연구지역에서 박스코어를 채취하였다. 채취된 퇴적물을 wet sieving을 이용하여 사질과 이질을 분리하고, 분리된 사질 퇴적물에서 picking을 통해 자생 탄산염광물을 획득하였다. 먼저 자생 탄산염광물을 증액분리법을 이용하여 방해석과 아라고나이트로 분리하였다. 분리된 자생 탄산염광물에 대해서는 미세조직과 광물성분을 파악하고, 안정동위원소 분석을 수행하였다. 안정동위원소 분석은 미세조직과 광물성분으로 분리된 각각의 자생 탄산염광물결정으로 분석결과를 취득하였다.
- 이러한 단계별 성과목표는 순차적으로 이루어졌으며, 결과적으로 서북극해에 고해양환경변화를 자생 탄산염광물의 기원을 구명함으로써 연구목표를 충실히 수행하였다고 할 수 있다.

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- 자생 탄산염광물의 안정동위원소 성분이 침전될 당시의 고해양학적인 정보를 반영하고 있음을 확인하였으며, 이로써 자생 탄산염광물을 이용한 연구는 서북극해뿐만 아니라 자생 탄산염광물이 생성되는 지역에 고환경 복원에 있어 가능할 것이다.
- 전지구적인 기후변화에 민감하게 반응하는 북극에서 자생 탄산염광물을 이용한 고환경을 복원한다면, 이는 지구온난화의 원인 및 대응책 마련을 위한 기초자료로 활용될 것이다.

제 6 장 참고문헌

- Backman, J., Jakobsson, M., Lovlie, R., Polyak, L., Fedo, L.A., 2004, Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin?, *Quat. Sci. Rev.*, 23, 1435-1454.
- Belov, N.A., Lapina, N.N., 1961, Donnye otlozheniya Arkticheskogo bassejna [Seafloor sediments of the Arctic Basin], *Morskoj Transport, Leninar*, 150, (in Russian).
- Belov, N.A., Lapina, N.N., 1970, Fluctuations in Arctic climate as revealed in floor sediment analysis, In: Tolmachev, A.I. (Ed.), *The Arctic Ocean and its coasts in the Cenozoic Era*, *Gidrometeorologicheskoe Publishers, Leningrad*, 19-25 (Translated from Russian).
- Bjorlykke, K., 1993, Fluid flow in sedimentary basins, *Sediment. Geol.*, 86, 137-158.
- Bjorlykke, K., 1994, Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins, In: Pamell, J. (Ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*, *Geological Society, Special Publications*, 78, Geological Society, London, 127-140.
- Chilingar, G., Bissel, H, and Wulf, K., 1967, Diagenesis and Catagenesis of Carbonate Rocks, *Diagenesis in Sediments*, Amsterdam: Elsevier, Translated under the title *Diagenez I Katagenez osadochnykh obrazovani*, Moscow: Mir, 1971, 165-290.
- Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Gersten, R., Stock, L., 2008, Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01703.
- Darby, D., Jakobsson, M., Polyak, L., 2005, Icebreaker expedition collects key Arctic seafloor and ice data, *Eos Trans, AGU* 86, 549-556.
- Dean, W.E., Arthur, M.A. and Claypool, G.E., 1986, Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic or environmental signal?, *Mar. Geol.*, 70, 119-157.
- Deines P., (1980) The isotopic composition of reduced organic carbon. In Fritz P. and Fontes, J.C. (Ed.) *Hand-book of Environmental Isotope Geochemistry., The Terrestrial Environment*, 1, 329-409.
- Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G., 1964, Sediment cores from the arctic and subarctic seas, *Science*, 144, 1183-1192.
- Fuex, A.N., 1977, The Use of Stable Carbon Isotopes I Hydrocarbon Exploration, *J. Geochim. Explor.*, 7, 155-198.
- Hathaway, J.C. and Degens, E.I., 1968, Methane Derived Marine Carbonate of Pleistocene Age, *Science*, 165, 690-692.

- Hedges, J.I. and van Geen, A., 1982, A comparison of lignin and stable carbon isotope compositions in Quaternary marine sediments, *Mar. Chem.*, 11, 43-54.
- Ivanov, M.V., Polikarpov, G.G., Lein, A. Yu., et al., 1991, Biogeochemistry of sulfur cycle in the methane gas emanation region of the black sea, *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 320, 1235-1238.
- Jakobsson, M., Lovlie, R., Al-Hanbali, H., Arnold, E., Backman, J., Morth, M., 2000, Manganese color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology, *Geology*, 28, 23-26.
- Jakobsson, M., Lovlie, R., Arnold, E., Backman, J., Polyak, L., Knutsen, J., Musatov, E., 2001, Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean, *Glob. Planet. Change*, 31, 1-21.
- James, N.P. and P.W. Choquette, 1990, Lime-stones the sea-floor diagenetic environment, in I. A. McIlreath, and D.W. Morrow, eds., *Diagenesis*, Ottawa, Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p. 13-34.
- Jasper, J.P. and Gagosian, R.B., 1990, The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pygmy Basin, Gulf of Mexico, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 117-132.
- Keeling, C.D., Whorf, T.P., Wahlen M. and van der Plicht, J., 1995, Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980, *Nature*, 375, 1021-35.
- Kelley, D.S., Karson, J.A., Blackman, D.K., et al., 2001, An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N, *Nature (London)*, 412, 145-148.
- Kholodov, V.N., 1987, Role of sand diapirism in the interpretation of mud volcano genesis, *Litol. Polezn. Iskop.*, 4, 3-11.
- Kholodov, V.N. 1991, Problem of the genesis of minerals in elisional depressions: Communication 2. Cheleken-Boyadag Hydrotherma System, *Litol. Polezn. Iskop.*, 2, 104-123.
- Kholodov, V.N. Kuleshov, V.N., and Nedumov, R.I., 1999, Catagenetic transformations and isotopic composition of carbonates in tertiary sediments: Evidence from Kuban superdeep boreholes (SAS-1 and SAS-2), *Litol. Polezn. Iskop.*, 1, 46-57.
- Lamb, A.L., Graham, P.W. and Melanic, J.L., 2006, A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material, *Earth-Sci. Rev.*, 75, 29-57.
- Lein, A.Yu., Bogdanov, Yu.A., Sagalevich, A.M., et al., 2002a, White columns of a Lost city, *Priroda*, 12, 40-46.
- Longstaffe, F.J., Tilley, B.J., Ayalon, A., 1992, Controls on pore-water evolution during

sandstone diagenesis, Western Canada sedimentary basin: an oxygen isotope perspective. In: House-Knecht, D.W. (Ed.). *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publications, 47, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 13-34.

- Meyers, P.A., 1994, Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter, *Chem. Geol.*, 114, 289-302.
- Nissenbaum, A., 1984, Methane Derived Organic Matter and Carbonates, *Org. Geochem.*, 5, 187-192.
- O'regan, M., King, J., Backman, J., Jakobsson, M., Palike, H., Moran, K., Heil, C., Sakamoto, T., Cronin, M., Jordan, R., 2008, Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge, *Paleoceanography*, 23, PA1S19.
- Polyak, L., Curry, W.B., Darby, D.A., Bischof, J., Cronin, T.M., 2004, Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 203, 73-93.
- Prahl, F.G., Ertel, J.R., Goni, M.A. and Eversmeyer, B., 1994, Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3035-3048.
- Sellen, E., Jakobsson, M., Backman, J., 2008, Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian basins: clues to differences in sedimentation rates, *Global Planet. Change*, 61, 275-284.
- Spielhagen, R., Baumann, K., Erlenkeuser, H., Nowaczyk, N., Norgaard-Pedersen, N., Bogt, C., Weiel, D., 2004, Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history, *Quat. Sci. Rev.*, 23, 1455-1483.
- Strakhov, N.M., 1951, Calc-Dolomitic Facies of Modern and Ancient Basins, *Trudy IGN Akad. Nauk SSSR*, 124, *Der. geol.*, 221-218
- Stroeve, J., Serreze, M., Drobot, S., et al., 2008, Arctic sea ice extent plummets in 2007, *Eos Trans, AGU* 89, 13-14.
- Suess, E., Bohrmann, G., Linke, P., et al, 1998, Gas hydrates and fluid venting from the Cascadia Accretionary Margin, *EOS Transactions of the American Geophysical Union Supplement*, 77, 321-323.
- Taft, W.H., 1967, Physical chemistry of carbonate formation, *Development in Sedimentology* 9B. Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects, Chilingar, G., Bissel, H., and Fairbridge R., Eds., Amsterdam: Elsevier, Translated under the title *Karbonatnye porody*, Moscow: Mir, 1971, 112-123.
- Thornton, S.F. and McManus, J., 1999, Applications of organic carbon and nitrogen

stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 38, 219-233.

Tilley, B.J., Longstaffe, F.J., 1989, Diagenesis and isotopic evolution of porewaters in the Alberta Deep Basin: the Falher Member and Cadomin Formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2529-2546

Von Rad, U., Rosch, H., and Berner, H., et al., 1996, Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the arkran ccretionary rism of Pakistan, *Mar. Geolo.*, 136, 55-77.

Woo, K.S. and Khim, B.K., 2005, Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition, *Sedimentary Geology*, 183, 15-30.

주 의

1. 이 보고서는 극지연구소 위탁연구기관에서 수행한 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 수행한 위탁연구의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.