

이화여자대학교 교육대학원

1997학년도

석사학위 청구논문

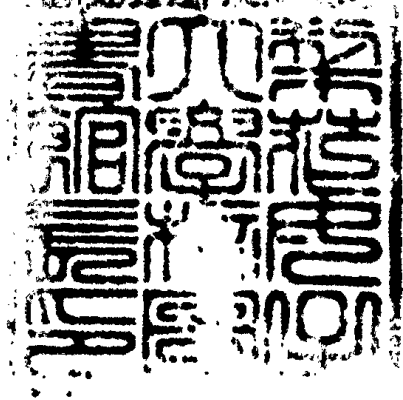
제주도 제4기 서귀포층과 신양리층에서
산출되는 연체동물 화석의 탄소 및 산소
안정동위원소에 의한 고수온 해석

地球科學教育專攻

尹 美 英

1998

학부
16-97
석 0826



617285

尹美英의 碩士學位 論文을 認准함

指導教授

金奎漢



審査委員

金孝澤



권성태



김유한



梨花女子大學校 教育大學院

목 차

List of Tables	i
List of Figures	ii
논문개요	iv
I. 서론	1
II. 제주도의 지질	4
A. 화산층서 및 지질개요	4
B. 서귀포층	8
C. 신양리층	11
III. 분석방법	14
IV. 분석결과	15
A. 연체동물 화석과 고생태	15
A-1. 서귀포층 패각화석	15
A-2. 신양리층 패각화석	21
B. 패각의 광물결정구조	24
B-1. 서귀포층 패각화석	24
B-2. 신양리층 패각화석	25
C. 패각의 화학성분	26
C-1. 서귀포층 패각화석의 화학성분	27
C-2. 신양리층 패각화석의 화학성분	32
D. 패각 성장과정에 따른 화학성분 변화	36
D-1. <i>Glycymeris rotunda</i>	36
D-2. <i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i>	41
E. 탄소 및 산소 안정동위원소비 분석결과	45
E-1. 탄소 및 산소 안정동위원소의 분별	45
E-2. 서귀포층 중의 연체동물 화석의 탄소 및 산소안정동위원소비	49
E-3. 신양리층 중의 연체동물 화석의 탄소 및 산소안정동위원소비	54
V. 결론	58
참고문헌	60
영문초록	66

List of Tables

- Table 1 Stratigraphic successions of the volcanic and sedimentary units in the Jejudo (after Lee, 1982; Lee *et al.*, 1987). 7
- Table 2 Summary of mollusk fossil species identified in the Seoguipo Formation and their geologic age and ecologic data. 18
- Table 3 Summary of mollusk fossil species identified in the Shinyangri Formation and their geologic age and ecologic data. 22
- Table 4 Chemical compositions of mollusk fossils in the Seoguipo Formation (unit in ppm). 28
- Table 5 Chemical compositions of mollusk fossils in the Shinyangri Formation (unit in ppm). 33
- Table 6 EPMA data for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*) from the Seoguipo Formation, Jejudo (unit in ppm). 37
- Table 7 EPMA data for specimen S-4B1(*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer to nacreous layer (unit in ppm). 42
- Table 8 Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk fossils and calculated isotopic paleotemperature of the Seoguipo Formation, Jejudo. 50
- Table 9 Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk fossils and their calculated isotopic paleotemperature in the Shinyangri Formation using isotopic fractionation of Grossman and Ku(1986). 55

List of Figures

- Fig. 1 Generalized geologic map of the Jejudo, Korea(modified from Lee, 1982).----- 5
- Fig. 2 Simplified columnar section of the Seoguipo Formation, showing sampling sites of mollusk fossils.----- 10
- Fig. 3 Simplified columnar section of the Shinyangri Formation, showing sampling sites of mollusk fossils.----- 13
- Fig. 4 Scatter plots of Sr vs. Mg(A), Sr vs. Mn(B), Mg vs. Ca(C) and Mg vs. Mn(D) for mollusk fossils from the Seoguipo Formation.----- 29
- Fig. 5 Scatter plots of Sr vs. Mg(A), Sr vs. Mn(B), Sr vs. Ca(C) and Mg vs. Mn(D) for mollusk fossils from the Seoguipo and Shinyangri Formations. Symboles are the same as in Fig. 4.----- 34
- Fig. 6 The Ca profile for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*) from the Seoguipo Formation, Jejudo.----- 38
- Fig. 7 Sr and Mg profiles for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*) from the Seoguipo Formation, Jejudo.----- 40
- Fig. 8 The Ca profile for specimen S-4B1(*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer through prismatic layer to nacreous layer.----- 43

- Fig. 9 Sr and Mg profiles for specimen S-4B1(*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer to nacreous layer. ----- 44
- Fig. 10 Carbon and oxygen isotopic distributions of the mollusk fossils from the Seoguipo Formation. Symboles are the same as in Fig. 4. ----- 52
- Fig. 11 Carbon and oxygen isotopic distributions of the mollusk fossils from the Seoguipo and Shinyangri Formations. Symboles are the same as in Fig. 5. ----- 56

논문개요

본 연구는 신생대 후기 해성층인 서귀포층과 신양리층에서 채취한 연체동물 화석의 광물결정구조와 화학특성을 조사하고, 탄소 및 산소 안정동위원소성분 분석을 통해 지층의 퇴적 당시 고환경을 추정하기 위하여 수행되었다.

서귀포층에서 산출된 연체동물 화석 중 *Mercenaria stimpsoni*, *Glycymeris rotunda*, *Turritella saishiuensis* 등을 제외한 대부분의 패류화석은 방해석 각으로 구성되어 있다. 그러나 신양리층에서 산출된 연체동물 화석의 각은 모두 아라고나이트로 구성되어 있다.

서귀포층에서 산출된 연체동물 화석 중 아라고나이트 각은 방해석 각에 비하여 Sr 함량이 높고, Mg과 Mn 함량은 낮다. 그리고 아라고나이트 각은 Sr 함량의 범위가 넓고, 방해석 각은 Mg과 Mn 함량의 범위가 넓다. 이는 서귀포층의 퇴적 후 속성작용시 해수 등에 의한 변질의 영향으로 해석된다. 그리고 신양리층에서 산출되는 아라고나이트 각은 Sr 함량이 높고 변화폭이 크며, Mg과 Mn 함량은 낮고 변화폭이 큰 편이다. 이는 신양리층이 속성작용을 받은 동안 화학적으로 변질되었을 가능성을 암시한다.

서귀포층에서 산출된 연체동물 화석의 탄소 동위원소성분($\delta^{13}\text{C}$)은 $-1.9\text{‰} \sim +2.3\text{‰}$ (평균 $+0.8\text{‰}$), 산소 동위원소성분($\delta^{18}\text{O}$)은 $-0.4\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$ (평균 $+0.8\text{‰}$) 범위를 갖는다. Friedman and O'Neil(1977)의 동위원소 분별식을 이용하여 계산한 서귀포층 퇴적 당시 고해수의 온도는 $14.4^{\circ}\text{C} \sim 19.6^{\circ}\text{C}$ 이다. 이는 서귀포층 퇴적 당시 해수의 온도가 현재 서귀포 부근의 해수 표면 온도($14.9^{\circ}\text{C} \sim 25.5^{\circ}\text{C}$)보다 낮은 한류 환경이 지배적이었던 것으로 추정되며, 한류성종 화석들이 다수 산출된 고생태

학적 결과가 이를 뒷받침하여 준다.

신양리층에서 산출된 연체동물의 탄소 동위원소성분($\delta^{13}\text{C}$)은 $+0.3\text{‰}$ ~ $+2.5\text{‰}$ (평균 $+1.7\text{‰}$), 산소 동위원소성분($\delta^{18}\text{O}$)은 -1.7‰ ~ -0.2‰ (평균 -0.6‰) 범위를 갖는다. Grossman and Ku(1986)의 동위원소 분별식을 이용하여 추정된 신양리층 퇴적 당시 고해수의 온도는 24.6°C ~ 30.3°C 로 현재 신양리 부근의 해수 표면 온도(14.1°C ~ 23.2°C)보다 높다. 이는 신양리층이 퇴적될 당시 현재보다 수온이 높은 난류성 해류 환경이 지배적이었던 것으로 해석되며 초미화석의 고생태학적 연구에서 얻어진 결과(Yi *et al.*, 1995)와도 일치한다.

I. 서론

과거의 기후(paleoclimate)를 포함한 고환경(paleoenvironment)은 지질시대에 퇴적된 지층 속에 포함된 여러 가지 지질정보에 의해 밝혀지고 있다. 지층내의 화석의 분류, 퇴적상, 광물 또는 광물조합, 안정동위원소 지질온도계 등 여러 가지 지질학적 방법이 이용되고 있다.

신생대 지층처럼 현생종들이 화석으로 산출될 경우 현생종들의 생태학적 자료를 이용하면 지층이 퇴적될 당시의 환경을 추정할 수 있다. 그리고 고환경을 정량적으로 추정하기 위해 생태학적인 자료에 추가하여 안정동위원소를 이용한 지구화학적 방법이 유용하게 이용되고 있다.

Epstein *et al.*(1953)에 의해 동위원소 지질온도계를 이용하여 처음으로 고수온이 추정되면서 지금까지 탄소 및 산소 동위원소비($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)를 이용한 '고수온 추정법'은 고환경을 보다 정량적으로 해석할 수 있는 방법으로 개선, 이용되고 있다(Saito and Donk, 1974; Brand, 1986; Popp *et al.*, 1986; Bickert *et al.*, 1997 등).

화석의 안정동위원소 연구를 통해 고환경을 추정한 국내 연구로는 Paik *et al.*(1992)의 양남분지 중기 마이오세 송전층의 고해양과 고환경 연구, Woo *et al.*(1995)의 포항분지 중기 마이오세 천북역암 내의 연체동물 화석을 이용한 고해양학적 연구 등이 있다. 그리고 신생대 후기(플라이오세~플라이스토세) 지층의 고환경 연구로는 Park *et al.*(1994)의 제주도 서귀포층에서 산출된 개형층의 안정동위원소연구, Woo *et al.*(1995)의 서귀포층에서 산출되는 석회질 화석을 이용한 고해양학적 연구 등이 있다.

우리나라의 신생대 후기 해성층으로는 제주도 서귀포층과 신양리층이 알려져 있다.

Haraguchi(1931)가 최초로 명명한 서귀포층은 제주도 서귀포시의 남해안에 분포하며 패류화석을 비롯하여 완족류, 성게류, 이끼벌레류, 산호, 유공충, 개형충 등과 같은 많은 종류의 화석들을 산출하고 있어 여러 고생물학자들이 고생물학적 연구를 바탕으로 지질시대 및 고환경 해석 연구를 실시해 왔다(Yokoyama, 1923; Haraguchi, 1931; Kim, 1972, 1984; Yoon, 1981, 1988; Lee, 1983, 1990; Paik and Lee, 1984, 1986; You *et al.*, 1987; Kim, 1991; Kim and Heo, 1995).

최근 들어서는 Park *et al.*(1994)과 Woo *et al.*(1995)에 의해 개형충과 석회질 화석의 안정동위원소 성분을 근거로한 고환경 해석 연구가 실시되었다. 서귀포층의 지질시대는 플라이오세 말기(Yokoyama, 1923; Kim, 1972, 1984; Yoon, 1988), 플라이오세~플라이스토세(You *et al.*, 1987), 플라이스토세(Haraguchi, 1931), 플라이스토세 초기~중기(Lee, 1990) 등 학자들마다 약간의 견해 차이를 보여왔으며 고지자기 연구결과를 근거로 가우스 정상세(Gauss normal epoch: 플라이오세 말기~플라이스토세 초기)(Min *et al.*, 1986), 브른스 정상세(Brunhes normal epoch: 플라이스토세 중기, 0.73~0.41 Ma)(Lee *et al.*, 1987) 등으로 해석되기도 하였다.

신양리층은 제주도 남동해안의 신양리에서 성산에 이르는 해안 지대를 따라 분포되어 있으며, 지질시대는 플라이스토세(Kim, 1969)로 알려져 있다. 본 층은 Kim(1969)이 최초로 명명하고 층서 및 유공충에 대한 고생물학적 연구를 시행한 이래로 개형충(Lee, 1990), 석회질 초미화석(Yi *et al.*, 1995) 등 고생물학적 연구가 이루어져 왔으나 본 지층에 대한 선행연구는 비교적 적은 편이고 산출되는 화석에 대한 안정동위원소 연구는 지금까지 수행된 바 없다.

본 연구에서는 신생대 후기 해성층인 제주도 서귀포층과 신양리층에

서 산출되는 부족류, 부족류 화석의 광물결정구조, 화학특성과 폐각의 성장과정에 따른 화학성분 변화를 조사하였다. 아울러 탄소 및 산소 안정동위원소비 분석결과와 동위원소 지질온도계를 이용하여 서귀포층과 신양리층이 퇴적될 당시의 고수온을 추정하고 또한 이 결과를 고생태학적 연구 결과와 종합하여 서귀포층과 신양리층 퇴적 당시의 고환경을 규명하였다. 특히 서귀포층과 신양리층의 지질시대, 층서 및 퇴적 환경 연구는 한반도 제4기 지질 층서 수립과 고환경 해석은 물론 동해 확장과 관련된 제4기 한반도 지체구조 해석에 중요한 기초 자료를 제공하게 될 것이다.

II. 제주도의 지질

A. 화산층서 및 지질개요

제주도는 한반도 남서부(동경 $126^{\circ} 10' \sim 126^{\circ} 57'$, 북위 $33^{\circ} 12' \sim 33^{\circ} 34'$)에 위치한 섬으로 제3기 플라이오세에서 제4기 플라이스토세까지 수차례에 걸친 화산 활동에 의해 형성된 화산섬이다(Fig. 1). 화산작용은 (1) 용암대지 형성 단계, (2) 순상화산 단계, (3) 스크리아 신더콘 단계로 구분된다(Lee, 1982).

제주도는 알칼리암계 화산암류가 대부분을 차지하며 소규모로 해안가에 노출되어 있는 화산쇄설암과 퇴적암, 그리고 360여 개의 스크리아 기생화산으로 이루어져 있다(Won, 1975, 1976; Lee, 1982).

화산암류는 주로 알칼리 현무암, 하와이아이트(hawaiite), 뮤저라이트(mugearite), 조면암(trachyte) 등으로 구성되어 있으며 이들의 암석학 및 암석화학적 선행연구가 다수 수행되었다(Lee, 1966; Won, 1976; Lee, 1982; Lee, 1989; Park and Kwon, 1993).

퇴적암층인 서귀포층, 성산층, 신양리층 등은 해안가를 따라 매우 제한적이고 협소하게 분포되어 있으나 1970년 이래 한국농업진흥공사가 제주도의 지하수 개발을 위하여 제주도 전역에 걸쳐 시추작업을 수행해 온 결과, 제주도를 두껍게 덮고 있는 현무암질 용암류의 하부에 패류화석편을 함유하는 해성 퇴적층이 제주도 최동쪽 지역을 제외한 전역에 걸쳐 넓게 분포하고 있음이 알려졌으며 이들 해성 퇴적층은 서귀포층과 대비되고 있다(고기원, 1991; 윤선, 1995). 퇴적암층은 주로 응회질 쇄설암으로 이루어져 있으며 서귀포층과 신양리층은 해양 화석군을 포함

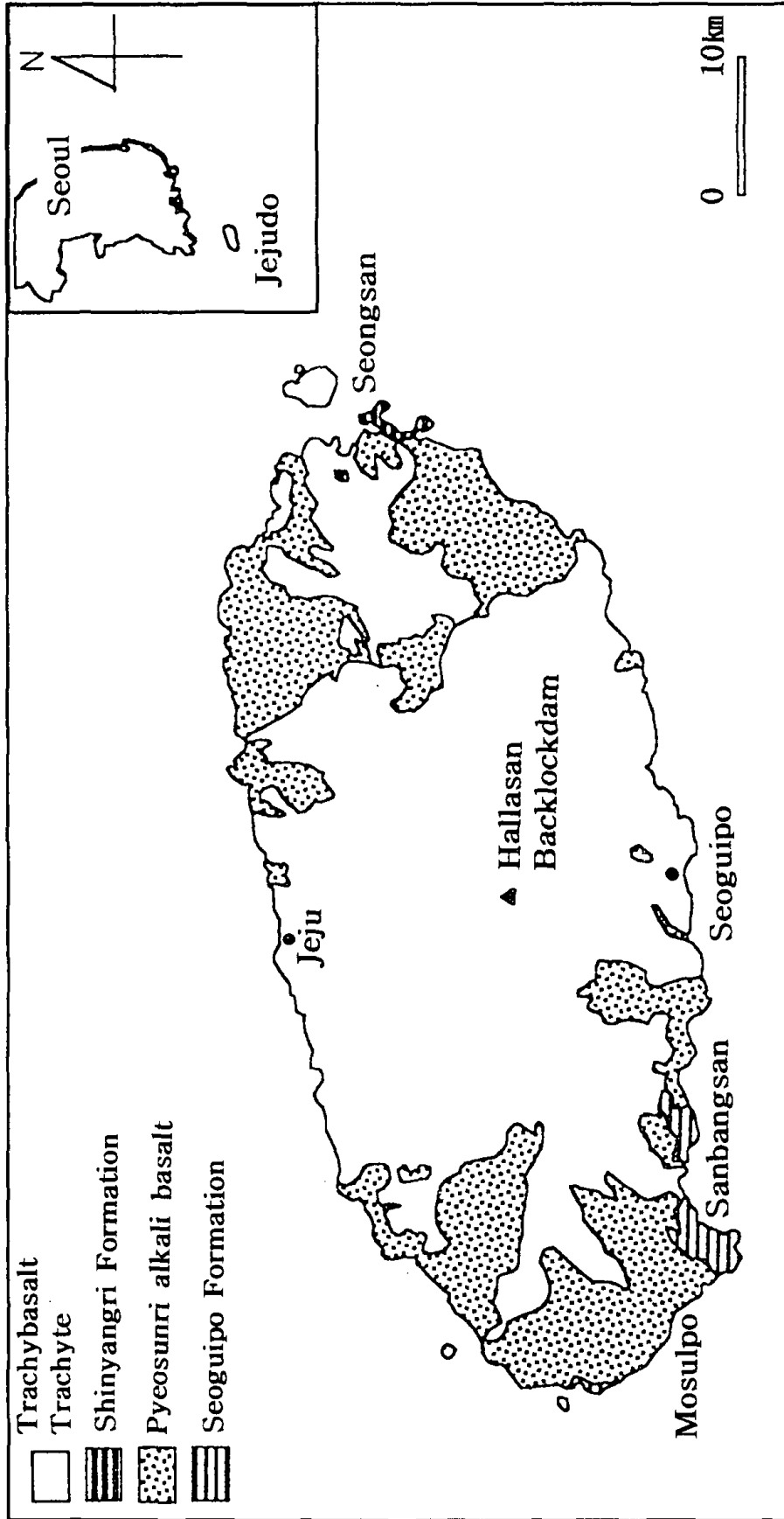


Fig. 1 Generalized geologic map of the Jeju, Korea(modified from Lee, 1982).

하고 있는 해성층이다. 성산층은 성산일출봉과 고산해안, 동서 해안가의 저지대에 돔 또는 완만한 경사를 이루며 분포하며, 회색, 황갈색, 담회색 또는 암회색을 띠는 중립 내지 조립질 응회암으로 구성되어 있다.

제주도의 형성과정, 화산활동, 층서 그리고 퇴적지층 단위 등은 여러 지질학자들에 의해 제시되어 왔다(Table 1).

최근에 Yoon(1995)에 의해 발표된 제주도 형성사는 다음과 같다.

1) 제주도 형성 이전 시대: 제주도의 화산활동이 일어나기 이전에는 중생대 백악기 또는 신생대 제3기 에오세의 화산암류와 이들을 관입한 화강암으로 이루어진 육지였었다. 이 때 한반도와는 좁은 해협으로 분리되어 있었을 것으로 추정한다.

2) 첫번째 단계: 고제주 화산체의 형성(약 200여만년 전)

관포현무암, 돈내코조면현무암, 상호조면암 등이 분출하여 고제주 화산체를 형성하였다. 이 화산암들은 세번째 단계에 분출한 용암류에 의하여 덮여져 있기 때문에 지표면에서는 4개소에서 발견될 뿐이다.

3) 두번째 단계: 고제주 화산체의 함몰과 해침(약 180만년 전)

고제주 화산체가 함몰되어 해침이 있었으며, 고제주 화산체는 섬으로 변하였다. 이 때 해저에서는 서귀포층이 퇴적되었고, 해안에서는 당산봉, 단산, 용머리, 화순층, 군산과 같은 응회구가 형성되었다.

4) 세번째 단계: 제주도 주화산의 형성(약 87만년 전~47만년 전)

해퇴가 일어나 서귀포층이 육지로 노출되었으며, 중면조면암과 표선리현무암군에 속하는 많은 용암류가 분출되었다. 이후 한라산조면암군이 제주도 중심부의 곳곳에서 분출하여 중면조면현무암과 표선리현무암군 및 그보다 전기의 상호현무암 등을 덮었으며, 이 때 제주도의 주화산체가 형성되었다.

5) 네번째 단계: 한라산 산정의 형성(약 7만년 전)

Table 1 Stratigraphic successions of the volcanic and sedimentary units in the Jeju do (after Lee, 1982; Lee *et al.*, 1987).

		Haraguchi (1931)	Taneda. et al. (1970)	Won. J. K. (1976)	Lee. M. W. (1982)	Lee. D. Y. (1986)
Holo- cene	upper	1002. 1007 activities Groups of small basalt cones		1002. 1007 activities	1002. 1007 activities Groups of small basalt cones	1002. 1007 activities
	lower			volcanic cone 1 volcanic cone 2		
P L E I S T O C E N E	U P P E R	Suikido basalt Halasan basalt aphanitic basalt angite basalt feldspar basalt Jeju basalt alkali basalt	Halasan basalt aphanitic basalt angite basalt Jeju basalt alkali basalt	Baegrogdan basalt Halasan trachyandesite Halasan basalt Seongpanak basalt Sihungri basalt Beobjeongri trachyte Mahyori basalt Jeju basalt	Sihungri formation Halasan trachyte Halasan Hawaiiite Seongpanak Hawaiiite Sihungri Hawaiiite Beobjeongri mugearite Mahyori Hawaiiite Jeju Hawaiiite	Dongnam paieosoie Basalt flows along the flanks of Halasan Sinyangri formation
	M I D D L E	Hornblende trachyandesite Sanbansan lava	Seoguipo lava Sanbansan lava		Hornblende mugearite Sinyangri formation	Halasan trachyte tuff-rings (Songaksan, Ilch- uibong, Suwolbo- ng) Seoguipo trachyandesite tuff-rings(Dans- an, Dusan) Seoguipo formation Pyoseonri basalt
	L O W E R	Seoguipo formation		Jungmun trachyte Seongsanpo formation Seoguipo trachyte Pyoseonri basalt	Jungmun Hawaiiite Seongsanpo formation Seoguipo hawaiiite Pyoseonri alkali basalt	tuff-rings(Hwas- con, Dansan) Sanbansan trachyte marine sediments basalt(olivine augite basalt, outcropping under the present sea-level)
Plio- cene	upper		Seoguipo formation	Seoguipo formation	Seoguipo formation	
	middle	Halasan alkaline trachyte	Halasan alkaline trachyte	basal basalt	basal basalt	
	lower					
older than Plio- cene		granite	granite	granite	granite	granite in the northern park tuff in the eas- tern and southern parts

영실조면암 원정구와 백록담조면암 원정구가 분출되어 한라산 산정을 형성하였다. 백록담조면암 원정구가 분출된 후, 부석이 분출하여 백록담 화구가 만들어졌다. 이 단계에서 다시 해침이 일어나 섬이 되어 오늘에 이르렀다. 그 후 수월봉, 송악산, 일출봉과 두산봉의 응회구가 형성되었다.

B. 서귀포층

플라이오세~플라이스토세의 서귀포층은 제주도 서남해안 삼방산 서귀포 부근에 분포하고 있으며 역질사암, 사암, 사질이암, 이암으로 구성된 준고결 내지 고결의 해성 퇴적층으로서 육상 노두는 서귀포시 남부해안을 따라 해안 절벽을 이루면서 두께 약 50m, 연장 약 1km로 소규모 협소하게 노출되어 있다(고기원과 윤선, 1997).

제주도의 화산층서에 있어서 중요한 층준이 되는 서귀포층은 지표에서는 그 분포가 한정되어 있어 화산 층서학적 연구에 많은 문제를 제기하여 왔으나, 이돈영 외(1970)는 용암류 사이에 하위로부터 상위로의 순서로 서귀포층, 성산층, 신양리층의 퇴적층이 협재되어 있는바, 육상의 화산층서에 있어서 서귀포층은 최하위의 지층으로 설정하였다.

그러나 고기원(1991)은 서귀포층이 굴착된 61개의 지하수 시추공과 2개의 온천수 시추공의 시추코어를 분석한 결과, 북촌-표선 단층선의 동쪽 지역에는 서귀포층이 분포하고 있지 않으며, 남부지역에서는 해수면 위 평균 16m에, 서부지역에서는 해수면 아래 평균 41m에, 북부지역에서는 해수면 아래 평균 28m에 서귀포층이 분포하고 있음을 확인하였

다. 그리고 제주도 서부지역의 용수와 청수 시추공에서는 서귀포층이 해수면 아래 60~70m에서부터 나타나고 있다. 이러한 사실은 서귀포층이 퇴적된 후, 서귀포 지역과 제주도 서부지역 사이에는 차별적인 수직 구조 운동이 있었음을 추측할 수 있다(최병수, 1997).

Kim(1972)은 서귀포층의 충적기 이전에 화산열도의 화산활동이 일단 정지되어 짧은 침식기를 맞이한 결과 현무암 대지가 형성되었으며 이 지역이 다시 침강하여 그 위에 서귀포층이 퇴적되었고, 3회의 다이아스탤(diastem)이 형성되어 있음을 보아 본 지역의 지반이 불안정한 상태에서 융기와 침강을 반복하면서 서귀포층이 퇴적된 것으로 추정하고 있다.

본 연구에서 사용한 연체동물 화석시료 채취 위치와 서귀포층의 주상도는 Fig. 2와 같다. 서귀포층의 두께는 약 50m이며 담회색 내지 암회색을 띤 세립 내지 조립질 사암, 사질실트(sandy silt)로 구성되어 있다. 층 하부에는 화산쇄설성 퇴적물(pyroclastic sediments)로 구성되어 있고, 최상부는 조면암용암이 덮고 있다. 본 층에서 해양성 연체동물 화석과 완족류 화석을 포함하는 6개의 패류화석층(shell bed)이 발견된다. 그리고 본 연구에 이용된 패류화석층은 부족류 5종, 복족류 3종, 완족류 1종을 포함하고 있다.

본 조사에서 서귀포층을 구성하는 암상별로 층을 구분하면 다음과 같다.

단위 I 은 중립 내지 조립질 사암으로 구성되어 있으며 약 0.4m 두께의 패류화석층을 포함한다. 본 층에서는 시료번호 S-1A, S-1B, S-1C의 화석시료가 채취되었다.

단위 II는 암회색의 세립질 사질실트로 구성되어 있으며 패류파편들이 들어있다.

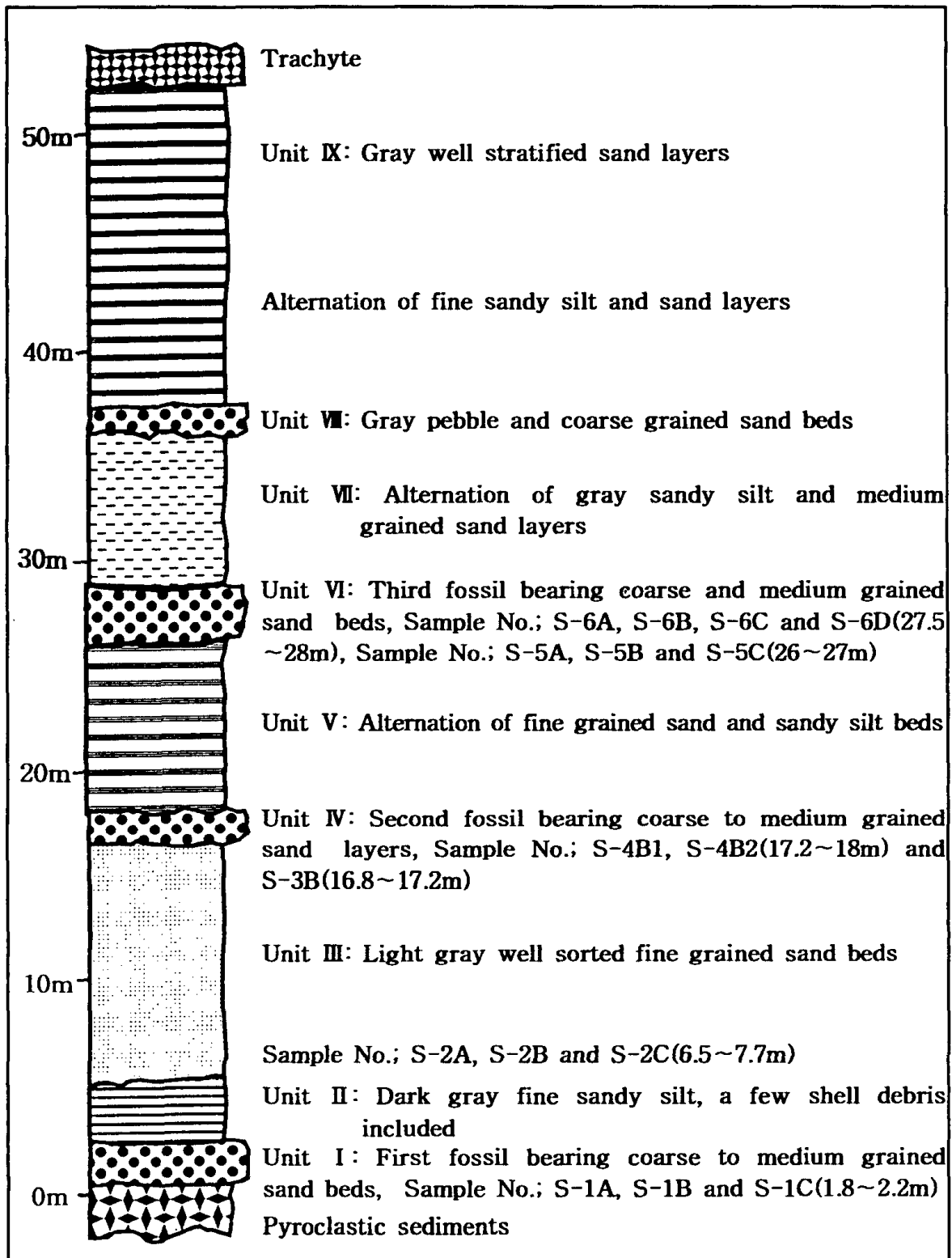


Fig. 2 Simplified columnar section of the Seouguipo Formation showing sampling sites of mollusk fossils.

단위 III은 분급이 양호하고 담회색을 띤 세립질 사암으로 구성되어 있으며 하부에 약 1.2m 두께의 패류화석층(채취시료 S-2A, S-2B, S-2C)을 포함한다.

단위 IV는 중립 내지 조립질 사암으로 구성되어 있으며 약 0.4m 두께(채취시료 S-3B)와 0.8m 두께(채취시료 S-4B1, S-4B2)를 갖는 2개의 패류화석층을 포함한다.

단위 V는 세립질 사암과 사질실트로 구성되어 있으며 이들은 서로 호층을 이루고 있다.

단위 VI은 중립 내지 조립질 사암으로 구성되어 있으며 약 1m 두께(채취시료 S-5A, S-5B, S-5C)를 갖는 패류화석층과 약 0.5m 두께(채취시료 S-6A, S-6B, S-6C, S-6D)를 갖는 패류화석층이 포함되어 있다.

단위 VII은 회색의 사질실트와 중립질 사암이 호층을 이룬다.

단위 VIII은 회색의 자갈을 포함한 조립질 사암으로 구성되어 있다.

단위 IX는 세립질 사질실트와 사암이 호층을 이루고 있으며 회색의 사암층리가 발달하고 있다. 그리고 서귀포층의 최상부는 조면암용암이 덮고 있다.

C. 신양리층

플라이스토세 퇴적층으로 알려진 신양리층은 화산회, 사질 및 화산력 등으로 이루어진 응회질암으로 구성되어 있으며(Han *et al.*, 1987) 제주도 동쪽 성산반도와 팡두(Pangdu)반도 사이에 분포한다. 본 층은 성산층, 표선리 현무암, 그리고 성산용암(lava)을 부정합으로 덮고 있다. 그리고 만조 때 해수에 잠기기 때문에 간조 때에만 관찰할 수 있으며 조금(neap tide) 때 가장 넓게 노출된 층의 노두는 약 22m 두께이

고 해안을 따라 3km 연장이 확인된다. Han *et al.*(1987)은 본 층을 구성하는 암상을 평행층리 사암상, 역암상, 사층리 사암상 등 3가지 암상으로 나누고 foreshore에서 상부 내해안(upper shoreface)에 이르는 환경에서 퇴적되었다고 하였다.

본 연구에서는 해수면 위로 노출된 약 3m 두께의 노두에서 화석시료가 채취되었다(Fig. 3). 본 층은 중립 내지 조립질 사암, 현무암질 역암, 화산력, 패류파편들로 구성되어 있으며 층 내부에서 해양성 연체동물 화석을 포함하는 4개의 패류화석층이 발견되었다. 패류화석층은 부족류 3종, 복족류 4종을 포함하고 있다.

본 조사에서 신양리층을 구성하는 암상별로 층을 구분하면 다음과 같다.

단위 I 은 노두의 최하부로서 패류파편들을 포함하고 있는 현무암질 역암으로 구성되어 있다.

단위 II는 분급이 양호한 조립질 사암과 왕모래층(granule layers)으로 구성되어 있으며 서로 호층을 이루고 있다. 그리고 표면으로부터 약 2.5m 깊이에서 0.2m 두께를 갖는 패류화석층을 포함한다. 본 층준에서는 시료 Y-6A, Y-6B, Y-6C가 채취되었다.

단위 III은 clast-supported basaltic conglomerate로 구성되어 있으며 패류파편들을 포함한다. 그리고 표면으로부터 약 1.7m 깊이에서 두께 0.2m의 패류화석층(채취시료 Y-5A, Y-5B, Y-5C)이 있다.

단위 IV는 분급이 불량한 세립 내지 중립질 사암층으로 구성되어 있으며 약간의 역을 포함한다. 표면으로부터 약 1.5~1.7m 층준(채취시료 Y-4)과 0.6m~0.8m 층준(채취시료 Y-3)에서 2개의 패류화석층이 포함되어 있다. 그리고 본 층의 최상부는 현재의 해변(recent beach)에 해당하며 중립 내지 조립질 모래로 구성되어 있다.

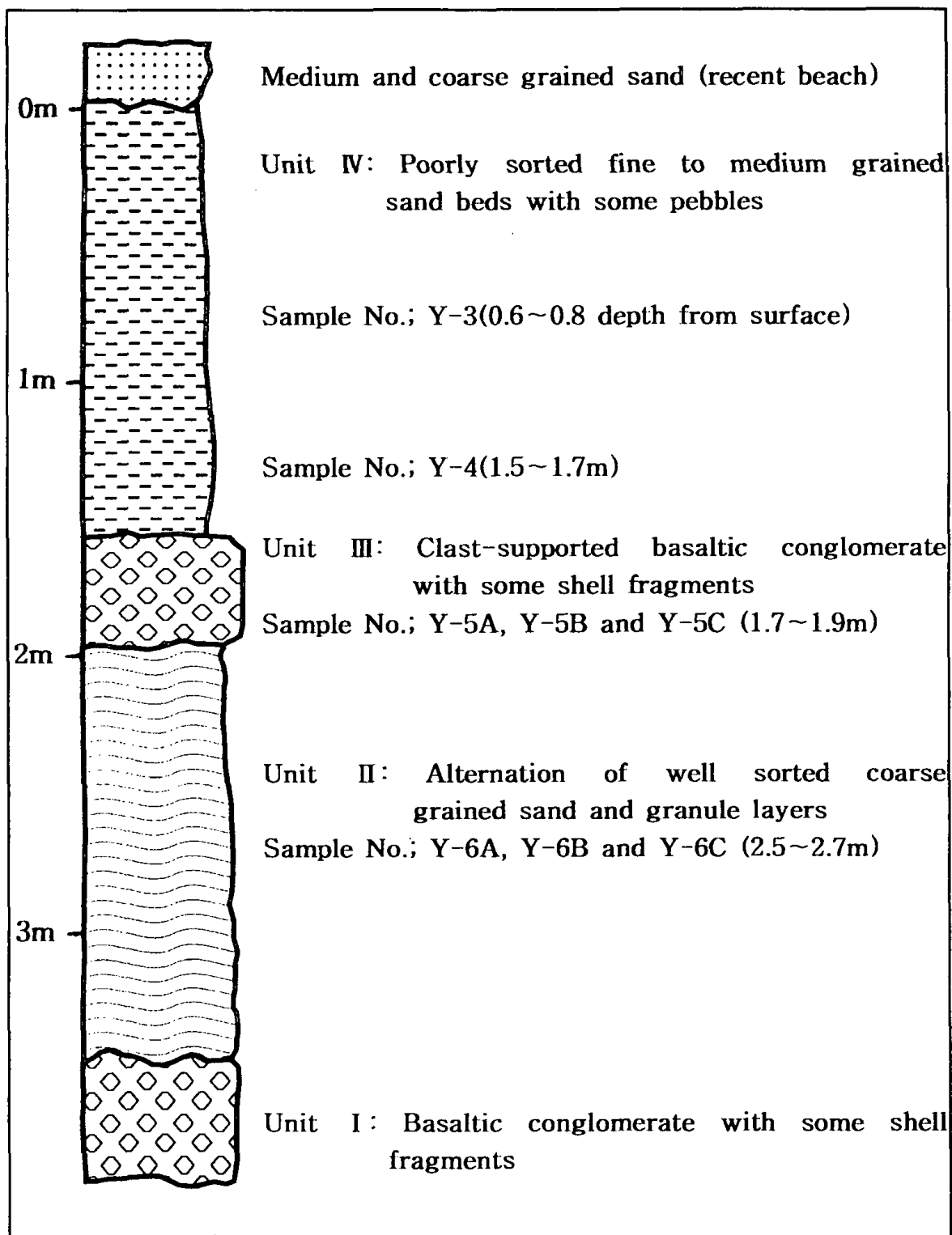


Fig. 3 Simplified columnar section of the Shinyangri Formation, showing sampling sites of mollusk fossils.

Ⅲ. 분석방법

제주도 서남쪽에 분포하는 서귀포층과 동쪽에 분포하는 신양리층의 야외조사를 실시하고 이들 지층 중에 포함된 연체동물 화석을 하부에서 층준별로 채취하였다. 그리고 채취한 화석들에 대하여 종별 형태학적 분류를 실시하였다. 화석의 감정과 분류는 일본 나고야대학 지구행성과 화학 생물권진화학 연구실 小澤智生 教授와 井上惠介 博士의 도움으로 이루어졌다.

현생 해수에 의해 변질 또는 풍화된 화석시료의 표면을 깎아내고 내부의 신선한 부분만을 준비하여 분말로 만들었다. 화석시료 분말은 연세대학교 지구시스템과학과의 XRD(X-ray diffractometer)를 이용하여 폐각의 광물결정구조를 방해석과 아라고나이트로 구분하였다. 그리고 화석시료의 Sr, Mg, Mn, Ca 등 화학성분은 기초과학지원센터의 ICP-AES를 이용하여 분석하였으며 분석오차는 $\pm 1.0\%$ 이다.

분말화된 동일 화석시료에 대해 탄소($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) 및 산소($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) 안정동위원소비를 분석하였다. 분석된 시료의 안정동위원소비는 표준시료에 대한 분석용 시료에 포함되어 있는 동위원소비를 다음과 같이 천분을 편차($\%$)로 표시하였다.

$$\delta (\%) = (R_{\text{시료}}/R_{\text{표준시료}} - 1) \times 1000 (\%)$$

탄소 및 산소 안정동위원소비는 PDB 값이며 분석오차는 탄소 $\pm 0.05\%$, 산소 $\pm 0.10\%$ 이내이다. 안정동위원소비 분석은 일본 나고야대학 연대측정 자료센터의 분석실에서 실시되었다.

그리고 패류 성장과정에 따른 화학성분 변화를 검토하기 위하여 대표적인 시료 *Glycymeris rotunda*(S-6A)와 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-4B1)에 대하여 고려대학교 전략광물센터에서 EPMA 분석을 실시하였으며 분석오차는 2%내외이다.

IV. 분석결과

A. 연체동물 화석과 고생태

신생대 후기 해성 퇴적층인 서귀포층과 신양리층에서는 해양성 연체동물 화석을 비롯한 다양한 종류의 화석들이 산출되고 있다. 이들은 현재의 해양환경에서 서식하고 있는 현생종들을 포함하고 있으므로 생태학적 자료를 이용하면 지층의 퇴적 당시 고환경을 추정할 수 있다.

A-1. 서귀포층 패각화석

서귀포층의 각 층준에서 채취한 16개의 화석시료들을 감정하고 종별로 분류하였다. 본 연구에 이용된 화석은 1종의 완족류(Brachiopoda)와 5종의 부족류(Pelecypoda), 3종의 복족류(Gastropoda)를 포함하는 연체동물(Mollusca)이다. 이들의 생태학적 환경과 지질시대는 Table 2와 같다.

서귀포층 주상도(Fig. 2)의 단위 I에서는 *Panopea japonica* (S-1A), *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-1B), 그리고 *Nucella* sp.(S-1C)가 산출되었다. 부족류(이매패류, Bivalvia)이며 플라이오세~현세까지 서식하고 있는 *Panopea japonica*(S-1A)는 조간대부터 수심 30m에 서식하는 한류성종(cold-water species)으로 알려져 있다(藤山 등, 1982; Kitamura et al., 1997). *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-1B)는 플라이오세~플라이스토세까지 서식했던 부족류로 조간대부터 수심 60m에 서식하던 한류성종으로 알려

져 있다(藤山 등, 1982; Kitamura *et al.*, 1997). 그리고 *Nucella* sp.(S-1C)는 복족류이며 플라이오세~현세까지 서식하는 종으로 조간대 아래의 바위나 돌에 부착하며 서식한다(藤山 등, 1982; 권오길 등, 1993). 이와같이 단위 I에서는 *Panopea japonica*(S-1A), *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-1B)와 같은 한류성종들이 우세하게 산출된 것을 볼 수 있다.

단위 III에서는 *Mercenaria stimpsoni*(S-2A), *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-2B), 그리고 *Coptothyris* sp.(S-2C)가 산출되었다. *Mercenaria stimpsoni*(S-2A)는 마이오세~현세까지 서식하고 있는 부족류로, 조간대에서 수심 30m까지 서식하는 한류성종이다(藤山 등, 1982; Kitamura *et al.*, 1997). 그리고 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-2B)는 단위 I에서도 산출되었던 부족류로 한류성종이다. *Coptothyris* sp.(S-2C)는 올리고세~플라이오세까지 서식했던 완족류로 연안부터 수심 300m에 서식했었던 것으로 알려져 있다(藤山 등, 1982). 단위 I과 마찬가지로 단위 III에서도 한류성종이 우세하다.

단위 IV에서는 3개 시료 S-3B, S-4B1, S-4B2가 산출되었으며, 이들은 모두 부족류이며 한류성종인 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*로 분류되었다(藤山 등, 1982; Kitamura *et al.*, 1997). 단위 IV도 단위 I, 단위 III과 마찬가지로 한류성종들이 우세하다.

단위 VI에서는 *Glycymeris rotunda*(S-5A, S-6A), *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-5B, S-6B), *Rapana thomasi*(S-5C), *Turritella (Neohaustator) saishiuensis*(S-6C), 그리고 *Pecten (Notovola) albicans*(S-6D) 등이 산출되었다. *Glycymeris rotunda*(S-5A, S-6A)는 플라이오세~현세까지 서식하는 부족류로 수심 20~300m에

서식하는 난류성종(warm-water species)으로 알려져 있다(藤山 등, 1982; Kitamura *et al.*, 1997). 그리고 2개의 시료 S-5B, S-6B는 부족류이며 한류성종인 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*로 분류되었다. 복족류인 *Rapana thomasi*(S-5C)는 조간대~수심 20m의 모래와 진흙에 서식하는 종(岡田, 1981)이며, *Turritella (Neohaustator) saishiuensis*(S-6C)는 플라이오세에 서식했던 복족류이며 한류성종으로 알려져 있다(藤山 등, 1982; Kitamura *et al.*, 1997). 그리고 *Pecten (Notovola) albicans*(S-6D)는 부족류이며 플라이오세~현세까지 서식하는 종으로 수심 10~30m의 모래와 진흙에서 서식하는 종이다(藤山 등, 1982; 권오길 등, 1993). 단위 VI에서는 한류성종과 난류성종이 같이 산출되고 있으나 한류성종이 우세함을 볼 수 있다.

서귀포층에서 산출된 패각화석들의 고생태학적 자료를 종합하면 다음과 같다.

첫째, 서귀포층에서 산출된 16개의 화석시료 중 7개가 한류성종으로 알려진 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*이다.

둘째, 단위 I, III, IV, VI에 포함된 6개의 패류화석층에는 *Panopea japonica*, *Mercenaria stimpsoni*, *Turritella (Neohaustator) saishiuensis*, *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*와 같은 한류성종들이 우세하다.

따라서 화석들의 고생태학적 자료를 종합해 볼 때 각 층준에서 한류성종들이 다수 산출된 것으로 보아 서귀포층 퇴적 당시 해수의 온도가 낮은 한류 영향이 우세했을 것으로 추정된다.

Table 2 Summary of mollusk fossil species identified in the Seoguipo Formation and their geologic age and ecologic data.

Stratigraphic Unit	I			III		
	S-1A	S-1B	S-1C	S-2A	S-2B	S-2C
Fossil species	<i>Panopea japonica</i> A. Adams	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Nucella</i> sp.	<i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould)	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Coptothyris</i> sp.
Class	Pelecypoda	Pelecypoda	Gastropoda	Pelecypoda	Pelecypoda	Brachiopoda
Geologic time	Pliocene ~ recent	Pliocene ~ Pleistocene	Pliocene ~ recent	Miocene ~ recent	Pliocene ~ Pleistocene	Oligocene ~ Pliocene
Paleo-environment	cold water, low tide mark ~ 30m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	intertidal zone	cold water, low tide mark ~30m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	from coastal area to the area with 300m in depth
Remark	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kwon <i>et al.</i> (1993)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982)

Table 2 Continued.

Stratigraphic Unit	IV			VI		
	S-3B	S-4B1	S-4B2	S-5A	S-5B	S-5C
Sample No.	S-3B	S-4B1	S-4B2	S-5A	S-5B	S-5C
Fossil species	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Glycymeris rotunda</i> Dunker	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Rapana thomasiana</i> Crosse
Class	Pelecypoda	Pelecypoda	Pelecypoda	Pelecypoda	Pelecypoda	Gastropoda
Geologic time	Pliocene ~ Pleistocene	Pliocene ~ Pleistocene	Pliocene ~ Pleistocene	Pliocene ~ recent	Pliocene ~ Pleistocene	
Paleo-environment	cold water, low tide mark ~ 60m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	warm water, 20~300m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	intertidal zone ~ 20m depth
Remark	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1994)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Okada(1981)

Table 2 Continued.

		VI		
Stratigraphic Unit	S-6A	S-6B	S-6C	S-6D
Sample No.				
Fossil species	<i>Glycymeris rotunda</i> Dunker	<i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (Akiyama)	<i>Turritella (Neohaustator) saishiuensis</i>	<i>Pecten (Notovola) albicans</i> (Schröter)
Class	Pelecypoda	Pelecypoda	Gastropoda	Pelecypoda
Geologic time	Pliocene ~ recent	Pliocene ~ Pleistocene	Pliocene	Pliocene ~ recent
Paleo-environment	warm water, 20~300m depth	cold water, low tide mark ~ 60m depth	cold water	10~30m depth
Remark	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kitamura <i>et al.</i> (1997)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kwon <i>et al.</i> (1993)

A-2. 신양리층 패각화석

신양리층에서 채취한 8개의 화석시료들을 감정하고 종별로 분류하였다. 산출된 3종의 부족류와 4종의 복족류들이 서식하는 환경과 지질시대는 Table 3과 같다.

신양리층 주상도(Fig. 3)의 단위 II에서 *Evenaria (Purpuradusta) fimbriata marmrata*(Y-6A), *Barbatia (Ustularca) bicolorata*(Y-6B), *Clypeomorus* sp.(Y-6C)가 산출되었다. *Evenaria (Purpuradusta) fimbriata marmrata*(Y-6A)는 복족류이며 조간대의 암초에 서식한다(岡田, 1981). 부족류이며 난류성종(warm-water species)인 *Barbatia (Ustularca) bicolorata*(Y-6B)는 조간대부터 수심 20m의 암초에 부착하며 서식한다(藤山 등, 1982). 그리고 복족류인 *Clypeomorus* sp.(Y-6C)는 조간대의 바위 밑에 산다(권오길 등, 1993).

단위 III에서는 *Mizuhopecten yessoensis*(Y-5A), *Neverita (Glassaulax) didyma*(Y-5B), *Umbonium (Suchium) costatum*(Y-5C)가 산출되었다. *Mizuhopecten yessoensis*(Y-5A)는 플라이오세~현세까지 서식하는 부족류로 수심 10~30m 모래자갈밭에 서식하는 한류성종(cold-water species)이다(藤山 등, 1982; 권오길 등, 1993). 그리고 *Neverita (Glassaulax) didyma*(Y-5B)는 플라이스토세에 서식했던 복족류로 조간대~수심 10m의 진흙과 모래가 섞인 곳에 묻혀 사는 것으로 알려져 있으며(藤山 등, 1982) *Umbonium (Suchium) costatum*(Y-5C)은 플라이스토세 복족류로 조간대의 모래사장에 서식하는 것으로 알려져 있다(藤山 등, 1982; 권오길 등, 1993).

단위 IV에서는 조간대의 가는 모래에서 서식하는 부족류 *Macra sulcataria*(Y-4, Y-3)가 산출되었다(藤山 등, 1982).

Table 3 Summary of mollusk fossil species identified in the Shinyangri Formation and their geologic age and ecologic data.

Stratigraphic Unit	II			III
	Y-6A	Y-6B	Y-6C	Y-5A
Sample No.				
Fossil species	<i>Evenaria</i> (<i>Purpuradusta</i>) <i>fimbriata marmorata</i> Schröter	<i>Barbatia</i> (<i>Ustularca</i>) <i>bicolorata</i>	<i>Clypeomorus</i> sp.	<i>Mizuhopecten</i> <i>yessoensis</i> Jay
Class	Gastropoda	Pelecypoda	Gastropoda	Pelecypoda
Geologic time		Holocene		Pliocene ~ recent
Paleoenvironment	intertidal zone	warm water, intertidal zone ~ 20m depth	intertidal zone	cold water, 10 ~ 30m depth
Remark	Okada(1981)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982)	Kwon <i>et al.</i> (1993)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kwon <i>et al.</i> (1993)

Table 3 Continued.

Stratigraphic Unit	III		IV	
	Y-5B	Y-5C	Y-4	Y-3
Sample No.				
Fossil species	<i>Neverita (Glassaulax) didyma</i> Röding	<i>Umbonium (Suchium) costatum</i> (Kiener)	<i>Mactra sulcataria</i> Reeve	<i>Mactra sulcataria</i> Reeve
Class	Gastropoda	Gastropoda	Pelecypoda	Pelecypoda
Geologic time	Pleistocene	Pleistocene	Holocene	Holocene
Paleoenvironment	intertidal zone ~ 10m depth	intertidal zone	intertidal zone	intertidal zone
Remark	Fujiyama <i>et al.</i> (1982)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982), Kwon <i>et al.</i> (1993)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982)	Fujiyama <i>et al.</i> (1982)

B. 폐각의 광물결정구조

생물체의 무기질 부분은 화석화 과정에서 일반적으로 재결정 작용을 받는다. 때에 따라서는 생물체 본래의 무기물질이 다른 광물질로 치환되기도 한다. 연체동물 폐류의 화석 골격을 구성하는 일반적인 광물 성분은 방해석(calcite), 아라고나이트(aragonite)와 같은 탄산염, 규산염, 철광물 등으로 구성되어 있다. 본 연구에서는 XRD를 이용하여 서귀포층과 신양리층에서 산출되는 폐각의 광물결정구조를 구분하였다.

B-1. 서귀포층 폐각화석

서귀포층에서 산출된 CaCO_3 로 구성된 폐각화석의 광물결정구조는 Table 4와 같다.

16개의 시료 중 4개, 즉 *Mercenaria stimpsoni*(S-2A), *Glycymeris rotunda*(S-5A, S-6A), *Turritella (Neohaustator) saishiuensis*(S-6C)는 아라고나이트로 구성되어 있고 나머지 12개 시료는 모두 방해석으로 이루어져 있다.

일반적으로 대부분의 연체동물의 각은 아라고나이트로 성장된다. 아라고나이트는 방해석에 비해 침전조건이 제한적이며 안정도가 낮기 때문에 보통 아라고나이트 각은 방해석으로 쉽게 변화된다. 서귀포층의 대부분 연체동물의 각은 방해석으로 변화였으며 일부만 아라고나이트 각으로 잔존하고 있다. 즉 따뜻한 해수 환경의 *Glycymeris rotunda* 종은 아라고나이트 각으로 보존되고 있다.

B-2. 신양리층 패각화석

신양리층에서 산출된 연체동물 패각화석의 광물결정구조는 Table 5와 같다. 신양리층에서 산출되는 7개의 패각화석 모두 화석종에 관계없이 아라고나이트로 구성되어 있다.

탄산염수의 침전 실험에서 낮은 온도에서는 방해석이, 높은 온도에서는 아라고나이트가 침전된다. 신양리층에서 산출된 연체동물 화석은 서귀포층에 비해 지질시대가 젊고 퇴적 당시 난류성 해류 환경의 영향으로 패각이 아라고나이트 구조로 잔존하고 있는 것으로 해석된다.

C. 패각의 화학성분

해양성 연체동물 패각의 화학성분은 해수와 해양저 퇴적물의 화학성분 등 여러 가지 요인에 의해 조절(control)되며 광물결정구조에 의해서도 조절된다(Milliman, 1974; Masuda and Hirano, 1980).

CaCO_3 화학성분의 아라고나이트와 방해석은 동질이상 광물이다. 사방정계(orthorhombic) 광물인 아라고나이트는 공기 중에 400°C 이상 가열하면 육방정계(hexagonal)인 방해석으로 상전이하는 불안정한 광물로서 흔하지 않다. 방해석 구조는 변형된 NaCl 구조에서 Na^+ 자리에 Ca^{2+} 가 들어가고, Cl^- 자리에 CO_3^{2-} 기가 들어간 것과 같다. Ca^{2+} 보다 반경이 더 작은 이온을 가지고 있는 탄산염 광물들은 방해석 구조를 갖게 되며 Ca^{2+} 보다 반경이 큰 이온을 갖는 탄산염 광물들은 아라고나이트 구조를 갖는다. 아라고나이트 CaCO_3 의 Ca 대신 Sr과 Pb이 치환하기도 한다. Sr^{2+} 이온반경(1.12Å)은 Ca^{2+} 이온반경(0.99Å)보다 더 크기 때문에 Sr^{2+} 이온은 방해석 결정구조에서보다 아라고나이트 결정구조에서 더 잘 받아들인다. 반면에 Mg 농집은 아라고나이트에서보다 방해석에서 더 많다. 왜냐하면 Mg^{2+} 이온반경(0.66Å)은 Ca^{2+} 이온반경(0.99Å)보다 적어 방해석 결정구조에서 더 잘 받아들이기 때문이다. 그러므로 사방정계인 아라고나이트는 육방정계인 방해석보다 Pb, Sr, Ba을 더 많이 포함하는 반면에 방해석은 아라고나이트에서보다 Mg, Fe, Mn을 더 많이 포함한다. 즉 아라고나이트로 구성된 연체동물은 방해석으로 구성된 연체동물에 비해 Sr, Ba 함량은 높고, Mg과 Mn 함량은 낮다(Milliman, 1974).

그리고 각이 성장하는 동안 각의 화학성분은 생리적 과정(physiological process)에 의해서도 조절되므로(Masuda and Hirano,

1980) 각의 미량원소(minor and trace element) 성분이 항상 주위 해수와 평형을 이루는 것은 아니다. 예를 들어 연체동물의 Sr 값이 2000~5000 ppm 정도인데 반하여 우이드(ooid)같은 무기침전물(inorganic precipitate)의 경우 Sr 함량이 10000 ppm 정도로 연체동물에서보다 더 큰 값을 가지기도 한다(Milliman, 1974).

C-1. 서귀포층 패각화석의 화학성분

서귀포층 연체동물군의 화석에 대해 미량원소 Na, Fe, Sr, Mn 성분 분석 연구가 Woo *et al.*(1995)에 의해 수행된 바 있으며 분석결과, 아라고나이트 패각화석이 방해석 패각화석에 비해 Na, Sr 함량이 높고, Fe, Mn 함량(120 ppm 이하)이 낮은 것으로 분석되어 이를 패류가 퇴적 후 속성작용 과정에서 화학적으로 변질되지 않은 것으로 해석하였다.

본 연구에서는 서귀포층에서 산출되는 연체동물과 완족류 화석의 Sr, Mg, Mn, Ca 등 주성분과 미량성분을 분석하였다(Table 4). 패각화석의 각 원소별 함량의 특징은 다음과 같다.

① Sr

서귀포층 중의 연체동물 화석의 아라고나이트 각(aragonitic shells)은 방해석 각(calcitic shells)보다 Sr 함량이 더 높으며 함량 변화폭이 넓은 범위를 갖는다(Fig. 4A).

아라고나이트로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Sr 값은 1929~

Table 4 Chemical compositions of mollusk fossils in the Seoguipo Formation (unit in ppm).

Sample No.	Taxon.	Mineralogy	Sr	Mg	Mn	Ca(%)
S-1 A	pelecypoda	C	644	4171	37	44.50
S-1 B	pelecypoda	C	1031	820	165	43.87
S-1 C	gastropoda	C	1084	1207	64	44.09
S-2 A	pelecypoda	A	2251	162	6	44.64
S-2 B	pelecypoda	C	1157	758	97	43.83
S-2 C	brachiopoda	C	945	1852	190	44.48
S-3 B	pelecypoda	C	1066	761	142	44.82
S-4 B1	pelecypoda	C	1063	826	93	43.60
S-4 B2	pelecypoda	C	1127	1159	135	44.25
S-5 A	pelecypoda	A	2382	273	6	24.49
S-5 B	pelecypoda	C	1153	1708	228	42.60
S-5 C	gastropoda	C	1125	1927	12	43.80
S-6 A	pelecypoda	A	2761	285	6	42.88
S-6 B	pelecypoda	C	1152	938	311	44.31
S-6 C	gastropoda	A	1929	165	5	46.18
S-6 D	pelecypoda	C	1182	1907	237	46.91

(C: calcite, A: aragonite)

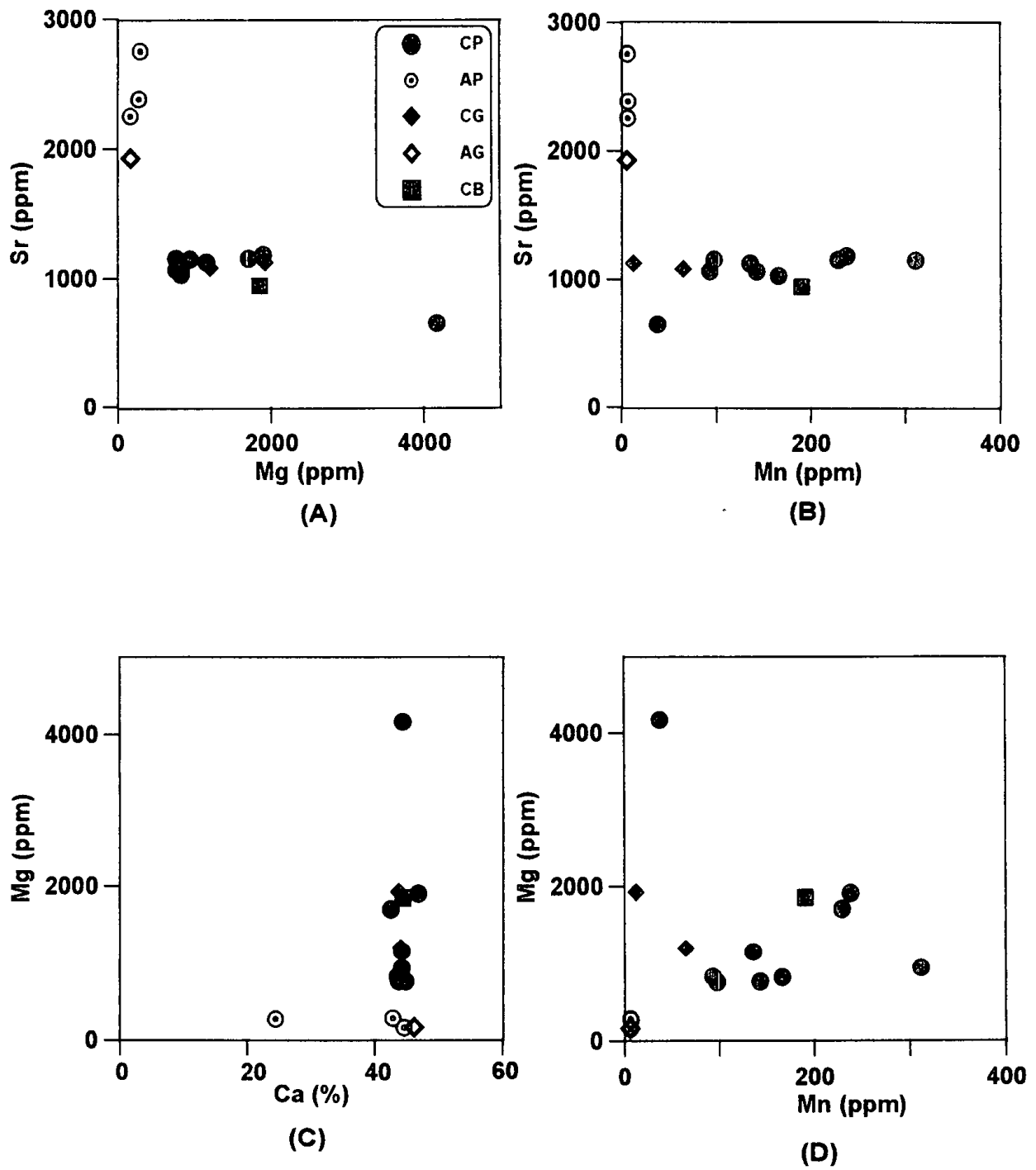


Fig. 4 Scatter plots of Sr vs. Mg(A), Sr vs. Mn(B), Mg vs. Ca(C) and Mg vs. Mn(D) for mollusk fossils from the Seoguipo Formation. CP: Calcitic Pelecypoda, AP: Aragonitic Pelecypoda, CG: Calcitic Gastropoda, AG: Aragonitic Gastropoda, CB: Calcitic Brachiopoda.

2761 ppm(평균 2331 ppm), 방해석으로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Sr 값은 1031~1182 ppm(평균 1114 ppm, 단 S-1A 제외)의 범위로 아라고나이트로 구성된 각이 방해석으로 구성된 각보다 평균 2배 이상 Sr이 부화되어 있다. 이는 Woo *et al.*(1995)의 분석결과와도 유사한 범위를 나타내고 있다. 그리고 방해석으로 구성되어 있는 완족류(S-2C)는 Sr 함량이 945 ppm으로 다른 방해석 각과 비슷한 함량을 보인다. 단, 방해석으로 구성되어 있는 시료 중 *Panopea japonica*(S-1A)의 Sr 값은 644 ppm으로 다른 시료들에 비해 상대적으로 낮은 함량을 보인다. 그리고 일반적으로 화석종류와 Sr 함량과는 관련성이 인정되지 않는다.

② Mg

아라고나이트 각은 방해석 각에 비해 Mg 함량이 낮다(Fig. 4A).

아라고나이트로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Mg 값은 162~285 ppm(평균 222 ppm), 방해석으로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Mg 값은 758~1927 ppm(평균 1201 ppm)의 범위를 갖는다. 방해석으로 구성되어 있는 완족류(S-2C)의 Mg 함량은 1852 ppm으로 다른 방해석 각과 비슷한 범위를 갖는다. 그러나 방해석으로 구성되어 있는 시료 중 *Panopea japonica*(S-1A)의 Mg 값은 4171 ppm으로 다른 시료들에 비해 훨씬 더 높은 함량을 보인다.

③ Mn

아라고나이트 각은 방해석 각보다 Mn 함량이 낮다(Fig. 4B).

아라고나이트로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Mn 값은 5~6 ppm으로 낮은 함량을 가짐과 동시에 함량이 대단히 균일하다. 한편 방

해석으로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Mn 값은 12~311 ppm의 범위로 아라고나이트 각에 비해 Mn 함량이 높고 변화폭이 크다. Woo *et al.*(1995)은 서귀포층 패각화석의 Mn 함량을 120 ppm 이하로 보고 하였으나 본 연구에서는 120 ppm 이상인 패각화석이 다수 확인되었다 (Table 4). 그리고 방해석으로 구성되어 있는 완족류(S-2C)는 Mn 함량이 190 ppm으로 다른 방해석 각과 비슷한 범위를 보인다.

④ Ca

아라고나이트로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Ca 값은 42.88~46.18%(단 S-5A는 24.49%), 방해석으로 구성되어 있는 부족류와 복족류의 Ca 값은 42.60~46.91%로 비슷한 범위를 갖는다(Fig. 4C). 그리고 방해석으로 구성되어 있는 완족류(S-2C)는 44.48%로 다른 방해석 각의 Ca 값과 비슷한 범위를 보인다.

서귀포층에서 산출되는 연체동물 화석의 주성분 Ca과 미량성분 Sr, Mg, Mn 등 원소성분을 분석한 결과는 다음과 같이 몇가지 특징으로 요약할 수 있다.

첫째, 아라고나이트 각으로 구성된 연체동물은 방해석 각으로 구성된 연체동물에 비해 상대적으로 Sr 함량이 높게 나타나며, Mg과 Mn 함량은 낮게 나타난다. 이것으로 보아 Sr, Mg, Mn 등 화학성분은 광물의 결정구조 차이에 의해 조절된다고 볼 수 있다.

둘째, 아라고나이트 각으로 구성된 패각화석은 Mn과 Mg 함량 변화는 적으나 Sr 함량 변화폭이 크다. 한편 방해석 각으로 구성된 패각화석은 Sr 함량이 비교적 균일함에도 불구하고 Mn(12~311 ppm)과 Mg(758~1927 ppm) 함량의 변화폭은 대단히 크다. 그리고 Mn-Mg 간

의 상관성이 낮게 분산도시되고 있다(Fig. 4D). 이는 서귀포층의 퇴적 후 속성과정(post-depositional diagenesis)시 해수에 의한 변질이나 화학적 변질을 받았을 가능성을 의미하고 있다.

셋째, 방해석 각으로 구성된 부족류인 *Panopea japonica*(S-1A)는 다른 시료들에 비해 가장 낮은 Sr 함량과 가장 높은 Mg 함량을 갖는다. 이처럼 Sr, Mg 함량이 다른 시료들의 원소함량 범위에서 벗어난 것은 *Panopea japonica*가 속성작용시 심한 변질을 받았을 가능성을 의미하고 있다.

C-2. 신양리층 패각화석의 화학성분

신양리층에서 산출되는 연체동물 패각화석의 주성분 Ca과 미량성분 Sr, Mg, Mn 등을 분석하였다(Table 5). 본 연구에서 채취한 신양리층의 패각화석은 모두 아라고나이트로 구성되어 있다.

① Sr

아라고나이트로 구성된 부족류의 Sr 함량은 1716~2346 ppm, 부족류의 Sr 함량은 2035~2083 ppm 정도로 상당히 높으며 함량 변화가 크다(Fig. 5A). 그리고 서귀포층에서 산출되는 아라고나이트 각과 비교해 볼 때 비슷한 함량을 보인다.

② Mg

아라고나이트로 구성된 부족류의 Mg 함량은 195~571 ppm, 부족류

Table 5 Chemical compositions of mollusk fossils in the Shinyangri Formation (unit in ppm).

Sample No.	Taxon.	Mineralogy	Sr	Mg	Mn	Ca(%)
Y-6 A	gastropoda	A	1804	1780	5	45.02
Y-6 B	pelecypoda	nd	2674	2467	<1.0	49.13
Y-6 C	gastropoda	A	1716	3453	15	43.67
Y-5 A	pelecypoda	A	2083	236	<1.0	44.95
Y-5 B	gastropoda	A	2346	571	6	47.10
Y-5 C	gastropoda	A	1722	195	<1.0	44.99
Y-4	pelecypoda	A	2053	425	<1.0	44.79
Y-3	pelecypoda	A	2035	169	<1.0	45.10

(A: aragonite, nd: not determined)

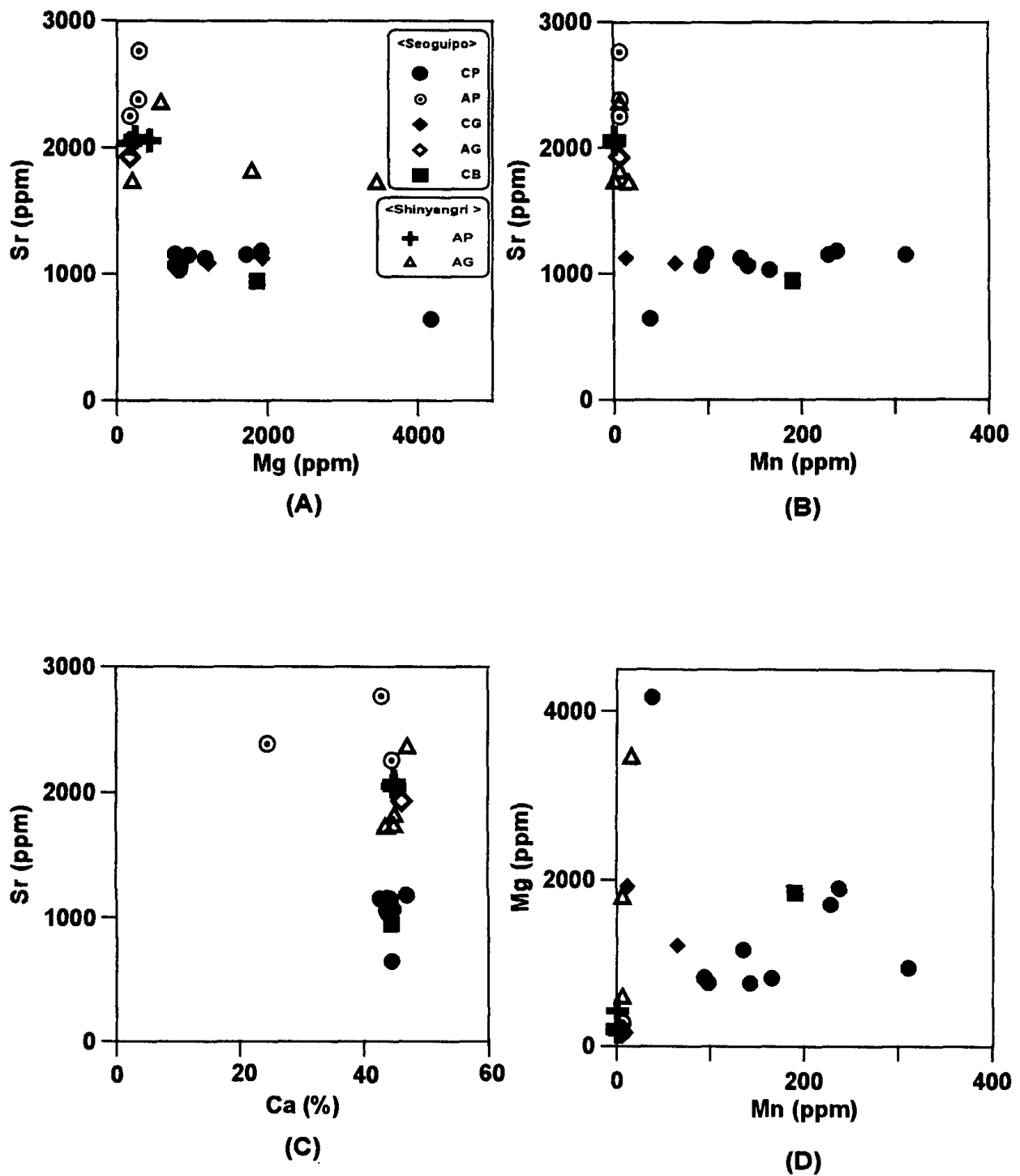


Fig. 5 Scatter plots of Sr vs. Mg(A), Sr vs. Mn(B), Sr vs. Ca(C) and Mg vs. Mn(D) for mollusk fossils from the Seoguipo and Shinyangri Formations. Symbols are the same as in Fig. 4.

의 Mg 함량은 169~425 ppm 정도로 낮은 편이다. 단, 부족류인 시료 Y-6A는 1780 ppm, Y-6C는 3453 ppm으로 Mg의 함량이 대단히 높다 (Fig. 5A). 그리고 서귀포층에서 산출되는 아라고나이트 각에 비해 원소함량 변화가 크다.

③ Mn

아라고나이트로 구성된 부족류의 Mn 함량은 <1.0~15 ppm, 부족류의 Mn 함량은 <1.0 ppm 정도로 대단히 낮은 편이며, 서귀포층에서 산출되는 아라고나이트 각과 함량이 비슷하다(Fig. 5B).

④ Ca

아라고나이트로 구성된 부족류의 Ca 값은 43.67~47.10%, 부족류는 44.79~45.10%로 서귀포층에서 산출되는 연체동물과 비슷한 함량을 보인다(Fig. 5C).

신양리층에서 산출된 화석시료는 모두 아라고나이트 각으로 구성되어 있으며 Sr 함량은 높게 나타나고 Mg, Mn 함량은 낮게 나타난다(Fig. 5). 그리고 Mg, Sr 등의 원소 함량 변화가 심한 것으로 보아 이는 화석이 퇴적 후 속성작용에 의해 화학적으로 변질되었음을 암시하고 있다.

D. 패각 성장과정에 따른 화학성분 변화

연체동물 패각화석의 성장과정에 따른 화학성분 변화를 검토하기 위하여 서귀포층에서 산출된 *Glycymeris rotunda*(시료 S-6A)와 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(시료 S-4B1) 화석종의 패각 성장단면과 각피층에서 진주층의 단면으로 EPMA 분석을 실시하였다.

D-1. *Glycymeris rotunda*

패각의 각정쪽의 처음 생긴 부위인 태각(umbo)를 중심으로 동심원상으로 성장선(growth line)이 나타난다. 여름을 중심으로 늦봄과 초가을에는 패류의 성장속도가 빠르나, 겨울에는 성장이 거의 정지하기 때문에 패각의 형성과정에 차이가 있다. 성장맥이 촘촘한 부분은 겨울에 가까운 계절의 성장부이고, 듥성한 부분은 여름에 가까운 계절의 성장부이다.

본 연구에서는 서귀포층에서 산출된 패각 중 아라고나이트 광물결정 구조를 가진 부족류 *Glycymeris rotunda*(S-6A)를 태각부터 성장맥을 가로질러 Ca, Sr, Mg 등 화학성분을 분석하였다(Table 6). 패각의 성장맥에 직교하게 성장 진행방향을 따라 Point No. 1에서 26까지 분석하였으며 한 point당 간격은 0.46mm이다.

Ca 함량은 약 30~46% 정도로 함량이 높은 편이며 분말시료로 분석한 42.88%와 유사하다. 그리고 성장 초기에 급격히 증가하다가 균일해진다(Fig. 6). Rosenberg(1972, 1973)는 태평양에 살고 있는 부족류를

Table 6 EPMA data for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*)
from the Seoguipo Formation, Jejudo(unit in ppm).

Point No.	Ca(%)	Sr	Ba	Mg	Mn	Fe
1	29.661	1790	- ¹⁾	940	-	5090
2	41.624	3610	-	280	-	-
3	38.698	2550	-	280	-	-
4	45.778	2700	-	250	320	-
5	41.339	3830	450	230	-	-
6	44.219	6910	140	300	-	-
7	42.290	5850	60	390	1630	-
8	38.761	6790	130	90	-	-
9	38.716	5910	-	70	-	-
10	40.319	7070	-	140	-	140
11	40.547	6330	-	110	-	150
12	40.558	5880	90	150	-	190
13	39.564	7810	-	30	-	-
14	40.372	7230	-	180	-	-
15	41.178	7170	580	140	-	320
16	39.119	4800	-	260	-	180
17	39.483	6260	-	200	-	-
18	40.175	6320	-	60	-	230
19	39.989	5560	100	90	270	-
20	37.628	3420	-	260	-	-
21	40.765	4030	110	380	140	-
22	42.586	6450	-	260	-	-
23	41.144	8720	70	-	110	100
24	40.962	2810	-	70	-	-
25	39.597	2870	610	20	-	230
26	40.865	2670	-	-	-	50

1) - : less than detection limit (not determined)

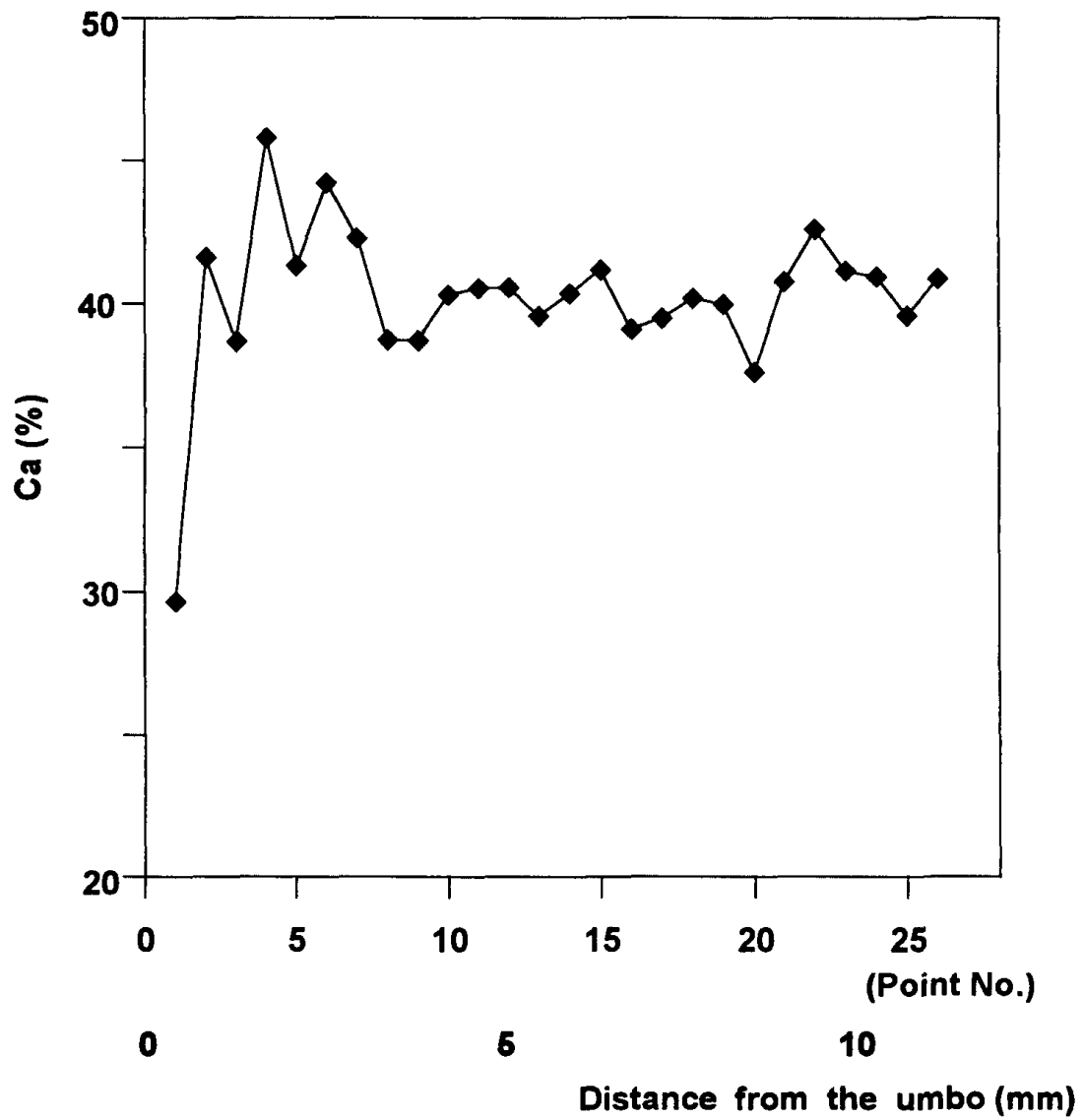


Fig. 6 The Ca profile for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*) from the Seoguipo Formation, Jeju.

대상으로 age에 따른 Ca 함량 변화를 조사하였다. Ca 함량이 10종에서는 증가하였고, 5종은 균일(uniform), 1종은 감소한 결과를 얻었다. 즉 성장에 따른 Ca 함량 변화는 종에 따라 다르게 나타났다. Sr 함량은 약 1790~8720 ppm 정도로 분말시료로 분석한 2761 ppm보다 높으며, 성장하면서 함량이 증가하다가 감소하는 경향을 보인다(Fig. 7). Mg 함량은 less than d. l.(detection limit)~940 ppm 정도이며 분말시료로 분석한 295.9 ppm과 유사하며 성장 초기에 함량이 감소하다가 균일해진다. 그리고 Ba, Mn, Fe은 드물게 불규칙하게 패류에 분배되고 있다(Table 6).

패각성장에 따른 Ca과 Mg 함량의 변동은 크지 않으나, Sr은 심하게 변동하고 있으며 특히 여름에 성장한 부분에 Sr 분배가 크다.

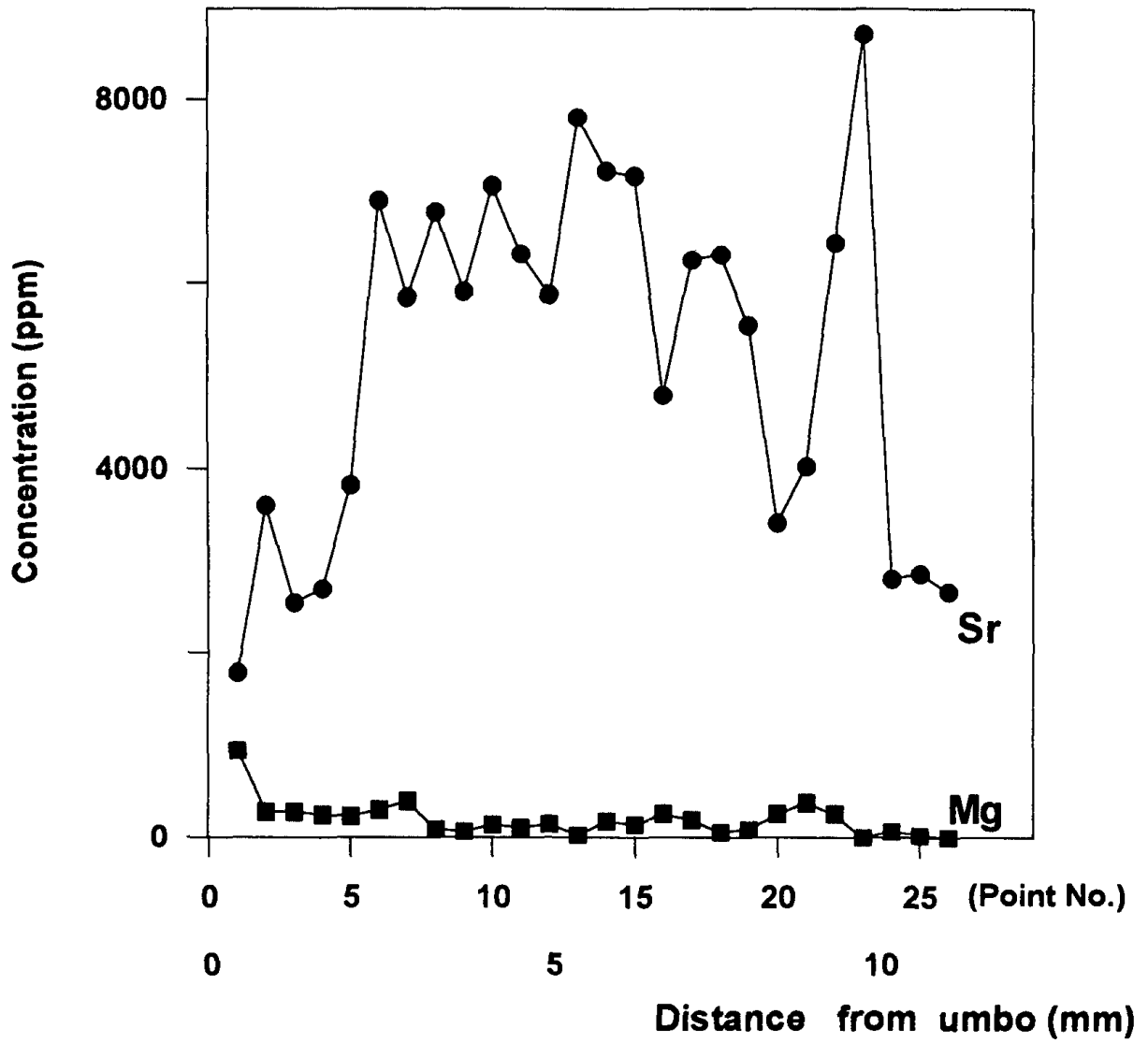


Fig. 7 Sr and Mg profiles for specimen S-6A(*Glycymeris rotunda*) from the Seogupo Formation, Jeju.

D-2. *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*

패각은 표피에서 내측으로 감에 따라 각피층(periostracum layer), 능주층(prismatic layer), 진주층(nacreous layer)으로 이루어져 있다.

본 연구에서는 방해석 결정구조를 가진 부족류 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*(S-4B1) 각을 대상으로 각피층에서 진주층으로 감에 따라 Point No. 1에서 23까지 화학성분 변화를 분석하였다(Table 7). 한 point당 간격은 0.4mm이다.

Ca 함량은 약 37~46% 정도로 함량이 높고 분말시료로 분석한 43.60%와 유사하다. 그리고 각피층에서 멀어질수록 함량이 감소하다가 약간 증가하는 경향을 보인다(Fig. 8). Sr 함량은 less than d. l.~1300 ppm 정도로 분말시료로 분석한 1063 ppm과 유사하며 각피층에서 멀어지면서 함량이 증가하다가 감소한다(Fig. 9). Mg 함량은 약 100~2210 ppm 정도로 분말시료로 분석한 826.4 ppm과 유사하며 각피층에서 Mg 함량이 감소하다가 다시 증가한다. 그리고 Ba, Mn, Fe는 비교적 함량이 낮으며 각피층, 능주층, 진주층 사이에 규칙적인 변화 경향성이 나타나지 않는다(Table 7).

Ca과 Sr은 0.4mm 간격의 규칙적인 변동(fluctuation)을 보이며 조화적으로 변동하고 있다. 이와같은 규칙적 변동은 천해성 부족류의 계절변화에 따른 수온변동을 반영한 것으로 해석된다. 이에비해 Mg은 Ca과 Sr처럼 세밀한 변동은 나타나지 않으나 Sr과 반비례하게 변동하는 특징을 나타내고 있다(Fig. 9). 즉 각피층과 진주층에서는 Mg 함량이 높고 능주층에서는 Sr 함량이 높다.

Table 7 EPMA data for specimen S-4B1(*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer to nacreous layer (unit in ppm).

Point No.	Ca(%)	Sr	Ba	Mg	Mn	Fe
1	39.218	760	110	2210	370	110
2	37.004	550	70	100	10	210
3	45.707	1100	- ¹⁾	650	-	-
4	37.811	240	70	920	250	70
5	43.958	920	-	510	60	180
6	38.736	760	70	330	-	70
7	40.907	1140	50	470	-	30
8	39.032	850	30	450	-	-
9	41.308	1230	-	300	30	110
10	38.372	920	-	380	170	250
11	41.616	810	30	370	-	240
12	38.245	1060	-	340	-	110
13	41.526	680	390	110	210	60
14	39.827	1040	330	370	-	-
15	41.825	1280	410	270	240	30
16	38.993	960	-	520	-	210
17	43.688	1090	190	600	-	-
18	39.722	810	60	660	200	180
19	42.004	880	-	520	230	250
20	39.891	1300	-	110	-	250
21	40.984	-	-	910	60	390
22	39.447	820	-	470	90	380
23	42.101	120	-	530	-	-

1) - : less than detection limit (not determined)

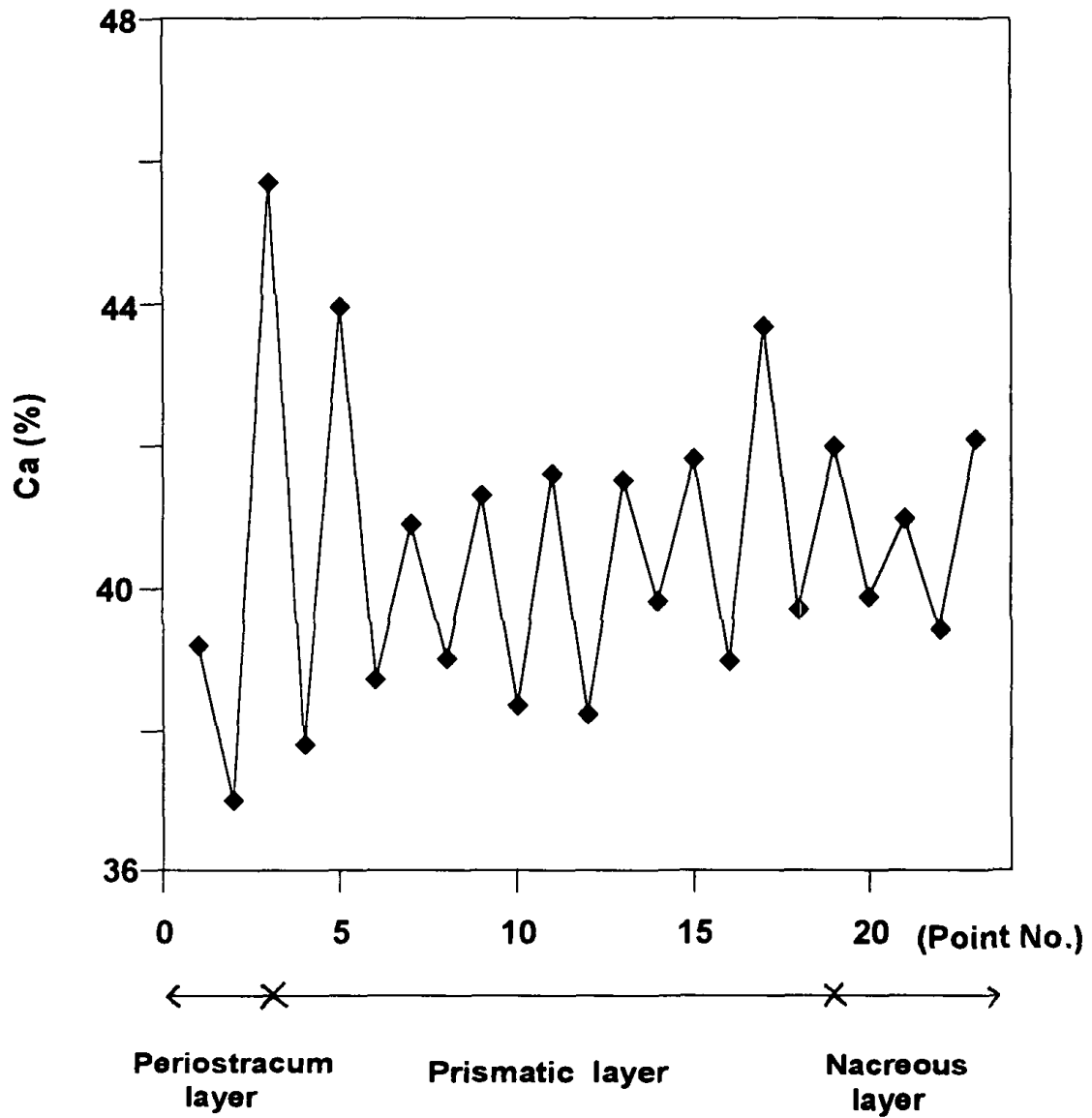


Fig. 8 The Ca profile for specimen S-4B1(*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer through prismatic layer to nacreous layer.

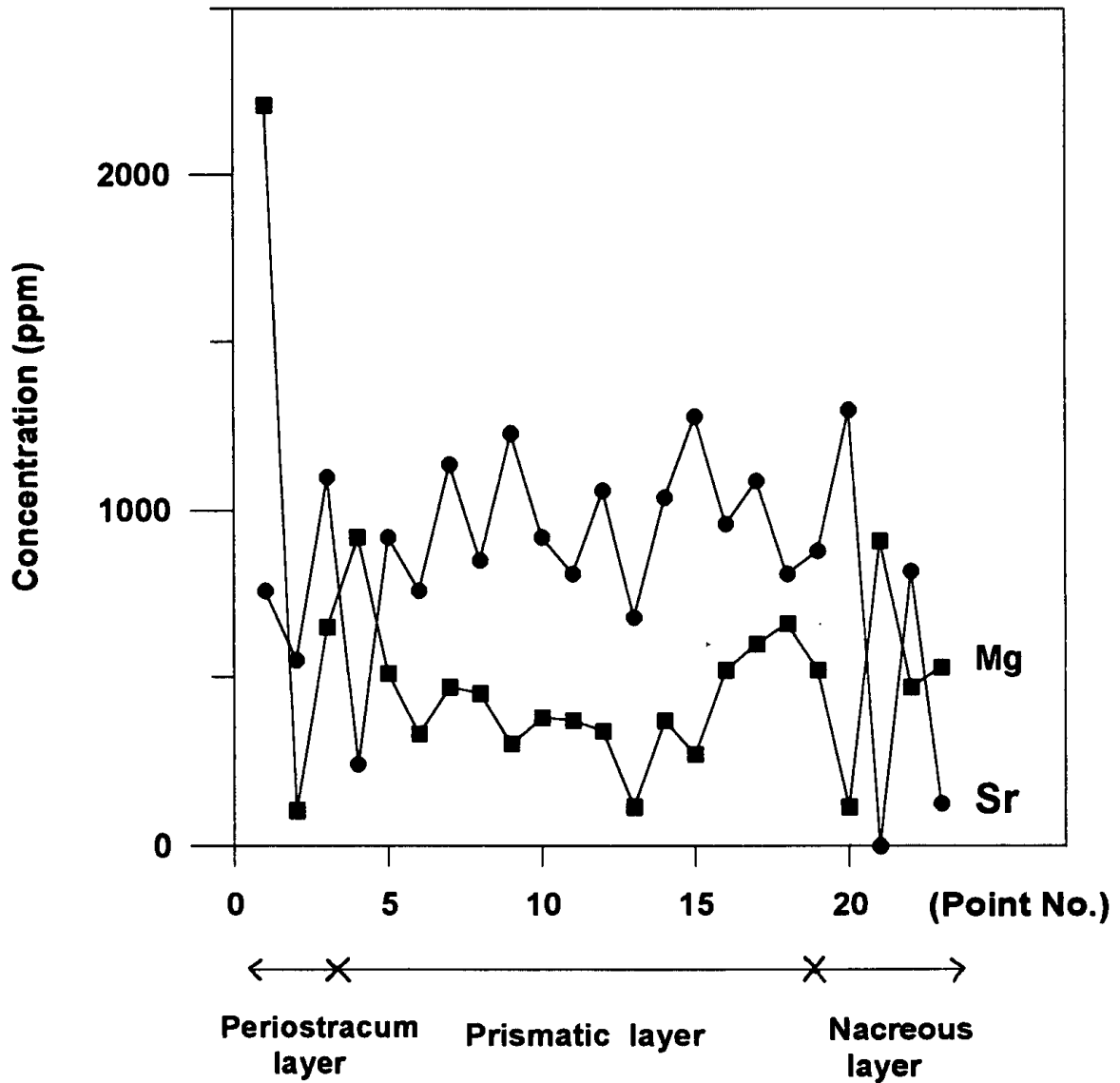


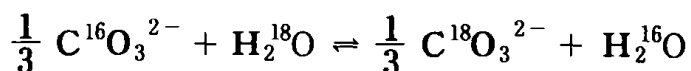
Fig. 9 Sr and Mg profiles for specimen S-4B1 (*Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*), scanning from periostracum layer to nacreous layer.

E. 탄소 및 산소 안정동위원소비 분석결과

E-1. 탄소 및 산소 안정동위원소의 분별

화석으로 산출된 생물 중 포함된 현생종들의 생태학적 자료를 이용하면 층의 지질시대, 수온, 수심 등 고환경을 추정할 수 있다. 이 때 수온이나 수심을 추정하는 근거는 현생 생물 분포와 생태 등이 과거와 거의 같다고 가정하고 비교하는 것이다. 그러나 현생 생물을 과거로 연장하는 방법은 몇가지 한계성을 가지고 있다. 즉 과거 지질시대의 고생물이 생존하여야 하며, 생태도 현재와 같아야 하기 때문에 고생대나 중생대의 절멸된 화석종에게 적용하는데는 무리가 있다. 따라서 이러한 점을 보완하기 위해 고생태학적 방법을 병행하여 고환경을 물리화학적으로 추정하는 방법이 연구되어 왔는데 이러한 것으로서 석회질각의 탄소 및 산소동위원소비를 이용하는 방법이 있다.

고생물이 화석으로 산출될 때 주로 뼈나 껍질 등의 경조직으로 구성되어 있으며 이 경조직은 주로 탄산염, 규산염, 인산염 등으로 이루어져 있고 특히 탄산칼슘으로부터 생성된 탄산염 경조직이 많이 존재하고 있다. 유기체(organisms)의 작은 주변해수와 동위원소평형(isotopic equilibrium)을 이룬다(Anderson and Arthur, 1983). Urey(1947)는 해수와 탄산염이온 간의 동위원소평형을 이용하여 탄산염 광물을 이용한 고온도 연구를 처음으로 실시했다. 탄산이온과 해수 사이에는 다음과 같은 동위원소 교환반응이 일어난다.



이 때 평형상수 K는 다음과 같은 식으로 나타낼 수 있다.

$$K = \frac{(H_2^{16}O)(C^{18}O_3^{2-})^{1/3}}{(H_2^{18}O)(C^{16}O_3^{2-})^{1/3}}$$

그리고 탄산이온과 물 사이가 동위원소 평형에 있을 때 산소동위원소 분별정수(α , Isotopic fractionation factor)는

$$\alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CO_3^{2-}}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}}$$

이며 K가 온도의 함수이므로 α 도 온도의 함수이다.

생물기원 탄산염(biogenic carbonate)의 산소동위원소성분은 탄산염이 침전한 주변 해수의 온도와 산소동위원소성분($\delta^{18}O_w$)의 함수이다 (Epstein *et al.*, 1953). 즉 탄산염각(carbonate shells)의 산소동위원소비는 주변 해수의 온도와 산소동위원소성분($\delta^{18}O_w$)을 반영한다. Epstein *et al.* (1953)이 처음으로 산소동위원소비를 이용하여 고수온을 추정하는 방법을 제안한 이래로 칼슘탄산염과 물 사이에 설정된 다음과 같은 동위원소 지질온도계(Isotope geothermometry)가 개발되어 있다.

$$T(^{\circ}C) = 16.5 - 4.3(\delta_c - \delta_w) + 0.14(\delta_c - \delta_w)^2$$

(Friedman and O'Neil, 1977)

$$T(^{\circ}C) = 16.0 - 4.14(\delta_c - \delta_w) + 0.13(\delta_c - \delta_w)^2$$

(Anderson and Arthur, 1983)

여기서 T는 calcite가 성장한 해수 온도, δ_c 는 calcite의 산소동위원

소성분, δ_w 는 calcite가 침전된 물의 산소동위원소성분을 나타낸다.

Epstein *et al.* (1953)의 동위원소분별 결과는 방해석뿐만 아니라 아라고나이트로 구성된 각이 성장한 해수의 고온도를 추정하는 데에도 동시에 사용되어 왔다. 그러나 방해석과 물 사이의 산소 동위원소분별이 아라고나이트와 물 사이의 산소 동위원소분별과 다르기 때문에 (Tarutani *et al.*, 1969; Horibe and Oba, 1972; Sommer and Rye, 1978) Grossman and Ku(1986)는 aragonite paleotemperature를 추정하는 동위원소 분별식을 다음과 같이 제안하였다.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 21.8 - 4.69(\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}} - \delta_w)$$

여기서 T는 aragonite가 성장한 해수의 온도, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}}$ 는 aragonite의 산소동위원소성분, δ_w 는 aragonite가 침전된 물의 산소동위원소성분을 나타낸다.

탄소 및 산소 안정동위원소비는 수온과 당시 해수의 동위원소비에 의해 달라지며 속성작용에 의해서도 값이 달라지기 때문에 동위원소 지질 온도계를 사용할 때는 몇가지 요인을 고려하여야 한다.

첫째, 현재 해수의 동위원소비와 고해수의 동위원소비 사이에 차이가 있는지 여부를 고려해야 한다. 일반적으로 극지방을 덮고 있는 빙하의 크기가 성장하고 대륙빙하도 성장하면 해수의 ^{18}O 는 선택적으로 농축되며, 반대로 빙하가 녹게되면 ^{16}O 의 상대적인 양이 증가하므로 해수의 ^{18}O 가 감소된다. 산소동위원소비 분석에 의한 고수온 추정에 있어서 고해수가 원래 가졌던 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 비에 대한 불확실성은 항상 근본적인 문제로 남아있기 때문에 측정된 동위원소비를 실제의 수온으로 나타내는데

어려움을 주고 있다.

둘째, 퇴적 후 일어난 화석시료의 동위원소 교환반응을 고려해야 한다. 그 중에서 화석의 지질시대가 오래된 것일수록 문제가 된다. 실제로 화석이 묻히므로서 새로운 환경에 기인된 퇴적 후 동위원소 교환효과는 유공충의 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 비를 증가시켰다(Saito and Donk, 1974). 한편 동위원소비가 낮은 간극수(interstitial water)는 퇴적물 내에서 속성변질작용(diagenetic exchange processes)을 일으켜 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 비를 감소시키기도 한다(Lawrence, 1973).

셋째, 안정동위원소를 이용하여 고환경을 해석할 때는 생물학적 영향을 받았는지 검토해 보아야 한다. 생명효과(vital effect)란 물질대사 과정에서 형성된 탄소-산소 화합물이 각에 혼합되어 평형상태에서 형성된 것보다 ^{18}O 가 결핍된 비가역 생물학적 효과(Kinetic biological isotopic effect)를 말한다. 그리고 유공충각을 이루는데 있어서 물질대사에 의한 CO_2 는 무기중탄산염(inorganic bicarbonate)으로 구성된 탄산염각의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 와 비교해 볼 때 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비를 크게 낮추었다(Craig, 1957). 일반적으로 echinoderm, asteroidea, ophiuroidea 및 crinoidea는 비평형 상태에서 각을 형성하여 생명효과가 나타나기 때문에 안정동위원소 분석 연구에는 적합하지 않는 것으로 알려져 있다.

E-2. 서귀포층 중의 연체동물 화석의 탄소 및 산소 안정동위원소비

서귀포층에서 산출되는 연체동물과 완족류 화석의 탄소 및 산소 동위원소비($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) 분석 결과는 Table 8과 같다.

서귀포층 내의 연체동물 화석의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 $-1.9\text{‰} \sim +2.3\text{‰}$ (평균 0.8‰)의 범위를 가지며(단 S-1A 제외), S-1A와 S-2A를 제외한 나머지 시료들의 탄소동위원소비는 정(+) $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖는다. 광물의 결정구조별로 보면 아라고나이트 각(aragonitic shell)은 $-1.9\text{‰} \sim +2.3\text{‰}$, 방해석 각(calcitic shell)은 $+0.1\text{‰} \sim +1.4\text{‰}$ 범위를 갖는다. 그러나 방해석 각인 *Panopea japonica*(S-1A)의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -12.9‰ 로 다른 시료들의 탄소동위원소비의 범위에서 벗어나 있다(Fig. 10).

$\delta^{18}\text{O}$ 값은 $-0.4\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$ 범위를 가지며, 평균값은 $+0.8\text{‰}$ 이다(단 S-1A 제외). 광물의 결정구조별로 보면 아라고나이트 각은 $-0.4\text{‰} \sim +1.1\text{‰}$, 방해석 각은 $-0.4\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$ 범위를 갖는다. 그러나 방해석으로 구성된 *Panopea japonica*(S-1A)는 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -4.9‰ 로 다른 시료들의 산소동위원소비의 범위에서 크게 벗어나 있다(Fig. 10).

Panopea japonica(S-1A)의 $\delta^{13}\text{C}$ 값이 낮은 것은 생물기원 C의 기여로 해석되며, $\delta^{18}\text{O}$ 값이 낮은 것은 속성변질작용(diagenetic alteration) 영향 때문으로 해석된다.

서귀포층이 퇴적될 당시 해수의 고온도를 정량적으로 추정하기 위하여 방해석 각으로 이루어진 연체동물 화석인 경우 Friedman and O'Neil(1977)과 Anderson and Arthur(1983)의 동위원소 분별식을 이용하였고, 아라고나이트 각으로 이루어진 화석인 경우 Grossman and

Table 8 Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk fossils and calculated isotopic paleotemperature of the Seoguipo Formation, Jeju-do.

Sample No.	Taxon.	Mineral -ogy	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$	$T_{1(a)}(\text{C})$	$T_{1(b)}(\text{C})$	$T_{2(a)}(\text{C})$	$T_{2(b)}(\text{C})$
S-1 A	pelecypoda	C	-12.94	-4.87	40.8	47.8	39.2	45.9
S-1 B	pelecypoda	C	1.12	0.72	13.4	18.5	13.1	18.0
S-1 C	gastropoda	C	0.42	1.55	10.1	15.0	9.9	14.6
S-2 A	pelecypoda	A	-1.87	-0.37	23.5	29.2	23.5	29.2
S-2 B	pelecypoda	C	1.40	1.82	9.1	13.8	8.9	13.5
S-2 C	brachiopoda	C	0.22	0.16	15.8	21.1	15.3	20.4
S-3 B	pelecypoda	C	1.24	1.27	11.2	16.1	11.0	15.7
S-4 B1	pelecypoda	C	0.32	-0.43	18.3	23.8	17.8	23.1
S-4 B2	pelecypoda	C	1.16	1.63	9.8	14.6	9.6	14.2
S-5 A	pelecypoda	A	1.31	0.37	20.1	25.7	20.1	25.7
S-5 B	pelecypoda	C	0.90	1.35	10.9	15.8	10.6	15.4
S-5 C	gastropoda	C	0.07	1.72	9.5	14.3	9.3	13.9



Table 8 Continued.

Sample No.	Taxon.	Mineral -ogy	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$	$T_{1(a)}$ (°C)	$T_{1(b)}$ (°C)	$T_{2(a)}$ (°C)	$T_{2(b)}$ (°C)
S-6 A	pelecypoda	A	1.47	0.20	20.9	26.5	20.9	26.5
S-6 B	pelecypoda	C	1.39	0.76	13.3	18.4	12.9	17.8
S-6 C	gastropoda	A	2.26	1.08	16.7	22.4	16.7	22.4
S-6 D	pelecypoda	C	0.56	0.51	14.3	19.5	13.9	18.9

(C: calcite, A: aragonite)

Calculated temperatures of $T_{1(a)}$ and $T_{1(b)}$ are used isotopic fractionation of Friedman and O'Neil(1977) and assumed oxygen isotopic values of paleoseawater of 0‰ and 1.2‰, respectively. $T_{2(a)}$ and $T_{2(b)}$ are calculated from isotopic fractionation of Anderson and Arthur(1983) assuming oxygen isotopic data for paleoseawater of 0‰ and 1.2‰, respectively. Isotopic temperatures for aragonitic shells calculated by fractionation of Grossman and Ku(1986).

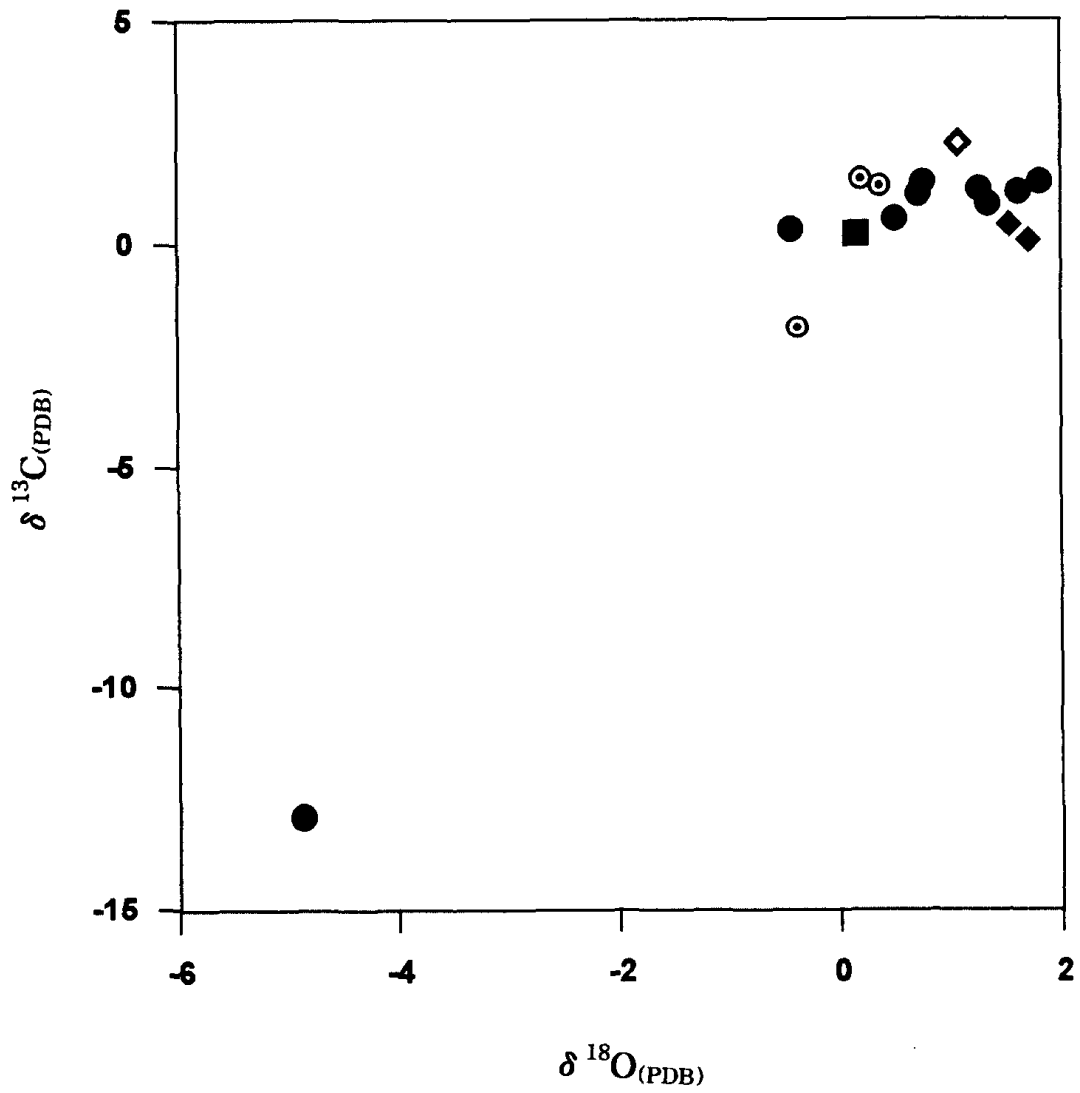


Fig. 10 Carbon and oxygen isotopic distributions of the mollusk fossils from the Seoguipo Formation. Symbols are the same as in Fig. 4.

Ku(1986)의 동위원소 분별식을 이용하여 서귀포층 퇴적 당시 해수의 고온도를 계산하였다. 이 때 고려할 점은 신생대 플라이오세~플라이스토세 해수의 산소동위원소비($\delta^{18}\text{O}_w$)이다. Dansgaard and Tauber (1969)는 간빙기(interglacial)에서 최대빙하기(glacial maximum)까지 해수의 평균 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이 최소한 1.2‰ 증가하였다고 보고, 플라이스토세 빙하기 동안 해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 를 +1.2‰로 추정하였다.

Table 8에서 $T_{1(a)}$ 와 $T_{1(b)}$ 는 Friedman and O'Neil(1977)의 동위원소 분별식을 사용하여 계산한 온도이다. $T_{1(a)}$ 는 플라이오세~플라이스토세 해수의 산소동위원소비 $\delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}}$ 를 0‰로 가정하여 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이 현재 간빙기 해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값과 같다고 가정하면, 서귀포층 퇴적 당시 해수의 온도 $T_{1(a)}$ 는 약 9.1℃~23.5℃(평균 14.4℃) 범위를 갖는다. 그리고 $T_{1(b)}$ 는 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}}$ 값을 +1.2‰이라고 가정하여 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이 최대빙하기 해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이라고 가정하면, 서귀포층 퇴적 당시 해수의 온도 $T_{1(b)}$ 는 약 13.8℃~29.2℃의 범위(평균 19.6℃)를 갖는다.

Table 8에서 $T_{2(a)}$ 와 $T_{2(b)}$ 는 Anderson and Arthur(1983)의 동위원소 분별식을 사용하여 계산한 값이다. $T_{2(a)}$ 는 플라이오세~플라이스토세 해수의 산소동위원소비 $\delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}}$ 를 0‰로 가정하여 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이 현재 간빙기 해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값과 같다고 가정하면, 서귀포층 퇴적 당시 해수의 고온도 $T_{2(a)}$ 는 약 8.9℃~23.5℃(평균 14.2℃) 범위를 갖는다. 그리고 $T_{2(b)}$ 는 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값을 +1.2‰로 가정하여 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이 최대빙하기 해수의 $\delta^{18}\text{O}_w$ 값이라고 가정하면, 서귀포층 퇴적 당시 해수의 온도 $T_{2(b)}$ 는 약 13.5℃~29.2℃의 범위(평균 19.2℃)를 갖는다.

최근 서귀포층 부근의 해수 표면 온도는 약 14.9℃~25.5℃(년평균 약

19.2℃) 범위를 갖는다(National Fisheries Research and Development Agency, 1989). 따라서 서귀포층이 퇴적될 당시의 해수 온도는 현재보다 낮았을 것이며, 화석으로 산출된 연체동물들은 현재보다 낮은 수온의 해수로부터 각질을 형성하였을 것이라고 추정된다. 즉 서귀포층이 퇴적될 당시 현재 해수보다 온도가 낮은 한류 환경이 지배적이었던 것으로 해석된다. 이는 서귀포층에서 한류성종 화석들이 많이 산출된 것과 일치하고 있다. 또한 서귀포층 퇴적 당시 빙하기의 영향을 받았다고 제안한 Park *et al.*(1994)과 Woo *et al.*(1995)의 연구결과를 뒷받침하여 주고 있다.

E-3. 신양리층 중의 연체동물 화석의 탄소 및 산소 안정동위원소비

신양리층에서 산출되는 연체동물 화석의 탄소 및 산소 동위원소비 분석결과는 Table 9와 같다.

$\delta^{13}\text{C}$ 값은 $+0.3\text{‰} \sim +2.5\text{‰}$ (평균 $+1.7\text{‰}$)의 범위를 보이며 아라고나이트 각으로 구성된 부족류는 $+1.5\text{‰} \sim +2.1\text{‰}$, 복족류는 $+0.3\text{‰} \sim +2.5\text{‰}$ 의 범위를 갖는다. 그리고 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 $-1.7\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$ (평균 -0.6‰)의 범위를 보이며 아라고나이트 각으로 구성된 부족류는 $-1.1\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$, 복족류는 $-1.7\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$ 의 범위를 갖는다. 신양리층 연체동물 화석의 탄소 및 산소 안정동위원소비의 상하 층준간에 변화 경향성은 나타나지 않으며, 서귀포층 화석의 동위원소비와 비교해 볼 때 ^{13}C 는 부화되어 있으며 ^{18}O 는 다소 결핍되어 있다(Fig. 11).

Table 9 Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk fossils and their calculated isotopic paleotemperature in the Shinyangri Formation using isotopic fractionation of Grossman and Ku(1986).

Sample No.	Taxon.	Minerology	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$	$T_{(a)}(\text{C})$	$T_{(b)}(\text{C})$
Y-6A	gastropoda	A	2.48	-0.18	22.6	28.3
Y-6B	pelecypoda	nd	2.30	-1.65	nd	nd
Y-6C	gastropoda	A	2.04	-1.70	29.8	35.4
Y-5A	pelecypoda	A	1.45	-0.27	23.1	28.7
Y-5B	gastropoda	A	0.29	-0.63	24.8	30.4
Y-5C	gastropoda	A	1.82	-0.15	22.5	28.1
Y-4	pelecypoda	A	1.70	-0.17	22.6	28.2
Y-3	pelecypoda	A	2.14	-1.13	27.1	32.7

(nd: not determined, A: aragonite)

Calculated isotopic temperatures of $T_{(a)}$ and $T_{(b)}$ are assumed to the $\delta^{18}\text{O}$ value of paleoseawater of 0‰ and 1.2‰, respectively.

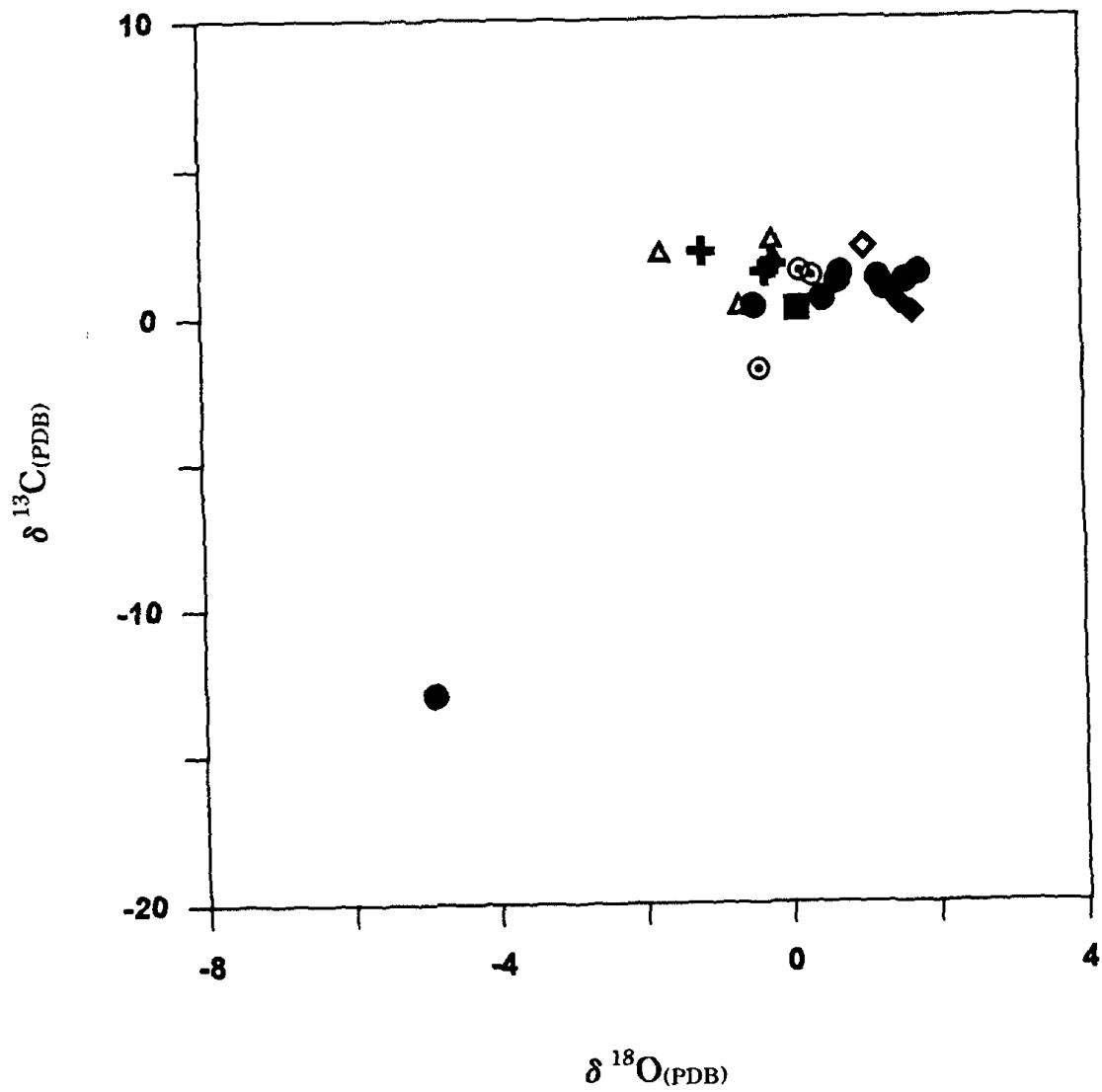


Fig. 11 Carbon and oxygen isotopic distributions of the mollusk fossils from the Seoguipo and Shinyangri Formations. Symbols are the same as in Fig. 5.

신양리층이 퇴적될 당시 해수의 고온도를 정량적으로 추정하기 위하여 Grossman and Ku(1986)의 동위원소 분별식을 이용하였다. Table 9에서 $T_{(a)}$ 는 고해수의 산소동위원소비($\delta^{18}O_w$)를 0‰로 가정하여 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}O_w$ 값이 현재 해수의 $\delta^{18}O_w$ 값과 같다고 가정하면 신양리층 퇴적 당시 해수 온도는 약 22.5~29.8℃(평균 24.6℃) 범위를 갖는다. 그리고 $T_{(b)}$ 는 고해수의 산소동위원소비($\delta^{18}O_w$)를 +1.2‰로 가정하여 고수온을 계산한 값이다. 즉 고해수의 $\delta^{18}O_w$ 값이 최대빙하기 해수의 $\delta^{18}O_w$ 값이라고 가정하여 계산하면 신양리층 퇴적 당시 해수 온도는 약 28.1~35.4℃(평균 30.3℃)이다.

근래 신양리 부근의 해수 표면 온도는 약 14.1~23.2℃ 범위를 갖는다(National Fisheries Reserach and Development Agency, 1986). 따라서 신양리층이 퇴적될 당시 수온은 현재보다 높았을 것으로 추정된다. 즉 신양리층이 퇴적될 당시 현재보다 수온이 높은 난류성 해류 환경이 지배적이었던 것으로 해석된다. 이는 초미화석의 고생태학적 연구를 통해 신양리층이 퇴적될 당시 난류 영향을 받은 것으로 해석한 Yi *et al.*(1995)의 결과와도 일치한다.

V. 결 론

서귀포층과 신양리층에서 산출되는 연체동물 화석에 대하여 패각의 광물결정구조와 화학특성을 조사하고, 탄소 및 산소 안정동위원소비 분석을 실시하여 서귀포층과 신양리층의 고퇴적 환경을 해석하였다.

1. 신생대 플라이오세~플라이스토세 지층인 서귀포층에서 채취된 완족류 1종, 부족류 5종, 복족류 3종과 플라이스토세 신양리층에서 채취한 부족류 3종, 복족류 4종의 연체동물 화석의 광물결정구조가 방해석과 아라고나이트로 각각 구분되었다. 서귀포층에서는 대다수 연체동물의 패각이 방해석으로 이루어져 있으나 *Mercenaria stimpsoni*(S-2A), *Glycymeris rotunda*(S-5A, S-6A), *Turritella saishiuensis*(S-6C)는 아라고나이트 각으로 이루어져 있다. 반면에 신양리층의 연체동물 패각 화석은 모두 아라고나이트 결정구조로 이루어져 있다.

2. 서귀포층에서 산출된 아라고나이트로 구성된 패각은 방해석으로 구성된 패각에 비하여 Sr 함량은 높고 Mg, Mn 함량은 낮게 나타난다. 이는 결정구조 차이에 기인한 것으로 보인다. 그리고 아라고나이트로 구성된 각은 Sr 함량 변화폭이 크고, 방해석으로 구성된 각은 Mg과 Mn 함량이 높으며 변화폭이 크다. 이는 서귀포층 퇴적 후 속성과정시 화산성 퇴적물과 해수 등에 의한 화학적 변질의 영향으로 해석된다.

신양리층의 아라고나이트 각의 Sr 함량은 높게 나타나고, Mg과 Mn 함량은 낮게 나타난다. 그리고 이들 원소의 함량변화는 퇴적 후 속성과정시 화학적으로 변질되었을 가능성을 암시하고 있다.

3. 서귀포층의 *Glycymeris rotunda* 패각의 성장과정시 Ca과 Mg의 농도 변화는 적으나, Sr 농도의 변동폭이 크며 여름에 성장한 부분에 Sr 분배가 크다. 그리고 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*는 각피층에서 진주층 간의 Ca, Sr의 수온변화에 따른 규칙적인 변동이 나타나며 Mg과 Sr의 상반된 변동경향이 나타난다.

4. 서귀포층에서 산출되는 연체동물의 탄소 안정동위원소비는 $-1.9\text{‰} \sim +2.3\text{‰}$ (평균 $+0.8\text{‰}$), 산소 안정동위원소비는 $-0.4\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$ (평균 $+0.8\text{‰}$)이다. Friedman and O'Neil(1977)의 산소동위원소 지질온도계를 이용하여 계산된 서귀포층 퇴적 당시 해수 온도는 $14.4 \sim 19.6^{\circ}\text{C}$ 이다. 즉 서귀포층이 퇴적될 당시 해수는 현재 해수 온도 $14.9 \sim 25.5^{\circ}\text{C}$ (평균 19.2°C)보다 낮은 한류 환경이 지배적이었던 것으로 해석되며 이는 *Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis*, *Panopea japonica*, *Mercenaria stimpsoni*, *Turritella saishiuensis* 등과 같은 한류성종들이 다수 산출된 고생태학적 결과가 뒷받침하여 주고 있다.

5. 신양리층에서 산출되는 연체동물의 탄소 안정동위원소비는 $+0.3\text{‰} \sim +2.5\text{‰}$ (평균 $+1.7\text{‰}$), 산소 안정동위원소비는 $-1.7\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$ (평균 -0.6‰)이다. 산소동위원소 지질온도계를 이용하여 계산된 신양리층 퇴적 당시 해수의 온도는 $24.6^{\circ}\text{C} \sim 30.3^{\circ}\text{C}$ 로, 근래 신양리 해수 표면의 수온($14.1^{\circ}\text{C} \sim 23.2^{\circ}\text{C}$)보다 약간 높은 난류성 해류 환경이 지배적이었던 것으로 해석된다. 이는 Yi *et al.*(1995)에 의한 초기화석의 고생태학적 연구에서 얻어진 결과와도 일치한다.

참고문헌

- 고기원, 1991, 제주도 서귀포층의 지하분포상태. 제주대학교 해양연구보고서, v.15, p.81-92.
- 고기원, 윤선, 1997, 제주도 서귀포층의 지하분포상태. 대한지하수환경학회 추계 국제학술심포지움 논문집, p.97-142.
- 권오길, 박갑만, 이준상, 1993, 원색 한국패류도감. 아카데미 서적.
- 윤선, 1995, 제주도형성사. 제주도지, v.98, p.148-164.
- 최병수, 1997, 제주도 청수 지역의 시추공에서 산출되는 개형층 화석군집에 관한 연구. 고려대학교 석사학위논문, pp.32.
- 岡田要, 1981, 新日本動物図鑑(中). 北隆館.
- 藤山家徳, 浜田隆士, 山際延夫, 1982, 學生版 日本古生物圖鑑. 北隆館.
- Anderson, T. F. and Arthur, M. A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentological and paleoenvironmental problems. In: Stable Isotopes in Sedimentary Geology, edited by M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer and L. S. Land, Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, v.10, p.1-151.
- Bickert, T., Pätzold, J., Stamtleben, C. and Munnecke, A., 1997, Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. Geochim. Cosmochim. Acta, v.61, No.13, p.2717-2730.
- Brand, U., 1986, Paleoenvironmental analysis of Middle Jurassic (Calloviaian) ammonoids from Poland: trace elements and stable isotopes. J. Paleont., v.60, No.2, p.293-301.
- Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta, v.12, p.133-149.

- Dansgaard, W. and Tauber, H., 1969, Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science*, v.166, p.499-502.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. and Urey, H. C., 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v.64, p.1315-1325.
- Friedman, I. and O'Neil, J. R., 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data of geochemistry*, 6th ed.(M. Fleischer, ed.), U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440pp.
- Grossman, E. L. and Ku, T-L., 1986, Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chem. Geol.(Isotope Geoscience Section)*, v.59, p.59-74.
- Han, S. J., Yoon, H. I. and Park, B. K., 1987, Nearshore sedimentary environments of the Sinyangri Formation in Cheju Island, Korea. *J. Oceanological Society of Korea*, v.22, No.1, p.1-8.
- Haraguchi, K., 1931, *Geology of Cheju Island*. *Bull. Geol. Surv. Korea*, v.10, p.1-34.
- Horibe, Y. and Oba, T., 1972, Temperature scales of aragonite-water and calcite-water systems. *Fossils*, 23/24, p.69-79.
- Kim, B. K., 1969, A stratigraphic and paleontologic study of the Shinyangri Formation in the vicinity of Shinyangri and Gosanri, the Jeju Island. *J. Geol. Soc. Korea*, v.5, No.2, p.103-121.
- Kim, B. K., 1972, A stratigraphic and paleontologic study of the Seoguipo Formation. *The Memoir. for Prof. Chi Moo Son's Sixtieth Birthday*, p.169-187.

- Kim, B. K., 1984, Pliocene brachiopods from the Seogwipo Formation of Jeju Island, Korea. J. Nat. Acad. Sci. Korea, Nat. Sci. Series, v.23, p.329-356.
- Kim, J. Y., 1991, The occurrence of the trace fossil *Thalassinoides* from the Seogwipo Formation, Jeju Island, Korea. J. Paleont. Soc. Korea, v.1, p.26-31.
- Kim, J. Y. and Heo, W. H., 1995, Paleoenvironmental implications of sedimentary structures and trace fossils from the Seogwipo Formation, Jeju Island, Korea. J. Korean Earth Science Society, v.16, No.3, p.232-246.
- Kitamura, A., Kimoto, K. and Takayama, T., 1997, Reconstruction of thickness of the Tsushima Current in the Sea of Japan during the Quaternary from mollusca fossils. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.135, p.51-69.
- Lee, M. W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju volcanic Island, Korea. Tohoku Univ. Sci. Rept., Series III, v.15, p.177-256.
- Lee, D. Y., Yun, S. K., Kim, J. Y. and Kim, Y. J., 1987, Quaternary geology of the Jeju Island. Korean Inst. Energ. Res., KR-87-29, p.233-278.
- Lee, E. H., 1983, A micropaleontological study ostracoda from the Seogwipo Formation. Master's thesis, Korea Univ., 47pp.
- Lee, E. H., 1990, Late Cenozoic ostracoda from the marine sedimentary strata of the Cheju Island, Korea. Korea Univ., Ph. D. Dissertation, 400pp.
- Lee, M. W., 1982, Geology of Jeju volcanic Island, Korea. J. Japan. Assoc. M. Petrol. and Econ. Geol., v.77, p.55-64.

- Masuda, F. and Hirano, M., 1980, Chemical composition of some modern marine pelecypod shells. The Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B, v.1, p.163-177.
- Milliman, J. D., 1974, Marine Carbonates. Springer-Verlag, Berlin, 313pp.
- Min, K. D., Won, W. S. and Hwang, S. Y., 1986, Paleomagnetic study on the volcanic and sedimentary rocks of Jeju Island. J. Korean Inst. Mining Geol., v.19, No.2, p.153-163.
- National Fisheries Research and Development Agency, 1986, Mean Oceanographic charts of the adjacent seas of Korea, v.35.
- National Fisheries Research and Development Agency, 1989, Mean Oceanographic charts of the adjacent seas of Korea, v.38.
- Paik, K. H. and Lee, E. H., 1984, A Pliocene-Pleistocene ostracod assemblage from the Seogwipo Formation, Cheju Island, South Sea of Korea. Proceeding of U.S.-Korea Seminar and Workshop on Yellow Sea, Seoul, p.223-234.
- Paik, K. H. and Lee, E. H., 1986, Ostracode fauna from the Seogwipo Formation, Cheju Island. Memoir. Retirement of Prof. Kim, B. K., p.375-389.
- Paik, K. H., Woo, K. S. and Park, Y. A., 1992, Paleooceanography and paleoenvironment of the Middle Miocene Songjeon Formation, Yangnam Basin, Korea. J. Geol. Soc. Korea, v.28, No.2, p.142-151.
- Park, B. K., Lee, E. H. and Lee, K. S., 1994, Stable isotopic compositions of ostracods in the Seogwipo Formation, Korea. J. Geol. Soc. Korea, v.30, No.2, p.153-158.

- Popp, B. N., Anderson, T. F. and Sandberg, P. A., 1986, Brachiopods as indicators of original isotopic composition in some Paleozoic limestones. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.97, p.1262-1269.
- Rosenberg, G. D., 1972, Patterned growth of the bivalve *Chione undatella* Sowerby relative to the environment. Ph. D. Dissertation, University of California, Los Angeles, 220pp.
- Rosenberg, G. D., 1973, Calcium concentration in the bivalve *Chione undatella* Sowerby. *Nature(London)*, v.244, p.155-156.
- Saito and Donk, 1974, Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera. *J. Micropaleontology*, v.20, No.2, p.152-177.
- Sommer, M. A. and Rye, D. M., 1978, Oxygen and carbon isotope internal thermometry using benthic calcite and aragonite foraminifera pairs. In: R. E. Zartman(Editor), Short Papers 4th International Conference, Geochronology, Cosmochemistry, Isotope Geology. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. No.78-701, p.408-410.
- Tarutani, T., Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1969, The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.33, p.982-996.
- Urey, H. C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc., London(April)*, p.562-581.
- Won, C. K., 1975, Study of geologic development and the volcanic activity of the Jeju Island. *J. Sci. Konkook Univ.*, v.1, p.7-48.
- Won, C. K., 1976, Study of petro-chemistry of volcanic rocks in Jeju Island. *J. Geol. Soc. Korea*, v.12, p.207-226.

- Woo, K. S., Cheong, D. K. and Park, B. K., 1995, Paleooceanographic investigation from the calcareous skeletons of the Pleistocene Seoguipo Formation, Cheju Island, Korea. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, v.30, No.3, p.216-226.
- Woo, K. S., Huh, M., Park, S. M., Keppens, E., Park, K. H. and Lee, K. S., 1995, Paleooceanographic investigation from the well preserved mollusks of the Chunbuk conglomerate in Pohang basin. *J. Geol. Soc. Korea*, v.31, No.3, p.188-199.
- Yi, S. S., Yun, H. S. and Yoon, S., 1995, Late Quaternary calcareous nannofossils from the Sinyangri Formation of the Cheju (Jeju) Island, Korea. *J. Paleont. Soc. Korea*, v.11, No.2, p.146-158.
- Yokoyama, M., 1923, On some fossil shells from the Island of Saishu in the strait of Tsushima. *Tokyo Imp. Univ., J. Coll. Sci.*, v.44, art. 7, p.1-9.
- Yoon, S., 1981, The Seogwipo fauna(mollusca) of Jeju Island, Korea (abstract). *Proceedings of 6th International Workshop, Group Meeting IGCP-114*, p.149.
- Yoon, S., 1988, The Seoguipo molluscan fauna of Jeju Island, Korea. *Saito Ho-on Kai Special Publication*, p.539-545.
- Yoon, S. H., 1995, Stratigraphy and depositional environments of the Seoguipo Formation, Cheju Island, *Field Excursion Guide. Korean Soc. Petrol. Geol.*, p.30.
- You, H. S., Koh, Y. K. and Kim, J. Y., 1987, Nannofossils from the Seoguipo Formation in Cheju Island, Korea. *J. Paleont. Soc. Korea*, v.3, p.108-121.

ABSTRACT

Paleotemperatures from stable carbon and oxygen isotopes of mollusc fossils in the Quaternary Seoguipo and Shinyangri Formations, Jejudo, Korea.

YUN MI YOUNG

Earth Science Education Major

The Graduate School of Education

Ewha Womans University

Mollusc fossils from the Quaternary Seoguipo and Shinyangri Formations were collected in order to investigate their mineral structures and chemical compositions, and to estimate the depositional paleoenvironment.

Most mollusc shells from the Seoguipo Formation except the *Mercenaria stimpsoni*, *Glycymeris rotunda*, and *Turritella saishiuensis* species have calcite structure, whereas all mollusc shells from the Shinyangri Formation have aragonite structure.

Strontium content in aragonitic shells from the Seoguipo Formation is higher and more variable than that in calcitic shells. Contents of Mg and Mn in aragonitic shells are low relative to those in calcitic shells, and Mg and Mn contents in calcitic shells are quite variable. These results suggest that the mollusc fossils have been altered by seawater during post-depositional diagenesis. Aragonitic shells from the Shinyangri Formation show a wide range of Sr and Mg contents due to the post-depositional alteration.

Carbon and oxygen isotopic compositions of mollusc fossils from the Seoguipo Formation range from -1.9‰ to $+2.3\text{‰}$ (avg. $+0.8\text{‰}$) and from -0.4‰ to $+1.8\text{‰}$ (avg. $+0.8\text{‰}$), respectively. The calculated isotopic paleotemperature is in the range of $14.4^{\circ}\text{C} \sim 19.6^{\circ}\text{C}$. This indicates that the paleotemperature of seawater during the deposition of Seoguipo Formation was lower than the present-day shallow seawater temperature ($14.9^{\circ}\text{C} \sim 25.5^{\circ}\text{C}$) near the Seoguipo area owing to the dominant cold-water current. This suggestion agrees with ecologic data of cold-water species from the Seoguipo Formation.

The isotopic values of mollusc fossils from the Shinyangri Formation range from $+0.3\text{‰}$ to $+2.5\text{‰}$ (avg. $+1.7\text{‰}$) in $\delta^{13}\text{C}$ and from -1.7‰ to -0.2‰ (avg. -0.6‰) in $\delta^{18}\text{O}$. Calculated paleotemperature of the fossil shells give a range of $24.6^{\circ}\text{C} \sim 30.3^{\circ}\text{C}$, which indicates higher temperature than the present-day shallow seawater temperature (14.1°C to 23.2°C) near the Shinyangri area. This result coincides with palaeoenvironmental data from nannofossils (Yi *et al.*, 1995).