

## 강원도 태백시 일대에 분포하는 풍촌층 돌로마이트의 성인

### The origin of the dolomite of the Pungchon Formation near Taebaeg City, Kangwondo, Korea

임성원 (Seong-Weon Lim)\*, 우경식 (Kyung Sik Woo)\*

#### 요 약

강원도 태백부근에 분포하는 조선누층군 풍촌층내에 나타나는 돌로마이트의 성인에 대해 연구하였다. 캄브리아기 풍촌층은 석회암, 돌로마이트질 석회암 그리고 돌로마이트로 이루어져 있으며, 이암(mudrock)과 판상석회질역암(Flat Pebble Conglomerate; FPC)이 협재되어 있다. 풍촌층의 돌로마이트는 조직적으로 4가지의 형태로 분류할 수 있는데, 이들은; 1) 과상 돌로마이트내의 타형 돌로마이트, 2) 판상석회질역암내의 자형 돌로마이트, 3) 우이드나 극피류를 치환하는 타형 돌로마이트, 4) 모틀구조를 보이는 돌로마이트이다. 특히 모틀구조를 보이는 돌로마이트는 다음과 같은 3가지로 세분되는데 이들은; a) 조립질의 타형 안장형 돌로마이트, b) 중립질의 자형 돌로마이트, c) 조립질의 자형 돌로마이트이다. 풍촌층 돌로마이트의 탄소동위원소성분은  $-2.8-1.4\%$ (PBD)이며, 이는 탄소동위원소가 퇴적당시 탄산염퇴적물의 값을 보존하고 있음을 나타낸다. 낮은 산소동위원소성분( $\delta^{18}\text{O} = -15.7-8.7\%$ , PBD)은 풍촌층 돌로마이트가 매몰속성환경에서 형성되었음을 나타낸다.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 의 초기비는 0.7101-0.7161 정도의 값을 보여주며, 이는 캄브리아기 해수의 성분보다 매우 높은 값이다. 이는 돌로마이트를 생성시킨 속성수가 대륙기원의 암석들과 반응하였던 것으로 생각된다. 돌로마이트의 Sr과 Na의 함량은 200 ppm 이하의 낮은 값을 나타내는데, 이러한 낮은 미량원소 성분은 매몰속성환경에서 생성된 돌로마이트의 미량원소 성분과 잘 일치하며, 상대적으로 높은 Fe와 Mn의 함량은 풍촌층 돌로마이트가 환원환경인 심부 매몰속성환경에서 형성되었음을 간접적으로 지시한다.

**주요어 :** 돌로마이트, 풍촌층, 매몰속성작용

**Abstract :** The objective of this study is to investigate the origin of the dolomite in the Pungchon Formation of the Choseon Supergroup near Taebaeg City, Kangwondo, Korea. The Pungchon Formation is composed of limestone, dolomitic limestone, and dolomite with thin beds of flat pebble conglomerate (FPC) and mudrock. Texturally, the dolomite in the Pungchon Formation can be divided into four types; 1) coarse-sized, xenotopic dolomite in massive dolomite, 2) medium-sized, idiotopic dolomite in flat pebble conglomerate, 3) xenotopic dolomite replacing ooids, algal nodules, and echinoderms, and 4) the dolomite in mottled fabric. The dolomite in mottled fabric can be subdivided into three types; a) coarse-sized, xenotopic saddle dolomite cement, b) medium-sized, idiotopic, cloudy-centered, clear-rimmed (CCCR) dolomite, and c) coarse-sized, idiotopic dolomite. The carbon isotopic composition of the Pungchon dolomite is in the range of  $-2.8-1.4\%$ (PBD), suggesting that the carbon isotopic composition was buffered by the preexisting marine carbonates. Lighter oxygen isotopic values ( $\delta^{18}\text{O} = -15.7-8.7\%$ , PBD) indicate that the Pungchon dolomite may have formed under high temperature in a burial diagenetic environment. The higher initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of the Pungchon dolomite (0.7101-0.7161) than that of the coeval Cambrian seawater (0.7088-0.7092) indicates that dolomitizing fluids had been modified from the isotopic exchange with continental crust. Low Sr and Na contents (<200 ppm) of dolomite agree well with previously reported data for burial dolomite. High Fe and Mn contents of the dolomite support the idea that the Pungchon dolomite may have formed in a deep burial diagenetic environment.

**Key Words :** dolomite, Pungchon Formation, deep burial diagenesis

#### 서 론

석유자원의 저류암으로서 석유지질학자에 의해 주요한 암석으로 간주되어 온 돌로마이트는 모든 지질시대에 걸쳐 나타

나며, 특히 시대가 오래된 암석일수록 더 많이 발견된다. 돌로마이트층은 현생 퇴적환경에서는 매우 드물게 나타나지만, 고생대 탄산염암의 약 1/4, 선캠브리아기 탄산염암 중의 약 3/4 정도를 차지하고 있다. 돌로마이트가 탄산염암내에 분포하는 양상은 다양하여, 때로는 층으로서 석회암과 호층을 이루기도 하지만, 층중에 관계없이 불규칙적으로 석회암과 경계를 이루기도 한다. 이는 돌로마이트의 형성이 때로는 퇴적상과 관계가

\*강원대학교 자연과학대학 지질학과 (Department of Geology, College of Natural Sciences, Kangwon National University, Chuncheon, Kangwondo, 200-701, Korea)

있기도 하지만(Bathurst, 1975), 많은 돌로마이트가 생성되는 속성환경은 암석의 공극도와 투수율, 그리고 속성수의 성분배 따라 매우 다양하기 때문이다.

돌로마이트가 침전되기 위해서는 주위로부터  $Mg^{2+}$  과  $CO_3^{2-}$  이온의 공급이 필수적이다. 특히, 최근의 많은 연구자료들은  $Mg^{2+}$  이 해수로부터 공급되었을 가능성을 제시하고 있다. 해수로부터  $Mg^{2+}$  이온이 공급되어 돌로마이트가 생성되었다는 것을 설명하기 위하여 evaporative pumping (Hsüand Siegenthaler, 1969), tidal pumping (Carballo *et al.*, 1987), thermal convection (Simms, 1984) 등 다양한 모델들이 제안된 바 있다.

하부고생대 탄산염암층내에 많이 발견되는 돌로마이트의 성인을 설명하기 위해 많이 이용된 모델이 소위 "Dorag Model" 이라 불리는 혼합수모델(fresh water/seawater mixing model)이다. 이 모델은 Badiozamani(1973)에 의해 제안된 후 많은 학자들에 의해 이용되었으나 (e.g., Folk and Land, 1975; Dunham and Olson, 1978; Ward and Halley, 1985; Humphrey and Quinn, 1989), 최근에 이르러 현생 혼합대지역(mixing zone)에서는 돌로마이트가 잘 발견되지 않고, Dorag Model이 재평가됨에 따라 많은 비판을 받기 시작하였다(Machel and Mountjoy, 1986; Hardie, 1987). 현재 페르시아만이나 바하마 제도의 초조간대(supratidal zone)에서 나타나는 돌로마이트 층은 극히 특정한 층준에서 국부적으로 나타나기 때문에 하부고생대 탄산염암층의 괴상의 돌로마이트(massive dolomite)의 성인을 해석하기 위하여 이 모델을 적용하기에는 많은 문제점이 있다(Land, 1985).

최근에 이르러 여러지역의 괴상의 돌로마이트가 매몰속성 환경에서 생성되었다고 제안된 바 있는데 (Illing, 1959; Jordy, 1969; Mattes and Mountjoy, 1980; Machel, 1984, 1988; Machel and Anderson, 1989), 그 이유는 하부고생대 탄산염암에서 발견되는 돌로마이트의 조직이 매몰속성환경에서 생성되었다고 알려져 있는 돌로마이트의 조직과 유사하고 (e.g., xenotopic texture; Friedman, 1965; Gregg and Sibley, 1984), 매몰속성환경의 높은 온도(약 100-200°C)는 돌로마이트의 형성을 방해하는 모든 동역학적요인(kinetic barrier)을 없애주기 때문이다.

조선누층군 탄산염암에 협재된 돌로마이트 성인에 대한 연구는 주로 영월형 조선누층군 와곡층, 문곡층, 영흥층을 대상으로 최근에 활발한 연구가 이루어졌다 (Woo and Choi, 1993a, b; Woo and Moore, in press). 이 층들내에 포함된 돌로마이트는 주로 천부에서 심부에 이르는 매몰속성환경 기원과 동시 퇴적성(penecontemporaneous) 기원으로 매우 다양하다. 하지만 일부 층준을 제외하고는 대부분이 매몰속성환경에서 생성된 것으로 제안되었다. 이에 비하여 두위봉형 조선누층군 탄산염암내에 발견되는 돌로마이트에 대한 연구는 별로 이루어지지 않았다. Woo(1989)는 두위봉형 조선누층군 탄산염암의 조직적 연구를 통하여 돌로마이트가 퇴적동시성 기원으로부터 매몰속성기원까지의 가능성을 제시한 바 있다. Park and Woo (1986)은 풍춘층 돌로마이트가 혼합대 속성환경에서 생성되었다고 보고한 바 있으나 아직도 논란의 여지가 남아 있다 (Woo and Park, 1989). 따라서 본 연구는 강원도 태백부근에 분포하는

풍춘층내의 돌로마이트에 대한 조직적 관찰 및 지화학적 분석을 통하여 돌로마이트가 생성된 속성환경을 규명하는데 그 목적이 있다.

### 연구방법

이 연구를 위하여 강원도 태백부근(상동, 동점 및 백산)에 분포하는 풍춘층에 대한 야외조사를 통하여 각 지역의 암상을 파악하고 (그림 1), 주상도를 작성한 후 표품을 채취하였다. 야외에서 채취한 표품을 박편제작하여 Alizarine Red S와 Potassium ferricyanide를 혼합한 착색액을 사용하여 돌로마이트와 방해석, 그리고 합철방해석(ferrocalcite)을 구분하였다.

돌로마이트 결정내의 성분변화를 분석하기 위해 back scattered electron image (BSE)를 관찰하였고, 각기 다른 누대 부분은 electron probe microanalyzer(EPMA)를 이용하여 원소분석을 하였다. 또한 연마편으로 만들어 10% 염산에 식각(eching)을 한 후 실체현미경하에서 암석의 조직을 관찰하였고, 돌로마이트 부분은 Jensen micromill을 이용하여 분말시료를 채취하였다. 채취한 분말시료에 방해석을 제거하기 위해 0.5N acetic acid에 약 4시간 정도 반응시켜 방해석을 제거하였다. 돌로마이트의 오더링(ordering)이나 스토이키오메트리 (stoichiometry)를 구하기 위해 X-선 회절분석(XRD)을 하였다. 분석을 위한 표준시료는 상용으로 구입한 GFS-400 표품을 사용하였고 Rigaku X-ray Diffractometer (model D/max-2200A)를 이용하여 분석하였다. 원자흡수분광분석기(atomic absorption spectrophotometer; Perkin Elmer 2380)를 이용하여 미량원소를 분석하였다. 분말시료 약 50 mg을 0.5N HCl에 용해시킨 후 0.45  $\mu m$  membrane filter를 이용하여 불용성 잔류물을 제거하였다. 이 용액에  $LaCl_3 \cdot 7H_2O$ 를 첨가한 후 25 ml volumetric flask에 채운 뒤 분석을 실시하였다. 돌로마이트 생성환경을 밝히기 위한 안정동위원소 분석과 돌로마이트를 생성시킨

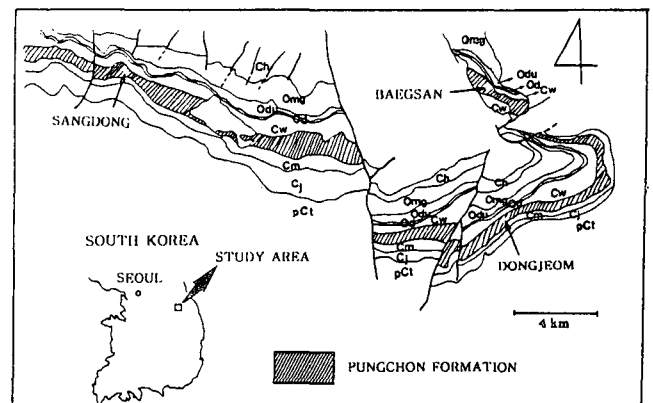


Fig. 1. Geologic map of the study area near Taebaeg City showing the geographic distribution of the Pungchon Formation and study areas (arrows). pCt=Precambrian metamorphic rocks, Cj=Jangsan Formation, Cm=Myobong Formation, Cw=Hwajeol Formation, Od=Dongjeom Formation, Odu=Dumugol Formation, Omg=Maggol Formation, Ch=Pyeongang Supergroup.

속성수의 성분을 알아보기 위한 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 초기비 분석은 기초 과학지원센터에 의뢰하였다.

### 지역별 암상

조사지역인 상동, 동점, 백산지역은 두위봉형 조선누층군이 잘 발달하고 있는 백운산 향사의 남측과 동측부근지역이다. 백산 지역은 습곡이 발달하여 풍촌층의 중부부터 노두가 발달하여 있으나, 상동과 동점지역은 하부층인 묘봉층과 정합적인 관계를 보이며 대상으로 풍촌층이 발달하여 있다. 각 지역별로 조사된 암상은 다음과 같다.

#### 상동지역

묘봉층을 정합적으로 덮고 있는 풍촌층은 하부에 2개의 암회색 세일층과 교호하며, 나머지 부분은 대부분이 석회암으로 이루어져 있다. 상동지역의 풍촌층은 대부분이 유백색, 암회색, 담홍색의 괴상의 석회암으로 구성된다(그림 2). 층의 하부에는 약 10 m 두께의 어란상 석회암이 나타나는데, 우이드는 대부분이 세립의 돌로마이트로 치환되어 있고 일부 극피류 조각들은 단결정의 돌로마이트로 치환되어 있다. 장경 1 cm, 단경 0.5 mm 정도의 조류단괴(algal nodule)도 관찰되는데, 이들은 평균 약 0.2 mm의 크기를 가지는 돌로마이트로 치환되어 있다. 암석 내에는 삼엽충, 완족류, 극피류 등과 같은 화석파편들이 관찰된다. 층의 중부에서 상부의 석회암층은 주로 거정의 결정질

방해석으로 이루어져 있으며, 이는 풍촌층 석회암이 재결정작용에 의하여 결정질 석회암으로 전이되었음을 나타낸다. 층의 하부로부터 430 m 지점에서 돌로마이트질 석회암이 나타나며, 그 위에는 약 30 m의 두께를 보이는 괴상의 돌로마이트가 나타난다. 이 괴상 돌로마이트는 중립질 내지 조립질의 타형 돌로마이트로 되어 있다. 층 전반에 걸쳐 스타일로라이트(styrolite) 주위에 세립의 돌로마이트가 분포되어 있는 것이 관찰되며, 방해석맥이나 균열대(fracture) 주위에 중립질의 자형 돌로마이트가 발견된다. 돌로마이트층의 상부에는 결정질석회암이 다시 발견되며, 석회암내에는 파동소광을 일으키는 거정의 안장형 돌로마이트(saddle dolomite)가 발견된다.

#### 백산지역

백산지역의 경우 노두불량으로 풍촌층의 하부는 관찰이 불가능하여 중부로부터 조사를 시작하였다. 이 지역의 풍촌층은 대부분 적회색, 백회색, 암회색의 돌로마이트질 석회암과 석회암으로 이루어지며, 다른 지역과는 달리 하부에 층리구조가 잘 관찰된다. 노두의 기저로부터 약 65 m 층준에는 돌로마이트질 석회질 역암이 나타나며, 상부에는 결정질 석회암이 나타난다(그림 2). 노두의 기저로부터 30-50 m 지점에 0.5-1 m 두께의 관상석회질역암(FPC)이 세차레 협재된다. FPC내의 역(pebble)사이에는 모두 세립내지 중립의 돌로마이트로 치환되어 있으며, 방해석맥내에 안장형 돌로마이트가 발견된다. 기저로부터 약 125 m 층준에는 모틀(mottle) 구조가 발견되며 이 부분에는 조립질 돌로마이트가 나타난다. 백산지역에서도 상동지역과 같이 약 2 m 두께의 우이드층이 나타나는데, 이들 우이드는 세립내지 중립질의 돌로마이트로 치환되어 있다. 또한 하부의 방해석맥 주위에 모틀 형태로 중립질의 자형의 형태를 보이며 결정의 중심부는 고체포획물의 밀도가 높아 지저분하게 보이며 주변부는 고체포획물이 적어서 깨끗하게 보이는 돌로마이트(cloudy centered, clear rimmed dolomite 혹은 CCCR dolomite)가 관찰된다.

#### 동점지역

동점지역의 풍촌층은 하부에 5개의 회백색 세일이 협재되고, 상부에는 2개의 암회색 세일이 나타난다. 이 지역의 풍촌층은 주로 유백색, 암회색, 담홍색의 석회암으로 구성되어 있으며(그림 2), 층리의 발달이 불량한 괴상의 석회암이 주를 이루고 있다. 석회암과 세일이 교호하는 하부의 석회암층내에는 우이드가 발견되는데, 일부 우이드는 돌로마이트로 치환되어 있다. 백산이나 상동지역과는 달리 우이드는 거정질의 단결정 돌로마이트로 치환되어 있으며, 우이드 입자주위에는 방사축상 섬유상 방해석(radial fibrous calcite) 교질물이 발견된다. 이 교질물은 천해속성 작용의 산물로 일부 생쇄설물로 구성된 입자암에서 관찰된다. 또한 입자들 사이에는 microstylolite가 관찰된다. 층의 중부에는 대체로 분급도가 불량한 적색의 각력층이 협재된다.

### 조직적 결과

풍촌층에 나타나는 돌로마이트들은 결정크기(crystal size)와

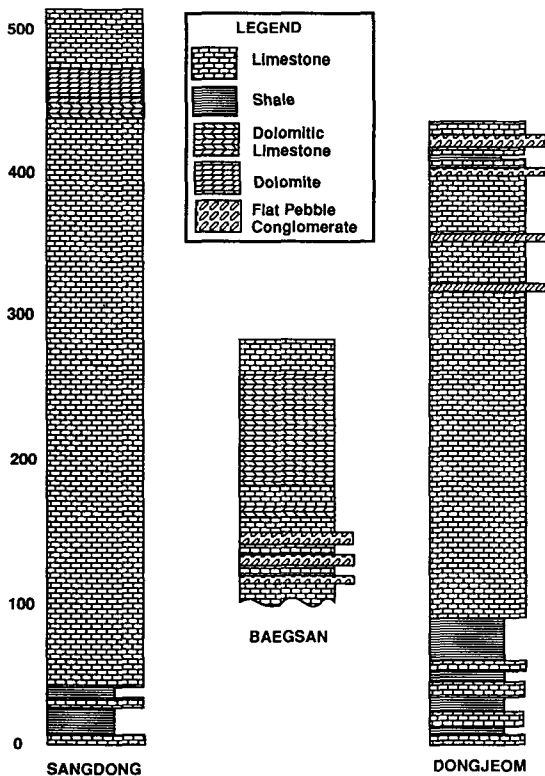


Fig. 2. Stratigraphic columns of the Pungchon Formation near Sangdong, Baegsan, and Dongjeom areas.

결정경계면의 형태(crystal boundary)에 따라 분류되었다(Sibley and Gregg, 1987). 결정형태의 중요성은 Friedman(1965)이 자형조직(idiotopic), 반자형조직(hypidiotopic) 그리고 타형조직(xenotopic)이란 용어를 소개했을 때 인식되어졌다. 자형의 돌로마이트는 낮은 과포화상태나 낮은 온도하에서 생성되며, 타형의 돌로마이트는 50-100°C 사이의 온도범위에서 생성된다고 제안하였다(Sibley and Gregg, 1984). 풍촌층의 돌로마이트를 조직적으로 분류하면 4가지로 구분된다(그림 3). 첫째는 괴상의 돌로마이트를 형성하는 조립질 타형의 돌로마이트(유형1=Type 1), 둘째는 판상 석회질 역암(FPC)의 역(pebble) 사이를 치환하는 중립질의 자형 돌로마이트(유형2=Type 2), 셋째는 우이드, 조류단괴, 극피류 등을 치환하는 타형의 돌로마이트(유형3=Type 3), 넷째는 모틀형태로 나타나는 돌로마이트(유형4=Type 4)이다. 모틀형태로 나타나는 돌로마이트는 세가지 유형으로 세분되는데, 첫째는 조립질의 타형 안장형 돌로마이트 교질물(유형4a=Type 4a), 둘째는 중립질의 자형 돌로마이트(유형4b=Type 4b), 셋째는 조립질의 자형 돌로마이트(유형4c=Type 4c)이다.

**괴상의 돌로마이트 (유형1)**

괴상의 돌로마이트내에는 조립질 타형의 돌로마이트가 분포한다(그림 4A). 돌로마이트 결정의 크기는 30-300 μm로 나타나며, 결정내에 누대구조(zoning)는 관찰되지 않는다. 암석 내에는 부분적으로 극피류 등의 화석파편이 잔류구조(ghost

structure)로 남아 있다.

**FPC 역사이의 기질부분을 치환하고 있는 돌로마이트 (유형2)**

FPC사이의 기질부분은 탄산염 이질퇴적물이나 생체설물로 이루어져 있는데, 기질부분만이 선택적으로 돌로마이트에 의해 치환되어 있다. 돌로마이트 결정은 자형의 형태를 보이며, 그 크기는 약 100 μm 정도이다(그림 4B). 주사전자현미경의 BSE하에서는 돌로마이트 결정내에 5개의 누대구조가 관찰된다(그림 4C). Alizarine Red S와 Potassium Ferricyanide의 혼합액으로 착색한 결과 파랑색을 나타내며, 이는 이 돌로마이트의 철함량이 높음을 나타낸다.

**우이드, 조류단괴, 극피류 등을 치환하는 돌로마이트 (유형3)**

풍촌층 우이드의 대부분은 세립질의 타형 돌로마이트가 우이드를 선택적으로 치환하고 있다(그림 4D). 또한 우이드가 용해된 후, 단결정의 방해석교질물에 의해 충전되었거나 파동소광을 일으키는 중립질의 돌로마이트로 치환된 우이드도 관찰된다(그림 4E). 조류단괴는 대부분이 약 100 μm의 크기를 가지는 타형의 돌로마이트로 치환되어 있으며(그림 4F), 일부 극피류 조각들은 극피류의 경우 조립질의 단결정 돌로마이트로 치환되어 있다(그림 5A). 주사전자현미경의 BSE하에서는 이 돌로마이트 결정내에 3개의 누대구조가 관찰된다(그림 5B).

**모틀형태로 나타나는 돌로마이트 (유형4)**

모틀형태로 나타나는 돌로마이트에는 조립질의 타형 안장형 돌로마이트 교질물(유형 4a), 중립질의 자형 돌로마이트(유형 4b), 조립질의 자형 돌로마이트(유형 4c)가 있다.

**조립질의 타형 안장형 돌로마이트 교질물 (유형4a)**: 이 돌로마이트 교질물은 약 200 μm-1 mm의 크기를 보여주며 타형의 형태로서 강한 파동소광을 보이는 것이 특징이다(그림 5C). 이 돌로마이트는 재결정작용을 받은 석회암내에 부분적으로 나타나며 결정내에는 누대구조는 보이지 않는다. 또한 방해석으로 이루어진 맥내에도 교질물로서 충전하고 있다.

**중립질의 자형 돌로마이트 (유형4b)**: 석회질 이암내의 방해석맥 주위에 약 100-300 μm 정도의 크기를 가진 자형의 CCCR 돌로마이트가 관찰되는데(그림 5D), 이 돌로마이트는 약한 파동소광을 일으키며 BSE하에서 누대구조를 보여준다(그림 5E). Alizarine Red S와 Potassium Ferricyanide의 혼합액으로 착색한 결과 옅은 파랑색을 나타내며, 이는 이 돌로마이트의 철함량이 높음을 나타낸다. 이 돌로마이트 주위의 방해석맥도 담자색으로 착색되어 방해석의 철함량도 높음을 알 수 있다.

**조립질의 자형 돌로마이트 (유형4c)**: 팩스톤(packstone)내지 와케스톤(wackestone)내에 약 500 mm 정도의 크기를 가진 자형의 돌로마이트가 모틀형태로 관찰된다(그림 5F). 이 돌로마이트 사이는 방해석교질물에 의해 충전되어 있으며, 돌로마

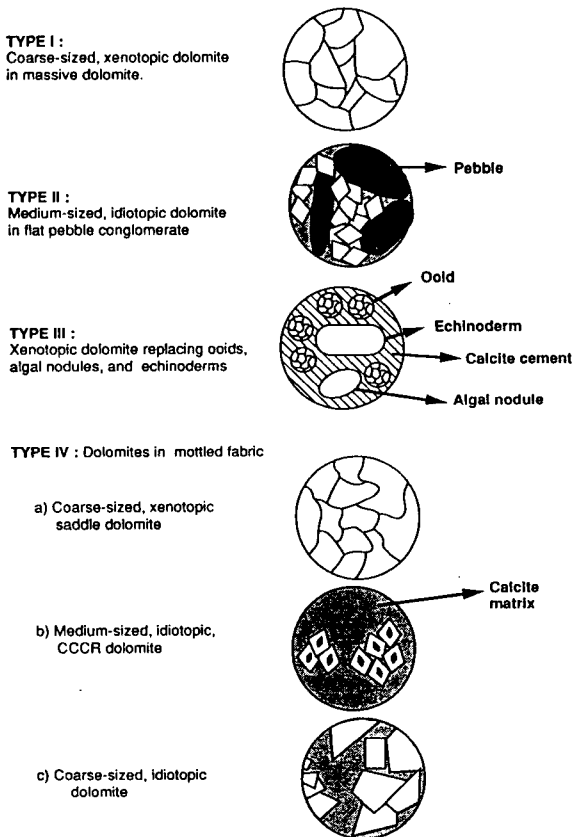


Fig. 3. Mode of dolomite occurrence in the Pungchon Formation.

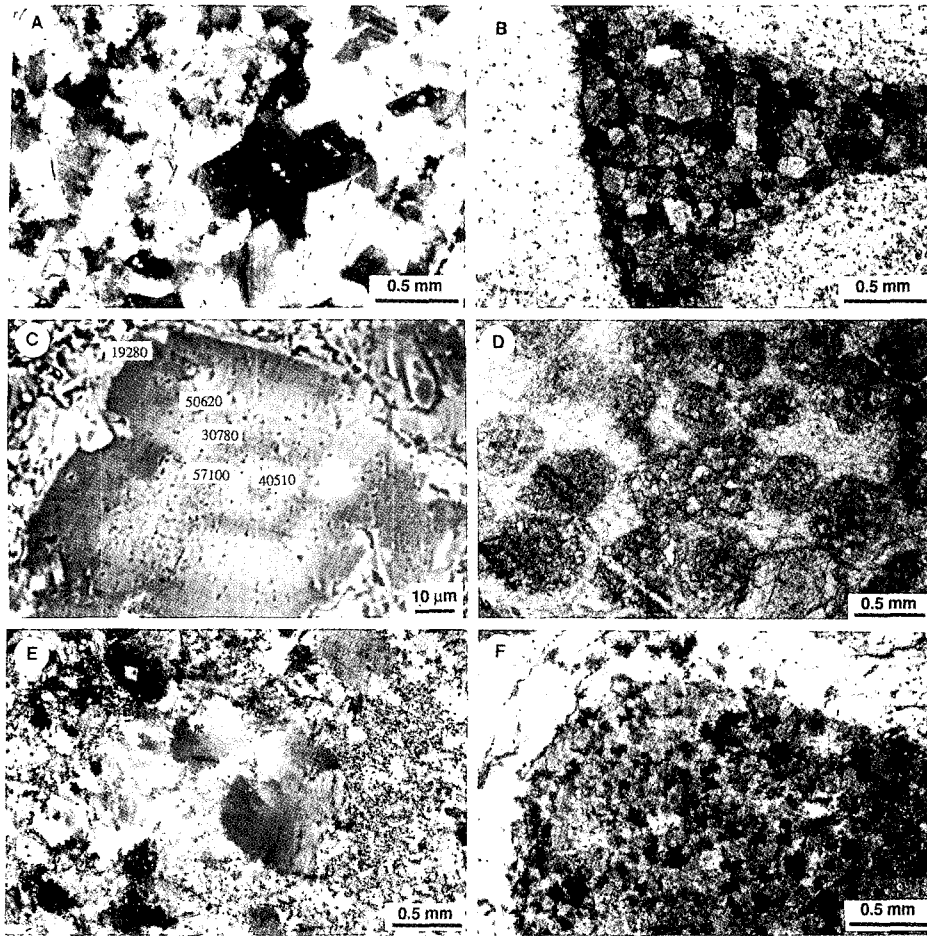


Fig. 4. A) Microphotograph of coarse-sized, xenotopic dolomite in massive dolomite. B) Microphotograph of medium-sized, idiotopic dolomite between pebbles in flat pebble conglomerate. C) Back-scattered electron image of medium-sized, idiotopic dolomite in flat pebble conglomerate showing several zonations. Values are Fe content of each zonation from microprobe analysis. D) Microphotograph of medium-sized, xenotopic dolomite replacing ooids. E) Microphotograph of ooids replaced by coarse-sized, xenotopic dolomite with undulose extinction. F) Microphotograph of medium-sized, xenotopic dolomite replacing algal nodule.

이트에 의해 치환되지 않은 석회암내에는 개형류, 삼엽충, 극피류 등의 화석 파편들이 관찰된다.

### 지화학적 결과

#### 스토이키오메트리(STOICHIOMETRY)와 오더링(ORDERING)

돌로마이트는 사방정계로 이루어진 광물이며, 이상적인 돌로마이트 (ideal stoichiometric dolomite)는  $\text{Ca}^{2+}$ 와  $\text{Mg}^{2+}$  이온의 함량이 같다. 현생환경에서 발견되는 돌로마이트는 대부분이 이 두 이온의 함량이 다르며, 보통  $\text{Ca}^{2+}$ 의 함량이 더 많은 경향을 보인다.  $\text{Ca}^{2+}$  이온이  $\text{Mg}^{2+}$  이온보다 이온반경이 크기 때문에  $\text{Mg}^{2+}$  이온 대신  $\text{Ca}^{2+}$  이온이 치환됨으로써 이온격자 공간(cation lattice spacing)을 증가시킨다. 따라서 Ca의 함량이 증가할수록 lattice reflection이 낮은 2θ값을 보이므로 XRD 분석에 의해 돌로마이트 광물의 스토이키오메트리 추정이 가능하다.

Goldsmith and Graf(1958)와 Lumsden(1979)에 의해 제안된 식을 이용하여 풍촌층 돌로마이트에 대한 스토이키오메트리를 구해보면 우이드를 치환하는 돌로마이트는 Ca성분이 48.7 mole%  $\text{CaCO}_3$ , 안정형 돌로마이트는 50.3 mole%  $\text{CaCO}_3$ , 괴상돌로마이트는 48.0-51.3 mole%  $\text{CaCO}_3$ 로 거의 스토이키오메트릭한 경향을 보인다(그림 6). 또한 Aharon *et al.* (1976)에 의해 제안된 공식을 이용하여 풍촌층 돌로마이트의 오더링을 추정하여 보면, 대부분 돌로마이트의 Y값이 50 이상으로 오더링이 좋을 수 있다(그림 7).

#### 주원소 및 미량원소 분석결과

EPMA를 이용하여 돌로마이트내의 Mg, Fe의 함량을 측정된 결과 Mg의 경우는 만족스러운 결과를 얻지 못하였다. 즉, Mg의 함량은 30-65 mole%  $\text{MgCO}_3$  정도의 넓은 범위의 값을 보여 주며(그림 8), 이는 EPMA를 이용하여 돌로마이트의 정확한 함량을 구하기가 어렵다는 것을 의미한다. Fe의 함량을 보면 20000 ppm 이상과 10000 ppm 이하의 두 그룹으로 나누어진다.

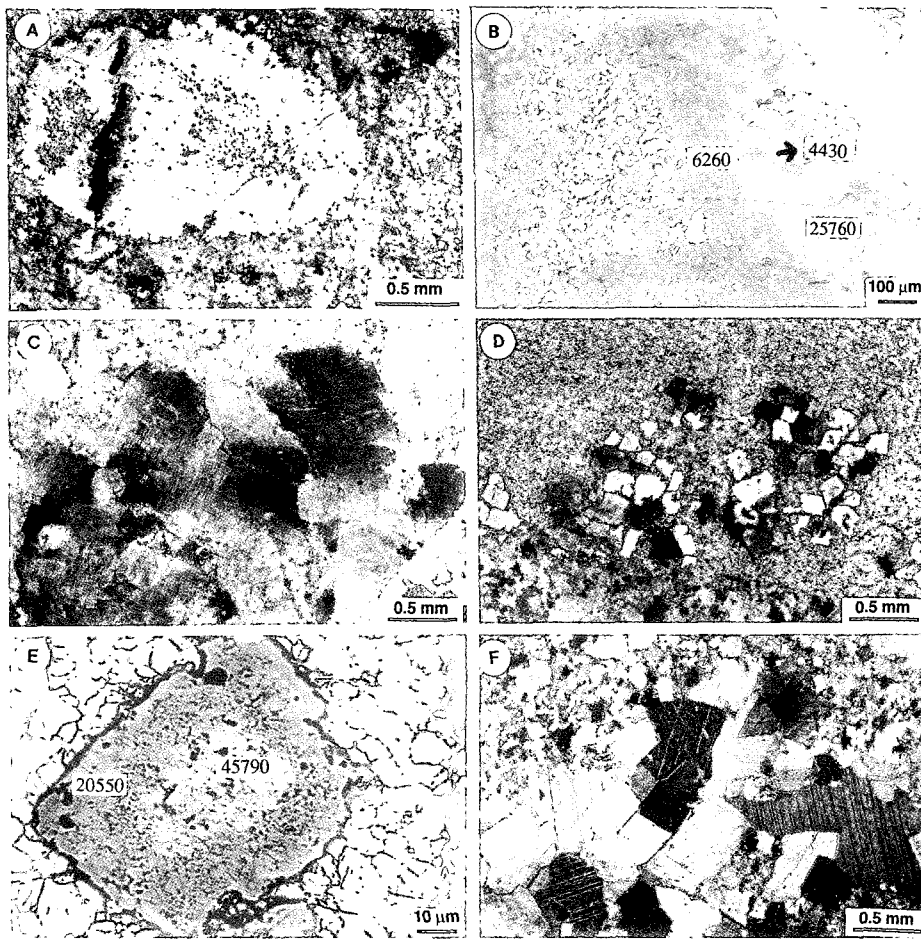


Fig. 5. A) Microphotograph of the echinoderm fragment replaced by a coarsened-sized, xenotopic dolomite. B) Back-scattered electron image of (A). Values are Fe content of each zonation from microprobe analysis. C) Microphotograph of coarse-sized, saddle dolomite. D) Microphotograph of the cloudy-centered, clear-rimmed (CCCR) dolomite. E) Back-scattered electron image of the CCCR dolomite showing zonations. The labeled value is Fe content from microprobe analysis. F) Microphotograph of the coarse-sized, idiotopic dolomites in mottled fabric which were surrounded by poikilotopic calcite cements.

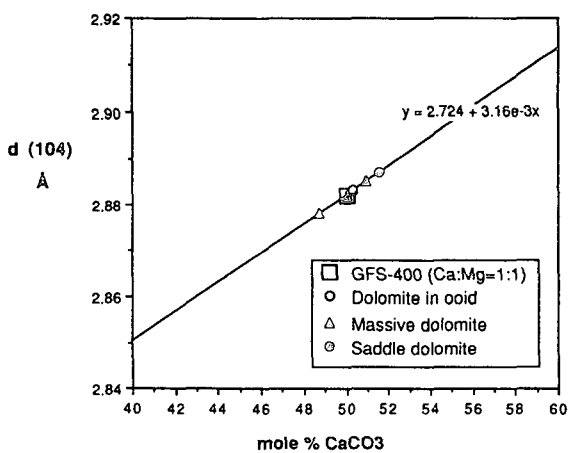


Fig. 6. Stoichiometry of the dolomite in the Pungchon Formation based on X-ray diffraction data. The line is drawn from the equation by Goldsmith and Graf (1958).

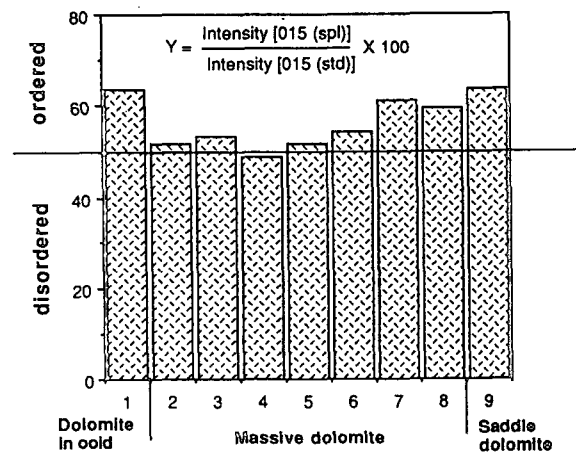


Fig. 7. Ordering of the dolomite in the Pungchon Formation based on X-ray diffraction data. The equation used is from Aharon *et al.* (1976).

괴상 돌로마이트(유형1)는 약 1370-4100ppm, 모틀 형태의 조립질 자형 돌로마이트(유형4c)는 3920-5830 ppm로서 10000

ppm 이하의 그룹에 포함되며, FPC의 역사이를 치환하는 중립질의 자형 돌로마이트(유형2)는 18750-57100 ppm, 모틀 형

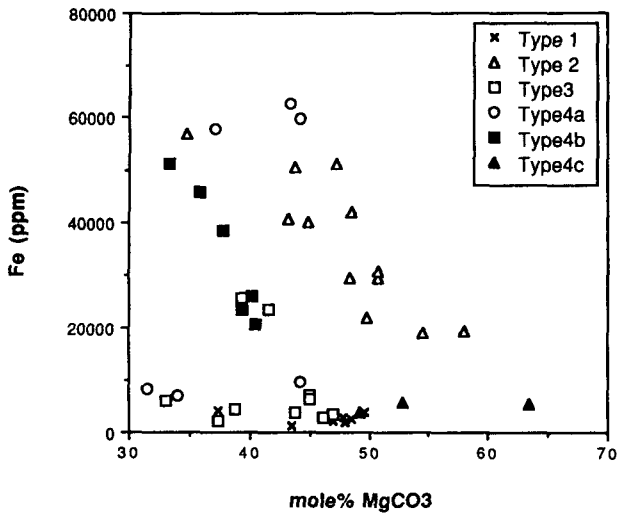


Fig. 8. Scatter diagram of Mg vs. Fe for all the types of the dolomites from microprobe analysis.

태의 CCCR 돌로마이트(유형4b)는 20550-51290 ppm으로 20000 ppm 이상의 그룹에 포함된다. 우이드와 극피류를 치환하는 돌로마이트(유형3)는 2360-25760 ppm, 모틀 형태의 안장형 돌로마이트고질물(유형4a)은 7120-62560 ppm의 범위를 보여주며 위의 두 그룹의 값을 모두 포함하고 있다(그림 8). 따라서 유형1과 유형4c는 상대적으로 철의 성분이 적었던 속성수에 의해, 유형2와 유형4b는 상대적으로 철의 성분이 많았던 속성수에 의해 생성되었음을 알 수 있다. 또한 유형3과 유형4a는 다양한 철의 성분을 가진 속성수에 의해 여러단계에 걸쳐 돌로마이트가 생성되었음을 암시한다. 특히, 유형4b의 경우, 모틀구조를 보이는 안장형 돌로마이트는 주로 10000 ppm 이하의 값을 보이지만, 방해석맥내에서 발견되는 안장형 돌로마이트는 58000 ppm 이상의 매우 높은 철의 함량을 보여준다.

돌로마이트 유형간의 상대적 생성시기와 돌로마이트 결정내에서 결정이 성장함에 따른 철성분의 변화를 알아보기 위하여 주사전자현미경의 BSE하에서 보이는 결정내의 누대구조별로 철의 함량을 분석하였다(그림 9, 그림 5B&E). 유형3은 우이드 중심부의 철성분이 2300-4600 ppm 정도의 매우 낮은 값을 보이지만 결정의 주변부는 약 23000-26000 ppm 정도의 부화된 철의 함량을 보여준다(그림 9). 유형4a의 돌로마이트는 고체 포획물이 많이 존재하는 중심부와 고체포획물이 적은 주변부로 나뉘어 지는데, 중심부분의 철성분은 38000-52000 ppm이고, 테두리부분은 20000-26000 ppm으로 결정내의 중심부에서 바깥부분으로 갈수록 Fe의 함량이 감소함을 볼 수 있다(그림 9 & 그림 5E). 또한 유형2의 돌로마이트 결정은 BSE하에서 5개의 누대구조를 보이며 각각의 누대구조내의 철함량은 매우 다양하게 변화하고 있는데, 중심에서 테두리 부분까지 각각 40510, 57100, 30780, 50620, 19280 ppm으로 외각으로 갈수록 철성분의 증가와 감소가 반복된다. 따라서 이러한 결과는 돌로마이트 결정이 성장함에 따라 속성수내의 철성분이 변화하였음을 의미하며, 이는 속성수내의 산화-환원조건의 변화 혹은 석회암내에서 철을 공급할 수 있었던 물질들의 화학적 반응과 관계가 있었을 것이다. 특히 유형2 돌로마이트의 성장시 최후기의

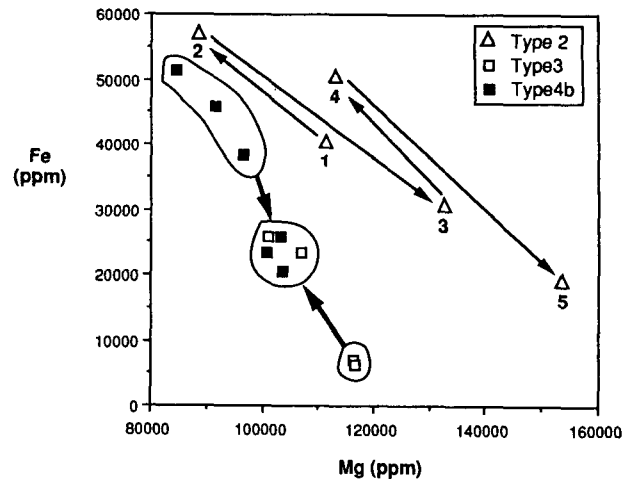


Fig. 9. Scatter diagram of Mg vs. Fe for the dolomites with zoned BSE images from microprobe analysis.

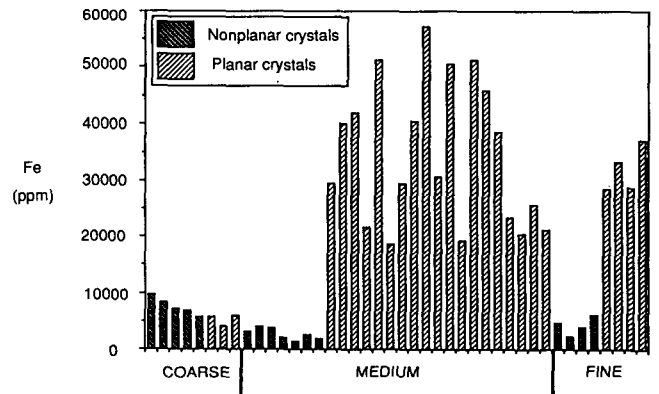


Fig. 10. A diagram showing the relationship between the Fe contents of the dolomites and their crystal size. Fe contents were obtained from microprobe analysis.

철성분과 유형 3 및 유형4b 돌로마이트 후기의 철성분이 약 20000-25000 ppm 정도로 거의 비슷한 값을 보여주는 것은 이 성분이 풍촌층 돌로마이트 생성말기의 속성수의 철함량을 반영하는 것이라 생각된다. 또한 풍촌층이 일부 층준을 제외하고는 거의 순수한 석회질 성분으로 이루어져 있고, 민물성분이 주로 속성작용에 영향을 주었던 민물포화대 속성환경에서는 주위에서 철성분을 공급하는 기원이 적을 경우, 심부매몰환경으로 갈수록 철의 성분이 증가하는 것으로 알려져 있다. 따라서 10000 ppm 이하의 값을 보여주는 유형1, 유형4c와 유형3, 유형4a는 20000 ppm 이상의 철의 함량을 나타내는 다른 유형의 돌로마이트보다 초기에 생성되었을 가능성이 높다. 이러한 결과는 BSE 관찰결과와도 잘 일치하고 있다. 위의 결과를 종합하여 보면 풍촌층 돌로마이트가 생성되기 시작한 초기 생성환경으로부터 성장한 돌로마이트는 10000 ppm 이하의 값을 보여주며, 중기에는 30000-55000 ppm 정도로 다양한 값을 보이다가, 후기에 이르면 20000-25000 ppm의 값을 보이고 있는 것으로 추정된다.

또한 Fe의 값과 돌로마이트 결정의 크기 및 결정의 경계형태(idiotopic vs. xenotopic)와 철의 함량과의 관계를 살펴보면,

조립질 돌로마이트인 경우 철의 함량은 결정의 경계형태와 별 관계를 보이지 않지만, 중립질과 세립질 돌로마이트의 경우 결정의 경계형태가 자형인 돌로마이트가 타형의 돌로마이트보다 훨씬 더 높은 철의 값을 보여준다. 이는 돌로마이트내의 철함량이 결정의 크기 및 결정형태와는 관계없이 속성수의 철함량에 의해서만 조절되었다는 것을 나타낸다.

돌로마이트의 미량원소 성분을 알아보기 위하여 AAS를 이용하여 분석한 결과, 유형1 돌로마이트는 Na를 38-72ppm, 유형2 돌로마이트는 89 ppm, 유형3 돌로마이트는 50-150 ppm, 유형4a 돌로마이트는 75 ppm, 유형4b 돌로마이트는 90 ppm, 유형4c 돌로마이트는 157 ppm 정도로 모든 돌로마이트가 200 ppm 이하의 낮은 값을 보여준다 (그림 11). 또한 Sr의 경우 유형1 돌로마이트는 170-290 ppm, 유형2 돌로마이트는 360 ppm, 유형3 돌로마이트는 270-330 ppm, 유형4a 돌로마이트는 200 ppm, 유형4b 돌로마이트는 290 ppm, 유형4c 돌로마이트는 410 ppm 정도로 모든 돌로마이트가 400 ppm 이하의 낮은 값을 보여준다(그림 11). 일반적으로 현생환경의 조간대 지역에서 발견되는 돌로마이트는 Na과 Sr은 매우 높은 값을 보여주는데 비하여 (Land and Hoops, 1973), 풍촌층 돌로마이트는 낮은 값을 가지고 있다. 이는 돌로마이트가 천해환경의 해수에 의해 생성되었다가 재결정작용에 의하여 낮은 Na와 Sr의 성분으로 변화하였거나 해수와는 다른 속성수의 영향으로 생성되었음을 의미한다. 조직적으로 풍촌층에서 발견되는 돌로마이트 결정들은 대부분이 중립내지 조립질 크기로 나타나며, 이는 이 돌로마이트들이 어느정도 매몰속성환경의 영향을 받은 것으로 생각된다. Mn의 성분을 분석한 결과, 유형1 돌로마이트는 310-500 ppm, 유형2 돌로마이트는 391 ppm, 유형3 돌로마이트는 515-736 ppm, 유형4a 돌로마이트는 984 ppm, 유형4b 돌로마이트는 238 ppm, 유형4c 돌로마이트는 779 ppm 정도로 나타난다(그림 12). Fe의 성분을 분석한 결과, 유형1 돌로마이트는 1580-2730 ppm, 유형2 돌로마이트는 36000 ppm, 유형3 돌로마이트는 6040-7780 ppm, 유형4a 돌로마이트는 5960 ppm, 유형4b 돌로마이트는 25760 ppm, 유형4c 돌로마이트는 4590

ppm 정도로 나타난다(그림 12). 풍촌층 돌로마이트의 Fe의 함량은 EPMA 분석결과와 비슷한 결과를 보여준다. 상대적으로 낮은 Fe 성분을 보이는 유형1, 유형3, 유형4a 및 유형4c 돌로마이트는 각기 약간씩 다른 Mn의 함량을 나타낸다. 유형4a 돌로마이트는 다른 타입들보다 상대적으로 높은 Mn값을 보여주고, 유형1 돌로마이트는 다른 타입들보다 상대적으로 낮은 Mn값을 보여준다. 또한 상대적으로 높은 Fe 성분을 보이는 유형2와 유형4b 돌로마이트는 매우 낮은 Mn의 함량을 나타낸다. 이러한 Fe와 Mn의 분석결과는 풍촌층 돌로마이트가 환원조건이 우세한 매몰환경에서 생성되었다는 사실을 지지해 주고, 또한 각 타입별로 돌로마이트의 지화학적 성분이 구분되는 것은 각각의 돌로마이트를 생성시킨 속성환경의 속성수의 화학성분이 차이가 있었음을 암시한다.

**동위원소분석결과**

탄소동위원소성분은 유형1 돌로마이트가 약 -0.47-0.18% 유형2 돌로마이트는 -0.75% 유형3 돌로마이트는 1.26% 유형4a 돌로마이트는 0.52% 유형4b 돌로마이트는 -0.25% 유형4c 돌로마이트는 1.3% 정도의 값을 보여준다(그림 13). 탄소동위원소는 일반적으로 천해에서 퇴적되는 탄산염퇴적물의 값이 -1.1% 범위내에 분포하며, 이러한 범위는 하부고생대 탄산염퇴적물과 비슷하였을 것으로 생각되고 있다. 따라서 풍촌층 돌로마이트의 탄소동위원소성분도 이와 동일한 범위내에 분포하므로 풍촌층 돌로마이트의 탄소동위원소 성분은 풍촌층 돌로마이트 생성 당시 주변에 분포하던 석회암내의 탄소가 재분배되었음을 알 수 있다.

산소동위원소성분은 유형1 돌로마이트가 약 -11.44-10.00% 유형2 돌로마이트는 -11.29% 유형3 돌로마이트는 -13.22% 유형4a 돌로마이트는 -14.86% 유형4b 돌로마이트는 -15.16% 유형4c 돌로마이트는 -8.89% 정도이다(그림 13). 산소동위원소의 경우 현생 천해환경에서 생성되는 방해석교질물의 값은 해수의 값과 비슷한 0% 정도이며, 현생 돌

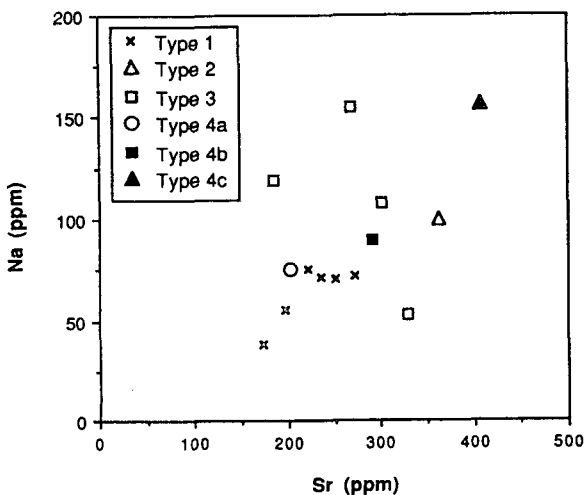


Fig. 11. Scatter diagram of Na vs. Sr for all the types of the dolomites from AAS analysis.

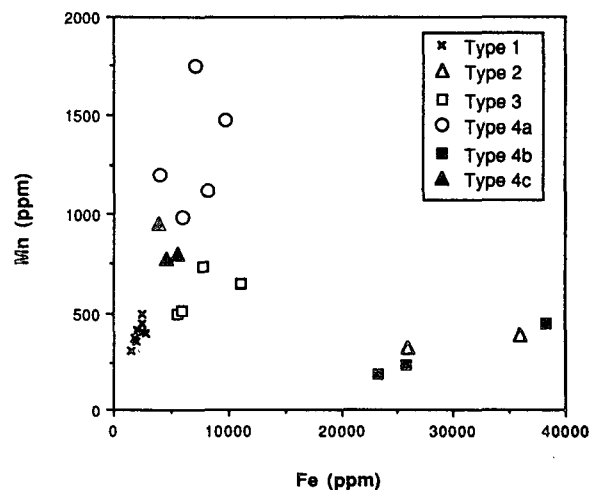


Fig. 12. Scatter diagram of Mn vs. Fe for all the types of the dolomites from AAS analysis.



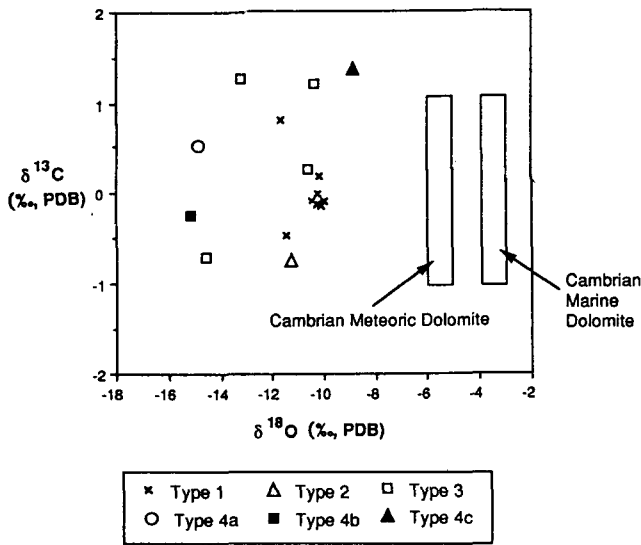


Fig. 13. Scatter diagram of  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  for all the types of the dolomites.

로마이트는 그보다 약 2% 높은 2% 정도의 값을 가진다(McKenzie, 1981; Saller, 1984). 이에 비하여 풍촌층 돌로마이트는 산소동위원소 성분이 매우 고갈된 값을 보여준다. 해수의 산소동위원소 성분은 지질시대가 오래될수록 산소동위원소 성분이 고갈되었을 것이라고 알려져 있으며, Hudson and Anderson(1987)은 캄브리아기 천해에서 생성된 방해석교질물의  $\delta^{18}\text{O}$  값이 -5% 정도이었을 것으로 보고한 바 있다. 그렇다면  $\delta^{18}\text{O}$  값이 -5% 해수로부터 생성된 돌로마이트는 그 값보다 2% 정도 높은 -3% 정도의 값을 보여주었을 것이라고 예측할 수 있다. 또한 캄브리아기의 민물은 동시대의 해수에 비해 산소동위원소 성분이 약 23% 정도 고갈된 값을 보이므로(Yurtsever, 1975), 민물로부터 생성된 방해석의 산소동위원소 성분은 약 -7~-8% 값을 가질 것이다. 따라서 캄브리아기 돌로마이트가 민물기원의 초기 숙성환경에서 생성되었다면, 그 돌로마이트의 산소동위원소 성분은 -5~-6% 값을 갖게 될 것이라고 예측된다(그림 12). 그런데 풍촌층 돌로마이트의 산소동위원소 성분은 이러한 범위의 값들 보다는 훨씬 낮은 값을 보여준다. 이는 풍촌층 돌로마이트가 적어도 지표면 근처가 아닌 매몰숙성환경의 어느정도 높은 온도하에서 생성되었음을 의미한다.

돌로마이트의 산소동위원소 성분은 돌로마이트가 생성된 숙성수의 산소동위원소 성분과 그 생성온도에 영향을 받는다. 따라서 돌로마이트를 생성한 숙성수의 산소동위원소 성분, 돌로마이트의 생성온도 및 돌로마이트의 산소동위원소 성분사이의 관계는 그림 13과 같이 표현될 수 있다. 예를 들면, 그림 13은 유형1 돌로마이트가  $\delta^{18}\text{O} = -2\%$  값을 가진 숙성수에 의해 생성되었다면, 유형1 돌로마이트의 생성온도가 약 90-100°C 정도이었음을 나타낸다. 따라서 풍촌층 돌로마이트가 캄브리아기 시대의 해수에 의해 생성되었다면, 캄브리아기 해수의 산소동위원소 값은  $\delta^{18}\text{O} = -5\%$  이므로 약 63-113°C의 온도하에서 생성되었고, 민물에 의해 생성되었다면, 50-59°C의 온도하에서 생성되었다고 할 수 있다. 따라서 이러한 온도 범위는 풍촌층의

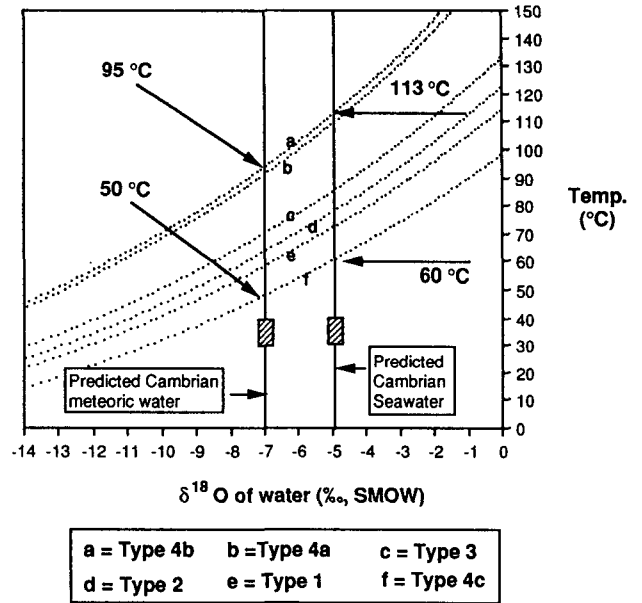


Fig. 14. Diagram showing the relationship between oxygen isotopic composition of water, oxygen isotopic composition of dolomite, and temperature for all the types of the dolomites.

돌로마이트가 지표면에서 해수나 민물에 의해 생성되었다고 간주하기에는 너무 높은 온도의 범위이다. 캄브리아기 당시 천해의 온도는 약 35°C 정도로 추정되며(Hudson and Anderson, 1987), 민물의 온도도 아마도 이와 비슷하였을 것이다. 따라서 풍촌층 돌로마이트의 산소동위원소 성분은 그 기원이 민물이든 바닷물이든 지표면보다는 더 높은 온도하에서 생성되었다. 이는 풍촌층 돌로마이트가 높은 온도하의 매몰환경에서 생성되었다는 것을 의미한다.

풍촌층 돌로마이트를 생성시킨 숙성수의 기원, 혹은 생성시기를 알아보기 위해  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비 분석을 실시하였다. 선캄브리아기 동안 탄산염암의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비는 원생대 해수의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비가 약 25억년간 맨틀의 값과 유사하였으나, 시생대말에 이르러 점차 증가하여 0.7090에 이르게 되었으며, 고생대 초기인 캄브리아기말에는 0.7090 정도로서 이 값은 현재 해수와 함께 지질시대 중 아마도 가장 높은 값이었을 것으로 추정된다(Veizer *et al.*, 1983). 현재 해수의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비는 0.70906으로 전세계에 걸쳐 매우 균일한 값을 보여준다. 일반적으로 해수의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비는 대양저산맥 부근의 열수순환반응(hydrothermal alteration)이나 대양지각의 풍화(submarine weathering)에 의해 그 값이 변화하여 온 것으로 알려져 있다. 즉, 지질시대에 따라 화학적 풍화를 받은 암석의 양과 종류를 석회암의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비의 변화로부터 해석할 수 있다. 보통 대륙지각을 구성하고 있는 암석은 암석내의 Rb의 함량이 높아서 맨틀기원인 대양지각의 암석보다 높은  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비를 보여준다. 풍촌층 돌로마이트의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비 분석 결과는 유형1 돌로마이트가 0.71611-0.71476, 유형2 돌로마이트가 0.71224, 유형3 돌로마이트가 0.71007, 유형4a 돌로마이트가 0.71168으로 이는 풍촌층의 생성시기인 캄브리아기의 해수의 값보다도 높음을 볼 수 있다(그림 15). 따라서 풍촌층 돌로마

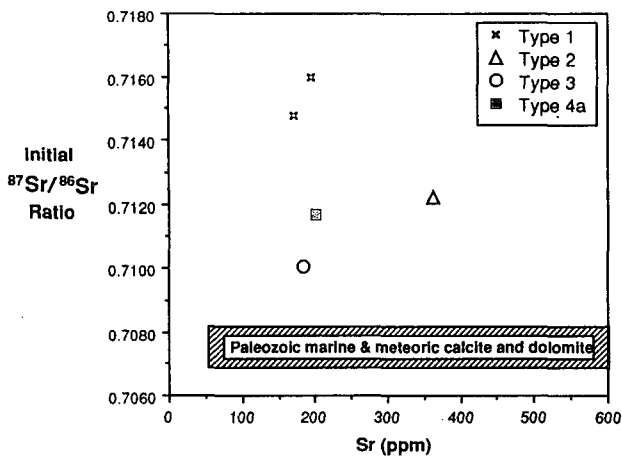


Fig. 15. Scatter diagram of initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio vs. Sr composition for all the types of the dolomites. The range of Paleozoic marine and meteoric calcite and dolomite is from Woo and Moore (in press).

이트가 보이는 높은 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 초기비는 돌로마이트를 만든 속 성수가 민물이나 해수로부터 직접 온 것이 아니라 대륙기원의 암석들과 반응하여 그 화학성분이 어느정도 변화했음을 알 수 있다.

### 토 의

페르시아만이나 바하마제도과 같은 현생환경에서 발견되는 돌로마이트는 보통 세립질이며 Ca 성분이 Mg 성분에 비해 부화되어 있지만 하부고생대에서 발견되는 돌로마이트는 대부분이 스토이키오메트릭하고 오더링이 좋다고 알려져 있다. 풍촌층내에서 발견되는 돌로마이트도 스토이키오메트릭하고 오더링이 좋아, 다른 지역에서 발견되는 하부고생대의 자료와 잘 일치함을 보여준다.

풍촌층 돌로마이트의 조직적 결과를 보면 자형과 타형의 결정형태로 나눌 수가 있는데 타형의 돌로마이트에는 괴상 돌로마이트(유형1), 안장형 돌로마이트(유형4a), 우이드, 조류단괴, 극피류 등을 치환하는 돌로마이트(유형3)가 있으며, 자형의 돌로마이트에는 역들 사이를 치환하는 중립질 자형 돌로마이트(유형2), 모틀형태로 나타나는 CCCR 돌로마이트(유형4b), 그리고 모틀형태로 나타나는 조립질의 자형 돌로마이트(유형4c)가 있다. Gregg and Sibley(1984)에 의하면 타형의 돌로마이트가 자형의 돌로마이트에 비하여 더 높은 온도(>50°C)와 높은 과포화상태에서 생성된다고 하였다. 따라서, 타형의 결정형태를 가지는 돌로마이트와 유형1 돌로마이트, 유형3 돌로마이트와 유형4a 돌로마이트는 50°C 이상의 온도를 가진 매물속성환경에서 생성되었음을 알 수 있다. Radke and Mathis(1980)는 안장형 돌로마이트(saddle dolomite)의 생성온도가 탄화수소(hydrocarbon) 생성단계에 해당하며, 보통 속성작용 말기에 높은 온도(60-150°C)하에서 형성된 것으로 보고하였다. 따라서 풍촌층 안장형 돌로마이트(유형4a)가 이 온도범위의 심부 매물속성환경에서 생성되었다고 가정하면, 유형1 및 유형3 돌로마이트

트도 비슷한 생성환경에서 생성되었다고 생각된다. 왜냐하면, 이들의 산소동위원소 성분이 안장형 돌로마이트와 비슷한 범위의 고갈된 값을 보여주며, Na, Sr, Fe, Mn과 같은 미량원소 성분도 비슷한 범위를 보이기 때문이다.

반면에 자형의 형태를 보이는 유형2, 유형4b 및 유형4c 돌로마이트는 50°C 이하에서 생성되었다고 제안되었지만(Gregg and Sibley, 1984), 이들의 산소동위원소 성분과 미량원소 성분도 타형의 돌로마이트들의 비슷한 범위를 보여주므로 이들도 타형의 돌로마이트와 비슷한 속성환경에서 생성되었음을 암시한다. 하지만 유형2와 유형4b 돌로마이트는 유형4c 및 대부분의 타형의 돌로마이트보다 높은 Fe의 함량을 보여준다. 이는 속성환경의 차이라기 보다는 매물속성환경내의 시기에 따른 속성수내의 Fe 성분의 차이때문이라고 생각된다. 이러한 해석은 EPMA를 이용한 돌로마이트 단결정내의 누대구조간에는 Fe 함량 차이에서 입증되고 있다 (그림 4C, 5B, 5E). 매물속성환경내에서 속성수내의 Fe함량은 변하였으며, 초기에는 돌로마이트가 낮은 Fe 함량(<10000 ppm)을 가지다가 중기에는 높은 값을 보이고 (35000-60000 ppm), 후기에 이르러 20000-30000 ppm 정도의 값을 가지게 된 것으로 생각된다. 하지만 자형의 돌로마이트가 원래부터 높은 철의 함량을 가지고 침전하였는지, 아니면 생성당시에는 낮은 값을 가지고 있다가 후기에 재결정 작용에 의해 높은 값을 가지게 되었는지에 대해서는 아직도 논란의 여지가 남아있다. 아마도 돌로마이트의 BSE에 나타난 조직으로 보아 전자의 해석이 옳았을 가능성이 높은 것으로 생각된다. 그렇다면 돌로마이트의 결정형태가 생성온도에 따라 결정된다는 Sibley and Gregg(1987)의 확설은 재검토되어야 할 것으로 생각된다.

일반적으로 돌로마이트내의 탄소동위원소 성분은 탄소의 공급원을 지시하며, 산소동위원소 성분은 돌로마이트를 침전시킨 속성수의 산소동위원소 성분과 돌로마이트가 침전된 온도를 지시한다. 풍촌층 돌로마이트의 탄소동위원소 값은 현생 탄산염퇴적물의 값과 유사한 범위를 보이며, 이는 돌로마이트내에 있는 탄소가 돌로마이트가 치환했던 석회암내의 탄소로부터 재분배 되었음을 의미한다. 또한 풍촌층 돌로마이트의 낮은 산소동위원소 값(<-10‰)은 이들이 매물속도가 깊어지면 고온의 매물속성환경에서 풍촌층 돌로마이트가 생성되었음을 지시한다. 즉, 돌로마이트의 산소동위원소 성분과, 돌로마이트화 작용을 일으킨 속성수의 산소동위원소 성분, 그리고 돌로마이트의 생성온도와의 관계를 살펴보면, 풍촌층 돌로마이트는 캄브리아기 해수의 성분을 가진 속성수에 의해 생성되었을 경우 그 생성온도는 60-113°C로 추정되며, 캄브리아기 민물의 성분을 가진 속성수에 의해 생성되었다면 50-95°C에서 생성되었을 것으로 추정된다(그림 14). 따라서 이러한 결과는 돌로마이트를 생성시킨 속성수의 기원이 민물이었던지 혹은 바닷물이었던지 풍촌층 돌로마이트가 고온의 매물속성환경에서 생성되었다는 사실을 지지한다.

미량원소 분석결과 풍촌층 돌로마이트는 Sr이나 Na의 경우 200 ppm 이하의 낮은 값을 보여준다 (그림 11). 현생환경에서 해수로부터 침전된 돌로마이트의 Sr 값은 약 620-970 ppm 정도이며 Na 값은 약 1010-3050 ppm 정도로 보고되었다(Land

and Hoops, 1973). 따라서 풍촌층 돌로마이트의 낮은 Sr이나 Na의 함량은 이들이 해수로부터 침전되었다고 보기는 힘들다. 하지만 돌로마이트가 재결정작용을 통하여 낮은 함량을 가지게 되었을 가능성도 완전히 배제하기는 어렵다. Fe나 Mn의 경우 풍촌층 돌로마이트의 대부분이 높은 함량을 보여주기 때문에 환원조건이 우세한 매몰속성환경에서 생성되었음을 알 수 있다. 또한 여러 타입의 돌로마이트들은 각각 구분되어질 수 있는 영역의 Fe와 Mn의 함량을 보여주고 있다. 이는 풍촌층 돌로마이트의 여러 유형들이 매몰속성환경내에서도 여러 단계를 거쳐 생성되었으며, 각 유형의 돌로마이트를 생성시킨 속성수의 성분도 다양했음을 알 수 있다. 또한 돌로마이트의 단결정내에서도 돌로마이트 결정이 성장함에 따라 미량원소의 함량이 변화하는 것은 돌로마이트가 성장하면서 주위 모암으로부터의 Fe 이온의 공급량이 변화하였거나 공극수내의 산화/환원 조건이 변화했음을 나타낸다.

풍촌층 돌로마이트의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비는 0.7101-0.7161의 값을 보이며 이는 캄브리아기 해수의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비(0.7088-0.7092)보다 높은 값을 나타낸다. 이는 돌로마이트를 침전시킨 속성수가 매몰속성환경에 이르기까지 대륙기원의 암석들과 오랜 접촉을 통하여 그 초기비가 이미 변하였던 것으로 생각된다.

## 결론

오더링이 좋으며, 거의 스토이키오메트릭한 풍촌층의 돌로마이트는 조직적으로 다음과 같이 구별된다. 이들은 괴상의 돌로마이트내를 형성하는 조립질 비자형 돌로마이트(유형1), 판상석회질역암(FPC)내에 나타나는 중립질 자형 돌로마이트(유형2), 우이드, 조류단괴 및 극피류를 선택적으로 치환하는 세립 내지 중립질의 비자형 돌로마이트(유형3), 모틀형태로 나타나는 돌로마이트(유형4)이다. 모틀형태로 나타나는 돌로마이트(유형4)는 조립질의 비자형의 안장형 돌로마이트(유형4a), 중립질 자형의 CCCR 돌로마이트(유형4b), 조립질의 자형 돌로마이트(유형4c)이다. 풍촌층의 돌로마이트의 고갈된 산소 동위원소 성분은 이들이 높은 온도하에서 생성되었음을 지지하며, 높은 Mn과 Fe 값은 이들이 생성된 속성환경이 환원환경이었음을 지지한다. 따라서 이러한 결과는 풍촌층 돌로마이트 심부매몰 속성환경에서 생성되었음을 나타낸다. 돌로마이트의 각 타입별로 특징적인 미량원소 성분 범위를 보여주는 것은 돌로마이트의 생성이 오랜시간동안 여러단계를 거치면서 이루어졌으며, 속성수의 성분도 각단계마다 다양했음을 나타낸다. 또한 풍촌층 돌로마이트의 높은  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초기비는 돌로마이트를 만든 속성수가 민물이나 해수로부터 직접 기원된 것이 아니라 대륙기원의 암석들과 많은 접촉을 한 후, 그 성분이 변화되었음을 나타낸다.

## 사사

이 논문은 입성원의 석사논문의 내용을 요약한 것이다. 저자들은 논문제작을 위해 초교 타이핑을 하여준 신영옥과 사진 처리에 협조하여준 지옥미에게 감사한다. 또한 지난 수년동안

동점, 상동, 백산지역의 풍촌층에 대한 주상도 기초자료와 일부 표본들을 채집하여준 강원대학교 지질학과 퇴적암석학반 졸업생들에게도 사의를 표한다.

## 참고문헌

- Aharon, P., Koloney, Y., and Sass, E., 1977, Recent hot brine dolomitization in the "Solar lake" gulf of Elat, isotopic, chemical, and mineralogical study. *Journal of Geology*, 85, 27-48.
- Badiozamani, K., 1973, The dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 965-984.
- Bathurst, R. G. C., 1975, Carbonate Sediments and Their Diagenesis. 2nd ed., Development in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam, 658p.
- Caballo, J. D. Land, L. S., and Miser, D. E., 1987, Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 153-163.
- Dunham, J. B. and Olson, E. R., 1978, Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeocline in Nevada. *Geology*, 6, 556-559.
- Folk, R. L. and Land, L. S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petrologists Bulletin*, 59, 60-68.
- Friedman, G. M., 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 643-655.
- Goldschmidt, J. R. and Graf, D. F., 1958, Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal of Geology*, 66, 678-693.
- Gregg, J. M. and Sibley, K. F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 908-931.
- Gregg, J. M. and Sibley, K. F., 1987, Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 967-975.
- Hardie, L., 1987, Dolomitization: A critical view of some current view. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 166-183.
- Hsü K. J. and Siegenthaler, C., 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12, 11-25.
- Hudson, J. D. and Anderson, T. F., 1989, Ocean temperatures and isotopic compositions through time. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 80, 183-192.
- Humphrey, J. D. and Quinn, T. M., 1989, Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of plate-margin carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 438-454.
- Illing, L. V., 1959, Deposition and diagenesis of some upper Paleozoic carbonate sediments in Western Canada. Fifth World Petrological Congress, New York, Proceeding Section, 1, 23-52.
- Jordy, R. L., 1969, Growth and dolomitization of Silurian Reefs, St. Clair County, Michigan. *American Association of Petrologists Bulletin*, 53, 957-981.
- Land, L. S., 1985, The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
- Land, L. S. and Hoops, G. K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 614-617.

- Lumsden, D. N., 1979, Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 429-436.
- Machel, H. G., 1984, Facies and dolomitization of the Upper Devonian Nisku Formation in the Brazeau, Pembina and Bigoray areas, Alberta, Canada. In: Carbonate in Subsurface and outcrop, Canadian Society of Petroleum Geology Core Conference, 191-224.
- Machel, H. G., 1988, Fluid flow direction during dolomite formation as deduced from trace element trends, In: V. Shukla and P. A. Baker (editors), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 43, 115-125.
- Machel, H. G. and Anderson, J. H., 1989, Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 891-911.
- Machel, H. G. and Mountjoy, E. W., 1986, Chemistry and environments of dolomitization-A reappraisal. *Earth-Science Review*, 23, 175-222.
- Mckenzie, J., 1981, Jolocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abudhabi, U. A. E. : A stable isotopic study. *Journal of Geology*, 89, 185-198.
- Mattes, B. W. and Mountjoy, E. W., 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette builtup, Jasper National Park, Alberta, In: D. H. Anger, J. B. Dunham, and R. S. Ethington (editors), Concepts and Models of Dolomitization, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 28, 259-297.
- Park, B. K. and Woo, K. S., 1986, Carbon and oxygen isotopes of the Pungchon Limestone, Joseon Supergroup, Korea. *Journal of Geological Society of Korea*, 22, 40-52.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 12, 217-220.
- Saller, A. H., 1984, Petrologic and geochemical constrains on the origin of subsurface dolomite, Emewetak Atoll :an example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, 12, 217-220.
- Simms, M., 1984, Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Society*, 34, 411-420.
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N. and Schidlowski, M., 1983,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in late Proterozoic carbonates: Evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 905-914.
- Woo, K. S., 1989, Carbonate diagenesis of the skeletal and non-skeletal components of the Choseon Supergroup, Taebaeg City, Korea: 1. Textural results. *Journal of Geological Society of Korea*, 25, 429-450.
- Woo, K. S. and Choi, S. J., 1993a, Diagenetic history of the Mungok Formation near Machari area, Yongweol, Kangweondo, Korea. *Journal of the Korean Society of Petroleum Geology*, 1, 1-13.
- Woo, K. S. and Choi, S. J., 1993b, Diagenetic histories of the Yeongheung Formation near Machari area, Yeongweol, Kangweondo, Korea. *Journal of Geological Society of Korea*, 29, 375-386.
- Woo, K. S. and Moore, C. H., in press, Burial dolomitization and dedolomitization of the Late Cambrian Wagok Formation, Yongweol, Kangweondo, Korea, *Carbonates and Evaporites*.
- Woo, K. S. and Park, B. K., 1989, Depositional environments and diagenesis of the carbonate rocks, Choseon Supergroup: past, present, and future; the state of the art. *Journal of Geological Society of Korea*, 25, 347-363.
- Ward, W. C. and Halley, R. B., 1985, Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 407-420.
- Yurtsever, U., 1975, Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Report section of Isotope Hydrology, IAEA, 40p.

---

1994년 6월 2일 접수