

## 東洋滑石鑛床에서 產出되는 滑石에 대한 鑛物化學的 및 成因的 研究

文 熙 壽\* · 金 星 泰\*

### The Origin and Mineralogy of the Dongyang Talc Deposit

Hi-soo Moon\*, Seong Tae Kim\*

**Abstract** : Talc deposit of pipe-like form occurs in the lower part of the Hyangsanri Dolomite with a strike of N40-50 E and a dip of 40-50 NW which is one formation of the Ogcheon Super Group. The pipe-like ore body plunge at about 40° to the west and are parallel to the lineation developed in the area.

Structural formulae of talcs occurred in this deposit are close to the ideal composition  $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$  showing limited deviation from ideal one. Substitution of Al for Si in tetrahedral site is of little or nothing ranging 0-0.04 and octahedral occupancy is close to six ranging 5.88-5.98 atoms per unit cell. Predominant octahedral cation is Mg and proportion of divalent cations is generally over 97percent.

Calcite-dolomite thermometry is obtained by determining the mol %  $MgCO_3$  using of EPMA and XRD methods. The peak metamorphic temperature can be estimated at  $470 \pm 30^\circ C$  in the area whereas carbonates occurred at near talc ore show lower temperature than  $400^\circ C$  that the calcite solvus limit is not well established. It indicates that the talc deposit was formed at the lower temperature than the metamorphic temperature. Consequently, the formation of talc by metamorphism is questionable and the alteration zone developed around the talc ore is very limited. The occurrence of talc ore in the dolomite as well as mineralogy, calcite-dolomite geothermometry, chlorite geothermometry, field and microscopic evidence suggest that siliceous ascending hydrothermal solution along the fracture is responsible for the formation of talc. It was considered that the slight fracturing of dolomite was formed by deformation prior to the mineralization.

#### 序言

東洋滑石鑛床은 1932년 개발에 착수한 國內 滑石鑛床을 대표하는 광상으로서 國內 여러 학자들에 의하여 地質 및 鑛床學的인 研究가 수행되었으나 探鑛測面에서의 觀點이 강조 되었다. 金玉準 등(1963)은 鑛體의 上下盤

에 各設압질岩脈의 分布를 밝히고 矽酸광상이 各設압질 암과 成因的으로 밀접한 관계가 있음을 보고한 바 있으며, 이들 岩脈 또한 광체와의 접촉부에서는 滑石化 되어있는 것을 보고하고, 향산리돌로마이트내에서 광체의 胚胎層準을 규명하였다. 朴喜寅 및 金起泰(1966)은 本域에서 變成噴出岩類의 존재를 기재하고, 광상의 형성이 構造的인 規制를 받아 습곡면에 평행한 pipe상으로 산출되며, hornblende spessartite의 잔류용액이거나 comagmatic한 용액에 의하여 형성되었을 가능성을 제

\*연세대학교(Dept. of Geology Yonsei Univ. Seoul, 120-749, Korea)

시하였다. 그후 Reedman等(1973)은 광상의 성인을 廣域變成作用으로 생각하였고, 주라기의 화강섬록암복합체의 생성시 활석형성에 필요한 물의 添加에 따라 변질이 가능하였을 것으로 보고하였다. 最近 광체를 형성한 母岩에 대한 연구결과 (이종혁, 1987)에서는 母岩은 치밀고회질석회암과 綠泥石片岩이며 활석은 遠熱水作用에 의하여 형성되었을 가능성을 보고하였다. 이 외에도 동양활석광상의 형성과 밀접한 관계를 갖는 돌로마이트, 각석암 및 녹니석편암에 대한 地化學的 研究結果 (박찬영 및 전효택, 1988) 각석암 및 일부 녹니석편암은 火成起原인 ortho-amphibolite이며, 돌로마이트의 O와 C에 대한 安定同位元素연구결과 이를 堆積起源으로 기재하고, 本 鑛床은 광역변성작용시 교대작용에 의한 형성가능성을 시사하였다.

이처럼 본 광상에 대한 성인의 연구결과를 연구자마다 서로 차이가 있다. 특히 鑛石鑛物에 대한 광물학적 또는 광물화학적 기체가 微微한 상태로서, 鑛石鑛物 및 母岩의 광물화학적 특징을 기재하고 이를 기초로 本 鑛床의 成因을 고찰하는데 본 연구의 목적이 있다.

**鑛床附近의 一般地質**

本域은 아직 그 層序가 확립되지 못하고 있다. 황강

리도폭 조사시(이민성 및 박봉순; 1965) 下位로부터 時代未詳의 계명산층, 향산리돌로마이트, 대향산규암 및 문주리층 으로 명명, 보고된 후 여러학자들(김옥준, 1970; 이대성, 1974; Reedman et al., 1965; 최위찬 및 김동학, 1981; 이종혁, 1986; 나기창, 1986 등)의 연구가 있었으나 層序의 區分 및 時代에 대한 견해가 각기 달랐다. 鑛床 附近에서는 鑛體를 胚胎한 향산리돌로마이트를 上-下位로 대향산규암과 계명산층이 각기 분포된다. 여기서는 이대성(1974)의 層序를 인용하여, 下部의 계명산층으로부터 대향산규암 및 향산리돌로마이트를 약술하겠다(Fig. 1). 계명산층은 광산 북서부 일원에 넓게 分布되어지며, 주로 흑운모-석영편암, 각석석-편암, 백운모-석영편암으로 구성되며 결정질석회암이 협재된다. 本層 또한 層序상의 異이 있어 자철석을 함유한 편암의 分布地는 옥천누층군에서 제외시켜야 된다고 보고있다(나기창, 1980). 하여튼 계명산층은 本域에서 향산리돌로마이트층과 衝上斷層에 의하여 接해서 外見上으로 上位에 위치하는 것으로 보인다. 대향산규암층은 향산리돌로마이트와 접하며, 上位인 규암층은 백색 내지 유백색의 규암으로서, 층리의 주향 및 경사는 광상부근에서 대체로 N40°-50°E 및 50°NW 내외로서 돌로마이트층의 주향 및 경사와 일치된다. 물론 지층의 주향 및 경사는 小褶曲에 의하여 국부적으로 변

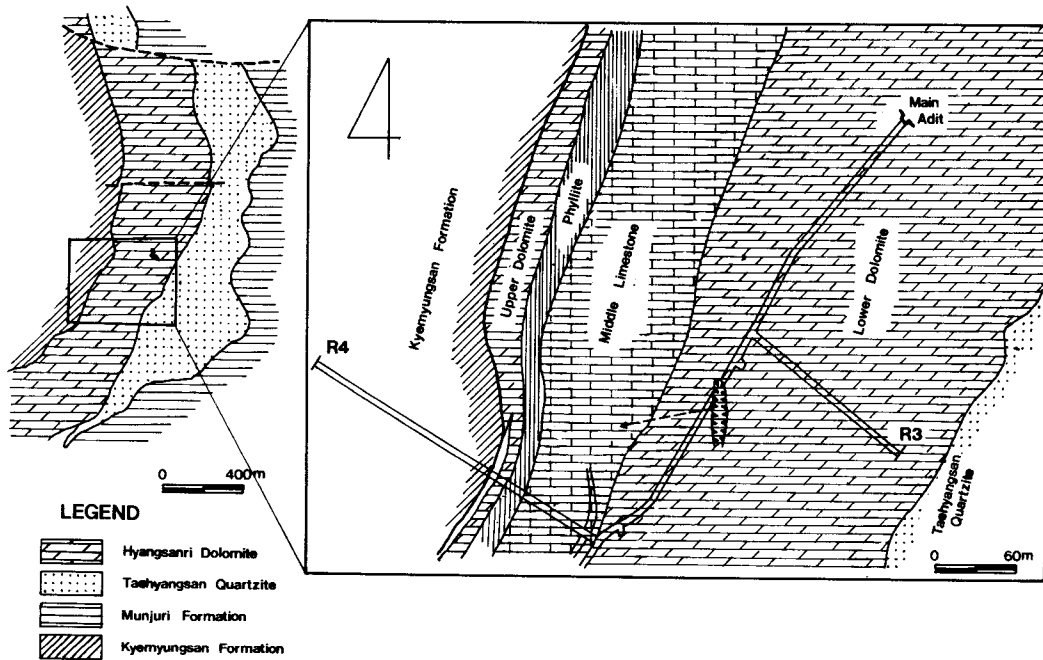


Fig. 1 Geologic map of the Dongyang talc deposit.

화되기도 한다. 鑛體는 향산리돌로마이트에 胚胎되며 광산의 R3 및 R4坑에서 측정한 本層의 두께는 약340m 이나 層厚는 이곳으로부터 本域의 南·北端으로 가면서 팽축을 보이나 그 변화폭은 그리 심하지 않다. 김옥준 등(1953)에 의하면 本層의 層厚는 광상부근에서 280—408m의 변화범위를 보이는 것으로 기재하고 있다.

향산리돌로마이트에서 세단계의 線構造 L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub> 및 L<sub>3</sub>를 기재하고 있는데(Reedman et al., 1975), 이 중 L<sub>1</sub> 및 L<sub>2</sub>는 S80°—5°W의 방향과 40°W plunge하고 있다. 대향산규암과의 접촉부에서는 녹니석편암과 접하며, 上位로 가면서 돌로마이트, 縞狀桃色石灰岩과 薄層의 백색돌로마이트의 交互帶, 석회질천매암 및 회색석회암이 오고 계명산층의 흑운모석영편암과 접한다. 향산리돌로마이트와 계명산층과의 접촉부에 분포된 석영편암에서 mylonitic texture가 잘 관찰된다. 이로 미루어보아 계명산층과 향산리돌로마이트와는 단층의 관계를 보이는 것으로 여겨진다. 本域에서는 이상의 옥천층 외에 성질이 다른 변성염기성암이 분포된다. 이들의 생성시기는 서로다른 두시기로서 前期의 변성염기성암류는 향산리돌로마이트층에 거의 평행하게 분포되어지는 녹니석편 암류이다(과거 각섬질암맥으로 기재된 층임). 李鍾革(1986)은 이를 火山性噴出岩類의 變質物로 보았으며 그 생성시기는 돌로마이트의 생성시기와 같게 보고 있다. 박찬영 및 진효택(1988)의 地化學的 연구결과도 화산성기원을 갖는 岩類의 變質산물로 보고하고 있다. 이들 岩類는 활석 형성시 변질을 받아 국부적으로 활석화 되어, 작은 차이이기는 하나 Fe가 상대적으로 높은 활석을 형성하기도 하나 그 변질된 범위는 매우 좁다. 後期의 관입암류는 각섬암맥으로서 거의 변질을 받지 않으며 향산리돌로마이트나 녹니석편암의 층리면이나 배사의 頂部를따라 관입된 양상을 보이며 혹은 이를 자르며 산출된다(박희인 및 김기태, 1966). 이들은 변질된 양상으로보아 곳에 따라 광체형성시기 이전에 관입된 것으로 보이기도 하나 대부분은 광화작용 이후에 관입된 암맥류로 여겨진다. 이들 角閃岩의 構成鑛物은 普通角閃石이 주이며 소량의 사장석, ilmenite 및 석영이다. 이외에도 소규모의 황반암맥, 석영맥 및 방해석맥이 관입하고 있다.

### 鑛床概要 및 母岩의 鑛物組成

#### 鑛床概要

鑛體는 나누골, 돈대미, 신흥 본항, 중원 및 조선광체의 6개 광체에서 개발되었거나 개발이 진행되고 있으며, 이들 鑛體는 향산리돌로마이트 중 대향산규암과의 경계부로부터 약40—80m(주로 60m지점) 지점의 돌로

마이트내에 胚胎되어진다. 上記한 6개의 鑛體는 거의 향산리돌로마이트의 同一層準을 따라 산출되나, 지표에서 수평방향으로는 尖滅되어 연속되지 못하고 경사방향으로 발달되어, 鑛體는 크게보면 pipe상으로 線構造方向에 평행하게 서쪽으로 40°경사하여 산출된다. 활석광체가 胚胎되어 있는 곳에서는 대체로 배사습곡의 頂部에 해당되며 배사습곡의 축과 평행한 소습곡의 발달이 매우 우세하다(朴喜寅 및 金起寅, 1966; Reedman et al., 1973). 이들 중 하부발달이 좋은 광체는 중원광체 및 신흥광체이다. 本鑛床은 모든 主鑛體의 產出狀態가 매우 유사하므로 本坑 및 新興脈을 중심으로 本調査結果와 박희인 및 김기태(1966)의 調査結果를 종합간략히 소개하기로 한다. 採鑛可能한 高品位鑛體는 前述한 바와같이 下部 돌로마이트層準에 胚胎된다. 신흥맥을 본항맥은 인접하여 산출되며 8-level에서 着脈되며 28-level까지는 연장되고 있다. 이들의 富鑛體의 방향은 S80°—82°W 이며 경사는 40°W 로 線構造方向 즉, 습곡축의 경사방향과 일치한다. 鑛體의 下盤은 돌로마이트와 녹니석편암이 분포되나, 일반적으로 녹니석편암의 直上位에 활석광체가 부존되는 경우가 더 흔하다. 광체의 形態는 불규칙한 렌즈상으로서 배사축의 頂部를 중심으로 팽창되는 경향을 보이며 左右로 가면서 尖滅된다. 28-level에서보면(Fig. 3) 광체는 주로 후기의 NW系 소규모단층에 의하여 짧은거리의 이동이 관찰되고, 滑石鑛體와 돌로마이트와의 경계가 비교적 명확하다. 30-4 중단 level 에서는 돌로마이트內에 狹在된 녹니석편암류의 변질에 의하여 滑石化된 部分이 관찰되는데, 이 역시 비교적 명확한 경계를 가지며, 境界面에 나타난 小規模 裂隙을 따라서 滑石化가 진행되는 양상은 돌로마이트와 활석의 경계부에서 관찰되는 결과와 일치된다. 특히 滑石鑛體주위에 分布되는 녹니석편암중 脂肪感을 갖는 低品位 滑石鑛體에서는 극히 소량만이 활석으로 변질되었고 대부분이 Mg 함량이 높은 Septechlorite로 변질되어 있다. 본항맥은 16-level에 이르면서(-363m)尖滅되는데, 鑛體의 下端으로는 석영의 함유비가 증가되며 상대적으로 활석의 함유비가 감소된다. 27-level에서는 滑石鑛體는 확인되지 않으나 硅化帶가 鑛體 연장방향으로 계속되고 있다. 그러나 본항맥의 북쪽에 위치한 중원맥은 29-level에서 尖滅되나 바로 南端에 隣接되는 同一水準에서 새로운 鑛體가 시작된다. 이와같이 下部發達은 팽축이 되면서 연장된다. 鑛體周圍는 石英含有비가 增大되는데 이는 硅化作用에 의한것으로 보이며 深度가 증가 할수록 규화대의 규모는 커지는 경향을 보인다. 變質鑛物으로는 양기석 및 투각섬석이 발견되는데, 신흥맥의 경우 上部는 이의 濃集部位가 드물게 발견되나 28-level에 이르면 광체주위에

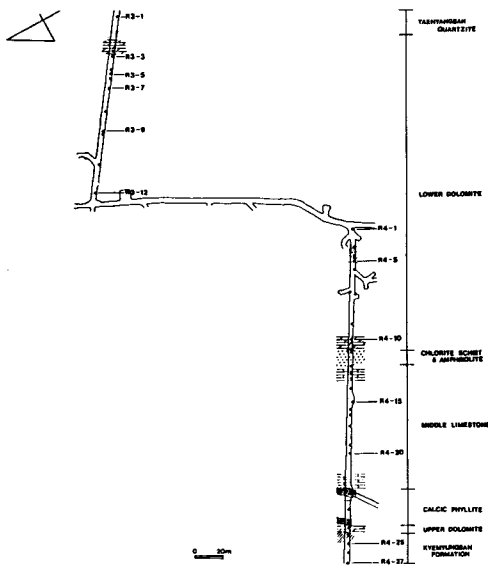


Fig. 2 Geologic map of R3- and R4-adit showing sampling sites.

양기석과 활석의 농집부위가 1m이상에 이르기에도 하며 상대적으로 산출빈도 및 규모가 증가한다.

하누골 鑛體에서는 밝은紅色을 띠는 硬石膏가 滑石에 狹在 되는데, 28-level에서 확인된 경석고는 약 40-50 cm의 幅으로서 활석과는 비교적 명확한 경계를 갖고

산출된다. 이들 경석고는 다른 鑛體에서는 매우 드물게 各個 結晶으로 滑石鑛體에서 산출되나 하누골처럼 큰 규모의 산출은 기재되지 않는다.

광상의 모양의 광물조성 및 배태층준규명을 위해 향산 리돌로마이트를 거의 수직방향으로 개설된 R-3 및 R-4 향도에서 향산리돌로마이트 전층준의 시료를 채취하였으며 (Fig. 2), 광체주위의 변질대 및 심도변화에 따른 광화작용의 변화등을 규명하고자 광체의 하부발달이 양호한 신흥맥하부의 28-변향도 및 30-변 중단향도에서 광체탐사를 위해 광업소측에 의해 수행된 시추코아로부터 광석광물 및 모양의 시료를 채취하였다(Fig. 3 및 4). 이밖에 채취된 지표시료들은 내용의 간략함을 위하여 생략한다.

母岩의 鑛物組成

박희인 및 김기태(1966)는 향산리돌로마이트를 下部로부터 돌로마이트(D1), 灰色石灰岩(L1), 桃色結晶質石灰岩(L2), 돌로마이트(D2), 桃色結晶質石灰岩(L3), 石灰質千枚岩(Ph) 및 돌로마이트(D3)로 세분하였는데, 본 연구에서는 R3- 및 R4-향에서 관찰한 결과를 기초로, 회색석회암(L1)은 斷續的인 產出狀을 보이고 돌로마이트(D2)는 層厚가 얇을뿐 아니라 數條가 도색결정질석회암에 반복 협재되므로 기재의 편의상 이를 묶어 다음과 같이 하부로 부터 1) 하부돌로마이트와 2) 중부도색결정질석회암 3) 석회질천매암 및 4) 상부돌로

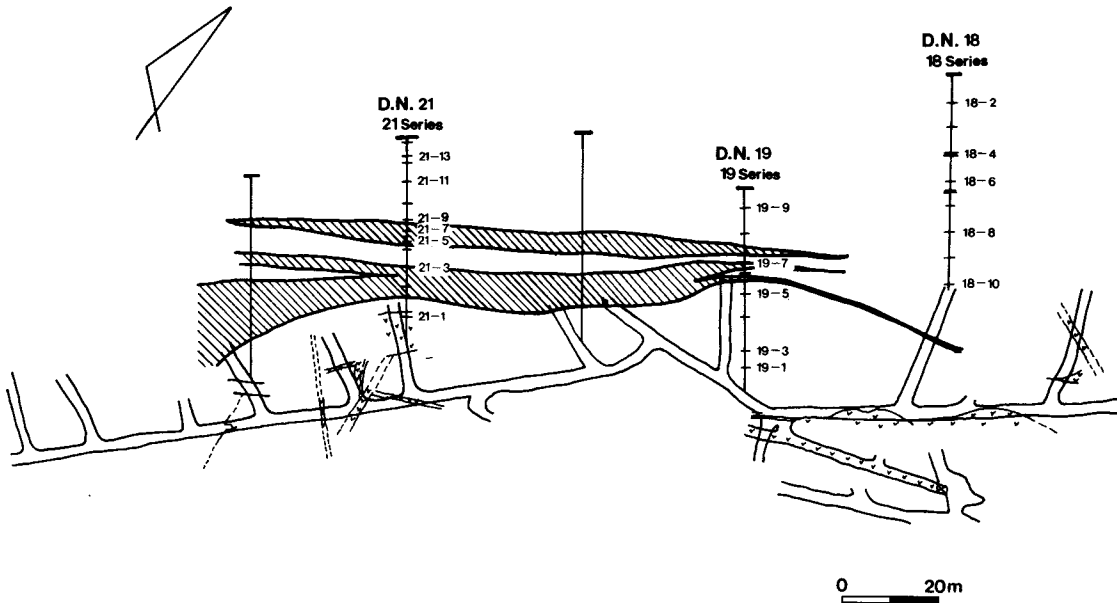


Fig. 4 Geologic map of portion of a 30-middle level showing drilling hole and sampling sites, Dongyang talc deposit. Symbols are the same as those used in Fig. 3.

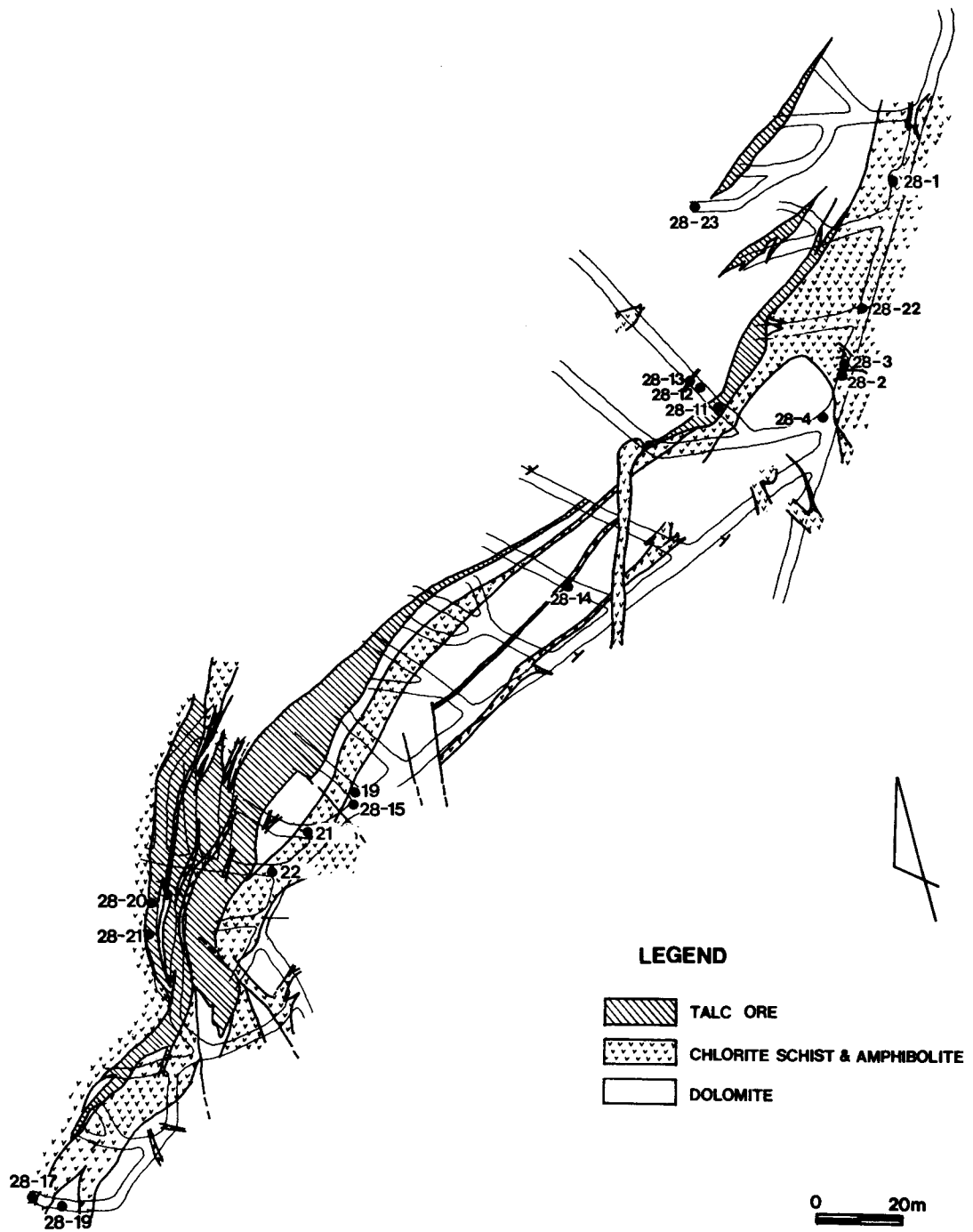


Fig. 3 Geologic map of portion of a 28-level showing sampling sites, Dongyang talc deposit.

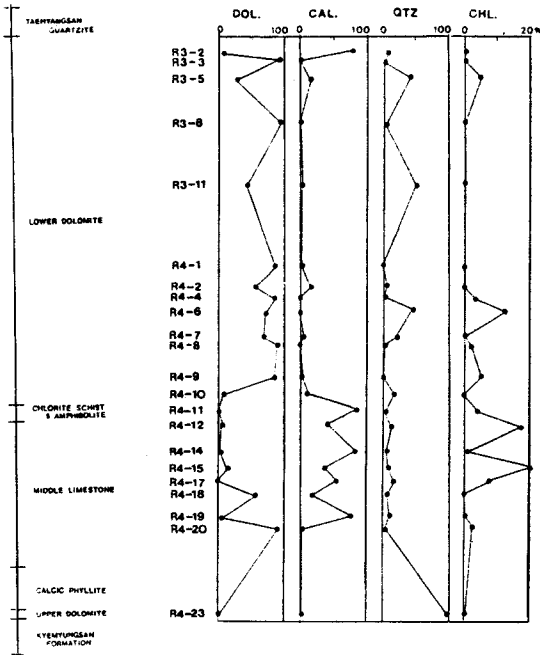


Fig. 5 Semi-quantitative variations of calcite, dolomite, chlorite and quartz from bottom to top of the Hyangsanri Dolomite at Dongyang talc deposit. The mineral contents were determined by XRD method.

마이트로 4구분하였다(Fig. 1참고). 母岩인 돌로마이트는 일반적으로 再結晶作用에 의해 모든 粗粒質로 構成되는 것이 대부분이나, 특히 활석과의 경계부나 소규

모 裂隙을 따라 滑石化된 주변부가 원래의 입도보다는 훨씬 큰결정으로 再結晶화된 것을 薄片上에서 흔히 관찰할 수 있었다. 향산리돌로마이트層의 鑛物組成을 X-선회折分析方法에 의한 半定量結果는 Fig. 5와같다. 시료번호 R3-2에서 R4-2이 下部돌로마이트層으로 돌로마이트의 組成이 78-98%로서 돌로마이트 조성비가 매우 높으므로 R3-11은 薄層의 硅質物질을 狹在한 層準의 시료로서 석영함량이 매우높다. 특히 각섬암 주변의 鑛化作用을 微弱하게 받은 R4-12에서 부터는 中部桃色結晶質石灰岩帶로서 紅色의 석회암과 薄層의 녹니석편암이 交互되어 産山되기도 하고 일정한 두께로(수 m의 폭으로) 桃色の 석회암이 산출된다. 本帶에서 적어도 8매의 돌로마이트層이 狹在되고 있으며, 돌로마이트는 주로 暗灰色을 띤다. Table 1의 R4-12에서부터 이 구간에 산출되는 시료의 광물조성은 방해석 함량이 대부분의 경우 80%이상 된다. 薄層의 녹니석편암과 交互되는 곳에서는(R4-1이나 R4-15) 녹니석의 함량의 거의 20%에 이른다. 이상의 결과는 鑛化作用이 微弱한 향산리돌로마이트 全層을 관찰할 수 있는 R3 및 R4항에서 全區間에 걸쳐 授取된 시료의 결과로써, 鑛化作用이 잘 진행된 28번 항도에서 鑛體에 隣接한 시료를 採取하여 이와 비교검토 하였다. 滑石化되지 않은 돌로마이트의 組織은 認知할 만한 변화는 없었으나, 일반적으로 深部에서 채취된 시료의 경우는 보다 粗粒質로 再結晶된 양상을 나타내 주었다. 上部 및 下部에서 채취된 시료의 化學造成變化를 規明하기 위해 各個 돌로마이트 및 방해석 결정의 EPMA의 분석을 시행하였다. 分析結果는 Table 1과 같으며 이들의 化學組成上的 變化幅은 그리

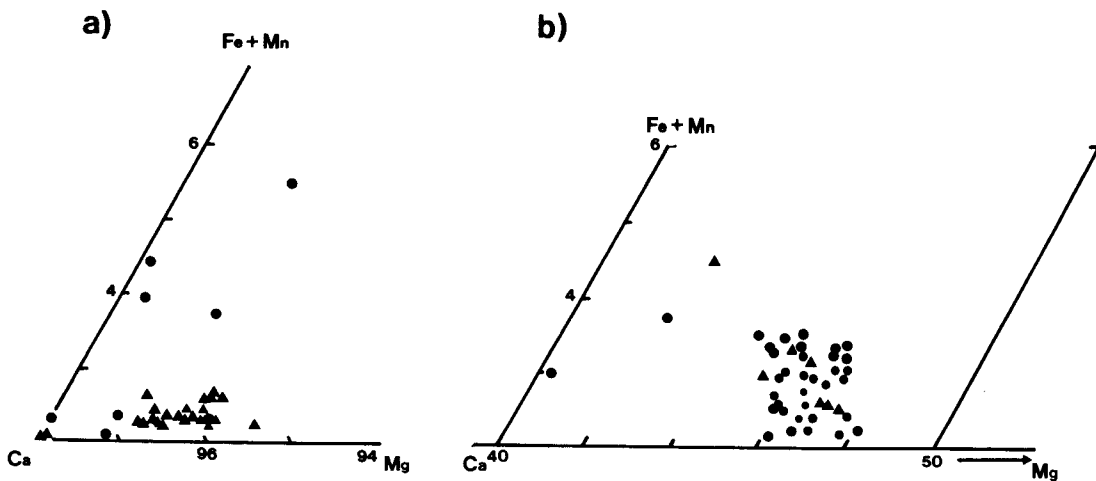


Fig. 6 Carbonates in the Hyangsanri Dolomite plotted in the triangular diagram of  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-(Fe+Mn)CO}_3$ . a : calcite and b : dolomite. (Black circles represent samples from R3 and R4 adit and triangles represent samples from 30-4 level.)



크지 않으나 몇가지 흥미있는 결과를 보여준다. Ca, Mg, Fe, Mn의 분석결과, 방해석에서 Ca의 몰비는 95%이고 돌로마이트의 경우 Ca의 몰비는 50-55%의 범위에 온다(Fig. 6). 특히 돌로마이트의 化學組成中 Ca/Mg 比가 層內에서 변화의 幅이 크지 않은 점은 이들의 생성이 熱水變質作用이나 廣域變成作用에 의한 돌로마이트化作用에 의한 것이 아닌 堆積起原의 돌로마이트임을 제시하는데, 이는 이미 報告된 결과(박희인 및 김기태, 1966; 이종혁, 1986)와 일치된다. 또 한가지 흥미있는 사실은 滑石鑛體內 및 鑛體 周圍의 활석이나 돌로마이트에 함유된 방해석일수록 Ca몰비가 상대적으로 더욱 높은 경향을 보인다는 점이다. 다른 한가지 鑛物組成上의 變化中 흥미있는 사실은 上部 광체 주변(R3 및 R4層)에서는 녹니석과 흑운모의 존재가 흔한데 下部 鑛體周圍(28 level)의 돌로마이트에서는 투감섬석과 금운모(phlogopite)가 상대적으로 흔히 존재한다는 것

이다. 이는 深部로 가면서 투감섬석과 녹니석의 상대적인 양적 증가와 함께 중요한 의미가 있다. 특히 28 level에서 관찰된 금운모는 MgO의 함량이 약28%이고 FeO(Total)의 함량이 10%미만으로서(Table 2) 이들이 돌로마이트 기원임을 시사한다. 이는 trioctahedral 雲母로서 dioctahedral 雲母類에 비하여 熱的安定領域이 高溫 쪽으로 가는 것을 생각할 때, 深部로 가면서 온도 증가를 시사하는 증거로 여겨진다.

그러나 上記한 매우 흥미있는 雲母類의 鑛物組成上의 변화는 돌로마이트中에 少量으로 함유된 副成分鑛物에 기인하는 것이므로 자세한 현미경관찰이나 EPMA 분석결과로서만 관찰이 가능하다. 녹니석은 本層準의 上下位를 막론하고 매우 흔히 관찰된다. 녹니석은 대부분 clinocllore 및 penninite로서, 鑛體와의 거리에 따라 分布樣相의 차이를 보이는데, 일반적으로 鑛體周圍에서는 penninite가 우세한 분포양상을 보인다(Table 3 및

Table 2 Electron microprobe analyse of phlogopites.

Sample	R 4 - 12 (2)	R 4 - 15	28 - 2
SiO <sub>2</sub>	39.33	40.65	38.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.65	16.87	16.94
FeO*	7.29	4.81	3.64
MgO	19.33	19.45	24.66
CaO	0.34	0.12	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.12	0.05
K <sub>2</sub> O	8.85	8.74	7.37
MnO	0.10	0.00	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.47	0.05
Total	92.55	91.23	91.27
Number of ions on the bases of 22 oxygen			
Si	5.766	5.936	5.575
Al	2.234	2.064	2.425
Tot. tet. **	8.000	8.000	8.000
Al	0.643	0.840	0.474
Ti	0.068	0.051	0.005
Fe	0.893	0.587	0.441
Mn	0.012	0.000	0.003
Mg	4.224	4.235	5.336
Tot. oct. **	5.840	5.713	6.256

\* All iron reported as FeO

\*\* Total number of cations in tetrahedral and octahedral site.



Table 3 Electron microprobe analyses of chlorites.

Sample	R 4-1		R 4-5		R 4-16		R 4-28-1		18-10		19-2		21-1		21-3		21-5			21-11		28-2		28-25		
	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	4	5	1	1	2	1	2	
SiO <sub>2</sub>	27.56	27.91	29.94	27.11	32.90	27.77	28.54	27.92	30.02	29.75	30.41	29.75	30.41	29.75	30.02	29.75	30.41	29.75	30.41	29.75	30.41	32.48	33.76	34.30	27.01	26.67
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	0.07	0.11	0.06	0.01	0.22	0.00	0.22	0.00	0.06	0.01	0.22	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.03	0.21	0.05	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.89	21.23	21.37	21.02	16.75	20.37	17.44	20.73	20.71	20.35	18.49	20.65	18.49	20.65	20.71	20.35	18.49	20.65	18.49	20.65	17.79	15.86	15.95	18.30	18.25	
FeO*	8.74	9.78	2.11	13.86	1.60	10.81	23.56	8.52	2.65	2.65	2.45	2.48	2.45	2.48	2.65	2.65	2.45	2.48	2.45	2.77	3.34	5.58	5.13	24.22	22.32	
MnO	0.00	0.02	0.10	0.01	0.11	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.09	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	25.90	25.62	30.97	22.61	31.65	25.24	15.99	26.18	30.11	30.38	29.81	30.63	29.81	30.63	30.11	30.38	29.81	30.63	29.81	30.63	29.42	29.33	28.87	15.76	16.93	
CaO	0.02	0.02	0.10	0.05	0.11	0.00	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.19	0.15	0.15	0.02	0.00	
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.17	0.01	0.17	0.01	0.00	0.00	0.17	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
Total	84.20	84.63	84.51	84.03	84.03	84.22	86.64	84.45	83.59	83.18	81.66	83.60	81.66	83.60	83.59	83.18	81.66	83.60	83.61	83.61	83.26	84.83	85.25	85.84	84.85	
Number of cations calculated on the base of O <sub>28</sub> formula unit.																										
Si	5.643	5.591	5.754	5.543	6.393	5.623	6.036	5.633	5.842	5.824	6.057	5.792	6.057	5.792	5.842	5.824	6.057	5.792	5.787	5.787	6.347	6.552	6.628	5.788	5.739	
Al	2.357	2.409	2.246	2.457	1.607	2.377	1.964	2.367	2.367	2.176	1.943	2.208	1.943	2.208	2.367	2.176	1.943	2.208	2.213	2.213	1.653	1.448	1.372	2.212	2.261	
Tot.tet**	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al	2.808	2.603	2.593	2.608	2.230	2.486	0.383	2.562	2.591	2.519	2.397	2.530	2.397	2.530	2.591	2.519	2.397	2.530	2.565	2.565	2.443	2.181	2.262	2.414	2.366	
Ti	0.006	0.000	0.000	0.017	0.001	0.005	0.034	0.011	0.008	0.001	0.027	0.000	0.027	0.000	0.008	0.001	0.027	0.000	0.014	0.014	0.000	0.005	0.003	0.008	0.011	
Fe	1.454	1.638	0.341	2.370	0.259	1.831	4.166	0.438	0.432	0.342	0.409	0.403	0.409	0.403	0.432	0.342	0.409	0.403	0.452	0.547	0.547	0.904	0.829	4.343	4.015	
Mn	0.000	0.005	0.004	0.013	0.000	0.000	0.022	0.002	0.004	0.000	0.000	0.005	0.000	0.005	0.004	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.005	0.014	0.008	0.078	0.112	
Mg	7.729	7.649	8.871	6.890	9.169	7.619	5.041	7.873	8.736	8.867	8.859	8.889	8.769	8.889	8.736	8.867	8.859	8.889	8.769	8.769	8.659	8.487	8.319	5.037	5.431	
Mot.oct**	T	12.007	11.895	11.809	11.903	11.659	11.941	9.646	10.886	11.771	11.129	11.827	11.092	11.827	11.771	11.129	11.092	11.827	11.800	11.800	11.564	11.591	11.421	11.880	11.935	

\* All iron reported as FeO

\*\* Total number of cations in tetrahedral and octahedral site.

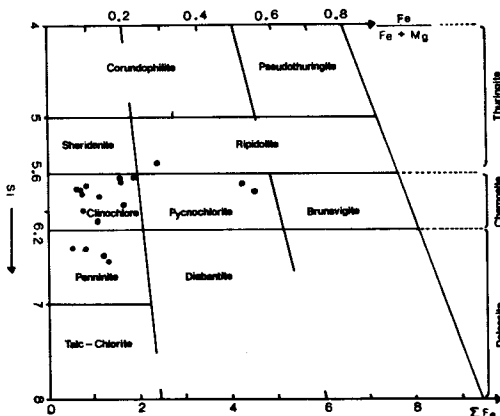


Fig. 7 Plot of chlorite analyses after Hey(1954).

Fig. 7). 각섬석은 대부분 magneso-hornblende이다. 투각섬석은 上部보다 下部level에서 더 흔히 산출된다. 투감섬석은 上部level인 28번항도에서는 이들 광물은 비교적 큰 放射狀의 集合體로서, 협재되는 돌로마이트의 층리나 변성구조의 방향과 관계없이 산출된다. 실제 이들 집합체의 크기는 4-5cm에 이르기도 한다. 드물게는 아주 큰 결정으로 투각섬석과 활석의 집합체로 산출되기도 한다. 副成分鑛物로 산출되는 두가지 起原으로 여겨지는 석영을 관찰할 수 있다. 堆積起原의 石英粒子로 존재하는 것과 石英脈으로 貫入한 석영의 두가지이다. 前者는 本岩의 퇴적시에 유입된 쇄설성 퇴적물로서 變成作用에 따라 심히 伸張되어 방향성있는 배열을 보여준다. 貫入된 石英脈은 아주 작은 細脈의 것도 있는데, 이것은 또한 變成作用 이전의 것과 이후의 것이 있으며, 이들 역시 심히 變形되어 産出된다. 方解石脈과 수반되는 石英脈은 흔치는 않으나 변형은 받지 않았다. 本 鑛床에서 鑛化作用에 의하여 滑石化된 層準은 下部도로마이트層 외에도 中部桃色結晶質石灰岩層에서도 本層準에 협재된 돌로마이트의 일부가 滑石化되었으나, 細脈으로 경제적 가치가 없으며 富鑛體의 형성은 下部돌로마이트에 한정된다.

鑛石鑛物

鑛化作用은 前述한 바와같이 향산리돌로마이트中 下部層準의 돌로마이트에서 일어나 滑石化되어 있다. 이 層準으로부터 滑石化된 母岩은 두가지로, 돌로마이트와 녹니석편암인데 물론 主鑛體를 이룬 母岩은 돌로마이트다. 富鑛體에서의 滑石은 매우 그 함유량이 높아 90%이상인 활석으로 구성되어 있으며, 副成分鑛物은 방해석, 석영, 녹니석 및 돌로마이트로서 鑛體의 部圍

에 따라 그 組成비가 다르다. 하누골 鑛體에서는 特定 層準을 따라 경석고가 활석과 함께 산출된다. 이들 경석고는 렌즈상으로 滑石鑛體內에 산출되는데, 自形이며 거정질로 맑은 紅色을 띤다. 同一層準을 따라 北方에 위치한 신흥맥에서는 렌즈상으로 산출되는 경석고가 관찰되지 않았다. 활석은 葉狀 내지는 纖維狀으로 산출되며, 白色에 가까운 綠色 이거나 淡綠色을 띤다. 塊狀의 富鑛體에서도 활석은 섬유상의 집합체로서 산출되는 경우가 제일 흔하다. 활석은 層狀硅酸鹽鑛物中 滑石-납석에 해당되며 이론적으로 내부치환에 의한 層準電荷가 없으며, trioctahedral이고, 八面體에서의 양이온의 수는 6개가 된다. 활석의 EMPA 분석결과는 Table 4에 나타낸바와 같으며 이들의 대표적인 시료의 X-線 廻折結果는 Table 5 및 Fig. 8과 같다. X-선회절분석결과 (001)간격이 9.34Å인 전형적인 활석의 값을 보이며, (002), (020), (003), (200) 및 (131)의 회절선이 관찰된다. h+k=2n의 회절선이 관찰되지 않는 점은 本城의 활석이 三斜晶界의 結晶構造를 갖고있음을 지시한다.

활석의 化學組成은 富鑛帶 혹은 빈광대에서 산출되던 돌로마이트를 母岩으로한 활석이나, 녹니석편암을 母岩으로 生成한 활석의 경우거나, 이들은 모두 거의 同一한 化學組成을 갖고있다. Table 4에 나타낸 바와같이 4面體內에서 A1에 의한 치환은 거의 없으며 8面體內의 양이온의 수는 6에 매우 근접하고 Mg이온의 함유비가

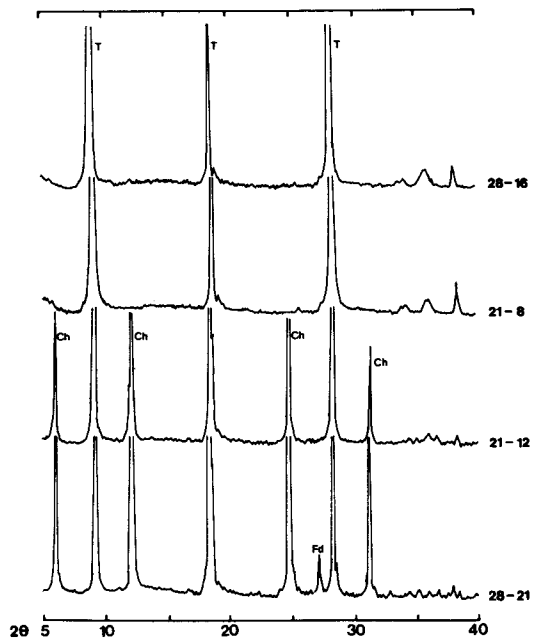


Fig. 8 X-ray diffraction patterns of some representative talcs.

Table 4 Electron microprobe analyses and structural formulae of talcs.

	R 4 - 2	3 - 10	19 - 4	21 - 2	21 - 5	21 - 8	21 - 9	21 - 10	21 - 13	21 - 14	28 - 2	28 - 3 - 1	28 - 12	28 - 20	11 - 1
SiO <sub>2</sub>	60.88	61.76	60.72	60.31	61.39	61.63	61.44	61.03	60.62	60.50	71.97	61.78	61.64	62.11	61.43
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.36	0.62	0.29	0.48	0.17	0.26	0.22	1.17	0.65	0.05	0.12	0.17	0.32	0.33
FeO*	2.01	1.86	1.86	1.99	1.00	0.90	1.18	0.51	4.54	0.73	2.18	0.85	0.84	1.28	1.23
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	28.50	29.30	28.87	28.58	29.06	29.54	29.28	29.49	26.92	29.44	29.49	29.25	29.38	29.63	29.58
CaO	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.00	0.01	0.01	0.04	0.06	0.03	0.01	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.01	0.16	0.10	0.05	0.00	0.02	0.04	0.04
K <sub>2</sub> O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	91.60	93.35	92.18	91.28	92.08	92.32	92.19	91.33	93.45	91.49	94.28	92.05	92.13	93.44	92.66
Number of cations calculated on the basis of O <sub>10</sub> formula unit															
Si	8.02	8.01	7.98	8.01	8.04	8.05	8.04	8.04	7.96	7.97	7.98	8.08	8.06	8.03	8.01
Al	—	—	0.02	—	—	—	—	—	0.04	0.03	0.02	—	—	—	—
Tot. tet**	8.02	8.01	8.00	8.01	8.04	8.05	8.04	8.04	8.00	8.00	8.00	8.08	8.06	8.03	8.01
Al	0.00	0.05	0.07	0.04	0.07	0.02	0.03	0.03	0.14	0.07	0.05	0.01	0.02	0.04	0.05
Fe <sup>2+</sup>	0.22	0.20	0.20	0.22	0.10	0.09	0.13	0.05	0.49	0.08	0.23	0.09	0.09	0.13	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.60	5.67	5.66	5.66	5.67	5.75	5.71	5.79	5.27	5.78	5.66	5.70	5.73	5.71	5.75
Tot. oct.**	5.82	5.92	5.93	5.92	5.84	5.86	5.87	5.87	5.80	5.83	5.94	5.80	5.84	5.88	5.94
Layer charge	0.32	0.11	0.09	0.08	0.09	0.06	0.10	0.23	0.10	0.10	0.09	0.39	0.30	0.20	0.07

\* All iron reported as FeO.

\*\* Total number of cations in tetrahedral and octahedral site.

Table 5 X-ray diffraction data for talc from the Dongyang talc deposit.

hkl	28-16		21-8	
	d (obs.)	I / I <sub>max</sub>	d (obs.)	I / I <sub>max</sub>
001	9.400	100	9.366	96
002	4.678	19	4.680	19
020	4.568	6	4.573	2
112	3.450	2	3.450	1
003	3.120	100	3.116	100
112	3.085	4	-	-
200	2.602	4	-	-
131	2.488	27	-	-
131	-	-	2.470	1
004	2.339	3	2.338	2
040	2.230	3	-	-

거의 대부분의 경우 98% 이상인 거의 이론치인  $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$ 에 가까운 구조식을 갖고 있음을 알 수 있다. 그러나 이들 중 녹니석편암으로부터 滑石化된 경우 八面體內的 Fe이온의 수가 상대적으로 증가되는 것을 알 수 있다. 또 한가지 化學組成上的 특징은 아주 소량의 Al이온이 八面體內에 치환된다. 이들이 치환되는 양은 단위포당 0.1에서 최고 0.18개로 아주 소량이나, 四面體內的 Si이온수와 반비례관계를 보인다. 이들의 層準電荷는 0 이어야 하나 실제로 8면체내의 Mg를 Al이 極少量 치환함에 따라 아주 적은 層準電荷를 보여 준다. 分析結果를 이용하여  $MR^3(Na+K+2Ca)$ ,  $2R^3(Al/2)$  및  $3R^2((Mg+Fe^{2+})/3)$ 을 頂點으로 하는 Velde(1985)의 삼각도에 圖示한 結果는 Fig. 9와 같다.

이 結果에서도 明確하게 나타난 것처럼  $3R^2$  즉, Mg 및 Fe의 2가의 이온비가 대부분 97%를 上廻하고 오직 시료번호 21-13 및 21-4 즉, 錄泥石片岩에서 滑石化된 시료만이 93-97%의 범위에 오는 것을 알 수 있다.

비록  $3R^2$ 이 93-97%의 比에 이른다 해도 이는 trioctahedral임을 明確히 알 수 있다. 물론 Mg/Fe의 비는 모든 시료의 경우 상당히 높아서, 전체 8면체내의 양이온중  $Fe^{2+}$  이온의 비는 시료 21-13(錄泥石片岩 起源이며 Fe의 含量이 최고인 시료임)의 경우 8.5%이며 대부분의 경우 3%내외의로써 역시 純粹한 돌로마이트起源의 滑石임을 이 化學造成結果에서도 間接적으로 나타내 주고 있다. 滑石의 富鎳體에서는 순수한 微粒의 방해석의 돌로마이트가 葉狀의 滑石粒子 사이에 混在된다. 또 한 녹니석편암을 母岩으로한 低級의 滑石鎳體에서는

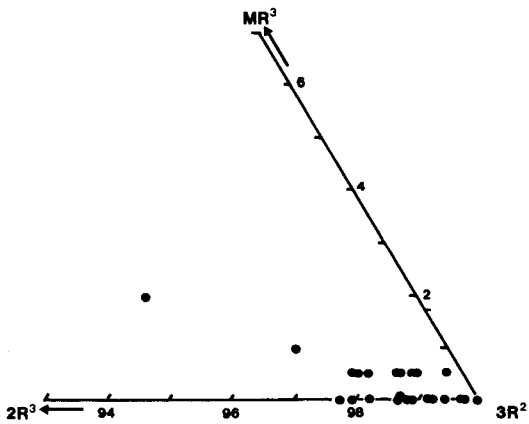


Fig. 9 Talc compositions plotted in  $MR^2$ - $2R^2$ - $3R^2$  coordinates.

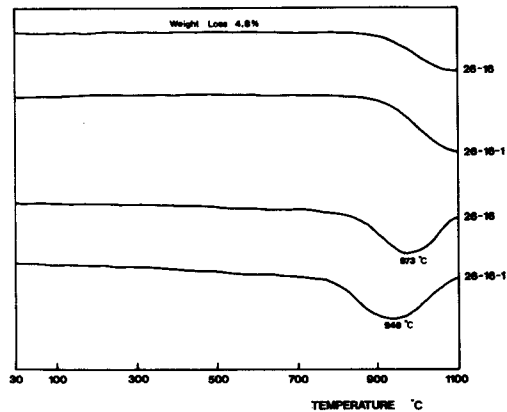


Fig. 10 Differential thermal and thermogravimetric curves of talcs from 28-level, Dongyang talc deposit.

septechlorite가 상당량 존재한다. 이들 또한 滑石의 高-Fe變種을 生成시키지는 못하였으며, 돌로마이트起源의 滑石과 同一한 化學組成을 가지나 上記한 바와 같이 Fe와 Al의 含量만 상대적으로 높다. 이 경우 Al성분이 상대적으로 풍부하여 사면체내의 Si를 약간 치환한다. 하누골 광체에서 산출되는 경석고를 함유한 활석도 그 화학조성은 마찬가지이다.

熱分析結果, TG-곡선에서 重量減少는 800°C내외에서부터 시작되는데 1100°C까지 重量감소는 4.6% 내외로써 구조식의 4(OH)를 만족시키는 값을 보이며, 지표 시료의 경우도 hydrated talc에서 나타나는 저온영역에서의 重量감소가 나타나지 않는다. DTA곡선에서의 脫水傾向을 보면 800°C까지는 반응이 일어나지 않으며 940-970°C 범위에서 단일 吸熱피크를 보인다. 시료 28-16으로부터 대표적인 예를 도시하면 Fig. 10과 같다. 부광체의 시료들이 DTA결과 전혀 600°C 내지는 800°C에서 흡열피크를 보이지 않는것은 불순물로 혼재되기 쉬운 녹니석이나 돌로마이트를 극히소량 함유하고 있음을 지시한다. 赤外線分光分析(IR)결과 순수한 활석은 아니며 극소량의 돌로마이트나 녹니석으로부터 기인되는 흡수띠가 나타난다(Fig. 11). IR결과는 3670  $\text{Cm}^{-1}$ 에서 Mg-OH의 伸縮振動에 의한 흡수띠로부터 3440, 1650, 1018, 668, 530, 465, 450 및 422  $\text{Cm}^{-1}$ 의 흡수띠를 보인다. 이결과는 기발간된 자료(Farmer, 1958)와 잘 일치되며 다만 이들은 부광체의 原試料(bulk sample)들 이므로 소량의 탄산염광물의 존재에 의해 1420  $\text{Cm}^{-1}$ 의 미약한 흡수띠를 보이며 불순물로서

기타광물의 존재는 식별할 수 없을 정도로 순수한 활석을 알 수 있다. 특히 3670  $\text{Cm}^{-1}$  근처의 Mg-OH伸縮진동에 의한 흡수띠는 팔면체내의 Mg이온을 치환하는 양이온의 종류 및 치환된 量에 따라 많게는 4개로 나뉘어지며, 즉 3Mg, 2Mg-2R 및 3R으로 가면서 高振動에서 低振動 흡수띠로 移化되는, 것이 알려졌다(Wilkins and Ito, 1967; Velde, 1983). 분석결과에서 알수있듯이 본 시료들의 경우 팔면체에서 Mg이온을 치환한 이온은  $\text{Al}^{3+}$ 와  $\text{Mg}^{2+}$ 로서 그양은 몰비로 3%내외로서 흡수띠에 영향을 미치지 못하고 Fig. 11에 圖示한바와 같이 3670  $\text{Cm}^{-1}$ 에서 한개의 흡수띠만이 나타나 팔면체내의 양이온이 Mg이온임을 IR spectra에서도 알수있다.

### 母岩溶解殘留物內의 鑛物組成

本 광상의 활석과 돌로마이트의 경계부위에서 광물조성의 차이에 따른 변질대의 認知가 매우 어려운데, 최근 Blount et al. (1983)이 돌로마이트를 母岩으로한 熱水起源의 활석광상에서, 광체주위의 돌로마이트내의 溶解殘留物로부터 混合層狀鑛物을 기재하고 광상의 成因과의 관계를 밝힌바, 변질대의 직접적인 증거가 적은 本 鑛床의 경우 이러한 연구방법은 매우 유용하리라 본다. 활석광체와 인접한 돌로마이트와 광체로부터 상대적으로 거리가 있는 돌로마이트 시료에대한 용해잔류물질에서의 鑛物組成을 비교검토함으로써 변질대의 특징을 기재하고자 하였다.

母岩의 鑛物組成에서 관찰할 수 있는 매우 흥미있는 몇가지 그 組成의 變化는 돌로마이트중 소량으로 들어 있는 副成分 鑛物에 기인하는 것으로 前述한바와같이 조직적인 현미경관찰이나 EPMA분석에 의해서만 확인이 가능한것이다. 하여튼 광체주위에서 산출되는 모양에서 발견된 外見上의 變質樣相은 좀더 粗粒質로 再結晶된 돌로마이트입자 뿐이다. 前章에서 기재한바와 같이 극히 소량으로 함유된 부성분 광물의 변화양상을 광화작용과 연관시켜 검토하고자 광체를 중심으로 광체의 外殼으로 으로서 가면서 모양의 시료를 채취한후, 돌로마이트는 IN의 염산에 의해 석회석은 1N의 水醋酸에 의해 溶解시킨후 그 잔류물을 조립질과 세립질로 遠心分離方法에 의해 分離 收去하였다. 溶解시 사용된 시료의 무게는 탄산염광물의 含有比에 따라 100, 70, 50 및 10gr을 사용하였으며, 전체시료에대한 용해잔류물의 함량은 Table 6에 나타낸 바와같이 최소 0.3%로부터 최고 87.8%로서 원시료의 광물조성에 따라 다양한 변화범위를 보이고 있으며, 이는 지표시료 및 심부항도에서 채취된 시료들의 x-선회절분석에 의한 半定量結果와도 잘 일치됨을 알 수 있다(Fig. 5 및 Table 7). 잔류물내 조립질

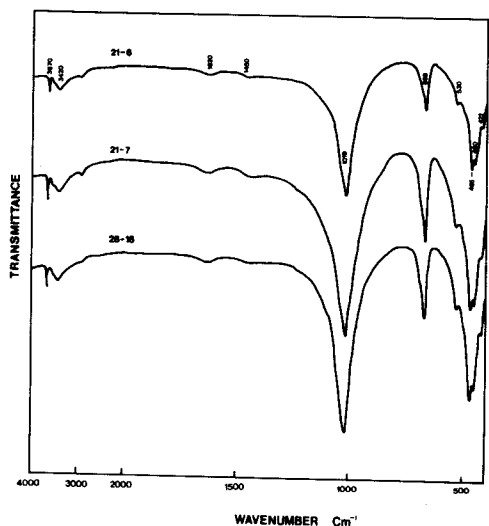


Fig. 11 Infra-red spectra of talc from 28-level, Dongyang talc deposit.

Table 6 The residue contents of the dissolved carbonates collected from R 3, R 4, 28 and 30-level adit.

Sample No.	Used sample weight (gr.)	dissolved carbonate content (%)	residue content (%)
R 3 - 2	100	73.6	26.4
R 3 - 7	100	87.8	12.2
R 3 - 11	50	41.8	58.2
R 4 - 1	70	92.2	7.8
R 4 - 2	100	83.8	16.2
R 4 - 4	100	94.4	5.6
R 4 - 6	13	42.6	57.4
R 4 - 7	13	42.6	57.4
R 4 - 8	100	89.2	10.8
R 4 - 11	50	90.5	9.5
R 4 - 13	100	68.6	31.4
R 4 - 17	100	50.1	49.9
18- 2	10	96.9	3.1
21- 1	10	12.2	87.8
21- 3	10	95.8	4.2
21- 4	10	94.2	5.8
21- 8	10	15.1	84.9
21-10	10	91.6	8.4
21-11	10	99.7	0.3
21-12	10	23.3	76.7
28-28	10	82.7	17.3

Table 7 Mineralogical composition of samples taken from 28- and 30- 4 level adit.

Sample No.	Dolomite	Calcite	Quartz	Talc	Chlorite	Tremolite	Mica	Feldspar	other	Dol+Cal
18- 2	93		4	2					1	93
18-10	98		1						1	98
21- 1	5	6		7	9	24	31	16	2	11
21- 2	3	11	11	49	35				2	3
21- 4	91			8					1	91
21- 8	10			89					1	10
21-10	81			18					1	81
21-11	96		1	2					1	96
21-12	1		3	60	35				1	1
21-14	95			4					1	95
21-16				96	2				1	
28-21		1		35	62				1	1
28-24		2	92	2	3				1	2
28-25	1	94	2		2				1	95
28-27	4	8	79	6	2				1	12
28-28	85	2	9	2	1				1	87

\*mineralogical contents were semiquantified by XRD method.

Dol+Cal : dolomite + calcite

의 광물조성은 대부분 석영이 절대적으로 우세하며, 석영의 절대적인 함유량은 堆積當時 碎屑性堆積物로 석영을 함유하거나 석영세맥이 분포되는 곳에서 채취된 시료들은 광체와의 거리와 관계없이 석영의 함유량이 매우 높음을 알수있다. 이러한 현상때문에 용해잔류물중 광체를 중심으로 이들의 정량적인 변화를 비교하지 못하였다. 용해잔류물중 단순히 세립질과 조립질과의 量的比 만을 보면 광체로부터의 상대적으로 遠距離에서 채취된시료들 즉 R-3및 R-4계 시료들은 용해잔류물중 세립질의 함유비는 거의 대부분의 시료에서 5%미만에 해당된다. 광체와 접한 부위에서 채취된 시료들중 세립질의 함유비가 50%를 上廻하는 시료들이 있는데 이들의 주구성광물은 활석이다. 광체와 불과 수m의 거리를 갖는 경우도 용해잔류물의 함량은 10%미만으로 떨어지는데, 이러한 결과는 변질대의 범위가 매우 제한됨을 지시한다. 예를들면 시료번호 21-12는 불순물의 함량이 높은 細脈의 활석광체이고, 21-11은 이로부터 불과 3.2m떨어진 지점에서 채취된 모암인 돌로마이트인데 용해잔류물의 함량은 불과 0.3%이다. 28번항 주광체주위에서 채취된 시료인 28-28의 경우에도 인접부는 거의 순수한 활석광체이나 본 시료는 잔류물의 함량이 17%

로서 동일층준에서의 용해잔류물의 함량과 차이가 없을 수 있다.

용해잔류물중 각개조성광물의 定量的인 變化는 본 연구에서는 검토하지 못하였으나 세립질잔류물내의 광물 조성은 X-선회절방법에 의하여 밝혔다. 細粒質殘留物은 方向性試料板을 제작하여 ethylene glycol처리, 500°C에서 1시간 加熱處理 및 原試料를 X-선회절분석을 하였다. 대부분의 시료에서 녹니석, 활석 및 운모류가 확인되었고 광체주위의 시료로부터 확인되지 못한 넓은 19Å의 피크를 갖는 混合層狀鑛物이 인지된다(Fig. 12). 녹니석외에도 일부 시료에서는(21-1등) ethylene glycol처리시 18Å에서 낮은 구능으로 미약한 피크가 나타나고, 加熱時에는 14Å의 피크만 나타나 광체주위에선 霏雲성녹니석의 존재를 또한 시사한다. 위 결과를 종합해보면 광체 외각에서 중심부로 가면서 상대적인 광물조성의 양적변화는 광체로부터 가까운 거리안으로 한정되는 경향을 보이는데, 이는 鑛化作用과 연관된 變質帶의 範圍가 制限됨을 示唆하는 것으로 해석된다.

### 지질온도계

滑石鑛體의 생성과 변성작용과의 관계 및 생성온도를 알아보기 위하여 탄산염암의 변성작용시 이용되는 방해석-돌로마이트 지질온도계와, 熱水變質의 지질온도계로 비교적 낮은 溫度領域에서 이용되는 녹니석 지질온도계를 이용 각기 온도를 구하였다. 그 결과 및 해석을 지질온도계별로 설명하면 다음과 같다.

### 방해석-돌로마이트 지질온도계

MgCO<sub>3</sub>-CaCO<sub>3</sub>지질온도계는 400-650°C 온도범위에서 炭酸塩岩의 變成溫度를 구하는데 가장 유용하게 사용된다(Essend, 1983). 그러나 650°C이상에서도 이용되기도하며 400°C이하의 온도영역에서도 몇몇의 경우 실제로 이 지질온도계가 적용이 된 사례가 있다 (Sheppard and Schwarcz, 1970).

본 연구를 위해 채취된 시료는 다음과 같다. 광상의 형성과 변성작용과의 관계를 설명하려면 광체로부터 일정한 거리를 두고 체계적인 시료채취가 선행되어야 하나 한지점에서 체계적인 시료채취가 어려운 溶解試料 選定時와 같이 부광체 근처의 시료는 28番坑 및 30-5中 斷坑內 시료를 이용하였으며 광체로부터 거리를 갖는 시료는 R-3 및 R-4항으로부터 채취하였다. 본 지질온도계를 이용 온도를 계산할때 Harker 및 Turtle(1955)의 방법을 이용 XRD를 사용하여 MgCO<sub>3</sub>의 Mo1%를 계산하였고 여기에 병행하여 EPMA분석결과로부터 계

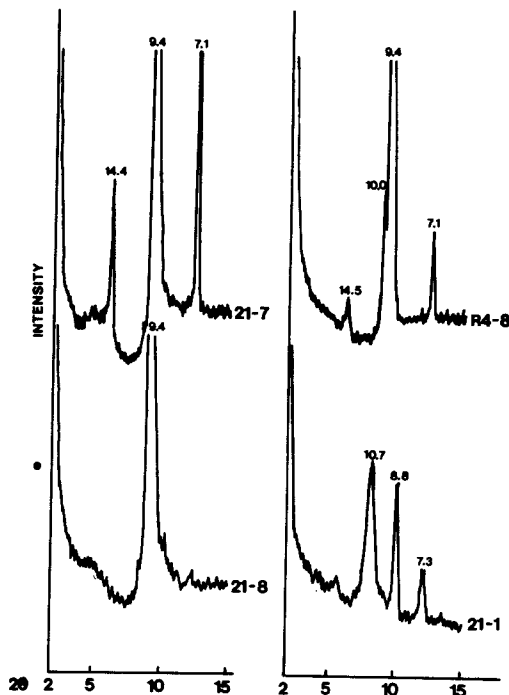


Fig. 12 X-ray diffraction patterns of some representative insoluble residue from host rocks. All patterns are treated with ethylene glycol and heat at 550°C/half an hour.

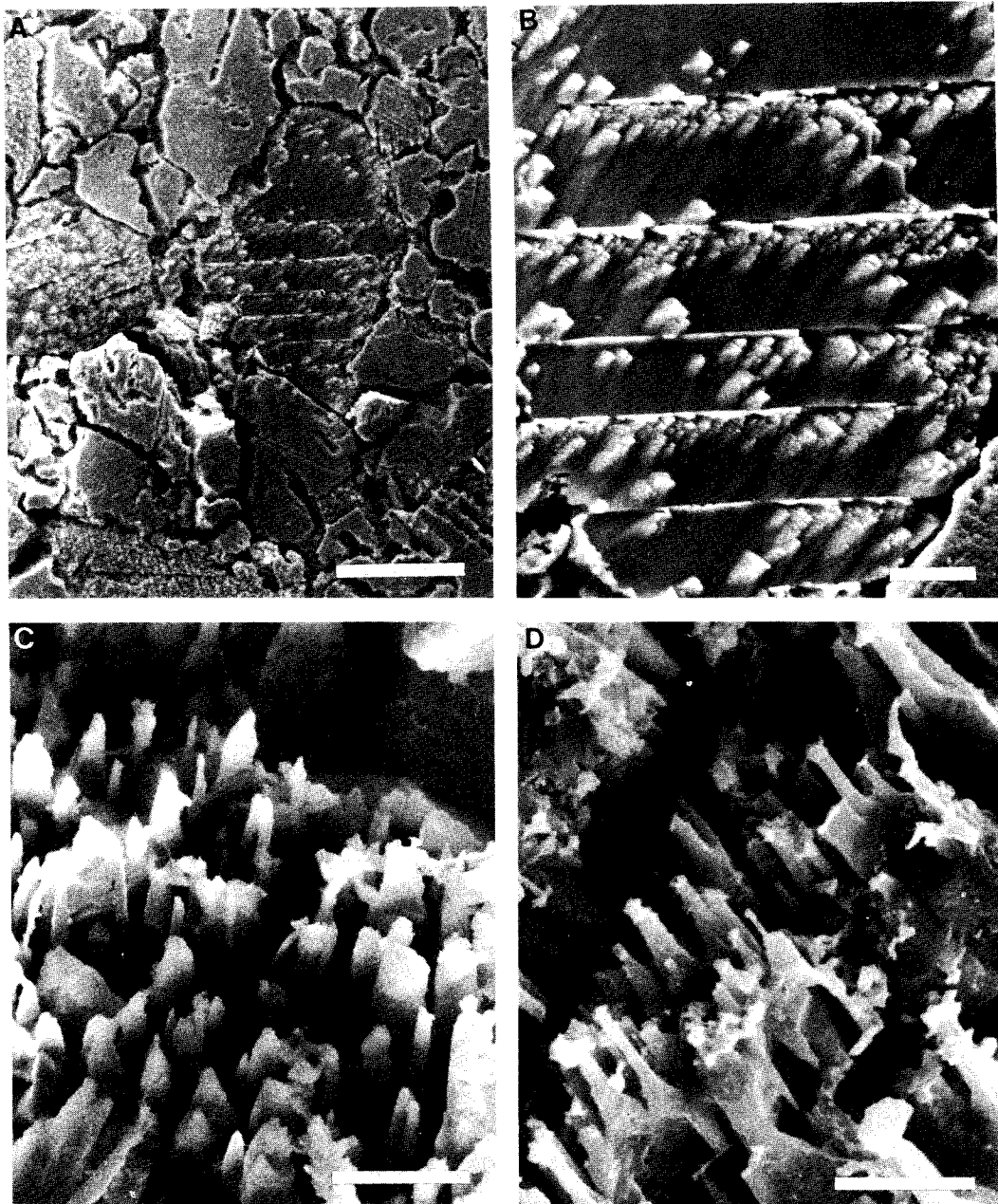


Fig. 13 Scanning electron photomicrographs of the residues of exfoliated dolomite from the Hyangsani Dolomite : a) slightly etched surface with diluted acid showing the residue of rhombs, b) magnified proportion of a) which shows preferred orientation along the cleavage, c) and d) rod-like residues of exfoliated dolomite with subparallel alignment. Scale bars : a=50  $\mu\text{m}$ , b=10  $\mu\text{m}$ , c and d=5  $\mu\text{m}$ .



산된 물비를 이용하여 두가지 방법으로 계산 비교하였다. 試料의 適合性 與否를 검토하기 위하여 연마편을 제작한후 0.2%의 빙초산으로 2일간 腐蝕시킨후, 이 부식 연마편을 이용 走査電子顯微鏡으로 관찰하였다 이 시편으로부터 微細한 exolved dolomite를 흔히 발견할 수 있었는데, 이들은 Imai 등(1980)의 분류를 따르면 “粒狀組織(granular texture)” (Fig. 13 b 및 c)이 대부분이고, 능면체의 돌로마이트가 방향성있는 배열을 보이는 “角組織(angular texture)” (Fig. 13 a 및 b)도 관찰된다.

上記한 바와 같이 방해석-돌로마이트 지질온도계는 廣域變成作用의 지질온도계로서 성공적으로 이용되 왔는데 만약 광역변성작용에 의해 활석광화작용이 일어났다면 광체와 주변에 산출되는 탄산염광물에서 구한 온도는 모두 같은 범위에 와야 하며, 만일 이들이 後退變成作用에 의해 영향을 받았다 할지라도 이들이 갖는 온도범위는 매우 유사하거나 같아야 할 것이다. 하여튼 이들로부터 본역의 마지막 변성작용의 最高溫度範圍를 밝힐수 있으리라 생각하며, 활석광화작용이 변성작용과 관계없이 그보다 後期에 열수변질작용에 의하여 형성된것이라면 그에 따른 변질작용에 따라 탄산염암중의 MgCO<sub>3</sub>는 溶離되어 방출되거나, 그 변질작용의 온도조건에 맞는 첨가가 일어났을것이다. Table 1에 나타낸 분석결과중 미약한 광화작용을 받은 주변부 혹은 광화작용을 전혀 받지 않은 시료인 R3-및 R4-系 시료 및

부광체내의 시료나 광체인접부 시료로서는 21- 및 28-계열의 시료를 이용하였다. Table 2 결과중 돌로마이트는 온도계산시 제외되었으며 MgCO<sub>3</sub>의 물비가 적은것만을 사용하였다. 방해석내에 돌로마이트와 공존하는 시료들의 경우 FeCO<sub>3</sub> 및 MnCO<sub>3</sub>의 함량은 매우적어서 물%로 1%미만이거나, 이 보다 훨씬 더 적었다. 따라서 FeCO<sub>3</sub>나 MnCO<sub>3</sub>가 이들 지질온도계에 미치는 영향은 무시해도 좋을 것이다. Sheppard와 Schwarcz(1970)의 공식  $\log \text{MgCO}_3(\text{Mol}\%) = 1.727 \times 10^{-3} T - 0.223$ 에서 구한 온도를 도시하면 Fig. 14와 같다. 대부분의 시료중 MgCO<sub>3</sub>는 2.5-4mol%에 해당하며 이에 관련된 온도범위는 360-470°C이다. 이 막대그래프에서 정점의 높은 온도쪽에서 변성작용의 최고온도가 존재할것이므로 본역에서 변성작용의 최고온도 470±30°C로 예상하는 것이 가장 합리적일 것이다. 이들의 막대그래프는 MgCO<sub>3</sub>의 함유비가 skewed되는데 이는 후퇴변성작용을 지시하는 것으로 여러학자들(Brown et al., 1978; Nesbitt 및 Essene, 1982)에 의하여 보고되는데 본역 또한 이를 시사하고 있다. 또한 R4항의 시료들에 비하여 28-level의 시료들은 상대적으로 낮은 온도 영역을 지시 하는데, 즉 이들 지질온도계의 가장 유효한 온도 구간인 400-600°C 구간보다 훨씬 낮은 온도로 도시되거나 Sheppard와 Schwarcz의 공식에 의한 계산이 불가능한 저온쪽으로 나타난다. 그래서 Fig. 14에서는 광체주위의 시료의 경우는 도시하지 않았다. 이렇게 낮은 온도쪽으로 도시되는 것은 아마 열수변질작용에 따른 MgCO<sub>3</sub>의 손실에 기인하는 것으로 여겨진다. 왜냐하면 同一地域에서 후퇴변성작용이 일어났다고 할 경우 이들의 손실은 유사한 경향을 보여야하나 부광체주위에서 더 큰 손실을 후퇴변성작용으로는 설명하기가 매우 어렵다.

이는 또한 전술한 광물조성에서 하부로 갈수록 透角閃石의 分布와 硅化帶의 規模가 커지는 사실과 함께 熱水作用을 강력히 示唆하고, 적어도 變成作用後 鑛化作用이 있었음을 시사하는 것이다. 만일 변성작용 이전에 광화작용이 있었다면 더높은 온도의 변성작용에 의하여 탄산염암은 그 온도에서 平衡이 이뤄졌을 것이다. Harker 및 Tuttle(1955)방법에 의거 XRD결과를 이용 MgCO<sub>3</sub>의 함유량을 측정한 후 온도를 계산 EPMA분석결과와 비교하여 보았다. MgCO<sub>3</sub>의 함유량을 측정할때 본역의 탄산염광물이 갖는 Fe, Mn의 양은 아주적으므로 이들 영향은 무시한 후 단순히 CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>계로서의 광물로만 취급하였다. XRD를 위해 標準鑛物로는 d(111)가 3.112Å인 CdF<sub>2</sub>를 이용하였으며 탄산염광물은 d(10.4)회절피크를 이용하였다. 본역에서 채취한 시료들중 몇개의 대표적인 시료의 X-線回折圖는 Fig. 15

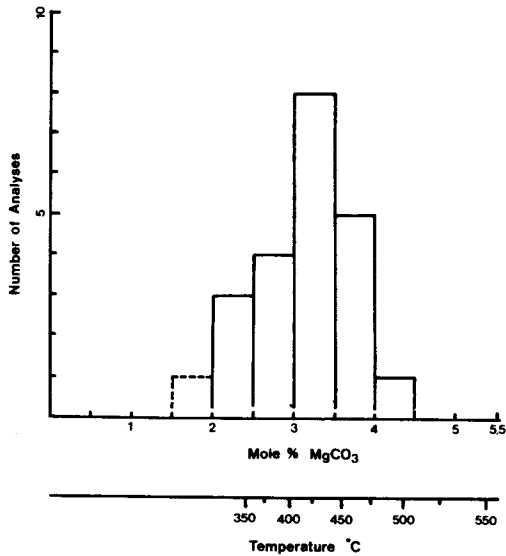


Fig. 14 Frequency diagram for MgCO<sub>3</sub> content of calcite coexisting with dolomite at Hyang-sanri Dolomite.

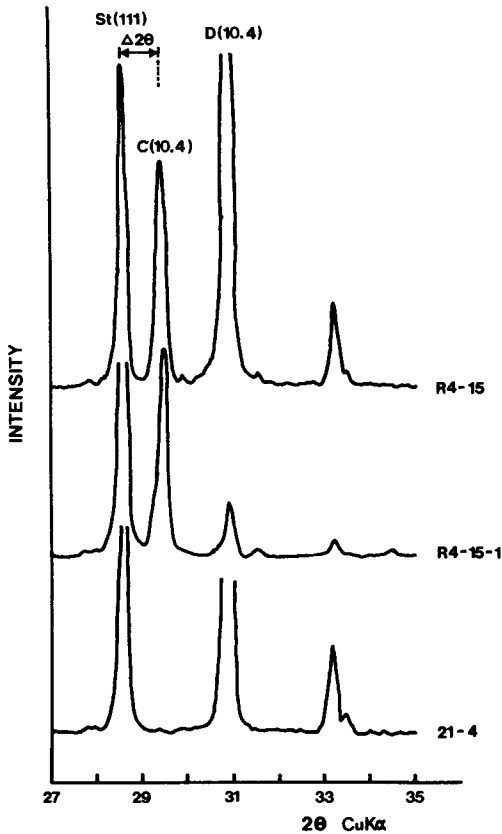


Fig. 15 Some representative XRD patterns of carbonate rocks mixed with  $CdF_2$  as internal standard from the Dongyang talc deposit ( $Cu-K\alpha$  radiation). Symbols: C=calcite, D=dolomite, St= $CdF_2$ .

에 나타난 바와 같다. 맨 아래의 회절도는 돌로마이트로서 방해석의 회절선(10.4)은 나타나지 않은 경우를 참고로 더했다. 이들의 화학조성은 Imai(1960)가 세운 식  $Y=30.86X-22.22$ 를 이용하여 구하였다.

이때 Y는  $MgCO_3$ 의 함유량이며 X는 표준물질  $CdF_2$ 의 (111)피크의  $2\theta$ 치와 탄산염광물 (10.4)피크의  $2\theta$ 치의 차를 말한다. 여기서 구한 온도는 R4계시료의 경우 최고온도 489°C로서 EPMA분석결과 유사한 온도를 보여준다. 그러나 일반적으로 XRD결과로 계산된 온도에서 오차범위가 더 크며, EPMA분석결과로부터 계산된 온도보다 낮은 온도를 나타낸다고 하는데(Essene, 1983), 본역의 경우도 EPMA및 XRD에 의한 온도는 몇개 시료의 경우 최고온도는 일치되는 경향을 보이거나 대부분이 낮은 온도를 보인다. 그러나 절대온도의 차는 있으나, 온도 분포경향은 일치되서 深部坑道에서 채취된 시료중 2개의 시료에서 500°C에서 300°C로 측정될

뿐 나머지 시료들은 이 공식에 의하여 계산될 수 없는 낮은 온도를 나타내는데 이 또한 EPMA분석에서 관찰된 결과와 일치되는 경향임을 알 수 있다.

### 녹니석지질온도계

방해석-돌로마이트 지질온도계로부터 측정된 온도는 광체부위에서는 계산이 불가능한 낮은 온도 영역에 속함을 알수있다. 이에 이보다 훨씬 낮은 온도 영역의 지질온도계로서 녹니석을 사용 하였다. 최근에 이르러 綠泥石의 結晶構造內的 치환중 사면체내의 Al이온이 치환되는 정도는 온도에 의함을 밝혔고(Cavaretta et al., 1982; Cathelineau and Nieva, 1985), 이와함께 녹니석구조중 팔면체내의 理想的인 양이온수인 6개(per half unit cell)중 빈자리는 온도가 증가할수록 감소한다는 관계를 밝히고, 이두가지를 지질온도계로 사용하였다. 이러한 사실외에도 화학조성상의 변화가 있으나, 예를들어  $Fe/(Fe+Mg)$ 비는 온도보다는 모암의 조성에 더큰 영향을 받는다는 것이다. 본 광상의 경우 모암인 돌로마이트가 一次堆積物로 녹니석을 함유할수도 있을뿐 아니라 변성작용에 의한 녹니석화작용에 의한 녹니석의 생성이 있기 때문에 상기한 지질온도계의 해석에는 많은 제한이 따른다. 방해석-돌로마이트 지질온도계에서 사용한 시료들내에 함유된 녹니석의 분석결과및 이를 Hey(1954)의 도표에 도시한 결과는 이미 Table 3 및 Fig. 7에 나타낸 바와 같다. 이들은 대부분이 clinochlore 및 penninite로 2區分된다.

광체로부터 떨어진 위치에서 채취된 시료들의 대부분의 Si의 함유비가 상대적으로 낮은 變種인 clinochlore 및 pycnochlorite에 圖示되며, 광체주위의 시료들에서는 Si이온의 함유비가 높은 penninite로 산출된다. 예상된대로 광체 주위의 시료이지만 몇개의 경우는 다른 시료와는 달리 Si가 낮은 영역에 도시된다. 하여튼 일반적인 경향은 penninite가 우세함을 알 수 있다. 측정된 결과를 이용 Cathlineau 및 Nieva(1985)에 의하여 계산된 관계식  $X=4.71 \times 10^{-3}T+8.26 \times 10^{-2}$ 으로부터 온도를 구하여 도시한 결과는 Fig. 16과 같다. 분석결과는 크게 두그룹으로 도시되는데 온도가 낮은 그룹은 주로 광체 주위의 시료들로서 최저 165°C에서 최고 190°C까지의 온도영역에 해당되고 평균온도는 180°C이다. 광체로부터 떨어진 R3- 및 R4-항에서 채취된 시료들은 보다 높은 온도영역인 230-285°C에 도시되며 평균온도는 260°C이다. 이 결과는 방해석-돌로마이트 지질온도계에서 부광체로부터 거리를 갖는 R3- 및 R4-항에서 채취된 시료들로부터 계산된 온도와 큰 차이를 보이는데 녹니석 지질 온도계에서 구한 온도가 상당히 낮게

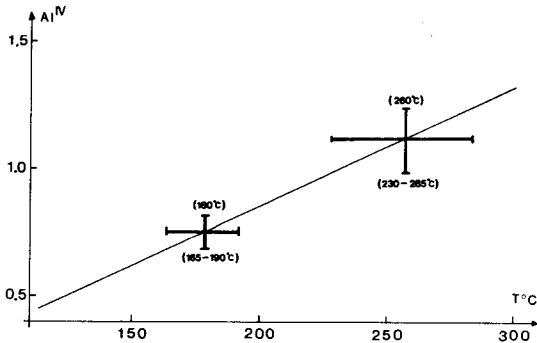


Fig. 16 Plot of Al in tetrahedral position vs. temperature(after Cathelineau and Nieva, 1985).

나타난다. 현재로서는 그 이유를 명확히 설명 할 수 없으며, 상기한바와같이 녹니석지질온도계의 경우 變成鑛物을 포함하는 경우 그 사용의 어려움을 지시한다. 하여튼 열수작용을 받지 않은 녹니석으로부터 계산된 온도는 그 사용에 문제가 있지만 명확히 두 그룹으로 나누어진다. 滑石鑛化作用이 여러가지 증거로 보아 熱水起源으로 思料되는데 광체 및 광체주위의 시료들로부터 얻은 녹니석지질온도계에 의한 저온영역이 광체의 生成溫度로 여겨진다. 왜냐하면 방해석-돌로마이트 지질온도계로부터 계산이 불가능한 온도영역에 해당될뿐만 아니라 계산된 온도가 같은 온도 영역에 도시되기 때문이다. 방해석-돌로마이트를 이용한 지질온도계가 변성작용의 온도를 지시하는데 사용되는 지질온도계이므로 본역의 最高變成溫度는 470±30°C로 생각되며, 광체형성 온도는 녹니석온도계로부터 얻은 165-190°C 정도로 사료된다.

### 鑛床의 成因

地質調查結果, 顯微鏡觀察 및 鑛物化學的 研究結果를 綜合, 본 광상의 성인해석과 제기된 문제점을 기술하고자한다. 우선 광상의 성인을 결론 적으로 요약하면 다음과 같다. 향산리돌로마이트는 變成作用을 받았고 構造的인 變型作用에 의해 一次的적으로 鑛化流體의 移動을 용이하게 해줄수 있는 통로가 습곡축의 방향으로 형성되었으며 후기의 상승하는 熱水溶液에 의해 矽酸 광체를 형성 시켰다. 본역에서 광체와 밀접한 수반 관계를 갖는 각섬석암맥류는 광화작용 이전과 후기의 두 시기의 것으로 대별되며 이들은 시기와 관계없이 부광체 형성시의 광화작용과는 관계가 적은 것으로 여겨지며 또한 접촉교대나 광역변성작용으로서도 광화작용을 설명하기가 어렵다. 이러한 현상을 뒷받침할 수 있는 증거들을 요약하면 다음과 같다.

첫째, 滑石鑛體의 形態가 조금은 不規則한 렌즈상으로 되어 있으며 습곡축의 방향에서 膨大되고 좌우로 가면서 狹小된다(박희인 및 김기태, 1966).

둘째, 본 광체의 產出이 特定한 地域으로 앞서 설명한 것처럼 制限된다는 점이다. 만약 이 광체가 변성작용에 의하여 형성되었다면 모암인 돌로마이트는 퇴적기원이므로 본 조사구역처럼 제한된 지역내에서는 同一層準을 따라 광물조성의 변화를 예상하기가 매우 어려우므로 광체가 胚胎되는 層準을 따라 연속성있는 산출을 보여야한다. 또한 향산리돌로마이트중 광물조성이 유사한 다른 층준에서 矽酸화가 되지않은 점을 설명할 수가 없다.

셋째, 광체주위에 산출되는 규화대의 규모가 일반적으로 하부로 가면서 그 규모가 커지고, 부광체(pipe 상) 경사방향으로 광체는 狹小이 되기도 하나 규화대는 연속된다. 돌로마이트로부터 矽酸형성시 필요한 Si의 양과 규화대의 규모를 고려할때, 이들 실리카가 모두 돌로마이트에 함유된 석영으로부터 起源한다고 보기가 어려우며 (Fig.5의 향산리돌로마이트의 모암인 하부돌로마이트의 광물조성 참고)이는 반드시 外部로부터 流入되었음을 시사한다.

네째, 變質產物로 產出되는 투각섬석이나 양기석의 自型結晶이 變質帶 주위에서 變成構造의 방향과는 관계없이 集合產出되며 이들의 含有比는 下部로 가면서 增加한다. 이들 광물이 변성작용에 의해서 형성되었다면 변성구조의 방향성과 일치되거나 관계가 있어야 될 것이다.

다섯째, 矽酸 광체내에서 광체에 의해 완전히 둘러쌓여 산출되는 변질되지 않은 돌로마이트塊가 產出(unsupported residue)되기도 하고, 矽酸에 포위되나 한쪽이 터진 돌로마이트를 흔히 발견할 수 있다.

여섯째, 鑛物化學的인 자료에 의한 MgCO<sub>3</sub>-CaCO<sub>3</sub> 지질온도계 및 녹니석 지질온도계로부터 계산된 온도는 서로 일치 되지는 않으나, 前者로부터 後退變成作用을 인지할 수 있고, 적어도 광체부근에서 變成時의 최고온도인 475°C정도 보다는 현저히 낮은 온도를 나타내는 것을 알수있고 후자로부터 계산된 矽酸의 형성온도는 165-190°C 정도임을 알 수 있다. 녹니석지질온도계 사용의 문제점을 감안하더라도 이러한 결과는 적어도 變成作用 以後에 광체가 형성되었음을 지시하며 후퇴변성작용에 의하여 광체가 형성되었다기 보다는 열수작용에 의하여 矽酸 광체를 형성하였음을 지시하는 좋은 증거가 된다. 만약 단순한 후퇴변성작용에 의해 광체가 생성되었다면 광체부근의 녹니석지질온도계 또한 동일한 온도영역을 지시 했어야 될 것이다.

일곱째, 광체와 밀접한 수반관계를 보이는 녹니석편

암 및 각섬암맥류는 그 자체가 활석화 된 곳도 있으므로 광화작용시 같이 변질을 받은 것으로 생각되며, 이는 광화작용이 이들의 관입 및 생성후임을 지시한다. 이들 암맥류의 잔류용액에 의한 광화작용으로 생각하기에는 활석화에 필요한 多量의 矽酸質成分의 供給源으로서 부적합하며 변질광물인 각섬석, 양기석 및 규화대의 분포가 이들 암맥류와 연관성이 없다는 점이다.

여덟째, 활석광체가 접하는 경계부에서는 활석이 아주 작은 열극이나 절리면을 따라 발달되며 이들 경계부에서 돌로마이트의 unsupported residue를 흔히 발견할 수 있다는 점이다. 이러한 현상은 박편상에서 소규모로서도 잘 관찰된다.

아홉째, 滑石은 含水鑛物로서 結晶水로서 4(OH)를 갖는데 反하여 母岩인 碳酸鹽鑛物인 돌로마이트는 無水鑛物임으로 활석화작용에서 요구되는 다량의 물의 공급원을 고려할때 열수기원임을 뒷받침한다.

이상과 같은 地質 및 鑛物化學的 諸 證據를 종합해 볼때 적어도 本 鑛體는 變성작용에 의하여 형성된 것은 아니며, 接觸交代에 의한 成因으로 해석하기도 어렵다. 주위에 직접 이들 광상의 생성과 연관된 貫入岩體를 상상할 수 있는데 만약 하부의 관입암체에 의한 접촉交代라면 深部로 傾斜하는 特定層準에 發達된 광체형성이 어려울 것이며, 본 광체의 賦存狀態를 고려할때 광체의 주위에 관입암체가 존재해야 하나 그러하지 못하다. 또한 본 활석 광상의 복단에 尙山리 돌로마이트內에 열수성 형석광상이 산출되고 있기도 한데 이러한 제 증거로 볼때 본 광체는 하부에 분포되는 잠두관입암체 (화강암질마그마)로부터 유래된 矽酸質源이 풍부한 열수용액에 의한 돌로마이트의 변질에 기원한 것으로 사료된다. 또한 광체주변에 분포되는 모암 즉 돌로마이트에서 활석광화작용에 수반된 변질양상이 현저히 나타나지 않는 이유는 아마도 광화작용의 온도보다 훨씬 높은 온도영역에서 이들 모암이 광화작용 이전에 변성작용을 받는데 기인하는 것으로 思料된다.

滑石은 鑛體의 산출부위에 따라 鑛物化學的으로 내부 치환의 변화폭이 매우적어 어디에서 산출되든 그 화학 조성은 거의 理論值인  $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$ 에 가까우며 4면체내의 치환은 거의 全無하며, 약간의 8면체내의 치환만 있다. 현미경 관찰결과에서도 돌로마이트기원의 증거가 관찰되지만 이러한 화학조성 또한 그 원암의 조성고 관계가 있음을 시사한다. 그러나 열수기원으로 그 성인을 설명해도 제기되는 문제점이 있다. 滑石의 母岩은 돌로마이트인데, 이들이 滑石化한 경우 활석화에 필요한 MgO와 矽酸質의 공급은 자기 모암인 돌로마이트와 矽酸質熱水溶液으로부터 설명이 가능하나, 활석화 당시 이산화탄소의 部分壓은 높아야 되므로 돌로마이트

로부터 遊離된 CaO는 멀리 용탈되지 못하고 광체주위에 잔류되어야하나 광체 혹은 광체주위에서 발견되는 방해석 및 변질산물인 투각섬석의 量으로는 그 mass balance를 설명 할 수 가 없다. 이러한 점들이 해결해야 될 과제이며, 주변의 변질정도가 낮은 碳酸鹽岩外에도 滑石鑛體에 대한 O 및 H의 安定同位元素 研究時 熱水의 起源에 대한 보다 구체적인 정보를 얻을 수 있을 것이다.

## 謝辭

본 연구는 1987년도 “옥천대의 지질과 광물자원에 관한 연구”의 일환으로 제4차년도 文敎部 學術研究造成費로 수행되었음을 밝히며 이에 깊은 감사를 드리며, 현장조사시 적극 협조해주신 일신산업 동양활석광업소 이인홍 소장과, 자료장리시 많은 도움을 준 최선경 양 및 본 원고를 사교해주신 池植蔓 교수님에게 감사드립니다.

## 참고문헌

- 金玉準, 朴喜寅, 金起泰(1963) 東洋滑石鑛床 調查報告書. 一信産業株式會社, Pp. 1-40. (미발간).
- 羅基昌(1986) 沃川累層群: 충북의 자연, 지질-광물 자원편. 충청북도 교육위원회, Pp. 35-56
- 朴贊永 및 全考澤(1988) 東洋滑石鑛床의 關聯岩인 돌로마이트와 變成鹽基性岩類의 地球化學的研究, 대한 광산학회지, 제25권, p. 135-147.
- 朴喜寅, 金起泰(1966) 東莫地區 滑石鑛床 調查報告書. 一信産業株式會社, Pp. 1-55(미발간).
- 이대성(1974) 옥천대 지질시대 결정을 위한 연구. 연세논총 제11집, p. 299-323.
- 李旼成, 朴奉淳(1965) 黃江里 지질도폭 및 설명서. 국립지질조사소.
- 李鐘革(1987) 忠州一圓 滑石鑛床의 成因에 關한 岩石學的 研究. 지질학회지, 23권, p. 173-188.
- 최위찬, 김동학(1981) 옥천지향사대 종합연구(I). 한국동력자원연구소. 조사연구보고, 제11호, p. 19-43
- Ahmad, S.N. and Rose, A.W.(1980) Fluid inclusions porphyry Cu and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. Econ. Geol., V.75, p.229-250.
- Brown, P.E., Essene, E.J. and Kelly, W.C.(1978) Sphalerite geobarometry in the Balmat-Edwards district, New York. Am. Min., V.63, p.250-257.
- Cathelineau, M. and Nieva, D.(1985) A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermal system. contrib. Min. Petrol.,

- V.91, p.235-244.
- Cavaretta, G., Gianelli, G. and Pudexxu, M. (1982) Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the chemico-physical parameters of the fluid in the Larderello-Travale geothermal field. *Econ. Geol.*, V.77, p.1071-1084.
- Essene, E.J.(1983) Solid solutions and solvi among metamorphic carbonates with applications to geologic thermobarometry. In: Reeder, R.I.(ed.) *Carbonates; Mineralogy and Chemistry*. V.11, Min. Soc. Am., p.88-92.
- Farmer, V.C.(1958) The infrared spectra of talc, saponite and hectorite. *Miner. Mag.*, V.31, p.829-845.
- Fawcett, J.J.(1963) The alumina content of talc. *Carnegie Inst. Washington, Year Book* 62, p.139-140.
- Harker, R.I. and Tuttle, O.F.(1955) Studies in the system CaO-MgO-CO<sub>2</sub>, Part 2 Limits of solid solution along the binary join CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>. *Am. J. Sci.*, V.253, p.274-282.
- Hey, M.H.(1954) A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, V.30, p.277.
- Imai, N.(1960) Hydrothermal dolomite-rocks associated with hydrothermal metasomatic deposits of the inner zone of northeastern Japan. *Mining Geol. (Japan)*, 10, p.281-299.
- Imai, N., Ogasawa, Y., Lee, H.K. and Sakurai, J. (1980) Micromorphological features of exolved dolomite from the host magnesian calcite in some metamorphic carbonate rocks, as revealed by SEM. *Memoirs Sch. Sci. Eng., Waseda Univ.*, No.44, p. 71-89.
- Nesbitt, B.E. and Essene, E. J. (1982) Metamorphic thermometry and barometry of portion of the southern Blue Ridge province. *Am. J. Sci.*, v. 282, p. 701-729.
- Reedman, H. H., Fletcher, C. J. N., Evans, R. B., Workman, D. R., Yoon, K. S., Rhyu, H. S., Jeong, S. W. and Park, J. N. (1973) Geology of the Hwanggangni mining district, Republic of Korea. *Geol. Min. Inst. Korea*, p. 1-118.
- Sheppard, S. M. F. and Schwarcz, H. P. (1970) Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 26, p. 161-198.
- Velde, B. (1983) Infrared OH-stretch bands in potassic micas, talcs and saponite influence of electronic configuration and site of charge compensation. *Am. Min.*, V. 68, p. 1169-1173.
- Velde, B. (1985) Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. *Elsevier Sci. Pub. Co.*, Pp. 1-355.
- Wilkins, R. W. and Ito, J. (1967) Infrared spectra of some synthetic talcs. *Am. Min.*, V. 52, p. 1649-1661.

