

초염기성암 기원의 평안 및 대홍활석광상의 성인과 광물화학

윤상필* · 문희수* · 송윤구*

Mineralogy and Genesis of the Pyeongan and Daeheung Talc Deposits in Ultramafic Rocks, the Yoogoo Area

Sang Pil Yun*, Hi-Soo Moon* and Yungoo Song*

ABSTRACT: The Daehung and Pyeongan talc mines are located in the Yoogoo area, Chungcheongnam-Do. These deposits occur as the complex vein type in the ultramafic rocks which intruded Precambrian gneiss. The talc ore formed from serpentinite originated from ultramafic rocks but some of those from hornblende gneiss. The talcification processes were considered here on the basis of the mineral assemblages, paragenesis, and geochemistry. It appears that there are five processes in talcification ; serpentine→talc, phlogopite→chlorite→talc, phlogopite→talc, hornblende→chlorite→talc, and hornblende→talc. Among them, the most dominant alteration path is serpentine to talc in these deposits. EPMA data suggest that there might be interstratified minerals were in between parent mineral and talc such as serpentine and talc, and phlogopite and talc. It can be found that tremolite exists in between the inner and outer most part of talcified serpentinite blocks coated with phlogopite. Some of tremolites has been altered to talc. The quartz veins and carbonate minerals were found in the talc ore zone. It indicates that the hydrothermal solution played an important role in talcification. The hydrothermal alteration occurred after serpentization. Ore zones can be divided into two zones; talc-serpentine zone preserving a pseudomorph of olivine (mesh texture) and talc-phlogopite zone showing talcification from phlogopite directly or through chlorite. It can be concluded that the formation of major talc ore body was due to talcification of serpentinite and phlogopite by hydrothermal solution. A nature of hydrothermal solution was relatively pure water at the beginning of serpentization, and was getting richer in silica composition. There was a large amount influx of K and Al with hydrothermal solution in the later stage, and increased P_{CO_2} also. It suggests that phlogopite formed in later stages as a secondary mineral. So, the major part of the talc ore body was formed from one parents rocks, serpentinite originated from ultramafic rocks, by hydrothermal solutions at several times.

서 언

충남 유구지역의 대홍, 평안 및 청당활석광산은 돌로 마이트 기원의 충주지역 동양활석광산과는 달리 초염기성암 기원의 사문암을 모암으로 하는 특징을 갖는다. 이에 대해서 지정만과 김규봉 (1972) 및 우영균 등 (1991)은 모암인 초염기성암체와 염기성암체가 변성작용과 열수변질작용 등의 광화작용으로 광상형성 기구를 설명한 바 있다. 우영균 등 (1991)은 이를 광상의 모암을 사문암화 감람암, 사문암화 페리도타이트, 반려암, 각섬암 및 각섬석 편암으로 세분하고 활석화의 경로를 감람석→사문석→활석과 각섬석→녹나석→활석의 두 가지 경로임을 밝히고 있다. 그러나, 다양한 모암으로부터 광화작용시 활석화

경로는 이 보다는 다양한 단계로 나타날 수 있을 것이다. 즉, 활석 광체의 모암이 초염기성암 기원의 사문암 한 가지라 해도 이의 구성광물과 활석화 과정의 진행 단계 별로 원소이동 관계에 따른 광물조합의 변화가 설명되어야 하고 특히, 금운모의 존재에 대한 설명이 필요하다. 본 연구의 목적은 광석광물인 활석과 이의 수반광물의 공생 관계 및 변질양상을 관찰하여, 활석화 경로를 밝히고자 하는데 주안점을 두었다.

일반지질

본 역의 기반암은 광화대 주변 및 인근 지역의 대부분을 차지하는 변성암류로서 염상호, 이민성 (1963)은 상부 쥐라기의 유구화강편마암으로 추정한 바 있으나, 이후의 연구 (강필종, 임주환, 1974; 김서운, 유환수, 우영균, 1976)

* 연세대학교 지질학과(Dept. Geology, Yonsei Univ., 134 Shinchon-Dong, Seoul 120-749, Korea)

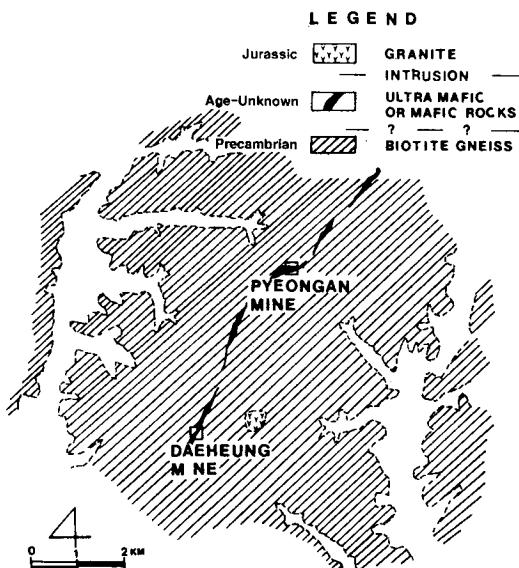


Fig. 1. Geological map of the Yoogoo area.

등에서는 경기편마암류인 선캠브리아기의 호상편마암으로 보고하고 있다 (Fig. 1). 본 논문에서는 후자의 결과를 따라 이 암체를 선캠브리아기의 변성암류로 보았으며, 잘 발달된 편마구조의 주 방향은 N40~60°E을 나타내나, 지역적으로는 북서방향의 주향과 다양한 방향의 경사를 이룬다. 주로 흑운모 등의 유색광물대에 의한 뚜렷한 편마구조를 가진 흑운모편마암과 같은 방향의 편리구조를 갖는 편암으로 이루어져 있으며, 부분적으로 선구조가 거의 보이지 않는 화강편마암의 산상을 보이기도 한다.

이 기반암은 석영-흑운모-사장석-알칼리장석-백운모 및 석영-흑운모-사장석-석류석-백운모의 광물조합을 이루는 것으로 보아 기존의 연구 (지정만, 김규봉, 1972; 우영균 등, 1991 등)에서 보고된 바 있듯이 각섬암상에 해당하는 변성도의 광역변성작용에 의해서 형성되었음을 알 수 있다.

이러한 기반암에 배태되어 있는 대부분이 활석광체로 변질된 초염기성암체는 단속적이기는 하지만 대홍-평안광산을 잇는 북동방향의 대상구조를 따라 분포되어 있다. 이들 암체는 팽축이 심하여 10~50 m로 발달되어 이 지역에서 최대 연장은 부분적으로 단절된 부분을 합하여 총 연장이 6 km 정도로 발달된다 (우영균 등, 1991).

본 역 전반에 걸쳐 나타나는 맥암류는 산성에서 염기성암까지 다양한 성분의 조성을 가지며, 변질작용과는 직접적인 관련이 없는듯 뚜렷한 경계를 갖는다.

광상의 산출상태

평안활석 광산

평안활석광산은 대체로 호상구조를 보이는 흑운모편마암에서부터 흑운모가 녹니석화되어 나타나는 구간 및 활석광체 구간을 횡단하여 반대쪽에는 대규모 석영맥과 접하는 양상이 두드러진 특징이며, 석영맥의 폭은 2~3 m 정도이다. 흑운모편마암과 광화대와의 접촉 부위에 소폭으로 흑운모가 녹니석화되어 나타나는 구간은 육안상으로 광체 구간과의 경계를 구분할 수 없을 정도로 점이적인 면질 양상을 보여준다.

거정질의 석영과 흑운모 및 금운모가 페그마타이트상을 가지며 광화대 주변부에 산출되고 있는 반면, 광화대 구간에는 괴상각력화되어 활석화되고 있는 사문암괴가 활석광체의 주를 이룬다. 광화대의 중심부에 있는 이러한 사문암괴의 단면은 안쪽에 활석과 외곽부에 녹니석 및 금운모가 농집되어 있다. 외곽부에 비교적 거정질의 금운모가 피복·농집되어 있는 반면, 녹니석은 금운모 보다는 작은 크기로 활석과 직접 접촉하여 나타나고 있다. 국부적으로 이러한 암괴의 경계부에는 회록색의 비누같이 매끈한 괴상체로 혹은 섬유상 내지 엽편상의 결정형상을 가지며 순수한 활석이 농집되어 있다. 평암활석광상에서의 시료는 중앙갱내에서 채취되었으며, 시료채취 위치는 Fig. 2에 표기한 바와 같다.

대홍활석 광산

대홍광산 국삼맥광체의 노천 채굴적 단면상에서 최상위의 변성암류는 일정 심도 아래에서 점이적인 변화를 보이며 광체구간으로 이화된다.

평안활석광상과는 달리 본 채굴적에서는 광화대가 대규모 석영맥과 접하는 모습은 관찰할 수 없으나, 광화대 전반에 걸쳐 소규모의 석영맥과 방해석맥들이 분포하고 있다.

N 65°E 주향의 주단층을 따라 부광대가 형성되어 있고, 활석광화대를 따라 단층활면이 잘 발달되어 있다. 이는 활석화작용 이후 소규모의 단층 (Fig. 3A) 활동이 활발했음을 나타낸다. 또한, 광체는 염기성암맥 및 황반암맥과 접촉을 이루는데, 이들 경계부위가 뚜렷한 야외 증거에 따라 광화작용과는 무관함을 알 수 있다. 각력화되어 내부까지 활석화된 사문암괴와 그 표면에 금운모 및 녹니석이 피복되거나 농집된 양상 (Fig. 3B) 및 이들의 활석

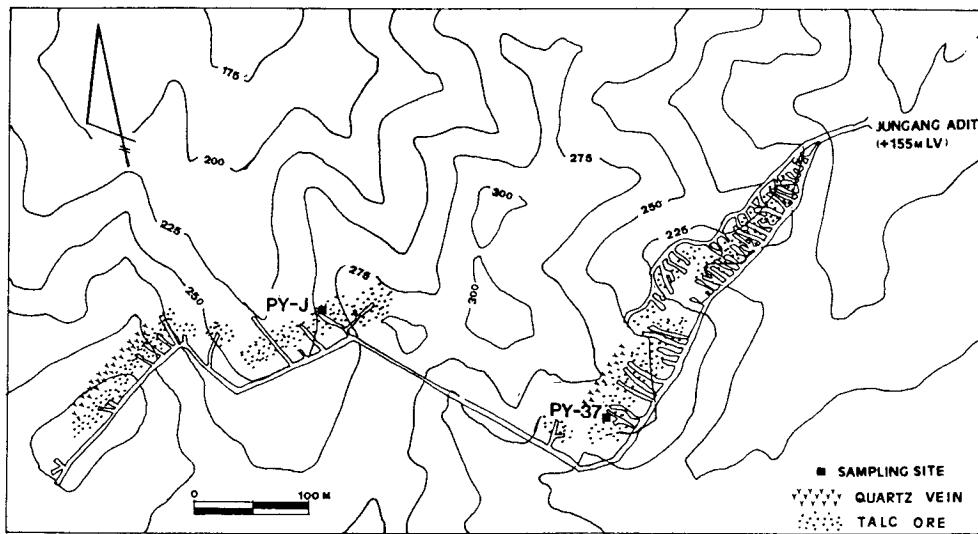


Fig. 2. Map of distributed ore zone of the Jungang adit in the Pyeongan mine.

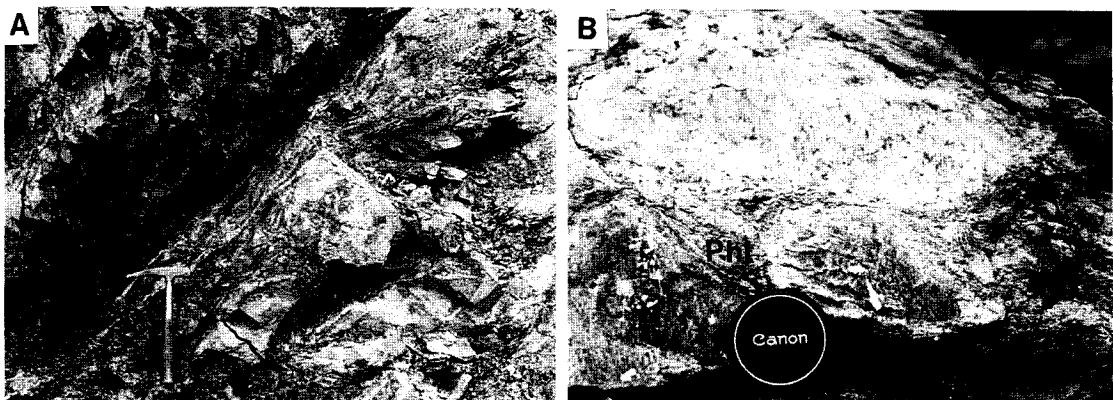


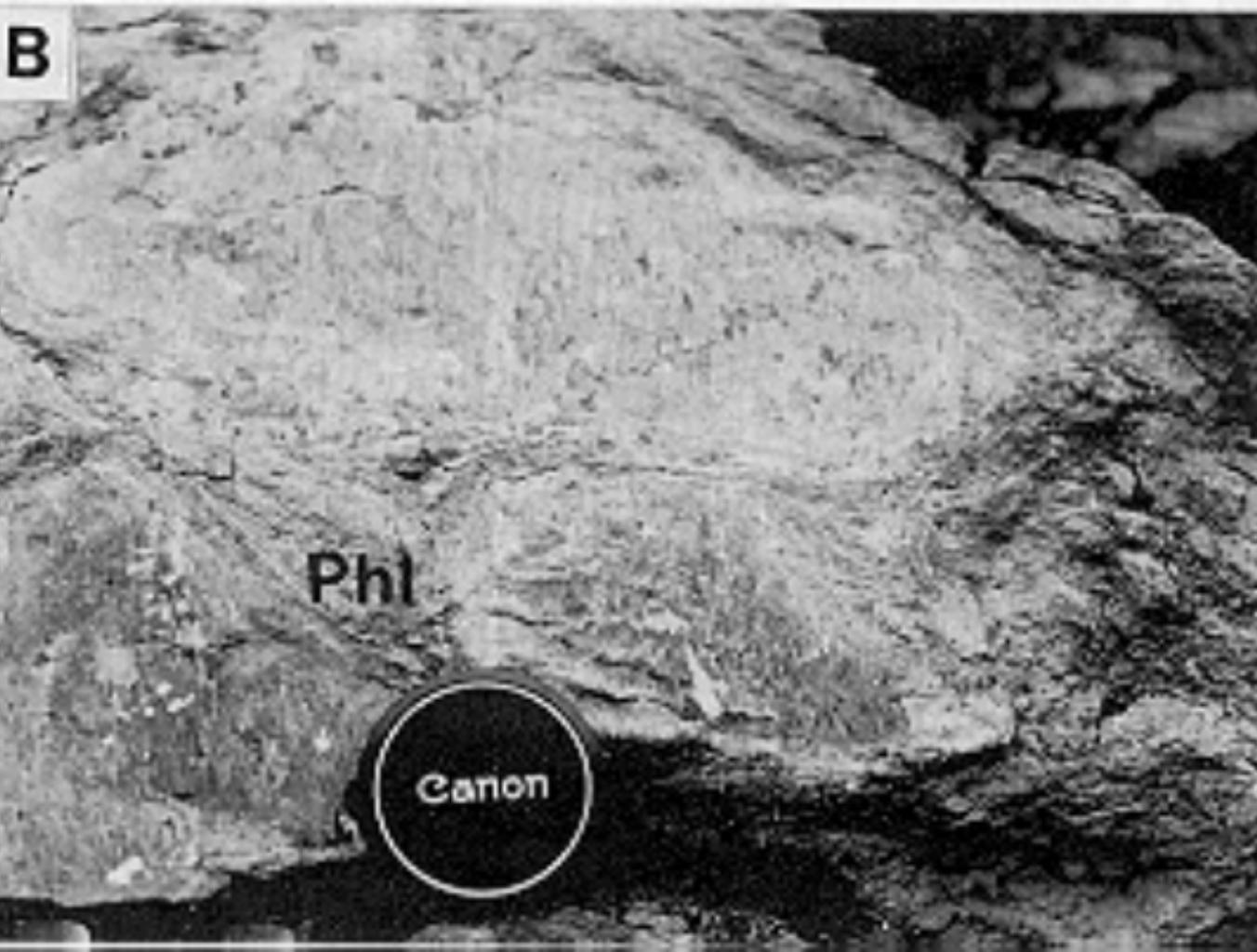
Fig. 3. Photographs of brecciated talc-rich ore zone near the microfault zone (A) and concentrated phlogopite among the talcified serpentinite blocks (B) at the quarry face in the Daehung talc mine.

화작용 양상은 평안활석광산과 거의 유사하다.

대홍광산에서 탐사 확인된 신흥맥광체의 지하 심부연장상태를 확인하기 위하여 굴진된 DHC4공의 시추코아시료를 기재하였다 (Fig. 4). 300 m 심도의 DHC4 코아시료는 205 m 정도에서 약 290 m까지가 광체구간인데, 지표(0 m)에서 205 m까지는 흑운모편마암 내지 편암으로 선구조가 뚜렷하며, 하위의 광체구간과 접하는 양상은 점이적이다. 광체구간에 근접할수록 선구조를 이루는 유색광물띠에 각섬석이 다소 많아지는 현상이 관찰된다. 특히, 220 m에서 235 m 사이에 15 m 두께의 비교적 신선한 사문암이 남아있고, 이의 상하부에는 점이적인 변질과정을 보이며 활석 부광대가 형성되어 있다. 이 사문암은 평안

활석광산에서 나타나는 사문암과 거의 유사하나, 주변 변성암과 같은 방향의 선구조가 선명하게 남아 있으며, 그 상하위의 광체는 평안활석광상이나 대홍광산 국삼맥광체의 노천채굴적에서 나타나는 것과 마찬가지로 금운모와 녹니석이 풍부하며, 이들이 다시 활석화되어 나타난다. 금운모의 불규칙한 농집 양상은 위의 사문암대 상하부 곳곳에서 관찰된다.

광체구간 중 251 m에서 하부로 약 3 m 가량 비교적 큰 규모의 석영맥이 나타나는데, 광체와의 접촉부에는 약 1 cm 크기의 양기석이 침상으로 잘 성장된 모습이 보이며, 수 cm나 되는 거정의 전기석 결정이 석영맥내에 나타나고 있다. 한편, 광체 전반에 걸쳐 탄산염광물이 분포하는데,

A**B**

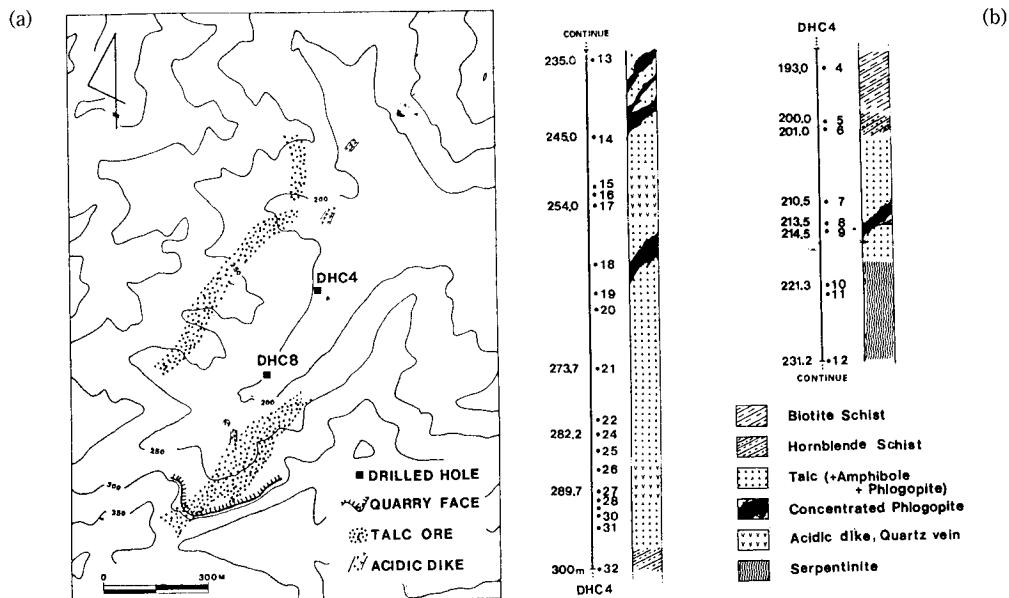


Fig. 4. Simplified map showing the location of drilling sites (A) and columnar section showing the lithology and sampling horizons at DHC4 drilled hole (B) in the Daehung mine.

전체적으로 돌로마이트가 가장 우세하며 마그네사이트는 주로 사문암대 하부쪽 가까이에서 4~5 mm 크기의 능면체 자형결정으로 많이 나타나는 반면, 방해석은 광체 상부에 세맥 및 거정질로 나타난다.

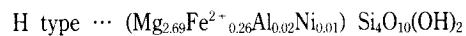
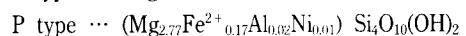
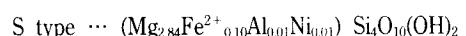
광석 및 수반광물의 광물학적 특성

광석광물

본 광상에서 산출되는 활석은 담록색, 담회색 혹은 담갈색을 띠며, 괴상 내지는 염편상으로 나타난다. 대표적인 활석시료의 전자현미분석 및 화학분석 결과는 Table 1과 같다. 본 활석 시료들은 팔면체 자리의 양이온이 Mg 이외에 Fe가 5% 내외로 치환될 뿐 거의 이상적인 조성 [(Mg_{2.78}Fe²⁺_{0.22})Si₄O₁₀(OH)₂]을 보인다. 정제시료에 대한 화학 분석과 작열감량 (ignition loss)을 측정한 바에 의하면 5.95~8.07%의 중량감소를 보인다. 활석의 이상적인 물의 함량인 5%와 비교해 볼 때, 초파된 중량감소는 정제시료의 구성 광물이 활석 이외에도 사문석과 녹나석이 소량으로 섞여 있기 때문일 것이다.

활석의 화학조성상의 특징과 모암광물을 알아보기 위하여 Velde's diagram (1985)에 대표적인 활석 시료의 전자현미분석 결과를 도시해 보았다 (Fig. 5). 그 결과 순수한 돌로마이트 기원의 활석 영역인 D 영역 (문희수,

김성태, 1988)과는 다소 분산된 모습에서 그와 같은 기원이 아님을 추정할 수 있다. 또한, 현미경상에서 사문석-활석-돌로마이트, 활석-각섬석-녹나석 혹은 금운모-녹나석-활석의 공생관계를 보이는 활석들이 각기 특정 영역으로 분별 도시되는 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 현미경상에서 보이는 증거인 사문암 기원 (S형), 금운모 기원 (P형) 및 각섬석 기원 (H형)의 활석들에 대한 구분을 명확히 해주는 결과로서, S형은 Mg가, P형은 K이, 그리고 H형은 Ca이 상대적으로 우세하게 나타나는데, 이는 각 모암 광물의 화학조성의 영향으로 해석되며, 이들에 대한 각각의 평균적인 구조식은 아래와 같다.



그러나 P형에 K이 0.02 정도로 나타나는데 이는 결정 구조내에 함유된 것으로 보기 어려우며, 이를 입자 사이에 잔류된 K 이온이거나 혹은 부분적으로 잔류된 금운모의 층으로부터 기인되는 것으로 여겨진다. 따라서 구조식에서 이는 생략되었다.

활석광물의 동정 및 결정구조를 알아보기 위하여 X-선회절분석을 실시하였다. 대표적인 6개 활석 광체의 원시료들에 대한 X-선회절분석에서는 활석 외에 사문석, 금운모, 녹나석, 각섬석의 회절선이 함께 나타나고 있다

Table 1. Electron microprobe and chemical analyses and structural formulae for representative talcs.

Sample Name	C4-7	C4-10	C4-11	C4-12	C4-20	C4-21	PY37-1	PY-J	Sample Name	Purified samples		
	P37-TaF	P37-CoF	DH-TaF									
SiO ₂	60.64	61.56	61.97	61.72	62.22	61.47	60.27	61.78	SiO ₂	60.70	55.33	59.70
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	TiO ₂	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.01	0.02	0.06	0.05	0.03	0.02	Al ₂ O ₃	0.18	0.96	0.99
Al ₂ O ₃	0.56	0.29	0.07	0.13	0.27	0.22	0.02	0.08	Fe ₂ O ₃	0.57	2.99	0.79
FeO*	3.48	2.69	2.01	1.71	2.53	4.73	3.31	3.08	FeO	2.72	2.69	3.72
MnO	0.09	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.00	0.00	MnO	0.03	0.06	0.04
MgO	27.88	29.02	29.45	29.34	29.27	27.67	27.02	28.70	MgO	28.83	30.09	28.61
NiO	0.18	0.27	0.18	0.24	0.21	0.07	0.12	0.23	CaO	0.69	0.23	0.42
CaO	0.06	0.02	0.01	0.03	0.05	0.07	0.01	0.06	Na ₂ O	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	0.03	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	K ₂ O	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.00	P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03
									Ig.Loss	6.06	8.07	5.95
Total	92.99	93.96	93.80	93.31	94.68	94.48	90.84	94.00	Total	99.85	100.49	100.29
Number of ions of the basis of O(22)												
Si	7.982	7.990	8.023	8.025	8.004	8.007	8.094	8.025	Si	7.926	7.457	7.800
Al(IV)	0.018	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Al	0.028	0.152	0.152
Al(VI)	0.069	0.034	0.010	0.020	0.040	0.034	0.003	0.012	Al	0.000	0.000	0.000
Ti	0.002	0.001	0.003	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	Ti	0.001	0.001	0.001
Cr	0.003	0.004	0.001	0.002	0.006	0.005	0.003	0.002	Fe ³⁺	0.056	0.303	0.078
Fe	0.383	0.292	0.218	0.186	0.272	0.515	0.372	0.335	Fe ²⁺	0.297	0.303	0.406
Mn	0.010	0.002	0.001	0.002	0.001	0.007	0.000	0.000	Mn	0.003	0.007	0.004
Mg	5.470	5.615	5.684	5.686	5.613	5.373	5.409	5.557	Mg	5.612	6.045	5.572
Ni	0.019	0.028	0.019	0.026	0.021	0.007	0.013	0.024	Ca	0.097	0.033	0.059
	5.957	5.976	5.937	5.924	5.955	5.943	5.800	5.930	Na	0.005	0.005	0.005
Ca	0.008	0.002	0.002	0.004	0.006	0.010	0.001	0.008	K	0.002	0.002	0.002
Na	0.008	0.013	0.011	0.014	0.014	0.016	0.013	0.010	P	0.003	0.003	0.003
K	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.010	0.002	0.001				
	0.019	0.015	0.014	0.020	0.022	0.036	0.016	0.018				

FeO*; All iron reported as ferrous.

(Fig. 6). 이 시료를 미세분말로 파쇄한 후, 퇴적법에 의해 입도분리를 하였으나, 활석 외에 여전히 사문석과 소량의 녹니석 및 금운모가 함유되었다. 이 시료들의 X-선 회절 분석 결과 전형적인 9.34~9.41 Å의 (001) 회절선과 4.67~4.68 Å의 (002) 회절선 그리고 3.11~3.12 Å의 (003) 회절 선이 잘 나타나며, 미약하지만 (002), (020), (112), (004)의 회절선도 나타난다. 그러나 $h+k=2n$ 의 (112), (200), (040)의 회절선이 보이지 않는 것을 볼 때, 삼사정계의 결정 구조임을 알 수 있다.

수반광물

활석광화대에 나타나는 주요 수반광물들은 사문석, 각섬석, 금운모, 녹니석, 탄산염광물들로서 이들의 전자현미 분석 결과와 구조식에 대한 자료는 Table 2와 같다.

사문석

본 역의 사문석은 주요 2가 양이온이 Mg로서 Fe에 의한 치환이 다소 있으나 $[(Mg_{2.65}Fe^{2+}_{0.35})Si_2O_5(OH)_4]$, 이상적인 화학조성 $[Mg_2Si_2O_5(OH)_4]$ 을 크게 벗어나지는 않는다 (Table 2). 이의 모암광물 중 감람석은 Mg와 Fe의 몰비에서 Fe가 10% 내외를 차지하는 Mg이 풍부한 포스터라이트 (Forsterite) 계열로서 (지정만, 김규봉, 1972; 우영균 등, 1991) 이들로 주로 구성된 초염기성암의 자변성 혹은 후퇴변성작용으로부터 사문암이 형성되었다. 암록색 내지는 녹청색의 치밀한 암상의 신선한 사문암은 경하에서 모암의 구성광물인 감람석 내지는 휘석류의 가상 (mesh and hourglass texture)이 뚜렷하게 보존된 채 사문석화되어 나타나는데, 이는 리자나이트 (lizardite)의 특징적인 조직이다 (Fig. 7A).

이들의 X-선회절분석 결과에서는 사문석의 전형적인

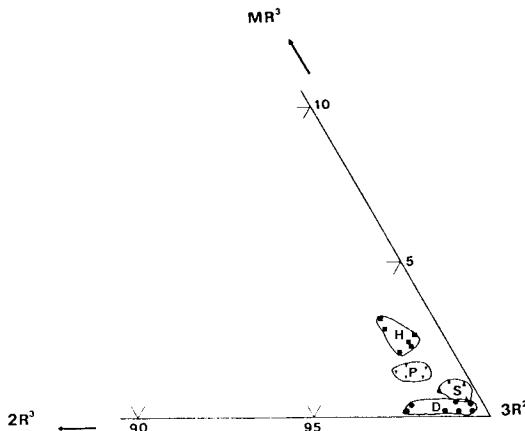


Fig. 5. Talc compositions plotted in MR^3 - $2R^3$ - $3R^2$ coordinates using Velde's diagram (1985). MR^3 ; $Na+K-2Ca$, $2R^3$; $Al/2$, $3R^2$; $(Mg+Fe^{2+})/3$; D; zone of talcs originated from dolomite, S; zone of talcs originated from serpentinite, P; zone of talcs originated from phlogopite, and H; zone of talcs originated from hornblende.

회절선인 $7.24\sim7.20\text{ \AA}$ (001), $3.62\sim3.60\text{ \AA}$ (002), $2.16\sim2.14\text{ \AA}$ (112) 이외에 현미경상의 조직적 특성과 일치하는 리자다이트의 회절선인 $4.63\sim4.62\text{ \AA}$ (100), $3.89\sim3.87\text{ \AA}$ (101)과 $2.81\sim2.85\text{ \AA}$ (102)이 나타나는 것으로 보아 1T type에 가장 가까움을 알 수 있다.

각섬석

주요 시료의 각섬석에 대한 전자현미분석 결과를 Leake (1978)에 의한 각섬석 분류표에 도시해 보았다 (Fig. 8). 대부분이 Mg가 풍부한 투각섬석-양기석 계열의 조성 [$Ca_{1.96}(Mg_{4.43}Fe^{2+}_{0.37}Al_{0.20})[Si_{7.64}Al_{0.36}O_{22}](OH, F)_2$]을 보여주며, C4-15 시료에서는 전형적인 양기석이 나타난다 (Table 2).

본 역의 각섬석은 활석 광체 구간에 나타나는 각력화된 암괴에서 금운모 및 녹니석이 농집된 부위에서 주로 관찰되는데, Mg-각섬석과 투각섬석이 주를 이룬다 (Fig. 7D, Fig. 9C and D). 특히, 투각섬석은 사문석이나 금운모의 변질과정 중 생겨난듯 침상의 결정형을 보이기도 하며, 이는 다시 녹니석을 거쳐 활석화하는 양상을 보여준다. Mg-각섬석은 초염기성암석의 구성광물로서도 존재하였을 것이라 생각되는데, 이는 평안활석광상의 활석화사문암대에서 Mg-각섬석이 잔류되어 있는 것으로 보아도 알 수 있다.

금운모

본 역에 나타나는 대표적인 금운모에 대한 전자현미분석 결과 구한 구조식을 보면, 금운모의 이상적인 조성에

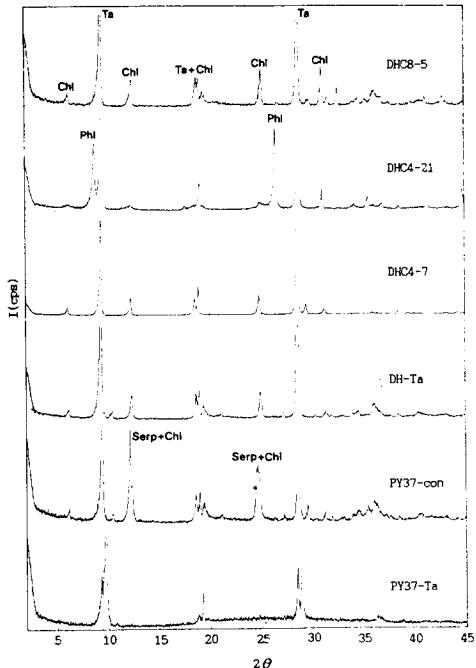


Fig. 6. X-ray diffraction patterns of representative ore samples (Ni-filtered, CuK radiation). Ta; talc, Chl; chlorite, Ptl; phlogopite, and Serp; serpentine.

비하여 팔면체 양이온인 Mg이 Fe와 Al에 의하여 약간 치환되며, 이의 대표적인 구조식은 $K_{1.88}(Mg_{4.68}Fe^{2+}_{1.17}Al_{0.25})(Si_{5.89}Al_{2.11}O_{20}) (OH, F)_4$ 와 같다.

X-선 회절분석 결과에서 9.97 \AA 의 (001) 회절선과 3.35 \AA 의 (003) 회절선이 전형적으로 가장 강하게 나타나며, 그리고 4.55 \AA 의 (020)의 회절선과 미약하지만 (022), (004), (112), (005)의 회절선들이 나타나는데 이는 본 시료가 1M 형의 금운모임을 지시해 준다.

녹니석

본 역에 나타나는 대표적인 녹니석에 대한 전자현미분석 결과 (Table 2에 일부 분석결과 수록)를 Hey (1954)에 의한 녹니석 분류표에 도시해 보면 (Fig. 10), 대부분이 Mg가 풍부한 클리노콜로르(Clinoclore) 나 펜나이트(Pennite)의 화학조성 [$(Mg_{4.29}, Fe_{0.73}, Al_{0.93}), (Si_{3.24}, Al_{0.76}) O_{10} (OH)_8$]을 보여주지만, DHC4-15 시료의 석영맥과의 경계부에 형성되어 있는 자생 녹니석은 리피돌라이트(Ripidolite)의 영역에 도시된다. 본 역의 시료에서 나타나는 녹니석은 현미경하에선 각섬석과 금운모로부터 유래하는 것으로 구분되는데, 전자는 각섬석의 구조가 거의 남아있지 않으나 후자는 금운모의 구조를 거의 그대로 유지하

Table 2. Electron microprobe analyses and structural formulae for serpentine, phlogopite, chlorite, amphibole, and carbonate minerals accompanying with talcs.

Sample Name	Serpentine		Phlogopite			Chlorite			Amphiboles			Carbonate	
	PY37-3	C4-14	C4-21	C4-10	C4-13	C4-6	C4-6	C4-6	C4-201	C4-201	PY-12		
SiO ₂	43.12	42.49	41.65	40.94	33.09	32.91	32.13	57.45	55.46	54.55	0.07	0.07	0.07
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.11	0.59	0.01	0.03	0.06	0.01	0.08	0.08	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.07	0.07	0.16	0.51	0.53	0.72	1.38	0.45	0.04	0.11	0.21	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.68	1.42	2.23	11.68	12.01	13.82	13.21	15.51	0.31	2.64	4.81	0.00	0.01
FeO*	7.03	7.03	7.42	8.24	10.24	7.66	8.47	8.63	5.12	4.76	6.34	2.39	0.10
MnO	0.09	0.12	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08	0.12	0.17	0.12	0.11	0.67	0.11
MgO	36.08	35.45	34.94	21.77	20.69	29.85	28.81	27.61	20.56	20.86	21.16	18.66	0.15
NiO	0.12	0.13	0.09	0.19	0.04	0.15	0.19	0.18	0.03	0.07	0.19	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.13	13.12	11.51	10.09	27.05	48.59
Na ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.04	0.05	0.00	0.02	0.02	0.18	0.46	0.12	0.01	0.13
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	10.06	10.35	0.04	0.46	0.29	0.03	0.09	0.23	0.00	0.01
Total	87.18	86.72	86.60	94.56	95.56	85.42	85.58	85.14	97.02	96.15	97.89	48.85	49.19
	O(14)	O(14)	O(22)	O(22)		O(28)	O(28)	O(28)	O(23)	O(23)	O(23)	O(2)	
Si	4.097	4.060	3.997	6.090	5.971	Si	6.497	6.515	6.368	Si	8.015	7.782	7.552
Al(IV)	0.000	0.000	0.003	1.910	2.029	Al(IV)	1.503	1.485	1.632	Al(IV)	0.000	0.218	0.448
Al(VI)	0.076	0.159	0.248	0.094	0.035	Al(VI)	1.695	1.597	1.991	Al(VI)	0.051	0.219	0.337
Ti	0.000	0.000	0.001	0.012	0.065	Ti	0.001	0.004	0.010	Ti	0.001	0.008	0.008
Cr	0.005	0.005	0.012	0.059	0.061	Cr	0.111	0.215	0.070	Cr	0.004	0.012	0.023
Fe	0.558	0.561	0.595	1.002	1.249	Fe	1.257	1.402	1.430	Fe	0.597	0.559	0.734
Mn	0.007	0.009	0.008	0.012	0.009	Mn	0.013	0.014	0.021	Mn	0.020	0.014	0.013
Mg	5.110	5.049	4.998	4.723	4.500	Mg	8.737	8.503	8.158	Mg	4.276	4.364	4.367
Ni	0.009	0.010	0.007	0.022	0.004	Ni	0.023	0.029	0.028	Ni	0.003	0.008	0.021
	5.766	5.794	5.869	5.925	5.924	Ca	0.004	0.004	0.028		4.953	5.184	5.503
Ca	0.000	0.001	0.002	0.007	K	0.009	0.117	0.073	XM1-3	0.000	0.184	0.503	
Na	0.000	0.006	0.003	0.010	0.014	11.851	11.895	11.816	Ca	1.961	1.731	1.497	
K	0.000	0.000	0.000	1.867	1.926				Na	0.039	0.085	0.000	
	0.006	0.004	1.879	1.947					Na(A)	0.010	0.040	0.032	
									K	0.005	0.016	0.041	
									K	0.015	0.056	0.072	

FeO*, All iron reported as ferrous; 1; dolomite and 2; calcite.

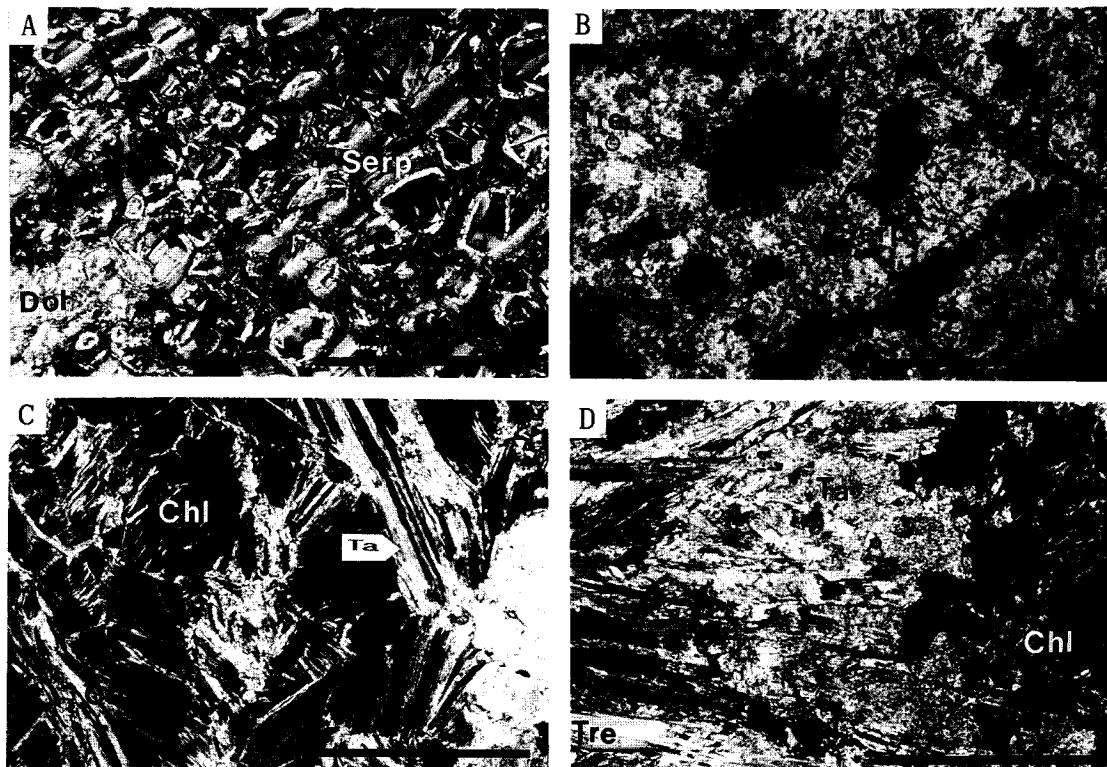


Fig. 7. Polarized photomicrographs of serpentines showing typical mesh texture (C4-12) (A), coexisting serpentine and tremolite (B), chlorite to talc (C), and tremolite and chlorite to talc (D). Scale bar indicates 1mm.

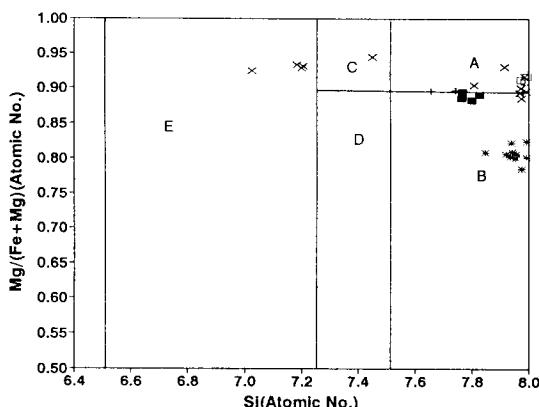


Fig. 8. Plots on Si vs. $Mg/(Mg + Fe)$ diagram for amphiboles (after Leake, 1978). Solid square; C4-6, cross; PY-J, plus; C4-7, open square; PY-37, asterisk; C4-15, A; tremolite, B; actinolite, C; tremolitic hornblende, D; actinolitic hornblende, and E; magnesio hornblende.

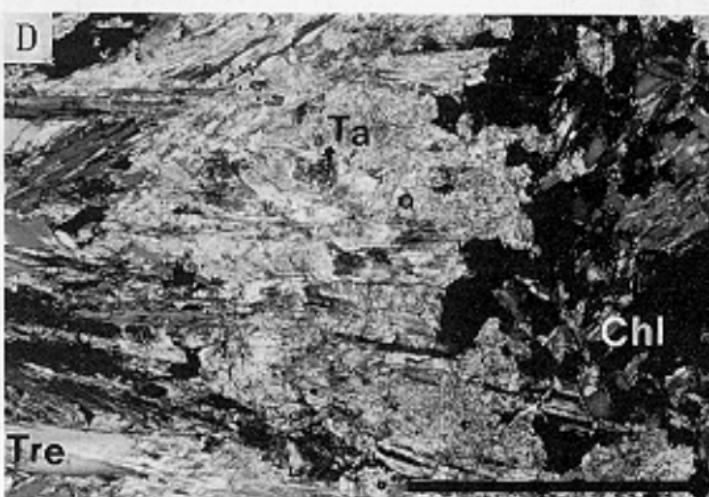
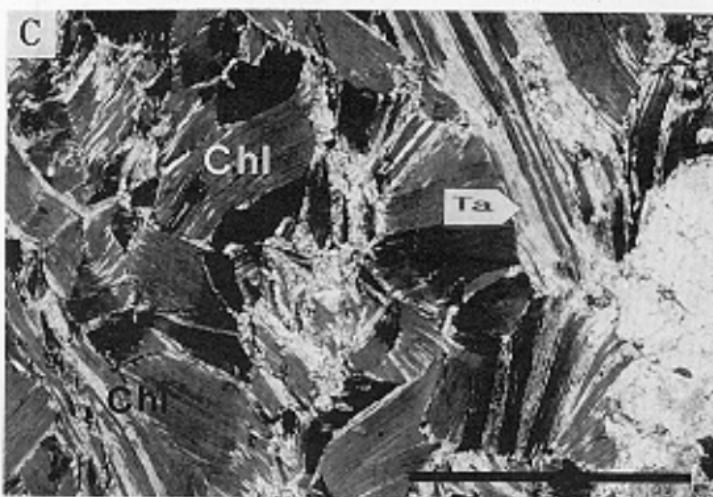
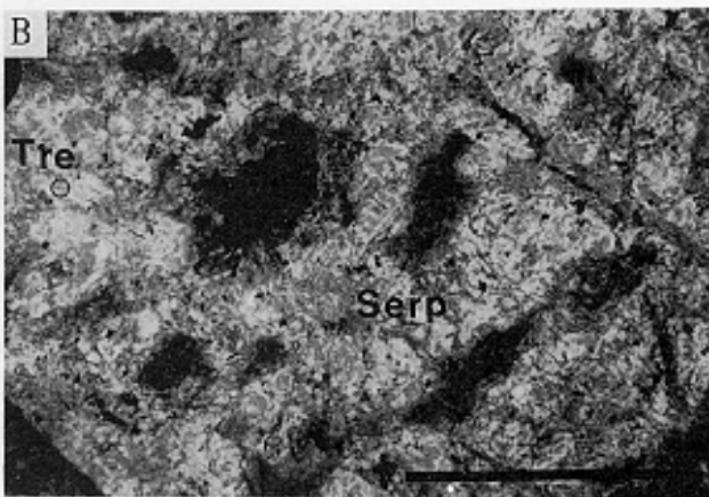
면서 녹니석화하는 양상으로 나타난다 (Fig. 7C). 금운모로부터 형성된 녹니석은 Cr 및 Fe 등이 빠져나와 주변에 불투명광물을 이루는 것 (Fig. 9B)이 매우 특징적이다.

탄산염 광물

활석화된 사문암대에서는 돌로마이트와 자형의 마그네사이트가 우세하며, 전반적으로 돌로마이트는 양적으로 균질하게 분포되어 있는 반면에 방해석은 활석 광체 중심부로부터 하부에서는 드물며 그 상위에서는 우세한 분포를 이룬다. 돌로마이트의 Ca : Mg 비가 다양하게 나타나며, 마그네사이트는 Mg 대신 Fe가 18% 가량 치환하고 있는데, 이는 야외에서 드러난 마그네사이트의 결정면이 산화되어 붉은색을 띠는 것으로 보아 철성분의 존재를 알 수 있다. 방해석은 대홍광산 노천채굴처의 상부에서 돌로마이트와 함께 세맥을 이루며 나타나는데, 거정으로 자라난 모습도 관찰된다. 이와같이 광체 상부에 탄산염 광물이 세맥으로 우세한 것은 탄산염화작용을 수반한 열수변질 작용으로 각섬석이 활석화 되면서 유출된 잉여 Ca 성분과 지속되는 열수의 유입에 의해 풍부한 세맥을 이룬 것으로 사료된다.

불투명 광물

광체 전반에 뿐만 아니라 주변암에도 불투명광물의 존



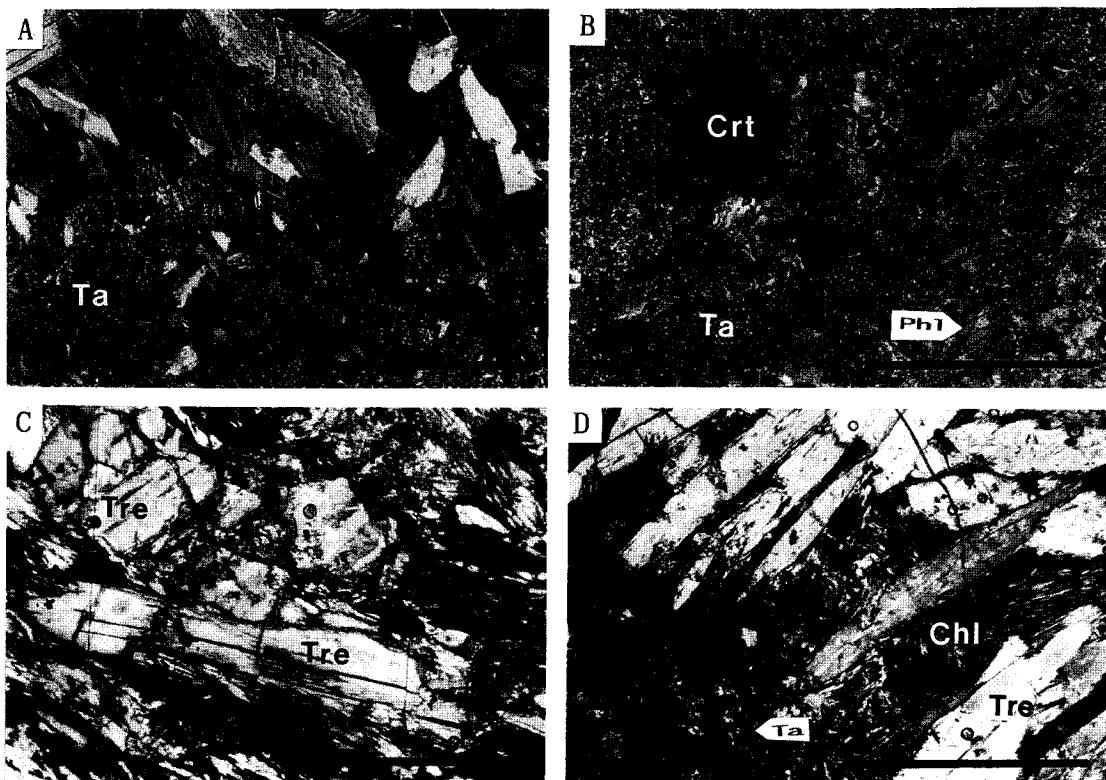


Fig. 9. Polarized photomicrographs of phlogopite to talc (A), chromite surrounded by phlogopite and phlogopite fragments in talc mass (B), tremolite to talc (C), and tremolite to chlorite to talc (D). Scale bar indicates 1 mm.

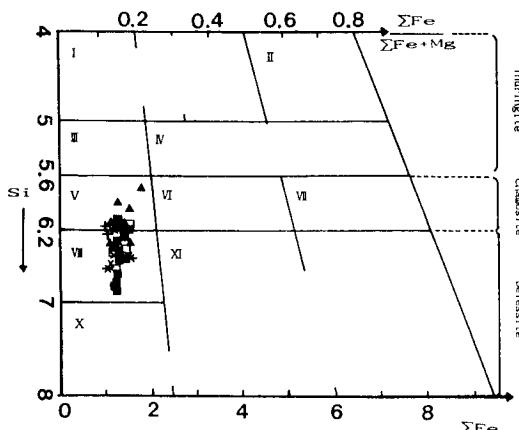


Fig. 10. Plots on ΣFe vs. Si for chlorite analyses after Hey (1954). I; corundophillite, II; pseudothuringite, III; sheridanite, IV; ripidollite, V; chlinoclore, VI; pychochlorite, VII; brunsvigite, VIII; pennite, IX; diabantite, and X; talc-chlorite. Solid square; C4-6 and 7, open square; C4-13, plus; C4-9, cross; C4-20, asterisk; C4-10, and solid triangle; PY-37 and PY-J.

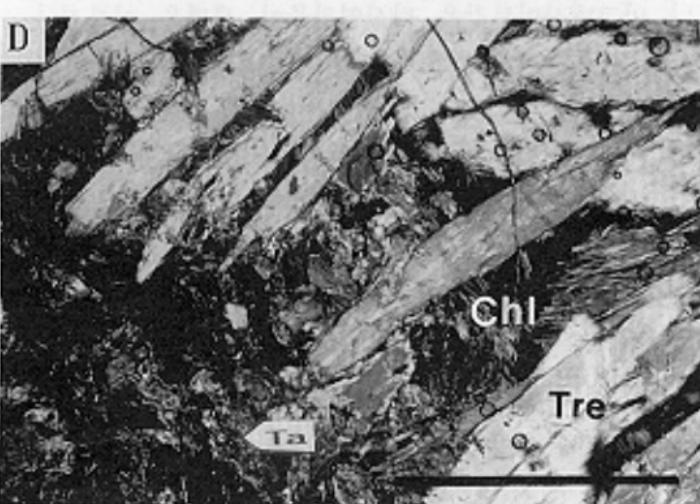
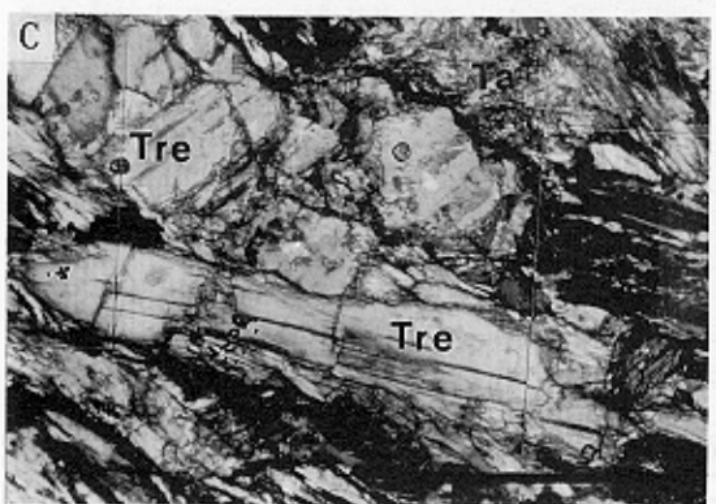
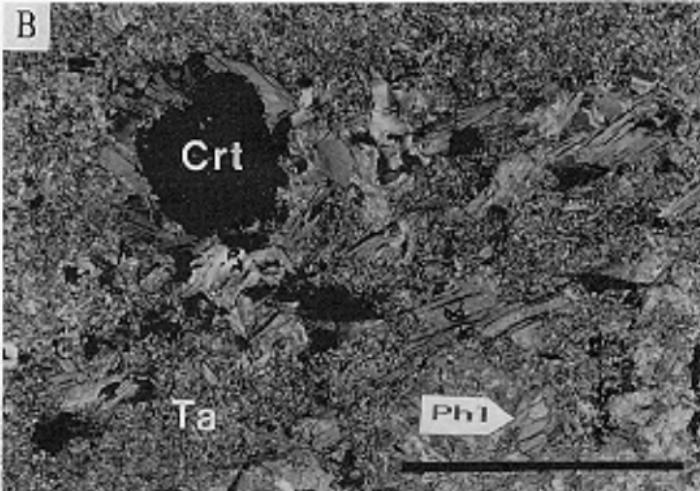
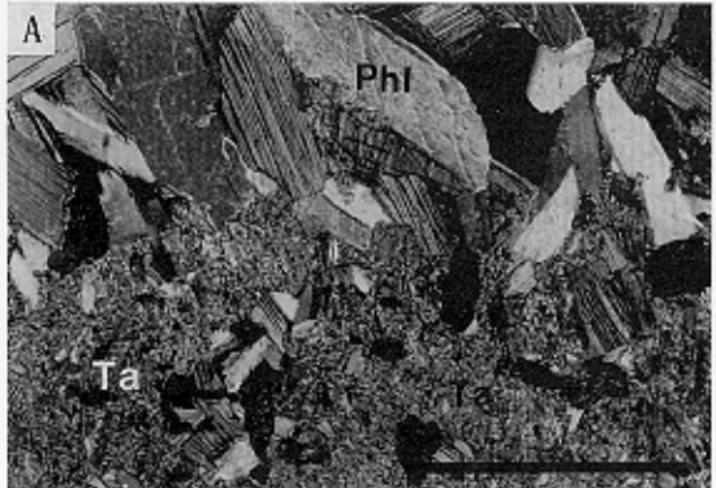
재는 매우 빈번히 관찰되는데, 그 종류로는 자철석이 가장

많이 보이며, 금운모 및 녹니석과 함께 크롬철석과 금홍석 등이 보인다. 특히, 앞서 설명한 바와 같이 금운모기원의 녹니석과 공생하는 활석광체 가까이에는 크롬철석이 존재하며 이는 용리구조를 보인다 (Fig. 9B). 또한, 감람암의 사문암화작용시 MgO보다 FeO가 더욱 유동성이 강하여 이들로부터 자철석이 형성 (Lecuyer, 1990)되는데, 이는 감람석의 경계부에 형성되어 경하에서 전형적인 격자형 무늬를 보여준다 (Fig. 7A). 한편 세립의 황철석과 같은 황화광물도 간혹 나타나며, 주변암에는 석류석을 볼 수 있다.

모암의 지화학

주원소 및 미량원소

비교적 신선한 사문암 (C4-9, 10 및 PY37-3) 시료에서는 원암인 페리도타이트질 초염기성암의 주원소 성분 조성과 거의 유사하다 (Table 3). 이는 물 이외에 다른 성분의 첨가없이 사문암화작용이 이루어졌음을 경하의 조직적 특성과 함께 뒷받침해 준다. 대략적인 육안적 특징에 의



하여 사문암대, 활석부광대 (탄산염광물 수반) 및 금운모-녹니석이 다량 포함된 활석대로 광화대가 구별되나 이들의 경계는 점이적이거나 불규칙하다. 전체적으로 광체시료는 MgO가 21.15~35.98 wt.%의 높은 함량을 보이며, Al₂O₃의 경우는 금운모나 이로부터 변질된 녹니석이 놓집된 부분 (약 10~13% 함유)을 제외하고는 약 3~5%의 낮은 함량을 보여준다. K₂O 성분은 염기성암에 대해서 불호정적인데, 본 시료에서도 대체로 0.1% 이하의 낮은 함량을 보이며, Al₂O₃와 마찬가지로 금운모-녹니석-활석의 광화대에서는 다소 높아져 약 1~4%의 함량을 나타낸다.

또한, C4-19번 시료와 같은 화학조성 결과는 돌로마이트나 마그네사이트같은 탄산염광물이 세맥을 이루거나 자형의 결정을 많이 함유하는 탓인데, 이는 활석화작용시 유입된 열수가 탄산염화작용을 수반한 결과로 해석된다. 특히, 전체적으로 높은 MgO 성분은 마그네사이트와 같은 광물의 형성에 결정적인 조건으로 작용하였을 것이다.

미량원소로서 Co, Ni, Cr, Sc, V 등은 Mg, Fe와 같은 주성분원소와의 치환이 용이하며, 특히 Co, Ni은 감람석에 대해 높은 분배계수를 지닌 원소로 알려져 있고, MgO의

함량이 일정하게 감소함에 따라 함께 감소하는 경향을 나타낸다 (Mason and Moore, 1982). 본 광화대에서도 Table 3에서 나타나는 바와 같이 위의 사실이 확인된다. Co는 광화대에서 광화작용의 전전도와 무관하게 약 50~80 ppm 가량의 균질한 양을 갖는데, 이의 거동을 좌우하는 MgO 성분의 변화가 21.15~35.98%의 높은 함량의 제한된 범위를 나타내는 것과 합친된다.

Ni은 감람석과 휘석, 그리고 Cr은 휘석과 각섬석에 높은 분배계수를 갖는 원소로서, 광화대내의 시료들은 Ni과 Cr이 700~800에서 높은 것은 약 2000 ppm까지 함유되어 있는데, 변질을 덜 받아 비교적 신선하게 남아있는 사문암이나 금운모가 놓집된 부분에서 그 값들이 가장 높게 나타나며, 이와 멀어질수록 즉, 사문암의 자취를 많이 잊어가거나 금운모의 활석화가 진행될수록 그 양이 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타난다. 한편, Ba원소는 K과 함께 거동하는 원소로서 금운모가 나타나는 시료에서는 비례하여 그 값이 매우 높게 나타남을 알 수 있다.

활석광체 구간에 부분적으로 잔류 놓집된 금운모가 2차 생성광물이라면 외부에서 유입된 K, Al 및 실리카 성분의

Table 3. Chemical analyses of major and trace elements for the representative ore samples.

Sample Name	Core Samples											
	C4-4	C4-7	C4-9	C4-11	C4-12	C4-13	C4-14	C4-19	C4-20	C4-21	C4-29	C4-32
SiO ₂	61.21	48.80	32.64	40.86	38.36	61.74	44.10	15.06	38.88	47.29	55.25	61.43
TiO ₂	1.65	0.01	1.03	0.03	0.05	0.01	0.95	0.02	0.03	0.41	0.03	0.59
Al ₂ O ₃	13.82	2.72	13.00	2.20	2.23	0.32	10.63	0.55	2.22	6.32	3.54	16.94
Fe ₂ O ₃	9.87	4.51	9.22	8.30	7.82	4.37	10.56	7.77	5.90	8.42	6.14	6.75
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.17	0.14	0.19	0.06	0.11	0.03	0.12	0.39	0.20	0.10	0.06	0.10
MgO	2.01	24.96	28.44	36.04	33.86	29.46	21.15	35.98	26.91	24.77	28.20	2.35
CaO	3.17	7.15	0.56	0.30	1.45	0.04	0.68	0.20	6.43	1.14	0.40	1.99
Na ₂ O	1.86	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	2.18
K ₂ O	3.02	0.01	1.48	0.01	0.01	0.01	4.05	0.03	0.05	2.72	0.17	3.82
P ₂ O ₅	0.36	0.08	0.26	0.03	0.04	0.03	0.42	0.03	0.06	0.14	0.05	0.36
Ig.Loss	2.28	11.35	10.94	12.48	15.37	4.67	2.18	37.17	17.58	5.34	6.09	4.29
Total	99.42	99.75	97.80	100.31	99.31	100.69	94.88	97.22	98.28	94.21	99.97	100.80
Ba	478	17	170	4	7	1	2201	3	14	312	19	625
Co	16	60	66	86	78	63	58	82	56	53	73	22
Cr	35	30	769	948	1949	187	1364	1148	1683	1274	1863	99
Cu	77	3	4	21	17	2	4	29	12	41	3	171
Li	55	10	34	3	4	3	146	2	11	66	31	51
Nb	134	3	18	4	3	3	12	3	4	9	3	15
Ni	29	613	1067	1981	1704	555	1300	1742	1291	794	1714	67
Sc	17	3	7	6	10	2	26	3	10	28	9	13
Sr	175	180	44	37	78	9	24	6	657	126	17	149
V	114	28	90	68	67	17	150	37	46	133	45	82
Y	163	15	5	2	2	0	14	1	3	8	1	33
Zn	121	33	58	40	49	35	106	31	36	49	59	81
Zr	1085	11	269	9	7	2	163	9	65	65	24	130

Table 3. (Continued).

Sample Name	PY-37 Series					Ore Samples			Dikes		
	PY37-1	PY37-2	PY37-3	PY37-4	PY37-5	PY37-Ta	PY37-C	DH-Ta	YS-NC-1	YS-901	YS-504
SiO ₂	47.52	31.31	44.73	46.01	68.95	61.89	52.71	59.69	54.22	52.36	50.15
TiO ₂	0.13	0.13	0.04	1.53	0.74	0.01	0.03	0.01	0.82	0.40	0.61
Al ₂ O ₃	6.30	17.40	2.39	16.68	12.09	0.14	1.46	1.34	10.57	10.13	10.50
Fe ₂ O ₃	1.05	1.00	1.23	1.75	1.13	3.43	6.25	4.90	9.24	1.02	0.10
FeO	5.78	8.44	5.59	8.30	4.56	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	3.85
MnO	0.21	0.13	0.11	0.12	0.07	0.03	0.08	0.04	0.15	0.09	0.10
MgO	25.29	27.59	33.72	10.89	3.27	29.41	30.31	29.32	10.59	10.16	9.18
CaO	6.45	0.12	0.25	1.90	2.04	0.95	1.19	0.96	8.90	17.79	23.73
Na ₂ O	0.11	0.00	0.02	3.97	1.17	0.02	0.03	0.03	0.43	0.52	0.94
K ₂ O	0.12	0.85	0.02	3.44	2.42	0.01	0.02	0.01	1.84	1.85	0.04
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.03	0.40	0.15	0.07	0.04	0.04	0.39	0.08	0.17
Ig.Loss	6.09	10.50	11.15	2.77	4.28	5.49	8.02	5.48	2.34	2.50	2.97
Total	99.12	97.51	99.28	97.76	100.87	101.45	100.14	101.82	99.49	100.90	102.34
Ba	14	62	3	648	618	2	3	3	258	2141	17
Co	55	67	78	35	14	55	58	53	37	26	18
Cr	1257	1559	1866	383	81	148	1789	881	683	38	56
Cu	4	2	9	6	6	3	13	3	20	15	4
Li	9	54	4	84	47	10	7	6	30	2	2
Nb	8	5	3	17	18	4	4	3	13	3	14
Ni	967	1391	1790	170	44	1065	1252	1455	124	32	22
Sc	13	10	11	25	14	8	6	6	28	23	10
Sr	32	18	6	328	58	15	17	4	255	232	153
V	45	69	68	177	97	15	43	33	182	132	95
Y	16	1	2	18	22	1	2	1	27	13	38
Zn	51	82	64	122	105	27	43	50	118	73	106
Zr	17	21	10	225	383	8	12	8	151	62	159

첨가가 있어야만 가능하다. 또한, 금운모들이 전자현미분석 결과에서도 Cr₂O₃ 및 NiO 값이 매우 높은 함량을 나타내고 있는데, 이러한 성분들이 초염기성암의 구성광물에서 사문석화 및 활석화작용을 받으면서 유출되었다면 금운모 형성시 호정적으로 작용하기 보다는 산화광물을 이루기가 더욱 쉬울 것이다. 경하에서도, 녹니석이나 금운모가 활석화되다가 잔류되어 모여있는 곳에 크롬철석 등 불투명 광물이 형성되어 있는 모습 (Fig. 9B)은 위의 사실을 뒷받침해 준다.

경하에서 각기 각섬석-녹니석, 금운모-녹니석, 금운모-활석, 녹니석-활석의 변질을 보이는 부분에 대한 전자현미분석 결과 양쪽 광물 성분의 중간 조성 값을 가진 것들이 나타나는데, 이러한 결과를 특정 광종간에 도시해 보았다 (Fig. 11). 여기 나타나는 두 광물 사이의 중간 조성값에 대해서는 첫째, 두 광물의 혼재된 결과이거나 둘째, 혼합 층상광물의 존재 등 두 가지 가능성을 유추할 수 있다. 후자의 결과가 옳다면 현미경상에서 나타나는 증거를 토대로한 전자현미분석결과와 부합되기 위해서는 X-선 회

절분석시 혼합층광물의 회절선이 잘 나타나야 하나 혼합 층상광물은 관찰되지 않았다. 그러므로, 두 광물의 영역 사이에 일련의 중간조성을 보이는 변화는 위의 각각 두 광물들의 변질과정에 혼재된 부분의 분석 결과로 생각할 수도 있다. 하지만, 본 지역의 광물조성과 변질양상을 고려해 볼 때, 혼합층광물이 양적으로 상대적으로 매우 적어 인지할 수 없었다고 보는 것이 더욱 타당할 것이다.

광상의 성인

사문암화작용

본 역의 사문암은 비교적 신선한 부분에 감람석 혹은 휘석류의 가상을 보존한 사문석과 잔류 각섬석 등으로 이루어 감람석-휘석-각섬석의 조합을 가진 페리도타이트질 초염기성암을 모암으로 추정할 수 있다.

각섬암상 변성작용 후 초염기성암석의 광물조합으로 감람석-사문석-휘석-투각섬석-Mg 녹니석 등을 제시한 바

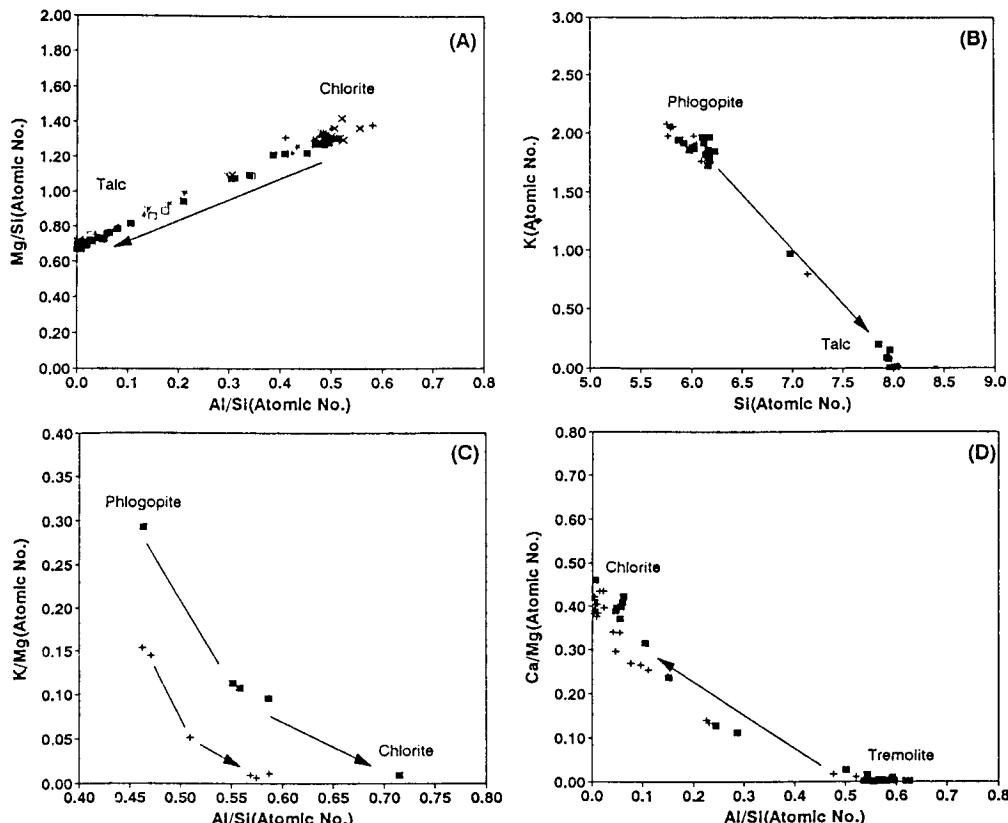


Fig. 11. Plots of Al/Si vs. Mg/Si for chlorite to talc (A) (Solid square; C4-7, plus; C4-10, cross; PY-J, open square; C4-20, and asterisk; C4-13), Si vs. K for phlogopite to talc (B) (solid square; C4-14 and plus; C4-21), Al/Si vs. K/Mg for phlogopite to chlorite (C) (solid square; PY-J7 and plus; C4-9), and Al/Si vs. Ca/Mg for tremolite to chlorite (D) (solid square; C4-6 and plus; PY37-1).

있고, 이러한 광물조합으로부터 550~650°C의 온도를 밝힌 바 있다(Scotford and Williams, 1983). 또한, 사문암화 페리도타이트나 사문암은 500~550°C의 온도를 넘지 않는 변성작용이 있는 곳에서 산출된다 (Laurent and Hebert, 1979)고 하며, 각섬암상의 변성온도를 고려해 볼 때, 광역변성작용에 의해서 사문암화작용의 진행은 충분히 가능하다고 판단된다.

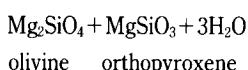
초염기성암의 사문암화작용이 광역변성작용 이전에 일어나서 이미 사문석광물이 형성되어 있었고 광역변성작용의 온도범위가 사문석의 안정영역에서 진행되었을 수도 있다.

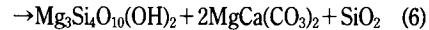
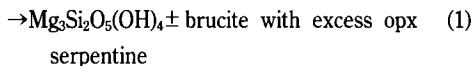
초염기성암석이 주변 변성암에 어떻게 셀(sill) 상으로 정치하였으며, 사문석화작용과 광역변성작용과의 시간적 전후 관계 등은 달리 규명되어야 할 문제이나, 사문암내의 광물들이 일정한 배열을 하고 있고, 육안으로 보이는 선구조가 주변암의 선구조와 거의 유사하며, 북동향으로 광

맥이 정치하고 있는 등은 광역변성작용에 의한 영향으로서 광역변성작용 이전이나 그와 수반되어 이미 정치된 초염기성암의 사문암화 작용이 진행되었다고 판단된다.

사문암화작용이 일어나려면 일반적으로 사문석화를 일으키는 유체는 pH값이 10~12 정도의 암칼리성이며, 활석과 평형을 이루려면 5% 이하의 CO₂ 성분을 가져야 한다 (Moody, 1976). 그러므로 사문암화작용에 기여한 물의 CO₂ 양은 활석의 형성에 기준이 될 수 있으며, 초기에 사문암을 형성한 물은 낮은 CO₂ 성분을 가졌을 것이다.

사문암화작용은 부피의 증가를 초래하거나 혹은 그대로 유지한다고 알려져 있다. 본 역의 사문암에서는 감람석의 자형이 완전히 보존되는 증거로 부피가 일정한 반응 (Condie and Madison, 1969; Colemen, 1971; Moody, 1976)으로 유추할 수 있다.





$$6\text{MgSiO}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \quad (2)$$

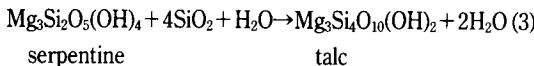
talc

본 역의 초염기성암에 대한 사문암화작용은 사문석 외에 투각섬석의 형성이 있는 것으로 보아 초염기성암의 구성 광물에 Ca를 가진 휘석이나 각섬석이 존재하였으며, 위의 반응식에서와 같이 Mg성분이 유출되는 경로를 따랐을 것으로 판단된다.

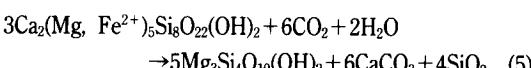
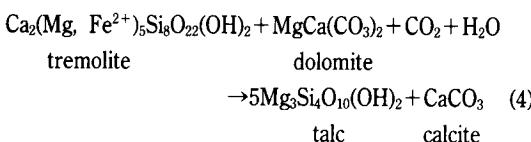
화석화작용

활석광화대 내의 시료에 대한 현미경 관찰에 의하면 활석화되는 과정은 1) 사문석→활석, 2) 투각섬석→녹니석→활석, 3) 투각섬석→활석, 4) 금운모→녹니석→활석, 5) 금운모→활석의 경로로 요약된다. 활석광체의 모암인 사문암은 활석화작용이 많이 전진되어 있으며, 신선한 사문암이라도 사문석 외에 소량의 활석광물을 포함한다. 감람석 가정을 떤 사문석은 경계부에서부터 활석을 형성하여, 주변에 돌로마이트가 발달하고 있다 (Fig. 7A). 이와같이 활석광화대 전반에 걸쳐 탄산염광물이 나타나는 것은 유체에서 X_{CO_2} 가 0.1%만 증가해도 유체와 평형상태에서 공존하던 사문석은 활석과 마그네사이트로 변한다 (Tagiri, 1974)는 사실에서 사문암의 활석화작용에 CO_2 의 증가를 가져온 열수의 영향을 유추할 수 있다.

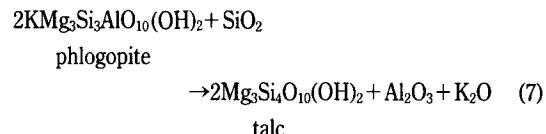
사문석의 활석화작용은 사문석화작용의 연장으로 불과
실리카성분이 증가하면서 활석화되는 경우가 있으며,



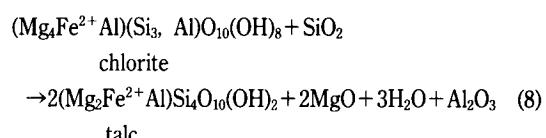
다음과 같이 투각섬석, 금운모 및 녹니석으로부터의 활석화되는 과정에 대한 반응식도 있다.



위와같이 투각섬석은 열수에 의해 공급된 물과 CO₂의 첨가로 인해 직접 활석으로 변할 수 있다. (4)번 식은 활석화작용으로 형성된 돌로마이트와 잔류된 투각섬석이 이후의 열수에 의해 재차 활석화되는 경우를 보여준다.



이와같이 금운모는 직접 활석으로 변할 수 있다. 이때
유출된 K₂O 성분은 인근에 장석과 같은 광물을 형성하
였을 것으로 보고 관찰하였으나, 열수를 따라 이동하였는
지 활석광화대 부근에는 K을 함유한 광물을 찾을 수 없
었다.



금운모나 각섬석으로부터 유래한 녹니석은 이들간에 별화학조성의 차이를 보이지 않으며, 위와같이 열수에 의해 활석으로 변질된다. 또한, 열수가 유입될 당시 광화대의 양상은 금운모가 농집된 부분이 비교적 약선대로서 열수의 통로로 작용했을 것이며, 단층작용에 의한 파쇄대의 형성 시 현재와 같은 각력화작용이 수반된 것으로 판단된다. 실제로 대홍광산의 노천채굴적에서는 다양한 규모의 단층들이 존재하며, 사문암의 활석화작용에는 파쇄대와 같은 약선대를 따라 유입된 열수의 영향에 크게 기여하였고, 그 영향을 덜 받은 곳에 비교적 신선한 사문암이 잔류하고 있는 것이다.

위에서 제시된 금운모가 활석화되는 과정은 본 역의 활석화작용 중 큰 비중을 차지하므로, 광화대 전반에 불규칙하게 놓집된 양상으로 나타나는 금운모의 기원이 설명되어야 할 것이다.

大衛

초염기성암의 초기정출광물로서 금운모의 놓집된 형태는 K_2O 의 초염기성암에 대한 불친화적인 특성으로 인하여 일반적인 경우가 아니다. 그러나, H_2O 의 활동도에 의존하여 마그마에도 K_2O 성분이 상당량 놓집될 수 있으며, 금운모는 이러한 초염기성암마그마로부터 직접 철출될 수도

있을 뿐 아니라, 대륙지각의 압력하에서 냉각되는 동안의 반응으로도 형성될 수 있다 (Kuehner et al., 1981; Arima and Edgar, 1983)고 한다. 또한, K이 풍부한 함수유체에 의한 변성교대작용은 모암의 페리도타이트에 맥상의 금운모 및 K-리처라이트(K-richterite) 페리도타이트를 형성하고 Ti 함량이 낮은 금운모를 생성한다 (Menzies et al., 1987)고 하는데, 이 금운모의 특징은 Mg; 4~6%, Ti; 0~0.5%, Fe; 0.3~1.3%의 조성을 가진다고 한다. 이러한 조성은 본 역의 금운모 성분과도 대체로 일치 (Table 2)하지만, 이러한 반응은 최소한 5 kb의 압력과 250°C 이상의 온도 환경속에서 이루어지는데 이렇게 형성된 금운모가 어떻게 지표 가까이에 까지 정치하면서 인근의 초염기성 구성광물이 사문암화작용을 받고 활석화작용을 거치는 동안 잔류되어 남아 있을 수 있는가 문제가 된다. 그러나, 금운모 자체는 사문암화작용시 변질된 감람석이나 휘석류보다는 다소 넓은 압력, 온도의 안정영역을 이루고 있으며, 사문암화작용 동안 충분히 잔류될 수 있는 가능성이 있다. 이후 열수에 의해서 활석화되는 동안 금운모의 농집된 부분은 사문석과 같이 활석화하며 미처 활석화되지 못한 금운모들이 부분적으로 잔류, 농집되어 있는 것으로 생각할 수 있다. 즉, 전체 초염기성암의 양상은 감람석-휘석-각섬석의 광물조합으로 후에 전형적인 사문암을 형성한 부분도 있지만, 국부적으로 맥상의 농집된 금운모가 잔류하고 있는 형태를 띠고 있는, 변성교대작용의 산물이라고 볼 수 있다.

위에서 살펴본 바대로 사문암화작용에서부터 활석화작용까지 열수의 성질에 대한 일련의 변화는 처음에는 비교적 순수한 물이었다가 실리카가 증가하면서 그후 CO₂ 분압이 점점 증가하는 과정으로 생각할 수 있다. 그러므로, 활석광화대 전반의 광물조합에서 돌로마이트나 자형의 마그네사이트 및 방해석과 같은 탄산염광물의 존재는, 사문암내의 Ca을 가진 휘석 및 각섬석 등에서 활석화되는 과정에 빠져나온 Mg와 Ca가 열수와 함께 유입된 CO₂와의 반응으로 형성되었을 것이다. 특히, MgO-CO₂-H₂O계에서 탈휘발성분화작용 (devolatilization) 반응의 안정관계 (Rose and Burt, 1979)는 마그네사이트 (magnesite)가 일정 압력에서는 열수가 나타내는 낮은 온도에서부터 높은 온도까지도 안정하며, 브루사이트 (brucite)보다 높은 영역부터 P_{CO₂}=P_{TOTAL}의 X_{CO₂}를 이루는 영역까지 안정한 광물로 나타났다. 또한, 이러한 반응은 MgO의 초과성분이 존재해야 하므로 본 역의 활석 광화대내에 자형의 마그네사이트의 정출이나 Mg-녹나석을 형성시킬 당시의 열수의 환경을 유추할 수 있다. 이러한 변질작용에 대해서 광물조합에 따라 350~500°C의 온도영역을 제시(Whitney

and Eberl, 1982)한 바 있으며, 이는 일반적으로 열수변질작용에서 열수는 50~550°C의 온도영역과 최대 2 kb의 압력을 가진다는 사실 (Rose and Burt, 1979)과도 부합된다.

탄산염화작용을 수반한 활석화작용에 대해서 유체의 온도(T), 압력(P) 및 CO₂의 몰분률 (X_{CO₂})를 가지고 활석의 안정영역을 제시한 바 (Evans and Trommsdorff, 1974)에 의하면 비교적 낮은 깊이 즉, 최대 2 kb의 압력 (지각내 6 km 이하의 깊이) 이내에서 T-X_{CO₂}의 물리적 환경에 의해 활석의 형성을 제시하고 있다. 또한, 압력의 변화가 활석의 형성에 큰 영향을 끼치는데 2 kb 이하에서는 압력의 영향은 최소화하므로 넓은 조건의 물리적 환경에서도 활석의 형성을 기대할 수 있다 (Eggert and Kerrick, 1981)고 한다. 일반적으로 변성받은 페리도타이트 (metaperidotite)는 탄산염광물을 포함하지 않으며, 이들의 존재는 CO₂가 풍부한 유체의 유입에 대한 증거가 되는데, 그 결과 사문석이나 브루사이트 같은 광물은 불안정하게 되며, 활석 자체는 H₂O-CO₂의 2성분 유체에서 X_{CO₂}=0.95까지 안정한 광물을 이룬다 (Berman, 1988; Kerrick and Jacobs, 1981). 이러한 결과 및 본 역 활석 광화대의 광물조합을 살펴볼 때, 본 역의 활석 형성온도는 2 kb 이하의 일정 압력하에서 포스테라이트와 엔스테이트 (enstatite)의 부재 등으로 미루어 약 550°C 이하의 온도에서 활석화작용이 이루어졌다고 유추할 수 있다.

결 론

위의 사실들을 종합하여 정리해 보면 이 지역의 변성작용과 활석광화대의 모암인 초염기성암 기원의 사문암이 언제, 어떠한 상태로 정치(emplacement)하였는지는 본 연구의 증거로서 단정할 수 없으나, 최소한 초염기성암의 사문암화작용은 주변암을 형성시킨 광역변성작용 이전 혹은 그와 수반된 과정으로 생각된다. 초염기성암이 사문암화작용의 영향으로 주변암과의 광화대 경계부에 부분적으로 각섬석이 주요한 구성광물로 나타나는 각섬석편마암은 야외에서나 경하에서 활석화하는 모습을 보여주지만 이것이 활석광화대의 실질적인 모암은 아니다. 또한, 초염기성암의 주구성광물은 감람석 및 소량의 휘석과 각섬석 등이며, 사문암화작용 이후 광물조합은 사문석, 투각섬석 및 녹나석이고, 이후 활석화작용은 1) 사문석→활석, 2) 투각섬석→녹나석→활석, 3) 투각섬석→활석, 4) 금운모→녹나석→활석, 5) 금운모→활석의 경로를 따라 일어났다. 금운모의 기원에 대해서는 사문암의 활석화작용 이후에 K과 Al 성분이 다량 포함된 열수에 의해 형성된

2차 변질 광물이거나 초염기성암에서부터 국부적으로 농집된 형태를 띠며 존재하던 것이 활석화하기까지 잔류된 것으로 볼 수 있다.

사문암화작용 이후 지속적인 열수의 유입은 위의 과정을 따라 활석화되면서, 탄산염화작용이 수반되어 광화대 전반에 탄산염광물을 형성하였고, 지속되는 CO_2 분압의 증가로 열수의 성질이 변해감에 따라 활석의 부광화대에 세맥의 탄산염광물 및 마그네사이트와 같은 광물을 정출시켰다. 그 결과, 전반적인 광화대의 양상은 비교적 신선한 사문암대와 이로부터 활석화되는 부분, 그리고 농집된 금운모로부터 활석화되면서 금운모가 잔류한 부분이 주광화대를 이루며, 규모를 달리하는 석영맥 및 탄산염광물맥이 자형의 탄산염광물들과 함께 광화대 전반에 고루 나타나는 양상을 보이고 있다.

본 역의 주 광화작용인 활석화작용 당시 물리적 환경을 유추해 본다면, 일정한 압력 (<2 kb)과 X_{CO_2} 를 0.5 이하로 가정할 때 대략 300~550°C 가량의 온도 영역에서 활석화작용이 이루어진 것이라고 판단된다.

사사

이 연구는 1993년도 엔세대학교 학술연구비와 전략광물자원연구센터의 연구비 지원에 의하여 연구된 것임을 밝히며, 이에 감사한다.

참고문헌

- 강필종, 임주환 (1974) 1:50,000 광정지지도. 국립지질조사소.
 김서운, 유환수, 우영균 (1976) 1:50,000 공주지지도. 국립지질조사소.
 문희수, 김성태 (1988) 동양활석광상에서 산출되는 활석에 대한 광물화학 및 성인적 연구. 광산지질, 21권, p. 235-255.
 염상호, 이민성(1963) 대홍 지질도록설명서. 국립지질조사소.
 우영균, 최석원, 박기화 (1991) 충남 예산지역 활석광상의 성인에 관한 연구. 광산지질, 24권, p. 363-378.
 지정만, 김규봉 (1977) 사문석의 활석화 과정에 관한 연구. 광산지질, 10권, p. 75-92.
 Arima, M. and Edgar, A. D. (1983) High pressure experimental studies on a katungite and their bearing on the genesis of some potassium-rich magmas of the west branch of the African rift. *J. Petrol.*, v. 24, p. 166-187.
 Berman, R. B. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *J. Petrol.*, v. 29, p. 445-522.
 Coleman, R. G. (1971) Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, p. 897-918.
 Condie, K. C. and Madison, J. A. (1969) Compositional and volume changes accompanying progressive serpentinization of dunites from the Webster-Addie ultramafic body, North Carolina. *Am. Mineral.*, v. 54, p. 1173-1179.
 Eggert, R. G. and Kerrick, D. M. (1981) Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 k bar experimental data and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 45, p. 1039-1049.
 Evans, B. W. and Trommsdorff, V. (1974) Stability of enstatite + talc and CO_2 -metasomatism of metaperidotite. *Am. J. Sci.*, v. 274, p. 274-296.
 Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, v. 30, p. 277.
 Kerrick, D. M. and Jacobs, D. K. (1981) A modified Redlich-Kwong equation for H_2O , CO_2 and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. J. Sci.*, v. 281, p. 735-767.
 Kuehner, S. M., Edgar, A. D. and Arima, M. (1981) Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Am. Mineral.*, v. 66, p. 663-667.
 Laurent, R. and Hébert, Y. (1979) Paragenesis of serpentine assemblages in harzburgite tectonite and cumulate from the Qu bec Appalachians. *Can. Mineral.*, v. 17, p. 857-869.
 Leak, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.*, v. 16, p. 501-520.
 Lecuyer, C. (1990) Chemical transfer between mantle xenoliths and basic magmas: Evidence from oceanic magma chambers. The Trinity ophiolite (northern California). *Lithos*, v. 25, p. 243-259.
 Mason, B. and Moore, C. B. (1982) Principles of geochemistry. 4th ed., John Wiley & Sons.
 Menzies, M. A., Rogers, N., Tindale, A. and Hawkesworth, C. (1987) Metasomatic and enrichment processes in lithospheric, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In *Mantle Metasomatism*, Menzies, M. A. and Hawkesworth, C. J. (Eds.), p. 313-344.
 Moody, J. B. (1976) An experimental study on the serpentinization of iron-bearing olivines. *Can. Mineral.*, v. 14, p. 462-478.
 Rose, A. W. and Burt, D. M. (1979) Hydrothermal alteration. In *Geochemistry of Hydrothermal ore deposit*, H.L. Barnes, Ed., 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, p. 173-235.
 Scotford, D. M. and Williams, J. R. (1983) Petrology and Geochemistry of metamorphosed ultramafic bodies in a portion of the Blue Ridge of North Carolina and Virginia. *Am. Mineral.*, v. 68, p. 78-94.
 Tardy, Y. and Garrels, R. M. (1974) A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 38, p. 1101-1116.
 Velde, B. (1985) Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. Elsevier Sci. Pub. Co., p. 1-355.
 Whiteny, G. and Eberl, D. D. (1982) Mineral paragenesis in talc-water experimental hydrothermal system. *Am. Mineral.*, v. 67, p. 944-949.