

忠南 禮山地區 滑石鑛床의 成因에 關한 研究

우 영 균* · 최 석 원* · 박 기 화**

Genesis of Talc Ore Deposits in the Yesan Area of Chungnam, Korea

Young-Kyun Woo*, Suck-Won Choi* and Ki-Hwa Park**

ABSTRACT: Field and microscopic evidence, XRD, EPMA and chemical data suggest that parent rock of talc ore deposits of Yesan district was originated from ultramafic igneous rock. Parent rock can be divided into serpentinized dunite, serpentinized peridotite, metagabbro, amphibolite and hornblende schist. The ore deposits are highly sheared, and show many evidences of hydrothermal alteration and metamorphism at the greenschist and albite-epidote amphibolite facies. The process of steatitization is variable depending upon the composition, and the degree of alteration and metamorphism of the parent rocks. Steatitization can be divided into two processes with or without serpentinization. The parent rocks with serpentinization are serpentinized dunite, serpentinized peridotite and metagabbro, showing the following alteration process; olivine → serpentine → talc. The rocks without serpentinization are amphibolite and hornblende schist showing the following sequence; hornblende → chlorite → talc. Formation of talc deposits is summarized as following six stages; 1) Intrusion of ultramafic rocks, 2) autometamorphism, 3) metamorphism at greenschist and albite-epidote-amphibolite facies, 4) brittle deformation, 5) hydrothermal alteration, 6) purification of low-grade talc by late dyke intrusion.

序 言

일반적으로 활석은 돌로마이트나 초염기성암과 같이 마그네슘이 풍부한 암석을 모암으로 하여 형성된다. 우리나라 돌로마이트기원 활석광상의 대표적인 충주 동양 활석광상의 성인에 대해서는 비교적 많은 연구(김규봉, 1972; 이종혁, 1987; 박찬영; 전희택, 1988; 문희수; 김성태, 1988 등)가 이루어진 바 있다. 그러나 초염기성암 기원 활석광상이 집중 분포된 충남 예산지역 활석광상에 대한 성인적 연구는 김규봉(1972)과 지정만, 김규봉(1977)에 의한 것이 있을 뿐이다. 이 지역 활석광상의 발달양상 탐광 자료는 대한광업진흥공사에서 수행한 것이 있다(한국의 광상 9호, 11호 및 광상시추조사보고 9-12호).

이 지역내에 분포된 초염기성암 기원 활석광상은 덕

성, 청당, 덕유, 유구, 녹천, 평안, 대홍 및 온양광산등 8개 광산이다(Fig.1). 그러나 이 중 덕성, 덕유, 유구광산은 현재 폐광상태이며, 녹천과 온양광산은 탐광중인 개발초기의 광산이다. 현재 가행중인 광산은 월 3000M/T 정도를 생산중인 대홍 및 평안광산과 월 500M/T 정도를 생산중인 청당광산이다. 특히, 대홍광산의 국사광체는 1979년부터 현재까지 탐광 목적의 시추가 계속되고 있으며, 이미 확보된 광량에 대하여 광범위한 노천 채광 작업이 진행 중이다.

이 연구는 1990년 7월부터 이들 광산주변의 지질분포 및 지질구조, 광상의 산출상태등을 조사하고, 이어서 현미경 관찰 및 각종 분석을 실시한 뒤, 이 자료들을 근거로 이지역 활석광상의 성인을 규명하는 과정으로 진행되었다.

암석의 주성분 및 미량성분 분석은 영국 런던대학 Royal Holloway and Bedford New College에서, 산소 및 수소 동위원소비 분석은 중국 지질광산부 광상지질 연구소에 의뢰 분석하고, EPMA분석은 연세대학교에서, Raman분광분석 및 X선회절분석은 동력자원연구소에서 수행하였다.

이 연구는 1990년도 문교부 지원 한국학술진흥재단의

*공주대학교 지구과학교육과 (Department of Earth Science Education, Kongju National University, Kongju 314-701, Korea)

** 한국동력자원연구소 금속광상실 (Metallic Minerals Division, Korea Institute of Energy and Resources, P.O. Box 5, Daedeog Science Town, Daejeon 305-343, Korea). 이 논문은 1990년도 문교부 지원 한국학술진흥재단의 자유공모 과제 학술연구조성비에 의하여 연구되었음.

자유공모과제 학술연구조성비에 의하여 연구되었음을 밝히며 이에 깊이 감사 드린다. 또한 현장 조사시 적극 협조해 주신 대흥광업소 안정환계장과 청당광업소 주승환 소장님을 비롯한 관계자 여러분께, 그리고 동위원소

비 분석과 EPMA 분석등을 주선해주신 연세대 문희수 교수, 야외 조사와 실내자료 정리에 수고해준 이동우박사와 대학원생 조용현군과 곽상훈군 등에게 깊은 感謝를 드린다.

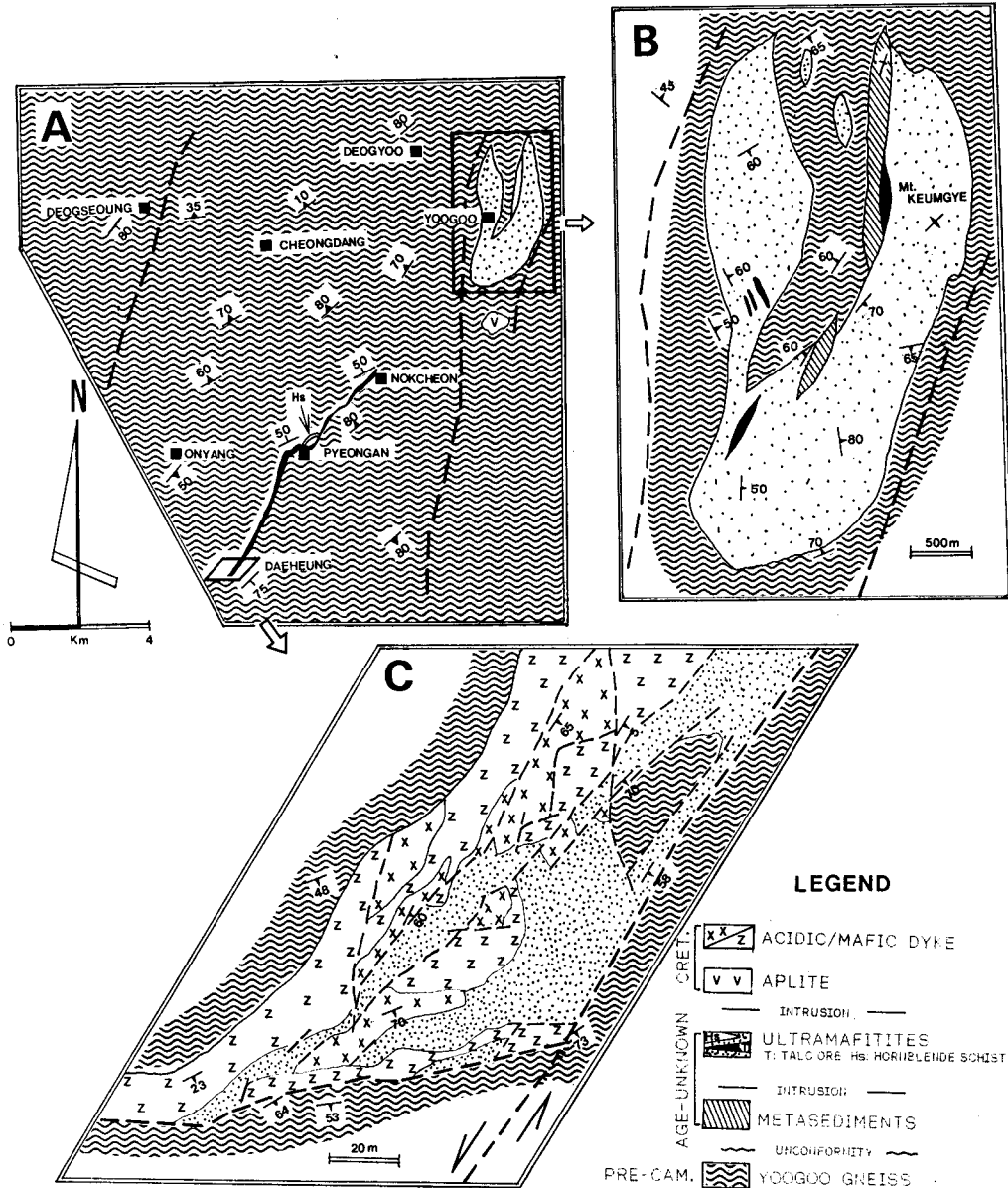


Fig. 1. Geologic map of the study area. A: Yesan talc deposits area. B: Yoogoo talc deposits area. C: Kugsa orebody area in Daeheung talc deposits.

鑛床附近의 地質概要 및 地質構造

地質概要

예산지역 사문암 기원 활석광상의 주 분포지의 범위는 Fig. 1과 같다. 이지역 지질에 대한 과거 연구는 1/5만 대홍지질도폭 (업상호: 이민성, 1963)과 1/25만 서산지질도 (국립지질광물연구소, 1973)를 제외하고는 거의 없는 실정이다.

이 지역의 지질은 주로 선크브리아기의 유구편마암으로 되어 있다. 이 편마암을 부정합으로 피복한 시대미상의 변성퇴적암류 및 이를 관입한 초염기성암류, 백악기의 반화강암, 중성 내지 염기성 및 산성암맥, 석영맥이 소규모 분포한다(Fig. 1).

유구편마암은 1/5만 대홍지질도폭 (업상호: 이민성, 1963)에서는 상부 추라기의 유구화강편마암으로, 1/25만 서산지질도 (국립지질광물연구소, 1973)와 본 지역 서부 1/5만 광정지질도폭 (강필중; 임주환, 1974)에서는 선크브리아기의 경기편마암류로 기재되었던 것이다. 유구편마암은 그 절대연령이 $2150 \pm 20\text{Ma}$ 로 보고된 바 있을 뿐만 아니라 (Lee et al., 1973), 본 조사에서도 유구편마암에는 안구상조직이 관찰되고, 변성퇴적암류가 이를 부정합으로 피복하고 있음을 발견하여 본암을 선크브리아기 경기편마암류에 속하는 것으로 하였다. 유구편마암은 주로 엽리구조가 뚜렷한 흑운모화강암질편마암이지만 암상이 다양하여 곳에 따라 안구상편마암과 흑운모편암상을 보이기도 한다. 유구편마암의 엽리의 주향은 $N15^{\circ}W$ 내지 $N80^{\circ}E$ 범위이고, 경사각은 $35^{\circ} - 75^{\circ}$ 범위이나, 경사방향은 곳에 따라 다양하게 변한다. 흑운모화강암질편마암은 우백대와 우흑대의 구별이 뚜렷한 호상구조를 보이고 전체적으로 회백색을 띠며, 대체로 중립 내지 조립질이다. 구성광물은 석영, 장석 및 흑운모가 주이며, 소량의 백운모가 보이기도 한다. 현미경하에서 보면, 주로 석영, 사장석, 미사장석, 흑운모, 녹니석 및 방해석으로 구성되어 있는데, 석영입자들은 파쇄구조를 보이며, 장석류는 많은 부분이 견운모화하였다.

변성퇴적암류는 유구광산지역 금계산 부근에 분포하며, 유구편마암을 부정합으로 피복한다. 주로 砂質로 구성된 이 암석은 변성을 받았지만 층리구조 및 層厚의 구별이 쉽게 관찰되고 편마암의 礫을 포함하기도 하며

질석회암층이 협재되는 곳도 있다. 금계산 북부에서는 층리가 NE주향에 거의 수직으로 발달한다.

초염기성암류는 암상이 다양한 암록색 내지 회흑색의 치밀암으로서 많은 부분이 활석화되었다. 이는 이 지역 활석광체의 모암이므로 이에 대해서는 뒤에서 자세히 다루기로 한다.

반화강암은 유구광산지역 남부에서 유구편마암을 소규모 암주상으로 관입하고 있다(Fig. 1-A). 본 암은 대체로 백색의 糖晶質 암석으로서, 구성광물은 석영, K-장석, 흑운모이며 소량의 백운모가 포함된다.

중성 내지 염기성암맥은 주로 암록색 내지 암회색을 띠는 세립질 안산암 또는 현무암질암으로서 상기암석들과 활석광체를 관입하였다. 특히, 대홍광산 국사광체를 절단한 대규모 중성암맥은 미립의 사장석으로 구성된 석기에 드물게 사장석, 흑운모, 각섬석, 반정(약3%)을 보이는 안산암질암으로서 화학조성은 Table 1의 D3 및 D5와 같다.

산성암맥은 주로 치밀한 담회색의 규장암으로서 본암은 곳곳에서 상기의 암석들은 관입하였으나, 특히 활석광산 지역에서 빈번히 나타난다(Fig. 1-C). 이 암석은 미립의 석영, 장석, 백운모로 되어 있다. 또한 유백색의 석영맥이 곳곳에서 상기암석들을 절단하였다. 석영맥의 규모는 폭 0.5-1m, 연장 20-30m 정도로서 과거 금광 또는 규석광으로 개발된 곳도 있다.

地質構造

본 지역 지질의 약 90%를 차지하는 유구편마암은 엽리의 발달이 양호하다. 그주향은 대체로 $N30^{\circ}E$ 방향이지만 지역에 따라 NS 또는 EW로 바뀐다. $N30^{\circ}E$ 주향의 경우, 경사는 NW 또는 SE로 자주 바뀌고 곳에 따라 거의 수직에 가까운 것도 있는데, 전체적인 경사는 60° 내외이다. 따라서 엽리로 본 본지역의 전반적인 구조는 복잡하다. 한편 본 지역에는 이들 엽리의 생성시기보다 후기로 추정되는 2개의 대규모 단층이 $N5^{\circ} - 10^{\circ}E$ 방향으로 평행 발달한다(Fig. 1).

대홍 활석광산 지역의 경우, 편마암의 우세한 엽리는 $N70 - 80^{\circ}E$ 의 주향과 $60^{\circ}SE$ 의 경사를 보인다(Fig. 2-A). 이지역 활석 광체의 일반적인 주향과 경사도 이에 준하는데 광체의 상반은 좌수형 주향이동단층으로 기반암과 접하고 있는 반면, 하반은 황반암과 규장암에 의하

여 관입을 받은 후 단층에 의하여 파쇄되었다. 단층계는 NE의 주향이 우세하며 SE경사가 주인데 반하여(Fig. 2-B), 절리계는 주향 N30° E, 경사 60°SE 또는 NW인 절리계와, 주향 EW, 경사 70°N인 절리계로 2대분 된다(Fig. 2-C). 여기서 N30° E 절리계는 이 지역 주단층계와 관련된 shear joint로, EW절리계는 주단층계의 파쇄대(shear zone)내에 발달하는 2차 shear joint로 해석된다. 이 지역에 상기 두 절리계 이외의 타방향 절리의 발달이 미약한 것으로 보아, 이곳에 발달하는 절리계는 주단층계에 의해서 생긴 것으로 해석된다. 한편, 유구 광상 금계산 지역의 경우(Fig. 2-D), 편마암 엽리의 주향은 주로 NE 방향이고 경사는 NW가 주를 이루나 SE 방향도 일부 나타난다. 변성퇴적암류의 엽리의 주향은 대체로 EW 방향이며 경사는 NW 방향이 우세하나 SE

로 경사하기도 한다(Fig. 2-D). 금계산 부근의 초염기성암체에는 변성기원으로 보이는 층상구조(metamorphic layer)가 1-5 cm 폭으로 발달하며 이를 강한 定向性(preferred orientation)을 보이는劈開가 대단히 양호하게 간섭하며 발달하는 것이 관찰된다(Fig. 3-A).

변성퇴적암류와 초염기성암류의 두엽리의 통계를 보면(Fig. 2-E), 자료의 수가 적기는 하나 두엽리의 주향과 경사의 분포 양상이 비슷하고 대칭을 이루고 있어, 변성퇴적암류를 초염기성암류가 관입한 후 함께 습곡작용을 받은 것으로 해석된다. 습곡의 축은 NE 방향으로 20° - 30° 경사진 것으로 해석된다. 본 습곡에 의하여 수반된 軸面劈開(axial plane cleavage)가 야외에서도 확인 되는데(Fig. 3-A), 이때 생긴 습곡은 翼間角이

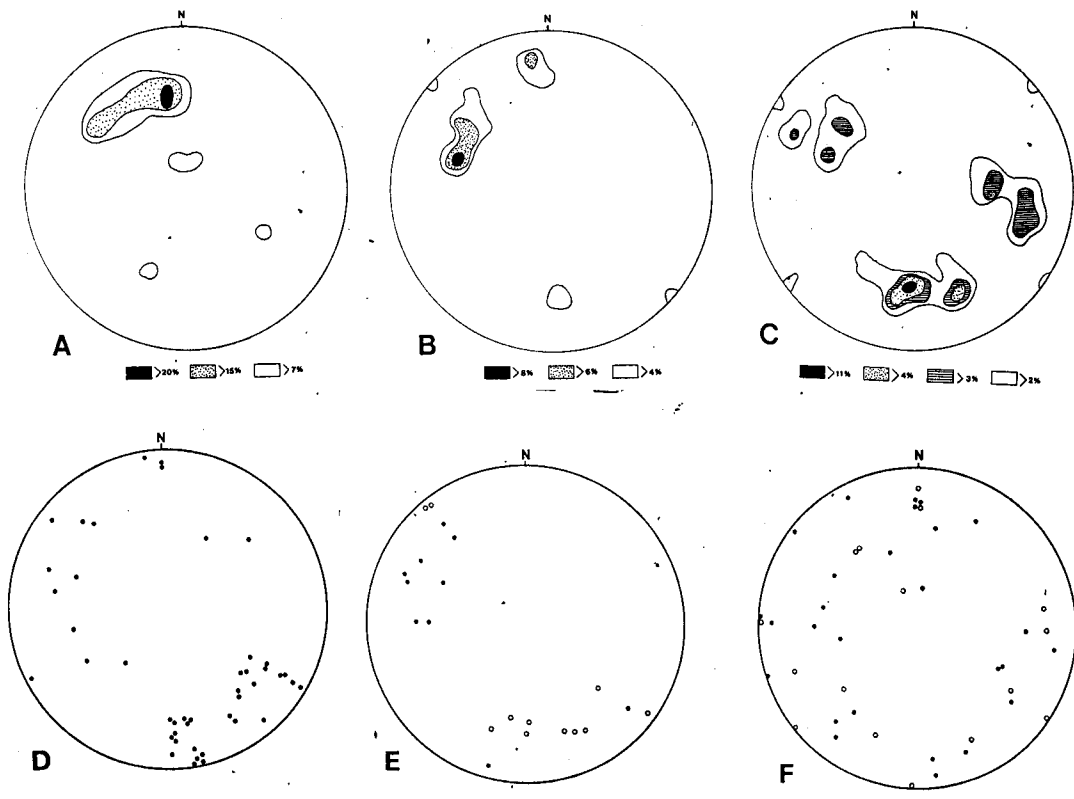


Fig. 2. Foliation of gneiss (A), minor fault plane (B), and joint (C) around Daeheung talc deposits. Foliations of gneiss (D), serpentinite (closed circle) and metasedimentary rock (open circle) (E), and fault (closed circle) and joint (open circle) (F) near Yoogoo talc deposits and Mt. Keumgye. A, B and C represent 14, 105 and 228 poles, respectively.

70° 내외가 되는 tight fold로 추정된다. 금계산 지역에 발달하는 단층과 절리가 분산된 형태를 보이는것 (Fig. 2-F)은 이지역에 脆性變形이 수차례 존재하였던 것으로

해석할 수 있다.

滑石鑛床과 母岩의 產出狀態

예산지역 활석광상들은 유구편마암내에 존재하는 초염기성암류를 모암으로 하여 형성된 것이다. 이 활석광상들에서는 유구광상을 제외한 거의 모든 광상에서 모암의 대부분이 활석화되어 신선한 암석을 찾아보기 어려운 정도이므로 활석광상과 모암의 분포가 거의 같다고 보아도 무방할 정도이다. 따라서 여기서는 우선 활석광상과 모암을 하나의 초염기성암체로 묶어서 그 산출상태를 살펴 보기로한다. 이 초염기성암체의 산출상태는 크게 보아 帶狀과 橢圓體狀으로 구분된다. 동북쪽 유구광상부근의 타원체상을 제외하면 나머지는 거의 대상이다. (Fig. 1).

대상 암체중 가장 뚜렷한 것은 대홍-평안-녹천을 잇는 광화대로서 이들은 곳에 따라 그폭이 팽축하거나 단절된 형태를 보이는 곳도 있지만 대체로 폭 10-50m, 총연장 6km 정도로 북동방향으로 발달한다. 나머지 암체는 이대의 서북쪽에 발달하는데, 광체의 주향·경사와 분포로 볼 때, 덕유, 청당 및 온양 광상도 하나의 띠를 이루는 것으로 보이며, 덕성광상도 그 서북쪽 외곽으로 독립된 대를 이룰 가능성이 있다. 이들 초염기성암체의 분포 및 형태와 본암체 주변에 발달한 지질구조로 보아 이들은 과거에 이 지역의 기반암에 발달되었던 弱線帶를 따라 관입한 것으로 보인다. 즉 대상암체는 주로 암맥 또는 암상으로, 타원체상 암체는 lopolith 형태로 관입하면서 기반암을 roof pendant 로 포획한 것으로 보여진다. 따라서 이 초염기성암체와 이로부터 형성된 활석광체는 유구편마암과 접하게 되며, 암체의 발달상태도 대체로 유구편마암 엽리의 주향·경사와 유사하다. 그러나 활석광체중에는 화강암질편마암의 엽리와 거의 수직으로 발달된 초염기성암체내의 파쇄대를 따라 형성된 것도 많다.

전술한 바와 같이, 활석광상들이 분포된 지역은 단층과 절리의 영향을 크게 받은 곳이다. 그러나, 그정도는 대홍광상지역과 유구광상지역이 대조적인 것처럼 광상에 따라 차이가 있다. 즉 대홍광상 활석광체는 거의 파쇄대내에 발달하고 있으며 (Fig.1-C), 간혹 표면 부근에만 활석화된 母岩塊 (Fig.3-B)가 발견되나 거의 대부분은 그내부까지 활석화된 滑石塊 (Fig. 3-C)의 산출이

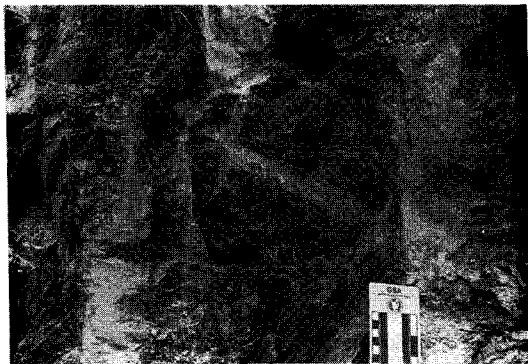


Fig. 3. Metamorphic layer and axial plane cleavage of serpentinite near Mt. Keumgye(A), photograph showing talc converted from serpentine on the surface of serpentinite block in Daeheung talc ore deposits (B) and massive talc orebody in Daeheung talc ore deposits (C).

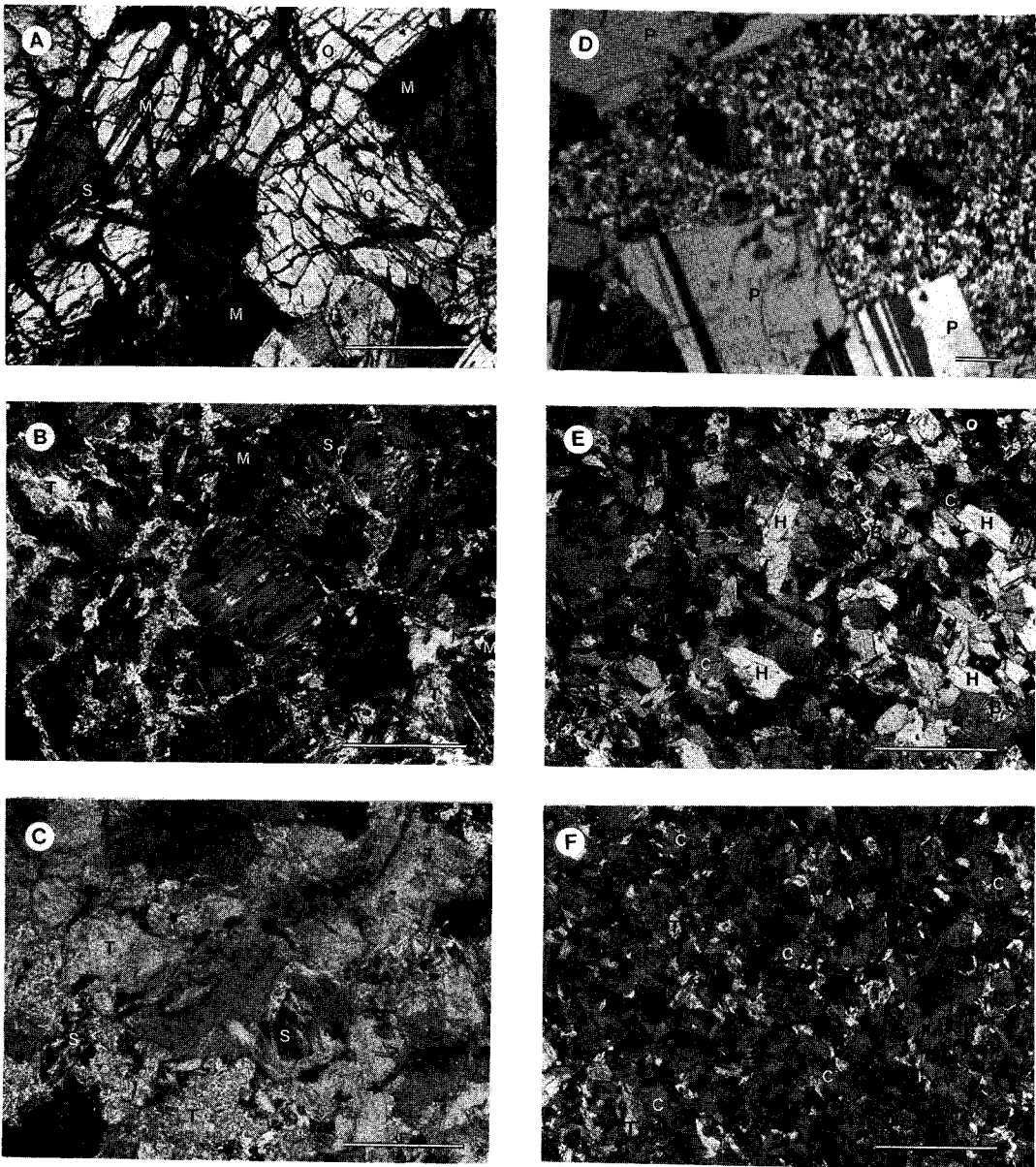
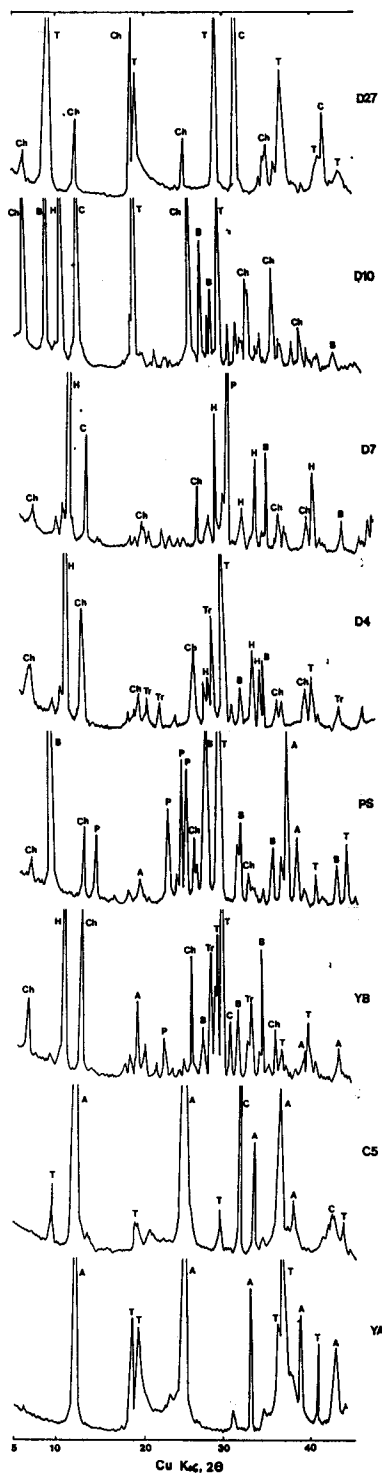


Fig. 4. Photomicrographs showing the sequential serpentinization and steatitization. A; Partial serpentinization occurred along the microcracks and boundaries of olivine grains. B; Pseudomorphs of olivine formed by strong serpentinization, and partial steatitization along the grain boundaries of serpentine. C; Partial relicts of serpentine by strong steatitization. D; Talc formation between the plagioclase crystals in metagabbro. E; Chloritization of hornblende in hornblende schist. F; Chlorite converted partially into talc. (O; olivine, S;serpentine, T;talc, M;magnetite, P;plagioclase, B;biotite H;hornblende, C;chlorite). Scale bar is 0.3mm long.



많다. 그러나 유구광상지역은 파쇄대의 발달이 불량하고 (Fig.1-B), 활석화 정도도 미약하다. 따라서 파쇄대의 발달 정도는 활석화 작용의 중요한 요인으로 작용했다고 해석된다.

母岩, 鑛石鑛物 및 滑石化過程

母岩의 特徵과 區分

광상들이 분포된 지역에는 주로 초염기성암류가 분포되나, 일부 중성 내지 염기성화산암류(주로 안산암)도 분포하며 그 암상들이 거의 비슷하여 구분이 어렵다. 그러나 염기성 화산암류가 이광상의 모양과 활석광체를 관입·절단하였음이 밝혀져, 이들은 광상생성 후기의 관입체임이 확실하다. 따라서 이 지역 활석광상의 모양은 초염기성암류로 한정된다. 그러나 이 초염기성암류는 변질 또는 변성작용을 심하게 받은 것으로서, 활석으로 변환 정도 및 파쇄작용에 따른 암석의 혼합정도가 다양하므로 그분포가 불규칙한데다가 뚜렷한 변질대도 보이지 않고, 대부분의 조암광물이 육안감정만으로는 구분 하기가 어렵다.

따라서, 각 구성암석 및 그 원암의 추정 그리고 활석화 과정을 밝히기 위하여, 대표적인 암석 시료들에 대한 현미경관찰 (Fig. 4), X선회절분석 (Fig. 5), 화학 분석 (Table 1), EPMA분석 (Table 2) 등의 결과를 종합하여 이 활석광상의 모양을 크게 사문암과 각섬암 내지 각섬석편암으로 구분하였다.

사문암: 사문암은 다량의 사문석으로 구성된 암석이지만, 여기서는 사문석을 포함한 암석은 일단 사문암으로 구분하였고, 뒤에 다시 그 조성에 따라 세분하였다. 그 이유는 사문석은 변질정도에 차이가 있을 뿐 대부분이 사문석화 과정이나 활석화 과정중에 있는 것이므로 90%이상 감람석이 잔류한 것도 있으나 거의 활석화되어 사문석의 假像만 보이는 것까지 다양하기 때문이다 (Fig. 4-A~C). 또한 사문암은 그 원암과 그에 따른 변질 및 변성정도에 의하여 조암광물조성에도 큰 차이가

Fig. 5. X-ray diffraction patterns of some representative talc rocks. Rock symbols are the same as those in Table 1. A; antigorite, B; biotite, C; calcite, Ch; chlorite, H; hornblende, P; plagioclase, T; talc, and Tr; tremolite.

Table 1. Chemical composition of typical samples in the study area.

	YA	C5	YB	PS	D4	D7	D10	D27	D3	D5	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38.79	40.92	43.71	49.08	44.57	43.96	44.96	57.32	59.57	58.23	40.28	40.43	52.94	51.75	42.00	58.17
Al ₂ O ₃	0.17	0.74	20.21	19.72	11.82	12.26	14.64	0.65	14.48	15.91	1.75	3.23	1.50	11.40	11.39	17.26
Fe ₂ O ₃	8.48	6.91	10.33	7.40	11.45	17.12	14.18	4.43	6.37	6.79	8.10	8.59	7.13	9.90	15.57	7.25
MgO	41.90	35.82	9.73	5.86	14.75	8.13	13.51	27.60	6.41	7.94	35.63	33.93	30.65	10.20	12.35	3.24
CaO	0.10	2.24	10.32	1.73	10.11	10.62	8.98	4.55	4.13	3.28	0.70	2.18	1.95	10.96	11.31	6.93
Na ₂ O	0.00	0.01	2.62	6.76	0.90	2.02	0.64	0.02	3.20	2.40	0.03	0.08	0.05	1.57	1.80	3.21
K ₂ O	0.02	0.02	0.30	4.00	1.31	0.82	1.13	0.02	3.60	3.19	0.01	0.02	0.09	0.72	0.84	1.61
TiO ₂	0.01	0.02	0.44	1.34	0.65	2.55	1.25	0.01	0.68	0.71	0.08	0.13	0.08	0.57	2.86	0.80
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.08	0.78	0.07	0.28	0.18	0.05	0.16	0.16	0.03	0.04	0.03	0.07	0.33	0.21
MnO	0.12	0.13	0.14	0.09	0.12	0.25	0.22	0.11	0.09	0.08	0.12	0.14	0.18	0.18	0.24	--
Ba	2	4	90	2291	316	252	309	7	819	712	Serpentinite: YA and YB from Yoogoo, C5 from Cheongdang, PS form Pyeongandeposits.					
Co	67	65	43	25	47	52	48	49	2321		Amphibolite: D4					
Cr	594	1371	187	20	668	52	397	663	491	203	Hornblende schist: D7					
Cu	10	16	17	25	4	121	17	9	25	27	Semi-talc rock: D10					
Li	0	1	40	204	36	15	68	3	35	65	Talc ore: D27					
Nb	2	2	1	12	4	22	12	2	6	6	Andesite : D3, D5					
Ni	2249	2066	143	19	371	66	225	1861	133	63	1 : Serpentinized dunite (av. of 5 anal.)					
Sc	2	6	7	19	24	47	50	1	18	21	2 : Serpentinized peridotite (av. of 8 anal.)					
Sr	1	54	372	715	70	335	399	327	782	459	3 : Pyroxenite (av. of 20 anal.)					
Y	21	38	100	98	194	430	347	18	122	143	4 : Metagabbro (av. of 24 anal.)					
Zn	39	29	56	35	72	125	114	32	68	63	5 : Hornblendite after Nockolds (1954)					
Zr*	2	2	5	8	12	41	22	1	129	113	6 : Andesite (av. of 1775 anal.) after Chayes (1969)					

Fe₂O₃ : total FeO

있다 (Fig. 4-A~C 및 D). 대체로 이 지역의 사문암은 주로 사문석, 감람석 및 활석으로 이루어져 있으며 이밖에 부정분광물로 녹니석 (clinochlore), 금운모, 휘석 (augite, enstatite) 및 각섬석류 (hornblende, tremolite), 사장석 (andesine), 방해석, 질석, 자철석, 티탄철석, 크롬철석 및 휘코발트석 등이 들어 있다. 또한 본 암내에는 0.1-2 cm 정도의 석면이 열극을 따라 발달되기도 한다.

사문암은 광물조성 및 조직, 그리고 화학조성 (Table 1)에 따라 크게 사문암화감람암 (serpentinized dunite), 사문암화페리도타이트 (serpentinized peridotite) 및 변성만려암 (meta-gabbro) 으로 구분된다. 보통, 초염기성암류에는 감람암(dunite), 페리도타이트(peridotite), 휘석암 (pyroxenite) 및 혼블렌다이트 (hornblendite) 등이 포함되나, 이 지역 암석 중에서는 휘석의 양은 물론 변질광물중 휘석의 假像을 보이는 것도 매우 적다. 또한 암석의 화학분석치 중에서도 휘석암 (Table 1의 3)과 근사한 것은 없다. 따라서 이 지역에는 휘석암이 거의 없었던 것으로 사료된다.

사문암화감람암은 Fig. 4-A~C와 같이 감람석의 잔

존형태가 확인되거나 감람석으로부터 변질된 특징이 뚜렷한 사문석이 90% 이상인 경우로서 Table 1에서 보는 바와 같이 그 화학조성(YA)도 대표적인 사문암화감람암 (Table 1의 1)과 유사하다. 따라서 이 암석의 원암은 감람암으로 볼 수 있다.

사문석에 잔류된 감람석은 Raman분광분석 결과, 포스터라이트 (forsterite)에 해당하는 825와 860 cm⁻¹의 peak를 보인다 (Fig. 6). 이 감람석들의 정확한 화학조성을 알기 위하여 EPMA분석을 실시한 바, Table 2에서 보는 바와 같이 그 조성은 거의 유사하며, 10%내외의 Fe²⁺이온이 Mg 이온을 치환하고 있으므로 거의 포스터라이트의 이론치에 가까운 구조식을 갖는다. 한편, 이 감람석으로부터 변질된 사문석은 X선회절분석 결과 안티고라이트 (antigorite)로 밝혀졌는데, 이 광물의 Raman 분석 peak는 Fig. 7 과 같다. EPMA분석 결과 (Table 2), 사문석들의 화학조성은 거의 유사하며 모두 이론치에 가까운 값을 갖는다 이 암석내 감람석과 사문석의 Mg/(Mg+Fe)비는 0.89-0.95로서 비교적 높은데, 이로 보아 이 암석의 원암은 초염기성화성암일 가능성이 높다.

Table 2. Electron microprobe analyses and structural formulae for representative minerals.

	Olivine				Serpentine				Talc				Phlogopite			Chlorite	
	12-3	Y12-6	Y12-15	Y12-18	Y12-5	Y12-11	Y18-21	Y18-22	Y12-2	Y12-13	Y12-14	Y18-24	P1-26	P1-27	P1-36	P1-35	
SiO ₂	41.19	40.72	39.74	40.55	43.14	42.67	42.24	42.31	59.96	59.89	59.91	59.29	40.29	40.66	40.77	29.99	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.57	0.78	0.15	0.00	
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	2.12	2.83	1.49	1.21	0.79	1.38	1.25	0.43	15.16	14.55	14.85	19.93	
FeO	10.11	10.62	10.07	9.68	4.15	3.58	6.34	6.54	1.56	1.73	1.96	2.53	7.89	7.99	7.87	9.41	
MnO	0.14	0.18	0.15	0.19	0.02	0.00	0.17	0.00	0.07	0.00	0.03	0.03	0.02	0.08	0.05	0.20	
MgO	48.81	47.66	48.08	49.08	37.11	37.12	35.39	35.21	30.06	30.86	30.69	29.97	20.67	20.29	22.29	27.03	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.01	0.05	
Na ₂ O	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.14	0.04	0.04	0.02	0.12	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.25	0.02	0.29	0.01	9.87	9.82	8.66	0.18	
Total	100.26	99.18	99.11	99.55	86.57	86.25	85.63	85.28	92.82	94.02	94.21	92.30	94.51	94.30	94.65	86.79	

Number of cations calculated on the basis of O₄ (olivine), O₁₄(serpentine), O₂₂(talc, phlogopite) and O₂₈(chlorite) formula unit.

Si	1.006	1.008	0.995	0.998	4.057	4.017	4.069	4.093	7.861	7.759	7.766	7.848	5.831	5.900	5.847	5.843
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.122	0.211	0.191	0.067	2.169	2.100	2.153	2.157
Al(VI)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.235	0.314	0.169	0.138	0.000	0.000	0.000	0.000	0.417	0.389	0.357	2.419
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000	0.062	0.085	0.016	0.000
Fe*	0.207	0.220	0.221	0.199	0.326	0.282	0.511	0.529	0.171	0.187	0.212	0.280	0.955	0.970	0.944	1.533
Mn	0.003	0.004	0.003	0.004	0.002	0.000	0.014	0.000	0.008	0.000	0.003	0.003	0.002	0.010	0.006	0.033
Mg	1.778	1.759	1.795	1.800	5.203	5.209	5.083	5.077	5.875	5.960	5.931	5.914	4.460	4.389	4.765	7.851
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003	0.002	0.002	0.010
Na	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.015	0.035	0.010	0.010	0.006	0.034	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.042	0.003	0.048	0.002	1.800	1.818	1.584	0.045
	1.988	1.983	2.012	2.004	5.769	5.811	5.777	5.745	6.118	6.186	6.210	6.209	7.728	7.696	7.674	11.891
Mg/ (Mg+Fe)	0.90	0.89	0.89	0.90	0.94	0.95	0.91	0.91	0.97	0.97	0.97	0.95	0.82	0.82	0.83	0.84

* All Fe treated as ferrous.

사문암화페리도타이트는 사문석의 특징이 사문암화감람암과 같으나, 그양이 90%이하이며, augite 및 enstatite 와 같은 휘석류 또는 그 가상이 소량 산출되는 것으로써 그 화학조성(Table 1의 C5)도 대표적인 사문암화페리도타이트 (Table 1의 2)와 유사하다. 따라서 이 암석의 원암은 페리도타이트로 볼 수 있다.

변성반려암은 사문석과 이로부터 변한 활석이 존재하나, 그양이 사문암화페리도타이트보다 훨씬 적으며 금운모 및 휘석류외에 특히 사장석 (andesine)이 산출되는 것으로써 (Fig. 4-D), 그 화학조성 (Table 1의 YB, PS)도 변성반려암의 값(Table 1의 4)과 유사하다. 따라서 이암석의 원암은 반려암이라고 볼 수 있다. 그러나 이암석내 사문암중에서 감람석의 잔류체나 가정이 발견되는 점을 고려하면 이 암석은 감람석반려암이었다고 보여진다.

이 암석내 금운모의 EPMA 분석 결과(Table 2), 이들의 MgO함량은 20.29-22.29%이고, FeO(Total)함량은 7.87-7.99%로서 Mg/(Mg+Fe)비도 0.82~0.83

의 비교적 높은 값이다. 이 금운모로부터 변질된 녹니석은 clinocllore에 해당된다 (Table 2).

각섬암 내지 각섬석편암: 각섬암은 주로 조립의 각섬석이 입상조직을 이룬 것이며, 각섬석편암은 주로 세립의 각섬석이 엽리에 따라 평행 배열된 것이다 (Fig. 4-E). 이들은 주로 다량의 각섬석으로 구성되었으며, 그 화학조성 (Table 1의 D4, D10)도 혼블렌다이트 (Table 1의 5)와 유사하므로 이들의 원암은 혼블렌다이트였다고 보여진다. 이 초염기성암류의 미량성분 중에서는 TiO₂(0.01-2.55%), Ni(19-2249ppm) 및 Cr(20-1371ppm)이 비교적 높은 함량을 보인다 (Table 1). 맨틀기원의 초염기성암에서는 대체로 이들 함량이 높는데 (Park, 1989), 이로 보아 이 지역 초염기성암류는 맨틀기원의 물질일 가능성이 있다.

鑛石鑛物

이 지역 활석광석은 녹색, 담록색, 담회색 및 암회색

등으로 다양하나, 고품위일수록 녹색을, 저품위일수록 암회색을 띤다. 산출상태는 주로 괴상과 분말상이며, 드물게 엽편상도 있다.

현미경 관찰 (Fig. 4)과 X선회절분석 결과 (Fig. 5의 D27)에 의하면, 활석광석은 주로 미립의 활석으로 되어 있으며 소량의 녹니석, 탄산염광물류(돌로마이트, 방해석, 마그네사이트 등), 운모류(금운모, 흑운모, 견운모 등), 각섬석류 (각섬석, 투각섬석, 양기석 등), 휘석류 (enstatite, augite 등), 석영, 장석, 불투명광물 (자철석 등) 및 질석 등을 포함한다. 대체로 활석광석의 구성 광물들은 광상별 및 광체부위에 따라 그 산출 빈도 및 조성비가 약간씩 다르다.

이 광상산 활석광물의 정확한 화학조성을 알기 위하여 사문석으로부터 변질된 활석광물의 EPMA 분석을

실시하였다. Table 2에서 보는 바와 같이 이들의 화학 조성은 거의 비슷하며, Al 이온의 치환이 4면체내에서 소량 있으나, 8면체내에서는 없고, 8면체내의 양이온의 수가 약 6으로서 Mg 이온의 함유비가 대부분 96% 이상인 거의 이론치에 가까운 구조식을 갖는다.

활석광물의 結晶度 비교를 위하여 동일한 실험조건하에서 Raman분광분석을 실시하였다. 이 결과 185, 355 및 671cm⁻¹에서 peak 를 얻었고, 이들의 반치폭 (half width)을 기준으로 결정도를 비교해 보면 (Fukuwi 와 Sakka, 1988), 예산지역 활석광물은 동양 활석의 것에 비해 결정도가 낮은 것으로 해석되며, 같은 예산지역 것들도 육안적 품위에 따른 활석의 결정도는 품위가 낮아질수록 감소함을 보인다 (Fig. 8).

각 광상별 활석광석의 화학조성을 알아보기 위하여

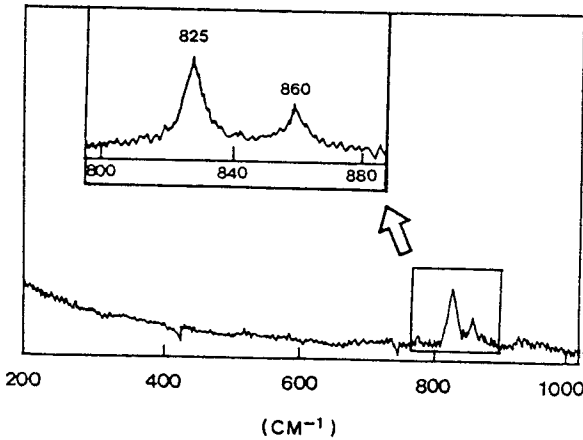


Fig. 6. Raman spectra for olivine relict in serpentinized dunite.

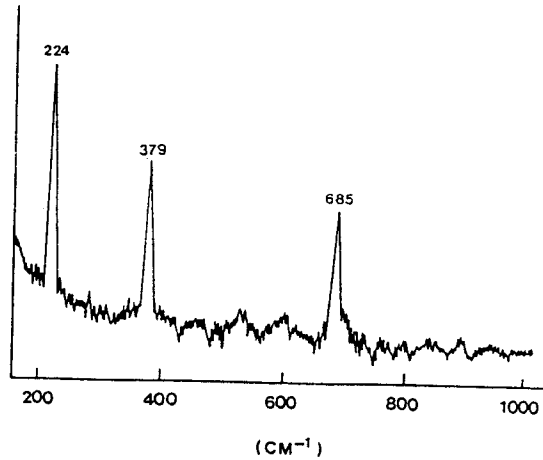


Fig. 7. Raman spectrum for antigorite altered from olivine in serpentinized dunite.

Table 3. Chemical composition and whiteness of talc ore on the talc deposits in Yesan district.

Ore deposit	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	whiteness
Cheongdang	52.24-59.80	24.00-30.32	1.80-6.42	2.24-5.60	0.18-3.52	65.0-80.0
Deogyoo	33.90-50.40	29.80-31.70	3.41-6.29		1.12-8.19	69.8-74.3
Yoogoo	48.10-57.70	14.80-32.70	2.28-6.23	3.03-7.41	0.06-3.30	57.7-75.8
Nokcheon	35.40-54.80	27.40-31.20	2.19-3.04	5.32-6.69	1.86-2.76	50.4-62.7
Pyeongan	39.10-59.40	17.90-28.85	2.18-5.06	4.98-6.11	0.30-3.10	65.0-74.0
Daeheoung	44.10-58.80	21.60-29.90	1.26-5.16	5.22-6.86	0.21-6.36	55.2-75.4
Onyang	54.10-55.12	27.50-28.30	3.20-9.10	6.69-8.88	0.14-0.41	37.0-39.0
Dongyang	59.20-62.80	28.40-30.90	0.05-3.70	0.51-2.01	0.10-0.96	88.0-92.0

기자료(광상시추조사보고 9-12호 및 한국의 광상 9, 11호 등)를 참고로, 각성분의 최저치와 최고치를 정리하면 Table 3과 같고, 분석치들 중 SiO₂, MgO, CaO 만 취하여 삼각도에 표시한 것이 Fig.9 이다. 이로 보아 활석광석의 조성이 각 광상별로 다양함을 알 수 있다.

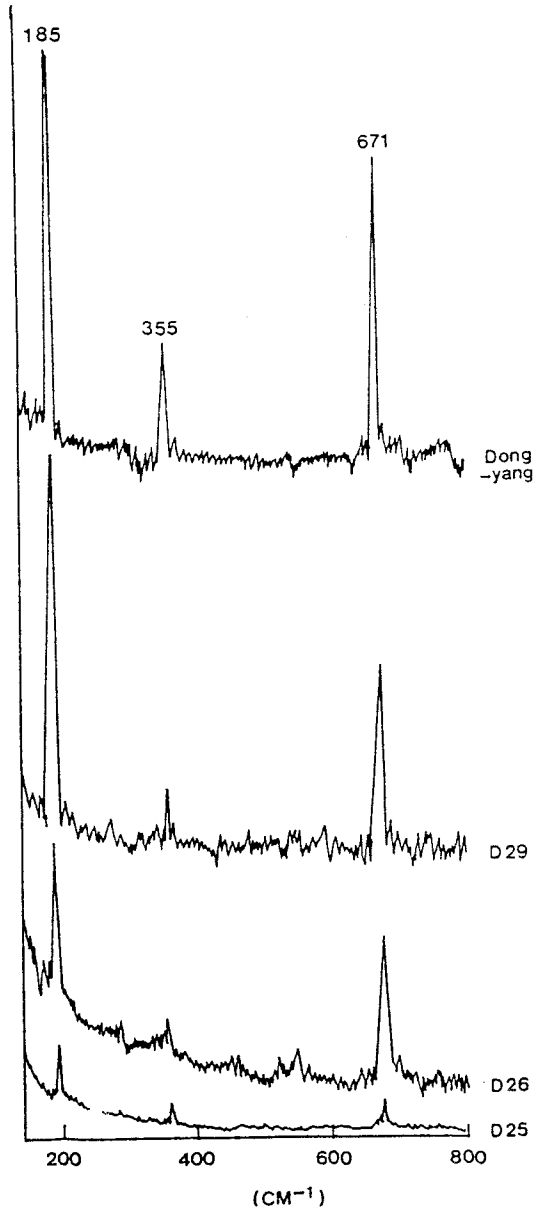


Fig. 8. Raman spectra for some representative talc.

또한, 활석의 화학조성의 이론치 SiO₂=63.5%, MgO=31.7%, H₂O=4.8%) 및 충주 동양활석광석의 값과 비교해 볼때, 이 지역 활석광석은 SiO₂와 MgO의 함량이 훨씬 미달되며, Al₂O₃, Fe₂O₃ 및 CaO 양이 비교적 많은 저품위 활석을 알 수 있다. 평안활석광상 광화대의 시추자료(광상시추조사보고, 1988)의 화학분석치를 정리해 보면 (Fig. 10), 광체 부위별로도 그 조성 및 품위가 다양함을 알 수 있다.

이 동진과 이 성록(1988)에 의한 평안과 대흥광상 활석의 DTA 및 TG 자료에 의하면, 시료에 따라 약간의 변화를 보이거나 대체로 비슷한 범위에 든다. DTA곡선에서는 608-972℃에서 흡열피크가 나타나는데, 시료에 따라 흡열반응의 온도에 차이가 난다. 또한 TG 곡선에서 중량감소는 시료에 따라 600℃, 800℃ 및 1000℃ 정도에서 각기 다르게 시작된다. 이러한 현상은 녹니석, 돌로마이트 등 불순물의 존재때문에 나타난 결과로 해석되며, 이들이 활석광석의 품위와 백색도를 낮게 하는 원인이다 (Table 4).

Table 4는 대흥광상산 활석광석의 백색도에 따른 화학조성과 광물 조성 변화(X선회절분석법에 의한 半定量結果)를 잘 보여준다. 즉 백색도의 증가에 따라 활석의 양이 증가하고, 이에 따라 활석의 주성분인 SiO₂와 MgO가 증가하는데 반하여, 불순물인 Al₂O₃, MgO 및 CaO와 돌로마이트, 마그네사이트, 방해석, 운모

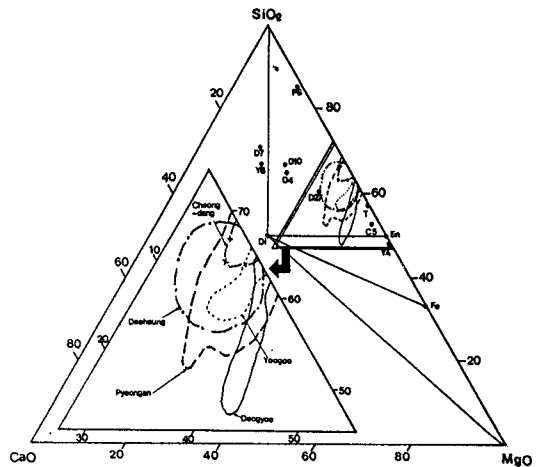


Fig. 9. Some talc compositions plotted in SiO₂-MgO-CaO coordinates.

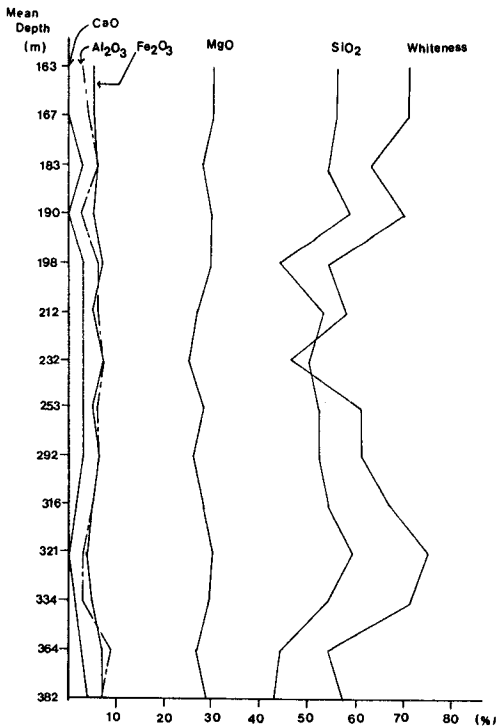


Fig. 10. Variations of chemical compositions and whiteness of the talc ores in Pyeongan talc ore zone. The diagram were based on 87-1 boring data (Korean mining promotion corporation, 1988).

및 녹니석류는 감소한다. 활석광석의 미량성분으로 TiO_2 (0.01%), Ni(1861ppm), Cr(663ppm), Sr(327ppm) 이 비교적 많이 포함되어 있다 (Table 1의 D27).

滑石化 過程

앞에서 살펴본 바와 같이 이 광상의 모암은 그 종류 및 산출상태가 다양하고, 이로부터 형성된 활석광체의 조성도 광상별, 광체부위별로 다양하다.

모암은 크게 사문암화감람암, 사문암화페리도이트, 변성반려암, 각섬암 내지 각섬석편암으로 구분되는데, 우선 모암의 종류에 따라 활석화 과정에 차이가 있다. 즉 모암과 활석의 조성간의 관계를 나타낸 Fig. 9에서 보는 바와 같이 가장 효과적인 활석화 과정은 사문암화감람암(YA)과 사문암화페리도타이트(C5)로부터 SiO_2

Table 4. Partial chemical analysis, whiteness and mineral composition of some talc ore from Dacheung talc deposit.

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.7	53.2	53.4	53.4	56.5	57.8	58.5	58.8
Al ₂ O ₃	6.4	5.7	6.4	5.7	5.1	3.9	3.3	3.3
Fe ₂ O ₃	3.6	3.6	4.0	3.6	3.0	2.6	2.6	2.2
MgO	23.7	23.8	24.4	25.2	26.2	28.4	28.2	28.2
CaO	3.0	5.0	2.4	2.8	1.7	0.7	0.7	0.6
Total	88.4	91.3	90.6	90.7	92.5	93.4	93.3	93.1
White-ess	65.0	67.0	68.0	69.0	71.5	76.0	78.0	79.0
Mineral composition								
Talc	60.0	63.0	64.0	65.0	68.0	89.0	90.0	90.0
Dolomite	11.0	4.0	5.0	10.0	10.0	2.5	2.0	2.0
Magnesite	2.0	0.0	0.0	1.0	2.0	0.0	0.0	0.0
Calcite	1.5	2.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mica	10.5	19.0	16.0	9.0	6.0	2.0	2.0	2.0
Chlorite	10.5	9.0	11.0	10.0	9.0	4.0	4.0	4.0

*estimated from their chemical analysis and XRD results

의 증가와 MgO의 감소로 형성된 것이고, 나머지는 부차적인 것임을 쉽게 짐작할 수 있다.

또한 활석화 과정중에 사문석화 과정을 거치는지의 여부에 따라 크게 2群으로 구분된다. 사문석화 과정을 거치는 경우의 활석화 경로는 대체로 다음과 같다. 사문암화감람암의 경우는 Fig. 4-A,B,C에서와 같이 감람석→사문석→활석의 과정을 거쳐 활석화된 것이다

사문암화페리도타이트의 경우에도 감람석은 위와 같은 과정을 거쳤지만, 이 암석에서 소량의 휘석과 그 가상이 산출되는 점으로 보아, 감람석과 휘석이 사문석으로 되고, 이것이 다시 활석으로 변환된 것도 있다고 판단된다.

변성반려암의 경우는 감람석과 휘석으로부터 형성된 사문석이 활석화된 것으로 판단된다(Fig. 4-D).

사문석화 과정을 거치지 않는 경우의 대표적인 것으로서 각섬암과 각섬석편암으로부터 활석화되는 것을 들 수 있다. 이 경우는 Fig. 4-E,F에서 보는 바와 같이 전혀 사문석이 관찰되지 않으며 각섬석이 녹니석으로, 다시 녹니석이 활석으로 변화하는 현상이 뚜렷하다. 따라서 이경우는 각섬석→녹니석→활석의 과정을 거쳐 활석

화된 것으로 판단된다. 변성반려암내 금운모중에서 일부가 활석화된 것이 관찰되는데, 이것도 사문석화 과정을 거치지 않은 것이다.

酸素 및 水素 同位元素比 分析 結果 및 解析

연구지역 활석광상의 모암인 사문암과 각섬암, 반활석화암석 및 활석광석, 그리고 이들을 관입한 안산암의 산소 및 수소 동위원소비의 전암분석을 실시하였으며, 그 결과는 Table 5 및 Fig.11과 같다.

염기성암(현무암과 반려암) 전암분석의 산소동위원소비의 범위는 +5.2~+7.8% 이며, 초염기성암 전암분석의 산소동위원소비의 범위는 +5.1~+6.8%이다(Taylor, 1974). 이 지역 사문암의 산소동위원소비는 +1.84~+2.19% 로서 그 변화 폭은 좁으나, Taylor(1974)의 염기성암이나 초염기성암의 산소동위원소비의 범위에서 훨씬 벗어난다. 울산 철광상산 사문암의 산소동위원소비는 +3.4~+6.8% 로서 3% 이상의 변화폭을 보이는데, 이는 원암이 사문암화되는 과정에서 일어난 동위원소 교환반응 때문이라고 해석하고 있다(김규환, 1990). 이지역의 사문암의 산소동위원소비가 낮은 것은, 그 원암이 울산 사문암보다도 더 심하게 변성작용 및 열수변질작용을 받은 결과, 이 과정에서 일어난 동위원소교환반응의 폭이 훨씬 컸기 때문이라고 해석된다. 한편, 대홍광상산 각섬암의 산소동위원소비는 +6.36% 로서 Taylor(1974)의 초염기성암의 산소동위원소비 범위내에 드는데, 이는 그 원암이 혼블렌다이트였음을 확

실히 해준다. 대홍광상산 활석화과정의 암석과 활석광석의 산소동위원소비는 각각 +4.94% 과 +5.54% 로서, 이들은 활석의 모암인 각섬암(+6.36%) 보다는 작은 값이나 활석화 과정이 진전됨에 따라 산소동위원소비는 약간 증가하였음을 보여준다.

염기성암 전암분석의 수소동위원소비의 범위는 -53.5~-93.5% 이고, 초염기성암 전암분석의 수소동위원소비의 범위는 -41.5~-91.5% 이다(Taylor, 1974). 이지역의 수소동위원소비 분석치중 상기범위내에 드는 것은

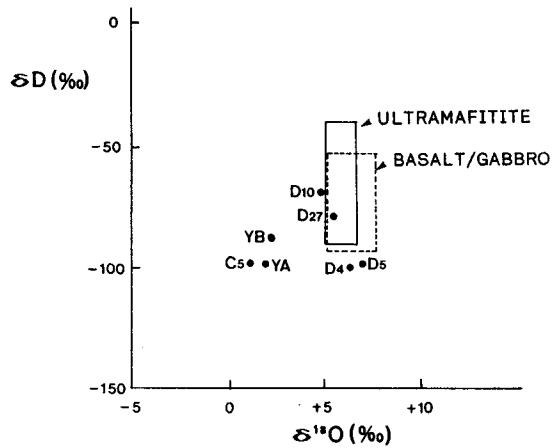


Fig. 11. Distribution of oxygen and hydrogen isotopic compositions of serpentinites, amphibolites, semi-talc,talc and andesite in Yesan district. Rock symbols are the same as those in Table 1. Ranges of basalt/gabbro and ultramafic rocks were based on Taylor (1974).

Table 5. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of serpentinites, amphibolite,semi-talc,talc and andesite in Yesan district.

Sample No.	Description	δ ¹⁸ O(‰)	δ D(‰)	Remark
YA	serpentinite (WR)	+2.00	-99.82	Yoogoo ore deosits
YB	serpentinite (WR)	+2.19	-88.12	Yoogoo ore deposits
C5	serpentinite(WR)	+1.84	-98.80	Cheongdang ore deposits
D4	amphibolite (WR)	+6.36	-98.66	Daeheung ore deposits
D10	semi-talc(WR)	+4.94	-69.74	Daeheung ore deposits
D27	talc(WR)	+5.54	-79.89	Daeheung ore deposits
D5	andesite (WR)	+7.02	96.83	Daeheung ore deposits

WR: Whole rock

유구광상산 사문암(-88.12%) 과 대홍광상산 반활석화 암석(-69.74%) 및 활석광석(-79.89%) 뿐이고, 나머지는 -98.80~99.82% 로서 대체로 비슷한 값이나, Taylor(1974)의 염기성암 및 초염기성암 수소동위원소비 범위에서는 약간씩 벗어난다. 따라서 수소동위원소비로 볼때, 이 지역 암석들은 전체적으로 수소동위원소 교환반응을 약하게나마 받았다고 해석된다.

후기관입암체인 대홍활석광상산 안산암의 산소 및 수소동위원소비는 각각 $\delta^{18}O=7.02\%$, $\delta D=-98.83\%$ 이다. 안산암의 전암분석의 산소동위원소비 범위는 +5.2~+9.2% 이고, 화강암 내지 토날라이트 및 염기성암류의 수소동위원소비의 범위는 각각 -57.5~-108.2% 및 -41.5~-91.5% 이다(Taylor, 1974). 이 자료를 기준으로 볼때, 대홍광상산 안산암의 산소 및 수소동위원소비는 상기 범위내에 든다고 볼 수 있으므로, 안산암은 관입 이후 동위원소교환반응을 거의 받지 않았다고 해석할 수 있다.

상기 분석 자료는 전암분석 결과이며 현재, 단일광물의 동위원소비와 온도자료가 없으므로 이 지역에서 작용한 물의 동위원소적 성격을 정확히 파악할 수는 없다. 그러나 상기자료를 기준으로 다음과 같은 추론을 해볼 수는 있다. 즉, 유구 및 청당광상지역 암석의 동위원소비값은 Taylor(1974)의 염기성 또는 초염기성암의 범위에서 벗어나는 정도가 크며, 대홍광상지역의 암석 및 활석광상은 그 정도가 약하다. 이로보아 유구 및 청당광상지역에서는 주로 천수의 영향을 많이 받았고, 대홍광상지역에서는 열수기원의 물의 영향이 우세했다고 해석된다.

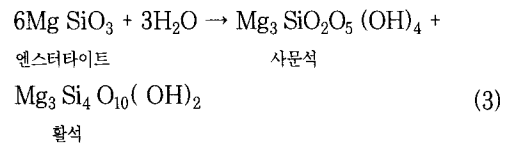
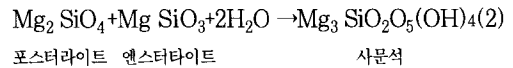
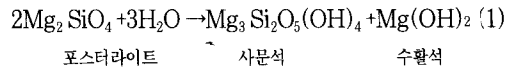
滑石鑛床의 成因

전술한 연구결과를 종합하여 이 활석광상의 성인을 해석하고 이에 따른 문제점을 기술하면 다음과 같다.

활석광상의 모양: 이 지역은 단층과 절리의 영향으로 파쇄대가 발달하는 등 지질구조가 복잡하며, 모양도 변질 및 변성정도가 심하여 모양의 구분 및 그 원암의 추정 어렵다. 그러나 모양의 산출상태와 특히 EPMA분석결과 감람석과 사문석의 Mg/(Mg+Fe)비가 0.89-0.95의 비교적 높은 값을 갖는 점, 그리고 화학분석결과 TiO₂, Ni, Cr 등의 값이 비교적 큰 점 등으로 보아 이암석의 원암은 맨틀기원의 초염기성화성암일 가능성이 높다고 판단된다. 이 활석광상의 모양은 크게 사문암화감람암,

사문암화페리도타이트, 변성반려암 및 각섬암내지 각섬석 편암으로 구분되며, 이들의 원암은 주로 감람암, 페리도타이트, 감람석반려암, 혼블렌다이트라고 보여진다. 그런데 이 초염기성암류의 형성과정은 당시의 지구조적 환경과 결부되어 연구되어야 하는 등 문제가 많을 것으로 앞으로 이에 대한 보다 구체적인 연구가 필요하리라고 본다.

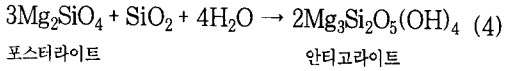
자변성작용: 초염기성암은 형성 직후 흔히 자변성작용을 받는데 이작용은 주로 사문석화작용이다(Hyndman, 1972; Winkler, 1974; Turner, 1981; Ehlers 와 Blatt, 1982등). 이 지역 초염기성암중 감람암과 페리도타이트내의 포스터라이트와 엔스터타이트는 다음과 같은 반응식(Bowen과 Turtle, 1949)에 따라 사문석으로 변화했다고 해석된다.



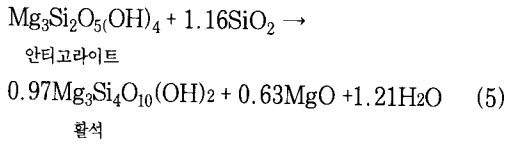
변성작용: 보통 반려암의 사장석은 라브라도라이트이나, 이 변성반려암의 사장석이 안데신인 것은 원암이 후퇴변성작용을 받은 결과로 해석된다. 이암석내 조암광물 특히 사장석이 안데신인 점으로 보면 변성도는 안데신-올리고클레이스 각섬암상에 속한다.(Winkler, 1974). 또한 이 암석내에서 관찰되는 metamorphic layer 와 벽개(Fig. 3-A), 그리고 각섬암 및 각섬석편암의 존재는 이 지역 초염기성암류가 변성작용을 받았음을 나타낸다.

이 광상의 사문석은 거의 안티고라이트인데, Francis(1956)는 안티고라이트 형성에 적당한 변성도를 녹니석-흑운모-녹색편암상과 알바이트-녹립석 각섬암상이라고 하였다. 그러므로 이 초염기성암류는 상기와 같은 변성도의 변성작용을 받았다고 보여진다. 이과정에서 다음식(Francis, 1956)에 따라 잔류감람석의 사문석화 작

용이 진행되었다고 보여진다.



또한 사문석화작용에 뒤따라 일어나는 활석화작용은 녹색편암상의 변성작용기간 동안에 일어난다고 하였는데(Hess, 1955등), 이 지역에서도 다음식(Turner, 1948)에 따라 안티고라이트의 활석화가 소규모로 진행되었다고 보여진다.

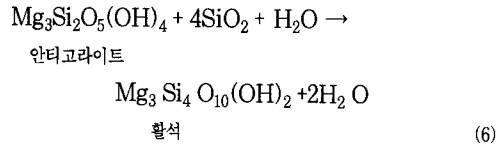


파쇄대 형성: 이 지역 활석광상과 모암은 곳에 따른 차이가 있기는 하나, 단층계, 절리계 및 파쇄대 발달이 현저한데, 상기 변성작용 말기 또는 그후에 이 지역에는 강한 취성변형작용이 일어났으며, 이때 암질이 위약한 초염기성암류의 구성암석들은 심하게 파쇄 또는 혼합되면서 대규모의 파쇄대를 형성하였으며 이 파쇄대는 후에 다량의 열수공급의 통로역활을 하였다고 보여진다.

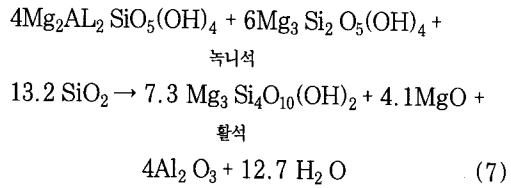
열수변질작용: 이광상에서 모암의 활석화는 주로 파쇄대의 열극을 따라 형성되었고, 활석화 정도는 파쇄 정도에 비례하며, 녹니석, 금운모등 열수변질광물들이 파쇄대의 경계부나 열극에 따라 피복되어 있다. 이러한 열수변질 작용의 직접적인 증거외에도 초염기성암을 모암으로 한 이 광상의 대규모 활석화 정도로 보아, 다량의 SiO₂공급이 수반되었어야 하는 점, 그리고 산소 및 수소 동위원소비 자료에 의하면 모암의 동위원소교환반응이 천수 또는 마그마 기원의 물의 영향을 받아 대규모로 일어난 것으로 추정되는 점 등으로 보아 이광상은 열수의 변질작용이 컸다고 해석된다. 그러나 이 지역에 분포된 화성암류로는 소규모의 반화강암, 염기성 및 산성암암류가 있을 뿐이므로, 이들 활석광상 형성에 작용한 다량의 열수용액의 근원에 대하여 언급하기가 어렵다. 그런데 1/25만 서산 및 대전 지질도(국립지질광물연구소, 1973)에 의하면, 이 지역에서 좀 떨어진 곳이긴 하나 대규모 화강암체가 발달하고 있으므로 이 지역에서도 지하에 존재하는 거대한 화강암체를 가정해 볼 수 있다.

따라서 이 지역 활석광체를 이루는데 작용한 열수는 아마도 이러한 잠두 화강암체로부터 유래된 것으로 사료된다.

그러므로 파쇄대를 따라 상승하는 열수용액에 의하여 식(5)와 다음 식(Hess, 1955)에 따라 사문석의 효과적인 활석화 작용이 일어났다고 보여진다.



열수작용에 의하여 각섬암과 각섬석편암의 주구성광물인 각섬석은 녹니석으로 변하였고, 이들은 다시 다음식(Turner, 1948)에 따라 활석으로 변하였다고 보여진다.



따라서 이 지역에서의 활석화작용의 모암은 사문암과 각섬암 내지 각섬석편암인 바, 활석화 과정에서 사문석의 과정을 거치는 것은 사문암이지만, 사문석의 과정을 거치지 않은 것은 각섬암 및 각섬석편암이다.

암맥의 관입: 그후 이부분은 단층작용을 받아 재교란되었고, 염기성 및 산성암맥의 관입을 받았다. 이때 암맥의 접촉부에서는 이로부터 공급된 물에 의하여 저품위 활석의 순화작용이 일어나 고품위 활석이 생성되었다고 해석된다.

상기자료들을 종합하여 이 지역 활석광상의 형성단계를 결론적으로 정리해 보면 다음과 같이 크게 6단계로 구분해 볼 수 있다.

초기성암류의 관입 → 자변성작용(사문화작용) → 녹색편암상 내지 알바이트-녹립석 각섬암상의 변성작용 → 취성변형에 의한 파쇄대형성 → 열수용액에 의한 활석화작용 → 단층작용 및 후기 암맥 관입에 의한 저품위 활석의 순화작용으로 설명되어진다.

參考文獻

- 강필중, 임주환(1974) 1/5만 광정지질도폭 설명서. 국립지질광물연구소.
- 국립지질광물연구소(1973) 1/25만 서산 및 대전지질도. 한림출판사.
- 김규봉(1972) 한국의 활석광상. 지질광상조사연구보고, 제14호, 국립지질조사소, p.5-121.
- 김규한, 박재경, 양종만, 吉田尚弘 (1990) 울산철광상의 탄산염과 사문암의 성인. 대한지질학회지 26권 5호 p. 407-417
- 대한광업진흥공사 (1981, 1988) 한국의 광상(비금속편). 제9호, 11호.
- 대한광업진흥공사 (1986-1989) 광상시추조사보고, 제9호-12호.
- 문희수, 김성태 (1988) 동양활석광상에서 산출되는 활석에 대한 광물화학적 및 성인적연구. 광산지질, 21권, p. 232-255.
- 박찬영, 전효택 (1988) 동양활석광상의 관련암인 염기성 변성암과 돌로마이트의 지구화학적 연구. 광산지질, 25권, p. 135-147.
- 염상호, 이민성 (1963) 1/5만 대흥지질도폭 설명서. 국립지질조사소.
- 이동진, 이성복 (1990) 비금속광물 특성연구(Ⅱ). 한국동력자원연구소, KR-89-2B-3, p. 74.
- 이종혁 (1987) 충주일원 활석광상의 성인에 관한 암석학적 연구-암석의 종류 및 성인. 대한지질학회지, 23권, p. 173-188.
- 지정만, 김규봉(1977) 사문석의 활석화 과정에 관한 연구. 광산지질, 10권, p.67-74.
- Anhaeusser, C.R.(1976) The nature of chrysotile asbestos occurrences in Southern Africa: A review. Econ.Geol., v.71, p.96-116.
- Bowen, N.L.and Tuttle, O.F.(1949) The system MgO-SiO₂-H₂O. Bull. Geol.Soc. Am., v.60, p.439.
- Chayes, F.(1969) The Chemical composition of Cenozoic Andesite, in "Proceedings of the Andesite Conference". "A.R.McBirney, editor, Oregon Dept. Mineral. Ind. Bull., 65, p.1-11.
- Ehlers, E.G. and Blatt, H (1982) Igneous, sedimentary and metamorphic petrology. Freeman and Company, 732p.
- Francis, G. H.(1956) The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. Am. Jour., Sci., v.254, p.201.
- Fukuwi, K. and Sakka, S.(1988) Raman spectra of binary alkali and alkaline earth gellate crystals and glasses. Physics and Chemistry of Glasses, v. 29, p. 1-8
- Hess, H.H.(1955) Serpentine, orogeny, epirogeny. Crust of the Earth (a symposium). Geol. Soc. Am., Spec. Paper v. 62, p.391.
- Hyndman, D.W.(1972) Petrology of igneous and metamorphic rocks. p.103-113.
- Lee, J.H., Gaudette, Hurley, P.M.(1973) U-Pb Ziron age of the Precambrian basement gneisses of South Korea. Geology and ore deposit No.21, Geological and mineral Institute of Korea, p.5-7.
- Nockolds, S.R.(1954) Average chemical compositions of some igneous rock, Bull. Geol. Soc. Am.
- Park, A.F.(1989) Peridotite. In the Encyclopedia of igneous and metamorphic petrology, ed. D.R. Bowes., p.437-438. Van Nostrand Reinhold.
- Taylor, H.P.Jr.(1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore desposition. Econ. Geol. v.69, p.843-883.
- Turner, F.J.(1948) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Am., Mem. v.30, p.132.
- Turner, F.J.(1981) Metamorphic petrology (2nd ed.) McGraw-Hill Co. 524p.
- Winkler, H.G.F.(1974) Petrogenesis of Metamorphic Rocks(3rd ed.). Springer-Verlag. p.148-194.

1991년 8월 23일 원고접수

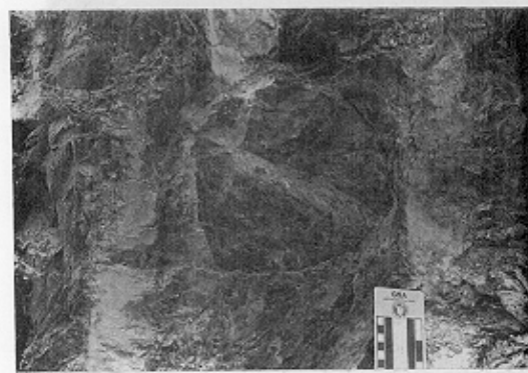
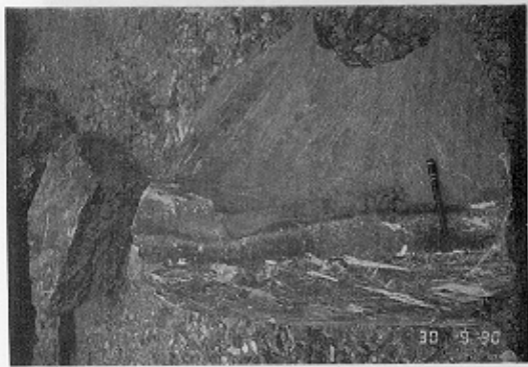
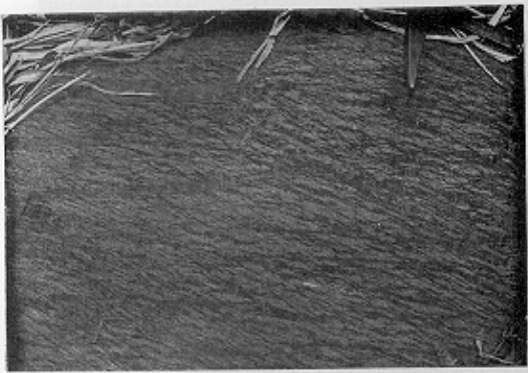


Fig. 1.

