

## 소연평도 함티타늄 자철광상의 암석지구화학적 연구

김규한\* · 이정은\*

### Petrochemistry of the Soyeonpyeong titaniferous iron ore deposits, South Korea

Kim, Kyu Han\* and Lee, Jung Eun\*

**ABSTRACT:** Lens shaped titanomagnetite orebodies in the Soyeonpyeong iron mine are embedded in amphibolites, which were intruded into Precambrian metasediments such as garnet-mica schist, marble, mica schist, and quartz schist. Mineral chemistry, K-Ar dating and hydrogen and oxygen stable isotopic analysis for the amphibolites and titanomagnetite ores were conducted to interpret petrogenesis of amphibolite and ore genesis of titanomagnetite iron ore deposits. Amphibolites of igneous origin have unusually high content of  $TiO_2$ , ranging from 0.94 to 6.39 wt.% with an average value of 4.05 wt.%. REE patterns of the different lithology of the amphibolite show the similar trend with an enrichment of LREE. Amphiboles of amphibolites are consist mainly of calcic amphiboles such as ferro-hornblende, tschermakite, ferroan pargasite, and ferroan pargasitic hornblende. K-Ar ages of hornblende from amphibolite and gneissic amphibolite were determined as  $440.04 \pm 6.39$  Ma and  $351.03 \pm 5.21$  Ma, respectively. This indicates two metamorphic events of Paleozoic age in the Korean peninsula which are correlated with Altin orogeny in China. The titanomagnetite mineralization seems to have occurred before Cambrian age based on occurrence of orebodies and ages of host amphibolites. The Soyeonpyeong iron ores are composed mainly of titanomagnetite, ilmenite, and secondary minerals such as ilmenite and hercynite exsolved in titanomagnetite. The temperature and the oxygen fugacity estimated by the titanomagnetite-ilmenite geothermometer are 500~600°C (ave. 550°C) and about  $2 \pm 10^{-23}$  bar, respectively. Hornblendes from ores and amphibolites which responsible for magnetite ore mineralization, have a relatively homogeneous isotopic composition ranging from +0.8 to +3.9 ‰ in  $\delta^{18}O$  and from -87.8 to -113.3 ‰ in  $\delta D$ . The calculated oxygen and hydrogen isotopic compositions of the fluids which were in equilibrium with hornblende at 550°C, range from 2.8 to 5.9 ‰ in  $\delta^{18}O_{H_2O}$  and from -60.41 to -81.31 ‰ in  $\delta D_{H_2O}$ . The  $\delta^{18}O_{H_2O}$  value of magnetite ore fluids are in between +6.4 to +7.9 ‰. All of these values fall in the range of primary magmatic water. A slight oxygen shift means that  $^{18}O$ -depleted meteoric water be acted with basic fluids during immiscible processes between silicate and titaniferous oxide melt. Mineral chemistry, isotopic compositions, and occurrences of amphibolites and orebodies, suggest that the titanomagnetite melt be separated immisciblely from the titaniferous basic magma.

## 서 언

연천 고남산, 포천, 양양, 홍천, 서산, 소연평도, 불음도 등지에는 선패브리아기의 변성암지층내에 철광상이 분포하고 있다. 특히 소연평도, 불음도, 연천 고남산 지역에 분포하는 철광상은 모두 선패브리아기의 변성암지층내에 발달하는 함티타늄자철광상이다. 연천 고남산 지역의 함티타늄자철광상은 원생대의 반려암질암과 밀접히 관련된 정마그마광상으로 보고되어있다 (이현주, 1992). 이의 서측 연장선에 분포하고 있는 불음도와 소연평도의 함티타늄자철광상은 선패브리아기 지층중의 각섬암과 밀접히 수반되고 있는 렌즈상 또는 층상 광체이다. 본 연구 대상인 소연평도 함티타늄자철광상은 서해안 인천에서 서측 약 90

Km 거리에 위치한 섬인 소연평도의 중앙부에 분포하며 소연평도의 위치는 북위 37° 37'~37° 39', 동경 125° 42'~125° 43' 이다.

소연평도 함티타늄자철광상은 1907년부터 소규모로 단속적으로 채광되어왔다. 1987년부터 활발한 개발에 들어가 현재 동원탄좌개발주식회사에 의해 월 15,000여톤 정도를 채광하고 있다. 조사자료로 대한광업진흥공사의 시추조사보고서 (1990)와 한국의 광상 (1990) 등이 있으나 주로 탐광을 위주한 조사연구로 본 광상의 성인과 모암에 관한 지질 및 암석지구화학적 연구는 수행된 바가 없다. 따라서 본 연구에서는 소연평도에 분포하고 있는 함티타늄자철광상의 성인을 연구하기 위하여 지질조사, 각섬암의 암석화학적 연구, 광물 기재 및 광물화학연구, 각섬암중의 함유광물의 수소 및 산소 안정동위원소 분석, K-Ar 법을 이용한 절대연령측정 등을 실시하였다. 각섬암의 전암분석, 미량성분, REE 등은 영국 런던대학교 Royal Holloway and Be-

\*이화여자대학교 과학교육과(Dept. Science Education, Ewha Womans Univ., Seoul 120-750, Korea)

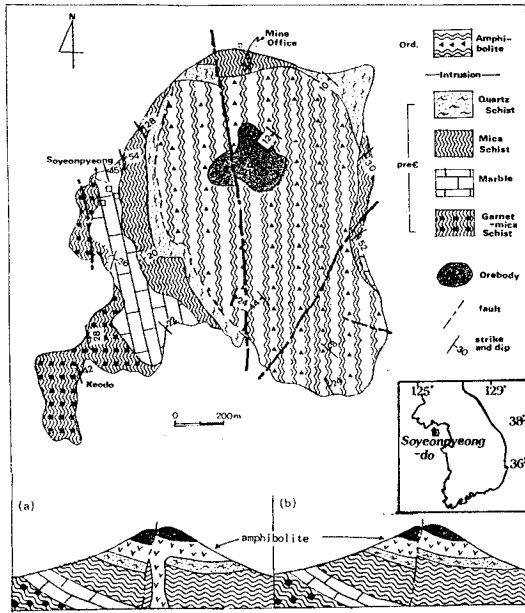


Fig. 1. Geologic map in the vicinity of the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits. Two emplacement models of amphibolites such as lopolith type amphibolites (a) and sill type amphibolites (b).

dford New College에 의뢰하여 ICP (Inductively Coupled Plasma) 법으로 분석되었다. 광물의 전자현미분석은 서울대학교 지질학과, K-Ar 절대연령 측정은 한국자원연구소에서 실시하였다. 그리고 안정동위원소 분석은 일본 도야마 대학 지구과학과에서 실시하였다.

### 광상부근의 지질

소연평도는 서해안 인천에서 서측 약 90 Km 에 위치하는 약 1.5 Km×1.2 Km 의 타원형의 작은섬이다. 섬 지역은 전체가 선캠브리아기 변성암류로 구성되어 있다. 섬의 서남부 지역인 거도지역에 분포하는 석류석-흑운모-견운모 편암을 최하부로 하여 상부로 감에따라 회색, 담홍색, 백색 결정질 대리암지층, 운모 편암, 규암 또는 석영편암 지층이 분포하고 있다. 그리고 각섬암이 이 상기지층의 편리와 조화적으로 관입하고 있다 (Fig. 1). 대리암층의 상부 운모편암층은 섬의 중앙고지를 중심으로 서측과 북측 및 동측에 분포하고 있다. 운모편암층 상위에는 각섬암 및 각섬석 편암이 이들 지층의 편리와 조화적으로 분포하여 산출상태에서 각섬암의 기원이 화성기원 또는 퇴적변성기원인지의 규명이 어렵다. 각섬암의 상부에 합티타늄자철광체가 렌즈상으로 배태되어 소연평도의 정상부를 점하고 있다.

변성암지층은 심하게 습곡을 받고 있으며 N-S로 발달하는 단

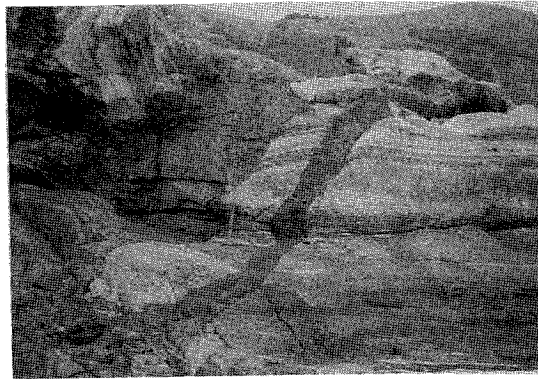


Fig. 2. Amphibolite intruded into the marble in the Soyeonpyeong mine area.

층 외에 소규모 단층이 발견된다. 한반도의 육지에 분포하는 선캠브리아기의 변성암지층의 편리 주향은 대체로 N20-70E 인것에 반하여 소연평도 지역은 대체로 N10-80W가 지배적으로 육지와는 차이가 있다.

### 석류석

#### 운모 편암층

본 지층은 섬의 최하부 지층으로 섬의 서부 거도 지역에 분포하고 있다. 주향은 N10°~20°W, 경사는 28~42°NE로 비교적 완만하게 경사하고 있다. 본 지층은 흑운모, 백운모가 우세한 부분과 석영, 견운모가 우세한 부분이 호층을 이루어 대상구조가 나타난다. 본 층 내에는 특징적으로 담홍색, 진녹색의 자형의 석류석이 다량 산재하고 있다. 석류석의 크기는 직경 0.1~1 cm 로 운모류의 엽리구조와 조화적으로 발달 분포하고 있다. 그리고 변성작용시에 형성된 quartz lode와 2차적인 석영맥도 관찰된다. 석류석-운모 편암의 현미경적 관찰결과 주구성광물로 흑운모, 백운모, 석영, 석류석, 사장석과 부속광물로 저어론, 스피넬 및 불투명광물이 소량 관찰된다. 2차변질생성광물로 녹니석, 견운모 등이 관찰된다. 흑운모와 백운모는 모두 신장 배열하여 편리를 발달시키고 있으며 석류석은 이들에 의해 둘러싸여 porphyroblast로 성장한 구조를 보인다. 흑운모는 철성분이 풍부한 짙은 갈색의 흑운모가 주로 관찰된다. 백운모와 흑운모의 벽개면을 따라 이들의 변질산물인 녹니석이 관찰되며 사장석은 일부 견운모로 변질되어있다.

#### 대리암층

본층은 소연평 마을에서 남측으로 연속분포하고 있으며 석류

석-운모 편암의 상부에 정합적으로 분포하고 있다. 주로 백색, 담홍색, 회색 결정질의 석회암으로 구성되어 있으며 층 내에는 각섬암이 불연속적으로 협재되어 있다. 본 층의 두께는 100 m 내외이다. 특히 각섬암이 자철광 화작용과 밀접한 관련을 가지고 있으므로 대리암내에 포획된 각섬암 역시 그 기원이 화성기원 또는 퇴적변성기원인지는 흥미있는 과제중 하나이다. 야외조사에 의하면 대리암내의 각섬암은 대리암과는 경계가 명확하여 화성기원의 각섬암이 tectonic breccia로서 또는 관입접촉경계가 관찰된다 (Fig. 2). 본층은 구조운동에 의해 심한 습곡구조가 형성되어 있으며 대규모의 습곡구조와 소습곡구조 등이 발달하고 있다. 대리암층 내에 각섬암이 렌즈상 또는 boudin structure 로 불연속적으로 발달하고 있으며 이 구조는 후기의 단층운동으로 소규모 전이되어 있다. 현미경 관찰에 의하면 구성광물로 방해석과 소량의 석영, 각섬석, 사회석등이 관찰된다.

**운모편암층**

소연평마을에서 층후 70~80 m 로 남측으로 연속분포하고 있으며 주향 N10°~30°W, 경사 28°~54°NE 로 하부 대리암층과는 정합적으로 대리암층 상위에 놓인다. 본 층은 섬 서측에 주로 분포하고 동측에도 소규모 분포하고 있다. 흑운모, 백운모가 우세한 부분과 석영, 장석이 우세한 부분이 호층을 이루고 있으며 본층 내에는 하부 운모편암층과는 다르게 석류석이 거의 관찰되지 않는다. 다만 마을 해변가에서만 석영-운모 호층사이에 석류석이 다량 관찰된다. 현미경 관찰결과 본 층의 주구성광물은 석영, 장석, 흑운모, 석류석, 백운모이며 부속광물로 불투명광물과 스펀, 녹니석, 녹염석, 전기석 등이 관찰된다. 흑운모는 짙은갈색에서 녹색의 다색성을 나타내며 장석은 대부분 견운모화 되어 있다. 녹니석, 녹염석, 스펀등은 2차 변질광물로 보인다.

**석영 편암층**

본 층의 노두는 섬의 남부지역과 광산 선적장 동-서측에 상부운모편암층과 정합적으로 상위에 분포하고 있다. 층후는 50 m 내외이며 남북으로의 연속성 여부는 확인되지 못하였다. 본 층은 금번 조사에서 처음 조사된 지층으로 한국의 광상 (광업진흥공사, 1992)에서 운모편암층으로 조사되었던 지층이다. 본 층은 백색 규암과 견운모의 편리가 잘 발달하는 석영편암으로 대표된다. 현미경적 관찰결과 주구성광물은 석영이며 부속광물로 백운모와 스펀 (sphene)이 관찰된다.

**각섬암**

본 암은 섬지역에서 가장 넓게 분포하고 있으며 함티타늪자

철광상의 모암이 되고있다. 석영편암, 규암층 상위에 외관상 정합적으로 분포하는 양상을 보이나 섬의 동측 에서는 석영편암, 운모편암의 편리와 사교하는 산출상태를 나타내어 본 암의 산출상태와 성인이 대단히 흥미있는 과제중의 하나가 되고 있다. 지질도에서와 같이 본 층은 석영편암, 규암, 상부운모편암층과 접하고 있어 분포상으로는 관입한 것으로 추정되고 있다. 그러나 하부지층과 조화적으로 상위에 놓이며 편리구조가 하부지층 편리의 주향, 경사와 유사하며 상하 지층의 관계가 불분명하다. 각섬암질암은 구성광물의 입도와 편리의 유무에 따라 세립질각섬암, 중립질각섬암, 편상각섬암, 편마상각섬암 등으로 구성되어 있다. 편상각섬암과 대다수의 각섬암은 편리구조가 잘 발달한다. 특히 장석의 양이 많아 편마상구조를 나타내는 편마상각섬암도 부분적으로 함티타늪자철광체와 밀접하게 분포하고 있다. 현미경 관찰에 의하면 각섬석, 사장석으로 구성되어 있으며 불투명 광물인 함티타늪자철석광물이 수반된다. 함티타늪자철광체가 각섬암층의 상위에 분포하고 있으며 각섬암내에 불투명광물이 다량 분포하고 있어 각섬암이 함티타늪자철광체와 성인적으로 밀접한 관계가 있는 것으로 추정된다. 따라서 각섬암질암에 대하여 암석화학, 광물화학, 산소 및 수소 안정동위원소분석, K-Ar 절대연대측정 등을 실시하였다.

**지질구조**

변성퇴적암 지층은 N-S를 습곡축으로 깔대기형 향사구조를 이루고 있으며 남북방향의 단층에 의해 소규모로 전이되어 있다. 그리고 지역적으로 각지층은 심한 습곡구조와 소습곡구조를 나타내고 있으며 소규모의 단층이 관찰된다. 경기도의 대륙지역에 분포하는 선캠브리아기 변성암류의 편리의 방향은 대체로 NE-SW 방향이다. 그러나 본 지역의 변성암 지층의 주향은 대체로 NW-SE 방향으로 대륙에 분포하는 지층의 주향과 크게 다르다. 즉 대륙지역과는 다른 오르도비스기 각섬암의 관입 후에 변성작용과 지구조적 사건이 황해의 형성과 함께 일어났음을 추정할 수 있다. 각섬암은 화성기원과 퇴적변성기원으로 형성될 수 있다. 각섬암을 화성기원으로 가정하였을 경우 산출상태를 lopolith형 관입암체와 변성퇴적암류의 층리와 조화적인 sill상의 관입암체로 생각할 수 있다 (Fig. 1).

**각섬암질암**

**산출상태**

입자의 크기와 각섬석의 방향성에 따라 (1) 중립질 각섬암, (2) 세립질의 편리의 발달이 양호한 편상각섬암, (3) 장석과 석영 등의 무색광물 함량이 많아 백색을 나타내는 부분과 각섬석으로 된

Table 1. Chemical compositions and calculated Niggli values of the amphibolites from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits.

No. Element.	2	8	9	12	19	21	22	23	27	28	29	31	34	35	37	H4	K2
SiO <sub>2</sub>	51.30	47.23	1.67	51.09	41.46	39.13	43.95	44.89	44.30	43.90	45.02	46.48	41.67	46.33	46.23	48.74	41.48
TiO <sub>2</sub>	2.81	3.53	6.39	0.94	5.52	5.52	4.79	4.42	3.98	5.09	4.83	3.97	1.95	2.11	5.52	1.70	5.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.74	11.71	7.43	12.57	9.67	11.46	11.32	14.12	13.51	12.65	10.97	17.81	12.51	23.48	15.26	23.30	11.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.74	14.81	24.11	15.28	24.51	25.01	19.73	17.14	17.46	20.04	20.70	13.15	21.58	8.73	11.46	8.03	21.97
MnO	0.27	0.17	0.38	0.21	0.44	0.36	0.26	0.16	0.29	0.32	0.33	0.15	0.19	0.09	0.15	0.08	0.34
MgO	4.13	5.57	8.01	6.52	7.39	6.39	5.74	4.91	4.88	5.65	6.08	4.38	8.56	1.66	7.13	1.36	6.64
CaO	8.84	13.23	9.94	9.80	7.98	9.35	10.94	10.05	10.32	8.69	8.35	10.36	11.09	11.09	12.11	11.47	8.68
Na <sub>2</sub> O	1.66	2.28	1.15	2.43	1.81	1.95	2.51	3.46	3.31	2.75	2.83	3.29	1.29	3.89	1.96	4.22	2.78
K <sub>2</sub> O	1.16	0.84	1.16	0.98	0.21	0.24	0.21	0.40	0.35	0.25	0.17	0.23	0.79	0.31	0.23	0.36	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.63	0.76	0.18	0.30	0.59	0.55	0.45	0.60	0.46	0.72	0.18	0.37	0.15	0.17	0.74	0.61
al	21.76	18.24	11.65	20.28	15.51	17.75	17.95	22.73	21.79	20.77	18.27	28.73	17.54	38.95	23.01	38.72	18.60
fm	41.06	37.04	56.76	42.81	56.07	50.55	43.58	37.97	38.55	45.42	48.39	31.75	50.03	16.42	38.54	14.42	49.08
c	29.78	37.45	28.34	28.74	23.27	26.32	31.54	29.41	30.25	25.93	25.27	30.37	28.26	33.44	33.20	34.65	24.74
alk	7.40	7.27	3.25	8.18	5.15	5.38	6.93	9.88	9.41	7.89	8.08	9.15	4.18	11.20	5.25	12.21	5.8
Si	161.30	124.79	110.88	139.81	112.81	102.81	118.25	122.61	121.20	122.26	127.17	127.18	99.09	136.45	118.53	137.40	110.34
ti	6.65	7.01	12.79	1.94	12.75	10.91	9.70	9.08	8.19	10.66	10.26	8.17	3.49	4.47	10.01	3.60	10.82
p	0.47	0.71	0.86	0.21	0.35	0.66	0.63	0.52	1.85	0.54	0.84	0.21	0.37	0.18	0.18	0.88	0.69
k	0.31	0.20	0.08	0.21	0.07	0.08	0.05	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04	0.29	0.05	0.07	0.05	0.05
mg	0.47	0.59	0.56	0.62	0.53	0.50	0.53	0.53	0.52	0.52	0.53	0.56	0.61	0.42	0.71	0.40	0.54
Si	129.60	129.09	112.98	132.70	120.61	121.53	127.70	139.53	137.65	131.55	132.31	136.61	116.72	144.79	121.00	148.84	130.31
qz	31.70	-4.30	-2.11	7.11	-7.80	-18.70	-9.45	-16.92	-16.45	-9.30	-5.14	-9.43	-17.63	-8.34	-2.47	-11.44	-19.97

흑색대가 교호하는 (4) 편마상각섬암으로 나눌 수 있다. 광체 주위의 주로 중립의 각섬석으로 이루어진 각섬암은 0.5~1 mm 크기의 등립의 각섬석으로 주로 이루어져 있으며 신장된 각섬석 결정들이 방향성을 나타내거나 회전되어있는 것이 관찰된다. 구성광물은 대부분이 각섬석이며 소량의 사장석, 인회석, 불투명 광물 그리고 녹니석 등으로 이루어져 있다. 편상각섬암은 0.2~0.3 mm 크기의 세립의 각섬석과 사장석, 석영 등 무색광물 함량이 많고 엇리구조를 가지고 있다. 이 엇리의 방향은 변성퇴적암류의 편리 방향과 일치한다. 편상각섬암은 각섬석 이외에 사장석, 인회석, 불투명광물, 스펀, 녹니석, 흑운모, 녹염석 등으로 구성되어 있다. 광체에서 멀어질수록 유색광물의 양이 적어지며 장석의 양이 증가하는 경향을 보인다. 이 암체는 주로 사장석으로 이루어져 있으며 유색광물은 각섬석으로 방향성을 잘 나타내는 편마상각섬암 암상으로 전이된다. 각섬석 내에는 스펀의 rim을 갖는 불투명광물이 있다. 이 불투명광물은 주로 일메나이트이다. 편상각섬암은 섬의 서부 해안에서 대리암과 운모편암내에 협재되어 있기도 하다. 이러한 편상각섬암은 각섬석과 사장석으로 주로 구성되어 있으며 흑운모, 석영, 스펀을 함유하고 소량의 녹니석, 녹염석 등의 2차 변질산물과 불투명광물을 포함한다. 각섬석은 생성시의 비평형상태에서 유래된 두가지 각섬석이 한 결정내에 공존하는 양상을 보이고 있다. 광체와 바로 접하고 있는 각섬암내에는 부분적으로 불투명광물과 녹니석의 함량이 매우 높고 석류석을 함유하기도 한다. 이는 함티타늄자철광상을 형성한 마그마활동 후기 열수용액으로 인한 주위모암의 교대작

용에 기인한 것으로 사료된다. 광체와 인접한 각섬암내에는 녹니석, 석류석, 불투명광물 이외에 방해석, 각섬석, 견운모 등이 관찰된다. 본 암의 녹니석은 주위 편상각섬암이나 운모편암에서 관찰되는 것과는 달리 낮은 굴절률과 낮은 간섭색, 적소광의 특징을 나타낸다.

#### 각섬암의 암석화학

본 지역의 각섬암질암의 주성분원소에 대한 화학분석 결과와 Niggli Value의 값은 Table 1 과 같다. 분석에 사용된 시료는 암상에 따라 다음과 같이 구분하였다.

- (1) 중립 등립질 각섬암 (시료번호 9, 12, 19, 21, 31)
- (2) 세립의 각섬암 (시료번호 2, 23)
- (3) 세립의 편리구조가 잘 발달되어 있는 편상각섬암 (시료번호 8, 22, 27, 28, 29, K2)
- (4) 편마상각섬암 (시료번호 34, 35, 37, H4)

#### 주성분원소

각섬암질암의 화학분석결과 SiO<sub>2</sub>의 함량은 39.13~51.30 wt.%, TiO<sub>2</sub>의 함량은 0.94~6.39 wt.%, total FeO의 함량은 8.03~24.51 wt.%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>의 함량은 0.15~1.60 wt.% 이다.

특히 TiO<sub>2</sub>의 함량은 평균 4.05 wt.%로 미국 Wyoming지역의 화성기원의 각섬암의 0.69 wt.% (Kamp, 1969)와 비교해 보면 본

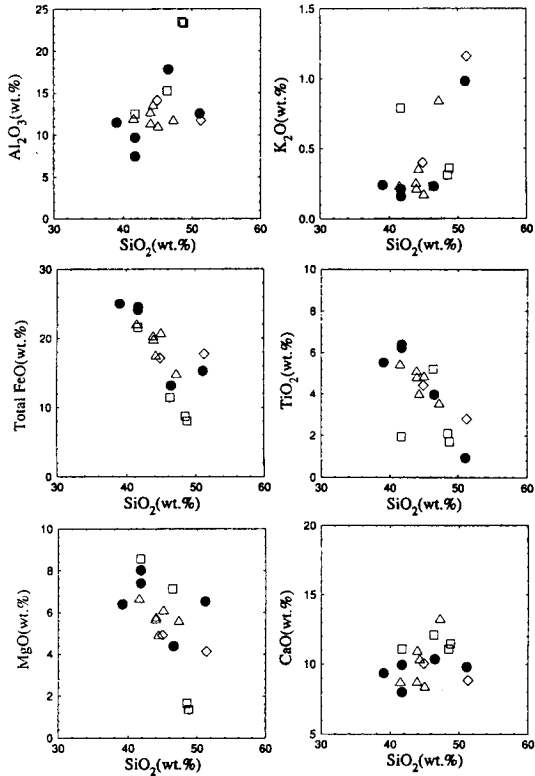


Fig. 3. Harker's variation diagrams for amphibolites from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits. ●; coarse grained amphibolite, ◇; fine grained amphibolite, △; schistose amphibolite, □; gneissic amphibolite.

지역의 각섬암은 티타늄 함량이 높은 고함티타늄 각섬암이다. 또한 연천 고남산 지역의 반려암의  $TiO_2$  3.46 wt.%, 그린랜드 동부 Gradiner complex의 알카리 반려암의  $TiO_2$  2.28 wt.% (Nielsen, 1981), Skaergaard 관입암체의 반려암질암의  $TiO_2$  1.61 wt.% (Harlund, 1984)보다 높은 함량을 가지고 있다. 본 지역의 각섬암질암의 화학조성을 우리나라 황강리지역의 각섬암- 평균  $TiO_2$  1.85 wt.%, 평균  $P_2O_5$  0.35 wt.%, 평균 total FeO 14.37 wt.% (이한영, 1980)이나 춘천 부근의 각섬암- 평균  $TiO_2$  1.30 wt.%, 평균  $P_2O_5$  0.30 wt.%, 평균 total FeO 7.61 wt.% (이문원, 1974) 등 다른지역의 화성기원의 각섬암과 성분을 비교해 보면 소연평도의 각섬암이  $TiO_2$ , FeO,  $P_2O_5$ 의 함량이 높다. 소연평도에 분포하는 각섬암질암의 분화에 따른 화학조성의 변화와 그 암석성인을 해석하기 위하여  $SiO_2$ 에 대한 산화물의 변화경향을 Harker diagram 으로 나타내 보았다 (Fig. 3).  $SiO_2$  (wt.%) 함량이 증가할수록 MgO, FeO,  $TiO_2$ 는 부의 상관관계 (상관계수  $(r) = -0.35, -0.83, -0.85$ )를 보여  $TiO_2$ 가 Mg·Fe광물과 밀접한 상관성이 있음을 보여주고 있다. 그러나,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ 는 정의 상관관계 (상관계수  $(r) = 0.46, 0.56$ )를 보인다. 사장석을 거의 함

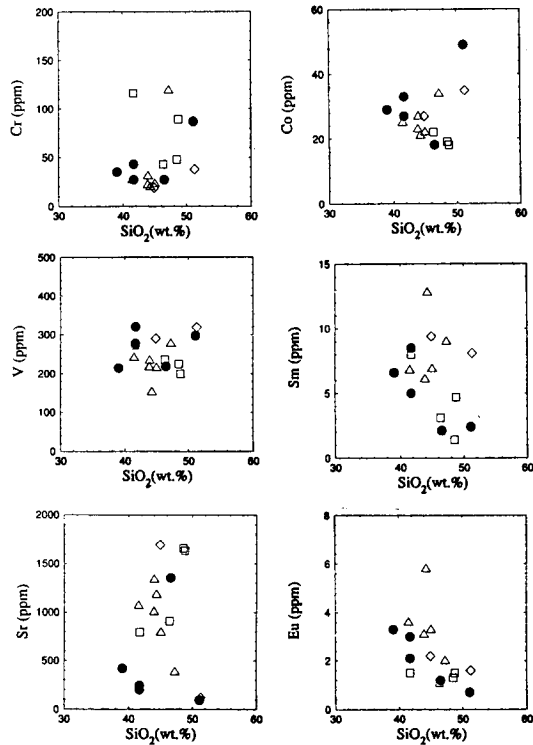


Fig. 4. Trace element variation against  $SiO_2$  for the amphibolite in the Soyeonpyeong mine. Symbols are the same as in Fig. 3.

유하지 않는 각섬암에서는  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ 와  $SiO_2$ 간의 상관관계를 보이지 않지만 비교적 많은 사장석을 함유하는 편상각섬암이나 편마상각섬암은 정의 상관관계를 보이고 있다. 이같은  $Al_2O_3$ 의 정의 상관성은 사장석의 출현을 의미한다.

일반적으로  $SiO_2$ 가 적은 마그마는 정출과정동안  $SiO_2$ 의 부화(enrichment)를 위해 상대적으로  $SiO_2$ -poor mineral이 정출 분리된다. 이때 Fe-Ti oxide 광물 (titanomagnetite, ilmenite,  $SiO_2 = 0\%$ )이 각섬석 ( $SiO_2 = 40\sim 44\%$ )과 분리된다. 본 지역의 각섬암질암에서  $SiO_2$ 가 증가함에 따라  $TiO_2$ , FeO가 감소하는 경향은 Fe-Ti oxide 광물이 초기에 정출하였기 때문으로 해석된다.

또한  $TiO_2$ , MgO, FeO의 원소의 거동이 유사하며 유사하게 부의 상관성을 나타내는 것에서  $TiO_2$ 가 유색광물의 정출과 상관성이 있는 것으로 추정할 수 있다.

### 미량원소

암상이 다른 조립질, 세립질 각섬암과 편상각섬암, 편마상각섬암의 미량원소와 희토류원소의 분석결과는 Table 2와 같다.  $SiO_2$ 에 대한 미량원소의 변화경향은 대단히 불규칙한 특징을

Table 2. Concentration of trace element and REE in the amphibolites from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits.

Sample No. Elements	9	19	21	31	12	2	23	8	27	28	22	29	K2	34	35	37	H4
Ba	135	147	166	275	102	654	370	171	370	438	280	370	734	282	281	157	299
Co	27	33	29	18	49	35	27	34	21	23	27	22	25	77	19	22	18
Cr	27	43	35	27	87	38	19	119	20	22	31	23	27	116	48	43	89
Cu	8	8	7	15	7	176	7	8	12	13	13	7	11	7	12	11	8
Li	4	5	9	11	10	50	10	10	15	12	5	8	11	10	5	3	5
Nb	21	18	27	11	5	30	39	29	21	27	21	23	27	25	6	14	4
Ni	5	25	39	32	42	30	8	85	9	7	25	7	9	82	21	79	14
Sc	41	31	17	22	46	34	26	28	25	28	35	31	30	29	9	38	8
Sr	201	244	418	1355	95	122	1697	385	1182	1007	1377	795	1069	795	1661	911	1636
V	277	320	214	218	297	319	290	277	153	217	234	215	241	273	225	236	199
Y	19	11	12	4	25	45	23	39	29	14	17	16	15	32	3	8	13
Zn	133	144	149	70	128	158	128	152	104	125	130	128	129	78	60	56	49
Zr	17	23	24	13	16	16	18	18	16	15	20	16	18	26	7	16	7
La	20	14	23	6	7	33	33	24	30	15	14	18	17	34	5	4	14
Ce	46	26	48	12	12	65	78	59	79	34	38	39	39	75	12	13	36
Nd	29	13	24	8	5	27	39	31	50	20	22	25	26	36	7	8	21
Sm	8.5	5	6.6	2.1	2.4	8.1	9.4	9	12.8	6.1	7.1	6.9	6.8	8	1.4	3.1	4.7
Eu	3	2.1	3.3	1.2	0.7	1.6	2.2	2	5.8	3.1	2.9	3.3	3.6	1.5	1.3	1.1	1.5
Dy	4	2.1	2.3	0.3	2.8	6.5	4	6	5.6	2.7	3.4	3	2.8	5	0.2	0.9	1.3
Yb	1.2	0.9	0.9	0.4	2.4	3.7	1.4	2.8	1.5	0.9	1.1	1	1.1	2.7	0.2	0.6	0.6

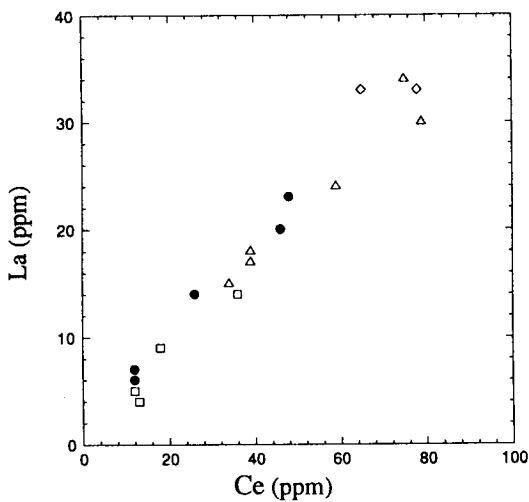


Fig. 5. Graph of La versus Ce content for the amphibolites from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3.

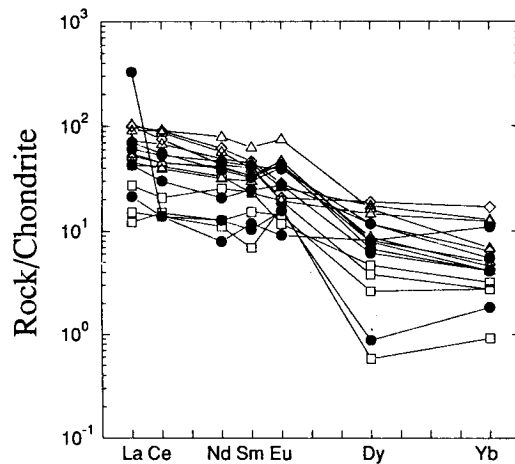


Fig. 6. REE patterns of amphibolites from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3.

나타내고 있다 (Fig. 4).

그러나 조립각섬암, 세립 각섬암, 편상각섬암, 편마상각섬암의 암상의 차이에도 불구하고 La-Ce diagram 에서 직선의 상관성 (상관계수  $r=0.98$ )을 나타내어 모두 동원 염기성마그마에서 유래된 것으로 해석된다 (Fig. 5).  $SiO_2$ 에 대한 Eu, Sm는 부의 상관성 (상관계수  $= -0.16, -0.15$ )을 나타내고 Sr은 정의 상관성

(상관계수  $= 0.11$ )을 나타내고 있다. Co, Cr, V 등은 대단히 균질한 조성을 나타내고 있다. V의 함량은 200~300 ppm으로  $TiO_2$ 와 함께 다른 미량성분에 비해 비교적 함량이 높다. 이는 V가  $Fe^{3+}$ 와 쉽게 치환하여 불투명광물이나 각섬석, 흑운모에 많이 포함되어 있기 때문이다. 각섬암질암의 REE분석값의 콘드라이트 표준화는 Nakamura (1974)의 평균 콘드라이트 함량으로 계산되었으며 REE변화패턴은 Fig. 6에 나타내었다. 소연평도 함타타늪광상의 모암인 각섬암질암의 REE패턴은 대부분의 시료에서 Light

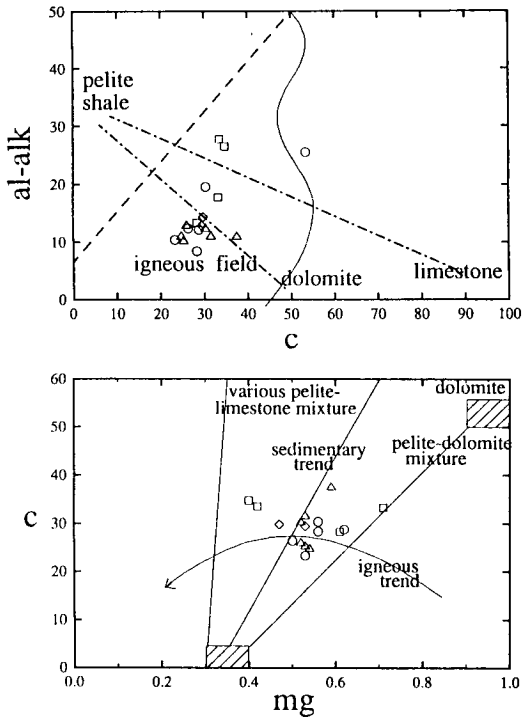


Fig. 7. Plot of Niggli values showing igneous origin of Soyeonpyeong amphibolite.

REE의 강한 부화와 상대적으로 적은 Heavy REE를 갖는다 (La/Yb~15.7). 그리고 편마상각섬암내의 REE가 보통의 각섬암의 REE 함량보다 낮다. 이는 변성작용에 의한 원소의 저분배 때문으로 해석된다.

각섬암질암을 생성한 염기성마그마의 냉각시 각섬석의 결정화는 HREE 값을 감소시키고 있다. 또 Hornblende/melt의 분배계수는 Dy에서 최대에 이르러 각섬석의 점진적인 결정화는 HREE의 위로오목한 패턴을 형성한다 (Gromet and Silver, 1987). 본 지역은 각섬암은 각섬석이 우세하므로 일반적으로 3개의 REE가 줄어들고 특히 Dy에서 최대가 된다. 그래서 MREE와 HREE 부근에서 위로오목한 스폰모양의 패턴을 보여준다. 정(+)<sup>2</sup>의 Eu 이상의 경향은 각섬석에서의 Eu의 분배계수가 작기 때문이다.

각섬암의 기원

각섬암의 기원에 관한 연구는 과거 Leake (1964), Kamp (1969), Orville (1969), 소철섭 (1974) 등에 의해 수행되었다. 연구자들은 모두 Niggli 값을 이용하여 각섬암의 기원을 화성기원과 퇴적변성암기원으로 분류하였다. 본 지역의 각섬암질암의 성인을

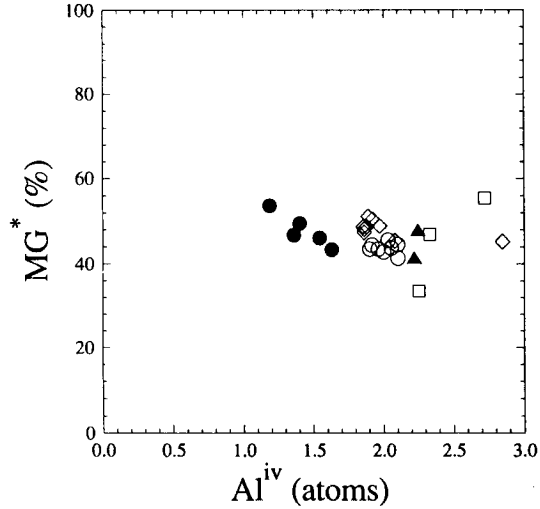


Fig. 8. The compositional variation of amphiboles in terms of cation Mg/(Mg+Fe) vs. Al<sup>iv</sup>. Symbols are the same as in Fig. 3.

구명하기 위하여 Niggli 값을 적용하여 c-al-alk, mg-c을 도시하였다 (Fig. 7). 소연평 각섬암질암은 모두 화성기원의 trend에 도시되어 마그마기원의 각섬암으로 해석된다. 그러나 약간 분산도시되는 경향은 변성작용 동안의 화학적 재분배 때문으로 생각된다. 미량원소는 일반적으로 변성과정에서 진행된 지역에서 기원을 밝히는데 유용한 지시자가 되고있다. 특히 Co, Ni은 암석의 변질에 독립적이기 때문에 변성암의 원암의 기원의 규명에 유용하다. 화성암의 분화가 이루어지는 동안에 mg의 감소는 Co와 Ni의 감소를 수반한다. 즉 정(+)의 상관성을 보인다는 것은 그 암석의 기원이 화성기원이라는 것을 보여주는 것이다. 본 지역의 각섬암질암은 앞에서 설명한 야외산출상태, 조성분, 미량성분의 분배와 Niggli 값 도시에서 그 기원이 화성기원인 것으로 해석된다.

각섬암의 광물화학

각섬암의 주구성광물중 각섬석, 흑운모, 사장석과 광체와의 접촉부의 각섬암질암중의 녹니석과, 석류석 그리고 광체내에서 발견되는 녹니석에 대하여 전자현미분석을 실시하였다.

각섬석

각섬석의 분석은 중립의 각섬암, 세립의 편상각섬암, 편마상 각섬암, 광체주위 변질각섬암 시료중에서 실시하였다. 각섬석의 전자현미분석에 의한 분석치는 Table 3과 같다. 화학분석 결과로부터 13 CNK 방법 (Papike et al., 1974)에 의해 구조식을 계





Table 4. Electron probe micro analyses and structure formulae of biotite from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits.

Sample No.	2						12
Point No.	12	13	14	15	19	20	44
SiO <sub>2</sub>	35.06	34.52	34.79	34.33	34.14	33.70	36.36
TiO <sub>2</sub>	2.76	3.02	2.77	2.94	3.09	2.75	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.48	15.35	15.34	15.03	15.15	16.24	15.31
FeO	21.89	23.58	23.69	25.18	25.44	24.16	22.28
MgO	7.93	7.85	7.31	7.28	7.15	6.88	9.69
MnO	0.14	0.17	0.17	0.19	0.15	0.11	0.14
CaO	0.08	0.04	0.02	0.01	0.02	0.05	0.03
Na <sub>2</sub> O	1.16	0.12	0.10	0.16	0.13	0.12	0.07
K <sub>2</sub> O	8.95	9.03	8.94	8.71	8.79	8.27	9.08
Total	92.44	93.69	93.14	93.83	94.07	92.26	95.02
Cations per 23 oxygens							
Si	5.73	5.59	5.68	5.57	5.53	5.52	5.71
Al (4+)	2.27	2.41	2.33	2.43	2.47	2.48	2.29
Ti	0.34	0.37	0.34	0.36	0.38	0.34	0.24
Al (6+)	0.72	0.52	0.63	0.44	0.43	0.66	0.55
Fe	2.99	3.19	3.23	3.41	3.45	3.31	2.93
Mg	1.93	1.90	1.78	1.76	1.73	1.68	2.27
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02
K	1.87	1.87	1.86	1.80	1.82	1.73	1.82

Table 5. Electron probe micro analyses and structure formulae of chlorite from the Soyeonpyeong titanomagnetite ore deposits.

Sample No.	Hi				Y2		12	
Point No.	24	25	30	32	33	34	35	47
SiO <sub>2</sub>	25.80	0.02	0.1	0	0	0	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.1	0	0	0	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.31	23.23	23.65	24.63	24.64	25.2	24.69	21.21
FeO	17.05	20.98	18.29	6.96	7.61	7.27	7.38	29.71
MgO	19.68	16.80	18.95	26.48	26.32	26.30	26.65	11.65
MnO	0.04	0.05	0.03	0	0.02	0.08	0.04	0.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.03	0.06	0	0	0	0	0.09
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0	0	0	0	0	0.09
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.04	0	0.01	0	0.01	0.11
Total	85.97	86.23	86.60	85.32	86.00	86.05	86.36	89.13
Cations per 28 oxygens								
Si	5.32	5.27	5.26	5.36	5.37	5.32	5.37	5.55
Al (4+)	2.68	2.73	2.75	2.64	2.63	2.68	2.63	2.46
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (6+)	2.98	3.03	3.00	3.09	3.06	3.13	3.05	2.90
Fe	2.94	3.68	3.15	1.15	1.25	1.19	1.20	5.31
Mg	6.04	5.26	5.82	7.77	7.68	7.66	7.74	3.71
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01

산하였고 Fe<sup>+3</sup>, Fe<sup>+2</sup>의 구분은 Laird and Albee (1981)의 방법에 의해 재계산되었다. IMA (1978)에 의한 각섬석의 분류에서 본 암류내의 각섬석은 (CaNa)<sub>B</sub> ≥ 1.34, Na<sub>B</sub> < 0.67로 Calcic amphibole group에 해당되며 A-site의 함량이 0.5 이하인 경우 Tschermakite질 각섬석과 hornblende에 속하며 0.5 이상인 경우는 ferroan pargasite질과 ferran pargasitic hornblende에 속한다. 12번 시료의 각섬석은 모두 hornblende에 속하고 나머지 시료들의 각섬석은 주로 ferroan pargasite와 tschermakite에 속한다. 이는 12번 시료가 변성퇴적암류에 소규모로 협재되어 있는 각섬암 시료로 다른 각섬암들과는 멀리 떨어져 산출된 것으로 보아 변성당시의 조건의 차이가 있었을 것으로 추정된다. [Al]<sup>6+</sup>/(NaK)와 [Al]<sup>6+</sup>/([Al]<sup>6+</sup>Fe<sup>3+</sup>Ti)에 의한 분류(Deer *et al.*, 1965)에 의해서도 유사한 결과를 얻을 수 있다. 각섬석의 Fe/Mg 비와 Ti함량은 변성정도보다는 모암의 Fe, Mg, Ti의 함량에 더 밀접히 관련이 있다. Fig. 8에서 Al<sup>6+</sup>가 증가함에도 Mg/Fe비는 거의 일정한 값을 보인다. 이는 Al<sup>6+</sup>는 변성정도가 증가할수록 그 함량이 증가하나 (Hietanen, 1974) 변화하지 않는 Fe와 Mg의 경향은 이들 성분이 변성정도보다는 모암의 성분에 영향을 받기 때문으로 해석된다. TiO<sub>2</sub> 함량도 거의 일정한 값을 보이는데 이는 Ti가 재결정작용이 일어나는 동안 안정한 일메나이트에 포함되어 있기 때문이다. 각섬석 내의 TiO<sub>2</sub> 함량은 0.26~0.89 wt.%로서 우리나라의 티탄철석계의 대보화강암류의 각섬석의 TiO<sub>2</sub>의 함량 0.21~1.50 wt. % (조동룡, 1992) 보다 낮은 함량을 가진다. 이는 각섬석내의 TiO<sub>2</sub> oxide 광물은 일메나이트나 titanomagnetite의 형태로 규산염 광물에서 분리되어 산출되기 때문에 전암에서 TiO<sub>2</sub> 함량은 높음에도 불구하고 각섬석 광물에서는 낮게 나타나는 것으로 보인다.

흑운모

흑운모의 분석은 세립의 편상각섬암 (시료번호 2)과 중립의 각섬암 (시료번호 12) 시료에서 실시하였다. 화학분석 결과로부터 양이온의 갯수를 16을 기준으로 하여 구조식을 계산하였다 (Table 4). Fe은 전체적으로 Fe<sup>2+</sup>로 취급하였다. 본 각섬암 질암의 흑운모의 성분은 Mg/(Mg+Fe)<sub>T</sub>=0.334~0.437, Al<sup>6+</sup>=0.430~0.717로 보통의 흑운모에 해당된다. 각섬암과 편상각섬암내의 흑운모는 대부분 각섬석 결정면의 벽개면이나 결정 rim을 따라 발달하여 각섬석 후의 변성산물로 보인다. 각섬석에서 흑운모로의 전환은 변성작용에 의한 물리적, 화학적 환경의 변화로 인해 Fe, Mg, Ca, Na, K 원소들이 재분배되어 일어난다. 흑운모내에 TiO<sub>2</sub> 함량은 2.05~3.09 wt. %로 대보화강암류인 티탄철석계의 각섬석 흑운모 화강암의 흑운모에서의 TiO<sub>2</sub> 2.02~3.76 wt. % (조동룡, 1992)와 대체로 유사한 함량을 가진다.

Table 6. K-Ar mineral ages for the amphibolite and gneissic amphibolite from the Soyeonpyeong titanomagnetite mine.

Sample Description	Mineral	%K	<sup>40</sup> Ar(mol/g)	Age(Ma)	Remark
29 Amphibolite	Hb	0.16	$1.383 \times 10^{-10}$	440.04	Late (± 6.39) Ordovician
H4 gneissic amphibolite	Hb	0.44	$2.957 \times 10^{-10}$	351.03	Early (± 5.21) Carboniferous

\*Hb : Hornblende

### 녹니석

녹니석은 세립질 편상각섬암 (시료번호 2)과 중립질 각섬암 (시료번호 12), 광체주위 모암 (시료번호 H1), 광체 (시료번호 Y2)에서 분석하였다. 화학분석 결과로 부터 양이온의 수를 20을 기준으로 하여 구조식을 계산하였다 (Table 5). Hey (1954)에 의한 녹니석 분류에 따르면 본 지역의 녹니석은 ripidolite과 sherdanite에 해당된다. 흑운모나 각섬석의 벽개면이나 결정내에 산출되는 녹니석은 대부분 흑운모, 각섬석의 변질산물로 보인다. Mafic schist에서의 녹니석은 보통 Al함량이 많은 경우에 Al-rich 각섬석이나 녹염석을 포함한 반응에서 유래된다. 녹니석 내의 TiO<sub>2</sub> 함량은 0~0.019wt.% 로 거의 존재하지 않는다. 이는 녹니석이 각섬석이나 흑운모에서 변질된 변질광물이나 광물내의 Ti<sup>4+</sup>의 이동성이 낮기때문에 변질과정에서 거의 이동되지 않았음을 의미한다.

### 각섬암질암의 K-Ar 절대연령

소연평도의 대부분을 차지하고 있는 각섬암 (시료번호 29)과 편마상각섬암 (시료번호 H4) 시료에 대하여 각섬석 광물의 K-Ar 광물 연령을 측정하였다. 그 결과는 Table 6과 같다.

본 지역의 각섬암질암의 각섬석을 이용하여 얻어진 연대는 각섬암의 경우는  $440.0 \pm 6.4$  Ma (후기 오르도비스기)이며 편마상각섬암은  $351.0 \pm 5.2$  Ma (전기 석탄기)이다. 지각변동이나 변성작용과 같은 지질학적 사건시에 변성광물내의 동위원소가 광물격자 내에서 이동되어 재분배되거나 아르곤 유실이 일어나기 때문에 광물분석에 의한 연대는 그 암석에 지구조와 관련된 변성작용이 일어난 연대를 의미한다. 그러므로 본 각섬암질암은 마그마활동에 의해 생성된 각섬암이 후기 오르도비스기와 전기 석탄기에 일어난 두번의 변성작용 동안에 동위원소가 재분배된 사건을 경험한 각섬암임을 알 수 있다. 이 시기는 한반도에서 알려진바 없는 송림변동 전시기의 미지의 지각변동과 수반된 변성작용의 시기로 해석된다. 이시기에 세계적으로 큰 조산운동이 있었으며 중국에서는 Altin 산맥을 형성한 조산운동이 있었던 시기이다. 소연평도에서도 이러한 동북아의 지구조적운동에 수반된 변성작용이 일어난 것으로 추정된다. 그 증거로 섬에 분

포하는 변성암류와 각섬암의 편리방향이 조화적인 경향이 많고 변성암류는 심한 습곡을 받고 있다. 또한 남북으로 발달하는 단층선과 기타의 소규모단층선이 무수히 발견된다.

물론 각섬암의 관입시기는 오르도비스기 이전이다. 합티타늄 자철광상의 광화작용의 시기는 각섬암과 밀접히 수반되며 정마그마광상으로 각섬암멜트에서 액체불혼화로 이루어진 합티타늄 자철광체라고 해석된다면 원생대~캠브리아기 시기로 추정될 수 있다. 이 결과는 연천지역 선캠브리아기 변성암 지층내에 발달하는 연천 고남산 지역의 원생대의 광화시기와 강화도 서측의 불음도 지역의 합티타늄자철광상의 광화시기와도 밀접한 관련성이 있는 것으로 추정된다. 한반도에는 Proterozoic의 화성활동이 하동산청지역의 anorthosite 관입 (Kwon and Jeong, 1990)과 연천 고남산 지역의 반려암 관입 (김규한, 이현주, 1992), 홍제사 화강암류의 관입(홍영국, 1992) 등 드물게 알려져 있다. 따라서 소연평도의 각섬암의 K-Ar 연령측정 자료는 소연평합티타늄자철광상의 광화시기의 추정은 물론 한반도의 고생대 초기~원생대 시기의 화성활동사 해석에도 대단히 중요한 의미가 있다.

### 합티타늄자철광상

#### 산출상태

합티타늄자철광체는 선캠브리아기 연천계의 변성암류 상위에 분포하는 각섬암질암내에 렌즈상으로 발달하고 있으며 소연평도의 최고 정상부를 점하고 있다. 광석은 현재 노천채굴로 개발되고 있다. 합티타늄자철광상의 광체는 소연평도 섬 중앙부의 산 정상부 (214 M) 일대를 중심으로 분포되며 남북 방향의 단층에 의해서 수 m 전이되어 나타나며 섬주위에 광체로 부터 분리된 것으로 보이는 광석이 테일러스를 형성하고 있다. 광상시추결과 본 광체는 각섬암질암 내에만 국한되어 배태되며 기존 노두광체와 심부 잠두광체로 대별된다. 기존 노두광체는 폭이 10~30 m 이며 심부광체는 노두광체의 하부 40~80 m 부근에 층상내지 렌즈상으로 부존되고 있다 (광상시추조사보고, 1990).

합티타늄자철광체 내에는 각섬암이 협재되어 있고 광체 부근 모암에는 부분적으로 변질작용을 받은 부분이 존재한다. 이러한 변질대는 각섬석의 변질광물인 녹니석의 함량과 불투명광물의 함량이 높으며 방해석, 각섬석, 녹염석, 석류석등으로 구성되어 있다. 각섬암과 광체사이에서 점이적인 특징을 보인다. 이러한 변질작용은 아마도 철광체를 형성한 마그마활동 이후의 후기 열수작용에 의한 것으로 사료된다.

#### 광석광물

광체의 주구성광물은 합티타늄자철석과 일메나이트이다. 이



Fig. 9. Titanomagnetite with exsolutions of ilmenite in the titanomagnetite iron ore.

외에 소량의 황동석, 헤르시나이트 (hercynite), 각섬석, 녹니석, 스펀 등이 관찰된다. 광석광물에 대한 반사현미경적 관찰에 의하면 함티타늄자철석은 등방성이며 회갈색을 띠며 내부반사가 나타나지 않는다. 15~20 μm 크기의 자형, 반자형의 등립결정들이 입상조직으로 나타난다. 함티타늄자철석광물은 초생 일메나이트와 거의 같은 크기의 결정으로 산출된다. 일메나이트의 용리구조를 가진 함티타늄자철석이 다수 관찰된다 (Fig. 9).

일메나이트는 연한 갈색광물로 연한 황갈색-갈색-어두운 갈색의 다색성을 가져 자철석과 쉽게 구분된다. 자형이나 반자형으로 10~20 μm 크기의 등립결정들로 함티타늄자철석과 함께 입상조직을 나타낸다. 2차 일메나이트가 함티타늄자철석내에 용리조직으로 나타난다. 용리에 의해 나타나는 2차 일메나이트는 함티타늄자철석내에 5 μm 이내의 미립의 입자로 막대모양으로 산출된다. 이는 자철석의 산화에 의해 형성되는 것으로 해석된 철을 함유하는 spinel group의 광물인 헤르시나이트가 녹색을 띠는 등방체로 다양한 크기의 타형결정으로 산출된다. 스펀은 일메나이트 결정경계부와 모암의 철-티타늄 산화물 주변에 크기가 작은 자형으로 산출된다. 이것은 이미 정출된 일메나이트가 잔류용액과 반응하여 생성된 고대반응산물로 보인다. 이외에도 일메나이트의 입자의 경계면을 교대하고 있는 황동석이 관찰된다.

**광석광물의 화학조성**

함티타늄자철광체와 각섬암 주위 변질대내의 공존하는 함티타늄자철석과 초생일메나이트의 EPMA 분석결과는 Table 7과 같다. 전자현미분석에서 구별할 수 없는 Fe<sup>2+</sup>와 Fe<sup>3+</sup>는 FeO로 분석된 전체 Fe에서 Carmichel (1967)의 방법에 의해 구분 계산하였다. FeO또한 FeO와 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>로 구분하여 전체함량을 재계산하였다. 일반적인 Fe-Ti-O계의 아계인 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-TiO<sub>2</sub>의 삼각도 (Fig. 10)에서 소연평광상의 철광석광물의 광석광물은 대부분 일메나이트와 함티타늄자철석계열에 속하고 있음을 알 수

있다. 함티타늄자철석은 자철석-올보스피넬 고용체로 spinel structure를 가지며 600°C 이상의 온도에서 완전한 고용체로 존재한다. 본 역의 함티타늄자철석의 자철석의 조성은 66.23~98.30%이며 올보스피넬 조성은 1.69~33.77%로 다양한 조성을 보인다. 자철석의 TiO<sub>2</sub>의 함량은 0.587~10.984 wt.% 로 0.89 wt. % (Kolker, 1982) 이하인 보통 자철석보다 높아 titanomagnetite에 해당된다. 그외 미량으로 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0~6.54 wt.%), V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.53~1.73 wt.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.001~0.17 wt.%), MgO (0~2.18 wt. %), MnO (0.03~0.47 wt. %)가 포함되어 있다.

함티타늄자철석과 공존하는 일메나이트-적철석 고용체인 일메나이트는 일반적으로 rhombohedral structure 를 가지며 950 °C 이상에서 완전한 고용체로 존재한다. 본 역의 일메나이트 조성은 93.68~100%이며 적철석의 조성은 0~6.32%로 순수성분의 일메나이트에 가깝다. 그 외 미량으로 MgO (0.07~3.88 wt. %), MnO (0.85~1.36 wt.%), V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.07~0.36 wt.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0~0.13 wt. %)가 포함되어 있다. 일반적으로 자철석에는 일메나이트에 서보다 Al, V, Cr의 함량이 많다. 이는 V와 Cr이 Ti<sup>4+</sup>, Fe<sup>2+</sup> 보다는 Fe<sup>3+</sup>를 치환하기 때문이며 Al또한 주로 Fe<sup>3+</sup>를 치환하기 때문에 자철석내에 Al함량이 높다. 반면 Mg와 Mn은 자철석의 Fe<sup>2+</sup> 보다는 일메나이트의 Fe<sup>2+</sup>를 더 잘 치환해서 자철석보다 일메나이트 내의 Mg와 Mn의 함량이 많게된다. 자철석의 원소들의 결합은 일메나이트 보다는 이온결합이 약하고 공유결합, 금속결합이 강하다. Mg<sup>2+</sup>와 Mn<sup>2+</sup>는 1.2 와 1.4 라는 낮은 전기음성도를 가지고 있어서 1.65의 전기음성도를 가지는 Fe처럼 이온결합을 선호한다. 그러므로 일메나이트 내의 Mg와 Mn의 결합은 자철석에서의 결합보다 쉽게 이루어지고 그 함량은 많아지게 된다 (Lister, 1966).

**공존하는 함티타늄자철석과 일메나이트의 지온계와 산소분압계**

공존하는 자철석-올보스피넬 고용체와 일메나이트-적철석 고용체가 지질온도계 및 산소분압계로 이용되어져 오고 있다.

Spencer and Lindsley (1981)는 Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-FeTiO<sub>3</sub> (spinel phase) 와 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeTiO<sub>3</sub> (rhombohedral phase) 고용체에 관한 실험적 자료들을 열역학적 모델에 대입시켜 재검토한 바 있다. 본 지역의 함티타늄자철석과 일메나이트의 화학분석치를 이 지질온도계에 적용시켜 보았다. 소연평 함티타늄자철광상의 각 시료마다의 자철석 고용체내의 올보스피넬의 몰퍼센트, 일메나이트 고용체의 일메나이트 몰퍼센트를 Fig. 11에 적용하여 얻은 광상형성온도는 500~600°C (평균 약 550°C)이며 산소분압은 약 2×10<sup>-23</sup> bar 이다. 이것으로 보아 소연평도 자철광상은 비교적 낮은 산소분압에서 형성된 것으로 추정된다. 비조산대 지역의 염기성 관입은 낮은 fo<sub>2</sub>값을 가지며 결정하에서 진행되면 그 값은 더

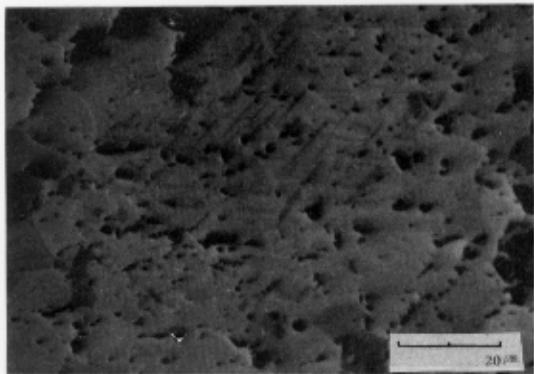


Fig. 9. Titanomagnetite with exsolutions of ilmenite in the titanomagnetite iron ore.



Table 7. continued.

Sample Point No.	Y3						H2							
	59	60	61	62	63	64	65	66	67	70	71	76	77	80
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.022	0.039
TiO <sub>2</sub>	51.862	52.507	51.893	52.297	52.070	53.064	52.510	53.144	51.354	51.155	51.367	52.560	51.168	49.952
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.055	0.060	0.030	0.009	0.000	0.000	0.000	0.006	0.009	0.057	0.000	0.000	0.010	0.070
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.064	0.064	0.070	0.035	0.000	0.027	0.010	0.000	0.000	0.026	0.072	0.009	0.000	0.009
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.309	0.291	0.254	0.254	0.226	0.151	0.085	0.265	0.345	0.122	0.252	0.103	0.158	0.195
FeO	43.955	44.565	44.401	43.763	43.848	44.718	45.584	45.458	45.626	47.245	48.126	45.822	46.352	47.691
MnO	1.094	1.047	1.095	0.996	1.044	1.035	1.051	0.986	0.845	0.921	1.011	1.024	0.948	0.994
MgO	2.844	3.222	3.563	3.532	3.297	1.072	1.043	1.041	1.232	1.171	1.084	1.069	1.213	1.093
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.024	0.000	0.000	0.032	0.001	0.003	0.000	0.008	0.074	0.000	0.009	0.002	0.000	0.001
Total	100.207	101.756	101.306	100.918	100.486	100.070	100.284	100.908	99.485	100.697	101.921	100.589	99.781	100.054
Cation per 6 oxygens														
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Al	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.004
Cr	0.003	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3</sup>	0.147	0.170	0.214	0.168	0.164	0.000	0.054	0.022	0.110	0.179	0.204	0.063	0.145	0.21
Ti	1.940	1.933	1.920	1.936	1.939	1.996	1.979	1.985	1.954	1.935	1.924	1.976	1.946	1.910
V	0.010	0.009	0.008	0.008	0.007	0.005	0.003	0.009	0.012	0.004	0.008	0.003	0.005	0.007
Mg	0.211	0.235	0.261	0.259	0.243	0.080	0.078	0.077	0.093	0.088	0.080	0.080	0.091	0.083
Fe <sup>2</sup>	1.682	1.654	1.613	1.634	1.652	1.872	1.857	1.866	1.820	1.808	1.800	1.853	1.815	1.786
Mn	0.046	0.043	0.046	0.042	0.044	0.044	0.045	0.041	0.036	0.039	0.043	0.043	0.041	0.043
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Xhem	4.179	4.885	6.215	4.890	4.728	0.000	1.433	0.590	2.925	4.726	5.367	1.667	3.849	6.323
XII	95.821	95.115	93.785	95.110	95.272	100.000	98.567	99.410	97.075	95.274	94.633	98.333	96.151	93.677
Cations per 32 oxygens														
Si	0.000	0.000	0.005	0.010	0.000	0.003	0.000	0.013	0.000	0.000	0.021	0.008	0.006	0.020
Al	2.279	0.670	1.271	0.765	0.937	0.524	1.038	0.873	1.210	0.691	1.365	0.667	0.504	0.974
Cr	0.022	0.022	0.021	0.019	0.015	0.014	0.024	0.011	0.006	0.028	0.026	0.018	0.023	0.010
Fe <sup>3</sup>	12.294	12.412	10.925	14.531	11.506	12.936	11.508	12.954	10.915	12.520	13.373	14.185	14.889	14.329
Ti	0.641	1.364	1.817	0.268	1.693	1.187	1.664	1.008	1.872	1.320	0.521	0.480	0.215	0.247
V	0.123	0.168	0.140	0.131	0.156	0.146	0.103	0.121	0.125	0.120	0.151	0.155	0.143	0.153
Mg	0.698	0.550	0.921	0.310	0.644	0.430	0.612	0.554	0.921	0.598	0.603	0.266	0.224	0.378
Fe <sup>2</sup>	7.920	8.746	8.793	7.958	8.985	8.714	8.978	8.432	8.836	8.647	7.904	8.204	7.976	7.865
Mn	0.023	0.067	0.109	0.009	0.064	0.046	0.073	0.035	0.111	0.075	0.032	0.016	0.020	0.022
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.002
Xmt	90.556	81.981	74.991	96.324	77.265	84.455	77.572	86.387	74.464	82.591	92.495	93.573	97.122	96.409
Xusp	9.444	18.019	24.974	3.612	22.735	15.525	22.428	13.527	25.536	17.409	7.357	6.377	2.842	3.455

Table 7. continued.

Sample	Y2				Y7				Y3					
Point No.	28	29	33	36	39	41	42	43	48	49	54	55	56	57
SiO <sub>2</sub>	0.034	0.022	0.009	0.031	0.104	0.000	0.087	0.240	0.008	0.039	0.062	0.000	0.037	0.064
TiO <sub>2</sub>	4.328	4.339	7.462	3.972	2.544	7.226	3.913	3.817	1.327	5.765	0.772	9.895	3.759	4.766
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.737	1.283	2.731	3.153	2.126	1.982	1.786	1.682	6.092	3.647	3.728	3.644	3.808	2.142
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.096	0.015	0.055	0.063	0.104	0.094	0.096	0.091	0.085	0.049	0.094	0.001	0.001	0.035
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.917	0.651	0.756	0.732	0.894	0.849	0.873	0.721	0.765	0.821	0.792	0.679	0.674	0.681
FeO	86.008	85.421	82.197	84.078	89.038	82.614	89.286	86.517	87.070	85.139	89.081	79.921	85.942	87.727
MnO	0.100	0.149	0.218	0.186	0.222	0.246	0.205	0.128	0.069	0.322	0.105	0.466	0.106	0.137
MgO	1.246	1.021	1.500	1.422	0.340	0.272	0.160	0.194	1.835	1.422	1.131	2.179	1.195	1.039
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.000	0.003	0.006	0.000	0.012	0.000	0.021	0.015	0.002	0.020	0.006	0.003	0.002	0.010
Total	95.466	92.904	94.934	93.637	95.384	93.283	96.427	93.405	97.253	97.224	95.771	96.778	95.524	96.701

Cations per 32 oxygens

Si	0.010	0.007	0.003	0.009	0.031	0.000	0.026	0.073	0.002	0.011	0.018	0.000	0.011	0.019
Al	0.956	0.464	0.960	1.118	0.749	0.719	0.625	0.608	2.045	1.246	1.289	1.248	1.323	0.743
Cr	0.022	0.004	0.013	0.015	0.025	0.023	0.023	0.022	0.019	0.011	0.022	0.000	0.000	0.008
Fe <sup>3+</sup>	12.895	13.388	11.529	12.908	13.845	11.747	13.383	13.320	13.220	12.052	14.159	10.301	12.860	12.974
Ti	0.964	1.000	1.672	0.898	0.571	1.670	0.873	0.879	0.284	1.256	0.170	2.160	0.832	1.053
V	0.179	0.132	0.149	0.145	0.176	0.172	0.171	0.146	0.144	0.157	0.153	0.130	0.131	0.132
Mg	0.550	0.466	0.666	0.637	0.151	0.125	0.071	0.089	0.778	0.614	0.494	0.943	0.524	0.455
Fe <sup>2+</sup>	8.399	8.501	8.952	8.223	8.391	9.481	8.770	8.825	7.491	8.568	7.666	9.102	8.292	8.580
Mn	0.025	0.039	0.055	0.047	0.056	0.064	0.052	0.033	0.017	0.079	0.026	0.115	0.026	0.034
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.000	0.007	0.005	0.001	0.006	0.002	0.001	0.001	0.003
Xmt	86.880	86.929	77.489	87.678	91.995	77.865	88.158	87.493	95.851	82.629	97.410	70.451	88.412	85.821
Xusp	13.052	13.028	22.493	12.258	7.799	22.135	11.672	12.024	4.132	17.294	2.465	29.549	11.514	14.055

Table 7. continued.

Sample No.	H2						
Point No.	68	72	73	74	75	78	79
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO <sub>2</sub>	10.035	5.363	1.882	8.999	6.115	8.587	10.984
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.202	1.063	0.837	1.096	1.936	0.942	2.690
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.091	0.063	0.038	0.055	0.097	0.050	0.056
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.952	0.932	0.929	0.608	0.731	0.719	0.736
FeO	81.112	87.331	91.156	83.995	86.631	84.812	79.190
MnO	0.256	0.249	0.029	0.259	0.271	0.268	0.387
MgO	0.238	0.005	0.000	0.012	0.011	0.000	0.277
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.008
Total	95.886	95.006	94.871	95.024	95.792	95.408	94.328

Cations per 32 oxygens

Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.128	0.380	0.299	0.393	0.684	0.377	0.965
Cr	0.021	0.015	0.009	0.013	0.023	0.012	0.013
Fe <sup>3+</sup>	10.160	12.974	14.650	11.359	12.394	11.597	9.851
Ti	2.252	1.222	0.428	2.056	1.377	1.955	2.511
V	0.188	0.187	0.186	0.122	0.145	0.144	0.148
Mg	0.106	0.002	0.000	0.005	0.005	0.000	0.126
Fe <sup>2+</sup>	10.081	9.152	8.421	9.984	9.304	9.877	10.284
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.010	0.003
Xmt	69.286	84.150	94.476	72.419	81.817	74.785	66.231
Xusp	30.714	15.850	5.524	26.581	18.183	25.215	33.769

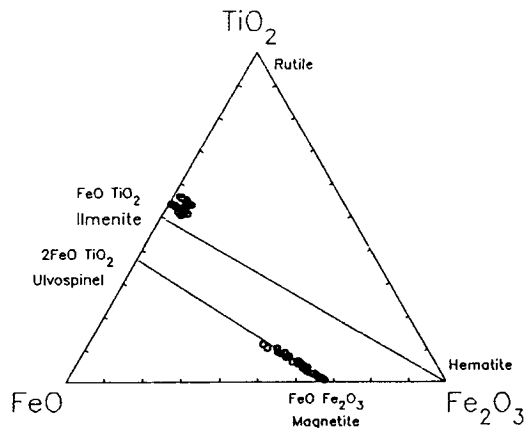


Fig. 10. TiO<sub>2</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram for the titanomagnetite ores from the Soyeonpyeong iron mine.

감소한다. 산화광물의 정출은 높은 산소분압 촉진시키며 낮은 산소분압하에서는 산화광물 정출이 감소된다. 그러므로 결정화가 진행되면 자철석은 많이 생성되지 못한다. Fe보다는 Mg를 더 많이 함유하는 염기성 규산염의 결정화가 진행되고 이는 마그마내에 Fe를 부화시키고 Si는 감소시킨다. 남은 액은 Fe와 Ti가 풍부해져 산화물 광상을 형성하게 되는 것이다 (Osborn, 1962).

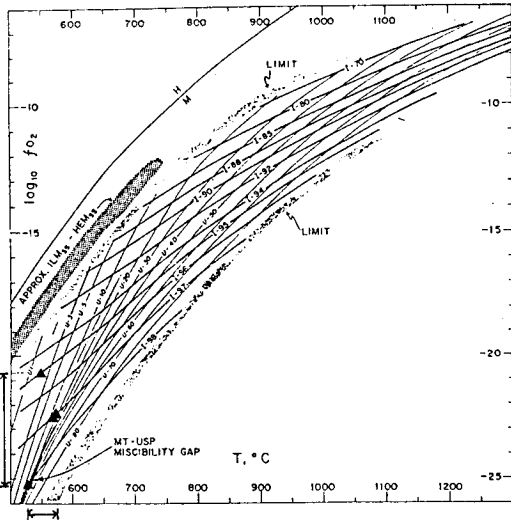


Fig. 11. Compositions (mole percent) of coexisting (Usp-Mt)<sub>ss</sub> and (Ilm-Hem)<sub>ss</sub> plotted as functions of T and fo<sub>2</sub>: (Spencer and Lindsley, 1981).

Table 8. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of gneissic amphibolite, amphibolite, and mica-schist from the Soyeonpyeong iron mine.

Sample No.	Descriptions	δ <sup>18</sup> O <sub>SMOW</sub> ‰	δD <sub>SMOW</sub> ‰
26	Amphibolite	+1.5	
H4	Gneissic amphibolite	-2.5	
3	Garnet bearing mica schist	+13.8	-75.1
I3	Mica schist	+11.7	-94.6
H7	Biotite schist	+11.9	

하여 분리된 함수광물인 각섬석 시료를 이용하여 Suzuoki and Epstein (1976)가 실시한 방법으로 수소를 추출하였다. 흡착수 제거를 위하여 200°C 진공상태에서 2시간 전처리를 실시한 후 1300°C에서 함수광물중의 물을 추출하였다. 탈수소반응중에 발생하는 수소가스는 CuO와 400°C에서 물로 바꾸고 추후 포집된 물은 650°C에서 금속 우라늄으로 환원시켜 수소가스로 변환시킨후 질량분석기로 D/H비를 분석하였다.

분석결과

변성퇴적암류와 각섬암질암의 전암의 산소 및 수소 안정동위원소비와 각섬암질암내의 각섬석과 광체내에서 같이 수반되는 자철석과 각섬석의 산소 및 수소 안정동위원소비의 분석결과는 각각 Table 8, 9 와 같다. 변성퇴적암류인 운모편암은 전암의 산소동위원소비는 11.7~13.8%, 수소동위원소비는 -75.1~-94.6‰로 연천지역 흑운모편암의 12.7% (이현주, 1992)과 유사하다. 각섬암은 전암의 산소동위원소비가 1.5%이며 편마상 각섬암은 전암의 산소동위원소비가 -2.5%이다. 각섬암의 각섬석의 산소동위원소비는 0.8~3.6%, 광체내 각섬석의 산소동위원소비는 2.0~3.9%로 매우 유사하다. 그러나 편마상각섬암의 각섬석의 산소동위원소비는 1.6~-4.0%로 작은 값을 가진다. 이렇게 각섬암보다 편마상각섬암의 <sup>18</sup>O 결핍된 산소동위원소비의 특징은 변성작용시 <sup>16</sup>O 결핍된 순환수와 동위원소 교환 때문으로 해석된다. 공존하는 함티타늄자철석과 일메나이트의 지질온도계에 의해 얻어진 자철광화온도 (550°C)와 Suzuoki and Epstein (1976), Bottinga and Javoy (1973, 1975), Clayton *et al.* (1972) 등의 동위원소분별을 이용하여 계산된 광화유체의 동위원소비는 Table 9와 같다.

각섬암의 각섬석과 동위원소 평형상태에 있었던 광화유체의 산소 및 수소 동위원소비는 각각 2.8~5.6%와 -77.9~-81.3%이다. 그리고 편마상각섬암의 각섬석과 평형에 있었던 열수의 δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub> = -0.4~-2.0‰, δD<sub>H2O</sub> = -81.9~-85.9%이다. 그리고, 자철광체내의 각섬석과 평형에 있었던 광화유체의 δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub> 4.0~5.9%, δD<sub>H2O</sub> = -60.4~-79.9%로 각섬암과 평형에 있었던 열수의 값과 대단히 유사하다. 그러나 편마상각섬암의 변성

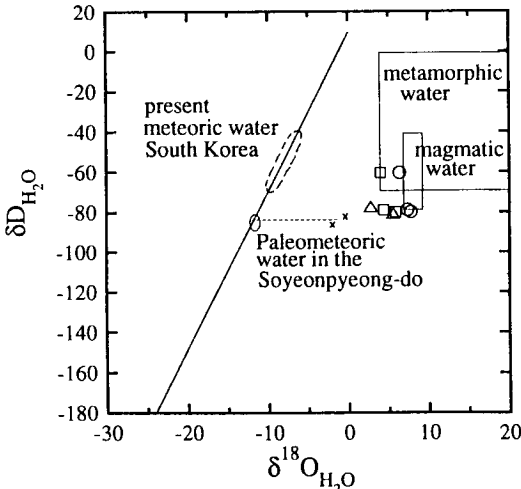


Fig. 12. A δD vs. δ<sup>18</sup>O diagram showing magmatic origin of iron ore fluids. ○; titanomagnetite from the orebody, □; hornblende from the orebody, △; hornblende from the amphibolite, ×; hornblende from the gneissic amphibolite. Isotopic data of present day meteoric water after Kim and Nakai (1981, 1988)

산소 및 수소 안정동위원소비

각섬석과 자철석, 전암의 산소 동위원소비는 진공장치에 니켈반응관에서 20 mg의 시료와 BrF<sub>5</sub>를 550°C에서 12시간 반응 추출된 산소를 CO<sub>2</sub>로 변환시켜 질량분석을 실시하였다. 그리고 반려암과 철광체중의 각섬석의 수소 안정동위원소비 분석을 위



Table 9. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of hornblende and titanomagnetite from the Soyeonpyeong iron mine.

Sample NO.	Descriptions	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$
27	Fine grained schistose amphibolite	Hb	+3.6	-108.7	+5.6	-81.3
23	Amphibolite	Hb	+3.1		+5.1	
C-1	Medium grained amphibolite from drilling core	Hb	+0.8	-105.3	+2.8	-77.9
K2	Foliated amphibolite	Hb	+2.5		+4.5	
26	Gneissic amphibolite	Hb	+1.6		+3.6	
35	Gneissic amphibolite	Hb	-2.4	-109.3	-0.4	-81.9
H4	Gneissic amphibolite	Hb	-4.0	-113.3	-2.0	-85.9
H2	Fine grained titanomagnetite ore	Hb	+2.4	-106.2	+4.4	-78.8
		Mt	+1.4		+7.4	
T3	Fine grained titanomagnetite ore	Hb	+3.3		+5.3	
		Mt	+0.7		+6.7	
30	Medium grained titanomagnetite ore	Hb	+3.9		+5.9	
		Mt	+1.9		+7.9	
Y3	Titanomagnetite ore with hornblende mineral	Hb	+2.0	-87.8	+4.0	-60.4
		Mt	+0.4		+6.4	
K6	Titanomagnetite ore	Hb	+3.9	-102.3	+5.9	-79.9
		Mt	+1.8		+7.8	

\*  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  and  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  were calculated from the isotopic fractionation of Suzuki and Epstein (1976) and Bottinga and Javoy (1973, 1975) and Clayton et al. (1972) at 550°C.

유체의 값은 위의 값보다 작은 값을 가져 변성작용시  $^{18}\text{O}$  결핍된 순환수의 기여가 인정되고 있다.

함티타늄자철석의 산소동위원소비값은 0.4~1.9%이며 광화 온도 550°C에서 이와 평형에 있었던 광화용액의 산소동위원소 값은 6.3~7.9%이다. 이 값은 마그마수 (primary magmatic water)의 값과 일치하고 있다. 이러한 사실로 보아 광체내의 각 섬석과 각섬암중의 각섬석, 자철석 광화유체 모두 동일 마그마 기원의 멜트에서 유래된 것으로 해석된다. 수소동위원소의 경우 마그마수의 범위에 들어가나 산소동위원소는 마그마수보다 가벼운 영역에 도시된다 (Fig. 12). 이는 각섬암질 규산염마그마멜트에서 Ti-산화물 유체로 불혼화시에  $^{18}\text{O}$  결핍된 고순환수의 혼입때문으로 해석된다.

## 결론

소연평도 함티타늄자철광상은 연천계의 변성퇴적암류를 관입한 각섬암질암내에 렌즈상으로 발달하고 있다. 함티타늄자철광상의 모양은 각섬암, 편상각섬암, 편마상각섬암으로 구분된다. 이들 각섬암질암과 함티타늄자철광상의 광화환경, 광화시기 및 광상 성인 연구를 위하여 각섬암질암의 암석화학, K-Ar 연령측정 및 광석광물의 광석화학, 각섬암과 광체내에 수반되는 각섬석의 산소 및 수소 안정동위원소비 분석, 자철석의 산소안정동위원소비 분석 연구를 실시하였다. 그 결과는 다음과 같다.

1. 각섬암의 각섬석 K-Ar 연령은 각섬암 약 440 Ma, 편마상 각섬암은 351 Ma으로 각섬암의 관입연령은 오르도비스기 이전

으로 생각되며 이들 두 시기는 변성작용의 시기로 해석된다. 따라서 광화시기는 캄브리아기 이전으로 해석된다.

2. 각섬암 전암의  $\text{TiO}_2$  함량은 0.94~6.39 wt.% (평균 4.05 wt.%)로 화성기원의 각섬암에 비해 높은 함량을 가진 고티타늄 함유 각섬암이다. 미량성분중에는 V의 함량이 200~300 ppm으로 높으며 REE는 LREE의 강한 부화와 상대적으로 적은 HREE를 갖는다. 각섬암의 주원소의 분화경향을 보면  $\text{SiO}_2$ 가 증가함에 따라  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ 가 감소하는 경향을 보인다. 이는 Fe-Ti oxide 광물이 각섬석보다 조기에 정출하였기 때문으로 해석된다.

3. Niggli 값에 의한 각섬암의 성인 구분에서 소연평 각섬암질암은 모두 화성기원으로 해석된다.

4. 각섬암 구성광물중 각섬석은 calcic amphibole group에 속하며 hornblende와 ferroan pargasite, tschermakite에 해당된다. 흑운모의 성분은  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})=0.33\sim 0.44$ ,  $\text{Al}^{IV}=0.43\sim 0.72$ 이며 흑운모의 대부분이 각섬석의 결정면이나 쪼개짐면을 따라 발달하여 각섬석보다 후기의 변성산물로 보인다. 열수변질을 받은 부분과 광체내의 녹니석은 ripidolite와 sheridanite에 해당된다.

5. 함티타늄자철광체의 광석광물은 일메나이트 계열( $\text{TiO}_2=49.96\sim 53.14$  wt.%, total  $\text{FeO}=40.99\sim 48.87$  wt.%)과 함티타늄자철석계열 ( $\text{TiO}_2=0.59\sim 10.98$  wt.%, total  $\text{FeO}=78.66\sim 91.16$  wt.%)로 구분된다. 그리고 황동석 등의 황화광물이 소량 수반된다.

6. 각섬암 및 함티타늄자철광체내 공존하는 각섬석의 산소 및 수소 안정동위원소비는 각각  $\delta^{18}\text{O}=+0.8\sim +3.9\%$ ,  $\delta\text{D}=-87.8$

~108.7%로 비교적 균일한 동위원소비를 가지며 편마상각섬암의 각섬석의 동위원소비는  $\delta^{18}\text{O} = -2.4 \sim -4.0\%$ ,  $\delta\text{D} = -109.3 \sim -113.3\%$ 로 변성시  $^{18}\text{O}$  결핍된 순환수의 혼입 때문으로 추정된다. 자철광체와 각섬암내의 각섬석과 동위원소평형에 있었던 열수의 동위원소비는  $\delta^{18}\text{O} = +2.8 \sim +5.9\%$ ,  $\delta\text{D} = -60.4 \sim -81.3\%$ 로 마그마기원의 멜트로 해석되며 각섬암질 규산염 마그마 멜트에서 Ti-산화물 유체로 불혼화시에  $^{18}\text{O}$  결핍된 순환수의 혼입때문으로 다소 산소편이(oxygen shift) 현상이 나타나고 있다. 함티타늄자철석의 산소동위원소비는 0.4~1.9%이다. 광상형성온도 550°C에서 이와 동위원소 평형에 있었던 광화용액의  $\delta^{18}\text{O}$  값은 6.4~7.9%로 마그마수의 값과 일치하고 있다. 따라서 함티타늄자철광상은 화성기원의 각섬암과 성인적으로 밀접하며 소연평도 함티타늄자철광상은 고농도의 함티타늄 염기성 멜트에서 규산염 멜트와 함티타늄자철석 멜트의 불혼화로 형성된 정마그마 기원의 광상으로 해석이 된다.

사 사

본 연구는 전략광물자원연구센터와 교육부 기초과학 육성연구의 지원으로 수행되었다. 야외조사 및 시료채취에 협력하여 준 동원탄좌개발주식회사 소연평광업소에 사의를 표한다. 그리고 안정동위원소분석 시설이용과 분석시에 협력하여 준 일본 도야마대학 지구과학과 水谷義彦 教授와 佐竹 洋 教授에게 감사사를 드린다. 원고정리에 협조하여 준 이화여자대학교 박성숙, 신유희 양에게도 감사한다.

참고문헌

대한광업진흥공사 (1990) 광상시추조사보고 제 13호.  
 대한광업진흥공사 (1990) 한국의 광상. 제 8호.  
 소철섭 (1974) 경기변성대내의 각섬석질암의 지구화학적 특성과 성인. 지질 학회지, 제 10권, p. 189-205.  
 이문원 (1974) 춘천부근에 분포하는 각섬암의 성인에 관한 연구. 지질 학회지, 제 10권, p. 149-168.  
 이한영 (1980) 황강리 지역에 분포하는 각섬암에 관한 지구화학적 연구. 지질학회지, 제 16권, p. 93-104.  
 이현주 (1992) 연천 함티타늄자철광상의 성인. 이화여자대학교 교육 대학원 석사학위논문, 미간행.  
 조등룡 (1992) 남한에 분포하는 현생 화강암류의 기원에 대한 광물 및 암석 화학적 연구. 연세대 대학원 박사학위논문, 미간행, p. 189.  
 홍영국 (1992) 한국 영남육괴 북동부에 분포하는 선캄브리아기 화강 암질암류들의 성인 및 진화사연구. 지질학회지, 제 28권, p 571-589.  
 Bottinga, Y. and M. Javoy (1973) Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth Planet. Sci. Lett., v. 20, p. 250-265.  
 Bottinga, Y. and M. Javoy (1975) Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. Rev. Geophysics Space Physics, v. 13, p. 401-418.  
 Carmichel, I.S.E. (1967) The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contr. Min.

Petro., v. 14, p. 36-64.  
 Clayton, R.N., O'Neil J.R., and Mayenda, T.K. (1972) Oxygen isotope fractionation between quartz and water. J. Geophysics. v. 77, p. 3057-3067.  
 Deer, W.A., R.A. Howie and J. Zussman (1965) Rock forming minerals. Longman.  
 Harlund, H.R. (1984) Petrology of the upper border series of the Skaergaard intrusion. J. Pet., v. 25, p. 185-212.  
 Hey, M.H. (1954) A new review of the chlorites. Min. Mag., v. 30, p. 277.  
 Hietanen, A. (1974) Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. Am. Min., v. 59, p. 22-40.  
 Kamp P.C. (1969) Origin of amphibolites in the Beartooth mountain, Wyoming and Montana : new data and interpretation. Geol. Society of Am. Bulletin, v. 80, p. 1127-1136.  
 Kim, K.H. and H.J. Lee (1992) Ore genesis of the Yunchon titanomagnetite iron ore deposits, South Korea. Proceedings of The 26th Conference of the Korea Institute of Mining Geology.  
 Kolker, A. (1982) Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. Econ. Geol., v. 77, p. 1146-1158.  
 Kwon, S.T. and J.G. Jeong (1990) Preliminary Sr-Nd isotope study of the Hadong-Sanchung anorthositic rocks in Korea : Implication for their origin and for the Precambrian tectonics. Jour. Geol. Soc., Korea, v. 26. p. 341-349.  
 Gromet L.Peter and Leon T.Silver (1987) REE variations across the Peninsular Raingees batholith : Implication for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. Journal of Petrology, v. 28, p. 75-125.  
 Laird, J. and A.L. Albee (1981) High-temperature metamorphism in mafic schist, Northern Vermont. Am. J. Sci., v. 281, p 97-126.  
 Laird, J. and A.L. Albee (1981) Pressure, temperature and time indicator in mafic schist. Am. J. Sci., v. 281, p. 127-175.  
 Leake, B.C. (1978) Nomenclature of amphibolites. Am. Min., v. 63, p. 1023-1052.  
 Lister, C.F. (1966) The composition and origin of selected iron-titanium deposits. Econ. Geol., v. 61, p. 275-310.  
 Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. et Cosmochim. Acta., v. 38, p. 757-775.  
 Nielsen, T.F.D. (1981) The ultramafic cumulate series, Gardiner complex, East Greenland. Contr. Min. Petro. v.76. p. 60-72.  
 Orville, P.M. (1969) A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. Am. J. Sci., v. 267, p. 64-86.  
 Osborn, E.F. (1962). Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. Am. Min., v. 47, p. 211-226.  
 Spencer K.J. and D.H. Lindsley (1981) A solution model for co-existing iron-titanium oxides. Am. Min., v. 66, p. 1189-1201.  
 Papike, J.J., K.L. Cameron and K. Baldwin (1974) Amphibolites and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geol. Soc. Am. Abstr. Prog., v. 6, p. 1053-1054.  
 Suzuoki, T. and Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 40, p. 1229-1240.

1994년 7월 24일 원고접수