

## 홍천자철광상의 구성광물의 화학적 특징

이 상 현

강원대학교 지질학과

**요 약 :** 홍천자철광상은 경기변성암복합체의 동북부에 위치하는 흑운모대상편마암내에 렌즈상으로 협재되어 있다. 자철광체는 모암인 석영-장석질대상편마암과는 광물함량에 있어 점이적이다. 자철광체는 자철광석과 자철석대상편마암으로 이루어져 있으며 이들은 자철석의 함량의 차이에 따라 구분되어진다. 이들 암석의 주 구성광물은 자철석, 석영, 사장석과 녹니석이며 각섬석류, 흑운모, 백운모, 인회석, 능철석, 안케라이트, 모나자이트, 돌로마이트 및 방해석 등이 부성분 광물로 산출된다. 각섬석류는 자철광석인 경우 보통각섬석, 리치테라이트(richterite), Mg-아페소나이트(arfvedsonite), Mg-리베카이트(ribebsite), 그리고 자철석대상편마암의 경우 보통각섬석에 해당되는 화학조성을 나타내고 있어 이들이 모암의 화학조성과 변성작용시 글로코페인(glaucophane)  $Na(M4)Al_3^{VI}=CaMg$  및 리치테라이트  $Na(M4)Na(A)=Ca$  치환에 의하여 주로 조절되어졌음을 나타낸다. 흑운모는 주로 자철석대상편마암에 함유되며 엔나이트(annite)의 화학조성을 갖는다. 녹니석은 자철광석의 경우 피크노녹니석(pycnochlorite)에서 다이안타이트(diabantite)에 이르는, 그리고 자철석대상편마암의 경우 피크노녹니석의 화학조성을 보여 준다. 합탄산염광물은 후기에 도입된 열수용액에 의해 2차로 생성된 것이며 Fe, Mg 및 Mn의 함량비에 따라 능철석, 안케라이트 및 능망간질돌로마이트 등으로 구분된다.

**핵심어 :** 자철광체, 자철석대상편마암, 각섬석류, 녹니석, 합탄산염광물

## 서 론

홍천자철광상은 경기변성암복합체의 동북부에 위치하는 변성암류내에 층상으로 배재되어 있으며 전체적인 형태는 렌즈상이다. 광체는 크게 남부, 중부 및 북부 광체로 구분되나 이들은 지하로 연속적으로 연결되어 그 연장은 약 3km에 이르며, 암상에 있어 큰 차이를 나타내지 않는다. 자철광체의 모암은 합철 석영-장석질대상편마암이며 이는 다시 이 지역에 넓게 분포되어 있는 흑운모대상편마암내에 큰 규모의 렌즈상으로 협재되어 있다. 이들은 암석의 조직이나 광물조성에 있어 서로 점이적으로 변화하고 있어 원래는 축변화를 하였던 것으로 생각된다. 이들 변성암류들은 녹색편암상 및 녹색석-각섬암상에 해당하는 광역변성작용을 받았으며 후자는 현재는 국부적으로 인지되어 진다(이종혁, 이상현, 1989). 퇴적기원의 자철광체도 이러한 변성작용에 의하여 영향을 받았으나 약간의 유색광물이 형성된 것 외에 광물조합상에 있어 큰 변화가 일어난 것으로는 생각되지 않는다. 뿐만 아니라 이들은 후기에 도입된 것으로 생각되는 합탄산염-유화물 열수용액에 의하여 심하게 변질되어 대부분의 유색광물이 파괴되었으

며 현재는 국부적으로 소량 남아 있을 뿐이다.

이 연구는 광체내에 국부적으로 잔존되어 있는 광역변성작용에 의하여 형성된 광물조합을 파악하고 이중 중요 구성광물에 대하여 화학적 특징을 알아 보는데 목적이 있다. 일반적으로 변성암체에 발달되어 있는 광상의 경우 화학조성의 차이 때문에 모암과는 다른 광물조합을 나타내게 된다. 특히 홍천자철광상과 같이 원래의 광물조성이 쳐어트 또는 석영-장석-자철석으로 되어 있는 퇴적기원의 변성자철광상형중산화물상(oxide facies of magnetite type in sedimentary origin-metamorphosed type)에 속하는 경우 변성광물조합의 변화가 다양하지 않으므로 광체 자체의 변성작용을 규명하는 것은 쉽지 않다. 특히 이 광상처럼 후기에 열수용액에 의하여 다시 심하게 변질을 받은 경우 대부분의 유색광물들이 파괴되어 더욱 어렵다. 그러나 홍천자철광상에서는 국부적으로 광역변성작용에 의하여 형성된 것으로 생각되는 각섬석, 흑운모, 녹니석 및 사장석들이 잔류되어 있어 이들의 화학적특징을 규명하였다. 이는 자철광상 뿐만 아니라 이 지역의 광역변성작용의 과정을 파악하는데 중요한 자료로 이용되어질 수 있을 것으로 생각된다. 화학조성의 차이를 비교하기 위하여 자철광체

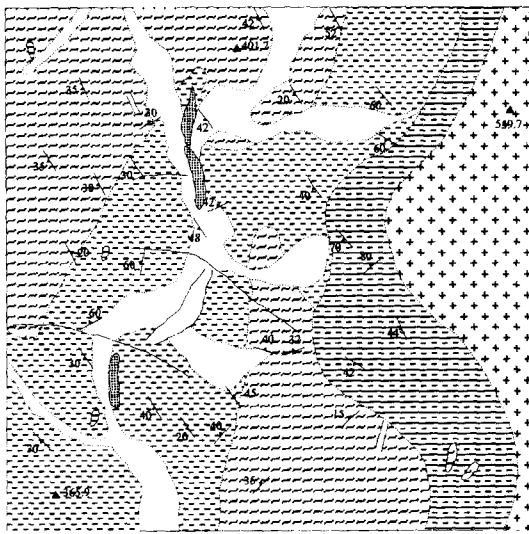
와 자철석대상편마암에 대하여 전암 분석을, 그리고 구성광물의 화학적 특징을 살피기 위하여 선정된 광물들에 대하여 전자현미분석을 실시하였다.

광석 및 암석의 전암분석은 기초과학연구원 연구소의 서울분소에서, 그리고 전자현미분석은 전략광물센터의 EPMA를 이용하였다. 이 연구는 1994년도에 지원된 강원대학교 기성회 연구비에 의하여 이루어졌음을 밝히고 학교 당국에 감사를 표한다. 아울러 야외조사와 논문작성에 있어 자료정리를 도와준 최기주 석사와 양주석 석사에게 고마움을 표한다.

### 지질배경

광상주변에는 석영-장석질대상편마암과 흑운모대상편마암이 넓게 분포하고 있으며 이들은 경기변성암복합체의 동북부에 해당된다(Na, 1978). 이들 변성암류는 중생대의 화강암류와 소규모의 암맥에 의하여 관입을 받았으며 화강암과 변성암류의 접촉부에는 화강암질편마암이 국부적으로 발달하기도 한다(Fig. 1)(이종혁, 이상현, 1989).

흑운모대상편마암내에는 앰피블라이트와 반상변정질편마암이 국부적으로 소규모로 발달되어 있다.



**Fig. 1.** Geological map ground the Hongcheon magnetite deposits (From Lee and Lee, 1989).

반상변정질편마암의 반상변정은 석류석 또는 피어사이트로 이루어져 있으며 이들은 국부적으로 소규모로 발달하여 따로 구분하여 표시할 수 있는 정도는 아니다. 이들 변성암류들은 서로 점이적으로 변화하며 엽리도 일치한다. 엽리의 주향은 NW, 경사는 SW 방향이 전체적인 경향이나 지역적으로 변화가 심하여 축이 E-W인 적어도 4개의 소습곡이 인지된다. 특히 석영-장석질대상편마암은 이 소습곡에 의하여 분포에 있어 부분적으로 규제를 받은 것으로 생각된다(이종혁, 이상현, 1989).

흑운모대상편마암은 이 지역에 가장 넓게 분포하며 광체의 모암인 석영-장석질대상편마암과 점이적으로 변한다. 이 암석은 흑운모대와 석영-장석대의 교호에 의한 엽리의 발달이 양호하며 석영, 사장석(알바이트-올리고클레이즈), 흑운모 및 녹니석으로 주로 구성되어 있으며 각섬석, 석류석, 피어사이트, 녹니석, 백운모, 녹염석, 자철석, 인회석, 스피넬 및 방해석 등이 부구성광물로 수반된다. 석류석과 각섬석은 곳에 따라 주구성광물로 산출되기도 하며 특히 석류석은 반상변정으로 산출되어 석류석반상변정질편마암상을 나타내기도 한다. 피어사이트는 대체로 반상변정질 또는 화강암질편마암에 많이 함유되며 이 경우 석류석이 산출되지 않는 것이 특징이다. 대부분의 암석에서 방해석이 함유되는데 재결정된 세립의 석영군집들과 공존하는 것이 보통이며 때로는 세맥을 충진하기도 한다. 사장석은 대체로 An<sub>10</sub> 이하이나 때로는 An<sub>17</sub>에 가까운 것도 산출된다.

석영-장석질대상편마암은 흑운모대상편마암내에 큰 규모의 렌즈상으로 발달되어 있으며 국부적으로 발달되어 있는 소습곡에 의하여 분포에 있어 부분적으로 규제를 받은 것으로 생각된다. 석영-장석질대상편마암은 석영, 사장석, 그리고 소량의 피어사이트, 백운모, 녹니석 및 자철석으로 구성되어 있으며 인회석, 모나자이트, 각섬석류 및 방해석 등이 국부적으로 산출된다. 자철석은 광체쪽으로 갈수록 풍부해져 자철석-석영-장석질대상편마암상을 띄기도 하며 또는 그대로 광체로 접이되는 현상을 나타내며 간혹 각섬석류의 광물이 산출되기도 한다. 이들의 광물조성은 흑운모대상편마암과 매우 비슷하며 광물 상호간의 관계도 대동소이하다.

이들 대상편마암류와 이들 관입한 중생대의 화강암류의 접촉부를 따라 화강암질편마암이 남북방향으로 길게 발달하고 있다. 화강암질편마암류는 광물조성과 조직에 있어 화강암류와 점이적으로 변화하며, 화강암질편마암체내와 화강암류내에 소규모

의 대상편마암류가 포획물로 잔류되어 있다. 이 화강암은 이 지역의 동부에 발달하는 저반상의 화강암체(신병우 외, 1975)의 일부이며 주로 석영, 사장석 및 흑운모로 구성되어 있다.

## 철광상

### 광체기재

자철광상은 모암인 석영-장석질대상편마암내에 층상으로 배태되어 있으며 전체적으로는 렌즈상이다. 광체는 부분적으로 괴상을 띠기도 하나 대체로 자철석대와 맥석광물대가 교호하는 대상구조가 잘 발달되어 있으며 주향과 경사는 모암과 거의 비슷하다. 자철광상은 자철광체와 자철석대상편마암으로 이루어져 있으며 이들은 매우 점이적으로 변화한다. 전자에는 자철석과 탄산염광물이 상대적으로 많고 유색광물과 장석류가 적으며, 후자에는 흑운모가 산출되며 다양한 An 성분을 갖는 사장석을 함유하는 점이 다르다. 그러나 광물조합이나 광물간의 상호관계는 거의 일치한다. 철광상은 하상에 주로 분포하는 남부광체, 산기습이나 산능에 분포하는 북부광체, 그리고 그 사이에 강의 양안을 따라 단속적으로 노출되어 있는 중부광체로 구분이 되나 이들은 지하에서 연결되어 하나의 큰 렌즈상의 광체를 이루고 있다. 즉 광체노두들은 이 지역에 국부적으로 발달되어 있는 석영-장석질대상편마암의 분포를 규제하고 있는 소습곡들의 축 부분에 해당되며 따라서 광체 역시 이 소습곡들에 의하여 변형되어진 것임을 나타낸다(이중혁, 이상현, 1989).

광체의 모암내에서의 부존위치(Fig. 1)는 남부에서는 석영-장석질대상편마암의 중앙부에 있으나 북부로 갈수록 흑운모대상편마암쪽으로 치우친 양상을 보이는데 이것은 층준의 변화라기 보다는 모암의 축변화에 기인하는 것으로 생각된다. 이러한 현상은 선캠브리아기의 대상철광상(Banded Iron Formation; BIF)의 경우와 거의 비슷한 양상이다(James, 1954, 1966; Lepp and Goldich, 1964).

자철광상을 이루는 주광석광물은 자철석이며 이외에 적철석, 황철석 및 황동석이 소량 수반된다. 자철석은 입상 또는 엽리에 따라 길게 신장되어 있는 양상으로 산출되며 깨짐면이 많이 발달되어 있는 것이 보통이다. 이 깨짐면은 대체로 재결정된 방해석이 충전하고 있어 이들이 후기에 도입된 것임을 시사한다. 적철석은 거의 대부분이 자철석의 결정외연을 따라 2차적으로 생성되어 있어 자철석이

산화물을 받아 마아타이트화 작용(martitization)에 의해 형성된 것임을 나타낸다. 이와 같은 마아타이트화 작용은 탄산염광물이 풍부하여 황동석이나 황철석이 수반될 때 더 잘 진행되고 있어 자철석의 산화작용은 광역변성 작용시에 일어난 것이 아니라 함탄산염-유화물 열수용액이 도입되어 열수변질이 일어날 때에 주로 일어난 것임을 시사한다. 열수변질작용이 많이 일어난 주변의 녹니석이나 흑운모 등과 같은 유색광물내에는 미립의 철광물들이 함유되어 있는 것이 보통이다. 이들은 대부분이 적철석으로 열수변질작용시에 유색광물들로부터 유리되어져 나온 철성분이 높은  $fO_2$  조건에 의하여 적철석으로 재형성된 것(Matthews, 1976)으로 생각된다. 소량 산출되는 황동석과 황철석은 자철광체내에 탄산염 광물이 풍부하며 열수변질이 많이 일어난 곳에 잘 수반되는 것으로 보아 열수용액으로부터 생성되어진 것으로 생각된다.

맥석광물은 주로 석영과 방해석이며 이외에 사장석, 각섬석, 녹니석, 백운모, 능철석, 모나자이트, 인회석, 돌로마이트 및 금홍석 등이 부수광물로 국부적으로 산출되기도 한다. 석영은 타형의 큰 결정 또는 미립의 군집상으로 산출되며 후자는 보통 방해석과 공존하며 세맥을 충전하기도 한다. 장석류는 거의 대부분이 탄산염광물에 의해 변질되어 있어 거의 관찰할 수 없을 정도이다. 화학분석에 의하면 이들은 순수한 알바이트에 가까운 화학조성을 나타내고 있어 함철석영-장석대상편마암의 것(이중혁, 이상현, 1989)과 다르다.

각섬석류는 담녹색, 녹색 또는 담청색을 띠며 주상 내지 마름모형으로 산출되며 광체인 경우 자철석이나 녹니석, 그리고 자철석대상편마암인 경우 자철석, 흑운모 및 녹니석 등과 공존하고 있다. 각섬석류는 거의 대부분이 파동소광을 보이고 1차로 녹니석화 작용을 받고 다시 탄산염 광물에 의하여 심하게 변질되어 잔류되어 있는 경우가 흔하지 않다. 흑운모는 자철석대상편마암내에 주로 산출되며 광체내에서는 거의 관찰할 수 없다. 유색광물로 가장 흔한 녹니석은 적자색, 담청색 또는 암회색의 간섭색을 보이는 것이 특징이다. 녹니석은 백운모와 공생하거나 또는 변질시키고 있으며 자철석과 함께 엽리를 이루고 있다.

모나자이트는 대체로 자철석과 공존하며 부분적으로 군집상으로 산출된다. 때로는 일정한 층준을 유지하며 산출되기도 하여 하나의 엽리를 구성하기도 한다. 간섭색과 결정모양이 다양하며 매우 심하게 깨어져 있는 것이 보통이다. 모나자이트는 탄산염광물이

나 재결정된 석영에 의하여 결정외연이 용식되어 있기도 하여 1차적 광물임을 시사한다. 안케라이트는 자철석과 보통 공존하고 있으나 방해석과 같은 다른 탄산염 광물과 함께 산출되어 열수용액으로부터 생성되어진 것임을 나타낸다. 1차 광물로 자철광체내에 국부적으로 산출되는 인회석은 자철석, 녹니석 또는 모나자이트와 공존하며 Sr을 다량 함유하고 있는 것으로 보고되어 있다(박중권 외, 1995).

**화학조성**

전암 화학조성의 특징을 비교하기 위하여 자철광석은 이 지역에 있어 가장 대표적인 것(시료 43), 자철석대상편마암으로의 점이 양상을 보이는 것(시료 29, 90), 그리고 열수용액에 의하여 영향을 많이 받은 것(시료 53)을 선정하였다. 시료 53은 다시 자철석이 농집되어 있는 부분(53-2), 탄산염 광물이 풍부한 부분(53-1), 그리고 이들의 중간 양상을 보이는 부분(53-3)으로 나누어 분석을 하였다. Table 1에서 보는 바와 같이 자철광석은 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>는 함량에 있어 SiO<sub>2</sub>와 대체로 반비례하는, 그러나 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>와 Na<sub>2</sub>O는 비례하는 경향을 보인다. 후자는 석영과 사장석의 함량변화와 연관성이 있다고 생각된다. 광석에 CaO 함량이 높은 것은 풍부한 탄산염 광물에 의한 것이다. Fig. 2에서 보는 바와 같이 광석에서 자철석대상편마암으로 갈수록 FM 성분의 함량비는 감소하나 Na 함량비는 큰 변화를 나타내지 않는다. 이러한 성분의 점이적인 변화 양상은 Fig. 3에서도 잘 나타난다. 즉 주로 Fe 성

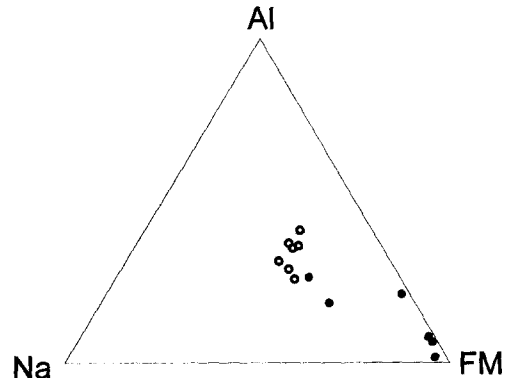


Fig. 2. ANFM system showing variation in FM components of magnetite ores (dot) and magnetite banded gneiss(open circle) in the Hongcheon magnetite deposits.

분의 함량비가 변화하나 Mg는 큰 변화를 나타내지 않는다. 이러한 변화 양상은 주로 열수용액의 영향에 의한 것으로 생각된다. 그러나 자철석대상편마암은 성분 함량비에 있어 큰 변화를 나타내지 않는다. 광석중 자철석대상편마암에 가까운 화학조성을 보이는 것은 광석의 일부로서 비교적 많은 양의 각섬석과 녹니석이 산출된다. 이러한 화학조성의 변화 양상은 사장석의 감소와 자철석의 증가에 따라 자철석대상편마암에서 자철광석으로 점이되는 것과 일치한다고 생각된다.

**광물화학**

자철광석과 자철석대상편마암을 이루는 중요한

Table 1. Chemical composition of magnetite ores(29-90) and magnetite banded gneiss(70-93) in the Hongcheon magnetite deposits. (wt. %)

	29	43	53-1	53-2	53-3	90	70	71	72	73	74	86	92	93
SiO <sub>2</sub>	45.95	30.51	40.60	6.35	6.30	55.71	58.63	59.42	63.35	70.26	59.84	57.32	58.84	59.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.93	1.02	9.21	8.21	7.66	10.48	15.25	15.28	14.49	14.50	14.47	13.66	13.26	12.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.99	22.04	10.44	53.63	49.25	9.14	6.97	7.66	6.19	3.35	6.85	9.94	10.28	9.48
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.03	0.75	0.71	0.49	0.28	0.67	0.05	0.30	0.49
MgO	3.46	6.71	6.55	6.72	4.90	2.21	2.30	2.26	1.74	1.10	2.26	0.84	1.45	2.65
MnO	0.97	3.34	1.54	3.33	2.96	0.67	0.09	0.10	0.08	0.05	0.08	0.50	0.18	0.13
CaO	4.98	14.81	10.12	6.97	10.76	4.89	2.19	2.46	2.27	2.05	2.02	2.49	2.63	2.45
Na <sub>2</sub> O	6.63	0.99	0.37	0.46	0.55	5.66	5.50	5.23	3.81	5.71	5.33	7.65	7.56	7.74
K <sub>2</sub> O	0.22	0.04	0.02	0.01	-	0.17	2.29	2.33	3.10	1.26	1.94	0.10	0.19	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	11.61	5.59	0.49	3.90	0.11	0.11	0.12	0.06	0.07	0.06	0.17	0.23	0.85
Ig loss	7.30	8.79	15.51	13.70	13.69	7.27	3.64	2.99	4.16	1.12	4.64	2.62	3.93	2.34
Total	93.23	99.91	99.96	99.89	99.98	96.34	97.71	98.57	99.75	99.75	98.16	95.34	95.85	98.25

\*29, 30 : intermediate phases between iron ore and magnetite banded gneiss., 43 : representative iron ore with carbonate mineral., 53-1 : iron ore with abundant carbonate mineral., 53-2 : iron ore, 53-3 : intermediate part between 53-1 and 53-2.

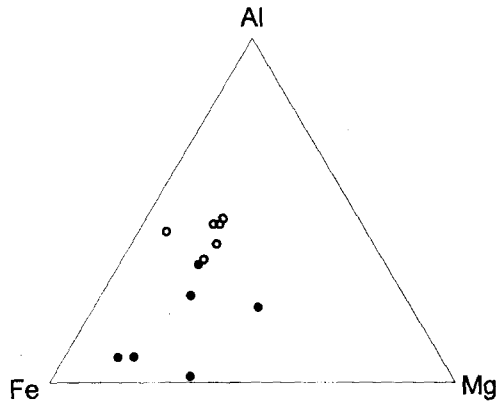


Fig. 3. AFM system of magnetite ores (dot) and magnetite banded gneiss (open circle) in the Hongcheon magnetite deposits.

의 화학조성을 알기 위하여 전자현미분석을 실시하였다. 변성암류에 함유되어 있는 이들 광물들의 화학조성은 모암의 화학조성, 변성작용의 정도, 공존하는 광물의 종류 및 화학조성, 그리고  $fO_2$  등 여러 물리·화학적 조건들에 의하여 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 그러나 홍천자철광체의 경우 광역변성작용시에 형성된 광물들이 후기에 도입된 합탄산염열수용액에 의하여 심하게 변질되어 국부적으로 남아 있으며 특히 광물공존관계는 거의 파괴되어 광물들 사이의 상평형으로부터는 상기한 영향들을 알아 보기 어렵다. 여기에서는 이들 광물들의 화학조성의 차이를 시료별 및 자철광석과 자철석대상편마암으로 구분하여 서로 비교함으로써 변성작용에 의한 영향등을 추정하고자 한다.

조성광물인 각섬석, 흑운모, 녹니석 및 탄산염광물

### 각섬석

국부적으로 산출되는 각섬석류를 2개의 자철광석

Table 2. Chemical composition of amphibole and structural formula based on sum FM=13 in magnetite banded gneiss in the Hongcheon magnetite deposits. (wt. %)

Sample Point #	71		73	93					
	219	223	178	180	181	183	184	189	191
SiO <sub>2</sub>	46.40	46.51	51.14	52.39	52.45	52.67	52.17	52.15	52.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	5.80	2.72	1.60	1.60	1.59	1.88	1.67	1.77
FeO*	20.79	20.03	18.36	20.95	21.49	20.54	21.47	19.54	20.50
MgO	9.12	9.58	12.46	9.94	9.94	10.31	9.45	10.25	10.02
MnO	0.70	0.51	0.40	0.52	0.34	0.46	0.52	0.54	0.74
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.91	0.05	0.65	0.91	0.97	1.13	0.89	0.99
CaO	11.06	10.84	11.36	2.29	2.26	2.11	2.32	2.71	2.69
Na <sub>2</sub> O	1.60	1.64	0.78	8.23	7.97	8.14	7.60	8.06	8.23
K <sub>2</sub> O	0.82	0.61	0.35	0.88	0.96	0.85	0.95	0.87	0.96
Total	97.63	96.43	97.60	97.45	97.92	97.64	97.49	96.68	98.06
Si	7.018	7.106	7.502	7.780	7.740	7.762	7.732	7.804	7.732
Al <sup>IV</sup>	0.982	0.894	0.470	0.220	0.260	0.238	0.268	0.196	0.268
Al <sup>VI</sup>	0.105	0.153	-	0.060	0.018	0.038	0.060	0.099	0.041
Fe <sup>+++</sup>	0.426	0.258	0.658	0.748	0.864	0.832	0.876	0.522	0.604
Fe <sup>++</sup>	2.204	2.303	1.594	1.854	1.788	1.700	1.785	1.924	1.937
Mg	2.056	2.185	2.720	2.200	2.187	2.265	2.088	2.287	2.214
Mn	0.090	0.064	0.050	0.065	0.042	0.057	0.065	0.068	0.093
Ti	0.119	0.101	0.006	0.073	0.101	0.108	0.126	0.100	0.110
Ca	1.792	1.772	1.785	0.364	0.357	0.333	0.368	0.435	0.427
Na (M4)	0.208	0.228	0.222	1.636	1.643	1.767	1.632	1.565	1.573
K	0.158	0.119	0.065	0.167	0.181	0.160	0.180	0.166	0.182
Na (A)	0.261	0.259	-	0.734	0.637	0.559	0.552	0.774	0.793
Fe/Fe+Mg	0.561	1.172	0.453	0.542	0.548	0.528	0.560	0.517	0.534

\* 219,213; ferro-hornblende, 178; actinolitic hornblende, 180 to 191; magnesio-arfvedsonite

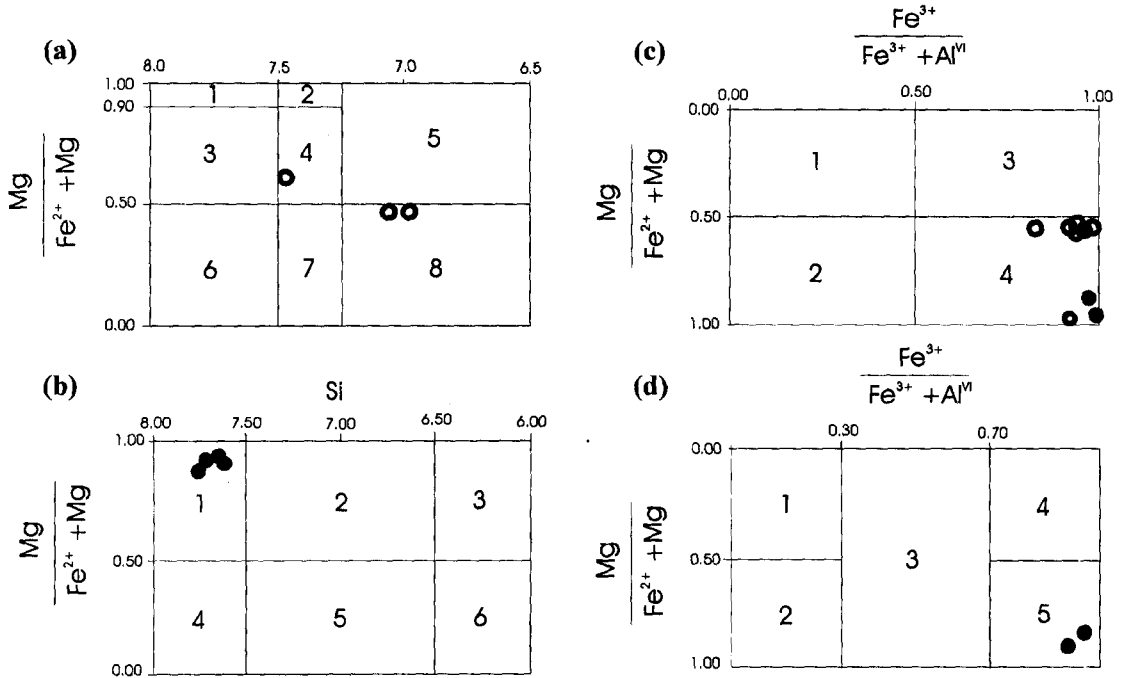
**Table 3.** Chemical composition of amphibole and structural formula based on sum FM=13 in magnetite ores in the Hongcheon magnetite deposits. (wt. %)

Sample Point #	29								43-1				
	49	50	51	54	59	58	61	201	207	208	209	211	212
SiO <sub>2</sub>	52.81	53.40	52.81	53.67	53.84	53.28	54.27	53.91	54.61	53.99	54.06	54.00	53.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.60	2.25	1.56	1.38	1.87	1.56	2.92	2.53	2.48	2.56	2.58	2.23
FeO*	8.42	9.10	8.22	10.16	13.60	16.73	12.87	9.37	9.01	9.35	9.56	8.89	10.73
MgO	17.73	17.43	17.84	16.01	14.68	12.86	14.77	16.94	17.06	16.82	17.45	17.37	16.01
MnO	0.90	0.87	0.76	1.14	0.85	0.78	0.93	1.96	1.93	1.83	1.87	1.96	1.59
TiO <sub>2</sub>	-	0.12	-	-	0.04	0.10	0.03	0.02	0.10	0.11	0.06	0.02	0.07
CaO	4.92	4.52	4.98	4.47	2.49	2.00	3.17	1.35	1.91	1.80	1.82	1.55	1.87
Na <sub>2</sub> O	7.01	6.82	6.58	6.81	7.55	6.53	5.82	8.23	8.37	8.21	9.27	8.41	8.56
K <sub>2</sub> O	1.08	1.19	1.04	1.20	0.88	0.53	0.68	0.91	0.77	0.89	0.99	0.86	0.90
Total	95.06	95.05	94.48	95.62	95.31	94.68	94.10	95.61	95.29	95.48	97.64	95.64	95.86
Si	7.660	7.738	7.664	7.775	7.823	7.749	7.855	7.608	7.694	7.676	7.580	7.627	7.719
Al <sup>IV</sup>	0.340	0.262	0.336	0.225	0.177	0.251	0.135	0.392	0.306	0.324	0.420	0.373	0.281
Al <sup>IV</sup>	0.034	0.011	0.049	0.041	0.059	0.070	0.131	0.094	0.114	0.092	0.003	0.056	0.095
Fe <sup>+++</sup>	0.606	0.684	0.694	0.660	1.044	1.596	1.252	1.106	1.062	1.112	1.121	1.050	1.052
Fe <sup>++</sup>	0.415	0.419	0.304	0.571	0.609	0.439	0.308	-	-	-	-	-	0.233
Mg	3.834	3.766	3.860	3.584	3.180	2.788	3.191	3.564	3.584	3.565	3.648	3.657	3.419
Mn	0.111	0.107	0.093	0.140	0.105	0.096	0.114	0.234	0.230	0.220	0.222	0.234	0.193
Ti	-	0.013	-	-	0.004	0.011	0.003	0.002	0.011	0.012	0.006	0.002	0.008
Ca	0.765	0.702	0.774	0.694	0.388	0.312	0.492	0.204	0.288	0.274	0.273	0.235	0.287
Na (M4)	1.235	1.298	1.226	1.306	1.612	1.688	1.508	1.796	1.712	1.725	1.727	1.765	1.713
K	0.200	0.220	0.193	0.222	0.163	0.098	0.126	0.164	0.138	0.161	0.177	0.155	0.166
Na (A)	0.737	0.618	0.626	0.607	0.515	0.154	0.127	0.456	0.575	0.538	0.793	0.538	0.664
Fe / Fe+Mg	0.210	0.227	0.205	0.256	0.342	0.422	0.328	0.237	0.229	0.238	0.235	0.223	0.273

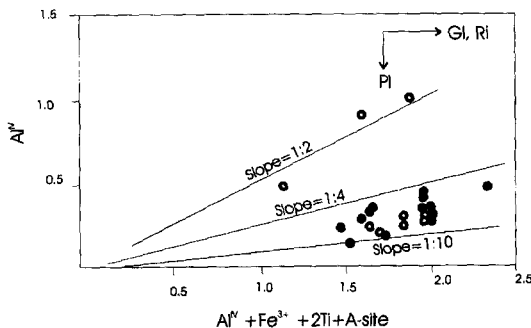
\* 49-54; richterite, 59, 201-212; magnesio-arfvedsonite, 58, 61; magnesio-riebeckite

그리고 3개의 자철석대상편마암에서 분석을 하였으며 이로부터 sum FM=13을 기초로 하여(Stout, 1972; Lee and Stout, 1989) 구조식을 계산하였다 (Tables 2, 3). Table 2에서 보는 바와 같이 자철석대상편마암의 경우 보통 각섬석 보다 Si가 풍부하고 Al이 결핍되어 있으며 Al<sup>IV</sup>는 0.470 이상의 것들과 0.282 이하의 것으로 구분된다. 대부분이 FeO의 함량이 많아 MgO의 함량보다 거의 2배에 가깝다. A-site는 크게 볼 때 대체로 40% 미만의 것과 70% 이상의 것으로 구분된다. 이는 주로 Na(A)의 함량의 차이에 기인한다. 또한 이들은 Na와 Ca의 함량에 있어서도 Na<Ca, Na>Ca로 구분이 되어서며 따라서 sodic-calcic과 alkali 각섬석(amphibole) 등 다양한 화학조성을 나타내고 있음을 알 수 있다. 이들을 각섬석류의 분류도(Leake, 1978; Hawthorne, 1981)에 표시하면 전자들은 Mg-보통각섬석(magnesio-hornblende), 철-보통각섬석(ferro-hornblende) 및

양기석질 보통각섬석(actinolitic hornblende) 영역에 위치한다(Fig. 4a). 그러나 다른 자철석대상편마암보다 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>가 적고 MgO 및 Na<sub>2</sub>O가 비교적 많은 시료 93의 각섬석류들은 Mg-아페소나이트에 해당됨을 알 수 있다(Fig. 4c). 자철광석의 경우 각섬석류는 화학 조성에 있어 동일 시료내에 있어서도 많은 변화를 보여 주고 있다(Table 3). 즉 시료 29의 경우 Al<sup>IV</sup>는 0.135에서 0.386 까지, Na / Na+Ca 비는 0.705에서 0.855 까지, Fe<sup>++</sup> / Fe<sup>++</sup> + Mg 비는 0.073에서 0.161 까지 변화하고 있다. 특히 시료 43-1의 경우 Na의 함량이 매우 높으며 Ca는 결핍되어 알칼리 각섬석류에 해당됨을 알 수 있다. Leake(1978)의 분류에 의하면 시료 29의 것들은 리치테라이트(Fig. 4b), Mg-아페소나이트(Fig. 4c) 그리고 Mg-리베카이트(Fig. 4d) 등 여러 화학조성을 나타낸다. 시료 43-1의 것중 Fe<sup>+++</sup>과 Fe<sup>++</sup>이 계산상 구분이 되지 않는 것들은 분류도에 표시되어 있지 않지만 모두 Na(M4) ≥ 1.34, (Na+



**Fig. 4.** Classification of amphiboles (Leake, 1978; Hawthorne, 1981), Symbols : dot; magnetite ores, open circle; magnetite banded gneiss. a) calcic amphibole group :  $(Ca+Na)_B \geq 1.34$ ,  $Na_B < 0.67$ ,  $(Na+K)_A < 0.50$ ,  $Ti < 0.50$ ; 1. tremolite, 2. tremolitic hornblende, 3. actionlote, 4. actionlotic hornblende, 5. magnesio-hornblende, 6. ferro-actinolite, 7. ferro-actinolitic hornblende, 8. ferro-hornblende, b) sodic-calcic amphibole group :  $(Ca+Na)_B \geq 1.34$ ,  $0.67 \leq Na_B < 1.34$ ,  $(Na+K)_A > 0.50$ ; 1. richterite, 2. magnesio-katophorite, 3. magnesio-taramite, 4. ferro-richterite, 5. katophorie, 6. taramite, c) alkali amphibole group :  $Na_B \geq 1.34$ ,  $(Na+K)_A > 0.50$ ; 1. ferro-eckermannite, 2. eckermannite, 3. arfvedsonite, 4. magnesio-arfvedsonite, d) alkali amphibole group :  $Na_B \geq 1.34$ ,  $(Na+K)_A < 0.50$ ; 1. ferro-glucophane, 2. glucophane, 3. crossite, 4. riebeckite, 5. magnesio-riebeckite



**Fig. 5.**  $Al^{IV}$  versus  $Al^{IV} + Fe^{3+} + 2Ti + A\text{-site}$  in amphiboles in the magnetite ore bodies(dot) and magnetite banded gneiss(open circle) showing such substitution as glaucophane(Gl)-, richterite(Ri)- and plagioclase (Pl) types. Substitution : Gl;  $Na(M4)Al = CaMg$ ; Ri;  $Na(M4)Na(A) = Ca$ ; Pl;  $Na(M4)Si = CaAl$ .

$K)_A \geq 0.50$ , 그리고  $Mg / Mg + \text{total Fe}$  비가 0.727에서 0.838의 화학조성을 갖고 있어 Mg-아페소나이트

에 해당되는 것으로 생각된다.

Fig. 5에서 보는 바와 같이 대부분의 각섬석은 경사구배가 1:4에서 1:10 범위내에 분포하나  $Al^{IV}$ 의 값은 큰 변화를 보이지 않으나  $Al^{IV} + Fe^{3+} + 2Ti + A\text{-site}$ 의 값은 비교적 크게 변화한다. 이는 각섬석의 화학조성이 사장석치환  $Ca(M4)Al^{IV} = Na(M4)Si$  보다는 글로코펜인  $Na(M4)Al^{IV} = CaMg$  또는 리치테라이트  $Na(M4)Na(A) = Ca$  치환(Robinson *et al.*, 1982)에 의해 주로 조절되어졌음을 시사한다.

### 흑운모

흑운모는 자철광석내에서는 거의 관찰할 수 없으며 주로 자철석대상편마암내에 각섬석, 백운모, 녹니석 및 사장석 등과 공존하며 산출된다. 3개의 시료에서 14개의 흑운모를 분석하여 Fe는 모두  $Fe^{++}$ 로 취급하여 양이온의 갯수를 8을 기준으로 하여 구조식을 계산하였다(Table 4). Table 4에서 보는 바와 같이 흑운모의 Si의 함량은 2.79에서 2.94로 변

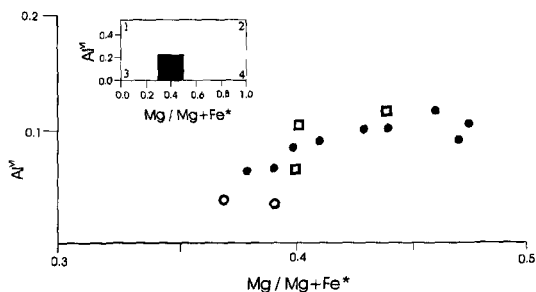
**Table 4.** Chemical composition of biotite and structural formula based on sum cation=8 in magnetite banded Gneiss.(wt. %)

	72-87	72-88	72-95	70-147	70-148	70-149	70-150	70-153
SiO <sub>2</sub>	36.24	35.62	35.71	36.55	35.43	36.69	36.13	35.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.53	14.51	13.82	12.43	12.68	12.94	12.63	12.06
FeO*	21.50	22.98	22.48	23.09	23.56	23.55	23.33	23.56
MgO	10.25	10.12	9.86	8.87	8.49	8.87	8.83	8.43
MnO	0.29	0.21	0.25	0.41	0.28	0.26	0.32	0.33
TiO <sub>2</sub>	2.31	2.36	2.54	0.34	4.42	3.74	2.98	3.53
CaO	0.04	-	0.04	0.04	0.05	0.09	-	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.39	0.59	0.32	0.39	0.37	0.38	0.43
K <sub>2</sub> O	10.20	9.67	9.81	9.77	9.51	9.75	9.79	9.69
Total	94.63	95.86	95.10	94.82	94.81	95.26	94.39	93.93
Si	2.870	2.792	2.820	2.932	2.856	2.851	2.907	2.911
Al <sup>IV</sup>	1.130	1.208	1.180	1.068	1.144	1.149	1.093	1.089
Al <sup>IV</sup>	0.133	0.132	0.106	0.107	0.061	0.069	0.105	0.065
Fe	1.424	1.506	1.484	1.549	1.588	1.573	1.570	1.600
Mg	1.210	1.182	1.616	1.061	1.020	1.056	1.059	1.021
Mn	0.019	0.014	0.017	0.028	0.019	0.018	0.022	0.023
Ti	0.138	0.139	0.151	0.202	0.268	0.225	0.180	0.216
Ca	0.003	-	0.003	0.003	0.004	0.008	-	0.004
Na	0.041	0.059	0.090	0.050	0.061	0.057	0.059	0.068
K	1.031	0.967	0.988	1.000	0.978	0.994	1.005	1.004
Fe / Fe+Mg	0.541	0.560	0.561	0.593	0.609	0.598	0.597	0.610

**Table 4.** Continued

	70-168	73-170	73-172	73-174	71-215	71-216	71-220	71-227
SiO <sub>2</sub>	36.66	36.23	36.54	35.82	35.98	35.84	36.10	35.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.79	12.84	13.03	13.17	11.95	11.85	11.58	12.09
FeO*	24.46	21.20	22.02	23.53	23.24	23.81	24.70	23.64
MgO	9.11	10.78	11.00	9.90	9.07	8.57	8.09	8.15
MnO	0.29	0.08	0.22	0.16	-	0.45	-	-
TiO <sub>2</sub>	2.74	3.01	2.61	2.31	2.76	3.94	3.87	3.80
CaO	-	-	-	0.03	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.28	0.31	0.39	0.42	0.29	0.36	0.33
K <sub>2</sub> O	9.67	9.52	9.45	9.21	9.39	9.63	9.64	9.81
Total	96.14	93.94	95.18	94.52	92.81	94.38	94.24	93.10
Si	2.895	2.895	2.880	2.860	2.942	2.904	2.937	2.896
Al <sup>IV</sup>	1.105	1.105	1.120	1.140	1.058	1.096	1.063	1.104
Al <sup>IV</sup>	0.085	0.104	0.090	0.099	0.091	0.034	0.043	0.066
Fe	1.615	1.417	1.451	1.571	1.586	1.613	1.681	1.623
Mg	1.073	1.284	1.292	1.178	1.105	1.036	0.982	0.997
Mn	0.019	0.005	0.015	0.011	-	0.092	-	-
Ti	0.163	0.181	0.155	0.139	0.172	0.239	0.235	0.235
Ca	-	-	-	0.003	-	-	-	-
Na	0.080	0.043	0.047	0.060	0.172	0.044	0.235	0.053
K	0.974	0.970	0.950	0.938	0.069	0.994	0.659	1.027
Fe / Fe+Mg	0.601	0.525	0.529	0.571	0.589	0.608	0.631	0.619





**Fig. 6.** Al(VI) versus Mg / Mg+Fe of biotite in magnetite banded gneiss showing a composition slightly closed to annite (Guidotti, 1984). Shaded area: ideal biotite plane. Numbers: 1; Al-annite,  $Fe_{2.5}Al_{0.5}$ ; 2; Al-phlogophite,  $Mg_{2.5}Al_{0.5}$ ; 3; annite,  $Fe_3AlSi_3$ ; 4; Phlogophite,  $Mg_3AlSi_3$ . Symbols: open circle; coexisting with amphibole, dot; coexisting with plagioclase, square; not coexisting with both amphibole and plagioclase.

화하여 보통의 흑운모와 비교할 때 양이 약간 적다 (Deer, 1963; Guidotti, 1984). 그리고 Mg / Mg+Fe 비가 0.369에서 0.459 사이에 변화하며  $Al^{VI}$ 의 함량은 대체로 0.1 내외이다(Guidotti, 1984). Fig. 6에서 보는 바와 같이 ideal biotite plane(Guidotti, 1984) 내에 위치하며 대체로 Fe-흑운모인 안나이트(annite)에 가까운 화학조성을 갖고 있음을 알 수 있다. 변성암내의 흑운모는  $(Mg, Fe)Si=2Al$  치환(tschermak substitution) 또는  $3Mg=2Al$ (Saxena, 1969)에 의해  $Al^{VI}$  값의 증가에 따라 Mg / Mg+Fe\* 값은 감소하는 경향을 보이는데 이들 흑운모는 이와 반대되는 양상을 나타낸다. 특히 양기석과 공존하는 흑운모에 있어 Mg / Mg+Fe\* 값과  $Al^{VI}$  함량이 적다. 이는 흑운모의 화학조성이 적어도 공존하고 있는 양기석에 의해 영향을 많이 받았음을 시사한다.

### 녹니석

자철광체에서 비교적 흔하게 산출되는 녹니석은 암회색, 청색 또는 적자색의 간섭색을 나타내는 것이 특징적이다. 녹니석은 결정으로 나오는 1차적인 것과 각섬석의 변질물로 산출되는 것으로 구분되나 화학분석은 전자를 대상으로 하였다. 구조식은 양이온의 수를 10을 기준으로 하였으며 Fe는 모두  $Fe^{++}$ 로 취급하였다(Table 5). Table 5에서 보는 바와 같이 자철광석내의 녹니석의 Si 함량은 1개를 제외하고 모두 3 이상이며 자철석대상편마암의 것은 3 이하이다. 또한 Al의 함량은 전자는 1.141에서 2.102 까지, 그리고 후자는 1.802에서 2.248 까지 변화하여 Si의 함량변화와 연관성을 갖고 있음을 나타낸다. Fe / Fe+Mg 비는 자철석대상편마암의 경우 0.621에서 0.634의 값

을 가지나 자철광석인 경우 Si가 높을 때 거의가 0.156 이하의 값을 가지며 Si가 낮은 경우 0.663 까지 증가하는 양상을 보인다. 이러한 특징은 녹니석의 분류도(Fig. 7)(Hey, 1954)에서 잘 나타나 있다. 대체로 Si의 증가에 따라 Fe / Fe+Mg 비와 Al의 함량은 감소하는 경향을 나타내고 있다. 자철석대상편마암의 녹니석은 대체로 피크노녹니석(pycnochlorite)에, 그리고 자철광석내의 것은 피크노녹니석에서 다이아반타이트(diabantite)에 이르기 까지 변화하는 것을 보여 주고 있다. 이들은 대체로 Al이 불포화 된 것(Kranidiotis and MacLean, 1987)임을 나타내며 그 정도는 자철광석으로 갈수록 심하다. 자철광석의 것들중 피크노녹니석에 가까운 것들은 각섬석이나 사장석들과 공존하고 있으며 모광석의 Al의 함량도 다른 것에 비하여 비교적 높다. 따라서 녹니석의 화학 조성은 공존광물과 모암의 화학조성에 의해서 영향을 받았음을 나타내고 있다. 동일 시료 중에서 탄산염 물질에 의하여 심하게 변질을 받은 것(53-3)과 그렇지 않은 것(53-1)을 비교할 때 전자의 경우 매우 낮은 Fe / Fe+Mg (0.146 이하)를 가지며 안케라이트와 공존하는 것이 보통이다. 이것은 열수변질시 비교적 높은  $fO_2$  조건에 의하여 녹니석내의 Fe가 유리되어져 나와 탄산염 물질과 반응하여 안케라이트를 형성시킨 것임을 나타낸다.  $fO_2$  조건은 열수변질이 심한 경우 자철석의 결정외연이나 깨어진 틈을 따라 최대 약 20% 가까이 적철석으로 산화되어 있는 것으로부터 알 수 있다.

### 탄산염 광물

탄산염 광물은 후기에 도입된 열수용액으로부터 생성된 것으로 방해석, 돌로마이트, 안케라이트 및 능철석 등이 있다. 녹니석이나 자철석과 공존하며 간혹 결정면을 보이기도 하는 돌로마이트, 안케라이트와 능철석에 대하여 화학분석을 하였으며 양이온의 갯수를 2를 기준으로 하여 구조식을 계산하였다(Table 6). 표에서 보는 바와 같이 자철광석에는 주로 Mn의 함량이 많은 능망간질 돌로마이트(rhodochrositic dolomite)의 화학조성을 나타낸다. 반면에 자철석대상편마암내의 3개의 시료들은 Mn의 함량이 낮고 Fe / Fe+Mg 비가 22~48%에 해당되어 이들은 안케라이트에 속함을(Deer *et al.*, 1963) 알 수 있다. 그리고 시료 53-3-15에서 72-109 까지는 total FeO의 함량이 전체 양이온의 50% 이상을 차지하고 있어 이들이 능철석에 해당됨을 나타낸다. 능철석의 경우 자철광석내의 것들이 자철석

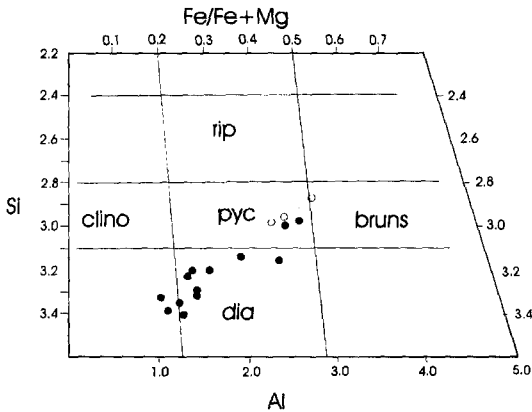
**Table 5.** Chemical composition of chlorite and structural formula based on sum cation=10 in magnetite ores and magnetite banded gneiss. (wt. %)

	57-47	52-1-32	52-1-34	52-2-2	52-2-3	52-2-4	52-2-9	53-3-11	53-3-23
SiO <sub>2</sub>	31.32	34.78	34.40	32.80	32.85	32.54	32.17	33.60	33.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.09	11.84	12.24	13.54	13.72	13.70	13.55	9.79	10.15
FeO*	6.95	5.69	4.63	8.81	7.92	8.04	6.53	7.24	4.95
MgO	27.70	31.48	32.39	2	27.25	26.42	29.12	31.96	32.80
MnO	2.82	1.35	1.64		3.37	3.35	2.55	0.93	0.85
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	-	4	-	-	0.02	-	-
CaO	0.12	0.10	0.12	0.10	-	0.08	0.07	0.63	-
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.23	0.08	0.24	0.38	0.16	0.16	0.43	0.20
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.10	0.04	0.08	0.03	-	-
Total	83.08	85.49	85.50	84.63	85.53	84.37	84.20	84.58	82.70
Si	3.206	3.405	3.351	3.324	3.288	3.316	3.230	3.322	3.380
Al <sup>iv</sup>	0.794	0.595	0.649	0.676	0.712	0.684	0.770	0.678	0.620
Al <sup>vi</sup>	0.906	0.771	0.756	0.941	0.906	0.961	0.833	0.463	0.578
Fe	0.595	0.466	0.377	0.747	0.663	0.685	0.548	0.599	0.415
Mg	4.227	4.595	4.704	4.050	4.066	4.014	4.358	4.711	4.897
Mn	0.245	0.112	0.135	0.188	0.286	0.289	0.217	0.078	0.072
Ti	0.002	0.001	-	0.003	-	-	0.002	-	-
Ca	0.013	0.010	0.013	0.110	-	0.009	0.008	0.067	-
Na	0.012	0.044	0.015	0.047	0.074	0.032	0.031	0.082	0.039
K	-	-	-	0.013	0.005	0.010	0.004	-	-
Fe / Fe+Mg	0.123	0.092	0.074	0.156	0.140	0.146	0.112	0.113	0.078
Fe / R <sup>++</sup>	0.117	0.090	0.072	0.150	0.132	0.137	0.107	0.110	0.077

**Table 5.** Continued

	29-56	53-1-65	53-1-69	53-1-70	53-1-80	70-169	71-222	71-231
SiO <sub>2</sub>	30.10	30.83	27.93	28.15	26.68	25.27	27.17	27.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	14.12	14.81	14.18	15.35	12.95	16.17	17.45
FeO*	23.62	12.37	30.79	30.58	34.49	32.32	31.91	32.02
MgO	17.01	24.16	11.12	11.59	9.57	10.53	10.02	10.08
MnO	0.72	2.52	0.13	0.26	0.22	0.54	0.55	0.49
TiO <sub>2</sub>	0.08	-	-	-	-	0.03	0.58	-
CaO	0.05	0.28	0.17	0.13	0.18	0.03	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.22	0.30	0.35	0.38	0.48	0.51	0.53
K <sub>2</sub> O	1.52	0.15	-	0.06	0.04	-	1.40	0.36
Total	87.96	84.65	85.25	85.30	85.91	82.12	88.31	87.86
Si	3.146	3.182	3.153	3.169	3.025	2.983	2.968	2.878
Al <sup>iv</sup>	0.854	0.818	0.847	0.831	0.975	1.017	1.032	1.122
Al <sup>vi</sup>	0.932	0.900	1.123	1.050	1.076	0.785	1.050	1.126
Fe	2.065	1.068	2.907	2.879	3.175	3.191	2.916	2.927
Mg	2.651	3.718	1.871	1.945	1.617	1.853	1.632	1.740
Mn	0.064	0.220	0.012	0.025	0.021	0.054	0.051	0.045
Ti	0.006	-	-	-	-	0.003	0.048	-
Ca	0.006	0.031	0.021	0.016	0.022	0.004	-	-
Na	0.073	0.044	0.066	0.076	0.084	0.110	0.108	0.112
K	0.203	0.020	-	0.009	0.006	-	0.195	0.050
Fe / Fe+Mg	0.438	0.219	0.608	0.597	0.663	0.633	0.641	0.627
Fe / R <sup>++</sup>	0.431	0.212	0.604	0.592	0.657	0.626	0.634	0.621

\* 57 to 53-1; magnetite ores, 70-169 to 71-231; magnetite banded gneiss



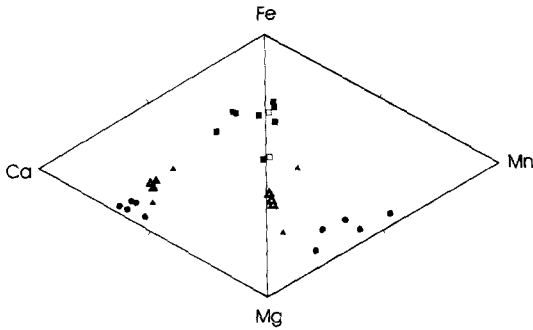
**Fig. 7.** Classification of chlorite (after Hey, 1954). Symbols : dot; magnetite ore bodies, open circle; magnetite banded gneiss. Abbr: clino; clinocllore, rip; ripidolite, pyc; pynochlorite, bruns; brunsvigite, dia; diabantite.

대상편마암의 것들보다 Mg의 함량은 조금 적으나 Mn과 Ca의 함량은 대단히 높다(Fig. 8). Mn과 Ca의 함량은 Fe<sup>++</sup>와의 치환의 정도에 따라 좌우되며 특히 Ca<sup>++</sup>는 이온반경의 차이 등에 의해 치환의 정도가 대체로 15% 이내로 제한적인데(Deer *et al.*, 1963) 한계를 제외하고는 이와 일치한다. 또 이들 능철석들은 대체로 많은 양의 Fe<sup>++</sup>가 Mg<sup>++</sup>에 의해 치환되어 있는데 대부분이 Mg의 전체함량 비율이 21.9~46.5%에 이르러 시데로플레사이트(sideroplesite) 내지 피스토메사이트(pistomesite)에 해당됨을 알 수 있다(Deer *et al.*, 1963). 이러한 탄산염 광물들의 화학조성의 변화 및 치환양상은 Fig. 8에 잘 나타나 있다. 즉 Fe 비의 증가에 따라 돌로마이트로부터 안케라이트 및 능철석으로 변화해감을 알 수 있다. 이 때 Ca/Mg 비는 거의 일정하나 Fe 비는 크게 변화하며 주로 Ca=Fe 또는 Ca=Mn 치환에 의

**Table 6.** Chemical composition of iron-bearing carbonate minerals and structural formula based on sum cation=2 in magnetite ores and magnetite banded gneiss. (wt. %)

	52-1-35	52-2-7	53-1-64	53-3-24	57-46	52-1-36	43-1-206	72-106
SiO <sub>2</sub>	0.08	0.04	0.74	0.99	0.09	0.18	0.49	1.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.10	-	0.06	0.10	0.20	0.23	0.58
FeO*	2.20	1.72	4.19	4.48	1.39	22.26	7.47	13.90
MgO	13.83	10.85	11.00	12.03	7.81	13.40	14.82	12.06
MnO	7.04	13.91	11.98	7.93	17.42	6.48	2.31	0.21
CaO	24.29	26.06	27.27	27.31	27.91	24.09	26.18	25.84
Total	47.68	52.68	55.18	52.80	54.72	66.61	51.50	53.78
Fe	0.068	0.050	0.118	0.130	0.040	0.533	0.214	0.404
Mg	0.757	0.564	0.554	0.621	0.405	0.571	0.757	0.626
Mn	0.219	0.411	0.342	0.234	0.514	0.156	0.068	0.006
Ca	0.956	0.975	0.986	1.015	1.041	0.740	0.961	0.964
Fe / Fe+Mg	0.173	0.081	0.176	0.173	0.090	0.483	0.220	0.392
	70-157	70-160	53-3-15	53-3-17	53-1-82	72-99	72-109	
SiO <sub>2</sub>	2.60	0.21	0.38	0.39	2.39	1.37	0.48	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95	0.10	0.10	0.16	0.24	0.55	0.22	
FeO*	12.26	12.31	38.55	39.04	33.56	25.53	42.53	
MgO	12.02	13.06	8.03	7.77	9.32	12.68	10.14	
MnO	0.36	0.47	2.04	2.15	1.68	0.37	0.38	
CaO	26.75	27.09	6.03	6.61	10.64	0.12	1.87	
Total	54.94	53.24	55.13	56.12	57.83	40.62	55.62	
Fe	0.360	0.346	1.230	1.228	1.023	1.049	1.342	
Mg	0.627	0.654	0.457	0.437	0.507	0.930	0.571	
Mn	0.010	0.014	0.066	0.068	0.053	0.015	0.012	
Ca	1.003	0.986	0.247	0.267	0.417	0.006	0.075	
Fe / Fe+Mg	0.365	0.346	0.729	0.738	0.669	0.530	0.702	

\* 52-1-35 to 57-46; rhodochrositic dolomite, 52-1-36 to 70-160; ankerite, 53-3-15 to 72-109; siderite, \* 52-1, 52-2, 53-1, 53-3, 57, 43-1; magnetite ores, 72, 70; magnetite banded gneiss



**Fig. 8.** Fe-Mg-Mn-Ca diagram showing variation in chemical composition of iron-bearing carbonate minerals in magnetite ore bodies(full) and magnetite banded gneiss(open). Symbols: square; siderite, triangle; ankerite, circle; rhodochrositic dolomite.

해 화학조성이 조절되어졌음을 시사한다.

### 토의 및 결론

자철광석과 점이적인 관계를 보이며 함께 발달하는 자철석대상편마암은 자철석의 함량의 차이 및 흑운모가 산출되는 것을 제외하고는 자철광석과 광물조성이나 광물 상호간의 관계 등이 비슷하며, 이들이 함께 모암인 석영-장석질대상편마암내에 렌즈상으로 협재되어 있어(이종혁, 이상헌, 1989) 이들이 동시 생성임을 시사한다. 그러나 이들을 구성하고 있는 유색광물들의 화학조성에 있어서는 약간 다르다. 자철광석의 각섬석류는 화학조성에 있어 리치테라이트, Mg-아페소나이트 또는 Mg-리베카이트로 분류되어지나 자철석대상편마암의 것들은 보통각섬석 또는 Mg-아페소나이트에 해당된다. 전자는  $Fe^{+++}/Fe^{++} + Fe^{+++}$ 가 0.100에서 0.292에, 그리고 후자는 0.213에서 0.329 사이로 변화하여 이들이 상이한  $fO_2$  조건하에서 또는 모암의 화학조성에 의하여 규제를 받았음을 시사한다. 이것은  $Al_2O_3$ 가 적고  $MgO$  및  $Na_2O$ 가 비교적 많은 암석(시료 93)인 경우 Mg-아페소나이트에, 그리고  $FeO$ 와  $MgO$ 가 적거나 화학조성에 있어 특별한 특징을 갖지 않는 경우(시료 73과 71)에는 보통 각섬석에 해당되는 것으로부터 시사되어 진다. 자철석대상편마암의 경우 각섬석이 사장석과 공존하고 있는 경우(시료 29) Fig. 5에서 보는 바와 같이 각섬석의 화학조성이 비교적 큰 변화폭을 보이고 있다. 이것은 각섬석의 화학조성이 사장석 치환( $CaAl^{VI}_m \leftrightarrow NaSi_m$ )에 의하여 부분적으로 영향을 받은 것임을 나타낸다. 녹니석은 Fig. 7에서 보는 바와 같이 자철광석의 경우 Al 불포

화상인 다이아반타이트에서 피크노닉니석까지 변화한다. 피크노닉니석에 가까운 것들은 각섬석이나 사장석과 보통 공존하고 있으며 모광석의 Al 함량이 다른 것에 비하여 비교적 많은 경우이다. 그러나 안케라이트와 공존하고 있는 녹니석은 Fe/Fe+Mg 비가 다른 것에 비하여 매우 낮는데 이는 열수변질 작용시에 녹니석의 Fe가 비교적 많이 유리되어져 나갔음을 시사한다. 이렇게 유리되어져 나온 Fe는 열수용액과 반응하여 안케라이트나 능철석과 같은 합철탄산염 광물을 형성시킨 것으로 생각된다. 이것은 안케라이트가 자철석대상편마암에는 소량 함유될 뿐만 아니라 Mn의 함량이 대단히 낮고 열수용액의 영향을 많이 받은 자철광석의 경우 많이 산출되며 Mn의 함량도 대단히 높은(Table 6) 것으로부터 뒷받침 된다. 이는 Mn이 퇴적기원의 모암이 아니라 열수용액으로부터 온 것임을 시사한다. 자철광석과 자철석대상편마암의 각섬석류의 Fe/Mg 비가 크게 변화하는데 이는 열수변질 작용시 Fe 성분의 유리에 기인하는 것으로 생각된다.

### 참고문헌

박중권, 이재호, 서정률, 1995, 선캠브리아기 철광화대 내의 희유금속광물 자원탐사연구(홍천-자은지역), 한국자원연구소, KR-94(C)-17, 133p.  
 신병우, 홍만섭, 이유대, 박봉순, 1975, 1:50,000 자은도 폭설명서, 국립지질광물소, 29p.  
 이종혁, 이상헌, 1989, 홍천철광상의 성인에 대한 암석학적 연구, 지질학회지, 25-3, 239-258.  
 Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1963, Rock Forming Minerals, 3, Longmans.  
 Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks, Bailey ed., Rev. in Mineral., Mineral. Soc. Amer., 13, 357-468.  
 Hawthorne, F.C, 1981, Crystal chemistry of the amphiboles, Veblen ed., Rev. in Mineral., Mineral. Soc. Amer., 9A, 1-102.  
 Hey, M.H., 1954, A new review of the chlorites, Mineral. Mag., 30, 277-292.  
 James, H.L., 1954, Sedimentary facies of iron formation, Econ. Geol., 49, 235-293.  
 James, H.L., 1966, Geochemistry of the iron-rich sedimentary rocks, Data of Geochemistry, Chapter W., Geol. Surv. Prof. Pap., 440-W, 61p.  
 Kranidiotis, P. and Maclean, W.H., 1987, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec, Econ. Geol., 82, 1898-1911.  
 Lee, S.H. and Stout, J.H., 1989, Phase equilibria of coexisting minerals from amphibolites and syen-

- itic rocks in the Yangyang magnetite deposits, Korea, *J. Geol. Soc. Korea*, 25-4, 365-380.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles, *Canadian Mineral.*, 16, 501-520.
- Lepp, M. and Goldich, S.S., 1964, Origin of Precambrian iron formation, *Econ. Geol.* 59, 1025-1060.
- Matthews, A., 1976, Magnetite formation by the reduction of hematite with iron under hydrothermal conditions, *Amer. Mineral.*, 61, 927-932.
- Na, K.C., 1978, Regional metamorphism in the Gyeonggi massif with comparative studies on the Yeoncheon and Ogcheon metamorphic belts, Ph. D. Thesis, Seoul Nat'l Univ.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. and Doolan, B.L., 1982, Amphiboles: Petrology and Experimental phase relations: Veblen & Ribbe, eds., *Rev. in Mineral.*, Mineral. Soc. Amer., 9B, 1-211.
- Saxena, S.K., 1969, Distribution of elements in coexisting minerals and the problem of chemical disequilibrium in metamorphosed basic rocks, *Contr. Mineral. Petrol.*, 20, 177-197.
- Stout, J.H., 1972, Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway, *J. Petrol.*, 13, 99-145.

(책임편집 : 김형식)

(1998년 7월 20일 접수, 1998년 9월 10일 수리)

## Geochemistry of Minerals in the Hongcheon Magnetite Deposits, Korea

Sang Hun Lee

*Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon, 200-701, Korea*

**ABSTRACT** : Hongcheon magnetite deposit is embedded, as a lens shape, in biotite banded gneiss belonging to the Gyeonggi metamorphic complex. It gradationally changes to the host quartz-feldspathic banded gneiss in the mineral composition. Magnetite ore bodies are composed of magnetite ores and magnetite banded gneiss which gradationally change each other in the amount of magnetite. They consist mainly of magnetite, quartz, plagioclase and chlorite accompanied with amphibole, biotite, muscovite, monazite, apatite, ankerite, siderite, rhodochrositic dolomite, calcite and rutile. Amphibole is subdivided into hornblende, richterite and magnesio-riebeckite in magnetite ores, and magnesio-, ferro- or actinolitic hornblende in magnetite banded gneiss. The variation in chemical composition may be influenced by bulk composition and controlled mainly by glaucophane  $\text{Na}(\text{M4})\text{Al}^n = \text{CaMg}$  and richterite  $\text{Na}(\text{M4})\text{Na}(\text{A}) = \text{Ca}$  substitutions. Biotite in magnetite banded gneiss has an annite composition. Chlorite changes in chemical composition from pycnochlorite to diabantite in magnetite ores and belongs to pycnochlorite in magnetite banded gneiss. The mafic minerals and feldspar have been strongly altered by carbonate minerals which are secondarily formed by introduced hydrothermal solution. Fe-bearing carbonate minerals can be subdivided into ankerite, siderite and rhodochrositic dolomite according to the ratio of Fe-Mg-Mn component.

**Key words** : Magnetite ore deposits, Magnetite banded gneiss, Amphibole, Chlorite, Fe-bearing carbonate minerals