

## 가평-청평 지역 경기육괴의 변성작용

이광진 · 조문섭

서울대학교 자연과학대학 지질과학과

**요 약:** 경기육괴 중앙부의 가평-청평 일대에 분포하는 선캠브리아의 변성암류는 호상편마암, 안구상편마암, 우백질편마암, 규질편암, 규암 등으로 주로 구성되며, 대리암, 각섬암, 사문암이 소량 산출한다. 변성퇴적암류의 광물조합은 규선석이 없는 것, 규선석이 있는 것, 그리고 규선석과 미사장석이 공존하는 것으로 나뉜다. 규선석의 존재여부에 따라 구성광물들이 성분의 차이를 보이며, 특히 사장석과 석류석의 경우 규선석과 공존할 때 상대적으로 Ca의 함량이 많다. 세개의 표본에서 남정석이 산출하며, 그 중 한 표본에서 남정석과 규선석이 공존한다. 따라서 이 지역의 변성암류는 중압상계에 해당하는 변성작용을 받았음을 알 수 있다. 석류석-흑운모 지온계, 석류석-각섬석 지온계, 그리고 석류석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-석영-사장석 (GASP) 지압계 등과 변성광물간의 상평형관계를 이용하여 추정된 최고 변성조건은 각각 규선석이 없는 경우 618-674°C와 6.5±2.0 kbar이며, 규선석이 있는 경우는 701-740°C와 4.4±0.8 kbar이다. 남정석의 규선석으로의 상변화, 상부각섬석상에 속하는 광물조합의 존재, 그리고 백운모, 녹니석, 양기석 등의 산출로 특징지워지는 후변성작용으로부터 연구지역의 변성암류가 시계방향의 압력-온도-시간 경로를 겪었음을 알 수 있다.

**핵심어:** 남정석, 석류석, 지온지압계, 상평형, 온도-압력-시간 경로

### 서 론

경기육괴는 선캠브리아 기반암의 일부로 한반도의 중부에 위치하며, 북으로는 평남분지 남으로는 옥천대에 의해 경계지워진다. 연구지역은 경기육괴의 중앙부에 위치하며, 경기도 가평군 일대 및 강원도 홍천군과 춘성군의 일부지역이 포함된다. 연구지역의 서쪽경계는 경강 드러스트 (thrust) 단층에 (김옥준, 1973; 김정환 외, 1981) 해당되며, 동쪽 경계는 김옥준 외 (1974)와 이상만 외 (1974)에 의해 기재된 단층들에 의해 규정된다 (Fig. 1). 연구지역 및 인접지역에 대한 도폭 보고서로는 가평 (김옥준 외, 1974), 용두리 (이상만 외, 1974), 청평 (김정환 외, 1981), 그리고 양수리 (홍승호 외, 1981) 도폭 등이 가용하다.

경기육괴에 대한 연구는 그간 여러 암석학자들에 의하여 수행되어 왔다. 김옥준 (1973)은 경기육괴를 하부로부터 경기변성암복합체와 장락층군 그리고 춘성층군으로 구분하였으며, 또한 경기변성암복합체를 부천층군, 시흥층군, 그리고 양평층군으로 세분하였다. Um (1979)은 경기육괴 변성암류의 동위원소연대들을 종합하여 변성암류를 4개 층군으로 분류했다: 제 1군은 2,765-2,640 m.y., 제 2군은 2,010-

1,985 m.y., 제 3군은 1,700-1,525 m.y., 그리고 제 4군은 1,330-857 m.y.이다. 제 1군과 제 2군은 각각 광주층군과 고양층군으로서 경기변성암복합체에 해당되며, 제 3군 및 제 4군은 가평층군에 속한다. 주승환과 김동학 (1983)은 경기육괴 중 가평-용두리지역에 분포하는 우백질편마암에 대한 Rb-Sr 전암법에 의한 연대측정에서 2,200 m.y.의 값을 얻었으며, 용두리지역에 소규모로 분포하는 화강암질편마암의 관입시기가 1,400 m.y.이라고 하였다. 그러나 이들 연대측정치는 상당히 분산된 자료로부터 얻어졌기 때문에, 그 의미나 신뢰도는 확실치 않다. 따라서 연구지역의 변성암류는 선캠브리아에 속하지만, 이들의 변성 진화사를 알기 위해서는 앞으로 더 많은 지구화학적 연구가 필수적이다.

이상만 (1973)은 경기육괴가 저압변성상계 (low-pressure facies series)에 속한다고 했으며, 경기육괴내의 소위 '연천계'의 암석들은 중압변성상계 (medium pressure facies series)에 속한다고 하였다. 나기창 (1978, 1979a, b)은 경기육괴를 경기편마암복합체와 연천층군으로 나누었으며, 연천층군은 캄브리아기 이후부터 주라기 이전의 변성작용을 받은 것으로 해석하였다.

연구의 목적은 연구지역내에 분포하는 각종 변성

암류, 특히 변성퇴적암류의 광물 및 암석학적 특성을 밝히고, 상평형관계와 지온지압계를 이용하여 변성작용 당시의 온도, 압력 조건을 구하고, 이들의 변천과정, 즉 온도-압력-시간 경로 (P-T-time path; Spear 외, 1984)를 추정하는데 있다. 또한, 연구지역을 경기편마암복합체와 '연천층군'으로 구분하여 변성작용의 시기와 변성온도, 압력조건 등을 경기편마암복합체와 비교한 나기창 (1978, 1979a, b)의 견해를 검토하고자 한다.

## 지질개요 및 광물조합

### 지질개요

연구지역에는 선캠브리아의 편마암과 규질편암 내지 규암이 주된 암상이며, 편마암내에 각섬암이나 대리암이 소규모로 협재한다. 시대 미상의 사문암과 백악기의 산성 또는 염기성 맥암이 이들 변성암류를 관입하고 있다 (Fig. 1; 김옥준 외, 1974; 김정환 외, 1981).

편마암류는 구성광물과 조직 등에 따라, 호상편마암, 안구상편마암, 우백질편마암으로 구분된다. 호상편마암은 염리구조가 뚜렷하며 대체로 북동방향 (N5°E-N40°E)의 주향을 보이며, 규질편암이나 호상편마암내에 협재되어 있는 각섬암, 대리암 등도 대체로 이러한 주향을 가진다. 이로부터 이 지역의 암석들이, 북동방향의 습곡축을 갖는 광역적 습곡작용을 받았음을 알 수 있다 (나기창, 1978). 김정환 외 (1981)는 청평도폭 지역에 분포하는 변성암류가 4번의 습곡작용을 받았으며, 이 중 처음 3번은 선캠브리아 시기에 일어난 것으로 제안하였다. 또한, 연구지역의 경계부에 발달하는 대규모 단층들과 그 밖의 소규모 단층들로부터 이 지역의 변형작용이 심했음을 알 수 있다. 김정환 외 (1981)는 경강 드러스트 단층이 4번의 습곡작용 중 최초의 것과 같은 시기에 형성된 원생대의 것으로 보고하였다.

연구의 주 대상인 호상편마암은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모 등의 주구성광물과 석류석, 규선석, 백운모, 녹니석 등의 부구성광물로 구성된다. 석류석은 야외에서도 육안으로 식별이 가능하며, 표품 채취는 가능하면 석류석이 있는 부분을 중점적으로 하였다. 호상편마암은 안구상편마암, 규질편암 등의 암석과는 점이적인 접촉관계를 보이지만, 우백질편마암에 의해서는 관입당했음이 야외에서 관찰된다.

연구지역의 중앙부에는 부분적으로 안구상편마암이 분포한다. 장석 및 석영으로 구성된 안구 (augen)는 1-5 cm의 크기를 가지며, 호상편마암과의 접촉부로 갈수록 그 크기가 줄어드는 양상을 보인다. 안구상편마암의 구성광물은 호상편마암과 유사하여 정장석, 사장석, 석영, 흑운모 등의 주구성광물과 석류석, 규선석, 백운모, 녹니석 등의 부구성광물로 구성된다. 석류석의 크기는 호상편마암의 것보다 커서 4 mm 크기의 석류석도 야외에서 관찰된다.

선캠브리아 화강암질암 기원으로 생각되는 우백질편마암이 연구지역의 서쪽과 남쪽에 분포한다. 대체로 백색 내지 유백색이고, 주로 석영, 정장석 및 사장석으로 구성된다. 특징적으로 3 cm에 달하는 조립의 전기석을 포함하며, 소량의 석류석을 포함하는 경우도 있다. 우백질편마암은 선캠브리아 변성암류들을 관입하며, 소규모 폭 (5-100 cm)을 갖는 암맥의 형태로 호상편마암내에 다량 산출한다.

연구지역의 남서부에 규질편암 (혹은 규질 편마암)이 존재한다. 이들은 80 modal% 이상이 석영으로 구성되며, 그밖에 녹니석, 백운모, 흑운모 등이 염리면이나 파쇄면을 따라 산출해 전체적으로 엷은 녹색을 띤다. 경강드러스트 등의 단층대에 근접할수록 녹니석의 양이 증가하며 파쇄대를 따라 녹니석이 성장하는 것으로 보아 녹니석화작용이 단층대와 관련이 깊은 것으로 생각된다. 규질편암은 호상편마암과 교대로 산출하며, 동쪽으로 갈수록 점차 후자의 양이 증가해 결국 규질편암이 호상편마암에 협재하는 양상을 보인다.

규암은 주로 동쪽과 남서쪽에 분포하며, 호상편마암내에 협재되기도 한다. 특히 동쪽에는 장락규암층이 남북으로 길게 자리잡고 있다. 이 암석은 95 modal% 이상이 석영으로 구성되고 백운모가 소량 존재하며, 간혹 규선석이 미량 관찰된다. 규암은 전체적으로 유백색이며 조암광물의 구성에 있어서 규질편암과 다르지만 상호간의 층서는 확실하지 않다 (cf. 김정환 외, 1981; 홍승호 외, 1981).

연구지역의 거의 모든 변성암류에서 후퇴변성작용의 증거가 관찰된다. 이는 현미경 관찰 뿐만 아니라, 야외 노두상에서도 확인된다. 특히, 연구지역의 서쪽과 동쪽의 경계부에는 큰 단층이 존재하며 그 주변부 암석들은 심하게 파쇄되어 있다. 이들 암석내에서 흑운모와 각섬석 등이 녹니석으로 변화하는 녹니석화작용이 특히 잘 관찰된다.

편마암내에서 후퇴변성작용은 여러 형태로 관찰

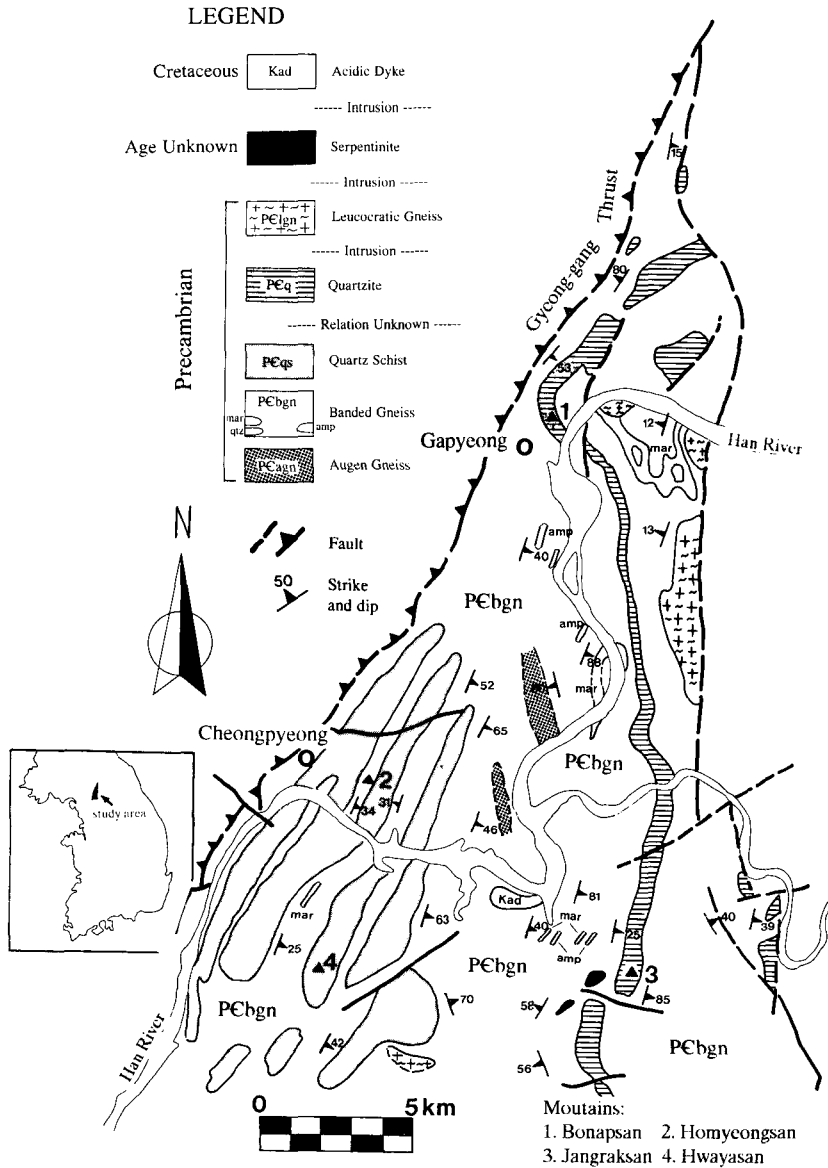


Fig. 1. Geologic map of the study area (modified after Kim *et al.*, 1981).

된다. 석류석의 경우, 중심부에서 주변부로 성분 변화와 백운모, 녹니석으로의 치환이 특징적이다 (Fig. 2a). 흑운모의 녹니석화작용은 현미경하에서 흔히 관찰되며, 어떤 경우에는 대부분의 흑운모가 녹니석으로 치환되기도 한다. 또한, 장석의 내부나 주변부에서 백운모가 후퇴변성작용에 의해 성장하는데 이들은 대개 벽개의 발달이 미약하고 타형이다. 각섬암에서는 각섬석이 녹니석 또는 양기석으로 치환되며, 일부 표본에서는 흑운모가 녹니석으로 치

환되거나 소량의 녹립석과 Na-사장석이 관찰된다. 따라서 후퇴변성작용은 광역적으로 관찰되지만, 그 시기나 집진변성작용과의 정확한 관계에 대해서는 연구된 바가 거의 없다.

**광물조합**

사질 내지 니질 암석들에 대한 광물조합은, 크게 규선석이 없는 (sillimanite-free) 광물조합, 규선석이

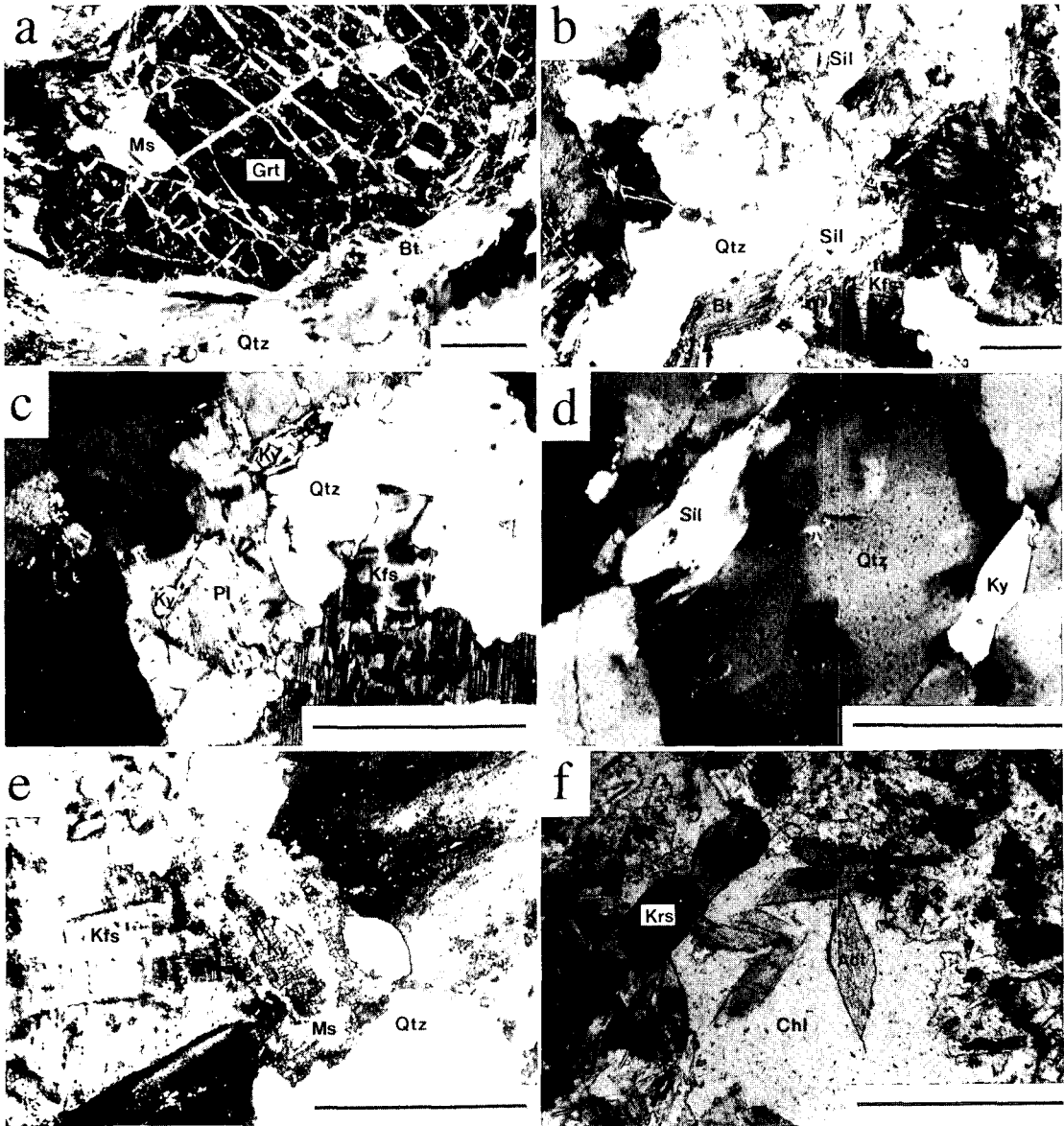


Fig. 2. Photomicrographs showing: (a) Garnet extensively replaced by the mixture of muscovite and chlorite (E-26); (b) Mineral assemblage of K-feldspar + sillimanite + biotite (B-4-1); (c) Two fine grains of kyanite rimmed by muscovite, and microcline (Ksp) replacing a part of plagioclase (B-38-2); (d) Kyanite coexisting with sillimanite in a quartzite (B-17); (e) Kyanite completely surrounded by muscovite (B-4-1); and (f) Metamorphic chlorite and actinolite-hornblende solid solution coexisting with the relict crystals of igneous kaersutite (E-11). All scales represent 0.5 mm.

있는 (sillimanite-bearing) 광물조합, 그리고 규선석과 K-장석이 공존하는 광물조합으로 나눌 수 있다 (Table 1; Fig. 2). 이들 광물조합으로 이루어 볼 때, 규선석이 없는 광물조합과 규선석이 있는 광물조합을 포함하는 암석의 변성도는 각섬석상에 해당되며,

규선석과 K-장석을 포함하는 암석은 상부 각섬석상에 해당된다 (Yardley, 1989). 한편 위에 언급한 후퇴변성작용은 백운모, 녹니석, 양기석, 녹렴석 등에 의해 특징지어지며 (e.g., B-33, Table 2), 녹색편암상에 속한다.

**Table 1.** Four representative types of the observed mineral assemblages (+ quartz, plagioclase) in quartzofeldspathic to pelitic rocks

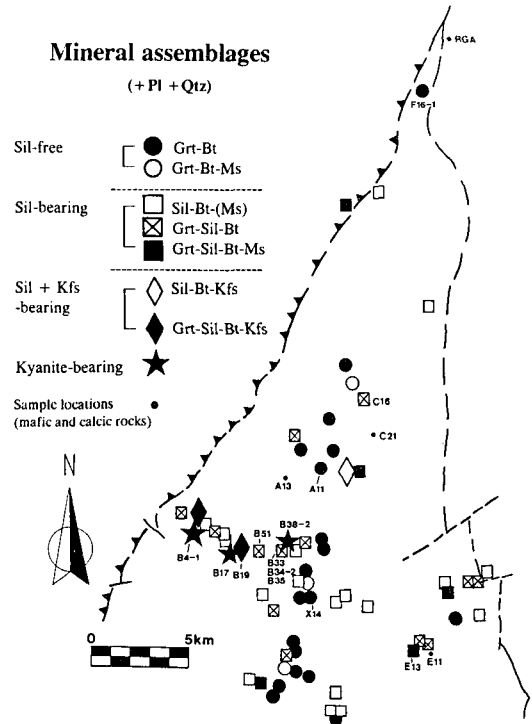
Assemblage types	Mineral assemblages
Sillimanite-free	Garnet + biotite Garnet + biotite + muscovite
Sillimanite-bearing	Garnet + sillimanite + biotite + muscovite Sillimanite + biotite + muscovite
Sillimanite and K-feldspar-bearing	Sillimanite + biotite + K-feldspar Garnet + sillimanite + biotite + K-feldspar
Kyanite-bearing	Kyanite + K-feldspar Kyanite + sillimanite + muscovite

Fig. 3은 관찰된 광물조합을 도시한 것이다. 전체적으로 뚜렷한 변성분대를 설정하기는 어려우나, 연구지역의 중부에 남북방향으로 길게 규선석이 없는 광물조합이 나타나며, 특징적으로 세 곳에서 남정석이 산출되는 것을 알 수 있다. 또한 남정석이 산출되는 세 표본 중 한개 (B-17)에서는 남정석과 규선석이 공존하는데, 이는 변성작용의 온도, 압력 조건의 추정에 중요한 단서가 된다.

### 광물화학

광물의 화학조성을 알기 위하여 17개의 표본에 대하여 전자현미분석 (EPMA)을 실시하였으며 변성퇴적암류를 중점적으로 분석하였다. 이들 표본의 구성광물 및 1000점 계수 (point counting)에 의거한 모드 (mode)값은 Table 2와 같다. 대체로 K-장석의 양이, 규선석이 있는 광물조합에서 규선석이 없는 광물조합에서보다 많은 것이 특징적이다. 또한 규선석과 공존하는 경우 중요한 변성광물중의 하나인 K-장석은 기원암에 있던 것이 재결정된 퍼사이트 (perthite)와, 변성작용에 의해 새로 생성된 미사장석으로 나뉜다. 후자의 입자 크기는 대개 0.1-0.2 mm로서 전자에 비해 훨씬 작다. 그외 특징적 변성 광물을 함유하는 초염기성 사문암 (A-13), 대리암 (C-21), 중성 내지 염기성 맥암 (E-11), 각섬암 (RGA) 등을 분석하였다.

전자현미분석은 서울대학교 지질과학과의 JEOL Superprobe 733 JXA를 사용하였다. 분석시 가속전압은 15 kv, 빔 (beam) 직경은 5 μm, 그리고 빔 전



**Fig. 3.** Mineral assemblages (+ quartz, plagioclase) of meta-sedimentary rocks. Samples analyzed by EPMA are indicated by their sample numbers. Locations of mafic and calcic rocks are shown as small dots. For mineral abbreviations, refer to Table 2.

류는 10 nA이다. 분석치 보정은 ZAF 방법을 사용하였다. 각 원소의 분석에 사용된 천연산 혹은 합성 표준광물은 알바이트 (albite; Na, Al, Si), 규회석 (Ca), 정장석 (K), 알만딘 (almandine; Fe), 로도나이트 (rhodonite; Mn), 파이로프 (pyrope; Mg), 합성 TiO<sub>2</sub> (Ti)이다.

### 석류석

석류석은 호상편마암, 안구상편마암과 각섬암에서 주로 나타나며, 우백질편마암에서도 소량 관찰된다. 대부분 반자형이나 타형으로 산출하며 그 크기는 4 cm에 달한다. 석류석은 후퇴변성작용에 의해 균열면이나 입자 경계면을 따라 녹니석, 백운모 등과 같은 이차광물로 흔히 치환된다 (Fig. 2a).

석류석의 화학조성은 Table 3과 같다. 석류석은 알만딘 성분이 64-82 mol%이며, 규선석의 공존 여

**Table 2.** Mineral assemblages and modal percentages of the analyzed samples. Abbreviations of minerals are from Kretz (1983)

Quartzofeldspathic and pelitic rocks											
Sample no.	Grt	Bt	Sil	Ky	Ms	Chl	Pl	Kfs	Qtz	Fe-oxide	others*
B-33		3.0			20.1	32.9	10.7		33.3		Sph
A-11	4.1	27.9			0.2	tr	14.9	11.9	40.7	0.4	
F-16-1	1.0	29.2			0.7	0.9	25.3		42.9	tr	
X-14	3.3	37.0				0.1	32.9		26.7	tr	
B-35	2.3	33.6			1.2	0.7	31.4		30.7	0.1	
B-34-2	5.3	22.7	3.3		9.5	10.2	3.2	13.6	32.2	tr	
B-51	0.7	16.5	0.4		tr	tr	44.1		38.3		
B-19	1.1	13.2	10.3		0.3	0.8	3.1	17.9**	52.9	0.4	
C-16	1.7	12.0	3.5		5.7	1.4	11.0	20.2	44.4	0.1	carbonate
E-13	2.6	25.9	5.9		5.7	1.5	7.8	10.7	39.1	0.8	
B-4-1	0.5	2.3	14.2	tr	0.6	0.9	tr	31.7**	49.7		
B-17		tr	5.3	0.4	0.6				93.5		
B-38-2	0.6			0.2	0.7		8.7	50.0**	37.9		Tur(1.9)
Ultramafic and calcic rocks											
Sample no.	Ol	Srp	Chl	Pl	Cpx	En	Talc	Wo	Qtz	Kfs	carbonate
A-13	18.8	30.5	8.4	7.7		1.6	33.0				
C-21					3.1			16.0	2.9	0.7	77.2
Mafic rocks											
Sample no.	Grt	Hbl	Krs	Act	Cpx	Chl	Pl	Qtz	Bt	Sph	Fe-oxide
E-11			14.5	14.1	18.6	19.3	29.0	3.5	0.8		0.2
RGA	7.0	27.0				0.2	55.0	5.0		0.6	5.0

\*Most of samples contain trace (tr) amounts of zircon. \*\*Containing metamorphic microcline.

[Abbreviations]

Act: actinolite      Bt: biotite      Chl: chlorite      Cpx: clinopyroxene      En: enstatite  
 Grt: garnet      Hbl: hornblende      Krs: kaersutite      Kfs: K-feldspar      Ky: kyanite  
 Ms: muscovite      Ol: olivine      Pl: plagioclase      Qtz: quartz      Sil: sillimantite  
 Sph: sphene      Srp: serpentine      Tur: tourmaline      Wol: wollastonite

부에 따라 화학조성에 차이를 보인다. 대체로 규선 석과 공존하는 석류석이 규선석이 없는 암석의 석류석에 비해 Mg의 양이 많고 Ca의 양이 적다 (Fig. 4). 편마암내의 석류석은 중심부에서 주변부로 가면서 Fe과 Mn의 양이 증가하고 Mg의 양이 감소하는 경향을 보여주는데, 이는 후퇴변성작용의 결과로 해석할 수 있다 (Tracy와 Robinson, 1976). 또한, 각섬암내의 석류석은 편마암의 것에 비해 Mg과 Mn의 양이 적고 Ca의 양이 많다 (Fig. 4).

석류석은 다른 광물에 비해 양이온의 확산 (diffusion) 속도가 느리기 때문에 흔히 누대구조를 보인다. 연구지역 석류석의 누대구조 즉 주변부로부터 중심부로의 성분 (Fe, Mn, Mg, 그리고 Ca)의 변화를 알아보기 위하여, 석류석 결정중 비교적 크고 (장

경=1-4 mm) 변형을 심하게 받지 않은 입자를 4개의 표본에서 각각 선택해 분석하였다.

석류석의 누대구조는 규선석과 공존하는 석류석 (B-34-2, C-16, E-13)과 규선석이 없는 암석에서의 석류석 (A-11) 사이에 뚜렷한 차이가 존재한다. 전자의 경우, 중심부에서는 성분의 변화를 별로 보이지 않으나, 주변부에 근접하면서 Fe과 Mn의 양이 급격히 증가하는 반면 Mg의 양이 급격히 감소한다 (Fig. 5). 그 결과 종모양 (bell-shape)의 성분 프로파일 (profile)을 보여준다. 이러한 석류석은 화학성분의 확산이 활발한 높은 온도에서 생성되었으며, 후퇴변성작용의 영향으로 석류석의 주변부에서만 선택적으로 누대구조가 발달한다 (Yardley, 1977). 석류석 내의 종모양의 누대구조는 홍천지역의 경기

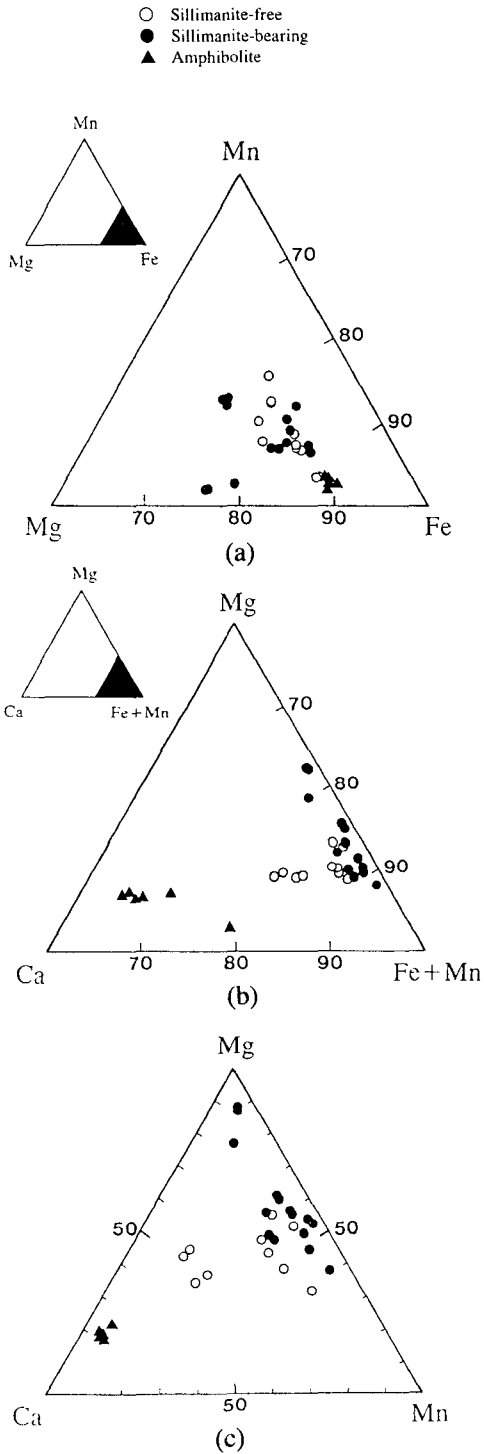


Fig. 4. Compositions of garnets in sillimanite-free and sillimanite-bearing meta-sedimentary rocks, and amphibolites, plotted in terms of: (a) Mn-Mg-Fe; (b) Mg-Ca-(Fe+Mn); and (c) Mg-Ca-Mn.

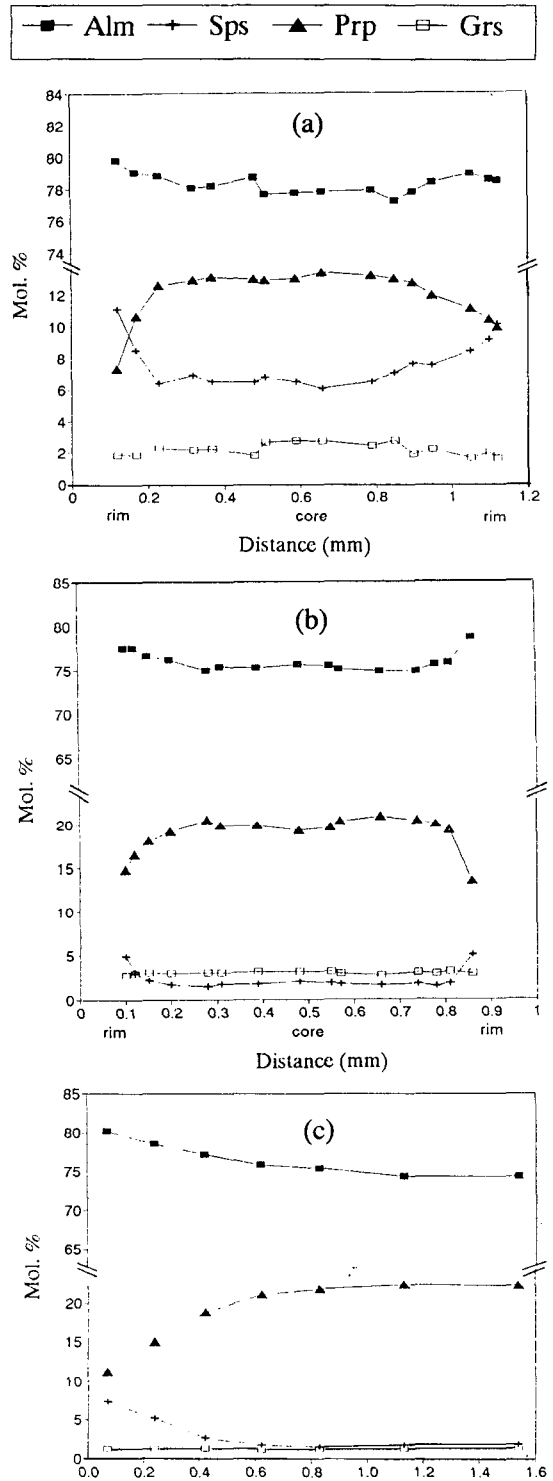


Fig. 5. Compositional profiles of garnet grains coexisting with sillimanite: (a) C-16; (b) E-13; and (c) B-34-2.

Table 3. Representative analyses of garent

Sample No.	Sillimanite-free									
	A-11 core	A-11 rim	B-35 core	B-35 rim	F-16-1 core	F-16-1 rim	X-14 core	X-14 rim	RGA* core	RGA* rim
SiO <sub>2</sub>	37.48	37.58	38.39	38.28	36.43	36.46	36.65	36.54	37.29	37.63
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.07	21.67	21.96	22.46	20.95	21.11	21.13	21.17	21.15	21.45
FeO <sup>‡</sup>	32.38	33.48	32.52	32.81	32.30	32.38	33.08	36.24	30.52	29.10
MnO	2.58	2.40	1.23	1.76	5.88	6.79	1.38	2.22	1.43	1.39
MgO	2.24	2.37	3.75	3.48	2.47	2.39	2.16	2.32	1.55	1.45
CaO	3.90	2.19	2.30	1.95	1.50	1.23	6.57	3.48	8.81	9.68
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04
K <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.70	99.73	100.18	100.76	99.56	100.40	100.98	101.96	100.77	100.81
Cations per 12 oxygens										
Si	2.983	3.018	3.032	3.012	2.969	2.956	2.937	2.925	2.974	2.983
Al(IV)	0.017	0.000	0.000	0.000	0.031	0.044	0.063	0.075	0.026	0.017
T(Z)	3.000	3.018	3.033	3.013	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	2.053	2.051	2.044	2.083	1.982	1.974	1.933	1.923	1.962	1.987
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004
M1(Y)	2.053	2.051	2.044	2.083	1.984	1.975	1.933	1.923	1.962	1.991
Fe(2+)	2.155	2.249	2.148	2.159	2.202	2.195	2.216	2.427	2.035	1.929
Mn	0.174	0.163	0.082	0.117	0.406	0.466	0.093	0.151	0.096	0.093
Mg	0.266	0.284	0.441	0.408	0.301	0.289	0.257	0.276	0.184	0.171
Ca	0.332	0.189	0.195	0.165	0.131	0.107	0.564	0.298	0.753	0.822
Na	0.002	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.005	0.007
K	0.004	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
M2(X)	2.933	2.890	2.871	2.851	3.039	3.058	3.134	3.154	3.073	3.023
Fe/(Fe+Mg)	0.890	0.888	0.830	0.841	0.880	0.884	0.896	0.898	0.917	0.919
almandine	0.736	0.779	0.749	0.758	0.724	0.718	0.708	0.770	0.663	0.640
spessartine	0.059	0.057	0.029	0.041	0.134	0.153	0.030	0.048	0.031	0.031
pyrope	0.091	0.099	0.154	0.143	0.099	0.095	0.082	0.088	0.060	0.057
grossular	0.114	0.065	0.068	0.058	0.043	0.035	0.180	0.095	0.245	0.273

<sup>‡</sup>Total Fe as FeO. \*Amphibolite.

편마암복합체에서도 보고된 바 있다 (이한영 외, 1991).

규선석이 없는 암석에서 분석된 석류석은 Fig. 6에서 볼 수 있듯이 약 4 mm 크기의 입자로서 혹은 운모와 석영의 작은 포획물들을 갖고 있다. 수직과 수평 방향으로 분석하였는데, 두 방향 모두 중심부에서도 비교적 심한 성분의 변화를 보인다 (Fig. 7). 수평축의 경우 (Fig. 7b), 알만딘은 78.1-81.2 mol%, 스페사틴 (spassartine)은 5.6-10.6 mol%, 파이로프는 8.7-9.9 mol%, 그리고 그로술라 (grossular)는 1.7-6.6

mol%의 변화를 보여준다. 특히 중심부와 주변부의 두 곳에서 Ca의 함량이 급격히 증가하는 반면 Fe은 상대적인 감소를 나타낸다. 이러한 성분의 변화는 석류석이 성장하면서 경험한 변성작용의 온도, 압력조건의 변화를 반영하는 것으로 해석될 수 있다 (Selverstone 외, 1983; Selverstone과 Spear, 1985; Tracy, 1976; DiPietro, 1991). Fe과 Ca의 급격한 증감이 두번에 걸쳐 관찰되므로, A-11의 석류석은 적어도 2회의 변성단계를 거친 것으로 추정할 수 있다.



Table 3. (continued)

Sample No.	Sillimanite-bearing											
	B-4-1 core	B-4-1 rim	B-19 core	B-19 rim	B-34-2 core	B-34-2 rim	B-51 core	B-51 rim	C-16 core	C-16 rim	E-13 core	E-13 rim
SiO <sub>2</sub>	37.33	37.76	37.20	36.75	37.89	37.39	36.75	36.99	36.72	36.70	37.20	36.52
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.90	22.17	21.27	21.27	21.90	21.83	21.13	21.32	21.68	21.31	21.95	21.84
FeO <sup>#</sup>	35.97	36.03	35.71	36.40	33.17	36.01	32.90	31.92	35.24	35.52	34.41	34.31
MnO	2.63	3.02	3.32	4.12	0.95	3.27	5.49	5.57	2.08	3.32	2.52	3.63
MgO	2.29	2.21	2.79	2.47	5.78	2.82	3.90	3.86	3.93	3.26	3.12	2.45
CaO	1.12	1.04	0.51	0.48	0.50	0.44	0.36	0.38	0.41	0.39	1.31	1.35
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.27	102.23	100.82	101.52	100.21	101.81	100.54	100.04	100.09	100.50	100.51	100.11
Cations per 12 oxygens												
Si	2.980	2.985	2.988	2.954	2.987	2.972	2.955	2.974	2.951	2.958	2.972	2.950
Al(IV)	0.020	0.015	0.012	0.046	0.013	0.028	0.045	0.026	0.049	0.042	0.028	0.050
T(Z)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	2.040	2.050	2.001	1.969	2.022	2.017	1.958	1.995	2.004	1.983	2.040	2.029
Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
M1(Y)	2.041	2.050	2.001	1.971	2.023	2.018	1.958	1.995	2.005	1.983	2.040	2.030
Fe(2+)	2.401	2.382	2.399	2.447	2.187	2.393	2.212	2.147	2.368	2.395	2.300	2.318
Mn	0.178	0.202	0.226	0.280	0.063	0.220	0.374	0.379	0.142	0.226	0.171	0.248
Mg	0.272	0.261	0.334	0.296	0.679	0.334	0.467	0.462	0.471	0.392	0.371	0.296
Ca	0.096	0.088	0.044	0.041	0.042	0.038	0.031	0.032	0.035	0.034	0.112	0.117
Na	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
M2(X)	2.951	2.933	3.006	3.067	2.972	2.988	3.086	3.021	3.017	3.047	2.954	2.979
Fe/(Fe+Mg)	0.898	0.901	0.878	0.892	0.763	0.878	0.826	0.823	0.834	0.859	0.861	0.887
almandine	0.815	0.812	0.799	0.798	0.736	0.802	0.717	0.711	0.785	0.786	0.779	0.778
spessartine	0.060	0.069	0.075	0.091	0.021	0.074	0.121	0.126	0.047	0.074	0.058	0.083
pyrope	0.092	0.089	0.111	0.097	0.228	0.112	0.152	0.153	0.156	0.129	0.126	0.099
grossular	0.032	0.030	0.015	0.013	0.014	0.013	0.010	0.011	0.012	0.011	0.038	0.039

<sup>#</sup>Total Fe as FeO.

### 흑운모

흑운모는 대부분의 암석에서 반자형 또는 타형으로 산출하며, 호상편마암에서 37 modal%에 달한다. 대개 벽개면의 발달이 뚜렷하고, 열은 갈색 내지 짙은 갈색을 띤다. 분석한 흑운모의 화학조성은 Table 4와 같다.

흑운모의 Fe/(Fe+Mg) 값은 0.49-0.71이며, 규선석의 공존여부에 따른 성분상의 차이는 나타나지 않는다 (Fig. 8). A-11의 석류석내에 포획되어 있는

흑운모는, 석류석 주변부의 흑운모에 비해 Fe과 Ti의 양이 적고 Mg과 Al의 양이 많다 (Table 4). 이는 흑운모의 생성시기 또는 변성조건의 차이로부터 기인한다고 생각된다.

일반적으로 변성도가 증가함에 따라 흑운모내의 Ti의 양이 증가한다고 알려져 있으나 (Guidotti, 1984), 연구지역의 흑운모의 Ti 양은 규선석의 유무에 따른 차이를 보이지 않는다 (Fig. 9). 흑운모의 Ti 양은 11개의 무수산소 (anhydrous oxygen)를 기준으로한 단위화학식당 0.02-0.20이며, Al<sup>VI</sup>은 0.30-

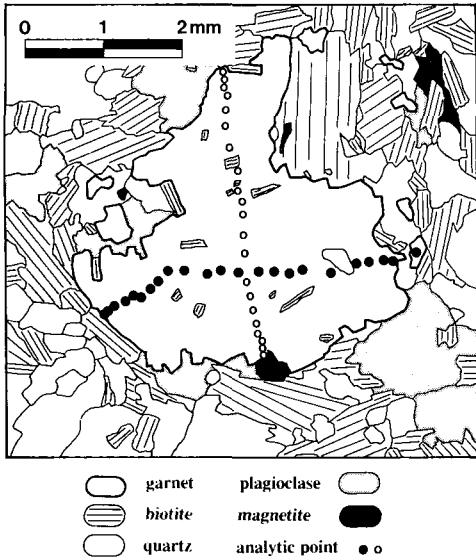


Fig. 6. Petrographic sketch of garnet and coexisting minerals in A-11. Open and closed circles along vertical and horizontal directions, respectively, represent the analytic points of garnet.

0.62의 값을 보인다. Ti과 Al<sup>VI</sup>의 치환관계는 뚜렷치 않으나, 규선석과 공존하는 흑운모의 경우 반비례하는 경향을 보인다 (Fig. 9).

백운모

백운모는 대부분의 암석에 소량 함유되어 있으며, 대개 흑운모 등과 함께 엽리방향에 평행하게 배열되어 있다. 백운모는 석류석이나 흑운모를 치환하며 2차적 (secondary)으로 산출되기도 하고, 견운모화 작용에 의해 장석류의 쌍정면이나 주변부를 따라 발달되기도 한다. 1차적 (primary) 백운모는 석류석 + 흑운모와 공존하는 것과 규선석 + 흑운모 (± 석류석)와 공존하는 것으로 나눌 수 있다 (Table 1).

Table 5는 백운모의 화학조성을 수록한 것이다. 분석된 백운모들은 모두 약간의 파라고나이트 (paragonite) 성분을 함유한 (11개의 무수산소를 기준으로 한 단위 화학식당, 0.05-0.1) K-Na 단성분간의 고용체를 이루고 있다. Fe/(Fe+Mg)의 비율은 0.47-0.59의 범위를 보인다.

백운모내의 Si과 Al은 반비례관계를 보이는 반면, Mg+Fe와 Si는 비례관계를 보인다. 이와 같은 백운모의 성분변화는 처마카이트 (tschermakite) 치환,

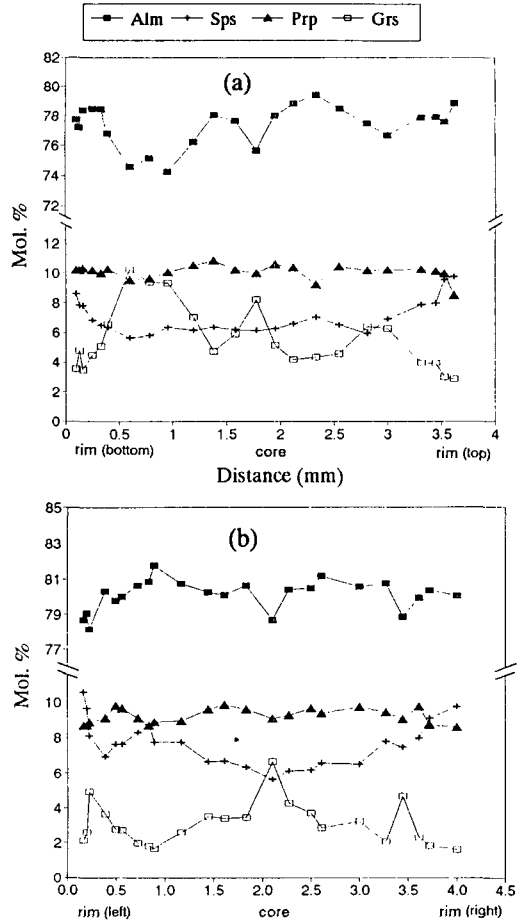


Fig. 7. Compositional profiles along (a) vertical and (b) horizontal directions of garnet in A-11.

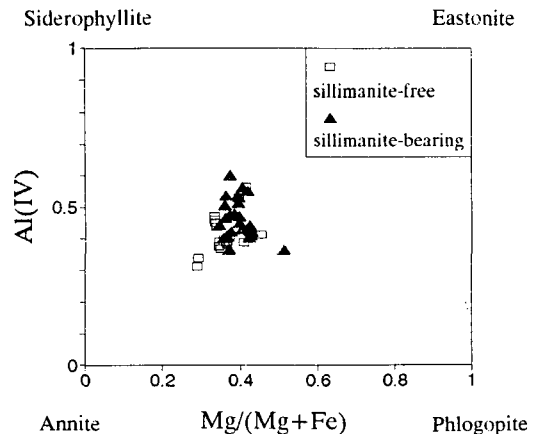
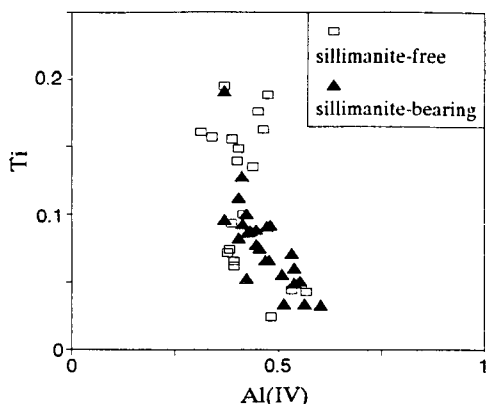


Fig. 8. Compositions of biotite, plotted in terms of Mg/(Mg+Fe) and Al<sup>VI</sup>.

**Table 4.** Representative analyses of biotite

Sample no.	Sillimanite-free						Sillimanite-bearing				
	A-11	A-11*	B-33	B-35	F-16-1	X-14	B-4-1	B-19	B-51	C-16	E-13
SiO <sub>2</sub>	34.42	35.40	33.98	34.58	33.96	32.59	34.07	34.56	33.75	33.51	34.40
TiO <sub>2</sub>	2.75	1.54	1.70	0.75	1.58	2.59	1.22	0.95	1.40	0.58	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.99	20.18	18.79	19.87	18.47	18.00	20.35	19.88	18.96	20.55	18.61
FeO <sup>#</sup>	21.81	20.11	19.55	20.78	23.23	24.66	20.84	22.55	21.14	21.73	22.51
MnO	0.00	0.06	0.11	0.34	0.30	0.21	0.11	0.24	0.20	0.15	0.08
MgO	6.13	7.48	9.07	7.66	7.42	5.76	7.67	7.09	8.68	7.95	7.24
CaO	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.33	0.28	0.09	0.09	0.24	0.16	0.15	0.18	0.19	0.26
K <sub>2</sub> O	9.23	9.03	9.18	9.67	9.38	9.19	9.20	9.43	9.42	9.60	8.66
Total	93.55	94.15	92.69	93.74	94.43	93.23	93.61	94.86	93.73	94.25	93.99
Cations per 11 oxygens											
Si	2.704	2.725	2.673	2.702	2.673	2.629	2.659	2.687	2.650	2.620	2.693
Al(IV)	1.296	1.275	1.327	1.298	1.327	1.371	1.341	1.313	1.350	1.380	1.307
	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al(VI)	0.462	0.556	0.415	0.532	0.386	0.340	0.532	0.509	0.404	0.514	0.410
Ti	0.162	0.089	0.100	0.044	0.093	0.157	0.071	0.056	0.083	0.034	0.128
Fe(2+)	1.433	1.295	1.286	1.358	1.529	1.663	1.360	1.466	1.388	1.421	1.474
Mn	0.000	0.004	0.007	0.023	0.020	0.014	0.007	0.016	0.013	0.010	0.005
Mg	0.718	0.859	1.064	0.893	0.871	0.693	0.893	0.822	1.016	0.927	0.845
	2.775	2.801	2.872	2.850	2.899	2.867	2.863	2.868	2.905	2.906	2.862
Ca	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Na	0.027	0.049	0.043	0.014	0.014	0.038	0.024	0.022	0.028	0.029	0.039
K	0.925	0.887	0.921	0.964	0.942	0.945	0.916	0.935	0.943	0.957	0.865
	0.956	0.938	0.966	0.978	0.955	0.984	0.939	0.957	0.971	0.986	0.910
Fe(Fe+Mg)	0.666	0.601	0.547	0.603	0.637	0.706	0.604	0.641	0.577	0.605	0.636

<sup>#</sup>Total Fe as FeO. \*Biotite occurring as an inclusion in garnet.



**Fig. 9.** Compositions of biotite in sillimanite-free and sillimanite-bearing assemblages, plotted in terms of Ti and Al<sup>IV</sup>.

$(Mg, Fe^{2+}) + Si = Al^{VI} + Al^{IV}$ , 관계에 의해 설명된다.

### 녹니석

녹니석은 대부분 2차광물로 산출되고, 규질편암 중에는 녹니석편암이라 명명할 수 있을 만큼 그 양이 많은 경우 (약 33 모달%)도 있다. 녹니석은 2차적으로 생성된 백운모와 밀접한 공생관계를 보인다.

녹니석의 화학조성은 Table 6과 같다. Hey (1954)의 분류에 의하면 편마암내에 함유된 녹니석은 피크노크로라이트 (pycnochlorite)와 리피도라이트 (ripidolite)에 해당되며 사문암에 함유된 녹니석은 클라이노클로어 (clinocllore)에 해당된다.

**Table 5.** Representative analyses of muscovite

Sample no.	B-19*	B-35	B-35	C-16*	C-16*	E-13	E-13
SiO <sub>2</sub>	45.93	45.20	45.03	45.71	45.40	45.24	45.14
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.08	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.17	35.96	35.26	36.26	35.74	35.81	35.87
FeO <sup>#</sup>	1.87	1.25	1.08	1.34	1.03	1.28	1.08
MgO	1.20	0.57	0.56	0.52	0.57	0.66	0.50
MnO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.48	0.45	0.67	0.70	0.57	0.60
K <sub>2</sub> O	10.05	10.61	10.73	9.71	9.92	10.58	10.41
Total	93.63	94.17	93.11	94.20	93.43	94.20	93.68
Cations per 11 oxygens							
Si	3.111	3.046	3.069	3.061	3.068	3.049	3.052
Al(IV)	0.889	0.954	0.931	0.939	0.932	0.951	0.948
	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al(VI)	1.837	1.903	1.901	1.923	1.914	1.892	1.911
Ti	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.004
Fe(2+)	0.106	0.071	0.061	0.075	0.058	0.072	0.061
Mn	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Mg	0.121	0.058	0.056	0.052	0.057	0.066	0.051
	2.065	2.036	2.018	2.050	2.033	2.034	2.026
Ca	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.050	0.062	0.059	0.086	0.092	0.074	0.079
K	0.868	0.912	0.933	0.829	0.855	0.909	0.898
	0.919	0.975	0.993	0.916	0.947	0.983	0.977
Fe/(Fe+Mg)	0.467	0.550	0.521	0.592	0.506	0.522	0.546
Na/(Na+K)	0.054	0.064	0.060	0.094	0.097	0.075	0.080

<sup>#</sup>Total Fe as FeO. \*Retrograde muscovite.

### 남정석

남정석은 3개의 표품에서 산출된다 (Table 2). 남정석은 편광현미경하에서 무색으로, 두 방향의 벽개와 다른 광물에 비해 큰 기복 (relief)을 보인다. 남정석은 단독으로 안정한 것 (B-38-2), 규선석과 공존하는 것 (B-17), 그리고 남정석이 잔유물 (relict)로 남아있는 것 (B-4-1)으로 분류된다.

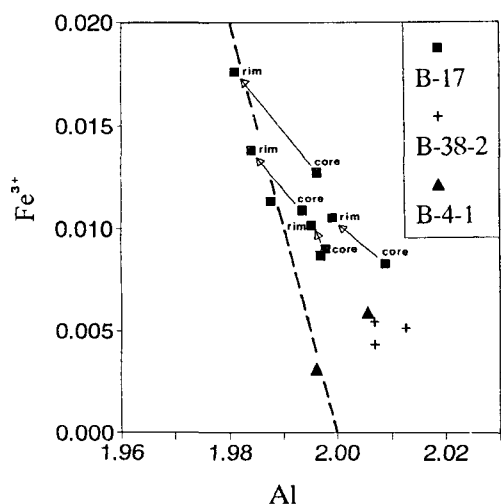
표품 B-38-2는 편마암으로 주로 K-장석, 석영, 사장석 (An<sub>16</sub>)으로 구성되며, 소량의 전기석, 백운모 및 석류석이 관찰된다. 이 표품에서는 규선석은 발견되지 않으며 남정석만이 소량 (0.2 모달%) 산출한다. 남정석의 둘레에 얇은 백운모의 띠가 불연속적으로 발달한다 (Fig. 2c).

표품 B-17은 편마암내에 협재된 규암으로, 남정석과 규선석이 공존하며, 규선석의 경우 침상 (fibrous)과 프리즘형 (prismatic)이 모두 관찰된다. 그러나 남정석이 규선석과 직접 접촉하고 있는 경우는 관찰되지 않는다. 남정석이 규선석으로 변화하는 반응의 경우, 규선석이 남정석을 직접 치환하는 경우는 드문 것으로 알려져 있다 (Carmichael, 1969). 또한 B-17은 연구지역내에서 가장 많은 0.4 모달%의 남정석을 포함하지만, 규선석 (약 5.3 모달%)에 비하면 훨씬 적은 양이다. 규선석과는 달리 남정석은 대부분 백운모의 얇은 띠에 의해 둘러싸여 있다 (Fig. 2d). 위 두 표품에서 관찰되는 남정석 주변의 백운모는 후퇴변성작용에 의한 것이거나, 온도의 상승 또는 압력의 감소로 인한 남정석의 반응산물로 해

**Table 6.** Representative analyses of chlorite

Sample no.	A-13	A-13	B-33	B-33	C-16	E-11	E-13
SiO <sub>2</sub>	30.40	30.30	25.21	25.22	28.50	28.31	29.55
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.11	0.05	0.05	0.03	0.00	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.75	20.12	19.83	19.43	18.78	18.99	18.37
FeO <sup>#</sup>	1.71	1.93	27.24	27.13	17.92	16.80	18.00
MnO	0.00	0.00	0.21	0.22	0.37	0.20	0.21
MgO	31.11	31.15	13.14	13.01	19.05	20.82	19.36
CaO	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00	0.01	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	0.04	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.29
Total	84.11	83.74	85.77	85.22	84.66	85.17	85.97
Cations per 28 oxygens							
Si	5.855	5.875	5.507	5.549	5.958	5.851	6.077
Al(IV)	2.145	2.125	2.493	2.451	2.042	2.149	1.923
-----							
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	2.565	2.473	2.613	2.586	2.584	2.476	2.530
Ti	0.005	0.016	0.009	0.007	0.004	0.000	0.029
Fe(2+)	0.275	0.314	4.976	4.992	3.132	2.903	3.096
Mn	0.000	0.000	0.039	0.040	0.066	0.036	0.037
Mg	8.933	9.005	4.279	4.268	5.935	6.415	5.937
Ca	0.001	0.000	0.010	0.016	0.000	0.002	0.000
Na	0.001	0.002	0.000	0.015	0.009	0.011	0.000
K	0.009	0.001	0.010	0.016	0.000	0.000	0.077
-----							
	11.790	11.811	11.936	11.940	11.730	11.842	11.706
Fe/(Fe+Mg)	0.030	0.034	0.538	0.539	0.345	0.312	0.343

<sup>#</sup>Total Fe as FeO.



**Fig. 10.** Compositions of kyanite, plotted in terms of Al and Fe<sup>3+</sup>. Cation numbers are based on 5 oxygens.

석할 수 있다 (Carmichael, 1969).

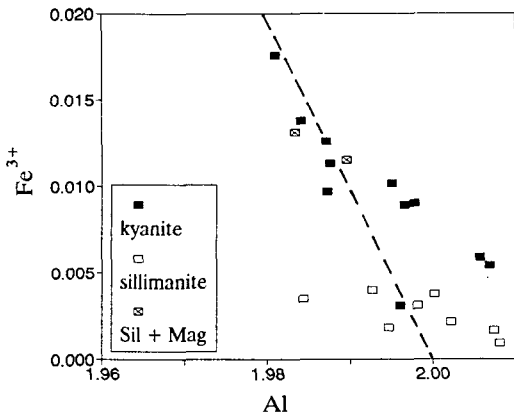
표본 B-4-1은 편마암으로서 주로 석영, K-장석, 규선석 (14.2 모달%) 으로 구성되며; 석류석, 흑운모, 백운모 및 녹니석이 소량 존재하고, 남정석이 미량 (<0.1 모달%) 관찰된다. 남정석은 그 주위에 작은 백운모 입자들에 의해 완전히 둘러싸여 있다 (Fig. 2e). 이로부터 B-4-1에서 남정석은 잔유물로 남아 있음을 알 수 있다.

Table 7은 남정석의 화학조성을 수록한 것이다. 남정석 내의 Fe이 모두 Fe<sup>3+</sup>로 존재한다고 가정할 경우, 5개의 산소를 기준으로한 단위화학식당 Fe<sup>3+</sup>의 양은 0.003-0.018이다. 표본 B-17의 경우 중심부에서 주변부로 감에 따라, Al을 치환하는 Fe<sup>3+</sup>의 양이 약간 증가함을 (0.001-0.005/단위화학식) 보여 준다 (Fig. 10). 남정석의 산출은, 이 지역 암석들의 변성작용시의 온도와 압력조건, 특히 후자에 대한 중요한 단서를 제공한다. 남정석과 규선석이 공존

**Table 7.** Representative analyses of kyanite

Sample no.	B-4-1	B-4-1	B-17 core	B-17 rim	B-17 core	B-17 rim	B-17 core	B-17 rim	B-38-2
SiO <sub>2</sub>	37.45	37.12	37.27	36.98	36.51	36.78	36.78	37.15	37.24
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.05	0.02	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.48	63.77	63.57	62.92	62.04	61.95	62.80	62.47	64.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>#</sup>	0.15	0.29	0.45	0.50	0.53	0.67	0.63	0.87	0.27
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.07	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	101.19	101.23	101.37	100.48	99.17	99.52	100.30	100.59	101.59
Cations per 5 oxygens									
Si	0.999	0.991	0.994	0.995	0.995	1.000	0.992	1.000	0.990
Al(VI)	1.996	2.006	1.998	1.995	1.993	1.984	1.996	1.981	2.007
Ti	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe(3+)	0.003	0.006	0.009	0.010	0.011	0.014	0.013	0.018	0.005
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Na	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	2.002	2.013	2.009	2.008	2.007	2.001	2.012	2.002	2.014

<sup>#</sup>Total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



**Fig. 11.** Compositions of kyanite and sillimanite, plotted in terms of Al and Fe<sup>3+</sup>. Sillimanite coexisting with magnetite (Mag) is richer in Fe<sup>3+</sup> than that without magnetite. Cation numbers are based on 5 oxygens.

하는 온도와 압력 조건은 대략 500°C와 4 kbar 이상이다 (Holdaway, 1971).

### 규선석

규선석은 대개 편마암에서 관찰되며 규암에서도 드물지 않게 산출된다. 대부분의 경우 침상 (fibrous) 이며 프리즘형 (prismatic)을 보이는 것도 있다. 규선석의 산상은 흑운모, 백운모 등과 공존하는 것과 흑운모, 석류석, 백운모 등과 공존하는 것, 그리고 K-장석과 공존하는 것 등으로 나눌 수 있다 (Table 1).

규선석의 화학조성은 Table 8과 같다. 규선석은 Fe<sup>3+</sup>에 의한 Al의 치환이 남정석에 비해 적은 경우가 대부분이나, 남정석과 비슷한 정도의 치환을 보여주기도 한다. 후자의 경우, 규선석이 자철석과 공존하는 탓으로 생각된다 (Fig. 11).

### 사장석

사장석은 편마암의 주구성광물로서, 호상편마암의 경우 30 modal%까지 달한다. 대부분의 사장석들은

Table 8. Representative analyses of sillimanite

Sample no.	B-4-1	B-17	B-17*	B-19	C-16	E-11*
SiO <sub>2</sub>	36.06	37.22	36.85	36.36	37.12	36.89
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.83	62.90	62.69	61.25	62.85	63.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> #	0.19	0.09	0.15	0.63	0.57	0.15
MgO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00
CaO	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.03
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02	0.15	0.04	0.01
Total	97.10	100.28	99.87	98.54	100.69	100.93
Cations per 5 oxygens						
Si	1.002	1.001	0.997	0.999	0.997	0.987
Al(VI)	1.993	1.995	1.998	1.983	1.990	2.012
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(3+)	0.004	0.002	0.003	0.013	0.011	0.003
Mg	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Ca	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Na	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.001	0.005	0.001	0.000
	1.997	1.998	2.008	2.007	2.006	2.018

#Total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. \*Prismatic sillimanite.

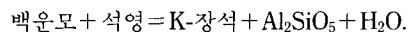
전체적 혹은 부분적인 건운모화작용을 받았으며, 화학조성은 Table 9와 같다. 편마암에 함유되어 있는 사장석은, 규선석이나 남정석과 공존하는 경우 An<sub>15-25</sub>이지만, Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>가 없는 편마암에서는 An<sub>37-48</sub>이다. 이와 같은 Ca 양의 차이는 석류석에서도 관찰되며 (Fig. 4), 기원암의 화학조성의 차이에 의한 것으로 생각된다. 한편 각섬암 (RGA)내의 사장석은 그 성분이 An<sub>35-38</sub>에 해당한다.

**K-장석**

K-장석은 대부분 미사장석이나 퍼사이트로 편마암류에서 흔히 산출하며 대리암에서도 소량 관찰된다. 편마암류에서 K-장석의 양은 각 표본에 따라 큰 차이를 보여, 50 몰달%에 이르는가 하면 전혀 없는 경우도 있다. K-장석의 정상석 단성분 [ =K/(K+Na+2Ca) ] 양은 편마암 내에서 76-89 mol%이고, 대리암에서는 97 mol%이다 (Table 10).

K-장석은 기원암으로부터 유래하는 것과, 변성작용에 의해 새로 생성된 것으로 나눌 수 있다 (Table

2). 전자의 경우는 거정질 퍼사이트로서 입자의 주변부나 벽개 또는 깨짐면을 따라서 세립질의 변성 광물인 석영, 사장석, 백운모, 흑운모 등이 집합체로 흔히 산출한다. 후자의 경우, K-장석은 미사장석으로 규선석 및 석영과 공존하며 (Fig. 2b), 그 생성은 다음 반응식에 의해 대표된다:



**각섬석**

각섬석은 각섬암의 주구성광물이고, 편마암과 중성 내지 염기성 맥암 기원의 변성암 (E-11)에서도 관찰된다. 각섬암과 편마암에 산출되는 각섬석은 현미경하에서 같은 녹색 내지 옅은 녹색을 띠며, 두 방향의 벽개가 뚜렷하고, 후퇴변성작용의 결과 녹니석으로 교대되기도 한다.

각섬석의 화학성분은 Table 11과 같으며, 그 분류는 Hawthorne (1981)에 따른다. 석류석을 포함하는 각섬암 (RGA)에 함유되어 있는 각섬석은 ferro-

Table 9. Representative analyses of plagioclase

Sample no.	B-35*	X-14*	B-51**	C-16**	E-13**	B-38-2	RGA
SiO <sub>2</sub>	55.51	57.33	59.50	60.98	61.91	64.53	58.16
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.13	25.38	23.99	24.43	23.71	22.05	24.58
FeO <sup>‡</sup>	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06
MnO	0.03	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	10.10	7.71	5.18	5.27	5.06	3.25	7.72
Na <sub>2</sub> O	6.09	7.08	8.50	9.24	8.75	9.92	7.31
K <sub>2</sub> O	0.13	0.23	0.31	0.19	0.46	0.32	0.12
Total	100.08	97.75	97.48	100.16	99.91	100.07	97.95
Cations per 8 oxygens							
Si	2.499	2.623	2.714	2.711	2.752	2.847	2.655
Al	1.492	1.369	1.290	1.280	1.242	1.146	1.322
	3.992	3.992	4.003	3.991	3.994	3.993	3.977
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Ca	0.487	0.378	0.253	0.251	0.241	0.154	0.378
Na	0.531	0.628	0.752	0.797	0.754	0.849	0.647
K	0.008	0.013	0.018	0.011	0.026	0.018	0.007
	1.031	1.020	1.023	1.062	1.022	1.021	1.034
An(%)	47.6	37.1	24.8	23.9	23.6	15.1	36.6
Ab(%)	51.7	61.6	73.5	75.1	73.8	83.2	62.7
Or(%)	0.7	1.3	1.7	1.0	2.6	1.8	0.7

<sup>‡</sup>Total Fe as FeO. \*Sillimanite-free. \*\*Sillimanite-bearing.

pargasitic hornblende이다. E-11에서는 중심부가 화성기원의 각섬석인 갈색의 캐어수타이트(kaersutite)인 반면, 주변부는 엷은 녹색의 양기석(actinolite)이 관찰된다(Fig. 2f). 캐어수타이트는 다른 각섬석에 비해 상대적으로 Ti의 양이 많은 것이 특징적이다(Table 11). 또한, E-11에서는 중심부는 엷은 녹색의 ferro-actinolic hornblende이며 주변부는 ferro-hornblende인 각섬석 입자도 관찰된다(Table 11).

각섬석의 성분을 Laird와 Albee (1981)의 Na<sup>M4</sup>-(Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+2Ti) 그림에 도시하면, 저압변성상계의 영역에 속한다. 그러나 중압변성상계의 영역도 이들 성분자료의 과반수를 설명할 수 있기 때문에, 각섬석의 조성으로부터 추정된 압력에 큰 의미를 부여할 수 없다.

## 기 타

연구지역의 염기성 내지 석회질 암석들에서는 소량이지만 엔스타타이트(enstatite), 투회석, 규회석, 그리고 감람석이 산출한다(Table 12). 그밖의 광물로는 방해석, 고회석, 인회석, 스피넬, 저어콘, 그리고 자철석과 같은 불투명광물 등이 관찰된다.

## 지온지압계

### 석류석-흑운모 지온계

공존하는 석류석과 흑운모를 이용한 지온계는 변성온도의 측정에 효과적이며 또한 널리 사용된다. 석류석-흑운모 지온계의 적용에 관한 모델은 많은



**Table 10.** Representative analyses of K-feldspar

Sample no.	B-4-1	B-19	C-16	C-21
SiO <sub>2</sub>	65.06	63.69	63.28	63.91
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.94	18.61	19.12	18.63
FeO <sup>#</sup>	0.15	0.07	0.05	0.05
MnO	0.00	0.02	0.07	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.11	0.07	0.12	0.05
Na <sub>2</sub> O	2.60	1.18	1.48	0.33
K <sub>2</sub> O	12.88	15.28	15.14	15.83
Total	99.74	98.95	99.25	98.79
Cations per 8 oxygens				
Si	2.981	2.973	2.948	2.985
Al	1.023	1.024	1.050	1.026
	4.004	3.997	3.998	4.011
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe(2+)	0.006	0.003	0.002	0.002
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	0.005	0.000
Ca	0.005	0.003	0.006	0.003
Na	0.231	0.107	0.134	0.030
K	0.753	0.910	0.900	0.943
	0.994	1.025	1.046	0.977
An(%)	0.5	0.4	1.0	0.3
Ab(%)	23.3	10.5	12.8	3.0
Or(%)	76.1	89.1	86.2	96.7

<sup>#</sup>Total Fe as FeO.

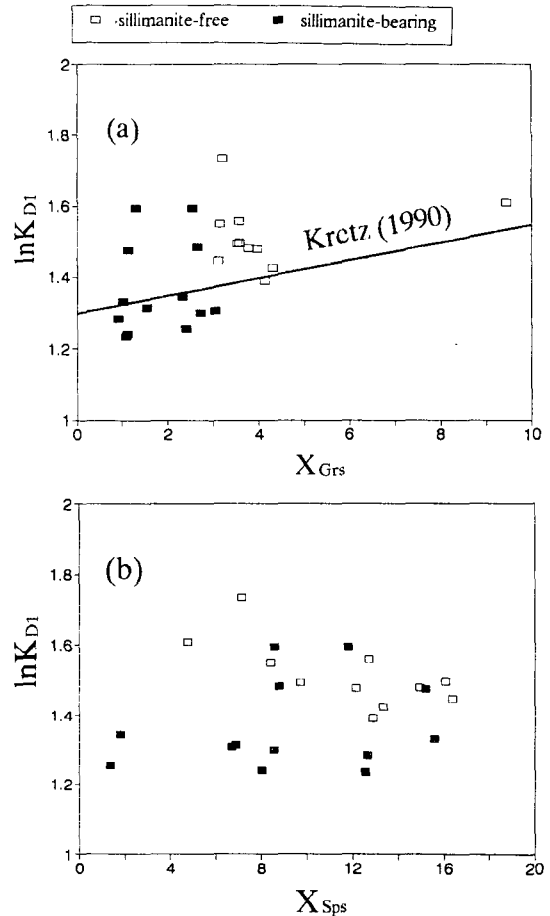
연구자들에 의해 제시된 바 있으나 (Thompson, 1976; Ferry와 Spear, 1978; Perchuck과 Lavrent'eva, 1983; Kretz, 1990), 이번 연구는 Kretz (1990)를 따른다. Kretz (1990)는 Quebec의 Otter Lake 지역의 변성암에 대한 연구를 통하여 (1)식의 지온계를 제시하였다:

$$\ln K_{D1} = (2780/T) - 1.51 \quad (1)$$

단,  $K_{D1}$ 은  $\frac{X_{Fe,Grt}}{(1-X_{Fe,Grt})} \cdot \frac{(1-X_{Fe,Bt})}{X_{Fe,Bt}}$  로 정의되고,

$X_{Fe,Bt}$ 와  $X_{Fe,Grt}$ 는 각각 흑운모와 석류석의 Fe/(Fe+Mg) 비율이며, T는 절대온도이다.

Kretz (1990)는  $X_{Fe,Bt}$ 의 값이 0.35 내지 0.68에 해당하는 흑운모를 사용하였고,  $X_{Fe,Grt}$ 의 값이 0.66 내지 0.93이고 그로슬라의 함량이 1-24 mol%, 스페



**Fig. 12.** Values of  $\ln K_{D1}$  for garnet-biotite geothermometry plotted against (a)  $X_{Grs}$  and (b)  $X_{Sps}$  of garnet. The regression line between  $X_{Grs}$  and  $\ln K_{D1}$  is from Kretz (1990).

사틴의 함량이 1-12 mol%인 석류석을 사용하였다. 연구지역의 흑운모와 석류석의 성분도 대부분 위 범위에 해당되므로 (1)식을 적용할 수 있다. Kretz (1990)는 또한 그로슬라의 함량이 증가함에 따라  $K_{D1}$  값이 아래와 같이 증가함을 밝혔다 (Fig. 12):

$$\ln K_{D1} = 1.3 + 2.5 \cdot X_{Grs}$$

단,  $X_{Grs}$ 는 석류석의 Ca/(Fe+Mn+Mg+Ca) 비율이다.

(1)식을 이용하여 계산한 온도는 Table 13과 같다. 석류석은 주변부의 성분을 사용하였는데, 이는 석류석과 접촉하거나 인접한 흑운모가 석류석의 주변부와 평형을 이루었으리라는 가정에 의한 것이다.

Table 11. Representative analyses of amphibole

Sample no.	RGA Fph	RGA Fph	E-11 Krs, core	E-11 Act, rim	E-11 Krs, core	E-11 Act, rim	E-11 Fah, core	E-11 Fh, rim
SiO <sub>2</sub>	40.29	39.54	38.24	54.22	37.64	52.32	49.09	45.67
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.25	5.54	0.03	5.86	0.05	0.04	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.18	13.61	13.49	2.18	13.71	1.64	4.10	5.47
FeO <sup>#</sup>	23.54	24.80	12.90	11.74	15.55	20.28	23.11	22.11
MnO	0.05	0.12	0.14	0.21	0.03	0.59	0.70	0.72
MgO	4.51	4.35	10.52	15.64	9.69	10.37	8.25	7.54
CaO	11.04	10.94	11.66	12.59	11.68	12.06	11.46	11.59
Na <sub>2</sub> O	1.51	1.51	1.85	0.23	2.04	0.24	0.74	0.92
K <sub>2</sub> O	0.98	0.97	1.88	0.63	1.60	0.12	0.31	0.48
Total	96.21	97.09	96.22	96.87	97.79	97.66	97.78	94.67
Cations per 23 oxygens								
Si	6.350	6.222	5.835	7.824	5.722	7.827	7.483	7.233
Al(IV)	1.650	1.778	2.165	0.176	2.278	0.173	0.517	0.767
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.799	0.747	0.261	0.196	0.178	0.115	0.219	0.253
Ti	0.132	0.147	0.635	0.003	0.669	0.006	0.005	0.021
Mg	1.059	1.021	2.392	3.364	2.195	2.312	1.874	1.779
Fe(2+)	3.009	3.084	1.646	1.417	1.958	2.538	2.902	2.929
Mn	0.000	0.000	0.019	0.020	0.000	0.030	0.000	0.017
C	5.000	5.000	4.954	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe(2+)	0.094	0.180	0.000	0.000	0.019	0.000	0.044	0.000
Mn	0.007	0.016	0.000	0.005	0.004	0.045	0.090	0.079
Ca	1.864	1.804	1.906	1.947	1.902	1.932	1.866	1.921
Na	0.036	0.000	0.094	0.048	0.075	0.023	0.000	0.000
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.045
Na	0.426	0.461	0.455	0.017	0.526	0.046	0.219	0.283
K	0.196	0.195	0.366	0.005	0.310	0.024	0.059	0.098
A	0.622	0.695	0.820	0.022	0.836	0.070	0.283	0.425
Fe/(Fe+Mg)	0.746	0.762	0.408	0.296	0.474	0.523	0.611	0.622

<sup>#</sup>Total Fe as FeO. Abbreviations: Fph=ferro-pargasitic hornblende; Krs=kaersutite; Act=actinolite; Fah=ferro-actinolitic hornblende; and Fh=ferro-hornblende.

단, Fig. 5에서와 같은 석류석 주변부의 후퇴변성작용 효과를 피하기 위해 흑운모와의 접촉부로부터 수십  $\mu\text{m}$  이상 떨어져 있는 부분의 분석치를 사용하였다. 표본 A-11의 경우, 석류석내에 포획되어 있는 흑운모를 사용하여 얻은 온도가 (584°C) 석류석 주변의 흑운모를 사용하여 얻은 온도 (635°C)보다 낮다. 따라서 이 석류석은 점진 (prograde) 변성작용의 산물로 추정할 수 있다.

연구지역의 변성온도는 규선석이 없는 세 표본에

서 618-674°C이고, 규선석이 존재하는 세 표본의 경우 대부분 701-740°C 범위에 속한다 (Table 13). 이는 규선석의 존재가 변성도와 관련되어 있음을 시사하며, 나아가 규선석이 없는 광물조합을 석류석 분대로 명명할 수도 있다. 그러나, 몇개 표본에 대한 온도측정 결과만으로는 앞에서 언급한 Ca 양의 차이와 같은 암석의 화학조성 변화로 인한 규선석의 부재 가능성을 배제할 수 없다. 따라서 이번 연구에는 석류석 분대를 따로 설정하지 않았다.

**Table 12.** Representative analyses of pyroxene, wollastonite, and olvine

Sample no.	pyroxene and wollastonite				olivine	
	A-13	E-11	C-21	C-21	A-13	A-13
SiO <sub>2</sub>	58.14	51.34	54.14	51.36	41.59	42.27
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.78	0.01	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88	2.81	0.20	0.07	0.00	0.00
FeO <sup>#</sup>	2.28	5.57	2.22	0.25	3.38	2.98
MnO	0.00	0.12	0.11	0.01	0.04	0.00
MgO	36.17	15.01	16.05	0.04	52.80	53.83
CaO	0.11	22.51	26.01	47.92	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.28	0.02	0.01	0.04	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00
Total	97.68	98.63	98.82	99.80	97.85	99.12
	Cations per 6 oxygens				Cations per 4 oxygens	
Si	2.006	1.918	2.000	1.993	1.010	1.011
Al(IV)		0.082	0.000	0.003	0.000	0.000
	2.006	2.000	2.000	1.996	1.010	1.011
Al(VI)	0.036	0.042	0.008	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.022	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe(2+)	0.066	0.174	0.068	0.008	0.069	0.060
Mn		0.004	0.004	0.000	0.001	0.000
Mg	1.860	0.835	0.883	0.002	1.910	1.918
Ca	0.004	0.901	1.030	1.992	0.000	0.001
Na		0.020	0.001	0.001	0.002	0.000
K		0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
	1.967	1.998	1.997	2.006	1.981	1.978
Fe/(Fe+Mg)	0.034	0.172	0.072	0.768	0.965	0.970
Wo(%)	0.2	47.2	52.0	99.5		
En(%)	96.4	43.7	44.6	0.1		
Fs(%)	3.4	9.1	3.5	0.4		

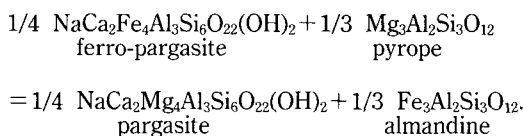
<sup>#</sup>Total Fe as FeO. Abbreviations: Wo=wollastonite; En=enstatite; and Fs=ferrosilite.

Fig. 12는 분배계수 ( $K_{D1}$ )와 석류석내의 Ca 또는 Mn의 함량과의 상관관계를 알아보기 위하여 도식한 것이다. 규선석이 있는 암석의  $K_{D1}$  값들 중 일부는 규선석이 없는 암석에서의  $K_{D1}$  영역에 속하는데, 이는 후퇴변성작용에 의한 것으로 추정된다. 연구 지역에서는 석류석내의 Ca 성분이 제한적인 값을 보이므로 경향성을 밝히거나, (1)식에 의한 온도측정치에 미치는 Ca의 영향을 고려하기는 힘들다. Mn의 경우 별 다른 상관관계를 보여주지 않으며, 이는 Kretz (1990)의 연구결과와 부합된다.

석류석-각섬석 지온계

Graham과 Powell (1984)은 Ellis와 Green (1979)

의 석류석-투회석 지온계를 이용하여 석류석-각섬석 지온계를 제안하였다. 이 지온계는 다음의 Fe-Mg 치환반응을 이용한 것이다:



이를 이용한 석류석-각섬석 지온계는 (2)식으로 표현된다:

$$T \text{ (K)} = \frac{2880 + 3280 X_{\text{GrS}}}{\ln K_{D2} + 2.426} \quad (2)$$

Table 13. Garnet-biotite geothermometry

Sample no.	Sillimanite-free					Sillimanite-bearing					
	A-11	A-11	F-16-1	F-16-1	X-14	B-51	B-51	C-16	C-16	E-13	E-13
X <sub>Fe, Grt</sub>	0.930	0.903	0.893	0.897	0.898	0.823	0.848	0.859	0.856	0.792	0.850
X <sub>Fe, Bt</sub>	0.664	0.662	0.655	0.636	0.638	0.575	0.596	0.638	0.615	0.498	0.607
X <sub>Grs</sub> *	3.14	3.57	3.78	4.31	9.45	1.08	1.03	1.10	1.54	2.32	2.73
X <sub>Sps</sub> *	8.41	12.71	14.95	13.35	4.78	12.56	15.58	8.03	6.86	1.81	8.54
lnK <sub>D1</sub>	1.550	1.559	1.481	1.425	1.609	1.235	1.330	1.240	1.314	1.345	1.300
T (°C)	635	633	656	674	618	740	706	738	711	701	716

\* X<sub>Grs</sub> = 100 × Ca / (Fe + Mn + Mg + Ca); and X<sub>Sps</sub> = 100 × Mn / (Fe + Mn + Mg + Ca).

Table 14. Garnet-hornblende geothermometry

Sample no.	X <sub>Fe, Grt</sub>	X <sub>Fe, Hbl</sub> (1)	X <sub>Fe, Hbl</sub> (2)	X <sub>Grs</sub>	K <sub>D2</sub> (1)	K <sub>D2</sub> (2)	T (°C) (1)	T (°C) (2)
	RGA-a	0.9038	0.7454	0.7343	0.2855	3.2104	3.3999	789
RGA-b	0.9186	0.7654	0.7251	0.2725	3.4576	4.2769	756	700
RGA-c	0.9064	0.7471	0.7212	0.2638	3.2780	3.7420	763	727
RGA-d	0.9098	0.7501	0.7263	0.2775	3.3605	3.8024	769	734

(1) Total Fe as Fe<sup>2+</sup>; (2) Fe<sup>2+</sup> calculated using the AMPHIBOL program of Richard and Clarke (1990).

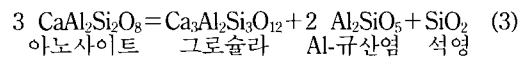
단, K<sub>D2</sub>는  $[X_{Fe, Grt} / (1 - X_{Fe, Grt})] \cdot [(1 - X_{Fe, Hbl}) / X_{Fe, Hbl}]$ 로 정의된다. 석류석-각섬석 지온계는 850°C 이하의 온도에만 적용될 수 있으며, 석류석내의 Mn 함량이 적어야 하고 각섬석의 경우 산소의 활성도가 낮은 변성조건에서 생성된 것이라야 한다 (Graham과 Powell, 1984).

Table 14는 각섬암 (RGA)내의 공존하는 석류석과 각섬석을 이용하여 온도를 계산한 결과이다. 대부분의 각섬암이 심한 후퇴변성작용을 받은 까닭에 한개의 표본에서만 석류석-각섬석 지온계를 적용할 수 있었다. 각섬석의 모든 Fe을 Fe<sup>2+</sup>로 계산한 경우 756-789°C의 온도를 보이며, Richard와 Clarke (1990)의 AMPHIBOL 프로그램을 사용하여 Fe<sup>2+</sup>과 Fe<sup>3+</sup>을 구분하여 계산한 경우 700-773°C이다. 후자의 경우, Fe<sup>2+</sup>의 양은 15개 양이온 [= 전체양이온 - (Na + K)]과 13개 양이온 [= 전체양이온 - (Ca + Na + K)]을 기준으로한 값의 중간치를 사용하였다. 또한 이들 변성온도는 규선석을 포함하는 암석의 석류석-흑운모 지온계 값과 대체로 일치한다.

### GASP 지압계

변성지질암에서 흔히 나타나는 광물조합인 석류석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-석영-사장석을 이용한 GASP 지압계는

(3)식을 기초로 한다:



GASP 지압계는 그간 많은 암석학자들에 의해 실험, 연구되어 왔다 (Ghent, 1976; Newton과 Haselton, 1981; Hodges와 Spear, 1982; Koziol과 Newton, 1988). 이번 연구에서는 Hodges와 Spear (1982)의 결과를 이용하였다. 규선석이 존재하는 광물조합에서 GASP 지압계는 (4)식으로 표현된다:

$$0 = 11675 - 32.815 T \text{ (K)} + 1.301 [P \text{ (bar)} - 1] + RT \text{ (K)} \ln K_{D4} \quad (4)$$

단, R은 기체상수이며,  $K_{D4} = \frac{(X_{An})^3 \cdot (\gamma_{An})^3}{(X_{Grs})^3 \cdot (\gamma_{Grs})^3}$

= K<sub>v</sub> · K<sub>w</sub>이다. 여기서 X<sub>An</sub>은 사장석의 Ca / (Na + Ca) 비율이고, K<sub>v</sub>는 K<sub>D4</sub>의 이상적인 (ideal) 값이고, K<sub>w</sub>는 비이상적인 (non-ideal) K<sub>D4</sub> 값의 상수이다.

Hodges와 Spear (1982)는 Holdaway (1971)의 남정석-규선석 반응 곡선을 이용하여 K<sub>w</sub>가 2.5에 근접함을 밝혔다. 이번 연구에서도 K<sub>w</sub>의 값이 2.5라고 가정하여, 1.49 kbar와 4.35 kbar의 압력을 얻었다 (Table 15). 전자외의 경우 매우 작은 X<sub>Grs</sub>의 값에 따라 변화가 심하고, 사장석의 평형성분도 확실하지

Table 15. GASP geobarometry

Sample no.	C-16				E-13			
X <sub>Grs</sub>	0.0110	0.0110	0.0154	0.0154	0.0232	0.0232	0.0273	0.0273
X <sub>An</sub>	0.2390	0.2390	0.2390	0.2390	0.2360	0.2360	0.2360	0.2360
T (°C)*	711	738	711	738	701	716	701	716
K <sub>D4</sub>	25642	25642	9345	9345	2631	2631	1615	1615
P (kbar)	0.59	0.85	2.11	2.41	3.88	4.08	4.61	4.81
Mean P (± 2σ)	1.49 (± 1.56)				4.35 (± 0.76)			

\*Calculated from the Grt-Bt geothermometry.

않아, 정확한 것이라 보기는 어렵다. 또한 1.49 kbar의 낮은 압력은 C-16에서 근청석의 부재와도 일치하지 않는다. 따라서 규선석을 포함하는 표본의 변성압력은 4.4±0.8 kbar에 근접하리라 믿어진다.

## 토 의

### 연천층군

연구지역의 변성암류에 대해 나기창 (1978)은 소위 '연천층군'의 일부로 해석하였으며, 변성작용의 시기에 있어서도 캄브리아기 이후부터 쥬라기 이전이라고 하여, 선캄브리아의 기반암인 경기편마암복합체와 구별하였다. 그리고, 그는 이 연천층군을 두 개의 변성분대로 구분하였는데, 그 하나는 본 연구지역의 서쪽에 해당되는 흑운모-녹니석 분대이고, 또다른 하나는 연구지역의 동부에 해당하는 남정석-규선석 분대이다. 나기창 (1979a)은 최고 변성작용의 조건에 대해서 광물조합을 이용하여 온도가 600-650°C, 압력이 5-6 kbar라고 추정하였다. 또한, 연천변성대가 중압상계에 해당하는 바로비안 (Barrovian)형의 변성작용에 대비된다고 하였다 (나기창, 1979b).

연구지역의 경우 '연천층군'과 경기편마암복합체의 구분은 단층으로 경계지워진 부분외에는, 암상의 변화나 불연속 구조 등의 특별한 지질학적 경계가 발견되지 않으며 변성광물조합도 별다른 차이를 보여주지 않는 까닭에 별 의미가 없다. 나기창 (1979a)의 흑운모-녹니석 분대는, 경강단층과 대략적으로 평행하게 배열하는 것으로 보아 후퇴변성작용에 의해 흑운모가 녹니석으로 치환된 것으로 해석된다. 후퇴변성작용은 앞에서 기술한 바와 마찬가지로, 정도의 차이는 있지만 연구지역 내 거의 모든 암

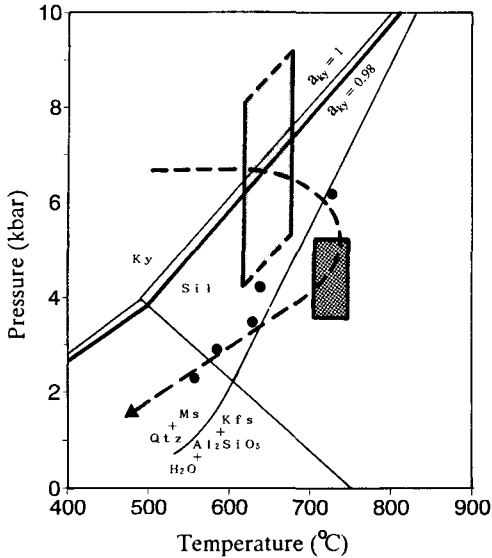
석에서 관찰된다. 또한 나기창 (1979a)의 남정석-규선석 분대는 단 한 곳에서 관찰된 남정석을 근거로 했기 때문에 전 연구지역에 걸쳐 남정석과 규선석이 안정했다고 보기 어렵다. Fig. 2에서 볼 수 있듯이 남정석은 오히려 경강 드러스트 부근의 경기편마암복합체와 나기창의 흑운모-녹니석분대 내에서 산출한다. 또한 남정석-규선석 분대에 해당되는 지역에서는 규선석이 압도적으로 산출하는데 반해 남정석의 산출은 거의 없는 셈이다.

연구지역에서는 경기육괴 변성작용의 일반적 특징인 저압의 중 내지 고온형 변성상 (이상만, 1973)과는 달리, 남정석-규선석의 광물조합이 안정한 중압상계의 변성작용이 인지된다. 이는 초기 변성작용의 증거 (예를 들면, 남정석의 산출 등)가, 다른 지역과 달리 예외적으로 후기 변성작용에 의해 완전히 소멸되지 않고 남아 있는 것으로 해석될 수 있다. 따라서 경기편마암복합체가 적어도 일부는 남정석이 안정한 중압조건에서 생성되었음을 시사한다.

### 압력-온도-시간 경로

#### (pressure-temperature-time path)

압력-온도-시간 (P-T-t) 경로에 대한 추정은 변성암의 성인과 이와 관련된 지체구조의 해석에 그 중요성이 있으며, 근래에 들어 활발히 연구되고 있다 (Spear 외, 1984; Spear와 Peacock, 1989). P-T-t 경로를 유추하기 위해서는 변성작용의 최고 (peak) 온도, 압력조건에 대한 정량적인 자료 뿐만 아니라 점진 및 후퇴변성경로를 밝히기 위한 자세한 EPMA 분석과 유체포유물 연구 등이 필수적이다. 이번 연구결과는 P-T-t 경로에 대한 독자적인 결론을 내리기에 불충분하지만, 연구지역과 인접한 경기변성암



**Fig. 13.** Schematic P-T-t path (heavy dashed curve) of the study area. Dots represent various P-T estimates obtained by Kim (1989) from one sample of the Yongduri Gneiss Complex. All of the reaction curves are calculated using the GEOCALC program (Berman, 1988). Heavy curves defining the stability field of kyanite are drawn using the activity of kyanite equal to 0.982. Two boxes refer to the P-T conditions of sillimanite-free and sillimanite-bearing assemblages, respectively.

복합체로부터 김지영 (1989)이 얻은 시계방향 (clock-wise)의 P-T-t 경로와 잘 부합한다.

석류석-흑운모 지온계, GASP 지압계, 그리고 남정석-규선석의 공존관계 등으로부터 추정된 연구지역의 최고변성작용 온도와 압력조건은 각각 규선석이 없는 경우 618-674°C와  $6.5 \pm 2.0$  kbar이며, 규선석이 있는 경우는 701-740°C와  $4.4 \pm 0.8$  kbar이다 (Fig. 13). 전자의 경우, 적당한 지압계를 사용할 수 없었기 때문에 남정석+규선석의 광물조합이 안정한 6.5 kbar에 변성압력이 근사할 것으로 추정하였다. 이러한 추정은 (1) 규선석이 없는 표품과 인접한 편마암류에서 남정석의 잔류물이 관찰되는 것과, (2) 규선석이 없는 표품내에서 백운모와 미사장석이 공존하지 않는 사실에 근거한다. Fig. 13에서 남정석과 규선석의 경계 중 굵은 선으로 표시한 부분은 남정석의 활성도 (activity)가 0.982인 경우로 GEOCALC 프로그램 (Berman, 1988)을 사용해 계산하였다. 이 활성도 값은 남정석내  $Fe^{3+}$  양의 최대치가 5개의 산소를 기준으로 했을 때 단위 화학식당 0.018

인 것을 고려하여 설정하였다. Fig. 13의 온도, 압력값은 김지영 (1989)이 얻은 603-791°C와 3.2-6.6 kbar와 비교적 잘 일치한다.

김지영 (1989)은 또한 용두리편마암복합체의 한개 표품으로부터 석류석 입자내의 성분 변화를 사용해 Fig. 13에 표시한 바와 같은 온도, 압력 값들을 얻었다. 즉 석류석의 주변부로 갈수록 중앙부보다 낮은 온도와 낮은 압력값을 보인다. 이와 함께 연구지역의 최고 변성온도, 압력조건, 남정석의 규선석으로의 상변화 (온도의 증가 혹은 압력의 감소), 상부각섬석상에 해당하는 광물조합 (규선석-미사장석)의 존재, 그리고 석류석의 주변부에서의 후퇴변성작용의 증거를 토대로 하여 시계방향의 P-T-t 경로를 추정하였다 (Fig. 13). 이와같은 P-T-t 경로는 드러스트-윙기 모델 (Spear 외, 1984; England와 Thompson, 1984; Thompson과 England, 1984)에 의한 P-T-t 경로와도 부합하며, 앞으로 원생대 변성작용과 경강 드러스트의 관련성에 대해서는 더 많은 연구가 요구된다.

## 결론

연구지역의 변성암류의 광물조합은 각섬석상에 해당되며, 세계의 표품에서 특징적으로 남정석이 산출된다. 남정석의 산출은 경기편마암복합체의 적어도 일부는 중압상계의 변성작용을 겪었음을 시사한다. 연구지역내에서 '연천층군'과 경기편마암복합체를 구분함은 (나기창, 1978; 1979a, b) 뚜렷한 지질학적 의미가 없으므로 재고되어야 한다.

광물조합과 석류석-흑운모 지온계, GASP 지압계, 그리고 남정석과 규선석의 상관계를 이용하여 추정된 최고변성작용의 온도와 압력조건은 각각 규선석이 없는 경우 618-674°C와  $6.5 \pm 2.0$  kbar이며, 규선석이 있는 경우는 701-740°C와  $4.4 \pm 0.8$  kbar이다. 이들 변성조건 차이는 석류석의 누대구조에도 반영되어 있다: 규선석이 없는 경우 Fe과 Ca의 급격한 증감이 석류석 결정 내부에서 두번 관찰되는 반면, 규선석과 공존하는 표품들은 전형적인 종모양의 석류석 누대구조를 보인다.

연구지역의 변성암류에서는, 남정석이 규선석으로 바뀌는 것과 상부각섬석상의 광물조합, 그리고 후퇴변성작용이 인지되는데, 이들로부터 이 지역의 변성암류가 시계방향의 P-T-t 경로를 겪었음을 추정할 수 있다. 그러나 정확한 P-T-t 경로를 구하기

위해서는 앞으로 유체포유물 연구를 비롯해 자세하고도 체계적인 정량적 자료의 수집이 필수적이다.

## 사 사

이 연구를 위하여 야외조사와 실내작업시 도움을 준 서울대학교 지질학과와 암석학연구실의 동료들에게 감사드리며, 초고를 읽고 유익한 조언을 많이 제공해준 권성택, 나기창, 오창환 교수께 감사드린다. 이 연구는 서울대학교 발전기금 대우학술연구비(92-07-2077) 지원에 의해 수행되었다.

## 참고문헌

- 김옥준, 1973, 경기육괴 북서지역 변성암복합체의 층서와 지질구조. 광산지질학회지, 6, 201-208.
- 김옥준, 김서운, 유병화, 박병권, 1974, 한국지질도 (1:50,000), 가평도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 26p.
- 김정환, 박석환, 이병주, 1981, 한국지질도 (1:50,000), 청평도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 29p.
- 김지영, 1989, 경기육괴 중부 지역 변성암류의 변성작용에 관한 연구. 서울대학교 박사학위논문, 278p.
- 나기창, 1978, 경기육괴에서의 변성작용 및 연천변성대와 옥천변성대와의 비교 (I). 지질학회지, 14, 195-211.
- 나기창, 1979a, 경기육괴에서의 변성작용 및 연천변성대와 옥천변성대와의 비교 (II). 지질학회지, 15, 67-88.
- 나기창, 1979b, 경기육괴에서의 변성작용 및 연천변성대와 옥천변성대와의 비교 (III). 지질학회지, 15, 127-133.
- 이상만, 1973, 우리나라 지체구조와 변성상 및 변성상계와의 연관성 연구. 지질학회지, 9, 11-23.
- 이상만, 1974, 한반도의 지체 구조상의 위치, 플레이트 구조와 관련하여. 지질학회지, 10, 25-36.
- 이상만, 김봉균, 소철섭, 신명식, 1974, 한국지질도 (1:50,000), 용두리도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 16p.
- 이한영, 고상모, 홍세선, 김종환, 1991, 홍천지역의 변성작용. 1. 암석, 압력, 온도. 지질학회지, 27, 339-356.
- 주승환, 김동학, 1983, Rb/Sr 년대 측정 연구: 안양, 가평, 양수리, 용두리 지역에 분포하는 경기편마암 복합체. 지사종합연구, 한국자원연구소, 79-102.
- 홍승호, 오인석, 김학천, 이병주, 1981, 한국지질도 (1:50,000), 양수리도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 16p.
- Berman, R. G., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . Jour. Petrol., 29, 445-522.
- Carmichael, D. M., 1969, On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 20, 244-267.
- Carmichael, D. M., 1978, Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale. Am. Jour. Sci., 278, 769-797.
- DiPietro, J. A., 1991, Metamorphic pressure-temperature conditions of Indian plate rocks south of the main mantle thrust, lower Swat, Pakistan. Tectonics, 10, 742-757.
- Ellis, D. J. and Green, D. H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13-22.
- England, P. C. and Thompson, A. B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Jour. Petrol., 25, 894-928.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 66, 113-117.
- Ghent, E. D., 1976, Plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz: A potential geobarometer. Am. Mineral., 61, 710-714.
- Graham, C. M. and Powell, R., 1984, A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. Jour. Metamorphic Geol., 2, 13-31.
- Guidotti, C. V., 1984, Micas in metamorphic rocks. In Micas, Rev. Mineral., 13 (ed. S. W. Bailey), Mineral. Soc. Am., 357-467.
- Hawthorne, F. C., 1981, Crystal chemistry of amphiboles. In Amphiboles and other hydrous pyriboles-Mineralogy, Rev. Mineral., 9A (ed. D. R. Veblen), Mineral. Soc. Am., 1-95.
- Hey, M. H., 1954, A new review of the chlorites. Mineral. Mag., 30, 277-292.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982, Geothermometry, geobarometry and  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. Am. Mineral., 67, 1118-1134.
- Holdaway, M. J., 1971, Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Am. Jour. Sci., 271, 97-131.
- Koziol, A. M. and Newton, R. C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer. Am. Mineral., 73, 216-223.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral., 68, 277-279.
- Kretz, R., 1990, Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec. Jour. Metamorphic Geol., 8, 493-506.
- Laird, J. and Albee, A. L., 1981, Pressure, tempera-

- ture, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. Jour. Sci.*, 281, 127-175.
- Newton, R. C. and Haselton, H. T., 1981, Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $Al_2SiO_5$ -quartz geobarometer. In *Advances in physical geochemistry*, 1 (eds. R. C. Newton, A. Navrotsky, and B. J. Wood), Springer-Verlag, New York, 131-147.
- Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V., 1983, Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In *Advances in physical geochemistry*, 3 (ed. S. K. Saxena), Springer-Verlag, New York, 199-239.
- Richard, L. R. and Clarke D. B., 1990, AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *Am. Mineral.*, 75, 421-423.
- Selverstone, J. and Spear, F. S., 1985, Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern Window, Eastern Alps. *Jour. Metamorphic Geol.*, 3, 439-465.
- Selverstone, J., Spear, F. S., Franz, G. and Morteani, G., 1983, High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. *Jour. Petrol.*, 25, 501-531.
- Spear, F. S. and Peacock, S. M., 1989, Metamorphic pressure-temperature-time paths. Short course in geology, 7, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 102p.
- Spear, F. S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. and Hodges, K. V., 1984, P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12, 87-90.
- Thompson, A. B., 1976, Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Am. Jour. Sci.*, 276, 425-454.
- Thompson, A. B. and England, P. C., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 929-955.
- Tracy, R. J. and Robinson, 1976, Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Am. Mineral.*, 61, 762-775.
- Um, S. H., 1979, Geology of Korea. *Geol. Soc. China, Mem.*, 3, 1-55.
- Yardley, B. W. D., 1977, An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Mineral.*, 62, 793-800.
- Yardley, B. W. D., 1989, *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Essex, 248p.

(책임편집 : 나기창)

## Metamorphism of the Gyeonggi Massif in the Gapyeong-Cheongpyeong area

Kwang Jin Lee and Moonsup Cho

*Department of Geological Sciences, Seoul National University, Seoul, 151-742 Korea*

**ABSTRACT** : Precambrian metamorphic rocks of the Gapyeong-Cheongpyeong area consist of banded gneiss, augen gneiss, leucocratic gneiss, quartz schist and quartzite, together with minor intercalations of serpentinite, amphibolite and marble. Mineral assemblages of meta-sedimentary rocks are classified into three types: sillimanite-free; sillimanite-bearing; and sillimanite + K-feldspar-bearing assemblages. Compositions of metamorphic phases depend on the type of mineral assemblages. In particular, the Ca contents of plagioclase and garnet are high in sillimanite-free assemblages. Kyanite occurs in three samples, and coexists with sillimanite in one sample. The presence of kyanite indicates that metamorphic rocks of the study area have experienced the Barrovian type metamorphism. Peak metamorphic conditions estimated from various geothermobarometers and phase equilibria are  $618-674^{\circ}\text{C}$  and  $6.5 \pm 2.0$  kbar for sillimanite-free assemblages, and  $701-740^{\circ}\text{C}$  and  $4.4 \pm 0.8$  kbar for sillimanite-bearing assemblages, respectively. Furthermore, a clockwise P-T-time path is deduced for the study area, based on the following observations: (1) the polymorphic transition of kyanite to sillimanite, (2) the occurrence of sillimanite and K-feldspar belonging to the upper amphibolite facies, and finally (3) the retrograde metamorphism characterized by muscovite-, chlorite-, and actinolite-bearing assemblages.

**Key Words** : Kyanite, garnet, geothermobarometry, phase equilibria, P-T-t path