

경기육괴 북서부의 파주-김포지역에 분포하는 편마암복합체의 변성작용

안건상 · 박영석¹ · 김정민² · 첸장펑³

조선대학교 지구과학과, ¹조선대학교 자원공학과
²서울대학교 기초과학연구소, ³Dept. 7; USITC, China

요 약 : 경기육괴의 북서부에 해당하는 파주 및 김포지역에 분포하는 편마암복합체는 주로 편마암류와 편암류로 구성되어 있으며, 수조의 규암과 변성석회질암이 협재되어 있다. 편마암류의 구성광물은 크게 규선석이 없는 광물조합(석류석대)과 규선석을 포함하는 광물조합(규선석대)으로 나눌 수 있다. 고양시에서 2개의 편마암 내에는 남정석이 불안정한 잔류물로 산출되며, 남정석 외에 규선석, 석류석, 흑운모, 정장석 및 사장석이 산출된다. 근청석을 포함하는 편마암의 광물조합은 근청석+규선석+석류석+흑운모+사장석+석영(±K-장석, 백운모)이다. 본역의 편마암류는 압력형이 다른 광역변성작용을 거쳤으며, 초기 변성작용은 남정석이 안정한 영역에서 발생한 중압형의 누진변성작용으로 최대 변성조건은 대략 718~778°C, 7.0~9.4 kb 정도이다. 근청석의 산출에 의해 특징 지워지는 두 번째 변성작용은 저압형의 후퇴변성작용으로, 변성조건은 750~889°C, 3.6~5.5 kb이다. 편마암류의 광물조합과 계산된 온도, 압력 조건은 본역이 상부 각섬암상에서 하부 백립암상의 변성작용을 경험했음을 나타낸다. 남정석이 잔류물로서 산출되고, 초기에 생성된 광물들이 근청석이나 사장석 내에 포획되는 점 그리고 계산된 변성조건들은 본역이 시계방향의 변성진화과정을 겪었음을 시사한다.

핵심어 : 경기육괴, 파주-김포지역, 백립암상, 남정석, 근청석.

서 언

선캠브리아기에 속하는 경기육괴는 낭림육괴 및 소백산육괴와 함께 한반도의 기저부를 이루며, 북으로는 임진강대와 남으로는 옥천대와 접한다. 본 연구는 경기육괴의 북서부에 해당하는 파주시를 중심으로 고양시와 양주군의 일부 및 김포-통진 지역에 분포하는 편마암복합체를 대상으로 한다. 연구 중심지역인 파주시와 고양시를 포함하는 도폭은 미발간이며, 통진(최위찬 외, 1997), 김포-인천(최위찬 외, 1995)과 서울(홍승호 외, 1982)도폭이 발간되었으며, 연구 지역의 북측인 문산도폭(최성자 외, 1998)이 최근에 발간되었다.

김옥준(1973)은 경기변성암복합체를 부천층군, 시흥층군과 양평층군으로 나누었으며, Um(1979)은 동위원소연대를 기준으로 4개의 층군으로 나누었다. 즉 제1군이 2765-2640 Ma(팽주층군), 제2군이 2010-1985 Ma(고양층군), 제3군이 1700-1525 Ma 그리고 제4군이 1330-857 Ma이며, 제3군과 제4군은 가평층군에 해당한다. 그러나 이들 암류에 대한 최근 자료(저어론, U/Pb법, 김정민 외, 투고중)에 의하면, 고양지역, 성남지역에서 측정된

연령은 약 2400 Ma로 위의 분류와는 차이가 있다.

이상만(1973)은 경기육괴의 변성암류가 저압변성상계에 속하는 변성작용을 받았으며, 연천계에 해당하는 지층은 중압변성상계의 변성작용을 받은 것으로 해석했다. Na(1978, 1979a, b)는 경기육괴 중부지역을 변성시기와 압력형에 따라 경기편마암복합체(선캠브리아기, 저압형)와 연천계(쥬라기 이전, 중압형)로 양분하였다. Na(1992)는 경기육괴 서부지역에서 세 번의 변성작용, 즉 시생대 말기의 저압형변성작용(1차, 상부각섬암상)과 안양편마암관입 시기의 중압형변성작용(2차, 각섬암상) 그리고 트라이아스기-쥬라기에 저변성작용(3차, 녹색편암상)을 보고하였다. Kim(1989)은 의암층군에서 산출된 남정석을 근거로 경기편마암복합체가 중압형의 누진변성작용을 거친 후 저압형의 후퇴 변성작용을 거치는 시계방향의 진화경로를 주장하였다. 이광진과 조문섭(1992), 조문섭과 김종욱(1993) 및 조운호 외(1996)는 남정석을 포함하는 경기편마암복합체가 저압형변성작용 이전에 중압형변성작용을 경험했으며, 이상만(1973)과 Na(1978, 1979b)가 주장한 압력형에 의한 경기편마암복합체와 연천계의 구분을 수용하지 않았다. 조운호 외

(1996)는 청평 지역에서 서로 다른 2개의 온도-압력 경로를 제시하였다. 권용완 외(1997)는 경기육괴의 북동부인 오대산편마암복합체에서 근청석의 유무를 근거로 적어도 2회의 광역변성작용을 받았으며, 1차와 2차 변성작용 사이에는 시간적 간격이 있음을 지적했다.

본 연구에서는 경기육괴 북서부의 편마암복합체 중에서 광범위하게 나타나는 이질기원인 변성퇴적암류의 암상과 구성광물의 특성을 살피고, 지온지압계를 이용하여 변성작용 당시의 온도, 압력조건을 구하여 이들의 진화경로를 추정하는데 있다.

지질 개요

본역의 대부분은 원생대 경기편마암복합체가 분포하며, 이들을 대규모의 쥬라기 화강암체가 관입하고 있다. 본역의 서측인 김포-통진 지역에는 중생대 퇴적층인 통진층이 기반암을 부정합으로 피복하거나 단층으로 접하며, 이들을 백악기 화산암류

가 피복 한다. 본역의 층서는 최위천 외(1997)에 따른다(Fig. 1).

본역의 경기편마암복합체는 흑운모편마암, 반상변정질편마암, 화강편마암, 석영장석질편마암 및 운모편암로 구성되어 있다. 연구지역에서 가장 많이 관찰되는 편마암류는 대체로 뚜렷한 호상조직을 보이며, 수조의 규암과 결정질석회암을 협재한다. 편마암류는 5 mm에서 2 cm에 이르는 석류석 반상변정이 흑운모와 함께 우축질부를 구성하며, 열리의 주향은 지역에 따라 많은 차이를 보이나, 대체로 NNW의 주향과 NE의 경사를 갖는다. 편마암은 석영, 사장석, 알칼리장석 및 흑운모를 기본으로 하여, 석류석, 규선석 등이 주 구성 광물이 된다. 시료에 따라 남정석과 근청석을 수반하는 경우도 있고, 저어콘, 전기석, 인회석, 스펀 및 불투명광물 등이 부성분광물로 관찰된다. 남정석이 산출하는 시료의 위치들은 Na(1978, 1979b)의 연천계 지역이 아닌 경기편마암복합체의 분포지역이다. 편마암류에 협재된 결정질석회암은 자유로 주변의 파주시 성동

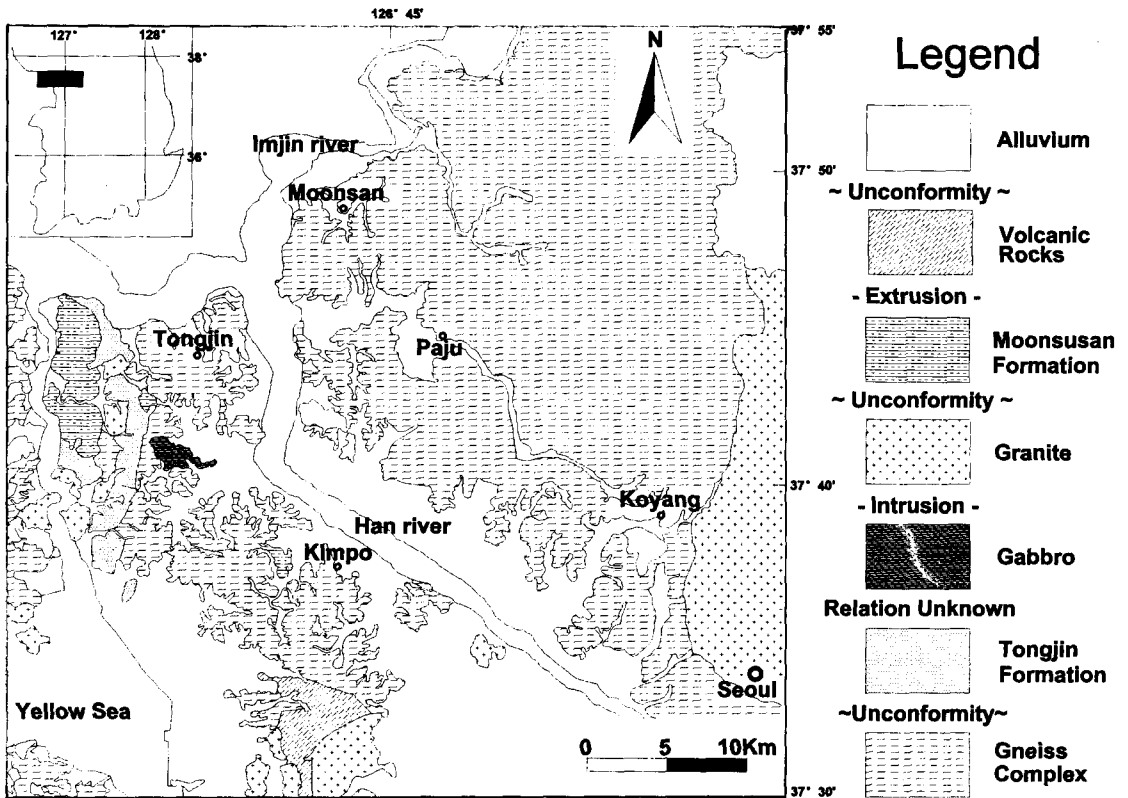


Fig. 1. Geologic map of the Paju-Gimpo area modified after Chwae, U. et al. (1995), Chwae, U. et al. (1997), Hong, S.H. (1982).

리, 통일동산 북측의 경모공원 묘역, 탄현면에서 1번 국도 좌측의 덕은리에서 금촌동까지, 파주 구읍 우측의 연풍리에서 잘 관찰되며, 주향의 변화는 심하지만 대체로 남북방향으로 연장되고 있다. 회색 내지 유백색을 띠는 결정질석회암은 주로 방해석으로 이루어져 있고 소량의 석영, 휘석, 각섬석, 스펀, 불투명광물을 수반한다. 한편, 장경 1cm에 이르는 석류석 반상변정과 각섬석 및 장석으로 이루어진 석회질암도 관찰된다. 결정질석회암과 거의 나란한 수조의 규암층이 분포하는데, 관찰한 노두에서의 폭은 100m 내외이다.

최위찬 외(1997)에 의하면, 편마암복합체를 부정합으로 덮는 상부트라이아스기에서 하부 쥐라기의 통진층은 흑색 셰일과 암회색 셰립질 사암으로 구성되며, 탄질 셰일과 탄층을 협재한다. 백악기 퇴적암인 문수산층은 역암과 역질사암으로 구성된다. 편마암류와 화강암을 관입한 백악기 화산암류는 주로 안산암과 응회암이다.

통진면 마송리 근처에는 편마암류를 관입하는 각섬석 반려암은 주로 사장석, 각섬석 및 흑운모로 구성되어 있고, 스펀, 인회석, 불투명광물을 수반한다.

광물조합과 변성분대

파주-김포지역의 편마암과 편암을 구성하는 주요 광물은 흑운모, 석류석, 장석류 및 석영이며, 본역의 남부 및 동부에서는 규선석이 광범위하게 산출된다. 지역에 따라 남정석과 근청석이 관찰되며, 많은 불투명광물과 부정분광물을 수반한다.

반자형 또는 타형의 흑운모는 규선석, 석류석과 함께 편마암의 우측질부를 형성하는 주 구성 광물이다. 또한 흑운모는 석류석에 포획되거나, 석류석의 균열대를 따라 성장하거나 석류석과 인접하여 작은 결정으로 산출하며, 드물게 근청석 내에서 석류석과 함께 잔류광물로서 산출한다(D44, Fig. 2a).

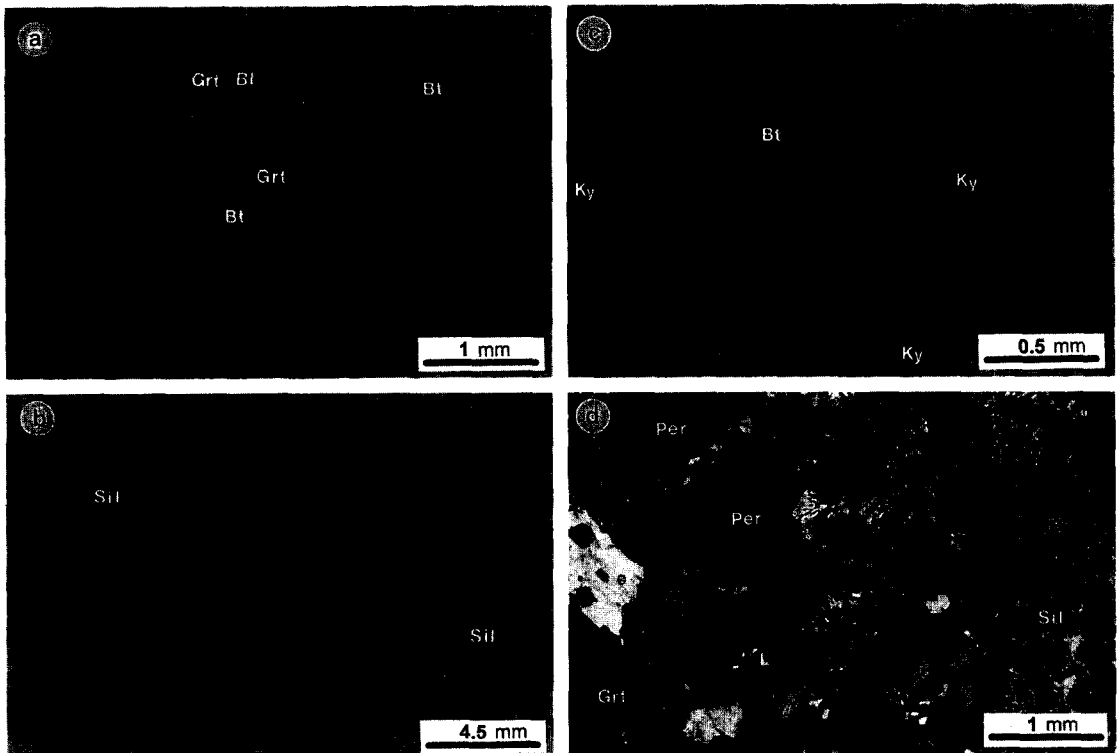


Fig. 2. Photomicrographs of important mineral assemblages. A. Garnet-biotite-plagioclase assemblage enclosed by cordierite (D44). B. Sillimanite occurring as both fibrous and prismatic form in sp. D42. C. Anhedra kyanite grain surrounded by plagioclase and quartz in sp. D42. D. Myrmekite texture together with garnet, biotite and small prismatic sillimanite aggregate in sp. D96. Abbreviations; Grt=Garnet; Bt=biotite; Pl=plagioclase; Crd=cordierite; Sil=sillimanite; Ky=Kyanite.

흑운모의 대부분은 열은 황색에서 짙은 갈색의 다색성을 나타내며, 많은 시료에서 흑운모는 부분적으로 녹니석화 되어있다. 석류석의 대부분은 타형으로 석영, 사장석, 불투명광물을 포획하고 있다. 또한 석류석은 형성과 동시 또는 후기에 일어난 전단력 또는 압축력에 의해 회전되거나 신장되어 있으며, 석류석 내에서 성장한 미립의 석영과 불투명광물들은 암석의 편리와 사교 또는 평행한 배열을 보인다. 석류석의 균열대를 따라 흑운모나 녹니석이 2차적으로 성장하고 있으며, 후퇴변성작용이 심한 지역에서는 적갈색의 산화광물이 틈을 채우고 있다. 근청석은 대부분 그 입자가 작고, 피나이트화되어 열은 노란색을 나타내며 주변부에 작은 침상의 규선석이 성장하고 있다. 일부 근청석은 비교적 큰 반상변정(최대 직경, 6 mm)으로 이루며, 석류석, 사장석, 흑운모 및 석영을 포획하고 있다. 이러한 광물조직은 근청석이 석류석보다 상대적으로 후기에 형성되었음을 지시한다.

변성조건에 대한 중요한 정보를 제공하는 알루미늄 규산염광물로는 규선석과 남정석이 산출한다. 규선석은 아주 흔하게 나타나며 대부분 섬유상으로 산출하지만(Fig. 2b), 일부 규선석은 작은 단주상 내지 장주상의 결정들이 단독으로 또는 소량으로 집합되어 있다. 섬유상의 규선석은 흑운모와 석류석과 함께 열리를 형성하지만, 무색광물 사이에 단독으로 산출되기도 한다(시료 D42). 또한 침상의 규선석은 석류석 주변부에서 흑운모나 석류석을 치환하여 성장한다(시료 D44). 섬유상 규선석은 크기와 형태가 다양하며 상당부분은 백운모로 치환되어 있다. 남정석은 2개의 시료(시료 D42, D1)에서 긴 주상 또는 불규칙한 형태로 산출한다. 남정석은 다른 광물보다 기복이 크며, 두 방향의 뚜렷한 벽개를 가지며 절단면에 따라 5~25°의 소광각을 갖는다(Fig. 2c). 남정석은 동일 박편상에서 규선석과 함께 산출하지만 두 광물이 인접하는 경우는 없다.

석영과 함께 우핵질부를 구성하는 사장석은 비교적 입자가 크며 대부분 또는 부분적으로 견운모로 치환되어 있는 반면, 우후질부에서 석류석의 주변부 또는 내부에서 흑운모와 공존하는 사장석은 입자가 작고 견운모화가 거의 일어나지 않았다. 후자의 경우 엘바이트 쌍정이 뚜렷한 작은 사장석들이 석영과 함께 봉합상을 이룬다. 일부 사장석 내부에는 석영, 백운모 및 흑운모가 포획되어 취반상변정질 조직을 이룬다(시료 D34). 정장석은 퍼사이트가 아주 우세하며, 쌍정이 관찰되지 않는 정장석도 많으며, 드물게 미사장석도 관찰된다. 시료 D96은 석류

석, 흑운모, 퍼사이트, 사장석 및 석영이 공존하는 부분에서, 퍼사이트와 석영 사이에 미문상조직이, 사장석과 석영 사이에 미르메카이트 조직이 나타난다(Fig. 2d).

부성분광물로는 인회석과 저어콘, 불투명광물이 흔히 산출하며, 불투명광물의 대부분은 티탄철석, 금홍석이다. 시료 D1의 경우 티탄철석 내에 가는 금홍석 띠가 들어있는 경우도 있다. 드물게 황동석($CuFeS_2$)이 석류석 내에 성장하는 경우(시료 D33, D54)가 있다. 시료 D1의 경우 석류석 연변부에 다량의 황동석($CuFeS_2$)과 황철석(FeS_2)이 공존하며, 석류석 내부에 흑연이 포함되어 있다. 시료에 따라 소량의 스피넬과 자철석이 관찰된다.

광물조합은 크게 규선석이 없는 광물조합과 규선석을 포함하는 광물조합으로 나눌 수 있으며, 규선석의 포함 여부에 따라 석류석대와 규선석대로 나눌 수 있다(Fig. 3). 규선석이 없는 광물조합에는 석류석을 포함하는 것(석류석+흑운모+사장석+석영±K-장석, 백운모)과 석류석이 없는 것(흑운모+석영±정장석, 사장석, 백운모)이 있다. 규선석을 포함하는 광물조합은 규선석+석류석+흑운모+사장석, 규선석+석류석+흑운모+근청석+사장석, 규선석+흑운모+사장석 및 남정석+규선석+석류석+흑운모+사장석이며, 경우에 따라 K-장석과 백운모가 산출된다. 그러나 이 변성분대는 다변성작용을 받은 본역에서 어떤 특정한 변성시기에 일어난 변성도에 대한 분대로 보기는 어렵다.

잔류광물인 남정석, 석류석, 흑운모 및 사장석으로 구성되는 광물조합은 광역적인 누진변성작용의 결과로 보이며, 여기서 예상되는 변성반응은 백운모+흑운모+석영=석류석+K-장석+ H_2O 또는 백운모+사장석+석영=K-장석+알루미늄 규산염광물이다. 후퇴변성작용은 이전에 발생한 누진변성작용시 생성된 남정석이 규선석으로 상전이를 하거나, 이전의 변성작용시 생성된 알루미늄 규산염광물, 석류석, K-장석 등이 반응하여 생성된 근청석의 반상변정에 의해 특징 지워진다. 후퇴변성작용 시기에 발생한 근청석의 생성반응은 석류석+규선석+석영=근청석 또는 K-장석+석류석+ H_2O =흑운모+근청석으로 예상된다. 조직과 구성광물 및 예상되는 반응을 종합하면 처음에 중압형의 누진변성작용이 일어난 이후에 광역적인 저압형의 후퇴변성작용이 발생된 것으로 판단되나, 이들 사이의 시간 간격을 확인할 증거는 미약하다. 그러나 이러한 자료는 본역의 편마암류가 상부 각섬암상 내지는 하부 백립암상의 변성작용을 경험했음을 시사한다.

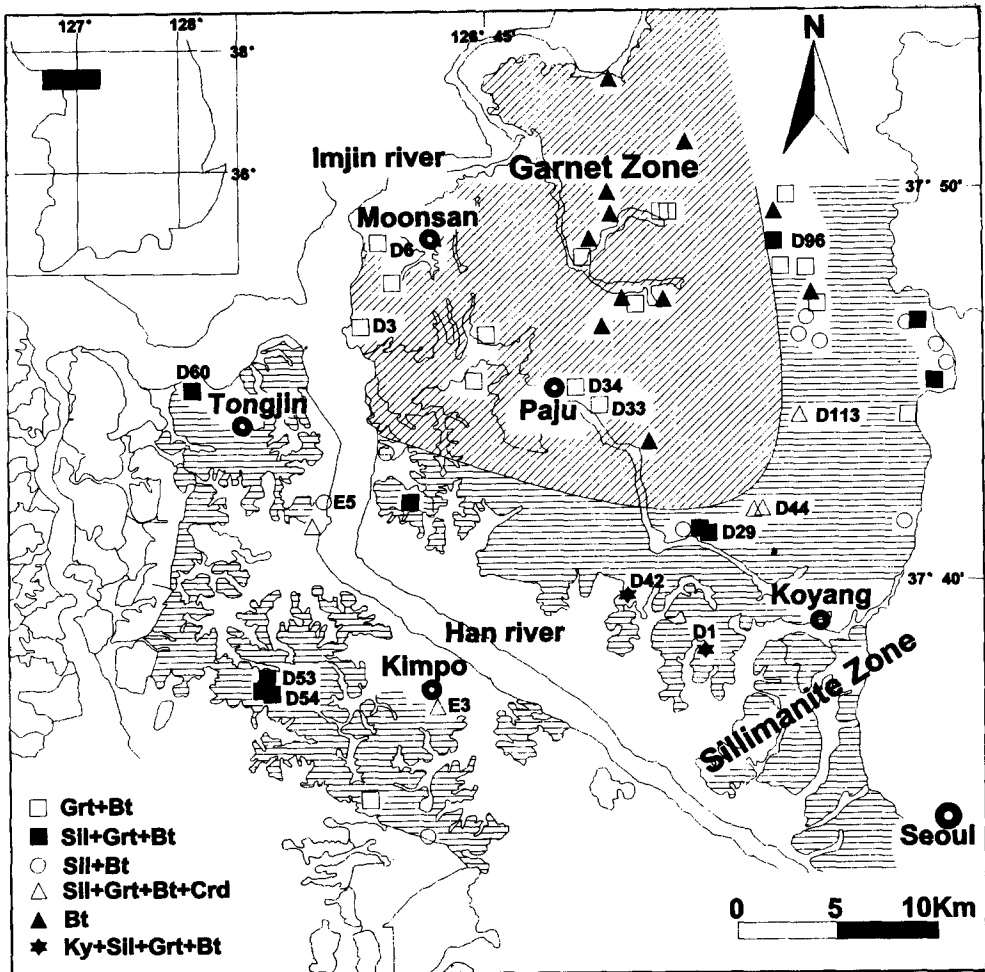


Fig. 3. Observed mineral assemblages and metamorphic zones of the study area. Analyzed samples are indicated by their numbers. For mineral abbreviations refer to Fig. 2.

광물화학

구성광물의 화학조성을 구하기 위하여 15개의 편마암시료에 대하여 전자현미분석을 실시하였다. 분석은 대전의 기초과학지원센터 동위원소분석실에 설치된 CAMECA SX50 전자현미분석기를 사용하였으며, 분석시 가속전압은 15 kv, 빔 (beam)의 직경은 5 μm 그리고 빔 전류는 20 nA이다. 분석치 보정은 Bence and Albee 방법을 이용하였으며, 천연 광물을 표준시료로 사용하였다.

흑운모

흑운모의 X_{Fe} (=Fe/(Fe+Mg))는 0.44-0.78의 범

위에 속하며, 단일시료 내에서의 변화는 조직과 인접광물에 따라 차이를 보인다. 시료 D44의 경우 석류석 주위에서 관찰되는 소립의 흑운모와 석류석 내에 잔류한 흑운모 외곽의 X_{Fe} 는 0.52~0.53의 범위를, 근척석 내에 잔류한 흑운모와 석류석에 잔류한 흑운모의 중심부는 0.53~0.55를 나타내지만 이 지역 전체의 변화 범위에 비하면 미미한 변화로 볼 수 있다. 본역에서 산출하는 대표적인 흑운모의 성분은 Table 1과 같다.

흑운모의 Ti 양은 11개의 무수산소를 기준으로 한 단위화학식당 0.004에서 0.240까지의 변화를 보인다. 단일 시료 내에서의 변화폭도 0.001~0.094로 넓은 범위를 보인다. 시료 D44는 근척석 내에 석류석, 흑운모 그리고 사장석을 포함하여 후퇴된

Table 1. Representative composition of biotite in the Paju-Kimpo gneiss

sample No.	D3a	D33a	D34a	D1a	D29a	D42c	D44a	D53b	D54b	D96c	D113	E3b	E5b
SiO ₂	34.90	34.56	35.23	34.59	34.07	33.86	34.62	34.19	33.92	34.80	34.73	33.75	33.01
TiO ₂	4.83	0.71	0.94	4.15	0.38	0.07	1.23	2.28	3.99	3.42	1.78	1.04	1.83
Al ₂ O ₃	14.46	15.86	20.41	17.75	20.12	20.39	18.60	19.65	19.19	18.02	19.37	19.57	20.34
FeO*	23.06	26.58	19.74	19.25	19.40	21.04	19.98	20.33	22.90	17.81	18.27	22.77	25.46
MnO	0.37	0.13	0.12	0.00	0.05	0.13	0.00	0.18	0.08	0.08	0.10	0.21	0.03
MgO	8.28	8.34	9.24	9.27	9.60	8.00	10.27	8.37	5.86	10.42	9.77	7.20	5.02
CaO	0.09	0.04	0.00	0.01	0.01	0.12	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.10	0.14	0.32	0.29	0.21	0.13	0.18	0.17	0.18	0.06	0.08	0.06	0.10
K ₂ O	9.35	8.03	9.54	9.27	9.58	8.04	9.70	9.40	9.73	10.24	9.84	9.70	9.44
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	95.43	94.43	95.57	94.61	93.45	91.82	94.61	94.59	95.92	94.89	93.98	94.39	95.26
Cation per 11 Oxygens													
Si	2.728	2.748	2.677	2.661	2.654	2.681	2.674	2.641	2.624	2.663	2.677	2.652	2.599
Ti	0.284	0.042	0.054	0.240	0.022	0.004	0.071	0.132	0.232	0.197	0.103	0.061	0.108
Al ^(IV)	0.272	0.251	0.322	0.338	0.345	0.318	0.325	0.358	0.375	0.336	0.322	0.347	0.400
Al ^(VI)	1.060	1.234	1.504	1.271	1.501	1.584	1.368	1.430	1.374	1.289	1.437	1.464	1.487
Fe	1.507	1.767	1.254	1.238	1.263	1.393	1.291	1.313	1.481	1.139	1.177	1.495	1.677
Mn	0.025	0.009	0.008	0.000	0.003	0.008	0.000	0.011	0.005	0.005	0.006	0.014	0.002
Mg	0.964	0.989	1.046	1.063	1.115	0.944	1.183	0.964	0.676	1.189	1.123	0.843	0.589
Ca	0.007	0.003	0.000	0.001	0.000	0.010	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Na	0.015	0.021	0.047	0.043	0.031	0.020	0.027	0.026	0.028	0.009	0.012	0.009	0.016
K	0.932	0.814	0.925	0.910	0.952	0.812	0.956	0.926	0.960	0.999	0.968	0.972	0.948
P	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe/(Fe+Mg)	0.610	0.641	0.545	0.537	0.531	0.595	0.521	0.576	0.686	0.489	0.511	0.639	0.739

성작용을 잘 지시해주는 시료로, 단일 시료내의 변화 폭이 가장 크다(0.097-0.166). 일반적으로 흑운

모의 Ti 양은 변성도가 증가함에 따라 커지는 것으로 알려져 있다(Guidotti, 1984). 본역에서 흑운모

Table 2. Representative composition of garnet in the Paju-Gimpo gneiss

sample	D3a	D33a	D34a	D1a	D29a	D42c	D44a	D53b	D54a	D96c	D113	E3b	E5b
SiO ₂	37.06	37.43	37.16	37.59	37.17	37.53	37.74	36.56	36.49	36.49	37.21	36.28	35.86
TiO ₂	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.91	21.16	21.32	21.44	21.32	21.13	21.61	21.03	20.52	32.48	20.85	20.60	20.73
FeO	31.14	27.56	32.58	32.46	32.91	33.88	32.53	34.15	34.38	26.02	32.39	35.01	37.65
MnO	0.55	1.76	1.71	1.50	3.17	1.10	0.54	3.79	5.72	1.20	3.03	4.82	2.29
MgO	1.66	2.10	3.23	4.43	4.14	4.77	6.91	3.39	2.02	3.08	4.12	2.58	1.59
CaO	8.56	9.42	4.36	2.77	1.45	0.97	1.24	1.21	0.98	0.84	2.25	0.70	1.82
Na ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.04	0.00	0.01	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.06	99.72	100.43	100.24	100.23	99.56	100.68	100.18	100.13	100.15	99.92	100.03	99.99
Cations per 12 Oxygens													
Si	2.974	2.984	2.966	2.985	2.972	2.999	2.957	2.955	2.979	2.759	2.985	2.962	2.944
Ti	0.006	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al ^(IV)	0.026	0.015	0.033	0.014	0.027	0.000	0.042	0.044	0.020	0.240	0.014	0.037	0.055
Al ^(VI)	1.951	1.973	1.972	1.992	1.982	1.989	1.953	1.959	1.955	2.653	1.956	1.944	1.950
Fe	2.089	1.837	2.175	2.155	2.200	2.264	2.131	2.307	2.347	1.645	2.172	2.390	2.584
Mn	0.038	0.119	0.115	0.101	0.214	0.074	0.036	0.259	0.395	0.077	0.206	0.333	0.159
Mg	0.199	0.250	0.384	0.524	0.494	0.568	0.808	0.408	0.245	0.348	0.492	0.314	0.195
Ca	0.736	0.804	0.373	0.236	0.124	0.083	0.104	0.105	0.086	0.068	0.193	0.061	0.160
Na	0.002	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
K	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.004	0.009	0.003	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe/(Mg+Fe)	0.903	0.880	0.849	0.804	0.816	0.799	0.725	0.849	0.905	0.825	0.815	0.883	0.929
Alm	0.682	0.610	0.713	0.714	0.725	0.756	0.692	0.748	0.763	0.769	0.708	0.771	0.833
Grs	0.240	0.267	0.122	0.078	0.040	0.028	0.033	0.034	0.028	0.031	0.063	0.019	0.051
Prp	0.065	0.083	0.126	0.173	0.162	0.189	0.262	0.132	0.079	0.162	0.160	0.101	0.062
Sps	0.012	0.040	0.038	0.034	0.071	0.025	0.012	0.084	0.129	0.036	0.067	0.107	0.052

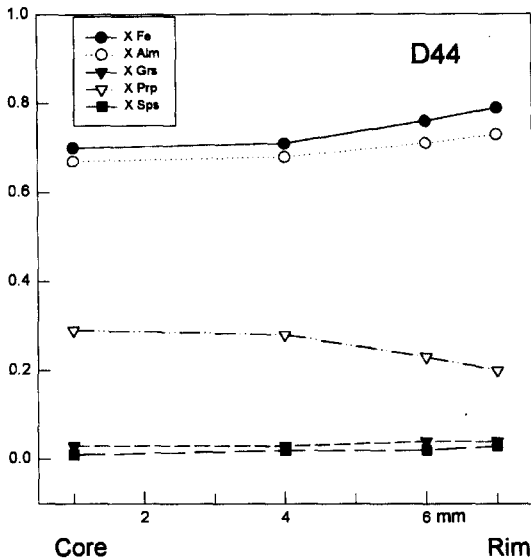


Fig. 4. Compositional variation of garnet in the sample D44.

들의 Ti함량이 다양한 것은 이 광물이 여러 시기에 걸쳐 생성 또는 재결정된 결과로 해석했다.

석류석

본역에서 산출하는 대표적인 석류석의 성분은

Table 2에 나타냈으며, 온도-압력 계산에 이용된 석류석의 단성분은 Table 5와 같다. 분석된 석류석은 알만딘 성분이 61~83 mol%인 Fe-석류석이며, 자형에 가까운 형태를 가진 석류석에서는 누대구조가 관찰된다. 시료 D44의 경우 중심부에서 주변부로 감에 따라 X_{Alm}와 X_{Sps}는 각각 64에서 73 mol%, 1.2에서 3.2 mol%로 증가하며, X_{Grs}는 3에서 4 mol%로 유사하고, X_{Prp}는 29에서 20 mol%로 감소한다 (Fig. 4). 시료 D1의 경우도 시료 D44와 유사한 경향을 보이는데, 이러한 누대구조는 후퇴변성작용 동안에 형성된 것으로 해석된다. 근청석 내부에 잔류한 석류석의 내부와 외곽부는 성분상의 변화가 거의 없으며, 이들은 근청석과 인접한 거정의 석류석 외곽과 유사한 조성을 나타낸다. 따라서 잔류된 석류석은 근청석을 형성하는 후퇴변성시기에 성분이 재평형된 것으로 보여진다.

장석

사장석의 성분은 시료에 따라 차이가 많으며, 동일시료 내에서도 인접하는 광물에 따라 조성의 차이가 극심하다(Table 3과 Table 5). 시료 D3의 경우 다른 시료와 비교할 때 An 함량이 70 mol% 이상 차이가 난다. 따라서 시료 D3의 주변에 많은 석회암들이 분포하여 변성작용시 이들로부터 Ca가 유입했을 가능성이 높다. 동일시료에서 석류석 주

Table 3. Representative composition of plagioclase in the Paju-Kimpo gneiss

sample No.	D3a	D33a	D34a	D1a	D29a	D42c	D44a	D53a,b	D54a	D96c	D113	E3a,b	E5b
SiO ₂	46.89	57.82	61.35	59.86	59.49	62.56	58.07	62.43	62.60	60.28	58.42	66.35	56.42
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.71	25.88	23.89	25.25	25.19	24.00	26.14	23.68	23.24	24.23	25.71	20.39	26.40
FeO*	0.18	0.19	0.08	0.13	0.14	0.03	0.34	0.09	0.02	0.12	0.12	0.03	0.04
MnO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	17.32	7.93	5.74	7.23	7.03	5.57	8.08	5.19	4.45	5.49	7.83	1.49	8.78
Na ₂ O	1.76	6.90	8.21	7.34	7.25	8.42	7.01	8.65	8.80	8.10	6.98	10.48	6.41
K ₂ O	0.04	0.15	0.23	0.16	0.26	0.26	0.14	0.21	0.15	0.21	0.16	0.17	0.21
P ₂ O ₅	0.21	0.08	0.11	0.08	0.12	0.03	0.13	0.08	0.12	0.17	0.09	0.09	0.17
Total	100.12	98.98	99.65	100.12	99.57	100.94	99.94	100.38	99.44	98.64	99.37	99.06	98.46
Cation per 8 Oxygens													
Si	2.153	2.613	2.733	2.665	2.663	2.749	2.602	2.757	2.782	2.712	2.626	2.934	2.568
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al ^(IV)	0.847	0.386	0.266	0.334	0.336	0.250	0.397	0.242	0.217	0.287	0.373	0.065	0.431
Al ^(VI)	0.996	0.991	0.988	0.990	0.992	0.993	0.983	0.990	0.999	0.997	0.989	0.997	0.985
Fe	0.007	0.007	0.003	0.004	0.005	0.001	0.013	0.003	0.001	0.004	0.004	0.001	0.001
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	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	0.852	0.383	0.274	0.345	0.337	0.262	0.388	0.245	0.211	0.264	0.377	0.070	0.428
Na	0.156	0.604	0.709	0.633	0.630	0.717	0.609	0.741	0.758	0.706	0.608	0.899	0.565
K	0.002	0.008	0.013	0.009	0.014	0.014	0.008	0.012	0.008	0.012	0.009	0.009	0.012
P	0.008	0.003	0.004	0.003	0.004	0.001	0.005	0.003	0.004	0.006	0.003	0.003	0.006
Ca/(Ca+Na)	0.845	0.388	0.278	0.352	0.348	0.267	0.388	0.248	0.218	0.272	0.382	0.072	0.430

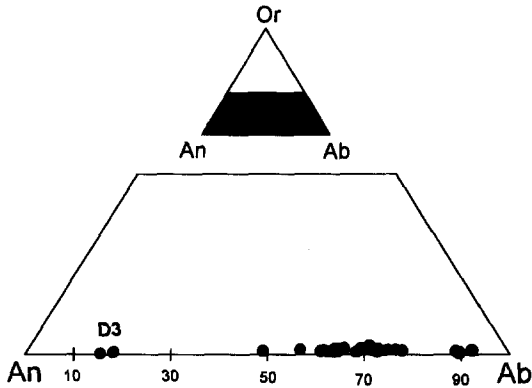


Fig. 5. Chemical compositions of plagioclase plotted in the Or-Ab-An ternary diagram.

변에서 작은 입자로 성장한 사장석은 석류석과 떨어진 큰 사장석보다 An 함량이 높게 나타난다. 시료 D1의 경우에 석류석 주변에 있는 사장석의 최대 X_{An} 이 36 mol%(b)인 반면, 석류석과 떨어진 사장석(f)은 30 mol%를 나타내며, 시료 D42의 경우 그 차이는 19 mol%에 달한다(Fig. 5). 이러한 차이는 변성작용시 압력의 감소에 따른 차별적인 반응관계를 나타내는 것으로 해석된다. 즉, 후퇴변성작용이 진행되는 동안 석류석과 인접한 사장석은 반응관계에 놓였던 반면 석영이나 정장석에 둘러싸인 사장석은 반응관계가 아님을 의미한다. 알칼리장석의 정장석 단성분 X_{Or} (= $K/(K+Na+Ca)$) 함량은 89에서 98 mol%의 범위로 시료에 따라 차이를 보이나, 동일 시료 내에서의 범위는 1~2 mol%로 작은 편이다.

근청석

본역에서 근청석을 EPMA로 분석한 시료는 D44 하나이며, 석류석 및 흑운모와 인접한 지점(a, b)과 떨어진 지점(c)들을 분석한 값을 Table 4에 나타냈다. 분석된 근청석의 산화물 합은 97.53 wt.%에서 98.43 wt. %으로 1~2%의 유체를 함유함을 알 수 있다. 근청석의 X_{Fe} 는 석류석 잔류물 주변에서 0.392~0.395인 반면 잔류물과 떨어진 기질부에서는 0.387로 거의 일정하게 나타난다. Bhat-tachary *et al.*(1988)이 제시한 각 지역에서의 천연 산 근청석은 온도가 상승함에 따라 근청석의 X_{Fe} 가 감소함을 보여준다. 시료 D44의 근청석의 기질부의 X_{Fe} 가 석류석-흑운모 주변보다 낮은 것은 근청석이 비교적 고온에서 후퇴변성작용에 참여했음을 의미한다.

Table 4. Cordierite composition of biotite in the Paju-Kimpo gneiss

sample No.	D44a	D44b	D44c
SiO ₂	48.29	48.15	47.53
TiO ₂	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	32.67	32.67	32.55
FeO*	9.12	8.74	9.02
MnO	0.19	0.17	0.15
MgO	7.95	7.51	8.03
CaO	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	0.14	0.70	0.16
K ₂ O	0.01	0.00	0.03
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.00
Total	98.43	98.00	97.53
Cation per 11 Oxygens			
Si	3.050	3.053	3.031
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	2.431	2.441	2.446
Fe	0.482	0.463	0.480
Mn	0.010	0.009	0.008
Mg	0.749	0.710	0.763
Ca	0.001	0.001	0.001
Na	0.017	0.086	0.020
K	0.001	0.000	0.002
P	0.000	0.000	0.000
Fe/(Fe+Mg)	0.392	0.395	0.387

변성온도와 압력

연구지역의 변성온도를 추정하기 위하여 석류석-흑운모 지온계를 사용하였으며, 검증용 위하여 석류석-근청석 지온계와 비교하였다. 석류석-흑운모 지온계는 Ferry and Spear(1978), Perchuck and Lavrent'eva (1983), Kretz(1990), Dasgupta *et al.* (1991) 등이 주로 이용되고 있다. Ferry and Spear (1978) 지온계의 경우, 백립암상과 같이 고온의 변성작용을 받을 경우 흑운모의 Ti 함량이 높아져 흑운모 고용체의 비이상도가 증가하여, 즉 고온에서 형성된 흑운모 내에 다량으로 함유되어 있는 Ti의 활성화도와 석류석내의 Ca에 대한 활성도를 고려하지 않아 예외적으로 높은 온도가 계산될 수 있음이 여러 연구에서 지적되었다(Chipera and Perkins, 1988; 조윤호 외, 1996; 권용환, 1997). Kretz(1990)는 Ferry and Spear(1978)과 Perchuck and Lavrent'eva(1983)의 실험 결과를 만족시키는 석류석-흑운모 지온계를 제안했는데, 계산식은 다음과 같다.

$$\ln K_D = (2780/T) - 1.51$$

여기서 $K_D = X_{Fe,Gar}/(1-X_{Fe,Gar}) \cdot (1-X_{Fe,Bt})/X_{Fe,Bt}$ 이며, $X_{Fe,Gar}$ 와 $X_{Fe,Bt}$ 는 각각 흑운모와 석류석의 Fe/(Fe+Mg)값이고, T는 절대온도이다. 본역에서 산출되는 석류석과 흑운모의 $X_{Fe,Gar}$ 및 $X_{Fe,Bt}$ 는 Kretz(1990)

가 사용한 값의 범위($X_{Fe,Gar}=0.66\sim 0.93$, $X_{Fe,Bt}=0.35\sim 0.68$)에 해당한다. 또한 석류석의 그로슬라(grossular) 함량과 스페사틴(spessartine) 함량도 모두 Kretz의 이용값인 1~24 mol%와 1~12 mol% 범위에 해당하므로, 위의 식을 적용하여 온도를 계산하였다(Table 5).

온도의 오차범위를 알아보기 위해 근청석을 포함하는 시료인 D44를 대상으로, Battacharya *et al.* (1988)이 제안한 근청석-사장석 지온계를 이용하여 온도를 계산했다. Battacharya *et al.*(1988)이 자연산 석류석과 근청석을 분석하여 얻은 Fe-Mg 사이의 분배식은 다음과 같다.

$$T = \frac{1814 + 0.0152P + 1122(X_{Mg}^{Grd} - X_{Fe}^{Grd}) - 1258(X_{Mg}^{Grt} - X_{Fe}^{Grt}) + 1510(X_{Ca}^{Grt} + X_{Mn}^{Grt})}{1.028 - \ln K_D}$$

여기서 K_D 는 $(X_{Fe}/X_{Mg})^{Grd}/(X_{Fe}/X_{Mg})^{Grt}$ 이며, T는 절대온도이다. 시료 D44에서 근청석의 반상변정 내에 잔류한 석류석-흑운모-근청석-사장석 광물 쌍에 대하여 Kretz의 지온계로 계산한 값과 Battacharya의 지온계로 계산한 값은 Table 6과 같다. 근청석-석류석 지온계에서 압력은 임의의 값을 이용하지 않고, 석류석-흑운모로 계산한 온도를 지온계에 적용하여 얻은 값들을 사용하였다. 위 지온계는 서로 다른 압력계로 계산된 압력 값을 사용하거나, 임의의 압력 값을 사용하여도 그다지 큰 온도차를 보이지는 않으나, Hoisch(1990)가 제안한 석류석-흑운모-사장석 지압계중에서 반응 2 (1/3almandine+2/3grossular+siderophyllite+2quartz = 2anorthite+annite)에 의거하여 계산한 압력 값을 사용했을 때 가장 잘 일치한다(Table 6).

시료 D44는 동일한 시료 내에서도 공존하는 광

Table 5. Estimated temperature and pressure by different geothermobarometry from the Paju-Gimpo gneiss

sample	Grt XFe	Grt Xalm	Grt Xgrs	Grt Xprp	Grt Xsps	Grt Xmg2	Bt Xfe	Bt Xmg2	Pl Xca	T1(°C) Kretz	P1(kb) HS	P2(kb) Hoisch	T2(°C) P&L	P3(kb) HS	P4(kb) Hoisch
D3a	0.913	0.682	0.240	0.065	0.012	0.086	0.610	0.386	0.845	541	5.7	5.2	555	6.0	5.4
D3b	0.918	0.684	0.236	0.061	0.019	0.080	0.775	0.402	0.820	509	5.2	5.2	530	5.6	5.5
D33a	0.880	0.610	0.267	0.083	0.040	0.113	0.641	0.358	0.388	678	12.1	10.6	637	11.2	9.7
D33b	0.879	0.655	0.244	0.090	0.010	0.120	0.575	0.424	0.509	598	8.8	8.3	593	8.7	8.2
D34a	0.850	0.713	0.122	0.126	0.038	0.144	0.545	0.453	0.279	634	9.2	9.4	611	8.7	8.8
D34b	0.841	0.728	0.093	0.137	0.042	0.151	0.521	0.477	0.282	626	7.9	7.8	604	7.5	7.3
D1a	0.804	0.714	0.078	0.174	0.034	0.189	0.538	0.462	0.353	731	8.0	8.1	673	7.0	7.0
D1b	0.780	0.696	0.083	0.196	0.025	0.214	0.533	0.467	0.360	778	9.0	9.3	705	7.8	7.9
D1c	0.820	0.722	0.082	0.159	0.037	0.173	0.555	0.445	0.341	718	8.2	8.2	664	7.2	7.1
D1d	0.740	0.648	0.111	0.227	0.014	0.256	0.442	0.558	0.342	724	9.6	10.5	674	8.7	9.4
D1e	0.735	0.620	0.146	0.223	0.011	0.261	0.515	0.484	0.338	852	13.5	14.4	754	11.5	12.1
D1f	0.714	0.639	0.095	0.255	0.010	0.282	0.520	0.478	0.297	912	13.1	13.9	790	10.8	11.4
D29a	0.817	0.725	0.041	0.163	0.071	0.170	0.531	0.468	0.349	700	4.7	4.9	639	3.8	3.9
D29b	0.809	0.726	0.036	0.171	0.067	0.178	0.547	0.451	0.359	732	4.4	4.7	666	3.5	3.7
D42a	0.747	0.711	0.030	0.240	0.019	0.248	0.597	0.402	0.109	937	12.7	14.4	830	10.8	12.1
D42b	0.766	0.734	0.028	0.224	0.014	0.231	0.605	0.394	0.303	952	6.8	7.8	811	5.0	5.6
D42c	0.799	0.757	0.028	0.190	0.025	0.195	0.596	0.403	0.268	838	6.0	6.8	742	4.7	5.2
D44a	0.725	0.692	0.034	0.262	0.012	0.272	0.522	0.478	0.389	889	5.7	6.5	775	4.3	5.0
D44b	0.786	0.731	0.039	0.199	0.032	0.207	0.529	0.470	0.349	758	5.2	5.5	692	4.3	4.5
D44c	0.754	0.709	0.045	0.232	0.014	0.243	0.519	0.481	0.315	815	7.2	7.6	732	6.0	5.5
D44d	0.802	0.755	0.033	0.187	0.025	0.193	0.548	0.451	0.374	750	4.0	4.5	689	3.2	3.6
D53a	0.865	0.756	0.025	0.118	0.101	0.121	0.589	0.408	0.249	651	3.3	3.4	608	2.7	2.6
D53b	0.850	0.749	0.034	0.133	0.084	0.137	0.577	0.421	0.249	674	5.0	5.1	626	4.2	4.3
D54a	0.905	0.763	0.028	0.080	0.129	0.082	0.658	0.341	0.218	621	3.9	3.7	581	3.3	3.0
D54b	0.898	0.769	0.027	0.088	0.116	0.090	0.687	0.313	0.232	686	4.4	4.3	625	3.6	3.3
D96a	0.788	0.746	0.030	0.200	0.024	0.206	0.479	0.520	0.284	683	4.0	4.6	646	3.5	4.1
D96b	0.803	0.764	0.025	0.187	0.024	0.192	0.506	0.493	0.271	688	3.4	3.9	650	2.9	3.3
D96c	0.825	0.769	0.032	0.163	0.036	0.168	0.489	0.509	0.273	622	3.6	3.8	603	3.3	3.5
D96d	0.777	0.737	0.035	0.211	0.017	0.219	0.455	0.544	0.284	673	4.5	5.1	641	4.0	4.6
D113	0.815	0.709	0.063	0.161	0.067	0.172	0.512	0.487	0.383	796	7.7	8.1	626	5.0	5.1
E3a	0.886	0.767	0.022	0.098	0.112	0.101	0.663	0.335	0.073	691	8.7	9.4	630	7.6	8.7
E3b	0.884	0.771	0.020	0.102	0.107	0.104	0.639	0.358	0.073	663	7.8	8.6	615	7.1	7.5
E3c	0.863	0.758	0.027	0.120	0.096	0.123	0.661	0.337	0.101	763	9.4	10.2	677	7.9	8.5
E5a	0.933	0.820	0.066	0.059	0.055	0.063	0.741	0.258	0.346	626	5.6	4.9	602	5.2	4.5
E5b	0.930	0.834	0.052	0.063	0.052	0.066	0.740	0.260	0.431	638	3.9	3.6	611	3.5	3.6

XFe=Fe/(Fe+Mg), XGrt=Fe+Mg+Ca+Mn, Xalm=Fe/XGrt, Xgrs=Ca/XGrt, Xprp=Mg/XGrt, Xsps=Mn/XGrt, Xmg2=Mg/(Fe+Mn+Mg), Xca=Ca/(Ca+Na+K), T1: Kretz(1990), P1: Hodges & Spear(1982) with Kretz's T, P2: Hoisch with Kretz's T, T2: Perchuk & Lavrent'eva, P3: Hodges & Spear(1982) with P&L's T, P4: Hoisch with P&L's T.

Table 6. Estimated temperature by garnet-biotite (Kretz, 1990) and garnet-cordierite (Bhattacharya *et al.*, 1988) geothermometers from sample D44

Cordierite-Garnet pair	P (bar)	T (°C)
Crd(X_{Fe})	0.392	4000
Grt(Xalm)	0.755	5000
Grt(Xprp)	0.187	6000
Grt(Xgrs)	0.033	HS, 4610
Grt(Xsps)	0.025	H-R1, 5064
K_D	1.160	H-R2, 4506

Garnet -Biotite pair Kretz (1990) 750 (°C)

HS: Hodges & Spear (1982), H-R1: reaction 1 of Hoisch (1990), H-R2: reaction 2 of Hoisch (1990).

물의 조직에 따라 온도범위가 100°C 이상으로 다양하게 계산되는데, 이는 후퇴변성작용의 정도가 부분적으로 서로 상이함에 의한 것으로 추정된다. 일반적으로 고변성작용을 거친 후 후퇴변성작용을 받은 암석에서 후퇴변성작용시 석류석의 외각부와 혹은 운모 사이에 Fe-Mg 치환반응이 우세한 경우 석류석의 X_{Fe} 함량은 증가하며, 혹은 운모의 X_{Fe} 함량은 감소한다. 그러나 알만딘 조성이 우세한 석류석이 분해되어 혹은 운모를 형성하는 상변환반응(net transfer reaction)이 Fe-Mg 치환반응과 함께 일어나는 경우 석류석과 혹은 운모의 X_{Fe} 는 모두 증가한다(Spear, 1993). 시료 D44의 a(889°C)와 b(758°C)는 동일 석류석 외곽의 두 지점으로서 석류석의 X_{Fe} 함량은 $a < b$ 이며, 혹은 운모의 X_{Fe} 함량은 $a < b$ 이다. 또한 근정석 내부에 잔류한 석류석-혹운모 쌍(d, 750°C)도 a, b와 비교할 때 석류석의 X_{Fe} 함량과 혹은 운모의 X_{Fe} 함량 모두 높다. 따라서 석류석 주변부와 석류석과 인접한 혹은 운모는 온도가 하강하면서 상변환반응과 Fe-Mg 치환반응이 함께 일어났음을 보여준다. 또한 동일 시료 내에서 석류석이 혹은 운모를 포획하는 경우(예, c=815°C)를 a와 비교할 때, 석류석의 X_{Fe} 함량은 $a < c$, 혹은 운모의 X_{Fe} 함량은 $a > c$ 로 나타나, 본역에서 후퇴변성작용은 차별적으로 일어났음을 시사한다.

시료 D1의 a에서 d까지는 모두 석류석 주변부에 성장한 혹은 운모와의 광물 쌍으로 온도범위가 비교적 좁은 범위를 나타낸다(718~778°C). 참고로 석류석의 중심부와 석류석 주변부에 성장한 혹은 운모의 광물쌍에서 계산된 온도는 위의 온도와 상당히 차이가 있다(예, D1e, f=852~912°C). 온도-압력 계산에 이용된 광물쌍이 석류석 중심부와 외곽의 혹은 운모일 경우(예, D1e, f와 D42a, b)에 이들은 평형이 이루어지지 않았을 가능성이 크다.

공존하는 석류석과 사장석의 조성을 분석하여 각

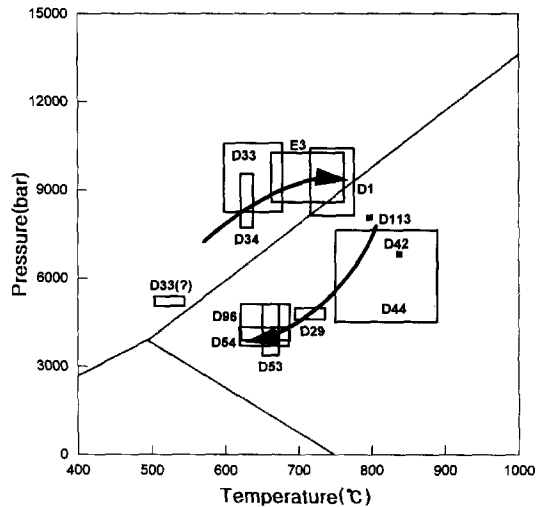


Fig. 6. Clockwise P-T path of the Paju-Gimpo gneiss complex area. P-T conditions estimated by using garnet-biotite geothermometry of Kretz (1990) and garnet-biotite-plagioclase geobarometry of Hoisch (1990).

상에 대한 활성도만 추정하여 압력을 구하는 단순한 GASP 지압계는 여러 가지가 이용되고 있다(Ghent, 1976; Newton and Haselton, 1981; Hodges and Spear, 1982; Koziol and Newton, 1988). 본 연구에서는 이상적인 고용체모형을 이용한 Koziol and Newton(1988)보다는 천연광물을 이용한 Hodges and Spear(1982)의 계산식을 이용하였다. GASP 광물간의 반응식은 3 아노르사이트 = 그로슬라 + 2 Al-규산염 + 석영이며, GASP 지압계는 다음 식으로 표현된다.

$$11675 - 32.815 T(^{\circ}K) + 1.301 [P(\text{bar}) - 1] + RT (^{\circ}K) \ln K_D$$

단, R은 기체상수이며, $K_D = (X_{An})^3 \cdot (\gamma_{An})^3 / (X_{Grt})^3 \cdot (\gamma_{Grt})^3 = K_i \cdot K_m$ 이다.

K_i 는 K_D 의 이상적인 값이고, K_m 는 K_D 의 비이상적인 값의 상수로 2.5로 가정하였다.

Hoisch(1990)는 퇴적기원 변성암에서 흔히 관찰되는 석류석-혹운모-백운모-사장석-석영의 광물조합에 대하여 가능한 6개의 평형반응식을 고려하여 각각의 지압계를 만들었다. 본 연구에서는 6개의 반응식 중 석류석-혹운모-사장석-석영이 반응에 참여하는 지압계(R2)를 이용하였다(GASP 지압계). 이 GASP 지압계의 계산식은 다음과 같다.

$$P(\text{bar}) = [-46707.2 + 85.5824T - RT \ln K_R - 30960.2 (X_{Al} - X_{Fe})_{Bt} + (24289.6 X_{Mg})_{Bt} + (37365.36 X_{Ti})_{Bt}] /$$

$$[3.8986-2/3\Delta V_{Gr}]$$

단 K_R 은 $[X_{ann}(a_{an})^2]/[(a_{alm})^{1/3}(a_{grs})^{2/3}X_{sid}]$ 이다.

Table 5는 Kretz(1990)과 Perchuk and Lavrent'eva (1983)의 지온계로 계산한 온도를 각각 GASP지압계(Hodges and Spear, 1982)와 GBSP지압계(Hoisch, 1990)에 적용하여 구한 압력 값을 나타냈다. 이 중에서 Kretz(1990)의 지온계와 Hoisch (1990)의 지압계로 계산된 온도 압력의 분포를 압력-온도 도표에 도시하였다(Fig. 6). 단 시료 D1, D42에서 석류석의 중앙부, 석류석과 인접한 흑운모와 사장석을 쌍으로 하여 얻은 온도와 압력으로, 여기서는 비평형관계로 간주하여 온도-압력 도표에 도시하지 않았다. 또한 시료 D3의 경우 압력계산에 이용된 사장석의 Ca 조성에 대한 교대작용의 가능성 있어 도표에 참고 지점으로 표기하였다.

토의 및 결론

본역의 편마암류는 중압형의 누진변성작용과 저압형의 후퇴변성작용을 거쳐 형성되었으며, 광물조합과 계산된 온도-압력 조건으로 보아 최소한 상부 각섬암상에서 하부 백립암상의 변성작용을 경험한 것으로 판단된다. 초기 변성작용은 남정석이 안정한 영역에서의 누진변성작용으로 최대 변성조건은 석류석과 흑운모 성분내에 대한 후퇴변성작용의 영향으로 확실치 않으나, 대략 718~778°C, 7.0~9.4 kb 정도였을 것으로 추정된다. 석류석+규선석이 근청석으로 전이하는 반응에 의해 특징 지워지는 두 번째 변성작용은 온도와 압력이 함께 하강하는 후퇴변성작용이다. 누진변성작용시 생성된 석류석-흑운모-사장석을 포획하며 성장한 근청석을 포함하는 시료에서 계산한 후퇴변성작용이 시작되는 변성조건은 750~889°C, 3.6~5.5 kb이다. 후퇴변성작용은 남정석이 잔유물로서 산출되고, 초기에 생성된 광물들이 근청석이나 사장석 내에 포획되는 점 그리고 근청석과 공존하는 석류석과 흑운모의 온도가 차별적인 점등을 고려할 때 온도-압력조건이 비교적 빠르게 변하는 후퇴변성작용임을 시사한다.

본역이 경험한 누진변성작용과 후퇴변성작용 사이의 시간적 간격은 알 수 없으나 남정석의 안정영역에서 규선석의 안정영역으로 시계방향의 변성진화과정을 겪었을 것으로 보인다. 이는 과거연구자들이 경기편마암복합체가 저압형의 변성작용에 앞서 중압형의 변성작용을 경험했다는 주장과는 일치한다. 본역에서 후퇴변성작용에 대한 시계방향의 진

화경로는 경기편마암복합체의 기반암에 대하여 과거의 연구자들이(이광진과 조문섭, 1992; 조윤희 외, 1996; 권용완 외, 1997) 제시한 후퇴변성작용의 경로와 유사하다. 본 연구에서의 누진변성작용은 권용완 외(1997)의 1차 변성작용 그리고 조윤희 외(1996)의 구봉산그룹의 변성작용이 아닌 중압형의 누진변성작용과 유사하다. 경기육괴 중부-북동부에서 과거 연구자들이 제시한 대부분의 진화경로는 적은 온도변화와 급격한 압력하강으로 특징 지워지나, 본역에서는 그런 현상을 감지할 수 없으며, 온도-압력 범위가 다르기는 하나 이광진과 조문섭(1992)이 제시한 진화경로와 유사하다. 과거의 연구들은 같은 지역에서 시기가 다르거나 같은 2개의 유사한 형태의 진화경로를 제시했으나, 이들이 동시에 조산대에서의 위치에 따른 차이일 가능성도 배제할 수 없다.

Na(1978, 1979b)는 경기육괴 중부지역을 변성시기와 압력형에 따라 저압형의 경기편마암복합체와 중압형의 연천계로 양분하였으며, 그의 분류에 의하면 본역은 대부분 연천계가 아닌 경기편마암복합체에 속한다. 그러나 고양지역에서 남정석이 잔류물로 산출되어, 경기편마암복합체의 일부는 중압형의 변성작용을 거쳤을 것으로 해석된다. Na(1992)는 경기육괴 서남부인 안양-태안-대천지역의 편마암복합체에 대해 세 번의 변성작용(1차의 저압형 변성작용은 2572-2370 Ma, 2차의 중압형 변성작용은 1350-1420 Ma, 녹색편암상의 3차 변성작용은 트라이아스기-จู라기)을 제안한 바 있다.

본역의 동남단인 장흥면 일영리에서 채취한 준편마암인 미그마틱 편마암의 저어콘 연대는 약 2400 Ma(U/Pb법, 김정빈 외, 투고중)이며, Na(1992)의 연구지역에 해당하는 경기도 성남, 충청남도 공주 지역에 분포한 편마암에서 저어콘연대도 일괄되게 2400 Ma 정도이다. 이 연대는 마그마의 관입과 관련된 최소연대이다. 본역에 분포하는 편마암류 광물조합과 저어콘의 높은 폐쇄온도(900-1000°C)로 판단할 때, 초기원생대는 변성작용의 시기가 아니라 변성퇴적암류의 기원암이 관입한 시기로 볼 수 있다. 이질퇴적물이 광역변성작용을 받아 준편마암이 형성되는 과정과 시간을 고려하면 변성시기는 적어도 2400 Ma 이후로 사료된다. 본역의 서측 인접지역인 강화도에서 분석한 미그마틱 편마암의 저어콘연대는 1850 Ma(U/Pb법, 김정빈 외, 투고중)로, 백립암상의 변성작용을 경험한 화천 지역과 유사한 시기다. 따라서 본역을 포함한 경기육괴가 경험한 상부 각섬암상에서 하부 백립암상에 이르는

광역변성작용의 시기는 1850 Ma일 가능성이 있다.

현재까지 보고된 경기편마암복합체에서 백립암상을 나타내는 지역은 북동부인 오대산지역(권용완 외, 1997), 중부인 가평-청평-춘천-화천 지역(이광진과 조문섭, 1992; 조문섭과 김종욱, 1993; 조윤희 외, 1996 등), 서남부인 안양-태안 지역(Na, 1992) 및 본 연구지역으로 다양하게 분포되어 있다. 따라서 경기육괴 내에서 백립암상에 해당하는 변성작용은 임진강대와 관련된 특별한 상황이라기보다는 경기육괴 내에서 최고의 변성작용을 지시하는 보편적인 것으로 사료된다.

사 사

본 연구는 한국과학재단 1996년도 한중국제공동연구(966-0402-004-2)에 의해 지원되었다. 본 논문의 작성에 유익한 조언과 자료를 제공해주신 고려대학교 권용완 박사, 전북대학교 오창환 교수에게 감사드립니다. 광물의 EPMA분석에 많은 편의를 제공해주신 기초과학지원센터의 이석훈 박사와 실내작업을 도와준 조선대학교 자원공학과 김진 석사, 지구과학과 류승란 조교에게도 고마운 마음을 전하고자 한다. 또한 본 논문의 초고에 대한 건설적인 조언과 비평을 해주신 송용선 교수에게도 감사드립니다.

참고문헌

권용완, 김형식, 오창환, 1997, 경기육괴 북동부지역에 분포하는 오대산편마암복합체의 다변성작용, 암석학회지, 6, 226-243.
 김옥준, 1973, 경기육괴 서북부의 변성암복합체의 층서와 지질구조, 광산지질학회지, 6, 201-208.
 이광진, 조문섭, 1992, 가평-청평지역 경기육괴의 변성작용, 암석학회지, 1, 1-24
 이상만, 1973, 우리 나라 지체구조와 변성상 및 변성상계의 연관성 연구, 지질학회지, 15, 195-211.
 조문섭, 김종욱, 1993, 춘천-홍천지역 용두리편마암 복합체내에 산출하는 남정석: 변성지구조적 의의. 암석학회지, 2, 1-8.
 조윤희, 조문섭, 이승렬, 1996, 청평-양평지역에 분포하는 근청석 편마암의 백립암상 변성작용과 P-T 진화 경로. 암석학회지, 5, 52-65.
 최위찬, 김규봉, 최성자, 윤욱, 진명식, 1995, 김포-인천 도폭 및 설명서, 한국자원연구소, 34p.
 최위찬, 최성자, 김규봉, 1997, 통진도폭 및 설명서, 한국자원연구소, 63p.
 최성자, 이승렬, 김규봉, 김준락, 김복철, 1998, 문산도폭 및 설명서, 한국자원연구소, 79p.
 홍승호, 이병주, 황상기, 1982, 서울도폭 및 설명서, 한국동력자원연구소, 19p.

Bhattacharya, A., Mazumdar, A. C. and Sen, S. K., 1988, Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *Am. Mineral.*, 73, 388-344.
 Chipera, S. J. and Perkins, D., 1988, Evaluation of biotite-garnet geothermometers: Application to the English River subprovince, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 40-48.
 Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., and Fukuoka, M., 1991, A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 130-137.
 Ferry, J. M. and Spear, S. F., 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-Al₂SiO₅-quartz: A potential geobarometer. *Am. Mineral.*, 61, 710-714.
 Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982, Geothermometry, geobarometry and Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, 67, 1118-1134.
 Hoisch, T. D., 1990, Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblages quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
 Kim, J. Y., 1989, A study on metamorphism of the metamorphic rocks in the central part of Gyeonggi Massif. Ph. D. thesis, Seoul National Univ., 278.
 Koziol, A. M. and Newton, R. C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Am. Mineral.*, 73, 216-233.
 Kretz, R., 1990, Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otta Lake area, Quebec. *J. Metamorphic Geol.*, 8, 493-506.
 Lee, S. R. and Cho, M., 1995, Tectonometamorphic evolution of the Chuncheon amphibolite, central Gyeonggi massif, South Korea. *J. Metamorphic Geol.*, 13, 315-328.
 Na, K. C., 1978, Regional metamorphism in the Gyeonggi massif with comparative studies on the Yeoncheon and Ogcheon metamorphic belts (1). *J. Geol. Korea*, 14, 195-211.
 Na, K. C., 1979a, Regional metamorphism in the Gyeonggi massif with comparative studies on the Yeoncheon and Ogcheon metamorphic belts (2). *J. Geol. Korea*, 15, 67-88.
 Na, K. C., 1979b, Regional metamorphism in the Gyeonggi massif with comparative studies on

- the Yeoncheon and Ogcheon metamorphic belts (2). *J. Geol. Korea*, 15, 127-133.
- Na, K. C., 1992, A study on the metamorphism in the southwestern part of Gyeonggi massif. *J. Petrol. Soc. Korea*, 1, 23-33.
- Newton, R. C. and Haselton, H. T., 1981, Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In *advances in physical geochemistry 1* (ed. 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 *kinetics and equilibrium in mineral reaction* (ed. S.K. Saxena), Springer-Verlag, 199-239.
- Spear, F. S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *MSA monograph*, 1, 799.
- Um, S. H., 1979, Geology of Korea. *Geol. Soc. China, Mem.*, 3, 1-55.

(책임편집 : 송용선)

(1998년 10월 23일 접수, 1998년 11월 15일 수리)

Metamorphism of gneiss complex in the Paju-Gimpo area, northwestern Gyeonggi massif, Korea

Kun Sang Ahn, Young Seog Park¹, Cheong Bin Kim², Jiangfeng Chen³

Department of Earth Sciences, Chosun University, Kwangju, 501-759, Korea

¹*Department of Resources, Chosun University, Kwangju, 501-759, Korea*

²*Basic Science Institute, Seoul National University, Seoul, 151-742, Korea*

³*Department of Earth and Space Sciences, USTC, Hefei, 230026, China*

ABSTRACT : Proterozoic gneiss complex of the Paju-Gimpo area, Northwestern Gyeonggi Massif, consists of mainly gneiss and schist with locally intercalated quartzite and metamorphic calcareous rocks. Mineral assemblages of the gneiss and schist are classified into two type: sillimanite free (garnet zone) and sillimanite bearing (sillimanite zone) assemblages. In the Goyang area, Kyanite occurs as metastable relict grain in two gneiss samples, in which sillimanite, garnet, biotite, K-feldspar and plagioclase occur. Cordierite bearing mineral assemblages of gneiss are biotite+garnet+sillimanite+cordierite+plagioclase+quartz (\pm K-feldspar, muscovite), and represent the upper amphibolite or granulite facies metamorphism. The metamorphic complex has experienced two different regional metamorphism. The prograde metamorphism is a medium-pressure type characteries by kyanite. The peak metamorphic P-T condition of the prograde metamorphism calculated from the kyanite bearing rock is 7.0~9.4 kb and 718~778°C. The retrograde metamorphism, after the prograde metamorphism, is the low-pressure type characteries by occurrence of cordierite. The peak metamorphic P-T condition of later calculated from the cordierite bearing rock is 3.6~5.5 kb and 750~889°C. Together with the occurrence of relict kyanite, garnet+biotite+plagioclase assemblage as relict in the cordierite, and the result of estimated P-T metamorphic conditions indicate a clockwise P-T path.

Key words : Gyeonggi Massif, Paju-Gimpo area, granulite facies, kyanite, cordierite.