

경기육괴 북동부지역에 분포하는 오대산편마암복합체의 다변성작용

권용완 · 김형식¹ · 오창환²

전북대학교 기초과학연구소, ¹고려대학교 지구환경과학과
²전북대학교 지구환경과학과

요 약 : 오대산편마암복합체는 미그마타이트질편마암과 반상변정질편마암이 주를 이루며, 소규모의 규암, 앵피블라이트, 대리암 및 우백질편마암 등이 렌즈상으로 협재되어있다. 이 지역은 최소 2회의 광역변성작용을 받았다. 1차 변성작용시 변성정도는 흑운모-백운모-사장석-석영, 석류석-흑운모-백운모-K-장석-사장석-석영의 광물조합 등을 보이는 동부 및 서남부지역의 K-장석-백운모분대로부터 석류석-흑운모-K-장석-사장석-석영, 흑운모-K-장석-사장석-석영, 석류석-흑운모-K-장석-사장석-규선석-스피넬-석영의 광물조합을 보이는 북서부지역의 K-장석-석류석분대로 증가한다. 사장석 내부에 납정석이 잔류물로 나타난다. 2차 변성작용은 근청석의 생성이 특징적이다. 2차 변성작용시의 변성정도는 근청석-석류석-규선석-흑운모-백운모-석영, 근청석-석류석-스피넬-규선석-흑운모-백운모-석영의 광물조합을 보여주는 개인산을 중심으로하는 석류석-근청석 분대로부터 방사상으로 감소한다. 그 결과 근청석-규선석-흑운모-사장석-석영, 근청석-흑운모-백운모-사장석-석영, 규선석-흑운모-백운모-사장석의 광물조합을 가지는 규선석-근청석분대가 석류석-근청석분대를 둘러싸며 나타난다. 석류석-흑운모-규선석-K-장석-사장석-스피넬의 광물조합으로부터 계산된 1차 변성작용시의 최대 변성압력-온도조건은 5.4~7.4 kb, 776~789°C이나 상평형관계를 고려할 때 실제 변성압력-온도조건은 계산된 조건보다 높았을 가능성이 있다. 사장석내에 잔존하는 석류석-흑운모-사장석에 대한 변성압력-온도조건은 12.5 kb, 650°C로 1차 변성작용이 매우 높은 압력경로를 거친후 최대변성 온도조건에 도달했음을 지시한다. 2차 변성작용에서 석류석-흑운모-근청석-스피넬-석영의 광물조합에서 계산된 2차 변성작용시의 압력-온도조건은 6 kb 이하, 680~750°C이다. 오대산편마암복합체에서는 고압의 변성작용과 급격한 지각의 상승을 거친후 중압고온의 1차 변성작용이 일어났으며 구룡층군의 퇴적이후 저압고온의 2차 변성작용이 일어났다.

핵심어 : 오대산편마암복합체, K-장석-백운모분대, K-장석-석류석대, 석류석-근청석대, 규선석-근청석대

서 언

경기육괴는 북으로 임진강대와 남으로 옥천대에 접하며 낭림육괴 및 소백산육괴 등과 함께 한반도의 기저부를 이룬다. 이들은 주로 준편마암인 호상편마암, 반상변정질편마암 및 미그마타이트질편마암 등으로 구성되어 있으며, 운모편암류, 칼크편암 및 규암 등이 협재되어 나타난다. 경기육괴에 대하여 경기 및 충청 서부지역과 강원 서부지역을 중심으로 최근까지 많은 연구가 수행되어왔다. Na(1992)는 경기육괴 서부지역이 시생대 말기의 저압형의 1차 광역변성작용과 안양화강편마암의 관입시기에 발생한 중압형의 2차 변성작용 그리고 트라이아스기-จู라기에 태안층군에 영향을 끼친 3차 저변성작용을 받았음을 보고하였다. Na(1978, 1979a, b)는 경기육괴 중부지역에 대한 광범위한 조사를 실시하여 변성정도와 그

시기의 차이를 근거로 선캠브리아에 저압형의 광역변성작용을 받은 경기편마암복합체와 캄브리아기에서 쥬라기이전에 중압형의 변성작용을 받은 연천계로 양분하였다. 그러나 Kim(1989)은 의암층군에서 산출된 납정석을 근거로 경기편마암복합체가 중압형의 점진변성작용을 거친후 저압형의 후퇴변성작용을 거치는 시계방향의 진화경로를 주장하였고 이 광진과 조문섭(1992)과 조문섭과 김종욱(1993) 그리고 조윤희 외(1996) 등의 연구에서도 경기편마암복합체내에 납정석이 산출된다고 보고하였다. 따라서 이들 연구자들은 변성압력형을 기준으로 경기편마암복합체와 연천층군으로 구분하였던 Na(1978, 1979a, b)의 주장이 의미없음을 주장하였다. Na(1978, 1979a, b)와 Kim(1989)의 연구는 비교적 광범위한 지역에 대한 연구를 하였으나 온도-압력측정 방법들에 애매한 점이 많아 변성진화과정에 대한

정량적인 접근이 어려웠고, 그 이후의 연구들은 광역적 연구보다는 제한된 시료에서 변성환경을 유추하여 광역적인 변성진화과정 해석상에 많은 문제점들을 가질 수 있다.

연구지역은 설악산(1,708 m)에서 오대산(1,563 m)으로 이어지는 태백산맥의 주능선을 포함하는 경기육괴 북동부지역으로서 4개의 도폭(창촌: 이대성 외, 1975; 현리: 김봉균 외, 1975; 북분리: 김옥준 외, 1975; 오대산: 정창희 외, 1975)과 양양철광상에 대한 연구를 제외하고 연구지역에 대한 변성과정에 관한 연구는 현재까지 거의 없었다. 연구지역은 미그마타이트질편마암과 반상변정질편마암이 광범위하게 분포하며, 규암, 흑운모편암, 칼크편암, 앰피볼라이트, 대리암 등이 미그마타이트질편마암 내에 협재되어 나타난다. 또한 화성기원의 맨거라이트와 화강편마암 등이 국지적으로 나타난다. 이 지역에 분포하는 변성암류에 대한 명확한 층서설정을 위한 연구는 많은 시간과 인력이 요구되어 본 연구에서는 일단 창촌도폭에서 제시된 층서체계를 따르기로 하였으며, 이들 변성암복합체를 오대산편마암복합체로 명명하기로 하였다. 본 연구에서는 오대산편마암

복합체 중에서 광범위하게 나타나는 이질기원의 변성퇴적암류내의 광물 및 암석학적 특성을 살피고 그 결과를 바탕으로 연구지역의 변성진화과정을 규명하며, 지온지압계를 이용하여 각 변성작용시의 온도, 압력조건을 밝히고자 한다. 또한 본 지역에서의 연구결과를 경기육괴 중부지역의 연구와 비교하여 경기육괴의 변성진화환경을 연구하고자 한다.

지질각론

강원도 양양-진부지역의 기저부를 이루는 오대산편마암복합체는 미그마타이트질편마암, 반상변정질편마암이 주를 이루고 있으며, 소규모의 규암, 앰피볼라이트, 결정질석회암 및 우백질편마암 등이 렌즈상으로 협재되어있다(Fig. 1). 이들은 후기의 화강편마암과 맨거라이트에 관입당하였으며, 구룡층군이 편마암복합체를 부정합적으로 피복하고 있다(김봉균 외, 1975; 김옥준 외, 1975; 이대성 외, 1975; 정창희 외, 1975).

본 지역에 광범위하게 분포하는 미그마타이트질편마암에서는 호상구조가 우세하며 국지적으로 반

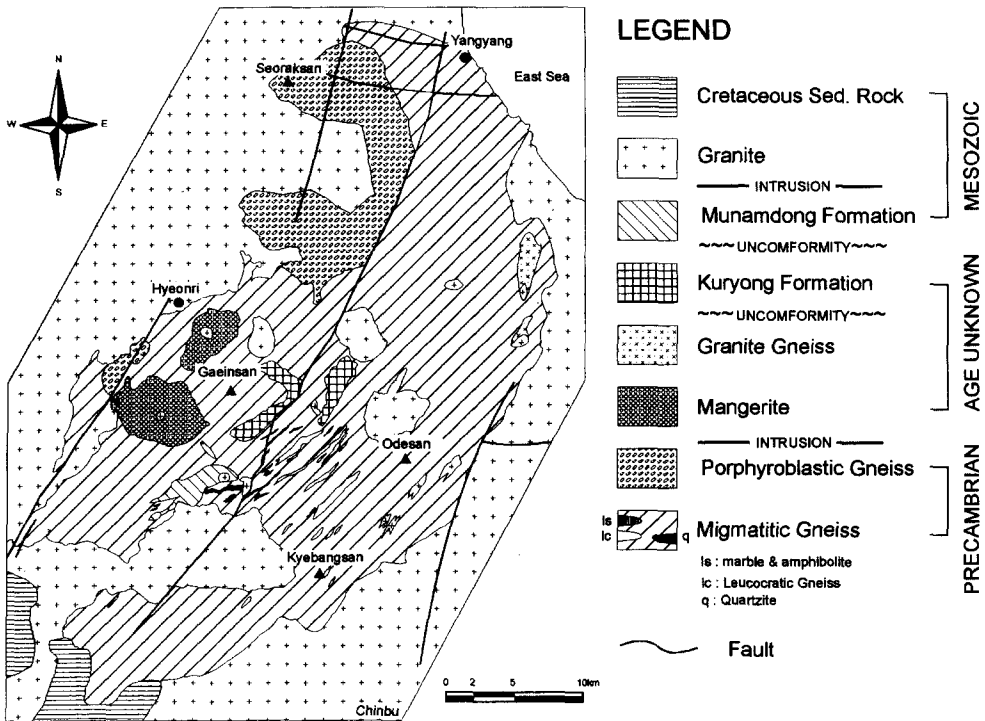


Fig. 1. Geologic map of the studied area modified after Lee et al.(1975), Kim, O.J. et al.(1975), Kim, B.K. et al. (1975), Jung et al.(1975) and KIGAM(1:1,000,000; 1995).

상변정질 조직과 화강암질 조직들도 관찰된다. 호상구조는 유색광물의 함량에 따라 우흑질부분과 우백질부분으로 구분이 가능하며, 우백질부분의 폭은 일반적으로 수 내지 수십 cm 이나 수 m 폭에 이르는 경우도 있다. 이대성 외(1975)는 우백질 부분이 넓은 부분을 우백질편마암(leucocratic gneiss)으로 구분하였으며, H₂O 함량이 높은 이질기원 퇴적물이 부분용융에 의해 생성된 것으로 추정하였다.

미그마타이트질편마암의 주구성광물은 석영, 사장석, 피어사이트, 흑운모로 구성되어 있으며, 석류석, 근청석, 남정석, 규선석, 백운모, 스피넬 등이 변성정도에 따라 관찰된다. 석영은 주로 중립내지 조립질을 이루며 봉합상조직을 가지고 있다. 사장석은 알바이트쌍정이 발달한 경우와 쌍정이 불분명한 경우가 모두 나타나며 K-장석은 피어사이트와 미사장석 등이 관찰된다. 흑운모는 대체로 편리면을 이루며 저어콘, 침상의 금홍석(rutile)을 포유하거나 녹니석으로 변질된 경우도 있다. 석류석은 소량이기는 하나 연구지역의 전역에 걸쳐 나타난다. 많은 석류석 반상변정들은 후퇴변성작용과 변질작용에 의해 열개면을 따라 녹니석화 되어있다. 일부 석류석 반상변정은 사장석내에 불규칙하거나 신장된 외형을 이루며 포획되어있다. 남정석은 견운모화된 사장석내에 잔존하여 극히 소량 산출되나 그 의미는 매우 크다. 규선석은 주로 섬유상내지 반자형을 이루며 남정석에 비하여 넓은 영역에서 관찰된다. 근청석은 개인산을 중심으로 관찰되며 피나이트화 작용을 심하게 받았다. 근청석 반상변정내에는 흑운모의 잔존물과 2차적으로 생성된 석류석, 규선석, 스피넬 등이 편리면을 따라 신장된 형태로 나타난다. 스피넬은 흑운모-규선석과 결합하여 나타나는 경우와 근청석의 내부에서 심플렉타이트 구조를 보이는 것이 관찰된다.

미그마타이트질편마암내에 규암, 대리암 및 앰피블라이트가 수 m 내지 수십 m 폭을 이루며 협재되어 있다. 이들은 연구지역의 중앙부에 제한적으로 나타나고 있으며 NE-SW의 방향으로 연장되어 나타난다. 규암은 봉합상조직을 이루는 석영과 미량의 백운모가 편리방향을 따라 배열되어 있다. 대리암과 앰피블라이트는 서로 접촉하여 산출되는 경우가 많으며, 미그마타이트질편마암과 조화적 관계가 우세하나, 일부 앰피블라이트는 미그마타이트질편마암내에서 부우딘구조나 엽리면을 절단하는 것도 관찰된다. 이대성 외(1975)는 퇴적기원과 화성기원의 앰피블라이트가 모두 존재한다고 하였다.

반상변정질편마암은 연구지역의 북서부지역에 광

범위하게 나타나며, 김봉균 외(1975)는 미그마타이트질편마암과 반상변정질편마암은 점이적인 변화양상을 보인다고 하였다. 반상변정의 크기는 대략 2내지 4 cm의 크기를 이루고 있으며 변형작용의 영향에 의하여 안구상을 보이는 경우가 많고, 특히 단층에 연한 부분에서 안구상구조가 잘 발달되어 있다. 반상변정은 주로 K-장석과 사장석 등으로 이루어져 있으며 기질부를 이루는 주요광물은 주로 석영과 사장석이다. 흑운모나 각섬석 등은 주로 편리를 이루며 부수광물로는 녹염석, 녹니석 등이 나타난다.

변성퇴적암류를 관입하고 있는 화강편마암은 복운모화강암질암과 화강섬록암질암의 조성을 보인다(김옥준 외, 1975). 개인산 서측의 변성화성암류는 사방휘석과 단사휘석 등을 함유하는 석영-몬조나이트질의 맨저라이트이다. 맨저라이트는 경계부에 미그마타이트질편마암의 압편들을 다량 포획하고 있다. 화강편마암과 맨저라이트는 기저부를 이루는 미그마타이트질편마암을 관입하는 양상을 보이는 정편마암이나 이들의 관입시거나 상호간의 관계는 미상이다.

구룡총군은 규암층을 기저부로하여 미그마타이트질편마암과 부정합적인 관계를 가지고 있다. 이들은 규암층을 경계로 상위에 흑운모 호상편마암, 흑운모편암, 각섬석-흑운모편암, 앰피블라이트, 대리암 등으로 구성되어 있다. 그러나 규암층의 연장성이 미약하며, 미그마타이트질편마암과 단층접촉하는 부분도 존재한다. 기저부를 이루는 미그마타이트질편마암이 심한 습곡구조를 보이는 것과 달리 흑운모 호상편마암은 평행한 엽리구조를 보이며 층후 또한 얇다. 구룡총군의 주구성암체를 이루는 흑운모편암은 중립내지 조립질의 석영, 사장석, 흑운모, 백운모 등으로 구성되어 있으며 심한 견운모화 작용을 받았다. 각섬석-흑운모편암은 흑운모편암과 앰피블라이트의 경계부에서 국지적으로 관찰된다. 구룡총군내의 앰피블라이트는 미그마타이트질편마암에서 관찰되는 앰피블라이트와는 달리 사장석의 양이 많으며, 석영의 함량이 낮다. 대리암은 위치에 따라 수 m에서 수 10 m의 폭으로 다양한 층후를 보이고 있다. 김봉균 외(1975)는 이 층군을 가평도 폭과 내평도폭 등에서 편마암류의 상부에 위치하는 석회암질암과 대비되는 것으로 추정하였다.

연구지역에는 선캠브리아대 이후의 퇴적암류들이 분지상으로 발달하여 있으며 이들은 각각 대동누층군과 경상누층군에 대비되고 있다(이대성 외, 1975; 강필종과 진명식, 1972). 오대산편마암복합체는 북동-남서방향으로 관입한 중생대 화강암저반

으로 인해 인접한 경기육괴의 변성암류와 단절되어 있어 상호간의 지층대비는 어려운 상태이다.

변성작용

연구지역에서 우세한 광물군을 형성하며 상부엠펜피볼라이트상에서 백립암상에 이르는 변성작용으로 정의되는 1차 광역변성작용과 근청석을 생성하는 2차의 광역변성작용이 인지된다. 각 변성작용을 살펴보면 아래와 같다.

1차 변성작용

1차 변성작용의 영향은 백운모의 존재여부에 따라 2개의 분대로 나눌 수 있다(Fig. 2a). 양양에서 오대산을 거쳐 계방산지역에 이르는 동부지역과 서남부지역에서는 흑운모-백운모-사장석-석영, 석류

석-흑운모-백운모-K-장석-사장석-석영의 광물조합을 보이는 K-장석-백운모분대가 나타난다(Fig. 3a). K-장석-백운모분대에서 흑운모와 함께 안정한 상태로 엮리면을 이루고 있는 백운모는 이 분대가 백운모의 소멸반응에 이르는 변성환경에 도달하지 못하였음을 지시한다. 설악산에서 개인산에 이르는 북서부 지역에서는 석류석-흑운모-K-장석-사장석-석영, 흑운모-K-장석-사장석-석영, 석류석-흑운모-K-장석-사장석-규선석-스피넬-석영의 광물조합을 보이는 K-장석-석류석분대가 나타난다. 이 분대에서는 K-장석-백운모분대와는 달리 백운모가 관찰되지 않으며 (Fig. 3b) 이는 K-장석-석류석분대가 백운모의 소멸반응을 거쳐 K-장석-백운모분대보다 높은 변성작용을 받았음을 지시한다. 1차 변성작용에 의한 두 분대는 백운모와 K-장석의 안정여부에 따라 설정되었으며 두 분대사이에 예상되는 변성반응은 아래와 같다.

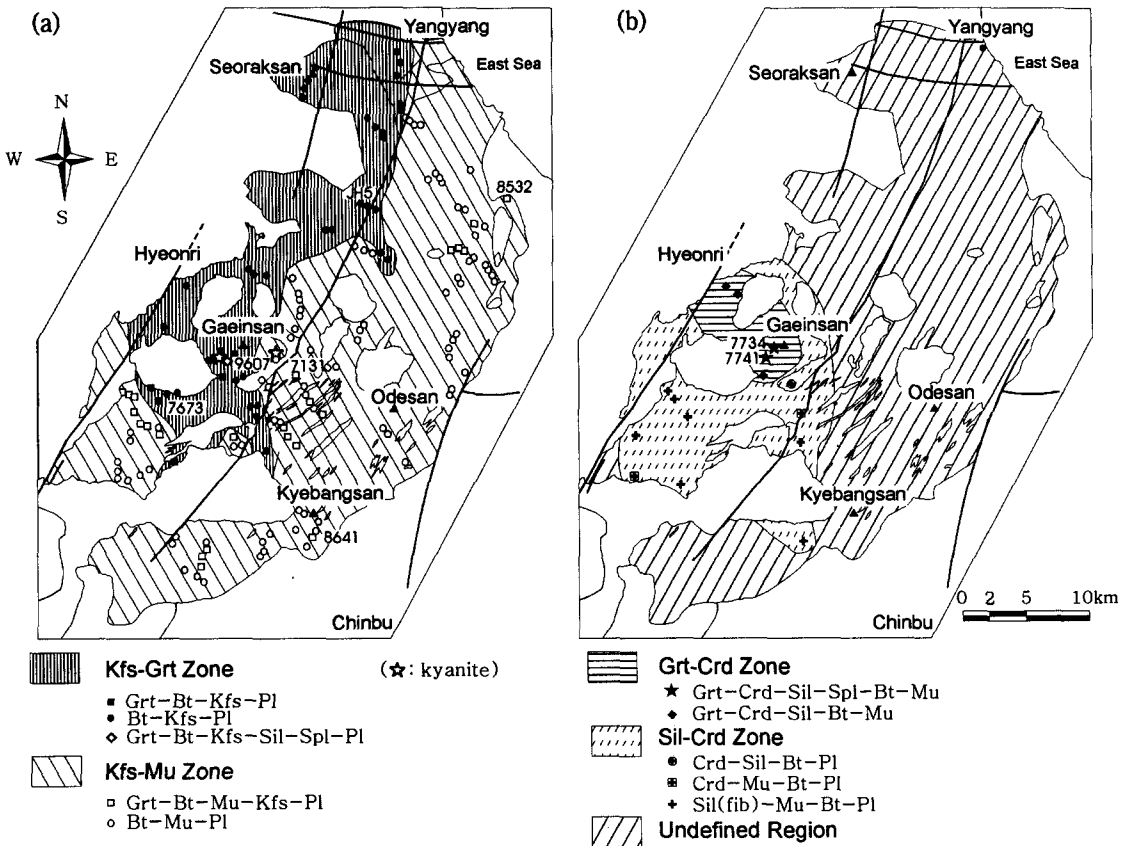


Fig. 2. Metamorphic facies maps of the study area for the 1st metamorphism(a) and for the 2nd metamorphism(b). Numbers are the analyzed sample locations. Mineral abbreviation : Bt, biotite; Grt, garnet; Kfs, K-feldspar; Pl, plagioclase; Sil, sillimanite; Crd, cordierite; Spl, spinel; Mu, muscovite; Qtz, quartz.

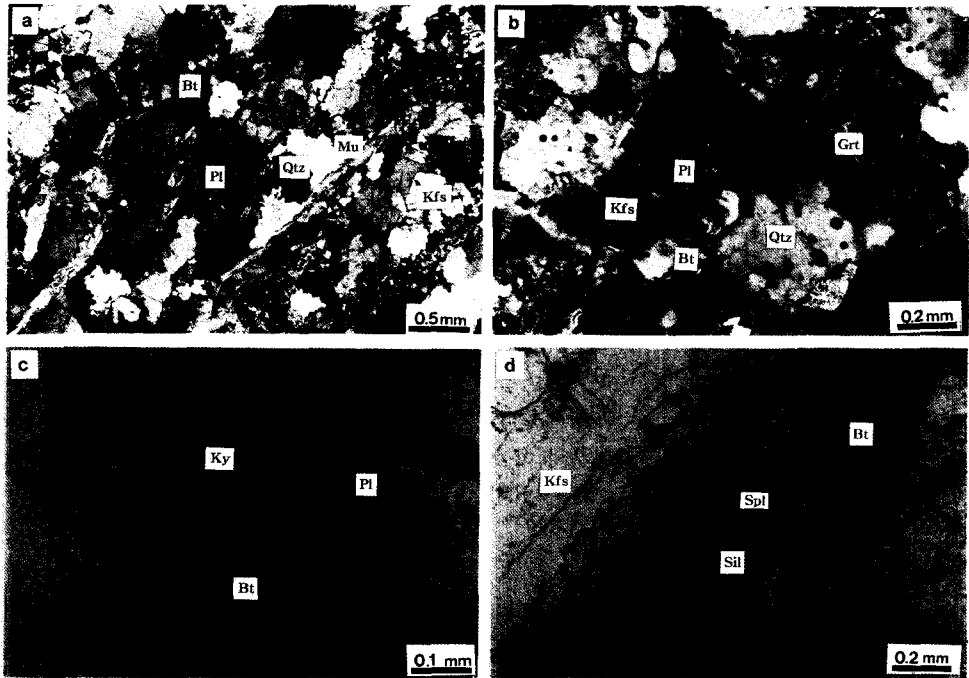
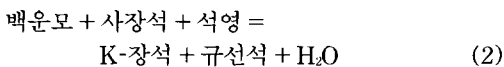
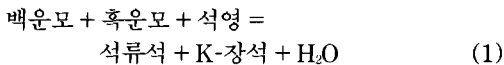
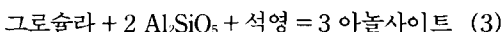


Fig. 3. a) Biotite-muscovite-plagioclase mineral assemblage in K-feldspar-muscovite zone migmatitic gneiss formed during the 1st metamorphism. b) Garnet-biotite-K-feldspar-plagioclase mineral assemblage in K-feldspar-garnet zone migmatitic gneiss formed during the 1st metamorphism. c) Kyanite and biotite enclosed in plagioclase which is altered to sericite. d) Spinel-biotite-sillimanite-K-feldspar mineral assemblage in sample 9607.



반응식 (1)은 규선석을 포함하지 않는 석류석-흑운모-K-장석-사장석-석영의 광물조합을 형성하는 대표적인 반응이다. 반응식 (2)는 K-장석-석류석분대에서 관찰되는 사장석이 포획된 석리를 설명하는데 적절하다(Fig. 3b).

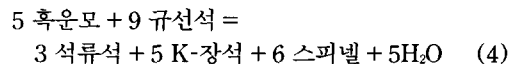
K-장석-석류석분대와 두 분대의 전이대에서 나타나는 사장석내에 석류석-흑운모쌍이 포획되어있으며 석류석은 주변부로 가면서 그로슬라조성이 감소하며 석류석 내부의 사장석은 석류석 주변부의 사장석보다 Xan 함량이 낮다. 이는 1차 변성작용시 최고변성환경에 도달하기 이전에 반응식 (3)이 일어났을 가능성을 지시한다.



남정석이 침상의 규선석에 의해 치환되어 가는 구조(시료 7741)와 견운모화된 사장석 내부에 잔존

하고 있는 남정석(시료 JH16)은 1차 변성작용이 중압형 내지 고압형 변성작용을 거친후 최대 변성 환경에 도달하였음을 지시한다(Fig. 3c).

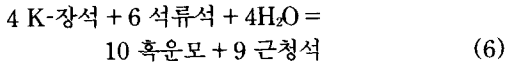
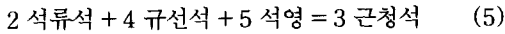
K-장석-석류석분대의 시료 9607에서는 1차 변성작용시 가장 높은 변성도를 지시하는 흑운모-석류석-K-장석-규선석-사장석-스피넬-석영의 광물조합과 흑운모와 규선석이 반응하여 스피넬을 형성하는 석리가 관찰된다(Fig. 3d). KMASH계($\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$)에서 관찰된 광물군과 석리로부터 예상되는 스피넬을 형성하는 반응식은 아래와 같다.



2차 변성작용

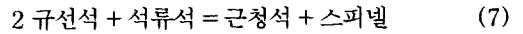
2차 변성작용을 강하게 받은 지역에서는 근청석의 생성이 특징적이다. 근청석-석류석-규선석-흑운모-백운모-석영, 근청석-석류석-스피넬-규선석-흑운모-백운모-석영의 광물조합을 보이는 개인산에 인접한 지역은 석류석-근청석분대에 해당한다. 석류석-

근청석분대 주변지역에서는 근청석-규선석-흑운모-사장석-석영, 근청석-흑운모-백운모-사장석-석영, 규선석-흑운모-백운모-사장석의 광물조합을 가지는 규선석-근청석분대가 나타난다(Fig 2b). 이는 2차 변성작용시 개인산을 중심으로 변성도가 방사상 형태로 감소하는 경향을 지시한다. 근청석 반상변정들은 1차 변성작용시 생성된 석류석, 규선석, K-장석 등을 소모하며 생성된다. KMAH 계에서 예상되는 근청석 반상변정을 형성하는 변성반응들은 아래와 같다.



또한 2차 변성작용시 새로운 규선석과 석류석 그리고 스피넬들이 생성되는 구조가 석류석-근청석분대에서 잘 관찰된다(Fig. 4a, b). 근청석의 반상변정 내부에서 열리면과 평행하게 신장되어있는 스피넬은 게나이트(gahnite)조성이 우세한 1차 변성작용시 생성된 스피넬에 반하여 허시나이트(hercynite)조성이 우세하다. 스피넬은 저압-고온형의 대표적인 광물이

나 게나이트 조성이 증가하면 보다 낮은 온도와 높은 압력으로 안정영역이 확대된다(Nichols *et al.*, 1992; Hand *et al.*, 1994). 이는 2차 변성작용시 생성된 스피넬이 1차 변성작용시 생성된 스피넬에 비하여 상대적으로 낮은 압력에서 반응식 (7)에 의해 생성되었을 가능성을 지시한다.



규선석-근청석분대는 박편의 많은 부분이 1차 변성시기의 변성광물로 이루어져 있으며 국지적으로 2차 변성시기에 형성된 근청석과 침상의 규선석이 백운모와 견운모 등과 함께 산출된다(Fig. 4c, d). 이는 2차 변성작용과 관련된 후퇴변성작용이 석류석-근청석분대보다 낮았던 지역에서는 암석전체의 광물군을 변화시킬 충분한 변성반응이 일어나지 못하였음을 지시한다. 2차 변성작용시 규선석-근청석분대보다 낮은 변성환경을 겪은 동부지역은 매우 미약한 후퇴변성작용을 받아 특징적인 2차 변성광물조합을 보이지 않는다. 이 지역에서는 주로 석류석 반상변정들이 후퇴변성작용과 변질작용에 의해

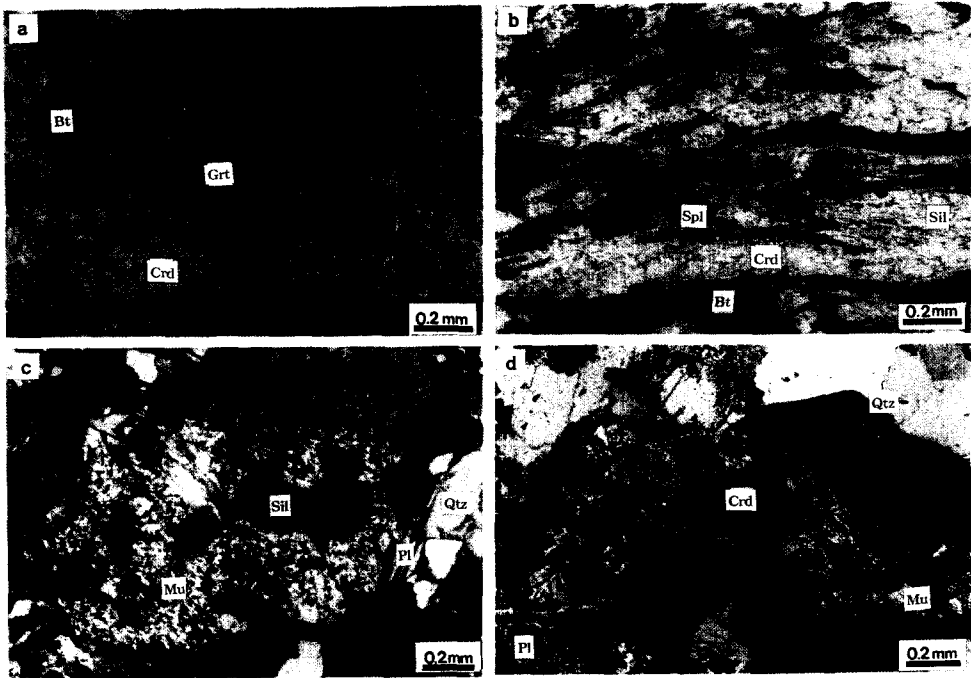


Fig. 4. a) Garnet-cordierite-biotite mineral assemblage in garnet-cordierite zone migmatitic gneiss formed during the 2nd metamorphism. b) Elongated sillimanite and spinel in cordierite along the well-defined foliation in matrix. c) Second sillimanite within feldspar in sillimanite-cordierite zone migmatitic gneiss formed during the 2nd metamorphism. d) Cordierite and muscovite in sillimanite-cordierite zone migmatitic gneiss formed during the 2nd metamorphism.

열개면을 따라 녹니석화되거나, 1차 변성작용시 생성된 K-장석과 사장석이 부분적으로 전운모화되어 있다.

광물화학

연구지역에 나타나는 대표적인 변성광물의 화학 조성의 변화를 살피기 위해 전자현미분석을 실시하였다. 광범위한 지역에서 적은 시료의 분석결과로 발생하는 해석상에 문제점을 피하기 위하여 대표적인 시료를 선택하여 분석을 실시하였다. 1차 변성작용시 최고변성환경을 지시하는 시료 9607과 최고변성작용 이전의 환경을 지시하는 석류석과 흑운모가 사장석내에 포획된 시료 JH5와 7673에 대해 분석을 하였다. 또한 1차 변성작용시 변성정도가 약한 동부지역의 시료 7131, 8532, 8641 등을 분석하였으며, 2차 변성작용의 영향을 강하게 받은 시료 7741과 7734에 대해서도 분석을 실시하였다.

전자현미분석은 전략광물 자원센터(CMR)의 JXA-733을 사용하였으며, 분석환경은 가속전압, 15 kV; 빔(beam)직경, 3 μm ; 빔 전류, 3 nA이다. 분석치 보정은 ZAF 방법을 사용하였으며, 각 원소측정시 표준시료로 사용된 천연산 혹은 합성표준광물은 석영(Si), 강옥(Al), 알바이트(albite, Na), 규회석(Ca), 정장석(K), 적철석(Fe), 로도나이트(rhodonite; Mn),

페리클레이스(periclase; Mg), 금홍석(Ti), Cr_2O_3 합금(Cr) 등이다. 분석된 시료의 번호는 Fig. 2에 표시되어 있으며, 분석된 전체 FeO의 함량은 모두 Fe^{2+} 로 고려하여 계산하였다.

장 석

사장석은 석류석과 흑운모를 포획하는 것과 K-장석에 포획되어 있는 것 그리고 기질부를 이루는 것으로 구분된다. 전자현미분석에 의한 사장석의 조성은 산소 8개의 값으로 표준화 하였다(Table 1). 시료 9607의 사장석($X_{\text{an}}=0.28-0.36$)은 변성정도가 약한 시료 7131, 8532의 사장석($X_{\text{an}}=0.23-0.32$)에 비하여 X_{an} 함량이 대체로 높다(Fig. 5). 사장석내에 석류석과 흑운모가 포획물로 남아있는 시료 JH5와 7673에서는 사장석의 조성변화가 다소 크다. 시료 JH5에서 석류석과 접하고 있는 사장석($X_{\text{an}}=0.37$)의 Ca 함량은 석류석내의 사장석포획물($X_{\text{an}}=0.27$) 보다 높다(Fig. 6). 그리고 석류석과 사장석을 포함하는 사장석의 외각부($X_{\text{an}}=0.23$)는 다시 낮아지는 양상을 보인다. 또한 시료 7673에서도 내부에 잔존하는 사장석($X_{\text{an}}=0.12\sim 0.17$)이 외각부의 사장석($X_{\text{an}}=0.36$)에 비하여 Ca 함량이 낮다. 이러한 사장석의 조성변화는 인접하고 있는 석류석의 그로슬라조성과 연관이 있는 것으로 추정된다.

Table 1. Representative composition of plagioclase in the migmatitic gneiss.

Sample	9607	9607	8659	8641	7131	JH5(I)	JH5(Cg)	JH5(R)	7673(C)	7673(R)
SiO ₂	60.70	59.67	62.33	61.14	60.55	60.77	57.94	62.99	63.89	59.21
Al ₂ O ₃	24.68	25.25	23.82	24.98	24.04	24.36	25.38	23.75	22.73	25.42
CaO	5.80	6.94	4.86	6.12	5.99	5.53	7.65	4.74	3.62	7.36
Na ₂ O	7.84	7.51	8.91	7.89	8.10	8.14	6.88	8.80	9.53	7.32
K ₂ O	0.21	n.d.	0.05	0.13	0.23	0.17	0.26	n.d.	n.d.	0.13
Total	99.22	99.37	100.07	100.28	99.17	98.97	98.11	100.28	99.76	99.63
No. of ions on the basis of 8 Oxygens										
Si	2.713	2.761	2.759	2.706	2.717	2.723	2.629	2.775	2.823	2.652
Al	1.299	1.331	1.242	1.302	1.270	1.286	1.357	1.232	1.182	1.341
Ca	0.278	0.333	0.230	0.290	0.288	0.265	0.372	0.224	0.171	0.353
Na	0.679	0.652	0.765	0.677	0.704	0.707	0.605	0.752	0.816	0.636
K	0.012	-	0.003	0.007	0.013	0.010	0.015	-	-	0.007
Ab	70.10	66.20	76.70	69.50	70.00	72.55	61.00	77.00	82.70	63.90
An	28.70	33.80	23.00	29.80	28.70	27.00	37.50	23.00	17.30	35.40
Or	1.20	-	0.30	0.70	1.30	1.00	1.50	-	-	0.70

Ab=Na/(Na+Ca+K)×100, An=Ca/(Na+Ca+K)×100, Or=K/(Na+Ca+K)×100, n.d.: not detected, C: core, R: rim, I: inclusion, Cg: contact with garnet

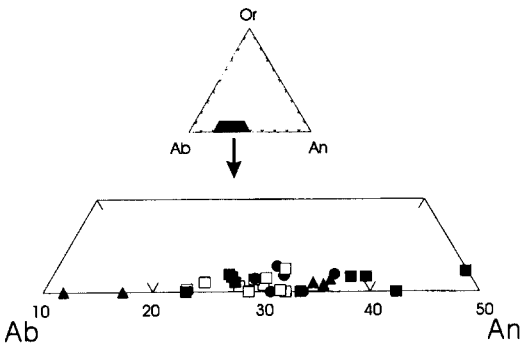


Fig. 5. Chemical compositions of plagioclase plotted in the Or-Ab-An ternary diagram. Filled circles, filled squares and filled triangles represent the composition of plagioclase from 9607, JH5 and 7673, respectively. Open squares represent the compositions of plagioclase from K-feldspar-muscovite zone migmatitic gneiss.

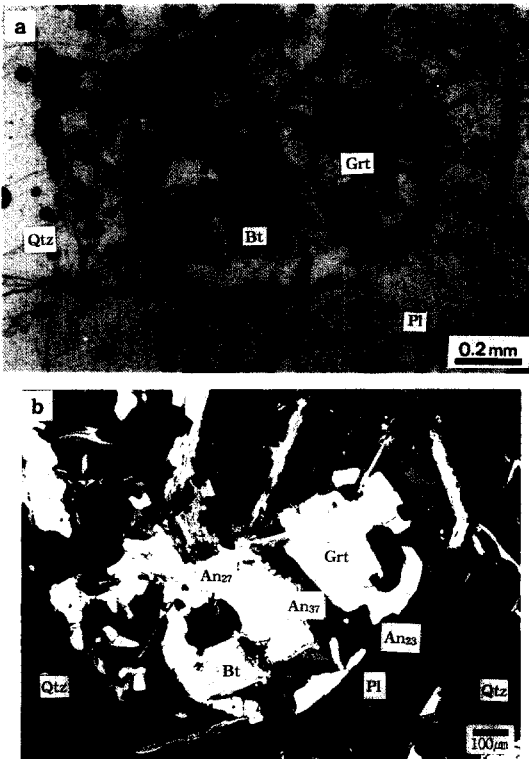


Fig. 6. (a) Photomicrograph and (b) Backscattered image (BSI) of garnet and biotite enclaved in plagioclase which shows compositional variation.

석류석

본 지역의 대표적 변성광물로 1차 변성작용으로

생성된 대부분의 석류석들은 조립질의 자형 내지 반자형으로 나타나며, 흑운모, 석영, 장석 등을 포획하고 있다. 많은 석류석들이 후퇴변성작용과 변질작용에 의해 녹니석화 되었다. 2차 변성작용에 의해 형성된 석류석들은 포획물이 적거나 거의 없으며 약간 신장된 형태를 보인다. 전자현미분석된 석류석은 산소 12개의 값을 이용하여 표준화 하였으며 이들의 조성은 Table 2와 같다.

석류석의 조성을 Alm-Prp-Grs의 삼각도에 도시하여 보면 각 변성정도에 따라 구별되는 경향이 있다. 1차 변성작용시 최대변성환경을 지시하는 시료 9607 내의 석류석은 다른 석류석들에 비하여 알만딘 조성의 함량이 높으며, 시료 7673과 JH5에서 사장석에 포획되어 나타나는 석류석들은 그로슬라조성의 함량이 높고 변화폭이 크다. 2차 변성작용의 최대변성작용을 받은 시료 7741 내의 석류석은 시료 9607 내의 석류석에 비하여는 알만딘 함량이 감소한다(Fig. 7).

시료 9607 내의 석류석은 중심부에서 가장자리로 X_{Fe} 와 X_{sp} 가 거의 변하지 않다가 경계부에서 약간 상승하며 X_{prp} 는 반대의 양상을 보인다(Fig. 8a). 그러나 X_{grs} 는 중심부에서부터 계속적으로 감소하는 양상을 보이고 있다. 이는 석류석이 함철성분에 대하여는 어느정도 일정한 비율을 유지하며 Ca를 소모하며 성장하였음을 의미한다. 그리고 A' 쪽의 석류석 외각부에서는 X_{sp} 가 증가하고 X_{prp} 가 감소하는 후퇴변성작용이 약하게 인지된다. 또한 동일한 시료내에서 후퇴변성작용의 영향을 더 많이 받은 석류석의 외각부는 X_{Fe} 와 X_{sp} 의 값이 더 높게 나타난다. 1차 변성작용시 K-장석-백운모분대에 해당하는 시료 7131의 석류석은 시료 9607의 석류석에 비해 X_{prp} , X_{sp} 이 높고 X_{alm} 은 낮으며 2차 변성작용에 의한 후퇴변성작용의 영향을 많이 받아 시료 9607에 비해 석류석의 가장자리에서 X_{prp} 증가와 X_{sp} 의 감소가 뚜렷히 보인다(Fig. 8b). 2차 변성작용시 형성된 시료 7741 내의 석류석은 9607의 석류석에 비해 X_{prp} 가 높고 X_{alm} 은 낮으며, 외각부로 가면서 X_{prp} 은 감소하고 X_{alm} 은 증가한다(Fig. 8c).

흑운모

흑운모는 니질기원 변성암의 주구성광물을 이루며 저온영역에서 고온영역까지 비교적 넓은 안정영역을 가진다. 이들은 호상구조가 우세한 미그마타이트질편마암에서 편리의 주 방향을 결정하고 있으며 변질에 의해 녹니석으로 치환되었음이 관찰된

Table 2. Representative composition of garnet in the migmatitic gneiss.

Sample	9607(R)	9607(IR)	9607(C)	9607(R)	9607(R)	7673	7673	JH5(R)	JH5(R)	7131(R)	7131(C)	7741(Cb)	7741(R)	7741(Cb)	7741(R)	7741(Cb)
SiO ₂	36.58	36.01	36.47	36.20	35.54	36.53	37.07	37.27	37.55	36.30	36.40	37.07	36.01	37.07	36.01	36.77
Al ₂ O ₃	20.63	20.55	20.59	20.36	20.10	20.35	21.01	21.03	21.32	20.65	20.73	21.07	20.57	21.07	20.57	21.03
FeO	38.39	38.57	37.84	39.61	39.37	33.11	30.29	29.09	30.26	33.00	35.11	36.50	37.65	36.50	37.65	35.10
MnO	0.92	1.11	0.83	0.81	1.51	3.05	1.60	2.34	1.73	6.06	3.84	0.79	1.72	0.79	1.72	0.81
MgO	1.59	1.95	1.70	1.59	1.34	1.22	1.69	0.97	1.10	2.45	3.07	3.26	1.40	3.26	1.40	3.67
CaO	1.37	1.48	2.13	1.34	1.15	5.08	7.76	9.20	9.03	0.91	0.97	1.87	1.52	1.87	1.52	1.84
Na ₂ O	0.39	0.37	0.38	0.41	n.d.	0.27	0.28	0.25	n.d.	0.22	0.42	0.38	0.43	0.38	0.43	n.d.
Total	99.87	100.04	99.94	100.32	99.01	99.61	99.71	100.15	100.99	99.59	100.54	100.94	99.30	100.94	99.30	99.22
No. of ions on the basis of 12 Oxygens																
Si	2.975	2.921	2.958	2.938	2.942	2.965	2.969	2.978	2.982	2.950	2.920	2.946	2.948	2.946	2.948	2.971
Al (IV)	0.025	0.079	0.042	0.062	0.058	0.035	0.031	0.022	0.018	0.050	0.080	0.054	0.052	0.054	0.052	0.029
Al (IV)	1.951	1.884	1.926	1.884	1.901	1.911	1.951	1.956	1.976	1.920	1.870	1.918	1.931	1.918	1.931	1.972
Fe	2.611	2.617	2.567	2.688	2.726	2.248	2.029	1.943	2.010	2.240	2.350	2.425	2.578	2.425	2.578	2.372
Mg	0.193	0.236	0.205	0.192	0.165	0.148	0.202	0.116	0.130	0.300	0.370	0.386	0.171	0.386	0.171	0.442
Mn	0.064	0.076	0.057	0.056	0.106	0.209	0.109	0.158	0.116	0.420	0.260	0.053	0.119	0.053	0.119	0.055
Ca	0.119	0.129	0.185	0.117	0.102	0.441	0.666	0.787	0.768	0.080	0.080	0.160	0.133	0.080	0.133	0.159
Na	0.062	0.058	0.060	0.064	-	0.043	0.043	0.039	-	0.030	0.070	0.058	0.068	0.058	0.068	-
Alm	0.874	0.856	0.852	0.880	0.880	0.738	0.675	0.647	0.665	0.737	0.768	0.802	0.859	0.802	0.859	0.783
Grs	0.040	0.042	0.061	0.038	0.033	0.145	0.222	0.262	0.254	0.026	0.026	0.053	0.044	0.053	0.044	0.053
Prp	0.065	0.077	0.068	0.063	0.053	0.049	0.067	0.039	0.043	0.099	0.121	0.128	0.057	0.128	0.057	0.146
Sps	0.021	0.025	0.019	0.018	0.034	0.069	0.036	0.053	0.038	0.138	0.085	0.018	0.040	0.085	0.040	0.018
Fe/(Fe+Mg)	0.931	0.917	0.926	0.933	0.943	0.938	0.909	0.944	0.939	0.882	0.864	0.863	0.938	0.863	0.938	0.843

Alm : Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn) × 100; Grs : Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn) × 100; Prp : Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn) × 100; Sps : Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn) × 100, n.d. : not detected.
 R : rim, IR : inner rim, C : core, Cb : contact with biotite inclusion

다. 전자현미분석된 흑운모는 무수산소 11개의 값을 이용하여 표준화 하였다(Table 3). 흑운모의 조성적 변화를 알아보기 위해 $Fe/(Fe+Mg)$ 의 변화에 대한 Ti의 변화를 도시하였다(Fig. 9). 연구지역의

흑운모들은 변성시기와 변성정도의 차이에 따른 변화를 비교적 잘 보여준다. 1차 변성작용시 변성정도가 높은 K-장석-석류석분대에서는 X_{Fe} 의 함량과 Ti의 함량이 매우 높고 K-장석-백운모분대에서는 X_{Fe} 의 함량과 Ti의 함량이 상대적으로 낮다. 1차 변성작용의 영향이 가장 많이 남아 있는 시료 9607의 경우 누대구조를 이루는 석류석(Fig. 8a)의 A와 접하는 흑운모의 X_{Fe} 함량은 0.815이나 A'와 접하는 흑운모의 X_{Fe} 함량은 0.812를 가지며, 기질부의 흑운모의 X_{Fe} 함량은 0.755로 가장 낮다. 그리고 A와 접하는 흑운모의 중심부는 X_{Fe} 의 값이 0.819로 외각부보다 높다. 동일한 시료에서도 흑운모의 조성이 균질하지 않은데 이는 2차 변성작용시 후퇴변성작용의 영향으로 사료되며 자세한 내용은 변성환경에서 다시 논의 하겠다. 2차 변성작용시 변성정도가 높았던 시료 7741, 7734의 경우 Ti 함량의 변화 폭이 매우 넓으며, X_{Fe} 의 함량은 시료 9607에 비하여 낮은 값을 가지고 있다.

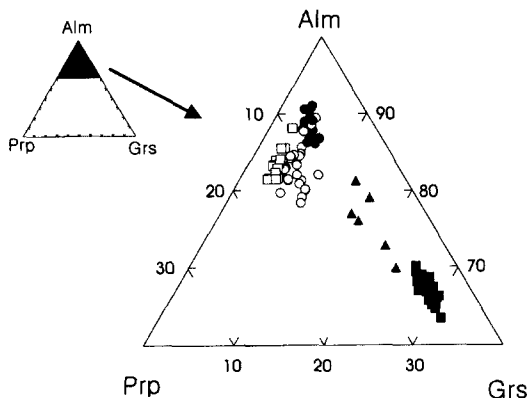


Fig. 7. Chemical compositions of garnet plotted in the Alm-Prp-Grs ternary diagram. Symbols are same as in Fig. 5 and open circles are garnet composition in garnet-cordierite zone migmatitic gneiss formed during the 2nd metamorphism.

기타광물

본 지역의 알루미늄규산염광물은 주로 규선석이

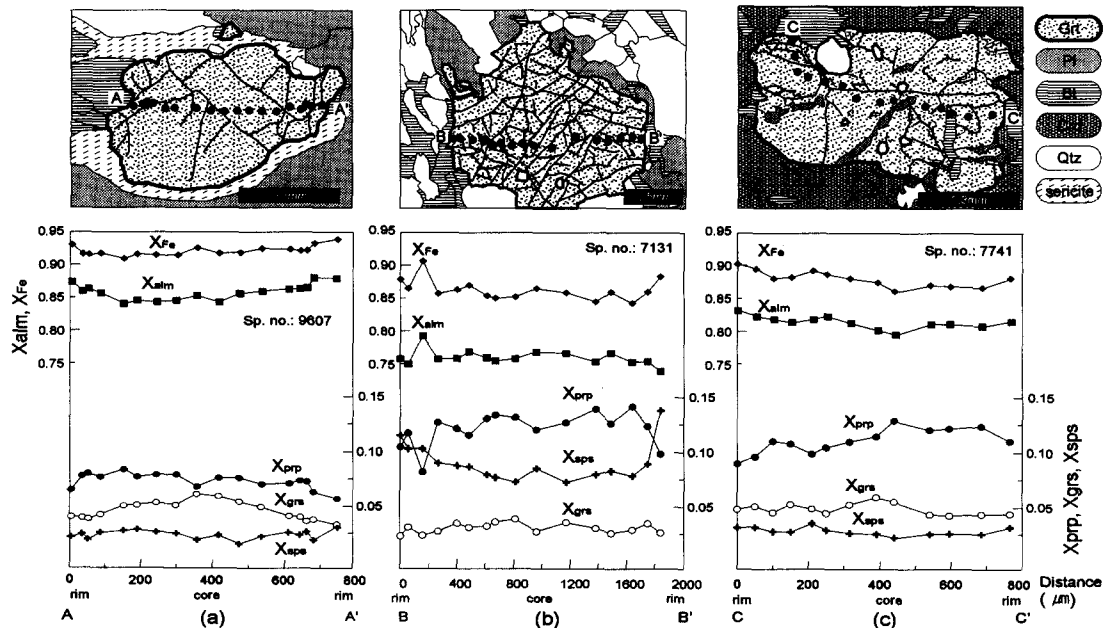


Fig. 8. Compositional zoning profiles of garnet in (a) K-feldspar-garnet zone migmatitic gneiss(sample no., 9607), (b) K-feldspar-muscovite zone migmatitic gneiss(sample no., 7131), (c) Garnet-cordierite zone migmatitic gneiss (sample no., 7741). X_{Fe} , $Fe/(Fe+Mg)$; X_{Alm} , Fe/M ; X_{Grs} , Ca/M ; X_{Prp} , Mg/M ; X_{Sps} , Mn/M , where M , $Fe+Mg+Ca+Mn$.

Table 3. Representative composition of biotite in the migmatitic gneiss.

Sample	9607(R)	9607(R)	9607(C)	9607(M)	9607(M)	9607(R)	7131(R)	JH5(R)	7741(I)	7741(I)	7741(I)	7741(R)
SiO ₂	32.89	33.20	33.68	31.88	33.38	33.03	33.13	33.96	34.24	33.93	34.88	33.43
TiO ₂	18.45	18.56	3.34	3.04	3.10	2.53	0.61	1.68	0.91	2.04	2.19	3.04
Al ₂ O ₃	2.39	2.35	18.34	17.66	17.25	17.61	18.90	15.91	19.47	19.62	19.56	18.98
FeO	27.80	27.78	27.68	29.40	26.73	27.42	25.64	28.74	19.44	21.97	21.62	22.68
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.51	0.35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	3.60	3.53	3.43	4.66	4.85	3.95	6.64	4.48	12.05	8.72	7.08	7.00
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.21	0.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.22	0.47	0.49	0.36	0.52	0.32	0.43	0.45	0.42	0.57	0.36	0.36
K ₂ O	9.34	10.08	10.01	7.50	9.02	9.92	8.79	9.19	7.94	8.47	9.66	9.05
Total	94.69	95.97	96.96	94.50	94.85	94.77	94.87	95.02	94.47	95.31	95.33	94.54
No. of ions on the basis of 11 Oxygens												
Si	2.645	2.644	2.648	2.665	2.574	2.663	2.628	2.744	2.616	2.611	2.687	2.617
Al (IV)	1.355	1.356	1.352	1.335	1.426	1.337	1.372	1.256	1.384	1.389	1.313	1.383
Al (IV)	0.393	0.386	0.346	0.287	0.253	0.335	0.394	0.257	0.367	0.389	0.462	0.367
Ti	0.145	0.141	0.197	0.186	0.184	0.153	0.037	0.102	0.052	0.118	0.127	0.179
Fe	1.870	1.850	1.820	1.785	1.986	1.848	1.701	1.942	1.242	1.414	1.393	1.485
Mn	-	-	-	-	-	-	0.034	0.024	-	-	-	-
Mg	0.432	0.419	0.402	0.578	0.561	0.474	0.785	0.539	1.372	1.001	0.813	0.817
Ca	-	-	-	-	-	-	0.018	0.023	-	-	-	-
Na	0.035	0.073	0.074	0.081	0.057	0.049	0.066	0.070	0.063	0.085	0.053	0.054
K	0.958	1.024	1.004	0.919	0.773	1.021	0.890	0.948	0.774	0.831	0.949	0.904
Fe/(Fe+Mg)	0.812	0.815	0.819	0.760	0.780	0.796	0.684	0.873	0.475	0.586	0.631	0.645

C : core, R : rim, I : inclusion, M : matrix, n.d. : not detected

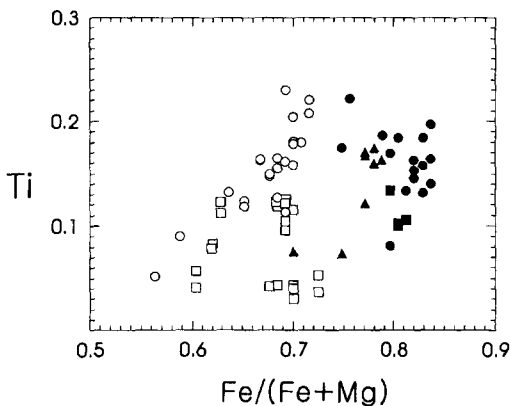


Fig. 9. Biotite compositions plotted in Ti vs. Fe/(Fe+Mg) diagram. Symbols are same as in Figs. 5 and 7.

관찰되며, 판상 또는 침상의 구조를 보이고 있다. 하지만 드물게 남정석이 잔유물로 나타난다. 근청석은 후퇴변성작용과 변질작용을 거치며 피나이트화 되어있다. 근청석의 조성은 전체 양이온 개수를 11개로 이용하여 표준화를 시도하였다(Table 4).

근청석의 X_{Fe} 함량은 0.53으로 비교적 균질하며 공존하고 있는 석류석의 X_{Fe} 함량인 0.75-0.84에 비하여 낮은 값이다. 스피넬은 2차 변성작용시 형성된 근청석내에 포획된 스피넬은 허시나이트조성(X_{Fe})이 0.86-0.90에 이르는 Fe-스피넬 고용체이며, 1차 변성작용시 형성된 시료 9607 내의 스피넬은 게나이트조성(X_{Zn})이 0.40으로 매우 높다(Table 4).

변성환경

연구지역의 변성환경을 규명하기 위해 여러 학자들이 제시한 지온-지압계와 Berman(1991)의 TWEE-QU 프로그램(Ver. 2.02)을 사용하였다. 연구지역에서는 저압형의 2차 변성작용의 영향에 의해 1차 변성작용의 최대변성환경을 정확히 측정하기가 어렵다. 시료 9607은 근청석을 생성하는 2차 변성작용 이전에 스피넬이 형성됨을 보여주는 석류석-흑운모-규선석-K장석-사장석-스피넬의 광물조합을 가지며, 후퇴변성작용의 영향을 미약하게 받아 1차 변성작용시 최대변성온도-압력조건을 추정하는 시

Table 4. Representative composition of cordierite and spinel in the migmatitic gneiss.

Sample Mineral	7741 Crd	7741 Crd	7741 Crd	7741 Crd	7734 Spl	7741 Spl	7741 Spl	7741 Spl	9607 Spl
SiO ₂	47.11	46.90	46.84	46.62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	31.42	31.12	31.95	31.99	56.46	56.84	58.62	57.06	56.54
CrO ₂ O ₃	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	0.28	0.44	0.34	0.35	n.d.
FeO	11.74	11.43	11.21	10.76	33.10	36.92	37.54	38.06	23.73
MnO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.82	0.37	n.d.	n.d.	0.44
MgO	5.90	5.96	6.00	5.92	3.05	2.38	2.28	1.98	0.59
Na ₂ O	0.32	0.46	0.43	0.44	4.33	1.75	0.99	1.01	n.d.
K ₂ O	n.d.	0.02	0.16	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17.82
Total	96.65	95.96	96.58	95.73	98.02	98.89	99.77	98.47	99.12
	Cat=11	Cat=11	Cat=11	Cat=11	O=4	O=4	O=4	O=4	O=4
Si	5.04	5.06	5.01	5.02	-	-	-	-	-
Al	3.96	3.95	4.03	4.06	1.94	1.95	1.98	1.96	1.98
Fe	1.05	1.03	1.00	0.97	0.81	0.90	0.90	0.93	0.59
Cr	0.01	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Mn	0.00	-	-	-	0.02	0.01	-	-	0.01
Mg	0.94	0.96	0.96	0.95	0.13	0.10	0.10	0.09	0.03
Na	0.07	0.10	0.09	0.09	0.24	0.10	0.06	0.06	-
K	-	0.00	0.02	-	-	0.00	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	0.39
Fe/(Fe+Mg)	0.53	0.52	0.51	0.50	0.86	0.90	0.90	0.92	*0.40

*X_{Zn}=Zn/(Fe+Mg+Zn), n.d. : not detected

료로 선택되었다. 시료내의 석류석-흑운모쌍에 대하여 Ferry and Spear(1978)의 지온계를 이용하는 경우 Perchuk and Larvent'eva(1983)의 지온계를 사용하는 경우 보다 약 200°C 이상의 높은 온도를 보이고 있다(Table 5). 이처럼 동일한 분석자료에 대하여 두 지온계가 온도차이를 보이는 것은 Ferry and Spear(1978)의 지온계가 고온에서 형성된 흑운모내에 다량 함유되어있는 Ti의 활성화도와 석류석내의 Ca에 대한 활성화도를 고려하지 않았기 때문이다. Ferry and Spear(1978)의 지온계의 문제점을 보완하기 위해 많은 학자들이 자연계의 흑운모를 사용하여 실험하거나 활성화도모델을 적용한 새로운 지온계를 제시하였다(Perchuk and Larvent'eva, 1983; Indares and Martingole, 1985; Dasgupta *et al.*, 1991; Kretz, 1990; Bhattacharya *et al.*, 1992). 본 연구에서는 Perchuk과 그의 동료들이 제시하였던 일련의 지온계(Perchuk *et al.*, 1981; Lavrent'eva and Perchuk, 1981; Prechuk and Lavrent'eva, 1983)들을 사용하여 계산한 결과 온도간의 편차가 적고($\pm 20^\circ\text{C}$), Ti 함량이 높은 흑운모를 사용하여도

광물조합에서 추정할 수 있는 온도와 유사한 값을 얻었다. 따라서 본 연구에서는 이들의 지온계들로부터 계산된 온도의 평균값을 사용하였다.

고변성작용을 거친후 후퇴변성작용을 받은 암석에서 후퇴변성작용시 석류석의 외각부와 흑운모간의 Fe-Mg 치환반응이 우세한 경우 석류석의 X_{Fe}는 증가하며 흑운모의 X_{Fe}함량은 감소하게 되나 알만딘조성이 우세한 석류석이 분해되어 흑운모를 형성하는 상변환반응(net transfer reaction)이 Fe-Mg 치환반응과 함께 일어나는 경우 석류석과 흑운모의 X_{Fe}는 모두 증가하게 된다(Spear, 1993). 동일한 시료 9607 내에 후퇴변성작용의 정도가 부분적으로 서로 상이하여 여러 다른 온도가 계산된다. Fig. 8a의 A부분에서는 717~718°C가 그리고 A'에서는 677~678°C가 계산되며 시료내의 다른 석류석의 외각부에서는 626~627°C가 계산된다. 이때에 각 경우의 석류석과 흑운모의 조성을 비교하여 보면, 온도가 낮아질수록 석류석의 X_{Fe}는 증가하고 흑운모의 X_{Fe}는 감소한다. 이는 9607 내의 석류석과 흑운모 사이에 최고변성 이후 온도가 떨어지면서 Fe-Mg 치환반응이 일어났으

Table 5. The P-T condition of the migmatitic gneiss in the Odesan gneiss complex.

Sample	Grt	Xgrs	Xalm	Xprp	Bt	Xann	Pl	Xan	T(°C) ^{PL}	T(°C) ^{FS}	P(bar) ^{HS}	P(bar) ^{Hr}	Remarks(gt - bt or crd)
9607		0.033	0.880	0.053		0.790		0.287	627	673	3547		rim-rim(1)
								0.358	626		2622		
9607		0.033	0.879	0.057		0.812		0.287	678	772	4256		rim-rim(2)
								0.358	677		3280		
9607		0.040	0.874	0.065		0.815		0.287	718	850	5686		rim-rim(3)
								0.358	717		4669		
9607		0.038	0.863	0.080		0.819		0.287	789	1016	6487		inner rim-core
								0.358	788		5398		
9607		0.047	0.854	0.076		0.819		0.287	778	987	7351		average-core
								0.358	776		6257		
JH5		0.262	0.647	0.039		0.783		0.423	618	673		11178	rim-rim
JH5		0.254	0.665	0.043		0.792		0.270	650	728		13370	rim-rim
7131		0.030	0.750	0.110		0.684		0.277	689	823		3808	rim-rim
7741		0.053	0.802	0.128		0.586			627	666			Cg-inclusion
7741		0.053	0.783	0.146		0.475			568	561			Cg-inclusion
7741		0.040	0.853	0.079		0.645			566	559			rim-rim
7741		0.044	0.859	0.057		0.631			496	450			rim-rim
	Grt	X _{Fe}	X _{Mg}		Crd	X _{Fe}			T(°C) ^{Bh}				
7741		0.800	0.130			0.530			742				core-core
7741		0.810	0.110			0.520			687				rim-rim

PL, average temperature of Perchuk *et al.* (1981), Laverent'eva and Perchuk (1981) and Perchuk and Laverent'eva (1983); FS, Ferry and Spear (1978); HS, Hodges and Spear (1982); Hr, R1 in Hoisch (1991); Bh, Bhattacharya *et al.* (1988). T^{FS} calculated assumed as P=5 kb, (1), rather strongly reseted set; (2), moderately reseted set; (3), slightly reseted set. Cg: the composition of garnet which contact with biotite inclusion, average: the average composition of the garnet except marginal parts which shows a retrograde effect.

며 상변환반응은 일어나지 않았음을 지시한다. Fig. 8a의 A부분과 접한 흑운모는 가장자리에서 중심부로 갈수록 X_{Fe}가 증가한다. 이런 사실들을 종합해 보면 흑운모의 중심성분이 석류석내의 특정부분 형성시의 안정한 성분이었으며, A로부터 계산된 718°C도 약간 후퇴변성작용을 받은 온도임을 알 수 있다. X_{Fe} 함량이 높은 흑운모 중심부의 조성과 석류석의 외각부에서 조금 안쪽의 조성을 선택하여 계산한 결과 788~789°C의 변성온도를 얻었다. 그리고 석류석의 후퇴변성작용을 받은 외각부를 제외한 평균조성과 흑운모의 중심부의 조성을 사용하여 측정된 온도는 776~779°C로 앞의 온도와 비슷하다. 그러나 흑운모내의 이온 확산속도가 석류석에 비해 높기 때문에 석류석 내부성분과 평형을 이루었던 흑운모는 좀더 높은 X_{Fe} 조성을 가졌을 가능성이 높아 실제의 최대변성온도는 측정된 온도보다 높았을 가능성이 있다. 9607

기질부에서 사장석 조성의 변화(Xan: 0.28-0.35)가 확인되었으나 사장석의 누대구조는 잘 관찰되지 않아 선후관계를 결정할 수 없어 두 개의 사장석성분을 이용하여 최대와 최소 변성압력조건을 GASP 압력계 (Hodges and Spear, 1982)를 이용하여 계산하였다. 석류석의 조금 안쪽성분을 사용한 경우 5.4~6.5 kb의 압력이 그리고 석류석의 평균조성을 사용하는 경우 6.3~7.3 kb의 압력이 얻어졌다. 그러나 석류석내의 그로슬라의 조성이 가장자리에서 중심부로 갈수록 증가하는 양상을 보이고 있어 실제 최고변성 작용시의 압력은 계산된 압력보다 높을 가능성이 있다. 또한 후퇴변성작용의 영향을 받은 부분에서는 4.7~5.7 kb(717~718°C), 3.3~4.5 kb(677~678°C), 2.6~3.6 kb(626~627°C)의 낮은 압력조건이 계산된다. 이들 압력-온도환경을 종합적으로 도시하면 Fig. 10a와 같다.

누대구조를 보이는 석류석을 포함한 시료의 경우 광물군과 광물성분 그리고 석류석 외각부에서의 온도 압력을 기초로 석류석 내부로의 석류석의 조성변화를 독립변수로 변화시켜 줄 경우, 온도와 압력은 종속변수로되어 정량적인 압력-온도 경로가 구해질 수 있다(Spear and Selverstone, 1983). 이러한 가정을 바탕으로 Spear와 Peacock(1990)의 Gibbs program(ver. 4.7)을 이용하여 시료 9607의 석류석에서 압력-온도 경로를 계산을 하였다. 9607의 압력-온도 경로는 K_2O - CaO - FeO - MgO - MnO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O 의 계(C=8)와 석류석-K-장석-흑운모-규선석-사장석-석영-물의 광물군(P=7)을 적용하여 계산하였으며 깁스의 상평형식에 의해 자유도는 3이 된다. 이럴 경우 압력-온도 경로계산에 있어 Na 조성에 대한 변화가 반영되지 못해 사장석의 조성이 이상적인 조성으로 처리되며 그 결과 압력의 변화폭의 절대치는 계산된 결과와 많은 오차를 가질 것으로 추정되나 계산결과가 석류석 성장시의 진화경로에 대한 대략적인 이해에는 도움을 줄 것으로 예상된다. 석류석내의 Xalm, Xsps, Xgrs의 조성변화를 독립변수로 입력하여 계산한 결과(Table 6), 정량적인 값으로 사용하기에는 문제가 있으나 시료 9607의 압력-온도 경로는 급격한 압력의 감소환경을 거쳤

음을 보여준다(Fig. 11).

시료 JH-5에서 사장석내에 잔존하는 석류석-흑운모-사장석의 광물쌍에 대해 석류석-흑운모 지은계와 Hoisch(1991)의 석류석-흑운모-사장석 지압계를 사용하여 계산된 변성압력-온도조건은 12.4 kb에 650°C로서 시료 9607에서 계산된 압력치보다 높은 압력을 보인다. 이는 1차 변성작용이 매우 높은 압력경로를 거친후 최대 변성온도조건에 도달했음을 지시한다. 최고 변성환경을 지시하는 시료 9607의 석류석-흑운모-K-장석-스피넬-규선석-석영의 광물조합과 최고 온도-압력조건을 가지는 광물조성을 TWEEQU 프로그램에 함께 입력하여 KMAH (K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O)계 하에서 상평형관계를 계산하였다(Fig. 10a). 이때 석류석, 흑운모, 스피넬에 대한 고용체 모델로는 Berman과 Aranovich (1996)의 모델을 그리고 사장석에 대해서는 Fuhrman과 Lindsley(1988)의 모델을 사용하였다. TWEEQU 프로그램을 통해 얻어진 상평형도 상에서 시료 9607의 압력-온도경로(P-T path)는 변성작용에서 설명된 바와 같이 반응 (1), (2)를 거쳐 K-장석-석류석분대로 온도의 증가후 식 (4)에 도달하였고 여기서 스피넬이 형성되었을 것이다. 석류석-흑운모지은계와 GASP 지압계를 이용하여

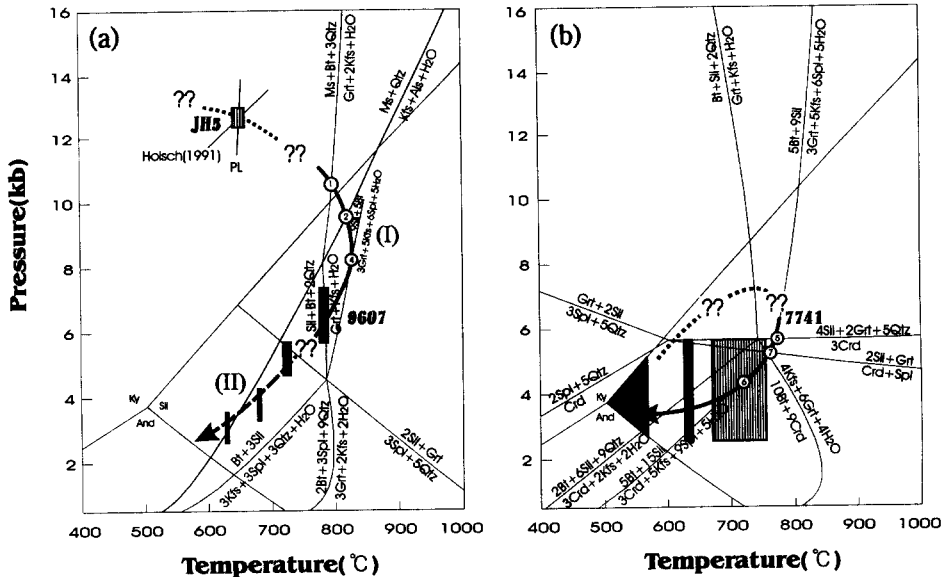


Fig. 10. P-T paths and metamorphic reactions of the 1st metamorphism(a-I) and the 2nd metamorphism(a-II, b). All reactions are calculated by the TWEEQU program(ver., 2.02). Numbers in circles are suggested metamorphic reactions occurred during the 1st and 2nd metamorphisms. Dotted (Sample no., 9607) and hatched (Sample no., JH5) squares in (a) are P-T conditions calculated by garnet-biotite thermometer and GASP barometer. Dotted and hatched areas in (b) are P-T conditions calculated by garnet-biotite and garnet-cordierite thermometry, respectively.

Table 6. Determination of P-T change form zoned garnet in sample 9607 by using the Gibbs program (Spear and Peacock, 1990).

	ΔX_{alm}	ΔX_{sps}	ΔX_{grs}	ΔT	ΔP	T	P
1 (rim)	starting composition and reference T(°C) and P(bar)					717*	4669*
2	-0.015	0.003	-0.001	11	17	728	4686
3	0.004	-0.005	-0.001	5	-98	733	4588
4	-0.007	0.006	0.004	-9	443	724	5031
5	-0.017	0.002	0.008	-4	898	720	5929
6	0.005	0.001	0.001	-8	8	712	5936
7	-0.002	-0.002	0.002	0	203	713	6139
8	0.003	-0.001	-0.002	3	-173	715	5966
9 (core)	0.007	-0.006	0.010	-19	690	697	6656

*starting value of T and P are determined from geothermobarometry on garnet rim and coexisting biotite

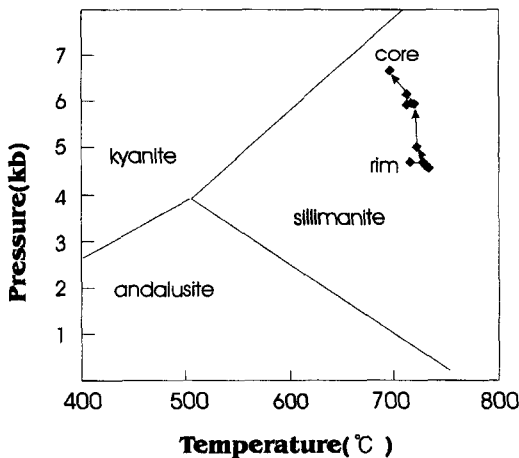


Fig. 11. Apparent P-T path calculated by the Gibbs program (Spear and Peacock, 1990; ver., 4.7) using garnet zoning profiles of sample 9607.

계산된 온도-압력 측정치와 TWEEQU 프로그램을 통해 얻어진 상평형관계로부터 예상되는 1차 변성작용의 압력-온도 경로는 Fig. 10a의 (I)과 같다.

2차 변성작용이 우세한 광물조합을 가지는 시료 7741 내의 석류석-흑운모-근청석-K-장석-스피넬-규선석-석영의 광물조합과 그들로부터 분석된 성분을 TWEEQU 프로그램에 입력하여 상평형관계를 계산하였다 (Fig. 10b). 반응식 (5)는 근청석이 6 kb 이하로 압력이 감소하여야 생성되며 반응식 (7)은 스피넬 또한 압력의 감소에 의해 생성됨을 지지한다. 즉 2차 변성작용시 압력은 6 kb 이하였을 것으로 예상된다. 1차 변성작용시 K-장석-석류석분대에서 안정하던 K-장석이 반응식 (6)을 거치며 소모됨을 보여준다. 이 시료에서 석류석내에 포획된 흑운모와 인접한 석류석을 사용하여 계산된 온도는

569~630°C를 보이며, 석류석의 경계부에서 계산된 온도는 496~566°C를 보인다. 또한 Bhattacharya 외.(1988)의 석류석-근청석 지온계를 이용하면 5 kb의 압력에서 680~750°C로 석류석-흑운모 지온계에 비하여 높은 온도를 보여준다. 이러한 2차 변성온도-압력조건은 1차 변성작용의 광물군을 시료 9607에서 계산된 후퇴변성 작용시의 온도-압력조건과 유사하다 (Fig. 10a-II). TWEEQU로부터 계산된 상평형관계와 온도-압력 계산치로부터 예상되는 압력-온도 경로는 Fig. 10b와 같다. 이상의 결과는 연구지역이 12 kb에 650°C의 고압변성환경을 거친 후 급격한 압력감소환경을 거치며 7~8 kb의 최고 변성조건에 도달하는 1차 변성작용을 겪었다. 또한 1차 변성작용 이후 3~6 kb의 저압형의 2차 변성작용을 받았으며 이때 1차 변성작용을 받은 암석들이 후퇴변성작용을 받았음을 지지한다.

토의 및 결론

경기육괴 북동부지역에 분포하는 오대산편암암 복합체는 최소 2회의 광역변성작용을 거쳤다. 근청석의 형성과 견운모화된 장석은 2차 변성작용의 대표적인 특징이다. 2차 변성작용의 영향을 적게 받은 시료들을 관찰한 결과 연구지역은 백운모와 흑운모가 엮리면을 형성하며 K-장석이 함께 나타나는 동부지역과 백운모가 없으며 K-장석이 안정적으로 관찰되는 서부지역으로 나뉠 수 있다. 사장석내에서 불규칙한 외형을 이루며 포획되어있는 석류석과 납정석은 1차 최고변성작용 이전에 안정하던 광물이었음을 지지한다. 이를 바탕으로 연구지역의 각 변성작용과 변성환경을 살펴보면 다음과 같다. 1차 변성작용은 앰피블라이트상에서 백립암상에 이르는 광역변성작용으로 이 시기에 변성도는

K-장석-백운모분대를 이루는 동부지역에서 K-장석-석류석분대를 이루는 서북부지역으로 가면서 증가한다. 1차 변성작용의 최대변성압력-온도조건은 석류석과 흑운모성분에 대한 2차 변성작용의 영향에 의해 정확히 측정할 수는 없으나 광물조성의 변화와 광물조합을 연관시켜 볼 때 최대 변성온도는 최소 800°C 이상이며 이때의 압력조건은 8 kb 내외로 추정된다. 또한 남정석의 존재와 함께 사장석내에 포획된 석류석-흑운모쌍에 의하면 1차 변성작용은 650°C에 12 kb의 고압변성환경을 거쳤음이 인지된다. 따라서 1차 변성작용시 고압의 변성환경을 거친 후 급격한 지각상승을 거쳐 중압-고온의 환경하에서 최대변성작용이 일어났음을 알 수 있다. 그러나 연구지역에서 설정된 1차 변성작용은 이 지역에 영향을 준 최초의 변성작용을 의미하기 보다는 강하게 영향을 준 변성작용일 가능성이 높다. 근정석을 생성하는 2차 변성작용의 변성정도는 석류석-근정석분대를 중심으로 방사상으로 약해지며, 규선석-근정석분대가 둘러싸고 있다. 2차 변성작용의 변성압력-온도조건은 6 kb 이하 650°C의 저압 고온 환경에서 일어났다. 1차 변성작용시 최고 변성환경의 광물군을 보여주는 시료 9607에서 2차 변성작용에 의한 후퇴변성작용의 영향이 부분적으로 다르게 나타난다. 후퇴변성작용의 영향이 클수록 온도-압력이 낮게 나타난다.

오대산편마암복합체가 겪은 변성작용의 시기는 아직 지질연대학적 자료가 없어 명확히 언급하기 어렵다. 다만 오대산편마암복합체와 부정합의 관계로 상위에 존재하는 시대미상의 구룡층군과의 관계를 고려할 때 다음과 같은 추론이 가능하다. 자세한 연구가 수행되지 않은 구룡층군의 변성작용을 언급하기는 어려우나 중압형의 변성광물이 관찰되지 않고 미그마타이트화 작용을 받지 않았다는 점은 구룡층군이 연구지역에 강하게 작용한 1차 변성작용에 영향을 받지 않았음을 지시한다. 구룡층군의 기저부를 이루고 있는 미그마타이트질편마암에서는 습곡구조와 함께 강한 변형작용이 관찰되나 구룡층군내의 암석들은 대부분 평행한 엽리구조를 보이고 있어 연구지역의 1차 변성작용은 구룡층군의 퇴적 이전에 일어난 것으로 추정된다. 구룡층군은 연구지역에 영향을 끼친 2차 변성작용 혹은 2차 변성작용 이후 제 3의 저변성작용에 의해 변성작용을 받았을 가능성이 있다. 구룡층군에서 나타나는 흑운모 호상편마암과 중립질 이상의 입도를 보이는 흑운모편암의 존재는 구룡층군에 작용한 변성작용이 비교적 고온의 영역까지 도달하였음을 보여 후기의

제 3의 저변성작용의 가능성은 낮다. 그러므로 구룡층군의 변성작용은 오대산편마암복합체에서 관찰되는 2차 변성작용과 밀접한 관계를 가질 가능성이 높다. 오대산편마암복합체에서 관찰되는 1차 변성작용과 2차 변성작용사이에 시간적 간격이 있었을 가능성은 청평-양평지역의 경기육괴암석이 고압의 변성작용후 연속적으로 저압의 변성작용을 받았다는 조운호 외(1996)의 연구결과와 다르며 경기육괴가 복잡한 변성진화경로를 거쳤을 가능성을 지시한다. 오대산편마암복합체의 변성진화경로를 보다 명확히 규명하기 위해서는 구룡층군의 형성시기와 변성시기에 대한 자세한 연구가 필요하며 아울러 연구지역내에 나타나는 변성화성암류인 맨저라이트와 화강편마암의 관입 및 변성시기에 대한 암석학적 연구와 지질연대학적 연구가 수행되어야 할 것이다.

사 사

본 연구는 교육부 1997년도 기초과학 학술연구 조성비(BSRI-5422)와 전략광물자원연구센터의 지원 및 권용완의 학술진흥재단 97년도 박사후 연수 과제에 의해 지원되었다. 본 논문의 초고에 대한 건설적인 조언과 비평을 해주신 충북대학교 지구환경과학과 나기창 교수, 강원대학교 지질과학과 이상현 교수, 부경대학교 응용지질학과 송용선 교수에게 감사하며, 야외조사에 도움을 준 고려대학교 지구환경과학과 학생들과 EPMA 분석을 도와주신 전략광물자원연구센터의 최인식씨에게 감사드린다.

참고문헌

- 강필중, 진명식, 1972, 풍암 지질도폭설명서, 국립지질광물연구소.
- 권성택, 전은영, 이진한, 1997, 경기 육괴 변성암의 흑운모 Rb-Sr 연대 : 지구조적 의미. 지질학회지, 33, 49-53.
- 김봉균, 지정만, 이돈영, 소칠섭, 1975, 현리 지질도폭설명서. 국립지질광물연구소, 19.
- 김옥준, 김서운, 유병화, 박병권, 김규호, 1975, 북분리 지질도폭설명서. 국립지질광물연구소, 17.
- 박계현, 정창식, 1993, 선캄브리아 경기육괴 중 대리암의 연대측정에 대한 예비연구. 암석학회지, 2, 130-138.
- 이광진, 조문섭, 1992, 가평-청평지역 경기육괴의 변성작용. 암석학회지, 1, 1-24.
- 이대성, 윤석규, 김정진, 1975, 창촌 지질도폭설명서. 국립지질광물연구소, 19.
- 정창희, 원종관, 차문성, 강기우, 이윤중, 오대산 지질도

- 폭설명서. 국립지질광물연구소, 18.
- 조문섭, 김종욱, 1993, 춘천-홍천지역 용두리 편마암 복합체내에 산출하는 남정석: 변성 지구조적 의의. 암석학회지, 2, 1-8.
- 조문섭, 권성택, 이진한, Eizo Nakamura, 1995, 연천-진곡지역에 분포하는 입진강대의 고압 각섬암. 암석학회지, 4, 1-19.
- 조윤희, 조문섭, 이승렬, 1996, 청평-양평지역에 분포하는 근청석 편마암의 백립암상 변성작용과 P-T 진화 경로. 암석학회지, 5, 52-65.
- Berman, R.G., 1991, Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Min.*, 29, 833-855.
- Berman, R.G., and Aranovich, L.Ya., 1996, Optimized standard state and mixing properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (in press).
- 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. Min.*, 73, 338-344.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. and Raith, M., 1992, Non-ideal mixing in the phlogopite-anthophyllite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 87-93.
- Cho, D.L., Suzuki, K., Adachi, M. and Chwae, U., 1996, A preliminary CHIME age determination of monazites from metamorphic and granitic rocks in the Gyeonggi Massif, Korea. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 43, 49-65.
- 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, F. S., 1978, Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H., 1988, Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Min.*, 73, 201-216.
- Hand, M., Scrimgeour, I., Powell, R., Stuwe, K. and Wilson, J.L., 1994, Metapelitic granulites from Jetty Peninsula, east Antarctica: formation during a single event or by polymetamorphism? *J. Metamorphic Geol.*, 12, 557-573.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982, Geothermometry, geobarometry and Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Min.*, 67, 1118-1134.
- Hoisch, T. D., 1990, Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- Indares, A. and Martignole, J., 1985, Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Min.*, 70, 272-278.
- Kim, J.Y., 1989, A study on metamorphism of the metamorphic rocks in the central part of Gyeonggi massif. Seoul Nat'l. Univ., Unpubl. Ph. D. thesis, 278.
- Kretz, R., 1990, Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec. *J. Metamorphic Geol.*, 8, 493-506.
- Lavrent'eva, I.V. and Perchuk, L.L., 1981, Phase correspondence in the system biotite-garnet: experimental data: *Doklady Akademii Nauk(USSR)*, 260, 731-734.
- 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. Soc. 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. Soc. Korea*, 15, 67-88.
- Na, K.C., 1979b, Regional metamorphism in the Gyeonggi massif with comparative studies on the Yeoncheon and Ogcheon metamorphic belts (3). *J. Geol. Soc. 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, 25-33.
- Nichols, G.T., Berry, R.E., and Green, D.H., 1992, Internally consistent gahnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 362-377.
- Oh, C.W., Kim, S.T. and Lee, J.H., 1995, The P-T condition and timing of the main metamorphism in the southwestern part of the Okchon metamorphic belt. *J. Geol. Soc. Korea*, 31, 343-361.
- 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 reactions*(ed. S.K. Saxena), Springer-Verlag, 199-239.
- Perchuk, L.L., Podlesskii, K.K. and Aronvich, L.Ya.,

- 1981, Calculations of thermodynamic properties of end-member minerals from natural paragenesis, in Newton.
- Spear, F. S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. MSA monograph, 1, 799.
- Spear, F. S. and Peacock, S.M., 1990, Program manual and computer exercises for the calculation of metamorphic phase equilibria, pressure-temperature-time paths and thermal evolution of orogenic belts. Am. Geophysical Union, 188.
- Spear, F. S. and Selverstone, J., 1983, Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications. Contrib. Mineral. Petrol., 83, 348-357.

(책임편집 : 나기창)

Polymetamorphism of the Odesan Gneiss Complex in the Northeastern area of the Kyonggi Massif, Korea

Yong Wan Kwon, Hyung Shik Kim¹ and Chang Whan Oh²

*Basic Science Institute, Chonbuk National University,
Chonju, 561-756, Korea*

¹*Department of Earth and Environmental Sciences, Korea University,
Seoul, 136-701, Korea*

²*Department of Earth and Environmental Sciences,
Chonbuk National University, Chonju, 561-756, Korea*

ABSTRACT : The Odesan Gneiss Complex consists of mainly migmatitic gneiss and porphyroblastic gneiss with locally intercalated quartzite, amphibolite, marble and leucocratic gneiss. At least two different regional metamorphisms are recognized in the study area. Metamorphic grade of the first metamorphism increases from the K-feldspar-muscovite zone (in which biotite-muscovite-plagioclase-quartz and garnet-biotite-muscovite-K-feldspar-plagioclase-quartz assemblages occur) in the east and southwestern part of the study area to the K-feldspar-garnet zone (in which garnet-biotite-K-feldspar-plagioclase-quartz, biotite-K-feldspar-plagioclase-quartz, garnet-biotite-K-feldspar-plagioclase-sillimanite-spinel-quartz assemblages occur) in the northwestern part. Kyanite is found as inclusions in plagioclase. The second metamorphism is characterised by occurrence of cordierite. The metamorphic grade of 2nd metamorphism decreases radically from the central-western part near Gaeinsan in which cordierite-garnet-sillimanite-biotite-muscovite-quartz, cordierite-garnet-spinel-sillimanite-biotite-muscovite-quartz assemblages representing the garnet-cordierite zone are observed. The garnet-cordierite zone is surrounded by the sillimanite-cordierite zone which shows cordierite-sillimanite-biotite-plagioclase, cordierite-muscovite-biotite-plagioclase and sillimanite-muscovite-biotite-plagioclase assemblages. The peak metamorphic P-T conditions of the first metamorphism calculated from garnet-biotite-sillimanite-K-feldspar-plagioclase-spinel assemblage are 5.4~7.4 kb and 776~789°C. Real P-T condition of the first metamorphism might be higher than the calculated P-T condition according to the study based on the phase equilibria. P-T conditions calculated from the garnet-biotite in plagioclase are 12.5 kb and 650°C which indicate that the P-T path of the first metamorphism had passed a high pressure condition before the peak metamorphic temperature condition. The peak metamorphic P-T conditions of the second metamorphism calculated from garnet-biotite-cordierite-spinel-quartz assemblage are 680~750°C at pressures lower than 6 kb. In the Odesan Gneiss Complex, the first metamorphism of medium pressure and high temperature had occurred after the high pressure condition and fast uplift and then the second metamorphism of low pressure condition occurred after sedimentation of the Kuryong Group.

Key Words : Odesan gneiss complex, K-feldspar-muscovite zone, K-feldspar-garnet zone, garnet-cordierite zone, sillimanite-cordierite zone