Jour. Petrol. Soc. Korea Vol. 15, No. 1, p. 10~24, 2006

THERMOCALC를 이용한 다변성작용 동안 성장한 십자석 반상변정과 가상의 해석

김 형 수

대구광역시 경북대학교 사범대학 지구과학교육과, 702-701

Interpretations of Staurolite Porphyroblast and Pseudomorph Formed During Polymetamorphism Using THERMOCALC

Hyeong Soo Kim

Department of Earth Science Education, Kyungpook National University, Daegu, 702-701, Korea

요 약: 북중부 메사추세츠 주에 위치하는 리틀톤 층에 분포하는 십자석대, 남정석대, 규선석대에서 산출되는 십자석은 아카디안 조산운동의 바로비안(Barrovian) 형태의 변성작용에 의해 생성된 것으로 알려져 있다. 그러나 세 변성대에서 십자석은 (1) 반상변정, (2) 조립질 백운모로 치환된 가상, (3) 가상 내부와 석류석 결정 외각부에서 재결정된 십자석 등으로 다양한 형태로 산출되기 때문에, 이들은 다변성작용에 의해 형성된 것임을 지시하고, 또한 십자석의 형성은 전암성분의 차이와 온도-압력 조건의 변화에 따라 녹니석 또는 경녹니석의 소멸에 의해 형성될 수 있다. THERMOCALC 프로그램을 이용하여 MnNCKFMASH 계에서 계산된 십자석 modal proportion은 십자석이 녹니석과 공존한다면, 온도-압력이 증가하면서 석류석과 같이 성장할 수 있다. 그러나 녹니석이 소멸된 후, 흑운모와 공존하면, 십자석의 modal proportion은 온도-압력이 증가하면 감소한다. 따라서 기존의 아카디안 변성작용의 온도-압력-시간 경로에 의하면, 십자석 반상변정은 석류석과 같이 약 400-370 Ma 시기에 형성된 것으로 판단된다. 방향성이 없고 조립질 백운모에 의해 부분적으로 또는 완전히 치환된 십자석 가상은 온도의 상승에 의해 (즉, 남정석 또는 규선석의 형성) 형성될 수 있다. 따라서 연구지역의 십자석 가상화작용은 아카디안 변성작용을 중첩한 알레게니안 전단운동(약 320-300 Ma)에 의해 국부적으로 발생한 온도의 상승으로 인해 발생한 것으로 판단된다. 규선석대에서만 관찰된 석류석 결정 외각부에서 재결정된 십자석과 십자석을 치환한 조립질 백운모 결정 사이에 재결정된 십자석은 알레게니안 최고 온도 조건(약 700°C) 후 온도-압력이 감소하는 동안(약 300-280 Ma) 재결정된 것으로 판단된다.

주요어: 십자석, 가상, 반상변정, 다변성작용, THERMOCALC

Abstract: Staurolite grains in staurolite, kyanite and sillimanite zones occurred in the Littleton Formation, Northcentral Massachusetts have interpreted to form by Barrovian-type metamorphism during Acadian orogeny. However, various occurrence of staurolite in the three zones, (a) porphyroblast, (b) randomly oriented and coarse-grained muscovite pseudomorph after staurolite, (c) recrystallized staurolite at the margin of garnet porphyroblast and within the pseudomorph, indicates that they have resulted from polymetamorphism. Staurolite in these three metamorphic zones can be formed by demise of chlorite or chloritoid that depends on difference of bulk-rock compositions and changes of P-T conditions. Staurolite modal proportion calculated in MnNCKFMASH system using THERMOCALC program reveals that staurolite could have grown with garnet with increasing pressure and temperature, if it coexist with chlorite. After demise of chlorite and appearance of biotite, staurolite mode decrease with increasing pressure and temperature. Therefore, based on the previous P-T paths for the Acadian metamorhism, staurolite porphyroblast grew with garnet during 400-370 Ma. Randomly oriented and coarse-grained muscovite pseudomorphs after staurolite probably have grown due to heating with appearance of kyanite and sillimanite. Consequently, pseudomorphism of staurolite occurred by heating derived from locally intense Alleghanian shearing (ca. 320-300 Ma) overprinted the Acadian metamorphism. Recrystallized fine-

*Corresponding author: hskim@knu.ac.kr, Tel. 82-53-950-5918, Fax. 82-53-950-5946

grained staurolite in sillimanite zone observed between the grain boundaries of muscovite in the pseudomorphs and at the edge of garnet porphyrobasts has formed during decreasing temperature and pressure (ca. 300-280 Ma) after peak temperature (ca. 700°C) of the Alleghanian metamorphism.

Key words: Staurolite, Pseudomorph, Porphyroblast, Polymetamorphism, THERMOCALC

서 론

변성 이질암에서 십자석은 앰피볼라이트 상(amphibolite facies)을 지시하는 표준광물(index mineral)로서, 석류석-남정석과 함께 바로비안(Barrovian-type) 형태의 변성작용을 지시하는 중요 광물로 알려져 있다(e.g., Spear, 1993). 또한 석류석과 같이 흔히 반상변정으로 산출된다. 미국 북중부 메사추세츠 주에 분포하는 리틀톤층(Littleton Formation)의 변성 이질암(pelitic schist)에서 십자석과 석류석 결정이 반상변정으로 나타난다. 이들 십자석 반상변정은 흔히 내부 엽리 조직를 가지고 있으며, 부분적으로 또는 완전하게 가상화(pseudomorphism) 되어 나타난다(김형수, 2000).

가상은 두 가지 이상의 변성광물의 안정성을 파악하고, 온도-압력-시간 경로를 해석하는 데 사용되어질 수 있다(e.g., Vernon, 1982; Johnson and Vernon, 1995; Guidotti and Johnson, 2002). 이 가상들은 다양한 작용에 의해 형성될 수 있지만, 다변성 작용 동안에 다음과 같은 과정의 결과로 형성될 수 있다. (1) 만약 암석 내에 유체가 풍부하다면, 서서히 냉각되는 동안의 후퇴 재결정작용(retrograde recrytallization; e.g., Fyfe *et al.*, 1978). (2) 시간적으로 분리된 재결정 작용(e.g., Guidotti and Johnson, 2002). (3) 광물조합, 광물화학 그리고 조직적 특징의 변화를 보이는 연속적인 변성작용 동안 재결정 작용(e.g., Brodie and Rutter, 1985). 따라서 가능한 가상 형성 과정에 대한 이해는 보다 정확한 지구조 역사를 이해하는 데 중요하다.

연구 지역에서 산출되는 십자석 반상변정은 데본기 동안의 아카디안 변성작용에 의해 성장된 것으로 알려져 있고(Hollocher, 1987; Robinson *et al.*, 1992), 백운모 또는 백운모 + 녹니석으로 치환된 십자석 가상은 주로 점진 그리고 후퇴변성작용 동안에 형성된 것으로 해석하였다(Hollocher, 1987). 그러나 리틀톤층의 변성 이질암에서 산출되는 십자석 반상 변정과 가상의 미세구조와 변성암석학적인 특징은 다변성작용에 의해 형성(Moecher, 1999; Kim and Bell, 2005)된 것으로 판단된다. 따라서 이 논문의 목적은 이들 십자석 성장과 소멸 그리고 십자석 가상의 형성 시기와 그들의 온도-압력 조건을 규명하고, 고생대 중기에서 말기에 걸쳐 연구지역에 영향을 준 아카디안(Acadian)과 알레게니안(Alleghanian) 조산운동의 특성을 밝히고자 한다.

지질 개요

연구지역은 아발론 암체(Avalone terrane)에 속하는 선캠브리아기 편마암으로 구성된 펠람돔(Pleham dome)과 그 주변부에는 브론슨힐(Bronson Hill) 지질대에 속하는 변성된 오르도비스기, 실루리아기, 데본기 변성퇴적암과 화산암이 분포한다(Robinson, 1967; Zen *et al.*, 1983; Zartman, 1988; Turker and Robinson, 1990) (Fig. 1). 이 지역의 변성대는 광물조합과 온도-압력 조건에 따라 Zone I에서 Zone VI까지 6개로 나누어져 있다(Tracy *et al.*, 1976). 데본기의 리틀톤층은 주로 흑연 함유한 운모 편암으로 구성되어 있고, 석류석과 십자석(±남정석) 반상변정을 함유한다. 이번 연구에서 십자석 반상변정은 리틀톤층의 석류석 + 십자석 + 흑운모 + 백운모 + 사장석 대(십자석대; Zone I), 남정석 + 석류석 + 십자석 + 흑운모 + 백운모 + 사장석 대(남정석대; Zone I), 그리고 규선석 + 석류석 + 십자석 + 흑운모 + 백운모 + 사장석 대(규선석대; Zone II)에서 산출된다(Fig. 1).

Robinson *et al.*(1992)은 U-Pb 모나자이트/티타나이트의 절대연령(ca. 290-295 Ma)를 근거로, Zone I의 남정석-석류석-십자석 광물조합은 아카디안 조산운동을 중첩하는 알레게니안 조산운동 동안 재변성된 것으로 해석하였다. Moecher(1999)는 아카디안 조산운동의 최고 온도-압력 조건은 약 6 ± 1 kbar, 800-825°C이고, 이 조산운동은 최고 변성 온도-압력 조건이 약 6 ± 1 kbar, 600-650°C 인 알레게니안 조산운동에 의해 중첩되었다고 설명하였다. 최근 Kim and Bell(2005)는 온도-압력의 증가(510-520°C, 4.0-5.0 kbar에서 580-590°C, 6.5 kbar)로 인한 석류석 반상변정의 성장은 아카디안 조산운동 동안에 일어났고, 이 후 아카디안 조산운동은 부분적으로(즉, 펠람돔 접촉부) 집중된 고온(약 700°C)의 알레게니안 전단운동(shearing)에 의해 중첩되었다고 제안하였다.

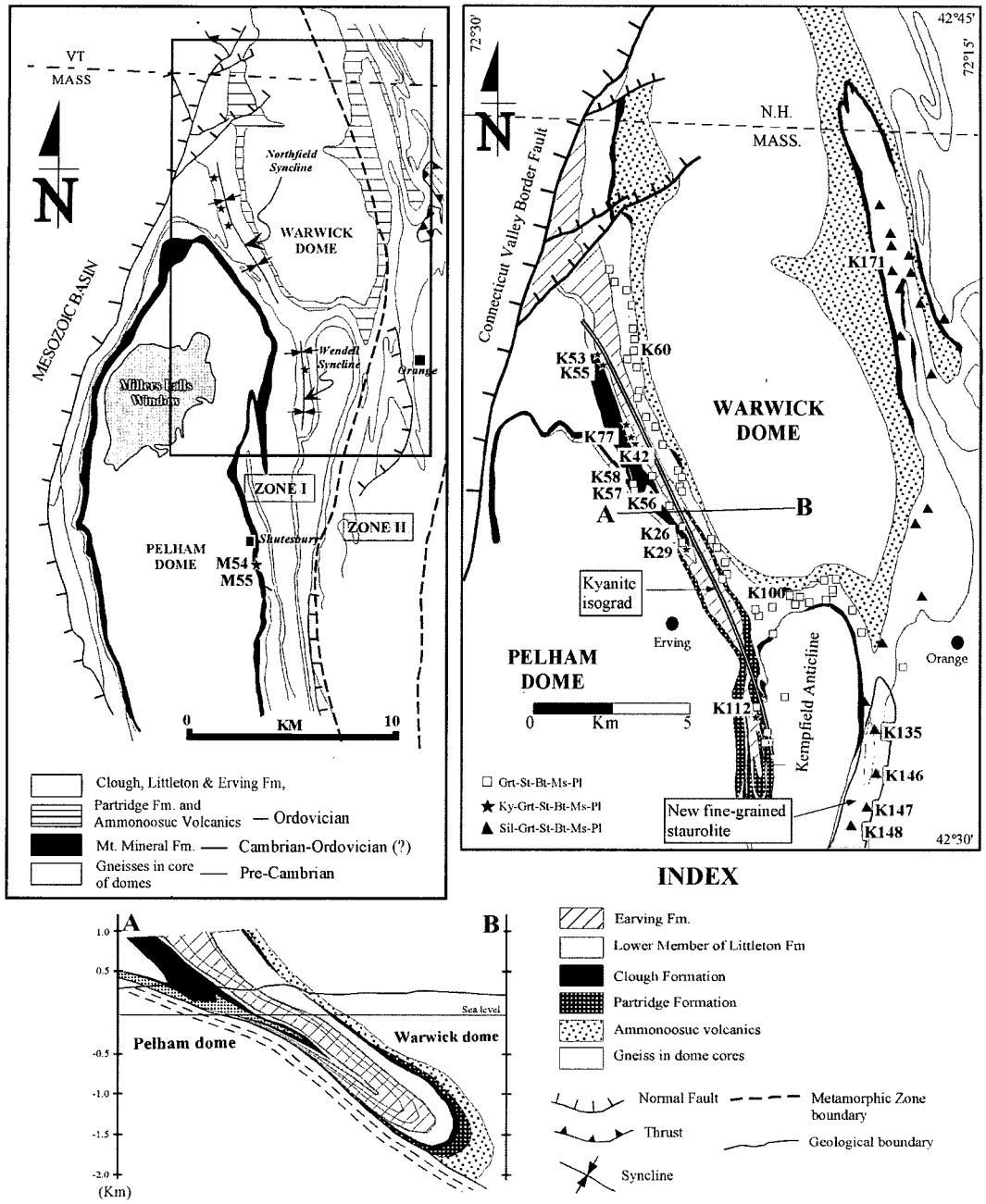

Fig. 1. Generalized geological map and cross section (A-B) of the northern flank of the Pelham Dome showing sample locations, metamorphic mineral assemblages, and metamorphic zones, northcentral Massachusetts (after, Zen *et al.*, 1983).

연구 방법

암석의 주 구성 성분에 대한 전암 분석과 십자석의 화학분석은 James Cook University의 Advanced Analytical Centre(ACC)에서 X-선 형광분광기(모델 Siemens SRS3000)와 전자현미 분석기(JEOL-840A)를 이용하여 실시하였다. 반상변정의 화학조성은 점 분석을 통해 분석하였고, 분석시 count 시간은 50초, 가속전압은 15

Table 1. Representative analyses of staurolite in staurolite, kyanite and sillimanite grade rocks.

Sample portion[a]	Garnet-Staurolite garde		Kyanite-Garnet-Staurolite garde			Sillimanite-Garnet-Staurolite garde					
	K81	K60	K53		K42	K135			K147	K171	
	Porph (32)	Porph (30)	Porph (18)	Mt (13)	Porph (10)	Relict St (5)	Stb (17)	Stc (7)	St in the mt (15)	Porph (10)	St in the mt (10)
SiO_2	27.66	27.18	27.52	27.75	26.84	27.46	27.92	27.67	27.51	27.21	27.41
TiO_2	0.49	0.52	0.49	0.58	0.57	0.45	0.26	0.38	0.23	0.40	0.56
Al_2O_3	51.93	51.27	52.00	52.49	51.31	52.22	51.90	51.74	51.12	52.04	51.72
FeO	15.10	14.90	14.32	14.34	14.68	14.72	15.37	15.14	15.30	15.38	15.34
CaO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.08	0.06	0.05	0.03	0.05
MgO	1.79	1.97	1.92	2.11	2.10	1.81	1.48	1.51	1.59	2.23	2.29
MnO	0.13	0.08	0.06	0.08	0.25	0.12	0.08	0.16	0.08	0.06	0.07
K_2O	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.04	0.03	0.09
ZnO	0.26	0.36	0.24	0.46	0.28	0.45	0.32	0.32	0.27	0.22	0.32
Total	97.47	96.38	96.64	97.91	96.13	97.31	97.45	97.06	96.20	97.58	97.84
Cations per 23 Oxygens											
Si	3.891	3.869	3.888	3.874	3.831	3.854	3.928	3.911	3.924	3.829	3.851
Ti	0.052	0.056	0.052	0.061	0.061	0.047	0.028	0.040	0.024	0.042	0.059
Al	8.606	8.601	8.656	8.634	8.631	8.638	8.608	8.616	8.593	8.630	8.562
Fe	1.775	1.773	1.691	1.674	1.751	1.727	1.809	1.788	1.825	1.809	1.802
Ca	0.008	0.007	0.008	0.007	0.008	0.005	0.012	0.009	0.008	0.005	0.008
Mg	0.375	0.418	0.403	0.437	0.447	0.379	0.310	0.318	0.337	0.468	0.479
Mn	0.015	0.010	0.007	0.010	0.031	0.014	0.010	0.019	0.010	0.007	0.008
K	0.009	0.009	0.008	0.008	0.009	0.009	0.010	0.014	0.007	0.005	0.015
Zn	0.027	0.037	0.025	0.048	0.029	0.047	0.031	0.034	0.029	0.023	0.033
	14.759	14.780	14.736	14.752	14.797	14.785	14.745	14.748	14.758	14.817	14.817
Fe/Fe+Mg	0.826	0.810	0.808	0.794	0.797	0.820	0.854	0.850	0.844	0.794	0.790

[a], number in parentheses represents total number of analyses. [b], recrystallized staurolite at the margin of garnet porphyroblast. [c], recrystallized staurolite around the grain boundaries of coarse grained muscovite within pseudomorph.

kV, 빔 전류는 20 nA 그리고 빔 직경은 3-5 mm이다. 분석치 보정은 ZAF 방법을 사용하였다.

십자석의 안정 영역을 알아보기 위한 온도-압력 가상평형도(pseudosection)는 *THERMOCALC*(version 3.1; Powell and Holland, 1988; Powell *et al.*, 1998) 프로그램을 이용하여 MnO-Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O(MnNCKFMASH) 계하에서 작성하였다. 석영과 H_2O는 과포화(in excess) 상태로 가정하였고, MnO는 석류석의 안정 영역 변화에 민감하므로 계에 포함시켰다(e.g., Mahar *et al.*, 1997; Tinkham *et al.*, 2001). 사장석은 모든 시료에서 관찰되므로 CaO와 Na_2O를 계에 포함시켰다. 일반적으로 십자석은 소량의 아연(ZnO)을 함유하지만, 분석된 십자석에서 ZnO의 함량은 극소량으므로(평균 >0.5; Table 1) MnNCKFAMSH 계의 가상평형도에 큰 영향을 주기 않을 것으로 사료된다.

십자석 반상변정과 가상(Pseudomorph)의 산출상태

*Zone I*의 십자석대에서 산출되는 십자석의 입자 크기는 대부분 조립질에서 극조립까지 다양하게 반상변정으로 산출된다. 십자석 반상변정들은 석영, 티탄철석(ilmenite), 흑운모, 백운모, 흑연 그리고 석류석을 포획광물로 가지고 있고 결정 외각은 부분적으로 석영과 백운모에 의해 resorbed 되어 나타난다(Fig. 2a, b). 또한 일부 십자석 결정은 방향성을 보이지 않는 조립질 백운모에 의해 부분적 또는 완전한 가상화 되어 나타난다(Fig. 2c). 이런 십자석의 상변화는 점진변성작용에 의한 것으로 알려져 있다(Guidotti, 1970; Forster, 1983; Hollocher, 1987). 남정석대에서 산출되는 십자석 또한 다양한 종류의 포획광물을 함유하는 반상변정으로 나타나며, 휘어진 내부엽리를 함유한다(Fig. 2d). 기

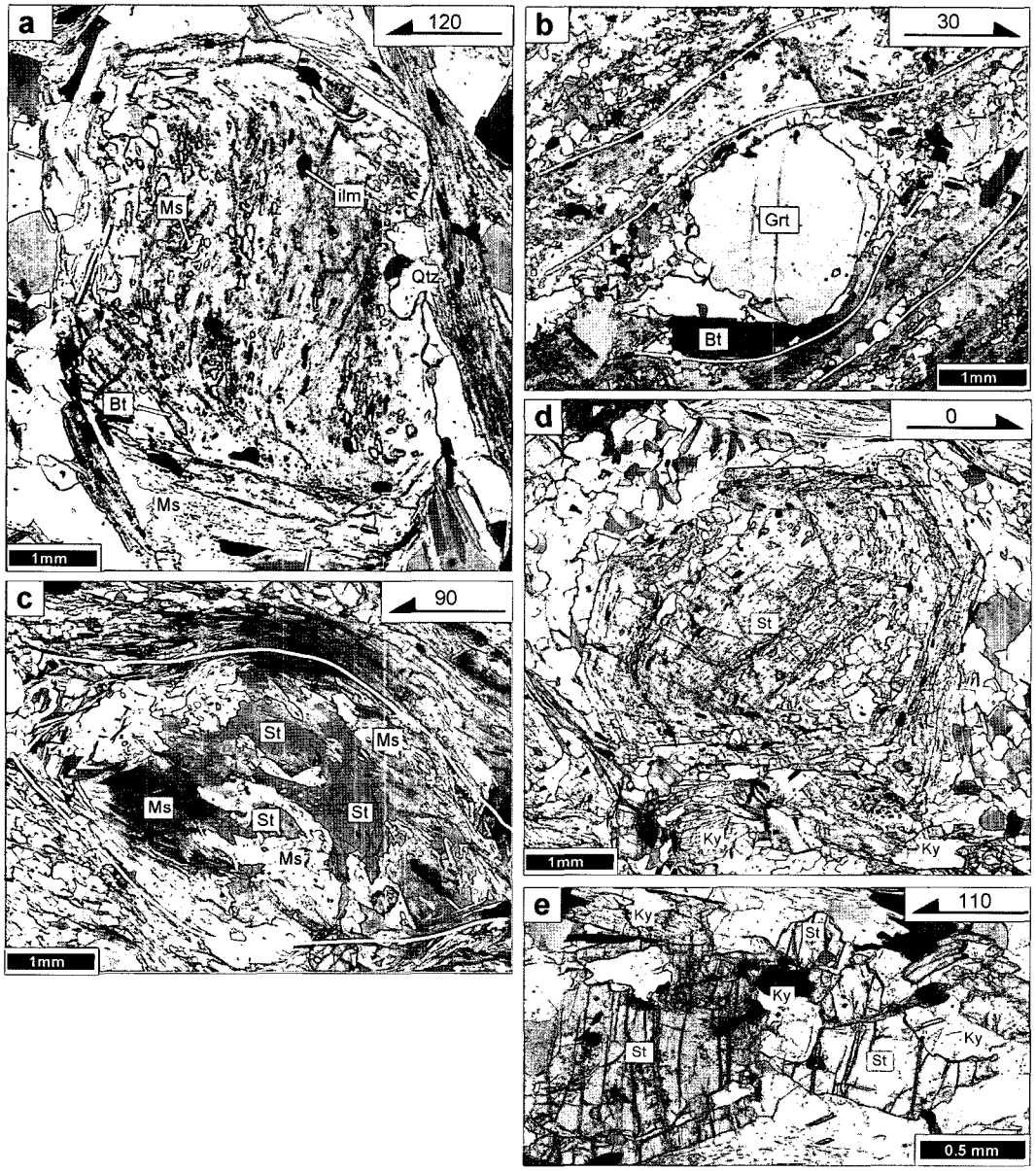

Fig. 2. Photomicrogarphs of staurolite in Zone I. (a) Staurolite porphyroblast showing a sigmoidal inclusion trails geometry in sample K29. Vertical thin section strikes 120°. (b) Staurolite porphyroblast containing garnet as an inclusion in sample K26. Vertical thin section strikes 30°. (c) Staurolite partially replaced by coarse-grained, randomly oriented muscovite forming a pseudomorph in K58. Vertical thin section strikes 90°. (d) Staurolite prophyroblast showing various shaped inclusion trails in sample K53. Vertical thin section strikes 0°. (e) Occurrence of subparallel intergrowth of staurolite and kyanite in the matrix in sample K53. Vertical thin section strikes 110°. All photos taken under partially XPL.

질에서 나타나는 십자석은 주 엽리 방향과 평행하게 남정석과 교호하면서 산출된다(Fig. 2e).

Zone II의 규선석대에서 산출되는 십자석은 보다 복잡한 공생관계를 보인다. 십자석 가상은 조립질 백운모로 채워진 십자석 가상(Fig. 3a, b) 그리고 세립질 백운모와 자색을 띠는 녹니석으로 치환되어진 십자석 가상(Fig. 3c)인 두 가지 형태로 산출된다. 전자의 경우는 앞에서 언급한 바와 같이 점진변성작용에 의한 것으로

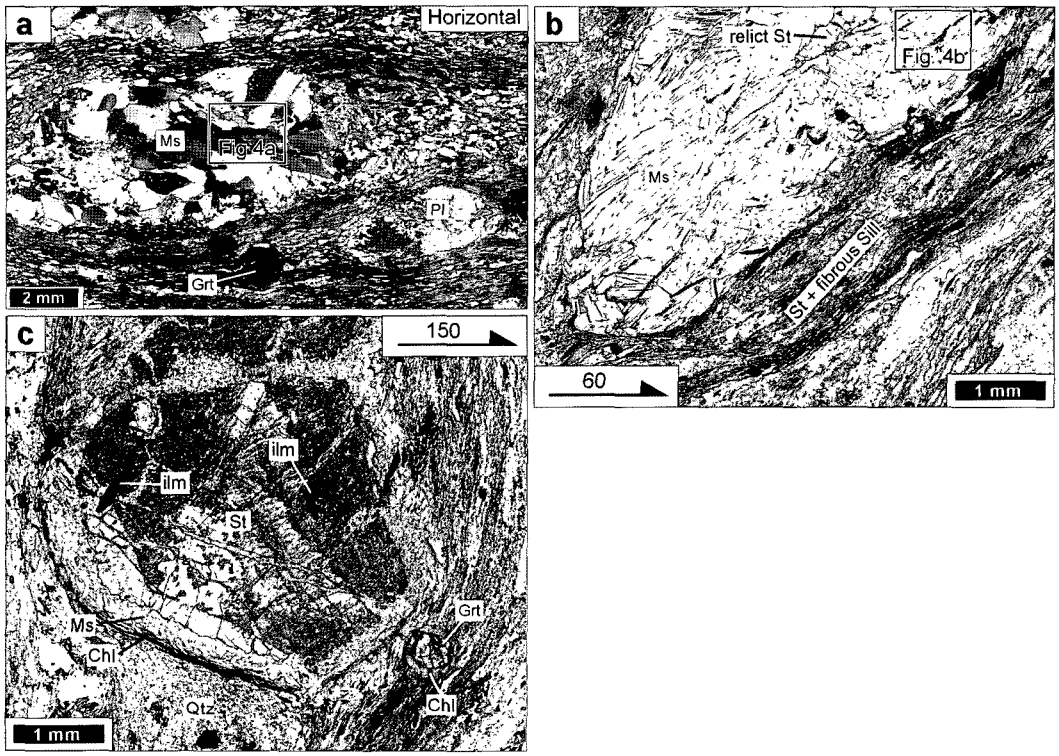

Fig. 3. Photomicrogarphs of staurolite pseudomorph in Zone II. (a) Coarse-grained, randomly oriented muscovite in a staurolite pseudomorph in sample K147. Horizontal thin section, XPL. (b) Muscovite pseudomorph after muscovite in sample K135. Vertical thin section strikes 60°, PPL. (c) Staurolite pseudomorph replaced by muscovite and chlorite in sample K146. Vertical thin section strikes 150°, PPL.

판단되고, 후자는 물(H_2O)와 관련된 후퇴변작용 동안에 형성된 것으로 사료된다(Hollocher, 1987). 또한 전자의 경우, 조립질 백운모 결정 경계에서 새로운 세립의 십자석이 관찰되며(Fig. 4a, b), 이는 잔류(relict) 십자석과는 생성시기가 다른 것으로 판단된다. 즉, 세립의 십자석 결정은 십자석 가상 형성 후에 새로 생성되었음을 지시한다. 또한 석류석 반상 변정 주변부는 십자석으로 치환되어 나타나고 후에 섬유상의 규선석으로 전이되어 나타난다(Fig. 4c). 이런 십자석과 섬유상의 규선석 그리고 티탄철석의 관계는 기질부에서 쉽게 관찰된다(Fig. 4d). Zone II에서 규선석은 대부분 섬유상으로 산출되지만 시료 M55에서 규선석은 rhombic 또는 주상으로 산출된다(Fig. 4e). 따라서 조립질 백운모 결정 경계부에서와 석류석 결정 주변에서 산출되는 십자석은 최고 변성작용 이후 후퇴 변성작용 동안에 형성된 것으로 판단된다. 이들의 형성 시기와 온도-압력에 대해서는 해석과 토의에서 자세히 다루어질 것이다.

광물 화학

십자석

Zone I과 II에서 산출되는 십자석의 Fe/(Fe + Mg) 비는 0.75-0.90 범위에 놓이며(Fig. 5a), 광물조합의 변화에 따라 조성의 차이를 보인다. 그러나 십자석의 Ti 함량은 Fe/(Fe + Mg) 비가 증가하면 감소하는 경향성을 보인다(Fig. 5a). Zone I에 해당되는 십자석대 그리고 남정석대의 십자석은 규선석대 보다 Ti이 풍부하고, Fe 함량이 다소 적게 나타난다(Fig. 5a). 그리고 규선석대에서 재결정 작용에 의해 형성된 십자석은 잔류 십자석보다 높은 Fe/(Fe + Mg)비를 보이고, 넓은 범위의 Ti 함량을 갖는다(Fig. 5b). 이들 십자석의 화학조성은 Table 1에 정리하였다.

흑운모와 백운모

Zones I과 II에서 흑운모의 Mg/(Mg + Fe) 비는 0.34-

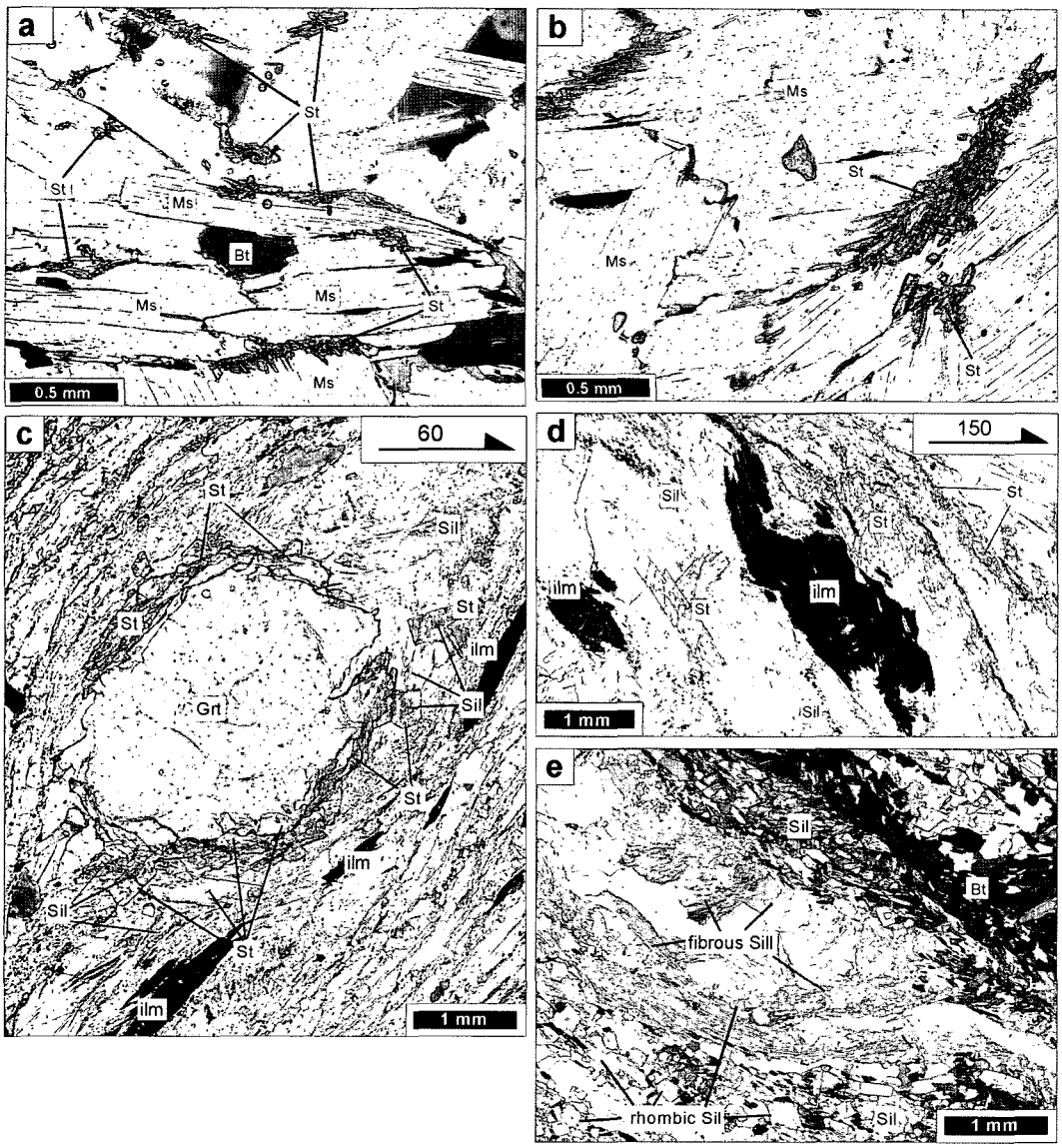

Fig. 4. Photomicrographs of staurolite in Zone II. (a) Recrytallized very fine-grained staurolite between grain boundaries of muscovite in the staurolite paseudomorph (insert box in Fig. 3a) formed after the staurolite paseudomorph. PPL. (b) Recrytallized very fine-grained staurolite between grain boundaries of muscovite in the staurolite paseudomorph (insert box in Fig. 3b). PPL. (c) Recrystallized staurolite around the edge of a garnet porphyroblast in sample K135. Vertical thin section strikes 60°, PPL. (d) Staurolite altered directly by fibrous sillimanite and ilmenite in sample K148. Vertical thin section strikes 150°, PPL. (e) Coexistence of rhombic and fibrous sillimanite in sample M55. Partially XPL.

060 범위를 보인다(Fig. 6a). Mg 함량이 풍부한 흑운모는 남정석대에서 나타나고, Fe 함량이 풍부한 흑운모는 십자석대 그리고 규선석대에서 산출된다(e.g., Guidotti *et al.*, 1988)(Fig. 6a). 세 변성대에서 Ti 함량은 0.05-0.13 범위에 놓이며, Mg/(Mg+Fe) 비가 감소하면 증가하는 경향을 보인다(Fig. 6a).

Zones I과 II에서 백운모의 총 Al 함량은 2.5-2.9 범주를 보이고, Si 함량이 증가하면 감소한다(Fig. 6b). 세 변성대에서 백운모의 성분은 세라도나이트-백운모 연결선 상에 위치하며, 규선석대의 백운모가 이상적인 백운모 성분 쪽에 분포한다(Fig. 6b). 이와 같은 성분변화 양상은 백운모 성분이 처마카이트 치환, (Fe^{2+},

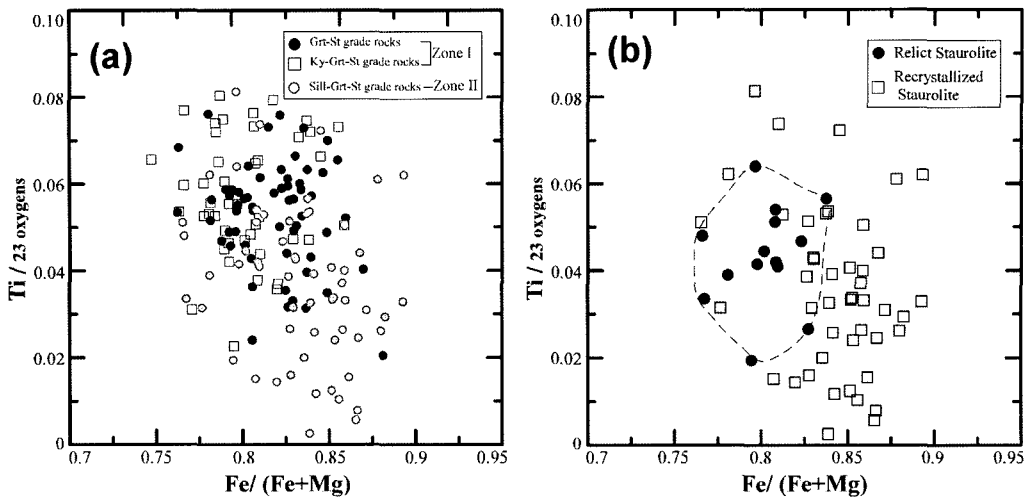

Fig. 5. (a) Fe/(Fe+Mg) vs. Ti (per 23 oxygens) diagram of staurolite in three metamorphic grade assemblages (Zones I and II). (b) Fe/(Fe+Mg) vs. Ti (per 23 oxygens) diagram of relict and recrystallized staurolite in Zone II.

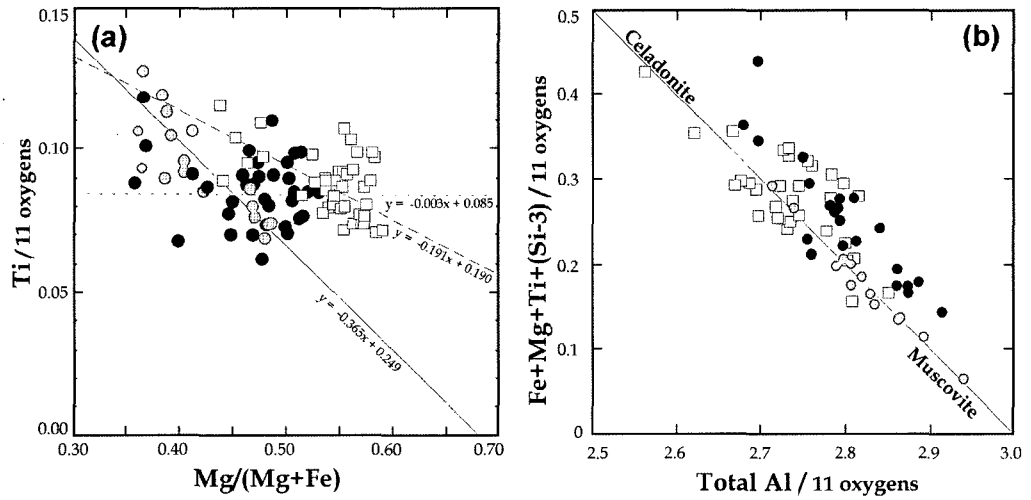

Fig. 6. The compositional variations of biotite and muscovite in three metamorphic grade assemblages (Zones I and II). (a) Mg/(Mg+Fe) vs. Ti in biotite. A solid, dashed and dotted lines indicate linear lines. (b) Total Al vs. Fe+Mg+Ti+(Si-3) to illustrate the ideal trioctahedral and tschermakitic substitutions in muscovite. All cations are based on 11 oxygens.

Mg)Si ⇔ Al + Al에 의해 조절되었음을 지시한다. 흑운모와 백운모의 화학조성은 Table 2에 정리하였다.

십자석의 안정영역(stability fields)

4개의 시료에 대한 MnNCKFAMSH 계하에서 P-T 가상평형도(pseudosection)는 Fig. 7에서 보여준다. 각 영역은 안정한 광물조합으로 표시하였고, 색이 진함은 자유도(variance)의 증가를 의미한다.

Zone I

십자석대에 해당되는 시료 K60의 P-T 가상평형도에서 십자석은 넓은 영역에서 석류석, 흑운모, 백운모 그리고 사장석과 안정하게 나타나며, 녹니석의 소멸에 의해 최초로 생성되며, Al-silicates(남정석 또는 규선석)이 생성되면서 소멸된다(Fig. 7a). 십자석의 안정영역의 온도-압력은 약 540~650°C 그리고 2.5~10.0 kbar이다.

남정석대에 해당되는 시료 K53의 P-T 가상평형도에서 십자석은 시료 K60에서 보다 넓은 온도-압력 조건

Table 2. Representative analyses of biotite and muscovite in staurolite, kyanite and sillimanite grade rocks.

Biotite												
Sample portion	Grt-St grade						Ky-Grt-St grade			Sill-Grt-St grade		
	K56	K57	K60	K100	K112	K42(0)	K53	K55	K77	K135	K147	K171
	mt(3)	mt(5)	mt(10)	mt(7)	mt(3)	mt	mt(10)	mt(6)	mt(10)	mt(4)	mt(9)	mt(4)
SiO_2	34.50	34.92	34.87	35.23	35.63	37.59	35.97	37.21	36.63	34.81	34.60	36.10
TiO_2	1.74	1.53	1.43	1.33	1.41	1.77	1.54	1.52	1.43	1.85	1.77	1.35
Al_2O_3	17.93	18.86	18.70	19.27	19.47	18.44	19.38	17.67	19.71	18.74	18.91	19.57
FeO	23.17	18.78	18.62	20.17	19.53	16.54	16.56	17.09	16.47	22.60	21.00	19.30
CaO	0.00	0.00	0.05	0.05	0.02	0.08	0.01	0.08	0.04	0.12	0.05	0.00
MgO	7.43	10.36	9.63	9.17	10.04	12.10	11.86	10.86	11.62	7.36	7.72	9.77
MnO	0.00	0.10	0.08	0.01	0.18	0.02	0.04	0.06	0.01	0.00	0.10	0.02
Na_2O	0.00	0.39	0.37	0.52	0.20	0.00	0.50	0.06	0.29	0.34	0.11	0.16
K_2O	9.03	8.55	8.50	8.20	8.37	8.74	8.98	8.65	8.62	8.65	8.61	8.66
Total	93.80	93.50	92.26	93.95	94.85	95.28	94.85	93.22	94.81	94.45	92.86	94.93
Cations per 11 oxygens												
Si	2.721	2.841	2.726	2.712	2.707	2.795	2.704	2.841	2.738	2.709	2.719	2.735
Al(iv)	1.279	1.159	1.274	1.288	1.293	1.205	1.296	1.159	1.262	1.291	1.281	1.265
Al(vi)	0.388	0.651	0.447	0.463	0.453	0.410	0.422	0.429	0.474	0.108	0.104	0.077
Ti	0.103	0.094	0.084	0.077	0.080	0.099	0.087	0.087	0.080	0.428	0.469	0.481
Fe	1.527	1.277	1.218	1.301	1.240	1.028	1.042	1.091	1.030	1.470	1.380	1.222
Mg	0.871	1.259	1.121	1.050	1.136	1.340	1.331	1.234	1.294	0.854	0.902	1.103
Mn	0.000	0.007	0.005	0.000	0.011	0.002	0.002	0.004	0.001	0.000	0.006	0.001
Ca	0.000	0.000	0.004	0.004	0.001	0.007	0.001	0.007	0.003	0.010	0.004	0.000
Na	0.000	0.060	0.056	0.077	0.028	0.000	0.072	0.008	0.041	0.051	0.016	0.023
K	0.907	0.885	0.846	0.803	0.809	0.828	0.860	0.842	0.821	0.859	0.861	0.835
M/(M+F)	0.363	0.496	0.479	0.447	0.478	0.566	0.561	0.531	0.557	0.367	0.395	0.474
Muscovite												
Sample	K56	K57	K60	K100	K112	K42	K53	K55	K77	K135	K147	K171
	mt(2)	mt(3)	mt(5)	mt(5)	mt(3)	mt(2)	mt(5)	mt(4)	mt(7)	mt(3)	mt(5)	mt(3)
SiO_2	44.80	44.33	44.20	44.30	45.00	47.15	45.16	45.94	46.28	46.32	44.48	44.85
TiO_2	0.40	0.59	0.44	0.36	0.63	0.91	0.66	0.59	0.68	0.35	0.65	0.97
Al_2O_3	33.10	35.20	35.25	35.74	35.17	33.61	35.54	34.01	35.41	34.68	35.04	34.50
FeO	1.68	1.07	1.80	1.02	1.05	0.98	1.10	0.89	1.37	1.32	1.04	1.36
CaO	0.06	0.00	0.11	0.00	0.07	0.27	0.03	0.08	0.05	0.09	0.06	0.00
MgO	1.48	2.13	1.03	1.45	1.25	0.80	2.43	0.13	1.02	0.35	0.08	0.01
MnO	0.12	0.05	0.08	0.05	0.01	0.00	0.10	0.06	0.02	0.00	0.05	0.02
Na_2O	0.96	2.34	3.27	2.73	1.89	0.00	1.89	1.69	1.42	1.87	1.24	1.47
K_2O	9.86	8.44	7.38	8.11	9.01	9.24	9.84	8.98	9.32	8.39	9.21	8.69
Total	92.45	94.16	93.57	93.76	94.09	93.03	96.75	92.37	95.56	93.35	91.85	91.86
Cations per 11 oxygens												
Si	3.087	2.981	3.054	2.986	2.916	3.175	2.977	3.187	3.062	3.119	3.056	3.078
Al(iv)	0.913	1.019	0.946	1.014	1.084	0.825	1.023	0.813	0.938	0.881	0.944	0.922
Al(vi)	1.775	1.774	1.823	1.827	1.617	1.842	1.739	1.885	1.823	1.872	0.033	0.049
Ti	0.020	0.030	0.023	0.018	0.033	0.046	0.032	0.031	0.034	0.018	1.894	1.865
Fe	0.097	0.060	0.107	0.057	0.054	0.055	0.060	0.051	0.075	0.074	0.060	0.078
Mg	0.150	0.213	0.100	0.145	0.179	0.080	0.238	0.013	0.099	0.035	0.008	0.001
Mn	0.007	0.003	0.005	0.003	0.002	0.000	0.005	0.003	0.001	0.000	0.003	0.001
Ca	0.004	0.000	0.008	0.000	0.005	0.019	0.002	0.006	0.003	0.007	0.004	0.000
Na	0.127	0.304	0.298	0.356	0.296	0.000	0.240	0.091	0.180	0.244	0.164	0.194
K	0.864	0.723	0.650	0.696	0.715	0.794	0.827	0.795	0.786	0.720	0.806	0.759
N/(N+K)	0.127	0.296	0.299	0.337	0.294	0.000	0.223	0.099	0.182	0.253	0.168	0.203

All abbreviations are the same as those in Table 1.

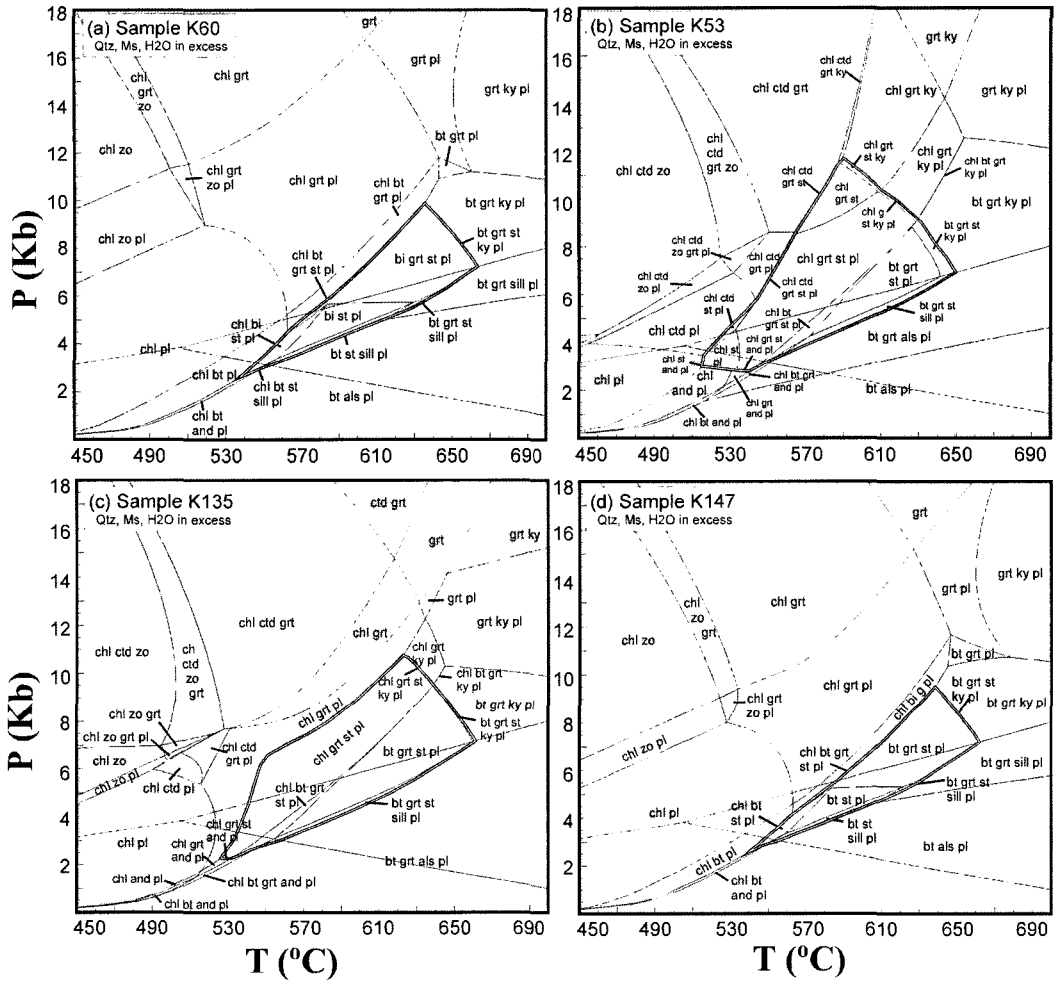

Fig. 7. Calculated Pressure-Temperature (P-T) pseudosections in MnNCKFMASH system. (a) Sample K60. Bulk rock compositions SiO_2:Al_2O_3:K_2O:Na_2O:CaO:FeO: MgO:MnO:H_2O = 70.59:10.34:2.30:1.32:0.30:4.72:2.69: 0.01:7.73. (b) Sample K53. Bulk rock compositions SiO_2: Al_2O3:K_2O:Na_2O:CaO:FeO:MgO:MnO:H_2O = 72.34:9.51:1.82:0.54:0.43:5.04:3.63: 0.06:6.63. (c) Sample K135. Bulk rock compositions SiO_2:Al_2O_3:K_2O:Na_2O:CaO:FeO:MgO:MnO:H_2O = 63.96:12.88:2.62: 1.39:0.31:6.59:3.19:0.07: 8.99. (d) Sample K147. Bulk rock compositions SiO_2: Al_2O_3:K_2O:Na_2O:CaO:FeO:MgO:MnO: H_2O = 67.25:11.94:2.86:1.20:0.33:5.83:3.16:0.01:7.43. Boundary delineating the appearance and demise of staurolite has been highlighted. All mineral abbreviations from Kretz (1983).

에서 십자석이 안정하게 산출된다(Fig. 7b). 온도는 약 510~650°C를 보이고, 압력은 약 2.5~11.0 kbar의 범위를 보인다. 십자석은 경녹니석(chloritoid)의 소멸에 의해 생성되며, 석류석, 사장석, 백운모 그리고 녹니석과 비교적 넓은 온도-압력 범위에서 공존한다. 또한 녹니석이 소멸된 후, 십자석은 Al-silicate가 생성될 때 까지 석류석, 흑운모, 사장석 그리고 백운모와 공존한다(Fig. 7b). Fig. 2e에서 보여주듯이, 남정석대에서 십자석의 소멸에 의해 남정석이 형성된다. Zone I에서 십자석의 성장과 안정영역은 전암성분의 차이에 의한 것으로 판단된다.

Zone II

규선석대에 해당되는 시료 K135의 P-T 가상평형도에서 십자석은 시료 K53과 유사하게 석류석, 사장석, 백운모 그리고 녹니석과 비교적 넓은 온도-압력 범위에서 공존한다(Fig. 7c). 십자석은 약 550°C 그리고 5.0 kbar에서 녹니석과 석류석과 공존하며, 온도-압력이 증가하면 녹니석이 소멸되고 흑운모, 석류석, 사장석, 백운모와 공존하며, 남정석 또는 규선석이 생성되면서 소멸된다(Fig. 7c).

시료 K147의 P-T 가상평형도에서 십자석의 안정영

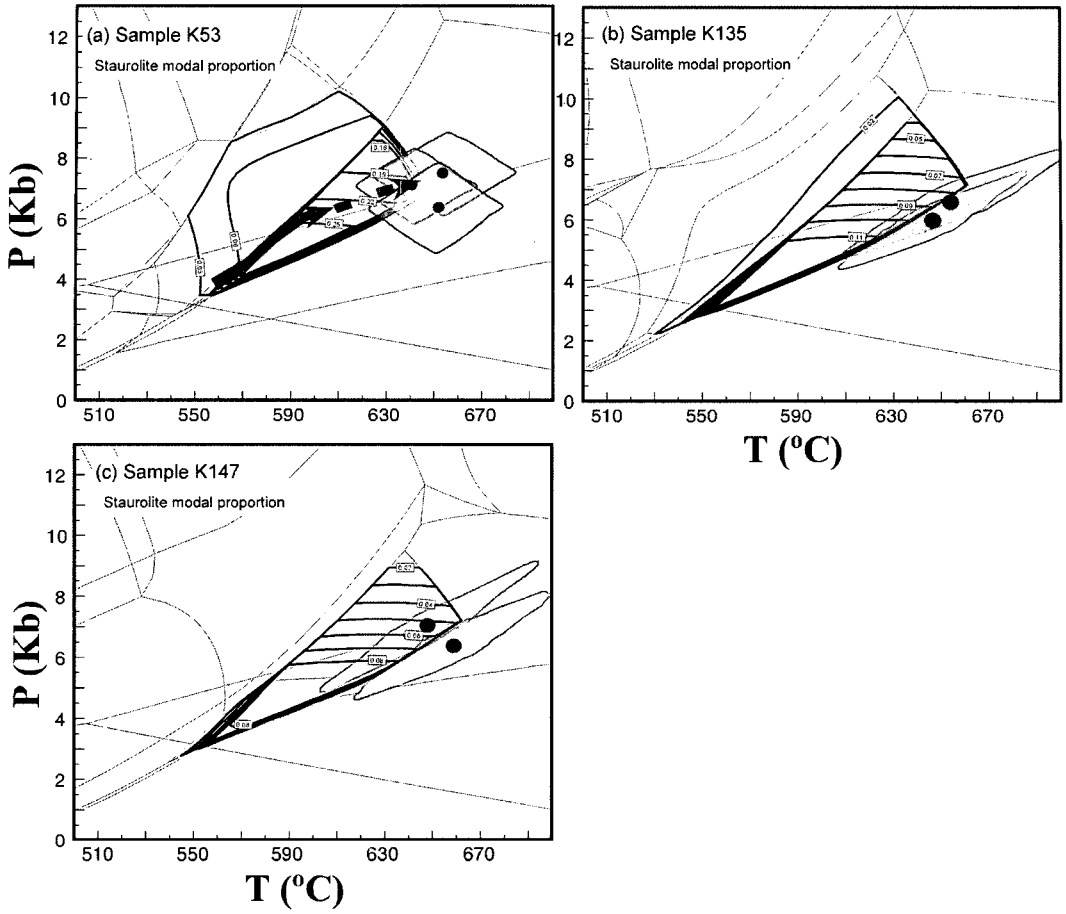

Fig. 8. P-T pseudosections showing the modal proportion of staurolite in sample K53 (a), K135 (b) and K147 (c). Number in the small boxes represents modal proportion of staurolite. The shaded ellipses with black dots in the center indicate the matrix P-T conditions with error ranges calculated from average P-T mode in THERMOCALC program (see Table 3). Thick and dashed line with arrow in (a) indicates P-T path for garnet growth (Kim and Bell, 2005).

역은 십자석대의 시료 K60과 거의 유사하다(Fig. 7d). 십자석은 넓은 영역에서 석류석, 흑운모, 백운모 그리고 사장석과 안정하게 공존하며, 녹니석의 소멸에 의해 최초로 생성되며, 남정석 또는 규선석이 생성되면서 소멸된다(Fig. 7d).

해석과 토의

십자석 형성과 소멸 반응과 온도-압력 조건

Zone I의 남정석대에 해당되는 시료 K53에서 십자석 반상변정은 석류석과 함께 온도-압력의 증가에 의해 형성될 수 있다. 석류석의 X_{Mn}, X_{Fe} 그리고 X_{Ca} 등 성분선(isopleth)를 이용하여 구한 온도-압력 경로에 의하면(Kim and Bell, 2005)(Fig. 8a), 십자석은 약 560 °C, 4.0 kbar에서 녹니석, 석류석, 백운모, 사장석과 함께 공존하며, 흑운모의 산출과 동시에 급격히 modal proportion 비가 증가한다(Figs. 7a & 8a). 그 후 흑운모-석류석-십자석-사장석 안정영역인 약 600°C, 6.0 kbar를 지나면서 십자석은 남정석이 산출될 때까지(즉, 최고 온도-압력 조건인 약 649 ± 25°C, 7.0 ± 1.0 kbar; Table 3) 점진적으로 감소하는 경향을 보인다(Fig. 8a). 따라서 십자석의 형성은 아래 변성반응 (1)와 (2)에 의한 것으로 해석될 수 있다.

(1) 녹니석 + 백운모 = 석류석 + 십자석 + Mg-흑운모 + Mg-녹니석 + Na-백운모 + H_2O

(2) Mg-녹니석 + 석류석 + 백운모 = 십자석 + 흑운모 + Na-백운모 + 석영 + H_2O

Table 3. P-T conditions for three samples calculated using average P-T mode in THERMOCALC program.

Sp. No.*	Grt[a]		Pl[b]	Bt[c]	Ms[d]	St[e]	THERMOCALC				
	F/(F+M)	X_{Ca}	X_{An}	F/(F+M)	N/(N+K)	F/(F+M)	Average P-T ± sd (2σ)		Cor.[f]	Sigfit.[g]	Remark[h]
K53 (30)	0.813	0.058	0.288	0.432	0.224	0.795	653 ± 24	7.5 ± 1.1	0.058	0.85 (1.61)	1, 3, 5, 7, 8, 9, 12, 13, 14
K53 (90)	0.861	0.060	0.262	0.456	0.261	0.790	652 ± 23	6.3 ± 1.2	0.054	1.08 (1.54)	
K53 (140)	0.862	0.061	0.288	0.449	0.220	0.747	641 ± 29	7.0 ± 1.0	0.015	0.78 (1.54)	
K135(60)	0.915	0.024	0.079	0.630	0.229	0.859	647 ± 32	6.0 ± 1.3	0.931	0.88 (1.49)	1, 2, 4, 5, 6, 10, 11, 12
K135(100)	0.916	0.021	0.041	0.633	0.278	0.880	656 ± 37	6.6 ± 1.4	0.924	1.12 (1.49)	
K147(60)	0.917	0.018	0.075	0.635	0.220	0.837	659 ± 33	6.4 ± 1.4	0.933	1.31 (1.54)	1, 2, 4, 5, 6, 10, 11, 12
K147(H)	0.919	0.030	0.080	0.614	0.142	0.839	649 ± 37	7.0 ± 1.7	0.960	0.93 (1.54)	

Independent equilibriai

1. gr + 2ky (sill) + q = 3an
2. pa + 3an = gr + ab + 3ky (sill) + H_2O
3. 3east + 6q = py + 2mu + phl
4. 3east + 2ky (sill) + 7q = 2py + 3mu
5. ann + 2ky (sill) + q = alm + mu
6. 8py + 31gr + 24mu + 6mst = 24east + 93an + 12H_2O
7. 23ann + 6fst + 48q = 31alm + 23mu + 12H_2O
8. 6mst + 75an = 8py + 25gr + 96ky(sill) + 12H_2O
9. 6fst + 75an = 25gr + 8alm + 96ky(sill) + 12H_2O
10. mu + 2phl + 6q = py + 3cel
11. py + 3mu + 4q = 3cel + 4ky(sill)
12. 25mu + 14mst = 2py + 25east + 124(sill) + 28H_2O
13. phl + 2ky + q = py + mu
14. py + ann = alm + phl

*, number in parentheses represents strike of thin section. [a], F/(F+M) = Fe/(Fe+Mg) in garnet; XCa = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca) in garnet. [b], XAn = Ca/(Ca+Na+K) in plagioclase. [c], F/(F+M) = Fe/(Fe+Mg) in biotite. [d], N/(N+K) = Na/(Na+K) in muscovite. [e], F/(F+M) = Fe/(Fe+Mg) in staurolite. [f], correlation. [g], the numbers in parentheses are sigfit for 95% confidence. h, the numbers indicate equilibria for calculation of P-T conditions. i, End-member abbreviations and formulae given in Powell *et al.* (1988).

그리고 십자석의 modal proportion의 감소는 조립질 백운모 치환에 의해 형성된 십자석 가상과 연관되며, 이것은 반응 (3)에 의해 온도-압력이 증가하면서 형성된다(Guidotti and Johnson, 2002)(Fig. 8a).

(3) 십자석 + Na-백운모 + 석영 = Al_2SiO_5 + 흑운모 + 석류석 + K-백운모 + 사장석 + H_2O

그리고 녹니석과 백운모로 치환된 형태로 나타나는 십자석 가상(Fig. 3c)은 약 530°C, 3.0 kbar 보다 낮은 온도-압력 하에서 반응 (4)에 의해 생성된 것으로 판단된다(Fig. 8b).

(4) 흑운모 + 십자석 + 석영 + H_2O = 백운모 + 녹니석 + 티탄철석

규선석대에서 점진 변성작용의 온도-압력 경로는 석류석의 누대구조의 균질화작용에 의해 결정할 수 없었고, 기질부의 광물과 석류석의 외곽 성분을 이용하여 구한 온도-압력은 시료 K135에서는 평균 650 ± 34°C, 6.3 ± 1.3 kbar이고 시료 K147에서는 평균 664 ± 35°C, 6.6 ± 1.5 kbar를 보인다(Table. 3; Fig. 8b & c). Fig. 8b와 c에서 보여주는 십자석의 modal proportion 등고선의 변화는 규선석대에서 십자석이 최고 변성온도-압력 후 온도-압력의 감소 동안 형성할 수 있음을 보여준다. 따라서 십자석 가상 내에 존재하는 조립질 백운모의 결정 경계 사이에 재결정된 세립의 십자석(Fig.4a & b)과 석류석 결정 외각부에서 섬유상 규선석과 함께 산출되는 십자석(Fig. 4c)은 후퇴변성작용 동안에 의해 Fe/(Fe + Mg) 비가 증가하는 반응 (5) 형성된 것으로 해석할 수 있다.

(5) Mg-흑운모 + 백운모 + 석류석 + 십자석 + 석영 = Al_2SiO_5 + Fe-흑운모 + Fe-십자석 + Mn-Fe-석류석 + 사장석 + H_2O

십자석 반상변정과 가상변정의 형성: 아카디안과 알레게니안 변성작용

Tucker and Robinson(1990)과 Robinson *et al.*(1992)은 연구지역에서 산출되는 남정석을 함유한 변성 이질암의 U-Pb 모나자이트/티타나이트의 절대연령(ca. 290-295 Ma)를 이용하여, Zone I의 남정석-석류석-십자석 광물조합은 알레게니안(Alleghanian) 조산운동 동안 재변성된 것으로 해석하였다. 그리고 Zone II에서 주상 또는 rhombic 형태의 조립질 규선석(Fig. 4e)은 아카디안 변성작용(330-370 Ma)의 산물로 해석하였다. 알레게니안 연령을 보이는 암석들은 주로 펠람돔 주변에서 부분적으로 압쇄 엽리 구조(mylonitic schistosity)를 보

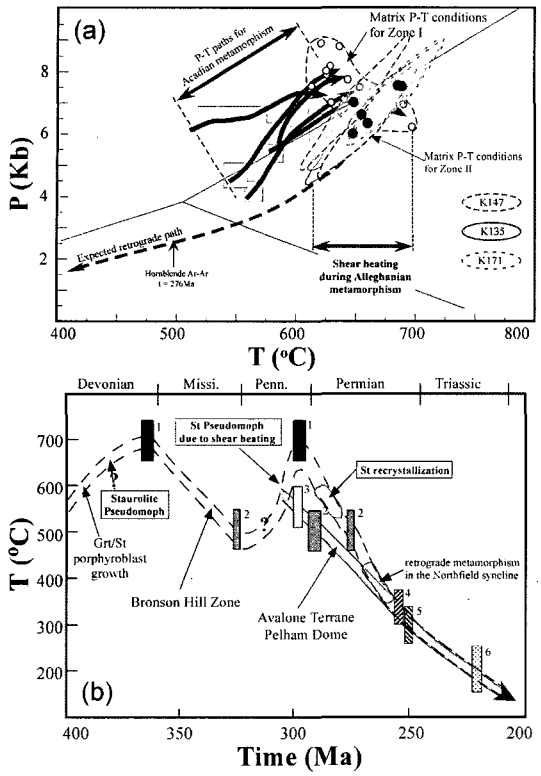

Fig. 9. (a) P-T path for Acadian metamorphism and shear heating during Alleghanian (modified from Kim and Bell, 2005). See text for more detailed explanation. (b) Late Paleozoic Temperature-time (T-t) paths (after Wintsch *et al.*, 1992) for the area of the Pelham Dome and the Bronson Hill Zone. Geochronology data are: 1, monazite; 2, hornblende; 3, titanite; 4, muscovite; 5, biotite; 6, k-feldspar from Tucker *et al.* (1988), Harrison *et al.* (1989), Spear and Harrison (1989), Tucker and Robinson (1992). See text for further explanation.

이며, 이것은 남-북 방향의 선구조를 형성시킨 전단운동(shearing)의 결과로 해석하였다(Reed and Williams, 1989; Robinson *et al.*, 1992; Robinson and Tucker, 1996). Kim and Bell(2005)은 석류석의 화학적 누대구조와 내부 엽리 조직 그리고 기질부의 온도-압력 조건을 이용하여, 대부분의 석류석은 아카디안 변성작용 동안 형성하였고, 알레게니안 전단운동(Mocher, 1999; Bell and Kim, 2004)에 의해 국부적으로 석류석의 누대구조가 균질화(homogenization)되었으며 기질부의 온도는 약 700°C까지 증가하였다고 보고하였다.

연구지역의 다양한 형태의 내부 엽리 조직을 함유하며 석류석과 함께 반상변정으로 산출되는 십자석은 그들의 내부와 외부 엽리 조직의 관계(Kim, 2001)와 내부 포획광물로 산출되는 모나자이트의 U-Pb 절대연령(360-415 Ma; unpublished data)에 의하면 아카디안 변성작용 동안 형성된 것으로 사료된다(Fig. 9). Zone I에서 산출되는 조립질 백운모로 채워진 십자석 가상의 결정 형태(Fig. 2c)는 대부분 원래 십자석 결정 경계를 유지하며 비교적 자형으로 산출된다. 이것은 그들의 형성 동안 또는 이후 광역적인 응력의 세기가 낮았음을 의미한다. 즉, 만약 점진 또는 후퇴변성작용 동안 일정한 응력 조건 하에서 H_2O의 감소 또는 증가하였다면, 반응 (3)에 의해 십자석은 점진적으로 백운모로 치환될 수 있다(e.g., Guidotti and Johnson, 2002). 그러나 펠람돔에서 비교적 근거리에서 채취한 시료 K135와 K147(Zone II)에서 산출되는 십자석 가상 결정은 다소 신장되어 나타난다(Fig. 3a & b). 이는 알레게니안 변형작용에 의한 것으로 생각된다. Guitotti(1993)는 비교적 낮은 압력과 높은 온도 환경 하에서 십자석 가상이 형성될 수 있고, 이는 연구지역을 포함한 뉴잉글랜드 지역의 고변성도의 변성작용에서 흔히 관찰된다고 보고하였다. 또한 온도의 증가(heating)는 아카디안 조산운동 말기 또는 후에 일어난 규장질 심성암체의 정치에 기인한다고 설명하였다. 따라서 미시시피안 후기에서 펜실베니안 중기 동안 일어난 알레게니안 전단운동(Fig. 9b)은 국부적으로 온도를 약 700°C까지 증가시켰고(Kim and Bell, 2005), 이로 인해 십자석 결정이 조립질 백운모로 치환되면서 가상이 형성되었음을 시사한다. 그러나 주상 또는 rhombic의 규선석을 생성하는 아카디안 변성작용 동안에 형성되었을 가능성도 배제할 수 없다.

Zone II에서 관찰된 십자석 가상 내에 존재하는 조립질 백운모의 결정 경계면사이에서 나타나는 세립의 십자석(Fig. 4a & b)과 석류석 결정 주변에서 규선석과 산출되는 십자석(Fig. 4c)은 따라서 가상이 형성된 후 재결정된 것으로 판단된다. 즉, 알레게니안 전단운동에 의해 형성된 최고 온도(peak temperature) 이후(즉, 펜실베니안 후기에서 페름기 초기; Fig. 9), 온도-압력의 감소에 의해 새로운 십자석이 재결정된 것으로 판단된다(Fig. 9).

결 론

(1) 연구지역의 십자석, 남정석, 규선석 대에서 산출되는 십자석은 반상변정, 가상 그리고 세립질로 기질부 또는 가상 내에서 산출된다. 반상변정으로 산출되는 십자석은 휘어진 내부엽리를 함유하며 외부엽리와 연속성은 보이지 않는다. 세 변성대에서 십자석의 Fe/(Fe + Mg) 비는 규선석대에서 비교적 높게 나타난다.

(2) MnNCKFMASH 계에서 계산된 온도-압력 가상 평형도에서 세 변성대에서 산출되는 십자석은 녹니석 또는 경녹니석의 소멸에 의해 형성되며, 흑운모, 석류석, 백운모, 사장석과 공존하며 남정석 또는 규선석의 형성에 의해 소멸된다. 이와 같이 십자석의 성장과 공생관계는 전암성분의 차이와 온도-압력 조건에 의해 조절된다. 십자석대와 남정석대에서 십자석은 반상변정과 부분적으로 조립질 백운모로 치환된 가상으로 산출되며 기질에서는 남정석으로 전이되어 나타난다. 반면에 규선석대의 십자석은 반상변정보다는 방향성을 보이지 않는 조립질 백운모로 치환된 가상과 기질에서 섬유상 규선석과 같이 산출된다. 뿐만 아니라, 세립의 십자석이 가상 내의 조립질 백운모 결정 사이에 나타나거나, 석류석 반상변정의 외각부에서 석류석을 치환한 형태로 산출된다. 따라서 연구지역의 십자석 반상변정과 재결정된 세립의 십자석의 형성시기는 가상화작용(pseudomorphism)을 전후로 형성된 것을 지시한다.

(3) 기존의 아카디안 변성작용의 온도-압력 경로와 아카디안에서 알레게니안 조산운동 동안의 온도-시간 경로에 의하면 연구지역의 십자석 반상변정은 Al이 풍부한 암석에서는 석류석과 공존하며 아카디안 변성작용 동안에 성장한 것으로 판단된다. 규선석대에서 산출되는 재결정된 세립의 십자석은 알레게니안 최고 온도 조건 이후 즉, 페름기 초기(300-280 Ma) 온도-압력의 감소에 의해 형성된 것으로 판단된다. 그리고 세 변성대에서 산출되는 조립질 백운모에 의해 치환된 십자석 가상은 알레게니안 전단운동에 의해 발생된 온도 상승으로 인해 형성되었을 가능성이 높다.

사 사

이 논문을 읽고 심사해 주신 심사자와 편집위원장에게 감사드린다. 이 논문은 2005년도 경북대학교 학술진흥 연구비에 의하여 연구되었다.

참고문헌

김형수, 2000, 뉴잉글랜드 펠람돔 주변부 데본기 변성 이질암의 변성 온도-압력 경로. 한국암석학회지, 9, 211-237.

Bell T.H. and Kim, H.S., 2004, Preservation of deformation and metamorphism through extensive younger orogenic overprinting: Alleghanian versus Acadian orogenesis in central New England. Jour. Struct. Geol., 26, 1591-1613.

Brodie, K.H. and Rutter, E.H., 1985, On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks. In: Metamorphic Reactions, Kinetics, Textures and Deformations (eds Thompson, A.B., and Rubie, D.C.). Advanced in Physical Geochemistry, 4, 138-179.

Forster, C.T. Jr., 1983, Thermodynamic models of biotite pseudomorphs after staurolite. Am. Minerl., 68, 389-397.

Fyfe, W.S., Price, N.J. and Thompson, A.B., 1978, Fluids in the Earth's crust. Elsvier, Amsterdam.

Guidotti, C.V., 1970, The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. Jour. Petrol., 11, 277-336.

Guidotti, C.V., Cheney, J.T. and Hemry, D.J., 1988, Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine. Am. Jour. Sci., 288A, 270-292.

Guidotti, C.V. and Johnson, S.E., 2002, Pseudomorphs and associated microtextures of western Maine, USA. Jour. Struct. Geol., 24, 1139-1156.

Guitotti, C.V., 1993, Textural aspects of high T-low P polymetamorphism in the Rangeley area, western Maine: general implications for studies of Acadian metamorphic rocks in New England (abstarct). Geol. Soc. Am. Abstract with Program, 25, A21.

Harrison, T.M., Spear, F.S. and Heizler, M.T., 1989, Geochronologic studies in central New England II: Post-Acadian hinged and differentiated uplift. Geology, 17, 185-189.

Hollocher, K.T., 1987, Systematic retrograde metamorphism of sillimanite-staurolite schist, New Salem area, Massachusetts. Geol. Soc. Am. Bull., 98, 621-634.

Johnson, S.E. and Vernon, R.H., 1995, Stepping stones and pitfalls in deformation of anticlockwise P-T-t path: the low-P, high-T Cooma Complex, Australia. Jour. Metam. Geol., 13, 165-183.

Kim, H.S., 2001, A new approach to distinguishing multiple phases of metamorphism and deformation: Application to the Northeastern Appalachian. Geosciences Journal, 5, 65-84.

Kim H.S. and Bell T.H., 2005, Combining compositional zoning and foliation intersection axes (FIAs) in garnet to quantitatively determine early P-T-t paths in multiply deformed and metamorphosed schist: north central Massachusetts, USA. Contrib. Mineral. Petrol., 149, 141-163.

Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral., 68, 277-279.

Mahar E.M., Baker J.M., Powell R., Holland, T.J.B. and Howell, N., 1997, The effect of Mn on mineral stability in metapelites. Jour. Metam. Geol., 15, 223-238.

Moecher, D.P., 1999, The distribution, style and intensity of Alleghanian metamorphism in south-central New England: Petrologic evidence from the Pelham and Willimantic Domes. Jour. Geol., 107, 449-471.

Powell, R. and Holland, T.J.B., 1988, An internally consis-

tent dataset with uncertainties and correlation; 3, Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Jour. Metam. Geol., 6, 173-204.

Powell, R., Holland, T.J.B. and Worley, B., 1998, Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. Jour. Metam. Geol., 16, 577-58.

Reed, R.M. and Williams, M.L., 1989, Petrofabric kinematic indicators in the northern portion of the Pelham domes, north-central Massachusetts (abstract). Geol. Soc. Am. Abstract with Programs, 21, 60.

Robinson, P. and Tucker, R.D., 1996, The Acadian in central New England: New problems based on U-Pb ages of igneous zircon and metamorphic monazite and sphene (abstarct). Geol. Soc. Am. Abstract with Program, 28, 94.

Robinson, P., 1967, Gneiss domes and recumbent folds of the Orange area, west central Massachusetts. Guidebook New England Intercollegiate Geological Conference, Amherst, Massachusetts, 17-47.

Robinson, P., Tucker, R.D., Gromet, L.P., Ashenden, D.D., Williams, M.L., Reed, R.M. and Peterson, V.L., 1992, The Pelham Dome, Central Massachusetts: stratigraphy, geochronology, structure and metamorphism. In: P. Robinson and J.B. Brady (Eds), Guidebook for Field Trips in the Connecticut Valley Region of Massachusetts and Adjacent States, New England Intercollegiate Geological Conference, Amherst, Massachusetts 1, 132-169.

Spaer, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path. Mineralogical Society of America, Monograph Series, Wasgington D.C., 799 p.

Spear, F.S. and Harrison, T.M., 1989, Geochronologic studies in central New England I: Evidence for pre-Acadian metamorphism in eastern Vermont. Geology, 17, 181-184.

Tinkham, D.K., Zuluaga, C.A. and Stowell, H.H., 2001, Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al_2O_3 and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. Geol. Material. Res., 3, 1-42.

Tracy, R.J., Robinson, P. and Thompson, A.B. 1976, Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism. Am. Mineral., 61, 762-775.

Tucker, R.D. and Robinson, P., 1990, Age and setting of the Bronson Hill magmatic arc: A re-evaluation based on U-Pb zircon ages in southern New England. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 1404-1419.

Tucker, R.D., Robinson, P. and Hollocher, K.T., 1990, U-Pb zircon, titanite, and monazite dating in basement rocks of the Bronsonhill anticlinorium, central Massachusetts, Geol. Soc. Am. Abstract with Program, 20, A216.

Vernon, R.H., 1982, Isobaric cooling of two regional metamorphic complexes related to igneous intrusions in southeastern Australia. Geology, 10, 76-81.

Zartman, R.E., 1988, Three decades of geological studies in the New England Appalachians. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1168-1180.

Zen, E-an., Goldsmith, R., Ratcliffe, N.L., Robinson, P. and Stanley, R.S. 1983, Bedrock geological map of Massachusetts. U.S. Geological Survey, Washington D.C., scale 1:250,000.

(2006년 2월 20일 접수; 2006년 3월 8일 채택)