

오대산편마암복합체내에 산출되는 앰피블라이트의 지화학적 특성과 변성작용

권 용 완

전북대학교 기초과학연구소

요 약 : 오대산편마암복합체의 미그마이트질편마암내에는 규암, 앰피블라이트, 대리암들이 협재되어 있으며 미그마이트질편마암과 부정합적인 관계를 보이는 구룡총군 내에도 앰피블라이트들이 나타난다. 기존 연구자들은 대리암과 접하고 있는 앰피블라이트를 이질-탄산염질 기원물의 변성교대작용의 결과로 인식하고 있었으나 본 연구에서는 모두 화성기원으로 해석하였다. 앰피블라이트의 SiO_2 함량은 45.9~52.7 wt%로 현무암질에 해당한다. MgO 의 함량은 비교적 좁은 범위(4.6~6.87 wt%)를 보이며 이를 이용한 분화정도를 살펴보면 MgO 의 감소에 따라 TiO_2 , P_2O_5 , Hf, Zr은 감소하고 Cr과 Ni은 증가한다. 이러한 현상은 근원암인 현무암질 마그마에서 감람석 또는 휘석을 정출하는 분별정출작용의 결과이다. 희토류 성분은 LREE과 HREE 간의 변화폭이 작고 완만하다. Eu/Eu^* 는 0.83~1.19로 Eu 이상치가 적어 사장석의 분별정출작용의 영향이 적었음을 지지하며 석류석을 함유하고 있는 앰피블라이트는 HREE가 부화되는 경향을 보인다. 염기성마그마의 지구조 환경을 판별하는 여러 판별그림에 적용한 결과, 연구지역의 앰피블라이트는 대륙판 열곡환경을 지지하는 솔리아이트계열의 현무암질 마그마에서 유래되었음을 보여준다. 앰피블라이트를 형성하는 변성작용을 알아보기 위해 석류석-각섬석 지온계와 석류석-각섬석-사장석 지온계를 이용하여 변성온도를 측정하였다. 앰피블라이트의 최대 변성온도는 788~870°C에 해당하며 북동쪽으로 가면서 변성온도가 감소한다. 이들 온도는 변성이질암에서 보고된 온도에 비하여 다소 높은 온도이나 변성정도가 서측에서 동측으로 가면서 감소하는 경향은 일치한다. 변성압력은 석류석-각섬석-사장석 지압계를 이용하여 측정한 결과 4~5 kb의 압력을 가진다. 그러나 석류석내에 포획되어 있는 사장석-티탄철석을 이용한 지압은 700°C의 온도에 대해 8 kb 이상의 압력환경을 거쳤음을 지지한다. 시료 84의 석류석은 중심부에 균질한 조성을 거친후 점진적으로 그로슬라 함량은 감소하고 파이로프 함량은 증가하는 온도의 증가와 압력의 감소를 지지하는 벨형태의 누대구조를 보이고 있다. 이는 앰피블라이트도 변성이질암과 마찬가지로 시계방향의 압력-온도-시간 경로를 거쳤음을 지지한다.

핵심어 : 앰피블라이트, 현무암질암, 대륙판 열곡, 지온계, 지압계, 압력-온도-시간 경로

서 언

경기편마암복합체를 중심으로 옥천변성대와 임진강변성대에는 앰피블라이트들이 변성퇴적암류내에 협재되어 나타난다. 앰피블라이트의 기원에 대한 논의는 1960년대 초반부터 진행되어 왔으며 대부분의 경우 화성기원으로 밝혀지고 있다(Yardley, 1989). 과거 경기육괴에 산출되고 있는 앰피블라이트의 근원암에 관한 연구결과는 대부분 화성기원과 퇴적기원이 모두 존재하고 있다고 결론을 내렸다(So, 1974; So, 1978; Lee, S.H., 1979). 이는 많은 앰피블라이트들이 변성탄산염과 조화적으로 접하고 있어 퇴적 및 변성교대작용에 의해 생성된 것으로 해석하였다. 그러나 Kim(1989)는 기존 자료를 재해석하여 모두 화성기원임을 주장하였고 권성택 외

(1995)는 조구조적 운동에 의해 조화적 관계가 생성될 수 있다는 점을 지적하였다. 최근 분석방법의 발달과 분석자료의 신뢰도가 증가함에 따라 미량원소들을 이용한 해석을 시도하고 있다. 이는 변성작용 또는 교대작용에 의해 영향을 받지 않는 불용성, 불유동성의 특징을 가지는 미량원소 및 희토류원소들을 이용하여 근원암의 지구조환경의 복원과 진화과정들을 해석하려는 시도들이다(권성택과 이동호, 1992; Lee and Chang, 1996).

경기육괴의 북동부에 해당하는 오대산편마암복합체는 변성퇴적암류인 미그마이트질편마암과 반상변정질편마암이 광범위하게 분포하고 있다. 오대산편마암복합체의 중앙부에 해당하는 내면일대에는 북동-남서의 방향성을 가지는 소규모의 규암, 앰피블라이트, 대리암 및 우백질편마암 등이 렌즈상

으로 협재되어 나타나며, 미그마타이트질편마암과 부정합적으로 놓여 있는 구룡층군에서도 흑운모편암, 대리암 등과 접하고 있는 엠펜블라이트가 관찰된다. 또한 오대산편마암복합체의 북동부에 해당하는 양양철광지역에서 철광체와 인접하여 엠펜블라이트가 나타나는 것으로 보고 되어 있다. So(1978)과 Lee S.H.(1979)은 주성분 및 희유원소들의 지화학적 특성을 이용하여 이들이 퇴적기원의 이질-탄산염질 혼합물에서 유래되었다고 주장하였다. 연구지역인 내면일대에서 관찰되는 엠펜블라이트는 이대성 외(1975)에 의해 퇴적기원과 화성기원이 모두 존재하는 것으로 보고하였으나 그 구분 기준이 모호하다. 본 연구는 엠펜블라이트의 화학적 조성을 이용하여 근원암을 살펴보고 이를 통한 지구조적 해석을 시도 하고자 한다.

또한 엠펜블라이트는 각섬석과 사장석이 주를 이루는 암석으로 비교적 적은수의 광물들이 나타나며 대부분은 고용체 관계를 보이고 있어 야외상에서 등변성선을 지시할 수 있는 광물이 드물다. 대표적인 변성광물인 각섬석은 매우 넓은 온도-압력범위에서 안정한 광물로 유지되기 때문에 이를 이용하여 변성이질암과 비교하여 정성적인 변성분대를 설정하기는 어렵다. 그러나 엠펜블라이트에 적용가능한 여러 지온계(Graham and Powell, 1984; Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994)

와 지압계(Kohn and Spear, 1990)들이 보고된 이후 이들을 이용하여 엠펜블라이트의 변성환경을 정량적으로 표현할 수 있게 되었다. 본 연구에서는 여러 지온-지압계들을 사용하여 엠펜블라이트이 변성환경을 정량적으로 밝히고 인접한 변성퇴적암류의 변성환경을 비교하여 오대산편마암복합체의 진화과정을 보다 구체적으로 해석하고 이를 바탕으로 경기육괴의 진화과정을 이해하는데 도움을 주고자한다.

암석각론

연구지역은 강원도 홍천군 내면일대에 해당하며 권용완 외(1997)는 이 지역에 분포하는 변성암복합체들을 오대산편마암복합체로 명명하였다(Fig. 1). 오대산편마암복합체의 대부분은 이질암 기원의 미그마타이트질편마암으로 구성되어 있으며 규암, 흑운모편암, 칼크편암, 엠펜블라이트, 대리암들이 협재되어 있다. 미그마타이트질편마암은 석영, 사장석, 피어사이트, 흑운모로 구성되어 있으며, 석류석, 근청석, 남정석, 규선석, 백운모, 스피넬 등이 변성정도에 따라 관찰된다. 권용완 외(1997)에 의하면 미그마타이트질편마암은 백립암상에 해당하는 1차 변성작용과 상부 엠펜블라이트상에 해당하는 2차 변성작용을 포함하여 최소 2회의 광역변성작용을 받았다고 보고하였다. 또한 이들 두변성작용 사이에는

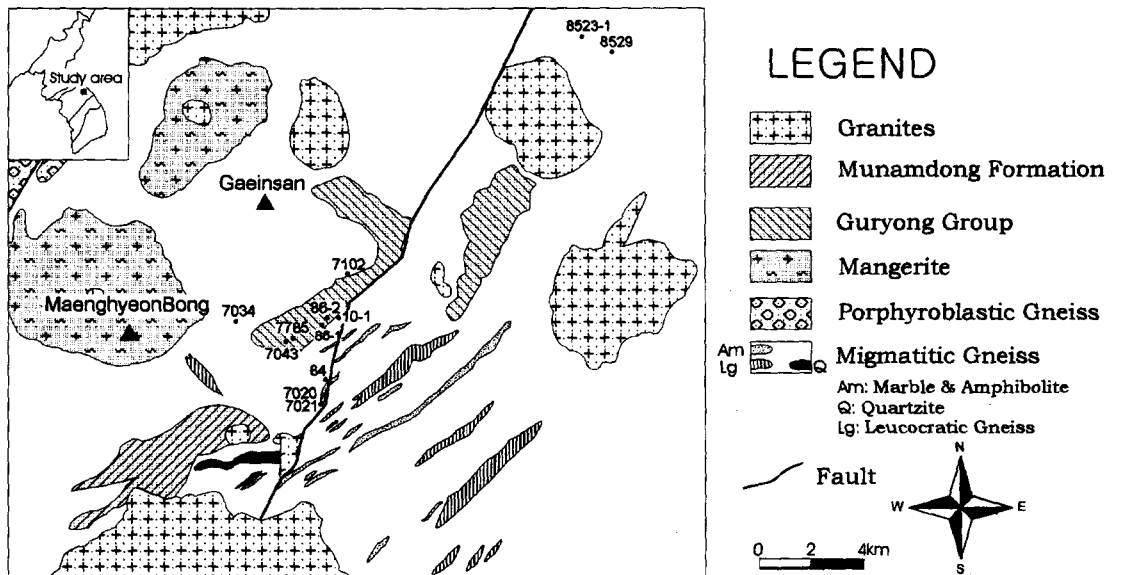


Fig. 1. Geologic map of the study area modified after Lee *et al.*(1975) and Kim, B.K.(1975). Numbers are the sample location.

시간적인 간격이 있을 가능성이 높다고 하였다.

연구지역의 서측에는 사방휘석을 함유한 맨거라이트가 변성화성암류로 나타난다. 이들은 미그마타이트질편마암을 관입한 양상을 보이고 있다. 또한 미그마타이트질편마암과 부정합적인 관계를 가지는 구룡층군이 연구지역 중앙부에 위치하고 있다. 구룡층군은 규암층을 기저로하여 상위에 흑운모 호상편마암, 흑운모편암, 각섬석-흑운모편암, 앵피블라이트, 대리암 등으로 구성되어 있다. 맨거라이트와 구룡층군은 각각 미그마타이트질편마암과 비교적 뚜렷한 접촉관계를 보이거나 맨거라이트와 구룡층군간에는 서로 접하고 있지 않은 관계로 선후 관계를 명확히 규명하기 어렵다.

앵피블라이트는 미그마타이트질편마암내에서 수 cm에서 수십 cm의 두께로 나타나고 있으며 조화적인 관계를 보이는 경우가 우세하나 일부는 부우딘형태를 이루며 잔존하는 경우와 미그마타이트질편마암의 엽리구조를 절단하고 있는 경우도 관찰된다(Fig. 2A). 또한 대리암과 접하고 있는 앵피블

라이트는 미그마타이트질편마암에서 관찰되는 앵피블라이트에 비하여 층후가 두꺼우며 대리암과의 접촉부에서 황화광물들이 관찰되는 경우도 있다. 그러나 이곳에서 관찰되는 앵피블라이트들은 지질도에 표시되어 있는 것에 비하여 매우 좁은 층후를 가지고 있다. 구룡층군내에서 관찰되는 앵피블라이트도 흑운모 편암과 대리암들과 동일한 엽리를 보이는 경우가 많다(Fig. 2B). 이대성 외(1975)는 미그마타이트질편마암과 구룡층군내에서 발견되는 앵피블라이트들을 경하의 특징을 이용하여 생성시기가 다른 것으로 추정하고 미그마타이트질편마암내의 앵피블라이트를 다시 퇴적기원과 화성기원으로 나눌수 있다고 하였다. 이들이 앵피블라이트를 구분한 기준은 석영과 녹니석의 함량 그리고 엽리의 발달정도 같은 석리의 차이들이다. 그러나 석영과 녹니석의 함량변화는 각섬석의 변질정도에 의해 발생하며 엽리의 발달정도는 구조운동의 정도차에 의해 쉽게 설명될 수 있으므로 두 암체를 구분할 수 있는 엄격한 구분요소가 되지 못한다.

오대산편마암복합체와 구룡층군에서 관찰되는 앵피블라이트의 주구성 광물은 Ca-각섬석, 사장석으로 구성되어 있다. 짙은 갈색 내지 녹색을 띠고 있는 자형 내지 주상의 1차 각섬석은 엽리방향을 따라 성장하였으며 석류석의 주변부에서는 사장석과 함께 심프렉타이트구조를 이루는 녹색의 2차 각섬석이 관찰된다. 사장석은 석류석 반상변정이 나타나는 앵피블라이트에서 모드양이 비교적 적으며 석류석 반상변정이 없는 앵피블라이트에서 우세하게 나타난다. 석류석은 세립의 석영과 불투명 광물들을 많이 포획하고 있는 포이키로블라스티(poikiloblastic) 구조가 우세하다. 티탄철석(ilmenite)과 사장석이 심프렉타이트 구조를 이루며 석류석과 1차 각섬석 내부에 포획되어 있다. 석류석의 반상변정들은 후퇴변성작용에 의해 주변부 또는 열개면이 녹염석-클리노노사이트로 변하였다. 석영의 함량은 석류석 반상변정이 나타나는 앵피블라이트에서 모드양이 우세하며 석류석 반상변정이 없는 앵피블라이트에서 모드양이 비교적 적다. 휘석류는 비교적 드물며 석류석 반상변정이 없는 경우에 나타난다. 기타 부수광물과 변질광물로는 티타나이트, 녹니석, 백운모 등이 나타난다.

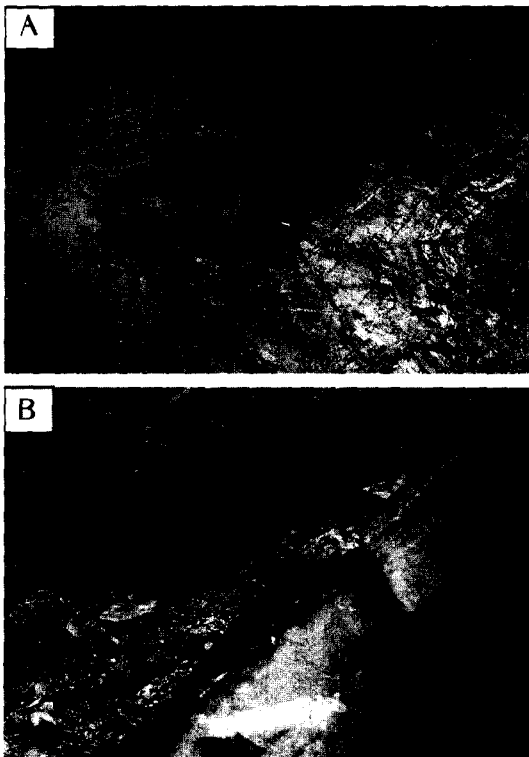


Fig. 2. (A) Amphibolite interlayered in migmatitic gneiss is cutted late intrusive rock. (B) amphibolite with marble in the Kuryong group show the concordant contact.

암석화학 및 지구조환경

앵피블라이트의 기원을 규명하기 위해 전암성분 분석과 미량성분중 특히 유동성이 낮으며 불호정성

Table 1. Major and trace elements data of the amphibolite in the study area.

Sample	amphibolite in migmatitic gneiss						amphibolite in Guryong group			
	84	7020	7021	10-1	8523-1	7034A	7102	7785	86-1	86-2
SiO ₂	50.70	48.06	47.75	52.17	49.01	50.45	49.48	47.23	49.74	51.01
TiO ₂	1.49	2.02	1.68	2.12	3.02	2.35	1.25	2.52	2.81	2.43
Al ₂ O ₃	13.19	14.72	14.61	13.14	12.68	13.90	13.82	14.59	11.28	12.09
Fe ₂ O ₃ *	15.86	13.57	11.77	13.98	16.08	13.22	12.64	14.27	17.05	16.77
MnO	0.19	0.18	0.17	0.22	0.20	0.28	0.16	0.21	0.21	0.23
MgO	6.38	6.52	6.87	6.35	4.60	3.64	5.80	6.82	5.31	4.98
CaO	7.06	8.16	8.43	9.15	9.73	8.08	8.52	9.12	9.57	8.10
Na ₂ O	0.74	3.24	2.52	0.34	1.76	2.80	0.67	2.49	0.43	0.86
K ₂ O	2.17	0.91	2.05	2.18	1.08	1.53	2.77	0.77	1.40	1.73
P ₂ O ₅	0.15	0.37	0.25	0.22	0.35	0.61	0.10	0.44	0.27	0.24
LOI**	2.05	1.56	3.24	0.23	0.74	2.33	4.36	1.40	1.59	1.49
Total	99.97	99.32	99.34	100.67	99.25	99.19	99.58	99.85	99.66	99.92
Ba	283.58	312.41	482.23	276.12	125.67	517.46	329.12	221.90	186.20	379.61
Rb	113.41	29.06	66.17	79.17	29.61	53.84	127.07	30.11	44.54	51.24
Sr	66.54	256.52	209.32	89.39	211.70	423.95	182.34	305.55	82.59	114.29
Y	35.16	32.91	25.16	16.92	31.74	59.01	29.47	32.32	37.82	39.50
Zr	104.58	180.53	92.84	-	165.29	323.96	93.89	136.02	210.65	193.88
Nb	13.06	18.59	9.97	-	16.24	51.39	9.75	9.33	16.33	15.10
Th	4.44	0.59	0.25	2.32	2.91	3.01	5.41	1.34	1.35	1.69
Ga	24.80	22.63	30.99	-	28.24	38.82	31.49	27.61	24.54	28.27
Zn	98.72	92.24	101.48	145.61	133.90	167.05	94.51	106.41	134.47	111.65
Cu	91.88	37.12	101.72	144.90	31.89	354.36	97.62	17.37	225.50	197.55
Ni	42.72	50.60	69.31	44.04	22.10	31.84	64.13	66.71	34.82	19.58
Cr	74.77	119.60	150.9	6.26	56.68	65.30	94.15	139.31	56.90	19.11
Hf	3.87	4.18	2.98	-	4.33	8.18	2.80	3.05	6.14	5.90
Cs	2.97	0.97	1.47	406.00	1.21	3.40	3.60	1.15	1.57	1.98
Ta	3.22	4.20	3.36	6.11	4.26	6.02	2.00	3.81	5.73	1.72
Co	53.72	47.99	57.49	62.70	78.47	50.30	90.30	70.71	67.22	47.37
La	13.25	17.34	12.12	13.09	20.30	42.06	19.94	15.54	16.18	15.59
Ce	29.60	41.06	26.49	28.71	45.17	91.48	41.21	34.79	39.64	37.48
Pr	3.93	5.30	3.51	4.20	5.86	11.34	4.82	4.73	5.58	5.07
Nd	16.68	24.43	16.54	18.59	26.75	48.97	20.27	22.99	25.80	23.41
Sm	4.26	5.98	3.95	4.97	6.35	10.05	4.70	5.56	6.79	6.18
Eu	1.39	1.91	1.71	1.87	2.18	4.13	1.35	2.22	2.15	2.00
Gd	5.52	6.86	4.89	6.41	7.15	11.62	5.23	6.51	7.44	8.02
Tb	1.02	1.07	0.77	1.05	1.02	1.60	0.88	1.03	1.20	1.24
Dy	6.39	6.57	4.87	6.31	6.23	10.52	5.46	5.71	7.52	7.66
Ho	1.37	1.33	0.90	0.94	1.16	1.95	0.99	1.25	1.42	1.54
Er	3.77	4.11	2.63	3.55	3.23	6.17	3.22	3.64	4.08	4.64
Tm	0.50	0.44	0.31	0.48	0.34	0.72	0.33	0.41	0.43	0.50
Yb	3.19	3.21	2.49	2.94	2.41	5.48	2.48	2.66	3.51	3.93
Lu	0.53	0.55	0.37	0.45	0.44	0.95	0.40	0.42	0.52	0.69
Eu/Eu*	0.88	0.91	1.19	1.01	0.99	1.17	0.83	1.13	0.92	0.87
ΣREE	91.40	120.16	81.55	93.56	128.59	247.58	111.28	107.46	122.26	117.95

* Fe₂O₃ is total Fe₂O₃

** LOI : loss of ignition

원소에 대한 성분분석을 실시하였다. 시료의 전처리는 텅스텐 카바이드 불밀에 의하여 분말로 제작하여 주성분원소는 기초과학연구원연구소의 X선 형광분석법(XRF)을 이용하여 분석하였으며 미량원소 및 희토류원소는 유도플라즈마 질량분석기(ICP/MS)를 사용하여 분석을 실시하였다. X-선 형광분석을 위하여 분말시료를 950°C에서 가열하여 휘발성분을 제거한 후, 리튬테트라보레이트(Li₂B₄O₇)과 1:5로 혼합하여 1200°C에서 용융시켜 제작한 유리질의 시편을 분석에 이용하였다. 유도플라즈마 질량분석을 위하여 고체시료를 비이커-가열판 용해법(open beaker method)을 사용하였으며 Zr, Hf 등의 원소가 저어콘 등의 불용성 광물에 농집되어 불충분한 용해로 인해 측정농도가 낮게 나오는 점을 보완하기 위해 Zr, Hf, Ta, Nb에 대해서는 알칼리 용융법을 사용하였다. 알칼리 용융법과 비이커-가열판 용해법에 관한 시료 전처리 방법은 최만식 외(1994)의 방법을 따랐다. 처리된 시료는 3회에 걸쳐 분석이 수행되었으며, 이들의 평균값을 자료로 이용하였다.

연구지역에 나타나는 앵피블라이트의 지화학적 특

징을 살펴보기 위해 최근의 연구결과중 경기육괴의 중앙부에 위치한 춘천지역내의 앵피블라이트에 관

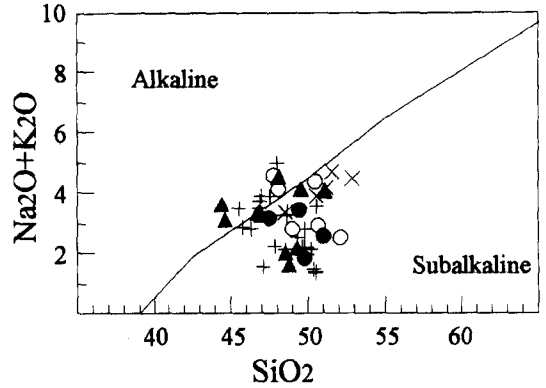


Fig. 3. SiO₂-total alkali(TAS) diagram of the amphibolite in the study area. Symbols: open circle, amphibolite in the migmatitic gneiss; filled circle, amphibolite in the Guryong group; Cross(X), Sangguli amphibolite from Kwon *et al.*(1995); Plus(+), Gubongsan amphibolite from Kwon *et al.*(1995); triangle, Ogcheon amphibolite from Lee and Chang(1996).

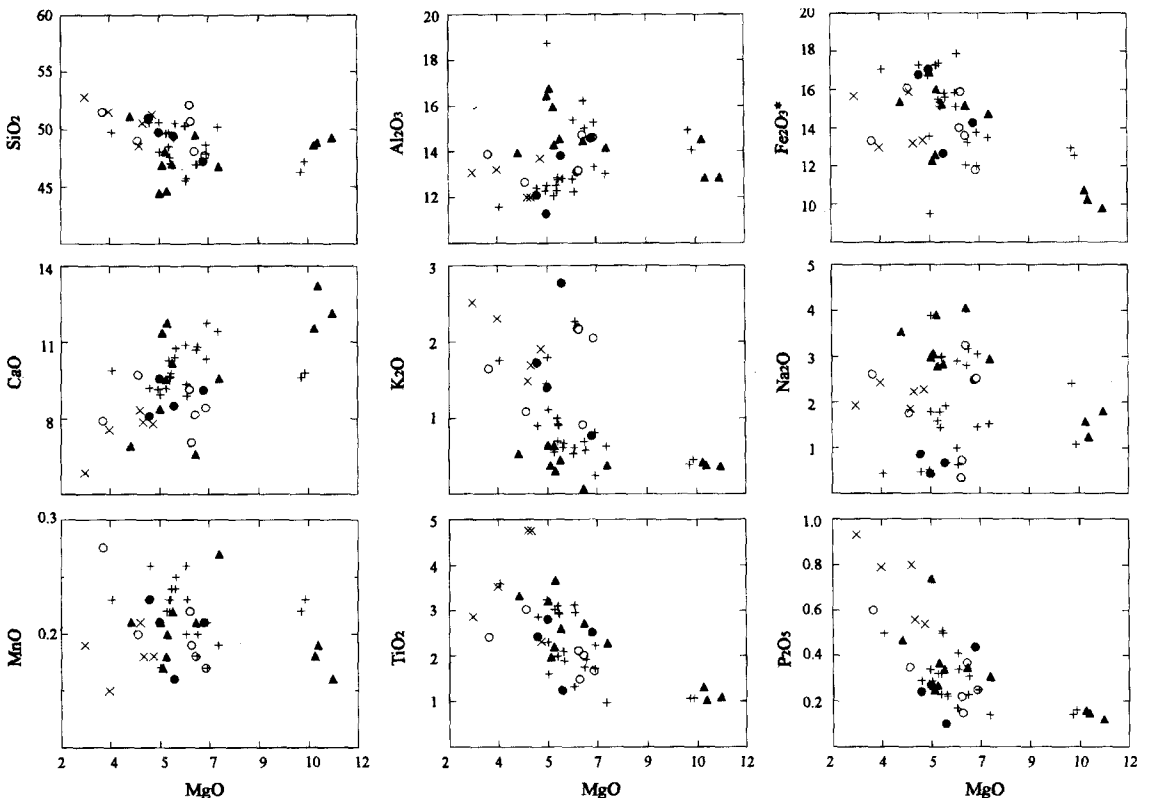


Fig. 4. MgO vs major element variation diagrams. Symbols are the same as in Fig. 3.

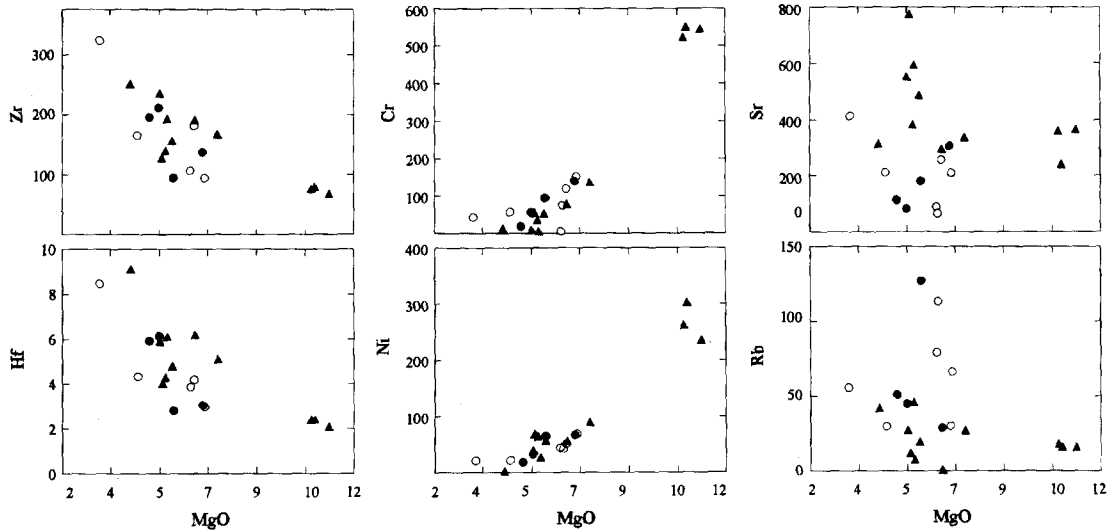


Fig. 5. MgO vs trace element variation diagrams. Symbols are the same as in Fig. 3.

한 연구(권성택 외, 1995)와 옥천변성대의 북부지역인 문경-가은지역의 앵피블라이트의 연구(Lee and Chang, 1996)의 자료와 비교하여 보았다. 세지역의 앵피블라이트의 SiO_2 함량은 44.42~52.86 wt%로 그 원암이 대부분 현무암질 성분에 해당한다(Table 1). Irvine and Baragar(1971)의 Total alkali- SiO_2 (TAS) 도면에 도시하면 알칼리 계열과 비알칼리 계열의 전이대에서 비알칼리 계열에 해당한다(Fig. 3). 현무암질 마그마의 분화정도를 알아보는 방법으로는 성분의 변화가 적은 SiO_2 를 이용하는 것보다 MgO를 분화지수로 이용하는 것이 효과적인 것으로 알려져 있다(권성택과 이동호, 1992; 권성택 외, 1995). 본 지역의 MgO 함량은 옥천변성대와 춘천지역의 구봉산 각섬암의 MgO 변화량보다 좁은 범위를 가지고 있다(4.6~6.87 wt%). 좁은 범위의 MgO 함량은 춘천지역의 상걸리 각섬암과 비슷하다. 본 연구지역만을 한정하여 MgO의 증가에 대한 변화양상을 살펴보면 SiO_2 , Fe_2O_3 (total), MnO, TiO_2 , CaO는 감소하고 Al_2O_3 는 증가하는 양상을 보이며 K_2O , NaO, P_2O_5 는 분산된 양상을 보인다(Fig. 4). 경기육괴의 앵피블라이트는 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 매우 높은 K₂O 함량을 가지며 분산된 양상을 보이고 있다. 이는 경기육괴의 앵피블라이트들이 대부분 흑운모를 함유하고 있으며 이들은 각섬석의 K-변성교대작용의 산물로 추정되고 있어 경기육괴의 앵피블라이트가 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 강한 알칼리 교대작용을 받았음을 지시한다.

미량성분의 거동은 특히 앵피블라이트의 기원을 밝히는데 중요하다. MgO의 증가에 대하여 Zr과 Hf은 감소하며 Cr과 Ni는 증가한다(Fig. 5). 또한 유동성이 강한 Rb은 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 심하게 분산되어있으며 Sr은 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 결핍된 양상을 보인다. MgO의 감소에 따라 Zr과 Hf가 증가하는 것은 불호정성인 이들 원소들이 현무암질 마그마의 분별정출작용에 의해 점차 증가하는 것을 의미하며, Cr, Ni의 감소는 감람석 또는 휘석의 정출에 의해 감소하는 현상으로 해석된다. Rb과 Sr의 분산은 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 강한 변성작용을 받은 경기육괴에서는 일부 원소에 대하여 변성작용 또는 변형작용에 의한 성분의 유동이 있었을 가능성을 지시한다.

희토류성분은 La/Yb의 변화폭이 3.97~8.42로 LREE과 HREE 간의 변화폭이 적은 완만한 분화를 보이며 희토류성분 총량은 81.55~152.13이다(Fig. 6). Eu/Eu*의 값은 0.83~1.19로 Eu 이상치가 거의 없는 평편한 형태로 사장석의 분별정출작용의 영향이 적었음을 지시한다. 연구지역의 앵피블라이트는 옥천변성대의 앵피블라이트에 비하여 좁은 영역을 이루고 있다. 석류석을 함유하고 있는 앵피블라이트(시료 84, 86-1, 86-2, 10-1)들은 Sr이 결핍된 환경을 지시하고 있으며 Yb, Lu 등의 HREE이 부화되는 특징을 보여주고 있다. 본 연구에서 미그마타이트질편마암내에 존재하는 앵피블라이트와 구룡층군내에 앵피블라이트를 구분하여 도시하여 보았으나 지화학적 조성영역과 이들의 변

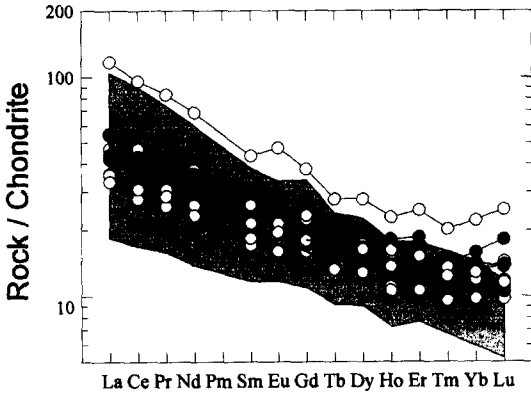


Fig. 6. Chondrite-normalized rare earth element pattern of the amphibolite. Filled region is the REE pattern of the Ogcheon amphibolite from Lee and Chang(1996). Symbols are the same as in Fig. 3.

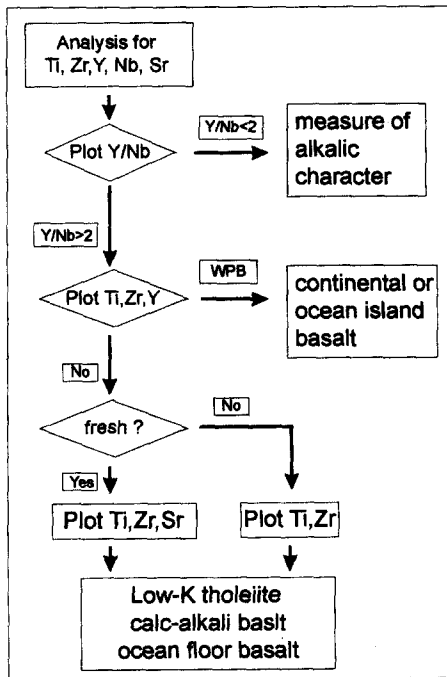


Fig. 7. Schematic flow chart for the discrimination of the basaltic rocks modified after Pearce and Cann (1973).

화양상은 큰 차이가 없음을 보인다.

본 지역의 앵피블라이트는 심한 변성작용과 변형 작용에 의하여 주성분 원소와 유동성이 강한 Ba, Sr, Rb 등은 성분의 이동이 있었을 가능성이 높다. 이들을 이용하여 앵피블라이트의 기원암인 현무암질 마그마가 생성된 판구조적인 환경을 유추하기는

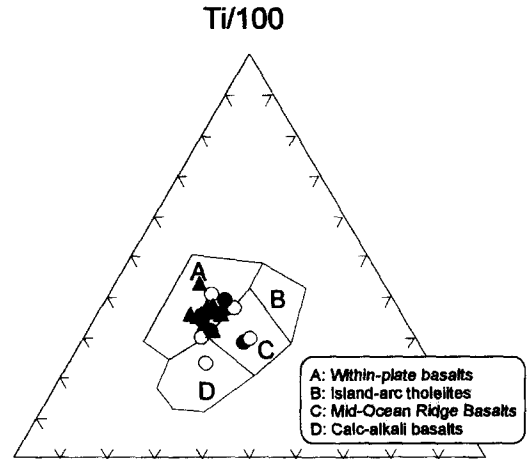


Fig. 8. The Ti-Zr-Y discrimination diagram for the basaltic rocks(Pearce and Cann, 1973). Symbols are the same as in Fig. 3.

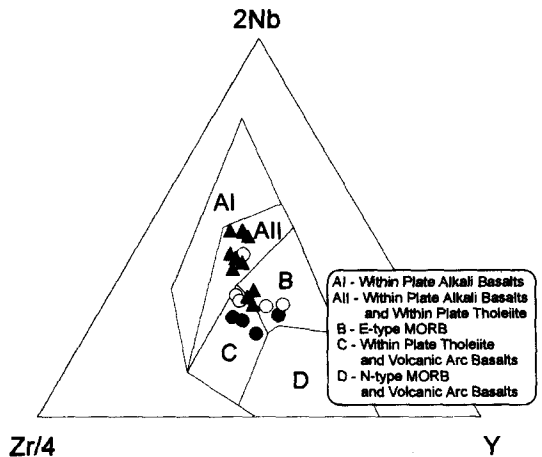


Fig. 9. The Zr-Nb-Y discrimination diagram for basaltic rocks(Meschede, 1986). Symbols are the same as in Fig. 3.

매우 어렵다. 그러나 불유동성의 미량원소는 주성분 원소나 유동성 미량원소에 비하여 변성 및 변질 작용시 원소의 이동가능성이 매우 낮다. 미량성분의 변화양상을 보면 Zr, Y, Nb, Hf 등 불유동성 원소는 비교적 원암의 성질을 잘 보존하고 있음을 보인다. Pearce and Cann(1973)은 불유동성 원소들을 이용하여 현무암질 암석에서의 지구조적 환경을 유추하는 방법을 제시하였다(Fig. 7). 이들은 Y/Nb의 비를 이용하여 알칼리 계열을 제거하고 비알칼리 계열에 대하여 판내부의 환경과 판의 경계부로 구분

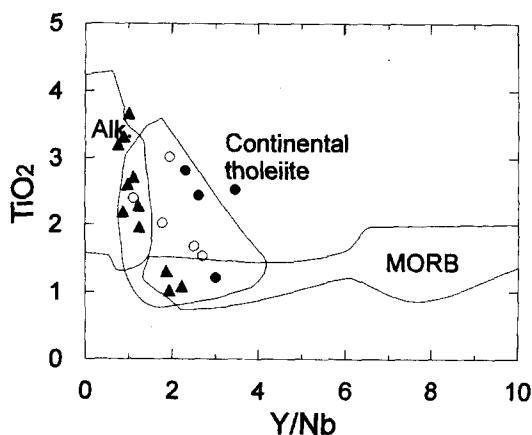


Fig. 10. The TiO_2 -Y/Nb discrimination diagram for basaltic rocks (Floyd and Winchester, 1975). Symbols are the same as in Fig. 3.

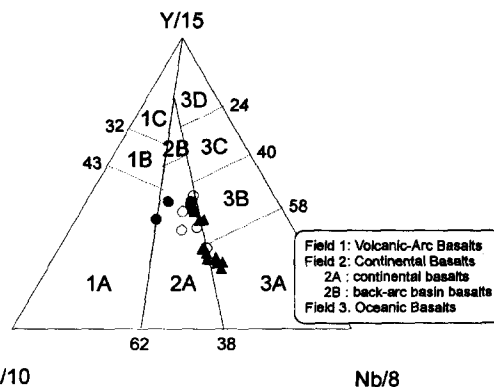


Fig. 11. The La-Y-Nb discrimination diagram for basaltic rocks (Cabanis and Lecolle, 1975). Symbols are the same as in Fig. 3.

Table 2. Chemical compositions of amphiboles in the study area.

Rock ⁺ type	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	Am.	Am.	Am.	Am.
Sample	84	84	86-1	86-1	86-1	86-2	86-2	86-2	8529	7034	7034	7779	7779	65	65
No.	45	50	112	113	128	136	140	141	95-74	24	25	142	155	163	164
SiO ₂	44.14	43.38	42.05	42.81	41.48	43.45	41.07	43.42	48.33	40.34	41.72	49.10	52.82	39.82	40.02
TiO ₂	1.27	1.01	1.40	1.00	1.43	1.03	0.78	1.05	0.32	1.40	1.40	n.d.	n.d.	2.42	2.63
Al ₂ O ₃	10.98	14.26	10.52	9.58	10.19	9.72	12.60	10.71	6.62	10.52	9.92	6.98	3.55	11.51	11.58
FeO	18.90	14.02	25.38	24.60	25.61	24.67	23.45	23.68	20.33	25.00	24.70	13.96	12.73	18.97	19.14
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.41	0.47	0.50	0.45	0.43	0.30	1.06	1.58	n.d.	n.d.	0.40	0.35
MgO	8.64	10.70	4.97	5.26	4.67	5.18	4.86	5.63	9.60	4.29	4.61	12.79	14.72	7.74	7.61
CaO	11.23	10.97	10.97	11.30	11.21	10.78	11.15	11.12	11.83	11.04	10.87	12.41	13.20	11.56	11.63
Na ₂ O	1.19	1.55	1.24	0.99	1.27	1.29	1.54	1.22	0.64	1.67	1.85	0.67	0.36	2.18	2.29
K ₂ O	0.49	0.48	1.28	1.01	1.23	0.54	1.01	0.94	0.12	1.38	1.26	0.41	0.17	1.53	1.35
Total	96.84	96.38	97.79	96.96	97.56	97.14	96.91	98.20	98.08	96.69	97.92	96.33	97.54	96.12	96.60
No. of ions are calculated by Cation 13-CNK (Robinson <i>et al.</i> , 1982)															
Si	6.62	6.36	6.50	6.66	6.47	6.69	6.38	6.61	7.15	6.40	6.51	7.22	7.64	6.24	6.25
Al(IV)	1.38	1.64	1.50	1.34	1.53	1.31	1.62	1.39	0.86	1.60	1.49	0.78	0.36	1.76	1.75
Al(VI)	0.56	0.83	0.41	0.41	0.34	0.45	0.69	0.53	0.30	0.36	0.33	0.43	0.24	0.37	0.38
Ti	0.14	0.11	0.16	0.12	0.17	0.12	0.09	0.12	0.04	0.17	0.17	-	-	0.29	0.31
Fe ³⁺	0.49	0.61	0.51	0.43	0.48	0.58	0.36	0.44	0.53	0.37	0.39	0.13	-	-	-
Fe ²⁺	1.88	1.12	2.77	2.77	2.86	2.60	2.66	2.57	1.98	2.95	2.83	1.59	1.54	2.49	2.50
Mg	1.93	2.34	1.14	1.22	1.09	1.19	1.12	1.28	2.12	1.01	1.07	2.80	3.17	1.81	1.77
Mn	-	-	-	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.14	0.21	-	-	0.05	0.05
Ca	1.80	1.72	1.82	1.88	1.87	1.78	1.86	1.81	1.87	1.88	1.82	1.96	2.04	1.94	1.95
Na(M4)	0.20	0.28	0.18	0.12	0.13	0.22	0.15	0.19	0.13	0.12	0.18	0.05	-	0.06	0.06
Na(A)	0.15	0.17	0.19	0.18	0.26	0.16	0.32	0.18	0.06	0.39	0.38	0.15	0.10	0.60	0.64
K(A)	0.09	0.09	0.25	0.20	0.24	0.11	0.20	0.18	0.02	0.28	0.25	0.08	0.03	0.31	0.27
Fe ^{2+*}	2.40	1.74	3.32	3.23	3.38	3.22	3.07	3.05	2.54	3.34	3.25	1.72	1.53	2.48	2.49
Mg*	1.95	2.37	1.16	1.23	1.10	1.20	1.13	1.29	2.14	1.02	1.08	2.81	3.16	1.81	-

⁺ gt-Am, garnet-bearing amphibolite; Am, garnet free amphibolite, * Fe²⁺ and Mg are recalculated based on O=23

하는 방법을 사용하였다. 연구지역의 앰피블라이트는 Y/Nb의 비가 2 이상으로 비알칼리 계열에 해당한다. Ti-Zr-Y 판별 그림에 도시한 결과(Fig. 8), 대부분이 판내부기원의 현무암질임을 지시하고 있다. 그러나 이 판별그림으로는 현무암기원이 대륙판인지 해양판인지를 구분할 수 없다. Meschede(1986)은 Nb-Zr/4-Y의 성분을 이용한 판별그림을 제안하였으며 이에 도시한 결과(Fig. 9), 판내부 환경 및 호상열도 현무암 영역에 해당되며 경기육괴의 앰피블라이트의 Nb의 함량은 옥천변성대의 것에 비하여 낮다. Floyd and Winchester(1975)는 판의 종류에 따른 판별그림을 제안하였으며, Fig. 10에 의하면 연구지역의 앰피블라이트가 대륙내부의 현무암질임을 지시한다. La/10-Y/15-Nb/8의 판별그림(Cabani and Lecolle, 1989) 역시 대륙환경임을 보여주고 있다(Fig. 11). 이상의 판별그림들은 오대산편마암복합체내에서 관찰되는 앰피블라이트의 원암은 대륙지판의 슬러아이트 계열의 현무암질 마그마에서 유래

되었음을 지시한다.

광물화학

앰피블라이트에서 산출되는 광물들의 조성을 살펴보기 위해 고려대학교 전락광물자연연구소에서 전자현미분석을 실시하였다. 분석환경 및 보정 방법은 권용완 외(1997)에 기재되어 있다.

각섬석류

각섬석은 매우 복잡한 결정구조로 인해 많은 학자들이 다양한 표준화 모델을 제시하였다. 본 연구에서는 양이온중 Ca, Na, K를 제외한 양이온의 갯수를 13으로 한 Robinson *et al.*(1982)의 방법을 이용하여 표준화를 시도하였으며, 그 조성은 Table 2과 같다. 본 지역의 각섬석류는 크게 Ca-각섬석과 Fe-Mg 각섬석이 나타난다. Leake(1978)의 분류에 의

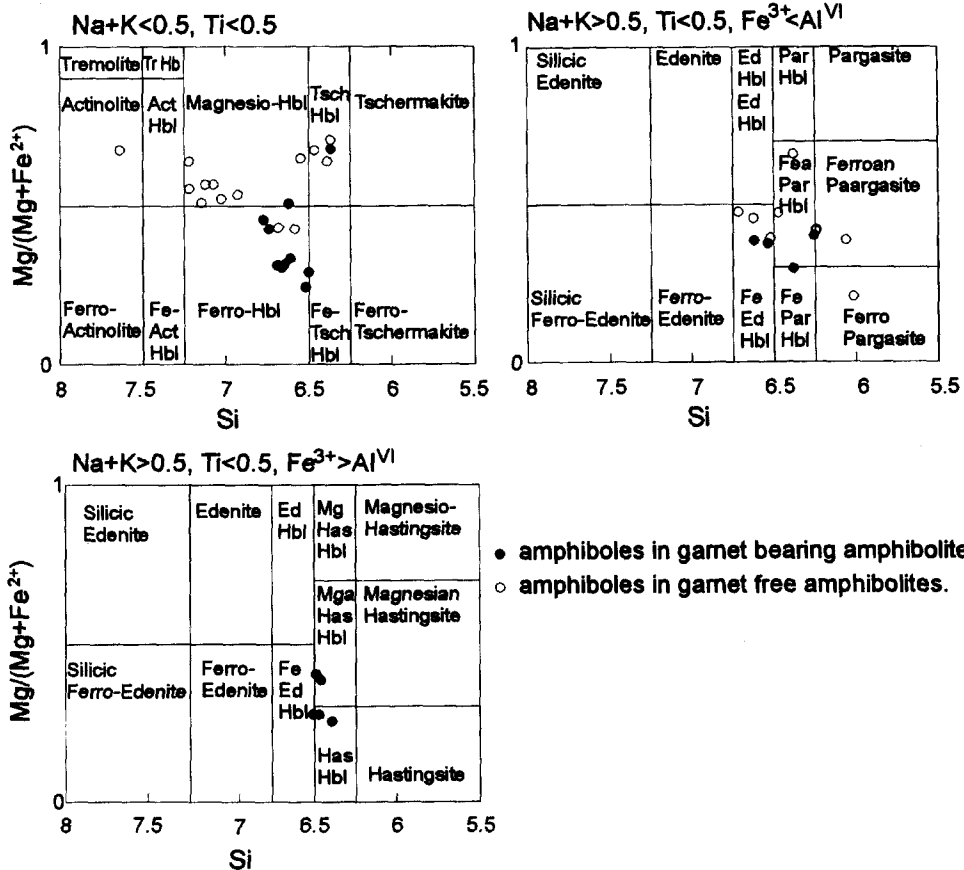


Fig. 12. Classification of the amphibole in the amphibolite.

하면 Ca-각섬석류는 Mg-각섬석, Fe-각섬석, 처마카이트 각섬석, Fe-처마카이트 각섬석, Fe-파가사이트 각섬석, Fe-에테나이트 각섬석에 해당하며, 해스팅 사이트(hastingsite) 조성도 일부 발견되었다. Fe-Mg 각섬석은 커밍토나이트에 해당한다(Fig. 12).

Ca-각섬석의 조성은 석류석을 함유하지 않은 경우 Si 양은 6.02~7.64, Al(VI) 양은 0.19~0.51, Na(M4) 양은 0~0.17, $X_{Fe^{2+}}$ 값은 0.33~0.81에 해당한다. 석류석을 함유하는 경우 Si 양은 6.25~7.15, Al(VI) 양은 0.20~1.10, Na(M4) 양은 0.08~0.33, X_{Fe} 값은 0.42~0.79에 해당한다. 석류석 반상변정을 함유한 앰피블라이트는 비교적 좁은 범위의 각섬석 조성을 보인다. 각섬석내의 대표적인 성분의 치환은 처마카이트 치환[Na(A)Al(IV) ↔ □(A)Si], 글라우코페인

치환[Na(M4)Al(VI)=Ca(M4)Si]의 세종류가 있다. Al(VI)과 Al(IV)를 이용한 치환관계를 보면 본 지역의 각섬석들에서는 파가사이트치환이 우세하였음을 보인다(Fig. 13).

변성이질암인 미그마타이트질편마암에 협재되어 나타나는 앰피블라이트의 경계부에서는 Fe-Mg 각섬석류인 커밍토나이트가 Ca 함량이 높은 사장석과 함께 심프렉타이트구조를 이루며 나타난다. 커밍토나이트는 상부녹색편암상에서부터 백립암상의 변성작용이 시작되는 환경까지 안정한 광물이다. 커밍토나이트를 함유한 앰피블라이트는 비교적 저압환경을 지시하나 장석이 부족한 환경에서는 커밍토나이트의 안정영역은 15 kb 까지 확대될 수 있어 비교적 넓은 온도와 압력환경에서도 나타날 수 있다(Evans and Ghiorso,1995).

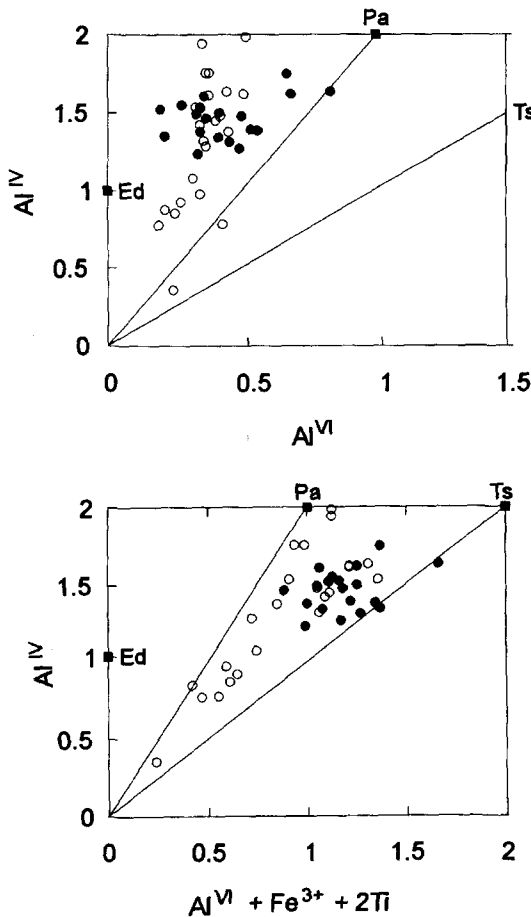


Fig. 13. Al(VI) vs Al(IV) and Al(IV) vs Al(IV)+Fe³⁺+2Ti diagram of the amphibole in the amphibolite. Symbols are the same as in Fig. 12.

장석류

장석류는 주로 사장석이 우세하며 소량의 K-장석이 나타난다. 앰피블라이트는 인접한 미그마타이트질편마암에 비하여 Ca 성분함량의 변화폭이 넓다. 전자현미분석에 의한 장석의 조성은 산소 8개의 값으로 표준화 하였으며 Table 3과 같다.

사장석은 An_{19.8-89.1}로 넓은 영역을 가지고 있으나 주로 안데신의 영역에 해당한다(Fig. 14). 사장석의 조성은 중심부에서 외각부로 갈수록 An 함량이 증가하는 양상을 보이고 있으나 일부 감소하는 경우도 있다. 특히 석류석을 함유한 앰피블라이트에서 외각부로 가면서 An 함량이 증가하는 것이 특징적이며 미그마타이트질편마암과 접하며 커밍토나이트와 심프렉타이트구조를 가지고 있는 사장석의 An 함량은 특히 높다. 또한 시료 7034의 경우 대부분의 사장석이 라브라도라이트에 해당하는 조성을 보이고 있다.

석류석

앰피블라이트내의 석류석의 성분은 알만딘 성분이 39.2~70.0 mol%, 파이로프 성분이 4.5~20.4 mol%, 그로슬라 성분이 10.6~36.0 mol%, 스펙샤틴 성분이 0.9~29.6 mol%을 이루고 있다(Table 4). Ca-Fe-Mg의 삼각도에 의하면 Fe와 Mg의 변화보다는 Ca 함량의 변화가 크다(Fig. 15). 특히 미그마타이트질편마암과 접하는 부분에서 관찰되는 석류석(시료 84)은 Ca 함량의 감소가 특히 심하다. 이러한 양상은 석류석의 누대구조에서 보다 잘 나타난다(Fig. 16). 시료

7043은 최외각부의 조성의 변화를 제외하고는 비교적 균질한 조성을 이루고 외각부에서 미약한 조성의 변화를 가지는 확산형 누대구조를 보이고 있다. 시료 84의 석류석은 2000~2500 μm 영역에 해당하는 부분을 중심으로 그로슬라와 스페서틴함량과 Fe/(Fe+Mg) 비는 감소하고 알만딘과 파이로프조성은 증가하는 양상을 보이는 전형적인 종형태(bell shape)의 누대구조를 보이고 있다. 이러한 누대구조는 압력의 감소를 거치면서 온도의 증가에 따른 석류석의 성장을 의미한다.

기타광물(흑운모, 휘석, 녹엽석, 티탄철석)

앵피블라이트는 약간 양의 흑운모가 산출된다. 이들은 일부 초생 흑운모와 함께 각섬석의 후퇴변성작용에 의해 생성된 2차 흑운모가 특징적이다. 전자현미분석된 흑운모는 무수산소 11개의 값을 이용하여 표준화 하였으며 이들의 조성은 Table 5와 같다. 변성염기성암석인 경우 앵피블라이트상의 변성작용을 받으면 백운모가 각섬석과 반응하여 흑운모가 생성되며 이는 백립암상까지 안정하다(Deer

et al., 1992). 본 지역에 존재하는 초생 흑운모의 경우 위의 반응에 의해 생성되었으며, 후퇴변성작용에 의해 각섬석의 내부 또는 벽개면을 따라 치환되는 이차적인 흑운모가 존재하며 이들의 일부는 녹니석화 되어 있다. 휘석류는 석류석 반상변정이 없는 앵피블

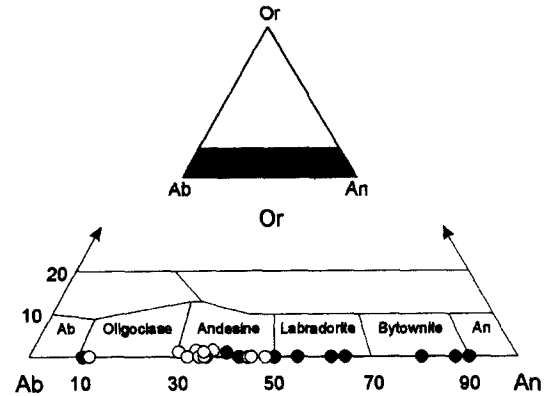


Fig. 14. Chemical compositions of plagioclase plotted in the Or-Ab-An ternary diagram. Symbols; open circle, plagioclase in garnet free amphibolite; closed circle, plagioclase in garnet bearing amphibolite.

Table 3. Chemical compositions of feldspar in the study area.

Rock Type	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	Am.	Am.	Am.	Am.	gt-Am.
Section	7034	7034	7034	84	84	86-2	7020	7020	7021	7021	8529
No.	40	41	42	60	91	133	195	196	199	200	95-61
SiO ₂	59.91	60.29	60.83	51.31	55.25	66.35	59.94	59.81	58.92	59.35	45.25
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	25.90	25.64	25.15	29.54	29.05	20.08	24.83	24.96	25.31	25.51	34.29
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.38
CaO	7.63	7.75	6.43	13.31	11.40	2.07	6.68	7.28	7.47	7.33	18.20
Na ₂ O	7.46	7.13	8.03	4.05	5.16	9.29	7.78	7.52	7.45	7.30	1.13
K ₂ O	n.d.	0.25	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.15	n.d.	n.d.
Total	100.89	101.05	100.64	98.20	101.29	98.52	99.23	99.56	99.66	99.48	99.41
No. of ions on the basis of 8 O											
Si	2.65	2.66	2.69	2.37	2.46	2.94	2.69	2.68	2.65	2.66	2.10
Al	1.35	1.33	1.31	1.61	1.53	1.09	1.31	1.32	1.34	1.34	1.88
Fe	-	-	-	-	0.02	-	-	-	0.01	-	0.02
Ca	0.36	0.37	0.31	0.66	0.54	0.10	0.32	0.35	0.36	0.35	0.91
Na	0.64	0.61	0.69	0.36	0.45	0.80	0.68	0.65	0.65	0.63	0.10
K	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Ab*	63.90	61.60	68.60	35.50	45.10	89.10	67.80	65.10	63.80	64.30	10.10
An*	36.10	37.00	30.30	64.50	54.90	10.90	32.20	34.90	35.30	35.70	89.90
Or*	-	1.40	1.10	-	-	-	-	-	0.90	-	-

*Ab=Na/(Na+Ca+K)×100, An=Ca/(Na+Ca+K)×100, Or=K/(Na+Ca+K)×100

Table 4. Chemical compositions of garnet in the study area.

Section	7034	7034	84	84	84	84	86-1	86-1	86-1	86-1	86-2	86-2	86-2	86-2	7043	7043	7043	8529	8529
No.	30	33	61	81	94	105	115	116	117	121	129	137	138	139	95-147	95-155	95-156	95-59	95-63
SiO ₂	35.57	37.97	37.40	37.75	38.44	36.99	37.63	37.41	37.21	36.89	37.19	37.66	37.42	37.77	37.43	37.68	37.94	37.20	37.60
Al ₂ O ₃	20.22	20.04	21.04	21.29	21.66	20.43	20.69	20.79	20.78	20.96	20.40	20.45	20.88	20.84	20.86	20.91	20.72	20.50	21.05
FeO	21.45	21.79	30.38	31.91	30.22	28.19	27.28	27.23	27.29	27.71	27.42	27.76	28.10	28.10	24.93	25.31	24.30	30.43	30.17
MnO	8.80	8.08	n.d.	0.55	n.d.	3.38	1.90	2.13	2.12	1.32	2.52	1.57	1.36	1.24	1.52	2.02	2.09	1.51	1.35
MgO	1.38	1.53	3.77	3.99	4.11	1.93	1.87	1.65	1.59	1.59	1.55	1.94	2.05	2.01	1.73	1.83	1.65	2.48	2.77
CaO	9.96	10.25	7.04	4.91	6.34	8.56	10.22	10.08	10.29	11.06	10.08	9.73	9.89	9.98	12.48	11.99	12.19	6.68	7.21
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0.35	0.27	n.d.	0.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.26	0.26	0.27	0.34	0.27	0.43	0.24	0.28	0.15
Total	99.37	99.66	99.99	100.66	100.78	99.76	99.58	99.28	99.28	99.52	99.41	99.37	99.98	100.29	99.22	100.16	99.12	99.08	100.29
No. of ions on the basis of 12 O																			
Si	3.02	3.04	2.95	2.97	3.01	2.96	3.01	3.00	2.98	2.95	2.97	3.01	2.97	2.99	2.97	2.96	3.02	2.99	2.98
Al(IV)	-	-	0.05	0.03	-	0.04	-	-	0.02	0.05	0.03	-	0.03	0.02	0.03	0.04	-	0.01	0.02
Al(VI)	1.91	1.89	1.90	1.94	2.00	1.88	1.95	1.96	1.94	1.92	1.89	1.93	1.92	1.93	1.92	1.89	1.94	1.93	1.95
Fe	1.44	1.46	2.00	2.10	1.98	1.88	1.82	1.83	1.83	1.85	1.83	1.86	1.86	1.86	1.66	1.66	1.62	2.05	2.00
Mg	0.17	0.18	0.44	0.47	0.48	0.23	0.22	0.20	0.19	0.19	0.18	0.23	0.24	0.24	0.21	0.21	0.20	0.30	0.33
Mn	0.60	0.55	-	0.04	-	0.23	0.13	0.15	0.14	0.09	0.17	0.11	0.09	0.08	0.10	0.13	0.14	0.10	0.09
Ca	0.86	0.88	0.60	0.41	0.53	0.73	0.87	0.87	0.88	0.95	0.86	0.83	0.84	0.85	1.06	1.01	1.04	0.58	0.61
Na	-	-	0.05	0.04	-	0.04	-	-	-	-	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.04	0.02
X _{Fe} *	0.90	0.89	0.82	0.82	0.80	0.89	0.89	0.90	0.91	0.91	0.91	0.89	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.87	0.86
Alm	47.10	47.50	65.90	69.60	66.20	61.20	59.80	60.20	60.00	60.20	60.10	61.30	61.40	61.40	54.70	55.10	54.00	67.70	66.00
Grs	28.00	28.70	19.60	13.70	17.80	23.80	28.70	28.50	29.00	30.80	28.30	27.60	27.60	28.00	35.10	33.40	34.70	19.10	20.20
Prp	5.40	6.00	14.60	15.50	16.00	7.50	7.30	6.50	6.20	6.10	6.00	7.60	8.00	7.80	6.80	7.10	6.50	9.90	10.80
Sps	19.50	17.90	-	1.20	-	7.40	4.20	4.80	4.70	2.90	5.60	3.50	3.00	2.70	3.40	4.40	4.70	3.40	3.00

*Fe / (Fe+Mg)

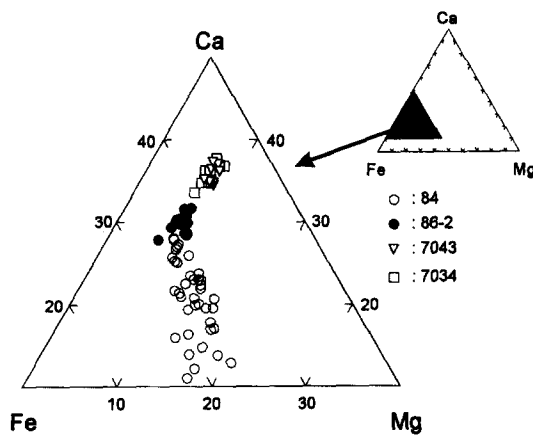


Fig. 15. Chemical compositions of garnet plotted in the Ca-Fe-Mg ternary diagram.

라이트에서 투회석-각섬석-사장석의 광물조합을 이루며 나타난다. 투회석의 조성은 $Wo_{23.48-50.73}, En_{27.06-39.69}$,

$Fs_{11.79-33.04}$ 을 보인다(Table 6). 녹염석은 앰피블라이트의 후퇴변성작용에 의하여 알만단-그로슬라 석류석의 주변부나 내부의 열개면을 따라 나타난다. 티탄철석의 $Mn/(Fe+Mn)$ 값은 0.02~0.07을 보인다.

변성환경

앰피블라이트의 변성환경을 알아보기 위하여 석류석-각섬석의 지온계와 각섬석-사장석 지온계를 이용하여 변성온도를 계산하였다. 또한 변성압력을 추정하기 위해 석류석-각섬석-사장석 지압계와 석류석-금홍석-티탄철석-사장석-석영지압계를 TWEEQ 프로그램(Berman, 1988)을 이용하여 계산하였다. 또한 앰피블라이트와 인접한 부분에서는 석류석-흑운모 지온계와 석류석-흑운모-사장석 지온계를 이용하여 변성온도-압력을 계산한후 앰피블라이트와 비교하여 보았다.

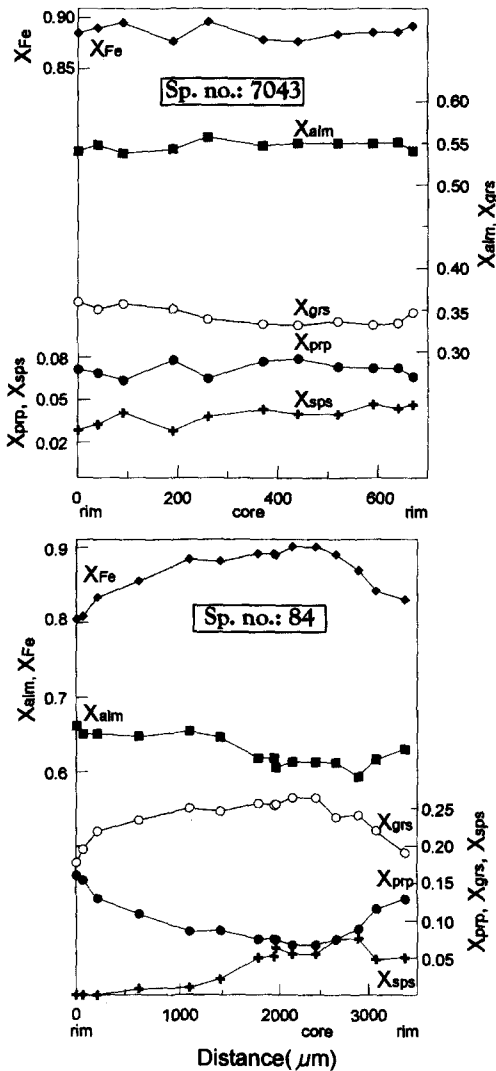


Fig. 16. Compositional zoning profiles of garnet in the amphibolite. X_{Fe} , $Fe/(Fe+Mg)$; X_{alm} , Fe/M ; X_{prp} , Mg/M ; X_{grs} , Ca/M ; X_{sps} , Mn/M , where M , $Fe+Mg+Ca+Mn$.

변성온도

Graham and Powell(1984)은 자연산의 앵피블라이트와 백립암상의 석류석-각섬석-단사회석의 광물조합을 이용하여, Fe-Mg 치환반응에 의한 석류석-각섬석사이의 지온계를 제시하였다. 각섬석과 석류석 사이의 Fe, Mg 교대반응의 계산식은 다음과 같다.

$$T(^{\circ}K) = (2880 + 3280X_{Ca}^{Grt}) / (\ln K_D + 2.426),$$

$$K_D = (X_{Fe}/X_{Mg})^{grt} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{hd}$$

이 계산식에서는 일반적인 각섬석의 조성(석류석의 스페서틴 함량이 0.1 이하, 850°C 이하의 온도에서 사용할 것을 권장하고 있다. 이 지역에서 나타나는 석류석 반상변정을 가진 앵피블라이트중에서 시료 7034는 스페서틴의 함량이 0.18~0.20을 보이고 있어 적용에 문제가 있다. 그러나 나머지 시료들의 스페서틴 함량은 0.1 미만이며, 구해진 온도범위도 86-2의 한 시료를 제외하고 850°C 이하의 온도를 가진다(Table 7). 시료 86-1, 86-2, 7034의 시료에서는 석류석과 각섬석의 외각부 조성을 이용하여 계산된 온도(788~870°C)가 석류석과 각섬석의 내부의 조성을 이용하여 계산된 온도(766~780°C)보다 높게 나타난다. 권용환 외(1997)에 의해 보고된 변성분대와 비교하여 보았을 때 변성도가 약한 동측의 시료 8529는 674~715°C로 중앙부의 변성온도보다 낮게 나타난다.

시료 84에서는 성장형 누대구조를 이루고 있고 각섬석과 직접 접하고 있지 않기 때문에 기질부의 1차 각섬석과 석류석의 중심부에 균질한 조성을 이루는 부분과 평형상태였을 것으로 가정하고 계산을 하였다(Fig. 16 참조). 그 결과 외각부의 조성을 이용하여 계산된 온도보다 매우 낮은 486~576°C의 변성온도를 보이고 있다. 그러나 아쉽게도 석류석 내에서 사장석을 발견하지 못하여 압력추정에는 실패하였다.

각섬석-사장석 지온계를 사용하여 석류석-각섬석 지온계의 결과와 비교하고 석류석이 없는 앵피블라이트의 변성온도를 측정하여 보았다. Blundy and Holland(1990)와 Holland and Blundy(1994)는 에테나이트-투각섬석 지온계와 함께 에테나이트-리취라이트(richterite) 지온계를 제안하였다. 이들의 계산식에 대입하기 위해 각섬석을 Holland and Blundy(1994)가 제안한 화학구조식 계산법을 사용하여 재계산하였으며 각섬석-사장석의 지온계의 값은 Table 8과 같다. 시료 86-2의 경우 석류석-각섬석 지온계(766~819°C)와 각섬석-사장석 지온계(606~648°C)간의 온도차가 크다. 이러한 차이는 두 지온계에 적용된 광물조합이 후퇴변성작용의 정도에 차이에 따라 발생한 것으로 추정된다.

앵피블라이트에는 미량의 흑운모가 존재한다. 이들은 주로 변성이질암과 인접한 접촉부에서 우세하게 나타나며 각섬석이 K-변성교대작용을 수반하는 후퇴변성작용의 결과이다. 시료 84의 경우 동일한 박편내에 미그마타이트질편마암과 앵피블라이트가 접하고 있으며 변성이질부에 그로슬라의 함량이 높은 석류석이 나타난다. 석류석-흑운모지온계를 이용

Table 5. Chemical compositions of biotite in the study area.

Rock Type	Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.	gt-Am.
Sample	7779	8529	8529	8529	8529	8529	86-2	84	84	84	84	84	84
No.	152	95-71	95-64	95-57	95-54	95-53	134	93	89	85	83	82	63
SiO ₂	37.13	35.20	34.96	35.95	35.80	36.21	34.48	33.26	36.27	36.92	36.71	34.11	36.17
TiO ₂	2.23	1.54	1.56	1.19	1.53	1.10	1.10	0.98	3.14	3.12	2.28	1.71	2.11
Al ₂ O ₃	15.30	17.28	16.29	16.99	16.80	17.43	17.43	16.92	15.98	15.97	16.55	16.71	16.54
Cr ₂ O ₃	0.68	n.d.	0.12	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.39	n.d.
FeO	16.71	23.65	22.95	21.69	21.82	21.45	25.18	22.89	21.76	20.16	20.61	21.92	19.39
MnO	n.d.	0.40	0.14	0.12	0.24	0.42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	13.11	8.51	8.91	9.83	9.93	9.89	6.66	10.86	9.37	10.17	9.82	11.04	9.45
CaO	n.d.	0.15	n.d.	0.20	n.d.	1.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	0.23	0.35	0.31	0.38	0.56	n.d.	n.d.	0.28	0.42	n.d.	n.d.	0.32
K ₂ O	9.49	8.86	9.62	8.99	9.89	8.46	9.87	6.37	9.87	8.93	9.38	8.04	9.74
Total	94.65	95.83	94.90	95.27	95.76	96.60	94.71	91.26	96.67	95.70	95.36	93.92	93.72
No. of ions on the basis of 11 O													
Si	2.82	2.73	2.74	2.77	2.77	2.75	2.73	2.67	2.77	2.80	2.81	2.67	2.81
Al(IV)	1.18	1.28	1.26	1.23	1.23	1.25	1.27	1.34	1.23	1.20	1.20	1.33	1.19
Al(VI)	0.18	0.30	0.25	0.31	0.23	0.30	0.36	0.26	0.20	0.23	0.29	0.20	0.32
Ti	0.13	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.07	0.06	0.18	0.18	0.13	0.10	0.12
Fe	1.06	1.53	1.51	1.40	1.41	1.36	1.67	1.53	1.39	1.28	1.32	1.43	1.26
Cr	0.04	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	-
Mn	-	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1.48	0.98	1.04	1.13	1.14	1.12	0.79	1.30	1.07	1.15	1.12	1.29	1.09
Ca	-	0.01	-	0.02	-	0.09	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0.04	0.05	0.05	0.06	0.08	-	-	0.04	0.06	-	-	0.05
K	0.92	0.88	0.96	0.88	0.98	0.82	1.00	0.65	0.96	0.87	0.91	0.80	0.97
Fe/(Fe+Mg)	0.42	0.61	0.59	0.55	0.55	0.55	0.68	0.54	0.57	0.53	0.54	0.53	0.54

하여 변성환경을 측정된 결과 변성온도는 석류석의 중앙부에서 구한 석류석-각섬석 지온계보다 높은 온도를 보인다(Table 9).

변성압력

엠펜블라이트에서 가장 일반적으로 많이 이용되는 지압계는 Kohn and Spear(1990)의 석류석-각섬석-사장석-석영 지압계이다. 이 지압계는 Mg-단성분과 Fe-단성분에 대하여 각각의 지압계를 제시하고 있다. Graham and Powell(1985)의 지온계에 대입하여 작성된 지압의 결과는 Table 10과 같다. 두 단성분에 대하여 구해진 압력차는 0.5 kb 이하로 나타나며 두 지압계에 대한 상호간의 신뢰도가 높음을 알 수 있다. 엠펜블라이트의 변성압력은 시료 7034가 9 kb 내외의 압력을 가지고 있으나 석류석의 스페서틴함량이 높아 석류석-각섬석 지온계의 적용이 일차

적으로 의문시 된다. 그외의 시료들은 대부분 4 내지 5 kb의 압력을 가지고 있다.

본 지역에서 나타나는 석류석을 함유한 엠펜블라이트들은 사장석이 견운모화 되어 있어 충분한 분석이 수행되지 못하였다. 이러한 문제점을 보완하기 위해 Bohlen and Liotta(1986)에 의해 제시된 석류석-금홍석-티탄철석-사장석-석영(GRIPQ) 지압계를 이용하여 보았다. 석류석내에는 티탄철석과 사장석이 심프렉타이트구조를 이루며 포획되어 있다. 이는 석류석이 성장하는 과정 또는 성장이후 압력이 감소하는 과정에서 생성되었음을 의미한다. 그러므로 GRIPQ의 압력은 외각부의 석류석-각섬석-사장석을 이용하여 구한 변성압력이전의 변성환경을 지지할 가능성이 높다. GRIPQ 지압은 TWEEQ 프로그램을 이용하여 계산되었으며 그 결과는 Fig. 17에 도시화 하였다. 또한 시료 84의 미그마타이트질부분에서 석류석-흑운모-사장석의 지온계(Hoisch, 1990)

Table 6. Chemical compositions of pyroxene, epidote, ilmenite in the study area.

Sample No.	7779 145	7779 147	7779 148	7779 149	7779 157	7779 159	7108 7	7108 8	7108 11	7043 95-143	7043 95-145	7043 95-157	7043 29	84 69	86-1 111	86-1 135	
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Ep	Ep	Ep	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	
SiO ₂	52.46	53.01	52.35	52.91	52.46	52.40	53.23	52.75	54.26	37.93	37.63	37.96	0.42	0.36	0.30	0.33	
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.05	0.17	49.28	50.90	50.38	50.70	
Al ₂ O ₃	1.05	1.68	1.00	0.82	0.44	n.d.	0.45	0.50	0.38	27.51	20.40	27.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
FeO	8.77	8.28	8.46	9.60	12.10	14.01	11.12	11.96	10.19	6.37	24.80	7.07	44.64	46.01	45.17	43.92	
MnO	0.37	n.d.	n.d.	0.42	n.d.	0.64	0.45	0.40	n.d.	0.08	1.54	0.05	3.07	1.09	1.49	2.46	
MgO	12.84	12.45	12.91	13.01	11.38	9.51	11.17	11.39	11.43	n.d.	1.67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.31	
CaO	23.58	23.36	23.80	23.72	24.55	24.29	24.25	23.01	24.57	23.72	12.82	23.50	n.d.	n.d.	n.d.	0.42	
Na ₂ O	0.55	0.56	0.43	0.50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.14	0.17	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	
Total	99.62	99.34	98.95	100.98	100.92	100.85	100.67	100.01	100.83	95.84	99.07	96.12	97.41	98.37	97.33	98.61	
	O=6									O=13		O=13	O=13	O=6	O=6	O=6	O=6
Si	1.97	1.99	1.97	1.96	1.97	2.00	2.01	2.00	2.04	Si	2.93	3.01	2.93	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.05	0.08	0.04	0.04	0.02	-	0.02	0.02	0.02	Al	2.50	1.92	2.46	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.21	0.26	0.22	0.22	0.35	0.44	0.35	0.38	0.32	Ti	0.00	0.00	0.01	1.94	1.97	1.97	1.95
Fe ³⁺	0.06	-	0.04	0.08	0.04	0.00	-	-	-	Fe	0.41	1.66	0.46	1.95	1.98	1.96	1.88
Mg	0.72	0.70	0.73	0.72	0.64	0.54	0.63	0.65	0.64	Cr	0.00	-	0.01	-	-	-	-
Mn	0.01	-	-	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	Mn	0.01	0.11	0.00	0.14	0.05	0.07	0.11
Ca	0.95	0.94	0.96	0.94	0.99	0.99	0.98	0.94	0.99	Mg	-	0.20	-	-	-	-	0.02
Na	0.04	0.04	0.03	0.04	-	-	-	-	-	Ca	1.96	1.10	1.94	-	-	-	0.02
Wo**	50.19	49.56	50.31	49.84	50.15	19.67	49.66	47.44	50.73	Na	0.02	0.03	0.02	-	-	-	0.05
En**	38.02	36.73	37.96	38.04	32.83	27.06	31.84	32.68	32.85								
Fs**	11.79	13.71	11.73	12.12	17.53	23.27	18.50	19.89	16.42	X _{Mn}	0.01	0.06	0.01	0.07	0.02	0.03	0.05

*Fe²⁺ and Mg are recalculated by stoichiometric method.

**Wo=Ca/(Ca+Mg+Fe)×100, En=Mg/(Ca+Mg+Fe)×100 and Fs=Fe/(Ca+Mg+Fe)×100.

를 이용한 결과 645~710°C의 온도에 대하여 7.5~10.6 kb의 압력을 보이고 있다. 이러한 압력범위는 GRIPQ 압력계를 이용하여 구한 앵피블라이트의 압력과 일치하는 것이다. 이들 압력들은 각섬석-석류석-사장석 지압계에 비하여 높은 압력을 지지하고 있으며 이는 앵피블라이트의 후퇴변성작용이 압력의 하강과 관련되어 있음을 지지한다.

토의 및 결론

이대성 외(1975)는 미그마타이트질편마암과 구룡총군내에서 발견되는 앵피블라이트들을 광물의 산상과 구조적인 형태를 이용하여 시기와 기원을 구분하였다. 그러나 본 연구결과 미그마타이트질편마암내에 협재되어 있는 앵피블라이트와 구룡총군내에서 나타나는 앵피블라이트들은 분포지역도 한정적이고 구성광물 및 화학조성의 범위가 대체로 일치하여 동일시기의 것일 가능성이 높다. 앵피블

라이트의 근원암에 관한 연구는 우선적으로 기원암이 변성화성암류인지 칼크-규산염암과 변성이질암 간의 교대작용에 의해 생성되었는지에 대한 구분이 우선적으로 이루어져야 한다. 본 지역에서 나타나는 앵피블라이트에 관한 지화학적인 연구는 아직까지 보고된 바 없다. 다만 양양 철광산주변에 나타나는 앵피블라이트에 대한 연구가 일부 보고되어 있다. So(1978)와 Lee, S.H.(1979)는 앵피블라이트의 alk, al 등의 Niggli 값과 Cr을 이용하여 이질-탄산염질 혼합물에서 유래된 것이라고 주장하였다. 본 연구에서도 K, Na 등이 매우 분산된 형태를 보이고 있고 이러한 현상은 유동성이 강한 K, Na, Rb, Sr 등의 원소들이 고도의 변성작용을 받으면서 이동하였을 가능성이 높기 때문에 절대적인 판단근거가 될 수 없으며 불유동성인 Zr, Hf, Ti, Y 등이 판단의 기준이 되어야 할 것이다. 불호정성원소들을 대표적인 사질암 조성(Boryta and Condie, 1990)에 의해 표준화하고 이질암(Gromet *et al.*, 1984)과 석회암

Table 7. Temperatures estimated from the garnet-hornblende geothermometer(Graham & Powell, 1984).

Sample	Grt	Fe	Mg	X _{Ca}	X _{Fe}	Hbl	Fe	Mg	X _{Fe}	lnK	T _{GP} (°C)
86-1	115(R)	1.82	0.22	0.29	0.89	113(R)	3.23	1.23	0.72	1.15	796
86-1	117(C)	1.83	0.19	0.29	0.91	112(C)	3.32	1.16	0.74	1.21	780
86-1	121(R)	1.85	0.19	0.31	0.91	120(R)	3.53	0.96	0.79	0.97	871
86-1	122(C)	1.84	0.21	0.31	0.90	120(R)	3.53	0.96	0.79	0.87	911
86-1	129(R)	1.82	0.20	0.28	0.90	128(R)	3.38	1.10	0.75	1.09	809
86-2	139(R)	1.86	0.24	0.28	0.89	140(R)	3.07	1.13	0.73	1.05	819
86-2	138(C)	1.86	0.24	0.27	0.89	141(C)	3.05	1.29	0.70	1.19	766
86-2	137(R)	1.86	0.23	0.28	0.89	136(R)	3.22	1.20	0.73	1.11	799
7034	26(R)	1.26	0.15	0.28	0.89	25(R)	3.25	1.08	0.75	1.03	827
7034	28(R)	1.26	0.14	0.26	0.90	24(R)	3.34	1.02	0.77	1.01	813
7043	95-146	1.62	0.21	0.36	0.89	95-144	2.96	1.39	0.68	1.29	821
7043	95-147	1.66	0.21	0.35	0.89	95-144	2.96	1.39	0.68	1.31	806
7043	95-156	1.61	0.20	0.35	0.89	95-158	2.84	1.34	0.68	1.34	795
7043	95-155	1.66	0.21	0.33	0.89	95-158	2.84	1.34	0.68	1.32	788
8529	95-59	2.05	0.30	0.19	0.87	95-60	3.01	1.35	0.69	1.12	715
8529	95-66	1.90	0.41	0.22	0.82	95-74	2.54	2.14	0.54	1.36	674
84	105(C)	1.88	0.23	0.24	0.89	45(M)	2.37	1.93	0.55	1.90	576
84	105(C)	1.88	0.23	0.24	0.89	50(M)	1.73	2.34	0.43	2.40	486

R=rin, M=matrix, C=core

Table 8. Temperatures estimated from the amphibole-plagioclase

Sam- ple	Hbl.	X ^{Ti} _{Si}	X ^{Ti} _{Al}	X ^{M2} _{Al}	X ^A _K	X ^A _?	X ^A _{Na}	X ^{M4} _{Na}	X ^{M4} _{Ca}	cm	Si(T) ^{SK}	Pl.	X _{Ab}	T(°C) ^{HBA}	T(°C) ^{HBB}	T(°C) ^{HBC}	T(°C) ^{ave}
7034	38c	0.61	0.39	0.14	0.27	0.38	0.35	0.10	0.90	0.00	6.50	41c	0.62	753	797	769	773
7034	39r	0.63	0.37	0.17	0.29	0.35	0.36	0.07	0.94	-0.04	6.56	40r	0.64	718	749	749	738
7034	44c	0.62	0.38	0.10	0.23	0.40	0.36	0.08	0.91	0.01	6.52	42c	0.69	748	772	743	754
7034	43r	0.65	0.35	0.17	0.24	0.48	0.28	0.09	0.92	-0.02	6.66	42r	0.69	687	725	716	709
86-2	131c	0.56	0.44	0.34	0.26	0.16	0.28	0.07	0.93	0.01	6.28	133	0.89	623	582	741	648
86-2	132r	0.68	0.32	0.24	0.15	0.71	0.14	0.10	0.90	0.00	6.78	133	0.89	593	576	648	606
7760	170c	0.63	0.37	0.20	0.22	0.46	0.32	0.07	0.94	-0.02	6.55	205c	0.54	731	765	784	760
7760	171r	0.67	0.33	0.18	0.19	0.58	0.23	0.08	0.92	0.00	6.72	203r	0.52	712	766	756	745
7021	202c	0.60	0.40	0.25	0.10	0.44	0.45	0.06	0.93	0.01	6.41	200c	0.64	709	720	779	736
7021	201r	0.59	0.41	0.23	0.11	0.48	0.41	0.07	0.92	0.02	6.40	199r	0.64	727	737	783	749
7020	198c	0.62	0.38	0.18	0.09	0.63	0.28	0.07	0.92	0.02	6.50	195c	0.68	726	727	749	734
7020	197r	0.64	0.36	0.20	0.13	0.56	0.32	0.06	0.95	0.00	6.57	196r	0.65	707	707	742	719

Amphiboles are recalculated by Holland and Blundy(1994). cm=Si+Al+Ti+Fe³⁺+Fe²⁺+Mg+Mn-13Si(T)^{SK} is recalculated after Spear and Kimball(1984).

HBA : Holland and Blundy, 1994A; HBB : Holland and Blundy, 1994B; HBC : Blundy and Holland, 1990.

T(°C) is calculated assumed P=6 kb.

(Condie *et al.*, 1991)의 지화학적 조성을 비교하기 위해 함께 도시하였다(Fig. 18). 그 결과 앰피블라이트는 퇴적기원암인 사암, 석회암, 이질암들의 조성에 비하여 Ta, Ti, Y 등이 상당량 부화되어 있음을 보인다. 이들 원소는 불호정성이며 유동성이 약하기 때문에 이 원소들이 특별히 부화될 수 있는 퇴적환경을 제외

하고는 사암 또는 이질기원암이 석회암과 혼합되어 앰피블라이트를 생성하기는 불가능한 양이다. 그러므로 연구지역의 앰피블라이트는 현무암질 마그마가 근원암일 가능성이 높다. 이러한 가정이 맞다는 것을 전제로 현무암질 마그마의 생성환경을 유추하면 암석화화에 언급된 것과 같이 대륙내부의 솔레이이

Table 9. Temperature and pressure estimated from garnet-biotite-plagioclase.

Sample	Grt	Xgrs	Xalm	Xprp	Bt	Xann	Pl	Xan	T(°C) _{PL}	P(bar) ^{Hr1}	P(bar) ^{Hr2}
84	61	0.20	0.66	0.15	59	0.49	60	0.65	645	9.9	9.1
	80	0.14	0.70	0.16	82	0.53	91	0.55	668	8.6	7.5
	94	0.18	0.66	0.16	81	0.54	91	0.55	710	10.6	9.0

PL, average temperature of Perchuk *et al.*(1981), Lavrent'eva and Perchuk(1981) and Perchuk and Lavrent'eva(1983). Hr1, R1 in Hoisch(1990); Hr2, R2 in Hoish(1990). T & P calculated assumed P=9 kb & T=650°C, respectively

Table 10. Pressures estimated from the GHPQ geobarometer(Kohn & Spear, 1990).

Sam- ple	Grt	XPrp	XAlm	XSpes	XGrs	Pl	XAn	Hbl	XFe	X _{tsi}	X _{tbl}	T(°C) ^{GP}	lnK _{Mg}	lnK _{Fe}	*P _{Mg}	*P _{Fe}
86-2 139(R)	0.08	0.61	0.03	0.28	133	0.89	140(R)	0.73	0.61	0.31	819	-6.12	-3.62	5099	5326	
86-2 138(C)	0.08	0.61	0.03	0.28	133	0.89	141(C)	0.70	0.67	0.39	808	-6.06	-3.14	5148	5692	
8529 95-59(R)	0.10	0.68	0.03	0.19	95-61	0.90	95-60(R)	0.69	0.60	0.40	715	-7.82	-4.94	4074	4192	
8529 95-63(C)	0.11	0.66	0.03	0.20	95-61	0.90	95-60(R)	0.69	0.60	0.40	696	-7.13	-4.62	4577	4405	
7034 26(R)	0.05	0.42	0.25	0.28	32	0.34	25	0.75	0.64	0.36	827	-1.06	1.30	9250	9087	
7034 33(R)	0.06	0.48	0.18	0.29	32	0.34	25	0.75	0.64	0.36	816	-0.46	1.81	9748	9477	

*P_{Mg} and P_{Fe} represent the pressures estimated from the calibrations of Mg- and Fe-endmember reactions, respectively. GP: Temperatures are estimated from Graham and Powell(1983).

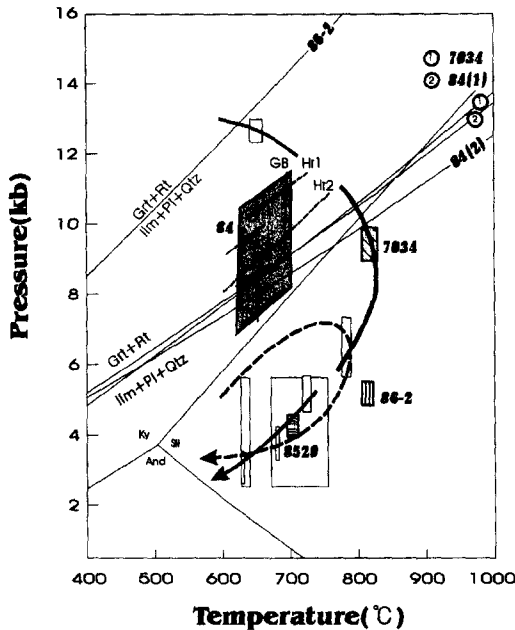


Fig. 17. P-T path and metamorphic condition of the amphibolite. Garnet-rutile-ilmenite-plagioclase-quartz (CFTO system) reaction and Al₂SiO₅ stability field are calculated by TWEEQ program(ver 2.02). Hatched squares are calculated by garnet-hornblende geothermometry and garnet-hornblende-plagioclase geobarometry. Filled square is calculated by garnet-biotite thermometry(GB) and garnet-biotite-plagioclase geobarometry(Hr1 and Hr2) in sample no. 84. Solid lines and open squares are from Kwon *et al.*(1997). Bold numbers are sample location.

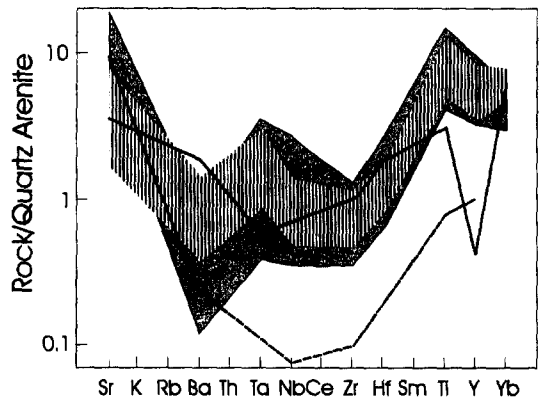


Fig. 18. Quartz arenite-normalized spider diagram for the amphibolite. Hatched region is the amphibolite in the study area and filled region is the Ogcheon amphibolite from Lee and Chang(1996). Solid line is normalized NASC from Gromet *et al.*(1984), dashed line is normalized phanerozoic limestone from Condie *et al.*(1991).

트질 현무암일 가능성이 높다. 이는 이들의 분출 또는 관입하는 환경이 대륙내의 열곡일 가능성이 높다. 그러나 현무암질 마그마의 생성기원과 진화과정을 보다 명확히 파악하기 위해서는 동위원소계를 이용한 지화학적 연구와 보다 많은 시료들에 대한 분석을 통해 자료의 검증이 필요하다.

연구지역의 변성환경을 살펴본 결과 앰피블라이트에 영향을 준 변성온도는 중앙부에서 780~827°C의 범위를 가지고 있으며 북동쪽 지역은 674~715°C를

보여준다. 석류석-각섬석-사장석의 변성압력은 4 내지 5 kb의 압력에 해당한다. 석류석 반상변정내부에 포획되어 있는 티탄철석과 사장석을 이용한 GRIPQ 지압계를 사용할 경우 700°C의 변성온도일 경우 약 8 kb에 해당하는 압력을 보여준다(Fig. 17). 석류석-각섬석의 광물쌍과 석류석-티탄철석의 광물쌍이 동일한 변성작용의 결과인지 변성시기가 다른 것인지에 대해서는 불분명하나 앰피블라이트가 각섬석-석류석의 최종 변성온도-압력보다 높은 압력에서 압력이 감소하는 방향으로 변성진화과정을 거쳤음을 지시한다. 권용완 외(1997)가 변성이질암의 연구를 통해 얻은 2회의 변성작용과 비교하면, 앰피블라이트의 변성 환경은 1차 변성작용의 변성환경으로 추정된 온도-압력경로(solid bold line in Fig. 17)와 일치되나 2차 변성작용의 것(dotted bold line in Fig. 17)에 비해서는 높은 온도이다. 이러한 현상만을 가지고 앰피블라이트의 변성작용이 1차 변성작용에 의한 것으로 단정하기는 어렵다. Ghent and Stout(1985)은 규선석 분대에 해당하는 암석에서 Fe-Mg 치환을 이용한 석류석-각섬석 지온계가 석류석-흑운모 지온계보다 높은 온도를 보인다고 하였다. 이는 고온의 변성작용을 받은 암석에서 후퇴변성작용시 석류석과 흑운모 또는 석류석과 각섬석간의 확산도의 차이에 의한 결과일 수도 있으며 지온계가 가지는 고유의 오차에 의한 수도 있기 때문에 앰피블라이트의 변성작용을 단순히 온도-압력의 결과만으로 권용완 외(1997)의 결과와 비교하기에는 무리가 있다. 또한 이러한 변성환경은 Lee and Cho(1995)에 의해 보고된 춘천 앰피블라이트의 변성압력과 온도인 5.5~10.6 kb/615~714°C와 비교하면 온도는 다소 높으나 압력은 낮은 환경을 보인다. 그러나 두 지역의 앰피블라이트는 동일한 시계방향의 변성진화를 거친 것으로 나타난다.

현재 경기육괴의 변성작용을 연구하는데 있어 가장 큰 문제점은 이러한 변성작용의 시기가 언제인가 하는 것이다. 오대산편마암복합체의 경우, 권용완 외(1997)에 의해 밝혀진 최소 2회의 광역변성작용에 대한 각각의 시기는 언제이고 앰피블라이트의 관입시기 그리고 이들의 변성작용의 시기 등에 대한 믿음만한 연대측정자료가 아직은 보고되어 있지 않다. 다만 최근의 연구자료들에 의하면 안건상 외(1998)은 파주-강화지역의 미그마타이트질편마암에 관한 연구에서 저어콘의 U-Pb 방사성 연대측정을 통하여 초기 변성작용의 연대가 2400 Ma에서 1850 Ma 사이에 발생하였을 가능성이 높다고 하였으며, Lee *et al.*(1997)은 화천지역의 염기성백립암의 변성작용시기를 Sm/Nd 등시선연대를 이용하여

1897±120, 1742±140 Ma 임을 보고하였다. 이러한 연대는 오대산편마암복합체의 1차 변성작용의 시기가 초기 원생대일 가능성을 지시한다. 권성택 외(미발표 자료)는 춘천 앰피블라이트의 Sm/Nd 전암연대는 852 Ma를 제시하고 현무암의 정치시기로 해석하였고 박계현과 정창식(1993)은 구봉산층군내에 존재하는 대리암의 Pb/Pb 연대측정에서 794±162 Ma를 얻었다. 이들 후기원생대의 연대는 구룡층군의 대리암의 퇴적 및 앰피블라이트의 기원암인 현무암질암의 정치시기일 가능성이 높다. 또한 Cho *et al.*(1996)은 경기육괴의 규선석-석류석 편마암에서 모나자이트 CHIME 연대로 245±3 Ma를 구하였으며 Lee and Cho(1995)는 미발표된 자료로 각섬석의 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 연대가 226±8 Ma로 후기 삼첩기를 지시한다고 하였다. 오창환 외(미발표 자료)는 연구지역의 앰피블라이트에서 석류석과 각섬석에 대한 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 연대측정을 실시하였으며 230~310 Ma의 연대를 구하였다. 이 폐름-삼첩기의 연대들은 최근 북중국판과 남중국판의 충돌시기로 고려되는 시기로 아직 한반도내에서 대륙충돌대에 대한 명백한 증거가 없으며 이에 대한 더 많은 연구가 필요하다. 또한 언급된 여러자료들의 연관성은 아직 명확히 밝혀졌다고 보기는 어렵다. 그러므로 변성작용과 변성작용의 시기를 규명하는 것은 오대산편마암복합체의 변성진화과정의 이해하는데 도움을 줄 뿐만 아니라 경기육괴의 변성진화과정을 설명하는데 중요한 열쇠가 될 것이다.

감사의 글

본 논문에 많은 조언과 심사를 해주신 김형식 교수님, 오창환 교수님, 안건상 교수님에게 감사 드립니다. 본 연구는 1998년도 과학재단 박사후 연수과정에 의해 일부 지원되었으며 이에 감사 드립니다. 또한 암석시료 분석에 도움을 주신 기초과학지원연구소의 박찬수 박사와 광물분석에 도움을 주신 전략광물자원센터의 최인식씨에게 감사 드립니다.

참고문헌

- 권성택, 이동호, 1992, 보은 지역의 육천 변성염기성암에 대한 암석, 지구화학적 연구, 암석학회지, 1, 104-123.
 권성택, 조문섭, 전은영, 이승렬, 이진한, 1995, 춘천 각섬암의 지구화학과 기원 : (I) 주성분원소, 암석학회지, 4, 20-30.
 권용완, 김형식, 오창환, 1997, 경기육괴 북동부지역에

- 분포하는 오대산편마암복합체의 다변성작용. 암석학회지, 6, 226-243.
- 김봉균, 지정만, 이돈영, 소철섭, 1975, 현리 지질도폭 설명서. 국립지질광물연구소.
- 박계현, 정창식, 1993, 선캠브리아 경기육괴 중 대리암의 연대측정에 대한 예비연구. 암석학회지, 2, 130-138.
- 안건상, 박영석, 김정빈, 김 진, 1998, 파주-김포지역에 분포하는 경기편마암복합체의 변성작용과 P-T 진화경로, 암석학회 제 7차 정기총회 및 학술발표회 요약문.
- 이대성, 윤석규, 김정진, 1975, 창촌 지질도폭설명서. 국립지질광물연구소.
- 최만식, 정창식, 박계현, 1994, 암석 용해방법에 따른 미량원소 분석결과 비교. 암석학회지, 3, 41-48.
- Berman, R.G., 1988, Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *J. Petrol.*, 29, 445-522.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Bohlen, S.R. and Loitta, J.J. A Barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.*, 27, 1025-1034.
- Boryta, M. and Condie, K.C., 1990, Geochemistry and origin of the Archean Beit Bridge complex, Limpopo belt, South Africa. *J. Geol. Soc. London*, 147, 229-239.
- Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309, 2023-2029.
- 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
- Condie, K.C., Wilks, M., Rosen, D.M. and Zlobin, V. L., 1991, Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar Shield, Siberia. *Precam. Res.*, 50, 37-47.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992, The rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, 696.
- Evans, B.W. and Ghiorso, M.S., 1995, Thermodynamics and petrology of cumingtonite. *Am. Min.*, 80, 649-663.
- 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.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975, Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- Ghent, E.D. and Stout, M.Z., 1986, Garnet-hornblende thermometry, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ activity and the minimum pressure limits of metamorphism for garnet amphibolites. *J. Geol.*, 94, 736-743.
- Graham, C.M. and Powell, R., 1983, A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *J. metamorphic Geol.*, 1, 331-336.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L., 1984, The "North American Shale Composite" : its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48, 2469-2482.
- Hoisch, T.D., 1990, Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Kohn, M.J. and Spear, F.S., 1990, Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Min.*, 75, 89-96.
- Kozioł, A.M. and Newton, R.C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Am. Min.*, 73, 216-223.
- 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.
- 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.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.*, 16, 501-520.
- Lee, K.S. and Chang, H.W., 1996, Sm-Nd isotopic and geochemical studies of the Ogcheon amphibolites from the Munkyeong-Gaeun area, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 32, 172-186.
- Lee, S.H., 1979, Ore Petrological Studies on the Genesis of the metamorphic Iron Deposits in Southern Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 15, 210-229.
- Lee, S.R. and Cho, M., 1995, Tectonometamorphic evolution of the Chuncheon amphibolite, central Gyeonggi massif, South Korea. *J. Metamorphic Geol.*, 13, 315-328.

- Lee, S.R., Cho, M., Cheong, C.S., and Park, K.H., 1997, An early Proterozoic Sm-Nd age of mafic granulite from the Hwacheon area, South Korea. *Geosci. J.*, 1, 136-142.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- 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,
- Robinson, P., Spear, F. S. Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W. and Doolan, B. L., 1982, Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*(ed. Veblen, D., and Ribbe, P), *Rev. Mineral. Soc. Am.*, 1-228.
- So, C.S., 1974, Geochemistry and origin of amphibolites in Gyeonggi metamorphic belt, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 10, 189-205.
- So, C.S., 1978, Geochemistry and origin of amphibolites and magnetite from the Yangyang Iron deposit in the Gyeonggi metamorphic complex, Republic of Korea. *Mineralium Deposita*, 12, 4.
- Spear, F.S. and Kimbell, K., 1984, RECAMP-A FORTRAN IV program for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. *Computer & Geosci.*, 10, 317-325.
- Yardley, B.W.D., 1989, *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Sci. & Tech., 248.

(책임편집 : 김형식)

(1998년 9월 10일 접수, 1998년 10월 5일 수리)

Geochemistry and Metamorphism of the Amphibolite in the Odesan Gneiss Complex

Yong Wan Kwon

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

ABSTRACT: The migmatitic gneiss in the Odesan Gneiss Complex has small amount of quartzite, amphibolite and marble and the Kuryong Group which contact with migmatitic gneiss unconformity, also contains some amphibolite. Previous studies of this area had regarded that the amphibolites contact with marble had been produced by metasomatism from the pelitic and calcareous sediments mixtures, but the amphibolite is reinterpreted as igneous origin. SiO_2 content of the amphibolite is 45.9~52.7 wt%, which corresponds to basaltic composition. MgO content has narrow range (4.6~6.87 wt%) and major and trace element are plotted against MgO. TiO_2 , P_2O_5 , Hf, Zr are reduced and Cr and Ni are increased their content with increasing MgO. This phenomenon indicates that the basaltic magma as the protolith of the amphibolite had fractionated with the crystallization of the pyroxene and/or olivine. REE pattern has smoothly decrease from LREE to HREE. Eu/Eu^* (0.83~1.19) show the flat Eu anomaly, which indicate small fractional crystallization of plagioclase. HREE is enriched in the garnet-bearing amphibolites. Several discrimination diagram for the basaltic magma show that the amphibolite of the study area is originated tholeiitic basaltic magma indicating continental rift environment. Due to determine the metamorphic condition garnet-hornblende geothermometry and hornblende-plagioclase geobarometry are used. Peak metamorphic temperature range of the amphibolite is 788~870°C and is deduced toward the northeastern part. The calculated temperature from the amphibolite has slightly higher than the temperature of the metapelites but the trend of metamorphic grade which decrease from western to eastern part gradually is similar to each other. The metamorphic pressure calculated by garnet-hornblende-plagioclase geobarometry is 4~5 kb. But ilmenite-plagioclase pair enclosed in garnet show 8 kb at 700°C by garnet-ilmenite-rutile-plagioclase geobarometry. The zonal profile of garnet in sample 84 shows the bell-shape profile, which grossular content decreases whereas pyrope content increases progressively. This means that the amphibolite has undergone the clockwise P-T-t path which is shown in the migmatitic gneiss of the Odesan Gneiss Complex.

Key words: Amphibolite, Basaltic rock, Continental rift, Geothermometry, Geobarometry, P-T-t path