

양산시 원호산 화강암에 산출되는 포획암에 대한 암석학적 연구

진미정 · 김종선 · 이준동 · 김인수 · 백인성¹

부산대학교 지질학과 · ¹부경대학교 지구환경과학부

요약: 경상분지에 분포하는 화강암은 염기성 미립 포획암으로 알려져 있는, 모암과는 다른 암석들을 포함하고 있다. 이들의 성인은 4가지로 나눌 수 있는데 (1) 주변 모암의 암편, (2) 모 마그마의 초기 결정의 축적 또는 급냉된 초기 연변부의 붕괴, (3) 마그마 불균질 혼합, (4) 잔류암 기원이다. 양산 원호산 화강암내에는 이러한 포획암이 많이 산출하는데 타원형의 외형, 모암 기원으로 판단되는 포획암 내의 반정, 모암과의 뚜렷한 경계를 가진다. 경하에서는 진동누대, 석영을 둘러싸고 있는 각섬석, 라파키비 조직, 침상 인회석과 같은 과냉각과 마그마 기원임을 지지하는 조직들이 관찰된다. 이들 포획암이 마그마 불균질 혼합에 의해 형성되었음을 보여주는 증거로는 (1) 기재적인 특징, (2) 포획암내의 사장석 연변부의 조성 모암내의 사장석 조성의 유사성, (3) 주성분원소에서 보이는 선적인 경향, (4) 포획암에서 총희토류원소의 함량, (5) 누대포획암의 연변부에서 중심부로의 조직 변화와 성분 변화 등이 있다. 포획암의 염기성 단성분으로는 신불산-영취산 일원에 분포하는 비반상 현무암질 안산암을 제시한다. 원호산 화강암은 결정분화과정중 70 Ma를 전후하여 염기성 마그마의 주입에 의해 마그마 불균질 혼합 과정을 거치고 이후 결정화과정이 계속되었다. 등립질 화강암과 미문상 화강암은 마그마 불균질 혼합 과정 이후의 산물로 판단된다.

핵심어: 염기성 미립 포획암, 불균질 혼합, 잔류암, 화강암, 염기성 단성분

서 론

경상분지에 분포하는 화강암은 일반적으로 포획암(enclave)으로 기재되는 다양한 암편들을 포함하고 있다. 화강암체내에 산출되는 다양한 종류의 포획암은 여러 연구자들에 의해 연구되었다(Chappell *et al.*, 1987; Chen *et al.*, 1989; Dodge and Kistler, 1990; Didier and Barbarin, 1991a; Barbarin and Didier, 1992; Elburg, 1996; Mass *et al.*, 1997). 경상분지 화강암내에 산출되는 대부분의 포획암은 짙은 회색~흑회색의 세립질이며 대체로 타원형이 우세한데, 이는 소위 염기성 미립 포획암(mafic microgranular enclave)에 해당되는 것으로 알려져 있다(김종선 외, 1998; 김춘식 외, 1999; 김종선과 이준동, 2000; 김종선 외, 2000). 이러한 염기성 미립 포획암은 세계 여러 지역에서 화강암내에 포함되어 있는 것으로 보고되고 있다(Grout, 1937; Didier, 1973; Chappell, 1978; Vernon, 1984, 1990; Reid *et al.*, 1983; Holden *et al.*, 1987, 1991; Barbarin, 1988; Chen *et al.*, 1989, 1990; Didier and Barbarin, 1991b; Barbarin and Didier, 1992).

그러나 이들의 기원은 아직 논의가 되고 있으며,

대체로 그들의 암석 성인은 4가지로 나눌 수 있다. 첫째 주변 모암의 암편(xenolith) 기원에 의한 것으로, 화강암질 마그마가 관입 정치하는 동안 주변에 분포하던 모암의 암편을 포함하면서 고화되어 형성된 것이다. 이런 경우 모암의 성분이 혼연될 가능성을 가진다. 둘째 모 마그마 그 자체에서 초기에 형성된 결정들의 축적(cumulates) 또는 마그마 챔버의 급냉된 초기 연변부의 붕괴기원에 의한 것으로(Phillips *et al.*, 1981; Clemens and Wall, 1988; Dodge and Kistler, 1990), 이런 경우 포획암은 천부에서의 마그마챔버 과정에 관한 정보를 제공할 수 있다.

셋째 여러 저자들에 의해 주장되어지고 있는 마그마 불균질 혼합(mingling)의 기원에 의한 것으로, 화강암내의 염기성 미립 포획암은 부분적인 액체상태의 모암인 화강암질 마그마와 불균질 혼합에 의한 염기성 마그마의 방울로 해석된다. 이때 염기성 마그마의 과냉각(supercooling)에 의해 포획암은 세립질의 조직을 가지게 되며, 두 마그마의 밀도와 점성 차이에 의해 타원형의 외형을 가지게 되는 것으로 해석된다(Didier, 1973; Didier and Barbarin, 1991a). 넷째 Chappell (1978)과 Chen *et al.* (1989, 1990)에 의해 제안된 잔류암(restite) 기원에

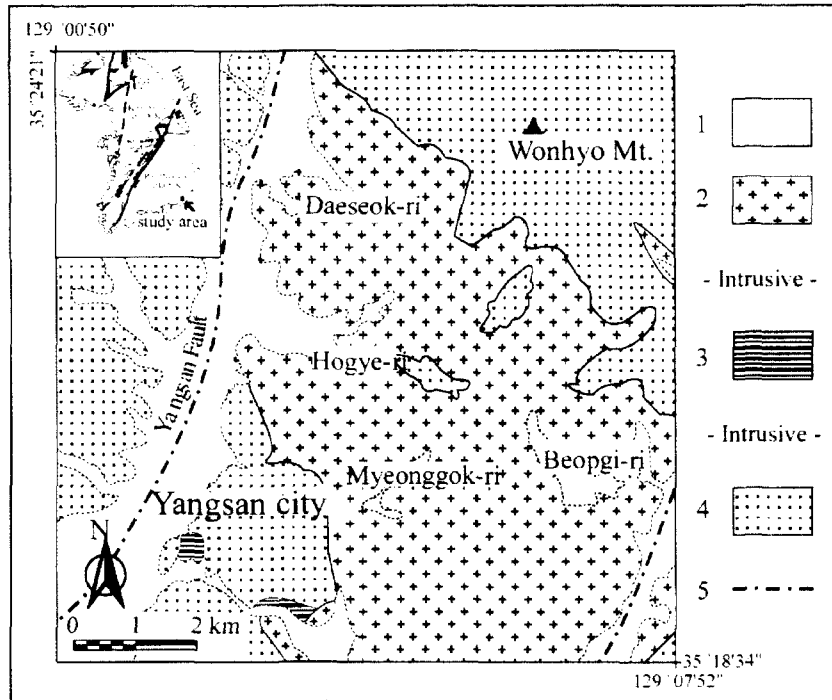


Fig. 1. Geological map of the study area (modified from Lee *et al.*, 1964; Son *et al.*, 1978). 1. alluvium; 2. granitic rocks; 3. diorite; 4. volcanic rocks; 5. fault.

의한 것으로, 염기성 미립 포획암은 화강암의 기원이 되는 암석 중 녹지 않은 포드(pod)로 해석된다. 이러한 포드는 용융이 일어나는 동안 멜트상태에 이르지 못하고 응집되어 남아 있는 것이다. 만약 염기성 미립 포획암이 정말로 잔류암 포드라면 White and Chappell(1977)의 잔류암 불혼합(unmixing) 모델과 일치할 것이며 화강암의 기원에 관한 중요한 정보를 우리에게 제공할 수 있다. 이러한 성인들 중 최근의 연구자들은 셋째와 넷째의 모델에 가장 관심을 가지고 있다.

이 논문에서는 경남 양산에 분포하는 화강암과 이에 포함된 포획암에 관한 암석기재학적, 광물화학적, 전암지화학적 자료를 분석하고, 이러한 자료들로부터 포획암과 화강암의 성인에 대하여 고찰해 본다. 그리고 서서히 냉각된 심성암에서 포획암에 관한 연구의 가장 보편적인 관심은 포획암과 화강암 사이에 일어난 성분교환에 있으므로(Holden *et al.*, 1987, 1991; Eberz and Nicholls, 1990; Dorais *et al.*, 1990; Elburg, 1996; Silva *et al.*, 2000), 화강암과 포획암의 성분변화, 그리고 누대 포획암(zoned enclave)의 중심부에서 화강암에 이르는 성분변화를 살펴볼 것이다. 더불어 연구 지역에 분포하는 포획

암이 위에서 제시한 4가지 성인중 어떤 성인에 의해 형성되었는지에 관해서도 논의하게 될 것이다.

지질개요

경상분지 동남부에 해당하는 양산시 원효산 지역은 백악기 화성활동이 일어났던 곳으로 원효산의 북부는 화산암이, 남부는 화강암이 분포하고 있다(그림 1). 원효산 남부에 분포하는 원효산 화강암류는 부산 금정산의 북쪽 연장선에 위치한다. 연구 지역은 행정구역상 경상남도 양산시 중심부, 동면, 용상읍, 상북면 일대와 부산광역시 기장군 철마면 임기리를 포함한다. 위도 상으로는 동경 129° 02' 30" ~ 129° 07' 52", 북위 35° 18' 34" ~ 35° 24' 21"에 해당한다. 연구지역에 관한 기존의 연구로는 원효산 북동부에 분포하는 화산암에 관해 성종규(1995)에 의한 연구가 있고, 남부에 분포하는 원효산 화강암에 관해 이민성과 강필종(1964), 차문성 외(1972), 손치무 외(1978), 황수진(1980), Lee(1994) 등에 의한 연구가 있다.

원효산 남부에는 백악기 유천층군의 화산암류와 불국사 관입암류 및 소규모의 섬록암이 분포하고

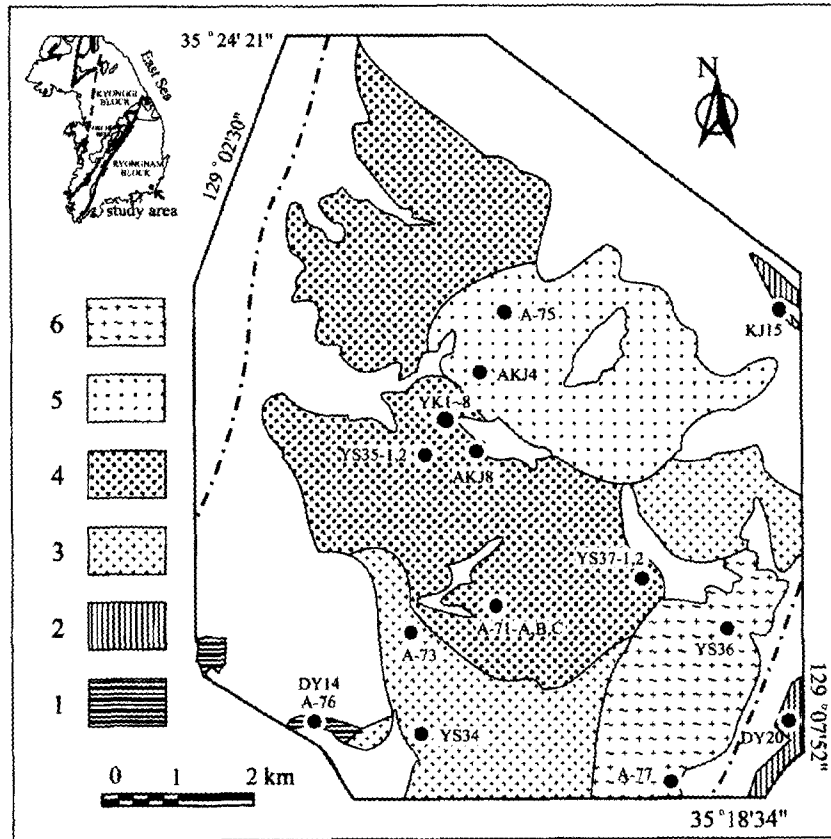


Fig. 2. The sampling sites and litho-facies map of the granitic rocks and diorite. 1. diorite; 2. granodiorite; 3. porphyritic granite; 4. enclave-rich porphyritic granite; 5. equigranular granite; 6. micrographic granite.

있다(이민성과 강필중, 1964; 손치무 외, 1978). 최하부층인 화산암류는 유산리, 소석리, 원효산 정상부, 양산북부 등산성 부근에 분포한다. 양산도폭(이민성과 강필중, 1964)과 동래·월내도폭(손치무 외, 1978)에서는 이들 화산암류를 주사산 안산암질암, 원효산 함각력 안산암질암, 장석 반암으로 기재하고 있는데, 성종규(1995)는 원효산 함각력 안산암질암을 데사이트질 응회암으로, 장석 반암을 유문암질 응회암으로 기재하였다. 불국사 관입암류는 본지역의 중앙부에 위치하며 화산암과 관입접촉관계를 가지고 있고 그 분포지는 양산시 어곡리, 대석리, 명곡리, 법기리, 등지이다.

도폭 조사자들(이민성과 강필중, 1964; 손치무 외, 1978)에 의하면 원효산 화강암류를 화강섬록암, 흑운모 화강암, 미문상 화강암, 그 외 반화강암질 산성 암맥류로 기재하였고, 차문성 외(1972)는 이를 양산화강암으로 명명하고 이를 다시 반상세립

화강암, 마이아를리틱 화강암, 화강섬록암, 혼성대로 세분하였다. 원효산 화강암류에 대한 지질연대는 Lee(1991)와 한국자원연구소(1995)에 의한 보고가 있다. Lee(1991)에 의한 원효산 화강암류의 Rb-Sr 전암연대는 70.6 ± 4.2 Ma이고 스트론튬 초생(비)값은 0.70531 ± 29 이다. 한국자원연구소(1995)에 따르면 흑운모의 K-Ar연대가 64, 63, 60 Ma, 알칼리장석의 K-Ar연대가 55, 52 Ma, 인회석의 피션트랙 연대를 36 Ma로 보고하고 있다. 인회석의 피션트랙 연대를 제외하고는 대략 71~52 Ma로서 백악기 말에서 제 3기초에 해당한다.

연구지역 화강암체의 큰 특징으로 원효산 화강암체의 중심부, 특히 양산대학과 대석 저수지, 법기 저수지 등지의 하천에는 다량의 포획암이 다양한 산출상태를 보이며 포획되어 있는데, 차문성 외(1972)에 의하면 원효산 화강암의 중심부에 넓게 분포하는 이러한 양상을 혼성대로 규정하고 간단한 언급

Table 1. Modal compositions of the representative samples from the study area.

Rock type	GD		PG		EPG		EG		MG		EN		ZEN						
	DY20	DY20-1	A-73	YS34	A-71-A	YS37-1	YS35	AK14	A-75	A-77	YS36	A-71-B	YS37-2	A-71-C	YK3	YK4	YK5	YK6	YK8
Quartz	21.1	22.9	31.6	32.7	32.2	34.4	31.8	39.9	41.3	38.9	30.8	22.6	7.3	11.9	19.7	18.2	21.2	23.5	17.2
K-feldspar	9.5	11	33.2	31.2	38.1	36.8	27.7	51.8	47.2	59.7	55.2	1.6	2.3	0.1	-	-	0.1	0	0.7
Plagioclase	61.8	57.8	32.5	31.4	28.0	26.9	35.2	7.4	9.8	0.4	13.4	56.8	69.4	67.4	52.8	62.1	58.9	53.7	63.2
Biotite	0.1	-	0.6	3.0	0.7	0.2	4.7	0.3	0.2	0.1	-	6.2	6.5	1.9	25.1	18.5	13.8	11.1	6.5
Amphibole	6.3	2.6	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	7.8	11.1	14.6	-	0.1	3.0	6.6	6.3
Clinopyroxene	-	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6	-	-	0.1	1.9	1.5
Epidote	0.1	-	0.1	0.1	0.1	tr.	-	-	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1	0.2	tr.	0.1	-	0.1	0.3
Chlorite	0.2	2.0	1.5	1.0	0.6	1.4	0.2	0.3	-	0.1	-	3.1	0.5	1.5	0.4	tr.	0.5	1.3	1.1
Zircon	0.1	-	-	-	-	tr.	tr.	tr.	tr.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr.
Opaque	1.3	1.3	0.5	0.6	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	1.2	2.1	1.1	0.5	0.4	1.2	0.8	1.0
Apatite	-	-	-	-	-	-	tr.	-	-	-	-	-	0.5	-	1.2	0.6	0.8	0.9	1.1
Others	0.4	0.1	-	-	-	-	0.1	-	1.1	0.1	-	0.4	-	0.4	-	-	-	0.1	tr.

Abbreviation. GD: granodiorite, PG: porphyritic granite, EPG: enclave-rich porphyritic granite, EG: equigranular granite, MG: micrographic granite, EN: enclave in enclave-rich porphyritic granite, ZEN: zoned enclave in enclave-rich porphyritic granite.

만 했을 뿐이다. 우리는 특히 이 포획암에 관심을 가지고 접근할 것이다. 김종선 외(1998)는 거제도 화강암질암에 포획되어 있는 포획암을 마그마 불균질 혼합에 의해 생성된 것으로 보고한 바 있으며, 김춘식 외(1999)는 원동지역에서 화강암체 내에 포함되어 있는 염기성 미립 포획암에 관한 암석기재와 자기 비등방성에 관한 연구를 한 바 있는데, 이들 또한 마그마 불균질 혼합에 의해 형성된 것으로 보고하였다. 그리고 울산 방어진 지역에도 염기성 미립 포획암에 대한 보고(김종선 외, 2000)가 있다. 경상분지에서 화강암에 포함되어 있는 포획암이 보고되면서 포획암의 특성과 성인에 관하여 관심이 모아지고 있으며, 화강암내에 존재하는 포획암은 화강암의 성인 연구에 있어 중요한 단서를 제공하는 것이 알려져 있다(김춘식 외, 1999).

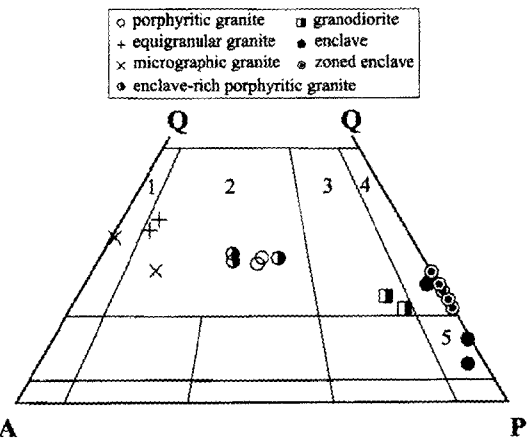
암석기재

양산시 원효산 남부에 분포하는 화강암질암은 구성광물의 조직과 함량 및 포획암의 유무에 따라 화강섬록암, 반상 화강암, 포획암을 함유한 반상 화강암, 등립질 화강암, 미분상 화강암으로 분류하였다(그림 2). 심성암을 모드분석(표 1)에 의한 Q-A-P 삼각도에 도시하여 보면 섬록암에서 화강섬록암 및 화강암의 범위에 해당됨을 알 수 있다(그림 3). 그리고 각 암상간의 접촉관계는 점이적인 경계를 가지거나, 직접적인 접촉경계를 확인하기는 어렵다. 연구지역에 분포하는 각 암상에 대한 특성은 다음과 같다.

섬록암

연구지역의 서남부인 내송리에 소규모로 발달한다. 암상변화가 심하며 섬록암에서 토날라이트 조성까지의 변화를 보이며 입자크기에서도 중립에서 세립질까지의 변화를 보인다. 그러나 우세한 암상은 암록색에서 암흑색이며 1~3 mm 사이의 입자크기를 가지는 반자형입상(hypidiomorphic granular) 조직을 보이고 구성광물은 사장석, 단사휘석, 각섬석, 소량의 석영 등으로 구성된다.

사장석은 1~3 mm 정도의 입자크기를 가지며 자형~반자형의 결정이 우세하고 다른 광물들에 비해 결정도가 좋은 편이며, 누대조직과 쌍정이 잘 관찰된다. 단사휘석은 1~2 mm 정도의 크기를 가지며 반자형~타형의 것이 우세한 편이다. 그리고 대부분의 단사휘석은 각섬석에 의해 교대되어 있으며 이



A **P**
Fig. 3. Quartz(Q)-alkali feldspar(A)-plagioclase(P) ternary diagram for the granitic rocks (after Streckeisen, 1976). 1. alkali feldspar granite; 2. granite; 3. granodiorite; 4. tonalite; 5. quartz diorite.

러한 잔존구조가 관찰된다. 소량의 석영은 입간을 충전하고 있으며 타형의 결정이 대부분이다. 불투명광물은 각섬석과 단사휘석 등의 유색광물의 포유물로 또는 주변에 우세하게 분포한다. 그리고 일부 유색광물들은 녹니석으로 변질되어 있다.

화강섬록암

화강섬록암은 연구지역 남동부의 임기리와 장흥저수지 부근에 분포한다. 본 암은 화산암과 관입접촉을 하며 암녹색을 띠고 있다. 자형~반자형의 사장석(장경 2~6 mm)을 반정으로 함유하는 반상 조직이 나타나는데 사장석의 모드 함량은 약 60%이다. 기질부는 1 mm이하의 입자 크기를 보이며 염기성 미립포획암과 유사한 조직을 보이는 부분이 존재한다.

본 암의 구성 광물은 장흥저수지에서 석영, 사장석, 정장석, 흑운모 등이고 단사휘석, 각섬석, 녹니석, 불투명 광물, 인회석이 소량 나타난다. 임기리에서는 조직은 유사하면서 유색광물로 각섬석만이 존재한다. 현미경 하에서 각섬석은 쌍정을 보이고 자형 또는 반자형으로 나타나는데 일부분이 녹니석으로 변질되어 있다. 사장석은 알바이트 쌍정과 누대구조를 보이고 부분적으로 견운모화 되어있다.

반상 화강암

반상 화강암은 본 역 북동부의 어곡리 지역과 남

부의 양산 대학 지역, 새터, 개곡리 등지에 분포한다. 담황색 내지 담색이고 야외에서 장경 5-7 mm인 타원형의 석영과 장석반정이 관찰된다. 현미경 관찰시 정장석은 퍼사이트 조직을 보인다. 사장석은 알바이트 쌍정이 잘 나타난다. 장석과 석영은 서로를 포유물로 가지며 사장석 입자 내에서는 석영이 포획되어 있고 석영 입자 내에는 사장석과 정장석이 모두 포획되어 있다. 유색광물로 흑운모가 존재하며 그 외 변질광물로서는 녹니석과 녹염석이 소량 나타난다.

포획암을 함유한 반상 화강암

본 암석은 연구 지역의 중앙부에 넓게 분포한다. 분포지는 양산시 대석리, 호계리, 명곡리, 법기리 일대이며 화강암 기질에 염기성의 포획암이 들어 있다. 포획암에 대한 설명은 아래에서 하기로 하고, 여기서는 모암 부분인 반상화강암에 대한 기재만 하기로 한다.

호계리에서는 화강암인 모암 부분이 석영과 사장석 반정을 함유하며, 정장석이 나타나는데 드물게 라파키비 조직을 보인다. 명곡리에서도 화강암인 모암에 원형 내지 타원형의 석영 반정이 관찰되는데 석영 반정 주위에는 세립의 각섬석과 녹니석이 둘러싸고 있다. 이는 김종선(1996)에 의하면, 염기성 마그마가 화강암질 마그마 속으로 주입될 때 염기성 마그마의 과냉각에 의해 이미 형성되어 있던 석영 반정에 염기성 광물인 각섬석이 급히 정출되어 나타나는 현상으로 설명된다. 법기리의 화강암 기질은 불균질한데 조립(4-5 mm)인 부분과 유색광물이 적고 반상 조직(반정의 크기: 약 2 mm)을 갖는 부분이 있다.

등립질 화강암

등립질 화강암은 연구지역의 북동부인 호계리 대밀마을과 월평리 사이의 산정상부에 분포한다. 담홍색을 띠며 입자가 1-3 mm의 중립이고 등립질이다. 본 암의 특징중 하나는 미문상 화강암과 함께 포획암을 거의 포함하지 않는 것이다. 거의 석영과 정장석으로 구성된 암석으로, 특히 사장석은 모드 분석 값이 7.8~9.8%로서 그 함량이 적다. 정장석은 풍화를 많이 받았고 칼스바드 쌍정과 퍼사이트 조직을 보이며 간극물질로 나타난다. 석영은 반자형이며 유색 광물은 거의 없는데 흑운모가 소량(약 0.2%) 나타나고 부성분 광물로는 저어론, 녹니석,

그외 불투명광물이 있다.

미문상 화강암

미문상 화강암은 법기리와 창기, 영천 등지에서 산출된다. 본 연구 지역의 동부에 해당하는데 이 지역은 암석의 풍화가 심하고 북쪽으로 갈수록 층적층이 넓게 발달하여 신선한 노두를 찾아보기가 힘들다. 정동 구조가 잘 발달되어 있으며, 석영과 장석의 반정을 가진 것도 있다. 또한, 등립질 화강암과 함께 포획암을 거의 포함하지 않는 것이 특징이다.

현미경하에서 미문상 조직(micrographic texture)이 잘 관찰되는데 일부 지역에서는 암석의 90% 이상이 미문상 조직으로 구성된 것도 관찰된다. 유색광물은 0.3%이하로 거의 찾아보기가 힘들고 주 구성 광물은 석영과 정장석이다. 반정을 함유한 시료에서 정장석은 풍화가 매우 심한 반면 석영은 신선하게 나타난다. 석영은 타형이 우세하다. 그 외에 소량의 흑운모, 각섬석, 녹니석, 갈렘석(allanite), 불투명 광물 등이 관찰된다.

포획암(enclave)

포획암이란 땅의 일부 또는 다른 암석에 의해 완전히 둘러싸인 영역이라는 뜻이다. 지질학에서는 마그마 기원의 암석에 포함되어 있는 이질의 물질을 의미하며, 프랑스 광물학자인 Lacroix(1890)에 의해 화산암에 포함되어 있는 포획암이 연구되었고, Didier(1973)에 의해서 널리 사용하게 되었다. 한국에서도 조동룡, 권성택(1994)에 의해 '염기성 포획체'라는 용어가 사용되었고, 김종선(1996)은 거제도 화강암에 염기성 미립 포획암이 다량 포함되어 있으며 이는 마그마 혼합에 의한 결과라는 보고를 하였다.

원효산 남부에 분포하는 화강암체에서는 주로 중심부에서 염기성 포획암이 반상화강암에 포함되어 나타나며 그 산출지역과 산출양상은 다음과 같다. 연구 지역의 포획암은 그 형태와 크기가 매우 다양하다. 대체로 타원형이 우세하며 아원형, 불규칙적인 것 등이 있다. 그 크기 또한 다양한데 일반적으로 10~100 cm의 것이 우세하며, 범위는 약 0.5 cm에서 5 m에 이른다. 반상화강암인 모암과의 경계부는 뚜렷한 편이다.

호계리에서는 포획암의 광물입자 크기가 모암과의 경계부로 갈수록 세립화 경향을 보인다. 포획암은 풍화시에 담녹색으로 신선한 경우에는 암회색으

로 보인다. 또 장경 6-7 mm의 침상광물(주로 각섬석이며 흑운모도 포함됨)을 함유한다. 포획암의 광물입자 크기는 1~3 mm가량인데, 모암에서 유입된 것으로 보이는 5~10 mm정도의 타원형 석영 반정이 종종 들어 있다.

법기리는 네 지역 중에서 포획암의 함량이 가장 많은 곳이다. 화강암 기질의 약 60%가량이 포획암이다. 포획암과 기질인 화강암이 섞여서 섬록암과 같은 양상을 보이는 부분도 있다. 포획암은 길면서 둥근 사각형이 많고 도넛 모양이나 둥근 모양도 있다. 이 지역에도 세립질인 포획암과 침상의 유색 광물을 포함하는 포획암이 나타난다.

명곡리 읍지마을 하천에는 다량의 포획암을 포함하는 화강암체가 나타난다. 포획암의 면적은 전체의 약 40%를 차지한다. 이 지역 하천 바닥에서는 다양한 포획암 형태가 나타나며 모암과 포획암을 가로지르거나 포획암 속에 들어 있는 석영과 장석을 관찰 할 수 있다. 포획암에는 침상의 각섬석이 잘 관찰되며, 모암과의 경계부는 뚜렷하다. 명곡리의 양지마을쪽으로 가면서 포획암의 양이 많아지고 크기 또한 커진다. 양지마을 주변의 하천에서는 포획암의 양상중 중심부는 침상이고 연변부로 갈수록 세립화되는 포획암이 관찰되는데 이는 원효산 남부에 나타나는 포획암에서 전반적으로 나타나는 양상이다. 이와 같은 포획암을 누대 포획암으로 명명하고 아래절에서 보다 자세히 알아보겠다. 그러나 포획암의 산출상태가 모두 중심부는 침상, 연변부는 세립의 현상을 보이는 것은 아니며 이들이 각각의 포획암으로 나타나기도 한다.

대석리에서는 대석저수지의 줄기를 타고 상부로 가면서 하천바닥에 많이 포함된 포획암을 볼 수 있다. 양상은 명곡리나 법기리와 비슷하다. 고도가 조금 더 높은 부분인 홍릉폭포 부근에서 포획암을 함유한 반상화강암과 화산암의 경계가 나타난다.

연구지역의 포획암은 산출상태가 약간은 다른 세 종류의 포획암을 포함한다. 야외산상으로 전체적으로 세립인 포획암과 침상광물(흑운모와 각섬석)이 우세한 포획암 및 누대포획암이 나타난다. 모두 관찰시 세립으로 보이는 포획암도 현미경하에서는 침상광물을 포함하는데 이는 육안관찰시 침상의 광물을 가지는 포획암의 침상광물과는 크기와 다색성에서 다소 차이가 있다. 전체적으로 세립인 포획암에서 침상광물의 크기는 대부분 1~3 mm의 것들이 우세하고, 간혹 6~7 mm의 것들도 관찰된다. 각섬석은 자형으로 나타난다. 석영 내부에 사장석이 포획된 부분이 있으며, 사장석은 래스상으로 진동누대

를 보이는 것들이 관찰되고, 알바이트 쌍정이 나타난다. 포획암에는 특징적으로 침상 인회석이 잘 관찰되는데 이는 과냉각 환경에서의 빠른 성장(Wyllie *et al.*, 1962)과, 마그마 혼합과정의 증거(Hibbard, 1995)에 의한 것으로 알려져 있다. 모두 관찰시 침상광물이 우세한 포획암에서 침상광물(흑운모와 각섬석)의 크기는 대체로 5~10 mm것들이 많고, 어떤 것들은 25 mm에 달하는 것들도 있다. 기질부에서는 래스상의 사장석이 나타나고 누대 구조를 보인다. 각섬석은 벽개가 두 방향 모두 잘 나타나고 흑운모를 포획하기도 한다. 소량 나타나는 광물로는 녹염석, 녹니석, 인회석이 있다. 그리고 화강암에 비해서 불투명광물의 함량이 많다. 모드분석에 의하면 석영 섬록암에 해당한다. 누대 포획암은 연변부에서 중심부로 광물조성 및 조직의 변화를 보이는 종류를 말한다. 중심부로 갈수록 입자크기가 증가하며 유색광물의 조성이 연변부에서는 흑운모, 중심부에서는 단사회석, 각섬석, 흑운모의 조성을 보인다.

이상의 포획암의 형태와 크기, 모암 기원으로 판단되는 포획암내의 반정, 모암과의 뚜렷한 경계와 같은 산출상태의 증거와 석영을 둘러싸고 있는 각섬석, 침상 인회석, 침상의 각섬석과 흑운모, 라파키비 조직 등의 현미경적 특징은 여러 저자들(김종선 외, 1998; Didier, 1973; Vernon, 1984, 1990; Holden *et al.*, 1987, 1991; Didier and Barbarin, 1991a; Barbarin and Didier, 1992)에 의해 보고되고 있는 마그마 불균질 혼합에 의해 형성된 포획암의 기재적인 증거와 잘 일치한다.

누대 포획암(zoned enclave)

누대 포획암은 포획암의 구성광물이 입자크기가 다른 두 개의 영역을 가지는 포획암을 지칭하며, 연구지역에서는 보통 30~500 cm 내외의 크기를 가진다. 이와 같은 누대 포획암은 포획암 중에서도 크기가 큰 것들에서 잘 관찰되는데, 이는 크기가 큰 포획암에서는 포획암이 한꺼번에 전체적으로 냉각되지 않고 연변부에서 먼저 냉각이 되고, 중심부로 가면서 점차 천천히 냉각이 일어난 결과로 판단된다. 연변부는 세립의 등립질 조직을 가지며 중심부로 가면서 침상의 흑운모와 각섬석이 육안으로 관찰된다. 대체적으로 연변부에서 중심부로 가면서 색깔이 흑회색에서 회백색으로 열어지고, 광물의 입자크기가 증가하며 침상의 흑운모와 각섬석의 입자크기도 함께 증가한다. 그리고, 포획암의 크기가 클

수록 중심부의 입자 크기가 증가하는 경향을 가진다. 연변부의 폭은, 포획암의 크기가 1~2 m 이상인 경우는 20~50 cm 내외이며, 1 m 이하인 경우에는 1~10 cm 이내의 작은 폭을 가진다. 이러한 폭의 변화는 포획암의 과냉각정도 차이에 의한 것으로 판단된다.

중심부에서는 사장석을 포함하는 석영의 포이킬리틱 조직과, 석영과 침상의 흑운모와 각섬석의 반정을 포함하는 반상조직이 특징적으로 발달한다. 누대 포획암은 호제리 대밀마을 석굴암 부근과 명곡리 양지 마을 부근에서 많이 분포한다. 이러한 양상은 염기성 마그마와 산성 마그마가 접하게 되면서 염기성 마그마의 과냉각에 의해 연변부가 형성되고, 중심부는 화강암질 마그마와 열적 평형상태에 도달되면서 상대적으로 천천히 냉각이 진행되어 형성되었다는 것을 지시한다. 그리고, 이러한 연변부는 포획암과 화강암이 빨리 평형상태에 도달하는 것을 막는 열적장벽의 역할을 한 것으로 판단된다. 이는 포획암의 중심부로 가면서 입자크기가 커지며, 석영의 포이킬리틱 조직이 나타나는 것과 잘 일치한다. 유색광물의 함량변화는 연변부에서 흑운모만이 산출되고 중심부로 가면서 육안으로 침상광물의 관찰이 가능해지는 지점에서부터 각섬석이 출현하여 흑운모, 각섬석, 단사휘석이 산출된다. 대부분의 단사휘석은 각섬석과 흑운모로 교대되어 있으며, 각섬석도 흑운모로 교대되어 있다. 그러나 연변부에서는 흑운모만이 산출되며, 이러한 교대는 나타나지 않는다.

포획암 연구에 있어 가장 보편적인 관심은 포획암과 화강암 사이에 일어난 성분교환에 있다(Holden *et al.*, 1987, 1991; Eberz and Nicholls, 1990; Dorais *et al.*, 1990; Elburg, 1996; Silva *et al.*, 2000). 이러한 관점에서 크기가 크고 누대가 되어 있는 포획암의 중심부에서 화강암쪽으로의 암석기재적, 광물학적, 지화학학적 변화 양상은 포획암과 화강암의 성분교환을 알아보는데 중요한 자료를 제공할 것이다. 누대 포획암의 연변부에서 중심부로 코어 샘플 채취기를 이용하여 일정한 간격으로 시료를 채취하여 조직을 관찰해보면(표 1), 연변부에서는 석영의 입자크기가 0.3~2.5 mm 정도의 범위를 보이며, 중심부로 가면서 2.5~6.5 mm 입자크기 변화를 보인다. 그러나, 사장석과 흑운모는 0.2~0.6 mm 내외의 입자크기를 가지며 큰 변화를 보여주지 않는다. 단지 중심부로 가면서 사장석의 장축/단축의 비가 약간 감소하는 경향을 보여준다. 이와 같은 조직의 변화는 중심부에서의 온도가 사장석이

정출되는 온도 이하로 급격하게 떨어지고 이후로는 연변부가 열적장벽으로 작용하여 중심부에서는 석영과 침상의 각섬석과 단사휘석의 성장이 계속되었던 것으로 판단된다. 또한 중심부의 석영, 각섬석, 단사휘석의 크기가 화강암의 광물입자 크기보다 큰 것으로부터 X_{H2O}의 상대적인 증가도 수반되었을 가능성을 보여준다.

광물 화학

연구지역에 분포하는 화강암과 포획암의 광물 성분을 알기 위해서 고려대학교 전략광물자원연구소에서 전자현미분석(EPMA)을 실시했다. 기종은 JEOL superprobe JXA-8600SX이고, 분석 가속 전압은 15 kV이고, 조사 전류 10 nA, 빔 직경 5 m의 조건으로 실험했다. 그리고 박편은 200~300Å의 탄소 코팅후 사용했으며 얻은 자료는 JAF보정을 하여 사용하였다.

사장석

포획암내의 사장석 조직은, 암석기재 부분에서 밝힌 내용이 Hibbard(1981)와 Hibbard and Watters (1985)에 의해 마그마 혼합의 증거로 해석되어진 것들과 유사하다. 포획암내의 사장석의 조성변화를 알아보기 위하여 세 미립 포획암(크기: A-71-B(50 cm), A-71-C(20 cm), AKJ-8(100 cm))의 사장석과 화강암의 누대 사장석 성분을 분석하였다(표 2). 크고 작은 포획암내의 사장석 결정은 전형적인 누대 사장석이며 칼식(calcic) 중심부(An₃₆₋₄₅)와 소딕(sodic) 연변부(An₁₅₋₂₀)의 성분을 가지며 포획암내의 사장석 성분을 대표한다(그림 4). 화강암에서의 사장석 입자는 약한 진동누대를 가지며 알바이트에서 올리고클레이스(An₉₋₂₄) 조성을 가진다. 포획암내 사장석 연변부의 조성은 화강암내의 사장석 조성이 유사하

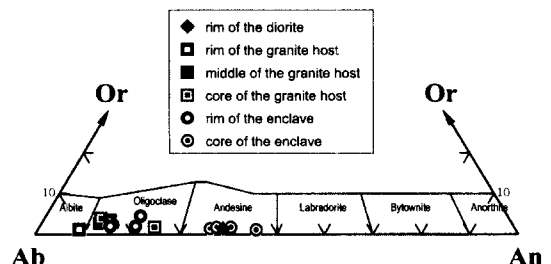


Fig. 4. Or-Ab-An triangular diagram for the plagioclase from the granitic rocks, enclaves and diorite.

Table 2. Chemical compositions and structural formulae of zoned plagioclases of the representative samples from the study area.

Rock Facies	DI	GD			EPC			EN			
		A-76	DY20	YS37-1	A-71-A	A-71-B	A-71-C	A-71-C	AKJ8		
Location	rim	core	middle	rim	core	middle	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	57.64	60.42	60.26	60.29	64.83	65.38	64.90	65.43	63.78	63.19	63.13
Al ₂ O ₃	25.39	23.89	23.87	24.22	20.81	20.67	21.26	20.74	25.66	22.67	22.55
FeO*	0.36	-	0.36	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7.76	6.00	6.26	6.13	2.54	1.76	2.74	2.55	7.21	4.03	3.94
Na ₂ O	6.81	7.64	7.70	7.53	9.86	10.22	9.17	9.89	7.03	8.72	8.34
K ₂ O	0.24	0.34	0.55	0.63	0.69	0.19	0.61	0.49	0.23	0.34	0.70
Total	98.19	98.28	99.00	98.80	98.72	98.22	98.68	99.09	100.66	98.30	98.66
Si	10.51	10.92	10.86	10.86	11.58	11.67	11.06	11.62	10.69	11.44	11.29
Al	5.45	5.08	5.07	5.14	4.38	4.35	4.96	4.46	5.34	4.57	4.75
Fe ²⁺	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.52	1.16	1.21	1.18	0.49	0.34	0.94	0.52	1.37	0.58	0.76
Na	2.41	2.68	2.69	2.63	3.42	3.54	2.91	3.17	2.41	3.25	2.89
K	0.06	0.08	0.13	0.14	0.16	0.04	0.07	0.14	0.05	0.10	0.16
					cations per 32 oxygens						
Ab	60.50	68.40	66.80	66.40	84.20	90.30	82.70	85.10	63.00	82.70	76.00
An	38.10	29.60	30.00	29.90	12.00	8.60	13.70	12.10	35.70	14.80	19.80
Or	1.40	2.00	3.20	3.60	3.80	1.10	3.60	2.80	1.40	2.40	4.20
					mole percent (%)						
					74.20	82.70	85.10	85.10	63.00	82.70	76.00
					24.00	13.70	12.10	12.10	35.70	14.80	19.80
					1.80	3.60	2.80	2.80	1.40	2.40	4.20

Abbreviations are the same as those in Table 1. DI: diorite, *Total Fe as FeO.

Table 3. Chemical composition and structural formulae of biotites and amphiboles of the representative samples from the study area.

Biotite					Amphibole			
Rock facies	PG	EPG	EN		Rock facies	GD	EN	
Sample No.	A-73	A-71-A	A-71-C	AKJ8	Sample No.	DY20	A-71-B	A-71-C
SiO ₂	35.73	36.51	36.26	35.54	SiO ₂	48.80	47.27	48.89
TiO ₂	4.07	3.99	3.54	4.22	TiO ₂	1.28	0.92	1.06
Al ₂ O ₃	12.39	12.46	12.79	12.56	Al ₂ O ₃	6.19	4.90	5.07
FeO*	20.85	21.32	21.96	20.66	FeO*	14.74	15.94	16.80
MnO	0.78	1.00	0.88	0.68	MnO	0.50	1.50	1.30
MgO	10.17	9.80	9.33	9.82	MgO	13.73	12.12	12.03
Na ₂ O	0.51	0.24	0.39	0.33	CaO	10.5	10.76	10.66
K ₂ O	9.78	10.16	10.35	9.85	Na ₂ O	1.75	1.49	1.46
Total	94.28	95.48	95.50	93.66	K ₂ O	0.40	0.52	0.45
					Total	97.91	95.41	97.71
	cations per 22 oxygens					cations per 23 oxygens		
Si	5.38	5.44	5.42	5.38	Si(T)	7.12	7.18	7.24
AlIV	2.20	2.19	2.25	2.24	Al(T)	0.88	0.81	0.76
					Fe ³⁺ (T)	0.00	0.01	0.00
Ti	0.46	0.45	0.40	0.48	Al(C)	0.18	0.06	0.13
					Fe ³⁺ (C)	0.40	0.34	0.36
Fe ²⁺	2.63	2.65	2.75	2.62	Ti(C)	0.14	0.11	0.12
					Mg(C)	2.99	2.74	2.66
Mn	0.10	0.13	0.11	0.09	Fe ²⁺ (C)	1.26	1.66	1.66
					Mn(C)	0.03	0.10	0.08
Mg	2.28	2.18	2.08	2.22	Fe ²⁺ (B)	0.14	0.02	0.06
					Mn(B)	0.03	0.10	0.08
Na	0.15	0.07	0.11	0.10	Ca(B)	1.65	1.75	1.69
					Na(B)	0.19	0.13	0.16
K	1.88	1.931	1.98	1.90	Na(A)	0.31	0.30	0.26
					K(A)	0.08	0.10	0.09
MgO/FeO*	0.49	0.46	0.42	0.48	MgO/FeO*	0.93	0.76	0.72

Abbreviations are the same as those in Table 1.

*Total Fe as FeO

다는 것은 연변부가 화강암질 마그마로부터의 영향을 받아 결정화되었다는 가설을 지지한다(표 2, 그림 4). 이러한 양상은 엽기성 마그마로부터 기원된 포획암내의 잔류액체가 부분 결정화되어 형성된 것이거나, 또는 열적평형에 의해 화강암질 마그마의 주성분원소 조성과 유사하게 되면서 만들어진 것으로 설명된다(Bacon, 1986). Dorais *et al.*(1990)등에 의하면, 마그마 불균질 혼합을 지시하는 포획암내에서 사장석의 주성분원소 조성뿐 아니라, 미량원소 조성도 화강암질 모암의 사장석과 유사함을 보여주었다. 심성암체내의 칼식한 사장석 중심부는 초기의 침전이나 마그마혼합에 의해 형성되거나 또는 분해된 restite를 대표한다(Bateman and Nokleberg, 1978; Bateman and Chappell, 1979; Bateman, 1983; Noyes *et al.*, 1983; Hibbard and Watters, 1985). 연구지역 사장석의 조성중 가장 뚜렷한 양상은 포획암에서 사장석의 누대 조직을 가지지만 An₂₀₋₃₀ 사이의 조성 영역을 보이지 않는다는 것이다(표 2). 잔류암 불혼합 모델에 따르면 포획암과

용융된 용액사이의 평형용융을 주장한다. 그러므로 이러한 성분상의 공백을 설명하기는 어렵다. 그리고 포획암이 초기에 형성된 연변부 기원이나 초기 결정의 축적으로 본다면 포획암내의 연변부는 포획암과 화강암 사이의 확산(diffusion)에 의해 형성되었을 가능성이 있다. 따라서 아래에서 확산의 가능성을 살펴보았다.

포획암과 화강암의 사장석 연변부의 유사성으로부터 이들이 같은 마그마는 아닐지라도 유사한 멜트로부터 연변부가 결정화되었음을 추정할 수 있다. 대체적인 멜트의 화학적 유사성은 화강암과 포획암의 잔류용액이 확산에 의해 평형상태에 도달했거나, 포획암과 화강암의 마그마 혼합에 의한 결과로 판단된다. 두 가능성 사이의 선택은 양이온 확산 계산에 의해 구해진다. 확산에 의한 특정 원소의 균질화 시간은 방정식 $t = a^2/D$ 로 표현되며, 이때 t 는 초, a 는 구의 반지름, D 는 확산계수로 단위는 cm^2/sec (Crank, 1975)이다. 확산계수는 마그마의 조성과 온도의 함수로 원소종류에 따라 변화하며

대부분의 원소들이 잘 알려져 있지 않다. 만약 산암질 유체에서 D_{Si} 이 $\sim 10^{-9}$ - 10^{-10} cm²/sec(이 값은 Hofmann(1980)의 자료에서 외삽에 의한 것임)이고, 심성암체의 온도가 900°C면, 10 cm 크기의 포획암내의 잔류액체의 간극 균질화 시간은 300~3000년 정도이다. 이러한 시간은 작은 포획암내의 잔류액체가 균질화되는데 걸리는 시간으로 추산할 수 있지만 직경이 1 m보다 큰 포획암의 잔류액체가 균질화 되는데 걸리는 시간은 만에서 십만년정도 걸린다는 것을 의미한다(Dorais *et al.*, 1990). 이러한 시간은 큰 포획암내의 사장석 연변부의 기원을 확산에 의한 결과로 보기에 너무 큰 값이다. 따라서 포획암내의 이들 사장석이 초기에 형성된 연변부 기원이나 초기 결정의 축적 또는 잔류암에 의해 형성된 것으로 보기는 어렵다.

흑운모와 각섬석

산화물로 분석되는 분석치를 Minpet 프로그램을 사용하여 원소 값을 산출하고 광물 분류 도표에 도시했다(표 3, 그림 5). 반상 화강암, 포획암을 함유한 반상 화강암, 포획암에 들어 있는 흑운모를 분류하면 금운모(phlogopite)와 애나이트(annite)의 중간 성분이다. 그리고 Al(IV)는 2.05~2.11의 값을 갖는다. 연구 지역의 화강섬록암과 염기성 미립 포획암 내에서만 각섬석이 출현하는데, 각섬석 성분을 분류해 보면 칼식 각섬석 그룹(calcic amphibole group)에 해당하며, 그 중 마그네시오 각섬석(magnesian-hornblende)에 해당한다. 포획암과 화강암내의 각섬석이 같은 영역에 도시되며 비슷한 조성을 가지고 있음을 알 수 있다.

Barbarin(1986)은 포획암과 이들을 직접 접하는 모암내의 흑운모와 각섬석은 조성적으로 구별할 수 없음을 보고했다. 그리고 그는 포획암내의 각섬석과 흑운모가 그들의 모암과 같은 마그마 환경에서 평형을 유지했다고 결론지었다. 본 연구에서도 포획암과 화강암내의 흑운모와 각섬석에서 유사한 결과를 보여준다. 포획암과 화강암은 직접 접하게 되면서 잔류액체 혹은 혼성 마그마의 평형상태를 이 끌었으며, 이로 인해 각섬석과 흑운모에서 낮은 MgO/FeO의 조성을 가지면서 재평형을 취하게 했다. 이와 유사한 과정이 Helz(1979)에 의해 각섬석의 평형정출에서 인지되었는데, 그는 심성암체내에서 각섬석의 Na, K의 함량은 액상선(liquidus)부근에서 결정되는 것이 아니라, 마그마가 완전히 고화되기까지 잔류액체의 평형에 따라 변화됨을 보여주

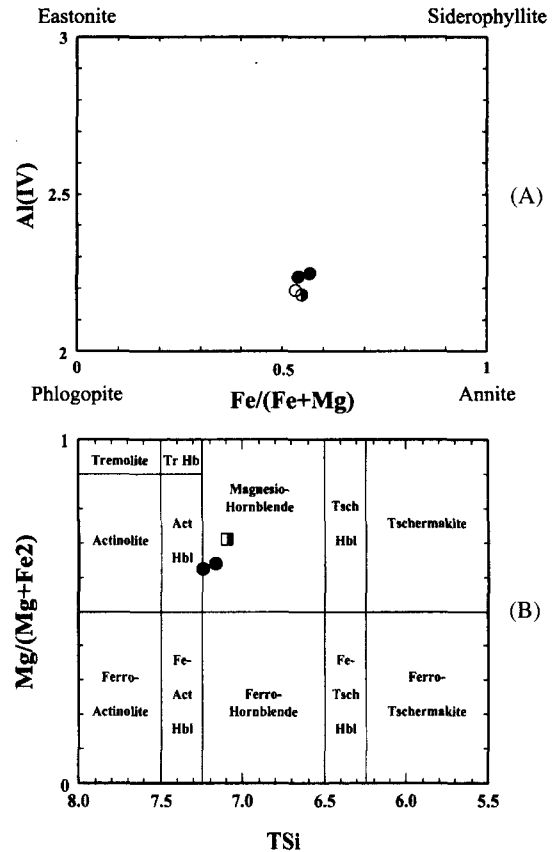


Fig. 5. (A) Classification of biotite in according to Al(IV) vs. Fe/(Fe+Mg). (B) Classification of calcic amphiboles in according to Mg/(Mg+Fe²⁺) vs. TSi(IV) (Leake and Winchell, 1978). (Na+K)A<0.5, Ti<0.50. Symbols are the same as those in Fig. 3.

었다.

각섬석을 지압계로 사용하는 예가 있지만 본 지역에서는 각섬석이 제한적으로 나타난다. 하지만 본 논문에서 제시하는 것처럼 포획암의 생성이 화강암질 마그마와 염기성 마그마의 불균질 혼합에 의한 결과라면 염기성 포획암의 정치, 고화 압력은 화강암과 유사할 것이다. 그러므로 염기성 포획암과 화강섬록암에 대해서 Schmidt(1992)에 의한 지압계 계산식 $p(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{T}}$, $r^2 = 0.99$ 을 적용하면 화강섬록암에서 2.52 kbar, 포획암에서 1.23 kbar와 1.13 kbar의 값을 보여준다. 그렇지만 일반적으로 각섬석 지압계는 2 kbar이상의 압력에서만 성공적으로 적용될 수 있으므로, 계산된 압력이 실제의 압력을 정량적으로 나타낸다고 볼 수는 없다. 따라서 마그마 불균질 혼합은 대략적으로 2 kbar

보다도 낮은 압력하에서 일어난 것으로 판단된다.

염기성 단성분(Mafic end-member)

마그마 불균질 혼합에 관한 논의에 있어 염기성 마그마의 단성분을 찾는다는 것은 매우 중요한 일이다. 왜냐하면 염기성 단성분의 성분과 조직, 구성 광물 등에 관한 내용은 화강암질 마그마와의 마그마 혼합시 일어나는 상호작용에 관한 정량화 작업에 많은 정보를 제공할 수 있기 때문이다. 먼저 연구지역에 분포하는 섬록암을 후보로 볼 수 있다. 섬록암의 야외상상과 육안 관찰 결과는 화강암과 직접 접하는 노두가 없고 염기성 미립 포획암에 많이 포함되어 있는 침상의 각섬석과 흑운모가 잘 관찰되지 않는 점 등으로 화강암과의 마그마 불균질 혼합을 일으킨 염기성 단성분으로 보기에는 어려운 점이 있다. 그러나, 연구지역의 화강암과 인접하여 분포하고 있으며, 포획암의 광물 조합과 유사한 광물 조합을 하고 있다. 한편, 포획암을 구성하는 조암광물 중 침상의 각섬석과 흑운모는 화강암과 직접 접하여 과냉각에 의하여 생성되었다고 판단한다면, 섬록암을 화강암질 마그마와 염기성 마그마와의 불균질 혼합에 관련이 있는 암체로 판단할 수 있다. 따라서, 염기성 단성분으로 연구지역에 분포하는 섬록암을 후보로 생각할 수 있지만 Blake and Koyaguchi(1991)와 Fourcade and Javoy(1991)등에 의하면 심성암에서는 재평형(re-equilibrium)에 의해 마그마 혼합의 염기성 단성분을 대표하기는 어렵다고 했다.

원효산 화강암내에 분포하는 포획암의 모마그마에 해당하는 염기성 마그마의 관입은 화강암질 마그마의 관입 이후 조암광물들의 정출작용중에 일어난 사건이므로, 원효산 화강암체의 관입 연대, Rb-Sr 전암연대, K-Ar 흑운모연대가 나타내는 폐쇄온도의 차이가 대략 300°C 정도임을 고려한다면 염기성 마그마의 주입 시기는 70 Ma 전후가 가장 유력하다고 할 수 있을 것이다.

연구지역에는 상당한 양의 포획암이 분포하고 있으며, 경상분지에 분포하는 많은 지역의 화강암체 내에도 분포하는 것으로 알려져 있다(김종선 외, 1998; 김춘식 외, 1999; 김종선과 이준동, 2000; 김종선 외, 2000). 한편, 경상분지 화강암은 천소관입 화강암으로 알려져 있다. 그러므로 화강암질 마그마와 불균질 혼합을 일으킨 염기성마그마 중 일부가 화산암으로 분출하였을 가능성은 충분히 있다고 판단된다. 포획암의 조직을 살펴보면 세립의 등립

질이 우세하며, 화강암에서 기원된 것으로 판단되는 반정을 제외하면 포획암 자체의 반정은 거의 산출되지 않는다. 따라서 연구지역과 인접한 화산암 중 관입연대가 포획암의 주입시기와 유사하면서, 안산암질 내지 현무암질 비반상(aphyric) 용암을 찾는 것이 이러한 가능성을 확인하는 점에 있어 가장 타당하다고 판단된다.

김춘식 외(1998)에 의한 신불산-영취산 일대에 분포하는 백악기 화산암류의 연구에서 화산암의 층상상 가장 하부에 분포하는 현무암질 안산암 용암을 비반상 용암과 반상조직을 가지는 용암으로 구분하고 있다. 자세한 암석기재적인 내용은 김춘식 외(1998)를 참고하기 바란다. 이들 중 비반상 용암에 대한 K-Ar 전암 연대측정 결과를 69.6 ± 3.4 , 65.9 ± 3.2 Ma로 보고하였다. 원효산 화강암체와 마그마 불균질 혼합을 일으킨 염기성 마그마의 주입시기를 70 Ma 전후로 본다면 비반상 용암이 나타내는 분출시기와 잘 일치한다. 그리고 원효산 화강암체와 신불산-영취산 일원의 화산암이 지역적으로 인접하여 분포하는 점, 비반상 현무암질 안산암 용암이 반정을 거의 가지고 있지 않은 점, 포획암이 세립에 등립질인 점 등은 현무암질 안산암 용암이 포획암의 염기성 단성분으로서의 많은 가능성을 가지고 있음을 시사한다. 따라서, 연구지역에 분포하는 섬록암과 신불산-영취산 일원에 분포하는 비반상 현무암질 안산암 용암의 자료와 연구지역 화강암체와 포획암의 지화학적 자료를 함께 살펴봄으로써 위의 두 암석에 관한 단성분으로서의 가능성도 검토해 보고자 한다.

암석화학

연구 지역의 시료 중 대표적인 암석 시료 19개와 누대 포획암 7개를 기초과학 지원 연구소 서울분소에 의뢰하여 주성분원소와 미량원소 분석을 실시하였다. 주성분 원소는 Philips PW1480 X-ray Fluorescence Sequential Spectrometer기종의 X선 형광 분석기를 사용하였으며 분석시 측정강도를 얻기 위해 40 kV의 전압과 30 mA의 전류조건에서 실시하였다. 시편은, 950°C에서 연소시킨 시료와 di-lithium tetraborate(Li₂B₄O₇)를 1:5로 혼합하여 automatic bead machine으로 1200°C에서 용해시켜 glass bead를 제작하여 분석에 이용했다. 검정(calibration)에 이용된 표준물질은 MBH analytical의 표준물질이며 950°C에서 30분 이상 가열시킨 후 표준시편을 제작했다. 미량원소를 측정하기 위해 Jobin Yvan

Table 4. Major element and CIPW norm compositions of the representative samples from the study area.

Rock Facies	AL			DI			GD			PG			EPG			EG	
	Sample No.	YB07	YB25	DY14	A76	DY20	KJ15	YS34	A73	YK-1	A71-A	YS35-1	YS37-1	A75	AK4		
SiO ₂	54.29	54.68	58.50	58.86	67.33	69.27	74.09	73.62	74.33	76.08	74.42	74.59	77.40	76.25			
TiO ₂	1.07	1.03	0.88	0.88	0.46	0.43	0.20	0.20	0.28	0.15	0.19	0.17	0.11	0.15			
Al ₂ O ₃	17.42	17.15	16.35	16.50	15.67	14.99	13.34	13.87	13.31	12.81	13.16	13.27	11.61	12.52			
Fe ₂ O ₃ *	8.99	8.62	7.85	7.49	4.17	3.48	2.20	2.06	2.23	1.39	2.08	1.69	1.42	1.80			
MnO	0.17	0.16	0.21	0.18	0.08	0.06	0.07	0.06	0.10	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04			
MgO	3.89	3.84	3.25	3.10	1.13	1.00	0.24	0.24	0.49	0.24	0.34	0.25	0.03	0.03			
CaO	8.11	8.41	5.78	5.83	3.19	2.66	0.87	0.90	1.59	1.20	0.93	1.02	0.52	0.49			
Na ₂ O	3.47	3.52	3.40	3.75	3.97	4.18	4.21	4.34	3.40	2.73	3.41	3.22	3.28	3.52			
K ₂ O	1.27	1.14	1.87	1.69	2.97	2.96	3.67	3.69	4.08	5.21	4.66	4.51	4.25	4.72			
P ₂ O ₅	0.23	0.21	0.24	0.27	0.13	0.10	0.05	0.04	0.09	0.04	0.05	0.04	0.02	0.01			
LOI**			1.21	0.99	0.60	0.31	0.46	0.47	0.41	0.33	0.44	0.76	0.94	0.16			
TOTAL	100.17	99.81	99.55	99.54	99.70	99.43	99.41	99.69	100.30	100.22	99.74	99.57	99.61	100.06			
Q	5.49	6.08	12.0	11.6	22.9	25.3	32.7	31.4	34.0	36.8	33.6	35.8	40.8	35.9			
Or	7.6	6.83	11.3	10.2	17.8	17.7	22.0	22.	24.2	30.9	27.8	27.0	25.5	28.1			
Ab	29.66	30.12	29.4	32.4	34.0	35.7	36.0	37.1	28.8	23.1	29.1	27.6	28.1	29.9			
An	28.48	27.93	24.4	23.7	15.3	12.8	4.1	4.3	7.4	5.7	4.4	4.9	2.5	2.4			
C	-	-	-	-	0.4	0.3	1.0	1.2	0.6	0.6	0.9	1.3	0.7	0.7			
Di	8.92	10.73	3.0	3.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Hy	13.34	12.06	15.7	14.5	15.0	12.5	3.2	6.0	7.4	4.3	3.3	2.6	1.8	2.2			
Mt	3.96	3.8	1.9	1.9	1.0	0.9	0.5	0.5	0.6	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4			
Il	2.06	1.98	1.7	1.7	0.9	0.8	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3			
Ap	0.51	0.46	0.5	0.6	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	-	-			
DI***	42.03	43.03	52.8	54.2	74.7	78.8	90.8	90.6	87.0	90.8	90.5	90.4	94.5	94.0			

Table 4. continued.

Rock Facies	MG			ZEN								EN				
	A77	YS36	A77	YK-2	YK-3	YK-4	YK-5	YK-6	YK-7	YK-8	MEAN	A71-B	A71-C	YS35-2	AKJ8	YS37-2
SiO ₂	76.53	76.50	62.57	61.57	61.57	61.58	63.69	62.40	62.08	62.57	62.31	63.22	60.14	60.56	62.49	60.01
TiO ₂	0.07	0.08	0.68	0.74	0.74	0.71	0.66	0.71	0.73	0.72	0.71	0.71	0.79	0.76	0.68	0.79
Al ₂ O ₃	12.39	12.33	16.61	16.56	17.03	15.86	15.97	16.15	16.15	16.20	16.30	15.71	16.56	15.80	16.64	16.91
Fe ₂ O ₃ *	1.31	1.77	5.78	6.28	6.08	5.72	5.86	6.22	5.68	5.68	5.97	6.29	7.26	6.82	5.63	6.73
MnO	0.03	0.04	0.30	0.38	0.32	0.36	0.42	0.45	0.42	0.42	0.39	0.30	0.32	0.41	0.24	0.28
MgO	0.02	0.03	1.71	1.78	1.82	1.63	1.66	1.82	1.82	1.78	1.75	2.11	2.43	2.00	1.67	2.01
CaO	0.20	0.20	4.39	4.75	4.48	4.68	4.68	5.15	5.12	4.95	4.86	4.57	5.14	5.10	3.96	4.79
Na ₂ O	3.75	3.79	4.57	4.48	4.69	4.21	4.09	4.09	4.09	4.16	4.29	4.45	4.88	4.53	4.64	4.92
K ₂ O	4.48	4.27	1.88	1.67	1.94	1.81	1.82	1.78	1.93	1.93	1.83	1.56	1.31	2.10	1.70	1.73
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.42	0.45	0.48	0.42	0.42	0.43	0.45	0.44	0.45	0.22	0.23	0.43	0.32	0.44
LOI**	0.84	1.04	0.50	0.51	0.51	0.48	0.73	0.70	0.70	0.78	0.62	0.38	0.39	0.54	1.35	0.85
Total	99.63	100.05	99.40	99.17	99.17	99.64	99.52	99.24	99.59	99.63	99.47	99.53	99.45	99.04	99.32	99.46
Q	36.9	37.1	15.2	14.6	14.6	12.8	18.5	17.2	16.4	16.6	16.0	16.7	10.1	11.4	16.4	9.9
Or	26.9	25.6	11.3	10.1	11.6	11.0	10.9	11.0	10.7	11.6	11.0	9.4	7.9	12.7	10.3	10.4
Ab	32.1	32.4	39.2	38.6	40.2	36.1	35.3	35.3	35.1	35.7	36.9	38.1	41.9	39.1	40.2	42.4
An	1.0	0.9	19.5	20.5	19.7	19.3	20.2	20.2	20.8	20.1	20.1	18.5	19.7	16.9	18.2	19.3
C	1.0	1.1	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-
Di	-	-	0.2	1.4	-	3.0	5.6	4.0	3.7	3.7	2.9	5.3	8.1	10.7	-	3.9
Hy	1.7	2.3	22.0	23.1	23.3	20.3	19.6	22.1	20.6	20.6	21.5	22.6	25.1	21.0	21.4	23.6
Mt	0.3	0.4	1.4	1.6	1.5	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.8	1.7	1.4	1.7
Il	0.1	0.2	1.3	1.4	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.3	1.5
Ap	-	-	0.9	1.0	1.1	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.5	0.5	1.0	0.7	1.0
DI***	95.9	95.1	65.7	63.3	64.7	65.5	63.4	62.3	64.0	63.8	63.8	64.2	59.9	63.1	67.0	62.8

Total Fe, **Loss on ignition, *Differentiation Index.
Abbreviations are the same as those in Table 1. D(♦): diorite, AL(△): aphyric lava.

사의 138Utrace기종의 유도결합 플라즈마 방출분광기와 Perkin Elmer사의 Elan 6100기종의 유도결합 플라즈마 질량분석기를 이용했다. Zn, Co, Ni, Ba, Cr, Ga, V, Cu, Zr, Sc, Sr 원소는 유도결합 플라즈마 방출분광기를 사용한 원소들이며 이를 제외한 나머지 원소들의 분석은 유도결합 플라즈마 질량분석기를 이용했다.

주성분원소

10개의 주성분원소 함량을 측정하여 표 4와 같은 결과를 얻었다. SiO₂의 범위는 58.5~77.4 wt%이고 섬록암에서 등립질 화강암으로 갈수록 SiO₂함량이 증가하는 경향을 보인다. 하거 변화도에 도시해 보면 SiO₂가 증가함에 따라 TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃*, MgO, Fe₂O₃*+MgO, CaO는 감소 추세를 보이고 K₂O는 증가하는 추세를 보인다(그림 6). 그러나 P₂O₅와 MnO는 특징적인 변화를 보이는데, 현무암질 안산암에서 누대 포획암까지 하나의 그룹을 형성하며 증가하는 경향을 보이며, 나머지 화강암질 암석의 그룹에서는 감소하거나 일정한 값을 가진다. 이는 뒤에 언급하게 될 총 희토류원소의 함량 변화와도 잘 일치하는데, 불균질 혼합이 일어나기 이전 혹은 불균질 혼합이 일어나는 동안 염기성 마그마의 분화과정에 의한 변화양상(첫 번째 그룹)과 마그마 혼합에 의해 보여주는 또 하나의 변화양상(두 번째 그룹)으로 해석된다. Na₂O는 다소 분산된 양상을 보이는 듯 하나 이도 두 그룹으로 묶을 수 있을 듯 하다. 그리고 P₂O₅와 MnO의 거동은 포획암과 화강암에서 보여주는 원소의 변화가 분화과정의 산물 혹은 잔류암 모델에 지지되지 않음을 보여준다. 특징적으로 TiO₂, Fe₂O₃+MgO, Fe₂O₃, MgO, CaO는 현무암질 안산암에서 미문상 화강암까지 선적인 감소현상을 잘 보여준다.

누대 포획암에서(크기: 200 cm) 주성분원소의 변화경향을 자세히 살펴보면(그림 7), SiO₂와 K₂O를 제외하고 나머지 주성분원소의 함량은 포획암에서 높은 값을 가진다. YK-2 시료는 화강암(YK-1)과 바로 접하고 있는 포획암의 시료인데, 여기에서 주목할 것은 주성분원소의 함량이 화강암과 포획암의 평균조성을 가지는 것은 아니지만 중간의 어떤 값을 가진다는 것이다. 이는 아마도 마그마 혼합에 의한 효과이거나 확산에 의한 효과로 판단된다. 그리고 포획암의 연변부에서 중심부까지의 함량변화를 살펴보면 어떠한 선적인 변화를 찾는 것은 어려워 보인다. 단지 YK-5 시료에서부터 육안으로 침상의

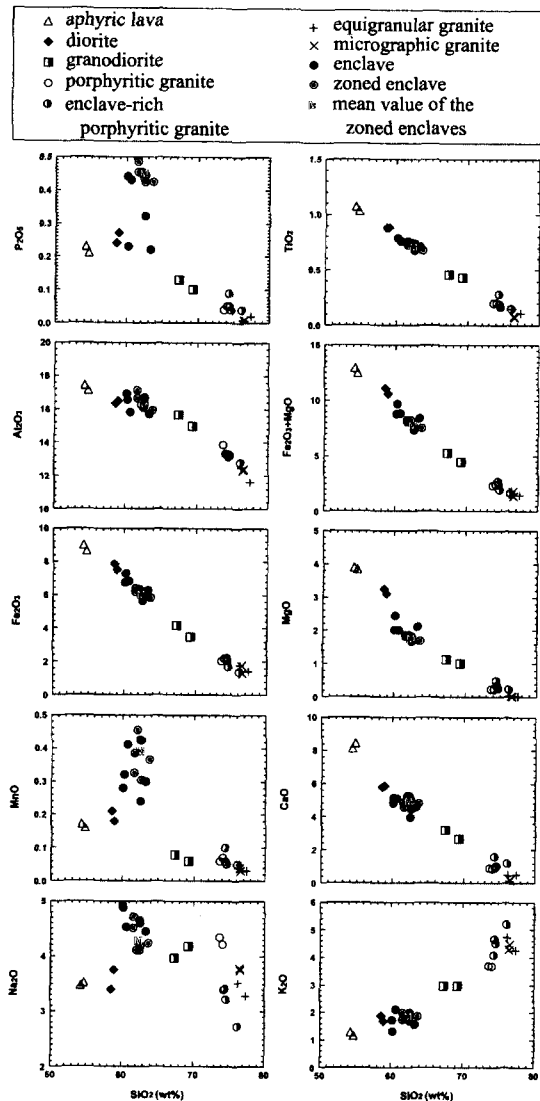


Fig. 6. Harker variation diagrams for the granitic rocks, enclaves, diorite and aphyric lavas.

유색광물이 관찰되기 시작하는데, 이러한 연변부와 중심부의 두 그룹으로 분류하고 살펴보면 YK-5 시료가 포획암내에서 주성분원소 함량변화의 변곡점에 해당되는 시료로 판단된다. 그리고 누대 포획암의 주성분원소의 변화는 일정한 값을 가지거나 특징적인 변화양상을 보이는 것이 아니므로, 어느 한 부분이 포획암의 평균조성을 대표한다고 보기는 어렵다고 판단된다. Eberz and Nicholls(1990)는 화강암과 접하는 포획암의 원소변화를 보고한 바 있는데, 포획암의 연변부에서 20 cm 내외의 범위에서

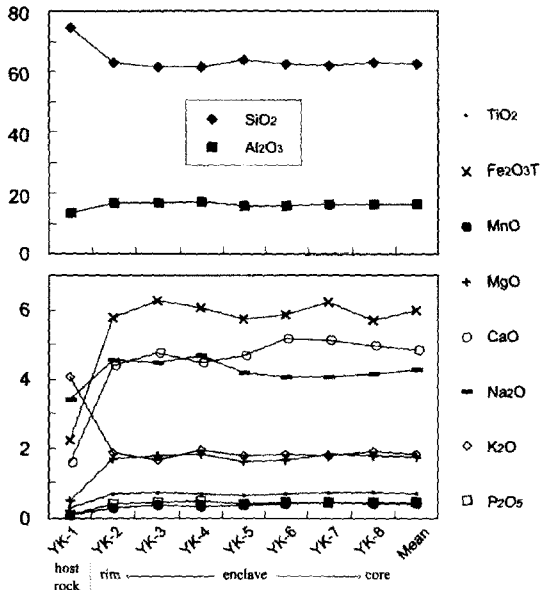


Fig. 7. Major element abundances from host rock to enclave core. Symbols are the same as those in Fig. 6.

주성분원소의 함량변화는 화강암으로 가면서 급격하게 변화됨을 보여주었다. 그러나 본 연구에서는 1 m 정도의 범위내에서 이러한 원소거동을 살펴보기는 어려운 것으로 나타났다.

연구지역에 분포하는 암석의 분화계열을 알기 위하여 Irvine and Baragar(1971)의 SiO₂성분에 대한 알칼리 도표와 AFM 삼각도에 주성분 분석치를 도시해 보면, 비알칼리 계열의 칼크 알칼리 계열에 속하며 섬록암, 포획암, 화강섬록암, 화강암 순으로 도시된다. 그리고 알루미늄 포화도를 알아보기 위하여 ANK/ACNK 도표에서, 대부분의 포획암과 섬록암은 메타알루미나(metaluminous) 영역에 해당되고, 화강섬록암과 화강암은 대부분 과알루미나(peraluminous) 영역에 해당된다. 그리고 ACNK의 값이 1.1 이하로 연구지역에 분포하는 화강암질 암석들은 I-형(type) 화강암에 해당된다. 화강암질 암석의 분화지수(D.I.)가 80% 이상이 되는 분석치를 Tuttle and Bowen (1958)의 Q-Ab-Or 삼각도에 도시해 보면, 최소 용해액 조성이 0.5~2 kbar의 압력하에서 정출된 것으로 나타나며, 정출 압력을 1 kbar로 가정하고 물에 포화된 경우 760~700°C의 온도에서 정출된 것으로 나타난다.

앞선 절에서 우리는 연구지역에 분포하는 포획암의 염기성 단성분으로 섬록암과 신불산-영취산 일원에 분포하는 비반상 현무암질 안산암 용암을 제

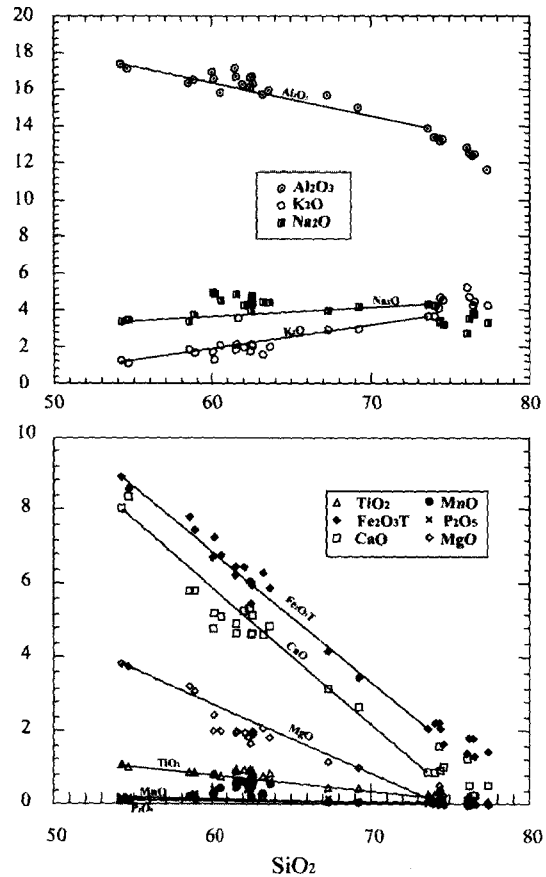


Fig. 8. The type of straight-line variation would be result from mixing of two end member.

시한 바 있다. 이들과 연구지역 암석들의 마그마 불균질 혼합의 가능성을 검토하기 위하여, 주성분원소들의 변화경향을 그림 8에 도시해 보면, Al₂O₃와 Na₂O는 약간 분산된 듯 하나 이들을 제외한 나머지 원소들은 마그마 혼합시 보여질 수 있는 선적인 변화양상을 잘 보여준다. 그리고 섬록암과 현무암질 안산암의 주성분원소 조성은 화강암과 포획암의 조성을 연결한 직선의 연장선에 잘 일치함을 보여준다. 따라서 주성분원소의 조성만으로 판단할 때 현무암질 안산암의 염기성 단성분으로서의 가능성을 지지한다고 판단된다. 이러한 선적인 변화양상은 특별한 경우의 분별 결정화과정(Phillips *et al.*, 1981), 잔류암 불혼합 모델(White and Chappell, 1977), 마그마 혼합(Blake and Campbell, 1986) 등으로 설명 될 수 있다(Wall *et al.*, 1987). 그러나 연구지역에 분포하는 암석들의 기재적인 측면과 광물학적 내용 등은 마그마 불균질 혼합의 가능성을

Table 5. Trace and rare earth element compositions of the representative samples from the study area (in ppm).

Rock Facies	AL (Kim et al., 1998)		DI		GD		PG		EPG			EG			
	Sample No.	YB07	YB25	DY14	A76	DY20	KJ15	YS34	A73	YK-1	A71-A	YS35-1	YS37-1	A75	AKJ4
Ba	409	337		353	399	590	709	616	642	795	752	613	714	392	482
Rb	43.0	38.0		45.3	35.0	77.9	81.1	114	98.4	86.2	118	145	101	159	177
Sr	521	515		298	296	244	211	76.9	78.6	150	11.5	119	138	36.8	34.0
Ga				34.3	34.4	45.0	51.2	39.7	44.0	16.2	16.0	37.9	42.7	30.2	35.8
Nb	3.8	3.9		13.4	7.3	4.1	8.0	12.8	9.3	10.4	4.3	6.0	6.5	5.1	9.2
Hf	3.2	3.3		1.3	1.0	1.0	1.6	2.7	1.5	2.8	2.6	1.7	1.4	1.7	2.1
Zr	60.0	65.0		36.5	20.3	36.1	37.9	60.4	28.7	89.4	62.6	37.5	27.5	32.2	37.9
Y	22.5	23.7		24.4	25.2	18.2	16.9	32.2	16.8	20.7	7.8	15.9	14.3	30.6	42.0
Th	4.1	4.2		6.4	8.0	9.3	8.9	13.8	9.9	11.4	18.4	12.7	14.1	14.7	19.2
U	0.9	1.0		1.2	1.2	2.2	1.9	2.8	2.4	2.5	4.2	2.5	2.9	3.7	5.1
Cr	50.3	53.2		458	356	523	245	640	580	78.0	299	429	399	530	360
Ni	16.1	18.2		234	200	258	142	301	351	38.1	214	244	178	268	255
Co				19.7	17.4	10.3	7.2	6.9	8.4	4.3	6.3	6.6	4.4	6.2	6.3
Sc	32.3	31.4								4.1	0.8				
V	329	309								6.1	11.7				
Cu				16.7	13.5	13.6	11.8	10.6	20.0	9.1	11.1	18.0	7.9	10.4	11.3
Pb				12.4	10.3	14.7	13.8	14.6	12.6	12.8	8.1	15.6	12.6	12.0	16.7
Zn				91.1	72.4	46.1	60.4	32.2	25.8	47.2	30.9	28.4	26.8	21.5	32.7
Sn				3.7	1.3	0.4	9.6	1.6	2.7			1.4	0.3	1.1	2.8
Mo				4.7	3.9	5.4	3.6	5.7	6.9			5.4	3.6	6.0	7.6
La	15.5	15.9		18.9	25.1	25.6	18.2	18.7	12.0	18.6	8.4	25.1	16.1	12.6	39.1
Ce	35.6	36.7		42.3	55.0	47.9	34.6	40.2	23.3	36.4	15.8	51.1	30.3	30.8	79.3
Pr	4.5	4.6		5.2	6.9	5.4	4.1	4.4	2.9	4.2	1.8	5.7	3.4	4.4	9.8
Nd	19.3	19.7		22.2	27.4	20.0	14.8	16.9	11.1	16.0	6.9	21.8	13.2	20.6	36.7
Sm	4.4	4.4		5.0	5.9	3.7	3.3	4.2	2.9	3.5	1.6	3.9	2.6	5.1	7.8
Eu	1.4	1.4		1.2	1.5	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	0.7	1.0	0.8	0.5	0.5
Gd	4.6	4.7		4.9	5.9	3.8	3.0	4.9	2.9	4.1	1.7	3.5	2.8	5.5	7.6
Tb	0.8	0.8		0.8	0.9	0.6	0.5	0.9	0.6	0.6	0.2	0.5	0.4	1.0	1.3
Dy	4.6	4.6		4.7	5.6	3.3	3.1	5.9	3.6	3.8	1.4	3.2	2.5	6.5	7.9
Ho	0.9	0.9		0.9	1.1	0.7	0.6	1.2	0.7	0.8	0.3	1.0	0.6	1.3	1.6
Er	2.5	2.5		2.8	3.4	2.2	2.0	3.7	2.1	2.4	0.9	1.8	1.6	4.1	4.9
Tm	0.4	0.4		0.4	0.5	0.3	0.3	0.6	0.3	0.4	0.1	0.3	0.3	0.6	0.7
Yb	2.3	2.3		2.8	3.3	2.0	1.7	3.9	2.3	2.4	1.0	2.0	1.7	4.2	4.8
Lu	0.3	0.3		0.4	0.5	0.3	0.3	0.6	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.6	0.7
ΣREE	97.0	99.2		112.4	142.9	116.8	87.4	106.9	66.0	94.4	41.1	121.2	76.5	97.9	202.6

Table 5. continued

Rock Facies	MG			ZEN										EN		
	A77	YS36	YK-1	YK-2	YK-3	YK-4	YK-5	YK-6	YK-7	YK-8	MEAN	A71-B	A71-C	YS35-2	AKJ8	YS37-2
Ba	407	438	270	379	270	319	385	400	362	430	458	274	183	271	307	363
Rb	137	154	83.8	83.8	80.6	94.9	71.5	70.9	77.5	66.3	76.9	112	80.2	113	104	72.4
Sr	12.0	17.0	319	316	319	281	320	322	318	319	176	288	256	238	341	334
Ga	32.5	33.5	31.5	28.5	31.5	30.1	26.4	29.8	32.0	15.0		21.7	26.6	20.1	35.5	30.7
Nb	5.2	6.8	11.7	8.4	11.7	8.7	8.9	7.8	8.6	28.5	12.4	19.5	9.4	15.7	15.7	10.7
Hf	3.7	3.8	2.8	2.4	2.8	2.1	2.1	1.5	1.5	1.5	2.0	2.1	1.2	1.4	1.5	1.0
Zr	77.6	84.6	92.7	84.9	92.7	77.1	72.8	56.9	47.4	58.8	35.9	65.0	24.2	2.1	37.8	26.3
Y	15.7	17.3	8.1	7.7	8.1	7.1	4.8	3.4	4.5	6.0	5.6	57.6	35.1	53.5	53.2	55.0
Th	3.4	3.1	2.0	2.0	2.0	2.0	1.1	1.1	1.3	1.1	1.5	4.0	5.5	10.5	8.0	4.5
U	397	846	127	127	155	116	120	128	142	94.0		264	359	2.5	472	369
Ni	185	414	59.5	59.5	75.7	58.6	64.8	70.4	84.9	64.6		139	174	86.7	276	168
Co	4.2	9.0	11.0	11.0	11.9	11.1	11.1	11.4	12.5	12.5	1.5	8.4	10.5	59.7	7.8	7.5
Sc			7.9	7.9	13.6	8.5	9.0	9.2	10.0	10.1				15.6		
V			26.1	26.1	30.6	28.5	27.0	29.0	31.8	31.1		7.6	12.8	70.9	17.1	15.1
Cu	7.9	14.3									66.6	7.1	9.8	8.4	32.4	10.1
Pb	26.9	16.7	78.4	78.4	60.4	37.8	16.4	10.8	7.1	119.3		80.1	112	6.9	262	102
Zn	114	38.7	111.2	111.2	142.6	66.1	72.2	42.2	46.1	30.5		11.0	23.0	0.1	5.8	2.0
Sn	1.0	1.6										13.3	5.4		5.3	3.6
Mo	0.7	8.6														
La	32.2	42.6	116	12.5	116	116	15.7	15.9	17.0	48.6	20.1	19.9	14.9	16.2	16.5	13.8
Ce	37.5	88.6	33.1	32.3	33.1	31.2	35.9	36.4	39.9	104.0	46.8	52.0	38.3	41.1	36.8	39.1
Pr	8.9	11.1	5.3	4.8	5.3	5.4	5.4	5.6	6.1	13.1	6.8	7.6	5.8	6.7	5.3	6.0
Nd	33.6	40.4	26.0	22.7	26.0	26.7	24.1	25.5	27.2	47.4	29.5	32.5	25.2	30.4	24.2	31.5
Sm	6.9	8.3	7.6	6.2	7.6	7.9	6.2	6.4	6.7	8.8	7.3	8.1	6.3	7.9	6.7	9.0
Eu	0.4	0.5	1.4	1.4	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.9	1.7	1.3	1.2	1.4	1.9	1.7
Gd	6.2	6.5	9.4	7.6	9.4	9.4	7.4	7.6	7.8	9.8	8.6	8.5	6.8	9.5	8.0	9.5
Tb	1.1	1.1	1.2	1.2	1.6	1.5	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.5	1.1	1.5	1.4	1.6
Dy	6.9	6.7	9.9	7.6	9.9	9.7	7.3	7.2	7.3	7.9	8.2	9.8	7.1	10.0	9.1	10.8
Ho	1.4	1.3	2.0	1.6	2.0	2.0	1.5	1.4	1.5	1.5	1.6	2.1	1.5	2.1	1.9	2.2
Er	4.4	4.0	6.2	4.7	6.2	5.7	4.5	4.3	4.3	4.5	4.9	6.7	4.5	6.5	5.8	6.6
Tm	0.7	0.7	0.9	0.7	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	1.0	0.7	1.0	0.8	1.0
Yb	4.4	4.6	6.2	4.7	6.2	5.5	4.4	4.0	4.1	4.1	4.7	7.0	4.7	6.8	5.6	6.7
Lu	0.7	0.7	0.9	0.7	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	1.1	0.7	1.0	0.8	1.0
ΣREE	145.1	217.1	108.8	122.4	119.9	116.4	118.4	126.0	254.3	142.9	159.0	118.8	142.2	125.1	140.5	

Abbreviations are the same as those in Table 1, 4.

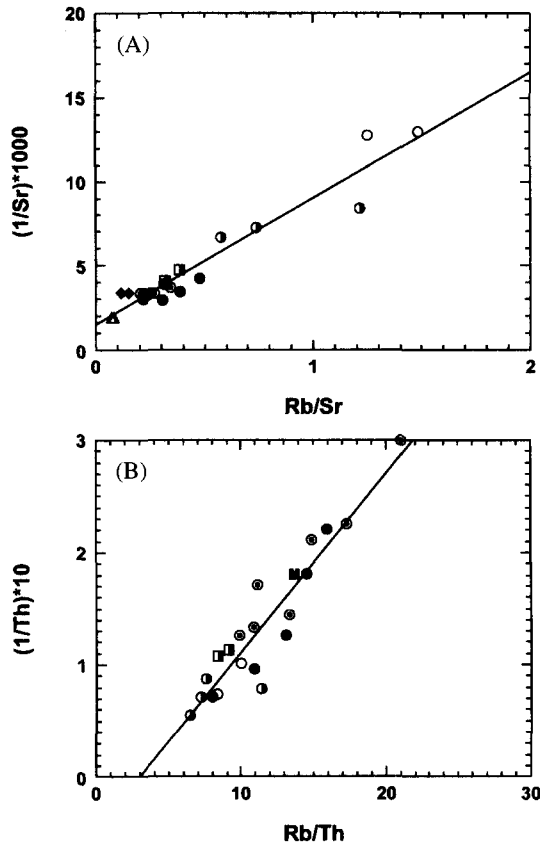


Fig. 9. Plot of 1/Sr versus Rb/Sr, 1/Th versus Rb/Th (Langmuir et al., 1978) for the analysed rocks. Symbols are the same as those in Fig. 6.

지지하고 있다. 그리고 아래에서 논의하게 될 미량 원소의 거동 또한 마그마 혼합의 가능성을 지지한다.

미량원소

연구지역 분포하는 암석들에 대한 미량원소의 분석치를 표 5에 나타내었다. 포획암과 화강암들은 SiO₂의 함량이 증가함에 따라 Th, Zr, Hf, Pb, U는 증가하는 경향을 보인다. 이중 Pb, U는 그 함량이 완만하게 증가하며 이들을 제외한 다른 성분은 대체로 분산된 양상을 보인다. 원효산 남부의 화강암류는 반상 화강암에서 등립질 화강암, 미문상 화강암으로 갈수록 Sr의 함량이 감소하고 Rb의 함량이 약간 증가하는 양상을 보인다. 누대 포획암과 접하고 있는 화강암(YK-1)은 주성분원소들의 변화경향과 유사하게 미량원소의 거동에서도 어떤 증가거나 감소하는 선적인 변화경향을 찾기는 어렵다. 그

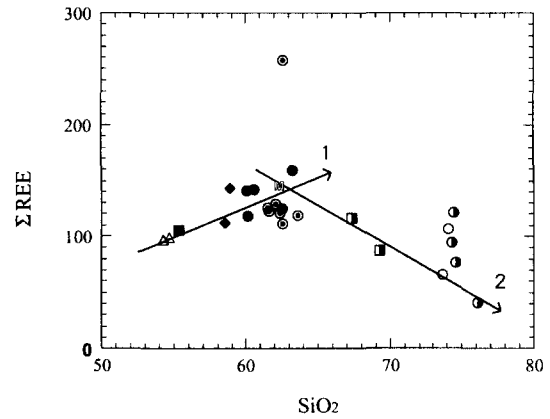


Fig. 10. ΣREE versus SiO₂ diagrams that are used following the two-stage petrogenetic scheme proposed in the text. Symbols are the same as those in Fig. 6.

러나 YK-2 시료는 대부분의 미량원소의 함량에 있어 화강암과 YK-3 시료 사이의 값을 가지고 있다. 그리고 누대 포획암내에서도 연변부와 육안으로 침상광물이 관찰되기 시작하는 중심부의 원소 함량에 있어 차이를 보이는데 Rb, Cs, Li, Hf, Zr, Y, Th, U, Cu, Pb, Zn, Be의 값이 연변부에서 높게 나타난다. 그림 9는 Langmuir et al.(1978)이 제시한 도표로서, 마그마 혼합이 일어난 지역의 암석들은 전형적으로 선적인 경향을 잘 나타내는 것으로 보고하였다. 연구지역의 암석들도 이러한 선적인 배열을 잘 보임을 알 수 있다.

SiO₂의 함량변화에 따른 총희토류원소의 거동을 살펴보면, SiO₂의 함량이 증가함에 따라 희토류원소의 함량은 2개의 기울기를 가지는 변화양상을 보여준다(그림 10). 이러한 변화양상은 Poli and Tommasini(1991)에 의해 제안된 해석과 잘 일치하는 거동을 보이는 것으로, 첫 번째(기울기 1)는 포획암의 분화양상에 따른 기울기와 두 번째(기울기 2)는 포획암과 화강암의 불균질 혼합에 의한 기울기이다. 그러나 연구지역에서는 기울기 2에서 약간 분산된 경향을 보이고 있는데 이는 화강암질 마그마의 단성분이 하나가 아님을 지지하는 것으로 판단된다. 바꾸어 말하면 화강암질 마그마가 이미 분화된 단계로서 각각의 암상이 성분을 약간씩 달리하면서 고화되고 있는 과정에 각각 염기성 마그마와 상호작용을 하였을 가능성이 있다는 것이다. 이는 각 시료의 채취지역별로 포획암과 화강암의 성분을 짝지어 연결한 선이 대체로 평행하게 나타나는 것과 일치한다. 물론 기울기 2에서 화강암질 암석의 희토류원소 함량이 약간 분산된 경향을 보이는 것이

염기성 마그마와 화강암질 마그마의 상호작용의 정도 차이에 의한 것임을 완전히 배제하기는 힘들 것으로 판단된다. 왜냐하면 화강암이 분화되고 나서 혼합과정이 있었는지 아니면 혼합의 정도를 달리 해서 화강암질 암석의 다양화를 초래했는지가 분명하지 않기 때문이다. 그러나 연구지역에서 포획암과 화강암 성분의 짝을 지어 연결한 선의 중간 부분에 해당하는 성분 각각의 암석이 존재하지 않는 것으로 볼 때 화강암질암이 이미 분화된 단계에서 염기성 마그마와 혼합이 일어났을 가능성이 높다고 판단된다. 그리고 염기성 단성분으로 제시한 비반상 현무암질 안산암의 총희토류원소의 함량은 포획암들의 분화경향으로 생각되는 기울기와 잘 일치하는 연속선상에 존재하고 있다.

총희토류원소의 함량은 대체로 포획암이 화강암보다 높은 값을 가지는데 이는 기재적인 증거와 함께 이들이 잔류암기원이나 초기정출된 광물의 집적에 의해 형성된 것이 아님을 지시한다. 왜냐하면, 만약 이들 포획암이 잔류암 기원이라면 이들 성분의 부분용융으로 화강암질 마그마를 형성하였다고 볼 수 있다. 그러나 대부분의 희토류원소들의 거동은 멜트에 잔류되기를 선호한다(Humphries, 1984). 따라서 포획암이 부분용융된 멜트인 화강암질 마그마에 훨씬 높은 값을 가져야 함에도 불구하고 포획암에서 더 높은 희토류원소 함량을 가진다는 것은 이들이 잔류암기원이 아니라는 중요한 증거가 된다. 그리고 초기정출된 광물의 집적에 의해 형성된 것이라면 마찬가지로 포획암에서 더 낮은 값의 희토류원소 함량을 가져야 한다. 그럼에도 포획암에서 총희토류원소의 함량이 높은 값을 가진다는 것은 이들이 마그마 불균질 혼합의 산물임을 지시하는 중요한 증거로 판단된다.

Chappell *et al.*(1987)은 잔류암에서 녹지 않고 남아 있는 모나자이트(monazite)에 의해 경희토류의 함량이 높아질 수 있는 가능성을 제시하였다. 그러나 연구지역의 경우, 포획암에서 화강암에 비해 경희토류만 부화되어 있는 것이 아니라 중희토류도 함께 부화되어 있는 양상을 보여준다. 따라서 포획암에서 총희토류원소의 함량이 높은 것은 모나자이트만의 효과로 보기에 어려운 점이 있다. 그러므로 희토류원소 각각의 성분함량이 화강암에 비해 포획암에서 높게 나타난다는 것은 마그마 불균질 혼합의 중요한 증거로 판단된다.

누대 포획암에 인접한 화강암으로부터 포획암의 중심부로의 총희토류원소의 함량변화를 살펴보면(그림 11), 포획암의 총희토류 함량은 모암인 화강

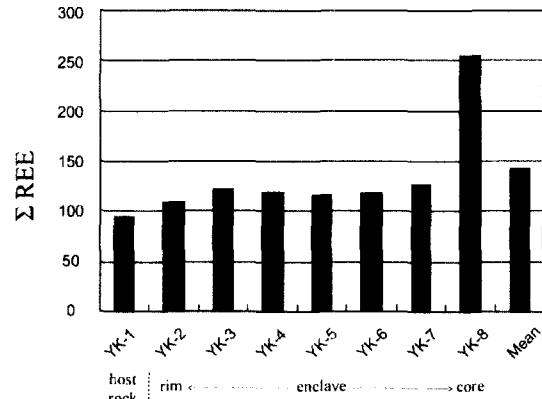


Fig. 11. Rare earth element abundances from host rock to enclave core. Symbols are the same as those in Fig. 6.

암보다 높은 값을 가진다는 알 수 있다. 그리고 가장 중심부에 해당하는 YK-8 시료의 희토류원소 함량은 다른 부분들에 비해 2배 정도에 해당하는 값을 가진다. 이는 Eberz and Nicholls(1990)의 결과와는 약간 다른 양상으로 그들은 화강암과 접하는 접촉부의 포획암에서 3배 정도 높은 함량을 가지는 것으로 보고하면서 화강암과의 접촉교대에 의한 치환에 의한 것으로 설명한바 있다. 그러나 이번 연구결과와 같이 누대 포획암의 중심부에 희토류원소의 함량이 높은 것은 화강암으로부터의 원소의 공급으로 설명되지 않는다. 이는 포획암이 화강암과 접하기 전부터 화강암보다 높은 희토류원소를 포함하고 있었을 가능성을 제시한다. 이와같은 희토류원소 함량은 연변부가 화강암과 접하면서 먼저 고화되고, 이러한 연변부가 열적장벽으로 작용하여 중심부가 상대적으로 천천히 고화되면서 포획암 자체의 분화과정을 통해 중심부에서 가장 많은 희토류원소 함량을 가지게 된 것으로 판단된다. 이는 암석 기재적인 내용과 잘 일치하고 있다. 또한 이러한 원소패턴은 연구지역 포획암의 성인이 초기 분화산물 또는 잔류암 불혼합 모델에 의해 형성되지 않았음을 말한다.

산성에서 중성의 화성암에서 희토류원소들은 주로 인회석, 모나자이트, 저어콘, 알라나이트 등에 농집이 되는 것으로 알려져 있다(Silva *et al.*, 2000). P₂O₅, Y, Th, Zr의 함량 변화에 따른 총희토류원소의 거동을 살펴보면(그림 12), P₂O₅, Y는 정의 상관관계를 잘 보여주며, Th, Zr은 분산된 경향을 보여준다. 따라서 연구지역의 희토류원소의 함량은 인회석, 모나자이트, 알라나이트 등의 광물과 연관성

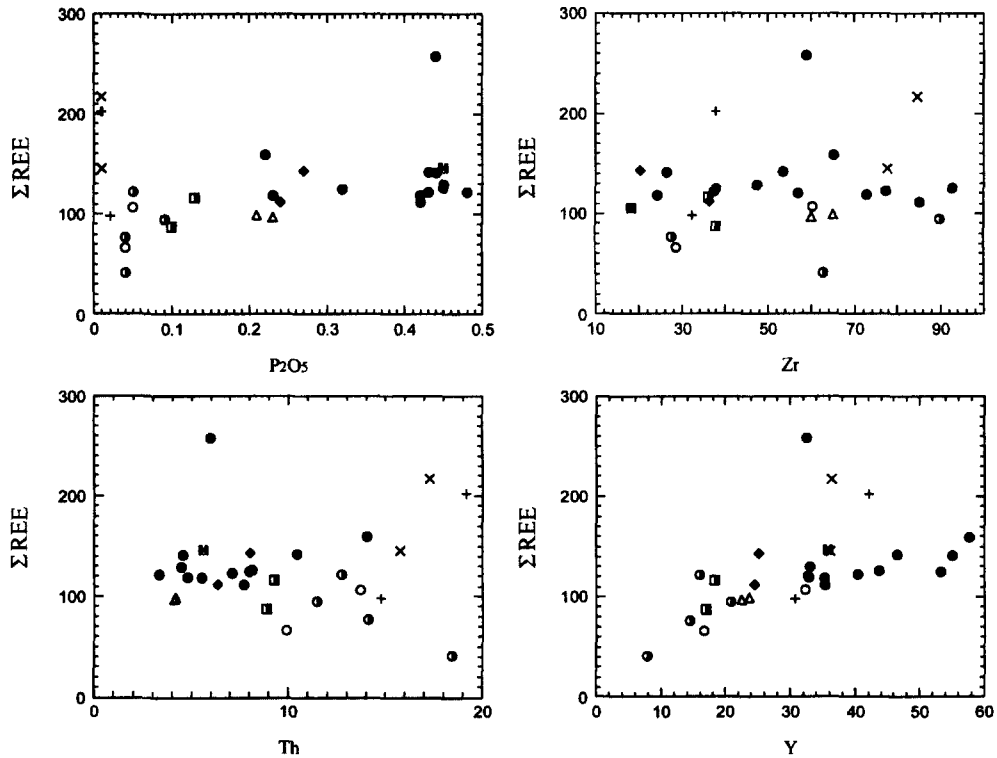


Fig. 12. Variation diagrams of ΣREE versus minor and trace element abundances in the study area. Symbols are the same as those in Fig. 6.

이 있는 듯 하다. 그러나 모나자이트와 알라나이트는 경희토류원소의 부화를 수반하는 광물들인데 총희토류원소의 변화경향을 보면 화강암에서 포획암으로 경희토류의 부화뿐만이 아니라 중희토류도 부화되어 있다. 그러므로 이들 광물보다는 경희토류와 중희토류의 부화를 수반하는 인회석과의 상관관계가 보다 클 것으로 판단된다. 더불어, 마그마 불균질 혼합이 일어날 경우 염기성 용액속의 인의 활동도 계수가 산성 용액보다 낮아지기 때문에 인이 염기성 용액속으로 침투해 들어가는 결과를 수반한다(Watson, 1976; Ryerson and Hess, 1978). 이는 기재적인 측면에서 연구지역의 모든 암석에서 침상의 인회석이 존재하며 포획암으로 갈수록 그 함량이 대체적으로 증가하는 것과 잘 일치한다.

포획암의 성인

연구지역의 화강암내에 분포하는 포획암의 성인은 서론에서 지적하였듯이 대체로 4가지 정도의 가능성을 가지고 있다. (1) 화강암질 마그마가 관입

정치하는 동안 주변에 분포하던 모암의 암편을 포함하면서 고화되어 형성된 것이다. 이런 경우, 첫째 주변 모암의 암편은 외형에 있어서 각진 형태가 보편적이며, 둘째 화강암의 관입 접촉부 주변에 암편의 모암이 존재하고, 셋째 관입 관계의 접촉부 부근에 집중적으로 분포한다. 따라서 화강암체 전반으로 고루 분포한다면 일단 주변 모암의 암편이 아닐 가능성이 크다. 넷째 포획암의 연변부를 따라 접촉변성 작용의 흔적이 남아 있을 가능성이 있다. 다섯째 포획암이 중성화산암의 암편인 경우, 대부분의 화산암은 일반적으로 반상조직을 가지므로, 조직을 현미경하에서 관찰하면 판단이 가능하다. 그러나 연구지역에 분포하는 포획암의 경우 이와 일치되는 양상은 관찰되지 않는다.

(2) 모마그마 그 자체에서 초기에 형성된 결정들의 집결(aggregate) 또는 축적에 의한 것으로, 이런 경우 첫째 포획암의 결정 크기는 화강암질 모암과 유사하거나 이들 보다 크다. 둘째 화강암의 반정 광물조합(mineral assemblage)과 유사하거나 좀더 매끄러운 광물조합을 갖는다. 셋째 화강암질 마그마 챔

버의 하부로 갈수록 산출 빈도가 풍부해 지는 경향을 가지고 있다. 연구 지역 포획암의 경우, 광물 조합의 유사성은 인지되지만 결정입자의 크기는 화강암의 입자 크기보다 훨씬 적은 세립의 등립질 조직을 가지므로 이러한 가능성이 배제된다. 또한 총희토류원소의 함량변화는 포획암에서 더 높은 값을 가지는데, 이는 동일 마그마에서 초기에 형성된 광물의 집합체임을 지지하지 않는다.

또 다른 가능성은 마그마 챔버의 급냉된 초기 연변부 기원에 의한 것이다. 이런 경우, 첫째 포획암은 각진 외형이 보편적이고, 둘째 포획암의 분포가 화강암의 연변부 부근에 집중된다. 셋째 세립의 조직을 가지거나, 화강암의 반정으로 구성된 반상조직을 가진다. 넷째 화강암과 유사한 광물조합을 가질 것이다. 연구지역 포획암의 경우 셋째와 넷째 양상은 유사하다고 할 수 있을 것이나, 첫째와 둘째 양상은 일치되지 않는다. 그리고 총희토류원소의 함량변화도 일치되지 않는다.

(3) Chappell(1978)과 Chen *et al.*(1989, 1990)에 의해 제안된 것으로, 포획암은 화강암의 기원이 되는 암석 중 녹지 않은 포드르 해석된다. 이와 같은 포드는 용융이 일어나는 동안 멜트상태에 이르지 못하고 응집되어 남아 있는 것이다. 이러한 경우, 첫째 포획암의 외형은 원형에서 타원형을 가질 수 있다. 둘째 포획암과 화강암은 평형상태에서 형성된 것이므로 결정입자의 크기가 유사하거나, 차이가 나더라도 제한적일 가능성이 크다. 그러나 잔류암의 입자크기는 대체로 다양하며 원암의 입자크기, 혼성화(migmatization)과정, 형성된 우백질 부분의 양, 고체상태에서의 후퇴(retrograde) 상호작용, 구조적 재결정작용 등에 좌우된다(Barbey, 1991). 그리고 일반적으로 혼성화 작용 동안 입자크기는 증가하는 것으로 알려져 있다(Mehnert, 1968). 셋째 포획암은 기원암의 초변성작용(ultra-metamorphism)에 의해 형성되었으므로 변성광물의 조합을 가지게 된다. 넷째 잔류암의 산출은 전형적으로 S-형(type) 화강암에서 보고되고 있다(Chappell, 1978). 다섯째 주성분원소에서 선적인 변화경향을 보여준다. 연구 지역의 포획암의 경우, 타원형의 외형이 우세한 것은 이로 설명이 가능할 수 있다. 그러나 입자크기와 여러 가지 포획암의 과냉각 증거는 이러한 가정을 지지하지 않는다. 특히, 잔류암 기원이라면 포획암의 성분이 매핑해질수록 입자크기가 상대적으로 증가해야 함에도 불구하고 이러한 양상은 관찰되지 않는다. 그리고 누대 포획암에서 보여주는 세립의 연변부와 포획암이 화성암의 조직을 보여주는 것

등도 이러한 가정을 지지하지 않는다. 또한 연구 지역의 포획암은 하나의 노두에서 다양한 조직적, 조성적 변화를 보여주는데 잔류암 모델로써는 설명이 곤란하다. 왜냐하면 잔류암 모델에서는 포획암과 용융된 액체와는 평형상태에서 형성된 것임을 말하고 있는데, 평형상태에서 어떻게 포획암이 다양한 조직적, 조성적 변화를 가질 수 있느냐 하는 것이다. 이와 같은 경우 포획암 하나하나와 용융된 액체와 각각 다른 물리화학적 환경하에서 형성되어졌다고 봐야하는데, 아무리 용융되기전 모암의 이질성(heterogeneity)을 고려하더라도 하나의 노두 스케일에서는 설명이 불가능하다고 판단된다. 화학성분의 변화에서 주성분원소의 변화는 선적인 변화경향을 보여주나, 이러한 선적인 변화경향은 마그마 혼합 또는 특별한 경우의 분별정출과정에 의해서도 설명이 가능하다. 그리고 그림 10에서 희토류원소의 변화 경향을 살펴보면 1의 경향과 2의 경향 사이의 변곡점에 위치하는 암석을 잔류암과 화강암의 기원암에 가까운 조성이라고 가정하면 양쪽의 단성분으로 가면서 희토류원소의 함량이 함께 줄어드는 것을 볼 수 있다. 그러나 이러한 패턴은 잔류암 불혼합 모델로는 설명되어지지 않는다. 한편 경상분지에 분포하는 화강암은 I-형 화강암에 해당되는 것으로 잘 알려져 있다(Jin, 1988).

(4) 마그마 불균질 혼합의 기원에 의한 것으로, 염기성 미립 포획암을 부분적인 액체상태의 모암인 화강암질 마그마와 불균질 혼합에 의한 염기성 마그마의 방출로 보고, 첫째 염기성 마그마의 과냉각에 의해 포획암은 세립질의 조직을 가지게 되며, 둘째 여러 가지 비평형(disequilibrium) 조직이 나타난다(김종선 외, 1998). 셋째 두 마그마의 밀도와 점성 차이에 의해 타원형의 외형을 가지게 되는 것으로 해석된다(Didier, 1973; Didier and Barbarin, 1991a). 그리고 넷째 주성분원소의 변화는 선적인 경향을 나타내고(Didier and Barbarin, 1991a), 다섯째 희토류원소의 함량변화는 마그마 혼합 이전, 염기성 마그마의 분화경향을 지지하는 경향과 마그마 혼합 이후, 염기성 마그마와 화강암의 성분교환에 의해 나타나는 2개의 경향으로 나타난다(Poli and Tommasini, 1991). 이러한 성분교환은 염기성 마그마와 화강암의 상대적인 양(volume)차이, 각 성분의 초기온도와 성분차이, 밀도와 점성차이, 화강암의 결정화 정도, 자체 대류의 유무, 냉각 속도 등에 좌우된다(Blake and Koyaguchi, 1991; Debon, 1991; Fernandez and Barbarin, 1991). 연구지역에 분포하는 포획암은 위에서 대략적으로 지적한 다섯가지

양상을 모두 보이고 있으며, 김종선 외(1998, 2000)와 김종선과 이준동(2000)이 지적한 여러 가지 양상과도 잘 일치한다. 따라서 양산 일원의 화강암체 내에 분포하는 대부분의 포획암은 염기성 마그마와 화강암질 마그마의 불균질 혼합에 의한 산물임을 알 수 있다.

결 론

원효산 지역의 화강암류를 광물 함량과 조직에 근거하여 화강섬록암, 반상 화강암, 포획암을 함유한 반상 화강암, 등립질 화강암, 미문상 화강암으로 분류하였으며 이들은 화강섬록암과 화강암 및 알칼리장석 화강암에 해당한다. 또한 포획암은 토날라이트와 석영 섬록암에 해당한다. 포획암은 타원형의 외형이 우세하고 0.5 cm~5 m 정도의 크기를 가지고 있으며, 모암과의 뚜렷한 경계를 보이는 점과 같은 야외 산상의 증거와 석영을 둘러싸고 있는 각섬석, 침상 인회석, 침상의 각섬석과 흑운모, 라파키비 조직 등의 현미경상의 증거는 이들이 화강암과의 마그마 불균질 혼합에 의해 형성된 것임을 지지한다.

사장석의 광물 조성은 포획암내의 사장석 반정의 연변부 조성이 화강암질 모암내의 사장석 반정의 조성과 유사한 점, 중간 조성의 성분을 가지지 않는다는 점, 진동누대가 나타난다는 점 등으로 이들이 마그마 혼합과정에 의해 형성된 것임을 보여주고 있다. 각섬석과 흑운모의 조성은 화강암과 포획암내에서 구별되지 않는데, 이는 마그마가 완전히 고화되기까지 재평형을 취한 것으로 해석된다.

또한 주성분원소의 선적인 변화경향과 두 개의 그룹을 보이는 P_2O_5 와 MnO 의 변화경향 등은 연구 지역의 암석들이 마그마 혼합에 의해 형성된 것임을 강조한다. 그리고 총희토류원소의 함량변화는 마그마 혼합이 일어나기 이전, 염기성 마그마의 분화와 화강암질 마그마의 분화 두 가지를 모두 고려해야 될 것임을 보여준다. 누대 포획암에서 보여지는 연변부에서 중심부로의 조직변화와 광물조합 및 총희토류원소의 함량변화에 의하면 누대 포획암이 화강암질 마그마와 접하면서 과냉각에 의해 형성되었으며 누대포획암의 연변부가 화강암에 대한 열적장벽으로써의 역할을 한 것으로 판단된다.

신불산-영취산 일원에 분포하는 비반상 용암은, 반정을 거의 가지고 있지 않은 점과 지역적으로 인접하여 분포하는 점, 그리고 염기성 마그마의 주입 시기로 보이는 70 Ma부근의 화산암이라는 점, 주

성분원소와 희토류원소의 함량에서 포획암과의 원소변화의 연속선상에 잘 일치한다는 점에서 연구지역에 분포하는 포획암의 염기성 단성분으로서의 가능성이 있다고 판단된다. 그러나 이 현무암질 안산암의 모마그마가 현무암질 초생마그마일 가능성을 배제할 수는 없다.

연구지역 암석의 분화계열은 비알칼리 계열의 칼크 알칼리 계열이며, 알루미나 포화도는, 대부분의 포획암과 섬록암은 메타알루미나 영역에 해당되고, 화강섬록암과 화강암은 대부분 과알루미나 영역에 해당된다. 그리고 ACNK의 값이 1.1 이하로, 연구지역에 분포하는 화강암질 암석들은 I-형 화강암에 해당된다. 또한 원효산에 분포하는 화강암류의 최소용해액 조성은 0.5~2 kbar의 압력하에서 정출되었으며, 정출 압력을 1 kbar로 가정한 경우 760~700°C의 온도에서 정출된 것으로 보인다. 따라서, 원효산 화강암체는 천부에 관입하여 분화과정 중에 70 Ma를 전후하여 현무암질 안산암 마그마의 주입에 의해 마그마 불균질 혼합과정을 겪었으며, 화강암내의 대부분의 포획암은 이러한 과정의 산물로 형성되었다. 그 이후 고화과정이 계속되었고, 등립질 화강암과 미문상 화강암은 마그마 불균질 혼합과정 이후의 산물로 판단된다.

사 사

이 연구는 1996년도 교육부 기초과학육성연구비 지원에 의한 것임(BSRI-96-5423)을 밝힌다. 논문의 심사과정에서 유익한 지적을 해준 좌용주 교수와 이종익 박사께 감사드린다. 야외작업과 실내작업에 도움을 준 부산대학교 암석학실험실의 대학원생들에게 깊은 사의를 표한다.

참고문헌

- 김종선, 1996, 거제도의 화강암질암에 관한 암석학적 연구 마그마 혼합에 관한 고찰-. 부산대학교 대학원, 이학석사 학위논문, 82p.
- 김종선, 이준동, 2000, 거제도의 화강암질암의 지화학적 특성에 의한 마그마 불균질 혼합 증거. 지질학회지, 36, 19-38.
- 김종선, 이준동, 김인수, 백인성, 최보심, 2000, 울산 방어진일대 화강암내에 산출되는 포획암의 암석학적 연구. 지질학회지, 36, 73-92.
- 김종선, 이준동, 윤성효, 1998, 거제도 화강암질암의 마그마 불균질 혼합 증거: 1. 그 기재적 특성. 지질학회지, 34, 105-121.
- 김훈식, 김성욱, 김근수, 김국락, 손 문, 김종선, 1999,

- 경남 양산 원동칼데라 중앙부의 각섬석-흑운모 화강암에 나타나는 포획암의 기원: 1. 암석기재학적 및 고자기학적 연구. *자원환경지질학회지*, 32, 339-351.
- 김춘식, 윤성효, 정창식, 1998, 신불산-영취산 일대에 분포하는 백악기 화산암류의 화산층서와 암석학적 연구. *지질학회지*, 32, 137-153.
- 성종규, 1995, 경남 양산군 천성산 일원의 백악기 화산암류에 대한 암석학적 연구. 부산대학교 대학원, 이학석사 학위논문, 50p.
- 손치무, 이상만, 김상욱, 김형식, 1978, 한국지질도(1:50,000), 동래·월내도폭 및 설명서. *자원연구소*, 27p.
- 이민성, 강필중, 1964, 한국지질도(1:50,000), 양산도폭 및 설명서. *국립지질조사소*, 23p.
- 조동룡, 권성택, 1994, 남한의 중생대 화강암의 Fe-Ti 산화광물에 대한 암석기재와 광물화학:계열분류에 대한 재고찰. *암석학회지*, 3, 1-19.
- 차문성, 김경진, 윤선, 1972, 부산시 일원(언양-동래지역)의 화성활동과 광화작용에 관한 연구. *광산지질*, 5, 151-162.
- 한국자원연구소(KIGAM), 1995, 한국 심성암 동위원소 연대 지도. *성지문화사*
- 황수진, 1980, 경남 양산군 원효산지역의 산성화성암류에 대한 암석학적 연구. 부산대학교 대학원, 이학석사 학위논문, 40p.
- Bacon, C.R., 1986, Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 91, 6091-6112.
- Barbarin, B., 1986, Comparison of mineralogy of mafic magmatic enclaves and host granitoids, Central Sierra Nevada, California. *Meet. Cordilleran Sect. Geol. Soc. Am., Los Angeles, Calif., Abstr. Progr.*, 18, 83p.
- Barbarin, B., 1988, Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetere Monzogranite (Nord-Foréz. Massif Central. France). *Can. Jour. Earth. Sci.*, 25, 49-59.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83, 145-153.
- Barbey, P., 1991, Restites in migmatites and autochthonous granites: Their main features and their genesis. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 479-492.
- Bateman, P.C., 1983, A summary of critical relations in the central part of the Sierra Nevada Batholith, California, USA. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159, 241-254.
- Bateman, P.C. and Chappell, B.W., 1979, Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 465-482.
- Bateman, P.C. and Nokelberg, W.J., 1978, Solidification of the Mount Givens granodiorite, Sierra Nevada, California. *Jour. Geol.*, 86, 563-579.
- Blake, S. and Campbell, I.N., 1986, The dynamics of magma-mixing during flow in volcanic conduits. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 72-81.
- Blake, S. and Koyaguchi, T., 1991, Insights on the magma mixing model from volcanic rocks. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 403-413.
- Chappell, B.W., 1978, Granitoids from the Moonbi District, New England Batholith, Eastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, 25, 267-283.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987, The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Jour. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989, Inclusion in three S-type granites from Southeastern Australia. *Jour. Petrol.*, 30, 1181-1218.
- Chen, Y.D., Price, R.C., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1990, Mafic inclusion from the Glenborg and Blue Gum Granite Suites, southeastern Australia. *Jour. Geophys. Res.*, 95, 17757-17785.
- Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1988, Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
- Crank, J., 1975, *The Mathematics of Diffusion*, 2nd edn. Oxford University Press, Oxford, 414p.
- Debon, F., 1991, Comparative major element chemistry in various "microgranular enclave-plutonic host" pairs. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 293-312.
- Didier, J., 1973, *Granites and their enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites*. *Development in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991a, *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 625p.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991b, The different types of enclave in granites- Nomenclature. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Dodge, F.C.W. and Kistler, R.W., 1990, Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Jour. Geophys. Res.*, 95, 17841-17848.
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. and Roden, M.F., 1990, Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Petrol.*, 31, 853-881.
- Eberz, G.W. and Nicholls, I.A., 1990, Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism.

- Contrib. Mineral. Petrol., 104, 47-55.
- Elburg, M.A., 1996, Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Lithos*, 38, 1-22.
- Fernandez, A.N. and Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 263-275.
- Fourcade, S. and Javoy, M., 1991, Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France: Evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 345-364.
- Grout, F.F., 1937, Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48, 1521-1572.
- Helz, R.T., 1979, Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction. *Am. Miner.*, 64, 953-965.
- Hibbard, M.J., 1981, The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 158-170.
- Hibbard, M.J., 1995, *Petrography and Petrogenesis*, Prentice Hall, New Jersey, 587p.
- Hibbard, M.J. and Watters, R.J., 1985, Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18, 1-12.
- Hofmann, A.W., 1980, Diffusion in natural silicate melts: a critical review. In *Physics of Magmatic Processes* (ed. R.B. Hargraves), Princeton Univ. Press, Princeton, 385-417.
- Holden, P., Halliday, A.N. and Stephens, W.E., 1987, Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330, 53-56.
- Holden, P., Halliday, A.N., Stephens, W.E. and Henney, P.J., 1991, Chemical and isotopic evidence for major mass transfer between mafic enclaves and felsic magma. *Chem. Geol.*, 92, 135-152.
- Humphries, S.E., 1984, The mobility of the rare earth elements in the crust. In *Rare earth element geochemistry* (ed. P. Henderson), Elsevier, Amsterdam, 315-341.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 8, 532-548.
- Jin, M.S., 1988, Geochemistry of the Cretaceous to early Tertiary granitic rocks in Southern Korea, Pt. II. Trace elements geochemistry. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 24, 168-188.
- Lacroix, A., 1890, Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, 2, 25-56.
- Langmuir, C.K., Vocke, R.D., Hanson, G.N. and Hart, S.R., 1978, A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 380-392.
- Leake, B.E. and Winchell, H., 1978, Nomenclature of amphiboles. *Am. Miner.*, 63, 1023-1052.
- Lee, J.I., 1991, Petrology, mineralogy and isotopic study of the shallow depth emplaced granitic rocks, southern part of the Kyoungsang Basin, Korea-Origin of micrographic granite-Disc thesis, University of Tokyo, 197p.
- Lee, J.I., 1994, Major element geochemistry of the shallow-depth emplaced granitic rocks, southern part of the Kyeongsang Basin, Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 30, 482-496.
- Liankun, S. and Kuirong, Y., 1991, A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Daning granodiorite pluton, Guangxi, China. In *Enclaves and Granite Petrology* (eds. J. Didier and B. Barbarin), Elsevier, Amsterdam, 95-112.
- Mass, R., Nicholls, I.A. and Legg, C., 1997, Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. *Jour. Petrol.*, 38, 815-841.
- Mehnert, K.R., 1968, *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Developments in Petrology, 1. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Noyes, H.J., Wones, D.R. and Frey, F.A., 1983, A tale two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California. *Jour. Geol.*, 91, 353-379.
- Poli, G.E. and Tommasini, S., 1991, Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *Jour. Petrol.*, 32, 657-666.
- Phillips, G.N., Wall, V.J. and Clemens, J.D., 1981, Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite. *Can. Mineral.*, 19, 47-63.
- Piper, D.Z., 1974, Rare earth element in the sedimentary cycle: a summary. *Chem. Geol.*, 14, 285-304.
- Reid, J.R., Evans, O.C. and Fates, D.G., 1983, Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 243-261.
- Ryerson, F.J. and Hess, P.C., 1978, Implication of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 921-932.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental

- calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol., 110, 304-310.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R. and Whitehouse M.J., 2000, Geochemistry of enclave and host granites from the Nelas area, central Portugal. Lithos, 50, 153-170.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.
- Sun, S.S., 1982, Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 179-192.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L., 1958, Origin of granite the light of experimental studies in the system of NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O, USA. Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153p.
- Vernon, R.H., 1984, Microgranitoid enclave in granites-globules of hybrid magma quenched in plutonic environment. Nature, 309, 438-439.
- Vernon, R.H., 1990, Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. Jour. Geophys. Res., 95, 17849-17859.
- Wall, V.J., Clemens, J.D. and Clarke, D.B., 1987, Models for granitoid evolution and source compositions. Jour. Geol., 95, 731-749.
- Watson E.B., 1976, Two-liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications. Contrib. Mineral. Petrol., 56, 119-134.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962, The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. Jour. Petrol., 3, 238-243.

(책임편집: 좌용주)

(2000년 6월 20일 접수, 2000년 7월 20일 수리)

Petrology of enclave in the Mt. Wonhyo granite, Yangsan city

Mi-Jung Jeen, Jong-Sun Kim, Joon-Dong Lee, In-Soo Kim and In-Sung Paik¹

Department of Geology, Pusan National University, Pusan 609-735,

¹Division of Earth Environmental Science, Pukyong National University, Pusan 608-737, Korea

Abstract: The granites distributed in the Kyongsang basin contain the rocks which are different from the host rocks, and they are known as mafic microgranular enclaves. The genesis of the mafic microgranular enclaves can be divided into four types: (1) rock fragments from country rocks; (2) cumulation of the early crystals in host magma or disruption of early chilled borders; (3) magma mingling; and (4) restite. These enclaves can be easily found in the granites around Mt. Wonhyo, Yangsan city. They are ellipsoidal in shape, and have phenocrysts might be originated from the host rocks and sharp contacts with the granites. Under the microscope, textures such as oscillation zoning, hornblende-mantled quartz, rapakivi texture, and acicular apatite are observed, and these indicate that the enclaves were originated from magma and then produced by chilling. The evidences showing that the enclaves were formed by magma mingling are: (1) petrographical characteristics; (2) similarity of the compositions between the rim of plagioclase in the enclave and plagioclase in the granite; (3) linear trends of the major elements; (4) total REE content of the enclaves; and (5) Textural and compositional variations from rim to core in zoned enclaves. The mafic end member of the enclave is regarded as the aphyric basaltic andesite in Mt. Sinbul-Youngchui area. The granites around Mt. Wonhyo experienced the magma mingling process which was produced by the injection of mafic magma at about 70 Ma, during the crystal differentiation, and then continued the crystallization. The equigranular granites and the micrographic granites in the study area are considered as the results after the magma mingling process.

Key words: mafic microgranular enclave, mingling, restite, granites, mafic end member