

장석광상 모암인 제천반상화강암의 암석학적 특성

이한영* · 김대업 · 박종권

한국지질자원연구원 지질연구부, 305-350 대전시 유성구 가정동 30

Petrology of Host Body of Feldspar Deposits in Jechon Granites

Han-Yeang Lee* · Dai-Oap Kim · Joongkwon Park

Korea Institute of Geosciences and Mineral Resources (KIGAM) Geology Division,
305-350 Gajung-dong 30, Yuseong-gu, Daejeon, S. Korea

Abstract: Jechon granite can be divided into two types; porphyritic granite (K-feldspar megacryst bearing) and medium-grained biotite granite. Porphyritic granite, host body of feldspar deposits, is 8 ~ 11 km in diameter and about 80 km² in area. It mainly contains K-feldspar, plagioclase, biotite and quartz, and magnetite, zircon, sphene and apatite are accessory minerals. Enclosed minerals in K-feldspar megacryst with 3 ~ 10 cm in diameter are hornblende, plagioclase, quartz, magnetite, apatite, sphene and zircon. Mafic enclaves mainly consisting of hornblende, plagioclase and quartz are frequently observed in porphyritic granite. Medium-grained biotite granite consists of K-feldspar, plagioclase, biotite and hornblende as main, and hematite, muscovite, apatite and zircon as accessory minerals. Core and rim An contents of plagioclase from porphyritic granite, medium biotite granite, K-feldspar megacryst, and mafic enclave are 36 and 21, 40 and 32, 37 and 32, and 43 and 36, respectively. X_{Fe} values of hornblende are 0.57 at biotite granite, 0.51 at K-feldspar megacryst and 0.45 at mafic enclave. X_{Fe} values of biotite and hornblende are homogeneous without chemical zonation. K-feldspar megacryst shows end member of pure composition with exsolved thin lamellar pure albites. Characteristics of mineral compositions and petrography indicate porphyritic granite is igneous origin and medium-grained biotite granite comes from the same source of magma; biotite granite is initiated to solidify and from residual melt porphyritic granite can be formed. Possibly K-feldspar megacrysts are formed under H₂O undersaturation condition and near K-feldspar solidus curve temperature; growth rate is faster than nucleation rate. Mafic enclaves are thought to be mingled mafic magma in felsic magma, which is formed from compositional stratigraphy. Estimated equilibrium temperature and pressure for medium-grained biotite granite are about 800°C and 4.83 ~ 5.27 Kb, respectively.

Key words: porphyritic granite, K-feldspar megacryst, mafic enclave, growth rate

요약: 제천화강암은 반상화강암(거정질 K-장석 함유 화강암)과 중립질 화강암으로 나눈다. 장석광상모암인 반상 화강암은 직경 8 ~ 11km, 면적 약 80km²이다. 반상 화강암의 주 구성광물은 정장석, 사장석, 흑운모, 석영이며 부구성광물은 자철석, 저어콘, 스피넬, 인회석이다. 직경 3 ~ 10cm 거정질 정장석에 포획된 광물들은 각섬석, 사장석, 석영, 자철석, 스피넬, 인회석, 저어콘이다. 주로 각섬석, 사장석, 석영으로 구성된 염기성 포획암이 반상 화강암에 자주 관찰된다. 중립질 흑운모 화강암은 주로 정장석, 사장석, 흑운모, 각섬석으로 구성되고 부구성광물은 적철석, 백운모, 인회석, 저어콘이다. 반상 화강암, 중립질 흑운모 화강암, 거정질 장석 및 염기성 포획암의 사장석 입자 중앙부와 주변부의 An[Ca/(Ca+Na)] 함량은 각각 36과 21, 40과 32, 37과 32, 43과 36이다. 각섬석의 X_{Fe} 함량은 흑운모 화강암에서 0.57, 석기부분이 0.51, 염기성 포획암이 0.47이다. 흑운모와 각섬석은 모두 화학적 누대구조가 없이 균질한 성분분포를 보인다. 거정질 정장석은 화성기원이며 동일 기원의 흑운모 화강암이 먼저 형성된후 잔류마그마에서 H₂O가 불포화되면서 K-장석의 고체곡선 부근에서 성장속도가 핵결정속도보다 매우 빨라져서 거정질로 된 것으로 해석된다. 염기성 포획암의 성인은 마그마가 염기성과 규장질의 성분층을 이룰 때 하부의 염기성 마그마가 상부의 규장질 마그마를 관입하여 혼재되어서 형성된 것으로 해석된다. 흑운모 화강암의 평형온도 및 압력은 약 800°C와 4.83 ~ 5.27Kb로 추정된다.

주요어: 반상화강암, 거정질 K-장석, 염기성 포획암, 성장속도

서 언

국내 장석광의 부존은 전국에 광범위하게 분포하고 있으나 특히 대보화강암 및 불국사화강암의 관입암체나 그 주변의 결정질 변성암체에 주로 부존하고 있다. 이들 장석광상은 유형별로 페그마타이트, 우백질 화강암, 편마암내의 장석농집대, 규장암 및 산성암맥, 열극충진 및 열수변질대, 풍화산류 광상으로 나눌 수 있다. 이 연구는 충북제천일대에 분포하는 암체로써 반상 화강암으로 거정질의 K-장석 반정을 함유하고 있다.

제천지역 반상 화강암에 대한 연구는 김용준(1979), 진명식 외(1992), 사공희 · 좌용주(1997)가 있다. 김용준은 제천화강암 전체를 5가지 암상으로 분류하고(조립질 흑운모 화강섬록암, 세립질 각섬석 흑운모 화강섬록암, 조립질홍색장석 화강섬록암, 우백질 화강암, 반상 흑운모 화강암) 진명식 외(1992)는 제천화강암을 중립-조립질 흑운모 화강암이라 명명하였고 Rb-Sr, K-Ar 및 피셔트랙에 대한 연구를 하였다. 사공희 · 좌용주(1997)는 지화학연구를 통하여 전암조성이 I-타입이라 하였다.

이 연구는 제천 장석광상의 모암인 반상 화강암의 암석학적 특성, 즉 거정질 정장석 및 염기성 포획암

의 성인과 장석광상의 형성과정을 파악하는데 목적이 있다.

지질개요

이지역의 지질은 선캄브리아기의 박달령 변성암이 최하부층이고 그 상부를 조선누층군의 대석회암층군이 부정합으로 피복하고 있다. 대석회암층군 상부에는 부정합으로 주로 천매암과 녹니석 편암으로 구성된 오오도비스기의 서창리층과 시대미상의 금수산규암층이 덮혀 있다. 그 후 이들을 관입한 주라기 화강암류가 넓게 분포한다(김기완 외, 1967).

지질분포는 서부 변성암대와 동부 석회암대로 대별할 수 있다. 서부 변성암대는 이 지역의 북서부에 광범위하게 분포하는 화강암질 편마암 등으로 구성된 박달령 변성암류를 기저로 하고 남반부에 서창리층과 규암층이 분포한다. 동부 석회암대는 조선누층군의 대석회암층군으로 이루어져 있으며 이 지역의 남부에 분포한다.

조사지역의 대부분을 점유하는 화강암은 중앙부에 넓게 분포하며 중립질 흑운모 화강암과 거정질의 K-장석을 함유한 반상 화강암으로 구분된다. 반상 화강암은 타원체형의 주라기 화강암체의 서측부에 직경

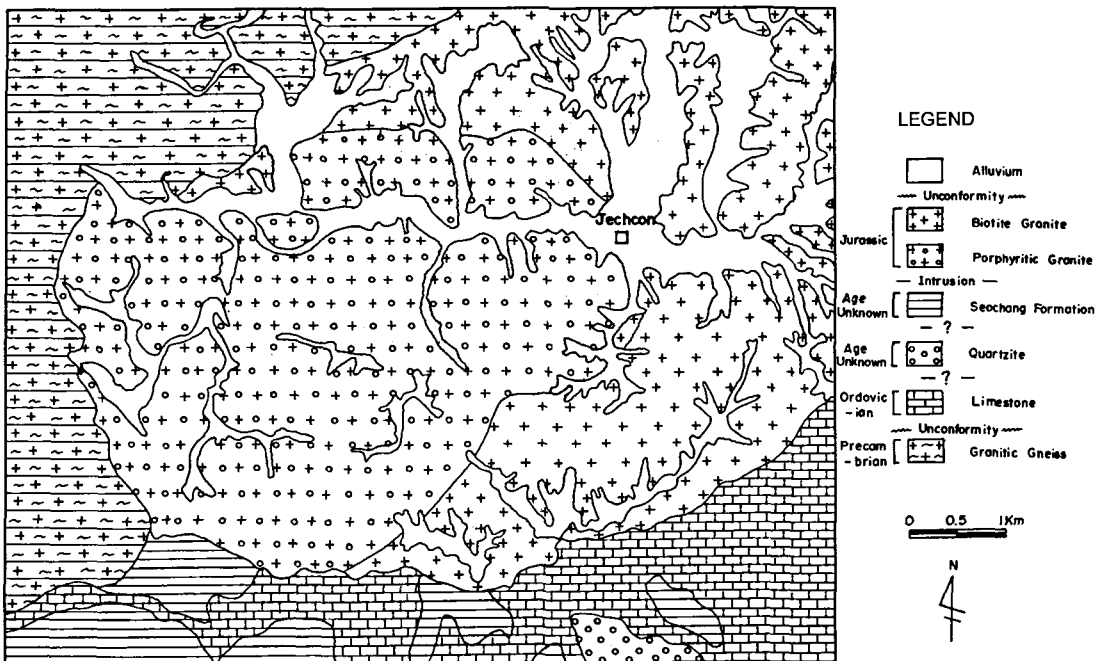


Fig. 1. Schematic geological map of the Jecheon area.

8~11km 범위로 원형으로 분포하고 흑운모 화강암은 반상 화강암의 연변부 지역에 분포한다(Fig. 1). 반상 화강암의 중심부에서는 최대 15cm 이상의 정장석 반정이 자형으로 나타나며 반정의 크기는 약 3~7cm이다. 주구성 광물은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모이며 각섬석, 스피넬, 자철석 등이 거정질의 정장석 안에 포획되어 있다. 반상 화강암에는 다양한 크기의 원형 및 타원형의 염기성 포획암이 자주 관찰되는 데, 구성하는 광물은 세립질의 각섬석, 사장석, 석영이며 흑운모, 저어콘이 소량으로 관찰된다. 흑운모 화강암은 등립질 조직이며 흑운모를 대략 5% 정도 함유하며 주구성 광물은 석영, 사장석, 정장석, 각섬석이고, 소량의 백운모, 인회석, 저어콘, 적철석이 있다.

광물화학

사공희 외(1997)는 제천반상화강암의 전암 화학성분은 SiO₂가 67~73%이며 Si가 증가함에 따라 즉

분화의 진행에 따라 주성분원소들의 함량변화가 체계적인 증가 내지 감소의 경향을 보여 이는 마그마 결정분화의 칼크알카리계열의 화성암류라고 지적하였다.

반상 및 중립질 흑운모 화강암과 염기성 포획암의 대표적인 시료에 대해 기초과학지원연구소의 CAMECA FX51 기종을 이용하여 주요 구성 광물을 EPMA 분석하였다.

분석조건은 고전압 15kV, 빔전류 20nA 빔직경 1μm, 주사시간은 10초이다. 표준시료는 Na는 알바이트, Mg는 페리클라스, Al은 강옥, Si와 Ca는 규회석, K는 정장석, Fe는 적철석, Ba는 중정석, P는 인회석, Mn과 Ti는 유리질 MnTiO₃를 사용하였으며 대표적인 분석결과는 Tables 1~5와 같다.

사장석

사장석은 반자형 및 타형이며 나타나며 중립질 흑운모 화강암내의 사장석 An 함량은[Ca/(Na+Ca)] 중앙부에서 40, 입자 주변부는 32로 보이는 안테신으로

Table 1. Representative microprobe analysis of plagioclase from Jechon granite.

	Pl in K-feldspar megacryst			Pl in porphyritic granite matrix			Pl in medium biotite granite		
	core	inter	rim	core	inter	rim	core	inter	rim
SiO ₂	56.69	59.59	59.87	58.21	60.55	62.43	57.57	58.74	59.30
TiO ₂	0.03	0.043	0.10	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	25.77	25.11	27.74	25.63	24.22	22.80	26.03	25.32	24.94
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7.89	6.92	6.92	7.84	6.39	4.55	8.62	7.74	7.05
MnO	0.05	-	0.02	-	0.07	0.02	-	-	0.06
FeO	0.18	0.11	0.24	0.08	0.12	0.18	0.13	0.14	0.27
BaO	-	0.01	-	0.07	0.01	0.02	0.01	0.05	0.10
Na ₂ O	7.24	7.96	8.19	7.37	8.24	9.26	7.12	7.76	7.88
K ₂ O	0.17	0.15	0.17	0.08	0.28	0.305	0.23	0.31	0.29
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.09	0.04	0.05	0.02	0.06	0.06	0.07
Total	100.09	99.94	100.35	99.51	99.92	99.58	99.777	100.12	99.95
Cations based on 8 oxygens									
Si	2.624	2.662	2.668	2.622	2.703	2.783	2.592	2.632	2.657
Ti	0.001	0.001	0.003	-	-	-	-	-	-
Al	1.358	1.322	1.300	1.360	1.274	1.198	1.381	1.337	1.317
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.378	0.331	0.331	0.378	0.306	0.218	0.416	0.372	0.339
Mn	0.002	-	0.001	-	0.003	0.001	-	-	0.002
Fe	0.007	0.004	0.009	0.003	0.005	0.007	0.005	0.005	0.010
Ba	-	-	-	0.001	-	-	-	0.001	0.002
Na	0.628	0.689	0.708	0.643	0.713	0.801	0.622	0.674	0.685
K	0.009	0.008	0.009	0.015	0.015	0.016	0.013	0.017	0.016
P	0.003	0.002	0.004	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003
Ab	61.82	66.97	67.55	61.93	68.94	77.34	59.15	63.33	65.73
Or	0.94	0.85	0.90	1.52	1.51	1.62	1.27	1.64	1.60
An	37.24	32.17	31.55	36.43	29.53	21.01	39.57	34.94	32.51
Cs	-	0.02	-	0.12	0.01	0.03	0.01	0.09	0.16

Table 2. Representative microprobe analysis of plagioclase from the mafic enclave.

	core	intermediate	rim
SiO ₂	57.55	57.33	58.14
TiO ₂	-	0.04	-
Al ₂ O ₃	26.33	26.21	25.32
MgO	-	-	-
CaO	8.75	8.65	7.86
MnO	0.06	0.03	0.04
FeO	0.18	0.07	0.13
BaO	-	0.06	0.02
Na ₂ O	6.58	7.23	7.69
K ₂ O	0.09	0.12	0.10
P ₂ O ₅	-	0.13	0.07
Total	99.55	99.87	99.38
Si	2.591	2.579	2.624
Ti	-	0.001	-
Al	1.397	1.390	1.347
Mg	-	-	-
Ca	0.422	0.417	0.380
Mn	0.002	0.001	0.002
Fe	0.007	0.003	0.005
Ba	-	0.001	-
Na	0.574	0.631	0.673
K	0.005	0.007	0.005
P	-	0.005	0.003
Ab	57.34	59.75	63.53
Or	0.49	0.66	0.53
An	42.15	39.50	35.91
Cs	-	0.09	0.04

분류된다. 반상 화강암의 석기 부분에서 사장석 An은 중앙부에서 36, 입자 주변부는 21이며 안데신에서 올리고클레이스 영역에 해당되는 성분누대를 보인다. 거정질의 정장석 내에 포획된 사장석의 An 함량이 중앙부는 37, 주변부는 32로써 안데신으로 분류된다 (Table 1). 반상 화강암내의 염기성 포획암의 사장석 An 성분은 입자 중앙부에서 43이며 주변부는 36의 안데신이며 (Table 2), 중립질 흑운모화강암과 반상 화강암의 사장석보다 An 함량이 높다. An 함량은 중립질 흑운모 화강암, 거정질의 정장석, 반상 화강암의 석기부분 순으로 낮게 나타낸다.

정장석

반상 화강암의 거정질 K-장석은 단성분의 K-장석이며 용리된 사장석도 순수한 알바이트로 나타난다. 전체적으로 마이크로퍼사이트에 해당하며 현미경하에서 용리된 사장석을 관찰하기는 어렵다. 이들의 화학 성분은 Table 3과 같다. 특이할 점은 Ba 함량이 높으며 한 입자안에서 중앙부에서 주변부로 감에 따라 불규칙한 분포를 보인다는 것이다 (Fig. 3).

Table 3. Representative microprobe analysis of K-feldspar host and exsolved albite.

	K-feldspar megacryst			exsolved albite in K-feldspar host
	core	rim	inter	
SiO ₂	63.81	64.20	64.36	67.11
TiO ₂	0.03	0.09	-	0.02
Al ₂ O ₃	18.28	18.18	18.31	20.08
MgO	0.01	0.01	-	-
CaO	0.01	-	0.02	0.95
MnO	-	0.03	-	-
FeO	0.08	0.04	0.15	0.04
BaO	0.95	0.65	0.98	0.04
Na ₂ O	0.58	0.66	0.74	11.52
K ₂ O	15.44	15.44	15.08	0.10
P ₂ O ₅	-	-	0.03	-
Total	99.17	99.29	99.08	99.87
cations based on 8 oxygens				
Si	2.988	2.995	2.993	2.949
Ti	0.001	0.003	-	0.001
Al	1.009	0.999	1.003	1.040
Mg	-	0.001	-	-
Ca	0.001	-	0.001	0.045
Mn	-	0.001	-	-
Fe	0.003	0.001	0.006	0.002
Ba	0.017	0.012	0.018	0.001
Na	0.053	0.059	0.067	0.982
K	0.922	0.919	0.895	0.006
P	-	-	0.009	-

각섬석

각섬석은 반자형 및 타형으로 산출되며 X_{Fe}(Fe/(Fe+Mg)) 함량은 염기성 포획암이 0.45, 반상 화강암의 거정질 정장석이 0.51, 중립질 흑운모 화강암이 0.57이며 (Table 4), 입자 안에서 화학적 누대구조 없이 균질한 성분분포를 보인다. 염기성 포획암의 각섬석이 가장 낮은 Fe 함량을 보인다. 반상 화강암의 석기질 부분에서는 각섬석을 관찰하지 못하여 성분분석을 시도하지 않았다.

흑운모

나타나는 흑운모는 대부분 반자형 또는 타형이며 X_{Fe}(Fe/(Fe+Mg)) 함량이 염기성 포획암에서 0.47, 중립질 흑운모 화강암에서 0.54, 반상 화강암의 석기부분이 0.51이다 (Table 5). 이 Fe 값은 각섬석처럼 염기성 포획암의 흑운모가 가장 낮은 함량을 보이고 입자 안에서 화학적 누대구조를 보이지 않는다. 경하에서 거정질의 정장석 내에서는 흑운모를 관찰할 수 없고 전자현미경하의 전자이미지로 각섬석 내에 포획된 50µm 정도의 흑운모를 한점 발견하였다.

Table 4. Representative microprobe analysis of hornblends from the Jecheon granite.

	Hb in K-feldspar magacryst	Hb in medium bt granite	Hb in mafic enclaves
SiO ₂	42.91	42.14	43.78
TiO ₂	1.70	1.28	1.39
Al ₂ O ₃	9.36	9.53	8.97
MgO	10.38	8.77	11.31
CaO	11.52	11.73	12.08
MnO	0.52	0.66	0.39
FeO	19.36	20.53	16.43
BaO	-	-	-
Na ₂ O	1.54	1.08	1.25
K ₂ O	1.03	1.19	1.05
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.14
Total	98.42	96.98	96.77
Si	6.504	6.531	6.645
Ti	0.194	0.150	0.159
Al	1.672	1.740	1.604
Mg	2.345	2.026	2.560
Ca	1.871	1.948	1.965
Mn	0.067	0.086	0.050
Fe	2.454	2.661	2.085
Ba	-	-	-
Na	0.457	0.326	0.368
K	0.200	0.234	0.202
P	0.012	0.010	0.017
Fe/Fe+Mg	0.51	0.57	0.45

Table 5. Representative microprobe analysis of biotites from the Jecheon granite.

	Bi in porphyritic granite matrix	Bi in medium bt granite	Bi in mafic enclave
SiO ₂	34.98	35.48	36.07
TiO ₂	3.41	2.96	4.49
Al ₂ O ₃	17.02	15.12	14.24
MgO	8.60	10.05	11.66
CaO	0.02	-	0.07
MnO	0.31	0.34	0.26
FeO	22.11	21.61	19.02
BaO	-	-	-
Na ₂ O	0.07	0.06	0.11
K ₂ O	9.01	8.85	9.09
P ₂ O ₅	-	-	0.05
Total	95.52	94.47	95.06
Si	5.398	5.528	5.523
Ti	0.396	0.347	0.517
Al	3.094	2.777	2.570
Mg	1.978	2.334	2.661
Ca	0.003	-	0.012
Mn	0.040	0.044	0.033
Fe	2.853	2.817	2.435
Ba	-	-	-
Na	0.019	0.017	0.032
K	1.774	1.760	1.776
P	-	-	0.006
Fe/Fe+Mg	0.59	0.54	0.47

산화철광물

조립질 흑운모 화강암에서는 타형의 적철석이, 반상 화강암에서는 타형의 자철석이 관찰되며 둘 다 Ti 성분이 거의 없는 순수한 산화철이다. 수산화철인 침철석이 각섬석의 변질부에 있다.

반상 화강암의 암석학적 특성

이전의 연구자들이 제천화강암에서 거정의 K-장석 반응을 함유하는 화강암을 반상 화강암으로 명명하였다. 이 연구에서도 편의상 같은 명칭을 사용하고 있으나 좀 더 정확한 표현은 거정질 장석 화강암이다.

김용준(1979)은 제천화강암 전체를 5가지 조립질 흑운모 화강섬록암, 세립질 각섬석 흑운모 화강섬록암, 조립질 홍색 장석 화강섬록암, 우백질 화강암, 반상 흑운모 화강암상으로 분류하고, 이들의 모우드 분석값이 화강섬록암에서 아다멜라이트에 이므로 동일 마그마 기원의 분화산물이라고 하였다. 진명식 외(1992)는 제천화강암체의 Rb-Sr 전암-광물 연령은 203±2Ma로써 관입시기는 쥬라기 초이며 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 초생비는 0.7140이다. 화강암체의 초기 물질은 지각물질이 부분 용융을 받은 S-형 마그마나 맨틀기원의 I-형 마그마가 지각물질과의 혼화작용에 의한 것으로 보았으며 피션트랙을 통한 암체의 지열사는 초기 마그마가 지하심부(katazon 또는 mesozone: 7~9km)로 관입·정출하면서 약 300°C까지 급격한 초기 냉각(20°C/Ma)을 거친 후 쥬라기 중기-백악기 초기(190~140Ma)까지는 오랫동안 냉각이 정체, 백악기 초기-말기(140~70Ma)동안은 지체 구조운동으로 인하여 200°C까지 냉각(약 14°C/Ma), 그 후 백악기 말기-제삼기초(70~50Ma)에는 지각상승으로 인한 냉각(약 5°C/Ma), 마지막 제삼기 이후-현재까지는 제삼기의 지체구조운동으로 인하여 약 2°C/Ma의 속도로 냉각되었다고 해석하였다(Fig. 2).

피션트랙 방법은 열역사를 이해하는데 많이 사용되고 있으나 자연상태에서의 열교란에 의한 동위원소의 비평형상태, 그리고 이온분석기에 의하여 규명되고 있듯이 각 광물입자 내의 표면연정에 의한 동위원소들의 불균질 등으로 인하여 Fig. 2처럼 이상적인 곡선을 자연계에서 유추한다는 것은 많은 문제점과 오차를 내포하고 있다. 그러나 열적 교란 없이 오랜기간 냉각이 정체된 열적 평형상태에 있었다는 결과는

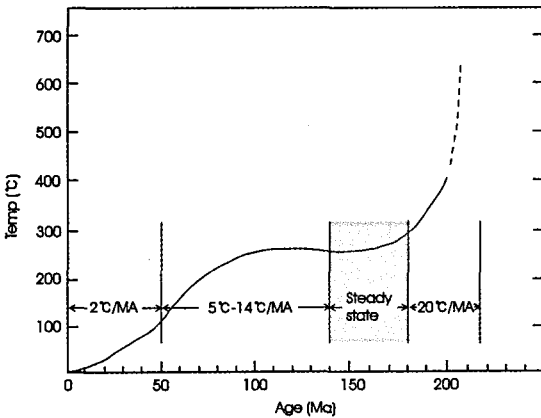


Fig. 2. Cooling curve of Jecheon granite. Data from Jin *et al.* (1992).

거정질의 K-장석이 성장할 수 있는 적절한 열적환경과 일치한다.

반상 화강암의 사장석과 중립질 흑운모 화강암의 사장석 An 함량은 Table 1과 같다. 중립질 흑운모 화강암의 사장석 An 함량은 중앙부에서 40, 입자 주변부는 32인 안데신이며 반상 화강암의 석기 부분의 사장석 An은 중앙부에서 36, 입자 주변부에서 21로 안데신에서 올리고클레시스 영역에 해당되는 성분 누대를 보인다.

반상 화강암과 인접한 중립질 흑운모 화강암과는 관입 경계가 나타나지 않으며 반상 화강암의 거정질 장석함량이 중심부에서 주변부로 갈수록 점이적인 것으로 보아 동일 기원의 분화산물로 추정된다. 이들이 동일 기원의 마그마에서 유래되었다면 두 암상에서 사장석의 화학성분은 중립질 흑운모 화강암이 고온에서 먼저 정출되어 An 함량이 32까지 냉각되었고 반상 화강암은 이보다 후기에 잔류 마그마에서 정출되어 An 값이 21까지 고결 되었음을 나타낸다.

거정질 K-장석(K-feldspar megacryst)

반상 화강암에서 거정질의 K-장석의 함유량은 야외 모우드값에서 20~25%이다. 풍화잔류물의 무게비에서는 약 50%이다. 거정질 장석은 길이가 3~7cm, 최대 15cm까지이며 담홍색이다. 이들 단결정들은 야외에서 주상구조를 보이며 염기성 포획암에서도 자형의 거정질이 관찰된다. K-장석들은 염기성 포획암과 반상 화강암의 경계부에서도 나타나며 반상 화강암이 이를 관입하고 있다. 이는 반상 화강암 마그마에서 정출된 K-장석이 잔류 마그마에 의해 염기성 포획

암 안으로 운반된 것을 의미한다. 이러한 산출상태는 Pitcher(1993)가 제시한 이동모델과도 일치한다. K-장석의 석기부분의 성분은 순수한 정장석이며 용리된 사장석도 순수한 알바이트이며 전체적으로 마이크로퍼사이트이다.

거정질의 K-장석에 포획된 광물들은 사장석, 각섬석, 석영, 자철석, 스피넬, 저어콘, 인회석이며 대체로 자형의 형태를 떠나 각섬석과 석영은 불규칙한 양상을 보인다. 흑운모는 거의 없으며 드물게 각섬석에 포획되어 있고 침철석은 각섬석이 변질된 것이다. 포획된 사장석의 An 성분은 입자 중앙에서 37, 주변부는 32인 누대구조를 보이며 각섬석은 입자내에서 누대구조는 없고 균질한 성분을 보인다.

거정질 K-장석의 성인은 여러 학자들에 의하여 변성기원인 반상변경과 화성기원인 반정에 의한 것으로 해석되어 지고 있다(이종익, 1997). 일반적으로 화성기원의 거정질 반정이 형성되는데는 H₂O가 불포화된 마그마에서 핵결정속도가 결정의 성장속도 보다 훨씬 느릴 때 매우 빠른 속도로 결정이 성장한다(Swanson, 1977). Long과 Luth(1986)는 K-장석 반정에 나타나는 Ba의 성분이 역전된 누대를 나타내며 이러한 불규칙한 분포를 보이는 것은 용액에서 결정이 성장하는 것으로 해석하였다.

제천화강암체와 주변 암체와의 뚜렷한 관입경계, 전형적인 화강암조직, K-장석 반정에 나타나는 Ba의 불규칙한 성분누대 구조(Fig. 3) 등은 제천화강암체에 나타나는 거정질 장석이 반정성인을 가능케 한다. 노두에서 염기성 포획암 및 애프라이트택 인쪽과 경계부분에 거정질 장석이 관찰되는데 이는 반상변정의 성인을 가능케도 하나 용액(melt)에서 성장하는 화성기원의 반정에 의해서도 형성되어 질 수 있다. 거정질 장석내에 포획되어 나타나는 광물들의 불규칙한 산출상태 및 정장석과 용리된 사장석의 균질한 성분과 포획된 광물들의 화학적 특징도 Vernon(1986)이 제시한 점과 일치하여 반정에 의한 성인을 지지하고 있다.

이러한 관점에서 볼 때 인접한 중립질 흑운모 화강암이 동일 기원의 마그마에서 먼저 형성된 후 잔류 용액에서 H₂O가 불포화되면서 온도가 K-장석 고체곡선 가까이 하강하였을 때 성장속도가 극대화되고 반상화강암의 거정질 K-장석이 형성된 것으로 보이며 핵결정속도는 매우 낮았을 것이다. 중립질 화강암에서는 적철석, 반상 화강암에서는 자철석만

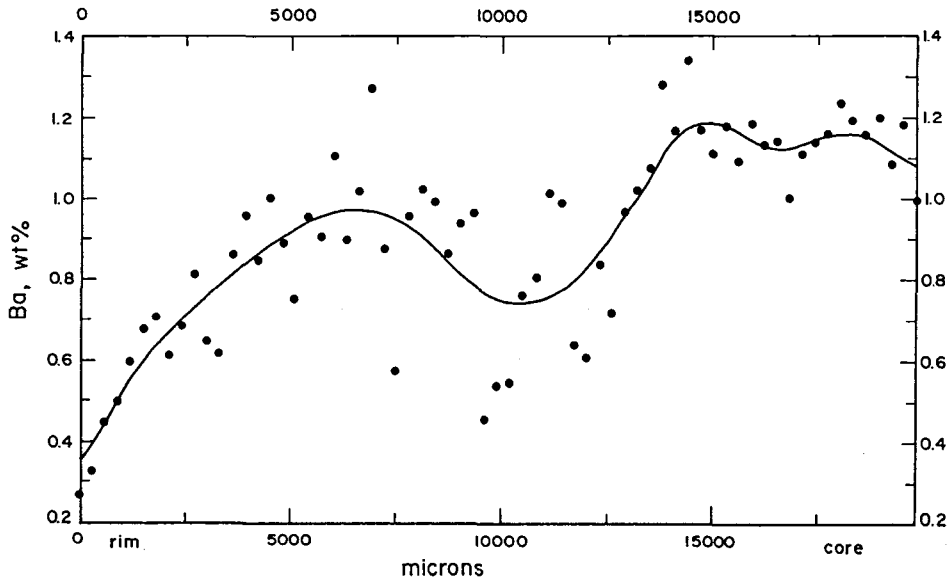


Fig. 3. Traverse for Ba from rim to core in K-feldspar megacryst, Jecheon area. Curve indicates arbitrary curvature trend.

관찰되는 것은 X_{H_2O} 및 f_{O_2} 가 중립질 흑운모 화강암 쪽이 반상 화강암보다 높으며 이는 앞의 반정기원을 지지한다.

염기성 포획암(Mafic enclaves)

반상 화강암에서는 염기성 포획암이 자주 관찰되는데 이의 성립은 염기성 마그마가 산성 마그마에서의 혼재기원과 반상 화강암 기원물질의 잔류물질이 포획되는 두 가지의 경우로 해석되고 있으며 현재로서는 전자의 이론이 후자보다 높게 지지되고 있다(Pitcher, 1993). Zorpi *et al.*(1989)의 모델에 의하면 현재 화강암이 관입된 곳보다 깊은 곳에서 분별정출작용에 의하여 성분이 다른 층의 마그마가 층을 이루면서 형성되고 아래쪽의 염기성 마그마가 상부의 산성 마그마를 관입할 때 높은 열에 의하여 상부 마그마가 다시 재용융 되면서 혼재, 혼합 및 혼화작용에 의하여 세립, 중립질로 이루어진 염기성 포획암들을 형성, 마그마 속을 부유하면서 변형되기도 한다는 것이다.

연구대상인 반상 화강암에서 염기성 포획암들이 많이 산출되고 인접한 중립질 흑운모 화강암에서는 나타나지 않는 것으로 보아 후기 단계에서 즉 반상화강암을 형성하는 잔류액에 염기성 마그마가 관입, 혼재되었을 가능성이 크다고 하겠다.

염기성 포획암을 구성하는 광물은 주로 세립질의 각섬석, 사장석, 석영이며 흑운모, 저어콘 등도 관찰

된다. 사장석의 An 성분은 입자 중앙부에서 43이며 주변부는 36을 나타내며 중립질 흑운모 화강암과 반상 화강암에 나타나는 사장석보다 An 함량이 높은 것으로 보아 이들 암체보다 고온에서 형성된 것을 유추할 수 있다. 각섬석의 X_{Fe} 함량은 0.45로서 화학적 누대구조 없이 균질한 성분을 보이며 화강암체들의 각섬석보다 낮은 Fe 함량(0.47)을 보인다. 따라서 염기성 포획암을 구성하는 광물의 화학성분을 볼 때 염기성 마그마가 화강암 마그마와 혼재하는 동안 영향을 받았을 것으로 보이나 이들 마그마와 완전한 동화, 즉 화학적 재평형은 일어나지 않은 것으로 보인다.

장석광상의 성인

제천 장석광상은 반상 화강암이 풍화작용을 받아 기질부는 토양화되었으나 거정질로 함유된 K-장석은 풍화되지 않고 반정상태로 잔류하여 기계적 분리가 가능한 풍화 잔류형 광상을 형성하고 있다. 반상 화강암은 타암체와의 경계부, 그리고 반상 화강암을 관입하고 있는 다수의 구조선에 의하여 지표수의 유입 및 지하수의 유통을 원활히 할 수 있는 구조적인 조건을 가지고 있다.

상기와 같은 지질여건으로 반상 화강암 분포지는 풍화토양을 이룬 구릉지를 형성하며 주변에 비해 낮은 분지형 지형을 발달시킨다. 풍화대에서의 장석반

정은 백색 내지 담홍색을 나타내며 반정의 크기는 작은 군에서는 7mm(단경)×10mm(장경), 큰 군에서는 14mm(단경)×24mm(장경)크기가 일반적이다.

장석반정은 일정한 방향으로 배열되어 있지 않으며 불규칙하게 농집 되기도 하여 특히 풍화대 내에 장석반정으로만 구성된 10m 내외의 맥상형태로 장석 부광대를 이룬 곳이 발견되기도 한다.

조사지역의 동서를 관통하여 주포천에 함유하는 제천천을 비롯한 여러 지류는 전형적인 사행천으로 침식작용이 활발하여 장석반정을 비롯한 많은 퇴적물을 운반시킨다. 따라서 주포천 일대 및 지류의 하상퇴적물 중에는 많은 양의 장석반정이 운반되어 모래, 자갈, 왕자갈 등과 함께 퇴적되어 있다. 이런 광상형은 사장석 광상으로 볼 수 있으며 이러한 하상퇴적물내에 함유된 장석반정은 하천수에 의해 자동세척되어 모암내의 풍화잔류 장석광체 보다 품위가 높아 장석 자원으로 활용가치가 충분하다고 보여진다.

평형온도 및 압력

반상 화강암과 중립질 흑운모 화강암의 생성온도 및 압력을 알아보기 위하여 사장석-각섬석 지질온도계(Holland and Blundy, 1994)와 각섬석 지질압력계(Schmidt, 1992; Johnson and Rutherford, 1989)를 이용하였으며 이들에 의하러 구해진 평형온도와 압력을 Table 6과 7에 제시하였다. 반상 화강암의 입자 중심

부의 온도는 846°C, 주변부는 829°C, 중립질 흑운모 화강암의 입자 중심부의 온도는 809°C, 주변부는 790°C, 염기성 포획암의 중심부의 온도는 798°C, 주변부는 777°C를 나타낸다. 이들은 실리카 포화 모델의 값이며 실리카 불포화 모델의 온도값은 이들보다 50~150°C 낮게 나온다. 반상 화강암의 온도는 석기 부분에서 각섬석을 발견하지 못하여 거정질 정장석에 포획된 사장석과 각섬석의 성분을 사용하였기 때문에 정확한 평형온도 값을 제시하지 못하며, 염기성 포획암의 광물성분들도 반상 화강암의 용액과 혼화과정을 거쳤기 때문에 평형온도를 유추하는 데는 무리가 있다. 중립질 흑운모 화강암의 평형온도는 정철과정 중에 열적교란과 화학적 비평형상태가 없었던 것으로 추정되므로 지질 온도계의 모델에 오류가 없다면 정확한 값을 보인다고 하겠다. 사장석의 활성화 모델(activity model)은 어느 정도 정립되어 있으나 각섬석은 자연계에서 다양한 성분들을 함유하기 때문에 미량성분들이 주성분의 치환에 어떤 영향을 미치는지는 정확히 파악하기 어려워 항상 활성화 모델정립에 문제점이 따르기 때문에 각섬석이 포함된 지질온도계를 사용할 때는 주의가 요구된다.

평형압력은 중립질 흑운모 화강암이 4.83~5.27Kb, 거정질 정장석이 4.49~4.94Kb, 염기성 포획암은 4.14~4.62Kb를 보이며 Johnson과 Rutherford의 값이 1Kb 정도 낮게 나온다. 위에서 언급한 것처럼 거정질 정장석 및 염기성 포획암의 평형압력값은 신뢰성이 없으며, 흑운모 화강암의 평형압력은 사용한 지질압력계의 오류가 없다면 정확한 값이라고 하겠다. 따라서 지각하부 약 10km 지점, 800°C 정도의 온도에서 흑운모 화강암이 정출되기 시작한 것으로 추정되며 초기마그마 생성지점은 이보다 높은 온도, 압력이라고 여겨진다.

Table 6. Estimated temperature for the Jecheon granite (T °C).

Rock type	T _A		T _B	
	Core	Rim	Core	Rim
K-feldspar megacrystic	84.6	829	805	786
Medium Bt granite	809	790	637	618
Mafic enclave	798	777	720	698

*Pl-hbl geothermometer (Holland and Blundy, 1994); T_A and T_B for silica saturated rocks, but T_B only for silica unsaturated rocks.

Table 7. Estimated pressures for the Jecheon granite (Kb).

Rock type	S	H&Z	H	J&R
K-feldspar megacrystic	4.94	4.49	4.67	3.61
Medium Bt granite	5.27	4.83	5.05	3.90
Mafic enclave	4.62	4.14	4.28	3.32

S: Schmidt (1992), H&Z: Hammarstrom and Zen (1986), H: Hollister et al. (1987), J&R: Johnson and Rutherford (1989).

토의 및 결론

사장석입자의 주변부에서 중심부에 따라 각 암상의 사장석 Ca 함량 변화의 특이한 점은 염기성 포획암의 성분누대가 심하지 않으며 반상 화강암의 석기부분의 Ca 함량이 가장 낮다는 것이다(Fig. 4). 이 결과는 앞서 언급하였듯이 각 암상의 열역사를 반영하고 있는데 고온의 중립질 흑운모 화강암이 형성되면서 마그마 안으로 반상 화강암의 용액이 집적되고 이과정 전후에 염기성 포획암의 용액이 혼화되는 것

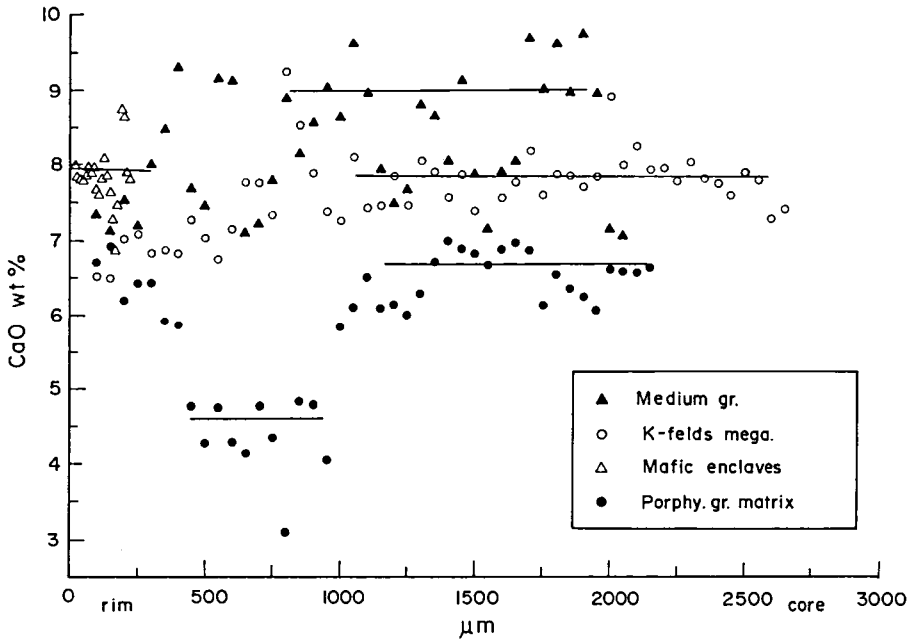


Fig. 4. Variation of CaO contents of plagioclases from medium biotite granite, porphyritic granite matrix, K-feldspar megacryst and mafic enclave. Solid line represents arbitrary constant CaO contents at core.

으로 추정되며 고화되는 동안 급격한 열교란 없이 정체된 열역사를 보여 주는 것으로 각 암상의 Ca 성분의 넓은 대지분포가 이를 지지하는 것으로 보인다.

거정질 정장석의 Ba 함량은 중심부에서 주변부로 불규칙한 변화를 보이는 역전된 누대구조는(Fig. 3) Ba의 치환계수 변화, 용액중의 Ba 함량의 변화, 성장률의 변화 및 H₂O가 풍부한 환경에서 고체하의 성분치환에 기인하는 데 Long과 Luth(1986)는 마그마 용액중에서 사장석, 석영 및 염기성 광물들이 정출되면서 용액성분이 변화하여 거정질 정장석이 성장될 때 이러한 불규칙한 Ba 누대구조가 형성된다는 것을 제시하면서 거정질 정장석이 화성기원이라는 것을 제시하였다. 박편크기의 한계 때문에 거정질 정장석의 일부분만 전자현미경하에서 Ba의 누대구조를 관찰하였지만 앞에서 언급한 암상의 산출상태 및 광물화학적 특징, 평형온도 및 압력등 으로 보아 인접한 흑운모 화강암이 동일 기원의 마그마에서 먼저 형성된 후 잔류 용액에서 H₂O가 불포화되면서 온도가 K-장석 고체곡선 가까이 하강하였을 때 성장속도가 극대화되어 반상화강암의 거정질 K-장석이 형성된 것으로 해석된다. 중립질 화강암에서는 적철석이, 반상 화강암에서는 자철석만 관찰되는 것은 X_{H₂O} 및 fo₂가 흑운모 화강암이 반상 화강암보다 높은 것

을 나타내며 앞의 반정기원을 지지한다. 따라서 제천 장석광상의 모암인 반상 화강암의 거정질 정장석 반정은 전형적인 화성기원으로 해석되며 연구결과를 요약하면 아래와 같다.

1) 제천장석 광상의 모암인 반상 화강암은 거정질의 정장석을 다량 함유하고 있으며 주구성 광물은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모이며 사장석, 각섬석, 스피넬, 자철석 등이 거정질 정장석안에 포획되어 나타난다. 다양한 크기의 원형 및 타원형의 염기성 포획암이 자주 관찰되는데 주로 세립질의 각섬석, 사장석, 석영으로 구성되어 있으며 흑운모, 저어콘도 소량으로 관찰된다. 중립질 흑운모 화강암은 등립질 조직을 나타내며 흑운모를 대략 5% 정도 함유하고 있으며 주구성 광물은 석영, 사장석, 정장석, 각섬석이고 소량의 백운모, 인회석, 저어콘, 적철석이 나타난다.

2) 중립질 흑운모 화강암의 사장석의 An은 입자중앙부에서 40, 주변부는 32, 반상 화강암의 중앙부는 36, 주변부는 21, 거정질 정장석에 포획된 사장석의 중앙부는 43, 주변부는 36을 나타낸다. 각섬석의 X_{Fe}는 염기성 포획암이 0.45, 거정질 정장석이 0.51, 흑운모 화강암이 0.57을 보인다. 흑운모의 X_{Fe}는 염기성 포획암이 0.47, 흑운모 화강암이 0.54, 반상 화강암이 0.51을 보인다. 각섬석과 흑운모는 화학적 누대

구조 없이 균질한 성분분포를 보인다.

3) 거정질 정장석은 화성기원으로 동일 기원의 흑운모 화강암이 먼저 형성되고 잔류 마그마에서 H₂O가 불포화되면서 K-장석의 고체곡선 부근에서 성장 속도가 핵결정속도보다 매우 빨라져서 거정질로 성장된 것으로 해석된다.

4) 염기성 포획암의 성인은 마그마가 염기성과 규장질의 성분층을 이룰 때 하부의 염기성 마그마가 상부의 규장질 마그마를 관입하여 혼재되어서 형성된 것으로 보인다.

5) 사장석-각섬석 지질온도계와 각섬석 지질압력계를 이용한 반상화강암 주변의 흑운모 화강암의 평형온도와 압력은 약 800°C, 4.83 ~ 5.27Kb이다.

사 사

거정질 장석에 대한 많은 자료를 제공한 경상대 좌용주교수와 해양연구소 이종익박사, 원고교정에 도움을 주신 강원대 이문원교수, EPMA 분석에 협조한 기초연구원 이석훈박사 그리고 자료정리에 수고한 충남대 윤진오군께 감사의 말씀을 드린다.

참고문헌

김기완·박봉순·이홍규, 1967, 한국지질도(1:50,000) 제천도 폭, 국립지질조사소, 40 p.
 김용준, 1979, 제천 화강암체에 대한 암석학적 연구. 광산지질, 12(3), 115-126.
 사공희·좌용주, 1997, 청산일대에 분포하는 화강암류의 광물조성과 주성분 지구화학, 암석학회지, 6(3), 185-209
 이종익, 1995, 화강암질 마그마내에서의 crystallization kinetics와 암석성인론에 대한 응용. 한국해양연구소,

BSPE 00480-792-5, 80 p.
 진명식·김성재·신성천·주승환·지세정, 1992, 남한의 옥천습곡대에 분포되어 있는 제천 화강암체의 열역사. 암석학회지, 1(1), 49-57.
 Hammarstrom, J.M. and Zen, E-An., 1986, Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *Ame. Mineral*, 71, 1297-1313
 Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of Solidification of calc-alkaline plutons, *Ame. Mineral*, 72, 231-239.
 Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Cont. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
 Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application at Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
 Long, P.E. and Luth, W.C., 1986, Origin of K-feldspar megacryst granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *Am. Mineral.*, 71, 367-375.
 Pitcher, W.S., 1993, *The nature and origin of granite*, Blackie Academic and Professional London, 321 p.
 Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Cont. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.
 Swanson, S.E., 1977, Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Am. Mineral.*, 62, 966-978.
 Vernon, R.H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites-Phe-nocrysts, not porphyroblasts, *Earth Sci. Reviews*, 23, 1-63.
 Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.R., and Cocirta, C., 1989, *Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons*. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

2001년 8월 27일 원고 접수
 2001년 10월 4일 수정원고 접수
 2001년 10월 12일 원고 채택