

방사성폐기물처분연구를 위한 유성지역 화강암내 심부 시추공 단열충전광물의 광물학적 특성

Mineralogical Characteristics of Fracture-Filling Minerals from the Deep Borehole in the Yuseong Area for the Radioactive Waste Disposal Project

김 건 영 (Geon-Young Kim)* · 고 용 권 (Yong Kwon Koh) · 배 대 석 (Dae Seok Bae) ·
김 천 수 (Chun Soo Kim)

한국원자력연구소 심부지질환경특성연구분야
(Korea Atomic Energy Research Institute, Daejeon 305-606, Korea)

요약 : 방사성폐기물의 처분연구와 관련하여 대전 유성지역 화강암내 심부 시추공 시추코아의 단열 광물들에 대한 광물학적 특성을 연구하였다. 유성지역의 심부시추공들에는 다수의 단열대가 발달해 있으며 국지적인 열수변질작용이 중첩되어 있다. YS-01 시추코아에 대한 전암분석결과 -90 m ~ -130 m 구간과 -230 m ~ -250 m 구간에서 급격한 SiO₂ 함량 감소와 Al₂O₃, CaO, L.O.I 값의 증가가 관찰되며 이는 단열충전광물의 생성과 관련이 있다. 이러한 단열충전광물에 대한 XRD분석결과 불석광물(로몬타이트, 홀란다이트), 방해석, 일라이트(2M₁과 1M_d 다형), 녹니석, 녹염석, 카올리나이트 등이 확인되었으며, 산출되는 양은 방해석 ≥ 불석광물 > 일라이트 > 녹염석 >> 녹니석 > 카올리나이트의 순이다. SEM관찰 및 EPMA 분석결과, 단열충전광물들의 심도에 따른 조직 및 화학특성의 변화는 관찰되지 않는다. 연구지역은 화강암반내에 발달된 단열대가 지하수의 유동로로 작용하여 오랜 기간에 걸친 물-암석 반응이 진행되었고, 또한 저온의 열수변질작용이 중첩되었기 때문에 이들에 의한 단열충전광물의 생성기원 연구가 필요하다.

주요어 : 방사성폐기물처분, 단열충전광물, 로몬타이트, 일라이트, 녹니석, 녹염석

ABSTRACT : Mineralogical characteristics of fracture-filling minerals from deep borehole in the Yuseong area were studied for the radioactive waste disposal project. There are many fracture zones in the deep drill holes of the Yuseong granite, which was locally affected by the hydrothermal alteration. According to the results of hole rock analysis of drill core samples, SiO₂ contents are distinctly decreased, whereas Al₂O₃ and CaO contents and L.O.I. values are increased in the -90 m ~ -130 m and -230 m ~ -250 m zone, which is related to the formations of filling minerals. Fracture-filling minerals mainly consist of zeolite minerals (laumontite and heulandite), calcite, illite (2M₁ and 1M_d polytypes), chlorite, epidote and kaolinite. The relative frequency of occurrence among the fracture-filling minerals is calcite ≥ zeolite mineral > illite > epidote >> chlorite > kaolinite. Judging

*교신저자: kimgy@kaeri.re.kr

from the SEM observation and EPMA analysis, there is no systematic change in the texture and chemical composition of the fracture-filling minerals with depth. In the study area, low temperature hydrothermal alteration was overlapped with water-rock interactions for a long geological time through the fracture zone developed in the granite body. Therefore the further study on the origin and paragenesis of the fracture-filling minerals are required.

Key words : radioactive waste disposal, fracture-filling mineral, laumontite, illite, chlorite, epidote

서 언

국내 고준위방사성폐기물 처분개념은 방사성 폐기물을 안전한 환경 조건을 갖는 지하 심부환경에 처분하여 인간환경으로부터 격리시키는 것으로서, 여기에는 공학적인 방법과 지질학적 방법을 모두 고려한 다중방벽 개념을 채택하고 있다. 공학적 방법은 방사성폐기물 처분장으로부터 핵종 유출을 최대한 차단하도록 설계되지만, 수십만년에서 수백만년의 장기간의 걸친 처분장의 안전성을 고려해야하는 고준위방사성폐기물 처분장에서는 지질학적 방법의 역할이 필수적이다. 이러한 고준위방사성폐기물의 심지층 처분개념에 있어서 불투성인 암반을 처분장으로 할 경우 암반에 분포하는 단열 또는 단열대는 지하수 유동체로서의 잠재성을 지니고 있다. 이 경우 지하수는 장기간에 걸쳐 공학적 방법을 부식 또는 침투하여 핵종을 생물권으로 유출 및 유동시키는 주된 매개체가 된다. 이와 같은 이유로 고준위폐기물 처분장의 후보지역으로 지하수가 없는 지역이 선호되지만, 국내 처분 대상 모암으로 가능성이 높은 결정질암의 경우, 복잡한 지구조운동을 겪은 우리나라의 지질특성상 대부분 파쇄대의 발달이 두드러진 것이 특징이므로 핵종유출의 매개체 역할을 하는 지하수가 없는 지역을 찾는다는 것은 거의 불가능할 것으로 예상된다. 따라서 불가피한 지하수와와의 접촉에 의해 핵종은 처분장으로부터 지하수를 따라 이동되어 인간생활권으로 도달하게 된다. 그러나 또 다른 측면에서는 핵종-지하수-암석 반응현상이 핵종누출을 지연 또는 저지하는 지질학적 방법의 한 요인이 되며, 따라서 이 과정에서 유해 핵종은 단열대 내의 광물과의 흡착반응, 이온교환, 표면침전 등과 같은 지화학적 반응을 통하여 인간환경으로 이동되는 시간과 농도가 감소될 수 있다. 즉, 처분장으로부터 방사성 핵종의 유출은 지하수의 유동에 기인하며, 결정질 암반에서의

지하수의 유동체계는 지역적인 단열체계 특성에 지배된다. 유출된 핵종의 거동은 핵종을 운반하는 지하수의 화학성분과 지하수와 접촉하는 광물특성에 좌우된다. 따라서 처분장의 안전성 평가를 위해서는 모암에 따른 수리지화학적 특성 규명이 우선되어야 하며, 여기에는 지하수의 화학적 특성, 지하수의 체류시간, 지하수와 접촉하는 모암 및 단열층전광물의 특성규명이 필수적으로 요구된다(한국원자력연구소, 2003).

이러한 고준위방사성폐기물 처분장의 안전성 평가를 위한 지화학적 특성 규명은 지표 및 천부지하 환경 뿐만 아니라 심부환경이 포함된다. 그러나 방사성폐기물 처분장 안정성 평가에 중요한 과제중의 하나인 단열광물의 광물학적 및 지화학적 특성연구와 관련하여 국내에서 주로 수행되고 있는 심부지질환경에 대한 수리지화학적 연구는 대부분 기존에 개발된 시추공이나 관측공을 이용한 시료채취에 제한되어 왔다. 따라서 대수층의 모암 및 구성광물에 대한 직접적인 증거를 확보하기가 매우 어렵기 때문에 주로 지하수의 화학특성으로 지하 심부에서 일어날 수 있는 물-암석반응에 의한 단열광물들의 침전 조건을 유추한다거나, 혹은 매우 제한적으로 시추코아로부터 단열광물을 채취하여 심부지질환경의 특성을 유추하고자 하는 연구들이 수행되고 있는 실정이다. 이에 대하여 한국원자력연구소에서는 우리나라의 대표적 결정질 암반인 쥬라기 화강암 중, 강원도 고성지역의 화강암과 대전 유성지역의 화강암을 선정하여 이에 대한 심부 시추조사 및 장기적 모니터링을 통한 방사성폐기물 처분관련 연구를 수행하고 있다. 이들 지역은 우리나라의 지형특성이 고려되어 영서형과 영동형으로 구분된 2개의 지역이며, 처분장의 요건으로 복잡한 지질환경을 보이지 않으면서 규모가 비교적 큰 단일암종을 대상으로 선정되었다. 이 중 유성지역은 행정구역상 대전시 유성구 한국원자력연구소내 부지가 중심이 되

며, 본 논문에서는 대전 유성지역 화강암반의 심부시추코아에서 얻어진 지질시료를 이용하여 심부 화강암반 및 단열층전광물의 광물학적 특성과 지화학적 특성을 제시하였다.

지 질

연구지역은 대전 유성지역에 해당한다. 유성 지역은 서울에서 남쪽으로 약 150 km 지점에 위치하며 금강을 경계로 충청북도 및 충청남도 와 접경을 이루고 서쪽으로는 계룡산 줄기를 능선으로 공주시와 접하며, 갑천이 서남쪽에서 북 동쪽으로 흐른다. 유성 지역은 경기변성암 복합 체 내에 위치하며 주로 선캠브리아기의 편마암 류와 중생대의 심성암과 맥암류로 구성되어 있 다(Fig. 1). 선캠브리아기의 변성암류는 흑운모 편마암 및 편암으로 나누어지며 이들은 시추지 점의 북서부에 주로 분포한다. 연구 지역을 주 로 구성하고 있는 심성암류는 크게 시대미상의 편상화강암과 중생대 복운모화강암으로 나뉘어

진다. 이 중 복운모화강암은 연구 지역의 전 범 위에 걸쳐 가장 광범위하게 분포하는 암석으로 편상화강암을 관입하고 있다. 복운모화강암은 중립 내지 세립질이며 주구성광물은 석영, 사장 석, 미사장석, 흑운모, 백운모 등이고 저어콘, 금 흥석, 인회석 등이 소량 관찰된다. 사장석과 미 사장석은 쌍정이나 입자 경계를 따라서 부분적 으로 견운모화 되어 있는 양상을 보이기도 하며 운모류는 벽개면을 따라 녹니석화 되어 있기도 하다. 복운모화강암지역의 야외관찰시 풍화된 암석의 경우 XRD분석결과 풍화산물은 대부분 이 일라이트질 점토광물이며 소량의 카올린 광 물이 산출된다. 연구지역내 심부시추공 주변의 지질은 중립질 내지 세립질 복운모화강암으로 이루어져 있으며 국지적으로는 미약하나마 편상 조직을 보이기도 하나 연구지역 남서부에 분포 하는 편상화강암과의 관계는 불명확하다. 대전 도폭에서는 편상화강암을 유라기의 편마상 화강 암으로 보았고 복운모화강암과는 동일 마그마에 서 유래된 것으로 보았다(이상만 외, 1980). 이

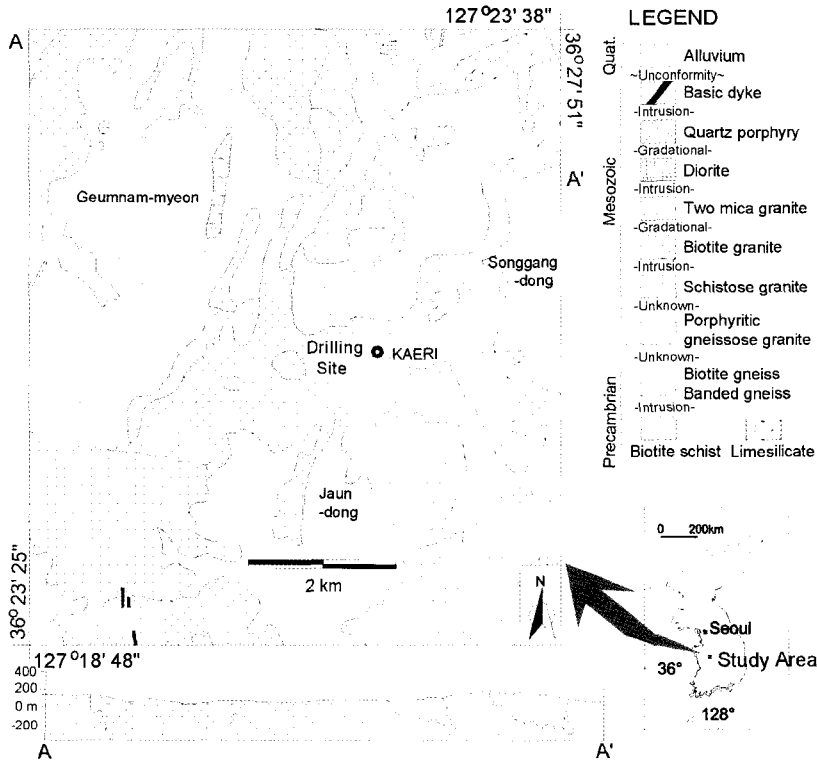


Fig. 1. Geologic map of the study area.

들은 중립질로서 편리의 방향이 주변의 변성 퇴적암류의 편리방향과 일치한다. 또한 연구 지역 외곽부에는 중생대 심성암류가 시대미상의 변성 퇴적암류를 관입하고 있다(박희인 외, 1977). 이 밖에 맥암류와 석영반암이 연구 지역 전반에 걸쳐 이들을 관입하고 있다. 석영반암은 연구 지역 동남부에 분포하고 있으며 복운모화강암과는 상호 점이적 관계를 보인다. 석영과 장석반정이 비교적 뚜렷하게 나타나며 장석반정의 경우 일부 견운모화 되어 나타나기도 한다. 규모가 작은 암맥 형태로 분포할 경우 석영반정이 뚜렷하지 않은 규장질로 접이되기도 한다. 맥암류는 주로 산성암맥으로 석영반암과 함께 주로 NS 내지 N10° W의 관입 방향을 보이며, 정지곤 외(1997)는 이 암맥류들이 유성온천지역의 온천수를 가열시킨 열원과 밀접하게 관련된 것으로 추정하기도 하였다. 또한 EW 예상 단층선과 N40° W의 예상 단층선이 온천공 밀집 지역의 서측에서 교차하고 있으며, 갑천, 건천, 유성천, 지족천 등의 수계 또한 단층 및 절리대와 밀접히 연관되어 발달해 있고(정지곤 외, 1997), 4기 충적층이 수계를 따라 3~11 m의 두께를 보이면서 매우 광범위하게 분포하고 있다.

시료 및 분석

연구지역에는 2000년부터 2003년까지 200~500 m의 심도로 총 9개의 시추공이 설치되었으며 이 중 이번 연구대상은 500 m 심도의 시추공(YS-01)에서 회수된 시추코아이다. 현재 이 시추공에는 다중패커시스템(multi-packer system)이 설치되어 심도별 단열대에 따라 14구간으로 격리된 상태로 지하수의 물리·화학적 특성에 대한 장기 모니터링이 수행중에 있다. 이 심부 시추공에 대하여 심도별로 신선한 화강암 시료를 채취하였으며 또한 단열대 중심으로 단열충전광물 및 변질암석을 채취하였다. 단열광물은 시추코아로부터 직접 채취한 후, 단일광물분리를 수행하였다. 또한 모암과의 관계 및 단열광물들의 공생관계를 밝히기 위하여 주요 시추코아시료에 대해서 저점성에폭시(Struers Epofix)로 광물조직을 보존하여 박편제작을 실시하였다. 기초적인 광물감정을 위해 모든 암석 및 단열충전광물에 대해 편광현미경 관찰과 X-선 회절분석(XRD)을 수행하였다. X-선 회절분석은

한국원자력연구소의 X-선 회절분석기(SIEMENS D5000)를 이용하여 분석하였다. 암석시료의 주원소 및 미량원소 함량은 기초과학지원연구소의 X선형광분석(XRF; Philips PW2404) 및 유도결합플라즈마 방출분석기(ICP-AES, Shimadzu ICPS-11000III)와 유도결합플라즈마질량분석기(ICP-MS, FISON PlasmaTrace)로 분석하였다. 광물의 화학분석은 기초과학지원연구소의 전자현미분석기(EPMA; CAMECA SX50)를 이용하였으며, 또한 주사전자현미경(SEM; Leo 1455VP)를 이용하여 단열광물들의 공생관계 및 미세구조분석을 수행하였다. 단열광물 중 일라이트에 대해서는 기초과학지원연구원의 불활성기체 질량분석기(SVMS; VG5400)를 이용하여 생성시기를 규명하였다.

시추지역 모암 및 단열분포

대전 유성지역의 한국원자력연구소 부지내에는 심부지질환경 해석과 지하수체계의 장기적 모니터링을 목적으로 모두 9개의 NX 크기의 수직조사공이 설치되어 있다. 이들 시추공 각각에 대하여 회수된 시추코아로부터 단열대를 직접 확인할 수 있었으며 또한 단열분포특성 조사 및 단열구간별 수리특성을 조사하기 위하여 초음파 텔레뷰어 검층 및 다양한 수리시험을 수행한 바 있다(김경수 외, 2002). 시추코아에서 채취된 화강암 시료들의 편광현미경 관찰 결과 주구성광물은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모, 백운모 등이며 석류석, 저어콘 등이 소량 관찰된다. 이밖에 녹니석, 녹염석, 일라이트가 2차광물로 관찰되고, 피어다이트가 드물게 관찰되기도 한다. 장석류는 시추코아심도와 관계없이 견운모화 되어 있는 양상을 흔하게 보이며 흑운모의 녹니석화 작용도 흔하게 관찰된다. 이들 시추공 중 단열충전광물연구의 주 대상인 YS-01공의 경우 지표하 104 m 부근에서 교차되는 단열대와 그 주변의 파쇄구간에서의 단열 특성이 가장 두드러진다. 그밖에 지표에서부터 심부에 이르기까지 크고 작은 단열대가 다수 발달해 있으며 이러한 단열대를 중심으로 다양한 변질양상을 보이고 있다. 변질대 및 단열대에서는 방해석, 불석 및 녹염석 세맥이 발달해 있으며 이러한 변질구간에서는 흑운모가 관찰되지 않고 녹니석화 되어 있다. 또한 일부구간의 신선한 화강암 부분을

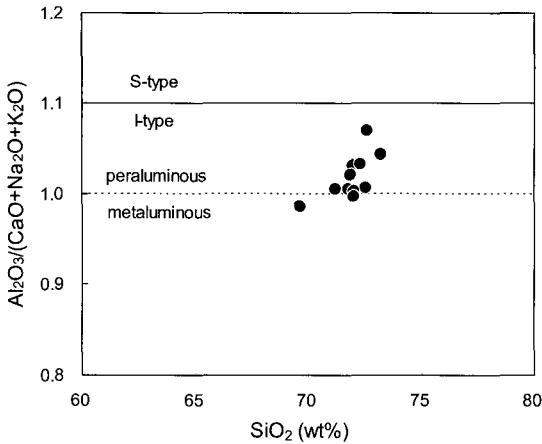


Fig. 2. Plots of the granite compositions in molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. SiO_2 (wt%).

제외하고는 대부분의 장석이 견운모화되어 있는 양상을 보인다. 일부 석영맥이 산출되는 구간에서는 황철석 및 폴리브데나이트 등의 광석광물이 산출되는 것으로 보아 국지적인 광화작용이 있었던 것으로 판단된다. 실제로 연구지역 시추코아내 단열충전광물들의 생성과정은 후술할 산출양상이나 광물조성 등에 의하면 단열대를 따르는 지하수에 의한 물-암석반응의 결과로서만 해석하기보다는 물-암석반응과 국지적인 저온의 열수변질작용이 중첩되는 과정에서 생성된 것으로 해석하는 것이 타당한 것으로 사료된다.

화강암내 500 m 시추공(YS-01)에서 심도별로 채취된 시료의 전암분석결과와 주구성광물의 화학조성을 각각 Table 1과 Table 2에 정리하였다. 시추공이 위치한 지역을 구성하는 대전 복운모 화강암의 화학분석결과를 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ 비와 SiO_2 함량에 대해 도시하여 보면 연구대상인 시추지점의 화강암은 전형적인 I-type 및 과알루미나질 화강암임을 알 수 있다(Fig. 2).

Table 1은 신선한 복운모화강암시료 뿐 아니라 단열대를 중심으로 단열충전광물이 밀집하여 있거나 변질된 양상을 보이는 부분들에 대해서 전암분석을 실시한 결과이다. 화학분석결과에 의하면 염기성 암맥이 지나가는 -105 m 구간을 포함하여 -90 m~-130 m 구간과 -230 m~-250 m 구간에서 급격한 SiO_2 함량 감소와 Al_2O_3 , CaO, L.O.I값의 증가가 관찰된다(Fig. 3). 이 두 구간은 초음파 텔레뷰어 검층 및 회수된 시추코아로부터 뚜렷한 단열대가 확인된 구간이다. 이

밖에 분석된 변질 암석들은 모두 신선한 화강암에 비하여 높은 L.O.I 값을 보여주고 있다. 이는 이들 단열구간에 점토광물과 같은 2차 광물이 많이 존재함을 지시한다.

주구성광물의 화학분석결과에 따르면, 신선한 복운모화강암 시추코아시료에서 분석된 사장석의 화학조성은 알바이트-안데신 조성을 보인다(Table 2). 흑운모의 화학조성을 팔면체 자리의 $Mg/(Mg+Fe)$ 와 사면체 자리의 Al 함량에 대해 도시해 보면(Guidotti, 1984), Al 함량이 다소 높은 전형적인 흑운모의 화학조성을 보인다(Fig. 4). 백운모는 흑운모보다 적지만 일부 변질구간에서는 2차광물로 산출되어 농집되어 존재하기도 한다. 이밖에 특징적으로 양은 적지만 시추코아 전반에 걸쳐 석류석이 산재하고 있으며, 이들에 대한 화학분석결과 전형적인 almandine 조성을 가진다.

단열충전광물

산출상태 및 광물조성

앞서 설명한 바와 같이 유성지역의 심부시추공들에서는 다수의 단열대가 발달해 있다. 이러한 단열대를 중심으로 다양한 2차 생성광물들이 충전되어 있다. 이 단열충전광물들은 대부분 단열대의 표면을 코팅하고 있거나 세맥상으로 충전되어 있다. 경우에 따라서는 매우 미세한 세맥으로 발달해 있기도 하다. 단열충전광물이 세맥상으로 뚜렷하게 발달해 있을 경우는 편광현미경하에서도 쉽게 감정이 가능하다. 그러나 연구지역의 단열충전광물들은 대부분 단일광물보다는 여러 광물종의 혼합체로 존재하기 때문에 일반적인 편광현미경광찰 방법으로는 정확한 감정이 어려운 경우가 많다.

YS-01 시추공(500 m 심도)으로부터 회수된 단열충전 광물에 대한 X-선 회절분석(XRD) 결과, 불석 광물(로몬타이트, 홀란드타이트), 방해석, 일라이트(2M₁과 1M₄), 녹니석, 녹염석 등이 확인되었다. 또한 매우 드물게 지표환경의 풍화대와 430.7 m 심도구간에서 카올리나이트가 확인되었다(Fig. 5). 이처럼 시추코아 전반에 걸쳐 발달한 단열대에서 산출되는 각 단열충전광물에 대한 EPMA 화학분석결과를 Table 3에 나타내었다. 이들 단열충전광물이 산출되는 상대적 양

Table 1. Chemical compositions of drill core (YS-01) samples from the Yuseong granite

Depth(m) Type	wt. %												ppm											
	F	F	A	A	D	F	A	A	A	F	F	A	F	F	A	A	F	F	A	A	F	F	A	A
SiO ₂	72.57	72.54	76.10	73.57	67.91	52.00	69.61	70.37	72.87	66.40	71.76	72.00	71.96	54.24	72.03	71.32	71.86	70.46	318.4	349.9	408.5	430.7	455.3	
Al ₂ O ₃	14.49	14.70	13.82	14.85	17.48	17.11	15.86	16.34	14.44	15.77	15.07	15.58	15.58	20.53	15.31	14.59	15.35	15.68	15.19	15.11	14.57	14.32	14.32	
Fe ₂ O ₃	1.47	2.34	0.43	0.60	2.20	8.31	2.67	2.39	1.32	3.28	2.21	1.57	1.53	2.62	1.61	1.12	1.41	1.51	1.42	1.42	1.11	1.49	1.49	
MnO	0.12	0.05	0.05	0.04	0.04	0.18	0.06	0.01	0.01	0.09	0.05	0.06	0.06	0.13	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	
CaO	1.55	3.25	0.91	1.11	1.47	5.83	3.51	5.83	3.51	3.50	3.08	2.21	2.25	15.04	2.31	3.02	2.04	2.07	2.11	1.86	1.97	1.83	1.83	
MgO	0.26	0.53	0.06	0.12	0.59	3.72	2.68	0.43	0.26	0.56	0.52	0.20	0.22	0.35	0.25	0.22	0.24	0.22	0.18	0.24	0.10	0.32	0.32	
K ₂ O	5.44	2.34	5.02	5.44	4.25	2.37	2.68	5.16	5.16	3.81	2.99	3.85	3.69	1.27	3.72	3.22	3.82	3.51	4.20	3.82	3.51	3.94	3.94	
Na ₂ O	2.93	3.74	3.19	3.36	4.05	3.01	4.13	0.71	1.99	2.97	3.73	4.38	4.26	0.82	4.32	3.09	4.37	3.49	4.09	4.31	4.05	3.73	3.73	
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.01	0.03	0.11	0.33	0.12	0.08	0.05	0.08	0.08	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	
TiO ₂	0.09	0.24	0.00	0.02	0.28	0.91	0.27	0.19	0.13	0.22	0.22	0.10	0.11	0.18	0.13	0.12	0.11	0.10	0.09	0.10	0.08	0.13	0.13	
L.O.I	0.72	0.49	0.41	1.04	1.88	6.18	0.61	2.47	1.41	3.17	0.31	0.28	0.46	5.14	0.46	3.24	0.95	2.97	0.63	0.92	2.38	1.04	1.04	
SUM	99.7	100.3	100.0	100.2	100.3	99.9	100.1	98.7	98.1	99.8	100.0	100.1	100.1	100.4	100.2	100.1	100.2	100.0	99.2	100.1	100.2	100.2	100.1	
Cu	7.02	0.92	0.38	0.71	11.10	24.08	1.39	10.15	4.07	29.68	0.79	8.74	0.24	0.53	<0.02	1.64	0.72	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	3.95	<0.02	
Rb	238.8	101.4	202.6	227.2	234.1	130.9	128.8	255.0	234.4	223.4	129.7	179.1	176.7	108.6	148.6	240.0	162.8	198.6	176.8	162.0	148.1	181.2	181.2	
Y	18.76	16.68	5.85	17.79	22.24	28.88	14.92	14.61	9.49	18.92	9.37	16.60	20.72	96.34	6.46	37.53	11.14	17.31	11.74	18.45	17.55	25.58	25.58	
Nb	26.34	22.53	38.44	18.25	28.38	8.56	28.06	17.88	33.74	19.64	18.36	21.94	14.36	92.19	20.21	62.87	25.28	53.44	38.28	57.88	57.65	35.59	35.59	
Cd	0.10	0.04	0.05	0.03	0.12	0.04	0.07	0.20	0.43	0.06	0.05	0.17	0.05	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	<0.02	<0.02	
Cs	6.80	3.28	2.83	6.21	9.16	5.94	6.11	10.08	7.64	10.85	5.02	5.36	4.28	19.56	3.53	8.98	5.39	7.63	3.46	3.74	4.97	4.75	4.75	
La	9.67	48.42	5.49	10.26	51.69	38.16	39.99	16.56	29.95	39.23	30.17	20.01	23.09	42.31	20.76	18.65	20.07	26.19	13.58	15.38	10.99	18.12	18.12	
Ce	17.98	92.38	12.15	20.67	99.81	82.86	77.61	34.26	58.39	75.38	57.74	39.83	45.81	80.03	41.20	37.72	37.18	49.97	26.77	31.19	21.94	36.31	36.31	
Pr	2.07	10.14	1.44	2.31	11.07	10.05	8.59	3.94	6.28	8.30	6.33	4.56	5.23	9.09	4.92	4.31	4.00	5.36	2.92	3.59	2.52	4.06	4.06	
Nd	7.63	36.02	5.29	8.45	39.69	40.11	30.82	14.99	21.45	29.68	22.54	16.99	19.61	33.51	17.25	16.40	14.05	18.22	10.51	13.73	9.66	14.83	14.83	
Sm	2.14	6.50	1.98	2.33	7.47	7.67	5.78	3.59	4.38	5.56	4.22	4.17	4.71	8.05	3.83	4.14	2.97	3.77	2.52	3.55	2.65	3.73	3.73	
Eu	0.83	1.18	0.09	0.58	1.24	1.89	1.25	0.51	0.45	1.45	1.12	0.81	0.87	2.44	0.82	0.83	0.79	0.90	0.70	0.69	0.69	0.72	0.72	
Gd	2.53	6.84	1.84	2.66	7.65	8.07	5.90	3.74	4.16	5.76	4.19	4.32	4.84	11.14	3.51	5.32	3.08	3.86	2.66	3.73	3.06	4.19	4.19	
Tb	0.46	0.80	0.24	0.47	0.96	0.99	0.73	0.54	0.48	0.72	0.49	0.62	0.66	2.10	0.39	0.95	0.41	0.56	0.37	0.55	0.49	0.68	0.68	
Dy	3.32	4.23	1.34	3.31	5.35	5.91	3.96	3.28	2.53	4.11	2.61	3.67	4.02	15.83	1.92	6.75	2.39	3.56	2.35	3.45	3.32	4.55	4.55	
Ho	0.67	0.63	0.17	0.62	0.85	1.04	0.57	0.55	0.36	0.66	0.35	0.65	0.76	3.61	0.25	1.42	0.39	0.65	0.41	0.64	0.65	0.86	0.86	
Er	2.44	1.76	0.57	2.03	2.46	3.14	1.57	1.66	1.01	1.97	0.94	2.10	2.56	12.08	0.68	4.56	1.19	1.98	1.28	2.08	2.16	2.65	2.65	
Tm	0.44	0.20	0.09	0.33	0.31	0.40	0.18	0.21	0.11	0.25	0.09	0.31	0.40	1.82	0.07	0.68	0.14	0.26	0.17	0.30	0.32	0.36	0.36	
Yb	3.69	1.36	0.99	2.63	2.09	2.70	1.24	1.49	0.86	1.78	0.71	2.40	3.01	11.72	0.59	4.57	1.08	1.83	1.26	2.19	2.39	2.54	2.54	
Lu	0.55	0.18	0.14	0.37	0.28	0.40	0.17	0.20	0.12	0.25	0.09	0.36	0.46	1.60	0.08	0.63	0.16	0.24	0.19	0.33	0.35	0.35	0.35	
Hf	1.00	0.71	1.16	0.87	1.15	4.19	0.98	0.71	1.45	0.85	0.67	0.91	1.23	1.40	0.87	1.34	1.95	2.11	1.83	2.44	1.76	1.83	1.83	
Pb	35.68	23.14	32.08	36.16	19.82	10.49	26.64	47.30	116.6	30.13	27.79	29.63	31.01	15.64	29.76	10.80	27.44	24.94	34.71	24.82	25.61	22.53	22.53	
Bi	1.15	0.09	0.11	0.37	0.39	0.44	0.16	0.46	0.60	2.05	0.15	5.50	0.21	0.15	0.08	0.41	0.30	0.90	0.16	0.09	0.09	0.04	0.04	
Th	3.45	13.29	1.65	5.98	15.30	7.30	9.94	7.59	17.83	9.57	7.55	6.41	8.68	10.78	6.75	8.26	5.13	25.64	8.70	5.59	3.91	13.94	13.94	
U	11.33	2.00	10.23	15.84	26.05	1.56	3.95	2.50	12.81	1.70	2.66	3.63	4.21	7.35	1.17	3.45	2.54	25.72	5.06	1.80	2.35	23.73	23.73	

Rock Type : F (fresh granite), A (fractured or altered granite), D (dike rock)

Table 2. Representative microprobe analysis of major minerals from the Yuseong granite

Mineral	Plagioclase				K-feldspar				Biotite				Muscovite			
	50.9	200.0	408.5	475.3	50.9	200.0	408.5	475.3	15.0	200.0	408.5	475.3	50.9	200.0	408.5	455.3
Depth (m)	50.9	200.0	408.5	475.3	50.9	200.0	408.5	475.3	15.0	200.0	408.5	475.3	50.9	200.0	408.5	455.3
SiO ₂	61.89	62.64	62.40	63.27	63.20	63.60	63.50	65.48	34.82	34.43	33.17	36.88	46.03	46.04	45.44	47.81
Al ₂ O ₃	24.30	22.07	23.31	22.79	18.54	18.56	18.46	18.50	16.79	17.47	17.40	16.03	33.69	32.44	31.85	32.11
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	2.93	2.71	2.56	1.18	0.81	0.48	0.46	0.20
FeO	0.06	0.00	0.04	0.18	0.01	0.03	0.03	0.05	21.50	22.30	23.07	17.13	2.69	3.22	3.80	3.23
MgO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00	0.01	5.82	4.30	4.41	11.13	0.93	0.92	1.23	0.99
MnO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.06	0.63	0.63	0.54	0.30	0.07	0.02	0.06	0.09
CaO	5.63	3.53	4.60	2.94	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.05	0.15	0.03	0.04	0.04	0.06
Na ₂ O	8.38	6.84	8.98	8.60	0.29	0.95	0.76	0.42	0.10	0.05	0.09	0.02	0.30	0.28	0.29	0.16
K ₂ O	0.14	4.17	0.16	1.52	16.75	15.64	16.09	16.62	9.66	9.69	8.91	9.74	10.32	10.77	10.70	9.53
Total	100.43	99.27	99.51	99.42	98.82	98.82	98.87	101.12	92.29	91.59	90.18	92.56	94.87	94.20	93.87	94.17
	O=32				O=32				O=22				O=22			
Si	10.93	11.31	11.10	11.27	11.88	11.90	11.90	11.99	5.58	5.58	5.48	5.74	6.20	6.27	6.25	6.44
Al(IV)	1.07	0.69	0.90	0.73	0.12	0.10	0.10	0.01	2.42	2.42	2.52	2.26	1.80	1.73	1.75	1.56
Sum	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al(VI)	4.00	3.99	4.00	4.06	3.99	4.00	3.98	3.98	0.76	0.92	0.87	0.68	3.54	3.49	3.40	3.54
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.33	0.32	0.14	0.08	0.05	0.05	0.02
Fe	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	2.88	3.02	3.19	2.23	0.30	0.37	0.44	0.36
Mg	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	1.39	1.04	1.09	2.58	0.19	0.19	0.25	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.09	0.08	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01
Sum	4.01	4.00	4.00	4.11	4.00	4.01	3.99	4.00	5.47	5.40	5.54	5.66	4.12	4.09	4.15	4.14
Ca	1.07	0.67	0.88	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	2.87	2.36	3.09	2.97	0.11	0.35	0.28	0.15	0.03	0.02	0.03	0.01	0.08	0.08	0.08	0.04
K	0.03	1.00	0.04	0.34	4.02	3.73	3.85	3.88	1.98	2.00	1.88	1.93	1.77	1.87	1.88	1.64
Sum	3.97	4.03	4.01	3.88	4.12	4.08	4.12	4.03	2.01	2.02	1.91	1.96	1.86	1.95	1.96	1.69

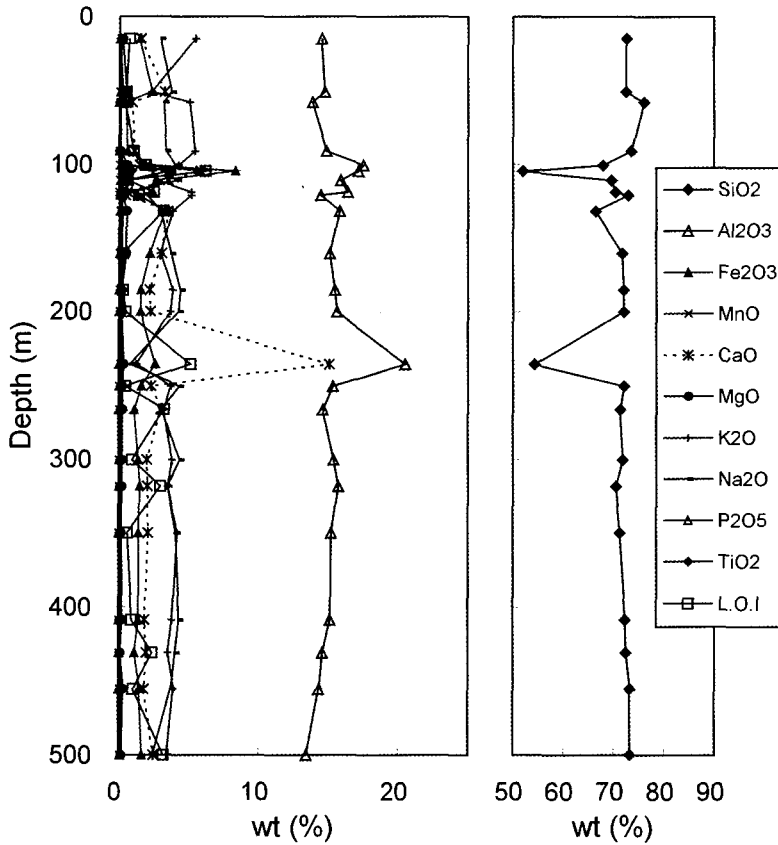


Fig. 3. Compositional variations of drill core from the borehole YS-01 with depth.

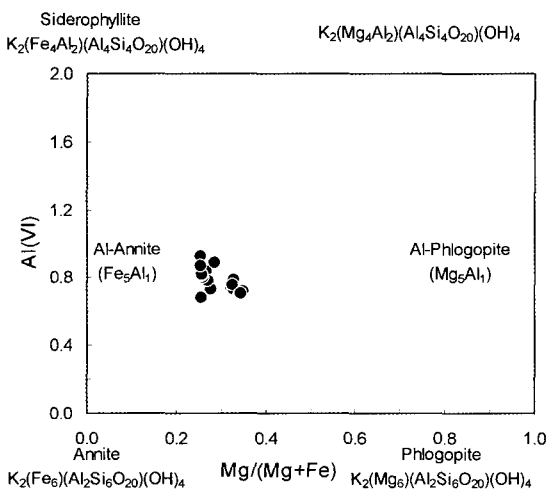


Fig. 4. Biotite compositions in $Mg/(Mg+Fe)$ vs. $Al(VI)$. Cations of biotite were calculated on the basis of 22 oxygens.

은 방해석 \geq 불석광물 > 일라이트 > 녹염석 >> 녹니석 > 카올리나이트의 순이며, 이들에 대한 SEM관찰 결과를 Fig. 6에 나타내었다.

불석광물

불석광물은 단일충전광물들 중 방해석과 함께 가장 산출빈도와 양이 많은 광물로서 주로 방해석과 함께 서로 intergrowth된 상태로 산출된다. 불석광물은 광물종에 따라 특징이온에 대해 높은 선택적 흡착능력을 보여주기 때문에 핵종의 이동을 흡착 지연시킬수 있는 효과적인 광물로서 방사성 폐기물의 처리 뿐 아니라 방사성 폐기물처분장의 설계시, 벤토나이트와 함께 공학적 방벽 물질의 하나로 고려되고 있는 광물이다. 전세계적으로 채광대상이 되는 불석광상은 세립질의 유리질 응회암이 속성변질된 불석질

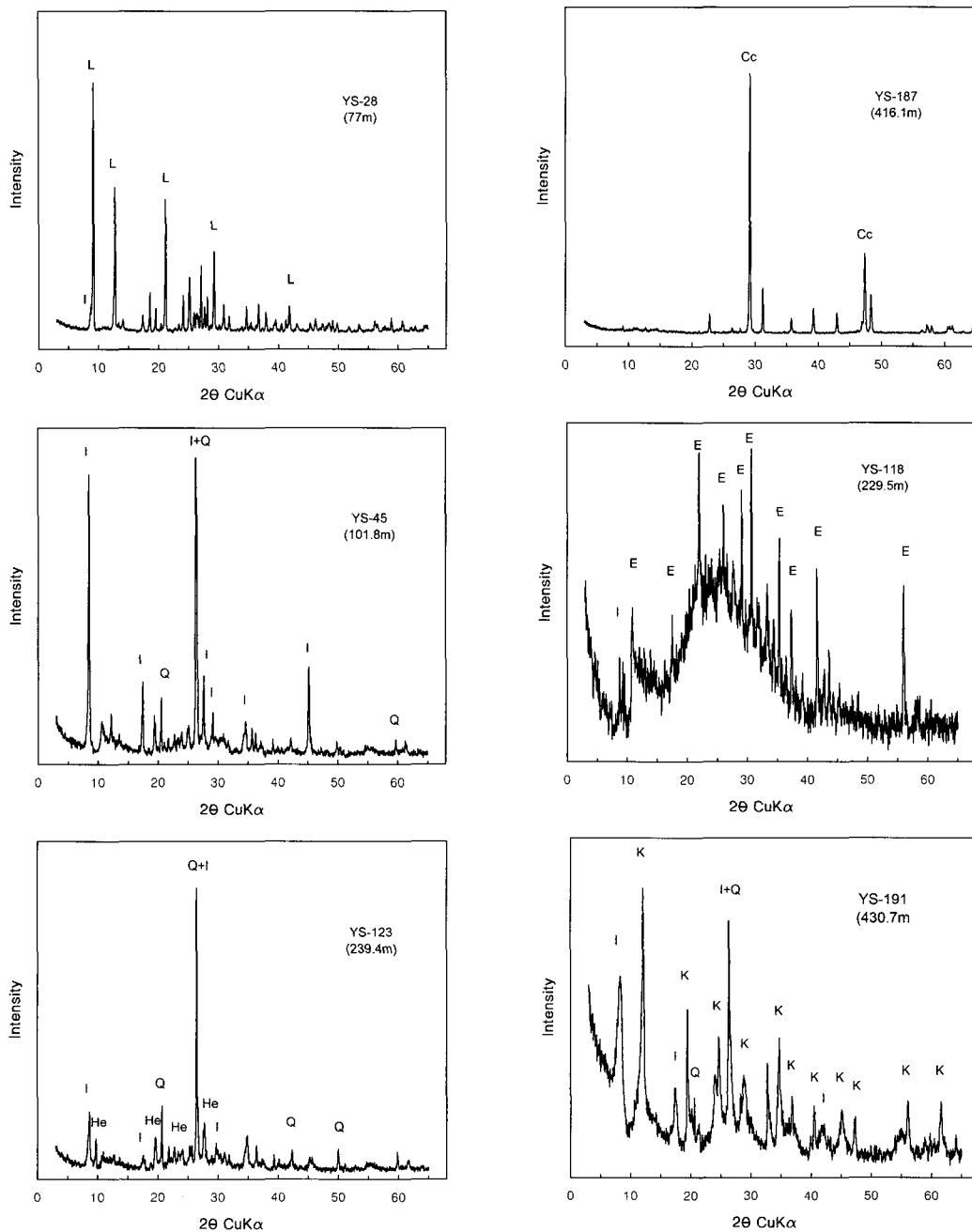


Fig. 5. X-ray diffraction patterns of fracture-filling minerals from the borehole YS-01. L: laumontite, I: illinite, E: epidote, He: heulandite, K: kaolinite.

응회암의 형태를 이루고 있는 경우가 대부분이다. 국내의 경우는 제3기 화산쇄설성 퇴적암의 속성변질작용으로 생성된 광상이 경상북도의 영일, 감포 및 경주지역에 집중되어 분포하는데,

현재까지 국내에서는 13종의 불석광물들이 발견되었다(노진환, 2001, 2003). 연구지역의 시추코아에서 확인되는 불석광물은 대부분 칼슘계열의 불석광물로서 로몬타이트이며 이밖에 흘란다



Fig. 6. SEM images of fracture-filling minerals. (a) laumontite, (b) calcite, (c) illite, (d) chlorite, (e) epidote, (f) pyrite

이트가 매우 드물게 산출된다. 이들은 대부분 방해석과 함께 공존하여 산출된다. 산출상태는 매우 다양하여 약 1~2 mm 두께의 맥상으로 결

정형이 잘 발달한 상태로 산출되기도 하고 단일 표면 코팅이나 미세 균열을 충전하는 형태로 산출되기도 한다. SEM관찰에 의하면 이들은 대부

분 전형적인 로몬타이트인 주상 결정형 집합체를 보인다(Fig. 6a). 로몬타이트의 이상적인 화학조성은 $\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ (Pipping, 1966; Miller and Ghent, 1973; Noh, 1991)로 알려져 있으며, 유성지역 시추코아에서 산출되는 로몬타이트의 화학분석결과도 이와 유사하다(Table 3). 로몬타이트와 홀란다이트의 $\text{Si}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 비는 각각 2.0과 3.0보다 약간 높으며, Ca이외에도 Na를 소량 함유하고 있지만 Ca, Na 이외의 원소는 거의 없다(Fig. 7). 로몬타이트나 홀란다이트 등의 불석광물은 속성 변질 및 열수변질산물로 알려져 있기 때문에(PNC, 1992) 연구지역의 시추코아에서 산출되는 불석광물들도 단순한 물-암석 반응에 의한 생성물이라기보다는 저온의 열수변질산물로 해석하는 것이 타당하다.

방해석

연구지역 시추코아에서 산출되는 방해석은 주로 세맥형태로 산출되나 드물게 1cm 정도 폭의 맥상으로 산출된다. 흔히 로몬타이트와 함께 산출되며, EPMA분석결과 Mg나 Mn의 함량이 거의 없는 순수한 방해석으로 산출된다. SEM 관찰 결과 주로 판상 혹은 주상의 결정형을 보인다(Fig. 6b), 심도에 따른 결정형의 체계적인 변화는 관찰되지 않는다. 방해석은 열수변질작용이나 지하수와 모암과의 반응에 의해 가장 흔하게 생성되는 광물인데, 본 연구지역은 국지적인 열수변질작용이 중첩되었기 때문에 단열대에서 산출되는 방해석의 기원을 밝히기 위한 추가적인 연구가 필요하다.

일라이트

일라이트는 주로 장석의 변질산물로 산출되며 시추코아의 단열면에 따라 코팅이나 세맥형태로도 산출된다. 국지적인 열수변질을 받은 단열대 구간에서는 모암의 대부분이 견운모화 되어있는 양상을 관찰할 수 있다. 이러한 부분에서는 미립의 황철석이 함께 산출된다. 이들의 EPMA분석결과를 $2\text{R}^3\text{-MR}^3\text{-}3\text{R}^2$ 도표(Velde, 1985)에 도시해 보면 전형적인 일라이트 영역에 도시된다(Fig. 8). SEM관찰결과는 전형적인 불규칙한 판상 집합체의 결정형을 보인다(Fig. 6c). 일

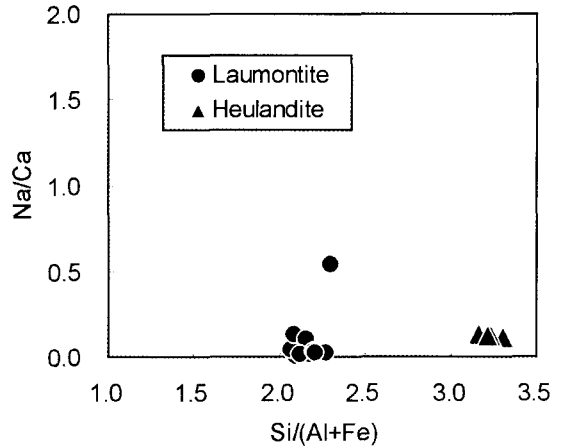


Fig. 7. Plots of zeolite compositions in Na/Ca vs. Si/(Al+Fe).

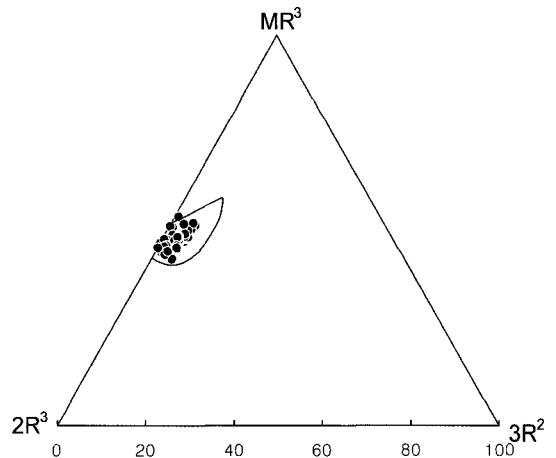


Fig. 8. Compositions of illite from the study area in $\text{MR}^3\text{-}2\text{R}^3\text{-}3\text{R}^2$ coordinates. $\text{MR}^3 = \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}$, $2\text{R}^3 = (\text{Al} + \text{Fe}^{3+} - 3\text{R}^3)/2$, $3\text{R}^2 = (\text{Mg} + \text{Fe}^{3+})/3$ (after Velde, 1985).

라이트에 대한 XRD분석결과 시추코아내 일라이트는 2M_1 과 1M_d 두가지의 다형으로 산출된다. 일라이트는 열수변질의 정도에 따라 $1\text{M}_d\text{-}1\text{M}\text{-}2\text{M}_1$ 순의 다형으로 산출되는데, 일라이트의 다형은 생성조건을 지시하는 것으로 알려져 있다(Srodon and Eberl, 1984). 그러나 연구지역 시추코아의 경우, 산출심도에 따른 다형의 변화나 화학조성의 변화는 관찰되지 않는다.

일라이트의 생성시기를 알아보기 위해 시추코아 중, 일라이트가 주된 단열충전광물로 산출되는 59 m, 156 m, 176 m 심도의 단열대에서

Table 3. Representative microprobe analysis of fracture-filling minerals from the Yuseong granite

Mineral Depth (m)	Illite			Mineral			Chlorite			Mineral			Epidote			Mineral			Laumontite			Heulandite																	
	50.9	100.5	300.2	47.17	46.76	47.55	500.0	455.3	500.0	Depth (m)	50.9	100.5	200.0	408.5	475.3	475.3	Depth (m)	50.9	100.5	300.2	408.5	475.3	475.3	Depth (m)	235.5	475.3	475.3												
SiO ₂	47.60	47.17	46.76	47.55	49.29	SiO ₂	25.41	23.71	23.82	25.05	28.07	SiO ₂	36.94	36.42	36.91	36.63	37.81	SiO ₂	54.50	54.91	59.87	Al ₂ O ₃	34.17	31.95	34.34	34.25	32.03	Al ₂ O ₃	23.80	25.01	24.63	25.14	23.95	Al ₂ O ₃	21.46	21.11	15.74		
TiO ₂	0.04	0.02	0.11	0.01	0.04	TiO ₂	0.05	0.08	0.12	0.85	0.04	TiO ₂	0.10	0.11	0.43	0.05	0.03	TiO ₂	0.00	0.00	0.00	FeO	1.69	2.38	1.51	1.92	2.48	FeO	0.01	0.07	0.08								
MgO	1.00	1.50	0.69	0.57	1.07	MgO	11.52	8.86	6.19	5.86	12.85	MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00	0.00	MnO	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	MnO	0.01	0.00	0.02								
CaO	0.10	0.12	0.07	0.06	0.05	CaO	0.13	0.13	0.06	0.21	0.19	CaO	23.48	23.73	23.63	24.11	23.59	CaO	10.79	10.61	4.80	Na ₂ O	0.16	0.09	0.54	0.16	0.15	Na ₂ O	0.00	0.01	0.01								
K ₂ O	10.15	10.62	10.19	9.43	9.45	K ₂ O	0.03	0.08	0.02	0.91	0.04	K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	K ₂ O	0.14	0.12	0.28	Total	94.95	93.88	94.24	93.95	94.58	Total	96.35	96.19	96.65	96.34	96.76	Total	87.59	86.99	81.11		
O=22																																							
Si	6.33	6.40	6.28	6.37	6.56	Si	2.85	2.69	2.79	2.91	3.01	Si	5.97	5.88	5.93	5.90	6.06	Si	16.42	16.60	28.12	Al(IV)	1.67	1.60	1.72	1.63	1.44	Al(IV)	0.04	0.12	0.07	0.10	0.00	Al	7.62	7.52	8.71		
Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	Sum	6.01	6.00	6.00	6.00	6.06	Sum	24.05	24.14	36.86	Al(VI)	3.69	3.51	3.71	3.76	3.59	Al(VI)	4.49	4.64	4.59	4.67	4.52	Ti	0.00	0.00	0.00		
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	Ti	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	Ti	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	Fe	0.00	0.02	0.03	Fe	0.19	0.27	0.17	0.22	0.28	Fe	1.41	1.28	1.27	1.23	1.34	Mg	0.00	0.00	0.00		
Mg	0.20	0.30	0.14	0.11	0.21	Mg	1.92	1.50	1.08	1.02	2.08	Sum	5.91	5.93	5.91	5.90	5.87	Mn	0.00	0.00	0.01	Mg	0.20	0.30	0.14	0.11	0.21	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	Mn	0.08	0.11	0.08	0.07	0.08	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	3.49	3.44	2.42	Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	Ca	0.06	0.05	0.08	0.03	0.03	Na	0.38	0.09	0.30		
Sum	4.09	4.09	4.04	4.10	4.09	Ca	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	Mn	0.06	0.05	0.08	0.03	0.03	Na	0.05	0.05	0.17	Na	0.04	0.02	0.14	0.04	0.04	Na	4.06	4.10	4.07	4.16	4.05	K	0.05	0.05	0.17		
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	Na	0.01	0.02	0.00	0.00	0.08	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	K	3.93	3.58	2.89	K	1.72	1.84	1.75	1.61	1.61	Sum	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	0.00	0.00	0.00		
Na	0.04	0.02	0.14	0.04	0.04	K	0.00	0.01	0.00	0.13	0.00	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	0.00	0.00	0.00	Sum	1.78	1.88	1.90	1.66	1.65	Sum	4.13	4.16	4.15	4.20	4.08	Ps	23.65	21.31	21.27	21.26	22.92
K	1.72	1.84	1.75	1.61	1.61	Sum	5.88	5.93	5.87	5.80	5.79	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	0.00	0.00	0.00	Sum	1.78	1.88	1.90	1.66	1.65	Sum	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	0.00	0.00	0.00		
Sum	1.78	1.88	1.90	1.66	1.65	Sum	5.88	5.93	5.87	5.80	5.79	Sum	4.13	4.16	4.15	4.20	4.08	Sum	0.00	0.00	0.00	Sum	1.78	1.88	1.90	1.66	1.65	Sum	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	0.00	0.00	0.00		

일라이트를 분리하여 K-Ar방법에 의한 연대측정을 실시한 결과, 각각 $76.7 \pm 2.3\text{MA}$, $93.7 \pm 2.8\text{MA}$, $84.8 \pm 2.6\text{MA}$ 으로 밝혀졌다. 이들의 생성시기는 모두 후기 백악기에 해당되나 각각의 생성시기가 다르다. 이는 시추코아 전반에 걸쳐 일라이트를 포함한 단열충전광물들이 단열대를 따라 서로 상이한 시기에 생성되었음을 지시한다.

녹니석

연구지역의 녹니석은 주로 시추코아의 단열면에 따라 검은 녹색 및 검은색의 코팅이나 세 맥형태로 산출된다. 산출되는 양은 매우 적으나 500 m 심도 전 구간에 걸쳐서 광범위하게 분포하고 있다. 이들의 SEM관찰결과는 대부분 전형적인 디스크 내지 육각판상결정형이 잘 발달된 상태로 산출된다(Fig. 6d). Nomenclature Committee of AIPEA (Bailey, 1980)에 의한 녹니석의 구분에 따르면, 연구지역의 녹니석은 모두 화학적으로 Fe 계열의 charmosite에 해당한다 (Table 3, Fig. 9). 녹니석의 화학분석결과로부터 $\text{Al(IV)}+2\text{Ti}+\text{Cr}-1$ 와 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 에 대하여 도시해 보면(Laird, 1988) 시추코아의 단열대를 구성하는 녹니석은 대체로 Fe 계열이지만 비교적 넓은 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 비를 보이며(0.18~0.58), 반면에 상대적으로 좁은 범위의 팔면체 치환(0.31~0.57)을 보여준다(Fig. 9). 녹니석이 산출되는 환경이 비교적 균질한 화강암반의 단일 시추코아 내임에도 불구하고 이처럼 넓은 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 비를 보이는 것은 이들 녹니석의 화학특성이 모암의 화학특성에 의해 조절된 것이 아니라 각 단열대를 유동하는 지하수의 화학특성에 의해 조절되었음을 지시한다.

일반적으로 녹니석은 다양한 지질환경에서 생성될 수 있으며, 또한 매우 광범위한 고용체를 이루기 때문에 특정지역의 변질작용에 대해서 변질정도의 중요한 지시자로 작용할 수 있다 (Zhong *et al.*, 1985). 이에 관해서 Maruyama (1986)는 녹니석의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비로써 모암의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비를 추정하였으며, Zhong *et al.* (1985)은 전자현미분석기로 분석된 녹니석의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 와 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ 비로써 모암과 변질대 사이의 Al, Fe, Mg 원소의 거동특성을 추정할 수 있음을 제안하였다. 연구지역의 녹니석과 모암인 화강암의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비를 도시하여 보면,

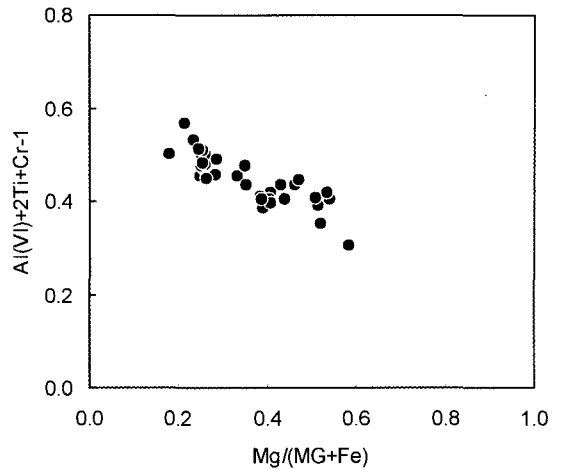


Fig. 9. Plots of chlorite compositions in $\text{Al(IV)}+2\text{Ti}+\text{Cr}-1$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ (after Laird, 1988).

화강암의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비는 매우 좁은 범위(0.79~0.89)의 변위를 보이는, 반면 녹니석의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비는 넓은 변위를 보이면서 뚜렷한 상관관계를 보이지 않기 때문에(Fig. 10a) 앞서 설명하였듯이 연구지역의 녹니석의 광물화학은 모암의 화학특성에 의해 조절된 것이 아님을 지시한다. 반면에 녹니석의 산출 심도에 따른 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비를 도시하여 보면 비교적 정교한 비례관계를 잘 보이고 있다(Fig. 10b). 이는 녹니석이 단열대를 따라 유동하는 지하수와 모암과의 반응에 의해 생성되면서 생성심도에 해당하는 온도-압력 조건에 안정한 화학조성을 갖게 된 것으로 해석할 수 있다. 이와 관련하여 Cathelineau (1988)는 여러 지열지대에서 산출하는 녹니석의 생성온도와 화학조성간의 관계로부터 녹니석의 사면체를 차지하는 Al의 함량이 생성온도의 증가에 따라 같이 증가함을 밝히고, 생성온도와 Al(IV) 와의 관계에서 $T(^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98(\text{Al}_{\text{IV}})$ 의 관계식을 도출하였다. 그러나 이 관계식을 연구지역 녹니석에 적용하여 보면 257~360 $^{\circ}\text{C}$ 의 생성온도를 보이지만 산출심도에 따른 온도 증가양상은 보이지 않는다. 녹니석을 포함하여 점토광물의 화학조성과 생성온도와와의 관계는 여러 연구자들에 의해서 여러 경험식이 도출된 바 있으나 아직 일관성있는 경험식이 확립되어있지는 않다. 따라서 유성지역 시추코아에서 나타나는 녹니석의 산출심도와 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 비의 정비례관계에 대한 해석에 대해서는 다른 단열충전

광물과의 공생관계 및 다양한 지질온도계의 적용을 포함한 추가적인 연구가 필요하다.

녹염석

녹염석은 녹염석군(epidote group)에 속하는 광물로서 녹염석군 광물에는 녹염석 이외에도 piemontite, allanite, zoisite, clinozoisite 등이 속한다. 이 중 녹염석은 풍화산물로는 생성되지 않는 것으로 알려져 있으며 주로 사장석의 열수 변질산물로 생성되는 것으로 알려져 있다(Deer *et al.*, 1986). 특히 녹염석은 화성암과 변성암에서 2차광물로 흔하게 산출되며, 저온의 열수변질환경에서 다양한 화학조성을 보이면서 맥상이나 행인상 구조를 보이거나 장석의 교대작용으로 형성된다(Bird and Helgeson, 1981; Bird *et al.*, 1984; Shikazono, 1984; Bird *et al.*, 1988; Caruso *et al.*, 1988). 연구지역의 녹염석은 시추코아 전반에 걸쳐서 매우 미세한 균열을 충전하는 형태로 산출되며 흔히 녹니석이나 일라이트와 함께 존재한다. 녹염석으로 주로 구성된 단열은 주로 밝은 녹색을 띠고 있으며 대부분 hairline crack 형태로 존재하나 녹염석의 결정이 잘 발달되어 밀집되어 있는 부분도 관찰된다. 이들의 SEM관찰결과는 블록형태의 결정형을 잘 보여준다(Fig. 6e). 시추코아에서 산출되는 녹염석의 화학조성 일부를 Table 3에 나타내었다. 여기에서 녹염석의 Fe함량은 모두 Fe₂O₃로 간주하였다. 녹염석의 화학조성에서 이론적인 pistacite 함량 (Ps)을 100×Fe/(Fe+Al)로 나타내는데, 자연산 녹염석의 화학조성은 대부분 Ps₃₃ 이하의 값을 갖는 것으로 알려져 있으며(Deer *et al.*, 1986), 연구지역의 녹염석 또한 Ps₁₅~Ps₃₁의 조성을 보인다. 흔히 지열지역에서 산출되는 녹염석의 Fe 함량은 모암의 Fe함량과 정비례하는 것으로 알려져 있으나(Shikazono, 1984), 연구지역의 녹염석의 경우 모암과 녹염석내 Fe 함량과의 관계는 명확하지 않다. 이는 연구지역에서 산출되는 녹염석은 모암인 화강암과 단열대를 따르는 지하수와 반응에 의해 생성되었다기 보다는, 외부로부터의 성분을 달리하는 열수용액에 의한 생성물임을 지시한다.

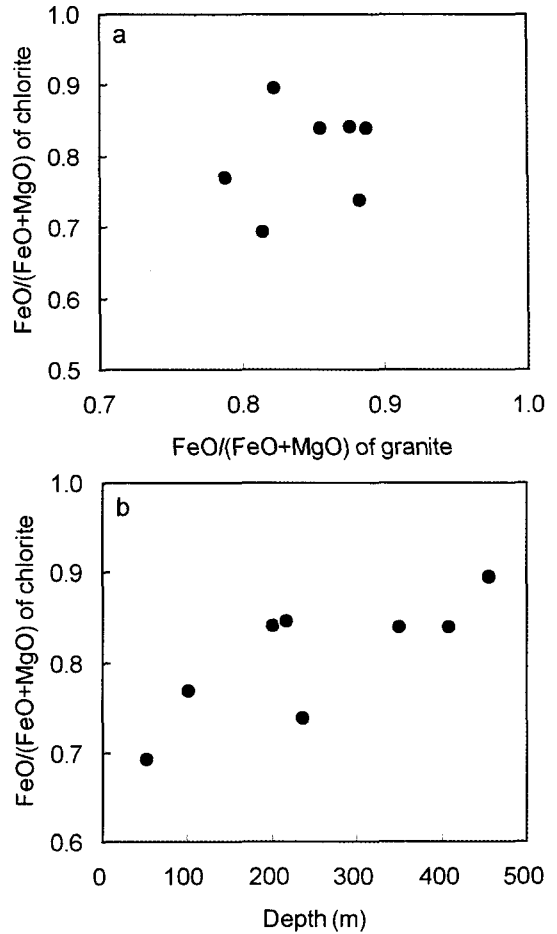


Fig. 10. Plots of (a) FeO/(FeO+MgO) ratios of chlorite and granite, and (b) FeO/(FeO+MgO) ratios of chlorite with depth (m).

기타광물

소량의 카올린 광물이 지표근처의 풍화환경 및 430.7 m 심도구간에서 확인되었다. 이밖에 녹염석광물군 중 clinozoisite가 존재하기도 하며 열수변질작용의 영향으로 일부 단열대에서는 몰리브덴나이트(molybdenite)나 황철석(pyrite) 같은 광석광물들이 산출되기도 한다(Fig. 6f). 또한 시추공으로부터 직접 확인된 단열광물은 방해석, 제올라이트광물 일라이트, 녹니석, 녹염석 및 카올리나이트 등이었으나, 현재 한국원자력 연구소에서 심부지하수의 장기 지화학 모니터링이 수행되고 있는 YS-01 시추공지하수의 화학 조성자료로부터 지화학 프로그램인 PHREEQC

(Parkhust, 1995)을 이용이용하여 침전가능한 단열광물의 대한 포화지수를 구하여 본 결과, 상기 광물외에 철산화물 및 스�멕타이트가 2차광물로 침전될 수 있을 가능성을 보여주고 있다(한국원자력연구소, 2003).

결 언

방사성폐기물의 처분연구와 관련하여 기존에 지하수화학에 의한 지화학적 모델링으로 주로 유추되었던 물-암석반응에 의한 단열충전광물의 생성을 심부시추코아시료를 통하여 실제적으로 검증하였으며 이들에 대한 광물학적 특성을 규명하였다. 유성지역의 화강암내에 설치된 심부 시추공들에서는 다수의 단열대가 발달해 있으며 국지적인 열수변질작용이 중첩되어 있다. 따라서 주로 화강암내에 발달된 단열대가 지하수의 유동로로 작용하여 이 단열대 내에는 오랜 기간에 걸친 물-암석 반응에 의한 2차광물들이 충전하고 있으며, 또한 저온의 열수변질작용에 의한 광물들이 중첩되어 있다. 이들 심부시추공의 시추코아에서 확인된 단열충전광물은 주로 불석광물(로몬타이트, 홀란다이트), 방해석, 일라이트(2M₁과 1M₀), 녹니석, 녹염석, 카올리나이트 등으로 구성되어 있다. 이들의 상대적인 산출양은 방해석 \geq 불석광물 > 일라이트 > 녹염석 >> 녹니석 > 카올리나이트의 순이며, 심도의 증가에 따른 온도 및 압력 증가에 따른 광물상의 뚜렷한 변화는 관찰되지 않는다.

연구지역과 같이 국지적인 열수변질작용이 중첩되었을 경우 이들에 의한 광물조합과 주로 단열대를 따르는 지하수와 모암과의 반응에 의한 광물조합을 구별하기가 매우 어렵다. 유성지역의 YS-01 시추공에서 확인된 단열충전광물들 중 특히 로몬타이트와 녹염석은 주로 열수변질에 의해 생성된 것으로 판단된다. 그러나, 이처럼 특정 모암의 열수변질작용이나 변성작용에 의해 주로 생성되는 것으로 알려진 몇몇 특정광물을 제외하고는 일반적으로 지하심부에서 일어나는 물-암석반응에 의한 2차 생성광물과 유사하기 때문에, 일차적으로 이들을 정확히 감정하고 광물학적 특성을 밝히는 것이 매우 중요하다. 또한 지역적인 단열체계 특성에 지배되는 지하수의 유동에 기인하여 폐기물처분장으로부터 유출된 방사성 핵종은 그 지화학적 거동이

핵종을 운반하는 지하수의 화학성분과 지하수와 접촉하는 광물특성에 좌우되기 때문에, 처분장의 안전성 평가를 위해서는 모암의 수리지화학적 특성규명 뿐 아니라 지하수와 접촉하는 모암 및 단열충전광물의 특성규명이 필수적이다. 따라서 방사성폐기물처분연구를 위한 기초연구로서, 본 연구지역 이외에도 국내 분포하는 다양한 화강암 지역 및 열수변질지역내에서 산출되는 단열충전광물과의 비교연구가 병행되어야만 국내 결정질 암반에서 산출되는 단열충전광물의 광물학적 특성이 보다 명확히 정리되고 규명될 수 있을 것으로 사료된다.

사 사

본 연구는 원자력연구개발중장기연구사업의 일환으로 수행되었음을 밝힌다.

참 고 문 헌

- 김경수, 김천수, 배대석 (2002) 등연속체매질로서의 화강암지역의 유효수리전도도 산출. 지질공학, 12, 319-332
- 노진환 (2003) 천연 제올라이트의 수환경 개선용 기능성 소재로의 활용에 관한 연구 (I): 국내산 제올라이트의 양이온 교환 특성. 한국광물학회지, 16, 135-149.
- 노진환 (2001) 국내산 제올라이트의 부가가치 향상을 위한 광물특성 평가방안, 광물과 산업, 14, 1-17.
- 박희인, 이준동, 정지곤 (1977) 한국지질도 유성도폭 (1:50,000) 및 도폭설명서. 자원개발연구소, 21p.
- 이상만, 김형식, 나가창, 1980, 한국지질도 대전도폭 (1:50,000) 및 도폭설명서. 자원개발연구소, 26p.
- 정지곤, 서만철, 김경수, 황형중, 1997, 유성온천지역의 지질구조 및 지온분포 연구. 지질공학회지, 7, 173-189.
- 한국원자력연구소 (2003) 고준위폐기물처분기술개발, KAERI/RR-2333/2002, 과학기술부, 589p.
- Bailey, S.W. (1980) Summary of the AIPEA nomenclature committee. Can. Mineral., 18, 143-150.
- Bird, D.K. and Helgeson, H.C. (1981) Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II. Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes. Am. Jour. Sci., 281, 576-614.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., and McDowell, S.D. (1984) Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. Econ.

- Geol., 79, 671-695.
- Bird, D.K., Cho, M., Janik, C.J., Liou, J.G., and Caruso, L.J. (1988) Compositional, order/disorder and stable isotope characteristics of Al-Fe epidote, state 2-14 drill hole, Salton Sea geothermal system. *Jour. Geophys. Res.*, v. 93-B11, 13, 135-13, 144.
- Caruso, L.J., Bird, D.K., Cho, M., and Liou, J.G. (1988) Epidote-bearing veins in the state 2014 drill hole: Implications for hydrothermal fluid composition. *Jour. Geophys. Res.*, v. 93-B11, 13, 123-13, 133.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of a temperature. *Clay Miner.*, 23, 471-485.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1986) Disilicates and ring silicates. In: *Rock-Forming Minerals*, vol. 1B. 2nd ed., Longman, London, 3-134.
- Guidotti, C.V. (1984) Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S.W., Ed., *Micas. Reviews in Mineralogy*. vol. 13, Min. Soc. of Am., 357-468.
- Laird, J. (1988) Chlorites: metamorphic petrology. In: Bailey, S.W., Ed., *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*. vol. 19, Mineralogical Society of America, 405-453.
- Maruyama, S., Cho, M., and Liou, J.G. (1986) Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles - A new geobarometer. In: Evans, B.W. and Brown, E.H., Eds., *Blueschists and Eclogites*, Geol. Soc. Am. Memoir 164, 1-16.
- Miller, B.E. and Ghent, E.D. (1973) Laumontite and barian-strontian heulandite from the Blairmore groups (Cretaceous), Alberta. *Can. Miner.*, 12, 188-192.
- Noh, J. H. (1991) Paragenesis and phase relations of mesolite-natrolite-laumontite from the Tertiary mafic tuffs in Yeongil area., *Jour. Geol. Soc. Korea*, 27, 136-144.
- Parkhurst, D.L. (1995) User's guide to PHREEQC-A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations, U.S. Geol. Surv., Water-Res. Invest. Report 95-4227 142p.
- Pipping, F. (1966) The dehydration and chemical composition of laumontite. *Miner. Soc. India. IMA*, 159-166.
- Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation (PNC) (1992) First Progress Report on Research and Development on Geological Disposal of High-level Radioactive Waste, PNC TN1410 93-059.
- Shikazono, N. (1984) Compositional variations in epidote from geothermal areas. *Geochem. Jour.*, 18, 181-187.
- Srodon, J. and Eberl, D.D. (1984) Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S.W., Ed., *Micas. Reviews in Mineralogy*. vol. 13, Min. Soc. of Am., 495-544.
- Velde, B. (1985) *Clay Minerals: A Physico-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier Scientific Publishing Company. 59-104.
- Zhong, W.J.S., Hughes, J.M., and Scotford, D.M. (1985) The response of chlorite to metasomatic alteration in Appalachian ultramafic rocks. *Can. Mineral.*, 23, 443-446.

2004년 3월 8일 원고접수, 2004년 3월 17일 게재승인.