

## 질석화가 진행된 풍화단면에서의 광물조성과 주원소의 변화

문희수\* · 송윤구\* · 신상은\*\*

### Mineralogical and Chemical Variation in Weathering Profile on Ultramafic Rocks During Vermiculitization

Hi-Soo Moon\*, Yungoo Song\* and Sang Eun Sin\*\*

**ABSTRACT:** Several vermiculite deposits occur as the alteration product from phlogopite in ultramafic rock, in the Hongseong and Cheongyang area, South Korea. Some quarries show well-defined weathering profile. Samples collected from those quarries were examined by XRD and chemistry to define a vertical variations in mineralogy and chemistry of the weathering profile developed on ultramafic rocks.

The analysis by X-ray diffractometry showed that mineral compositions changed continuously as depth of profile increasing, the vermiculite-the phlogopite/vermiculite interstratified-the phlogopite. Chemical analysis of bulk samples in altered zone revealed that regardless of composition and kinds of mineral in the rock, there are significant increase of MgO, CaO and H<sub>2</sub>O, and decrease of K as depth of profile decrease reflecting the characteristics in vermiculitization. Also, there was a tendency that weathering indices of each sample horizon change gradually with increasing depth. This tendency can be explained as variations of degree of vermiculitization. The regular changes of mineralogical and chemical composition in vertical profile suggest that weathering is the most important process in vermiculitization in this area.

## 서 론

층상 규산염 광물의 지표에서의 풍화변질작용은 자연계에서 흔하게 일어나는 작용중의 하나이며, 화성암의 주구성광물인 삼팔면체 亞群에 해당되는 운모류 (trioctahedral mica)가 지표에 노출되어 풍화작용에 의하여 질석화작용을 받는것이 그 한 예이다. 최근에 층상 규산염광물의 변질작용에 대한 연구가 많이 진행되어 왔으며, 특히 고분해투과전자현미경 및 분석투과전자현미경 등의 기기를 이용한 연구는 이러한 변질작용의 반응기구를 계속 밝혀주고 있다 (Veblen, 1983; Veblen and Ferry, 1983; Olives and Amouric, 1984; Yau et al, 1984; Eggleton and Banfield, 1985; Banfield and Eggleton, 1985). 본 연구대상 지역에 대한 질석의 광물화학적 특성 및 질석화 작용에 대하여는 권이섭 (1990), Song and Moon (1991) 및 Moon et al. (1992) 등에 의한 연구가 수행된 바가 있다.

\* 연세대학교 지질학과 (Dept. of Geology, Yonsei University, 134 Shinchon-dong, Seoul 120-749, Korea).

\*\* 전남대학교 지질학과 (Dept. of Geology, Chonnam National University, Kwangju 500-757, Korea).

본 연구지역은 주로 금운모의 풍화 변질산물로서 풍화 단면의 상부에 질석을 형성하고 있으며, 지금까지의 연구 결과들은 주로 광물화학적 관점에서의 연구로서 질석화 과정시 결정구조내에서의 내부치환관계를 주로 밝혔다. 본 연구에서는 청양지역의 대표적인 질석 광체에서 심도별로 체계적인 시료를 채취하여 이들 풍화단면에서 광물조성의 변화와 주원소의 화학적인 변화 양상과 그 원인 등을 규명하고자 한다.

## 시료 및 연구방법

연구의 주대상은 각섬석 편마암 내의 소규모로 나타나는 초염기성 암체로, 질석 광상을 형성하고 있는 양사리 일대에서 시료를 채취하였다 (Fig. 1). 이들 시료들은 풍화 단면에서 심도와 색의 변화를 기준으로 채취하였으며, P19 번 시료는 한 암체 내에서 수평적으로 채취 되었다. 각 시료를 채취한 변질대의 주상 단면도 및 채취 위치는 Fig. 2에 도시하였다.

채취된 시료는 실온 (25°C)에서 건조시킨 후, 전암의 X-

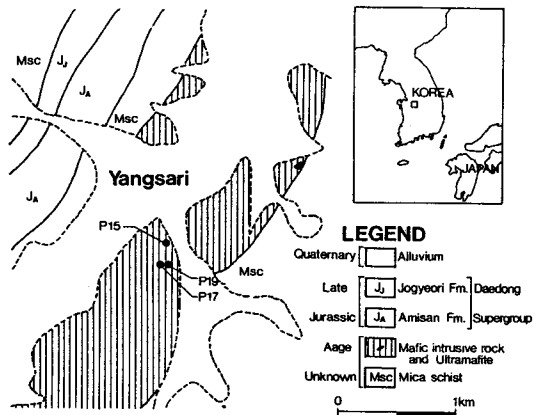


Fig. 1. Geological Map of the Cheongyang area showing sampling sites (modified from geological Atlas of the Chungnam Coal Field, 1974).

선회절분석 및 화학분석을 위한 시료는 200 mesh 이하의 분말로 만들어 사용하였으며, 시료의 일부는 입도별 분류를 위해 사용되었다. 시료의 입도별 분류는 질석의 입자 크기가 기타 점토 광물과는 달리 매우 크기 때문에 크게 세 가지 크기(2  $\mu$  이하, 2~60 $\mu$ , 60  $\mu$ ~2 mm)로 퇴적법과 체가름방법으로 분리하여 사용하였다.

X-선 회절분석을 위하여 회절분석기는 MAC MXP-3를 사용하였다. 분석시의 조건은 Cu target와 Ni filter에 의한 CuK $\alpha$ 선을 이용하였고, 가속전압 및 전류는 40 kv/35 mA, divergent slit 1 mm, receiving slit 0.15 mm, scanning speed는 전압시료는 2°/min, 정제시료는 0.5°/min으로 분석하였다.

세 가지 크기별 정제시료에 대한 Mg, Ca, Na 및 K의 층간이온의 치환처리를 위하여는 1N의 MgCl<sub>2</sub>, CaCl<sub>2</sub>, NaCl 및 KCl 용액 속에 넣어 3~4일 방치, 원심분리기로 분리한 다음, 새로운 용액을 넣어 반응시키는 과정을 두 차례 반복하였으며, 이 반응을 끝낸 시료는 잔류염의 제거를 위하여 증류수로 6~7회 이상 세척하였다. 이같은 처리과정을 거친 시료와 원정제시료를 slide glass로 방향성 시편 (oriented mount)을 제작하여 X-선 회절분석을 실시하였다.

모암 및 변질 암석에 대한 주원소분석은 기초과학 연구소에 의뢰하여 X-선 형광분석기를 이용하여 실시하였으며, H<sub>2</sub>O는 1000°C 까지 가열시켜 중량의 차이를 측정하여 구하였다. 각개 주구성광물의 조성은 WDS방식의 전자현미분석기(JEOL JXA-733 model)를 사용하여 분석하였다. 분석조건은 가속전압 15 kv, 시료전류 1.5 $\times 10^{-8}$

A, beam diameter 10  $\mu$ m, intensity 측정시간은 120초였으며, Bence and Albee (1968) 방법에 의거 보정하였다. 표준 물질로는 Si 및 Ca는 투회석, Al 및 Fe는 알만딘석류석(almandine), Ti는 금홍석, Cr은 크롬철석, Mn은 장미회석, Mg는 감람석, Ni는 산화니켈, Na는 알바이트 장석(albite), 그리고 K는 새니딘 (sanidine)을 각각 사용하였다.

## 일반지질

조사지역은 충청남도 홍성군과 청양군 사이의 지역으로, 도폭 (1:25,000)으로는 홍성도폭의 남동부, 대홍도폭의 남서부, 나원도폭의 북동부, 청양도폭의 북서부에 해당한다.

본 지역의 암류는 북동방향으로 대상을 이루며 분포하고 있는데, 가장 하부에 본 역의 기반암으로 생각되는 시대 미상의 흑운모편암 및 편마암이 넓게 분포하고 있으며, 이를 관입하고 있는 각섬석편마암이 본 역의 중앙부에 분포하고 있고, 각섬석편마암을 관입하는 초염기성암이 곳곳에 극히 소규모로 산재되어 나타나고 있다 (엄삼호, 이민성, 1963; 이종혁, 김성수, 1963; 충남탄전 지질도, 1974). 이들과 부정합을 이루며 유라기의 대동충군의 아미산층과 조계리층이 북동-남서 방향으로 분포하고 있으며, 조계리층의 북동쪽 지층 경계선을 따라 단층이 발달해 있다. 각섬석편암과 초염기성암은 곳곳에서 염기성 맥암의 세맥들에 의해 관입당하고 있다 (Fig. 1).

흑운모 편마암은 홍성, 대홍도폭에는 화강편마암, 운모 편암으로 분류하였고, 1:25,000 충남탄전 지질도에는 운모편암류로 분류되어 있으나, 야외조사와 구성광물 및 조직 등을 근거로 본 논문에서는 흑운모편마암으로 분류하였다. 흑운모편마암은 이 지역의 최하부 기반암으로 각섬석편마암 주변에 넓게 분포하고 있으며, 편리가 잘 발달되어 있으며 편리의 주향은 주로 N30-60°E, 경사는 40~60° SE이나 지역적으로 북서방향의 주향을 보이기도 한다. 주구성암석은 흑운모편마암이나 운모편암이 협재되기도 하며 다른 암류보다 풍화정도가 심하여 노두가 잘 발달되지 않는다. 주구성광물은 석영, 흑운모, 사장석이 대부분이며, 석류석, 규선석, 알칼리장석, 백운모가 지역적으로 나타나고 부구성광물로는 스피넬 (sphen), 인회석, 불투명 광물 등이 있다. 본 암의 광물조합은 석영-흑운모-사장석-(알칼리장석, 백운모), 석영-흑운모-사장석-석류석-(녹니석), 석영-흑운모-사장석-석류석-규선석의 조합을 보이며, 이와 같은 광물조합을 석류석만이 산출되는 조합, 석류석과 규

선석이 함께 산출되는 조합으로 구분할 수 있으며 각섬암상 (Amphibolite Facies)에 해당한다.

각섬석편마암은 경계부에서 흑운모편마암을 관입한 암상을 보이는데 기존의 홍성, 대홍도폭에는 각섬석편마암류로 구분하였고, 한국의 광상 비금속편 (1970)에서는 각섬암으로, 충남탄전 지질도에서는 각섬석편암류로 분류되어 있으나 이 역시 구성광물 및 구조 등을 고려하여 각섬석편마암으로 명명하였다. 각섬석편마암의 시대는 확실치 않으나 그 변성도로 보아 비교적 오래된 고기 화성활동의 산물로 생각된다. 본 층은 주로 각섬석편마암으로 이루어져 있고 전체적인 방향성과 동일한 북동-남서방향으로 분포하고 있다. 지역적으로 mafic한 부분과 felsic한 부분으로 변화를 보일 뿐만 아니라, 입도에서도 부분적인 심한 차이를 보인다. 구성광물은 보통각섬석, 흑운모, 휘석, 석영, 석류석, 사장석, 알칼리 장석 등이고, 인회석, 스피넬, 불투명광물 등이 소량 산출되며, 녹니석이 흑운모의 벽개면을 따라 변질 산물로 관찰되기도하며 지역적으로 질석화되어 나타난다. 광물조합은 각섬석-석류석-사장석-알칼리장석-석영, 각섬석-흑운모-석영(사장석), 각섬석-흑운모-사장석-휘석-석영 등의 조합을 이루고 있다. 이로 보아 각섬석편마암 또한 각섬암변성상을 보인다.

이들 두 편마암을 관입하는 암상을 보임으로써 그 시대가 나중의 것으로 생각되는 초염기성암은 변질작용에 의한 사문석광상과 소규모의 질석광상을 배태하고 있다. 초염기성암은 크게 사문석 광상을 형성하는 곳과 질석광상을 형성하는 곳으로 구분지을 수 있는데, 두 경우 모두 주변암을 관입하는 뚜렷한 양상을 보이며, 다만 지역 별로 초염기성암 자체의 성분상의 이질성의 결과로 전혀 다른 광상을 형성한 것으로 생각된다. 사문석광상을 형성하고 있는 초염기성암은 감람석과 휘석이 주구성광물로 나타나며, 침정석과 금운모가 함유되어 있다. 또한 감람석의 변질산물로 사문석이 상당량 나타나며, 일부에서는 활석화 및 녹니석화되어 나타나기도 한다. 반면에, 질석광상을 형성하고 있는 초염기성암은 금운모가 농집되어 있고, 소량의 감람석과 휘석 및 각섬석이 관찰되기도 한다. 질석은 금운모의 변질산물로 나타나며, 이것이 본 연구의 주 대상이다. 질석광상을 배태하는 초염기성암의 구성광물의 성분은 다음과 같다. 휘석의 경우, 투휘석은 특히 Mg값이 높게 나타나 그 기원이 초염기성암임을 지시하며, 금운모 역시 높은 Mg값을 갖는 특징을 보여주고 있다. 각섬석의 경우, 투각섬석의 성분을 보여주는 것으로 알려졌는데, 이는 그 결정이 기존의 구조들을 절단하며, 깨끗이 성장

하는 점등으로 미루어 이차적으로 생성되었을 가능성이 높다. 일부 지역에서는 사문석광상의 경우처럼 금운모가 녹니석 및 활석화되어 산출되기도 한다 (우영균 등, 1991).

## 질석의 산출상태

질석은 초염기성암을 모암으로 산출된다. 질석광체의 표면은 풍화작용을 받아 토양층을 형성하였고, 유기물을 함유하고 주변으로부터 유입된 쇄설성 퇴적물과 섞여서 토양의 상부층인 전형적인 A층을 이루며, 이 상부 토양층인 A층의 두께는 10 cm~1 m 정도로 발달된다. 그 하부로는 B와 C층이 발달되며, 채광가능한 질석은 B층의 하부와 C층에서 산출된다. 일반적으로 질석광체를 이루는 C층의 두께가 두꺼울수록 또한 상부 A와 B층의 두께는 더 두껍다 (Fig. 2). 질석광상은 육안으로는 운모류가 방향성을 보이며 농집되어진 것처럼 나타나는데, 이들은 열을 가할 경우 부피 팽창이 일어나 야외에서 쉽게 구분할 수 있다. 질석광체 하부로가면서 점이적으로 풍화를 받지 않은 신선한 금운모가 농집된 모암으로 이화되어 전형적인 풍화작용의 산상을 보인다. 질석은 거정질로 나타나는 것이 일반적인데, 이 지역의 경우 역시, 풍화를 받아 거의 토양화된 상부를 제외하고는 원래의 운모형태를 유지하며, 대체로 입도는 수 mm정도로 큰 결정을 이루고 있다. 광상 곳곳에는 반려암질암의 세맥이 관입하고 있는데 이들의 구성광물인 흑운모가 역시 변질을 받아 질석화되기도 하였다. 질석은 편광현미경 아래에서 금운모에 비해 낮은 굴절률 및 복굴절률에 의해서 쉽게 구분된다.

변질이 덜 진행된 광체 시료의 현미경 관찰 결과, 질석을 배태한 모암은 투휘석-투각섬석-금운모의 조합을 갖는 초염기성암인데, 이 경우 투휘석과 금운모는 비교적 변질되어 보이며, 투각섬석은 이를 끊으며 성장하는 구조를 갖는다. P15 시료의 경우 변질대의 구성모암이 균질하며, 금운모의 농도가 높고, 지표로부터 깊이에 따라 일정한 변질 양상을 띠고 있어 본 연구에서 이 단면에 초점을 맞추어 연구를 수행하였다. 이 풍화 단면의 암석이 지표에서 지하로 갈수록 갈색 계통의 색 (질석)에서 금운모의 고유의 색인 녹색으로 일정하게 변화함을 보여준다. 이러한 산출상태는 질석을 형성시킨 변질작용이 지표에서 일어난 풍화작용임을 뚜렷히 보여주는 증거가 된다. 기타 시료는 대체로 구성모암이 균질치 못하고, 또 염기성 세맥 등의 혼입으로 뚜렷한 변화 양상을 관찰할 수 없으며, 노두의 부위에 따라 풍화정도 및 질석화 작용의 정도가

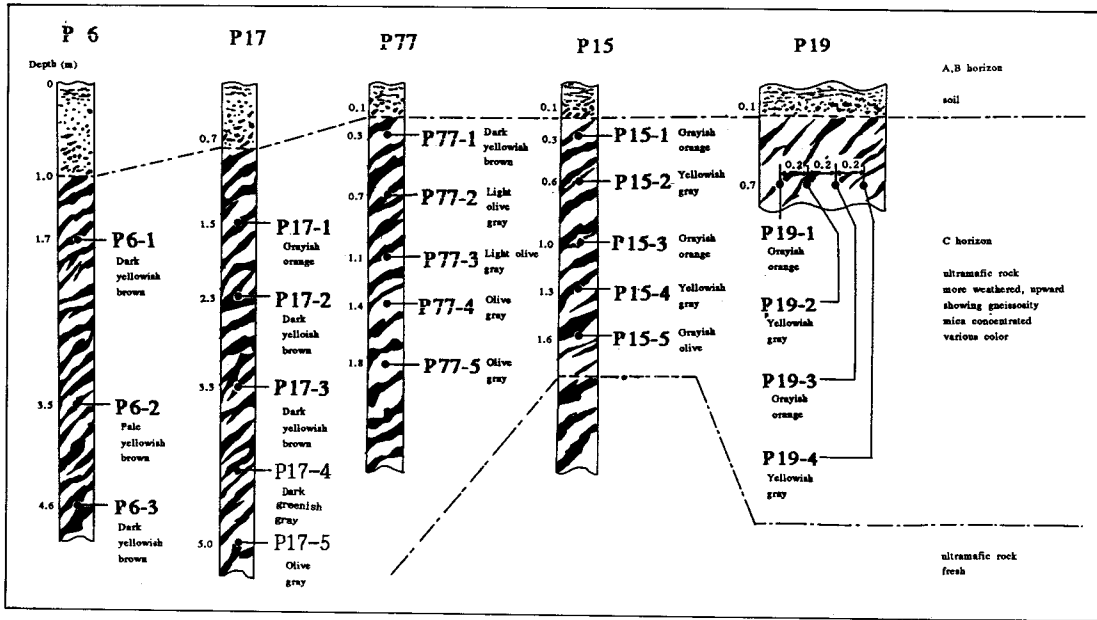


Fig. 2. Generalized columnar sections and sample localities of weathering profiles in the study area.

서로 다르게 나타낸다.

### 풍화단면 구성광물

각 풍화단면에서의 구성광물의 조성비는 단면의 심도에 따라 차이가 있으나 구성광물의 종류는 동일하다. 주구성 광물은 질석과 운모-질석 혼합층상광물이며, 소량의 운모와 각섬석이 대부분의 시료에서 인지된다 (Fig. 3). P15 단면에서 (Fig. 1 and 2) 하부로 갈수록 (P15-3과 P15-5) 운모-질석 혼합층상광물이 상당히 우세하게 나타나며, 비교적 변질이 덜 된 P15-6 시료의 경우, 거의 운모 (Phlogopite)의 피크만이 관찰된다. P15 단면에서 수직적인 광물 조성의 변화를 보면, 운모→운모-질석 혼합층상광물→질석의 변화가 뚜렷하다. 이들 단면에서 변질산물로 산출되는 주구성광물인 질석과 혼합층상광물의 특징을 기재하면 다음과 같다.

### 질석

질석의 저면 간격은 14.4~14.6Å이며, (060) 회절결과는 1.53~1.54Å으로 삼팔면체아군이다. 정제된 시료들 (P15-1, P15-3, P15-5, P17-1, 입도 2~60 μm)의 원시료 및 특 정원소로 치환시킨 후 X-선 회절분석을 실시하였다. 그

결과 원시료에서 질석의 특징적인 (001)면이 잘 나타나며 P15-1의 경우 그 외에도 운모-질석의 혼합층상광물, 운모 등의 광물이 인지된다. 반면에 P17-1시료는 층상광물의 불규칙성에 기인되는 불명료한 강도가 약한 피크가 관찰 된다. 이들 시료의 층간 양이온을 Mg, Ca, Na 및 K로 교환반응 시킨 후, X-선 회절분석을 한 결과 뚜렷한 저면 피크의 이동이 나타났으며, 이들 중 질석화가 가장 완전 하게 진행된 P15-1시료에서 정제된 시료의 분석 결과는 Fig. 4와 같다. 즉 Mg 치환시의 (001) 저면 간격이 14.4 Å로서 Ca 및 Na 치환시의 14.9Å과 14.8Å보다 줄어들며, K 이온으로 치환시는 이들 K이온의 층간고착 (fixation)에 따라 10.2Å로 저면 간격이 수축하여 (Fig. 4) 이들이 전형적인 질석임을 분명하게 해준다.

이 지역에서 산출되는 질석의 화학조성 (구조식)은 이미 Song and Moon (1991)과 Moon et al. (1992)에 의하여 발표된바 있으므로 여기서는 구체적으로 취급하지 않기로 한다. 이들 질석의 층전하가 1.2~1.9/단위포로 이론적인 질석의 층전하와 잘 일치한다. 성분상의 특징으로 Cr이 상당량 함유된 것을 볼 수 있는데, 이는 높은 Mg값과 함께 질석의 기원 광물인 금운모가 들어있는 암석이 초염기성 암임을 지시한다. 또한 상당량의 Ca가 함유되어 있다.

### 혼합층상광물

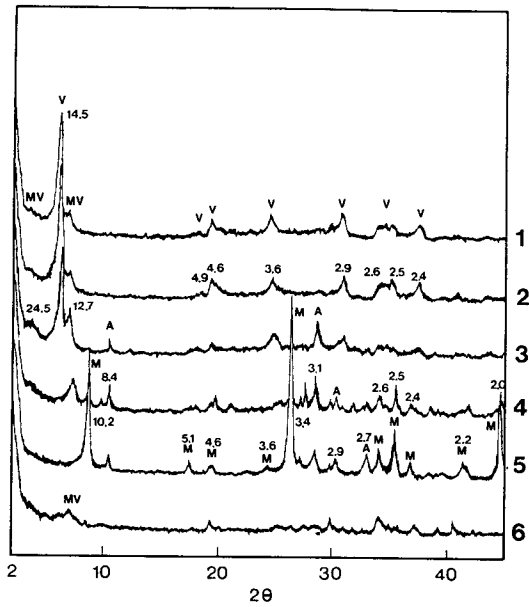


Fig. 3. X-ray diffraction patterns of some representative bulk samples (CuK $\alpha$ ). V; vermiculite, MV; mica-vermiculite, M; mica, and A; amphiboles. 1; P15-1, 2; P15-2, 3; P15-3, 4; P15-5, 5; P15-6, and 6; P17-1.

이 지역의 혼합층상 광물은 X-선 회절분석 결과 (Fig. 3), 운모-질석의 혼합 층상 광물이며, Reynolds (1967)에 의해 개발된 컴퓨터 시뮬레이션 프로그램 (computer simulation program)을 이용하여 이들의 구성비를 구하였다. 피크에 영향을 주는 요인으로 Si 및 Fe의 값이 있는데, 질석의 경우, 전자현미분석결과, Si 및 Fe의 값의 변화가 크지 않은 관계로 각각 half-unit당 각기 3.1 및 0.34의 값을 고정시켜 대입하였다. 질석의 함량이 증가함에 따라 (001)과 (003) 피크는 고각도로, (002) 피크는 저각도로 이동하는 경향을 보인다. 실제 X-선 회절분석 결과를 보면, 특히 (002) 피크의 세기가 가장 셀 뿐만 아니라, 중첩되는 피크가 없으므로 이를 기준으로하여 시뮬레이션시킨 결과와 비교하였으며, 질석의 피크에 의해 묻힌 경우, (001)과 (003) 피크를 함께 고려하였다. 그 결과, (002) 피크가 12.2~12.3Å 정도로 질석 함량이 50%인 것과 잘 일치한다. 따라서 본 역의 금운모-질석 혼합층상 광물은 질석의 함량이 50%인 규칙형의 혼합층상 광물인 것으로 생각된다. 흥미로운 사실은 이들이 풍화단면의 심도에 따라 실험에 이용한 입자 (2~6  $\mu\text{m}$ )의 시료에서는 이들의 비가 크게 변화되지 않는다는 사실이다.

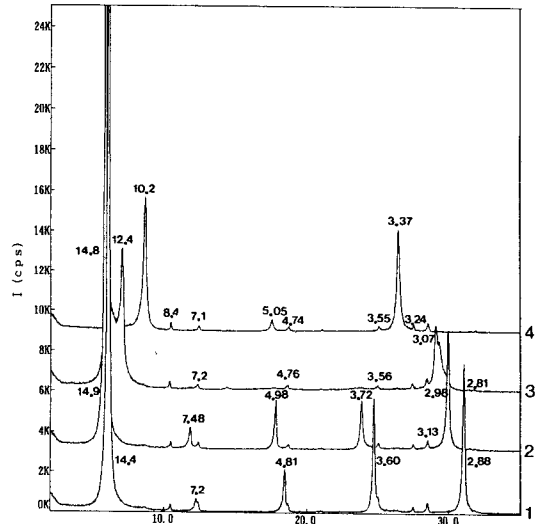


Fig. 4. X-ray diffraction patterns of Mg-, Ca-, Na-, and K-saturated samples for purified vermiculite from P15-1 sample. 1; Mg-saturated, 2; Ca-saturated, 3; Na-saturated, and 4; K-saturated.

### 변질대의 주원소 거동과 풍화지수의 변화

#### 변질대에서 산출되는 질석과 금운모의 광물화학

변질단면에서의 주원소의 거동을 해석하기 위해서는 이 단면에서의 광물조성의 변화에 의한 광물화학적 변화를 밝히는 것이 중요하다. 이 지역의 각 시료채취 단면에서 채취한 시료 중 가장 균질한 모암을 가지며, 특징적인 변화를 보이는 시료인 P15에서 선정한 근원광물인 금운모와 변질산물인 질석의 전자현미분석자료의 평균치를 Moon et al. (1992)의 자료에서 인용하여 Table 1에 제시하였다. 이로부터 구조식을 계산할때 Fe는 산화환원적 정법 (Kiss, 1967)에 의하여 정제된 시료를 분석함으로써 구한 결과이며, 팔면체내의 양이온수가 6을 초과하였을 경우 6에서 초과한 Mg를 층간의 양이온으로 취급하였다. Table에 인용한 이 지역에서 산출되는 금운모와 질석의 평균 구조식으로부터 금운모로부터, 질석화가 이루어지는 경우, 이 두 광물 사이의 양이온 收支관계를 1) 1층의 금운모가 1층의 질석으로 상전이 되는 경우와, 2) 2층의 금운모가 1층의 질석으로 상전이가 일어나는 두 경우 (Banfield and Eggleton, 1988)를 상정하여 계산하였으며, 그 결과는 Table 2와 같다. 다른 사실을 고려하지 않고 이 결과만으로는 Fe의 산화와 Mg과 Ca의 공급이 이루어져야

**Table 1.** Electron microprobe analyses and structural formulae for phlogopite and vermiculite from the ultra-mafite (in average values)\*.

Sample No.	P15-1	P15-6
SiO <sub>2</sub>	40.72	41.36
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.28	11.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.51	1.79
FeO	0.33	4.50
MnO	0.05	0.05
MgO	23.56	22.51
NiO	0.14	0.13
CaO	1.44	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.05
K <sub>2</sub> O	0.20	10.03
Total	85.49	93.52
Number of ions on the basis of O(22)		
Si	6.042	6.013
Al(IV)	1.958	1.987
Al(VI)	0.188	0.043
Ti	0.071	0.077
Cr	0.071	0.057
Fe <sup>3+</sup>	0.616	0.196
Fe <sup>2+</sup>	0.041	0.547
Mn	0.007	0.006
Ni	0.017	0.015
Mg	4.990	4.878
Σ(VI)	6.000	5.818
Mg <sup>***</sup>	0.220	0.000
Ca	0.230	0.009
Na	0.003	0.014
K	0.038	1.860
Σ(Interlayer cations)	0.491	1.883

\* Data are quoted from Moon et al. (1992).

하는 조건에서만 금운모로부터 질석의 형성이 가능한 것으로 나타나며, 수소이온이 증가되는 환경에서 생성되는 것을 알 수 있다. 이들의 상전이가 1 layer의 금운모가 1 layer의 질석으로 변질되든지, 2 layer의 금운모가 1 layer의 질석으로 변질되든지간에 어느 경우라도 Ca의 공극과 K 이온의 용탈은 필수적임을 알 수 있다.

Moon et al. (1992)의 연구결과에 의하면, 금운모의 질석화 과정에 따른 특징적인 광물화학적 변화는 전체 Mg와 층간의 Mg는 증가하는 반면 팔면체 자리의 Mg는 상대적으로 큰 변화가 없다는 것이다. 이것은 질석화가 진행되면서 광물에 유입된 Mg가 대부분 층간으로 유입되었음을 보여주는 것이다. Fe는 구조내의 Al(VI)이 증가함에 따라 거의 변화가 없거나 약간 감소하는 반면, Mg는 약간

**Table 2.** Cation budgets for phlogopite to vermiculite replacement (P15).

Cation	1 Phlogopite → 1 Vermiculite (Mechanism 1)			
	Phlogopite	+	→ Vermiculite	+
Si	6.01	—	6.04	—
Al	2.03	0.12	2.15	—
Ti	0.08	—	0.07	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.20	0.42	0.62	—
Fe <sup>2+</sup>	0.55	—	0.04	0.51
Mg	4.88	0.33	5.21	—
Ca	0.01	0.22	0.23	—
Na	0.01	—	0.01	—
K	1.86	—	0.04	1.82
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	—	0.03	—	—
H <sub>2</sub> O	—	n-0.12	n	—
H <sup>+</sup>	4.00	0.12	4.00	—
2 Phlogopite → 1 Vermiculite (Mechanism 2)				
Cation	2 Phlogopite → 1 Vermiculite (Mechanism 2)			
	Phlogopite	+	→ Vermiculite	+
Si	12.02	—	6.04	—
Al	4.06	—	2.15	1.91
Ti	0.16	—	0.07	0.09
Fe <sup>3+</sup>	0.40	0.22	0.62	—
Fe <sup>2+</sup>	1.10	—	0.04	1.06
Mg	9.76	—	5.21	4.55
Ca	0.02	0.21	0.23	—
Na	0.02	—	0.01	0.01
K	3.72	—	0.04	3.68
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	—	—	—	5.98
H <sub>2</sub> O	—	n-0.08	n	—
H <sup>+</sup>	8.00	20.08	4.00	—

증가하는 경향을 보이고 있다. 이러한 화학성분의 변화는 사면체에서 Al에 대한 Si의 치환 및 팔면체내에서의 Fe 및 Mg에 대한 Al의 치환도가 증가함을 의미한다. 이같은 치환작용의 경향은 금운모층내에서 K의 이탈에 따른 부정하의 초과분에 대한 보상작용의 결과로 보이며, 이는 일반적인 점토광물의 풍화작용에서 나타나는 치환경향 (Proust et al., 1986 ; Fordham, 1990a, 1990b)과 잘 일치하고 있다. 즉, K이 변질되면서 금운모의 층간으로부터 이탈되므로서 정부하의 손실을 가져오게 되며, Ca 및 Mg 양이온이 수화되어지는 층간에 유입되어지지만 초과된 부정하를 보상하기에는 부족하며, 따라서 T-O-T 층에서의 치환작용으로 이를 보상하게 되어, 사면체에서는 Si치환이, 팔면체에서는 Al의 치환이 증가하게 되는 것으로 생각된다. 따라서 질석화작용에서의 이같은 치환양상은 전하적인 균형을 이루기위한 자연적인 변화라고 볼 수 있다. 여기서 Fe의 산화여부도 중요한 요소로 작용할 수 있으나 (Moon et al., 1992; Song and Moon, 1991), 그 함량이 낮은

관계로 큰 영향을 주지 못하는 것으로 보인다.

**변질대의 주원소 거동 및 풍화지수**

전암분석 자료 (Table 3)를 기준으로 하여 질석화과정에 따른 주원소의 상대적인 변화를 검토하였다. 그 결과 암석성분의 광물에 대한 분배비의 변화를 추정할 수 있었다. 질석화작용이 진행되면서 Si, Ca의 분배비는 증가경향을 보여주며, Al, Fe, Ti 및, K의 광물에 대한 분배비는 감소하는 경향을 보여준다. 특히 광물성분 자체에서의 변화가 뚜렷치 않았던 Ti, Fe와 증가경향을 보인 Al의 감소 경향은 이 원소가 질석화되면서 질석구조로부터 상대적으로 배제되었음을 의미한다. 변질대의 암석성분은 질석화과정에서 광물의 성분에 영향을 줄 수 있는 주요 요소 중의 하나이다. 따라서 대상지역 중 전형적인 변질단면의 체계적인 시료들에 대하여 주원소분석을 실시하였으며, 아울러 가장 변질이 안된것으로 보이는 암석 P12시료와 P15단면의 최하부인 P15-6 시료도 분석하여 원암의 성분으로 추정하였다.

분석된 모든 시료에서 SiO<sub>2</sub>함량이 대체로 40% 내외로 매우 낮게 나타나, 염기성암 내지는 초염기성암일 가능성을 보여준다. 변질도가 낮은 시료인 P12, P15-6 등은 높은 K<sub>2</sub>O 및 MgO함량을 보이고 있는데, 이같은 분석치들은, 원시료자체의 광물조성을 반영한 결과이며, 실제로 이 모암은 금운모가 농집되어 있다. 신선한 암석의 분석치는 금운모의 전자현미분석값과 큰 차이를 보이지 않고 있다.

변질대 단면에서 주원소 분석결과를 토대로 주요원소의 성분변화를 살펴보면, 공통적으로 지표로 감에 따라 K<sub>2</sub>O의 급격한 감소와 H<sub>2</sub>O의 증가가 특징적으로 나타나는데 이는 변질작용에 있어서 금운모로부터 층간 양이온으로 존재하던 K가 빠져나가고, 수화 (hydration)되는 일반적인 질석화과정의 영향으로 보이며, 이러한 변화가 각 단면에서의 모암성분이 균질하지 않은데도 불구하고 수직적으로 일어나는 것은 모암이 지표에 노출된 후 풍화작용을 받은 결과일 가능성을 강력히 암시해준다. 이러한 주원소의 이동은 금운모와 질석의 EPMA분석 결과에서도 동일한 양상을 관찰할 수 있는데 (Song and Moon, 1990; Moon et al., 1992), 이는 질석의 구성비가 아주 높으므로 실제로 원암의 분석 결과에서도 이러한 경향이 그대로 나타난 결과이다.

단순히 원시료의 주원소 분석 결과만을 가지고는 주원소의 손실과 농집이 어떻게 일어났는지를 바로 비교할

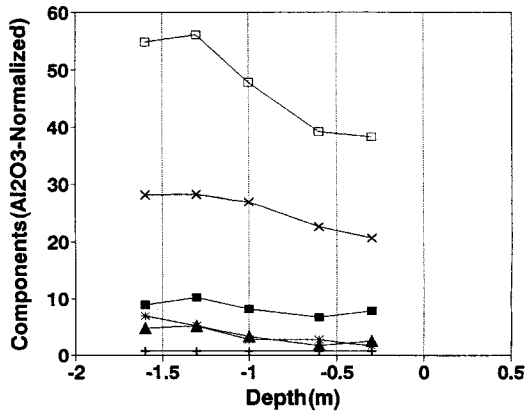


Fig. 5. Diagrams showing variation in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-normalized major elements (mole percentages) with depth for P15 bulk rock samples collected in weathering profiles at P site as shown in Fig.1 and 2. Open rectangular; SiO<sub>2</sub>, cross; TiO<sub>2</sub>, solid rectangular; FeO, multiple; MgO, solid triangle; CaO, and asterisk; K<sub>2</sub>O.

수는 없다. 일반적으로 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>가 지표의 화학적인 조건에서는 거의 불용성이므로 원암중의 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 함량으로서 재계산한 후 비교하였다. P15단면에서 채취한 시료들의 분석 자료를 재 계산한 결과를 Fig.5에 도시하였다. 일반적으로 주원소 분석결과 자체에서 관찰할 수 있었던 것처럼 질석화작용 즉, 풍화작용이 진행될수록 현저한 SiO<sub>2</sub>의 용탈과 CaO, MgO 및 K<sub>2</sub>O 등의 감소를 관찰할 수 있다 (Fig. 5).

금운모로부터 질석화의 정도는 H<sub>2</sub>O와 K의 함량 변화의 함수로 나타낼 수 있는데, K의 함량이 소량인 관계로 H<sub>2</sub>O를 기준으로 이들의 관계를 보면 다음과 같다. 분석하기 전에 모든 시료를 같은 조건의 상온에서 충분히 건조시켰으므로, 흡착수의 영향은 거의 제거된 것으로 보고 Ig.loss (작열감량)를 모두 구성광물의 층간수 및 구조수로 간주하였다. 가장 균질하며, 금운모의 함량이 많고, 수직적인 변화가 뚜렷한 P15번 시료의 경우, H<sub>2</sub>O가 증가함에 따라, K, Si, Ca 및 Mg는 감소하고, Al은 증가하는 경향을 보이며, Fe 및 Ti는 거의 변화가 없다 (Fig.6).

기타시료는 보다 불순물의 함량이 높을 뿐만아니라, 부분적으로 모암 자체가 균질하지 않은 경향을 보이는 데, 특히 P15와 차이를 보이는 원소는 Mg와 Fe로 Mg는 지표로 감에 따라 그 함량이 증가하며, Fe는 감소하는 경향이 나타나기도 한다 (Fig. 7 and 8). 수평적으로 채취된 P19번 시료의 경우 짧은 거리에도 불구하고 성분차

Table 3. Major elements analyses for the representative weathering profiles.

Sample Name	P12-2	P15-1	P15-2	P15-3	P15-4	P15-5	P15-6	P17-1	P17-2	P17-3	P17-4	P17-5	P19-1	P19-2	P19-3	P19-4
SiO <sub>2</sub>	41.11	36.99	37.79	39.50	42.28	42.92	41.91	40.01	45.74	43.96	39.48	43.31	39.03	41.42	41.65	42.37
THO <sub>2</sub>	1.95	0.72	0.63	0.63	0.58	0.58	0.73	1.35	0.86	0.79	1.46	0.71	1.46	1.56	1.21	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.63	10.38	10.38	8.85	8.08	8.40	10.73	8.18	5.93	5.14	8.49	5.75	9.02	10.58	7.45	5.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.46	7.56	6.52	6.69	7.74	6.98	6.71	10.55	9.70	8.85	11.51	7.51	10.75	11.70	9.60	9.27
MnO	0.00	0.06	0.05	0.06	0.09	0.07	0.06	0.13	0.14	0.11	0.10	0.11	0.13	0.11	0.09	0.11
MgO	18.87	20.01	21.89	22.34	21.31	22.05	23.96	16.22	15.05	17.09	15.50	18.06	16.34	13.07	16.02	16.76
CaO	2.14	2.45	1.72	2.78	3.83	3.68	0.73	6.01	10.86	9.80	6.11	9.78	4.48	4.30	7.20	8.93
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.27	0.11	0.17	0.00	1.22	0.49	0.19
K <sub>2</sub> O	8.95	1.53	2.65	2.30	3.87	5.43	8.74	2.13	2.17	0.46	2.87	0.30	3.01	3.21	1.37	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.06	0.03	0.05	0.04	0.23	0.03	0.25	0.13	0.08	0.69	0.02	0.45	0.44	0.15	0.17
H <sub>2</sub> O	1.83	18.50	16.30	15.00	10.01	7.03	3.50	13.44	7.31	11.96	11.75	13.01	13.49	10.75	13.55	13.07
Total	97.06	98.26	97.96	98.20	97.83	97.37	97.10	98.27	98.42	98.51	98.07	98.73	98.16	98.36	98.78	98.62
Weathering Potential Index	33.633	-35.371	-21.925	-14.368	5.584	18.453	32.557	-15.705	12.949	-3.838	-9.322	-6.414	17.268	-10.592	-14.665	-9.701
Product Index	77.344	79.561	80.690	82.799	83.906	84.268	81.685	80.317	85.446	86.344	79.100	86.520	78.867	77.813	82.374	84.679
Leaching Factor		0.198	0.336	0.279	0.439	0.607	1.000									

\*Total Fe treated as ferric iron.



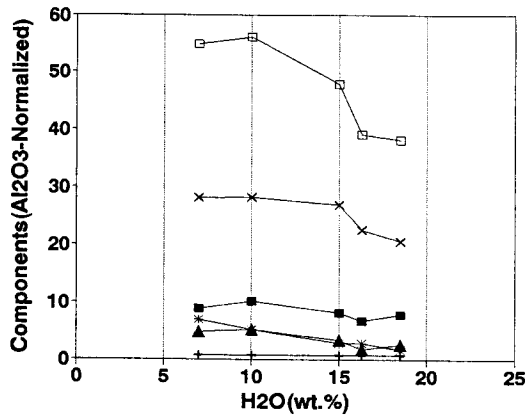


Fig. 6. Diagrams showing variation in  $Al_2O_3$ -normalized major elements (mole percentages) with  $H_2O$  for P15 bulk rock samples collected in weathering profiles at P site as shown in Fig.1 and 2. Symbols are the same as those in Fig. 5.

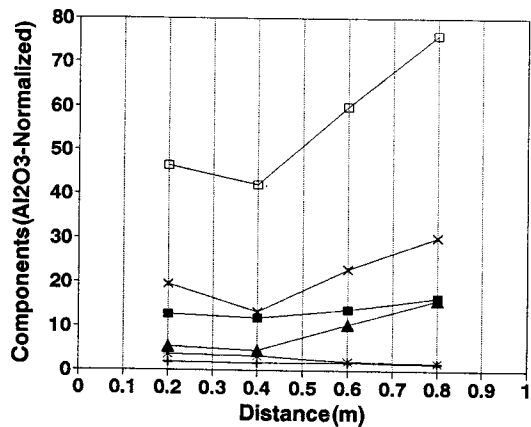


Fig. 8. Diagrams showing variation in  $Al_2O_3$ -normalized major elements (mole percentages) with depth for P19 bulk rock samples collected in weathering profiles. Symbols are the same as those in Fig. 5.

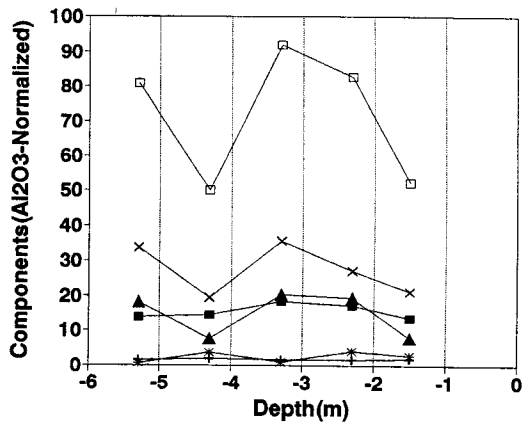


Fig. 7. Diagrams showing variation in  $Al_2O_3$ -normalized major elements (mole percentages) with depth for P17 bulk rock samples collected in weathering profiles. Symbols are the same as those in Fig. 5.

이것이 심하게 보이는 것은 모암자체의 부분적인 異質性의 영향으로 생각되며, 이러한 현상은 광물의 X-선 회절분석 결과에서도 잘 나타나고 있다. 이 같은 시료별의 차이는 각각의 구성광물비 및 구성광물의 성분차이에 기인하는 것으로 생각된다.

풍화대에서의 풍화정도를 표시하는 방법은 광물학적인 조성 및 조직의 변화로부터 추정할 수 있고, 화학적인 방법에 의하여 주원소중 알칼리원소의 변화로서도 표현하기도 한다. 여러 학자들에 의하여 풍화지수를 나타내는 방법이 제안되었으나 실제로 화학적인 풍화작용

의 정도를 모든 암석에게 적용할 수 있는 방법으로 표현하는 일은 쉬운 일이 아니나, 일반적으로 주원소 분석 결과를 흔히 이용한다 (Colman, 1982; Hendricks and Whittig, 1968; Birkland, 1984; Parker, 1970). 여기서도 Table 3에 나타난 주원소 분석 결과를 이용하여 이들의 볼비로서 Reiche (1943)가 제안한대로 풍화잠재지수 및 생산지수를 구하였으며 (Weathering potential Index =  $100(\Sigma \text{bases} - H_2O) / (\Sigma \text{bases} + SiO_2 + R_2O_3)$ ; Product Index =  $100(SiO_2) / (SiO_2 + R_2O_3)$ ), 그 결과는 Table 3의 하단에 나타난 바와 같다. 결과는 예상한 바와 같이 비교적 원암의 조성이 일정한 P15 풍화단면에서는 이들 조성의 체계적인 변화와 일치되게 이들의 풍화지수 또한 체계적인 변화를 보여주고 있다 (Fig. 9).

일반적으로 용탈작용이 우세하게 일어나는 풍화단면의 상부에서는 규산과 총 알칼리원소 ( $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ )가 감소하는 경향을 나타내고 있다. 이러한 몰비의 변화는 이들 단면에서의 질석화작용 기구가 풍화작용이었음을 지지하는 뚜렷한 증거로 이용될 수 있다. 각 풍화단면에서의 원암과 풍화산물과의 조성차를 용탈요소 (Leaching factor)로 정의하여 (Jenny, 1941) 사용하기도 하는데 P15 단면에서의 용탈요소는 원암 (P15-6)의 1에서 풍화단면의 최상부층인 P15-1에서 0.198로서 점점 작아지는 뚜렷한 경향을 잘 보여주고 있다. 이러한 결과들은 이들 질석화작용이 명백하게 풍화작용에 의하여 진행되었음을 말해준다.

위와같은 주원소의 이동은 질석화과정의 상전이에

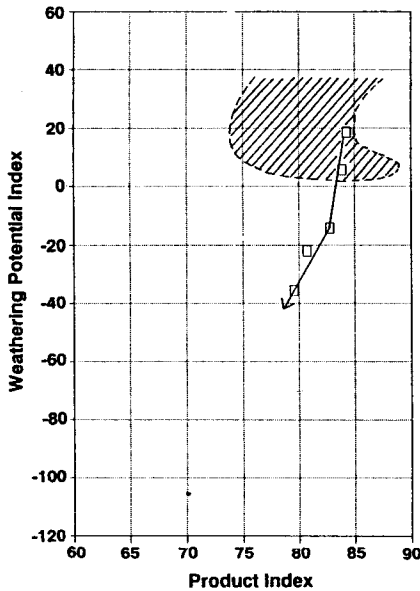
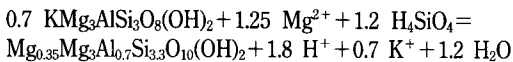


Fig. 9. Weathering index diagram plotted with respect to both weathering potential index and product index for samples from P15 weathering profile developed on ultramafic rocks, the Cheongyang area. Hatched area indicates the indices of unweathered rocks.

따른 원소의 거동과도 관계가 있다. 일반적으로 금운모에서의 질석화작용은 다른 조건들을 고려하지 않고 이론적으로는 다음 반응식으로 나타낼 수 있다.



실제로 금운모로부터 질석이 형성되는 경우 위 반응식에서 볼 수 있는 것처럼 Mg과 규산의 공급이 있어야 하며, 수소이온과 칼륨이 방출되어야 한다. 이러한 사실은 이미 발표된 광물화학적 연구결과와도 잘 일치되고 있다. 이와같은 반응식은 풍화단면에서 질석화에 관계되는 물은 순수한 물로서는 이러한 반응이 일어날 수 없으며 적어도 Mg과 규산이 함유된 물의 존재가 필수적이다. 실제로 Mg과 Ca은 이 초염기성암류에 존재하는 풍화작용에 대한 감응도가 높은 휘석류(투휘석) 및 투각섬석으로부터 공급되어졌을 것으로 여겨지나 투휘석 및 투각섬석으로부터 공급된 Ca중 질석의 층간 양이온으로 간 이외의 잉여 Ca의 존재는 미상이다. 실제로 이들반응의 Mass balance는 여기서는 완전하게 설명할 수는 없다. 이들 풍화단면에서 채취한 각 시료들의 3% 현탁액의 pH는 질석화가 진행될수록 증가하는 경향을 보이

Table 4. pH of clay suspensions for samples from the P15 weathering profile.

Sample No.	pH
P15-1	7.65
P15-2	7.90
P15-3	8.21
P15-4	8.65
P15-5	9.20
P15-6	9.46

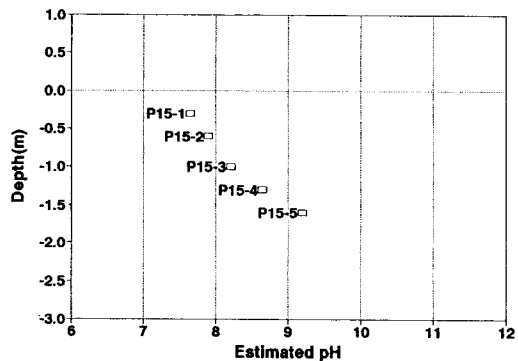


Fig. 10. pH variation (3% suspension) with increasing depth in the weathering profile at P15 site.

는데 (Table 4) 이는 이들 반응 결과로 유리된 수소가 온과 관계가 있으며, 위의 반응이 가능하였음을 간접적으로 지지해주는 증거가 된다 (Fig. 10).

### 결론

청양지역에서 선정된 질석광상은 소규모로 산재되어 있는 초염기성암체의 변질작용의 결과로 나타나고 있다. 야외의 변질단면에서 지표로 표토층이 10 cm~1m 정도 있으며 하부로 감에 따라 보다 신선한 모양이 나타나는 전형적인 풍화작용의 산상을 보여주고 있다. 전형적인 변질대에서 채취한 시료에 대한 X-선 분석, 전자현미분석과 전암화학분석 등을 실시한 결과 심도에 따른 뚜렷한 변화를 관찰할 수 있었다.

X-선 회절분석 결과 구성광물의 상대적인 조성비는 지표시료의 경우 질석이, 지하로 가면서 금운모의 함량이 증가하는 연속적인 변화경향을 보인다. 이같은 경향은 풍화작용의 강도가 높은 지표로 가면서 질석화가 더 많이 진행된 결과이다. 질석화과정에서 K의 이탈과 Ca의 유입이 가장 뚜렷하게 나타나며, 광물화학적 자료는

결정구조내의 Al의 팔면체 치환과, Si의 사면체 치환도가 증가하는 특징을 보이고 있다. 이같은 경향은 K의 이탈로 인한 초과된 부전하를 상쇄하는 치환양상으로 풍화과정에서 나타나는 점토광물의 치환 경향을 반영하는 것으로서, 주 구성광물이 질석인 풍화대에서도 이들 광물화학의 변화가 미치는 영향으로 똑같은 변화경향을 보여준다. 또한 암석 시료에 대한 전암 화학분석은 모암의 구성광물비 및 광물의 성분 차이에도 불구하고 지표로 갈수록 H<sub>2</sub>O의 증가와 K의 뚜렷한 감소를 보여준다. 또한 풍화지수의 변화는 P15 단면처럼 구성광물이 균질한 단면에서는 일정한 변화경향을 보여 이들의 화학조성의 변화가 풍화심도에 따라 규칙적인 것을 알 수 있다. 이러한 일련의 풍화단면에서 수직적인 화학성분 및 광물조성의 변화 양상은 본 지역의 질석화 과정이 변질 작용 중 특히 풍화작용의 결과로 이루어졌음을 강력히 지시해 준다.

사 사

본 연구는 전라광물자원 연구센터의 연구비 지원에 의해 수행되었음을 밝히고 이에 감사드린다.

참고문헌

권이섭 (1990) 청양지역 질석의 산출상태 및 광물학적 연구. 연세대학교 지질학과, 대학원, 석사학위논문.  
 엄상호, 이민성 (1963) 대흥지질도폭 및 설명서. 국립지질조사소.  
 우영균, 최석원, 박기화 (1991) 충남 예산지구 활석광상에 대한 연구. 광산지질, 24권, p. 363-378.  
 이종혁, 김성수 (1963) 홍성지질도폭 및 설명서. 국립지질조사소.  
 충남발전 지질도 (1974) 1:25,000 상공부 및 동아응용지질 consultant (주).  
 한국의 광상 (1970) 대한광업진흥공사, 제 3호, 규석, 석회석, 기타 비금 속편.  
 Banfield, J.F. and Eggleton, R.A. (1988) Transmission electron microscope study of biotite weathering. *Clays Clay Min.*, v. 36, p. 47-60.  
 Barshard, I. (1948) Vermiculite and its relation to biotite., *Am. Min.*, v. 33, p. 655-678.  
 Barshard, I. (1950) The effect of interlayer cations on the expansion of the mica type crystal lattice., *Am. Min.*, v. 34, p. 675-684.  
 Bence, A.E. and Albee, A.L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides., *J. Geology*, v. 76, p. 382-403.  
 Birkland, P.W. (1984) *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York, p. 60-94.

Colman, S.M. (1982) Chemical weathering of basalts and andesites: Evidence from weathering rinds. *U.S. Geol. Prof. Pap.* 1246, 51p.  
 de la Calle, C., Suquet, H., and Pons, C. (1988) Stacking orders in 14.3 Mg-vermiculite., *Clays Clay Min.*, v. 36, p. 481-490.  
 Eggleton, R.E. and Banfield, J.F. (1985) The alteration of granitic biotite to chlorite. *Am. Min.*, v. 70, p. 902-910.  
 Fordham, A.W. (1990a) Treatment of microanalyses of intimately mixed products of mica weathering. *Clays and Clay Min.*, v. 38, p. 179-186.  
 Fordham, A.W. (1990b) Formation of trioctahedral illite from biotite in a soil profile over granite gneiss. *Clays and Clay Min.*, v. 38, p. 187-195.  
 Gruner, J.W. (1934) Vermiculite and hydrobiotite structures., *Am. Min.*, v. 19, p. 557-575.  
 Gruner, J.W. (1939) Water layers in vermiculite., *Am. Min.*, v. 24, p. 428-433.  
 Hendricks, D.M. and Whittig, L.D. (1968) Andesite weathering II. Geochemical changes from andesite to saprolite. *J. Soil Sci.*, v. 19, p. 147-153.  
 Hendricks, S.B. and Jefferson, M.E. (1938) Crystal structure of vermiculite and mixed vermiculite-chlorites., *Am. Min.*, v. 23, p. 851-863.  
 Jenny, H. (1941) *Factors soil formation*. MacGraw-Hill, New York, 281p.  
 Kiss, E. (1967) Chemical determination of some major constituents in rocks and minerals. *Anal. Chim. Acta.* v. 39, p. 223-234.  
 Mathieson, A. McL. and Walker, G.F. (1954) Structure of Mg-vermiculite., *Am. Min.*, v. 39, p. 231-255.  
 Moon, H.S., Song, Y. and Lee, S.Y. (1992) Supergene Vermiculitization of phlogopite and biotite in ultramafic and mafic rocks. *Clays Clay Min.* (submitted).  
 Olive, J. and Amouric, M. (1984) Biotite chloritization by interlayer brucitization as seen by HRTEM. *Am. Min.*, v. 69, p. 869-871.  
 Parker, A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, v. 107, p. 501-504.  
 Proust, D., Eymery, J.P. and Beaufort, D. (1986) Supergene vermiculitization of a magnesian chlorite. Iron and magnesium removal processes. *Clays and Clay Min.*, v. 34, p. 572-580.  
 Reiche, P. (1943) Graphical representation of chemical weathering. *J. Sed. Petrol.*, v. 13, p. 58-68.  
 Reynolds, S.C. (1967) Interstratified clay systems: Calculation of the total one-dimensional diffraction function., *Am. Min.*, v. 52, p. 661-672.  
 Slade, P.G., Stone, P.A., Radoslovich, E.W. (1985) Interlayer structures of the two-layer hydrates of Na- and Ca-vermiculites. *Clays Clay Min.*, v. 33, p. 51-61.  
 Song, Y. and Moon, H.S. (1991) Supergene chloritization and vermiculitization in hornblende gneiss, the Cheongyang area. *J. Korean Inst. Mining Geol.*, v. 24, p. 233-244.  
 Suquet, H. and Pezerat, H. (1987) Parameters influencing layer stacking types in saponite and vermiculite: a Review. *Clays Clay Min.*, v. 35, p. 353-362.  
 Veblen, R.D. (1983) Microstructures and mixed layering

- in intergrowth wonesite, chlorite, talc, biotite, and kaolinite. *Am. Min.*, v. 68, p. 566-580.
- Veblen, R.D. and Ferry, J.M. (1983) A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observation. *Am. Min.*, v. 68, p. 1160-1168.
- Walker, G.F. (1951) Vermiculite and some related mixed layer minerals, "X-ray identification and structures of clay minerals", Chap. VII, p. 199-223, Mineral. Soc. Great Britain Monograph.
- Walker, G.F. (1961) Vermiculite minerals, "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals", Mineral Soc. Great Britain Monograph. p. 297-324.
- Yau, Y.-C., Anovitz, L.M., Essene, E.J. and Peacor, D.R. (1984) Phlogopite-chlorite reaction mechanisms and physical conditions during retrograde reactions in the Marble Formation, Franklin, New Jersey. *Contr. Min. Petrol.*, v. 88, p. 299-306.

---

1992년 11월 10일 원고접수