

## 전곡리 용암대지 피복물의 형성과 변화과정

吳慶燮·金南信  
한국교원대학교 지리교육과

### Origin and Post-depositional Deformation of the Superficial Formations Covering Basalt Plateau in Chungok area

**Kyong-Seob Oh and Nam-Shin Kim**

Department of Geography Education, Korea Nat'l. Univ. of Education

#### 要 約

전곡리 일대는 화산지형, 단층지형, 구석기 문화연구 등 여러 분야의 학문적 관심이 집중된 지역이다. 본 연구는 박편 분석, 물리 화학 광물분석 등의 수단을 활용하여 전곡리 용암대지를 덮고 있는 피복물의 형성과 퇴적 후의 변화과정을 밝히려고 한 것이다. 여기서 다음과 같은 사실을 밝힐 수 있었다.

전곡리 용암대지는 Riss-Würm 간빙기에는 별로 개석되지 않았다가, Würm 빙기에 들어와 인근 황해의 해수면이 낮아지면서 개석된 것으로 추정된다. 그리고 Würm 빙기 전기간에 걸쳐 용암대지에는 건육화된 황해와 인근 하천(한강, 임진강) 범람원에서 바람에 의해 날려온 미립물질이 약 8m 이상 퇴적되었다.

Würm 빙기 후기에는 이 풍적토(Loess)가 여름에도 녹지 않는 결빙층이 발달했을 정도의 한랭 습윤했던 기후의 영향을 받았다. 이로 인해 일련의 크랙(엽상구조를 이루는 수평 크랙과 불규칙한 수직 방향 크랙)들이 발달했고 풍적 물질의 미시적 조직과 구조도 많이 변화했다. 또한 결빙 작용으로 변형된 구조의 규제를 받으며 gleyzation이 진전되었다. 단면 관찰에서 회백색 얼룩과 붉은 또는 검붉은 얼룩이 복잡하게 섞여 있는 모습은 바로 이 것이 진전된 결과이다.

그간 발굴된 구석기 유물들은 결빙구조 및 gleyzation의 흔적이 잘 나타나는 부위에서 출토되었다. 이 사실은 본 지역의 구석기 인류가 생활했던 시기는 Würm 빙기에서도 이러한 한랭 기후가 있기 이전이었음을 시사한다.

## ABSTRACT

Chungok area attract attentions of scholars of several disciplines(Physical Geography, Geology, Archaeology), owing to volcanic landforms associated with Chugaryung rift-valley and to recently excavated paleolithic tools. This work attempted to elucidate the origin and the post-depositional deformation of the deposits covering basalt plateau in Chungok Basin, by using soil micromorphology method, granulometry, X-ray diffractometry of clay minerals, ...etc.

In the Riss-Würm Interglacial, the basalt plateau remained undissected. In the Würm, wind-blown fine materials were deposited on the plateau. The aeolian deposits were derived from river flood plains of near distance and Yellow Sea Basin emerged at that time. This aeolian processes seem to be continued all over the last glacial age, because of the lack of sedimentological discontinuity in the loessic deposits.

It seems that the Late Würm was more cold and more humid than the Early Würm. Upper part of the loess deposits is affected both by deep freezing and by gleyzation. Due to such cryogenic and pedological accidents, original loessic facies were replaced not only by cryogenic structure(vertical ice crack, laminar structure, plasma separation by ice segregation, vesicle, etc.) but also by pseudo-gley. Upper part of the loess deposit with these deformed facies fossilized paleolithic tools. This fact means that such cold-humid period is posterior to the time that paleolithic men lived in chungok area.

## I. 서 론

## 1. 연구의 목적 및 필요성

철원, 전곡리 일대 熔岩臺地는 자연지리학, 지질학, 고고학 및 제4기 연구분야의 학문적 관심이 집중된 지역이다. 이 곳의 용암대지는 제4기에 추가령 구조곡의 단층선을 따라 유동성이 큰 현무암질 용암이 당시의 곡저를 매몰시켜 생성되었기 때문에 추가령 단층선과 관련된 제4기의 화산 활동 및 지형 발달을 연구하기에 좋은 지역이다. 또한 용암대지의 地表被覆物(superficial formations)에서는 한반도 最古의 구석기 유물이 출토되어, 본 지역은 고고학계의 관심이 집중된 곳이기도 하다.

본 논문은 철원, 전곡리 일대의 용암대지를 덮고 있는 지표피복물의 형성과 변화 과정을

제4기 환경과 관련시켜 밝히려는 연구이다. 이 지표피복물은 약 27만년 전에 분출된 것으로 알려진 현무암 대지(최무장, 1986; 김원룡, 1988)를 덮고 있는 것이기에 Riss-Würm 間水期 이래의 이 지역 第四紀 古環境을 파악하는데 도움이 되는 많은 실마리를 제공할 수 있는 연구 대상이다.

현무암 대지의 피복물에 대한 본 연구는 그간 화강암 풍화층에서 인식된 제4기의 풍화, 지형·토양형성체계(오경섭, 1985, 1989; 권순식, 1987; 강영복, 1979; 장재훈, 1979)와 비교 종합할 수 있는 자료 축적의 의미가 있다. 자연지리학에서 화강암지역 피복물 연구를 통해 밝혀진 제4기 환경에 대한 사실들이 타암석 지역(현무암, 편마암 등)에서는 어떤 형태로 나타나는지는 매우 흥미로운 일이다. 이에 본 연구는 기존 연구성과에 보탬이 되면서, 현무암 지역에 대한 피복물의 형성과 변화과정을 밝혀

한반도 제4기 환경 복원에 보탬이 되리라 기대된다.

또한 본 연구 지역인 전곡리와 이에 인접한 파주군 적성리 일대에서 출토된 구석기 유물들은 모두 용암대지를 덮고 있는 피복물에서 출토되고 있다. 따라서 피복물을 통해 본 연구에서 파악될 수 있는 제4기 환경은 고고학의 연구성과와 학제간 상호보완을 이뤄 한반도의 先史環境 및 생활 양식을 보다 체계적으로 이해하는데 보탬이 될 수 있다.

## 2. 연구방법

본 연구를 수행하기 위해서 지도 작업, 야외 조사, 일련의 실험실 작업이 요구되었다. 지도 작업에서는 1/2.5만 지세도, 지질도 등을 통해 연구 지역의 지표 기복 상태, 구조선의 방향, 지질구조에 대한 사전 정보를 습득할 수 있었다. 그리고 특히 1/2.5만 지세도는 야외 조사에서 파악되는 지형 정보를 지도화 하는데 기본도로 사용할 수 있었다.

야외조사를 통해서도 지도에서 인식되지 않는 지형 특색(기복 10m 이하의 미지형, 사면의 각도, ...) 파악과 지도 분석을 통해서 인식된 지형 요소에 대한 확인과 유형화가 가능했다. 이를 바탕으로 유형화된 지형 단위별로의 미 있는 지점을 선정하여 피복물단면을 기술했다. 단면 기술을 통해서도 피복물의 층서 배열, 형태(facies), 구조(structure), 조직(texture), 土色(color: Munsell soil chart를 이용) 등을 확인할 수 있었다.

용암대지 형성 후의 지형 토양형성작용을 제4기 환경과 관련시켜 파악하기에는 야외 조사 결과만으로는 충분치 않았다. 여기에는 실험실 작업의 보완이 요구되었다. 실험실 작업에서는 피복물의 입도분석, 화학분석, 점토광물 분석(XRD: X-ray diffractometry), 그리고 현미경을 통한 피복물의 미시적 조직 관찰을 했다. 입도분석은 피복물의 입도조성에 대한 정량적인 데이터를 제공했다. 화학분석(CEC, pH, ...)은 피복물의 화학적 특성을 파악하는데 사용하였다. 점토광물 분석은 암석풍화 및 토양형성

작용으로 원래의 일차 광물들이 어떻게 퇴화되어 이차광물로 되었는지 파악할 수 있게 했으며, 여기서 나온 정보들은 풍화, 토양형성환경 및 그 진전 정도를 추정하는데 도움이 되었다. 현미경 관찰을 통한 soil fabric 記述에 사용된 주요 용어는 주로 Brewer, R.(1976)과 Fitz-Patrick, E. A.(1984)에 의해 정의된 것을 사용했다. 이 방법을 통해서 전곡리의 지표피복물에 진전된 토양형성과정의 흔적을 보다 정확히 파악할 수 있었다.

## 3. 연구 지역 개관

본 연구 지역인 전곡리 일대는 경기편마암과 산지 사이의 분지 모습을 지니고 있다. 전곡리 용암대지는 바로 이 분지의 내부에 현무암질 용암이 덮여 형성된 것이다. 분지 주위는 고도 100~300m의 저산성 산으로 둘러싸여 있으며, 이들 배후에 있는 파주, 장단, 김포 등의 평야지대(서쪽)쪽으로는 50m 이하의 저산성 구릉이, 철원이나 평강, 원산(동쪽) 쪽으로는 고도 500~900m 정도의 산지가 펼쳐진다. 따라서 전곡리 일대 용암 대지가 발달한 분지는 서쪽으로는 다소 열려 있는 모습을 보이는데 동쪽으로는 높은 산들로 막혀 있다고 할 수 있다. 이러한 분지는 서풍 내지 북서풍이 불 때 풍속이 약해지는 곳이 된다(그림 1).

전곡, 철원 등 이 일대의 분지는 원산에서 서울 쪽으로 뻗은 추가령 단층선 및 이와 평행으로 펼쳐진 북북동-남남서 방향의 단층선과 이들이 수직으로 자르는 단층선이 교차하는 지점에 발달해 있다. 하곡은 주요 단층선을 따라 발달하였으므로 단층선들이 교차하는 지점은 자연 여러 하곡이 만나는 자리가 되고, 여기에는 넓은 충적지가 발달하여 분지 모습을 지니게 되었다. 화산 활동이 있기 전 분지의 충적층은 제4기에 추가령 단층선을 따라 분출한 알카리 용암으로 덮여 화석화되었고, 분지 내부에는 충적지 대신 용암대지가 펼쳐지게 되었다. 백의리 일대에는 용암이 덮이기 이전의 하천 역층이 용암대지를 이루는 현무암 아래에 잘 나타나고 있다.

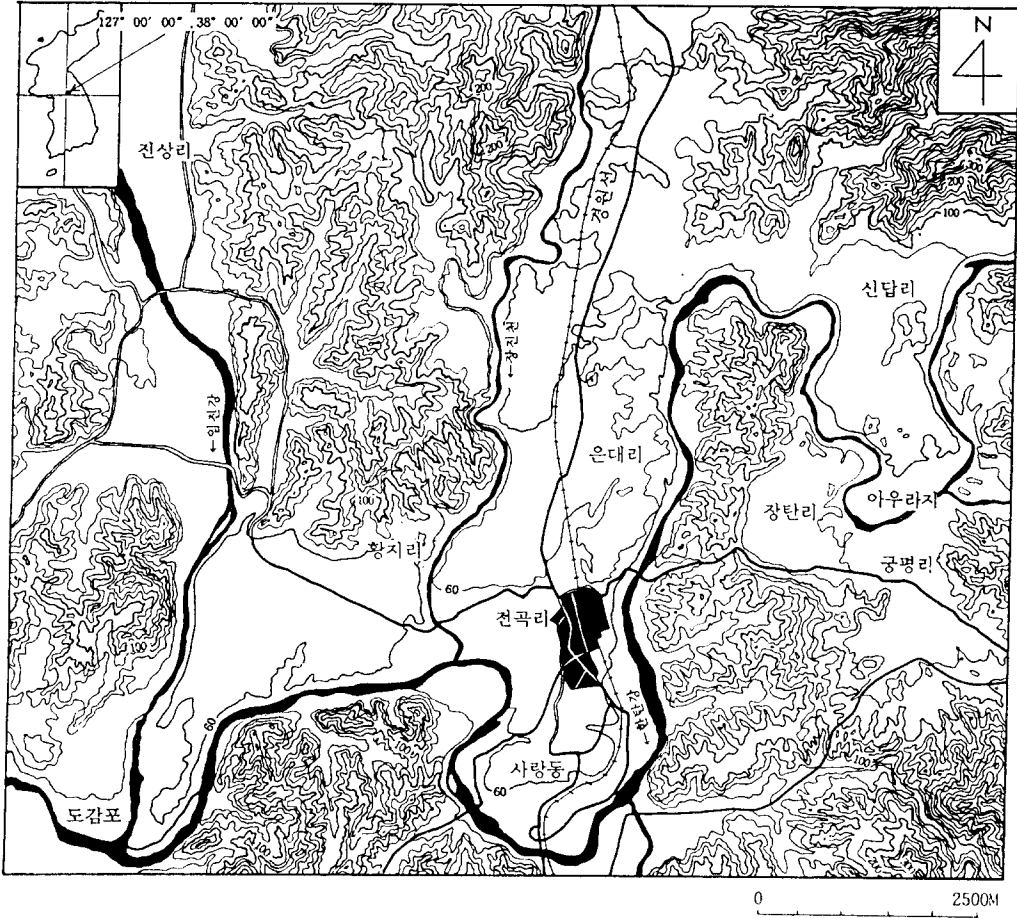


그림 1 연구지역

전곡뿐만 아니라 철원, 파주일대의 임진강, 한탄강 하곡에 나타나는 용암대지들은 모두 추가령 단층선을 따라 제4기에 유동성이 높은 알카리 용암이 분출하여 이미 추가령 단층선에 발달한 하곡을 따라 흐르면서 넓은 곡지와 분지를 메워 형성된 것이라고 할 수 있다. 그러나 당시 하곡이나 분지 내부의 고립 구릉들은 용암류에 의해 완전 매립되지 않아 용암대지 위에 솟아 있는 고립체를 이루고 있다.

추가령 단층선들을 따라서는 화산 활동 이후에도 단층 운동이 지속되었다. 용암대지는 화산 활동이 있기 이전의 단층선을 따라 갈라지게 되고, 여기에 유도된 하천(동한탄강, 남한탄강, 서장천전, 임진강)은 용암대지를 30m 이상 개석, 절단한 모습으로 나타난다. 전곡리에서는 fracture grid를 따라 발달한 하곡이 직각상으로 곡류하는 형태로 용암대지를 절단했다. 이러

한 하곡 양안에는 현무암의 수직 암벽이 주상절리와 함께 잘 나타나고 있다. 그러나 곳에 따라서는 용암 대지(오늘날 고도 40~60m)와 현재의 하상 사이에는 하천이 용암대지를 개석하는 과정에서 형성된 단구면이 40~50m와 20~40m 고도에 나타난다.

본 연구 지역에서 지표피복물이 덮여 있는 주요 지형 요소는 용암대지면(고도 50~60m), 고도 40~50m 단구면과 고도 20~40m 단구면이다. 그리고 편마암 고립구릉 사면에서도 기반 풍화층과 mass-movement에 의해 이동된 층이 식별되는 피복물이 덮여 있다.

용암대지에는 기반 현무암 위에 약 5~8m 정도 두께의 미립물질층이 덮고 있다. 이 미립물질층으로 덮인 용암대지 지표면은 경사 1~7°의 사면들이 약 1m 이내의 완만한 기복을 보이는 모습으로 펼쳐져 있다. 고도 40~

50m 단구면은 용암대지면과 거의 연속되어 있고 지표에 노출된 피복물도 같아서, 언뜻 보아서 양자가 쉽게 구분·식별되지 않는다. 그러나 단구면으로 식별되는 부위의 피복물(두께는 1~4m) 하부에는 역층, 층리가 뚜렷한 미립물층, 사질층이 나타난다. 이 단구면은 용암대지 개석이 시작될 당시의 point bar에 해당되는 곳으로서, 그 후 한탄강, 임진강, 장진천에 의해 개석이 깊이 진전되어 현재는 폭 10~50m 정도로 남아 있다. 이는 도감포, 사랑동, 은대리 일대 장진천 변에서 잘 나타난다. 고도 20~40m 단구면은 사랑동과 아우라지 일대에서 나타난다. 여기에는 하천역과 모래로 구성된 피복물이 편마암류에 속하는 기반암을 덮고 있다. 단구면과 용암 단애가 만나는 접이지대에는 현무암 주상절리에서 떨어져 나온 巨礫(직경 0.5~2m)들이 단구면으로 이동되고 있다.

본 논문에서는 이상의 지형 요소들 중 용암대지와 외견 상으로 이에 연속된 모습을 지닌 상위 단구면의 피복물을 중점적으로 연구했다. 그 동안 전곡리 일대에서 발굴된 구석기 유물들은 모두 이 두 지형 요소의 피복물에서 출토되었다. 그리고 여기에 덮인 피복물은 용암대지가 형성된 이래의 제4기 환경과 관련된 지형도양형성작용의 證迹을 지니고 있다고 기대되기 때문이다. 한편 본 논문 제목에서 “용암대지 피복물”이라고 했음은 편의상 이 양자를 포괄한 것임을 밝혀둔다.

## II. 지표피복물의 특색

### 1. 용암대지 피복물

용암대지 피복물들은 주로 점토와 니토를 중심으로 한 점성이 큰 미립토들로 雨期에 배수가 잘 되지 않아 물이 고이는 곳이 많다. 이들 미립토들은 기반암까지 입도조성에서는 등질성을 보이고 있다.

### (1) 피복물의 형태

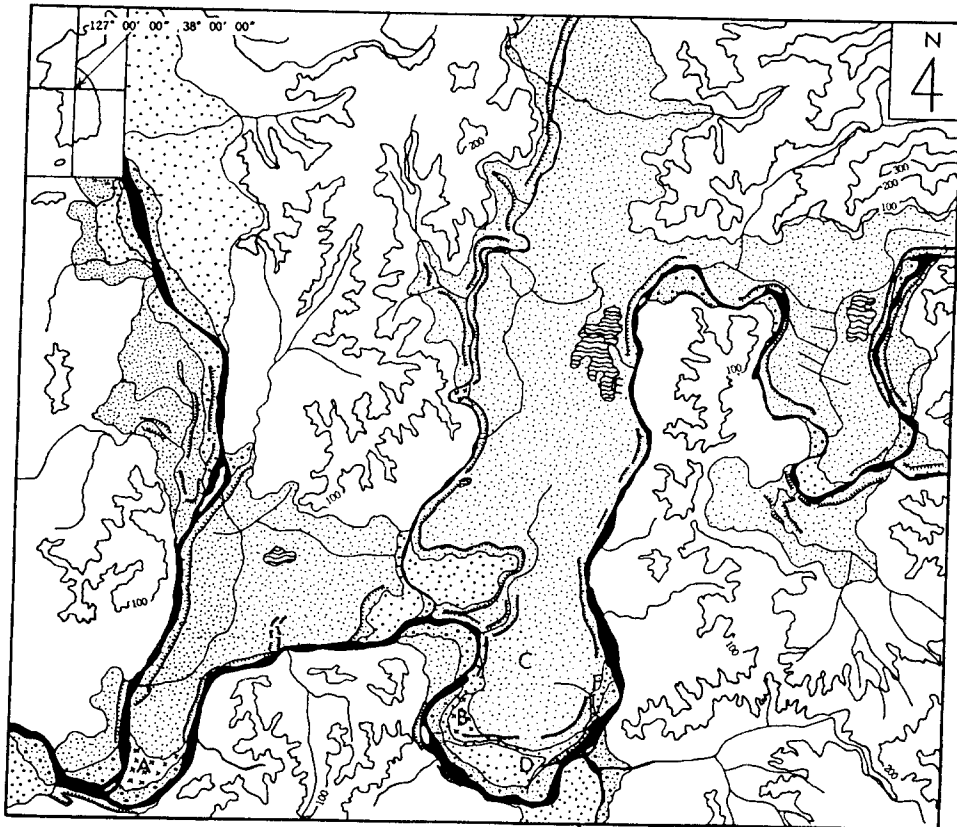
용암대지의 기반 현무암은 약 8m 정도 두께의 미립 피복물로 덮여 있다. 이 피복물은 하부에서 상부로 가면서 입도조성 면에서는 등질성을 지니고 있는 편인데, 구조, 토색 면에서는 크게 두 개의 층으로 분화되어 있다. 즉 하부의 6m 두께에 해당하는 부위(하위층)와 상부의 2m 정도 두께에 해당하는 부위(상위층)로 나뉘어지고 양자간의 경계는 점이적이다. 그리고 상위층에서 지표부분 0.5m 두께에 해당하는 부위는 근자의 토양형성작용과 인간 활동에 의한 교란이 복합된 표토층(Ap horizon)의 성격을 지니고 있다.

1) 하위층의 니토와 점토 중심의 미립 물질은 명황갈색을 띤다. 6m 정도 두께의 본 층은 어느 부분에서도 층리가 식별되지 않고 전체가 피상구조(massive blocky)를 나타내고 있다. 그러나 곳곳에 짧은 크랙(crack)들이 수직 또는 불규칙한 대각선 방향으로 나타나며, 그 수는 층의 윗 부분으로 갈수록 많아지는 경향을 보인다. 이 크랙들의 면에는 철분, 망간, 유기물들이 채워져 암흑색을 띠고 있어 밝은 황갈색을 띠는 주변과는 뚜렷한 대조를 이룬다.

2) 상위층은 입도조성 면에서는 하위층과 별 차이를 보이지 않지만 이 곳에서는 수평방향과 수직방향의 크랙들이 밀도 높게 나타난다는 점에서 하위층과 구분된다. 특히 이 크랙들의 밀도는 지표에서 약 0.7~1.5m에 해당하는 깊이에서 가장 높다. 수평 경향의 크랙들은 5~15mm 정도 간격으로 규칙성이 높게 나타나고 또 연속성이 높아 엽상구조(葉狀構造; laminar structure)를 이루고 있다. 수직 방향의 크랙들은 하위층에서도 나타나고 있지만 상위층에서는 더 높은 밀도로 나타난다. 이러한 상위층은 크랙의 밀도가 높은데도 층 전체가 단단한 fragipan\*을 이루고 있다. 약간 건조해도 시료 채취용 칼이 잘 안들어갈 정도다.

수평방향, 수직방향 크랙의 면은 유기물, 철, 망간 등의 물질이 얇게 코팅되어 적갈색, 혹은 암적색의 콜로이드 막을 형성하고 있다.

\* 토양내에 실트나 점토의 양이 높거나 이동, 집적되어 물리적인 힘으로 단단해진 층이다.



0 1500M

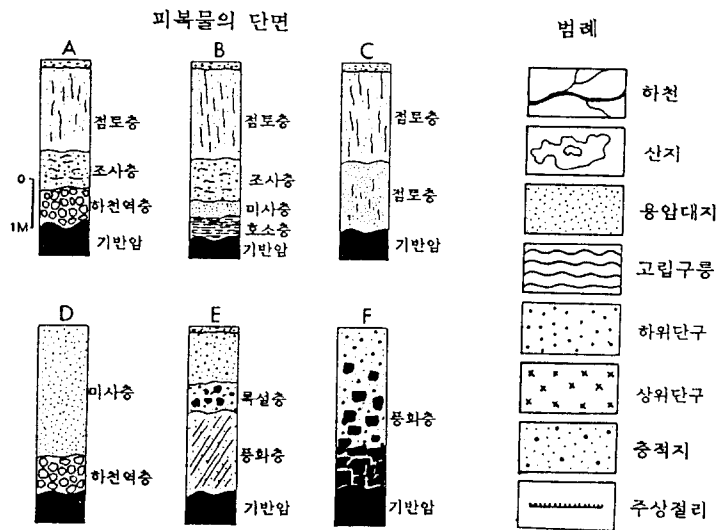


그림 2 연구지역의 지형도(Geomorphological map)

그러나 코팅된 물질과 이에 인접한 부위는 철분이 환원되어 회백색을 띠는 부위도 많다. 한편 상위층에는 점성이 큰 점토가 응결된 **glaebule\***가 나타난다. 이것은 암갈색 내지 암적갈색 띠고 있어 주변과는 대조를 보인다. 직경은 1~15cm로 깊이 1.2~1.5m에서 가장 큰 것들이 존재하고 원형 혹은 타원형의 모습으로 나타난다. 이 **glaebule**는 건조한 상태에서는 양과 껍질 벗겨지듯이 박리현상을 일으킨다.

표토층(지표부분 50cm 정도에 해당)은 오늘날 생물 활동, 토양형성작용, 인간 활동 등으로 위에서 언급된 상부층의 구조가 변형된 모습이라고 할 수 있다. 이 표토층은 밝은 갈색을 보이며 여기에 함유된 유기물은 **mor-moder** 상태로 발달해 있다.

(2) 토양의 물리 화학적 특성과 점토 광물 분석

용암대지를 덮고 있는 피복물의 하위층, 상위층 그리고 직경 10cm의 **Glaebule**에 대해 입도분석과 화학분석을 실시한 결과 다음과 같이 나왔다.

입도분석 결과 하위층과 상위층에서 모두 점토와 니토의 비율이 87% 이상을 차지하고 있다. 입도분포 누적곡선을 보면 상위층에는 하위층에 비해 점토 및 미세한 니토(2~5 $\mu$ )의 비율이 높게 나타난다. 반면에 하위층에는 조립

니토(5~50 $\mu$ )와 미세한 모래의 비율이 상대적으로 높게 나타난다. 하위층과 상위층 모두가 점토(입경 2 $\mu$  이하)의 비율은 높은 편이지만, 니토와 세사에 해당하는 구간에서는 특별히 어느 입경구간의 입자가 다량으로 나타나는 분급(**sorting**)현상은 찾아 볼 수 없다(표 1; 그림 3. 피복물의 입경 누적곡선).

화학적 특성을 보면 하위층과 상위층의 pH는 각기 6.8과 6.2로 높은 편이다. 유기물 함량과 Mn의 양은 낮게 나타났다. 토양의 비옥도를 결정하는 CEC의 양은 하위층이 14.14 me/100g, 중위층이 18.27me/100g로 높게 나타났다. 치환성염류(**extractable cation**)와 염기포화도의 양은 염기성암류의 풍화모재와 비슷한 수준이다. 염기포화도는 하위층과 상위층이 각기 87.7%, 55.8%로 큰 차이를 보인다.

한편 상위층에 나타나는 **glaebule**는 거의 점토(점토 90%, 니토가 10%)로 구성되어 있고, CEC가 41.4me/100g로 높게 나타난다. 유기물의 함량은 0.5% 정도 된다.

점토 광물에 대한 X-ray 회절 분석에 의하면, 하위층과 상위층 모두에서 석영, 장석, 운모류(**illite**) 등의 1차 광물 점토의 피크가 두드러지고, 2차 광물 점토로는 **kaolinite**, **halloysite**, **mica**, **smectite**, **vermiculite** 등 다양한 피크가 나타난다. 하위층과 상위층의 커브를 비교하면 1차 광물 점토류의 피크는 상위

표 1 연구지역 피복물의 물리화학적 특성

지역	깊이 M	Particle Size Distribution(mm) %								Texture Class	PH (1:5)	OM (%)	Mn	Av. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (ppm)	Extractable Cation					CEC me/100g	Base Saturation (%)
		VCS	CS 1-2-1	MS 0.5-0.25	FS 0.25-0.10	VFS 0.10-0.05	Silt 0.05-0.002	Clay 0.002	K						Ca	Mg	Na	Total			
상위층	1.2	0.04	0.3	0.4	1.1	0.7	43.5	54	SiC	6.2	0.4	0.8	3	0.2	5.3	4.4	0.3	10.2	18.27	55.8	
하위층	5.5	0	0.2	0.5	4.9	6.8	53.7	34	SiCL	6.8	0.1	0.6	6	0.2	7.0	4.4	0.8	12.4	14.14	87.7	
미립물층	1.2	0.02	0.2	0.3	0.8	0.7	45.1	53	SiC	6.6	0.4	0.8	3	0.2	6.4	6.1	0.6	13.3	21.06	63.2	
호소층	4.2	0.1	0.9	1.7	4.8	5.7	60.8	26	SiL	6.3	0.3	0.2	25	0.3	6.1	3.6	0.1	10.1	13.12	77.0	
조사층	2.1	18.3	33.6	13.8	7.0	1.8	6.5	19	SL	6.5	0.4	0.1	13	0.1	3.4	1.3	0.2	5.0	6.72	74.4	
미사층	2.6	2.8	31.8	30.4	10.3	2.4	10.3	12	SL	6.6	0.3	0.1	23	0.2	3.0	0.8	0.5	4.5	4.93	91.3	

\* C : Clay(粘土) SL : Sandy Loam(砂壤土) SiC : Silt Clay(粉砂壤土) SiCL : Silt Clay Loam(粉砂壤土) SiL : Silt Loam(粉砂壤土)

\* 미립물·호소·조사·미사층 : 상위단구형/상위·하위층 : 용암대지형

\* 토양내에 작은 흨덩이를 의미하는 라틴어 기원의 "Glaebula"에서 유래된 용어로, 유기물, 점토, 콜로이드 등의 물질들이 응결된 것이다. 이것은 주변의 물질과 뚜렷한 경계를 갖으며 원형에서 타원형에 이르기까지 크기와 모양이 다양하다.

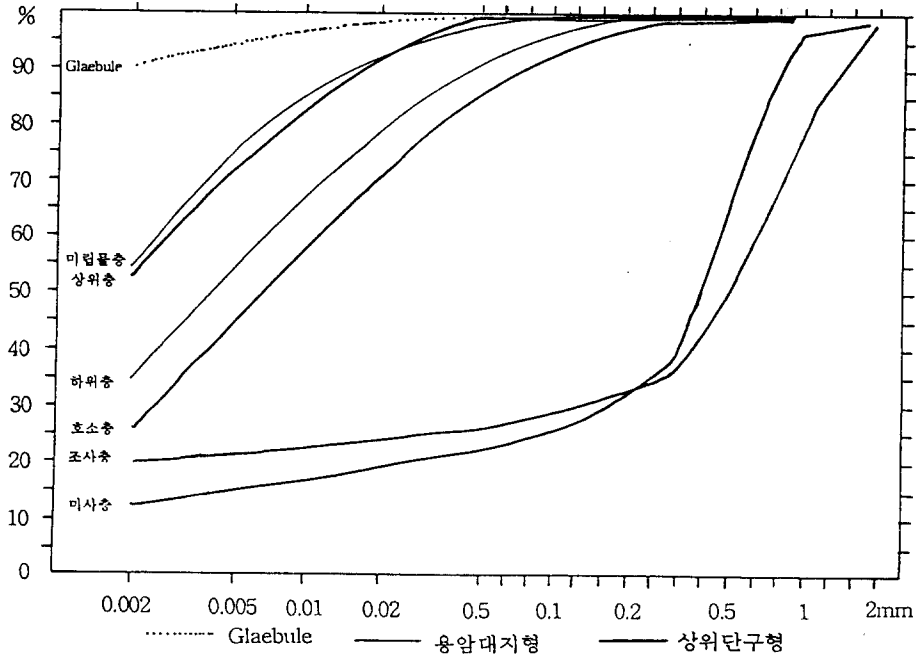


그림 3 피복물의 입경 누적 곡선

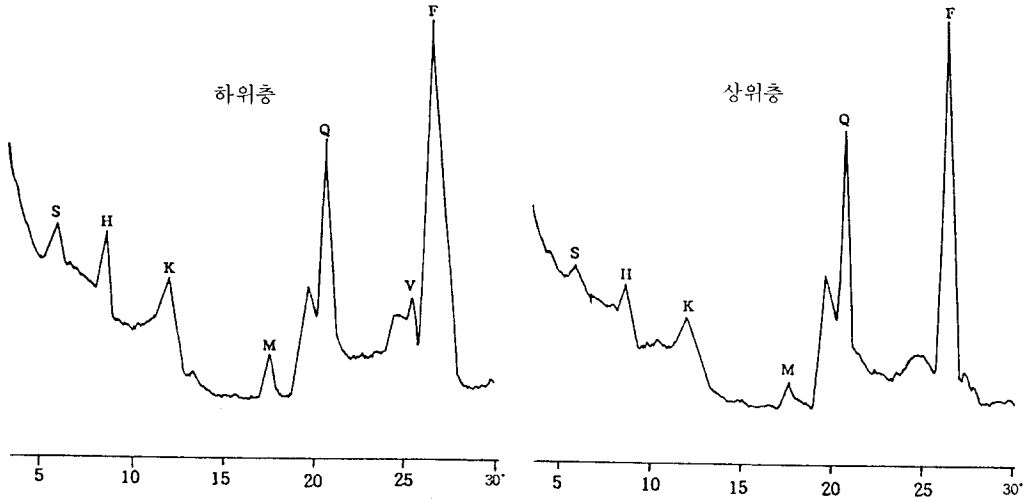


그림 4 X-ray 회절분석

층에서 더욱 두드러지고 kaolinite, halloysite와 같이 화학적 풍화가 어느 정도 진전되어야 생성되는 2차 광물 점토의 피크는 하위층에서 상대적으로 강하게 나타난다. 반면에 vermiculite, smectite 등 화학적 풍화가 별로 진전되지 않아도 생성될 수 있는 2차광물 점토들의 피크는 상위층에서 두드러지게 나타난다(그림 4).

(3) 토양의 미시적 조직

1) 하위층

하위층(사진 1)은 저배율에서는 석영질의 가는 모래알과 니토 입자들이 이보다 훨씬 미세한 입자들과 불규칙하게 섞여 치밀하게 조직되어 있고(porphyric aspect를 나타냄) 토립(土粒)의 분화가 진전되지 않았다. 고배율에서 관찰되는 석영 입자들은 대부분 마모가 되지



않은 채 각진 모습을 보이지만 원마된 석영 입자도 관찰된다. 이러한 하위층 S-matrix\* 에서 plasma separation\*\*이 여러 형태로 나타난다. 특히 상대적으로 굵은 석영 입자(skeleton)와 공극(void) 주변에 콜로이드 상태의 미립물질이 많이 몰려 있어 이들의 형상과 평행을 이루는 방향성을 보인다. 그리고 곳곳에 insepic plasma separation\*\*\*도 나타나며, 철분과 망간 성분이 함유된 점토가 응결된 모습도 관찰된다.

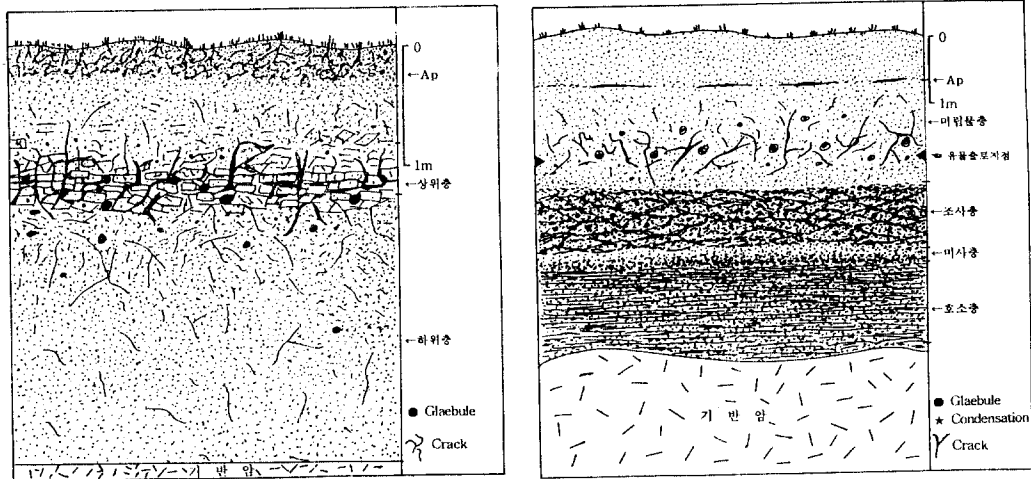
단면 관찰에서 수직 방향의 crack이 발달한 부위 시료의 S-matrix에는 경계가 뚜렷한 channel 모양, 초승달 모양, 경계가 불규칙한 넓은 channel 등의 수직 방향으로 평행을 이루는 공극들이 나타난다. 경계가 뚜렷한 channel 모양의 공극벽 주위에는 점토들이 공극형상과 평행을 이루는 방향성을 보이면서 응집(vosepic plasma separation\*\*\*\*)되어 있다. 반면 경계가 선명치 않은 공극들 주위는 점토들이 어떠한 방향성도 보이지 않은 채 느슨하게

배열되어 있다.

2) 상위층

상위층에서도 석영질 coarse silt, fine sand 들이 점토들과 불규칙하게 배열되어 있지만 하위층에 비해 현미경 레벨로도 인식할 수 없는 미립 물질(fine silt, clay)의 비중이 높다. 석영 입자들은 고배율로 관찰했을 때 불규칙적으로 쪼개져 모서리가 뾰족한 것과 기계적인 쪼개짐으로 모서리가 원마된 것들이 모두 나타난다. 본 층의 S-matrix에서도 plasma separation은 두드러진다. 어느 공극 주변에는 plasma가 많이 집결되어 있고, 다른 공극 주변에서는 이 것이 느슨하게 배열되어 있다.

단면 관찰에서 염상구조를 지닌 부위는 현미경 하에서는 수평방향의 channel, 또는 불연속의 선상배열을 보이는 공극들로 나타난다(사진 2, 3). 그리고 하위층에서와는 달리 본 층의 공극면에는 cutan\*\*\*\*\* (argilan, ferriargilan)이 나타나는 예가 많으며 여기에는 미시적



용암대지 피복물

상위단구 피복물

그림 5 피복물의 단면

- \* 토양이나 피복물에서 ped, plasma, skeleton grain, 공극들을 포괄하는 용어이다.
- \*\* 콜로이드 크기의 물질을 Soil micromorphology에서는 plasma라고 하고, 이들이 S-matrix에서 재배치되어 나타나는 모습이다.
- \*\*\* S-matrix내에서 plasma가 고립된 형태로 집결된 모습.
- \*\*\*\* 미립물(plasma)이 공극의 주변에 평행한 방향성을 띠고 배열된 모습.
- \*\*\*\*\* 토양 공극벽에 점토가 이동되어 집적된 층. argilan은 일반적인 점토 집적층, ferriargilan은 철분이 함유된 점토집적층.

인 층리가 발달되어 있다. 또한 본 층의 어느 한 시료에서는 이 cutan들이 부서진 조각으로 식별되는 막대 모양의 papule들이 구형으로 인식되는 과거의 토립(현재는 토립으로 완전 분화되어 있지 않음)들 사이 및 이들 둘레에 배열되어 있다.

## 2. 상위 단구면 피복물

본 연구 지역의 상위 단구면은 용암 대지가 오늘날과 같이 개석되기 이전의 point bar에 해당되는 부위로서 용암대지면과는 거의 연속된 사면을 이루고 있다. 이 곳의 피복물은 하부에는 우수 작용과 관련된 퇴적층이 나타나고 상부에는 용암대지를 덮고 있는 것과 같은 미립물층이 덮여 있다.

### (1) 피복물의 형태

상위 단구면 피복물의 구조를 파악할 수 있는 대표적인 단면은 도감포와 전곡리에서 관찰할 수 있었다. 이들 모두가 하부의 하성층과 상부의 미립물층으로 구성되어 있다. 하부 하성층은 도감포 단면에서는 하천역층(2.5~4.5m 깊이), 粗砂層(1.7~2.5m 깊이)으로 구성되어 있고, 전곡리 단면에서는 varve 형태의 호소성 미립물층(4~5m 깊이), 미사질층(3.2~4m 깊이), 조사층(2.5~4m 깊이)이累層을 이루고 있다. 그리고 이들 하성층 위를 부정합으로 약 2m 두께의 미립물층이 덮여 있다. 이 상부 미립물층은 용암대지를 덮고 있는 것과 같은 특색을 보인다(그림 5).

하부의 하성층은 현무암을 부정합으로 덮고 있다. 도감포 단면의 하천역층은 화강암, 현무암, 화강편마암 기원의 역들 사이에 조사(coarse sand)와 점토, 니토들이 섞여 있다. 역들의 직경은 5~15cm이고 원마도는 200~500\*이다. 그리고 역들은 망치의 충격에도 쉽게 부서지지 않지만 두께 1mm 정도의 weath-

ering rind를 지니고 있다. 호소성 미립물층(전곡리 단면에서 나타난)은 니토를 중심으로 한 점토와 세사들이 섞여 있다. 3~10mm 간격으로 발달한 수평 층리가 인식되며 층리는 미립물 또는 암흑색의 유기물들이 두께 1mm의 띠모양으로 집적되어 있어 담황색의 주변과 대조를 이룬다. 미사질층(전곡리 단면)은 fine sand를 중심으로 점토, 니토들이 섞여 있는 입도조성을 보인다. 층의 하부에는 철분 산화물이 10cm 두께로 집적된 명갈색의 띠가 나타난다.

조사층에서는 조사(석영), 실트, 점토에 이르기까지 다양한 물질로 구성되어 있으며 층리가 인식된다. 층리들은 보통 7~10cm 간격으로 넓은 편이고 층리들은 수평방향으로 망상을 이루어, 층들의 모습은 렌즈형태를 이룬다. 렌즈 모양을 그리는 층리를 따라 미립물질 또는 유기물들이 띠모양으로 집적된 모습이 뚜렷하게 나타난다. 이 띠들은 미립물질이 집적된 경우 적갈색을 띠며 유기물 집적의 경우 암갈색으로 나타나 주변과 뚜렷한 색상의 대조를 보인다. 또한 과거 토양생물의 구멍이었던 pedotubules이 직경 0.2~1cm, 길이 5~10cm로 나타난다. Pedotubules의 내부는 암적갈색의 점토질로 매끈하게 코팅된 것과 유기물 혹은 점토로 채워진 것의 두 가지 형태가 있다.

전곡리 일대 구석기 유물이 출토되고 있는 하성층 위의 미립물층은 니토와 점토로 구성되어 있다. 이들은 massive blocky한 상태로 조적되어 있으며 크랙이 발달해 있다. 크랙의 밀도는 구석기 유물이 출토된 수준(깊이 1.2~1.5m) 윗부분에서 높은 편인데, 이 수준 이하의 부위에서는 낮게 나타난다. 크랙들을 따라 주변은 적색의 철분이 환원된 모습을 보인다. 그리고 크랙면은 철분, 망간, 유기물 등이(적색, 암적색, 암흑색 상태로) 넓은 막을 이루며 덮여 있다.

이 미립물층을 점이적으로 덮고 있는 표토층은 점토와 니토의 미립물질로 구성되어 있다.

\* Cailleux, Tricart가 제시한 측정방법

$$\frac{2r'}{L} \times 1,000 \quad [L: \text{장축}, r': \text{가장 원마가 약하게 된 모서리의 반경}]$$

이상적인 원역이라면  $L=2r'$ 이 되므로 1,000으로 된다.

실체현미경을 통해 보면 미립물질들은 부식질(mor~moder상태의)과 섞여 있는 모습이다.

## (2) 물리 화학적 특성과 점토 광물분석

상위 단구면 피복물 하부의 하성층(varve 상태의 미립물층, 미사질층, 조사층)과 상부의 미립물층에 대한 분석한 결과는 다음과 같다(표 1; 그림 3 참고).

하성층에서 호소성 미립물층에서 점토와 실트의 비율은 87%를 넘는다. 누적곡선에서는 실트 구간이 상승곡선을 보이고 있어 실트의 비율이 점토보다 높음을 알 수 있다. 미사질층은 빈도 분포에서 실트, 점토 구간과 직경 0.25~1mm의 sand류에서 높은 비율을 차지하는 bimodal형으로 나타난다. 누적 곡선에서 특히 medium sand 구간에서 급격한 곡선을 그리고 있음을 확인할 수 있다. 조사층 역시 bimodal 형태로 나타나고 있으나 coarse sand류가 우세하다. 하성층을 덮고 있는 상부의 미립물층은 실트와 점토의 양이 비슷하고 누적곡선은 용암대지 피복물 상부층의 것과 비슷하다.

수소이온 지수(pH)는 하부 하성층과 상부 미립물층 모두 6.3~6.6 정도로 나타났다. 유기물 함량도 이 두 층에서 0.3~0.4%로 차이가 없다. 염기치환용량(CEC)은 하부 하성 퇴적물의 호소성 미립물층과 하성층을 덮고 있는 상부 미립물층이 13.3~21 me/100g, 하성 사질층과 조사층이 4.93~6.72 me/100g로 확인되었다. 염기포화도는 하부 하성층(호소성 미립물층, 사질층, 조사층)에서는 77~91%로 높게 나타났으나 상부 점토층에서는 63%로 낮았다.

점토 광물 X-Ray 분석 결과를 보면, 하부 하성층과 상부 미립물층에서 대부분 석영, 사장석, 운모류(illite)와 같은 일차 광물 점토의 피크가 두드러지게 나타난다. 그리고 vermiculite, halloysite, kaolinite, smectite 등의 피크도 나타난다. 그러나 kaolinite와 halloysite의 피크는 하부의 하성 퇴적물에서 상대적으로 두드러진다. Vermiculite는 하부 하성층에서만 나타나는데 비해 smectite는 상부 미립

물층과 하부 하성 퇴적물에서 미립물질이 많이 함유된 층에서만 나타난다.

## (3) 피복물의 미시적 조직

### 1) 하부의 하성층

상위 단구면 피복물 하부의 하성층에서 호소성 퇴적물과 이 위를 덮고 있는 조사층의 시료를 박편 제작하여 관찰했다.

호소성 퇴적층은 현미경 하에서도 두께 1mm 정도의 find sand와 silt가 중심인 층과 silt와 clay 중심의 층이 뚜렷이 식별된다. 본 층의 석영질 silt와 fine sand들은 원만되지 않은 모습(angular shape)을 보인다. 이 호소성 퇴적물의 plasma는 주로 미립물층에 집결되어 있고 여기에는 철분-점토-유기질 콜로이드 복합체(ferro-argillo-organic complex)가 미세한 glaeble 모습으로 응결된 것이 많이 관찰된다. 상대적으로 굵은 입자가 많은 층에서는 점토가 적으며 불규칙한 모습의 미세한 공극들이 고배율에서 식별된다.

조사층의 모래는 다양한 광물 기원의 것으로 구성되어 있다. 약간 원만된 것도 있지만 대부분의 모래알은 각진 모서리를 지니고 있다. 그리고 점이적으로 모난 부분이 쪼개져 원형으로 보이는 석영질의 모래알도 있다. 이 조사층의 모래알 사이의 공극(intergranular void)에는 철분이 함유된 붉은색 점토가 집적된 cutan(ferri-argilan)이 두껍게 나타난다. 그리고 이 cutan들이 기계적인 힘으로 파괴되어 구형의 papule로 나타나기도 한다.

### 2) 상부의 미립물층

단면 관찰, 물리 화학적 특성과 점토 광물분석 결과에서와 마찬가지로 현미경 관찰에서도 상위 단구면 피복물에서 하부 하성층을 덮고 있는 상부 미립물층은 앞에서 기술된 용암대지면 피복물 상부층과 같은 특색들을 나타내고 있다.

### III. \*전곡리 지표피복물 생성 및 변화 과정

#### 1. 지표피복물 퇴적과정과 제4기 환경

##### (1) 하성퇴적물

용암대지와 거의 연속된 모습을 보이지만 이 보다는 약간 고도가 낮고 현재 하곡에 연한 부위('상위 단구면'이라 칭한 부분)의 피복물 하부에는 하성층으로 인식되는 원력, 미립물질, 모래 층이 나타난다. 이 하성층 위에는 부정합으로 점토와 니토의 비율이 90% 정도 되는 미립물층이 덮여 있고 여기에서는 층리가 전혀 나타나지 않는다. 그리고 이러한 미립물층은 용암대지에도 연속되어 덮여 있는데, 여기에서는 이 것이 기반 현무암을 직접 덮고 있다.

현재 하곡에 연한 용암대지 말단부에 이러한 하성층이 나타남은 용암대지가 형성된 후 이 지역의 하천은 일정 기간 용암대지와 비슷한 고도에서 흘렀음을 의미한다. 그리고 현재의 하곡은 당시의 하천이 큰 유로 변경 없이 용암대지를 개석한 모습임을 시사한다.

이 하성 퇴적물은 기저 역층의 성격을 지닌 하성역층이 기반 현무암을 덮고, 이 위에는 호소성 환경에서 침전으로만 퇴적될 수 있는 varve 형태의 미립물층이 퇴적되어 있다. 그리고 이 위에는 렌즈 모양의 층리가 발달한 굵은 모래들이 미립물질과 섞여 퇴적되어 있다. Varve 형태의 미립물층은 용암대지 가장자리의 상위 단구 자리에 유속이 매우 느린 셋강이나 호수가 있었음을 의미한다. 또한 렌즈 모양을 나타내는 층리들이 발달한 조사층은 유량과 유로 변동이 심한 망상하도에 의한 퇴적과 관련된다.

이상의 사실을 종합하면 현재 용암대지 가장 자리에 발달한 상위단구 고도에 하천이 흘렀을 때의 유황과 하도는 변동이 심한 편이었음을 알 수 있다. 그리고 역들의 기원 암석과 모래의 광물 조성이 다양한데다 특히 대부분의 모래알은 원마되지 않았다는 사실을 통해, 이들은 먼 곳에서 이동되어 온 것이 아니라 인근 편마암 산지와 용암대지 현무암에서 공급된 것임을 알

수 있다.

이러한 하천의 유황과 유로 변동은 우리 나라에서는 오늘날과 같은 환경에서도 특히 유역 면적이 작은 소규모 하곡에서는 얼마든지 나타날 수 있다(오경섭 오선희, 1994). 간빙기와 비건되는 오늘날에도 우리 나라는 강수량의 계절적 분포가 고르지 않아 유량 변동이 크다. 이 점을 고려하면 용암대지가 화산활동으로 생성되어 이 대지면 수준에 하천이 발달되었을 당시의 현재와 유사한 간빙기 상황으로 추정된다.

##### (2) 하성 퇴적물과 용암대지 기반 현무암 위에 퇴적된 미립물층의 생성과정

a. 입도조성과 층리가 나타나지 않는 점, 기반 현무암과 부정합을 이루는 점을 종합하면 본 미립물층은 유수에 의해 퇴적된 것도 아니고 현무암 풍화토도 아니다. 이 것은 유수 이외의 기구 즉 바람의 작용으로 퇴적되었을 가능성을 시사한다.

이 미립물층의 퇴적과정을 밝히는 문제에 접근하기 위해 본 연구자는 우선 본 층의 입도 분포가 등질성을 보이고 있다는 점, 하성 퇴적물로 볼 수 있는 어느 단서(원력, 불질의 분급, 층리 발달)도 나타나지 않는 점, 본 층은 기반암과 하성층을 모두 부정합으로 덮고 있다는 사실에 주목한다. 이 사실들은 본 미립물층이 현무암 정적 풍화층도 아니고 유수에 의해 퇴적된 것도 아님을 의미하기 때문이다. 이들은 본 층이 風積土일 가능성을 강하게 시사한다.

이 미립물층은 점토와 니토가 90% 정도 되는 입경분포를 보이는데 이러한 입도조성은 오늘날 토양형성작용과 인간 간섭이 미친 지표부분 50cm 두께에 해당되는 부위를 제외하고는 전 단면에서 등질적으로 나타난다. 그리고 층리구조가 나타나지 않는다. 이러한 특색들은 유수와 관련된 미립물 퇴적층에서는 나타나지 않는다. 만일 이것이 유수와 관련되어 퇴적된 것이라면 유속이 매우 느린 호소성 환경에서 침전에 의해 퇴적될 수밖에 없는데 이 때는 반드시 varve 형태의 층리들이 발달한다

(Boyle, 1993). 그러나 본 미립물층은 특히 용암대지에서는 두께가 8m 되는데도 유수 작용이 개입된 어떠한 단서(원력, 구성 물질의 분급, 층리, ...)도 찾아 볼 수 없었다.

또한 이 미립물층이 현무암 풍화토라고 생각해 볼 수도 없다. 본 층은 용암 대지에서는 풍화되지 않은 현무암을 부정합으로 덮고 있기 때문이다. 만일 현무암의 정적 풍화토라면 단면 하부로 가면서 풍화 암실도 나타나고 점이적으로 풍화반저 않은 단단한 기반암이 나타나야 한다. 우리 나라에는 두께가 10m 넘는 화강암 풍화층이 널리 분포하는데 이 경우는 단단한 기반암에서 풍화층으로 이어지는 모습이 점이적이며, 풍화층 아래에서 위로 가면서 미립물질이 많아지는 경향을 나타낸다(권순식, 1937; 오경섭, 1989). 이러한 사실에 근거하여 볼 때, 본 연구 지역의 미립물층은 현무암 풍화층이 아니라 유수 이외의 기구에 의해 퇴적된 것임을 알 수 있다. 그리고 본 지역의 위치는 해수 작용과 빙하 작용에 의한 퇴적을 고려할 수 없는 곳이므로 본 미립물층은 바람의 작용으로 퇴적되었을 가능성이 높다.

b. 입도 조성, 구조, 화학적 특성, 점토 광물 조성, 전곡리 일대의 지형적 배경을 종합적으로 고려하면 이 미립물층은 바람에 의해 퇴적된 풍적토(loess)이다.

일반적으로 loess라고 하는 風積微粒土는 입경  $50\mu$  이하의 silt, clay가 90% 넘고, 입경  $50-100\mu$ 의 fine sand는 3-10% 정도의 비율로 구성되어 있다. 그리고 미세한 층리가 나타나지 않는다. 다만 풍적 현상이 진전되는 과정에 어느 일정 기간 풍적이 진전되지 않았을 경우에는 부정합 성격을 지닌 층리가 있을 수는 있다. 그러나 이 경우는 몇 미터 간격으로 층리가 나타난다. 유럽 풍적토의 예를 보면 Riss 빙기와 Würm 빙기에 퇴적된 피스층 간에는 Riss-Würm 간빙기 상황에서 풍적이 진행되지 않았음을 의미하는 부정합 성격의 층리가 나타난다(Lautridou *et al.*, 1984). 몇 미터 간격의 이러한 층리 사이에는 풍적물질이 등질적으

로 배열되어 있다. 전곡리 용암대지와 상위 단구면의 지표에 노출된 미립물층도 세계 각 지역에 분포하는 풍적 미립토와 같은 입도 조성 과 구조를 지니고 있다.

풍적토에 함유된 점토 광물에는 석영, 장석, 운모류(illite) 등 일차광물 점토가 많다. 그리고 이차 광물 점토는 vermiculite, chlorite, smectite, kaolinite, metahalloysite 등이 어느 한 종류가 특별히 높은 비율을 차지하지 않고 다양하게 함유되어 있다(Liu *et al.*, 1985; Lautridou *et al.*, 1984). 이러한 점토 광물 조성은 전곡리 용암 대지를 덮고 있는 미립물층에서도 마찬가지로 나타난다.

세계 대부분의 풍적토가 이러한 점토 광물 조성을 나타내는 이유는 풍적토 생성 환경과 관련시켜 설명될 수 있다. 일반적으로 풍적토는 하성 퇴적물과는 달리 운반되어 오는 과정에서 별로 화학적 풍화를 받지 않으므로 화학적 풍화에 약한 염기성 광물도 많이 함유한다. 즉 구성 물질의 광물 조성이 풍화에 강한 것에서부터 약한 것까지 다양하다. 이들이 풍적된 후에는 서서히 풍화된다. 그런데 풍적토가 발달하는 지역은 토양의 결빙과 용해가 활발한 곳이므로(Cailleux, 1973; Tricart, ...) 풍적물을 구성하는 silt 중에서는 특히 석영, 사장석, 운모류 등의 일부는 기계적인 힘으로 직경  $2\mu$  이하로 쪼개져 일차 광물 점토가 된다(Lautridou, 1982; Oh, 1985). 이러한 주빙하 환경에서는 화학적 풍화는 약한 편이나 화학적으로 약한 광물 입자는 chlorite, smectite, vermiculite 과 같은 이차 광물 점토를 생성시키는 정도로는 진전된다. 그리고 이렇게 화학적 풍화가 약한 환경이라도 소량의 kaolinite가 metahalloysite와 함께 생성되기도 한다(Birot, 1972; Tardy *et al.*, 1973).

또한 전곡리 일대는 특히 서풍 계열의 풍속을 감소시켜 바람이 운반해온 물질이 퇴적될 수 있는 지형적 조건을 지니고 있다. 전곡리 일대 용암 대지가 발달한 분지는 서쪽으로는 다소 열려 있는 모습을 보이는데 동쪽으로는 높은 산들로 막혀 있다고 할 수 있다. 이러한 분지는 서풍 내지 북서풍이 불 때 풍속이 약해지

는 곳이 된다. 실제로 우리 나라에는 서쪽에서 동쪽으로 진행되는 온대 이동성 저기압이 편서풍 형태로 통과하는 빈도가 높다. 이러한 이동성 저기압이 니토와 점토를 부유하중으로 운반해 온다면 전곡리 일대에서는 풍속이 감소하면서 이동해온 물질의 많은 양은 퇴적될 것이다.

중국이나 유럽에서 풍적토가 분포하는 지역은 예외 없이 탁월풍의 풍속을 감소시키는 효과가 있는 지형 조건을 지닌 곳이다. 세계에서 가장 큰 풍적토 지역인 중국의 황토고원에서의 풍적 현상도 동서 방향의 칭링(秦嶺)산맥과 남북 방향의 다이싱(太行)산맥이 고비사막, 신강 쪽에서 불어오는 바람의 속도를 낮출 수 있기 때문에 가능했다(오경섭, 1992). 이 점은 분포 범위가 넓지 않은 풍적토의 경우도 마찬가지이다. 유럽에서 지구대를 따라 흐르는 라인강과 론강 하곡에도 풍적토들이 분포한다. 이들은 하곡을 따라 불어오는 강한 바람을 막아주는 측바람 그늘에 해당하는 국지적 지형 조건이 갖추어진 자리에만 나타난다(Tricart, Raynal, 1974 ; Oh, 1981).

이상의 사실들을 종합하면 전곡리 용암 대지를 덮고 있는 미립물층은 서풍 계열의 바람에 의한 풍적토임을 알 수 있다. 또한 전곡리에 인접한 파주군 일대 임진강 하곡의 용암대지를 덮고 있는 미립 피복물도 그간 본 연구자의 관찰에 의하면 전곡리의 것과 비슷한 입도 구성과 구조를 나타내는데, 이들도 마찬가지로 풍적토라고 생각된다.

c. 전곡리 용암 대지에 퇴적된 풍적토는 주로 제4기 최후 빙기에 해퇴로 건육 상태에 있었던 인근 黃海와 당시의 한강, 임진강 하곡의 범람원에서 날려온 물질들이 퇴적된 것으로 추정된다.

일반적으로 풍적토의 주요 구성 물질인 silt는 특히 결빙과 융해에 의한 기계적 풍화가 활발한 환경에서 생성된다. 점토가 주로 화학적인 풍화로 생성되는 산물이라면, silt는 기계적 풍화의 산물이라 할 수 있다. 그리고 silt 크기의 입자는 기계적인 힘으로 광물질이 쪼개질 수

있는 한계라 할 수 있는데, 이 것이 많이 생성되기 위해서는 기계적 풍화 메카니즘에서 가장 강한 서릿발 작용(凍破, frost action, gelifraction)이 활발해야 하기 때문이다. 따라서 세계 대부분의 풍적토는 제4기 빙기에 대륙 빙하가 덮었던 주변 지역이나 한랭한 환경과 관련되어 발달했다(Cailleux, 1973 ; Tricart, 1981; Oh, 1992). 또한 오늘날 온대 및 습윤 지역에 분포하는 풍적토는 거의 예외 없이 제4기 빙기의 한랭했던 환경에서 형성된 것이다. 전곡리 풍적토의 경우도 예외는 아니다. 이 곳의 용암대지가 약 27만년 전에 생성되었다는 연대측정 결과(최무장, 1986)를 인정한다면 이 것을 덮고 있는 풍적토는 제4기 최후 빙기(Würm)에 퇴적된 것이다.

약 8m 정도 두께로 용암 대지를 덮은 전곡리 풍적층에서 퇴적 이후의 풍화 작용을 상대적으로 적게 받은 부분(층의 아래 부분) 시료의 입도 구성을 자세히 살펴보면, coarse silt(20~50 $\mu$ )와 fine sand(50~200 $\mu$ )가 각기 10% 정도 비율로 함유되어 있다. 이들은 한번 바람에 실려 이동하게 되면 coarse silt의 경우는 10~20km 정도, fine sand는 50~500m 정도 이동한다(Tricart, 1979, Eolian Processes 책). 이들은 지표가 평탄하다면 지속적인 바람 작용으로 수 백 km 이상의 거리도 이동할 수 있지만, 산들의 배열로 약간의 기복이 있는 경우는 수 십 km 이상 이동하기 힘들다. 이 사실은 전곡리의 풍적 물질의 상당 부분은 인근의 한강과 임진강 범람원 및 제4기 마지막 빙기에 해퇴로 乾陸 상태에 있었던 황해 쪽에서 날려왔음을 시사한다. 물론 중국 황토 고원에서 날려온 미립물질도 있겠지만, 이렇게 먼 거리를 이동해온 것은 넓은 지역에 걸쳐 높은 상공까지 분산된 부유하중 상태를 이루기 때문에 특별히 전곡리 일대에 집중적으로 퇴적되기 힘들다. 그러나 인근 지역에서 바람에 날려 온 미립 물질들은 쉽게 高空으로까지 확산되지 않으므로 약간의 풍속 감소 효과를 지닌 분지에 쉽게 퇴적될 수 있다. 흔히 우리나라에서 풍적토가 있다고 가정하면 중국 황토고원에서 날려온 물질이 퇴적된 것으로 생각하기 쉬운데,

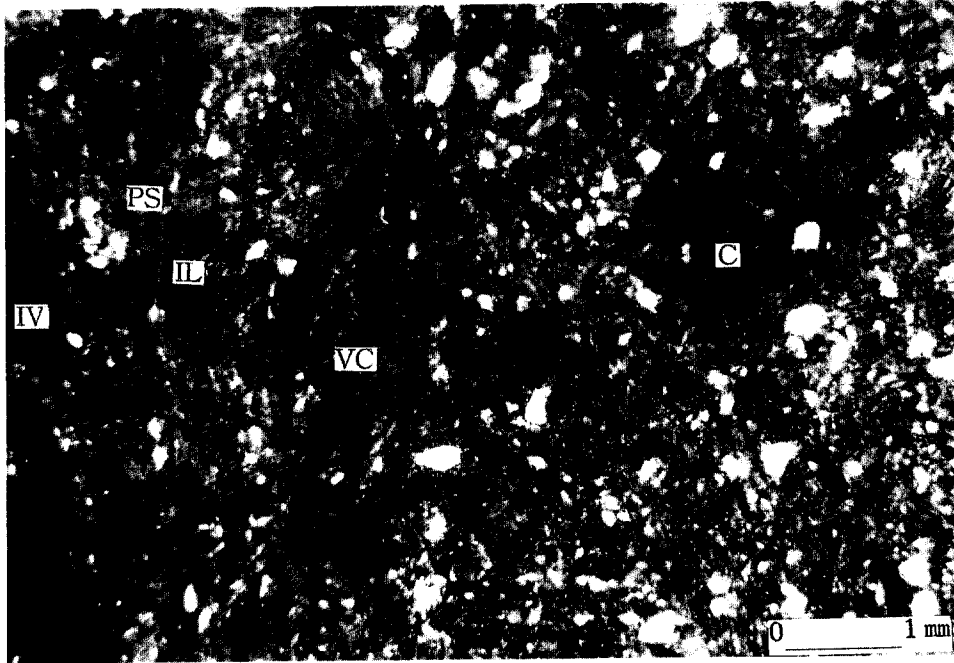


사진 1 풍적토 하위의 미세적 조직

VC : 수직 방향의 크랙

IL : 렌즈 모양의 토빙이 형성되었던 자리

PS : 토빙 밖으로 미립물질들이 밀려나 압축된 모습

IV : 철분, 망간, 점토들이 gleyzation 과정에서 빠져나가 생성된 불규칙한 공극

C : 철분과 망간 성분이 산화물 상태로 응결된 모습

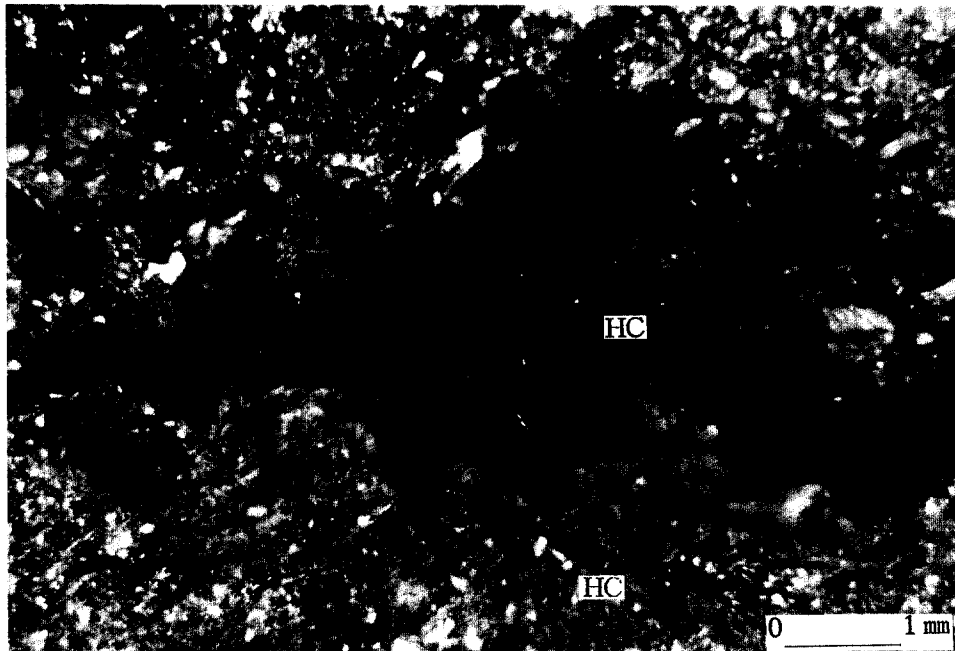


사진 2 풍적토 상부 염상구조를 이루는 수평 방향 크랙이 나타나는 부분

HC : Horizontal crack, 미립 물질이 빠져 나간 부위와 집적·응결된 부위가 섞여 있음

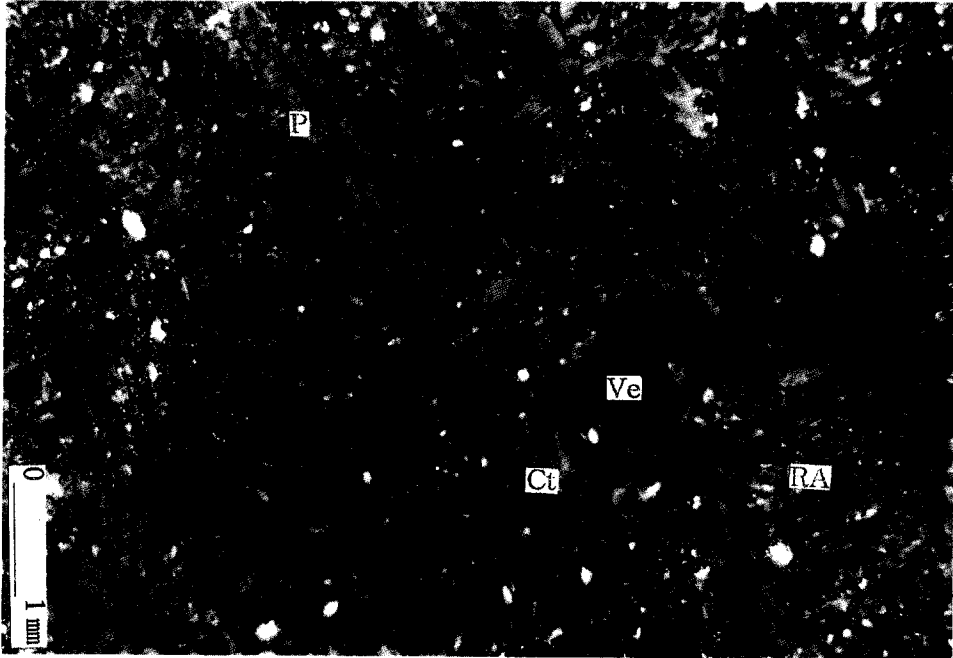


사진 3 봉적토 상부에서 엽상구조가 나타나는 부분  
 이 시료에서는 엽상구조가 cryo-turbation으로 교란되어 구형의 토립으로 분화되었다.  
 다시 압축된 모습이 나타난다. 엽상구조는 선상으로 배열된 공극들로 표현된다.  
 Ve : Vesicle, 구형의 토립들이 결빙에 의한 물리적 압력으로 생성된 공극  
 Ct : Cutan RA : Rounded aggregate  
 P : Papule(본 사진에서는 cutan이 기계적으로 쪼개진 파편이 papule을 이룸)

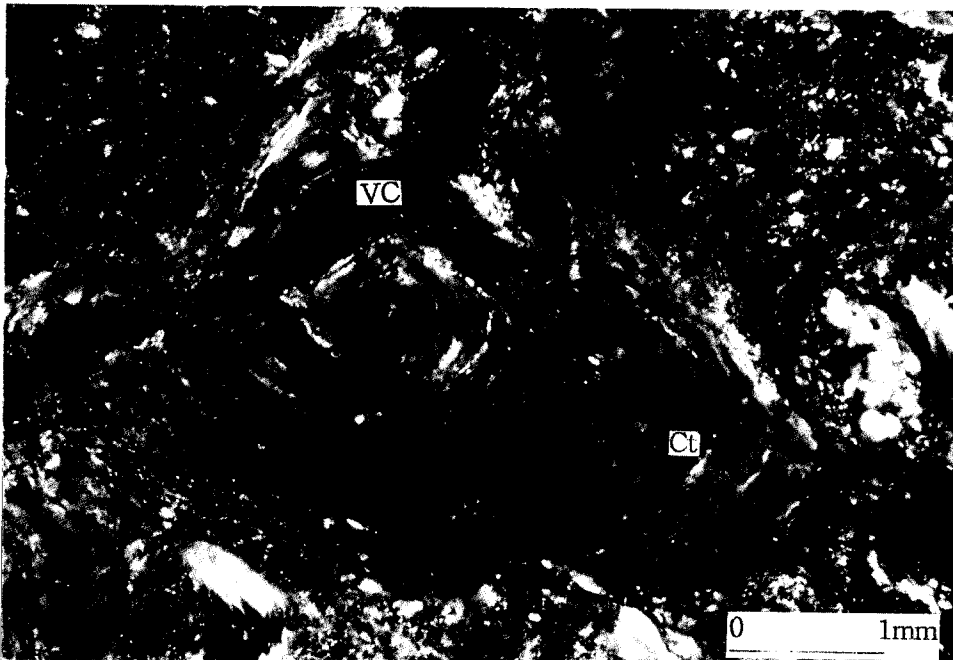


사진 4 공극에 토양수에 의해 이동해온 미립물질이 집적된 모습.  
 이 cutan도 기계적 힘(cryo-turbation, needle ice...)으로 쪼개졌음.



이런 기대와는 달리 전곡리 풍적토는 인근 지역에서 공급된 것이 대부분인 것으로 추정된다.

한편 전곡리 일대에서 발굴된 구석기 유물들이 용암대지에서는 두께가 8m 정도되는 풍적토층 상부(지표에서 1.5~2.5m 정도의 깊이)에서 출토되는데, 이는 이 지역에 구석기를 사용한 선사 인류가 제4기 마지막 빙기 후기에 본 연구 지역에서 생활했음을 의미한다.

## 2. 퇴적 이후의 변화 과정과 제4기 환경

전곡리 일대 지표피복물은 하성층이던 풍적토층이던 모두가 퇴적 이후에 crack의 생성, 풍화, 구성 물질의 재배치 등으로 원래의 퇴적상이 변모되었다.

### (1) Crack의 생성과 토양의 심층 결빙 (Deep freezing)

전곡리 지표피복물에서 두 종류의 crack들이 나타난다. 하나는 수평 방향으로 규칙적인 간격으로 발달한 것이고, 다른 하나는 수직 방향의 불규칙한 모양을 나타내는 것들이다. 이들은 풍적토에서 잘 나타나는데 수평 방향의 crack들은 지표에서 대략 1~2m 깊이에 약 5~10mm 간격으로 배열되어 엽상구조를 이루는데, 수직 방향으로 불규칙하게 굴곡져 있는 crack들은 1~5m 깊이에 일정치는 않지만 20~50cm 간격으로 발달해 있다. 즉 전자는 좁은 범위에 치밀하게 나타나는데 후자는 상대적으로 넓은 범위에 불규칙하게 넓은 간격으로 분포한다. 그러나 수직 방향의 크랙도 수평 방향의 크랙이 발달한 부위에서는 비교적 짧은 간격으로 나타난다.

a. 엽상구조(laminar structure)를 이루는 수평 방향의 크랙은 풍적토에 수분이 많이 함유된 상태에서 결빙 작용으로 생성된 것이다.

지표의 쇄설성 물질에 수평 방향의 크랙이 엽상구조를 이루는 예는 우리 나라와 유럽 등지를 비롯하여 오늘날 온대지역과 현생 주빙하 지역에서 많이 볼 수 있다(Washburn, 1979;

Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1984; Oh, 1985, 1987; Langhor, 1985; 권순식, 1987; 오경섭, 1989). 풍적토와 같은 쇄설성 피복물에서 수평 crack의 발달은 지표면에서 지하로 가면서 나타나는 습도차, 온도차 및 압력차에 기인한 것으로 상정해 볼 수 있다. 그러나 공극이 많은 쇄설성 피복물의 경우는 5~15mm 간격의 수평 방향 crack이 형성될 정도의 습도, 압력, 온도 등의 경도(gradient)가 나타날 수 없다. 따라서 이러한 엽상구조의 생성과정 구명은 오랜 동안 미해결의 문제로 남아 있었다.

그러나 자연지리학자들이 토양의 결빙과 융해와 관련된 야외조사와 실험(Corte, 1960; Bertouille, 1972; Lautridou *et al.*, 1982)에서 얻은 결과가 축적되면서, 1980년대 중반에는 엽상구조를 이루는 수평 방향 크랙이 습윤한 토양이 결빙될 때 렌즈 모양의 氷塊가 생기면서 만들어진다는 사실을 입증할 수 있었다(Van Vliet-Lanoë, 1976, 1985; Oh, 1985, 1987). 토양에 함유된 수분이 많으면 결빙 시에 치밀한 간격으로 ice lense가 형성되면서 크랙을 생성시킨다. 그 후 벨기에의 풍적토(Langhor, 1985; Van Vliet-Lanoë, 1985)와 한국의 화강암 풍화층에서도 제4기 토양의 결빙과 관련하여 엽상구조가 발달함을 확인할 수 있었다(권순식, 1987; 오경섭, 1989). 여러 나라 학자들에 의해 축적된 그간의 연구 성과에 의하면 전곡리 풍적토에서 엽상구조를 이루는 치밀한 간격의 수평 방향 크랙들은 제4기 결빙 작용에 의한 것이다. 이 엽상구조가 나타나는 부위는 오늘날 겨울의 토양 결빙이 미치지 못하는 깊이이다.

일단 토양수가 렌즈 모양으로 집결되어 얼게 되면 주변의 土壤水를 끌어와 ice lense가 성장하는데 이용된다. 이 과정에서 렌즈와 렌즈 사이의 공간은 건조해지면서 딱딱해지고 계속 성장하는 ice lense로부터 강한 물리적 압력을 받아 단단해진다(Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1981). 이렇게 ice lens에 의해 갈라진 크랙과 이들 사이에 단단해진 부위는 解氷 후에도 토양 결빙 이전의 상태로 돌아가지 않는다. 그리고 다시 토양 결빙이 진전될 때 전에 크랙이 생

긴 자리에 다시 ice lense가 자리 잡는다. 따라서 오랜 기간에 걸쳐 반복된 결빙 작용은 수 만 년 이상 보존될 수 있는 엽상구조를 만들게 된다(Van Vliet-Lanoë, 1976, 1985). 전곡리 풍적토의 엽상구조가 오늘날에도 화석 구조로 남아 있음은 이러한 이유 때문이다.

b. 불규칙한 형태의 수직 방향 크랙도 토양의 결빙에 의해 형성된 것이다.

지표피복물에서의 수직 방향의 크랙으로 가장 많이 관찰되는 것은 乾裂이지만 토양의 결빙으로 생기는 凍裂(frost crack)도 많다. 건열은 건조지역과 우기와 건기가 교대되는 기후 지역의 미립토에서 많이 나타나는데, 토양수가 증발되면서 토양의 부피가 감소되기 때문에 생성된다. 이 것은 주로 지표 부위에서 생기는데 V자 모양의 쐐기 형태(wedge)를 나타낸다. 건열의 경우는 여기에 異質物質이 메워지지 않으면, 후에 토양이 다시 습윤해지면서 그 모습이 지워진다.

凍裂은 한랭기후 지역의 토양에서 잘 발달한다. 凍裂의 경우는 지표 부위에서뿐만 아니라 지하에서도 생성된다. 지표 부위의 凍裂은 토양의 결빙이 시작될 때는 토양의 부피가 증가하지만 계속 심한 한파가 지속되면 팽창된 토양이 다시 수축되면서 생성된다(Pissard, 1970, 1982; Washburn, 1979). 이렇게 생긴 凍裂도 V자 모양의 쐐기 형태로 열린 모습을 보인다. 반면에 지중에서의 凍裂은 토양수가 수직 방향의 針狀, 막대, 또는 氷膜 형태로 응결되어 얼을 때 발달한다. 이러한 수직 방향의 氷이 형성될 때도 토빙은 이에 접촉된 土壁에 압력을 가하여 이 부분의 토양 입자를 압축시키면서 토빙의 성장으로 생긴 균열은 점차 확대된다. 이렇게 생긴 균열은 해빙된 후에도 쉽게 지워지지 않고 다음의 토양 결빙에도 다시 토빙이 형성되는 자리가 된다. 이렇게 형성된 凍裂은 해빙기에 토양수가 흐르는 통로가 되고 여기에 溶解荷重과 浮遊荷重 상태로 이동되는 물질이 凍裂壁에 피복(coating)되어 오랜 기간 그 형상을 알아볼 수 있도록 보존된다. 건열의

경우라면 지중에서는 잘 형성되지도 않거나와 생성된다해도 토양이 습해지면 그 모습은 바로 지워진다. 따라서 지중 건열의 壁面에는 동열에서와 같은 콜로이드 被膜은 나타날 수 없다.

전곡리 피복물에서 나타나는 수직 방향 크랙에는 20~50cm 길이로 쪼개진 것이 많은데 이들 대부분은 철분, 망간, 유기물, 점토로 피복되어 있다. 그리고 이들은 앞에서 토양의 결빙작용으로 형성된 것으로 입증된 엽상구조가 나타나는 부위에서는 다른 부위보다도 많이 나타난다. 이러한 일련의 사실들은 전곡리 피복물의 수직 방향 크랙도 토양의 결빙으로 이루어졌음을 의미한다. 용암대지를 덮고 있는 풍적토에서는 이들이 현재 지표에서 5m 이상의 깊이에까지도 분포하는데, 이를 통해 토양 결빙이 오늘날과는 비교도 안될 정도로 깊이 진전되었음을 알 수 있다.

c. 결빙에 의해 생성된 크랙들의 밀도는 깊이가 0.7~2.0m 구간에서 높고, 이보다 깊은 부위에서는 괄목할 정도로 낮게 나타난다. 이는 전곡리 용암대지 피복물에 여름에도 해빙이 안되는 동토층(permafrost)이 존재했음을 시사한다.

이상에서 전곡리 용암대지 피복물에 나타나는 수평 방향 크랙과 수직 방향 크랙들은 모두 제4기 한랭했던 기간의 토양 결빙에 의해 생성된 것임이 밝혀졌다. 엽상구조를 이루는 치밀한 간격의 수평 방향 크랙은 깊이가 2.0~0.7m 구간에 나타난다. 불규칙한 형상의 수직 방향 크랙은 깊이가 5m 넘는 부위까지도 분포하는데 엽상구조가 나타나는 부위에서는 괄목할 정도로 많이 나타난다. 즉 수평 방향의 크랙이던 수직 방향의 크랙이던 결빙에 의해 생성된 크랙의 밀도는 깊이가 2.0~0.6m 부위와 이보다 깊은 부위간에는 심한 대조를 이룬다. 이는 두 부위 사이에 결빙과 융해의 반복 빈도가 차이를 보였음을 의미한다. 즉 아래 부분은 여름에도 녹지 않고 결빙된 상태를 유지하는 경우가 많았던 영구동토층에 해당하므로 결빙-융해의 반복 빈도가 낮다. 반면, 크랙의 밀도가 높은 윗

부분은 여름에 解氷되고 겨울에는 結氷되는 活動層에 해당하므로 결빙-용해가 반복된 빈도가 아래의 영구동토층에 비해 매우 높다. 여름에 土氷이 녹지 않는 영구동토층은 불투수층을 이루므로 상위의 활동층에는 수분 함량이 높다. 이렇게 습한 활동층이 다시 얼게 되면 렌즈 모양의 토빙이 치밀한 간격으로 형성되고 (Bertouille, 1972) 이는 염상구조를 이루는 수평 방향 크랙을 발달시킬 수 있었다.

(2) 토양형성작용(pedogenesis)에 의한 변화  
전곡리 지표피복물은 퇴적된 후에 심한 결빙작용에 의한 크랙들의 생성뿐만 아니라 구성물질의 변화, 재배치(post-depositional diagenesis)로 원래의 퇴적상이 변모된 점이 많다. 야외 관찰에서는 부위에 따라 차이를 보이는 土色, Bt-band(오경섭, 1989), 미립물질이 응결된 glaebule 등이 관찰되고 현미경을 통해서 미립 물질들이 다양한 모습으로 응집, 분산되었거나 이동, 집적된 모습이 나타난다. 이러한 원래 堆積相의 변화는 토양수 작용, 퇴적물의 풍화, 생물활동, 결빙과 용해 등과 관련된 물질의 교환 및 재배치로 이루어진다.

a. 용암대지의 풍적토는 퇴적 후 약간의 풍화를 받았는데 본 지역에 영구동토가 발달했을 당시의 활동층에 해당하는 부위(염상구조가 뚜렷한 상위층)에서 상대적으로 활발했다.

용암대지 풍적토의 입도조성 累積 曲線을 보면 과거 영구동토층에 해당하는 부위(크랙의 밀도가 낮은 하위층)에 비해 활동층에 해당하는 부위(염상구조 나타나는 상위층)에 점토를 포함해 fine silt가 상대적으로 많다. 점토 광물 조성에서는 석영, 장석, 운모류 중심의 1차 광물 점토의 피크가 하위층에 비해 상위층 시료에서 더 두드러졌다. 이 사실은 결빙과 용해가 반복되는 빈도가 높은 활동층에 해당하는 부위에서는 풍적물 입자를 더 미세한 입자로 쪼개는, 즉 미세한 입자 수준의 동파(micro-gelifraction)가 활발했기 때문이다. 이 때 coarse silt는 fine silt로, fine silt의 일부는

점토 크기( $<2\mu$ )로까지 쪼개졌다. 이러한 미세한 입자 수준의 동파현상은 냉동 실험을 통해서도 확인되었다(Lautridou *et al.*, 1982).

한편 화학적 풍화로 생성될 수 있는 이차광물 점토에서 특히 약간의 풍화 진전으로도 생성될 수 있는 vermiculite, smectite는 활동층에 해당되는 상위층 시료에서 더 많이 나타난다. 이 문제는 단순히 해석되기 힘들다. 그렇지만 앞에서 논증된 결과를 종합하면 한랭한 기후 환경에서 여름에는 습윤한 토양 상태를 나타내는 활동층에서 진전된 화학적 풍화의 결과로 추정된다.

b. 지표피복물의 퇴적 후 구성물질의 재조직(post-depositional diagenesis)에서도 제4기 결빙 작용은 중요한 역할을 했다. 결빙에 의해 피복물의 조직이 변형되는 요인(cryo-pedological factor)은 전곡리 피복물 S-Matrix를 압축시켜 fragipan화하면서 콜로이드 중심의 미세한 물질을 재배치시켰다.

현미경 관찰에 의하면 용암대지 풍적토층의 S-Matrix는 대체로 구성 물질이 매우 치밀하게 조직된 porphyric aspect를 지니고 있다. 지표 쇄설성 피복물에서 이러한 조직이 나타나는 것은 매우 강한 물리적 힘으로 압축되었음을 의미한다. 그런데도 여기에는 제4기 토양 결빙 시 土氷이 형성된 자리로 추정되는 channel 또는 joint 모양의 공극(단면 관찰에서 크랙으로 나타남)과 불연속의 線狀 배열을 보이는 공극(vesicle)들이 나타난다. 미립 물질들의 배열은 고르지 않은데 이들은 주로 공극 주위(vosepic plasma separation)와 비교적 굵은 석영 입자 주변에 몰려 있다(skelsepic plasma separation). 그리고 공극이나 굵은 입자(skeleton)와는 관계없이 띠모양으로 고립되어 몰려있는(insepic plasma separation) 모습도 관찰된다. 대부분의 시료에서 plasma가 많이 몰려 있는 부위와 그렇지 않은 부위간의 경계가 뚜렷한 경우가 많다.

일반적인 물리적 압력으로 토양의 조직이 치밀해졌을 경우에는 이상에서 언급된 바와 같은

미립물질의 재배치가 불가능하다. 그러나 토양의 결빙 작용에 의해서는 토양이 단단한 fragipan이 되면서 미립물질의 재배치가 가능하다(Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1981; Langhor *et al.*, 1985). 토양이 결빙될 때 수분은 결빙이 시작된 핵으로 집결하여 렌즈, 막대, 칩 모양의 얼음으로 성장하여 토양내에 규칙적 또는 불규칙한 간격으로 분포한다. 그런데 액체 상태의 물이 얼음으로 결정화될 때 이온과 콜로이드는 얼음 결정체 밖으로 추방되고(Bertoille, 1972) 성장하는 얼음 결정체는 주위에 압력을 가하기 때문이다. 이로 인해 토빙이 성장한 자리는 크랙과 현미경에서 인식되는 선상 배열의 공극과 콜로이드가 적게 분포된 부위로 나타난다.

제4기 결빙 작용은 구성물질의 배열이 등질성을 보이는 풍적토(loess)에 크랙을 생성시켰고 퇴적물 일부를 보다 미세한 입자로 쪼갰다. 그리고 S-matrix를 압축시켜 fragipan화하면서 보다 미세한 물질(이온과 콜로이드 중심)을 土氷의 배열과 관련하여 재배치시키는 역할을 했다. 또한 土氷이 형성되었던 자리를 따라 나타나는 크랙, 공극, 그리고 콜로이드 중심의 미세한 물질의 밀도가 낮은 부위를 따라 토양수가 흐르면서 elluviation, illuviation 현상이 진전된다(Van Vliet-Lanoë, 1985; Oh, 1985, 1987; 오경섭, 1989).

c. 전곡리 지표피복물에는 토양수 작용으로 철분, 망간, 광물질 유기질 콜로이드가 이동, 집적한 증거들이 단면 관찰과 현미경 관찰에서 여러 형태로 나타나는데, 이는 한랭 습윤한 환경에서의 gleyzation과 관련된다.

단면 관찰에서 보면 전곡리 용암대지 및 이와 비슷한 고도의 단구에 덮인 피복물은 거시적으로 염상구조가 나타나는 깊이 2.0~0.6m 부위는 붉은색, 이 아래는 옅은 황적색을 띠고 있다. 그러나 단면을 자세히 관찰하면 토색은 등질성을 지니고 있지 않다. 어떤 부분은 회백색을 띠는가하면 다른 부분은 진한 적색, 또는 검은색을 띠고 있다. 즉 거시적으로는 붉은색

또는 옅은 황적색을 띠고 있다해도 자세히 보면 회백색, 적색, 진한 적색, 검은색의 얼룩이 섞여져 있다. 이와 같이 철분, 망간 성분이 고르게 분포하고 있지 않음은 이들이 피복물 내에서 이동하여 재배치되었음을 의미한다.

현미경 관찰에서 회백색을 띠는 부분은 느슨한 미시적 조직을 보이고 있으며 점토 성분은 별로 없고 silt의 비중이 높다. 그리고 공극의 벽면이 불규칙한 기복을 나타낸다. 반면에 붉은색 또는 검붉은색을 띠는 부위는 철분과(또는) 망간이 집적된 모습이 cutan 형태, 球形의 凝結體(ferro-mangan concretion), papule 등으로 나타난다. 그리고 결빙 작용으로 점토들이 몰려 있는 부위에 붉은색의 철분과 검은색의 망간 성분이 섞여 있는 모습도 관찰된다. 즉 미시적인 관찰에서도 철분과 망간이 이동, 집적되었음이 확인된다.

토양내에서 토양수에 의해 물질이 이동되려면 그 것이 물에 녹거나 또는 부유하중 상태로 될 수 있어야 한다. 일반적으로 철분과 망간 성분은 특히  $Fe_2O_3$ 와  $MnO_2$ 와 같은 산화물 상태로 있을 때는 물에 녹지 않는다. 만일 토양이  $pH < 3 \sim 4$  이하로 강산성일 때는  $Fe^{3+}$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Fe(OH)_3$  등 3가 상태의 철분과  $Mn^{4+}$ ,  $MnO_2$ 와 같은 4가 상태의 망간 성분도 용해되어 이동할 수 있지만(Duchaufour, 1982), 이러한 강산성 토양은 별로 존재하지 않는다.

일반적으로 철분, 망간 등이 토양내에서 이동하려면 이들이 유기물 콜로이드와 합성되어 organo-metallic complex 내지 chelate 상태로 되면 약산성( $pH$ 가 4~5 정도)에서도 準溶解(pseudo-soluble)荷重으로 이동될 수 있다. 이러한 현상은 냉량 습윤한 환경에서 토양에 공급된 유기물이 불완전 분해되어 많은 유기산을 공급하는 환경에서 가능하다. 이는 주로 지표 가까운 부분에서 불완전 분해된 유기물이 많이 집적된 층 아래에 잘 나타나는데, podzol의 회백색 A층 형성은 대표적인 예라 할 수 있다.

그리고  $Fe^{3+}$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Fe(OH)_3$  등 3가 상태의 철분과  $Mn^{4+}$ ,  $MnO_2$  등 4가 상태의 망간이 각기  $Fe^{2+}$ ,  $FeO$ ,  $Fe(OH)_2$ 와  $Mn^{2+}$ ,  $MnO$ 와 같은

2가 상태의 철분과 망간으로 환원되면 보다 쉽게 물에 녹아 이동될 수 있다(Duchauffour, 1982). 이러한 환원 현상은 토양의 공극에 통풍이 불가능할 때 나타난다. 이는 지하수층 또는 수분이 포화된 층(부위)이라면 토양 내부 어디에서라도 회백색층 또는 회백색 얼룩을 생성시킨다. 이러한 토양생성작용을 gleyzation이라고 한다.

이상의 내용을 종합하면 전곡리 용암대지 피복물에서 철분과 망간 성분이 용해되어 빠져나간 현상은 주로 수분 포화와 관련된 것으로 판단된다. 회백색 부위 및 얼룩은 지하 5m 깊이 이상에까지도 나타나기 때문이다. 만일 organo-metallic complex 내지 cinelate 상태로 이동되었다면 이들은 지표 가까운 부위에만 나타났을 것이다. 그러나 완전한 회백색층이 없으면서도 회백색 부위 및 얼룩만 지하 깊은 곳까지 pseudo-gley 상태로 나타남은 용암대지 피복물에는 영구적인 지하수층이 발달하지는 않았지만 수분 함량이 높았음을 시사한다. 본 피복물에 전반적으로 많은 수분이 함유되어 있다는 것은 강수량에 비해 증발량이 적은 한랭, 습윤한 환경에서 형성되었음을 의미한다.

이렇게 환원되어 이동하던 철분과 망간 성분은 통풍이 가능한 부위를 통과하면서 산화되면 침전 또는 응결되어 더 이상 이동하지 못한다. 이 결과로 이들이 집적된 모습은 풍적토의 경우 결빙작용으로 생성된 channel 모양의 크랙면에 검고 붉은 코로이드가 코팅된 형태, 넓은 공극, 토빙이 형성되었던 자리로 인식되는 공극, 느슨한 intergranular space 등에 나타나는 cutan 으로 나타난다. 그런데 같은 박편 시료에서도 어느 부분은 철분과 망간 성분이 용해되어 빠져나갔고 다른 부분은 이들이 집적된 모습을 나타냈다. 이 사실을 통해 전곡리 풍적토는 결빙작용으로 이루어진 거시적, 미시적 구조와 관련되어 철분과 망간 성분이 용탈되고 집적되는 부위가 뚜렷한 층으로 구분되지 않고 붉은색과 회백색의 얼룩으로 나타나게 되었음을 알 수 있게 되었다. 전곡리 풍적토는 퇴적 후 gleyzation의 영향을 받았지만 그것은 진정한 의미의 gley라 할 수 있는 완전한 회백색

토층을 형성하는 수준이 아니라 pseudo-gley라 할 수 있는 정도로 진행되었다.

그런데 이러한 토양형성 작용의 흔적에서 특히 cutan(ferri-argilan)의 경우는 결빙에 의한 교란 작용(cryo-turbation)으로 쪼개진 것이 현미경 관찰에서 많이 나타났다. 그리고 결빙 작용으로 미립물질이 집결된 부위도 球形의 土粒(aggregate)으로 분화되었고, 이 토립 사이에는 cutan이 쪼개진 파편이 배열된 모습도 있었다. 이 사실은 전곡리 풍적토에 결빙이 깊이 진전될 당시부터 특히 해빙기에 gleyzation의 영향을 받았음을 의미한다. 이 gleyzation의 경우는 홀로세(holocene)에 들어와서도 냉량 습윤했던 기간이 있었다는 사실(오경섭, 1989)을 받아들인다면 B.P. 6,000~5,000년 경까지도 지속되었다고 볼 수 있다.

#### IV. 전곡리 일대의 제4기 환경에 관한 요약 및 결론

지금까지 전곡리 일대 현재 하상보다 30m 이상 높은 고도에 펼쳐진 용암대지 및 이와 비슷한 고도의 상위 단구면에 피복된 물질의 퇴적과정과 퇴적 후의 변화를 살펴보았다. 여기서 밝혀진 주요 결과를 본 지역의 제4기 환경과 관련시켜 다음과 같이 요약하여 결론을 맺을 수 있다.

1. 동위원소 연대측정으로 전곡리에 용암대지가 형성된 것은 약 27만년 전으로 알려져 있다. 이 때는 Riss 빙기의 대륙 빙하가 후퇴하고 Riss-Würm 간빙기가 시작하려는 시기에 해당된다. 이 간빙기의 해수면은 현재보다도 약 20m 정도는 높았고, 황해에 인근한 본 지역 용암대지는 별로 개석되지 않았다. 이 때 형성된 하성층이 용암대지보다 약간 낮은 고도의 상위 단구면에 나타난다. 이 기간에 용암대지의 현무암은 별로 풍화되지 않았고 또 오늘날 덮여 있는 풍적토의 퇴적도 없었던 것으로 추정된다.

2. 약 B.P. 10만년 전부터 제4기의 마지막 빙기(Würm빙기)가 시작되면서 해수면이 낮아지고 이에 따라 전곡리 용암대지도 하각 개석되기 시작한 것으로 사료된다. 최후 빙기의

한랭한 환경에서 건축화된 황해의 지표면과 인근 염진강, 한탄강 범람원에서는 기계적 풍화가 활발하여 많은 양의 silt가 생성될 수 있었다. 그리고 silt 중심의 미립물은 서풍 내지 북서풍에 운반되어 전곡리 일대 용암대지 및 상위 단구 하성층 위에 퇴적되어 현재는 두께가 5~8m 정도 되는 풍적토층으로 나타나고 있다.

3. 이 풍적토층은 최후 빙기 전기간에 걸쳐 퇴적이 진행된 것으로 생각된다. 일정 기간 퇴적이 중단될 때 형성되는 부정합적인 층리가 관찰되지 않기 때문이다. 구석기 인류는 용암대지 위에 풍적토가 5~6m 정도 쌓였던 시기에 살았던 것으로 추정된다. 당시의 유물이 이 수준(현재 지표에서는 보통 1~2m 깊이에 해당)에서 발굴되기 때문이다. 이 이후에도 풍적 현상은 계속 진전되면서 당시의 유물을 화석화시켰다.

4. 구석기 인류가 생활했던 후에 이 지역에는 그 이전보다 한랭한 기후가 찾아온 것으로 판단되는 일련의 증거들을 본 연구를 통해 밝힐 수 있었다. 현재 지표에서 5m 넘는 깊이의 풍적토까지도 결빙이 진전되어 여름에도 해빙이 안되는 동토층이 존재했을 정도의 한랭 기후였다. 이 때의 결빙현상은 풍적토에 엽상구조를 이루는 좁은 간격의 수평 방향 크랙과 불규칙한 수직 방향 크랙을 생성시켰다. 그리고 미세한 입자에 가해지는 기계적 풍화(micro-gelifraction)에 의해 풍적토 구성물질을 보다 미세한 입자로 쪼갰다. 또한 토빙이 형성된 위치와 관련하여 풍적토 구성물질은 미시적 수준에서 기계적으로 재배치되었다. 이렇게 결빙에 의해 만들어진 구조 및 구성물질 조직은 토양수의 흐름에 영향을 미쳤다. 구석기 유물은 바로 이러한 결빙구조와 조직이 발달한 부위에서 발굴되고 있다.

5. 이러한 결빙현상이 있었던 한랭한 기후에서도 계절적으로 해빙이 이루어졌을 때의 습윤한 풍적토 상태에서는 gleyzation이 진전되었다. 이 결과로 회백색을 띠는 부위와 붉은색 및 검붉은색을 띠는 부위가 섞여진 모습이 나타나게 되었다. 그리고 결빙작용으로 생성된 크랙의 면에는 붉은색의 철분 산화물과 검은색의 망간

산화물로 도색(coating)된 결과를 가져왔다. 그런데 gleyzation의 경우는 약 B.P. 9,000~5,000년에 있었던 홀로세(holocene)에 냉각했던 기간(Boreal 또는 New Tundra라고도 부름)에는 토양의 심한 결빙현상 없이도 진행될 수 있는 것이다.

6. 이러한 결빙현상과 gleyzation이 진전된 한랭, 습윤했던 기후는 이 지역의 구석기 인류가 생활했던 이후에 내습(來襲)했는데, 그 시기는 마지막 빙기 후반부(Late Würm)라고 추정된다. 본 지역의 구석기 유물들은 이 빙기에 퇴적된 풍적토층 상부에서 출토되기 때문이다.

7. 마지막 빙기가 끝나면서 한랭했던 기후는 많이 누그러졌고 건축상태였던 황해에는 海浸이 이루어지면서 전곡 지역의 풍적토 퇴적도 정지했던 것으로 추정된다. 오늘날 전곡지역의 표토층은 지난 빙기 후반에 한랭, 습윤했던 환경에서의 결빙작용과 gleyzation으로 변형된 모습의 풍적토를 모재로하여 褐色土化 되고 있기 때문이다.

8. 본 연구를 통하여 전곡리 용암대지 피복물의 퇴적 및 퇴적 후의 변화과정을 제4기 고환경과 관련시켜 최대한으로 밝히려고 하였다. 이러한 맥락에서 피복물에 나타나는 주요 특색도 설명하려고 하였다. 그러나 결빙구조가 잘 발달한 부위에 점토만으로 이루어진 구형의 glaebule에 대해서는 자신 있는 해석을 할 수 없었다. 또한 본 연구에서 밝혀진 내용을 절대 연대 추정을 통하여 보다 정확한 제4기 편년에 접근하는 문제는 차후의 과제로 미룰 수 밖에 없었다.

#### 參考文獻

- 강영복, 1978, "한국의 적색토 풍화과정의 특성," 『지리학』18, pp.1~12.
- 강영복, 1979, "한국의 적색토 생성에 있어서 고토양문제에 관한 연구," 『지리학과 지리교육』9, pp.255~266.
- 강영복, 1986, "지형형성과정에 있어서 풍화작용과 토양생성작용의 역할과 특성," 『지리교육논집』17, pp.67~91.
- 김상호, 1964, "추가령 열곡에 대한 고찰," 『사대

- 학보』 6(1), 서울대학교 사범대학, pp.156~161.
- 김원룡, 1988, 『한국고고학 개설』, 일지사.
- 김태순, 1985, “현무암토양의 점토광물에 관한 연구,” 『한국토비학회지』 18(3), pp.233~239.
- 권순식, 1987, “한반도 화강암 풍화층에 발달된 제4기 후반의 주빙하결빙구조에 관한 연구,” 『지리학논문집』 별호 40.
- 권순식, 1986, “청주 화강암 풍화층의 화석주빙하 결빙구조,” 『상당지리』 5, pp.1~9.
- 박동원, 1983, “유적의 고환경 및 지형조사,” 전국리 유적발굴조사보고서.
- 권순식, 1985, “김제·정읍일대에 분포하는 퇴스성 적황색토에 대한 연구,” 『지리학』 32, pp.1~10.
- 박창서·김이열·조성진, 1985, “화산회토 분류 및 CEC에 대한 유기물과 점토의 기여도,” 『한국토비학회지』 18(2), pp.161~168.
- 배기동, 1989, “한탄강유역의 발달과정과 전국현무암 위의 퇴적물의 연대,” 『제4기학회지』 3, pp.87~101.
- 오경섭, 1989, “화강암 풍화층의 점토조성과 풍화환경,” 『지리학』 40, pp.31~42.
- 오경섭, 1989, “Bt Band의 형성과정,” 『제4기학회지』 3, pp.35~45.
- 오경섭, 1992, “황토고원 : 황사현장의 진원지,” 『과학동아』 1992(5), pp.48-55.
- 오경섭, 오선희, 1994, “금강과 만경강의 하천역과 모래의 비교연구,” 『한국지형학회지』 1(2), pp.103~124.
- 이선복, 1988, “임진강유역 구석기 공작의 고생태학적 배경,” 『제4기학회지』 2, pp.25~50.
- 송관철, 1990, “제주도 대표토양의 ANDIC PROPERTIES에 관한 연구,” 서울대학교 농화학 대학원 박사학위논문.
- 장재훈, 1983, “한국 산록완사면의 기후지형학적 연구,” 경희대학교 대학원 박사학위 논문.
- 장 호, 1983, “지리산 주능선 동부(세석-세석봉)의 주빙하 지형,” 『지리학』 27, pp.31~50.
- 조화룡, 1987, 『한국의 층적평야』, 교학연구사
- 조화룡·황상일·윤순옥, 1994, “후빙기 후기의 ‘가와지’곡의 환경변화,” 『한국지형학회지』 1(1), pp.3~16.
- 최무장, 1986, 『한국의 구석기문화』, 예문출판사.
- Alexander, E. B., et al, 1993, Soil-Elevation Relationships on a Volcanic Plateau in the Southern Cascade Range, Northern California, USA, *CATENA* 20, pp.113~128.
- Avery, B. W., 1985, “Argillic Horizons and their Significance in England and Wales” in Boardman(ed.), 1985, *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, John Willey and Sons, pp.69~86.
- Bae, K. D., 1988, “The Significance of the Chongokni Industry in the Tradition of Pleolithic Culture in East Asia,” Ph. D. Dissertation, Department of Anthropology, University of California, Berkeley.
- Bertouille, H., 1972, Effects du gel sur les sols fins. *Rev. Géomor. Dyn.*, XXI(2), pp. 71~84.
- Biro, p., 1972, Usure chimique des versants cristallins-l'enseignement des expériences de laboratoire, Centre de Géomorphologie de Caen, *Bull. n° 13-14-15*, pp.183-192.
- Boardman, J., 1991, Periglacial Geomorphology, *Progresses in Physical Geography* 15(1), pp.77-83.
- Boulton, G. S. et Nent, D., 1974, The nature and rates of post depositional changes in recently deposited till from South East Iceland, *Geografiska Annaler* 56(A) 3-4, pp.121-134.
- Boyle, J., 1993, The Swedish varve chronology - a review, *Progress in Physical Geography* 17(1), pp. 1-19.
- Brewer, R. 1976, *Fabric and mineral analysis of Soil*, Krieger.
- Bullock, P., 1985, “The Role of Micromorphology in the Study of Quaternary Soil Processes” in Boardman(ed.), 1985, *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, John Willey and Sons, pp.45~68.
- Bullock, P. et al., 1984, *Handbook for Soil Thin Section Description*, Waine Research Publications, Wolverhampton.
- Cailleux, A., 1972, Fentes minces et dépôts

- chimiques secondaires en lakoutie et au Nord de Moscou. *Biul. Peryglacjalny* 21, pp. 21-31.
- Cailleux, A, 1973, Répartition et signification des différents critères d'éolisation pé riglaciale, *Biul. Perigl.* 23, pp. 51-63.
- Cailleux, A et Taylor, G., 1954, Cryopédologie, Etude des sols gélés., *Hermann*, p.220.
- Catt, J. A., 1985, Soil particle size distribution and mineralogy as indicators of pedogenic and geomorphic history : examples from loessial soils of England and Wales, Paper published in "*Geomorphology and Soils*", Edited by Richards, K.S. *et al.*, George Allen and Unwin, pp. 202-218.
- Corte, A. E., 1960, Experimental research on desiccation cracks in Soil. *U.S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report* 66, p.48.
- Corte, A. E., 1962, The frost behavior of soils : Laboratory and field data for a new concept, Part II -Horizontal Sorting, *U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab. Res. Report* 88, p.79.
- Corte, A. E, 1963, Vertical migration of particles in front of moving freezing plane, *U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Res. Report* p.105.
- Corte, A. E, 1966, Particle sorting by repeated freezing and thawing, *Biul. Perygl.* 15.
- Douglas, G. R., 1987, Manganese-Rich Rock Coatings from Iceland, *Earth Surface Process and Landforms* 12, pp.301~310.
- Duchaufour, P., 1982, *Pedology : Pedogenesis and Classification* (translated from France text by Paton,T.R ), George Allen and Unwin, London.
- FitzPatrick, E. A., 1956, An indurated soil horizon formed by permafrost, *Journal of Soil Science* 7, pp.248-254.
- FitzPatrick, E. A, 1984, *Micromorphology of soils*, Champman and Hall, London, New York, p.433.
- Gangloff, P. *et al.*, 1991, Découvet d'un paléolac sur le piémont des Pyrénées Atlantiques (France), *Zeit. Geomorph.* 35(4), pp. 463-478.
- Greeley, R. *et al.*, 1985, *Wind as geological processes on Earth, Mars, Venus and Titan*, Cambridge University Press.
- Harris, C., 1985, Geomorphological applications of soil micromorphology with particular reference to periglacial sediments and processes, Paper published in "*Geomorphology and Soils*", Edited by Richards, K.S. *et al.*, George Allen and Unwin, pp. 219-232.
- Jenkins, D., 1985, Chemical and Mineralogical Composition int the Identification of Palaeosols, in Boardman(ed.), 1985, *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, John Willey and Sons, pp.23~43.
- Jouaffre, D. *et al.*, 1991, Rubefaction post-würmienne en climat montagnard humide jurassien. Role du pedoclimat et actualite du processus, *Geoderma* 50(3), pp.239-257.
- Landgohr, R. *et al.*, 1985, The Belgian Loess Belt in the last 20,000 Years : Evolution of Soils and Relief int the Zonien Forest, in Boardman(ed.), 1985, *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, John Willey and Sons, pp.23~43.
- Lautridou, J. P., 1982, La fraction fine débris de gélifraction explimentale., *Biul. Perygl.* n° 29, pp.77-85.
- Lautridou, J. P *et al.*, 1984, Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of North-West France, published in *Loess and Paleosols* (Ed. by Pcsi, M.), XI th Congress (Budapest, 1984)-*INQUA* Commission on Loess and Paleopedology, pp. 121-132.
- Lautridou, J. P et Ozouf, J.C., 1982, Experimental frost shattering-15 years of research at the Centre de Géomorphologie



- du CNRS., *Progress in Physical Geography* 6, n°, pp.215-232.
- Liu, T. *et al.*, 1985, *Loess and the Environment*, China Ocean Press, Beijing.
- Mckema Neuman, C., 1993, A review of aeolian transport processes in cold environments, *Progress in physical Geography*, 17(1), pp.137-155.
- Millot, G., 1970, *Geology of Clays*, Springer-Verlag, Berlin.
- Nixon, J. F., 1991, Discrete ice lens theory for frost heave in soils, *Canadian Geotechnical Journal* 28(6), pp.843-859.
- Oh, K. S., 1981, Type de milieux morpho-pédologiques en Alsace, dans la Vallée du Rhône et Languedoc, Mémoire de DEA, Univ. Strasbourg I.
- Oh, K. S., 1985, "Mise en évidence de structures cryogéniques quaternaires dans les formations superficielles de la vallée de la Fecht (Vosges moyennes cristallines)," Ph. D. Thesis, Strasbourg I.
- Oh, K. S., *et al.*, 1987, "Caractérisation micro-morphologique et hydrodynamique des niveaux structurés par le gel quaternaire", *CATENA* 14(6), pp.485~499.
- Pissart, A., 1970, Les phénomènes physique essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique, *Annales de la Société Géologique de Belgique* t.93, pp.7-49.
- Pissart, A., 1982, Experiences de terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse de sols polygonaux décimétriques triés, *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica* X V, pp.39-46.
- Shin, J. S., 1978, "Composition and Genesis of Volcanic Ash Soils derived from Basaltic Material in Jeju Island (KOREA)," Ph. D. Dissertation, State University of Chent, Belgium.
- Tardy, T., 1969, Géochimie des altérations, Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique, Thèse d'Etat. Science, Strasbourg.
- Tardy, T *et al.*, 1973, Formation of clay from granit and its distribution in relation to climate and topography, *Geoderma* 104, pp.271-284.
- Tricart, J., 1965, *Principes Methodes de la Géomorphologie*, Paris, Masson et Cie.
- Tricart, J., 1981, *Precis de Gomorphologie- t. 3(Géomorphologie Climatique)*, Sedes.
- Tricart, J., et Cailleux, A., 1965, *Introduction à la Géomorphologie Climatique*, Paris, Sedes.
- Tricart, J., et Cailleux, 1967, Le modelé des régions périglaciaires : Traité de géomorphologie t. II, *SEDES*, Paris, p.512.
- Tricart, J., et Raynal, R., 1969, Livret-guide de l'excursion c-15 : Périglaciaire de l'alsace á la Méditerranée, 8e *Congrès INQUA*, Paris.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1976, Traces de ségrégation de glace en lentilles et phénomènes périglaciaires fossiles, *Biul. Perygl.* n° 26, pp.41-55.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985, Frost Effects in Soils, in Boardman(ed.), 1985, *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, John Willey and Sons, pp.117~158.
- Van Vliet-Lanoë, B., Coutard, J. P. et Pissard, A., 1984, Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments : A comparison of active, fossil and experimental data, *Earth Surface Processes and Landforms* 9, pp.553-565.
- Van Vliet-Lanoë, B., et Langohr, R., 1981, Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and Northern France, *CATENA* 8, pp.137-154.
- Washburn, A. L., 1979, *Geocryology-A survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London, p.406.
- Wilson, M. J., 1985, The mineralogy and weathering history of Scottish soils,

Paper published in "*Geomorphology and Soils*", Edited by Richards, K.S. *et al.*, George Allen and Unwin, pp. 233-244.

Zhongli, N. D. *et al.*, 1993, *Pedostratigraphy*

of Chinese Loess Deposits and Climate Cycles in the land 2.5 Myr, *CATENA* 20, pp.73~91.

Received: December 10, 1994

Accepted: December 30, 1994