

경남 거창분지 정장리 퇴스-고토양 연속층의 퇴적물 특성과 편년

황상일* · 강창혁** · 윤순옥***

Sedimentary Characteristics and Chronology of Loess-paleosol Sequence in Jeongjang-ri, Geochang basin, Gyeongnam Province

Sangill Hwang* · Chang-Hyeok Kang** · Soon-Ock Yoon***

요약 : 대자율 및 입도 분석, OSL 연대측정, 주원소, 희토류 및 미량원소 분석을 통해 거창 정장리 퇴스-고토양의 물리, 화학적 특성을 파악하였다. 거창 퇴스-고토양 연속층의 입도 특성은 하안단구를 형성하는 하천퇴적층 그리고 중국 퇴스고원과는 차이를 보인다. 퇴스-고토양 층서 가운데 L1과 L1L1은 MIS 2, L1S1은 MIS 3, L1L2는 MIS 4, S1은 MIS 5, L2는 MIS 6에 대비되므로 거창단면이 위치하는 하안단구는 MIS 7에 형성된 것으로 판단된다. 다만 MIS 3 시기에 남부지방이 중부지방보다 더 온난습윤하였을 가능성이 있다. 주원소와 희토류 원소, 미량원소 조성은 거창의 퇴스-고토양이 중국 퇴스고원보다 풍화가 더 많이 진행되었으며 중국 퇴스고원에서 기원하였음을 지시한다. 이것은 한반도의 다른 지역에서 이루어진 연구 결과와 조화된다.

주요어 : 거창분지, 퇴스, 고토양, 대자율, 풍화특성

Abstract : The physical and chemical characteristics of loess-paleosol sequence in Jeongjang-ri, Geochang basin are examined using the magnetic susceptibility measurement, grain size analysis, OSL age dating, major, rare earth and trace elements analysis. The grain size characteristics of the loess-paleosol sequence are obviously different from those of river sediment forming river terrace deposits and the Chinese Loess Plateau. The loess-paleosol sequence consisting of L1, L1L1, L1S1, L1L2, S1 and L2 from top to bottom is estimated to MIS 2~MIS 6 and the river terrace to MIS 7. The compositions of major, rare earth and trace elements indicate that the sequence show more weathered characteristics than the Chinese Loess Plateau and originated from the Chinese Loess Plateau. These features are in harmony with the previous studies in Korea.

Key Words : Geochang basin, loess, paleosol, magnetic susceptibility, weathering characteristics

이 연구는 기상청 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업(Racs 2009-3002)의 지원으로 수행되었음

* 경북대학교 지리학과 부교수(Associate Professor, Dept. of Geography, Kyungpook National University), hwangsi@knu.ac.kr

** 경희대학교 대학원 지리학과, 석사(Master, Dept. of Geography, Kyung Hee University), smykh@naver.com

*** 경희대학교 지리학과 및 기초과학연구소 교수(Professor, Dept. of Geography and Research Institute for Basic Sciences, Kyung Hee University), soyoon@khu.ac.kr

1. 서론

1) 문제제기 및 연구목적

뢰스(loess)는 주로 실트 크기의 입자로 구성되는 육상의 쇄설성 퇴적층이며, 바람에 의해 장거리를 이동하여 퇴적되고 전 세계 지표면의 약 10%를 덮고 있다(Pye, 1987). 빙기는 퇴적작용이 우세하여 두꺼운 뽀스층이 형성되며, 간빙기에는 토양형성작용이 우세하여 고토양(paleosol)층이 형성된다. 뽀스-고토양 연속층은 매우 균질한 실트 크기의 입자로 구성되며 층리를 형성하지 않고 토양썩기(soil crack)를 포함하며(Pye, 1987), 고결도가 낮고 다공질이지만 토색이나 탄산염 함량이 다양하다(Park, 1985). 뽀스층 사이에 협재된 고토양은 과거의 기후환경 하에서 토양형성작용을 받은 토양으로, 현재의 기후환경에서 형성된 토양에 대비되는 용어이다. 따라서 고토양은 과거의 기후환경에 대한 정보를 포함하고 있으며, 매몰토(buried soil), 재노출토양(exhumed soil), 화석토양(fossil soil) 등과 유사한 의미로 사용되고 있다(Kang, 1979).

한반도에서 뽀스-고토양 연속층에 관한 연구는 김제·정읍(Park, 1985), 전곡리(Oh and Kim, 1994; Shin et al., 2004), 용인(Lee and Yi, 2002), 홍천(Shin et al., 2005), 대천(Yoon et al., 2007), 부안(Park et al., 2007), 안성(Kim, 2007), 덕소(Yu et al., 2008), 봉동(Hwang et al., 2009) 등 주로 서해안과 중부지방을 중심으로 이루어졌으며, 남부지방과 동해안에서는 뽀스-고토양은 아직 보고된 바가 없다. 남북 길이가 길지 않으며 동서 폭이 좁은 한반도에서는 대부분 지역에서 뽀스-고토양이 확인될 것으로 생각된다.

뢰스-고토양 연속층 연구를 통하여 단구면이나 구릉지와 같은 다양한 평탄면에서 발견되는 실트질 퇴적층의 퇴적과정을 구체적으로 논의할 수 있다는 점에서 고고학, 지형학, 제4기학적 의의가 크다. 단구와 선상지 지형면 형성시기에 대한 논의는 우리나라 지형학의 가장 중요한 주제 중 하나이지만, 여전히 편년을 결정할 수 있는 기초자료가 부족하여 다양한 주장이 나오고 있다. 그리고 전곡리에서는 이러한 토양층에서 발

견된 구석기 유물 가운데 일부에 대하여 편년이 행해진 사례가 있다(Shin et al., 2004).

한편 한반도 뽀스-고토양 연속층의 퇴적물 기원지에 관해서는 다양한 견해가 제시되고 있다. 연구자 대부분이 중국 뽀스고원(Shin, 2003; Shin et al., 2004; Yoon et al., 2007; Park et al., 2007; Hwang et al., 2009)에서 운반된 것으로 보고 있으나, 빙기에 육화되었던 황해나 임진강 유역(Oh and Kim, 1994) 및 인접한 범람원(Kim, 2007; Kim et al., 2006)에서 운반된 것으로 보는 의견도 있다. 이와 같은 논의는 제4기 빙기의 동아시아 환경복원에 중요한 기초자료가 된다.

거창분지는 한반도 남부지방 내륙에 위치하며 분지 저에는 황강과 위천이 형성한 하안단구와 구릉지가 분포한다. 이 지형면 위에서 확인된 실트층은 입경이 균질하고 층리가 없으며 토양색의 차이로 층준의 구분이 가능하였다. 동일한 노두의 하부에 하안단구를 형성한 하천에 의해 운반된 퇴적층과 비교할 때, 유수에 의해 운반, 퇴적되었을 가능성은 매우 낮았으므로 뽀스-고토양 연속층으로 판단되었다.

본 연구에서는 대자울 및 입도 분석, OSL 연대측정, 주원소, 희토류 및 미량원소 분석을 통해 경남 거창군 거창읍 정장리에서 확인된 뽀스-고토양 연속층의 물리, 화학적 특징을 파악하였다. 또한 한반도 다른 지역 및 중국 뽀스고원의 뽀스-고토양 연속층과의 비교를 통해 풍화정도를 검토하여 거창지역 뽀스-고토양의 기원지를 논의하였다. 그리고 뽀스-고토양 층서를 기초로 하부의 하안단구 지형면 형성 시기를 검토하였다.

2) 연구지역 개관

연구지역인 경상남도 거창군 거창읍은 북서부의 덕유산(1,614m)과 북동부의 가야산(1,430m) 산지로 둘러싸인 내륙의 분지인 소위 거창분지에 위치한다. 거창분지를 통과하는 하천은 황강과 위천으로, 황강은 덕유산 산지인 경상남도 거창군 고계면 봉계리 부근에서 발원하여 거창분지에서 비교적 넓은 범람원을 형성하고, 합천군 봉산면 일대를 감입곡류하며 합천군 청덕면에서 낙동강과 합류한다. 황강의 상류부에는 거창분지와 같은 크고 작은 분지가 분포한다. 위천은 남덕

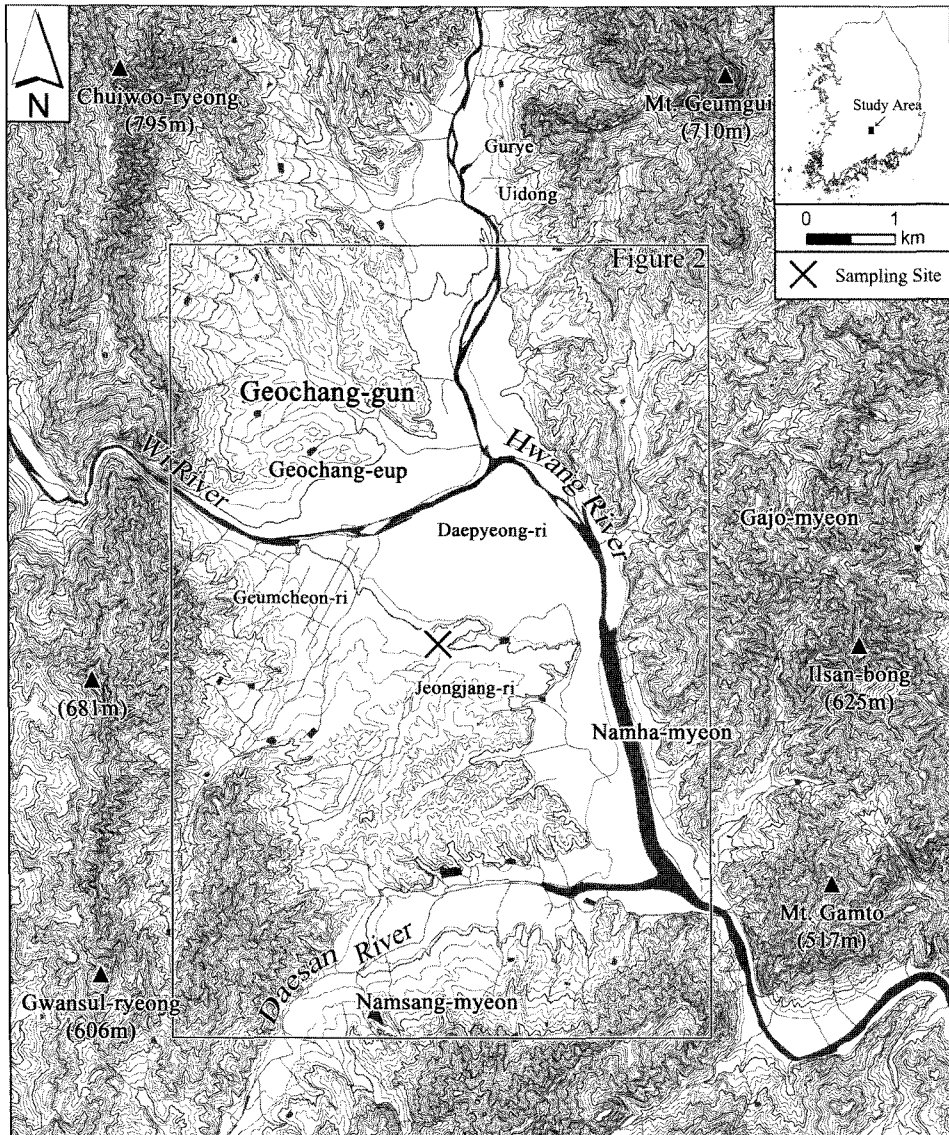


Figure 1. Topography around the Geochang Basin. 거창분지 지형개관

유산(1,507m) 동쪽 거창군 북상면 월성리 부근에서 발원하는데, 거창군 북상면을 거쳐 거창읍과 마리면의 경계를 이루는 해발고도 600~700m의 산지에서는 좁은 하곡을 통과하여 거창읍을 지나 대평리 부근에서 황강과 합류한다(Figure 1).

거창 분지저를 이루는 기반암은 분지를 둘러싼 산지와 뚜렷하게 구분되며, 분지저는 중생대 백악기 혹은 모화강암, 산지는 선캄브리아기 편마암류로 되어 있다

(Figure 2). 화강암 지역은 저기복의 낮은 구릉지를 형성하고 편마암 지역은 해발고도 400~700m에 이르는 상대적으로 높은 산지이다. 이 분지는 암석의 차별적 침식을 통해 형성된 침식분지이다.

거창 분지저를 이루는 지형은 선상지, 하안단구, 범람원, 구릉지 등인데, 위천을 경계로 하여 분지 남부에서 비교적 넓은 하안단구가 확인된다. 시료를 채취한 노두(이하 거창단면이라 칭함; Figure 2)는 거창군 거

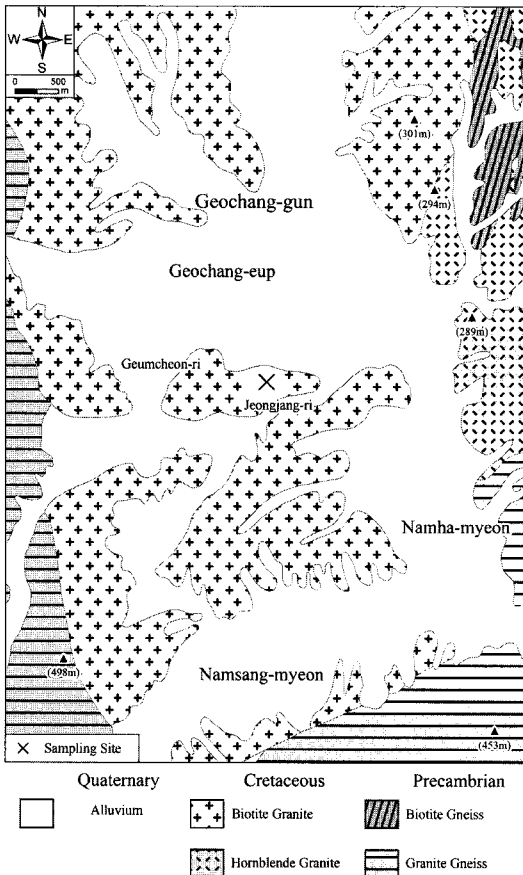


Figure 2. Geology around the Geochang Basin.
거창분지의 지질

창읍 정장리(북위 35° 40' 19", 동경 127° 55' 10")에 위치하는 해발고도 200~210m인 하안단구 지형면에 위치한다. 시료 채취지점에서 지표면의 해발고도는 209m이다.

내륙에 위치한 거창은 일교차와 연교차가 심한 대륙성 기후의 특징을 보이며, 해발고도 1,000m 이상의 덕유산과 가야산 산지가 겨울철의 북서풍과 여름철의 계절풍인 남동풍을 막아주는 역할을 한다. 연평균 기온은 11~12℃이고, 연평균 강수량은 1,260mm 내외이다(KMA).

3) 연구방법

3.3m 두께의 거창 단면의 분석 시료를 대상으로 기

초적인 토양특성을 파악하기 위해, 입도분석(grain size analysis), 대자율(magnetic susceptibility, MS), OSL(Optically Stimulated Luminescence) 연대측정, 주원소(major element), 희토류(rare earth element, REE)와 미량원소(trace element) 분석을 실시하였다.

입도분석은 2cm 간격으로 채취된 166개 시료를 30% 과산화수소(H₂O₂)로 유기물을 제거한 후, 0.4% 나트륨 헥사메타인산염(Sodium Hexametaphosphate)으로 퇴적물을 확산시켜, 경희대학교 중앙기기센터에서 Malvern Instrument의 Laser Particle Size Analyzer Mastersizer-2000을 이용하여 분석하였다. 분석 결과를 기초로 Folk and Ward(1957) 방식에 따라 평균 입경(mean; M ϕ), 중앙값(median; Md ϕ) 등의 입도 통계치를 산출하였다.

대자율(Magnetic Susceptibility) 측정은 ZH instruments社의 휴대용 대자율 측정기인 SM-30을 이용하였다. 오차를 최소화하기 위해 동일 지점에서 총 3번 측정하여 평균값으로 대자율을 표현하였다. 절대연대 측정은 한국기초과학지원연구원에서 OSL 방법으로 이루어졌다. OSL 연대측정은 총 6개 층준(깊이 30, 50, 90, 120, 180, 200cm)의 시료를 대상으로 수행하였다.

원소 분석은 톱스-고토양 연속층과 하부 하천퇴적층에서 10cm 간격으로 채취한 총 33개 시료를 대상으로 이루어졌다. 주원소 분석은 서울대학교 기초과학 공동기기원에서 XRF(X-Ray Fluorescence; Shimadzu XRF-1700 Spectrometer)에 의해 그리고 희토류 및 미량원소는 ICP-MS(Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometer, 유도결합 플라즈마 질량분석기; PERKIN-ELMER SCIEX, ELAN-6100) 방식을 이용하여 각각 상대적인 무게비(wt%)와 함량(ppm)을 산출하였다. 톱스-고토양 연속층과 하부의 하천퇴적층과 더불어 거창분지 기반암(흑운모화강암; Han, 2010), 중국 톱스고원(Gallet *et al.*, 1996; Jahn *et al.*, 2001; Jeong *et al.*, 2010), 그리고 한반도에서 이루어진 톱스 연구 결과(Shin, 2003; Yoon *et al.*, 2007; Park *et al.*, 2007; Hwang *et al.*, 2009)에서 추출한 원소 조성을 함께 비교하였다. 주원소의 경우, 휘발성 물질이 없다(volatile-free)는 가정 하에 재계산된 값을 이용하였으며,

Nesbitt and Young(1984, 1989)의 A-CN-K 또는 A-CN-K-FM 다이어그램에 나타내어, 거창단면의 풍화특성 및 기원지를 확인하였다. 회토류 원소의 표준화는 Leedey 운석(Masuda *et al*, 1973; Masuda, 1975)을 이용하였으며, 지구화학적 참조물질로는 UCC와 PAAS (Upper Continental Crust and Post-Archean Australia Shale; Taylor and McLennan, 1985)를 이용하였다.

2. 본론

1) 퇴스-고토양 층서와 퇴적상

거창단면 노두는 하부의 하안단구 퇴적층과 상부에 퇴적된 퇴스-고토양층까지 두께가 약 7m이며 기반암

은 확인하지 못하였다. 하부층은 boulder급 원력 및 아원력을 중심으로 cobble 및 pebble급 원력으로 이루어져 있으며, matrix는 모래와 granule급 자갈이다. 거창단면에 대한 물리적, 화학적 분석은 표층에서 깊이 3.3m까지 이루어졌으며, 상부에서 하부로 가면서 표층(경작층), 퇴스-고토양 연속층, 하천퇴적층으로 구분된다(Figure 3).

일반적으로 퇴스층이 형성되기 위해서는 퇴스 물질을 공급할 수 있는 공급지(기원지), 물질을 이동시킬 수 있는 바람에너지, 적당한 퇴적지 등의 조건이 충족되어야 한다(Pye, 1995). 동아시아의 가장자리에 위치하며 퇴스의 기원지로부터 멀리 떨어진 한반도에서는 빙기와 간빙기의 환경변화에 의해 퇴스층과 고토양층이 형성되었다. 빙기에는 아시아대륙 내부에 건조지역이 크게 확대되었고, 바람에 의해 많은 실트질 퇴적물이 한반도에 유입되었다고 판단된다. 이와는 대조적으로 간빙기에는 한반도로 유입하는 퇴스물질의 양은 급

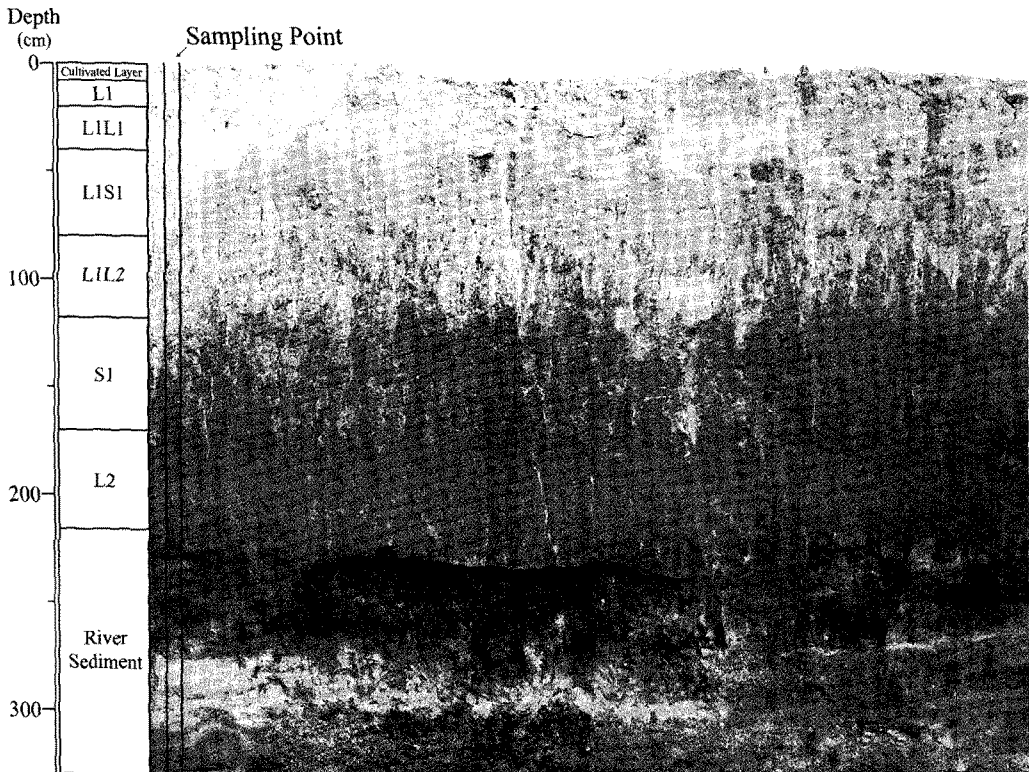


Figure 3. Stratigraphy and sedimentary facies of the Geochang section. 거창 단면 층서와 퇴적상

격히 감소하고, 기온과 강수량이 증가하여 빙기에 퇴적된 퇴스층은 토양생성작용을 받아 고토양층이 되었다.

간빙기 동안 이루어진 토양생성작용의 증거는 대자율을 증가와 토양색의 적색화이다. 중국 퇴스고원에서 대자율은 고토양에서 높고 퇴스에서 낮게 나타나는데, 고토양에서는 토양형성작용을 받아 자철석(magnetite, Fe_3O_4)과 마그네타이트(maghemite, $\gamma-Fe_2O_3$)가 생성되기 때문이다(Maher, 1998). 토양색과 대자율 변화를 통하여 거창단면의 퇴적층은 지표면에서부터 경작층, L1, L1L1, L1S1, L1L2, S1, L2와 하안단구 지형면 상부를 이루는 하천퇴적층으로 구분할 수 있다(Figure 4(a)).

대자율은 어떠한 물질이 자화된 정도를 나타내며, 자성을 띠는 물질의 함량이나 자성 정도에 따라 그 값이 달라진다(Kukla *et al.*, 1988). 거창단면에서 대자율은 퇴스-고토양 연속층에서 뚜렷하게 대비되며, 특히 L1S1(고토양)이 가장 높고($119.0 \sim 169.0 \times 10^{-5}$ SI), L2에서 뚜렷하게 낮으며($10.6 \sim 48.5 \times 10^{-5}$ SI), S1도 상당히 높은 수치를 나타낸다($34.7 \sim 149.0 \times 10^{-5}$ SI). 이와는 대조적으로 하천퇴적층에서 가장 낮았다($-10.4 \sim 24.7 \times 10^{-5}$ SI). 퇴스층 L1L1, L1L2는 각각 $60.8 \sim 141.0 \times 10^{-5}$ SI, $83.5 \sim 145.0 \times 10^{-5}$ SI로 측정되

어 고토양층의 대자율 값($34.7 \sim 169.0 \times 10^{-5}$ SI)에 비해 낮다.

고토양의 토양색은 퇴스층과의 구분 뿐 아니라 연대 결정의 판단자료로서 중요하게 작용한다. 중국대륙의 서부 및 북부에서는 회황색을 띠지만, 중국 남부나 한국에서는 최종빙기 퇴스를 제외하면 풍화가 진행되어 담황갈색 내지 황등색(10YR~7.5YR)을 띤다. 특히 중국 동부나 한국에서는 선명한 황색의 퇴스층이 확인되는데 이것은 고토양층이 불투수층을 형성하여 그 위의 퇴스가 대수층이 되어 환원되었기 때문이다(Naruse *et al.*, 2008). MIS 5의 고토양은 MIS 3과 같이 붉은 색이 강하고 고토양 가운데 자화율이 가장 높기 때문에 대자율을 이용한 편년에 대단히 유용하다.

거창단면의 최상부는 표층(깊이 0~8cm)과 고토양층 L1(깊이 8~20cm)으로 이루어진다. 표층과 L1은 황갈색(10YR 7/6)을 띠며, 경작과 발굴로 인하여 표층의 일부가 교란되었을 것으로 생각된다. 깊이 20~40cm에 나타나는 퇴스층 L1L1은 황갈색(10YR 6/6)을 띠며 식물뿌리가 많고 soil crack은 확인되지 않는다. 하부층과의 경계가 분명하여, 하부 고토양층과 불연속면을 이룬다.

고토양층 L1S1(깊이 40~80cm)은 황색(10YR 5/6)을 띤다. 상부에서는 길이 20~25cm의 soil crack이 수직

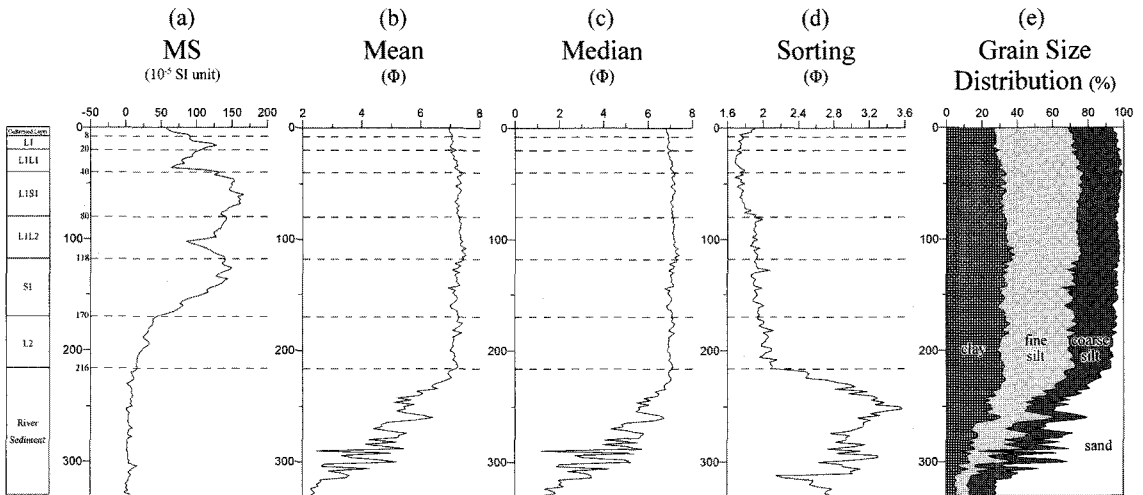


Figure 4. Variations of the MS, Mean, Median, Sorting of the Geochang section. 거창단면의 대자율값과 입도조성

으로 확인되며, 바로 위의 퇴스층(L1L1)의 물질이 이 crack을 채우고 있다. 그 아래의 퇴스층 L1L2(깊이 80~118cm)은 상부에서 황갈색(10YR 6/6), 하부에서는 황색(10YR 5/8)을 띤다. 바로 위 고토양층 L1S1에서 발달한 soil crack이 상부까지 도달하고, 중간에는 엽상구조가 나타난다.

고토양층 S1(깊이 118~170cm)은 갈색(7.5YR 4/6)을 띠며 soil crack이 층준의 상부에서 하부까지 이어져 있다. 상부에서 확인되는 엽상구조는 두께가 약 15cm이며, 비교적 연속적으로 나타난다. 가장 하부의 퇴스층 L2(깊이 170~216cm)는 토양색에서 상부 황갈색층(10YR 6/6)과 하부 황색층(2.5YR 7/6)이 확연히 구분된다. S1층의 일부 soil crack이 L2까지 수직으로 연장된다.

깊이 216~272cm는 하천퇴적층에 퇴스가 포함되어 있어서 입도조성에서 L2층과 점이적인 특징을 보인다. 토양색은 황색(2.5YR 7/6) 내지 밝은 회색(5Y 7/2)이 혼재되어 있다. 직경 1mm 정도의 석영 입자가 다수 포함되어 있어서 모래의 비율이 증가하고 있다. 깊이 272~300cm 층은 밝은 회색(5Y 7/2)의 실트질 모래이고, 그 아래 20cm는 모래층과 회색 실트층이 교대로 퇴적되어 있다. 깊이 320cm 이하는 pebble급 자갈층과 모래층이 반복되어 수평의 층리가 발달하고, 지표로부터 깊이 7m에서 직경 약 25cm 이상의 boulder급 원력이 확인된다. 이 퇴적층은 모두 하천에 의해 운반되어 층리는 양호하지만 분급은 불량하다.

한편 퇴적물의 입도조성은 퇴스-고토양층과 하천퇴적층을 구분하는데 대단히 유용하다. 평균입경(Mean; Figure 4(b))은 퇴스층(L1L1, L1L2, L2)에서 6.99~7.53 ϕ , 고토양(L1S1, S1)에서 6.93~7.43 ϕ 로, 표층(깊이 0cm)부터 L1L2층 하부까지 약간 더 세립이고, 그 변동 폭이 작지만, L1L2층을 경계로 하여 하부의 S1층까지는 평균입경이 상대적으로 약간 조립화하면서 변동폭이 커진다. 깊이 216cm부터 하천퇴적층과 혼합되면서 모래의 비율이 증가하기 때문에 하부로 가면서 평균입경이 크게 증가한다.

중앙값(Median; Figure 4(c))은 평균입경과 마찬가지로 퇴스-고토양 연속층에서 약 7 ϕ 를 유지하지만 평균입경보다 약간 더 세립이며 미변동이 적다. 퇴스

층의 중앙값은 6.87~7.38 ϕ 이고 고토양층에서는 6.76~7.30 ϕ 으로 나타나지만, 이들 간에 입경 차이는 거의 없다. 하천퇴적층에서는 중앙값의 변동이 심한데, 상부로 가면서 퇴스층과 점이적인 특징을 나타낸다.

분급(Sorting; Figure 4(d))은 퇴스-고토양 연속층에서 L2층을 제외하면 그 값이 2 ϕ 이하로, Folk and Ward(1957)의 구분에 따르면 불량(poorly sorted), 하부의 L2와 하천퇴적층에서는 2.0~3.6 ϕ 으로 매우 불량(very poorly sorted)하다. L1~L1S1층이 L1L2~L2층보다 분급이 약간 더 양호하며, 216cm 이하에서 모래 함량이 퇴스-고토양 연속층보다 훨씬 많기 때문에, 하천퇴적층에서 분급이 상대적으로 매우 불량하다.

퇴스-고토양 연속층에서 입도조성은 점토(<4 μ m)가 25~35%, 세립실트(4~16 μ m)가 40~45%, 조립실트(16~63 μ m)가 20~25%, 모래(>63 μ m)는 약 5% 이하이다. 지표면 220cm 아래 하천퇴적층에서는 점토와 세립실트의 비율이 크게 감소하고 모래의 비율은 40~60%까지 증가하면서 뚜렷한 차이를 보인다.

2) OSL 연대측정 결과와 퇴스-고토양 형성 시기

거창단면에서는 대자율과 토양색을 기준으로 L1~L2까지 층준 구분이 가능하며, 퇴스-고토양 연속층의 대자율 변화가 심해퇴적물 산소동위원소 변화와 유사하므로 이들을 대비하여 퇴스-고토양 연속층의 편년도 가능하다.

그러나 대자율만으로 층서를 분명하게 구분하는 데는 한계가 있다. 거창단면에서도 고토양층인 S1과 L1S1과 대자율 값이 거의 같아서, 이 두 층준이 간빙기의 고토양층인지 또는 빙기 가운데 아간빙기의 고토양층인지 불분명하다. 또한 같은 퇴스층이지만 L1L2와 L1L1의 대자율 값은 거의 같고 L2층에 비해 상대적으로 매우 높다. 그러므로 퇴스층과 고토양층은 구분하더라도 형성시기를 결정하는 일이 간단하지 않다.

이와 같은 문제를 해결하기 위하여 거창단면 퇴스-고토양 연속층 6개 층준(깊이 30, 50, 90, 120, 180, 200cm)에서 OSL 연대측정을 행하였다. 퇴스-고토양 층준과 연대측정 결과를 MIS(Marine oxygen Isotope

Stage)에 대비하면, 표층과 L1 그리고 L1L1는 MIS 2, L1S1은 MIS 4~5c, L1L2는 MIS 5c~5e, S1는 MIS 5e, L2 역시 MIS 5e시기가 된다(Table 1, Figure 5). 그 경우, 퇴스층인 L1L1가 최종빙기 최성기, L1L2와 S1 그리고 L2는 모두 간빙기인 MIS 5c~5e에 형성되었다. 즉 퇴스층인 L1L2와 L2가 최종간빙기 MIS 5d의 23,000년 동안 두께 약 1m의 퇴스층이 퇴적되었다는 것이므로, OSL 연대측정 결과를 그대로 인정하기 어렵다. MIS 5d는 최종간빙기 중의 아빙기이지만, 전후 시기의 빙기(MIS 4, 6)와 비교했을 때 현저히 온난했으므로 전 층준의 1/2 두께에 해당하는 퇴스층이 퇴적되는 것은 거의 불가능하다.

따라서 OSL 연대측정값 가운데 아래 두 개 층준 GC-180, 200의 연대 자료는 퇴스-고토양 연속층과 하안단구의 정확한 형성 시기를 지시하지 못하였으므로 본 층서의 연대 결정에서 제외하였다. 나머지 절대 연대 자료와 토양색 및 대자율값의 변화를 기초로 형성 시기를 결정하면, L1과 L1L1은 MIS 2에 퇴적되었고, S1이 MIS 5(119±5ka)에 토양생성작용을 받아 고토양화하였다고 볼 수 있다. 따라서 L1S1 고토양은 MIS 3

에 토양생성작용을 받았으며, L1L2 퇴스는 MIS 4에 형성되었다. 맨 하부의 퇴스층인 L2는 MIS 6에 퇴적되었으므로, 퇴스층 하부의 하안단구 형성시기는 MIS 7이다.

한편, 대자율 값에 의하면, 최종간빙기에 토양생성작용을 받은 S1보다 최종빙기 중 아간빙기인 L1S1에서 더 높다. 대자율이 화학적 풍화작용의 강도에 크게 영향을 받는다는 사실을 고려할 때, 이와 같은 현상은 빙기와 간빙기 대자율의 일반적인 경향과 조화되지 않는다. 다만 MIS 3 시기에 한대전선이 남부지방까지 북상하여 기온과 강수량에 변화가 있었을 가능성이 있는지 검토할 여지가 있다. 거창 단면에서 MIS 3과 MIS 5 사이의 대자율 값이 유사하므로 최종빙기 가운데 아간빙기인 MIS 3 시기에도 기온과 강수량이 간빙기와 유사하였을 가능성이 있다. 중부 지방 대천(Yoon *et al.*, 2007)에서는 이 두 시기 대자율 값의 차이가 크다. 이렇게 볼 때, MIS 3 시기동안 거창을 포함하는 한반도 남부 지방의 기온과 강수량이 중부지방과 달랐을 것으로 추정된다.

Table 1. OSL age dating and expected MIS results of loess-paleosol sequence at the Geochang section. 거창단면 OSL 연대측정 결과

Sample Code	Dose Rate (Gy/ka)	Water content(%)	Equivalent Dose(Gy)	Aliquots used(n)	OSL age	Stratigraphy	Expected age
GC-30	3.69±0.10 (2.80±0.08)	7.9 (38.3)	89±2	24	24±1 ka (32±1)*	L1L1	MIS 2
GC-50	3.37±0.09 (2.66±0.07)	19.1 (47.9)	221±7	24	66±3 ka (83±3)	L1S1	MIS 3
GC-90	3.18±0.08 (2.70±0.07)	20.2 (39.3)	313±15	24	99±5 ka (116±6)	L1L2	MIS 4
GC-120	3.03±0.08 (2.76±0.07)	25.0 (36.2)	361±11	24	119±5 ka (131±5)	Uppermost S1	MIS 5
GC-180	3.17±0.09 (3.01±0.08)	25.1 (31.0)	377±19	24	119±7 ka (125±7)	Upper L2	MIS 6
GC-200	3.44±0.09 (3.42±0.09)	18.9 (19.7)	422±19	24	123±6 ka (124±6)	Lower L2	MIS 6

* Numbers in bracket indicate the values calculated on the basis of the saturated water content. OSL ages of GC-180 and GC-200 are not available for this study. 괄호내의 숫자는 포화함수량을 기초로 작성되었음. GC-180과 GC-200 OSL 값은 거창 단면의 정확한 연대를 지시하지 못한다

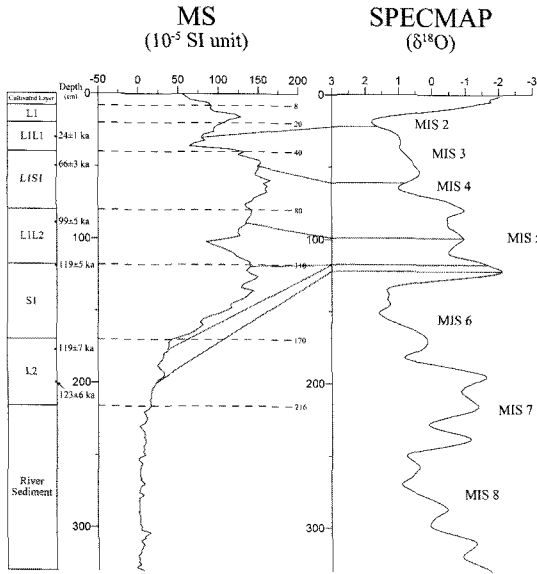


Figure 5. Correlation between MS of the Geochang section and SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984) by OSL data from Table 1. 거창단면의 MS와 SPECMAP 간의 OSL 편년대비

3) 주원소 분석 결과

거창단면의 퇴스-고토양 연속층에서 SiO₂의 무게비는 70% 내외의 값을 나타내고(Figure 6(c)와 (e)), CaO와 Na₂O의 무게비는 각각 0.2%, 1% 이하로 극히 소량 확인되었다(Figure 6(b)). 중국 퇴스고원에 비해 한반도에서 Na₂O와 CaO 함량이 낮은 것은 이미 김재·정읍(Park, 1985), 대천(Yoon *et al.*, 2007), 부안(Park *et al.*, 2007), 봉동(Hwang *et al.*, 2009) 등에서 확인되었으며, 이러한 현상은 풍화에 약한 Ca와 Na가 화학적 풍화작용으로 인해 제거되었기 때문이다(Park, 1985; Park *et al.*, 2007). 중국 퇴스고원에서는 퇴스와 고토양에서 CaO와 Na₂O 함량 변화가 뚜렷하게 차이 나지만 한반도에서는 그렇지 않다. 중국 퇴스고원의 퇴적층에는 화학적 풍화에 약한 원소들의 함량이 높고, 풍화에 강한 Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂의 함량이 낮지만, 거창을 포함한 한반도의 퇴스-고토양에서는 후자의 원소함량이 상대적으로 높다. 중국과 한반도의 시료에서 CaO의 비율은 상대적으로 중국이 한반도보다 변화

가 크며, 반대로 K₂O는 한반도가 중국보다 변화가 크다(Figure 6(a)).

Figure 6(c)에서 중국 퇴스고원의 SiO₂와 Al₂O₃의 무게비는 비례관계를 보이나, 한반도 퇴스-고토양 연속층은 반비례한다. SiO₂와 Al₂O₃의 비례관계는 두 원소의 함량이 장석과 운모와 같은 알루미늄규산염(aluminosilicate)에 의해 영향을 받는 것을 의미하나, 반비례 관계는 알루미늄규산염보다는 phyllosilicate에 의해 두 원소의 함량이 영향을 받는 것을 뜻한다(Újvári *et al.*, 2008). 따라서 한반도 퇴스는 알루미늄규산염보다는 phyllosilicate를 보다 많이 포함하고 있을 것으로 생각된다. Al₂O₃의 함량은 한반도 퇴스-고토양 연속층에서 지역에 따라 큰 차이를 보이지만, K₂O는 큰 차이 없이 거의 일정하다(Figure 6(d)).

Al₂O₃와 더불어 TiO₂가 중국 퇴스고원보다 높은 값을 보이는 것은 거창지역을 포함한 한반도의 퇴스-고토양층이 심한 풍화작용을 받았음을 의미한다(Figure 6(e)). Figure 6(f)에서 중국 퇴스고원은 K₂O/Al₂O₃의 값이 일정한 반면 Na₂O/Al₂O₃의 값은 큰 차이를 보인다. 그러나 한반도 시료는 대천(Yoon *et al.*, 2007), 부안(Park *et al.*, 2007)과 같이 Na₂O가 검출되지 않은 지점을 포함하여 전반적으로 Na₂O/Al₂O₃와 K₂O/Al₂O₃의 값이 중국 퇴스고원보다 낮고, K₂O/Al₂O₃의 값은 지역 간에 차이가 있다. 중국 퇴스고원이나 한반도의 시료들은 모두 Na₂O/Al₂O₃ 값이 화성암 하한계(igneous rocks lower limit; Garrels and Mackenzie, 1971)보다 낮는데, 이 값은 모든 셰일상(shaly) 암석에서 낮아지는 특징과 관련된다. 다시 말하면, 화성암이 풍화되어 다양한 기구들에 의해 운반, 퇴적되어 퇴적암이 되면서 Na가 제거되고 점토광물과 탄산염 광물이 형성되며 특히 셰일에서는 K가 잔류하게 된다(Gallet *et al.*, 1998). 따라서 이들 지역의 퇴스-고토양이 적어도 한번 이상의 퇴적순환을 겪었으며, 또한 거창단면의 낮은 K값은 중국 퇴스고원에 비해 풍화정도가 심하였음을 반영한다.

4) 회토류 원소 분석 결과

Figure 7은 거창단면의 퇴스-고토양 연속층(GCLP)

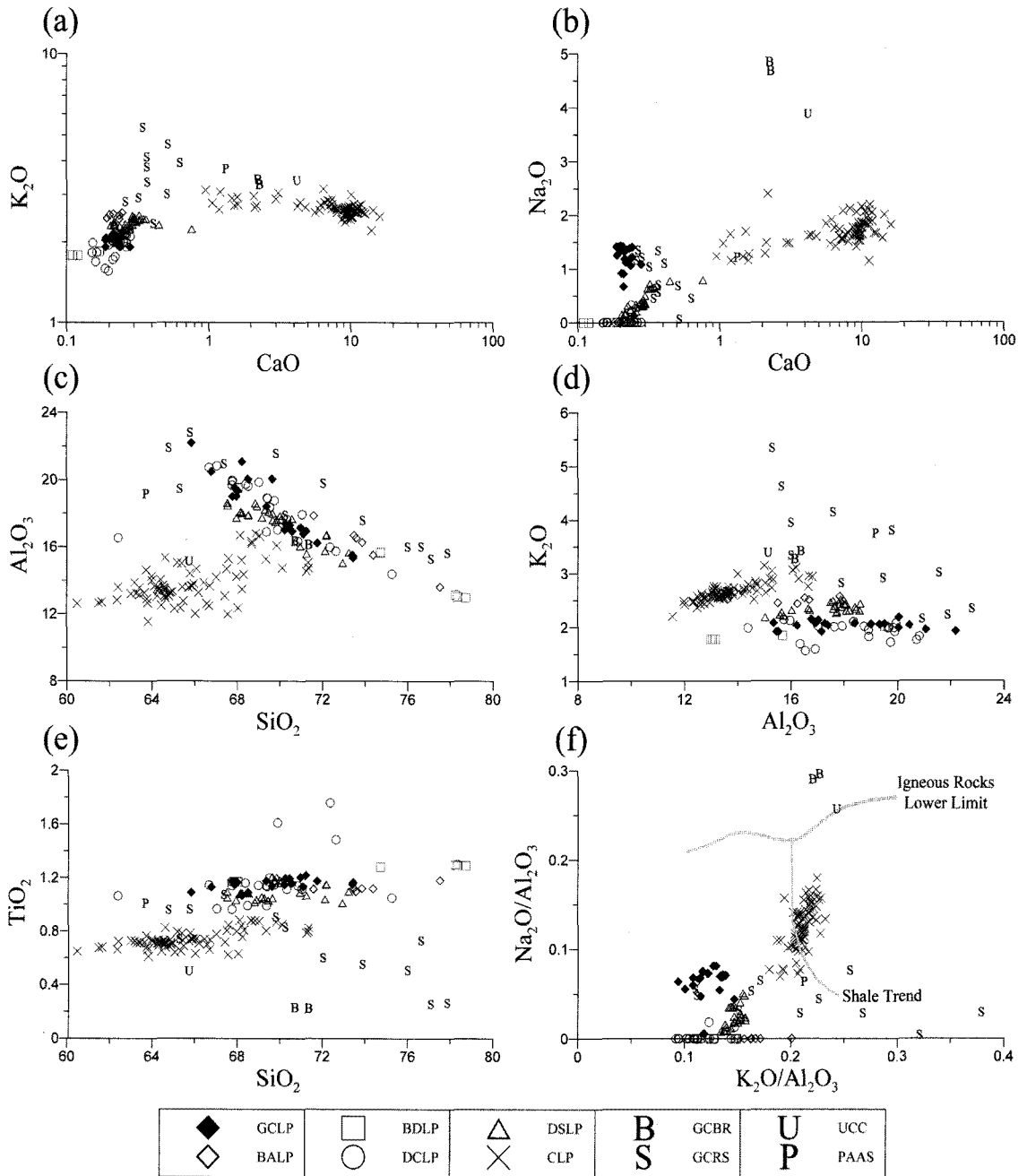


Figure 6. Major elements contents (wt%) and ratios of Korean (GCLP; Geochang loess-paleosol sequence, BALP; Buan loess-paleosol sequence, BDLP; Bongdong loess-paleosol sequence, DCLP; Daechon loess-paleosol sequence, DSLP; Dukso loess-paleosol sequence) and CLP (Chinese loess-paleosol sequence), GCRS (Geochang river sediment) and GCBR (bedrock), UCC (Upper Continental Crust) and PAAS (Post-Archean Australia Shale). 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 주원소분석 결과

및 하천퇴적층(GCRS)의 희토류 원소 함량(Table 2)과 기반암(GCBR), 한반도 퇴스-고토양 연속층, UCC와 PAAS의 평균 희토류 원소 함량을 Leedeey 운석(Masuda *et al.*, 1973; Masuda, 1975)으로 표준화한 희토류 원소분포를 나타낸 것이다. 중국 퇴스고원(Gallet *et al.*, 1996; Jahn *et al.*, 2001)의 희토류 분포도 Leedeey 운석으로 표준화된 값의 평균값을 표시하였다.

거창단면의 퇴스-고토양 연속층은 경희토류(Light REE, LREE)가 중희토류(Heavy REE, HREE)에 비해 부화(enrichment)되어 있으며((La/Eu)_N=7.04~9.11), 중희토류는 편평한 분포를 보인다((Tb/Lu)_N=1.44~1.98). Table 2에서 거창단면(GCLP)의 Eu 이상치(Eu anomaly)는 0.62~0.67로 한반도 및 중국 퇴스-고토양과 거의 유사하고, 하천퇴적층은 Eu/Eu*=0.63~1.04로 보다 넓은 범위를 가지며, 기반암은 Eu/Eu*=1.00으로 보다 높다. 거창단면의 Eu 이상치는 기반암이나 하천퇴적층보다는 오히려 UCC(Taylor and McLennan, 1985)와 유사하며, (La/Yb)_N은 UCC

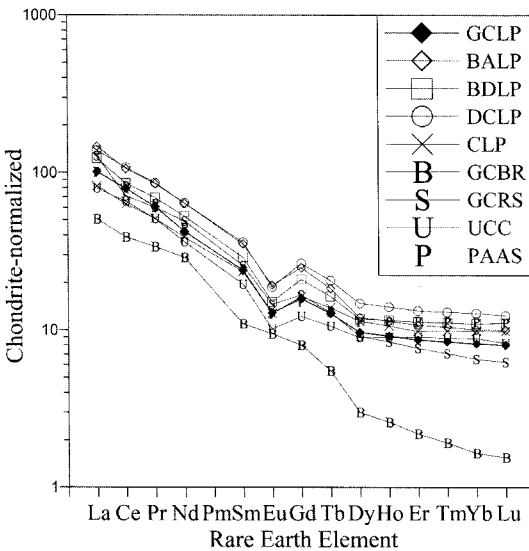


Figure 7. Averaged chondrite-normalized REE patterns of Korean and Chinese loess-paleosol sequence, Geochang river sediment and bedrock, UCC and PAAS; Legend is same as in Figure 6. 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 희토류 원소 분포

의 값보다 약간 높게 나타나며(Table 2), 한반도의 다른 퇴스-고토양 연속층 역시 UCC와 PAAS 보다는 약간 높은 값을 보인다. 거창 단면을 포함한 한반도 퇴스-고토양 연속층 내에서 희토류 원소의 함량이 큰 차이를 보이지 않고(Figure 8), UCC 및 PAAS(Taylor and McLennan, 1985)와 유사한 패턴을 보이는 것은 한반도내에서 지리적인 거리의 차이에도 불구하고 퇴스-고토양을 구성하는 물질이 동일한 기원지에서 이동되어 퇴적되었음을 의미한다. 또한 Eu 이상과 (La/Yb)_N값이 PAAS와 거의 유사한 패턴을 보이는 것은 퇴스의 기원물질이 퇴적과정 동안 다단계의 순환을 겪었음을 의미한다(Gallet *et al.*, 1998). 하천퇴적층과 기반암의 (La/Yb)_N의 값은 퇴스-고토양과 현저한 차이를 보이고, 특히 기반암은 현저한 중희토류의 결핍을 보이고 있다. 따라서 거창단면의 퇴스-고토양 연속층은 기반암의 풍화산물 또는 위천과 황강 등의 하천이 운반한 하천퇴적물보다는 중국 퇴스고원 또는 그 주변지역에서 기원하였다.

한편 UCC와 PAAS의 Ce 이상치는 각각 Ce/Ce*≈1.01, Ce/Ce*≈1.00으로 Ce 이상(Ce anomaly)이 발견되지 않지만, 중국 퇴스고원에서는 지역마다 차이가 있으나 Ce/Ce*=0.71~1.13을 보인다. 한편 거창단면을 포함한 한반도 퇴스-고토양 연속층 역시 지역마다 차이를 보이며 전체적으로 Ce/Ce*=0.68~1.27의 범위를 나타낸다. 이러한 사실은 중국 퇴스고원에서 Ce 이상치를 갖는 퇴스 물질이 운반, 퇴적되었을 가능성과 함께, 퇴적 이후 한반도에서 풍화과정을 겪는 동안 반복적인 산화/환원 작용으로 Ce 이상치를 보일 가능성을 의미하는 것으로 보인다. 또한 한반도 내에서 지역적인 차이를 보이는 것은 Jahn *et al.*(2001)에 의해 지적되었듯이, 유효 수분수지, 발달 속도의 차이 그리고 지역적인 예외성 등이 작용하였을 가능성도 있다.

희토류 원소 비율은 앞서 언급한 것과 마찬가지로 거창단면과 중국 퇴스고원 뿐만 아니라 한반도 퇴스-고토양간에도 Eu 이상치와 (La/Yb)_N에서 매우 유사한 분포를 보이고 있지만, 하천퇴적층이나 기반암은 동떨어진 분포를 보인다(Figure 8(a)). 한반도 퇴스-고토양 연속층의 경희토류는 중국 퇴스고원에 비해 약간 부화되어 있으며, 중희토류는 큰 차이가 없다(Figure

Table 2. Ce/Ce*, Eu/Eu* and (La/Yb)_N of Korean and Chinese loess-paleosol sequence, Geochang bedrock and river sediment, UCC and PAAS; Legend from Figure 6. 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 Ce/Ce*, Eu/Eu* and (La/Yb)_N.

Site	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(La/Yb) _N	Site	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(La/Yb) _N
GCLP	0.68~1.27	0.62~0.67	10.72~17.34	BALP	0.79~1.00	0.63~0.66	13.02~16.11
BDLP	0.84~1.04	0.58~0.63	9.36~12.04	DCLP	0.71~1.10	0.59~0.62	8.88~14.01
CLP	0.71~1.12	0.61~0.67	7.16~10.42				
GCBR	0.92	1.00	30.72	GCRS	0.23~2.07	0.63~1.05	17.19~25.91
UCC	1.01	0.64	8.98	PAAS	1.00	0.64	8.94

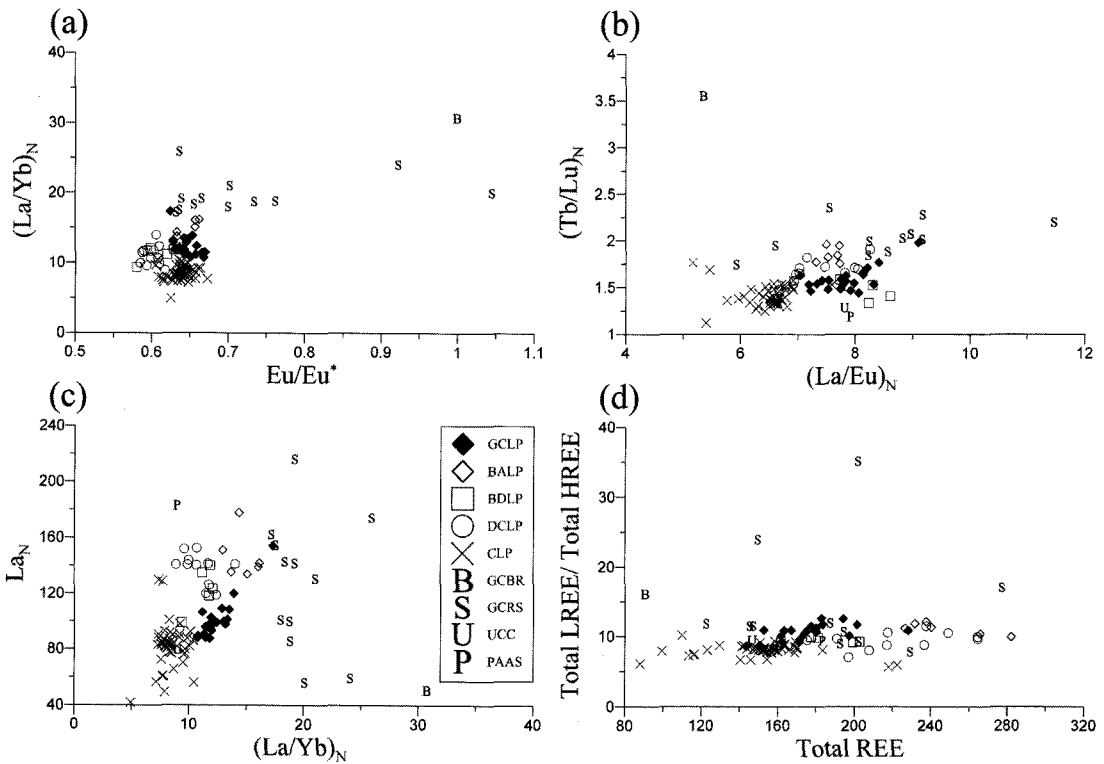


Figure 8. REE ratios of Korean and Chinese loess-paleosol sequence, Geochang river sediment and bedrock, UCC and PAAS; Legend from Figure 6. 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 희토류 원소 분석 결과

8(b)). 희토류 원소는 풍화작용이나 속성작용에 대해 큰 영향을 받지 않고(Taylor and McLennan, 1985), 조립질보다는 세립질 퇴적물에서 높은 함량을 보일 수 있다(Yang *et al.* 2007). 하지만 입도에 의한 희토류 원소의 부화는 모든 희토류 원소의 부화(Total REE의 중

가)로 나타나거나, 조립에서 세립으로 갈수록 Total LREE/Total HREE의 비율이 감소해야 한다(Li *et al.*, 2007). 하지만 한반도 퇴스-고토양 연속층은 중국 퇴스고원보다 Total LREE/Total HREE는 약간 큰 반면, Total REE는 상당히 크다. 따라서 단순한 입도 효과만

으로 한반도 퇴스-고토양 연속층의 경희토류 부화를 설명할 수는 없을 것이다. 또한 경희토류의 부화가 한 지역만이 아닌 한반도의 많은 지역에서 확인된다는 사실은 경희토류의 부화가 국지적인 물질과의 혼합의 결과가 아님을 의미한다. 이에 대해서는 지속적인 연구 성과의 축적 등을 통해 보다 자세한 연구가 필요할 것으로 생각된다.

5) 미량 원소 분석 결과

Figure 9는 미량원소 가운데 Rb/Sr과 Ba/Sr의 비율, Th/Pb와 U/Pb 비율을 나타낸 것이다. Figure 9(a)에서 Rb/Sr과 Ba/Sr의 비율은 중국 퇴스고원과 거창단면의 퇴스-고토양 연속층에서 비례관계를 보인다. Sr은 용해도가 높아 풍화작용에 의해 함량이 감소하므로 (Jahn *et al.*, 2001), 거창 퇴스의 Rb/Sr과 Ba/Sr 값은 매우 높다. 특히 Rb 함량은 점토광물의 함량과 연관이 있고(Kwon *et al.*, 2004), 쇠설성 운모나 K를 함유하는 광물이 illite나 다른 점토광물로 변화(transformation)되면서 감소하지만, 점토광물 구조에

서 Rb를 수용(accommodate)하기도 한다(Gallet *et al.*, 1996). 따라서 풍화를 많이 받게 되면 Rb/Sr의 비율은 증가하게 된다. 중국 퇴스고원은 Rb/Sr과 Ba/Sr의 비율이 UCC와 유사한 값에서 시작하여 PAAS를 향하고 있는 것이 특징이고 더 나아가 거창단면 퇴스-고토양 연속층과 동일한 연장선에 위치한다. Rb/Sr과 Ba/Sr 사이의 이러한 비례관계는 K-feldspar, muscovite, illite와 같은 칼륨을 포함하는 광물의 양에 따라 달라진다(Ujvári *et al.*, 2008).

Th와 U는 풍화과정을 겪으면 화학적으로 다른 반응을 나타낸다. Th는 잘 용해되지 않는데 비해 U는 산화 환원반응에 의한 이동성이 크기 때문에 풍화환경에서 용탈의 영향을 받기 쉽다(Gallet *et al.*, 1998). Th와 U의 상대적인 특성으로 인하여, 풍화의 영향을 많이 받을수록 해당 물질의 Th/U 비율이 증가한다. Figure 9(b)에서 중국 퇴스고원 내에서도 Th/U의 비율은 다소 변화폭이 크지만 3.8을 중심으로 분포한다. 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 Th/U의 값은 거의 5.5에 이른다. 이것은 풍화과정을 상대적으로 심하게 받았음을 의미한다.

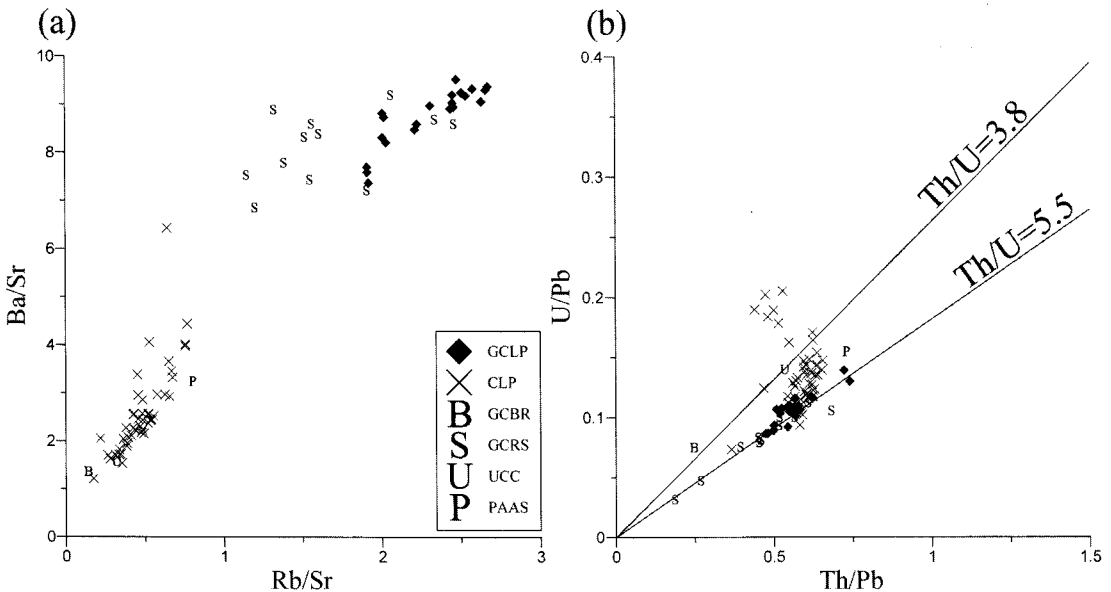


Figure 9. Plots of Ba/Sr vs. Rb/Sr (a) and Th/U vs. U/Pb (b) ratios of the Geochang section with Chinese loess-paleosol sequence, UCC and PAAS; Legend from Figure 6. 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 미량원소 비율

3. 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 물리·화학적 특성과 기원지

퇴스-고토양 연속층의 입도는 중국, 한반도, 일본으로 갈수록 세립화되는 특징이 있다고 하며(Park, 1985), 다양한 입도변수 중 중앙값이 겨울 계절풍의 강도를 반영하고 대지율과 마찬가지로 고기후 변화를 지시하는 대리자로 이용되고 있다(Porter and An, 1995). 그러나 거창단면에서는 퇴스와 고토양 간의 입도조성에 뚜렷한 차이를 확인할 수 없었다. 이와 같은 입도조성의 유사성에 대하여 Shin *et al.*(2004)은 전국 리 퇴스-고토양 퇴적층이 기원지인 중국으로부터 먼 거리를 이동하여 조립의 입자는 분별되고 세립의 입자

만 퇴적되었기 때문이라고 해석하였다.

Table 3은 한반도에서 확인된 풍성퇴적물의 평균입경과 중앙값을 정리한 것이다. 용인 평창리(Lee and Yi, 2002)의 평균입경이 가장 세립으로 나타났으며, 국지적인 풍성퇴적물로 언급한 일죽 단면(Kim, 2007)이 가장 조립이다. 전체적으로 평균입경 6~7.5 ϕ 의 범위를 갖고, 봉동(Hwang *et al.*, 2009)을 제외한 모든 지역에서 평균입경이 중앙값보다 세립이다. 퇴스와 고토양 사이에 입도조성에 큰 차이가 없으며, 공간적으로도 기원지에 더 인접한 서해안과 상대적으로 먼 내륙 지역 사이에 거리에 따른 입경의 변화는 인정되지 않는다. 이러한 현상이 나타나는 원인에 대해서는 지속적으로 검토되어야 할 것으로 생각된다. 다만 사면이 동물질 또는 국지적으로 근거리에서 운반된 물질이 혼

Table 3. Comparisons of mean (M) and median (Md) values (ϕ unit) in grain size parameters of loess-paleosol sediments in Korea. 한국 퇴스-고토양 입도조성

Lee and Yi(2002)		Shin(2003)						
Yongin	M	Hongcheon	terrace 1		terrace 2		terrace 3	
			M	Md	M	Md	M	Md
Layer 2	7.51	L1L11	6.62	6.44	6.79	6.64	6.60	6.47
10	7.62	L1S1	6.84	6.70	6.25	6.03	6.06	6.34
12	7.42	L1L12	6.45	6.33	5.77	5.47		
		S1	6.29	6.27	4.87	4.78		
Yoon <i>et al.</i> (2007)			Yu <i>et al.</i> (2008)			Kim(2007)		
Daecheon	M	Md	Dukso	M	Md	Iljuk	M	
L1S1	7.03	6.89	L1L11	6.56	6.4	silty soil	4.28	
L1L2	6.64	6.39	L1S1	6.57	6.31			
S1	6.95	6.73	L1L12	6.28	6.04			
L2	6.86	6.64	S1	6.25	5.93			
S2	6.57	6.25	L2	6.47	6.24			
L3	6.23	5.92	S2	6.17	5.89			
Hwang <i>et al.</i> (2009)			this study					
Bongdong	M	Md	Geochang	M	Md			
Layer 1	6.72	7.38	L1	7.07	6.93			
Layer 2	6.39	7.01	L1L1	7.18	7.03			
Layer 3	6.14	6.87	L1S1	7.27	7.11			
			L1L2	7.37	7.19			
			S1	7.19	7.03			
			L2	7.18	7.02			

합될 수 있기 때문에, 동일한 시기에 형성된 풍성층일 지라도 지역에 따라 평균입경 및 중앙값에 차이가 생길 수 있다. 같은 시기로 구분된 층도 두께의 차이가 있으며 지역별 기후의 영향을 감안해야 한다. 또한 입도분석의 전처리 과정에 따라서도 입경은 크게 차이를 보일 수 있으므로(Yoon *et al.*, 2010) 해당 시료의 전처리 과정을 확인할 필요가 있다.

주원소 함량의 차이는 퇴스물질이 퇴적된 지역의 기온 및 강수량과 같은 풍화작용에 영향을 미치는 기후적 요소의 차이를 반영한다. 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 주원소 함량 및 비율은 한반도 다른 지역의 퇴스-고토양 연속층 시료의 범위에 포함되지만, 거창단면 하천퇴적층 및 기반암의 주원소 함량 및 비율과 연관성이 없다. 따라서 거창단면 퇴스-고토양 연속층을 구성하고 있는 물질은 하천퇴적층이나 기반암에서 기원하였을 가능성은 없다. 아울러 이 퇴스-고토양 연속층은 중국 퇴스-고토양층과 같은 퇴적 순환을 겪었지만, 한반도에서는 퇴스고원보다 풍화를 보다 심하게 받았다.

A-CN-K와 A-CN-K-FM 다이어그램에서 한반도 퇴스-고토양 연속층 시료는 주원소 함량이 유사하기 때문에 동일한 영역에 포함되지만, 중국 퇴스고원의 시료는 다른 영역에 존재하며, A-CN 축에 나란하게 분포하고 있다(Figure 10). 거창단면을 포함하여 한반도의 시료는 중국 퇴스고원과 동일한 방향성을 보이고, Ca, Na, K의 함량은 연장선의 가장 끝 부분에 분포하여 뚜렷이 감소하였다. Hwang *et al.*(2009)은 중국 퇴스고원의 경우 Ca, Na 또는 사장석이 제거되는 단계이고, 한반도는 K 또는 정장석이 제거되는 단계로 보았다. 이러한 경향은 중국 퇴스고원 내에서도 북서쪽에서 남동방향으로 가면서 강수량과 기온이 증가하면서 활발히 진행되는 풍화조건과의 차이와 관련된다. 반면 거창기반암과 하천퇴적층은 거창단면 퇴스-고토양 연속층과 동떨어진 분포를 보이고 있다. 따라서 거창 지역을 포함하는 한반도 시료는 중국 퇴스고원에서 기원하였을 가능성이 높고 보다 심한 풍화과정을 겪었던 것으로 파악된다.

거창단면 퇴스-고토양의 미량원소 Rb 함량은 UCC

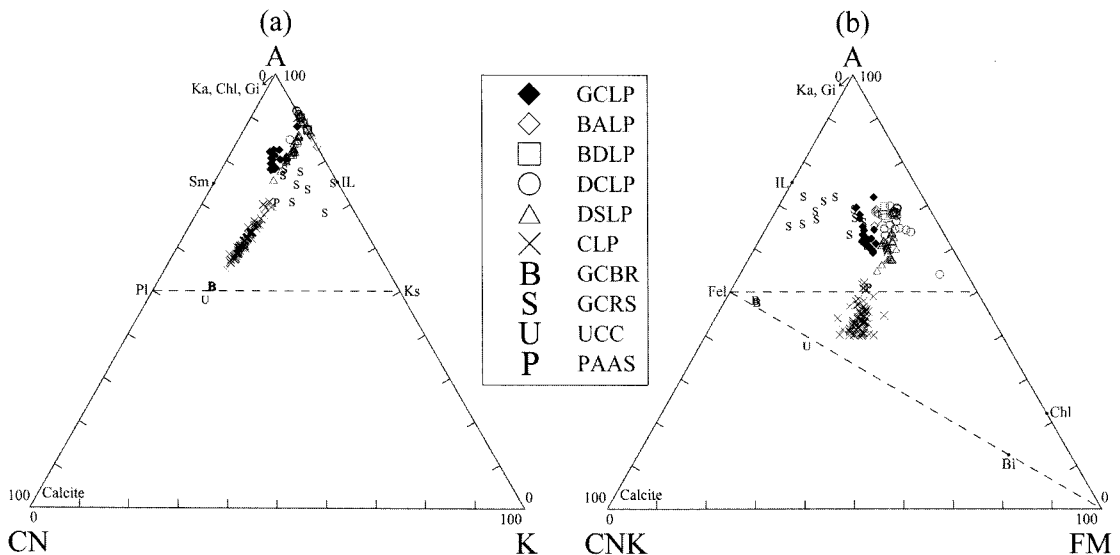


Figure 10. A-CN-K and A-CN-K-FM diagram (Nesbitt and Young, 1984, 1989) of Korean and Chinese loess-paleosol sequence, Geochang river sediment and bedrock, UCC and PAAS; Sm=smectite; Pl=plagioclase; IL=illite; Ks=K-feldspar; Fel=feldspar; Ka=kaolinite; Gi=gibbsite; Chl=chlorite; Bi=Biotite; A=Al₂O₃; CN=CaO+Na₂O; K=K₂O; CNK=CaO+Na₂O+K₂O; FM=Fe₂O₃+MgO; Legend is same as in Figure 6. 한국과 중국 및 UCC, PAAS의 주원소분석 삼각다이어그램

와 거의 같지만 중국 퇴스고원보다 높은 값을 보이는 것은 쇠설성 운모나 장식류의 점토광물화 작용이 중국에서 미약했기 때문이다. 미량원소 가운데 중국과 가장 큰 차이를 보이는 Sr 함량은 거창단면 퇴스-고토양에서 매우 낮은 값을 나타낸다. Sr는 Ca나 Na 만큼 풍화에 약한 원소이고 탄산염 광물의 제거와 연관되며 (Gallet *et al.*, 1996), 풍화에 약한 정도는 $Ca > Sr > Na > Mg$ 로 나타난다 (Yang *et al.*, 2004). 토양형성작용에 의한 함량 변화는 Sr이 Rb보다 크게 나타나며, 이러한 현상은 거창단면의 퇴스-고토양에서도 확인할 수 있다. 한반도의 퇴스는 중국 퇴스고원과 비교하여 상대적으로 강한 풍화환경을 겪으면서 Ca가 우선적으로 제거되고 이후 Sr과 Na이 제거되는 과정에 있다고 할 수 있다.

한편 한반도 퇴스-고토양 연속층의 기원지에 관하여 연구자 대부분이 중국 퇴스고원에서 운반된 것으로 보고 있으나, 빙기에 육화되었던 황해나 임진강 유역 및 인접한 범람원에서 운반된 것으로 보는 의견도 있다. 특히 Kim *et al.* (2006)은 거창분지 정장리 지역의 하안단구 위의 층리가 없고 실트로 이루어진 퇴스-고토양층을 하천퇴적물로 판단하였다. 즉, 이 미립물질들이 하천 에너지가 감소되고 하상으로부터 거리가 멀어짐에 따라 퇴적된 것으로 해석하였다. 그러나 하안단구를 이루는 하천퇴적층과 퇴스-고토양층은 층리, 분급, 토양색 등에서 뚜렷하게 구분된다. 그리고 거창군 정장리 지역 하안단구는 하상비고가 19~28m에 이르므로 현재의 위천이나 황강은 세립의 실트를 퇴적시킬 수 없다.

거창분지는 황강, 위천, 대산천이 형성한 침식분지로서, 분지 내부에 구릉지와 비교적 넓은 범람원 그리고 하안단구가 분포한다. 주변의 높은 산지에서 공급된 퇴적물은 지형면 경사가 다소 급한 선상지를 형성하지만, 분지내 하안단구는 하곡에 의해 배후산지와 단절되어 있으므로 산지로부터 공급된 퇴적물은 거의 없다. 특히 거창분지지의 일부를 차지하는 하안단구는 지형면이 대단히 평탄하여 퇴스가 퇴적되는데 유리한 조건을 제공한다.

거창단면에서 확인된 퇴스-고토양은 하부의 하천퇴적층과는 다양한 측면에서 차이가 있다. 하부의 하천

퇴적층은 층리가 형성되어 있고 토색의 변화가 잘 나타나지 않으며, 조립의 입자가 많아 분급이 불량하다. 상부의 퇴스-고토양층은 층리가 확인되지 않고 토색의 변화가 뚜렷하여 층의 구분이 가능하며 일반적인 하천퇴적층이나 사면이동퇴적물보다 분급이 좋은 물질로 구성되어 있다. 하천퇴적층의 대자율은 매우 낮은 값을 유지하지만, 상부의 퇴스-고토양 연속층으로 가면서 증가하며, 퇴스층에서는 낮고, 고토양에서 높은 값을 나타내고 있다. 하천퇴적층의 입도는 하부에서부터 모래의 함량이 줄어들고 상부의 퇴스-고토양 연속층에서는 5% 이하를 유지하고 있다. 또한 실트는 대략 70~80%, 점토는 15~20%를 차지하고 있다. 따라서 거창단면 세립질 퇴적물의 물리적인 특징은 하천퇴적층과 뚜렷한 차이를 보인다.

희토류 원소는 풍화작용이나 속성작용에 의해서 큰 영향을 받지 않기 때문에 기원지를 파악하는 유용한 방법이다. 거창단면 퇴스-고토양의 희토류 원소 조성은 기반암과 뚜렷하게 다르고, 하천퇴적층과는 중희토류(HREE)에서 차이를 보이므로 거창단면 퇴스-고토양은 하천퇴적층이나 기반암에서 기원할 가능성이 낮다. 오히려 지리적으로 멀리 떨어진 중국 퇴스고원의 희토류 조성 범위에 포함되며 Eu 이상, $(La/Eu)_N$, $(Tb/Lu)_N$, $(La/Yb)_N$ 등은 UCC나 중국 퇴스고원과 거의 유사한 값을 나타내는 사실로부터 거창 지역의 퇴스-고토양 기원지를 짐작할 수 있다. 한반도 남부에 위치하는 거창단면 세립질 퇴적물도 서해안의 대천, 부안, 봉동의 퇴스-고토양 연속층과 마찬가지로 중국 퇴스고원이나 그 주변지역에서 기원하였을 것이다.

대자율, 토양색, OSL 연대측정값을 통하여 확인한 거창단면의 퇴스-고토양 연속층 가운데 가장 아래 퇴스층인 L2층의 형성시기는 MIS 6이었다. 그러므로 이 층준 하부에 나타나는 하안단구의 형성시기는 MIS 6 이전의 어느 시기이다. 하천퇴적물과 L2층 사이에 점이적인 특성을 가진 층준이 있으며 하천 퇴적층 하부에 boulder 급 거력이 포함된 것으로 볼 때, 하안단구를 형성한 시기는 간빙기인 MIS 7일 가능성이 크다.

4. 요약 및 결론

첫째, 대자율과 토양색 변화를 통하여 하안단구 지형면을 이루는 하천퇴적층부터 상부로 가면서 하천퇴적층, L2, S1, L1L2, L1S1, L1L1, L1, 경작층으로 구분된다. 퇴스-고토양에서는 대자율 변화가 뚜렷한 반면 하천퇴적층에서는 전체적으로 매우 낮은 값을 유지하고 있다. 다만 최종빙기 가운데 아간빙기에 해당하는 L1S1층준의 대자율 값이 간빙기에 해당하는 S1층과 거의 같은 값을 나타내는 것은 앞으로 검토해야 할 과제이다.

둘째, 거창단면의 OSL 연대측정 결과를 퇴스층 퇴적 시기에 대한 일반적으로 인정되는 연구결과와 심해 퇴적물 산소동위원소 변화(SPECMAP)에 대비하면, L1과 L1L1은 MIS 2, L1S1은 MIS 3, L1L2는 MIS 4, S1은 MIS 5, L2는 MIS 6에 형성된 것으로 볼 수 있다. 퇴스-고토양 연속층의 편년 자료, 거창분지의 지형특징 등을 고려하면, 거창단면 하상비고 19~28m 하안단구는 MIS 7에 형성된 것으로 판단된다.

셋째, 거창단면 퇴스-고토양 연속층은 평균입경이 약 7.21 ϕ , 중앙값은 약 7.05 ϕ 으로 전체적으로 매우 일정한 값을 유지하고 있다. 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 입도분포에서는 세립실트가 40~45%를, 조립실트가 약 25% 내외의 비율을 유지하고, 모래는 5% 이하를 차지하며, 전체적으로 매우 균질한 입도분포를 보인다.

넷째, 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 주원소 함량은 부안, 봉동, 대천, 덕소와 유사한 분포를 보이고, A-CN-K와 A-CN-K-FM 다이어그램에서 중국 퇴스고원의 시료가 나타내는 일정한 방향성의 끝부분에 한반도의 모든 시료가 위치하는 것은 중국 퇴스고원보다 거창에서 풍화가 더 진행되었기 때문이다. 또한 거창단면 퇴스-고토양 연속층에서 Sr, U의 값이 낮고 Th/U 값이 높은 것은 이러한 경향을 반영한다.

다섯째, 거창단면 퇴스-고토양 연속층의 희토류 패턴은 중국 퇴스고원 시료의 패턴과 유사하고, Eu 이상치, (La/Yb)_N 등도 중국 퇴스고원과 유사한 값을 보이는 것은 이 퇴적층을 형성한 실트는 중국 퇴스고원을

구성하는 물질과 동일 기원이거나 그 물질이 재이동하여 퇴적되었음을 의미한다.

여섯째, 거창 단면에서 MIS 3과 MIS 5의 대자율 값은 매우 비슷하다. 앞으로 많은 연구가 축적되어야 분명해지겠지만, 이것은 최종빙기 가운데 아간빙기인 MIS 3 시기에 한반도 중부지방과 달랐을 가능성이 있다.

일곱째, 한반도 퇴스-고토양 연구에 있어서 토양의 물리, 화학적 분석 외에 식물구조체 분석과 같은 고생물학적 연구가 수행되어 구체적인 식생자료를 확보해야 퇴적 당시의 환경복원이 가능할 것으로 생각된다. 아울러 화산회 분석이 편년을 결정하는데 대단히 유용하므로 이에 대한 공동연구가 필요하다고 본다.

참고문헌

- Folk, P. L., and Ward, W. C., 1957, Brazos river bar - a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sediment Petrology*, 27, 3-26.
- Gallet, S., Jahn, B., and Torii, M., 1996, Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications, *Chemical Geology*, 133, 67-88.
- Gallet, S., Jahn, B., Lanoë, B. V. V., Dia, A., and Rossello, E., 1998, Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 157-177.
- Garrels, R. M., and Mackenzie, F. T., 1971, *Evolution of Sedimentary Rocks*, Norton & Company, New York.
- Han, M., 2010, Petrological Study of the dioritic and granitic rocks from Ryeongnam Massif, Geochang, Geological Science Major, Division of Earth Environmental System, Master's thesis, Pusan National University (in Korean).
- Hwang, S. I., Park, C. S., and Yoon, S. O., 2009, Weathering properties and provenance of loess-paleosol sequence deposited on river terrace in

- the Bongdong area, Wanju-gun, Jeonbuk Province, *Journal of the Korean Geographical Society*, 44(4), 463-480 (in Korean).
- Jahn, B., Gallet, S., and Han, J., 2001, Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka, *Chemical Geology*, 178, 71-94.
- Jeong, G. Y., Hiller, S., and Kemp, R. A., 2010, Changes in mineralogy of loess-paleosol sections across the Chinese Loess Plateau, *Quaternary Research*, 75, 1-11.
- Kang, Y. B., 1979, Paleopedological problems on the pedogenesis of red soils in south Korea, *Geography-Education*, 9, 256-266 (in Korean).
- Kim, J. Y., Yang, D. Y., Bong, P. Y., Kim, J. K., Oh, K. C., and Choi, D. W., 2006, Environment of fluvial sedimentary deposits and palynological occurrence in the Geochang area, *The Korean Journal of Quaternary Research*, 20(1), 39-50 (in Korean).
- Kim, Y. R., 2007, Properties of local loess of small basin in Charyong Range - Iljuk, Anseong City, Central Korea, *Journal of the Korean Geomorphological Association*, 14(2), 67-81 (in Korean).
- Lee, Y. I. and Yi, S. B., 2002, Characteristics of Pyeongchang-ri paleolithic-site paleosols, Yongin-si, Gyeonggi-do, Korea: implications for archaeological application, *Journal of the Geological Society of Korea*, 38(4), 471-489 (in Korean).
- Li, F., Jin, Z., Xie, C., Feng, J., Wang, L., and Yang, Y., 2007, Roles of sorting and chemical weathering in the geochemistry and magnetic susceptibility of Xiashu loess, East China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 813-822.
- Maher, B. A., 1998, Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 25-54.
- Masuda, A., Nakamura, N., and Tanaka, T., 1973, Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 239-348.
- Masuda, A., 1975, Abundance of mono isotopic REE, consistent with the Leedeey chondritic values, *Geochemical Journal*, 9, 183-184.
- Naruse, T., Yu, K. M., and Watanabe, M., 2008, Loess-Paleosol stratigraphy and chronology after 900 ka for constructing the paleolithic chronology in East Asia, 65-85: In Basic studies of the paleolithic chronology and paleoenvironmental changes in East Asia (Matsufuji, K. Ed.).
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1989, Formation and diagenesis of 584 weathering profiles, *The Journal of Geology*, 97, 129-147.
- Oh, K. S., and Kim, N. S., 1994, Origin and post-depositional deformation of the superficial formations covering basalt plateau in Chungok area, *The Korean Journal of Quaternary Research*, 8(1), 43-68 (in Korean).
- Park, C. S., Yoon, S. O., and Hwang, S. I., 2007, Properties and provenance of loess-paleosol sequence at the Daebo Granite area of Buan, Jeonbuk Province, South Korea, *Journal of the Korean Geographical Society*, 42(6), 898-913 (in Korean).
- Park, D. W., 1985, A study on the loessial red yellow soil of Hwangsan, Kimje County and Gamgok, Chunguep County of the South Western Coastal area of Korea, *Geography (Journal of the Korean Geographical Society)*, 32, 1-10 (in Korean).
- Porter, S. C., and An, Z. S., 1995, Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation, *Nature*, 375, 305-308
- Pye, K., 1987, *Aeolian dust and dust deposits*, Academic press, London.
- Pye, K., 1995, The nature, origin and accumulation of

- loess, *Quaternary Science Reviews*, 15, 653-667.
- Shin, J. B., 2003, Loess-Paleosol Stratigraphy of Dukso and Hongcheon Areas and Correlation with Chinese Loess-Paleosol Stratigraphy: Application of Quaternary loess-paleosol stratigraphy to the Chongokni paleolithic site, Ph. D. dissertation, University of Yeonsei.
- Shin, J. B., Naruse, T., and Yu, K. M., 2005, The application of loess-paleosol deposits on the development age of river terraces at the midstream of Hongcheon River, *Journal of the Geological Society of Korea*, 41(3), 323-333 (in Korean).
- Shin, J. B., Yu, K. M., Naruse, T., and Hayashida, A., 2004, Study on loess-paleosol stratigraphy of Quaternary unconsolidated sediments at E55S20-IV pit of Chongokni Paleolithic Site, *Journal of the Geological Society of Korea*, 40(4), 396-381 (in Korean).
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985, *The continental crust: Its composition and evolution*, Geoscience Texts, Blackwell, Oxford.
- Üjvári, G., Varga, A., and Balogh-Brunstad, Z., 2008, Origin, weathering, and geochemical composition of loess southwestern Hungary, *Quaternary Research*, 69, 421-437.
- Yang, S. Y., Li, C. X., Yang, D. Y., and Li, X. S., 2004, Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implication, *Quaternary International*, 117, 27-34.
- Yang, X., Liu, Y., Li, C., Song, Y., Zhu, H., and Jin, X., 2007, Rare earth elements of aeolian deposits in Northern China and their implications for determining the provenance of dust storms in Beijing, *Geomorphology*, 87, 365-377.
- Yoon, S. O., Park, C. S., Hwang, S., and Naruse, T., 2007, Weathering characteristics of loess-paleosol sequence at the Daechon area, South Korea, *Journal of the Geological Society of Korea*, 43(3), 281-296 (in Korean).
- Yoon, S. O., Park, C. S., and Hwang, S., 2010, Comparisons of grain size analysis results by different pretreatments procedures in loess-paleosol sediments, *Journal of the Korean Geographical Society*, 45(5), 553-572 (in Korean).
- Yu, K. M., Shin, J. B., and Naruse, T., 2008, Loess-paleosol stratigraphy of Dukso area, Namyangju City, Korea (South), *Quaternary International*, 176-177, 96-103.
<http://www.kma.go.kr/>
- 교신: 윤순옥, 130-701, 서울시 동대문구 회기동 1번지, 경희대학교 이과대학 지리학과 및 기초과학연구소(이메일: soyoon@khu.ac.kr, 전화: 02-961-0862, 팩스: 02-964-0250)
- Correspondence: Soon-Ock Yoon, Department of Geography and Research Institute for Basic Sciences, Kyung Hee University, 1 Hoegi-Dong, Dongdaemun-Gu, Seoul, 130-701, Korea (e-mail: soyoon@khu.ac.kr, phone: +82-2-961-0862, fax: +82-2-964-0250)
- 최초투고일 2011. 1. 17
 수정일 2011. 2. 10
 최종접수일 2011. 2. 17