

한라산 백록담 화구저의 유상구조토

김 태 호*

Earth Hummocks on the Crater Floor of Baegnokdam at Mt. Halla

Taeho Kim*

요약 : 주변 하환경의 지표로서 유상구조토의 의미를 밝히기 위하여 백록담 화구저의 유상구조토를 대상으로 지형 및 토양 특성을 조사하였다. 유상구조토의 평면형은 타원형이 많으며, 경경 42~200cm, 높이 9~27cm의 크기로서 25cm²의 범위에 17개가 20~40cm의 간격으로 분포한다. 초본식물의 근계로 덮여 있는 유상구조토의 내부는 상부의 암갈색 토층과 하부의 갈색 토층으로 구분되며, 토양단면에는 동결교란의 양상이 나타난다. 토양은 점토와 실트의 세립질이 31.2~65.5%를 차지하는데, 특히 암갈색 토층은 동상이 발생하기 쉬운 입도조성을 보인다. 또한 건조밀도는 0.761~1.009g/cm³, 공극비는 1.420~2.008, 함수비는 24.2~68.8%로서 하부의 갈색 토층으로 내려갈수록 토양은 치밀하고 건조해진다. 동시에 유상구조토는 콘크리트 상태로 동결하며, 최대동결심은 구조토의 정상부로부터 45cm이다. 동결기에 암갈색 토층의 상부에는 빙층이 출현하나 현저한 동상을 일으키는 아이스렌즈와 같은 불리빙의 발달은 미약하다. 이 시기에 유상구조토의 함수비는 전반적으로 증가하여 암갈색 토층에서는 73.9~118.0%에 이른다. 유상구조토 토양의 컨시스턴시는 함수비 72.8%가 액상한계에 해당하므로 해빙기에 암갈색 토층은 높은 유동성을 지니게 되며 동결교란작용을 입기 쉬워진다.

주요어 : 주변하환경, 유상구조토, 동결교란, 동상, 한라산

Abstract : Topography and soil characteristics of earth hummocks are examined in the summit crater of Mt. Halla in order to evaluate their morphoclimatic significance as an indicator of a periglacial environment. The hummocks are generally oval in outline, and they have a diameter of 42 to 200 cm and a height of 9 to 27 cm. Seventeen hummocks are distributed in a 5 × 5 m quadrat at an interval of 20 to 40 cm. Excavation reveals the cryoturbated soil profiles which consist of upper dark brown layer and lower brown layer. The dark brown layer has 61.8% total clay and silt content, implying its high frost susceptibility. Earth hummocks have the dry density of 0.761 to 1.009 g/cm³, the void ratio of 1.420 to 2.008, and the moisture content of 24.2 to 68.8% by weight, respectively. The hummocky soils become compacted and desiccated downward. Earth hummocks are frozen as a hard solid mass during winter and early spring, and freezing fronts reach about 45 cm below their apices. The layer with high ice content appears in the upper horizon of dark brown soil, but ice lenses are not so much segregated. The moisture content of hummocky soils generally increases up to 73.9 to 118.0% for dark brown layer and 49.9 to 82.8% for brown layer during this period. Because the cohesive soil of earth hummocks indicates 72.8% of the moisture content as a liquid limit, the dark brown layer is highly fluid and consequently subject to cryoturbation processes.

Key Words : periglacial environment, earth hummock, cryoturbation, frost heave, Mt. Halla

1. 서론

유상구조토(earth hummock)¹⁾는 비분급 다각구조토(non-sorted polygon) 또는 비분급 환상구조토(non-sorted circle)의 일종으로서, 높이와 직경이 각각 10~20cm 및 50~100cm인 반구상의 미지형이다. 또한 내부는 세립질 토양으로 구성되어 있으며, 표면은 매트와 같이 초본식물이나 관목과

같은 식생으로 두텁게 덮여 있다(Bates and Jackson, 1980; 그림 1). 그러나 유상구조토에는 표면에 식생이 전혀 나타나지 않는 mud hummock(Mackay and Macky, 1976)이나 정상부의 식생이 일부 벗겨진 frost scar(Billings and Mooney, 1969; 小嶋, 1965)도 출현하고 있다.

유상구조토는 캐나다(Mackay and Mackay, 1976; Crampton, 1977; Tamocai and Zoltai, 1978;

* 제주대학교 사회교육과 지리전공 조교수(Assistant Professor, Department of Geography Education, Cheju National University)



Figure 1. Typical earth hummock in the study area.

Mackay, 1980), 그린란드(Raup, 1965), 스발바르제도(Van Vliet-Lanoë, 1988, 1991; 小嶋, 1993)와 같은 영구동토지역뿐 아니라 아이슬란드(Schunke, 1977; 淺井, 1980), 스웨덴(Rapp, 1960; Lundqvist, 1969), 핀란드(Van Vliet-Lanoë, 1991), 일본(山田, 1959; 小嶋, 1965; 佐佐木, 1979; 澤口, 1985; 天井澤, 2000), 오스트레일리아(Costin and Wirmbush, 1973) 등의 계절적 동토지역에도 분포하고 있어 형성 가능한 범위가 가장 넓은 주빙하지형으로 알려져 있다(小嶋 외, 1974; Washburn, 1980). 따라서 유상구조토의 기후학적 한계는 연평균기온 $-6^{\circ}\text{C} \sim -8^{\circ}\text{C}$ 의 얼음왜기(ice wedge)나 $-1^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$ 의 팽사(palsas)는 물론이거니와 3°C 정도인 분급구조토보다도 높은 6°C 의 등온선으로 추정하고 있다(Lundqvist, 1969; 小嶋 외, 1974).

그러나 Washburn(1980)의 지적처럼 유상구조토의 성인은 다른 구조토와 마찬가지로 매우 다양하고 복잡적이므로 개개의 형성프로세스에 따라 기후학적 조건에는 차이가 있게 되며, 주빙하환경의 지표로서 유상구조토의 의의도 달라질 수 있다. 유상구조토의 성인으로 가장 많이 언급되는 가설은 동결압(cryostatic pressure)에 의한 미동결토의 전위이다(Lundqvist, 1969; Crampton, 1977; Tamocai and Zoltai, 1978). 지표면으로부터 영구동토면을 향하여 동결되어 가는 활동층에서는 장소에 따라 동결전선(freezing front)의 진행속도가 다르므로 영구동토면과 동결전선 사이에는 포켓 모양의 미동결토가 출현하게 된다. 동결압이란 동결전선의 압박으로 인하여 이 미동결 부분에 작용하는 정수압(hydrostatic pressure)을 가리키며, 인분무선(involution)으로부터 비분급 환상구조토에

이르기까지 다양한 물질의 전위를 설명하는데 사용되어 왔다(Washburn, 1980). 따라서 영구동토층과 밀접하게 관련된 동결압에 의해 형성되는 유상구조토의 기후학적 한계는 분산대(sporadic zone)의 남한계인 $-1^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ (町田 외, 1981)에 대응하게 된다.

반면에 영구동토층이 존재하지 않는 계절적 동토지역에 출현하는 유상구조토의 성인에 대해서는 동결수축에 따른 지표면의 균열(frost crack)과 뒤이어 발생하는 불균등 동상(differential frost heave)으로 해석하거나(Taber, 1952; 山田, 1959; 小嶋, 1965, 1974; Costin and Wirmbush, 1973; Van Vliet-Lanoë, 1991) 또는 동상으로 높아진 지표면의 불완전 침하를 일으키는 식생의 존재로서 설명하고 있다(澤口, 1988; 天井澤, 2000). 뿐만 아니라 이탄지(泥炭地)나 한랭한 고산지대에서는 식생으로 덮인 지표면이 주변에 비하여 상대적으로 침식작용을 적게 받거나 또는 받지 않음으로써 유상구조토와 흡사한 미지형이 출현할 수도 있다(山田, 1959; 橫山, 1999).

이러한 형성프로세스의 차이로 인하여 유상구조토에 부여되는 기후지형학적 의의는 다양해질 수 있으므로 유상구조토가 고기후나 고환경을 복원하는 수단으로 사용되는 경우에는 특별히 주의할 필요가 있다(Washburn, 1956). 따라서 유상구조토의 기후지형학적 의의를 파악하기 위해서는 무엇보다도 현성(現成) 유상구조토의 성인이나 형성조건, 형성환경에 관한 이해가 시급한 과제라고 할 수 있다.

한편, 국내에서는 Lautensach(1945)에 의해 백두산의 호상구조토(stripes)가 관찰된 이후에 각지에서 주로 제4기 후반에 형성된 것으로 보이는 화석주빙하지형이 보고되고 있다(권순치, 1978, 1979, 1988; 전영민, 1995, 1996; Oguchi and Tanaka, 1998; Matsukura et al., 1998; Tanaka and Matsukura, 1999; Park, 2000). 이 가운데 유상구조토는 백두산(Demek, 1973)을 비롯하여 한라산(김도경, 1970, 1973)과 지리산(장효, 1983)에 분포하고 있는데, 특히 백두산과 한라산의 유상구조토는 현성으로 알려져 있다. 그러나 이들 유상구조토의 형성프로세스나 형성조건에 관한 구체적인 조사가 이루어져 있지는 않은 실정이다.

본 연구에서는 주변하환경의 지표로서 유상구조도의 기후지형학적 의미를 밝히기 위한 작업의 일환으로서 한라산 백록담 화구저에 발달한 유상구조도를 대상으로 지형 및 토양 특성을 조사하였다.

2 연구지역 및 방법

1) 지형·지질

북위 $33^{\circ}11'27''$ 에서 $33^{\circ}33'50''$ 에 걸쳐 동북동-서남서 방향으로 가로놓인 제주도는 제 4 기에 형성된 화산도로서, 섬 중앙에 연구지역인 표고 1,950m의 한라산이 위치하고 있다. 제주도의 지질은 백악기의 응회암과 미고결 퇴적층 위로 제 4 기의 화산분출물이 출현하는데, 이들의 분출순서와 시기를 둘러싸고 화산활동사에 차이를 보이고 있다(原口, 1931; 원종관, 1975; 수, 1982; 이문원, 1994; 이동영, 1994; 윤선, 1985; 고기원, 1997).

분화활동이 플라이스토세 전기부터 시작되었다고 보는 4단계 화산활동사에 의하면 분화양식이 제주도 중앙부에서의 중심분화로 바뀐 제3단계에 중앙화구를 중심으로 용암류가 누적되어 한라산 산상화산체가 형성되었다. 이후 16만년 전에는 조면암질 용암이 분출하여 한라산 정상에 용암원정구(lava dome)가 출현하였으며, 25만년 전에 용암원정구에서 다시 현무암이 분출하면서 한라산 정상에 동서길이 500m, 남북길이 400m, 둘레 1.7km, 최대깊이 110m의 백록담 화구가 형성되었다(이문원, 1994; 이동영, 1994). 반면에 7만년 전에 일어난 조면암의 분출이 용암원정구와 화구를 형성하였다는 의견(윤선, 1985; 고기원, 1997)도 있어 백록담 화구의 형성시기를 둘러싸고 논란이 계속되고 있다.

백록담 화구의 지질은 이와 같은 형성과정으로부터 하여 동쪽의 현무암과 서쪽의 조면암으로 명료하게 구분되고 있다(제주도, 2000a). 또한 사면형태도 용암류의 성질을 반영하여 비교적 완만한 동사면에 대하여 서쪽은 용암원정구 특유의 첩형사면을 이루고 있다. 화구 안쪽의 사면은 대부분 30° 이상의 급경사를 보이는데, 현무암질의 동사면에는 암괴원이 넓게 분포하고 있다(김도성, 1970). 반면에 서사면은 대부분 식생으로 덮여 있으며, 개석에

의한 하곡이 도처에 출현하고 있다. 따라서 화구저의 남서-서쪽으로는 하곡의 전면에 소규모의 충격추가 발달하는데, 유상구조도는 이 충격추의 사면 위에 집중적으로 분포하고 있다(그림 2).

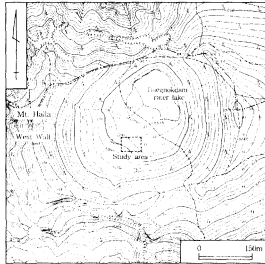


Figure 2. Topographic map of the study area.

2) 기후·기상

한라산국립공원에 설치되어 있는 제주기상청 어리목관측소(970m)와 성판악관측소(750m)의 연평균기온은 각각 9.4°C 및 12.5°C 이다(표 1). 따라서 한라산의 기온계감률 $-0.58^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (공우석, 1999)를 적용하면, 표고 1,845m에 위치한 연구지역의 연평균기온은 $4.3^{\circ}\text{C} \sim 6.1^{\circ}\text{C}$ 로 추정된다. 한라산국립공원 관리사무소에서 백록담 화구저의 동릉 정상(1,920m)에서 관측한 기상자료(1997.1~1998.12)에 의하면 연평균기온은 3.7°C 이며, 최한월인 1월 평균기온은 -9.0°C 이다(고정균, 2000). 또한 11월부터 3월까지 동계 5개월간의 평균기온은 -4.2°C 로서 11월을 제외한 4개월은 월평균기온이 영하로 내려간다. 연구지역에서 멀지 않은 표고 1,810m의 장구목에서 자동관측한 기상자료(2000.2~2000.8)에서도 2월과 3월 평균기온은 각각 -7.9°C 및 -2.4°C 로서 영하를 가리키며, 4월 평균기온도 2.9°C 에 불과하다(제주도, 2000b).

동계에는 강설로 인하여 화구저 전면에 눈으로 덮이게 된다. 그러나 연구지역은 강풍과 비교적

Table 1. Air temperatures measured around Mt. Halla.

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Annual
Seongsanak(750m)	-0.2	-1.8	4.3	9.2	14.5	18.0	21.4	21.1	16.9	12.6	6.7	2.7	12.5
Orimok(970m)	-1.9	-3.8	2.7	8.1	13.6	17.9	21.0	20.7	15.9	11.7	5.4	1.0	9.4
Jangkumok(1,810m)	-	-7.9	-2.4	2.9	9.5	15.0	16.3	15.8	-	-	-	-	-
East summit(1,920m)	-9.0	-6.2	-1.6	4.7	8.1	10.6	12.9	14.5	9.4	4.9	1.0	-5.2	3.7

긴 일조시간으로 화구 안에서 가장 먼저 적설이 사라지는 지역이다. 화구저와 화구 바깥 능선부의 풍속을 단순 비교할 수는 없지만, 장구목의 관측 자료에 의하면 7개월간의 평균풍속은 16.7m/sec이며, 관측기간 중에 19m/sec 이상의 풍속을 기록한 일수가 34일로서 한라산 아고산대의 강풍 환경을 잘 보여준다(제주도, 2000b). 따라서 연구지역의 유상구조체는 동계에 일시적으로 눈에 덮이기도 하나 적설기간은 길지 않은 편이다(그림 3). 연구지역의 토양은 11월 초순까지 미동결 상태를 보인다. 그러나 2월과 3월에는 지표면으로부터 25cm 깊이까지 콘크리트 상태로 동결된다. 동토는 3월 중순부터 해빙이 시작되나 지중 10cm 아래의 토층에서는 4월 하순에도 동결 상태가 지속된다.



Figure 3. Snow cover of the study area in winter(February 17).

3) 연구방법

유상구조체의 형태를 조사하기 위하여 유상구조체가 가장 잘 발달한 장소에서 5m×5m 크기의 방형구(quadrat)를 설정하여 분포도를 작성하였다. 또한 방형구 안에 횡단방향으로 설정한 2개의 측량선을 따라 유상구조체 분포지의 기록을 보여주는 단면도를 작성하였다. 비교적 형태가 명료한 유상구조체 70개를 무작위로 선정하여 크기를 계

측하였다. 연구지역에는 원형보다 타원형의 유상구조체가 많이 출현하므로 강축방향과 더불어 장축에 직교하는 단축방향의 길이도 측정하였다. 유상구조체의 높이는 장축과 단축 양쪽 끝의 4지점에서 계속하여 그 평균치를 사용하였다. 또한 강축방향과 사면 경사방향과의 각도를 클리노미터를 이용하여 측정하였다.

미동결기에 유상구조체 내부의 토양단면을 관찰·기재하고, 토색으로 구분되는 토층의 경계를 표시한 토양단면도를 작성하였다. 토색은 신판 표준토색첩(小山·竹原, 1996)에 의해 판정하였다. 토양의 물리적 성질을 측정하기 위하여 토양 층위별로 시료용 토양을 두 가지 방법으로 채취하였다. 먼저 토양의 3상(相)분포를 비롯하여 건조밀도, 공극비, 함수비 및 포화도를 조사하기 위하여 100ml의 금속성 시료용 원통을 사용하여 비교란 상태로 토양을 채취하였다. 연구지역 유상구조체의 내부 토양단면은 대부분 유사하므로 3개의 유상구조체를 대상으로 층위별로 3~5개의 시료를 확보하였다. 또한 입도분석을 위하여 별도로 교란 상태의 시료용 토양도 채취하였다. 입도조성은 0.075mm 이하의 세립토와 모래, 자갈로 분류하는 200번 체 통과량 시험법(KS F 2309)에 의해 구하였다. 유상구조체가 출현하지 않는 인근 평탄면의 토양에 대해서도 동일한 방법으로 단면 관찰과 물리적 성질을 측정하였다.

겨울과 이른봄의 동결기에도 유상구조체의 토양단면을 정기적으로 관찰·기재하였다. 3월 중순까지 연구지역의 토양은 콘크리트 상태로 동결되어 있으므로 정과 해머를 사용하여 내부 단면을 확보하였으며, 입도조성 및 함수비 조사를 위한 시료용 토양도 정기적으로 채취하였다. 또한 유상구조체의 세립토를 대상으로 역성관계 시험을 실시하였다.

현저에서의 조사는 2000년 6월부터 2001년 4월까지 11개월 동안에 걸쳐 이루어졌다. 먼저 2000

년 6월 15일~17일에 걸쳐 예비조사를 실시하였으며, 유상구조토의 계층을 비롯한 비동결기의 토양 단면 관찰 및 시료 채취는 9월 15일~18일과 10월 20일~31일에 걸쳐 이루어졌다. 동결기의 조사는 2001년 2월부터 4월까지 2주 또는 3주 간격으로 총 6회에 걸쳐 실시하였다.

3. 유상구조토의 분포와 형태

계측을 위하여 층적추의 사면 위에 설정한 5m × 5m의 방형구 안에는 모두 17개의 유상구조토가 출현하여 0.68개/m²라는 비교적 고밀도의 분포를 보인다(그림 4a). 또한 방형구 안에 설정한 측량선을 따라 4~5개의 유상구조토가 20~40cm의 간격으로 조밀하게 분포하고 있다(그림 4b). 그러나 층적추의 전면에 펼쳐진 백록담 주변의 평탄면에는 유상구조토가 발달하지 않아 대조를 이룬다.

Schunke and Zoltai(1988)에 의하면 배수가 불완전한 장소에 유상구조토는 잘 발달한다. 즉 습윤한 토지조건 아래에서 유상구조토는 고밀도의 분

포를 보인다(神田 외, 1979). 그러나 배수가 불량하여 지나치게 습윤한 지역은 동상에 의한 미지형의 출현에 오히려 불리할 수도 있다. 배수가 불량하면 동결개시기에 모관수의 상승으로 인하여 지표면이 포화되므로 그 결과 지표면이 단단하게 동결되어 불균등 동상에 의한 미지형의 형성을 방해하기 때문이다. 따라서 유상구조토는 부(負)의 압력수두를 나타내는 pF치가 2.5~4 정도로서 지하수면이 깊거나 또는 배수가 양호한 장소에 잘 출현한다(Van Vliet-Lanoë, 1991). 연구지역에서 압력수두의 측정은 이루어지지 않았으므로 수분조건에 따른 유상구조토의 출현 여부를 결정하기는 곤란하나 그 가능성은 충분한 것으로 생각된다. 그러나 수분조건이 불리한 사면의 등진부, 융설시에 일시적으로 습윤해지는 요지 그리고 평탄면 등과 같이 수분조건에 차이가 있는 지형인데도 불구하고 모두 유사한 분포 밀도를 보인다는 보고(澤口, 1988)도 있으므로 유상구조토의 분포 양상도 형성프로세스에 따라 구분하여 해석할 필요가 있다.

연구지역 유상구조토의 평면형은 타원형이 많으나 다각형에 가까운 불규칙한 형태도 자주 출현한다(그림 4a). 유상구조토 70개를 대상으로 계측한 결과에 의하면 장경은 42~200cm, 단경은 41~172cm의 범위를 보이며, 소형일수록 원형에 가깝고 대형일수록 타원형의 경향을 보인다(그림 5a). 일반적으로 평탄면에 형성된 유상구조토의 평면형은 원형이지만, 사면 위에서는 경사방향으로 늘어난 타원형을 이루는 경우가 많다(Schunke and Zoltai, 1988). 따라서 사면구배와 유상구조토의 평면형 사이에는 명료한 상관관계가 나타난다(Tamocai and Zoltai, 1978). 층적추의 사면 위에 위치하는 연구지역은 9° 정도의 구배를 지니므로 타원형의 출현빈도가 높은 것으로 생각된다. Tamocai and Zoltai(1978)에 의하면 사면구배가 8~10°인 경우에는 단경에 대한 장경의 비가 1.7에 이른다. 그러나 연구지역에서 1.7의 값을 보이는 유상구조토는 극히 일부에 불과하다(그림 5a). 또한 연구지역에서는 사면의 경사방향과 유상구조토의 장축이 일치하지 않는 경우도 많이 나타나 일반적인 형태 특성과는 다소 차이를 보인다.

유상구조토의 높이는 9~27cm로서 장경이 커질수록 높이도 커지는 경향을 보인다. 그러나 장경이

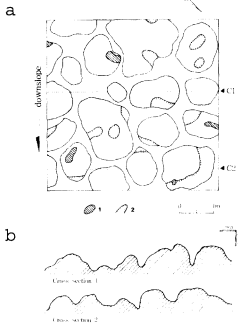


Figure 4. Distribution of earth hummocks in the 5 × 5 m quadrat
(a) plan 1 gravel 2 depression
(b) cross-sectional profiles

커질수록 높이의 증가율은 감소하고 있어 유상구조토의 높이에는 상한이 있는 것으로 생각된다(그림 5b). 일본의 홋카이도(北海道)에서는 장경 610cm, 높이 117cm에 이르는 대형의 유상구조토도 출현하고 있지만(佐佐木, 1979), 일반적으로 유상구조토의 장경과 높이는 각각 50~150cm 및 20~100cm의 범위를 보인다(Schunke and Zoltai, 1988). 따라서 연구지역의 경우에 장경은 크게 다르지 않으나 높이는 비교적 낮게 나타나고 있음을 알 수 있다.

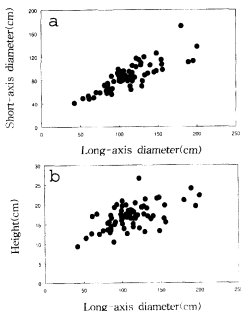


Figure 5. Relationships of long-axis diameter to (a) short-axis diameter and (b) height of earth hummocks.

4. 유상구조토의 토양단면

1) 미동결기의 토양단면

미동결기의 유상구조토와 유상구조토가 출현하지 않는 인근 평탄면의 토양단면을 그림 6에서 볼 수 있다. 유상구조토의 단면에서는 한라부추(*Allium taquetii*)나 김의털(*Festuca ovina*) 등 주로 초본식물의 근계(根系)가 두께 1~5cm의 매트 모양으로 최상부를 차지하고 있다. 반면에 평탄면에서는 주로 김의털의 근계가 2~2.5cm의 두께로 비교적 균일하게 표면을 덮고 있다.

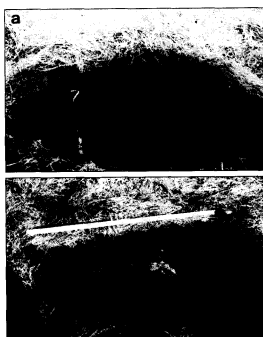


Figure 6. Contrast in profiles of (a) hummocky soil and (b) non-hummocky soil.

토양단면은 토색에 의해 크게 두 개의 층위로 구분된다. 상부의 토층은 10YR 2/3이나 3/3의 암갈색인데 비하여 하부의 토층은 10YR 4/4나 4/6으로서 갈색을 띠고 있다. 또한 토층의 육안관찰에 의하면 암갈색 토층에는 소립(granule)이 거의 포함되어 있지 않으나 갈색 토층에는 3~7mm의 소립이 많이 나타나며 때로는 5~7cm 정도의 중립(pebble)도 보인다. 토층에는 표면을 덮고 있는 초본식물의 잔뿌리가 잘 발달하고 있는데, 암갈색 토층에 더 많이 밀집되어 나타난다.

유상구조토의 토양단면에 보이는 가장 큰 특징으로는 불규칙한 토양구조, 즉 층위의 동결교란(cryoturbation)을 들 수 있다. 그림 6a의 직경 100cm, 높이 22cm인 유상구조토의 단면에는 5~10cm 층후의 암갈색 토층과 그 아래에 갈색 토층이 나타나는데, 암갈색 토층의 일부가 길이 30cm, 두께 5~10cm 정도 갈색 토층 속으로 뻗어 있어 두 층위가 일부 역전된 양상을 보이고 있다. 뿐만 아니라 직경 95cm, 높이 25cm인 유상구조토의 단면에는 층후 10~14cm의 상위 암갈색 토층 속에 길이 46cm, 두께 1~4cm의 갈색 토층이 포함되어 있다(그림 7a). 중년방향으로 관찰한 유상구조토

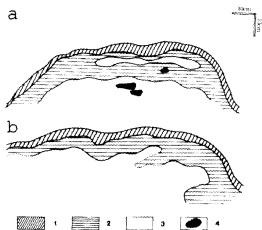


Figure 7. Soil profiles of earth hummocks in autumn.

- (a) cross-sectional profile
 (b) longitudinal profile
 1 root mat 2 dark brown layer
 3 brown layer 4 gravel

의 토양단면에서도 두 토층의 경계는 매우 불규칙하게 나타난다. 특히 유상구조토의 앞쪽에 위치한 갈색 토층은 사면의 경사방향으로 뻗어 있어 암갈색 토층에 포함되어 있는 모습을 보이고 있다(그림 7b). 동결교란으로 인하여 토층의 경계가 불명료해지기도 하는데, 이러한 장소는 대부분 암갈색 토층과 갈색 토층이 혼합되어 있는 양상을 띤다. 혼합층의 토색은 10YK 3/4나 4/4이며, 토양 특성도 두 층위의 절이적인 모습을 보인다.

한편, 유상구조토가 출현하지 않는 평탄면의 토양단면에서도 토색에 의해 상위 암갈색 토층과 하위 갈색 토층으로 구분된다(그림 8b). 토층의 육안관찰 결과도 유상구조토의 경우와 큰 차이를 보이지는 않는다. 그러나 평탄면의 토양단면에서는 동결교란작용을 받은 흔적이 전혀 나타나지 않는다. 암갈색 토층은 12~14cm의 층후를 균일하게 유지하며, 갈색 토층과의 경계도 지표면과 평행하게 나타난다.

2) 동결기의 토양단면

동계에 유상구조토는 대부분 콘크리트 상태로 동결되는데, 최대동결심은 구조토의 정상부로부터 45cm 전후이다. 토양단면을 관찰하면 근계 매트에

서 암갈색 토층 상부에 걸쳐 얼음 함량이 매우 높은 빙층(氷層)이 출현하고 있다(그림 8a). 예를 들어 2월 17일에 관찰한 직경 57cm, 높이 22cm인 유상구조토의 단면에는 6~10cm 두께의 빙층이 유상구조토 전면을 덮고 있다. 빙층의 위쪽은 토양입자가 전혀 포함되어 있지 않은 순수한 빙정의 결합체이다. 그러나 아래쪽으로 내려갈수록 빙정의 함량은 줄어들고 대신에 토양입자가 많아지면서 빙층은 불연속적인 모습을 띠게 된다.

암갈색 토층의 상부에 형성된 빙층은 3월 중순에 일부가 용해되는데, 3월 16일에 관찰한 직경 53cm, 높이 18cm의 유상구조토는 정상부의 빙층이 완전히 소실되었으나 측면부에는 두께 5cm의 빙층이 여전히 나타나고 있다(그림 8b). 또한 같은 날 관찰한 직경 50cm, 높이 15cm의 유상구조토는 정상부에도 2cm 두께의 빙층이 여전히 형성되어 있어 유상구조토에 따라 해빙 속도에 차이를 보인다. 그러나 이 유상구조토에서도 빙층의 두께는 정상부에서 가장 얇고 측면부에서 두꺼워 유상구조토의 해빙은 온도가 높은 정상부에서 가장 빠르게 진행됨을 알 수 있다(Tamocai and Zoltai, 1978).

얼음 함량이 매우 높은 빙층은 4월이 되면 대부분 소실된다. 4월 2일 관찰한 유상구조토에서는 표면의 빙층은 완전히 사라졌으나 암갈색 토층에는 여전히 빙정이 산재하고 있다. 유상구조토의 동결 상태도 3월에 비하여 다소 약화되었으며, 정상부에는 근계 밑 1~2cm까지 용해된 곳도 나타났다. 4월 하순에 암갈색 토층은 대부분 해빙되는데, 4월 25일 관찰한 직경 60cm, 높이 24cm의 유상구조토는 정상부에서는 근계 밑 12~16cm까지 측면부에서는 5~9cm까지 해빙이 진행되었다. 그러나 유상구조토의 정상부로부터 43cm 깊이에서 위치하는 동결전선까지 10~27cm 층후의 갈색 토층은 여전히 동결 상태를 보이고 있다(그림 8c).

동계에 암갈색 토층의 상부에 출현하는 빙층은 토양 내부로부터의 수분 공급과 더불어 반복적인 적설과 용설에 의해 토양 속으로 침투한 용설수가 재결빙되었거나 일부 적설이 결빙된 것으로 보인다. 한편, 상부의 빙층을 제외하면 유상구조토의 토양단면에는 현저한 동상을 일으키는 아이스 렌즈(ice lens)나 상주상(霜柱狀) 빙층(Illiri 외, 1968; 澤口, 1988)과 같은 분리빙(segregated ice)의

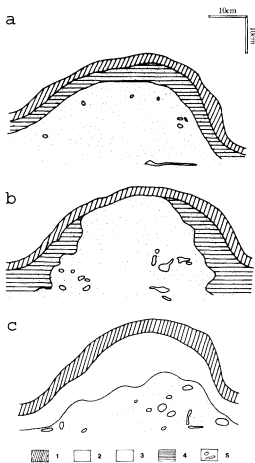


Figure 8. Soil profiles of earth hummocks in early spring.

(a) March 2 (b) March 16 (c) April 25

1 root mat 2 frozen soil 3 thawed soil

4 layer with high ice content 5 segregated ice

발달은 미약한 편이다.

일반적으로 동결전선이 아래쪽으로 내려가면서 전선의 후면에는 선상의 아이스렌즈가 형성된다. 즉 동결전선을 경계로 아래쪽에 위치하는 미동결면의 수분이 토양공극을 통하여 위쪽의 동결면으로 끌려올라가 빙정이 형성되는데, 수분의 공급이 지속되면 빙정은 성장하여 아이스렌즈로 발달한다(French, 1996). 특히 공극수압(cryoexsuction)이 높아 수분이 왕성하게 공급되는 지역에서는 두께 4m의 아이스렌즈가 형성되기도 한다(小野, 1984). 그러나 아이스렌즈가 성장함에 따라 수분을 빼앗기는 미동결면의 흡수비는 감소하게 되므로 그 결과 열 불균형이 일

어나 동결전선 아래쪽의 토양은 동결하며, 동결전선도 더 아래쪽으로 이동하여 새로운 아이스렌즈를 형성하게 된다. 따라서 토양단면에 여러 층의 아이스렌즈가 나타나는 층상(層狀)구조의 동토가 발달한다(山田 외, 1968; Konrad and Morgenstern, 1980; 澤口, 1988; 天井澤, 2000).

이와 같이 토층 속에서 일어나는 빙정의 분리 작용은 결국 토양의 동상을 비롯하여 암설의 동결상승(upfreezing)이나 경동(tilting), 동결 분급(frost sorting), 극지적인 돔 모양의 융기, 빙정의 성장에 따른 표층퇴적물의 상승과 같은 명료한 지형프로세스로 이어지게 된다(小野, 1984). 따라서 빙정 분리에 따른 불균등 동상, 즉 극지적인 동상은 유상구조토의 중요한 성인으로 생각되고 있다(Taber, 1952; 山田, 1959; 小澤, 1965, 1974; Costin and Wimbush, 1973; Van Vliet-Lanoč, 1991).

연구지역 유상구조토의 토양단면에도 육안으로 확인 가능한 분리빙이 산재하고 있으나 층상구조의 아이스렌즈나 상주상 빙층이 나타나지는 않는다(그림 8). 즉 빙정의 분리양식에 따른 동결구조(cryogenic structure)는 괴상구조를 보이고 있다(Tsytoich, 1975). French(1996)에 의하면 공극수압이 높으면 동결전선은 제자리에서 움직이지 않으며, 끌어올린 수분은 이용하여 후면에 아이스렌즈를 형성한다. 그러나 공극수압이 낮으면 공극수를 그 자리에서 조금씩 동결시키면서 토양입자 사이로 동결 부분이 아래쪽으로 내려간다. 이렇게 형성된 빙정은 분리빙에 대하여 공극빙(pore ice)이라고 하는데, 이 공극빙에 의해 괴상의 동결구조가 출현하게 된다. 공극빙은 사력도와 같이 토양공극이 커서 높은 공극수압을 유지하기 어려운 조립질 토양에서 잘 발달한다(山田 외, 1968; French, 1996). 따라서 후술하듯이 암갈색 토층에 비해 상대적으로 조립질이 많은 갈색 토층은 빙정 분리에 불리하다. 물론 4월 25일 관찰한 유상구조토와 같이 동결면의 최하부에 동결전선을 따라 형성된 빙정을 비롯하여 갈색 토층 전면에 육안으로 식별할 수 있는 빙정이 비교적 많이 분리되는 경우도 있다(그림 8c). 그러나 이들 분리빙이 밀집되어 나타나는 부분은 전반적으로 세립질이 많아 암갈색 토층과 유사한 입도조성을 보인다.

한편, Williams and Smith(1989)에 의하면 토양

동결이 시작될 때에는 동결면의 진행속도가 빠르고 토양수분도 신속하게 동결되므로 육안으로 식별할 수 있을 정도의 아이스렌즈는 형성되지 않는다. 동결전선이 점차 지중으로 내려가면서 동결속도가 감소하면 충분한 토양수분이 동결전선으로 이동할 수 있으므로 비로소 두꺼운 아이스렌즈가 출현하게 된다. 유상구조토의 상위를 차지하는 암갈색 토층은 세립질이 많으므로 갈색 토층에 비하여 빙정의 분리에 유리하지만, 층후가 10~15cm 이하에 불과하여 동결개시기에 신속하게 동결되므로 아이스렌즈의 발달은 미약한 것으로 생각된다.

5. 유상구조토의 토양 특성

유상구조토의 토양은 점토와 실트의 세립질이 31.2~65.5%, 모래가 21.4~37.1%의 입도조성을 보인다. 특히 암갈색 토층은 세립질이 61.8%, 모래가 29.2%를 차지하고 있다(표 2). 일반적으로 유상구조토는 세립질의 토양으로 구성되어 있는데, 캐나다에서는 58~99%(Tarnocai and Zoltai, 1978), 아이슬란드에서는 60%(Schunke and Zoltai, 1988), 일본에서도 50~60%(佐佐木, 1979; 澤口, 1988)를 세립질이 점유하고 있다.

토양의 입도조성은 온도조건, 수분조건 및 하중조건과 함께 토층의 동상성(frost susceptibility)을

결정하는 중요한 인자이다(日本雪水學會, 1990). 세립질 토양에서는 토양공극이 작으므로 높은 공극수압이 유지되어 아이스렌즈가 형성되기 쉽다. 따라서 동토의 동결구조는 층상이나 망상(網狀)이 되므로 동상량도 커지게 된다. 반면에 조립질 토양에서는 공극수압이 낮아 분리빙보다는 공극빙이 형성되는 괴상구조가 출현하므로 동상성은 떨어지게 된다(小野, 1984). 그러므로 연구지역 유상구조토의 암갈색 토층은 동상에 매우 유리한 조건을 갖고 있다고 할 수 있다. 이에 대하여 갈색 토층은 세립질이 46.7%인데 비하여 모래가 28.2%, 자갈이 25.4%로서 조립질이 증가하고 있다. 유상구조토 토양의 건조밀도는 0.761~1.009g/cm³의 범위를 보인다. 층위별로 비교하면 암갈색 토층은 0.801g/cm³, 갈색 토층은 0.967g/cm³이며, 두 토층의 혼합층은 0.860g/cm³로서 밀도로 내려갈수록 토양은 치밀해지고 있다(표 3). 1.420~2.008의 범위에 들어가는 공극비도 유사한 경향을 보여 갈색 토층의 공극비가 1.558로서 가장 낮으며, 토양의 3상분포에서도 갈색 토층의 고상(固相)이 38.6%로서 가장 높게 나타난다.

함수비와 포화도는 23.0~68.8% 및 37.0~78.2%의 범위에 들어가는데, 밀도로 내려갈수록 토양은 건조해지는 경향을 보인다. 즉 암갈색 토층에서 함수비와 포화도는 각각 59.1% 및 70.5%로서 가장 높고, 갈색 토층에서 27.5% 및 43.3%로서 가장

Table 2. Grain size distribution of hummocky and non-hummocky soils.

	soil horizon	clay · silt(%)	sand(%)	gravel(%)
hummocky soil	dark brown	61.8	29.2	9.0
	mixed	49.5	30.6	19.9
	brown	46.5	28.1	25.4
non-hummocky soil	dark brown	53.2	41.7	5.1
	brown	30.4	30.7	38.9

Table 3. Physical properties of hummocky and non-hummocky soils.

	soil horizon	soil color	dry density (g/cm ³)	void ratio	water content(%)	degree of saturation(%)
hummocky soil	dark brown	10YR 2/3~3/3	0.801	1.986	59.1	70.5
	mixed	10YR 3/3~3/4	0.860	1.883	38.7	51.1
	brown	10YR 4/4~4/6	0.967	1.558	27.5	43.3
non-hummocky soil	dark brown	10YR 3/3	0.709	2.381	72.5	74.5
	brown	10YR 4/4	1.308	1.001	25.2	47.3

났다(표 3). 그러나 영구동토지역에서는 반대로 유상구조토의 표층에서 함수비가 가장 낮고, 밑으로 내려갈수록 높아져 영구동토층 바로 위에서 최고치가 출현한다(Tarnocai and Zoltai, 1978). 또한 공극수압이 매우 높은 화산회토 분포지역(澤口, 1988)에서도 유사한 경향이 나타나 지역에 따라 차이를 보이고 있다.

동계에 유상구조토의 함수비는 전반적으로 증가하는데, 동결 상태를 보이는 유상구조토의 압갈색 토층과 갈색 토층의 수분, 더 정확하게는 얼음 함량은 각각 73.9~118.0% 및 49.9~82.8%에 이른다. 또한 4월 하순에 압갈색 토층의 동토는 대부분 용해되나 함수비는 62.3~111.7%로서 여전히 높은 값을 유지하고 있다. 해빙기에는 이와 같이 지면 부근에 수분이 남아 지면이 연약해지는 연화현상(frost boiling)이 발생하기 쉽다. 특히 유상구조토와 같이 세립질 토양의 경우라면 토층의 빙정이 용해됨으로써 생긴 수분은 낮은 투수계수로 인하여 지하로의 침투에 상당한 시간이 필요할 뿐 아니라 해빙기 초기에는 아직 지면의 온도가 지표보다는 다소 낮은 온도구배(thermal gradient)가 지표로 향하고 있기 때문에 자유수는 지표를 향하여 이동하려고 하므로 용해된 수분의 배출이 어려워져 연화현상이 발생하게 된다(김관진 외, 1999).

세립질 토양은 함수량에 따라 액체, 소성, 반고체 및 고체 상태로 변화한다. 이러한 상태 변화를 일으키는 함수비를 액성한계, 소성한계 및 수축한계라고 하며, 총칭해서 컨시스턴시(consistency) 또는 아터버그(Atterberg) 한계라고 한다(서홍석, 1999). 유상구조토 토양의 액성한계시험 결과를 그림 9의 유동곡선으로 나타냈다. 이 유동곡선에서 낙하점수 25회로 대응하는 함수비 72.8%가 액성한계에 해당한다. 따라서 3월 중순 이후의 해빙기에 연화현상이 발생하면, 압갈색 토층의 컨시스턴시는 액체 상태를 이루므로 높은 유동성을 지니게 되며 동결교란작용을 일으키 쉬워진다(Van Vliet-Lanoé, 1991). 宮田(1988)도 영구동토가 존재하지 않는 지역에서의 인분투선을 분리빙의 용해에 따른 토층의 높은 함수 상태에서 설명하고 있다. 그러므로 유상구조토의 토양단면에 보이는 층위의 동결교란은 동결기에 암설의 전위를 일으키는 빙

정 분리와 더불어 해빙기에 액성한계를 상회하는 높은 함수비와 관련이 큰 것으로 생각된다.

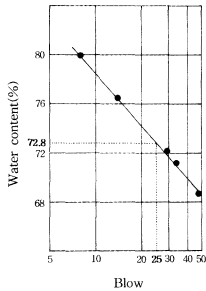


Figure 9. Liquid limit chart of hummocky cohesive soil.

6. 유상구조토의 형성

유상구조토도 다른 구조토와 마찬가지로 다양한 요인에 의해 형성되는 것으로 알려져 있으나 정확한 메카니즘에 대해서는 아직까지도 밝혀져 있지 않다. Schunke and Zoltai(1988)는 유상구조토의 초기 형성을 동결전선으로 수분이 이동하는 과정에서 세립질 토양입자가 집적된 결과로서 설명하고 있는데, Corte(1966)의 실험에서도 토양입자의 이동에 의해 토층이 돔 모양으로 발달한다.

일단 초기단계의 유상구조토가 형성되면 유상구조토와 주변 저지 사이에는 수분조건의 차이를 반영하여 배수에 불리한 주변 저지보다는 배수가 양호한 유상구조토에 더 많은 식생이 정착함으로써 단열효과가 커진다. 따라서 동결시에는 유상구조토보다는 습한 저지에서의 동결면의 진행속도가 더 빠르고 또한 더 깊게 내려간다. 그 결과 유상구조토의 측면으로부터 중심부 쪽으로 압력이 가해져 더 많은 물결의 전위를 일으킴으로써 유상구조토의 발달을 촉진시킨다(Schunke, 1977; 권혁재, 1999). 그러나 Williams and Smith(1989)는

반대로 적설이 빨리 사라지는 유상구조도 쪽이 상대적으로 적설이 늦게까지 남는 주변 저지에 비하여 더 급속하게 냉각되므로 유상구조도 밑의 동결층이 더 두터워져 동결전선은 지표면과 대칭적인 형상을 이룬다고 보고 유상구조도의 형성에 후속하는 평형모델(Mackay, 1980)을 적용시키고 있다. 이러한 상반되는 견해에서도 확인할 수 있듯이 유상구조도의 형성프로세스는 그만큼 다양하고 복잡적이다.

Washburn(1956) 이래 영구동토지역에서는 동결 진행기에 영구동토면과 지표면의 양쪽에서 발달하는 동결전선에 의해 그 중간의 활동층이 압축된다는 사실에 근거하여 유상구조도의 형성을 동결압으로 설명해왔다(Lundqvist, 1969; Crampton, 1977; Tarnocai and Zoltai, 1978). 그러나 Mackay(1980)에 의하면 양쪽에서 접근해 오는 동결전선 쪽으로 활동층의 수분이 이동하므로 미동결 토층은 오히려 건조해지며 결과적으로 치밀해져 물질의 전위가 발생하기 어려워진다. 따라서 동결압 가설에 대신하여 순환세포(circulation cell) 개념을 이용한 평형모델이 제안되었다. 즉 영구동토지역 유상구조도의 토양단면을 보면, 지표면과 영구동토면은 대칭적인 형태를 이루고 있으므로(Crampton, 1977; Tarnocai and Zoltai, 1978) 동결 진행기에 동상에 의해 위쪽으로 이동한 물질이 해빙기에는 중력에 의해 유형의 동토면을 따라 중앙의 낮은 쪽으로 이동한다. 중앙에 모인 물질은 다시 위쪽으로 이동함으로써 결국 하나의 순환계를 이루면서 유상구조도를 성장시키게 되는데, 이 물질 순환은 동결압이 아니라 중력에 의해 추진된다(Mackay, 1980).

한편, 소형(1965, 1974)은 동결수축에 기인하는 비분급 다각구조도로부터 유상구조도가 발달한다고 설명하고 있다. 즉 토층이 심층부까지 동결하면 지표면에는 수축으로 인하여 균열이 생기면서 비분급 다각구조도가 출현한다. 중앙부에 비하여 동상량이 작고 수분조건이 유리한 균열 부분에 먼저 식물이 자라게 되며, 그 결과 불균등 동상이 일어나므로써 나지 상태의 중앙부가 다소 높아진다. 식생이 중앙부로 영역을 확장하는 가운데 지속적인 불균등 동상으로 다각구조도는 서서히 솟아오르면서 주위의 각이 떨어져 결국 환상의 유

상구조도가 형성된다. 불균등 동상에 의한 유상구조도의 형성은 Taber(1952)를 비롯하여 山田(1959), Costin and Wimbush(1973), Van Vliet-Lanoč(1991) 등 많은 연구자에 의해 확인되고 있다.

반면에 유상구조도가 불균등 동상만으로는 형성되지 않는다는 견해도 있다. 불균등 동상에 의해 나지 표면에는 미기복이 형성되나 융해시에는 전부 소실되므로 불균등 동상이 일어나더라도 킨하가 완전하면 유상구조도는 발달하지 않게 된다(Fahey, 1973, 1974). 따라서 동상과 불완전 킨하가 반복되어 그 차가 누적됨으로써 유상구조도가 성장한다고 보고, 융해시에 불완전 킨하를 일으키는 식물 근계의 중요성을 강조하고 있다(澤口, 1988; 天井澤, 2000).

연구지역 유상구조도의 형성프로세스를 현 시점에서 정확하게 밝히기는 곤란하다. 예를 들어 유상구조도와 주변 저지 사이의 불균등 동상은 토양단면이나 수분조건에 별다른 차이가 없으므로 생각하기 어렵다. 또한 유상구조도의 토층에 층상의 아이스렌즈나 상주상 빙층의 발달이 미약하고, 동상으로 인하여 끊어진 근제도 잘 보이지 않는 사실로부터 동상과 불완전 킨하의 반복을 형성프로세스로 보기도 어렵다. 연구지역의 동상량에 관한 구체적인 관측자료가 없으므로 속단할 수는 없으나 동계 토양단면의 동결구조가 현저한 동상을 일으키는 층상구조가 아니라 괴상구조라는 사실을 고려한다면, 유상구조도의 동상량은 입도조성에 비하여 의외로 크지 않을 수 있다. 따라서 연구지역에서는 현재 현저한 동상과 관련되어 유상구조도가 성장하고 있는 것으로는 보이지 않는다. Tarnocai and Zoltai(1978)에 의하면 모든 조건이 구비된다면 유상구조도는 급속하게 형성되며, 비교적 장기간에 걸쳐 안정 상태를 유지한다. 또한 형성된 이후에도 동결교란작용과 같은 내부 활동은 지속될 수 있다고 보았는데, 연구지역의 유상구조도도 이러한 경우로 생각된다.

7. 결론

본 연구에서는 유상구조도의 기후지형학적 의의를 밝히기 위한 작업의 일환으로서 한라산 백록담 화구지에 분포하는 유상구조도를 대상으로 지형 계

측, 동결기와 미동결기의 토양단면 관찰 및 실내에서의 토양 분석을 실시하여 유상구조토의 지형 및 토양 특성을 조사하였다. 연구 결과는 다음과 같이 정리된다.

유상구조토의 평면형은 타원형이 많으며, 장경과 높이는 42~200cm 및 9~27cm로서 크기는 다양하다. 또한 20~40cm의 간격으로 형성된 유상구조토의 분포밀도는 25m²에 17개로서 비교적 높은 편이다.

초본식물의 근계로 덮인 유상구조토의 내부는 상부의 암갈색(10YR 2/3~3/3)과 하부의 갈색(10YR 4/4~4/6) 두 층위로 구분된다. 토양단면에는 암갈색 토층 속에 갈색 토층의 일부가 포획되어 있는 동결교란이 잘 나타난다. 동계에 암갈색 토층의 상부에는 얼음 함량이 높은 빙층이 출현한다. 그러나 현저한 동상의 원인이 되는 아이스렌즈의 층상구조는 나타나지 않으며, 공극빙이 잘 발달한 토양단면은 괴상의 동결구조를 보인다.

유상구조토 토양은 점토와 실트의 세립질이 31.2~65.5%를 차지하며, 특히 암갈색 토층은 동상에 유리한 입도조성을 보인다. 또한 건조밀도는 0.761~1.009g/cm³, 공극비는 1.420~2.008, 함수비는 24.2~68.8%로서 하부의 갈색 토층으로 내려갈수록 토양은 치밀하고 건조해지는 경향을 보인다.

동계에 유상구조토는 콘크리트 상태로 동결되며, 최대동결심은 정상부로부터 45cm이다. 동결기와 해빙기에 유상구조토 토양의 함수비는 전반적으로 높아지는데, 특히 함수비가 액상한계를 상회하는 암갈색 토층은 해빙기에 동결교란작용을 받기 쉬워진다.

급후 연구지역 유상구조토의 형성프로세스를 밝히기 위하여 기온 및 지온의 관측과 더불어 동상량에 관한 야외실험이 필요하다. 또한 연구범위를 확대하여 다른 지역의 유상구조토와 비교함으로써 형성환경의 차이로부터도 프로세스를 규명할 필요가 있다. 이러한 형성프로세스에 근거함으로써 비로소 주빙하환경의 지표로서 유상구조토의 의의를 언급할 수 있을 것이다.

사사

현지조사에 협조해 주신 한라산국립공원의 고정근 박사님과 직원 여러분, 토양 분석을 도와주신 제주대학교 해양토목공학과와 남정만교수님, 현지에서 토

의해 주신 경희대학교 지리학과와 공우석교수님 그리고 본 논문과 급후 연구에 대하여 귀중한 조언을 아끼지 않으신 심사위원에게 감사드립니다. 아울러 현지에서의 측량과 시료 채취를 도와준 아내 심미숙에게도 고마운 마음을 전합니다.

註

- 1) 유상구조토를 *thufur*로 표기하는 경우도 많은데 (김도정, 1970; Schunke, 1977), *thufur*는 *earth hummocks*에 해당하는 아이슬란드어로서 단순형은 *thufa*라고 한다. 유상구조토를 가리키는 용어로는 이외에도 *soil hummock* (Williams and Smith, 1989), *peat hummock* (Billings and Mooney, 1959; Lundqvist, 1969) 또는 *turf hummock* (Bates and Jackson, 1980) 등이 사용되고 있다. 일본에서는 凍結坊主(小嶋, 1965) 또는 十勝坊主(山田, 1959)라고 부르며, 프랑스어 *butte gazonnée*로부터 芝塚(照田, 1963)이라고 번역하여 사용하기도 한다.

文獻

- 고기원, 1997, 제주도의 지하수 부존특성과 서귀포층의 수문지질학적 관련성, 부산대학교 박사학위논문.
- 고정근, 2000, 한라산 고산식물의 생태생리학적 연구, 제주대학교 박사학위논문.
- 공우석, 1999, "한라산의 수직적 기온 분포와 고산식물의 온도적 범위," 대한지리학회지, 34, 385-393.
- 권순식, 1978, "부산지 범어사 주변의 block field에 관하여," 지리학논총, 5, 49-54.
- 권순식, 1979, "거제도도의 주빙하 퇴적물," 지리학논총, 6, 151-153.
- 권순식, 1988, "화강암 거력퇴적물에 관한 연구 - 경남 삼랑진 만어산 일대의 경우," 지리학논총, 15, 29-44.
- 권혁재, 1999, 지형학(제4판), 법문사, 서울.
- 김관진·김정실·김준영·서인식, 1999, 토질역학, 형설출판사, 서울.
- 김도정, 1970, "한라산의 구조도 고찰," 낙산지리, 1, 3-10.
- 김도정, 1973, "한국의 상식의 유형," 지리학, 8, 1-7.
- 서홍석(역), 1999, 토질역학원론, 일광, 서울.

- 원종관, 1975, "제주도의 형성과정과 화산활동에 관한 연구," 건국대학교 이학논집, 1, 7-48.
- 윤 선, 1966, "제주도 형성사," 제주도, 98, 148-164.
- 이동영, 1984, "제주도의 화산활동사," 제주도(권) 한국의 영산 한라산, 제주도, 69-76.
- 이문원, 1984, "제주도의 형성사와 지질구조," 대한지하수환경학회(권) 제주도 지하수자원의 환경학적 보전과 개발이용, 제주도, 54-74.
- 장 호, 1983, "지리산지 능선선 동부(세석-계석봉)의 주빙하지형," 지리학, 27, 31-50.
- 전영권, 1966, "한여산 Block Stream에 관한 연구," 한국지형학회지, 2, 43-56.
- 전영권, 1996, "천황산 talus의 형성과 지형발달," 한국지역지리학회지, 2, 173-182.
- 제주도, 2000a, 서귀포·하효리도록 지질보고서, 제주도.
- 제주도, 2000b, 자연친화적인 한라산 사도설치 타당성 조사, 제주도.
- 宮田雄一郎, 1968, "密度逆轉成層による周水河インボリューションの形成," 第四紀研究, 23, 373-391.
- 山田忍, 1959, "野地坊主と十勝坊主について," 日本土壤肥料學會誌, 30, 49-52.
- 山田忍・山内正規・田村昇市・山口宏, 1968, "火山性土の凍結並に融凍作用が土壤と作物に及ぼす影響とこれが対策について," 山田忍(編) 土壤の生成・分類・調査とその活用, 養賢堂, 東京, 57-80.
- 小山正忠・竹原秀雄, 1996, 新版標準土色帖, 日本色研事業, 東京.
- 小野有五(譯), 1984, 周水河環境, 古今書院, 東京.
- 小崎尚, 1965, "大雪火山群の構造土," 地理學評論, 38, 179-199.
- 小崎尚, 1974, "凍結・融解作用がつくる微地形-日本の構造土," 科學, 44, 708-712.
- 小崎尚(編), 1963, スピッツベルゲン周水河地形, 明治大學.
- 小崎尚・野上道男・岩田修二, 1974, "ひがし北海道の化石周水河現象とその古氣候學的意義," 第四紀研究, 12, 177-191.
- 原口九萬, 1931, "濟州島の地質," 朝鮮地質調査要報, 10, 1-34.
- 李文遠, 1982, "韓國濟州火山島の地質," 岩石礦物鑛床學會誌, 77, 55-64.
- 日本雪水學會, 1990, 雪水辭典, 古今書院, 東京.
- 町田貞・井口正男・貝塚與平・佐藤正・櫻藤勇・小野有五(編), 1981, 地形學事典, 二宮書店, 東京.
- 照田宥子(譯), 1963, 周水河地形, 創造社, 東京.
- 佐佐木清一, 1979, "北海道北部における Earth Hummockについて," 第四紀研究, 18, 31-37.
- 淺井辰郎, 1980, "アイスランド全國地誌(6) 外力地形 II," お茶の水大學人文科學紀要, 33, 17-47.
- 天井澤晚裕, 2000, "根室半島におけるアースハンモックの形成プロセス," 日本地理學會發表豫稿集, 57, 189-189.
- 沖田良隆・齊藤万之助・赤澤傳, 1979, "御路市美濃のアースハンモック," 土木試験月報, 316, 1-19.
- 澤口晉一, 1985, "北上山地の現成のアースハンモック," 東北地理, 37, 131-132.
- 澤口晉一, 1988, "北上山地中部一杯森のアースハンモック," 巖台史學, 74, 111-113.
- 横山勝三, 1999, "霧島火山御鉢火口縁上の積氷塚," 地形, 20, 119.
- Bates, R. L. and Jackson, J. A., 1980, *Glossary of Geology(second edition)*, American Geological Institute, Virginia.
- Billings, W. D. and Mooney, H. A., 1959, An apparent frost hummock-sorted polygon cycle in the alpine tundra of Wyoming, *Ecology*, 40, 16-20.
- Corte, A. E., 1966, Particle sorting by repeated freezing and thawing, *Buletyn Periglaciality*, 15, 175-240.
- Costin, A. B. and Wimbush, D. J., 1973, Frost cracks and earth hummocks at Kosciusko, Snowy Mountains, Australia, *Arctic and Alpine Research*, 2, 111-120.
- Crampton, C. B., 1977, A study of the dynamics of hummocky microrelief in the Canadian north, *Canadian Journal of Earth Science*, 14, 639-649.
- Demek, J., 1973, Die Klimamorphologie des vulkanischen Gebietes von Changbai-san in der Koreanischen Volksdemokratischen Republik, *Zeit für Geomorphologie Supplement band*, 17, 58-71.

- Fahey, B. D., 1973, An analysis of diurnal freeze-thaw and frost heave cycles in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range, *Arctic and Alpine Research*, 5, 269-281.
- Fahey, B. D., 1974, Seasonal frost heave and frost penetration measurements in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range, *Arctic and Alpine Research*, 6, 63-70.
- French, H. M., 1996, *The Periglacial Environment(second edition)*, Longman, Singapore.
- Konrad, J. M. and Morgenstern, N. R., 1980, A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils, *Canadian Geotechnical Journal*, 17, 473-486.
- Lautensach, H., 1945, *Korea, Eine Landeskunde auf Grund eigener Reisen und der Literatur*, Koehler Verlag, Leipzig.
- Lundqvist, J., 1969, Earth and ice mounds; A terminological discussion, Péwé, T. L.(ed.), *The Periglacial Environment*, McGill University Press, Montreal, 203-215.
- Mackay, J. R., 1980, The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada, *Canadian Journal of Earth Science*, 17, 996-1006.
- Mackay, J. R. and Mackay, D. K., 1976, Cryostatic pressures in nonsorted circles(mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories, *Canadian Journal of Earth Science*, 13, 889-897.
- Matsukura, Y., Tanaka, Y., Hachione, S. and Kim, T., 1998, Hogback and glacial pediment in Mount Dalma, Korea, *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, 24, 13-17.
- Oguchi, T. and Tanaka, Y., 1998, Occurrence of extrazonal periglacial landforms in the lowlands of western Japan and Korea, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 285-294.
- Park, K., 2000, Morphology and genesis of block fields on the Seoraksan National Park in Kangwon Province, Korea, *Journal of the Korean Geographical Society*, 35, 653-663.
- Rapp, A., 1960, Recent periglacial phenomena in Sweden, *Biuletyn Periglacialny*, 8, 143-154.
- Raup, H. M., 1965, The structure and development of turf hummocks in the Mesters Vig District, northeast Greenland, *Meddelelser Om Grønland*, 166, 1-112.
- Schunke, E., 1977, Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands, *Erdkunde*, 31, 279-287.
- Schunke, E. and Zoltai, S. C., 1988, Earth hummocks(thufur), Clark, M. J.(ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley, Chichester, 231-245.
- Taber, S., 1952, Geology, soil mechanics, and botany, *Science*, 115, 713-714.
- Tanaka, Y. and Matsukura, Y., 1999, Pediments and related landforms in Korea, *Geographical Review of Japan*, 72(Series B), 173-180.
- Tamocai, T. and Zoltai S. C., 1978, Earth hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic, *Arctic and Alpine Research*, 10, 581-594.
- Tsytoovich, N. A., 1975, *The Mechanics of Frozen Ground*, McGraw-Hill, New York.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1988, The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction, *Journal of Quaternary Science*, 3, 85-96.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1991, Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanism; a discussion of the origin of cryoturbation, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, 123-129.
- Washburn, A. L., 1956, Classification of patterned ground and review of suggested origins, *Geological Society of America Bulletin*, 67, 823-865.
- Washburn, A. L., 1980, *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*, John Wiley, New York.
- Williams, P. J. and Smith, M. W., 1989, *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*, Cambridge University Press, Cambridge.

(2001년 7월 18일 접수)