

한라산의 지형경관

김 태 호

제주대학교 사범대학 사회교육과

요 약

한라산은 북성화산에 해당하는 하와이형 순상화산으로서 산정부에 용암원정구를 지닌 복식화산이다. 또한 산록에는 스킨리아콘으로 이루어진 단성화산군이 출현하여 측화산을 형성하고 있다. 스킨리아콘의 산정 화구는 담수되어 고층습원을 이루기도 한다. 한라산의 하천은 대부분 건천으로서 하계의 발달이 미약하여 하계밀도가 낮고 산지의 개석도도 크지 않다. 또한 굴곡도가 작은 직류하천이며 방사상 및 평행상의 하계모양을 보인다. 산지하천 특유의 폭포와 급류가 많이 출현하므로 계단상 종단면형을 이루며 굴식작용과 마식작용으로 포트홀, 소, 폭포가 잘 발달한다. 산정현상으로 인하여 주빙하환경에 놓여 있는 한라산 아고산 및 고산대에는 구조토와 암괴원이 나타난다. 또한 조면암 지역에는 주상절리에 차별풍화가 일어나 토르와 같은 독특한 지형경관이 발달한다.

1. 서 론

한라산은 제 4 기의 분화활동에 의해 형성된 화산으로서 한반도의 산지와는 상이한 지형경관을 지니고 있다. 주로 현무암 및 조면현무암질 용암이 누적되어 형성된 한라산은 완사면이 특징적인 하와이형 순상화산에 해당한다. 표고 600~1,000m 이상의 산악지대에 위치하는 한라산국립공원 구역의 경우에 70.5%를 차지하는 경사 15° 미만 지역을 포함하여 30° 이하 지역이 산지 전체의 95.1%를 차지하고 있다(제주도, 2000a).

또한 한라산은 국내 최다우지에 해당하는 산지임에도 불구하고 지표수가 발생하기 어려운 유역의 지질조건으로 인하여 하천 구간이 대부분 건천을 이루며 하계밀도도 낮기 때문에 산지의 개석도가 크지 않은, 즉 texture of dissection이 조밀하지 않은 평활한 사면을 지니고 있다.

그러나 산록에는 한라산의 측화산을 이루는 수십 개의 소형 화산체가 출현하여 평활한 사면에 다양한 기복을 형성함으로써 변화가 많은 산지경관을 만들고 있다.

한라산이 소재하는 제주도는 국토의 최남단인 북위 33° 11' 27" 에서 33° 33' 50" 에 걸쳐 위치하는 지리적 특성으로 한반도에 비하여 온화한 기후조건을 지니고 있다. 그러나 표고 1,900m를 넘는 한라산 정상 일대는 연평균 기온이 3.7°C(고, 2000)로 매우 낮으며, 특히 산정현상(小泉, 1973)으로 인하여 전형적인 주빙하환경에 놓여 있다. 따라서 한라산 고산대에는 한랭한 기후환경을 반영하는 주빙하지형과 풍화지형이 출현하여 한라산의 지형경관에 다양성을 부여하고 있다.

본고에서는 주로 한라산의 표고 600~1,000m 이상 산악지대에 위치하고 있는 한라산국립공원 구역의 지형경관을 대상으로 화산지형, 하천지형,

주빙하지형 및 풍화지형의 네 유형으로 구분하여 고찰한다.

2. 화산지형

제 4 기의 화산활동으로 형성된 제주도는 주산체인 한라산과 산록의 소형 화산체가 어우러져 독특한 지형경관을 만들고 있다. 표고 1,950m의 한라산은 순상화산의 정상부에 용암원정구가 놓여 있는 복식화산(composite volcano)으로 분류할 수 있다. 제주도의 분화활동이 플라이스토세 전기부터 시작되었다고 해석하는 4단계 화산활동사(이, 1994; 제주도, 1994)에 의하면 한라산을 제외한 제주도의 모습이 대부분 결정된 용암대지 형성기가 제2단계에 해당한다. 제3단계에는 분화양식이 제주도 중앙부에서의 중심분화로 바뀌면서 중앙화구를 중심으로 현무암질 용암이 누적되어 한라산 순상화산체가 형성되었으며, 16만년 전에는 조면암질 용암이 분출하여 한라산 정상에 용암원정구가 출현하였다. 이후 10만년 전부터 시작한 후화산활동기에 다수의 측화산 형성과 더불어 용암원정구에서 다시 현무암질 용암이 분출하면서 한라산 정상에 둘레 1.7km, 최대깊이 110m의 백록담 분화구가 형성되었다. 반면에 7만년 전에 일어난 조면암질 용암의 분출이 용암원정구와 분화구를 형성하였다는 의견(윤, 1995; 고, 1997)도 있어 백록담 분화구의 형성시기를 둘러싸고 논란이 계속되고 있다.

순상화산(shield volcano)은 점성이 작은 현무암질 용암류가 다수 누적되어 형성되는 10° 이하의 완만한 사면을 지닌 도움 모양의 화산체로서 일출식 분화(effusive eruption) 가운데 중심성이 큰 분화양식인 하와이식 분화의 결과로서 출현한다. 하와이식 분화는 폭발력이 약하므로 파편상의 분출물이 극히 적어 화산체의 대부분은 용암으로 구성되며, 화산쇄설물의 양은 전체의 1% 이하에 불과하다. 일회의 분화활동을 통하여 형성되는 체적 10km³ 이하인 소규모의 아이슬란드형 순상

화산과 다수의 분화활동을 반복하며 형성되는 대규모의 하와이형 순상화산으로 구분할 수 있는데, 후자의 유형으로는 하와이섬의 마우나케아, 마우나로아, 킬라우에아가 유명하다. 이들 하와이의 순상화산군은 수 만년에서 수십 만년에 걸쳐 수심 5,000m의 해저로부터 성장한 대형 화산체로서 분출량이 10,000km³에 달하나 산록의 경사는 4~6°로 매우 완만하다.

한라산국립공원 구역에는 주로 단성화산에 해당하는 46개의 오름이 분포하고 있다(제주도, 1997). 단성화산(monogenetic volcano)은 일회의 분화활동기를 통하여 형성되는 화산체로서 수차례에 걸친 휴지기와 분화활동을 통하여 생성되는 성층화산이나 순상화산과 같은 복성화산(polygenetic volcano)에 대비되는 소형 화산체이다(橫山 외, 1992). 단성화산은 무리를 지어 출현하기 쉬운데, 특히 대형의 복성화산 주변에 분포하는 경우에는 측화산이나 기생화산으로 불린다. 단성화산은 형성프로세스와 화산분출물의 성질을 반영하여 여러 유형으로 다시 분류되는데, 한라산의 단성화산은 송이로 불리는 화산쇄설물로 구성된 스킨콘(scoria cone)이 대부분이다(그림 1a).

한라산 산악지대의 스킨콘은 사면 위에 출현하므로 해안지대나 중산간지대의 평탄면 위에 형성된 스킨콘에 비하면 화산체의 형태가 모식적이지 못하다. 그러나 한라산 동쪽 산록에 소재하는 사라오름과 논고악은 스킨콘의 형태적 특징을 비교적 잘 보여주는데, 스킨콘은 스트롬볼리식 분화에 의해 화구 위로 방출된 화산쇄설물이 화구 주변에 떨어져 집적됨으로써 형성되는 화산체이다. 지속적인 분화활동으로 스킨콘이 성장하여 사면의 경사가 커지면 화산체 위에 떨어진 화산쇄설물은 그 자리에 멈추지 못하고 사면 아래로 굴러 떨어진다. 이러한 과정을 통하여 화산체가 형성되므로 스킨콘의 사면은 애추(talus)의 양상을 띠게 된다(McGetchin et al., 1974). 따라서 스킨콘은 스킨콘의 안식각에 해당하는 30~35° 정도의 직선사면을

지닌 추형을 이룬다.



a) 어울림오름과 주변의 스크리아콘



b) 사라오름의 산정 화구호



c) 한라산 정상의 용암원정구

그림 1. 한라산의 단성화산

모식적인 스크리아콘에 해당하는 사라오름과 논고악의 산정에는 직경이 250m, 깊이가 각각 30m 및 53m인 분화구가 나타난다. 그러나 한라산의 스크리아콘에 산정 화구가 명료하게 출현하는 경우는 많지 않다. 실제로 모든 스크리아콘에 화구가 출현하는 것은 아니며, 제주도에서는 오히려 화구를 지니지 않은 스크리아콘이 일반적이다(제주도, 1997). 이러한 현상은 화산체가 형성되

는 최종단계에서 용암류가 흘러나오면서 화산체를 일부 파괴하거나 또는 화산체가 형성된 이후에 시작되는 침식작용으로 화구 주변이 제거되었기 때문이다(현·김, 2001). 스크리아콘은 투수성이 큰 화산쇄설물로 구성되어 있으므로 화구에 호소가 출현하기 어려우나 사라오름을 비롯하여 물장울과 동수악의 화구는 담수되어 제주도의 대표적인 산정 습지를 이루고 있다(그림 1b). 그러나 이들 습지는 식생천이와 같은 자연적인 요인뿐 아니라 인위적인 요인에 의해 빠른 속도로 육화되고 있다(제주도 외, 2001).

한편, 한라산 정상의 백록담 서벽은 형태나 구성물질에서 스크리아콘과는 큰 차이를 보인다(그림 1c). 일반적으로 점성이 높은 용암이 화구에서 밀려 올라오면 유동성이 작으므로 빨리 흐르지 못하고 화구 주변에서 다소 퍼지면서 반구 모양의 화산체를 이루게 된다. 보통 종상화산으로 불리는 이러한 유형을 용암원정구(lava dome)라고 한다. 용암원정구는 양파와 같은 동심구각상의 내부구조를 지니고 있다. 이러한 독특한 구조는 먼저 나온 용암이 뒤이어 나오는 용암으로 인하여 얇게 늘어나면서 바깥쪽으로 밀려나가기 때문에 발생한다(橫山 외, 1992). 제주도를 대표하는 오름의 하나인 산방산도 용암원정구에 해당한다. 용암원정구의 산록부는 급경사의 블록사면으로 이루어지고 기저부에는 직선상의 애추사면이 출현하는데, 백록담 서벽에도 이러한 용암원정구의 형태적인 특징이 잘 보인다. 또한 동심구각상의 내부구조를 반영하여 암벽에는 주상절리가 잘 나타난다.

제주도의 해안 일대에는 성산 일출봉이나 송악산과 같이 마그마의 분출에 외부의 물이 영향을 미치는 수인성 화산작용으로 형성된 하이드로볼케이노(hydro-volcano)가 다수 분포하고 있다(Sohn, 1996). 하이드로볼케이노는 강력한 수증기 마그마폭발을 통하여 출현하므로 화산쇄설물에는 미립질 화산회(ash)가 많이 포함된다. 또한 화구를 중심으로 화쇄난류(pyroclastic surge)가 사방으로 퍼지면서 화산쇄설물이 퇴적되므로 스크리아콘과

는 구성물질뿐 아니라 외형과 구조에서도 현저한 차이를 보이게 된다. 그러나 한라산 산악지대는 지표수는 물론 지표 가까이 지하수도 분포하지 않는 지역이므로 수인성 화산작용이 발생하기 어려워 하이드로볼케이노는 출현하지 않는다.

3. 하천지형

제주도의 하천은 한라산 정상부를 중심으로 발달하고 있으나 동·서부지역은 한라산 능선의 말단부에 위치하여 사면의 경사가 완만할 뿐 아니라 비교적 평탄한 용암대지로 이루어져 있으므로 상대적으로 하천의 발달은 미약한 편이다. 따라서 제주도의 하천은 제주와 서귀포의 남·북부지역에 집중적으로 출현하고 있다(그림 2).

제주도에는 총 연장 771.1km에 이르는 60개의 지방2급하천과 66개의 소하천이 흐르고 있다(제주도, 2001). 동·서부지역의 일부 하천을 제외하면 지방2급하천은 대부분 산악지대에서 발원하므로 한라산국립공원 구역에 상류구간이 위치하고 있다.

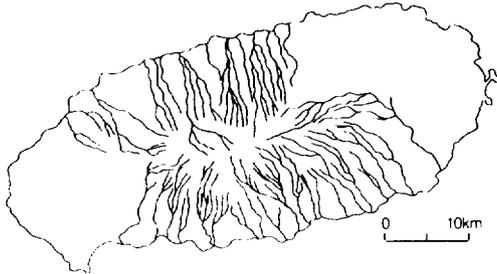


그림 2. 방사상 하계모양을 보이는 제주도의 수계

축척 1:25,000 지형도에 청색 실선으로 표시된 하천을 대상으로 하계망을 분석하면, 한라산국립공원 구역의 하계모양(drainage pattern)은 전형적인 방사상으로서 전 사면에 걸쳐 하천이 출현하고 있다. 그러나 하천차수(stream order)는 높

지 않아 3차수에 해당하는 하천과 광령천을 제외하면 모두 2차수 이하에 불과하다. 또한 각 하천의 1차수 하천의 수도 일반 하천에 비하여 매우 적게 나타난다. 하계망에서 1차수 하천은 지류를 지니지 않는 최상류의 하천에 해당하므로 1차수 하천의 수는 지표유출의 정도를 반영하게 된다. 따라서 1차수 하천이 많지 않은 한라산의 저밀도 하계는 기반암의 높은 투수율과 낮은 지하수면 등으로 인하여 지표유출이 일어나기 어려운 한라산 유역의 지질조건을 잘 반영하고 있다.

하계망 분석에서 어느 차수의 하천 수와 한 단계 높은 차수의 하천 수의 비율을 분기율(bifurcation ratio)이라고 하는데, 특정한 지질구조의 영향을 받지 않는 자연하천의 분기율은 대부분 3~5의 범위에 들어간다(권, 1999). 그러나 한라산 하천의 평균 분기율은 비록 하천 수가 많지 않으므로 큰 의미를 부여하기는 어려워도 하천과 광령천을 제외하면 모두 2 이하이다. 즉 하천차수가 높아져도 하천의 수는 그다지 증가하지 않는 저밀도 하계의 특징을 보이고 있다. 일반적으로 차수가 높아질수록 하천의 평균길어도 일정한 비율로 증가한다. 그러나 한라산에서는 하계를 구성하는 차수별 하천 수가 많지 않으므로 하천마다 평균길이의 증가율이 매우 다를 뿐 아니라 하천의 차수별 증가율도 일정하지 않아 일반 하천과는 차이를 보인다.

한라산 하천의 평면형상은 직선에 가까운 직류하천을 이루는 경우가 많다. 그 결과 곡류의 정도를 가리키는 지표인 굴곡도(sinuosity)는 1.1~1.3에 불과하여 1.5 이상의 굴곡도를 지닌 사행하천과는 큰 차이를 보인다(강, 1980). 본류에 합류하는 지류도 사면경사에 지배되어 최단거리의 유로를 유지하면서 본류와 동일한 방향으로 흘러내리므로 평행상의 하계모양이 나타나기 쉽다(그림 2). 또한 산릉부와 같은 명료한 지형적인 분수계가 없으므로 하천의 유역을 정확하게 구분하기는 어려우나 평행상의 하계모양을 반영하여 유역의 형상은 세장형을 이루고 있다.

한라산을 흐르는 하천의 가장 큰 특징으로는

강수 직후에만 유수가 나타나는 건천을 들 수 있다(그림 3a). 한라산 유역은 층리나 절리, 동굴이 잘 발달한 현무암질 용암이나 조면현무암질 용암으로 구성되어 있으므로 유수가 지하로 쉽게 침투할 수 있다. 따라서 강우강도가 일정한 수준에 도달하지 않으면 표면유출이 일어나지 않는다. 또한 토층이나 풍화층의 발달이 미약하여 중간류의 형태로도 유출이 일어나기 어렵다. 그러나 침투율을 초과하는 큰 규모의 강수가 발생하면 급격하게 유량이 증가하는 전형적인 플래쉬성 유출을 보인다. 지하수면이 해수면 부근의 고도에 위치하므로 무강수기에 기저유출에 의해 함양되는 유수는 해안 주변의 하류구간에만 나타난다. 따라서 하천의 상류지역에 위치하는 한라산국립공원 구역에서는 대부분 건천의 양상을 띠며, 극히 제한된 구간에 한해서 국지적으로 유수가 출현하고 있다. 그 결과 국내 최다우지에 위치하는 한라산의

하천은 많은 강수량에도 불구하고 대부분의 하도에 유수가 출현하지 않으며, 하계망의 발달도 강수량에 비하여 미약한 편이다.

한라산의 하천에는 하도가 기반암으로 구성되어 있는 산지하천의 특징이 잘 나타난다(그림 3b). 구간에 따라서는 자갈로 덮여 있는 역상하천(gravel-bed river)도 나타나므로 두 유형의 하천이 교호하는 양상을 보이고 있으나, 역상하천 구간에도 기반암 하상이 혼재하므로 전체적으로는 산지하천의 경향이 강하다. 따라서 하도 구성물질이 사력으로 구성되어 있는 층적하천과는 여러 가지 다른 성격을 지니고 있다. 일반적으로 산지하천은 사력의 분급과 파쇄, 마모기능이 활발하며, 하상은 계단상을 이루는 경우가 많다. 한라산 국립공원 구역의 하천에도 폭포와 급류와 같은 경사급변점의 출현빈도가 매우 높아 하천의 종단면형은 전형적인 계단상을 이루고 있다. 특히 현무암과 조면현무암의 용암류가 층층이 누적되어 형성된 지역이므로 용암류 사이의 층리를 따라 진행되는 굴식작용(plucking)으로 폭포가 출현하기 쉬우며, 유수가 출현하지 않는 폭포 벽에는 클링커(clinker)로 구분되는 용암류의 단면이 잘 나타난다(그림 4a). 한라산 산악지대에서는 대부분의 하천에 폭포와 급류가 출현하나 동쪽 산록으로 흐르는 천미천과 서중천에서는 출현빈도가 다소 낮고 규모도 작은 편이다.

기반암으로 이루어진 한라산 하천의 하상에는 마식작용으로 소와 폭호(plunge pool)가 잘 발달한다(그림 4b). 특히 용암류가 냉각되는 과정에서 암체의 수축현상으로 인하여 형성되는 절리를 따라 굴식작용으로 암괴가 쉽게 뜯겨져 나가기 때문에 소의 형성에 매우 유리하다. 소가 연속적으로 출현하는 경우에 소와 소 사이의 노암 부분은 계단상을 이루므로 소위 step-pool sequence가 빈번하게 출현한다. 따라서 한라산 하천의 종단면형은 폭포와 급류로 이루어진 매크로 스케일의 계단상 종단면형에 step-pool로 인한 마이크로 스케일의 계단상 종단면형이 중첩되어 있다. 마식작용으로 인한 포트홀과 그루브도 쉽게 관찰되는



a) 광령천



b) 천미천

그림 3. 건천 및 산지하천의 특색을 지니고 있는 한라산의 하천

소규모의 하천지형이다. 포트홀(pothole)은 하천이 운반하던 자갈이 하상면의 요지에 들어가 와류와 함께 회전운동을 하면서 원통형으로 깊게 파놓은 지형이며, 그루브(groove)는 선상으로 길게 파인 홈 모양의 지형이다(그림 4c).



a) 용암류 단면이 보이는 효돈천의 폭포



b) 병문천의 폭호와 같은 소



c) 효돈천 하상의 포트홀

그림 4. 굴식 및 마식작용으로 발달한 하천지형

산지하천에서는 곡벽에 의해 하도의 평면형뿐 아니라 하도의 단면형과 크기도 제약을 받는다.

즉 하도가 기반암으로 이루어진 구간에서는 하도의 형태가 변하면서 하폭과 하도단면적이 급격하게 감소하는 경우가 나타난다. 따라서 하류방향으로 하폭과 하도단면적이 일정한 비율로 증가하는 충적하천의 수리기하(hydraulic geometry)와는 다른 양상을 보이게 된다. 어리목 부근 광령천에서도 하폭 10m 정도의 장방형 하도가 하상에서의 하폭이 1m에 불과한 V자형 하도로 갑자기 좁아지기도 한다. 하류 쪽에서 곧 본래의 형태와 하폭으로 되돌아오나 V자형 하도가 끝나는 지점의 하상에는 유속의 급격한 증가에 따른 국지적인 세굴현상이 일어나 소가 형성되어 있다.

한편, 자갈로 덮여 있는 역상하천 구간에는 직경이 3m를 넘는 거대한 암괴도 많이 퇴적되어 있다. 이들 암괴는 상류로부터 운반되어 온 암괴라기보다는 인접한 하곡 사면의 암반 노출지에서 절리면을 따라 붕락한 암괴로서, 하곡 사면이 급경사를 이루는 구간에서는 현재도 붕괴가 일어나면서 하천에 암괴를 공급하고 있다. 거대한 암괴가 퇴적되어 있는 구간에서는 암괴의 주변과 배후에 많은 거력이 쌓임으로써 거력 퇴적물의 말단에는 수 m 높이의 단애가 형성되며, 단애의 전면에는 폭호와 유사한 소가 발달하여 역상하천 도처에 원형의 요지형이 출현한다.

4. 주빙하지형

한라산국립공원은 표고 600~1,000m 이상의 산지로 이루어져 있으며, 특히 백록담 일대의 정상부는 표고 2,000m에 가까운 고산지대이다. 일반적으로 한라산은 해발고도에 의해 4개의 식생대가 출현하는데, 1,300~1,800m 지역과 1,800m 이상 지역을 각각 아고산대와 고산대로 구분하고 있다(Kong, 2000). 아고산 및 고산대는 열악한 기후 조건으로 인하여 저지대와는 상이한 생태계와 경관이 출현하는 지역이다.

현재 한라산국립공원에 설치되어 있는 제주기상청 어리목관측소(표고 970m)와 성판악관측소

(표고 750m)의 연평균기온은 각각 9.4°C 및 12.5°C이다. 따라서 한라산의 기온계감률 -0.58°C/100m(공, 1999)을 적용하면, 표고 1,950m인 한라산 정상부에서의 연평균 기온은 3.7°C~5.5°C로 추정된다. 한라산국립공원 관리사무소에서 백록담 화구륜의 동릉 정상, 즉 표고 1,920m에서 관측한 기상자료에 의하면 연평균 기온은 3.7°C이며, 최한월인 1월 평균기온은 -9.0°C이다(고, 2000). 또한 11월부터 3월까지 동계 5개월간의 평균기온은 -4.2°C로서 11월을 제외한 4개월은 월평균기온이 영하로 내려간다. 표고 1,802m의 장구목에서 자동 관측한 기상자료에서도 2월과 3월 평균기온은 각각 -7.9°C 및 -2.4°C로서 영하를 가리키며, 4월 평균기온도 2.9°C에 불과하다(제주도, 2000b).

한편, 한라산 정상부에서 관측된 바람에 관한 자료는 존재하지 않으므로 구체적으로 언급하기는 곤란하나 표고 1,802m의 장구목에서 관측한 자료에 의하면 2월부터 8월까지 7개월간의 평균 풍속은 16.7m/sec이다. 또한 관측기간 중에 19m/sec 이상의 풍속을 기록한 일수가 34일로서 한라산 정상 일대의 강풍 환경을 잘 보여주고 있다(제주도, 2000b).

이러한 낮은 기온과 강한 바람을 비롯하여 큰 일교차, 공기 중의 높은 습도, 많은 강수량 등의 기후조건을 반영하여 한라산 정상 일대에는 주빙하지형으로 분류되는 특수한 지형이 출현하여 한라산의 지형경관에 다양성을 부여하고 있다. 주빙하(periglacial)는 1910년 폴란드의 지질학자 로진스키(Lozinski)가 플라이스토세의 빙상에 인접한 지대의 기후와 지형을 기재하기 위하여 처음으로 제안한 용어이다(French, 1996). 본래는 빙하에 인접한 지대에서 동결·융해작용으로 암석의 파쇄현상이 현저한 지역을 주빙하지형이라고 하였으나, 현재는 빙하에 관계없이 한랭한 기후조건 아래에서 동결작용(frost action)이 강력하게 작용하는 지역에도 적용되고 있다.

따라서 주빙하지형에서는 동결파쇄, 동상(frost heave), 솔리플럭션(solifluction) 등의 동결작용에 의해 각종 주빙하지형이 형성된다. 특히 나지

상태의 지표면에서는 동결작용으로 암석이 분급되면서 환상, 다각상, 호상, 계단상과 같은 기하학적인 모양이 나타나는데, 이러한 미지형을 구조토(patterned ground)라고 한다. 식생으로 덮여 있는 장소에서도 구조토는 형성될 수 있으며, 한라산에서는 백록담 화구저와 동릉 정상 일대의 식생으로 덮인 지역에 유상구조토와 계단상 구조토가 분포하고 있다(김, 1970; 김, 2001).

유상구조토(earth hummock)는 초본식물이 자라는 툰드라 지역에서 가장 탁월하게 발달하는 구조토로서 물질의 분급을 동반하지 않는다. 높이와 직경이 각각 20~100cm 및 50~150cm인 반구모양의 미지형으로서 내부는 세립질 토양으로 구성되어 있으며, 표면은 매트와 같이 초본식물이나 관목과 같은 식생으로 두텁게 덮여 있다(권, 1999). 유상구조토는 캐나다(Tarnocai and Zoltai, 1978), 스발바르제도(Van Vliet-Lanoë, 1991)와 같은 영구동토지역뿐 아니라 아이슬란드(Schunke, 1977), 핀란드(Van Vliet-Lanoë, 1991), 오스트레일리아(Costin and Wimbush, 1973), 일본(小嶋, 1965) 등의 계절적 동토지역에도 넓게 분포하고 있다. 유상구조토의 기후학적 한계는 6°C의 등온선으로 추정하는데, 형성 가능한 범위가 가장 넓은 주빙하지형으로 알려져 있다(小嶋 외, 1974). 국내에서는 한라산 이외에 백두산(Demek, 1973), 지리산(장, 1983) 및 오대산(손·박, 1999)에 유상구조토의 존재가 보고되고 있다.

한라산의 유상구조토는 5m×5m의 방형구에 20~40cm 간격으로 모두 17개가 분포하여 0.68개/m²의 비교적 높은 밀도를 보인다(그림 5a). 유상구조토의 평면형은 타원형이 많으나 다각형에 가까운 불규칙한 형태도 자주 출현한다. 또한 유상구조토의 장경은 42~200cm, 단경은 41~172cm의 범위를 보이는데, 소형일수록 원형에 가깝고 대형일수록 타원형의 경향을 보인다. 높이는 9~27cm로서 장경이 커질수록 높이도 커지고 있다. 그러나 장경이 커질수록 높이의 증가율은 감소하고 있어 유상구조토의 높이에는 상한이 있는

것으로 생각된다(김, 2001).



a) 백록담 화구저의 유상구조토



b) 백록담 동쪽 내사면의 암괴원



c) 지의류로 덮여 있는 암괴원의 각력

그림 5. 한라산의 주빙하지형

유상구조토의 성인은 매우 다양하고 또한 복잡적이다. Schunke and Zoltai(1988)는 유상구조토의 초기 형성을 동결전선으로 수분이 이동하는 과정에서 세립질 토양입자가 집적된 결과로서 설명하고 있다. 일단 초기단계의 유상구조토가 형성되면 유상구조토와 주변 저지 사이에는 수분조건

의 차이를 반영하여 배수에 불리한 주변 저지보다는 배수가 양호한 유상구조토에 더 많은 식생이 정착함으로써 단열효과가 커진다. 따라서 동결시에는 유상구조토보다는 습한 저지에서 동결면의 진행속도가 더 빠르고 또한 더 깊게 내려간다. 그 결과 유상구조토의 측면으로부터 중심부 쪽으로 압력이 가해져 더 많은 물질의 전위를 일으킴으로써 유상구조토의 발달을 촉진시킨다(Schunke, 1977). 그러나 Williams and Smith(1989)는 반대로 적설이 빨리 사라지는 유상구조토 쪽이 상대적으로 적설이 늦게까지 남는 주변 저지에 비하여 더 급속하게 냉각되므로 유상구조토 밑의 동결층이 더 두터워져 동결전선은 지표면과 대칭적인 형상을 이룬다고 보고 평형모델을 적용시키고 있다.

일반적으로 영구동토지역의 유상구조토는 동결압에 의해 미동결토가 전위됨으로써 형성되는 것으로 설명하고 있다(Washburn, 1980). 즉 지표면으로부터 영구동토면을 향하여 동결되어 가는 활동층(active layer)에서는 동결전선의 진행속도가 장소에 따라 다르므로 영구동토면과 동결전선 사이에는 포켓 모양의 미동결토가 출현하게 된다. 동결전선의 압박으로 이 부분에 압력이 작용하면 미동결토는 위쪽으로 밀려 올라가 유상구조토를 형성한다. 그러나 활동층의 수분은 양쪽에서 접근해 오는 동결전선 쪽으로 이동하므로 미동결토층은 오히려 건조해지고 결과적으로 치밀해져 물질의 전위가 발생하기 어렵다고 보고 최근에는 동결압 가설에 대신하여 평형모델을 제안하고 있다(Mackay, 1980).

한편, 계절적 동토지역에서는 동결수축에 기인하는 다각상구조토로부터 유상구조토가 발달한다(小嶋, 1965). 토층이 심층부까지 동결하면 지표면에는 수축으로 인하여 균열이 생기면서 분급을 동반하지 않는 다각상구조토가 출현한다. 중앙부에 비하여 동상량이 작고 수분조건이 유리한 균열 부분에 먼저 식물이 자라게 되며, 그 결과 불균등 동상이 일어남으로써 나지 상태의 중앙부가 다소 높아진다. 식생이 중앙부로 영역을 확장하는

가운데 지속적인 불균등 동상으로 다각상구조토는 서서히 솟아오르면서 주위의 각이 떨어져 결국 환상의 유상구조토가 형성되는데, 이러한 불균등 동상에 의한 유상구조토의 형성은 많은 연구자에 의해 확인되고 있다(山田, 1959; Costin and Wimbush, 1973; Van Vliet-Lanoë, 1991).

그러나 유상구조토가 불균등 동상만으로는 형성되지 않는다는 견해도 있다. 불균등 동상에 의해 나지 표면에는 미기복이 형성되나 융해시에는 전부 소실되므로 불균등 동상이 일어나더라도 침하가 완전하면 유상구조토는 발달하지 않게 된다(Fahey, 1974). 따라서 동상과 불완전 침하가 반복되어 그 차가 누적됨으로써 유상구조토가 성장한다고 보고, 융해시에 불완전 침하를 일으키는 식물 근계의 중요성을 강조하고 있다(澤口, 1988).

유상구조토는 모든 조건이 구비되면 급속하게 형성되며, 비교적 장기간에 걸쳐 안정 상태를 유지할 수 있다. 또한 형성된 이후에도 동결교란작용(cryoturbation)과 같은 내부활동은 지속된다(Tarnocai and Zoltai, 1978). 동상량에 관한 구체적인 관측자료가 없으므로 속단하기는 곤란하나 한라산 유상구조토의 동결구조는 현재 구조토가 활발하게 성장하고 있기보다는 안정상태에 있음을 시사한다(김, 2001).

한편, 한라산에는 암괴원(block field)이 백록담 분화구 동쪽 내사면을 비롯하여 아고산 및 고산대 도처에 분포하고 있다(그림 5b). 암괴원은 평탄한 산정부나 완만한 사면에 각상의 거력이 넓은 면적에 걸쳐 덮여 있는 지형으로서 암해라고도 부르는데, 산악인에게는 너덜지대로도 알려져 있다. 암괴로 덮여 있는 유사한 지형으로 암괴류(block stream)를 들 수 있는데, 두 지형은 구성암괴의 이동 여부에 의해 구분된다. 즉 생성된 암괴가 이동하지 않은 채 그 자리에 집적되어 형성된 암괴원에 대하여 암괴류는 사면 아래쪽으로 암괴가 이동하여 집적된 지형이다. 형태적으로는 암괴원이 평탄면 위에 대상으로 분포하는데 비하여 암괴류는 사면 위의 얇은 하곡을 따라 혀 모양으로 흘러내린 듯한 평면형을 보인다(전, 1990).

따라서 암괴류가 등고선과 직교하는 암괴지형이라면 암괴원은 등고선과 같은 방향으로 펼쳐진 암괴지형으로 구분할 수 있다(Caine, 1968). 또한 Washburn(1973)은 5° 이상의 사면에 형성되면 암괴류로, 그 이하의 완사면에 형성되면 암괴원으로 구분하고 있으나 기준은 다소 모호하다.

암괴원의 성인을 빙기에 대륙빙상 주변지역에서 일어난 강력한 동결파쇄작용으로 설명한 로진스키가 주빙하 개념을 제창한 이래로 암괴원은 전형적인 주빙하지형의 하나로 간주되어 왔다. 그러나 Penck(1924)는 암괴원이나 암괴류가 비교적 거대한 암괴를 생성하기 쉬운 암석에서만 형성되는 점과 물리적 풍화가 아닌 화학적 풍화에 의해 형성된다는 점을 강조하여 동결작용과의 관계를 부정하고 있다. 실제로 뱁크의 지적과 같이 화강암질 암석에서는 심층풍화로 생성된 핵석(core stone)이 암괴원을 이루는 경우도 있다(전, 2000). 따라서 암괴원과 암괴류를 모두 가리키는 독일어인 Felsenmeer나 Blockmeer는 각력뿐 아니라 원력으로 이루어진 지형에 대해서도 사용할 수 있다(町田 외, 1981).

그러나 한라산의 암괴원뿐 아니라 중위도지역에 분포하는 많은 암괴원에서 볼 수 있듯이 표면이 지의류로 덮여 있는 암괴로 구성되었거나 또는 상당히 풍화를 받은 암괴로 구성된 암괴원이 존재하고 있음에도 불구하고 현재는 암괴가 생산되고 있지 않은 경우에는 과거에 강력한 동결작용이 있었음을 추정할 수 있다. 즉 이들 암괴원은 빙기와 같이 현재보다 더 한랭한 시기에 형성된 일종의 화석지형으로 볼 수 있다. 동결파쇄작용에 의한 거대 암괴의 생성메커니즘은 명확하지 않지만, 절리를 지닌 암석의 심층부까지 동결됨으로써 암석이 파쇄되는 것으로 추정하고 있다. 한라산 아고산 및 고산대에 나타나는 암괴원이 절리가 잘 발달한 현무암과 조면현무암의 암괴로 이루어져 있다는 사실도 이러한 추정을 뒷받침한다.

암괴원을 구성하고 있는 암괴의 표면은 대부분 지의류로 덮여 있어 암괴원이 현재는 활동하고 있지 않음을 알 수 있다(그림 5c). 국내에 분포하

는 암괴원 가운데는 젤리플럭션(gelifluction) 퇴적층에서 세립질의 매트릭스(matrix)가 제거됨으로써 암괴만 남게 된 것도 많다. 이러한 암괴원에서는 일반적으로 암괴가 각상을 이루지 않으며, 암괴의 장축이 사면의 경사방향과 일치하는 경향을 보인다(권, 1999). 그러나 한라산의 암괴원은 암괴에 오리엔테이션이 나타나지 않을 뿐 아니라 대부분 각력으로 이루어져 있어 처음부터 암괴원으로 형성된 것으로 생각된다.

5. 풍화지형

영실의 병풍바위를 비롯하여 백록담 서벽, 탐라계곡과 어리목계곡의 하곡 사면과 같이 한라산에서 조면암질 용암이 분포하는 지역에는 정연한 주상절리가 잘 나타난다(그림 6). 일반적으로 고온의 용암류가 냉각되어 고결되는 과정에서 암체의 수축현상이 일어나면서 기하학적인 모양으로 틈이 벌어진다. 수축의 중심점이 규칙적으로 분포하는 이상적인 경우에 용암류는 수직방향의 육각형 기둥으로 분리되는데 이를 주상절리라고 한다. 절리는 차별적인 풍화나 침식을 받기 쉬우므로 주상절리를 따라 암괴가 분리되는 과정에서 이들 지역에는 탑 모양의 기암이 잘 나타난다.



그림 6. 영실 병풍바위의 주상절리

이러한 차별적인 풍화작용과 매스무브먼트(mass movement)에 의해 지면으로부터 돌출된

탑 모양의 암괴를 토르(tor)라고 한다. 절리의 발달 정도나 암석강도의 차이로 인하여 형성되는 조직지형의 일종으로서 현재나 과거의 주빙하지역에 출현하는 것을 가리키는 경우가 많다. 토르는 산지나 구릉지의 산릉부에 잘 나타나는데, 높이는 수 m에서 10m 정도이다. 현재의 주빙하환경에서는 동결에 따른 풍화작용과 물질이동이 동시에 일어나 각진 암괴로 이루어진 토르가 형성되며, 온대지방에 분포하는 토르는 과거의 주빙하작용과 관련되어 형성된 것으로 생각하고 있다(町田 외, 1981). 한라산에서는 영실의 표고 1,600m 일대 산릉부에 형성된 오백나한 또는 영실기암이 가장 유명하며, 백록담 화구륜과 서벽에도 기암군을 이루고 있다(그림 7). 또한 탐라계곡에 면한 장구목의 동사면과 아흔아홉골로 불리는 어승생악 동쪽 하곡지대의 금봉곡에도 국지적으로 토르가 분포하고 있다.



그림 7. 백록담 화구륜의 토르

풍화작용으로 인하여 암석 내부물질이 제거되면서 노암의 표면에는 구멍이 형성된다. 이러한 소규모의 지형을 풍화혈(weathering pit)이라고 하는데, 특히 암석의 측면에 형성된 경우를 타포니(tafone)라고 한다. 조립이나 중립의 결정질 암석에 잘 발달하는 타포니는 직경과 깊이가 수십 cm에서 수 m까지 다양하며, 형태는 타원체나 구형에 가깝다. 타포니의 형성에는 화학적 풍화를 비롯하여 여러 요인을 들 수 있으나, 최근에는 소금의 결정작용(salt crystallization)과 관련된 염

류풍화에 기인하는 것으로 보고 있다. 따라서 제주도 해안의 조면암 분포지역에서 벌집구조의 형태로 타포니가 현저하게 출현하는 것과는 달리 한라산에서는 백록담 화구륜의 암벽에만 일부 나타나고 있을 뿐이다.

토르와 타포니뿐 아니라 박리돔(exfoliation dome), 성곽형 토르(castle koppie), 나마(gnamma) 등의 각종 풍화지형이 출현하는 북한산이나 설악산, 월출산과 같이 화강암으로 이루어진 한반도의 산지에 비하여 조면암 지역에 편재되어 있는 한라산의 풍화지형은 규모도 작고 다양성도 떨어지는 편이다.

6. 결 론

한라산의 표고 600~1,000m 이상 산악지대에 위치하는 한라산국립공원에 출현하는 지형경관을 화산지형, 하천지형, 주빙하지형 및 풍화지형의 네 유형으로 구분하여 살펴보았다.

제 4 기의 분화활동으로 형성된 한라산은 복성화산의 한 유형인 하와이형 순상화산이며, 산정부에 용암원정구를 지닌 복성화산이다. 또한 한라산 산록에는 단성화산인 스코리아콘이 다수 분포하여 한라산의 측화산을 형성하고 있다. 일부 스코리아콘의 산정 화구는 담수되어 제주도의 주요 고층습원을 이루고 있다.

한라산의 하천은 투수성이 큰 유역의 지질조건으로 인하여 대부분 건천을 이루므로 계류가 흐르는 일반 산지에 비하여 수변경관은 다소 떨어진다. 하계의 발달도 미약하여 하계밀도가 낮고 산지의 개석도도 크지 않다. 또한 굴곡도가 낮은 직류하천을 이루며, 하계모양은 전체적으로는 방사상이나 부분적으로는 평행상을 보인다. 하도가 기반암으로 이루어진 전형적인 산지하천이므로 폭포와 급류가 빈번하게 출현하여 계단상 종단면형을 보이며, 굴식작용과 마식작용으로 하상에는 포트홀과 소, 폭호 등의 지형이 잘 발달한다.

한편, 산정현상으로 인하여 전형적인 주빙하한

경에 놓여 있는 한라산의 아고산 및 고산대에는 한랭한 기후조건을 반영하여 구조토와 암괴원 등의 주빙하지형이 나타난다. 또한 조면암질 용암에 발달한 주상절리를 따라 차별적인 풍화와 침식이 일어나 토르와 같은 풍화지형이 독특한 지형경관을 만들고 있다.

한라산에는 백록담 주변의 정상 일대를 비롯하여 도처에 훼손지가 분포하고 있다(제주도, 2000a). 가축방목과 등산객의 급속한 증가라는 인위적인 요인과 더불어 아고산 및 고산대 특유의 열악한 기후조건과 식생의 느린 회복력과 같은 자연적인 요인이 복합적으로 작용하여 형성되는 훼손지는 풍식작용과 유수의 침식작용을 통하여 급격하게 지형이 변화되는 장소이다. 스코리아콘의 경우에는 사면에 형성된 나지에 우곡이 확대되면서 화산체가 빠른 속도로 파괴되고 있으므로 이들 훼손지의 복구는 지형보전을 위한 우선 과제라고 할 수 있다. 현재 정상 일대와 등산로 주변 훼손지에 대해서는 복구작업이 활발하게 진행되고 있으나, 그 외의 지역 특히 급속한 지형변화가 일어날 수 있는 장소에 대해서는 조속한 복구대책이 필요하다. 이와 더불어 인위적인 요인이 전혀 작용하지 않는 장소에 출현하는 자연적인 훼손지의 형성프로세스를 파악하여 훼손지에 대한 근본적인 대책을 세워야 할 것이다.

백록담 일대의 조면암 분포지역에서도 풍화작용과 매스무브먼트에 의해 사면의 급속한 후퇴가 일어나고 있다. 탐라계곡에 면한 백록담 북사면에서 가장 현저하여 백록담 분화구가 머지않아 북쪽이 열린 말굽형으로 변할 것이라는 의견도 제기되고 있을 정도이다. 이 일대의 조면암은 절리의 발달이 양호할 뿐 아니라 주빙하한경에 놓여 있기 때문에 동결파쇄작용으로 암설의 생산이 활발하다. 또한 급경사 지역이므로 사면 위에 놓인 암설도 강우시에 아래쪽으로 쉽게 흘러내리고 있다. 백록담 북쪽의 사면후퇴는 자연적인 지형변화 현상이나 방지할 수는 없으므로 이 일대 조면암의 동결풍화작용에 대한 면밀한 조사를 토대로 대책수립이 필요한 시점이다.

지형영력(geomorphic agent) 가운데 외적영력은 태양복사열이 에너지원이므로 외적프로세스에는 기후조건이 강하게 반영된다. 따라서 지형을 분석하고 지형의 변화를 예측하기 위해서는 기후·기상자료와 같은 기초자료가 필수적이다. 그러나 현재 한라산에는 제주기상청에서 운용하는 자동기상관측소가 어리목과 성판악에만 소재할 뿐이며, 표고 1,000m를 넘는 산악지대에서는 기상관측이 이루어지고 있지 않다. 한라산 정상에는 조만간 자동기상관측소가 설치될 예정이나 산악기후의 국지성을 고려한다면 더 많은 지점에서 기상관측이 이루어져 지형해석에 유용한 자료로 제공되어야 할 것이다.

참고문헌

- 강상배, 1980, 제주도 남·북사면지형의 비교연구, 지리학연구, 5, 157-181.
- 고기원, 1997, 제주도의 지하수 부존특성과 서귀포층의 수문지질학적 관련성, 부산대학교 박사학위논문.
- 고정균, 2000, 한라산 고산식물의 생태생리학적 연구, 제주대학교 박사학위논문.
- 공우석, 1999, 한라산의 수직적 기온 분포와 고산식물의 온도적 범위, 대한지리학회지, 34, 385-393.
- 권혁재, 1999, 지형학, 법문사, 서울.
- 김도정, 1970, 한라산의 구조토 고찰, 낙산지리, 1, 3-10.
- 김태호, 2001, 한라산 백록담 화구저의 유상구조토, 대한지리학회지, 36, 233-246.
- 손명원·박경, 1999, 오대산국립공원 내 질피늪의 지형생성환경, 한국지역지리학회지, 5, 133-142.
- 윤선, 1995, 제주도 형성사, 제주도, 98, 148-164.
- 이문원, 1994, 제주도의 형성사와 지질구조, 대한지하수환경학회(편) 제주도 지하수자원의 환경학적 보전과 개발이용, 제주도, 54-74.
- 장호, 1983, 지리산지 주능선 동부(세석-제석봉)의 주빙하지형, 지리학, 27, 31-50.
- 전영권, 1990, 암설사면에 관한 연구동향 및 이론적 배경, 지리학논구, 10, 42-63.
- 전영권, 2000, 한국 화강암질암류 산지에서 발달하는 암괴류에 관한 연구, 한국지역지리학회지, 6, 71-82.
- 제주도, 1994, 한국의 영산 한라산, 제주도.
- 제주도, 1997, 제주의 오름, 제주도.
- 제주도, 2000a, 한라산 기초조사 및 보호관리수립, 제주도.
- 제주도, 2000b, 자연친화적인 한라산 삭도설치 타당성조사, 제주도.
- 제주도, 2001, 환경백서, 제주도.
- 제주도·제주발전연구원·제주환경연합, 2001, 제주의 습지, 제주도.
- 현경희·김태호, 2001, 제주도 스킨아콘의 사면 발달, 제4기학회지, 15, 37-45.
- 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.
- 小嶋尙, 1965, 大雪火山群の構造土, 地理學評論, 38, 179-199.
- 小嶋尙·野上道男·岩田修二, 1974, ひがし北海道の化石周氷河現象とその古氣候學的意義, 第四紀研究, 12, 177-191.
- 小泉武榮, 1973, 構造土限界線について, 地理學評論, 46, 618-624.
- 町田貞·井口正男·貝塚爽平·佐藤正·樞根勇·小野有五, 1981, 地形學事典, 二宮書店, 東京.
- 澤口晉一, 1988, 北上山地中部一杯森のアースハンモック, 駿台史學, 74, 111-133.
- Caine, N., 1968, The fabric of periglacial blockfield material on Mt. Barrow, Tasmania, *Geografiska Annaler*, 50A, 193-206.
- 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.
- 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.
- Demek, J., 1973. Die Klimamorphologie des vulkanischen Gebietes von Changbai-san in der Koreanischen Volksdemokratischen Republik. *Zeit für Geomorphologie Supplementband*, 17, 58-71.
- French, H. M., 1996. *The Periglacial Environment(second edition)*, Longman, Singapore.
- Kong, W.S., 2000. Vegetation of Mt. Hallasan, *A Field Trip Guidebook of Cheju Island and Mt. Hallasan*. The 29th International Geographical Congress, 40-47.
- Mackay, J. R., 1980. The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 17, 996-1006.
- McGetchin, T. R., Settle, M. and Chouet, B. A., 1974. Cinder cone growth modeled after northeast crater, Mount Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research*, 79, 3257-3272.
- Penck, W., 1924. *Die Morphologische Analyse*, Verlag, Stuttgart.
- 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.
- Sohn, Y. K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Bulletin of the Geological Society of America*, 108, 1199-1211.
- Tarnocai, T. and Zoltai S. C., 1978. Earth hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic. *Arctic and Alpine Research*, 10, 581-594.
- 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., 1973. *Periglacial Processes and Environments*, Edward Arnold, London.
- 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.

Landforms at Mt. Halla in Jeju Island

Taeho Kim

Department of Social Studies Education, Cheju National University

Abstract

Mt. Halla is a composite volcano which consists of a shield volcano of Hawaiian type and a lava dome on its summit. Over forty small volcanic cones, being largely scoria cones, are also distributed in the national park region. Several scoria cones have small lakes in their summit craters. High permeability of catchment areas has produced ephemeral streams over Mt. Halla, resulting in low drainage density. They are also typical mountainous streams with bedrock channels which have low sinuosity and show radial and parallel drainage patterns. Their longitudinal profiles are strongly stepped due to the frequent occurrence of falls and rapids. Plucking and abrasion have produced a large number of potholes, pools and plunge pools. Patterned ground, such as earth hummocks and turf banked terraces, and block fields occur in the subalpine and alpine zones of Mt. Halla where are placed under a marginal periglacial environment. Differential weathering has produced tors over the columnar joints which formed in the summit and ridge regions with trachytic bedrocks.