

牛島 噴火口에서의 一輪廻 火山過程

황 상 구*

One-cyclic Volcanic Processes at Udo Crater, Korea

Sang Koo Hwang*

ABSTRACT: Udo Island, some 3 km off the coast of Sungsan Peninsula at the eastern promontory of Cheju Island, occurs in such a regular pattern on the sequences which represent an excellent example of an eruptive cycle. The island comprises a horseshoe-shaped tuff cone, a nested cinder cone on the crater floor, and a lava delta which extends over northwest from the moat between two cones. The volcanic sequences suggest volcanic processes that start with emergent Surtseyan eruption, progress through Strombolian eruption and end with lava effusion followed by reworking of smooth tephra on the tuff cone.

Eruptive environment and hydrology of vent area in the Udo tuff cone are poorly constrained because the stratigraphic units under the tuff cone are unknown. It is thought, however, that the tuff cone could be mainly emergent because the present cone deposits show no evidence of marine reworking, and standing body of sea water could play a great role. The emergent volcano is characterized by distinctive steam-explosivity that results primarily from a bulk interaction between rapidly ascending magma and a highly mobile slurry. The sea water gets into the vent by flooding across or through the top or breach of tephra cone. Udo tuff cone was constructed from Surtseyan eruption which went into with tephra finger jetting activities in the early stage, late interspersed with continuous uprush activities and proceeded to only continuous uprush activities in the last. When the enclosure of the vent by a long-lived tephra barrier would prevent the flooding and thus allow the vent to dry out, the Surtseyan eruption ceased to transmit into Strombolian activities, which constructed a cinder cone on the crater floor of the tuff cone. The Strombolian eruption ceased when magma in the conduit gradually became depleted in gas. In the case of Udo, the last magmatic activity was Hawaiian-type effusion (and/or fountain) which accumulated basalt lava delta. And then the loose tephra of the tuff cone reworked over the moat lava and the northeastern flank.

서 언

제주도는 해안 가까이에 여러 개의 아주 작은 부속 도서를 거느리고 있다. 이 부속 도서 중 가장 큰 것이 우도이며, 제주도 동쪽 끝 성산포항으로부터 북동쪽으로 약 3 km 떨어져 위치한다 (Fig. 1). 이 우도는 여러가지 분출물로 구성된 일운회 화산섬으로서 섬의 남동부에 분화구가 위치하며 분화구 중앙에 噴石丘, 이의 동쪽 남쪽 외곽에 凝灰丘, 응회구의 북쪽, 서쪽 섬의 나머지 대부분에 熔岩三角洲를 형성하고 있다 (Fig. 2). 우도 화산은 얇은 대륙붕상에 형성된 하나의 섬으로서 해면상에 나타나 폭발적인 水因性火山作用의 시발로 형성되기 시작되었을 것으로 예상되며, 이 때에 형성된 구조물이 해수면 상에 나타난

썩썩이언 타입 凝灰丘이다. 凝灰丘는 지표수나 지하수에 의해 지배되는 분출환경에서 마그마에 대한 물의 혼합비에 의해 landform, bedform, 내부구조 등이 결정되며 (Kokelaar, 1986; Wohletz, 1986), 또한 기저서지를 발생하는 超썩썩이언噴射 (ultra-Surtseyan jet), 테프라手指狀噴射 (tephra finger jet), 連續噴昇 (continuous uprush) 등의 분출기구에 의해 지배된다 (Kokelaar, 1986). 噴石丘는 주로 마그마와 극소량의 외부물과의 상호작용에 의하거나 마그마 자체에서 분리된 가스폭발로 인해 일어나는 스트롬볼리언분출에 의해 형성되는 구조물이며 (Wohletz and Sheridan, 1983; Sheridan and Wohletz, 1983; Wohletz and McQueen, 1984; Kokelaar, 1986), 주로 분출물의 탄도분비에 의해 낙하된다 (Self et al., 1974; Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987). 熔岩三角洲는 화구로부터 한쪽 방향으로 흘러가는 熔岩流에 의해 형성된

* 안동대학교 자연과학대학 지질학과 (Dept. of Geology, Andong National University, Andong 760-749, Korea)

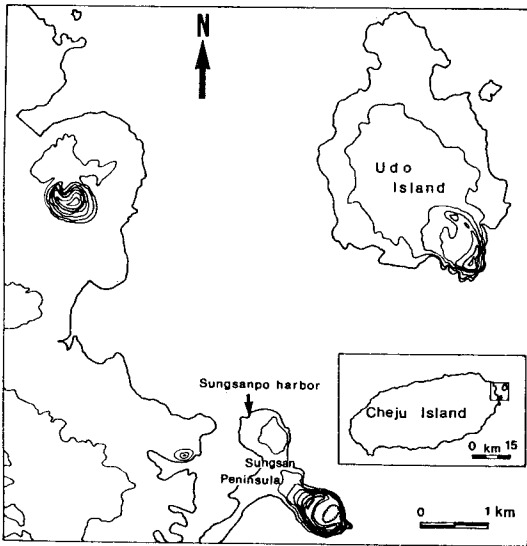


Fig. 1. Location map and topographic map around the Udo Island. Contour interval is 20 m. An inset in location map shows locations of Udo Island and Sungsan Peninsula on the eastern coast of Cheju Island.

구조물로서 가스 고갈속도가 마그마 제거속도를 증가하는 상태에서 마그마의 지속적인 공급에 의해 발생하는 熔岩噴流 (lava effusion)의 주된 분출기구에 지배된다 (Houghton and Hackett, 1984; Cas and Wright, 1987).

우도는 응회구의 남측부와 동측부가 해파에 의해 삭박되므로서 분화구 근처의 내부구조를 잘 노출시켜 구성암체의 상호관계, bedform, 퇴적구조로부터 화산형성과정을 확실하게 이해할 수가 있다.

주변지질

우도 화산체는 바다에 의해 제주도로부터 격리되어 있어 해저의 구성암층을 현재 정확히 파악할 수는 없다. 그러나 응회구 속에 포함되어 있는 블록 (block)으로부터 추정할 수 있다. 왜냐하면 이 블록을 응회구 하위의 기존 암체로부터 유래되었기 때문이다. 응회구 내의 이 블록들은 대부분 현무암으로 구성되고 아주 드물게 용결응회암과 흑운모화강암이 포함된다 (Kim et al., 1986). 현무암 블록은 다공질로서 유리질인 것과 치밀하면서 결정질인 것이 있으며 이들은 알카리암현무암에 속한다. 이 현무암은 우도 화산체 직하위에 존재하는 현무암류인 것으로 생각된다. 이 현무암류는 현무암대지를 이루는 성산일대의 表善里玄武岩 (원종관, 1976; Lee, 1982)과 혹은 그 하부의

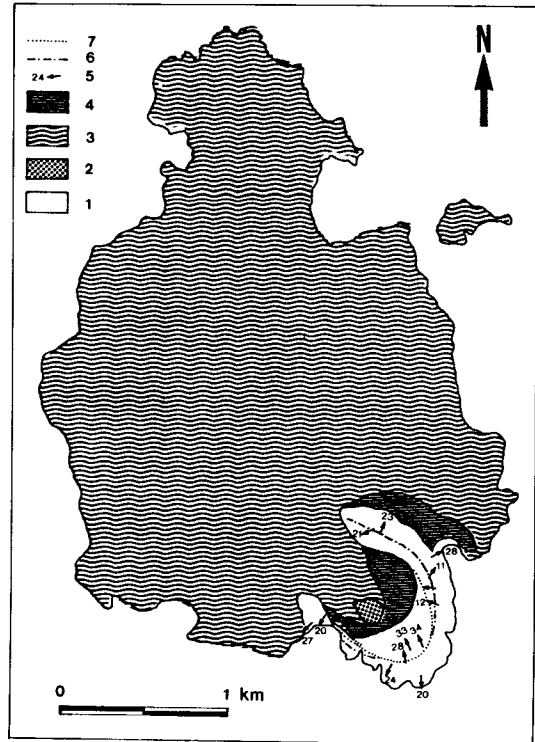


Fig. 2. Geologic map of the Udo Island. 1; Udo tuff cone, 2; Cinder cone, 3; Basalt lava delta, 4; Reworked tephra sequences, 5; mean dip, 6; rim crest, and 7; ring fault.

최고기 현무암일 것으로 생각되며 이는 수많은 熔岩流로 구성되었을 것이다. 왜냐하면 성산일대의 表善里玄武岩의 사면구배 (3~5°)가 해수 밑으로 어느정도 유지되면서 우도 근처까지 연속되고 현무암 블록의 암상이 다공질인 것과 치밀한 것이 존재하기 때문이다. 용결응회암과 흑운모화강암의 이질 블록은 상기의 현무암류 하위에 놓이는 기반암에서 유래된 것으로 사료되며 이 기반암은 제주도 전 화산체의 하위에 놓이는 기반암 (원종관, 1976; 윤상규 외, 1987; 이동영 외, 1988)과 동일 층서적 위치에 놓일 것으로 생각된다.

우도 화산체는 섬의 남동쪽에 凝灰丘 (tuff cone), 이의 내측에 噴石丘 (cinder cone)와 이들의 북부와 서부에 약 6 km² 넓이의 熔岩三角洲 (lava delta)로 구성되며 (Fig. 2), 이 중에서 凝灰丘가 제일 선기의 산물이다. 이들의 분출 환경과 화구지역의 지표수 유무는 현 해수면 아래에 잠기는 응회구의 층서단위를 정확히 모르기 때문에 거의 거론되어 있지 않았다. 우도 분화구가 분출되기 시작할 때 지표면이 공기 중에 노출되었는지 해수면 아래에 잠겨

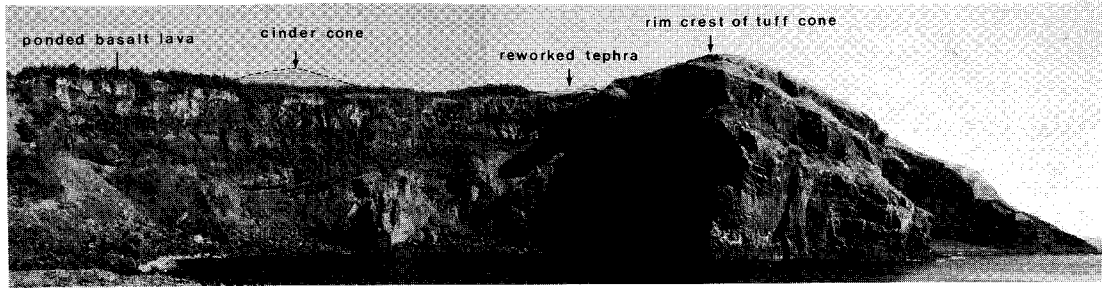


Fig. 3. View of southwestern section showing ponded basalt lava between Udo tuff cone and cinder cone, and reworked thin tephra underlain by the lava.

있었는지 확실하지 않다. 그러나 현 凝灰丘 퇴적층에서 해수에 의한 재이동된 증거를 보여주지 않기 때문에 이 凝灰丘는 분출활동 중에 수면상에 출현한 것이라고 생각할 수도 있다. 그렇다면 마그마와 상호작용하는 외부물은 응회구 형성의 대부분 단계는 해수이었을 것으로 판단된다.

우도 화산섬은 대체로 凝灰丘 (tuff cone), 噴石丘 (cinder cone), 熔岩三角洲 (lava delta), 再移動테프라層 (reworked tephra sequences) 순으로 구성되어 있으며 (Fig. 2), 火山形成過程이 다른 것과 비교해서 상대적인 차이가 있다.

응회구

우도의 응회암 구조물은 잠정적으로 凝灰環으로 표현되었으나 (Kim et al., 1986) 아래의 landform에서 비교 분석한 바와 같이 응회환에 가까운 凝灰丘에 포함되므로 이 후 牛島凝灰丘 (Udo tuff cone)로 칭한다. 이 牛島凝灰丘는 남측과 동측이 해파에 의해 그 외측부가 침식 삭박되어 해안절벽에서 bedform과 퇴적구조를 잘 노출시키며, 남측 해안절벽에서는 응회구의 내측부 깊숙히 절개되어 우도 분화구로부터 분출한 모든 암체간의 상호관계와 내부구조를 명확히 나타낸다 (Fig. 3). 반면에 남측 일부를 제외한 모든 두부 (proximal part)가 현존하고 북동측에 중간부 (medial part)가 보존되어 있어 landform의 관찰이 가능하다.

Landform

牛島凝灰丘에서 분화구는 각 bed의 내측부와 외측부 경사가 시작되는 곳, 즉 수평을 이루는 정부를 연결하여 환상의 분화구 림 (rim)을 이룰 때, 그 내측부를 말한다.

牛島凝灰丘에서 분화구 림의 최고 높이, 즉 응회구의 최고 두께 (Tm)는 적어도 132 m 이상이다. 왜냐하면 이 牛島凝灰丘는 그 최고봉의 해발고도가 132 m이고 해수면 아래에 잠겨있기 때문이다. 분화구의 직경, 즉 림에서 반대편 림까지 폭 (Wr)은 북동-남서 방향에서 680 m이다. 이 직경은 최상부층 림으로부터 측정된 것이며 하부층으로 갈수록 분화구의 직경은 작아지는 경향이다. 왜냐하면 림 아래 부분에서 층경사는 외측부로 기울기 때문이다 (Fig. 3). 분화구 바닥은 남측 두부의 절개부에서 관찰에 의하면 적어도 해발 약 15 m 이하가 된다.

牛島凝灰丘의 외측부에서 최고경사 (Qm)는 32°이다. 림으로부터 말단부 (distal part)까지의 거리는 현무암용암으로 덮히고 해수에 잠겨있어 측정이 불가능하며 현존하는 최장거리는 북동측 해안에서 약 250 m이다.

위의 수치에 의하면 牛島凝灰丘는 Wohletz and Sheridan (1983)이 응회구 형태를 비교분석하여 결론을 내린 바에 의하면 rim bed 두께가 132 m 이상으로 기준치 (100 m 이상)보다 두껍고 외측부 최고경사가 32°로서 기준치 (25° 이상)보다 가파르고 분화구 바닥이 해발 15 m 이하로서 기준치면 위에 있다고 한 기준에 부합되므로 응회구의 범주를 벗어날 수 없다.

또한 牛島凝灰丘의 기저와 말단부가 나타나지 않는 상태이지만 현 노출상태에서 응회구의 최고높이는 132 m이고 최대넓이는 1180 m 이므로 양자의 비는 대략 1:9이다. 이것도 Heiken (1971)이 비교분석한 응회구의 범위 1:9~1:11에 포함되므로 응회구에 속한다는 것을 지시한다.

牛島凝灰丘는 북서쪽이 트여있는 말굽모양을 이루는 것이 특징적이다. 트인 breach 근처에서 응회구의 림은 북서쪽으로 플런지되고 동시에 내외측부의 경사도 완만해진다. 이와 같은 말굽모양은 북서풍의 일정한 강한 바람에 의해 분출물이 퇴적되지 못한데 기인되는 것 같다.

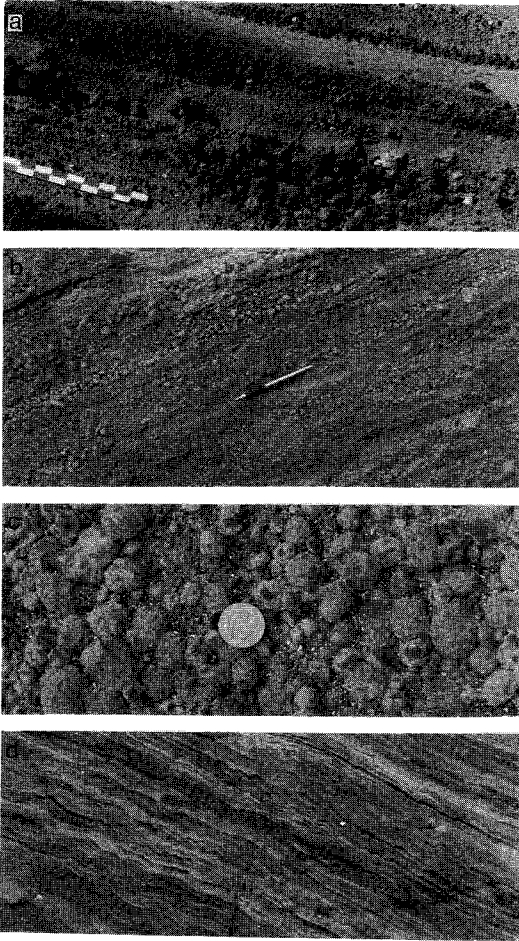


Fig. 4. a; Block and lapilli lens, and inversely graded lapilli tuff. b; Ash-coated lapilli lens. c; Close up of ash-coated lapilli lens. d; Ripple-like slump fold.

구성원과 조직

牛島擬灰丘는 현무암질 성분의 화산회, 라필리, 블록 등으로 구성되고 이들은 bed마다 혹은 bed 내에서 구성 비율이 다양하다. 일반적으로 bed의 견고성은 화산회의 구성비율이 클수록 높아진다. 어떤 렌즈상 bed는 거의 전적으로 라필리로만 구성되거나 라필리와 블록으로만 혼합되어 있는 경우도 있다 (Fig. 4a).

화산회는 입도가 2 mm 이하 크기로서 대부분 유리질 사아드로 구성되고 2~5%의 결정립이 포함된다. 유리질 사아드는 대부분 깨진면과 기공벽에 의해 둘러싸이므로 오목하고 볼록한 면을 갖는 블록상 모양 (blocky morphology)을 이룬다. 이러한 입자의 모양은 마그마가 외부물과

상호작용하여 스팀폭발 즉 수증기마그마성 폭발 (phreatomagmatic explosion)이 일어날 때 발생하는 소성 파편화 작용에 의해 형성된 것을 지시한다 (Wohletz, 1983). 결정립은 대부분 감람석이고 사장석이 소량 포함된다.

라필리는 다공상 유리질 현무암과 블록상 결정질 현무암이 대부분이고 산성화산암이 소량 포함된다. 다공상 라필리는 암회색, 암갈색, 담갈색의 유리질 석기에 사장석과 감람석 반정을 갖는다. 이들은 그 기공도 (vesicularity)가 10~50% 범위이고 많은 기공으로 인해 그 모양이 아주 불규칙하며, 유상면을 보인다. 이들은 마그마가 스팀폭발 되기 전에 이미 가스 bubble이 형성되었음을 의미하고 완전히 굳기 전에 유체 상태에서 파편화가 진행되었음을 지시하기 때문에 동일 마그마원일 것으로 해석된다. 결정질 라필리는 회색이 우세하고 이의 모서리가 다소 날카롭거나 둥근 편이며 equant하다. 이 결정질 라필리는 사장석, 휘석, 감람석, 불투명광물로 구성된 석기 내에 흔히 감람석 반정을 갖는다. 이는 牛島擬灰丘 하위에 놓이는 기존 현무암에서 유래된 유질암편 (accessory fragment)인 것으로 해석된다. 산성화산암 라필리는 유문암질 용결 응회암이 혼하며 이는 제주 화산암체 하위의 기반암에서 유래된 이질암편 (accidental fragment)인 것으로 생각된다.

블록은 아각상 내지 아원상이고 기공이 없거나 있는 현무암이 혼하다. 이들은 세립질로 구성된 bed 내에 흔히 고립되어 나타나며 또한 세립인 것은 라필리와 조합되어 렌즈상으로 밀집되어 나타나기도 한다. 이들은 아마도 牛島擬灰丘 하위의 현무암체로부터 유래된 것으로 생각된다. 그 외 이질블록 (accidental block)은 드물지만 최고 18 cm의 유문암질 용결응회암과 20 cm의 흑운모화강암이 보고된 바 있다 (Kim et al., 1986). 이들은 화산암 하위의 기반암의 암형을 잘 반영해 준다.

Bedform과 변형구조

牛島擬灰丘에서 관찰되는 bedform은 blocks and lapilli lens, coarse ash lens, inversely graded lapilli (tuff) bed, crudely stratified lapilli tuff, thin-bedded tuff, massive lapilli tuff, chaotic deposits 등이 있고 (Sohn, 1992), 변형구조는 ripple-like slump fold가 있다.

Blocks and lapilli lens는 일반적으로 수 cm 두께, 1 m 내외 길이의 렌즈상으로 산출된다. 이들은 흔히 블록이나 라필리가 직접 접촉되어 보지되고 입자들 사이가 비워

있는 곳이 많다 (Fig. 4a). 또한 대부분 수직방향으로 역점이현상을 보이며 동시에 경사방향으로도 역점이현상을 보인다 (Fig. 4a). 이것들은 대개 20° 이상의 가파른 경사를 갖는 응회구 중간부의 상부에서 주로 산출된다. 이 두 가지 역점이현상은 화성쇄설물이 낙하하여 가파른 사면을 따라 grain flow될 때 발생된다. 전자는 확산압력 혹은 세립질 입자의 하부이동에 의해 유래될 수 있고 후자는 입도차이에 따르는 최종낙하속도의 차이나 사면과의 이동 마찰력의 차이에 의해 설명될 수 있다 (Sohn, 1992). 그리고 경우에 따라 라필리가 화산회로 얇게 코팅되어 있는 ash-coated lapilli lens도 있다 (Fig. 4c). 이들은 10 cm 이하의 두께이고 다양한 길이의 얇은 렌즈상으로서 그 경계가 명료치 않고 주위의 세립층과 점이적이고 불규칙한 양상이 위와 다른 점이다. 또한 이들은 같은 연장선상에서 단속적으로 연장되며, 흔히 수직방향으로 정점이현상을 나타내는 것이 특이하다 (Fig. 4b). 이들은 중간부의 중상부에서 주로 산출된다. 라필리가 코팅되어 있고 다소 불규칙한 bed 분포를 보이는 것은 다소 습윤한 수증기마그마성 분출물의 연속적인 폭발 즉 아마도 連續噴昇 (continuous uprush)이 일어났음을 지시하며, 정점이현상은 連續噴昇으로부터 라필리가 낙하할 때 입도차이에 따른 최종낙하속도의 차이에 의해 떨어진 후 가파른 사면에서 조차도 거의 아무런 이동없이 정지된데 기인한다.

Coarse ash lens는 조립질 화산회와 세립질 라필리로 구성되며 수 cm 두께, 수 10 cm 길이의 렌즈상 모양을 갖는다. 횡단면에서 긴 능면상이고 종단면에서 아주 긴 렌즈상이며 역점이현상을 보인다. 이들은 보다 세립질의 분출물이 낙하되어 grain flow됨으로부터 유래된 것이다 (Sohn, 1992). 응회구 중간부의 상부에서 흔히 산출된다.

Inversely graded lapilli tuff는 역점이 라필리가 판상으로 얇게 연속된다. 일반적으로 중, 세립질 화산회 기질은 없으며 세립질 라필리에서 중립질 라필리로 상향 세립화된다 (Fig. 4a). 응회구 중간부의 중, 상부에서 20° 내외의 경사를 이루는 곳에서 흔하다. 중, 세립질 화산회가 없음은 連續噴昇으로 인하여 세립질 테프라가 떨어지지 못하고 보다 무거운 테프라가 계속 낙하되었음을 지시하며 역점이현상, 얇은 층리, 급경사층리는 낙하된 화성쇄설물이 즉시 재이동되어 grain flow에 의해 정지되었음을 지시한다. 연속층리는 입자의 집적율이 높을 때 화성쇄설물이 연속적으로 grain flow된데 기인된다.

Crudely stratified lapilli tuff는 라필리와 화산회로 구성되며 분급이 불량하다. 층리는 라필리가 밀집되고 성긴

데서 혹은 불연속적으로 배열되므로서 희미하게 인지되며 점이현상을 거의 나타나지 않는다. 이 bed는 두부에서 절대적이며 중, 하부에서 15° 이하 경사를 이루는 곳에서 흔하다. 분급이 불량하고 층리가 희미하고 불연속적인 것은 낙하된 고밀집 테프라가 그대로 정지되었거나 약간의 grain flow로부터 급히 정지되었음을 암시한다.

Thin-bedded tuff는 1 cm 내외 두께의 중, 세립질 화산회로 대부분 구성되며 각 bed는 측방으로 층후 변화가 거의 없이 일정하게 연속된다. 각 bed 간의 경계는 확산되고 점이적이기 때문에 뚜렷하지 못하며, 각 bed 내에서 입자분급도 불량하다. 이 bed는 응회구의 중간부 상부에서 절대적으로 흔하다. 이 bed는 중, 세립질이고 층후의 측방변화가 별로 없는 것은 화산회가 대류하는 ash plume으로부터 낙하되어 형성되었음을 시사하며, bed 경계가 확산되고 점이적인 것은 강하 퇴적물로 인하여 입자분급이 불량한 데서 기인된다는 것을 지시한다.

Massive lapilli tuff는 30 cm 이상 두께이며 화산회와 라필리로 주로 구성되고 기질의 분급이 아주 불량하다. 이 bed는 그 하위 bed를 침식하여 그 기저가 흔히 아래로 오목하고 측방으로 두께가 얇아져 몽뚱하게 끝난다. 희미한 내부층리는 하부에서 bed의 기저부를 따라 평행하다가 상부로 올수록 점점 수평에 가까워진다. 이 bed는 기저부의 채널형성, 기질의 불량한 분급, 몽뚱한 geometry, 내부층리의 상하변화 등에 의하면 습윤한 테프라가 사면을 따라 debris flow에 의해서 정지되었음을 지시한다. 이 습윤한 슬러리 (slurry) 상태의 debris flow는 테프라手指狀噴射 (tephra finger jet)로부터 유래되었을 것으로 생각된다.

Chaotic deposits는 습곡되고 비틀리고 각력화된 층들의 다발을 말한다. 경계면은 불규칙하지만 대체로 기저부에서 깊게 침식되어 있고 상단부에서 평탄하나마 파상 경계를 이루며 측방으로 혼돈되지 않은 층으로 혹은 massive lapilli tuff로 연결된다. 내부에서 기존 층리는 심히 혼돈되어 있으며 세립질 bed는 일관되게 습곡되거나 비틀려있고 조립질 bed는 단층으로 잘려 각력화되어 있다. 이는 두부의 급경사진 곳에서 나타난다. 이는 급사면에 이미 퇴적된 습윤한 테프라가 중력에 의해 슬라딩되므로서 형성된다 (Sohn, 1992).

Ripple-like slump fold는 응회구 외측부에서 30° 내외의 가파른 연성 퇴적층에서 나타나는 퇴적후 변형구조이다. 이 변형구조는 수많은 ripple 모양의 습곡을 나타내며, 이 습곡 모양은 limb부가 원래 사면경사보다 더 가파르고

이와 반대편에서 사면 반대방향으로 경사된다. 습곡축의 방향은 수직방향과 사면수선방향 사이로 트렌드되며 습곡축의 연속성은 길지 않으며 대개 50 cm 이내에서 끝난다 (Fig. 4d). 경우에 따라 사면반대방향으로 경사되는 limb은 습곡축과 평행하게 단층화되어 있으며 이 소단층도 역시 상하부층으로 연속성이 좋지 않으며 20 cm 이내에서 끝난다. 이 습곡축과 소단층의 불연속성은 급사면에서 하중으로 인해 층리면을 따라 발생하는 부분적 전단운동에 의해 버클링되므로서 형성되었을 것으로 생각된다. 전체적으로 이 구조는 사면의 불안정과 테프라의 습윤성과 미끄러움을 강조해준다.

환상단층

環狀斷層은 응회구의 정부로부터 내측부의 기저 사이에 존재한다 (Fig. 2). 이는 남서 해안에서 여러 조가 인지되고 우도등대 북쪽에서 인지되며, 분화구 내측부로 55-70° 경사되고 내측부 쪽이 하향 변위를 보인다. 주단층은 남서부에서 응회구 림의 내측에 존재하고 남부와 남동부에서 응회구 림과 거의 일치되며 동부, 북동부와 북부에서 다시 응회구 림 내측에 존재하는 환상을 이룬다. 송악산에서와 같이 상부층으로부터 피복되는 불연속 단층 (황상구 외, 1992)은 발견되지 않으며 대부분 단층이 상부층까지 연속된다 (Fig. 3). 응회구 내측에 존재하는 환상 정단층이라는 것은 응회구 형성시 분화구 내로의 반복되는 붕괴에 의해 형성되었음을 지시하며, 상부층으로의 불연속 단층이 발견되지 않음은 응회구 형성 후기에 분화구가 보다 확대되는 폭발작용이었음을 시사한다.

분석구

우도응회구의 분화구 내부 중심부에는 噴石丘가 놓여 있다 (Fig. 2). 이의 표층부는 용암삼각주를 이루는 현무암에 의해 모우트를 따라 피복되며 이의 기저부에 가까운 것이 남서측 해안의 현무암 아래에 소규모로 노출된다. 이 분석구는 최고봉이 해발 87.5m이고 사면 경사가 약 25~30°이다 (Fig. 5a). 응회구 바닥은 응회구 내부에서 현무암 최하위의 위치 즉 해발 약 15m 보다 낮은 위치일 것이다. 그래서 분석구의 최고높이 (Hco)는 약 73m 이상이 될 것이다. 噴石丘의 기저직경 (Wco)은 지표노두에서 165*220m이고 응회구 바닥에서 약 450m이다. 그러므로

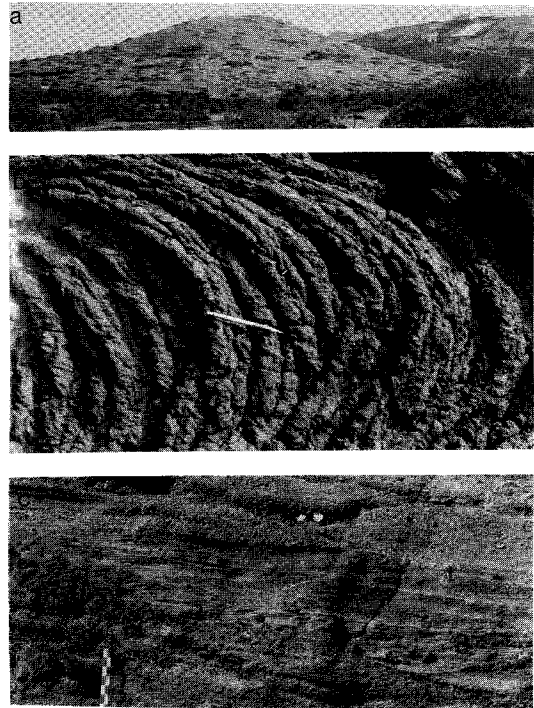


Fig. 5. a; View of the nested cinder cone within the crater of Udo tuff cone. b; Ropy structures on the surface of basalt lava. Note the arcuate form suggesting flow direction. c; Reworked tephra sequences composed of locally reversely graded massive deposits and intercalating cross-bedded deposits.

최고높이/기저직경의 비는 1:6.5 정도이며 이는 Heiken (1971)이 비교분석한 噴石丘 범위에 아주 가깝다.

본 噴石丘의 표층부는 암회색 내지 암갈색의 블록, 스패터 (spatter) 등으로 덮혀있고 噴石丘가 파진 작은 구멍에서 다량 발견된다. 블록은 대부분 암갈색이고 30% 내외의 기공을 함유하고 각상이다. 이는 표층부에 덮혀 있던 스패터로부터 깨어졌을 것으로 생각된다. 스패터는 표피부분은 적갈색이나 내부로 갈수록 암갈색, 암회색을 띠며 30% 내외의 기공을 가지며 아주 불규칙한 유동상을 보인다. 분석은 암회색이며 기공도가 30~50% 범위이고 다소 불규칙한 유동상을 보인다. 암갈색은 산화도 증가를 나타내며 이는 공기와 반응이 쉬운 간헐적인 포출을 일으켰음을 지시한다. 표층부에 블록, 스패터가 많고 내부에서 분석이 증가되는 것은 분석 위주로 포출하던 스트롬볼리언 분출이 말기에는 스패터 위주로 분출되었음을 나타낸다.

용암삼각주

熔岩三角洲 (lava delta)는 수 많은 玄武岩熔岩으로 구성된다. 이는 噴石丘 주변을 덮고 응회구 외측부의 말단부를 덮으면서 북서쪽으로 연장되어 우도 섬의 대부분을 점령하며, 응회구 남서측 해안절벽에서도 玄武岩熔岩이 노출된다. 특히 이 해안절벽의 玄武岩熔岩에 의하면 응회구 내측부의 再移動테프라層 하위에서 凝灰丘와 噴石丘 사이에 이 玄武岩熔岩이 채워져 있음을 지시한다.

이 玄武岩熔岩의 표면은 로피구조 (ropy structure)가 잘 발달되어 있으며 이는 3~5 cm 높이의 주름이 규칙적으로 배열되어 있고 장축 70 cm 내외 단축 30 cm 활모양 곡선을 이룬다 (Fig 5b). 이 곡선의 단축방향의 볼록한 쪽이 용암의 이동방향을 나타낸다. 이 로피구조는 응회구 근처에서 현저하게 발달되어 있으며 이로부터 멀어질수록 뚜렷하지 않는 편이다.

熔岩三角洲의 landform은 그 고도가 噴石丘 인접부에서 최고 70 m이고 북서쪽으로 다시 북북서로 갈수록 점점 낮아지며, 다시 이 축으로부터 북동쪽, 남서쪽으로 갈수록 점점 낮아지는 경향이다. 또한 로피구조로부터 용암이 움직인 방향을 표시하면 북서내지 북북서 방향의 축을 분수령으로 대체로 해안선에 직각인 방향을 이룬다 (Fig. 6). 이 로피구조가 발달되어 있음은 공기 중에서 분출 정지된 용암으로서 유동성이 아주 큰 퍼호이호이용암 (pahoehoe lava)임을 지시한다. 분출중심에서 멀어질수록 로피구조가 현저하지 않은 것은 유동성이 큰 퍼호이호이용암이 장시간 분류되면서 공기와 식은 용암과 접촉하므로서 유동성이 점차 감소되었음을 지시한다. landform과 로피구조의 방향성에 의하면 玄武岩熔岩의 기원지는 대체로 噴石丘쪽임을 지시하며 이로부터 용암이 흘러 차곡차곡 축적되어 熔岩三角洲를 형성했음을 지시한다.

이 熔岩三角洲를 이루는 玄武岩熔岩은 그 표층대가 매우 다공질로서 최고 30~40%의 기공도를 나타내며 흔히 편평한 타원체상의 기공을 이룬다. 이 타원체상 기공의 장축이 놓이는 방향은 거의 수평에 가까운 것이 많다. 용암의 중간대는 작은 기공이 드물게 형성되어 있고 흔히 사장석 라스트들이 필로택시틱 석리를 보인다. 하층대는 기공이 표층부보다 훨씬 적으며 간혹 파이프상 기공이 상하방향으로 형성되어 있고 이의 윗부분이 한쪽으로 굽어 있는 곡선형을 이루어 용암의 이동방향을 지시해준다. 파이프상 기공이 있는 용암 기저에는 클링커가 형성되어 있다. 수평방향의 타원체상 기공이 많고 필로택시틱 석리를 보이며

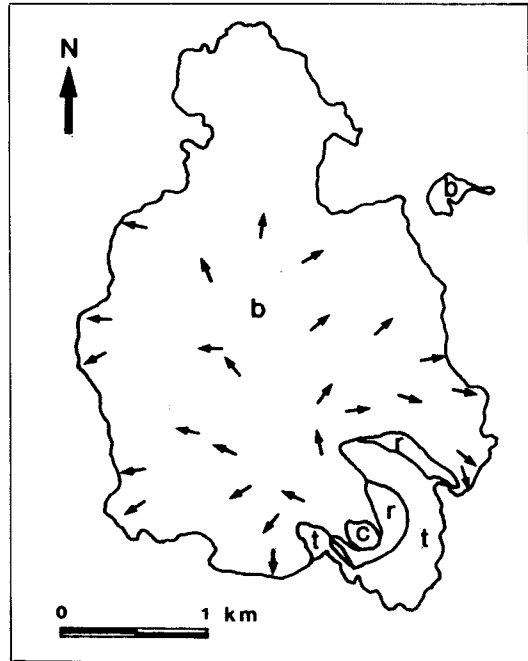


Fig. 6. Map showing flow directions of basalt lava delta from the Udo crater. t; tuff cone, c; cinder cone, b; basalt lava delta, and r; reworked tephra sequences.

곡선형의 파이프상 기공들은 본 玄武岩熔岩이 점성이 작고 유동성이 크다는 것을 암시한다. 광물조성은 사장석 50~55%, 감람석 10~15%, 휘석 5~15%, 자철석 5% 이내 및 기타 등으로 구성되어 있으며, 이도 간접적으로 점성이 작다는 것을 암시한다.

재이동테프라층

再移動테프라層 (reworked tephra sequences)은 응회구 외측부의 북동사면과 응회구 내측부의 북서부를 제외한 전지역에 분포한다. 이들은 응회구 사면과 현무암 위를 부정합으로 덮으며 완만한 경사를 이룬다. 응회구의 북동해안에서 이들 하위는 로피구조를 갖는 玄武岩熔岩과 접하므로 양자 사이의 관계가 부정합임이 입증된다. 또한 응회구 내측부에 존재하는 재이동층 가운데 최북단에서 이들 하부는 얇은 玄武岩熔岩 2매와 설상으로 교호되어 있어 (Fig. 7), 현무암 분출 마지막 단계부터 미고결 테프라의 재이동이 있었음을 지시한다.

이 재이동층은 대부분 미고결상태로서 분급이 불량하고 massive하며 역점이 bed를 이룬다. 세립질 기질 내에 큰

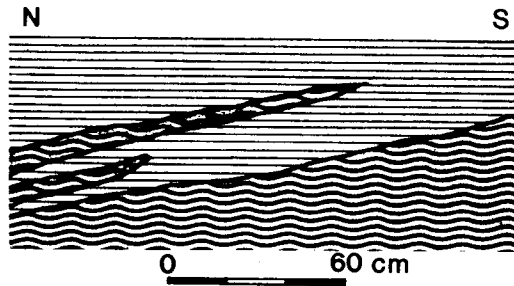


Fig. 7. Section showing coarsely vesicular basalt lavas interbedded with non-consolidated reworked tephra sequences slid down the steep slope of tuff cone flank. Screen patterns are as in Fig. 2.

입자들로 구성되며 드물게 산재된 큰 입자들은 흔히 역점이현상을 보이고 불규칙한 썩기모양을 보인다. 또한 이 bed 사이에는 큰 입자가 없는 세립질 bed가 저각도 사층리를 이루면서 얇은 썩기상으로 불연속적으로 협재된다 (Fig. 5c). 이와같은 재이동층은 熔岩三角洲를 형성하는 현무암용암 분류가 끝날 무렵부터 응회구 사면에 험령렁한 상태로 남아 있던 미고결 테프라가 재이동되므로서 형성된 것으로 생각된다. 이들은 기질이 massive하고 분급이 불량하고 역점이현상 및 썩기모양을 이루는 것은 물로 포화된 슬러리 상태의 테프라가 응회구의 급사면 위를 지나는 debris flow에 의해 퇴적되었음을 시사한다. 저각도 사층리를 이루고 불연속적인 썩기모양의 bed를 이루는 것은 이미 재이동된 퇴적물 위에 파인 작은 골에 유수에 의해 퇴적되었음을 지시한다 (Sohn, 1992).

토 의

앞에서 각 화산분출 구조물과 구성암석에 대해 기재하고 해석하므로써 분출구조물에 대한 분출유형과 분출상 변화를 유추할 수 있고 이들의 변천과정을 이용하여 우도 화산섬의 형성과정을 해석할 수 있다.

응회구는 화도에서 상승하는 마그마에 지표수 혹은 지하수 등의 외부물이 유입되므로써 폭발적으로 상호작용하여 분출되므로써 형성된다 (Wohletz and Sheridan, 1983; Sheridan and Wohletz, 1983; Kokelaar, 1986). 이때의 분출현상이 썩제이언분출이며, 水面噴出 (emergent eruption)일 경우 테프라手指狀噴射 (tephra finger jet), 連續噴昇 (continuous uprush)과 간혹 기저썩지를 발생하는 超썩제이언噴射 (Ultra-Surtseyan jet) 등의 분출상을 동반하다 (Kokelaar, 1983, 1986).

牛島凝灰丘는 분출이 시작될 때 지표면이 해수면 아래에 잠겨 있었는지 공기 중에 노출되었는지 확실하지 않다. 하지만 현 수면상의 凝灰丘 퇴적층 내에서 재이동 증거가 나타나지 않기 때문에 현재 수면상에 나타난 凝灰丘는 분출활동으로 축조되므로써 수면상에 출현한 것이라고 생각하는 것이 타당성이 있고 후술할 분출상에도 일치된다. 그렇다면 상승하는 마그마와 상호작용하는데 지배되는 외부물은 해수이었을 것이다. 이 때 분화구는 凝灰丘가 수면상에 출현되기 전 뿐만 아니라 출현된 후에도 대부분 해수면 하에 잠겨 있어 해수가 화구 내로 직접 넘쳐 들어올 수 있게 되었을 것이다. 왜냐하면 凝灰丘의 landform이 북서쪽으로 트인 말굽모양으로 수면상에 출현된 후에도 분화구가 장기간동안 해수에 직접 잠겨 있을 수 있었기 때문이다. 이런 환경에서 해수가 화구로 직접 흘러 들어 오므로써 발생하는 분출유형은 대표적인 썩제이언분출 (Surtseyan eruption)이었음에 틀림없다.

썩제이언 활동에서 나타나는 대표적인 분출 양상은 테프라手指狀噴射와 連續噴昇이다 (Thorarinsson et al., 1964; Kokelaar, 1983, 1986). 이 테프라手指狀噴射는 산출 빈도가 다양하며 함유한 물의 양이 連續噴昇 噴煙柱 보다 많고 다양한 비율로 함유한다. 테프라手指狀噴射 중에는 함유량이 풍부하며 이들의 퇴적물은 슬러리 같이 flow된다 (Lorenz, 1974). 이러한 다양성은 슬러리로 채워진 화구 밀창으로 상승하는 마그마의 주입 빈도와 공급량에 따라 좌우될 것이다. 連續噴昇 활동은 테프라手指狀噴射 활동에 뒤따라 발생되며 보통 凝灰丘를 빠른 속도로 축적시킨다 (Kokelaar, 1986). 분출량이 계속 증가되므로써 축조된 낮은 凝灰丘에 의해 화구지역으로부터 공급되는 물이 부분적으로 차단될 수밖에 없으며, 물의 공급이 감소됨에 따라 더욱 강렬한 활동으로 전환될 수밖에 없을 것이다. 이는 화구로 들어오는 냉각수를 차단하여 최적의 열교환을 유도하므로써 더 강렬한 분출을 야기시킨다. Thorarinsson et al. (1964), William and Mbirney (1979)에 의하면 連續噴昇은 물의 접근이 제한되므로써 유래된다고 하였다.

牛島凝灰丘에서 분출활동은 초기에는 화구가 해수 속에 잠긴·상태에 진행되었으므로 대부분 함유량이 풍부한 테프라가 닭꼬리 (cocks tail) 혹은 삼나무 (cypress tree) 모양의 噴射體를 분출하는 활동 즉 습윤한 테프라手指狀噴射 활동으로 인하여 화구 근처에 슬러리를 무더기로 퇴적시켜 massive lapilli tuff bed를 형성하면서 초기의 낮은 凝灰丘를 축조하였으며 이 때 습윤한 슬러리는 사면을 따라 debris flow되기도 하였다. 또한 급사면에서

이미 퇴적된 습윤한 테프라가 간혹 슬라이딩되므로서 습곡되고 비틀린 chaotic deposit를 형성하기도 하였다. 중기에는 앞에서 축조된 凝灰丘로 인해 화구지역으로부터 공급되던 해수가 북서쪽을 제외하고 부분적으로 차단되므로서 보다 덜 습윤한 테프라의 連續噴昇 활동과 테프라手指狀噴射 활동이 번갈아 일어났다. 連續噴昇 噴煙柱는 주로 강하 테프라를 생산하였으며 이 때는 凝灰丘의 사면 경사는 15° 내외이었으므로 낙하된 테프라는 그대로 정지될 수도 있었고 grain flow가 일어날 수도 있었다. 즉 낙하된 테프라가 거의 그대로 정지되거나 약간의 grain flow로부터 급히 정지되므로서 crudely stratified lapilli tuff를 형성하였으며, 보다 경사진 사면에서 즉시 재이동되어 grain flow에 의해 정지되므로서 inversely graded lapilli tuff를 형성할 수 있었다. 그리고 후기에는 물의 접근이 제한되므로서 물의 공급이 더욱 감소됨에 따라 혹은 마그마 공급량이 더욱 증가됨에 따라 화구 내의 슬러리에 함유된 물의 양이 상대적으로 감소되므로서 테프라手指狀噴射 활동은 거의 없이 더 강렬한 連續噴昇 활동만으로 전개되었다. 이 連續噴昇 활동에 의해 낙하되는 테프라로부터 凝灰丘 성장은 대부분 이루어졌다. 連續噴昇 활동이 계속될 때 조립질 테프라는 탄도분비로 낙하되었으며 세립질 테프라는 대류하는 plume에 채워졌다가 낙하된다 (Thorarinsson, 1968). 이 때는 凝灰丘 사면경사가 20° 이상이였으므로 낙하된 테프라는 대부분 즉시 재이동되어 grain flow에 의해 정지되었으며, 이로 인해 역점 이현상을 보이는 block and lapilli lens와 coarse ash lens가 형성되었다. 그리고 連續噴昇이 갑자기 중지할 때 ash plume은 휘날려 공중에 어느 정도 체공하다 낙하된다 (Thorarinsson, 1968). 이 때 ash plume으로부터 낙하된 화산회는 너무 세립이므로 사면 경사가 20° 이상이라든 grain flow되지 않고 측방으로 층후 변화가 거의 없이 일정하게 퇴적되어 thin-bedded tuff bed를 형성했을 것이다. 후기에는 이와같은 連續噴昇 활동에 의한 테프라 강하에 의해서 凝灰丘 상부에 아주 규칙적인 층리 (Fig. 4d)를 형성하였으며, 이후에 급사면의 불안정성과 미고결 테프라의 습윤성으로 인해 ripple-like slump fold (Fig. 4d)가 형성되었다고 본다.

종합하면 牛島凝灰丘의 형성은 씨지에 의해 형성되는 松岳山凝灰環 (황상구 외, 1992)과 아주 달리 초기에 씨제이언분출은 보다 폭발성이 약한 습윤한 테프라手指狀噴射 활동상이었고 이는 점차 강렬해지면서 連續噴昇 활동상과 교대로 일어났으며 분출상이 더욱 강렬해지면서

連續噴昇 활동상만으로 전개되었다. 이러한 씨제이언분출의 분출상이 점차 강렬해지는 것은 凝灰丘 림의 직경이 상부로 갈수록 확대되는 점과 상부 테프라로 덮힌 環狀斷層이 나타나지 않는 점 등에 의해서도 입증된다고 본다.

지금까지 해수의 접근이 부분적으로 제한되었던 것이 완전히 제한되면 화구로부터 해수가 오랫동안 차단되어 화도가 완전히 건조되므로서 수증기마그마성 폭발작용 (phreatomagmatic explosivity)은 마그마성 폭발작용 (magmatic explosivity)으로 전환될 것이다 (Kokelaar, 1986). 이 때 화도 내의 용암은 더 이상의 물의 진입을 막아 화구를 완전히 떠맡으므로서 마그마와 해수 간의 상호작용을 종말시켰을 것이다. 즉 해수가 차단되는 환경변화로 인하여 凝灰丘를 형성하던 씨제이언분출은 종식되고 스트롬볼리안분출 (Strombolian eruption)로 전환되므로서 凝灰丘 분화구 내부에 噴石丘를 형성하였다. 우도의 噴石丘는 최고높이/기저직경 비가 1:6.5 정도로서 크고, 확산면적이 약 0.16 km²로서 작기 때문에 분출에너지가 급격히 저하되었음을 반영한다. 분석 위주로 포출하던 스트롬볼리안분출은 말기에 접어들어 스페터 위주로 포출되었다. 왜냐하면 噴石丘 내부에는 분석이 다량 존재하고 표층부에 스페터와 이의 파편인 블럭으로 덮혀 있기 때문이다. 원래 마그마성 폭발작용은 마그마 내에 함유된 휘발성분이 증기로서 분리되고 확장되어 파편화되므로서 일어난다 (McBirney and Murase, 1971). 그럼에도 불구하고 증기의 확장이 마그마를 파편화할 만큼 충분치 못하다면 噴流나 噴泉을 가속시켜 마그마를 스페터로 조각화하는데 원인이 되기도 했다고 볼 수도 있다.

더 이상의 증기의 확장없이 폭발력이 소진되고 마그마가 계속 공급되면 화도 내의 용암은 상승되어 噴石丘 화구 위로 噴流 (혹은 噴泉)하는 하와이언분출 (Hawaiian eruption)로 전환되었다. 이 때 噴流된 玄武岩熔岩은 噴石丘와 凝灰丘 사이의 모우트 내에 채워지면서 북서쪽의 트인 breach를 통하여 凝灰丘 밖으로 噴流되었을 것이다. 玄武岩熔岩은 흔히 로피구조가 발달되는 퍼호이호이용암 표면을 보이며 모우트 내에서 최저고도 해발 15 m 이하부터 최고고도 해발 70 m까지에 존재한다. 이와같이 퍼호이호이용암이 높은 고도까지 채워질려면 凝灰丘 breach 밖 약 3 km 이상 噴流되어 玄武岩熔岩의 사면구배가 약 2~3°를 형성할 수 밖에 없었다. 이렇게 하여 凝灰丘의 breach 밖에 약 3 km 이상에 달하는 2~3° 사면구배의 熔岩三角洲가 축조되었다.

하와이언분출이 끝날 무렵부터 凝灰丘의 침식은 시작

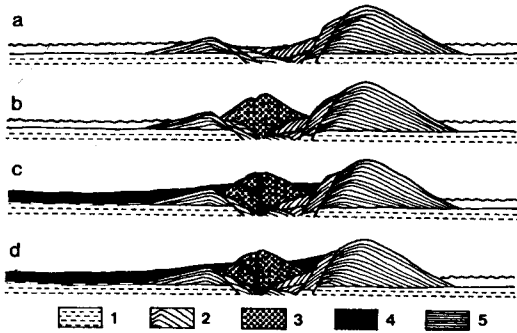


Fig. 8. Schematic diagrams showing the four stages of the constructions of the Udo Island. 1; probable basalt plateau, 2; Udo tuff cone, 3; Cinder cone, 4; Basalt lava delta, and 5; Reworked tephra sequences. Dashed lines indicate uncertainty. Wavy lines indicate sea level. Also schematic NW to SE (left to right) sections through the Udo Island. a; Construction of tuff cone from Surtseyan eruption on the probable basalt plateau, b; Construction of cinder cone from Strombolian on the crater floor of the tuff cone, c; Construction of basalt lava delta northward from Hawaiian eruption, and d; Construction of reworked tephra sequences slid down the steep slope of inner and outer flank of the tuff cone.

되었다. 급사면의 미고결 테프라는 공기 중에서도 쉽게 침식이 되었을 것이다. 빗물이 테프라에 침투되면은 물로 포화된 슬러리 상태의 테프라는 凝灰丘의 급사면 위로 쉽게 슬럼프되어 debris flow로 퇴적되었을 것이다. 이로 인하여 분급이 불량하고 massive한 역접이층을 형성할 수 있었을 것이다. 이 테프라가 물로 포화되었을 때는 물이 지표면 위로 스며나와 흐를 수도 있을 것이다. 이 유수에 의해 세립질 물질은 운반되어 사층리를 이루면서 퇴적되었을 것이다. 이러한 두 가지 과정에 의해 운반된 물질은 凝灰丘 내부의 모우트 용암 상위와 凝灰丘 외측부의 말단부 가까이에 퇴적되었다.

화산과정

우도 화산섬은 凝灰丘, 噴石丘, 熔岩三角洲 및 再移動 테프라層 등의 화산분출 구조물 순으로 형성되었다 (Fig. 8). 이들은 썬제이언분출, 스트롬볼리언분출, 하와이언분출로 대표되는 분출작용과 재이동퇴적작용에 의한 산물이며 이 순서에 따라 전개되는 火山過程에 의해 우도 화산섬이 형성되었다.

牛島凝灰丘는 마그마와 해수가 상호작용하여 스팀폭발 작용함으로써 수면상에 나타나는 썬제이언분출에 의한

테프라의 구조물이다. 초기의 분출활동은 화구가 해수 속에 잠긴 상태에서 진행되므로 대부분 함수량이 풍부한 테프라가 噴射되는 습윤한 테프라手指狀噴射 활동상이었다. 이로 인해 낮은 凝灰丘가 축조되면서 사면 위의 슬러리는 debris flow로 이동하기도 하였다. 습윤한 噴射體라도 복서풍의 일정한 강풍에 의해 凝灰丘의 북서부는 축조될 수 없었으며 이로 인해 이곳으로부터 해수가 직접 공급될 수가 있었다. 중기의 분출활동은 축조된 凝灰丘로 인해 북서쪽을 제외하고 화구지역으로의 해수 공급이 부분적으로 차단되므로서 보다 덜 습윤한 테프라의 連續噴昇 활동과 테프라手指狀噴射 활동이 교대로 발생되었다. 이때 連續噴昇 噴煙柱로부터 테프라는 낙하되었으며 낙하된 테프라는 凝灰丘 사면구배의 크기에 따라 그대로 정지될 수도 있고 grain flow가 일어날 수도 있었다. 후기의 분출활동은 凝灰丘의 더 높은 축조로 말미암아 물의 공급이 더욱 제한되므로서 테프라手指狀噴射 활동은 거의없이 더 강렬한 連續噴昇 활동만이 발생되었다. 이 連續噴昇 활동에 의해 凝灰丘 성장이 대부분 이루어졌으며, 이때 凝灰丘 사면경사는 20° 이상이었으므로 낙하된 테프라는 즉시 grain flow되어 정지되었다. 連續噴昇이 가끔 중지할 때 화산회를 태운 plume이 휘날려 공중에 채공하다 낙하되기도 하였다. 후기의 連續噴昇에 의해 형성된 凝灰丘 상부층은 아주 규칙성 있는 층리를 형성하였으나 급사면의 불안정성과 미고결 테프라의 습윤성 때문에 ripple-like slump fold가 형성되기도 하였다.

해수의 접근이 완전히 제한되어 스팀폭발작용은 마그마성폭발작용으로 전환되었다. 즉 썬제이언분출은 종식되고 스트롬볼리언분출로 전환되므로서 凝灰丘 분화구 내부에 噴石丘를 형성하였다. 이 분출은 분석 위주로 포출하였으며 말기에는 스펀더 위주로 포출하는 활동상으로 변화되었다.

폭발작용을 유도하는 더 이상의 중기의 확장없이 폭발력이 소진되고 계속적으로 마그마가 공급되므로서 하와이언분출로 전환되었다. 이때 화도 내의 상승되는 용암은 噴石丘 위로 噴流되어 모우트 내에 채워지고 북서쪽의 트인 breach를 통하여 밖으로 噴流되므로서 넓은 熔岩三角洲를 형성하였다.

하와이언분출이 끝날시부터 凝灰丘의 침식이 시작되었다. 凝灰丘 급사면 위의 미고결 테프라는 빗물이 추가되므로서 debris flow로서 혹은 유수의 운반에 의해 쉽게 재이동되어 모우트 용암 위나 凝灰丘 외측부의 말단부 등의 사면구배가 없거나 작은 곳에 퇴적되었다.

이와같이 우도 분화구에서의 火山過程은 규칙성 있는 분출유형을 따르는 대표적인 噴出輪廻로 보이며 Surtsey 화산섬의 噴出輪廻와도 아주 유사하다. 우도 화산섬의 噴出輪廻는 썬제이언분출의 테프라手指狀噴射 활동상으로부터 시작하여 점차 連續噴射 활동상으로 진행되고 스트롬볼리언분출로 전개되어 하와이언분출로 종식되는 사건 순서를 밟으며 一輪廻로 끝난다. 우도에서 화산사건 과정은 시간이 지남에 따라 폭발작용의 요소가 급격히 감소되는 하나의 噴出輪廻를 나타내는 또하나의 대표적인 예라 하겠다.

사 사

야외조사를 지원해 준 청신지하수개발 채종일 사장께 감사드린다. 아울러 원고 작성을 도와준 안동대학교 지질학과 류기주 조교에게 고마움을 표하고 싶다.

참고문헌

원종관 (1976) 제주도의 화산암류에 대한 암석화학적 연구. 지질학회지, 12권, p. 207-226.
 윤상규, 한대석, 이동영 (1987) 제주도 남부지역의 제 4기 지질조사 연구. 과학기술처, KR-86-2-(B)-2, p. 59.
 이동영, 윤상규, 김주용, 김윤종 (1988) 제주도 제 4기 지질조사연구. 한국동력자원연구소, 연구보고서 KR-87-29, p. 273.
 황상규, 황재하, 김동학, Howells, M.F. (1992) 제주도 송악산 응회환. 분석구의 화산과정. 지질학회지, 28권, p. 118-120.
 Cas, R. A. F. and Wright, J. V. (1987) Volcanic successions: modern and ancient. Allen and Unwin, London, 528p.
 Fisher, R. V. and Schmincke, H.-U. (1984) Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472p.
 Heiken, G. H. (1971) Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. J. Geophys. Res., v. 76, p. 5615-5626.
 Kim, D. H., Hwang, J. H., Hwang, S. K., Howells, M. F. and Reedman, A. J. (1986) Tuff ring and cones on Jeju Island, Korea. J. Geol. Soc. Korea, v. 22, p. 1-9.
 Houghton, B. F. and Hackett, W. R. (1984) Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. J. Volcanol. Geotherm. Res.,

v. 21, p. 207-231.
 Kokelaar, P. (1983) The mechanisms of Surtseyan volcanism. J. Geol. Soc. London, v. 140, p. 939-944.
 Kokelaar, P. (1986) Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., v. 48, p. 275-289.
 Lee, M. W. (1982) Petrology and geochemistry of Jeju Volcanic Island, Korea. Sci. Rpt. Tohoku Univ., 3, 15, p. 177-256.
 Lorenz, V. (1974) Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, v. 21, p. 273-291.
 McBirney, A. R. and Murase, T. (1971) Factors governing the formation of pyroclastic rocks. Bull. Volcanol., v. 34, p. 372-384.
 Self, S., Sparks, R. S. J., Booth, B. and Walker, G. P. L. (1974) The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposits, Iceland. Geol. Mag., v. 111, p. 534-548.
 Sheridan, M. F. and Wohletz, K. H. (1983) Hydrovolcanism: basic considerations and review. In Explosive Volcanism (eds. M. F. Sheridan and F. Barberi). J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 17, p. 1-29.
 Sohn, Y. K. (1992) Depositional models of Basaltic tuff rings and tuff cones in Cheju Island, Korea. Ph.D. dissertation, SNU. p. 121-163.
 Thorarinsson, S. (1968) The last phases of the Surtsey eruption. Naturufraedingurinn, v. 38, p. 113-135.
 Thorarinsson, S., Einarsson, T., Sigvaldason, G. and Elisson, G. (1964) The submarine eruption off the Vestmann Islands, 1963-64: a preliminary report. Bull. Volcanol., v. 27, p. 435-445.
 William, H. and McBirney, A. R. (1979) Volcanology. Freeman, San Francisco, 391p.
 Wohletz, K. H. (1983) Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In Explosive volcanism (eds. M. F. Sheridan and F. Barberi). J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 17, p. 31-63.
 Wohletz, K. H. (1986) Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. Bull. Volcanol., v. 48, p. 245-264.
 Wohletz, K. H. and McQueen, R. G. (1984) Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In Explosive volcanism: Inception, evolution, and hazards, Studies in geophysics. National Academy Press, Washington, D. C., p. 158-160.
 Wohletz, K. H. and Sheridan, M. F. (1983) Hydrovolcanic explosion, evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. Am. J. Sci., v. 283, p. 385-413.

ponded basalt lava

cinder cone

reworked tephra

rim crest of tuff cone



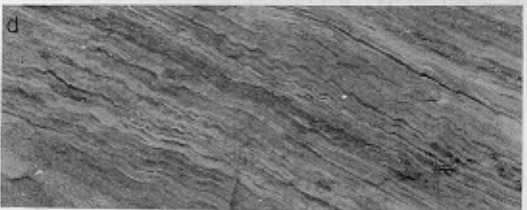
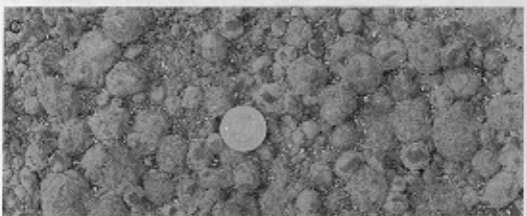
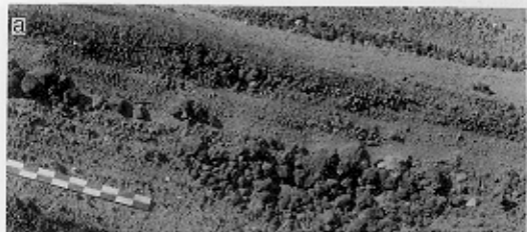


Fig. 4. (a) Block and lamelli lens and invertebrate and (b) (c) (d)

