

우도응회구의 분출기구와 분출과정

황 상 구

안동대학교 자연과학대학 지질학과

요 약: 우도응회구에서 분출물의 성격, 층형과 암상, 환상단층 등을 분석해 보면 이의 분출기구와 분출과정을 유추할 수가 있다. 특히 층형과 암상에서 괴상라필리응회암층과 혼돈라필리응회암층은 테프라수지상분사로부터 낙하되는 덩어리 상태의 습윤한 테프라로부터 유래되었음을 나타내며, 이들은 응회구 두부의 하부층에서 흔하게 산출된다. 불량성층화라필리응회암층은 보다 덜 습윤한 테프라수지상분사로부터 다소 밀집된 상태로 낙하되는 덜 건조한 테프라로부터 유래되었고 역점이라필리응회암층은 연속분승으로 분출되는 다소 해체된 상태의 테프라의 낙하로부터 유래되었음을 암시하며, 이 양자는 응회구 두부내지 중간부 가까이 중부층에서 흔하다. 블록라필리테프라렌즈, 화산회코팅라필리테프라층과 박층리응회암층은 연속분승으로부터 극히 해체된 상태로 낙하되는 건조한 테프라로부터 유래되었음을 지시하며, 이들은 응회구 중간부의 상부층에서 아주 흔하게 산출된다. 따라서 우도응회구는 해수면 상에 나타난 현무암질 화산으로서 해수가 화구 지역으로 넘쳐 흐르거나 스며들어 마그마와 접촉함으로써 발생하는 썩제이언폭발 산물로서, 테프라수지상분사 활동과 연속분승 활동의 두 개 타입의 분출기구가 존재한다. 테프라수지상분사 활동은 응회구가 해수면상에 출현되면서부터 해수가 직접 화구내로 넘쳐 올 수 있을 때 물/마그마의 비가 커서 연속 폭발활동이 유지될 수 없을 경우에 발생하며, 테프라수지상분사는 함수량이 연속분승보다 풍부하고 테프라는 낙하된 후 슬러리와 같이 흐를 수도 있다. 테프라수지상분사 활동으로 테프라가 계속 축적되어 보다 높게 응회구가 성장되면 이에 의해 화구로 공급되는 해수가 부분적으로 차단될 것이며, 이 때 물의 공급이 줄어들어 따라 더욱 강렬한 연속분승 활동으로 전환되었다. 이는 화구로 들어오는 냉각수를 차단하여 최적의 열교환을 유도함으로써 더욱 강렬한 분출을 야기시켰기 때문이다. 이 연속분승 활동은 흔히 테프라수지상분사 활동에 뒤따라 발생되며 응회구를 빠른 속도로 성장시킨다. 이 연속분승 활동으로 화구는 일소되어 더욱 깊게 파헤쳐졌으며, 이 때 폭발분화구는 실제로 아주 깊게 유지되기가 어렵기 때문에 쌓였던 테프라가 여러번 슬라이딩되고 갈매기 모양의 환상단층을 따라 내측이 함몰된다. 이러한 폭발활동과 봉괴의 윤회는 여러 차례 반복된다. 우도응회구가 성장될 동안 썩제이언 활동은 전기에 테프라수지상분사 위주의 활동으로 전개되고, 중기에 테프라수지상분사와 연속분승 활동이 교대로 반복되며, 후기에 더욱 강렬한 연속분승 위주의 활동으로 승계되었다.

핵심어: 牛島凝灰丘, 썩제이언噴出, 테프라手指狀噴射, 連續噴昇

서 언

화산분출은 산성마그마의 강력한 폭발로부터 염기성마그마의 조용한 분류까지 있다. 분출양식은 일차적으로 내부의 마그마성질에 의해 지배되고 이차적으로 외부의 환경조건에 의해 지배된다(Fisher and Schmincke, 1984). 환경조건 중에서 외부물의 유입은 분출과정을 지배하는데 있어서 중요한 역할을 한다. 마그마나 마그마원 열이 지표수 혹은 지하수 등의 외부물과 상호작용함으로써 발생하는 화산폭발을 水因性火山作用(hydrovolcanism)이라 한다(Sheridan and Wohletz, 1981, 1983; Kokelaar, 1986; Wohletz, 1986). 이 水因性火山作用은 지표나 지표 가까이에서 일어나는 마그마와 외부물의 상호

작용에서 초래된다. 牛島火山에서 마그마의 성분은 현무암질 마그마이었으나 이와 다른 성분일 수도 있다. 외부물은 海水, 湖水, 江水 등의 지표수일 수도 있고 지하수일 수도 있다. 따라서 水因性火山爆發은 폭발에너지가 마그마에서 직접 용리된 휘발성분으로부터 초래되는 마그마성 폭발과는 대조적이다. 마그마성 폭발은 대개 水因性火山爆發에 수반될 수도 있으나 대부분 후자에 의해 가리워져 있다. 물과 마그마의 상호작용은 낮은 범위(非爆發性)에서 높은 범위(爆發性)의 효율을 나타내는 대규모 열교환이다. 따라서 水因性火山作用에는 水蒸氣性 爆發(phreatic explosion), 水蒸氣마그마性 爆發(phreatomagmatic explosion), 沿岸爆發(littoral explosion), 氷河底 爆發(subglacial explosion), 海底火山作用(submarine

volcanism) 등의 극히 극력한 폭발로부터 조용한 비개용암분류 범위까지의 水因性火山活動(hydrovolcanic activity)이 존재하며 이 중 水蒸氣마그마性爆發이 가장 흔하고 중요하다. 이 水蒸氣마그마性火山作用 내에도 물과 마그마의 상호작용의 효율과 마그마성분에 따라서 水因性火山爆發의 여러 스펙트럼이 존재하며 이 내에 썬제이언 火山作用(Surtseyan volcanism)이 있다.

썬제이언 火山作用은 일반적으로 염기성 마그마와 외부물이 폭발적인 상호작용을 일으킴으로서 일어난다. 썬제이언 火山作用은 Kokelaar(1986)가 비공식적으로 표식-썬제이언 활동(type-Surtseyan activity)과 타알리언 활동(Taalian activity)으로 구분한 바 있다. 이 표식-썬제이언 활동과 타알리언 활동은 각각 凝灰丘와 凝灰環이라고 하는 작은 火山體를 형성하는 것이 특징이다(Wohletz and Sheridan, 1983; Sheridan and Wohletz, 1983). 凝灰丘는 凝灰環보다 분화구가 비교적 작고 높이/넓이의 비가 크고 두부 가까이에서의 층리가 급경사이다. 이 凝灰丘의 지형에 관한 지식은 凝灰丘의 분출을 관측 하므로써 대부분 얻게 된다. 아이슬랜드 썬제이 화산은 해수면하 130 m 깊이의 대륙붕에서 분출되어 가파른 凝灰丘를 형성했으며, 이의 분출과정은 주로 습윤한 테프라手指狀噴射(tephra finger jet)와 連續噴昇(continuous uprush)으로부터 발생되어 火成碎屑降下(pyroclastic fall)와 集團流(mass flow)로 정착되었다(Thorarinsson *et al.*, 1964; Walker and Croasdale, 1972; Kokelaar, 1983, 1986).

썬제이 화산에서의 분출현상과 지질학적 자료(Thorarinsson *et al.*, 1964; Kokelaar, 1983; Kokelaar and Durant, 1983)는 아주 중요하며 이를 제외하고는 응회구에 관한 자료가 별로 없으며, 이는 화산학자들이 응회구에 관하여 크게 관심을 갖지 못했음을 말해 준다. 그러나 최근 몇몇 연구에 의하면 응회구는 火成碎屑降下와 集團流에 의해 지배되는 다양한 정치과정을 가진다는 것을 보여 주었다(Ross, 1986; Leat and Thompson, 1988; Cas *et al.*, 1989, 1990; Robin *et al.*, 1993). 따라서 정치과정을 더 많이 이해하므로써 분출과정을 인식할 수 있는 판단기준을 얻기 위하여 응회구를 더 상세히 연구할 필요성이 있다.

우도 화산체는 一輪廻噴出에 의해 형성된 單成火山으로서 이의 火山過程이 상세히 밝혀져 있고(황상구, 1993) 응회구의 퇴적학적인 연구가 상세히 다루

어졌었다(Sohn, 1992). 그러나 牛島凝灰丘의 噴出機構와 噴出過程에 대해서는 자세히 다루어진 바가 없기 때문에, 이미 얻어진 자료를 바탕으로 하여 牛島凝灰丘의 지형, 환상단층, 분출물, 층형과 암상을 검토하여 폭발작용의 제어 요인이 무엇이며, 水因性火山活動이 어떻게 발생되어 전개되며, 凝灰丘의 지형이 물과 마그마의 폭발적 상호작용에서 어떻게 진화되는지를 고찰하고자 한다.

우도의 지질

牛島는 제주도 동쪽 끝의 城山浦港으로부터 동북쪽으로 약 3 km 떨어져 위치하는 火山島이다(그림 1). 이 火山島는 섬의 남동부에 분화구가 위치하며 이의 동쪽과 남쪽 외곽부에 凝灰丘, 분화구 중앙에 噴石丘, 섬의 나머지 대부분에 熔岩三角洲로 연속되는 一輪廻 噴出物로 구성되는 單成火山(monogenetic volcano)이다(황상구, 1993).

牛島 火山體 하위의 구성암층은 응회구속에 포함되어 있는 類質과 異質 블록(block)으로부터 추정할 수 있다. 유질 블록은 대부분 현무암질로 구성되고 이질 블록은 용결응회암과 흑운모화강암이 포함된다(Kim *et al.*, 1986). 현무암질의 유질 블록은 유리질로서 다공질인 것과 결정질이면서 비반상 내지 다소 반상인 것이 있다. 이 현무암 블록은 牛島 火山體 직하위에 존재하는 현무암질 용암류로부터 유래되었을 것이다. 이 현무암질 용암류는 수많은 용암류로 구성되었을 것이며, 성산일대의 表善里玄武岩(원종관, 1976; Lee, 1982)과 혹은 그 하위의 최고기 현무암질 용암류일 것으로 판단된다. 왜냐하면 현무암질 블록의 암상이 다공질인 것과 비반상 내지 약간 성기계 반상인 것이 존재하고, 또한 성산반도의 현무암을 제외한 성산일대의 表善里玄武岩의 사면구배가 3~5°로 유지되면서 해수 밑으로 우도부근까지 연속되기 때문이다. 용결응회암과 흑운모 화강암의 이질 블록은 현무암류 하위의 부정합면 아래에 놓이는 기반암에서 유래된 것으로 판단되며, 이 기반암은 제주도 全火山體의 하위에 놓이는 기반암과 동일 층서적 위치에 해당될 것이다. 이러한 사실은 제주도 동부지역에서 지하 지질분포와 심도가 지표로부터 현무암질 용암류가 117~155 m 두께로 놓이고 이 하위에 사니층이 117~264 m 두께로 존재하고 그 하위에 기반암인 응회암이 놓여있음이 보고된 점(윤 선 외, 1992)과, 지하 용암류의 성분은

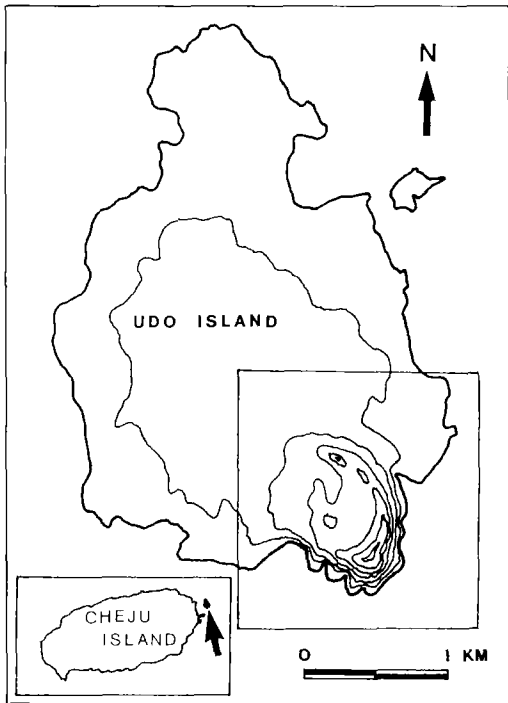


Fig. 1. Index map and topographic map of the Udo Island with an inset showing location of the Udo tuff cone. Contor interval is 20 m. Arrow in the index map shows location of Udo Island off east coast of Cheju Island.

현무암, 하와이아이트, 뮤저라이트, 쏘레이아이트 등으로 보고된 것(박준범과 권성래, 1991)으로부터도 간접적으로 지지되고 있다.

牛島凝灰丘(Udo tuff cone)는 썩제이언분출의 산물이고 현재 해수와 직접 접하고 있기 때문에 이의 초기 분출환경과 화구 지역의 지표수 유무가 중요 관심사이겠지만 현재 해수면 아래에 잠겨 있는 응회구 단위를 정확히 모르므로 우도 분화구가 분출되기 시작할 때의 해수면의 위치는 명확하지 않다. 그러나 현재 응회구 퇴적층 내에서 해수에 의해 재이동된 흔적이 나타나지 않기 때문에 이 응회구는 분출활동 중에 해수면상에 나타난 것으로 생각되며, 따라서 마그마와 상호작용하는 외부물은 응회구 형성의 대부분 단계에 걸쳐 해수이었을 것으로 생각된다.

牛島凝灰丘는 두부의 두께가 132 m 이상이고 외측부 최고경사가 32°이며, 분화구 바닥이 해발 15 m 이하이지만 이는 아마도 기존 지면의 훨씬 위에 있을 것으로 생각된다. 이러한 양상은 Wohletz and She-

ridan(1983)에 의한 응회구의 형태 기준에 포함된다. 그리고 현재의 노출상태에서 응회구의 최고높이는 132 m이고 최대 넓이는 1180 m로서 양자의 비는 약 1 : 9 이므로 이도 Heiken(1971)의 응회구의 범위에 포함된다. 또한 牛島凝灰丘는 북서쪽이 트인 말굽모양을 이루는 비대칭 화산체를 형성하고 있는데, 이의 성인은 (1) 화도의 비대칭, (2) 화산체 일부구간의 함몰, (3) 바람의 영향 등이 있겠으나 우도에서는 바람의 영향으로 설명된다. 첫째로 화도의 비대칭을 일으키는 요인을 살펴보면 제주도 전화산체는 남쪽이 움기하여 남고북저의 틸팅(tilting)을 하였으므로 이 시기에 우도에서 폭발활동이 시작되었다면 화도가 남쪽으로 경사될 수가 있으며, 우도가 한라산의 중심화산에 대하여 측방화산을 고려해 볼 때 화도가 서쪽으로 경사될 수도 있을 것이다. 따라서 분출시의 틸팅을 고려할 때 말굽모양의 트인 방향은 남쪽이어야 되며 측방화산을 고려할 때 서쪽이어야 된다. 이는 우도에서의 트인 방향과 전혀 일치되지 않으므로 이들의 영향이 무시될 수 밖에 없다. 만약에 위와 다른 어떤 지역적인 구조운동에 의하여 화도의 경사가 있었다면 시대가 크게 다르지 않는 한 이 곳의 분석구도 같은 방향으로 비대칭이어야 하며 분석구와 응회구의 남동쪽 간격이 보다 근접되어야 되나 그렇지 않으므로 화도에 의한 영향은 없다고 할 수 밖에 없다. 둘째로 응회구 일부구간이 함몰되었다면 틈새(breach) 부근에서의 응회구가 붕괴되어 있고 급경사이어야 되나 그렇지 않고 오히려 완경사이고 이에 따라 일차층리도 완경사이므로 붕괴의 흔적은 거의 없다. 또한 후기의 용암류에 의해 틈새가 형성되었다면 응회구 외곽의 용암류 사이에서 응회암 덩어리가 직접 발견되어야 하나 그렇지 않으므로 응회구의 함몰에 의한 비대칭이라는 것을 지지하지 못하고 있다. 마지막으로 틈새 가까이에서의 응회구 내부층리와 조직을 살펴보면 응회구의 림은 북서쪽으로 측경사되며 동시에 이에 수직인 방향으로 내외측부에서의 경사도 반대 방향으로 완만할 뿐만 아니라, 세립질의 화산회가 보다 적고 대신에 조립질의 라필라가 보다 많으며 동시에 분급이 다소 양호한데, 이는 계속적으로 불어오는 북서풍의 강한 바람에 의해 분출물이 남동쪽으로 이동하여 퇴적된대 기인하는 것으로 생각된다.

噴石丘(cinder cone)는 응회구 분화구 내부의 중심부에 놓인다(그림 2). 최고봉이 해발 87.5 m이고

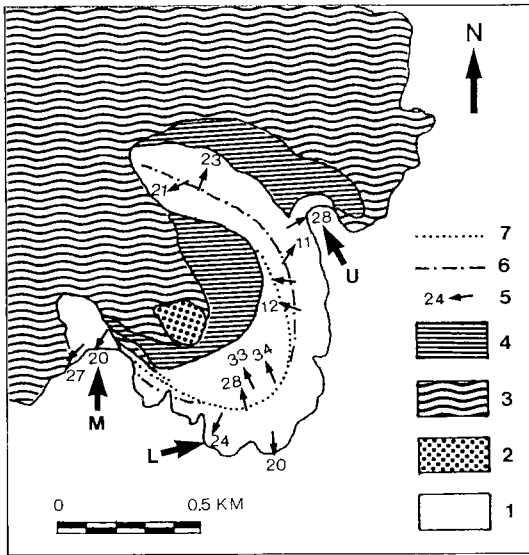


Fig. 2. Geologic map around the Udo tuff cone. 1: Udo tuff cone, 2: cinder cone, 3: basaltic lava delta, 4: reworked tephra sequences, 5: mean dip, 6: rim crest, 7: ring fault. Larger short arrows represent the description sites of lower (L), middle (M) and upper (U) pyroclastic sequences at the Udo tuff cone.

사면경사가 약 $25\sim 30^\circ$ 이다. 이의 표층부는 모우트(moat)에 채워진 현무암류에 의해 피복되며, 이의 기저부에 가까운 것이 남서측 해안 절벽의 현무암 아래에 아주 작게 노출되는데 응회구외는 환상단층에 의해 경계된다. 분석구의 구성원은 표층부에서 암회색 내지 암갈색의 블록과 스패터(spatter) 등이고 이의 약간 아래 부분에서는 다량의 분석(cinder)으로 구성되며, 이들은 스트롬볼리언분출에 의한 산물이다(황상구, 1993).

熔岩三角洲(lava delta)는 수많은 현무암질 용암으로 구성되며, 이는 응회구와 분석구 사이의 모우트에 채워져 응회구의 외측 말단부를 덮으면서 북서쪽으로 뻗어나가 형성된 것으로 우도 화산체의 대부분을 차지한다. 이 용암의 표면은 로피구조(ropy structure)가 잘 발달되어 있는 유동성이 큰 피호이호이용암(pahoehoe lava)이며 로피구조에 의한 이동방향의 추적에 의하면 현무암질 용암의 기원지는 噴石丘의 방향이다(황상구, 1993). 또한 熔岩三角洲의 지형을 살펴보면 그 고도가 噴石丘 인접부에서 최고 70 m이고 북서쪽으로 갈수록 다시 북서로 갈수록 점점 낮아지면서 북동측과 남서측 보다 다소 높은 축을 형성하여 噴石丘쪽이 용암의 기원

지라는 것을 지시한다.

再移動테프라層은 응회구 외측부의 북동사면과 내측부의 대부분 지역에 분포한다(그림 2). 이는 응회구 사면의 급경사가 끝나는 부분으로부터 비교적 완경사의 사면과 현무암질 용암 위를 부정합으로 덮으며 완만한 경사의 再移動層을 형성한다. 이의 하위는 로피구조를 갖는 현무암질 용암과 접하므로서 이들 양자 사이가 부정합임을 지시하며, 또한 이의 하부는 부분적으로 얇은 현무암질 용암과舌狀으로 교호되어 있어 熔岩噴流가 끝나기 전 마지막 단계부터 간헐적으로 미고결 테프라가 재이동되었음을 시사한다(황상구, 1993). 그러므로 再移動테프라層은 熔岩三角洲를 형성하는 熔岩噴流가 끝날 무렵부터 응회구 사면에 미고결 상태로 남아있던 테프라가 재이동된 것으로 판단된다(Sohn, 1992).

분출물의 특징

牛島凝灰丘는 대부분 현무암질의 라필리응회암과 응회암으로 구성되며 이들은 화산회, 라필리, 화산탄, 블록 등을 다양한 비율로 포함한다. 일반적으로 變質琉璃化作用(palagonitization)에 의해 견고해진 층은 화산회의 구성비율이 높다. 하지만 거의 전적으로 라필리모만 구성되거나, 라필리와 블록, 화산탄 등으로 구성되어 견고하지 않는 경우도 있다.

화산회는 대부분 유리질 샤아드로서의 黑鐵琉璃(sideromelane)의 각상편(angular fragment)으로 구성되고 약간의 감람석과 사장석 반정이 포함된다. 이들의 입도는 2 mm 이하이고 평균 0.5 mm 정도이다. 유리질 샤아드는 대부분 기공없이 괴상(blocky)이며 아주 드물게 작은 기공으로 다공질인 경우도 있다. 괴상 샤아드는 그 모양이 불룩하고 오목한 각상을 보이며, 다공질 샤아드는 기공벽에 지배되어 아주 불규칙한 각상을 보인다. 이 샤아드의 모양은 마그마가 水蒸氣마그마性爆發이 일어날 때 발생하는 소성 파편화작용에 기인된다(Wohletz, 1983). 세립질 화산회로 이루어진 기질내에는 간혹 凝灰氣孔(tuff vesicle)을 함유하며, 이 기공은 벽이 둥글고 직경이 0.3~0.6 mm 내외이다. 이는 끈적끈적한 화산회에 잠혀 있던 스템에 의해 쉽게 형성되며, 해수면에 떨어져 해저에 안착된 화산회에서는 형성될 수도 보존될 수도 없다(Lorenz, 1974).

라필리는 유리질 라필리와 결정질 라필리가 대부분이고 산성화산암의 이질 라필리가 약간 포함된다.

유리질 라필리는 보통 10~50%의 기공을 함유하며 이 가운데 약 40%는 구형이고 나머지는 타원체형이며 얼마는 길다란 모양이다. 기공의 직경은 큰 것이 1 mm이고 평균 0.3 mm이며 아주 작은 것은 1 μ m까지의 범위이다. 라필리의 외형은 대부분 많은 기공으로 아주 불규칙하며, 핵부에서는 비교적 큰 원형의 기공이 있고 외곽부에서 보다 작은 길다란 기공이 동심원상으로 연결되어 있는 경우도 있다. 이는 마그마가 스팀폭발되기 전에 이미 기포가 형성되었음을 의미하고 완전히 고결되기 전의 유체상태에서 파쇄화가 진행되었음을 지시한다.

직경 3~10 mm의 유리질 라필리는 흔히 두께가 1~3 mm 내외의 세립질 화산회로 코팅되어 있는 화산회코팅라필리(ash-coated lapilli or armoured lapilli)를 형성하며, 이는 정도의 차이는 있으나 해수면 위에 노출된 응회구의 상부층에서 흔히 볼 수 있다. 북동측 해안절벽에서는 거의 전부 화산회코팅라필리로 구성된 흘층(bed)도 있다. 이 화산회코팅라필리는 냉각된 유리질 라필리가 수증기를 실은 噴煙柱 내의 습윤한 화산회와 접촉할 때 형성되는 것으로 사료된다. 이는 물과 혼합하여 형성된다고 믿을 수 없을 뿐더러, 해수면에 떨어져 화산회의 코팅이 씻기지 않고 해저에 안착되어 유지될 수 있다고 믿을 수는 없다(Jakobsson and Moore, 1982).

화산탄은 응회구 상부층의 여러 흘층에서 간혹 나타난다. 이는 직경이 5~15 cm이고 그 외형이 거의 대부분 양배추상(cauliflower-shaped)과 드물게 방추상(spindle-shaped)을 나타낸다. 牛島凝灰丘에서 이 화산탄은 송악산응회암과 같이 화성쇄설 썩지층(황상구 등, 1992)에서 흔하게 산출되는 層理袋(bedding sag)를 갖지 않는 것이 하나의 큰 특징이다. 양배추상의 화산탄은 그 핵부에 보다 큰 기공이 상호 연결되지 않으면서 많이 포함되어 있고 외곽에 보다 작은 원형 기공 혹은 길쭉한 기공이 동심원상으로 배열되어 있다. 이들은 주된 水蒸氣마그마性 爆發 사이에 아마도 간혹 거의 마그마성 폭발에 가까운 폭발이 잠시나마 있었음을 지시한다.

블록은 기공이 없거나 약간 있는 현무암질 파편으로서 흔히 나타난다. 이들은 흔히 흘층내에 고립되어 나타나며 라필리, 화산탄 등과 조합되어 렌즈상으로 밀집되어 나타나기도 한다. 고립 산출되는 블록은 아마도 牛島凝灰丘 하위의 현무암질 암체로부터 유래된 것으로 생각되며 화산탄과 밀집되어 산출되는 블록은 거의 마그마성 폭발에 가까운 활

동이 간혹 있었음을 암시한다.

층형과 암상

牛島凝灰丘는 해파에 의해 침식된 해안절벽에 많은 노두가 노출되어 있다. 하지만 단일 지역에서 하부층에서 상부층까지의 완벽한 수직단면을 접근하여 관찰할 수 있는 곳은 없다. 그러므로 주상도는 여러 지역으로부터 기재할 수밖에 없으며, 이 중에서 하부층은 남측 해안노두에서, 중부층은 남서측 해안노두에서, 상부층은 북동측 해안절벽에서 기재하였다(그림 2). 각 지역에서 산출되는 하부, 중부, 상부층들은 이를 구성하는 層形(bedform)과 岩相(lithofacies)의 종류가 다양하면서 차이가 있고, 또한 그 산출빈도가 현저한 차이를 보이기 때문에 층서구분을 가능케 하며, 이들 하부, 중부, 상부층간의 상하관계는 정합적이지만 이들내의 각 층준은 해안절벽을 따라 측방으로 연결되어 있어 여러 인접지역간의 층서대비를 가능케 해준다. 그러면 이 곳으로부터 관찰되는 層形과 岩相 가운데 중요한 것을 살펴보면 괴상라필리응회암층(massive lapilli tuff bed), 혼돈라필리응회암층(chaotic lapilli tuff bed), 불량성층화라필리응회암층(crudely stratified lapilli tuff bed), 역점이라필리응회암층(inversely graded lapilli tuff(tephra) bed), 블록라필리테프라렌즈(block and lapilli tephra lens), 화산회코팅라필리테프라층(렌즈)(ash-coated lapilli tephra bed(lens)), 박층리응회암층(thin-bedded tuff bed) 등이 있다.

괴상라필리응회암층은 30 cm 이상 두께이고 기질의 분급이 아주 불량하다. 이 흘층(bed)은 그 하위의 흘층을 끊어 아래로 오목하고 측방으로 얇아져 몽뚱한 모양을 한다. 내부층리는 하부에서 기저부를 따라 평행하다가 상부로 올수록 점점 수평에 가까워진다. 이 흘층은 응회구의 두부(proximal part)에 해당되는 하부층에서 가장 흔하게 산출된다(그림 3, 4). 이 흘층은 기저부의 침식, 불량한 분급, 몽뚱한 모양, 내부층리의 상하변화 등에 의하면 습윤한 테프라가 사면을 따르는 암설류(debris flow)에 의해 퇴적되었음을 지시한다(Sohn, 1992). 이러한 습윤한 슬러리(slurry) 상태의 암설류는 테프라手指狀噴射로 분출되는 덩어리진 테프라(agggregated tephra)로부터 낙하된데서 유래되었을 것으로 생각된다.

혼돈라필리응회암층은 습곡되고 비틀리고 각력화된 여러 흘층들의 다발을 말한다. 경계면은 대체로

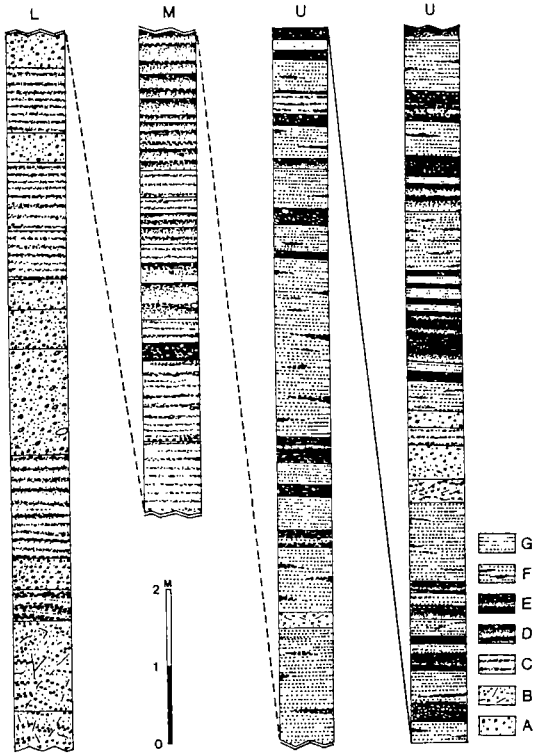


Fig. 3. Columnar section through the lower, middle and upper pyroclastic sequences of the Udo tuff cone. L: lower sequences from the southern seashore, M: middle sequences from southwestern seashore cliff, U: upper sequences from northeastern seashore cliff, A: massive lapilli tuff bed, B: chaotic lapilli tuff bed, C: crudely stratified lapilli tuff bed, D: inversely graded lapilli tuff (tephra) bed, E: blocks and lapilli tephra lens, F: ash-coated lapilli tephra bed (lens), G: thin-bedded tuff bed.

기저부가 침식되어 있고 상단부가 평탄하나마 파상 경계를 이루며 측방으로 혼돈되지 않은 정상적인 층, 즉 피상라펠리응회암층으로 대부분 연결된다. 내부의 기존층리는 심히 혼돈되어 있으며 보다 세립질 부분은 습곡되거나 비틀려 있고 보다 조립질 부분은 간혹 단층으로 잘려 각력화되어 있다. 이는 두부의 급경사진 곳에서 나타나며 응회구의 하부층에서 흔한 편이다(그림 3, 4). 이는 급사면에 이미 퇴적된 습윤한 테프라가 중력에 의해 스러핑 혹은 슬라이딩되므로서 형성되었을 것이다. 이도 대부분 피상라펠리응회암층과 연결되어 있으므로 테프라手指狀噴射로부터 응회구의 두부 가까이 낙하되는 덩어리 상태의 습윤한 테프라로부터 유래되었을 것으로

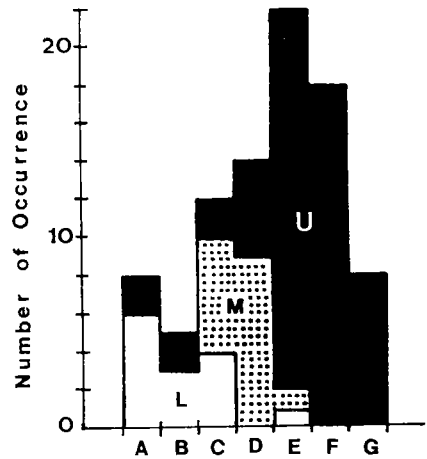


Fig. 4. Histogram of occurrence number about each bedform exposed on the Udo tuff cone. Capital letters are as in Fig. 3.

생각된다.

불량성층화라펠리응회암층은 라펠리와 화산회로 구성되며 분급이 불량하다. 층리는 라펠리가 밀집되고 성긴데서 혹은 불연속적으로 배열되므로서 희미하게 인지되며 드무나마 역점이현상이 희미하게 관찰된다. 이 홀층은 응회구의 두부에서 절대적이며 이 곳에서도 중, 하부층의 15° 이하 경사를 이루는 곳에서 흔하다(그림 3, 4). 불량한 분급, 희미한 층리와 역점이현상은 낙하된 고밀질 테프라가 그대로 정착되었거나 약간의 입자류(grain flow)로부터 급히 퇴적되었음을 암시한다(Sohn, 1992). 이 홀층은 보다 덜 습윤한 테프라手指狀噴射로부터 두부 부근에 다소 밀집된 상태로 낙하되는 덜 건조한 테프라로부터 유래되었을 것으로 짐작된다.

역점이라펠리응회암층은 역점이 라펠리가 측방으로 얇게 연속된다. 일반적으로 중세립질 화산회의 기질은 없으며 세립질 라펠리에서 중립질 라펠리로 상향세립화된다. 응회구 두부와 중간부(medial part)의 중부층에서 20° 내의 경사를 이루는 곳에서 흔하다(그림 3, 4). 역점이현상, 얇은 층리, 급경사층리는 낙하된 화성쇄설물이 즉시 재이동되어 입자류에 의해 퇴적되었음을 지지하며, 층리의 연속은 입자의 집적율이 높을 때 화성쇄설물이 연속적으로 입자류가 발생된데 기인한다(Sohn, 1992). 이 홀층은 보다 건조한 連續噴昇으로 분출되는 보다 건조하고 다소 해체된 테프라(slightly disaggregated tephra)가 두부의 경사진 사면에 낙하되어 즉시 사면을 따라

입자류가 발생되는데 기인하는 것으로 생각된다.

블록라필라테프라렌즈는 대개 수 cm 두께, 1 m 내외 길이의 렌즈상으로 산출된다. 이들은 흔히 블록이나 라필리가 직접 접촉되어 지지되고 입자들 사이가 대부분 비어 있다. 또한 대부분 수직 방향으로 역점이현상을 보이며 동시에 경사 방향으로 역점이 현상을 보인다. 이것들은 대개 20° 이상의 가파른 경사를 갖는 응회구 중간부의 상부층에서 주로 산출된다(그림 3, 4). 또한 이들은 박층리응회암층과 교호되며(그림 3, 5), 화산회코팅라필라테프라층 내에 아주 얇고 짧은 렌즈상으로 자주 협재된다(그림 3). 이 두 가지 역점이현상은 화성쇄설물이 낙하하여 가파른 사면을 따라 입자류가 발생될 때 발생된다. 전자는 확산압력 혹은 세립질 입자의 하부이동에 의해 유래될 수 있고 후자는 입도 차이에 따르는 최종 낙하속도의 차이나 사면과의 이동마찰력의 차이에 의해 설명될 수 있다(Sohn, 1992). 이러한 입자류에 의한 본 렌즈는 화산회코팅라필라테프라층 내에 얇게 협재되고 박층리응회암층과 교호하는 사실에 의하면 連續噴昇으로부터 낙하된 것으로 생각된다.

화산회코팅라필라테프라층은 화산회로 얇게 코팅된 라필리로 구성되며, 그 두께가 10 cm 이하이고 길이가 다양한 얇은 렌즈모양을 보이기도 한다. 그 경계는 명료치 않고 상하의 세립층과 접이적이며 불규칙한 양상이 위와 다른 점이다. 그러나 이들 사이에는 매우 얇고도 짧은 블록라필라테프라렌즈가 협재되어 있어 그 경계가 뚜렷한 곳도 있다. 또한 이들은 같은 연장선 상에서 단속적으로 연장되며, 흔히 수직 방향으로 정점이현상을 나타내는 것이 특이하다. 이들은 응회구 중간부의 상부층에서 흔히 산출된다(그림 3, 4). 라필리가 화산회로 코팅되어 있고 다소 불규칙한 층분포를 보이는 것은 극히 해체된 테프라(extremely disaggregated tephra)를 포함하는 다소 습윤한 분연주를 지시하며, 동시에 이는 다소 습윤한 수증기마그마섬분출(phreatomagmatic eruption)의 연속적인 폭발, 즉 아마도 連續噴昇이 일어났음을 시사하는 것으로 생각된다(황상구, 1993). 정점이현상은 連續噴昇으로부터 라필리가 낙하할 때 입도차이에 따른 최종 낙하속도의 차이에 의해 떨어진 후 가파른 사면에서 조차 거의 아무런 이동없이 정지되었음을 지시하는 것으로 사료된다(황상구, 1993).

박층리응회암층은 1 cm 내외 두께의 중세립질

화산회로 구성되며 측방으로 층후 변화가 거의 없이 일정하게 연속된다. 각 홑층의 경계는 확산되고 정점이현상을 보이기 때문에 뚜렷하지 못하며, 홑층 내에서 입자분급도 불량하다. 이 홑층은 응회구의 중간부 상부층에서 가장 흔하다(그림 3, 4). 이 홑층은 중세립질이고 층후의 측방변화가 별로 없는 것은 連續噴昇이 악화될 때 噴煙柱 상부에서의 대류되는 羽狀體(plume)로부터 화산회가 낙하되어 형성되었음을 시사하는 것으로 생각되며(황상구, 1993), 홑층 경계가 확산되고 정점이현상을 보이는 것은 강하 퇴적물로부터 입자분급이 불량한데서 기인되는 것으로 짐작된다(Sohn, 1992).

환상단층

牛島凝灰丘에서의 면구조는 일차층리(primary bedding), 슬럼프면(slump plane), 전단면(shear plane) 등의 세 종류를 생각할 수 있다. 일차층리는 테프라가 입도분급을 함에 따라 형성되며, 2~3°에서 32°까지 범위의 경사를 이룬다. 경우에 따라 갑작스런 경사의 변화가 응회구의 내측부에서 나타나며, 이는 상위층이 쌓이기 전에 단층작용이 있어서 이 때의 단층이 층리의 경사에 영향을 미쳤음을 암시한다. 슬럼프면은 고결되기전 운동이 일어날 때 형성되며 이 면을 따라 세립질 물질이 풍부한 얇은 층을 형성하고 있다. 이 세립질 물질은 슬럼프운동이 일어날 때 유힐제 역할을 하면서 더욱 습윤하고 연약한 층으로서 존재한다. 이 면은 흔히 일차층리보다 더 가파른 것이 하나의 특징이다(Jakobsson and Moore, 1982). 전단면은 역시 일차층리보다 더 가파르며 반고결물질의 운동과 단층작용에 의해 형성된다. 전단면의 평균 경사는 약 60°이고 슬럼프면의 경사와 거의 비슷하며 슬럼프운동과 전단운동이 테프라의 퇴적후부터 고결시에 일어나는 중력지배과정(gravity-controlled process)의 연속이라는 것을 나타낸다. 이 전단운동은 다발로 일어나 흔히 최고 1 cm 넓이의 단열대를 형성하며, 이는 부분적으로 이차물질로 채워져 있다.

이 가운데 전단면은 牛島凝灰丘에서 분화구에 대해 동심원 모양으로 놓인 環狀斷層(ring fault)을 형성하고 있으며, 이는 牛島凝灰丘의 분출순서에 조합되어 있는 것으로 생각된다. 이 단층은 화구쪽으로 55~70°로 경사되고 화구쪽이 하락된 정단층이며 보통 1~3 m의 변위를 보인다. 야외노두와 그

림 2의 지질도에 의하면 이 단층 중 뚜렷한 것은 응회구 남서부에서 응회구 두부 림의 내측에 존재하고 남부와 남동부에서 응회구 림과 거의 일치되며 동부와 북동부에서 다시 응회구 림의 내측에 존재하는 환상을 이룬다(그림 2). 이 주단층의 내외측에는 화구를 중심으로 동심원상으로 여러 조의 작은 단층이 존재하며, 이들은 화구 중심에서 동심원상 단층에까지의 반경은 250~350 m 범위에 있다. 이 단층에는 깔때기 모양의 단층면 상에서 분화구쪽으로 깊게 슬라이딩 혹은 단층작용이 일어났음을 암시한다. 이러한 슬라이딩은 응회구를 형성하는 동안 아주 빈번했을 것이다. 낙하되는 테프라가 단층애와 슬라이딩되는 내측부를 동시에 덮을지라도 분화구 내측에 낙하된 테프라는 다음 폭발적인 분출에 의해 다시 포출(ejection)될 수도 있었을 것으로 생각된다.

분출기구와 분출과정

앞서의 牛島凝灰丘에 대한 분출물의 구성원과 조지, 층형과 암상, 환상단층 등의 기재와 해석을 통해 噴出機構(eruptive mechanism)와 爆發輪廻(explosion cycle)를 유추하여 이로부터 牛島凝灰丘의 噴出過程(eruptive process)을 해석하고자 한다.

흔히 응회구는 상승하는 마그마가 화도내로 유입되는 외부물과 만나 폭발적으로 상호작용하여 분출되는 썬썬이언분출 양식에 의해 형성된다(Sheridan and Wohletz, 1983; Wohletz and Sheridan, 1983; Kokelaar, 1986). 이 썬썬이언분출 양식은 아이슬랜드 남쪽의 화산섬인 썬썬이 화산과 같이 해수면 상에 나타난 분출환경일 경우 테프라手指狀噴射(tephra finger jet), 連續噴昇(continuous uprush), 超썬썬이언噴射(ultra-Surtseyan jet) 등의 분출상을 나타낸다는 것이 밝혀져 있다(Kokelaar, 1983, 1986).

牛島凝灰丘에서 분출은 해수면 아래에서 시작되었으며 해수면을 깨는 폭발활동의 시작심도는 아마도 수 10 m 이내이었을 것이다. 폭발활동의 시작으로 화구 주위에 폭발 분화구 림이 축조되어 점점 커지므로써 해수면 위로 나타나게 되었으며(그림 6 A) 이로 인해 화구로 접근할 수 있는 물의 양은 제한된다. 물의 제한은 해수의 가열과 스팀폭발을 더욱 효과적이고 연속적이며 할 것이다. 이 때의 폭발작용은 폭발심도가 보다 얕았음을 지시하는 테프라手指狀噴射에 의한 분출이었을 것이다(그림 6 B). 왜냐하면 牛島凝灰丘의 하부는 대부분 테프라

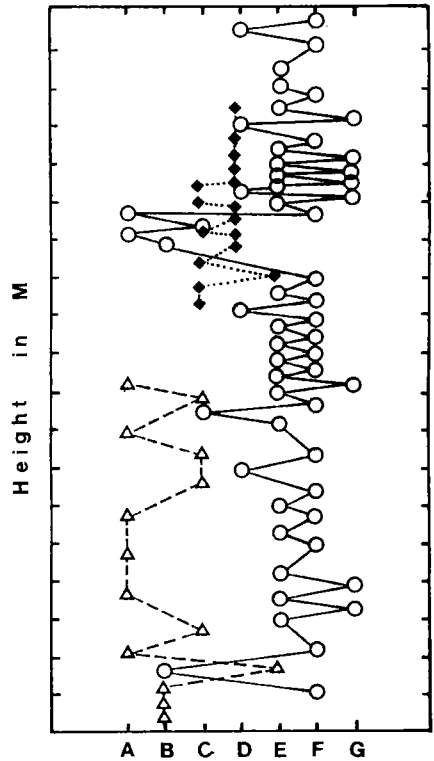


Fig. 5. Occurrence frequency of bedforms exposed on the lower (triangle), middle (diamond) and upper (circle) pyroclastic sequences of the Udo tuff cone. Height interval is 1 m. Capital letters are as in Fig. 3.

手指狀噴射의 낙하에 의한 괴상라필리응회암층으로 구성되고, 낙하된 후 간혹 슬럼프 혹은 슬라이딩되므로써 약간 비틀린 혼돈라필리응회암층이 포함되어 있기 때문이다(그림 3, 5). 이 테프라手指狀噴射를 일으키는 폭발작용이 계속되어 해수면 상에 낮은 응회구를 축조하였으며 이로 인해 화구로 흘러들거나 스며드는 물의 양은 제한될 것이다. 이러한 활동은 분화구의 높이와 내측벽을 쌓아올려 불안정한 상태로까지 되어 폭발작용 중간에 테프라가 화구로 붕괴되고 슬라이딩되어 일시적으로 폭발작용을 멈추게 할 수도 있었을 것이다.

화구내에서 일어나는 이 과정은 화구에 추가되는 현무암질마그마(약 1200°C)와 물의 체적비에 따른다. 이 때 현무암질마그마는 화도를 통해 화구로 올라오고 한편 물은 북서부의 트인 틈새(breach)를 통해 흘러들거나 테프라의 공극을 통해 스며들 것이다. 1200°C 고온의 현무암질마그마의 1 cm³(2.7 g)(비열

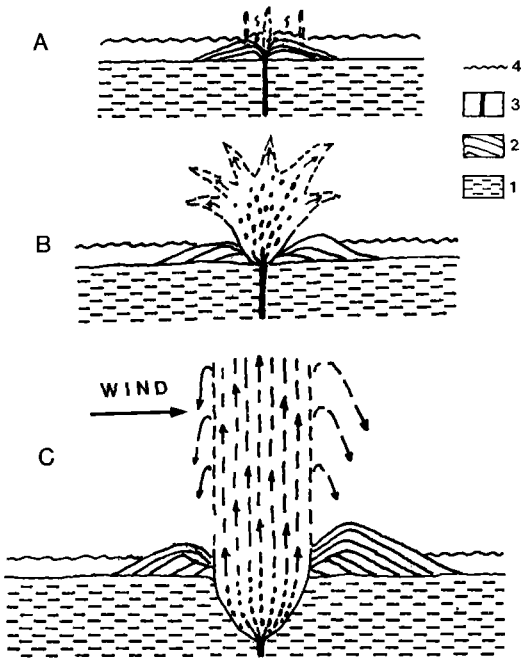


Fig. 6. Diagrammatic sketches about sequence of eruptive processes and growth processes of the Udo tuff cone. 1: probable basaltic plateau, 2: Udo tuff cone, 3: basalt intrusions, 4: sea level. Section lines are from NW to SE (left to right) through the Udo crater. A: Hot lava produces boiling of sea water and small explosive jets, B: Tephra finger jetting explosions ensue as water is partly excluded from vent, C: Continuous uprush explosions form at critical balance between inward-soaking water and ejection of magma.

=0.2)가 100°C로 냉각될 때 발산되는 열은 594칼로리이며, 이는 0°C의 물을 약 6 cm³을 데워 1기압에서 100°C로 끓이는데 충분하거나, 혹은 물 1 cm³ 모두를 기화하는데 충분하다. 여기서 완전한 열혼합이 단열계에서 일어난다고 가정하면 물:마그마의 체적비가 6:1일 때 끓기 시작될 것이고 체적비가 1:1일 때 물이 스팀으로 완전히 기화될 것이다. Colgate and Sigurgeirsson (1973)에 의하여 폭발작용은 물:마그마의 무게비가 1:4일 때, 즉 물:마그마의 체적비가 7:10일 때 가장 강렬하다는 것이 보고되었다. 너무 많은 물은 온도를 낮출 것이고 너무 많은 마그마는 가능한 스팀의 양을 줄일 것이다. Wohletz and McQueen(1984)은 물:마그마의 무게비가 0.1~0.3(체적비=0.3~0.8)일 때 최적의 열교환으로 현무암질마그마에서 가장 폭발적인 상호작용을 한다는 것을 지적하였다.

테프라手指狀噴射 활동에 의해 분출량이 계속 증가되면은 응회구가 보다 높게 축조되므로서 북서부의 트인 틈새에서조차도 해수의 유입이 부분적이거나 차단될 수 밖에 없을 것이며, 물의 공급이 감소됨에 따라 더욱 강렬한 활동으로 전환될 수 밖에 없을 것이다. 이는 화구로 유입되는 냉각수를 차단하여 최적의 열교환을 일으킴으로서 더욱 강렬한 분출, 즉 連續噴昇을 야기시킨다. 즉 이 連續噴昇은 물의 접근이 보다 더 제한됨으로서 유래된다고 말할 수 있다(Thorarinsson *et al.*, 1964; William and McBirney, 1979).

물의 접근이 제한되어 최적의 열교환이 유도되므로서 화구내의 대부분 물이 가열되어 기화되었다면 물부피보다 최고 1000배 가량 많은 스팀이 생산되었을 것이다. 이러한 다량의 스팀은 마그마로부터 탈출한 고온 가스와 함께 화구내의 물과 테프라를 깨끗이 추방하여 정수압을 낮추므로서 결국 爆發輪廻 상으로 볼 때 테프라手指狀噴射 단계에서 連續噴昇 단계로 들어서게 된다. 대부분 물이 스팀으로 전환되므로서 마그마는 파편화되어 화구의 밑바닥으로부터 분출될 것이다. 이는 하와이언분출의 熔岩噴泉(lava fountain)과 동일한 모양으로 噴射體를 형성하며, 스팀, 화산회, 라필리, 블록, 화산탄의 뜨거운 슬러리로서 분사될 것이다(Kokelaar, 1983). 이때 뜨거운 파편들은 噴射體 내의 소량의 물과 접촉하여 물을 스팀으로 기화하므로서 원통상의 連續噴昇 噴煙柱를 형성할 수 있게 된다(그림 6C). 이 連續噴昇 噴煙柱는 상당기간 유지되어 분화구 림을 높이고 섬을 확장시키는데 보다 효과적으로 작용했으며 이는 테프라 강하의 주 원인이 된다(Thrarinsson *et al.*, 1964).

폭발 요소들이 잘 조화되어 결합된다면 連續噴昇 폭발활동은 계속 유지하게 된다(그림 6C). 이 때의 분화구 바닥은 테프라의 양이 보다 적은 편이며 또한 분화구로 들어오는 물의 양은 너무나 한정되어 있기 때문에 대부분의 물은 뜨거운 마그마와 인접되어 있으므로 즉시 스팀으로 변화될 것이다. 이 때 용융상태의 용암이라도 스팀폭발에 의해서 뿐만 아니라 열의 수축에 의하여 굳은 파편(lapilli, block, bomb)으로 깨질 것이며, 이로 인해 안으로 들어오는 물 뿐만 아니라 폭발에 의해 튀어나온 물방울을 스팀으로 만들만큼 뜨거운 마그마가 새로이 계속 공급되게 된다. 이러한 폭발활동이 일어나는 동안 물, 테프라, 스팀으로 혼합된 連續噴昇 噴煙柱(그림

6C) 내에는 화산회와 라필리가 혼합되어 있어 화산회코팅라필리(ash-coated lapilli)를 형성할 수도 있다. 이러한 혼합은 牛島凝灰丘에서 근본적으로 화산회로 코팅된 화산회코팅라필리테프라층이 실제 여러 군데 협재되어 있는 사실에서 증명된다(그림 3, 5). 이런 암상의 화산회코팅라필리테프라층이 협재되어 있는 사실은 아마도 連續噴昇 폭발활동의 물적 증거가 되는 것으로 생각된다.

용융상태의 뜨거운 용암이 슬러리 속으로 분사될 때 용암과 물의 물리적 혼합은 마그마로부터의 열이 물로 이동되는 효과를 줄 수 있다(Kokelaar, 1983). 그렇다면 이 슬러리는 분화구 바닥에 비교적 얇게 남아 있어야 한다. 더욱이 폭발활동으로 더 깊게 파인다면 이 슬러리는 해수준면 보다 훨씬 아래에 얇게 존재해야 한다. 왜냐하면 連續噴昇 噴煙柱의 높이에 의하면 폭발중심은 해수준면 훨씬 아래에 존재함을 지시하기 때문이다. 그리고 고체, 액체, 기체의 3개 상의 혼합체인 슬러리에 물이 마그마와 같은 속도로 공급될 것이며, 이 물은 마그마로부터 용리된 가스과 함께 기화되어 체적이 급증되므로서 강렬한 폭발로 인하여 작은 물방울로 확산된다. 이러한 분화구 기저에서의 폭발활동은 테프라와 물로 덮힌 분화구를 깨끗이 쓸어 낼 뿐 아니라 분화구를 아래로 파내는 역할을 한다. 이 때 너무나 많은 마

그마 물질이 분출되거나 물의 공급이 더욱 억제될 때 連續噴昇 폭발활동은 물의 결핍으로 인해 약화된다. 이렇게 약화된 폭발활동은 분화구로부터 기체, 액체 상태의 물은 별로 방출될 수 없으며 이로 인해 물이 축적되어 다시 최적의 물과 마그마 균형이 복구되므로서 連續噴昇 폭발활동이 일어날 수 있게 된다. 이렇게 폭발작용 기간 중에는 상승기류의 저하로 공중에 채공하던 세립질 화산회가 낙하되기가 쉽게 된다. 이 사실은 牛島凝灰丘 상부층에서 박층 리옹회암층이 얇게 협재되어 있는 데서 증명된다(그림 3, 5).

牛島凝灰丘는 중기에 테프라手指狀噴射와 連續噴昇이 반복되는 분출상이었으며, 후기부터 앞서 고찰했던 噴出機構에 의한 連續噴昇의 爆發輪廻 단계를 거치는 것으로 판단된다. 왜냐하면 牛島凝灰丘의 중부층에는 대부분 테프라手指狀噴射에 의한 강하 테프라(그림 6B)와 連續噴昇의 강하로부터 연이은 입자류로부터 형성된 테프라(그림 6C)로 구성되어 있기 때문이다. 더 자세히 말하자면 牛島凝灰丘의 사면 경사가 15° 내외이었던 중기에는 테프라手指狀噴射로부터의 강하 테프라가 그대로 정지되어 불량성층화라필리옹회암층을 형성할 수 있었고, 連續噴昇으로부터의 테프라가 강하에 연이어 입자류로 연속되는 기구에 의해 형성된 역점이라필리옹회암층을 전

Table 1. Main bedforms and lithofacies, and eruptive mechanisms on lower, middle and upper sequences of the Udo tuff cone

Pyroclastic sequences	Main bedforms and lithofacies	Sedimentary mechanisms	Modes of transport and emplacement	Eruptive mechanisms	Eruptive types(styles)	Role of external water
UPPER	thin-bedded tuff bed	not moved	extremely disaggregatedly subaerial fall	CONTINUOUS UPRUSH	emergent SURTSEYAN ERUPTION (PHREATO-MAGMATIC)	LOW ↑ MODERATE gradually decreasing ↓ LARGE
	ash-coated lapilli tephra bed(lens)	◇	◇			
	block & lapilli tephra lens	grain flow	◇			
MIDDLE	inversely graded lapilli tuff bed	grain flow	slightly disaggregatedly subaerial fall	CONTINUOUS UPRUSH	emergent SURTSEYAN ERUPTION (PHREATO-MAGMATIC)	MODERATE gradually decreasing ↓ LARGE
	crudely stratified lapilli tuff bed	some grain flow	slightly aggregatedly subaerial fall	TEPHRA FINGER JET		
LOWER	chaotic lapilli tuff bed	slumping or sliding	aggregatedly subaerial fall	TEPHRA FINGER JET		
	massive lapilli tuff bed	debris flow	◇			

자와 교대로 형성할 수 있었기 때문이다(그림 5C, D). 후기에는 응회구가 더 높이 축조되어 북서부의 트인 틈새에서 조차도 해수의 유입이 거의 완전히 차단되므로 물의 공급이 더욱 감소됨에 따라 더욱 강렬한 連續噴昇 활동이 주로 전개되었다(표 1). 連續噴昇 활동이 계속될 때 조립질 테프라는 탄도분비로 낙하되고 세립질 테프라는 공중에서 체류하다가 낙하된다(Thorarinsson, 1968). 이 때는 응회구 사면경사가 20° 이상이였으므로 테프라가 낙하 즉시 연이은 입자류에 의해 정지되므로서 블록라필리테 프라렌즈가 형성되었으며(그림 5E), 또한 화산회로 코팅된 라필리로 이루어진 보다 습윤한 테프라가 낙하된 후 가파른 사면에서 조차도 아무런 이동없이 정지되어 화산회코팅라필리테프라층을 형성하였고(그림 5F), 이들 사이사이에 입자류에 의한 아주 얇고도 짧은 블록라필리테프라렌즈가 형성되기도 하였다(그림 3). 그리고 連續噴昇이 중지될 때 체공하던 화산회는 낙하될 것이며 이 화산회는 중세립질이므로 20° 이상의 사면 경사라도 입자류로서 이동되지 않고 낙하 즉시 정지되어 측방으로 층후가 거의 일정한 박층리응회암층을 형성하였다(그림 5G).

連續噴昇 폭발작용이 일시적으로 약화되거나 중지될 때 실제로 폭발분화구는 너무나 깊고 그 벽이 수직에 가깝기 때문에 이 벽이 하나씩 슬라이딩되거나 혹은 깔대기 모양의 단층을 따라 내측이 함락된다. 이러한 붕괴로 말미암아 깔대기 모양의 큰 환상단층이 형성되며(그림 2) 공기 중에 쌓인 테프라라도 응회구 기저부 아래로 운반되어 존재할 수 있게 된다. 폭발과 붕괴의 윤회는 여러번 반복되며 각 폭발작용마다 튀어나온 테프라는 단층애를 묻어 버리므로 성장단층 발달과 같은 방식으로 상당히 큰 변위라도 지표에서 거의 확인되지 않는다. 또한 이런 식으로 반복되는 윤회는 동일한 테프라가 분출중심부로 함락되어 여러차례 포출되는 원인을 제공하게 되기도 한다.

우도 분출의 마지막 단계는 응회구의 모든 립이 해수면 위로 축조되어 상승마그마가 폭발작용의 원인이 될 만큼 충분한 공극수를 만나지 못하여 스트롬볼리언 활동으로 전개되었으며, 연이어 공극수가 완전히 차단되어 마그마성 가스만에 의한 熔岩噴泉 혹은 熔岩噴流를 일으키는 하와이언 활동으로 전개되었다. 스트롬볼리언 활동으로 응회구 분화구의 중앙에 噴石丘를 형성하였으며 이후 하와이언

활동에 의하여 熔岩流가 분화구내의 모우트를 채우고 부분적으로 더진 응회구의 북서부 틈새를 통해 바다로 흘러 들어가 응회구의 북쪽으로 뻗어 심을 확장시키고 응회구의 말단부(distal part)를 덮으므로 熔岩三角洲를 형성하였다(황상구, 1993). 그리고 응회구 급사면의 미고결 테프라는 침식되고 재이동되어 응회구와 용암이 인접되는 지역에 再移動 테프라層을 형성하였다(Sohn, 1992).

결론

牛島凝灰丘에서 분출물의 성격, 층형과 암상, 環狀斷層 등을 분석해 보면 다음과 같은 噴出機構와 噴出過程에 도달하게 된다(표 1).

1. 牛島凝灰丘에서 썩썩이언 폭발활동은 테프라手指狀噴射(tephra finger jet) 활동과 連續噴昇(continuous uprush) 활동의 두 타입이 있다.

2. 테프라手指狀噴射 활동은 응회구가 해수면상에 출현되면서부터 해수가 직접 화구내로 넘쳐올 수 있을 때 물/마그마의 비가 커서 연속 폭발활동이 유지될 수 없을 경우에 발생된다. 테프라手指狀噴射는 함수량이 풍부하여 連續噴昇보다 많으며 낙하된 후 슬러리와 같이 흐를 수도 있다. 테프라手指狀噴射 활동으로 테프라가 계속 축적되어 성장된 보다 높은 응회구에 의해 화구로 공급되는 물이 부분적으로 차단될 수 밖에 없으며, 물의 공급이 감소됨에 따라 보다 강렬한 連續噴昇 활동으로 전환될 수 밖에 없을 것이다. 이는 화구로 들어오는 냉각수를 차단하여 최적의 열교환을 유도하므로서 더욱 강렬한 분출을 야기시킨다. 이 連續噴昇 활동은 보통 테프라手指狀噴射 활동에 뒤따라 발생되며 응회구를 빠른 속도로 축적시킨다.

3. 連續噴昇 폭발활동으로 화구는 깨끗해지고 더욱 깊게 파헤쳐진다. 실제로 폭발분화구는 매우 깊어 유지되기 어렵기 때문에 여러차례 테프라가 집단적으로서 슬라이딩되고 깔대기 모양의 環狀斷層을 따라 내측이 함몰된다. 이러한 폭발활동과 붕괴의 윤회는 여러번 반복된다.

4. 牛島凝灰丘가 형성될 동안의 썩썩이언 폭발활동은 전기에 테프라手指狀噴射 위주의 활동으로 전개되고, 중기에 테프라手指狀噴射와 連續噴昇 활동이 교대로 반복되며, 후기에 더욱 강렬한 連續噴昇 위주의 활동으로 이어졌다.

감사의 글

야외 조사시에 많은 도움을 준 영국지질조사소 M. F. Howells 박사, 한국자원연구소 황재하 박사과 청신지질(주) 채종일 사장 외 여러분께 감사드리며, 본 논문의 원고를 세심하게 검토하여 주신 권성택 교수님, 박준범 심사위원과 익명의 심사위원 여러분께도 깊이 감사드린다. 또한 원고를 활자화하는데 많은 시간을 할애해 준 리성열 석사에게도 사의를 표한다.

참고문헌

- 박준범, 권성택, 1991, 제주도 화산암의 암석학적 진화 (II): 제주 동부 월 라봉부근 시추코아 연구 (요약문). 지질학회지, 27, 531.
- 원종관, 1976, 제주도 화산암류에 대한 암석화학적 연구. 지질학회지, 12, 207-226.
- 윤 선, 고기원, 박원배, 김호원, 채종일, 1992, 제주도 동부지역의 지하지질구조 (요약문). 지질학회지, 28, 531-532.
- 황상구, 1993, 우도 분화구에서의 일원회 화산과정. 광산지질, 26(인쇄 중).
- 황상구, 황재하, 김동학, Howells, M.F., 1992, 제주도 송악산 응회환 - 분석구의 화산과정. 지질학회지, 28, 118-120.
- Cas, R.A.F., Allen, R.L., Bull, S.W., Clifford, B.A. and Wright, J.V., 1991, Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. Bull. Volcanol., 52, 159-175.
- Cas, R.A.F., Landis, C.A. and Fordyce, R.E., 1989, A monogenetic, Surtlatype, Surtseyan volcano from the Eocene-Oligocene Waireka-Devorah volcanics, Otago, New Zealand: a model. Bull. Volcanol., 51, 281-298.
- Colgate, S.A. and Sigurgeirsson, T., 1973, Dynamic mixing of water and lava. Nature, 224, 552-555.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U., 1984, Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Heiken, G.H., 1971, Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. J. Geophys. Res., 76, 5615-5626.
- Jakobsson, S. and Moore, J.G., 1980, Through Surtsey, unique hole shows how volcano grew. Geotimes, 25, 14-16.
- Kim, D.H., Hwang, J.H., Hwang, S.K., Howells, M.F. and Reedman, A.J., 1986, Tuff rings and cones on Jeju Island, Korea. J. Geol. Soc. Korea, 22, 1-9.
- Kokelaar, P., 1983, The mechanisms of Surtseyan volcanism. J. Geol. Soc. London, 140, 939-944.
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., 48, 275-289.
- Kokelaar, P. and Durant, G.P., 1983, The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland. J. Volcanol. Geotherm. Res., 19, 239-246.
- Leat, P.T. and Thompson, R.N., 1988, Miocene hydrovolcanism in NW Colorado, USA, fuelled by explosive mixing of basaltic and wet unconsolidated sediment. Bull. Volcanol., 50, 229-243.
- Lee, M.W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju Volcanic Island, Korea. Sci Rpt. Tohoku Univ., 3, 15, 177-256.
- Lorenz, V., 1974, Vesiculated tuff and associated features. Sedimentology, 21, 273-291.
- Robin, C., Eissen, J.-P. and Monzier, M., 1993, Giant tuff cone and 12-km-wide associated caldera at Ambrym Volcano (Vanuatu, New Hebrides Arc). J. Volcanol. Geotherm. Res., 55 (in press).
- Ross, G.M., 1986, Eruptive style and construction of shallow marine mafic tuff cones in the Narakay Volcanic Complex (Proterozoic, Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada). J. Volcanol. Geotherm. Res., 27, 265-297.
- Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1981, Hydrovolcanic explosions I. The systematics of water-pyroclast equilibrium. Science, 212, 1387-1389.
- Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1983, Hydrovolcanism: basic considerations and review. In Explosive Volcanism (eds. M. F. Sheridan & F. Barberi), J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 1-29.
- Sohn, Y.K., 1992, Depositional models of basaltic tuff rings and tuff cones in Cheju Island, Korea. Ph.D. dissertation, SNU, 121-163.
- Thorarinsson, S., 1968, The last phases of the Surtsey eruption. Natturfraedingurinn, 38, 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. 27, 435-445.
- Walker, G.P.L. and Croasdale, R., 1972, Characteristics of some basaltic pyroclastics. Bull. Volcanol., 35, 303-317.
- William, H. and McBirney, A.R., 1979, Volcanology. Freeman, San Francisco, 391 p.
- Wohletz, K.H., 1983, Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In Explosive Volcanism (eds. M.F. Sheridan & F. Barberi), J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 31-63.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. Bull. Volcanol., 48, 245-264.
- Wohletz, K.H. and McQueen, R.G., 1984, Experimental studies of Hydromagmatic volcanism. In Explosive volcanism: Inception, Evolution, and Hazards (eds. F.R. Boyd and others), National Academy Press, Washington D.C., 158-169.
- Wohletz, K.H. and Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosion II, evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. Am. J. Sci., 283, 385-413.

(책임편집: 권성택)

Eruptive mechanisms and processes at Udo tuff cone, Udo island, Korea

Sang Koo Hwang

Department of Geology, Andong National University, Andong 760-749, Korea

ABSTRACT: Eruptive mechanisms and processes at Udo tuff cone can be inferred from indicative characters of products, bedforms and lithofacies, and ring faults. In terms of bedforms and lithofacies in particular, massive lapilli tuff beds and chaotic lapilli tuff beds are derived from subaerial falls of aggregated tephra of wet tephra finger jets, occurring dominantly at the lower sequences of proximal part at the tuff cone. Crudely stratified lapilli tuff beds are derived from subaerial falls of slightly aggregated tephra of less wet tephra finger jets, whereas reversely graded lapilli tuff beds are from slightly disaggregated subaerial falls of continuous uprush. Both beds frequently occur in the middle sequences at proximal and near medial part of the tuff cone. Block and lapilli tephra lenses, ash-coated lapilli tephra beds(lenses) and thin-bedded tuff beds are derived from extremely disaggregated subaerial falls of dry tephra in the continuous uprush, frequently occurring at the upper sequences of medial part at the tuff cone. Udo tuff cone is a basaltic volcano emergent through the sea water surface while water could flood across or into the vent area. Emergence of the tuff cone was from the type-Surtseyan eruption characterized by earlier tephra finger jets and later continuous uprush columns of tephra with copious volumes of steam. Explosions began when boiling of water produced a bubble column reducing the hydrostatic pressure, allowing exsolution of gases from the magma. This expansion of magma into a vesiculating froth fragmented the magma and permitted mixing of magma and water so that a more vigorous generation of steam could proceed. Tephra finger jetting explosions continued to build the crater rims, then remove water from the vent that their deposits flowed like slurries until the continuous uprush explosion ensued. Continuous uprush explosions were associated with most rapid accumulation of tephra. The increasing volume rate led to partial removal of water from the vent area by the newly tephra ring so that more vigorous activity could be attended by a reducing water supply. This might restrain surplus of cold water entering the vent and thus enhance the vigour of the eruption by allowing optimal heat exchange. Eventually the crater became so deep and unsupported that piecemeal sliding, or massive subsidence on indipping ring faults, filled and closed the vent, and the cycle of explosions and collapse began anew.

Key Words: Udo tuff cone, Surtseyan eruption, tephra finger jet, continuous uprush