

남극 킹조지섬 바톤반도의 토양중 스펙타이트와 캐올리나이트의 분포 및 기원

정기영

안동대학교 지구환경과학과(geoyoung@chollian.net)

1. 서 론

해저 퇴적물내 쇄설성 점토광물의 분포는 기원지의 지표환경과 바람 및 해수 유동의 기록이므로 과거 지구환경변화 연구에 매우 유용하게 이용되고 있다(Chamley, 1989). 이를 위해서는 기원지에서의 점토광물의 다양한 생성 환경에 관한 정보가 필요하다. 최근 남극권에서 지구환경변화에 관한 연구가 활발하게 이루어지고 있는 바, 남극대륙 지표 토양의 점토광물기원을 규명할 필요성이 제기되고 있다 (Yoon et al., 1992, 1997). 특히 스펙타이트와 캐올리나이트는 열대나 온대지역에서 풍화기원의 점토 광물로 잘알려져 있으므로 남극권 지표에서 이들의 생성 여부가 관심을 끌고 있다. 이상의 관점에서 서남극에 위치한 남극반도(Antarctic Peninsula) 북부 해역에 위치한 사우스세틀랜드 군도에 속하는 킹조지섬 바톤반도의 토양내 스펙타이트와 캐올리나이트의 산출상태, 공간적 분포, 미조직을 분석하고, 그 기원에 관한 해석을 시도하였다.

바톤 반도에는 안산암질 응회암 및 용암류가 가장 넓게 분포하고 있으며, 화강섬록암에 일부 관입되었다. 화산암류는 후기에 국지적인 열수 변질 작용을 받았으며, 이들 변질대는 이질/견운모질과 프로필리틱(propylitic) 변질대로 분류할 수 있다. 바톤반도는 비교적 완만한 지형을 이루고 있는데, 대체로 중앙부에는 넓은 평원, 평원과 해안 사이의 경사지에는 빙하 침식에 의한 U자 계곡과 작은 호수들이 분포한다. 9년간(1988-1996)의 기상관측에 의하면, 바톤반도는 연평균 기온 -1.8°C , 평균습도 89%, 연강수량 437.6mm, 평균풍속 7.9m/s이다 (이방용외, 1997). 12월에서 2월 사이의 여름에는 평균 기온이 영상으로서 겨울동안 쌓인 눈이 녹고 지표가 드러난다. 연강수량은 작은 편이지만 여름에는 높은 습도와 눈녹은 물로 인하여 표토는 대개 축축하게 젖어 있다. 지하 1m 아래에 영구 동토층이 존재하므로 지하로의 배수는 매우 불량하며 경사지에는 일시적으로 계류가 형성된다. 지표하 1m 까지의 구간은 반복적인 결빙과 해동 작용으로 인한 입자들의 활발한 움직임과 분급작용으로 구조토가 형성되어 있다.

2. 시료 및 실험방법

바톤 반도 전역에 걸쳐서 129점의 토양 시료를 채취하였다. 시료는 폴리에틸렌 병에 담고 밀봉하여 조직과 습기를 보존하여 운반하였다. 그외 토양 시료 채취 지점 인근에서 암석 시료를 채취하여 토양의 광물 성분과 비교하였다. 200메쉬이하의

입도분에 대하여 Siemens D5005 X선 회절기로 분석하였다. XRD를 이용한 점토 광물의 정량은 Chung(1974)의 외부표준물질법으로 시행되었다. 필요할 경우, 시료내 점토 광물의 정밀한 감정을 위하여 2 μm 이하의 점토 광물을 분리하여, Mg와 K로 포화시킨 후 에틸렌 글리콜 삽입 실험과 350°C와 550°C에서 가열 실험을 실시하였다. 토양시료의 조직 및 광물 화학분석을 위하여 토양 시료들의 연마 박편을 제작하였다. 스펙타이트 및 화산유리의 화학조성은 기초과학지원연구소 (대전) Cameca SX51 기종의 전자현미분석기를 이용하였다.

3. 결 과

스펙타이트는 화강섬록암 분포지와 안산암질 화산암 분포지, 이질/견운모질 변질대를 포함하는 반도의 서부지역에 기반암의 암질이나 열수변질대의 존재유무에 관계없이 광범하게 분포한다(Figure 1). 그러나 최근에 지표가 노출된 동부 지역의 시료에는 스펙타이트가 거의 함유되어 있지 않거나 매우 적다. 한편, 캐올리나이트의 분포는 반도 북서부에서 이질/견운모질 변질대 분포와 잘 일치하나(Figure 2), 그 외의 지역의 토양에는 거의 함유되어 있지 않다.

토양 조직 관찰에 의하면 입자들의 분급이 매우 불량하여서 다양한 크기의 각종 압편과 광물편들이 뒤섞여 있다. 토양 입자는 그 지역 기반암에서 유래한 것과 이질적인 것들로 구성되어 있다. 이질적인 입자들은 대개 빈 기공을 갖는 신선한 미부석(micropumice) 형태의 화산유리가 대부분이며, 긴 사장석 결정들이 함유되어 있다. 바톤 반도의 기반암인 화산암류의 박편 관찰에 의하면, 유리의 대부분이 탈유리화되어 있으며, 부석의 기공은 녹니석이나 불석으로 채워져 있다. 바톤 반도의 기반암과 다른 신선한 화산유리파편이나 미부석들은 거의 모두 바톤반도 이외의 지역에서 유입된 풍성 화산재 입자들로 보여진다. 신선한 화산유리와 함께 밝은 황색, 황록색, 연녹색의 간섭색을 보이는 스펙타이트로 부분적으로 교대된 유리도 관찰된다. 이는 바톤 반도 화산암류의 기공이 대개 녹니석이나 불석으로 완전히 충전되어 있는 것과 매우 대조적이다. 한편 기공 충전물은 분리되어 구형의 독립 입자를 이루거나, 쪼개져서 반구 형태를 보이기도 한다.

토양중 화산유리의 전자현미화학 분석결과 바톤 반도의 화산재는 대부분 현무암질 안산암의 화학 조성을 갖는다. 토양중 화산유리 변질물인 스펙타이트의 분석 결과, 사면체 자리에 Al이 1-2개 치환되고, 팔면체 자리 양이온의 합이 4.4-5.1이며, 층간 전하가 0.3-1.4인, 함철바이델라이트로 판정된다.

4. 토 의

캐올리나이트의 분포는 이질/견운모질 변질대의 분포와 잘 일치하며, 그 외의 지역에서는 거의 발견되지 않는다. 또한 캐올리나이트는 결정도가 매우 높다. 따라서 캐올리나이트는 열수 환경에서 생성된 것으로 판단된다.

스멕타이트는 기반암의 프로펠리틱 열수변질과정에서 이미 생성되었을 가능성은 있다. 그러나, 기반암의 열수 변질대의 종류에 관계없이 반도 서부 지역에 좀더 광범하게 분포하고 신선한 암석내 �멕타이트의 함량이 극히 작은 것으로 보아서, �멕타이트가 기반암의 프로펠리틱 변질작용으로 광역적으로 다량 생성된 것이라고 보기는 어렵다. 따라서 조직에서 관찰되듯이 변질 화산 유리에 수반되는 �멕타이트는 화산재 퇴적 이후 또는 이전에 기원지에서 생성된 것일 것이다. 그런데 하나의 박편내에서 관찰되는 신선한 화산유리와 심하게 변질된 화산유리의 공존 현상, 부석의 빈 기공과 �멕타이트로 완전히 충전된 기공, 기공내 �멕타이트 충전물의 반원상 파편 등을 화산재의 점진적이고 균질한 풍화현상으로 설명하기는 어렵다. 더우기 이 지역의 지표 환경을 검토해보면 풍화작용에 의하여 �멕타이트가 단시간에 대량으로 형성되기는 어려울 것으로 보인다. Lowe (1986)에 의하면 온대의 뉴질랜드에서 화산유리가 비정질인 알로파인이나 이모글라이트를 거쳐서 고령토 광물의 일종인 할로사이트로 변하는 데는 최소 10,000-15,000년 이상 소요되며, 일본에서도 약 9,000년의 시간이 필요한 것으로 조사된 바 있다 (Nagasawa, 1978). 따라서 이 지역의 낮은 평균 기온과 짧은 여름 해동기간을 고려할 때, 바톤 반도에서 풍화에 의하여 점토광물들이 생성되기에는 최대로 평가해도 15,000-14,000 만년 정도인 이 지역 지표의 노출 기간(홍성민의, 1991)은 �멕타이트의 생성에는 불충분하다고 판단된다. 화산재가 바톤반도에 퇴적한 후, 풍화에 의한 �멕타이트의 생성 가능성을 완전히 배제할 수는 없지만, 현재로서는 화산재 입자의 변질 조직 및 �멕타이트의 함량분포를 종합하여 고려해볼 때, �멕타이트의 일부는 최소한 기원지의 화구 근처에 퇴적되어 있던 화산재가 �멕타이트로 변질된 후, 운반 퇴적된 것으로 보인다. Pevear et al. (1982)는 1980년 미국 세인트 헬렌즈 (Saint Helens) 화산에서 분출한 화산재에 함유되어 있는 �멕타이트는 분화전에 화구내에서 열수변질되어 있었던 과거의 화산재일 것이라고 추정하였다. 지열이 높은 분화구 주변의 현무암질 화산재는 높은 온도에서 빠른 속도로 팔라고나이트(palagonite)로 변질되는 것으로 알려져 있다(Fisher and Schmineke, 1984). 팔라고나이트는 변질된 갈색 또는 황색 현무암질 화산유리로서 주로 결정도가 낮은 다양한 화학조성의 �멕타이트로 구성되어 있다 (Eggleton and Keller, 1982). 바톤 반도의 흑갈색 토양내 갈색 변질 유리들이 팔라고나이트에 해당하는 것으로 보인다. 결론적으로 화구내 또는 그 주변에 퇴적되었던 화산재들이 �멕타이트로 변질되었다가, 후기의 분화로 새로이 생성된 신선한 화산재와 함께 운반되어 퇴적한 것으로 추정된다.

5. 참고문헌

- 이방용, 원영인, 오성남, 1997, 세종기지의 기상특성. 극지환경 특성 및 보존에 관한 연구, 한국해양연구소, BSPE 97604-00-1020-7, p.571-599.
- 홍성민, 박병권, 윤호일, 김예동, 1991, 마리안 소만의 퇴적환경과 주변의

- 고빙하 분포상. 남극환경 및 자원탐사 기술, 한국해양연구소, BSPG 00140-400-7, p307-330.
- Chamley, H., 1989, Clay sedimentology. Springer-Verlag, Heidelberg, 623p.
- Chung, F.H., 1974, Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures. J. Appl. Cryst., 7: 526-531.
- Eggleton, R.A. and Keller, J., 1982, The palagonitization of limburgite glass - a TEM study. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte, 321-336.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984, Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Heidelberg, 472p.
- Lowe, D.J., 1986, Controls on the rates of weathering and clay mineral genesis in airfall tephras: a Review and New Zealand case study. In: Rates of chemical weathering of rocks and minerals, Coleman, S.M. and Dethier, D.P. eds., Academic Press, London, UK, p265-330.
- Mizota, C., Faure, K., 1998, Hydrothermal origin of smectite in volcanic ash. Clays and Clay Minerals 46: 178-182.
- Pevear D.R., Dethier, D.P., Frank, D., 1982, Clay minerals in the 1980 deposits from Mount St. Helens. Clays and Clay Minerals 30, p241-252.
- Yoon, H.I., Han, M.W., Park, B.K., Han, S.J., Oh, J.K., 1992, Distribution, provenance, and dispersal pattern of clay minerals in surface sediments, Bransfield Strait, Antarctica. Geo-Marine Letters, 12: 223-227.
- Yoon, H.I., Han, M.W., Park, B.K., Oh, J.K., Chang, S.K., 1997, Glaciomarine sedimentation and palaeo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. Marine Geology, 140: 265-282.

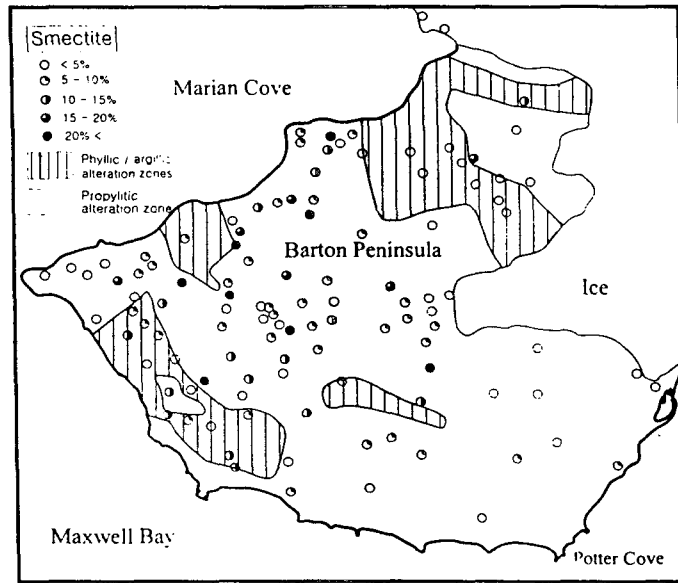


Figure 1. Distribution of smectite in soils of the Barton Peninsula.

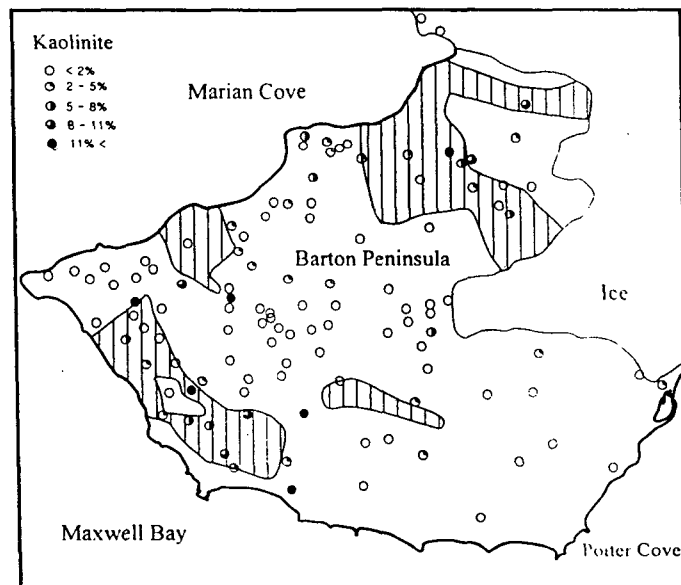


Figure 2. Distribution of kaolinite in soils of the Barton Peninsula