

韓半島 中部東海岸 低位海成段丘의 對比와 編年

崔 成 吉*

第4紀 後期에 있어서도 地盤의 持續的인 隆起가 進行되고 있는 것으로 보이는 韓國의 東海岸에 있어서는, 어느 한 間水期 海成面의 同定이 이루어질 경우, 이 地形面을 時間基準面으로 한 제4기 海成面 全體의 對比와 編年도 可能하다고 생각된다. 韓國의 東海岸에 있어서 時間基準面으로 利用될 수 있는 地形面은, 段丘面과 堆積物의 特徵이 가장 잘 保存되어 있을 것으로 보이는 最終間水期의 海成面이라고 생각된다. 本稿에서는 韓半島의 中部 東海岸에 있어서 最終間水期의 海成面을 確立하기 위한 作業의 一環으로, 段丘面의 舊汀線高度, 段丘堆積物의 特徵, 그리고 古土壤 및 化石 周水河結水構造 등을 指標로, 墨湖~江陵海岸에 分布하는 低位海成段丘의 對比와 相對編年을 試圖하였다. 研究의 結果, 低位海成段丘 I面은 最終間水期 極相期(산소 동위체 스테이지 5e), 그리고 II面은 最終間水期의 中半(5c) 혹은 後期(5a)의 地형면으로 編年되었다. 이는 最終間水期의 海成面을 I面 밖에 認定하지 않은 既存의 研究結果와 다른 점으로서, 追後 이에 대한 詳細한 檢討가 要請된다. 低位海成段丘 I面과 II面の 舊汀線高度는 각각 18m, 10m이며, 이 중에서도 低位海成段丘 I面은 分布의 普遍性으로 보아 韓國 東海岸의 第四紀 地史編集時 時間基準面으로서의 이용 가치 가 크다고 생각된다.

主要語 : 最終間水期, 低位海成段丘, 時間基準面, 古土壤, 化石結水構造

1. 序 論

1) 研究의 目的

한국 동해안에 넓게 발달되어 있는 해성단구는, 지구적 규모의 古海水面의 연구와 대비에 있어서도 중요한 지형 일 뿐만 아니라, 지역적 스케일에서는 한반도에 있어서 제4기의 해수면 변화와 지반운동의 양식 및 양을 파악하기 위해서도 중요한 지표가 되는 지형이라 생각된다.

특히 한국의 동해안에서는 지반의 지속적인 융기가 진행되고 있으므로(Oh, 1983a; 宋·曹, 1989; 崔, 1993a, 1993b; 孫, 1993; 宋, 1993), 이 해안에 발달되어 있는 해성단구는 각 간빙기의 高海水面期에 형성되었을 가능성이 크다고 보고되고 있다(權, 1975). 따라서 어느 한 간빙기의 해성면만 동정 될 수 있다면, 이를 기준으로 한 제4기 간빙기 지형면의 편년을 훨씬 용이해 질 것이므로, 이 지역의 제4기 지형발달과정

을 정도 높게 논할 수 있게 될 것으로 생각된다.

필자는 東海岸의 海成段丘의 對比와 編年에 있어서 時間基準面(key surface)으로서 가장 적합한 지형면을, 후빙기 직전의 온난기인 最終間水期의¹⁾ 地形面으로 보고, 최종간빙기의 해성면을 동정하기 위한 선행작업으로서 그 동안 한국의 북부 동해안을 중심으로 최종빙기의 하성단구 종단면과의 교차관계(崔, 1993a) 및 절대년대 측정자료(崔, 1993b)를 토대로, 최종간빙기의 하성단구(해면변동단구)를 동정하고, 이 단구의 하상 비고로부터 최종간빙기의 해수면 고도를 추정할 바 있다. 그리고 앞으로 이자료를 바탕으로 동지역의 해안에 분포하는 해성면의 대비와 편년을 행하여, 최종간빙기의 해성면을 확정해 보려하고 있다.

본고에서는 이 과정의 일환으로, 우선 묵호~강릉해안의 해성단구 가운데 최종간빙기의 지형면으로 추정되는 저위해성단구의 구성선고도, 단구퇴적물의 특징, 그리고 단구퇴적층에 형성

* 公州大學校 師範大學 地理教育科, 教授

된 고도양 및 화석 주빙하 결빙구조를 지표로, 이 지역 해성단구의 대비와 상대편된 작업을 시도하였다. 본 연구의 결과는, 추후 계속 될, 절대년대가 확정된 최종간빙기 하성단구와의 대비에 의한 최종간빙기 해성단구의 동정 작업에 있어서 기초자료로 이용될 수 있을 것이다. 그리고 본 연구의 결과와 그동안 행해진 해성단구를 지표로 한 최종간빙기 구정선의 연구 결과들(예를 들어 Kim, 1973; 曹, 1978; 吳, 1977; Oh, 1981; Lee, 1985; Chang, 1987; Kim, 1990; 崔, 1992)과의 잠정적인 비교도 어느 정도는 가능할 것으로 생각된다.

본고에서의 구정선 고도는 핸드레벨과 스타프를 이용하여 측정한 舊 汀線角(shoreline angle)의 고도이다.²⁾ 그리고 퇴적물의 기재와 토색의 판정은 선행연구(崔, 1993a)에서와 같다.

2) 研究地域의 概觀

연구지역은 한국 동해안의 동해시에서 강릉시에 이르는 해안지역이다(그림 1). 이 지역은 태백산맥의 동사면에 해당하며, 강릉남대천·섬석

천·군선강·주수천 등의 하천이 동류하여 동해로 유입한다. 이들 하천은 중·상류에서는 감입곡류하며 태백산맥의 고위평탄면을 개석하고 있으며, 유로를 따라서는 하성단구가 잘 발달되어 있고, 하구부에는 한국의 동해안에서는 비교적 넓은 충적평야가 발달되어 있다.

본 지역의 기반암은, 대략 강릉으로 부터 안인에 이르는 해안은 중생대 백악기로 추정되는 화강암류의 암석, 그리고 묵호로 부터 안인에 이르는 해안은 고생대의 고방산통, 사동통, 홍점통에 속하는 사암과 shale 등의 퇴적암류의 암석으로 구성되어 있다(大韓地質學會, 1962).

연구지역의 해성단구는 묵호로 부터 안인에 이르는 퇴적암류의 해안에 잘 발달되어 있다. 안인에서 강릉사이의 화강암류의 분포지역에 있어서는 단구의 분포와 보존상태가 불량하다.

2. 墨湖海岸의 低位海成段丘

고생대 퇴적암류의 기반암 지역인 묵호해안은 해성단구의 발달 및 보존상태가 북부 동해안은

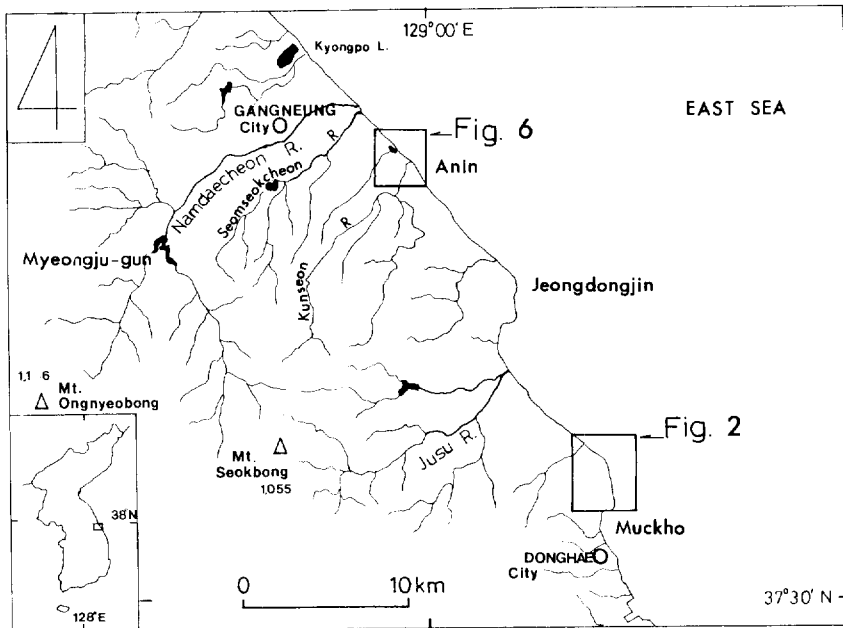


그림 1. 연구지역의 위치
하천은 태백산맥으로부터 동류하는 것만을 그렸음.

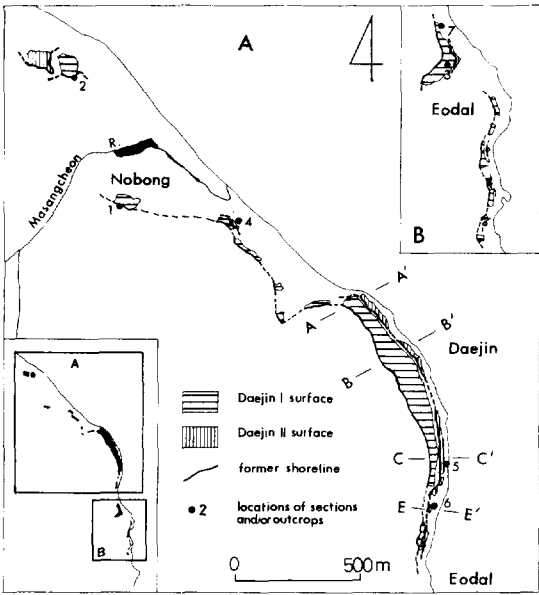


그림 2. 목호해안의 저위해성단구 분포도

서는 가장 양호하다. 목호해안의 해성단구는 고위·중위·저위의 삼군으로 대별되며 (Oh, 1981; Chang, 1987), 현 해안에 평행하게 발달되어 있다(그림 2).

이들 단구 중 崔(1993a)에 의해 최종간빙기 극상기의 해수면고도로 추정되어온 18m의 구정선 고도를 갖는 단구는 저위단구이다. 본 고에서는 이 저위단구를, 가장 넓게 발달되어 있는 지역명을 따라 대진단구로 지칭한다. 대진단구는 구정선 고도의 차이에 의해 다시 I면과 II면으로 나누어진다.

1) 大津段丘 I 面

대진 I면은 구정선 고도 18m의 단구로서, 단구의 폭은 가장 넓은 곳에서 70m 정도이며, 대진 II면에 비하면 그 분포가 연속적이다(그림 2, 3). 대진 I면의 퇴적물은 대부분 1m 내외의 얇은 해성력층으로 구성된다. 그러나, 소하천의 하구 부근과 같이, 전면에 비교적 넓은 사빈이 있는 지점의 경우에는 두꺼운 해성사층으로 구성된다 (loc. 1). 대진 I면의 해성퇴적물은 소계류퇴적물과 사면퇴적물에 피복되어 있다. 따라서 2~3 지점을 제외하고는 구정선각의 고도가 명확하

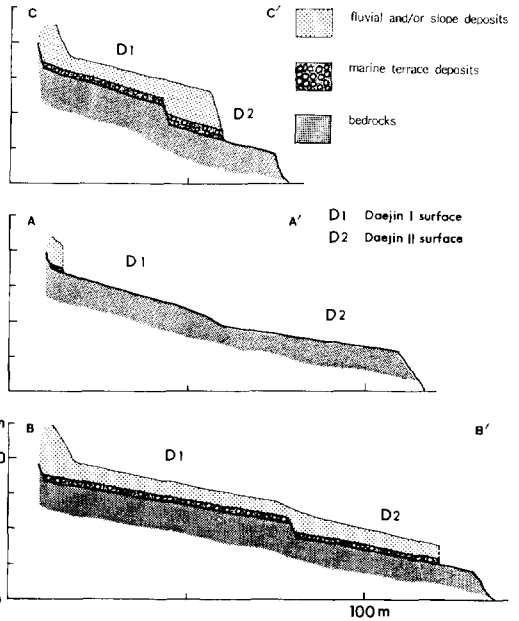


그림 3. 목호해안 저위해성단구의 지형·지질 단면 단면의 위치는 그림 2에 표시되어 있음.

지 않다.

대진 I면의 구정선 고도를 가장 잘 읽을 수 있는 노봉(Nobong) 지역의 노두(loc. 1)에서 보면, 2.2m 이상의 충후를 갖는 고해빈 사층 위에 0.8m 두께의 고사구 사층, 그리고 그 위를 0.8m 두께의 실트질 세사층과 0.4m 두께의 사질 점토 층이 덮고 있다(그림 4의 loc. 1).

고해빈 사층은 3cm~5cm 크기의 사암과 규암의 원력을 포함하는 조사로 되어 있다. 역은 의견상 신선히 보이나, 해머로 깨보면 암분이 묻어나올 정도의 화학적 풍화를 받았다. 이 층에는 중광물의 해빈성층(beach stratification)과 같은 해빈 퇴적물의 퇴적구조(Shepard, 1963)가 잘 보존되어 있다. 고사구 사층은 분급이 좋은 세사로 구성되어 있어서, 고해빈 사층과는 확연히 구별된다. 이 사층의 하부에는 세원력이 드물게 포함되어 있으나, 상부에는 배후의 사면과 단구면으로부터 이동되어 온 각력·원력이 섞여 있다.

이들 고해빈과 고사구 사층은 산화되어 적색(10R5/8)을 띠며, 고화되어 있다. 그리고 퇴적 후에 2차적인 풍화를 받아 생성된 미립물질도

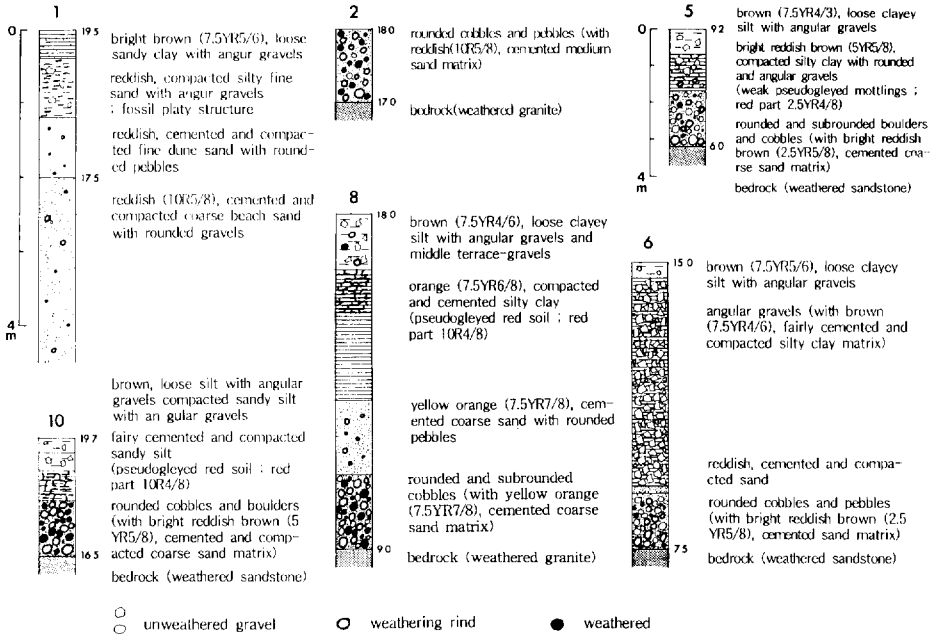


그림 4. 목호~강릉해안 저위해성단구의 지질주상도
 주상도의 위치는 그림 2에 표시되어 있음.
 1, 2, 5, 6; 목호해안 8, 10; 강릉해안

많이 포함되어 있다. 이들 미립 풍화물질은 이 퇴적물이 퇴적된 후 강도높은 화학적 풍화를 받았던 시기가 있었음을 나타낸다.

사구사층 위의 실트질 세사층은, 본 단구의 이수(육화)시에, 본 노두의 옆으로 흐르는 馬上川에 의해 운반된 세립물질(점토질 실트)이 퇴적되면서 사구층의 사구사와 혼합되어 형성된 층으로 보인다. 이 퇴적물도 산화되어 적색을 띠며, 치밀화되어 있다. 이 실트질 세사층에는, 화석 결빙구조(fossil cryogenic structure)로 보이는 주빙하성 엽상구조(periglacial platy structure)가 발달되어 있다(사진 1). 엽상구조의 폭은 3mm~5mm 정도로서, 권(1987)과 뭇(1989)가 지적하고 있는, 붉은 색의 점토로 이루어진 cutan 즉 ferri-argilan들로 채워져 있다.

본 노두에 있어서 이 엽상구조는 지표하 1.5m 깊이까지 발달되어 있다. 그런데, 본 지역의 현재의 토층 동결심도는 20cm 이하이며, 지면하 1m 지점의 동계 지온은 5.2°C이다(Choi, 1988). 따라서 본 실트질 세사층에 발달된 엽상구조는 현재보다 한랭했던 환경에서 토층의 동결과 용

해가 반복됨으로써 형성된(Van Vliet-Lanoë et al., 1984), 화석 결빙 미구조의 한 종류로 생각된다. 본 지역에서 가까운 삼척 오십천 유역의 최빙기 형성의 단구 퇴적물층에서도, 화석 주빙하성 엽상구조가 발견·보고된 바 있다(Choi, 1988).

이 실트질 세사층의 위로는 명갈색(7.5YR5/6)의 가력 석인 사질 점토의 사면퇴적물층이 0.4m 층후로 덮고 있다. 이 퇴적물은 고화되어 있지 않다.

본 노두에 나타나는 해빈사층의 고도는 17.5m



사진 1. 대진단구 1면의 퇴적층에 형성되어 있는 화석, 주빙하성 엽상구조 (Loc. 1).

이나, 이를 배후의 구 정선각까지 연장시키면 18m에 이른다.

한편, 대진 I면의 퇴적층에 나타나는 화석 주빙하성 결빙구조는 어달동의 Loc. 3에서도 나타난다. 여기에서는 전체적으로 명적갈(2.5YR5/8) 색을 띠는 사층의 상층부에, 결빙분급에 따라 하방 이동된, 뒷(1989)의 Bt 밴드에 해당되는 철분 cutan이 집적된 밴드가 발달되어 있다.

Loc. 2의 대진 I면의 노두는 고파식대와 해성력층으로 이루어져 있다. 해발 17.0m에 있는 풍화된 고파식대 위에 1.0m 층후의 해성사력층이 퇴적되어 있다(그림 2, 그림 4). 력은 중력과 소력급의 원력으로서, 화강암력과 운모편암력은 내부까지 풍화되어 있다. 매트릭스는 중사로서 고화되어 있고, Loc. 1과 마찬가지로 적색을 띠며 고화되어 있다.

2) 大津段丘 II 면

대진 II면의 폭은 가장 넓은 곳에서는 50m에 달하기도 하나, 대체적으로 대진 I면의 전면에 좁게, 단편적으로 분포한다(그림 2, 3). 이는 후빙기의 파식대가 형성되면서 이 단구면이 거의 파괴되어 버렸기 때문이다(崔, 1992). 따라서 대진 II면 말단부의 기반암면(고파식대면)은 현 파식대상에 잔존해 있는 시이스텍의 頂部와 한 종단면상에서 서로 잘 연결된다.

대진 II면의 말단부에서는 기반암면과 해성퇴적물층이 뚜렷이 나타나는 노두가 많으나, 단구면의 상단부는 층후 3m 이상의 소계류 퇴적물 및 사면 퇴적물에 덮혀 있어서, 구정선 고도의 확정이 어려운 곳이 많다. 그러나 대진 I면과 대진 II면의 단구퇴적물이 모두 제거된 지점의 기반암면 종단면에서 보는 바와 같이(그림 3),

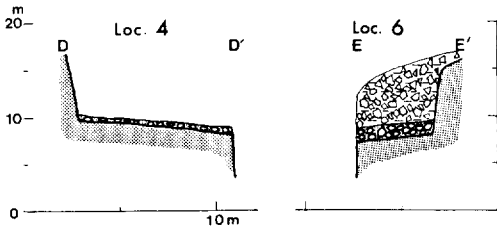


그림 5. 묵호해안 저위해성단구 II면의 지형·지질단면 단면의 위치는 그림 2에 표시되어 있음.

대진 I면의 말단부와 II면의 상단부 사이에는 기반면의 고도차로 보아 2m~3m 정도의 고도차가 나는 경사급변점이 확실히 나타난다. 그리고 그림 2, 그림 5의 Loc. 4와 Loc. 6에서와 같이, 대진 II면의 정선각이 명확히 나타나는 지점들로부터, 대진 I면의 전면에 대진 I면과는 별개의 구정선을 갖는 대진 II면이 확실히 구분된다. 이 단구의 구정선 고도는 10m이다.

Loc. 5의 대진 II면 말단부의 노두에서 보면, 해발 6m의 고도에 있는 다소 풍화된 사암의 고파식대 위에 1.5m 층후의 해성력층, 1.0m 층후의 실트질 점토로 된 소계류 및 사면성 퇴적물의 혼합물층, 그리고 0.7m의 점토질 실트층이 차례로 퇴적되어 있다(그림 4의 Loc. 5).

역층의 역층은 사암·규암이 대부분이고, 운모편암류도 섞여 있다. 기반암면 바로 위에는 최대경 1m에 이르는 기반암 기원의 아원거력이, 그리고 그 위에는 30cm급의 대력을 포함한 10~20cm급 주체의 원력·아원력이 퇴적되어 있다. 본 노두의 력종과 력경, 분급도는 현 파식대의 그것과 동일하다. 역의 분급은 현 파식대력과 마찬가지로 한국의 남동부해안에 비하면 좋지 못하다(崔, 1992). 역 중에는 穿孔貝(boring shell)력도 섞여 있다. 력의 풍화도 상당히 진전되어 있어서, 운모편암이나 화강암의 세력은 내부까지 풍화되어 있다. 사암과 규암의 경우는 외견상 신선하게 보이나, 력의 표면에는 철분피막과 함께 3mm~5mm의 풍화피막(weathering rind)이 형성되어 있고, 해머의 타격에 암분이 묻어 나온다. 그리고 표면에 박리현상이 나타나는 력도 있다. 매트릭스는 명적갈색(2.5YR5/8)의 조사로서, 고화되어 있다.

이 해성력층 상부의 실트질 점토층에는 원·아원력과 함께 각력도 드물게 섞여 있는데, 원·아원력은 이 층의 하부에, 그리고 각력은 상부에 많다. 이 층의 실트질 점토는 해성력층의 퇴적 후 해수면이 거의 정체하였거나, 서서히 낮아지던 시기에 소계류로부터 공급된 것으로 보이며, 이후 이수시에 상부사면으로부터 각력이 함께 이동되어 섞인 것으로 보인다. 이 퇴적물에 피복되면서 이 층 하부에 있는 해성력층의 상

부 퇴적물은 다소 교란되었던 것으로 보인다. 이는 전기한 바와 같이 해성력층 상부의 분급이 하부에 비하여 불량한데서 추정된다. 이 실트질 점토층도 산화되어 적갈색(5YR5/8)을 띠며, 치밀화되어 있고, 망간(Mn) 결핵과 반문이 5% 정도 섞여 있다. 이 층에도 擬似 글라이화작용(pseudogleization)이 진행되어 있으나, 그 강도는 미약하다. 반문의 적색부분은 적갈색(2.5YR 4/8)으로, 후술하는 저위 해성단구 I 면의 의사글라이화 적색토의 반문보다는 붉지 않은 점에서 양자는 뚜렷히 구분된다. 본층의 토색, 풍화도, 그리고 고화도로 보아, 본층 하부의 해성력층의 퇴적과 본 실트질 점토층의 퇴적 사이에는 시간적 차이가 크지 않았던 것으로 사료된다.

이 노두의 표층은 사면으로 부터 공급된, 강력섬인 갈색(7.5YR4/3)의 점토질 실트로 덮혀 있다. 역은 전혀 풍화되지 않았고, 퇴적물도 고화되지 않았다.

배후에 소계류가 없는 곳에 발달되어 있는 대진 II 면의 경우에는, 해성력층의 위를 바로 사면 퇴적물이 피복하고 있다(Loc. 6).

Loc. 6의 경우, 해발 7.5m 고도의 사암의 고파식대 위에 있는 1.7m 층후의 해성 원·아원력층과 사층의 위를 6m 층후의 강력층이 덮고 있다. 해성사력층의 역층과 풍화도는 Loc. 5와 같으나, 역의 원형도와 분급은 Loc. 5보다 양호하다. 역층과 사층 모두 풍화되어 명적갈색(2.5YR5/8)을 띠며, 고화되어 있다.

해성 사력층의 상부에 있는 강력층의 역은 분급이 불량하며, 풍화되어 있지 않다. 메트릭스는 실트질 점토로서 갈색(7.5YR4/6)을 띠며, 다소 고화·치밀화되어 있다. 본 노두의 최상부는 강력섬인 갈색의 점토질 실트층이며, 고화되어 있지 않다.

대진 II 면의 구정선 고도가 가장 확실히 나타나는 Loc. 4의 대진 II 면의 말단부는, 해발 8m의 퇴적암의 고파식대 위에 1m 두께의 해성력층으로 구성되어 있다(그림 5의 Loc. 4). 소력과 중력급의 원력이 대부분이나, 40cm급의 아원력도 섞여 있다. 사암과 규암의 역은 해머의 타격에 암분이 묻어 나올 정도의 풍화를 받았고, 사

암력의 표면에는 5mm 정도의 풍화피막이 형성되어 있다. 화강암력과 운모편암력은 내부까지 풍화되어 있다. 이들 력의 표면에는 적갈색의 사립이 고화된 채 부착되어 있는 것이 많고, 철분피막된 역도 많다. 메트릭스는 적갈색(2.5YR 4/8)의 조사이며, 상당히 고화되어 있다. 본 노두의 구정선 고도는 9.8m이다(崔 1992).

어달리의 대진 II 면의 노두(Loc. 7)에서도 구정선 고도를 명확히 읽을 수 있다. 해발 9.5m의 고도에 있는 고파식대 위에 0.5m 층후의 명적갈(5YR5/8)색의 고화·치밀화된 해빈사층이 없혀 있다. 고파식대면은 표면으로 부터 20~40cm 정도 풍화되어 있고, 사층 속에도 2차적 풍화에 의한 미립물질이 상당히 포함되어 있다. 구정선각으로 부터 위쪽으로 3m 구간의 구해식절면에는 해수면의 이수후에 형성된 것으로 보이는 풍화혈(tofoni)이 다수 발견된다.

3. 江陵海岸의 低位海成段丘

강릉일대 해안의 기반암은 풍화에 약한 화강암이 대부분으로, 갱신세의 해성단구는 거의가 침식되어, 잔존해 있는 것이 드물다. 그러나 명주군 강동면 하시동리의 불화산의 해안쪽에는 崔(1993b)에 의해 최종간빙기 극상기의 해수면고도로 추정되어 온 18m의 구정선 고도를 갖는 해성단구의 일부가 남아 있다(그림 6). 본고에서는 이 단구를 명주단구라 지칭한다.

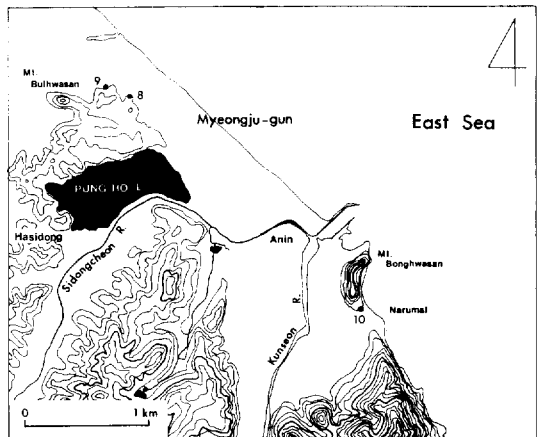


그림 6. 강릉해안 저위해성단구의 노두 위치

1) 溟州段丘

불화산의 동쪽 500m 지점에 있는 명주단구의 노두 (그림 6의 Loc. 8)에서 보면, 해발 9m의 고도에 있는 풍화된 화강암의 고파식대 위에 2m 층후의 해성력층, 2m 층후의 해성사층이 퇴적되어 있고, 이들 해성층 위를 5m 층후의 점토층과 사면 퇴적물층이 덮고 있다(그림 4의 Loc. 8). 이 노두에서의 해성층의 상한은 13m이지만, Loc. 9 지점의 구정선과 비교해 볼 때, 이 해성층의 내륙 쪽 끝, 즉 정선각의 고도는 18m 임이 확실하다.

명주단구 고파식대면의 화강암은 화학적 풍화를 심히 받아 saprolite화 되어 있다. 해성력층은 주로 력경 15~20cm급의 규암·사암·석영 및 화강암의 원력과 아원력으로 구성되어 있으나, 50cm급의 아원거력도 섞여 있어서, 목호해안의 대진단구와 마찬가지로 분급이 양호한 편은 아니다. 규암력과 사암력은 외견상 신선하게 보이나, 0.5~1.0cm의 풍화피막이 형성되어 있으며, 표면에는 철분피막도 형성되어 있다. 화강암력은 내부까지 풍화되어, 역의 형태만 유지하고 있는 것이 많다. 매트릭스는 황등색(7.5YR7/8)의 세력질 조사로서, 력과 매트릭스의 2차적인 풍화에 의해 생성된 미립물질도 많이 함유되어 있다.

해성력층 상부의 세원력 섞인 황등색(7.5YR7/8)의 조사층에는, 1cm~7cm의 폭을 가진 명청회색(5Y8/1)의 세원력 섞인 실트질 점토층이 수매 끼어있다. 본 조사층에 얇게 끼어있는 이들 미립

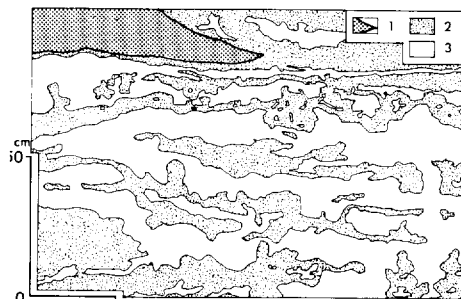


사진 2. 명주단구 퇴적층에 형성되어 있는 화석 인블루션 구조 (Loc. 8).

물질층의 기원을 구체적으로 논할 자료가 현 단계에서는 없으나, 본 사층이 퇴적되는 중간 중간에 배후의 하천에 의해 주변지역으로부터 운반된 화강암의 풍화산물일 가능성이 크다고 생각된다.³⁾

이 조사층과 이 층 상부의 점토층에는 화석 인블루션(involution) 구조가 발달되어 있다. 특히, 본 층의 경우에는 황등색의 사층과 이 속에 끼인 명청회색의 실트질 점토층의 색조가 서로 대비되어, 토층이 교란되어 있는 모습이 잘 나타난다(사진 2). 본 층의 인블루션 구조에서 나타나는 토층의 교란정도는 하부로 갈수록 커진다. Vandenberghe(1988)의 분류와 대비하면, 본 층 상부의 인블루션 구조는 습곡상_변형구조의 파장이 변형폭에 비하여 큰 型(type 1)인데, 하부로 가면서 파장에 비하여 변형폭이 커지면서 위쪽으로 파고드는 型(type 3b)에 가까운 모양을 나타낸다(사진 2, 그림 7). 변형구조의 폭이 하부로 갈수록 커지는 것은, 토층 상부로 부터 결빙전선이 전진해 올 때, 지표로부터 보다 깊은 곳은 늦게까지 토양수분이 동결되지 않은 상태로 있었기 때문에, 상부로 부터의 결빙압력을 크게 받아 토층의 요란이 심했기 때문으로 보인다.

여기에서 주목되는 점은, 적색(10R4/8)의 철반(Fe-pan)이 형성되어 있는 사진 2의 중앙상부 지점에는 토층의 요란이 거의 나타나지 않는 점이다. 이는, 이 사층에 함유되어 있는 2차적 풍화 미립물질, 그리고 철·망간의 반문 및 결핵



1 iron pan
2 yellow orange(7.5YR7/8), coarse sand with rounded fine gravels
3 light bluish gray(5.8BG7/1), silty clay

그림 7. 명주단구의 해성사층에 발달된 화석, 인블루션 구조 (Loc. 8)

과 함께, 결빙압력이 가해지기 이전에 본 사층에는 이미 화학적 풍화가 진행되어 철반이 형성되어 있었음을 나타낸다.

해성력층과 사층은 전체적으로 고화되어 있다. 또한, 이들 퇴적층에는 적갈색(2.5YR4/6)의 철반이 국부적으로 형성되어 있고, 망간 반문과 결핵도 많이 집적되어 있다.

해성사층 상부의 실트질 점토층은, 전체적으로 치밀화·고화되어 있고, 橙色(7.5YR6/8)을 띠며, 토층 상부에 의사 글라이화 적색토(반문의 적색부분: 10R4/8)가 생성되어 있고, 토층의 사이에 얇은 니탄층이 끼어 있으며, 철과 망간의 반문과 망간 결핵도 집적되어 있다. 이는 본 명주단구와 연결되는 해변변동단구인 崔(1993b)의 하기동단구의 퇴적상 및 특징과 일치한다.

따라서 이 점토층의 퇴적물 대부분은, 명주단구의 해성력층과 사층이 퇴적된 후, 거의 동수준의 해수준이거나 약간 낮아진 상태에서의 해변의 정제기에 퇴적된, 섬석전의 범람성 퇴적물로 사료된다. 그러나, 이 시기의 해수준도 크게 보면 명주단구의 해성층을 퇴적시킨 해수준과 큰 차이는 없었을 것으로 생각된다. 이 점토층의 층후가 비교적 두꺼운 것은, 그 시기의 해수면이 상당히 오랜 기간 안정상태에 있었음을 시사한다. 그리고 현재에도 본 노두의 주변 해안에 발달되어 있는 석호에서 알 수 있듯이, 이 점토층에는 석호성퇴적물도 섞여 있을 것으로 생각된다. 전술한 바와 같이, 이 층에도 미약하지만 화석 인블루션 구조가 발달되어 있다.

이 점토층의 위는 비고화의 갈색(7.5YR4/6) 점토질 실트층이 덮고 있다. 이 층에는 사면으로부터 이동된 풍화되지 않은 각력과, 중위단구로부터 이동되어 재퇴적된 원력이 함께 섞여 있다.

Loc. 8의 북서쪽 500m 지점에 있는 명주단구의 노두(Loc. 9)는, 층후 5m 이상의 해성력으로 구성된다. 단구면 말단부의 해성력층의 고도는 11m이다. 단구면 말단부로부터 내륙쪽으로 50m에 이르는 구간은 역층의 상부를 피복하고 있던 하성퇴적물층이 침식되어 없어졌으나, 이 보다 배후쪽에서는 Loc. 8의 해성층을 피복하고 있는 단구의 퇴적물에 피복되어 있다. 본 노두의 정

선각 고도는 18m이다.

이 역층의 역은 소력이 섞인, 15cm급의 중력이 대부분이고, 분급이 양호한 편평원력과 아원력으로 구성된다. 역종과 역의 풍화도 및 메트릭스의 크기, 풍화도와 고화도, 토색, 2차적 풍화에 의해 생성된 미립물질, 철 및 망간 반문 및 결핵의 집적 등은 Loc. 8과 동일하다.

2) 安仁段丘

본 단구는 Chang(1987)의 안인단구로서, 명주군 강동면 안인진리의 봉화산 남쪽해안에 발달된 저위해성단구이다. 군선강에 의해 단구면이 대부분 침식되어 버렸기 때문에 남아있는 단구의 폭은 최대 50m 이하로 좁은 편이나, 정선각이 비교적 명확히 나타나서, 이 단구면 형성기의 해수면을 확정함에 있어서 중요한 단구이다.

안인진리의 나루말 노두(Loc. 10)는 구정선 고도 18m로서, 해발 16.5m 고도에 있는, 60° 정도로 경사하는 사암층을 자른 고파식대면 위에 1.5m 층후의 해성원력층, 0.8m 층후의 하성실트층, 그리고 0.9m 층후의 사면 퇴적물층이 퇴적되어 있다(그림 4의 Loc. 10).

본 단구의 고파식대면도 상당히 풍화되어 있다. 역의 크기는 최대 50cm에 이르나, 20~30cm급의 대력이 주체를 이루며, 5cm~10cm급의 중력도 섞여 있다. 역의 분급은 양호하며, 고파식대면의 바로 위에는 거력이, 그리고 역층의 상부쪽에는 중력과 소력이 퇴적되어 있다. 역종은 사암·규암·편마암력의 순이며, 역의 표면은 화학적 풍화를 받아 해머로 치면 암반이 묻어 나오고, 일부 퇴적압력과 편압력의 소력은 내부까지 풍화되어 있다. 역의 표면에는 철분과 망간 피막이 형성되어 있다. 메트릭스는 조사로서, 산화되어 명적갈(5YR5/8)색을 띠며, 화·치밀화되어 있고, 퇴적후의 2차적인 화학적 풍화를 받아 생성된 미립물질도 많이 함유되어 있다.

해성원력층 상부의 사질 실트층도 상당히 고화 및 치밀화 되어있고, 의사 글라이화 작용에 의한 망상반이 형성되어 있다. 반문의 적색부분은 적색(10R4/8)을 나타낸다. 고화도와 토색, 의사 글라이화 망상반 등으로 보아 본 층의 퇴적

과 하부의 해성원력층의 퇴적과의 사이에는 큰 시간적 간격은 없는 것으로 보인다. 본 퇴적물은 대진단구 I면과 명주단구의 해성력층 상부에 있는 하성퇴적물에 대비된다.

이 하성 사질 실트층을 덮고 있는 최대경 10cm ~20cm급의 각력이 섞인 사질 실트층은, 층후 0.5m의 사면 퇴적물층으로서 치밀화되어 있다. 이 퇴적물의 피복사 하부의 하성퇴적물층의 삭박이 일어났던 것으로 보이는데, 이는 이 층 하부의 하성 퇴적물층의 두께가 일정하지 않은데서 알 수 있다.

본 노두의 최상부는 갈색의 비고화된, 소각력 섞인 실트질 사면 퇴적물층으로 되어있다.

4. 中部東海岸 低位海成段丘의 對比와 編年

1) 墨湖海岸과 江陵海岸 低位海成段丘의 對比

강릉해안의 명주단구와 안인단구는 구정선 고도, 기반암면(고파식대)과 퇴적물의 풍화도 및 고화도, 퇴적층에 형성되어 있는 고토양과 화석 주빙하 결빙구조 등으로 보아 묵호해안의 대진단구 I면과 대비된다(표).

이들 단구는 구정선 고도가 18m로서 정확히 일치한다. 암석의 종류가 상이하므로 풍화도의 차이는 있지만, 기반암면이 모두 풍화되어 있고, 해성력층의 화강암력과 운모편암력이 해머로 굽으면 부스러질 정도로 내부까지 풍화되어 있으며, 풍화에 강한 규암이나 사암력의 경우에도 0.5cm~1.0cm 정도의 풍화피막이 형성되어 있는점, 단구퇴적물에 2차적인 화학적 풍화를 받아 생성된 미립물질이 많이 포함되어 있으며, 치밀화·고화되어 있는점, 그리고 명주단구의 경우에는 화석 인블루션 구조, 대진단구 I면의 경우에는 화석 염상구조가 발달되어 있는 점 등에서, 이들 단구는 동시기에 형성된 후 동일한 환경에서 동일한 지형형성작용을 받았던 지형임을 알 수 있다.

다만 해성사층의 토색은 대진단구 I면(적색; 10R5/8)이 명주단구(황등색; 7.5YR7/8)보다 더

붉게 나타나는데, 이는 명주단구의 해성층이 두꺼운 하성 및 석호성 점토층에 덮여 있어서, 대진단구 I면보다 덜 산화되었기 때문으로 보인다. 그러나 명주단구와 안인단구의 점토층에 형성된 의사 클라이화 적색토의 토색(적색부분: 10R4/8)은 대진단구와 거의 같으므로, 이들 단구를 동시기의 단구로 대비하는 데에 큰 무리는 없는 것으로 보인다.

한편, 대진단구 II면은 대진단구 I면 보다는 구정선 고도가 낮고, 대진단구 I면과의 사이에 경사급변점(구 cliff-platform의 junction)이 나타나며(그림 3의 A-A 단면), 기반암면이 I면 보다는 덜 풍화되어 있고, 사암력과 규암력의 풍화 피막의 두께도 3~5mm 정도로서 I면 보다 얇으며, 화강암력이나 운모편암류의 력의 풍화가 I면 보다는 떨어지는 점, 해성력층 매트릭스의 산화가 I면보다 덜 진행되어 토색이 덜 붉은 점(명적갈; 2.5YR5/8) 등으로 보아 대진 I면 보다는 후기에 형성된 지형면으로 생각된다.

이상의 기재와 같이 묵호~강릉해안의 저위해성단구 중 대진단구 I면·명주단구·안인단구와 대진단구 II면의 사이에는 구정선고도, 퇴적물의 특징, 고토양 등으로 볼 때 형성시기의 차이가 확실히 인정된다. 이후 부터는 전자의 단구군을 저위해성단구 I면, 후자의 단구를 저위해성단구 II면으로 부르기로 한다(표).

2) 古土壤과 堆積物의 風化度를 指標로 한 低位海成段丘의 編年

상기한 바와 같이 저위해성단구 I면의 퇴적물의 주상도(그림 4의 Loc. 1, 2, 8, 10)를 보면, 단구퇴적물의 토색은 명적갈색~적색(5YR5/8~10R5/8)을 띠며, 역도 내부까지 풍화되어 있거나 풍화피막이 두껍게 형성되어 있으며, 력과 매트릭스 물질의 2차적 풍화에 의해 형성된 미립물질이 저위해성단구 II면에 비하여 많고, 치밀화·고화되어 있다. 그리고 명주단구와 안인단구의 경우, 해성층 상부를 덮고 있는 하성 및 석호성 퇴적물층의 토색은 등색(7.5YR6/8)을 띠며, 여기에 의사 클라이화 적색토가 형성되어 있다.

표 1. 강릉~묵호해안 저위해성단구 I·II면의 특성과 대비

| 단구·대비 특징·대비 노두위치 | 해성사력층 퇴적물 | | | | | | | | | | 고토양 | 주입하퇴 적분구조 | 대비 |
|------------------------|-----------|--------------|-------------|---|------------------|---------|-------------|-----------------|-------------------|----------------------------|------------------------|-------------------|----|
| | 구경선 고도 | 고파신대의 풍화도 | 력의 풍화도 | 풍화의막두께 | 침분피막 두께 | 고화도 | 2차적 풍화물질 | 토 색 | 적색 토 | 색 | | | |
| 대진단구 I면 | Loc. 1 | 18m | | | | 비교적 두꺼움 | 고화·치밀화 | 많음 | 적색(10R5/8) | 의사 클라 이화적색토 | 엽상구조 | 저위 해성단구 I면 | |
| | Loc. 2 | 18m | 화강암; 풍 화 | 화강암·운모면 화암; 내부풍화 사암·규암; 해 머타격 암분 | 사암·규암; 5~10mm | 비교적 두꺼움 | 고화·치밀화 | 많음 | 적색(10R5/8) | 의사 클라 이화적색토 | Bt 밴드 | | |
| | Loc. 3 | 18m(?) | | | | | 고화·치밀화 | 많음 | 명적갈 (2.5YR5/8) | | Bt 밴드 | | |
| 명주단구 | Loc. 8 | 18m | 화강암; 풍 화 | 화강암; 내부풍 화사암·규암; 해 머타격 암분 | 사암·규암; 5~10mm | 비교적 두꺼움 | 고화·치밀화 | 많음 | 황등색 (7.5YR7/8) | 의사 클라 이화적색토 | 인물부선 구조 | 저위 해성단구 II면 | |
| | Loc. 9 | 18m | | 화강암; 내부풍 화사암·규암; 해 머타격 암분 | 사암·규암; 5~10mm | 비교적 두꺼움 | 고화·치밀화 | 많음 | 황등색 (7.5YR7/8) | | | | |
| | Loc. 10 | 18m | 사암; 풍화 | 종류미상암·편 암; 내부풍화 사암·규암; 해 머타격 암분 | | 비교적 두꺼움 | 고화·치밀화 | 많음 | 명적갈 (5YR5/8) | 의사 클라 이화적색토 | | | |
| 대진단구 II면 | Loc. 5 | 10m(?) | 사암; 풍화 | 운모편암·화강 암; 내부풍화 사암·규암; 해 머타격 암분 | 사암·규암; 3~5mm | 얇음 | 고화 | 소량 | 명적갈 (2.5YR5/8) | 미약한 의사 클라 이 반문 | frost crack cast | 저위 해성단구 II면 | |
| | Loc. 6 | 10m | 사암; 풍화 | 운모편암·화강 암; 내부풍화 사암·규암; 해 머타격 암분 | | 얇음 | 고화·치밀화 | 소량 | 명적갈 (2.5YR5/8) | | 주빙하성 사면 각력층 | | |
| | Loc. 4 | 9.8m | 사암; 풍화 | 운모편암·화강 암; 내부풍화 사암·규암; 해 머타격 암분 | 사암·규암; 5mm | 얇음 | 상당히 고화 | 소량 | 적갈 (2.5YR4/8) | | | | |
| | Loc. 7 | 10m | 사암; 풍화 | | | 고화·치밀화 | 소량 | 명적갈 (5YR5/8) | | | | | |

이에 비하여, 저위해성단구 II면의 퇴적물은 산화도와 고화도, 역의 풍화도가 I면 보다 낮고, 매트릭스에 포함된 2차적 풍화 미립물질의 양도 I면에 비하면 떨어진다. 또, 하성 및 사면 퇴적물층에 의사 글라이화 작용이 진행되어 있으나 진행정도 및 강도가 미약하고, 반문의 적색부분도 I면에 비하여 붉지 않다. 이는 II면의 퇴적물이 I면의 퇴적물에 비하여 보다 짧은 기간, 저강도의 화학적 풍화밖에 받지 못했음을 의미한다.

그런데 저위해성단구 I면, 그리고 II면의 표층 퇴적물은 모두 미풍화의 각력쉬인 사질점토나 점토질 실트로서, 갈색(7.5YR4/3~7.5YR5/6)을 띠며, 고화되어 있지 않은 점에서 동일하다. 이들 단구의 표층 퇴적물은 같은 시기의 퇴적물이며, 동일한 환경에서 형성된 것으로 생각된다. 姜(1981)과 吳(1989)에 의하면, 현재 연구지역에서는 갈색토화작용이 진행되고 있으므로, 이들 표층 퇴적물의 토색은 현재의 상대토양의 토색으로 해석된다. 따라서, 현재갈색토의 하부에 있는 등색·적갈색·적색을 띠는 퇴적물층은, 과거의 어느 온난한 시기에 화학적 풍화를 받았던 고토양으로 판단된다.

저위해성단구 I면의 단구퇴적층에 나타나는 의사 글라이화 적색토는, 과거의 의사 글라이화 작용에 의해 형성된 의사 글라이반의 유물인(松井, 1988), 얼룩덜룩한 호랑이무늬 모양의 망상반(reticulated mottlings)을 나타내는 적색토(Mitsuchi, 1968 ; 三土, 1972 ; 永塚, 1975)이다. 의사 글라이화 망상반은, 형태상으로는 Oh(1985), 박(1986), 權(1987), 吳(1989)의 논문에서 논의되고 있는 "Cryophoresis에 의한 silt 중심의 heterometric fine grains와 운모류들이 이동되어 밴드 형태로 집적되고, 철분을 함유한 점토가 토양수에 의해 이 밴드에 집적되어 생긴" 적색의 Bt band층과 비슷하다. 그러나, 이 Bt band에서는 결빙분급이 이루어지기 때문에 미립질 부분과 조립질 부분이 帶狀으로 분명히 드러나는데 비하여, 의사 글라이화 망상반문이 형성된 퇴적층에서는 물질의 분급이 거의 이루어지지 않은 점이 서로 다르다. 연구지역 부근의

하성단구에 있어서 의사 글라이화 적색토가 나타나는 최후의 지형면은 최종간빙기 극상기의 지형면으로 보고되고 있다(崔 1993a, 1993b).

松井(1989)에 의하면 의사 글라이화 작용과 철·망간의 반문과 결핵은 동일한 조건과 환경, 즉 계절적으로 삼투수나 지하수가 정체(환원)와 건조(산화)를 반복하는 환경에서 진행된다. 저위해성단구 I면의 의사 글라이반이 더 붉고 명료하며, 철·망간의 반문과 결핵이 II면 보다는 I면에 훨씬 많이 집적되어 있는 점은, 저위해성단구 I면의 퇴적물이 보다 오랜 기간동안 보다 온난한 환경에서 고강도의 화학적 풍화와 토양형성작용을 받았음을 시사한다.

위에서 편년한 바와 같이 저위해성단구 I면이 최종간빙기로 편년된다면, 이 단구들은 최종간빙기 이후 최종빙기에 진입하기 전까지의 온난기 동안 위의 작용을 받았을 것이 확실하므로, 이 단구들의 의사 글라이반이 더욱 선명하고 반문과 결핵의 집적량이 많음은 보다 쉽게 설명될 수 있다고 본다. 그리고 이는 최종간빙기의 극상기가 최종간빙기의 중반이나 후기의 온난기보다 온난하였다는 여러 연구결과(예를들면 Shackleton and Opdyke, 1973 ; Bloom, et. al., 1974 ; Chappell and Shackleton, 1986 ; Hollin and Harty, 1990 ; Ota and Omura, 1991)와도 잘 부합되는 설명이라고 생각된다.

또한, 저위해성단구 I면의 퇴적물의 풍화도 및 고토양이, 이들 단구로부터 4km 및 8km밖에 떨어져 있지 않은 강릉 남대천과 주수천의 하류부에 있는 최종간빙기 극상기의 해면변동단구(강릉단구 I면과 옥계단구)의 그것들과 거의 동일함으로 부터도,⁴⁾ 이들 단구가 최종간빙기의 극상기에 형성되었을 가능성은 더욱 높아진다.

한편 저위해성단구 II면은 이상 기재한 I면과의 지형층서적 관계에서 볼 때, 최종간빙기 극상기 이후의 어느 시기에 형성된 지형면으로 판단된다. 그런데 저위해성단구 II면의 해성 및 하성 퇴적물도 전기한 바와 같이, 단구면 표층의 퇴적물과 비교하면 상당한 강도의 화학적 풍화를 받았음이 분명하다. Chang(1987)과 曹外(1987), 崔(1993a, 1993b) 등에 의하면, 한국의

경구 최종빙기 형성의 단구퇴적물은 거의 풍화되어 있지 않으며, 메트릭스도 산화되지 않아 갈색을 띠는 것이 일반적이므로, 단구퇴적층의 토색과 퇴적물의 풍화정도를 지표로 볼 때, 저위해성단구 II면은 최종간빙기의 극상기 이후로부터 최종빙기로 진입하기 전의 어느 온난한 시기를 거친 지형면으로 대비할 수 밖에 없다. 따라서 그 시기는 최종간빙기 극상기 이후의 상대적으로 온난기였던, 최종간빙기의 중반 혹은 후기(산소동위체 스테이지 5c 혹은 5a)에 대비될 가능성이 높다.

3) 化石 周氷河 結氷構造를 指標로 한 低位海成段丘의 編年

목호해안의 대진 II면에서는 Loc. 6에서와 같은 각력의 사면 퇴적물층이, 앞의 4-2)에서 최종간빙기의 중반 내지 후기로 편년한 해성단구력층 위를 부정합적으로 덮고 있는 곳이 많다. 이들 각력 퇴적물은 풍화·산화·고화되어 있지 않은 점에서, 최종빙기의 퇴적물로 연대가 확정되었거나(曹 외, 1987), 추정되는(權, 1981; 權, 1987; 崔, 1989) 한국의 다른 지역의 퇴적물과 유사하다. 이 퇴적물은 주빙하기후 환경하에서 활발히 진행된 기계적 풍화작용의 산물로 간주되고 있다(權, 1990).

또한, 연구지역에 있어서는 역시 주빙하 환경하에서 토층의 동결과 융해가 반복됨에 따라 형성된 것으로 보이는 화석 vecicle 구조(權, 1987)와 화석 frost crack(Lee, 1985; Kim, 1990)과 유사한 구조가 Loc. 5 근처에서 발견된다(그림 8). 그림에서 보는 바와 같이, 이들 구조는 지표하 1m~2.5m 지점에 발달되어 있는데, 이 지역의 현재의 동결심도가 20cm 이내인 점으로 보아 이들 역시 현생의 동결구조라기 보다는 한반도가 현재보다 한랭하였던 시기의 유물지형으로 판단된다. 본 노두의 frost crack cast는, 본 지역보다 위도가 낮은 울진부근에서 보고된 바 있는 Lee(1985)의 'ice wedge'와 Kim(1990)의 'ice wedge-like pseudo-cast'와 유사하다. 연구지역에 있어서 최종빙기 동안 ice wedge cast가 형성될 수 있을 정도의 한랭한 기후가 존재하였는지에

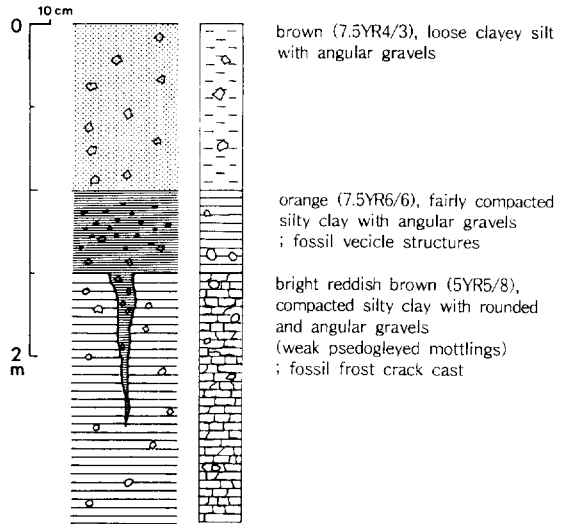


그림 8. 목호해안 저위해성단구 퇴적층에 형성된 화석 vecicle 및 frost crack cast(Loc. 5 부근)

대해서는 아직 충분히 연구되어 있지 않으나, 이 frost crack cast 구조가 발달되어 있는 퇴적층의 층서적 위치가, 목호~강릉해안의 저위해성단구에 있어서 화석 인블루션 구조 및 엽상구조가 나타나는 지점과 동일하므로, 이들 구조가 서로 같은, 현재 보다 한랭한 환경에서 형성되었다는 점은 분명하다고 생각된다.

이 frost crack cast는 치밀화된 적갈색의 퇴적물 풍화층에 발달되어 있는데, 앞 절들에서 기술한 바와 같이, 저위해성단구 I면인 명주단구의 화석 인블루션 구조와 대진단구 I면의 엽상의 화석 결빙구조도 역시 같은 적색풍화 및 고화된 단구 퇴적물층에 발달되어 있는 점이 주목된다. 이는 한반도의 중부동해안에 있어서 저위해성단구 퇴적물층에 화석 주빙하성 결빙구조가 형성되기 이전에, 그리고 저위해성단구 퇴적물이 사면성의 각력퇴적물에 피복되기 이전에 이미 상당한 강도의 화학적풍화가 진행되었던 시기가 있었음을 의미한다.

연구지역의 해안에 있어서 주빙하성 지형형성 작용이 진행된 마지막 시기는 최종빙기로 간주되고 있으므로, 이 사면 퇴적물에 피복되었거나 동시기의 화석 결빙구조가 형성되어 있는 단구면들은, 최종빙기 보다는 앞선 시기에 형성된

지형면임이 확실하다. 결국, 지반의 용기가 지속적으로 이루어지고 있는 한국 동해안의 경우 해성단구는 간빙기의 고해수면기에 형성된 것으로 여겨지고 있으므로, 본 해안의 저위해성단구 I·II면은 최종빙기 이전의 어느 온난한 고해수면기에 형성되고 그 후 화학적 풍화를 받은 지형면으로 판단된다.

그런데 전기하였듯이 묵호~강릉해안의 저위해성단구 I면과 II면의 고파식대면 사이의 해식절애는 2~3m로서 낮거나 불분명한 곳이 많다. 이는 I면과 II면이 서로 다른 간빙기에 형성된 것이 아니라, 어느 한 간빙기 동안의 소규모적인 해수면의 변동과 그 사이의 지반용기에 기인하여 형성되었을 가능성이 큼을 시사한다. 왜냐하면 상기 규모의 해식절애를 I회의 '빙기-간빙기 사이클' 동안의 해수면 변동과 지반의 용기에 의해 형성된 것으로 보는 것은 무리라고 생각되기 때문이다.

이상 논의한 주빙하성 사면 각력퇴적물과의 피복관계나 화석 결빙구조와의 관계, 저위해성단구 I·II면간의 구 해식절애의 규모, 그리고 단구 퇴적물의 풍화도 등을 고려하여 판단하더라도 I면은 최종간빙기의 극상기, II면은 중반 내지 후기의 상대적 고해수면기로 편년된다. 저위해성단구 I면의 퇴적물이 II면 보다 더 붉은 것도, 최종 간빙기의 극상기(5c)에 형성된 저위해성단구 I면은 II면의 형성기(5c 혹은 5a)에는 이미 육화되어 있었기 때문에, 이 시기에 형성되고 있었던 II면에 비하여 퇴적물의 산화가 진행될 수 있었기 때문으로 보인다.⁵⁾

5. 考察 및 課題

이상의 논의에서, 한국 동해안의 묵호~강릉해안의 저위해성단구는, 구정선 고도의 차이로부터 I면과 II면으로 구분되며, 단구면의 형상 및 퇴적물의 특징, 단구 퇴적층에 형성된 고토양 및 화석결빙구조, 그리고 인근 하천 하류부의 해면변동단구 퇴적물과의 비교 등으로부터 I면은 최종간빙기의 극상기에, II면은 최종간빙기의 중반 혹은 후기에 형성된 지형면 일가

능성이 높아졌다.

그런데 Kim(1973)이나 뮈(1977, 1983a, 1983b) 혹은 Oh(1981)의 논문에서는, 본 논문지역의 일부인 묵호해안에 있어서 최종간빙기의 구정선 고도를 각각 80~130m와 60m로 보고 있다. 이수치는 본 논문의 저위해성단구 I면이 나타내는 최종간빙기 극상기의 구정선 고도 18m와는 큰 차이를 나타낸다. 또한 근래에 행해진 동해안의 다른 지역들에서 행해진 연구에서 보면, 최종간빙기의 해성단구를 I면으로 보고 있는데(曹, 1978; Lee, 1985; Chang, 1987; Kim, 1990 등), 본 연구의 결과 10m의 구정선 고도를 나타내는 최종간빙기의 또 다른 해성면, 즉 대진 II면에 대비되는 저위해성단구 II면의 존재 문제가 제기되었다.

묵호~강릉해안에 있어서 최종간빙기의 해수면 고도 및 고해수면기의 횡수에 대한 연구자간의 견해 차이는, 앞으로 범지구적 스케일에서의 후기 갱신세 해수면 변동 및 기후변화의 과정 속에, 한국 동해안에 있어서의 후기 갱신세 환경변화의 과정을 정치시키기 위해서도, 필히 극복되어야 할 과제의 하나라고 생각한다. 그리고 이 과제를 해결하기 위해서는, 이미 절대년대가 확립되어 있는 인근 하천의 해면변동단구와의 연결성을 고려한 편년이 반드시 이루어져야 한다고 본다. 즉, 해성단구 퇴적층 자체에서 절대년대 측정용의 시료가 거의 산출되지 않는 본 지역에 있어서, 보다 정도 높은 최종 간빙기 해성면의 동정을 위해서는, 필히 해성면의 분포 지역과 가장 가까운 하천에 발달되어 있는 하성단구와의 연결성 및 교차관계에 입각한 해성면의 대비와 편년이 행해져야 된다고 본다. 이에 대해서는 稿를 달리하여 논하고자 한다.

6. 結 論

묵호~강릉해안에 이르는 한반도의 중부 동해안에 발달되어 있는 저위해성단구를 대상으로, 구정선고도·단구 퇴적물의 특징·고토양 및 화석결빙구조 등을 지표로 지형면의 대비와 편년을 행하여 다음의 결론을 얻었다.

1. 본 지역의 저위해성단구는 두개의 면으로 구분된다. 묵호해안의 대진단구 I면과 강릉해안의 명주단구·안인단구는 저위해성단구 I면에 속하며, 구정선 고도는 18m이다. 묵호해안에만 분포하는 대진단구 II면은 저위해성단구 II면에 속하며, 구정선 고도는 10m이다.

2. 저위해성단구 퇴적물의 토색은 등색~적색을 나타낸다. 조사지역의 현생 성대토양의 토색이 갈색임을 고려하면, 저위해성면의 토양은 과거의 기후와 관련된 고토양이 된다. 이들 저위해성단구의 고토양에는 최종빙기에 형성된 주빙하성 결빙구조가 형성되어 있고, 저위해성면 자체가 주빙하성 사면퇴적물에 피복되어 있는 경우도 많다. 따라서 이러한 고토양과 주빙하 지형과의 시간총서 관계에서, 묵호~강릉해안의 저위해성단구 I·II면은 적어도 최종빙기 이전의 시기에 형성된 지형임이 분명하다.

3. 저위해성단구 I면의 고파식대면과 퇴적물은 II면에 비하여 더욱 풍화되어 있다. 또한 I면에는 의사 글라이화 적색토가 형성되어 있고, 력의 풍화피막이 II면보다 두꺼우며, 퇴적후의 2차적인 풍화에 의해 생성된 미립물질이 많이 포함되어 있는데 비하여, II면에는 의사 글라이화 적색토가 생성되어 있지 않고 풍화피막과 2차적인 풍화물질도 I면에 비하여 얇고 적다. 이는 저위해성단구 I면이 II면보다 먼저 형성되었으며, 그 이후 II면에 비하여 상대적으로 오랜기간 동안에 걸쳐서 보다 고강도의 풍화를 받았음을 의미한다. 그런데, I면과 II면이 서로 다른 간빙기에 형성되었음을 증명할 수 있을 정도의 해석절애가 I·II면의 고파식대 중단면의 사이에 형성되어 있지는 않다. 그리고 저위해성단구 I면의 퇴적물은 풍화도·고화도·고토양 등의 제특성이 조사지역 부근의 하천 하구부에 발달되어 있는 최종간빙기 극상기의 해면 변동단구의 그것과 비슷하다. 이러한 점들을 고려하여, 저위해성단구 I면을 최종간빙기의 극상기(5e), II면을 최종간빙기의 중반(5c) 혹은 후기(5a)의 지형면으로 편년하였다.

4. 최종간빙기 극상기에 형성된 저위해성단구 I면은 그 분포의 보편성으로 보아, 한반도의

중부 동해안에 있어서 제 4기 지사 및 지형발달 과정을 논하는데 있어서, 시간기준면으로서 가장 적합한 해성단구라고 생각된다.

5. 본 연구와 기존의 연구와의 사이에는 최종간빙기의 구정선 고도와 해성면의 수에 있어서 차이가 나타난다. 범세계적인 후기 갱신세 환경변화의 과정 속에, 같은 시기의 한반도 동해안에서 진행된 환경변화의 과정을 정치시키기 위해서도, 추후 이에 대한 상세한 검토가 요청된다.

謝 辭

본 논문의 작성에 있어서 성심껏 지도해 주신 日本 東北大學 田村俊和·慶北大學校 曹華龍 先生님과 현지답사시 많은 조언을 주신 東北學院大學 宮城豊彦 先生, 千葉大學 宮内崇裕 博士께 感謝드립니다. 또한 현지 조사시 동행하여 도와 주신 林承奎, 金逸鍾, 崔鍾星, 尹應範 선생님께도 감사드립니다.

註

- 1) 본 논문에서 사용되는 최종간빙기란 Suggate(1974)가 지적한 대로, 최종간빙기의 극상기(Shackleton and Opdyke의 산소동위체 스테이지 5e) 뿐만 아니라, 다소 냉량(5d와 5b) 및 온화하였던 시기(5c와 5a)까지를 포함하는, 즉 본격적인 최종빙기의 한랭기로 접어들기 전의 전반적으로 온화하였던 산소동위체 스테이지 5의 전 기간(약 130,000년 BP로부터 70,000년 BP에 해당)에 대비되는 의미에서 사용되었다. 최종빙기는 스테이지 4~2(약 70,000년 BP~10,000년 BP), 후빙기는 스테이지 1(약 10,000년 BP以後)의 기간에 대비된다.
- 2) 구정선의 고도는 구정선각의 고도, 즉 고파식대 배후 波蝕窪(notch) 최심부의 해발고도로 측정하였다. 그러나 파석와를 찾기 어려운 곳에서는, 단구면과 배후절애가 접하는 지점에서의 고파식대(raised shore platform) 위를 피복하고 있는 해성요소의 퇴적층까지의 고도로 측정하였다. Woods(1980)의 Fig. 1에 의하면, 구정선각의 고도는 해성단구 퇴적물의 구성요소(marine component, lagoonal component, aeolian component, fluvial component, talus component) 중 고 파식대면으로 부터 해성요소층까지의 고도와 거의 일치한다.

- 3) 본문에서 기재하고 있는 마와 같이 인볼루션 구조가 이 층에 형성되어 있는 점으로부터, 하부력층의 매트릭스가 2차적으로 풍화되던 시기의 화학적 풍화작용에 의해 생성된 사층내의 세립물질이, 토양층에서의 결빙전선의 하방이동에 따른 결빙분급에 의해 형성되었을 가능성도 고려해 볼 수 있다 (Cailleux, 1964; 權, 1987; 朴, 1987; 吳, 1989 참조). 그런데 吳(1989)에 의하면, 결빙분급에 따라 형성된 Bt band의 경우는 “세립물질의 밴드가 적색내지 적갈색을 띠며, Bt밴드와 밴드 사이의 사층은 옅은 색(淡黃色)을 나타낸다”고 보고 되고 있다. 그러나, 본 사층의 경우에는 미립물질의 밴드 사이에 있는 조사층이 적색을 띠며, 미립물질의 밴드는 오히려 명청회색을 띠고 있다. 이는 이들 미립물질층이 토양층의 결빙과정에서 형성된 것이 아닐 수 있음을 나타낸다.
- 4) 崔, 1993a, 1993b 참조.
- 5) 이에 대해서는 崔, 1993b 참조.

文 獻

姜永福, 1981, “韓國의 主要 成因의 土壤型에 關한 研究”, 關東大學 論文集, 9, 481-490.

權純植, 1987, “韓半島 花崗岩 風化層에 發達한 第 4 紀 後半의 周氷河結氷構造에 關한 研究”, 地理學論叢, 別號 4, 1-120.

權純植, 1987, “巨濟島의 周氷河堆積物”, 地理學論叢, 6, 151-153.

權赫在, 1975, “韓國의 海岸地形과 海岸分類의 諸問題”, 高麗大 教育大學院 教育論叢, 3, 73-88.

權赫在, 1981, “泰安半島와 安眠島의 海岸地形”, 高麗大 師大論集, 6, 261-287.

權赫在, 1990. 地形學(第 3 版), 法文社, 502pp.

大韓地質學會 太白山地區 地下資源調查團, 1962, 太白山地區 地質圖(1:50,000).

박 경, 1986, “천리포 사구내의 적황색 퇴적층에 관한 연구”, 서울대 석사논문.

朴東源·崔成吉, 1986, “韓國 南東部 海岸에 發達한 shore platform의 形態와 發達過程; 慶南 梁山-慶北迎日 海岸間의 shore platform을 中心으로”, 地理學論叢, 13, 1-15.

孫明遠, 1993, “落東江上流와 王避川의 河岸段丘”, 서울대 博士論文, 120pp.

宋彥根·曹華龍, 1989, “韓國에 있어서 嵌入曲流의 分布特性”, 韓國第四紀學會誌, 3(1), 17-34.

宋彥根, 1993, “韓半島 中·南部地域의 嵌入曲流 地形發達”, 慶北大 博士論文, 138pp.

吳建煥, 1977, “韓半島南東部海岸의 地形發達”, 地理學評論, 52, 689-699.

吳建煥, 1983a, “舊江線高度變化로부터 본 韓半島의 第四紀 地殼變動”, 釜山大師大 教育論集, 10, 245-253.

吳建煥, 1983b, “釜山灣一帶의 海成段丘와 第四紀 地殼變動”, 釜山大 自然科學論文集, 36, 355-363.

吳慶燮, 1989, “Bt Band의 形成過程”, 韓國第四紀學會誌, 3, 35-45.

曹華龍·張 吳·李鐘男, 1987, “加作盆地의 地形發達”, 韓國第四紀學會誌, 1(1), 35-46.

崔成吉, 1989, “江陵 南大川 上流 ‘쑈발벼덩’ 一帶의 河成段丘”, 熊津地理, 16, 27-32.

崔成吉, 1992, “墨湖海岸의 Shore Platform과 低位海成段丘”, 地理學論集, 18(1), 1-12.

崔成吉, 1993a, “韓國東海岸珠樹川流域における 後期更新世의 河成段丘의 對比と編年”, 季刊地理學, 45(3), 155-166.

崔成吉, 1993b, “韓國 東海岸에 있어서 最終間氷期의 舊江線高度 研究; 後期 更新世 河成段丘의 地形層序的 對比의 觀點에서”, 韓國第四紀學會誌, 7(1), 1-26.

三土正則, 1972, “東播台地のトラ斑土壤”, ペドロジスト, 16(1), 40-48.

松井 健, 1988, 土壤地理學序說, 東京, 築地書館, 316pp.

松井 健, 1989, 土壤地理學特論, 東京; 築地書館, 203pp.

永塚鎮男, 1975, “西南日本の黄褐色森林土および赤色土の生成と分類に關する研究”, 農技研究 B, 26, 133-257.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J., Matthews, R.K. and K.J. Mesollella. 1974.

- "Quaternary Sea Level Fluctuations on a Tectonic Coast ; New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ Dates from the Huon Peninsula, New Guinea." *Quaternary Research*, 4, 185-205.
- Brewer, R., 1976, *Fabric and Mineral Analysis of Soils*, N.Y.: Krieger R.E. Pub. Co. 482pp.
- Calleux, A., 1964, "Genèse possible de dépôts chimiques par congélation." *C.R. Som. Soc. Geol. France*. 11-12.
- Chang, H., 1987, "Geomorphic Development of Intermontane Basins in Korea." Dissertation to the Univ. of Tsukuba. 118pp.
- Chappell, J. and N.J. Shackleton, 1986, "Oxygen Isotopes and Sea Level," *Nature*, 324, 137-140.
- Choi, S.G., 1988, "Fossil Cryogenic Structures in the Terrace Deposit of Oship River, Samchok, Korea." *Science Reports of the Tohoku Univ., 7th ser.(Geogr.)*, 38, 133-139.
- Hollin, J.T. and P.J. Hearty, 1990, "South Carolina Interglacial Sites and Stage 5 Sea Levels," *Quaternary Research*, 33, 1-17.
- Kim, J.Y., 1990, "Quaternary Stratigraphy of the Terrace Gravel Sequences in the Pohang Area(Korea)," Dissertation to Seoul National University, 203pp.
- Kim, S.W., 1973, "A Study on the Terraces along the Southeastern Coast(Bang-eojin~Pohang) of the Korean Peninsula," *The Journal of Geological Society of Korea*, 9(2), 89-121.
- Lee, D.Y., 1985, "Quaternary Deposits in the Coastal Fringe of the Korean Peninsula," Dissertation to the Vrije University Brussel, 315pp.
- Mitsuchi, M., 1968, "The Properties and Genesis of "Tora-han"(Tiger-like) Soil on the High Terrace, North of Akashi City," *Soil Science and Plant Nutrition*, 3(4), 141-146.
- Oh, G.H., 1981, "Marine Terraces and Their Tectonic Deformation on the Coast of the Southern Part of the Korean Peninsula," *Bulletin of the Department of Geography, Univ. of Tokyo*, 13, 1-61.
- Oh, K.S., Reutenauer, D. and J.L. Mercier. 1987. "Caracterisation micromorphologique et hydrodynamique des niveaux structures par le gel Quaternaire dans les formations superficielles du bassin-Versant de la Fecht(Vosges, France)." *Catena*, 14, 485-499.
- Ota, Y. and A. Omura, 1991, "Late Quaternary Shorelines in the Japanese Islands." *The Quaternary Research*, 30(2), 175-186.
- Palmer, A. C., 1967, "Ice Lensing, Thermal Diffusion and Water Migration in Freezing Soil," *Journal of Geology*, 6(7), 681-694.
- Shackleton, N. J., and N. D. Opdyke., 1973, "Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28-238 ; Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 and 10^6 Year Scale." *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shephard, F.P. 1963. *Submarine Geology*. 2nd ed. N.Y.: Harper & Row, Pub., Inc.
- Suggate, R. P., 1974, "When Did the Last Interglacial End?" *Quaternary Research*, 4, 246-252.
- Vandenbergh, J., 1988, "Cryoturbations." M.J. Clark ed: *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons. 179-198.
- Van Vliet-Lanoë. B., Coutard, J. P. and A. Pissart, 1984, "Structures Caused by Repeated Freezing and Thawing in Various Loamy Sediments ; A Comparison of Active, Fossil and Experimental Data," *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 553-565.
- Woods, A.J., 1980, "Geomorphology, Deformation, and Chronology of Marine Terraces along the Pacific Coast of Central Baja California, Mexico," *Quaternary Research*, 13, 346-364.

The Comparison and Chronology of the Lower Marine Terraces in the Mid-eastern Coast of Korean Peninsula

Choi, Seong-Gil*

Summary

This paper aims to compare the lower marine terraces distributed from Muckho to Gangneung in the mid-eastern coast of Korean peninsula by the geomorphic method of using characteristics of terrace features and terrace deposits, paleosol, and fossil cryogenic structures, and to estimate the age of the lower marine terraces on the basis of the comparisons of those with the characteristics of thalassostatic terrace in adjacent rivers.

The lower marine terraces in this area can be classified into two levels, i.e., lower marine terrace I and II surfaces, in descending order, according to the difference of former shoreline altitude. The former shoreline heights of the lower marine terrace I and II surfaces are 18m and 10m, respectively. The width of the I surface is broader and distributed more continuously than that of II surface. Daejin I surface in Muckho coast, and Myeongju and Anin terrace in Gangneung coast could be classified into the lower marine terrace I surface, and Daejin II surface into II surface.

The surface of ancient shore platform of the lower marine terrace I and II surfaces were weathered, and the color of the terrace deposit ranges from red to reddish brown. And this terrace deposit is covered with slope deposit of

Last Glacial or fossil periglacial structures (plate structure and vecicle) of Last Glacial are formed in terrace deposit. These facts indicate that the lower marine terrace I and II surfaces had been formed before the Last Glacial, and then affected by chemical weathering under warm environment, finally followed by cold period.

But the deposit of the lower marine terrace I surface is more weathered than that of II surface. And pseudogleyed red soil, which is developed in I but not in II surface, could be judged to have been formed in the Last Interglacial culmination stage (Oxygen isotope stage 5e). Therefore, in terms of the degree of weathering of the terrace deposit and the existence of pseudogleyed red soil, the age of both terrace is thought to be a little different. And the characteristics of the above mentioned II surface are accord with those of thalassostatic terrace formed in middle or late period of the Last Interglacial (5c or 5a). Thus on the basis of above all points, the lower marine terrace I and II surfaces in this area could be seen to have formed in the Last Interglacial culmination stage and middle or late period of the Last Interglacial, respectively.

Because the lower marine terrace I surface is broadly distributed in the eastern coast of Korean Peninsula, the surface could be used to be a key surface in studying Quaternary marine terraces.

* Professor, Dept. of Geography Education, Kongju National Univ.