

一山沖積平野의 홀로세 堆積環境變化와 海面變動

黃 相 一*

The Holocene Depositional Environment and Sea-Level Change at Ilsan Area

Sang-Il Hwang*

요약 : 漢江 하류 우안에 있는 一山沖積平野의 가와지, 새말지역을 대상으로 boring자료, 탄소연대측정자료, 硅藻分析결과 등을 종합적으로 검토하여 약 7,000년 BP 이후 이 지역의 퇴적환경과 해면변동을 밝히고, 이에 따라 일어난 해진과 해퇴에 의해 변화된 당시의 古地理를 복원하였다.

이 지역에서는 약 7,000년 BP 경에 海面(평균고조위)이 현수준까지 상승하여 汀線은 곡저평야에 도달하였으며, 5,000년 BP 경에는 해발고도 5.5m에 도달했다. 이후 3,200년 BP까지 거의 같은 고도를 유지하다가, 2,300년 BP 경에 해면이 낮아져 경선은 후퇴하고, 곡저평야에 넓게 습지가 형성되었다. 1,800년 BP 경 해면은 해발 5.8m까지 상승했다가 이후 현수준으로 수렴하였다.

이와 같은 海面微變動과 곡저평야의 유역분지에서 공급되는 堆積物量의 변화는 연구지역의 퇴적환경을 다양하게 변화시키고, 이에 따라 先史時代 이지역에 살던 사람들의 생활에도 크게 영향을 미쳤다.

주요어 : Holocene, 해면변동, 구조분석, 탄소연대측정, 퇴적환경변화, 선사시대.

Abstract : In order to clarify the depositional environment and sea-level change at Ilsan area including Gawaji and Saemal valley plains, which is located at the right side in downstream of the Han River, boring data, radiocarbon dating and diatom analysis were comprehensively investigated. As a result, the palaeogeographies of this area altered by the transgressions and regressions after 7,000 y BP could be restored.

The high tide sea-level(mean high water level of spring tide) was arrived ca. 7,000 y BP at the valley plain and risen to ca. 5.5m at ca. 5,000 y. BP. Since then, the sea-level was kept up the same level to ca. 3,200 BP. The descended sea-level to ca. 2,300 BP was risen up to ca. 5.8m in ca. 1,800 y BP.

It is presumed that such a sea-level change as well as the different sediments in quantity supplied from the river basin of the valley plain could be effected to change diversely the depositional environment of the study area and eventually to the prehistoric human life.

Key Words : Holocene, sea-level change, diatom analysis, radiocarbon dating, depositional environmental change, prehistoric period.

1. 序 論

경기도 고양시 一山沖積平野는 漢江 하구에서 약 40km 상류쪽에 위치하는 해발고도 6-8m의 범람원에 해당한다. 가와지와 새말곡저평야는 이 범람원이 해발고도 20-40m의 낮은 구릉지와 만나는 좁은 골짜기에 위치한다. 이 구릉지들은 일산신도시 造成時, 택지로 개발되어 현재는 완전히 평탄화되었다.

연구지역의 지질은 선캄브리아기의 편마암이며

오랫동안 침식을 받아 심하게 풍화되었다. 충적평야에는 漢江으로 유입하는 큰 하천은 없고, 이전에 갯골이었던 곳에 인공적으로 직선화된 用水路들이 높은 밀도로 분포한다. 용수로의 밀도는 충적평야 상에서 해발고도가 낮을수록 높다. 1:5,000 지형도로 작성된 해발고도 4.5m 등고선은 한강변의 이산포 부근에서 문촌 쪽으로 구부러지는데, 1918년에 발행된 지형도에서 갯골이 밀집한 지역과 거의 일치한다. 그리고 해발고도 4.5m와 6m 사이는 비교

* 대구교육대학교 강사(Instructor, Daegu National University of Education)

적 경사가 급한 편이다(그림 1).

연구지역의 平均高潮位는 해발고도 4.7m인데, 이는 이산포에서 상류쪽으로 약 10km 떨어진 幸州와 하류쪽으로 약 7km 떨어진 顛流의 조차기록¹⁾에서 유추하였다. 한강은 큰 강이지만 滿潮時에 강물이 역류한다. 밀물의 유속이 빠르기 때문에 하상에 ripple mark와 소규모 sand wave들이 상류쪽을 향해 발달되었다²⁾. 이와 같은 현상은 홍수때가 아닌

평상시에 한강 하류지역의 본류와 주변지류는 한강의 정상적인 흐름보다도 역류하는 조류의 영향을 더 강하게 받기 때문이다. 따라서 후빙기 해면 상승 이후 해면이 안정되면서 한강의 범람에 의해 하류충적평야가 형성되기 전, 갯골들이 극저평야에 까지 분포하던 때에는 현재와 다른 퇴적환경에 있었다고 할 수 있다.

한강의 현 하상은 모래와 자갈로 되어 있다. 그

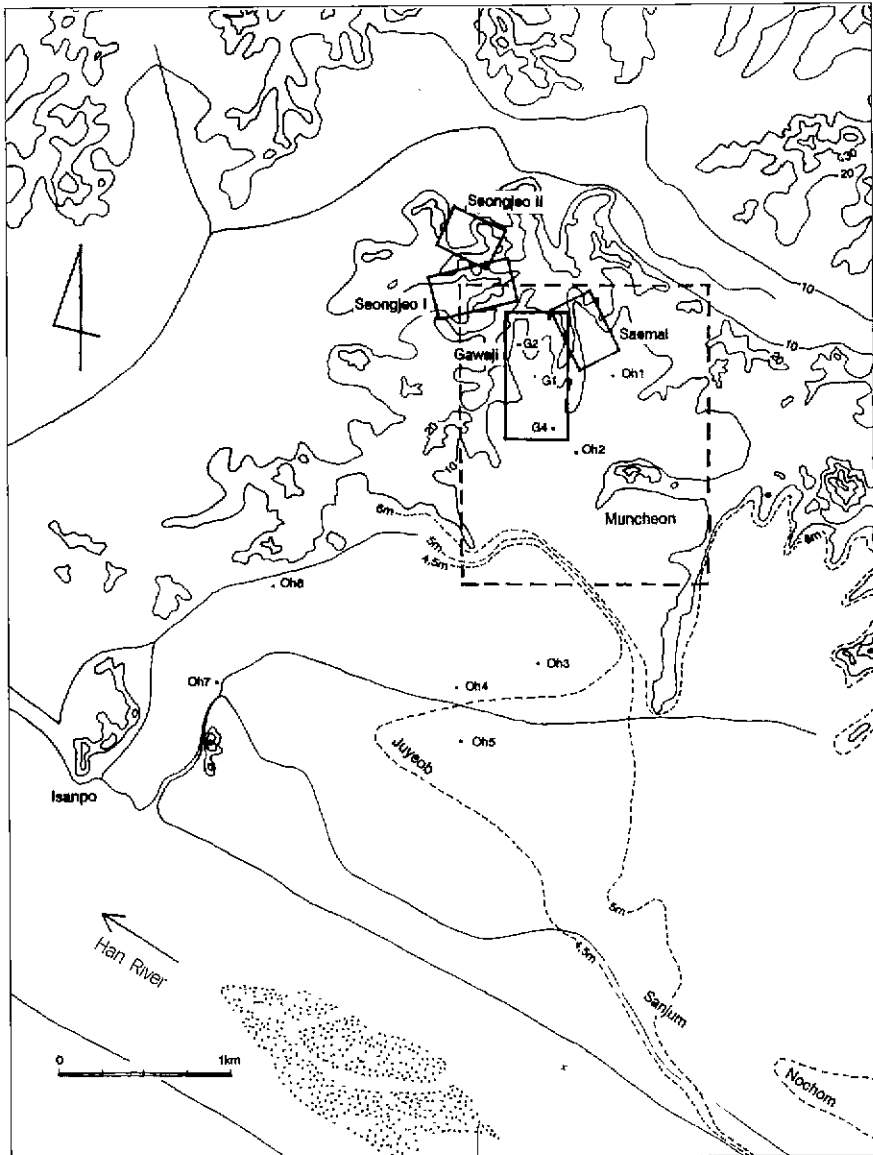


그림 1. 일산지역의 지형과 boring 지점 위치(---) 은 고지리 복원지역, G와 Oh는 boring 지점임)

리고 한강연안의 퇴적물은 세사, 실트, 점토의 혼합물로 되어있고 구릉지 간의 곡저평야로 갈수록 점토의 함량이 증가하며, 곳에 따라서는 土炭이 묻혀있어³⁾ 본 충적평야는 한강의 범람에 의한 퇴적물로 이루어져 있음을 알 수 있다. 그리고 이산포 부근 한강의 하상퇴적층은 약 25m 두께(해발고도 약 -20m)로 나타난다).

한국 충적평야 및 Holocene 환경변화에 대한 연구는 1970년대 말부터 시작되었으며, 지리학 뿐 아니라 考古學, 海洋學 등 인접과학분야에서도 연구가 수행되고 있다. 특히 해면상승의 영향을 크게 받는 하천의 하류나 해안지역의 선사·고대 인간활동에 대한 고고학연구에 응용가능성이 커지고 있다.

본 연구를 수행하기 위한 방법으로 충적층의 堆

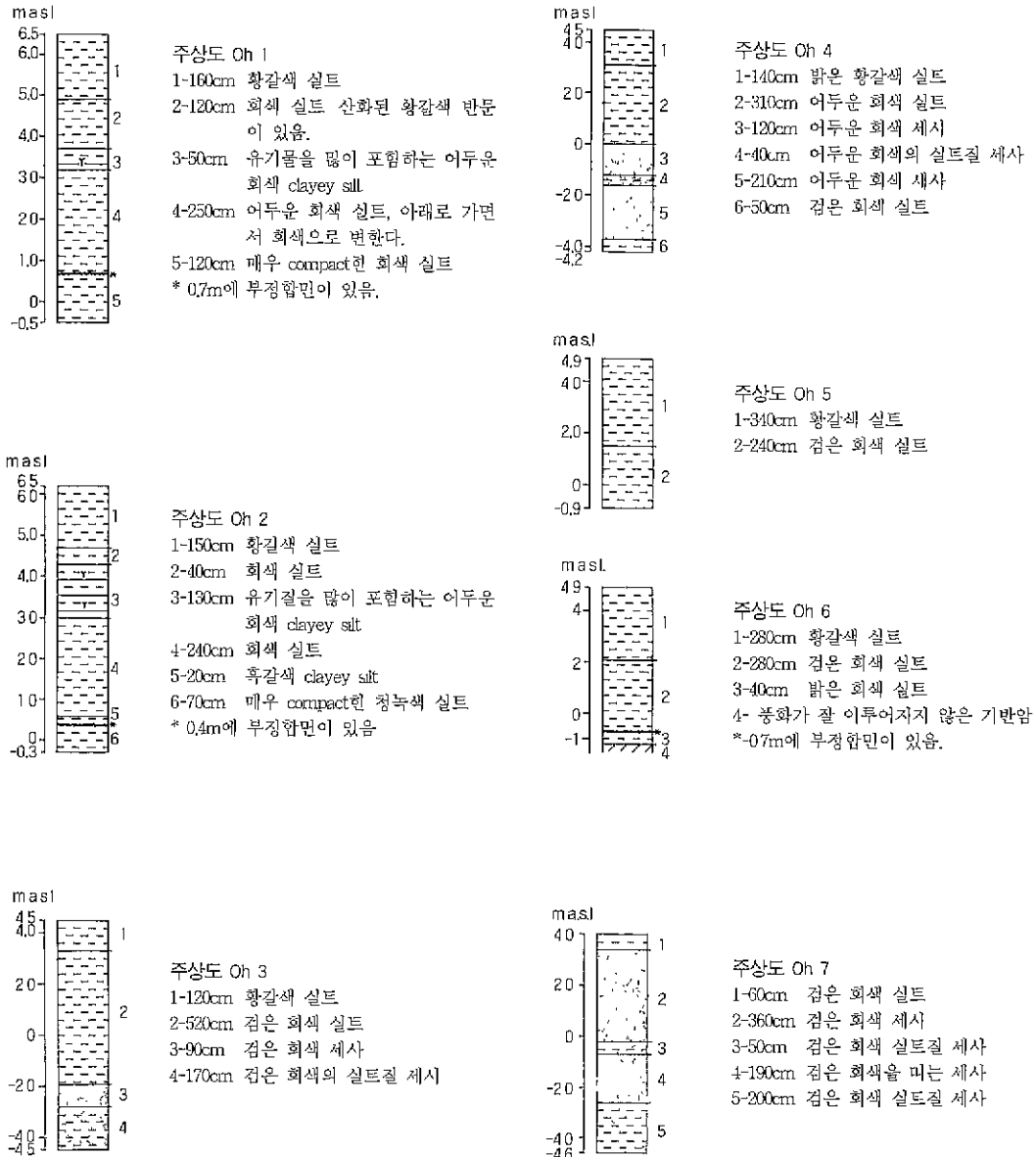


그림 2. boring 주상도 Oh1-Oh7

積相 및 硅藻分析이 적용되었다. 퇴적층의 縱斷面圖와 橫斷面圖작성은 일산세도시개발지역 학술조사 중간보고서와 최종보고서 및 吳銀奎(1974)의 논문에서 보고된 boring주상도(그림 2의 Oh 1-7)들을 참고로 하였다. 이 boring자료는 연구목적에 맞게 고쳐서 작성하였다. 그리고 그림 3의 boring지점 G2, G1, G4 주상도는 굴삭기로 만든 노두에서 얻은 것이다. 硅藻分析을 위한 시료는 이 세 노두에서 10cm 간격으로 채취하였고, 화학적 처리과정을 거쳐 präparat를 만들었다.

본 연구는 이와 같은 분석결과를 토대로, 극저평

야에 토탄층이 두껍고 넓게 분포해 있는 한강 하류 일산지역 충적층의 堆積相를 밝히고, 충적층 형성시의 堆積環境을 검토하여, Holocene 중기 이후 한강하류의 海面變動曲線과 해진과 해퇴에 따른 당시의 고지리를 복원하였다.

2. 충적층 堆積相

1) 가와지

이 지역 boring지점의 위치는 그림 4에 표시되어

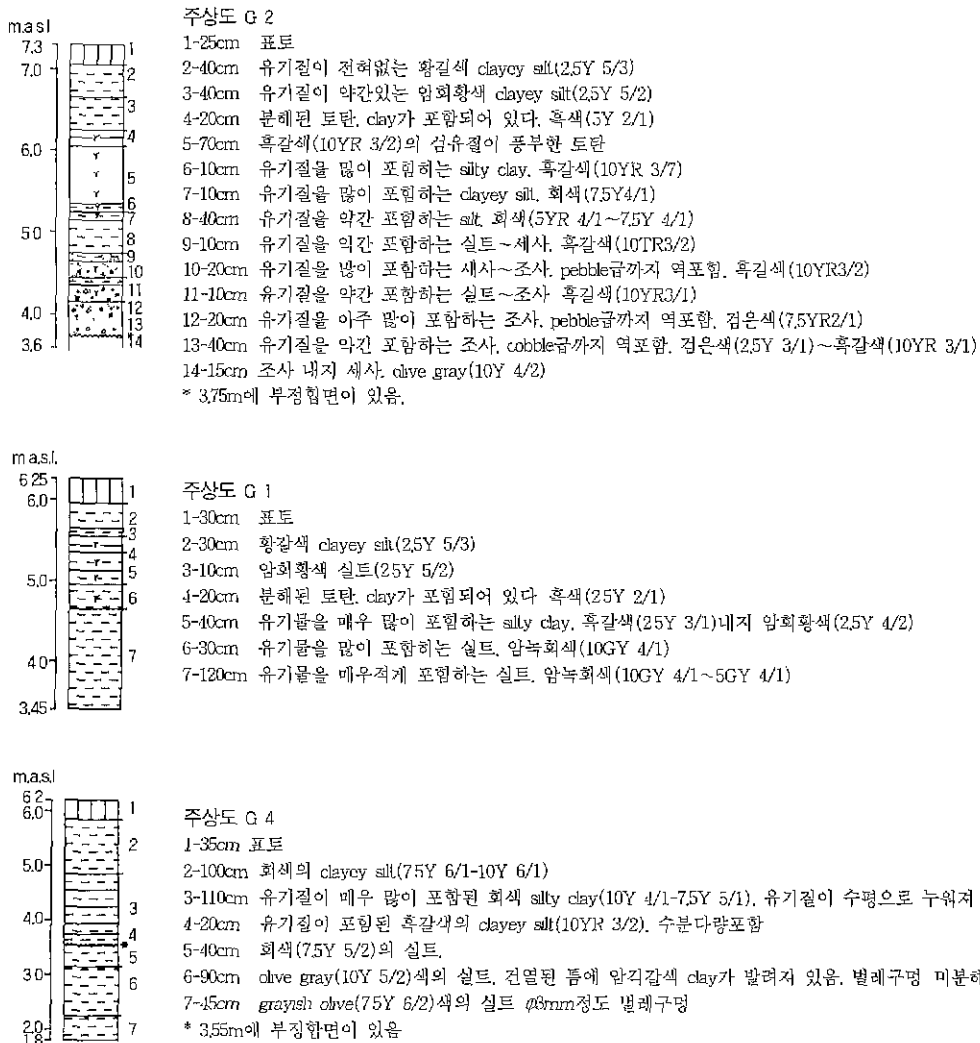


그림 3. boring 주상도 G2, G1, G4

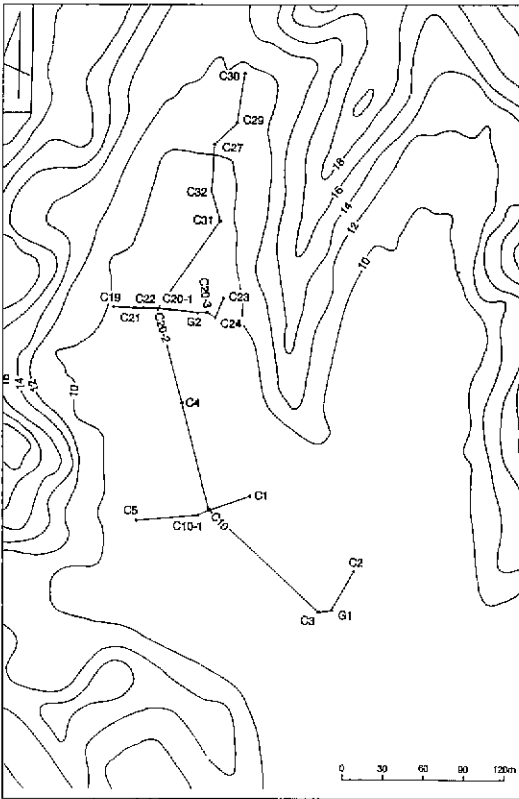


그림 4 가와지 곡저평야의 boring 지점 위치

있다. 그림 5는 가와지곡저평야에서 Holocene 퇴적층이 가장 깊은 곳을 연결한 縱斷面圖이다. 곡구 부근의 주상도를 얻지 못하여, 이 곡저평야의 등쪽에 있는 새말지역에 속하는 boring지점 Oh2의 주상도를 이용하여 종단면도를 완성하였다. 가와지와 새말곡저평야는 거의 같은 규모이며 인접해 있어 유사한 퇴적층으로 판단되어, 주상도 Oh2를 서쪽으로 275m정도 옮겨 종단면도를 완성함으로써, 가와지 곡저평야의 전체 堆積相을 파악하였다.

가장 하부의 silt층인 基底I층(BI층)은 주상도 C12, Oh8에서 나타난다. 이 층은 매우 단단한 청록색 clayey silt이며, 퇴적물은 다른 퇴적층에 비해 상대적으로 매우 건조한 상태이다. 기저I층 위에는 흑갈색 내지 갈색을 띠는 층인 基底II층(BII층)이 퇴적되어 있다. 이 층 상류쪽은 cobble급까지의 각립 내지 아각립을 포함하는 조립질 모래로 되어 있지만, 하류쪽에는 세립의 silty clay로 되어 있다. 곡저평야 상류쪽에서는 바로 위에 퇴적되어 있는 대화층5)에 가까와 질수록 입자가 細粒化되고, 또 有機質을 많이 포함하는 몇 개의 모래층이 협제되어 있다.

기저II층 위에는 회색의 clayey silt 내지 silty clay 질의 대화층(D층)이 퇴적되었으며, 이 층은 크게 두 층준으로 나누어진다. 이랫부분은 有機物이 거

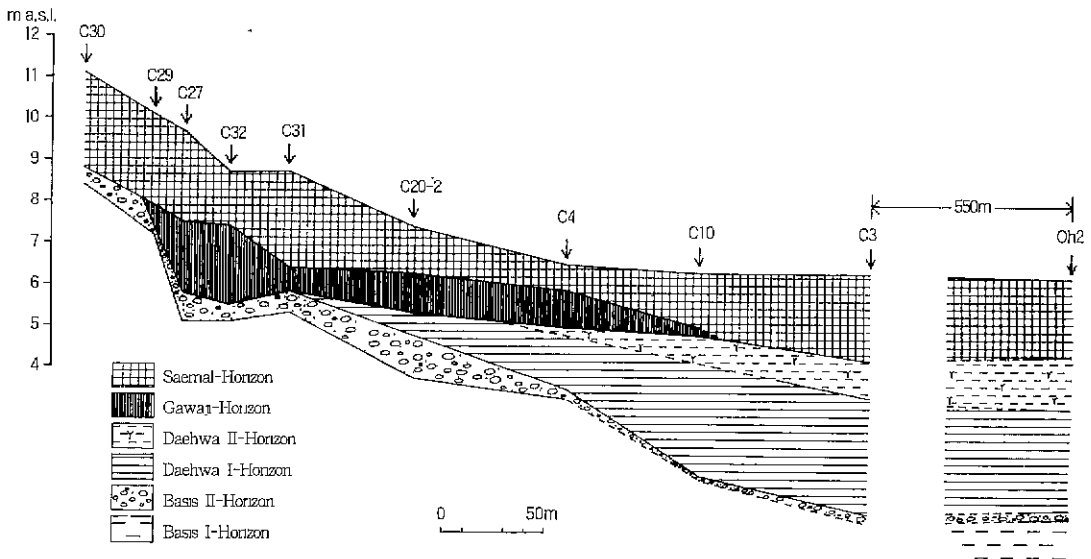


그림 5. 가와지 곡저평야 boring 지점 C30과 C3 사이의 종단면도

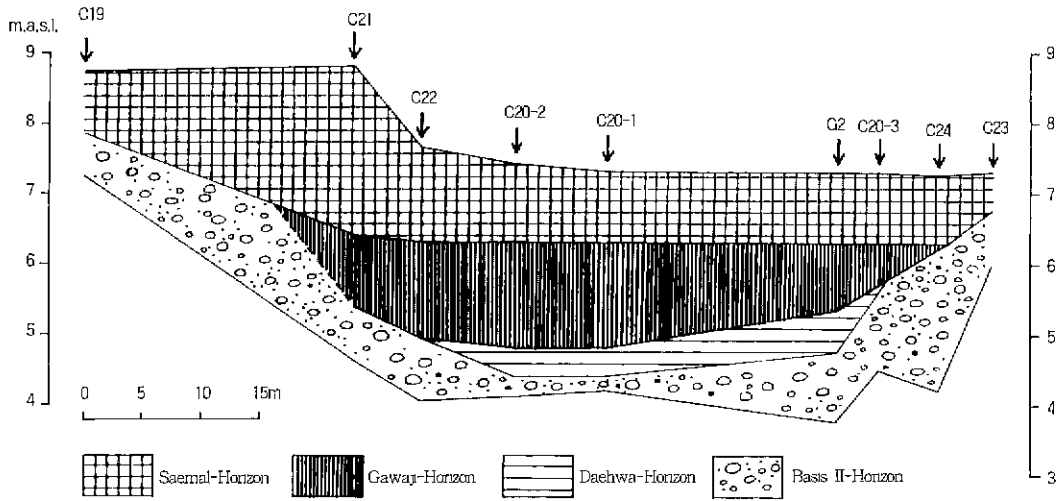


그림 6. 가와지 곡저평야 boring 지점 C19와 C23 사이의 횡단면도

의 없는 clayey silt질의 대화층(DI층), 윗부분은 매우 많은 유기물을 포함하는 silty clay질의 대화 II층(DII층)이다. 대화층은 이 지역에서 해발고도 약 6m까지 퇴적되어 있다.

대화층 위에는 토탄층의 가와지층(G층)이 나타난다. 이 층은 분해정도에 따라 상부와 하부로 나누어지는데, 하부는 가와지I(GI층)으로 섬유질이 풍부하고 흑갈색을 띠며 나무가지, 나무줄기 및 나무뿌리가 매우 많이 포함되어 있다. 상부는 가와지II층(GII층)으로 가와지, 새말지역에서 확인되며, 검은색을 띠고 완전히 분해된 clay를 포함하는 토탄이다. 곡의 상류부에서 가와지층은 거의 해발고도 8m까지 나타나는데, C32에서는 2m의 두께로 퇴적되었으나, 곡구쪽으로 오면서 얇아진다. 가와지I층은 곡의 상류부에 한정되나, 가와지II층은 곡저평야에 비교적 넓게 나타나고 전체적으로 약 20cm 전후의 두께로 퇴적되어 있다. 가와지II층의 하한은 C10에서 볼 때, 해발고도 약 4.8m이다.

가와지층 위에는 회색 내지 황갈색을 띠는 silty clay 내지 clayey silt질의 새말층(S층)이 퇴적되어 있다. 이 층은 곡상류부에서는 가와지층 위에 나타나지만, 곡구에서는 대화II층 위에 퇴적되어 있다.

그림 6은 boring지점 G2부근의 橫斷面圖이다. 이 횡단면도에 의하면, 대화층은 서쪽은 해발고도 4.8m까지, 동쪽에는 대략 5.8m 부근까지 나타난다.

가와지층은 전체적으로 해발고도 6.3m까지 퇴적되어 있으나, 서쪽부분이 더 두껍다. 따라서 서쪽의 가와지층의 하부는 동쪽의 대화층과 유사한 시기에 퇴적이 이루어진 것으로 추정된다.

그림 7은 C5와 C1 사이의 횡단면도이다. C10-1과 C10 사이의 기저II층의 고도차가 3.5-4.5m에 달하는 비교적 깊게 패인 古河谷의 형태를 취하고 있다. 그 古河谷 위에 기저II층이 얇게 퇴적되어 있다. 대화층은 거의 해발고도 5.5m까지 퇴적되어 있는데, 주로 고하곡 부근이 두껍다. 대화층 표면에도 C10부근에 폭이 좁은 凹형의 지형이 인정되는데, 이는 대화II층 퇴적시 곡저평야에 있었던 갯골의 육지쪽 말단부로 추정된다. 이 횡단면에서 고하곡이 가장 낮은 곳은 C1으로 해발고도 0.4m이다.

그림 8은 C3에서의 횡단면도이다. 이곳에서도 곡의 중앙부인 C3에서 고하곡의 하상이 해발고도 0.5m에 있었다. 이 횡단면도는 G1에서 기반암까지 충분히 굴착이 이루어지지 않아서, 인접한 C2, C3로 유추하여 완성되었다. 대화층은 대략 해발고도 5.4m까지 퇴적되어 있으나 C3에서는 4.2m까지 퇴적되어 있다. 이 횡단면도에서도 C3부근에는 가와지II층이 나타나지 않으므로, 대화II층 퇴적시에 갯골이 통과한 것으로 추정할 수 있다.

그림 9는 boring지점 G4와 A 사이의 횡단면도이다. 횡단면도의 위치는 곡의 중심에서 벗어나므로

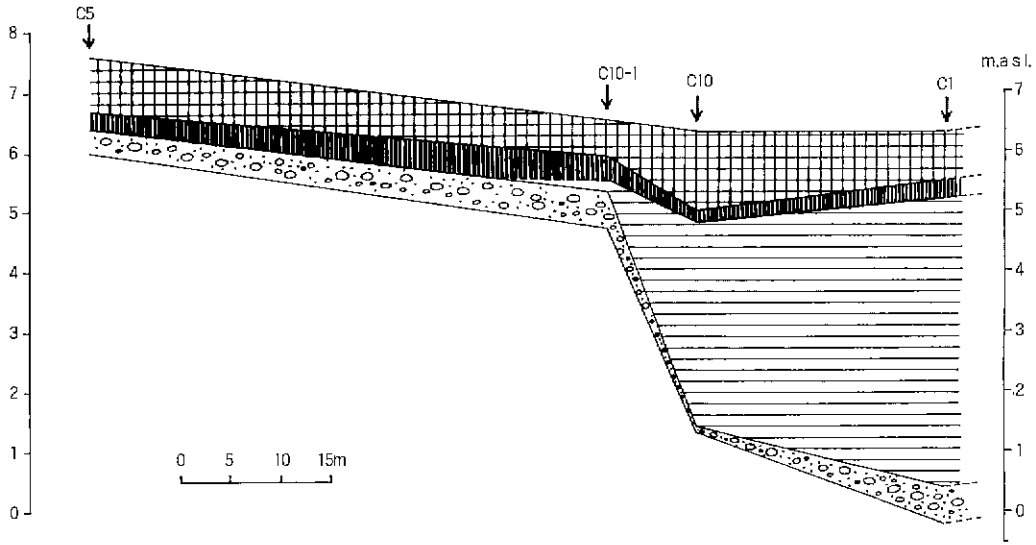


그림 7 가와지 곡저평야 boring 지점 C5와 C1 사이의 횡단면도(legend 그림 6 참고)

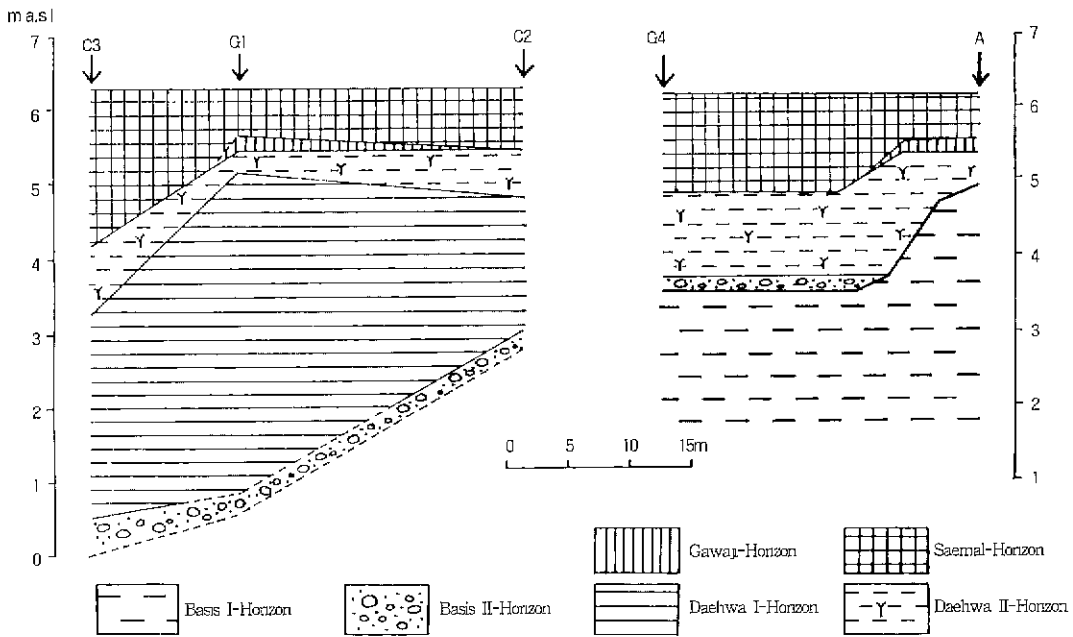


그림 8. 가와지 곡저평야 boring 지점 C3와 C2 사이의 횡단면도

그림 9. 가와지 곡저평야 boring 지점 G4와 A 사이의 횡단면도

古河谷은 나타나지 않는다. 기저층은 해발고도 3.5m까지 퇴적되어있다. 이 층은 아래에서 윗쪽으로 갈수록 grayish olive (7.5Y 6/2)-olive gray(10Y

5/2)-gray(7.5Y 5/2)의 색조를 띠며 매우 compact 하다. 그리고 퇴적층에는 벌레구멍 흔적, 暗赤褐色 (5YR 3/2) clay가 얇게 발려진 건열된 흔적, 褐色

의 미분해 유기물, 미분해된 나무가지 등이 발견된다. 기저I층 위에는 기저II층이 수평으로 퇴적되어 있다. 대화층은 해발고도 5.4m까지 퇴적되어 있지만, 대부분의 하곡에서는 이것보다 약 0.6m 낮게 수평으로 나타난다. 이 횡단면도에서 대화층은 확인할 수 없다. 가와지II층은 A부근에서 좁게 나타나지만 해발고도 약 4.85m 부근에서 소멸된다. 그 위에 얹힌 새말층은 약 1m 이상으로 비교적 두껍다.

2) 새 말

이 지역에서 boring지점은 그림 10에 표시되어 있다.

그림 11은 DT1~DT9의 종단면도이다. 이곳에서는 기저I층에 대한 자료를 얻지 못하였다.

DT9는 가와지II층의 퇴적고도가 다른 지점보다 약간 높게 나타난다. 가와지층은 대략 7.5m까지 퇴적되어 있고 곡구쪽으로 갈수록 얇아진다. 대화층은 대략 5.5m까지 퇴적되어 있고 곡상류쪽으로 갈수록 얇아진다.

전체 층상구조는 가와지 곡저평야와 잘 대비된

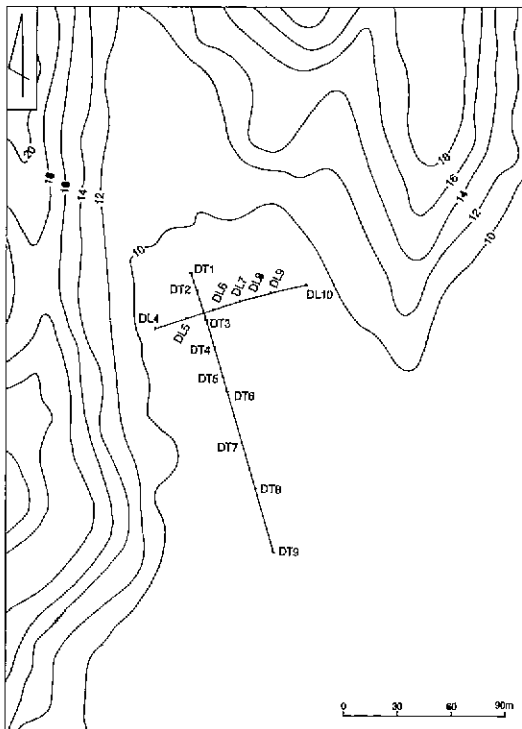


그림 10 새말 곡저평야 boring 지점위치

다. 古河谷의 존재는 boring자료의 부족으로 확인할 수 없으나, DT5 부근에서 Oh1을 거쳐 Oh2로 연결되는 것으로 추측된다. Oh1에는 유기물이 없는 silt로 된 기저I층이 부정합면이 나타나는 0.7m 이하에 퇴적되어 있다.

그림 12는 DL4~DL10 까지의 횡단면도이다. 기저II층은 서쪽의 DL8과 DL9 사이에서 凹型으로 주변보다 낮게 나타난다. 그위에 대화층이 해발고도 6m까지 확인되며, 서쪽에는 대화층 없이 가와지층이 기저II층 위에 바로 얹혀있다. 이와 같은 퇴적구조는 이곳에서도 대화층이 퇴적되면서 동시에 가와지층이 형성되었음을 암시한다.

3) 퇴적상 요약

연구지역 퇴적층은 基底I층, 基底II층, 대화층(I층, II층), 가와지층(I층, II층) 및 새말층으로 나뉘어진다.

가와지곡저평야의 횡단면도와 종단면도에서 보면, 이들 곡저평야에는 古河谷의 존재를 인정할 수 있다. 이 고하곡은 比高 약 4m의 매우 가파른 곡벽을 유지한 것으로 보인다(그림 7). 그리고 주상도 Oh3과 Oh5는 대부분 대화층과 새말층에 해당하는 silt로 되어 있는데 비해, 주상도 Oh7과 Oh4는 모래가 두껍게 퇴적되어 있다. 이 모래층은 한강에서 곡저평야쪽으로 역류하는 조류에 의해 한강의 하상으로 부터 운반된 모래로 추정된다. 따라서 boring지점 Oh4와 Oh7은 모래층 퇴적 당시 깃골이 있을 가능성이 매우 크다.

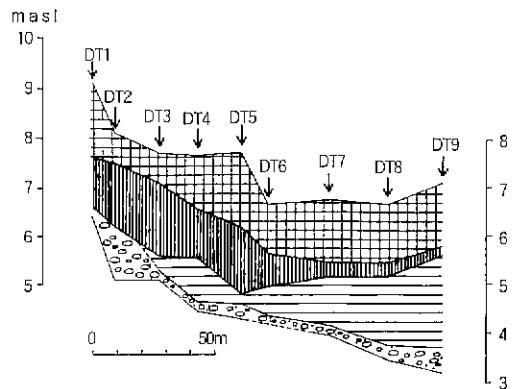


그림 11.새말 곡저평야 boring 지점 DT1과 DT9 사이의 종단면도(legend 그림 6 참고)

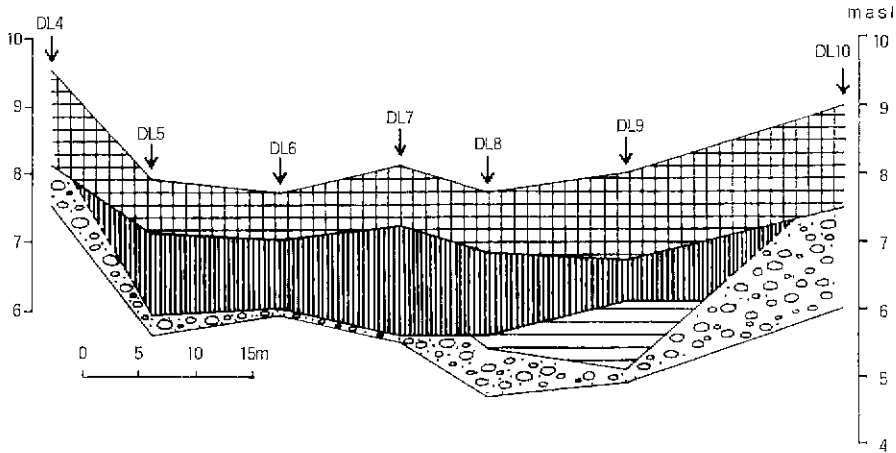


그림 12 새말 곡저평야 boring 지점 DL4와 DL10 사이의 횡단면도(legend 그림 6 참고)

基底I층은 가와지곡저평야의 횡단면도 G4-A(그림 9)와 주상도 Oh1, Oh2 및 Oh6에서 확인되었다. 이 층에서는 규조도 검출되지 않았고 연대자료도 얻지 못했으나, 潮間帶 퇴적물과 유사하다. 따라서 지금까지의 성과로 단정할 수 없으나, 最終間氷期 高海面에 따라 형성된 古干澇地일 가능성을 제안해 볼 수 있다.

基底II층은 곡의 상류부에서는 다소 조립질이고 두꺼우나, 대부분의 곡저평야에서는 silty clay로 세립질이며 그 두께가 얇다. 그리고 수분을 매우 많이 포함한다. 상류부에서는 입도조성이 균일하지 못하고 cobble급까지의 역을 포함하는 조사층 사이에 유기질이 많이 포함된 층도 나타난다. 그리고 기저II층 내에서는 상층부로 갈수록 세립화 경향을 띤다. 이러한 층상구조로 볼 때, 基底I층과 基底II층 사이는 不整合 관계에 있다.

대화층은 漢江邊과 이 지역 곡저평야에 광범위하게 퇴적되어 있으며, 대화I층과 대화II층으로 나누어진다. 대화I층은 유기질이 거의 없는 회색 silt로 되어 있다. 대화II층은 곡상류부에는 나타나지 않고 유기질을 매우 많이 포함하는 silty clay이며, boring지점 G1에서는 얇으나 G4에서는 두껍게 퇴적되어 있다. Haggart(1987)에 의하면 해안곡저평야에서 염수영향의 감소는 有機質의 증가와 堆積物粒子的 細粒化로 나타난다고 하였다. 이와 같은 관점에서 볼 때, 대화I층에서 대화II층으로 堆積相

이 바뀌는 것은 염수영향의 감소를 시사한다. 전체 퇴적상에서 볼 때, 대화I층은 곡저평야에서 古河谷을 메우고 있다. 따라서 대화층을 이루는 회색 silt는 최초에는 한강에서 곡저평야에 이르는 고하곡을 통해 운반되어졌고, 고하곡이 매워진 후 전체 평야면으로 넓게 퇴적된 것으로 추정된다. 이때 한강에서 가까운 위치에 있는 갯골상의 boring지점 Oh7에는 모래가 퇴적되었다. 대화층의 最高高度는 해발고도 6~7m이다.

가와지층은 섬유질이 풍부한 하부의 黒褐色 土炭層인 가와지층과 clay를 포함하고 완전히 분해된 검은색의 上部土炭層의 가와지II층으로 구분된다.

가와지I층은 곡의 상류부에서 매우 두껍고 나뭇가지, 나무줄기 및 나무뿌리가 대부분 누운상태로 퇴적되어 있다. 그리고 곡의 상류부 횡단면도에 의하면, 대화층과 동시에 퇴적된 특징을 보이고 있다. 이와 같은 사실들에서, 이 층은 5,000년 BP 이래 높게 유지된 해면에 의해 곡의 상류부와 주위 구릉지에서 운반되어진 많은 유기물들이 쌓여서, 해면에 대응하여 높아진 지하수면에 의해 분해되지 않고 형성된 土炭層으로 보인다. 이 층은 곡상류부에만 나타나며, 곡구 부근 및 곡저평야에서는 가와지I층 대신 대화I층 상부와 대화II층이 퇴적되었다.

가와지II층은 곡저평야에 비교적 넓게 퇴적되어 있다. 두께는 20~30cm 정도로 얇고 대략 해발고도 4.8~4.5m에서 소멸된다. 그리고 이 층 중에는

豪雨時 주위 구릉지에서 짧은 거리를 이동해 온 것으로 보이는 황갈색 실트질 퇴적물들이 렌즈상으로 끼여 있다. 따라서 이층은 이 곡저평야 전체에 지하수면이 점차 낮아지는 기간동안 형성된 것으로 볼 수 있다.

새말층은 곡저평야 상류부에서는 가와지층 위에, 谷口쪽에서는 대화층 위에 퇴적되어 있다. 이 층의 하부는 회색 내지 회백색의 유기질이 약간 포함되어 있으나, 상부는 황갈색의 silt층으로 유기질이 전혀 포함되어 있지 않다. 그리고 토양이 갈라졌던 틈이나 식물 뿌리가 있었던 곳을 따라 불게 산화된 반점이 나타난다. 따라서 이 층은 대화층과는 달리 항상 물에 잠긴 상태에서라기 보다, 공기중에 종종 노출되면서 퇴적되었다고 볼 수 있다.

3. 硅藻分析 結果

연구지역 곡저평야의 가장 중심에 위치하고 층상구조가 모식적인 가와지 곡저평야의 세지점에

대해 규조분석을 실시하였다(그림 13-15).

1) boring지점 G2

이 지점의 규조분석 결과를 나타낸 것이 그림 13이다. 본 지점의 표층 해발고도는 73m이고 3.7m 까지 10cm 간격으로 시료를 채취했다. 해발고도 42m, 54~5.9m와 62m 이상에서는 규조가 검출되지 않았으므로, 43~5.3m와 6.0~6.1m에 걸쳐 10개 층준에 대해 분석을 실시하였다.

규조분대 MI : 淡水규조 44-48%, 鹽水규조 50-54%로 염수규조가 약간 우세하다. 外洋性種인 *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.* 및 內灣性 指標種인 *Cyclotella stylonum* 등 염수규조가 담수규조인 *Pinnularia sp.*, *Cymbella sp.* 및 *Eunotia sp.* 등과 거의 같은 비율로 출현하고 있다.

규조분대 FI : 염수규조 38%, 담수규조 55%로 담수가 우세한 환경이었다. 내만성종인 *Cyclotella stylonum* 대신에 淡水浮遊種이면서 汽水域에서도 발견되는 *Tabellaria fenestrata*가 우점종으로 출현한다.

규조분대 MIIa : 염수규조 70%, 담수규조 20%

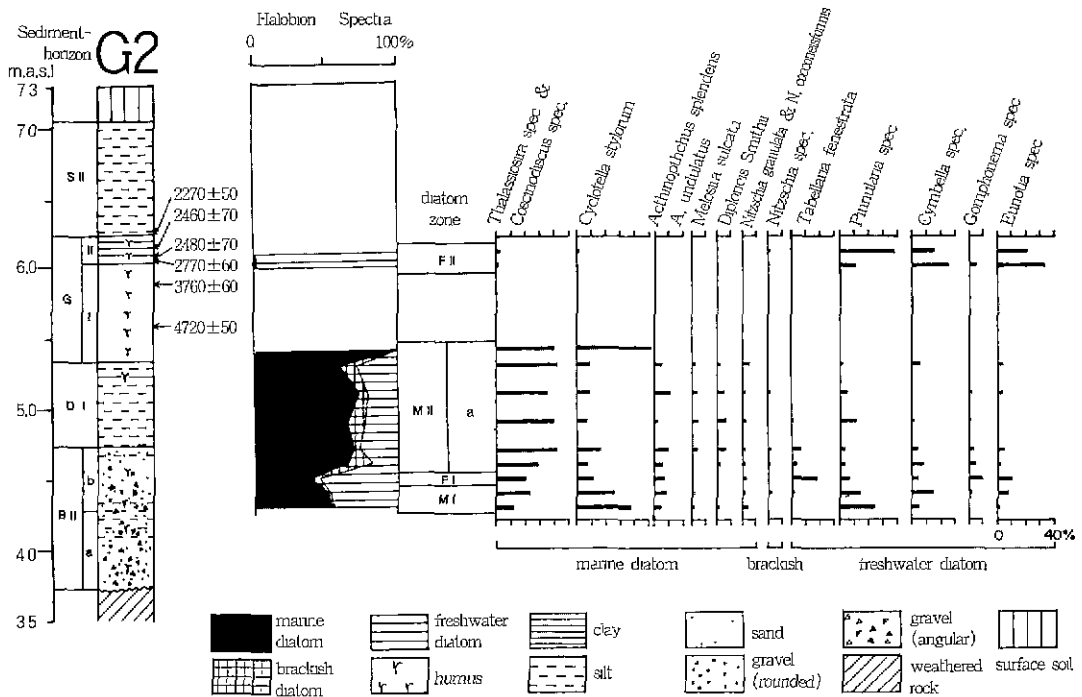


그림 13. 주상도 G2의 규조분석결과

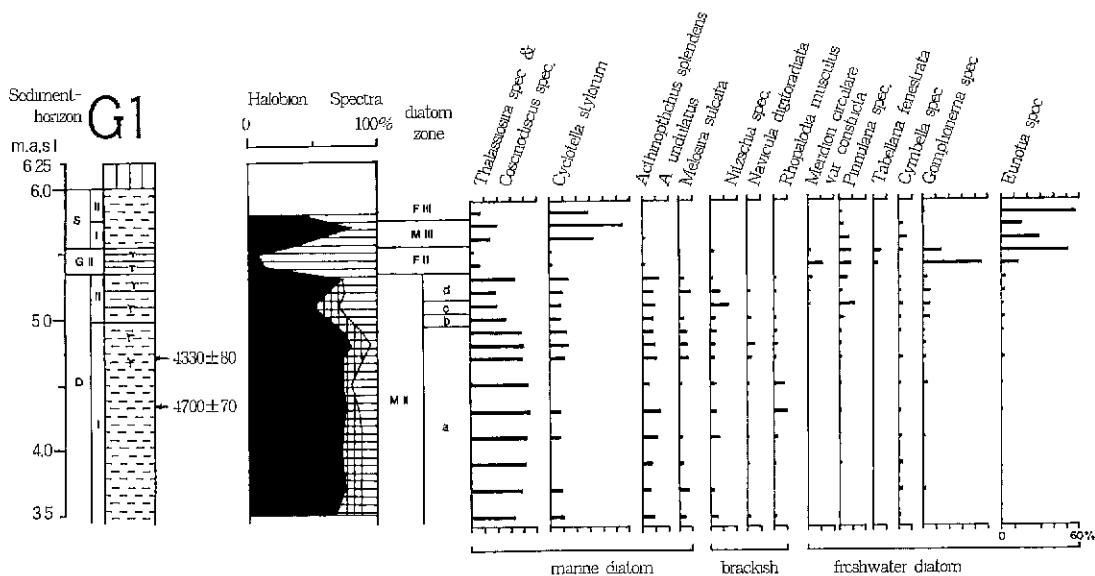


그림 14. 주상도 G1의 규조분석결과

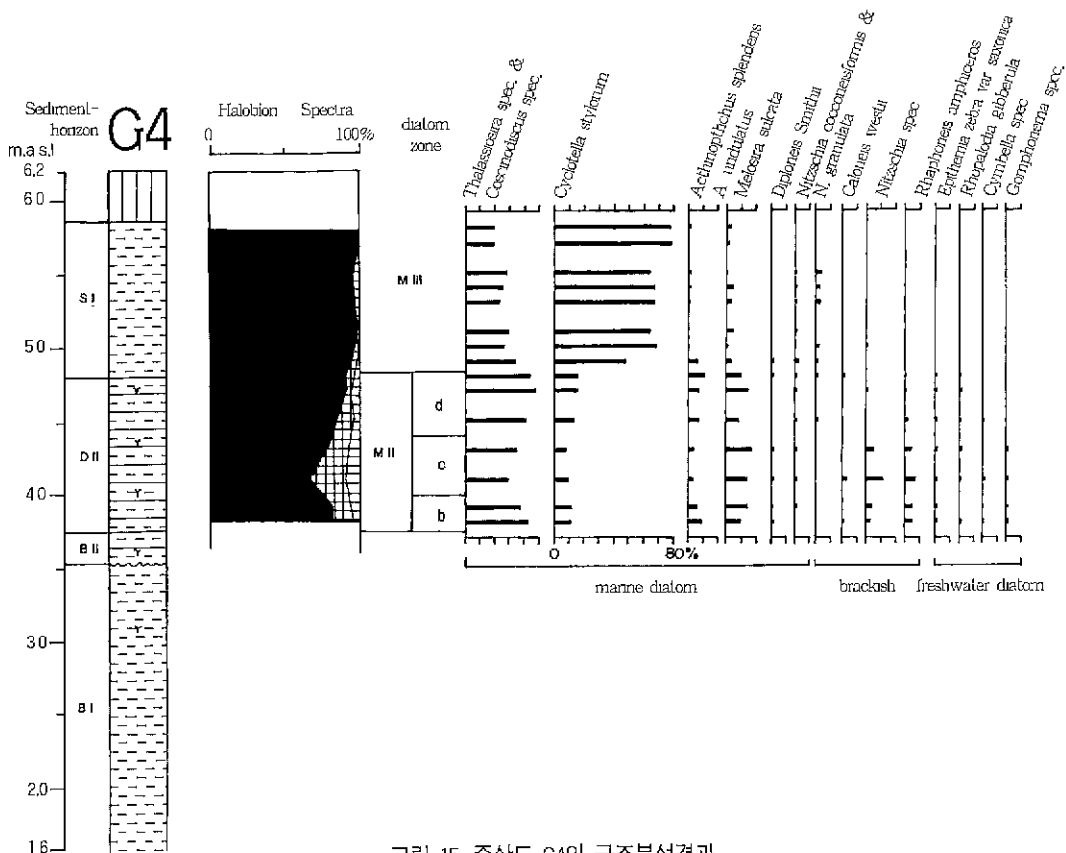


그림 15. 주상도 G4의 규조분석결과

내외로서 염수환경에서 퇴적되었음을 반영한다. *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.*가 40%로 우점종이며, *Cyclotella stylonum*은 10% 정도로 규조분대 MII보다 훨씬 적다. 이 분대가 퇴적된 시기는 조용한 내만의 환경이 아니라 해면의 지속적인 상승으로 外海의 영향을 보다 많이 받는 환경이었다. 해발고도 5.4m 층준은 염수규조가 100%인 염수환경에서 퇴적되었다. 즉, *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.*는 크게 변하지 않으나, *Cyclotella stylonum*은 59%로 우점종을 차지한다. 이런 규조조성의 특색과 퇴적물의 특성을 종합해 볼 때, 이 층준은 해면이 계속 상승하는 가운데 꼭 상류부나 주위 구릉지에서 운반되어진 유기물이 쌓이고, 이로 인해서 해퇴가 일어나는 환경에서 형성되었다.

해발고도 5.5m에서는 염수규조만 10개 이하 검출되었다.

규조분대 FII : 6.0~6.1m에서는 담수규조가 98% 정도를 차지하고 있다. *Pinnularia sp.*, *Cymbella sp.*와 *Eunotia sp.* 등 淡水底棲 및 附着性 硅藻들이 우점종을 형성하고 있다. 따라서 규조분대 FII가 퇴적될 때는 淡水沼澤地 환경이었다.

2) boring지점 G1

이 지점의 규조분석 결과는 그림 14에 나타나 있다. 퇴적층 표면의 해발고도는 6.25m인데 5.85m에서 3.55m까지 10cm간격으로 연속시료를 채취하여 18개 층준에 대해 규조분석을 실시하였다.

규조아분대 MIIIa : 염수규조가 70-80%, 담수규조 10% 내외로 구성되어 있어, 주상도 G2의 같은 규조분대보다 염수의 영향을 더 강하게 받았다. *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.*가 약 40%로 우점하고 *Cyclotella stylonum*이 10% 정도, 그리고 외양성종인 *Actinoptochus splendens*와 *A. undulatus*가 10% 정도 차지한 이 규조분대가 형성될 때는 해수면의 상승으로 외해의 영향을 보다 많이 받는 환경이었다.

규조아분대 MIIIb, c, d : 담수규조는 25-30%로 거의 일정하나, 염수규조는 아분대 MIIIb에서 60%, MIIIc에서는 48% 그리고 MIIId에서는 70%로 변한다. 이것은 외양성종인 *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.*의 변화 경향을 반영하는 것이다. 전체적으로 MIIIa보다 염수의 영향이 감소되었다.

규조분대 FII : 담수규조가 90% 이상, 염수규조는 10% 이하이며, 기수규조는 거의 없다. *Gomphonema sp.*와 *Eunotia sp.*가 고대로 우점하고, *Meridion circulare var. constricta*와 *Pinnularia sp.*도 각각 10% 정도 출현하고 있다. 이 규조들은 대부분 담수저서성 내지 부착성종으로 이때는 수심이 거의 없는 담수 습지 환경이었음을 반영하고 있다.

규조분대 MIII : 염수규조가 50-80% 정도로서 염수가 우세한 환경이었다. *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.* 대신 내만성종인 *Cyclotella stylonum*이 우점종하며 담수규조 중에서는 *Eunotia sp.*의 비율이 높은 편이다. 이 시기의 퇴적환경은 규조분대 MII와는 달리 외해의 영향을 직접 받기 보다는 조용한 내만의 환경이었다고 볼 수 있다. boring지점 G2에서는 이 규조분대에 대비되는 층준이 없다.

규조분대 FIII : 담수규조 65%, 염수규조 35%의 규조조성을 나타낸다. 염수의 영향이 점점 줄어드는 환경이었다. *Eunotia sp.*가 우점종이며 출현하는 규조종들이 매우 단순하다.

3) boring지점 G4

이 지점의 규조분석 결과는 (그림 15)에 나타나 있다. 본 지점 표층의 해발고도는 6.2m이며, 1.8m까지 10cm간격으로 연속시료를 채취했다. 그러나 3.7m 이하에서는 규조가 검출되지 않았으므로, 3.8~5.8m의 15개 층준에 대해 규조분석을 실시하였다.

규조분대는 해발고도 4.85m를 경계로 MII와 MIII로 나누어진다.

규조아분대 MIIb, c, d : 담수규조는 5-10% 정도로 거의 변화가 없다. 그것에 비해 염수규조의 경우 *Cyclotella stylonum*과 *Melosira sukata*는 거의 변화가 없으나, 외양성종인 *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.*는 규조아분대 MIIb에서 40% 내외, MIIc에서는 30% 내외로 줄었다가 MIIId에서는 다시 45% 정도로 증가하는 경향을 보여준다. 그리고 *Actinoptochus splendens*와 *A. undulatus*도 같은 변화 경향을 보인다. 이것은 boring지점 G1에서 규조아분대 MIIb, c, d의 규조조성변화와 일치하는 것이다.

규조분대 MIII : 염수규조가 95% 이상을 차지한다. 담수규조는 5.2m까지 2% 내외, 기수규조는

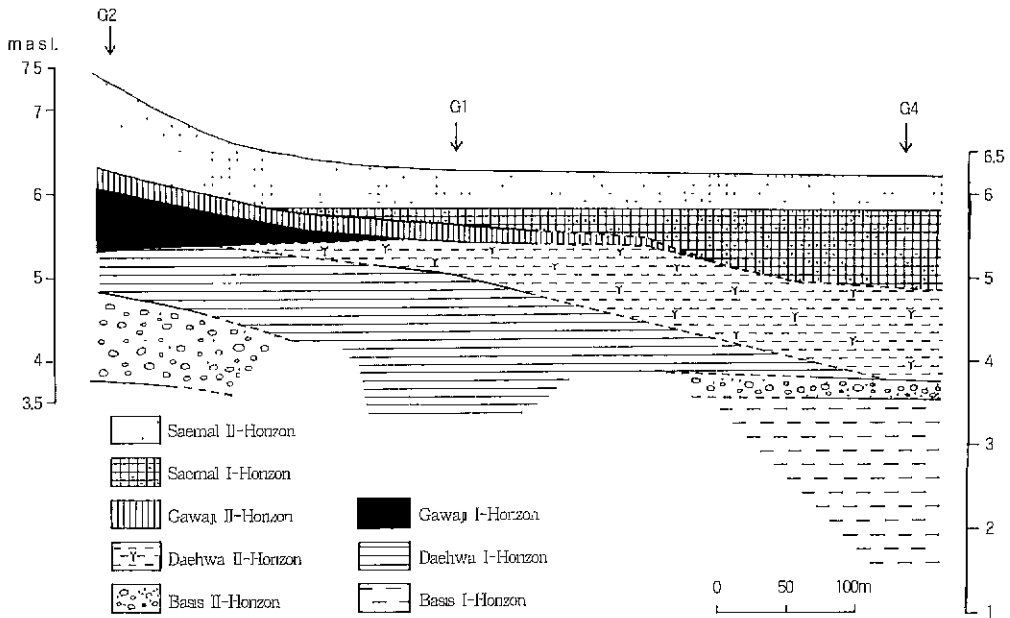


그림 16. boring지점 G2와 G4 사이의 규조분석결과와 퇴적물의 특성으로 구분한 퇴적상

5% 이하로 출현한다. 규조분대 MII에서 우점종이었던 *Thalassiosira sp.*와 *Coscinodiscus sp.* 대신 *Cyclotella stylonum*이 60~80% 정도 출현한다.

4) 규조분석 결과의 요약

그림 16는 가와지 곡저평야의 퇴적상과 규조분석결과로, boring지점 G2-G1-G4를 연결한 종단면의 堆積相을 복원한 것이다. 규조조성변화는 퇴적상의 층상변화를 비교적 잘 반영한다. 그러나 기저II층은 규조가 전혀 검출되지 않는 기저IIa층과 염수규조가 나타나는 기저IIb층으로 나누어 진다.

기저IIb층 중에서 규조분대 MI은 boring지점 G2에서만 나타난다. 이 때 해진으로 汀線이 G2 부근에 도달했다. 규조분대 FI이 퇴적될 때에는 염수의 영향이 줄어들어 담수가 우세한 환경이었다. 이 층 중에서 퇴적물의 특성을 보면, 유기질이 모래 속에 많이 포함되어 있다. 이런 사실들은 이 때 해면이 일시적으로 停滯했거나 下降했을 가능성을 시사하는 것으로 보인다. 그러나 퇴적상에서는 해면이 하강한 증거를 찾을 수 없다. 규조아분대 MIIa에서는 의양성 규조가 우점한다. 이 때는 해면이 다소 빠르게 상승하여, 곡저평야는 염수의 영향 아래 있었

으며, 이 시기 말기에는 해진의 극상기가 있었다. boring지점 G2에서 규조아분대 MIIa의 상한은 해발고도 5.45m로 인정된다.

규조아분대 MIIb, c, d는 MIIa보다 담수영향이 커지고 염수의 영향이 줄어든 환경을 나타낸다. 특히 MIIc 형성기에는 거의 停滯해 있던 해면이 소폭 下降했을 가능성이 있다. 퇴적상에서 해면이 하강한 증거는 찾을 수 없으나, 이 시기는 그림 14에서 볼 때, 4,330년 BP 이후 어느 시기에 해당한다. 한편 曹華龍(1980)의 한국 東海岸에서 복원된 海面變動曲線에 의하면, 4,000년 BP 경에 해면은 상대적으로 저하되었다. 따라서 규조아분대 MIIc는 4,000년 BP 경의 상대적 해면저하기에 대응하여 형성된 것으로 볼 수 있다.

규조분대 FII보다 하부 즉, 가와지층에서는 규조가 전혀 검출되지 않았다. 이러한 현상은 이 토탄층이 규조가 왕성하게 번식할 수 있는 소택지에서 형성되어 집적된 것이 아니라, 해면이 거의 정체되면서 곡 심류부나 주위 구릉지에서 운반된 유기물이 쌓여 형성된 것으로 볼 수 있다. 즉, 이 토탄층이 형성되면서 계속 해퇴현상이 일어났기 때문에 규조가 포함되지 않았다고 볼 수 있다. 그러

황 상 일

나 규조분대 FII가 퇴적될 때는 淡水沼澤地 환경이었다.

규조분석에 의하면 boring지점 G1에서는 퇴적물 특성상 거의 같은 층으로 보이는 새말층이, 해발고도 5.85m를 경계로 염수규조가 출현하는 새말층과 담수규조가 우세한 새말II층으로 나눈어진다. 새말I층에 해당하는 규조분대 MIII는 boring지점 G1과 G4에서만 나타난다. 이 규조분대는, 가와지II층(GII)이 형성될 때 해면하강에 따른 해퇴로 평야쪽으로 물러간 汀線이, 이후 海面上昇에 따라 해진하는 시기에 형성되었다. 이때는 외해의 영향을 직접 받지 않는 비교적 조용한 內灣의 환경이었음이 규조분석 결과 인정된다. 즉, 한강의 하상이 높아져서 홍수시 범람에 의해 자연제방이 형성되었고, 평야와 한강 사이는 자연제방으로 격리되었으나, 이산포 부근에

갯골의 입구가 있어서 밀물때 바닷물이 조용히 들어와서 일산들 전체가 하나의 내만을 형성하였을 것으로 추정해 볼 수 있다. 이때 해진은 수평적으로는 규조분대 MIII가 형성될 때 만큼 곡저평야 상류부까지 도달하지 못하였다. 그러나 해면의 높이는 오히려 더 높았을 가능성이 크다. 이러한 염수 환경도 해면이 점진적으로 하강하면서 해퇴현상이 일어나고 규조분대 FII시기에 이르러 담수환경으로 대체된다.

4. 炭素年代測定

절대연대측정은 일산산도시개발지역 학술조사의 일환으로 22개 시료에 대해 미국 플로리다 베타분

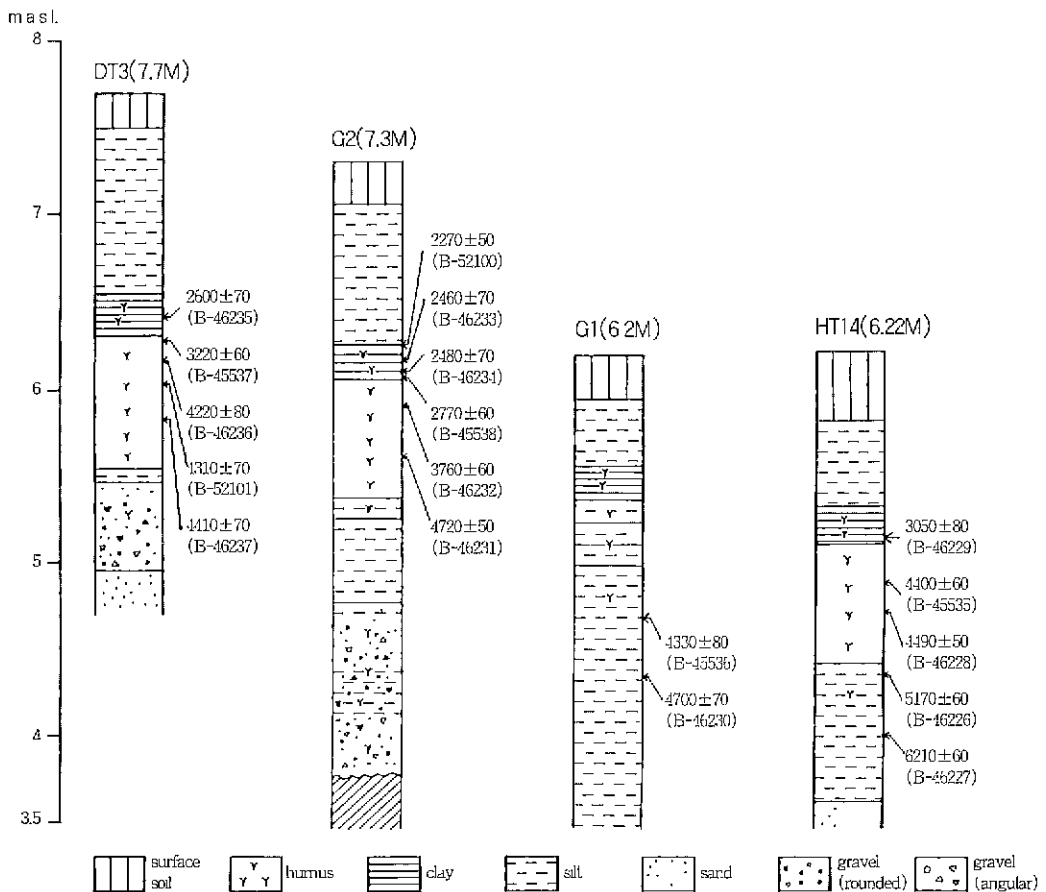


그림 17. 일산지역의 탄소연대측정자료

석연구소(β -Analytics INC. Radiocarbon Dating Service)에서 이루어졌다. 그 결과는 그림 17에 나타나 있으며, 가와지지역 뿐 아니라, 주변의 새말과 성저I지역(그림 1 참조)의 연대자료를 포함하는데, 전체적으로 연대측정결과가 서로 잘 조화된다. 연대측정시료가 얻어진 가와지 곡저평야의 boring지점 G2, 성저I 곡저평야의 boring지점 HT14와 새말곡저평야의 boring지점 DT3는 모두 가와지II층이 잘 발달된 곡저평야 상류부에 해당한다. 따라서 이들 자료를 통해 연구지역 곡저평야 상류부의 층위별 퇴적시기를 정할 수 있다.

대화층은 대략 5,000년 BP까지 퇴적되었다. 가와지II층은 5,000년 BP부터 3,200년 BP까지 퇴적되었다. 가와지II층의 土炭堆積速度는 규조아분대 MIIc가 퇴적된 약 4,000년 BP를 경계로, 그 이전이 퇴적속도가 빠르고 이후는 매우 느려졌다.

가와지II층의 퇴적시기는 3,200년 BP부터 2,400년 BP 사이에 해당한다. 가와지II층보다 위, 새말층과의 경계부에서 얻은 숲의 연대는 $2,270 \pm 50$ 년 BP(Beta-52100)이다. 따라서 새말층은 약 2,300년 BP 경 부터 퇴적되기 시작한 것으로 볼 수 있다.

boring지점 G1에서는 가와지II층이 缺層이고, 대화II층 위에 바로 가와지II층이 퇴적되어 있다. 즉, 이곳에서는 곡저평야 상류부에 가와지II층의 중·하부가 퇴적될 때, 아직 대화층이 퇴적되고 있었다. 그리고 대화II층은 곡저평야 상류부의 가와지II층 퇴적말기에 형성된 것으로 볼 수 있다. 따라서 이 지점의 가와지II층의 상부는 퇴적속도가 느려지고 그리고 염수의 영향이 점점 감소되는 시기인 4,000년 BP 부터 3,200년 BP 사이에 형성된 것으로 볼 수 있다.

5. 考古學發掘遺物

연구지역에서 고고학자들이 행한 유물발굴결과 는 표 1과 같이 요약되는데, 표의 내용은 일산세도 시개발지역 학술조사보고서 1(자연과 옛사람의 삶)에서 정리한 것이다⁶⁾.

基底II층에서는 유물이 발굴되지 않았다. 基底II층에서는 세 지역 모두 편석기가 출토되었다. 이 석기들은 모두 舊石器시대의 타제석기이다. 이 유물 들은 유기질을 포함하는 조사질 퇴적층에 포함되어 있었다. 이 편석기들은 곡저평야보다 주변 구릉 지에서 더 많이 발견되었다. 따라서 이것들은 제자리에서 묻힌 것이 아니라 주변 구릉지와 곡저평야 상류부에서 운반된 것으로 볼 수 있다.

대화층에서는 새말지역에서 새김무늬토기가 발견되었다. 이들 중 밀바닥이 뽕죽한 찰흙질토기는 갈색 내지 회갈색을 띠고, 모래질 토기는 붉은 벽돌색을 띤다. 이 토기들은 新石器시대 初期 유형으로 보인다. 가와지II층에서도 역시 새말지역에서 새 김무늬토기가 출토되었다. 이것은 대화층에서 발견 된 것과 달리 무늬에서 정연한 맛을 찾아 보기 힘들어, 신석기시대 中期에서 신석기시대 後期에 속 하는 것으로 보인다. 新石器時代 새김무늬토기는 이들 두 층위에서는 그리 많이 출토되지는 않았다.

가와지II층에서는 가와지지역과 새말지역에서 민 토기(접입술토기), 기타 토기류, 화살촉이 발견되었다. 특히 가와지지역에서는 2,000여점의 토기조각 이 발견되었다. 토기 중 민토기와 붉은 간토기는 靑銅器시대 初期~後期에 속하며, 덧띠 토기와 쇠뿔 손잡이는 靑銅器시대 後期~鐵器시대의 유물이다. 화살촉도 한반도에서는 대개 靑銅器시대 中期 이후에 출토되는 유물이다.

표 1. 연구지역 유물 발굴결과

층위	지역	성저 I (HT9-HT10)	가와지 (C20-1~C20-3)	새말 (DT3-DT5)
새말	가와지 II	회청색 질그릇, 적갈색 질그릇	회청색 질그릇 민토기(접입술토기), 화살촉	민토기(접입술토기) 새김무늬토기 새김무늬토기
가와지 I				
대화	기저 II	편석기	편석기	편석기
기저 II				
기저 I				

새말층에서는 성저지지역과 가와지지역에서만 회청색 질그릇과 적갈색 질그릇이 발견되었다. 이것들은 鐵器시대의 유물이다. 또 이 유물 표면에 붙어서 운반된 흔적이 남아 있는 것으로 보아 역시 제자리에서 퇴적된 것이 아니라 보다 상류부나 주위 구릉지에서 이동되어진 것으로 보인다.

이상의 사실을 구조분석 결과, 후술할 해면변동과 비교하여 요약하면 다음과 같다.

기저II층에서 舊石器의 타제석기가 발견되는 것으로 보아, 기저II층은 곡저평야 상류 및 주변의 낮은 구릉지나 사면에서 운반된 것으로 볼 수 있다.

대화층과 가와지I층에서는 약간의 유물만이 발견되었다. 이 층중에서 유물이 매우 적게 발굴된 것은 海面上昇과 함께 일어난 海進으로 곡저평야가 염수의 영향아래 있어, 주거지역이 낮은 골짜기에서 주위의 보다 높은 구릉지쪽으로 移動한데서 기인한다고 볼 수 있다.

가와지지역에서는 가와지II층에서 대량의 유물이 발견되었다. 이것들은 대부분 가와지II층을 형성하고 있는 토탄층 위에 얇게 얽힌 황갈색 실트층에 숯과 함께 퇴적되어 있다. 황갈색 실트층은 遺物分布地 아래 뿐 아니라 가와지II층 위에 넓게 얽혀 있어, 해면이 가장 낮게 하강할 때, 토탄층이 형성된 후, 주위의 사면에서 운반된 것으로 보인다. 유물이 발견된 곳의 바로 동쪽에는 낮은 구릉지가 전개된다. 이 층중에 유물이 대량으로 매장된 것은 海面下降으로 海退가 일어나고, 높은 구릉지나 산기슭에서 살던 사람들이 보다 낮은 구릉지로 이동했기 때문인 것으로 볼 수 있다. 낮은 구릉지에 살던 사람들이 전기에 단단하게 굳고 평탄한 토탄지에서 일시적으로 생활했을 가능성도 있다고 본다.

새말층에서는 약간의 鐵器시대 토기가 발견될 뿐이다. 이것들도 제자리에서 퇴적된 것이 아니라 딴 곳에서 운반되어져 온 것이다 이것은 새말I층이 퇴적될 때 海面上昇으로 인한 海進으로 거주지가 다시 구릉지 윗쪽으로 옮겨갔기 때문에 나타난 현상으로 생각할 수 있다.

한강하류 곡저평야에는 곳곳에 土炭層이 발달해 있다. 이러한 토탄층은 거의 연구지역에 형성된 것과 같은 과정으로 퇴적된 것으로 볼 수 있다. 즉 後氷期 海面微變動과 관계되어 형성되었으므로, 考古學의 遺物發掘時에는 분해된 토탄층의 윗부분에

서 靑銅器시대의 유물을 발견할 가능성이 크고, 해면이 상대적으로 높았던 新石器시대나 鐵器시대의 유물은 곡저평야 인접의 구릉지나 산기슭에서 발굴되어질 가능성이 클 것으로 예상된다.

6. 가와지곡저평야의 Holocene 海面變動

층적층 堆積相, 硅藻分析 및 炭素年代測定結果로 연구지역의 海面變動曲線을 복원한 것이 (그림 18)이다.

boring지점 G2의 구조분대 FI, 해발고도 4.45m에서 담수구조가 우세한 시기는 賈華龍(1980)의 韓國 東海岸, 黃相一 등 (1997)의 西海岸 海面變動曲線과 비교하면, 약 7,000년 BP에 해당되는 것으로 볼 수 있다. 다만 구조조성과 퇴적물의 특성에서는, 이때 이 지역에서 해수준이 하강한 증거는 없으나 일시적 정체기가 있었음을 인정할 수 있다.

이후 해면은 다소 빠르게 상승하여 海進의 極期인 5,000년 BP 경에는, boring지점 G2의 구조아분대 MIIa로 보아 해발고도 약 5.5m까지 도달하였다. 새말 곡저평야의 퇴적상에서 대화층의 상한이 약 5.5m인 것으로 미루어 보아, 가와지곡 상류부에서 대화층이 해발고도 6~7m까지 퇴적되었지만, 이것은 고하곡을 통해 밀려온 漲潮流(flood current)가 골짜기를 거슬러 올라가 유속이 느려진 상태에서 퇴적된 것으로 절대적인 해면 고도로 인정하기는 어렵다.

해발고도 5.5m까지 상승한 해수준은 이후 거의 정체하였고, 3,200년 BP까지 G2에서 가와지I층이 퇴적되었다. 가와지I층의 퇴적속도는 약 4,000년 BP 이후 매우 느려진다. 그리고 이 시기에 형성된 것으로 보이는 boring지점 G1과 G4의 구조아분대 MIIb의 구조조성은 MIIa에 비해 담수구조는 거의 변화가 없으나, 기수구조가 증가하여 염수구조가 감소하는 경향을 보인다. 특히 구조아분대 MIIc에서 염수구조는 크게 감소한다. 이런 사실들에서 볼 때, 구조아분대 MIIc가 퇴적될 때에 염수의 영향이 일시적으로 줄어든 것으로 볼 수 있다. 그러나 퇴적상에서 해수준 하강의 증거를 찾을 수 없다. 본 연구에서 얻어진 연대측정자료로만 판단하면, 이 시기는 4,200년 BP 이후 어느 때이다. 韓國 東海岸

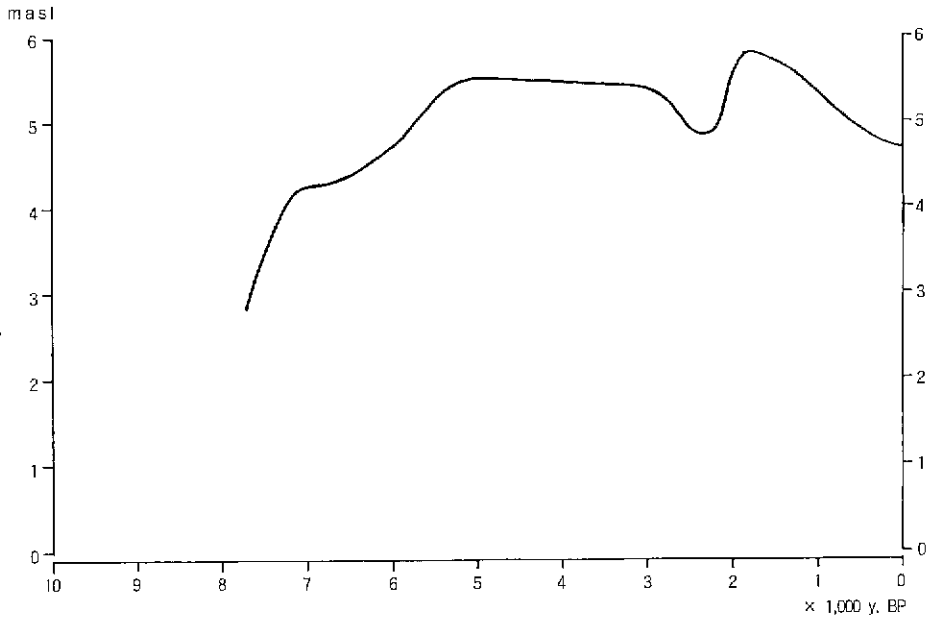


그림 18. 일산지역 후빙기 해면(평균고조위)변동곡선

海面變動曲線과 中國 東海岸 海面變動曲線 (Pirazzoli, P. A., 1991)에서 유추해보면, 대략 4,000년 BP 경으로 추정된다. boring지점 G2의 가와지I층 상부와 같은 시기에 퇴적된 것으로 생각되는 boring지점 G1, G4의 규조분대 MII 상한고도와 곡저평야 횡단면도 등의 자료들로, 3,200년 BP 경에는 해면이 해발고도 5.4m에 있었음을 인정할 수 있다. 이후 해면이 하강하면서 가와지II층이 퇴적되고, 2,300년 BP 경에는 C10의 가와지II층 하한과 그림 15로 미루어 보면, 대략 해발고도 4.85m까지 하강하였다.

2,300년 BP 이후 해면은, boring지점 G4의 규조분대 MII(새말I층) 상한고도로 보아, 해발고도 5.8m까지 상승한 것으로 인정된다. 이 시기를 직접 지시하는 연대자료는 얻지 못했으나, 한국 동해안 해면변동곡선과 중국 동해안 해면변동곡선에서 유추해 볼 때, 이 지역에서 후빙기 최고 해면고도는 1,800년 BP 경에 있었던 것으로 추정된다.

이후 해면은 현재 수준으로 점진적으로 하강하였으며, 해면 미변동에 대한 증거는 찾을 수 없었다.

7. Holocene 일산지역 곡저평야의 汀線變化

층적층 堆積相과 炭素年代測定 結果로 가와지 및 새말 곡저평야의 海進과 海退에 따른 汀線變化를 復元하였다(그림 19-23). 해진이 이 곡저평야들에 도달하기 전, 이들 곡저평야에는 古河谷이 있었다. 가와지에서 이 하곡의 상류쪽 말단부는 거의 boring지점 G2까지 연장된다.

고하곡의 河床高度는 가와지곡의 G2 지점에서는 해발고도 4.3m, C4에서는 3.5m, C7에서는 0.4m, C10에서는 1.3m, C3에서는 0.4m, C2에서는 3m, G1에서는 대략 0.7m이다. 그리고 주위의 평야면의 해발고도는 C10-1에서는 5.3m, C5에서는 6m, G4에서는 3.8m 그리고 A에서는 4.9m이다. 따라서 주위평야면과 고하곡 하상과의 고도차는 3~5m에 이르며, 곡저평야 상류부가 곡구보다 더 크다.

새말에서는 고하곡이 DT3 부근까지 도달했으며, 하상고도는 Oh1에서 해발고도 0.7m, Oh2에서 0.4m에 달했다. 이것을 가와지 곡저평야의 기저II층 지형면 고도로 유추하면, Oh1에서는 주위 곡저면과 하상간에 4.3m의 고도차가 있었고, Oh2 부근에서

는 3m의 고도차가 있었다.

1) 7,000년 BP 경

당시 정선의 도달범위는 그림 19에 나타난다. 이때 해면은 boring지점 G2에서 규조분대 FI의 고도로 볼 때, 4.5m에 이르렀다. 그리고 대부분의 곡저평야 해수는 고하곡을 크게 벗어나지 못했다. 가와지에서는 G2보다 상류쪽까지, 새말에서는 DT3까지 정선이 도달했다. 그리고 곡상류에서는 정선의 전면에 높아진 지하수면에 대응하여 토탄층이 형성되기 시작하였다.

곡구부근에서 정선은 고하곡을 약간 벗어난 것으로 추측된다.

2) 5,000년 BP 경

이때 정선의 범위를 나타낸 것이 그림 20이다. 해면이 5.5m까지 도달하고, 이에 따라 해진이 일어났다. 앞서의 중단면도와 횡단면도에서 대화I층의 상한고도에서 볼 때 고하곡은 해수가 운반한 퇴적물이 C3 부근에서는 해발고도 3.3m, Oh2 부근에서

는 3m까지 메워졌다. 곡저평야 대부분은 해수의 영향 하에 있었다. 곡 상부에서는 해면상승으로 높아진 지하수면에 대응하여 가와지I층이 퇴적되기 시작했다. 이 층은 곡 상류부에는 두껍게 퇴적되었으나 곡구 부근에는 G4의 주상도로 볼 때 거의 퇴적이 이루어 지지 않았다. C3 부근에서는 갯골과 주위 대화I층간의 차가 1.9m였다. 이에 비해 곡구 부근의 갯골에 해당하는 Oh2와 G4사이에는 겨우 0.5m정도의 고도차가 인정된다.

3) 3,200년 BP 경

이때 정선이 도달한 범위를 나타낸 것이 그림 21이다. 해면이 계속 정체한 가운데 곡저평야 상류쪽에서는 가와지I층이 퇴적되어 해퇴가 일어났다. 해면이 거의 정체했기 때문에 가와지I층의 퇴적속도는 처음에는 빨랐으나 점차 느려졌고, 특히 해수의 영향이 상대적으로 약해진 4,000년 BP부터 퇴적속도는 매우 느려졌다. 따라서 토탄층 표면에는 분해가 진행되어 수심이 거의 없는 담수성 습지가 형성되기 시작하였다. 가와지I층과 거의 같은 시기

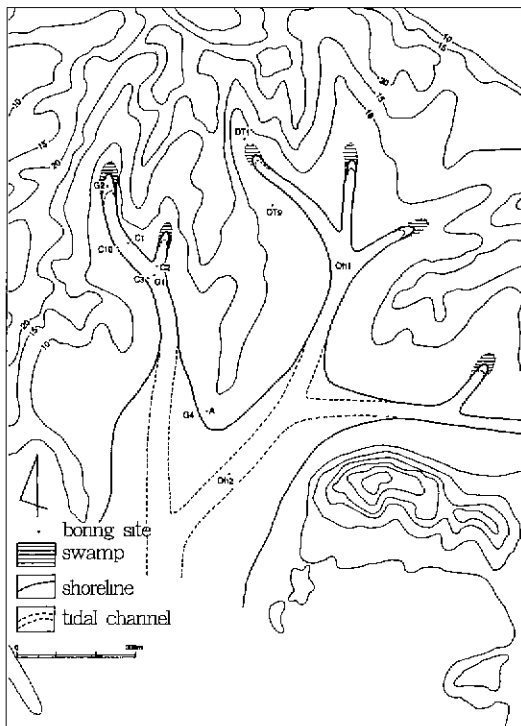


그림 19. 7,000년 BP 경 일산충적평야의 古地理

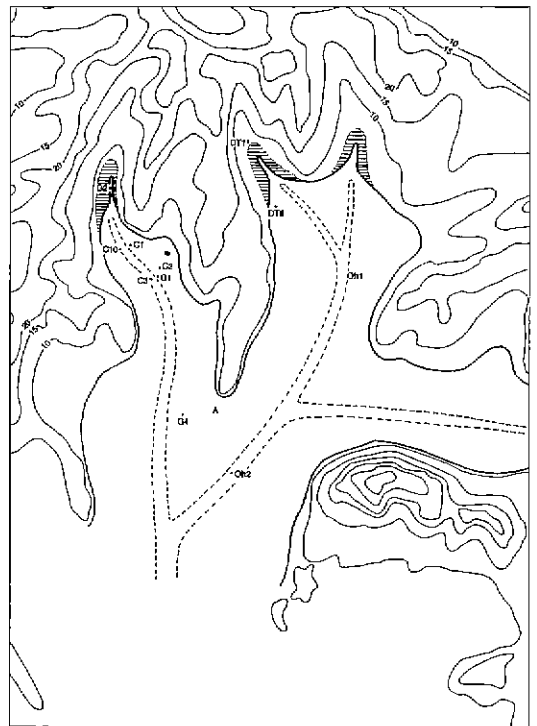


그림 20. 5,000년 BP 경 일산충적평야의 古地理

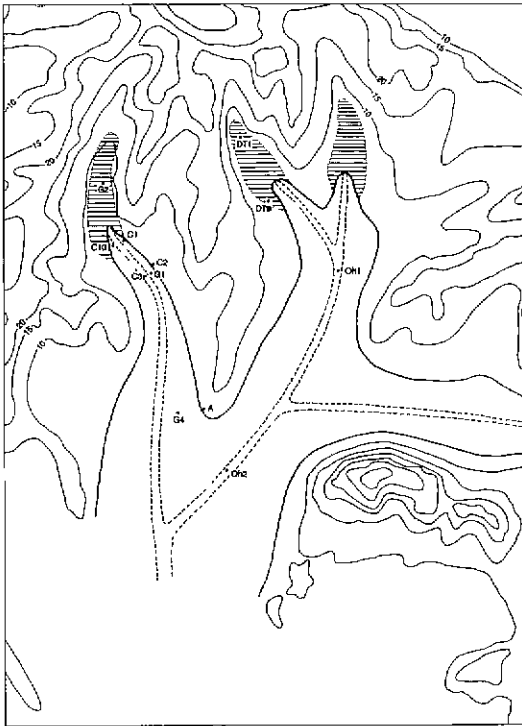


그림 21. 3,200년 BP 경 일산충적평야의 古地理

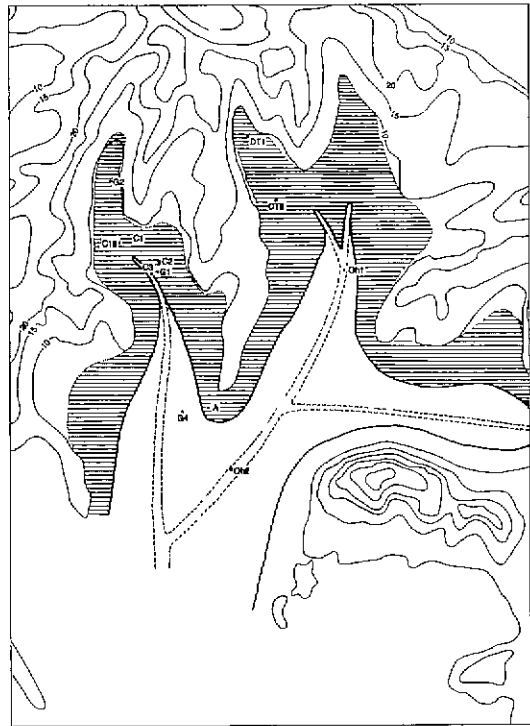


그림 22. 2,300년 BP 경 일산충적평야의 古地理

에 곡저 평야 상류부에는 대화층이 퇴적되었다. 해면이 계속 정제하고 상류부에 두꺼운 토탄층이 형성되어 있었기 때문에 이것과 동시에 퇴적된 곡저 평야 중·하류부의 대화층 상부와 대화II층에는 유기물이 많이 포함되었다. 해수의 영향이 상대적으로 약해진 4,000년 BP경 부터 퇴적된 곡구부근의 대화II층에는 유기물이 매우 많이 포함되어 있다. 따라서 곡구쪽에서도 정선은 5,000년 BP에 비해 후퇴하였다. C3와 Oh2의 대화II층 상한에서 볼 때, 갯골은 점점 메워져 바닥은 해발고도 약 4.2m 였으며 폭도 좁아졌다. C3 부근에서는 갯골의 깊이가 1.2m, G4부근에서는 0.6m였다.

4) 2,300년 BP 경

정선의 도달범위를 나타낸 것이 그림 22이다. boring지점 G4와 A 사이의 횡단면도(그림 9)에 의하면, 대화II층은 계단상으로 퇴적되어 있다. 이 때문에 3,200년 BP부터 해면은 하강하여 2,300년 BP 경에는 이 횡단면도에서 보면, 대략 4.85m까지 떨

어졌으나, 정선은 많이 후퇴하였다고 보기는 어렵다. 이때 해퇴의 범위는 가와지II층의 퇴적 범위와 대략 일치하는 것으로 추정된다. 왜냐하면 대화II층이 4.85m까지 퇴적된 지역에, 가와지II층이 전혀 나타나지 않고, G4의 구조분석에서도 담수규조가 거의 검출되지 않기 때문이다.

이때 갯골의 깊이와 폭은, 층적층 퇴적상에서 보면, 상류로부터의 퇴적물 공급이 거의 없어 3,200년 BP와 유사했을 것으로 추정된다.

5) 1,800년 BP 경

정선의 도달범위를 나타낸 것이 그림 23이다. boring지점 G1과 G4의 새말II층 상한으로 볼 때, 해면은 5.8m까지 상승하였고, 이에 따라 해진이 일어났다. 따라서 정선의 범위는 거의 5,000년 BP 경과 비슷했을 것으로 추정된다.

곡저평야 상류부에는 정선이 C10까지 도달했고, 곡저평야의 대부분은 염수의 영향을 받았다. 이때 갯골은 곡저평야에서는 메워져 없었고, 조류는 전

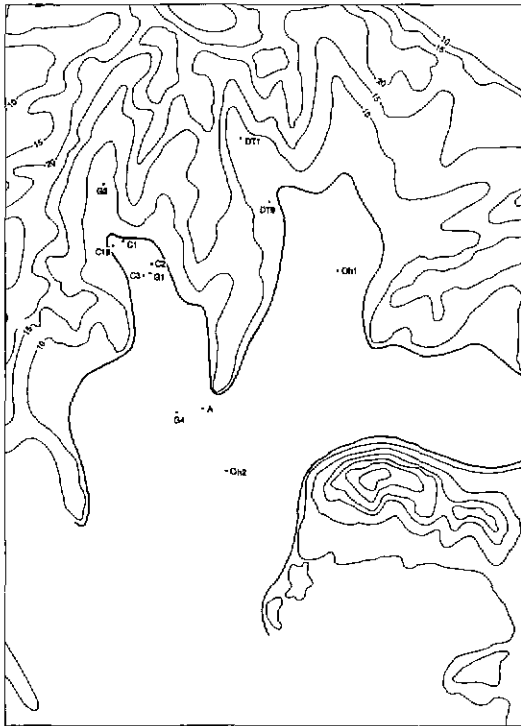


그림 23 1,800년 BP 경 일산층적평야의 古地理

체 평야면을 넓게 퍼지면서 低에너지상태에서, 운반된 해 온 물질을 비교적 빠르게 퇴적시킨 것으로 추정된다. 따라서 새말I층의 퇴적물 입자는 더 세립질이지만 퇴적층의 두께는 곡저평야에서 비교적 두껍다.

8. 결 론

1) 최종빙기 최성기 이후 급격한 해면상승에 동반된 해진이 일산층적평야에 영향을 미치기 전, 이 지역에는 규모가 큰 고하곡이 곡저평야 안까지 형성되어 있었으며, Flandrian해진 시 이를 통하여 漲潮流(flood current)가 곡저평야의 안쪽까지 들어왔다.

2) 일산층적평야에서 기저II층은 육성층이며 최종빙기의 낮은 해면에 대응하여 퇴적되었다. 대화I층은 대략 5,000년 BP까지 염수환경에서 퇴적되었다. 가와지I층은 5,000년 BP 경부터 3,200년 BP까지 해면이 정체하면서 곡상류쪽에서 부터 운반되어진

유기물이 주로 퇴적되어 형성되었다. 이 층은 약 4,000년 BP를 경계로 그 이전은 퇴적속도가 빠르고, 그 이후는 매우 느려졌다. 가와지II층은 3,200년 BP 경부터 2,300년 BP 사이에 퇴적된 육성층으로, 분해된 토탄층이다. 새말I층은 약 2,300년 BP 경부터 1,800년 BP 사이에 염수환경에서 퇴적되었으며, 새말II층은 1,800년 BP 이후 한강의 범람으로 형성되었다. 곡구부근의 대화I층은 곡저평야 상류쪽의 가와지I층 중·하부가 퇴적된 시기와 대비되고, 대화II층은 가와지I층의 상부층이 형성될 때 퇴적되었다.

3) 곡저평야 각 층준에서 발견되어진 유물의 양은 이 지역 Holocene 해수준 미변동에 의한 해진, 해퇴와 관련된다. 구석기시대 유물은 곡상류부의 기저II층에서 발견되었으며, 이들은 주로 주변 구릉 지나 상류부에서 이동된 것이다. 해면이 상대적으로 높았던 시기에 퇴적된 대화층과 가와지층에서는 발견된 유물의 양이 상대적으로 적다. 이 층준에서 발견된 유물도 다른 곳에서 이동되어 온 것이다. 해면이 하강하고 해퇴가 일어난 시기에 퇴적된 가와지II층 위에서 유물이 다량으로 밀집되어 출토되는 것은 공기 중에 노출된 층적지가 인간활동의 무대로 이용되어진 결과로 볼 수 있다.

4) 한강하류 층적평야와 주변구릉지가 만나는 곳에 형성된 곡저평야의 土炭層은 대부분 후빙기 해면미변동과 관계되어 있다. 따라서 이 지역 考古學的 遺物發掘에 있어서 토탄층의 윗부분에서 靑銅器시대의 유물을 발견할 가능성이 크고, 新石器시대나 鐵器시대의 유물은 곡저평야 인접의 구릉 지나 산기슭에서 발굴되어질 가능성이 클 것으로 예상된다.

5) 연구지역의 평균 고조위 해면은 약 7,000년 BP경에 해발 4.5m에 도달했고, 약 5,000년 BP경에는 해발 5.5m에 이르러 약 3,200년 BP경까지 거의 정체하다가, 2,300년 BP경에 4.85m까지 하강하였다. 이후 평균 고조위 해면은 다시 상승하여 기원 바로 이후 Holocene 최고 수준인 해발 5.8m에 이르렀다. 이 시기는 동해안의 연구결과(曹華龍, 1980)에 의하면 약 1,800년 BP이다.

만약 Holocene 초기 이후 이 지역 평균대조위 때 해면이 현재와 같이 해발고도 약 4.7m라면, 평균해면은 약 7,000년 BP에 현수준에 도달했고, 약 5,000

년 BP부터 3,200년 BP까지 현재보다 약 0.8m 높았으며, Holocene 최고수준은 1,800년 BP 경으로. 현재보다 약 1.2m 더 높았다. 4,000년 BP 경에는 약 5,000년 BP 때의 해면보다 약간 낮았을 가능성이 있다.

6) 가와지지역에서는 약 7,000년 BP 이후 약 5,000년 BP까지 해진이 일어났으며, 이후 3,200년 BP까지 해면이 안정되는 가운데 매우 느린 해퇴가 있었다. 3,200년 BP 이후 약 2,300년 BP까지 다소 빠른 해면하강에 따라 가와지 곡저평야에 광범위하게 해퇴가 일어났다. 이후 약 1,800년 BP까지 해면상승에 수반된 해진이 있었다.

註

- 1) 권혁재, 1984, 한강하류의 충적지형, 사대논집 제9집, 고대사대, 83쪽.
- 2) 권혁재, 1984, 한강하류의 충적지형, 사대논집 제9집, 고대사대, 84쪽.
- 3) 오은규, 1984, 한강하류의 충적평야 지형연구, 고대교육대학원 석사학위논문.
- 4) 한국토지개발공사, 1990, 일산신도시 하수종합처리장토질조사보고서.(이동영 등, 1992, 지질환경조사 m: 일산 신도시 개발지역 학술조사보고1, 한국선사문화연구소, 97쪽에서 재인용)
- 5) 본 논문에서 기술된 대화층, 가와지층 및 새말층 등의 명칭은 일산신도시개발지역 학술조사보고에서 사용되어진 것임.
- 6) 한국선사문화연구소·경기도, 1992, 일산신도시 개발지역 학술조사보고 1(자연과 옛사람의 삶).
- 7) 여기서의 해면은 평균고조위(mean high water level of spring tide)를 의미함.

文 獻

權赫在, 1984, “漢江下流의 沖積地形”. 高大師大論輯, 高大師大, 9. 79-113.
 吳銀奎, 1984, “漢江下流의 沖積平野 地形研究”, 高

麗大 教育大學院 碩士學位論文, 50.
 尹順玉, 1997, “花粉分析을 중심으로 본 一山지역의 홀로세 環境變化와 古地理後元”, 대한지리학회지, 32(1). 15-30.
 曹華龍, 1986, “韓國東海岸における 完新世の海水準變動”, 地理學評論, 53, 317~328.
 曹華龍, 1987, 韓國의 沖積平野, 교학연구사, 서울.
 曹華龍, 1990, “韓國의 土炭地研究”, 지리학, 41, 107-127.
 曹華龍·黃相一·尹順玉, 1994, “후빙기 후기 ‘가와지’ 곡의 환경변화”, 한국지형학회지, 1(1), 3-16.
 韓國先史文化研究所·경기도, 1992, 일산신도시 개발지역 학술조사 보고 I - 자연과 옛사람의 삶 -.
 黃相一, 1995, “GIS기법으로 복원한 일산지역의 Holocene 古地理”, 地理教育, 경북대 사대 지리교육과, 8, 113-130.
 黃相一·尹順玉·曹華龍, 1997, “Holocene 中期에 있어서 道岱川流域의 堆積 環境 變化, 대한 지리학회지, 32(4). 403-420.
 Haggart, B. Andrew, 1987, Relative Sea-level Change in Moray Fifth area, Scotland. In: *Sea-level Change*, M.J.Tooley & Ian Shennan (Basil Blackwell Ltd., Oxford), 91.
 Hwang, S. I., 1994, *Holozines Sedimentationsmilieu der Küstenebenen Koreas*, Diss. Univ. Freiburg.
 Kohn, W., 1989, The Holocene Transgression of the North Sea as Exemplified by the Southern Jade bay and the Belgian Coastline, *Essener Geogr. Arbeiten*, 17, 109-152.
 Pirazzoli, P. A., 1991, *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*, Elsevier, Amsterdam.
 Tooley, M. J., 1982, Sea-level Changes in northern England, *Proc. Geol. Ass.* 93, 43-51.
 Hwang(Yoon), S. O., 1994, *Untersuchungen zur jungquaternären Vegetationsentwicklung in den Flußgebieten des Gawaji-, Dodaecheon-, Youngyang-, Unsan- und fununjin-Gebietes Südkoreas*, Diss. Univ. Freiburg.