

兵庫県赤穂平野，千種川三角州における 完新世の堆積環境変遷（予報）

佐藤 裕 司^{1)*}・加藤 茂 弘¹⁾

Preliminary Study on Holocene Sedimentary Environments of the Chikusa Delta in the Ako Plain, Hyogo Prefecture, Western Japan. Hiroshi SATO^{1)*}, Shigehiro KATO¹⁾

A typical fan-shaped delta has developed at the mouth of the Chikusa River in the Ako Plain, in Hyogo Prefecture, western Japan. In this study, we discuss the sedimentary environment of the deltaic deposits layed during the Holocene by means of analyses of three boring-core sediments(BC-1, BC-2, and HBC-1).

The chronology of the core sediments is based on the ages of intercalated volcanic ashes and on AMS-¹⁴C dates for wood fragments and shells contained in the core samples. This is used to estimate the sedimentation rate of the deltaic deposits. Analyses of sedimentary sulfur and diatom assemblages in the samples provide the information of the changes in the sedimentary environment caused mainly by Holocene sea-level changes. The results are as follows:

- 1) At ca.8,000 yrs BP, the coast line had reached BC-2 site in the central part of the present delta by the Holocene transgression. After the culmination of this transgression, a small regression occurred at ca.3,000 yrs BP. This was followed by another small transgression.
- 2) At BC-2 site, the constant sedimentation rate of the deltaic deposits had occurred during the period of ca.8,000-230 yrs BP, suggesting that the sediment supply from the Chikusa River had been almost constant during this time. On the contrary, at HBC-1 site in a small drowned valley where the river is not important as a sediment source, sedimentation rate over the last 4,800 years was estimated to be nearly one-fourth of that during the period of ca.6,300-4,800 yrs BP.

Key words: delta, sedimentary sulfur, diatom assemblage, sedimentary environment, sedimentation rate.

はじめに

兵庫県御津町以西の播磨灘沿岸は沈水地形が連続する地域であるが、千種川河口域にのみ、例外的に円弧状の三角州が発達する (Fig.1).

日本においては、縄文海進高頂期 (約6,000~5,000 yrs BP) 以降の2,000~3,000年間に三角州が著しく前進し、三角州前置層としての沖積層上部砂層が急速に堆積したとする報告が多い (井関, 1985など)。この時期の三角州の拡大、すなわち沖積層上部砂層の堆積には、気候の冷涼化により物理的風化作用が強まり、礫や砂の材料となる粗粒な岩屑の供給が増大したというような河川堆積物の供給条件や、その運搬過程の変化、堆積域の条

件、海面変化など、多くの要因が関与したことが考えられている (海津, 1992)。

これらの要因の中で、播磨灘沿岸における完新世の海面変化については、現海面上5m以下の高度に存在する、離水したノッチ、ベンチ、浜堤列や海岸段丘を対象として研究がなされてきた (成瀬・小野間, 1984; 成瀬ほか, 1985など)。

成瀬ほか (1985) は、御津町西部から播磨灘西岸の黄島に至る地域において、上記の地形や海成砂礫層の存在から、約6,000 yrs BP以降に、1) 6,000~5,000 yrs BP (現高潮面上+3.5~5m)、2) 4,000~3,000 yrs BP (同+2.3~3.1m)、3) 2,000 yrs BP前後 (同+1~2m)、4) 1,000 yrs BP前後 (同+0.4~1.2m) の計4回、現在よ

¹⁾兵庫県立人と自然の博物館 地球科学研究部 Division of Earth Sciences, Museum of Nature and Human Activities, Hyogo, Yayoigaoka 6, Sanda, 669-13.

*兼任: 姫路工業大学 自然・環境科学研究所

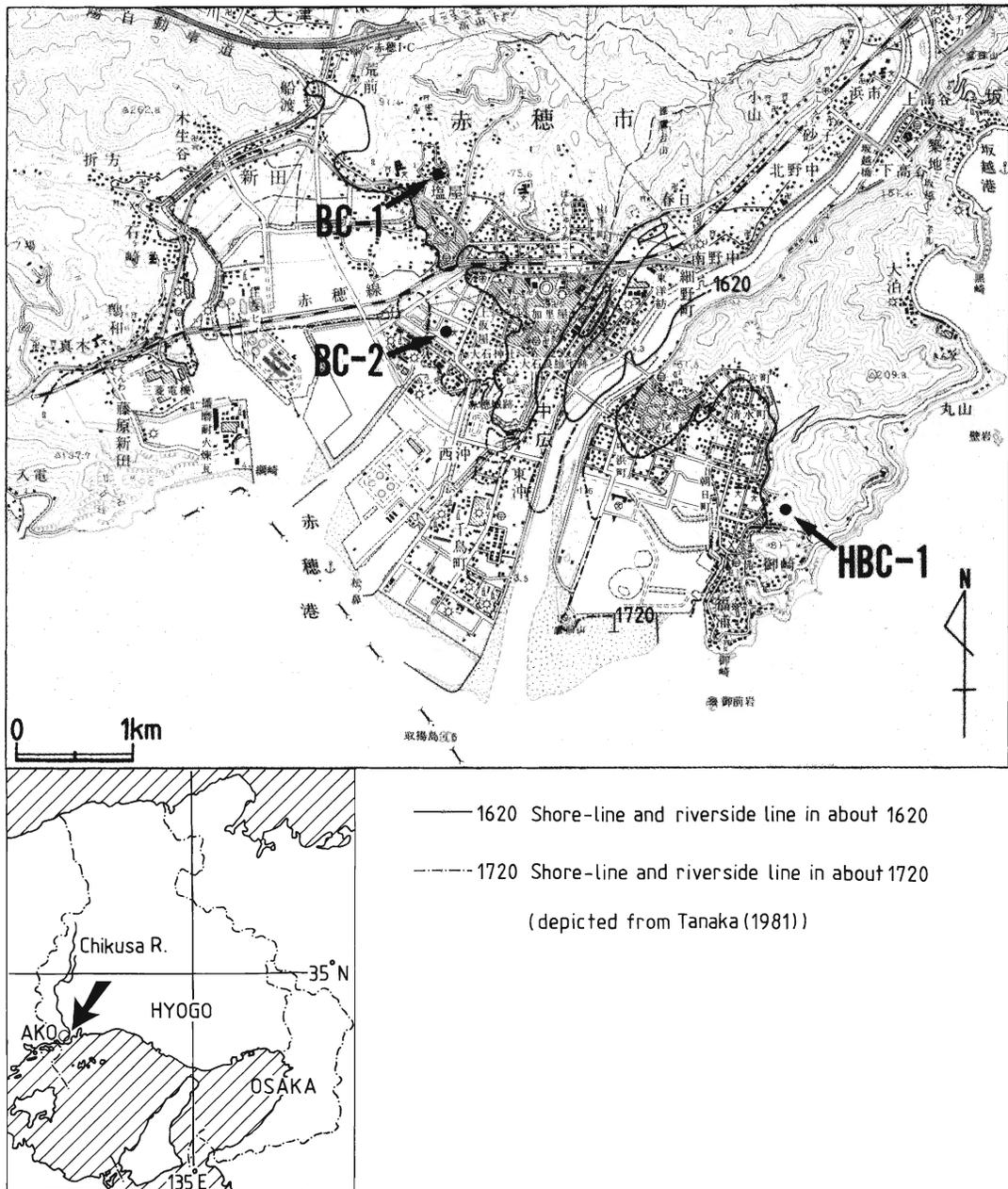


Fig.1. Location map of boring sites with two inferred shore and riverside lines. After the 1:50,000 topographic map "Banshu-Ako" published by the Geographical Survey Institute.

り高海面であった時期を認め、それらを整理して播磨灘西部における海面変化曲線を描いた。1)の時代は縄文海進高頂期に相当し、播磨灘沿岸の多くの地域で、現在より海面高度が3~5m高かったとされている(田中, 1981; 高橋, 1982)。また淡路島三原平野(高橋, 1982)や黄島(成瀬・小野間, 1984)においては、2,500~2,800 yrs BPは、現在よりも低海面の時代であったことが示された。

しかしながら、ベンチやノッチ、離水浜堤などの地形や海成砂礫層から過去の海面高度を推定する際には、ベンチやノッチが形成される高度と海面高度との関係や、現成のストームベンチと離水ベンチを区別する基準、あるいはノッチとベンチが連続する地形の解釈など、検討

すべき多くの問題があることが指摘されている(茅根・吉川, 1986; 太田ほか, 1990)。

一方、海の営力により形成されたこれらの地形以外に、堆積物中に含まれる貝化石や生痕化石、珪藻や有孔虫などの微化石、あるいは堆積物中のイオウ含有量が、海成層上限高度の決定に有効であることが認められ、それぞれの示す海成層上限高度の微妙な差異が検討された(前田ほか, 1982)。また、 $\delta^{13}C$ 値やC/N比などの地球化学的指標も、淡水域や海域といった堆積環境の区別に役立つことが示された(中井ほか, 1982)。そして、それらの手法を組み合わせ、完新世における相対的海面高度の変化や、堆積環境の変遷を解明する研究が増えつつある(例えば, Sakaguchi *et al.*, 1985; 前田ほか, 1989;

佐藤ほか, 1994など).

本研究では, 千種川三角州において得られた3本のボーリングコアについて, ^{14}C 年代測定, テフラ分析, イオウ分析および珪藻分析を行い, コア堆積物の堆積期や堆積環境の変遷を明らかにした. さらに, その結果に基づいて, 堆積速度の時代変化や本地域における完新世の相対的海面変化について若干の考察を試みた.

なお本研究は, 兵庫県立人と自然の博物館における総合共同研究「地域研究—河川の構造と生物群集および人の利用に関する研究—」(研究代表者: 江崎保男) の中で行われたものである.

方 法

1. 堆積物コア

分析に用いた堆積物コアは, 赤穂市塩屋および上仮屋において行われた標準貫入試験用のボーリングコア(BC-1およびBC-2)と, 赤穂市御崎の休耕田においてオランダ式ピートサンプラー(バイパートイトガウジョーガー)を用いて採取された, ほぼ連続した堆積物コア(HBC-1)の3試料である(Fig.1).

各ボーリング地点が陸化した時期については, 田中(1981)が古絵図と古文書に基づいて復元した, 1620年頃と1720年における海岸線・河岸線の位置(Fig.1)から推定した. それによると, BC-1とHBC-1の2地点は1620年頃までに, BC-2地点は1620年頃から1720年までに, それぞれ陸化していたとみられる.

2. ^{14}C 年代測定およびテフラ分析

BC-2およびHBC-2のコア堆積物に含まれる小木片や葉片, 貝殻片を試料として, 加速器質量分析法による ^{14}C 年代測定を行った. 年代測定はテレダイン・ジャパン株式会社に依頼し, アリゾナ大学にて実施された. 年代値は, 5,568年のLibbyの半減期を用いて算出した.

BC-1およびBC-2コアについては, コア堆積物試料すべてのテフラ分析を行った. BC-1コアでは, ほぼ純層をなす火山灰層が認められた. この火山灰については, コア堆積物試料中から純度の高い部分を採取した後, テフラ分析を行った. また, HBC-1コアについては, 深度約3m以深のコア堆積物を厚さ約2cmの柱状試料に切り分け, それらすべてのテフラ分析を行った. 分析の手順は以下のとおりである.

コア堆積物から採取した試料数gについて, 粒径 $1/4 \sim 1/16\text{mm}$ の砂粒をふるい分け, 洗浄した. それを乾燥させた後, 実体顕微鏡下で鉱物組成および火山ガラスの含有状況とその形態を分析した. 分析後の試料から, 偏光顕微鏡下で火山ガラスと斜方輝石を手選し, それらの屈折率をパレオ・ラボ株式会社に依頼して測定した.

屈折率の測定は, 温度変化型屈折率測定装置(RIMS-86)を用い, 横山ほか(1986)の方法にしたがった.

3. イオウ分析および珪藻分析

試料のイオウ分別抽出手順および珪藻分析法は, Sato(1991)にしたがった. すなわち, 試料1gをまず1N塩酸で処理し, 遠心分離(3,000rpm, 5min)により上澄液を回収した. 残渣をさらに30%過酸化水素水で処理し, 遠心分離により上澄液を回収した. これらの操作によって得た上澄液をそれぞれ1N塩酸可溶画分, 30%過酸化水素可溶画分とした. そして, 1N塩酸および30%過酸化水素処理後の, ほとんど珪酸塩鉱物からなる残渣を珪藻分析に用いた.

各画分中に溶出した硫酸イオンをそれぞれ比濁法で定量した. 本研究では, 1N塩酸可溶画分および30%過酸化水素可溶画分中のイオウの合計量を堆積物中の総イオウとし, その含有量を百分率(S%)で表した. 堆積環境の推定にあたって, 総イオウ含有量0.3%を淡水成(または陸成)堆積物と海成堆積物とを区別するための判断基準とした(佐藤, 1995).

珪藻分析では, 出現した珪藻を海生, 汽水生, 淡水生の3つの生態区分に類別した. HBC-1コアでは, 阪口・谷村(1988)により*Melosira*(?) sp.1として, あるいはKumano *et al.*(1992)により未同定珪藻として報告された珪藻がしばしば優占的に出現した. このため, 本種については*Melosira*(?) sp.1として別区分とし, 各区分の出現状況を百分率(%)で示した.

結 果

1. 堆積物コアの層相とAMS- ^{14}C 年代値

堆積物コアの層相, コア堆積物に含まれるテフラの諸特徴とその対比, および加速器質量分析法による ^{14}C 年代値(以下, AMS- ^{14}C 年代値と呼ぶ)を以下に記す(Fig.2).

1) BC-1(標高+10.03m)

深度25.00m以深: 暗黄灰褐色の風化花崗岩層.

深度25.00m~21.00m: 暗黄灰褐色の礫混じりシルト質砂層で, 粒径2mm程度の角礫を混入する. 火山ガラス(バブルウォール型>軽石型)と, 斜方輝石および普通角閃石(斜方輝石>>普通角閃石)がわずかに含まれる. 火山ガラスの形態から, これらは始良丹沢テフラ(AT, 町田・新井, 1976)起源とみられる.

深度21.00m~20.00m: 暗黄灰褐色の砂質シルト層で, テフラ起源とみられる普通角閃石や磁鉄鉱がわずかに含まれる.

深度20.00m~14.70m: 黄灰褐色~薄灰色の砂質粘土と粘土の互層で, 小礫および粗粒砂, 細粒砂を混入する.

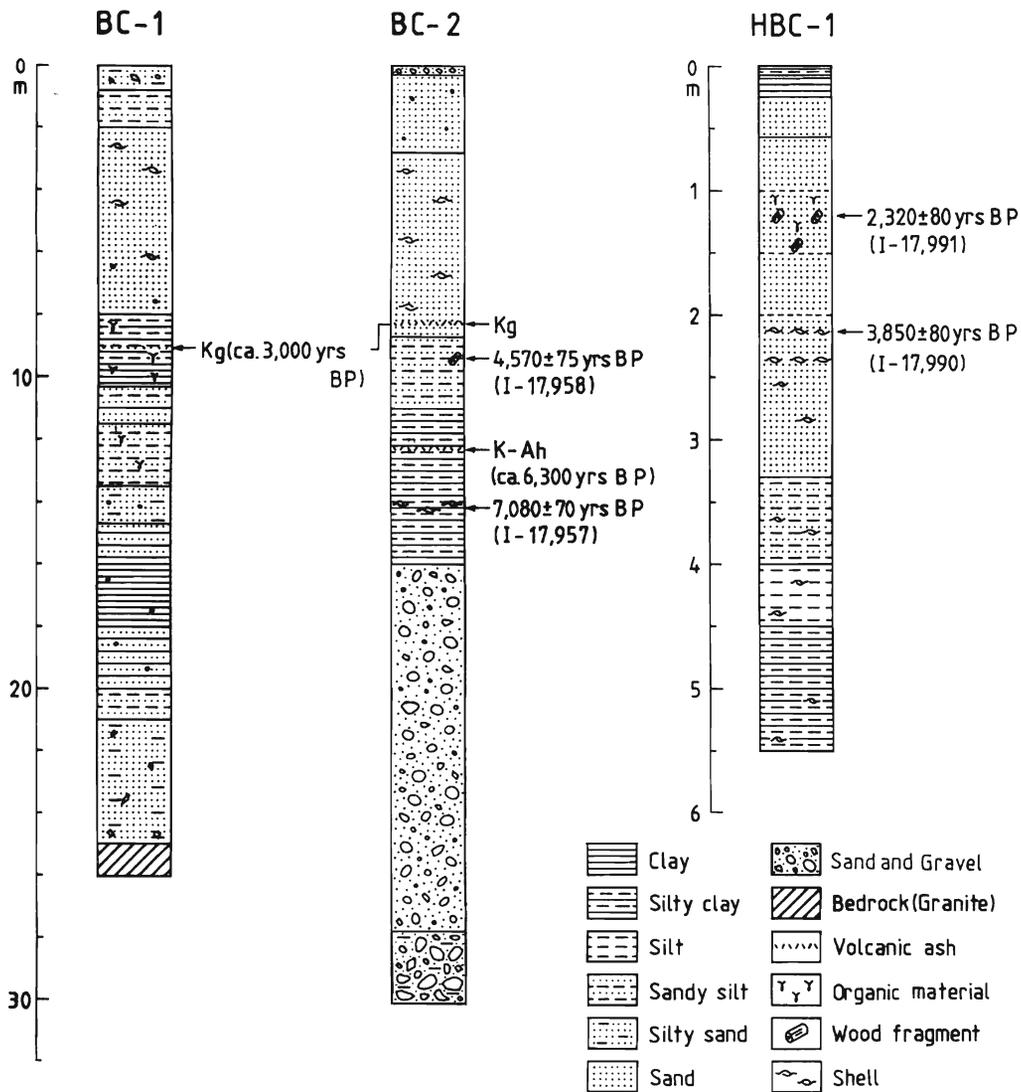


Fig.2. Columnar sections of three boring-cores(BC-1, BC-2, and HBC-1) with AMS-¹⁴C dates and tephra layers. Kg:Kawago-Daira tephra, K-Ah:Kikai-Akahoya tephra. Eruption ages of Kg and K-Ah are based on Nishida *et al.* (1993), and Machida and Arai (1978), respectively.

深度14.70m～13.50m：黄灰褐色～薄灰色のシルト質中粒～粗粒砂層で，粒径10mm以下の礫を点在する。

深度13.50m～11.50m：青灰色砂質シルト層で細粒砂，腐植物を混入し，所々に粘土の薄層を挟む。

深度11.50m～11.00m：灰色粗粒砂層。

深度11.00m～10.30m：灰褐色砂質シルト層で，細粒砂を混入する。

深度10.30m～9.60m：青灰色～暗灰色粘土層で，腐植物を混入し，シルト質砂の薄層を挟む。

深度9.60m～8.00m：暗灰色粘土質シルト層で，シルト質粘土，有機質粘土を所々に挟む。中部に層厚1～2cmの明褐色火山灰層を挟む。

本火山灰層は，火山ガラス（バブルウォール型＞軽石型）と斜長石を主体として構成され，有色鉱物として普通角閃石および斜方輝石（普通角閃石＞斜方輝石）を含む。火山ガラスの屈折率は1.4986-1.5017（モードは1.499-1.500），斜方輝石の屈折率（ γ ）は1.7068-1.7102（モードは1.708-1.709）であった。鉱物組成や，火山ガ

ラスおよび斜方輝石の屈折率からみて，本火山灰層は，3,000 yrs BP前後に伊豆半島カワゴ平火山から噴出し，西方の東海地方・近畿地方中部を広く覆ったカワゴ平テフラ（Kg，町田ほか，1984；西田ほか，1993）に対比される。

深度8.00m～2.00m：暗灰色細粒砂層で貝殻片，シルトを混入し，6.50m以深では粒径3～10mmの亜円礫を混入する。

深度2.00m～0.00m：灰褐色シルト質砂層で，粒径10～100mmの亜角礫を混入する。盛り土層とみられる。

2) BC-2（標高+0.20m）

深度27.61m以深：褐～灰褐色の粘土混じり砂礫層である。粒径5～20mm，最大粒径70mmの亜角礫と粗粒砂を主体とし，風化礫を混入する。

深度27.61m～15.81m：暗灰色砂礫層で，深度27.61m～26.00mは淡黄灰色である。粒径5～20mm，最大粒径95mmの亜円礫～亜角礫から構成され，基質は粗粒砂である。

深度15.81m~10.81m: 暗灰色シルト質粘土層で、全体にシルト、微細粒砂および貝殻片を含む。深度14.15m~14.45mに含まれる貝殻片からは、7,080±70 yrs BP (I-17,957) のAMS-¹⁴C年代値が得られた。深度12.45m~12.15mには火山ガラスが濃集する。火山ガラスはバブルウォール型>>軽石型で、淡褐色の火山ガラスをわずかに含む。随伴する有色鉱物は斜方輝石>>普通角閃石である。このような特徴と本層準上下の¹⁴C年代値から、この火山ガラス濃集層をアカホヤテフラ (K-Ah, 町田・新井, 1978) 降下層準と判断した。

深度10.81m~8.51m: 暗青灰色砂質シルト層で、微細粒~細粒砂を含む。深度9.45m~9.15mには小木片や葉片が含まれ、それらのAMS-¹⁴C年代値は4,570±75 yrs BP (I-17,958) であった。

深度8.51m~2.61m: 暗青灰色細粒砂層で、全体に貝殻片を多量に混入する。下部層はシルトおよび微細粒砂が多い。深度8.45m~8.15m間には火山ガラスが濃集する。火山ガラスはバブルウォール型>軽石型で、チューブ状の発泡形態を持った火山ガラスが含まれる。色付き火山ガラスは少なく、普通角閃石が随伴する。このような特徴から、本層準をカワゴ平テフラ降下層準と判断した。

深度2.61m~0.11m: 暗青灰色細粒砂層でシルト分を含む。小礫を点在し、下部は粗粒砂を多く混入する。

深度0.11m~0.00m: 暗灰色砂礫層で、盛り土層である。

3) HBC-1 (標高+1.29m)

深度5.50m~4.50m: 灰色シルト質粘土層で、粘土分が多く、粘性が大である。深度4.80m以深には貝殻片が散在する。

深度4.50m~4.00m: 暗灰色細粒砂~シルト層で、粘土分が多く、粘性が大である。全体に貝殻片が散在する。

深度4.00m~3.50m: 暗灰色シルト~細粒砂層で、深度3.75m~3.50mに貝殻片が含まれる。

深度3.50m~3.30m: 灰色シルト層。

深度3.30m~2.60m: 灰色細粒砂層で、貝殻片を混じえる。深度2.86m~2.84mには、本州南部以南の潮線下、深度約10mまでの海底に生息するコシダカナワメグルマ (*Heliacus variegatus*) が含まれる。

深度2.60m~2.50m: 青灰色中粒砂層。

深度2.50m~2.00m: 青灰色~灰色の細粒~中粒砂層である。深度2.40m~2.12mに貝殻片が密集し、その中には本州以南の潮間帯に生息するヒメシラトリガイ (*Macoma incongrua*) が含まれる。深度2.14m~2.12mの貝殻片のAMS-¹⁴C年代値は、3,850±80 yrs BP (I-17,990) であった。

深度2.00m~1.50m: 暗灰色~青灰色粗粒砂層。

深度1.50m~1.30m: 暗灰色~灰色の粗粒~中粒砂層。

深度1.30m~1.00m: 暗褐色の泥炭質中粒砂層で、深度1.28m~1.25mに含まれる木片からは、2,320±80 yrs BP (I-17,991) のAMS-¹⁴C年代値が得られた。

深度1.00m~0.55m: 灰色~暗灰色中粒砂層で、褐色~オレンジ色の斑点が入る。

深度0.55m~0.25m: 灰色~灰白色の粗粒~中粒砂層。

深度0.25m~0.10m: 灰色粘土層で粘性大である。

深度0.10m~0.00m: 灰色シルト質粘土層で、現生の植物根が多く入る。

なお、火山ガラスは、テフラ分析を行った深度3.00m以深の堆積物の全層にわたり多く含まれる。特に深度3.50m~3.40m間と、深度4.10m~4.00m間には火山ガラスが濃集する。火山ガラスの形態はバブルウォール型>軽石型であり、軽石型火山ガラスにはチューブ状の発泡形態を示すものが含まれる。また薄紫色~淡褐色のバブルウォール型火山ガラスが数%混入する。火山ガラスの形態的特徴から、これらは主にアカホヤテフラ起源であり、始良丹沢テフラや大山系テフラ起源の火山ガラスを少量混じえるものとみられる。

2. イオウ含有量と珪藻遺骸群集

各コアにおける堆積物中のイオウ含有量、珪藻殻の含有状況および珪藻遺骸群集の組成は以下のものであった。

1) BC-1 (標高+10.03m, Fig.3)

深度13.50mより下部においては、イオウおよび珪藻

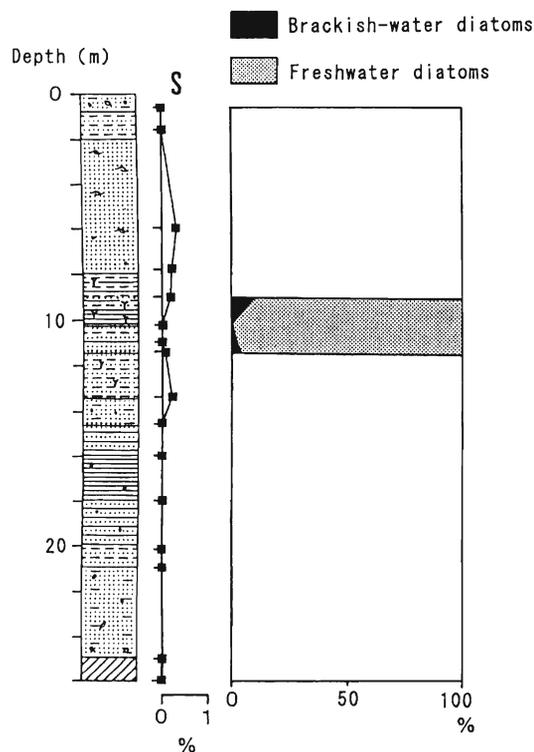


Fig.3. Vertical variation in sedimentary sulfur (%) and diatom diagram at BC-1 site.

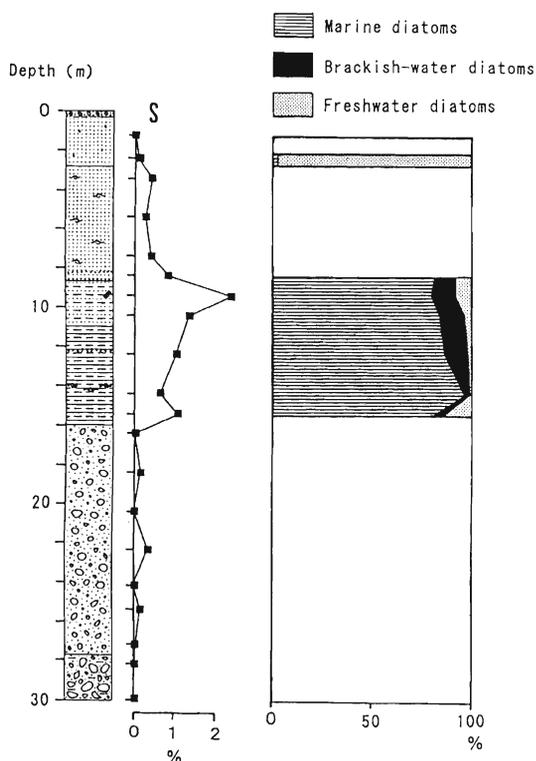


Fig.4. Vertical variation in sedimentary sulfur (%) and diatom diagram at BC-2 site.

殻のいずれも全く含有されなかった。

深度13.50m～11.50m：深度約13.50mでは、総イオウ含有量は0.25%を示し、珪藻殻は全く含有されなかった。

深度11.50m～11.00m：深度約11.30mでは総イオウ含有量は0.09%であった。この層準では珪藻殻は豊富に含有され、淡水生珪藻が珪藻遺骸群集のおよそ96%を占めた。淡水生珪藻として*Eunotia pectinalis* var. *minor*, *Gomphonema* spp., *Cymbella ventricosa*などが出現した。

深度11.00m～10.30m：深度約11.00mでは、イオウは含有されず、珪藻遺骸群集は淡水生珪藻がおよそ98%を占めた。淡水生珪藻として*Diploneis* spp., *Eunotia pectinalis* var. *minor*, *Gomphonema* spp.などが出現した。

深度10.30m～9.60m：深度約10.30mでは、イオウは含有されなかった。この層準では珪藻殻がわずかに含有され、出現した珪藻はすべて淡水生であった。

深度9.60m～8.00m：深度約9.00mでは総イオウ含有量は0.21%を示した。この層準では珪藻殻は豊富に含有され、淡水生珪藻が群集のおよそ90%を占めた。淡水生珪藻として *Tabellaria flocculosa*と*Eunotia* spp.が優占した。

深度8.00m～2.00m：深度約7.80mおよび6.00mでは、総イオウ含有量はそれぞれ0.30%と0.27%であった。いずれの層準においても、珪藻殻はほとんど含有されなかった。

深度2.00m～0.00m：堆積物中にはイオウは含有されず、珪藻殻もほとんど含有されなかった。

2) BC-2 (標高+0.20m, Fig.4)

深度15.81mより下部：全体的にイオウ含有量は少なかったが、深度約22.3mにおいてのみ総イオウは0.35%を示した。これらの層準では、珪藻殻も全く含有されなかった。

深度10.81m～15.81m：総イオウ含有量は0.62%～2.48%の高含有量を示した。いずれの層準においても、珪藻殻は豊富に含有され、海生珪藻が珪藻遺骸群集の80%以上を占めた。海生珪藻として*Cyclotella stylorum*と*Palaria sulcata*が優占した。

深度10.81m～8.51m：深度約10.30mおよび9.30mでは、総イオウ含有量はそれぞれ1.37%と2.48%を示した。これらの層準では、海生珪藻が群集の80%以上を占め、海生珪藻として*Cyclotella stylorum*と*Palaria sulcata*が優占した。

深度8.51m～2.61m：総イオウ含有量は0.28%～0.79%を示した。深度約8.30mでは珪藻殻は豊富に含有され、海生珪藻が群集のおよそ80%を占めた。深度約7.30m, 5.30mおよび3.30mでは珪藻殻はほとんど含有されなかった。

深度2.61m～0.11m：深度約2.30mおよび1.30mでは、イオウはほとんど含有されなかった。深度約2.30mでは、珪藻殻が含有され、淡水生珪藻が群集中で優占した。一方、深度約1.30mでは珪藻殻もほとんど含有されなかった。

3) HBC-1 (標高+1.29m, Fig.5)

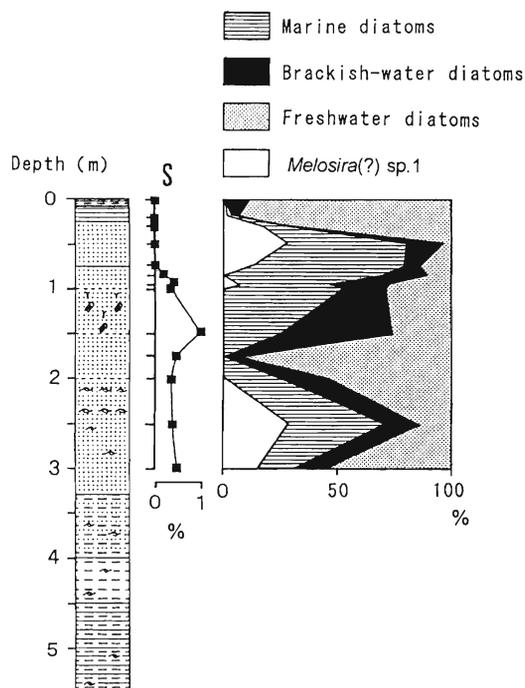


Fig.5. Vertical variation in sedimentary sulfur (%) and diatom diagram at HBC-1 site.

深度3.00mより下部については、今回は分析を行わなかった。

深度3.00m～2.50m：深度3.00mでは、総イオウ含有量が0.41%を示した。淡水生珪藻が珪藻遺骸群集の55.2%を占め、*Melosira*(?) sp.1も17.2%出現した。

深度2.50m～2.00m：深度2.49mおよび2.00mでは、総イオウ含有量はそれぞれ0.37%、0.30%を示した。深度2.49mでは海生珪藻が42.9%出現した。この層準では、*Melosira*(?) sp.1も28.5%出現した。一方、深度2.00mでは淡水生珪藻が群集の53.3%を占めた。

深度2.00m～1.50m：深度1.75mでは、総イオウ含有量は0.44%を示した。この層準では、淡水生珪藻が群集の92.3%を占めた。淡水生珪藻として*Amphora libyca*が優占し、そのほか*Gomphonema* spp., *Pinnularia* spp., *Navicula elginensis*などが出現した。

深度1.50m～1.30m：深度1.49mでは総イオウ含有量は0.94%であった。この層準では珪藻殻がわずかに含有され、海生および汽水生珪藻が群集の75%を占めた。

深度1.30m～1.00m：深度1.00mでは総イオウ含有量が0.34%であった。この層準では、*Nitzschia cocconeiformis*や*Nitzschia granulata*などの海生珪藻が群集の53.1%を占めた。

深度1.00m～0.25m：深度0.75m、0.50mおよび0.30mでは、イオウは含有されなかった。一方、深度0.90mと0.85mでは、総イオウ含有量がそれぞれ0.42%、0.19%を示した。深度0.30mでは、*Aulacoseira granulata*などの淡水生珪藻が72.7%を占めたが、海生珪藻や*Melosira*(?) sp.1も出現した。深度0.70mと0.50mでは、海生および汽水生珪藻が群集の50%以上を占めた。海生珪藻として*Nitzschia granulata*が優占し、*Melosira*(?) sp.1も出現した。

深度0.25m～0.00m：いずれの試料中にもイオウは含有されなかった。深度0.20mおよび0.00mでは、珪藻遺骸群集中において淡水生珪藻が優占した。深度0.20mでは、*Amphora libyca*が優占した。深度0.00mでは、淡水生珪藻として*Amphora libyca*, *Achnanthes lanceolata*, *Gomphonema* spp., *Navicula* spp., *Pinnularia* spp.などが出現した。

考 察

1. 堆積環境の変遷

イオウ分析と珪藻分析の結果に基づき、各コアについて深度ごとに堆積環境を推定する。

1) BC-1 (標高+10.03m)

深度11.50mより下部では、珪藻分析からは堆積環境に関する情報は得られなかった。しかし、イオウ含有量がいずれも0.30%未満であったことから、堆積環境は淡

水域または陸域と推定される。

深度11.50mより下部では堆積物中にアカホヤテフラ起源の火山ガラスが認められないことから、堆積物は約6,300 yrs BP以前に堆積した可能性が高い。

深度11.50mから8.00mでは、珪藻遺骸群集は淡水生珪藻が圧倒的に優占することから、堆積環境は淡水域と推定される。*Tabellaria flocculosa*, *Diploneis* spp., *Eunotia pectinalis* var. *minor*といった好止水性珪藻が優占することから、堆積環境は沼沢であったと推定される。

これらの層準の堆積年代は、深度約9.00mに挟在するカワゴ平テフラの噴出年代から、3,000 yrs BP前後と考えられる。

深度8.00mから0.00mにかけては、珪藻殻含有量は非常に少なく、珪藻分析からは堆積環境に関する情報は得られなかった。しかし、深度8.00mから2.00mでは、堆積物中に貝殻片の混入が認められ、深度約7.80mおよび6.00mにおいて、イオウ含有量が約0.30%を示したことから、これらの層準の堆積物は海成と考えられる。このことは、約3,000 yrs BP以降の海進の存在を示唆する。ところが、深度8.00mから2.00m層準の標高は約+2.00mから+8.00mに相当する。標高+8.00mといった高位位置に海成堆積物が自然条件下で堆積したとは考えにくい。このため、これらの層準の海成堆積物の一部は人工改変による盛り土の可能性もあり、現地性が否かを、さらに検討する必要がある。

本コアにおいては、アカホヤテフラを挟む6,000 yrs BP前後の縄文海進高頂期の堆積物が認められなかった。堆積環境の推移から判断すると、縄文海進高頂期の堆積物は、約3,000 yrs BP以前の時期に削剥されてしまったものと思われる。

2) BC-2 (標高+0.20m)

深度15.81mより下部では珪藻殻は全く含有されなかったが、イオウ含有量は深度約22.30mを除き、すべて0.30%未満であった。深度約22.30mでは総イオウが0.35%を示した。この層準におけるイオウ含有の原因は不明であるが、層相などから判断して海成堆積物である可能性は低いと考えられる。したがって、深度15.81mより下部における堆積環境は淡水域または陸域と推定される。

深度15.81mから8.51mではイオウ含有量はいずれも0.30%以上を示し、珪藻遺骸群集も海生珪藻が圧倒的に優占した。したがって、堆積環境は明らかに海域といえる。

これらの層準は、2層準から得られた¹⁴C年代値および深度約12.30mにアカホヤテフラの濃集帯が認められることから、縄文海進時の堆積物から構成されると考えられる。

深度8.51mから2.61mでは、堆積物中に貝殻片の混入

が認められたことや、イオウ含有量が約0.30%を示したことから、これらの層準は海成堆積物からなるものと推定される。

深度2.61mから0.00mではイオウ含有量は0.30%未満で、深度約2.30mでは珪藻遺骸群集も淡水生珪藻によって占められた。これらのことから、堆積環境は明らかに淡水域といえる。

3) HBC-1 (標高+1.29m)

深度3.00mから2.00mでは、イオウ含有量は0.30%以上を示し、珪藻遺骸群集は海生珪藻と淡水生珪藻が拮抗した。このことは、堆積が海水と淡水の影響が拮抗する条件下で進行したことを示している。

深度1.75mでは、イオウは0.44%と比較的高含有量を示したが、珪藻遺骸群集は淡水生珪藻が優占した。イオウ含有量から堆積環境には海水の影響があったことが示唆されるが、珪藻遺骸群集から堆積環境は淡水が優勢であったと推定される。この層準における淡水環境の優勢は海退を示唆する。

深度1.50mから1.00mでは、イオウ含有量および珪藻遺骸群集から、堆積環境は海域であったと推定される。

深度1.00mから0.25mでは、総イオウは、深度0.90m付近より下位で0.30%以上を、それより上位の層準で0.30%未満を示し、深度0.70mより上位の層準では全く含有されなかった。これに対して、珪藻遺骸群集は深度0.50mから1.00mまで海生珪藻が優占し、深度0.30mでも海生珪藻と *Melosira*(?) sp.1が出現した。*Melosira*(?) sp.1は海成堆積物中に特徴的に認められていることから(阪口・谷村, 1988; Kumano *et al.*, 1992)、深度0.30mまで海水の影響があったと推定される。

深度0.25mから0.00mでは、淡水生珪藻が優占し、調査地点が淡水化したことが示される。

2. 堆積速度の時代変化

BC-1コアについては、カワゴ平テフラ (Kg) のみしか年代資料が得られなかった。一方、BC-2, HBC-1の2つのコアでは、堆積物中に含まれる木片や貝化石のAMS-¹⁴C年代値、およびアカホヤテフラ (K-Ah) やカワゴ平テフラ (Kg) の推定噴出年代から複数の年代資料が得られたので、それらを基にして、深度を縦軸に、放射年代を横軸にとって放射年代-深度ダイアグラムを作成した (Fig.6)。

BC-2コアについては、深度8.30mをカワゴ平テフラ降下層準、深度12.30mをアカホヤテフラ降下層準とした。BC-2コアの盛り土を除いた深度2.61m以浅の堆積物は、淡水成であると推定された。HBC-1コアの深度約0.30mは、海水の影響のあった上限高度と考えられた。一方、歴史時代の海岸線の復元図 (Fig.1) によれば、BC-2地点は1620年から1720年までの間に、HBC-1地点は1620年

頃までに、それぞれ離水したと推定される。したがって、BC-2コアの深度2.61m層準の堆積年代を230 yrs BP, HBC-1コアの深度0.30m層準の堆積年代を330 yrs BPと推定した。

コア堆積物の堆積速度は、層相 (粒度組成など) と堆積環境が類似した層の中では一定であったとして求めた。

BC-2コア堆積物上部を、その層相と堆積環境の類似する3層、すなわち下位より、A層 (深度15.81m~8.51m, シルトや粘土を主とする海成堆積物)、B層 (深度8.51~2.61m, 中粒~細粒砂を主とする海成堆積物)、およびC層 (深度2.61m~0.11m, 小礫混じりの細粒砂からなる淡水成堆積物) に区分した。そして、テフラの噴出年代や¹⁴C年代値などにに基づき、各層準ごとの平均堆積速度を求めた (Fig.6)。

各層における堆積速度は、A層で1.95mm/年、B層で2.04mm/年、C層で10.91mm/年と算出される (Fig.6)。深度8.51m層準はA層とB層との境界に相当するが、この層準の堆積年代は、A層の堆積速度からは約4,200 yrs BP, B層のそれからは約3,100 yrs BPと算出される (Fig.6)。両層の間に約1,100年の時間間隙の存在が示唆される。BC-1地点においてもカワゴ平テフラ降下以前に削剥期が存在したと推定されることから、本地点でも、同テフラを最下部に挟むB層が堆積した際に下位の砂質シルト層の上部が削剥されて、見かけ上の時間間隙が生じたものとする。層相や堆積環境から判断すると、A

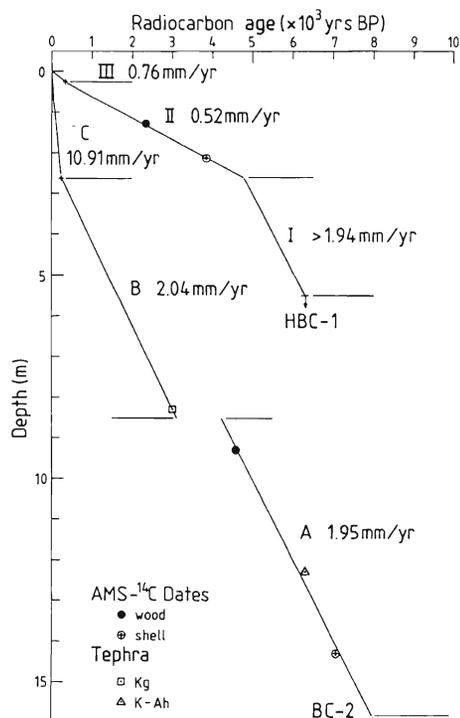


Fig.6. Radiocarbon date-depth diagram of the BC-2 and HBC-1 core sediments. Layers with similar sedimentary facies are distinguished as A-C in BC-2 and as I-III in HBC-1.

層が三角州底置層に、B層が三角州前置層に相当する。したがって、深度8.51m層準の推定堆積年代から、BC-2地点においては、約4,200~3,100 yrs BPの間のある時期から、三角州前置層の堆積が始まったものと推定される。

ところで、A層とB層における堆積速度は、ほぼ一致していると見てよい。A層下限の深度15.81m層準の堆積年代は約7,950 yrs BPと算出される (Fig.6)。したがって、BC-2地点においては、約8,000~230 yrs BPの間、堆積速度は一定であったと考えられる。BC-2地点は千種川三角州のほぼ中央に位置し (Fig.1)、コア堆積物の大半は千種川により供給された砂泥とみなされる。このことから、約8,000~230 yrs BPの間には、千種川からBC-2地点にもたらされた砂泥の供給速度に、大きな変化がなかったものと考えられる。

一方、230 yrs BP以降における堆積速度は、それ以前の約5倍である (Fig.6)。田中 (1981) は、近世以降における千種川三角州の前進速度を4~5m/年と算出し、その値が近隣の揖保川三角州のその7~8倍であることから、千種川三角州の拡大に際して、千種川上流域における土地改変、かんな流しにともなう土砂流失の影響があった可能性を指摘した。230 yrs BP以降における堆積速度の増大は、千種川三角州の急速な拡大期と対応しており、このような土砂流出の影響を示唆するものと思われる。

堆積物の層相と堆積環境から、HBC-1コア堆積物を下位より、I層 (深度2.60m以深、貝殻片を含むシルト~細砂を主とする層)、II層 (深度2.60~0.25m、海水と淡水の双方の影響下で堆積した中粒砂を主とする層)、およびIII層 (深度0.25m以浅、淡水成粘土層) の3層に区分した。II層では、3つの年代資料から0.52mm/年の堆積速度が、III層では0.76mm/年の堆積速度が、それぞれ算出される (Fig.6)。

I層については年代資料が得られていないため、以下のようにして堆積速度を推定した。I層上限、すなわちII層下限の堆積年代は、両層間に時間間隙がないとすると、II層について得られた年代資料と堆積速度から4,750 yrs BPと算出される。また、深度3m以深の堆積物の全層準にアカホヤテフラ起源の火山ガラスが含まれることから、I層下限の堆積年代は、アカホヤテフラの降下した約6,300 yrs BPより新しい。したがって、I層の堆積速度は、上限 (深度2.60m) の年代を4,750 yrs BP、下限 (深度5.50m) の年代を6,300 yrs BPとして算出した1.94mm/年よりは大きいものと考えられる。

このようにHBC-1コアにおいては、約4,750 yrs BP以降の堆積速度は、約6,300~4,750 yrs BP間の堆積速度の1/3~1/4に減少したものと考えられ、BC-2コアにおける堆積速度の時代変化とは異なった傾向を示す

(Fig.6)。

この点に関しては、HBC-1地点における堆積物の供給源や供給過程を明確にすることに加えて、本地域における完新世の相対的海面変化や海岸線の移動にともなう堆積場の条件の微妙な変動 (例えば、コア採取地点の水深や河口からの距離の変化など) を明らかにした上で、改めて検討すべき課題であると考えられる。

3. 完新世における相対的海面変化

各地点における堆積環境の変遷と、堆積速度から見積もられるコア堆積物の年代から、現時点において推定される本地域の完新世における相対的海面変化を、以下に述べる。

a) 後氷期には、温暖化による大陸氷床の融解が進行して海面高度はさらに上昇し、海が内陸へと侵入した (縄文海進)。BC-2コアの海成層最下部 (A層下限) の堆積年代は約7,950 yrs BPと推定された (Fig.6)。したがって、BC-2地点に縄文海進の海が最初に侵入したのは、約8,000 yrs BPと推定される。

b) 縄文海進は約6,000 yrs BPに高頂期を迎え、本地域においても当時の海面は現在より約4m高く、海域が最も内陸まで拡大したと推定されている (田中, 1981)。しかし、本研究においては、現海面高度以上に約6,000~5,000 yrs BPの年代を示す海成堆積物を得ることはできなかった。田中 (1981) が縄文海進高頂期の高海面の証拠としたのは、標高+4.0~5.0mの扇状地末端に形成された海食崖とみられる地形や、標高+3.0~+4.5mに認められるベンチ状の地形であるが、いずれもその形成期が明らかではない。したがって、現時点では、本地域において縄文海進高頂期の高海面を裏付ける確かな証拠は得られていないといえよう。

c) HBC-1コアの深度1.75m層準の堆積年代は約3,200 yrs BPと見積もられる (Fig.6)。この層準においては淡水が優勢であることが示された。BC-1コアにおいても、カワゴ平テフラの降下した約3,000 yrs BP前後の層準 (標高-0.30~+2.03m) は、淡水成堆積物から構成されていた。したがって、約3,000 yrs BP前後の時期に小規模な海退が生じたものと推定される。

播磨灘沿岸では、すでに淡路島三原平野 (高橋, 1982) や黄島 (成瀬・小野間, 1984) において、2,500~2,800 yrs BPに低海面期が存在したことが報告されている。これらの地域において示された小海退と、HBC-1コアやBC-1コアにおいて示された小海退とでは、その年代値に200~700年のずれがあるが、いずれも「弥生の小海退」 (有明海研究グループ, 1965; 太田ほか, 1982; 太田ほか, 1990; Umitsu, 1991) に相当することが考えられる。

d) HBC-1コアにおいては約2,750 yrs BP以降に、BC-2

コアにおいては約3,100 yrs BP以降に、BC-1コアにおいては約3,000 yrs BPより後に、いずれも海成の砂質堆積物が認められた。したがって、約3,000 yrs BP以降に再び小規模な海進があり、現在に至ったものと考えられる。

ま と め

本研究では、千種川三角州の3地点で得られたコア堆積物 (BC-1, BC-2およびHBC-1) について、テフラ分析、イオウ分析および珪藻分析を行い、また堆積物に含まれる貝化石や木片のAMS-¹⁴C年代測定を行って、それらの堆積環境の変遷を明らかにした。そして、これらの結果に基づき、コア採取地点における堆積速度の時代変化や本地域における完新世の相対的海面変化について若干の考察を行った。結果は以下のようにまとめられる。

- 1) 約8,000 yrs BPに、縄文海進による海が初めてBC-2地点に及んだ。
- 2) BC-1およびHBC-1地点においては、約3,000 yrs BP前後に淡水環境の卓越が認められ、この時期における小海退の存在が示唆された。
- 3) いずれの地点においても、約3,000 yrs BP以降に堆積した海成層が認められたことから、その後再び小海進があり、現在に至ったものと考えられた。
- 4) 現三角州の中央部に位置するBC-2地点では、約8,000～230 yrs BPの間、コア堆積物の堆積速度はほぼ一定であり、この間における千種川本流からの砂泥供給量が一定であったことが示唆された。230 yrs BP以降の時代においては、堆積速度は上記の期間の約5倍であり、この期間における千種川三角州の急速な拡大 (田中, 1981) と対応する。
- 5) 一方、千種川本流から離れた小規模な溺れ谷に位置するHBC-1地点においては、約4,800 yrs BP以降における堆積速度は、それ以前の約6,300～4,800 yrs BPの間における堆積速度の1/4近くまで減少した。

3本のコア堆積物の分析により、約6,000～5,000 yrs BPとされる縄文海進高頂期以降に、本地域においては少なくとも1回の海退・海進があった可能性が示された。しかし、本研究では、縄文海進高頂期における高海面期の存在とその相対的海面高度を明らかにするには至らなかった。今後は分析地点を増やし、本研究において示唆された相対的海面変化の普遍性を確認してその具体的な数値を示すとともに、縄文海進高頂期における相対的海面高度についても明らかにしていきたいと考える。

謝 辞

姫路工業大学 自然・環境科学研究所の小林文夫教授、

先山 徹助教授には野外調査に御協力頂いた。赤穂市総務部・市史編纂室の矢野圭吾氏にはボーリング資料や都市計画図の入手、および野外でのボーリング調査の際に便宜を図って頂いた。これらの方々には厚くお礼を申し上げます。

文 献

- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系—とくに有明軟弱粘土について—。地団研専報, 11, 1-11.
- 井関弘太郎 (1985) 沖積上部砂層・砂礫層形成の環境と要因。細井巡志郎先生退官記念論文集, 1-8.
- 茅根 創・吉川虎夫 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究。地理学評論, 59A, 18-36.
- Kumano, S., Nishiumi, M., Okuizumi, G. and Sato, H. (1992) Diatom assemblages of sediments from the estuary of Fukuda River in Kobe along the northwestern coast of Osaka Bay with special reference to the Holocene sedimentary history. *Jpn. J. Phycol.*, 40, 245-259.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義。科学, 46, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰。第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—。渡辺直徑編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 865-928.
- 前田保夫・松島義章・佐藤裕司・熊野 茂 (1982) 海成層の上限 (marine limit) の認定。第四紀研究, 21, 195-201.
- 前田保夫・中井信之・松本英二・中村俊夫・楠 聡・松島義章・佐藤裕司・松原彰子・熊野 茂・黒見充宏・額田雅裕・青木哲哉・古田 昇・小橋拓司・松井順太郎・河原典史・山下博樹 (1989) 完新世における山陰海岸東部気比低地 (兵庫県豊岡市) の古環境。立命館地理学, 第1号, 1-19.
- 中井信之・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫 (1982) 堆積物コアの炭素同位体比, C/N比およびFeS₂含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動。第四紀研究, 21, 169-177.
- 成瀬敏郎・小野間正巳 (1984) 播磨灘西部, 黄島・前島・大多府島にみられる完新世後期の海水準変化。第四紀研究, 22, 327-331.
- 成瀬敏郎・小野間正巳・村上良典 (1985) 瀬戸内海, 播磨灘沿岸における完新世後期の海水準変化に関する資料。兵庫教育大研究紀要, 5, 53-64.
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 (1993) 近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見。第四紀研究, 32, 129-138.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広 (1982) 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene Sea-level Records in Japanを資料として—。第四紀研究, 21, 133-143.
- 太田陽子・海洋正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980～1988における研究の展望—。第四紀研究, 29, 31-48.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A. (1985) Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environment. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 17, 1-17. Tokyo, 17, 1-17.

- 阪口 豊・谷村好洋 (1988) 谷津台遺跡の古環境. 山武考古学研究所 (編), 谷津台遺跡, 35-62.
- Sato, H. (1991) Paleoenvironmental analysis of the core sample from the Toyooka Basin, Hyogo prefecture, Japan.- A study using the diatom analysis combined with selective chemical extraction. *Jpn. J. Limnol.*, 52, 189-198.
- 佐藤裕司 (1995) イオウの分別抽出と珪藻分析による古環境解析—兵庫県気比低地のコア堆積物を例に—. 第四紀研究, 34, 101-106.
- 佐藤裕司・前田保夫・松本英二・松島義章 (1994) 兵庫県豊岡盆地中谷における完新世後期の堆積環境と海成層の上限. 人と自然, No.3, 29-36.
- 高橋 学 (1982) 淡路島三原平野の地形構造. 東北地理, 34, 138-150.
- 田中眞吾 (1981) 赤穂の自然環境. 「赤穂市史」, 第1巻, 6-106.
- Umitsu, M. (1991) Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan. 第四紀研究, 30, 187-196.
- 海津正倫 (1992) 沖積層上部砂層の形成とその地域的特色. 名古屋大学研究論文集, 113, 171-185.
- 横山卓雄・檀原 徹・山下 透 (1986) 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究, 25, 21-30.
- (1995年6月27日受理)