霞ヶ浦湖岸平野の形成過程

The Formation of Lacustrine Lowlands around Lake Kasumigaura

豊田 麻衣*・池田 宏**

Mai TOYOTA * and Hiroshi IKEDA **

はじめに

霞ケ浦は東京の北東約 60 km に位置する,日本 第2位の湖水面積をもつ海跡湖である(第1図). 霞ヶ浦湖岸平野は縄文海進による水位変動と土地 の隆起によって形成されたといわれている.

霞ヶ浦湖岸平野は霞ケ浦周辺の台地(標高20~ 30m)の基部から湖岸線まで広がっている(第2



第1図 霞ヶ浦湖岸平野の地形面分布 霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図(1986)を改変 図). 霞ヶ浦湖岸平野の各地形面は上位から湖岸段 丘,湖岸段丘,湖岸低地となっている(大矢 ほか,1986). これらと湖棚を含めた4段丘面は 湖岸線にほぼ平行に分布している(第1図). 霞ヶ 浦湖岸平野の段丘面は海退期に海水準に対応して 形成された堆積面であると考えられている(宇都 宮,1981). 大矢ほか(1986)の霞ケ浦・北浦周辺 地形分類図も地形面の分類は宇都宮(1981)を踏 襲している.宇都宮(1981)は沖積高位段丘面(湖 岸段丘)には現在の湖岸線に調和的な離水した 砂嘴または砂州が発達していると述べており,段



第2図 霞ヶ浦湖岸平野(左岸,麻生付近) 国土交通省関東地方整備局霞ケ浦工事事務所調査課 提供

* 筑波大学第一学群自然学類(現:筑波大学大学院)

** 筑波大学地球科学系

丘面の中で湖岸段丘 についてのみ成因を言及し ている.他の段丘面は成因を明らかにされていな い.平井(1989)は段丘面の形成時期について,現 在離水している湖岸段丘,湖岸段丘 はそれぞ れ別々の高位海水準期(約6千年前,約4~3千 年前あるいは約1千年前),湖岸低地は現在,湖棚

は低位海水準期(約4,500年前頃,約3~2千年 前,16~17世紀頃のいずれか)と推定している. しかし,湖岸段丘 と湖棚 については海水準変 動を各段丘面の標高に対応させて推定しており, 定かではない.つまり形態的特徴および構成層に ついて十分に言及されているとは言い難い.

そこで本研究では霞ケ浦湖岸平野において地形 縦断面形を作成し,各段丘面の特徴を明らかにす る.また各段丘面の構成層を分析し成因を明らか にする.

霞ヶ浦周辺の地形

1. 霞ケ浦周辺の地形の概観

霞ケ浦に,桜川,恋瀬川など多くの河川が流入 する(第1図).西方には鬼怒川と小貝川が北から 南へ流れ,利根川に流入する.利根川は西から東 へ流れ河口付近で霞ケ浦から流出した常陸利根川 と合流し,太平洋へ流出する.

霞ケ浦の最大水深は 7.3 m,平均水深は 3.4 m(斎 藤・井内,1993)であり皿状の湖底である.以下 本稿では,桜川が流入する入り江を土浦入り,恋 瀬川が流入する入り江を高浜入り,湖心地域のう ち玉造から麻生の湖岸を左岸,浮島付近の湖岸を 右岸と呼ぶ.

霞ヶ浦湖岸平野はほぼ沿岸部全域に発達してい る.その標高は約0~5m,湖岸線から台地基部ま での幅は約0~2kmである.ただし新治台地先端 部の歩崎や稲敷台地先端部の馬掛では湖岸平野が 存在せず,台地が湖岸線まで張り出している.ま た,桜川や恋瀬川の河口部には三角州が発達して いる.

2. 霞ケ浦周辺の地形発達

霞ケ浦は周囲を行方台地,新治台地,稲敷台地 に囲まれている.これらは約12万年前に古東京湾 であった頃,海底に堆積した層が離水したもので ある(馬場・青木,1972).約15万年前から下末 吉海進が始まり,霞ケ浦地域はバリアー島によっ て外洋と隔てられラグーン環境であった.そのバ リアー島は行方台地付近まで発達した(村越, 1990).約12~13万年前の最高海水面期に海面は 現在の標高約5mとなり,その後海退した.8万年 前に霞ヶ浦付近は浅海となって鳥趾状三角州が海 底堆積物上に広がり,新治台地,稲敷台地上部を 形成した(池田ほか,1982).現在霞ケ浦がある地 域は取り残され,周囲より低い場所となった.

約3万年前まで古鬼怒川はその周囲より低い場 所を通って,桜川低地,土浦,霞ヶ浦の底を流れ 太平洋に注いでいた.2.6万年前に古鬼怒川は西に 移り,霞ヶ浦地域は桜川によってさらに深い谷が 作られた(池田ほか,1977).海面が今より40~ 50m低かったため,谷の深度は現在の海水準に対 して桜川河口部では-10mほど,霞ケ浦南部では -49m,常陸利根川沿いで-57mであった(新藤・ 前野,1982).

1.6 万年ほど前から後氷期の海進が始まり,1 万 年ほど前に霞ヶ浦の谷底にも海水が進入した.6 千 年ほど前の縄文海進期にかけて海面が上昇するに つれて,古鬼怒湾と呼ばれる入り江の周囲の台地 は波によって激しく侵食されて後退した.台地か らもたらされた土砂と鹿島台地からの沿岸漂砂に よって入り江は埋め立てられ,4 千年前には霞ヶ浦 の深さは20mほどになった(池田ほか,1977;斎 藤ほか,1990).

4~3千年前に海面が2mほど下がり土地が1~ 2m隆起したため,霞ヶ浦と周囲の台地との間に湖 岸平野が広がった.湖岸平野には離水時に湖岸段 丘が2面残された.その後,湖心地域では堆積が 進み湖はさらに浅くなり,現在の深さに至った(斎 藤ほか,1990). 霞ヶ浦湖岸平野の形態的特徴と構成層

1. 霞ケ浦湖岸平野の4段丘面の形態的特徴

霞ヶ浦湖岸平野の地形縦断面形を把握するため に,全域において任意に43測線をとり,1:5,000 霞 ケ浦(西浦)改修計画平面図(水資源開発公団霞 ケ浦開発事業建設部,1979)を用いて地形縦断面 図を作成した.各地形面の名称は,大矢ほか(1986) による湖岸段丘,湖岸段丘,湖岸低地,湖棚

を踏襲した.その理由は,1:5,000 霞ケ浦管内平 面図(建設省関東地方建設局霞ケ浦工事事務所, 1968),1:5,000 霞ケ浦(西浦)改修計画平面図(水 資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部,1979), 1:10,000 霞ヶ浦・北浦湖沼図(国土地理院,1960) の各地形図と空中写真を判読したところ,霞ケ浦・ 北浦周辺地形分類図(大矢ほか,1986)と各地形 面が一致したからである.

各地の地形縦断面形を第3図,各地域の代表す る測線の位置を第1図に示す.測線の名称は,土 浦入り南岸(TsuS),土浦入り北岸(TsuN1,TsuN2), 高浜入り西岸(TaW),高浜入り東岸(TaE1,TaE2), 左岸(L1,L2)とした.それらは現在,河川の影 響がない所を選んだ.測線はほぼ湖岸線と直交す る方向に選定した.各段丘面の幅は,湖岸線に垂 直方向の距離とする.霞ケ浦(西浦)改修計画平 面図の標高値は Y.P.(Yedogawa Pail の略;利根川 水系の河川改修の基準面)で記してあるので,T.P. (東京湾中等潮位)に読み替えた.

地形縦断面形より,霞ヶ浦湖岸平野には不連続 な段丘面が存在する(第3図).断面図では湖岸段 丘 と湖岸低地は幅が狭く水平面であるのに対 し,湖岸段丘 と湖棚 は幅が広く傾斜面である. 湖岸段丘 と湖岸低地の幅を比較すると,湖岸低 地の方が広い.また湖岸段丘 と湖棚 の幅を比 較すると,湖岸段丘 の方が広い.

霞ヶ浦湖岸平野全域において湖岸段丘 と湖棚 が傾斜面であるかどうか明らかにするために, 各地形面の傾斜を 250 m 間隔で調べた(第4図). 湖岸低地,海成堆積面である砂嘴・砂州,河口部 の三角州の勾配は 0.2%未満であり,水平面であ る.一方,湖岸段丘 と湖棚 の勾配は 0.2%以上 と大きい.その勾配は場所によって異なるが,霞ヶ 浦湖岸平野全域において湖岸低地は水平面であ り,湖岸段丘 と湖棚 は傾斜面であるといえる. なお,湖岸段丘 は幅が狭い上に崩積土が堆積し 大きく変形しているため,勾配を計測していない.

2. 湖岸低地および湖棚 の構成層

湖岸低地と湖棚 は現在の湖水面に対応して形 成されていると仮定し,構成層を調査した.湖棚

では検土杖やアクリルパイプを用いて底質を調 査した.また霞ケ浦地盤図(水資源開発公団霞ケ 浦開発事業建設部,1992)や既存のボーリング資 料を元に霞ヶ浦湖岸線付近の基盤深度を調べた.

湖棚 は波浪や湖岸流などによって湖水面下で 形成されている現成の地形である(平井,1989). その構成物質は砂質であり,湖棚 は堆積面とい われている(斎藤ほか,1990).しかし,現地調査 で基盤が表出している場所が確認された.基盤は 固結しており,ほとんどの基盤表面には多数の生 痕がある(第5図A).

第6図に現地調査で基盤が確認できた場所と,霞 ケ浦地盤図やボーリング資料によって推定した湖 棚の基盤深度を示す.左岸や右岸では広範囲で基 盤が表出している.土浦入り南岸の馬掛や土浦入り 北岸の崎浜など,湖岸線が湖水面側に突出している 部分においても基盤を確認できた.土浦入りの他の 4 地点や霞ケ浦の流出部付近では基盤が表出して おらず,地表面は砂層であった.しかし,湖棚の 基盤深度はほぼ全域において-10m以浅であると 推定される.特に左岸や右岸では基盤が-2m以浅 に存在する.また,1979年および2001年の夏の渇 水時には,右岸の広範囲において基盤が湖棚に表 出していた(第5図B).基盤の表出は湖棚が侵 食面であることを示している.



第3図 霞ヶ浦湖岸平野の地形縦断面 (A)土浦入り(B)高浜入り (1:5,000 霞ヶ浦(西浦)改修計画平面図 (1979)を元に作成)側線の位置は第1図に示す.図中の%は各地形面の勾配を表す.





(A)現地調査で確認された基盤の一部(玉造町根古谷地点) (B)夏の渇水時に右岸で確認された基盤(浮島近辺,西の州地点) (社)霞ケ浦市民協会 大久保裕司氏 提供



第6図 湖棚 の基盤深度 (霞ケ浦基盤図(1992)を元に作成)

湖岸低地はヨシ原によって定着された砂やシルトからなり,堆積面であることが明らかにされている(関・池田,2003).従って,現成地形である 湖岸低地と湖棚 はそれぞれ堆積面,侵食面であることが明らかになった.

3. 湖岸段丘 および湖岸段丘 の構成層

湖岸段丘 ,湖岸段丘 ,湖岸低地の構成層を 調査した.これらは縄文海進後に離水した段丘面 である.初めに既存のボーリング資料を元に台地 や湖岸平野の地質を調べた.しかし十分な見解が 得られなかったため,左岸 12.25 km 付近に測線を 選定し現地調査を行った.この測線を選定した理 由は(1)台地,各地形面の地形分類が明確であり, 既存の資料が測線から 50 m 以内にあること,(2) 土地改良事業は湖岸段丘 の低位でなされている が,改良前後で大きな変化がなく盛土がされてい ないこと,(3)現成の谷地や河川の影響がないこ と,の3点である.調査内容は,台地の露頭調査, 湖岸段丘 ・湖岸段丘 ・湖岸低地のボーリング 調査および簡易貫入試験調査とした.

1)台地の構成層

測線をとった左岸の台地は行方台地である.台 地の露頭は測線から約500m南方で観察できた.行 方台地は約15~12万年前の下末吉海進期の堆積 層である.台地の露頭上部は細砂~中砂の木下層 であり,バリアー島が海進に伴って陸側に移動し, 海退時にそのまま残された層である.台地の露頭 下部の凝固シルト層(上岩橋層)はラグーン堆積 物であり,霞ケ浦地域がバリアー島によって外洋 と隔てられたときに堆積した(村越,1990).凝固 シルト層はほぼ水平な層理面をもつことが観察さ れた(第7図).

第7図 左岸 12.25 km (五町田) 測線付近の台地の構成層

2) 湖棚 の構成層

湖棚 において, 測線上に湖岸線から湖心に向 かって 150 m ほど底質を調査した(第9図). 左岸 では湖棚 は幅が広く,湖心に向かって勾配はほぼ 0.2 ~ 0.4%で傾斜している.湖岸線から 150 m 付近 でも - 1 m と浅い. 湖棚 において, 凝固シルト層 は湖岸線付近では地表面から50 cm以深に存在する が, 湖岸線から 50 ~ 100 m では地表面から深さ約 30 cm に存在した. 湖岸線から 150 m 付近では地表 面から深さ 50 cm 以深に存在した(第8図). 3) ボーリングによる構成層の調査

霞ヶ浦湖岸平野の構成物質を確認するために, ハンドオーガーを用いてボーリング調査を行っ た.調査地点は湖岸段丘 に1地点(A),湖岸段 丘 に3地点(高位からB,C,D),湖岸低地に1 地点(E)である.測線上には既存のボーリング資 料が湖岸段丘 中位に1地点,湖岸低地の堤防よ り湖水面側に1地点ある.各地点につき深さ3~4 mまで採掘し,20~30 cm毎にサンプルを採取した.

測線における構成層は第9図のようになった .A 地点では,深さ0~400 cm は砂まじりシルト層で



第8図 左岸 12.25 km (五町田) 測線における湖棚 の凝 固シルト層(採取地点は湖岸線から 50 m 付近)

ある.この層には直径2~5mmの円礫がわずかに 混入する.深さ400cmからは少量の固結シルトや 直径約5mmの円礫が混入し,深さ410cmからは 黄土色の細砂~中砂層が確認された.深さ490cm まで凝固シルト層は確認されず,それ以深に存在 するかは不明である.湖岸段丘 では固結したシ ルト層が存在する.B地点では深さ0~160cmは 砂まじりシルト層であったが,それ以深は凝固シ ルト層である.C,D地点は田であり表層は未固結 シルト層に覆われているが,深さ90cmからは凝 固シルト層である E地点では表層は未固結シルト 層に覆われており,深さ360cmまで砂まじりシル ト層である.

各段丘面の構成層を比較すると,湖岸段丘 と湖 棚 では地表面から深さ0~2mに凝固シルト層が 存在する.地表面は砂や砂まじりシルト層が薄く覆 う.一方,湖岸段丘 と湖岸低地には砂まじりシル ト層が厚く存在し,凝固シルト層は確認されなかっ た.すなわち湖岸段丘 と湖棚 ,湖岸段丘 と湖 岸低地はそれぞれ構成層が類似している.

湖岸段丘 と湖棚 に存在する凝固シルト層は, 塊状,ほぼ暗灰~暗青灰色で(第10図A,B),貝





第 10 図 湖岸段丘 の凝固シルト層 (A)B地点(深さ 250 - 265 cm),(B)D地点(深さ 220 - 240 cm)

の破片や鉄分がわずかに集積する.霞ヶ浦湖岸平野 に存在する凝固シルト層は台地の露頭下部の上岩 橋層と層相が類似しており,現成の堆積面である湖 岸低地表層の未固結シルト層とは明らかに異なる. 4)簡易貫入試験による基盤の調査

凝固シルト層を基盤と推定し,霞ヶ浦湖岸平野 の基盤形状を明らかにするために簡易貫入試験 を行った(第9図).簡易貫入試験はボーリング した地点の傍で行った.値は 10 cm 毎に計測し, N₁₀値が 30 を越す場合が 30 cm 続く深さまで計測 した.

A 地点は、深さ 0 ~ 300 cm では N_{10} 10 でばら つき、深さ 300 ~ 400 cm では N_{10} 値はほぼ 15 を示 した、深さ 400 cm 付近で N_{10} 値は 30 付近まで増加 した、湖岸段丘 の B, C, D 地点は、深さ 0 ~ 150 cm では N_{10} 値は 10 以下でしだいに増加して いった、深さ 150 ~ 200 cm で N_{10} 値は急激に増加 し,深さ 200 ~ 250 cm の間で N_{10} 値は 30 に達し た.湖岸低地の E 地点の深さ 0 ~ 370 cm,湖水面 側の地点の深さ 0 ~ 270 cm では N_{10} 15 でばらつ き,それ以深で N_{10} 値は 30 に達した.霞ヶ浦湖岸 平野の凝固シルト層と比較するために,測線上で はないが,台地の露頭下部にある上岩橋層に対し 湖岸段丘 との境界から鉛直方向に簡易貫入試験 を行った.表層から N_{10} 15 を示し,深さ 70 cm で N_{10} 値が 50 に達し非常に固い層であった.

N₁₀値と構成層を比較すると,地表面付近の表土 や砂まじりシルト層では N₁₀値が小さく,ばらつき があったのに対して,凝固シルト層では N₁₀値は大 きい値を示す.N₁₀値の等値線を示すと N₁₀値が 10 ~ 15 の間で値が急激に増加し,ボーリング調査で 凝固シルト層が確認された深度とほぼ一致した.そ こで,N₁₀値が 10 ~ 15 の深さと凝固シルト層の深 さを考慮して基盤深度を推定した(第9図).推定 基盤深度は湖岸段丘 と湖棚 では地表面付近に 存在し,湖心に向かって緩く傾斜している.その勾 配(約0.29%)は湖岸段丘 の勾配(約0.33%)と ほぼ一致する.また基盤上には湖岸段丘 では表土 や砂まじりシルトが約 150 cm の厚さで覆い,湖棚

では砂が約 50 cm の厚さで覆っている. 5) 粒度分析による構成物質の調査

台地と各地形面の凝固シルト層が同一であるか, 地表面付近の構成物質の供給源は何かを確かめる ために粒度分析を行った.ボーリングで採取した構 成層のうち,地表面付近(深さ約100 cm)のサンプ ル,基盤と考えられる深さのサンプル,そして台地 の構成層である木下層と上岩橋層のサンプルを選 び,計14サンプルを分析した.その際,ふるいで 構成物質の粒径が2mm以上と2mm未満で分離し, 粒径2mm未満は直径6 cm,1000 mlのメスシリン ダーを用いた沈降分析法,粒径2mm以上は手で約 5分間振盪して分析したふるい分析法で行った.各 サンプルの平均粒径と均等係数を第1表に示す.

台地の露頭上部の木下層は細砂~中砂(平均粒 径 0.21 mm, 0.44 mm),露頭下部の上岩橋層(基

サンプル No.	場所	地点名	深さ(cm)	平均粒径 (mm)	均等係数
1	台地(木下層)			4.4×10^{-1}	18
2	台地(木下層)			2.1×10^{-1}	5
3	台地(上岩橋層)			2.3×10^{-2}	2
4	湖岸段丘	А	80 - 100	1.5×10^{-1}	99
5	湖岸段丘	А	385 - 405	1.9 × 10 ⁻¹	46
6	湖岸段丘	А	470 - 490	1.5×10^{-1}	54
7	湖岸段丘	В	100 - 130	1.1×10^{-1}	24
8	湖岸段丘	В	250 - 265	2.7×10^{-2}	18
9	湖岸段丘	С	60 - 90	1.9×10^{-2}	17
10	湖岸段丘	С	250 - 265	7.7×10^{-3}	18
11	湖岸段丘	D	60 - 90	2.1×10^{-2}	16
12	湖岸段丘	D	240 - 260	1.5×10^{-2}	10
13	湖岸低地	Е	90 - 120	1.1×10^{-1}	14
14	湖岸低地	Ε	270 - 300	1.6×10^{-1}	23





第11図(A)台地の構成物質 (B)湖岸段丘 (基盤)の構成物質





盤) はシルト(平均粒径 0.023 mm) が多く含まれ る(第 11 図 A). 今宿木下層と上岩橋層は均等係 数が5以下であり,分級が良い.

基盤が地表面付近に存在する湖岸段丘 の深さ 250 cm 付近の凝固シルト層はシルトが卓越し,上 岩橋層に類似している(第11図B),均等係数は10 ~ 20 であり分級がほぼ良い. それに対して A 地点 の深さ 385 ~ 405 cm と深さ 470 ~ 490 cm, E地点 の深さ 270 ~ 300 cm の砂まじりシルト層は細砂が 卓越し木下層に類似しているが,木下層より分級が 悪い(第11図C).均等係数はA地点では46と54, E 地点では 23 である. 地表面付近の構成物質は細 砂が多く含まれている(第11図D).A地点の深さ 80~100 cm は均等係数が 99 湖岸段丘 の B 地点 の深さ 100 ~ 130 cm は均等係数が 24 と分級が悪 い. E 地点の深さ 90 ~ 120 cm は均等係数が 14 と 分級がほぼ良い.湖岸段丘のC,D地点の深さ60 ~ 90 cm は上岩橋層と同様にシルト質であり,均等 係数がそれぞれ17,16と分級がほぼ良い.

以上より,湖岸段丘 で確認された凝固シルト 層は上岩橋層と同一の基盤である.また,地表面 付近の構成物質は細砂を多く含み,その細砂は台 地が波に侵食された時に露頭上部の木下層から供 給されたといえる.

波食によって形成された霞ヶ浦湖岸平野

1.「堆積面 - 侵食面」の組み合わせ

1) 湖岸低地および湖棚 の成因

湖岸低地は勾配が 0.2%未満の水平面であり,湖 棚 は勾配が 0.2 ~ 2.0%の傾斜面である.ところ で海食台の勾配は,2 ~ 10%(豊島,1967),0.7 ~4%(Bradley and Griggs,1976)で海方へ緩く傾 くといわれている.湖棚 の形状は海食台の形状 と同様に緩傾斜である.湖棚 は海食台と同じく 波食の場である湖食台と考えられる.湖棚 には 多くの地域で基盤が表出している(第6図).第9 図において現地調査では湖岸線から約 150 m 付近 では基盤が確認されなかったが,-2m以浅にはお そらく基盤が存在する(第6図).従って湖棚 は 侵食面である.すなわち湖岸低地は堆積面,湖棚 は侵食面である.

茅根・吉川(1986)は, 房総半島の岩石海岸に おいて, 海成段丘に存在する「ベンチ - 小崖 - 海 食台系」は安定した海水面に対して同時に形成さ れると考えている.湖岸低地と湖棚 は,現在,安 定した湖水面に対して異なる成因で形成された地 形面の組み合わせである.このような地形の組み 合わせを「同時異面」と呼ぶことができる.

2) 湖岸段丘 および湖岸段丘 の成因

湖岸段丘 は湖岸低地に,湖岸段丘 は湖棚 に,形態的特徴と構成層が類似している.以下,海 進期における湖岸段丘 と湖岸段丘 の形成につ いて述べる.

湖岸段丘 や湖岸低地に卓越する砂まじりシル ト層や地表面付近の構成層は細砂を多く含む.こ の細砂は台地の露頭上部に見られた木下層が主な 供給源であると考えられる.かつて海進が進むに つれて台地が激しく侵食を受け,大量の土砂が沖 の方へ流出した.その後,海水面が高水位で安定 した時に沿岸流や岸沖方向の波によって土砂が堆 積し,湖岸段丘 が形成されたと考えられる.ま た海水面安定期には背後の崖は侵食されて間もな く,不安定な状態であった.その崖が安定するま で湖岸段丘 上に堆積したと考えられる.

測線における基盤は、ボーリング調査からは凝固 シルト層,簡易貫入試験調査からはN₁₀ = 10 ~ 15 以深であると推定した.台地の下部に見られる上岩 橋層はほぼ水平な層理面をもつが,基盤深度は湖心 に向かって緩く傾斜している.水平な層理をもつ基 盤が緩く傾斜しているのは,湖岸段丘 がかつて海 食台であったためと推定される.その海食台は辻本 (1985)の波食地形のType A と考えられる.Type A とは「海側に緩傾斜した波食棚」であり、「波の侵 食力に対して台地の抵抗力が弱い地域に多く存在 し,侵食が海面下へおよんでいて,海底基盤は厚さ 0.5~1mの堆積物に覆われている」とされる.か つての海進期には霞ケ浦地域は入り江であり,今よ り吹送距離は長く波の侵食力が大きかったと考え られる.海進期には湖棚 はかつての湖岸段丘 と 一続きの海食台であったと考えられる.そのため湖 岸段丘 と湖棚 は幅広く,現在の傾斜面の勾配は 海食台の勾配に起因しているといえる.基盤深度が 湖岸段丘 と湖岸低地で約2mほど掘れてしまって いることについては,海進期前に小河川があった可 能性が考えられる.

従って,湖岸段丘 形成年代は湖岸段丘 より 新しい(大矢ほか,1986)とされているが,「湖岸 段丘 -湖岸段丘 」もかつての高海水面安定期 における「堆積面-侵食面」と考えられる.また 湖岸低地と湖棚 が現在同時に形成されているの と同様に,湖岸段丘 と湖岸段丘 も安定した海 水面に対して同時に形成された「同時異面」であ ると考えられる(第2表).

2. 湖岸段丘 が傾斜面として残された要因

湖岸段丘 の地形縦断面が傾斜面として残され た要因として,主に波の作用が考えられる.湖岸 段丘 と湖岸段丘 が形成された高海水面安定期 には,現在より水深が深く吹送距離が長かったの で,波は現在よりも強かったと考えられる.海退 期に霞ケ浦と太平洋は鹿島台地に発達した砂嘴に よって隔てられたため(斎藤ほか,1990)吹送距 離が短くなり,波の侵食は弱まったと考えられる. 波の侵食力が弱まると海食台は侵食されなくなり 傾斜面が残された.その後,傾斜面は堆積物によっ て薄く覆われたと考えられる.湖岸段丘 高位の B地点は低位のC,D地点と異なり,地表面付近に 砂まじりシルト層が確認された.この層は厚さ150 cmほどである.現成地形の湖棚 の基盤上にも砂 が薄く覆っていることを考慮すると,B地点の砂 まじりシルト層は,高海水面安定期に地表面付近 で波による撹乱を受けていた物質であると考えら れる.海退期に離水する直前まで波による撹乱を 受けており,海退したときにその物質が堆積した と考えられる.

では,なぜ海食台に厚く土砂が堆積しなかった のであろうか.海進期には波が激しく台地を侵食 し,土砂が大量に供給されたのに対し,高海水面 安定期には台地は後退しなくなり,海退期には台 地は侵食されなくなった.従って高海水面安定期 以後には土砂が湖岸段丘のみに供給され湖岸段 丘 は幅が狭い水平面となり,湖岸段丘には土 砂がほとんど運搬されなくなった.仮に波や河川 などによって運搬されたとしても,その土砂供給 量は台地からの供給量に比べ小さく,湖岸段丘 の基盤の上に厚く堆積できる程ではなかったと考 えられる.

	湖棚	湖岸低地	湖岸段丘	湖岸段丘
勾配	傾斜面	水平面	傾斜面	水平面
幅	広い	狭い	広い	狭い
構成層	基盤	砂まじりシルト層	基盤	砂まじりシルト層
貫入值 N ₁₀	(測定せず)	ばらついている	深くなるにつれ増加する	ばらついている
分級	(測定せず)	悪い	ほぼ良い	悪い
成因	侵食	堆積	侵食	堆積
形成年代	現在	現在	縄文海進期の	縄文海進時の
			高海水位安定期	高海水位安定期

湖岸段丘 の傾斜面は海進に伴って形成され, 海退時に波の作用が弱まり土砂供給量が減少した ため幅が広く残された.さらに相対的に標高約5m も海退し,その後地形を変化させる程の大きな河 川が流れなかったことによっても,かつて海食台 であった湖岸段丘 の幅広い傾斜面が残存された と考えられる.

霞ケ浦湖岸平野の形成過程

籠瀬(1976)によると,土浦入り南岸の美浦村
上新田における湖岸段丘の¹⁴C年代値は6,710
± 190 y.B.P.とされる.また美浦村の湖岸段丘 も
縄文時代中期~後期とされている(小元,1998).
縄文海進時に湖岸段丘と湖岸段丘が形成されたと考えられる.

以上より霞ケ浦湖岸平野の形成過程をまとめる (第12図).

a.約1万~6千年前(縄文海進期)

台地が波によって激しく侵食され,海食台(現 在の湖岸段丘)が形成された.この時大量の土 砂が供給され,波によって沖の方へ運搬された.つ まり霞ヶ浦湖岸平野は縄文海進時には侵食の場で あった.霞ケ浦周辺の台地の縁が現在の湖岸線と ほぼ平行かつ直線状であるのは,縄文海進時に台 地が侵食されたことを裏付けている.

b.5~6千年前(高海水面安定期)

波打ち際に土砂が堆積し,湖岸低地(現在の湖 岸段丘)が形成された.また,当時まだ不安定 であった崖からも直接土砂が供給された.海食台 (現在の湖岸段丘)は,海水面安定期も波によっ てさらに侵食された.



a . 約1万~6千年前(縄文海進期) b . 5 ~ 6千年前(高海水面安定期) c . 3 ~ 4千年前(海退期) d . 3千年前~現在(湖水面安定期)

c.3~4千年前(海退期)

「湖岸低地 - 海食台(現在の湖岸段丘 - 湖岸段 丘)」が離水した.この頃,霞ケ浦は海跡湖と なった.海退期,海食台の地表面は波による撹乱 を受け堆積物が薄く残された.しかし,台地の崖 から土砂が供給されなくなり波も弱まったため, 海食台の基盤形状は保存され,傾斜面が残された.

d.3千年前~現在(湖水面安定期)

波打ち際に土砂が堆積し湖岸低地が形成されて いる.土砂は主に波によって供給される.河川か らの供給や植生による土砂の定着も考えられる. 湖棚 は,現在の湖水面に対してさらに波の侵食 を受けている.

この霞ケ浦湖岸平野の形成過程は,主に左岸 12.25 km(五町田)測線から考えられた.しかし地 形縦断面形は霞ヶ浦湖岸平野全域において類似し ているため,全域において同様の形成過程が示さ れるといえる.

おわりに

本研究では,霞ケ浦湖岸平野の形成過程を明ら かにした.地形縦断面形をみると,霞ヶ浦湖岸平 野には現成地形と離水地形の「水平面-傾斜面」と いう組み合わせが2組ある.構成層の調査から,現 成地形である「湖岸低地-湖棚」が「堆積面-侵食面」であることが判明した.「湖岸段丘 - 湖 岸段丘」もそれぞれ構成物質が類似しており,離 水地形の成因も現成地形と同様である.

侵食面は海進時の海食台であり,堆積面は台地 から供給された土砂によって構成されている.さ らに湖水面が安定した時に,湖岸低地は堆積作用 で形成され,湖棚は波食を受け,2つの地形面は同 時に形成される.

謝辞

本研究を進めるにあたり,信州大学理学部物質 循環学科の村越直美先生には多くの助言をいただ き,現地にて地質の見方を教えていただいた.国 土交通省関東地方整備局霞ケ浦工事事務所調査課 の村岡基晴係長をはじめ同事務所の方々には貴重 な資料をお借りし,現地調査にもご協力いただい た.茨城県鉾田土木事務所,潮来土木事務所,土 浦土木事務所,鉾田土地改良事務所,江戸崎土地 改良事務所,水資源公団霞ケ浦用水管理所の方々 には霞ケ浦湖岸平野のボーリング資料を提供して いただいた.(社)霞ケ浦市民協会の大久保裕司さ んには写真を提供していただいた.

筑波大学第一学群自然学類の地形学ゼミを通じ て地球科学系の諸先生方から多くのご指導をいた だき,特に目代邦康先生には様々なご助言をいた だいた.大学院地球科学研究科の斎藤健一さんに は全般にご助言をいただいた.現地調査では大学 院地球科学研究科の若月強さんをはじめ地形学専 攻の院生・学生にお手伝いいただいた.以上の方々 に記して謝意を表します.

文 献

- 池田 宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松 本栄次(1977): 筑波台地周辺低地の地形発達. 鬼怒川の流路変更と霞ケ浦の成因 . 筑波 の環境研究, 2, 104-113.
- 池田 宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ (1982): 筑波台地の地形発達 "古霞ケ浦"鳥
- 趾状三角州 . 筑波の環境研究, 6, 150-156. 宇都宮陽二朗(1981): 霞ヶ浦とその周辺の低地の
- 地形について.国立公害研究所研究報告,20, 1-23.
- 大矢雅彦・加藤泰彦・春山成子・平井幸弘・小林 公治・井上洋一・忍澤成視(1986):『3万分の 1 霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図』建設省関東地

方建設局霞ヶ浦工事事務所.

- 小元久仁夫(1998):日本大学放射性炭素年代測定 報告 - 5.日本大学文理学部自然科学研究所研 究紀要(地理),33,1-41.
- 籠瀬良明(1976):北浦・霞ヶ浦岸の条里水田と用水.日本地理学会予稿集,10,216-217.
- 茅根 創・吉川虎雄(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,59,18-36.
- 建設省関東地方建設局霞ケ浦工事事務所(1968): 『1:5,000 霞ケ浦平面図』
- 国土地理院(1960):『1:10,000 霞ヶ浦・北浦湖沼図』 斎藤文紀・井内美郎・横田節哉(1990): 霞ケ浦の
 - 地史:海水準変動に影響された沿岸湖沼環境 変遷史.地質学論集,**36**,103-118.
- 斎藤文紀・井内美郎(1993): 霞ケ浦. アーバンク ボタ,32,56-64.
- 新藤静夫・前野元文(1982): 霞ケ浦周辺低地の環 境研究(1) 桜川低地と霞ケ浦の地形,地質 .筑波の環境研究,6,173-181.
- 関 智弥・池田 宏(2003): 霞ケ浦におけるヨ シ原の分布と低地の成り立ち.筑波大学陸域 環境研究センター報告,4,75-88.

- 辻本英和(1985):千葉県東部海岸の波食地形と構成岩石の物理・力学的性質.地理学評論,58, 180-192.
- 豊島吉則(1967):山陰海岸における海蝕地形に関 する研究.鳥取大学教育学部研究報告,18, 64-98.
- 馬場勝良・青木直昭(1972):茨城県,霞ケ浦一北 浦地域の下総群層の層序区分.地質学雑誌, **78**,577-584.
- 平井幸弘(1989):日本における海跡湖の地形的特 徴と地形発達.地理学評論,62,145-159.
- 水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部 (1979): 『1:5,000 霞ケ浦 (西浦) 改修計画平面図』
- 水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部(1992):『霞 ケ浦地盤図作成業務報告書霞ケ浦地盤図』
- 村越直美(1990):更新統下総層群の上げ潮潮汐三 角州の堆積プロセス.筑波大学第一学群自然 学類卒業論.
- Bradley, W.C. and Griggs, G.B. (1976): Forms, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society American Bulletin*, 87, 433-449.

(2003年7月7日受付,2003年7月24日受理)