

井内美郎 = 地質調査所海洋地質部
 斎藤文紀 = 地質調査所海洋地質部

霞ヶ浦の概略

霞ヶ浦(広義)は、茨城県南部に位置し、霞ヶ浦(西浦, 以下の霞ヶ浦は西浦を指す), 北浦および外浪逆浦からなる淡水湖である。霞ヶ浦は、面積167.6km², 最大水深7.3m(砂利採取域を除く), 平均水深3.4m, 周囲長138kmで、わが国で第2位の広さをもっている(理科年表1993による)。平均湖水面標高はT.P.0.16m。流入河川は少なくとも26を数え、主なものは、桜川, 恋瀬川, 小野川などで、県南を主要な流域(1,426km²)としている。

北浦と外浪逆浦も浅い淡水湖で、面積はそれぞれ35.2km²および5.9km²である。

これらの湖沼は、利根川洪水の逆流を防止して洪水時の水位の低下をはかるとともに、渇水時の塩水進入を阻止するために、昭和38年に湖沼と利根川とを結ぶ常陸利根川の河口に水門が設けられ、外洋水塊は完全に遮断されている。なお湖域の湾入部は、土浦入, 高浜入, 江戸崎入(大山入)などと呼ばれる。

霞ヶ浦周辺の地形・地質と霞ヶ浦の成因

現在の霞ヶ浦が水域として始まった時を霞ヶ浦の誕生とすれば、それは約1万年前の完新世の始まり頃である。では海水が入り、その後数10mの堆積物を堆積させた「器」の形は、いつ頃、どのように形成されたのだろうか。

《最終間氷期の古東京湾》

霞ヶ浦をかかえる大きな低地帯または大きな

谷地形が現在の位置に形成された理由、いわゆる霞ヶ浦の成因を考えるには、更新世後期の最終間氷期の海進期、すなわち下末吉海進期の古東京湾(図1)の時代まで遡る必要がある。というのも、霞ヶ浦のほぼ全域を取り囲む周辺の広大な台地をつくっている地層(下総層群)の最上部は、主として下末吉海進期の古東京湾に堆積した地層やそれ以降の地層によってできているからである。

最終間氷期の古東京湾の発達史で特徴的なのは、13~12万年前の「バリアー期」と、約10~8万年前の「鳥趾状三角州期」で、それぞれの時期の特徴は、岡崎浩子・増田富士雄の両氏によって明らかにされている。

《バリアー期の霞ヶ浦周辺域》

バリアーとは、外洋と湾(潟)とを境する高まりで、海浜・砂丘・塩水湿地などからなっている。下末吉海進の最高海面期の古東京湾では、筑波山周辺まで波が打ち寄せて海浜が広がっていたが、この時期には、いまの霞ヶ浦の東方にある行方台地の西部から千葉県の小見川から多古にかけての細長い地域がバリアーをつくり、東側の太平洋と西側の古東京湾とを分けていた。

当時の古流系の詳しい調査から、バリアーに付随して、海水が潮の干満で交換する潮流口や、潮流によって運ばれた砂質堆積物によってできた潮汐三角州などの存在が復元されている(図3)。現在の玉造町や麻生町付近は、潮流口であったと考えられている。この時代のテフラとして、下末吉ローム層のKIPやKmPテフラ群が報告されており、この時期は約13~12万年前にあたる。

その後、海面が少し低下するようになるとバリアシステムは不活発になり、古東京湾は各地で離水して、それまでの内湾や潟が閉塞されて汽水から淡水へと変化した。この時期までの海面低下によって、浅い平坦な地帯が各地で離水し、海岸平野が出現した。その後、再び海水面が少し上昇すると、今度はそこが浅い水域となった。霞ヶ浦周辺の水域は、前の時期に続いて再び潟の状態になった。

《鳥趾状三角州期の霞ヶ浦周辺域》

さらにその後、海面が再び低下した約10~8万年前頃になると、興味あることが起こりだした。古鬼怒川の河口部に、ミシシッピデルタで有名な鳥趾状三角州が成長し始めたのである(図4)。その鳥趾状三角州は、現在の筑波・稲敷台地や出島台地にみることができる。また、江戸崎のあたりには鳥趾の高まりがあり、デルタは、それを迂回するように分布していた。このような状況下で、河床を形成していた砂礫質の堆積物におおわれていたところは地形的にもやや高く、その後の最終氷期の海水準低下の時代に河川の浸食を免れることになり、台地として残ることになった。

現在の霞ヶ浦のある地域は、約13~12万年前のバリアー期にも、また約10~8万年前の鳥趾状三角州の時代にも砂質堆積物に覆われず、潟として残りやすい場所であった。そのために、その後の最終氷期に入って海面がぐんと低下した時代になると、河川による深刻な下刻を受けることになったと考えられる。

《霞ヶ浦の「器」の形成》

霞ヶ浦の湖底に堆積している泥や砂を入れて「器」ともいえる基盤の地形は、最終氷期の海面低下期に河川の下刻によってつくられたが、この谷地形の形成過程は、池田宏氏らの調査・研究により明らかになった。

この谷地形の形成には、最初は、いまは西方の水道付近を流れている鬼怒川が関わっていた。桜川低地には、3~5mの厚さの安山岩類および石英斑岩類の礫層(土浦礫層)が連続して分布するが、この礫層の供給源は鬼怒川上流部にしかなく、また桜川低地の幅が桜川の現河道の規模と比較して不相応に大きいことなどから、以前の鬼怒川(古鬼怒川)は桜川低地を流れ、この低地の原形を形作ったことがわかる。そして礫層中に挟まれる材の¹⁴C年代から、古鬼怒川が桜川低地および霞ヶ浦の概形をつくったのは、約3.5~2.8万年前の時期であることが明らかにされた(図5a)。図6は、約3.5万年前以降から現在にいたる海水準の変動曲線(大嶋, 1978)である。図に

図1 - 下末吉海進期の古東京湾 菊地, 1980

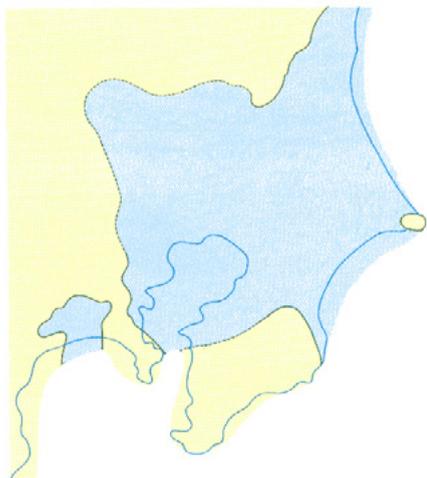
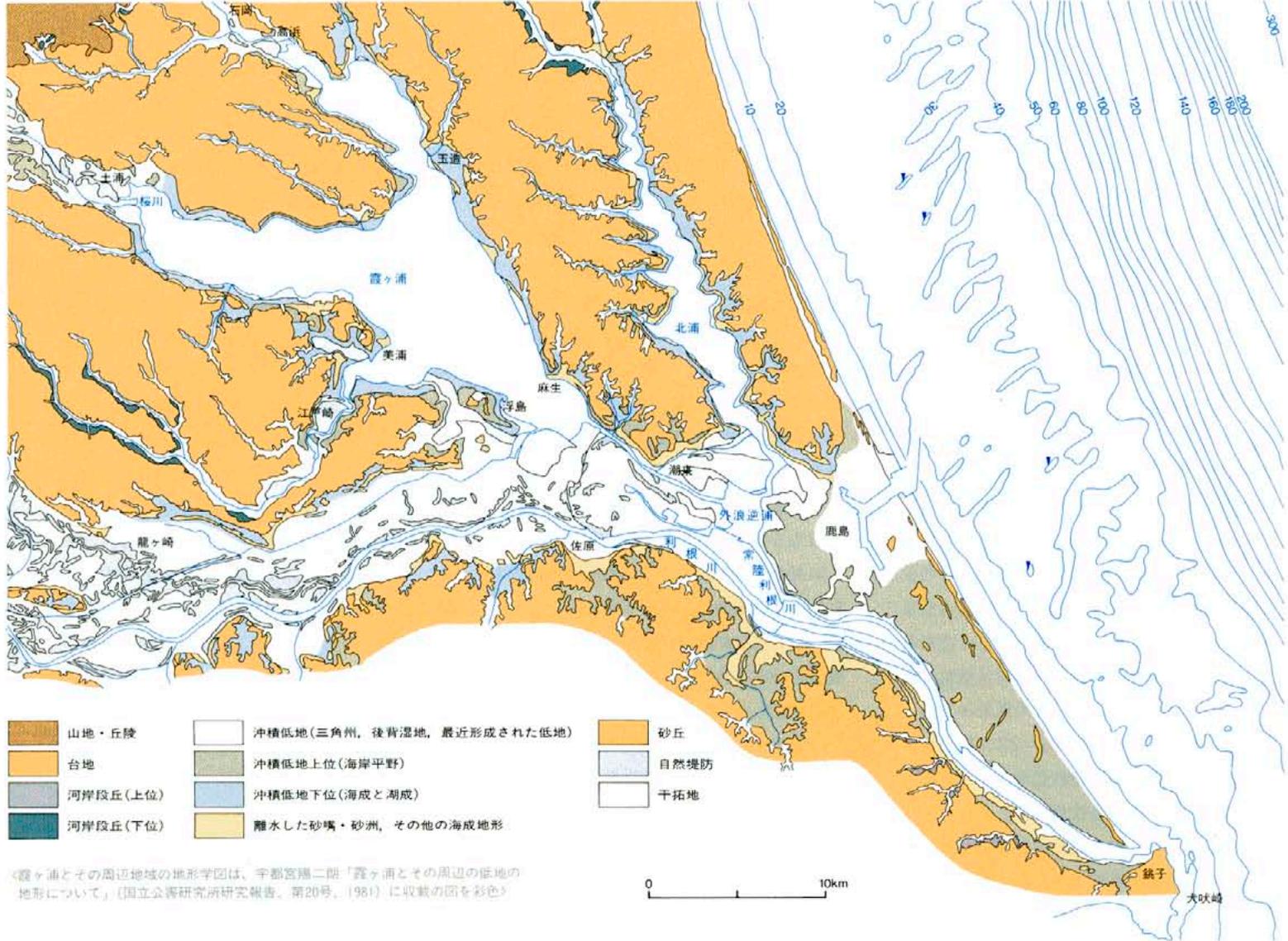


図2 - 霞ヶ浦とその周辺地域の地形学図(宇都宮, 1981にもとづき一部省略)と鹿島灘の海底地形

水路図誌複製「海上保安庁承認第050333号」



「霞ヶ浦とその周辺地域の地形学図は、宇都宮第二回「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, 第20号, 1981)に収載の図を彩色」

図3 - バリアー時代の霞ヶ浦周辺域の古地理 (13~12万年前) 岡崎・増田, 1989. 一部省略



図4 - 鳥趾状三角州時代の霞ヶ浦周辺域の古地理 (10~8万年前) 岡崎・増田, 1989. 一部省略

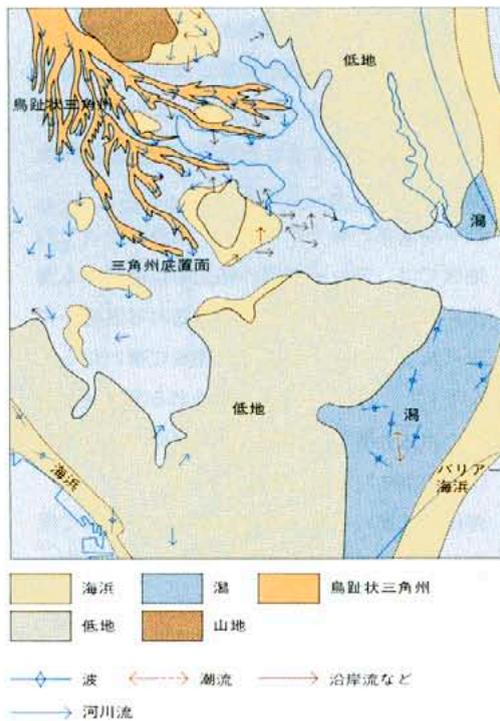


図5 - 筑波台地周辺低地の地形発達概念図



見るように、約3万年前の海面は、現在よりも約50mほど低かった。

約2万年前頃の最終氷期の最寒冷期には、海面はさらに低下して、いまよりも約80mも低いレベルに下がり、鹿島灘の遠い沖合までが陸地となった。これに伴い、霞ヶ浦低地帯での河川の下刻作用はさらに激しくなった。

この時期に入ると、古鬼怒川が桜川低地から小貝川低地へと流路を変更する事象がおこる。桜川低地・田中の露頭では、土浦礫層の上には、桜川源流部の花崗岩地域から運ばれた厚さ約1mの礫および花崗岩質の堆積物が重なり、土浦礫層とは明瞭に区別される。この花崗岩質礫に挟まれる材の¹⁴C年代は約1.6万年前である。一方、埋没谷の基底にある花崗岩質の砂礫層は、土浦礫層を20m近くも切って形成されている。このように桜川低地から霞ヶ浦にかけては、桜川水系によって、約2万年前頃の最終氷期の極寒期の低海水準期に最も深い谷地形が形成された(図5b)。

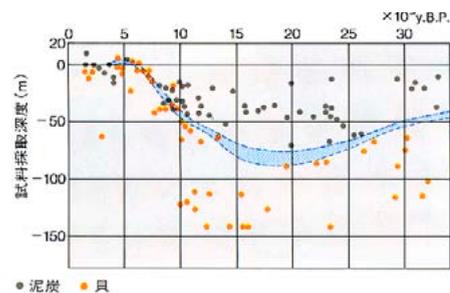
現在の霞ヶ浦の湖底にある泥や砂は、この谷地形を埋める形で堆積している。つまり霞ヶ浦は、後氷期の海水準の上昇に伴って、この谷地形が溺れ谷となって内湾的な状況となり、やがてその湾口部が埋積されて生じた海跡湖なのである。

霞ヶ浦の沖積層と谷地形

《湖上ボーリング》

1982年に、双胴船の台船を用いて霞ヶ浦の5ヵ所、KB-1～KB-5の地点(図7)でオールコアボーリングを行った。得られた試料の柱状図を図9に示す。ボーリングコアからは全部で33枚のテフラを確認できた。これらのテフラには上位から順にKBTナンバーをつけ、各

図6 - 第四紀後期の海水準変動 大嶋, 1978



コア間の対比を行った。これらのテフラのなかで、ごく主要なものを表1に示す。

テフラ以外にも、貝層や特徴的な層準でコア間の対比が可能であった。柱状図にKBT-2と3の間にCと印してあるのはヤマトシジミの密集層で、表層柱状試料では霞ヶ浦のほぼ全域で確認されている。この層より下位が海成層であり、この層から表層までが低鹹汽水・淡水の堆積物である。Pと印してあるのは、海成層中、この層準以深では底生有孔虫や介形虫が多数見られるのに対し、これより浅では激減する層準である。またKBT-3と4では、この層準より上位では下位に比べて泥層中に細かい葉理が発達するようになる。各コアの海成粘土層直下には腐植土層と腐植質砂泥がみられるが、その中の9ヵ所で¹⁴C年代を測定した(図9)。

《湖底および周辺の沖積層の層序と谷地形》霞ヶ浦とその周辺の沖積層については、既存のボーリング試料の解析および周辺低地の地形地質調査によって、その概要がすでによくつか報告されている。ここでは、上述の湖上ボーリングとこれらの調査・研究結果とあわせて、霞ヶ浦湖底および周辺の沖積層の層序と谷地形について簡単に述べる。

霞ヶ浦湖底の沖積層は、下位より上位に向かって、河成の礫層、腐植土層・粘土層を挟む河成の砂層、汽水成の砂層、海成の粘土層、汽水・淡水成の粘土層からなっている。汽水成の砂層の直下にも、汽水成の腐食土・粘土層が認められることが多い。

霞ヶ浦南部の麻生から潮米、鹿島にかけての地域では、霞ヶ浦湖底の粘土層に連続する海成粘土層の分布は、沖積層基底の谷筋沿いに限られており、上位は砂・礫層に覆われる。KB-4ボーリングの下部にみられる海成粘土層がこの粘土層で、同粘土層直下の腐食土層の¹⁴C年代は約1万年である。

沖積層基底の谷地形については、基底まで掘削したボーリングが非常に少ないため詳細は不明であるが、谷地形の概形は、沖積層の層厚の厚い地点や、上述した海成粘土層基底が

ほぼ河成堆積物の上面であることなどから推定することができる。図11が、それまでのボーリング資料をもとに描かれた沖積層基底面の等深線図である。

また鈴木・斉藤(1987)は、海域となる直前のおよその谷筋を示しているが、図7に赤色の線で描いたものがその谷線である。この谷線の延長上にみられる海域の点線は、音波探査によって得られた埋没谷で、谷地形の延長と推定される(海上保安庁水路部, 1984)。この谷線沿いのボーリング柱状図を、土浦から鹿島にかけて配列したのが図8である。

本地域の沖積層は、海が侵入する以前の下部河成堆積物と、海が侵入して以降の上部の堆積物とに大きく分けられる。海成層が認められる地点では、下位より、河成、海成、河成(一部汽水・淡水成、風成)となっており、海退 海進 海退という1回の堆積サイクルを示している。

海が侵入してくるまでの主に河成の堆積層を潮来部層と仮称する。また海が侵入して以降の地層を霞ヶ浦層とする。これらの境界は、後氷期の海水準の上昇に伴って、海域が陸側へ広がるとともに生じていることから、当然ながら層相(地層)と時間面は斜交する。層相の境界は、深いほど古く、浅いほど新しくなる。霞ヶ浦の湖底下では、2つの層相の境界が約40～50mの深度にみられ、境界は約1万年前となり、最上部更新統と完新統の境界にほぼ一致する。すなわち潮来部層が東京下町の「七号地層」に、霞ヶ浦層が「有楽町層」にほぼ対応する。

完新世の環境変遷

次に、海が侵入し始めて以降の約1万年間の霞ヶ浦の地史について述べる。この間の霞ヶ浦は、海水準変動の影響を強く受けており、堆積環境の違いから からの6つのステージに分けることができる。図10に、霞ヶ浦湖底下のKB-1～KB-5地点におけるステージ～の層厚分布変化を示した。この間の水域環境は、からの時期が海の状態であり、西暦1400～1600年頃に低鹹汽水・淡水化して、

図7 - 鹿島～露ヶ浦間のボーリング地点

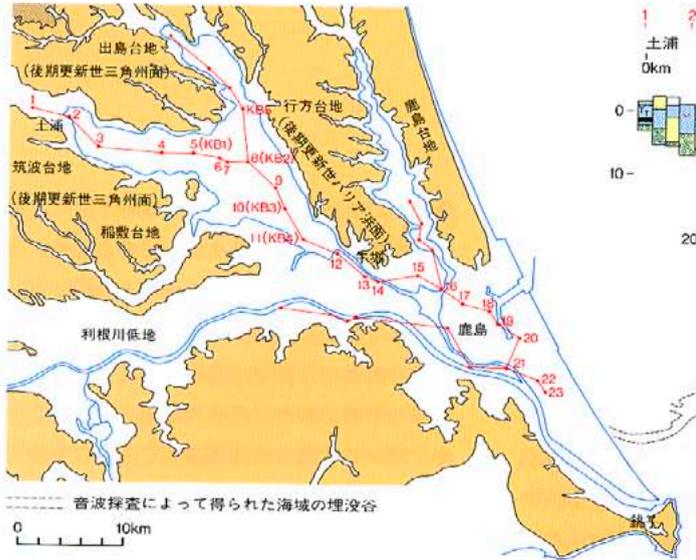


図8 - 鹿島～露ヶ浦のボーリング柱状図

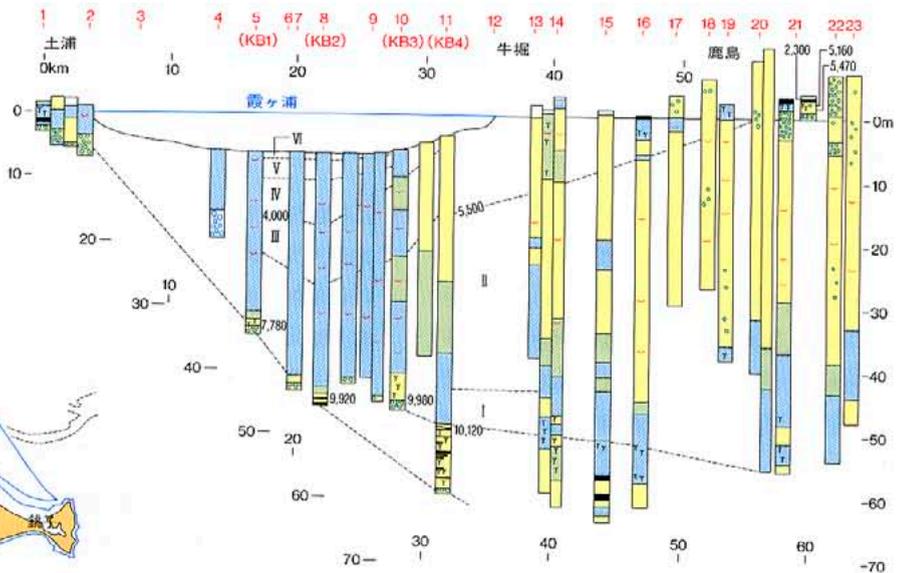


図9 - 露ヶ浦のKB-1～5地点のボーリング柱状図

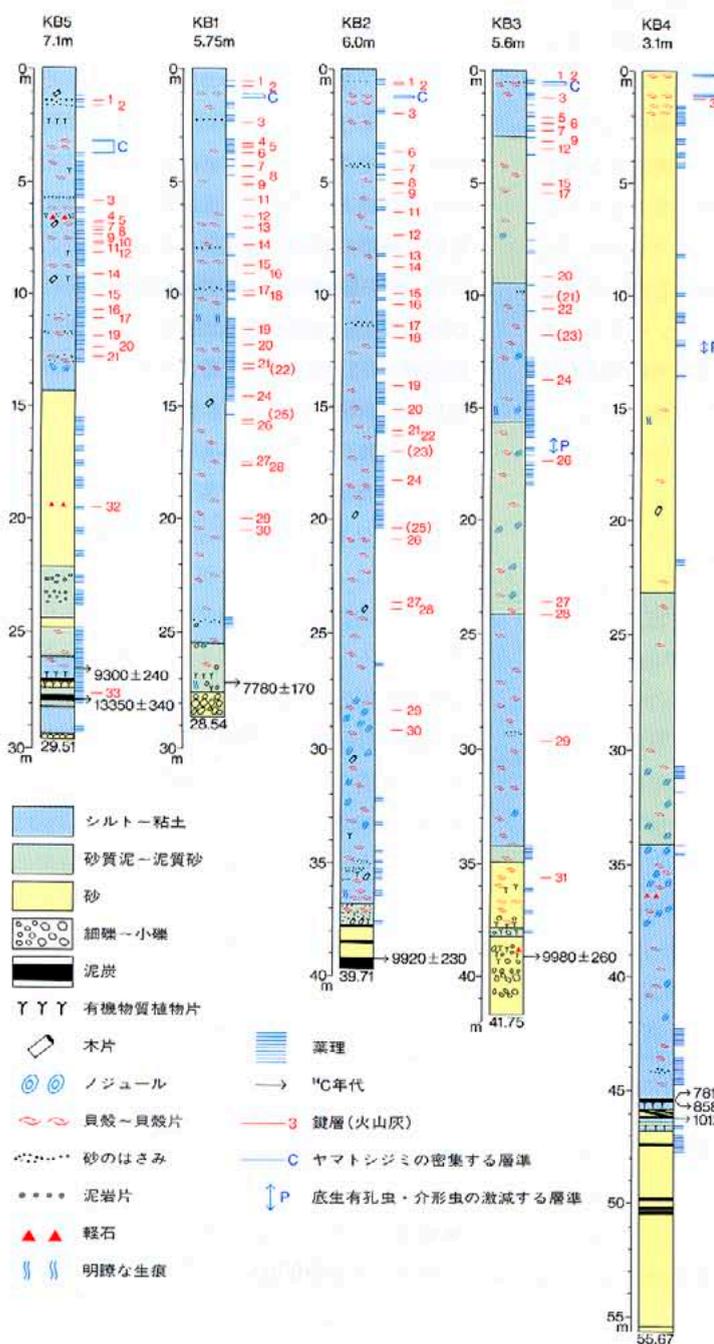


図10 - 完新世におけるステージ別の層厚分布変化(KB-1～5地点)

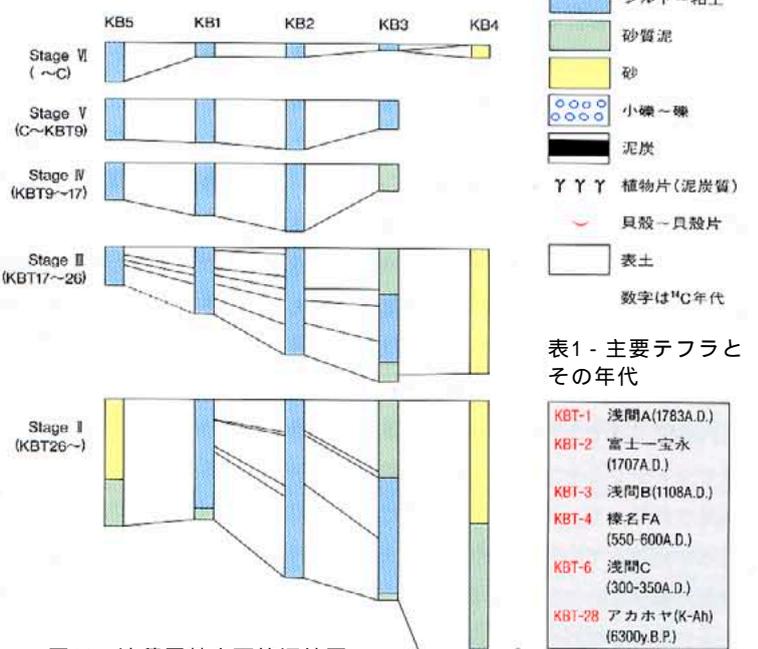
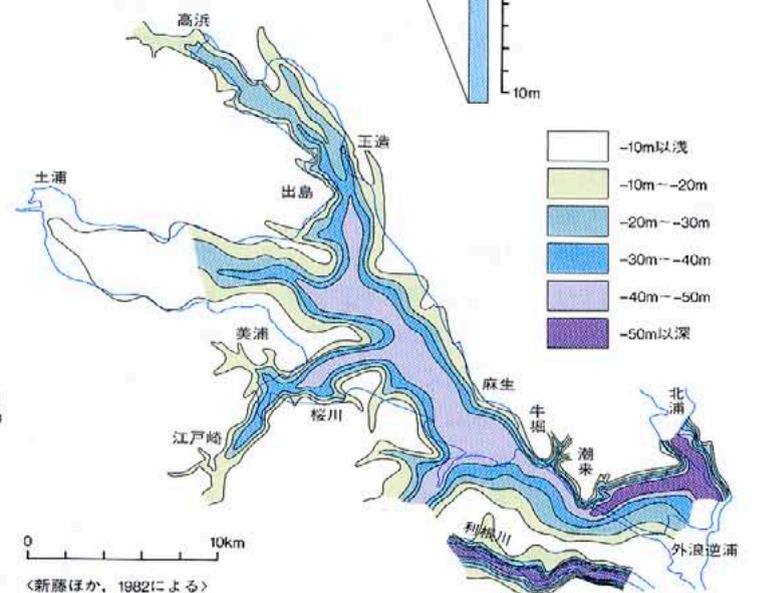


表1 - 主要テフラとその年代

KB1-1	浅間A(1783A.D.)
KB1-2	富士～宝永(1707A.D.)
KB1-3	浅間B(1108A.D.)
KB1-4	榛名FA(550-600A.D.)
KB1-6	浅間C(300-350A.D.)
KB1-28	アカホヤ(K-Ah)(6300y.B.P.)

図11 - 沖積層基底面等深線図



の時期の現在に至っている。

《ステージ (約10,000~9,000yBP)》

この時期は、ほぼ海水準の上昇期にあたり、各流入河川は後退し、海域が拡大していった時期である。Iの時期は、海進に伴って汽水成から内湾の泥層が堆積しているが、海域は谷線沿いにしか認められない。

霞ヶ浦湖底では、KB-4の海成層下部の粘土層がこの時期の堆積物で、KB-2、KB-3などでは潮間帯にちかく、砂質または有機質の堆積物になる。KB-4の粘土層でも僅かながら上方粗粒化が認められることから、谷筋より海側の鹿島の方では、小規模ながら湾口部に砂の堆積物が形成されており、湾口から湾中央に向かって細粒化していたのであろう。

《ステージ (9,000~5,500yBP)》

この期間の約6,000yBPには、海水準は最高になり、海域は最大に拡大する。この時期は縄文時代前期にあたるので、この海進は、縄文海進とも呼ばれている。この時には、海水準は現在よりも3mほど上回り、当時の海岸線は内陸深くまで入り込んだ。茨城県石下町ではヤマトシジミを主とする縄文前期の貝塚が発見されており、当時、満潮時にはここまで海水が到達していた。この地点は、鹿島灘の現海岸線から約80kmもの奥地にあり、海域の広さをうかがわせる。この大きな海域は「古鬼怒湾」とよばれている。なお、この時期に東京湾から入り込んだ海は栃木県藤岡町まで達しているが、この海域は「奥東京湾」とよばれている。

霞ヶ浦湖底では、ほぼKBT-26層準までがこの時期の堆積物である。この海進に伴って湾口部に形成された潮汐三角州の影響を受けて、KB-3とKB-4では、堆積物が次第に粗粒になっており(上方粗粒化)、湾口側の砂質の堆積物の影響が霞ヶ浦まで強く及んでいたことが分かる。図10の層厚変化図に見られるように、この時期は、南東側の地点ほど、つまりKB-1からKB-4に向かって層厚が厚くなる堆積分布を示している。この上方粗粒化を示す堆積物は、古鬼怒湾の湾口部に向かって厚く、ま

だ粗粒化しているのが、湾口部に形成された潮汐三角州の末端と推定され、三角州の拡大に伴う粗粒化と考えられる。

霞ヶ浦の中央部と湾口部を比較すると、海水準の上昇に伴って、湾口部では海水準の上昇速度にほぼ近い速さで堆積しているのに対して、中央部では急激に古水深が増加している。5,500yBPには湾口部の鹿島地域では、水路を除いて+2~6mの標高まで堆積物が認められるのに対し、KB-2地点では-26mの凹地となっている(図8)。湾口部に形成された砂の堆積物の供給源は、鹿島灘に面した沿岸域の更新統である。

宇都宮(1981)によれば、霞ヶ浦湖岸には標高6~7m以下で、一般に2~3mの高度に発達し、幅0.5km(最大1.5km)の低地が分布する。この低地は、比高約1mの小崖により標高3~5mの地形面と標高1~2mの地形面とに区分される。このうち上位の地形面には、その上に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(図2)。この地形は、この時期の高海水準期に形成されたものと推定されている。

《ステージ (5,500~4,000yBP)》

この時期、海水準は約6,000yBPの最高海水準以降徐々に低下し、鹿島地域では、5,500yBPに低地(菊地、1968の砂州)が広く離水した。霞ヶ浦湖底では、KBT-17層準までがこの時期の堆積物である。この時期も、この時期と同様に湾口部から霞ヶ浦に向かって堆積物の供給が顕著に認められ、層厚変化図でも南東側ほど厚く粗粒である。

ただこの時期と異なるのは、湾口が閉鎖的になったことである。KB-3とKB-4では堆積物の粒度が急にやや細粒となり、KB-2・KB-3・KB-4では堆積物に含まれる底生有孔虫や介形虫が激減する。また葉理の発達した堆積物も顕著にみられるようになる。

これらのことから、この時期では、堆積物の供給は依然として湾口部から主にもたらされており、潮汐三角州は潟側へ前進しているのであるが、他方、湾口部の鹿島地域が広く離

水したことにより、湾内が閉鎖的となり、湾の深部に無酸素の停滞水塊が形成されたことが考えられる。つまり海水準の上昇期には、湾口部に海水の交換が十分に可能な断面(水路)を確保できたが、海水準の低下に伴う湾口部の堆積と離水、凸状の地形の形成によって、湾内の永塊と外洋水塊とが十分に交換できなくなったのであろう。

《ステージ (4,000~2,500yBP)》

この時期は、ほぼ縄文時代後期から弥生寒冷却期までにあたる。霞ヶ浦湖底では、KBT-9層準までがこの時期の堆積物である。この時期に入ると、南東からの砂の供給がほとんど認められなくなり、この時期よりもさらに閉鎖性が進行する。堆積物の層厚変化をみると、この時期に入ってから、堆積中心が南東側から霞ヶ浦の中心部、最深部へと急に移動している。KB-1地点では、堆積物の有機物含有量が全炭素で約2%から3.5%に、全窒素で約2%弱から3.5%弱にそれぞれ増加している(図12)。堆積物の全炭素含有量3.5%という値は、富栄養化の進んでいる現在の東京湾の底質の有機物含有量にほぼ等しい。

《ステージ (2,500~500yBP)》

この時期は、曲折を経ながらも閉鎖性がさらに進み、最後には霞ヶ浦が低鹹汽水・淡水化するヤマトシジミの層準までの時期である。KB-3地点では堆積物は次第に細粒化している。KB-1地点では、浅間Cテフラの降灰層準の4世紀前半頃を中心に、堆積物の有機物含有量が全炭素で5%以上、全窒素でも5%以上というきわめて高い値を示す。この時期はおおよそ古墳寒冷却期(阪口、1984)にあたる。ところが、その後浅間Bテフラの降灰層準の1108 A.D.頃には、有機物の含有量は全炭素で3.5%にまで減少しており、閉鎖性は弱まっている。この時期は、おおよそ奈良・平安・鎌倉温暖期にあたる。よく知られているように、奈良時代に記された常陸国風土記では、霞ヶ浦は「行方の海」とか「流海」などと呼ばれ、海苔をとり、製塩を行い、鯨以外の海の魚がすべて見られる水域であった。

したがって、古墳寒冷期から奈良・平安の温暖期にかけての湖の環境変化が、海水準の微変動と対応していたとすれば、寒冷期の海水準の低下期には、閉鎖性が増して堆積物の有機物含有量は増し、温暖期の海水準の高い時期には、外洋水塊との交換が良くなって堆積物の有機物含有量が減少していたことになる。

《ステージ (500yBP ~ 現在)》
この時期は、約500yBP(1400 ~ 1600A.D.)から現在まで、霞ヶ浦が低鹹汽水・淡水化して以降である。霞ヶ浦の低鹹汽水・淡水化を示すヤマトシジミ層準は、富士宝永テフラ11707 A.D.)と浅間Bテフラ(1108A.D.)の間である。海域の時代の堆積速度と低鹹汽水・淡水化してからの堆積速度から外挿すると、その時期は1400 ~ 1600A.D.と推定される。この時期は、近世初頭の氷期の始まりとほぼ一致する。

低鹹汽水・淡水化して以降、KB-3地点では堆積物は更に細粒化し、表層柱状試料の分析では湖の全域で堆積物の有機物含有量が増加している。このことから海域の時代より、更に閉鎖性が増大したことが推定される。

からの短い期間に、湖の水域環境が大きく変化したことは、霞ヶ浦湖底表層部の柱状試料の珪藻分析結果(図13、安藤；私信)からも示されている。図13は、霞ヶ浦が、古墳寒冷期・奈良平安鎌倉の温暖期・小氷期を経る間に、やや浅い海域環境・深い海域環境・浅い淡水・汽水環境という変遷を経て、今日の湖沼環境に至ったことを示している。

現在の堆積環境
《湖底地形》
霞ヶ浦の湖底地形は、その形態、分布、深度から、湖棚、湖棚崖、湖底平原に大きく区分される。湖底平原は粘土を主とした泥からなり、湖棚は砂質の堆積物からなっている。湖棚は、湖岸沿いに発達する水深2~3mで浅の平坦面で、水深約1.0~1.5mの湖棚と水深2.0~3.5mの湖棚に細分される。湖棚崖は傾き2/100以上の緩斜面(1-2°)からなり、湖棚と湖底平原を境している。湖底平原は湖盆の中央部に、傾き2/1000以下の極めて平坦な地形面として広がり、中央の最深部では水深5~6m、湾入部では約3mである。また高浜入りの入口の狭窄部には、溝状の凹地(海釜)が認め

られる。この凹地形は、湖水の流れによる差別的な堆積作用によって形成された地形と考えられる。霞ヶ浦の最深部は、この凹地の中にある。

《湖底状況図》
図15は、琵琶湖南部でつくったものと同様の霞ヶ浦湖底状況図である。これによれば、霞ヶ浦の底質分布は非常に規則的であることが分かる。つまり、湖棚の部分は砂礫質の堆積物によってつくられており、湖底平原は泥質堆積物によってつくられている。現在行われている砂利の浚渫は、この砂礫層が主として対象になっている。ただし、一部は下位の土浦礫層が対象になっていると考えられる。この砂利採取跡は砂礫層がむき出しになっており、しかも掻きみだされているため音波の強い反射が現れ、すぐに識別可能である。湖底状況図では、砂利の採取が湖棚域で行われていることが見事に表現されている。泥質堆積物の分布域は、この図では表現できていないが、底引き網の跡がびっちらとついていた。泥質堆積物は風波によって再懸濁していると考えられるので、霞ヶ浦の表層底質

図12 - KB-1地点における全炭素・全窒素濃度およびTC/TN比の垂直変化

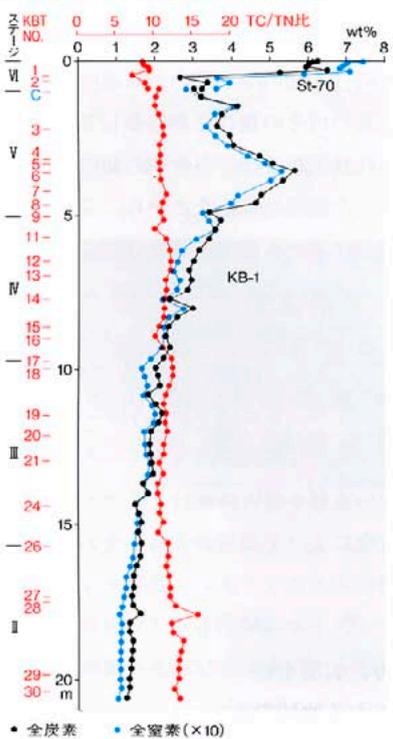
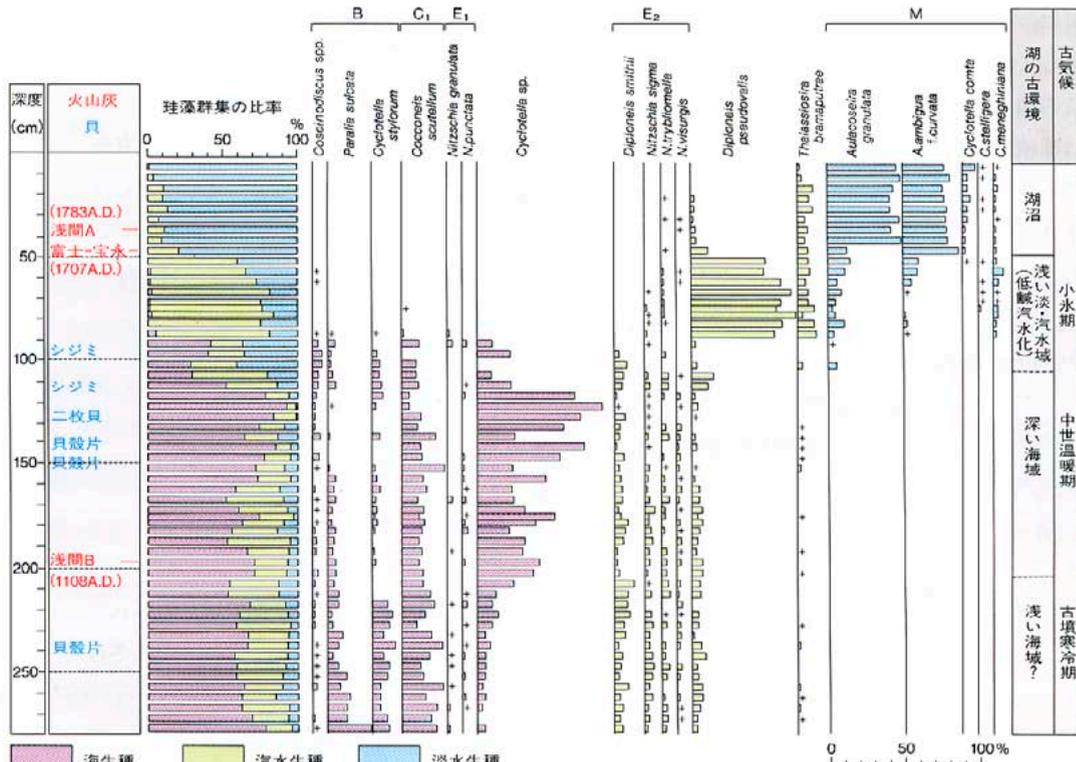


図13 - 霞ヶ浦湖底表層部(N-33地点)における珪藻化石分析結果



安藤，未公表資料

B:内湾指標種群 C:海水藻場指標種群 E:海水泥質干潟指標種群 E2:汽水泥質干潟指標種群 M:湖沼浮遊生種群 +:1%以下を示す B,C,E1,E2は、小杉, 1988による。Mは、安藤, 1990による。

は始終かき回されていると想像される。そのような底引き網のないところは、オダとか笹びたしという古来からの漁法の漁具がおかれているところである。オダは太い木などをまとめて沈めておき、魚が入った頃を見計らって一網打尽に取る。笹びたしは細い木の枝を50cm位に束ねておき、一定間隔で沈めておいて鰻などが入った頃に船に引き上げ、漁をするものである。オダや笹びたしはその設置水域が決まっているため、確認することができた。この漁法は古くから行われていたようで、柱状試料で湖底下数10cmの位置で確認されたこともある。

最近、霞ヶ浦ではヘド口の浚渫が行われている。このような浚渫跡も音波探査で識別可能で、図では「攪乱泥分布域」として表現されている。このように霞ヶ浦の湖底を見てみると、ほとんどが人間活動によって影響を受けていることが分かる。

《堆積物分布と湖底地形》

図14aは、浅間Aテフラ(1783A.D.)から現在(試料採取時点の1981年)まで、つまり過去約200年間に堆積した湖全域の泥質堆積物の層厚分布である。また図14bは、すべての表層柱状試料について含水比を測定し、層厚を重量に換算して求めた過去約200年間の堆積量である。この図で明らかなように、過去約200年間では堆積速度の大きい箇所はすべて、各湾入部の入り口にみられる。

さきに述べたように、霞ヶ浦が誕生して以降の堆積中心の推移をみると、約1万年前から4000年前(～)までは、堆積中心は堆積物

の主な流入部の南東部にあったが、4000年前から1400年前(～の中頃)では、堆積中心は霞ヶ浦の中心部に移った。

さらに1400年前以降になると、過去約200年間とほぼ同じところが堆積中心となっている。約1400年前のKB-1とKB-2地点の深度を比較すると、それ以前では明らかに霞ヶ浦の中心部に凹地が認められるのに対し、それ以降では深度差が殆どなくなり、ほぼこの時期に現在の湖底平原が形成されたことが分かる。

凹地消滅後の土浦入りの堆積中心は、霞ヶ浦の中央部の湖底平原と土浦入りの湖底平原との境界部の南側に位置している。つまり、土浦入りからの流入物質はその南側に沿って湖心へ移動し、土浦入りと中央部の湖底平原との境界部付近に、この境界部の凹地(傾斜変換部)を中心に堆積している。

高浜入り入り口の堆積速度の速い地域は、ほぼ現在の海釜地形と一致しており、同地形を埋積する方向で堆積が進んでいる。KB-5は、この時期には細粒な泥ではなく、粗粒な堆積物からなるので、この時期には、ある程度の流速下での堆積作用が推定され、海峡部に堆積した堆積相と考えられる。

KB-2とKB-5を比較すると、それ以後両方ともに泥を堆積しているが、堆積速度はKB-2の方が大きい。このためKB-2の方が深かったのがKB-18～19間で逆転し、逆にKB-5の方が深くなる。つまりKB-5地点は、泥を堆積しつつも周りに比べて堆積速度が小さかったので、次第に凹地形を形成したのである。おそらくKB-5が海峡部に位置するために、流れによつ

て周りほど堆積が進行しなかったからであろう。両地点の堆積速度が変わらなくなるのは1400年前頃からで、浅間Bテフラ(1108A.D.)以降は急速に凹地形を埋積している。過去200年間の堆積速度が続くならば、約250年後に凹地形は埋積され、湖底平原と区別できなくなるであろう。

《小氷期と霞ヶ浦の低鹹汽水化》

霞ヶ浦が低鹹汽水化した時期は、江戸時代の小氷期(1550～1850年;前島,1984)の始まりにほぼ一致している。ヤマトシジミ層準の直上では堆積物の全硫黄濃度が激減し、海水交換が極端に悪化したことを示すが、さらにこの時期以降には、全炭素や全窒素、重金属濃度も上昇している。この上昇は、後の昭和40年代の時期よりも激しく、一時は公害時のものと見誤られたほどであった。この事態は、湾口部の埋積が進んで外洋からの供給が急減したことを語っているが、この背景として、小氷期の開始に伴う海水準の微低下の有無とその影響を検討することも必要であろう。

この時期に、湖水準がどの程度低下したかは不明である。霞ヶ浦の湖棚は、湖棚とに区分される。平井幸弘氏は、湖棚は現在の水理環境で形成されたが、湖棚の形成時期については、縄文中期の小海退・弥生の小海退・江戸時代初期の小氷期の小海退のうちのどれか、またはその複合であるとしている。霞ヶ浦の柱状試料では、小氷期の初頭に含砂率が上昇した証拠があることから、この時期に、湖棚ができる程度に湖面(海面)が低下したことは十分に考えられるのである。

いずれにしても、霞ヶ浦の歴史をみると、歴史時代に入ってから短い期間での環境変化が激しく、1メートル以下の海水準の変動にも敏感に反応して環境が激変している。埋積の進んでいる日本の海跡湖はどこでも、少しの条件変化によって環境が大きく変わってしまう状態にあるようである。環境を保全するだけでなく、その環境のもっている能力を生かすためにも、現在および過去の実態を詳細に明らかにする必要がある。

図14a - 過去約200年間の堆積物層厚分布

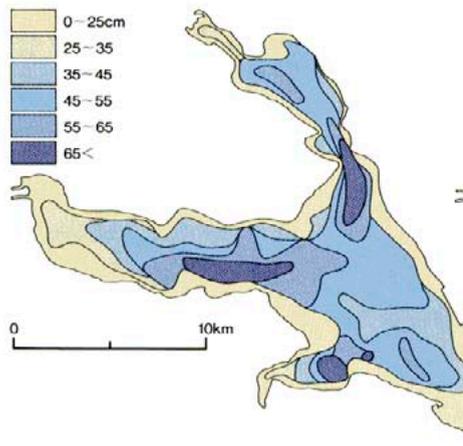


図14b - 過去約200年間の堆積量

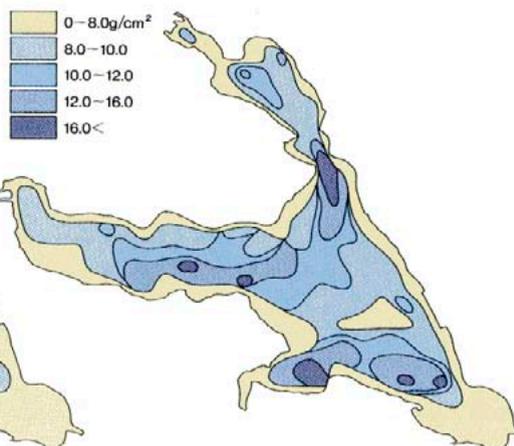


図15 - 霞ヶ浦湖底状況図

- ▲▲▲ A おだ漁礁
- //// B 笹渡し漁礁
- C 浚渫(砂利採取)跡
- D 砂礫分布図
- E 泥(不透明層)分布域
- F 泥(透明層)分布域
- G かく乱泥(E分布域)
- H かく乱泥(F分布域)
- 調査範囲
- 2.5 水深(m)

