

# 海跡湖の水深決定要因

## — 吹送距離が決める湖の深さ —

Fetch control of the depth of coastal lakes

北浦 光章\* · 池田 宏\*\*

Mituaki KITAURA and Hiroshi IKEDA

### I はじめに

日本の海跡湖の地形的特徴と地形発達についての研究は盛んになされ、とくに湖岸段丘と湖棚の形態と構造などについてはかなり明らかにされてきた(たとえば、平井, 1989, 1995)。しかし、海跡湖の深さについては、1) 面積の大きい海跡湖ほど最大深度も大きい傾向が認められること、また、2) 海跡湖はそれ以外の湖沼と比較すると面積に対する最大深度が著しく小さいことが指摘されているものの、これらの理由については十分な検討は行われてこなかった。

日本の海跡湖の中には、たとえば堆積物中の年縞を用いた高精度年代測定法(福沢, 1995)による古環境復元がなされた東郷池のように、過去36,000年間の年縞堆積物が発見されている古い湖もある(福沢, 1998)が、多くは最終氷期後半の海水準の低下期につくられた河谷が後氷期の海進によって入り江となったところである(たとえば、池谷ほか, 1990; 徳岡ほか, 1990; 湊, 1951; 箕浦・中谷, 1990)。

多くの入り江はその後次第に土砂に埋め立てられて、大阪平野のように汽水湖から沖積平野になり変わった(梶山・市原, 1972)が、たとえば霞ヶ浦

(西浦)が鬼怒川の流路変更によって土砂に埋め立てられなかった(池田ほか, 1977)ように、流入河川の土砂量が少ない場合には埋め立てられてしまわずに残されていると考えられる。

また、たいていの海跡湖の湖底には今から3万年ほど前に形成された河床面が埋没段丘面として分布し、最終氷期極相期につくられた深い谷は相対的に小さいから、埋没段丘面の深度が浅い湖では湖盆が平坦で最大深度も小さく、逆にその深度が深い湖では海跡湖としては最大水深が大きい(平井, 1989)。すなわち、元の湖盆形態が広く深いほど埋め立てられにくいためにいまだに深いのだと考えられている。

海跡湖は満砂以前のダム湖のように、土砂が堆積して次第に一方的に埋め立てられつつあり、たまたま霞ヶ浦の水深は6m、牛久沼の水深は1.5mほどになっているのだろうか。そうではなく、その深さになる理由があるのではないだろうか。本研究は、日本の海跡湖の比較研究によって、この疑問に答えようとするものである。

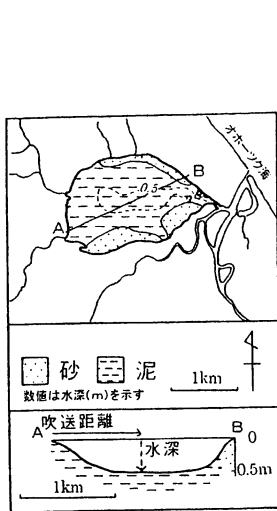
### II 日本の海跡湖の湖底地形と底質

調査対象とした20の海跡湖の湖底地形と底質を国

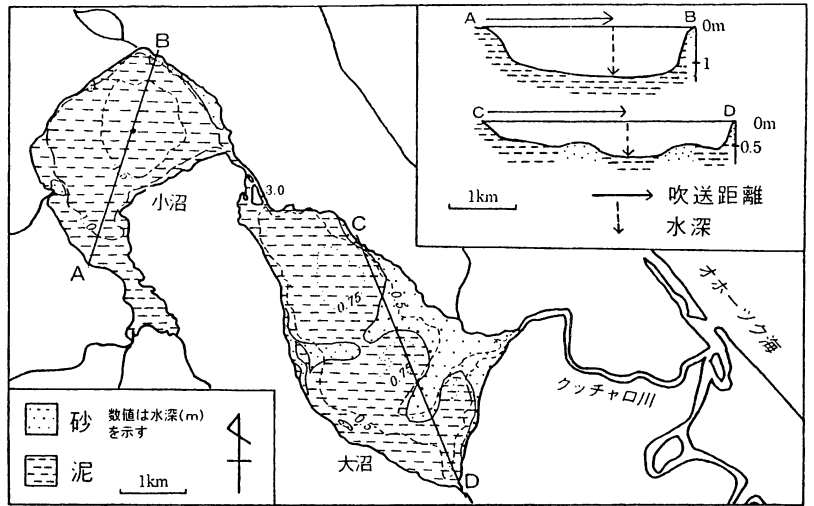
\*筑波大学自然科学類(現 筑波大学大学院環境科学研究科) \*\*筑波大学地球科学系

土地院発行の湖沼図（1：10,000）によって読みとった（第1～18図）。これらの海跡湖の湖底地形

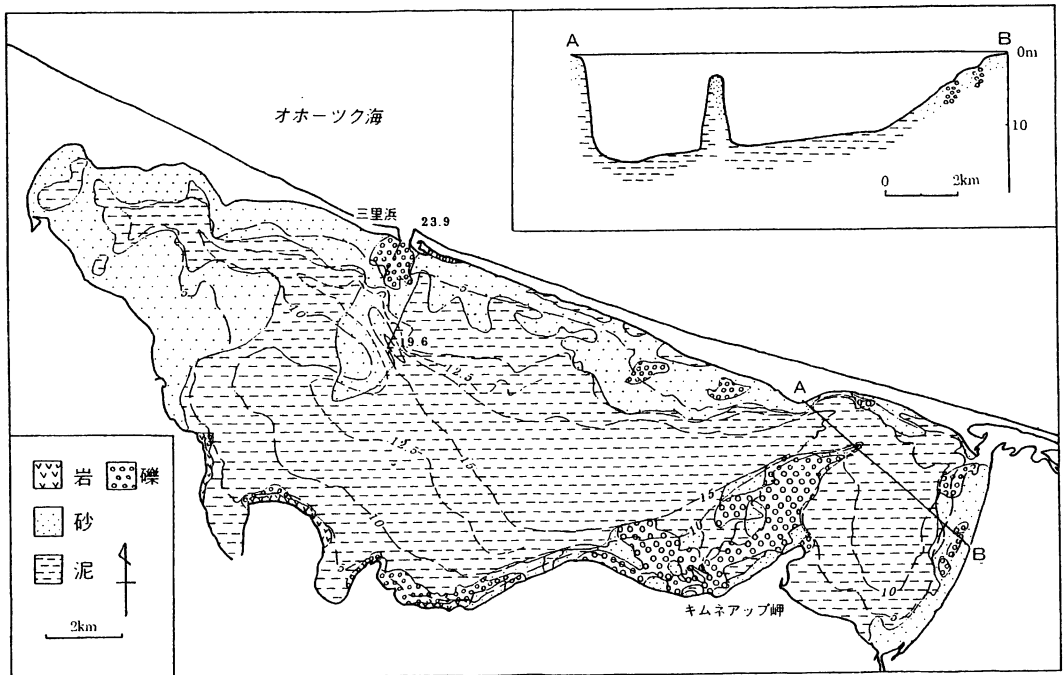
は沿岸帯と湖底平原とに大別される。以下にその概要を述べる。



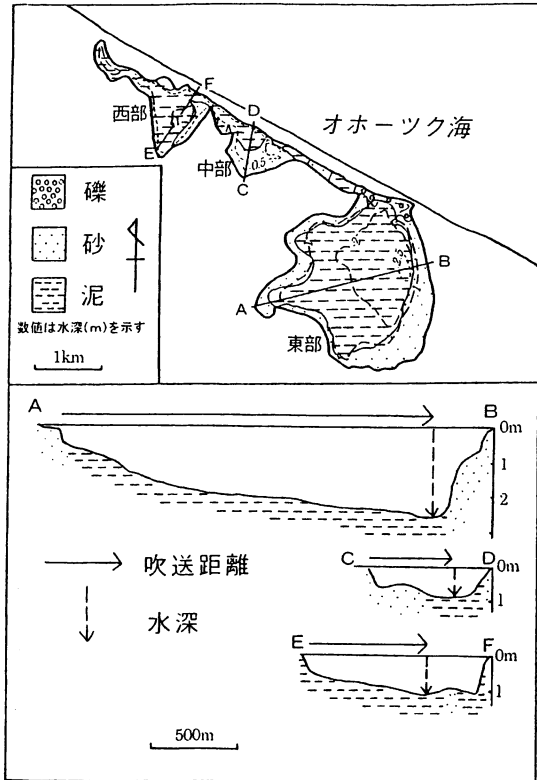
第1図 ポロ沼の底質図と断面図



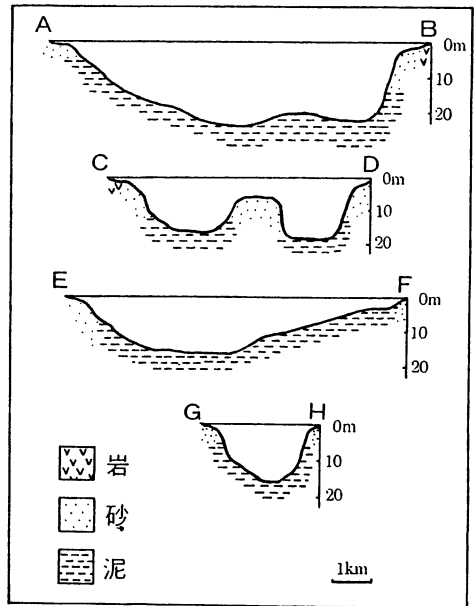
第2図 クッチャロ湖の底質図と断面図



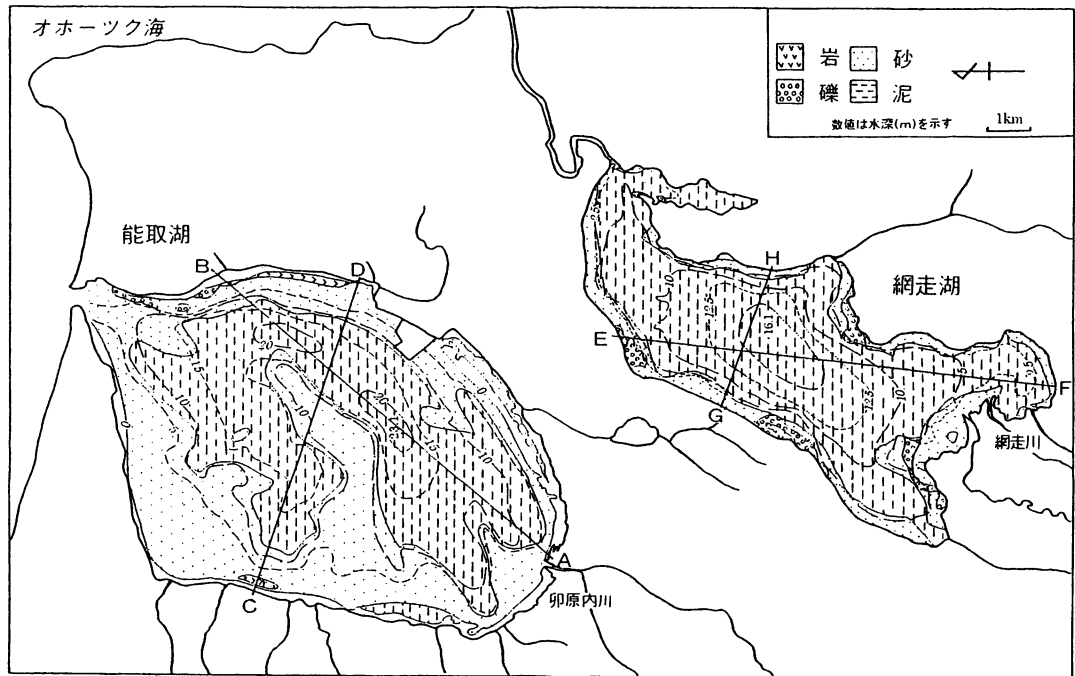
第3図 サロマ湖の底質図と断面図



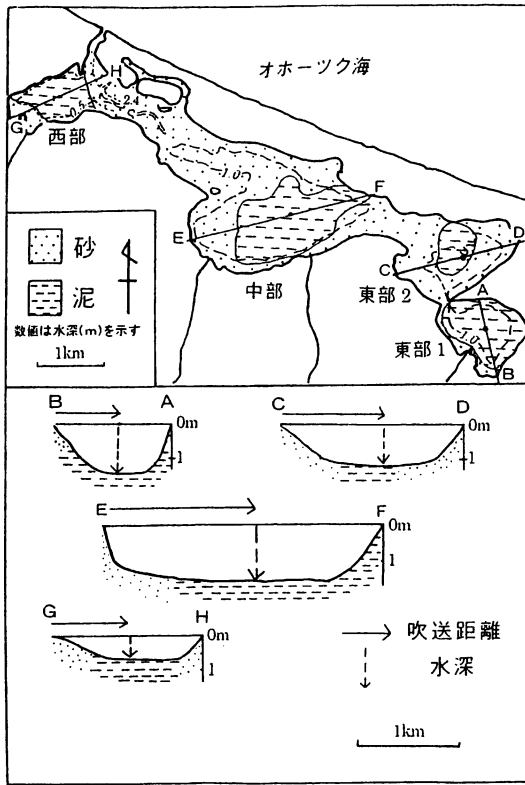
第4図 コムケ湖の底質図と断面図



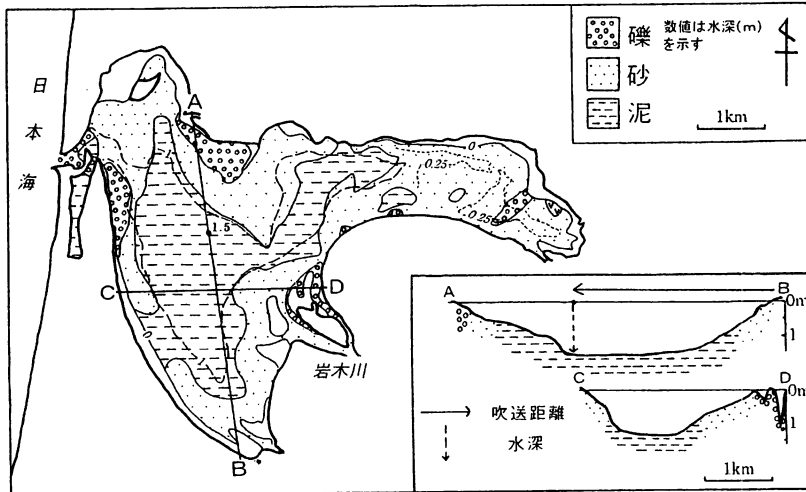
第5b図 網走湖・能取湖の底質図と断面図



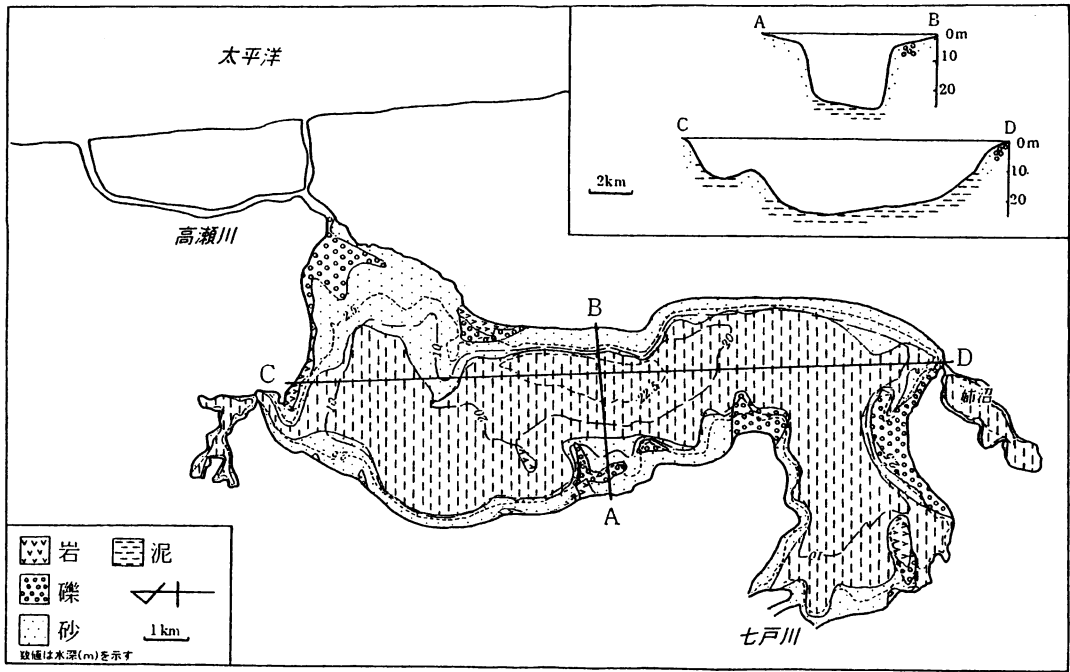
第5a図 網走湖・能取湖の底質図と断面図



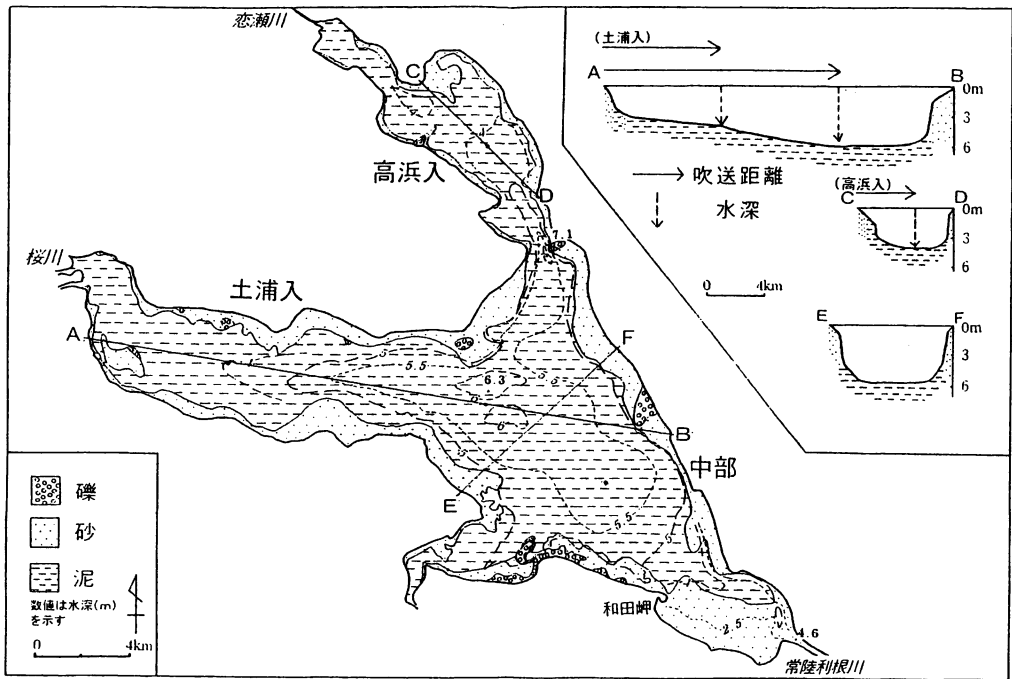
第6図 涛沸湖の底質図と断面図



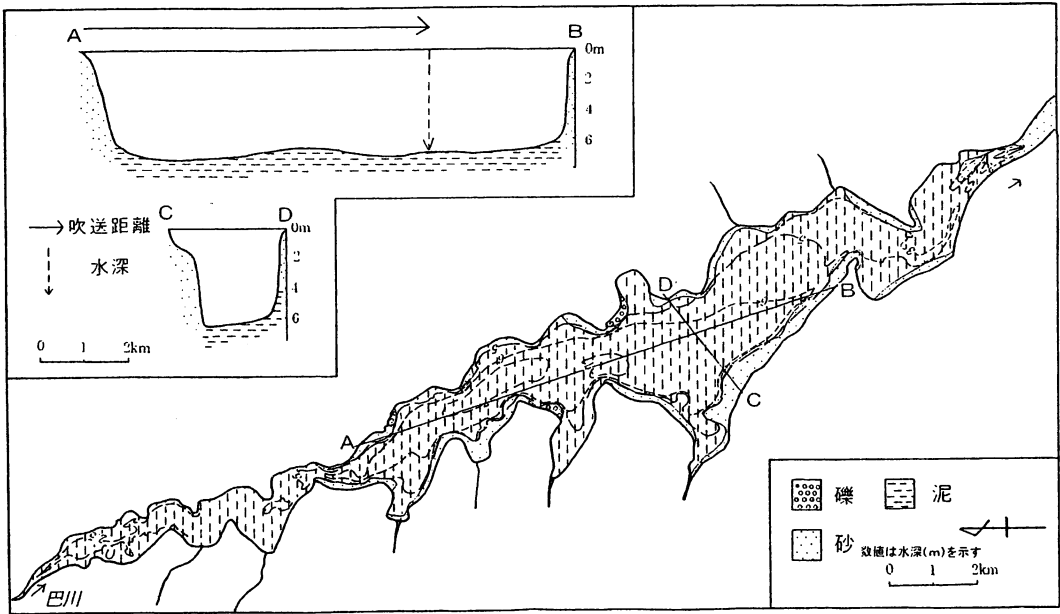
第7図 十三湖の底質図と断面図



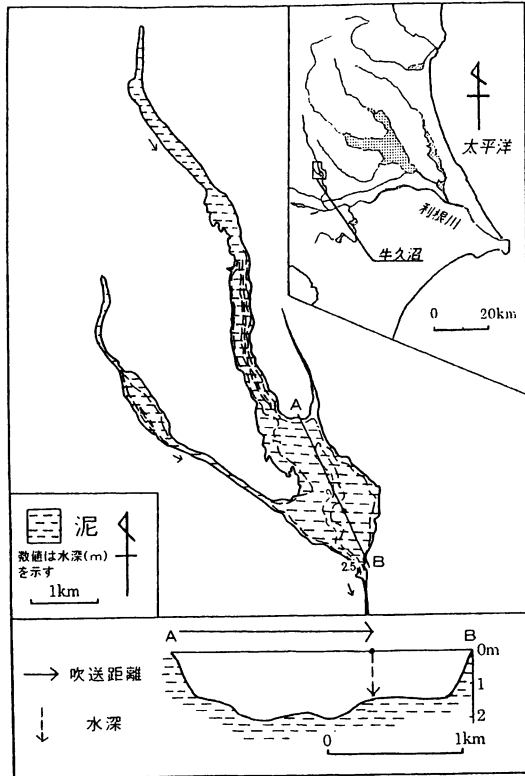
第8図 小川原湖の底質図と断面図



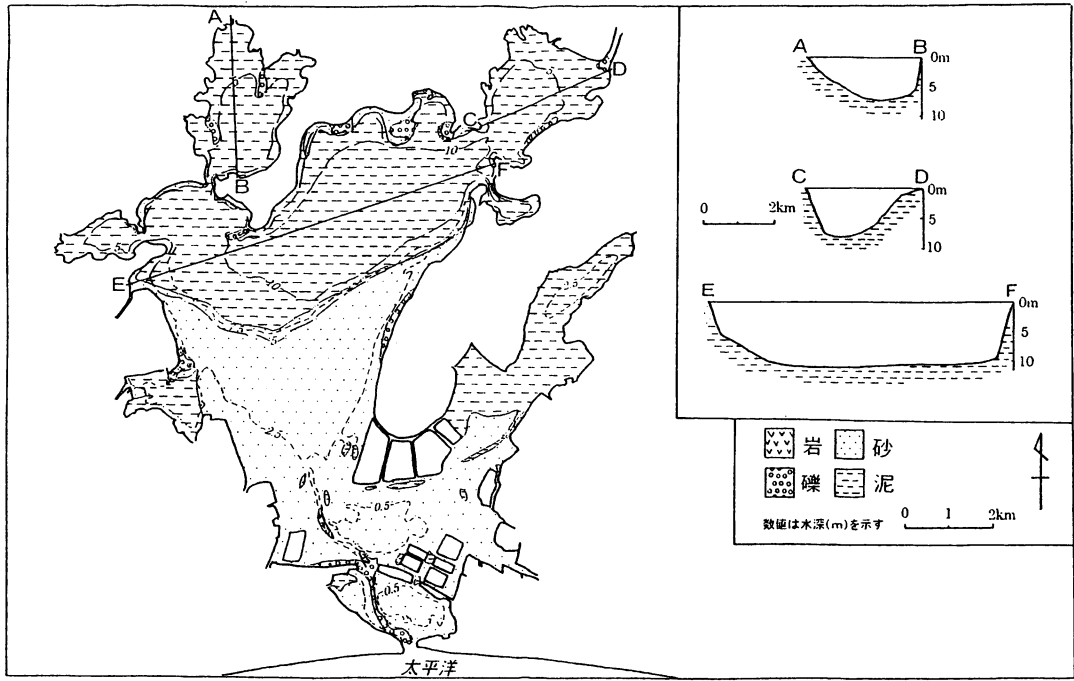
第9図 霞ヶ浦の底質図と断面図



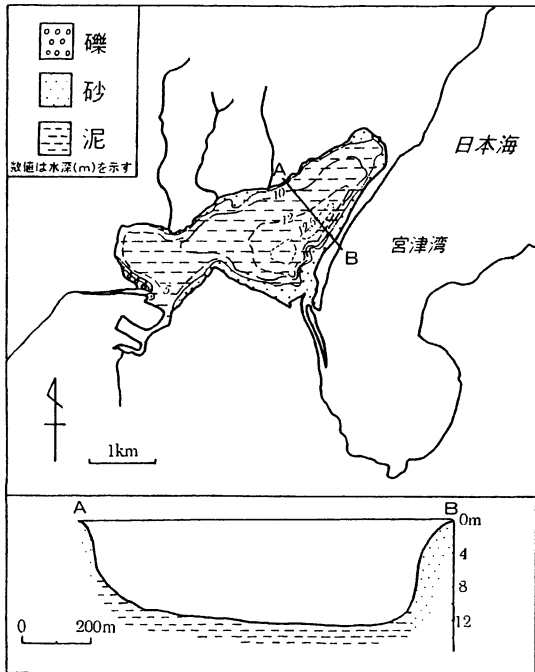
第10図 北浦の底質図と断面図



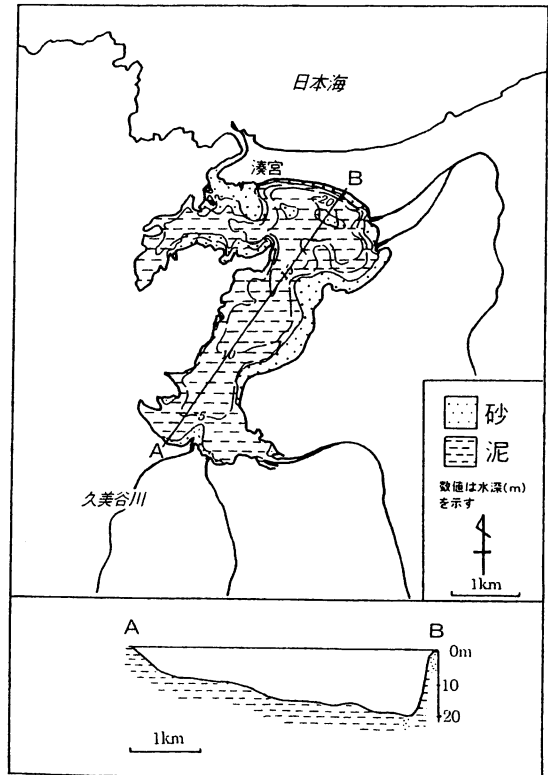
第11図 牛久沼の底質図と断面図



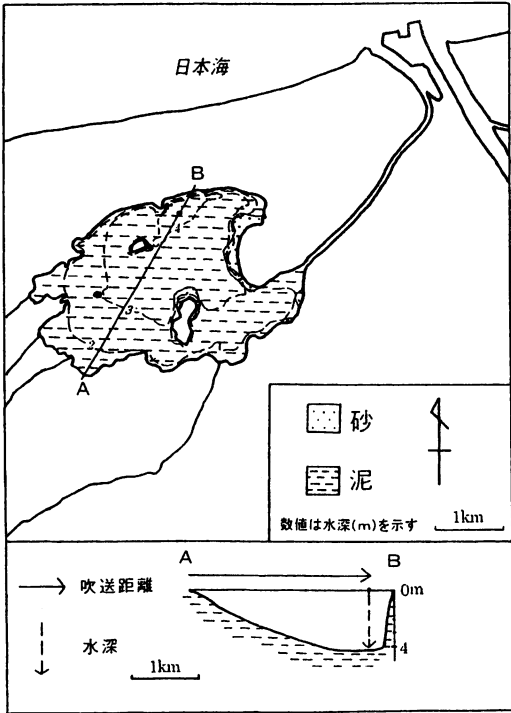
第12図 浜名湖の底質図と断面図



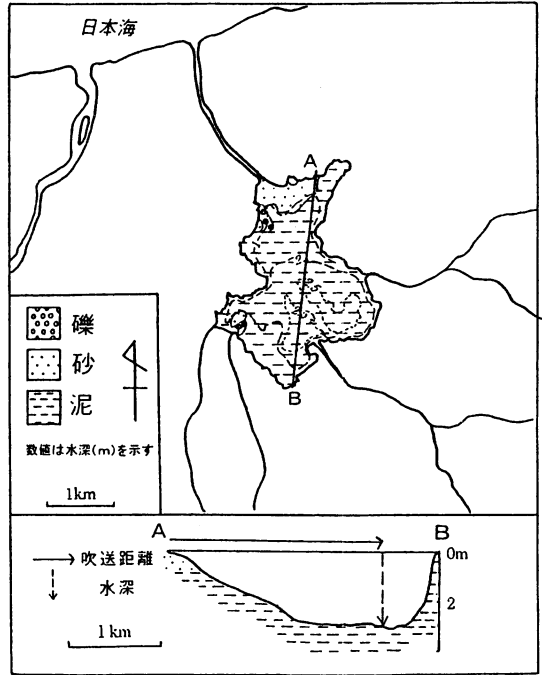
第13図 阿蘇海の底質図と断面図



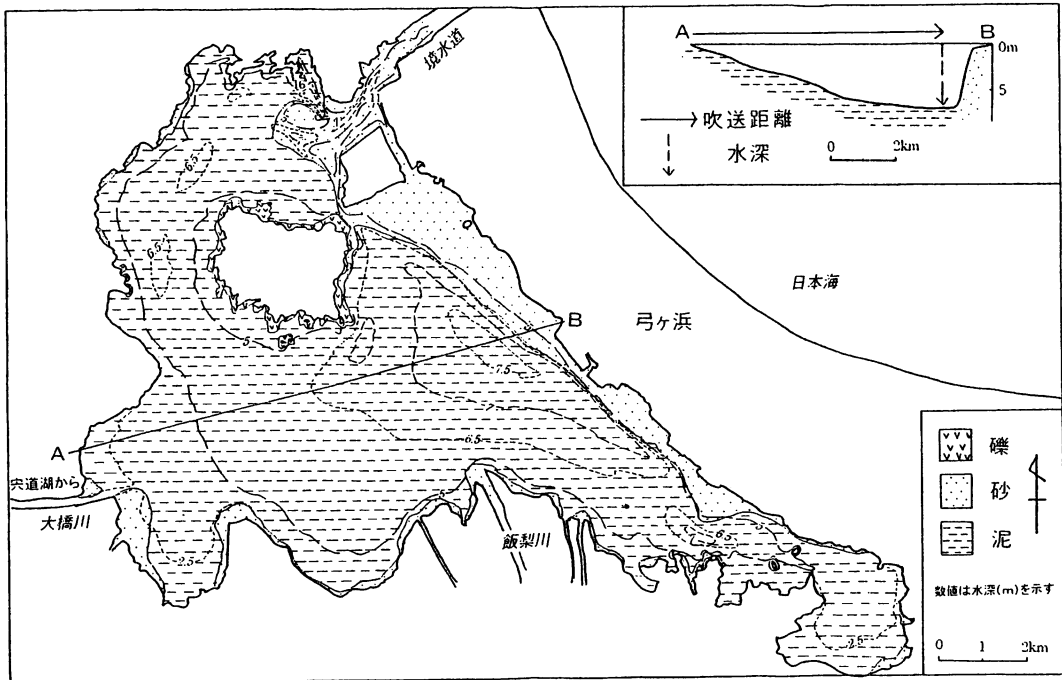
第14図 久美浜湾の底質図と断面図



第15図 湖山池の底質図と断面図

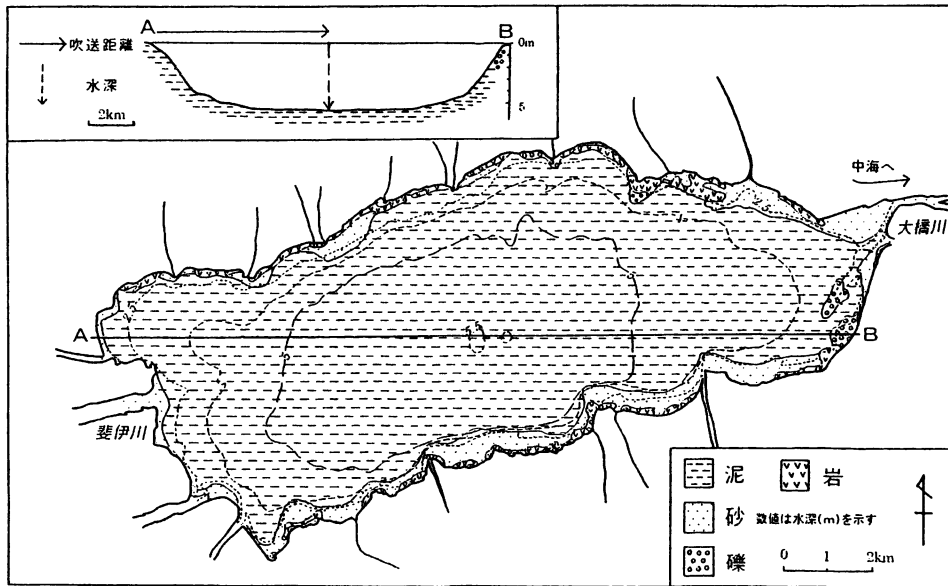


第16図 東郷池の底質図と断面図



第17図 中海の底質図と断面図





第18図 宍道湖の底質図と断面図

### 1. 主として砂からなる沿岸帯

海跡湖の沿岸部の湖底には一部に礫が見られるが、主として砂が堆積している。これには3つの起源が考えられる。第1に、たとえばクッチャロ湖（第2図）の小沼に西から流入する河川の河口部に分布する砂のように、河川の運搬物質が堆積したものである。網走湖（第5図）、十三湖（第7図）、久美浜湾（第14図）、中海（第17図）、宍道湖（第18図）などではこれが明瞭であり、十三湖や宍道湖では三角州の前進によって、その湖面面積が縮小してきた（箕浦・中谷，1990；徳岡ほか，1990）。

第2に海からの砂がある。霞ヶ浦（第9図）には潮汐流による潮汐三角州が発達した（平井，1987）し、浜名湖（第12図）の砂も潮汐三角州の砂であるという（池谷ほか，1990）。サロマ湖（第3図）、能取湖（第5図）、久美浜湾（第14図）、東郷池（第16図）、中海（第17図）などに認められる潮口・湖尻川付近の砂も同様な起源をもつと考えられる。

第3に湖岸侵食による砂がある。海進によって入り江の水深が大きくなった時期の湖岸侵食によって生じた砂礫が沿岸部に堆積したもので、湖岸に未固結な砂層からなる台地がある海跡湖では、これがと

くに多いと考えられる。

砂は沿岸の流れによって運搬されて、霞ヶ浦（第9図）の南部の和田岬から東に伸るような砂嘴地形を発達させる（平井，1989）。同様な地形はクッチャロ湖（第2図）、サロマ湖（第3図）、能取湖（第5図）、小川原（第8図）などでも明瞭である。

### 2. 泥が堆積している湖底平原

主として砂からなる沿岸帯の沖合いで、底質は砂から泥に変わる。この境界を泥線と呼ぶ（宇都宮，1979）。どの海跡湖でも砂質堆積物からなる沿岸帯の沖にある湖棚崖の基部に泥線があり、それ以深には湖底平原と呼ばれる平坦な湖底がひろがっている。その深さは湖によって異なり、また一つの湖の中でもところによって違う。

湖底平原に堆積している泥の起源の多くは、河口或いは湖岸で波浪によって攪拌された細粒堆積物が湖岸流に浮遊して沖合いに運ばれたものである（箕浦・中谷，1990）が、このほか、水中のプランクトンの遺骸や、風成塵や火山灰が含まれる。

沿岸帯の砂礫の大きさは湖によって、またひとつの湖の中でも場所によって大変異なるが、湖底平原に堆積している泥の粒径にはそれほどの違いはない

ようである。たとえば、霞ヶ浦の湖底平原では径0.063mm (4φ) より細粒のシルト・粘土が約90%を占めている(平井, 1989)。中海でも径0.063mm以上の砂は10%以下であり、また宍道湖も同様な粘土質シルトである(徳岡ほか, 1990)。サロマ湖でも大部分が径0.063mm以下の粘土質シルトである(佐竹, 1967)。

### Ⅲ 海跡湖の深さ

#### 1. 埋積が進んだ海跡湖

第1表に、調査対象とした20個の海跡湖の面積と湖底平原の深さ、およびそれと密接に関係すると思われる淡水・汽水の別、湖面標高、海跡湖のタイプ、すなわちA：砂州に潮口があって外海とつながっているサロマ湖型、B：湖尻川によって外海とつながっている小川原湖型、C：閉塞海跡湖、すなわち砂州に潮口がないコムケ湖型の区分、湖棚と湖底平原との間の湖棚崖の比高、そして滯筋の有無を示す。

各海跡湖の深さの指標としては、従来の研究では最大水深が用いられてきた(たとえば、平井, 1987)。たとえば、霞ヶ浦(第9図)の湖底平原の水深は5.5mほどであるが、最大水深は高浜入の狭窄部の7.1mであるように、それぞれの海跡湖の最大水深は湖底平原の水深より深いことが多い。このような場所は湖水の流れによって局所的に侵食されているためと考えられる(宇都宮, 1979)。そこで、ここでは海跡湖の深さの指標として、局所的な影響を受けている最大水深ではなく、湖全体の特性を反映していると考えられる湖底平原の水深を各海跡湖の深さとすることにした。

これによると、A型(サロマ湖型)の湖の多くは土砂流出量がきわめて少ないと予想される後背流域をもち、1)湖底平原の一般的な深さが10m以上で、2)湖棚崖の高さも10m以上に達する。すなわち、これらの湖は入り江の埋積がいまだに十分に進んでいないものと考えられる。1)および2)を基準と

第1表 調査対象とした海跡湖の湖盆形状

湖沼名	淡・汽水区分	タイプ	標高(m)	面積(km <sup>2</sup> )	水深(m)	崖の比高10m以上	埋積	滯筋
ポロ沼	汽	B	3	2.0	0.5		◎	○
クッチャロ湖	汽	B	0	14.0	1.5		◎	○
コムケ湖	汽	C	3	5.8	2.5		◎	○
サロマ湖	汽	A	0	150.3	15.0	●		
能取湖	汽	A	1	58.5	20.0	●		
網走湖	汽	B	0	32.9	15.0	●		○
涛沸湖	汽	A	1	9.0	1.3		◎	○
小川原湖	汽	B	0	62.7	25.0	●		
十三湖	汽	A	0	18.1	1.5		◎	○
酒沼	汽	B	0	9.4	3.0		◎	○
霞ヶ浦	淡	B	0	169.2	5.5		◎	△
北浦	淡	B	0	34.4	7.0		◎	○
牛久沼	淡	B	1	3.4	1.5		◎	○
浜名湖	汽	A	0	65.0	12.0	●		△
阿蘇海	汽	A	0	5.0	12.0	●		
久美浜湾	汽	A	0	7.3	20.0	●		
湖山池	汽	B	0	7.0	4.0		◎	
東郷池	汽	B	0	4.1	2.7		◎	
中海	汽	A	0	86.8	7.0		◎	△
宍道湖	汽	B	0	79.2	5.0		◎	△

A：サロマ湖タイプ B：小川原湖タイプ C：コムケ湖タイプ(閉塞海跡湖)

●：湖棚崖・砂州崖の比高が10m以上ある海跡湖

◎：埋積が進行した海跡湖

○：滯筋が認められる △：人為的影響が出ている滯筋が認められる

して、すでに埋積が十分に進んだ13の湖といまだに埋積が十分に進んでいない7つの湖を分けた。埋積が進んだ湖の多くには外海との水の交換の盛んなことを示す滲筋が発達しているという特徴もある。そこで、以下では埋積が進んだ13の湖を対象として検討する。

## 2. 波によって侵食される湖底

海跡湖の水深が十分に深かった時には、湖底平原は周辺からもたらされた泥が一方向的に堆積する場であったに違いない。深い湖の湖底堆積物中に見られる年縞堆積物は、当時の湖底が平坦で、しかも堆積物が攪乱されるような水の流れが生じなかったことを示している。

しかし、湖底平原が泥に埋め立てられて浅くなると、ついには波浪の影響が底面に及ぶようになると考えられる。中海を浚渫したところ、深い浚渫跡(水深14m)にはヘドロが堆積したが、もとの湖底面(水深7m)にはヘドロの層は生じなかった(シンポジウム世話人会, 1990)という事実は、埋積が進んだ海跡湖の湖底平原がすでに波の侵食が及ぶ水深に至っていることを示している。

強い風の吹く日にはここで対象とする埋積が進んだ海跡湖では水が濁る。これは波の影響が湖底に及んで湖底の泥が巻き上げられるためである。湖底平原に堆積した泥が強い風による波によって再び浮遊することの重要性を認識した大坪・村岡(1985)は、霞ヶ浦高浜入(水深2.5m地点)における現地観測によって、風速が6~7m/秒では湖水の濁度は10ppm程度であるが、12m/秒を越える風速では110ppmを越すことを報告している。

埋積が進んだ13の湖を比較すると、面積が大きい海跡湖ほど深い傾向がある(第1表)。これは湖が大きいほどまだ埋め立てられてしまわないために深いというのではなく、大きい湖ほど風速は同じでも吹送距離が大きいために波が高くなり、この風浪によって湖底の泥が再浮上させられ、湖底が侵食された結果ではあるまいか。

## 3. 湖外へ泥が流出する海跡湖

十三湖では、流入河川である岩木川によってもたらされた堆積物の一部の細粒物質は潮口を経て日本

海に流出する(箕浦・中谷, 1990)という。外海とつながっている海跡湖では、波によって再浮上した底泥は閉塞した湖とは違って外海へ排出されるだろう。常時は砂州によって外海との連絡が閉ざされている海跡湖でも、しばしば砂州が壊されて底泥の一部は那際に外海へ放出されることであろう。

底泥が再浮上する波の高い時に湖水が必ずしも外海へ流出するとは限らないから、実際に底泥がどのような時期にどのようにして外海に流出しているのかは現状では不明であるが、ともかく、埋積が進行した海跡湖では、流域から細粒物質が供給されるだけでなく、風浪によって泥が湖外へ排除される開放系水域であると考え、海跡湖の深さが湖によって異なること、さらには一つの湖の中でも場所によって深さが異なることの新たな理解が可能となる。

すなわち、海跡湖は湖底に泥が堆積して次第に埋まりつつあるとはいえ、泥が堆積するそばから波によって泥が侵食される結果、とくに埋積が進んだ浅い海跡湖は波浪による侵食限界水深に達しているのではあるまいか。

## IV 吹送距離が決める海跡湖の水深

### 1. 吹送距離と湖の深さの関係

埋積の進んだ海跡湖の湖底平原が風によって引き起こされる波の強さに支配された侵食限界水深に達しているという仮説がもし正しいなら、風によって生じる波の強さは風速と吹送距離(フェッチ)と水深とに支配されるから、吹送距離と湖底平原の水深との間には良い対応関係が期待される。そこで、湖沼図から湖底平原の水深と吹送距離を読み取った(第2表)。

ひとつの海跡湖の中で湖底平原の深さが何箇所かの部分に分けられる場合には、分割して水深と吹送距離をとった。吹送距離はその湖底平原の深い所から湖岸までの長さの最大値をとった。風速が同じならこの方向の風が吹いた時が最も波が強くなるからである。

吹送距離と湖底平原の水深との間にはかなり良い対応関係がある。しかし、風向は季節ごとに異なり、また、年間を通して卓越する風向がある。そこで、

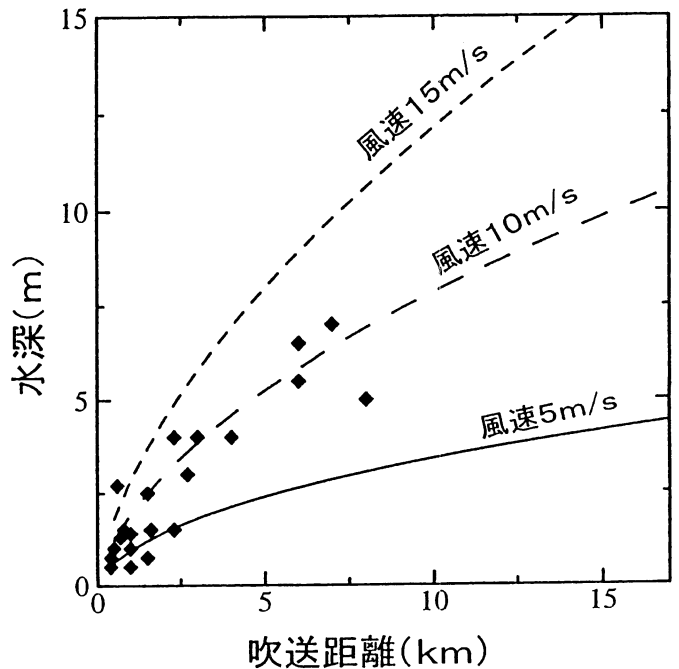
第2表 埋積が進行した海跡湖の吹送距離と水深

湖沼名	風向を考慮しない場合		風向を考慮した場合			
	吹送距離 (km)	水深 (m)	風向	冬季の風向	吹送距離 (km)	水深 (m)
ポロ沼	1.0	0.5	WSW(北見枝幸)	WSW	1.0	0.5
クッチャロ湖(小沼)	1.8	1.5	WSW(北見枝幸)	WSW	1.6	1.5
クッチャロ湖(大沼)	2.0	0.8	WSW(北見枝幸)	WSW	1.5	0.8
コムケ湖(東部)	2.2	2.5	SW(紋別)	WNW	1.5	2.5
コムケ湖(中部)	0.5	0.8	SW(紋別)	WNW	0.4	0.8
コムケ湖(西部)	0.7	1.0	SW(紋別)	WNW	1.0	1.0
涛沸湖(東部1)	0.7	1.3	S(網走)	SW	0.7	1.3
涛沸湖(東部2)	1.0	1.0	S(網走)	SW	0.5	1.0
涛沸湖(中部)	1.5	1.4	S(網走)	SW	1.0	1.4
涛沸湖(西部)	0.6	0.5	S(網走)	SW	0.4	0.5
十三湖	3.0	1.5	SSW(十三湖)	W	2.3	1.5
酒沼	2.7	3.0	NNW(水戸)	NNW	2.7	3.0
霞ヶ浦(土浦入)	6.0	4.0	NE(土浦)	NW	3.0	4.0
霞ヶ浦(高浜入)	4.0	4.0	NW(土浦)	NW	4.0	4.0
霞ヶ浦(中部)	16.0	5.5	NE(土浦)	NW	6.0	5.5
北浦	8.0	6.5	NW(銚田)	NW	6.0	6.5
牛久沼	1.5	1.5	NE(土浦)	NW	0.8	1.5
湖山池	2.7	4.0	ESE(鳥取)	ESE	2.3	4.0
東郷池	2.3	2.7	ESE(鳥取)	ESE	0.6	2.7
中海	9.7	7.0	W(松江)	W	7.0	7.0
宍道湖	8.0	5.0	W(松江)	W	8.0	5.0

各地域の風向を考慮して吹送距離を求めた。風向のデータは、気象庁（1961年から1990年まで）の資料（気象庁，1991）を用いた。霞ヶ浦と北浦については茨城県気象月報（1997年）から、それぞれ、土浦と銚田のデータを採用した。

また、北浦（第10図）のような細長い湖では湖面形状も考慮した。すなわち、年間最多風向のNEを採用すると、北浦の吹送距離は1kmにしかない。しかし、頻度はやや低いものの吹送距離が7kmと長いNNWやSSEの風向の方が、実際にはより効果的であると考えられるからである。採用した卓越風向とその風が吹いた場合の吹送距離と湖底平原の深さを第2表の右側に示す。風向の欄には観測地点を記した。また、参考として冬季の卓越風向も併記した。

卓越風向を考慮した場合の吹送距離と海跡湖の水深との関係を第19図に示す。湖に



第19図 海跡湖の吹送距離と水深の関係

よって底質、風速などが異なるにもかかわらず、吹送距離と海跡湖の水深との間には大変良い対応関係が認められる。このことは、これらの海跡湖の水深が風による波の強さに支配されているという考えを支持している。

## 2. 波浪による侵食限界水深

風波の予測式にはいろいろなものがあるが、琵琶湖の風波の予測がWilson (1965) の一般式によって精度良くなされた(岩佐, 1990) ことから、本研究ではこれを採用した。

風による波の波高と周期とは次式で示される(堀川, 1973, p. 64)。

$$gH/U^2 = 0.30 [1 - \{1 + 0.004 (gF/U^2)^{1/2}\}^{-2}] \quad (4.1)$$

$$gT/2\pi U = 1.37 [1 - \{1 + 0.008 (gF/U^2)^{1/3}\}^{-5}] \quad (4.2)$$

ここに、 $g$  : 重力加速度、 $H$  : 波高 (m)、 $T$  : 周期 (s)、 $U$  : 風速 (m/s)、 $F$  : 吹送距離 (m)、である。なお、この式で求められる波高と周期はそれぞれ $H_{1/3}$  : 有義波高と $T_{1/3}$  : 有義波周期である。

また、波の周期と波長 $\lambda$ とは次式の関係がある。

$$\lambda = gT^2 / 2\pi \quad (4.3)$$

一方、波による底質の移動限界水深 $h_i$  (m) は次式で求められる(堀川, 1973, p. 207)。

$$(d/25)^{1/2} = Um = \pi H / \{2T \sinh(2\pi h_i/L)\} \quad (4.4)$$

ここに、 $d$  : 底質の粒径 (mm)、 $Um$  : 底面付近の水平最大粒子速度 (m/s) である。

湖底平原の底質は前述したように湖によってそれほど変わらないことから、ここでは粒径をシルトと粘土の境界値 (0.004mm) として計算した。その結果、底質の移動限界水深は風速をパラメータとして、第19図中に示す結果になった。

湖底平原の堆積物の粒径は、たとえば利根川最下流のように0.02mmほどのこともあり、風浪の計算

に際しても様々な不確定要素があることから、定量的な議論は今後に待ちたいが、海跡湖の深さのプロットが波による侵食限界水深と大変良く似た分布パターンを示していることは、これらの海跡湖の深さが風波の強さに支配されているとの解釈を支持しているといえよう。

深かった海跡湖が次第に埋め立てられて浅くなると、ついには風波によって湖底が侵食されるようになり、それ以降はこの図のプロットが示す傾向のように、面積が小さくなるとともに浅くなるということ、いいかえれば海跡湖の面積が小さくならなければ、海跡湖は浅くならないことを示している。

## V おわりに

海跡湖はだんだんに泥が堆積して埋積されてきて、今たまたまその深さになっているというのではなく、風波に侵食される海跡湖の大きさに見合った深さになっていること、実際には風波による侵食限界水深になっているのではないかということが本研究の結論である。

このことを認識すると、干拓による湖の面積の縮小と海への出口に水門を建設したことが海跡湖の環境を著しく変えたことが理解される。すなわち、縄文海進期以降、海跡湖の面積が次第に小さくなり、それに対応して湖が浅くなってきたのは事実であるが、干拓はそれを激化させた。湖の面積を小さくすると湖底に及ぶ波の作用は弱まって、泥は排出されずに湖底に堆積する。

海跡湖の海への出口を閉ざしたことは、潮汐による日々の流れや降雨時の海への流れによって、湖底の細粒物質を外海へと排出してきた海跡湖の息の根を止めてしまったことになる。

本研究では海跡湖が泥が堆積して次第に浅くなってきたという理解から、そうではなく風波によって侵食される水深になっていると解釈したのであるが、実はそれぞれの湖で細粒物質がどのように外海へ排出されているのかという実態はなお不明のままである。湖底の泥がどのように外海へ排出されるのかを現地観測によって明らかにすることが当面の課題である。

## 謝辞

本研究は北浦による平成10年度の筑波大学自然科学類の卒業研究として行われた。筑波大学地球科学系の地形分野の諸先生から多くのご指導・助言をいただいた。筑波大学環境科学研究科の板倉雅子、池田雄二、地球科学研究科の斎藤健一、自然科学類の阿部美和、小沼秀嗣、高木 優、照沼利浩、橋爪克典、八反地 剛、吉田美佳の皆さんには、いろいろな面で助けていただいた。本研究を進める上で協力してくださった皆様に深く感謝いたします。

## 引用文献

- 池谷仙之・和田秀樹・阿久津浩・高橋 実 (1990) : 浜名湖の起源と地史的変遷. 地質学論集, 36, 129-150.
- 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ヶ浦の成因－. 筑波の環境研究, 2, 104-113.
- 岩佐義朗 (1990) : 「湖沼工学」山海堂, 504 p.
- 宇都宮陽二郎 (1979) : 霞ヶ浦の湖底地形とその堆積速度について. 国立公害研究所研究報告, 6, 7-21.
- 大坪国順・村岡浩爾 (1985) : 霞ヶ浦における底泥の再浮上に関する現地観測およびシミュレーション. 水理講演会論文集, 29, 353-358.
- 梶山彦太郎・市原 実 (1972) : 大阪平野の地形発達史. 地質学論集, 7, 101-112.
- 気象庁 (1991) : 「日本の気候表 その1－月別平年値・極値」. 気象庁, 478 p.
- 佐竹俊孝 (1967) : サロマ湖の底質の粒度組成. 地質学雑誌, 73 (9), 429-440.
- シンポジウム世話人会 (1990) : 湖沼の成因と環境・地質. 地質学論集, 36, 1-14.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克巳・三梨 昂 (1990) : 中海・宍道湖の地史と環境変化. 地質学論集, 36, 15-34.
- 平井幸弘 (1987) : 霞ヶ浦における湖棚の構造と成因. 地理学評論, 60, 821-834.
- 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, 62A, 145-159.
- 平井幸弘 (1995) : 「湖の環境学」. 古今書院, 186 p.
- 福沢仁之 (1995) : 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, 34 (3), 135-149.
- 福沢仁之 (1998) : 氷河期以降の気候の年々変動を読む. 科学, 68 (4), 353-360.
- 堀川清司 (1973) : 「海岸工学－海岸工学への序説」. 東京大学出版会, 317p.
- 湊 正雄 (1951) : 「湖の一生」. 福村書店, 116p.
- 箕浦幸治・中谷 周 (1990) : 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち. 地質学論集, 36, 71-87.