

# 32

# URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・JUNE 1993 特集＝海跡湖

株式会社クボタ

海跡湖をめぐって(海跡湖/湖底堆積物に記録された環境変化/汽水湖の生物と漁業ほか)

湖底・湖底堆積物の新しい調査法 海跡湖の地史(中海・宍道湖/浜名湖/霞ヶ浦) 湖岸低地および沿岸帯の環境変化



冬の宍道湖畔、早朝のシジミ漁(松江市・秋鹿、1985年) 撮影/川本真功





## 宍道湖の赤潮とアオコ

秋山 優 = 島根大学名誉教授



アオコによる  
水の華現象/  
夏季の宍道湖

今頃では誰でも、赤潮とかアオコとかいった言葉はよく耳にするし、それがどんなものであるかは別として、なにが汚い水域に出現する微生物の仲間らしいくらいの想像めいた考えを巡らす人も多い。

しかし、よく考えてみると、淡水赤潮の成因となる *Peridinium* や *Ceratium*、また時には *Mallomonas* のブルームや *Uroglena* の異常増殖のような特別な場合は別として、ごく普通の海域沿岸に出現する海産種を主体とする赤潮現象と、藍藻類のアオコ類による淡水域での水の華現象が、時を分けて同じ水域に出現するというのも、宍道湖という汽水ならではの特質かもしれない。(宍道湖の場合、水の華現象は主に *Microcystis aeruginosa* だけが成因となっているが、場所によっては成因が同属の *M. viridis* や *M. wessenbergii* であったり、それらの混生がみられたり、*Anabaena* やコレモの1種 *Oscillatoria* などがその主成分となることがある)。

宍道湖は、その西方から斐伊川の流入による淡水の供給を受けていると同時に、その東方にある大橋川により中海と連結しており、このために境水道を通じて中海を経由して、美保湾からの海水の影響を受ける複雑な水域である。このことから中海では通常80~50%、宍道湖では10%程度の海水を含んでおり、そのプランクトン相も着生生物相もいずれもが、宍道湖では淡水性、中海では海産性の種によって占められ、なかには汽水特有の種の出現も認められている。

汽水湖沼とはいっても、宍道湖は10%程度の

海水を含んでいるため、藻類の種類によっては、それに対する耐性の程度も異なり、これまでの観察結果や培養実験からも、宍道湖は大部分の淡水産種にとっては最大限界濃度付近であり、また同時に大部分の海産種にとっては最小限界濃度付近であるらしく、いわばフロラ変換の臨界点とでもいえそうである。すでに指摘したように、宍道湖には淡水の供給源としての斐伊川が湖の西端にあり、その供給量は年間、湖沼の3倍にも達するというが、一方、中海を通じての美保湾からの海水の流入があり、宍道湖の塩分濃度は、潮の干満はもちろん、降水量と関連して、斐伊川からの淡水の供給量とのバランスの上になっている。

過去の経験によれば、1973年6~7月の梅雨期の干ばつにより、夏季には、それまでの数倍(6,000ppm)の塩素イオン濃度に達したことがあった。この年には大部分の淡水産プランクトンは消滅し、それまでは毎年の夏季に出現していたアオコ(*Microcystis aeruginosa*)も例外ではなかった。そればかりではなく、従来から優占種としては殆ど見られなかった双鞭毛藻で海産の赤潮の代表的な *Prorocentrum minimum* の出現が認められた。

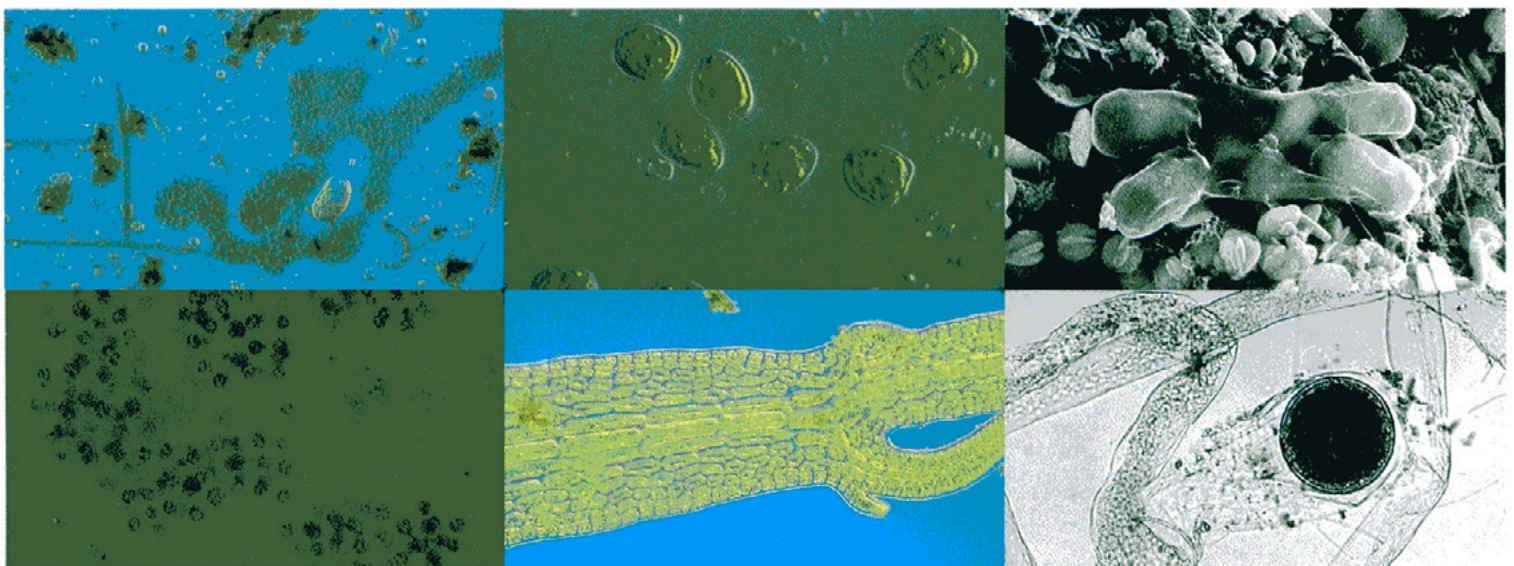
アオコの現われなかったことは、干ばつによる海水の流入に起因する。アオコの生存に対する塩分濃度がその臨界を越えると同時に、赤潮藻 *Prorocentrum* の発生を誘起させるような環境的要因となったためである。アオコが現われなくなったということだけで、人々の努力がなくなって水質が良くなったと、短絡的

に早合点するのも困ったものである。もっともアオコの場合、風波による局所的な集積が起こりやすい。また、汚さも目につきやすく、その特有な臭いも手に負えない。案の定、1973年の干ばつによるアオコの一時的消失も、その後の塩分の低下とともに1976年頃にはフロラの復帰が起こり、夏季におけるアオコによる水の華現象も再び見られるようになった。

ところで、このような現象は3年くらいを周期にして、1978、1982年にも起こっており、その都度フロラの変換があり、淡水域における汚濁指標種としてのアオコによる水の華現象と、沿岸帯における汚濁指標種としての *Prorocentrum* による赤潮現象の交替的出現こそ、まさに不安定な水質特性をもった宍道湖の素顔とでもいえよう。

宍道湖に見られる特筆すべきプランクトンとしては、緑藻クロロコクム目に所属する藻で *Amphikrikos nanus* (FOTT & HEYNIG) HINDAK は、本邦では宍道湖以外からの報告はみられていない。

宍道湖沿岸帯の底生藻類として豊富に出現する紅藻類のホソアヤギヌ (*Caloglossa ogasawaraensis* OKAMURA) は、元来、南方の海岸河口域のマングローブ地帯のヒルギ類の表皮上に着生発達する藻類で、本邦日本海沿岸ではその群落の大きさから、北限最大のものといえる。また中海の本庄付近から大海崎あたりの湖底には、稀産種のウミフシナシミドロの1種 (*Vaucheria* sp.) が見られる。



①アオコによる水の華発生時の水の顕微鏡写真(約500倍)

②アオコ *Microcystis aeruginosa* の顕微鏡写真(約1200倍)

③宍道湖に出現した赤潮現象の主因となる *Prorocentrum minimum* の顕微鏡写真(約1200倍)

④宍道湖産ホソアヤギヌの顕微鏡写真(約800倍)

⑤宍道湖に多産する緑藻類 *Amphikrikos nanus* の電子顕微鏡写真(約10000倍)

⑥中海産ウミフシナシミドロの1種の顕微鏡写真(約500倍)



# URBAN KUBOTA 32

アーバンクボタ NO.32 JUNE 1993

株式会社クボタ

## 目次

### 特集 = 海跡湖

#### 1 海跡湖をめぐって(座談会)

海跡湖 徳岡隆夫.....	2
湖底堆積物に記録された環境変化 高安克己・池谷仙之.....	6
汽水湖の生物と漁業 中村幹雄.....	14
海跡湖の利用・保全と今後の課題 徳岡隆夫.....	24
(座談会補遺) 日本沿岸の内湾性介形虫類の特徴 池谷仙之...	26

#### 2 湖底・湖底堆積物の新しい調査法 井内美郎 .....

30

#### 3 海跡湖の地史 - 1

中海・宍道湖 高安克己 + 徳岡隆夫 .....	38
--------------------------	----

#### 4 海跡湖の地史 - 2

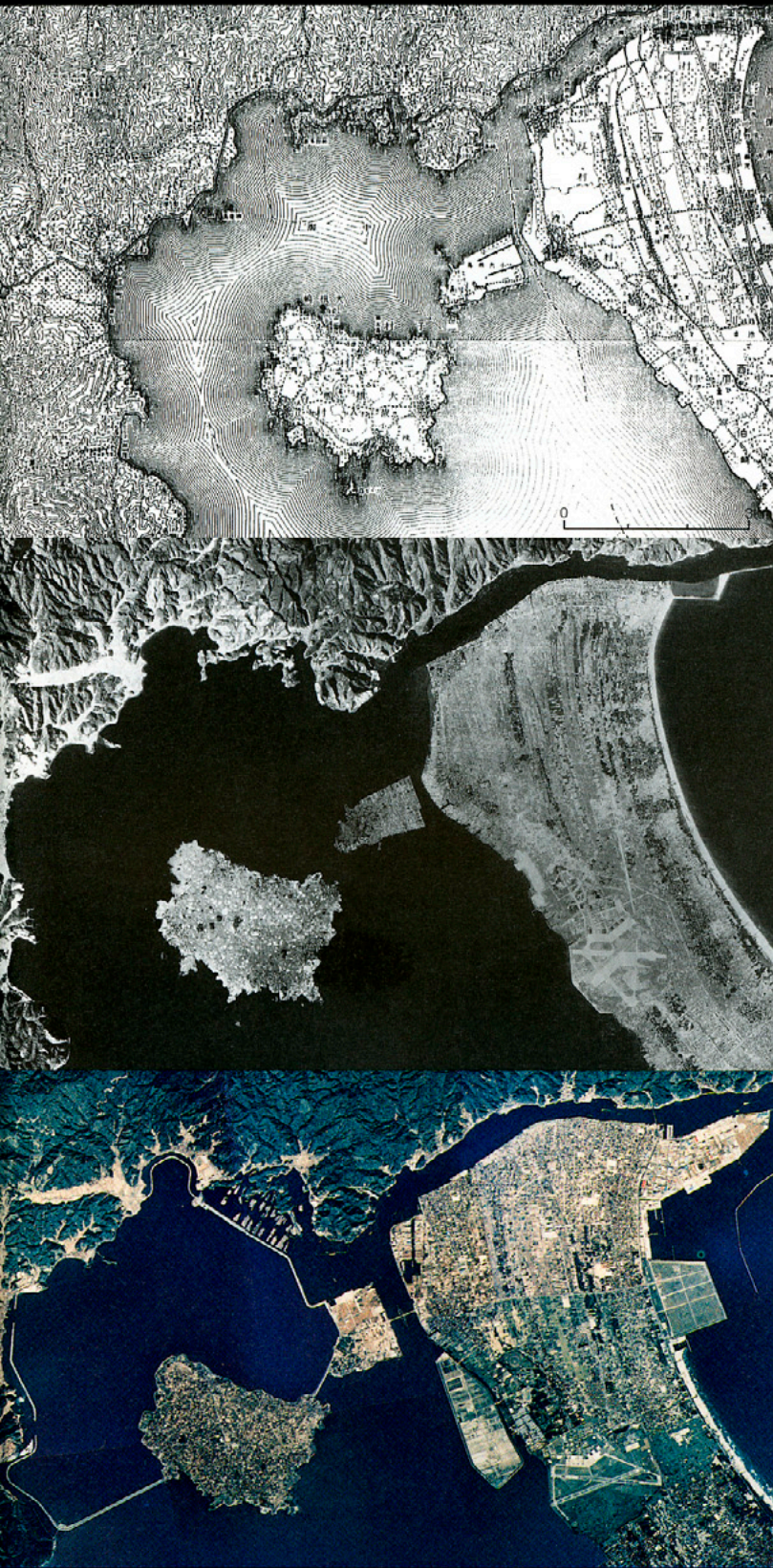
浜名湖 池谷仙之.....	48
---------------	----

#### 5 海跡湖の地史 - 3

霞ヶ浦 井内美郎 + 斎藤文紀.....	56
----------------------	----

#### 6 湖岸低地および沿岸帯の環境変化 平井幸弘.....

64



地形図・空中写真にみる中海北部(本庄工区)の変遷

上段 = 明治32年(1899)測量, 同34年(1901)発行5万分の1地形図(国土地理院)

中段 = 昭和22年(1947)11月3日米軍撮影(国土地理院)

下段 = 昭和63年(1988)撮影(建設省中国地方建設局出雲工事事務所による)

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 1993年6月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場



# 海跡湖をめぐって

## 海跡湖

徳岡隆夫 = 島根大学汽水域研究センター長  
(理学部教授)

### 湖底堆積物に記録された環境変化

高安克己 = 島根大学汽水域研究センター教授  
池谷仙之 = 静岡大学理学部教授

### 汽水湖の生物と漁業

中村幹雄 = 島根県水産試験場三刀屋内水面分  
場長

### 海跡湖の利用・保全と今後の課題

徳岡隆夫 = 島根大学汽水域研究センター長  
(理学部教授)

## 海跡湖

### 海跡湖・汽水湖・汽水域

編集 今回は海跡湖の特集ですが、同じ湖でも、海跡湖という場合もあれば汽水湖という場合もあるようなので、まず最初にその辺のことから話し頂きたいと思います。

徳岡 私は、本日の座談会のイントロダクションとして、海跡湖のごく一般的な事柄をお話します。まず汽水湖と海跡湖ですが、汽水湖というのは、文字通り、淡水と海水が入り混じっている湖で、水域の性状に基づいて使われます。それに対して海跡湖は、湖の成因に基づく用語です。これも文字通りの意味で、最終氷期が終わった1万年前以降に、海面の上昇に伴って陸地に進入した海が、その後、湖になったものです。

おおまかにいうと日本では、縄文海進によって海(湾)となったところでは、その後、湾口部に砂州や砂嘴などができ、湾口が次第に閉ざされて潟や汽水湖となります。その後、湾口部や湖域の埋積がさらに進み、海水の侵入がなくなれば、海跡湖は淡水湖に変わっていきます。湖域の埋積がさらに進んでくると、湖はやがては湿原となり、最後は湖域の全域が埋めつくされてしまい、海跡湖としての一生を終えます。ですから汽水湖というのは、海跡湖がその一生のなかで経過するある1つの段階であるわけです。

なお“汽水湖”という用語は比較的新しく、中海・宍道湖の干拓・淡水化の問題が世間に広まってから、一般でも良く使われるようになりました。ちなみに中国で“汽水”といえはサイダーのことで、塩分を多く含んだ水は鹹水といわれます。それで日本でも、以前は低鹹水といわれたり、あるいは淡水・海水に対して汽水という用語が使われていたのですが、今ではこれらは余り使われません。

淡水・汽水・海水は、塩分濃度または塩素濃度の違いによって、図1・1のように区分されます。このように、ある範囲の塩分濃度で淡水と海水の入り混じるのが汽水ですから、汽

水域というのは汽水湖だけとは限りません。河川が海と接するところでは必ず汽水域ができており、どの大陸でも、大きな河川のあるところには大きな汽水域があり、外国で汽水域といえば、河口域をさすのが普通です。淡水の密度は海水よりも小さいので、陸から海へと流れ出す淡水は容易には海水とは混じり合わず、汽水域では、淡水は海水の上にはりだします。一方、海から陸地へ侵入する海水は、同様にして淡水の下にもぐり込んでいきます。こうして汽水域では密度成層が形成され、それが豊かな生態系をつくりだすもとにもなっているわけです。

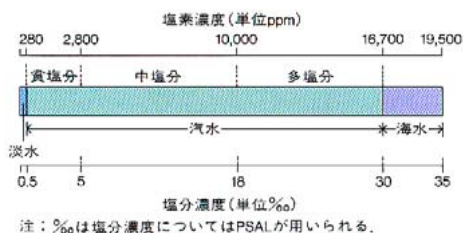
### 海跡湖の分布とその性格

表1・1は、日本の主要な海跡湖の一覧です。この表で、各湖の最上段のアカ色の数値は、田中阿歌麿が明治44年(1911)に著した「湖沼の研究」に記載されている海跡湖のデータです。日本の湖沼の研究は田中阿歌麿から始まっていて、海跡湖の用語もこのときに始めて使われます。「湖沼の研究」には、今は消滅した海跡湖を含めて約80年前の日本の海跡湖の大略の姿が記されていますから、それで最上段に示しました。

そして、その後の変化の大略が推察できるように、この表では、これらの湖についてのその後のデータを付け加えました。すなわち、次段のアオ色の数値は、吉村信吉先生が1937年に著した「湖沼学」に載せられたもの、その次のグレーの色は、堀江正治先生が1956年に「陸水学雑誌」に発表した数値です。最下段のクロ色の数値は、1989年に環境庁から出版された「日本の湖沼環境」に示されているデータです。なお「湖沼の研究」に記載がなくても、「日本の湖沼環境」で面積が約4 km<sup>2</sup>以上の海跡湖については、その分のみ付け加えました。

これらの表やその付図からだけでも、海跡湖というのは、海岸部の沖積平野にあって海面との高度差が殆どなく、水深も非常に浅い特殊な性格の湖であること、こうした性格のため海跡湖は、人為によって改変しやすく、ま

図1・1 - 淡水・汽水・海水の区分





た改変の度合いも大きいことがよく分かります。この点は、またあとで触れます。

湖沼研究の歩みと汽水湖

湖沼や河川などの陸域の水を扱う学問は、海洋学に対して陸水学と呼ばれ、湖沼学は陸水学の一部門に入ります。田中阿歌麿の後、日本の湖沼の研究は、陸水学の一部門としてめざましい発達をとげますが、それらは主として3つの分野の研究機関が中心になって進められたといわれています。

1つは、大正3年(1914)に京都大学が琵琶湖畔に設立した大津臨湖実験所(創立の建言は石川日出鶴丸と川村多實二)です。ここを拠点として、京都大学の生物学者が中心となって、淡水生物の分類と内陸の淡水湖の生態学的研究がぐんぐん進められます。

また東京文理科大学では、地理学教室の吉村信吉先生が日本各地の湖を調査・研究し、昭和12年(1937)に「湖沼学」を著します。この本は、水質・水理・底質・生物・湖底地形など、各専門分野ごとに分かれていた研究を体系化したもので、日本の陸水学の古典的教科書とされています。

もう1つは、名古屋大学理学部分析化学教室の菅原健先生が中心となって1920年代から開始された陸水の地球化学的研究で、湖沼の物質代謝についてのすぐれた研究成果が次々に発表されます。

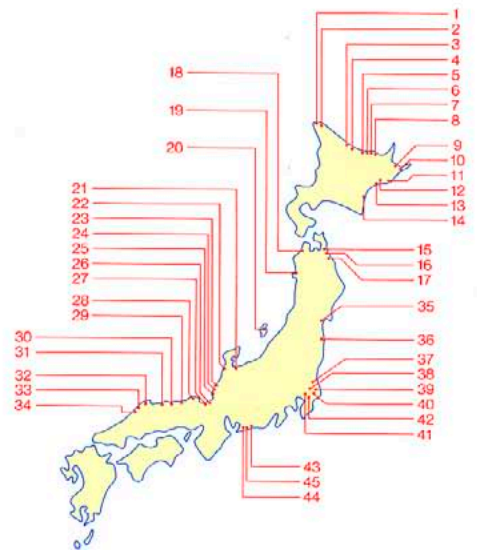
こうした素晴らしい研究が相次いで、日本の湖沼学(陸水学)は非常に豊かな内容のものになっていくわけですが、ただ研究の中心になっているのは内陸の淡水湖なのです。ですから一般的な陸水学の書物には、汽水湖のことが殆ど記載されていないのです。大津臨湖実験所の所長であった上野益三先生が1977年に著した「陸水学史」は、湖沼学から近代陸水学への発達史を克明に記述された名著で、私自身たいへんに勉強になったのですが、ここでは汽水湖については殆ど記述されておりません。それで私は、これらの本に接したときには、陸水学と海洋学の境目にある「汽水」は、淡水を扱う陸水学の中では考慮されない

表1・1 - 日本の主要な海跡湖一覧

番号	都道府県名	名称	湖沼型	標高 m	水深(m)		面積 km <sup>2</sup>
					最大	平均	
1	北海道	大沼	富	1	2.2	1.6	4.86
2	//	クッチャロ湖	富	0	2.5	1.0	14.02
3	//	コムケ沼	中	0.4	1.93		7.77
			富	3	2.5		4.20
			富	2.5	3.8	1.2	5.03
							5.81
4	//	ジブツナイ湖	富	3	5.87		3.41
			富	2.5	6.0		2.98
					3.0		2.76
5	//	サロマ湖	中	0	18.29		151.18
			富	0	19.5		150.53
			富	0	19.5	8.7	149.2
					20.0		150.29
6	//	能取湖	中	0	21.95		59.34
			富	0	22.0		58.49
			富	0	21.2		58.0
			富	1	21.2	0.6	58.51
7	//	網走湖	富	0.6	16.46		34.25
			富	5	17.6		34.04
			富	0	16.0		32.8
			富	0	16.8	6.1	32.87
8	//	トウツ湖	富	1	2.5	1.1	9.01
9	//	風蓮湖	中	0	10.97		53.43
			富	0	11.0		52.13
			富	0	11.0		52.0
			富	1	11.0		56.38
10	//	温根沼	富	0	4.57		4.99
			富	0	6.7		5.06
			富	0	7.0		4.93
			富	1	6.7	1.2	5.51
11	//	厚岸湖	中	0	6.87		34.15
			中	0	6.9		31.99
			中	0	6.9		31.7
							31.80
12	//	塘路湖*	富	8	4.00		5.90
			富	8	7.0		6.32
			富	8	7.0		6.53
			富	8	7.0	3.1	6.37
13	//	春採湖*	富	1.8	10.90		0.38
			富	5	8.5		0.37
			富	5	9.0	3.4	0.37
14	//	湧洞沼	富	5	3.5	1.3	3.49
15	青森	尾駸湖	中	5	4.95		3.93
			中	3	6.0		3.68
			中	3	4.7	2.1	3.71
16	//	鷹架沼	富	1	7.0	2.7	5.83
17	//	小川原湖	富	1.5	45.50		107.96
			中	1	25		62.26
			中	0	25.0		64.8
			中	0	24.0	10.5	62.69
18	//	十三湖	中-富	0	2.30		48.43
			中	0	7.0		20.80
			中	0	3.0		20.8
			中	0	3.0		18.07
19	秋田	八郎湯*	富	0	4.60		286.26
			富	0	4.7		223.29
			富	0	4.7		220.4
			富	0	12.0		27.64
20	新潟	加茂湖	富	0	8.2		4.86
			富	0	9.0		4.83
			富	0	9.0	5.2	4.95
21	富山	放生津湯			2.7		4.71
22	石川	河北湯	富	6.5	2.7		23.10
			富	0.8	2.1		26.0
			富	0	2.0	2.0	8.17
23	//	今江湯			2.8		3.20
					1.9		2.38
24	//	柴山湯*	富	1	4.6		5.40
			富	1	2.8		5.13
			富	2	4.9	2.2	1.71
25	福井	北湯湖	富	5	2.7		2.80
			富	0	3.0		2.0
			富	0	3.6	2.1	2.14

(アカ色) = 田中阿歌麿「湖沼の研究」1911年  
 (アオ色) = 吉村信吉「湖沼学」1937年  
 (グレー) = 堀江正治「陸水学雑誌」1956年  
 (クロ色) = 環境庁「日本の湖沼環境」1989年  
 \* = 淡水湖  
 富 = 富栄養湖 中 = 中栄養湖 貧 = 貧栄養湖 富 = 富栄養湖

番号	都道府県名	名称	湖沼型	標高 m	水深(m)		面積 km <sup>2</sup>
					最大	平均	
26	福井	久々子湖	富	1?	2.5		1.40
			富	0	2.5	1.8	1.38
			富	0	2.5		1.40
27	//	日向湖	貧	1?	43.0		1.10
			富	0	38.0		0.9
			富	0	38.5	14.3	0.92
28	京都	阿蘇海	中	0	14.0	8.4	5.01
29	//	久美浜湾	中	0	20.0		7.26
30	鳥取	湖山池	富	2	5.0		6.69
			富	1	8.9		7.25
			富	2	8.9		6.93
			富	0	7.0	2.8	6.88
31	//	東郷池	富	4	1.8		6.27
			富	0	7.5		4.1
			富	0	4.6	2.1	4.06
32	島根	中海	富	0	7.8		106.80
			富	0	9.0		104.0
			富	0	8.4	5.4	88.69
33	//	宍道湖	富	2.5	6.9		84.00
			富	1	6.4		83.13
			富	0.7	6.4		80.0
			富	0	6.4	4.5	80.30
34	//	神西湖	富	3	2.2		1.35
			富	0			1.35
35	宮城	万石浦	富	0			3.72
36	福島	松川浦	富	0	5.5		6.33
37	茨城	酒沼	富	1.5	3.00		1.93
			富	0.6	3.6		12.20
			富	3	3.5		12.0
			富	0	6.5	2.1	9.35
38	//	霞ヶ浦*	富	2.0	7.50		187.70
			富	1	7.6		189.17
			富	0	7.0		178.0
			富	0	7.0	3.4	168.18
39	//	北浦*	富	0.5	3.5		52.75
			富	1	10.0		39.85
			富	1	10.0		78.8
			富	0	10.0	4.5	34.39
40	//	外浪逆浦	富	1.0	9.0		6.60
			富	1	8.9		6.13
			富	1	8.9		6.01
			富	0	8.9		6.01
41	千葉	手賀沼*	富	3	2.9	0.9	6.50
42	//	印旛沼*	富	1	1.8	1.7	11.6
43	静岡	佐鳴湖	富	5	3.90		1.07
			富	3	3.9		1.23
			富	3	3.3	1.5	1.21
44	//	猪鼻湖	中	0	12.1		5.36
			中	0	12.1		5.43
			中	0	7.0	4.6	5.48
45	//	浜名湖	富	0	13.00		66.92
			富	0	15.8		72.04
			富	0	15.8		73.5
			中	0	16.6	4.8	66.05





のだろう、という感想さえもったわけです。ところがいろいろと調べていきますと、汽水湖についての研究は、決して豊富とはいえないにせよ、昭和初期から多くの先生方によって行われているのです。だいたい上野益三先生ご自身が、1930年代の後半から40年代の前半にかけて、北海道や日本海側の潟湖の生物についての貴重な研究を残されています。吉村先生も、日本海側の潟湖や浜名湖などについて、硫化水素を含む底層水の理化学的性状について調査・研究されています。このほか日本海側の潟湖の生物については、宮地伝三郎先生を始めいろいろな先生方が調査・研究されていますし、金沢大学(当時)の益子帰来也先生は、1954年に動物性プランクトンと塩分濃度の関係を明らかにされています。さらに名古屋大学(当時)の菅原・小山両先生は、1950年代に汽水湖・淡水湖の底泥における硫化物と磷酸塩の挙動を研究され、海(潟)成粘土と淡水成粘土の生成の違いを明らかにされています。また三方五湖の水月湖は、いろいろな研究者によって取り上げられていますが、1973年には、西條八束先生などが湖水の酸化還元境界層での生産の問題を明らかにし、また湖底堆積物の化学組成の調査・研究から湖の歴史の一端を明らかにするなど、非常にすぐれた研究をされています。このような研究があるわけですが、しかしこれら論文は、いずれも陸水学の研究史のなかには登場してこないのです。こうした事情ですから、まして「汽水湖」や「汽水生物」についてのまとまった研究は、一冊も出版されていなかったわけです。ところが1970年代に入って、湖沼の汚濁が社会的に大きな問題になってきますと、いつの間にか汽水湖も陸水学の仲間入りをして、盛んに取上げられるようになってきます。1970年代から80年代にかけて出版された陸水学関連の本には、汽水湖がどういう由来をもち、どのような性格をもつ湖なのか、という記述もなしに、いきなり汽水湖の汚濁の問題が取り上げられ、議論されています。

そして1984年に出版された「陸水と人間活動」では、霞ヶ浦、諏訪湖、中海、琵琶湖が非常に重要な湖として取り上げられ、文部省でもこの4つの湖沼を「環境特別研究」のテーマにするといった状況になってくるわけです。こうした事情を見てきますと、内陸の淡水湖とは同列に論じられない汽水湖に関しては、特にその研究の必要性を痛感するのは、あながち私一人だけではないと思います。海跡湖の変遷と沖積平野形成史の研究一方、地質学の方では、沖積平野の発達史を明らかにする上で、海跡湖の研究が避けられません。海跡湖の変遷史は、戦後の1951年に北海道大学の湊正雄先生による「湖の一生」によって始めて明らかにされます。この本は中学生向けに書かれたものですが、アバシリ湖(網走湖)やノト口湖(能取湖)周辺の地層を調べ、これらの地層に含まれる貝化石から、縄文海進時の海が、次第に水域を縮小しながら汽水湖となり、さらには淡水湖へ変わっていくこと、そしてこの湖は、やがては泥炭地に変わり、消滅するだろうことが非常に分かりやすく述べられています。このように「湖の一生」は、地質学的な研究方法によって始めて海跡湖の発達段階や湖の特徴が明らかになることを示し、地質学の果たす役割の大きいことを示したわけです。一方、1950年代から60年代にかけては、沖積層の研究が社会的に要請されていた時期なので、多くの地質研究者がさまざまな地域で、潟湖を含む海岸平野の発達史に取り組んでいきます。こうして1972年には、梶山彦太郎・市原実の両先生による「大阪平野の発達史」の論文が発表されます。両先生は、大阪平野各地の遺跡や多くの土木工事の現場で露頭を詳しく観察し、大阪平野の生い立ちを明らかにされているわけですが、その詳しい内容は本誌の16号で特集され、市原先生ご自身がお話しされていますので、それをご覧いただくのがなによりです(編注)。そこでは、縄文海進によって海が陸地の奥深くまで侵入した河内湾の時代から、砂州の発

達と河川による埋積作用によって、河内潟の時代、次いで河内湖の時代へと移り変わり、やがては全域が沖積平野になり変わるまでの過程が、具体的な古地理図として見事に復元されています。この地域では、古淀川や古大和川から運び込まれる土砂の量が多く、埋積のスピードが非常に速かったために、海跡湖は比較的短命に終わったもので、これと同じような経過を経て、すでに消滅した海跡湖も少なくないのです。現在の海跡湖について考えるときも、堆積の速度というものを常に考慮し、重要視しなければならない所以です。湖沼と社会の関わり方の推移ご存じのように、いま日本の多くの湖沼では、周辺地域の開発に伴って水質汚濁に代表される湖沼環境の悪化が進み、これが社会的に大きな問題になってきております。そのため昭和59年(1984)には、湖沼水質保全特別措置法いわゆる湖沼法が制定され、これまでに、霞ヶ浦、琵琶湖、諏訪湖、中海・穴道湖など、特に水質環境基準の確保が急がれる9つの湖沼が指定されています。しかし湖沼というのは、閉鎖性の水域であるために汚濁物質が蓄積しやすく、環境基準を達成するのは容易なことではありません。表1・2は、1940年代頃からの湖沼と社会の関わりをごくおおざっぱにまとめてみたものです。まず戦後からの10数年間は、食糧の増産が国民全体の大きな目標であったため、1945年から1960年代にかけては、国による大規模な干拓事業が進められます。そのさい、低平な平野部にあって利用しやすく、水深も浅いので、多くの海跡湖が干拓されてしまいます。その代表が八郎潟や河北潟などです。1960年代の高度経済成長の時代になると、今度は、霞ヶ浦や中海などでは大規模な総合開発事業が計画されます。とくに霞ヶ浦では、周辺地域の工業・都市用水のための水資源開発が目的とされ、淡水化のために海との連絡も閉ざされるようになります。そして1970年代以降になると、内陸の湖も含め、湖周辺での都市的な土地利用の拡大とあ



編注：アーバンクボタ誌16号(1978)刊行の後、梶山彦太郎・市原実共著による「大阪平野のおいたち」(青木書店, 1986)が出版されている。この著書では、そのこの研究成果を加えて、さらに詳細な古地理図を収載し、大阪平野の発達史が詳しく解説されている。

いまって、水質汚濁の問題が顕在化し、アオコの発生にみられるように、多くの湖沼でこの種の問題が前面に登場してきます。閉鎖性水域の湖沼では栄養塩が蓄積しやすく、湖沼の水質浄化は容易ではないので、これが今日の深刻な社会問題になっているわけです。

一方、八郎潟では干拓工事が完成したすぐ後には減反政策が始まるという具合で、この間に、社会的状況も大きく変わってきます。こうして、湖沼の汚濁の問題に減反政策がからまって、この頃から湖沼に対する人々の意識が変わり始め、干拓・淡水化を新たな角度から見直す気運が生じてきます。

この問題は、干拓・淡水化工事の途中にあった中海・宍道湖では、地域の人々全体をまきこむ議論となって長年にわたって続きますが、漸く1988年になって、この事業は実質的に中止されます。こうして、本州の海跡湖の殆どが消滅するか大改変されるなかで、この2つの湖は、浅からぬ傷を受けてはいるものの生き延びます。同時にこの2つの湖では、今後は、湖の保全と利用という大きな課題に取り

組むことになったわけです。

海跡湖は海と陸の変化に敏感に反応する。じつは、私が松江に赴任してきたのが1980年で、当時、地元では干拓・淡水化は是非かといった議論が盛んに行われておりました。そのとき私自身としては、こうした大きな問題は、やはり湖の成り立ちや発達史を踏まえ湖の基本的な性格を把握した上で、これからどうあるべきかを考える視点が欠かせないだろう、と思ったわけです。

それで私は早速、そうした観点から中海・宍道湖の資料をあたってわけですが、詳しいことを知ろうとすると意外に資料が少ない。しかし湖の歴史は、湖底堆積物に必ず記録されていますから、それを実際に調べようということになって、島根大学の地質学教室のスタッフや学生たち、県水産試験場の中村さんらと調査・研究を始めたわけです。

それが幸いなことに、ちょうどこの頃、地質調査所の海洋地質部におられた井内さんたちが、湖の水質汚濁の問題がきっかけとなって湖底堆積物の調査・研究を始められました。

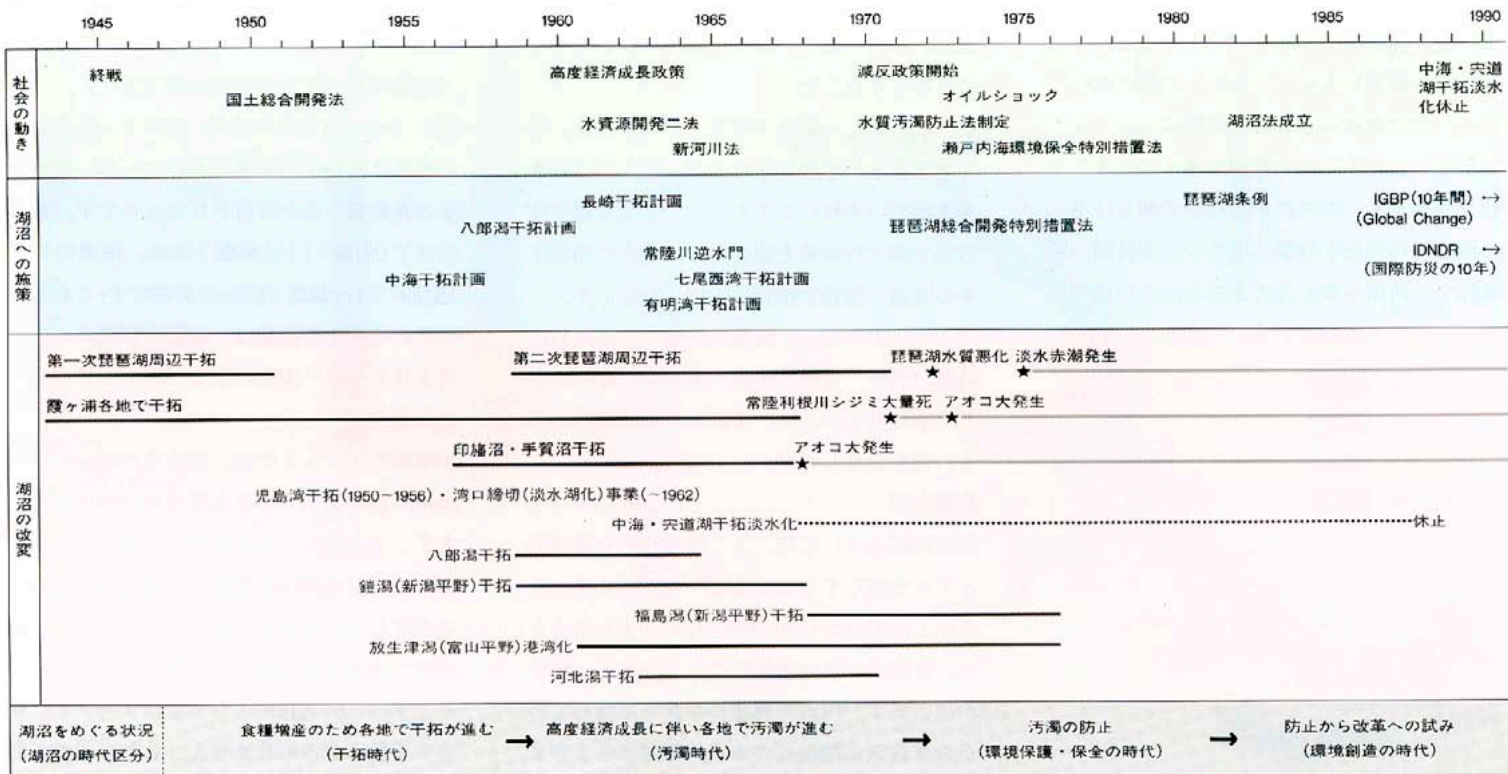
それで私どもは、井内さんに協力してもらうなどして湖底堆積物の調査・研究を本格的に進めることができました。こうして、この10年程の調査で、中海・宍道湖の生い立ちから現在の湖へと移り変わってきた様子が詳しく分かってきたわけです。これについては第3章に記しますので省略しますが、ただここでは、両湖の変遷史から明らかになった海跡湖の大きな特徴について、すなわち、陸と海の接点にある海跡湖というのは、どちら側の変化にも敏感に反応して環境を変えらるということ、中海・宍道湖の変遷史を例にして簡単に触れておきたいと思います。

縄文海進で内湾となった古中海湾が潟湖になるのは、約2,400年前頃の弥生時代です。この時代には、気候がやや冷涼化して海面がわずかに下がり、そのため、弓ヶ浜の西縁に形成されていた砂州が海面上に姿を現わして湾口をふさぎます。それで、古中海湾は潟湖へと変わるわけです(47p. 図16E)。

それが約1,200年前頃の奈良時代、出雲国風土記の時代になると、海面がほぼ現在のレベル

表1・2 - 湖沼と社会の関わり

湖沼の成因と環境・地質 シンポジウム世話人会, 1990(地質学論集36)および赤桐, 1993(地質学論集39)にもとづき作成





にまで上がってきます。それに伴い、米子あたりから海水が流入して、中海は再び内湾になり、弓ヶ浜西縁の砂州は島に変わります(47 p. 図16F)。このように、弥生時代から奈良時代にかけては、この時期の海水面のわずかな昇降に伴って、中海の水域は、内湾・汽水湖・内湾と移り変わっているわけです。

そして現在では、奈良時代の「夜見島」は今の弓ヶ浜半島へと成長し、それにより当時の内湾は、再び今の汽水湖へと変わってきたわけですが、この場合には、海側ではなく陸域での変化が主たる原因です。この変化は“たたら製鉄”によって、日野川流域の中国山地の荒廃が進んだことから起こります。日野川から流出する土砂が急増し、その河口域では弓ヶ浜の外浜が成長して、半島を形成してしまうのです。この時期には、宍道湖の方でもたたら製鉄による山地の荒廃のため、斐伊川の氾濫・東流という事態が発生し、汽水湖から淡水湖に変わっています。

このように、この時期の中海・宍道湖の水域の変化は、たたら製鉄業の燃料として、中国山地の森林を広域的に伐採した人為が大きな影響を及ぼしているのです。こうした事実から、海跡湖の水域環境は、いつも海と陸との両方の影響下にあって、どちらの側の変化であれ、その変化にきわめて敏感に反応すること、そうした中で湖の埋積が進んでいることが分かります。この点が、ほかの湖とは違った海跡湖の大きな特徴の1つで、海跡湖の環境保全と利用を考えると、この点を忘れてはならないわけです。

## 湖底堆積物に記録された環境変化

はじめに

高安 いまのお話にもありましたように、湖の過去の環境は、湖底の堆積物の中にすべて記録されています。ふつう湖底では、古い堆積物の上に新しい堆積物が順番に積もっていますから、これを乱さずに採取して堆積物の粒度や鉱物組成などを調べ、また、含まれる化石を分析することによって、堆積時の湖の古環境を復元することができます。

湖底堆積物を採取する方法は、深層部までとなるとボーリングにたよるしかないので容易ではありませんが、湖底下2~3mぐらいまでの表層部までなら、柱状採泥器を手動で操作して簡単に採泥することができます。表層の湖底堆積物には、歴史時代から現在にかけての湖の環境が記録されていますから、海跡湖では特に貴重な意味をもっています。

一方、音波探査によって、湖底地形や底質、湖底下の各地層の厚さや分布などを調査することも重要です。また、堆積物の堆積年代を知ることも欠かせません。最近では、放射性鉛(<sup>210</sup>Pb)による方法などが開発され、表層堆積物の年代を10年~数十年単位で算定できるようになりました。

こうした新しい調査・研究のあらまは、第2章でまとめて紹介されるのでここでは省きますが、いずれにしても、このような様々な方法で調べた結果を総合して、過去の環境とその変遷の様相を復元していくわけです。

ここでは主として、環境の指標となる化石、貝類化石や、花粉・珪藻・有孔虫・介形虫などの微化石を中心に、海跡湖の環境変化の若干の例をお話します。

### 貝類化石

貝類化石については、よく知られているのでとくにお話しすることもないと思います。さきほどのアバシリ湖の例にもありましたように、貝類は、塩分濃度によって生息する種類が違います。内湾の奥部にかぎって棲むものから湾口部に棲むものまで、種類はさまざま

です。採泥した堆積物中に貝化石が含まれていれば、その貝だけからでも堆積当時の水域環境を推定することが可能です。また貝化石を使って<sup>14</sup>C法による年代も測定できます。珪藻化石

珪藻は、植物プランクトンの代表的なものでその種類はきわめて多く、海生、汽水生、淡水生のもので、塩分濃度によって種類が違います。また、きれいな水に棲むものもいれば、汚れた水に棲むものもあり、汚濁の指標種にもなっているので、最近ではご存知の方も多いと思います。

珪藻は、葉緑素をもつ単細胞の植物で、光合成をしますから、光のとどく表層の水域に浮遊したり、水草の葉や藻などに付着して生活します。細胞は、珪酸質の弁当箱のような格好をした硬い殻に包まれていて、種類によって、殻の形や表面の様子が違います。

この生物は、死んだ後、珪酸質の硬い殻を湖底堆積物中に残します。珪藻のいない水域は殆どありませんから、ほかの化石を産出しないときにも、湖央でも湖辺でも堆積物を調べれば検出することができます。珪藻化石から堆積時の水域環境が分かることが多く、この化石の分析は欠かせません。

### 《珪藻化石が語る宍道湖の環境変化》

図2・1は、宍道湖の湖央と湖東から採取された表層堆積物中の珪藻化石について、九州大学の鹿島薫さんが分析されたものです。湖央のコア(SJ89-1)は湖底下50cm、湖東のコア(SJ89-2)は湖底下65cmの長さです。これらのコアの珪藻化石群集は、群集の特徴から、下位より・・・という3つのゾーンに分けられます。

湖東部のゾーンでは、海水生の*Grammatophora* sp.が優占し、全珪藻化石の80%を占めます。この種は、いまのサロマ湖のような高塩性湖沼や内湾域に生息し、現在の宍道湖には生息していません。従ってこの時代は、現在の宍道湖よりも塩分が高かったことが分かります。一方、SJ89-1コアにはゾーンに対応する層準がみられません。これは、湖央部

の堆積速度が湖東部に比べて倍ほども速いので、湖底下50cmという深度では、ゾーンⅠに対応する試料が得られないためです。

ゾーンⅠの特徴は、諏訪湖などの淡水湖沼に棲む淡水生の*Melosira granulata*が優占し、淡水～汽水生の*Thalassiosira bramptonae*が随伴することです。両種とも、現在の宍道湖には生息していません。ただこのゾーンを詳しく調べると、現在の宍道湖に優占的に産出する*Cyclotella caspia*を多く産出する薄層(層厚2.5～5cm)が2層(a層, b層)挟まれます。これらのことから、ゾーンⅠの時代の宍道湖は、ごく僅かに塩分が混じる程度の淡水湖へと変わったこと、そして一時的に塩分濃度が増した時期が少なくとも2度あったことが分かります。

こうした変遷を経て、宍道湖はいまの環境へと変わってきます。それがゾーンⅡです。この時代になると、ゾーンⅠ時代に優占していた淡水生の種類はすっかり姿を消し、現在の宍道湖に優占的に産出する*Cyclotella caspia*が特徴的に現れてきます。また*Diploneis pseudovalis*がこれに随伴して産出します。

#### 《水域環境の変遷とその原因》

このように宍道湖では、珪藻化石の分析により、高塩性汽水域→淡水域→現在の低塩性汽水域へと、水域環境が変遷していることが明らかになったわけです。しかし珪藻化石だけでは、これらの移り変わりの時期がいつ頃なのか、ということは分かりません。

湖底表層部の堆積速度は、放射性鉛(<sup>210</sup>Pb)を使って求めることができます。宍道湖でも、この方法により多くの場所で堆積速度が算定されていますから、それに基づくと、問題の水域環境の移り変わりの時期が分かります。そうしますと、宍道湖では高塩性汽水域から淡水域へ変わるのは、16～17世紀です。また淡水域から現在の低塩性汽水域へと変わるのは、約50～100年前です。

16～17世紀におきた宍道湖の淡水化は、さきほど徳岡さんがいわれましたように、斐伊川の東流が大きな影響を与えたことは間違いの

ない事実です。また約50～100年前の低塩性汽水域への変化には、昭和初期の大橋川の浚渫工事に伴って、宍道湖に海水の流入が多くなったことが大きな要因になっています。

ところが一方で、宍道湖の環境変遷を、世界的な気候変化、特にヨーロッパと東アジアの気候変化の中でみてみますと、淡水湖へ変わる時期は、中世の温暖期が過ぎた後、世界的にやや寒冷化の始まる時期とほぼ一致し、また約50～100年前の低塩性汽水域へ変わる時期は、世界的にやや温暖化する時期とほぼ一致しているのです。それで最近では、この寒冷化・温暖化の時期に、僅かでも海水準の下降・上昇がなかったのかどうか。宍道湖の環境変遷に、そうした海水準の変動の影響がみられないのかどうか、こういう側面からの検討が必要になってきております。

#### 花粉化石

このように、宍道湖の水域環境の変遷は、珪藻化石の調査から明らかになってきたわけですが、一方、周辺の集水域の環境は、花粉化石を調べることにより明らかになります。

植物の花が一斉に開くと、雄しべからは大量の花粉が空中にとびだしますが、この花粉はやがて湖の底に沈積します。花粉の大きな特徴は、花粉を包む膜が非常に硬く、化学的にも酸やアルカリに対してきわめて強いことです。そのため、湖底に沈んだ花粉は、その強靱な膜に守られて底質の一部となり、半永久的に堆積物中に保存されます。また、散布さ

れた花粉はつねに湖底に積もりまますから、時間的な断続がありません。このため湖底の花粉から、集水域の植生とその変化の様相を読み取ることができるわけです。

それともう1つ、花粉化石から年代を知ることでもできます。ただこれは、花粉化石から直接に年代が分かるというわけではありません。花粉は、非常に広い範囲にわたってかなり均質に堆積しますから、ある時期に散布された花粉は、湖底でもその周辺地域でも、同じように堆積物に含まれます。ですから周辺地域に年代の判明した遺跡があれば、それとの関連から、間接的に湖底堆積物中の花粉の年代も分かるわけです。ただし陸域では、堆積後の浸食などがありますから、花粉化石の時間的連続性は完全ではなく、その点を考慮する必要もあります。

花粉化石には、ある時代ごとに、それぞれ違った植物の組み合わせが認められますが、そのあるまとまった一連の花粉群集を花粉帯といいます。

#### 《宍道湖・中海周辺の植生の変遷》

図2・2と図2・3は、宍道湖と中海の湖央の表層堆積物中に含まれる花粉化石を調べたものです。コアの深度は、宍道湖(SJ85-11)では湖底下185cm、中海(NU86-6)では湖底下180cmです。花粉分析は、いま川崎地質(株)におられる渡辺正巳さんによって行われ、図のように、両コアとも5つの花粉帯に分けられました。以下、花粉帯の特徴を述べますと、

図2・1 - 宍道湖湖央(SJ89-1)および湖東(SJ89-2)の表層堆積物中の珪藻化石群集 (鹿島ほか, 1990)

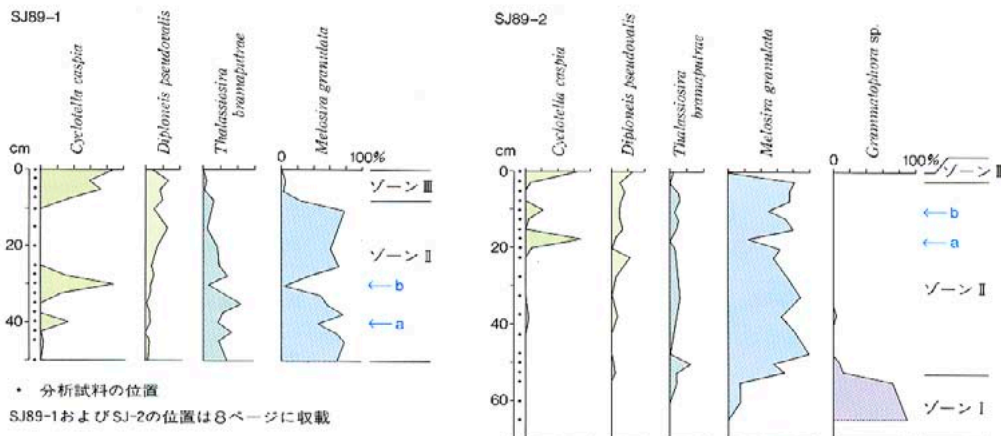
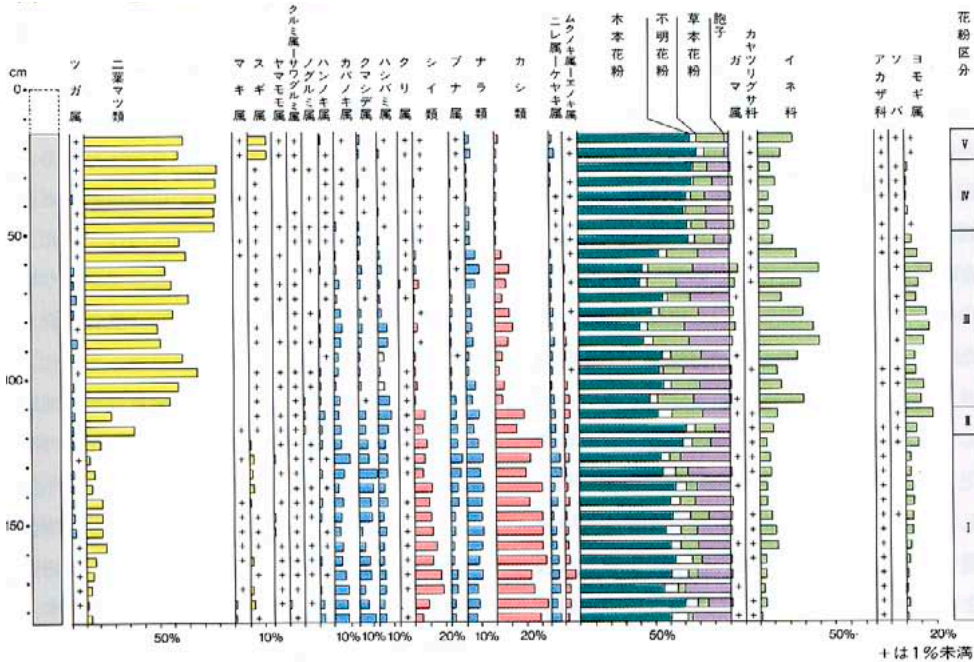




図2・2 - 宍道湖湖央SJ85-11地点の花粉分析図(主要産出花粉)

<渡辺ほか, 1988>

〔宍道湖SJ85-11〕



帯(120~185cm): カシが優占し、マツ、ハ  
ンノキ、カバノキ、クマシデ、ハシバミ、シ  
イ、ナラが付随的に産出します。

帯(110~120cm): カシが優占し、マツが  
帯に比べてやや高率に産出してきます。

帯(50~110cm): マツが優占し、カバノキ、  
クマシデ、シイ、ナラ、カシが付随的に産出  
します。

帯(25~50cm): マツが80%以上の高率を占  
め、その他の分類群の産出頻度が非常に低い  
のが特徴です。

帯(15~25cm): マツの出現率は60%以上で、  
次いでスギが10%以上出現します。

〔中海NU86-6〕

A帯(130~175cm): シイ、カシが優占し、次い  
でブナ、ナラが産出します。スギは数%では  
ありますが、出現しています。

B帯(120~130cm): A帯と優占属は変わりませ  
んが、マツ、カバノキ、クマシデなどが少し  
増えます。スギも出現しています。

C帯(45~120cm): 特に優占する分類群はな  
く、マツ、カバノキ、クマシデ、シイ、ナラ、  
カシが、それぞれ10~30%の出現率を示しま  
す。70~90cmでマツの出現率がやや高くなり  
ます。

D帯(5~45cm): マツが上位に向かって40~90  
%と増加する傾向を示し、逆にシイ、ナラ、  
カシは20%~数%と減少する傾向を示します。

E帯(0~5cm): マツが40%以上を占め、下位  
層準で低率であったスギが5.5%出現します。

〔各花粉帯の年代〕

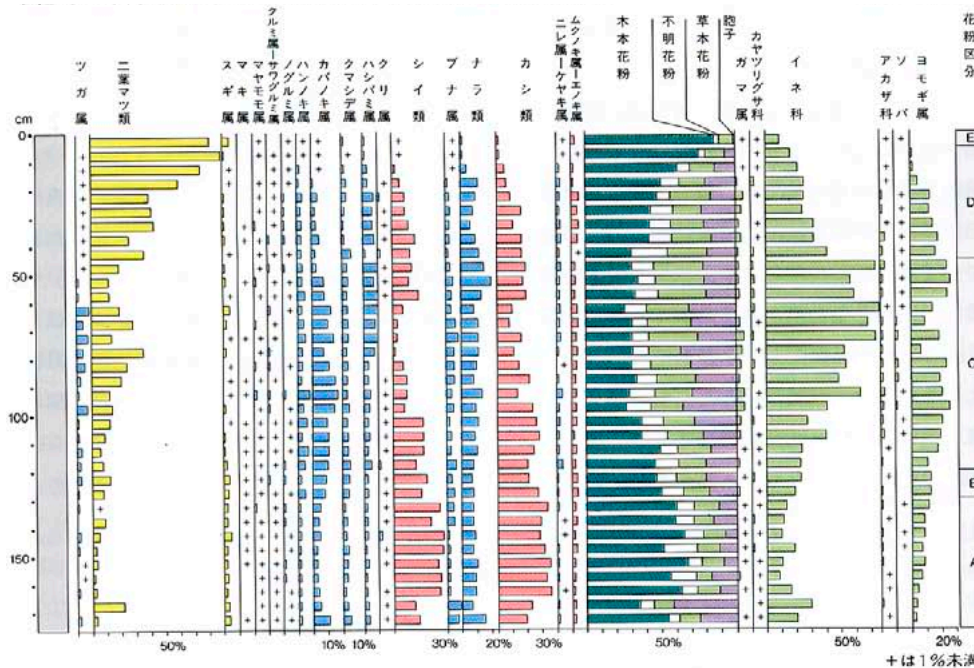
一方、これ以前に島根大学の西原郁夫先生に  
よって、宍道湖・中海周辺地域の上部完新統  
の標準的な花粉帯が区分されており、それら  
の年代が遺跡の資料に基づいて明らかにされ  
ています。その花粉帯と、SJ85-11および  
NU86-6の花粉帯を対比すると、表2・1のよ  
うに各花粉帯の年代が分かり、宍道湖・中海  
周辺地域の植生の変遷が明らかになります。

〔弥生時代~約8世紀〕

弥生時代から約8世紀までは、山地にはシイ・

図2・3 - 中海湖央NU86-6地点の花粉分析図(主要産出花粉)

<渡辺ほか, 1988>



珪藻化石および花粉化石の試料採集地点

表2・1 - 花粉対比表



SG85-11	大西(1993)	NU86-6
V	マツスギ重帯 西暦1930年以降~現在	E
III, IV	マツ重帯 西暦1500年以降~1930年頃	D
I, II	カシ・ナラ重帯 西暦700年以降~1500年頃	C
帯	スギ重帯 約2400年前~西暦700年頃	A, B

カシなどの照葉樹林が広がっていました。大西さんは、この時期のスギの出現とイネ科の急増は、弥生の小海退によって出現した低地にスギ林が進出し、また一部で稲作が始められたことを示すと指摘しています。

〔約8世紀～16世紀前半〕

この時期も、山地には、シイ・カシなどの照葉樹林が広がっていました。しかし山間の低地ではスギが減少し、それに代わってイネ・ソバが急に増えています。おそらく低地のスギ林が開墾され、イネ・ソバの栽培が行われたのでしょう。

〔16世紀前半～20世紀前半〕

宍道湖でも中海でも、16世紀になると周辺域の植生に劇的な変化が現れます。この変化は宍道湖の花粉分析図に顕著に示されていますが、山地のシイ・カシが減少し、それに代わって、マツ(二葉マツ類)を主体とする二次林(おそらくアカマツ林)が急激に増え始めるのです。

シイ・カシの減少は、さきほど徳岡さんが指摘されたように「たたら製鉄」にともなう広域的な森林の伐採によるものでしょう。出雲大洪水による斐伊川の東流は1635年に起こっていますが、この少し以前から、宍道湖が淡水化したことはさきに述べたとおりです。

〔20世紀前半から現在まで〕

スギが再び増え始めたことが、この時期の特徴です。おそらく山地部でのスギの植林が影響しているものと思われる。

有孔虫化石

池谷 有孔虫類は単細胞の原生動物で、ふつう石灰質の硬い殻を持っていますが、実は内湾に棲む種類には砂粒などを集めて殻を構築する「砂質有孔虫」と呼ばれる仲間が沢山あります。殻の形態は、種類によってそれぞれ違います。運動は、殻の外に糸状の仮足をだして行い、またその仮足で珪藻やバクテリアなどの微生物を捕食しています。

有孔虫類のほとんどは海生で、淡水生のは化石になりにくいので、これが出てくれば海の要素が入ったことの証拠になります。し

かも、単に海水が入ったことが分かるだけではないのです。有孔虫は、浮遊生のもので底生のものであり、浮遊生のは海洋の表層部で海流と共に移動します。底生種は、湾域から深海底まで、水深、底質、底層水などの環境条件によって棲みわけています。ですから、これらの化石を調べることにより、古環境を詳しく知ることができるわけです。

《外洋水の流入に伴う浜名湖の環境変化》

浜名湖では、1956年から1971年にかけてわずか15年程の間に、外洋水の流入によって有孔虫の生息分布が大きく変わってしまいました。浜名湖については第4章を見ていただきますが、この湖は、北部と南部では水域環境が全く違います。北部は、比較的水深が深く堆積物は泥質ですが、南部は砂が卓越し、水深も非常に浅くなっています。遠洲灘の沿岸では砂が非常に激しく移動しますから、それが湖口をふさいで海との連絡を遮断し、過去には完全に淡水湖になった時期が何度かあったわけですね。

「今切口」とよばれる現在の湖口は、1498年(明応7年)の地震による津波と翌年の暴風のために砂州の一部が壊れ、海と通じるようになったといわれていますが、なにしろ砂嘴の成長が速く、湖口部の水深も浅いので、海水の流入は次第に少なくなってしまい、漁業にも影響がでてきました。

そこで1956年に、今切口に幅200mの人工導水路をつくり、湖内には流水路「みお」を浚渫して、海水が入り易いようにしたわけです。

この改修工事が始まる少し前に、地質調査所が、天然ガス調査の一環として浜名湖の湖底堆積物を調べました。その調査の一部として、石和田靖章先生が浜名湖の有孔虫類の分布を調べられたわけです。

それが図2・4aです。この図には、理解を容易にするために水深を加筆しましたが、海水がわずかに流入する湖口部には、外洋沿岸相を示すA群集、その奥には汽水との漸移相を示すB群集が分布し、湖の中央部から奥部にかけては、浜名湖固有相とされたC群集が分布して

いました。C群集は、水深や底質によってさらに細分され、C<sub>1</sub>は浅い泥底、C<sub>2</sub>は閉鎖的環境のやや深い泥底、C<sub>3</sub>は浅い砂底に形成された群集です。この有孔虫の分布図からは、当時、海水の影響が強いのは湖口付近の水深が1mより浅い地域に限られており、湖の大部分が汽水生の群集であったことが分かります。

この石和田先生の調査が行われたのは1956年ですが、実は、私が静岡大学に赴任して最初に手がけた仕事が浜名湖の有孔虫類の調査で、これが1971年のことです。ですから私の調査は、浜名湖に海水が導入されてから15年の間に有孔虫類の分布がどう変わったか、その変化を知る上で都合がよかったわけです。

15年後の研究ですから、群集区分の方法も違っていますが、分布の変化を知るためにあえて石和田先生の群集区分に合わせて調査結果を表示しますと、図2・4bのようになります。

この図の有孔虫類の生息分布を見て頂けば、海水が導入された後15年の間に浜名湖の水域環境が変化したことは一目瞭然です。つまり、15年前に汽水との漸移相としてB群集がいたところには外洋沿岸相であるA群集が進出し、一方B群集は、15年後には湖の中央部へ向かって進出しています。また15年前にC<sub>1</sub>～C<sub>3</sub>群集が占めていた水域は、C<sub>4</sub>～C<sub>7</sub>の別の群集に変わっています。さらに閉鎖的環境を特徴づけていたC<sub>2</sub>群集は、湖の最奥部に追い込まれ各付属湖に見出されます。15年前に比べると海水の影響は湖の全域に及び、湖内の海水化が進んだことが分かります。このように有孔虫類の調査からも、湖域の環境変化がきわめて具体的な形で明らかになります。

なお、介形虫類の話は少し長くなりますので皆さんのお話しがすべて終わった後で、時間の許す範囲内で追加して頂ければと思います。堆積物の縞模様を示す湖の環境

《浜名湖の湖盆深部》

次に、浜名湖の湖底堆積物にみられる大変ユニークな堆積構造について、少しばかり触れてみたいと思います。



浜名湖の湖底地形は、さきに述べましたように、南部が水深4m以下と浅いものに対して、北部の湖盆は水深6～12mと深いのが特徴です。ふつう汽水湖では、春から夏にかけて気温の上昇とともに表層水温もあたためられますが、湖底では塩分を含んだ重い水が底の方に沈んだままで水温はあまり上昇しませんから、湖水は上下の2層に分かれ、いわゆる成層構造が形成されます。

このため、北部の湖盆の閉鎖性は著しく強まり、底層水や底泥中の酸素量はどんどん減少してしまいます。水深5～6m以深の湖底の酸素量は春頃から減少し始め、夏季には全くの無酸素状態となってしまいます。また、底泥中では硫酸還元菌の活動が盛んになり、間隙水中の硫化水素濃度が最高140ppmに達するところもでてきます。底質の酸化還元電位は-189mv、溶存酸素量は0.19mg/lというような最小値を記録し、底生物の姿も全く見られなくなります。

この状態は、冬季になって、表層水が冷却して水の対流が起り、また季節風によって湖水が攪拌されることによってようやく解消されます。このように、北部の湖盆の深部は、溶存酸素量が非常に少なく、生物にとっても劣悪な環境になっているわけです。ただこう

したひどい環境にあっても、汚染に強い環形動物やある種の軟体動物が生息しております。これにはちょっと驚きます。

#### 《堆積物の縞模様》

これまでに浜名湖内の数カ所でボーリングを行い、採取した湖底堆積物を詳しく調べることによって、湖の成り立ちや古環境の変遷を明らかにしてきました。これらのボーリングのうち、水深12mの湖盆の最深部(85H-1)では湖底下16.75mの深さまで掘削しました。

図2・5が、85H-1のボーリング柱状図です。図で16.5m以下は砂層で、ここからは干潟に棲むウチムラサキ貝がでてきます。その<sup>14</sup>C年代は7,140±140年前で、この砂層が沖積層の基底にほぼ近いことが分かります。その上位の堆積物は、下から上まで全部灰色の泥層で、肉眼では全く一様に見えます。粒度分析をしても、下位の16.5～15.7mの層準で砂がいくぶん多いという以外は、下から上までシルト～粘土の含有率が90%を越えていて殆んど区別できません。

ところが、この試料に弱いX線をあててみますと、写真1のように白と黒の細かい縞模様(細かな平行葉理がよく発達している層準)がきれいにでてきます。コア全体では、この縞模様がよく形成されている層準(L)と、全体に均質

で無層理の層準(M)とがあります。縞模様の白と黒の厚さはさまざまですが、いずれも1～3mmの範囲にあって非常に薄いのが特徴です。こうした非常に細かい縞模様は、内陸の火山性酸性湖を別とすれば、ほかの汽水湖では見たことがありません。ですから、この縞模様は浜名湖の泥に特徴的なもので、湖盆深部の閉鎖的環境が尋常なものでないことを示しているわけです。

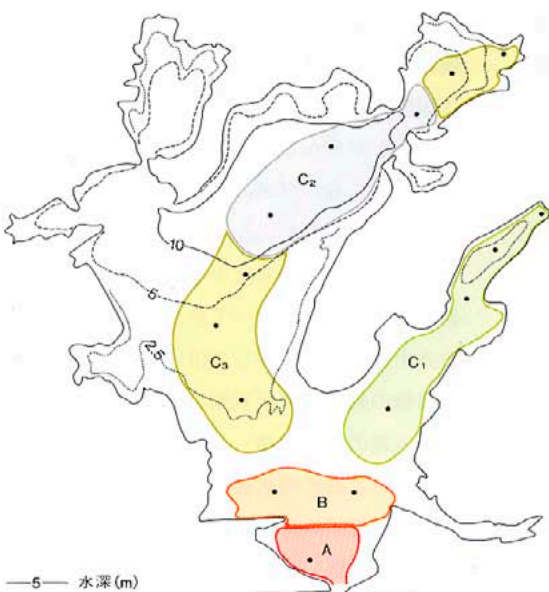
#### 《無酸素環境と縞模様の形成》

では、この白と黒として現れるそれぞれの泥が、どういう季節に、どういう条件下で堆積したかとなると、残念ながらまだ十分に調べがつかっておりません。

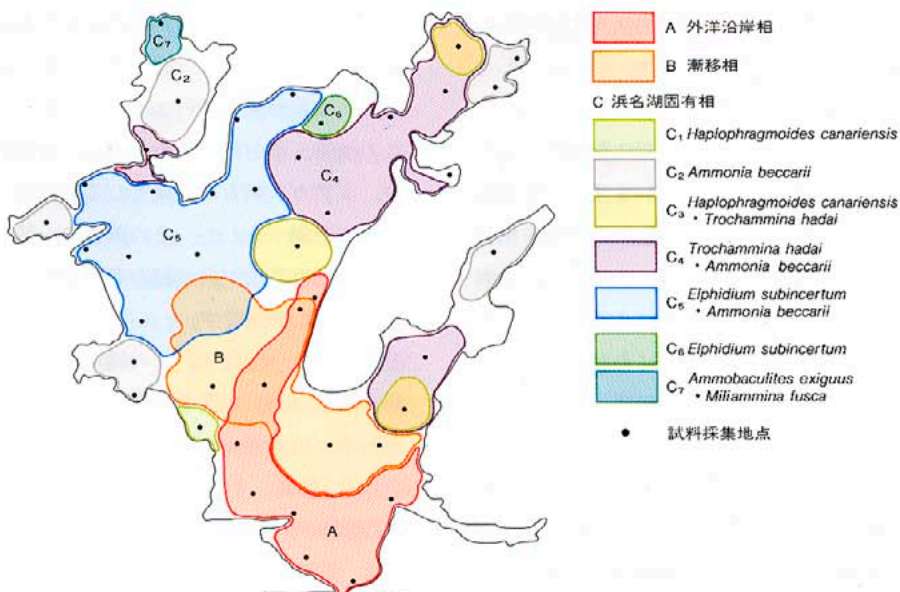
底生物がおりますと、泥は攪拌されてしまうので縞模様はできません。泥が攪拌されなければ、泥の粒子は地層に平行に、順々に積もったままの状態が残されます(平行葉理)。そこに白と黒の縞模様ができるのは、堆積物の性質に違いがあるということです。

湖水の動きには、冬季の循環期と夏季の停滞期が必ずありますから、堆積物の性質も、これらの季節ごとの水域環境の違いが生じるわけで、この違いが縞模様となって残されるのではないかと思います。縞模様に厚い部分と薄い部分があるのは、年々の気候条件を反映

図2・4 - 浜名湖の底生有孔虫群集の分布  
a:1956年3月<石和田による>



b:1971年8月<池谷による>



しているのだろうと推測はしているのですが、これらの点については堆積物をもっと詳しく分析して確証を得ないことには何ともいえません。いずれにしてもこの縞模様が、年間を通じて底生生物の生息しない無酸素環境によってつくられていることは間違いありません。《堆積構造が示す浜名湖の変遷》

ところでコア全体では、さきに見ましたように、縞模様がよくできる層準(L)と、均質・無層理の層準(M)とが繰り返されています。つまり、無酸素層の形成で特徴づけられるLの時代と、それが解消されて底生生物の活動がみられるMの時代とが繰り返されているわけですが、このような湖底環境の時代的な差は、当然、浜名湖全域の古環境の変遷の中で起きています。これについては第4章を見ていただくことにして、ここでは簡単に要点のみに触れておきます。

さきの柱状図(図2・5)には、 $^{14}\text{C}$ 年代と火山灰層を示してありますが、下位から見ますと、16.75mの貝化石の $^{14}\text{C}$ 年代は $7,140 \pm 140$ 年前。14.25mのAhは鬼界アカホヤ火山灰で、これは約6,300年前です。6.56mのKgpはカワゴ平パミス、6.52mのOsは大沢スコリアで、これらはおよそ3,000年前です。5.99mからは材化石を産出しますが、この $^{14}\text{C}$ 年代が3,080

$\pm 180$ 年前です。

まず、約6,000年前頃までのMの層準は、縄文海進による海水準の急激な上昇に伴って、湖盆が形成された時代です。この層準には貝殻片が散在しますから、底生生物の活動も活発であったと思われます。

海水準は6,000～5,500年前頃に最高になり、その後しばらくは高海水準を保ちますが、やがて海退がはじまります。湖口域は離水し始め、湾中央部には砂がどんどん堆積してバリアーがつけられます。それにより、湖盆深部には閉鎖的環境が形成され、湖底には縞模様の堆積構造がつけられます。

約3,000年前頃になると、海水準はさらに低下し、湾口には砂堤が成長して海との連絡を絶ち、淡水化が進みます。柱状図では、この頃より均質無層理の層準(M)に変わってきますが、この層準に含まれる珪藻化石は、低鹹汽水生の種に代わって、淡水生の種が優勢になってきます。湖盆深部の無酸素環境は解消されて、底生生物が生息するようになります。これは、淡水化が進むにつれて湖水の成層状態が弱まり、水が攪拌されるようになったためと考えられます。

その後、海水準の低位期が続き浜名湖は完全に淡水湖になったと考えられます。約1,000年

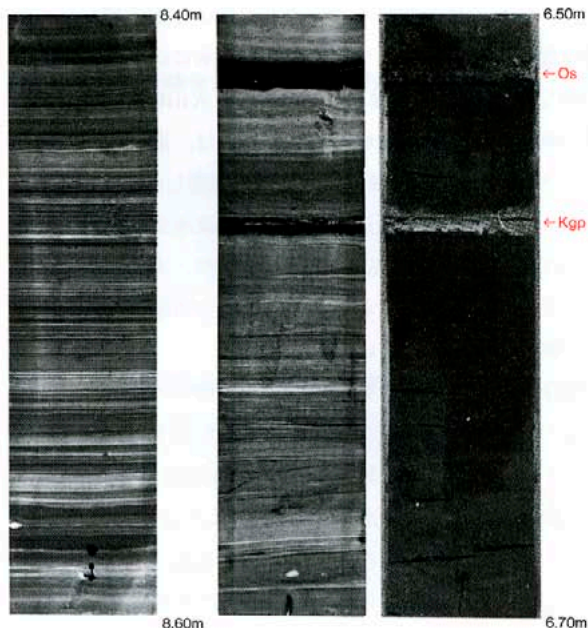
前頃から海水準は再び上昇し始めて、ほぼ現在の水準に達します。湖盆深部では再び無酸素層の形成がみられますが、この形成は1498年の「今切口」の決壊による海水の流入以降のものとして推定されます。

堆積物中の $^{13}\text{C}$ ・C/N比と海水準変動

以上のような湖盆深部の古環境の変遷は、ボーリング試料中の $^{13}\text{C}$ およびC/N比の分析結果からも裏付けられています。

汽水湖というのは、いうまでもなく海水と河川水とが流入していますから、そこには、海域と陸域の両方から運ばれるもの、あるいは湖の中で生産されたものが湖底に堆積します。その堆積物に含まれる有機物の供給源を、海洋性・湖沼性・陸性に大きく分けてみますと、全有機炭素と全窒素の重量比(C/N比)および安定炭素同位体比( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比)( $^{13}\text{C}$ として表示)が、供給源からの量によって異なることが最近の研究で明らかになりました。海洋性・湖沼性の有機物は、プランクトンが主な供給源になります。プランクトンは、脂質・炭水化物・タンパク質などからなっていますが、タンパク質をつくっているアミノ酸はN(アミノ基)を含むのでC/N比は低く、全体で6～7です。逆に $^{13}\text{C}$ の値は-19～-23‰と高くなります。

写真1 - 85H-1試料中の縞状の堆積構造



軟X線写真  
左：軟X線写真、右：通常の写真。  
Os：大沢スコリア Kgp：カワゴ平パミス

図2・5 - 85H-1柱状図

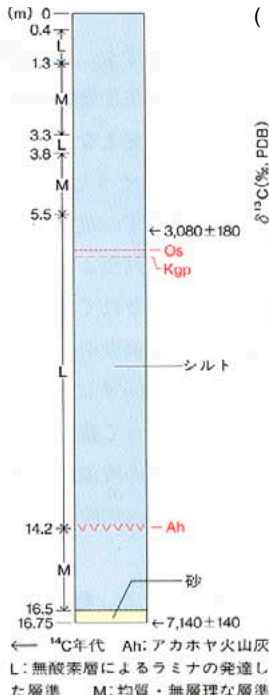
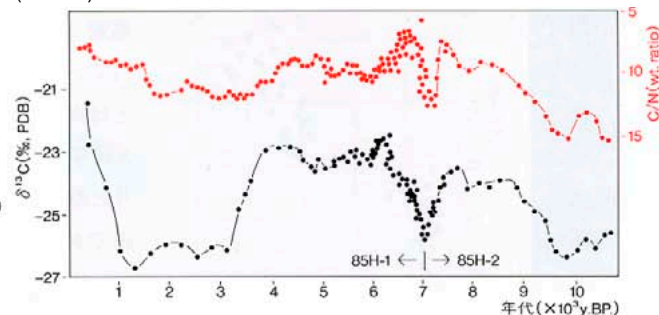


図2・6 - 85H-1・2試料による堆積物中有機物質の炭素同位体比( $^{13}\text{C}$ )とC/N比の変化





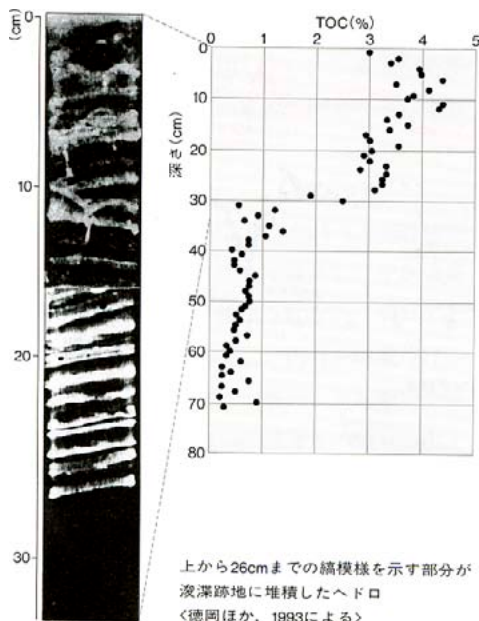
一方、陸性の有機物は、主として陸上の高等植物によって供給されますが、陸上の植物は主にセルロースやリグニンなどのNを含まない有機物からできているので、C/N比は高く、全体で30~40以上となります。<sup>13</sup>Cの値は、逆に-25~-30‰と低くなります。

また、炭素同位体(<sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C)は、水中のプランクトンや陸上植物のCO<sub>2</sub>の光合成反応の過程で、温度に関係してその動きが違ってきます。温度の高い間氷期では、重い同位体である<sup>13</sup>Cの反応が速くなり、<sup>13</sup>Cの値は大きくなりますが、逆に温度の低い氷期では、<sup>13</sup>Cの値は小さくなります。

名古屋大学におられた中井先生らは、同一地点におけるC/N比と<sup>13</sup>Cの値は、互いに負の相関をもちながら、海水準の升降に伴って大きく変動することを明らかにされました。つまり、海進・海退の影響下にある1つの地点では、寒冷期の海退時には、陸性の有機物により供給されやすいので、堆積物中のC/N比は上昇し、<sup>13</sup>Cの値は低下します。逆に温暖期の海進時には、海性の有機物により供給されやすくなるので、C/N比は低下し<sup>13</sup>Cの値は上昇するわけです。

浜名湖では、さきほどの湖盆深部(85H-1)の

図2-7 - 米子湾の浚渫跡地に堆積したヘド口のX線CTスキャナ画像とTOC濃度の分析結果



コアについて、<sup>13</sup>CとC/N比が分析されました。ただ85H-1のコアは、約7,000年前以降の堆積物ですから、それ以前については、少し南の85H-2のコアについて分析され、両者を合わせて約1万年前以降の海水準の変動が調べられたわけです。

その結果が図2・6です。ご覧のように<sup>13</sup>CとC/N比の負の相関がきれいにあらわれ、約1万年前以降の海水準の変動が示されました。図に見られるように、約6,500年前頃に縄文海進は最高に達し、その後、6,000~4,000年前まで海進は続きます。そして3,500~3,000年前にかけて、海水準は低下し「小氷期」となります。1,000年前あたりから再び海水準が上昇して現在にいたっております。このように、さきに述べた湖盆深部の古環境の変遷は、同じ試料の<sup>13</sup>C・C/N比の分析結果からも裏付けられます。

なおこの図には、約7,000年前を中心に一時的な「寒冷化」があらわれています。この現象は従来、8,000~7,000年前の小規模な寒冷期として知られていましたが、中井先生は、これを日本をふくめた世界的規模の小氷期として“Mesoglaciation”と呼ぶことを提唱しています。

堆積物中の縞模様は浚渫跡のヘド口にも現れる  
編集 中海でも、堆積物の軟X線写真は撮られているのでしょうか。

高安 宍道湖でも中海でも、軟X線写真は撮っています。ふつう底生生物の活動した跡などは肉眼ではなかなか見えないのですが、軟X線写真で撮りますと、そうしたものがはっきりと写し出されてきます。ただ宍道湖でも中海でも、浜名湖でみられたような明瞭な縞模様の堆積構造は写し出されておられません。ところがごく最近、地質調査所の井内さんが軟X線写真よりもCTスキャナにかける方が解像力があるかに良いと盛んに勧めるものですから、試しに中海の浚渫跡に積もったヘド口を採泥して、近くの病院に持ち込んで頼んでみたわけです(笑)。

図2・7がその画像ですが、驚いたことに、い

まお話しのあった縞模様ははっきりと現れてきたのです。この試料を採取した場所は米子湾の入口で、中海のなかでは最も閉鎖的な環境で、しかもこの場所が一番かぼんだところ  
です。ここは、1967年から1968年に宅地造成用の土砂採取のために浚渫しています。浚渫したところはその部分だけがへこみ、周囲の湖底に比べて約5m深くなりました。そのため、浚渫跡のへこみには、その後周囲に比べて何倍かのスピードで泥が積もります。

このコアについては、いま分析し始めたばかりですが、全有機炭素(TOC)は、図2・7のように縞目があらわれるところから急に高い値を示しますので、浚渫跡の凹地に無酸素層が形成されている点は間違いのないと思います。縞目のもつ意味の検討はこれからの仕事になっていきますが、ただ白と黒の1組の縞が1年の堆積物であるとする、この堆積物はだいたい25年間で堆積したということになり、浚渫後の年数とほぼ一致します。また周辺の堆積物の通常の堆積速度は年間2mmですから、いまの推定に誤りがないとすれば、浚渫跡地の堆積速度は、通常の堆積物に比べて約5倍の速さになります。

堆積物中の硫黄含有量

湖底堆積物の堆積環境が淡水か海水(汽水)かを知る方法の1つとして、堆積物の硫黄含有量を測定する方法も従来から広く使われています。ふつう標準的な海水には硫酸イオンが2.6%含まれていますが、火山の影響のない通常の淡水域の硫酸イオンは、海水中のそれに比べれば約1,000分の1程度しか含まれていません。最近の研究では、淡水成堆積物の硫黄量が0.5%以下なのに対して、海成堆積物は最高6%ぐらいまでの広い分布幅のあることが知られています。

宍道湖中央部の表層堆積物中の硫黄量については、図2・11のようになっています。図には、コア試料中の全硫黄濃度の鉛直分布が示されていますが、ご覧のように湖底下120cm付近に大きなギャップが見られ、それ以降は3%程度の高い値になっております。このこ

とから、120cm以深の宍道湖が塩分濃度の高い海性環境にあったことが分かります。この結果は、さきに述べた珪藻化石や花粉化石から調べられた宍道湖の環境変化の時期ともよく一致しております。

#### 全有機炭素濃度とC/N比の分布

なお宍道湖では、堆積環境や堆積速度の違いが有機物の分解量と保存量にどのように影響しているかを明らかにするために、堆積物中の有機物の供給源とその分布、保存量や分解速度などについての調査・研究が、島根大学の三瓶良和さんらによって進められています。図2・8は、宍道湖の最表層堆積物(0~2.5cm)のTOC濃度の分布、図2・9は同じく最表層堆積物のC/N比の分布、また図2・10は、表層堆積物中のTOC濃度とC/N比の垂直分布です。

まず最表層のTOC濃度の平面分布をみますと、これは1.6~3.0%の範囲にあって、中央部および西部で高くなっています。それが垂直分布をみますと、各地点とも10~30cmの深

さまでに0.7~0.9%と急に低くなり、ある深度から再び増加しています。増加する深度は、東部で浅く西部に向かって深くなりますが、この深度は、いま述べた全硫黄濃度が急激に増える深さと一致しています。

したがってTOC濃度の深部での増加は、斐伊川流入以前の海性環境によるものと考えられるのですが、その原因としては、斐伊川からの無機碎屑物の供給が少ないために自主性有機物濃度の見かけ上の増加のあること、還元性の強い環境下で有機物の分解速度が遅いことなどが推定されています。

次に、最表層のC/N比の平面分布をみますと、東部・中央部では小さく、西部では13.4と比較的大きい値を示します。さきに池谷先生のお話にありましたように、C/N比は有機物の供給源を示しますから、C/N比の大きい西部では、斐伊川からの陸源高等植物に由来する有機物の供給が多く、C/N比の小さい東部・中央部では、海生の動物植物プランクトンの影響が大きいことが分かります。

また三瓶さんらは、TOCを使って、表層数10cmまでの有機物の分解速度を算定し、堆積環境と分解速度の関係を調べております。算定法など詳しいことは省略して、ここでは得られた結果だけを紹介しますと、各地点の分解速度定数は表2・1のようになります。

そうしますと、有機物の分解速度は中央部付近で遅く、西部で速くなっています。西部では、いま触れましたように陸源高等植物に由来する有機物が多く、これにはリグニン、セルロースなどの分解しにくい有機物が多く含まれます。ですから、有機物の性質からみれば、西部の方が中央部と比べて分解速度が遅いはずですが、実際には、西部の方が有機物を分解しやすい湖底環境になっているわけです。この原因の1つは、西部の斐伊川河口付近では、溶存酸素量の多い淡水の流入によって湖水下層中에서도溶存酸素量が多く、湖底が還元環境になりにくいことにあります。

図2・8 - 表層堆積物(0-2.5cm)のTOC濃度

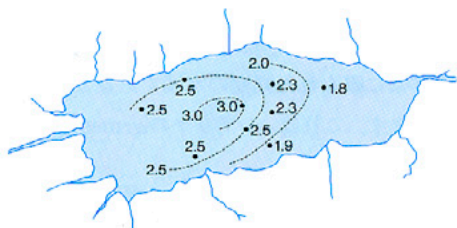


図2・9 - 表層堆積物(0-2.5cm)のC/N比

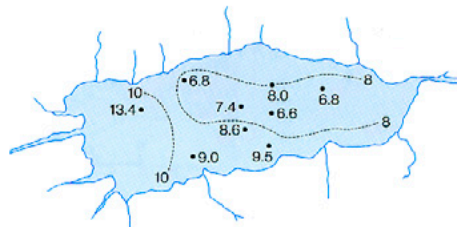
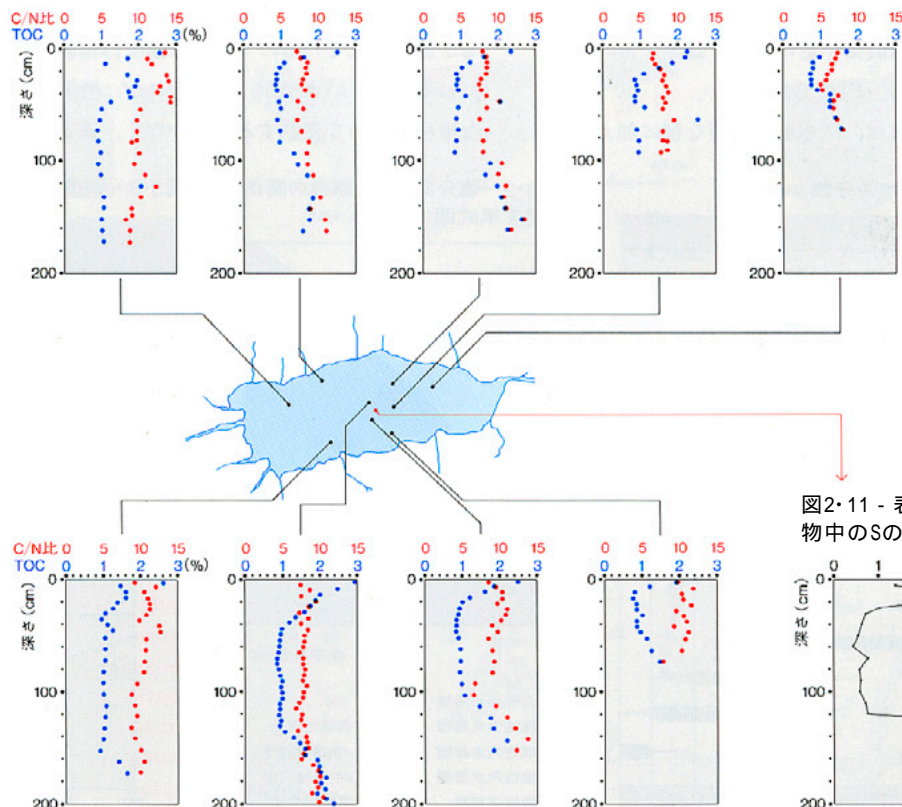


表2・1 - 表層堆積物中の有機物の分解速度定数

地点	有機物の分解速度定数(年)
SJ90-10	0.020
SJ90-11	0.010
SJ90-12	0.005
SJ90-04	0.003
SJ90-05	0.005
SJ90-03	0.006
SJ90-16	0.007

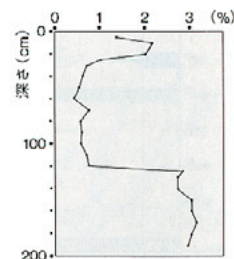
<図2・8、図2・9、表2・1は三瓶ほか、1992による>

図2・10 - 表層堆積物中のTOC濃度とC/N比の垂直分布



<三瓶ほか、1992>

図2・11 - 表層堆積物中のSの垂直変化





汽水湖の生物と漁業

- ヤマトシジミを中心に -

汽水湖と汽水生物相の特徴

中村 私の話は、汽水湖と生物の話です。それです。最初、生物の環境という面から見た汽水湖の性格や、汽水の生物相の特徴などについて、ごく簡単に触れておきます。

《日本の汽水湖の一般的な特性》

まず日本の汽水湖の一般的な特性を箇条書き的に述べますと、

水深の浅い湖が多く、狭い水路によって外海と自由につながっている。そのため、潮汐の影響による水の出入りがあり、外海との物質交換がなされている。

河川が海に注ぐ手前があるので、集水域から有機物や栄養塩が流れ込み、肥沃である。

水深が浅いので、水中の生物にとっては太陽エネルギーを利用する上で有利となり、しかも肥沃であるから、生物の生産性が高い。

ただし湖水は停滞しやすく、自然の沈澱池の役割も果たしている。

塩分躍層が生じやすい。それに伴い、夏季の底層水は酸素不足になり、底泥からの磷酸態リン ( $PO_4^{3-} - P$ ) の溶出が多い。

生物群集は、汽水域に固有な種に加え、海

産種も淡水産種も侵入してくるので、変化に富んだ特色ある生物相がみられる。

《変塩性汽水湖と定塩性汽水湖》

汽水湖には、塩分濃度の著しく変動しやすいタイプと、塩分濃度が比較的安定した状態で保たれているタイプとがあります。

例えば穴道湖は前者のタイプで、この湖では潮の干満や気象の影響によって、塩素イオン濃度は500~6,000ppm (0.5~6‰) の幅で容易に変化します。このように、塩分濃度が時間的な推移に伴って変動する汽水湖を、変塩性汽水湖といいます。河川が直接海に注ぐ河口域の多くもこの型の汽水域です。

変塩性の汽水湖では、塩分が最小値に近づくにつれて死滅してしまう海産種や、逆に塩分が最大値に近づくにつれて死滅してしまう淡水産種がみられ、塩分変化の激しさが生物の種数と量を制約しています。そのためこの型の湖では、栄養塩NとPの増加と、生物、とくに基礎生産者である植物プランクトンの生産量の増加とが、必ずしも平行して進むとは限りません。

それに対して、例えば地中海などでは、塩分躍層が形成されているので、塩分濃度は垂直的には変化していますが、ただそれが、時間的な推移に伴って変動することがなく、安定し

た状態を保っています。このタイプの湖は、定塩性汽水湖とよばれます。

《汽水の生物相と塩素濃度》

汽水は、生物の立場からも塩分濃度によって区分されますが、この場合には、生物の耐塩性(浸透圧耐性)と対応して始めて意味もってきます。現在、世界的に使用されているものは、オランダのレデッケ(REDKE)によるもので、表3・1がそれです。

汽水湖には、さきに触れましたように、淡水域からは広塩性の淡水産種が、海からは広塩性の海産種が侵入して生活しております。もちろん汽水域だけで生活する純汽水産の生物種もいるわけで、この純汽水の生物種にも狭塩性のものと広塩性のものとがあります。

では、こうした3様の生物が、それぞれどのような塩分濃度の中で生活しているかということですが、これについては、金沢大学におられた益子帰来也先生の貴重な研究があります。先生は、日本の動物プランクトンとその生息水域の塩素量との関係性を調べ、その結果をレデッケの区分に対応させております。

図3・1がそれですが、この図から、純汽水種が占有しているのは塩素濃度が1~5g/lという非常に限られた範囲の水域であることが分かります。これは、レデッケの mesohaline

表3・1 - 汽水の分類<REDEKE 1933>

Cl(g/l)	区分
< 0.1	fresh water (淡水)
1.0 - 0.1	oligohaline (低塩性)
10.0 - 1.0	mesohaline (中塩性)
17.0 - 10.0	polyhaline (高塩性)
> 17.0	sea water (海水)

brackish water (汽水) は α (mesohaline) と β (polyhaline) の範囲に属する。

図3・2 - 塩分濃度と種類数の関係を示す模式図<J. Hedgpeth, 1957>

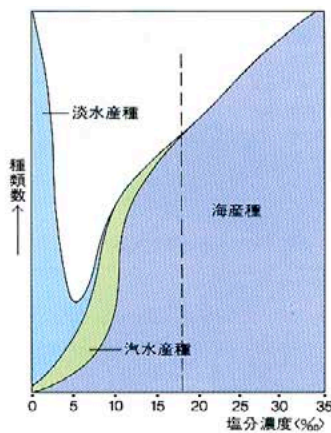


図3・3 - 穴道湖・中海・美保湾の位置図

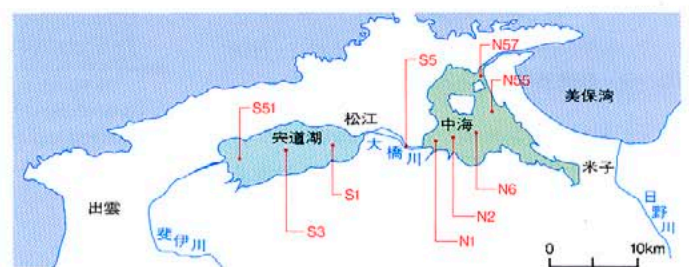


図3・1 - 日本の汽水域における動物プランクトンの分布と塩分との関係を示す図 (Masuko 1955)

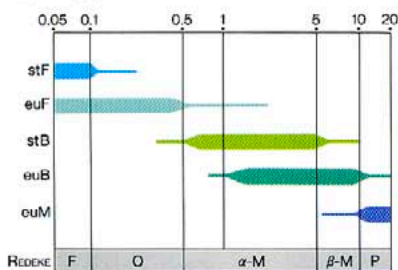
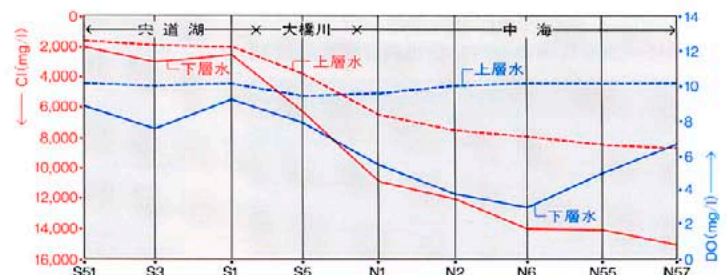


図3・4 - 穴道湖・中海の塩素イオン濃度と溶存酸素量



( -中塩性汽水)に相当します。

《純汽水産生物の構成種数は非常に少ない》  
純汽水産生物の大きな特徴は、その種数が、淡水産や海産の種数に比べて著しく少ない点にあります。これについては、淡水や海から侵入した種が定着しようとする場合、塩分変化の上限と下限とが制限要因として相乗的に働くからといわれます。また汽水域という環境は、生物の分化が進むのに十分なほど長期にわたって安定していないからともいわれますが、いずれにしても純汽水産生物の種数が非常に少ないことに間違いはありません。

図3・2は、塩分濃度と種数の関係について多くのテキストに載っているものです。この図は、横軸に塩分濃度をとり、縦軸には種数、すなわち淡水産種・汽水産種・海産種を全部あわせた種数をとって、塩分濃度に対応して種数がどのように変わっているかをみたものです。この図から、汽水産種の種数が、淡水産種や海産種のそれに比べてぐんと少ないこと、また塩分が5‰のときに全体の種数が一番少なくなっていることがわかります。

宍道湖・中海・美保湾の魚たち  
島根半島によって日本海と隔てられた宍道湖・中海は、西から斐伊川 宍道湖 大橋川 中海 境水道 美保湾と連なる水系の一部で、

この水系に流入する全淡水量の約80%は、斐伊川から供給されます。この水系が貴重なのは、純淡水 低塩性汽水湖 高塩性汽水湖 内湾というように、互いに塩分濃度の異なる水域が相連なって並んでいることです(図3・3, 図3・4参照)。

この水系は水産生物の宝庫で、昭和30年頃までの中海は、豊かな魚類に恵まれて全国一の漁獲量をあげていました。だいたい魚類は、プランクトンや底生生物と違って自由に移動できます。しかも魚類には、微生物や底生生物と違って浸透圧耐性の強いもの、つまり体内の浸透圧調節機構がよく発達したものが多く、汽水域から内湾にいたるこれらの水域には、淡水産・汽水産・海産の魚が出入りし、漁業生物が豊かになるわけです。

この水域の魚類については、干拓工事の始まる前に宮地伝三郎先生が中心となって詳しく調査され、その記録が、宮地伝三郎編「中海干拓・淡水化事業に伴う魚族生態調査報告」(1960)にまとめられています。その中に、宍道湖・中海・美保湾の3つの水域では、主要な魚たちがどのように移動し、生活しているかを、当時の漁業日誌記録や聞き取り調査に基づいて川那部先生らがまとめられた図が載っています。それが図3・5で、これら3つの水

域を利用する魚たちは、大きく見ると7つのタイプに分かれます。

第1は、宍道湖だけでその一生を過ごすもので、コイ、フナ、ワタカ、オイカワなどの純淡水魚のグループです。

第2は、宍道湖で産卵し、宍道湖と中海の西部を生活の場とするもので、シラウオとワカサギがこれに属します。

第3は、中海を生活の中心的な場としていながら、部分的に宍道湖や美保湾を利用する魚たちで、サツバ、ヒイラギ、マハゼ、クルマサヨリ、ギンボ、イシカレイ、コノシロ、ダツ、ヨシエビなどがこれに属します。

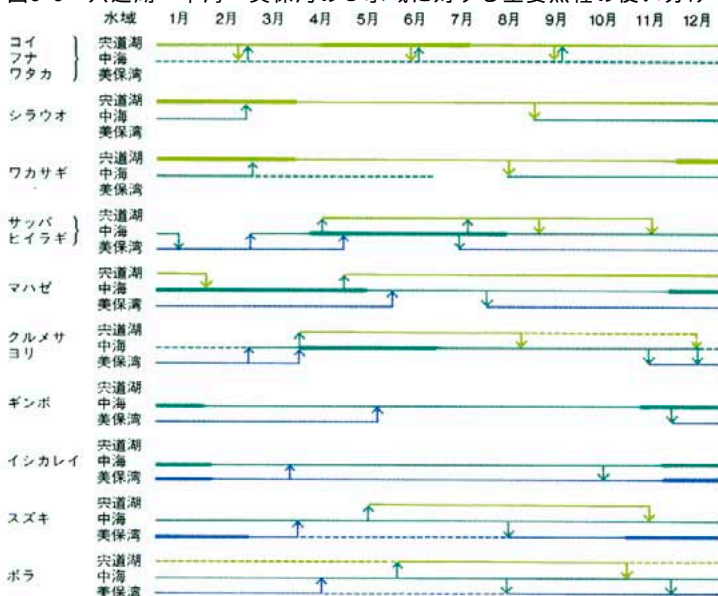
第4は、産卵だけは外海で行うが、生活史の大部分を淡水・汽水域で過ごすもので、ウナギがこれに属します。

第5は、生活史の大部分を美保湾あるいは外海で過ごすが、春から秋にかけて殆どのものが中海さらには宍道湖で生活する類で、ボラ、スズキ、シマイサキなどがこれに属します。

第6は、ふつうは生活史の全部を美保湾で過ごすが、その一部がいろいろな事情で中海に入り込んでくるもので、メバル、アイゴ、マダイ、カタクチイワシ、マイワシ、マアジ、キス、アカカマスなどがこれに属します。

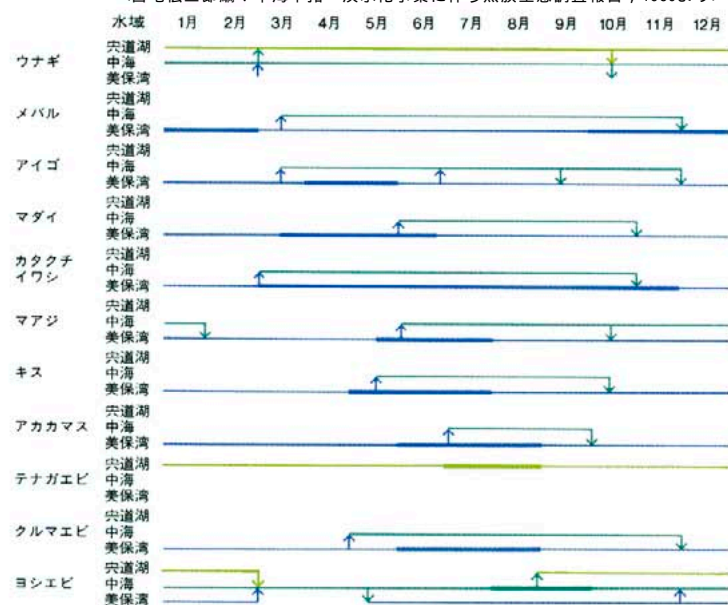
第7は、生活史の全部を美保湾より外で過

図3・5 - 宍道湖・中海・美保湾の3水域に対する主要魚種の使い分け



太線は推定産卵期、細線は存在、点線は僅かながら存在を示す。

<宮地伝三郎編：中海干拓・淡水化事業に伴う魚族生態調査報告，1960より>





すものです。

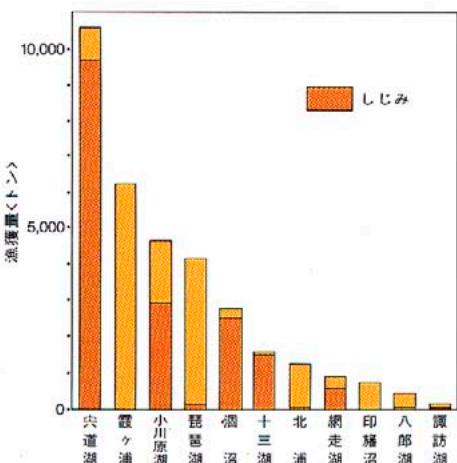
もちろん、ここに示した魚たちはこの水域に棲むものの一部で、それぞれのタイプごとにまだ多く魚たちがいるのですが、ただこの図からも推定できるように、宍道湖では淡水産魚が、中海では海産魚が多くなります。特に中海では、様々な方法でこの汽水湖を利用する海産魚が非常に多いのです。汽水湖は生物の生産性が高いので、大型の藻類はよく繁茂して魚たちの産卵・成長に欠かせない藻場を沢山つくります。また魚たちの餌となるプランクトンや付着藻類も豊富に貯えられています。こうした条件があるために、魚たちは汽水湖に群がり集まってくるわけです。

ただ中海では、境堤防の延長工事や外江干拓地の造成などに伴って境水道の流程が延びたため、中海の水位が上昇し、また潮流の影響を受ける範囲も縮小しました。そのため、湖水は停滞してヘドロが堆積するようになり、環境は非常に悪化してしまいました。最も重要な漁業資源であったサルボウも姿を消し、昭和42年には中海干拓補償金が支払われて漁業権もなくなり、魚介類の宝庫であった昔日の面影は見られません。

#### 汽水湖の漁業とヤマトシジミ

一方、宍道湖は、現在、日本の湖沼の中では第1位の漁獲量をあげています。図3・6は、昭和63年の日本全国の湖沼の漁獲量をみたものです。ただちょっとお断りしておきますと、浜名湖、サロマ湖、能取湖などでは、導水路

図3・6 - 湖沼別漁獲量(昭和63年)



をつくって海水を入れ、漁業生産をかなり上げておりますが、これらの湖は、水産の方では、湖沼や河川などの内水面漁業ではなく、内湾などの海の部類に入っております。それで、ここでいう湖沼(内水面)の漁獲統計には入っておりません。

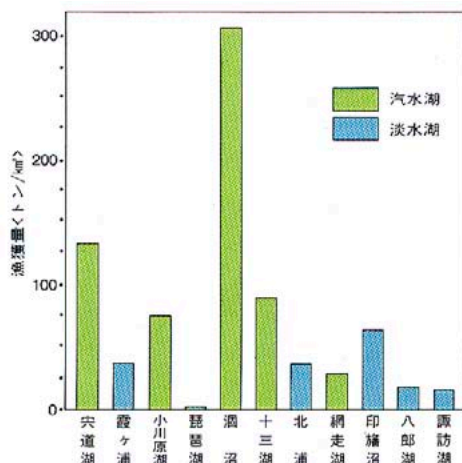
さて日本全国の湖沼の漁獲量では、図のように宍道湖が一番多くて10,637トンになっています。図3・7は、これらの湖沼の単位面積あたりの漁獲量ですが、1km<sup>2</sup>あたりの漁獲量が一番多いのは瀬沼で310トン、次が宍道湖で133トン、3番目が十三湖の90トン、4番目が小川原湖の75トンとなり、上位4位まではすべて汽水湖です。

このように漁業の立場からみても、汽水湖は単位当たりの生産量が大きく、従って漁業価値が非常に高いということになります。ただその汽水湖の漁獲量の内容をよくみますと、生産量の高いのはヤマトシジミなんです。

図3・6には、漁獲量の中でシジミの占める割合も示してありますので、それを見ていただければ分かるように、宍道湖ではじつに92%がシジミです。また瀬沼では89%、十三湖では96%、小川原湖では62%がシジミです。

つまり日本の汽水湖では、ヤマトシジミの漁獲量が非常に多いので、全体の漁獲量が多くなっているわけです。さきに見たように、汽水湖は生物生産が高いので魚たちもたくさん集まるわけですが、じつはもう一つ、底生生物のヤマトシジミの宝庫でもあって、水産資

図3・7 - 単位面積当たりの漁獲量(昭和63年)



源としては、これが非常に重要な位置を占めているのです。それで次に、ヤマトシジミを中心に、漁獲量の移り変わりやその生態などについて、少し詳しくお話しします。

#### 主な湖沼・河川のシジミ漁獲量の変遷

##### 《八郎潟》

図3・8は、シジミ漁獲量の大きな主な湖沼・河川を中心に、昭和40年以降、漁獲量がどのように推移しているかを見てみます。

まず八郎潟ですが、この汽水湖は、干拓以前の面積は220.4km<sup>2</sup>もあって、汽水湖としては日本で最も大きかったのですが、昭和32年から始まった干拓事業で約3分の2が乾陸化され、残りの周縁部の水域は調整池として淡水化されました。事業の完成は昭和39年で、これ以降シジミの産地ではなくなります。

ところがこの八郎潟で、平成元年には、突然1,755トンのシジミがとれ、翌年の平成2年にはじつに10,750トンもとれているのです。実はそれまで八郎潟には、宍道湖から毎年5トンのシジミを移植放流しておりました。それが、昭和62年に台風がきたときに、八郎潟ではちょうど水門の工事をしていたわけですが、この水門は海ぎわにあるので、高波となって打ち寄せてきた海水が八郎潟に入ってしまった。それで、この年にヤマトシジミが一遍に大量発生したわけです。そして、それが大きく成長して平成元年に1,755トン漁獲され、更にその翌年の平成2年には10,750トンにも増大したのです。

秋田県の試験場の試算では、62年に大量発生したシジミは約800億個とされています。これは、宍道湖以上のシジミが一遍に大量発生したことになります。ヤマトシジミは、受精時の塩分濃度が一番重要で、それが5%前後と思われます。この条件に恵まれたとき、ヤマトシジミは驚くほど大量に発生するわけです。しかもヤマトシジミは、稚貝になってあるサイズまで達すると、淡水でも十分に成長します。それで、62年に発生したものが大きくなって、平成元年や平成2年にとれたわけです。ただ平成2年がピークで、平成3年には減少

しています。八郎潟では、現在シジミは再生産されませんから、今のままでは、いずれ消滅すると思われます。

#### 《利根川》

次に利根川ですが、この水系は河口より40km上流まで海水が遡上していたので、以前からヤマトシジミが沢山とれる水域としてよく知られていました。

利根川のシジミ漁獲量は、図に見るように昭和40年代前半は常に20,000トン以上を維持し45年には実に38,000トンもとっていて、全国の8割近くを占有していました。それで、東京を中心とする首都圏のシジミ需要も、十分にまかなわれていたわけです。

それが昭和46年になると、河口より18.5kmのところ利根川河口堰が完成し、それより上流では海水の流入がカットされて塩分が入らなくなります。また河口堰より下流では、シジミには塩分濃度が濃すぎる状態になってしまい、昭和46～47年には、水の滞流や酸欠によるシジミの大量斃死という事件が起こります。これ以降、利根川では漁獲量は激減し、この水域のシジミ資源は失われてしまいます。

#### 《その他の湖沼》

この図には、琵琶湖のシジミも載せましたが、もちろんこれは淡水産のセタシジミで、ヤマトシジミではありません。琵琶湖でも昭和40年代以降になると、水質悪化と乱獲のためにセタシジミの漁獲量が激減しています。

以上のことで分かるように、現在では、残されたシジミの主要産地は宍道湖だけとなり、この湖のシジミは、水産資源としてたいへん重要な位置を占めるようになったわけです。その宍道湖にしても、中海・宍道湖の干拓淡水化事業によって、いつでも淡水化できる状態になっているのですが、ご存知のように昭和63年になって、淡水化事業は当分のあいだ延期することにまりました。おかげで宍道湖のシジミは生き延びたわけです。

#### 宍道湖のシジミ漁業の変遷

##### 《明治・大正時代頃まで》

私たちの祖先は、縄文時代からヤマトシジミ

を食べていたようで、宍道湖周辺の西川津遺跡からは、この時代のものがでてきます。弥生時代になると大量にでてきますが、遺跡にでてくる縄文・弥生時代のシジミは、現代のものに比べて非常に大きいのが特徴です。私の考えでは、おそらくこの時代には、湖の浅いところで、大きく美味そうなものを素手で採っていたのだらうと思います(笑)。江戸時代になると、宍道湖の漁業は古文書にもでてきます。当時の宍道湖の漁業は、松江藩の殺生方から免許をもらった漁民だけによって行われていたようで、採ったシジミは大釜でゆでられ、ゆで汁は肥料として農民に、貝殻はしっくい原料として灰屋に、身の部分は食料として一般に売られており、シジミは余すことなく利用されていたようです。

明治から大正時代については、資料があまりないのでよく分からないのですが、この時期も、漁法やシジミの利用の仕方は、以前とは余り変わっていないように思います。ただ宍道湖魚協の古老の話では、当時の宍道湖では、ワカサギ、シラウオ、フナ、コイ、ウナギなどが中心で、シジミは余り重要視されていなかったようです。一方、大正13年から昭和7年にかけては大橋川の浚渫工事が行われ、これにより、宍道湖への海水の流入がよくな

って、シジミの生息量も多くなったものと思われます。

#### 《戦後のシジミ漁業の変遷》

戦後の昭和20年代は食糧難の時代で、みんなが米作りに追われていて、シジミ漁業者も殆どが兼業農家でした。そのため漁業に力を入れる余裕もなく、漁法も戦前と同じで、漁獲量も100～200トン程度でした。

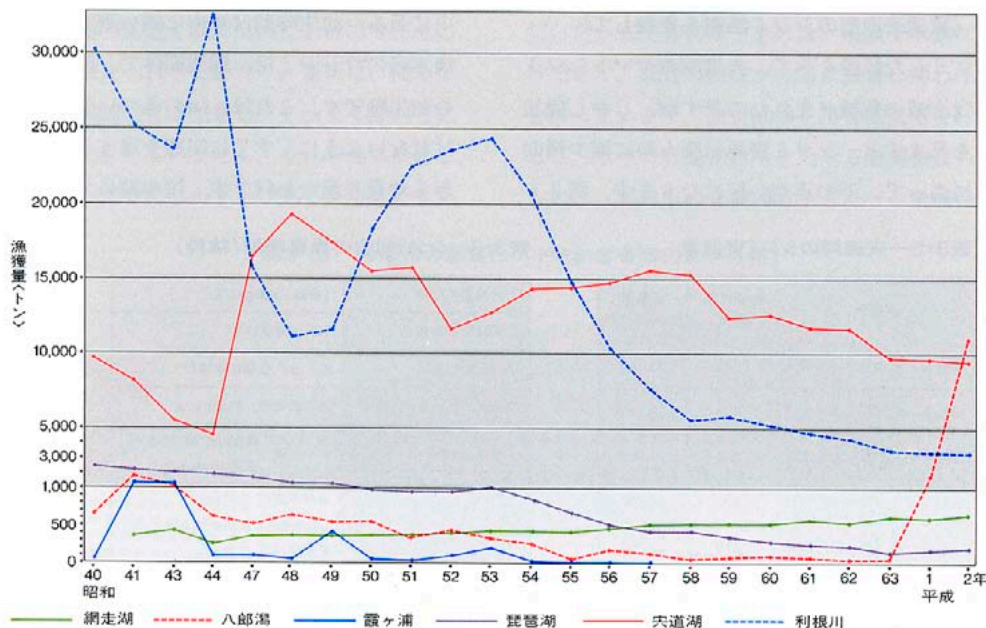
それが昭和30年代に入りますと、経済の復興につれて漁具や漁法が大きく変わってきます。まず昭和30年には、ディーゼルエンジンが導入されて、機動力がぐんと向上します。

次いで昭和38年には、保冷車ができて遠くまで迅速に運べるようになり、消費地がぐんと拡大します。一方では、従来の手掻から、機械掻といわれる「なわかき」漁法が開発されて、採集効率が飛躍的に向上し(第1次漁法革新)、漁獲量も急上昇してきます。

そして昭和46～47年になると、さきほど見たように、利根川でのシジミの大量斃死事件が起こります。このため首都圏ではシジミ不足を解消するために、新しい供給源を求めるのですが、すでに当時、これに応えられるシジミの産地は宍道湖だけになっていました。

宍道湖では、このような需要の拡大に対応して、第2次漁法革新によって「つなひき」漁

図3・8 - 主要湖沼におけるシジミ漁獲量の変遷





法を開発し、一段と漁業効率を向上させます。こうして昭和48年には、19,234トンという空前の漁獲量に達します。宍道湖のシジミは、「とってもとって湧いてくる」と言われたのがこの時期です。

こうして宍道湖では、シジミはとればとるだけ売れるというので、1日に1トン以上もとる漁業者もいて、今度は乱獲による資源の減少傾向が見え始めてきます。そのためシジミ組合では、自主的に漁獲量を規制し、昭和50年には1日の漁獲量を400kgに制限しました。その後昭和52年200kg、昭和59年150kg、昭和63年120kgと、だんだんに減らしていき平成元年には1日80kgまで落としています。

この間、さきにも触れましたように、中海・宍道湖の干拓淡水化の工事が進んでいて、昭和49年には、淡水化のための中浦水門が完成します。これに対して、両湖の水質悪化を心配し、環境保全を願う地域住民によって盛んな反対運動が起こります。その中で、淡水化後には、宍道湖のシジミが消滅するという事実が、広汎な人々に淡水化事業に対する疑問を抱かせることとなります。またシジミ漁業者は、その生存権をかけて淡水化反対運動に取り組みます。こうして、地域住民や関係者の努力によって、昭和63年に淡水化事業の延期が決定されることとなります。

《資源管理型のシジミ漁業を目指して》

こうした経緯をへて、宍道湖のヤマトシジミは全滅の危機を免れたのですが、しかし現状を見ますと、シジミ資源は明らかに減少傾向にあって、その点が心配になります。表3・

2は、私どもが調査・試算した宍道湖のシジミの資源量です。かつては、「とってもとって湧いてくる」といわれたシジミも、表に見るように最近では減少傾向を示し、平成2年の資源量は、昭和57年に比べ約3分の2に減少しています。また、大きさが小さくなっているのが大変気になります。

現在、宍道湖ではシジミ組合が表3・3のような操業規則をつくり、自主規制しながらシジミをとっています。現在、網目の大きさは11mm以上となっていますが、これは、12mm以上にすべきだと私は考えています。

いずれにしても、いま宍道湖が必要とされ、また宍道湖が目指しているものは、シジミ資源を生かし、管理していく漁業です。そしてこうした漁業のためには、宍道湖の環境保全が必要なことは当然として、それと関連してヤマトシジミの資源生態を詳しく調査し、その資源生態にもとづいて漁業管理の方策を考えることが大切だと思います。

ヤマトシジミの生態

《汽水産のシジミと淡水産のシジミ》

日本には、汽水産のヤマトシジミのほか、淡水産のマシジミとセタシジミの3種類のシジミが生息します。これら3種類のシジミの違いは、表3・4に簡単にまとめました。

汽水産のヤマトシジミは、雌雄異体で卵を水中に産み、幼生時期は水中に漂い遊泳します。淡水産のマシジミは、雌雄同体で、幼貝を産む胎生種です。これは、川のきつい流れに運ばれないように、すぐに川底を這うことができる幼貝を産むわけです。淡水湖にすむセタ

シジミは、雌雄異体で卵を水中に産みます。セタシジミが、ヤマトシジミとマシジミとのどちらの近縁種であるかについては、従来から両説があります。私どもも、島根大学の沢先生などと一緒に、酵素遺伝子の面からそれらの類縁関係を調べ始めております。

《産卵から浮遊子貝の時期》

ヤマトシジミの産卵は7～8月が最盛期で、1個体で約100万個という非常にたくさんの卵を水中に放出します。卵は径0.3mmくらいで外皮に包まれているが、受精後約2時間半で卵割を始め、17～20時間で胞胚期に達し回転運動を始めます。しばらくして幼生形となりますが、この時期から繊毛がよく発達し活発に泳ぎます。

やがて外皮を破って孵出した浮遊子貝は活発に遊泳し、殻長が約0.2mm弱になると底生生活に入ります。ヤマトシジミの場合、産卵から底生生活に入るまでの浮遊期間が約1週間と長いのが特徴です。底生生活に入ってから暫くすると、殻頂がふくらみ始めます。

ヤマトシジミの卵は、淡水中では10分たらずで膨張し、卵割できずに崩壊してしまうので淡水中では産卵できません。逆に、塩分濃度が高い海水ですと、浸透圧の関係で卵が壊れてしまいます。このようにヤマトシジミの生存には、産卵から浮遊子貝までの、この時期の塩分濃度がきわめて重要で、その最適濃度は5%といわれます。この5%というのは非常に重要な塩分濃度で、さきの図3・2に示したように5%のときに種数が一番少なくなります。種数が少ないと、その個体数はものす

表3・2 - 宍道湖のシジミ資源量

調査日	総個体数 (億個)	総重量 (トン)
1982年 7月18日～ 8月12日	329	30,940
1983年 4月25日～ 4月30日	496	23,414
1983年10月25日～10月30日	220	27,282
1987年 4月14日～ 5月 7日	1,699	14,700
1987年11月 4日～11月24日	316	20,200
1990年 7月 9日～ 7月26日	230	22,174

表3・3 - シジミ組合の操業規則(抜粋)

①漁獲量の制限	1日当り80kg以内
②操業時間の制限	1日、3時間以内
③操業日の制限	水、土、日曜は休漁日
④網目の大きさの制限	漁目の目合、11mm以上
⑤漁具の制限	シジミ掻 幅60cm、高さ30cm 奥行き60cm以内
⑥保護区(9.8km <sup>2</sup> )	永年保護区 0.57km <sup>2</sup>
	1年保護区 5.7km <sup>2</sup>
	夏場保護区 3.2km <sup>2</sup>
	手掻区 0.3km <sup>2</sup>

一般操業区13.8km<sup>2</sup> 漁場面積23.6km<sup>2</sup>

表3・4 - 日本にみられる3種類のシジミ

和名	ヤマトシジミ	マシジミ	セタシジミ
学名	<i>Corbicula japonica</i> Prime	<i>Corbicula teana</i> Prime	<i>Corbicula sandai</i> Reinhardt
分布・生息	汽水域 砂泥底	淡水域(小川) 砂底	琵琶湖水系 砂底
発生	卵生(雌雄異体)	幼生(雌雄同体)	卵生(雌雄異体)
殻頂部	膨らみ少し高い	膨らみ弱い	よく膨らみ高い
殻表の輪脈	弱い	強い	強い
殻皮	光沢強い	光沢弱い	光沢強い
殻の内面	白紫	濃紫	紫
浮遊期	長い	ほとんどない	短い

ごく多くなるという法則があります。

#### 《成長期》

底生生活に入ると、シジミはどんどん成長します。宍道湖での調査では、成長の盛んなのは4月～10月頃で、冬期の12～3月はほとんど成長しません。また小さいシジミほど、成長量・重量増が大きいことが分かりました。シジミは1年で殻長約7mm、2年で約15mm程度に成長します。現在の宍道湖でのシジミの平均的な大きさは、殻長10mm、湿重量0.8g前後ですが、このサイズのシジミは、5月から7月までのわずか2ヶ月間に2倍、10月までの5ヶ月間ではじつに3倍にも重量が増えます。つまり、単純計算でいけば、春に1万トンのシジミ資源は、その年の秋には3万トンに増えているということです。

#### 《生殖と寿命》

ヤマトシジミの生殖は、2～3年目から始まります。寿命については、確かなことは分かりませんが、計算上では、10年以上は生きるように思います。

#### ヤマトシジミの生息環境

##### 《沿岸部湖棚の浅い砂底が生息域》

図3・9は、宍道湖でのヤマトシジミの分布を1㎡あたりの個体数のレベルごとに示したものです。図に見るように、沿岸部の浅いところには、ヤマトシジミは全域にわたって生息します。これは、産卵から着底までの遊泳期が1週間と長いので、この期間に湖の全域に広がるのだと思います。

図3・10は、宍道湖の底質、砂と泥の分布状況を示したものです。この図を、いまのヤマ

トシジミの分布図と比べるとすぐに分かるように、沿岸部の砂まじりの泥の分布するところがヤマトシジミの生息域です。沿岸部でシジミが非常に少ない場所は、底質が岩盤のところか、埋立てのために深く浚渫し、その跡にヘドロのたまった特殊な場所に限られます。湖中央部の水深がやや深く、泥だけのところにはヤマトシジミは生息していません。

だいたい宍道湖の湖底地形は、ヤマトシジミの生息環境としては、非常に良い格好しております。沿岸部の水深2～3mぐらいは湖棚で、この棚状の平坦な地形が湖岸から約1km近くの幅で沿岸部をとりまいているわけですが、この広い平坦な地形上には粒子の粗い砂やシルト質の泥が堆積しています。湖棚の先端はせまい傾斜部になっていて、そのさきには水深4～5mの湖底平原が広がっています。ここには黒色の粘土～シルト質の泥が堆積しています。このように、湖棚が非常によく発達しているのが宍道湖の地形的な特徴です。湖棚は、浅くて水の動きも良く、攪拌されて酸素もたくさんあります。

##### 《垂直分布と生息密度》

従来から漁業者の間では、シジミは冬になって水温が下がると泥の中に潜ってしまい、春になると再び泥の表面にでてくる、といわれていました。そこで、未攪乱の採泥器をつくって、その実態を調べてみたわけですが、その結果は図3・11のとおりで、夏には、深さ2cmまでに83.9%が生息し、8cmより深いところには生息していません。それが冬になると、深さ2cmまでにはわずか12%しか生息してい

ませんで、ほとんどのシジミは2cmより深いところに生息しており、一番深いものは10cmという深さです。

ヤマトシジミなどの二枚貝は、水管を表面に出して水を出入りさせ、水を体内で濾過することで呼吸し、餌をとっているのですが、ヤマトシジミの水管は非常に短いんです。それが、水管の長さよりずっと深い場所で生息しているわけです。これは、ゴカイやシジミ自身の活動で、底土に棲管や孔道ができて底土中への水の侵入が容易になること、さらにその底土中で生物が餌をとったり呼吸したりするので、底土の深くまで酸素がよく供給されるのだと思います。

編集 さきほどの図3・9では、1㎡あたりの個体数が3,833以上というレベルがありましたが、上限はどのくらいですか。

中村 1㎡あたりの最高の個体数は6,000以上でした。なにしろ立体的にすんでいますから、ものすごい数になります。

##### 《生息環境における底質の重要性》

結局、私たちがいろいろと調べた結果では、宍道湖のシジミの生息範囲は、表3・5のようになります。これを他の湖沼と比べてみますと、宍道湖では他の湖沼より深いところまで生息していること、また塩分濃度が低めである点に特徴があります。

だいたい底生動物の生息には、酸素や水質だけでなく、底質の粒度が非常に重要な関わりをもっています。底生動物を摂食様式で分けると、水中の有機物粒子をたべる懸濁物食のもの、泥の中の有機物粒子をたべる堆積物

図3・9 - 宍道湖におけるヤマトシジミの分布

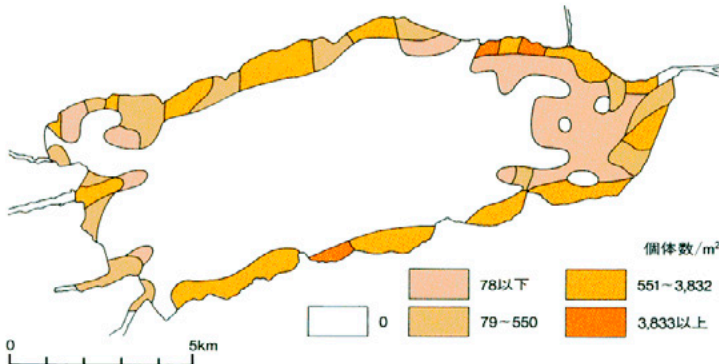
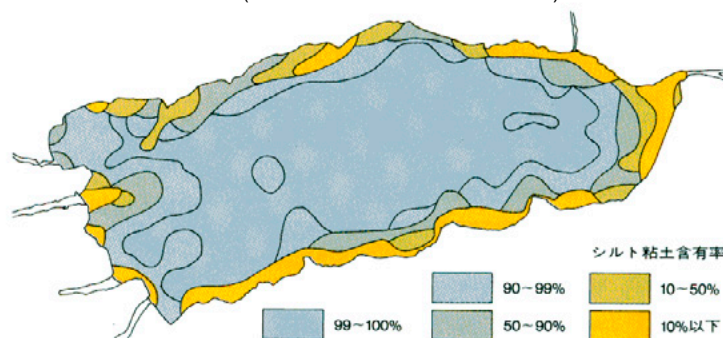


図3・10 - 宍道湖の底質(シルト粘土含有率の水平分布)





食のものがあるわけですが、ヤマトシジミは懸濁物食で泥はたべません。懸濁物食の底生動物の多くは、泥の含有量の少ない砂底に生息し、堆積物食の底生動物の多くは、泥の含有量の多い泥底に生息しています。

これについては「砂底は水の動きが大きいので、水中の有機物粒子を食べる懸濁物食のものに適しており、泥底は水の動きが小さいので泥の中に有機物粒子がたまりやすく、それを食べる堆積物食のものに適している」といわれています。このように、ヤマトシジミの生息環境にとっては、底質の粒度組成からいうと、泥の含有量が多くなるのが脅威なんです。泥が多くなれば、水も酸素も餌も乏しくなるわけです。平たくいえば「ヘドロ」のたまるのが一番こわいのです。

#### ヤマトシジミと水質浄化

##### 《宍道湖の富栄養化》

編集 宍道湖ではアオコが発生するようなことはないんですか。

中村 アオコは、かなり前から発生しています。ただ毎年というのではなく、昭和52年、56年、60年、61年というように、とびとびに発生しております。宍道湖のアオコも、ミクロキスティス、アナベラ、オシラトリアなどの浮遊性ラン藻類で、これらは富栄養型湖沼の指標生物です。ですから、宍道湖も典型的な富栄養湖になっているのです。

図3・11 - ヤマトシジミの底土中での垂直分布

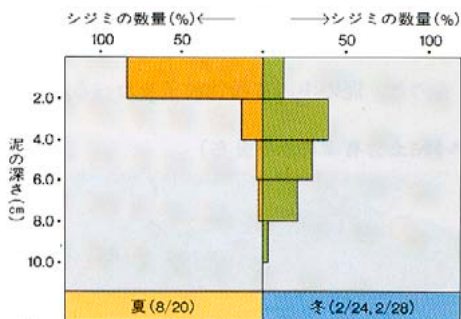


表3・5 - ヤマトシジミの生息範囲

	水深	Do (底層水)	IL	COD	シルト・粘土 含有率
生息の限界	4.0m<	50%>	14%<	50mg/l<	50%<
好適な範囲	3.5m<	80%>	5%<	5mg/l<	10%<

ただこれらの植物プランクトンは、淡水型フロラなので、塩素濃度2,000ppmぐらゐを境にして変化してしまいます。それで、春から夏にかけて海水の流入が多く、塩分濃度がある程度まで高かった年にはアオコが発生しなかったわけです。ですから、アオコが発生しないからといって、栄養度が少なくなったわけでは決してないのです。最初に述べたように、宍道湖は変塩性の汽水湖なので、栄養塩と生物生産の増加とは必ずしも平行しないので、こうした現象がおこるわけです。

表3・6は、宍道湖の全窒素(T-N)と全リン(T-P)の現況と許容限度を示したものです。許容限度というのは、汚濁負荷がどの範囲内であれば、水域の自浄作用によって正常な環境を維持できるかを示す値です。ですから赤潮(アオコ)防止対策としては、汚濁負荷をこの許容限度内に減少させることが必要なんです。ご覧のように宍道湖では、NもPもいづれも許容限度を大きく上回っており、この湖の富栄養化の進行と水質の悪化が懸念されているわけです。

##### 《ワカサギ型水産用水基準》

表3・6に示した許容限度の値は、日本も含め世界の湖沼研究者が、自然の湖沼について調べたものの平均値ですが、ただもう一つ、魚類などの水産動物が正常に生息でき、漁業が正常に行えるための水質基準を定めた水産用水基準というのがあります。これは、水域の環境を漁場という視点から捉えているので、さきの許容限度の値とは若干違いますし、また漁業生物の種類によって、それぞれ異なる基準値が定められています。

表3・7が、その魚種別水産用水基準です。ご覧のように、ここにはアユ型、ワカサギ型、コイ・フナ型に分けられて、それぞれの型ごとに基準値が定められています。

一般に湖沼では、栄養塩が増えるに伴って漁獲量も増加しますが、それもある段階までのことで、それを超えて栄養塩が増えてくると今度は価格の安い魚種が増加し、生息種数も少なくなります。さらに栄養塩が増えてくる

と、赤潮(アオコ)が頻繁に発生するようになり、酸欠による斃死や産卵場の消失などがおこり、漁業生物の生息そのものに大きな障害が生じてくるようになります。

この水産用水基準によって、いまの宍道湖の水質を見ますと、NもPもワカサギ型の水産用水基準にきわめて近い値になっています。ワカサギは、もちろん宍道湖の重要な漁獲資源です。ですから、これ以上NやPが増えてコイ・フナ型に水質が移っていくと、漁業価値の高いワカサギが減少し、漁業価値の低いフナが増えていくわけで、宍道湖では、現況以上にNやPの増えるのをどうしても防がなければならないのです。

##### 《漁獲によるN・Pの回収量》

このようにいま宍道湖では、湖内の栄養塩類を減少させること、少なくとも現況以上に湖内の栄養塩類を増やさないことが、きわめて重要な課題になっております。そのためには当然、栄養塩類の湖内への流入を少なくすることが最も重要になります。

そしてこれに加えてもう一つ、湖内の栄養塩類を何らかの方法で湖外へ回収することが考えられるわけですが、じつは、栄養塩類の一部は、食物連鎖をとおして魚介類の体をつくり、そこに蓄積されます。ですから、湖内で行われている漁業というのは、視点を変えれば、魚介類をつうじて栄養塩類を湖外へ回収しているわけです。

それで、宍道湖の漁獲物の各魚種に含まれているNとPとを分析してみますと、表3・8のようになります。これを、その年の漁獲量と合わせて年間のN・Pの回収量を試算してみるのが表3・9です。また、これを百分率で示したのが図3・12です。この調査は、以前に行いましたので、漁獲量は昭和56年のものを使用しております。そのためヤマトシジミの漁獲量は14,858トンと多いのですが、それにしても、ヤマトシジミによるN・Pの回収量の多さと回収率の高さが目立ちます。

表3・10は、昭和55年に湖外から宍道湖に流入した負荷量です。表3・11は、この流入負

荷量に対して、昭和56年の漁獲によるN・Pの回収量と回収率を示したものです。この表で分かるように、漁獲による回収率は、流入負荷量に対してNで9.5%、Pで14.0%となっており、それぞれ34.5日分、51.8日分にもなっています。

なお宍道湖東部浄化センターでは、昭和58年当時で年間6,000トンの下水を処理することにより、Nで43.4kg/日、Pで3.7kg/日を回収しています。ですから宍道湖の漁獲では、浄化センターのそれに比べて、実にNで8.4倍、Pで11.5倍もの量を回収しているのです。こうした点からも、宍道湖の漁業、なかでもシジミ漁業が、湖水の浄化に非常に大きな役割を演じていることが分かります。

《シジミ漁業の底質浄化作用》

なおシジミ漁業の場合には、幅60cmのレーキを使って湖底を撈ります。この撈りにより底土の中に酸素がよく溶け込むようになり、有機物の酸化分解を助長します。またこの撈りにより、堆積した細粒泥が水中に巻き上がり、細粒泥の沈降・堆積が少なくなります。シジミ撈りによる底泥の撈りがなくなると、底土には細粒泥の堆積が多くなり、底質が泥質に変わっていきます。こうなると、ヤマトシジミの生息には不適となり、そのあとには、汚濁に強いヒメタニシやモノアラガイなどの巻貝が優占種として登場します。これらの貝は、漁業価値が全くないため漁獲されることがなく、有用生物がいなくなると、底質も悪化する一方になってしまいます。このように底質の浄化という面でも、シジミ漁業の役割は無視できないのです。

底生動物群集でのヤマトシジミの圧倒的優占  
 編集 宍道湖では、ヤマトシジミ以外の大型の底生動物は、どのくらいいるのですか。

中村 宍道湖の大型底生動物を全域にわたって調べるのは容易ではありません。しかし、底泥で栄養塩の出入りに関与している大型底生動物の調査は、シジミ資源量の把握や宍道湖の物質循環を明らかにするための必要不可欠な基礎資料となるものです。それで1982年

表3-6 宍道湖の許容限度

	T-N	T-P	流入負荷量(P)
宍道湖の現況	0.670	0.055	306.8kg/日
許容限度	0.25-0.20	0.015-0.02	57.5

許容限度はVollenweider 1967ほかによる。

表3-8 宍道湖の漁獲物に含まれるN・Pの分析結果

	T-N(mg/100g)	T-P(mg/100g)	水分比(%)
ワカサギ	3,396	428.4	77.1
シラウオ	2,401	233.4	83.7
コイ	2,952	772.5	69.1
フナ	2,858	620.6	72.9
ウナギ	2,709	373.9	65.7
ハゼ	2,373	494.3	78.9
スズキ	2,492	669.6	63.4
エビ	2,614	311.2	75.5
シジミ	軟体部 1,473 貝殻部 215 計 1,688	軟体部 153.6 貝殻部 22.0 計 175.6	軟体部 81.8 貝殻部 0 計 81.8

表3-7 魚種別水産用水基準

	T-N	T-P
水産1種 サケ科アユ型	0.2	0.01
水産2種 カワサギ型	0.6	0.05
水産3種 コイ・フナ型	1.0	0.1

基準値は湖心における表層の年間平均の上限值。(単位:mg/l)

表3-9 宍道湖における漁獲によるN・Pの回収量(昭和56年)

	T-N	T-P
ワカサギ	275×34.0= 9,350	275×4.3=1,183
シラウオ	41×24.0= 984	41×2.3= 94
コイ	8×28.5= 228	8×7.7= 62
フナ	134×26.6= 3,564	134×6.2= 831
ウナギ	49×27.1= 1,328	49×3.7= 181
ハゼ	500×23.7= 11,850	500×4.9=2,450
その他の魚	116×28.5= 3,306	116×7.7= 893
エビ	1,320×26.1=34,452	1,320×3.1=4,092
シジミ	軟体部 14,858×14.7× $\frac{19.5}{100}$ 貝殻部 2.2× $\frac{80.5}{100}$ =68,941	軟体部 14,858×1.54× $\frac{19.5}{100}$ 貝殻部 0.11× $\frac{80.5}{100}$ =5,795
合計	134,003kg	15,545kg

図3-12 宍道湖の魚種別N・Pの回収率(昭和56年)

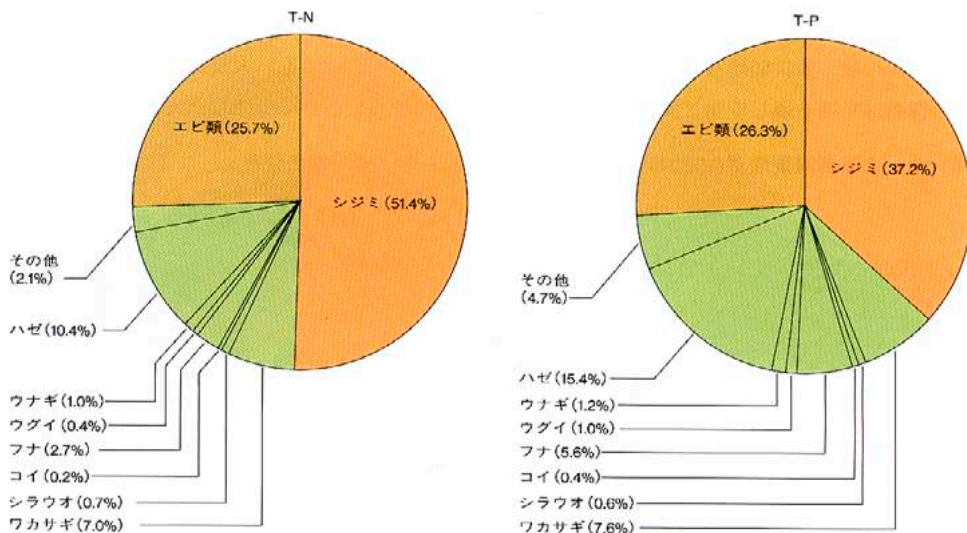


表3-10 発生源別の負荷量(昭和55年)

	生活系	観光系	工場・事業系	農業・畜産系	自然系	計
T-N	675 (17.4)	14 (0.4)	80 (2.1)	1,922 (49.5)	1,186 (30.6)	3,877 (100)
T-P	116 (37.5)	2 (0.7)	8 (2.6)	127 (41.1)	56 (18.1)	309 (100)

単位:kg/日 ( )内は%

表3-11 流入負荷量に対する回収量の割合

	t/年	kg/日	g/m <sup>2</sup> /年	漁獲回収量/流入負荷量×100
N 流入負荷量	1,415	3,877	17.6	
漁獲による回収量	134	367.1	1.7	9.5%
P 流入負荷量	112	309	1.39	
漁獲による回収量	15.6	42.7	0.19	14.0%



の夏に、図3・13のように、東西両岸付近では500m間隔、湖心付近では1km間隔の248地点で採泥し、その実態を詳しく調べました。今までの話のなかで、私のあげた宍道湖のシジミの資源量や分布などのデータは、このときの調査が基になっています。

まず宍道湖の底層水の溶存酸素と塩分濃度の分布を図3・14および15に示します。宍道湖では、春・秋には、湖水がよく攪拌されて全域でD0が多くなり、また塩分濃度も低くなっているのですが、夏には5m以深では貧酸素域がかなり広がり、そこでは水も停滞するので塩分濃度も高く6,000ppm以上になっています。従って湖心部は、底生動物の生息しにくい環境になっていることが分かります。

一方、沿岸部の4m以浅の湖棚では、年間を通してD0も多く、塩分濃度も低く安定しています。底質も泥含有率が非常に少ないのでここは、底生動物の生息には好適な環境となっていることが分かります。

表3・12が、前述の248地点で調べた底生動物の調査結果です。ご覧のように、宍道湖にみられる底生動物の種類は少なく、この点は低塩性汽水湖の特徴です。多毛類と貝類については翌年の春・秋に60地点で調査しましたが、その種類は年間を通して殆ど変わっておりま

せん。この表で分かるように、宍道湖の底生動物群集で最も特徴的なのはヤマトシジミの圧倒的な優占で、 $m^2$ あたりの個体数は322と最も多く、それに次ぐのは多毛類ヤマトスピオの263個体です。多毛類は、ヤマトスピオやゴカイなど日本の汽水～海水域に生息するものが出現し、このうちゴカイは、ヤマトシジミが高密度に生息しているさらにその下層にも生息しています。多毛類の分布は、図3・16に示します。

貧毛類(イトミミズ)は淡水生で、その分布は図3・17のように、斐伊川の運んだ有機懸濁物が堆積する場所に多く生息します。淡水湖に比べて量が非常に少ないのが特徴です。

ユスリカは、淡水生のオオユスリカと汽水生のヤハズユスリカがみられ、それぞれの分布は図3・18のようになります。これも、淡水湖に比べて量が非常に少ないのが特徴です。

甲殻類のウミナナフシは、図3・19のように沿岸の砂質域に分布しています。

以上のような宍道湖の底生動物のうち、生物量の特に大きかった5種について、その生物量(湿重量)を比べたのが図3・20です。この図にみるように、ヤマトシジミは殻を除いた軟体部だけでも、大型底生動物全体の湿重量の97%を占めて圧倒的に大きく、大型底生

動物全体を代表していることが分かります。宍道湖における窒素循環とヤマトシジミ

以上のように、宍道湖の大型底生動物群集はヤマトシジミに代表されます。ではヤマトシジミは、宍道湖の水質にどのような影響を与え、湖の物質循環にどのように関わっているか。この点を定量的に把握するために、山室真澄さんとの共同で調査・研究を行いました。シジミが濾過している底質直上での懸濁物を採水し、窒素を指標にして調べたわけです。ここでは時間もありませんので、実験方法などは省いて、要点と結果だけを述べます。

実験に用いたヤマトシジミは、宍道湖南岸の鳥ヶ崎付近の禁魚区で、岸から約30m、水深約1mの湖底から採集した259個体です。懸濁物濃度を測定する水も、この禁魚区の水深1mと3.4mの2地点で採水しました。ヤマトシジミの糞・無機態窒素の排出や濾過速度の測定には、湖心部表層で採水した塩素量約0.5‰の湖水を濾過して使いました。

《有機態窒素の1日あたりの取込み量》  
鳥ヶ崎の2地点から採水した水の懸濁物濃度は図3・21のようになります。このデータからヤマトシジミは、水深2m未満の湖底では懸濁物濃度9.0mg/lの直上水を、水深2m以深の湖底では懸濁物濃度20.0mg/lの直上水を濾過

図3・13 - 宍道湖調査地点(1982年夏季)

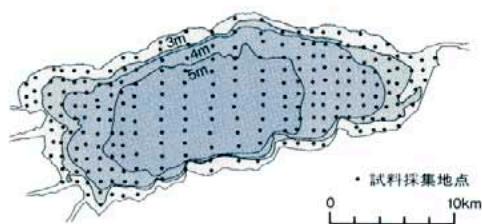


図3・14 - 底層水のD0の平面分布(%)

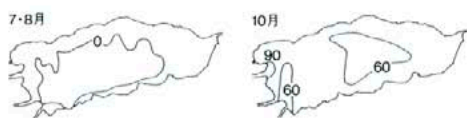


図3・15 - 底層水のClの平面分布(mg/l)

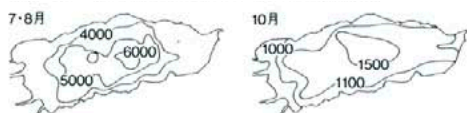


図3・16 - 多毛類の分布

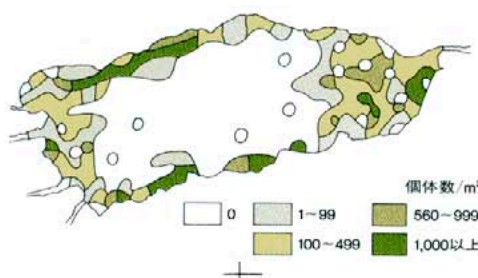


図3・17 - 貧毛類の分布

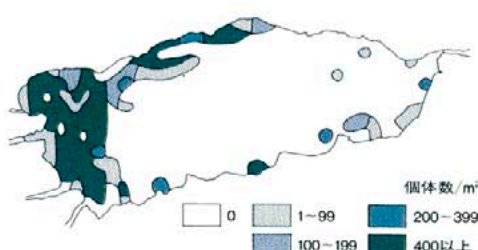


図3・18 - ユスリカの分布

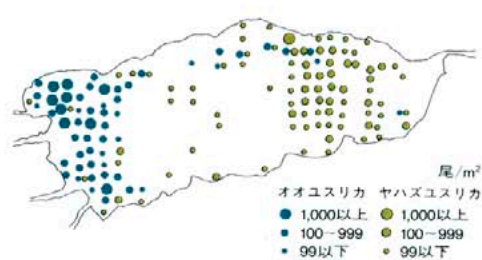
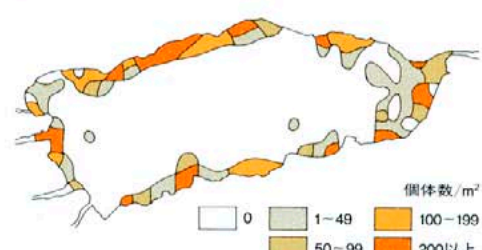


図3・19 - ウミナナフシの分布



注1 = 川上(1982)によれば、斐伊川からの全窒素負荷量Y (kg/hour)と斐伊川の流量X (104t/hour)との間に、 $Y = 6.22X + 22$ という関係があり、さらに斐伊川からの負荷量は宍道湖全体への負荷量の47%を占める。7-8月の斐伊川の平均流量は40.14m<sup>3</sup>/dayなので、宍道湖への窒素の流入負荷量は1日あたり5.7トンになる。また菅井(1981)によれば、斐伊川から流入する窒素の

うち約50%が有機態窒素である。この関係が他の流入河川にもすべてあてはまるとすれば、宍道湖へ流入する有機態窒素の量は1日あたり2.85トンになる。

注2 = 森本他(1977)によれば、宍道湖での夏季における純生産量は約1000t/dayである。仮に海洋プランクトンの平均的なC/N比である5.7を用いると、1日あたり約17.5トンの窒素が生産されていることになる。

注3 = 川津他(1984)による宍道湖の湖底泥からの栄養塩の溶出実験では、嫌気条件では水温20℃では1日あたり42.7mg/m<sup>2</sup>、水温30℃では1日あたり14.2mg/m<sup>2</sup>のアンモニア態窒素が溶出している。これを仮に水温27~28℃では1日あたり40mg/m<sup>2</sup>とすれば、宍道湖の湖底面積を乗じて1日あたり約3.2トンの窒素がアンモニア態の形で湖底から溶出していることになる。

していると考えられます。懸濁物の窒素含有率は、前者が3%、後者が1%です。

ヤマトシジミを大きさに別けて3群に分け、水温と濾過速度の関係調べた実験からは、図3・22が得られました。この図から、宍道湖の夏の平均水温27℃では軟体部乾重量1gあたりの濾過速度は、シジミの大きさに関係なく、時間あたり5.0l/gと考えられます。

以上によって算出しますと、ヤマトシジミによる有機態窒素の取込み量は、宍道湖全域で1日あたり22トンとなります。

《有機態窒素の1日あたりの排出量》

ヤマトシジミは、水温26.5℃で1時間に軟体部乾重量1gあたり33.4mgの糞を排出し、その糞の窒素含有率は1%でした。これにより算出しますと、ヤマトシジミは糞の形で1日あたり6.3トンの有機態窒素を排出します。

《無機態窒素の1日あたりの排出量》

ヤマトシジミが濾過して排出する無機態窒素の大部分はアンモニア態で、他は無視できるほど微量です。水温とアンモニア態窒素排出速度との関係は、図3・24のようになりました。水温27~28℃の値でこれを算出しますと、ヤマトシジミによる無機態窒素の1日あたりの排出量は3.9トンになります。

この他、漁獲による湖外への持ち出しは、年

間約15,000トンとして算出すると1日あたりでは0.2トンの窒素の持ち出しとなります。また宍道湖全体でのヤマトシジミの現存量を湿重量で31,000トンとして算出すると、ヤマトシジミの体内に含まれている窒素の量は、133.3トンになります。

《湖の窒素循環に及ぼすヤマトシジミの役割》次に既存の研究から、宍道湖における窒素循環に関わるデータを算出してみました。

宍道湖への1日あたりの窒素の流入負荷量は1日あたりで5.7トンと考えられ、このうち宍道湖へ流入する有機態窒素の量は1日あたり2.85トンとなります(注1)。

宍道湖での窒素の純生産量は、夏季では1日あたり約17.5トンと見做されます(注2)。湖底からのアンモニア態窒素の溶出は、1日あたり約3.2トンと見做されます(注3)。

以上をまとめたのが図3・24です。この図から、夏季の宍道湖での窒素の循環においてはヤマトシジミは、宍道湖全体の有機態窒素負荷量に対して、それを上回るほどの無機化を行っていて、循環の中心的な役割を演じていることが読み取れます。春から秋にかけてシジミ資源が3倍に増えるというのも、こうした莫大な量の有機態窒素がヤマトシジミに取り込まれているからです。また夏季の宍道湖

では、ヤマトシジミが生息している沿岸部では、有機態窒素はきわめて迅速に無機化されていますが、ヤマトシジミの生息しない湖中央部は嫌気的環境にあるので有機態窒素の無機化は遅く、2種類の循環が成立しているものと考えられます。

このように低塩性汽水湖の宍道湖では、ヤマトシジミは圧倒的な優占種として信じられぬくらい多量に生息していて、宍道湖の水質の浄化にきわめて大きな寄与をしております。生物は、もちろん環境によって大きく影響を受けているわけですが、また一方では、逆に環境に及ぼしている影響力もじつに大きいものがあるわけです。もとよりヤマトシジミはかけがえのない重要な漁業資源なので、シジミ資源を保護しシジミ漁業を発展させることが必要なことはいうまでもありません。ただそれと同時に、シジミ漁業の繁栄によって、宍道湖の水質環境もまた保全されているのです。この点は、いくら強調してもしすぎることはないように思います。

表3・12 - 宍道湖における大型底生動物のm<sup>2</sup>あたりの個体数(1982夏)

種名	個体数/m <sup>2</sup>
二枚貝類	
<i>Corbicula japonica</i> (ヤマトシジミ)	322
多毛類	
<i>Prionospio japonica</i> (ヤマトスピオ)	263
<i>Notomastus</i> sp.(シダレイトゴカイの仲間)	78
<i>Potamilla</i> sp.(ケアリの仲間)	43
<i>Neanthes japonica</i> (ゴカイ)	23
<i>Pseudopolydora</i> sp.	7
<i>Capitella capitata</i> (イトゴカイ)	<1
<i>Lagis bocki</i> (ウミイサゴムシ)	<1
貧毛類(イトミズシ)	249
昆虫類	
<i>Chironomus plumosus</i> (オオユスリカ)	114
<i>Chironomus</i> sp.	<1
<i>Procladius sagittalis</i> (ヤハズユスリカ)	37
Tenopodidae spp.(モンユスリカ)	6
甲殻類	
<i>Cyathura kikuchii</i> (キクチスナウミナナフシ)	39

図3・20 - 宍道湖における大型底生動物5種の生物量(湿重量)

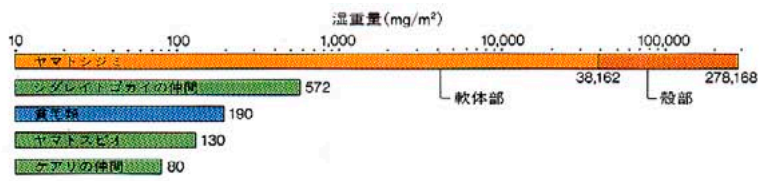


図3・21 - 鳥ヶ崎地点における懸濁物の濃度の鉛直分布

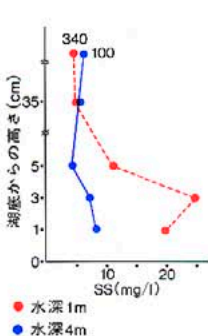


図3・22 - ヤマトシジミの軟体部1gあたりの濾過速度と水温との関係

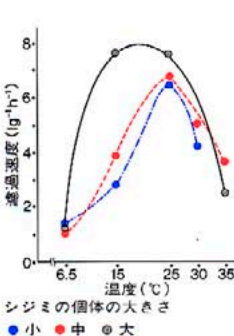


図3・23 - ヤマトシジミの軟体部1gあたりのアンモニア態窒素の排出速度と水温との関係

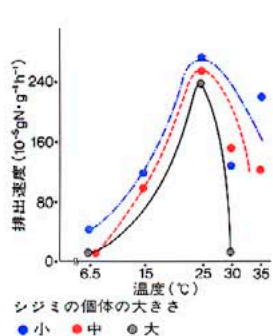
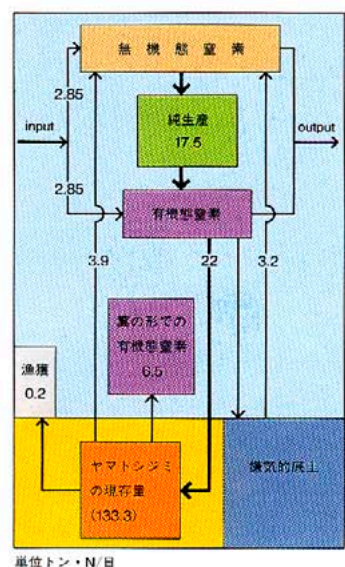


図3・24 - 宍道湖における窒素循環の試算





## 海跡湖の利用・保全と今後の課題

### 《山から海への系列における汽水域》

徳岡 中海・宍道湖というわが国を代表する汽水湖の傍にある松江市は、国際的な観光都市としてもよく知られておりますが、1990年に鳥根県では、日本生態学会ならびに国際生態学会と共催して「汽水域・その豊かな生態系を求めて」をテーマとする国際生態学シンポジウムを松江市で開催しました。このシンポジウムには、世界各地からも多くの生態学者が参加し、また学際的な討議も行われて非常に内容のある会議となりました。

この会議で京都大学の川那部浩哉先生は、陸地と海洋の接点にある汽水域は、栄養物質がその両方から集まるので、地球上のあらゆる場所の中でも生物生産の最も大きな場所の一つ、非常に豊かな場所であると述べております。ただそれと同時に、陸地なり海洋なりで汚染その他の問題が起これば、それが必ず汽水域に影響すること、豊かな汽水域はまた、微妙なバランスの上たった地球上で最も弱い場所であり、生態系であることを指摘し、従って、汽水域が良い状態にあれば、それは大まかにいって、山から海への系列全体が比較的良い状態にあることを示すと述べて、生態学の立場から汽水域の特徴をみごとにまとめておられます。

以上から分かるように、今後、汽水域の利用を永続的に発展させるためには、単に汽水域だけでなく、周辺の山地や河川あるいは海域の環境保全ということが、とりも直さず健康な汽水域を確保するための不可欠の問題で、これは、汽水湖の利用と保全を考える際の前提となるものです。ただここでは、そうした前提のあることを踏まえて頂いた上で、海跡湖の利用と保全について、中海・宍道湖を中心に簡単に触れてみたいと思います。

### 《開発と汚濁の進行》

冒頭にも述べたことですが、湖周辺での都市的な土地利用の拡大に伴って湖の水質汚濁が進み、湖沼法が成立して汚濁の防止が社会的

に大きな課題となってくるのは1980年代の後半からです。ただその頃には、減反政策にみられるような社会的状況の変化があって、干拓・淡水化の問題が新しい角度から見直されてくるわけですが、さらに最近になると、従来の治水・利水といった水対策に加えて、水に親しむ「親水」の役割が提唱され始めてきます。湖沼環境についても、人間と水辺環境との関係から、汚濁の防止だけに止まらず、積極的によりよい水辺環境を創りだそうというように、湖沼に対する意識がぐんと変わってきます。さきに示した表1・2(5ページ)の最下段には「湖沼をめぐる状況」として、湖沼に対する社会的取り組み方の変遷をごくおおまかにまとめてあります。すなわち、干拓時代 水質汚濁が進む時代 汚濁を防止する時代へと変わり、いまは環境を創造する時代と位置づけているわけです。

### 《生いたちを未来に生かす》

では今後、海跡湖はいかにあるべきか、ということになりますが、海跡湖というのは、古来から人類が豊かな恵みを受け、利用してきた場所です。ですから、現在ある環境をただひたすらに守るというよりは、利用しながらかつ環境を改善していく方がよいと思います。「賢明な利用」とも通じる考えです。

海跡湖のうちには、大阪平野の河内湖のように、すでに自然の埋積が進んで平野になりかわってしまったものもありますが、日本の主要な海跡湖のほとんどは、1950年代以降にさまざまに改変されて現在に至っています。ですから、今後のあり方を考える際には、それぞれの湖沼における改変の歴史と現状を踏まえた上での対策が必要になるわけですが、全体としていえることは、海跡湖としての生いたちを中心に据えて現在の環境評価を行い、その上で将来を展望するという観点がとりわけ重要だろうと思います。

### 《中海・宍道湖のケース》

中海・宍道湖の場合で考えてみますと、両湖の環境に人為的な影響が強くてでてくるのは、さきにも述べましたように江戸時代以降から

ですが、現在、大きな問題となっている干拓・淡水化にしても、もとはといえば、明治以降に洪水防止のために大橋川などの浚渫工事が行われたのが発端になっているのです。この工事に伴って宍道湖にも海水が入るようになり、そのために今度は宍道湖沿岸の農地に塩害が発生してしまう。それを防止しようというので、宍道湖沿岸の農家から淡水化の論議が起こってくるわけです。

それが戦後になると、この時期の食糧不足という背景のなかで、干拓・淡水化の事業が大きな期待を担ってスタートすることになります。ところが、1987年によく完成にこぎつけた頃には、この間に社会的な激変があって、すでに米づくりという主目的が失われてしまいます。一方では、環境悪化を懸念する地域住民の声が高まり、1988年になって事業は中断し、現在にいたっているわけです。

ただ事業は中断しましたが、この期間に中海の姿は大きく変貌してしまいました。本誌の扉(1ページ)に収載した中海の地形図と空中写真2葉は、それぞれ中海の100年前、45年前、そして現在の状況を示したものです。これらを比べて頂けば、戦後におきた中海の大変化が一目で分かります。この事業が実施されると、堰堤に囲まれた中海の北部(本庄工区)は干陸化され、中海と宍道湖の広大な汽水域は、淡水域に変わってしまいます。非常に大きな環境変化が、一瞬のうちに現実のものになってしまうのです。このような行為には、われわれは慎重の上にも慎重であるべきと思います。

### 《海水導入案》

ただこの事業は、さきほどからも述べているように中断されており、この水域の利用については、さまざまな可能性が秘められています。その点では、事業の完成が遅れたことが今となっては幸いしたともいえるのです。このことは、八郎潟のように干拓を早くに終えたところでは、いま干拓地をどう利用したらよいのか、動きが取れずに困っている状態をみると痛感いたします。

では、本庄工区の干陸化に代わる案としては、どのようなものが考えられるかといいますと、その1案としては、境水道から海水を逆に導入して、本庄工区を栽培漁業の場として利用する方法があります。もともと海水は、ここを通過して中海の中心部へと流れ込んでいたから、この地域には良い湖底環境が存在していたのです。ですから、この案の成功の見込みは小さくはないのです。

さらに中海・宍道湖の干拓・淡水化に代わる大胆な案としては、弓ヶ浜半島のつけ根の部分を開削し、そこから海水を導入する案も考えられます。この案は、今から約1200年前の風土記(奈良)時代に現実に存在した「<sup>あつ</sup>飢宇の入海」の再現です。かつての飢宇の入海が豊富な魚貝類に恵まれていたことは、出雲風土記に記されているだけでなく、遺跡の発掘調査や湖底下の地質調査からも実証されていることです。

こうして、中海では昭和30年代に消滅したサルボウ漁を復活させ、また宍道湖では昭和40年代から盛んになってきたシジミ漁をさらに発展させていくことが考えられます。これらの二枚貝類は、いま中村さんのお話にありましたように、湖内の窒素やリンを非常に効率よく回収しますから、それらの増大は単に漁獲量が増えるというだけでなく、湖の環境改善に大きく役立ち、汽水湖の持続的な利用につながります。

#### 《ヘドロをめぐって》

いま多くの湖沼では、環境改善の方策の1つとして、莫大な費用をかけて湖底のヘドロの浚渫が行われています。湖の底には、どこでも黒色の臭気のある軟泥が分布しており、これらが、湖の汚濁を示す悪玉のように思われているわけです。しかし閉鎖した水域では、このような泥が埋積するのは普通のことなのです。西條八束先生が指摘しているように、富栄養化した水域で形成される底泥(ヘドロ)と、それ以外の有機質の底泥とは、区別する必要があります。

いまでは湖底や湖底堆積物の調査法が大きく

進歩して、ヘドロの実態もよくわかるようになってきました。中海では、水質汚濁の最も著しいのは米子湾で、地域住民からの要望もあって、ここでもヘドロの浚渫が行われています。しかし、音波調査や柱状採泥の結果から見ると、もし底泥を深さ60cmぐらいまで機械的に浚渫するとなると、江戸時代の頃に堆積した泥までも除去することになってしまいます。

米子湾では浚渫跡地に埋積しているヘドロ状の物質が音波調査によって捉えられ、さきほど高安さんがお話されましたように、採取したヘドロをCTスキャナーにかけました。このヘドロには、季節変化によると推定される縞模様(12ページ、図2・7参照)が認められますが、自然状態の湖底には、そういうものは非常にうすく分布するか、あるいは殆ど認められません。このような事実から、ヘドロ様の物質が、湖底の微弱な流れや湖底の傾斜の方向にそって移動し、やがては浚渫跡の凹地などに埋積することが分かります。ですから、このような物質の挙動を逆に利用して、ヘドロの除去を考案できれば、積極的な環境改善策の1つとなるように思います。

こうした方法とは別に、砂などの物質でヘドロを覆ってしまいう汚濁物質が水中に放出されるのを防ぐことにより、環境改善をはかる試みも各地で行われています。被覆するさいに、汚濁物質が拡散したり、新たな汚濁物質が埋積したりすれば元の木阿弥になってしまうなどいろいろと問題はありますが、経費の点では浚渫よりは安くつくようです。覆砂によって水質浄化をはかり、あわせて漁場環境を改善しようという試みも、中海・宍道湖では始まっています。これも積極的な環境改善策の1つとして注目されます。

#### 《海跡湖 - 地球環境を映す鏡 - 》

最後に、海跡湖の学術的意義について触れたいと思います。いま、人為的な原因で地球が温暖化しつつあることが知られていますが、気温上昇についての最も高い推定では2100年には6℃、低い推定では2℃という値が見積

られています。こうなると海面上昇やさまざまな気象変化がおこって、地球上に大きな被害をもたらすと懸念されているわけです。しかし、現在起きている温暖化がどのような意味をもっているかを評価するためには、時間軸を少なくとも数100年から数1000年までとって調べる必要があります。

これまでの話にありましたように、海跡湖では、過去の海面変動の証拠が堆積物中に詳しく記録されています。近い将来に地球温暖化が起こるとすると、その影響はまっさきに汽水域にあらわれることとなります。海跡湖は地球温暖化を映す鏡でもあるのです。

このようにみえてくると、海跡湖というのは、過去から現在までの、また現在から未来へ向けての、地球環境変化を研究するのに最も適した場所の1つであることが分かります。日本列島の海岸域に点在する多くの海跡湖は、地球環境の変化を刻々と伝えるモニタリングポストとしての役割を果たすことができるのではないかと思います。

なお、ついでに述べさせて頂きますと、島根大学には平成4年度から汽水域研究センターが設立されました。規模はごく小さいのですが、汽水域という名称をもつ研究所は世界のどこにもありません。本日の話にできましたような多くの問題を研究する文字どおりのセンターに育てていきたいと考えています。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終わりたいと思います。本日は、長時間にわたり有り難うございました。



## 日本沿岸の内湾性介形虫類の特徴

池谷仙之 = 静岡大学理学部教授

### 介形虫(オストラコーダ)

介形虫(Ostracoda)は、体長が0.5mmほどの小さな甲殻類(節足動物)です。2枚の殻をもっていて、その間から付属肢を出して水中を泳ぐか水底を這って生活しています(図1,2)。この動物は、約5億年前に地球上に姿を現しましたが、その後多様な進化を続け、現在も深海から淡水まで、世界のあらゆる水域で繁栄しています。

浮遊生のもので底生のものでがいて、前者は薄いキチン質の殻をもち、水中をかなりの速さで遊泳します。後者は石灰質の殻をもち、水底の表面を這ったり、堆積物中にもぐったり、また水生植物の間で生活します。食性は雑食性で、藻類から小動物までなんでも食べ、おまけに食欲はきわめて旺盛です。繁殖は、ふつうは雌雄異体の有性生殖で、卵から孵化した幼体は、6~9回の脱皮を経て成体となります。脱皮ごとに、殻の大きさは約1.2倍の割合でほぼ規則的に増え、殻の表面装飾や動物体の各器官を次々に付加していきます。成熟に要する期間は30日~80日で、寿命は長くて2年ほどです。

分類学的にいうと、甲殻綱の介形虫亜綱に属し、形態的にも変化がきわめて多様です。そ

の種数は、化石種を含めると世界で約10万種に達するといわれています。日本では研究の歴史が浅いので、1975年現在では化石・現生種をあわせて366種が知られています。近年研究が盛んになり、毎年数種づつの新種が発見されていますから、今後は日本でも種数はぐんと増えると思います。

介形虫類は、水温・水深・塩分濃度など、さまざまな環境にあわせて棲みわけており、死後、キチン質あるいは石灰質の殻が化石となって地層中に保存されます。そのため、環境の指標生物として、従来から古環境の解析に非常に役立ってきました。現に浜名湖の古環境の解析にも、介形虫類の分析が有力な手段として使われています。

最近では、介形虫類の群集生態についての調査・研究が進み、この生物の機能や行動が底質と深く関わっていることが明らかになり、介形虫類の化石から生息場の環境を復元できるようになりました。この化石の分析が、古環境を解明する上で、従来以上に有力な手段となることが分かってきたわけです。

日本沿岸の内湾に特徴的な3種の介形虫

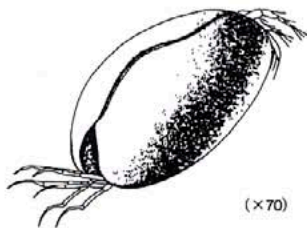
図4は、日本の内湾のうち、これまでに介形虫類の群集生態が調査・研究された9地域で、

北から青森湾、大槌湾、松島湾、仙台湾、房総半島の館山湾、浜名湖、伊勢湾と三河湾、中海、高知の浦ノ内湾です。これらの内湾は、それぞれ湾の面積や水深あるいは湾口の広さなどが大きく違いますが、介形虫群集を調べてみますと、3つの特定の種の産出頻度がきわめて高いことが分かりました。

つまり、ある地点の群集では、この3種の中の1種が介形虫総数の90%以上を独占し、残りの10%以下を他の数種で構成しています。またある地点の群集では、この中の2~3種が優占種となって群集の90%を構成し、他の種の産出頻度が非常に低いという状況がみられるのです。図3がこの3種の介形虫で、シセロモルファ アクブンクタータ(*Cytheromorpha acupunctata*)、スピニレベリス クアドリアクレアータ(*Spinileberis quadriaculeata*)、バイコルヌシセレ ビサネンシス(*Bicornucythere bisanensis*)と呼ばれます。以下、C.a., S.q., B.b.の略号でお話します。

介形虫の産出リストが完備している上述の9地域の475地点の資料から、1地点の介形虫の産出個体数が100を超え、さらにその群集中に上記の3種が出現している地点を選び出すと、9地域147地点になります。図5は、この

図1 - 介形虫の復元図



2枚の殻の間から付属肢を出して海底を歩いている姿。右上が頭部、第一触角と尾部から胸肢を出している。

図2 - 介形虫の解剖図

左殻を外して内部の各器官を描いたもの

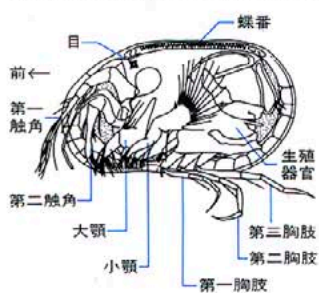


図3 - 日本沿岸に特徴的な内湾性介形虫の3種(欄外注)

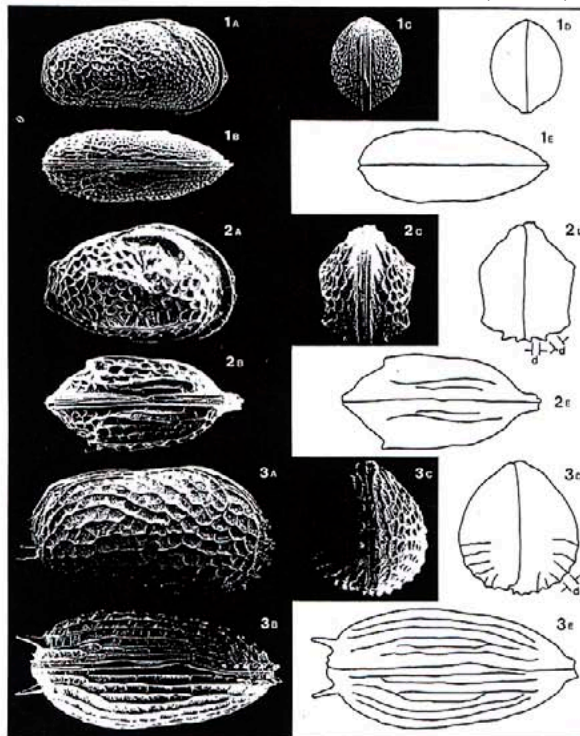
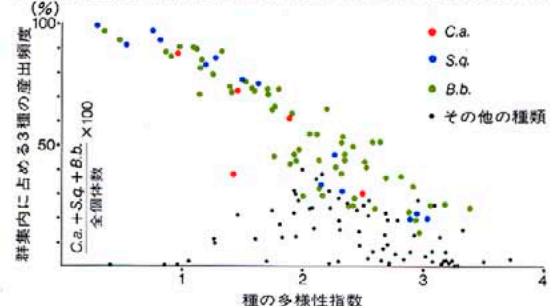


図4 - 内湾性介形虫類が調査・研究された湾



図5 - 種の多様性と3種の産出頻度(%)との関係

(各点は9地域147地点を示し、記号は群集中の最優占種で表示されている)



〔図3注〕  
 1 = *C.a.*, (浜名湖産). 2 = *S.q.*, (浜名湖産).  
 3 = *B.b.*, (三河湾産).  
 A : 側面(右殻). B, E : 腹面(両殻).  
 C, D : 前面(両殻). d : 殻表面の網目模様の幅.

147の各地点で、介形虫群集を構成する種の多様度と、上記3種の個体数の合計がそれぞれの群集内に占める割合(%)を算出し、両者の相関を調べたものです。この図から、群集内で3種の個体数の合計(産出頻度)が50%を超える場合には、それらの群集は、3種の個体数頻度と種の多様度とがよく相関していることが分かります(各群集は、種の多様性指数の増加に伴って個体数頻度を減じ、グラフ上では右下がりの直線上に並ぶ)。つまり当り前のことですが、多様性指数の低い群集ほど、群集内で3種の優占する割合が高いわけです。また、群集内で3種の産出頻度が50%以下の場合には分散分布となって、多様性指数との相関は低くなります。

湾の形態による介形虫群集の違い

図6は、上記の9地域のうち、浜名湖、館山湾、伊勢・三河湾という、湾の形態が異なる3つの湾での介形虫群集の特徴です。浜名湖では、東部の庄内湖に、*C.a.*と*S.q.*が個体数で第1位種となる群集が分布します。湾口部と本湖では、主要3種以外の種が1位種となり、主要3種の個体数頻度は非常に低くなっています。

水深50m以上の館山湾では、各群集の多様性

指数は高く、主要3種のいずれかが第1位種となる群集はありません。

水深が浅く、広い面積をもつ伊勢・三河湾では、多様性指数の高い群集から低い群集まで連続しています。主要3種の個体数は、高頻度と低頻度の2つの領域に分かれ、主要3種の個体数頻度と種の多様度とが高い相関を示す群集は湾奥部に分布し、第1位種はいずれも*B.b.*からなります。相関の低い群集は、伊勢湾の中央部から湾口部に分布します。この場合、*B.b.*は1位種とはなっていません。

内湾における主要3種の優占度

次に、それぞれの内湾ごとに、主要3種の群集内における優占度の違いを見てみます。主要3種の個体数頻度が50%をこえ、多様性指数との間に高い相関を示す群集は、松島湾6、仙台湾1、浜名湖5、伊勢・三河湾5、中海10、浦ノ内湾14の41地点に認められます。図7は、前述の5つの内湾(仙台湾を除く)の各地点ごとに、主要3種の優占度の違いを個体数比で比べてみたものです。

この図から、*B.b.*は浜名湖以外の4つの内湾のほとんどの地点で第1位種にあり、この種が日本の内湾に普遍的に生息することが分かります。浜名湖、浦ノ内湾、中海の湾奥部では

*S.q.*が第1位種にあり、また浜名湖の庄内湖では*C.a.*が第1位種で、同じ湾域でも場所により優占種が入れ代わっていて、内湾の地域的環境要素の違いが介形虫群集の優占種の違いとなって現れていることが分かります。

ただ、日本の内湾に普遍的に生息する*B.b.*が、浜名湖だけに出現しないというのが非常に不思議です。*B.b.*は、東隣の駿河湾の湾奥にもいるし、西隣の伊勢・三河湾にもいるのですが、浜名湖には現在はもちろん過去にも生息していないのです。*B.b.*が生息できない環境要素があったとすれば、それを明らかにすることは、同時に浜名湖の地史的特徴の解明にもつながっていくわけですが、それは今後の課題ということになります。

生息を規制する3つの環境要因

図8は、いま述べた主要3種が優占する41地点の群集について、それらが、水深、底質、塩分濃度の3つの環境要素とどのように関わっているかを見たものです。それぞれの群集が最もよく適応している環境は、*C.a.*は水深2m前後、2M dの粗粒な底質、27~29‰の塩分濃度、*S.q.*は水深2~7m、5~8M dの細粒な底質、20~30‰の塩分濃度、*B.b.*は水深5~9m、5~7M dの細粒な底質、20~30

図6-3つの内湾における優占種の分布

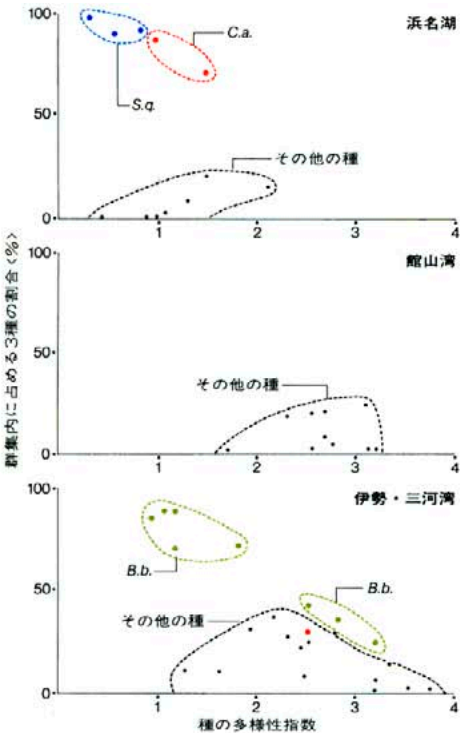
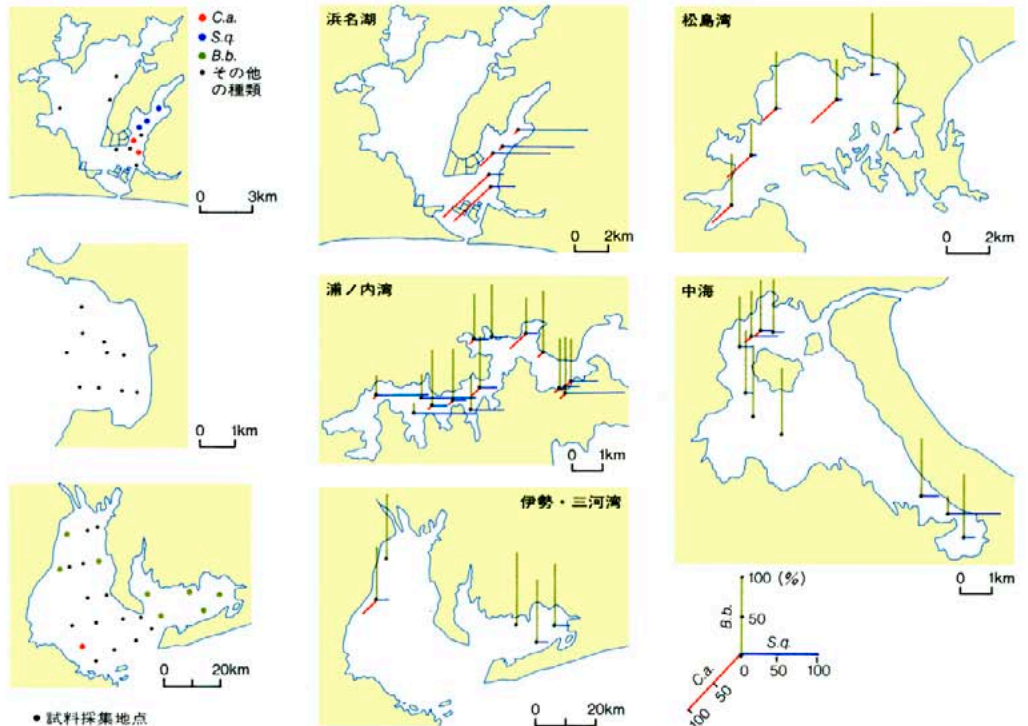


図7-5つの内湾にみられる3種の頻度分布





%の塩分濃度になります。

以上のように、水深・底質・塩分濃度の3つの環境要素が種の生息範囲に大きく影響しているわけですが、じつは、これらの3つの要素のなかでも、特に底質が介形虫の行動を規制する重要な要因になっております。

底質中での介形虫の生態

《表層有機質層(flocculent layer)》

いま見ましたように主要3種は、いずれも底質粒度2~8Mdのうちの特定の粒度範囲内に適応していますから、この底質粒度がそれぞれの種の生息に大きく関与していることは間違いありません。しかし粒度組成で表示される底質というのは、あくまでも無機物質の粒度分布値であって、底質の有機物質については何の情報も含まれておりません。

ところが底質表層部には、有機物質に富む表層有機質層(flocculent layer)があって、介形虫が実際に生息しているのは、主としてこの表層部なのです。ですから、底質の粒度組成と同時に、この表層有機質層の厚さや性質が、介形虫の生息に大きく関わっているのですが、この表層有機質層については、まだ概略的な観察によるものだけで、詳しい実体が分かっていませんでした。

それで、底質が細粒砂からシルトへと順に細粒化する浜名湖の5地点、底質が粗粒砂とシルトの油壺湾(三浦半島)の2地点で、堆積物表層部の観察と試料の分析を行いました。その結果、底質表層部は、構成物質・含水率・色調などから、図9のように3つの層に区分できることが分かりました。

以下、図に基づいて説明しますと、表層の有機質層(F)は、厚さが0~10mmまで変化し、下層の底質粒度が細粒になるほど厚さを増します。構成物質は、下層の粒度組成に関わりなく、茶色で未固結の繊維状物質を主体とする懸濁物からなり、懸濁物は、主として無機質の粒子、動植物の遺骸などの分解中の有機物、ペレットの分解断片などで構成されています。また間隙水を多量に含んでいます。この層の物質は、底層水の僅かな振動で水中に浮上・移動し、再び沈下するという状態を繰り返し、安定しておりません。従って、含水率や構成物質の密度などの正確な測定はなかなか難しいのです。

次の酸化層(O)は、茶褐色で未固結の堆積物からなり、粒度組成は粗粒砂からシルトサイズまで多様です。粒度が粗くなるほど、つまり間隙水の浸透度が高くなるほど、厚さが増し

ます。粗粒物質からなる場合は、粗粒子間に直上の有機質層からの物質が混入し、その境界は不明瞭になります。還元層(R)の構成物質は、酸化層と同じく未固結の堆積物からなりますが、茶褐色ではなく黒色を呈します。堆積物の圧密により間隙水の浸透は僅かです。

《底質中の介形虫の生息分布》

以上の表層堆積物を観察した7地点で、柱状試料を採取して介形虫の底質中での生息分布を調べ、また飼育実験によって、介形虫の生息様式を観察してみました。

そうしますと、7地点のすべての試料において介形虫が活動している層準は、表層有機質層と酸化層の上部を含む厚さ1cmの範囲に限られていて、それ以下の層準では介形虫の生体が全く見つけれませんでした。その垂直分布の1例を示したのが図10です。これは、浜名湖の庄内湖の湖口部のものですが、図をみて頂けば、介形虫の垂直分布の状況が一目で分かるかと思えます。

底質に適応した殻の形態と表面装飾

介形虫の殻形態や表面装飾というのも、底質と深い関わりをもっています。以下、図3を見て頂きながら主要3種の殻形態や表面装飾について簡単に触れます。

図8 - 水深・底質・塩分濃度に対する3種の生息分布

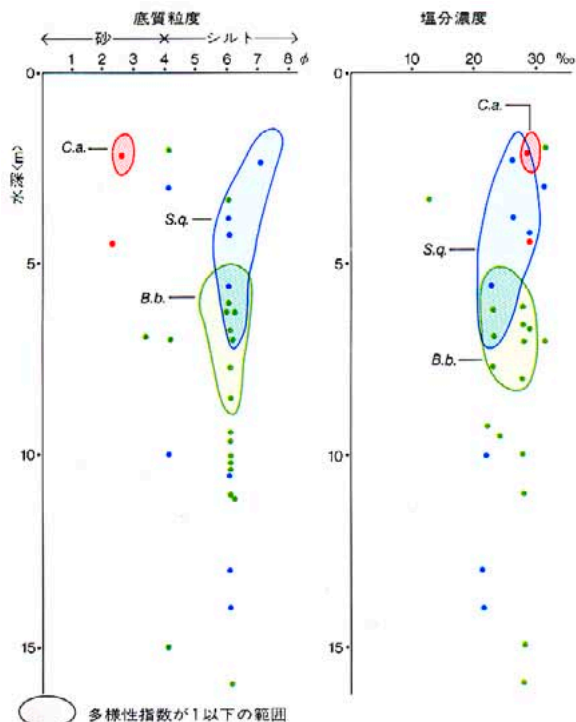


図9 - 浜名湖と油壺湾における表層底質の断面図

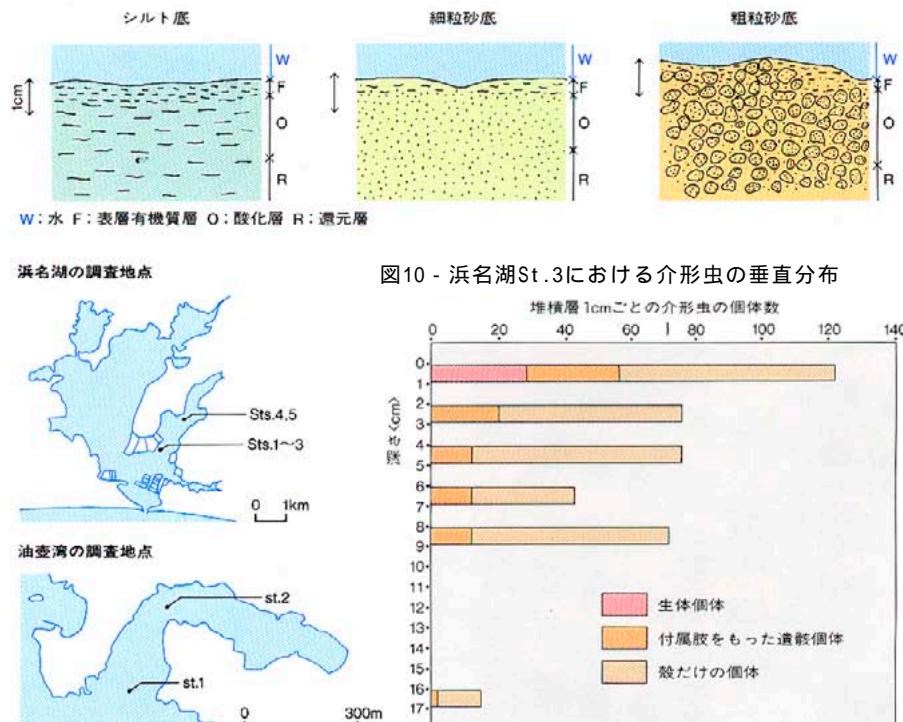
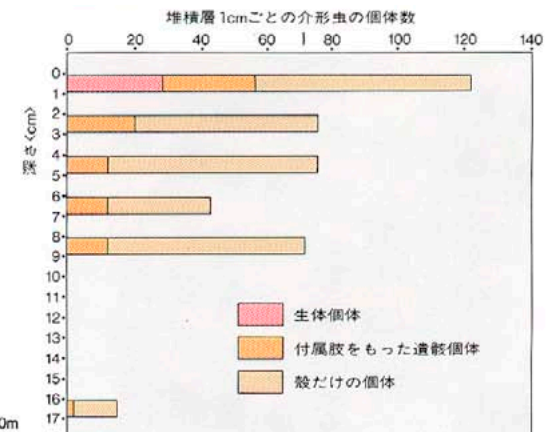


図10 - 浜名湖St.3における介形虫の垂直分布



まず殻の形を前から見ますと、*B.b.*は背側が尖ったほぼ円形。*C.a.*は背と腹側が尖った楕円形。それに対して*S.q.*は腹側が平らで背側が尖った五角形を呈しています。また殻を側面から見ると、*B.b.*と*C.a.*は丸みをおびた長方形ですが、*S.q.*は角ばった台形です。従来の研究からいいますと、丸みをおびた*B.b.*と*C.a.*は軟泥中を潜る仲間で、角ばった*S.q.*は軟泥上を這う仲間に分類できます。

次に表面装飾を見ますと、*S.q.*は側面中央と腹縁部に2本の細長い梁をもち、それらの末端に針状突起があります。*B.b.*は梁はなく後腹部に針状突起をもちます。*C.a.*には梁も針状突起もみられません。ただ、梁のない*B.b.*と*C.a.*では網目模様をつくっている突起した周囲の壁が横方向(前後方向)に強く伸びています。底生の介形虫は、いつも堆積物に殻を接して生活していますから、こうした突起物のデザインは、動物体の移動する向きと同じ方向に配列されているわけです。

介形虫が堆積物と最もよく接触する腹面部の殻の模様をよく見ますと、*S.q.*では梁と梁との間隔は約15 $\mu$ m、*B.b.*では網目の幅は約22 $\mu$ mで、これらは底質のシルトサイズと一致し、これらの種が最もよく適応している生息域の

底質粒度とよく合っています。

ただ*C.a.*の細かな網目模様は、この種の生息する底質粒度(細~中粒砂)とは対応しておりません。これは、後に述べるように*C.a.*の生活様式と密接に関係しているからです。

介形虫類の行動様式と底質との関係

介形虫の生活様式を知るためには、この生物の行動を観察することが必要です。それで、これを飼育して顕微鏡で観察し、またVTRに収めて調べました。

《殻の開閉》

介形虫類は二枚貝と同じように2枚の殻をもち、その内側に動物体を収めています。殻は背側の蝶番によって腹側が開閉するのですが、行動中の介形虫を観察しますと、種によって殻の開き具合が違ってくるのが分かります。その状態を示したのが図11です。

*B.b.*は、両殻をほぼ平行に30~40°と大きな角度で開きますが、*C.a.*と*S.q.*の殻の開く角度は10~20°と小さく、しかも開け幅は前部で広く、後部では殆ど開きません。

《付属肢の形態と機能》

図11で、それぞれの種の付属肢の形態と配列を見て頂くと、*C.a.*の胸肢が非常に短いことが分かりますが、*C.a.*はこの太く短い胸肢で、砂

粒のような固形物に太く鋭い爪をたててよじのぼります。そして左右に方向転換するときには、体を右あるいは左に倒し、横倒しのまま前進することによって行っています。

他方、*B.b.*と*S.q.*は、細く長い胸肢を左右に伸ばして体を支えながら、軟らかい堆積物上を這うような状態で行動しています。そして例えば左に方向転換するときには、右の長い胸肢を大きく外側に伸ばし、次に肢を縮めて殻の後部を右に寄せます。その結果、殻の前部が左に向くという動作を上手に行います。

以上をまとめて、3種の生息状況と底質との関係を示しますと、図12のようになります。

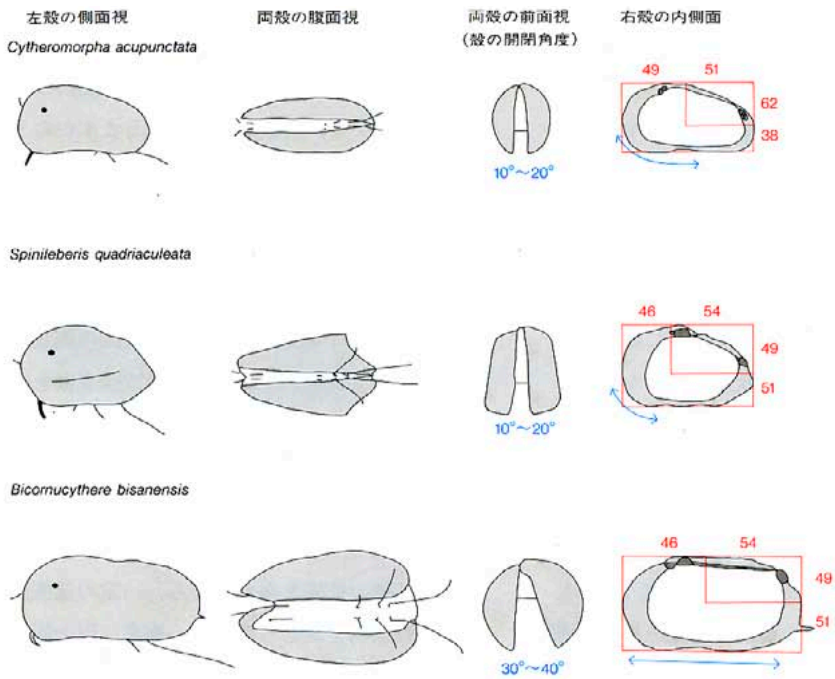
*C.a.*は、細粒ないし中粒砂の間隙中を、殻を回転させながら、また鋭い爪を使って固い堆積物上を這うようにして生息しています。

*S.q.*は、比較的淘汰度のよい軟泥中で、平らな殻の腹面を堆積物に乗せて、堆積物上を滑るように移動しながら生息しています。

*B.b.*は、淘汰度の悪い底質上の有機質層中で殻を大きく開き、胸肢を横方向に長く伸ばして生息しています。

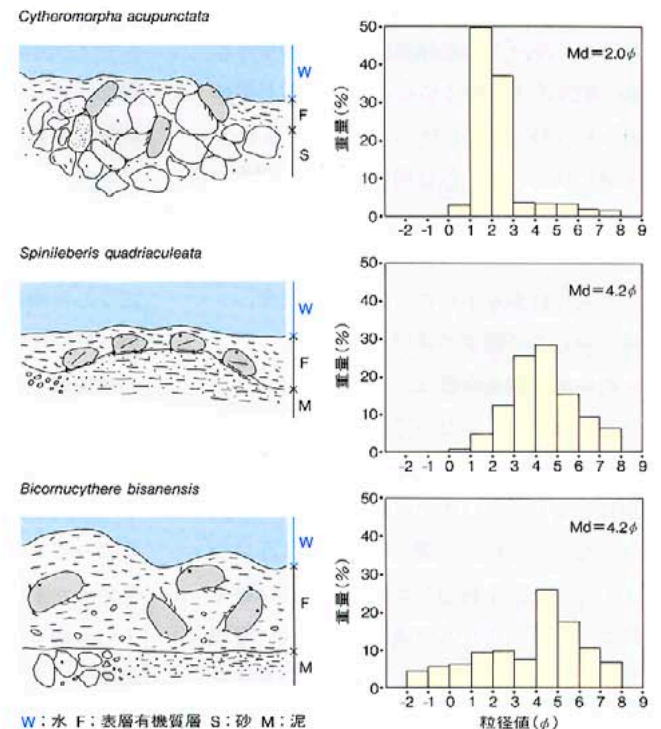
以上のようにこの3種は、それぞれが特定の環境要素と最もよく適合しているのも、高い優占度を獲得しているものと思われる。

図11 - 3種の殻と付属肢との関係



右端の図の数値(アカ)は殻サイズに対する中央筋痕からの割合(%)を、矢印(アオ)は殻開閉部を示す

図12 - 底質表層部における3種の生息





# 湖底・湖底堆積物の新しい調査法

語り手/井内美郎 = 地質調査所海洋地質部

はじめに

編集 最近では、湖沼の調査にいろいろの音波探査機器が使われるようになって、以前に比べると、湖沼の調査が格段に進展していると聞いております。本日は、その辺のことをお話し頂ければと思います。

井内 私は、もともと海の方の地質調査をしていたのですが、10年ほど前、湖の汚濁の問題がきっかけになって、海の方の調査技術が湖にも使えればということで、湖の調査を始めようになりました。

最初の3年間は、主として霞ヶ浦で湖沼堆積物の調査法の研究をしました。というのは、それまで湖沼域では、湖底堆積物を採取する技術や堆積物の調査法そのものが、まだ確立されている状況ではなかったからです。

それです、湖底表面の状態や湖底堆積物を調べ始めたわけですが、ただこの場合、問題が汚濁物質の堆積や湖底からの再溶出に関連していますから、汚濁が問題になる以前に堆積したいわば正常な堆積物と、汚濁以後に堆積したいわば病的な堆積物とが推定できるようにならないといけない。いいかえれば、表層の新しい時代に堆積した湖底堆積物に焦点をあわせて、それらの堆積年代を明らかにし、それぞれの場所での堆積速度がわかるように調査・研究をすすめることが、1つの目標になっていたわけです。

霞ヶ浦の後は、主に琵琶湖の調査・研究をいたしました。霞ヶ浦については第5章で紹介いたしますので、ここでは主に琵琶湖などで私の行ってきた仕事を中心にお話いたします。

海と湖とでの調査の違い

だいたい海洋調査機器は、1960年代ぐらいから急速に進歩してきたのですが、なかでも音波を利用したいろいろな種類の調査機器の発達が目ざましく、いまでは海底の状況については、たいへん詳しい調査ができるようになりました。音波を利用しますと、音波は砂や泥によって反射の仕方が違いますから、音波を真下に発信させて海底下の堆積物の層厚を知ることができますし、あるいは音波を斜め

に発信させて海底表面の微地形を知ることができます。また魚群探知機と同じように、発信した音波の海底までの往復時間から水深を読み取ることもできるわけです。

こうしたすぐれた調査機器を、湖の調査・研究にも生かそうということで私どもの仕事が始まったわけですが、ただ海と湖では、調査の仕方がだいぶ違います。手近な例でいいますと、海の方は立派な船をどこにでも運航して、大きく重い機器を使って、天候に関係なく調査できます。例えば北海道の沖で調査したいと思えば、調査に適した船を神戸から引っ張っていけばいいわけです。

ところが湖というのは陸域にあるので、海で使っているような立派な船を入れることができません。湖の場合には、その湖で使える船を利用しなければならないわけで、どうしても軽いポータブルな機器が必要になります。海の機器にも、湖の方でそのまま使えるコンパクトなものもありますが、そうでない場合には、海の方の機器を湖の方でも使えるように自分たちでいろいろと工夫します。また海と湖では、水深がまるで違いますし、周囲の条件も異なるので、水域の底を調べる点は同じであっても、湖ではやはり、いろいろと新しいケースにぶつかります。

湖底状況の調査の重要性

湖はいつも水を湛えていて、水も透明ではありませんから、私たちは湖の底がどのような姿をしているのかを見ることができません。従来は、調査の方法がなかったせいもあってこうした湖底表面の状態にはあまり関心が払われていなかったのですが、しかし湖底全域の微地形や泥や砂の分布状態を知らないことには、湖の水理環境や堆積物の挙動を正しく把握することができません。

またそれと同時に重要なのは、湖の底が人為によってどの程度まで、どのように攪乱されているかを知ることなんです。汚濁の進行している湖では、だいたいが周辺地域の開発が進んでいますから、湖底は、多かれ少なかれ人為によって攪乱されています。ですから、

その状況を正しく把握しないことには、汚濁物質が湖底でどのような動きをするかを調べることができないからです。それで次に、私どもの調査した琵琶湖の南湖の湖底の状況について、少し詳しくお話しします。

琵琶湖南湖の湖底状況

《サイドスキャンソナーによる調査》

琵琶湖は、いうまでもなく日本で最も大きい淡水湖で、水資源の供給をはじめとして、関西の生活と文化を支え、育んでいるたいへん重要な湖です。ご存知のように、この琵琶湖にも汚濁が広がっているわけですが、とくに琵琶湖大橋から南の、南湖の汚濁が深刻な問題になっています。

湖底の状況を調べるにはサイドスキャンソナーを使います。図1は、この音波探査機で湖底の微地形を調べるときの様子を描いたものです。図のように、調査船は、船尾からロケットのような恰好をしたサイドスキャンソナー曳航体(S)を水中にひいていき、この曳航体が両サイドに音波を送受信して、テレビの画面をつくっていくような形で、湖底表面の姿を図面に記録していきます。

曳航体の記録は、図2のように曳航体から湖底までの部分は湖水層として、また両サイドはゆがんだ形で示されますが、それをコンピューターで処理して、真上からみた平面図が出来上がります。音波を斜めにだしますから湖底の小さな凹凸も記録でき、数10cmの大きさのものまで確認できます。

図1の(A)は、水深や堆積物の層厚を調べる音波探査機からの音波を示したもので、調査船から真下に向けて送受信します。南湖の調査では、アトラス・デソ20という音波探査機を使いました。この探査機は、2つの異なる周波数の音波を同時に送受信し、1つは水深を精密に測定し、他の1つで堆積物の層厚が調べられるからです。こうして調査船は、電波によって船の位置を測りながら、一定の速度で南湖の全域を東から西へと、南北に何十回となく往復して湖底の状況を調べました。

《南湖の湖底状況図》

さて、調査で得られた全ての記録を詳しく解析していきますと、そこには、いくつかの種類の同じ形をした微地形や漁具類が浮かび上がってきます。それらの微地形や漁具類は、音波探査機ではどう記録されているかを示したのが、図3の左ページの記録例です。これらの図で、湖底微地形としてあるのはサイドスキャンソナーの記録、湖底地形断面としてあるのはアトラス・デソ20の記録で、微地形と地形断面とは対応しています。

そして、こうしたそれぞれの微地形がどのような場所に、どのくらいの広さで分布しているかが分かるように、色刷りの図面として編図したのが、図3の琵琶湖南部湖底状況図です。この図の凡例には、それぞれに記号をつけていますから、それらの地形断面は、左ページの記録例に付されている同じ記号のところにみて頂ければ分かります。

《湖岸線の変化》

まず南湖の湖岸線の変化ですが、図には、大正11年と昭和58年の湖岸線を示しました。南湖の湖岸は、この62年間にほとんどの地域で湖水域に向かって前進しています。とくに大津市におの浜と矢崎町、守山市の木浜町などでは、大規模な埋立により、大正時代に比べて湖岸線は300~1,000mも湖水域の中に入っています。

《湖底地形と底質分布》

南湖の湖底地形をみると、西岸では湖棚は狭く、湖底平原へ続く斜面の傾斜も比較的急ですが、それに対して東岸は、全体として傾斜が緩やかで、湖棚と湖底平原とが区別しにくい状態になっています。

湖底平原は、その大部分が水深5mもありませんが、西岸寄りには、それより深い部分が見られます。この凹みは、南北に細長く延びていて、琵琶湖大橋付近で水深7.5mと最も深くなります。

南湖の底質は、こうした湖底地形にほぼ対応して分布します。水深が4mより深い部分の底質は泥あるいは砂まじりの泥で、その分布域は凡例のDおよびCとして示してあります。また湖岸に近い4mより浅い部分には、砂あるいは砂礫が分布します(BおよびA)。

《浚渫跡の地形》

南湖の湖底の大きな特徴は、図を見れば一目で分かるように、東側の非常に広い範囲にわたって湖底が浚渫されていることです。

浚渫跡は、深く掘り下げられた深掘型(E)と、浅く掘り下げられた浅掘型(F)に大別されます。まず浅掘型(F)から述べますと、これは、掘り下げの跡の深さが50cm~1mのもので、ほとんどが深掘型(不規則タイプ)に隣接して分布します。

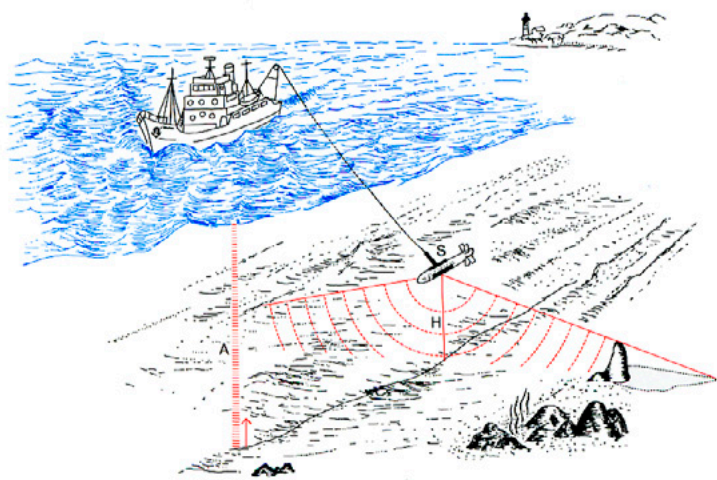
深掘型(E)には、2つのタイプがあります。

1つは、矩形状に掘られているタイプで、これは、湖底から10~11mの深さまで浚渫されています。この浚渫跡は、北東部の守山市木浜町の埋立地の沖と、南東部の浄化センター沖や近江大橋の南北両側にみとめられます。北東部の浚渫跡の北側には、浅掘型の浚渫跡が隣接して分布していますが、これらはいずれも、その東側につくられた埋立地の造成のために浚渫されたものと考えられます。南東部にあるいくつかの矩形状の浚渫跡は、浄化センターや大津市大がや付近の埋立のときのものと推定されます。

深掘型のもう1つは、個々の掘り下げ跡の広さも深さも一様でない不規則タイプのもので、深さは1~5mですが、ただしこのタイプは掘り下げ跡が狭く、尖塔状の掘り残し箇所があるので、音波は、それに遮られて掘り下げ跡の底まで達しません。この浚渫跡は、草津市下寺町沖と志那町沖に、約4km<sup>2</sup>におよぶ広い範囲に分布し、その周辺には隣接して浅掘型の浚渫跡がみとめられます。これは、砂利を採取した跡のもので、調査当時、2隻の浚渫船が作業しているのを見ました。

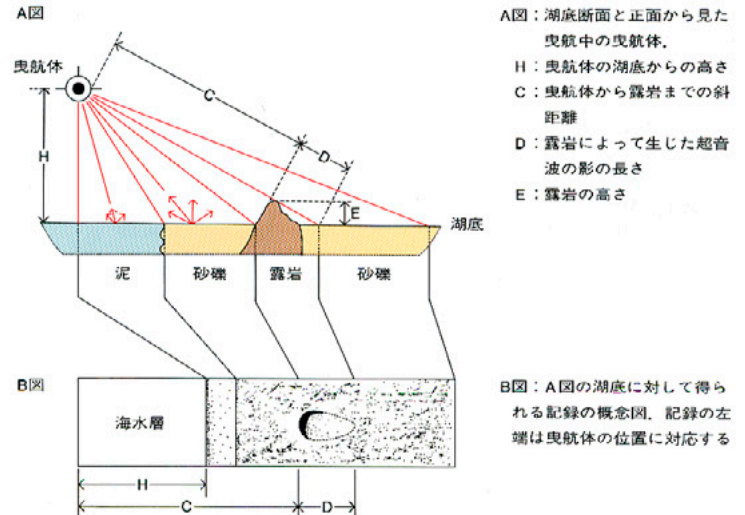
以上のように、南湖の東側の湖底は、非常に広い範囲にわたって、深くあるいは浅く浚渫されています。浚渫域周辺に残されている底質からみますと、浚渫が行われる以前の南湖の東岸沿いには、砂質堆積物の分布する湖棚

図1 - サイドスキャンソナーによる湖底微地形調査の概念図<原図・木下>



S: サイドスキャンソナー曳航体 H: 曳航体の湖底からの高さ A: 音響測深機から送信された超音波

図2 - サイドスキャンソナーによる湖底微地形記録の概念図 <原図・木下>

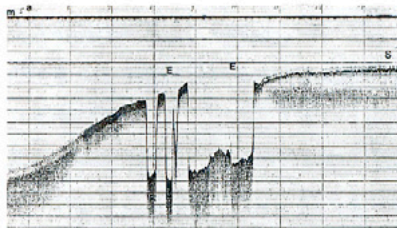




琵琶湖南部湖底状況図(記録例)



湖底微地形：深掘型(矩形タイプ)浚渫跡の記録例



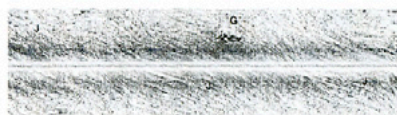
湖底地形断面：深掘型(矩形タイプ)浚渫跡の記録例



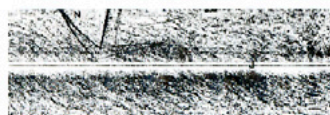
湖底微地形：深掘型(不規則タイプ)および浅掘型浚渫跡と線状の凹地形の記録例



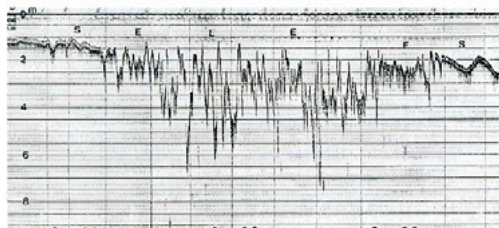
湖底微地形：円形状の網曳き跡の記録例



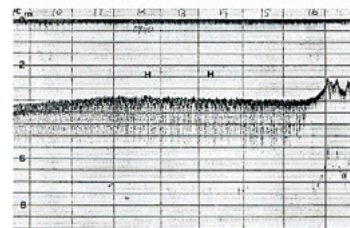
湖底微地形：線状の網曳き跡と小凸地形の記録例



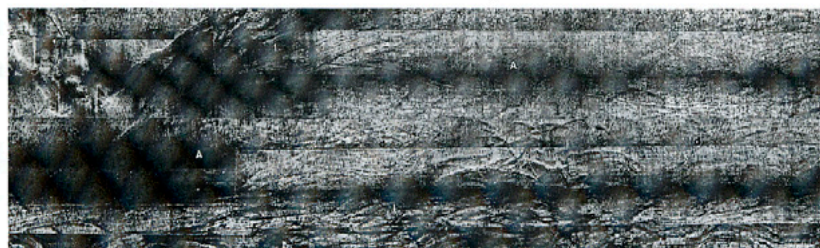
湖底微地形：魚具・エリの記録例



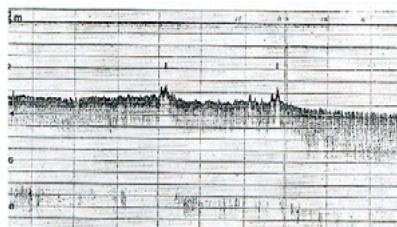
湖底地形断面：深掘型(不規則タイプ)および浅掘型浚渫跡の記録例



湖底地形断面：線状の凹地形の記録例



湖底微地形：礫、砂礫の分布域と線状の凸地形の記録例



湖底地形断面：線状の凸地形の記録例

凡例

<底質>

A 礫、砂礫の分布域

D 泥の分布域

<地形>

E 浚渫跡(深掘型)

F 浚渫跡(浅掘型)

G 小凸地形

H 線状の凹地形

I 線状の凸地形

J 線状の網曳跡の多い区域

K 円形状の網曳跡の多い区域

<漁具・漁業施設・構造物・その他>

N エリ

S 水草

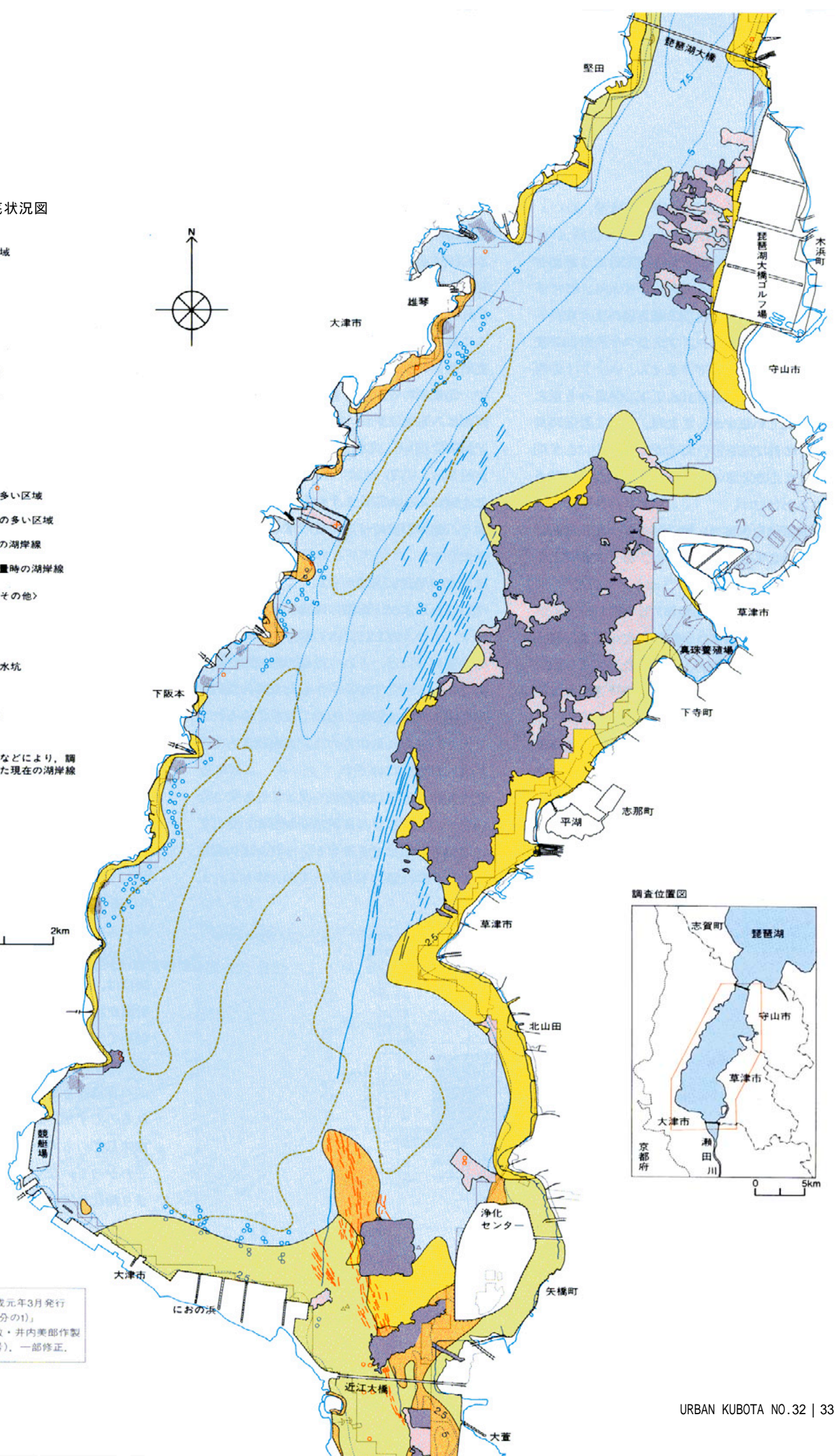
0 500m



図3 琵琶湖南部湖底状況図

- 〈底質〉
- A 礫・砂礫の分布域
  - B 砂の分布域
  - C 砂泥の分布域
  - D 泥の分布域
- 〈地形〉
- E 浚渫跡(深掘型)
  - F 浚渫跡(浅掘型)
  - G 小凸地形
  - H 線状の凹地形
  - I 線状の凸地形
  - J 線状の網曳跡の多い区域
  - K 円形状の網曳跡の多い区域
  - L 大正11年測量時の湖岸線
  - M 昭和58年修正測量時の湖岸線
- 〈漁具・漁業施設・構造物・その他〉
- N エリ
  - O 養殖施設
  - P 観測塔または採水坑
  - Q 浚渫船
  - R ヨットハーバー
  - T 探査範囲
- 湖岸道路の建設などにより、調査後に改変された現在の湖岸線

0 1 2km



調査位置図



工業技術院地質調査所、平成元年3月発行  
「琵琶湖南部湖底状況図(1万分の1)」、  
昭和60年10月調査 村上文敏・井内美都子製  
を縮小複製(4地調第1335号)、一部修正。



が広がっていたのだらうと思います。

#### 《網曳き跡》

網曳き跡は、線状(J)と円形状(K)の2種類がみとめられます。それらはいずれも、サイドスキャンソナーでは引っ掻き傷のような白い条痕として記録され、アトラス・デソ20の記録では凹凸が確認できません。

円形状のものは直径10m以下で、2～5重に刻まれています。これは、シジミなどの貝曳きの跡でしょう。舟のかじを一定にして同じところをぐるぐる回るので、円い跡が残されるわけです。

線状の網曳き跡は、浚渫域を除いて南湖のほぼ全域にみとめられますが、とくに西部と南部に密集しています。

#### 《線状の凹地形と凸地形》

線状の凹地形(H)は、深さ10～30cm、幅は数m～10mで、数100mの長さにならってスジ状に延びています。網曳き跡の一種だと思いますが、確認を得ていません。

線状の凸地形(I)は、高さ20～70cm、幅は数m前後、長さは100～400mで、主として南端の砂泥～砂礫質のところに分布します。網曳き跡の地形なのか、浚渫され残りの地形なのか、はっきりした確認が得られませんでした。

#### 《漁業施設など》

琵琶湖の定置網の一つとしてよく知られている「えり」(N)は、航空写真ともあわせて判読し、約20ヵ所で確認されました。それらはいずれも、湖岸部が自然湖岸となっているところに設けられています。

養殖施設(O)は、主として淡水真珠の養殖場で、北東岸の守山市下寺町の湾状になった湖岸部にみられます。

記録例で(S)としてあるのは沈水植物で、水深が約3mより浅い地域で見られます。湖岸のほぼ全域にみとめられますが、とくに北西岸が多く、雄琴や唐崎付近では水草が密集してありました。

#### 《南湖の湖底状況図から》

だいたい以上が、南湖の湖底状況のあらましです。ふつう湖では、水の動きによって湖底の砂質部分には、うねり模様の微地形が形成されているのですが、そうした自然の営力で形成された微地形は、南湖では全くみられず、見られるものは、人為によって攪乱された地形だけです。

私たちは、通常は湖の底を見ることができないので、人間によって湖底がかきまわされているのを予想はできますが、それがどの程度かというのは誰にも分かっておりません。し

かし、南湖の湖底の状況を見ていただければ、ここでは、人為によって、湖の底がいかにか攪乱されているか、そのすさまじさに驚かれるのではないかと思います。

10mもの深さで矩形状に掘られている深掘型の浚渫跡などは、湖底に大きな凹地ができています。ここからは、汚濁物質を含んだ新しい堆積物の多くは、この凹地につもってしまいます。ここでは、周りの堆積速度の10倍以上の速さでヘドロ状の堆積物がつもり、夏には無酸素の還元泥になっています。

#### 堆積物の層厚分布調査と堆積速度の算定

##### 琵琶湖北湖のケース

次に堆積物の厚さですが、これを調べる音波探査機にはいろいろのものがあ、いま述べたアトラス・デソ20もその一つです。海の方では、従来からスパーカーやエアガンなどがよく使われていましたが、10年程前から、ユニブームというコンパクトで性能の非常にいい探査機がでてきましたので、湖ではこれがよく使われます。これも、音波を下向きに発信させ、その反射をハイドロフォンという水中マイクがうけるもので、測線の地層断面が記録されます。

#### 《ユニブーム記録の強い反射面》

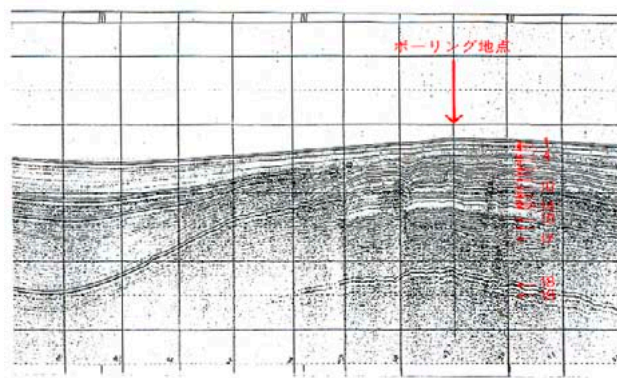
図4は、琵琶湖の北湖の高島沖、北湖の湖盆を2分する鞍部地形のところで行ったユニブームによる音波探査記録です。この水深は63m、泥質堆積物の分布する地域です。

図には、1、3、4、10、15、18などの顕著な反射面が認められます。このうち1は湖底の反射面ですが、これら以外にも10数枚の反射面が記録されています。このように、ユニブームの音波探査記録上には多くの反射面がみられるのですが、では、これらの反射面は何を意味しているのかというと、そのことが意外とわかっていなくて、多分、地層の境界、つまり時代の境目が反射面として表われるのではないかと、といわれていたわけです。

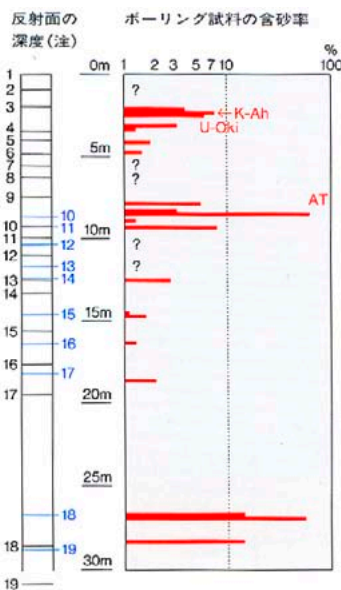
それで私は、その実態を確かめるために、この測線上の一点でボーリングして、これらの反射面が何を示すのか、湖底の堆積物を実際

図4 - ユニブーム記録の反射面深度と含砂率との対応

琵琶湖高島沖の鞍部付近の音波探査記録



(注)クロ線は音波速度を1500m/秒と仮定、アオ線は1400m/秒と仮定したもの



に調べてみました。そうしますと、図4の右側の図に示したように、これらの反射面と、砂のパーセントが1%を超える部分の深さとが一致していることが分かりました。ですから、これらの反射面は、時代の境目を示すのではなくて、物の違いを示しているのです。しかも、砂のパーセントが3%を超える部分をよく調べてみますと、これがすべて火山噴出物なのです。すなわち、3の反射面は、約6,300年前に九州の鬼界カルデラから飛んできたアカホヤ火山灰「K-Ah」。4の反射面は、約9,300年前に鬱陵島から飛んできた火山灰「U-0ki」。10の反射面は、約22,000年前の始良Tnという火山灰「AT」であることが分かったわけです(図4)。

このようにユニブームでは、火山噴出物が強い反射面として記録されることが分かったのは、じつは、たいへん意味のあることなんです。というのは、琵琶湖のように広くて深い湖では、多くの箇所ではボーリングして堆積物を調べるのは、費用的な面もあって現実には不可能なんです。それが、強い反射面が火山噴出物と対応しているということになれば、火山噴出物の年代から堆積物のつもった年代がわかり、堆積物の層厚分布はもちろんで、それらの堆積速度まで、比較的容易に求めることができるからです。

《過去約6,300年間の堆積物の層厚分布》

さて琵琶湖の底では、アカホヤ火山灰が約2cmほどの厚さがあるが、北湖のほぼ全域に追跡できます。それで、この火山灰層を基準にして、北湖での堆積物の層厚分布を調べました。つまり過去約6,300年間に北湖では、どの場所では、どのくらいの厚さの堆積物がつもったかを調べたわけで、それが図6です。この図から分かるように、約6,300年間に堆積した泥質堆積物の厚さは、0mから16mです。これを、図5の湖底地形図と比べてみますと、層厚と水深とは、だいたい似た関係になっています。ただし、湖底地形が急変する付近では層厚も薄くなります。また琵琶湖東岸の彦根市や長浜市の沖には、水深が40mより浅い地

域で、相対的に堆積物の厚いところが見られます。

《6,300年間の堆積速度》

ところで堆積物は、一般に堆積した後、それ以後につもった堆積物の重さによって、間隙水がしぼりだされ圧密します。ですから、ある地点の6,300年間の堆積物の厚さが分かっても、それだけでは、堆積物の圧密過程が考慮されていないので、堆積速度が求められません。堆積物の圧密状態は、含水率に反映されていますから、実際に深さ16mまでの含水率の鉛直分布を調べ、乾燥重量に直して堆積速度を算定します。

図7が、こうして算定された過去6,300年間における北湖全域の堆積速度の水平分布図です。この図を、図5の湖底地形と比べてみますと、細かい点ではいろいろな違いがでてきますが、大きくみれば、堆積速度の大きいところは水深が深く、湖岸に近づくほど堆積速度が小さくなっています。

以上のように最近では、音波探査機を中心にした調査によって、現世堆積物の堆積速度まで推定できるようになりました。

《音波探査機の散乱層とメタンガス》

琵琶湖の北湖では、このようにユニブームが大活躍してくれたのですが、じつは私が最初

に調べた霞ヶ浦では、ユニブームでは良い記録がとれなかったのです。というのは、湖底のすぐ下で音波が反射して、堆積物の層が記録に反映されないのです。これを散乱層といっていますが、これが出てきますと、音波探査機ではもう調べようがありません。

散乱層ができるのは、水深が浅いかどうかということではなくて、湖底堆積物に含まれる有機物の分解の進み具合にあるんだろーと思えます。有機物の分解が進むと、いろいろなガス、特にメタンガスが発生してきますが、このガスが邪魔をして音波を通さない、それで散乱層ができてしまうのだろー。琵琶湖の南湖でも、さきの図3を見て頂ければ分かるように、散乱層がでて記録がとれていません。

湖沼用の「押し込み式」柱状採泥器

散乱層がでた霞ヶ浦の場合には、柱状採泥器によって表層の湖底堆積物を採取しました。湖底の堆積物は、ふつう下から上へ、古いものから新しいものへと整然と重なっていますから、これを乱さずに、堆積物を垂直的に採取するのが柱状採泥器です。

海の方では、以前から、深い海洋底の堆積物でも乱さずに採泥できる「重力式」の柱状採泥器が開発されています。これは、錘りを使って海底の泥に突き刺して採泥します。それ

図5 - 琵琶湖湖底地形の概略図  
<等深線の単位m>

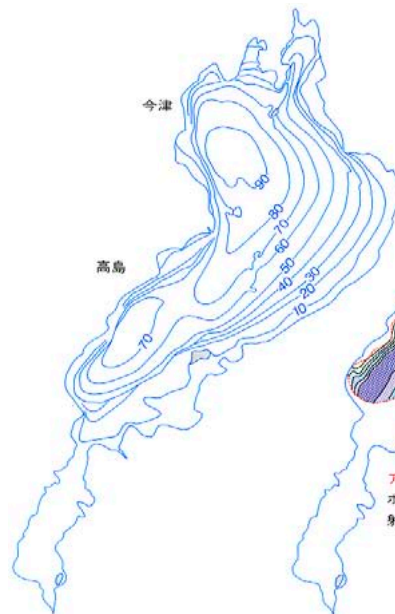


図6 - 過去約6,300年間の堆積物層厚分布図<単位m>

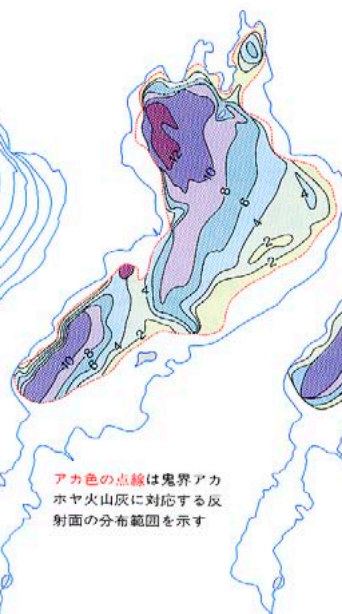
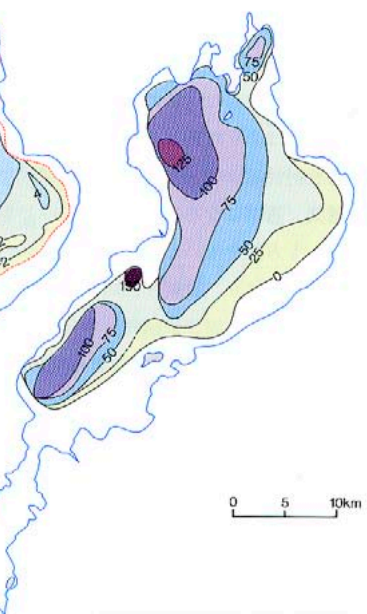


図7 - 過去約6,300年間の堆積速度分布図<単位mg/cm<sup>2</sup>/年>





で、錘りを重くしないと十分に刺さらないので、非常に重いんです。海の方では立派な船を使いますから、こうした重い採泥器でもロープやワイヤーを使って容易に取り扱えますが、湖の方では、そんな立派な船は使えませんから、この重い採泥器の扱いには大変苦労しますし、また上手に採泥できません。

それで、湖でも使えるような軽い採泥器をつくらうということで、私どもが工夫して新しくつくったのが、「押し込み式」の柱状採泥器です。これは、人間の力で湖底の泥のなかに採泥器を押し込んでしまう。それで「押し込み式」といっているわけですが、パイプを継ぎ足しながら、泥のなかにグサッと刺しこんでしまうので間違いなくとれます。

琵琶湖のように水深100mとなると無理ですが海跡湖のように10mより浅い湖では、これが一番いいんです。径は6cmで、水深20mぐらいまでは十分に採泥できます。実際に現場に持って行って改良をかさねましたから、今では10m以下の水深のところなら、1箇所採泥に約5分ぐらいしかかかりません。

霞ヶ浦では、この「押し込み式」柱状採泥器を使って、湖底表層の堆積物を全域にわたってくまなく採泥しました。つまり最も確実な方法で調べたわけです。その結果、1783年に噴出した浅間山の火山灰「浅間A」が全域で発見され、これを基準層にすることができました。それで、過去200年間という歴史時代の中でも非常に新しい時代の層厚分布と堆積速度が分かりました。この湖の堆積速度は、湖底地形とは余り対応しておりません。

放射性鉛( $^{210}\text{Pb}$ )などによる堆積速度の算定  
編集 基準になる火山灰層がないときは、どういう方法を用いるんですか。

井内 やはり、放射年代の判明したものを基準にします。湖底堆積物に測定可能な貝化石や植物化石などがあれば、放射性炭素( $^{14}\text{C}$ )による年代測定ができます。ただこの方法では、放射性炭素の半減期が5,730年ですから数千年から数万年前の年代を知るにはよいのですが、百数十年前というようなごく新しい時期

の年代を知ることはできません。

それが最近では、放射性鉛( $^{210}\text{Pb}$ )を使って湖沼堆積物の堆積速度を求める方法が開発され、各地の湖沼で用いられています。放射性鉛の半減期は22.3年なので、この方法では、百数十年前ぐらいまでのごく新しい時代の環境変化を知ることができます。

また放射性元素セシウム( $^{137}\text{Cs}$ )を利用した方法もあります。これは、1963年には非常に多くの核実験が行われたので、この年には $^{137}\text{Cs}$ の降下量が最も多く、それを利用したものです。過去30年間ぐらいの環境変化を知るには、有効な方法です。

それともう一つ、過去30年間ぐらいの湖底での堆積状況を知る方法として、国土地理院から発行されている「湖沼図」を使う方法もあります。日本の主な湖沼を対象に、1960年頃から国土地理院が作成している縮尺1万分の1の「湖沼図」には、当時の湖底地形が正確に記されています。ですから現在の湖底の水深を精密に測定して、この「湖沼図」と比較すれば、当時から現在までのおよその堆積状況が分かるわけです。

#### 堆積物のCTスキャナー画像

柱状採泥器で採取した堆積物については、従来から、この試料に透過力の弱いレントゲン(軟X線)をかけて写真撮影することが行われています。軟X線写真では、肉眼では見えないものが写しだされてくるからです。

ただ堆積物を軟X線写真で撮るのは、実際には大変に手間がかかり、また必ずしも上手に撮れるとは限らないのです。軟X線写真の場合には、まず試料をプラスチック製のケースに入れますが、これが大変に手間のかかる仕事で、熟練しないとなかなか入らない。苦労してケースに入れた後、いよいよX線で撮影するわけですが、このX線の強さや透過時間をきめるのがまた大変で、頼りにするのは自分のカンだけなんです(笑)。

それで以前から、もっと効率の良い方法がないかと考えていたのですが、そうしたときに建設省土木研究所の稲崎さんが、堆積物の含

水率をCT値を使って求める研究をされておりました。それで、稲崎さんとの共同研究として、日光湯の湖の堆積物をCTスキャナーにかけてみたわけです。そのCT画像が写真1で、湯の湖の洪水堆積物が、赤っぽい色の画像となって見事に映しだされています。

CTスキャナーの良いところは、カラー画像ができるのも利点の1つですが、それよりも何よりも、手間がかからず効率がよく、失敗がないということです。CTスキャナーの場合には、軟X線写真のように、試料をケースに入れる必要がありません。また、画像がデジタルで入手でき、あとで必要なだけコントラストをつけることができます。

じつは軟X線写真については、私には苦い経験があるんです。琵琶湖南湖の浚渫跡のヘド口をみたとき、黒いところと普通の色をした泥とが互層をなしている。これを軟X線写真で写しだそうとしたんですが、何回撮ってもうまくいかず、結局はあきらめてしまったわけです。ところが後になって、X線をもっと弱くし、透過時間をぐんと長くすればコントラストがつくことを聞きました。しかし、その時には試料は乾燥し、ひび割れてしまって手遅れだったんです。そういう意味でも、これからは堆積物は、CTスキャナーにかけるのが良いように思います。

#### 洪水・地震・津波と湖底堆積物

##### 《日光湯の湖の洪水堆積物》

編集 いまのCTスキャナーによるカラー画像では、湯の湖の洪水堆積物が映しだされているとのことでしたが、洪水時の堆積物を見分けることができるんですか。

井内 最近では、歴史時代の洪水・地震・津波などの痕跡が湖底堆積物に記録されている例がいくつか発見されています。というのも、1990年からIDNDR(国際防災の10年)がスタートして、様々な災害研究が国際的に取り組まれています。その一環として日本でも、災害発生の規則性を明らかにしようということで、こうした記録がよく保存されている湖底堆積物の調査が始められているわけです。いまの

湯の湖というのは、栃木県の中禅寺湖の少し北、日光市湯元にある山の中の小さい湖で、水域は約0.35km<sup>2</sup>ほどです。

この湖の表層堆積物は、泥質、砂質、軽石粒のものからなっています。軽石粒の堆積物は火山灰層ですが、その火山灰層は3層準あって、表層から3番目のものが1108年の浅間山の噴火で降ってきた「浅間B」です。泥質堆積物には、黒色、褐色～茶褐色、明灰色のものがみとめられますが、このうち黒色のものは、湯の湖の通常の堆積物です。ここは、山間の小さな湖なので、ふだんはこういった細かい泥しかたまらないわけです。

次に、褐色～茶褐色の泥質堆積物を調べてみますと、その含水率が非常に違います。それで、湖のなかのこの層の分布を調べると、河口で非常に厚くて、河口から離れるほど薄くなっていく。CT画像では、この層が赤っぽい色に映しだされたわけです。こうしたことから、この褐色～茶褐色の泥質堆積物は、大量に雨が降ったときに、いちどきに大量に湖に運ばれてきた泥、つまり洪水時の堆積物であることが分かります。

一方、この湖での堆積物の堆積速度は、火山灰の「浅間B」の深度を基準にして求められますから、これらの洪水起源の泥質堆積物の年代を算定してみます。そしてこれらの年代を、

歴史上の文献に記されている利根川や日光周辺で発生した洪水の年代と比べてみますと、図8のような結果になって、両者の年代が一致しました。

《琵琶湖の湖底地すべりと地震》  
琵琶湖の北湖を調査したさい、音波探査機の記録から、北西部の今津町沖にはコブ状の地形があって表層部に音波散乱層のあること、この散乱層は沖合に向かって顕著な反射面として連続し、やがてその沖合で消滅してしまうことが分かっておりました。つまり、この周辺の堆積物は、北湖の通常の泥質堆積物ではなく、湖底地すべりのときの堆積物、いわゆるタービダイトではないかと考えられたわけです(図9)。

それでこの周辺域をボーリングして、これらの堆積物を改めて調べてみました。そうしますと、コブ状の地形は砂礫からなっていること、沖合のボーリング地点では何枚かの薄い砂層が確認されるが、それぞれの深度は強い反射面の深度と一致すること、さらにその沖合では砂層が消滅することが分かり、これらが湖底地すべりのときの堆積物であることが分かったわけです。さらにユニブームによって砂層の平面分布を調べ、地すべり堆積物の範囲をみると、図9のようになりました。

一方、北湖では、さきに述べたように堆積速

度が求められていますから、これにもとづいて地すべり層の堆積した年代を算定してみました。そしてこれらの年代を、近江周辺を襲った古記録上の歴史地震と対比してみますと、正中2年(1325)、寛文2年(1662)、文政2年(1819)などの地震と対応していることが分かりました。

《十三湖の津波による堆積物》  
東北大学の箕浦先生と弘前大学の中谷先生とは、青森県の日本海側にある十三湖とその周辺の湖沼を調べられておられますが、これらの湖沼では、通常は泥質の堆積物がつもっているのに、ところどころに砂質の堆積物が挟まれているのを見出されました。そしてお2人は、これらの砂質堆積物の堆積年代とその性質から、これらは、過去の津波のときに湖に運び込まれたことを明らかにされました。津波は、地震の発生に伴って押し寄せるものですから、これは、過去の日本海側の地震活動の研究とも結びついているわけです。このように、湖底堆積物にはごく新しい時代の記録がよく残されていますから、その調査・研究は、災害や環境の問題とも関連して、いま非常に重要になってきているのです。

写真1-湯の湖洪水堆積物のCTスキャナー画像

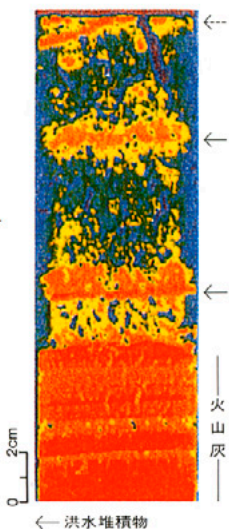


図8-湯の湖洪水堆積物の堆積年代

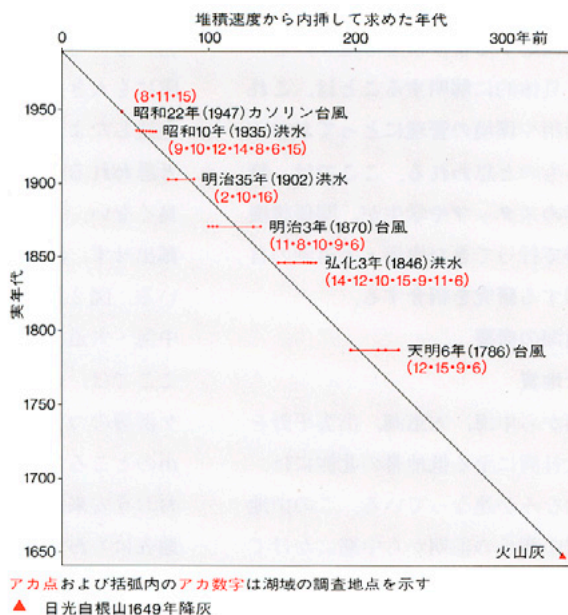
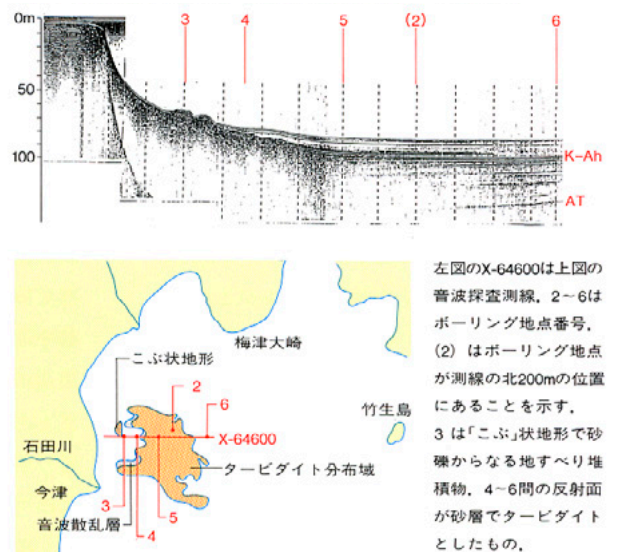


図9-琵琶湖今津沖の「こぶ」状地形と地すべり堆積物





高安克己 = 島根大学汽水域研究センター教授  
徳岡隆夫 = 島根大学汽水域研究センター長 (理学部教授)

はじめに

日本最大の汽水域

山陰のほぼ中央部に突出する島根半島と、中国山地のなだらかな山なみに抱かれて、中海から宍道湖に連なる狭長な湖沼地帯がある。中海の湖水面積は86.8km<sup>2</sup>、宍道湖は79.2km<sup>2</sup>で、それぞれわが国第5位、第7位の広さを誇っている(平成5年度版「理科年表」による)。両湖を含むこの一帯は、一級河川斐伊川の河口域を構成している。幅約4km、長さ約17kmの長大な弓ヶ浜砂州(弓ヶ浜半島)に抱かれた中海は、砂洲の先端と島根半島の間にある幅僅か200~400m、長さ約7kmの境水道で日本海に通じている。中海はまた、長さ8kmたらずの大橋川で宍道湖と結ばれており、この湖に海水の出入りを可能にしている。海水と淡水が入り交じる汽水湖は一般に水深が浅く、人間活動が最も活発な沖積平野に隣接していることから、その多くが、淡水化されたり干拓されたりしてきた。その中で、中海・宍道湖を合わせもつこの地域は、わが国に残された最大の汽水保有域となっている。

中海・宍道湖は、他の多くの汽水湖と同様に、成因的には海跡湖に含まれている。海跡湖は、後氷期の海水面変動に支配されてできた湖である。湖面の位置が常にほぼ海水面の位置にあるために、微妙な海水面の動きが周辺の地形を変え、湖の環境を大きく変化させてきたことは想像に難くない。

中海・宍道湖と人間生活

今から約1,200年前に編纂された『出雲国風土記』によれば、中海と日本海を分ける弓ヶ浜半島は「夜見嶋」とよばれる砂の島であった。両湖とも現在より海水の出入りが自由な「入海」であり、中海にはイルカやサメが泳ぎ、宍道湖でもクロダイや海藻のミルがとれたという。この時代は、いわゆる中世の温暖期の始まりにあたり、温暖化にともなう微妙な海面上昇が、このような光景を生み出したとも考えられる。

現在は宍道湖に流入している斐伊川は、風土紀時代には「出雲の大川」とよばれ、出雲平

野を西流して大社湾に注いでいた。斐伊川が東流して現在の流路をとるようになったのは、江戸時代初期の西暦1635年(または1639年)といわれている。斐伊川の東流という事件には、当時、上流地域で製鉄産業が急速に発展してきたという社会的背景が少なからず関わっていた。製鉄原料の砂鉄を採取するため、風化した花崗岩の山が大規模に切り崩された。また炉の燃料としての炭をつくるため、森林の広域的な伐採が進んだ。こうして山野は荒廃し、大量の土砂を含んだ斐伊川の水は平野部で頻繁に洪水を引き起こし、やがて流路の大転換が行われるまでになった。

中海・宍道湖が、斐伊川と一連の水系に組み込まれて以後、周辺住民と湖とのかかわりはいっそう強くなってきた。斐伊川の堆積作用を利用して計画的に新田を開発しようとした「川違え」事業、洪水防止のための浚渫などの諸策、農地と農業用水確保のための干拓・淡水化事業、或いは逆に汽水域特有の水産資源の確保など、さまざまな計画が実施されてきた。それはまた、人間の自然に対する働きかけと、それに対する自然の反応の歴史でもあった(表2)。

湖底堆積物に残されているさまざまな記録を地質学的方法を用いて解読することにより、湖やその周辺地域の環境変遷を知ることができる。本来、ゆっくりと進行してきた自然の営みが、人間の働きかけが強まるにしたがってどのように反応するようになったか、という点について具体的に解明することは、これからの自然利用や環境の管理にとっておおいに参考になるものと思われる。ここでは、筆者ら島根大学のスタッフや学生が、関係諸機関の協力を得て行ってきた中海・宍道湖の自然史解明に関する研究を紹介する。

中海・宍道湖の概要

周辺の地形と地質

東方の美保湾から中海、宍道湖、出雲平野を経て西方の大社湾に至る低地帯の北側には、島根半島の山なみが連なっている。この山地は、新第三紀中新世の前期から中期にかけて

の火山岩瀬や堆積岩瀬からなり、3列の雁行状の山塊から構成されている。『出雲国風土記』の中の有名な「国引き」のくだりでは、これらの山塊(風土紀では4つの地塊とされている)は他国から引き寄せられたことになっており、そのときに使った綱にたとえられたのが、「夜見嶋」(弓ヶ浜)であり、「藺長濱」(出雲砂丘)であった。ちなみに、それぞれの綱を繋ぎ止めておいた杭は、大山と三瓶山とされていた。

さて、島根半島の3つの山塊のうち出雲平野北方の山塊は、出雲平野側に衝上しているといわれ、これを大社衝上断層と呼んでいる。また、この山塊と宍道湖北方に連なる山塊との間には向斜軸があり、その東への延長線上に宍道湖が位置する。さらに、宍道湖北方の山塊と中海北方の山塊との間は宍道断層と呼ばれる断層帯であり、一部で活断層の証拠があるという(図1)。

一方、低地帯の南縁にも、主に中期中新世の堆積岩瀬からなる丘陵地帯があり、地層はほぼ一様に北方の低地側に緩く傾いている。つまり、中海から宍道湖・出雲平野に至る一帯は、かつて言われていたような地溝帯ではないにしても、断層や褶曲運動の結果形成された沈降帯としての性格を持っている。中新世末期には、沈降帯の中ほどやや東寄りに高山の安山岩火山活動が起こっている。この結果生じた山体は、後述するように、沈降帯を東西に分ける高まりとして、中海・宍道湖の形成にも大きく関わることになる。

上述したような沈降運動を反映しているものと思われるが、第四紀の段丘の発達もあまり良くない。とくに、海成段丘は地表には全く露出せず、海成層は平野や湖底下に埋没している。図2は、ボーリングで明らかにされた中海・宍道湖湖底下の第四系断面図である。ここでは、いわゆる下末吉期海成層である弓ヶ浜層のつくる埋没段丘面が、現海面下約25mのところに見られる。弓ヶ浜層を不整合でおおう安来層は最終氷期の非海成堆積物で、地表にもわずかに分布しているが、その大部



図1 中海・宍道湖周辺の第四紀地質図(中新統の主な地質構造を含む)

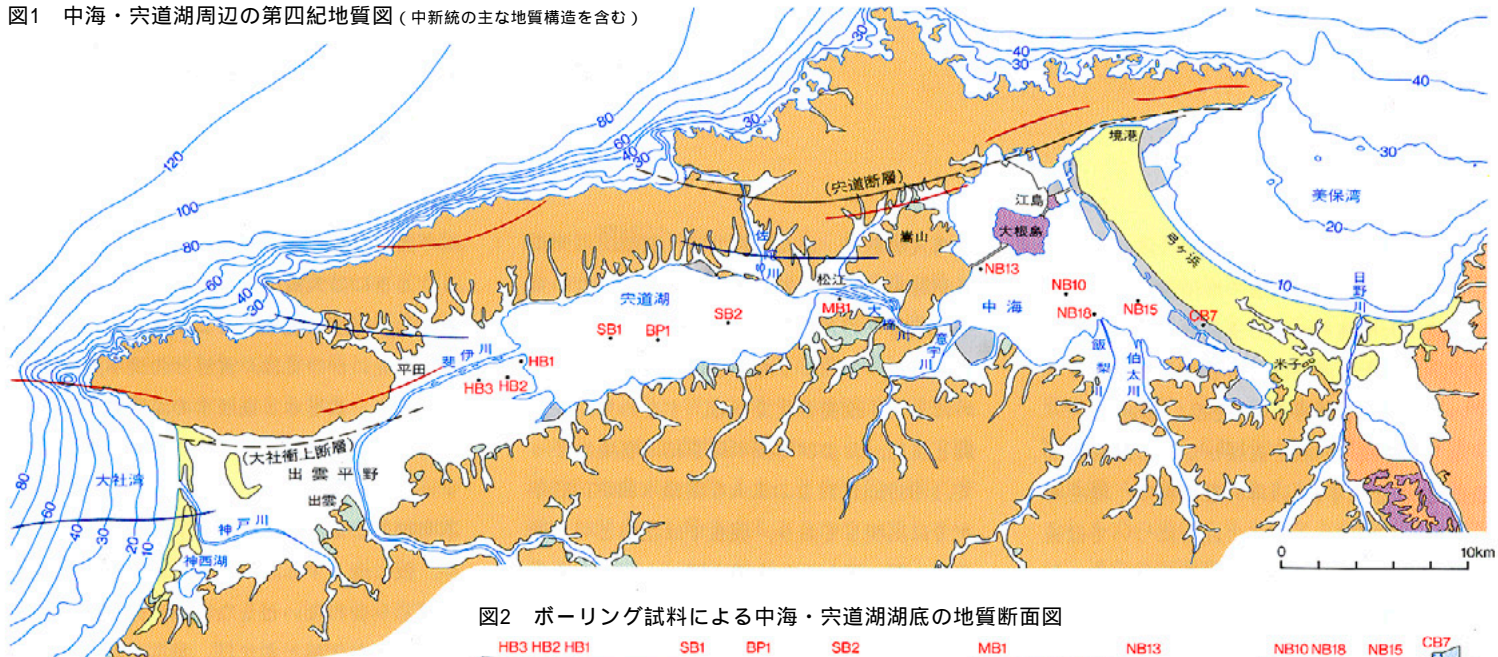


図2 ボーリング試料による中海・宍道湖湖底の地質断面図

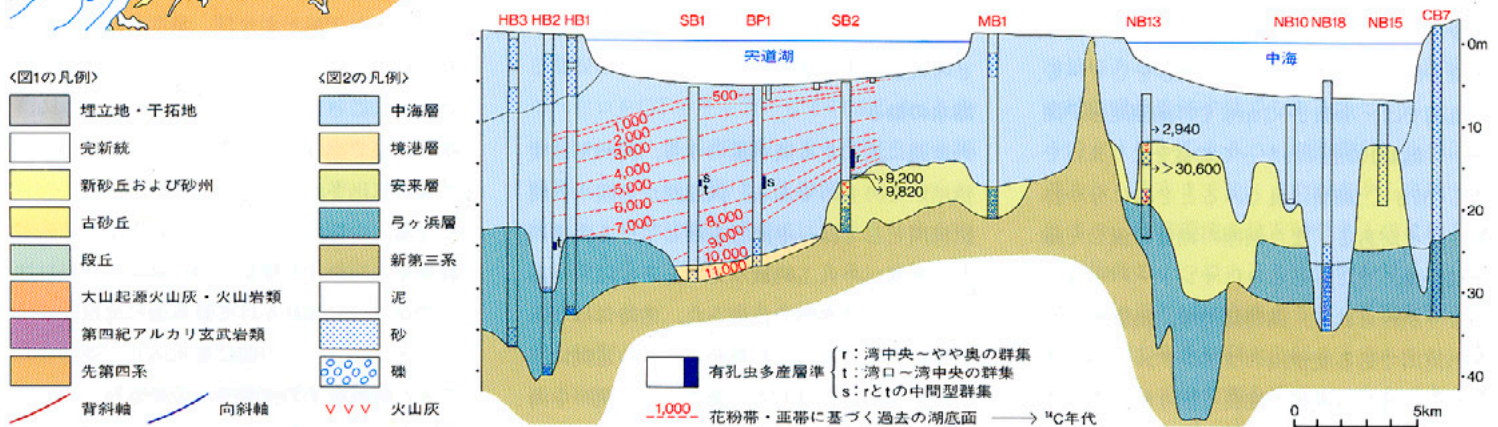


図3 宍道湖の湖底地形分類図

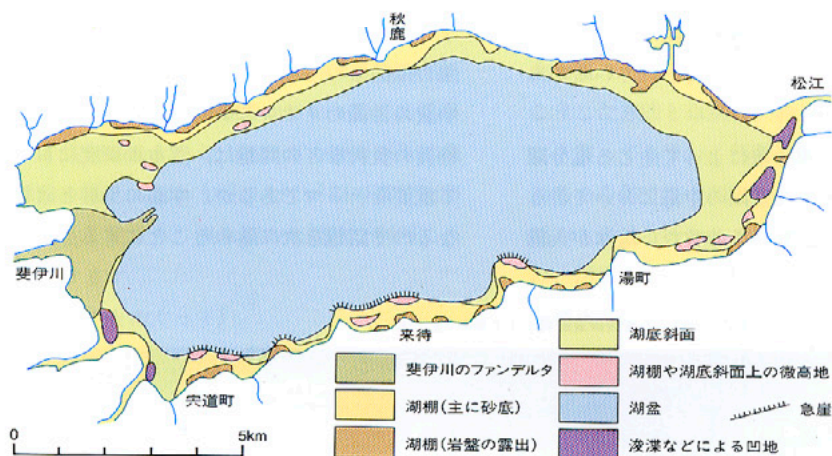


表1 中海・宍道湖湖底の地層区分と音響層序

時代区分	周辺地域	宍道湖	音響記録の特徴	中海	音響記録の特徴	
第四紀	更新世	中海層	S1 (S1'・S1'?)	A1 A2 A3- A4- A5?	透明で白くヌケる	
	更新世	境港層	?	?	?	
		安来層	S2a S2b S2c	濃い不規則な反射面 濃い平行な模様 不規則な反射面	B1 B2	濃い不規則な反射面 濃い平行な模様
		大規模玄武岩			C	細かく不規則な模様
	更新世	弓ヶ浜層	?	?	B3 B4	透明で白くヌケる 弱くやや不規則
新第三紀	基盤岩類	T	層状構造を示す 濃い反射面	D1 D2	縞状の層状構造 一面の濃い反射面	

表2 中海・宍道湖と人間のかかわり

約2400年前:弥生時代の冷涼期, 海底が低下して弓ヶ浜砂州ができ, 古中海湾は潟湖となった。	1939:大旱魃, 宍道湖の淡水化論が興り, 国への陳情がなされた。
約1200年前:奈良時代の小海進期, 古宍道湖にも海水が流入して葦葦の入海となった。	1949:戦後の米不足, 農林省が中海・宍道湖の干拓・淡水化のための調査を始めた。
1635あるいは1639:出雲大洪水, それまで西流していた斐伊川が東流し, 宍道湖は淡水化した。中海側ではこの頃までに弓ヶ浜砂州が完成し, 閉鎖的環境が出現した。	1963:農林省が中海干拓事務所を開設。
1785:佐陀川の開削(〜1832完成), 宍道湖に海水が流入するようになった。	1968:干拓・淡水化のための工事開始。
1922:斐伊川改修工事と大徳川の浚渫, 宍道湖はさらに汽水化した, 現在の姿に近づいた。	1984:農水省が「水質を維持したままでの淡水化が可能」との中間報告書を発表, 干拓・淡水化の是非についての議論がさかんとなる。
1935:宍道湖で塩害, 海水の流入が強まり灌漑用水として使えなくなる。	1987:淡水化工事ほぼ完成, 淡水化の試行をめぐって議論が盛んになる。
	1988:農水省が干拓・淡水化事業の休止を発表, 事実上の中止となる。
	1989:湖沼水質保全特別措置法の指定を受け, 浄化対策が議論づけられる。

表3 中海・宍道湖に関する基礎データ

	中海	宍道湖
面積	86.8km <sup>2</sup>	79.2km <sup>2</sup>
水面高度	0.2m	0.3m
周囲長	169km	48km
最大水深(注)	8.4m	5.7m
平均水深	5.4m	4.5m
貯水量	36×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup>	34.4×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup>
淡水流入量	22.7×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> /y	15.5×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> /y
塩分濃度(湖中央)	表層水	16.0%
	底層水	25~30%
		1.8~9%

注: 浅瀬地は含まない



分は図に示すように湖底下で埋没段丘を形成している。なお弓ヶ浜層の堆積後、安来層の堆積前に大根島をつくる玄武岩が噴出しているが、この火山活動はもっと古くから始まっている、との意見もある（渡辺，1988）。

中海・宍道湖の形成と直接かかわる最終氷期最盛期（約2万年前）以降の堆積物は、境港層と中海層と呼ばれるが、これらについては後で詳しく述べることにする。

#### 中海・宍道湖の湖底地形

表3に示すように、両湖とも水面高度は低く、水深も浅くて、海跡湖特有の地形をしている。宍道湖では、水深2~3mまでの湖棚地形が湖岸から幅数100mにわたって湖盆をとりまいている（図3）。湖棚は良くみると2段に分かれるところがある。また湖棚の湖盆に面した縁辺部では、ところどころにサンド・バー状の高まりがみられる。湖西部では、出雲地方最大の河川である斐伊川のファンデルタが発達し、その先端は湖盆に細長く張り出している。湖盆は、浚渫域を除けば水深4~5mの極めて平坦な地形をしており、湖東部では湖心に向かって緩く傾斜している。

中海では、湖棚地形は南岸の一部を除いてあまり明瞭ではない。湖底は平坦で東方に向かって緩く傾き、弓ヶ浜砂洲によって仕切られている。湖の南東部には、入り組んだ湖岸線と弓ヶ浜砂洲によって画された米子湾の奥深

い湾入がある。また南岸では、飯梨川のデルタが湖心に向かって突出している。湖の中央やや北寄りのところには、低平な大根島と江島があり、これより北の水域は干拓計画のために大きく改変されている。すなわち、大根島と江島、および島根半島を結ぶ堰堤によって、1,689haにおよぶ広大な閉鎖水域が1981年までに出現しており、現在では江島と弓ヶ浜半島の間に築かれた中浦水門によってのみ中海と境水道とが連絡している。宍道湖に比べると浚渫地域が多く、沿岸の干拓や埋立てなどの人工改変が進んでいる。

#### 湖水の動き

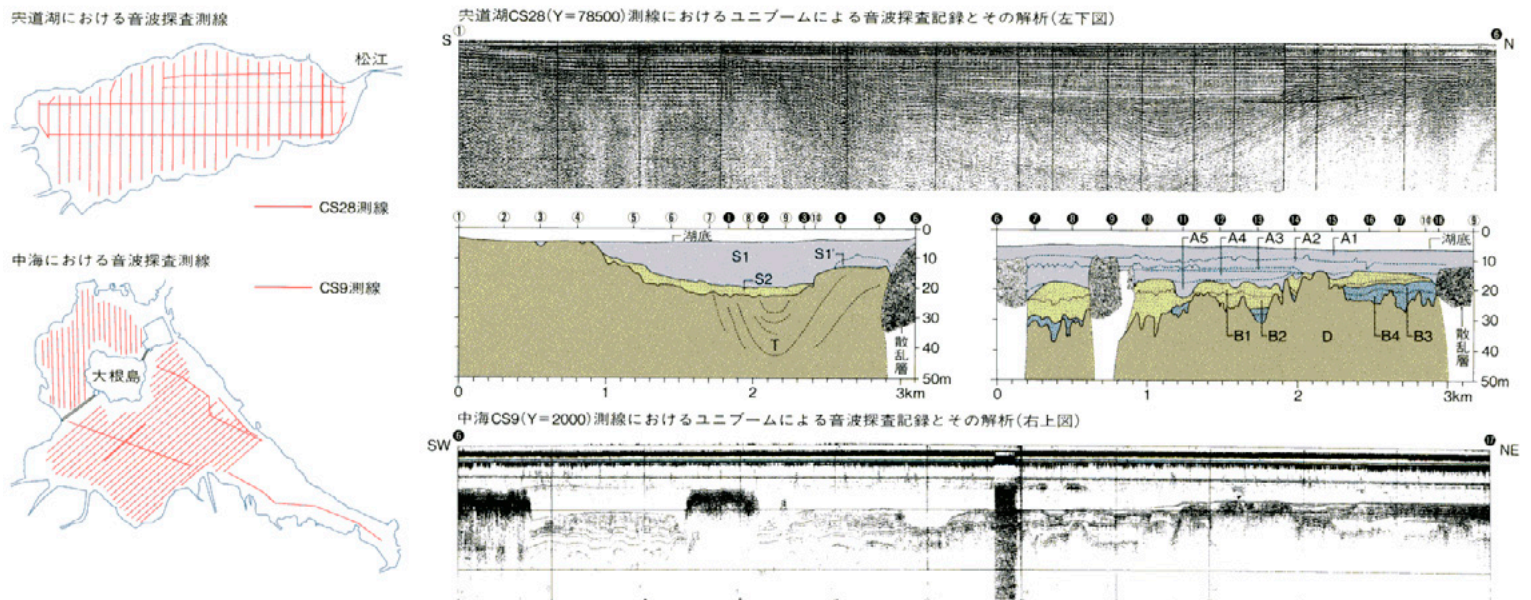
宍道湖に流入する淡水量のうち、約80%は斐伊川からのものである。宍道湖から淡水の流出河川としては、中海と連絡している大橋川と日本海への人工的放水路である佐陀川があるが、後者は水門で仕切られ、常時はほとんど機能していない。したがって、宍道湖に流入した河川水のほとんど全てが下流側の中海に流出していくことになり、その量は中海に流入する淡水量の約70%にのぼる。一方、中海からの淡水の流出と海水の出入りは、境水道から中浦水門を経由して行われているのみである。

塩水と淡水の比重の差によって生じる塩分躍層の出現は、とくに夏期の中海において著しく、塩分濃度が25%以上の重たい塩水が大橋

川の出口付近まで底層を楔状に張り出してくる。ときには大橋川をつたわって宍道湖にも流入し、湖盆に塩水の溜まりができる。冬季から春先にかけては、雪解けの淡水流入量が多いこと、表層水と底層水の温度差が小さくなること、風浪による湖水の攪拌が起こりやすいこと、などの理由から湖水の二層構造は不明瞭になる。

今、仮に流入する淡水と侵入してくる塩水とが混じり合わないとした場合、宍道湖の平均塩分濃度を3%とすれば、湖水中の淡水平均含有率は約91%となり、 $34.4 \times 10^7 \text{m}^3$ の淡水が含まれることになる。これを1日当たりの淡水流入量で割れば、淡水の湖水における滞留日数が算出され、それは宍道湖の場合約74日になる。中海の場合も同様に計算すると約32日になる。つまり斐伊川が宍道湖の西岸に注いでから約100日かけて日本海に流出していることになり、この間に集水域から運搬されてきた碎屑粒子の沈殿や、栄養塩類の湖水への負荷などが行われている。河口に形成されたこれらの湖は、淡水や碎屑物運搬のバッファの役割を演じていると同時に、湖水の汚濁の原因もつくっている、といえよう。水質の汚濁のメカニズム解明や底泥への汚濁物質の負荷などの問題は、汽水湖研究において重要なテーマであるが、本論の主旨とは異なるので話題を次に進めることにする。

図4 中海・宍道湖における音波探査測線と代表的な音波探査記録



## 中海層の基盤

### 音波探査記録

最終氷期の低海面期に浸食された谷が、その後の海進期堆積物によって埋積されたところが海岸部の沖積平野で、埋積が周辺より遅れたためにできた閉じた水域が海跡湖である。中海・宍道湖の場合、この海跡湖形成に直接関わりのあった地層を中海層とよんでいる。中海層の厚さや地下での分布、層相の変化、そこに含まれる化石などは、中海・宍道湖の形成史を解明するための重要なデータを提供している。

中海・宍道湖では、湖底下の堆積物の構造を明らかにするために、ほぼ全域にわたってユニブーム（EG&G社）などによる音波探査が行われている（図4）。地層中のガスに起因すると思われる音響散乱層によって記録がとれないところもあるが、それ以外のところでは非常によい記録が得られ、これによって地下40m程度までの構造を知ることができる。さらに、すでに紹介した湖底や平野部でのボーリングによる資料をも考慮して、中海層が堆積する以前の詳しい谷地形が復元されている。

### 中海層堆積以前の古地形

図5は、約1万年前の出雲地方の谷の状況を示したものである。これからわかるように、宍道湖と中海の形成は、高山の安山岩の山体を境にして、本来は別々の谷地形から出発し

ている。すなわち、宍道湖の下には松江市東部から現在の大社湾方面へ続く谷が認められる。われわれはこれを「古宍道川」と呼んでいるが、ボーリング資料から、その中流部には小さな淡水の池があったと推定されている。一方、中海では飯梨川や意宇川<sup>いづがわ</sup>から現在の美保湾方面に伸びる谷がみとめられる。この谷は、現在の米子空港付近の地下35mあたりで、当時の日本海に注いでいたものと考えられる。ボーリングによって確認された当時の海成層は境港層と呼ばれている。

### 後氷期の海進

#### 中海層の堆積

前述した谷地形に沿って侵入した海水は、東と西から奥行き深い入り江を形成した。東方の入り江は「古中海湾」、西方の入り江は「古宍道湾」と呼ばれる、それらの入り江に堆積した地層が中海層である。中海層の下部～中部層は一般に泥質の堆積物であるが、出雲平野の地下では、かつての斐伊川<sup>かんだがわ</sup>や神戸川の三角州堆積物がしばしば挟まれる。また現在も堆積中の宍道湖や中海湖底を除けば、中海層の上部層には粗粒堆積物が発達し、埋積がほぼ終了したことを示している、美保湾や大社湾に沿った海岸部では、下部から連続的に砂層が堆積しているところがある。このような場所では、海進初期から、少なくとも海面下では沿岸洲の形成が進行していたことを

暗示している。

#### 中海層の堆積速度

宍道湖底および斐伊川河口部で掘られたボーリング試料の花粉分析から、大西（1993）は、表2・1（本誌8ページ）に示すような花粉分帯を提唱している。また、同じコアから報告されている<sup>14</sup>C年代や、周辺の遺跡の各種資料を考慮して、各花粉帯の年代を推定している。図2の地質断面図に示したように、宍道湖底の中海層については花粉分析に基づく年代目盛りが打たれている。これによれば、宍道湖における中海層中・下部の堆積速度は、西にあるコアほど速く、約10,000～2,000年前までの間SB1では約2.3mm/y、BP1では約2mm/yで一定である。最も東にあるSB2コアでは10,000～5,000年前では約0.9mm/yと遅いが、5,000～2,000年前では約2.0mm/yになる（これらの値は試料が堆積後の圧密を受けているため、そのままでは後述するような底質表層部のコアから算出した堆積速度との比較はできない）。

#### 「古宍道湖湾」

当時、中海の方が宍道湖の堆積速度より速かった理由については、まだ十分に検討されてはいない。しかし後述するように、現在では宍道湖よりも中海の方が堆積速度が明らかに遅いことを考慮すると、当時は、両水域の地理的・水理的状況が互いにかなり異なってい

図5 中海層の基底等深線図（約1万年前の谷地形）

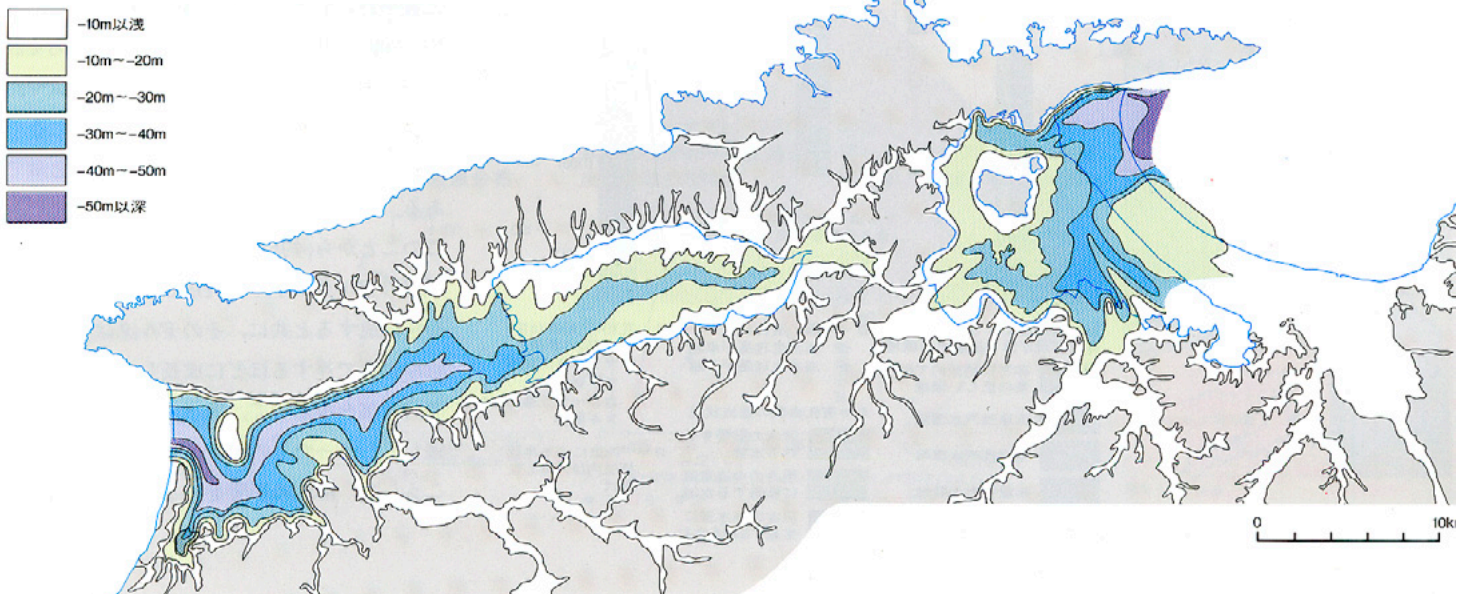






図6 弓ヶ浜の地形分類と地質断面<地形分類図は貞方(1991)にもとづき一部省略。地質断面図は中村(1991)による>

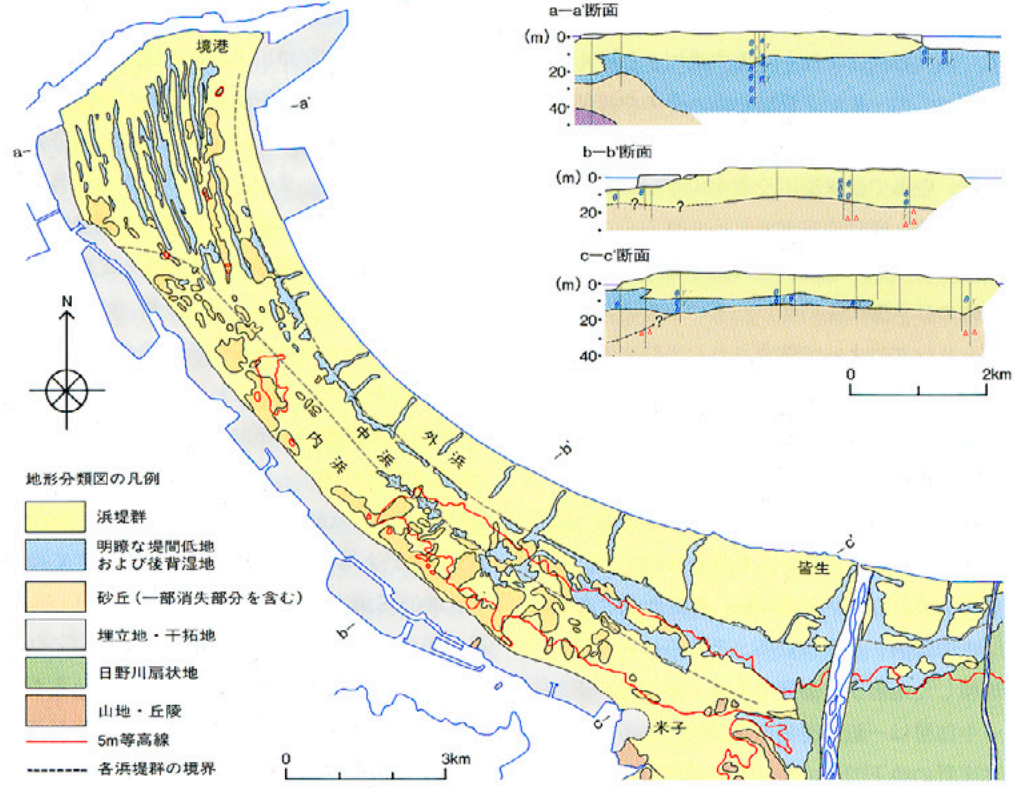
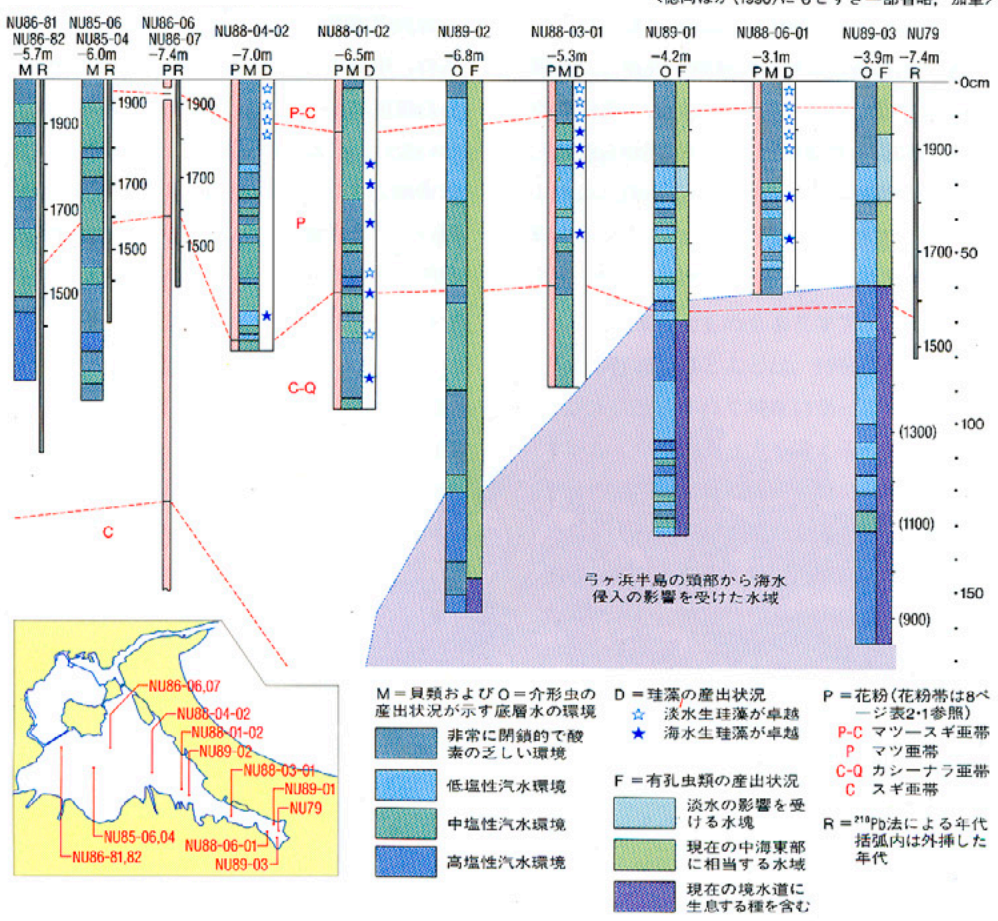


図7 柱状試料からみた中海の環境変遷



たこと示しているのかも知れない。このことを支持するもうひとつの例がある。

穴道湖では、上記のコアによって有孔虫の分析も行われている(紺田・水野, 1987; 前本ほか, 1989)。それらのデータでは、有孔虫を産出する層準はどのコアでもある部分に集中していて、その年代は花粉分帯に基づけば8,500~5,200年前の範囲内にある。これらのコアのうちSB1とSB2は1960年代に地質調査所で掘られたもので、当時のコアの記載には、有孔虫産出層準を中心にウニの刺やイオスタレガイなど、現在の穴道湖より明らかに塩分濃度の濃いところに棲む底生生物遺骸も含まれていたことが記されている。

これらの底生生物の産出年代は各コアによって異なっていて一様ではないが、これは、当時の湾内の底層水や底質が、場所により微妙に違っていたことを示すのであろう。この点については議論が残るところだが、大きくみると、海水侵入の影響が最も強かった時期でも、いちばん東にあるSB2では有孔虫群集は湾中央から湾奥に棲む群集しか産出しませんが、西方のコアになるほど湾口近くに棲む群集が産出する。このことは、「古穴道湾」は西方に開いた湾であって、東端が閉じていたことを暗示しており、後氷期の最大海進時でも、「古穴道湾」は「古中海湾」とは通じていない別の水域であった、と考えるもうひとつの理由でもある。

出雲平野の形成と「古穴道湖」の誕生

約5,000年前頃を境にしてそれ以後しばらくの間、穴道湖ではどのコアからも、有孔虫や比較的海水の影響の強い貝類などが出現しなくなる。この5,000年前頃の変化はかなり急激である。

このことから、約5,000年前頃には斐伊川や神戸川のデルタが十分に発達して出雲平野の原形を形成すると共に、そのデルタは、北側の対岸にまで達するほどに成長し、「古穴道湾」の湾口部を埋積して、海水の出入口近くを閉鎖してしまったものと考えられる。

こうして、海水の影響をほとんど受けなくな



った閉鎖水域，すなわち「古宍道湖」が誕生する。さきに述べたように，SB1やBP1の堆積速度にこの事件による変化がみられないことから，斐伊川の河口は，西方に向けて開いていたと思われる。現在の出雲砂丘の直下には中新統の砂岩が分布しているが，当時は，これがバリアーになって「古宍道湾」の名残である「<sup>かんとのみずうみ</sup>神門水海」の湾入が広がっていたことが確かめられている。この「神門水海」も，斐伊川のデルタによって急速に埋め立てられていく。

#### 弓ヶ浜砂州と中海

##### 弓ヶ浜砂州

現在，中海と日本海（美保湾）を境する弓ヶ浜半島は，主に日野川が運搬してきた砂によって形成された長大な砂洲である（図6）。砂洲の上には延びの方向とほぼ平行に，従来から「内浜」「中浜」「外浜」と呼ばれてきた浜堤列がみられる。ただし内浜と中浜の区別は，砂洲の中程から先端にかけて不明瞭になり，先端部では幾つもの小さな浜堤が形成されている。またボーリングや音波探査の記録は，内浜よりさらに中海寄りに，現在ではほとんど水中に没していたり，或いは埋立地の下に隠れている「砂洲」が，江島に向かって延びていることを示している。この水中の「砂洲」は，遺跡の分布などから弥生時代には離水していたと推定される（大西・高安，1982）。その後，この水中砂洲の外側に順次浜堤列が付け加わる形で，半島状の長大な砂洲にまで成長してきたが，その過程で冒頭に述べた「夜見島」の時代を経験する。

#### 「夜見島」から弓ヶ浜へ

弓ヶ浜が，米子から半島状にのびた砂洲であった時代と「夜見島」であった時代とは，当然のことながら，中海の環境は大きく異なっていた。水野ほか（1972）は，1963～1970年に行った調査で，中海南東域の湖底下40～80cmの堆積層中に，サルボウガイ，イヨスダレガイ，カガミガイ，などからなる顕著な堆積層が存在することを明らかにした。そして，貝殻層の<sup>14</sup>C年代が $1,540 \pm 100$  y. B.Pを示すこと

から，この貝殻層は，「夜見島」の存在を支持する資料であるとした。

また徳岡ほか（1990）では，高安ほか（1989，1990）や瀬戸ほか（1990）などによる表層コアの化石分析の結果を総合して，米子湾から中海南東部の底質環境を次のように考えた。すなわちこの水域では，西暦1,000年代の後半までは底層水の交換が比較的良くなされる環境であったが，その後1,600年頃まではそのような環境を中断するように，湾奥の非常に水通しが悪い閉鎖的な環境となる時期が数回挟まれる（図7）。このことは，1,000年代の後半から1,600年頃までの間は，弓ヶ浜半島の頸部に美保湾に通じる水道が断続的に形成されていた可能性を示唆している。1,600年以降になると，米子湾では閉鎖的な環境が断続的に進み，1,800年代後半から底生生物がほとんど生息できないほど劣悪な環境となった。

一方，日野川の集水域では「たたら製鉄」の最盛期を迎え，流出する土砂量が急増して弓

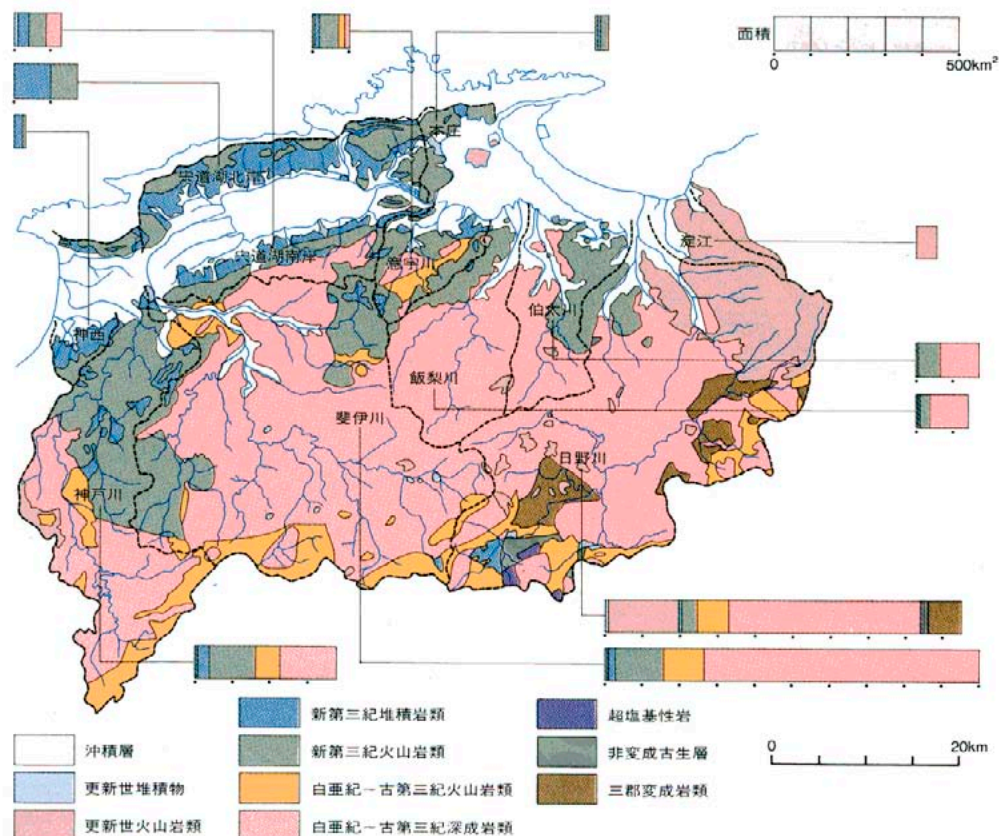
ヶ浜の外浜が急速に形成・拡大する。外浜の砂層のみに鉄滓の混入が見られることは，このことを端的に物語っている（貞方，1991）。以上のように，『出雲国風土記』に描かれた「夜見島」の存在は，地質学的な資料からも裏付けることができる。また「夜見島」から弓ヶ浜半島へと成長していく過程は，この時期に日野川水系の集水域から運搬される土砂の量が増加してきたことを示していると思われるが，時を同じくして地球全体の気候が17世紀頃をピークとする近世の小氷期に向かっていたという事実があり（三上，1991），これとの関連についても今後検討していく必要がある。

#### たたら製鉄の発達と宍道湖の埋積

##### たたら製鉄と鉄穴ながし

すでに述べたように，現在，宍道湖・中海水域への物質の輸送・分散を支配する自然的要素として，斐伊川の流入は最も注目される。斐伊川の集水域である中国山地には，中生代

図8 中海・宍道湖集水域の地質と各流域における地質分布

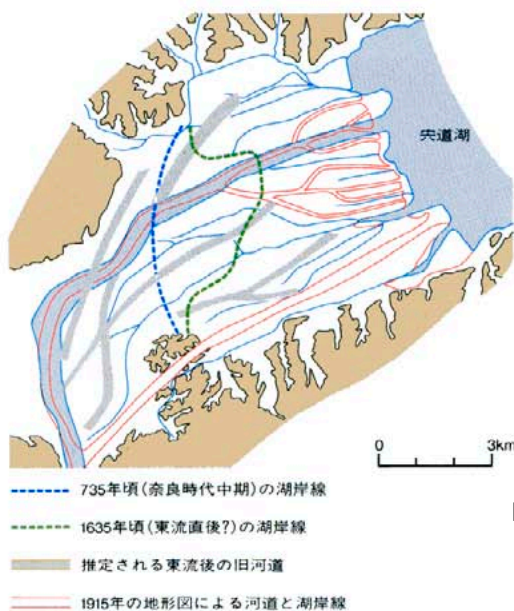




末から古第三紀に形成された花崗岩類が広く分布している(図8)。その風化物のなかには良質の砂鉄が含まれており、古来より製鉄が盛んであった。この地方の製鉄遺跡はすでに弥生時代から知られているが、中世になると粘土で築いた製鉄用の炉(製鉄たたら)が用いられるようになり産業として定着してくる。そして16世紀の戦国時代には、鉄の需要が高まった事を契機に急速に発展し、17~18世紀にはそのピークを迎える。たたら製鉄には大量の砂鉄が使われる。人々は、風化した花崗岩の山を冬の間に崩してマサ土を谷川に流し、夏の農閑期に、中~下流域で砂鉄の濃集部を採取した。このような採取方法を“鉄穴流し”と呼んでいる。

たたら製鉄にともなうマサ土の採取量の合計は、文献学的検討による推定では $18,000 \times 10^4 \text{ m}^3$ であり(赤木, 1982)、土砂採取後の地形変化から推定すると $15,000 \times 10^4 \text{ m}^3$ である(貞方, 1982)。マサ土採取による土砂流出が最も多くなるのは西暦1,800年前後とされているが(高橋, 1990)、冒頭で述べたように、すでに17世紀初頭には、斐伊川は下流域で頻繁に洪水を引き起こす暴れ川になっていた。

図9 宍道湖西縁部の埋積過程



### 斐伊川デルタの東進

斐伊川が東流したあと、出雲平野東部の埋積は急速に進んだ(図9)。ボーリングの資料などによると、平野の東部において斐伊川デルタの東進を示す中海層最上部の砂層は、どこでも平均8m程度の厚さである(大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988)。これらの資料から計算すると、東流後約350年間の堆積量は $25,000 \times 10^4 \text{ m}^3$ であり、年平均では $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ となる(徳岡ほか, 1990)。また斐伊川の流砂量と砂防堰堤の埋積量から、道上ほか(1980)は、斐伊川河口での堆砂量を1935年までは $70 \times 10^4 \text{ m}^3$ /年、土砂採取規制の進んだ1975年以降は $11 \times 10^4 \text{ m}^3$ /年と推定している。

斐伊川から流出する土砂のうち、粗流部分のほとんどは河口から数km以内の宍道湖底に堆積する。近世以後、治水と新田開発のために斐伊川の流路は人為的に変えられた。現在の河道は1938年以降使用されているが、それ以前には、1832年に開削された新川筋が利用されていた。新川筋の河道は、埋積が進んだため1940年には完全に放棄されている。宍道湖西部の湖底堆積物には、この「昭和の河違え」の記録が明瞭に残されている。

図10 中海・宍道湖における湖底の埋積

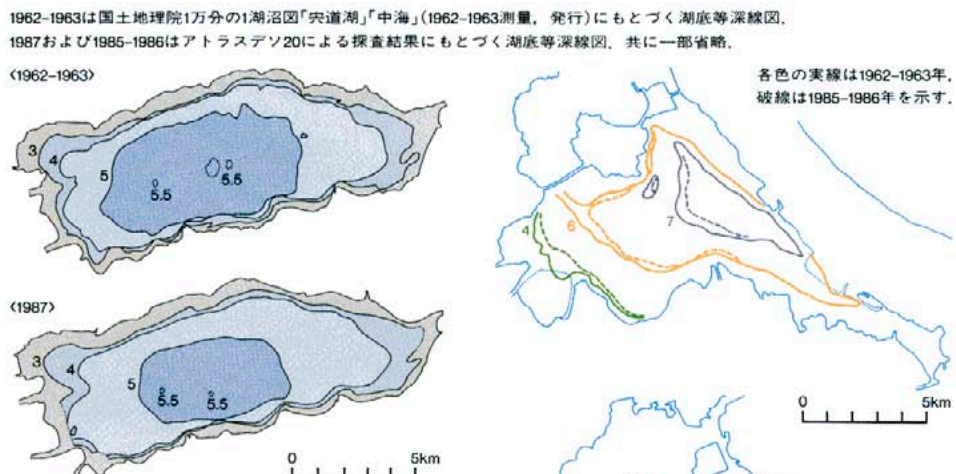


図11 中海・宍道湖の堆積速度



### 宍道湖・中海の埋積

一方、斐伊川が運ぶ土砂のうち細粒碎屑物は、湖水に混濁し、運搬されて湖底に堆積する。宍道湖・中海の湖底は、このために確実に浅くなってきている。図10は、1962~1963年に測量された国土地理院発行の1万分の1湖沼図「宍道湖」「中海」と、1986~1987年にアトラスデソ20型精密水深測定機を用いて筆者らが作成した両湖の深浅図である。湖底地形の変化から堆積速度を概略的に推定すると、宍道湖の湖心部では $3 \times 10^4 \text{ m}^3$ /年(0.14gr/cm²年)となり、河口域の約1/10の堆積量であることがわかる。中海では、宍道湖湖心部の約1/2の堆積速度である。

この測深法で推定した値は、 $^{210}\text{Pb}$ と $^{137}\text{Cs}$ を用いた過去数十年から数百年間の平均堆積速度(Matsumoto, 1975, 1987; 三梨・徳岡, 1988)ともかなり良く一致する。図11に、 $^{210}\text{Pb}$ 法と $^{137}\text{Cs}$ 法による各地点の堆積速度を示す。宍道湖では西方ほど堆積速度が大きく、湖心部では約0.1gr/cm²/年である。中海では場所による堆積速度のちがいはあまり認められず、どこでも約0.05gr/cm²/年程度である。



図12Aの凡例

- ヒメカノコアサリの分布
- チゴトリガイの分布
- シズクガイの分布

図12Bの凡例

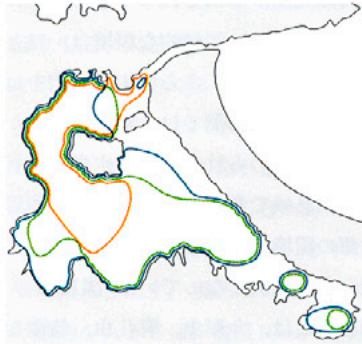
- サルボウイヨスダレ群集
- チヨノハナガイ-シズクガイ群集
- ヤマトシジミ群集とその推定分布域
- ホトギスガイ群集とその推定分布域
- ソトオリガイ群集とその推定分布域
- a 米子港貧貝類域
- + 試料が少ないために性格不明

図12Cの凡例

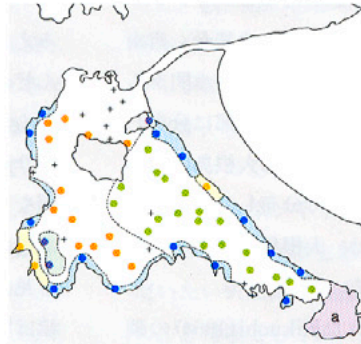
- チゴトリガイ-ヒメカノコアサリ群集
- チゴトリガイ-カワグチツボ群集
- チゴトリガイ-巻貝未同定種-1群集
- チゴトリガイ-ホトギスガイ群集
- シズクガイ-ホトギスガイ(アサリ)群集
- ホトギスガイ群集
- シズクガイ群集 + ほとんど貝類を含まない

図12 中海における貝類群集の変化

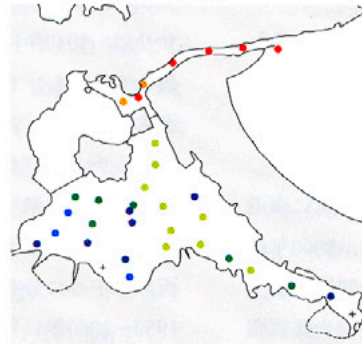
A: 1944年夏(高地ほか, 1945より編集)



B: 1965~1966年(水野ほか, 1969を簡略化)



C: 1986年夏(高安ほか, 1987)



境界水道から大根島の北を通り、反時計回りに海水が侵入していた1944年当時は、大根島の南東部の水深5m以上で夏季に底層水の酸欠状態が著しく、貝類の死圏が出現していた。1960年代には、中海南東部の強還元型の底質域に対応してチヨノハナガイ シズクガイ群集がみられ、最強還元型の米子湾は、このときすでに貝類がほとんど見られなかった。中海北部が干拓地埋堤で仕切られた1980年代では、中浦水門を境にして環境が大きく異なるようになり、それに伴って群集構成も変化した。チゴトリガイを含む群集が中海南東部を中心に海水の侵入経路に沿って分布し、中海南西部は強還元型の群集に入れ替わった。米子湾の貧貝類の状況は変わっていない。

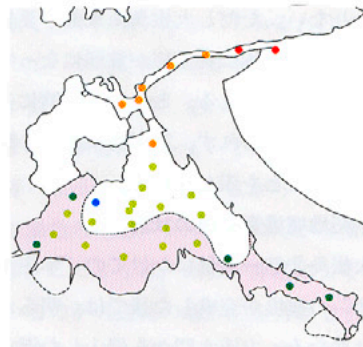
図13 中海における介形虫群集の最近の変化

A: 1963年と1967年の夏(Ishizaki 1969)



- I: *Pontocypris?* sp.と *Cytherura miii* からなる個体数が非常に少ない群集が分布
  - II: *B.b.*, *S.q.* および *Callistocythere alata* などからなる個体数が非常に多い群集が分布
  - III: 外洋水域要素の種群を含む群集が分布
- 注: *B.b.*, *S.q.* は26~29ページを参照...

B: 1986年夏(高安ほか, 1990)

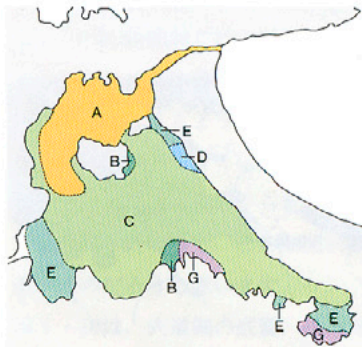


- *B.b.*群集
  - *B.b.-S.q.*群集
  - *B.b.-Callistocythere alata-S.q.*群集
  - *B.b.-Pontocythere subjaponica-Loxoconcha optima*群集
  - *Loxoconcha aff. sinensis-B.b.*群集
- 薄紫色の範囲は介形虫の個体数がきわめて少ない水域(底泥100ml中50個体以下)

1960年代にBiotope として水域に分布する介形虫群集には1980年代になっても大きな変化は見られない。1980年代の中海には *B. bisanensis* が優占する群集が広く分布する。しかし、構成種は1960年代のBiotope を構成していた群集より明らかに減少し、南西部から南部沿岸部、および米子湾では個体数も非常に減少して貧弱な群集になっている。さらに、1960年代にBiotope とされていた水域では1980年代には介形虫が検出されなかった。

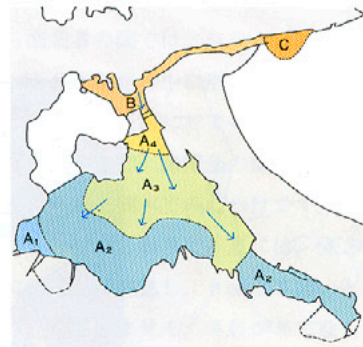
図14 中海における有孔虫群集の最近の変化

A: 1960年代後半(紺田, 1988)



- A: *Ammonia beccarii* - *Trochammina cf. japonica* 群集
- B: *Ammobaculites exiguus* - *Trochammina cf. japonica* 群集
- C: *Trochammina cf. japonica* 群集
- D: *Ammonia beccarii* 群集
- E: *Cribrostomoides canariensis* 群集
- G: 無有孔虫相

B: 1986年夏(Nomura and Seto, 1992)

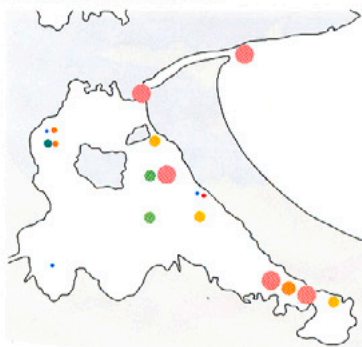


- A<sub>1</sub>: *Ammonia beccarii* forma 1と *Cribrostomoides canariensis* で90%以上を占める群集が分布
- A<sub>2</sub>: *A. beccarii* forma 1が90%以上を占め、*Trochammina hadai* がこれに次ぐ頻度で出現する群集が分布
- A<sub>3</sub>: *T. hadai* が卓越し、*A. beccarii* forma 1と *Perosina* sp. を含む群集が分布
- A<sub>4</sub>: Bとの漸移域で多様な種を含む群集からなる
- B: *Pararotalia nipponica*, *Ammonia tepida*, *Pseudononion japonicum* など沿岸砂質底群集からなる
- C: *Elphidium somaense*, *E. excavatum* forma *lidoensis* および *Nonionella pulchella* を特徴とする群集からなる

境界水道の群集は1960年代と1980年代でとくに大きな変化はないが、中海南西部や米子湾は1980年代には *Ammonia beccarii* forma 1 が圧倒的に優占する群集に入れ替わっている。中海南東部では1980年代でも *Trochammina hadai* が優占しているが、1960年代とは逆に中浦水門からの海水侵入経路にそった分布を示している。

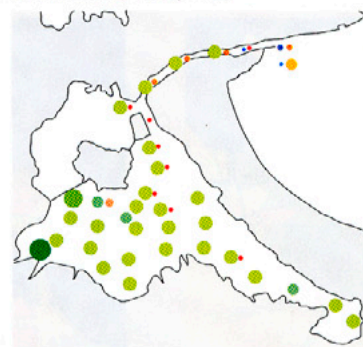
図15 中海における珪藻群集の最近の変化

A: 1965年(鹿島・野口, 1988)



- Cyclotella* spp.
  - 10~19%
  - 5~9%
  - 3~4%
  - 1~2%
- Paralia sulcata*
  - 50%以上
  - 20~50%
  - 10~19%
  - 5~9%
  - 3~4%
  - 1~2%

B: 1986年(鹿島・野口, 1988)



- Cyclotella* spp.
  - 80~100%
  - 50~79%
  - 20~49%
  - 10~19%
  - 5~9%
  - 3~4%
  - 1~2%
- Paralia sulcata*
  - 10~19%
  - 5~9%
  - 3~4%
  - 1~2%

*Cyclotella* Spp. としてのものの大部分は低鹹汽水環境を代表する *C. caspia* である。この種は穴道湖でしばしば出現するが、1980年代には中海にも広く見られるようになった。これとは逆に、高鹹汽水-内湾種である *Paralia sulcata* は、中海での出現が減少し、とくに米子湾域では全く見られなくなった。



中海における最近の環境変化

干拓・淡水化事業進行前の中海

中海は、かつては日本で有数の“アカガイ”（正しくはサルボウガイ）の産地であった。“アカガイ”ばかりでなく、アサリやエビ、ガザミなど、豊富な生物資源を誇っていた。しかし、アカガイ漁は1950年代に急速に衰退し、1958年には壊滅した。さらに、1960年代に始まった干拓・淡水化事業は、関連する工事の進行にともなって湖の水理環境や底質環境を大きく変化させた。中海全域の貝類分布については、今から約50年前の1944年に、宮地ほか（1945）によって行われている。彼らの調査結果は、当時海水が境水道から大根島の北を反時計回りに廻るコースで侵入していたことを明白に示している（図12A）大根島南東域の湖盆には黒色の還元性泥土が分布し、夏には無酸素状態になるため、すでに貝殻の夏期死圏が存在していた。しかし春季になれば、そのようなところにも各種の貝類が生息していた。

黒色泥土上の死骸はあまり移動した形跡がないことから、死骸の分布がその種の最大分布

圏とみなして底質表層の遺骸群集を調べると、現在では境水道域に限定されるヒメカノコアサリは、1940年代では大根島の北部から西南部まで分布し、また、現在では中浦水門から海水の侵入コースに沿って中海東部に分布しているチドリゴカイは、当時は大根島の西から南を通して米子湾にまで分布していた。くだんのサルボウガイは、大根島の西部から南西部を中心に分布していた。1959～1960年に行われたKikuchi（1964）の調査や、1965～1966年の水野ほか（1969）の調査（図12B）でも、基本的には1940年代の状況と変わらない。ただし大根島南東部の夏季死圏が拡大し、全体に貝類相が貧弱になっているように見受けられる。とくに米子湾にはほとんど貝類がみられず、20年間に著しく環境が悪化したことを示している。干拓地堰堤完成後の状況大根島北部～西部にかけての“本庄干拓予定地”の堰堤が完成した後では、明らかに状況は異なる。中浦水門から侵入した海水は、底層水に酸素を補給する。これによって、中南海南東部の底質環境は確かに多少改善された。

しかし、これまでとは逆に中海南西部には新しい夏期貝類死圏が形成されつつあるように見える。また米子湾の閉鎖的な環境は、ほとんど改善されていない。さらに中浦水門をはさんで境水道側と中海側では、群集構成にかなり大きな差が認められる。サルボウなど有用な貝類の生息域であった当時の大根島西部から南西部の環境は、現在では中海のどこにも見あたらない状況となっている（図12C）。ほぼ同様なことは、介形虫、有孔虫、珪藻などの分布の変化でも読みとれる（図13A・B、図14A・B、図15A・B）。分類群の異なるこれらの生物は、環境に応じてそれぞれ特有の分布パターンを示しているが、それらを組み合わせることによって、より詳細な環境解析が可能になるものと思われる。

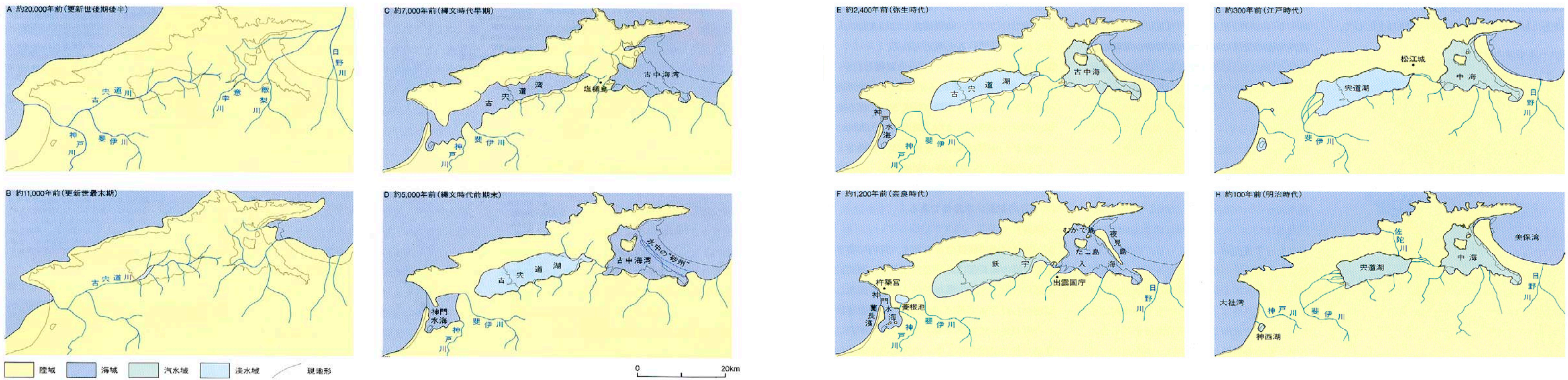
中海・宍道湖の地史最後に、これまで述べたようなさまざまな地質学的情報にもとづいて描かれた、中海と宍道湖の生い立ちの過程を図16に示す。約2万年前（更新世後期後半）最終氷期の最盛期のころで、海面は現在に比べて80mも低いところにあった。はるか沖合い

に後退した海岸線に注ぐ河川が、現在の中海・宍道湖地域を浸食していた。約11,000年前（更新世最末期）海面は次第に上昇して、海水域は東部では境港付近にまで、西部では大社湾付近にまで達するようになった。宍道湖のあたりには小さな淡水域が存在していた。約7,000年前（縄文時代早期）海進は、かつての谷にそってさらに進み、大社湾から松江にのびる古宍道湾や古中海湾ができた。古宍道湾の堆積物からは、すでに述べたように湾奥から湾口の環境を示す有孔虫が見つかっている。湾口近くでは斐伊川や神戸川による埋積が進行していた。約5,000年前（縄文時代前期末）斐伊川からの土砂の供給によって古宍道湾が分断され、東部の水域に淡水の古宍道湖が誕生した。古宍道湖の水位の上昇は、やがて大橋川の水路を開き、古中海湾にその水を排出するようになった。ここで初めて、宍道湖と中海が共通の水域になった。古宍道湾を分断させた斐伊川や神戸川の河口は、後に「神門水海」と呼ばれるようになった西方の内湾に

河口を向けていた。一方、古中海湾では、現在の弓ヶ浜の西縁を中軸にして水底に砂洲が形成されつつあった。約2,400年前（弥生時代）この時代は一般に、小規模な海退期であるとされている（古川,1972）。弓ヶ浜砂洲が出現し、古中海湾は汽水の潟湖となった。「神門水海」は、斐伊川と神戸川によって埋立が進み、神西湖付近に汽水域を残すのみとなった。古宍道湖は水位の下降によってわずかに水域を狭めたものの、基本的には以前の状態と変わりなかった。約1,200年前（奈良時代）この時期の状況は、『出雲国風土記』に詳しく記録されている。海面はわずかに高くなり、弓ヶ浜は夜見島と呼ばれるバリアー状の小さな島になった。中海と宍道湖域への海水の侵入は容易になり、中海は再び内湾に、また宍道湖は汽水湖になった。この状況における両水域は、風土記の記述にちなんで「飢宇の入海」と呼ばれている（島根大学地域分析研究会,1982）。この時代にも、まだ斐伊川は西方の『神門水海』に河口を開いたままであり、

河口付近には小さな淡水の池があった。約300年前（江戸時代）斐伊川が東流した17世紀中ごろの古地理図である。斐伊川のデルタが出雲平野の東部を拡大している。宍道湖は、流入した大量の河川水によって再び淡水に近い状態になった。弓ヶ浜砂洲も再び出現し、日野川から土砂の供給を得て急速に成長していった。中海は閉鎖的になり底質や底層水の環境は次第に悪化する傾向がみられる。『神門水海』も埋積と沿岸部の開発が進み、水域を縮小していった。約100年前（明治時代）斐伊川の川違えなどの効果も加わり、宍道湖西部の埋積はさらに進行し、出雲平野が拡大していった。佐陀川の開削や大橋川の浚渫により、宍道湖は低塩分の汽水湖になった。中海でも境水道の浚渫などにより、海水の流入が一次的に良くなり、環境はわずかに改善される。しかし、これも長続きせず、20世紀の後半から急速に富栄養化や底質の悪化が進行するようになった。

図16 中海・宍道湖を中心とした古地理の変遷





浜名湖は65km<sup>2</sup>の水域面積をもち、日本の湖沼の中では第10位、海跡湖としては第5位の大きさである。湖岸線の輪郭は、右手を開いたように複雑に入り組んだ形状をなし、その総延長は127kmに達する。手の各指にあたる部分は付属湖となり、主な河川はそこに注がれる。手首にあたる部分に約200mほどの湖口が開き、遠洲灘と連絡している。

水深は、北半部が6~12mと比較的深いのに対して、南半部は4m以下と浅い。特に湖口部付近は1m以下の浅瀬からなり、干潮時に干出して湖内への海水の流入を妨げている。湖水面が海面とほぼ等しいために、湖水と海水との交換は主として潮汐作用によって行われる。河川によって供給される淡水の年間総量は、湖の容積の約1.6倍程度である。

この広大な水域は、いつ頃どのようにして生まれ、どのような変遷をたどって現在に至っているのだろうか。

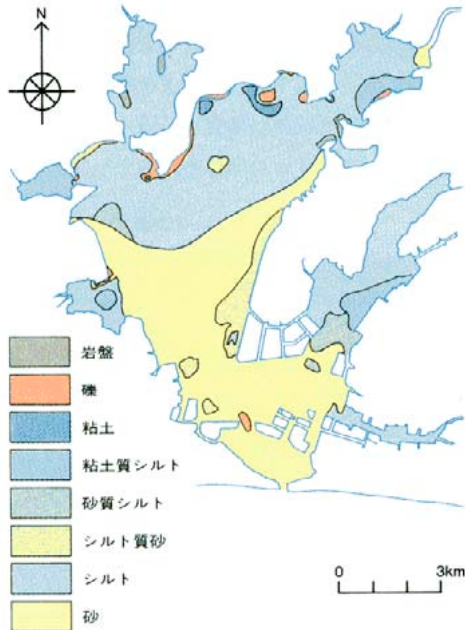
浜名湖周辺の地形と地質

図2に浜名湖とその周辺地域の地形、図3に浜名湖地域の東西地形模式断面を示す。

《北部地域》

浸食の進んだ晩壮年~老年期を示す標高300~400mの低い山地からなり、その地形は、地質構造に強く規制されている。山稜は主として、

図1 - 浜名湖の底質図



中・古生代の堆積岩や変成岩類の走向方向(東北東-西南西)に配列し、尾根には浸食からまぬがれたチャートや珪質石灰岩などの硬質岩が露出している。河川は、軟質の堆積岩地域を浸食して流路を定め、浜名湖に流入している。これらの河川沿いには2段の段丘が発達している。

湖の北岸に沿っては珪質岩が直接露出し、岩礁湖岸を形成している。これらの中・古生層は、ボーリング地点85H-3(後述)の湖底下約50mに確認され、湖底堆積物の基盤をなしている。また北部の湖岸から都田川流域にかけては、標高約30mの段丘を形成する西気賀累層(層厚約10m)が分布し、さらに猪鼻湖岸に沿って、完新世の高位海水準期に形成されたと考えられる湖岸段丘が、少なくとも2面(標高4mと1.5~3m)存在する。

《東部地域》

「古天竜川」が供給した粗粒堆積物からなる広い扇状地平坦面(三方原台地)が発達する。この台地を形成する三方原礫層(最大層厚10m)の下位は下末吉海進期(約15~10万年前)に対比され、かつてナウマン象の下顎骨や牙などを産出した浜松累層からなる。浜松累層は、浜名湖寄りの西部では内湾性の泥層が卓越する「佐浜相」を示すが、天竜川寄りでは湾奥汽水性の泥層に河口性の砂礫層が頻繁に挟まれる「鴨江相」に移り変わる。これらの地層が堆積した当時の古地理は、図4aのように考えられている。三方原台地の南縁は比高約25mの海食崖となり、東縁には河成段丘が3段認められる。また低地には、天竜川の残した自然堤防が広く分布する。

《西部地域》

標高50~80mの開析の進んだ西浜名丘陵(天伯原台地)が広がり、その南縁は標高50mの海食崖となって遠洲灘に面している。台地下の地層は沿海岸浜性の砂礫層を主体とし、内湾性の泥層を挟在する渥美累層(層厚約80m)からなる。渥美累層は、東部の浜松累層に対比される。丘陵の東縁では、渥美累層を不整合におおう新所原礫層(層厚約3m)が比高30~40

mの台地面(新所原面)を形成している。

《南部地域》

三方原および天伯原の海食崖から遠洲灘の汀線までは海岸平野が広く発達し、特に三方原台地の南側では、標高約3~10m、幅約3~4kmの砂堤および砂丘列が、海岸線にほぼ平行に6列形成されている。これらの砂堤上には弥生時代の考古遺跡が発見されている。砂堤列の間は、標高2m以下の低湿地帯および池沼となっている。

浜名湖の自然環境

《地形》

浜名湖は多くの付属湖をもち、北西部の猪鼻湖、松見ヶ浦、北東部の引佐細江、東部の庄内湖などの湾入部と、それらを隔てている大崎半島、村瀬半島などの北東-南西方向にのびる突出部によって特徴づけられる。湖盆の形成過程は、地質およびその構造運動が密接に関係していると考えられ、湖底の等深線が北東-南西方向を長軸とする3列の舟底型盆地からなることは、同一方向の軸をもつ第四紀の波曲運動とも大きく関係している。主湖のほぼ中央部には北東-南西方向に比高約5mの小崖が連続し、湖を大きく南北に2分しているが、この小崖地形の形成は潮流による堆積作用だけでなく、地質構造と地殻変動に大きく影響されていると考えられる。

湖岸線に沿って水深1~1.5mの湖棚と1.5~3.5mの緩斜面がみられる。これらの平坦面は、過去の低位海水準期に形成された化石地形の可能性が高い。また、湖内には人為的に改変された地形が多く、それらは、養鰻池として利用されている幅狭い湖棚部と、海水交換と船の航路のために掘削された幅100m、水深2.5mの細長い水路部である。

《底質》

図1 浜名湖の底質分布を示す。湖内に突き出した岬の延長部にあたる湖底および湖北沿岸部には、中・古生層からなる岩盤が露出し、湖棚から緩斜面にかけての浅瀬には、表層数cmの現泥質堆積物下に過去の低位海水準期に堆積したと推定される中・古生層由来の礫が



図2中のアカ線棒A・Bは、図5の浜名湖東岸部谷底平地のボーリング調査地域を、アカ線棒Cは、図6の南部海岸平野のボーリング調査地域を示す。

図2 - 浜名湖とその周辺の地形

地形図は、平成4年9月発行・国土地理院5万分の1地形図「浜松」による

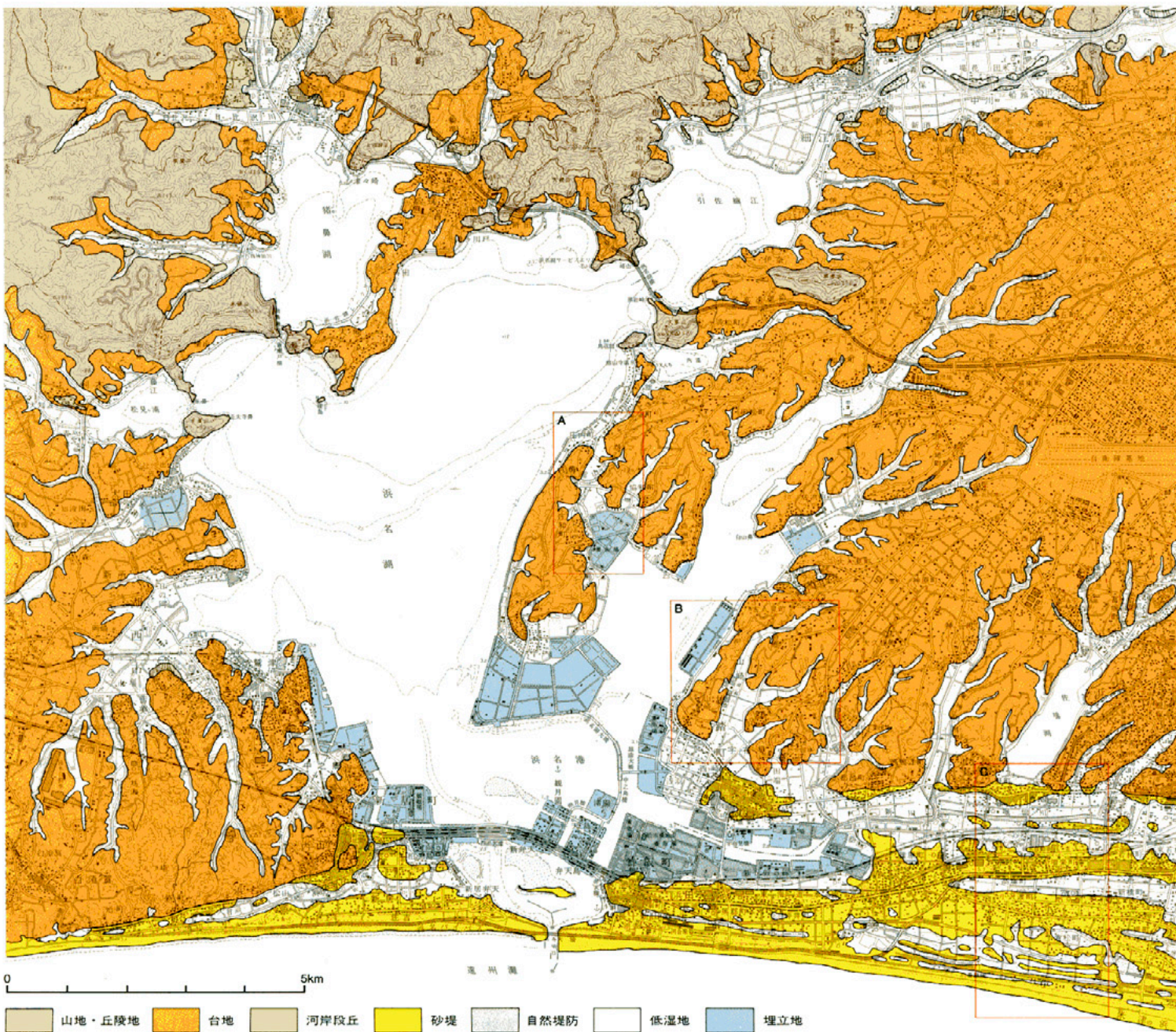


図3 - 浜名湖地域の東西地形模式断面

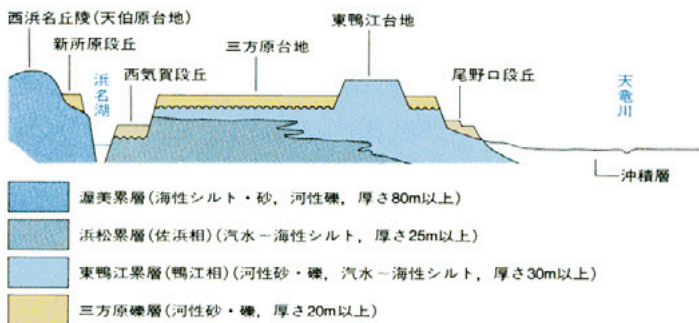
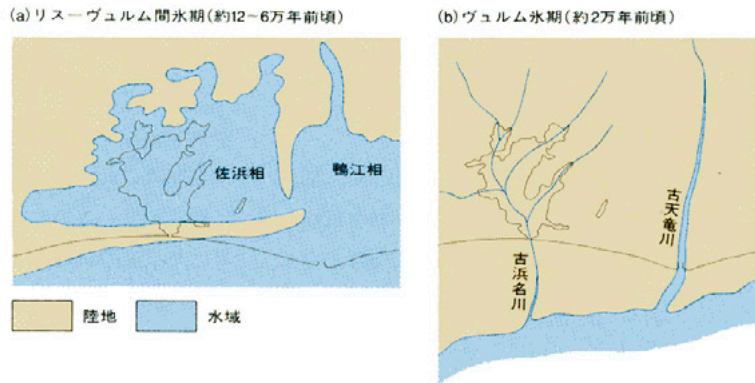


図4 - 更新世後期の浜名湖周辺の古地理





堆積している。

一方、外洋沿岸水の流入する湖南および湖東沿岸部の浅瀬には、淘汰の良い砂(中央粒径値2~3)が広く分布する。これに対して、主湖北半部と付属湖には、主として河川により供給された比較的淘汰の良いシルト(中央粒径値5~6)が堆積している。

これらのシルトの分布中心部では、比較的水深が深く盆状構造をしているため、夏季には湖水の成層による停滞水域が発生し、底層水には底質から発生する硫化水素を含む無酸素層が広がり、広範囲に還元環境が形成される。また底生生物による堆積物の攪拌も乏しいため、底質は表層10数cmが有機物に富んだ黒色軟泥になっている。

#### 《水質》

湖奥北東部(引佐細江)に流入する都田川を最大河川とする14の中小河川が湖に注がれ、湖水は幅200mの「今切口」で外洋水と交換している。海水の入出量は1970~71年の浚渫工事により、それまでに比べて1.5~1.6倍に増加した。湖奥部における潮位も、以前は湖口に比べて3時間遅れていたが、浚渫工事後は40分程早まった。潮汐波は通常、外洋に比して湖口部で70%、水路部で20%と減少し、湖北部までは達しない。

表層水の塩素濃度は、湖口では冬季18‰、夏季16‰を、湖奥では冬季16‰、夏季10‰を示し、季節による変動が大きい。

水温は、湖全体が浅いために大気温に左右されやすく、季節的変動が大きい。循環期の冬季は季節風による攪拌と表層水の冷却による対流のため、表・底層部の温度差は少ない。これに対して、停滞期の夏季は表層水の高温化による成層構造の形成に伴い、表・底層部の温度差は8~10と大きくなる。特に湖北の湖盆域では2層に分かれ、表層部は高温低塩、底層部は低温高塩となる。

湖底の溶存酸素量は春季に減少しはじめ、夏季には水深5~6m以下では全くの無酸素状態となる。底層には、堆積物中の硫酸還元バクテリアによって発生した硫化水素が拡散し、

検出できるほどの高濃度となる。

#### 《生物相》

浜名湖に生息する大型の生物は、県水産試験場の調査(1978)によれば、魚類338種、甲殻類59種、軟体動物84種と非常に豊富である。湖内全域(22地点)で表層堆積物中の1mm以上の底生生物調査(Sanukida et al., 1978)によれば、個体数密度は、底質の酸化還元電位と溶存酸素量の季節的变化に大きく左右されているという。湖北の湖盆深部では7種類の底生生物が生息し、単位面積(0.08m<sup>2</sup>)あたりの総数は最大46個体と少なく、10個体以下の地点が大半を占める。

ここでの底生生物は4~6月にかけて減少しはじめ、9~10月にはすべての種が完全に生息しなくなる。特に湖盆の最深部では、全季節を通じて無生物状態となっている。さらに、底質表層部を攪拌するこれらの底生生物の減少が、底質中の溶存酸素量の供給を相乗的に減少させる結果ともなっている。しかし、このような劣悪な環境下にあっても、汚染指標種として知られる環形動物の*Capitella capitata*と軟体動物の*Theora lubrica*が比較的多く生息していることは驚異に値する。

他方、湖北の湖盆深部と類似する底質をもつ庄内湖では、底生生物の単位面積あたりの個体数密度は49~147個体と比較的高く、種も9種と多い。この現象は、水深が浅く、波浪による底質表層の物理的攪拌が酸素を供給しているためと考えられる。

湖南から湖口にかけての砂質底では、底生生物の個体数密度は単位面積あたり99~1,103個体と非常に高く、その種も軟体動物や甲殻類など26~29種のほり多様性に富んでいる。この他、藻類や微小生物を加えると、浜名湖にはさらに多種類の豊富な生物が生息していることになる。

#### 浜名湖沿岸の完新統

浜名湖周辺地域では、大部分の完新統が地下に埋没しているので露頭での調査はできない。そこで、東岸部の谷底平地と、南部の海岸平野(佐鳴湖南方)に発達する砂堤列をモデルフ

ールドとしてボーリング調査を行なった。

#### 《湖岸東部の谷底平地》

図5に湖岸東部の完新統の地質断面を示す。最下部の砂層は、湖岸部(A図HO-A, B地点)では小礫を含む淘汰不良の砂層からなるが、谷口部(B図18,17,16,12地点)では雲母片を多く含む淘汰の良い細粒砂で、いずれも海成砂と考えられる。一方、谷の中央部から奥部(B図9,7,13,11,8,3,10,15地点)にかけては、1~2cmの亜角礫を含む淘汰の悪い中~粗粒砂が主体をなし、河川成砂と判断された。これらの砂層の上位には、均質無層理の暗灰色シルトがAA測線で約18m, BB測線で約7m堆積している。このシルト層は、厚さ数mm~数cmの細粒砂を数枚挟在しながら、谷口部へ向かって薄くなり、下部砂層に漸移すると推定される。谷中央~谷口部のシルト層には、ムシロガイ、ウミノナなどの貝殻片が多く含まれる。

シルト層の上部には、未分解の植物質を含む薄層が数枚挟在する。表層部は、厚さ約2~3mの黒褐色のピート層が覆い、最近まで湿地の状態であったと推定される。

最下部の砂層は、海水準の上昇に伴って内陸部の谷に海水が進入したとき、谷の下流部では潮流あるいは沿岸流によって砂堤が形成され、谷の上流部には河成砂が堆積したと考えられる。谷の下流部に砂堤によるバリアーが形成されたことにより、つぎの海水準の高位安定期になって、それより上流部では砂層上に海成シルトが不整合様に堆積したと考えられる。このシルト層は層相変化に乏しく、堆積環境はきわめて安定したものであった。シルト層の堆積末期は汽水域となり、約5,000年前頃、谷の全域は湿地帯となってピート層の形成が始まり、約3,000年前からつい最近まで、その形成は続いていたと考えられる。

#### 《湖南部の砂堤列》

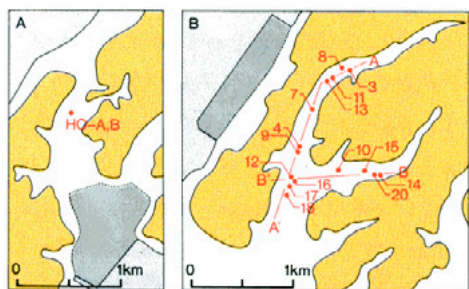
南部の海岸平野には、ほぼ東西方向に平行して延びる砂堤列が分布し、これらは北から南へ第1~第5砂堤列に分類される。第1砂堤列は、三方原台地南縁の海食崖直下に分布し、



それより数100m南には第 砂堤列が断片的に分布する。第 砂堤列は東西に連続して広く発達する。さらにその南には第 砂堤列が断片的に並び、第 砂堤列は海岸線に沿って連続して分布する。これらの砂堤列の間には湿地帯が発達するが、それらは、海側に新しい砂堤列が成長することによって形成されたと考えられる。これらの堤間湿地でボーリングを行い、図6に示すような南北方向の地質断面を得た。

各砂堤列の形成年代を考察すると、第 砂堤列では、前述の湖岸東部地域で最初にピート層が堆積した年代(約5,000年前)には、三方原台地の開析谷の出口を塞ぐように低湿地化が始まったと考えられる。第 砂堤列は5,000~3,000年前、第 砂堤列は2,000年前までに、そして第 砂堤列は2,000年前以後に形成されたと考えられる。発達規模の最も大きな第 砂堤列の形成によって、浜名湖の湖口部は封鎖され、約2,000~1,000年前には淡水化したと推定される。

図5 - 浜名湖東岸部谷底平地 (A : 村櫛町庄内, B : 雄踏町字佐見)のボーリング地点と完新統の地質断面



《浜名湖地域における完新統の基底》

浜名湖の湖底下の地質構造を探るため、音波探査を行った。調査は、比較的水深の深い主湖北部と引佐細江地域にかけて、北東-南西方向の3測線とそれに直交する6測線について行ったが、解析可能な記録は湖岸部でしか得られず、その他の泥質堆積物からなる地域では音波散乱層が湖底表層部2~6.5mより下位に現われ、よい記録がとれなかった。その限られた音波探査記録と湖周辺地域の既知ボーリング資料によって、浜名湖地域の完新統の基底を推定すると図7のようになる。

浜名湖の湖底下の堆積層

これらの予備調査により、主湖最深部には非常に厚い泥質堆積物が堆積していることが予想された。湖底ボーリングは、現湖盆の深部泥質堆積域の中心部(85H-1)、湖盆縁辺部の泥と砂質堆積域の境界部(85H-2)、湖央部湖棚上の砂の堆積域(85H-3)と付属湖(庄内湖)の泥質堆積域(86H-4)を選定して実施した。図8にこれらのボーリング柱状図を示す。

《層相》

85H-1は第1章2節で紹介したので省略する。〔85H-2〕

全体としては、最下部の礫を含む砂層から中部の泥質層、砂質層に変化し、上部の砂泥互層に移行する。下部の砂層は、上方細粒化を示す2つの堆積サイクルからなる。すなわち、下位より中~細礫(約10cm厚)から細砂(約70cm厚)をへてシルト(約2.2m厚)へと堆積物は上方に向かって細粒化し、さらに38.4~33mの層準に向かって同様の細粒化傾向(砂の含有率が上方に向かって60%~3,4%に減少する)が見られる。

中部の泥質層から砂質層にかけては、逆に上方に粗粒化する堆積サイクルが2度(33~25.8mと25.8~12.9m層準)が見られる。これらの堆積サイクルのシルト層には葉理がよく発達している。貝殻片は、これら葉理の発達していない層準から散点的に産出する。

上部は、厚さ約1~2m単位の砂泥互層(含泥率は20~80%に変化)となり、貝殻片が頻繁に

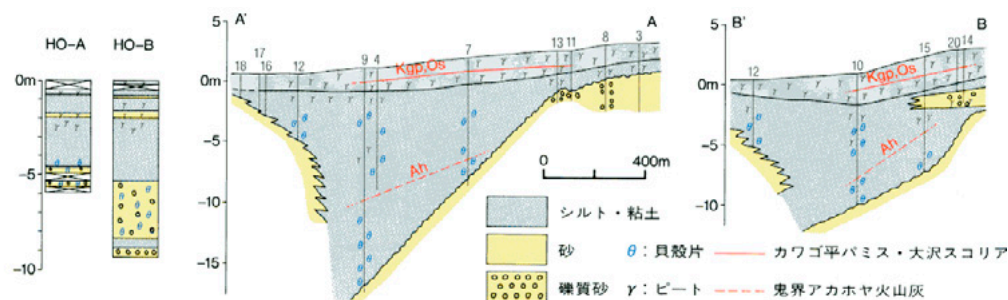


図6 - 南部海岸平野(舞阪町から馬込川河口域)のボーリング地点と砂堤列の地質断面

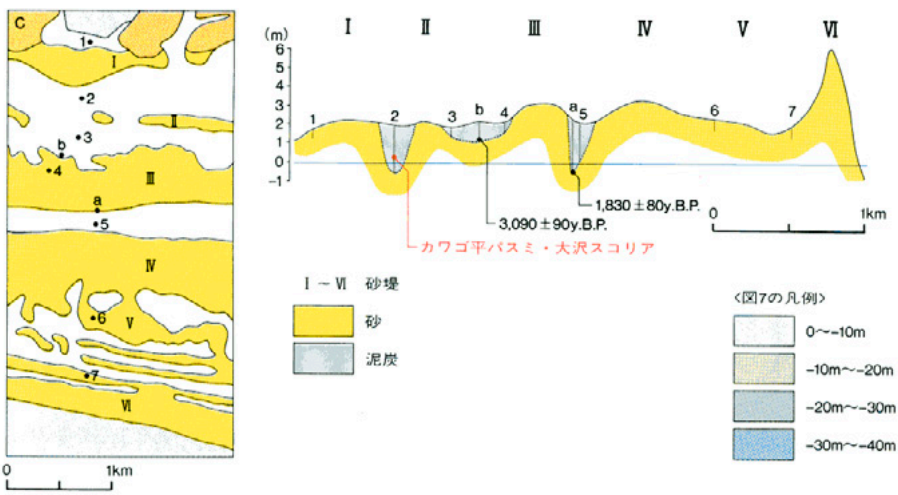
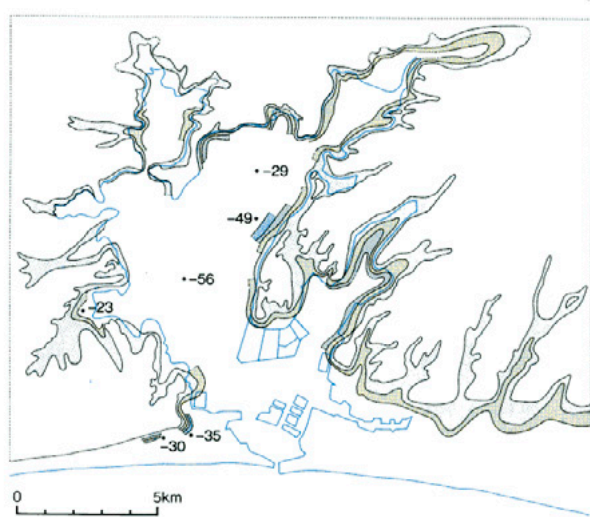


図7 - 浜名湖地域における完新統の基底 単位m



含まれる。

〔85H-3〕

85H-2コアと同様に下部は、比較的淘汰度の良い粗粒砂(約20cm厚)から細砂(約40cm厚)、シルト(約40cm厚)へと堆積物は上方に向かって細粒化する。その上位も49.5~43.2mの層準まで、砂の含有率は徐々に減少してシルトとなる。貝殻片は、このシルト中の44.5~47.2mに集中的に産出する。

さらにその上位は、上方粗粒化の堆積サイクルが2度(43.2~29.0mと29.0~20.0m層準)繰り返して見られる。ここでもシルト層中に葉理のよく発達した層準が多数見られる。上部は砂質堆積物となり、含泥率20%未満の淘汰の良い細粒砂が最上部まで堆積している。

〔86H-4〕

コアの下部約4m厚(23.96~19.90m)に砂質相が存在する他は、ほぼ全層が85H-1に類似した泥質相からなる。下部の砂層は細礫と貝殻片を点在し、かつシルト・粘土の含有率が高く、細かな有機物(主として植物片)を多く含む。また底生生物によってつくられたと思われる多くの生痕(径3~5mm、長さ5~10cm)が

平行葉理をほぼ垂直に貫通して見られる。

泥質相の下部約4m厚(19.90~15.75m)と中上部約5m厚(9.45~4.00m)には、貝・植物片を散点的に含む無層理のシルト中に微粒砂からなる薄層(約2m厚)が頻りに挟まれ、そこにも生痕が見られる。泥質相の中約6m厚(15.75~9.45m)には細かな炭質物に富む黒色層と明灰色の粘土層からなる葉理(2mm以下)が発達し、そこには貝片や生痕様の堆積構造は見られない。最上部の4m厚は86H-4Bで観察され、均質な泥~粘土層からなる。

《堆積層の対比》

〔<sup>14</sup>C年代〕

タンデトロン加速器質量分析計を用いた31層準の<sup>14</sup>C年代測定の結果、最も古い年代は85H-3コアの下部、47.23m層準の貝化石(アカガイ)が示す10,000±160y.B.P.であった。すなわち浜名湖は、約1万年前以降の堆積物で埋積されていることになる。湖奥から湖口に向かって、85H-1,2,3と各コアの基底は深くなり、それらの基底礫層直上に近い層準の年代値も、7,140,9,720,10,000y.B.P.と古くなっている。このことは、浜名湖誕生当初に、ほ

ぼ南北方向の谷地形に、谷の下流域から順次上流域に向かって堆積が進んだことを示している。また湖央の85H-2と3コアの最上層、1.90mと0.20m層準の年代値は、それぞれ3,980と4,100y.B.P.で4,000年前以降の堆積物がほとんどなく、これらの地点での堆積作用は、この時代ですでに終了していたか、その後浸食または無堆積状態にあったことが分かる。従って、現浜名湖に見られるような湖口部が浅く湖奥部が深いという逆傾斜の湖底地形は、すでに6,000~7,000y.B.P.頃に形成されていたと考えられる。このことは、この年代値に挟まれた厚い砂質堆積物によっても裏付けられる。

〔テフラ年代〕

(a)鬱陵-隠岐火山灰(OkI)

85H-3の下部(44.58m層準)には、3cm厚のオリブがかかった灰白色の火山灰の微粒砂が観察され、約9,300年前の鬱陵-隠岐火山灰であることが確認された。

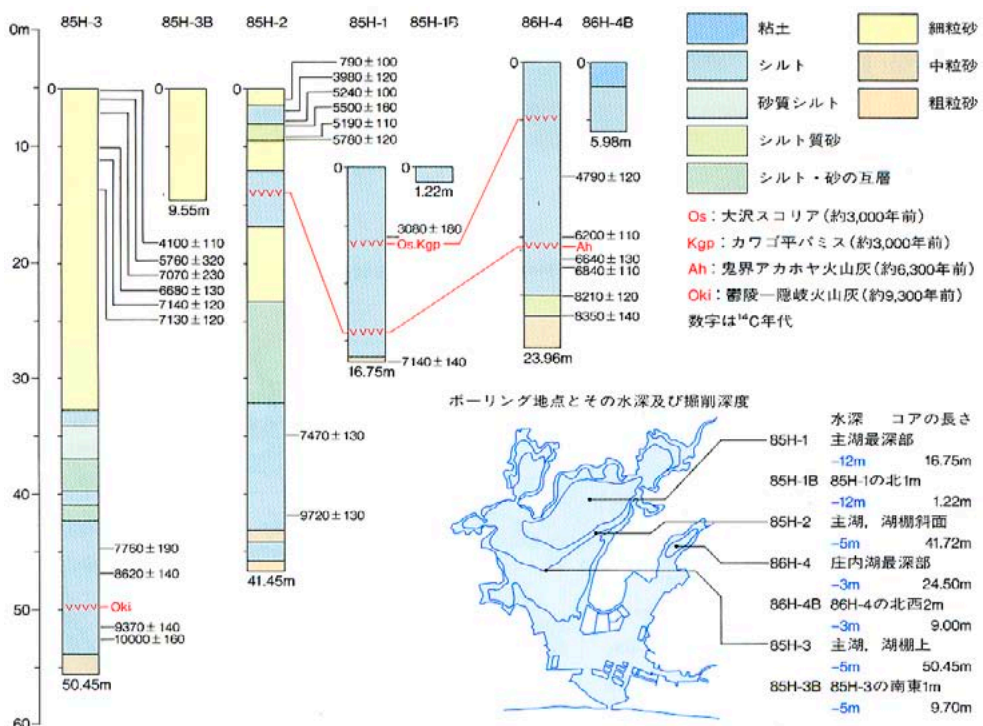
(b)鬼界アカホヤ火山灰(Ah)

85H-1の下部(14.25m層準)で1.5cm厚、85H-2の上部(8.98m層準)で1cm厚、86H-4の下部(15.75m層準)で1cm厚の灰白色の火山灰の薄層が観察された。これらの火山灰は、いずれも約6,300年前の鬼界アカホヤ火山灰であることが確認された。

(c)カワゴ平パミス(Kgp)・大沢スコリア(Os)  
85H-1の上部(6.56mおよび6.52m層準)から7mmおよび3mm厚、86H-4の上部(4.97mおよび4.88m層準)から2mmおよび3mm厚の灰白色中粒のパミスおよび黒褐色細粒のスコリアが、それぞれ対をなして観察された。これらの対をなす火山噴出物層は、いずれも細かな葉理の発達した粘土質シルト層中に挟み、間に挟まれたシルトの厚さは85H-1で約4cm、86H-4で約10cmと異なる。

このことは、両地点における堆積速度が約2倍も相違することを現わしている。これら2層の火山噴出物粒の特徴を既知の試料と比較し、カワゴ平パミスおよび大沢スコリアと同定した。これらの年代は、およそ3,000年前と

図8 - 浜名湖のボーリング柱状図





考えられる。平均的な堆積速度から算出した両噴出物層の年代差は、85H-1地点で16~20年、86H-4地点で35~63年となり、カワゴ平バミスが大沢スコリアより約20~63年早く噴出したことになる。また現時点では、本地域がこれらの噴出物の西限となっている。

《堆積速度》

図9は、<sup>14</sup>C年代値とテフラに基づくコアの対比から求められた各地点の堆積速度である。

85H-1と86H-4では、ほぼ一定の速度で堆積が進行したのに対して、85H-2と85H-3では層準によって堆積の速度が大きく変化している。すなわち、主湖深部(85H-1)では全層を通して非常に遅い堆積速度(0.20~0.25cm/y)を示し、庄内湖(86H-4)ではカワゴ平バミス・大沢スコリア層(5m層準)までは85H-1に比べてやや遠い堆積速度(0.28~0.37cm/y)であるが、それ以降では85H-1に比べてやや遅い堆積速度(0.16cm/y)を示している。

一方、湖中央部(85H-2, 3)では、約7,500年前までは共にやや遅い堆積速度(0.28~0.37cm/y)であるが、それ以降から約6,300年前のアカホヤ火山灰の降下年代にかけては、きわめて速い堆積速度(1.8~11.1cm/y)となる。

このことは、海水準の上昇により海浜性の砂が短期間に大量に供給されたことを物語っている。そして6,000~4,000年前頃には砂の供給も減少して堆積速度が急速に遅くなり、その後の堆積物はほとんど存在せず現在の湖底に続く。この間の堆積作用は極端に遅い堆積速度(0.5mm/y)であったか、または無堆積状態にあった。このような堆積状況は、堆積物の粒度組成からみて考えにくく、おそらく4,000年前以降は、砂の堆積と削剥作用が繰り返されていたものと推定される。

《<sup>13</sup>C・C/N比》

第1章2節で述べたので、ここでは省略する。

微化石による古環境の解析

各コアに含まれる微化石については、これまでに花粉、珪藻、渦鞭毛藻シスト、有孔虫、介形虫類が分析されている。関東地方(鶴見川、多摩低地)と浜名湖の資料から得られた

完新世の海水準変動曲線に基づいて完新世を6期に分け、それぞれの海水準の変動時期と浜名湖のコアから得られた微化石群集との対応を試みると、図10のようになる。

《花粉》

85H-1, 86H-4と湖畔(図5Bの9地点)のコアの花粉化石が分析され、浜名湖周辺地域の古植生が復元された(Matsushita and Sanukida, 1988)。その結果、本地域の完新世の植生は、Ⅰ: 暖帯落葉樹林期、Ⅱ: 照葉樹林期、Ⅲ: マツ林期の3森林期に分けられる。

85H-1と86H-4では森林相が多少異なり、各森林相の継続期間も相違している。85H-1の暖帯落葉樹林期の終わりと照葉樹林期の始まりは、86H-4のそれに比べて約2,500年も遅い。これは、主湖最深部(85H-1)への花粉の供給が主として北部山地から流入する都田川によるのに対し、湖東部(86H-4とH9)は海洋気

候の影響下にあったことによる。約1,000年前以降になると全地域でマツが急増するが、これは人工的な植林によると考えられている。

《珪藻》

85H-1, 2, 3および86H-4のコアについて解析され、群集の種構成を現湖底のものと比較して堆積環境が考察された(阿久津, 1986 M.S. 鹿島, 1988)。その結果、時代順に5つの湖水環境、すなわち、Ⅰ: 低鹹汽水、Ⅱ: 高塩水、Ⅲ: 低塩水、Ⅳ: 淡~汽水、Ⅴ: 高鹹汽水に区分された。

Ⅰは低鹹汽水生種に混じって淡水生種が優占する環境。Ⅱは現在よりも海水の流入が多く塩分濃度も高かった環境。Ⅲは低鹹汽水生種の優占的産出によって、逆に現在よりも低塩水域となった環境。Ⅳは淡水生種が優勢となり外洋からの海水の流入が極度に減少した環境。Ⅴは低鹹汽水生種を多産する現在の浜名

図9 - 浜名湖における各地点が<sup>14</sup>C年代測定から推定された湖底堆積物の堆積速度

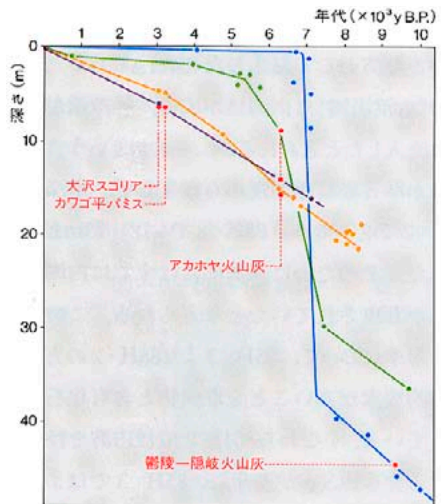
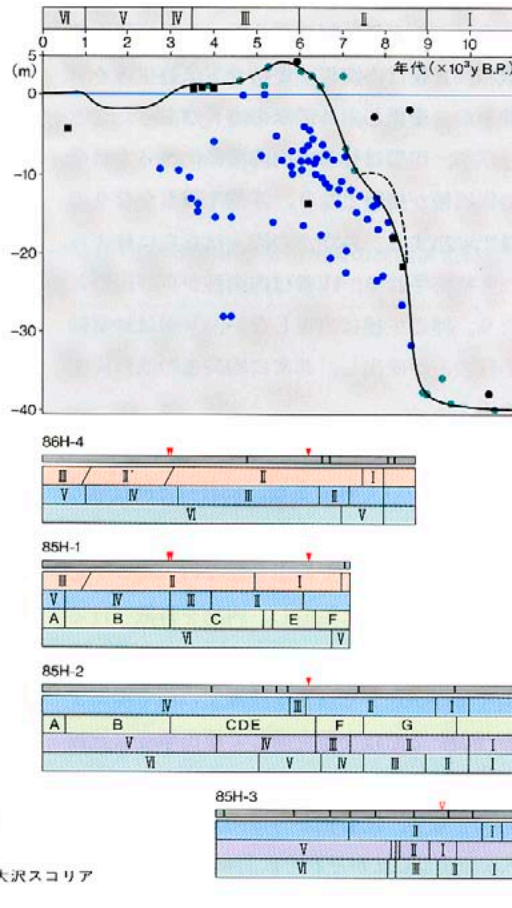


図9の凡例  
— 85H-1 — 85H-2 — 85H-3 — 86H-4



図10 - 浜名湖における化石生物相の変化(ステージⅠ~Ⅴ)と関東地方における海水準変動曲線(井関, 1977・松島, 1987)



湖のような環境と推定される。

#### 《渦鞭毛藻シスト》

85H-1, 1-B, 2のコアについて分析され、時代順に次の6層準に区分された(Kojima, 1989)。9,700~7,500年前(G群集)には内湾を示す種が産出する。7,500~6,400年前(F群集)には種数は少ないが海洋生の種を多産し、汽水域から海域へ移る過程が示される。

6,400~5,400年前(E群集)には種の多様度が高く、F群集を代表する3種が高頻度に産出し、多量の海水が進入したことを示す。

5,400~5,200年前(D群集)は全シスト数が減少し、外洋水の流入が減ったことを示す。

5,200~3,000年前(C群集)はシスト総数は再び増加し、安定した内湾海域を示す種が優占的に産出する。3,000~536年前(B群集)は内湾種が高頻度で産出するが、淡水生種も含まれ、淡水化の進行を示す。536年前以降(A群集)は現在と同じ内湾生種が多産する。

#### 《有孔虫》

85H-2, 3について分析され、特徴種の産出状況により5帯に区分された。帯は貧有孔虫相、帯は内湾種が優勢で、浮遊生種を少数ながら産出し、外洋水の流入があったことを示す。帯は帯の内湾種に代わって帯の従属種が優勢となり、浮遊生種もかなりの量で産出する。外洋水の流入はさらに強まったと推定される。帯は内湾種が再び優勢となり、浮遊生種は出現しない。帯は砂質殻の種のみが産出し、非常に内湾度の高い環境を示す。

#### 《介形虫》

全コアについて解析され、85H-1と86H-4では、最下部にのみ集中して産出し、それより上位の層準では全く検出されない。両コアとも主要種の構成は類似し、内湾を特徴づける*S.g.*および*C.a.*(26ページ参照)が高頻度で産出する。85H-1では沿岸浅海生の種も産出する。85H-2では全層を通じて産出頻度は比較的高い。種構成は堆積物の粒度組成と明瞭な相関をもち、泥質相からは内湾を特徴づける*S.g.*および*C.a.*がそれぞれ高頻度(70~100%)

で産出し、砂質相ではこれらの2種に加えて沿岸浅海生の種が増加する。

85H-3では中部の砂質シルト層から比較的多く産出するが、他の層準からの産出個体数は少ない。種数も85H-2に比べて最高8種と少ないが、*S.g.*と*C.a.*は常に高い頻度を占める。中部層の個体数密度の高い層準では、沿岸浅海生の種が混入する。

#### 浜名湖の古環境の変遷

完新世の海水準変動に基づく浜名湖の古環境の変遷は、次の6つの時期に区分される。

( )~9,000年前(低海水準期)

約18,000年前を最盛期とする最終氷期が終わり地球全体が温暖化に向かうと、それに伴って海水準も上昇し始めた。それまでに浸食された谷筋に向かって海が徐々に侵入しはじめた頃、当時の浜名湖はまだいくつかの谷の合流部にあたり、その河口部に海水が侵入していた程度であった。約10,000年前頃に、海はさらに谷の上流部まで侵入し、現在の浜名湖の中心部あたりまで達した。この頃、浜名湖は小さな湾として誕生した(図11A)。

この「古浜名湾」は、湾口が広く、外洋水が豊富に流入したと思われるが、-40mという当時の海水準と堆積面高度から推定して、水深は85H-2で2~3m、85H-3でも12~13mと浅かった。そのために湾奥部にはすでに内湾的環境が形成されていたと考えられる。この頃、同一層準において、85H-3より85H-2の方が内湾的要素が高いことを堆積物と含有化石が示している。すなわち85H-2では内湾を特徴づける介形虫*S.g.*が多産し、85H-3ではより高塩水性を示す珪藻が出現している。

9,000年前頃になると、85H-2にも高塩水の珪藻が出現し、介形虫群集も沿岸浅海生種が増加してくる。85H-2では、それまで<sup>13</sup>Cの値は-22‰程度であったが、9,500年前以降になると-22‰から-24‰まで変化し、外洋水の流入が増加して湾域が奥部まで拡大していったことを示している。堆積物は、85H-2, 3とも均質な泥質層で、底生動物の活発な活動を示している。この時期には、85H-1, 4は

まだ陸域にあって、湾内に流入する河川の河底であったと考えられる。

( )9,000~6,000年前(海水準急上昇期)

急速な海面上昇に伴って「古浜名湾」は一層拡大し、流入河川沿いに海岸線は内陸部深く(標高5m付近)まで侵入した。湾の形状は複雑となり、湾口も広く太平洋沿いに開いていた(図11B)。その結果、湾内に外洋水が大量に流入し、同時に沿岸より多量の粗粒堆積物が湾内に運搬され、海生の生物も湾内の奥深くまで侵入してきた。

この時期の後半、約7,000年前頃には湾中央近まで砂質堆積物が厚く堆積した。そのため海水準が上昇したにもかかわらず、湾奥部では低塩分性の生物群が卓越する内湾環境がつくられた。特に庄内湖の入口部(86H-4)では、砂質堆積物による埋積が本湖よりも早く起こり、外洋水の流入量が減少して、低塩性の珪藻が卓越し始める。85H-3および86H-4の下部の厚い砂層中に珪藻がほとんど産出しないのは、強い潮流により洗い流されたものと考えられる。また85H-2, 85H-3付近でも一部葉理をもった泥質堆積物が見られるので、現浜名湖深部で生じているような無酸素層がこの時期に形成されていたと考えられる。

この頃、85H-1では湾奥であるにもかかわらず介形虫や貝化石を多く産出し、底生生物の活動も活発であったと推定される。

また約7,400年前、85H-2, 85H-3に堆積物の細粒化が生じているのは、一時的な寒冷化(Mesoglaciation)による海面上昇の停止の影響であるとの指摘がある。しかし、これに伴う生物相の変化は現われていない。

( )6,000~3,500年前(高位海水準期)

海水準は、6,000~3,500年前頃に最高(約5m高)に達した(図11B)。この頃、85H-2, 85H-3では堆積作用はほとんど停止し、ほぼ無堆積の状態となった。すなわち、85H-2での堆積速度は0.08cm/yと非常に遅い。海水準上昇の停止に伴い、湾中央部を塞いでいた砂のバリアーも成長を止めたと考えられる。

85H-1, 86H-4の葉理をもつシルト層は、そ



れ以前(約9,000~8,000年前)には85H-2, 86H-3で形成されていたが、海水準の上昇による砂のバリアーの成長で、湾中央から湾奥へ移動してきたことを示している。

この海進の最頂期に続いて海退が始まり、湖口域の離水が生じ始めた。湾中央部の砂のバリアーによって湾奥部は閉鎖的な環境となり、この期間を通してシルト層中に葉理の発達が見られることは、無酸素層が85H-1と86H-4付近に定常的に形成されていたことを現わしている。85H-1の珪藻と渦鞭毛藻シストが、それぞれ外洋生種から低鹹汽水生種に移行し、有孔虫も沿岸水の流入の障害を示唆する群集に変わることから、塩分濃度の低下が徐々に進行していったものと思われる。しかし介形虫群集には、塩分濃度の変化を示す明瞭な傾向は見られない。

この時期、南部の海岸では第1・第2砂堤列が形成され、砂堤列間は沼地と化し、泥炭層が形成されていく。そして、砂嘴の発達による湖口部の閉塞化が徐々に進行しつつあった。( )3,500~2,800年前(海水準低下期)引き続き海退によって、湾奥の内湾化が一層

進行し、85H-1と86H-4における珪藻および渦鞭毛藻シストは、淡水生種の卓越する群集に移行する。85H-1の<sup>13</sup>C値が-24‰から-27‰まで低下することからも、淡水化が進行していったものと考えられる。

海水面の低下とともに成長した第1・第2砂堤が湾口を閉塞して、古浜名湾は湖と化した(図11C)。この頃、85H-1の堆積物は葉理をもった泥層からほぼ均質な泥層に変化する。これは無酸素層の消滅を示唆しているが、その原因として淡水化の進行に伴って塩分濃度の鉛直勾配がなくなり、結果として密度成層が形成されず、容易に湖水の攪拌が起きていたことが考えられる。

( )2,800~1,000年前(海水準低下期)海水面は現在よりも低い水準(約-2m)で安定し、湖口部は完全に陸化した(図11D)。85H-1および86H-4の珪藻と渦鞭毛藻シストは淡水生種が卓越し、<sup>13</sup>C値も低下したままの水準を保つことから、この時期完全に淡水化したと考えられる。なお、この時期の層準からは当然のことながら、海生の介形虫も有孔虫類も産出していない。南部の沿岸部では第

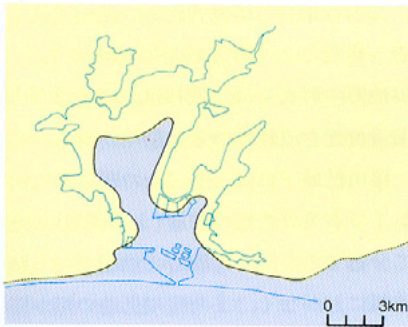
3砂堤列が形成され、これらは湖口部にまで延びて浜名湖を外洋から孤立させ、湖水は狭い河川を通じて外海に流出していたと考えられる。

( )1,000年前~現在海水面は再び上昇を始め、現在とほぼ同じ水準に達した。85H-1の<sup>13</sup>C値は-27‰から-21‰へと上昇し、86H-4では高塩分性の珪藻が卓越するようになる。これらの事実は浜名湖が外洋と再びつながり、湖内に海水が流入してきたことを示している。しかし、この時期に85H-2では介形虫および有孔虫は産出していない。まだ底生生物が侵入できるほど湖口は開いていなかったのかも知れない。

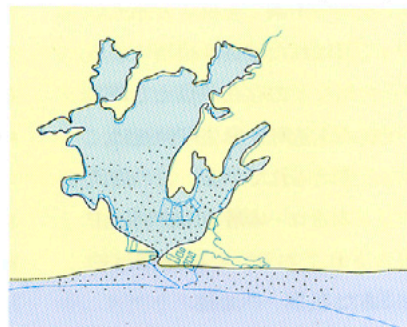
本格的に海水が流入するようになったのは、1498年の津波とその翌年の暴風によって「今切口」が決壊してからである(図12a,b)。この海水流入の事変は、85H-1の珪藻と渦鞭毛藻シストおよび85H-2の渦鞭毛藻シストが急激に海生種を多量に含むことによって示される。一方、浜名湖周辺ではマツ林が卓越するようになるが、これは人工的な植林によると考えられる。

図11 - 浜名湖古環境の変遷

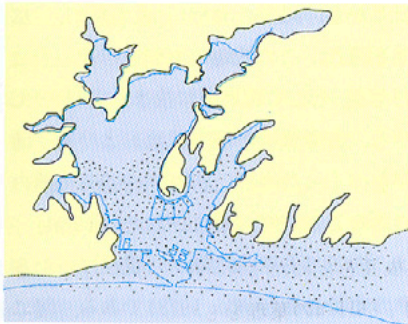
A: 最終氷期末、海面低下時の古浜名湾(約1万年前)



C: 砂堤が発達し、淡水化が進行した(約3,000年前)



B: 縄文海進時、海砂の流入がみられる(約6,000年前)



D: 湖は完全に淡水化した(約1,800年前)

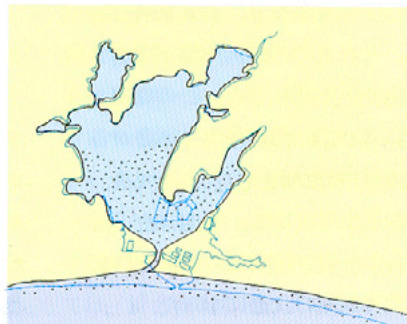
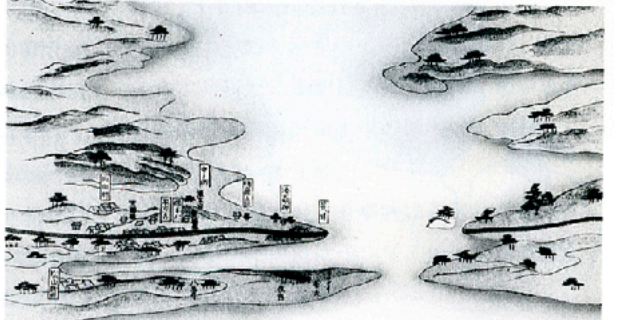


図12 - 今切口の変遷図

a: 平安朝初期



b: 明応7年(1498)8月以降



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167.6km<sup>2</sup>, 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(1,426km<sup>2</sup>)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35.2km<sup>2</sup>および5.9km<sup>2</sup>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<sup>14</sup>C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

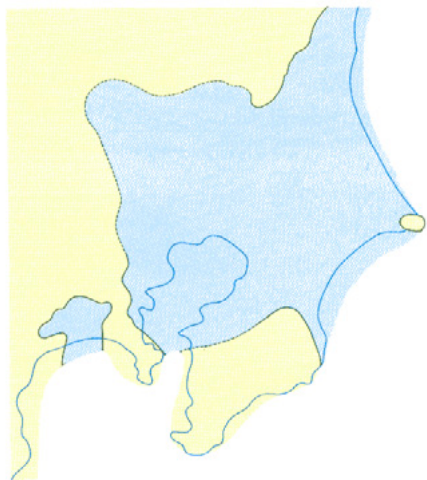
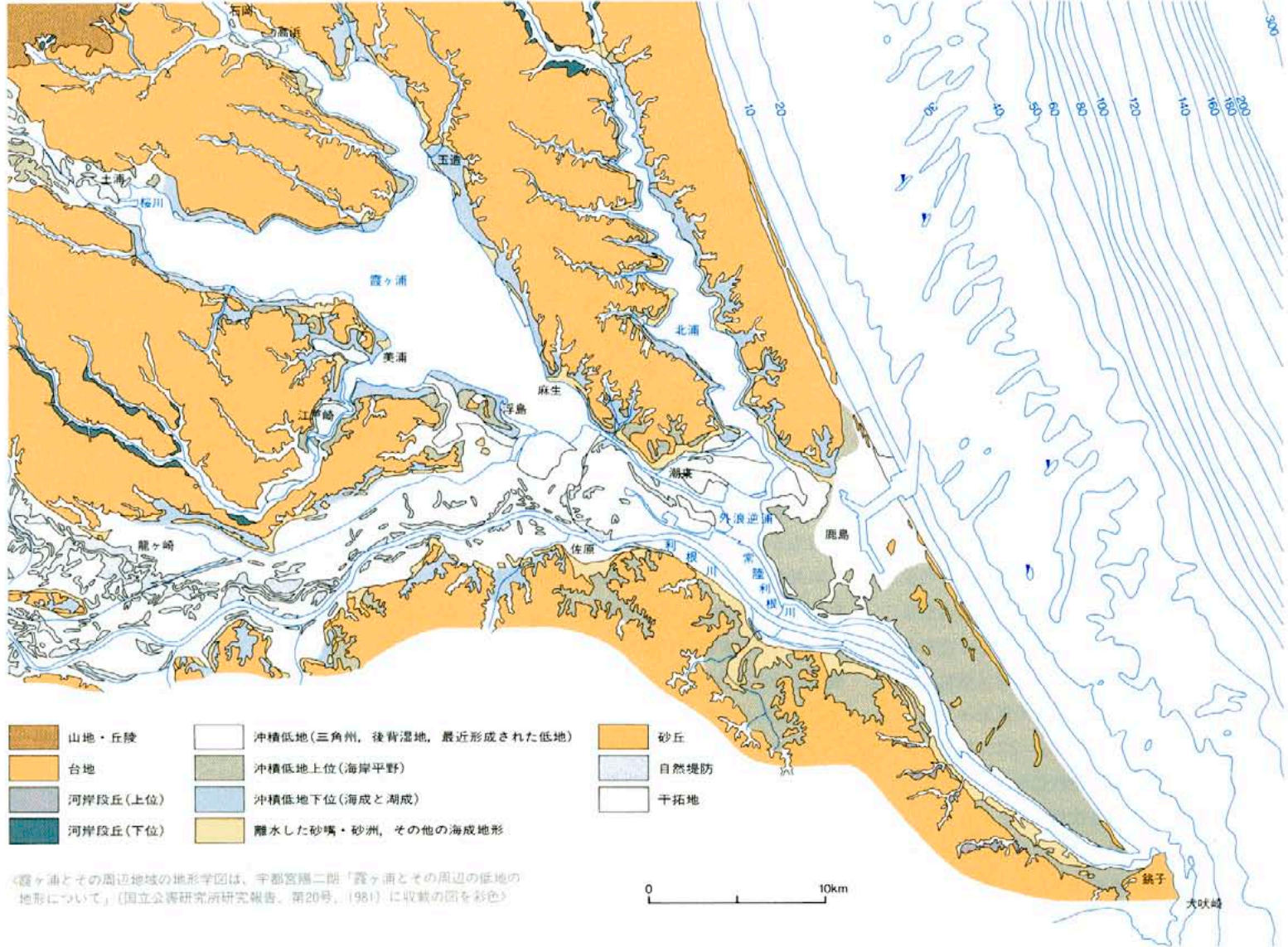




図2 - 霞ヶ浦とその周辺地域の地形学図(宇都宮, 1981にもとづき一部省略)と鹿島灘の海底地形

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

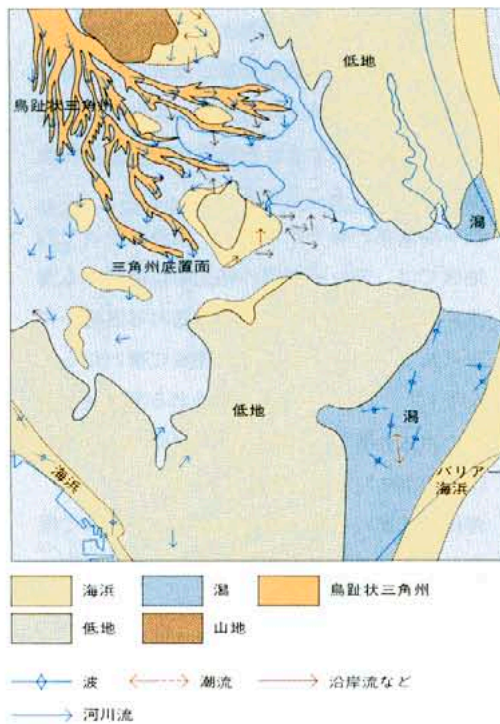


図5 - 筑波台地周辺低地の地形発達概念図





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<sup>14</sup>C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)。

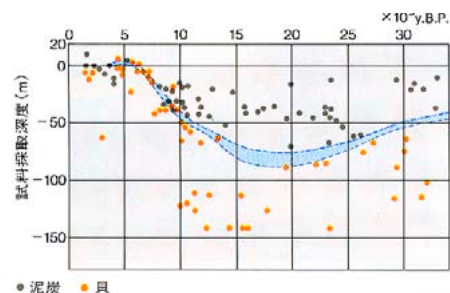
現在の霞ヶ浦の湖底にある泥や砂は、この谷地形を埋める形で堆積している。つまり霞ヶ浦は、後氷期の海水準の上昇に伴って、この谷地形が溺れ谷となって内湾的な状況となり、やがてその湾口部が埋積されて生じた海跡湖なのである。

#### 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。これらのテフラのほかで、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<sup>14</sup>C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<sup>14</sup>C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

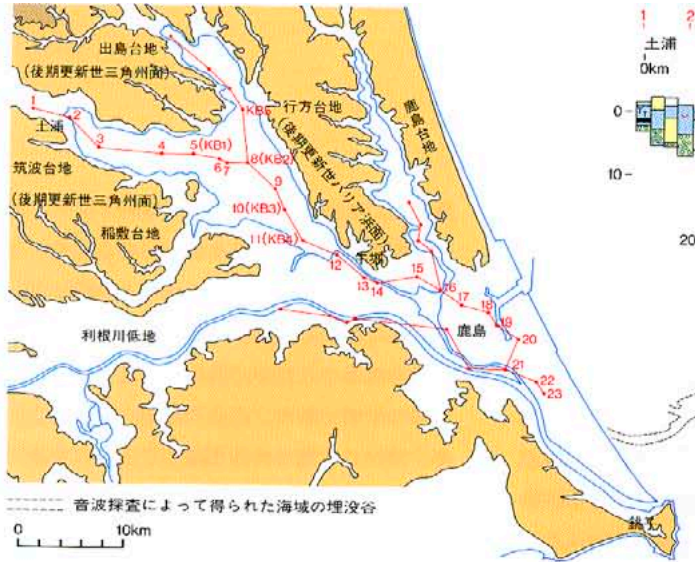


図8 - 鹿島～露ヶ浦のボーリング柱状図

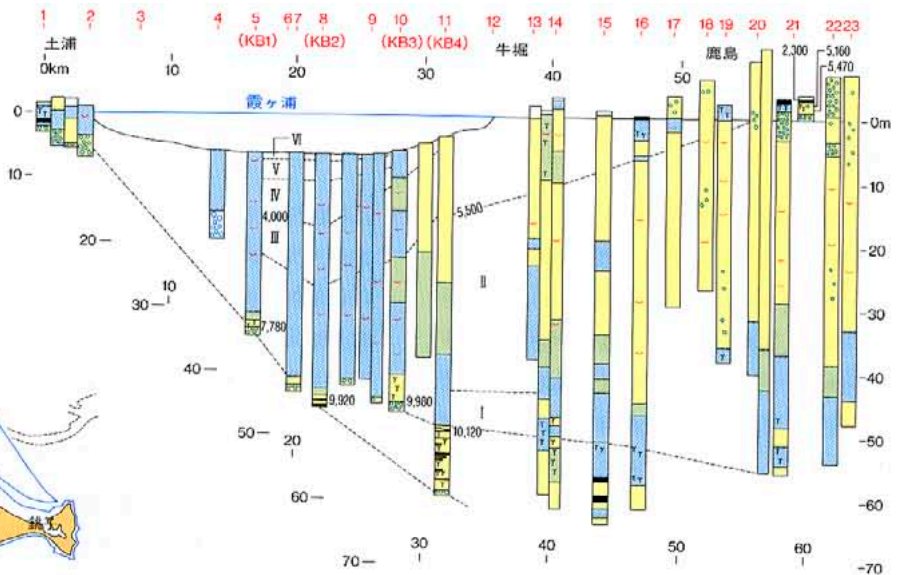


図9 - 露ヶ浦のKB-1～5地点のボーリング柱状図

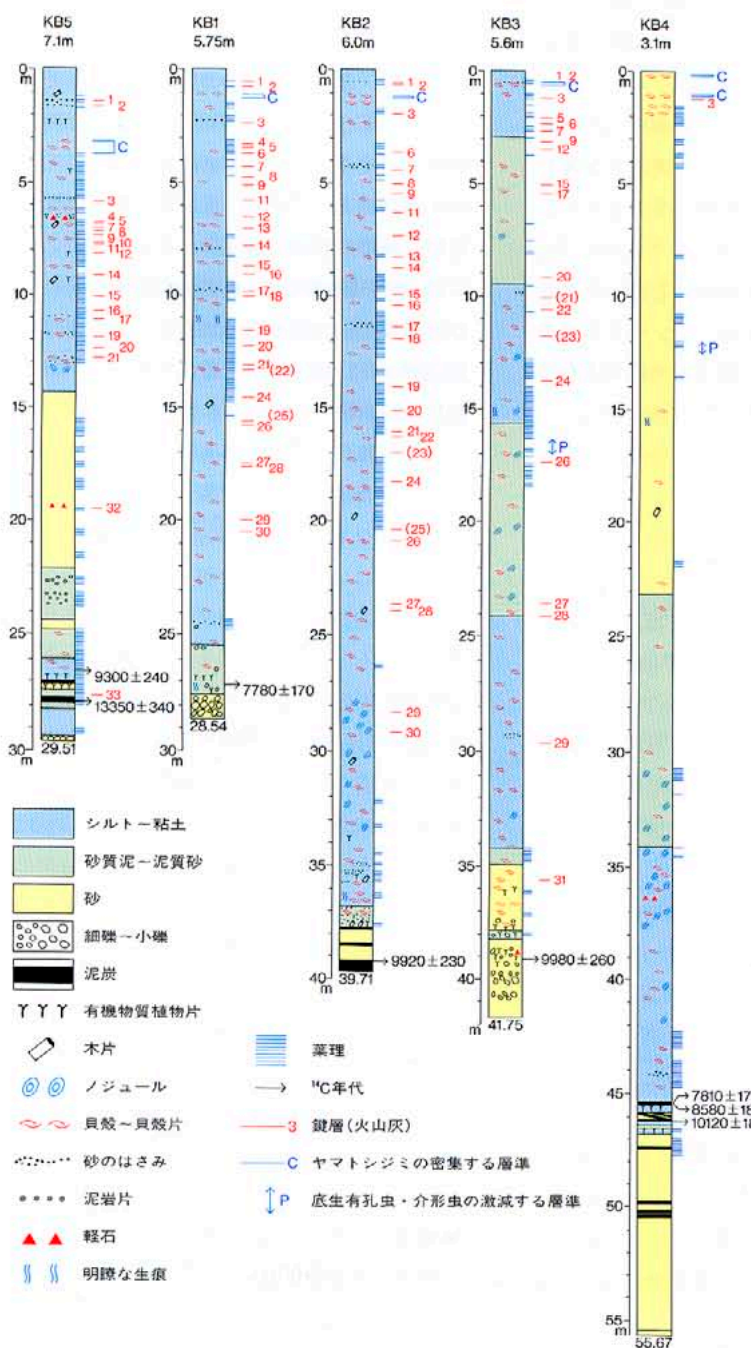


図10 - 完新世におけるステージ別の層厚分布変化(KB-1～5地点)

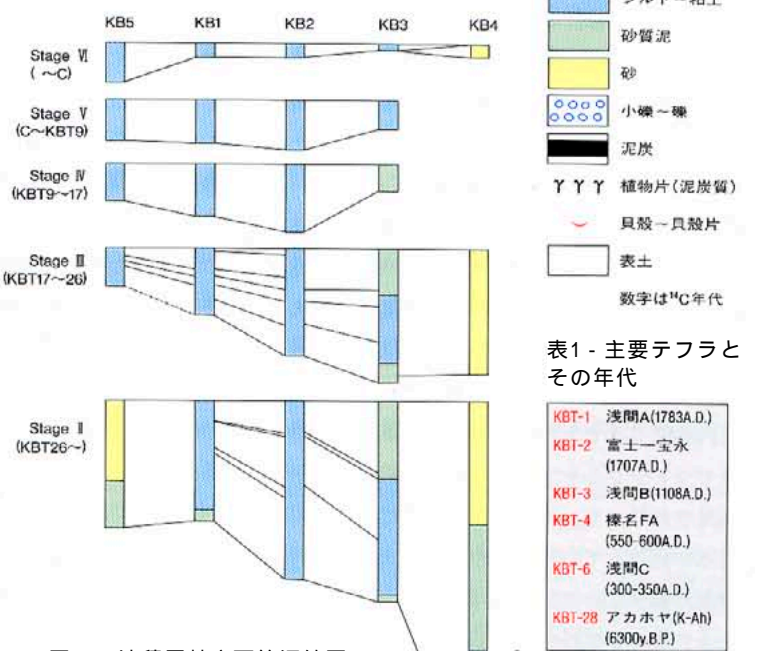
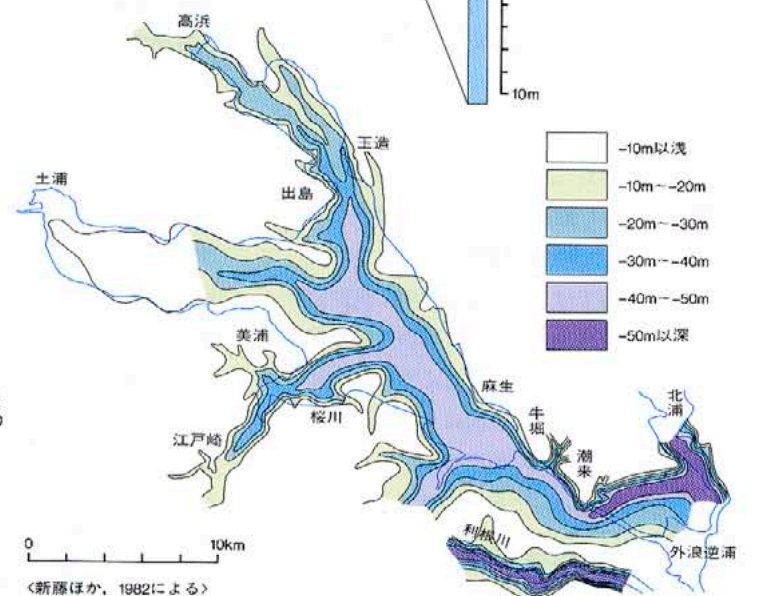


表1 - 主要テフラとその年代

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。この時期は、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体が形成されており、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、海域の広大さをうかがわせる。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体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体の供給源は、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

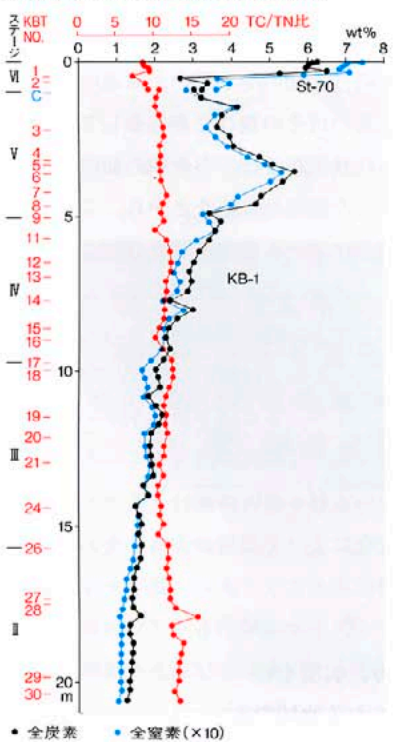
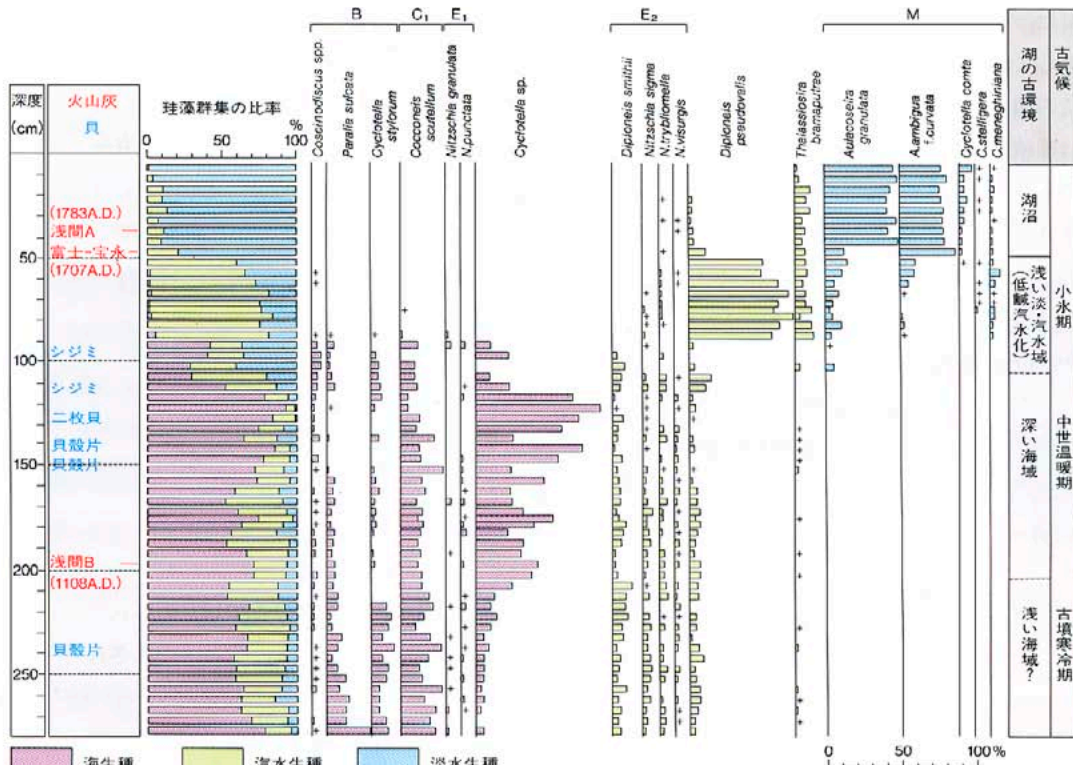


図13 - 霞ヶ浦湖底表層部(N-33地点)における珪藻化石分析結果



安藤, 未公表資料

B:内湾指標群 C1:海水藻場指標群 E1:海水泥質干潟指標群 E2:汽水泥質干潟指標群 M:湖沼浮遊生種群 +:1%以下を示す B,C1,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

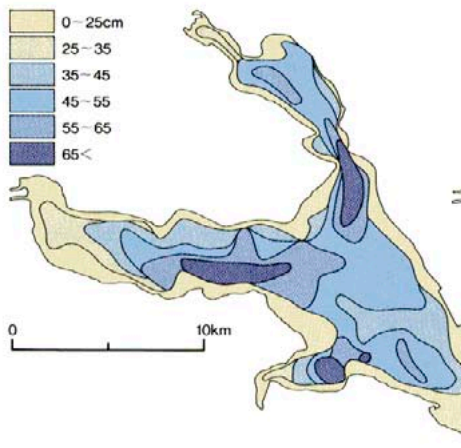


図14b - 過去約200年間の堆積量

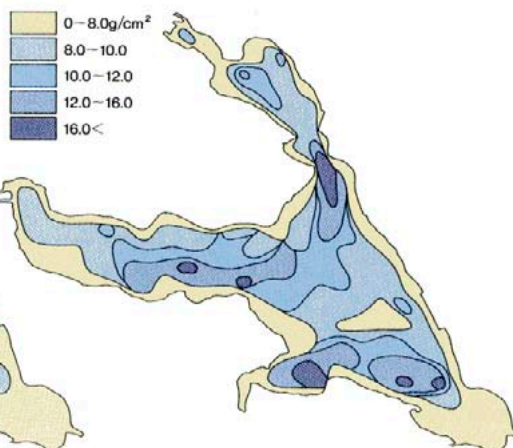
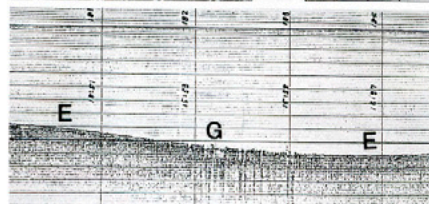
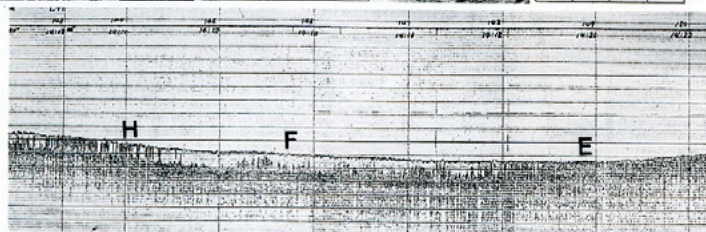
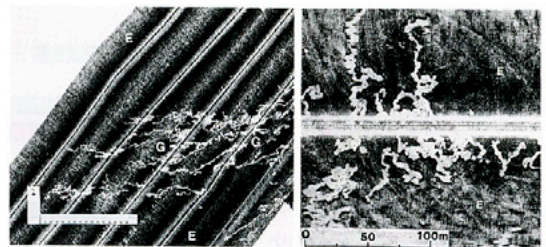
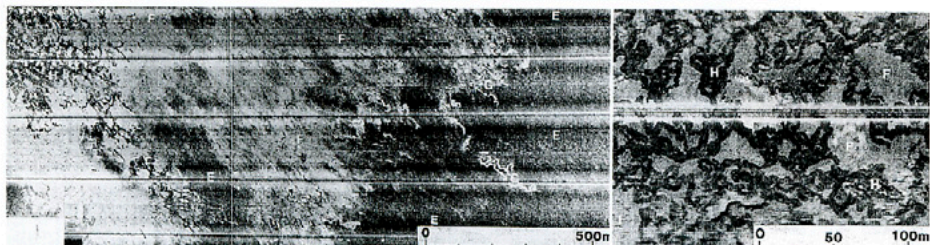
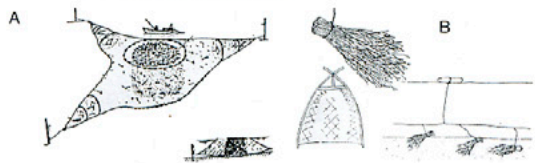
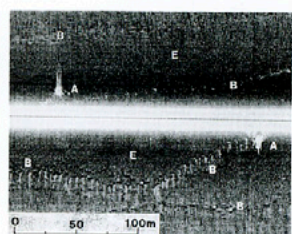
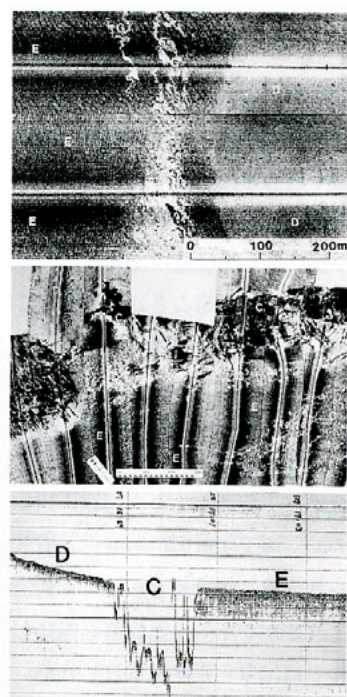
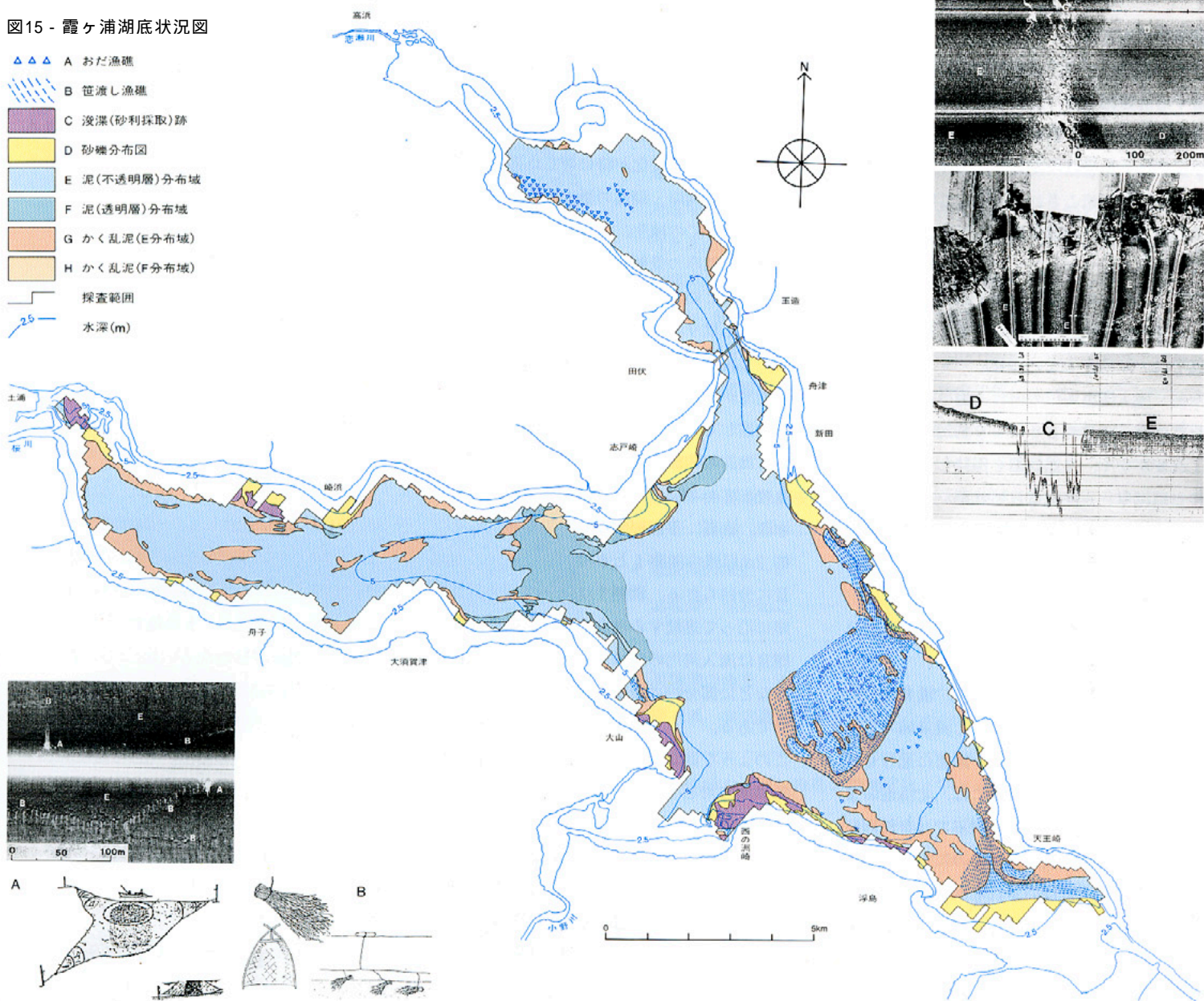




図15 - 霞ヶ浦湖底状況図

- ▲▲▲ 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
- 水深(m)





# 湖岸低地および沿岸帯の環境変化

平井幸弘 = 愛媛大学教育学部助教授

## 湖岸の人工化

日本の湖沼の中で、海岸平野の都市近郊に位置する海跡湖では、1960年代以降流域における都市化の進展、都市域の拡大にともなって、水質汚染や生態系の変化など様々な重大な環境変化が引き起こされた。そして現在では多くの海跡湖で、湖沼景観の人工化が急速に進展している。

図1に、日本における面積4km<sup>2</sup>以上の海跡湖の湖岸の改変状況(1985年)をまとめた。この図では、湖岸を4つの類型に、すなわち水面 = 流入流出河川の河口、海への開口部等。自然湖岸 = 水際線とそれより約20m以内に人工改変がなく、自然状態を保持している湖岸。半自然湖岸 = 水際線は自然状態だが、水際線より約20m以内に人工構築物が存在する湖岸。人工湖岸 = 水際線がコンクリート護岸、矢板などの人工構築物でつくられた湖岸。以上の4類型に分けて、実測された距離(km)で示した。

この図を見ると、霞ヶ浦、北浦、浜名湖、中海、宍道湖など、面積が大きく湖岸線の長い海跡湖では、湖岸の人工化が顕著に進行していることがわかる。全般的には、北海道および下北半島・津軽半島の各湖沼では自然湖岸が60%~90%以上残っているのに対し、関東地方以西の湖沼ではいずれも人工湖岸の割合が50%を越えている。とくに潤沼・北浦・手賀沼、浜名湖、八郎潟、阿蘇海、東郷池・中

海・宍道湖では、それぞれの湖岸総延長の約80%以上が人工湖岸で、自然湖岸は約10%以下しか残されていない。

## 霞ヶ浦湖沼環境図

人為による環境変化が特に著しい霞ヶ浦を対象として、湖岸・湖底の微地形分類、湖岸低地・沿岸帯での植生、土地・水利用、地形改変および湖岸の景観を「霞ヶ浦湖沼環境図」としてまとめた(図2)。

霞ヶ浦を取り巻く更新世台地と湖岸との間には、2段の完新世湖岸段丘と現成の砂浜・湖岸湿地からなる、幅約300~800mの湖岸低地が発達している。また湖岸沿いの水深約5m以浅には、幅約200m~最大約1,000mの湖棚が連続して分布する。とくに幅広い部分では、水深、底質、平面形態などの違いから、水深約2m以浅の湖棚と水深1.5~3.5mの湖棚

に分けられる。湖棚は幅200~300mで湖岸に沿って連続する現成の地形面であり、湖棚は流入河川の河口沖合や砂嘴地形の周縁部などに部分的に分布する沈水した化石地形面である。

このような湖岸地帯のうち、上位の湖岸段丘は洪水に対して安全であるため、古くからの集落が立地している。下位の湖岸段丘は異常の洪水時に一部冠水するため、一般に水田や蓮根畑として利用されてきた。湖岸線付近には、砂州や浜堤が発達する箇所もあり、そこにはヤナギ類に代表される水辺林が見られる。

湖岸線から水深約1m以浅の湖棚部分には、かつては湖岸のいたるところでアシ・マコモ・ガマなどの挺水植物の群落が見られた。また湖棚の沖側の部分は、ヒシ・ジュンサイなどの浮葉植物、そしてクロモ・シャジクモなどの沈水植物の生育の場であった(図3)。

しかし、現在の霞ヶ浦では1970年代に始まった霞ヶ浦開発事業を契機として、湖岸のほぼ全域が標高2.9mの堤防で囲まれ、挺水植物群落は急激に減少・消滅した(写真1・4)。そして湖岸低地では農地・宅地・公園の整備、沿岸帯では漁港・ヨットハーバーの構築、改修、湖面養殖施設の設置(写真2)。湖底での砂利採取(写真3)など、地形改変や施設の構築等がいたるところで進められ湖岸の景観は植生を欠く人工的なものに変貌した(図4)。また、かつては水泳場として賑わった白砂青松の砂浜も、緩勾配・階段状の「親水護岸」に変わり、コンクリートに縁取られた水際線が湖沼景観を無機的なものにしている(写真5)。元来、湖岸の水生植物群落地は、湖の水質の保全・浄化機能を果たし、稚魚やエビ類、貝類、甲殻類の生育の場、そして魚の産卵場所でもある。また、湖を訪れる水鳥の絶好の休息・避難場所であり、人間にとっても心安らく水辺景観を提供している(写真6)。これからの湖沼の開発・利用にさいしては、このような自然状態の湖岸地帯の機能や特質を生かす努力が必要である。

図1 - 日本の海跡湖(面積約4km<sup>2</sup>以上)における湖岸の改変状況

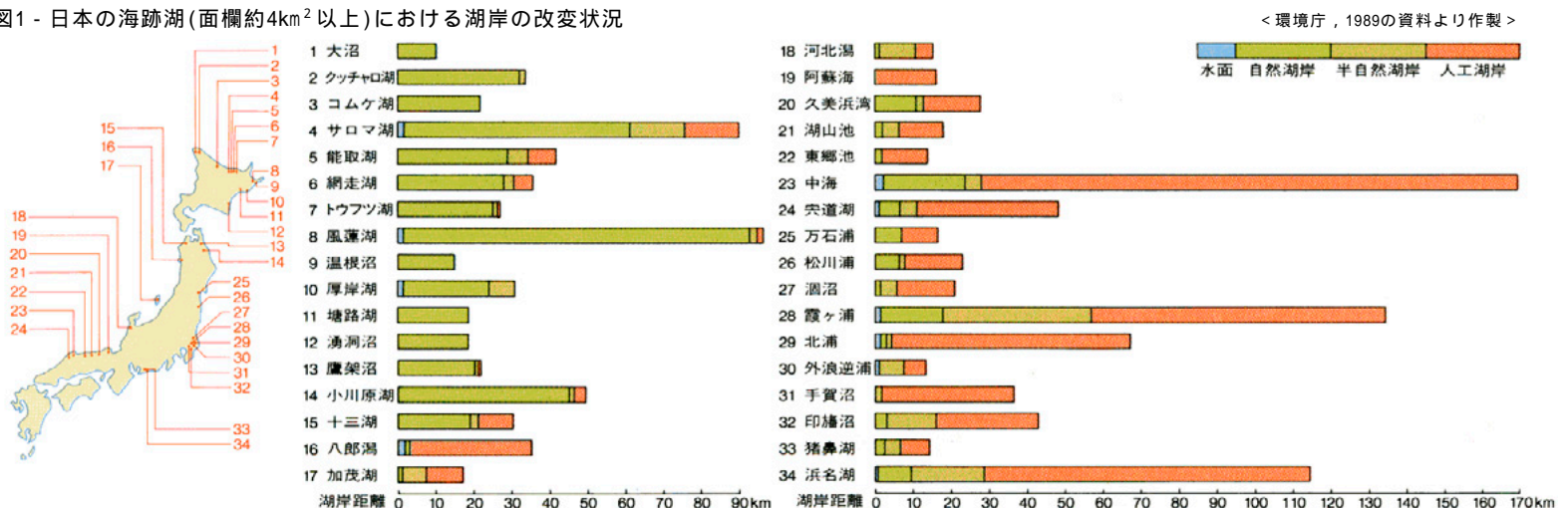
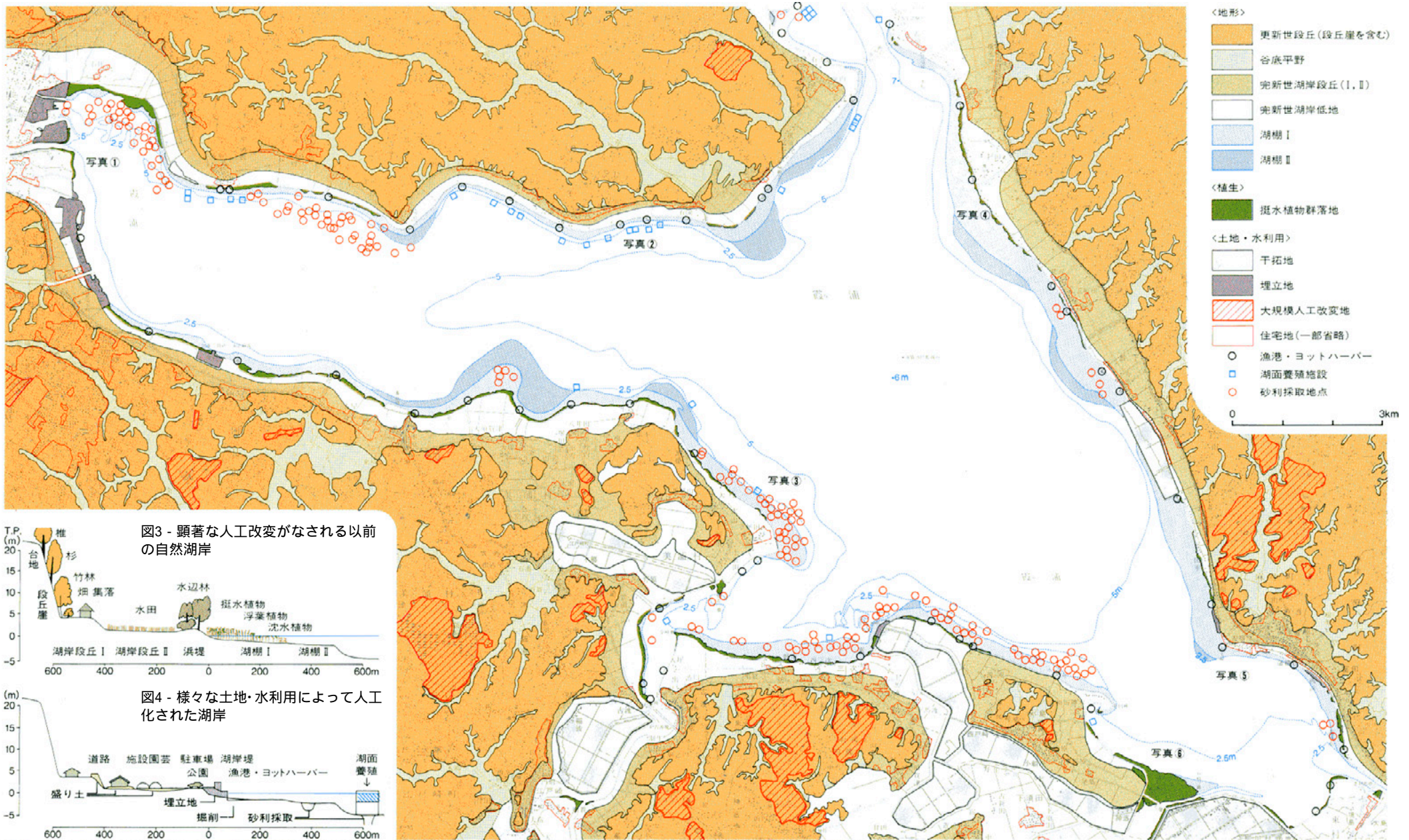




図2 - 霞ヶ浦湖沼環境図

<国土地理院発行5万分の1地形図「土浦」「玉造」「佐原」「潮来」「鉾田」を使用>



①新堤防の建設で消滅寸前の挺水植物群落 (桜川河口), 1990年11月撮影。 ②改修された漁港と湖面養殖施設(根山) 1990年11月撮影。 ③湖底での砂利採取が顕著な湖岸(大山) 1986年7月撮影。 ④消滅した挺水植物群落地と改修された湖岸堤防(玉造町新田), 1990年11月撮影。 ⑤コンクリート製の「親水護岸」となったか ⑥霞ヶ浦にわずかに残された挺水植物の大群落地(浮島・妙岐ノ鼻), 1990年11月撮影。