

## 土佐湾周辺肢湾の地質学的環境の変遷

高知大学理学部 満 塩 大 洸

### 1. はじめに

シンポジウムのテーマの閉鎖水系について、まず理論的に考察し、次に実際のを観測・測定して比較しよう。

最初に、地球の層状構造<sup>1)</sup>のうち、岩石圏と水圏との境界線付近については、これが陸上であれば湖沼池や河川などでは湖岸線・河岸線などであり、海洋であれば海岸線である。また、これらは固相の「容器 reservoir」と液相の「内容物」との関係でもある。そしてさらに、「容器」によって「内容物」を取り込む必要があり、前者はその形態によって、「取り囲む程度」が問題となるのである。そして、この程度が大き

なれば、より閉鎖された環境となり、これが閉鎖環境・閉鎖水系の目安となるのである。この閉鎖水系の典型的なものは、海洋ではいわゆる「内湾」である。内湾の地形や堆積物などについては、筆者は約30年来研究している。

ところで、地球の表面では70%以上を占める水圏の海洋自身も、宇宙からみれば、地球という「閉鎖環境」にあることは指摘するまでもない。従って、「容器」と「内容物」との相対的な規模が閉鎖環境を支配するのである。

### 2. 理論的区分

そこで、「容器」自身の形態と「内容物」の

表1 classification of entirely closed environment (bay)

	inflow	reservoir	outflow	characteristics
case 1	no inflow		no outflow	no in / outflows
case 2	no inflow		----->>	outflow only
case 3	----->>		no outflow	inflow only
case 4	----->>		----->>	inflow / outflow

表2 classification of bay by "Degree of Embayment" (Mitusio, 1966)

湾口部 距離 a	奥行き 距離 b	湾入度 DE=b/a	湾の名称
∞	0	0	bight / gulf
2	1	0.5	strongly opened bay
↓	↓	↓	↓
1	1	1.0	opened bay
↓	↓	↓	↓
0.5	1	2.0	closed bay
0.2	1	5.0	strongly closed bay
0.1	1	10.0	very strongly closed bay
0	1	∞	entirely closed bay

関係は水の流入量と流出量との関係から、例えば、陸上の湖沼などでは理論的には表1のように表せる。すなわち、これによって流入湖・流出湖・停滞湖などに区分され、「閉鎖水域」を表す閉鎖度はそれぞれ異なる。

次に、海洋における閉鎖度は立体空間の3次元的なものであるから、これを表すには内湾度 (Mitusio, 1966)<sup>2)</sup>、および、閉鎖度<sup>3)</sup>が有効である。前者は湾口部の距離  $a$  に対して、奥行き距離  $b$  の比を取り、 $b/a$  を算出する。これを理論的に算出すると表2のようになる。湾入度が0なら、湾入はほとんどなく、ガルフやバイトと呼ばれるものである。すなわち、 $a$  が次第に小となり、奥行きが大となれば、湾入度は大きくなる。ついには湾口部の距離が0となれば、湾入度は無限大となり、全くの閉鎖を表すことになる。

また、 $a$  に対して、湾口部の深度  $c$  との比  $c/a$  を算出する。地球の表面では水平距離に対して、深度はあまりにも小さいので、その値を100倍したものを、「閉鎖度」として算出するのである。これを表したものが表3の閉鎖度である。これは湾口部の距離が次第に小となり、深度が大となるにつれて、閉鎖度は大となり、内湾度大の場合と同様に閉鎖水域となる。さらに、その湾口部内湾も比較のために挙げている (Mitusio, 1966)<sup>2)</sup>。

さて、長い地質時代からみると、これらの水

域と陸域との「境界線」の海岸線は時代と共に変遷した。海が陸に浸入する現象は「海進」と呼ばれ、反対に海が後退するのは「海退」と呼ばれている。特に、第四紀の時代には顕著に変化が起こった。これらの原因は、氷河期と間氷期が交互に数回繰り返し、これによって起こった海水準の変化は「氷河制海水準変動」と呼ばれている。その他にも、地震・地盤沈下等の原因によっても海進・海退が起こる。このようにして、海洋では最後の氷期に世界の大陸棚が形成され、土佐湾の大陸棚 (土佐湾大陸棚平坦面) も形成されたのである<sup>9)-16)</sup>。

これらの諸変化により、海岸付近や内湾などにおいて、環境変化が起こるのである。ここでは、第四紀以後の土佐湾およびその肢湾の変遷過程について述べ、特に閉鎖水域を特徴的に示す堆積物であるヘドロの形成機構 (メカニズム) についても述べる。

### 3. 調査方法

土佐湾周辺の海岸および海底地形から内湾度と閉鎖度を計測し、また、海底堆積物 (底質) の調査を行う。特に、表層・柱状の採泥器 (コアラー) により、表層・柱状の試料を採集することが、内湾の形成機構および形成史を知る上で重要である。

これらの諸データを解明して、その形成時代や堆積環境の変遷などを知るのである。

表3 classification of bay by depth factor

湾口部 距離 $a$	湾口部 深度 $c$	閉鎖度 $100 * c/a$	特 徴 characteristics
$\infty$	0	0	entirely closed bay
$\infty$	1	0	entirely closed bay
10	1	10	closed bay
2	1	50	opened bay
1	1	100	strongly opened bay
0	1	$\infty$	entirely opened bay

表4 Mitusio (1966) による内湾度表 (単位; km)

名称	幅 (a)	長さ (b)	内湾度 (b/a)	特徴
土佐湾	120	50	0.4	開口湾
浦ノ内湾	0.5	12.0	24.0	超強閉塞湾
浦戸湾	0.2	6.7	33.5	超強閉塞湾
能見湾	3.2	5.9	1.8	開口湾
宿毛湾	8.5	9.6	1.1	開口湾
清水港	1.2	2.7	2.2	閉塞湾
久礼湾	1.2	1.8	1.2	開口湾
大村湾	0.5	27.5	55.0	超強閉塞湾
福岡湾	5.7	13.2	2.3	閉塞湾
唐津湾	14.4	12.0	0.8	開口湾

#### 4. 結果

内湾度はその値が大きいほど、その湾は閉塞されていることを表す。これらの実際の値を表4に示している。これからみて、土佐湾は0.4の開口性の開いた湾であり、ガルフと呼ぶべきものである。また、この湾入深度は約-800mもある深海湾である(満塩, 1988など)。

土佐湾の海底地形をみれば、水深約-140m付近に傾斜変換点がある。これより浅い部分が土佐湾大陸棚平坦面である。堆積物については、土佐湾大陸棚平坦面の上には砂質が存在し、それ以深では陸斜面であり、泥質堆積物が存在している<sup>6)7)17)18)</sup>。注目すべきは、傾斜変換点に砂質堆積物のような、かなり粗粒の堆積物が帯状に存在することである。これからみて、最後のウルム氷期と呼ばれる約2万年前に、海水準が低下していたときの旧湾岸線を表しているのである。このときの様子を図1に表している。また、その後暖かくなって、約1万年前の沖積世の初期には、約-40mに海水準があり、このときに、宿毛湾・能見湾などの主要な湾が形成されたのである。その古地理図を図2に示している。

次には、土佐湾周辺の肢湾について述べる。肢湾の中で、第1に重要なものは高知港・須崎

港などである。高知港は浦戸湾の奥にあり、湾口は狭く、33.5の超強閉塞湾である。堆積物は周辺の7河川から供給されるが、湾奥では泥質で、湾口は砂質となっている。しかも、湾口部は湾の両側には、砂丘状の砂や礫のクチバシ状のスピットが発達し、さらに、黒潮逆流などからくる沿岸流による漂砂のために、常に閉塞済みである。

また、須崎港の入口には能見湾がある。後者は1.8の開口湾であるにもかかわらず、40mの平坦面が発達しているが、泥質が堆積していて、しかもハマチなどの養殖により、ヘドロ化している<sup>5)6)</sup>。

浦ノ内湾はきわめて特異な内湾であり、24.0の超強閉塞性を示す全国的にもめずらしいものである。湾口部では極めて浅くて砂堆を形成し<sup>19)</sup>、中央部付近では砂から砂質泥に徐々に移り変わる<sup>20)</sup>。湾奥ではさらに流れが弱くなり、堆積物は泥質になっているが、周辺にはこのような細粒堆積物をもたらすような名前をついた河川はない<sup>21)</sup>。しかも、そのために湾奥部では酸欠状態で、底質は腐ってヘドロ状となっている。

この基本的な要因は次のようになる。すなわち、土佐湾周辺の陸上の仁淀川水系から供給さ

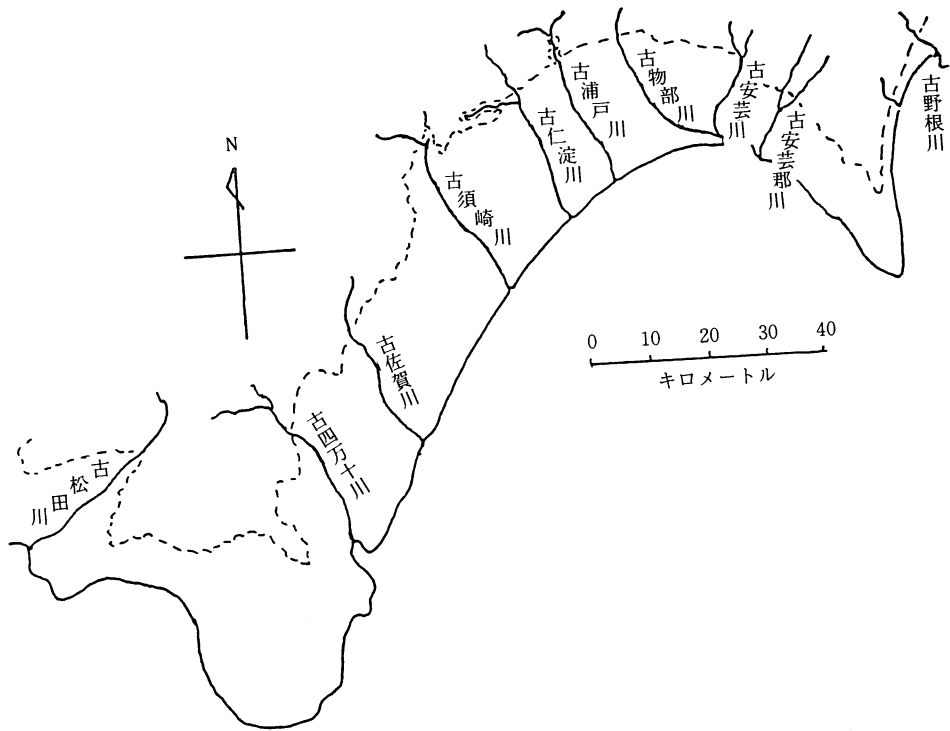


図1 土佐湾の古地理（更新世後期，約1.9万年前，水深約140m低下）。  
破線は現在の海岸線，実線は当時の海岸線と旧河川。

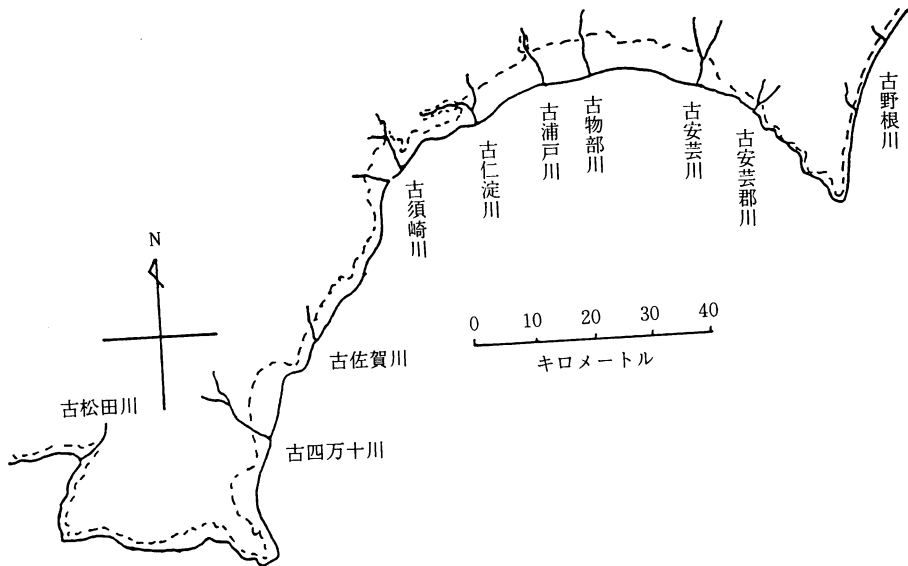


図2 土佐湾の古地理（完新世初期，約1万年前，水深約40m低下）。  
破線は現在の海岸線，実線は当時の海岸線と旧河川。

れる堆積物は、河口部から2つに分かれる。1つは東方に流れるが、もう1つは黒潮逆流にのり、河口西方の浦ノ内湾の方に運ばれる(満塩ら, 1985)<sup>17)</sup>。そして、湾口部に巨大な砂堆サンドバンクを堆積させ、湾をますます閉鎖環境に追い込むのである。それらの1つは天皇洲と呼ばれている。湾奥部では図3に示されるように、停滞環境のために、有機質の人工的な泥、すなわち、ヘドロが堆積するに至っているのである。このようなヘドロを有効に利用するために、筆者はヘドロの溶脱成分などのいろいろな性質を解明してきているのである<sup>22)-25)</sup>。

さて、浦ノ内湾付近では堆積物が東方から運搬される証拠として、次のようなことが挙げられる。1つは湾口部の導流堤の東方先端に成長する堆砂の長さを測定すると、年々成長していることである(満塩, 1977)<sup>19)</sup>。2つは湾口部では堆積物は粗粒であるが、内湾部では泥質の細粒物となる(Mitusio, 1985)。さらに、これらの中間部では、砂と泥の漸移帯がみられる(満

塩ら, 1980)。また、これらを構成している鉱物類は湾口部では長石類・石英が多く、内湾部では細粒の粘土鉱物のイライト・緑泥石が多くなる(満塩・中川, 1985)<sup>26)</sup>。さらに、花粉や孢子化石類(中村ら, 1974)<sup>27)</sup>では、湾奥から湾口になるにつれて、指数関数的に減少する。さらにこれらの属の構成比は、浦ノ内湾全体では河口から海へと変化している(半田・満塩, 1975)<sup>28)</sup>。

これらの諸事実から、浦ノ内湾では東方の湾口から、西方の湾奥の方に堆積物が運ばれていることを示している。

陸上からみれば、浦ノ内湾はまさに、高岡平野や高知平野と全く変わらない形成である。ただ、現在の浦ノ内湾などは高度が低く、たまたま水が覆っているに過ぎない。したがって、この水を取り去れば、高岡平野・高知平野のように地下には軟弱地盤が形成される現在の姿である。<sup>13)14)</sup>。

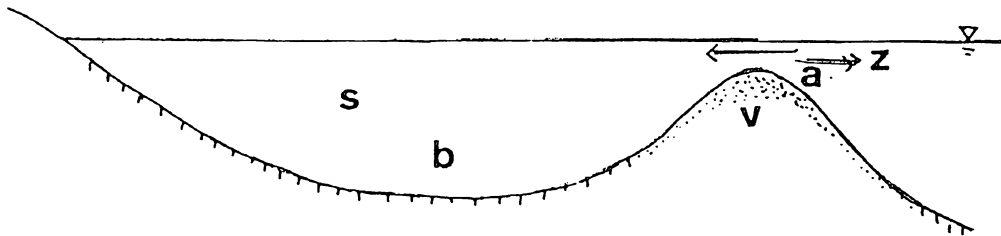


図3 浦ノ内湾におけるヘドロの形成機構

点は砂。縦線は泥。a, 砂の堆積 b, 泥の堆積 s, 停滞環境=有機物の腐敗 v, 砂堆(サンドバンク=シル)の形成 z, 潮流の動き=主として表層のみ。

## 5 考 察

これらの諸事実から約2万年前の最終(ウルム)氷期には、約-140mも海水準が低下していた(図2)。その後約1万年前には暖かくなり、その環境の変化により、海水準は上昇し、土佐湾周辺の肢湾が形成され、内湾度の大きい湾が

できた(図3)。さらに、現在のような地形を呈するように至ったのである。これらの海水準変動は図4のようである。

最後に、典型的な閉鎖水系を形成している浦ノ内湾については、古仁淀川の変化により形成され、さらに現在の仁淀川から供給された堆積

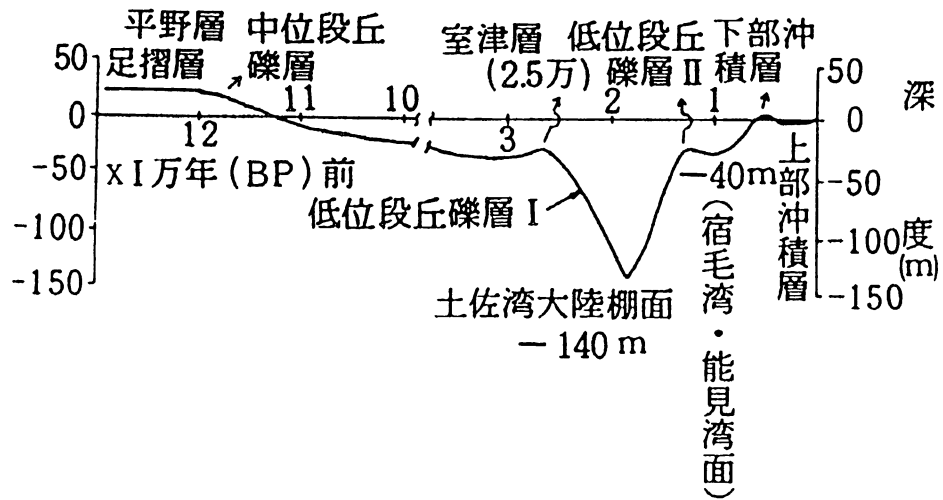


図4 土佐湾沿岸付近における海水準面変動概念図(約13万年以後)

表5 地質時代からの浦ノ内湾周辺の環境変化

時代	旧→-----時-間-の-流-れ-----→新					
	中期更新世 約14万年前	後期更新世 約2万年前	完新世 約1万年	縄文 6千年	弥生 2千年	現在 0
環境	海	川	川			海
原因	海進	海退		海進	やや海退	海進
気候	温暖	寒冷				温暖

表6 浦ノ内湾周辺環境の今後の変化および対応

1. 放置	A) 海進 → 更に深い海	
	B) 海退 → 湖沼 → 陸	
2. 人工	A) 一時的対応	1) 漁業中・停止 2) 底質改善 3) その他
	B) 根本的対応	1) 天皇洲の除去 2) 海水の強制交換(モーターなどによる) 3) トンネル掘削, あるいは, 水路開削 4) その他

物が西方に運搬され、湾口部で巨大な砂堆を形成し、湾奥部で海水の停滞を招き、さらにヘドロの蓄積をみるに至った。これに加えて、ハマチなどの養殖により、人工的汚染が倍加した。

このような現状や原因を放置すれば事態はさらに悪化し、湿地や泥炭地となろう(表5)。

これらの事態に対して、それらを防ぐためや現状を改善するには、地形・地質的には、内湾度および閉鎖度を低下させなければならない。あるいは、海水の流通を良くしなければならない。それには、表6のような方法が考えられる。このうち、もしトンネルや水路を考えるならば、1箇所だけでは効果は少なく、最低3箇所は掘削する必要があるだろう。

#### 引用文献

- 1) 満塩大洗. 1991. 地球上のカルシウムの分布と循環, 特に有効利用. 石灰石, (422): 73-82.
- 2) Mitusio, T. 1966. Bottom Sediments in Bays of North Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. E, Geology*, 18: 7-34.
- 3) 満塩大洗. 1990. 土佐湾周辺肢湾の地質学的環境の変遷, 黒潮圏公開シンポ予講集, 9-10.
- 4) 満塩大洗. 1976. 土佐湾の海底地形. 高知県百科事典, 633-634.
- 5) 満塩大洗. 1985. 土佐湾北東部の海洋地質-1, 極浅海域の海洋地質, そのVI. 高大海洋センター報, 7: 73-85.
- 6) Mitusio, T. 1985. Marine Geology of Tosa Bay, Shikoku. *Res. Rep. Kochi Univ.*, 34: 201-214.
- 7) 満塩大洗. 1987. 土佐湾の地形と底質. 日本水産学会中国・四国支部大会シンポジウム, 5, くろしお, (3): 26-27.
- 8) 満塩大洗. 1988. 土佐湾の自然-1, その成因に関連して. 高知大学理学部公開講座, 9-17.
- 9) 中村 純・満塩大洗・黒田登美雄・吉川治. 1972. 花粉層序学的研究, その1, 高知県の第四系. 高大学研報, 21(5): 87-113.
- 10) 満塩大洗・吉川 治. 1977. 高知・室戸間の四系. 日本地質学会第84年巡検案内, (9): 1-26.
- 11) 満塩大洗. 1986. 海をさぐる. 放送公開講座, 1-14.
- 12) 満塩大洗. 1989. 高知県主要河川の河道変遷. くろしお(3): 3-4.
- 13) 満塩大洗・古川博恭. 1988. 四国地方の第四紀層. 地質学論集(30): 145-154.
- 14) 小椋正澄・満塩大洗・吉田泰治. 1989. 四国の軟弱地盤. 土質工学会四国支部30周年記念号, 62-83.
- 15) 満塩大洗・山下修司. 1990. 四国四万十川の後期第四系, 特に形成史. 高大学研報, 39(8): 1-18.
- 16) 満塩大洗. 1991. 室戸岬(M)面は中位に非ず. 中川久夫教授退官記念号, 15: 1-7.
- 17) 満塩大洗・前田晴良. 1987. 仁淀川河口付近の海岸・海底堆積物, くろしお特別号(1): 25-28.
- 18) 安田尚登・村山雅人・満塩大洗. 1987. 浅海より深海に至る堆積物の海洋地質学的研究. くろしお特別号(1): 29-32.
- 19) 満塩大洗. 1977. 浅海域の漁場開発に関する基礎的研究, 浦ノ内湾の形成発展史. 高知大学報告, 1-7.
- 20) 満塩大洗・柴田隆次・安田善雄. 1980. 高知県浦ノ内湾中央部の底質. 高大海洋センター報, 2: 59-71.
- 21) 満塩大洗・安田尚登. 1987. 小河川(須崎市灰方川)における堆積物の粒径変化. くろしお特別号(1): 19-23.
- 22) 西沢 均・島内理恵・満塩大洗. 1988. 堆積物と水との相互反応, 海洋牧場造成の基礎的研究. くろしお特別号(2): 25-33.
- 23) 満塩大洗. 1988. 未利用資源の研究, ヘド

- 口の基礎的研究, 土佐湾と浦ノ内湾の成因  
に関して. 海洋・資源, (18): 19-25.
- 24) 満塩大洗. 1989. 未利用資源の有効利用,  
その8, ヘドロの基礎的研究. 海洋・資源,  
(19): 26-30.
- 25) 満塩大洗. 1989. 未利用資源の有効利用,  
その9, ヘドロの基礎的研究. ウェイスト  
リソース, (20): 19-24.
- 26) 満塩大洗・中川昌治. 1988. 浦ノ内湾の海  
底堆積物の構成粘土鉱物. 海洋牧場造成の  
基礎資料, くろしお特別号(2): 35-38.
- 27) 中村 純・黒田富美雄・満塩大洗. 1974.  
堆積学的花粉分析学, その1. 地調月報,  
25(5): 209-221.
- 28) 半田一幸・満塩大洗. 1977. 堆積学的花粉  
分析学, その2. 高大宇佐臨海実験所報,  
24 (1/2): 1-11.