

北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を訪ねて

磯部一洋¹⁾・横田節哉¹⁾・羽坂俊一¹⁾・佐藤卓見¹⁾

1. はじめに

周囲を海に取り巻かれた我が国には、霞ヶ浦・サロマ湖・中海などのように以前に海の一部であった大きな湖沼が数多く存在する。かつて琵琶湖に次いで大きかった八郎潟は、これまでの干拓工事によって約10分の1の規模に縮小しているが、その成因はやはり霞ヶ浦などと同様に海跡とされている。

海跡湖は第1表に示す面積上位18湖沼のうちで12もあり、さらに面積4km²以上の53湖沼中30と多い。その分布を見ると、北海道東部(本稿では十勝・釧路・根室・網走各支庁管内を指し、道東はその略)に9個、日本海側の本州に10個もある。これに対し、紀伊半島から瀬戸内沿岸にかけた本州と四国・九州全域には、大きな海跡湖(4km²以上)は存在しない。このように海跡湖の分布には、地域差のあることがうかがえる。

ところで、地質調査所北海道支所では、北海道の資源と地質に関する経常研究を実施中である

が、著者の一人横田は北海道の沿岸域の堆積物に関する調査研究を長年実施してきた。それらの多くの資料を基に、上述した経常研究の一環として「地球化学からみた海跡湖とその周辺環境変化評価の研究」を平成10年度から3年計画で開始したところである。

初年度の調査のために、横田らは道東の太平洋沿岸を1998年9月に訪ねた。また、磯部は釧路-厚岸の海岸を同年8月に予察的に調査した。これらの現地調査を通じて、海跡湖の分布と形成についてより一層理解が深まったので、本地域の海岸付近の地形・地質的特徴と併せて以下に紹介する。

2. 道東太平洋沿岸の地形・地質の特徴

2.1 海岸付近の地形と地質

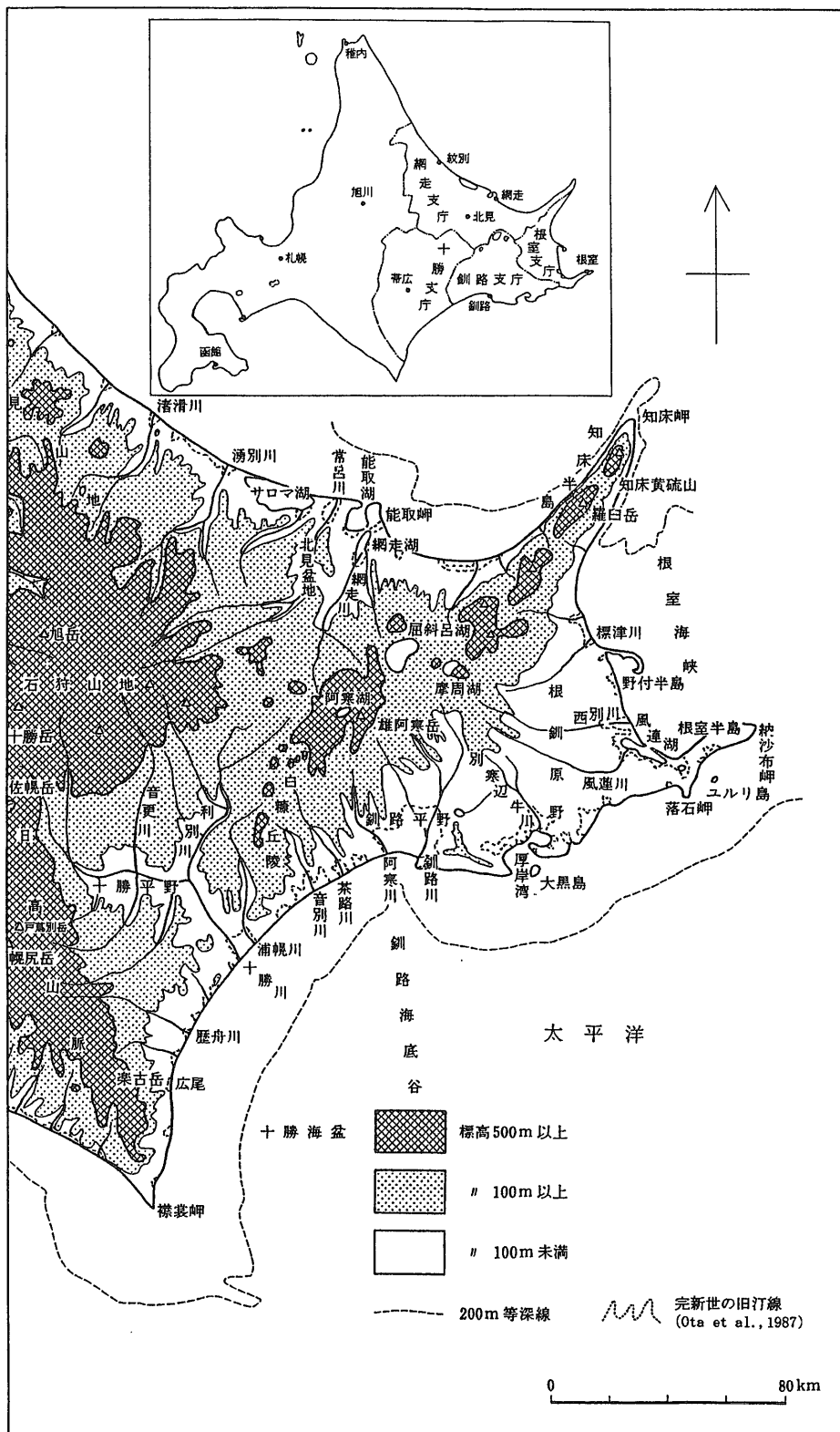
横田らによる今回の現地調査は、十勝支庁から根室支庁に至る沿岸域のうちで、十勝海岸西端の広尾から根室半島東端の納沙布岬までの300kmを超える範囲であり(第1図)、北海道全体の海岸

第1表 日本のおもな湖沼(国立天文台編, 1998)。

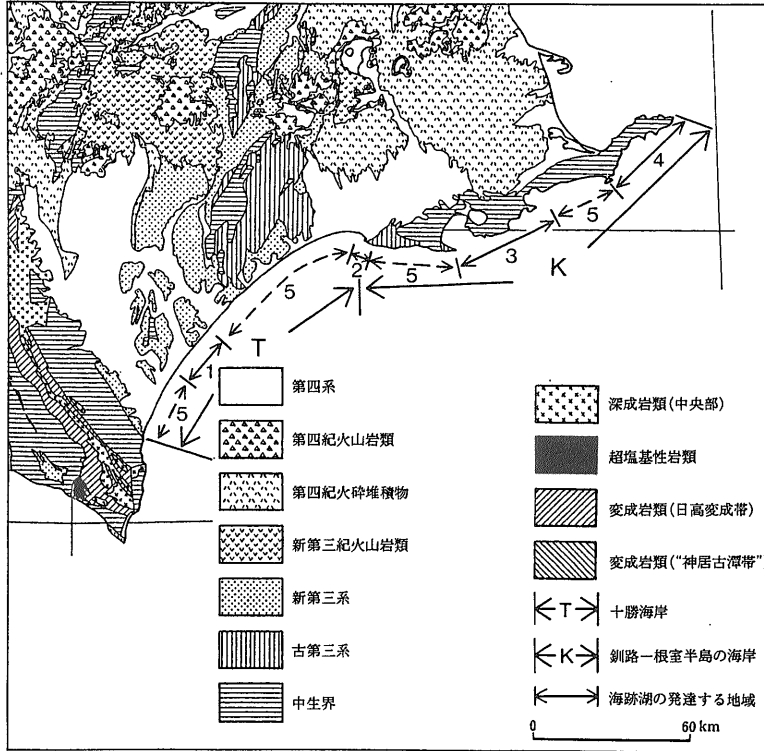
名称	都道府県(支庁)	成因	汽水/淡水	面積(km ²)	標高(m)	周囲長(km)	最大水深(m)	平均水深(m)	全面結氷
琵琶湖	滋賀	構造	淡水	670.3	86	241	103.6	41.2	しない
霞ヶ浦	茨城	海跡	淡水	167.6	0	120	7.0	3.4	しない
サロマ湖	北海道(網走)	海跡	汽水	151.9	0	87	20.0	8.7	する
猪苗代湖	福島	構造	淡水	103.3	514	50	94.6	51.5	しない
中海	島根・鳥取	海跡	汽水	86.2	0	105	8.4	5.4	しない
屈斜路湖	北海道(釧路)	カルデラ	汽水	79.3	121	57	117.0	28.4	する
穴道湖	島根	海跡	汽水	79.1	0	47	6.4	4.5	しない
支笏湖	北海道(石狩)	カルデラ	淡水	78.4	250	40	363.0	265.4	しない
洞爺湖	北海道(胆振)	カルデラ	淡水	70.7	84	50	180.0	117.0	しない
浜名湖	静岡	海跡	汽水	65.0	0	114	16.6	4.8	しない
小川原湖	青森	海跡	汽水	62.2	0	47	24.0	10.5	する
十和田湖	青森・秋田	カルデラ	淡水	61.0	400	46	327.0	71.0	しない
能取湖	北海道(網走)	海跡	汽水	58.4	1	33	21.2	8.6	する
風蓮湖	北海道(根室)	海跡	汽水	57.5	1	94	11.0	1.0	する
北浦	茨城	海跡	淡水	35.2	0	64	10.0	4.5	しない
網走湖	北海道(網走)	海跡	汽水	32.3	0	39	16.8	6.1	する
厚岸湖	北海道(釧路)	海跡	淡水	32.3	0	25	—	—	する
八郎潟	秋田	海跡	淡水	27.7	0	35	12.0	—	する

1) 地質調査所 北海道支所

キーワード: 北海道, 十勝海岸, 根釧原野, 根室段丘, 海跡湖, 供給土砂



第1図 北海道東部を中心とする地勢と地形 [日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990)に加筆].



第2図

道東太平洋沿岸域の地質概略図[日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990)に加筆]. 海跡湖の発達する地域1:当縁川-十勝川間, 2:釧路湿原東部, 3:厚岸-浜中間, 4:根室半島. 海跡湖が存在しないか、未発達地域5:広尾-当縁川間ほか3地域.

線の約10%に当たる。

その海岸線は広尾から釧路市にかけて緩やかな曲線で伸びた平滑な十勝海岸(第2図のT)と、根釧原野を縁取り、突出部と湾入部を繰り返す釧路-根室半島の海岸(第2図のK)に二分される。前者の単調な海岸線の陸側には新第三系及び第四系が広く分布する(第2図)。これに対し、後者の割合複雑な海岸線には海食崖が連なり、太平洋側の根釧原野は主に千島(外)弧の白亜系の堆積岩からなり、東西性の分布を示す。なお、釧路沿岸の炭田地帯などに古第三系が小範囲に見られる。

2.2 十勝海岸

広尾から釧路市へかけた十勝海岸は長さ約110kmで、主に砂質海岸からなり、西から東へ歴舟川・十勝川・浦幌川・音別川・茶路川・阿寒川・釧路川などの河川が流入する(第1図)。海岸背後には海食崖がよく発達し、その高さは概ね東から西へ低下するが、これは山地・丘陵・段丘がほぼその順に海岸付近まで迫ることに関係する。

2.2.1 広尾-当縁川間の海岸

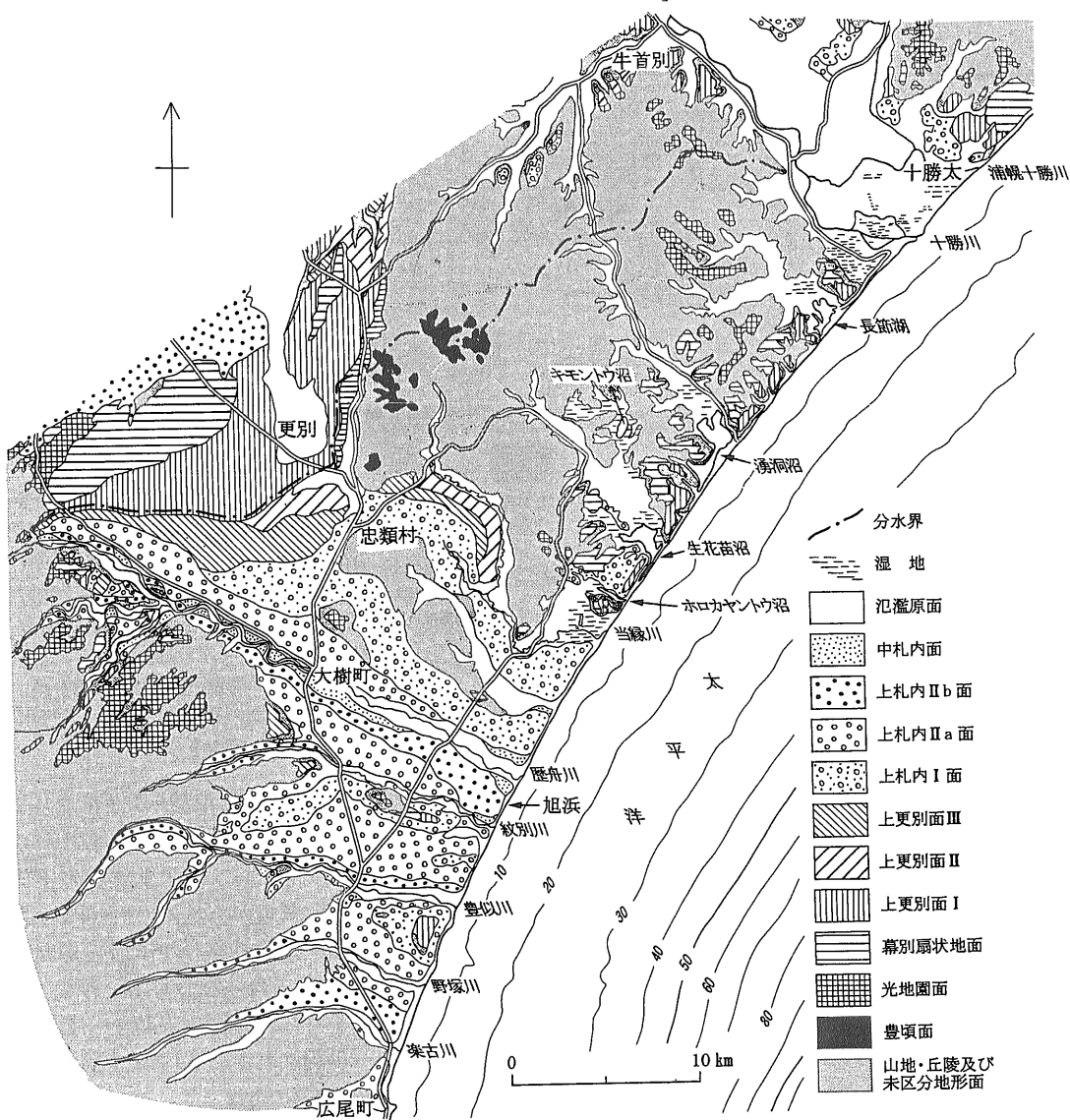
歴舟川などの小河川は、北海道の脊梁をなす日

高山脈から流下し、現河床(氾濫原)面を通じて太平洋へ流出する。広尾-当縁川(歴舟川の東約6kmにある小河川)間には、中期更新世の上更別面(I-III)と後期更新世の上札内(I・IIa・IIb)面に対比される扇状地的性格の河成段丘が発達する(第3図・第2表)。これらの小河川と段丘(海食崖)から、砂岩・チャート・頁岩・花崗岩・変成岩類の砂礫が海岸へ供給されている(第4, 5図)。

2.2.2 当縁川-十勝川間の海岸

この地域にある豊頃丘陵や海成段丘の海側には、15m前後の低く定高性のある海食崖が連なるが、これはその南部で上札内I面、北部で上更別面I(第15図参照)が発達することに関係する。なお、北部ではより高位の幕別扇状地面及び光地園面が上更別面Iの内陸側に発達し、光地園面はクサレ礫の著しい河成段丘堆積物からなる。海食崖を切る河谷が海に臨むあたりでは、小河川の河口部が閉塞されて湧洞沼などの潟湖を形成し(荒巻, 1971)、既に湿地化した小河川の低地も認められる。潟湖と海跡湖はほぼ同義であり、これらについては次章で詳しく紹介する。

2.2.3 十勝川河口部の海岸



第3図 十勝海岸南部の地形面区分図 [十勝平野, 地質図および地形面区分編集委員会 (1981) に加筆].

十勝川は日高山脈・石狩山地などを源流域とし、十勝海岸へ達する最大の河川であるが、大規模な構造盆地である十勝平野内を緩流するために、粗大な礫でなく、砂や細礫を海岸へ供給している。その河口付近には河川からの流送土砂の堆積による三角州的な張り出しは見られない(荒巻, 1971)。

2.2.4 十勝川-釧路川間の海岸

十勝川の北側にある浦幌川・音別川・茶路川は、白亜系～古第三系などからなる白糠丘陵から流下して太平洋へ直接流出する(第1図)。音別川周辺では小規模な海岸湿地が形成されているが、

海跡湖の発達が悪い。さらに北の阿寒川・釧路川は、千島(内)弧の火山地域(カルデラ湖)を源流として釧路平野を緩流し、我が国最大規模の釧路湿原を通過するために、より細粒の砂や泥を供給する。

2.2.5 海浜堆積物

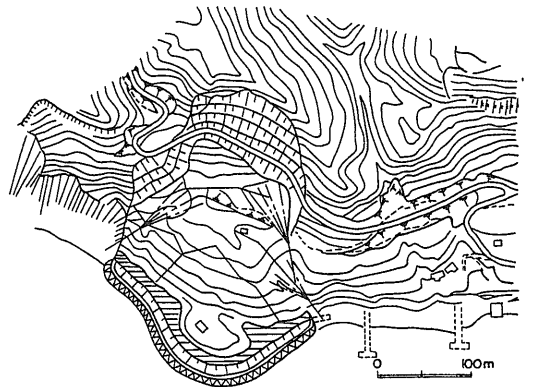
十勝海岸の堆積物の粒径は、各礫種とも西から東へ小さく、より円く扁平になり、礫質海岸、砂礫質海岸、砂質海岸へと変化する。そして、河口の偏りなどから沿岸流の卓越方向は東とされる(太井子, 1974)。ただし、東端の釧路港付近では、岬の

第2表 地形面対比表(十勝平野, 地質図および地形面区分編集委員会, 1981).

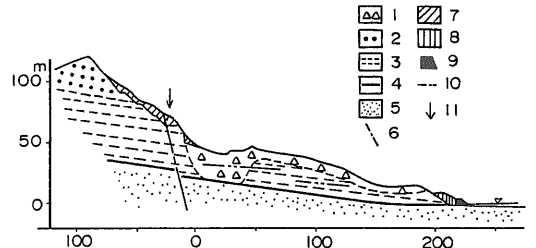
時代	標準地形面	南部 元更別 大樹台地	十勝川 下流	太平洋岸	鍵層
完新世	氾濫原面 中札内面	現 大樹面			Ta-b Ta-d
更新世	上札内 II b 面	石坂面	池田面	ホロカヤン トウ 面	Sipfa-1 En-a
	上札内 II a 面	尾田面	止昔面		Sopfa1 Sopfa2 Hnfa Op-1 Sopfa-2 Op-2 Op-3 Tofa Kofa Rofa Hn-北チ、フホ
	上札内 I 面	忠類面	十勝大 III 面	相保島面	
	上更別 面 II 上更別 面 II 上更別 面 I	拓北面 朝日面 上更別 面 I		晩成 III 面	赤褐色ローム
新世	幕別 扇状地面	幕別 扇状地面	十勝太 I 面		古赤色土 晩成 II 面
	光地園面	光地園面	カン 沢面		白粘土 晩成 I 面
更新世 中期以前	豊頃面*				

* 光地園面より高位の削剥面をいう

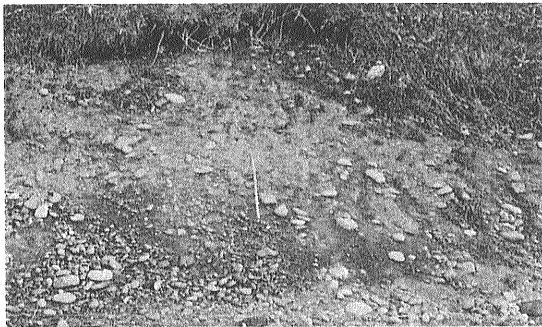
A



B



第6図 去来牛地すべり(山岸編, 1993). A: 平面図. B: 断面図. 1: 礫混じり土, 2: 礫岩・砂岩互層(天寧層), 3: 泥岩・砂岩互層, 4: 夾炭層泥岩. 5: 砂岩(3-5は春採層), 6: 断層, 7: 切土, 8: 盛土, 9: 根固めブロック, 10: 水抜きボーリング, 11: 町道復旧位置. 地層名は田近ほか(1994)による.



第4図 旭浜における小規模な海食崖と上札内II b面の段丘礫層. スケールは1m. 1998年9月8日撮影.



第5図 旭浜から歴舟川河口のある北方を望む. 礫浜中の建物は要塞跡.

影響から西向きの沿岸流が優勢である.

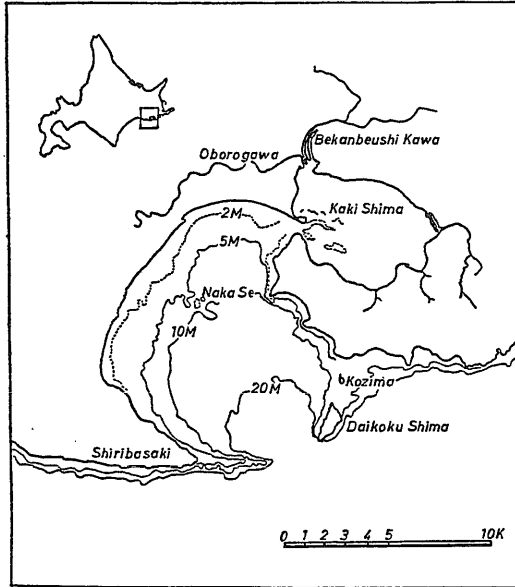
十勝海岸の海浜砂には高温型石英が含まれ, とくに粗砂においてその結晶粒が目立つ. これは十勝平野北部に分布する前期更新世の流紋岩質溶結凝灰岩類などに由来する高温型石英が, 中期更新世以降に十勝川水系を通じて海岸へ供給されたものである.

2.3 釧路-根室半島の海岸

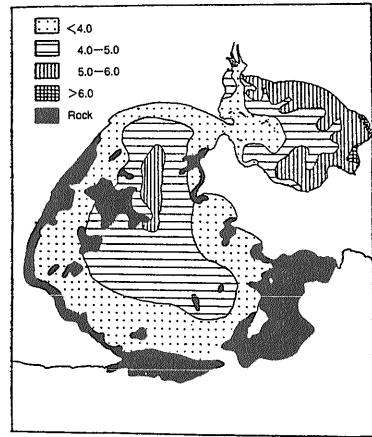
2.1節で述べた通り, 釧路市から根室半島先端へかけた約200kmの海岸線は主として岩石海岸からなる. 根釧原野南部をつくる標高205m以下の平坦な台地は, 海食されやすい白亜系及び古第三系の堆積岩からなるために, 正に教科書的な海岸地形が観察できる.

2.3.1 釧路町海岸

釧路町から厚岸湾口の尻羽岬^{しりば}へかけ東西へ直線的に伸びた釧路町海岸は, 著しい地すべり地帯で



水深図



中央粒径 (Mdφ) 分布図

第7図 厚岸湾の水深図と厚岸湾・厚岸湖の底質に関する中央粒径 (Md φ) の分布図 (塩沢, 1969).

ある(山岸編, 1993). 第6図に尻羽岬の西にあり, 1986年7月に滑動した去来牛地すべりとその復旧状況を示す. ここでは, 始新統~漸新統の浦幌層群の夾炭層泥岩が層すべりタイプの地すべりを引き起こしたものである. 海岸まで達した地すべり土塊は, 海浜堆積物の主要な供給源になる. 海浜砂礫には赤色のチャートが多く含まれ, 十勝川起源の海浜砂に特徴的な高温型石英を欠いている.

2.3.2 厚岸湾・厚岸湖

釧路市から根室までの海岸で最も複雑な海岸線をなすのが厚岸湾及び厚岸湖である(第7図). 厚岸湖は幅約0.5kmの水路で厚岸湾と結ばれ, 汽水的环境のために牡蛎の養殖が盛んである. 湖岸は台地を下刻する別寒辺牛川などによって徐々に埋め立てられている.

厚岸湾口では西側に小規模な岩礁, 東側に大黒島・小島がそれぞれ弧状に連なり, かつ湾口の浅海底には岩石が広く露出する(第7図). そのため, 厚岸湾は楕円形をなし, 旧火口状地形にも見える. しかし, 火山岩類は古い安山岩質の小規模岩脈以外分布せず, 火口とは全く関係がない. 荒巻(1971)の指摘したように, 海食台が沈水し, 苫多地すべり(第16図参照)を始めとする活発な土砂移動によって生じた若い海岸のように思われる.



第8図 弧状に配置された離岸堤に護られた厚岸湾頭部の町並み.

厚岸湾沿岸でも, 砂防工事や海岸浸食対策(第8図)が施されている. しかし, 1998年9月17日に厚岸町門静のJR根室本線の路盤150m以上が台風5号による高波で削り取られ, 約1ヵ月間不通になったのは記憶に新しい.

2.3.3 浜中湾周辺の海岸

厚岸湾と落石岬の間には, 霧多布のトンボロ地形と火散布沼などの複数の海跡湖や霧多布湿原が分布する. このトンボロ地形は, 浜中湾と琵琶瀬湾の接合部から湯沸の島へ砂州が伸びたものであり(第9図), 琵琶瀬と嶮暮帰島間にも干潮時に露出する砂州が細長く伸びる.

霧多布湿原には, 汀線にほぼ平行した細長い長沼などの沼地と微高地が10列前後も連なる(第10図). 完新世の高海面期に内陸深くまで進入した旧



第9図 湯沸アゼチ岬から見た霧多布のトンボロ(家屋の連なる部分)。砂州の一部は1960年5月24日のチリ地震津波の際に切断され、本土(遠景)との交通が遮断された。

汀線が、その後の海面低下に伴って海側へ退き、陸地が前進し、トンボロが形成された様子が第10図から読み取れる。なお、厚岸湖北方のチライカリベツ川(第16図参照)低地と同様に(沢井・三塩, 1998)、本湿原でも試料採取が実施されれば、浜中湾周辺における陸地の前進速度や旧汀線高度の変化も明らかになるであろう。

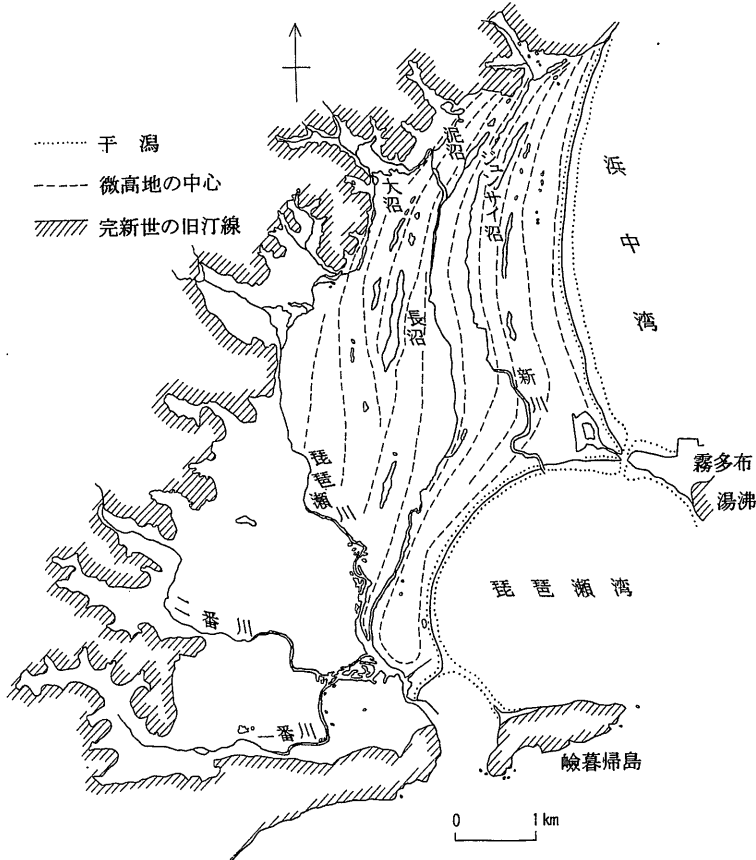
さらに、霧多布付近の海岸地形には我が国で最

も典型的と思える組織地形が見事に発達する。それは、海岸の構成岩石の抵抗性が海岸線の出入りと密接に関係したものである。上部白亜紀～暁新世の根室層群の霧多布層は礫岩・砂岩(Ki)と砂岩頁岩互層(Kh)からなり、Kiは下位の厚岸層(At_1 - At_3)の頁岩や砂岩頁岩互層に比べ浸食への抵抗性が大きいために突出して岬や島を形成している(第11図)。同様に、礫岩・砂岩に富む漸新統天寧層(Te)もロウソク岩付近で突出部をなす。これに対し、抵抗性の小さな地層(Kh・ At_1 - At_3)からなる海岸は湯沸などの湾入部に一致する。

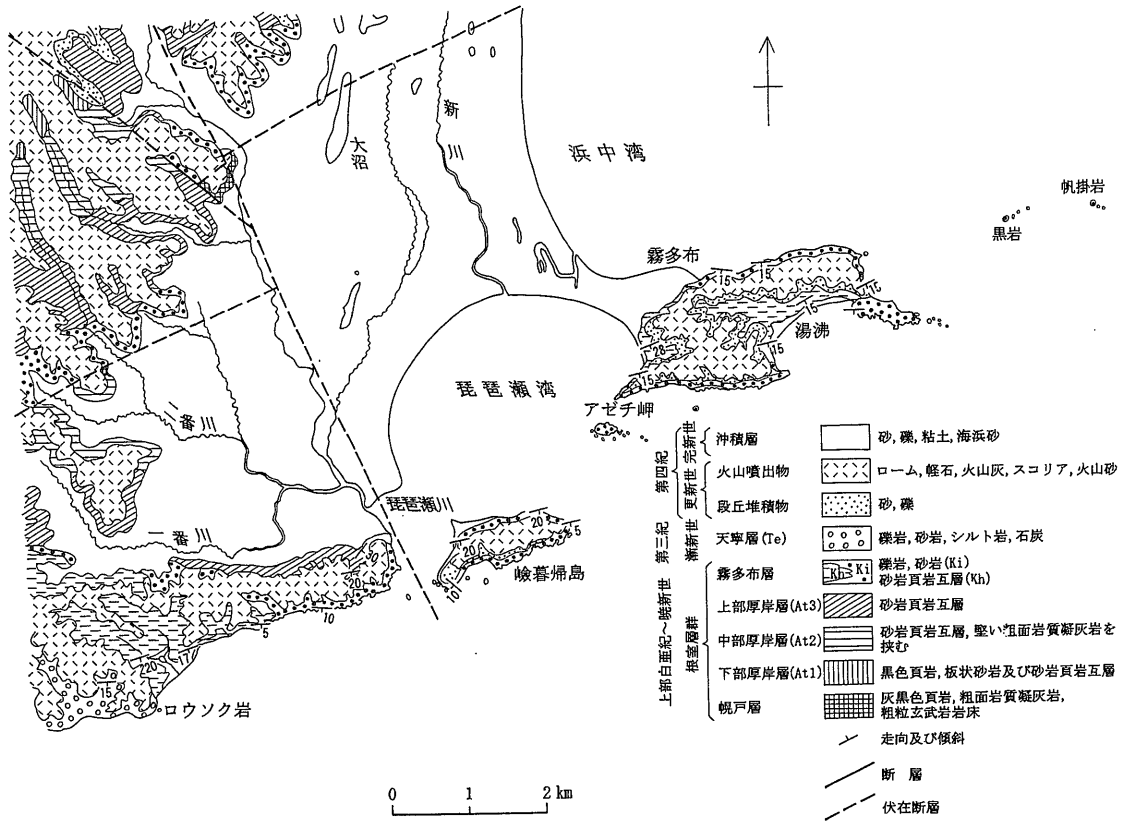
ただし、根室市花咲の落石岬は一見してトンボロのような形態を示すが、突き出した標高50mほどの台地の一部がせばめられたもので、トンボロではない(荒巻, 1971)。

2.3.4 海食台

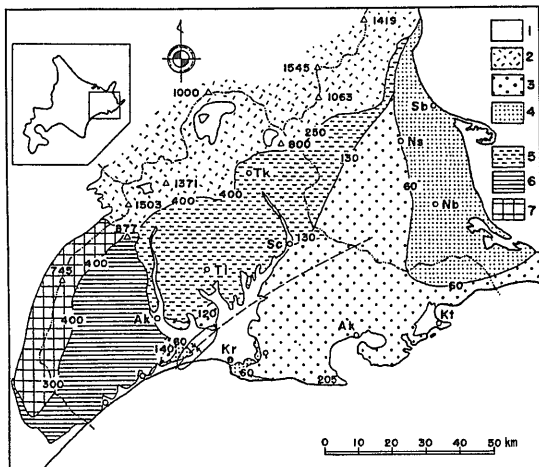
釧路市から根室半島にかけては、海食台(台地)とされる根室段丘(佐々, 1939)である根室面が続き、釧路市側に海成の堆積段丘的な釧路段丘(岡崎, 1960)である釧路面が小範囲に分布する(第12



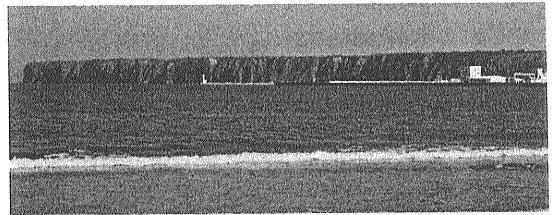
第10図 霧多布湿原に見られる沼地と微高地の配列。本図は2.5万分の1地形図「茶内」「琵琶瀬」の判読結果であり、沼地と微高地の配列により北東側の海岸から砂が供給され、一番川・二番川の下流域に海跡湖の存在したことが推定される。



第11図 湯沸・嶮暮帰島付近の地質図(長尾ほか, 1966)。霧多布市街地が伸びる砂州最狭部の幅は, 基図の測量された1922年に0.4kmもあったが, 1960年5月のチリ地震津波以来, 切断の状態が続く(第10図参照)。

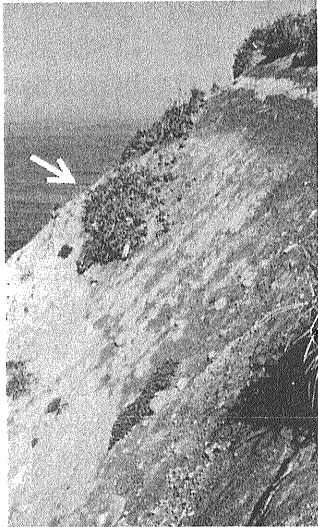


第12図 釧路-根室地域の地形面区分図(第四紀総研北海道グループ, 1969)。1.沖積面, 2.山地, 3.根室面, 4.釧路面, 5.鶴居丘陵, 6.白糠丘陵, 7.国境山地, 各面の境界上の数字は標高(m), Ak: 阿寒, Kr: 釧路, AK: 厚岸, Kt: 霧多布, Nb: 中標津, Sc: 標茶, Ti: 鶴居, Tk: 弟子屈。



第13図 湯沸の根室段丘。霧多布市街地を津波から守るために築かれた堅固な防波堤が見える。浜中湾岸には微細砂からなる干潟が発達する(第10図参照)。

図)。第13図は霧多布の市街地背後にある湯沸の根室段丘〔深石(1975)は釧路段丘に対比〕を遠望したものであるが, 南極海の氷山同様にその頂部が著しく平坦である。ここの根室面は標高45m前後で, 厚さ2-3mの海成段丘堆積物と約1mの火山灰を載せる(第14図)。本地形面縁辺部の標高約30m前後に連続性の悪い段丘も1-2面認められる。落石岬の東方には根室半島から分離されたユ



第14図 根室段丘の崩壊地。矢印より下方は霧多布層、上方は砂礫質の海成段丘堆積物と火山灰層。地層の厚さは接近が不可能のために目視によった。

ルリ島・モユルリ島が横たわり、厚岸道立自然公園の霧多布周辺同様の景勝地になっている。

2.3.5 根室段丘(面)

この段丘は、最終氷期などの低海面期に形成されたと思われるV字谷によって深く浸食され、また開析がその縁辺部から始まっている。根室段丘の形成年代は必ずしも明らかではない。しかし、釧路段丘が中期更新世の間氷期の堆積物である大楽毛層(赤松, 1985)の堆積面である(岡崎, 1960)ことから、上述した間氷期より古い高海面期の形成と言うことになる。なお、Ota and Omura (1991)は、火山灰層の対比から釧路段丘(標高60m)を酸素同位体ステージ5e(12-13万年前)とし、その分布地域を図示している。

根室面の高度は、厚岸湾南西の仙鳳趾半島円山付近で205mを超え、東の根室半島基部で70m(第12図参照)、西の釧路市へ向かって低下する。このことから、地形面形成後に曲隆が生じた可能性が考えられる。ただし、第四紀総研北海道グループ(1969)は根室半島の大部分を根室面より新しい根釧原野面(第12図の釧路面相当)に区分している。

いずれにしても、地盤の隆起と変動のより少ないのが本地域の大きな特徴であり、造山帯に属する我が国で認め難い低位準平原的な浸食面がここで

は観察できる。なお、先カンブリア紀の変成岩を基盤とし主に中生界からなる中国山東省青島市付近に発達する浸食地形(磯部, 1983)と根室面・根釧原野面は極めて似ていることから、人口密度の低さと相まって根釧原野は大陸的な景観を呈していると言える。

3. 海跡湖の分布とその形成

3.1 海跡湖とは

海跡湖(lagoon)について、地形学辞典(二宮書店)と新版地学事典(平凡社)では以下のように解説されている。地形学辞典(小野, 1981)によれば、海跡湖は“砂州や沿岸州・砂嘴などの発達によって海の一部が閉塞されて生じた潟湖のような湖を指す。潟湖はしだいに埋め立てられて海岸湿地となる場合が多く、塩性沼地を生ずるが、ついに完全に埋め立てられて泥炭地になることが多い”とされる。

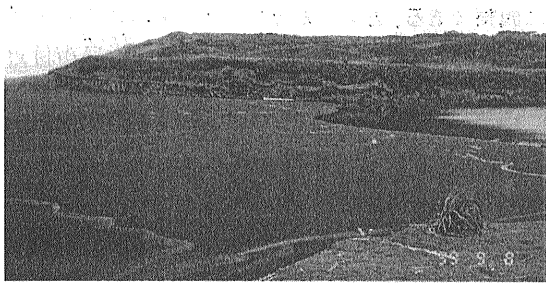
一方、新版地学事典(平井, 1996)によれば、海跡湖は“かつての海域が、砂州・砂嘴のほか砂丘や段丘、浜堤やデルタの発達、大規模な構造運動や地域的な地殻変動等で、外海から隔てられて形成された海岸の湖沼。潟より広い意味で使用。最大水深が20mを超えるものもある”とされる。さらに、海跡湖とはほぼ同義の潟は新版地学事典(茂木・井内, 1996)によれば、“海に近接した水塊が、砂州などの低くて狭長な土地によって海と部分的または全体的に隔てられたもの。潟湖とも。低緯度で潮差の小さい所に多いとされる。日本では日本海やオホーツク海岸に発達。サロマ湖・八郎潟・中海・能取湖などがある”とされる。三者による海跡湖の定義にしたがって、海跡湖(潟・潟湖を含む)の分布とその形成条件を以下で検討してみたい。

3.2 道東太平洋沿岸における分布

茂木・井内(1996)によれば、海跡湖の発達には地域差が明瞭に認められる。そこで、以下の4地域(第2図参照)について海跡湖の分布とその周辺の古地理などを紹介する。

3.2.1 当緑川-十勝川間の海岸

2.2.2項でも紹介した通り、十勝海岸南部に当たる当緑川左岸から十勝川右岸へかけた地域には、



第15図 ホロカヤントウ沼の閉塞状況。左は太平洋，遠景及び手前の平坦な地形は上更別面I・上札内I面(相保島面)の海成段丘，手前で草の生えた平坦地は閉塞時に浸食され，後退した以前の砂浜及び砂丘。

海跡湖として南から北へホロカヤントウ沼・生花苗沼・湧洞沼・長節湖が発達し，さらに内陸5kmの生花苗川支流にはキモントウ沼が横たわる(第3図参照)。海跡湖群のうちで，湧洞沼が最大，キモントウ沼が最小である。これらの湖沼は流入河川によって徐々に埋め立てられており，湧洞沼北端部では細長い鳥趾状三角州が分岐河道沿いに発達する。

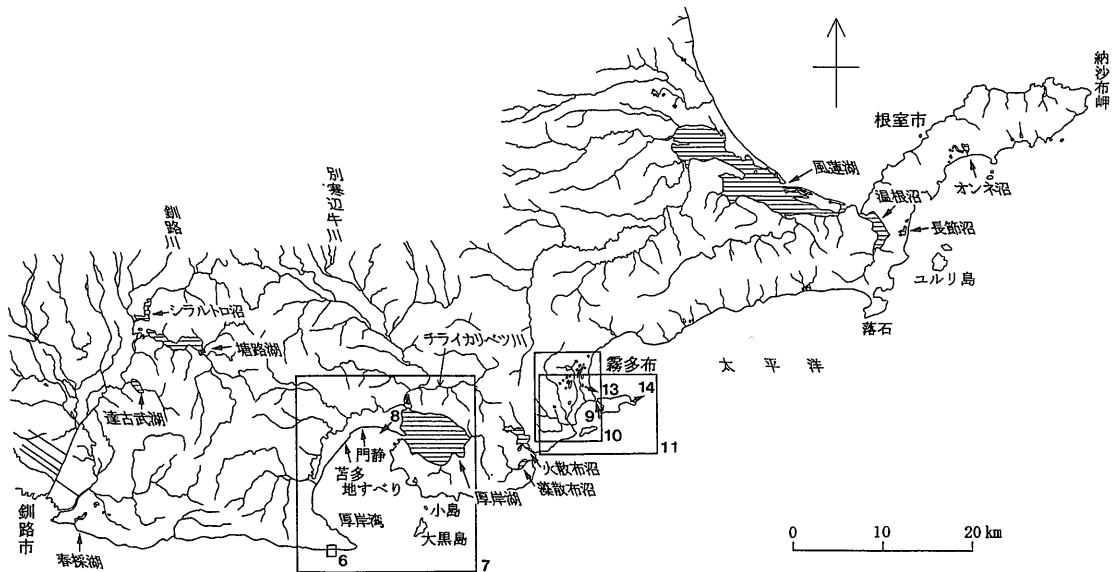
沼尻に当たるその出口は幅の狭い砂礫質の海岸(砂州)や砂丘によって閉塞される。しかし，流域面積108km²の生花苗沼は年に数回，流域面積5.8km²のホロカヤントウ沼は4-5年に1度，砂州状の

海岸が切れて海に開口するとされる(中尾，1990)。第15図は開口部が閉塞されて間もない段階のホロカヤントウ沼の南端付近を撮影したもので，遡上波痕(swash mark)から海水が暴浪時に沼へ流れ込んだ様子がうかがえる。

3.2.2 釧路湿原東部

釧路平野の大部分を占める釧路湿原の東側で，釧路川の右岸に当たる台地縁辺部には，海跡湖である塘路湖，達古武湖及びシラルトロ沼，湿原から少々離れた河口左岸(東)側に春採湖が発達する(第16図)。釧路湿原の北限付近にある塘路湖は4湖沼中最大で，湖水位も海拔6m付近にあり，湿原全体がかつて内湾(古釧路湾)であったことを強く物語っている。塘路湖と達古武湖の形成には，その湖尻である湿地側出口を粗い海浜砂に代わって，上述したキモントウ沼同様に河川の土砂による閉塞がかかっている。岡崎(1960)は，東部釧路湿原における海跡湖の形成に東または東南へ増傾斜する地盤運動も関係しているとした。

釧路川は屈斜路湖を源流とし，釧路湿原を流れる最大規模の河川ではあるが，河床勾配の小さな緩流河川であるために供給土砂量は相対的に少ない。一方，阿寒湖から流下する阿寒川は，急流河川であるために粗い土砂を多く流送し，現在の湿原海側に当たる古釧路湾を埋め立てて大きな海跡



第16図 釧路市以東にある海跡湖の分布と水系図。矩形と番号付の矢印は図の表現範囲と写真の撮影方向，数字は図の番号。

湖を形成し、次第に湿地や泥炭地に変化させたものであろう。阿寒川—釧路川間の海岸には、幅最大1.5kmの砂丘地が発達し、砂丘列は最高10を数える(岡崎, 1960)。

3.2.3 厚岸—浜中間の海岸

西の厚岸湾から東の浜中湾(霧多布)へかけては、太平洋側へ凸型の海岸線が卓越し、その間に厚岸湖・藻散布沼・火散布沼などの海跡湖がある(第16図)。これらの湖沼は、台地上をいずれも源流域とした別寒辺牛川などの小河川によって完全に埋め立てられてはいない。一方、霧多布湿原(旧内湾)は海食崖の後退で生産された砂や琵琶瀬川とその支流の流送土砂によって埋め立てられたものである(第10図参照)。

厚岸湾口は広いために波浪が外海から湾の中まで進入しやすく、海岸浸食や地すべりを湾頭部で引き起こしている。第7図からも尻羽岬と大黒島間がより狭い水道になっていたことが推定され、旧厚岸湾は厚岸湖より大きな海跡湖であったかも知れない。さらに、第11図に示す湯沸とその周辺の島々が仮に一続きの台地であったとしたら、ここにも大きな海跡湖が発達していた可能性がある。

3.2.4 根室半島

落石岬から東側の根室半島部は、釧路段丘(面)に対比される標高55—25mの海食台、台地を刻む浸食谷や小規模な海跡湖などからなる。海跡湖では根室湾に面する風蓮湖を除けば、温根沼が最も大きい(第16図)。その流入河川の源流部は太平洋側に片寄っているが、これは台地が太平洋の波浪によって根室湾側に比べより後退したためである。なお、主に白亜系からなり、台地の発達する歯舞群島にも、小規模な海跡湖が数多く発達する(籠瀬, 1995)。

3.3 形成条件の検討

海跡湖に関する3.1節での解説においては、その形成条件として海浜堆積物による湾口部の閉塞が強調されている。しかし、海の一部が完全に埋め立てられずに湖として存続する理由については、言及されていない。

3.2節で紹介した4地域の海跡湖群は、3.2.1項の当縁川—十勝川間の丘陵地海側にあるものと、3.2.2—3.2.4項の根釧原野の台地縁辺部にあるもの

第3表 供給土砂量の規模と海跡湖の形成条件。地形変化は左から右。

地形変化	沈水海岸	海跡湖	海岸湿地	海岸平野
湾口部	海浜堆積物の供給量	小 → 大		
湾頭部	供給土砂量	極小 → 小 → 中 → 大		

とに大きく二分される。以下では、海の一部や低まりが海跡湖として今なお存続している理由を検討してみたい。

3.3.1 丘陵地海側の海跡湖

当縁川—十勝川間の十勝海岸で、丘陵地のみを源流とする小河川の河口域には、ホロカヤントウ沼などが分布する。これに対し、十勝川河口部の海岸と当縁川以南の十勝海岸に海跡湖はいずれも分布しない。海跡湖の存否は海岸への供給土砂量の違いに起因しているように思える。すなわち、主に新第三系の泥質岩からなる豊頃丘陵は、起伏量が小さいために土砂の生産能力が小さく、かつ砂礫などの粗粒堆積物の供給源になり得ない。そのため、丘陵地海側の小河川河口部にあった海の一部は、沼を取り囲む段丘からの供給土砂量も少ないこともあり、完全に埋め立てられずに湖沼として存続したのであろう。

3.3.2 台地縁辺部の海跡湖

海食台とされる平坦な台地・段丘上を河川が源流とする場合、上流と下流の高低差は台地や段丘面の高度以下に限定され、かつ浸食谷の拡大も後水期の海面上昇に伴ってより緩慢となり、供給土砂量も少ないことが予想される。そのために、海の一部が流入小河川からの土砂によって埋め尽くされずに海跡湖として残ったものであろう。ちなみに、風蓮湖も根釧原野を源流域とする風蓮川などの河川から供給された土砂によって埋め立てられなかったため、北側の標津川河口や野付崎周辺の海岸と異なり、海跡湖が発達している。

3.3.3 海跡湖の形成条件

道東太平洋沿岸における海跡湖の形成条件には、前項までの検討を通じて、湾口部における海浜堆積物などの供給量が多いことが挙げられる。そして、より効率的にそれが供給されるためには、潮位差の小さな沿岸、例えば日本海やオホーツク海などがより適しているものと思われる。

さらに、小丘陵の海側や台地縁辺部において海跡湖がより発達することから、湾頭部を中心とする湾内への供給土砂量の小さいことも、海の一部が埋め立てられずに存続する条件としてより重要である。以上の検討結果を要約したのが第3表である。

ただし、広尾から納沙布岬までの海岸線のうちで、当縁川—十勝川間など4地域を除く地域(第2図参照)には海跡湖が存在しないか、または著しく未発達である。それらの地域では海岸への供給土砂量が相対的に大きいために、既に海の一部が埋め立てられてしまったものと推定される。

我が国において、海跡湖の発達に地域差が著しいことを紹介した。日本海側を除く西南日本に大きな海跡湖が存在しない理由の一つに、そこでは北海道や東北の北部に比べ気温がより高く降水量もより多いために、海岸への供給土砂量が多いことが予想される。なお、西南日本内帯にある浜名湖は今なお大きな海跡湖であるが(第1表参照)、中生界の山地末端部と更新統の台地に形成された溺れ谷が、天竜川から供給された大量の海浜砂によってその湾口部が閉塞され、さらに湾頭部への供給土砂量も小さいために残存したものであろう。

4. おわりに

日高山脈東側の十勝海岸から根室半島に至る300km以上の海岸線について、その海岸付近の地形・地質と海跡湖の特徴について紹介した。とくに海跡湖については、その形成過程において、従来湾口の海浜堆積物による閉塞がより強調されてきたが、湖沼内への供給土砂量に言及した報告は少ないようである。湾口部の閉塞は海跡湖の形成される必要条件であるが、十分条件ではない。供給土砂量が少なく、湾内の埋積が相対的に遅れていることが海跡湖の存在する十分条件であると言えそうである。今後は、寒冷気候下にあるオホーツク海沿岸のサロマ湖・能取湖・網走湖などの大きな海跡湖への供給土砂量を把握し、海跡湖の形成過程をより定量的に究明したい。

謝辞：本稿の作成に当たり、(株)ユニオンコンサルタント 山口昇一博士には、十勝海岸付近の地質及び高温型石英の供給源についてご教示を、北海道

教育大学教育学部釧路校 佐々木 巽教授には、釧路—厚岸の海岸調査の便宜をそれぞれ賜わった。また、地質調査所北海道支所 羽坂なな子さんには、多くの製図をお願いした。以上の方々に記して謝意を表します。

参考文献

- 赤松守雄(1985):北海道根釧原野周辺域から産出する暖流系のフォーナについて。北海道開拓記念館研究年報, no.13, p.31-54.
 荒巻 孚(1971):海岸。犀書房, 426p.
 第四紀総研北海道グループ(1969):北海道の第四系。日本の第四系専報, no.15, 地学団体研究会, p.1-35.
 深石一夫(1975):自然環境地形。浜中町史, p.5-10.
 平井幸弘(1996):海跡湖。新版地学事典, 平凡社, p.203.
 磯部一洋(1983):第四紀・堆積学に関する海外研修に参加して。地質ニュース, no.351, 14-26.
 籠瀬良明(1995):北方四島・千島・樺太—地図で語る戦前・戦中・戦後—。古今書院, 171p.
 国立天文台編(1998):理科年表 平成11年1999。丸善株式会社, 1058p.
 茂木昭夫・井内美郎(1996):かた 瀉。新版地学事典, 平凡社, p.245.
 長尾捨一・石山昭三・吉田三郎(1966):5万分の1地質図幅「霧多布」。北海道開発庁, 38p.
 中尾欣四郎(1990):海岸湖沼の海への開口頻度の水収支評価と沼環境の変遷。地質学論集, no.36, p.89-102.
 日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990):北海道地方。共立出版株式会社, 337p.
 岡崎由夫(1960):釧路平原とその周辺の地形発達史。地理学評論, vol.33, p.462-473.
 小野有五(1981):海跡湖。地形学辞典, 二宮書店, p.62.
 Ota Y., Matsushima Y., Umitsu M. and Kawana T. (1987): Middle Holocene shoreline map of Japan. Japanese Working Group for IGCP Project 200.
 Ota Y. and Omura A. (1991): Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands. Quaternary Research, vol.30, p.175-186.
 佐々保雄(1939):北海道下部洪積統・釧路統に就きて。矢部教授還暦記念論文集, vol.1, p.569-587.
 沢井祐紀・三塩和歌子(1998):北海道東部厚岸湿原における過去3,000年間の海進・海退。第四紀研究, vol.37, p.1-12.
 塩沢孝之(1969):厚岸湖および厚岸湾の底質—粒度組成と粘土鉱物組成—。地質学雑誌, vol.75, p.1-11.
 太井子宏和(1974):北海道の海岸における漂砂の方向について。北海道大学地球物理学研究報告, vol.31, p.21-32.
 田近 淳・岡村俊邦・坪山厚実・山岸宏光(1994):海岸斜面の地すべりの地質規制とその形態的特徴—釧路—厚岸地域の地すべり—。地下資源調査所調査研究報告, no.22, 45p.
 十勝平野, 地質図および地形面区分編集委員会(1981):十勝平野, 地質図および地形面区分図(1/200,000).
 山岸宏光編(1993):北海道の地すべり地形分布図とその解説。北海道大学図書刊行会, 392p.
 ISOBE Ichiyo, YOKOTA Setuya, HASAKA Toshikazu and SATO Takumi (1998): Formation of lagoons along the Pacific Ocean coast in the eastern part of Hokkaido.

< 受付: 1998年11月16日 >