

北海道オホーツク海沿岸に連なる海跡湖を訪ねて(続)

磯部 一洋¹⁾・佐藤 卓見²⁾・横田 節哉²⁾・羽坂 俊一²⁾

1. はじめに

周囲を海に取り巻かれた北海道の沿岸には、サロマ湖などのように以前に海の一部であった大きな海跡湖が存在する。全国の面積上位48の湖沼のうち、18湖沼が北海道にあり、そして海跡湖が11を占める(第1表)。とくにオホーツク海沿岸には最大水深20m前後のサロマ湖・能取湖・網走湖、同じく3m前後のクッチャロ湖・コムケ湖・湊沸湖が発達し、海跡湖の分布と規模に地域差のあることが強くうかがえる。なお、カルデラ湖の多いのも北海道の大きな特色になっている。

横田らは北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を1998年9月に調査し、既にその研究成果の一部を本誌で紹介した(磯部ほか, 1999)。さらに、磯部・佐藤は北海道北東部の宗谷・網走支庁管内にあるオホーツク海沿岸(第1図)を1998年10月に調

査した。これらの現地調査を通じて、海跡湖に関する理解が十分に得られた。そこで、オホーツク海沿岸における海跡湖の分布と形成について、海岸付近の地形・地質的特徴と併せ前報に続き紹介する。

2. オホーツク海沿岸の地形・地質的特徴

2.1 海岸全体の概要

1998年10月の現地調査は、宗谷・網走支庁管内のオホーツク海沿岸の中で、宗谷岬(稚内市東部)から知床半島基部(斜里町中部)に至る300kmを超える範囲であるが(第2図)、長い北海道の海岸線(約3,050km)に対してわずか10%強に過ぎない。

海岸全体で流水が1~4月に観測され(第2表)、その他の日本各地の海岸と大きく異なる(佐々木、

第1表 北海道のおもな湖沼。国立天文台編(1998)に加筆。

番号	名称	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
3	サロマ湖	網走	海跡	汽水	151.9	0	87	20.0	8.7	する
6	屈斜路湖 (くっしゃろこ)	釧路	カルデラ	淡水	79.3	121	57	117.0	28.4	する
8	支笏湖 (しこつこ)	石狩	カルデラ	淡水	78.4	250	40	363.0	265.4	しない
9	洞爺湖 (とうやこ)	胆振	カルデラ	淡水	70.7	84	50	180.0	117.0	しない
13	能取湖 (のとりこ)	網走	海跡	汽水	58.4	1	33	21.2	8.6	する
14	風蓮湖 (ふうれんこ)	根室	海跡	汽水	57.5	1	94	11.0	1.0	する
16	網走湖 (あばしりこ)	網走	海跡	汽水	32.3	0	39	16.8	6.1	する
17	厚岸湖 (あつけしこ)	釧路	海跡	淡水	32.3	0	25	—	—	する
20	摩周湖 (ましゅうこ)	釧路	カルデラ	淡水	19.2	355	20	211.5	137.5	する
22	クッチャロ湖	宗谷	海跡	淡水	13.3	0	30	2.5	1.0	する
23	阿寒湖 (あかんこ)	釧路	カルデラ	淡水	13.0	420	30	45.0	17.8	する
30	湊沸湖 (とうふつこ)	網走	海跡	汽水	8.3	1	27	2.5	1.1	する
35	塘路湖 (とうろこ)	釧路	海跡	淡水	6.3	8	18	7.0	3.1	する
39	温根沼 (おんねとう)	根室	海跡	汽水	5.7	1	14	6.7	1.2	する
42	大沼 (おおぬま)	渡島	堰止	淡水	5.3	129	21	13.6	5.9	する
45	コムケ湖	網走	海跡	汽水	4.9	3	23	3.8	1.2	する
46	声間大沼 (こえといおぬま)	宗谷	海跡	淡水	4.9	1	10	2.2	1.6	する
48	倶多楽湖 (くつたらこ)	胆振	カルデラ	淡水	4.7	258	8	148.0	105.1	する

番号は全国における面積の順位

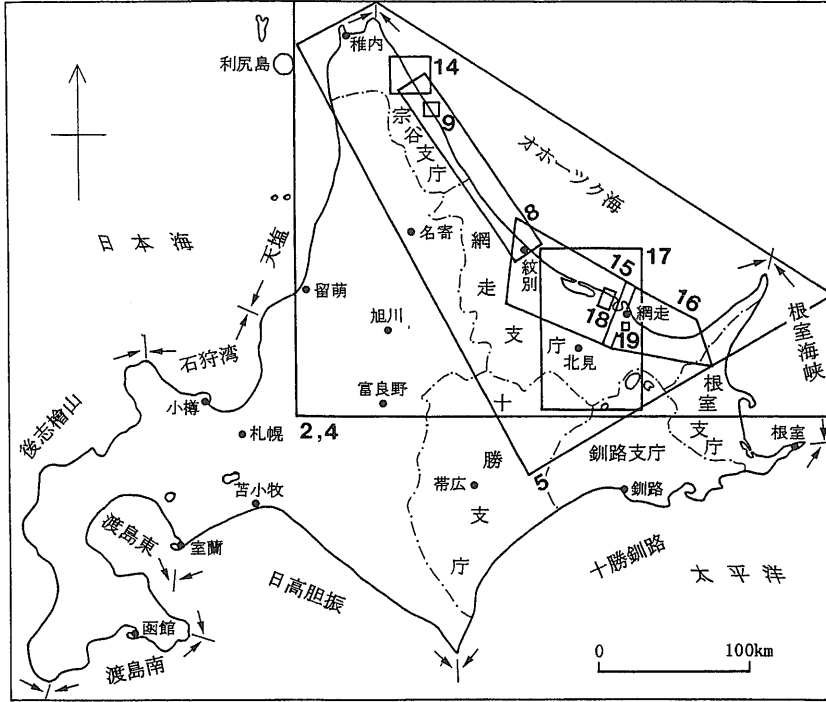
1) 地質調査所 環境地質部
2) 地質調査所 北海道支所

キーワード: 北海道, オホーツク海, サロマ湖, 海跡湖, 供給土砂

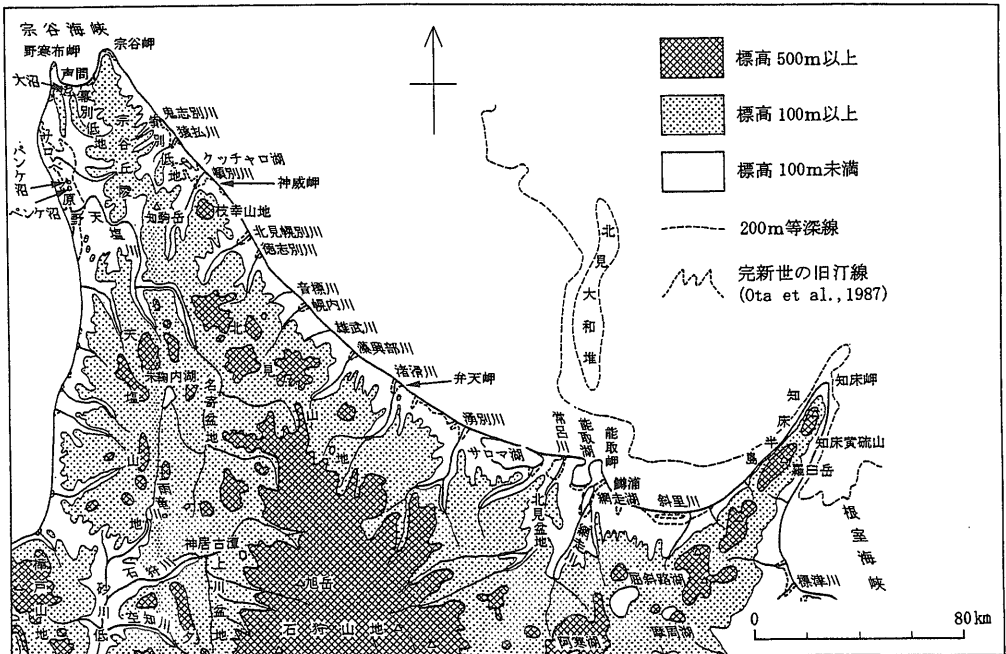
1992). すなわち、流水期に沿岸の波浪は弱められ、流水は海岸を保護する役割を果たしている(中村, 1992). 第3図は本海岸中央部に位置する紋別港を早春と秋に撮影した写真で、真冬から早春に

かけて港は結氷や流氷で閉ざされる.

北西から南東へ伸長した海岸線は、全体としてオホーツク海へ向けて大きな湾入部をなすが(第2図), 能取岬によって東西に二分できる. 能取岬沖



第1図
北海道の概略と沿岸区分. 矩形ないし多角形と数字は図の表現範囲とその番号.



第2図 北海道北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].



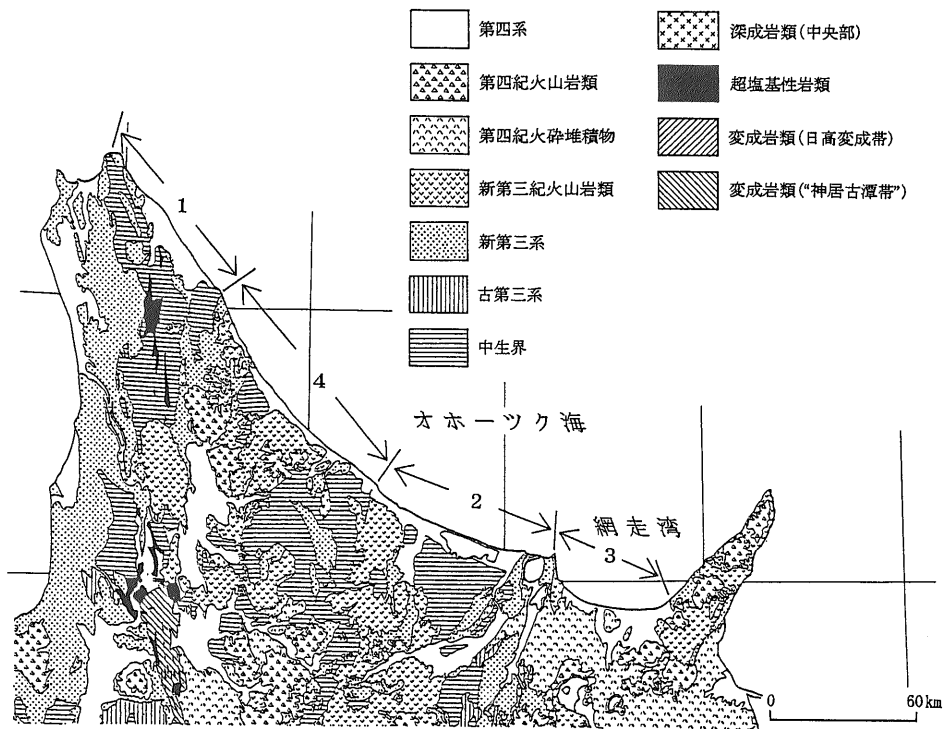
第3図 (左) 定着氷の紋別港と流氷観光砕氷船ガリンコ号II(1999年3月5日鈴木里枝子さん撮影)。(右) 波静かな秋(1998年10月28日)の紋別港と氷海展望塔(オホーツクタワー)。

合には北見大和堆が南北に伸び、200mの等深線も本岬の沖合で南北方向に大きく向きを変え、堆の西側で海はより浅くなる。

能取岬以西の海岸線の子細を見ると、小規模な神威岬と弁天岬によってさらに三つに区分される。宗谷岬-神威岬の海岸線(第4図の1)はほぼ直線状をなし、神威岬-弁天岬と弁天岬-能取岬(同図の2)の二つの海岸線(北見海岸とも呼ばれる)は、緩く弧状を呈する。一方、能取岬以東の海岸線(同図の3、その中央部は小清水海岸と呼ばれる)

は、網走湾に向かって強く湾曲する。なお、第4図の海岸線1-3の区間には海跡湖が多く分布するが、神威岬-弁天岬間にはほとんど分布せず、第4図では海岸線4として区別した。

宗谷岬から能取岬へ伸びた割合単調な海岸線の陸側には、中生界が基盤をなして広く分布する(第4図)。また、新第三紀火山岩類と新第三系は、中生界を被覆するように発達し、第四系は海岸や河川に沿って小規模に分布する。これに対し、能取岬以東においてより深く湾入した海岸線の陸側に



第4図 北海道北東部の地質概略図[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:宗谷岬-神威岬間, 2:弁天岬-能取岬間, 3:能取岬-知床半島間。海跡湖が存在しないか、未発達の地域4:神威岬-弁天岬間。

第2表 オホーツク海沿岸における結氷・流水の統計(中村, 1992).

地点	沿岸結氷			流氷			海水期間 (日)	接岸初日 (月日)	海明け (月日)
	初日 (月日)	終日 (月日)	期間 (日)	初日 (月日)	終日 (月日)	期間 (日)			
稚内	1.16	3.9	53	2.8	3.7	28	53	2.15	
北見枝幸	12.24	3.16	83	1.16	3.29	73	96	1.25	3.10
雄武	12.31	3.22	82	1.16	4.3	78	94	1.26	3.11
紋別	12.30	3.26	87	1.17	4.5	79	97	1.30	3.14
網走	12.28	4.1	95	1.15	4.18	94	112	1.28	3.22

接岸初日及び海明けの平均値 : 1951-1980年、紋別は1956-1980年

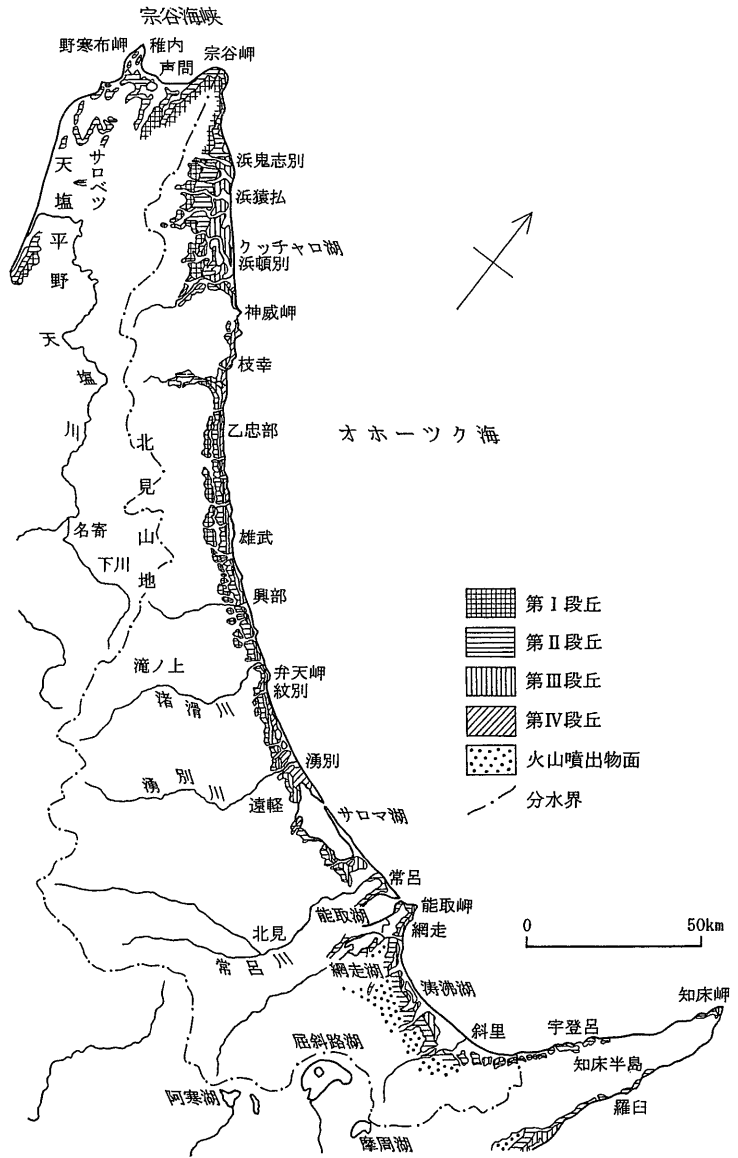
は第四紀火砕堆積物、知床半島の基部には第四系がそれぞれ広く分布し、両者は中生界や新第三紀火山岩類などより明らかに固結度が低い。一方、能取岬沖合の北見大和堆(第2図参照)は、主に下部-中部中新統以下の第三系で構成される地塊であると考えられている(山本, 1983)。

2.2 各海岸の特徴

2.2.1 宗谷岬-神威岬間の海岸

本区間の海岸線(第4図の1)は長さ約75kmで、主に砂質海岸からなる。北西から南東へ鬼志別川・猿払川・頓別川などの小河川が、更新世に形成された周氷河地形(道北地方地学懇話会編, 1995)の発達する宗谷丘陵を流下する(第2図)。宗谷岬に近い海岸の背後に海食崖、それを取り巻いて波食棚がそれぞれ形成されている。なお、波食棚の幅は宗谷で500m内外、宗谷岬東で150m内外、後述の枝幸町目梨泊で50-100m、能取岬で150m内外などとされる(豊島, 1984)。

泥炭地からなる頓別低地(猿払原野)の海側には砂丘が発達し、水深0.5m以下のポロ沼(第14図参照)などの海跡湖が見られる(荒巻, 1971)。また、白鳥の飛来地として知られるクッチャロ湖は、浅茅野台地の中の溺れ谷が砂州によって閉鎖されてできた海跡湖である。

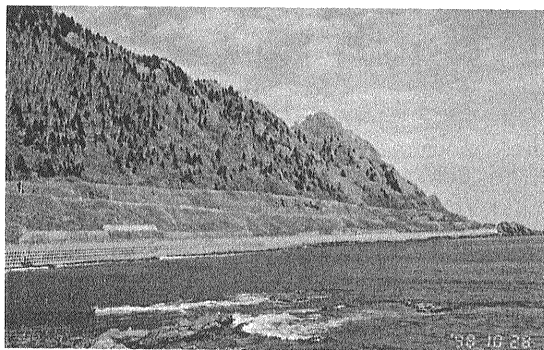


第5図 オホーツク海沿岸の地形面区分図[Kosugi(1970)に加筆].

標高15-30mの浅茅野台地の最上部には、砂礫層からなる海成段丘堆積物とそれを覆う“オホーツククローム層”が観察される(道北地方地学懇話会編, 1995). この火山灰層は、1万数千年前~4000年前の利尻火山の噴火による豊徳火山灰層とされ、海成段丘(浅茅野面)の形成はそれ以前ということになる。

オホーツク海沿岸に発達する段丘面に対し、第四紀総研北海道グループ(1969)は第1~第4段丘に区分した。しかし、各段丘の分布状況が判別し難いため、本稿ではKosugi(1970)による地形面区分の結果を第5図に紹介する。なお、Kosugi(1970)と第四紀総研北海道グループ(1969)による区分結果はほぼ一致し、浅茅野面に相当する第III段丘は第3段丘、より高位のポンニタチナイ面に相当する第II段丘は第2段丘にそれぞれ区分されている。最近、Okumura(1996)はオホーツク海沿岸の海成段丘をH0-H3・M1の4面に区分し、M1面の形成

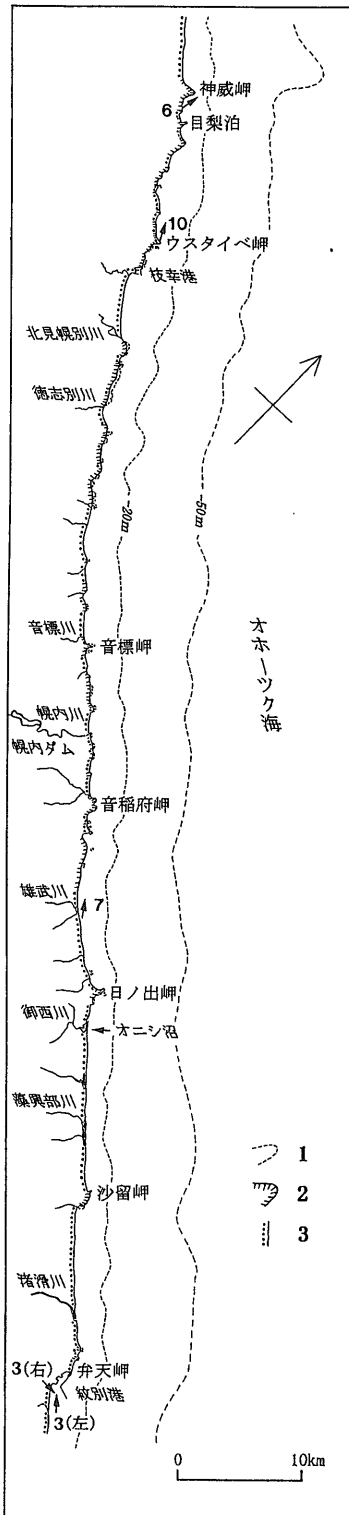
年代を屈斜路火山の指標テフラから明らかにし、各段丘の分布を示している。



第6図 斜内山と神威岬。国道238号と廃止鉄道の興浜北線は岬沿いに大きく迂回する。

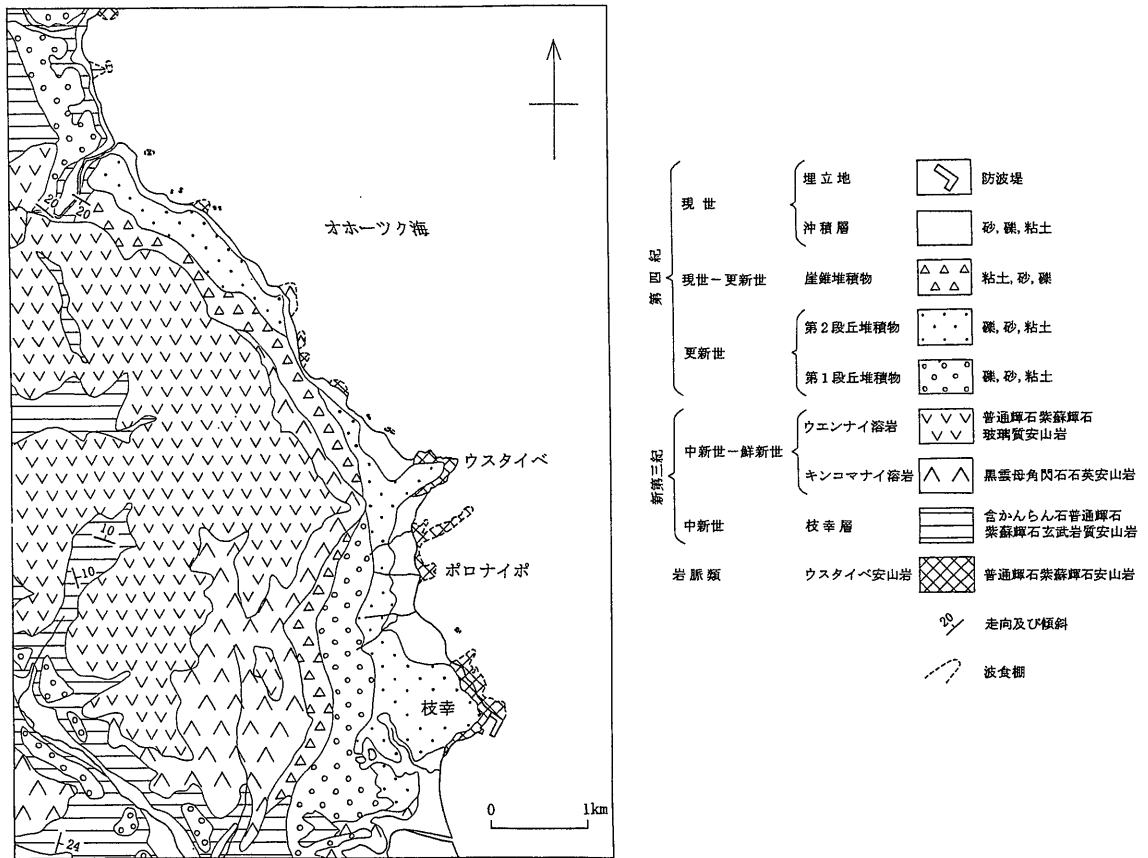


第7図 雄武川河口部の海岸と暗色の海浜堆積物。海岸の背後には海成の第3, 4段丘(鈴木ほか, 1966)が続く。なお、第3段丘はKosugi(1970)の第III段丘及び重粘地グループ(1967)の雄武礫面、同じく第4段丘は第IV段丘及び雄武面に相当する。



第8図 神威岬-弁天岬間の海岸区分。

- 1: 波食棚。
 - 2: 岩石海岸(一部に波食棚に縁取られた砂質海岸を含む)。
 - 3: 砂質海岸。
- 第8, 14-16図の等深線は国土院発行の20万分の1地勢図「枝幸」「名寄」「紋別」「網走」「斜里」による。数字(図の番号)付の矢印は写真の撮影方向。流入河川は最下流部のみ記入。



第9図 枝幸町北部ウスタイベ付近の地質概略図[小山内ほか(1962)に加筆]。石英安山岩などの岩石名は原著に従った。

神威岬は北海道を東西に二分する日高山脈の延長がオホーツク海になだれ落ちる先端の岬である(堀, 1993)。神威岬付近は白亜紀前期の日高累層群ペーチャン層群の最下位に属するポロヌプリ層の輝緑岩からなり(松下ほか, 1967), この緑色岩類は周囲の岩層に比べより堅硬なために槍先のように1km以上も海側へ突出する(第6図)。

2.2.2 神威岬-弁天岬間の海岸

本区間の海岸線(第4図の4)は長さ約110kmで, 小規模な岩石海岸と砂質海岸が交互に発達する(第8図参照)。この地域の海岸へ流入する主要な河川には, 北見幌別川・音標川・幌内川・雄武川・藻興部川・渚滑川などがあり, 南東側に位置する河川ほどその規模を増し, かつ河口部に砂質海岸を発達させる。これらの小河川は北部北海道の脊梁をなす北見山地から流下し, 帯状の第I-IV段丘を下刻してオホーツク海へ流出する。小河川と段丘(海食崖)から, 流紋岩などの火山岩類, チ

ャートや頁岩などの堆積岩類の砂礫が海岸へ供給されている(第7図)。ところで, 大矢(1984)はオホーツク海沿岸への礫の供給源について調査し, 河床礫は上流山地の崩壊に由来するものではなく, 氷期に周氷河現象によって生産され低所に堆積されていた岩屑が河川によって洗い出されたものであると述べている。

本海岸全域を通じて第II, III段丘がよく連続するが(第5図), その形成年代は第I段丘を含め十分に解明されていない。第I段丘は重粘地グループ(1967)による雄武町付近の山麓緩斜面ないし浸食平坦面に相当し, 両面の一部は中期更新世の温暖期に生成されたとされる厚さ2mほどの赤色風化殻に覆われる。このことから, 第I段丘の形成は赤色風化殻の生成以前であると推定される。

一方, Ota and Omura (1991) は, 酸素同位体ステージ5e (12-13万年前)の代表的な旧汀線高度[第5図の第IV段丘, Okumura (1996)のM1面]が

本海岸の中央部において6-15mであることを図示している。後述の能取岬を取り巻くステージ5eの旧汀線高度(第III段丘, M1面)が45mであるのに対し, 本海岸の旧汀線高度はより低く, 地盤の隆起は能取岬ほど著しくない。

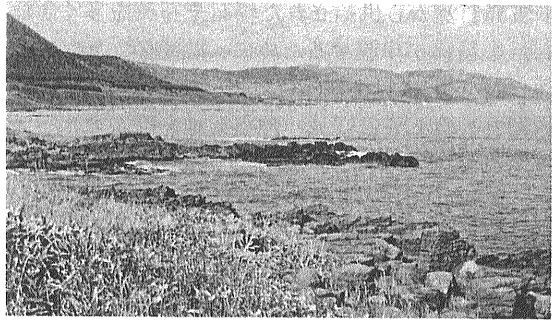
本地域における海岸線の最大の特徴は, 渡辺(1938)によって“対置海岸線”と見なされた小さい岬と浅い湾入を繰り返す地形である。その小さい岬を北西-南東の順に挙げれば, 目梨泊岬, ウスタイベ岬, 音標岬, 音稲府岬, 日ノ出岬, 沙留岬, 弁天岬などであり(第8図), 岩石の硬軟による選択浸食の結果, 硬岩の岬部分が残って生じた組織地形である。

第9図に示す通り, ウスタイベ安山岩及びキンコマナイ溶岩(デイサイト)は小さい岬を形成する。安山岩からなるウスタイベ岬は, 千畳岩と呼ばれているが(第10図), この千畳の地名はガラス質の安山岩が節理や流理面に富み, 平坦な岩畳が発達することによっている。本岬南側の小さなポロナイボ岬などでは, 波食棚が突堤状に発達し, 枝幸港をはじめとする地方港や漁港はこれらの小岬を利用したものである。なお, 崖錐堆積物が安山岩からなる山地の基部に細長く分布する様子が第9図から読み取れる。本地域における大規模な崖錐や山麓緩斜面は氷期の周氷河現象に関連した地形である。

2.2.3 弁天岬-能取岬間の海岸

本区間の海岸線(第4図の2)は長さ約85kmで, 砂質海岸が大部分を占める。この地域の海岸には, オホーツク海沿岸で最大規模の常呂川とそれに次ぐ湧別川が流入し, 長い砂浜を発達させている(第11図)。サロマ湖に流入する佐呂間別川, かつて金銀を産出した旧鴻ノ舞鉱山を上流域に持つ藻べつ川は相対的に小さな河川である。この海岸は北見南部の海岸とも呼ばれ, その地形的特徴は荒巻(1971)によって以下のように紹介されている。

“丘陵性山地が沖積世はじめの海面上昇によって沈水した地域で砂州により閉塞されて多くの潟湖を生じている。中でもサロマ湖は日本第3の湖で, 湖岸線の長さが72km, 面積151.9km², 最大水深20mに及ぶ。多数の湖沼は流入する河川によって次第に埋立てられ, また淡水化されつつある。このような海岸には砂丘が数列にわたって発達し, 後背湿地・潟湖・原始林などと調和して, 美しい自



第10図 ウスタイベ岬から北西方向オホーツク海沿岸を望む。冬季には優れた氷海展望地点の一つになる。小山内ほか(1962)による第2段丘堆積物は波によって削剥され, 安山岩が露出する。ただし, 第2段丘はKosugi(1970)の第IV段丘に相当する。



第11図 能取湖海側の砂質海岸。水平線上の構築物は湖の出口に建設された長い導流堤, その背後は海成段丘(旧汀線高度45m前後)に取り巻かれる能取岬。

然を現出している。”ただし, サロマ湖の面積などは第1表に従い若干修正されている。

サロマ湖・能取湖・網走湖の形成史は, 湊(1950, 1951, 1954), 湊・北川(1954), 大島(1971)などの多数の研究者によって調査・研究されてきた。また, 大矢・平井(1984), 平井(1987)はサロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半の海水準変動について詳細に報告している。しかし, 海跡湖の存続する理由を深く追究した論文は今のところ見当たらない。

2.2.4 能取岬-知床半島基部間の海岸

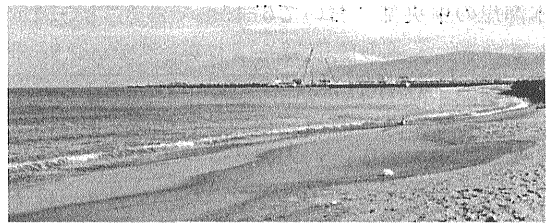
本区間の海岸線(第4図の3)は長さ約65kmで, 能取岬から網走市鱒浦へかけて岩石海岸, その東に長さ40kmの砂質海岸がそれぞれ発達する。弧状をなす砂質海岸へ流入する河川は, 網走川, 藻琴川, 浦士別川, 止別川, 斜里川などである。斜里川の河口部の海岸には屈斜路火山のデイサイ

ト質軽石流から供給された軽石や石英を多く含む海浜堆積物が卓越するために、北海道の海岸には珍しく白っぽく見える(第12図)。なお、網走川は網走湖とその下流の細長い沖積低地を経てオホーツク海へ流出する。砂質海岸は河口部以外発達せず、網走川による海岸への供給土砂の少ないことが推察される。

長い弧状の砂質海岸に平行して海岸砂丘が発達する。斜里川河口部では砂丘の最大幅は1km、高さも30mを超え、砂丘上は草原群落・原生花園・防風林などとなっている。また、砂州・砂丘の背後には海跡湖が西から東へ配列し、その中では湊沸湖が最大である。サロマ湖から本海岸に至る沿岸域は網走国定公園に指定され、隣接する知床半島とともに夏季を中心に多数の観光客で賑わう。

2.3 海岸の浸食と堆積

筆者の一人磯部は、本誌(通巻516号)において新旧の5万分の1地形図の比較による都道府県別海岸線の変化面積(田中ほか, 1993)の特徴を明治～昭和の70年間と昭和～平成の15年間に分けて紹介した。そして、両期間とも北海道の海岸の消失面積が全国における面積(明治～昭和, 50.59km²; 昭和～平成, 23.95km²)の半分以上(26.65km²; 12.90km²)と大きく、陸地が大規模に消失したことを示した。とくに昭和～平成の15年間には、自然状態の海岸が多く残された北海道や沖縄県で、浸食傾向がより加速されていることを明らかにした。そこで、北海道の9区間の沿岸(第1図参照)について、最近の浸食と堆積の傾向を具体



第12図 防波堤の建設された斜里川河口方向を望む。遠景は遠音別火山・羅臼火山などの知床連山。



第13図 コムケ湖出口の導流堤東側における海岸浸食状況(1998年10月28日撮影)。

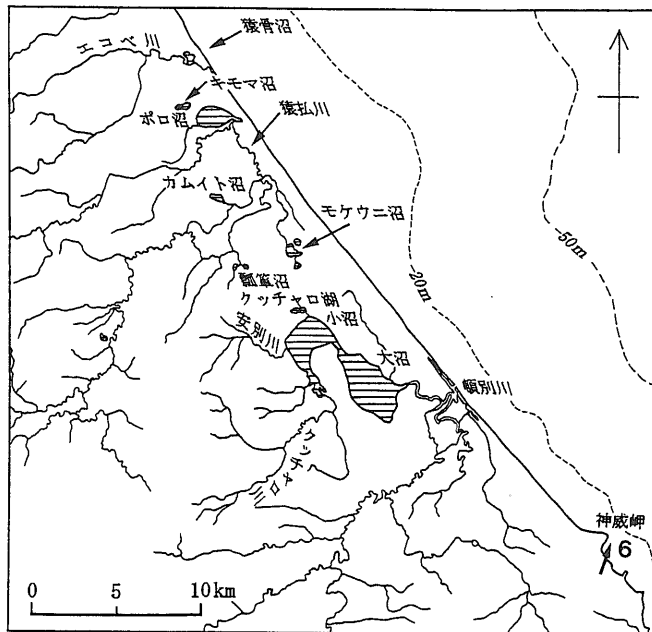
的に検討する。

第3表は、沿岸別の昭和～平成の15年間の浸食と堆積の面積・延長距離・消失面積とそれらに基づく平均後退速度を示したものである。ここで、平均後退速度(m/y)は沿岸毎に浸食(A)と堆積(B)の差である消失面積を、汀線の後退した距離(a)と前進した距離(b)の和及び経過年数15でそれぞれ除した、すなわち、 $(A - B) / (a + b) / 15$ で

第3表 北海道における沿岸別の浸食と堆積(1978-1993年)。

沿岸名	浸食		堆積		消失(km ²) (A-B)	延長(km) (a+b)	平均後退速度 (m/y)
	A(km ²)	a(km)	B(km ²)	b(km)			
オホーツク海	2.23	83.1	1.10	41.5	1.13	124.6	0.60
根室海峡	2.72	64.3	1.16	29.1	1.56	93.4	1.11
十勝釧路	3.32	82.3	1.44	48.3	1.88	130.6	0.96
日高胆振	4.42	92.0	1.08	27.7	3.34	119.7	1.86
渡島東	1.49	40.7	0.49	14.0	1.00	54.7	1.22
渡島南	1.07	31.8	0.31	8.9	0.76	40.7	1.24
後志檜山	1.89	63.2	0.28	10.7	1.61	73.9	1.45
石狩湾	0.85	28.0	0.32	12.3	0.53	40.3	0.88
天塩	1.22	36.3	0.13	6.3	1.09	42.6	1.71
計	19.21	521.7	6.31	198.8	12.90	720.5	1.19

資料提供：建設省土木研究所河川部海岸研究室



第14図
宗谷岬-神威岬間にある
海跡湖の分布と水系図。

ある。ただし、汀線の後退と前進は、5万分の1地形図の比較によるため幅20m以上変化した区間を算定の対象とした。

各沿岸で浸食が堆積を上回り、陸地が消失している。平均後退速度は太平洋側の日高胆振沿岸が最大であるのに対し、オホーツク海沿岸が最小である。日高胆振沿岸の顕著な浸食の理由としては、その後背地である日高山脈西側の静内川水系などに大型ダムが多数建設され(第4表参照)、海岸への供給土砂が減少していることが考えられる。一方、オホーツク海沿岸における緩慢な浸食の理由には、1) 最も荒天となる冬季を中心に流水の接近が毎年繰り返され、海岸浸食の進行が一時的に停止される、2) 道内の他の沿岸に比べて大型ダムの設置数とその流域に少ないことが挙げられる。

最近、オホーツク海沿岸の河口や海跡湖の出(湾)口において、長い導流堤や防波堤が海に向かって建設され、沿岸流による海浜堆積物の移動すなわち“漂砂”の下手側で海岸浸食が発生している。第13図のコムケ湖の出口の場合、北西側から供給された土砂が導流堤によって阻止される一方、下手に当たる南東側では堤体付近の局所洗掘と供給量の減少に伴う海岸の後退が発生したと思われる。なお、オホーツク海沿岸における“漂砂”の卓越方向は太井子(1974)によった。

3. 海跡湖の分布とその形成

3.1 海跡湖の分布

磯部ほか(1999)は、地形学辞典(二宮書店)と新版地学事典(平凡社)を用いて海跡湖(lagoon)の用語解説を行った。地形学辞典(小野, 1981)・新版地学事典(平井, 1996; 茂木・井内, 1996)の用語解説に従って、以下の3地域(第4図の1-3)に分布する海跡湖とその周辺地域の特徴などを紹介する。

3.1.1 宗谷岬-神威岬間の海岸

2.2.1項で述べた通り、宗谷岬南東の頓別低地にクッチャロ湖などの海跡湖が段丘に囲まれて発達する。第14図はエコベ川から頓別川間に発達する大小の海跡湖を示したものである。北西から南東へ猿骨沼・キモマ沼・ポロ沼・カムイト沼・瓢箪沼・モケウニ沼、そして大沼と小沼からなるクッチャロ湖が分布する。海跡湖群の中で、クッチャロ湖が最大、ポロ沼がそれに続き、瓢箪沼が最小といえる。

これらの湖沼の形成過程は以下のように推定される。まず、第II, III段丘の発達する台地を開析して形成された浸食谷が完新世中頃の海面(温暖)期に水没して内湾となった(第2図に併記された完新世の旧汀線参照)。その後、内湾は流入河

川によって徐々に埋め立てられてはいるが、今だにその名残を止めている。湖沼尻に当たるオホーツク海への出口は、幅の広い砂州や砂丘によって閉塞された状態にある。

一方、神威岬-弁天岬間の海岸(第4図の4)では、他の海跡湖の多い海岸(第4図の1-3)に比べ、岩石海岸が多く、溺れ谷の発達も著しく悪い(第2図参照)。このことが、本海岸で海跡湖が御西川下流低地の小さなオニシ沼(第8図参照)などを除き発達しない理由になっているのであろう。

3.1.2 弁天岬-能取岬間の海岸

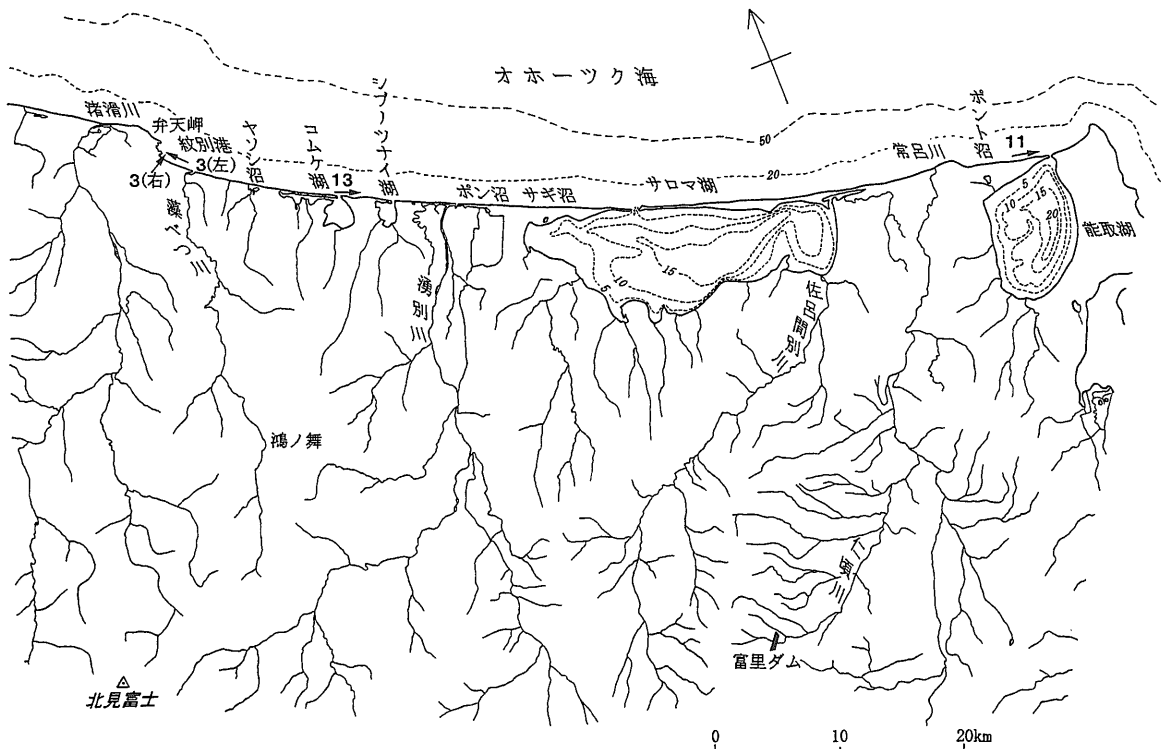
本海岸に沿って多数の海跡湖が分布し、その多くは海側を除き段丘によって囲まれている(第5図参照)。第15図に示す通り、西から東にヤソシ沼・コムケ湖・シブノツナイ湖・ボン沼・サギ沼・サロマ湖・ポント沼・能取湖と続き、その中でサロマ湖が最大、能取湖がそれに次いで大きい。いずれの湖沼も海岸の極く近くに発達する。第15図のサロマ湖・能取湖の等深線は大島(1971)に基づいて、5m間隔で描いてある。

3.1.3 能取岬-知床半島間の海岸

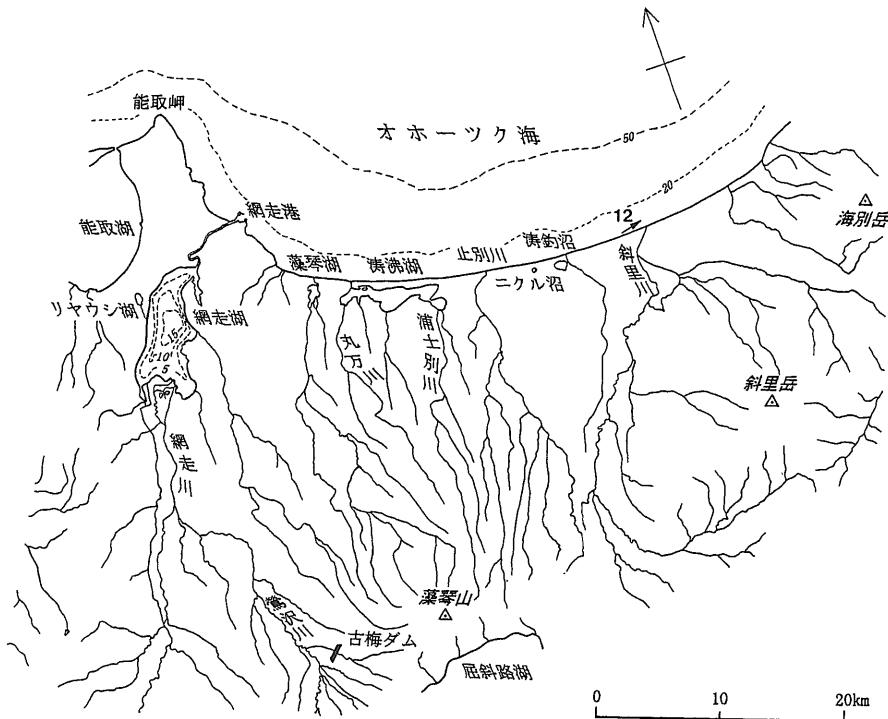
本海岸では、西から東へ大小の海跡湖である網走湖・藻琴湖・湧沸湖・ニクル沼・^{とうつるとう}湧釣沼が横たわる(第16図)。なお、第16図の網走湖の等深線は高安・飛島(1930)に基づいて、5m間隔で描いてある。多くの海跡湖は前項で紹介した湖沼同様に、規模の大きな砂丘や砂州によって海域から隔てられ、海岸に沿って分布する。一方、網走湖は河口から5km以上も内陸に位置し、その北西にある能取湖などとともに、海岸と直角方向に伸長している。ただし、本海岸東側の止別川と斜里川の下流域に海跡湖は見られない。

3.2 海跡湖の形成条件の再検討

前報(磯部ほか, 1999)において、丘陵地海側の1地域(十勝海岸)、台地縁辺部の3地域(釧路-根室の海岸)に連なる海跡湖について、その形成条件を検討した。すなわち、湖の出口である湾口部における海浜堆積物の供給量の大きいことが海跡湖の形成条件として重要であることを述べた。さらに、



第15図 弁天岬-能取岬間にある海跡湖の分布と水系図。第15, 16図の海跡湖の等深線は5m間隔。



第16図
能取岬-知床半島に
ある海跡湖の分布と
水系図。

海跡湖が標高の小さな丘陵の海側に位置したり、台地や段丘に囲まれて発達することから、湖沼への供給土砂量の小さいことも重要な形成条件であることが理解された。しかし、前報においては海跡湖への供給土砂の多少に基づく検討は全くなされなかった。以下において、オホーツク海沿岸で大きなサロマ湖などの海跡湖の形成条件について定量的な検討を試みる。

3.2.1 サロマ湖・能取湖・網走湖の形成

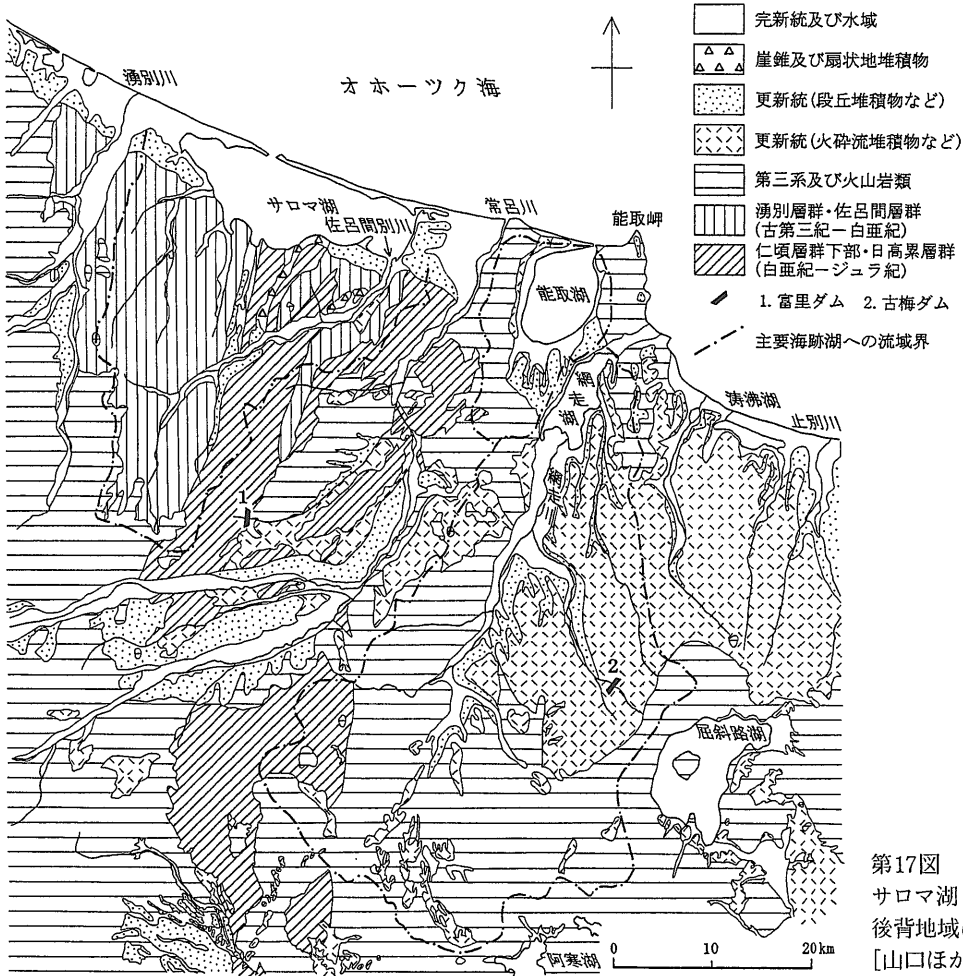
第17図は大きな海跡湖であるサロマ湖などの後背地域に関する地質概略図である。本図の大部分は山口ほか(1984)によるが、南端部の地質は山口(1970)・佐藤ほか(1970)により補足した。地質は3湖沼への流域毎にかなり異なっている。すなわち、サロマ湖へは湧別層群・佐呂間層群及び仁頃層群下部の中生界からなる丘陵性山地を流れる佐呂間別川などの小規模河川が流入する。能取湖には極く小規模な河川だけが第三系の丘陵や第四系の台地を流下して注いでいる。一方、網走湖には大規模な網走川が第三系の丘陵性山地や屈斜路・阿寒両火山に発して流入する。

最近、北海道開発局農業水産部から同部所管の二つのダム(第15-17図参照)の堆砂状況資料を提

供して頂いた。二つのダムとは仁頃層群の山地を集水域(面積8.7km²)とする富里ダム、デイサイト質火砕流堆積物からなる屈斜路火山北西山腹を集水域(面積15.0km²)とする古梅ダムである。富里ダムは常呂川水系の仁頃川上流に1987年に、古梅ダムは網走川水系の鷹沢川上流に1986年にそれぞれ建設された。

石川・浅田(1973)による北海道の水系別、全国の地方別比堆砂量などを示したのが第4表である。富里・古梅両ダムの比堆砂量は、最新(1997年)の観測資料から算出されたもので、100m³/km²/y(以下単位略)前後と小さい。これに対し、日高山脈から流下する静内川は790、オホーツク海沿岸でも幌内川(第8図参照)は355と大きい。なお、北海道地方の比堆砂量は中国・東北地方に次いで小さい。

わずか二つのダム堆砂状況資料ではあるが、本地域の比堆砂量は他の地域に比べ明らかに小さく、かつ能取湖・サロマ湖へ流入する諸河川の流域面積も著しく小さい。これらのことから、サロマ湖・能取湖・網走湖への供給土砂量は極端に小さいことが予想され、完新世の高海面期に形成された深い溺れ谷が十分に埋積されずに存続しているものと思われる。一方、供給土砂の相対的に多い河川の



第17図
 サロマ湖・能取湖・網走湖の後背地域における地質概略図
 [山口ほか(1984)に加筆].

流入する溺れ谷は埋積がいち早く進行し、常呂川や湧別川などでは、既に海跡湖は消滅したものと推定される。ところで常呂川下流の低地の場合、第18図から海跡湖の大部分が2,500年前までに埋積されたことが読み取れる。

ここで、網走湖南端部における網走川による埋積状況を2時期の測深資料及び地形図から検討する。第16図の等深線は高安・飛島(1930)の縮尺5万分の1等深線図、第19図の等深線は国土地理院1969・1970年測量による縮尺1万分の1湖沼図にそれぞれ基づく。また、第19図には1924年の網走川河口付近の湖岸線が1988年のそれに併記されている。第19図から、64年間に鳥趾状三角州が南東へ約1km前進し、かつ河口付近では陸域が1.4km²以上も拡大したことが読み取れる。一方、第16、19図から水深の変化が南端部を除きほとん

ど認められず、湖心部における埋積の少ないことが分かる。なお、大矢ほか(1984)は、1924年・1954年・1970年測量の地形図などを使用し、網走川河口三角州の変遷について詳細に報告している。

3.2.2 クッチャロ湖・湧沸湖の形成

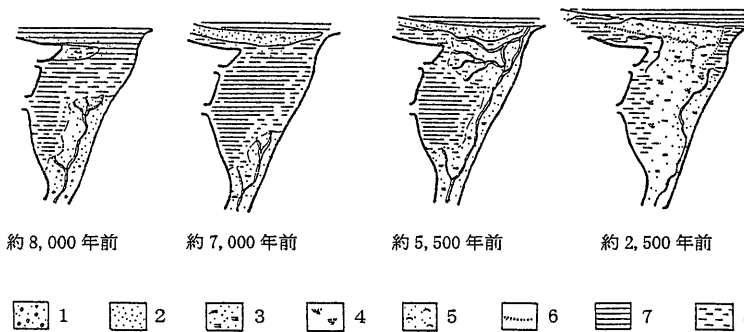
オホーツク海沿岸では3地域に海跡湖が集中し、中央部のサロマ湖を含む3大海跡湖について前項で検討した。より西方や東方にある最大水深2.5mのクッチャロ湖及び湧沸湖に関する形成条件を以下で検討する。

クッチャロ湖は第5図に示した通り段丘に囲まれ、かつクッチャロ川・安別川などの小河川がその小沼に流入し、湖は埋積されつつある。しかし、周水河作用を受けた段丘や標高300m以下の宗谷丘陵から流下する小河川からの供給土砂は、氷期に

第4表 北海道の水系別、地方別堆砂状況.

水系(ダム)	供 試 貯水池数	比堆砂量 (m ³ /km ² /y)	地 方	供 試 貯水池数	比堆砂量 (m ³ /km ² /y)
石狩川	4	266	北海道	16 [※]	342
沙流川	2	220	東 北	34	297
新冠川	2	295	関 東	21	534
静内川	2	790	東 海	37	797
幌満川	1	196	北 陸	38	556
十勝川	4	314	近 畿	14	576
幌内川	1	355	中 国	28	170
常呂川(富里)	1	99	四 国	22	1,042
網走川(古梅)	1	109	九 州	31	376
			全 国	241	514

※ 富里ダム・古梅ダムを除く



第18図
常呂川下流低地の古地理の変遷(海津, 1983).

1: 砂礫の堆積地, 2: 砂の堆積地, 3: 氾濫原, 4: 泥炭地, 5: 砂丘, 6: 崖, 7: 水域, 8: 非常に浅い水域.

生産された岩屑が河床礫の主要な供給源とする大矢(1984)の研究からも少ないことが予想される。その結果、溺れ谷は完全に埋積されず、海跡湖は存続したものと考えられる。さらに、クッチャロ湖同様の形成条件を備えた宗谷丘陵西側のサロベツ原野にパンケ沼・ペンケ沼、及びその最北部声間に大沼がそれぞれ発達し(第2図参照)、上述した考え方を支持している。

第16図に示した通り、湧沸湖には浦士別川・丸万川などが流入するが、前項で紹介した古梅ダムの上流域と同様の地質から構成されるため(第17図参照)、供給土砂は少なく、溺れ谷は埋積し尽くされなかったのであろう。ただし、浦士別川・丸万川に比べ大規模な斜里川・止別川の下流部では海跡湖が見られず、既に溺れ谷が埋積されたものと推定される。

4. おわりに

オホーツク海沿岸の宗谷岬から知床半島に至る300km以上の海岸線を対象に、海跡湖とその付近

の地形・地質の特徴を紹介した。とくに海跡湖の形成条件については、湾口部での海浜堆積物による閉塞が従来から強調されてきたが、それに加え湖沼内への供給土砂が少ないこともその形成条件として重要であると考えた。そして、網走湖付近にある二つのダムの堆砂状況資料を用いて検討した。その結果、両ダムの堆砂量は極端に小さく、ダム湖及び海跡湖の集水域の地質が互いに近似し、かつ流域面積が小さいことから、サロマ湖・能取湖・網走湖への供給土砂も少ないことが推定された。

オホーツク海沿岸とくにサロマ湖周辺に海跡湖の発達することは以前から良く知られている。その理由には、1) 潮位差の小さな縁海であるオホーツク沿岸などでは、海浜堆積物が沿岸流により十分に供給されて、湾口部がより効率的に閉塞され、2) 周氷河作用を受けた丘陵性山地・低い丘陵や台地・段丘からの供給土砂が極端に少ないことが考えられる。海跡湖の発達が潮位差のやや大きな北海道東部太平洋沿岸で良いことは、後者の重要性をより一層高めるものである。



第19図

網走川河口に発達する鳥趾状三角州。この図は1988年改測による国土地理院発行の5万分の1地形図「女満別」を基図に使用した。太い破線は1924年測量の地形図による鳥趾状三角州及び湖岸線の位置。

謝辞：本稿の作成に当たり、(株)ユニオンコンサルタント 山口昇一博士にはオホーツク海沿岸の地質についてご教示を、北海道開発局農業水産部農業設計課からは所管ダムの堆砂状況資料、建設省土木研究所河川部海岸研究室には北海道の海岸浸食・堆積の資料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、鈴木里枝子さんには氷海の写真を提供頂いた。以上の方々に記して謝意を表します。

参考文献

- 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。
 道北地方地学懇話会編 (1995)：道北の自然を歩く。北海道大学図書刊行会，269p。
 平井幸弘 (1987)：サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の水準変動。東北地理，vol.39，p.1-15。
 平井幸弘 (1996)：海跡湖。新版地学事典，平凡社，p.203。
 堀 淳一 (1993)：巡遊 北の小さな岬。北海道新聞社，175p。
 石川晴雄・浅田 宏 (1973)：発電用貯水池土砂堆積状況に関する調査報告書。電力中央研究所技術第二研究所報告，28p。
 磯部一洋 (1997)：人間活動と自然の係わりを我が国の海岸線変化に見る。地質ニュース，no.516，p.4-6。
 磯部一洋・横田節哉・羽坂俊一・佐藤卓見 (1999)：北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を訪ねて。地質ニュース，no.534，p.7-18。
 重粘地グループ (1967)：北海道北部の土壤-重粘性土壌の生成・分類と土地改良-。北海道開発局，195p。
 国立天文台編 (1998)：理科年表 平成11年1999。丸善株式会社，1058p。
 Kosugi, K. (1970)：Étude analytique des dépôts de sables et galets actuels。東北大学理科報告，vol.20，p.52-212。
 松下勝秀・小山内 熙・石山昭三・中村耕二 (1967)：5万分の1地質図幅「浜頓別」。北海道開発局，41p。
 湊 正雄 (1950)：網走湖周辺の最近の地史。北海道地質要報，no.13，p.6-10。
 湊 正雄 (1951)：湖の一生。福村書店，116p。
 湊 正雄 (1954)：後氷期の世界。築地書館，219p。
 湊 正雄・北川芳男 (1954)：オホーツク海沿岸の湖沼。網走道立公園知床半島学術調査報告，p.48-63。
 茂木昭夫・井内美郎 (1996)：かた 潟。新版地学事典，平凡社，p.245。
 中村圭三 (1992)：流水の来る街。古今書院，151p。
 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。
 Okumura, K. (1996)：Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, no.31, p.19-26。
 小野有五 (1981)：海跡湖。地形学辞典，二宮書店，p.62。
 小山内 三谷勝利・太田昌秀 (1962)：5万分の1地質図幅「枝幸」。北海道開発局，31p。
 大島和雄 (1971)：北海道サロマ湖の後氷期の地史。地質調査所月報，vol.22，p.615-627。
 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。
 大矢雅彦 (1984)：周氷河地域河川の河床礫の特色。大矢雅彦編，寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告-オホーツク海沿岸を中心として-[昭和56～58年度文部省科学研究費総合研究(A)]，p.115-127。
 大矢雅彦・平井幸弘 (1984)：網走湖・能取湖の湖岸・湖底地形-「地形発達」的視点からの考察-。同上，p.99-113。

大矢雅彦・海津正倫・春山成子・平井幸弘(1984):網走川水害地形分類図,北海道開発局網走開発建設部。
 佐々木 巽(1992):北海道の海岸地形の性状(I)-北海道東部海岸について-,北海道ウォーターフロント研究, no.1, p.15-18。
 佐藤博之・松田武雄・杉山友紀・須田芳朗(1970):20万分の1地質図「斜里」,地質調査所。
 鈴木 守・国府谷盛明・藤原哲夫(1966):5万分の1地質図幅「雄武」,北海道立地下資源調査所, 25p。
 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。
 高安三次・飛島貫治(1930):網走湖(昭和4年)調査,水産調査報告, no.22, p.1-61。
 田中茂信・小荒井 衛・深沢 満(1993):地形図の比較による全国の海岸線変化,海岸工学論文集, no.40, p.416-420。
 豊島吉則(1984):北海道北部の海岸平野の地形特性とその形成機構,大矢雅彦編,寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告-オホーツク海沿岸を中心として-[昭和56~58年度文部省科学研究費総合研究(A)], p.33-49。

海津正倫(1983):常呂川下流低地の地形発達史,地理科学, vol.38, p.1-10。
 渡辺 光(1938):北海道の沿岸地帯の地形に関する若干の考察(其1)-北見沿岸の対置海岸線-,地学雑誌, vol.51, p.175-180。
 山口昇一(1970):20万分の1地質図「北見」,地質調査所。
 山口昇一・佐藤博之・久保和也(1984):50万分の1地質図「網走」,地質調査所。
 山本裕彦(1983):オホーツク海南西縁辺海域の地質構造と堆積機構,地質学雑誌, vol.89, p.15-29。

ISOBE Ichiyo, SATO Takumi, YOKOTA Setsuya and HASAKA Toshikazu (1999): Formation of lagoons along the Okhotsk Sea coast in the north-eastern part of Hokkaido.

<受付:1999年5月10日>

くらしと地質Q&A(2)

Q 家を建てようと思いますが、地盤が軟弱だと標準よりも基礎をきちんとしなければならぬので、コストが高くなると聞きました。土地を購入する際、地盤が軟弱かどうか事前に判断する方法があるでしょうか。



A 大規模な埋立や盛り土されたところではなければ、地質図からおおよその検討はつきます。

5万分の1地質図で、購入を検討されている土地がどのような区分になっているか調べて下さい。

そこが「完新世の沖積層」となっていたら、軟弱である可能性が高いと言えます。「完新世」とは1万年前から現在までのこと、「沖積層」とは河川が運んできたものがたまった層のことです。まだ固まっていない土砂の層という感じですね。

その場合、近くにボーリング地点の印があるか調べます。もしあったら、地質図の解説書に「柱状図」という、深さ方向に地盤がどう変化しているかを書いた図があります。

その図にN値という数字が併記されています。この値が4未満だと、いわゆる軟弱な層と言えますので、基礎をしっかりとする必要があります。

このコーナーでは、読者の皆さんからの「生活に関連した地質についての疑問質問」をお待ちしています。事務局あてにお寄せください。