

原著論文 (Research Article)

砂州上掘削に基づく潟湖の形成過程と砂州の水文的功能： 北海道・十勝海岸潟湖群

知北和久¹・前田紳吾²・阪田義隆³・西村裕一⁴・上原弘之⁵

Formation processes of coastal lagoons and hydrological function of sandbar introduced from sandbar drillings: Tokachi coastal lagoons, Hokkaido

Kazuhisa A. CHIKITA¹, Shingo MAYEDA², Yoshitaka SAKATA³, Yuichi NISHIMURA⁴ and Hiroyuki UYEHARA⁵

摘要 北海道の十勝沿岸には五つの潟湖が存在し、平時は砂州によって外海と隔てられた閉塞湖である。これらは、流入河川の高水時での湖水位上昇から砂州の低部が越流により破壊され、湖水の 2/3 以上が外海に流出するという間欠開口型の潟湖である。本研究では、潟湖群の形成過程をさぐるため、生花苗沼と湧洞沼の砂州上 4 点でそれぞれ約 10 m 長の堆積コアを採取して C¹⁴ 年代を求め、さらにコア中の礫の起源をさぐるため、礫の薄片を作成し岩石種を特定した。また、このとき、先行研究で指摘された砂州の水文的功能を確かめるため、透水試験と粒度分析によってコアの透水係数分布を求めた。解析の結果、次のことが明らかになった。1) コア中の礫は、ほとんどが日高変成帯の岩石であり、一旦河川により外海に流出したものが津波・高潮によって堆積した。2) 生花苗沼は約 6,000 年前に誕生し、5,200~4,800 年前の高い海水準時に礫層を形成し現在の砂州に近い状態にまで発達した。3) 掘削コアの透水係数分布から、閉塞時に起こる湖水の外海への被圧地下水流出は砂州中の巨礫層を経路とすることが考えられる。

キーワード 潟湖群, 砂州, 掘削コア, C¹⁴ 年代, 岩石種, 透水係数

Abstract The five lagoons along the coastline of the Tokachi region, Hokkaido, sporadically open by breaking each sandbar from the overflow of lagoon water at the lowest part of the sandbar. In order to explore formation processes of the lagoons, sediment cores ca. 10 m long were sampled on the sandbars of Oikamanai Lagoon and Yudo Lagoon, and the C¹⁴ dating for the cores was performed. The origin of gravels in the cores was then identified by specifying the rock species. Meanwhile, the hydrological function of the sandbars was investigated by obtaining the hydraulic conductivity of the cores by permeability tests and grain size analyses. All the analyses for the cores gave the following findings: 1) The gravels in the cores were transported into the sea by fluvial erosion of the Hidaka metamorphic zone, deposited by flood tides or tsunamis, 2) the prototype of Oikamanai Lagoon was produced ca. 6,000 yrs ago followed by the gravel layer formation ca. 5,400 – 4,800 yrs ago and the buildup of the nearly present sandbar by ca. 4,800 yr ago, and 3) under closed condition, the lagoon water is likely to outflow into the sea as confined groundwater through the pebble layer in sandbar.

Keywords Coastal Lagoons, Sandbar, Drilling Cores, C¹⁴ Dating, Rock Species, Hydraulic Conductivity

*1 北海道大学北極域研究センター 〒001-0021 札幌市北区北 21 条西 11 丁目 Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, 001-0021

*2 株式会社ダイセキ環境ソリューション 〒551-0021 大阪市大正区南恩加島 7-1-82 Daiseki Eco. Solution Co. Ltd., Osaka, 551-0021

*3 金沢大学理工研究域 〒920-1192 石川県金沢市角間町 Institute of Science and Engineering, Kanazawa University, Kanazawa, 920-1192

*4 北海道大学大学院理学研究院 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目 Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, 060-0810

*5 清水建設 株式会社 〒104-8370 東京都中央区京橋二丁目 16 番 1 号 Shimizu Corporation, Tokyo, 104-8370

https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1_15

1. はじめに

北海道の十勝沿岸にある5つの潟湖では、流入河川の融雪・降雨出水で湖水位が上昇し、ついには湖水が砂州の低部を越流して砂州を破壊し、湖水の大部分が流出する(Fig. 1)。流出後は、外海から砂礫が供給されて砂州が成長し、10日程度以内で潟湖は閉塞状態に戻る[1,2]。結果として、砂州の破壊による開口頻度は、潟湖の容積に対する流入河川の流出規模に応じて、数年に1度(ホロカヤント一沼 [1])から年に2~4回(生花苗沼; おいかまないぬま [2])である。このように、砂州の決壊と成長に応じて潟湖の開口・閉塞が生じる自然現象は、十勝海岸潟湖群や米国のロデオ・ラグーン[3]に見られる程度で、世界的には極めてまれな事象といえる。

ある海水準の下で、砂州の発達により形成された潟湖を存続させる因子として、1) 外海に対する湖口(砂州の開口部)の大きさ、2) 砂州を成長させる沿岸流の存在と漂砂供給の度合い、3) 土砂生産をコントロールする後背流域の地質と規模、が上げられる[4]。これらの因子に照らし合わせると、十勝海岸潟湖群が存続する理由として、生花苗沼のように、一旦開口した流出口が大きい(100 m 長オーダー)にも関わらず、十勝川などからの土砂供給が大きく、卓越した南西方向沿岸流によって運搬される漂砂礫で閉塞が速やかに起こること、これに対し潟湖流域では土砂生産とこれに伴う水域の堆積が、ある程度一定に抑えられていること、が上げられる (Fig. 2, Table 1, Fig. 3)。

潟湖の研究としては、砂州を重機で破壊して強制開口させ、海水侵入後の流動状態を数値的に議論した例[5]や強制開口前後の生態環境変化を調べた例[6]がある。また、十分に発達成長した砂州を Barrier Island [7, 8]といい、地下探査によるその地層構造から、砂州の陸側にある潟湖と後背湿地を含めた形成過程が議論されている[9]。また、潟湖の規模が大きく、かつ砂州の成長が十分でないため、人為的な開削で常時開口されている場合(例: 北海道のサロマ湖、イタリアのベニス・ラグーン)は、潟湖は海水侵入の頻度の高い感潮汽水湖として比較的安定した塩分をとるようになる[10,11]。こういった潟湖では、砂州が高潮など外海の擾乱を抑える役割を持ち、水産業や都市化による観光開発を進展させる水環境を提供する。また、わが国では、秋田県・八郎潟のように、Barrier Island と言っている大規模な砂州によってほぼ閉鎖されている潟湖では、干拓事業の進行と共に海水の侵入を遮断して淡水化させることが行われている[12-14]。

本研究の目的は、十勝海岸潟湖群の生花苗沼と湧洞

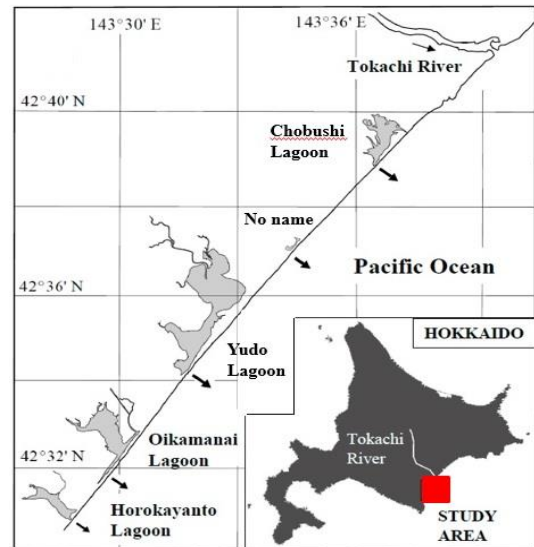


図1. 北海道・十勝海岸潟湖群の位置図。

Fig. 1. Location of five coastal lagoons in the Tokachi Region, Hokkaido.

沼の砂州上で堆積コアを採取し、砂州と潟湖の形成過程を明らかにすること、また、中尾[1]や Chikita et al. [2]が指摘した湖水の外海への地下水流出に対する砂州の水文的作用を明らかにすることである。この2つの目的は、互いに独立した内容に見えるが、それぞれが当潟湖群の代表的な特徴に繋がる知見を得るものと考え、両者を同時に取り上げることとした。なお、わが国では、掘削コアの層序と年代から、現在の潟湖の形成過程を明らかにしようとした研究は数多くある(例えば、松原[15]、安井ほか[16])。しかし、本研究のように、砂州上掘削に基づき砂州堆積物の給源と潟湖形成との関連を議論した例は多くない。

2. 研究対象

Fig. 1 に、十勝海岸潟湖群における生花苗沼と湧洞沼の位置を示す。図中の矢印は、各湖が砂州を決壊させて流出する位置(開口部)を示す。潟湖群は、十勝川の河口から南西方向に、長節湖、湧洞沼、生花苗沼、ホロカヤント一沼の順に分布するが、長節湖と湧洞沼の間に無名(No name)の小さな潟湖が存在する。この中で、長節湖と湧洞沼の砂州が相対的に発達し、その成長は北東から南西の方向に伸びている (Fig. 2)。潟湖群の沖合には南西方向に十勝沖沿岸流が流れており[17]、上流側には十勝川などが流入している。このことから、十勝川などの土砂流出により供給された砂礫が、漂砂礫として潟湖群の砂州の形成発達に寄与していることがわかる。Fig. 2 に流域地質図を示す。特徴的なこととして、生花苗沼流域上流部に中生代~第三紀中新世の凝灰岩・溶岩・泥岩が広く分布し、断層が多く

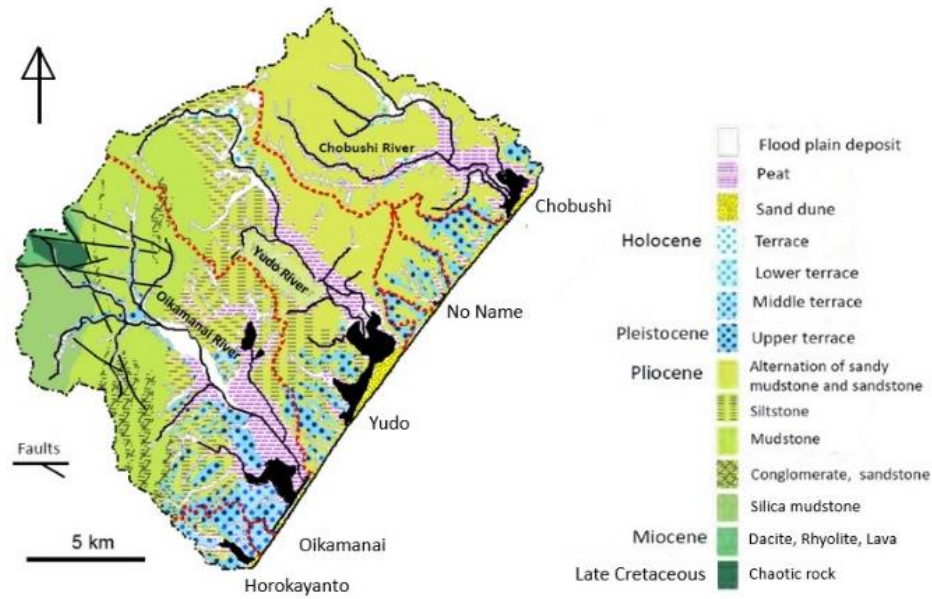


図2. 潟湖群の流域地質図. 赤い点線は各湖の内部分水界を示す。

Fig. 2. Geologic map for drainage basins of the five coastal lagoons. Red dotted lines show inner water divide of each lagoon.

みられることである。この断層域から北東方向に地層は次第に新しくなり、湧洞沼の上流部は中新世の堆積岩、長節湖の上流部は鮮新世の堆積岩が広く分布している。他方、沿岸域には第四紀更新世の海岸段丘が分布し、生花苗沼流域の場合は、中流部にもこの段丘面が存在する。このことは、鮮新世～更新世の海退（または土地の隆起）の時に下刻作用により谷地形が作られたが、特に生花苗沼では内陸深く湾入するような谷地形が作られたことが推測される。この後、更新世の海進に伴い海岸段丘が形成され完新世にはこの谷に流域での土砂生産と流出による堆積で湿原(peat)と氾濫原とが形成され、外海に対しては砂州が発達形成された。結局、鮮新世～更新世の海退が湖と後背湿原の空間規模を決定していることがうかがえる (Table 1)。

ここで、Table 1 の流域面積から湿地面積、湖水面積および砂州面積を引いた面積（原流域の陸域面積に相当）と湿地面積との関係を示すと Fig. 3 のようになる。5つの潟湖はほぼ直線上に分布し、このことは、潟湖に広域に分布する流域地質（新第三紀堆積岩； Fig. 2）

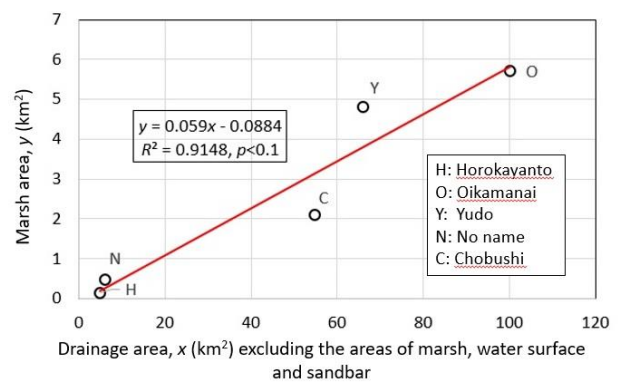


図3. 原流域の陸域面積（横軸）と後背湿地面積（縦軸）との関係。

Fig. 3. Relation between the land area of the original drainage basin and the marsh area for the five lagoons.

では、土砂生産が同程度に行われ谷に堆積してきたことを示唆する。中尾[1]によると、潟湖の誕生は生花苗沼が半閉鎖された約 6,000 年前、ホロカヤントー沼は完全閉鎖された約 9,000 年前とされている。Fig. 3 から No name の潟湖の誕生はホロカヤントー沼と同程度、

表1. 各潟湖の流域面積、湖水面積および後背湿地の面積。流域面積は湖水面積を含む。

Table 1. Drainage area, surface area and marsh area for the five lagoons. Drainage area includes lagoon surface area.

	Horokayanto	Oikamanai	Yudo	No Name	Chobushi
Drainage area (km ²)	5.77	107.3	75.2	6.70	58.1
Lagoon surface area (km ²)	0.65	1.55	4.43	0.029	1.18
Marsh (km ²)	0.15	5.71	4.81	0.47	2.1

湧洞沼と長節湖の誕生は、生花苗沼とホロカヤントー沼の中間 (約 6,000~9,000 年前) に形成され、今日まで埋積が進行していることが考えられる。

本研究では、以上のことを踏まえ、1) 現在の潟湖群がどのような過程で形成されたのか、また、2) 中尾[1]と Chikita et al. [2]が指摘した湖水の外海への被圧地下水流出の実態はどのようなものなのか、を掘削現場と掘削コアから探ることとした。

3. 方法

3.1. 掘削の地点と方法

砂州上の掘削は1日1孔とし、生花苗沼と湧洞沼の閉塞時に、2015年6月28日にSB-1地点、同29日にSB-3地点、2016年7月3日にSB-2地点、同4日にY-1地点の計4点で実施した(Fig. 4)。

生花苗沼の場合は、砂州の尾根付近で、湧洞沼の場合は尾根地点よりやや海側の平坦部で掘削した。掘削作業は(株)安住ボーリングに委託し、東亜利根ボーリング社の無水式土壌・地下水調査機エコプローブ (EP-26型)を用いた(Fig. 5)。エコプローブの利点は、無水で高速サンプリングが行えるため、試料に砂礫が含まれていても層序への攪乱が最小限に抑えることができることである。掘削径は内径 86 mm, サンプリング径は内径 70 mm である。

掘削で得られたコアは、後日、層相の観察と後述の分析用のサンプルを採取した。層相の観察では、各深度について、粒径とその質量分率 (wt.%) によりシルト混じり層、礫混じり砂層、砂混じり礫層、粗礫層の4種類に区分した。ここでは、細粒のシルトと粘土 (粒径

$d \leq 0.063 \text{ mm}$) を 5 wt.%以上含む層をシルト混じり層、20 wt.%以上の粗礫 ($20 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$) を含む層を粗礫層、砂 ($0.063 \text{ mm} < d \leq 2.0 \text{ mm}$) または礫 ($2.0 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$) の構成比が多い層をそれぞれ礫混じり砂層と砂混じり礫層として区分した。

なお、掘削地点の標高を正確に把握するため、湖水位 (標高表示; Chikita et al. [2]) を基準とした水準測量を行った。



図5. 無水式土壌・地下水調査機エコプローブ(EP-26型)による掘削の様子 (生花苗沼)。

Fig. 5. Drilling machine, “Ecoprobe” (Type EP-26), TOA-TONE Drilling, Co., Ltd., Japan, on the sandbar of Oikamanai Lagoon.

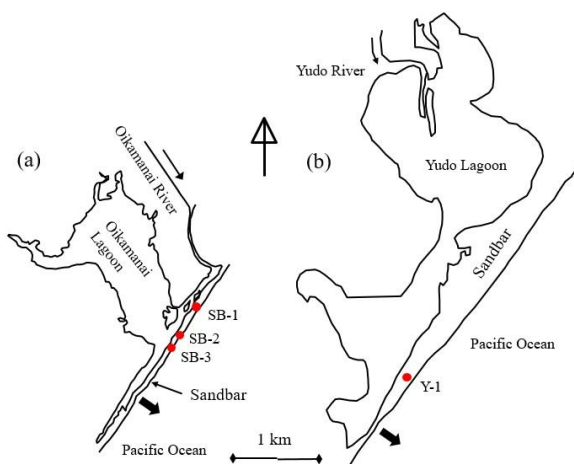


図4. (a)生花苗沼と(b)湧洞沼の砂州上掘削地点。黒矢印は砂州が決壊する地点。

Fig. 4. Location of drilling points on sandbars of (a) Oikamanai Lagoon and (b) Yudo Lagoon. Black arrows show breaking points of sandbars.

3.2. 薄片観察による岩種の同定

砂州の発達過程を考える際、それを構成する砂礫の起源を特定することが重要である。このため、Fig. 6で示すように堆積コアの礫に加え、生花苗川、湧洞川および周辺の歴舟川、そして十勝川の支流である札内川で河床堆積物の礫を採取し、その岩種同定のため薄片試料を作成して偏光顕微鏡で観察した。なお、薄片試料の作成は、北海道大学大学院理学研究院技術部の薄片技術室に依頼した。

Fig. 2に示したように、生花苗沼に流入する生花苗川と湧洞沼に流入する湧洞川の流域地質は、主に中新世の珪質泥岩・泥岩・シルト岩・砂岩である。砂州で採取した堆積物が陸起源なら、これらの岩石片を含むことが考えられる。しかし、札内川や歴舟川などによって一旦外海に運ばれた土砂が起源であれば、コア中の堆積物の岩種は、源頭部に分布する始新世~中新世

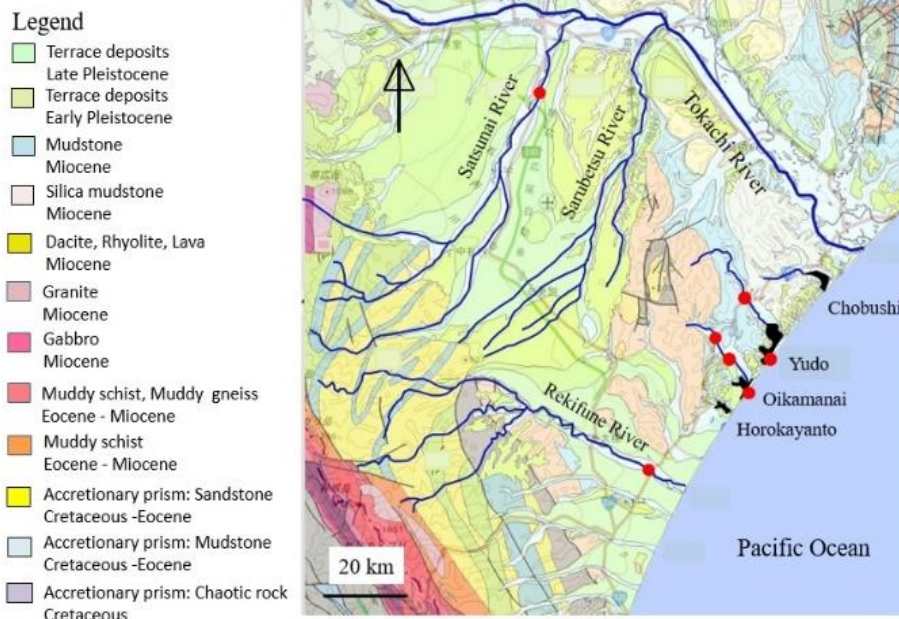


図 6. 潟湖群周辺の代表的な河川の流域地質。赤丸は掘削地点を含む礫の採取地点。

Fig. 6. Geology for the drainage basins of the Tokachi coastal lagoons and their surrounding rivers. Red circles show sampling points of gravels on the riverbeds and in the cores for the identification of rock species. large illustration.

の深成岩や変成岩を含むはずである。今回は、この点に着目して礫に対する岩種の同定を行った。

3.3. 放射性炭素年代測定

砂州の形成過程を探るため、SB-3 地点と SB-1 地点のコアについて、木片・茎・葉・種子を含む層に対し放射性炭素年代測定をおこなった。測定対象となる有機物が含まれていた箇所は、SB-3 地点コアでは 0.30~0.35 m 深 (標高 3.95~4.0 m), 2.0~2.05 m 深 (同 2.25~2.3 m), 3.0~3.05 m 深 (同, 1.25~1.30 m), 9.0~9.05 m 深 (同, -4.75 m~-4.70 m), 10.3~10.35 m 深 (同, -6.05 m~-6.0 m) の計 5 点, SB-1 地点コアでは 1.3~1.35 m 深 (標高 3.35~3.4 m), 4.90~4.95 m 深 (同, -0.25~-0.2 m) の計 2 点であった。これにより、各層の堆積年代からコアの層相と当時の海水準とを比較し、当時の環境を推測した。なお、C¹⁴年代測定は名古屋大学・宇宙地球環境研究所に依頼した。この測定には、韓国地質資源院の 1 MV の加速器質量分析計を用いている [18]。

3.4. 透水係数の決定

今回は、中尾[1]や Chikita et al. [2]が指摘している、砂州を通しての湖水の外海への被圧地下水流出について、砂州中の礫層の役割を調べるため、掘削中に現場透水試験、室内で掘削試料の透水試験と粒度分析を行い、各透水係数を求めた。

3.4.1. 現場透水試験

現場透水試験は、掘削中に礫が顕著に見え始めた深で行い、SB-1 地点の 5.5~6.5 m 深 (標高 0.8~1.8 m), SB-2 地点の 8.5~9.0 m 深 (同, -5.5~-6.0 m), SB-3 地点の 5.0~6.0 m 深 (同, -0.7~-1.7 m), Y-1 地点の 7.0~7.5 m 深 (同, -1.9~-2.4 m) の区間で行った。

ここでは、各掘削孔で透水試験用パイプを用いて透水試験を行い、掘削終了後に採取したコアサンプルに対し室内透水試験を行って、両者の透水係数を比較検討した。なお、2015 年の SB-1 地点と SB-3 地点ではスラグ棒を用いた回復法を採用した [19,20]。試験方法は、次の手順で実施した：

- 1) 掘削孔内に気圧ロガーと水圧ロガーを設置し、試験井戸の水位を 1 秒間隔で記録した。
- 2) 設置後にスラグ棒を孔内に投入する。このとき水位が上昇するので、水位の上昇が安定するまで待った。
- 3) 水位の安定後、スラグ棒を引き抜き水位低下から水位が上昇する状況を記録した。

試験結果の解析は、非定常の場合、横軸に時間、縦軸に平衡水位と測定水位の水位差の対数を取り、片対数グラフ上での直線勾配 a を求めた。この後、透水係数 k (m s⁻¹) を次式により算定した：

$$k = \{(2.3r)^2/8L\} \cdot \log_{10}\{(2L/D)a\} \quad (1)$$

ここで, r ; ケーシングの半径(m), L ; 試験区間の長さ(m), D ; 試験区間の削孔径(m)である。(1)式は, 後述の定常状態での式を非定常状態の式に変形したものである。

2016年のSB-2地点とY-1地点では, 揚水ポンプを用いて試験井戸の水位を定常状態に保つ定常法を採用した。透水性が高い場合, 非定常法では直線勾配を取るためのプロット数が十分得られず, より正確な透水係数が得られないからである。定常法では, 非定常法と同様, 2台の圧力ロガーを設置して気圧および試験井戸の水位を1秒間隔で記録した。その間, ポンプでの揚水開始後, 揚水量と水位を開始後20分間は1分おき, その後は5分おきに測定し, 水位変化がなくなった時点で終了した。結果として, 透水係数 $k(\text{ms}^{-1})$ を, 次のHvorslev (ボシュレフ) 式を用いて計算した[21]:

$$k = (Q_0 / 2\pi s_0 L) \cdot \ln(2L/D) \quad (2)$$

ここで, Q_0 ; 揚水量($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), S_0 ; 揚水による水位低下量(m), である。

3.4.2. 室内透水試験

室内透水試験によるコアサンプルの透水係数は, 変水頭法により求めた。実験手順は以下のものである:

- 1) 長さ $L(\text{cm})$, 断面積 $A_2(\text{cm}^2)$ の透水円筒にサンプルを詰め, 真空ポンプで脱気する。
- 2) 上蓋を取り付けて越流水槽に入れ, 断面積 $A_1(\text{cm}^2)$ の目盛りの付いたスタンドパイプを取り付ける。
- 3) スタンドパイプに水を入れて, その水面と越流水槽の水面までの高さ $h_1(\text{cm})$ をはかる。 h_1 から任意の高さの位置にある $h_2(\text{cm})$ まで, スタンドパイプの水面が下がる時間を数回測定する。このとき, 越流水槽の水温 $T(^{\circ}\text{C})$ を測る。

以上から, 水温 $T(^{\circ}\text{C})$ における透水係数 $k_T(\text{cm s}^{-1})$ を次式で求めた:

$$k_T = \{(2.303A_1L) / (A_2\Delta t)\} \log_{10}(h_1/h_2) \quad (3)$$

ここで, A_1, A_2 ; それぞれスタンドパイプと透水円筒の断面積(cm^2), L ; 透水円筒の長さ(cm), h_1, h_2 ; それぞれ, t_1, t_2 におけるスタンドパイプ内の水位(cm), $\Delta t = t_2 - t_1$, である。(3)式は, ダルシーの法則に基づき導出された式である。このとき, 標準水温 15°C での透水係数 k_{15} は, 次式によって求めた:

$$k_{15} = (\mu_T / \mu_{15}) \cdot k_T \quad (4)$$

μ_T, μ_{15} ; それぞれ水温 $T^{\circ}\text{C}$ と 15°C での粘性係数(Pa·s), である。

3.4.3. 粒度分析

掘削試料の粒度分析は篩い分け法により, 目開き $0.037 \sim 64 \text{ mm}$ の範囲で22種類のふるいを用いた。ふるいで各粒径ごとに分別した後にサンプルの重量を量り, 各ふるいの残留率と平均粒径を求めた。粒度分析後に, 粒径の小さいものから重量積分率で量り, 各ふるいの残留率と平均粒径を求めた。粒度分析後に, 粒径の小さいものから重量積分率で20%値と透水係数の関係表(クレーガーの表)[22-24]から, Fig. 7の近似式により, 各層の透水係数を推定した。

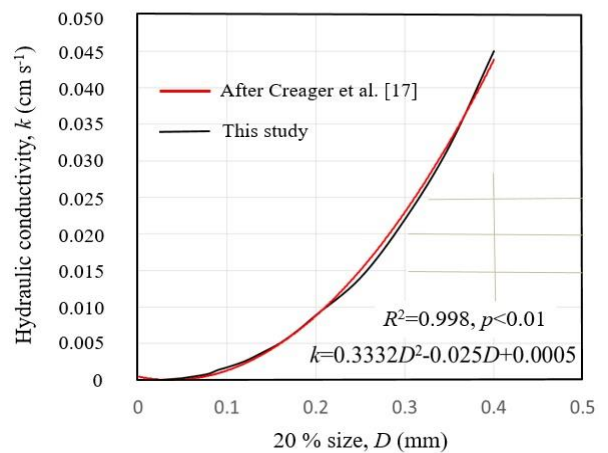


図7. 20%粒径 D と飽和透水係数 k との関係。黒い実線はクレーガーほか[22]が得た値, 赤い実線は, それに対する近似曲線を示す。

Fig. 7. Relation between 20% grain size, $D(\text{mm})$ and saturated hydraulic conductivity, $k(\text{cm s}^{-1})$. Black line; after Creager et al. [22], Red line; regression curve proposed in this study.

4. 結果と考察

4.1. 堆積コアから見た砂州の構造

砂州上掘削で得た4本の堆積コアの層相をFig. 8に示す。各コアの長さは10m前後で, 最短でSB-2地点の9.5m, 最長でSB-3地点の14.0mであった。粒度による層相を見ると, コアの大部分は中砂($0.25 \text{ mm} < d \leq 1.0 \text{ mm}$; d :粒径)から中礫($5.0 \text{ mm} < d \leq 20 \text{ mm}$)までの粒子で構成されていたが, Y-1地点の9.86~10.0m深(標高-4.76~-4.90m), SB-2地点の8.90~8.98m深(同, -5.90~-5.98m), およびSB-3地点の7.25~7.40m深(同, -2.95~-3.10m)に粗礫(Pebble; $20 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$)で構成された層が見られた。また, Y-1地点の8.83~9.00m深(標高-3.73~-3.90m)とSB-3地点の10.30~10.70m深(同, -6.00~-6.40m)では, 砂のほか

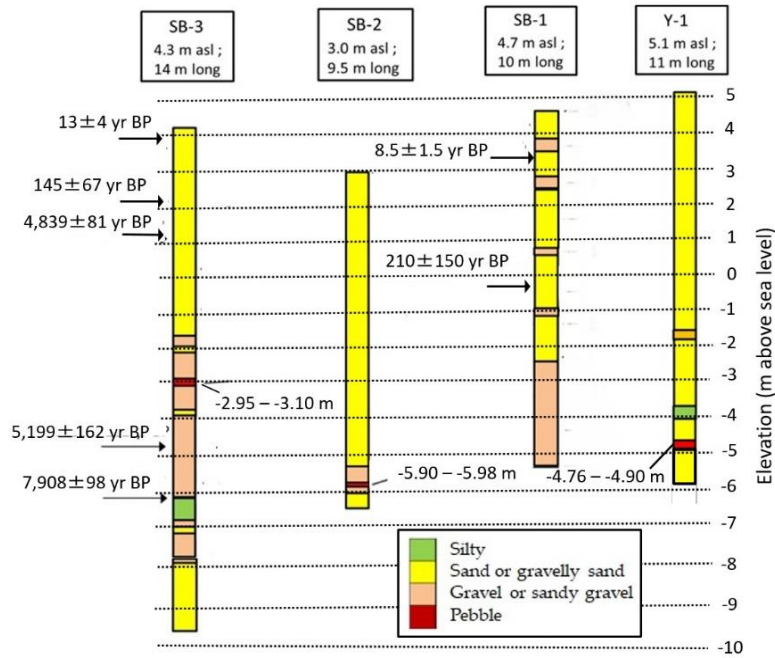


図 8. 掘削地点の標高(m)と採取されたコア長, およびコアの層相 (粒径別) と C¹⁴年代.

Fig. 8. Elevations (m above sea level) of the drilling points on sandbars, drilled-core length (m), and their sedimentary facies and C¹⁴ dates.

シルトが混じっていた (Y-1 地点で約 5 wt%, SB-3 地点で約 14 wt%)。

粗礫層に着目すると, SB-3 地点の層厚 15.0 cm は SB-2 地点の層厚 8.0 cm に比べ大きく, 7.24~7.30 m 深では深度方向に礫の大きさが急に大きくなり, 7.30~7.41 m 深では徐々に小さくなった (Fig. 9a)。このように, 後者はコアの下方向に粒径が小さくなる逆級化層であった。このことから, SB-3 地点の粗礫層は津波によるイベント層の可能性はある[25]。しかし, SB-2 地点の粗礫層との間に約 3 m の標高差があるため, 现阶段では断定できない (Fig. 8)。

礫単体では, 長軸 4 cm 以上のものが含まれていた。また, SB-3 地点と比較すると層厚と礫サイズは共に小さかった。ただし, 礫単体では長軸 4 cm 以上のものは同様に存在した。他方, Y-1 地点の粗礫層では層の上端から下端まで礫の大きさにバラツキがあった (Fig. 9b)。礫単体では, こちらも長軸で 4 cm を超えるものが含まれていた。

以上, 生花苗沼の 3 点の掘削結果から, 同じ沼の砂州でも地点によって標高と内部構造が大きく異なることが分った。また, 生花苗沼の砂州上で掘削した 2 地点の位置関係から, 砂州の南西方向に粗礫層がやや厚くなる傾向が見られた。

4. 2. 礫の起源

Fig. 8 で示したコア中の粗礫層または礫層の礫と生花苗川, 札内川, 歴舟川の河床で採取した礫 (Fig. 6) について, その薄片に対する岩種の判定の結果を

Table 2 に示す。SB-3 地点と Y-1 地点から採取した礫は, 全て日高変成帯を起源とした深成岩・変成岩であった。また, SB-2 地点コアの礫は, 粗礫層以外のものだが, 日高変成帯と新第三紀の火山岩の両方の起源に加え, 起源を推定するのが難しい変成岩も見られた。なお, 札内川と歴舟川の粗礫は, 日高変成帯のものばかりであった。他方, 生花苗川・湧洞川で採取したサンプルは全て新第三紀の堆積岩・火山岩であった。

以上から, SB-3 地点の粗礫と Y-1 地点の礫は海起源の漂礫で, 高波や津波によって堆積したものと考えられる。ただし, SB-2 地点の礫は新第三紀の火山岩であるため, 生花苗川の河口に近い場合は, 流域起源の礫



図 9. (a)SB-3 地点と(b) Y-1 地点のコア中の粗礫層 (ほぼ中央) とその上下層.

Fig. 9. Pebble layers and their upper and lower parts in the (a) SB-3 and (b) Y-1 cores.

表2. 各河川の河床粗礫と各コア中の粗礫に対して特定された岩石種。

Table 2. Rock species identified for pebbles sampled on the riverbeds and in the three cores.

Sampling point	Rock species	Class	Origin
Rekifune River	1) Mylonitized tonalite 2) Alternation of sandstone and mudstone	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
Satsunai River	1) Granodiorite 2) Meta sandstone/mudstone 3) Biotite hornfels	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock 3) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
Yudo River	1) Felsic tuff	1) Sedimentary rock	Neogene formation
Oikamanai River	1) Tuff 2) Olivine basalt	1) Sedimentary rock 2) Volcanic rock	
SB-3 (7.28–7.33 m)	1) Biotite tonalite 2) Meta sandstone 3) Meta sandstone 4) Meta chart	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock 3) Metamorphic rock 4) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
SB-2 (9.19–9.22 m)	1) Glassy rhyolite	1) Volcanic rock	Neogene formation
Y-1 (6.95–7 m)	1) Red radiolarian chart	1) Meta sedimentary rock	Hidaka metamorphic zone

も含むことが考えられる。

4.3. 生花苗沼の砂州形成

SB-3 地点と SB-1 地点のコアに対し行われた C^{14} 年代測定の結果を Fig. 8 に示す。なお、ここでは 95.4 % 信頼区間の範囲を \pm で示している。これを見ると、同じ深さでも SB-1 地点と SB-3 地点で形成年代が全く異なることが分る。SB-1 地点の 4.90~4.95 m 深 (標高 0.25 ~ 0.20 m) が 210 \pm 150 年前に形成されたのに対し、SB-3 地点の 3.00~3.05 m 深 (標高 1.25~1.30 m) が 4,839 \pm 81 年前に形成されている。この違いは、砂州の形成過程に原因があると思われる。

一般的に、砂州は沿岸流により漂砂礫が海岸線に沿ってジグザグに運搬・堆積することで成長すると考えられている[26]。十勝地方では、漂砂礫の輸送方向は親潮の影響を受けた十勝沖沿岸流による南西方向と考えられている[17]。つまり、十勝海岸の砂州は北東から南西に成長するため、ここでは SB-1 地点から SB-3 地点方向へ成長することになる。結果として、上流側にある SB-1 地点では沿岸流による土砂供給が盛んで堆積速度が速いことが推測される。さらに、生花苗沼の東岸には生花苗川の堆積による湿地帯が広がっており (Fig. 2)、砂州の北東に向かうほど流入河川による土砂の影響を受けることがわかる。このように、SB-1 地点では沿岸流と流入河川による土砂供給が共に盛んで、堆積速度が速いことが SB-3 地点との間に大きな差を

生じさせたと考える。

SB-3 地点コアの測定年代を詳細に見ると、10.30~10.35 m 深のシルト混じり層が 7,908 \pm 98 年前に堆積し、粗礫層を含む 3.0~9.0 m 深が約 4,840~5,200 年前の 360 年間という比較的短期間で堆積している。その後、堆積速度が低下して 2.0~3.0 m 深の堆積には約 4,700 年かかっている。さらに最上部の 0~2.0 m 深は 145 年で堆積している。

以上の堆積状況と重野[27]によって復元された北海道・厚岸海岸における海水準変動とを比較した (Fig. 10)。

まず、シルト混じり層が堆積した約 8,000 年以上前は温暖多湿の時期で、現在より海水準がかなり低く、生花苗沼の誕生前と考えられる。つまり、シルト混じり層が堆積した時期の SB-3 地点は、湿地化していたと考える。次に、中尾[1]による半閉鎖性状態での生花苗沼の誕生が約 6000 年前にあった。その後、粗礫層を含む 3.0~9.0 m 深が堆積した時期は海水準が最も高かった時期で、高位な海水準の間に砂州が急速に発達したことが窺える。海水準が高いため、粗礫に限らず礫質が堆積しやすい状況だったと推測できる。この砂州の急速な発達により、粗礫層は全て侵食されることなく保存されたと思われる。

次に、2.0~3.0 m 深は約 4,500 年間で堆積しており、これは砂州が既に上方向に発達していたことと海水準の徐々の低下によって成長が遅くなったためと考える。

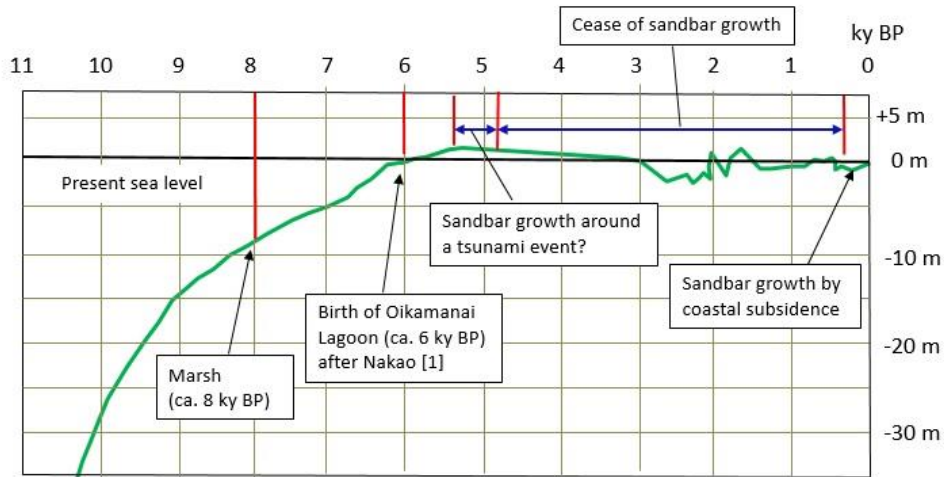


図 10. 後氷期における生花苗沼の砂州の発達史と北海道・厚岸海岸での海水準変動 (緑線: 重野ほか[27]による) との関係。

Fig. 10. Relation between the growth history of Oikamanai sandbar and the sea level change (green line) in the postglacial period (after Shigeno et al. [27]).

そして、最後の0~2.0m 深の成長は、海岸沈降が起こったことが原因と推測される。実際に、この100年間に十勝海岸は0.3~0.4 m の沈降があったことが報告されている[27]。なお、Fig. 10 における海水準変動を見ると、約1,700年前に海水準が上昇した時期があり、この時は一時的に砂州が成長したことが想像される。

4. 4. 礫層の地下水流出寄与

中尾[1]および Chikita et al. [2]によって指摘された、砂州中の礫層を流出経路とする湖水の外海への被圧地下水流出について、今回得られた透水係数の空間分布から、その実相を検証した (Fig. 11)。

現場透水試験 (Fig. 11 の縦矢印) では、4 地点の異なる深さの礫混じり砂層で $10^{-1} \sim 10^2 \text{ cm s}^{-1}$ オーダーの

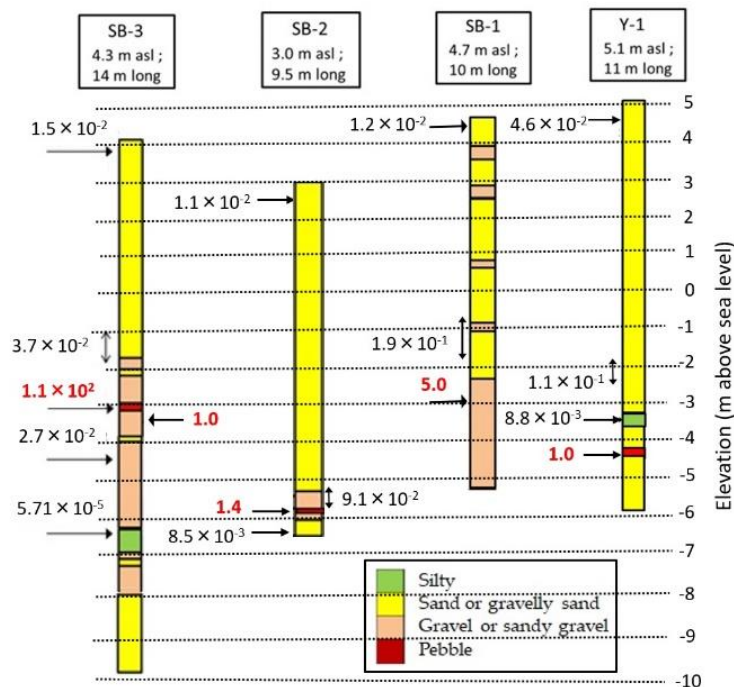


図 11. 4 本のコアにおける透水係数の分布 (cm s^{-1})。赤い数値は 1 cm s^{-1} 以上の場合を示す。

Fig. 11. Distributions of hydraulic conductivity (cm s^{-1}) obtained for the four cores. Red values show the hydraulic conductivity at 100 cm s^{-1} or more in each core.

透水係数が求められた。また、室内試験と粒度分析結果から、SB-3 地点の粗礫層は 10^2 cm s^{-1} オーダー、SB-2 地点と Y-1 地点の粗礫層、SB-1 地点の礫層では 1 cm s^{-1} オーダーの透水係数が算定された。

砂州の大部分を構成する砂層の透水係数は $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ オーダーであった。また、SB-3 地点のシルト混じり層では $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ オーダーで、上部の礫層とは大きな差があった。

以上から、各堆積コアの透水係数の最小と最大で 2~4 桁の差があった。つまり、通る水量として 100 倍~10000 倍の差があることになる。一般的に、 10^2 cm s^{-1} の透水係数では被圧地下水をつくる難透水層とは成りえない。しかし、十勝海岸潟湖群では透水係数の差によって、砂層が相対的に難透水層となり、被圧地下水流出に寄与することが考えられる。十勝海岸潟湖の砂州を通しての被圧地下水流出は、中尾[1]や Chikita et al. [2]による潟湖の水収支評価から指摘されている。実際、湖水位が海面より高い閉塞時に、生花苗沼の開口部付近で砂州の頂上付近の海側を湖面下まで掘り下げても湖水の滲出は一切認められなかった。これは、砂層が礫層にくらべ難透水層になりうることを示唆する。

ここで、Chikita et al. [2]が議論した砂州を通しての被圧地下水流出について考える。被圧地下水流出量 $Q(\text{m}^3 \text{ s}^{-1})$ は、被圧帯水層の厚さ $D(\text{m})$ とすると次式で表される：

$$Q = BDk(H_1\rho_w - H_2\rho_s)/(\rho_w L) \quad (5)$$

ここで、 k ；透水係数 (m s^{-1})、 B ；砂州の長さ(m)、 H_1, H_2 ；それぞれ上部難透水層下端から沼水位および海水位までの高さ(m)、 L ；砂州の横断方向の流出経路長(m)、 ρ_w, ρ_s ；それぞれ湖水および海水の密度(kg m^{-3})である。

ここで、Chikita et al. [2]を参考に、 $Q = 1.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, L = 60 \text{ m}, H_2 - H_1 = 2.0 \text{ m}$ とし、 $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}, \rho_s = 1030 \text{ kg m}^{-3}$ とし、 k, D, H_1, H_2 に Fig. 11 での各掘削点の礫層の値を入れると、SB-1 地点では $k = 0.05 \text{ m s}^{-1}, D = 2.70 \text{ m}, H_1 = 4.3 \text{ m}, H_2 = 2.3 \text{ m}$ から $B = 230 \text{ m}$ 、SB-2 地点で $k = 0.0025 \text{ m s}^{-1}, D = 0.68 \text{ m}, H_1 = 7.3 \text{ m}, H_2 = 5.3 \text{ m}$ から $B = 19,600 \text{ m}$ 、SB-3 地点では $k = 0.10 \text{ m s}^{-1}, D = 1.9 \text{ m}, H_1 = 3.7 \text{ m}, H_2 = 1.7 \text{ m}$ から $B = 160 \text{ m}$ と求まる。これより、砂州は全長 $B = 2,500 \text{ m}$ のため SB-2 地点の条件は不相当である。また、SB-1 地点はその湖側の湖底には生花苗川からの土砂で細粒な湖底堆積物が堆積している可能性があり、礫層が帯水層として機能しないと考える。Chikita et al. [2]では、 $k = 0.011 \text{ m s}^{-1}$ とすると被圧帯水層の平均層厚 $1.35 \pm 0.16 \text{ m}$ で $B = 2,000 \text{ m}$ と求められている。これを参考にすると、先に与えた SB-3 地点の k, D 値からは

$B = 156 \pm 19 \text{ m}$ と求められる。これは Fig. 11 からの $B = 160 \text{ m}$ とほぼ符合する値である。

以上から、SB-3 地点から南西方向に類似した透水係数を持つ被圧帯水層が存在することが推測される。SB-3 地点より開口部までは約 800 m の距離があるが、Chikita et al. [2]による生花苗沼湖盆図と沼側の砂州底部の底質をみると、この区間の湖底は砂州に沿ってかなり急峻で礫質に富む。これは、開口時での湖流が強く細粒な湖底堆積物が侵食され外海へ流出されやすいことを意味する。このため、SB-3 地点より南西に分布する砂州内礫層は、被圧地下水流出を引き起こす帯水層として機能していると考えられる。いずれにしても、この礫層の空間分布については、さらなる掘削による検証が必要である。

4. まとめ

十勝海岸潟湖群の中から生花苗沼と湧洞沼の砂州上で掘削を試み、計 4 点でそれぞれ約 10 m 長のコアを採取した。掘削コアに対する堆積年代と礫層・粗礫層の起源特定から砂州の発達・成長を考慮した潟湖の形成過程を考えた。この中で、掘削地点 3 点で粗礫層が見つかり、津波や高波による堆積物の可能性が示唆された。

粗礫層や他の礫層の起源を岩種の特定によって推定した結果、礫~粗礫はほとんど全て日高変成帯から供給された礫であることが分かった。つまり、日高変成帯の深成岩・変成岩を多く含む礫が歴舟川・十勝川を通して太平洋へ流出し、高潮や津波によって堆積したと考える。

コアの堆積状況、放射性炭素年代測定および海水準変動を照合し、砂州の形成史を推測した。沿岸流の流向を考慮すると、砂州は北東から南西へと成長したことが考えられる。生花苗沼の SB-3 地点コアを見ると、シルト混じり層が堆積した約 8,000 年より以前では SB-3 地点は湿地化しており、約 6000 年前に生花苗沼が誕生し、さらに海水準が高位な 5300~4800 年前の間に砂州が急速に発達したと考えられた。この砂州の急速な発達により、粗礫層が全て侵食されずに保存され、その後約 4500 年かけて約 1 m の堆積があり、この 100 年の海岸沈降により約 2 m 堆積した、と推測された。

先行研究で指摘された、礫層が被圧帯水層としての役割を持つことについて、掘削中の現場透水試験とコアサンプルの室内透水試験・粒度分析の結果から砂州中の透水係数を求めた。その結果、粗礫層を含む礫層と砂州の大部分を構成する砂層の間で透水係数に 2~4 桁の差があった。この透水係数の差によって、砂層が相対的に難透水層となり、被圧地下水流出を引き起

こしていると考えられた。この被圧帯水層の存在は局所的に変化する可能性が高いが、砂州に沿ってSB-3地点から160 m程度の長さをもつことが計算から求められた。

本研究では、砂州上掘削に基づく砂州の年代決定と層構造から、潟湖の形成史と砂州の水文学的機能の2点について検討した。両者は、互いに関連性の低い内容に思えるが、礫層・粗礫層をキーワードとして十勝海岸潟湖群を形成する砂州の大きな特徴を示す知見が得られたと考える。課題として、掘削本数がわずか4本であり、さらにC¹⁴年代の決定が2本に限られたため、潟湖の形成過程や地下水流出系をより詳細に探るには、今後、さらなる掘削を試み議論する必要がある。

謝辞

砂州上掘削にあたり、(株)安住ボーリングには多大の協力を得た。ここに感謝申し上げます。また、岩石種の特定について北海道大学大学院理学研究院の川村信人特任准教授には多くのご指導を賜った。さらに、放射性炭素年代測定については名古屋大学宇宙地球環境研究所の北川浩之教授にご協力頂いた。薄片の作成・観察にあたり、北海道大学大学院理学研究院技術部薄片技術室の皆様には多くのご協力とご助言を頂いた。ここに厚く御礼申し上げます。

なお、本研究は、2015～2016年度東京大学地震研究所共同利用(課題番号2015-Y-海溝型1および2016-Y-海溝型1)による援助を受けた。

参考文献

1. 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, 第36号, p. 89-102.
2. Chikita, KA, Iwasaka, W, Mamun, AA, Ohmori, K, Itoh, Y (2012): The role of groundwater outflow in the water cycle of a coastal lagoon sporadically opening to the ocean. *Journal of Hydrology* **464-465**: 423-430. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.035>
3. Young, M, Feyrer, F, Fong, D, Johnson, R, Kraus, T, Larwood, V, Stumpner, E, Young, M (2022): Ocean connectivity drives trophic support for consumers in an intermittently closed coastal lagoon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **264**: 107665. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107665>
4. Mahapatro, D, Panigrahy, RC, Panda, S (2013): Coastal lagoon: Present status and future challenges. *International Journal of Marine Science* **3**: 178-186. <http://doi.org/10.5376/ijms.2013.03.0023>
5. Gunaratne, GL, Tanaka, N, Amarasekara, GP, Priyadarshana, T, Manatunge, J (2011): Impact of rubble mound groyne structural interventions in restoration of Koggala lagoon, Sri Lanka; numerical modelling approach. *Journal of Coastal Conservation* **15**:113-121. <http://doi.org/10.1007/s11852-010-0125-0>
6. Suzuki, MS, Ovalle, ARC, Pereir, EA (1998): Effects of sand bar openings on some limnological variables in a hypertrophic tropical coastal lagoon of Brazil. *Hydrobiologia* **368**: 111-122. <http://doi.org/10.1023/A:1003277512032>
7. Oertel, G (1985): The barrier island system. *Marine Geology* **63**: 1-18. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90077-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90077-5)
8. Gharagozlou, A, Dietrich, JC, Massey, TC, Anderson, DI, Gorski, JF, Overton, MF (2021): Formation of a barrier island breach and its contributions to lagoonal circulation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **262**: 107593. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107593>
9. Evans, MW, Hine, AC, DANIEL F. Belknap, DF, Davis Jr, RA (1985): Bedrock controls on barrier island development: West-central Florida coast. *Marine Geology* **63**: 263-283. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90086-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90086-6)
10. サロマ湖養殖漁業協同組合(2017): サロマ湖塩分状況. 養殖センターだより, 第42号, p.1.
11. Zirino, A, Elwany, H, Neira, C, Maicu, F, Mendoza, G, Levin, L (2014): Salinity and its variability in the Lagoon of Venice, 2000-2009. *Advances in Oceanography and Limnology* **5**: 41-59. <https://doi.org/10.1080/19475721.2014.900113>
12. 田内 堯・浜口秀隆(1976): 八郎潟淡水湖の実績. 農業土木学会誌 **44**: 826-830. https://doi.org/10.11408/jjsidre1965.44.9_826
13. 白石建男(1990): 秋田県八郎潟の完新世地史. 地質学論集第36号: 47-69.
14. 小林智仁・藤田龍之・知野泰明(2000): 八郎潟干拓事業の成立過程の変遷について. 土木史研究 **20**: 193-196. <https://doi.org/10.2208/journalhs1990.20.193>
15. 松原彰子(2001): 浜名湖および浜松低地の砂州地形. 慶應義塾大学日吉紀要, 社会科学第11号 20-32.
16. 安井賢・鴨井幸彦・小林巖雄・卜部厚志・渡辺秀男・見方功 (2002): 越後平野北部の沖積低地における汽水湖沼の成立過程とその変遷. 第四紀研究 **41**: 185-197. <https://doi.org/10.4116/jaqua.41.185>
17. 杉浦次郎(1956): 日本近海における親汐について. 日本海洋学会誌 **12**: 117-119. <https://doi.org/10.5928/kaiyou1942.12.117>
18. 洪 完(2021): AMSの計測システムの概略. 日本質量分析学会誌 **69**: 182-189.

- <https://doi.org/10.5702/massspec.S21-4>
19. 進士喜英・松岡永憲(2020): 原位置地下水調査法の留意点と建設現場での活用. 4. 単孔式透水係数. 地下水学会誌 **62**: 89-111. <https://doi.org/10.5917/jagh.62.89>
 20. 地盤工学会(2017): 単孔による現場透水試験. 地下水調査に用いる井戸理論式の整理及び解説, 第2章, 2p.
 21. 土質工学会土質工学ハンドブック改訂編集委員会編(1990): 土質工学ハンドブック. 土質工学会 1505p.
 22. Creager, WP, Justin, JD, Hinds, J (1945): *Engineering for Dams, Vol. III, Earth, Rock-fill, Steel and Timber Dams*. John Wiley & Sons, Inc., N.Y., p.645-649.
 23. Urumović, K, Borović, S, Urumović Sr, K, Navratil, D (2019): Validity range and reliability of the United States Bureau of Reclamation (USBR) method in hydrogeological investigations. *Hydrogeology Journal* **28**: 1-12. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02080-2>
 24. 地盤工学会地盤調査規格・基準委員会編(2013): 地盤調査の方法と解説. 地盤工学会, 丸善出版, 1300p.
 25. 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003): 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例-. 第四紀研究 **42** : 67-81. <https://doi.org/10.4116/jaqua.42.67>
 26. 武田一郎 (2007): 砂州地形に関する用語と湾口砂州の形成プロセス. 京都教育大学紀要, No. 111, p. 79-89.
 27. 重野聖之・七山 太・須藤雄介・嵯峨山積・長谷川健・安藤寿男(2013): 北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元. 地質学雑誌 **119**: 171-189. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2012.0081>
 28. 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015): 我が国の地質環境について: 隆起・侵食. URL <http://www.nsr.go.jp/data/000103988.pdf> (2022年3月7日時点)

受付: 2022年3月15日
受理: 2022年6月29日