

北海道東部，屈斜路湖の湖成段丘構成層からみた湖面変化史

柏木 修一[※]

Lake level changes as seen from the lacustrine terrace deposits in Lake Kussharo, eastern Hokkaido, Japan

Shuichi KASHIWAGI[※]

I. 本研究の意義と目的

北海道東部，屈斜路火山のカルデラに位置する屈斜路湖（湖面標高121m，面積79.6km²，最大深度117.5m）の湖成段丘については，堀江（1956）やHorie（1957）により先駆的な研究がなされて以降，勝井（1962）などにより段丘を被覆するテフラが明らかにされた。屈斜路火山の後カルデラ火山である中島火山，アトサヌプリ火山及び摩周火山の噴火史が詳細に解明されつつある中で，三條・大月（2020）は，後カルデラ期の火山活動に関連した湖成段丘の形成や東岸の激しい隆起運動を指摘する一方，吉田・稲澤（2022）は，地形判読などによって屈斜路湖岸及び湖面下の湖成地形の詳細な分布を調べて地形発達史を論じた。両研究は従来の研究よりも多くの湖成段丘面を認定し段丘に関する新知見を提示したが，旧汀線高度を実測しておらず，段丘構成層に関する記述も限定的である。

本稿では，湖成段丘に関する先行研究において上陸禁止のため未調査の中島も含めて，多くの地点における段丘構成層の層序，構成層中の試料の¹⁴C年代値，湖成層の直上を覆うテフラ，湖成層上限高度や旧汀線高度の実測値を示し，段丘形成期を論じる。また，段丘面の認定，段丘の成因及び当時の湖面標高を再検討し，総括して湖面変化史を考察する。

II. 調査地域の概観

1. 火山噴火史

屈斜路火山の噴火史は，勝井（1962），勝井・佐藤（1963），北海道火山灰命名委員会（1982），長谷川ほか（2009），山元ほか（2010），長谷川ほか（2017），後藤・和田（2018），西野ほか（2019），柴田・長谷川（2022）などにより解明された。屈斜路火山は約400kaから大規模な火砕流噴火を繰り返し，約40kaの最後の噴火を経て（山元ほか，2010；柴田・長谷川，2022など），東西約26km，南北約20kmに及ぶ典型的な大型の

クラカトア型のカルデラが形成され，これを湖盆として屈斜路湖が成立した（第1図）。

大カルデラ形成後，後カルデラ火山の活動が始まり，その中心はカルデラの中央部や南東部へと移り，中島火山，アトサヌプリ火山，摩周火山が噴出した（第1表）。第四紀火山の発達史を分類した守屋（1979）によれば，屈斜路火山は新規B型とされる。

中島火山は屈斜路湖のほぼ中央に位置する本邦最大面積の湖中島であり，その噴火史について勝井（1962），後藤・和田（2018）などの研究がある。これらによれば中島火山は，典型的なタフコーンの形態を成し，活動履歴は外輪山溶岩の流出，中島軽石（以下，Npという。）の噴出，溶岩円頂丘の形成という順である。後藤・和田（2018）はアトサヌプリ火山西麓の露頭において，Npが後述する摩周火山の降下スコリア（17～12ka）を直接覆い，摩周火山の火砕堆積物Ma-k（10ka）に覆われるため，Npの噴出年代を約17～10kaとした。

アトサヌプリ火山は屈斜路湖の東岸に位置し，その噴火史が勝井（1962），勝井ほか（1986）及び長谷川ほか（2017）などにより調べられ，外輪山溶岩の噴出後の約25kaから爆発的噴火が始まり，約20ka（長谷川ほか，2009；長谷川ほか，2017）にはアトサヌプリ火砕流¹⁾（以下，Ch-cという。）を噴出して方形のカルデラが形成された。約10ka以降はカルデラ内に10数個の溶岩円頂丘が次々に噴出し，これらは後述する摩周火山給源のMa-fに覆われる新規アトサヌプリ火山群ⅠとMa-fに覆われない新規アトサヌプリ火山群Ⅱに区分される（勝井ほか，1986）。約2.7ka以降にも7回の水蒸気噴火が確認されるなど，現在まで活動が継続している（長谷川ほか，2017）。

摩周火山は屈斜路カルデラの東縁部に位置し，その噴火史が勝井（1962），Katsui *et al.*（1975），勝井ほか（1986），岸本ほか（2009），長谷川ほか（2009），山

※ セコム株式会社 SECOM CO.,LTD.

元ほか(2010)、西野ほか(2019)などにより明らかにされ、成層火山形成期、カルデラ形成期、中央火口丘形成期に大別される。カルデラ形成期の約6.7~6.5ka(山元ほか, 2010)には、特徴的なテフラとして最大規模の火砕流のMa-f3が四方に噴出した。摩周火山の南西麓ではMa-f3から成る火山砕屑岩台地が分布し(勝井, 1962; 佐藤ほか, 1964; 佐藤・垣見, 1967), Ma-f3の上部層には水流で淘汰された二次堆積層がみられる。中央火口丘形成期には、カムイヌプリ山体の成立後、その山頂部に大火口が形成された。

2.湖周辺の地形, 流出河川

湖の南西岸から突き出た和琴半島は、湖中から出現した溶岩円頂丘のオヤコツ(OY)が砂洲によって湖岸とつながった陸繋島である(勝井, 1962; 森・佐藤, 2015など)。流出河川の釧路川は、湖の流出口から直線距離約1.5~3.3kmの区間において幅約200mの細長い谷底を蛇行する不適合河川を呈し、上流部の河床勾配は約1,000分の1で非常に緩やかである。

3.屈斜路カルデラ内堆積物

新エネルギー総合開発機構(1985)はカルデラ内で深度約1,800mに達するボーリングを行い、八幡(1989)は、その結果をもとに新第三系のイクルシベ層や尾札部層を基盤として、堆積物を下位から順に屈斜路湖成層I、アトサヌプリ外輪山溶岩、屈斜路湖成層II-1、アトサヌプリ火砕流堆積物I、屈斜路湖成層II-2、アトサヌプリ火砕流堆積物IIに区分した。

4.湖底地形

縮尺1万分の1の湖沼図(国土地理院, 1971)をみると、湖面下の2m付近及び5m付近に湖棚が認められ、東岸の砂湯沖、南東岸のコタン沖、中島の沿岸沖で発達が良い。中島の東縁部沖の深度6mの等深線は、現湖岸の砂嘴と相似してカスプ状に張り出しているが、そ

の位置が現湖岸から南東沖に約500m離れている。

5.火山性断層群

アトサヌプリ火山群周辺では隆起が認められ、その速度が約2m/kyr以上に達し、これに伴って断層群が形成された(三條・大月, 2020)。火山群周辺のドーム状隆起は約15ka以降に活発化し、隆起領域では火山性断層群が、その中心部では幅1kmのグラーベンが、それぞれ形成された(吉田・稲澤, 2022)。

III.湖成段丘に関する先行研究の概要及び問題点

堀江(1956; 1964; 1969)及びHorie(1957)は、段丘構成層中の湖棲珪藻殻によって湖成であることを確認して高位、中位、低位の3面に区分し、各面の旧汀線高度を平面とみなすと傾動することを指摘した。各面の形成期は完新世と推定し、段丘の成因は湖南部における三角末端面の分布や1938年の屈斜路地震(M=6.1(宇佐美ほか, 2013))で起きた山地側に対する湖側の低下などを根拠に、構造的隆起によると解釈した。勝井(1962)は屈斜路湖周辺の地質を総括し、湖成段丘はMa-f3の被覆の有無によって2面に区分した。被覆される面を新規段丘と呼んで、その形成期を更新世末期~完新世初頭と推定し、被覆されない面にMa-f3の二次堆積層を認めた。勝井・佐藤(1963)は、堀江(1956)及びHorie(1957)の低位面構成層中にアトサヌプリ火山や中島火山が給源の軽石があることを報告した。鈴木(2000)は読図によって東岸及び中島の湖成段丘を2面に区分し、段丘面標高を約150m、約130m~140mとした。隅田・守屋(2003)は湖成段丘を1面認めて、湖面変化の原因がアトサヌプリ火山や摩周火山の噴出物による堰き止めであることを示唆した。後藤・和田(2018)は中島の湖成段丘を3面に区分し、読図により段丘面標高を166m, 131m, 122mとした。

他方、三條・大月(2020)は、数値標高モデルなどを地形判読に活用して湖成段丘面を6面(III面, V面,

第2表 先行研究と本研究における段丘面の対比表

段丘面区分	堀江(1956)		勝井(1962)		柏木(1986)及び本研究		三條・大月(2020)		吉田・稲澤(2022)		鈴木(2000)		後藤・和田(2018)		
	低位面	127-133	Ma-f1に被覆されない面 新規段丘面 (Ma-fの被覆あり)	L2面	122-124	L1面	124-148	IX面 VIII面	約135	L面 T3面	約124以下 約128	東岸・中島	約130-140	中島	122
中位面	137-142						VI面 V面	約165	T2b面 T2a面	約132-156 約140-173					131
高位面	145-154						III面		T1b面 T1a面	約150-188 約165-215		約150		166	

堀江(1956)の数値は実測した旧汀線標高(m)を示す。柏木(1986)及び本研究のL1面の数値は実測した湖成層上限高度(m)を、L2面の数値は実測した旧汀線高度(m)を、それぞれ示す。三條・大月(2020)の数値は湖面標高(m)を示し、III面形成時の旧汀線高度から165m、中島に分布するVII面に相当すると考えられる地形面の旧汀線高度から135mと、それぞれ推定した。吉田・稲澤(2022)の数値は傾斜遷緩線の標高から読み取った旧汀線高度(m)を示す。鈴木(2000)は中島及び湖の東岸のみに段丘を指摘し、段丘面の呼称はなく、数値は国土地理院発行の縮尺2万5千分の1の地形図の読図による段丘面標高(m)を示す。後藤・和田(2018)は中島のみに段丘を指摘し、段丘面の呼称はなく、数値は国土地理院発行の縮尺2万5千分の1のデジタル地形図の読図による段丘面標高(m)を示す。網掛け:Ma-f1に被覆される段丘面を示す。

第3表 試料の¹⁴C年代値

地点 番号	試料 番号	深度 (m)	標高 (m)	試料	コード 番号	補正前 ¹⁴ C年代 (yrBP±1σ)	δ ¹³ C (‰)	暦年較正年代 (yrBP±1σ)	¹⁴ C年代 (yrBP±1σ)	¹⁴ C年代を暦年較正年代に較正した年代範囲 (cal BP)	
										1σ 暦年代範囲	2σ 暦年代範囲
Loc.4	α	-1.2	128.3	腐植 (泥炭)	N-4966	3,220±120	-27.00± 3.00	3,096±58	3,100±60	3,373-3,234 (68.27%)	3,446-3,419 (3.71%) 3,414-3,165 (91.74%)
Loc.12	β	-2.8	124.5	腐植	N-4965	8,830±105	-27.00± 3.00	8,546±151	8,550±150	9,757-9,403 (63.42%) 9,359-9,316 (4.85%)	10,121-10,063 (2.08%) 10,038-10,026 (0.34%) 10,011- 9,990 (0.62%) 9,960- 9,196 (90.59%) 9,182- 9,135 (1.81%)
Loc.31	λ	-1.3	157.8	腐植	N-4964	7,320±100	-27.00± 3.00	7,080±116	7,080±120	8,012-7,790 (68.27%)	8,168-8,081 (6.22%) 8,048-7,677 (89.23%)

標高は、地理院地図に表示された調査地点の標高(Loc.4:129.5m, Loc.12:127.3m, Loc.31:159.1m)から試料の採取深度を減じた値を示す。

VI~IX面)に区分してV面, VII面及びVIII面が釧路川の河成段丘面に連続すると指摘し, 湖面標高をIII面で約165m, VII面で約135mと推定した。湖成段丘の成因は, III面がCh-cによる釧路川狭窄部の閉塞後の下刻, V面が狭窄部の側刻及び下刻, VI面については言及せず, VII面が釧路川による下刻, VIII面がMa-fによる釧路川埋積後の下刻, IX面が湖面の相対的低下傾向の継続と解釈した。吉田・稲澤(2022)は, 1m等高線図, 傾斜量図及び微地形を表現したCS立体図を作成し, 地形断面図の傾斜遷緩線(崖麓線)から旧汀線高度を読み取り, 湖成段丘面を5面(T1a面, T1b面, T2a面, T2b面, T3面)に区分し, 加えて現成の湖成低地をL面とした。段丘の成因は, 最終氷期最寒冷期から完新世初頭の気候変動に伴う河川縦断面形の曲率変化による上流域の下刻と解釈した。また, Ma-f及びリシリ岩屑なだれ堆積物による2回の河道閉塞が生じて湖面上昇したと論じた。

以上のように先行研究における湖成段丘面の区分, 段丘面標高, 当時の湖面標高, 旧汀線高度については諸説があり(第2表), 段丘の成因についても構造的な隆起, 火山噴出物による堰き止め及び下刻, 流出河川の縦断面形の曲率変化による下刻という複数の見解がある。特に, 三條・大月(2020)及び吉田・稲澤(2022)は, 多数の湖成段丘面を認定し湖岸の地形発達史を解明した。しかし, 両研究では, 後カルデラ火山を給源とするテフラが湖成段丘面を厚く覆うことを理由に, 湖成層を確認しないまま地表面の高度を旧汀線高度とみなし, その高度を実測せずに数値標高モデルやCS立体図などから読み取った。また, 段丘構成層について, 三條・大月(2020)では柱状図の地点が7地点に限られ, 吉田・稲澤(2022)ではデータが示されていないので平坦面を湖成面とした根拠に乏しく, 両研究によって解明されたとは言いがたい。

IV.調査方法

縮尺約2万分の1の空中写真を用いて地形面の分類, 判読を行い, 橋梁工事等に伴うボーリングの柱状

図を収集した。野外では露頭観察やハンドレベルと巻尺を用いた断面測量, ハンドレベルを用いた旧汀線高度の測定を行った。また, 2m読みのアネロイド気圧計を2台用いて湖成層上限高度を測定し平均値を求めた。筆者の調査当時は中島への上陸が可能であり, 中島の野外調査も実施した。

構成層の確認は, スコップ及びビートコアラーを用いた掘削により行った。本調査地域は後カルデラ火山給源のテフラに覆われており, 構成層の編年にテフラを利用したが, 各観察地点は摩周火山の西方に位置しており, 標準層序にあるテフラの一部欠落や標識地と異なった層相がみられた。

計3点の試料の¹⁴C年代測定は, 日本アイソトープ協会に依頼し, 年代値の測定誤差は標準偏差に相当する値で算出され, 半減期は5,570年で計算された(第3表)。

なお, 上記の¹⁴C年代値については大気中の¹⁴C濃度の変動や半減期の違いを考慮するため(株)パレオ・ラボに依頼して暦年較正²⁾を行ったので, 第3表に参考値として示す。

V.調査結果

1.地形面の分類

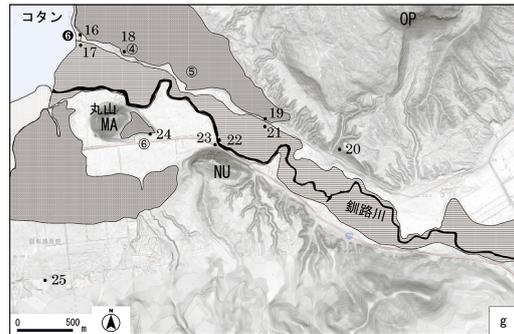
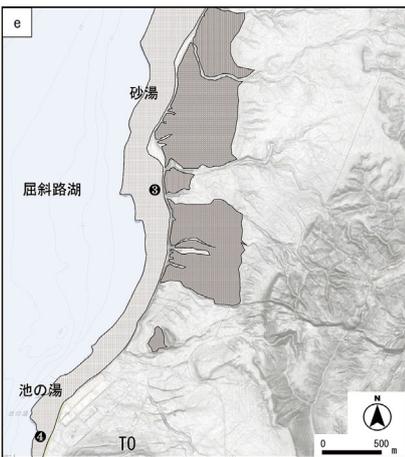
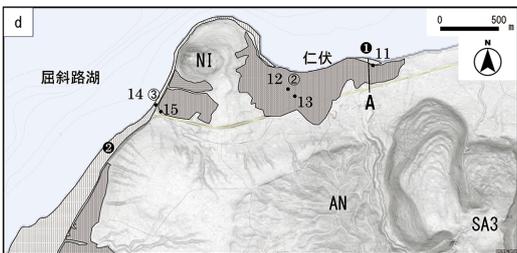
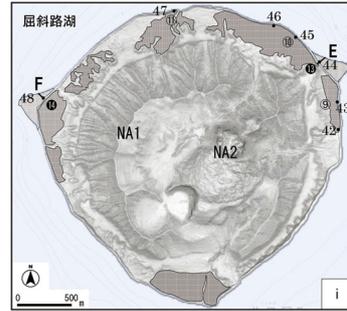
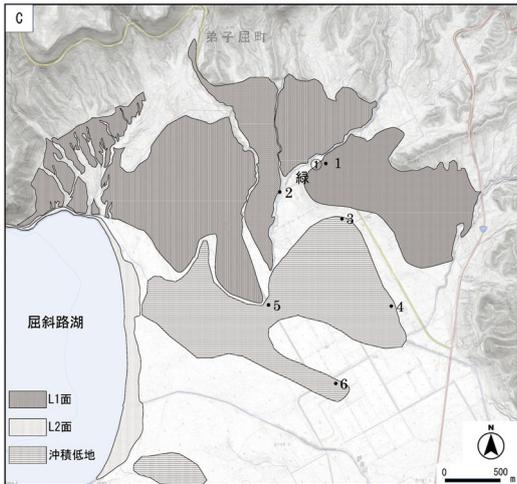
本稿では, 西岸, 北岸, 東岸及び中島に発達する湖成(Lacustrine:Lと略称)の地形面を高位から順にL1面, L2面に二分し, 南岸に発達する扇状地性の河成(River:Rと略称)の地形面を高位から順にR1面とR2面に二分する。湖の北東岸や釧路川沿いに分布する低地を沖積低地と呼ぶ。

2.L1面・R1面, L2面・R2面の分布及び形態

各面の分布及び形態について, 湖の西岸から時計回り, 中島の順に記述する。

a) L1面・R1面

L1面は, 三條・大月(2020)のVII面, 吉田・稲澤(2022)のT2b面に当たる。L1面は西岸及び北岸では断片的に分布し, 北東岸(第2図c)では緑の集落の北



第2図 地形分類図

c~i: L1面, L2面及び沖積低地の凡例は、共通でありcの図中に示す。

h: L1・R1面及びL2・R2面の凡例は、図中に示す。

1~48: 第4-1~4-3図の柱状図の地点

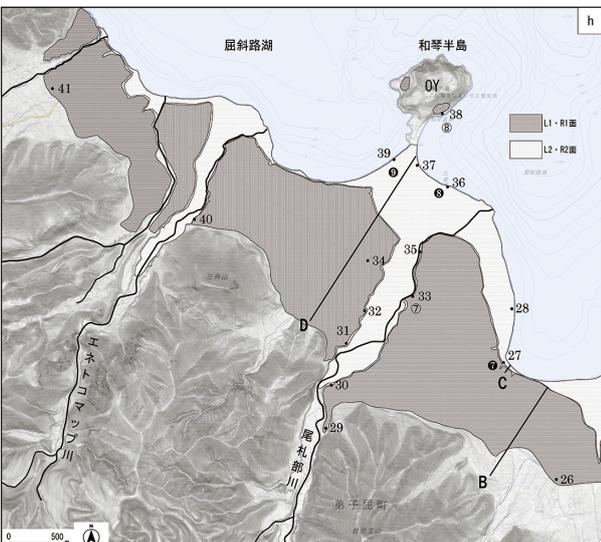
①~⑪: 第1図と同じ。

①~⑭: 第1図と同じ。

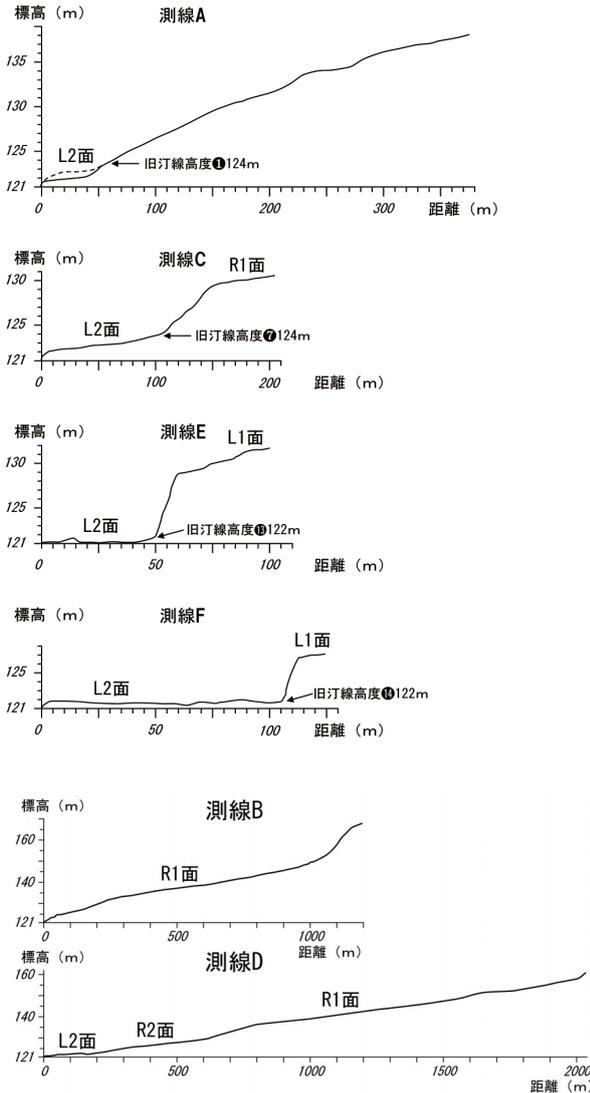
上記1~48と①~⑪または①~⑭が同一の地点は第1図と同じ。溶岩円頂丘の略称は、第1図と同じ。

A~F: 断面測量の測線

地形図は、国土地理院ホームページの地理院地図(傾斜量図と標準地図を合成)から範囲を指定してダウンロードした。



方に広く発達する。東岸(第2図d, e)では発達が顕著で幅が最も広いところで約1,700mあり, L1面の後方がアトサヌプリ火山の山麓斜面に連続し, 段丘の内縁がやや不明瞭である。オプタテシュケ(OP)の西方(第2図f, g)に広く発達するが, 湖の流出口付近に分布しない。南東岸(第2図g)の丸山(MA)及び南岸(第2図h)の陸繋島のオヤコツ(OY)基部にも断片的に分布する。段丘面標高は外縁が約125m, 内縁が約150mで, 湖面との比高は約5~30mある。南岸では, 尾札部川などカルデラ壁を源として湖に注ぐ河川が形成した扇状地性の河成のR1面が分布し, 部分的に小河川で開



第3図 湖成段丘の地形断面図

断面測量の測線A～Fは、第2図に示す。地形断面は、断面測量により作成した。

析されているものの、小河川の無い場所の開析度は低い。第3図の測線CではR1面とL2面を限る段丘崖が明瞭で、その比高が約7mあるのに対し、測線B及び測線DではR1面は湖岸に向かって緩やかに高度を下げる。中島(第2図i)ではL1面が南東岸を除いて島全体に認められ、特に南岸で発達が良く、L1面と湖面との比高は数m～約30mである。第3図の測線E及び測線Fでは、L1面とL2面を限る段丘崖が急傾斜である。

b) L2面・R2面

L2面は、三條・大月(2020)の湖岸に最も近い呼称がない地形面に当たる。吉田・稲澤(2022)は、L2面をL面と呼んで現成とした。しかし、L2面は狭長であるとはいえ中島沿岸を含めて湖岸に広く分布し、東岸のニフシオヤコツ(NI)付近やコタン付近及び南岸の測線C

付近など湖へ流入する河川の影響がない場所にも分布する。ゆえに現在の湖岸流によって形成されつつあるとは考えにくく、筆者はL2面を離水した湖成段丘とみなす。西岸から北岸では、後述する旧汀線高度を測定した地点を除けば現地調査を詳しく行ってないが、空中写真の判読によると狭長に分布する。北東岸の仁伏付近(第2図d)では幅が狭く、L1面とは比高数mの段丘崖で分かれる。東岸の砂湯付近(第2図e)のL2面の幅は約300mに達し、L1面との段丘崖は急傾斜で比高が10m以上ある。南方(第2図f)の池の湯からコタンにかけてのL2面は幅が狭く、ここでもL1面とは比高10m以上の段丘崖で分かれる。南岸(第2図h, 第3図)では、L2面の幅は測線C付近で狭長であるが、小河川の流入する測線D付近で上流に向かってR2面に連続しL2面の内縁が不明瞭である。中島(第2図i)の北東端及び西端では、L2面が砂嘴付近に分布し、標高が約125m以下で湖面との比高は数mにすぎない。L2面上及びR2面上には湖岸線に平行な浜堤状の高まりが発達し、その頂部と湖面の比高が約1～1.5mあり、佐々木(1985)は、この高まりをアイスランパート³⁾と解釈した。L2面の開析度はL1面の開析度より低く、ほとんど開析されていない。

3.L1面・R1面, L2面・R2面の構成層

各面の構成層について、湖の北東岸から時計回り、中島の順に記述する(第4-1～4-3図)。

a) L1面・R1面

摩周火山から噴出したMa-fは、下部を構成する粗粒な灰色部のMa-f3と上部を構成する細粒な褐色部のMa-f1に大別され(岸本ほか, 2009)、本調査地域では、Ma-f3が火砕流堆積物として多くの地点で見出された。L1面はMa-f3に厚く被覆されて露出に乏しいものの、露頭観察及びボーリング柱状図により構成層を確認できた。その際には、摩周火山給源のMa-jが肉眼で容易に識別できる有効な鍵層となった。本調査地域のMa-jは粗砂サイズの青灰色の降下火山灰である。

湖の北東岸において、Loc.1は緑の集落に位置して、Ma-jの上位に層厚20cmのMa-f3があり、Ma-j直下に埋没腐植層、その下位に軽石を含む褐色の風化火山灰層がみられる。さらに下位に露頭に現れているだけでも層厚2mに達する層理の明瞭な砂礫混じりのシルト層がみられ、含まれる軽石は水磨を受けている。Loc.2の橋梁工事に伴うボーリング柱状図では、最上部と最下部が砂礫層で河川の影響が認められ、中間に火山灰層や砂層があり、層相がLoc.1と著しく異なる。Loc.11は仁伏に位置し、L1面とL2面を限る段丘崖の露頭である。Ma-jの上位に層厚70cmのMa-f3があつて段丘崖を覆い、Ma-j直下に順に埋没腐植層、褐色のスコリア層、

砂混じりシルト層がある。Loc.12は仁伏の建設工事に伴う露頭である。Ma-jの上位に層厚75cmのMa-f3があり、Ma-j直下に埋没腐植層、その下位に褐色の風化火山灰層がみられ、層理の明瞭な層厚40cmの砂混じりシルト層が続く。本層最下部には白色の軽石層が認められ、当該軽石の屈折率測定を群馬大学新井房夫名誉教授に依頼し、 $gl:1.502\sim1.508$, $opx:1.704\sim1.708$ が得られてCh-cに同定された。Ch-c直下の埋没腐植層(試料番号 β)の ^{14}C 年代値は、 $8,830\pm105yBP(N-4965)$ である。この値は23~20cal ka(長谷川ほか, 2017)とされるCh-cの年代値と著しく異なるため、軽石層は水中堆積した二次堆積層と判断する。その下位には再び層理の明瞭な砂混じりシルト層が現われる。なお、 $8,830\pm105yBP$ の埋没腐植層は、摩周火山の標準層序(Katsui *et al.*, 1975)にある活動休止期(8,420 \pm 180yBP(Gak-2592))に対比される。仁伏のLoc.13のボーリング柱状図には、深度2m付近の火山灰混じり粘土層を除けば全体に砂礫層が認められ、近接するLoc.12と層相が著しく異なる。

東岸において、Loc.15はニフシオヤコツ(NI)の西側基部に位置し、Ma-j直下に埋没腐植層、その下位に火山灰層、Ch-cと続き、さらに埋没腐植層を挟んで最下部にシルト層が確認される。Loc.18はコタンに位置し、Ma-j直下に埋没腐植層があり、その下位は順に褐色の風化火山灰層、層厚2.5mの層理の明瞭な砂混じりシルト層が認められる。本層には中礫サイズの垂角礫が含まれ、最下部はCh-cの水中堆積層である。Loc.19はオプタテシュケ(OP)南東の釧路川左岸に位置し、近接するLoc.18と同様の層序であるが、Ma-f3の層厚がLoc.18より厚い。

南岸において、Loc.24は丸山(MA)の基部に位置し、Ma-jを見出せず表土下にシルト層、その直下にCh-cが露出する。Loc.25は本調査地域において最も南方に位置する。R1面を構成する砂礫層はみられないが、露出するMa-f3の層厚が3mに達する。Loc.26ではMa-j直下に埋没腐植層、最下部に砂礫層が確認される。Ma-f3の層厚はLoc.25よりも薄い。Loc.27はR1面とR2面を限る段丘崖の露頭である。露頭上部にはMa-f3が現れ、これが段丘崖を覆う。Ma-j直下の埋没腐植層の下位にスコリア層、最下部に砂混じりシルト層が認められる。Loc.29は湖に注ぐ尾札部川の谷の出口に位置する。Ma-j直上に層厚2mのMa-f3、Ma-j直下に風化火山灰層を挟んで最下部まで層厚6.5mの砂礫層がある。Loc.30は尾札部川右岸に位置し、Ma-j直下に埋没腐植層、風化火山灰層を挟んで最下部に砂礫層がある。Loc.31は尾札部川左岸のR1面とR2面を限る段丘崖の露頭である。Ma-jの上位に層厚150cmのMa-f3があり、Ma-f3の上部層約70cmは水流で洗われた二次

堆積層の層相を示す。Ma-j直下に埋没腐植層(試料番号 λ)があり、 ^{14}C 年代値が $7,320\pm100yBP(N-4964)$ である。したがって、この埋没腐植層は、摩周火山テフラの標準層序(Katsui *et al.*, 1975)にあるMa-j直下の活動休止期(7,120 \pm 180yBP(Gak-2594))に対比される。埋没腐植層の下位に褐色の風化火山灰層があり、色調から3つのユニットに細分できる。最下部に垂円礫や垂角礫から成る礫層がある。Loc.32はLoc.31と同様に段丘崖の露頭であり、Loc.31と層序は類似するが、砂礫層が2層あるためR1面の拡大過程において河道が水平移動し、河道から外れた期間に火山灰層が堆積したことを示す。Loc.34の建設工事に伴うボーリング柱状図では、Ma-f3直下に砂礫層、砂層を挟んで最下部に砂礫層がある。Loc.32と同様にR1面の拡大過程において河道が水平移動し断続的に砂礫の供給があったことを示す。Loc.38は和琴半島南東部の湖面に接した露頭である。Ma-j直下に埋没腐植層、その下位に湖面にまで達する層理の明瞭な層厚4.8mの砂混じりシルト層が露出する。Loc.40は湖に流下するエネトコマップ川右岸に位置し、Ma-jの上位に層厚2mのMa-f3、Ma-j直下に埋没腐植層、最下部に砂礫層が認められる。Loc.41は湖の南西岸に位置してMa-jの上位にはMa-f3が見出されないが、Ma-jの下位には砂礫層が確認される。

中島において、東岸のLoc.42及びLoc.43は湖面に接した露頭である。Loc.42ではMa-j直下に埋没腐植層、その下位に風化火山灰層、湖面まで達する層厚2.5mの砂混じりシルト層があり、Ma-f3以下の層序は湖の北東岸のLoc.1と同様である。Loc.43では、Ma-jを見出せなかったが、Ma-f3の直下に埋没腐植層を挟んで湖面まで層厚10.5mの砂混じりシルト層が現われる。北岸のLoc.45ではMa-j直下に埋没腐植層があり、その下位に風化火山灰層、軽石層、さらに湖面まで層厚2mのシルト層が続く。Loc.46ではMa-f3からシルト層までLoc.42と同じ層序であり、最下部に軽石層が認められる。Loc.47は湖面に接した露頭で、最上部に層厚60cmのMa-f3が現れ、これがL1面の段丘崖を覆っている。Ma-jの直下にLoc.31の7,320 \pm 100yBP(試料番号 λ)に対比される埋没腐植層があり、その下位に褐色の風化火山灰層、層理の明瞭な礫混じりの砂層、シルト層が発達する。さらに下位に再び埋没腐植層が現れ、本層はLoc.12の8,830 \pm 105yBPの埋没腐植層(試料番号 β)に対比されると推定する。最下部には層厚4mの炭化木片を含んだ軽石層がある。

L1面・R1面の構成層について整理すると(第5図)、Ma-f3はL1面・R1面を厚く覆い、L1面前縁部の段丘崖も被覆している。Ma-jの直下に摩周火山テフラの標準層序(Katsui *et al.*, 1975)の活動休止期(7,120 \pm

180yBP)に当たる埋没腐植層があり、本調査地域では7,320±100yBPの年代値を示す。埋没腐植層の下位にある褐色の風化火山灰層の層厚は、東岸のL1面で薄く南岸のR1面で厚い傾向がある。東岸では、L1面を構成する風化火山灰層の下位に層理の明瞭な砂混じりなどのシルト層が発達し、含まれる軽石が水磨を受けており、層相から湖成層と判断する。湖成層最下部はCh-cの水中堆積層があり、その下位に摩周火山テフラの標準層序(Katsui *et al.*, 1975)の活動休止期(8,420±180yBP)に当たる埋没腐植層があって本調査地域では8,830±105yBPの年代値を示す。埋没腐植層の下位には再び湖成層が現われる。これに対して南岸では、R1面を構成する風化火山灰層の下位にある湖成層の層準が河成の砂礫層である。中島のL1面は、Ma-f3以下8,830±105yBPに対比されると推定する埋没腐植層までの層序が東岸のL1面と同様であり、埋没腐植層の下位に現れる軽石層は層準からNpと推察する。

b) L2面・R2面

東岸のLoc.14はニフシオヤコツ(NI)の西方に位置し、表土中には上位から順にパッチ状の白色の細粒火山灰層、軽石層が挟在され、表土直下に水磨された軽石や細礫を含む砂層がある。Loc.16はコタンの標高124mに位置する岡崎(1978)の柱状図の地点で、表土中に上位から順にme-a(雌阿寒岳給源)、Km-1a(カムイヌプリ給源)、Ma-e(摩周火山給源)の3層のテフラ、表土直下に砂礫層を記述している。なお、宮田(1988)による約3.1ka以降の摩周火山テフラを対象とした研究者ごとに異なるテフラ区分の対比図では、Km-1aは勝井(1962)や岸本ほか(2009)などのMa-b1に当たる。

南岸のLoc.28は和琴半島の南南東に位置し、表土の下位に白色の細粒火山灰層、砂礫層、砂層が認められる。Loc.35の尾札部川の橋梁工事に伴うボーリング柱状図では、深度約8mまで砂礫層、約8m～約13mが火山灰質の砂層、約13m以深に砂礫層がある。尾札部川の河道の移動過程で、断続的に砂礫の供給があったことを示す。Loc.36は和琴半島の東側基部に位置し、表土直下に洪水堆積物と推定される砂礫層があり、その下位は順に腐植層に挟在される白色の細粒火山灰層、シルト層、最下部に砂礫層がみられる。Loc.37では、アイスランパートを構成する砂や礫に混じって白色の細粒火山灰層がパッチ状に見出される。アイスランパートの背後の湿地においてピートコアラーで掘削したところ、白色の細粒火山灰層の下位にシルト層、軽石層が認められる。Loc.39は和琴半島の西側基部に位置し、表土の下位の砂礫層中に白色の細粒火山灰層が挟在される。

中島においてLoc.44は北東部に位置し、掘削によつ

て表土中に白色の細粒火山灰層、表土直下に層厚1m以上の軽石層が認められる。Loc.48は西部に位置し、表土中に白色の細粒火山灰層、表土直下には砂層がある。

L2面・R2面の構成層についてまとめると(第5図)、段丘面の被覆テフラとして、上位から順に白色の細粒火山灰層、軽石層が認められる。白色の細粒火山灰層について、筆者(柏木, 1986)は雌阿寒岳給源のme-a2とみなしたが、本稿では三條・大月(2020)の見解にしたがい、1739年に噴出した樽前火山灰a層(Ta-a)とみなす。軽石層は勝井(1962)が示した降下域を考慮し、摩周火山カムイヌプリ給源のMa-b1とみなす。L2面を構成する砂層やシルト層は、水磨された円礫、軽石が含まれており、層相から湖成層と判断し、R2面の表土の下位にみられる砂礫層は河成層と判断する。

4.L1面の湖成層上限高度及びR1面の河成層上限高度、L2面の旧汀線高度

a) L1面・R1面

L1面はMa-f3に厚く被覆されており、旧汀線アングルの判別が困難であるため、段丘面を構成する湖成層上限高度をアネロイド気圧計で測定した。測定値は小数点第1位を四捨五入して示す。南岸のR1面では、湖成層と同層準の河成層上限高度を測定した。

計11地点(第1図、第2図及び第6図の①～⑪)の測定値は124～148mであり、北東岸に位置するLoc.1(①)において最高値を示す。南岸のLoc.33(⑦)でも141mの高値であるが、これはR1面を形成した湖に注ぐ尾札部川による活発な砂礫の供給が影響した可能性がある。

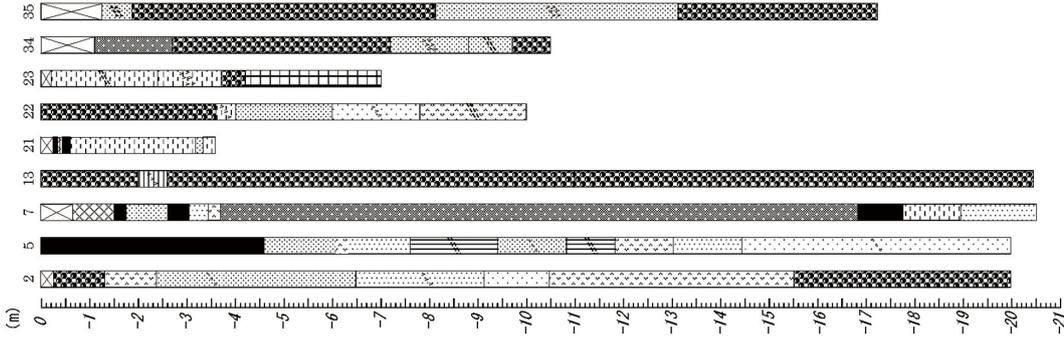
b) L2面

L2面は、湖成層を覆う表土が層厚約10cmと薄く、段丘面の内縁が明瞭である。ゆえに旧汀線アングルの高度を旧汀線高度とみなして計14地点(第1図、第2図及び第6図の①～⑭)でハンドレベルを用いて測定し、その値の小数点第1位を四捨五入すると122～124mである。

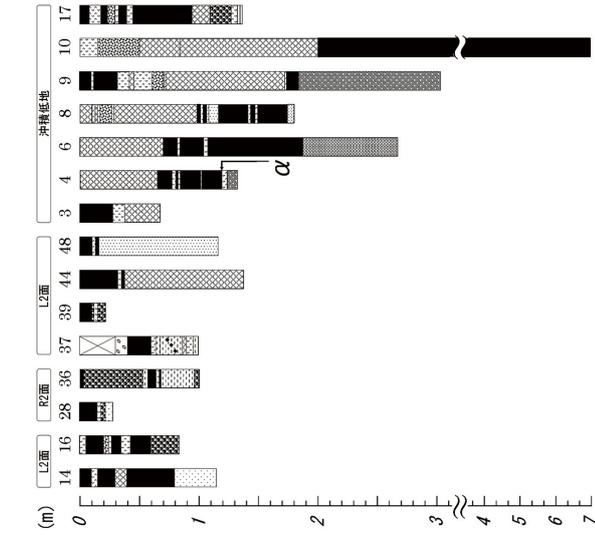
5.L1面・R1面、L2面・R2面の形成期

a) L1面・R1面

L1面構成層は、中島火山テフラの層序からみると、Np(17～10ka:後藤・和田, 2018)より上位であり、Npの噴出年代つまり10ka以降にL1面が形成されたことになる。摩周火山テフラの層序からみると、湖成層の直上が褐色の風化火山灰層に被覆され、本層は標準層序の層準からMa-kに相当する可能性がある(第1表)。その年代値は10,310yBP(山元ほか, 2010)とされ、L1面形成期は、これに近い時期と推定される。



第4-3図



第4-2図

第4-1～第4-3図 地質柱状図

各地点は第1図及び第2図に示す。凡例は第4-1～4-3図で共通である。

露頭観察地点：1, 8(上部層), 11, 12, 15, 18, 19, 20, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 36, 37, 38, 40, 41, 42, 43, 45, 46, 47

スコップによる掘削地点：14, 28, 39, 44, 48

ピートコアラーによる掘削地点：4, 6, 8(下部層), 9, 21

釧路農業改良センターの掘削地点：3

岡崎(1976)の排水溝断面の観察地点及び聞き取り地点：10

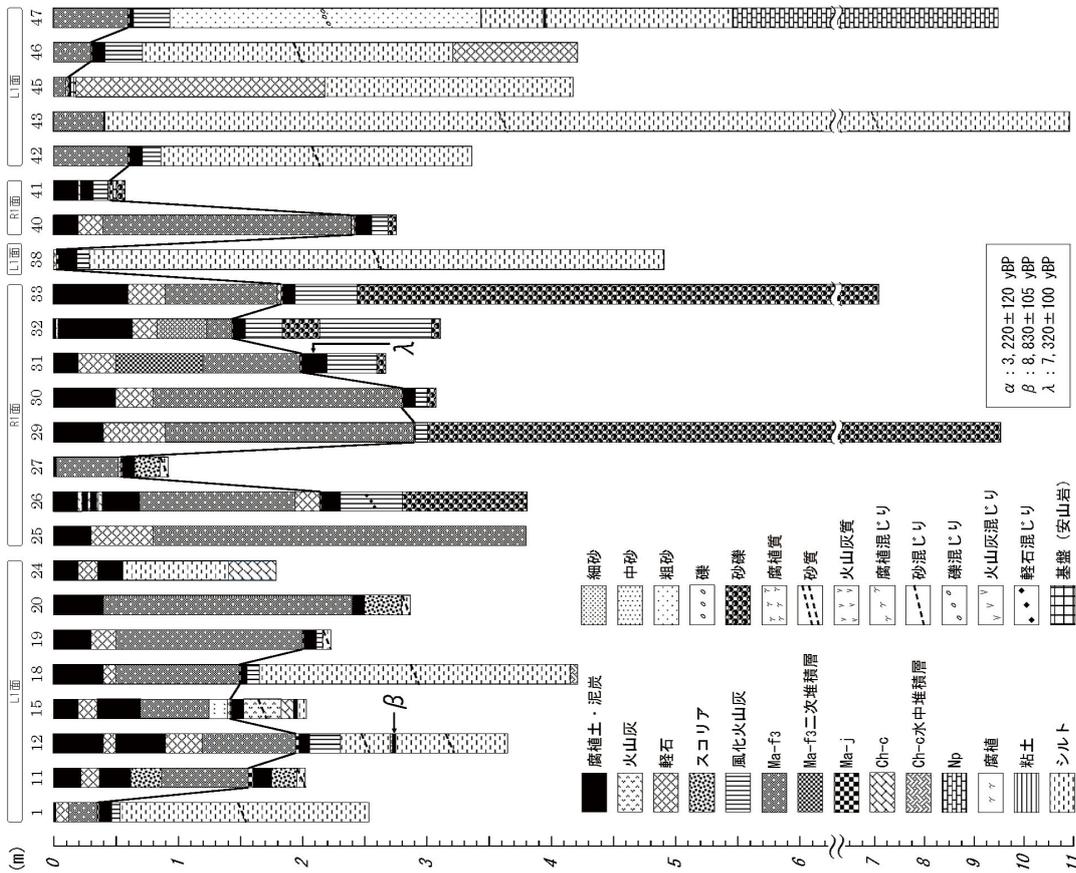
岡崎(1978)の露頭観察地点：16, 17

ボーリング柱状図を入手した地点(地形面)：2(L1面), 23

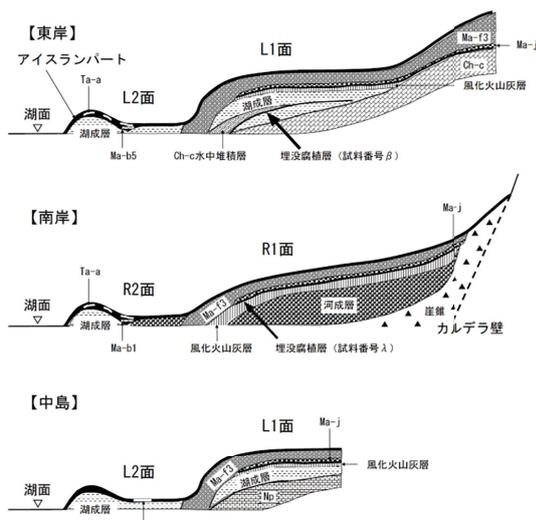
(沖積低地), 7(L1面), 13(L1面), 22(沖積低地), 23

(沖積低地), 34(R1面), 35(R2面)

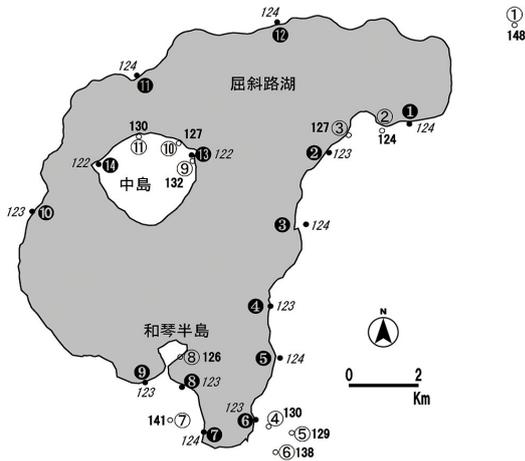
L1面・R1面の各柱状図を結ぶ線は, Ma-j の層準を示す。



第4-1図



第5図 湖成段丘の模式断面図



第6図 L1面の湖成層上限高度・R1面の河成層上限高度及びL2面の旧汀線高度

- ①～⑪(⑦を除く): L1面の湖成層上限高度の測定地点及び測定値(m)
- ⑦: R1面の河成層上限高度の測定地点及び測定値(m)
- ①～⑭: L2面の旧汀線高度の測定地点及び測定値(m)

R1面構成層は、河成層の直上がL1面構成層と同様に褐色の風化火山灰層に被覆される。この風化火山灰層の層厚は、L1面の湖成層の直上を覆う風化火山灰層の層厚よりも厚い。このことはR1面が分布する南岸の離水がL1面の分布する東岸の離水よりも早いことを意味し、南岸のR1面が継続的に湖側に拡大したことが示唆される。一方、R1面構成層の絶対年代をみると、Loc.31において河成層より上位の埋没腐植層の年代値が $7,320 \pm 100$ yBP(試料番号λ)である。したがって、形成期はR1面がL1面より先行するものの、両面は概ね同時期の約10～8kaに離水したと推定される。なお、L1面に対比される湖成面形成期について、三條・大月(2020)はVII面を7.6ka以前、吉田・稲澤(2022)は

T2b面を約7.6kaとしており、筆者の見解と概ね整合する。

b) L2面・R2面

L2面はテフラ層序からみると、約6.7～6.5ka(山元ほか, 2010)のMa-f3に覆われず、筆者が確認できた湖成層に最も近い層準の被覆テフラはLoc.14, Loc.37及びLoc.44で見出された軽石層である。本層は勝井(1962)及び北海道火山灰命名委員会(1982)が示した軽石の分布域を考慮すると、上位から順に摩周火山カムイヌプリ給源のMa-b1, Ma-b3, Ma-b5が想定され、その年代値は何れも980yBP(Hasegawa *et al.*, 2012;長谷川ほか, 2017)である。さらに分布軸を考慮合わせると、Loc.14の軽石層はMa-b5, Loc.37の軽石層はMa-b1と推定され、Loc.44の軽石層はMa-b1の可能性のあるものの、筆者が観察した層厚と勝井(1962)及び北海道火山灰命名委員会(1982)が示した等厚線図は整合しないため、二次堆積も否定できない。他方、Ma-b1及びMa-b5よりも下位にあって湖成層を覆うテフラについて、岡崎(1978)は、Loc.16でMa-e(摩周火山給源)を報告した。Ma-eの年代値は4,720yBP(Hasegawa *et al.*, 2012)とされており、L2面形成期はテフラ層序からみると約7～5kaとなる。

ところで、L2面上には岡崎(1978)が報告した縄文時代早期から縄文時代中期までの屈斜路コタン遺跡が分布する。この遺跡は湖岸で最古の遺跡であり、遺跡の時期にはL2面が離水していたことになるので、L2面形成期がさらに絞り込まれてMa-f3噴出直後の約7kaと推定される。

R2面構成層が確認できた地点はLoc.35のみであり、河成層の直上を覆うテフラが認められないが、R2面はL2面と地形的に連続する。それゆえ、R2面形成期はL2面形成期と同様と推定される。

6.沖積低地の分布、構成層及び編年

沖積低地は、湖の北東岸に位置する緑の集落の南方から川湯温泉周辺、湖の流出口から直線距離約3.3kmまでの区間における釧路川の谷底に分布する。構成層の確認は、掘削断面の観察(第4-2図)及びボーリング柱状図(第4-3図)により行ったが、限られた地点のデータであり、沖積層の堆積域や層序は把握が困難であった。

湖の北東岸は、摩周火山給源の軽石であるMa-b5の分布軸(勝井, 1962;北海道火山灰命名委員会, 1982)のやや西寄りに当たる。Loc.3は緑の集落の南東に位置し、釧路農業改良センターによる掘削断面では、表土直下の構成層として火山灰層、軽石層が認められる。Loc.4の水路整備に伴う掘削断面では、Ma-b5と推定される軽石層直下に層厚58cmの泥炭層がある。泥炭層には給源が不明の4層の火山灰層を挟在

し、泥炭層最下部(試料番号 α)の ^{14}C 年代値は $3,220 \pm 120\text{yBP}$ (N-4966)であり、泥炭層直下にはMa-f3が露出する。Loc.5の橋梁工事に伴うボーリング柱状図では、深度4.6mまで泥炭層、その下位に砂層が認められる。Loc.6においてピートコアラーで掘削したところ、深度70cm以深に泥炭層、砂層が現れる。泥炭層の層厚はLoc.8で60cm、Loc.9で15cmであり、湖岸から離れるにしたがい薄くなる。岡崎(1976)はLoc.10の排水溝の断面観察から、最下部の地表下85cmに軽石層を認めて本層をKm-1aもしくはKm-3aとみなし、現地における聞き取りから、本層直下に層厚5m以上の泥炭層があることを把握した。なお、Km-1a及びKm-3aは、宮田(1988)による研究者ごとに異なるテフラ区分の対比図において、Km-1aがMa-b1に、Km-3aがMa-b2またはMa-b3に当たるが、勝井(1962)及び北海道火山灰命名委員会(1982)が示す軽石の分布域を参考にすると、岡崎(1976)の指摘したkm-3aはMa-b5の可能性もある。岡崎(1976)は泥炭層の堆積開始期を約6ka、本層の基底を標高約143mとみなし、Ma-f3の堆積後、堀江(1956)及びHorie(1957)が認定した低位面形成期の湖水域において泥炭層が堆積したと推論した。湖の流出口のLoc.17はコタンに位置する岡崎(1978)の柱状図の地点である。岡崎(1978)は標高122mの深度110cmから軽石層、凝灰質砂礫層、火山灰層、粘土層を報告し、これらを一括してMa-f3とした。Loc.21はオプタテシュケ(OP)南東の釧路川の谷底に位置し、ピートコアラーで掘削したところ、深度64cm以深にシルト層、砂層がある。Loc.22及びLoc.23のボーリング柱状図には砂礫層が認められ、本層はMa-f3の層相と類似しており、釧路川へのMa-f3の流入が示唆される。

VI. 考察

1. 湖成段丘の認定

筆者が湖成層を確認することで湖成段丘と判断した地形面は、L1面が三條・大月(2020)のVII面、吉田・稲澤(2022)のT2b面に、L2面が三條・大月(2020)の湖岸に最も近い呼称がない地形面、吉田・稲澤(2022)のL面に、それぞれ対比される。三條・大月(2020)は被覆層の層厚を確認できる露頭が少なく、その全容を段丘面全域にわたって復元することが不可能であることを理由に、地表面を便宜上の旧汀線高度とした。吉田・稲澤(2022)は、湖成段丘の旧汀線を湖成堆積物の上限を示すものではなく、背後からの斜面堆積物、テフラ及び土層に厚く覆われた地表の傾斜遷緩線とした。筆者の調査結果(第4-1, 4-3図)における被覆層のMa-f3の層厚に着目すると、数10cmからLoc.7の約22mまで相当な幅があり、Loc.11, Loc.27及びLoc.47のようにMa-f3がL1・R1面前縁部の段丘

崖を覆っている地点や、Loc.24, Loc.38及びLoc.41のようにMa-f3が見出されない地点があり、さらにLoc.18とLoc.19, Loc.25とLoc.26, Loc.31とLoc.32のように近接した地点であっても層厚に著しい違いが認められる。南岸のLoc.26や尾札部川の谷の出口のLoc.29でMa-f3が認められることは、Ma-f3が湖面を流走したことを示す。このようなMa-f3の堆積状態は、明らかに地形に支配されることを指摘した勝井(1962)の見解を裏付けている。したがって、三條・大月(2020)及び吉田・稲澤(2022)が火山山麓に分布する平坦面の構成層を確認しないまま湖成面と扱ったことに疑問を持つ。また、実測値ではない旧汀線高度の分布を拠りどころに地殻変動を論じたことや、地表面の傾斜遷緩線から段丘崖を判断したことに疑問の余地がある。

筆者が測定したL1面の湖成層上限高度が124~148mと幅がある理由は、段丘面離水後の差別的な地殻変動の影響ではなく、各露頭において湖成層の上限、すなわち当時の湖底が確認できても、水深が場所によって異なることによると解釈する。

なお、三條・大月(2020)及び吉田・稲澤(2022)はL1面より高位に湖成面を認めており(第2表)、例えば中島やオプタテシュケ(OP)南西麓には、L1面後方の標高170m付近に平坦面がある。しかし、筆者は湖成層を確認できなかったため湖成面と扱わない。

L2面は、湖岸のほぼ全域に分布して旧汀線アングルが明瞭であるため、旧汀線高度を測定し、ほぼ一様の値が得られた。したがって、堀江(1956;1964;1969)及びHorie(1957)が指摘した傾動や三條・大月(2020)及び吉田・稲澤(2022)が指摘した東岸で段丘面高度が高くなる傾向は確認できなかった。

2. 湖成段丘の成因及び湖面標高

L1面は中島を含む湖岸のほぼ全域に分布するので、湖面全体の上昇を伴う高湖面期のあったことが示唆される。湖面上昇の原因を考えると、湖の流出口付近において、丸山(MA)の基部では湖の流出口と反対方向の東に向かってL1面が局所的に分布する(第2図g)。Loc.24のL1面構成層の露頭では、湖成層の直下にCh-cが認められる。これらの事実から、Ch-cによって釧路川の河道閉塞が生じ湖面上昇したことが考えられる。L1面構成層の湖成層上限高度の最高値はLoc.1の148mであり、本地点はカルデラ壁の近傍に位置し汀線付近の浅湖底であったと推察されるため、L1面・R1面形成期の湖面標高を約150mと見積もる。釧路川河岸の最も下流域で湖成層が認められる地点はLoc.20であり、この付近まで湖水域が想定され、高湖面期はCh-cの噴出年代の約20ka(長谷川ほか, 2017など)から始まったと考えられる。

L1面とL2面を限る段丘崖が明瞭かつ急傾斜であることは、L1面が形成された高湖面期の後、急激な湖面低下があったことが示唆される。その原因を考えると、一般に湖成段丘は相対的な湖面低下によって形成され、段丘の成因には湖面そのものの低下、もしくは地盤の隆起が想定される。鈴木(2000)は湖を含む地域の一様な隆起があっても、湖面低下しない限り湖成段丘が形成されず、流出河川のある湖では湖面低下が流出河川の河床低下によって生じることに言及した。それゆえ本調査地域で湖成段丘の成因を考えるにあたっては、流出河川の間欠的な河床低下を説明する必要がある。

前述の湖の流出口付近におけるL1面の局所的分布に加え、釧路川は、オプタテシケ(OP)とヌプリオンド(NU)に挟まれた湖の流出口から直線距離約1.5～3.3kmの区間において、両岸が急崖をなす南東方向に延びる樋状の谷を流下しており、この谷地形は河床勾配の緩い釧路川と不調和である。そこで、河道閉塞が決壊して大量の湖水流出や急激な河床低下が起きたと推察される。

ところで、L1面・R1面構成層には上位から順に試料番号 λ 、試料番号 β の2層の埋没腐植層があり、 λ が堆積した低湖面期に先行して β が堆積した低湖面期があったことになるが、その原因は不明であり、例えば小規模な気候変動による湖の水収支の一時的な変化が想定される⁴⁾。そして湖面が上昇した後、急激に低下して λ が堆積する低湖面期になったことが読み取れる。

長谷川ほか(2017)は、アトサヌプリ溶岩円頂丘(AT2)北東麓のボーリングによって、Ma-kより下位の深度25.6～101mで湖成層を、150m以深でCh-cを、それぞれ確認した。筆者が観察したLoc.12の露頭では、L1面構成層の湖成層最下部にCh-cの水中堆積層が認められて同様の層序であるため、長谷川ほか(2017)によるCh-cより上位の湖成層は、Loc.12のL1面構成層の湖成層に対比されると考えられる。Loc.7のボーリング柱状図の最下部にはシルト層、砂層が認められ、湖は一時的に川湯温泉まで拡大したと推測され、筆者も三條・大月(2020)及び吉田・稲澤(2022)によるCh-c流下後の湖水域と同じ見解である。新エネルギー総合開発機構(1985)は、Ch-cが屈斜路湖成層IIと指交関係にあり、川湯温泉にまで分布すると推定した。そこで、長谷川ほか(2017)が深度25.6～101mで認めた湖成層及び筆者がL1面構成層として認めた湖成層は、八幡(1989)の屈斜路湖成層II-2に対比される可能性がある。

L2面は中島を含む湖岸のほぼ全域に分布するので、湖全域にわたる湖面低下が示唆される。L2面形成期の湖面標高は、旧汀線アングルの高度から約125m

と見積もる。L2面の成因については、Ma-f3が釧路川沿いの低地に分布せずに河道から離れた両岸に分布し、湖の南岸のR1面を広く覆っていることから、Ch-cの場合と同様にMa-f3が流出河川の釧路川の河道閉塞を起こし、その後、湖水の流出再開によって浅湖底が離水してL2面が形成されたと考えられる。

同様に十和田カルデラにおいては、十和田湖面が最高位になった後、流出河川の奥入瀬川の流出開始により湖成段丘が形成されたこと(斎藤・故大池, 1984)や、火砕流が流出河川を堰き止めた後、湖の決壊による巨大洪水が発生した可能性があること(Kataoka, 2011)が論及されている。このようにカルデラ湖では、後カルデラ火山の火砕流による流出河川の堰き止め、その後の流出再開が湖成段丘の成因になりうると考えられる。

3. 湖面変化史

屈斜路火山、後カルデラ火山の噴火史と屈斜路湖の変遷の関係を次のように推論し、屈斜路湖の相対的湖面変化を第7図に示す。

約40ka: 屈斜路火山は最後の火砕流(Kp I)を噴出して大カルデラが形成され、ここを湖盆として屈斜路湖が成立し、屈斜路湖成層Iの堆積が始まった。

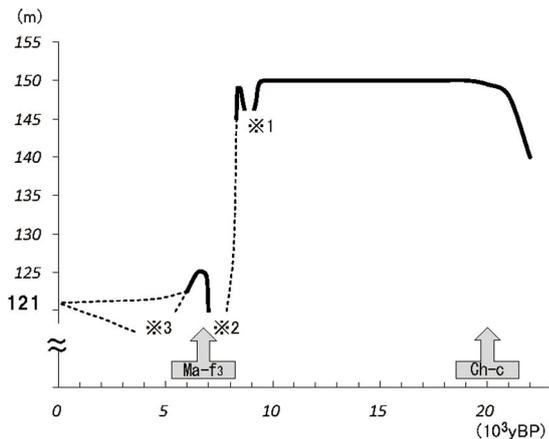
約40ka～20ka: 屈斜路カルデラ内でアトサヌプリ火山の活動が始まり、アトサヌプリ外輪山溶岩が噴出し、これを覆って屈斜路湖成層II-1の堆積が始まった。

約20ka: 屈斜路湖成層II-1の堆積過程でアトサヌプリ火山から火砕流Ch-cが噴出され、オプタテシケ(OP)南西麓において流出河川の釧路川の河道閉塞を引き起こし、Ch-cの一部が湖に流入したことにより、湖面が急激に上昇した。湖面標高は約150mに達して、オヤコツ(OY)や丸山(MA)は湖中の島と化し、湖水域は川湯温泉にまで拡大した。

約10ka以降: 中島火山のNp噴出(約10ka)の後、湖水流出によって小幅な湖面低下が生じ、8,830±105yBP(試料番号 β)の埋没腐植層が堆積し(第7図の※1)、その後、湖面がわずかに上昇した。これらの湖面低下及び湖面上昇の原因は不明である。

約8ka以降: 湖尻の堰き止めが決壊したことにより、湖面は短期間のうちに大規模な低下に転じた。浅湖底が離水して幅の広いL1面・R1面が形成され、7,320±100yBP(試料番号 λ)の埋没腐植層が堆積した(第7図の※2)。

約7ka: 摩周火山から火砕流Ma-f3が噴出され、Ma-f3はL1面を厚く覆い、湖の流出口付近で釧路川の河道閉塞を再び引き起こし、Ma-f3の一部は湖の南岸にまで達した。湖面標高は約125mに上昇して現在の屈斜路湖よりも、わずかに広い湖になった。



第7図 屈斜路湖の相対的湖面変化

※1:低湖面期(埋没腐植層(試料番号β)の堆積期)
 ※2:低湖面期(埋没腐植層(試料番号λ)の堆積期, 推定される湖棚形成期
 ※3:推定される湖棚形成期

約7ka以降:湖水流出が再開し,狭長なL2面及びL2面に連続するR2面が離水した。川湯温泉周辺ではMa-f3の堆積面の凹地に泥炭層が堆積した。

ところで,鈴木(2000)は中島周囲の水深約5m以浅に,隅田・守屋(2003)は水深5m及び10mに,それぞれ湖棚を指摘し,吉田・稲澤(2022)も湖棚を2面認めた。湖沼図(国土地理院,1971)及び音響調査結果(内田ほか,2017)には,中島の南西部に位置する標高点282mの西方沖の深度約10m以浅に湖棚が認められる。湖棚は現湖面より低湖面期に形成され,その時期が第7図に示す※1あるいは※2の可能性があるので,特定が困難で低湖面期が生じた原因も不明である。

謝辞

本研究に際し,太田陽子横浜国立大学名誉教授には終始御指導して頂いた。調査当時には,テフラの層序について勝井義雄北海道大学名誉教授に御教示を頂き,テフラの屈折率について新井房夫群馬大学名誉教授に測定して頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

本稿は,1984年度横浜国立大学卒業論文をもとに,その後の調査結果を踏まえて加筆修正したものであり,卒業論文の骨子は,日本地理教育学会の第33回(1985年)全国地理学専攻学生卒業論文発表大会,及び1986年度日本地理学会春季学術大会で発表した。

本稿を,2024年3月にご逝去された太田陽子名誉教授のご霊前に捧げて,ご冥福を深くお祈り申し上げます。

注

- 1) アトサヌプリ火山の火砕流は,勝井(1962)などによりAPと略称され,筆者(柏木,1986)は,これにしたがった。その後,APは長谷川ほか(2009)などによりCh-cと略称されたため,本稿では引用した文献の記述も含めてAPをCh-cと統一して略称する。
- 2) 暦年較正における半減期は5,568年に補正するため,補正前¹⁴C年代から半減期5,570年を用いて¹⁴C年濃度が計算された。本研究の試料は,炭素同位体比(δ13)測定結果がないので,CALIB Manualから腐植はその一般的な値である-27.00±3‰と仮定し,同位体分別効果の補正が行われた。その後半減期5,568年を用いて¹⁴C年代を計算し,暦年較正が行われた。¹⁴C年代の暦年較正にはOxCal4.4(較正曲線データ:IntCal20)が使用された。
- 3) アイスランパートは,佐々木(1985)によれば,冬季の急激な気温変化に起因する湖水の熱膨張,熱収縮により氷板が陸方向に移動することで,運搬された汀線付近及び浅湖底の堆積物が湖岸に沿って堆積し形成される。
- 4) 北海道防災会議(1976)は,1973年~1974年に屈斜路湖で起きた約30cmの湖面上昇について,周辺地域の地殻変動が観測されなかったため,降雨等の気象現象や釧路川の流出量変化の可能性を指摘した。

文献

- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子.2013.日本被害地震総覧(599-2012).東京大学出版会.
- 内田康人・岡崎紀俊・山崎新太郎・高橋浩晃.2017.道東・屈斜路湖で実施した高精度音響地層調査から判明した湖底地形・堆積構造.北海道地質研究所報告,89:1-11.
- 岡崎由夫.1976.弟子屈町・鑑別川流域の地質ならびに川湯付近の泥炭,トサモシベ山の溝状地,弟子屈町教育委員会編 鑑別川上流部とその支流,川湯駅付近の泥炭地及びトサモシベ山溝状地の自然環境調査(弟子屈町自然環境調査報告書No.3),弟子屈町教育委員会,16-23.
- 岡崎由夫.1978.屈斜路コタン遺跡の火山灰と地形,弟子屈町教育委員会編 弟子屈町屈斜路コタン遺跡調査報告,弟子屈町教育委員会,1-5.
- 柏木修一.1986.屈斜路湖沿岸の湖成段丘形成史.日本地理学会予稿集,29:22-23.
- 勝井義雄.1962.5万分の1地質図幅 屈斜路湖及び同

- 説明書.北海道開発庁.
- 勝井義雄・佐藤博之.1963.5万分の1地質図幅 藻琴山及び同説明書.北海道開発庁.
- 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・西田泰典・松本佳久・川上則明.1986.アトサヌプリ・摩周(カムイヌプリ).北海道における火山に関する研究報告書,10,北海道防災会議.
- 岸本博志・長谷川 健・中川光弘・和田恵治.2009.最近1万4千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式.火山,54:15-36.
- 国土地理院.1971.1万分の1湖沼図,屈斜路湖.
- 後藤芳彦・和田恵治.2018.北海道屈斜路カルデラ中島火山の噴火年代－中島軽石のテフロクロノロジー－.地学雑誌,127,2:157-173.
- 斎藤仁子・故大池昭二.1984.十和田新規火山の地質と岩石.地球科学,38,2:75-83.
- 佐々木 巽.1985.屈斜路湖におけるアイスランパートの形成.地理学評論,58(Ser. A)-6:391-399.
- 佐藤博之・勝井義雄・垣見俊弘.1964.北海道弟子屈附近の段丘状地形について.第四紀研究,3,5:273-283.
- 佐藤博之・垣見俊弘.1967.:5万分の1地質図幅 弟子屈及び同説明書.北海道開発庁.
- 三條竜平・大月義徳.2020.北海道屈斜路カルデラにおける後カルデラ期の地形面形成.季刊地理学,72:1-18.
- 柴田翔平・長谷川 健.2022.北海道東部,屈斜路火山 40 kaカルデラ形成噴火(Kp1)の推移:－大規模水蒸気プリニー式噴火の発生機構－.火山,67,2:149-169.
- 新エネルギー総合開発機構.1985.地熱開発促進調査報告書6 弟子屈西部地域.新エネルギー総合開発機構.
- 鈴木隆介.2000.建設技術者のための地形図読図入門 第3巻,古今書院.
- 隅田まり・守屋以智雄.2003.屈斜路火山.小疇 尚・野上道男・小野有吾・平川一臣編:日本の地形2,北海道.東京大学出版会,109-115.
- 西野佑紀・宝田晋治・下司信夫.2019.始良・鬼界・阿多・屈斜路・十和田・摩周・池田火山の大規模噴火の前駆活動と噴火推移.地質調査総合センター研究資料集,no.680:1-126.
- 長谷川 健・岸本博志・中川光弘・伊藤順一・山元孝広.2009.北海道東部,根釧原野および斜里平野における約3万5千～1万2千年前のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史.地質雑,115,8:369-390.
- 長谷川 健・中川光弘・宮城磯治.2017.北海道東部,アトサヌプリ火山における水蒸気噴火の発生履歴:炭素年代および気象庁ボーリングコアからの検討.地質学雑誌,123,5:269-281.
- 北海道火山灰命名委員会.1982.北海道の火山灰(勝井義雄監修),北海石版所.
- 北海道防災会議.1976.北海道における火山に関する研究報告書第5編 雌阿寒岳－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策－.
- 堀江正治.1956.屈斜路湖岸段丘と地殻運動.地質学雑誌,62:156-157.
- 堀江正治.1964.日本の湖－その自然と科学－,日経新書.
- 堀江正治.1969.湖岸段丘形成についての考察.地理,14,11:14-18.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貫.1988.5万分の1地質図幅 計根別地域の地質及び同説明書.地質調査所.
- 森 和紀・佐藤芳徳.2015.図説 日本の湖,朝倉書店.
- 守屋以智雄.1979.日本の第四紀火山の地形発達と分類.地理学評論,52,9:479-501.
- 八幡正弘.1989.屈斜路カルデラ－基盤構造とカルデラ形成過程との関連についての検討－.地団研専報,36:191-208.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川 健・岸本博志.2010.北海道東部,屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値.地質調査研究報告,61,5/6:161-170.
- 吉田一希・稲澤保行.2022.1mDEMを用いた地形判読・解析に基づく屈斜路カルデラの湖成地形と火山性断層群の形成史.第四紀研究,61,1:27-44.
- Hasegawa, T., Nakagawa, M., and Kishimoto, H.2012.The eruption history and silicic magma systems of caldera-forming eruptions in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sciences*,107:39-43.
- Horie, S.1957.A Topographic Study of Lacustrine Terraces and Crustal Movements around Lake Kutcharo,Hokkaido.*Jap.Jour.Geol.Geogr.*28:1-10.
- Kataoka, K. S..2011.Geomorphic and sedimentary evidence of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption,northeast Japan. *Geomorphology*,125:11-26.
- Katsui, Y., Ando, S. and Inaba, K.1975.Formation and Magmatic evolution of Mashu Volcano, East Hokkaido,Japan.*Journal of the Faculty of Science,Hokkaido University.Series 4*,16:533-552.