

< 論 説 >

最終氷期後期の有珠成層火山の形成で生じた長流川の堰き止め湖

岡 孝雄¹⁾²⁾・星野フサ³⁾・関根達夫²⁾・米道 博⁴⁾・近藤 務⁵⁾・若松幹男⁶⁾

The lake formed by the damming of Osaru river related to the formation of
Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial period

*Takao Oka¹⁾²⁾, Fusa Hoshino³⁾, Tatsuo Sekine²⁾, Hiroshi Yonemichi⁴⁾,
Tsutomu Kondou⁵⁾ and Mikio Wakamatsu⁶⁾*

2021年6月30日受付

2021年8月1日受理

1) (株) 北海道技術コンサルタント, 〒065-0043 札幌市東区苗穂町4-2-8

Hokkaido Gijyutsu Consultant Co. Ltd., 4-2-8, Naebo-chou, Higashi-ku, Sapporo 065-0043, Japan.

2) 北海道総合地質学研究センター, 〒063-0002 札幌市西区山の手2-3-5

Hokkaido Research Center of Geology, 2-3-5, Yamanote, Nishi-ku, Sapporo 063-0002, Japan.

3) 北海道大学総合博物館ボランティア, 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

The Hokkaido University Museum (volunteer), Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo, Japan.

4) 北海道道路エンジニアリング(株), 〒003-0013 札幌市白石区中央3条2丁目1-10

Hokkaido Road Engineering Co. Ltd., 3 jo, 2 chome, Chuou, Shiroishi-ku, Sapporo 003-0013, Japan.

5) 石狩沖積低地研究会, 〒062-0931 札幌市豊平区平岸1条9丁目

Society for study of alluvial plain in the Ishikari depression, 1 jo, 9 chome, Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo 062-0931, Japan.

6) 山の手博物館, 〒063-0007 札幌市西区山の手7条8丁目6-1

Yamanote Museum, 7 jo, 8 chome, Yamanote, Nishi-ku, Sapporo 063-0007, Japan.

Corresponding author: T. Oka, oka@dogi.co.jp

Keywords: Mt. Usu, Osaru river, dammed lake, pollen analysis, AMS ¹⁴C dating, Last Glacial Maximum.

はじめに

北海道立地下資源調査所の故鈴木守博士は1960年代後半の伊達町(現伊達市)依頼の地質図作成調査(鈴木ほか, 1970)に関連して, 伊達町地質図の範囲外である長流川下流域の壮瞥市街の南東岸において水成の第四紀層(湖成層)の存在を認めた。その地層について, 第四紀層の花粉分析を行っていた著者の一人星野に紹介

要旨

北海道胆振地方西部の長流川下流域の壮瞥市街(滝之町)付近において, 同川の南東岸側には現河床からの比高25~45mの中位段丘面が存在している。中位段丘堆積物は有珠成層火山の活動により長流川が堰き止められたことが関与した堆積物(層厚20m前後)であり, 下部, 上部, 最上部に三分できる。下部は礫層(河川の河道および氾濫原堆積物)より成り, 堰き止め発生以前のものである。一方, 上部は湖沼を示す薄板状泥相と水中ファン〜デルタを示す粗〜極粗粒砂相より構成される。最上部は火山灰質ローム層と腐植土層より成り風成層である。この一連の層序は, 河谷状態から, 突然の堰き止め・湖水の出現を経て, その収束に至るプロセスを示している。上部の上半部(厚さ5~6mの薄板状泥層)の基底より2m部分について, AMS¹⁴C年代を測定した結果, 20.6ka頃の年代が得られ, 花粉分析結果からは亜寒帯針葉樹林要素を主体とし寒冷な気候が示唆された。これらのことから, 堰き止めは20ka頃以降のMIS2の最終氷期最寒冷期に生じており, 有珠成層火山の形成も20ka頃であることが明らかとなった。

があり, 星野らにより1980年代中頃に現地調査と花粉分析・¹⁴C年代測定が行われた(星野・大室, 1984; 星野, 1985; 星野, 2003)。最近になり, 星野は横山 光氏(北翔大学; 洞爺湖有珠火山マイスター)らの壮瞥市街付近の“壮瞥穴”の調査(横山・星野, 2015; 横山, 2016)に関連して改めて, この湖成層を再検討することとし, 花粉分析結果を見直し, AMS法による¹⁴C年代測定を実施した(星野ほか, 2018)。本報告は, 星野

の再検討（星野ほか，2018）に関連して，地質調査により湖成層の実態を明らかにしようとするものである．調査は岡・関根が中心になり，2018年4月30日，5月12日，6月20日，6月28日，7月25日，8月5日の延べ6日実施した．そして，同年，8月25日にはそれまでの成果をまとめて，北海道最終間水期勉強会・石狩沖積低地研究会主催地質巡検「洞爺湖東方長流川沿いの第四系」の取り組みの中で紹介した．

その後，2018年北海道胆振東部地震（9月6日未明発生）があり，関係者は従来の厚真町での地質調査研究の関わりから，同地震関連調査への対応で忙殺され，本調査研究についての取りまとめが遅れていたが，今回その公表の機会を得た．本報告では，星野ほか（2018）で要点を報告している花粉分析および AMS¹⁴C 年代測定の結果についても，基礎データを含めて，改めて報告を行う．

本研究を進めるにあたり，北翔大学 横山 光教授，（株）北開測地 山崎芳樹氏，三松正夫記念館三松三朗館長をはじめ地元壮瞥町の自然・地学愛好の方々のご協力・ご理解を得た．本論文の投稿にあつたては北海道総合地質学研究センターの嵯峨山 積氏に丁寧な査読を頂いた．ここに記して感謝の意を表します．

長流川下流域の地形・地質の概要

1. 地形概要

北海道胆振地方西部の長流川下流域には“壮瞥平野”と呼ぶべき芋（甘藷）形の，北東－南西に伸びた広がり盆地状部が存在する（第1，2図；横山・星野，2015）．この平野の北西側には洞爺カルデラ（洞爺湖・

外輪山），西～南西側には有珠山（外輪山・溶岩ドーム群），昭和新山（溶岩ドーム）およびドンコロ山（スコリア丘）の火山群が存在し，東～南東側はやや開析の進んだ火砕流台地～丘陵（洞爺火砕流堆積物）が占めている（第1図）．この平野の中軸部を長流川（全長50km）が流れ，中位，低位，最低位の3段の段丘面と現河川氾濫原面が確認できる（第3図）．段丘面の分布は第4図の段丘堆積物の分布に準ずる．本調査域はこの盆状地の中～南西部に該当する．各段丘面の分布，現河川の河床からの比高，段丘化（離水）の年代などは以下のとおりである．

1）中位段丘面

長流川の南東側で，壮瞥側の合流点付近より上流側に分布する．現河床からの比高は一般に25～30mであるが，壮瞥川との合流点付近では45mあまりと大きくなる．後述するように，有珠成層火山による堰き止め湖の発生（2万年あまり前）に起因し，その湖の堰き止め堤の終息とともに離水したと考えられる．最上部の火山灰質ローム層（風成）は1m程度の厚さになる．枝沢による開析が進み，多くの枝沢で分断されている．

2）低位段丘面

主な分布は長流川の北西側で，壮瞥市街が載っている．その他，長流川南東側の壮瞥橋の上流部分に限られた分布がある．現河床からの比高は10m前後である．段丘面の形成（離水）は完新世の後半で数1,000年前と考えられるが，次の2「地質概要」で述べるように，1663年降灰のUs-bとその再堆積物が厚く重なっている．地形面は長流川の河床勾配に従うように14/1,000程度の勾配があり，微妙な谷筋が数多く存在し，明治以降の開拓でかなり不明瞭となっているが，未開の状態ではかなり凹凸が激しかったものと思われる．

3）最低位段丘面

壮瞥橋より下流の長流川沿いに，分布する．現河床からの比高は5m前後である．2「地質概要」で述べるように，1663年降灰のUs-bを載せないことから，この後に形成（離水）の段丘面と見なされる．

4）現河川氾濫原面

長流川および壮瞥川沿いに河道も含めて分布する．その他，枝沢沿いに沿いにも樹枝状に細かな分布がある．

2. 地質概要

報告地域の地質図を第4図に示す．下位より，柳原層，壮瞥軽石流堆積物，滝の上溶結凝灰岩層，洞爺火砕流堆積物，



第1図 “壮瞥平野、（報告地域とその北側）の位置



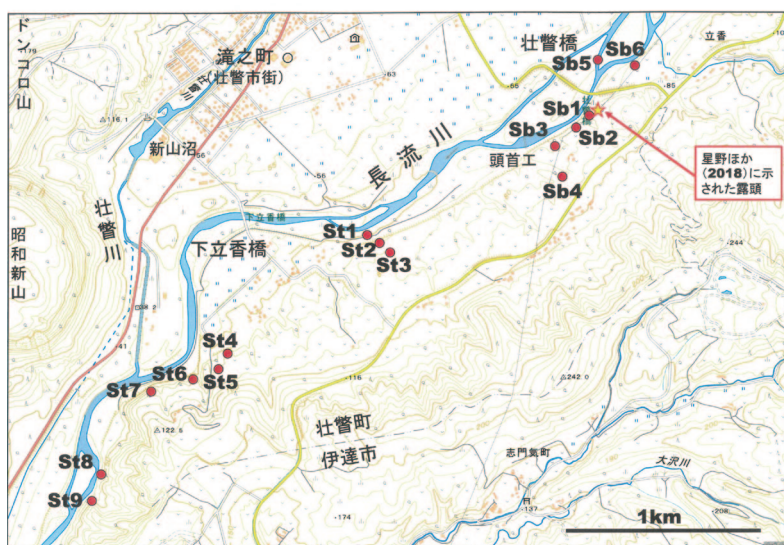
第2図 有珠山山頂駅付近から「壮瞥平野」(中央～右中段；壮瞥市街を含む)を撮影。左上：洞爺湖，右手前：昭和新山

古期河川堆積物，中位段丘堆積物，低位段丘堆積物，最低位段丘堆積物，現河川氾濫原堆積物および新期火山噴出物より構成される。なお，新期火山噴出物は風成層として，中位段丘堆積物や洞爺火砕流堆積物になどに重なっているが，地質図では便宜上表示を省略している。

1) 柳原層

佐藤 (1967) により昭和新山南西麓 (ケーブルカー駅の南南西約 400m；標高 190m) で掘削された地熱調査研究井 GS-R1 (ボーリング深度 375.56m) のコア中の深度 219m ～ 340m 間の，滝の上溶結凝灰岩層の下位の火山灰質の砂・泥および礫まじり砂からなる固結度の低い堆積物に対して命名された地層である (北海道防災会議，1973)。壮瞥町滝之町付近の長流川河床などで確認されており (八幡ほか，1989；八幡，1987；和田ほか，1988)，鮮新～前期更新世のレルクマベツ層に対比されている。上述の長流川河床は本報告地域内に位置し，Sb5 地点で火山灰質の軟質の砂岩・泥岩・ピート質泥岩の互層よりなることを確認した (第5図)。

2) 壮瞥軽石流堆積物



第3図 報告地域 (「壮瞥平野」中～南西部とその周辺) 付近の地形図 (露頭観察・柱状図作成地点を示す)

本層は鈴木ほか (1970) により，長流川下流の壮瞥町と伊達市の境界部の伊達市側でその存在が示されたものであり，St8 地点で確認できる (第6図)。

3) 滝の上溶結凝灰岩層

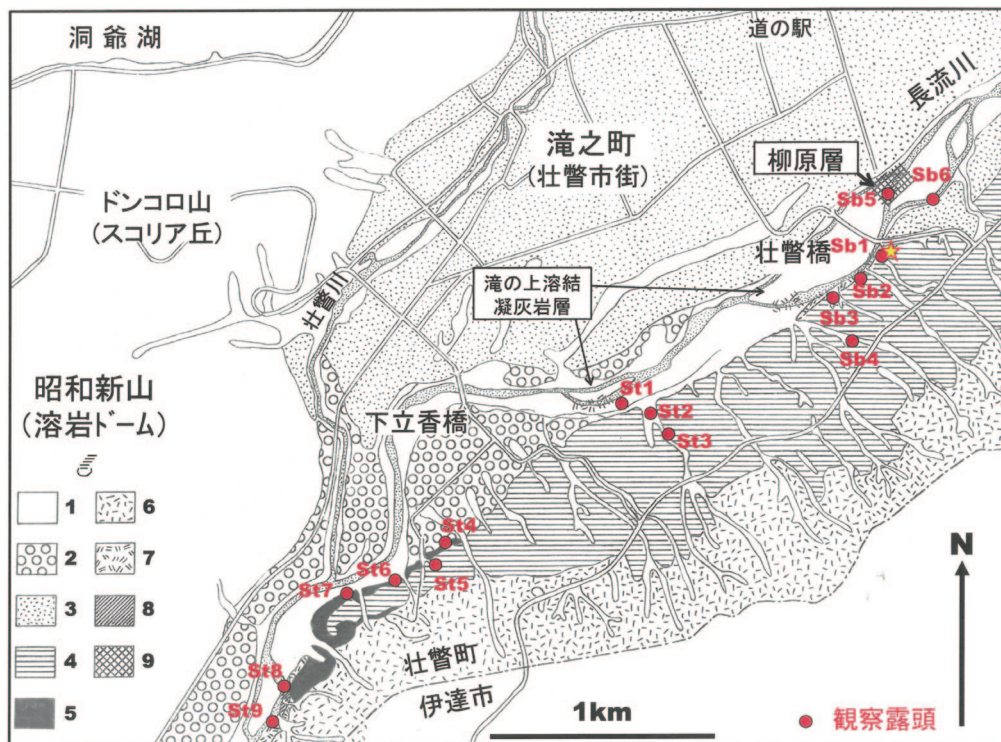
本層は鈴木ほか (1970) により，長流川下流の壮瞥町と伊達市の境界部の伊達市側でその存在が示されたものであり，St10 地点では壮瞥軽石流堆積物を覆って，強溶結状態でわずかに分布する (第7図)。上流の壮瞥町側においても第3・4図の Sb1 ～ 3 地点に示すように長流川河床に長さ約 2km にわたり分布 (露出) しているが，非溶結状態の軽石流である (第8図)。壮瞥市街 (滝之町) での水井戸ボーリングでは低位段丘堆積物の下位の深度 22.5m 以下の厚さ 28.5m+ 部分が該当する可能性があり，高島ほか (1992) は洞爺湖東湖畔の湖岸道路沿いで採取の試料について，前期更新世末 (0.90 ± 0.15Ma) の TL 年代を報告している。

4) 洞爺火砕流堆積物

本堆積物については，地質図類 (太田，1956；鈴木ほか，1970；曾屋ほか，1981；2007)，有珠山噴火関連の調査報告 (北海道防災会議，1973；岡崎ほか，2007 など) など，多くの文献で分布や層序が報告されてきたが，最近になり，Goto et al.(2018) が詳細な層序にもとづき岩石化学的な検討を行い，本堆積物 (層厚 80 ～ 100m) は岩相のちがいによりユニット 1 ～ 6 に区分できることを体系づけた。本調査地域付近では南東側の丘陵地を構成している。

5) 古期河川堆積物

虻田図幅 (太田，1956) に該当する地層の表示はない。伊達町地質図 (鈴木ほか，1970)，有珠山地質図 (曾屋ほか，1981；2007)，鴈澤ほか (2007)，岡崎ほか (2007) および Goto et al.(2018) の上長和層の一部に相当する。本堆積物の詳細は次の「壮瞥町立香 (長流川南西側) の地質調査」で説明するが，上位にクッタラ火山起源で約 45ka ～ 40ka の降下火山灰 Kt-2 (森泉，1998) をはさむ。上記報告類では上長和層は洞爺火砕流堆積物の下位層とされているが，本堆積物の全体が洞爺火砕流堆積物より上位のものであれば，定義どおりの上長和層には対比できない。鴈澤ほか (2007) および Goto et al.(2018) は本調査域の南側の長流川東岸において，明らかに洞爺火砕流堆積物の下位に相当する上長和層を柱状対比図中に示している。筆者らは本調査域内の「上長和層」



第4図 報告地域（壮瞥市街とその東側）の地質図

1：現河川氾濫原堆積物，2：最低位段丘堆積物，3：低位段丘堆積物，4：中位段丘堆積物，5：古河川堆積物，6：洞爺火砕流堆積物，7：滝の上溶結凝灰岩層，8：壮瞥軽石流堆積物，9：柳原層。

は降下火山灰 Kt-2 をはさむことなどから洞爺火砕流堆積物の上位の地層と考えており，火山岩質円礫層や洞爺火砕流堆積物由来と思われる火山灰質砂層から構成されることから，洞爺火砕流流出後の長流川流域の河川堆積物とした。そして，定義上の「上長和層」との混乱を避けることとし，古期河川堆積物として扱う。

6) 中位段丘堆積物

主に長流川南東側に分布する。虻田図幅（太田，1956）の河岸段丘堆積物の一部，有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007），および Goto et al.(2018) の段丘堆積物の一部である。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘Ⅰの堆積物として本堆積物の存在を示しているが，単に「洞爺軽石流堆積物の堆積面を長流川が浸食して段丘化したものであり，砂礫層からなる」としている。これらの文献ではいずれも湖沼堆積物の存在は報告されていないが，前述したように，星野・大室（1984）および星野（1985）で初めて報告された。次の「壮瞥町立香（長流川南西側）の地質調査」で詳しく説明するが，有珠成層火山の活動により長流川が堰き止められたことが関与した堆積物（層厚 20m 前後）であり，下部，上部，最上部に三分できる。下部は礫層（河川の河道および氾濫原堆積物）より成り，堰き止め発生以前のものである。一方，上部は湖沼を示す薄板状泥相と水中ファン〜デルタを示す粗〜極粗粒砂相より構成される。最上部は火山

灰質ローム層と腐植土層より成り風成層である。さらに，上位には Us-b を主体とした新期火山噴出物が重なるが，それは別に扱う。

7) 低位段丘堆積物

中位段丘堆積物と同様，河岸段丘堆積物の一部であり，主に長流川北西岸の壮瞥市街（滝之町）に分布する。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘Ⅱの堆積物として本堆積物の存在を示している。本堆積物の実態は水理地質図「伊達・八雲」（広田ほか，1986）の 5 井（No.59～63）および壮瞥町滝之町地区深層地下水調査井（和田，1990）のボーリング深度 20～88m の水井戸柱状図，未公表の地盤ボーリング柱状図（深度 8m 以下）からとらえると，層厚は 15m～25m 弱で河川氾濫原堆積物と見なされる主部礫層（最上部に旧表土と思われる腐植土）と，それをおおう軽石質砂礫層（Us-b とその再堆積物）から成ると推察される。この軽石質砂礫層には「壮瞥穴」と称される（横山・星野，2015；横山，2016），Us-b の噴火による埋没木跡が存在している。なお，長流川南東側にも低位段丘面の分布があり，Sb6 地点で露頭観察が可能である（第 9 図）。河床から段丘面までの比高は 12m 程度で，その堆積物の下部は Sb1・Sb2 の中位段丘堆積物類似の下部礫層に該当する可能性があるが，全体として酸化が進み褐色〜黄褐色を呈すること，礫質部は部分的で，火山灰質の砂・泥質部と互層状となること



第5図 長流川河床に露出する柳原層（壮瞥橋北側；Sb5地点）

などから、柳原層の一部と見なした。中～上部は径30～40cmの比較的新鮮な樹幹を多数含む一見地すべり性の泥質相が占める。詳細な観察は行っていないが、壮瞥穴関連の再堆積層に対比できる可能性がある。

8) 最低位段丘堆積物

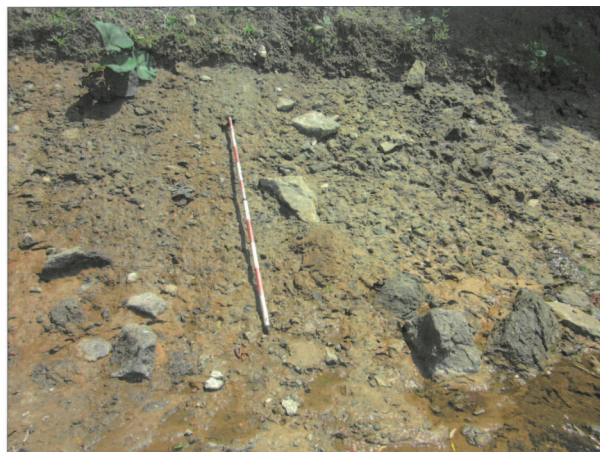
虻田図幅（太田，1956）および有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007）の沖積層の一部に該当し、長流川沿いに断続的に狭長に分布し、報告地域内では下立香橋付近から下流に分布する。主に礫層より構成され、厚さは5m前後である。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘Ⅱの堆積物として本堆積物の存在を示している。下立香橋の当方（St1付近）での観察では最上部115cmは葉理のある細～中粒砂、段丘面した15cm程度は腐植土（土壌）となっており、1663年噴火の降下軽石層Us-bは確認できない。

9) 現河川氾濫原堆積物

虻田図幅（太田，1956）および有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007）の沖積層の一部に該当し、長流川沿いに断続的に狭長に分布する。現河川の河道を含む氾濫原の堆積物で、礫層より構成され、厚さは5m以下である。

10) 新期火山噴出物

降下軽石Us-bを主体とした風成堆積物である。報告



第6図 壮瞥軽石流堆積物（壮瞥川合流点から南南西500mの長流川東岸；St8地点）



第7図 滝の沢溶結凝灰岩層（壮瞥川合流点から南南西500mの長流川東岸；St9地点）

地域付近の本堆積物については具体的に柱状図を作成してその存在を示したのは北海道防災会議（1973）、中村・平川（2002）および中村ほか（2005）である。前者では壮瞥橋付近および下立香橋付近のそれぞれ長流川北西岸（低位段丘面上）での露頭柱状図を、後二者では、本報告域の南東側の行政境（壮瞥町・伊達市）で3地点の露頭柱状図を示している。それらによれば、層厚は耕作土を含めて最大3m程度である。有珠山1663年の噴火に関連して岩石化学的に詳しい検討を行った中村ほか（2005）は、黒色火山灰質土（腐植質火山灰質ローム）の上位に下よりユニットA：サージ（surge）、B：降下軽石（pfa）、C・E・G：降下火山灰（afa）、D：火山岩片（lithic）、F：降下火山灰→サージ～降下火山灰を区分しており、このうちユニットBが有珠山1663年噴火における最大の噴出物Us-b（厚さ最大1.5m、軽石径最大6～8cm）であるとしている。

壮瞥町立香（長流川南西側）の地質調査

壮瞥町立（たつ）香（か）の長流川南西側において、中

位段丘堆積物を対象として地質調査を行った。調査は最初、全体としての地形状況の把握を、国土地理院 2.5 万分の 1 地形図や 5 千分の 1 地形図を入手して行ない、中位段丘面の範囲を確認した。次に、長流川沿いに、露頭について長流川本流または枝沢の河床を基準にして、柱状図を作成しながら観察および写真撮影を行った。観察露頭は上流より、壮瞥橋付近の Sb1 ～ 6、下立香橋上流側の枝沢沿いの St1 ～ 3、下立香橋下流の壮瞥川合流点付近の St4 ～ 7 およびさらにその下流の行政境付近の St8、9 である。これらのうち、壮瞥橋付近の Sb1 は長流川河床の露頭で、2 で述べたように柳原層（前期更新世）が露出している。さらに、Sb6 は同様に、低位段丘堆積物の露頭である。St8、St9 は壮瞥軽石流堆積物および滝の上溶結凝灰岩層の露頭である。これら 4 つの露頭を除いたものについて、柱状図を作成し柱状対比図としてまとめた（第 10 図）。以下にそれらの柱状対比図に基づいて層序、堆積相などについて説明する。

1. 下立香橋南方の柱状対比と古期河川堆積物

地形的には中位段丘分布域であり、第 10 図に示すように St5、St6 および St7 の露頭（第 11 ～ 13 図）を対比するが、このうち、St7 では下流より、柱状図 1、2、3 を作成した。長流川河床から段丘面上まで、50m の比



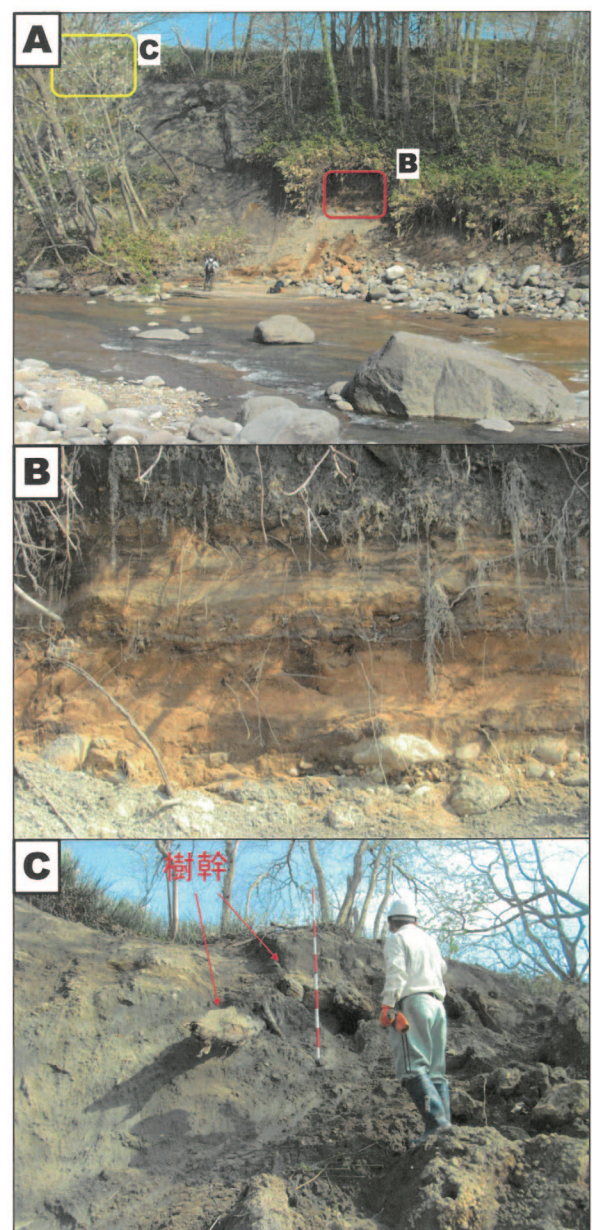
第 8 図 滝の沢溶結凝灰岩層（壮瞥橋下流長流川南東側河床；Sb1 地点付近）

高で、ほぼその全体の露出があり、全体として下位より、古期河川堆積物、中位段丘堆積物および新期火山噴出物に区分できる。St6 および St7 の上半部については第 14 図と重複するために、中位段丘堆積物および新期火山噴出物については次の 2 「下立香橋南方～壮瞥橋付近の柱状対比」で説明を行う。古期河川堆積物は下部、中部、上部に三分できる。

1) 下 部

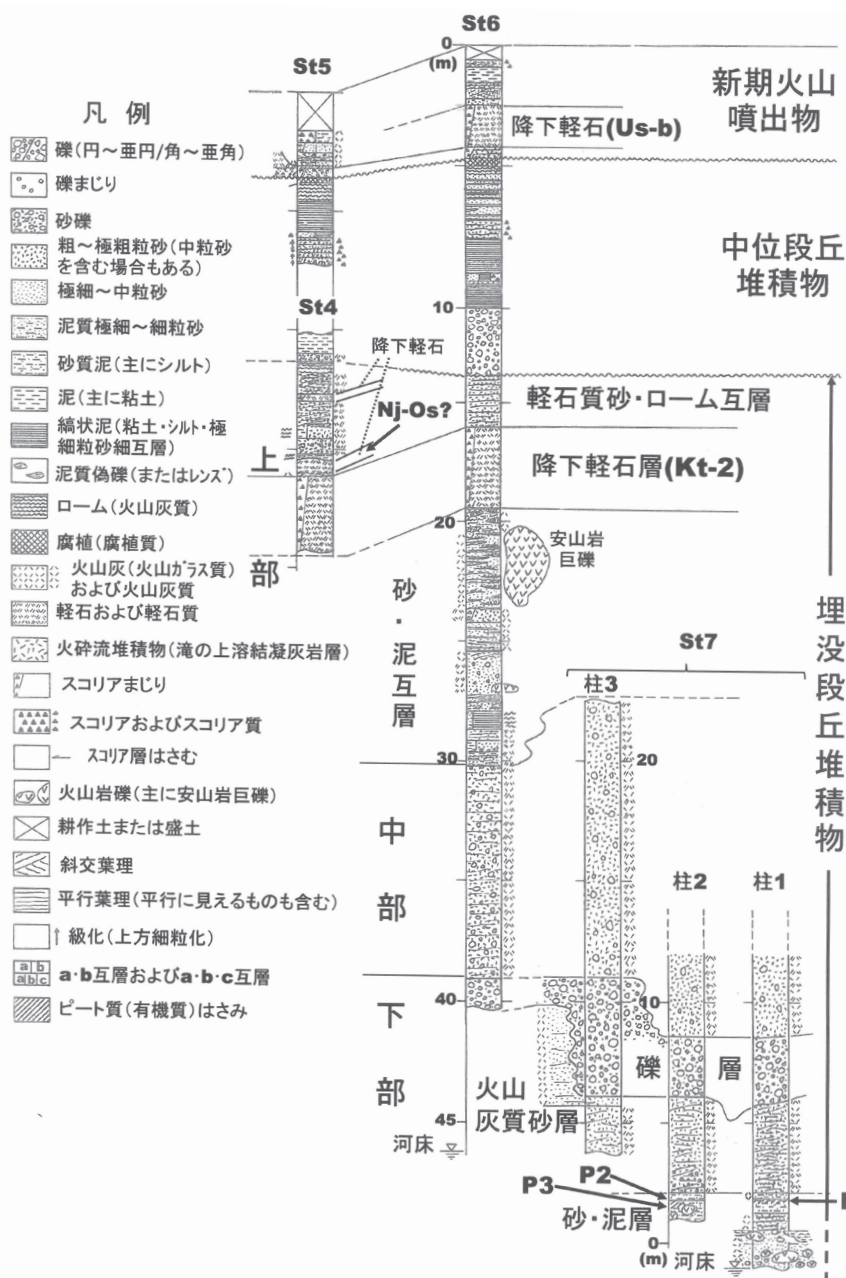
層厚 12m+ で、下位より、砂泥層、火山灰質砂層および礫層に分けられる（第 11、12 図）。

砂泥層は層厚 3.1m+ で、上半部は火山灰質砂質泥主体で、厚さ 15cm 前後の有機質泥層（泥炭）がはさまれ、そこから花粉分析試料を採取し（第 11 図 D）、分析は今



第 9 図 長流川南東側の低位段丘堆積物（壮瞥橋上流 300m；Sb6 地点）

A：露頭全景，B：柳原層，C：長流川北西側の壮瞥穴関連の再堆積層に対比。



第10図 下立香橋南方河崖の古河川堆積物の柱状対比図

St7は下流側から柱状図1, 2, 3で示す。

後実施する予定である。下半部は単一種の安山岩の円礫(大礫主体、ときに径45cm大含む)を多く含む火山ガラス質細～中粒砂である。円礫は上半部にも散点状に含まれる。

火山灰質砂層は層厚4m±、プラナー型の斜交葉理が顕著な軽石・火山ガラス質の中～粗粒砂より成る(第11図C)。

礫層は層厚2～5m(第11図E)。下位の火山灰質砂層とは一部指交関係になる。礫は径5cm以上、最大径20cm大の火山岩礫主体であるが、下位の砂泥層のものと異なり、礫種はカラフル多様、先第三系堆積岩礫も含まれる。円～垂円主体であるが、角～亜角のものもある。基質は火山灰質砂層と同質である。

2) 中部

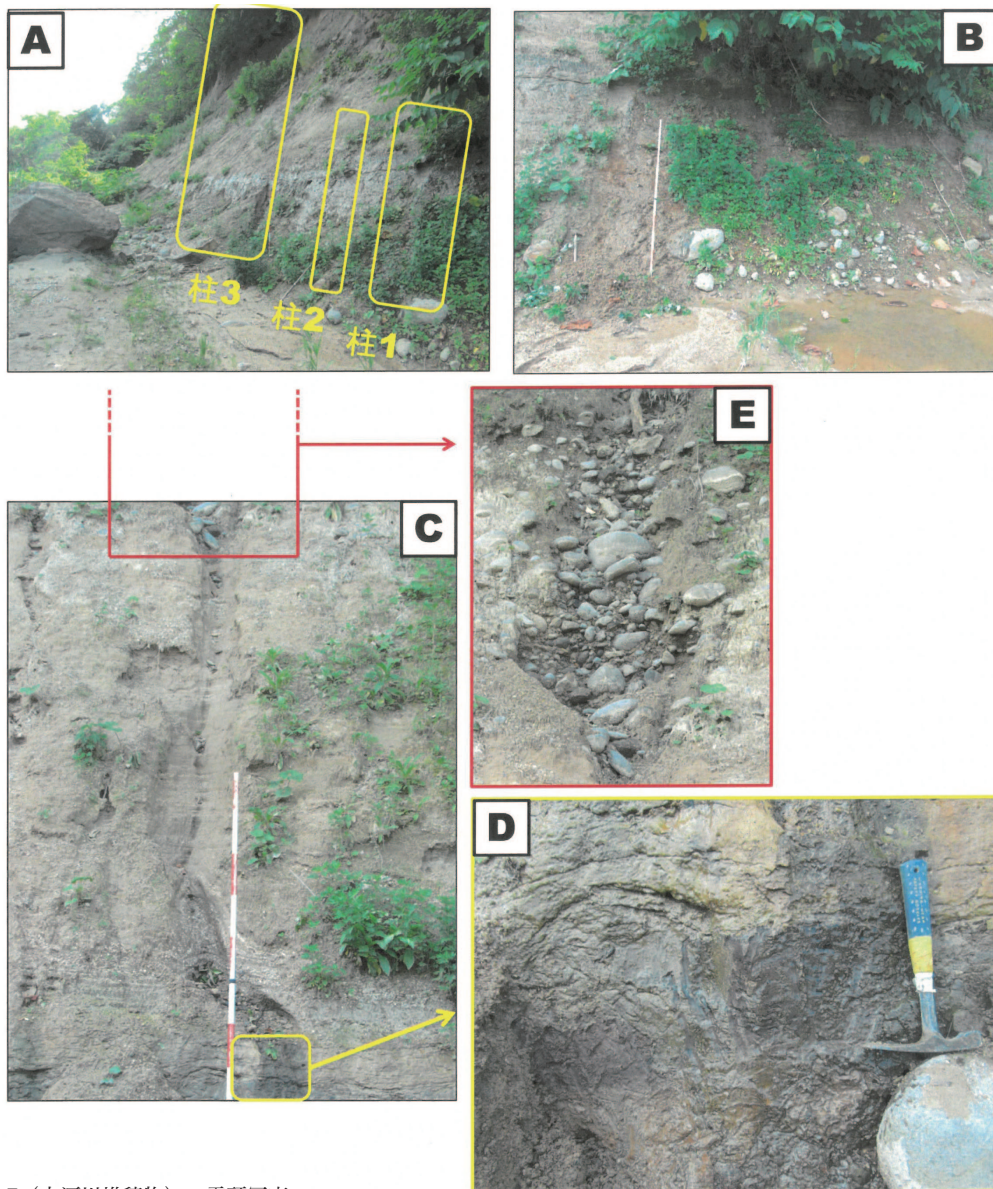
層厚10m±で、軽石・火山ガラス質のプラナー型斜交葉理が発達する中～粗粒砂より成り、火山岩の垂角～亜円礫が点在する(第12図B)。

3) 上部

層厚15m±で、下位より砂・泥互層、降下軽石層(Kt-1)および軽石質砂・ローム互層に分けられる。

砂・泥互層は層厚11m、軽石・火山ガラス質砂と同質泥の不規則互層(砂優勢)である(第12図C)。一部に火砕流または土石流状の部分(含安山岩角礫;最大径45cm)も認められる。上部に径数mの安山岩巨礫を含むことがある。

降下軽石層(Kt-2)は層厚3.5mで、黄白色を呈し、



第 11 図 St7 (古河川堆積物) の露頭写真

A: St7 露頭全体を下流側から撮影 (柱状図 1・2・3 の作成対象部を示す), B: 柱状図 1 作成部分 (主に下部), C: 柱状図 3 作成部分の下部 (プラナー型葉理の火山灰質中～粗粒砂層), D: 砂泥層の有機質泥層 (泥炭; 花粉分析試料採取), E: 下部の礫層

軽石は径 0.5cm ～ 4cm± のものが主体で、発泡が良好であばた状で、スコリアを含む (第 12 図 D, 第 13 図)。最下部 40cm は軽石については径が 2cm 前後で腐食が進み、基質はロームが混じる。Kt-2 はクッタラ火山 (登別市・白老町境界域) から北西方向へ向かって噴出・降下しており (森泉, 1998; 胆振団体研究会, 1990), 洞爺湖町三豊において 2m の厚さでその存在が確認されている (岡崎ほか, 2007)。本観察箇所は噴出源により近く、分布コンター軸部に位置するため層厚もより大きくなっている。

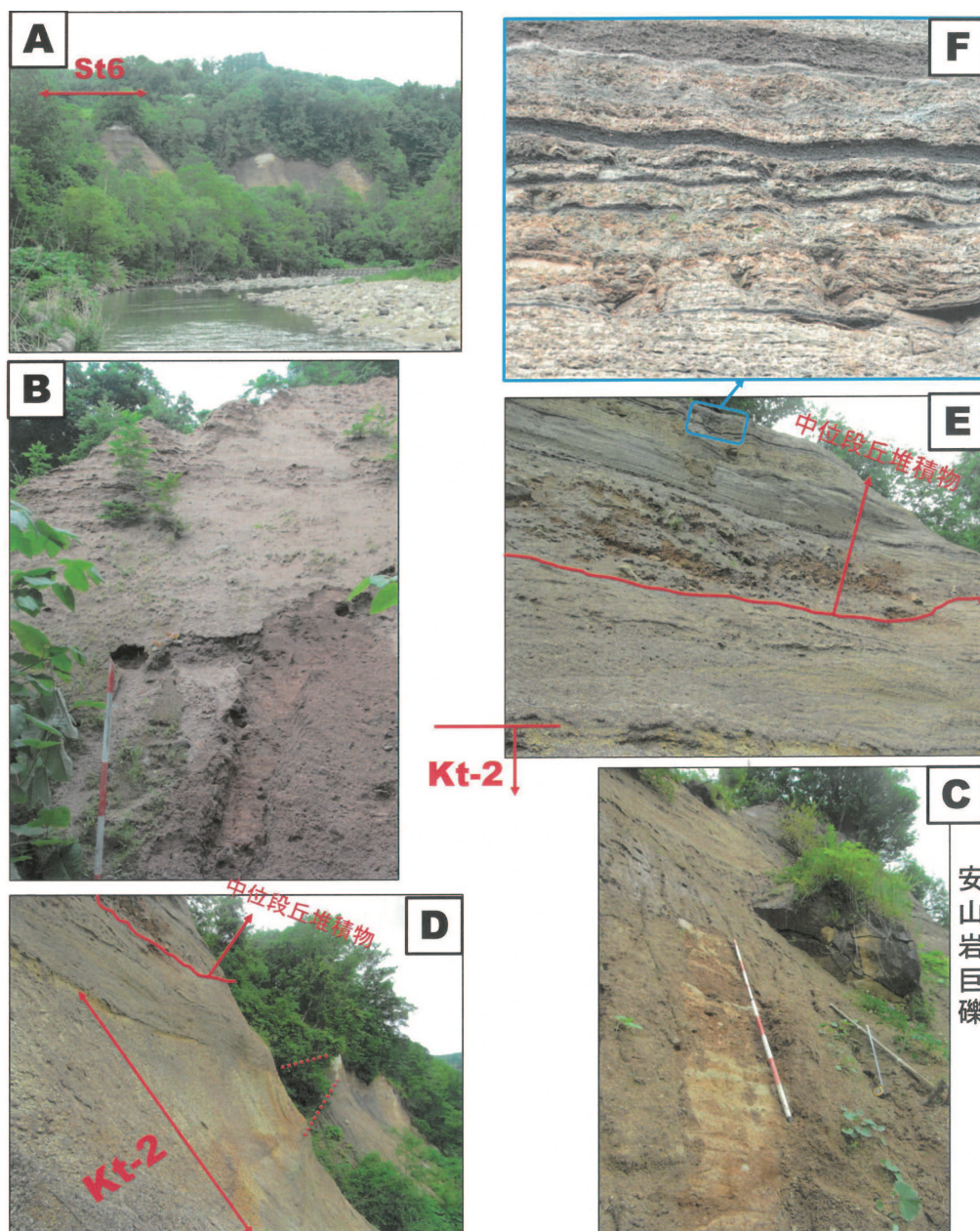
軽石質砂・ローム互層は層厚 5m で、詳しい観察が可能となった St4 (第 13 図) での観察結果に基づいて説明する (第 13 図 A, D)。軽石質砂 (ときに砂礫状) とローム質泥との不規則な互層である。基底 12cm は砂質泥状で部分的に腐植質である。その上位に厚さ 55cm ゴマシ

オ状の淡黄褐色の降下軽石層がはさまれる (第 13 図 C, D)。軽石径は最大 4cm± で上方へ級化傾向で上部では径が 1cm± になる。岡崎ほか (2007) には Kt-2 の上位に淡黄色で斜長石・斜方輝石・普通輝石・角閃石に富むゴマシオ状の産状を示す Nj-Os (洞爺湖中島火山起源テフラ) が存在するとされており、それに極めて類似している。さらに、上部にも厚さ 30cm 弱のスコリア混じり降下軽石層 (逆級化) がはさまれる。これについては対比が不明である。

2. 下立香橋南方～壮瞥橋付近の柱状対比

第 14 図に Sb2, Sb3, Sb4, St2, St4・St5 および St6 の柱状の対比として示す。全体として、下位より滝の沢溶結凝灰岩層, 古期河川堆積物, 中位段丘堆積物および新期火山噴出物に区分できる。

1) 滝の上溶結凝灰岩層



第 12 図 St6 (古河川堆積物および中位段丘堆積物) の露頭 (河崖)

A: St6 露頭, B: 埋没段丘堆積物中部 (軽石・火山ガラス質中～粗粒砂), C: 同 上部の砂・泥互層 (含安山岩巨礫), D: 同 上部の降下軽石層 Kt-2 と軽石質砂・ローム互層, E: 埋没段丘堆積物 (上部) に重なる中位段丘堆積物, F: 中位段丘堆積物上部薄板状泥層 (降下スコリア層をはさむ)。

本層は水平に堆積した状態がほぼ現在まで保たれるとすると、長流川河床からの比高により、層厚は 8m+ となる。淡褐灰色を呈し、非溶結の軽石流堆積物である (第 8 図)。

2) 古期河川堆積物

1 「下立香橋南方の柱状対比と古期河川堆積物」の説明と重複するので省略する。

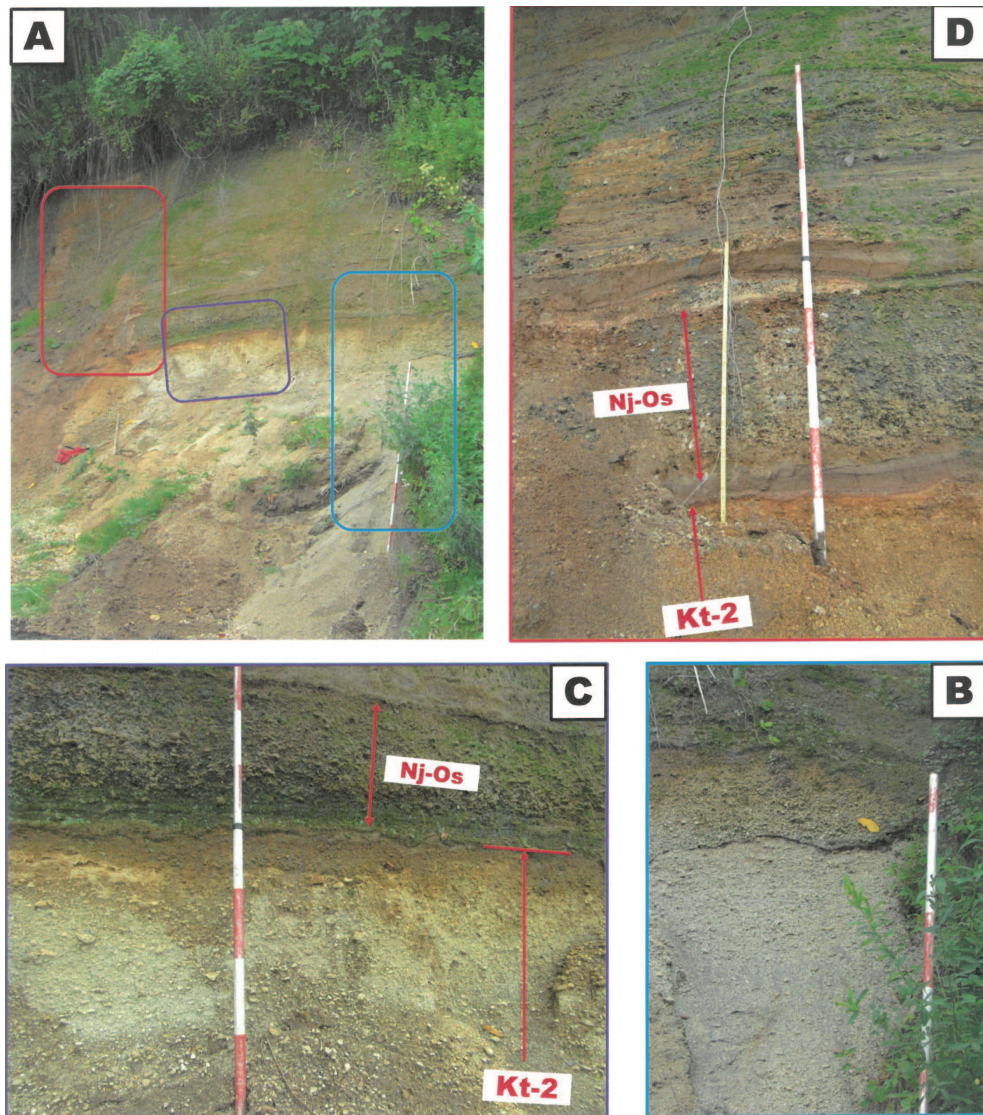
3) 中位段丘堆積物

層厚は一般に 20m± であり、下部 (礫層)、上部 (粗～極粗粒砂層・薄板状泥層) および最上部 (火山灰質ローム・腐植土層) に三分できる。下立香橋南方 (St5・

St6) では下部は薄くなり、全体としての層厚は 10m 弱である。

a. 下 部

一般に層厚は 10m± であり、礫層より構成される (第 15 図)。礫は最大径 50cm に達し、各種の火山岩円～亜円礫が主体で、細・中・大・巨礫が混在状態である。基質の砂は細～極粗粒不淘汰である。礫種・礫径構成など現河床の河道堆積物に類似しており、古長流川の河道堆積物と見なされる。下立香橋南西 (St6) では、急崖に露出しているが、写真撮影などから、層厚は 3m 弱で、火山岩の角～亜角礫 (最大径 35cm 程度) 主体であるこ



第 13 図 St5 (古河川堆積物) の露頭

A : St5 露頭全容 (C・B・D 写真の撮影部を色枠で示す)、B : 層厚 3m 以上の Kt-2、C : Kt-2 の上部と上位の Nj-Os、D : 降下軽石層 Nj-Os と上位の軽石質砂・ローム互層

とが認められる (第 12 図 D・E)。

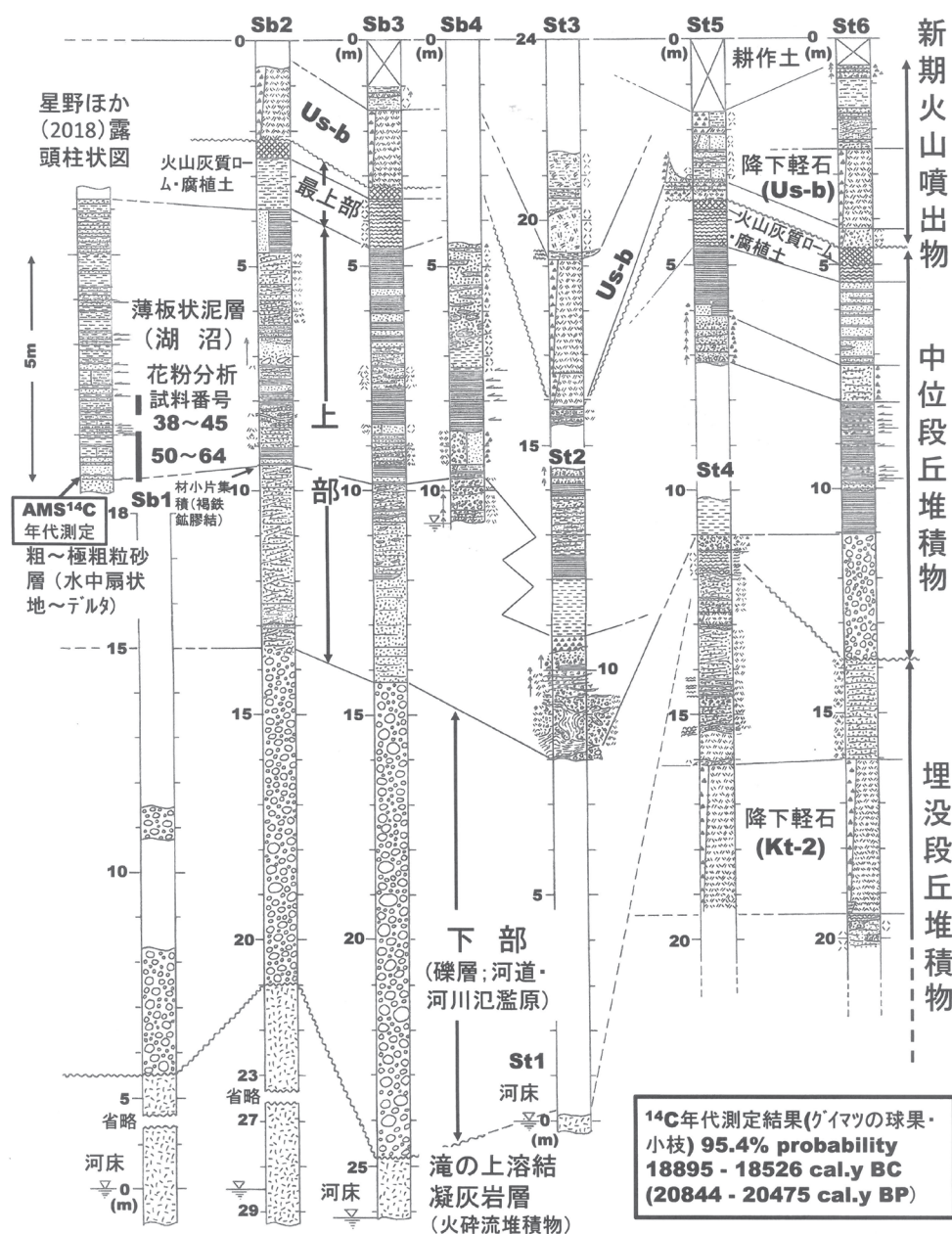
b. 上 部

一般に層厚は 10m± であり、大きく粗～極粗粒砂層と薄板状泥層に二分でき、両者は一部指交関係にある。

粗～極粗粒砂層は相対的に下部層の下半部を構成しており、層厚が最大 4.5m である。斜交葉理の発達する火山岩・軽石・火山ガラス混在砂で垂円細礫を含む部分もある (第 16 図)。下立香橋東方では層厚 3m あまりで、火山灰質薄板状泥と厚薄様々な軽石質砂礫 (級化) の不規則互層で (第 17 図)、薄板状泥が火炎状に乱れるように見えることもある。同橋南西 (St5・St6) では存在が認められない。

薄板状泥層は相対的に下部層の上半部を構成している。薄板状泥 (粘土・シルト・砂質シルト・シルト質極細粒砂の細かい繰り返し) を主体とするが、葉理のある軽石・火山ガラス質 (ときにスコリア質) の細～中粒砂

または中～粗粒砂と互層となる (ときに泥が偽礫状になる)。厚薄様々の降下スコリア層 (級化) を多くはさみ、最大の厚さが 30cm 程度である。St6 (第 14 図, 第 18 図) では本層の中部に厚さ 1m ほどの平行葉理発達したスコリア質砂層 (降下スコリア層集積部?) が存在するが、St5 では丁度それに対比できる部分が、厚さ 1m ほどで確認できる。この部分では一般に粗～極粗粒サイズ→細粒の級化の降下軽石層が 6 サイクル重なる (一部は最大径 5cm 程度の岩片から始まる)。St6 ではこの対比できるスコリア質砂層の下位の薄板状泥部分の層厚 2m 間では約 15 層の降下スコリア層 (級化; 厚さ 2～10cm) がはさまれているのが確認できる (第 18 図 A・B・C)。星野ほか (1984), 星野 (1985) および星野ほか (2018) に示すように、本層に関連して Sb1 の東側に隣接の露頭部で試料を採取し、花粉分析を行っている (第 14 図)。花粉分析用の試料は本層の全体から 65 試料 (上から)



第 14 図 牡警橋～下立香橋南方間の中位段丘堆積物などの柱状対比図

地質凡例は第 10 図に準ずる。星野ほか (2018) の柱状図は改変し、花粉分析試料区間および ^{14}C 年代測定試料層準も示す。

を採取しているが、花粉・胞子が検出でき、花粉分析が可能になったのは、本層の下部の 1/3 の部分 (厚さ 2m 弱) である。さらに、星野ほか (2018) は年代測定部分の基底 (薄板状泥層の基底) に含まれるグイマツ遺体 (球果付き枝) について AMS ^{14}C 年代測定を行っている (第 14 図)。これらの結果については、次の「花粉分析」および「AMS ^{14}C 年代測定」で詳しく述べる。なお、第 19 図は星野ほか (2018) の柱状図での花粉分析部分について、近傍の Sb2 地点で対応部分を撮影したものである。

c. 最上部

Sb2, Sb3, St5 および St6 で認められる。層厚は 1 ～ 1.5m 程度で、下位より火山灰質ローム層および腐植

層に分けられる (第 20 図 A・B)。

火山灰質ローム層は褐色～赤褐色を呈し、下半部に層理が認められる場合もある。

腐植層は 30cm± の厚さがあり、シルト～中粒サイズで黒褐色を呈する。Us-b などの新期火山噴出物堆積以前の旧表土である。下位の褐色ローム層とは漸移的な関係である。

4) 新期火山噴出物

層厚は一般に 2～4.5m であるが、これは盛土 (耕作土) を含めたものである。盛土を除くと層厚は 1.5～4m 弱となる。Us-b が主要部を占め、さらに下位の火山噴出物、上位の火山噴出物より成る。便宜上、盛土も含めた。

Us-b より下位の火山噴出物: St3, St5 および St6 で数

層の降下火山灰層が認められる（第 21 図 A・B）。中村ほか（2005）は有珠山 1663 年火山噴出物の Unit-A として、下位より細粒火山灰薄層、岩片まじり軽石層、降下軽石層の重なりを認めている（第 21 図 B）。

Us-b：層厚は 1.5m 以上で、St3 では最大 2.5m に達する白色降下軽石層である（第 20 図 C）。軽石は最大径 5cm± で、岩片まじりである（第 20 図 D）。中村ほか（2005）の Unit-B に相当する。

Us-b より上位の火山噴出物：St3、St5 および St6 で 10 層程度の降下火山灰の重なりが認められる（第 21 図 A・C）。層厚は 1.5 ～ 2m で、中村ほかの Unit-C ～ G に相当する。



第 15 図 中位段丘堆積物下部礫層（Sb1；河道・氾濫原堆積物

盛土（耕作土）：厚さは 1m 前後である。

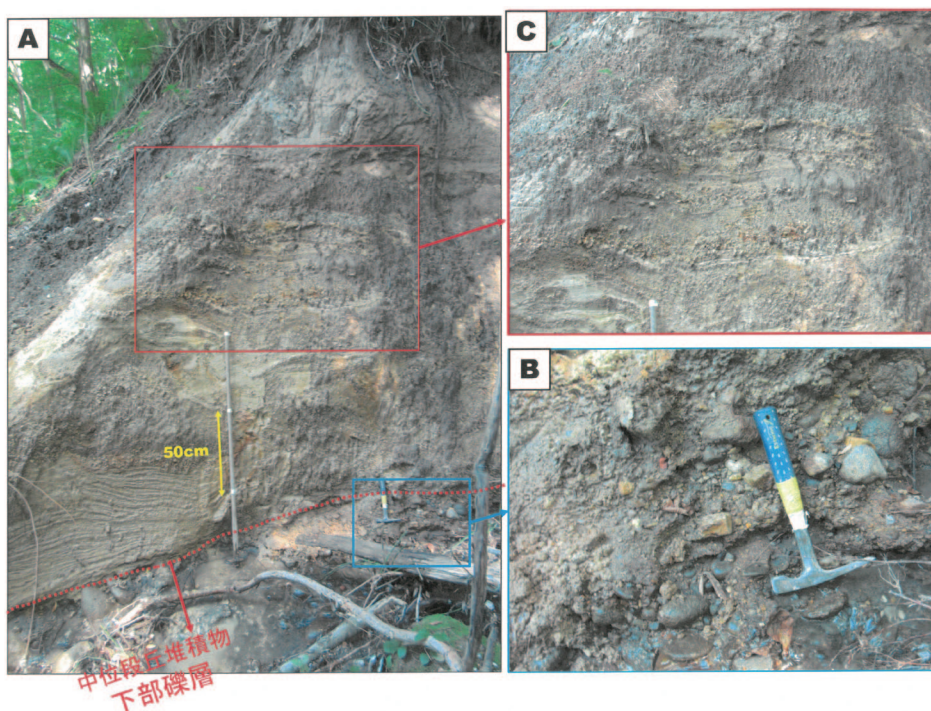
花粉分析

1. 試料採取と分析結果

花粉分析の対象とした部分は、「壮瞥町立香（長流川南西側）の地質調査」の 2 「下立香橋南方～壮瞥橋付近の柱状対比」で述べたように中位段丘堆積物上部の薄板状泥層である。星野（1985）および星野ほか（2018）



第 16 図 中位段丘堆積物上部の粗～極粗粒砂層（Sb3）



第 17 図 中位段丘堆積物上部の粗～極粗粒砂層（St2）

A：St2 露頭下半部（火山灰質薄板状泥と厚薄様々な軽石質砂礫（級化）の不規則互層）、B：中位段丘堆積物下部礫層トップ、C：A 中央部の拡大写真。



第 18 図 中位段丘堆積物上部の薄板状泥層 (St6; 段丘頂部枝沢露頭)

A: 露頭部全容 (B・C・D 写真の撮影部を色枠で示す), B: 降下スコリア層 (級化) 集中部, C: 薄板状泥 (縞状泥) 卓越部, D: スコリア質砂・薄板状泥互層 (砂優勢).

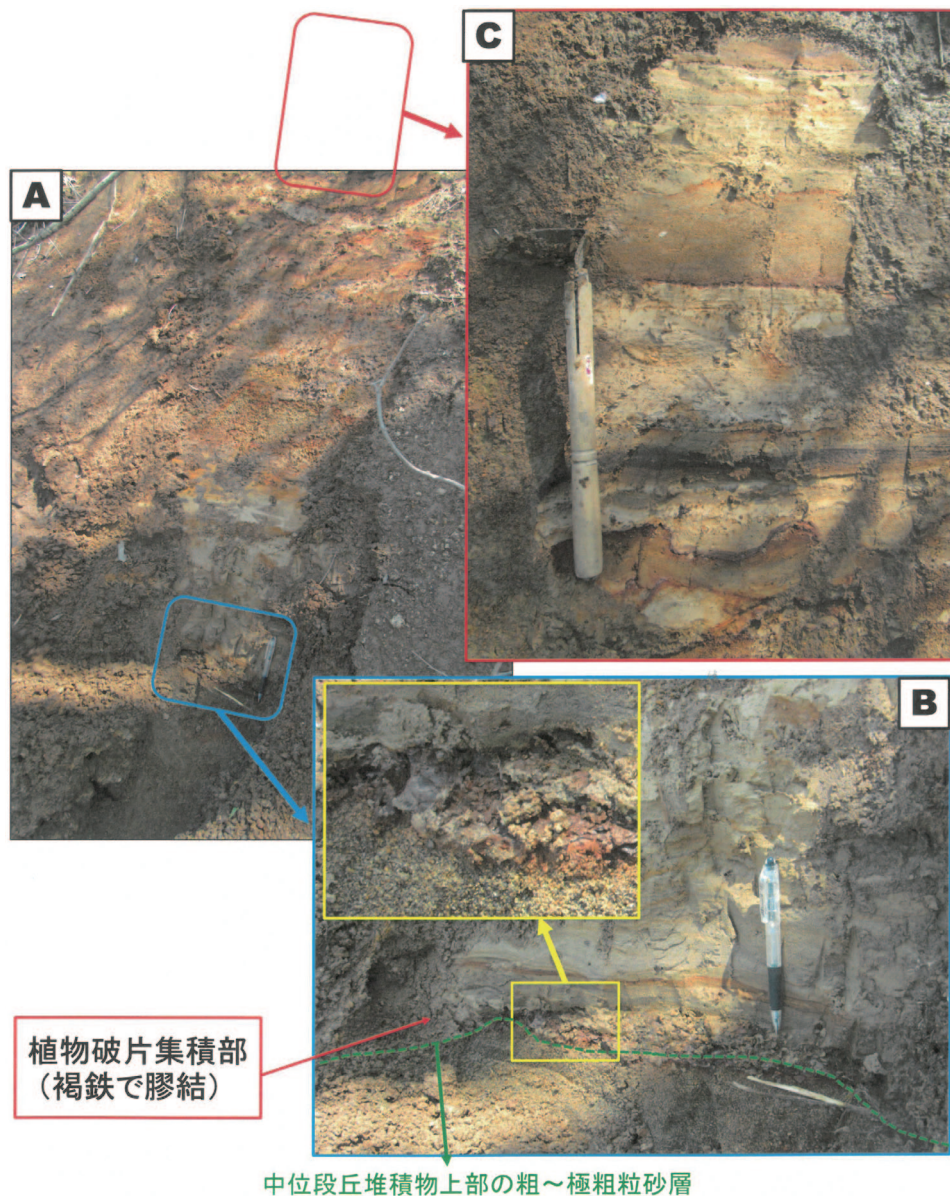
に述べるように、花粉分析の試料は薄板状泥層の全体にわたり 65 個 (上から試料番号 1……65) を採取し、分析を試みた。そのうち、有意な花粉個数が得られたのは試料番号 38～45 の 8 試料および同 50～64 の 15 試料の計 23 試料であり、当該地層の下部の 1/3 の部分 (厚さ 2m 弱の部分) に限定される。分析試料は主に泥質物で一部砂質物も含まれる。花粉分析は星野・木村 (1980) の方法に従い、花粉 (孢子) は樹木などに注目すべき傾向が見いだされることなどから通常より鑑定個数を増やし、試料毎に 250～800 個程度を鑑定対象とした。分析結果は花粉・孢子を米倉 (2012) に基づき、APG 分類体系の順に整理し、一覧表 (第 1 表) および花粉・孢子組成図としてまとめた。主要種類の花粉孢子の組成を第 22 図に、グイマツ遺体を第 23 図に示す。

2. 花粉分帯

分析結果をとりまとめ、下位より So-A～F の 6 花

粉帯の区分が可能となった。全体としてスギ属が一般に 10% 弱含まれるが、最終氷期最寒冷期頃に温暖傾向・古い樹木要素であるスギ属が含まれるのは奇異である。八幡ほか (1989) によれば、長流川の本地域より上流域に分布する前期更新世のレルコマベツ層にはスギ科 (Taxodiaceae) の花粉が高率で含まれており、その地層中のものが洗い出され、混入したと考える。なお、第 22 図に関連して星野ほか (2018) の花粉孢子図では花粉データがないのに「降雨量増加」として So-D を設定していたが、これは適切ではないので、この So-D を排し、その上から順次 So E→So-D, So F→So-E, SoF→So-F に変更した。さらに、星野ほか (2018) の同図では具体的な説明なしで -8°C の線を表示しており、それは削除した。寒暖曲線は現在程度の基準にたいして相対的に表現したものである。

So-A (試料番号 64): 樹木ではカラマツ属 9.6%および



第 19 図 星野ほか (2018) の花粉分析部分に相当する近傍の露頭 (Sb2)

A : 花粉分析相当部の全容, B : 薄板状泥層の最下部 (黄色枠は AMS14C 年代試料と同層準の植物破片集積部), C : A の上位に続く部分

トウヒ属 8.0%, 落葉広葉樹のハンノキ属が 23.1% で, ヨモギ属が 21.0% である。試料採取部ではグイマツ (カラマツ属) とみなされる枝付き球果の遺体も産出しており (第 23 図), その年代は次の「AMS¹⁴C 年代測定」で述べるように 20.6ka 頃である。

So-B (試料番号 55 ~ 63) : 樹木ではトウヒ属が 10% 程度を占めるが, カラマツ属は数 % 以下に減少する。ハンノキ属は So-A に引き続き優勢で 20% 程度である。草本ではカヤツリグサ科が一般に 22% ぐらいで優勢である。

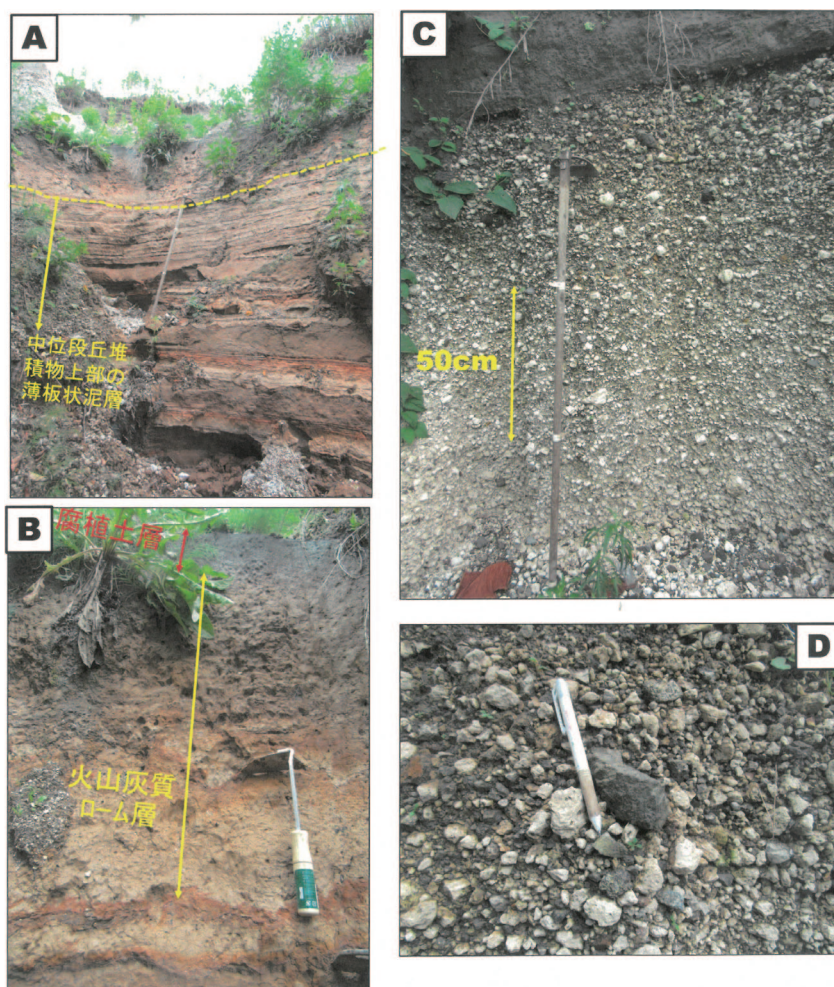
So-C (試料番号 50 ~ 54) : トウヒ属が一般に 20% 以上 (最大 47.9%) 含まれ, カラマツ属・モミ属も 10% 程度, 五葉松型マツ属 10 ~ 20% 程度含み, 典型的な亜寒帯針葉樹林を示す。

So-D (試料番号 44, 45) : 樹木ではトウヒ属など針葉樹は少なく, ハンノキ属が目立ち, カヤツリグサ科・イネ科の草本に寒冷要素のコケスギランが 15% 以上含まれる。

So-E (試料番号 40 ~ 43) : 下位の So-D に比較して, So-C に準じてトウヒ属・カラマツ属など各種の針葉樹が再び拡大し, ハンノキ属は次第に減少する。コケスギランが最大 21.5% 含まれる。

So-F (試料番号 38, 39) : 落葉広葉樹はハンノキ属が 18% あまりを占め, カバノキ属をとともうが, 針葉樹は大きく減少し, 総体として 7% 程度以下である。コケスギランは次第に減少する。

以上まとめると, 全体として亜寒帯針葉樹に特徴付けられる寒冷的な気候を示す。ただし, トウヒ属 (エゾマツ・



第20図 中位段丘堆積物およびUs-b (Sb3)

A：中位段丘堆積物上部薄板状泥層の上位に重なる同 最上部およびUs-b, B：火山灰質ローム層と腐植土層, C・D：Us-b.

アカエゾマツ)を主体に、かなりの増減があり、安定した亜寒帯針葉樹林が維持されたとは言いがたい。なお、この花粉分析の植生は分析対象の堆積物が湖水域で堆積したものであることを考慮すると、堰き止め湖周辺の丘陵～山地の植生を現し、部分的には湖を縁取る低地のそれも反映している。

AMS¹⁴C年代測定

星野ほか(2018)で述べているように、中位段丘堆積物の上部薄板状泥層の下部の花粉分析に関連しては、1980年代に星野は試料番号59の部分から別に採取したグイマツ(*Larix gmelinii*)遺体(球果付き枝)について、1984年に学習院大学木越研究室に委託して¹⁴C年代測定を実施し、15170±730y.BP(Gak-13130)の測定値を得ていた。しかし、¹⁴C年代測定は近年急速に進歩したため、2018年に改めて高精度の加速器質量分析(AMS)法での年代測定を試みることにし、その測定結果については、年代値のみ星野ほか(2018)で示していたが、今回その具体的な資料を提示することにした。測定は試料番号64の部分の同様なグイマツの遺体(第

23図)について、(株)地球科学研究所(Beta Analytic Inc. 日本総代理店)に委託して行った。測定結果は第2表および第24図(暦年換算)に示すように、(95.4%)18895 - 18526 cal. y BC (20844 - 20475 cal. y BP)、(68.2%)18782 - 18603 cal. y BC (20731 - 20552 cal. y BP)であった(星野ほか, 2018)。すなわち、その年代は20.6ka頃で、MIS 2(Ishiwa et. al., 2019)によれば2.9万年前～1.4万年前頃)中の最終氷期最寒冷期の時代である。なお、暦年への較正についてはIntcal 13(Reimer, et. al., 2013)が適用されている。

1984年¹⁴C年代測定の花材試料番号59部分は2018年¹⁴C年代測定の同64部分より約70cm上位に位置する。1984年¹⁴C年代測定の結果15170±730y.BPはβ線計測法によるもので暦年較正は行われていないが、2018年¹⁴C年代測定のそれはAMS法によるものであり、暦年較正では測定年代17150±50 y BPより3,500年程度古くなっている(第24図)。このことを参考にとすると、1984年¹⁴C年代測定結果も、実年代は3,500年程度古く考える必要があるが、70cm上位の測定データであることを考慮するとほぼ調和的であるともいえるが、この値

第1表 花粉・孢子数一覧

試料番号	※ミズゴケ属	※ヒカゲノカズラ科	※コケスギラン属	ゼンマイ属	※単葉溝型 孢子	※モミ属	※カラマツ属	※トウヒ属	※五葉松型	二葉松型	ツガ属	※スギ属	ガマ属	※カヤツリグサ科	※イネ科	カラマツソウ属	アリノトウグサ科	ワレモコウ属	ニレ属	クリ属	ブナ属	※コナラ亜属	ヤチヤナギ属	※クルミ科	※ハシバミ属	シデ属	※カバノキ属	※ハシバミ属	ヤナギ属	アカバナ科	フウロソウ属	カエデ属	イブキトラ属	モウセンゴケ科	ギンギン属	ナデシコ属	アカザ属	ツツジ科	トネリコ属	ミツガシワ属	キク科	※ヨモギ属	タンポポ属	セリ科	数えた総合計			
38	8	2	26	0	24	4	0	21	5	0	0	49	1	145	65	10	0	2	3	0	0	2	0	3	125	61	4	4	5	1	0	4	1	0	0	5	4	6	6	0	23	60	2	2	14	697		
39	6	3	88	1	51	8	21	47	8	1	2	32	0	62	64	2	0	3	0	2	0	1	0	113	52	4	1	2	0	0	1	0	0	1	0	3	2	0	19	16	5	0	14	635				
40	15	9	107	1	49	15	90	72	16	1	1	27	1	56	17	0	0	1	0	0	0	1	0	1	40	30	2	0	2	0	0	1	0	0	1	2	4	0	0	6	12	2	0	0	578			
41	0	7	51	2	7	16	55	91	49	0	4	25	0	26	18	0	0	1	0	0	0	1	0	31	24	3	1	0	0	0	1	0	0	0	2	1	2	1	0	10	2	1	0	0	432			
42	11	13	87	1	78	3	15	36	31	0	0	47	0	156	62	7	0	11	1	0	2	0	1	83	53	3	3	4	0	1	2	1	0	0	4	2	14	1	1	22	42	3	0	16	817			
43	9	2	131	0	39	23	10	71	52	0	3	17	0	93	17	4	0	1	1	0	0	1	0	76	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4	3	2	0	11	4	2	0	4	609			
44	6	3	115	0	34	5	14	43	33	0	2	17	0	117	92	4	0	5	0	2	0	0	0	0	117	41	1	1	1	0	1	0	0	0	2	4	11	3	0	19	25	1	0	8	727			
45	12	3	112	0	0	4	12	36	23	0	2	8	0	173	57	4	0	1	1	1	0	0	0	0	152	45	3	3	4	0	0	0	0	0	9	7	1	0	19	30	1	0	10	733				
46																																												1				
47																																												0				
48																																												0				
49																																												0				
50	23	0	30	0	11	6	54	52	34	0	0	12	0	46	12	3	2	4	0	0	0	2	0	0	1	72	39	1	4	2	1	0	1	2	0	0	2	2	9	2	0	3	39	1	0	1	473	
51	3	2	15	0	22	11	0	82	43	0	3	13	0	17	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	14	6	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	237		
52	2	1	57	0	35	30	25	85	26	0	4	36	0	12	5	0	0	0	1	0	0	1	0	1	48	30	1	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	3	1	0	7	29	1	0	5	452
53	3	3	6	1	15	36	24	162	41	0	6	16	0	8	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	338			
54	5	2	16	0	32	35	21	132	43	0	3	35	0	14	1	0	0	1	0	0	0	0	0	6	17	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	5	0	0	0	378			
55	49	11	20	0	54	8	9	19	45	0	1	40	0	86	17	6	0	2	0	0	0	2	0	0	116	38	7	1	9	0	0	3	0	0	2	2	10	0	0	10	19	1	0	6	593			
56	8	4	10	1	48	11	17	37	14	0	4	42	0	112	21	1	0	0	2	0	2	1	0	0	100	39	5	2	12	0	0	1	0	0	0	1	8	4	0	1	12	1	0	6	527			
57	20	5	21	2	51	8	5	23	9	0	3	30	0	137	19	1	0	2	2	0	1	6	0	4	124	30	15	0	25	0	0	0	0	0	4	1	7	8	0	13	19	0	5	600				
58	11	5	28	1	37	2	2	19	9	0	1	51	0	101	20	2	0	1	4	0	1	10	0	3	120	38	11	9	13	0	0	0	0	0	4	2	5	4	0	12	21	1	0	8	556			
59	0	13	0	1	37	7	6	32	12	0	0	26	1	158	28	3	0	3	2	0	0	2	0	1	132	31	14	1	22	0	0	3	0	0	1	1	3	8	4	0	8	15	0	2	577			
60	1	12	33	2	65	4	2	30	6	0	0	32	0	159	61	5	0	8	4	2	2	14	0	2	110	36	22	5	14	0	0	0	0	10	6	12	3	0	14	18	0	0	7	703				
61	1	0	0	0	60	7	0	36	5	0	120	0	18	10	0	0	0	3	1	2	3	0	3	48	31	9	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	362				
62	9	13	62	4	68	15	17	67	61	0	4	13	0	142	13	3	0	1	3	0	0	4	0	64	28	4	1	10	1	1	2	1	0	0	8	2	4	1	0	4	13	0	0	643				
63	37	21	16	0	47	4	3	42	8	0	2	32	0	116	19	5	0	5	1	2	0	4	0	2	117	37	4	4	16	0	0	0	0	0	2	3	17	0	1	13	19	2	1	10	612			
64	1	0	13	0	14	9	50	42	17	0	0	3	0	34	8	0	0	7	0	1	0	1	0	0	121	25	1	1	6	0	0	1	0	0	1	0	13	6	0	26	110	0	1	11	523			
65																																												0				



第21図 Us-bなど新期火山噴出物(St5)

A: 中位段丘堆積物最上部(火山灰質ローム・腐植土層), B: Us-bとその上位・下位の降下火山灰層, C: Us-b上位の降下火山灰層の集積状況.

は同じ AMS 法によるものではないことから参考値にとどめる.

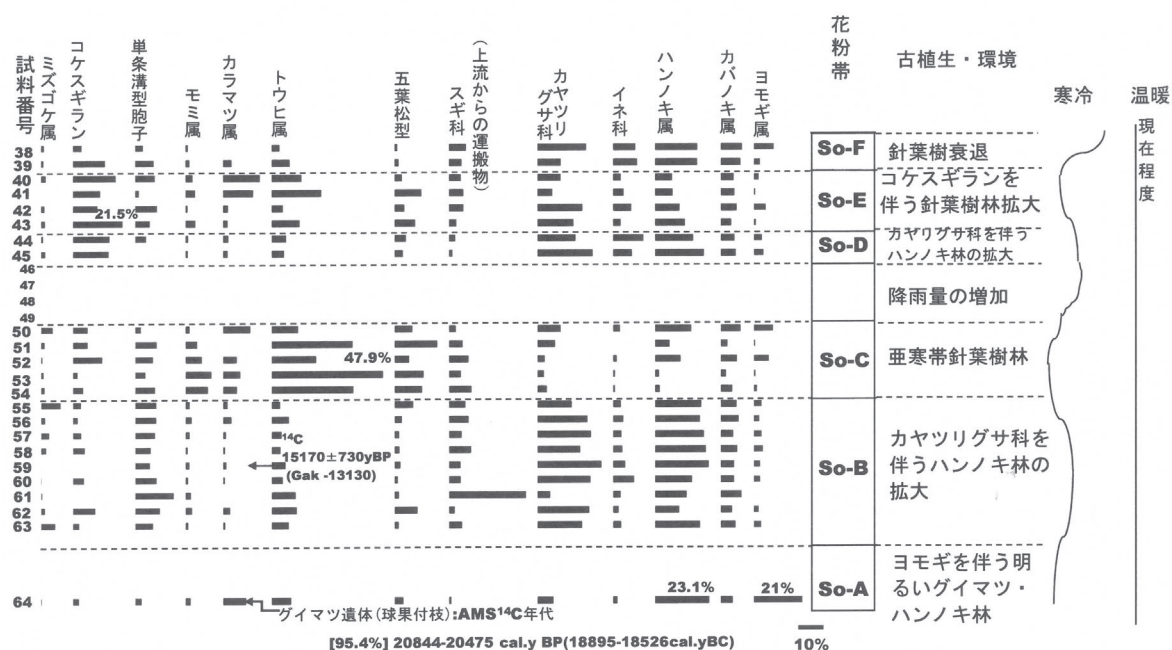
考 察

1. 有珠火山の活動による堰き止めと中位段丘堆積物の形成

中位段丘堆積物は下位より, 礫層(下部)→粗~極粗粒砂層(上部)→薄板状泥層(上部)→火山灰質ローム・腐植土層(最上部)の層序, すなわち堆積物の変遷が認

められる.

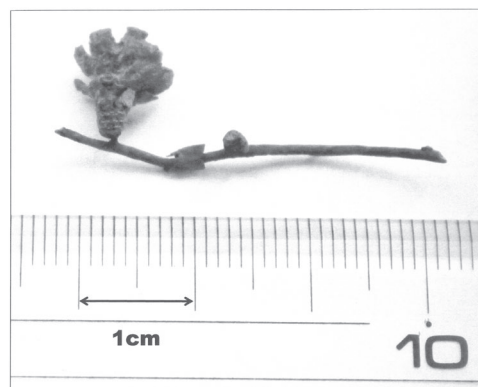
このうち, 礫層(層厚 10m±) は明らかに旧長流川の河道の堆積物である. 中位段丘堆積物の上部の中部付近の試料について AMS¹⁴C 年代測定は約 20.6ka で MIS 2 (Ishiwa et. al., 2019) によれば 2.9 万年前~1.4 万年前頃) に含まれ, 最終氷期最寒冷期 (LGM) の年代である. その前の旧河道堆積物の礫層の時代も上位層との層序関係から最寒冷期に位置付けられるであろう. その頃長流川が注ぐ内浦湾(噴火湾)は, 氷河性海面変動により海



第22図 花粉・胞子組成図 (本文に示した理由により星野ほか, 2018 の図を改変)

面が120m以上低下しており、完全に陸地化していたと思われる。よって、長流川は室蘭―駒ヶ岳間の湾口部に向かう谷地形を成して存在していたと考えられる。

上部の薄板状泥層は薄縞模様が顕著であるが、この泥層は細切れではなく連続性があることから、河谷の河川後背湿地の堆積物ではなく、典型的な“湖成堆積物”とみなされる。このことは、中位段丘堆積物の堆積期間において湖状態が出現したことを意味している。上部層の堆積以前においては河谷であったことから、湖を出現させるためには河谷を塞ぐ何らかの堰き止めが生じなければならない。堰き止めが生じたとすれば薄板状泥層を含む中位段丘堆積物の分布などから、本報告地域の下流の壮瞥町と伊達市の境界部～その下流が想定できる。長流川を塞ぐような出来事として考えられるのは、有珠火山の活動である。有珠山の活動については、曾屋ほか(2007)によれば、その形成は約1～2万年前にさかのぼり、洞爺カルデラの南壁で玄武岩―玄武岩質安山岩の溶岩・スコリアの噴出があり、現在、有珠外輪山溶岩としてとらえられる円錐状の成層火山が形成された。これに付随するように、この火山の北東側では小さなスコリア丘(ドンコロ山)が生じた。その後、7,000～8,000年前に有珠山(成層火山)の山頂部に山体崩壊が生じ、現在の有珠山の原型が形つくられた。山体崩壊物は南麓の噴火湾方向に流下して多数の流れ山が形成された(善光寺岩屑なだれ堆積物)。このように、堰き止めを生じするような活動としては、約1～2万年前の有珠成層火山の形成が考えられるが、その想定される形成時期にはかなりの幅がある。

第23図 AMS¹⁴C年代測定を行ったグイマツ遺体(球果付き枝; 鑑定は矢野牧夫氏)

有珠成層火山の形成については、北海道防災会議(1973)は第I章「有珠山の地形と地質」の中で次のように述べている。外輪山溶岩は洞爺湖温泉街から昭和新山付近にかけての温泉・地熱ボーリングによる確認からその厚さは、洞爺湖温泉南側山際や東丸山北西麓では非常に厚く100～150m、昭和新山南西麓(地熱調査研究井GS-R1)で72m、伊達市大平町の露頭で10m以下であり、有珠山の南と北では著しく非対象である。これは、カルデラ南壁近くで噴出し始めた溶岩が、はじめカルデラの内壁側に向かって大量に流れ、山が成長してから南側へも流下するようになったとして説明される。さらに、ボーリングコアの解析から溶岩の水中への証拠はないことから、当時、湖水面は現在よりもはるかに低かったと思われるとした。以上から考えると、昭和新山付近ではやや薄いとはいえ、70m程度の厚さがあり、長流川の谷にも数10m程度の厚さの溶岩が到達したとしても不

第2表 AMS¹⁴C年代測定結果

beta ID(測定コード)	480247
試料名	H29SOL-C1
試料種	wood
Measured Radiocarbon Age	17150±50BP
Conventional Radiocarbon Age	17120±50BP
暦年代(確率法)	(95.4% probability) 18895 – 18526 cal. BC (20844 – 20475 cal. BP), (68.2% probability) 18782 – 18603 cal. BC (20731 – 20552 cal. BP).
13C(‰)	-26.6
測定方法-納期	AMS-Standard
前処理	acid/alkali/acid

思議ではない。北海道防災会議（1973）は同じく第1章で長流川西岸の丘陵～台地（有珠山東麓）であった地域に溶岩ドームとして形成された昭和新山付近の地質略図と層序図を示している。これらによれば、外輪山溶岩が押し上げられた状態で広く存在するとしている。長流川の堰き止めについてはこの昭和新山に存在する外輪山溶岩が鍵を握っている可能性がある。

有珠成層火山の形成については約1～2万年前と幅のある年代が示されてきたが、次の3で述べるように、藤根ほか（2016）は善光寺岩屑なだれによる流れ山間の小低地に堆積した堆積物のAMS¹⁴C年代測定、花粉分析結果などからより古い年代とした。すなわち、この堆積物は2万年前以降現在までのものであることから、この岩屑なだれが2万年前頃に生じており、有珠成層火山の形成はそれ以前であり、3～2万年前と結論付けた。これも幅のある年代であるが、有珠山の形成時の溶岩が堰き止め湖を生じたのであれば、それは逆に、この幅のある年代を絞り込むことができるであろう。有珠山のような高度の低い比較的小規模の成層火山の形成はかなり短期間に形成されたであろうと考えると、中位段丘堆積物上部の薄板状泥層基底部のAMS¹⁴C年代20.6kaの直前に特定できるであろう。

2. 堰き止め湖の形態と変遷

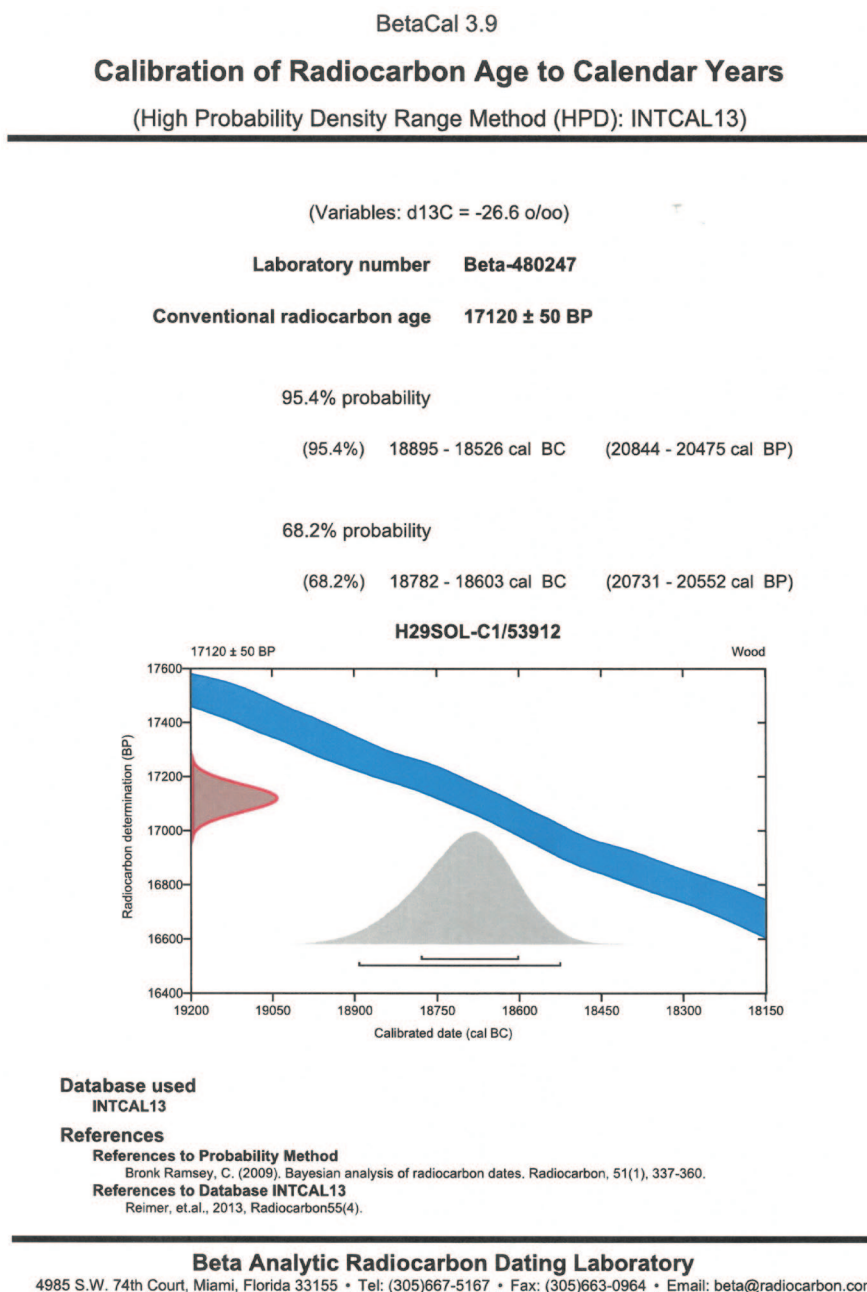
堰き止め湖は関連する中位段丘面・同堆積物およびより低位の低位段丘面などの分布、長流川を中軸とした、現河谷の状況などを考慮して描くと、芋（甘藷）形の分布形態を示していることが分かる。その範囲は第1, 2図に示す「壮瞥平野」の範囲にほぼ一致している。

湖の水深は壮瞥橋の南東側での柱状対比図（第14図）から判断すると次のように、堰き止めの前には河川堆積物である下部礫層が河川氾濫原堆積物として存在していた。よって、その上面が堰き止め湖の湖底となるであろう。湖が堆積物で満杯になり、風成（陸成）の最上部層への移行で湖成層としての堆積が終了したのであれば、

水深は湖成堆積物としての上部層の層厚10m程度が水深を知る目安となるであろう。下流へ向かって、氾濫原面すなわち下部礫層の上面（湖底面）は低下することから、湖水面が一定レベルであることから、水深は次第に深くなるであろう。壮瞥橋南東側では湖底面の標高は地形図と柱状対比図（第14図）の読み取りから、Sb2では河床標高58m+ 下部礫層上面高12m= 標高70mが当時の湖底高、壮瞥橋と下立香橋のほぼ中間のSt1～St3では、現河床標高48m+ 下部礫層上面高8m= 標高56mが当時の湖底高である。想定される堰き止め堤に近い下立香橋の南西側のSt6では、現河床標高41m+ 下部礫層上面高36m= 標高77mが当時の湖底高である。ただし、この下部礫層は角～亜角礫に富み、氾濫原というより、河谷側面からの小扇状地または崖錐の堆積物で、その上面高は北西側に位置していた氾濫原や河道そのものよりは高かったと思われる。逆に言えば、その北西側の氾濫原や河道の示す湖底高はSt6の湖底高（標高77m）よりは低かったと考えられる。湖水面は一定であることから、水深は下流へ向かって増大する。仮に、Sb2での湖底面標高70m+ 上部の厚さ10m= 標高80mが湖面高とすれば、St1～St3では水深は80m – 56m = 24m、St6では24m以上になっていたであろう。

いずれにしても、長流川（河谷）の突如の堰き止めにより、下部（礫層）が示す長流川の河道・河川氾濫原は中断し湖が出現した。湖では、現在のダム湖がそうであるように、上流側では河道が維持され、湖に流入すると、運搬してきた土砂（礫・砂・泥）を湖に三角州～水中扇状地を形成しながら堆積させていくことになる。相対的下位を占める粗～極粗粒砂層がそのような堆積物に該当するであろう。一方、湖の中軸部では周囲からの土砂の影響が少なく、静かに泥質物が堆積し、厳密には、季節変化などのいわゆる年縞を形成しながら堆積が進んだと思われる。ただし、今回の調査では年縞を細かく解析するような観察は行っていない。薄板状泥としたものがまさにそのような堆積物であるが、砂と互層することも多く、かなり、周囲からの粗粒物の流入もあったと思われる。

最上部は下部の火山灰質ロームと上部の腐植土（埋没土壌）で形成されている。これらは風成層であり、離水後、すなわち段丘化した後の堆積物と考えられる。よって、火山灰質ロームの堆積開始前までに湖は消失したと考えられる。この消失については、堰き止め湖が堆積物でほぼ埋め尽くされて生じた可能性が高いが、埋め尽くされる前に、堰き止め堤がある時点で決壊した可能性も考えられる。湖水状態の継続期間については、今のところ年

第 24 図 AMS¹⁴C 年代測定結果の暦年換算

代測定のため植物片、炭質物あるいは有機物などの含有が限られ、薄板状泥層上部での年代測定が行えず、これ以上具体的に論ずることができない。

ところで、第四紀末における長流川の河谷の発達状況を考えると、報告地域付近では長流川北西側にも湖成堆積物は形成されたと考えられるが、現在では認めることができない。これについては、堰き止め湖の終息と同時に川による下刻・側方浸食が復活し、失われてしまったためであろう。

3. 最終氷期最寒冷期の壮瞥付近の植生

報告地域の近傍では伊達市有珠町の最終氷期最寒冷期以降の低地堆積物について、花粉分析を含む調査研究が行なわれている（藤根ほか, 2016）。7,000～8,000 年

前に有珠山善光寺岩屑なだれが発生したとされてきたが（曾屋ほか, 2007 など）、藤根ほか（2016）はその岩屑なだれにより生じた噴火湾岸（伊達市有珠町）の流れ山間の小低地において、岩屑なだれ堆積物に達するまでのボーリングコア（泥炭・ピート質泥・有機質泥）2 本（9m、11m 長）を採取し、含まれる多数の降下火山灰層の分析・同定、花粉分析および珪藻分析により詳細な植生・環境変遷を解明し、それに合わせて 17 点（層準）について AMS¹⁴C 年代測定を行った。花粉分析（27 点・層準）により、下位より花粉帯 I～VII を区分した。これらの花粉帯の特徴から次のような植生・環境変遷を明らかにしている。20～15cal.ka（花粉帯 I）においては、トウヒ属とカラマツ属が優占し、マツ属単維管束亜属などより

なる亜寒帯性針葉樹林が成立していた。15～13cal.ka (花粉帯Ⅱ・Ⅲ)には、気候は回復傾向になり、針葉樹の寒冷要素が減少し、冷温帯要素のカバノキ属が分布を拡大した。13～11cal.kaBP (花粉帯Ⅳ)には、トウヒ属、カラマツ属がやや増加傾向を示し、五十嵐ほか(1993)の“寒の戻り”(ヤングドリラス期)に対応する可能性がある。11cal.ka (花粉帯Ⅴ)になると、再び気候は回復傾向となりトウヒ属、カラマツ属は見られなくなる。カバノキ属を主体とした落葉広葉樹林は徐々に生育域を狭め、代わってコナラ亜属やニレ属—ケヤキ属が増加し、その後のⅥ～Ⅶにおいてはコナラ亜属を主体に温帯性落葉広葉樹林が成立した。藤根らはこのような結果・考察から有珠山善光寺岩屑なだれの堆積物がこの約2万年間の変遷を示すコアの下位を占めるとし、この岩屑なだれが20cal.ka頃に生じたとしている。

噴火湾沿岸の小低地で示される藤根ほか(2016)の花粉分析結果は、後期更新世末の最終氷期最寒冷期～完新世にかけての五十嵐(2010)の明らかにした植生変化とよく類似している。この結果に合わせて本研究の花粉分析結果をとらえると次のようになる。分析部分は中位段丘堆積物上部(ほぼ層厚10m)の中部の2m程度の部分であり、その下限では、(95.4%)18895 - 18526 cal. y BC (20844 - 20475 cal. y BP)の20.6ka頃のAMS¹⁴C年代が明らかになった。花粉帯So-A～Eは全体としてトウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)、カラマツ属を主体に、モミ属、五葉松型マツ属に特徴付けられる亜寒帯針葉樹で寒冷な気候を示すことから、藤根ほか(2016)の花粉帯I(20～15cal.ka)に対応していると言える。

4. 薄板状泥層にはさまれる降下スコリアの噴出源

中位段丘堆積物の上部の薄板状泥層中には10数層の降下スコリア層がはさまれている。厚さは数cmから30cmに達し、全体として南へ向かって厚くなる傾向がある。降下スコリア層の噴出源としては、2万年前頃としては、有珠成層火山とドンコロ山(スコリア丘)が想定できる。

有珠成層火山の噴出物は外輪山溶岩と降下火山灰が主体である。外輪山溶岩は岡崎ほか(2007)によれば、アア溶岩・塊状溶岩から成り、岩質はかんらん石単斜輝石玄武岩～玄武岩質安山岩だが、一部にはかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩も認められる。そして、外輪山期に噴出したテフラは有珠山周辺のローム層中に、層厚数mm～20cm以上、黒色～赤褐色で粒径最大5cm程度为数10枚の降下スコリア、降下火山灰および火砕サージから成るとされる。北海道防災会議(1973)に

よれば、洞爺湖温泉山際、東丸山北西麓での温泉ボーリングのコア解析では、それぞれ地表下6m～151m、16.5m～113.6mを占める外輪山溶岩中には最大8層のスコリア層の出現が明らかにされている。

ドンコロ山の噴出物については、既存文献では具体的な報告は今のところないが、同山は有珠火山の側火山で、成層火山形成と共に出来上がったとされている(曾屋ほか, 2007; 北海道防災会議, 1973)。報告地域における堰き止めが有珠成層火山の完成と同時に生じたとすれば、堰き止め湖に堆積した降下スコリアは成層火山起源とは考え難く、ドンコロ山起源と考えるのが妥当であろう。ただし、ドンコロ山に分布するスコリア層の岩石化学的研究報告はなく、もちろん、中位段丘堆積物中の降下スコリアについてのそのような研究は行われていないので、これ以上は論究できない。

まとめと今後の課題

①北海道胆振地方西部の長流川下流域には“壮瞥平野”と呼ぶべき(甘藷)形の、東—南西に伸びた広がり盆地状部が存在する。この平野の中軸部を長流川(全長50km)が流れ、中位、低位、最低位の3段の段丘面と現河川氾濫原面が確認でき、地質的には下位より柳原層、壮瞥軽石流堆積物、滝の上溶結凝灰岩層、洞爺火砕流堆積物、古期河川堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、最低位段丘堆積物、現河川氾濫原堆積物および新期火山噴出物より構成される。

②中位段丘は長流川の南東側に分布し、その段丘面は現河床からの比高は一般に25～30mであるが、壮瞥川との合流点付近では45mあまりと大きくなる。この中位段丘を構成する中位段丘堆積物は、層厚が一般に20m±であり、下部(礫層)、上部(粗～極粗粒砂層・薄板状泥層)および最上部(火山灰質ローム・腐植土層)に三分できる。下立香橋南方では下部は薄くなり、全体としての層厚は10m弱である。下部は河川成、上部は湖成層、最上部は風成層であり、この一連の層序は河谷(旧長流川)→河谷の堰き止めの発生→堰き止め湖での堆積→堰き止め湖の終息→河谷復活・段丘化(離水)という堆積環境の変遷を反映したものである。

③中位段丘堆積物上部薄板状泥層(湖成堆積物)の堆積環境・年代を明らかにするために花粉分析を行った結果、同層の下部2m弱の部分について、トウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)、カラマツ属を主体に、モミ属、五葉松型マツ属に特徴付けられる亜寒帯針葉樹で寒冷な気候を示すことが明らかとなった。さらに、基底に含まれるグイマツ遺体(球果付き枝)のAMS¹⁴C年代測定を行った

結果は 20.6ka 頃であった。噴火湾沿岸の花粉分析結果（藤根ほか, 2016）に対比した結果, この花粉分析部分の年代は海洋酸素同位体ステージ MIS 2 (2.9 万年前～1.4 万年前頃) のうちの, 2 万年前頃 (最終氷期最寒冷期) 以降の比較的短い期間であると考えられる。

④堰き止めについては, 2 万年前頃の最終氷期最寒冷期に発生した可能性が高い。さらに堰き止め堤の形成場所としては, 薄板状泥層を含む中位段丘堆積物の分布などから, 壮瞥町と伊達市の境界部～その下流に想定できる。長流川を塞ぐような出来事として考えられるのは有珠火山の活動であり, 長流川にも数 10m の厚さの溶岩が堆積し, 塞いだ可能性が考えられる。逆に言えば, この堰き止めの年代から有珠成層火山の形成が 2 万年前頃であることが裏付けられる。

⑤中位段丘堆積物上部薄板状泥層中には降下スコリア層を多数挟む。堰き止め湖が有珠成層火山の完成と共に生じたとすれば, この降下スコリア層の起源としてはドンコロ山起源と考えるのが妥当であるが, 岩石化学的な研究は行われておらず, これ以上は論究できない。

⑥上長和層は伊達市上長和町北東の長流川東岸の伊達市と壮瞥町の行政界付近に分布する地層である。少なくとも本報告の St7 ～ St6 付近 (滝の上溶結凝灰岩層・壮瞥軽石流堆積物が見られる St8 ～ St9 の上流) に分布する部分は, 洞爺軽石流堆積物 (洞爺火砕流堆積物) より新しく, 上長和層の定義からはずれている。そのため, 本報告ではこのような地層を古期河川堆積物として, 上長和層から切り離すことにしたが, 本堆積物の上部には Kt-2 (クッタラ第 2 テフラ) および Nj-Os (中島一長流川テフラ) など 40 ～ 50ka 頃の降下軽石層がはさまれる。

⑦主題となった堰き止めの湖成堆積物を含む中位段丘堆積物については, ^{14}C 年代測定と花粉分析について課題が残った。まず, 下部 (礫層) 中において木材片などが含まれれば, ^{14}C 年代測定により堰き止め前の年代を知る目安となるが, 今のところ適当な試料を見つけることができていない。さらに, 上部層の上半部 (薄板状泥層) については, 花粉分析は全体の厚さ 5 ～ 6m 中の下部 2m 程度しか花粉分析はできなかった。河崖付近の露頭ではなく, 枝沢内の Sb4 のような, 当時の堰き止め湖の湖岸に近い露頭において, 有機物に富む堆積物がないかどうか調査し, 中～上部 3 ～ 4m 部分の試料採取を試みるべきである。このことは ^{14}C 年代測定にも当てはまる。「考察」3「最終氷期最寒冷期の壮瞥付近の植生」で述べたように, 近隣の噴火湾沿岸では, 明らかに亜寒帯性針葉樹林要素が減少していく部分およびその始まりの年代 (15ka 頃) が明確にとらえられており, ここでもその

ような始まりが明確になれば, 薄板状泥層の上限, すなわち湖沼状態が 15ka 頃まで続いたかどうかが明らかになる。

引用文献

- 藤根 久・遠藤邦彦・鈴木正章・吉本充宏・鈴木 茂・中村賢太郎・伊藤 茂・山形秀樹・Lomtadze Zaur・横田影宏・千葉達朗・小杉 康, 2016, 有珠山善光寺岩屑なだれの発生年代の再検討—有珠南麓の過去 2 万年間の環境変遷との関連で—。第四紀研究, **55**, 253-270.
- 鴈澤好博・白井理沙・田中 瞳・東 剛, 2007, SAR 法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネッセンス年代測定。地質学雑誌, **113**, 470-448.
- Goto, Y., Suzuki, K., Takahashi, S., Yamaguchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., and Tomiya, A., 2018, Stratigraphy and lithofacies of the Toya Ignimbrite in Southwestern Hokkaido, Japan: insights into the caldera-forming eruption at Toya Caldera. *Journal of Geography* (Chigaku Zasshi), **127**, 191-227.
- 広田知保・和田信彦・横山英二・菅 和哉, 1986, 北海道水理地質図 12 号「伊達・八雲」(1:100,000) および同説明書。北海道立地下資源調査所, 90p.
- 北海道防災会議, 1973, 北海道における火山に関する研究報告書第 3 編「有珠山」火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策。254p.
- 胆振団体研究会, 1990, クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフロクロロジー—。地球科学, **44**, 95-112.
- 五十嵐八枝子, 2010, 北海道とサハリンにおける植生と気候の変遷史—花粉から植物の興亡と移動の歴史を探る—。第四紀研究, **49**, 241-253.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦, 1993, 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史。第四紀研究, **32**, 89-105.
- Ishiwa T., Yokoyama Y., Okuno J., Obrochta S., Uehara K., Ikehara M. and Miyairi Y., 2019, A sea-level plateau preceding the Marine Isotope Stage 2 minima revealed by Australian sediments. *Scientific Reports*, **9**:6449, 1-8.
- 星野フサ, 1985, 北海道長流川左岸に分布する湖成堆積物の花粉分析。日本第四紀学会講演要旨集, **15**, 132-133.
- 星野フサ, 2003, 洞爺湖東方の長流川左岸にみられた泥炭質堆積物の花粉分析—スギ消滅の背景—。北方山草, **20**.
- 星野フサ・木村方一, 1980, 花粉分析法—花粉化石からどのようなことがわかるか—。北海道 5 万年史 (郷土と科学編集委員会), 115-137.
- 星野フサ・大室道夫, 1984, 北海道長流川左岸に分布する湖

- 成堆積物の花粉分析 (予報). 日本第四紀学会講演要旨集, 14, 59-60.
- 星野フサ・横山 光・岡本 研・佐藤広行, 2018, 北海道長流川左岸に分布する縞状堆積物の花粉分析 —2 万年前にマンモスゾウがおそらく見たであろう景色—. 平成 30 年度日本地質学会北海道支部例会講演要旨集, 5-6.
- 森泉美穂子, 1998, クッタラ火山群の火山発達史. 火山, **43**, 95-111.
- 中村有吾・平川一臣, 2002, 有珠山 1663 年噴火と有珠 b テフラに関する新知見. 歴史地震, **18**, 123-126.
- 中村有吾・松本亜希子・中川光弘, 2005, 噴出物から推定した有珠山 1663 年噴火の推移. 地学雑誌, **114**, 549-560.
- 太田良平, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「虻田」および同説明書. 地質調査所, 84p.
- 岡崎紀俊・大津 直・廣瀬 亘・石丸 聡・田村 慎・川上源太郎・田近 淳・高橋浩晃・橋本武志・茂木 透・笠原 稔, 2007, 有珠山の地殻変動予測に関する研究. 北海道立地質研究所調査研究報告, **36**, 162p.
- Ramsey. C.B., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbons, **51**, 337-360.
- Reimer, P.J, Bard. E., Bayliss. A., Beck. J.W., Blackwell. P.G., Bronk Ramsey. C., Buck. C.E., Cheng. H., Edwards. R.L., Friedrich. M., Grootes. P.M., Guilderson. T.P., Hafflidason. H., Hajdas. I., Hatté. C., Heaton. T.J., Hoffmann. D.L, Hogg. A.G., Hughen. K.A., Kaiser. K.F., Kromer. B., Manning. S.W., Niu. M., Reimer. R.W., Richards. D.A., Scott. E.M, Southon. J.R., Staff. R.A., Turney. C.S.M. and van der Plicht. J., 2013, Intcal 13 and marine 13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbons, **55**, 1869-1887.
- 佐藤博之, 1967, 昭和新山地熱調査研究井 GS-R I のコアについて. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, **18**, 24-27.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子・東宮昭彦, 2007, 有珠火山地質図第 2 版 (1:25,000). 独立行政法人産業総合研究所地質調査総合センター, 火山地質図 2.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子, 1981, 有珠火山地質図 (1:25,000). 地質調査所, 火山地質図 2.
- 鈴木 守・松井公平・東 三郎・大場与志男, 1970, 北海道有珠郡伊達町の地質 (1:25,000 地質図付). 伊達町, 69p.
- 高島 勲・山崎哲良・中田英二・湯川公靖, 1992, 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. 岩鉱, **87**, 197-206.
- 和田信彦, 1990, 畑作振興深層地下水調査「壮瞥町滝之町地区」. 北海道平成元年度畑作振興深層地下水調査報告書, 12-24.
- 和田信彦・八幡正弘・大島弘光・横山英二・鈴木豊重, 1988, 西胆振地域の地質と地熱資源. 地下資源調査所調査研究報告, **19**, 93p.
- 八幡正弘, 1987, カルデラの基盤構造について—洞爺カルデラを例にして—. 総合研究「後期中生代～現世における陥没の形態とその発生機構に関する総合研究」(代表: 藤田至則), 2, 89-97.
- 八幡正弘・五十嵐八枝子・Gautam P・和田信彦, 1989, 西北海道洞爺湖東方の鮮新—更新統について—堆積層・花粉層序・古地磁気層序—. 地球科学, **43**, 261-276.
- 横山 光, 2016, 有珠山麓の壮瞥盆地を形成した堰き止め湖の存在～市民と始めた調査活動と今後の展望～. 地学教育と科学運動, **76**, 7-12.
- 横山 光・星野フサ, 2015, 「壮瞥穴 (そうべつあな)」の謎 (花綵通信). 地学教育と科学運動, **74**, 80-81.
- 米倉浩司, 2012, 日本維管束植物目録 (邑田 仁監修). 北隆館, 東京, 379p.

Abstract

There is the middle terrace whose surface is 25 to 45 meters in height from riverbed, southwest of Soubetsu town area in the Osaru valley, western Iburi in Hokkaido. The deposits of middle terrace, 20±meters in thickness, consists of lower, upper and uppermost parts. The lower part constitutes gravel layer which indicates river channel and flood plain. The upper part consists of coarse sandy facies and thin-layered mud facies. The former part indicates submarine fan or delta and the latter part indicates lake. The uppermost part consists of volcanic ashy loam bed and humus soil bed. The succession as shown above express the process from start of lake to end of it, after the stage of river valley. The authors conducted AMS ^{14}C -dating and pollen analysis for the thin-layered mud facies of the upper part and obtained the measurement age of 20.6ka and the results of cold climate shown by sub arctic coniferous forest mainly. Those results reveal that the damming of Osaru river related to the formation of Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial Period.