

# 札幌市南区小金湯豊平川のクジラ化石産出箇所の地質と年代

岡 孝雄<sup>1)</sup>・加藤孝幸<sup>1)</sup>・大平寛人<sup>2)</sup>・秋葉文雄<sup>3)</sup>

Geology and geologic age of the whale fossil locality of Toyohira River in  
Koganeyu, Minami-ku, Sapporo City, Hokkaido

*Takao Oka<sup>1)</sup>, Takayuki Katoh<sup>1)</sup>, Hiroto Ohira<sup>2)</sup>, Fumio Akiba<sup>3)</sup>*

2025年9月10日受付

2026年3月13日受理

1) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条  
西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., N39W3, Kita-ku, Sapporo 001-0039,  
Japan

2) 島根大学総合理工学部 〒690-8504 島根県松江市西川津町  
1060

Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering of Shimane  
University, 1060, Nisikawatsu-chou, Matsue, Shimane 690-  
8504, Japan

3) 有限会社珪藻ミニラボ 〒357-0023 埼玉県飯能市大字岩沢  
632-12

Diatom Minilab, Ltd., 632-12, Iwasawa, Hanno, Saitama 357-  
0023, Japan

Corresponding author: T. Oka, okatakao.otaru@nifty.com

**Keywords:** Whale fossil, Fission-track (FT) dating, Diatom analysis,  
Toyohira River, Koganeyu-onsen, Sapporo Museum Activities  
Center

## はじめに

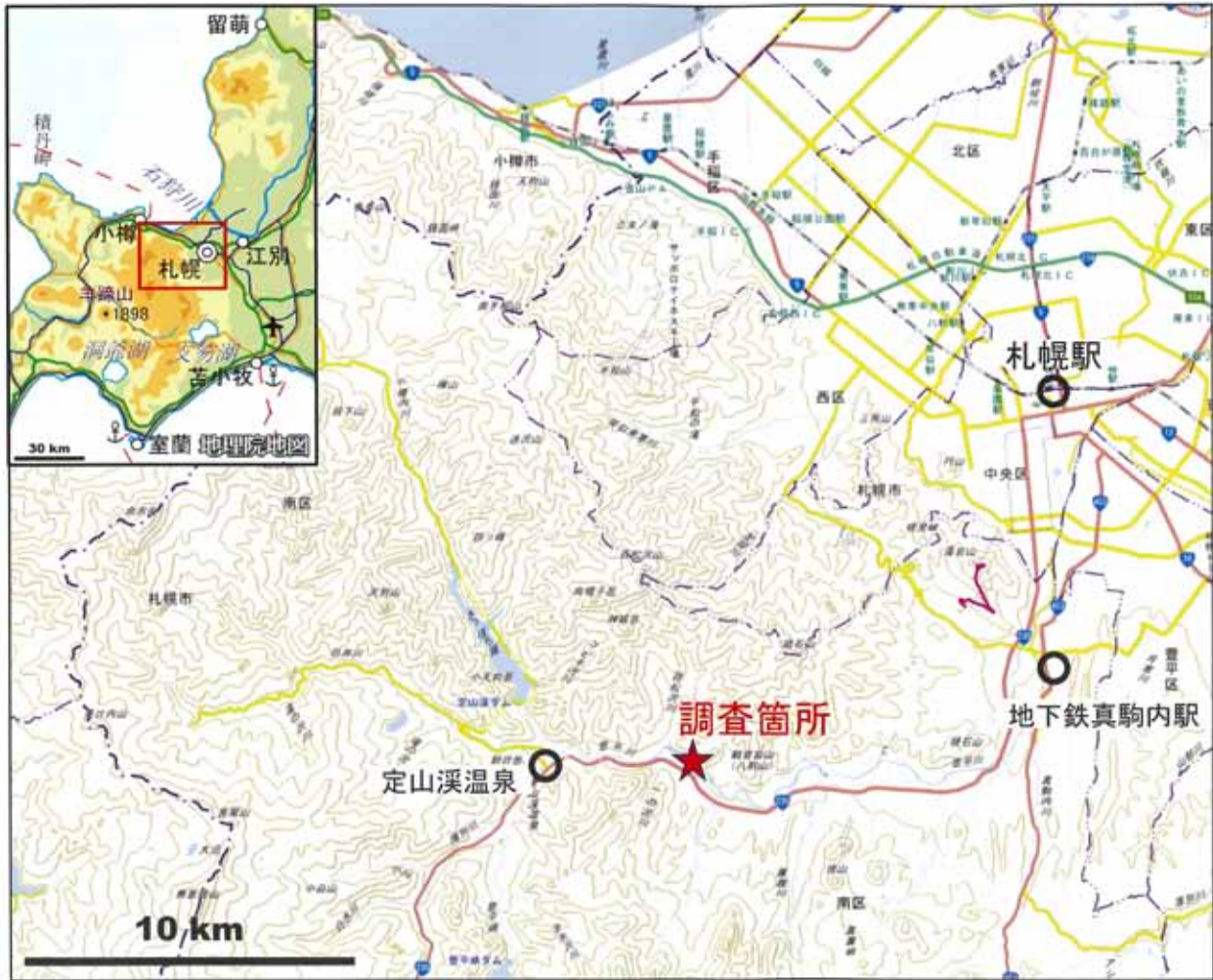
札幌市南区小金湯の豊平川河床でサッポロカイギュウ化石が発見され、発掘が行われたのは2003年である。その後、2004年から2007年にかけてそれに関する大型動物化石総合調査が札幌市博物館活動センターの所管で札幌市大型動物化石総合調査検討会を組織して進められ、報告書が取りまとめられた(札幌市博物館活動センター編, 2007; 岡ほか, 2019)。その取り組みの終了後まもなく、2008年10月にサッポロカイギュウ化石産出箇所から約500m上流の小金湯温泉下の河床で今度は

## 要旨

2008年10月に森和久氏により札幌市南区の豊平川において、サッポロカイギュウ化石産出箇所から約500m上流の小金湯温泉下の河床でクジラ化石が発見され、札幌市博物館活動センターにより2008年から2012年まで5年をかけて発掘が行われ、クリーニング作業により、セミクジラのほぼ全身の骨格であることが判明した。同センターの依頼によりクジラ化石の産出層について地質調査を行った結果、産出層は後期中新世の砥山層で、半深海堆積物であることが明らかになった。詳細な地質年代については、クジラ化石産出の石灰質ノジュール層の直下の火山灰質砂岩から得られたジルコン試料についてFT年代測定を行うと、 $9.0 \pm 0.4\text{Ma}$ の値が得られ、クジラ化石の年代はほぼ900万年前であることが示された。

クジラ化石が発見され、同年から2012年まで5年をかけて発掘が行われ、尻尾と頭の先端を欠くものの、ほぼ全身のクジラ化石であることが明らかになった(古沢, 2009; 2010; 2017)。このクジラ化石は、札幌市自然史博物館計画において、サッポロカイギュウに次ぐ大型化石展示物として期待されており(札幌市博物館基本計画)、今後の準備を進めるにあたり産出箇所(地層)の堆積環境や年代を正確に決めることが課題となっていた。

本業務は上記の経緯に関連して、札幌市からの発注に基づき小金湯温泉下の豊平川河床のクジラ化石産出箇所(第1図)において、地質調査・試料採取、フィッシュ



第1図 調査箇所(クジラ化石産出箇所)の位置. 詳細位置図の範囲を左上に赤枠で示す.

ントラック (FT) 年代測定, 微化石分析 (珪藻・放射虫) を実施した. なお, 放射虫化石については珪藻化石試料と同様な石灰質ノジュール試料を分割したもの (KG-R1 ~ R10) について, 薬品処理を行い, 珪藻や放射虫が認められた5試料 (R2, 5, 7~9) について観察が行われたが, いずれの試料でも, 得られた放射虫は少量で, かつ断片化したものが多く, 化石帯の指標となるようなものを欠いており, 年代決定には有効ではなかったため, 本論文では説明を省略した. 地質調査・試料採取は岡・加藤など, FT年代測定は大平, 珪藻分析は秋葉が担当し, 総合的な取りまとめと報告文の作成は岡が行った. なお, 当該クジラ化石については取り出し・クリーニング作業と観察・記載が行なわれ復元された (第2図). その後, Tanaka et al. (2025) により論文化が進められ, セミクジラ (ヒゲクジラ類) の学名 “*Megabalaena sapporoensis*” 新属新種として報告されている.

本調査を進めるにあたり, 札幌市博物館活動センターにおいて当該クジラ化石の発掘業務を推進された故 古

沢 仁博士には適切なご指示・指導を頂いた. 同センターにおいて, 同博士の逝去後, この発掘の研究業務を引き継がれた学芸員田中嘉寛博士には取りまとめ・論文化にあたりご理解とご便宜をいただいた. アースサイエンス株式会社の菅原 誠・飯田友章・田中真二の3氏にはクジラ化石発掘地点での試料採取にご協力いただいた. 新潟大学理学部植田勇人准教授には放射虫化石について検討をいただいた. 北海道総合地質学研究センター理事宮坂省吾氏には丁寧な査読をいただいた. 記して, これらの方々に感謝の意を表します.

## 調査箇所をとりまく地質概要

### 1. 豊平川上流域の地質概要

調査箇所付近とそれを取り巻く地域の地質については, サッポロカイギュウ化石関連総合調査報告書 (札幌市博物館活動センター編, 2007) および岡ほか (2019) に詳細な取りまとめが行われている. それらによれば, 地質分布と地質構造概略は第3図, 地層の層序は第4図のようにまとめられる.



第2図 小金湯産クジラ化石復元骨格（作製・写真：株式会社ウェザーコック，2024年1月20日～2月15日 日本生命札幌ビル1階ロビー展示）

豊平川上流域の地質構造は、南北方向が基本となっており、中央部に定山溪石英斑岩体、東部に常盤背斜－硬石山岩体という隆起体が存在する。定山溪石英斑岩体の西側は主に定山溪層群の分布域であり、先第三系も部分的に顔を出し、地熱資源賦存域となっている。定山溪斑岩体と常盤背斜－硬石山岩体にはさまれる範囲は主に砥山層の分布域で、豊平川付近は砥山波状褶曲域となっており、クジラ化石産出箇所（小金湯温泉下）もその範囲に含まれる。その南部は札幌岳－空沼岳ベースンで西野層が分布している。全域的に火山貫入岩体が多数存在し、岩峰地形を形作っている。

地質構成は、下位より、先第三系（薄別層）、新第三系および第四系である。

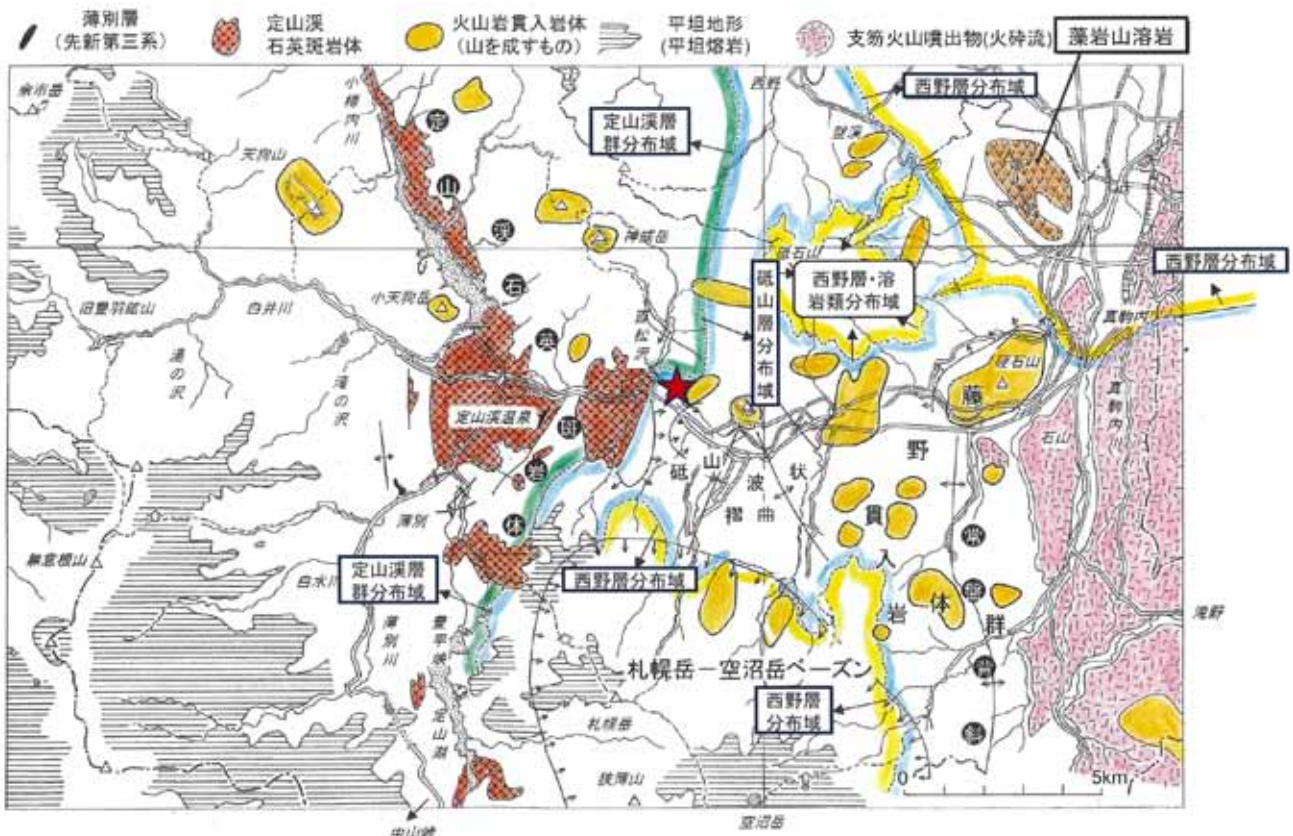
## (1) 先第三系

先第三系の薄別層は豊平川支流の薄別橋付近などでわずかに分布するが、硬質の黒～灰色の砂岩・泥岩互層であり、北海道西南部の第三系下に基盤をなして広く分布する1億年前頃の島弧－海溝系の付加体で、前弧海盆堆積物に由来するものと考えられている。

## (2) 新第三系

新第三系は、定山溪層群（一部古第三紀の年代のものを含む）、砥山層および西野層で構成される。その他、周辺を取り巻く山地脊梁部には溶岩類が分布し、多くの火山岩貫入岩体が存在する。

定山溪層群（土居，1953の地質図幅「定山溪」）は従来の地層区分（名称）・対比に様々な混乱があったので、岩相区分のみとし、下位より「帯緑色火砕岩層」、「帯緑色火砕岩・泥岩層」、「ハイアロクラスタイト層」に区分した。定山溪石英斑岩体の周辺から主にその西側の定山溪温泉－豊羽鉦山地域に分布し、年代は1,000万年前頃以前で、中期中新世～前期中新世後半頃と見なされる。なお、従来の定山溪層群の一部にはFT年代測定（ $23.9 \pm 0.9\text{Ma}$ ）により、古第三紀漸新世最末期から前期中新世初期に位置付けられる小柳沢層が報告されている（沢井・鴈澤，1992）。当該層を定山溪層群に含めるべきかどうかについて問題があるが、便宜的措置として同層群



第3図 豊平川上流域の地質・地質構造概略図（札幌市博物館活動センター編，2007より引用・加筆）。赤星：調査箇所

に含めて扱う。

砥山層はサッポロカイギュウ化石および今回のクジラ化石の包含層(泥岩)であり、岡ほか(1991)が札幌市西区西野地域で小樽内川層としたものである。定山溪地域広域調査報告(通商産業省資源エネルギー庁, 1974)の「砥山層群」にほぼ相当する。定山溪石英斑岩体の西側に分布し、豊平川沿いに多くのルートで地質(岩相)を詳細に調査した結果、累層に細分できないと判断し、層群としては扱わないとした。なお、「小樽内川層」は地質図幅「銭函」(杉本, 1953)により提唱された地層名であるが、模式地の小樽内川地域では火山岩類・火山砕屑岩類を主体としており、ほとんど泥岩より構成される豊平川流域の「小樽内川層」にその名称を適用するのは妥当ではないと判断された。年代は1,000万年前～550万年前頃でほぼ後期中新世と見なされる。

西野層は豊平川沿いの南区藻岩下～藻南公園および豊平区中の島付近などの月寒丘陵の北東部と札幌岳～空沼岳付近(札幌岳～空沼岳ベースン)に分布する。年代は550万年前頃～250万年前頃でほぼ新第三紀鮮新世とされるが、豊平川沿いのものは西野層の最下部である。砂質泥岩～細粒砂岩および火山砕屑岩(水中火砕流・ハイアロクラスタイト・溶岩類)および火山性礫岩(海底土石流)などより構成される。

余市岳, 無意根山, 札幌岳, 空沼岳, 手稲山など周辺を取り巻く山地脊梁部の溶岩類は緩傾斜の平坦地形を示すことから平坦溶岩と呼ばれることがあるが、その形成年代は後期中新世～第四紀初頭と幅がある。

豊平川上流域のほぼ中軸部を南北に貫くように定山溪石英斑岩体が分布するが、これはいわゆる第三紀花崗岩で、過去における地下深部の大きなマグマだまりの一部が地表に顔を出したものと考えられ、特に周囲を取り巻くように分布するハイアロクラスタイト層(噴出岩相; 定山溪層群)と密接な関係があると考えられる。

その他に豊平川流域には八剣山など岩峰状地形を示す700万年～500万年前後の年代の火山貫入岩体群が多数存在する。藤野貫入岩体, 硬石山など500万年前後の年代を示すものは、西野層の火山噴出物と密接な関係があると考えられる。

**(3) 第四系**

豊平川流域では主に野幌層群, 支笏火山噴出物, 段丘堆積物群および現河川氾濫原堆積物が分布する。野幌層群は月寒丘陵北部(月寒台地)に分布する。段丘堆積物群のうち高位のものは支笏火山噴出物以前に形成されたもので、藤野のオカパルシ川および穴の川のそれぞれ下流部では、同火山噴出物の下位に顔をのぞかせてお



第4図 豊平川上流域の総合柱状図(札幌市博物館活動センター編, 2007より引用・加筆)。凡例は第11図に準じる。

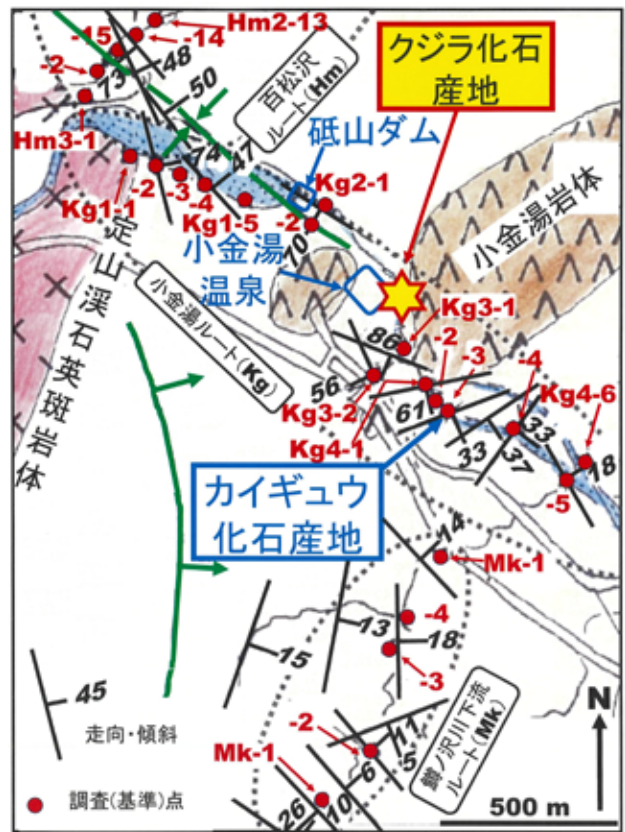
り、その東～北東では真駒内川に沿って地下(ボーリング孔)で同噴出物の下位に存在するのが確認できる。中位段丘面はいわゆる平岸面に相当し、主に豊平川(石山より上流)南岸側および同(真駒内より下流)東岸側に広く分布する。段丘堆積物は厚さ5m前後で礫層主体である。

**2. 小金湯付近の地質概要**

小金湯付近の地質概要は札幌市博物館活動センター編(2007)の小金湯および百松沢付近の地質概略図(第5図), その小金湯付近拡大図(第6図)および小金湯とその周辺地域の新第三系ルート柱状図集(第7図)に



第5図 小金湯および百松沢付近の地質概略図と調査箇所の位置(札幌市博物館活動センター編, 2007より引用・加筆)



第6図 黄金湯付近(小金湯ルート;Kg)の地質概略図(第5図の一部の拡大, 加筆). 小赤丸はルート柱状図作成の基準となる地点群でルートは4つのサブルートからなる.

示される. なお, この柱状図集の内, 小金湯温泉下のKg3の部分については本調査箇所該当し以下の記述の中で説明を修正する.

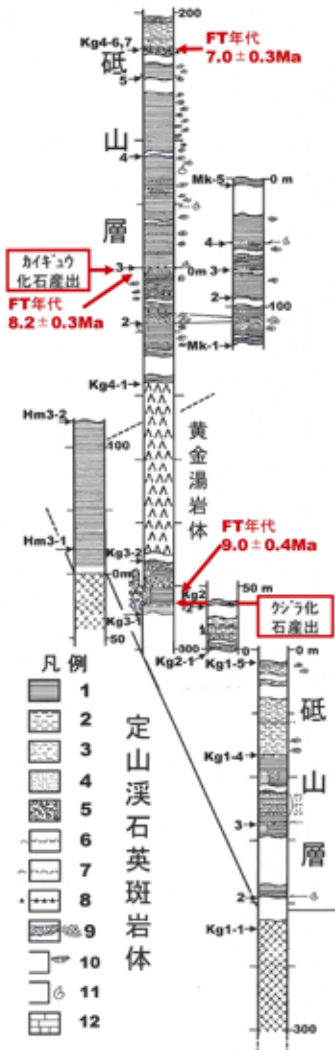
地質構造的には定山溪石英斑岩体の東ブロックとその東側の半ドーム状構造(南北の伸張), 盤の沢川沿いの向斜構造(北北東-南南西の軸), 百松沢の対をなす向斜・背斜(北西-南東の軸)および八剣山岩体・小金湯岩体などの火山岩貫入岩体が存在し, 複雑な構造形態が生じている(第5図). そのため, 小金湯付近では, 第5図および第6図に示すように層序を一連のルートでとらえることが困難で, 以下のように豊平川上流から砥山ダム南岸(Kg1), ダム堤下流河床露頭(Kg2), 小金湯温泉下河床(Kg3;本調査箇所), 小金湯岩体東端-砥山栄橋-八剣山下(Kg4)の4つのルートの集合体としてとらえることができる.

砥山ダム南岸(Kg1)では層厚約200mの泥岩主体層で, 火山性タービダイト砂岩薄層をはさむ泥~砂質泥岩である. 下半部は細かい板状層理が顕著で, フローユニット5m以下の厚さの水中軽石流の火砕岩を頻繁にはさむ. 北東へ50°弱の傾斜であるが, 西へ向かい次第に急傾斜となり走向が南北方向に近くなり, 西側では石英斑岩体に断層関係で接している.

ダム堤下流河床露頭(Kg2)では粗粒タービダイト(海底チャンネル堆積物)を含む層厚25mの急立層が露出するが, それは南西上位であり, Kg1とは向斜軸部をはさみ反対翼側になる. このような, 急立した向斜構造(北西-南東の軸)は百松沢口へ続いている. Kg1の泥岩主体層は百松沢口の北東翼側の砥山層最下部砂質泥岩に対応しており, その下位は定山溪層群ハイアロクラスタイト層が占める.

小金湯温泉付近では小金湯岩体(安山岩)とその西側に近接して小岩体があり, それらの間の部分, すなわち同温泉下の河床(Kg3;クジラ化石産出地)では, ほぼ北東-南西の走向で南西側上位の急傾斜~逆転層(厚さ29m+)が存在するが, 主に泥岩・砂岩および両者の互層, 火山性不淘汰礫岩より構成され, それらを切るように厚い不淘汰礫岩層(海底土石流堆積物)が存在している. 砂岩の級化方向(西~南西)や岩相からKg2とほぼ同層準と見なされる.

小金湯岩体~八剣山下ルート(Kg4)では, 同岩体付近で貫入の影響で地層が南南東に60°程度傾斜するが, 下流へ向かうに従い傾斜方向は南東, 東北東へと変化し, 傾斜も35°±, 17°±, 10~5°と次第に緩くなり, 全体



第7図 小金湯とその周辺地域の新第三系ルート柱状図集 (第5図に対応；札幌市博物館活動センター編，2007より引用の図を加筆・修正)。Hm, Kg, Mkは第5・6図に対応。1：板状層理の泥質岩（“硬質頁岩”），2：泥岩，3：砂質泥岩，4：砂岩（主に極細～細粒），5：不淘汰礫岩，6：火山灰層（火山ガラス質）および火山灰質，7：軽石質火山灰および軽石質，8：スコリア質火山灰およびスコリア質，9：スランプ褶曲，10：石灰質ノジュール，11：含貝化石，12：互層。

として300 m弱の層厚である。起点 (Kg4-1) より90 m上位のカイギュウ化石産出層準 (Kg4-3) までの部分はタービダイト砂岩（スコリア・軽石まじり）・火山灰薄層を所々にはさむ泥岩主体で，中部には10 mの厚さのスランプ褶曲層を伴っている (Kg4-2)。カイギュウ化石産出層準ではスコリアまじりのタービダイト砂岩（中～粗粒）で直上に貝化石散点・生物攪乱砂質泥岩をともなうが，同層準より170 m上位 (Kg4-6) に泥岩偽礫・ブロックを含む土流と思われる火山性角礫岩層（厚さ2 m前後）が挟まれ，この間は下位に類似する泥岩であるが，石灰質ノジュールに富み，所々で貝化石を



第8図 小金湯温泉付近の地形図と調査箇所（赤枠）。地理院地図を加筆・修正

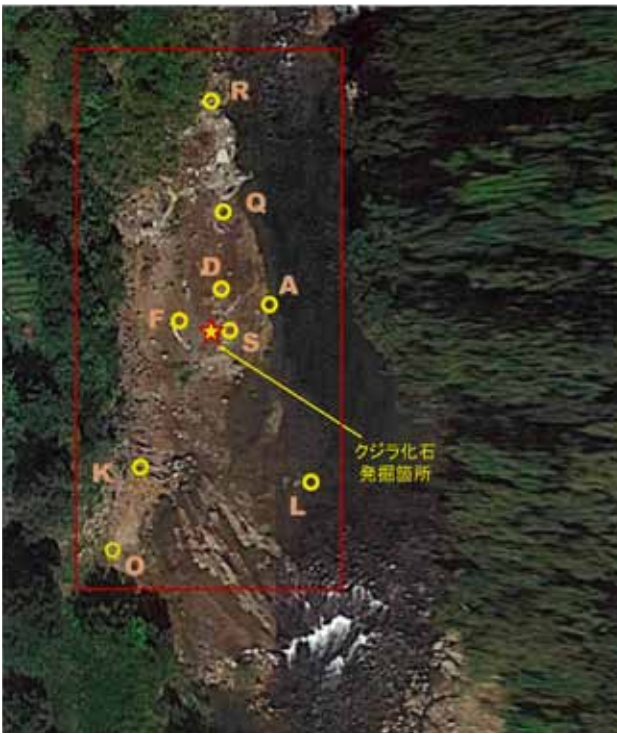
散点状に含むのが特徴である。火山性角礫岩層より上位は30 mほどの層厚部が観察できるが，砂質泥岩～泥質極細粒砂岩主体で，所により砂岩・泥岩互層で，砂岩は黒灰色スコリア質となっている場合が多い。同じく同角礫岩層の10数m上位 (Kg4-7) には生痕帯が認められる。カイギュウ化石産出層準 (Kg4-3) について，泥岩中の軽石質の部分の試料に含まれるジルコンについて  $8.2 \pm 0.3$  Ma，生痕帯 (Kg4-7) について厚さ数 cm の灰白色細粒凝灰岩中のジルコンについて  $7.0 \pm 0.3$  Ma の FT年代が報告されている（札幌市博物館活動センター編，2007）。

## 地質調査と試料採取

### 1. 概要

クジラ化石発掘関連の調査箇所は小金湯温泉（湯本黄金湯）建物の下流100～170 mの豊平川の西岸側河床に位置し（第8図），東西約30 m×南北約70 mの広がりがある（第8，9図）。

調査にあたっては，2つの主要ルート（A-K, L-O）および補助的小ルート（D-R, D-S）を設定し，50 m長のスチール製巻き尺を用いて，位置を確認しながら，地層の走向・傾斜を測定し，地層観察・柱状図作成・写真撮影を進めた（第10図，第11図）。A-Kルートは全長33.5 mで，A地点を起点としてB, C, D, E, F, G, H, I, J地点を，L-Oルートについては，全長30 mで，L地点を起点としてM, N地点を設定し，



第9図 調査箇所付近の空中写真(2018年9月グーグルアース)。赤枠は第8図の赤枠および第10図の範囲に対応。

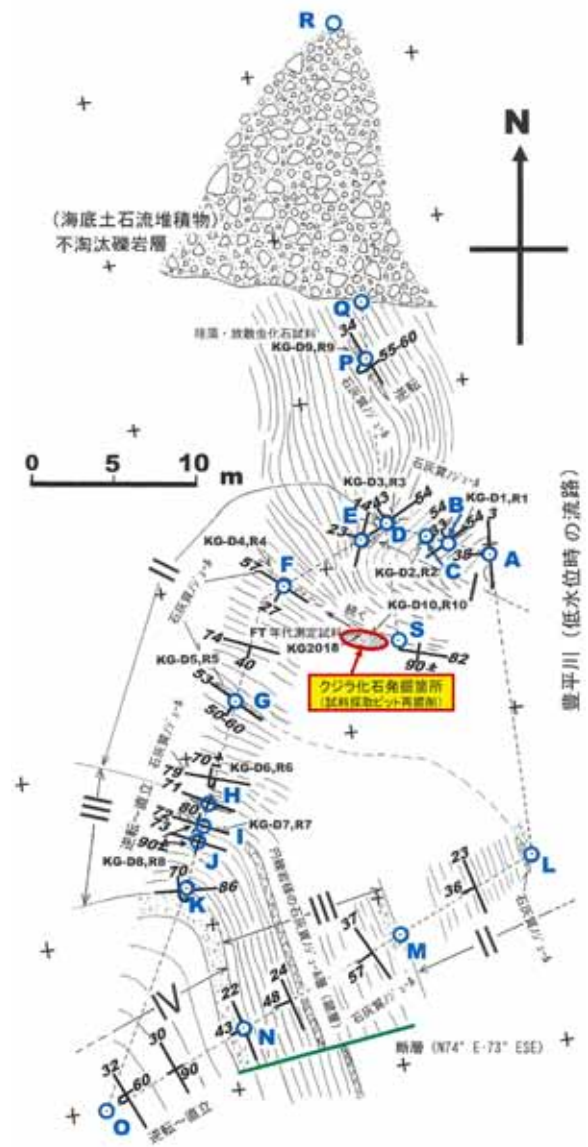
微化石分析(珪藻・放散虫)用の試料を採取した。

## 2. 層序

第10図に示すように、2つの主要ルートの柱状図(第11図)は特徴的な鍵層や岩相変化を目視などで追跡でき、対比が可能である。その結果、両柱状図合わせて29mの層厚部について、下位よりI~IV層の層序が明らかとなった。各層について、以下に説明する。

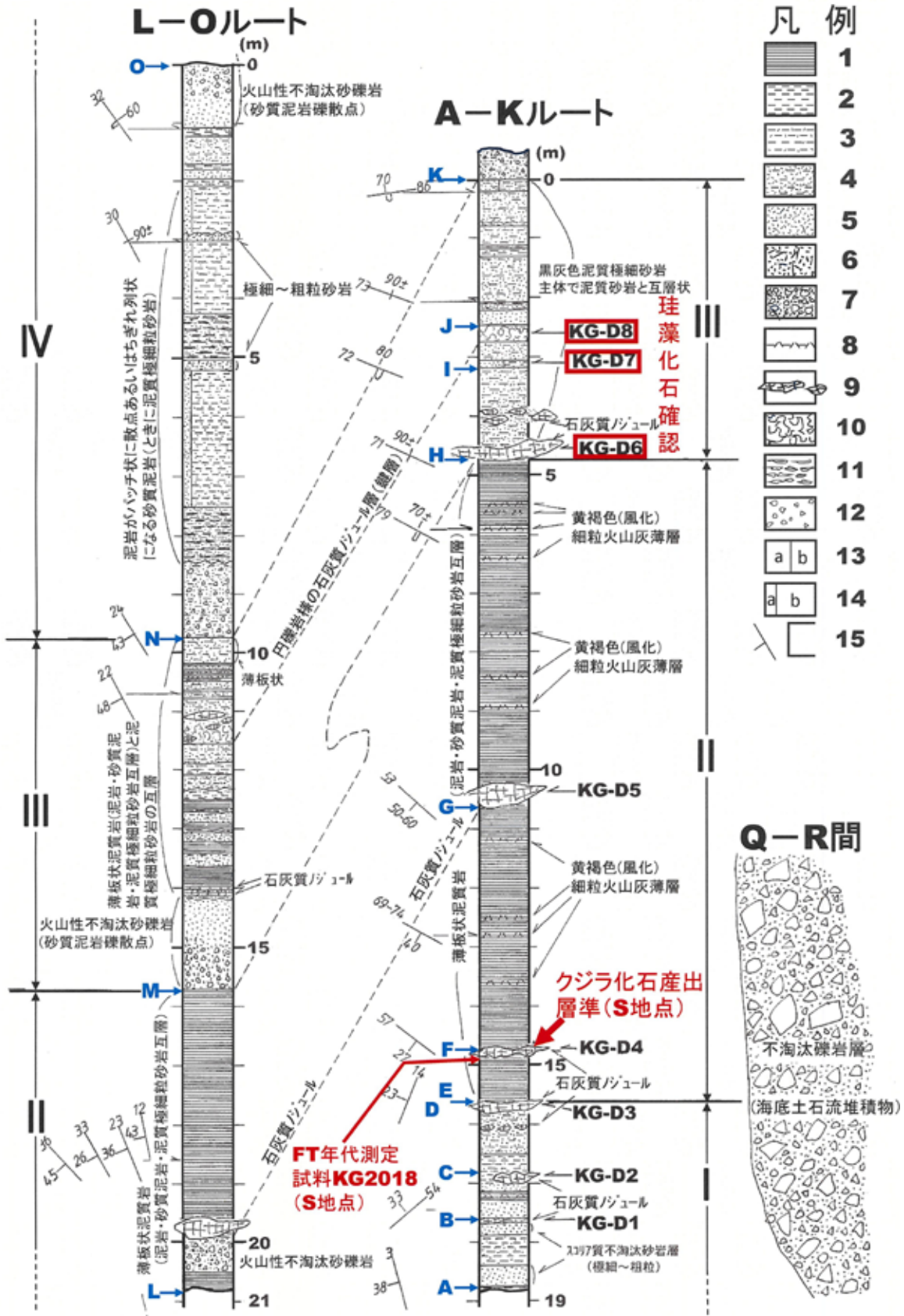
I層: A-KルートのA-E間で観察できる黒灰色泥質極細~細粒砂岩層(層厚3m+)である。北西から北北西へ傾斜35°程度の層理が示され、スコリア質の黒灰色の泥質極細~細粒砂岩または極細~細粒砂岩を主体とし、砂質泥岩を伴い、石灰質ノジュール層を3層含んでいる。B-C間の泥質砂岩中には黄褐色(風化)細粒火山灰薄層を挟む(第12図a, b)。下位のノジュール層で珪藻・放散虫化石試料KG-D1およびR1, 中位のノジュール層で同KG-D2およびR2, 上位のノジュール層で同KG-D2およびR2を採取した。

II層: A-KルートのE(D)-H間で観察できる層厚11mの薄板状泥質岩層であり(第13図a~d), その上半部はL-OルートのL-M間も対応する。A-E(D)間と異なり、南南西へ傾斜した層理が示され、傾斜30~40°程度から次第に大きくなりH地点付近では直立するようになる。一見すると、細かい割れ目のあるいわゆる硬質頁岩よりなるが、より細かく観察すると薄



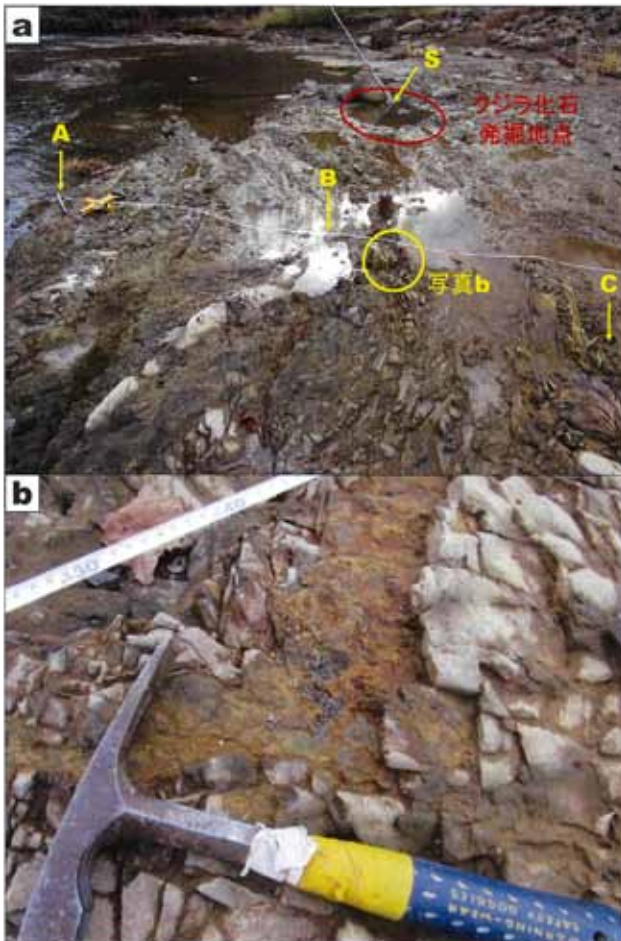
第10図 調査平面図(A~O間およびL~O間は第11図の2つのルート柱状図に対応)

板状の泥質岩で、泥岩、砂質泥岩および泥質極細粒砂岩の細かい互層である。石灰質ノジュール層を下部と中部の2層準に挟み(第13図b), 珪藻・放散虫化石試料を採取した。第13図aに示すように、下部のノジュール層はクジラ化石発掘地点(年代測定試料採取ピット掘削)に続いている。全体に黄褐色細粒火山灰薄層を10層以上挟む(第13図c)。L-M間では西南西へ傾斜35°程度の層理が示され、厚さ5m+であり、その最下部1mあまりの部分には火山性不淘汰砂礫岩層(厚さ最大55cm)とその直上に石灰質ノジュール層(厚さ30cm)が挟まれる(第13図d)。さらにこれらの上位にも同様に火山性不淘汰砂礫岩がもう1層はさまれる。なお、主体を成す薄板状の泥質岩は、概ね層理方向のかなり不規則な細かい割れ目が入り、いわゆる硬質頁岩様を呈している。



第11図 黄金湯温泉付近のクジラ化石発掘関連調査箇所柱状図(第10図に対応)

- 1: 板状層理の泥質岩(“硬質頁岩”), 2: 泥岩, 3: 砂質泥岩, 4: 泥質極細～細粒砂岩, 5: 極細～細粒砂岩, 6: 中～極粗粒砂岩, 7: 不淘汰砂礫岩, 8: 火山灰質薄層(火山ガラス質), 9: 石灰質ノジュール, 10: 生物攪乱, 11: 泥岩偽層, 12: 含礫散点, 13: a・b互層, 14: b優勢互層, 15: 走向・傾斜(真上が真北).



第12図 I層の黒灰色泥質極細～細粒砂岩層. a: I層の下半部(A-C間). 南の下流方向へ向かってクジラ化石発掘地点をとらえる. b: 写真aのB地点付近の拡大写真で、黄褐色層は細粒火山灰.

III層: A-Kルート of the H-K間およびL-OルートのM-N間で観察できる層厚5~6mの黒灰色泥質極細粒砂岩・砂質泥岩互層である(第14図a~c). H-K間では走向は東西~西北西-東南東で、ほぼ直立から北へ逆転する(南側上位). 黒灰色の泥質極細粒砂岩を主体とし、部分的に砂質泥岩を互層状にはさむ. H地点ではH層準の上位に厚さ20cm前後の石灰質ノジュールが挟まれ(第15図a), 珪藻・放散虫化石試料をKG-D6およびR6として採取した. H地点(H層準)より厚さで1.35m上位のI地点でI層準の直上に石灰質ノジュール様の泥岩と砂岩が厚さ30cm以下で互層状をなすが、その中の石灰質ノジュール様の泥岩について珪藻・放散虫化石試料KG-D7およびR7として採取し、I地点(I層準)より厚さで0.9m上位のJ地点では、J層準の直下の厚さ30cmの部分は野球ボール大の円礫岩状をなす石灰質ノジュール層が存在し、珪藻・放散虫化石試料KG-D8およびR8として採取した(第15図b). M-N間では西南西へ50°前後の層理が示される. 下部1.45mの部分は上方細粒化を示す火山性不淘汰砂礫

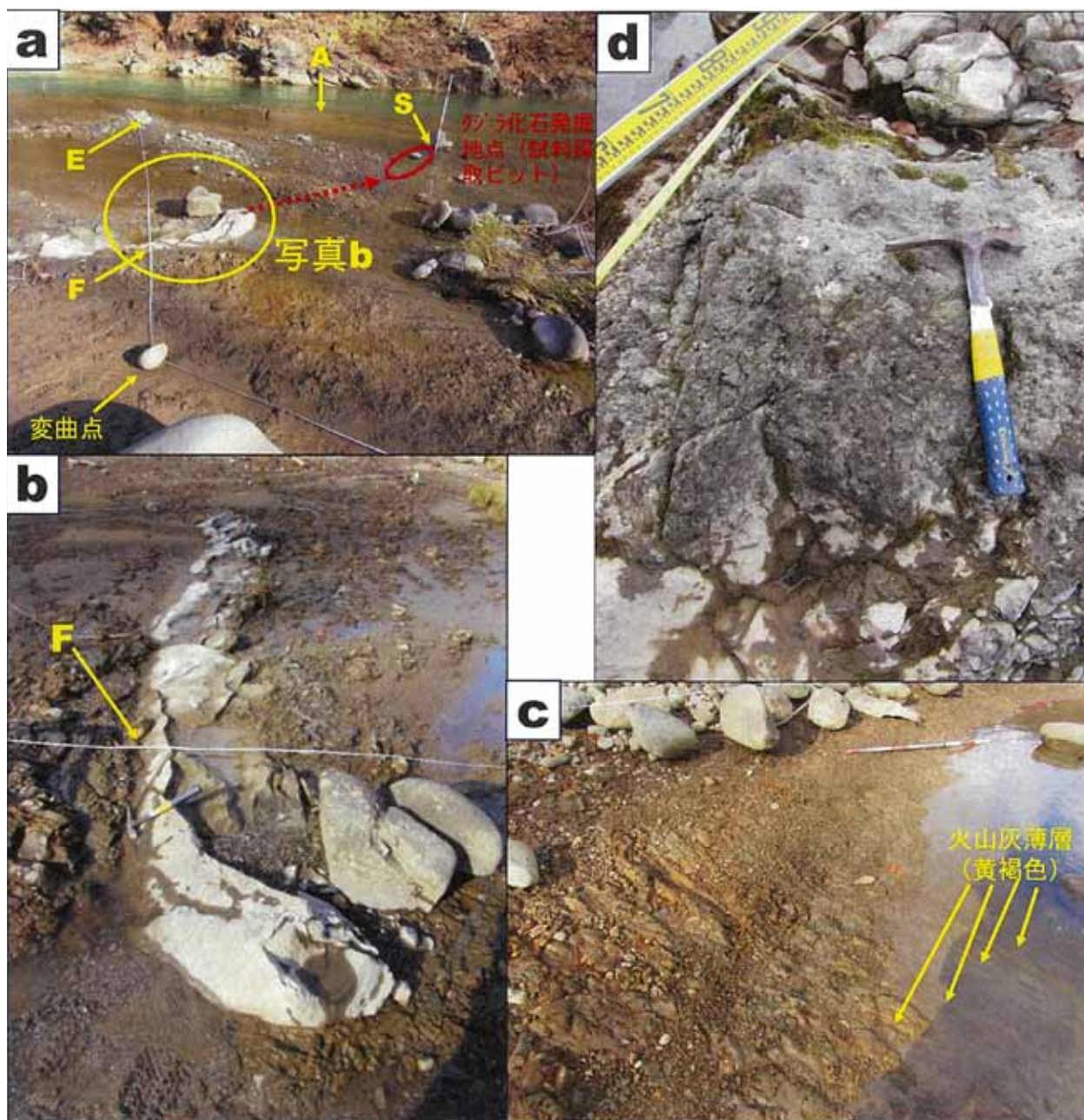
岩層である(第14図a). 下半部は一般に径5cm±、ときに10cm±の安山岩などの各礫を含む黒灰色極細~粗粒砂岩であるが、上方へ細~中粒砂岩、泥質極細粒砂岩へと変化するタービダイト状のサイクルの重なりが求められる(第14図b). M地点(M層準)より厚さでそれぞれ1.5m上位付近に厚さ15cmの石灰質ノジュール層を挟む. 上部のM地点(M層準)より厚さで4.5m上位付近に厚さ55cmの野球ボール大の円礫岩状をなす石灰質ノジュール層が存在する. 特徴的な地層状況から鍵層となり、A-Kルートへの追跡が可能である. ルート線横に顕著な断層が認められた(第14図c). 上記鍵層の下限層準を基準にして測定すると、オフセット1.5mで、見かけ上は左横ずれである.

IV層: L-OルートのN-O間に該当し、層厚10m+の砂質泥岩(泥岩、砂質泥岩および泥質極細粒砂岩の細かい互層)と泥質極細粒砂岩の互層である(第16図a). ほぼ西南西へ45°程度から直立~逆転の層理が示され、西へ向かって急立するようになる. 主体を成すのはL-M間と同様の薄板状の砂質泥岩(泥岩、砂質泥岩および泥質極細粒砂岩の細かい互層)と泥質極細粒砂岩の互層であるが、圧碎により角礫化しているように見える(第16図b). O地点(層準)より下位の0m~1.1m間は火山性不淘汰砂礫岩層である.

#### D-Rルートの海底土石流堆積物

ルート線の方法はN7°Wで、ほぼ南北方向であるが、A-KルートのD地点を起点としてP, Q, R地点を設定した(第17図a). Q地点~R地点間は巨礫を含む海底土石流堆積物であり、D地点-Q地点間にはA-Kルート間のE-H間に類似の薄板状の泥質岩(泥岩、砂質泥岩および泥質極細粒砂岩の細かい互層)がルートラインにほぼ平行かやや斜交する走向を示して分布しており、急立している. P地点では石灰質ノジュール層を厚さ40cm±ではさみ、その走向・傾斜はN34°W・55~60°NEであった.

海底土石流堆積物はQ地点でほぼ東西方向の境界線でD-Qラインにほぼ沿うような走向で急立し分布する薄板状の泥質岩を切るように東西15m+×南北15m+の広がり分布する(第17図a). 境界部に特に断層などは認められないことから、薄板状泥質岩の元となった堆積層が形成されてあまり時間が経たないうちに海底土石流が発生し、チャンネル状に削り込んで堆積したものと思われる. 礫種は新第三系泥質岩、石英斑岩、安山岩、先第三系堆積岩類(石灰岩・硬質泥岩砂岩・緑色岩など)の各種の大きささまざまなものが混在し(第17図b~e)、不淘汰である. 最大径は1m以上に達し、角~亜角礫が



第13図 II層の薄板状泥質岩層

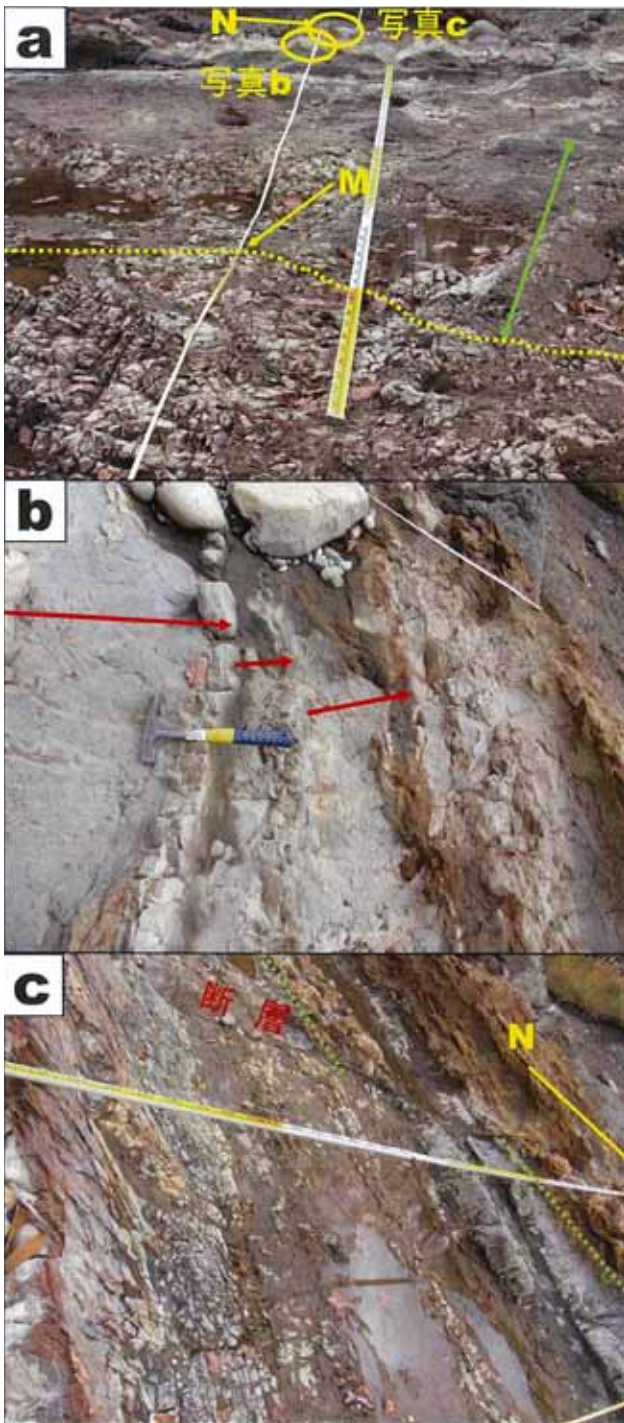
a: II層下部 (E - F間およびF - G間の一部) の地質状況. 右上にS地点およびクジラ化石産出箇所があり, F地点の石灰質ノジュール層は試料採取ピット (クジラ化石産出箇所) へ続く. b: F地点のノジュール層. c: II層上部 (G - H間) の黄褐色 (風化) 細粒火山灰薄層群. d: L地点 (L - Oルート起点) 付近の火山性不淘汰砂礫岩層.

主体である.

### 3. クジラ化石産出層準でのFT年代測定試料の採取

クジラ化石産出箇所では, 含クジラ化石のノジュール採取の際に生じた掘削穴の埋積部分を水中モーターポンプで排水を行いながら再掘削し, ほぼ東西方向に幅最大1.5 m, 長さ約3 m, 深さ1.35 mのピットを作製した (第18図a). ピットの北側壁面を撮影した写真 (第18図b, c) に示すように, 泥質岩に挟まれて火山灰質砂岩薄層がほぼ東西方向の走向・直立で出現するのが認め

られる. その砂岩層をFT年代測定のための試料として採取した (第18図d). 試料採取後, ピットは埋め戻した. なお, クジラ化石発掘時の写真 (古沢, 2010; 札幌市博物館活動センター, 2011) によれば, 掘削時の穴は豊平川の低水時の流路にほぼ直交しており, クジラ化石を含有していた厚さ1 m±, 長さ2 mあまり, 高さ1.5 m弱の岩塊 (石灰質ノジュール) はその掘削穴に沿うようには配置していたもので, ほぼ直立した広い面 (長さ×高さ) は, 今回, 近傍のS地点付近で観察・測定

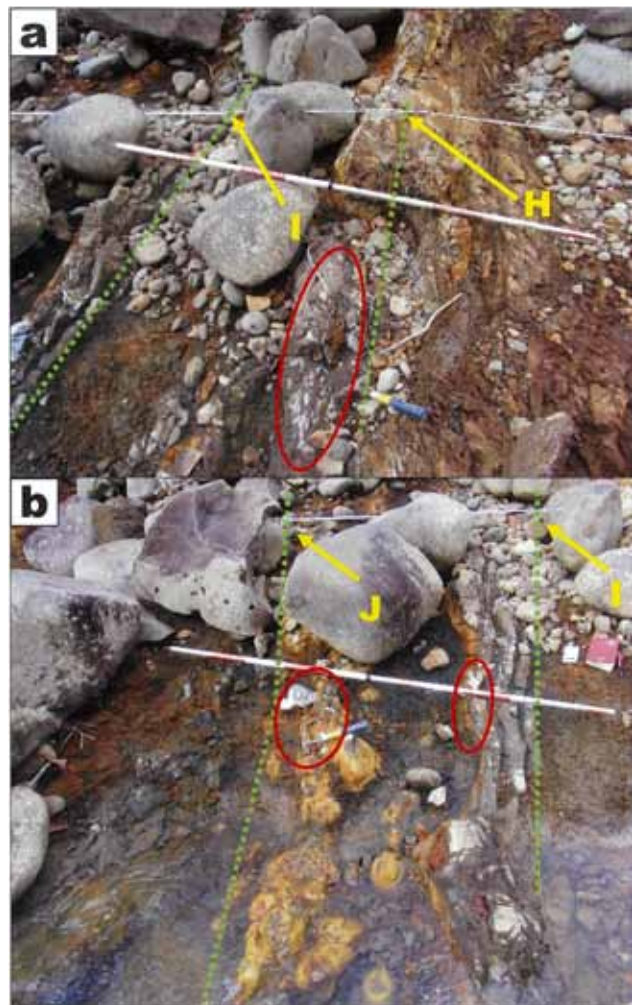


第14図 III層の黒灰色泥質極細粒砂岩・砂質泥岩互層 (M-N間). a: L-M間上部およびM-N間で黄緑両矢印間は火山性不淘汰礫岩層. b: タービダイト様のサイクル(赤矢印表示). c: N-M間の中部で薄板状の泥質岩(泥岩, 砂質泥岩および泥質極細粒砂岩の細かい互層).

した泥岩層の層理 (N82°E・90°±) と整合的である. この含クジラ化石ノジュール層は走向・傾斜および露頭状況から判断すると, F地点のノジュール層へ続いている.

**年代測定 (FT年代)**

クジラ化石産出層準の年代決定のために, 「地質調査



第15図 石灰質ノジュール(赤囲み)から珪藻化石試料など採取. a:H地点(H層準)およびI地点(I層準). b: I地点(層準)およびJ地点(J層準).

と試料採取」の3で述べたように, クジラ化石発掘箇所を再度掘り起こし, その北側壁面に露出する火山灰質砂岩薄層からジルコンの含まれる火山灰質試料を採取し, ジルコンのフィッション・トラック (FT) 年代測定を実施した. 対象試料は, 試料名KG2018として取り扱った. なおこのFT年代値について既に報告されているが (Tanaka et al., 2025), 今回は年代母集団の解釈を含め, 測定の詳細について述べる.

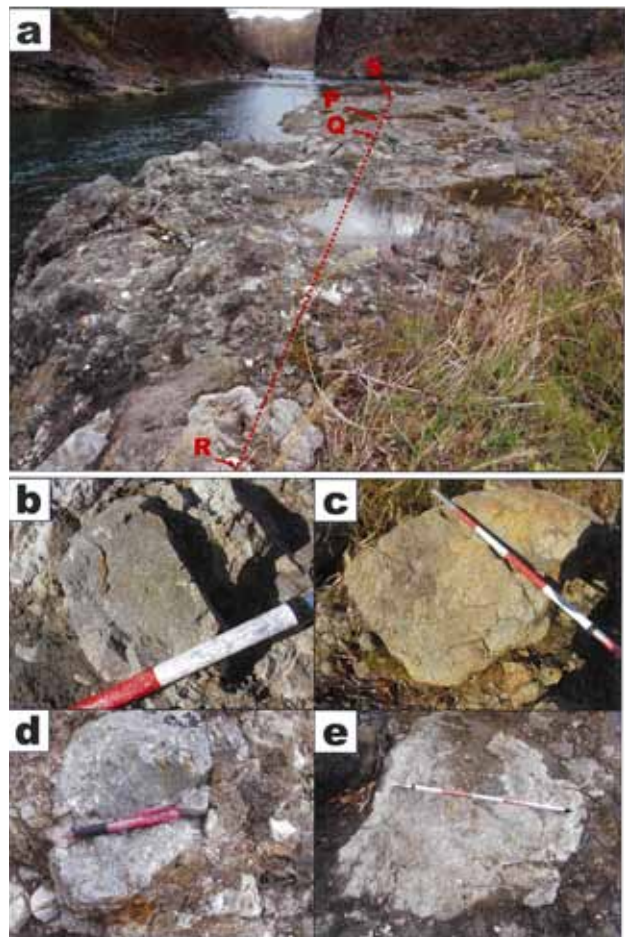
**1. 年代測定方法の概要**

FT法は, 鉱物研磨面 (4π面) または鉱物表面 (2π面) において観察される自発トラック数 (密度), および原子炉での中性子照射によって外部ディテクター (白雲母) 上に転写される誘発トラック数 (密度) を顕微鏡下で計数し年代を求める方法である. トラックはUの核分裂によって生じる鉱物中の飛跡で, 試薬によるエッチングを経て光学顕微鏡でも観察可能となる. ジルコンなどの鉱物上で観察される自発トラック数は, 既に核分裂壊変した 238 U量を表し, ディテクターに転写される誘発



第16図 IV層の砂質泥岩と泥質極細粒砂岩の互層。a: N-O間のほぼ全容をとらえる。b: N-O間の主体をなす砂質泥岩の拡大写真。シェア面と圧砕による角礫化が進んでいる。c: N層準の直上に重なる火山性不淘汰砂礫岩。

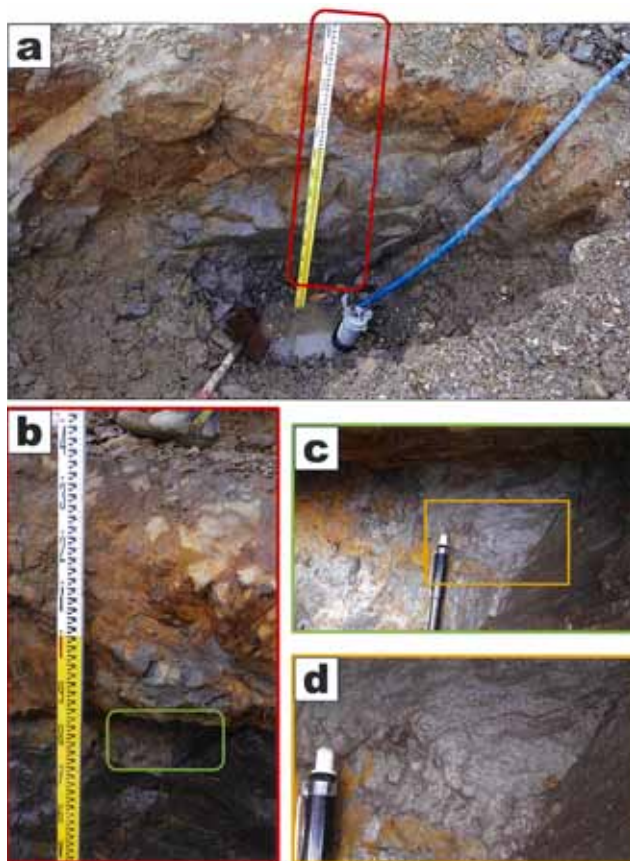
トラックは、一定の熱中性子線によって核分裂壊変した $^{235}\text{U}$ 量を表す。この $^{235}\text{U}$ 量は、 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 同位体比が一定であることから、もともと鉱物中に存在した $^{238}\text{U}$ 量に換算される。すでに核分裂壊変した $^{238}\text{U}$ 量(自発トラック数(密度))、当初から鉱物中に存在した $^{238}\text{U}$ 量(誘発トラック数(密度)から換算)および壊変定数から年代が算出される。しかしながら近



第17図 海底土石流堆積物(不淘汰礫岩)の全容と構成礫。a: 全容。b: 新第三系安山岩礫。c: 石英斑岩礫(定山溪石英斑岩体起源)。d: 先第三系堆積岩礫(付加体の薄別層起源)。e: 石灰岩礫(薄別層起源)。

年まで $^{238}\text{U}$ の自発核分裂壊変定数に複数の見解があったことや、原子炉内での中性子照射(熱中性子のエネルギー分布とその時間変化など)が誘発トラックに与える影響を回避するために、1990年以降は年代標準試料を使用したと較正法(ゼータ法)(Hurford, 1990a; b)が用いられている。ゼータ法は年代既知の標準試料(FCT: Fish Canyon Tuffなど)のジルコンの年代測定実験から得られる $\zeta$ 値をもとに年代値を求める手法である。測定者固有の $\zeta$ 値(結晶内部面を使用)は $367.1 \pm 4.1$ (大平, 2004)である。

なおFT年代測定ではUの自発核分裂壊変がポアソン分布に従って発生することに起因する誤差が付随するため、単一年代を持つはずの粒子群を分析しても、得られた個々のFT年代値はばらつきを示す。そのばらつきが壊変に伴うものであるか、あるいは異なる年代値が混入したものであるかの評価法として、 $\chi^2$ 検定が導入されている。また検定の結果、粒子年代のばらつきが放射壊変に伴うばらつきによるものだと判断されれば、全ての



第18図 クジラ化石発掘箇所の再掘削とFT年代測定試料の採取。a: 再掘削のピット。b: ピット北壁の写真aの赤枠部分の拡大部。c: 写真bの黄緑枠部分の拡大部。d: 写真cの褐色枠部分の拡大部 (FT年代測定試料採取)

粒子の自発FTを足し合わせるにより得られる年代値 (pooled age とよばれる) を、試料の年代と解釈することができる (長谷部ほか, 2021)。FT法がポアソン分布を示す単一の母集団から一つの年代値を得る手法であることから、後述するように統計的検定や各種プロットにより粒子年代のばらつきが評価される。

## 2. 年代測定実験

### (1) 岩石からのジルコンの抽出

岩石試料を粉砕し、流水下でふるいを用いて 250  $\mu\text{m}$  以下の粒子を回収した。試料を乾燥後、比重分離 (プロモフォルム  $d=2.89$ ) を行い、アイソダイナミックセパレータで磁性鉱物を除去した。この時点で年代測定に十分な量のジルコンが確認できたこと (第19図)、また、ジルコンの表面にガラス物質などの付着が見られなかったことから、フッ化水素処理 (46% HF, 80°C) を行わずに、直接ハンドピッキングによりジルコンを取り出した。

### (2) ジルコンの特徴

ジルコンは淡紅色を呈する粒状～短柱状で、サイズ



第19図 試料の非磁性重鉱物(ジルコン, 珪長質鉱物の破片, 黄鉄鉱など)からなる。

の小さいものには長柱状の粒子もある。このほか無色のジルコンもわずかに含まれる。HF処理を行っていないため、はり光沢はやや鈍い印象を受けるが、ジルコン結晶の稜は比較的明瞭に確認できる。年代測定には淡紅色を呈し稜の明瞭なジルコンを用いた。

### (3) ジルコンのマウント、研磨、エッチングおよび中性子照射

①ハンドピッキングによりジルコンをスライドガラス上に並べた後、ホットプレートを用いて PFA テフロン樹脂にジルコンを埋め込み、試料マウントを作成した。

②ダイヤモンドペースト (3  $\mu\text{m}$  および 1  $\mu\text{m}$ ) 用いて 10  $\mu\text{m}$  以上研磨し完全な 4  $\pi$  面を得た。研磨深度はジルコン内部の微細包有物を基準に光学顕微鏡の微動ハンドルの目盛りでチェックした。

③エッチングは KOH-NaOH 共融体 (225°C) で 36 時間行った。

④ 1:1 塩酸で 24 時間以上中和後、ホットプレートを用いて試料マウントを再プレスした。この作業はテフロン樹脂表面とジルコン結晶表面を一致させるために行った。

⑤白雲母 (外部ディテクター) を試料マウントに貼付け、線量ガラスとともにカプセルに詰め、京都大学複合原子力科学研究所の原子炉 (KUR) (出力 1MW) の黒鉛設備圧気輸送管 (Tc-pn) で 5 時間の中性子照射を行った。

### (4) 2.3 ディテクター (白雲母) のエッチング

試料マウントおよび線量ガラスに貼付けた白雲母 (ディテクター) を、46 %HF (25°C) で段階的に 7 分間エッチングした。

### (5) 2.4 FT の計数

FT の計数は生物顕微鏡 Nikon オプチフォトに対物 100 倍ドライ・接眼 10 倍を装着し、総合倍率 1000 倍

第1表 FT年代測定結果

Sample Name	No. Crys.	$\rho_s$ (Ns) ( $\times 10^6/\text{cm}^2$ )	$\rho_i$ (Ni) ( $\times 10^6/\text{cm}^2$ )	$P(\chi^2)$ %	$\rho_d$ (Nd) ( $\times 10^5/\text{cm}^2$ )	r	U ppm	Age (Ma) ( $\pm 1\sigma$ )
KG2018	34	1.1791(836)	5.1396 (3644)	23.7	2.1417 (7173)	0.85	328	9.0 $\pm$ 0.4

$\rho_s$ (Ns): 自発トラック密度(数),  $\rho_i$ (Ni): 誘発トラック密度(数),  $P(\chi^2)$ : カイ二乗確率(Galbraith, 1981).  $\rho_d$  (Nd): 線量ガラスNIST-SRM612に貼り付けたディテクター(白雲母)の誘発トラック密度(数), r: 自発-誘発トラック密度の相関係数, U: 平均ウラン濃度. ジルコン結晶内部面を用いた外部ディテクター法により測定した. 線量ガラスとしてNIST-SRM612を使用し, 中性子照射は京都大学複合原子力科学研究所の原子炉KURの黒鉛設備圧気輸送管(Tc-Pn)を用いた.  $\xi$ 値として367.1 $\pm$ 4.1を用いた(大平, 2004).

で行なった. スライドガラス上に試料マウントと白雲母を左右対称になるよう固定し, その後, 接眼レンズ内のマイクログリッドで, ジルコン結晶上の自発FTおよび白雲母上の誘発FTに対して左右対称の計数領域を設定して計数した.

### (6) 年代値の計算

年代値の計算にはTrackkey (Dunkl, 2002)などのプログラムが使用される. TrackkeyはWeb上でもダウンロード可能であり, 国内外の多くの研究者が使用している. 他にもMacTrackなどがある. これらのプログラムでは, 測定者固有の $\xi$ 値, 使用した標準ガラスの種類, 標準ガラスに貼り付けたディテクター上の誘発FT密度, 各粒rの自発FT数, 誘発FT数およびi/f測工リア(グリッドの数)を入力すれば瞬時に年代値が計算され, 統計的検定や様々なグラフの作成も可能である.

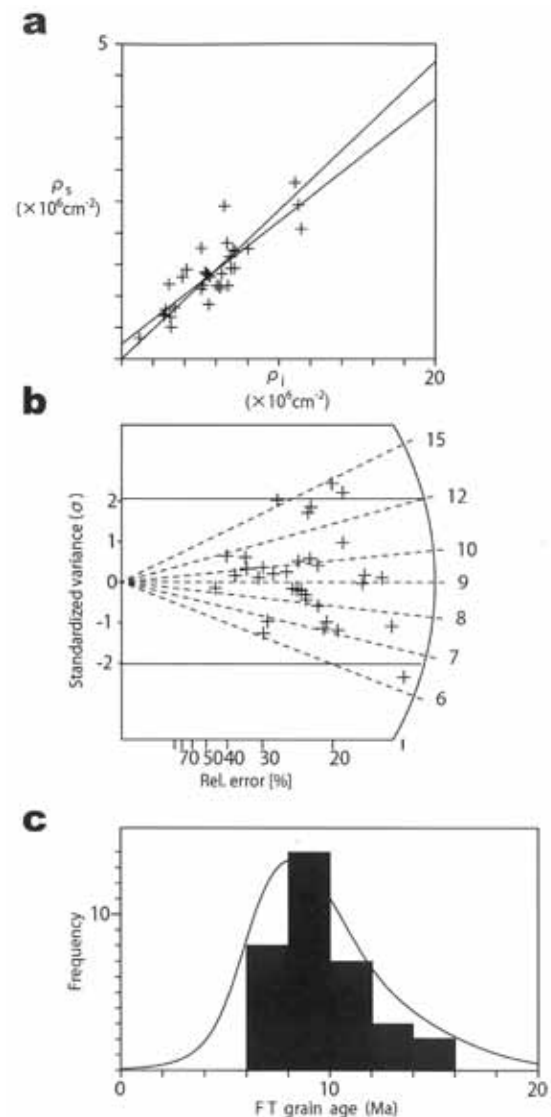
### 3. 測定結果

年代測定結果を第1表に示し, 第20図には各試料の自発トラック-誘発トラック密度相関(a), ラディアルプロット(b)および年代母集団のヒストグラムと確率密度分布(c)を示した.

当初35粒子を計測したが, 明らかに古い年代を示す碎屑ジルコン(37 Ma)が含まれていたため(カイ二乗( $\chi^2$ )検定に失格するため), その1粒子を除外し, 34粒子から年代を求めた結果9.0 $\pm$ 0.4 Maが得られた.  $\chi^2$ 検定結果である $P(\chi^2)$ は23.7%であった.

個々の粒子年代のまとまり具合(ばらつき)を示すラディアルプロット(第20図b)は, 横軸に粒子年代値の精密度(誤差の逆数)を, 縦軸には得られた年代母集団の誤差範囲を示しており, 原点から個々の粒子を結ぶ線が右端の円弧と交わる点が個々の粒子年代を示す. 一般にまとまりの良い年代母集団は2 $\sigma$ ライン(横2本の実線)に挟まれた範囲にプロットされる場合が多いが, 本試料では2 $\sigma$ ラインに挟まれた範囲の上側(古い側)および下側(若い側)にプロットされる粒子がそれぞれ2粒子および1粒子存在する. 測定されたジ

ルコン粒子の中には自発FT密度がジルコン結晶の中心付近でやや高い印象を受ける粒子も含まれることから, ジルコン結晶内でのU濃度の遍在がその要因である可能性が高い. また年代ヒストグラムでは横軸に粒子年代, 縦軸に頻度(個数)が示されており, 階級幅の取り方によって視覚的な印象は異なるが, 全体の確率密度分布曲線は9 Ma付近にピークを持つ比較的スムーズな曲線を



第20図 測定ジルコン粒子の自発トラック-誘発トラック密度相関(a), ラディアルプロット(b)および年代母集団のヒストグラムと確率密度分布(c).

示している。

前述したように、FT年代測定において、個々の粒子年代が幅広い値を示す母集団を構成する理由は、鋳物中の自発トラックの形成（238Uの自発核分裂壊変）がポアソン則に従って生じることに由来する。この年代母集団がポアソン分布を示すかどうかを評価する $\chi^2$ 検定結果（ $P(\chi^2)$ ）は23.7%であり、5%よりも大きい値であれば合格とされることから、実験に供したジルコン粒子群が一つの年代母集団からなると判断して差し支えない（第1表）。このことから今回得られたジルコンのFT年代（ $9.0 \pm 0.4$  Ma）は火山灰質砂岩薄層の噴出堆積年代を示していると考えられる。

### 珪藻分析

珪藻化石の試料採取は地質調査と試料採取で述べたように、A-Kルート of I~III層に含まれる石灰質ノジュール泥岩試料（KG-D1~D8）の8試料、P地点の石灰質ノジュール泥岩（KG-D9）およびクジラ化石産出箇所の泥岩（KG-D10）である。

#### 1. 分析方法

今回分析した試料の大半が石灰質ノジュールであったことから、珪藻化石の分析には、分析者が通常汎用している未処理散布スライド（秋葉ほか、1982）ではなく、希塩酸（18.23%）を使用して試料を溶解した後に、蒸留水を添加して3時間放置後に上澄みを捨てるという操作を数回繰り返して脱酸した後に、残渣物を封入したスライドを検鏡に供した。その他の検鏡手順や手法は秋葉ほか（1982）と同様である。すなわち、使用した封入剤はブルーラックスである。珪藻種の同定と珪藻殻の算定は500倍で100個体まで行って、その個体数を産出表に記録した。その後十分な含有量を持つ試料についてはさらに数100~数1000個体を観察して、その際に認められた種を+印で記録した。この印は破片も示す。ただし、今回検鏡した試料に含まれる珪藻化石の含有量は非常に少なかったため、それらの貧化石試料についての算定は基本的にスライド一枚を全域検鏡する際に検出された全個体に留めた。各試料の珪藻化石含有量については、100個体算定に要した走査線の長さから算出したスライド1枚当りの総個体概数を基に、以下のように5段階で評価・表示した。VA (very abundant) :  $\geq 7200$  個体/スライド, A (abundant) : 4000 ~ 7100 個体/スライド, C (common) : 1000 ~ 3900 個体/スライド, R (rare) : 100 ~ 990 個体/スライドおよび VR (very rare) :  $< 100$  個体/スライドである。保存度は VP (very poor), P (poor), M (moderate), G (good) および

VG (very good) の5段階で評価・表示した、いわゆる *Chaetoceros* 属の休眠胞子は上記100個体算定時の総数として一括記録した。

珪藻化石帯の定義と認定は、北太平洋地域の新第三系に一般的に使用されている Akiba (1986) および Yanagisawa and Akiba (1989) による標準化石帯区分に従った。

#### 2. 分析結果

①分析した10試料中の3試料（KG-D6, D7, D8）から稀に珪藻化石が検出された。残余の7試料に珪藻化石は含まれていなかった。これら3試料の分析結果を第2表に、主な珪藻化石を写真（第21図）に示す。

②KG-D6試料は、*Denticulopsis katayamae* を多産して *D. dimorpha* を含まないことから、本上部中新統中部の *D. katayamae* 帯（NPD6A ; 8.5-9.2 Ma）に認定される。

③KG-D7試料とKG-D8試料には化石帯認定の鍵種が含まれていないため、化石帯の認定は困難である。ただし、KG-D8試料に *Coscinodiscus marginatus* が比較的多産することから、上部中新統上部の *Thalassionema schraderi* 帯（NPD6B ; 7.6-8.5 Ma）または *Rouxia californica* 帯（NPD6A ; 6.4-7.6 Ma）に相当する可能性がある。

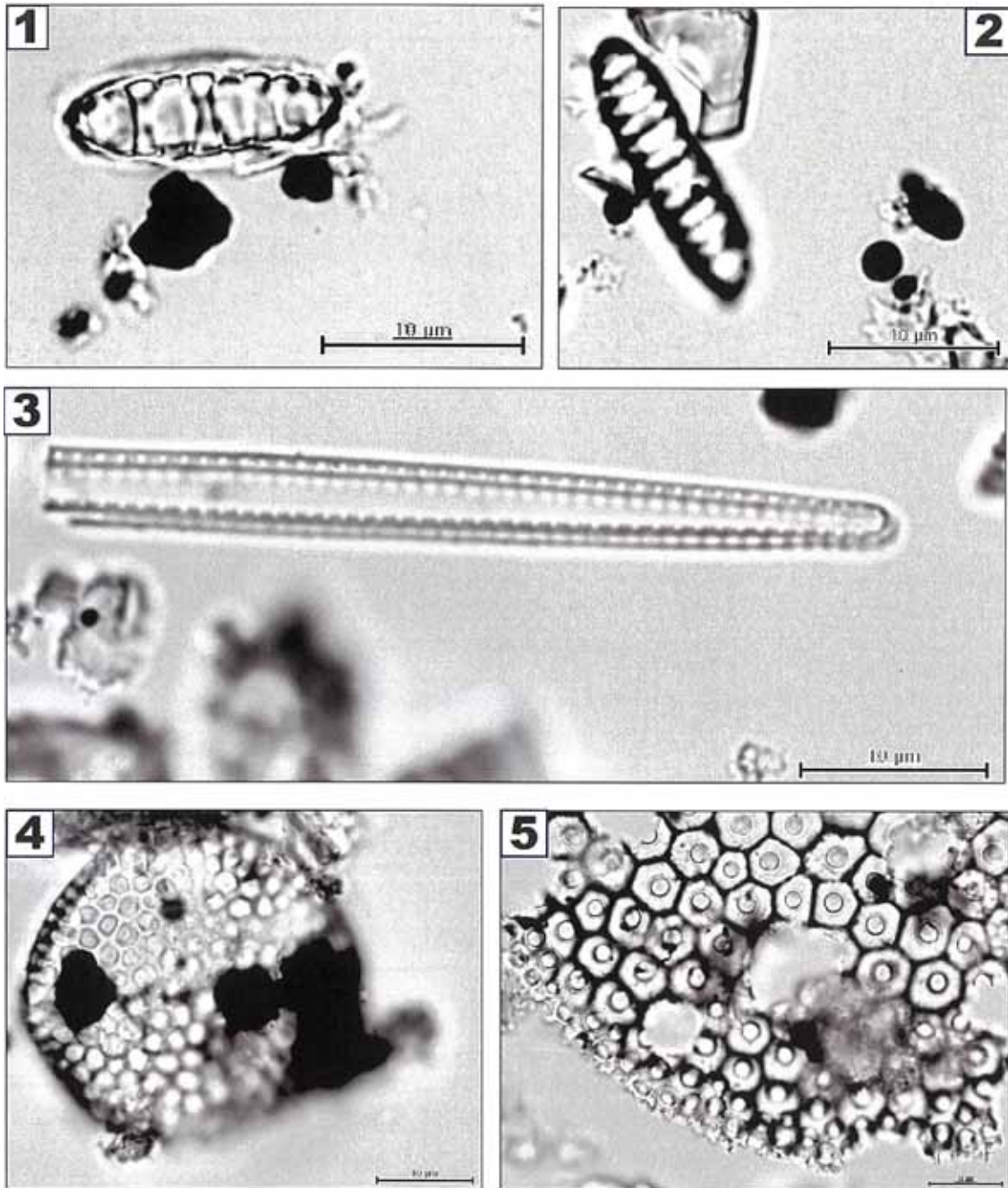
### まとめと考察

#### 1. 層序および地質構造について

①調査箇所の地質構造は調査平面図（第10図）に示すように、全体としては西南西~南南西へ $30^\circ \pm \sim 90^\circ$ の傾斜で、南西側上位の層序となっている。A-KおよびL-Oの2つのルートについて柱状図を作成し、両者を対比した結果（第11図、Q-R間の海底土石流堆積物を除き、全体として29mの層厚部が観察できる。

②層序は下位より、I : 黒灰色泥質極細~細粒砂岩層（A-E間 ; 層厚3m+）、II : 薄板状泥質岩層（E-H間 ; 層厚11m）、III : 色泥質極細粒砂岩・砂質泥岩互層（H-K間およびM-N間 ; 層厚5m）、IV : 薄板状の砂質泥岩層（N-O間 ; 層厚10m弱+）であり、I・IIおよびIIIには石灰質ノジュール層を全体として10層（レンズ状）程度はさんでいる。IおよびIIでは褐色細粒火山灰薄層を10層以上挟む。II~IVでは火山性不淘汰砂礫岩層（厚さ1m $\pm$ ）を4層挟むが、それより薄い同質の砂岩層も頻繁に挟まれる。

③地質構造的には一見スランプ褶曲に見えるような地層の屈曲が存在し、それは特にクジラ化石産出箇所付近で顕著のように見える。このような屈曲は、割れ目など



第21図 主な珪藻化石（スケール長 = 10  $\mu$ ）

- 1, 2 : *Denticulopsis katayamae* Maruyama.All (KG-D6 産)
- 3 : *Thalassionema nitzschioides* H. & M. Peragallo (KG-D6 産)
- 4 : *Azpeitia* sp. From sample (KG-D7 産)
- 5 : *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg (KG-D8 産)

に固結後の変形・圧砕が認められ、周囲に小金湯岩体が存在することから、泥質岩主体の堆積岩の未固結状態でのスランプ層というよりは、その貫入によるテクトニクな影響により生じたと考えられる。小金湯岩体に接近すると、地層が急立～逆転することはその直接的な現れである。

④サッポロカイギュウ化石関連総合調査報告書（札幌市博物館活動センター編，2007）では、本調査箇所

について、小金湯ルートの Kg3 ルートとして、ほぼ南北の走向で急立・変形層（厚さ 60 m）が存在するが、主に粗粒な火山砕屑岩とその上位の泥岩・砂岩より構成されたとしている。当時の調査部分は小金湯岩体にさらに接近する部分を含めて柱状図が作成されているとすると、今回は、この半分の層厚部分を調査し、柱状図として表現したことになる。Kg3 ルートとして厚さ 20 m あまりのスランプ褶曲層として表現した部分は、今回の観察で

は構造的な屈曲部と見なされ、堆積性のスランプ褶曲ではなく訂正が必要である。

## 2. クジラ化石産出層準付近の年代と堆積環境について

①クジラ化石産出層準はⅡ層中部のF層準の石灰質ノジュール層(珪藻・放散虫化石試料KG-D4、R4採取)である。クジラ化石産出発掘箇所でピットを再掘削し、発掘・採取したノジュール層の直下に隣接している層準の火山灰質砂岩から試料(KG2018)を採取し、FT年代測定を行った結果、 $9.0\pm 0.4$  Maの値が得られた。得られた値は34個のジルコン粒子個々の測定結果を統計処理した結果、ポアソン分布にもとづく単一の年代母集団と考えて差し支えないとの判断に基づいている。FT法では個々の粒子年代は幅広い値を示し、統計的検定や各種プロットにより粒子年代のまとまりを評価する必要がある。前述したように年代母集団は $\chi^2$ 検定に合格している。また確率密度曲線が不規則なピーク(複数の山)を示す場合には、年代の異なる母集団の混入を検証する必要があるが、今回の試料は比較的スムーズな一つのピークを示す。またラディアルプロットにおいても概ね $2\sigma$ ラインの内側にプロットされる。このような結果は火山灰質砂岩薄層に含まれるジルコンが限定された単一の噴出に由来するもので、試料採取層準がほぼその噴出時期を反映したものと考えて差し支えないことを示す。

②珪藻化石については、Ⅲ層下部の3試料(KG-D6, D7, D8)から検出され、KG-D6試料は*D. katayamae*帯(NPD6A; 8.5-9.2 Ma)に認定され、KG-D8試料については*Coscinodiscus marginatus*が比較的多産することから、上部中新統上部の*Thalassionema schraderi*帯(NPD6B; 7.6-8.5 Ma)または*Rouxia californica*帯(NPD6A; 6.4-7.6 Ma)に相当する可能性がある。カイギュウ化石の産出層準の年代については札幌市博物館活動センター編(2007)で、珪藻化石は*Thalassionema schraderi*帯(NPD6B; 8.5-7.6 Ma)で、FT年代について $8.2\pm 0.3$  Maという8 Ma前後の地質年代が示されており、今回のクジラ化石産出層準の9 Ma前後の年代は層序的に下位なので矛盾はない。

③小金湯クジラ化石の産出層準の堆積環境としてはタービダイトの特徴を有する砂岩・泥岩互層よりなることから半深海底が想定できるが、Q-R間で確認した見かけ上、平面的に広い分布を示す不淘汰礫層は海底斜面上を流下しチャンネル状に堆積した海底土石流堆積物と見なされ、陸棚に続く海底斜面に近い部分が想定できる。この不淘汰礫層の礫種は新第三系泥質岩、石英斑岩、安山岩、先第三系堆積岩類(石灰岩・硬質泥岩砂岩・緑色岩など)の各種の大小様々なものが混在し、最大径は1

m以上に達し、角～亜角な礫が主体である。構成礫は近隣の現在の地質構成から判断すると、定山溪石英斑岩体とそれに付随する薄別層(先新第三系; 付加体)、周囲を取り巻く新第三系堆積岩・火山岩類などを起源とするもので、多少円摩の進んだものも含まれることから、島として陸域化した所の岩石類が崩壊し、運搬距離が短い状況で沿岸に運ばれたものが二次的に海底土石流となったものと思われる。そのほか、スコリア・火山岩片に富む厚さ数cmから数mの火山性砂質堆積物は、いわゆるタービダイト(混濁流堆積物)と見なされる。以上のことから、小金湯クジラ化石の堆積環境は定山溪など札幌市南西端を含む島の東側沖合の半深海底であり、島の前縁は陸棚部分が狭く、それに続く海底斜面に近い部分であろう。現在の堆積域に例えれば、北海道南部の奥尻海盆のような海域で、そこでは松前半島側の大陸棚の幅が10 kmに満たず、陸域から短い距離を経て急激に深くなり海盆底(半深海)に達している。

## 引用文献

- Akiba, F., 1982. Taxonomy and biostratigraphic significance of a new diatom, *Thalassionema schraderi*. *Bacillaria*, **5**, 43-61.
- Akiba, F., 1986, Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C., **87**, 393-480.
- 秋葉文雄, 2008, 幻の仙台産石灰質団塊—珪藻化石層序の話—。地質ニュース, no. 648, 62-71.
- 秋葉文雄・柳沢幸夫・石井武政, 1982, 宮城県松島周辺に分布する新第三系の珪藻化石層序。地調月報, **33**, 215-239.
- 土居繁雄, 1956, 5万分の1地質図幅「定山溪」および同説明書。北海道開発庁, 88p.
- 土居繁雄・小山内 熙, 1956, 5万分の1地質図幅「石山」および同説明書。北海道地下資源調査所, 54p.
- Dunkle, I., 2002, Trackkey: a windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Comput. Geosci.*, **28**, 3-12.
- Galbraith, R.F., 1981, On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, 471-478.

- 古沢 仁, 2009, 骨を見る目〜クジラ化石発見の第一歩. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージズレター, 36, p1.
- 古沢 仁, 2010, クジラ発掘初冬の陣. 緊急報告!!! 思わぬ展開, 大きな成果!. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージズレター, 43, p1.
- 古沢 仁, 2017, さっぽろのクジラはすごい!!!. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージズレター, 67, 2-3.
- 長谷部徳子・末岡 茂・田上高広 (2021) フィッション・トラック年代測定の基礎—これまでの経緯と今後の発展の可能性—. *RADIOISOTOPES*, 70, 117-130.
- Hurford, A. J., 1990a, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G. S. Subcommision on Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**, 171-178.
- Hurford, A. J., 1990b, International Union of Geological Sciences Subcommision on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.
- 岡 孝雄・古沢 仁・岡村 聡・青柳大介・重野聖之, 2019, 豊平川沿いの新第三系層序, 藻岩山の形成史および小金湯産カイギュウ化石. *総合地質*, **3**, 31-55.
- 岡 孝雄・輿水達司・高橋功二・秋葉文雄, 1991, 札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比. *地質学雑誌*, **97**, 25-38.
- 大平寛人, 2004, 埼玉県比企丘陵および荒川河岸に分布する第三紀中新世凝灰岩の FT 年代, 関東山地北東縁部の中新統一層序・構造・年代・動物群・鍵層・変質—. *地団研専報*, 52, 51-65.
- 大平寛人・永井淳也, 2004, 放射年代 (FT 法) 入門. *地球科学*, **58**, 185-189.
- 沢井長雄・鷹沢好博, 1992, 西南北海道豊羽鉾山周辺の小柳沢層のフィッション・トラック年代. *地質学雑誌*, **98**, 267-270.
- 札幌市博物館活動センター編, 2007, 札幌市大型動物化石総合調査報告書—サッポロカイギュウとその時代の解明—. 札幌市, 156P.
- 札幌市博物館活動センター, 2011, 2011 年化石発掘調査. 札幌市博物館活動センター情報誌ミュージズレター, 47, 3.
- 杉本良也, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「銭函」および同説明書. 北海道開発庁, 52p.
- Tanaka, Y., Kimura, T., Shinmura, T., Ohira, H. and Furusawa, H., 2025, A new member of a large and archaic balaenid from the late Miocene of Sapporo, Hokkaido, Japan partly fills a gap of right whale evolution. *Palaeontologia Electronica*, Article Number 28.2.a37 (doi.org/10.26879/1549).
- 通商産業省資源エネルギー庁, 1974, 昭和 48 年度広域調査報告書, 定山溪地域. 47p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.

**Abstract**

In October 2008, Kazuhisa Mori discovered whale fossils in the riverbed below Koganeyu Onsen, approximately 500 meters upstream from the Sapporo Kaigyū fossil site on the Toyohira River in Minami-ku, Sapporo. This fossil was excavated over a period of five years from 2008 to 2012 by the Sapporo Museum Activity Center, and cleaning work revealed that it was the nearly complete skeleton of a right whale. As a result of geological surveys of the layer where the whale fossil was found, conducted at the request of the center, it was determined that the layer was the Toyama Formation from the late Miocene epoch and was a semi-deep-sea deposit. Regarding the detailed geological age, FT dating of zircon samples obtained from volcanic ash sandstone directly below the calcareous nodule layer where whale fossils were found yielded a value of  $9.0 \pm 0.4$  Ma, indicating that the whale fossils are approximately 9 million years old.

