

仙丈ヶ岳，藪沢圏谷における礫の風化皮膜厚からみた 完新世の岩石氷河流動の可能性

菊 谷 愛 彦* 小 松 陽 介** 青 山 雅 史***

Holocene Advance of Rock Glaciers in Yabusawa Cirque on Mount Senjogatake, Central Japan, Inferred from the Spatial Variations in Rock Weathering Rind Thickness

Yoshihiko KARIYA *, Yosuke KOMATSU ** and Masafumi AOYAMA ***

Abstract

Weathering rind thickness of stones was measured on a crescentic ridge and on its surrounding low ridges and slopes in Yabusawa cirque (35°43' N, 138°11' E, 2,885 m a.s.l.; est. MAAT -2.3°C) in the Akaishi Mountains, central Japan. Although a numerical time scale has not been established, the crescentic ridge, which is most likely of rock glacier origin, is considered to be the oldest at the study site from weathering rind data. Meanwhile, the debris-mantled valley floor is estimated to be younger in the late Holocene. This fact suggests that more recent movement of rock glacier is proposed for the occurrence on landforms of the debris-mantled valley floor.

Key words: weathering rind, mountain permafrost, rock glacier, Holocene, Mount Senjogatake

キーワード: 風化皮膜, 山岳永久凍土, 岩石氷河, 完新世, 仙丈ヶ岳

1. はじめに

1990年代後半以降、日本でも岩石氷河が改めて注目されるようになり、岩石氷河やそれと疑われる岩塊地形が各地から報告され始めた(Matsuoka and Ikeda, 1998; 青山, 2000; 福井・岩田, 2000 など)。これにより岩石氷河の分布、形態や内部状態に関する知見が増えた。一方、岩石氷河の形成期に関する情報は大変乏しく、飛騨

山脈南部の岩石氷河について風化皮膜編年法を試みた例(Aoyama, 2001)があるにすぎない。岩石氷河の生成には永久凍土が関係すると考えられる(松岡, 1998)ため、停滞または化石化した岩石氷河の編年は山岳の環境復元にとって重要な課題である。

赤石山地北部、仙丈ヶ岳(標高3,033 m)藪沢源頭の圏谷底には、平面が三日月型を呈するターミナル・モレーン様の岩屑丘が分布する。この地

* 千葉大学大学院自然科学研究科

** 筑波大学陸域環境研究センター。現所属：独立行政法人防災科学技術研究所

*** 東京都立大学大学院理学研究科

* Graduate School of Science and Technology, Chiba University

** Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba.

Present address: National Research Institute for Earth Science and Disasters Prevention

*** Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University

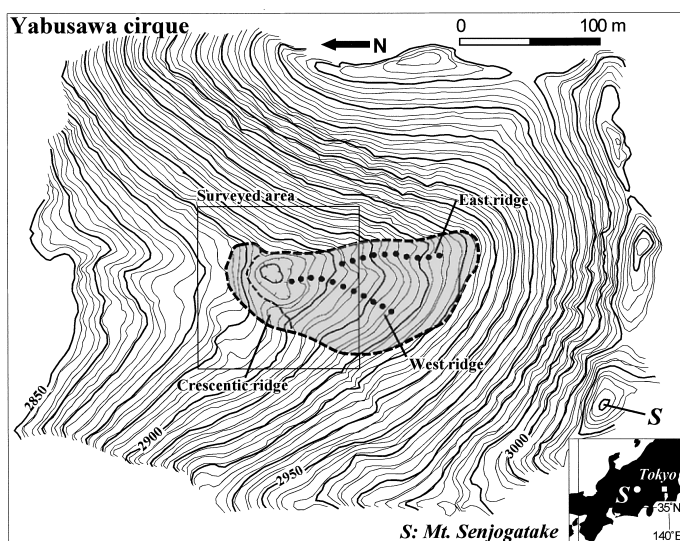


図 1 藪沢圏谷の等高線図。

陰をつけた部分は、岩石氷河に関係したと考えられる三日月型の岩屑丘や岩塊斜面を示す。間隔 2 m の等高線は空中写真（日本林業技術協会 1990 年撮影，地区番号 90-16 C-2，縮尺約 1 : 16,000）から，解析図化機（ライカ SD2000）を用いて青山が描いた。

Fig. 1 Contour plan of Yabusawa cirque.

A shaded part indicates the crescentic ridge and blocky fields related to rock glaciers. Contours at 2 m interval were drawn from the aerial photos (taken by the Japan Forest Technology Association in 1990 ; Photo ID 90-16 C-2 ; approx. 1 : 16,000) by M. A., using a digital stereo plotting instrument (Leica, SD2000) .

形は融氷水の排水路を有しておらず，その上流の谷底には細粒物を欠く岩塊が多量に堆積する。このため，氷河成ではなく化石岩石氷河先端の高まりである可能性が指摘されている（神澤・平川，2000）。また空中写真や精細地形図の判読に基づき，この岩屑丘は化石岩石氷河の特徴を備えているとされる（青山・岩田，1999）。

筆者らは，1994 年にこの岩屑丘の周辺で礫の風化皮膜厚を測定した。この結果，現時点では数値編年は困難なものの，岩屑丘の周辺には形成期の異なる新旧の地形が存在し，特に岩屑丘の上流の谷底の地形は新しい岩石氷河の流動と関係する可能性のあることが判明した。本稿では，これらの点を論述する。

II. 調査地域

仙丈ヶ岳の山頂から二つの尾根が派生し，それらに挟まれた藪沢の最上流部に北向きの圏谷が存在する。藪沢の氷河地形・堆積物は古くから記載され，最近では神澤・平川（2000）の詳細な報告がある。それによると，流域の随所にモレーンや融氷水流段丘が残存しており，それに基づき最低 3 回の氷河前進が認定される。

筆者らが調査した三日月型の岩屑丘は上述の圏谷底に存在する（図 1，2）。その下流端の標高は約 2,885 m，周囲との比高は 5 ~ 10 m，最大横断幅は 50 m である。露頭がないため岩屑丘構成層の全容は未詳であるが，地表の岩屑の間隙から内部を断片的に観察した限り全体に基質を欠く角礫・

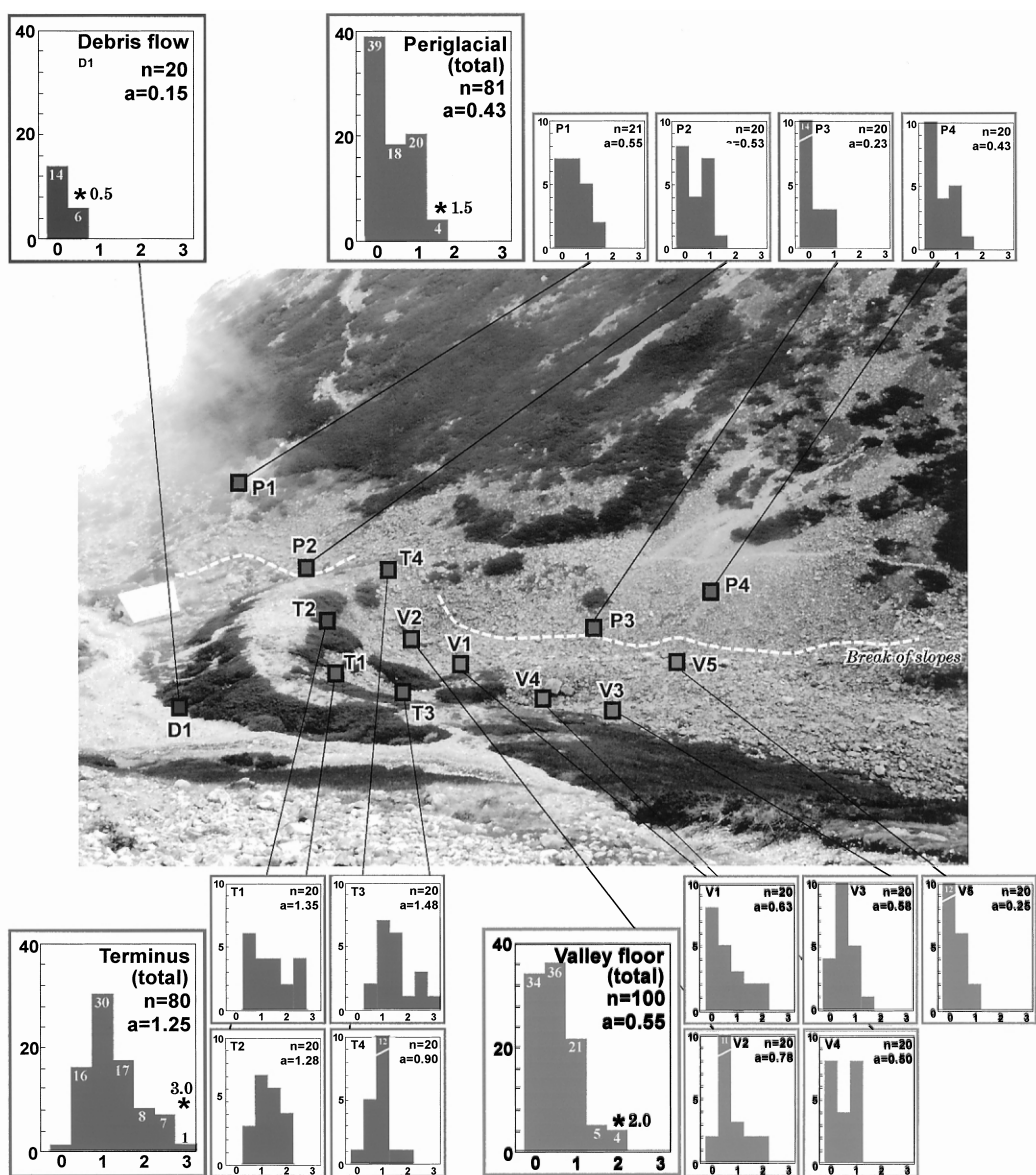


図 2 蕨沢圏谷の三日月型岩屑丘周辺における風化皮膜厚の空間分布。
頻度分布図の x 軸と y 軸は、それぞれ風化皮膜厚 (mm) と頻度 (個数) を表す。n : 測定数 ; a : 平均値 (mm) ; * : 各地形単位の風化皮膜厚の最大値 (mm)。

Fig. 2 Spatial variations in rock weathering rind thickness on the crescentic ridge and its surrounding slopes in Yabusawa cirque.

The X- and Y- axes in the diagrams indicate rind thickness (mm) and frequency (number), respectively. n : number of measurement ; a : average thickness (mm) ; * : maximum thickness on each geomorphic unit (mm).

亜角礫層からなると考えられ、一部に基質支持の角礫・亜角礫層も認められる。岩屑丘下流側の前縁斜面の傾斜は約 30 度である。また岩屑丘は頂部を除いてハイマツに覆われ、その群落内に未熟なポドゾル土が分布することがある。このような地形および景観上の特徴は、停滞型または化石化した岩石氷河先端の高まりのそれ (Barsch, 1996) に合致する。

岩屑丘の上流には、基質を欠く岩塊層からなる谷底面が存在する。岩塊が集積した谷底面の縦断長 (斜距離) は最大約 180 m である (図 1)。谷底面では岩石氷河の先端付近に特徴的に生じるとされる横断稜線や溝の列は確認されないが、比高数 m 以内の起伏が多く、閉塞凹地も認められる。特に、右岸側には谷の縦断方向に伸びる斜距離約 80 m のリッジ (東リッジ) がみられ、その西側にも斜距離約 95 m の別のリッジ (西リッジ) が存在する (図 1)。岩屑丘と谷底面は滑らかに連続し、両者の間に明確な傾斜変換線は認めがたい。一方、次に述べる右岸谷壁の周氷河性岩屑斜面と谷底面の間には比較的明瞭な傾斜変換線が存在し、谷底面の一部は周氷河性岩屑斜面に覆われる (図 2)。周氷河性岩屑斜面と谷底面では傾斜変換線を挟んで地表の礫の粒径に差があり、前者では拳大～人頭大のものが卓越するのに対し、後者ではそれより粗粒な傾向がある。

圏谷斜面では岩屑層からなる周氷河性斜面や、裸岩壁が卓越する。また圏谷上部の随所で土石流が発生している。特に左岸谷壁で生じた土石流は規模が大きく、先端の一部が岩屑丘を埋めている (図 2)。

調査地一帯の基盤地質は中生界四万十帯砂岩からなる (河内ほか, 1984)。また圏谷底は冬に深雪に覆われ、岩屑丘上流の谷底面などでは夏前まで残雪がある。都市気候の影響が小さい 1950 年以前の甲府測候所の平年値 (東京天文台, 1954) から、減率を $6.0^{\circ}\text{C km}^{-1}$ として推定した岩屑丘付近の年平均気温は -2.3°C である。調査地は不連続永久凍土帯の下限にごく近接していると予想される。

III. 調査方法

岩屑丘とその周辺の主な地形単位で、砂岩礫の風化皮膜厚を測定した。測定方法の要点は次の通りとし、測定者 (小松) の手順や測定値の妥当性を記録者 (荻谷) も確認した。1) 同一の地形単位では積雪や水分条件に極端な違いがないように測点を選んだ。各測点で $5 \times 5 \text{ m}$ の方形区を設け、その地表から粒径の大きい順に 21 個以下の礫を選んだ。2) 礫をハンマーで砕き、礫表面と平行かつ均一に発達した風化皮膜の最厚部を 0.5 mm 単位で測定した。3) 内部まで風化した礫や、植生、コケ類または土壌に覆われたことが疑われる礫は除外した。4) 転動による礫の流入が疑われる地点では測定しなかった。

風化皮膜厚データの統計手法はこれまで周到に議論されてきたわけではない。従来、平均値がしばしば用いられてきた (荻谷, 1995; Aoyama, 2001 など) が、本事例のように測定値の頻度分布型が地形単位ごとに異なる場合は平均値の単純な比較は有意でない。本研究では、既往の指摘 (渡辺, 1990 など) を参考に、最大値を主に参照する。

IV. 結 果

1) 岩屑丘

岩屑丘頂面とその周辺で測定した (T1 ~ T4, 図 2)。上述のように、岩屑丘の一部はハイマツに覆われ、人為的な礫の転動以外には物質移動が起きていないので化石地形と判断される。4 地点で合計 80 個の礫の風化皮膜厚を測定し、最大値 3.0 mm, 最小値 0.0 mm, 平均値 1.25 mm を得た。

2) 岩屑丘背後の谷底面

岩屑丘上流側の谷底面のうち、西リッジとその周辺で測定した (V1 ~ V5, 図 2)。谷底面には現在の物質移動を示す証拠がなく、化石地形と判断される。5 地点で合計 100 個の礫の風化皮膜厚を測定し、最大値 2.0 mm, 最小値 0.0 mm, 平均値 0.55 mm を得た。

3) 周氷河性岩屑斜面

圏谷右岸の周氷河性岩屑斜面下部で測定した

(P1～P4, 図2)。そこでは平滑な岩屑斜面とハイマツが指交しているのが、現成か、近過去に化石化した地形と判断される。4地点で合計81個の礫の風化皮膜厚を測定し、最大値1.5 mm, 最小値0.0 mm, 平均値0.43 mmを得た。

4) 土石流堆積面

岩屑丘付近の土石流堆積面上で測定した(D1, 図2)。調査当時(1994年), この土石流は急な融雪や集中降雨を誘因として毎年のように発生していたとみられる。したがって年代面では現成と判断される。1地点で20個の礫の風化皮膜厚を測定し、最大0.5 mm, 最小値0.0 mm, 平均値0.15 mmを得た。

V. 議 論

1) 各地形単位の相対年代

岩屑丘や上流の谷底を岩石氷河成とみる意見はあるが, それらの形成期に明確に言及したものはない。神澤・平川(2000)は木曽山脈の氷河編年を参考に岩屑丘の年代を晩氷期と推定したが, 具体的資料は発見されていない。

先に記したように, 岩屑丘と背後の谷底面は, 形態上は不連続にみえない。そのため両者が一連の地形としてほぼ同時期に形成されたとすると, 風化皮膜厚もほぼ同等になると予想される。しかも, 谷底面のような積雪期間が長い場所では融雪水の影響で化学風化が2～4倍加速されうる(Thorn, 1975; 荻谷, 1995)ことも考慮すると, 風化皮膜厚は岩屑丘より谷底面で大きくなると想定される。しかし谷底面の風化皮膜厚(最大値)は岩屑丘の約0.67倍であり, 風化皮膜厚からは岩屑丘と谷底面の形成期は異なると判断される。この場合, 地形の被覆関係からみて周氷河性岩屑斜面は谷底面より新しく, また土石流は明らかに現成である。したがって推定地形形成順は, 新しい方から土石流, 周氷河性岩屑斜面, 谷底面, 岩屑丘となる。今のところ風化皮膜厚と数値年代を結び資料はないが, 谷底面の風化皮膜厚は形成期が相当新しいと推定される周氷河性岩屑斜面のそれと同程度である。谷底面は, 近過去を含む完新世後半に生じた可能性が高い。

2) 圈谷底での岩石氷河流動の可能性

既述のように, 岩屑丘は岩石氷河の先端に生じるリッジの様々な特徴をよく備えている。これに対し, リッジや凹地を伴う谷底面にどのような地形形成過程が関与したのかは十分理解されていない。周囲の状況からは, ①岩石氷河の流動とその後の化石化, ②谷壁斜面の表層崩壊による物質流入, ③プロテラス・ランパートの形成, などが推定される。以下, それらの可能性を検討する。

まず岩石氷河について考える。一般に, 岩石氷河が化石化する際には水体の融解により頂部が沈下し, 岩石氷河の先端や側方にリッジが生じる。実際, 谷底面には2列のリッジが存在する。この場合, 東リッジでは風化皮膜厚を測定していないので, その時代性に具体的に言及することはできないが, 地形の規模や明瞭さ, 堤の比高・伸長方向などから岩屑丘に連続するとみられる。つまり, 東リッジは岩屑丘を形成した岩石氷河の側方リッジの可能性がある。一方, 西リッジは堤の比高が1～2 mと小さく, その伸長軸は弧を描いて南南西から北に向いており, 東リッジとは異質である。以下に述べる検討結果も加味すると, 西リッジを含む谷底面の一部(特に西半部)の形成には, 岩屑丘の形成後に新たに流動した岩石氷河が関係したと考えられる。この場合, 新たな岩石氷河は圈谷底の中心部を最大傾斜方向に流動したのではなく, 左岸側から発生して偏在していたことになる。化石岩石氷河の側方・先端リッジの比高は5～10 m以上になることもある(松岡, 1998; 池田, 1999)が, 西リッジの値はこれより小さい。西リッジの形成には, 永久凍土クリープで小規模ローブが生じるような萌芽段階の岩石氷河(松岡, 1998)が関与したことが考えられよう。

それでは, 左岸側の周氷河性岩屑斜面が表層崩壊を起こし, それにより西リッジや谷底面が生じた可能性はあるであろうか。実際, 西リッジの西側は標高2,920 m付近まで非常に浅い凹型斜面になっており, 崩壊域にもみえる。しかし, この凹型斜面を物質供給源とした場合, それに対応する小規模な堆積物が長さ約95 mのリッジを形成しつつ, 谷底に拡散するかどうかは疑問であり, こ

の点で説明が難しい。

西リッジの形態や分布はプロテラス・ランパートのそれに類することから、その化石地形とみることもできる。しかし現在の左岸斜面の下部ではプロテラス・ランパートが形成されていない。西リッジの上方にはプロテラス・ランパートに伴われる崖錐や大規模な裸岩壁が認められず、岩屑供給源となる土石流に関係した地形痕も確認できない。また現在の観察からは、調査地の土石流は全般に流走距離が短く、谷底面にみられるような多量の巨礫を運搬する能力はないと判断される。こうしたことから、西リッジを含む谷底面が化石プロテラス・ランパートである可能性は低い¹⁾。

3) 岩石氷河の流動と古気候学的背景

様々なプロクシーを用いた最近の古気候研究 (Briffa and Osborn, 1999; Johnsen *et al.*, 2001 など) により、完新世は古気候学的にみて安定した時代ではなく、とりわけ後半に明瞭な冷涼化があったことが知られるようになった。日本でも周氷河性斜面の拡大や消雪の遅れが完新世後半に生じたと考えられている (高田, 1992; 荻谷ほか, 2002 など)。そうした時期に不連続永久凍土帯下限が低下し、標高 3,000 m 級の中部山岳でも岩石氷河の流動が起こった可能性は十分にある。対応する古気候イベントには約 4,000 ~ 5,000 年前以降に始まって約 2,000 年前に極に達した冷涼期や、小氷期があげられる。左岸谷壁の岩塊斜面の上縁付近 (標高 2,915 ~ 2,930 m) を起点にして西リッジの下端 (東に最も張り出した部分) まで岩石氷河が流動したと考えた場合、その斜距離 (約 60 ~ 80 m) と従来知られている岩石氷河の平均流速 (10 ~ 50 cm a⁻¹; Kääb *et al.*, 1997 など) から算出される流動時間は 120 ~ 800 年である。氷床コアや年輪の解析によると、小氷期の冷涼化は顕著だったが、持続性は短かった可能性がある。西リッジに関係した岩石氷河の流動には、冷涼な気候が比較的長く続いた小氷期以前の時代の方が適していた可能性がある。

4) 化石岩石氷河認定上の問題

蘆沢における岩石氷河の問題にふれた従来の研

究では、成因・年代の両面で岩屑丘と谷底面は特に区別されなかった。しかし本稿で示したように、谷底面や西リッジは岩屑丘よりも新しく、岩屑丘同様に岩石氷河に関係した可能性が高いことが判明した。空中写真などで化石岩石氷河を認定する際には先端の高まりや背後のリッジ (横断稜線を含む) が有力な手がかりとなるが、それらの成因や年代が必ずしも一致しない場合があることを本事例は示している。必要に応じ、岩石氷河の形成過程を様々な観点で吟味すべきである²⁾。

VI. むすび

本稿の内容は次のように整理される。1) 仙丈ヶ岳蘆沢圏谷内のターミナル・モレーン様の岩屑丘とその周辺の主な地形単位において、礫の風化皮膜厚を調査した。2) 岩石氷河に由来する岩屑丘は調査範囲では最も古いと考えられる。3) 岩屑丘の上流には多量の岩塊からなり、2列のリッジを伴う谷底面がある。4) リッジや谷底面の成因は決定づけられないが、リッジの一つや谷底面の一部は新しい岩石氷河に関連した可能性が高い。5) 化石岩石氷河を認定する際は、一群の地形が同一の成因や時代性を有するかどうかを総合判断すべきである。

謝 辞

本稿の骨子は日本地理学会 2002 年度春季学術大会で発表した。これに対する聴講者諸氏の質問や意見は内容の再考に有益だった。匿名査読者と本特集編集委員の所見は初稿の改良に役だった。誌上を借りて以上の皆様にお礼申しあげます。本稿のとりまとめに 2001 年度文部科学省科学研究費補助金 (奨励研究 A, 13780067) を使用した。

注

- 1) 形態の上から岩屑丘をブッシュ・モレーンとし、谷底面の岩塊をブッシュ・モレーンを生じさせた氷河起源とする説も考えうる。しかしモレーンとするには斜面上方の涵養域が狭く、その点で説明が難しい。
- 2) 本稿では岩石氷河の表面や内部で礫がどのように挙動し、風化皮膜がどのように発達するのかといった点にふれなかった。年代観をより確かにするには、岩石氷河とその周辺における風化皮膜の発達機構を今後検討する必要がある。

文 献

- 青山雅史 (2000): 日本列島の岩石氷河台帳. 岩田修二編: 日本列島における岩石氷河とその古環境学的意義に関する研究 (平成9年度~平成11年度科学研究費補助金基盤研究 (C) (2) 研究成果報告書). 67-121.
- Aoyama, M. (2001): Estimating the age of rock glaciers from weathering rind thickness in the Yari-Hotaka mountain range, northern Japanese Alps. *Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ.*, **36**, 49-58.
- 青山雅史・岩田修二 (1999): 日本アルプス高山域における岩塊堆積地形の成因についての再検討. 日本地理学会発表要旨集, **55**, 340-341.
- Barsch, D. (1996): *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer.
- Briffa, K.R. and Osborn, T.J. (1999): Seeing the wood from the trees. *Science*, **284**, 926-927.
- 福井幸太郎・岩田修二 (2000): 立山, 内蔵助カールでの永久凍土の発見. 雪氷, **62**, 23-28.
- 池田 敦 (1999): 形態と分布による岩石氷河の活動状態の評価—スイスアルプスを事例として—. 日本地理学会発表要旨集, **55**, 86-87.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjornsdottir, A.E. and White, J. (2001): Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quatern. Sci.*, **16**, 299-307.
- Kääb, A., Haeberli, W. and Gudmundsson, G.H. (1997): Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost Periglac. Process.*, **8**, 409-426.
- 荻谷愛彦 (1995): 月山の残雪凹地における礫の風化皮膜の厚さの空間変化. 地理学評論, **68A**, 260-272.
- 荻谷愛彦・杉山真二・佐々木明彦 (2002): 植物珪酸体分析からみた三国山地・平標山の亜高山帯における過去8000年間の草原景観発達. 日本地理学会発表要旨集, **61**, 215.
- 河内洋佑・湯浅真人・片田正人 (1984): 5万分の1地質図幅「市野瀬地域の地質」および同解説書. 地質調査所.
- 神澤公男・平川一臣 (2000): 南アルプス仙丈ヶ岳・薮沢の最終氷期の氷河作用と堆積段丘. 地理学評論, **73A**, 124-136.
- 松岡憲知 (1998): 岩石氷河—氷河説と周氷河説—. 地学雑誌, **107**, 1-24.
- Matsuoka, N. and Ikeda, A. (1998): Some observations regarding mountain permafrost in the Japanese Alps. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **24**, 19-25.
- 高田将志 (1992): 北アルプス薬師岳周辺の周氷河性平滑斜面. 地学雑誌, **101**, 594-614.
- Thorn, C.E. (1975): Influence of late lying snow on rock-weathering rinds. *Arc. Alp. Res.*, **7**, 373-378.
- 東京天文台編纂 (1954): 理科年表昭和30年. 丸善.
- 渡辺悌二 (1990): 氷河・周氷河堆積物を主対象とした相対年代法. 第四紀研究, **29**, 49-77.

(2002年4月25日受付, 2002年6月28日受理)