

速 報

富士山頂における 3 m 深地温測定 (2008–2010 年) — 永久凍土の存在確認と長期変化把握に向けて —

岩 花 剛¹⁾, 池 田 敦²⁾, 福井幸太郎³⁾, 斉 藤 和 之⁴⁾,
末 吉 哲 雄⁴⁾, 原田鉦一郎⁵⁾, 澤 田 結 基⁶⁾

要 旨

1970 年代初頭に、富士山頂における永久凍土の存在が報告され、近年は気候変動によるこの永久凍土への影響が注目されている。年平均気温が -6°C 前後であることから、山頂部に広く永久凍土が存在することは半ば自明と考えられていたが、2008 年より山頂部の 2 箇所深さ 3 m までの地温を約 2 年間測定したところ、永久凍土の存在は確認されなかった。1 地点目では、季節的な凍結深が深く、3 m 以深に達したが、夏期の激しい降雨の度に大きな地温上昇が記録され、深さ 2~3 m の凍土も秋期の激しい降雨イベントによって急速に融解した。2 地点目では、積雪が地表の冷却を妨げることによって季節的な地中凍結の程度が弱く、降雨浸透による加熱も加わり、1 地点目より高い地温で推移した。地温変化は年々変動が激しく、凍土は熱的に不安定な状態であることが今回の調査で示唆されたため、現時点で利用できる情報では近年の気候変動による富士山頂の地中環境への影響を評価することは難しい。今後、富士山における地表層温度および凍土の長期変化の評価は、地表面微気象観測とあわせて、多点におけるより深部までの長期間の連続的な地中観測を拠り所にして行う必要がある。

キーワード：富士山、永久凍土、観測、降雨浸透、地温

Key words: Mt. Fuji, Permafrost, Monitoring, Rain infiltration, Ground temperature

1. はじめに

富士山頂では、Higuchi and Fujii (1971)、藤井・樋口 (1972) によって永久凍土が存在することが報告された。年平均気温が -6°C 前後である

ことから、山頂部に広く永久凍土が存在することは半ば自明と考えられている。その報告から数十年が経過し、近年の気候変動が富士山頂の永久凍土に及ぼした影響と、永久凍土の変化が地表の環境に及ぼした影響が注目されている。そこでまず、一般にしばしば誤解を生む永久凍土という用語と、永久凍土の変動が地表の様々な環境に及ぼす影響について確認したのち、富士山に関する先行研究を紹介し、本研究の目的を述べる。

永久凍土という用語は、英語の“permafrost (permanent frost)”の直訳と思われる。国際永久凍土協会 (IPA) がまとめた専門用語集“English Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms” (Everdingen, 1998) によると、永久凍土は「連続した 2 年間以上 0°C

-
- 1) 北海道大学地球環境科学研究院
〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 丁目
 - 2) 信州大学山岳科学総合研究所
〒390-8621 長野県松本市旭 3-1-1
 - 3) 立山カルデラ砂防博物館
〒930-1405 富山県中新川郡立山町芦峰寺字ブナ坂 68
 - 4) (独)海洋研究開発機構
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25
 - 5) 宮城大学食産業学部
〒982-0215 仙台市太白区旗立 2 丁目 2-1
 - 6) (独)産業技術総合研究所地質標本館
〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

以下の温度状態にある土地（氷や有機物を含めた堆積物や岩盤）」と定義されている。現在ではこの温度と期間を基にした定義が最も広く用いられている。この永久凍土という用語は、字義通り“永久に”凍結している土地と一般に理解されてしまうが、実際に地球上で永久に凍結している土地は存在しないと考えるべき。

永久凍土の温度変化、特に凍土層の消長自体を取り扱う場合には、ロシアや中国の凍土研究者が用いている多年凍土 (Kudryavtsev, *et al.*, 1978 など) という表現が適切であろう。しかし、本論文ではこれまでの日本の学界の慣習に従い永久凍土という用語を用いることとする。

凍土環境の変化は、その水文学的な役割を通じて生態系に大きな影響を及ぼす。凍結土の飽和透水係数は、融解土にくらべて数オーダー小さくなり、また不飽和土であっても負の温度層への水の浸透は土中の空隙が氷で埋められることを意味する。このため、ほとんどの連続永久凍土帯では、マクロポアを通じた浸透を除いて永久凍土上面からの下方への水の浸透が無視できるほど小さくなる。この特殊な水文環境のために、永久凍土帯で季節的に凍結融解を繰り返す地表層（活動層）には、側方流出が小さければ土壤水分が維持されやすい。一方、気候変動によってこの活動層厚が変化するとその熱と水の動態は変化し、表面植生の生態に影響を及ぼすと考えられる。大雪山系小泉岳（小泉・新庄, 1983）では、凍土の存在によって維持される地下水位と植生分布の対応について報告されている。さらに、永久凍土の後退（部分融解）が斜面を不安定化させ、土砂災害を引き起こす可能性も指摘されている（例えば, Zimmerman and Heaberli, 1992; Gruber *et al.*, 2004）。

富士山頂の夏期の凍結層の存在については、古くは昭和 10 年の富士山頂観測所建設の際に文部省建築課の工事監督・池松治四郎氏が「最深 20 尺（約 6m）まで掘り下げたのであるが依然として結氷して居た」と報告している（池松, 1936）。また、樋口ら（1974）の記述にある富士山測候所に関する藤村郁夫氏の記録から測候所建設のための土台作りのため約 6m（藤村氏のメモでは、3m）まで掘り下げたのが 8 月末であることがわかる。この事実に加え、年平均気温が -6.4°C （1971～2000 年）で

あり、猛烈な風によって積雪は吹き飛ばされて山頂の大部分には風衝地が展開されており、冬の寒気によって効率的に地中が冷却される環境であることから、富士山頂に永久凍土が存在すると考えることは妥当である。しかし、藤井・樋口（1972）によって確認された事実は、1970 年 7 月～8 月、1971 年 5 月、7 月～8 月および 10 月初旬の計 4 回の調査時の地温が 0°C となる深度である。一連の調査と熱力学的考察の結果、富士山頂には広く永久凍土が存在すると結論されているが、上記、IPA による永久凍土の定義に従った永久凍土の確認は成されていない。

山岳地の永久凍土の状態が気象条件によって、また地形によって大きく変動することはこれまでの研究（Kneisel, 2010 など）によって知られている。富士山でも、気象条件の年々変化や、変化に富む山頂地形、さらには火山活動によって地中は複雑な温度変化を示すと予想される。このような場所で一般に永久凍土の長期変化を把握するためには、まず代表的な地点において地温プロファイルを 2 年間以上計測し、地温変化の現状を把握するとともに永久凍土の有無を議論し、長期変動把握に向けた観測を継続することが必要である。しかし、富士山頂における地温観測システムの構築には様々な困難を伴うため、このような研究は成されてこなかった。

我々は、富士山頂における永久凍土の定義に基づいた存在証明に加えて、表層地温変化の現状とその長期変動評価を目的とした観測を 2008 年より開始した（池田ら, 2010）。まず富士山頂部の砂礫層において約 2 年間にわたって 3 m 深までの地温を含めた富士山頂の微気象を連続観測した。その結果、永久凍土の存在が期待される山頂部の気象条件下においてもその存在が確認されず、本観測地点では永久凍土の形成維持に不利な条件が存在することが示されたので報告する。

2. 観測方法

2.1 観測サイト

観測サイトは、富士山頂の 2 地点に設置した。金明水サイト（以下、K サイトと記す）は、白山岳から富士火口方面に下った比較的起伏の緩やかな小丘上（標高 3693 m）に位置し、虎岩サイト



図 1 調査サイト位置図. 等高線の間隔は 10m である.

(以下, T サイトと記す) は, 火口南側の虎岩上部の平らな部分 (標高 3682m) に位置する (図 1).

K サイトでは, 地温およびその他の微気象項目の観測を行い, T サイトでは, 地温のみの観測を行った.

K サイトの観測期間は, 2008 年 8 月 22 日～2010 年 10 月 12 日である. 着雪氷や暴風等のため, 2009 年 3 月 12 日～5 月 18 日および 2010 年 7 月 11 日～8 月 18 日は観測システム全体が, また, 2010 年 6 月 11 日～7 月 10 日は気温と雨量を計測する測器が破損したため, 欠測した.

T サイトの観測期間は, 2008 年 10 月 28 日～2010 年 9 月 30 日である. T サイトにおいても浸水による測器の故障や電池切れによって欠測が生じた.

山頂部外縁ではリッジ状の地形による複雑な熱伝導および熱輸送が起っていると考えられるが, K サイトは, 外縁と主火口間の比較的平らな部分が広がる場所で, 熱伝導に関しては鉛直方向の輸送が支配的であると期待される. また, K サイトは緩やかな小丘上に位置するため, 雪が吹き払われやすく, 寒気が地表を直接冷却するために凍土が形成されやすい環境にある. ただし, 南側に主火口が存在するため, 南方面に太陽を遮る山体がな

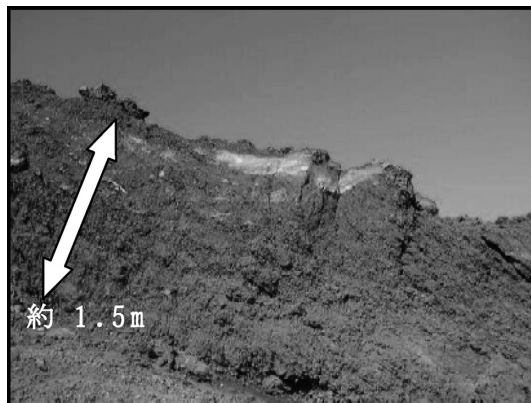


図 2 富士山頂にみられる火山性堆積層の露頭. 白い部分は空隙率が低く, 比較的透水性が低いと考えられる層で, 地中にも透水性の高いスコリア層と互層して存在しているものと考えられる.

く, 比較的多くの日射に晒される. 一方, T サイトは, 逆に山頂南部の外輪山頂上部より一段北側に降りた平らな部分であるため, 日射条件は若干悪く, 窪地であるため雪が吹き溜まりやすい.

2008 年 8 月 20 日および 9 月 27 日にそれぞれ K, T サイトにてエンジンオーガーを用いたボーリングを行い, 深度 3m の测温孔を設置した.

3m 深までの土質は, 多孔質の玄武岩質スコリアからなる砂礫層であった. K サイトのボーリング中には, 相対的に掘削が困難な層が 2, 3 層存在した. これは, スコリアが溶結した層に対応していると考えられる (図 2 参照).

2.2 測定方法

気温および雨量は, 三脚上部 (比高 2m) に取り付けられた複合気象測器 (WXT520; Vaisala) によって, 地表層 0.3m の平均体積土壌水分は, ロッド長 0.3m の TDR (Time Domain Reflectometry) センサー (CS616; Campbell) を地表面に垂直に刺すことによって測定した. 積雪深は, 白いビニールテープを巻いた支柱を地面に突き刺して固定し, サーマスタ温度計を 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5m 高に固定し, その温度および地表面温度の日変化を気温の日変化と比較して推定した. 気温の日変化の標準偏差値と地表面および地上部温度の日変化の標準偏差値の差が 0.5℃ 以上となった日にその深度までの積雪があったと判断した.

K サイトにおける地温測定では, 深度 0.01,

0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.7, 0.9, 1.1 m はサーミスタセンサー (104ET; 石塚電子), 1.4, 1.5, 1.7, 1.9, 2.1, 2.3, 2.5, 2.7, 2.9, 3.0 m は Pt100 センサー (昭和産業) を用いた。

K サイトの雨量を除くすべての観測項目は、データロガー (CR1000; Campbell) によって 30 秒毎に計測し、10 分間の統計値を記録した。雨量はイベント毎に感知され、10 分積算値を記録した。

T サイトでは、深度 0.01 m に小型温度ロガー (おんどとり Jr., TR51A; T&D), 0.2, 0.7, 1.1 m に小型温度ロガー (おんどとり Jr., TR52S; T&D), 1.7, 2.2, 2.7, 3.0 m にサーミスタセンサー (TMC50-TD) を設置して小型ロガー (HOBO/U12-008; Onset) で 1 時間毎の測定値を記録した。

地温センサーは、ケーブル同士を上記の測定深度間隔で固定したものを直径約 5 cm のボアホールに挿入した後、空隙を埋めるように砂礫でボアホールの隙間を充填した。すべての地温センサーに関して、氷-水恒温槽にて 0.03°C の分解能 (おんどとり Jr. は、0.1°C) で検定を行った。

2.3 データの品質管理と補間

気温データに関する 1 時間以内の欠測は、前後のデータを用いて直線補間して日統計値を計算した。2009 年 3 月 12 日~5 月 18 日, 2010 年 6 月 12 日~8 月 18 日の K サイトの日平均気温の欠測は、気象庁富士山頂測候所の気温データ (x) と本研究による K サイトの気温データ (y) の相関図から得た関係式 ($y = 1.03x - 0.51$; $R^2 = 0.997$) によって、推定した。

気温が 0°C を下回った時の雨量測定値は、降雪と判断し、本論文で使用したデータからは除外した。

2008 年 12 月 26 日~2009 年 1 月 9 日は 1 日~数日間の、2009 年 1 月 18 日~3 月 11 日は連続して、原因不明のノイズによって Pt100 センサーによる地温測定値が異常値を示したのでこれらを除去した。

2010 年 7 月 11 日~8 月 18 日の地温の欠測は、小型ロガー (HOBO/U12-008; Onset) とサーミスタセンサー (TMC50-TD) による深部地温のバックアップ測定値を補間に使用した。

3. 結果と考察

3.1 気象条件

富士山頂測候所の 30 年平均気温 (1971-2000 年)

が -6.4°C であるのに対し、2008, 2009 年の年平均気温は、それぞれ -6.0, -5.9°C であった。我々の観測期間は、2000 年までの 30 年平均値に比べるとやや暖かかったが、最近 7 年 (2001-2007 年) の平均気温 (-5.8°C) に似た気温条件の 2 年間であったと言える。本観測期間を通した最高気温は、14.3°C, 最低気温は、-29.2°C であった (図 3a)。

地中の凍結・融解の程度を予測するための最も基本的な気象値は、凍結指数・融解指数であり (木下, 1982 など), ここではそれぞれ、前年 10 月以降の負の日平均気温の絶対値を当年 4 月末まで積算したもの、各年 5 月以降の正の日平均気温を 9 月末まで積算したものとした。表 1 に、2006~2010 年の値を示した。永久凍土が存在することが報告されている日本の山岳地 (Fukui, 2003; 福田・木下, 1974; Ishikawa *et al.*, 2003; Iwahana *et al.*, 2008; Sawada *et al.*, 2003; Sone, 1992) の中から、比較のため、最も熱的に安定した永久凍土が分布すると考えられている大雪山系の五色岳での値も併せて示した。5 年平均値で、富士山頂の凍結指数は 172°C・days ほど大雪山系五色岳の値より大きく、融解指数は約半分の値である。つまり気温条件のみから判断すると、富士山頂には永久凍土が存在して不思議ではない。例えば、Harris (1982) による凍結指数と融解指数を用いた永久凍土帯の分類ダイヤグラムにおいても、富士山頂は連続的永久凍土帯に分類され、ヨーロッパアルプス頂上部の山岳永久凍土帯に似た環境である。融解指数に関して、この 5 年間では両地点共に 2009 年が最も低く、2010 年は最も高かった。

降水量に関しては、気象庁による観測もなく、長期的な特徴は把握されていない。本研究によって記録した 2009 年 6, 7 月の月積算降雨量は、それぞれ 327 mm, 484 mm であり梅雨前線停滞期にあたる。また、2008 年 9 月, 2009 年 10 月, 2010 年 9 月の値はそれぞれ 291 mm, 361 mm, 582 mm で、秋雨前線の停滞や台風によってもたらされたものである。一般的な傾向として、融雪期、地面融解初期に相当する梅雨期、地面融解後期から末期に相当する時期に大量の降雨がもたらされていることが推測される。

地表層の土壌水分は、センサーの測定範囲全層が融解してから全体の体積土壌水分量を示すよう

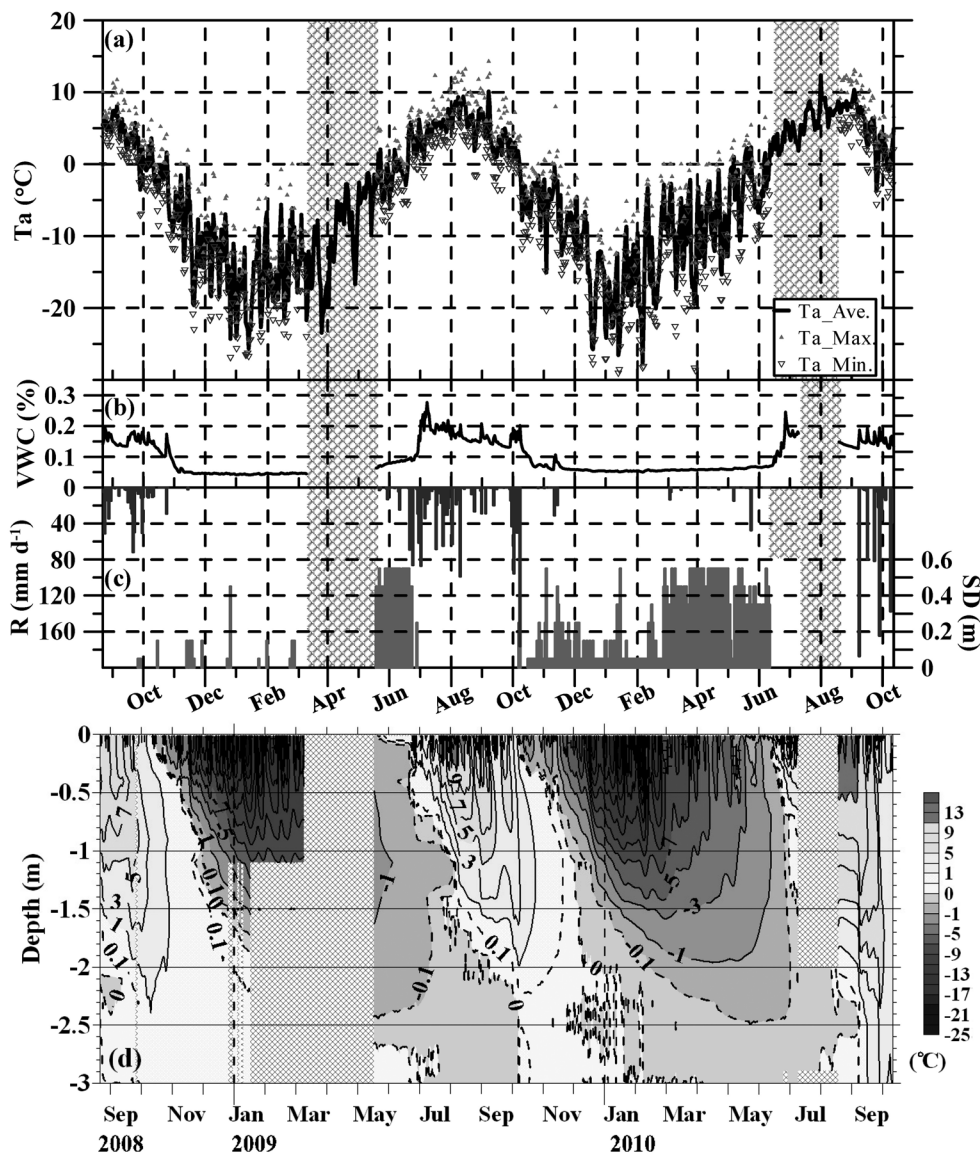


図 3 金明水サイト (K サイト) における 2008-2010 年の気象と 3 m 深までの地温プロファイル変化。(a) 日平均気温 (Ta_Ave.)・日最高気温 (Ta_Max.)・日最低気温 (Ta_Min) の変化; (b) 地表層 (0.3 m) の日平均体積土壌水分量 (VWC) の変化; (c) 日積算降雨量 (R) と積雪深 (SD) の変化 (積雪深は、0.05~0.55 m まで 0.1 m の分解能で変化を表し、それぞれ、±0.05 m の範囲内に積雪深があったことを意味する。ただし、0.55 m の場合は、0.5 m 以上の積雪を意味する。); (d) 3 m 深までの地温プロファイルの変化。実線の等温線は 2°C 間隔、-0.1, 0, 0.1°C のみ破線で示した。網掛けの部分は欠測を示す。

になる (図 3b)。測定範囲が融解した後は、降雨に敏感に反応してその値が増加する一方、降雨後は急速に値が減少する。藤井・樋口 (1972) によると、富士山頂の融解土の飽和透水係数は $0.62 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ であり、未凍結の地表層は透水性が非

常に高く、降雨後の土壌水分の急速な低下は、土壌水の下方向への浸透に対応していると考えられた。

注目すべき点は、気温がたびたび氷点下となる 10 月さらにはほとんど氷点下で推移する 11 月においても、正の気温および降雨が記録されている

表 1 富士山頂測候所 (3776 m) および大雪山系・五色岳観測サイト (2035 m) における 2006~2010 年の凍結指数と融解指数の変化とその平均値. 各年の凍結指数は, 前年初冬からの統計値である.

	富士山頂		大雪山系(五色岳)	
	凍結指数	融解指数	凍結指数	融解指数
2006	2854	560	2512	1117
2007	2517	586	2463	984
2008	2656	565	2316	1095
2009	2527	483	2347	968
2010	2513	638	2568	1301
5年平均	2613	566	2441	1093
単位 (°C・days)				

ことである (例えば, 2008 年 10 月, 2009 年 10 月初旬と 11 月中旬, 2010 年 10 月前半) (図 3c). 地表層の土壌水分計もこの時期の降雨に反応して大きな変化を示している (図 3b). これは, 特に透水性の高い地層を持つ富士山頂においては, 地表面からの凍結が始まり, 地表への加熱がほとんどなくなる時期においても, 降雨浸透による地中への移流熱輸送が無視できないことを示している.

積雪の季節変化に関しても利用できる情報が乏しい. 我々が観測した 2 冬期間は, 2009 年は少なくとも 3 月初旬まで, 2010 年は 2 月下旬まで K サイトにおいて継続した大きな積雪はなく, この時期以降に積雪深が 0.4~0.5 m 以上となり, 6 月中旬の急激な融雪まで続いていた. 最も気温が低い 12 月~2 月の時期に地表面がほとんど積雪に覆われていないため, この時期に地中は効率的に冷却されることになる. この観測結果は, 「富士山頂では, 一部の吹き溜まりを除いて, 真冬の間は乾燥した雪が暴風で吹き飛ばされてあまり雪が積もらず, 3 月頃に一気に雪が積もることが多い。」という岩崎 洋氏 (元富士山測候所冬季臨時職員) の証言と一致する. 最大積雪深は観測データからは決定できないが, 現場で撮られた写真からある程度推測できる. 2009 年 3 月 5 日に撮影された写真では, K サイトでは所々地表面が見えており, 欠測期ではあるが, この時点ではほとんど積雪がなかったと考えられる. 2009 年 5 月 19 日と 2010 年 5 月 5 日には, 気象測器三脚の脚部 (高さ約 0.7 m) 以下の積雪であったことを現地で確認したことから, 平均的な最大積雪深は 0.5~0.7 m 程度であったと推測した.

3.2 K サイトにおける地温変化の特徴

地表面からの凍土の融解は, 融雪が完了するとともに, 2009 年は 6 月下旬に, 2010 年は 6 月中旬から始まった (図 3d). 2009 年の春は, 融雪完了前の 5 月下旬から地表面下数センチメートルに融解層を形成したまま 6 月下旬に至るが, これは, 5 月下旬~6 月中旬の降雨が積雪層を通過して地表面で凍結せずに溜まっていたためと考えられる.

この融解の進行開始期は梅雨の時期に相当し, 大きな降雨イベント時に数十センチメートルも融解深が進行した. 2010 年のこの時期の降水量は欠測だが, 土壌水分計の値の変化から, 同時期に多くの降雨イベントがあったことが推測される. 7 月初めの融解深は 2009 年と 2010 年でそれぞれ約 0.7 m と 1.3 m であり, 2010 年の融解深の進行速度が速かったことには, 2009 年に比べて早い融雪の完了と高い気温で推移したこと (図 3a, 表 1) が影響していると考えられる.

秋期の地温プロファイルの変化については 3 ヶ年のデータが得られ, いずれの年も地表面の日平均地温が負に変わる直前の時期に大きな降雨イベントが観測され, これに引き続いてその後 1~2 ヶ月続く測定地中深部における地温変化の不安定化が見られた (図 3c, d). 2008 年と 2010 年には, 2.1~2.6 m 深に残っていた凍土が数時間の降雨イベント中に融解して 3 m 深まで全層が正の温度となった. Hinkel *et al.* (1993) は, 不連続永久凍土帯に属し年間降雨量が 200 mm に満たないアラスカ・フェアバンクス郊外において活動層の観測を行い, 融解期末の降雨浸透が凍土を効率的に融解させていると報告している. 一方, 富士山頂では一度の降雨イベントで上記のアラスカの観測サイトの年間降雨量に匹敵する降雨量を観測することもあるため, 降雨浸透が凍土の融解に大きな影響を与えていると考えられる. 2009 年 10 月上旬には, 約 170 mm day^{-1} の降雨イベントが 2.2 m 以深に残っていた凍結層を少なくとも 3 m まで融かし, 融解深を 0.8 m 以上も増加させた.

地表面からの凍結は 10 月中に始まり, 積雪が 0.4 m を超えない 2 月末まで強い地中の冷却が見られた (図 3d). この強い冷却が 2010 年 2 月末に突然弱まることが観測されているが, これは 0.4~0.5 m 以上の積雪が持つ大きな断熱効果のためで

ある。例えば北海道では、積雪が 0.10~0.15 m を超えると、寒気が地中に伝わり難くなり、地中凍結の進行が急激に減速する(東, 1961; 福田, 1982 など)。3 月前後まで地表面が厚い積雪に覆われないことが例年の富士山頂の特徴であれば、常に強風に晒される山頂部外縁のリッジ部でなくても、冬期の低い平均気温が十分に作用して地中が効率的に冷却される環境にある場所が富士山頂に広がっていると言える。

一方、冬期によく冷却された凍土は、ひと夏の間に 3 m までの全層が複雑な様式で融解した。融解期の全期間が計測できた 2009 年 5 月~12 月の表層土壌水分・降水量・地温プロファイルの変化を図 4 に拡大して示した。図 4 に水平矢印 1, 2 で示した部分で地表面から融解前線が深部に進行する際に、下層部から先に融解が起こるという現象

が見られた。この融解は、鉛直一次元の熱輸送では説明がつかず、横方向からの熱の移流が起こっていることを示している。

下層部から先に融解するという現象が起こる原因としては、深度約 0.3~0.6 m および約 1.4~1.6 m の層に透水性の低い層が存在し、周囲に降った雨水が亀裂や透水性の高い部分から地中深くに浸透した後、この層を選択的に(三次元的に)流れているのではないかと予想する。言い換えれば、これらの比較的透水性の高い層が、透水性の低い層と互層している。地表面に近い 0.4 m 深までの層は、春の融雪浸透水の再凍結で地中の空隙が埋まり、難透水層を形成していた可能性があるが、浅部に先だって融解した 0.6~1.4 m 深付近には、図 2 に見られるようにスコリアが溶結したために空隙率が比較的小さく、透水性の低い層が存在す

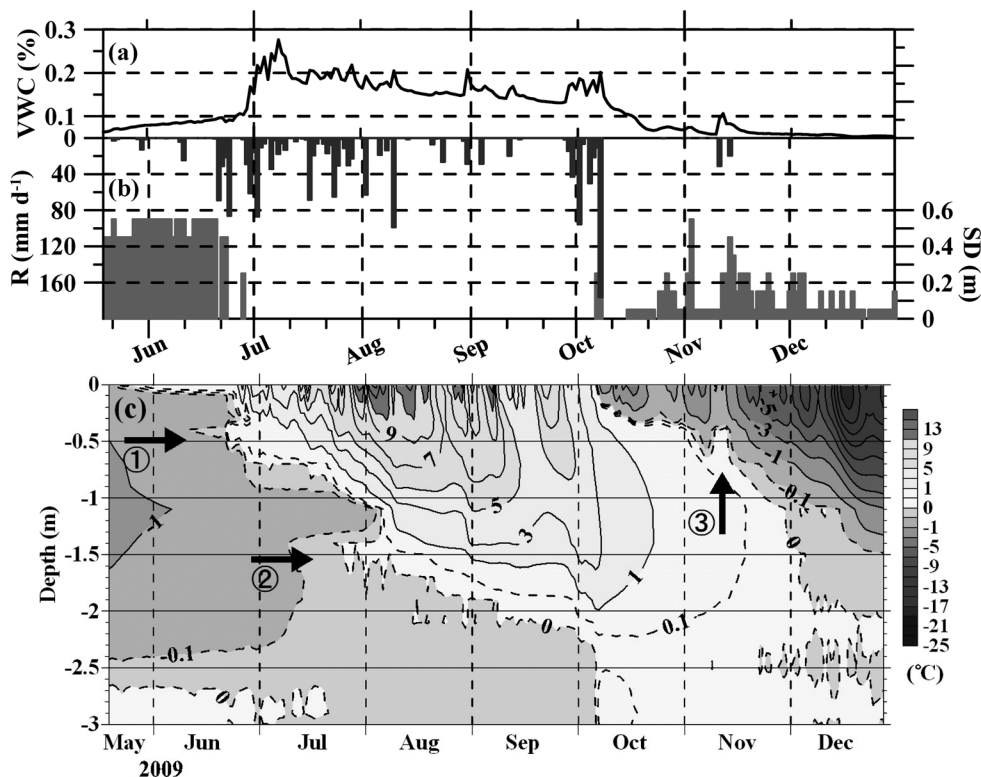


図 4 金明水サイト (K サイト) における 2009 年の気象と 3 m 深までの地温プロファイル変化。(a) 地表面 (0.3 m) の日平均体積土壌水分量 (VWC) の変化; (b) 日積算降水量 (R) と積雪深 (SD) の変化 (積雪深は、0.05~0.55 m まで 0.1 m の分解能で変化を表し、それぞれ、±0.05 m の範囲内に積雪深があったことを意味する。ただし、0.55 m の場合は、0.5 m 以上の積雪を意味する.); (c) 3 m 深までの地温プロファイルの変化。実線の等温線は 2°C 間隔、-0.1, 0, 0.1°C のみ破線で示した。図中の矢印①・②は、三次元の降雨浸透を示す部分、矢印③は、11 月の降雨浸透を示す部分 (本文参照)。

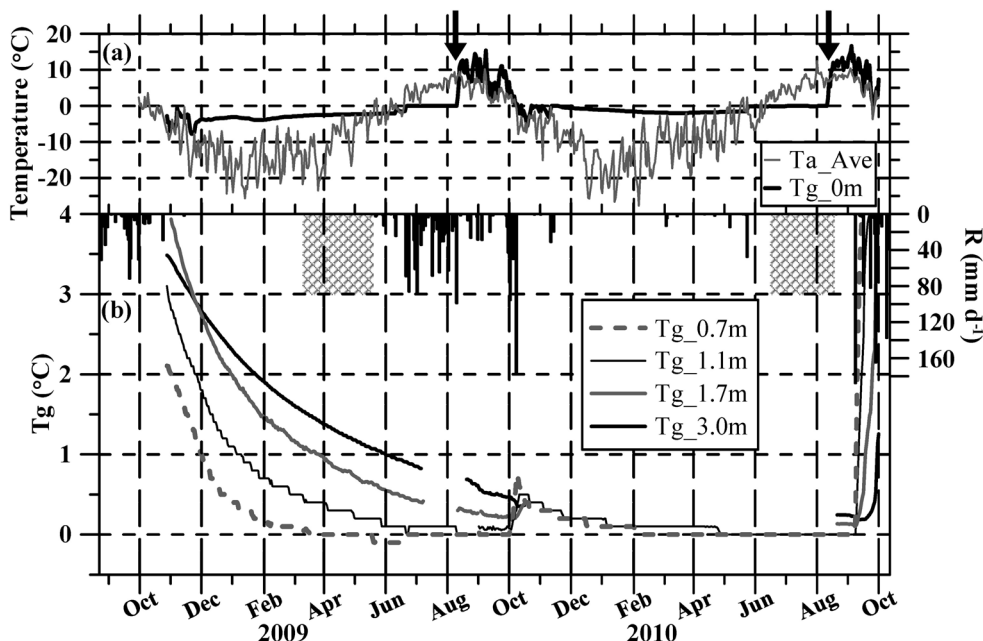


図 5 虎岩サイト (T サイト) における地温 (Tg) の変化。(a) 金明水サイト (K サイト) における気温 (Ta_Ave) の変化と T サイトの地表面温度 (Tg_0m) の変化; (b) T サイトの 0.7, 1.1, 1.7, 3.0 m の 4 深度における地温変化と K サイトにおける日積算降雨量 (R) の変化。網掛けの部分は降雨量の欠測を示す。地温変化線の途切れた部分は欠測である。

る可能性がある。

2009 年は 8 月中旬以降、比較的降雨の少ない時期が 1 ヶ月半以上続き、9 月末に融解深の進行も落ち着くと見られたが、10 月上旬の秋雨および台風に伴う大雨によって観測範囲の凍土がすべて融解した。

地中の加熱はさらに 11 月にも起こる。2009 年 11 月 11~14 日には連続して日最高気温が正となり、11 月 12 日の最高気温は 8°C であった。初冬にも関わらず、この時期に降雨を記録し、融雪が起こったことが図 3 および図 4 から読み取れる。この降雨と融雪水は地中に浸透し、図 4 の鉛直矢印 3 に示す地温の上昇をもたらした。

3.3 T サイトに置ける地温変化の特徴

T サイトの地温は、測温孔設置から 1 ヶ月を経て地温が安定した 2008 年 10 月末の時点でも 3 m 全層が正の温度であった (図 5b)。地表層は、翌年 2009 年の 5 月まで冷却され、凍結深は 0.7 m に達した。1.1~3.0 m の層は、同年 10 月はじめまで温度の低下が続き、台風に伴う大雨に反応してはじめて全層が昇温した。2009 年 11 月~2010 年

8 月中旬までは、0.7 m および 1.1 m 深のデータのみを記録したが、いずれも 2010 年春先まで地温は低下し、その後 9 月まで 0°C で一定となり、再び秋期 (9 月) の大雨で地温が数度以上上昇した。地温の急上昇直前の 1.7 m 深以下は 0.1~0.3°C であり、0.7~1.1 m 深の地温の季節変化が前年と同じパターンであったことをあわせて考えると、凍結深は 1.7 m に満たない可能性が高い。T サイトにおける積雪の変化は計測していないが、地表面が積雪に覆われていたのは地表面温度が 0°C から急激に上昇して日変化を見せるまでと考えることができる (図 5a の矢印部分)。2009 年・2010 年いずれも真夏の 8 月中旬までこの場所が雪で覆われていた。この融雪の完了時点以降に地面が表面から温められ、0.7~1.7 m 程度の季節凍土は秋期の降雨で全層融解するというパターンを示した。しかし、K サイトで例えば 1.1 m および 1.7 m 深の地温が冬の寒気によって 2 月までにそれぞれ -7°C, -1°C 以下に冷却される (図 3d) のに比べて、T サイトではいずれの深度でも正の温度のまま凍結せずに残っていることから、この場所では

冬の早い段階から厚い積雪に覆われて地表面の冷却が妨げられていると考えられる。

消雪後は、K サイトで観察された降雨浸透による地中の頻繁かつ急激な加熱が、先に示した 2010 年秋期の大雨イベントの時にみられた。一方、2009 年の消雪後の地温変化はそれほど顕著ではないが、そのことは消雪後 9 月末まで降雨が少なかったためと考えられる。また、地温上昇を抑制する要因として表層部の凍土の含水率が高く融解潜熱が大きかった可能性もある。

3.4 表層地温変化を左右する要因

これまでに、本観測地点での積雪および降雨浸透が地温変化に及ぼす影響について考察したが、ここでは他の要因について考察する。

アルビード (物質の日射に対する反射率) は、地表面の熱収支を考える上で重要な要素であり、その場の地中熱流量の大きさを左右する (Williams and Smith, 1989 など)。富士山頂の地表面は、玄武岩質のスコリアで覆われており、その色は赤褐色から黒色である。同じ火山性地表面を持つ大雪山系五色岳での測定値によるとアルビードは、積雪の消失後の湿潤裸地状態 (0.08) から高山植物が部分的に地表面を覆うまで (0.15) の季節変化を示す (Iwahana *et al.*, 2008)。富士山頂では、表面植生に乏しいため地表面は日射を吸収しやすい暗色を示し、0.08 よりも小さな値となり、大雪山系五色岳よりも夏の日射を効率的に地中に吸収できる環境が続いていると考えられる。

富士山は活火山に分類されているため、地表面温度変化に対する地熱の影響も考察するべきである。富士山では、宝永大噴火以来約 300 年間噴火はない。昭和初期まで山頂の南東部に 80℃ 台の噴気活動が見られた (野津ら, 2007) が、近年まで山体表面からの噴気孔の出現や地熱活動の兆候が見られず、地震活動も弱いことから、現在は見かけ上の休眠状態にあると考えられてきた (Aizawa *et al.*, 2005)。一方、Aizawa (2004) および Aizawa *et al.* (2005) によって実施された自然電位と自然電磁波調査から富士山頂直下の深度 1 km に直径 4 km にわたって、深部の熱を対流によって上部に輸送している熱水循環システムが存在することが報告されている。地表面近くの地温変化に及ぼす影響の程度や、その熱水循環シス

テム自体の変化については把握されていないため、富士山の永久凍土や地温変化を長期で議論する際には注意が必要である。

以上のことも踏まえ、本調査において集中観測を行った K サイトは、永久凍土形成・維持の観点から以下のような環境にあると考えられる。冬の寒気は十分な地中冷却力を持ち、その伝導を遮る積雪は春先まで少ない状態が続き、地中は強度に冷却される。夏期に地中温度を上昇させる強制力の指標となる融解指数は小さいが、放射収支的には日射を吸収しやすい。さらに、夏期の (三次元的な) 降雨浸透によって凍土は効率的に融解し、中部日本に特有な秋期の大雨イベントのために地表面が凍り始める 10 月以降でも融解深が増加する可能性がある。

一方、T サイトでは、藤井・樋口 (1972) が指摘するように、遅くまで残る積雪によって正の気温に晒される期間が短くなるのが凍土の維持にとって好ましい。また南～西側の稜線が日照時間を比較的短くしていることも、凍土維持に有利な条件である。しかしながら、冬期の積雪が地表面の冷却を妨げ、地温低下を妨げる効果の方が大きいため、深部の地温は K サイトよりも高い値で推移し、結果的に 3 m までの深度に永久凍土が存在していない。

永久凍土が確認された飛騨山脈立山の万年雪近くの観測サイトでは、T サイトより 1 ヶ月ほどあとの 11 月後半から 12 月に積雪に覆われ、雪は半月ほど遅い 8 月後半まで残る (福井, 2004)。立山では夏期の長期にわたる積雪の存在が、暖かい雨水の浸透を妨げて永久凍土の存在に有利に働いていると考えられているが、似たような条件にある T サイトで永久凍土が存在しない理由は、① 初冬に寒気に晒される程度がより弱い、② 盛夏には積雪が消え相対的に暖気にさらされやすい、③ 地中の透水性が比較的高く、秋期の降雨による熱伝達の影響を受けやすい、といった要因が考えられる。いずれにしても、3 m 深までの短期的な観測では、火山性地熱の影響は評価できない。

3.5 永久凍土の存在と長期的変化の把握

我々は、これまでの研究・報告 (Higuchi and Fujii, 1971; 藤井・樋口, 1972; 池松, 1936) や山頂の平均気温などから、積雪が長く残る吹き溜ま

りを除いて、富士山頂の全域にわたって永久凍土が広く分布すると予想していた。そこで、永久凍土の存在を確認するために富士山頂の2箇所について約3mの測温孔を設置し、2年間の温度測定を実施したが、予想に反して永久凍土の存在は確認されなかった。我々の地中観測は3m深までであるため、3mよりも深部に永久凍土が残っている可能性を否定できない。これまでに報告された本州の山岳永久凍土（あるいは季節凍土）の温度は、そのほとんどが融解期末期に1m以上にわたって0°C付近の地温プロファイルを示す（福井, 2004; 藤井・樋口, 1972 など）。本研究地点も同様に0°C付近の地温プロファイルを示すため、永久凍土であるかどうかに関わらず、これらの凍土が熱的に不安定で降水量や気温の年々変動によって簡単にその消長を繰り返す状態に置かれていると言える。

Kサイトの地温プロファイル変化の大きな特徴の一つは、年間を通じて2~3m深の温度が±0.2°Cの範囲で変動する期間が長く、鉛直方向に広く凍結と融解の境界の温度範囲が存在していることである。また7月以降、凍土と融解土の境界付近の温度勾配は非常に緩やかとなり、1.5m以上の厚さにわたって±0.1°Cの範囲である。十分に冷却された凍土に比べ、0°C付近の凍土は力学的強度が低く（木下, 1982 など）、融解深棒を突き刺した場合、地表層の固結スコリア層と凍土ではその反発力において区別し難い。これは、少なくとも現段階でこの地点においては、融解深棒を地面に突き刺し、その先端の温度計が0°Cを示す深度を持ってその時点の融解深とすることが容易な方法ではないことを示している。

また、Kサイトの地温プロファイル変化が示すように、風衝地であっても富士山頂全体には永久凍土が存在しない可能性があること、地中の凍結状態は安定したものではなく秋期の終わりにかけても深部地温が上昇し続けること、さらに一度の降雨イベントによって融解深が数十センチメートル以上も増加する可能性があることから、富士山頂においても凍土の熱的状态が不安定であると推測される。増沢ら（2007）が報告するように、藤井・樋口（1972）の調査で1970~1971年に確認された凍土が2000~2001年には確認されなかった

地点もあるという事実は、温暖化による永久凍土の融解が原因との推測も成り立つ一方、浅層地温および融解深棒による測定の限界と、富士山頂の凍土の不安定さ示しているのかも知れない。

富士山頂の凍土環境変化を議論するために参照できる過去の地温観測は、藤井による1971年の観測データがあるが、本研究のデータと比較可能な値は、1971年7月29~30日に金明水サイト付近3点で得られた融解深のみである。本研究では、2009年7月末の融解深は約1.1mで藤井・樋口（1972）による1.10, 1.10, 1.08mの値と同等である。2010年の同時期に関しては融解深が1.5mを超えている。これまで考察してきたとおり、富士山頂における凍土を含む地中の温度変化は年変動が激しく、凍土は熱的に不安定な状態であるため、現時点で利用できる情報では近年の気候変動による富士山頂の地温環境への影響を評価することはできない。より多くの地点での地温プロファイルの連続観測によって永久凍土の存在を定義に従って確認し、できるだけ深部までの長期の地温観測を継続することが今後の課題である。

永久凍土の分布に関しては、藤井・樋口（1972）の報告では、富士山頂部一帯に広がり、浸透降雨による熱輸送を考慮しない熱伝導計算によって約40mの厚みを持ち、その下限高度は、2800~2900mであると推測された。本研究結果と議論から、温暖化による永久凍土分布の変化を議論する前に、その分布の現状把握自体が見直される必要があると考えられる。今回の調査では、永久凍土の存在は確認できなかったが、常に強風に晒されて積雪がほとんどなく、三次元的に効率的に冷却される山頂部外縁のリッジ部や、降雨浸透による熱輸送の影響が少ない、山頂付近に存在する難透水の溶岩基盤などには永久凍土が存在する可能性が高い。

4. 結論

富士山頂の2箇所について約3mの測温孔を設置し、2年間の温度測定を実施した結果、永久凍土の存在は確認されなかった。調査地点は、気象条件に基づく既存の分類では永久凍土が連続的に存在すると判定されるにも関わらず、地温変動が大きく融解しやすい、特徴的な凍土環境におかれている

と考えられる。

風衝地において地表面からの季節的な凍結深は深く、3 m 以深に達したが、激しい降雨の度に大きな地温上昇が記録され、2~3 m の凍土も 9 月~10 月以降の激しい降雨イベントによって完全に融解した。この層の凍結は以降数ヶ月も遅れた。降雨浸透がこの場所の地表層温度変化を決定する大きな要因である。

本調査において集中観測を行った K サイトにおいては、永久凍土形成・維持の観点から以下のような環境にあると考えられる。冬の寒気は十分な地中冷却力を持ち、地表の冷却を妨げる積雪は春先まで少ない状態が続き、地中は強度に冷却される。夏期に地中温度を上昇させる大気強制力は弱い（比較的小さな融解指数）が、年間 1000 mm を超える降雨が透水性の高い地中を三次元的に浸透するために凍土は効率的に融解する。この融解層は中部日本に特有な秋期の大雨イベントのためにさらに昇温し、地表面が凍り始めた後まで長く存在する。また、この時期に夏期には観測される深部の凍結層が完全に融解してしまう可能性がある。

富士山頂における凍土を含む地中の温度変化は年変動が激しく、凍土は熱的に不安定な状態であると考えられるため、現時点で利用できる情報では近年の気候変動による富士山頂の地中環境への影響を評価することは難しい。今後の富士山における地表層温度および凍土の長期的動態評価は、より深部にわたる長期間の連続的な多点の地中観測および地表面微気象の観測を拠り所にして行う必要がある。

謝 辞

本調査を実施するに当たり、NPO 法人富士山測候所を活用する会の関係者の皆様にご多大のお世話になりました。特に、岩崎氏・山本氏・青戸氏には現地において便宜を図っていただき、また調査・研究のヒントを頂きました。また、アラスカ大学フェアバンクス校国際北極圏研究センターの Tom Alton 氏には、英文校閲にご協力いただきました。ここに感謝の意を表します。

本研究は日本学術振興会の科学研究費補助金 (21710028) および (21650236) の助成を受けたものである。また、平成 20 年度ニッセイ財団・環境

問題研究助成 (代表者：岩花) の一部、国土地理協会平成 20 年度学術研究助成金 (代表者：池田)、クリタ水・環境科学振興財団平成 20 年度研究助成金 (代表者：池田) を使用した。

文 献

- Aizawa, K., 2004: A large self-potential anomaly and its changes on the quiet Mt. Fuji, Japan. *Geophysical Research Letters*, **31**, 5.
- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S. B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I. and Hurst, A.W., 2005: Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**, 1-2, 343-355.
- Everdingen, R.V. (ed.), 1998: revised January 2002: Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, 88 pp.
- 藤井理行・樋口敬二, 1972: 富士山の永久凍土。雪氷, **34**, 4, 9-22.
- Fukui, K., 2003: Investigating mountain permafrost distribution by ground temperature measurements in the Tateyama Mountains, the northern Japanese Alps, central Japan. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, **47**, 179-193.
- 福井幸太郎, 2004: 立山の山岳永久凍土の形成維持機構。雪氷, **66**, 2, 187-195.
- 福田正己, 1982: 自然積雪下の土の凍結の深さの推定法について。昭和 54-56 年度北海道大学特定研究経費研究成果報告書, 55-74.
- 福田正己・木下誠一, 1974: 大雪山の永久凍土と気候環境 (大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心としての若干の考察)。第四紀研究, **12**, 4, 192-203.
- Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeberli, W., 2004: Permafrost thaw and destabilization of alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, **31**, 13.
- Harris, S.A., 1982: Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices. *Bulletyn Peryglacjalny*, **29**, 163-182.
- 東 晃, 1961: 北海道の土壤凍結、積雪との関係。農業物理研究所報告, 145-157.
- Higuchi, K. and Fujii, Y., 1971: Permafrost at the summit of Mount Fuji, Japan. *Nature*, **230**, 521.

- 樋口敬二・藤井理行・藤村郁雄, 1974: 富士山頂の永久凍土と気候条件. 気象研究ノート「富士山の気象」, **118**, 97-106.
- Hinkel, K.M., Outcalt, S.I. and Nelson, F.E., 1993: Near-surface summer heat-transfer regimes at adjacent permafrost and non-permafrost sites in central Alaska. Proceedings of 6th International Permafrost Conference in Beijing, 261-266.
- 池田 敦・岩花 剛・田村 亨・福井幸太郎・渡邊達也, 2010: 富士山の永久凍土—若手研究者による総合調査開始—. 富士学研究, **7**, 1, 63-68.
- 池松治四郎, 1936: 富士山頂剣ヶ峰観測所の建築. 建築雑誌, **50**, 614, 749-751.
- Ishikawa, M., Fukui, K., Aoyama, M., Ikeda, A., Sawada, Y. and Matsuoka, N., 2003: Mountain permafrost in Japan: distribution, landforms and thermal regimes. Zeitschrift Fur Geomorphologie, **47**, 99-116.
- Iwahana, G., Sawada, Y., Ishikawa, M., Katamura, F., Sone, T., Sueyoshi, T. and Harada, K., 2008: Micro-meteorological measurements on mountain permafrost in the Daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. Ninth International Conference on Permafrost Conference, Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 809-814.
- 木下誠一 (編), 1982: 凍土の物理学. 東京, 森北出版, 227pp.
- Kneisel, C., 2010: The nature and dynamics of frozen ground in alpine and subarctic periglacial environments. Holocene, **20**, 3, 423-445.
- 小泉武栄・新庄久志, 1983: 大雪山永久凍土地域の植物群落. 日本生態学会誌, **33**, 357-363.
- Kudryavtsev, V.A., Dostovalov, B.N., Romanovskii, N.N., Kondratieva, K.A. and Melamed, V.G., 1978: General permafrostlogy. Moscow, Moscow University, 464pp.
- 増沢武弘・富田美紀・藤井理行・神田啓史, 2007: 富士山頂における蘇類群落の分布と永久凍土. 富士学研究, **6**, 1, 14-19.
- 野津憲治・森 俊哉・角野浩史・大野正夫, 2007: 富士火山の噴気活動とマグマ揮発性物質の放出. 富士火山, 富士吉田, 山梨県環境科学研究所, 173-182.
- Sawada, Y., Ishikawa, M. and Ono, Y., 2003: Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-nupukaushinupuri, Hokkaido island, northern Japan. Geomorphology, **52**, 1-2, 121-130.
- Sone, T., 1992: Permafrost environment of the daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. Permafrost and Periglacial Processes, **3**, 235-240.
- Williams, P.J. and Smith, M.W., 1989: The frozen earth: Fundamentals of geocryology. New York, Cambridge University Press, 306pp.
- Zimmerman, M. and Haeberli, W., 1992: Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas: a case study in the Swiss Alps. Catena Supplement, **22**, 59-72.

Monitoring of 3 m-profiles of ground temperature on the summit area of Mt. Fuji (2008–2010): Toward elucidation of permafrost occurrence and its long-term change

Go IWAHANA¹⁾, Atsushi IKEDA²⁾, Kotaro FUKUI³⁾, Kazuyuki SAITO⁴⁾, Tetsuo SUEYOSHI⁴⁾, Koichiro HARADA⁵⁾ and Yuki SAWADA⁶⁾

*1) Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University,
N10W5 Sapporo, Hokkaido, 060-0810*

*2) Institute of Mountain Science, Shinshu University,
Ashahi 3-1-1, Matsumoto, Nagano, 390-8621*

*3) Tateyama Caldera Sabo Museum,
68 Ashikuraji-bunazaka, Tateyama-machi, Toyama 930-1405*

*4) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology,
3173-25, Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama-city, Kanagawa, 236-0001*

*5) School of Food, Agricultural and Environmental Sciences, Miyagi University,
2-2-1 Hatadate, Taihaku-ku, Sendai, Miyagi, 982-0215*

*6) Geological Museum, Geological Survey of Japan, AIST,
1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567*

Abstract: The occurrence of permafrost was reported on the summit of Mt. Fuji in the early 1970 s. In view of recent climate change, public attention has been given to possible changes in surface and underground conditions, including permafrost, on Mt. Fuji. Over two years beginning in 2008, we monitored two ground temperature profiles down to 3 m on the summit of Mt. Fuji, and we have not confirmed the occurrence of permafrost. At one site, we observed seasonal frost reaching more than 3 m deep. However, heavy rain events every summer triggered large increases in ground temperature, and heavy rains during the autumn rainy season rapidly thawed the frozen layer deeper than 2–3 m. At the other site, the insulating effect of snow cover weakened frost penetration into the ground, and heating by rain infiltration kept ground temperature relatively high throughout the monitored period. Our investigation suggests that the ground temperature regime varies greatly over years, and the thermal status of frozen ground is unstable on the summit of Mt. Fuji. It is difficult to evaluate the influence of recent climate change on the underground condition on the summit of Mt. Fuji using information available at this moment. Evaluation of long-term changes in the ground temperature regime and the status of frozen ground should be based on multipoint and long-term monitoring of the ground to a deeper extent, together with surface micrometeorological observations.

(2010 年 12 月 2 日受付, 2011 年 1 月 25 日改稿受付, 2011 年 2 月 8 日受理, 討論期限 2011 年 9 月 15 日)