富士山高標高域における浅部地温の通年観測

— 永久凍土急激融解説の評価も含めて —

池田 敦* 岩花 剛*** 末吉 哲雄***

Year-round Monitoring of Shallow Ground Temperatures at High Altitudes of Mt. Fuji with a Critical Discussion on the Popular Belief of Rapid Permafrost Degradation

Atsushi IKEDA*, Go IWAHANA*** and Tetsuo SUEYOSHI***

Abstract

On September 2010, the Japanese mass media reported that permafrost had disappeared throughout the altitudes of 3300–3600 m asl. on the south-facing slope of Mt. Fuji (3776 m asl.) within 12 years because of climatic warming. However, no evidence (data and analyses) has been published in scientific journals. In this paper, we show ground freeze-thaw patterns above the tree line of Mt. Fuji based on recent year-round records of temperatures at shallow depths at 22 sites. The shallow ground temperatures became significantly warmer from the 2008–2009 period to the 2009–2010 period because the latter period had irregular snow accumulation at several sites and extremely sunny hot summer. The snow cover on Mt. Fuji generally prevented the ground from cooling rather than from warming. In addition, records for some locations show rapid ground warming in late summer, which accompanied heavy rainfall events. The mean annual temperatures at the ground surface on the south-facing slope were 1.5 to 3°C higher than those on the north-facing slope at the same altitude. Considering these characteristics, we interpret that the presence of permafrost is probable only at 5 sites on north- to west-facing windy locations above 3500 m asl., although studies in the 1970s suggest that the lower boundary lay at around 3000 m asl. on both north- and south-facing slopes. However, it is clear that, in the 1970s, the estimation of permafrost distribution on Mt. Fuji was based not on thaw depths at the end of thawing period (late September to mid October), but on those in the middle of thawing period (late July to August). The resulting overestimation of the permafrost distribution may have led to tales of extremely rapid permafrost degradation. Permafrost research on Mt. Fuji is still at its initial stage and long-term monitoring of ground temperatures is required to evaluate the impacts of changes of climate and volcanic activity on the surrounding environment.

* 筑波大学生命環境系

** 北海道大学地球環境科学研究所

*** 独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域

+ 現所属：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

* Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, 305-8572, Japan

** Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, 060-0810, Japan

*** Research Institute for Global Change, JAMSTEC, Yokohama, 236-0001, Japan

+ Present address: International Arctic Research Center, University of Alaska-Fairbanks, Fairbanks, AK 99775-7340, USA

Key words : permafrost, permafrost degradation, seasonal freeze-thaw, ground temperature, climatic warming, Mt. Fuji

キーワード : 永久凍土, 永久凍土融解, 季節的凍結融解, 地温, 温暖化, 富士山

I. 研究背景

近年の温暖化に伴う永久凍土の昇温・融解によって水循環, 地形, 生態系が変化しているかどうか, さらにはそのことが人間活動に影響を与えるのかどうか国際的に注目されている(例えば, Harris *et al.*, 2009; Rowland *et al.*, 2010)。日本では, 北海道大雪山の永久凍土について長年にわたりさまざまな角度から研究されており(例えば, 福田・木下, 1974; Sone *et al.*, 1988; 高橋・曾根, 1988; 仲山, 1995; Ishikawa and Hirakawa, 2000; Ishikawa and Sawagaki, 2001; 曾根, 2002), 近年は永久凍土の長期モニタリングを視野に入れた地温観測が開始されている(Iwahana *et al.*, 2008)。

一方, 日本最高峰の富士山(標高 3776 m)では, 1971 年に山頂付近において季節凍土の融解過程とその空間的な差異が調査され, そこから永久凍土の分布と性状が議論された(藤井・樋口, 1972)。しかし, それ以後, 永久凍土に関連する予察的な議論は散見されるものの(Ishikawa *et al.*, 2003; 増沢ほか, 2007, 2011; 池田ほか, 2010; 池田・岩花, 2010), 2011 年に発表された論文(岩花ほか, 2011)まで, 詳しいデータに基づく論考が提示されなかった。

上記のように富士山の永久凍土に関する学術論文は非常に少なく, 研究が進んでいるとは言い難い状況にある。しかし, その永久凍土が近年の温暖化で急激に融解したという見解が, 2000 年代半ば以降しばしばマスメディアにより報じられている。論拠となっているのは, 2000 年前後になされた学会発表(藤井ほか, 1999, 2002)である。

藤井ほか(1999, 2002)は, 1976, 1998, 1999, 2000 年の 8 月に富士山の南斜面で 0.5 m 深地温の移動観測を行い, 地温の高度遞減率の変換点が永久凍土分布の下限高度に相当するとしうえ,

永久凍土分布が急激に縮小したと解釈した¹⁾。2007 年 11 月 6 日の読売新聞の記事には, 藤井のコメントとして南斜面において 1976 年には標高 3200 m にあった永久凍土帯の下限が 2001 年までに標高 3500 m まで上昇したと紹介されている(読売新聞東京本社, 2007)。この見解はほぼ藤井ほか(2002)に基づく(図 1)。

一方で, より最近の新聞記事によると, 藤井の地温観測を引き継いだ増沢武弘の成果として, 永久凍土帯の下限高度は 1998 年には 3300 m 付近にあったが(図 1), 2007 年以降は 3600 m 以上になり, 南斜面の永久凍土はわずか 10 年で温暖化によりほぼ消失したと紹介されている(静岡新聞社, 2010; 中山, 2010)。この見解は, 藤井ほか(1999)の 1998 年のデータと増沢らが取得した 2007 ~ 2010 年のデータに基づいており(増沢ほか, 2010), 藤井ほか(2002)にある 1999 年と 2000 年の値は採用されていない。

その後, 山頂火口外縁の 2 ヶ所に 2008 年に設けられたそれぞれ深さ 3 m の観測孔において永久凍土が確認できなかったことが報告された(池田・岩花, 2010; 岩花ほか, 2011)。その結果, 大雪山や欧州の山岳地帯では永久凍土が十分に成立する気温条件下にあるにもかかわらず, 富士山では永久凍土が存在しにくいことが明らかになった。ここで富士山の山頂における 1976 年から 2007 年までの年平均気温(その平均値 ± 標準偏差: $-6.3 \pm 0.7^{\circ}\text{C}$)を, 直線回帰した場合の温度上昇率は $0.36^{\circ}\text{C}/10$ 年であり, 気温上昇は認められる。しかし, 岩花ほか(2011)は, 永久凍土分布の近年の変遷を議論することには, 参照可能な過去のデータがごく限られていることなどから, 慎重であるべきだと主張した。岩花ほか(2011)以前における実質的な論文が約 40 年前の藤井・樋口(1972)にしかないことを考慮すると, 急激な永久凍土融解を現在の研究水準にお

図 1 富士山南面の 8 月の 0.5 m 深地温の高度分布. 1976 年と 1999 年の図は藤井ほか (2002) に, 1998 年の図は藤井ほか (1999) に基づき作成した. 例えば, 藤井 (1980a) に提示された値にみられるように, 同じ図から複数の解釈が導き出される場合もある.

Fig. 1 Altitudinal distribution of ground temperatures at a depth of 0.5 m during August on the south-facing slope of Mt. Fuji. The figures for 1976 and 1999 are traced from Fujii *et al.* (2002) and that for 1998 from Fujii *et al.* (1999). Note that the transition of lapse rate is sometimes difficult to detect (e.g., Fujii, 1980a).

いて吟味を経た研究成果と認める前に, これまで富士山の永久凍土分布に関する言説が, どのようなデータに基づき, どのような論旨のうえに導かれたかを確認することも必要であろう。

そこでまず永久凍土の分布が一般にどのように研究されているのかを確認する。永久凍土は基本的に地表面から直接観察できないため, 永久凍土の分布境界として学術的に提示される緯度や標高などは, 議論したい空間スケールごとに, 限られたデータから推定された値であることがほとんどである。厳密には, 永久凍土が現在の気象条件下で維持されているかを確かめるためだけでも, 季節的な凍結融解が確実に及ばない深さ (堆積物なら 3 ~ 5 m) 以上の穴を掘り, 深部が 2 年間以上 0°C 以下で推移することを確認する必要がある。そして過去の寒冷期に形成され残存する化石 (relict) 永久凍土の有無も確認しようとする, さらに深部まで掘削しなければならない。しかし, 膨大な数のボーリングを実施し永久凍土の空間分布を明らかにすることは, パイプライン建設等の特殊事情がないかぎり現実的に難しい。そこで, 実際には図 2 にまとめたようにさまざまな方法をもとに永久凍土の空間分布が議論されてい

る (例えば, King *et al.*, 1992; Hauck and Kneisel, 2008; Riseborough *et al.*, 2008; Harris *et al.*, 2009)。

藤井・樋口 (1972) は, 1971 年 10 月 3 日に富士山山頂火口の北～西側の稜線上の 6 か所において融解層厚が 0.75 ~ 1.34 m であったことを確認しており, それよりわずかに深い位置では凍土が越年したものと考えられる (図 2 中の「凍結面の確認」を参照)。しかし, 10 月初旬に行われた永久凍土の存在確認とは別に, 先行研究 (藤井・樋口, 1972; 藤井ほか, 1999, 2002) が, 永久凍土分布, 地温の支配要因, 永久凍土融解を議論するために用いたデータは, 集中的な観測を行った 7 月末～8 月の地表付近 (1.5 m 以浅) の地温と土質であった。そのため秋季・冬季・春季を含めた複数年にまたがる地盤の熱収支を反映し, より深部に存在するはずの永久凍土の性状を評価することに限界があったと思われる。

前出の岩花ほか (2011) は, 3 m 深までの地温と, 気温, 降雨, 積雪, 土壌水分の通年観測値を検討し, 火山性の未固結土層は透水性がよいため 7 月から 10 月初旬にかけて降雨に伴い季節凍土が急速に融解すること, 風背地では積雪が冬季

図 2 永久凍土（分布）を確認もしくは推定するための各種方法の適用範囲と確実性。掘削データを伴わない物理探査結果は、一般に探査が単発の場合には解釈の幅が大きく、多地点における複数の手法による探査結果の比較から解釈を絞り込むことが望まれる。表層地温を用いた方法は永久凍土の平面分布に関する詳しい情報を現地で比較的容易に得られるのが特徴であるが、基本的に経験則であり、地域ごとに他の手法から導かれた永久凍土分布との対応関係を明らかにする必要がある。BTS 法：積雪底温度の高低から判断する方法（例えば、Haeberli, 1973）。GT50 法：0.5 m 深地温の高度遞減率の変化を検討する方法（Fujii and Higuchi, 1976）。

Fig. 2 Spatial applicability and reliability of various methods for detecting or estimating the presence (distribution) of permafrost. A single geophysical survey without borehole information often leads to various interpretations, so that multiple considerations of data obtained using several geophysical methods at multiple sites are recommended. Empirical rules using shallow ground temperatures make estimating local permafrost distribution realistic with minimal field work, although these methods should first be checked against other field evidence of permafrost distribution at each locality. The BTS method focuses on differences in ground temperatures at the bottom of winter snow cover (Haeberli, 1973). The GT50 method focuses on the altitudinal transition of the lapse rate of ground temperatures at a depth of 0.5 m (Fujii and Higuchi, 1976).

に地盤の冷却を妨げるため深部の地温が相対的に高く維持されることを明らかにした。このことは、先行研究が富士山について、①地盤の透水性がよいことが（深部での）凍土の形成に適しており、②山頂部では夏まで残る積雪が凍土の融解を抑制し、いずれにしろ永久凍土の存在にとって有利（藤井・樋口, 1972）と結論づけたことと趣を

異にした。

藤井・樋口（1972）は、1970年代には山頂火口一帯に厚さ数十 m に達する永久凍土が存在し、③永久凍土分布の下限高度が南斜面、北斜面ともに標高 3000 m 付近にあったとも推定しており、その値は森林限界高度、推定雪線高度とともに日本列島の環境傾度の指標値として引用されてきた

(例えば、貝塚ほか, 1986; 長谷川, 2009)。そこで本稿では、岩花ほか (2011) が、2 地点における地温断面と気象要素の季節変化の関係について論じたことを、富士山山頂部および南北斜面の合計 22 地点における浅部地温の通年観測データを用いて空間的に拡張する。具体的には、とくに①降雨浸透による地温上昇が顕著ではない（永久凍土の存在に有利な）ところがあるかどうか、②積雪が遅くまで残るところにおいて地温が相対的に低い（永久凍土の存在に有利な）傾向がみられるかどうか、③南北斜面の地温が同一標高で大きく異なる（永久凍土分布の下限に大きな差をもたらさない）かどうかについて検討する。また、1976 年以降に富士山の永久凍土が急速に融解したという報道内容の裏付け、すなわち 0.5 m 深地温の移動観測から永久凍土分布の下限とその変遷を議論できるかどうかについて、同手法を永久凍土分布の評価に採用した国内外の原著論文はネパールヒマラヤを対象とした 3 編 (Fujii and Higuchi, 1976; 藤井, 1980b; Fukui *et al.*, 2007) のみであることから、独自に検証する。

II. 方 法

1) 観測位置および観測期間

岩花ほか (2011) にて詳細を論じた金明 (K) サイトと虎岩 (T) サイトの地温データ (2008 年 10 月～) のほかに、山頂部 5 カ所、北斜面 10 カ所、南斜面 5 カ所において観測した表層地温のデータを提示する (図 3)。山頂部においては K サイトと T サイトのほか、山頂火口外縁のリッジ上に白山 (H)、大沢 (O)、荒巻 (A) サイト、外縁リッジより火口側の平坦面上に剣ヶ峰風下 (Ke, 図中では Ke-leeward)、内輪廻 (Na) サイトを設けた。南北斜面においては、積雪の吹きだまりやすい地形的な凹部を避け、北斜面では標高 2800 ～ 3700 m の標高差ほぼ 100 m おき (N28, N29, N30, N31, N32, N33, N34, N35, N36, N37) に、南斜面では標高 2800 ～ 3600 m の標高差ほぼ 200 m おき (S28, S30, S32, S34, S36) に観測地点を設けた。北斜面および南斜面のサイト名は、それぞれ斜面方位を

図 3 調査地位置図および等高線図 (等高線間隔: 20 m)。等高線図背面の色分けは 50 m メッシュ数値標高データから算出した傾斜分類 (25°以下が白, 25 ～ 30°が薄い灰色, 30 ～ 35°が濃い灰色, 35°以上が黒)。

Fig. 3 Map of study area. Contour interval: 20 m. The background of the contour map is color-coded by slope angles calculated from a 50 m-grid digital elevation model (white, <25°; light gray, 25° to 30°; dark gray, 30° to 35°; black, >35°).

示すアルファベット（北斜面がN，南斜面がS）と標高を100 m単位で丸めた値の上2桁で表した。

N29, N32, N34, N36, S32, S34, S36 サイトでは2000年10月に地表面温度（厚さ3 cm前後の礫の下温度）の連続観測を開始した（Ishikawa *et al.*, 2003）。2001年10月にはS28, S30サイトで、2008年10月にはN28, N30, N31, N33, N35, N37, O, Ke, Naサイトで同様の観測を開始した。ただし、2004年8月から同年9月上旬にかけては観測を中断した。また、2008年10月からは北斜面の8地点（N28, N30, N32, N33, N34, N35, N36, N37）と山頂部のOサイト、南斜面のS34, S36サイトに、深さ0.45 mの地温観測も開始した。ただし、実際にはセンサー周辺にあった不安定な砂礫が移動した（またはロガーがわずかに流された）ことで、N32サイトでは0.4 m深を、N28サイトでは0.5 m深を観測したことになった。Oサイトではさらに深さ0.9 mの地温も同時に観測を開始した。2009年9月からはH, Ke, Na, N36, N37, S32サイトにおいて、深さ0.5 mと1 mの地温観測を開始した（Hサイトでは地表面にもロガー新設、N36, N37サイトではセンサー深を0.45 mから0.5 mに変更）。同年10月からAサイトでも地表面と深さ0.5 mと1.15 mの地温観測を開始した。

2) 観測地点の積雪分布・表層土質

地形的な凸部にあるKサイトにおける積雪深の連続観測記録（岩花ほか, 2011）によると、2008年10月以降、測器が故障した翌3月上旬までに、積雪深が10 cmを越えるイベントが5回あったがいずれも降雪直後に消失した（おもに風によって吹き払われたと考えられる）。2009年5月1日の現地調査時に、Kサイト周辺には厚さ5 cm前後の積雪がまだらに分布するのみであった。しかし、同年5月19日（測器復旧時）には50～70 cmの積雪があり、その状態が6月20日まで続いたのち6月24日に消雪した。続く2010年は欠測期間がなく、2月下旬から6月上旬までは積雪がほぼ継続的に30 cmを越えており、そのうち3月下旬から4月にかけての約1カ

月間は50 cm強の積雪があった。消雪は6月12日であった。一方、Tサイトは年間8ヵ月以上、積雪に覆われており、消雪は8月中旬であった（岩花ほか, 2011）。

その他の地点の積雪に関する情報はごく断片的にしか得られていない。北斜面は2009年5月1日の時点において、森林限界（標高2300 m前後）まで広く積雪に覆われていた。しかし、有料道路スバルラインの標高約1300 m地点より18倍望遠で撮影した画像では、北斜面のN28～N36サイト周辺に沿って地表面が露出しているところがあることが確認できた。S28～S36サイトを含む南斜面の大部分と、山頂部のK, H, Aサイトは2008年6月7日に積雪がなかったが、山頂火口一帯は地形的な凸部を除き積雪に覆われていた（O, N37サイトについては観察できなかった）。一方、T, Ke, Naサイト周辺が山頂火口縁で遅くまでまとまった雪が残る場所であり、他の地点に積雪がなかった2008年6月19日、2009年6月25日と2010年6月28日にも積雪があった。そこで、T, Ke, Naサイトを本稿では降雪が吹きだまりやすい場所に位置することから風背地と呼ぶことにする（図3）。

各観測サイトの表層土質は、N28, N29, N30, S28, S30サイトが砂を多く含むスコリア層であり、O, A, N31, N32, N33, N34, N35, N36, S34, S36サイトがほぼスコリアのみからなる層である（図3）。K, T, Ke, Naサイトも砂礫層であるが顕著な発泡構造をもたない大礫～巨礫を多く含む。このうち、O, N32, N33, N34, N35, N36, S34サイトにおいては溶結スコリアが広い範囲に露出しており、表層のスコリア層はごく薄い（1 m未満）と考えられた。とくにO, N33, N34, N35サイトでは、センサーを埋設するための掘削時に、岩石ハンマー等で土層を強打しており、孔壁や掘削コアの溶結層も砕いている可能性があり、スコリア層から溶結スコリア層へ移行する深度を厳密には特定できなかった。つまりここで単にスコリア層とした一部は溶結していた可能性がある。また、N36サイトの0.4 m深前後より下方と、H, N37, S32サイトの地表面は溶

結スコリアからなる。溶結スコリア層は電動ドリルで掘削したため、地表面付近以外の土質（とくに溶結の有無）を確認できなかった。

K, T サイトでは、深さ 3 m 深までの全層が砂礫層であり、観測孔は厚い溶結スコリア層あるいは溶岩層に到達しなかったことがボーリング試料により確認された（岩花ほか, 2011）。また K サイトでは、二次元電気比抵抗断面の 3 m 以深に高比抵抗層が認められず、観測孔よりも深い位置に永久凍土層が存在する可能性も低いと考えられている（池田・岩花, 2010）。

3) 観測手法

K サイトでは、0.01, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.7, 0.9, 1.1 m の 8 深度に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 の 10 深度には Pt100 センサー（昭和産業）を用い、データロガー（CR1000；Campbell Scientific）によって 30 秒ごとに地温を計測し 10 分間の統計値を記録した。T サイトでは、地表面（0.03 m 深）にサーミスタセンサー内蔵型の小型温度ロガー（TR-51A；T&D）、0.2, 0.7, 1.1 m 深に小型温度ロガー（TR-52S；T&D）の外付けサーミスタセンサーを設置し、1 時間ごとに地温を観測した。その他のサイトでは、地表面（0.03 m 深）では TR-51（T&D）または TR-51A を用い、それ以外の深度では TR52（T&D）または TR52S を用いて 1 時間ごとに地温を観測した。ただし、S32 サイトの地表面温度観測は、2006 年 10 月にドリルで開けた 0.01 m 深の穴に TR-52 のセンサーをシリコンシーラントで固定する方法に変更した。ケーブル状の温度センサーは、氷-水恒温槽にて 0.03℃（CR1000 接続センサー）または 0.1℃（TR-52, TR-52S）の分解能で検定を行った。TR-51, TR-51A に関しては融雪期に長時間（数日以上）0℃付近で一定になる温度を 0.0℃にフィッティングさせた。

III. 浅部地温の連続観測記録

1) 表層地温の季節変化

図 4～6 に複数の深度で連続観測を行った地

点における地表面から深さ約 0.5 m あるいは約 1 m までの地温変化を示した。気象庁が剣ヶ峰の標高 3775 m（本稿では以後、単に山頂と呼ぶ）において観測した同期間の 1 時間ごとの気温変化は図 7 に示した。図 4～6 の地表面温度に着目し図 7 と比べると、いずれの地点も 7～9 月の地表面温度の日変化が気温の日変化に比べはるかに大きい。ところが、冬季から初夏の間には、地表面温度の日変化が気温の日変化よりも小さい期間が認められ、その地温変化が小さい期間の長さ、その間の地温変化の振幅や周期が観測地点ごとに大きく異なった。

1-1) 冬季から春季

降雪をみる寒冷地において地表面付近の温度データの日変化が気温の日変化より有意に抑制されていた場合、温度測器が積雪によって覆われているとみなせる（例えば、Lewkowicz, 2008）。そのことを踏まえ、山頂気温がおおむね負値で推移する 10 月中旬～6 月の表層地温について記載する。

風背地とした T, Na, Ke サイトの地表面温度（Ke サイトは 2010 年のみ）は、遅くとも 2 月中旬から、早くとも 1 ヶ月半以上、数日周期の地温変動が生じなかった（本稿では日変化より周期が長く、季節変化より周期が短い変化を以後、短期変動と呼ぶ）（図 6）。またそれらの地点において地表面温度が融点のまま推移する期間（湿雪に覆われていることを示すゼロカーテン：図 4～6 中の ZC）が、同一年度で比べると他地点に比べ長かった。岩花ほか（2011）にて詳細を論じた T サイトでは、Ke, Na サイトより地温変化の抑制が顕著でその期間も長く、地表面温度が 0℃を上回る時点（消雪時に相当）は 1 ヶ月以上も遅かった。しかし、Ke, Na サイトも全観測地点のなかでは明らかに冬季地表面温度の変動が小さい地点であった。すなわち、山頂部において 6 月いっぱいまで残雪が残る地点では、2 月中旬以降、地表面温度の日変化だけでなく短期変動も抑制するだけの積雪に覆われていた可能性が高いと判断できた。

2008 年 12 月～2009 年 6 月の Ke サイトと

図 4 山頂部（残雪が盛夏に存在しない地点）ならびに北斜面上部の 2008 年 10 月から 2 年間の地温。灰色の実線が地表面、黒の実線が 0.5 m 深前後、点線が 1 m 深前後の地温を示す。各サイトの観測深度は括弧内に示した。ZC：2 週間以上、地表面温度が融点で推移する期間。TP：台風が富士山上空を通過した 2010 年 9 月 8 日。

Fig. 4 Ground temperatures at the summit area without long-lasting snow cover and at the highest part of the north-facing slope for two years from October 2008. Gray lines indicate temperatures at the surface; black lines indicate temperatures at around a depth of 0.5 m; dotted lines indicate temperatures at around a depth of 1 m depth (exact depths in parentheses in each graph). ZC: duration of zero curtain at the surface over two weeks. TP: typhoon passing over Mt. Fuji on September 8, 2010.

図 5 2008 年 10 月から 2 年間の北斜面の地温。灰色の実線が地表面、黒の実線が 0.45 m 深前後の地温を示す。各サイトの観測深度は括弧内に示した。ZC：2 週間以上、地表面温度が融点で推移する期間。

Fig. 5 Ground temperatures on the north-facing slope for two years from October 2008. Gray lines indicate temperatures at the surface; black lines indicate temperatures at around a depth of 0.45 m (exact depths in parentheses in each graph). ZC: duration of zero curtain at the surface over two weeks.

図 6 山頂部（残雪が盛夏に存在する地点）ならびに南斜面の 2008 年 10 月から 2 年間の地温。灰色の実線が地表面、黒の実線が 0.5 m 深前後、点線が 1 m 深前後の地温を示す。各サイトの観測深度は括弧内に示した。ZC：2 週間以上、地表面温度がほぼ融点で推移する期間。TP：台風が富士山上空を通過した 2010 年 9 月 8 日。

Fig. 6 Ground temperatures at the summit area with long-lasting snow cover and on the south-facing slope for two years from October 2008. Gray lines indicate temperatures at the surface; black lines indicate temperatures at around a depth of 0.5 m; dotted lines indicate temperatures at around a depth of 1 m (exact depths in parentheses in each graph). ZC: duration of zero curtain at the surface over two weeks. TP: typhoon passing over Mt. Fuji on September 8, 2010.

図 7 2008 年 10 月から 2 年間の富士山頂（標高 3775 m）の気温。気象庁の観測記録による。

Fig. 7 Air temperatures recorded at the summit of Mt. Fuji (3775 m asl.) for two years from October 2008. The original data are distributed by the Japan Meteorological Agency.

N34 サイトの地表面温度は変動パターンがよく似ていた（図 5，図 6）。いずれもゼロカーテンに達する時点まで，地表面温度の日変化は抑制されているが短期変動は認められた。一方，2010 年には，前述のとおり Ke サイトの地表面温度の短期変動が大きく抑制される時期があったが，N34 サイトでは短期変動の抑制は小さかった。つまり N34 サイトは風背地に次いで積雪が厚くたまりやすい地点のようであった。

同一地点のゼロカーテンの期間を 2009 年と 2010 年で比べると，風背地と N37 サイトを除き，2009 年の方が 2010 年より長かった（図 4～6）。しかし，風背地と N34 サイトを除くと，2009 年はゼロカーテンに達する 4 月以前に地表面温度の日変化が認められた（S32 サイトでは一時的に日変化が抑制されていた）。これらのことは，2008 年から 2009 年にかけては，風背地と N34 サイトを除く観測地点が，冬季に積雪がほとんどない風衝環境下にあり，5 月に入ってからようやく，融けるまでに数週間以上かかる積雪に覆われたことを示唆する。その解釈は，K サイトにおいて，この年の 10 月以降，3 月上旬まで降雪直後を除き積雪がなかったことと，5 月 1 日より後になってまとまった積雪が存在したこととも整合的である。

一方，2010 年にゼロカーテンの生じた期間は前年に比べ全体的に短かったが，冬季全体を比べると，地表面温度の日変化が生じない期間は前年より長かった（風背地，N30 サイトを除く）（図

4，図 5）。とくに北斜面の N32～N37 サイト間の全地点と N28，K，A サイトにおいて 11 月と 12 月に日変化が小さかった。この期間は K サイトにおいて，積雪深が 5～50 cm であり，20 cm を上下するイベントが 4 回生じていた（岩花ほか，2011）。N33，N34，N35，N36 サイトでは，地表面温度の短期変動も 11 月に小さかった。続いて 2 月下旬から 5 月まで，北斜面の N34～N37 サイト間の全地点と，H，O，A，K，S34 サイトにおいて，地表面温度の短期変動の振幅が気温のものに比べて大幅に小さくなった（図 4～6）。この期間はちょうど K サイトの積雪深が 40～50 cm の前後で推移している期間（岩花ほか，2011）に対応していた。

2008 年 10 月からの 1 年間と翌 1 年間で比べると，最低気温は 2009–2010 年の方が低かった。山頂における気温観測結果によると，年最低日平均気温は 2009 年 1 月 13 日（ -26.5°C ）と 2010 年 2 月 6 日（ -28.7°C ）に記録されていた。いずれも地表面温度の短期変動が相対的に大きい時期で，地表面温度の最低値もおおむねその前後に観測された。例外は風背地の 3 地点（図 6，Na サイトは 2009 年のみ）で，風背地では厳冬期にすでに，気温の季節変化が地表面温度に反映されないほど積雪が厚くなっていたと考えられた。

風背地以外の 2009 年と 2010 年の最低地温を比べると，いずれも 2010 年の値が低いか，値に大きな違いが認められないかであった（N36 サイトを除く）。このことは 2010 年の最低気温が

若干低かったことに対応している。しかし、前述のように2009-2010年は、地表面温度の変動が小さく最低地温が気温ほど低下しない期間が、2008-2009年より長い地点が多かった。とくに2年間の比較が可能なO, N34, N35, N36, N37サイトでは、0.5 m深前後の地温が、地表面温度の短期変動の小さい期間において、前年に比べ有意に高い値で推移していた(図4, 図5)。また、N33サイトでは地表面温度に明瞭な短期変動が認められる1月以降も、0.45 m深の地温が前年に比べ高い値で推移した。

ほぼ同じ標高にあるN32, S32サイト, N34, S34サイト, N36, S36サイトのデータがそろっている年について地表面温度を比較すると、いずれの標高でも、①冬季の日最高地表面温度が南斜面において高い傾向、②ゼロカーテンが終わる時期が南斜面において早い傾向が認められた(図4～6)。また、約0.5 m深の地温も、2010年の標高3600 mの組み合わせを除き、南斜面がおおむね3℃以上高い値で推移している。ただし、約0.5 m深に極端な温度差があった標高3200 mでは、南斜面の土質(溶結スコリアで未固結層の被覆を欠く)が他地点と大きく異なること、標高3400 mでは、北斜面の地点が他地点と比べ風背地に近い地温変動パターンを呈することなど、約0.5 m深の地温を比較したサイト間で、斜面方位以外の条件も異なることに留意が必要である。

1-2) 夏季から秋季

富士山高標高域の表層土質は暗色のスコリアが卓越する裸地であるため、地表面の反射率(アルベド)は日本の高山帯のなかでも低いと考えられる(岩花ほか, 2011)。実際に、山頂の最高気温は15℃前後までしか上昇しない(図7)のにもかかわらず、N34サイトと2009年のN32, N37サイトを除いたすべての夏季地表面温度の年最高値が30℃前後に達する(図4～6)。とくにS32サイトの溶結スコリア表面の地表面温度は40℃を頻繁に越えた(図6)。また、北斜面において、夏季地表面温度の日最高値には、標高による低下傾向が認めにくかったが、日最低値の推移に着目すると、標高が高くなるにつれ値が小さい傾向が

認められた(図5)。

同一地点の7月下旬(梅雨明け後)から9月にかけての地表面温度の変動パターンを2009年と2010年について比較すると、データのある全地点において、2010年の日最高値が5℃前後高い値で推移する傾向が認められた(図4～6)。また、地表面温度の日最低値や0.5 m深の地温も、2010年に相対的に高い値で推移した。2010年夏はいわゆる記録的な猛暑であり、山頂気温が、日最低気温、日最高気温ともに前年度より若干高い値で推移する(図7)。富士山において最暖月である8月の月平均気温は、1971～2010年の平均をとった場合、6.1℃(標準偏差0.8℃)である。それが2009年8月は6.6℃と高めであり、2010年8月は8.3℃と平均から大きく逸脱し観測史上最高値が記録されていた。同じく気象庁の観測記録によると、山頂の日照時間の総量は、記録がある7月25日から8月27日にかけて、2009年が221時間であったのに対し、2010年が296時間であり、2010年は地盤が加熱されやすい気象条件を備えていたことがうかがえた。

次に風背地において地表面温度がゼロカーテンから正值に変わるタイミング(消雪日)について確認する(図6)。2009年は、Tサイトにおいて8月11日、Naサイトにおいて7月15日、Keサイトにおいて7月7日であった。2010年はTサイトにおいて8月12日、Naサイトにおいて7月12日、Keサイトにおいて6月29日であった。

2010年の秋季には、深さ約1 mにおいて地温データが得られた地点が8地点(H, O, A, K, T, Ke, N36, S32)あった。その年の9月8日は台風が富士山の上空を通過し、Kサイトにおいて7日より2日間で約230 mmの降雨が観測されたほか、Kサイトの1～3 m深とTサイトの1～2 m深において大きな地温上昇が観測された(岩花ほか, 2011)。その台風通過前後で、Kサイトにおいては、0.4 m深の(気温より十分高い)地温は低下する傾向にあったが、1.1 m深の地温は5時間で2℃上昇した(図4中のTP)。同イベントによる温度変化のピーク(3.5℃昇温)はより深い1.5 m深付近で観測された(岩花ほか, 2011)。

同様に A, Ke サイトの約 1 m 深の地温も数時間でそれぞれ 4.5℃, 3℃ 上昇した (図 4, 図 6)。

台風通過以前に融点にあり凍結していた T サイトの 0.7 m 深の昇温はやや緩やかで丸 2 日間で 2℃ であったが, 1.1 m 深も台風通過の翌日には融解しており, 少なくとも 40 cm の厚さの凍土がわずかに 10 時間前後で融けたことが観測された (図 6)。それら T, A, Ke 地点では, 岩花ほか (2011) が K サイトの地温変動について論じたように, 降雨浸透に伴い顕著な昇温が生じたものと考えられる。

S32 サイトでは, 台風通過直前の 1 m 深の地温 (約 15℃) が気温 (日平均 5.7℃) よりもはるかに高く, 台風通過直後の 0.5 m 深地温の顕著な低下 (9 時間に 5℃ 低下) に, 1 m 深の地温が 16 時間かけて 3℃ 低下する応答を示した (図 6)。この急激な地温低下も降雨浸透が関連していると思われる。

一方, H, O, N36 サイトの約 1 m 深においては, 台風通過前後に顕著な地温変化がみられなかった (図 4)。O サイトでは台風通過時の 0.9 m 深の地温 (1℃ 前後) が気温よりおおむね数℃低かったが, 台風通過直後からの丸 2 日間で 0.7℃ の緩やかな昇温が生じたのみであり, 大量の降雨が温度上昇に寄与しなかった。地盤の加熱に至る前に速やかに排水されたか, 地盤の透水性が悪く浸透量が少なかった (あるいはそれらの組み合わせ) と思われる。

台風通過前に 1 m 深が融点にあった H サイトについては, 降雨のもつ熱が T サイトのように潜熱として消費されたのか, O サイトのように昇温に寄与しなかったのか判断できなかった。そこで, 2 日間で約 140 mm の降雨があった同年 9 月 15・16 日 (岩花ほか, 2011) に着目し, 同時点ですでに融解していた H サイト 1 m 深の地温を確認する。その結果, 降雨イベント直後に 5 時間で 0.4℃ の昇温が生じていた (図 4)。しかし, このときの降雨イベントによって K サイトでは 1.3 ~ 3 m 深において顕著な昇温がみられたこと (岩花ほか, 2011) と対照的であった (K サイトの 1.1 m 以浅の地温は気温より十分に高

くすでに頭打ち: 図 4)。そのため, H サイトでは降雨浸透の影響は K サイトのように顕著には生じていないと判断できる。

N36 サイトの 1 m 深地温は観測期間中に 0℃ を上回らず, 同様の手法で降雨浸透による昇温を評価することができなかった。しかし, 少なくとも 0.5 m 深の地温は 9 月 7・8 日の降雨に応答し急激に上昇しており (図 4), その深さまでは降雨の下方浸透が十分に生じたと思われる, それにもかかわらず 1 m 深が融点を上回らなかったことが同地点において特徴的であった。

2) 地表面温度の経年変化

南北斜面の多地点で観測した地表面温度の 365 日移動平均と山頂気温の 365 日移動平均を比較すると, 変動の位相と周期は, 気温と地表面温度でおおむね一致したが, 変動の振幅は観測地点ごとや同一観測地点でも測定期間ごとに大きく異なった (図 8a)。そこで, それら各観測地点の移動平均値と山頂気温の移動平均値との差分をとり (図 8b), 気温の変動以外の要因が地温の変動に与える影響について, 前節の記載 (積雪の多寡の判定も含む) を踏まえ検討する。

図 8b に示したように地温と気温の差分値は, 図 8a の年平均地表面温度に比べ, 変動の振幅が大幅に小さくなる。そのなかで 2009 年 5 月初旬 (2008 年 11 月初旬 ~ 2009 年 11 月初旬の平均に相当) から同年 11 月初旬の間に, 北斜面の N33, N34, N35, N36, N37 サイトの差分値に急激な温度上昇期が含まれていた (図 8b)。とくに N33, N35, N36 サイトにおけるその期間前半の昇温は, 2009 年 11・12 月に積雪によって地表面温度の低下が妨げられたことに対応している。同様に N34, N36, N37 サイトにおける期間後半の昇温は, 2 月中旬 ~ 5 月初旬に積雪によって地表面温度の低下が妨げられたことに対応している。図 8b の 2009 年 11 月以降は, S28 サイトを除くすべての地点で緩やかな昇温傾向が認められた。このことは, 気温よりも地温が 2010 年の猛暑の影響を強く受けたことを反映している。

長期記録のある N36 サイトに関しては, 2009 年 5・6 月の差分値の上昇傾向が過去 10 年間で

図 8 2000 年 10 月以降に観測された地表面温度と山頂気温の 365 日移動平均値 (a) および地温の移動平均値から山頂気温の移動平均値を引いた値 (b)。観測開始日や欠測期間がサイトごとに異なることに注意。

Fig. 8 Running means of ground-surface and summit-air temperatures observed after October 2000 (a), and differences between each mean of ground temperature and mean of air temperature (b). Note that the observed periods differ at each site because of logistical factors and logger problems.

例のないものであり（図 8b）、2009 年末の積雪量が例外的に多かったと考えられた。2001 年 4 月～2009 年 4 月の差分値は $1.0 \sim 1.9^{\circ}\text{C}$ だった。また、冬季地表面温度の日変化が 2009-2010 年もあまり抑制されなかった N32 サイトの差分値は、全観測期間を通じて $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ の変動を示すのみであった。N29, S28, S30 サイトの差分値も、データの存在する期間で比較すると、おおむね $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ に収まる変動を示していた（S28 サイトの 2003-2004 年の値は除く）。

N34 サイトの差分値にはいずれも 7 月前後（翌年の 1 月前後の状況が値に反映されはじめる）に 3 回（2002, 2003, 2008 年）の大きな温度上昇が認められ、2003～2004 年と 2008～2010 年には、標高差 200 m 下方の N32 サイトより N34 サイトの差分値が大きい期間があった。そのような変動は、2008 年 10 月からの 2 年間の地温変化（図 5）とあわせて考えると、N34 サイトにおいて積雪が地温低下を大幅に抑制していた結果と思われる。逆に、N34 サイトの差分値が比較的小さいまま推移する 2005 年 3 月～2008 年 5 月初旬が、積雪の影響をあまり受けなかった期間と考えられる²⁾。つまり富士山では、積雪が多かった場合に年収支でみた地表面温度が高くなる傾向があった。

欠測データが S36 サイトのみであり、かつ N34 サイトの積雪が少なかったと考えられる 2005 年 3 月からの約 1 年間について、各サイトの差分値を比較すると、南斜面の S28～S34 サイト間においてと、北斜面の N32～N36 サイト間において値がほぼ等間隔に並んでいた。その年平均地温の高度逓減率は $0.5 \sim 0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ であり、一般的な気温逓減率にほぼ対応している。このとき N32 サイトと S32 サイト、N34 サイトと S34 サイトで比べた南北斜面の温度差は約 3°C であった。つまり傾斜の急な標高 3200 m 以上の積雪がつきにくい場所において、年平均地表面温度が等しくなる標高は、地表面温度の高度逓減率を $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ とすると、北斜面（傾斜 $30 \sim 35^{\circ}$ ）では南斜面（傾斜約 30° ）より 500 m 以上、下方にあることが推定される。

一方、N29 サイトと N32 サイトの間の逓減率は $1.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ と極端に大きい。北斜面の標高 3100～3200 m 付近に傾斜変換点があり（図 3）、そこより低標高域では斜面傾斜が 28° 前後で山頂からの距離も離れる（山頂の日陰になる時間が短い）。そのため、例えば図 5 の N28, N30 サイトと N32, N33 サイトを比較すると、太陽高度が夏ほど高くない春季や秋季において、N28, N30 サイトの日中の昇温が顕著であった。N29 サイトも同様の条件下にあるだろう。標高差 100 m おきのデータが得られている 2009 年以降をみると、N31 から N29 サイトにかけて高度逓減率が大きくなっていることがより明らか（N33 より上部の値は積雪の影響を受けていることに注意）で、各サイトのログー設置状況（微起伏や地表面土質）のわずかな違いが結果に影響を与えると考えても、斜面の傾斜変換点が地温条件の一つの境界になっていることは読みとれる。

S34, S36 サイトにおいては、地温の通年観測に失敗する年が非常に多かったため、相互比較できる期間がごく限られているが、2002 年 3 月末には、S32, S34 間で 2°C 、S34, S36 間で 1.5°C の差が認められ、その後、2004 年 1 月末まで S32, S36 サイトの間に $3.5 \sim 4^{\circ}\text{C}$ の差があった。この区間の地表面温度の高度逓減率は下方に比べ大きかった。そのため、S36 サイトと北面の同高度の N36 サイトの間に 2004 年以前にみられた温度差は 2°C であった。また、2007～2008 年の N36, S36 サイトの値の差は約 1.5°C であった³⁾。つまり、山頂付近では南斜面と北斜面の地表面温度の差が小さくなっていた。この $1.5 \sim 2^{\circ}\text{C}$ という値から、上述のように逓減率 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を介して年平均地表面温度が南北で等しくなる標高を考えると、南斜面より北斜面が 250～330 m 低い位置となる。

IV. 地温断面からの永久凍土分布に関する考察

次に、日平均地温の統計量（年平均値、年最高値、年最低値）から作成した地温の深度断面の特徴を確認する（図 9～11）。年平均値は、山頂に

図 9 2008 年 10 月 11 日～2009 年 10 月 10 日 (2008-2009) と 2009 年 10 月 11 日～2010 年 10 月 10 日 (2009-2010) の山頂部風衝地の日平均地温の年平均値, 年最高値, 年最低値. 同期間の山頂の日平均気温の年平均値, 年最高値, 年最低値も示した. 各深度が年最高値と年最低値に達した日付および土質断面も記した. 藤井・樋口 (1972) に示された 1971 年夏の凍結面の位置も矢印で示した.

Fig. 9 Annual average, annual maximum and annual minimum values of mean daily ground temperatures at windy sites of the summit area and of mean daily air temperatures at the summit. The 2008-2009 values are calculated from records of the 365 days from October 11, 2008, and the 2009-2010 values from records covering 365 days from October 11, 2009. The days reaching maximum and minimum values for each depth and schematic soil profiles are also shown. Arrows indicate the depths of frost tables during the summer of 1971 (Fujii and Higuchi, 1972).

図 10 2008 年 10 月 11 日～2010 年 10 月 10 日の北向き風衝斜面の日平均地温の年平均値，年最高値，年最低値。ただし N34 サイトは観測した冬季期間中に風衝環境下にあったとは判断できなかった。凡例等は図 9 を参照のこと。

Fig. 10 Annual average, annual maximum and annual minimum values of mean daily ground temperatures at windy sites of the north-facing slope for two years from October 11, 2008. Note that N34 site is supposed to have accumulated relatively thick snow cover during the observed winters. The other explanations and legend are same as those in Figure 9.

図 11 2008 年 10 月 11 日～2010 年 10 月 10 日の山頂部吹きだまりおよび南斜面風衝地の日平均地温の年平均値、年最高値、年最低値。凡例等は図 9 を参照のこと。

Fig. 11 Annual average, annual maximum and annual minimum values of mean daily ground temperatures at sites with long-lasting snow cover at the summit area and windy sites on the south-facing slope for two years from October 11, 2008. The other explanations and legend are same as those in Figure 9.

において日平均気温がほぼ負値で推移するようになる 10 月中旬（本稿では 11 日にそろえた）から 1 年間について求めた。あわせて山頂の年平均気温、年最高日平均気温、年最低日平均気温（図 9）や、各観測地点において知り得た土質も示した。

深さ 1 m 付近まで地温データが得られた地点で比べてみると、地温断面の季節変化パターン

は、風背地とそれ以外で異なり、さらにそれぞれ 2 通りのパターンがあった。2009 年冬季に風衝環境下にあった地点（以後、便宜的に風衝地と呼ぶ）については、年最高値の 0.5 m 深から 1 m 深にかけての温度勾配が急で、すなわち夏季の昇温が深部に進みにくい H、O、N36 サイトと、温度勾配が緩やかな K、A、S32 サイトがある

(図9～11)。後者が降雨時の温度上昇(S32サイトは温度低下)が明瞭な地点に、前者が不明瞭な地点に対応している(図4, 図6)。風背地については、積雪がとくに長く残り12月から翌年8月に入るまで地温が気温に連動しないTサイトと、地温の短期変動がとくに2月以降は抑制され、6月下旬に消雪したKeサイトである(図6, 図11)。

各地点の地温断面を比較すると、山頂部(標高3700 m前後)では北～西側に面した風衝地(H, O, N37)において地温が最も低く、ついで風衝地でも山頂外輪山の内側(K)や東に面した位置(A)が低く、風背地(T, Ke, Na)の地温が高かった(図9～11)。北斜面のN36サイトの1 m深地温は観測開始(2009年9月15日)からデータが得られている2010年10月12日まで0℃を上回ることがなく、図10の地温断面からもその地点に永久凍土があることはほぼ確実であると考えられた。筆者らのデータのなかで、地温が1年間以上、0℃以下で推移したのはこの点の値のみであった。

北斜面では高標高域(N37, N36, N35)が低温で、低標高域(N30, N28)が高温となり、大局的には地温が標高に依存する傾向が認められる(図10)。しかし、中間部では雪がつきやすかったN34サイト、あるいは雪が多くついた2009-2010年のN33サイトで地温が高くなっていた。

N32サイトでは、地表面温度が夏にあまり増加せず(図5)、年平均地温が2008-2009年でもN33サイトとほぼ同じであった(図10)。また、N32サイトでは0.4 m深地温がつねに地表面温度に非常に近く(図5)、同深度での年平均値がN33サイトよりも低かった。その地温断面が例外的である原因については現状では特定できる情報がない(センサーの抜け上がりによって実際には浅い位置を観測していた可能性は、同深度の地温の日変化がわずかであることから低いと判断された)。

南斜面ではロガーの破損や流出が相次ぎ欠測が多いが、S36サイトがN33サイトに、S34サイトがN30サイトに似た地温断面をもっていた(図

10, 図11)。S32サイトの地温断面は最高地温が全観測地点中とくに大きく、2009-2010年の0.5 m深の年平均地温はN28サイトと等しかった。

図9中、Kサイトでは2008-2009年に2.1 m以深が通年ほぼ融点で凍結していたようにみえるかもしれないが、この深度では10月8日の台風による降雨の浸透後、全層が0.05～0.2℃に上昇している(岩花ほか, 2011)。ここで仮に平年より涼しい夏があり秋季の台風の通過経路から富士山がはずれる年があれば、3 m深は0℃のまま越年してもおかしくない。また猛暑となった翌年は9月の顕著な降雨イベントのたびに地温が深部において急上昇していったが、それでも年平均地温は1.9 m以深において0.1～0.2℃である。このような特徴から、この地点は現在の環境で永久凍土が成立するかどうかの境界にあると判断できた。Kサイトに似た地温断面をもち台風通過時に約1 m深に顕著な地温上昇があったAサイトも同様であろう。

一方、顕著な降雨イベントに対応した地温の大幅な上昇が約1 m深に認められず、Kサイトより明らかに低温なH, Oサイトでは永久凍土が存在する可能性が非常に高い(図9)。またN36サイトと土質、標高、斜面方位に共通性が高く、地温断面も似ているN37, N35サイトも永久凍土が存在する可能性が高い地点である(図10)。N33, S36サイトについては(積雪が地温低下を抑制しなければ)、Kサイトと同等の地温断面をもつ(図9～11)。それらの地点で観察された斜面傾斜、表層土質はKサイトよりもOサイトあるいはAサイトに似ており、仮に顕著な降雨イベント時の地温変化がOサイトのように小さければ、永久凍土が存在する可能性が高くなる。

約0.5 m深において年平均地温が2年とも有意に0℃を上回っており、現在の気象条件下において永久凍土が(仮に存在したとしても長期的に)維持されないことが確実な点は、N28, N30, S34サイトである(図10, 図11)。また2008-2009年に年平均地表面温度が0℃を上回り、翌年は0.5 m深が0℃を上回っているS32

地点も同様と考えられる（図 11）。

風背地や N34 サイトは積雪条件による表層地温の年々変動が大きいと考えられ、短期間の観測で永久凍土の有無を議論することが難しい。しかし、標高が同程度の風衝地に比べ風背地は明らかに年平均地温が高く（図 9、図 11）、富士山において積雪は年収支において地温を高くする役割をもっばら担うと考えられた。

V. 1970 年代のデータとの比較

詳細な地温断面の経時変化が得られている K サイトについてみると、富士山では山頂でも 10 月初旬まで融解が進行していることがわかる（図 9）。また、深さ 1 m 付近が最高地温を記録するのはすべて 9 月以降である（図 9～11）。Higuchi and Fujii (1971) や藤井・樋口 (1972) では盛夏に凍結面が存在するところに永久凍土があると解釈している。しかし、ヨーロッパで 8 月の凍結面の確認のみをもって永久凍土を認定すべきでないとされているように（例えば、King *et al.*, 1992）、富士山においても 8 月の凍結面は永久凍土の存在を示す証拠にはならない。例えば、K サイトでは 2009 年 8 月 1 日の融解深が約 1 m であり、その深さは 1971 年の同時期に観測された際と変わらないが、同サイトのように土層の透水性が高く深部の含水率が低い地点では、降雨浸透による秋季の温度上昇が急激で 10 月中旬までにさらに 2 m 以上も融解する（岩花ほか, 2011）。

1970 年代に 10 月になっても凍結面が存在することが確認されたのは、西から北に面した山頂外縁の稜線上の 6 地点（1971 年 10 月 3 日）と剣ヶ峰直下の風背地 1 地点（同 6 日）のみである。1971 年の夏と秋に実施された融解層厚調査の結果を示した図 12（藤井・樋口, 1972, 同論文中の図 3, 図 4, 図 8 から作成）によると、稜線上では 1971 年 10 月初旬、深さ 0.75～1.34 m に凍結面があった。

凍土の季節的融解深は、伝導が融解過程の熱輸送において支配的であり、融解層の熱物性および凍結層の含水率が深度方向に極端に変わらない場合、地表面温度の積算暖度の平方根に比例するも

図 12 藤井・樋口 (1972) に示された 1971 年融解期の凍結面の深さ分布。南斜面の観測地点は同論文から特定できなかったため、おおよそ対応する標高付近にデータを示した。

Fig. 12 Spatial distribution of frost-table depths during the thawing period of 1971 discussed in Fujii and Higuchi (1972). The data for the south-facing slope are shown for approximate positions in this figure because the observed points are impossible to identify from the original paper.

のとして扱える（例えば、原田ほか, 2009）。そこで顕著な降雨イベント時の昇温幅が小さい H、O サイトについて、1 m 深まで融解するまでの積算暖度から各サイトに固有の比例係数を導き、2009 年、2010 年それぞれの 10 月 3 日までの積算暖度から想定される融解深を求めると、2009 年は O サイトにおいて 1.1 m であり、2010 年は H サイトにおいて 1.1 m、O サイトにおいて 1.3 m であった⁴⁾。それらの推定融解深は、1971 年の近傍の観測値と比べて H サイトで 0.2 m、O サイトで 0.3～0.6 m 深かった（図 12）。1971 年 10 月の観測結果には、隣り合う観測地点において融解深に 0.4 m の違いがあり、さらに藤井ら

の測定地点を特定し同一地点で筆者らが観測することも困難であった。そのため、比較可能な2地点のデータからは、融解深がわずかに増加したようにみえるものの、実際に有意な差があったと判定しがたかった。

次に1971年7月末もしくは8月初旬の値と、2009年および2010年の8月1日の融解深を比較する。H、Oサイトの10月初旬の融解深の算定と同様の方法で、8月1日までの積算暖度から導かれたH、O、N36サイトの融解深を求め、図9、図10に8月1日の地温断面（破線）が0℃の線と交わるところで表現した。N36サイトでは、1m深が融解するデータが得られていないので、0.5m深まで融解が及ぶ日までの積算暖度から同サイトに固有の比例係数を求め、8月1日の融解深を算出した。その結果、1971年と同等か、むしろ浅い傾向にあった（±0.4mのオーダーでの有意な差はない）。ちなみにN36サイトにおいて算出された比例係数に、10月中旬までの積算暖度の平方根をかけて求めた融解深は1.1mであった。実際の観測データでは1m深が凍結していることから、求めた比例係数では8月の融解深をやや大きく推定している可能性が高い。

一方、台風通過時の昇温が著しかったA、Keサイトでは、猛暑であった2010年8月1日の融解深が、1971年の同時期に比べて大きかった（図9、11）。Kサイトにおいては、2010年7月中旬から8月中旬までロガーの不具合により欠測となっているが、2010年9月1日の融解層の地温断面が2009年9月1日に比べ2.5～3℃も高いことから、同様に1971年の融解深を上回っていたと考えられる（図9、2009年と1971年では融解深に違いがない）。つまり夏季地温が相対的に高い条件が重なれば、顕著な降雨イベントに伴う地温上昇が大きい土層においては、融解深が1971年より有意に大きくなると思われる。

藤井・樋口（1972）には、剣ヶ峰直下の砂礫層における8月2日の0.73m深までと10月6日の1.6m深までの地温断面が載っており、残雪が少なくとも7月まで残っていた同地点で、10月初旬に1.55～1.6m深が凍結していたこと

が示されている（図12）。筆者らはほぼ同じ地点において2009年9月15日に深さ2mまでのボーリングを実施し、その深度まで凍結層が存在しないことを確認した。しかし、その際に設置したデータロガーは翌年の融雪期に水没し破損しており、その地点の地温状況を詳しく検討するためのデータはない。藤井・樋口（1972）において論じられているように、風背地の土層融解深は消雪時期に強く依存するため、同地点やKeサイトは、積雪条件の年々変動に応じて融解深が大きく異なることが予想される。そのため、1971年10月に確認された凍結面が2009年に確認できなかったことを温暖化による永久凍土融解の証拠とすることは、積雪条件の経年変化のデータがない現状では難しい。

VI. 永久凍土分布の推定方法の妥当性

地温断面から永久凍土がほぼ確実に存在すると見込めたのは、H、O、N37、N36、N35サイトのみであった。ほかにN33、S36サイトの0.5m以深が、降雨浸透に伴って顕著な昇温が生じない条件にあれば、永久凍土があってもおかしくないという結果であった（例外的な地温変化をしたN32サイトは議論から除いている）。一方、N30、S34地点より下方に永久凍土が存在する可能性は非常に低いと考えられた。また、地表面温度の差からみると、南斜面では北斜面と同等の地温条件になる標高が250～500m高いと考えられた。これらのことは1970年代の研究成果を踏まえて提示された永久凍土帯の下限高度、南斜面3040m、北斜面2950m（藤井、1980a）と大きく異なる。しかし、そのギャップについて温暖化によって永久凍土が融解した結果という解釈を筆者らはとらない。1970年代の研究と、本研究の大きな違いは、8月に凍結面が存在したときに永久凍土が存在すると解釈するか否か、夏季のデータに依存するか通年観測データに基づくか、積雪の存在を永久凍土の存在に有利とみなすか不利とみなすか、降雨浸透による季節凍土融解の可能性を考慮するか（池田・岩花、2010; 岩花ほか、2011）否かである。

図 12 の 1971 年 7 月末頃の南北斜面の融解深を比べると、わずかに南斜面の融解深が大きいのみである。1970 年代にはその結果から、南北斜面で融解深が等しくなる標高差、ひいては永久凍土分布の下限高度の標高差が約 100 m と推定された(藤井・樋口, 1972)。しかし、図 8 や図 9 ~ 11 の南北の地温データを比べると、南北斜面の地温を等しくする標高差ははるかに大きい。図 8b によると、標高 3600 m では、それより低い標高に比べて南北斜面の地表面温度が近接している。そのように山頂付近で南北斜面の地温差が小さくなる傾向とその原因を明らかにすることは今後の課題⁵⁾であるが、いずれにせよ、1970 年代の研究では南斜面について山頂付近(標高 3590 m 以上)のデータから外挿する形で永久凍土の下限高度を推定したために、下限高度を非常に低い位置に評価してしまったと思われる。

次にやはり 8 月に行われた 0.5 m 深地温の移動観測結果から導かれた、富士山の永久凍土帯の下限高度が南斜面で急上昇したという説を検討する。地表面付近の地温分布から永久凍土の有無を推定する経験的な方法は、気候が大きく異なるとみなせる対象地域ごとに、表層地温とは別のパラメータ(掘削データや物理探査データによる永久凍土の有無)を網羅的につきあわせてその有効性が担保される(例えば, Haeberli, 1973, 1978; Lewkowicz and Endie, 2004)。しかし、0.5 m 深地温の移動観測結果を用いる手法(以後、GT50 法と呼ぶ)は、現在までのところ別パラメータによる検証が乏しい。

GT50 法を提案した Fujii and Higuchi (1976) では、ネパール・ムクト地域において融解期前期に相当する 7 月末から 8 月初旬に、3 地点における地温断面観測(掘削深は 1.45 ~ 1.6 m)によって深さ 1.65 ~ 2.2 m に凍結面があると推定し、融解深が 2.2 m 深にあった標高 5000 m までは永久凍土が存在し GT50 法の結果と整合性があるとされた。その後、ネパール・クンプ地域における GT50 法による調査において、融解期から凍結期に移行する時期の 10 月 20・21 日に、標高 5540 m の 0.7 m 深の掘削孔は 0.45 m 以深が凍

結していたことが認められた一方、標高 5470 m の 0.8 m 深までと標高 5420 m の 1.4 m 深までの掘削孔に凍結層が認められず、同時期の GT50 法から予想された永久凍土の下限(標高 5400 ~ 5500 m)との一致がよいと示されている(Fukui *et al.*, 2007)。

Fujii and Higuchi (1976) には、GT50 法を成り立たせる原理について、凍土層の存在する標高域では融解期に潜熱の発生によって地温上昇が抑えられる効果があり、そのうえ標高が高くなるほど凍結面が 0.5 m 深に近くなるため、地温の高度逓減率が凍土の存在する標高を境に大きくなると解釈した。そして、その「凍土」というのは永久凍土もしくは融解途上の季節凍土であると記されている。しかし、前述のように気温の季節変化が上昇から下降に転じる盛夏(ネパールや富士山では 7 月下旬から 8 月上旬)に凍土が存在すれば、永久凍土が存在するとみなせるという論旨であったため、実際には季節凍土融解期の終わりではなく融解期半ばに実施した GT50 法から永久凍土帯の下限高度を議論するという論理の飛躍をつねに伴っていた。

富士山頂では、季節凍土の融解が 10 月初旬まで続くことが示されたことを考慮すると、8 月の 0.5 m 深地温の高度逓減率の変換点は、永久凍土帯の下限ではなく、その時期に季節凍土が残存する標高と読み替えた方が、そもそも前提にされているメカニズムに忠実な解釈であろう。例えば、別個に論じられている富士山の 1998 年 8 月と 1999 年 8 月の 0.5 m 深地温の高度逓減率の変換点を比べると、それぞれ 3300 m 付近(藤井ほか, 1999)と 3550 m 付近(藤井ほか, 2002)にある(図 1)。その標高差 200 m 以上の違いについて、計測時点での季節凍土の位置の違いとしては解釈可能であっても、永久凍土帯の下限が 1 年間でその標高差を変動したと解釈することはおよそ現実的ではない。

VII. まとめと今後の課題

富士山では積雪を欠く風衝地において年平均地温が低く保たれること、さらに観測地点が冬季に

風衝環境下にあるかぎり、年平均地表面温度は年平均気温とおおむね並行に推移することが明らかになった。また、顕著な降雨イベントに伴い、1 m 以深でも短時間に大きく地温が上昇するところ、そうでないところがあり、結果として前者では後者よりも地温断面が深い位置で高温側に振れる傾向が認められた。残雪が6月末以降まで残るところでは、2月には地表面温度の短期変動が抑制されるだけの積雪があり、そのため年平均地温は同一高度の風衝地に比べ有意に高くなっていた。富士山において永久凍土が存在するためには、顕著な降雨イベント時にも地温が大きく変化しない地盤条件、なおかつ風衝地という条件が満たされることが重要と考えられた。

南斜面と北斜面の風衝地の地温を比較すると、山頂にごく近いところ（標高 3600 m 以上）と離れたところ（3000 m 以下）を除いて、同一標高の年平均地表面温度が北斜面で 3℃ 低かった。つまり傾斜 30° 前後の斜面からなるその高度帯で地表面の温度収支が南北で等しくなる仮想的な標高差は約 500 m になる。冬季に風衝環境下という条件かつ降雨イベント時に 1 m 以深の地温が大きく変化しないという条件を満たせば、南斜面の標高 3600 m 付近、北斜面の標高 3300 m 付近までは永久凍土があってもよいと現時点では考えられた。一方、南斜面の標高 3400 m 以下、北斜面の標高 3000 m 以下に永久凍土が存在する可能性は低かった。北斜面の標高 3200 ~ 3100 m 付近の永久凍土の有無については検討に足るデータが得られなかった。

富士山における 1970 年代の研究 (Higuchi and Fujii, 1971; 藤井・樋口, 1972) は、国内初の永久凍土の報告であるだけでなく、国際的にみても山岳地の永久凍土について言及した最初期の研究であり、そのパイオニアとしての価値は揺るぐことがない。しかし、本稿で検証したとおり、永久凍土分布の推定の根拠となった観測事実は、おもに 7 月末から 8 月に残存した季節凍土（とそれを反映した浅部地温）であり、その季節凍土を永久凍土と誤認し、永久凍土分布を過大評価していた可能性が高かった。とくに 8 月の 0.5 m

深地温の高度通減率から永久凍土分布の下限が特定できるという見解を支持する証拠はなかった。

最後に、国際的な研究動向のなかで富士山の永久凍土観測がどのように位置づけられるか言及しよう。温暖化により永久凍土が融け、どのように環境に影響を及ぼすのかということは、現在進行形の、換言すれば分かっていることは決して多くない大きな研究テーマの 1 つと思われる (Rowland *et al.*, 2010)。深さ 100 m に達する永久凍土の地温断面に、数十年オーダーの温暖化による昇温傾向が認められることは以前から知られており (例えば, Lachenbruch and Marshall, 1986)、近年、地温が上昇したことを直接示す観測データも多数ある (例えば, Osterkamp, 2005; Isaksen *et al.*, 2007)。しかし、1970 年代以降の地温観測で永久凍土が消失した記録が実際に得られたことは、サーモカルストプロセスが働いた場所を除くとほとんどない。チベット高原において、1979 年に深さ 7 m まで全層がほぼ融点で存在した永久凍土が、遅くとも 1994 年までに融解したことが確認されている程度である (Jin *et al.*, 2000)。このことは単に記録が少ないためだけではない。地盤の昇温が熱伝導のみで支配される単純（しかし一般的）な条件で考えると、0.46℃/10 年という急激な気温上昇を仮定し、温暖化開始時にすでに全層が融点にある最も不安定な温度状態にある永久凍土を仮定しても、土粒子間にある程度氷が存在する通常の凍土については、潜熱の影響のため半世紀かけても融解する厚さが 10 m 以内に収まると計算されている (Lunardini, 1996)。

つまり温暖化による永久凍土の融解を実際にモニタリングするためには、まず地温観測をかなりの長期間にわたり継続させる枠組みが必要である。その際、富士山では、火山性岩屑からなる急傾斜地において、永久凍土層の間隙に氷がどれほど存在するか不明であるほか、観測地点の積雪期間や積雪深が増すと地盤の昇温が進むこと、活動層中の降雨浸透による熱伝達が効果的に永久凍土上面を加熱する可能性があることに留意しなければならない。さらには、火山性地熱活動の変化にも注意を払う必要もあるだろう。いずれにせよ、

グローバルな永久凍土観測の地域的な偏りを少なくし、各国の永久凍土の変動を同一地点の時系列データのみならず広範な地理的比較から考察することを可能にするためにも、日本でも大雪山とともに富士山において永久凍土を今後モニタリングすることが重要な課題である。

謝 辞

本研究には、平成 21・22 年度科研費（課題番号：21650236；代表者：池田 敦）、平成 21・22 年度科研費（課題番号：21710028；代表者：岩花 剛）の一部、平成 20～22 年度科研費（課題番号：20300293；代表者：松岡憲知）の一部、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 敦）、国土地理協会平成 20 年度学術研究助成金（代表者：池田敦）、福武学術文化振興財団平成 20 年度歴史学・地理学研究助成（代表者：池田 敦）、平成 20 年度ニッセイ財団・環境問題研究助成（代表者：岩花 剛）の一部を使用した。福井幸太郎氏（立山カルデラ砂防博）、原田鉦一郎氏（宮城大）、新井秀典氏（元 北大・院）、斉藤和之氏（JAMSTEC）、西井稜子氏（筑波大）、澤田結基氏（福山市立大）、北村裕規氏（元 筑波大・院）には現地調査を補助していただいた。富士山本宮浅間大社には調査を快諾していただき、NPO 法人「富士山測候所を活用する会」には山頂滞在と機材運搬・保管に際してご協力いただいた。曽根敏雄氏（北大）には有益な査読コメントをいただいた。以上、記して感謝いたします。

注

- 1) 富士山において 0.5 m 深地温の移動観測が行われた年として、Fukui *et al.* (2007) は 1973 年、1998 年、1999 年をあげ、増沢 (2009) は 1972 年、1994 年をあげている。しかし、文献中に観測値が提示されているのは、藤井ほか (1999, 2002) のみである。
- 2) 年平均値を算出した N34 サイトのデータには、2005, 2007, 2008 年の厳冬季 (2 月) に地温の日変化が認められた。
- 3) S36 サイトでは、長い観測中断期間を挟んだ 2007 年以降の値がそれ以前に比べ低い傾向があった。これは 2004 年秋から 2006 年夏までの観測期間にロガーが行方不明になったことに伴い、設置点を変更した影響が含まれているかもしれない。とくに日最高地温が山頂部の他の地点（比較可能なのは A, K サイト）に比べ低く（図 4, 図 6）、ロガーを覆う礫（この地点の礫は発泡が著しい）の熱物性の差によって、年平均値が低かった可能性はある。
- 4) 現地の含水（氷）率などが得られていないため、

厳密には積算暖度を用いた融解深推定的前提条件が満たされていると判定できない。ただし、地温観測深と推定融解深の差はわずか 0.1～0.4 m であり、その差に対応する深度内で上下の物性が極端に異なる地盤が存在しないかぎり、推定結果が大きくはズれることはない。

- 5) 例えば、図 6 中で S36, S32 サイトの地表面温度がゼロカーテンとなる期間を比べると、S36 サイトにおいて残雪により初夏の昇温が抑制されていることがわかる。そのような状況が多くの人に繰り返されるかどうかは検討課題である。別の検討課題は、山頂に近い位置ほど自由大気の影響が強く、季節風の弱い夏季晴天時でも日中の斜面上昇流の影響を受けにくいことが地温を低く保つ可能性についてである。

文 献

- 藤井理行 (1980a): 北半球における山岳永久凍土の分布と環境条件. 雪氷, **42**, 41-52. [Fujii, Y. (1980a): Distribution of alpine permafrost in the northern hemisphere and its relationship to the environmental condition. *Seppyo*, **42**, 41-52. (in Japanese with English abstract)]
- 藤井理行 (1980b): ネパールヒマラヤ、クンブ地域およびムクト地域における永久凍土. 雪氷, **42**, 81-92. [Fujii, Y. (1980b): Studies on the permafrost in Khumbu Himal and Mukut Himal, in the Nepal Himalayas. *Seppyo*, **42**, 81-92. (in Japanese with English abstract)]
- 藤井理行・樋口敬二 (1972): 富士山の永久凍土. 雪氷, **34**, 9-22. [Fujii, Y. and Higuchi, K. (1980): On the permafrost at the summit of Mt. Fuji. *Seppyo*, **34**, 9-22. (in Japanese with English abstract)]
- Fujii, Y. and Higuchi, K. (1976): Ground temperature and its relation to permafrost occurrences in the Khumbu Rigion and Hidden Valley. *Seppyo*, **38**, 125-128.
- 藤井理行・増沢武弘・橋本泰助・小野田幹生・上野健 (1999): 1976-1998 年における富士山の永久凍土下限高度の変化. 1999 年度日本雪氷学会全国大会要旨, 38. [Fujii, Y., Masuzawa, T., Hashimoto, T., Onoda, M. and Ueno, K. (1999): Change of the permafrost lower limit at Mt. Fuji in 1976-1998. *Abstracts of the 1999 Annual Conference, Japanese Society of Snow and Ice*, 38. (in Japanese)]
- 藤井理行・福井幸太郎・池田 敦・増沢武弘 (2002): 富士山の地温分布変化が示す過去 25 年間の永久凍土の縮小. 2002 年度日本雪氷学会全国大会要旨, 50. [Fujii, Y., Fukui, K., Ikeda, A. and Masuzawa, T. (2002): Change of the permafrost lower limit at Mt. Fuji in 1976-2001. *Abstracts of the 2002 Annual Conference, Japanese Society of Snow and Ice*, 50. (in Japanese)]
- 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**, 192-202. [Fukuda, M. and Kinoshita, S.

- (1974): Permafrost at Mt. Taisetsu, Hokkaido and its climatic environment. *The Quaternary Research (Daiyonki-kenkyu)*, **12**, 192-202. (in Japanese with English abstract)]
- Fukui, K., Fujii, Y., Ageta, Y. and Asahi, K. (2007): Changes in the lower limit of mountain permafrost between 1973 and 2004 in the Khumbu Himal, the Nepal Himalayas. *Global and Planetary Change*, **55**, 251-256.
- Haerberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **9**, 221-227.
- Haerberli, W. (1978): Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. in *Proceedings of the Third International Permafrost Conference*, National Research Council of Canada, 379-383.
- 原田裕介・土屋富士夫・武田一夫・宗岡寿美 (2009): 長期観測に基づく積雪下の土の凍結特性. 雪氷, **71**, 241-251. [Harada, Y., Tsuchiya, F., Takeda, K. and Muneoka, T. (1980): Characteristics of ground freezing and thawing under snow cover based on long-term observation. *Seppyo*, **71**, 241-251. (in Japanese with English abstract)]
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzel-müller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haerberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M. and Vonder Mühll, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, **92**, 117-171.
- 長谷川裕彦 (2009): 高山地形の一般的な特徴. 増沢武弘編: 高山植物学—高山環境と植物の総合科学. 共立出版, 35-49. [Hasegawa, H. (2009): General characteristics of alpine landforms. in *Alpine Botany (Kozan Shokubutsugaku)* edited by Masuzawa, T., Kyoritsu Shuppan, 35-49. (in Japanese)*]
- Hauck, C. and Kneisel, C. eds. (2008): *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press.
- Higuchi, K. and Fujii, Y. (1971): Permafrost at the summit of Mount Fuji, Japan. *Nature*, **230**, 521.
- 池田 敦・岩花 剛 (2010): 富士山頂の凍土融解過程の検討—永久凍土の長期変動に関する予察的研究—. 地学雑誌, **119**, 917-923. [Ikeda, A. and Iwahana, G. (2010): Thawing processes of frozen ground on the summit of Mt. Fuji: A preliminary assessment of long-term variations of permafrost. *Journal of Geography*, **119**, 917-923. (in Japanese with English abstract)]
- 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. [Ikeda, A., Iwahana, G., Tamura, T., Fukui, K. and Watanabe, T. (2010): Permafrost on Mt. Fuji: A project launched by young researchers. *Journal of Fujiology*, **7**(1), 63-68. (in Japanese with English abstract)]
- Isaksen, K., Sollid, J.L., Holmlund, P. and Harris, C. (2007): Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F02S04.
- Ishikawa, M. and Hirakawa, K. (2000): Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 109-123.
- Ishikawa, M. and Sawagaki, T. (2001): GIS-simulation of the spatial distribution of snow cover and observed ground temperatures in the Daisetsu Mountains, Japan. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **55**, 212-218.
- Ishikawa, M., Fukui, K., Aoyama, M., Ikeda, A., Sawada, Y. and Matsuoka, N. (2003): Mountain permafrost in Japan: distribution, landforms and thermal regimes. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl.-Bd.*, **130**, 99-116.
- Iwahana, G., Sawada, Y., Ishikawa, M., Katamura, F., Sone, T., Sueyoshi, T. and Harada, K. (2008): Micrometeorological measurements on mountain permafrost in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. in *Ninth International Conference on Permafrost* edited by Kane, D.L. and Hinkel, K.M., Institute of Northern Engineering, University of Alaska, 809-814.
- 岩花 剛・池田 敦・福井幸太郎・斉藤和之・末吉哲雄・原田敏一郎・澤田結基 (2011): 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—. 雪氷, **73**, 119-131. [Iwahana, G., Ikeda, A., Fukui, K., Saito, K., Sueyoshi, T., Harada, K. and Sawada, Y. (2011): Monitoring of 3 m-profile of ground temperature on the summit area of Mt. Fuji (2008-2010): Toward elucidation of permafrost occurrence and its long-term change. *Seppyo*, **73**, 119-131. (in Japanese with English abstract)]
- Jin, H., Li, S., Cheng, G., Wang, S. and Li, X. (2000): Permafrost and climatic change in China. *Global and Planetary Change*, **26**, 387-404.
- 貝塚爽平・鎮西清高・小嶺 尚・五百沢智也・松田時彦・藤田和夫 (1986): 日本の山. 岩波書店. [Kai-zuka, S., Chinzei, K., Koaze, T., Iozawa, T., Matsuda, T. and Fujita, K. (1986): *Mountains in Japan (Nihon No Yama)*. Iwanami Shoten. (in Japanese)*]
- King, L., Gorbunov, A.P. and Evins, M. (1992): Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 73-81.
- Lachenbruch, A.H. and Marshall, B.V. (1986):

- Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, **234**, 689–696.
- Lewkowicz, R.G. (2008): Evolution of miniature temperature-loggers to monitor snowpack evolution at mountain permafrost sites, northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **19**, 323–331.
- Lewkowicz, R.G. and Endie, M. (2004): Probability mapping of mountain permafrost using BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 67–80.
- Lunardini, V.J. (1996): Climatic warming and the degradation of warm permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 311–320.
- 増沢武弘 (2009): 富士山における温暖化の影響. 増沢武弘編: 高山植物学—高山環境と植物の総合科学. 共立出版, 427–429. [Masuzawa, T. (2009): Influence of climate warming on Mt. Fuji. in *Alpine Botany (Kozan Shokubutsugaku)* edited by Masuzawa, T., Kyoritsu Shuppan, 427–429. (in Japanese)*]
- 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**, 14–19. [Masuzawa, T., Tomita, M., Fujii, Y. and Kanda, H. (2007): Distribution of moss community and permafrost on summit of Mt. Fuji. *Journal of Fujiology*, **6**, 14–19. (in Japanese with English abstract)]
- 増沢武弘・富田美紀・藤井理行 (2010): 富士山の自然と環境変動—山頂の永久凍土の減少—. 富士学会学術大会発表要旨集, **8**, 4–5. [Masuzawa, T., Tomita, M. and Fujii, Y. (2010): Nature of Mt. Fuji and environment change—Decrease of permafrost on summit of Mt. Fuji—. *Proceeding of the General Meeting of the Japan Society of Fujiology*, **8**, 4–5. (in Japanese with English abstract)]
- 増沢武弘・富田美紀・藤井理行 (2011): 富士山頂の永久凍土の存在と維管束植物の侵入. 富士学会研究, **8** (2), 7–10. [Masuzawa, T., Tomita, M. and Fujii, Y. (2011): Existence of permafrost and invasion of vascular plants at summit of Mt. Fuji. *Journal of Fujiology*, **8** (2), 7–10. (in Japanese with English abstract)]
- 仲山智子 (1995): 北海道・大雪山における最終氷期以降の永久凍土の厚さの変化の推定. 雪氷, **57**, 125–132. [Nakayama, T. (1995): Numerical estimation of the permafrost variation on the Daisetsu Mountains, Hokkaido, since the Last Glacial Maximum. *Seppyo*, **57**, 125–132. (in Japanese with English abstract)]
- 中山由美 (2010): 富士山の永久凍土激減. 朝日新聞東京本社版 2010 年 9 月 9 日夕刊. [Nakayama, Y. (2011): Enormous degradation of permafrost on Mt. Fuji. *Evening Edition of the Asahi (Tokyo Office)* on Sep. 9, 2010 (*Asahi Shimbun Yukan*). (in Japanese)*]
- Osterkamp, T.E. (2005): The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, **49**, 187–202.
- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S. and Marchenko, S. (2008): Recent advances in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, **19**, 137–156.
- Rowland, J.C., Jones, C.E., Altmann, G., Bryan, R., Crosby, B.T., Geernaert, G.L., Hinzman, L.D., Kane, D.L., Lawrence, D.M., Mancino, A., Marsh, P., McNamara, J.P., Romanovsky, V.E., Toniolo, H., Travis, B.J., Trochim, E. and Wilson, C.J. (2010): Arctic landscapes in transition: Response to thawing permafrost. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **91**, 229–230.
- 静岡新聞社編 (2010): 富士山頂連続永久凍土が消滅. 静岡新聞 2010 年 9 月 8 日夕刊. [Shizuoka Shimbun Office ed. (2010): Disappearance of continuous permafrost on the summit of Mt. Fuji. *Evening Edition of the Shizuoka on Sep. 8, 2010 (Shizuoka Shimbun Yukan)*. (in Japanese)*]
- 曾根敏雄 (2002): 北海道, 大雪山平ヶ岳南方湿原のバルサの内部構造. 地学雑誌, **111**, 546–554. [Sone, T. (2002): Internal structure of a palsa in the bog to the south of Mt. Hiragatake, the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Journal of Geography*, **111**, 546–554. (in Japanese with English abstract)]
- Sone, T., Takahashi, N. and Fukuda, M. (1988): Alpine permafrost occurrence at Mt. Daisetsu, central Hokkaido, in northern Japan. in *Proceedings of the Fifth International Permafrost Conference*, Tapir, 253–258.
- 高橋伸幸・曾根敏雄 (1988): 北海道中央高地, 大雪山平ヶ岳南方湿原のバルサ. 地理学評論, **61A**, 665–684. [Takahashi, N. and Sone, T. (1988): Palsas in the Daisetsuzan Mountains, central Hokkaido, Japan. *Geographical Reviews of Japan*, **61A**, 665–684. (in Japanese with English abstract)]
- 読売新聞東京本社編 (2007): 変わる富士① 温暖化 解ける永久凍土. 読売新聞東京本社版 2007 年 11 月 6 日朝刊. [Yomiuri Shimbun Tokyo Head Office ed. (2011): Changing Fuji, part 1: Climate warming and permafrost degradation. *Morning Edition of the Yomiuri (Tokyo Office)* on Nov. 6, 2007 (*Yomiuri Shimbun Chokan*). (in Japanese)*]

* Title etc. translated by A.I.

(2011 年 9 月 20 日受付, 2012 年 2 月 17 日受理)