

## O-04:富士山の永久凍土再発見と今後の研究展望

池田 敦<sup>1</sup>、岩花 剛<sup>2</sup>、末吉哲雄<sup>3</sup>

1. 筑波大学、2. アラスカ大学フェアバンクス校、3. 海洋研究開発機構

### 1. 研究の目的・方法・経過

本研究の目的は、富士山の永久凍土の現状を解明し、その地温変化をモニタリングすることで、将来的に気候変化と火山活動の影響評価につなげることである。山頂部一帯で2008年から2地点の3 m 深観測孔と20地点の表層(<1.2 m)の地温を通年で観測してきた。また、物理探査(非破壊の地下構造調査)、地温の高度変化の数値実験(感度実験)を行い、さらに2010年8月には深さ約10 mの地温観測孔を掘削した。2012年は、これまでに山頂域に設置済みの地温および微気象測器をメンテナンスし、観測を継続した。また、1969年まで火山性地熱活動が地表面において特定できた地点で、新たに深さ3.6 mの観測孔を掘削した。さらに山頂部における今後の地形変化を観測するために詳細な測量を実施した。10 m深観測孔に関しては、落雷により観測初年度のデータが欠落したが、2年度目になって通年の地温変動を示すデータが得られた。その他のデータも概ね無事に回収することができ、ほぼ前年度までと同様の傾向が得られていることが確認できた。

### 2. 結果と考察

火山礫層と溶結層の互層に掘られた10 m深観測孔では、深さ1 mまでは夏季に融解するが、その下には年平均地温が $-3^{\circ}\text{C}$ 前後の永久凍土層が存在した。富士山では初めての永久凍土の通年観測記録が得られたことになる。地温がかなり低いことから、その永久凍土は近年あるいは近未来の気候変動によらず長期的に維持されるものと見込まれた(火山性地熱活動が変化すれば、そのかぎりではない)。同地点は風衝地(雪が風で飛ばされ積もりにくい場所)に位置しているため冬季に効果的に冷却されることと、夏季の降雨浸透による熱伝達がほとんど生じていないことがその低温状態を形成していた。また、同様に風衝地にあり、わずかに北を向いた3.6 m深観測孔(1960年代まで火山性地熱あり)では、季節的融解深が70 cmと非常に浅く、浅層にはすでに火山性地熱の影響が残っていないようであった。その他、山頂北面や西面の深さ約1 mの観測孔2地点でも同様の地温変動が観測された。

一方、同じく風衝地にある砂礫層中の3 m深観測孔では、2008年以降、秋季に必ず全層が融点を上回った。とくに9~10月の大雨(台風等)に伴って深部で地温が急激に上昇することが観測され、年によっては地温が $0^{\circ}\text{C}$ を大きく上回ることから、その地点には永久凍土が存在しないと考えられた。同様の昇温パターンは、別の1.2 m深観測孔や風背地2地点(3 m深と1 m深まで)でも観測された。融解期の地温変動が場所により2パターンに異なることは、難透水層の空間分布が不均一なためと考えられ、急激な昇温パターンが観察された地盤は、透水性が非常によいと思われる。その昇温パターンは、永久凍土が存在する寒冷地で観測されたものとしてはかなり特異なもので、富士山は世界的にみて降雨によりもたらせる熱量が非常に大きいこともおそらく反映している。

観測孔周辺の深さ20 mまでの電気探査結果(比抵抗分布)から、地下構造の異方性は水平距離50 m以内でも著しく大きいことが判明した。そのことは、富士山頂では‘あいにく’地表面の形態・構成物の類似性によって地下構造を類推できないこと、つまり永久凍土の平面分布の推定が難しいことを意味していた。ただし、次の理由で風背地は山頂直下でも永久凍土の存在に適さないと見込まれ、非永久凍土分布域に区別が可能であった。山頂火口周辺の風背地3地点のいずれにおいても、初夏には相対的に遅くまで残る積雪によって地温上昇が抑制されていたが、冬季の積雪によって地温低下がそれ以上に抑制されていた。つまり、風背地となる北東向きから東向きの斜面と、吹きだまりとなる顕著な凹状地には、おそらく標高によらず永久凍土がほぼ存在しない。

北斜面10地点、南斜面5地点の風衝地の地温データは、各方位において地表面温度の高度遞減率が気温の遞減率と等しいことを示していた。また、南斜面と北斜面の地表面温度を比較すると、同

一標高の年平均地表面温度が北斜面で $-2.5^{\circ}\text{C}$ 低かった。その温度差は日射量の差に起因すると考えられるので、地表面の方位と傾斜から日射量の年間ポテンシャルを計算することで、積雪がほとんど無視できる場合の地表面温度の空間分布は推定することができた。先に記したように、地下構造の異方性が大きいと、そのみで永久凍土分布を議論することは難しい。しかし、0.5 m 深の年平均値が $0^{\circ}\text{C}$ を下回る標高が、北斜面において 3100 m にあり、対応する年平均地表面温度 $-1\sim-2^{\circ}\text{C}$ の場所が永久凍土帯下限のひとつの目安になると考えられた(富士山のように、地表付近の温度勾配が深部に向かって正の場合、浅層の年平均地温が $0^{\circ}\text{C}$ を上回る場所に永久凍土が存在する可能性は低い)。南斜面ではその温度帯が標高 3450~3600 m にある。また、永久凍土帯の下限は、降雨の下方浸透が生じにくい(=昇温しにくい)地盤で構成されるはずであり、その下限の変動は気温変動に線形に応答すると予想される。測候所の気温記録から算出される積算暖度(夏季融解深の指標)は、1966~1997 年が $480\pm 60^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$ (平均値 $\pm 1\sigma$ )であったが、1998~2012 年の最近 15 年間は $580\pm 50^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$ となり、90 年代後半を境に顕著な温暖化を示している。同じ期間の年平均気温の平均値を比較すると $0.7^{\circ}\text{C}$ の昇温であり、それによって永久凍土帯下限は標高差 100 m 程度上昇する(現在、上昇中)と見込まれた。

### 3. 今後の課題

山頂部においては、地表面形態および構成物からは類推が難しい地下構造の異方性が存在することが明らかになった。とくに地表面における熱および水収支の差異が小さいと思われる地点間において、地下の異方性によって、降雨浸透による熱伝達が小さく低温の永久凍土を存在させる場合と、逆に降雨浸透によって深部が顕著に昇温し永久凍土が存在しない場合があった。そのため、今後、永久凍土分布の詳細を議論するためには、確率論的な考え方を導入する必要があると考えられる。つまり電気探査と地中レーダー探査といった異なる物性値を得られる探査法と 1 m 深あたりまでの地温観測を、数多くの地点で併用し、風衝地の何割が永久凍土の存在に適しているかを割り出す研究が必要になる(そのような研究はかなりの労力を要するため、すぐに実現可能というわけではない)。

また、降雨による季節凍土融解の定量化も課題である。山頂気温が正のときの山麓の河口湖測候所の降雨データを抽出し、そこからいくつかの単純な仮定をおいて降雨によって地表にもたらされる熱量を計算すると、単位面積あたりのそれは日射によって 6~9 月にもたらされる熱量の 1% に満たなかった。地表面における様々な熱収支を考慮しても、地表面において降雨がもたらす熱量はそれ以外の正味量の 10% 未満と推定された。熱量の寄与は必ずしも大きくない降雨が、地温を大きく変動させる地盤の熱伝達過程を、今後、3 m 深観測孔の夏季地温と、同時観測中の気温、日射量、降水量、湿度、風速からモデル化する必要がある。ちなみに概算上、山頂への降雨による熱量は、1966~1997 年の平均値に対し、1998~2012 年の平均値は 1.2 倍になっている(気温上昇とそれによる降雨期間の長期化をある程度、反映している)。

富士山の地形変化については、大沢崩れ下流の土砂災害対策の観点から重要視され、国交省が航空レーザー測量を複数回、実施し評価している。将来的にはそのデータを基盤に、地上レーザー測量によって観測頻度を上げ詳細な地形変化を検討し、季節的凍結融解あるいは永久凍土融解が岩盤の破碎にどのように寄与するか定量化できる可能性はある。

### 参考文献

- 池田 敦・岩花 剛・末吉哲雄 (2012) 富士山高標高域における浅部地温の通年観測—永久凍土急激融解の解の評価も含めて—。地学雑誌 121、306-331。  
岩花 剛・池田 敦・福井幸太郎・斉藤和之・末吉哲雄・原田鉦一郎・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。

\*連絡先：池田 敦 (Atsushi IKEDA)、[aikeda@geoenv.tsukuba.ac.jp](mailto:aikeda@geoenv.tsukuba.ac.jp)