



Title	地表面と永久凍土面の年平均温度の違い：年平均気温・地表面温度が氷点下でなくても永久凍土は存在する
Author(s)	菅根, 敏雄; 斉藤, 和之
Citation	低温科学, 77, 49-59
Issue Date	2019-03-20
DOI	10.14943/lowtemsci.77.49
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/73992">http://hdl.handle.net/2115/73992</a>
Type	bulletin (article)
File Information	08_p049-059.pdf



[Instructions for use](#)

# 地表面と永久凍土面の年平均温度の違い —— 年平均気温・地表面温度が氷点下でなくても 永久凍土は存在する ——

曾根 敏雄<sup>1)</sup>, 斉藤 和之<sup>2)</sup>

2019年1月9日受付, 2019年1月17日受理

永久凍土の有無を確認するには、地温観測が必要となるが、広範囲で調査を行うことは困難である。地表面の温度ならば、観測は容易であるが、それだけでは永久凍土の有無は判明しない。しかし地表面温度と永久凍土の温度との関係性が知られば、それを手掛かりに地表面温度情報しなくても永久凍土の有無を推定できるかもしれない。永久凍土面（あるいは最大季節凍結深となる深さ）における年平均地温と年平均地表面温度との差をサーマルオフセットという。そこで本稿では、サーマルオフセットについて、これまでに出版された文献を調べ、年平均地表面温度が0℃以上あった場合でも永久凍土が存在しうる条件について検討した。その結果、-3℃より小さなサーマルオフセットの値は見いだせなかった。また地表面温度が低い所ほどサーマルオフセットが0に近づく傾向がみられた。年平均地表面温度が0℃以上であっても永久凍土が存在する可能性はあるが、地表面温度が+3℃以上であれば、永久凍土が存在する可能性は低いといえよう。

## Thermal Offset: Difference between permafrost top temperature and mean annual ground surface temperature

Toshio Sone<sup>1</sup> and Kazuyuki Saito<sup>2</sup>

Measurement of ground temperature is required to prove the absence or presence of permafrost, although availability of the in-situ measurements is practically limited. Ground surface temperature is easier to measure, but does not suffice for proof. Knowledge on the relationship between mean annual ground surface temperature (MAGST) and ground temperature can facilitate inference on the absence or presence of permafrost. In this report, we conducted a synthesis analysis on the thermal offset (TOFF), defined as the temperature difference between the permafrost top and the ground surface, from the available literature, and investigated the conditions for presence of permafrost at the places with MAGST  $\geq 0^{\circ}\text{C}$ . It is found that the lowest TOFF value was  $-3^{\circ}\text{C}$ , and TOFF approaches  $0^{\circ}\text{C}$  as MAGST decreases. Despite it is possible to have permafrost with MAGST  $\geq 0^{\circ}\text{C}$ , it is very likely to be permafrost-free when MAGST  $> 3^{\circ}\text{C}$ .

キーワード：サーマルオフセット, 永久凍土, 地表面温度, 永久凍土温度

Thermal offset, Permafrost, Ground surface temperature, Permafrost temperature

---

### 連絡先

曾根 敏雄

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目

Tel. 011-706-5487

e-mail: tsone@pop.lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

2) 国立研究開発法人海洋研究開発機構 統合的気候変動予測研究分野

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokohama, Japan

## 1. はじめに

永久凍土とは、2年以上連続して0℃以下の土壌や岩石のことを指す。現気候下の北半球では、氷床に覆われていない陸域のうちのおよそ四分の一（主に高緯度あるいは高標高域）を永久凍土が占めている（Zhang et al., 1999; 2000）。その多くは北方林およびツンドラと呼ばれる植生に覆われているが、第四紀、特に後期更新世以降で、気候-植生-地形が相互に影響しながら形成されており、その中で永久凍土が果たした役割は大きい。

寒冷な地域でも地表付近は夏期に融解し冬期に凍結する層がある。この層を活動層といい、活動層の最深部は永久凍土層との境界となる。この境界面を本稿では永久凍土面という。永久凍土の存在は、夏季に地上植生や活動層中の微生物活動に必要な水分の永久凍土面以下への浸透・流出を防ぐ。また、永久凍土面は活動層内に広がった樹根を支える役目もする。一方で植生（および植物遺骸）に由来する有機物層や泥炭層が断熱層として働くことにより、後氷期における温暖化した環境下でも永久凍土が保持され、多くの有機炭素が蓄えられることになる。近年、永久凍土の温度上昇や消失が報告され、また一部が融解してそれまで凍結していた有機炭素が分解されることにより温室効果ガスの追加的供給源となる可能性が示唆されている（Schuur et al., 2015）。

永久凍土がどこに存在し、またどのような温度状況にあるのかを知ることは、寒冷域の環境の現状を把握するためにも、環境や社会基盤の将来状況を予測するためにも重要である。永久凍土の存在を確定するには地温観測が必要になるが、観測の頻度・範囲・期間は様々な理由から限られる。気温あるいは地表面という比較的観測しやすい気象要素から存在が推定できるのであれば、それは有用な情報となる。

一般に永久凍土の地温プロファイルは図1のように説明されている。地表面付近では、夏に地温が高くなり、冬には地温が低下する。地温の年平均値プロファイルは、教科書的には地表面が一番低く、深部になるにつれて地殻熱流量に応じた地温勾配で上昇するように示される（図1）。このような場合には、年平均地表面温度が0℃以下でなくては永久凍土は存在しない。しかし実際には、年平均地表面温度よりも永久凍土面の年平均温度の方が低いことがあり、年平均地表面温度が0℃より高い場合でも、永久凍土が存在することがある。

永久凍土面の年平均温度と年平均地表面温度の差はサーマルオフセット（thermal offset）といわれる（Burn and Smith, 1988; Goodrich, 1982）。Burn and Smith

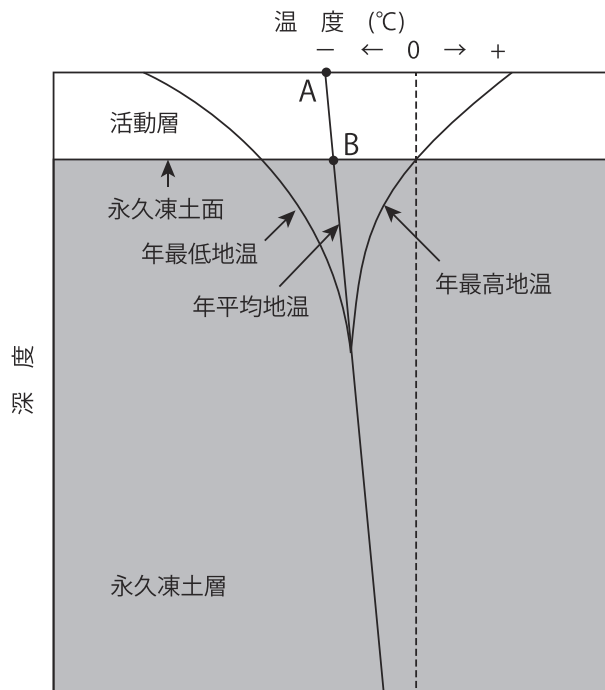


図1：永久凍土の地温プロファイル模式図。  
A：年平均地表面温度，B：年平均永久凍土面温度。

(1988) は年平均地表面温度が0℃以上であっても、現在の気候条件下で平衡状態にある永久凍土や、成長している永久凍土が存在する可能性があることを指摘した。

永久凍土の分布や地温状況を考えるときに、サーマルオフセットに関する知識は有益である。特に地表面温度しか情報がないなかで永久凍土の有無を推定する場合に役立つ。そこで本稿では、サーマルオフセットの実例を紹介し、これまでの報告からサーマルオフセットが実際にどのような値をとるのかを調べた。そして年平均地表面温度が0℃以上であった場合でも、永久凍土が存在する可能性があるのは、どのような条件下であるのかを検討した。

## 2. サーマルオフセットの定義

サーマルオフセットは、Romanovsky and Osterkamp (1995) と Smith and Riseborough (1996) に従えば、次のように定式化される。まず年平均気温（Mean Annual Air Temperature：MAAT）は次のように表せる。

$$MAAT = \frac{It - If}{P} \quad (1)$$

$It$  = 気温の融解指数（℃・日）：日平均気温が正の日の日平均気温の総和

$If$  = 気温の凍結指数（℃・日）：日平均気温が負の日の日平均気温の総和の絶対値

$P=1$  年間 (365 日)

また年平均地表面温度 (Mean Annual Ground Surface Temperature :  $MAGST$ ) は次のように示される.

$$MAGST = \frac{nt \times It - nf \times If}{P} \quad (2)$$

$nt$  = 夏の気温と地表面温度とのスケーリングファクター (植生効果)

$nf$  = 冬の気温と地表面温度とのスケーリングファクター (積雪効果)

ここで  $nt \times It$  は地表面での融解指数,  $nf \times If$  は地表面での凍結指数である.

活動層における土質 (有機物も含む) の鉛直構造がほぼ一様であり, 融解期 (春) と凍結期 (秋) の土壤水分がほぼ等しく, また地温の変化が主に熱伝導によって決まることを前提として Romanovsky and Osterkamp (1995) および Smith and Riseborough (1996) は永久凍土上面の温度 (Temperature at the Top Of Permafrost :  $TTOP$ ) を次のように表した.

$$TTOP = \frac{nt \times It \times kt - nf \times If \times kf}{kf \times P} \quad (3)$$

$kt$  = 地盤の熱伝導率 (融解時)

$kf$  = 地盤の熱伝導率 (凍結時)

この式は以下のように解釈できる.  $d$  を活動層の厚さ,  $T_s$  を地表面温度とし, 両辺に  $kf \times Pd$  を乗じると, 右辺の第 1 項は融解期 ( $T_s > 0$ ) に活動層へ流入する単位面積あたりのエネルギー量, 同第 2 項は凍結期 ( $T_s < 0$ ) に活動層から大気へ流出する同量を表す. 永久凍土面の温度はその両者のバランスにより決定される (永久凍土層は凍結していることに注意). なお, 前提から, 活動層内の凝固・融解における潜熱の効果は打ち消し合う.

したがってサーマルオフセット (Thermal Offset :  $TOFF$ ) は, 次のように表せる.

$$\begin{aligned} TOFF &= TTOP - MAGST \\ &= \frac{nt \times It \times (rk - 1)}{P} \end{aligned} \quad (4)$$

$rk = kt/kf$  (熱伝導率の比)

Romanovsky and Osterkamp (1995) は, 式 (4) による計算値と実測値, および Goodrich (1978, 1982) による数値解法を用いた計算結果との比較を行って, 式 (4) の有効性を確認している. また Romanovsky and Osterkamp (1995) によると, Kudryavtsev (1981) も式

(4) を記述しているという. 式 (4) は, 気候的な要因である  $It$  と, 局所的な要因である  $nt$  と  $rk$  とでサーマルオフセットが決まることを示している. 季節凍土地域においては,  $f$  と  $t$  の添え字を交換し, 符号を反転することで, 式 (4) と同様に定義することができる. なおサーマルオフセットという用語が, 活動層中 (あるいは季節的凍結融解層中) で深くなるにつれて年平均地温が低下する現象に対して用いられる場合もある (Cheng, 2004).

一般に永久凍土地域では, 年平均地表面温度が高ければ, 融解指数が大きくなると見込まれるので, サーマルオフセットの絶対値が大きくなると考えられる. また同じ年平均気温なら内陸の気候ほど融解指数は大きくなるので, 内陸的な場所の方が同様に大きくなる. 局所的には, 融解期の地表面温度が高く, 融解時と凍結時の熱伝導率の比が 1 から大きくずれる物質からなる場所ほど絶対値は大きくなる.

凍土の熱伝導率については, 次のようにまとめられている (木下, 1982). ①乾燥土については, 温度による熱伝導率の変化は小さい. ②凍土の熱伝導率は, 含水比によって変化し, 含水比が高いほど大きな値となる. ③含水比が低い場合には, 凍土と未凍土の熱伝導率はほぼ等しい. ④含水比が高い場合には, 凍土の熱伝導率は, 未凍土の値よりも大きくなり, 約 2 倍程度になることもある. ⑤凍土の熱伝導率は, 温度が低いほど大きな値となる.

野外においても, カナダの条件の異なる 4 地点において測定された活動層中の土壤の熱伝導率は夏に値が小さく, 冬に大きいことが報告されている (Goodrich, 1986). 熱伝導率の例としては, 粘土で  $kf$  は  $2.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $kt$  は  $1.13 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , 砂で  $kf$  は  $3.01 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $kt$  は  $2.19 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  で, 有機質土壤で  $kf$  は  $1.20 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $kt$  は  $0.40 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  である (Goodrich, 1982). Riseborough and Smith (1998) は  $rk$  のとりえる範囲について, 有機質土壤の場合には 0.3 から 1.0 の範囲にあり, 無機質土壤の場合には 0.6 から 1.0 となると求めた.

通常では  $kf \geq kt$  であるので, 式 (4) によると,  $TOFF \leq 0$  である. 永久凍土面の年平均地温が年平均地表面温度よりも低くなるには, 気候的には融解指数の大きい, すなわち夏に温かいところほど有利である. サーマルオフセットと地表面温度, 活動層厚との関係性は 4 章で詳しく考察する.

### 3. 永久凍土の地温プロファイルの観測例

この章では, 地温プロファイル (地温鉛直分布) から

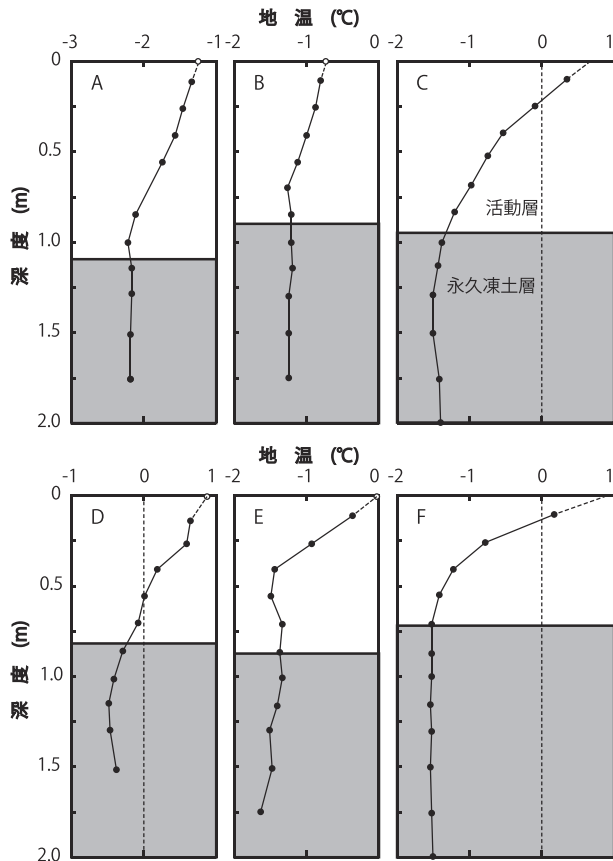


図2: カナダ, ユーコン州 Mayo 付近の年平均地温プロファイル. Burn and Smith (1988) を改変.

サーマルオフセットについて議論された事例を挙げる.

まずは, カナダ, ユーコン州 Mayo 付近 (年平均気温  $-4^{\circ}\text{C}$ ) の, 表層の  $0.1\text{--}0.2\text{ m}$  が有機層 (モス泥炭) に覆われた主にシルト質ロームからなる場所で行われた地温観測例 (図2) をみてみよう (Burn and Smith, 1988). 年平均地温プロファイルは, いずれも地表面よりも永久凍土面で温度が低い. この理由は, 前章でも述べたように湿潤な土壌の熱伝導率が融解時よりも凍結時に大きいためと考えられる (Goodrich, 1978; 1982). また, 地下深部ほど地温が低下する傾向が見られるのは大部分が活動層内である. 次に地表面温度との関係をみてみよう. 地点 A, B, E は地表面温度が  $0^{\circ}\text{C}$  以下であり, 永久凍土面の温度は地表面よりも  $0.4\text{--}1.7^{\circ}\text{C}$  低くなっている. 一方, 地点 C, D, F は地表面温度が  $0^{\circ}\text{C}$  以上であるが永久凍土層があり, 永久凍土面の温度は地表面よりも  $1.2\text{--}2.1^{\circ}\text{C}$  程度低い. このように, 地表面温度よりも地中の温度が低くなり (負のサーマルオフセット), 地表面温度が氷点下ではなくても永久凍土が存在することがある.

年平均気温が約  $-13^{\circ}\text{C}$  であるアラスカ北部の Franklin Bluffs (FB), Deadhorse (DH), West Dock

(WD)での地温観測結果を図3に示す (Romanovsky and Osterkamp, 1995). 地表付近 (約  $0.1\text{--}0.2\text{ m}$  まで) は泥炭か泥炭質シルトからなり, 有機物を含んだシルト層を覆う. 図3の特徴は, 活動層上部で明瞭な地温勾配の変化がみられることである. FBでは,  $0\text{--}0.4\text{ m}$  深で主な変化が起こり,  $0.5\text{--}0.6\text{ m}$  深では地温はほぼ一定である. DHでは,  $0.2\text{ m}$  深上部までで大きな変化がみられ,  $0.3\text{--}0.4\text{ m}$  よりも深部では変化は小さくなる. WDでも同様で,  $0.2\text{ m}$  深より上部で明瞭な温度の変化が生じている. また地温プロファイルには年々変動があり, 年により活動層の厚さが異なり, サーマルオフセットの大きさにも変化がある. DHとWDでは, 地表面の温度が高い時に, 地表面と永久凍土面の温度差がより大きい. しかしFBでは, 活動層深部ほど地温が低い傾向は共通であるが, 温度差と活動層の厚さとの関係は明瞭ではない. これは, FBでは活動層の厚さの変化が比較的小さいためであると説明されている (Romanovsky and Osterkamp, 1995).

Lin et al. (2015) は, 中国のチンハイ・チベット高原の植生環境の異なる数ヶ所で地温観測を行った. ここは年平均気温は  $-4.3^{\circ}\text{C}$  程度であるが, 冬に乾燥して積雪がほとんどなく, 夏は日射により気温よりも地表面温度が高くなるような場所である. これまで見てきた例と同様に, 活動層深部に向かって地温が低くなる傾向はみられるが, 地表付近では深さ  $0.2\text{--}0.4\text{ m}$  付近まで, 逆に地表の方が低いような変化がみられる (図4). Lin et al. (2015) は, これを Reversed Thermal Offset といって, 北米やスイスアルプスでは報告されていない稀な例であるとした. そして, このような地温プロファイルになる理由は, Site 4 がほとんど植生のない場所であり, 冬季の乾燥した凍土の熱伝導率よりも, 夏季の湿潤な未凍結土壌の熱伝導率の方が大きくなるためであろうと考えた. チンハイ・チベット高原の別の場所でも同じような地温プロファイルが観測されている (Luo et al., 2018).

実際には, サーマルオフセットが正の値をとる例は稀ではなく多数みられる. 例えば, カナダ, ケベック州南東部の山岳 (年平均気温  $-3\text{--}-5^{\circ}\text{C}$ ) での観測では, 地表面温度は2010年には永久凍土面の温度より高かったが, 2013年には永久凍土面の温度よりも低かった (図5, Gray et al., 2017). 2013年でも, 深さ  $5\text{ m}$  以下では深くなるにつれて地温が低下するように変化しているが, 地表付近から  $5\text{ m}$  深までは逆向きの変化が認められる. カナダ, ユーコン州での観測でも, 地表面温度の方が永久凍土面の温度よりも低い例は多くみられている (Lewkowicz et al., 2012).



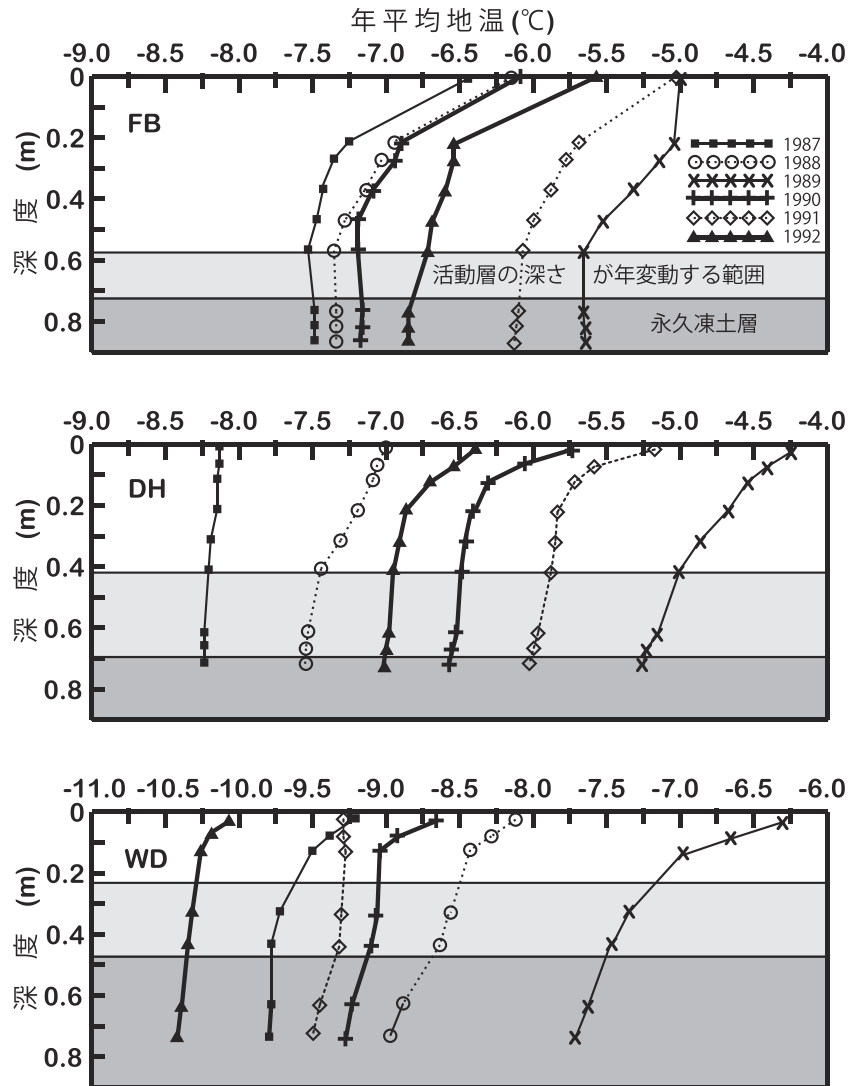


図3：アラスカ北部の年平均地温プロファイル。  
 FB: Franklin Bluffs, DH: Dead horse, WD: West Dock. Romanovsky and Osterkamp (1995) を改変。

#### 4. サーマルオフセットと年平均地表面温度

##### 4.1 サーマルオフセットの特性

これまでの世界各地での地温観測結果から、地表面温度とサーマルオフセットとの関係を整理する。

Morse et al. (2012) は、カナダの北西準州 (NWT), Mackenzie Delta (年平均気温  $-9.4^{\circ}\text{C}$ ) の植生や地形条件が異なる 19 ケ所で観測を行い、サーマルオフセットは 2006-2009 年の 3 年間で  $-2.1 \sim 0.0^{\circ}\text{C}$  で、平均的には  $-0.8^{\circ}\text{C}$  と報告している。乾燥傾向にある高地 (Upland) と土壌水分が多い沖積地 (Alluvial) でサーマルオフセットがそれぞれ平均  $-0.5$  と  $-1.1^{\circ}\text{C}$  であった。

Morse et al. (2012) のデータから、年平均地表面温度、永久凍土面の年平均地温、活動層厚とサーマルオフセットとの間の相関を調べた (図 6)。年平均地表面温度と

サーマルオフセットの値は、それぞれの植生・地形条件ごとにまとめた分布を示している。例えば、高地の Upland (Peat land, Flat tundra, Lower slope) では、年平均地表面温度が約  $-3.4 \sim -6.9^{\circ}\text{C}$  で、サーマルオフセットは  $0.0 \sim -1.0^{\circ}\text{C}$  の範囲にある (図 6A)。ここでは積雪が少ないため年平均地表面温度は低く、乾燥しているので有機質土壌の発達に乏しい。低地の Alluvial (Horsetail flat, Willow, Sedge flat・wetland) では、微地形に応じて積雪深の変化があり、それが年平均地表面温度に反映される。積雪が多く湿潤で植生のある場所 (Willow) では、年平均地表面温度は  $+1.3$  から  $-2.4^{\circ}\text{C}$ 、サーマルオフセットは  $-0.8 \sim -2.1^{\circ}\text{C}$  の範囲になる。地表面温度や永久凍土面の年平均地温が低いほど、また活動層が浅いほど、サーマルオフセットの値は 0 に近づく傾向があるが、ここでは年平均地表面温度とサーマルオ

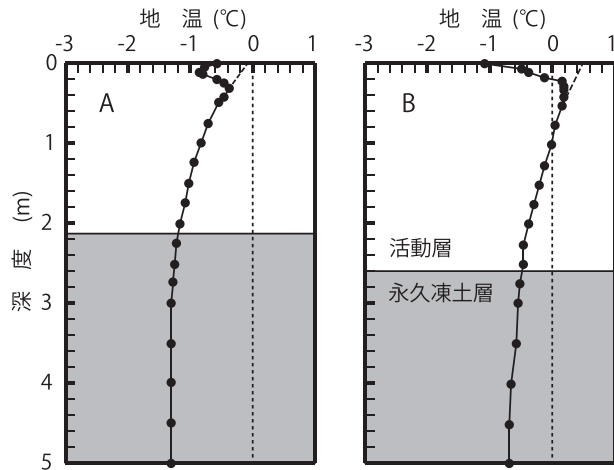


図4：中国チンハイ・チベット高原における2013年の年平均地温プロファイル。  
A site2, B site4. Lin et al. (2015) を改変。

フセットとの間の相関が一番良いことが判った。

次に, Morse et al. (2012) に加えて同じくカナダ, 北西準州 (NWT), Mackenzie Delta (Palmer et al., 2012), Inuvik 付近 (Tarnocai, 1984), このほかブリティッシュ・コロンビア州 (Hasler et al., 2015) とユーコン州 (Lewkowicz et al., 2012; Burn and Smith, 1988), ケベック州南東部の山岳での観測 (Gray et al., 2017), さらにアメリカ, アラスカ州 (O'Donnell et al., 2012; Osterkamp, 2005; Osterkamp and Romanovsky, 1999; Romanovsky and Osterkamp, 1995; Zhang et al., 1997; Zhang and Stamnes, 1998) のデータを用いて, 北米各地におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係を図7に示す。ここで, 永久凍土が存在しない場合, 季節的的最大凍結深における年平均地温と年平均地表面温度との差をサーマルオフセットとする (2章参照: Romanovsky and Osterkamp, 1995)。

図7A からサーマルオフセットの値の分布には地域ごとにまとまりがあることが判る。図7B は観測地点の年平均気温を  $0^{\circ}\text{C}$  から  $-14^{\circ}\text{C}$  まで  $2^{\circ}\text{C}$  間隔に区分して, サーマルオフセットと年平均地表面温度との関係を示した。それぞれの温度範囲ごとに点をみると, 図の左上側から右下側へと分布し, 年平均気温が低い場所ほど図の左下側に, 高い場所ほど図の右上側に分布している。同じ地表面温度であるならば, 年平均気温が低い場所ほど, サーマルオフセットはマイナス側へ振れる傾向がみられる。しかし, 年平均気温が  $-10^{\circ}\text{C}$  以下では, サーマルオフセットに  $-2^{\circ}\text{C}$  以下の値はみられない。これは, サーマルオフセットが負の値になる理由として, 特に有機物を含む土壌で凍結時と融解時の熱伝導率の違いが大きくなること ( $\alpha < 1$ ) によるとすると, 年平均気温が  $-10^{\circ}\text{C}$  以下程

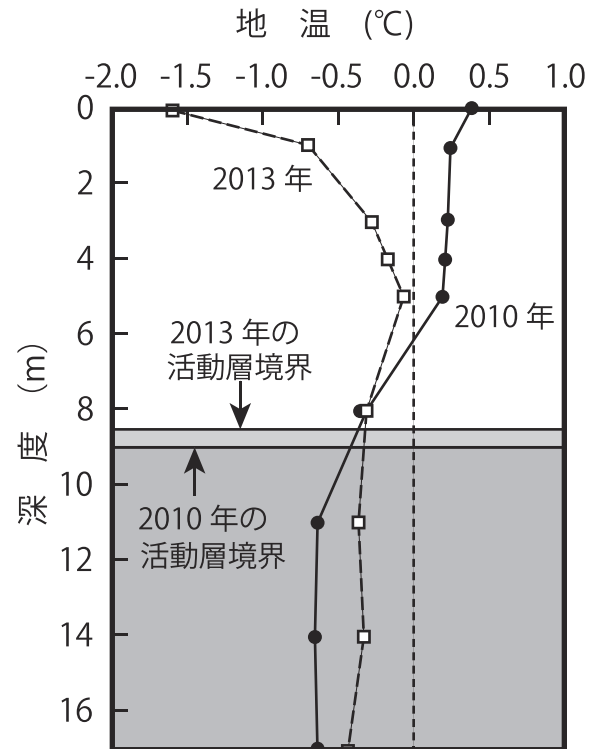


図5：カナダ, ケベック州での地温プロファイル。  
Gray et al. (2017) を改変。

度になると夏の温度が低くなり, 有機物の発達には不利になることが関係するためではないだろうか。年平均気温が  $-2^{\circ}\text{C}$  以上の地点で, サーマルオフセットが  $-1.8^{\circ}\text{C}$  以下となる点がないのは, 資料が少ないためであろう。年平均気温が約  $3^{\circ}\text{C}$  のアラスカ, アンカレッジ付近で  $-0.2^{\circ}\text{C}$  の永久凍土が存在するという報告もある (Yoshikawa, 2013)。

上記の北米のデータに, モンゴル (Ishikawa et al., 2018) および中国, チンハイ・チベット高原 (Lin et al., 2015; Luo et al., 2018), スイスアルプス (Hanson and Hoelzle, 2005; Hoelzle and Gruber, 2008; Rödder and Kneisel, 2012), 南極半島付近 (Chaves et al., 2017; Ferreira et al., 2017; Guglielmin et al., 2014; Hrbáček et al., 2015., Hrbáček et al., 2017; Ramos et al., 2017; Wilhelm et al., 2015), 南極高緯度 (Guglielmin, 2006; Guglielmin et al., 2011; Guglielmin and Cannone, 2012; Lacelle et al., 2016) におけるデータを加えたサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係を図8に示す。全体的な傾向として, 年平均地表面温度が高い時にサーマルオフセットの絶対値が大きく, 低くなるにしたがって, 値は0に近づいている。またサーマルオフセットが正の値となる地点が北米, モンゴル, チベット, 南極のどこでも見られることがわかる。

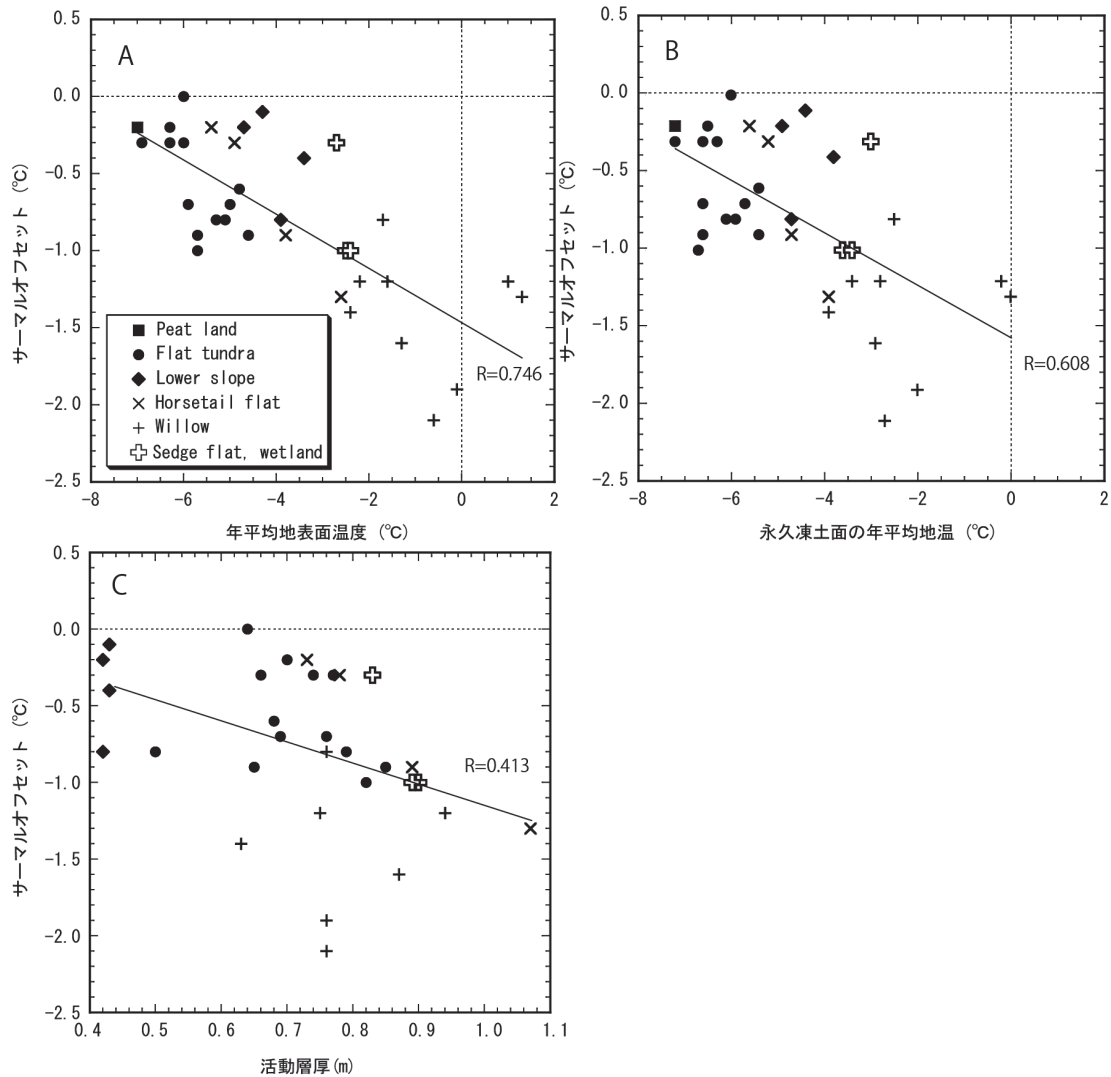


図6：カナダの北西準州（NWT），Mackenzie Delta におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度（A），永久凍土面の年平均地温（B），活動層厚（C）との関係。Morse et al. (2012) のデータによる。

#### 4.2 考察

Smith and Riseborough (2002) は、カナダの気象ステーションの値を用いて、 $nt=0.8$  と仮定し、鉱物質土壌 ( $rk=0.6$ ) と有機質土壌 (0.3) の場合の年平均気温とサーマルオフセットとの関係を式 (4) より算出した。その計算によればサーマルオフセットは、例えば年平均気温が  $0^{\circ}\text{C}$  の時に約  $-4.1^{\circ}\text{C}$  ( $rk=0.3$ )、 $-2.3^{\circ}\text{C}$  ( $rk=0.6$ ) になる。永久凍土の有無にかかわらず、サーマルオフセットの値は  $-4^{\circ}\text{C}$  程度にはなりうる事が判る。しかし図 6-8 によると、年平均永久凍土面温度と地表面温度との差が最も大きい場合でも、 $-3^{\circ}\text{C}$  程度までである。

サーマルオフセットが  $-2^{\circ}\text{C}$  以下の場所の植生・地形条件としては、有機質のマットに覆われた有機物を多く含む土壌層 (Lewkowicz et al., 2012)、特に泥炭 (O'Donnell et al., 2012; Tarnocai, 1984) の存在があげられ、湿地、湿潤で植生のある場所 (Morse et al., 2012) と

いうことになる。有機物の層の効果は、Riseborough and Smith (1998) も述べている。Zamolotchikova (1988) は、temperature shift という語を用いて、サーマルオフセットと同じ概念について述べており、東シベリアでは、サーマルオフセットは、泥炭で  $-1\sim-3^{\circ}\text{C}$ 、多湿な粘土で  $-0.3\sim-2.1^{\circ}\text{C}$ 、乾燥した粘土で  $-0.5^{\circ}\text{C}$  と報告している。

年平均地表面温度がプラスであり残存している永久凍土が地下水を含む場合には、氷を融解するのに必要な潜熱の効果で永久凍土面の地温は  $0^{\circ}\text{C}$  となり、サーマルオフセットの負の値が大きくなる。図 8 のモンゴルでサーマルオフセットが  $-2.6^{\circ}\text{C}$  となった場所は、植生のない lake plain と記載されているが (Ishikawa et al., 2018)、残存した氷を含んでいるのかもしれない。年平均気温が氷点下でないような場所で、植生層の影響でサーマルオフセットが負の値となっていて存在する永久凍土を eco-



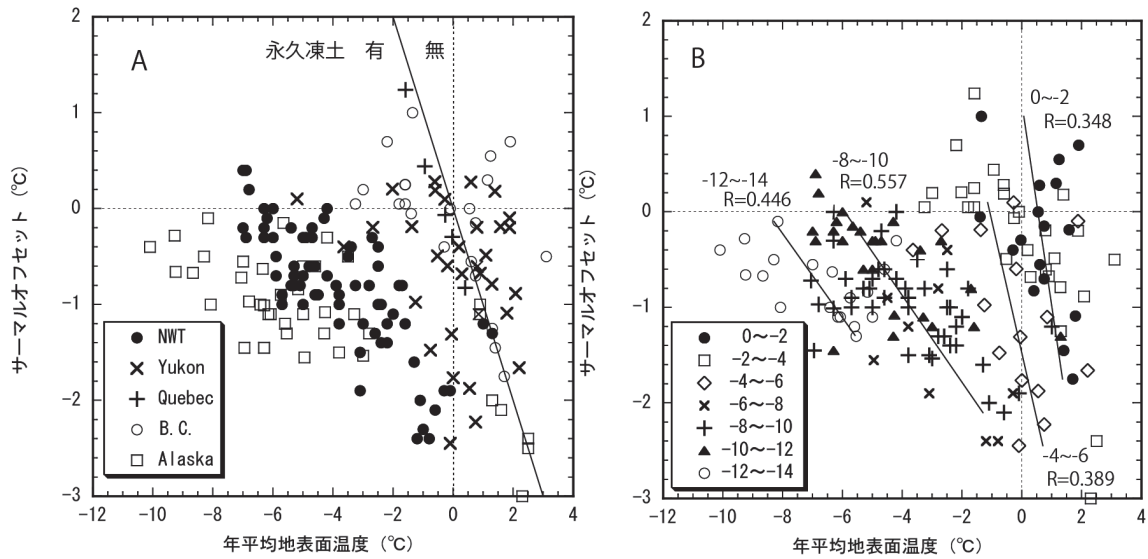


図7：北米におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係。  
 (A) 地域ごと (NWT：北西準州, B.C.：ブリティッシュ・コロンビア州)  
 (B) 年平均気温0°Cから-14°Cまでの2°C間隔

Burn and Smith (1988), Gray et al. (2017), Hasler et al. (2015), Lewkowicz et al. (2012), Morse et al. (2012), O'Donnell et al. (2012), Osterkamp (2005), Osterkamp and Romanovsky (1999), Palmer et al. (2012), Romanovsky and Osterkamp (1995), Tarnocai (1984), Zhang and Stamnes (1998), Zhang et al. (1997) のデータによる。

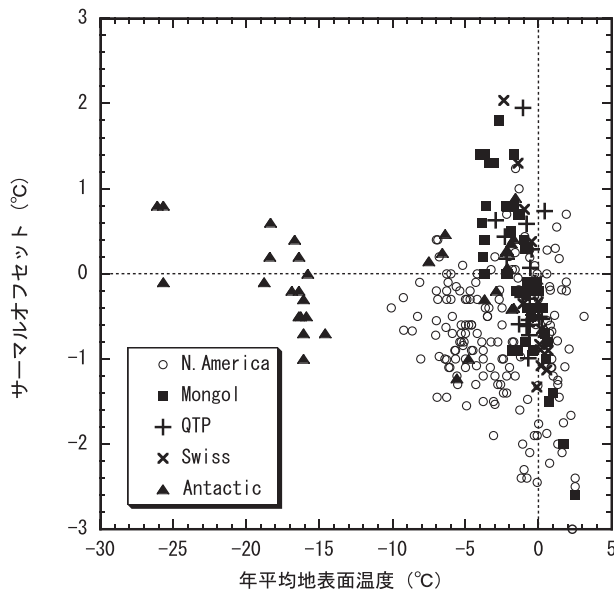


図8：北米，モンゴル，チンハイ・チベット高原，スイス，南極におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係。

図7のデータに加えて Chaves et al. (2017), Ferreira et al. (2017), Guglielmin (2006), Guglielmin et al. (2011), Guglielmin et al. (2014), Guglielmin and Cannone (2012), Hanson and Hoelzle (2005), Hasler et al. (2015), Hoelzle and Gruber (2008), Hrbáček et al. (2015), Hrbáček et al. (2017), Ishikawa et al. (2018), Lacelle et al. (2016), Lewkowicz et al. (2012), Lin et al. (2015), Luo et al. (2018), Ramos et al. (2017), Wilhelm et al. (2015), Zhang et al. (1997) のデータによる。

system-driven とする見方もある (Shur and Jorgenson, 2007)。

次にサーマルオフセットがプラスになる例について考察する。中国チンハイ・チベット高原の植生の乏しい地点で見られた地表付近の Reversed Thermal Offset は、前章でも述べたように冬に土壤が乾燥し間隙を空気が満たす一方で、夏には土壤水分が多く、熱伝導率が夏に高くなるためと説明される (Lin et al., 2015)。図8に示した南極高緯度の極地砂漠気候のような地域でも、冬期の乾燥した土壤よりも、夏期に融雪によって湿潤化しわずかに熱伝導率が高くなるため、サーマルオフセットがプラスになると考えられている (Lacelle et al., 2016)。

一方、式(4)に基づく定式化が当てはまらない事象についても検討したい。富士山山頂部は、年平均気温が-6°Cであり、永久凍土の存在が推定されたが、2008年に開始した深さ3mまでの地温観測では、永久凍土の存在は確認できなかった (池田ほか, 2012)。ここでは融解期に台風などによる降雨量が多く、砂礫層からなる場所では、降雨の際に雨水が浸透して地温が急上昇する現象がみられた (岩花ほか, 2011)。一方、水の浸透性が低い熔結層からなる場所では、年平均地温が約-3°Cの永久凍土の存在が確認された (池田ほか, 2013)。このように融解期の降水量が多く熱の移流の効果が卓越する地域では、式(4)は成り立たない。降水が年平均地温を上昇させる効果としては、ロシアでは南部の地域で最大1~2.5°Cというのが典型的な値で、カムチャツカ南東部で

0.3~1.0°C以下, コリマ高地では0.6°Cを超えず, ヤノインデギルカ, コリマ低地とチュコト半島ではほとんど0.3~0.5°Cを上回らないという (Zamolotchikova, 1988). また植生のない粗い破碎岩からなる山の斜面で, 地温を1~4°C上昇させるという観測例があるという (Zamolotchikova, 1988). アラスカ北部ではサーマルオフセットにプラスの値が見られなかったが (図7A), 降水量が少なく  $rk < 1$  であり, 熱伝導が地温変化の主な要因であるためと考えられる.

カナダでは, 式(3)を用いた永久凍土面の年平均地温地図の作成などが行われてきたが (Henry and Smith, 2001), 式(3)および式(4)の適応できる地域について, 特に降雨量との関係について検討がなされたことはない. 図7Aをみるとブリティッシュ・コロンビア州, ケベック州, ユーコン州でサーマルオフセットの値がプラスになっている場所がある. 図7Aには山岳地のデータが含まれるが, ユーコン州, ブリティッシュ・コロンビア州の内陸山岳部の年降水量は400-600 mm (Lewkowicz et al., 2012) である. またケベック州の例も山岳地で, 降雨量が多いことが推定される. サーマルオフセットの値がプラスになった場所では, 降雨量が多いことや, 地表付近の構成物質が降水の浸透性が高いといった局所的な環境条件を反映しているのであろう.

## 5. まとめと今後の課題

今回文献を調べた限りでは, サーマルオフセットの値は-3°Cが下限となっていることが判った. したがって年平均地表面温度が+3°C以上の場所には, 永久凍土が存在する可能性は低い. しかし年平均地表面温度が0°C以上でも, 雨が少なく (例えば年降水量400 mm以下), マット状の植生があり, 泥炭などの有機質土壌で湿潤な場所には, 永久凍土が存在する可能性がある. また年平均地表面温度が低い所ほど, サーマルオフセットの値は0に近づく傾向があることが示された.

本稿では使用する資料に限られた. 今後は北欧, ロシア, 南米などの地域の資料についても検討したい. 式(3)および式(4)が適応できる地域の検討も必要であろう. また, より広い範囲に対して永久凍土の有無を推定するには, 測定がより多く行われている気温 (年平均気温) と地温との関係を知ることが重要になってくる. 年平均気温と年平均地表面温度との差をサーフェスオフセットというが, 今後はサーフェスオフセット, サーマルオフセットの両者を同時に検討することが必要である.

## 謝辞

執筆の機会を与えて頂いた北海道大学低温科学研究所の渡辺力教授に感謝します. また, 有益なコメントを頂いた株式会社工学気象研究所の森淳子博士に深くお礼申し上げます. 本研究は北海道大学低温科学研究所共同研究の成果の一部である.

## 参考文献

- Burn, C. R. and C. A. S. Smith (1988) Observations of the 'thermal offset' in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic*, **41**, 99-104.
- Chaves, D. A., G. B. Lyra, M. R. Francelino, L. D. B. Silva, A. Thomazini and C. E. G. R. Schaefer (2017) Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica, and relationship with climate variability models. *Science of the Total Environment*, **584-585**, 572-585.
- Cheng, G. (2004) Influences of local factors on permafrost occurrence and their implications for Qinghai-Xizang Railway design. *Science in China, Ser. D Earth Sciences*, **47**, 704-709.
- Ferreira, A., G. Vieira, M. Ramos and A. Nieuwendam (2017) Ground temperature and permafrost distribution in Hund Peninsula (Livingston Island, Maritime Antarctic): An assessment using freezing indexes and TTOP modeling. *Catena*, **149**, 560-571.
- Goodrich, L. E. (1978) Some results of a numerical study of ground thermal regimes. *Proceedings, Third International Conference on Permafrost*, Vol. 1. Ottawa: National Research Council. 29-34.
- Goodrich, L. E. (1982) The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, **19**, 421-432.
- Goodrich, L. E. (1986) Field measurements of soil thermal conductivity. *Canadian Geotechnical Journal*, **23**, 51-59.
- Gray, J., G. Davesne, D. Fortier and E. Godin (2017) The thermal regime of mountain permafrost at the summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: A 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend. *Permafrost and Periglacial Processes*, **28**, 266-274.
- Guglielmin, M. (2006) Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in Continental Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 133-143.
- Guglielmin M., M. R. Balks, L. S. Adlam and F. Baio (2011) Permafrost thermal regime from two 30-m deep boreholes in Southern Victoria Land, Antarctica. *Permafrost and*

- Periglacial Processes*, **22**, 129–139.
- Guglielmin, M. and N. Cannone (2012) A permafrost warming in a cooling Antarctica?. *Climatic Change*, **111**, 177–195.
- Guglielmin M., M. R. Worland, F. Baio and P. Convey (2014) Permafrost and snow monitoring at Rothera Point (Adelaide Island, Maritime Antarctica): Implications for rock weathering in cryotic conditions. *Geomorphology*, **225**, 47–56.
- Hanson, S. and M. Hoelzle (2005) Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, **59**, 84–93.
- Hasler, A., M. Geertsema, V. Foord, S. Gruber and J. Noetzi (2015) The influence of surface characteristics, topography and continentality on mountain permafrost in British Columbia. *The Cryosphere*, **9**, 1025–1038.
- Henry, K. and M. Smith (2001) A Model-based map of ground temperatures for the permafrost regions of Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 389–398.
- Hoelzle, M. and S. Gruber (2008) Borehole and ground surface temperatures and their relationship to meteorological conditions in the Swiss Alps. In: *Proceedings Ninth International Conference on Permafrost*, pp. 723–728 June.
- Hrbáček, F., K. Láska and Z. Engel (2015) Effect of snow cover on the active-layer thermal regime - A case study from James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes*, **27**, 307–315.
- Hrbáček, F., D. Nyvlt and K. Láska (2017) Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. *Catena*, **149**, 592–602.
- 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評価も含めて —. *地学雑誌*, **121**, 306–331.
- 池田 敦, 岩花 剛, 末吉哲雄 (2013) 富士山の永久凍土再発見と今後の研究展望. NPO 法人富士山測候所を活用する会 第6回成果報告会講演予稿集, 12–13.
- Ishikawa, M., Y. Jamvaljav, A. Dashtseren, N. Sharkhuu, G. Davaa, Y. Iijima, N. Baatarbileg, K. Yoshikawa (2018) Thermal states, responsiveness and degradation of marginal permafrost in Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, **29**, 271–282.
- 岩花 剛, 池田 敦, 福井幸太郎, 齊藤和之, 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.
- 木下誠一編 (1982) 凍土の物理学. 森北出版, 227p.
- Kudryavtsev, V. A. (ed.) (1981) *Permafrost (short edition)* (in Russian). MSU Press, 240 pp.
- Lacelle, D., C. Lapalme, A. F. Davila, W. Pollard, M. Marinova, J. Heldmann and C. P. McKay (2016) Solar radiation and air and ground temperature relations in the cold and hyper-arid Quartermain Mountains, McMurdo Dry Valleys of Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, **27**, 163–176.
- Lewkowicz, A. G., P. P. Bonnaventure, S. L. Smith, and Z. Kuntz (2012) Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, northwest Canada. *Geografiska Annaler. Series A*, **94**, 195–213.
- Lin, Z., C. R. Burn, F. Niu, J. Luo, M. Liu and G. Yin (2015) The thermal regime, including a reversed thermal offset, of arid permafrost sites with variations in vegetation cover density, Wudaoliang Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, **26**, 142–159.
- Luo, D., H. Jin and Q. Wu (2018) Thermal regime of warm-dry permafrost in relation to ground surface temperature in the source areas of the Yangtze and Yellow rivers on the Qinghai-Tibet plateau, SW China. *Science Total Environment*, **618**, 1033–1045.
- Morse, P. D., C. R. Burn, and S. V. Kokelj (2012) Influence of snow on near-surface ground temperatures in upland and alluvial environments of the outer Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **49**, 895–913.
- O'Donnell, J. A., M. T. Jorgenson, J. W. Harden, A. D. McGuire, M. Z. Kanevskiy and K. P. Wickland (2012) The effects of permafrost thaw on soil hydrologic, thermal, and carbon dynamics in an Alaskan peatland. *Ecosystems*, **15**, 213–229.
- Osterkamp, T. E. (2005) The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, **49**, 187–202.
- Osterkamp, T. E. and V. E. Romanovsky (1999) Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **10**, 17–37.
- Palmer, M. J., C. R. Burn and S. V. Kokelj (2012) Factors influencing permafrost temperatures across tree line in the uplands east of the Mackenzie Delta, 2004–2010. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **49**, 877–894.
- Ramos, M., G. Vieira, A. Molina, A. Abramov and G. Goyanes (2017) Recent shallowing of the thaw depth at Creater Lake, Deception Island, Antarctica (2006–2014). *Catena*, **149**, 519–528.
- Riseborough, D. W. and M. W. Smith (1998) Exploring the limits of permafrost. *Permafrost: Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, Proceedings*, Lewkowicz AG, Allard M(eds). Nordica 57, Quebec, 935–942.
- Rödder, T. and C. Kneisel (2012) Influence of snow cover and grain size on the ground thermal regime in the discontinuous permafrost zone, Swiss Alps. *Geomorphology*, **175–176**, 176–189.
- Romanovsky, V. E. and T. E. Osterkamp (1995) Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**, 313–335.
- Shur, Y. L. and M. T. Jorgenson (2007) Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and

- ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, **18**, 7-19.
- Schuur, E. A., G. A. D. McGuire, C. Schädel, G. Grosse, J. W. Harden, D. J. Hayes, G. Hugelius, C. D. Koven, P. Kuhry, D. M. Lawrence, S. M. Natali, D. Olefeldt, V. E. Romanovsky, K. Schaefer, M. R. Turetsky, C. C. Treat and J. E. Vonk (2015) Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, **520**, 171-179, doi:10.1038/nature14338.
- Smith, M. W. and D. W. Riseborough (1996) Ground temperature monitoring and detection of climate change. *Permafrost Periglacial Processes*, **7**, 301-310.
- Smith, M. W. and D. W. Riseborough (2002) Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis. *Permafrost Periglacial Processes*, **13**, 1-15.
- Tarnocai, C. (1984) Characteristics of soil temperature regimes in the Inuvik area. In: Olson, R., ed. *Northern Ecology and Resource Management*. Edmonton: University of Alberta Press. 19-37.
- Wilhelm, K. R., J. G. Bockheim and S. Kung (2015) Active layer thickness prediction on the West Antarctic Peninsula. *Permafrost Periglacial Processes*, **26**, 188-199.
- Yoshikawa, K. (2013) *Permafrost in our time*. University of Alaska Fairbanks Permafrost Outreach Program, Bang Printing, 300pp.
- Zamolotchikova, S. A. (1988) Mean annual temperature of grounds in East Siberia, *Proceedings of 5th International Conference on Permafrost*, Vol.1, Trondheim: Tapir Publishers, 237-240.
- Zhang, T., T. E. Osterkamp and K. Stamnes (1997) Effects of climate on the active layer and permafrost on the North Slope of Alaska, U.S.A. *Permafrost Periglacial Processes*, **8**, 45-67.
- Zhang, T. and K. Stamnes (1998) Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 229-246.
- Zhang, T., R. G. Barry, K. Knowles, J. A. Heginbottom and J. Brown (1999) Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, **23**, 147-169.
- Zhang, T., J. A. Heginbottom, R. G. Barry and J. Brown (2000) Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, **24**, 126-131.