

# 東北海道における火山灰土の凍結と融解

## —Ⅳ. 土の凍結深度および凍土の融解深度の推定—

竹 内 典 之

Studies on the freezing and thawing of the volcanic ash soils in eastern Hokkaido

## —Ⅳ. The methods to presume the depths of freezing and thawing penetration into the soils—

Michiyuki TAKEUCHI

### 要 旨

土の凍結深度および凍土の融解深度の地表面温度による推定式を熱伝導論の立場から導き、さらに、板格子による人工被蔭区およびカラマツのリター層による人工被覆区における測定結果を用いて、根釧内陸部火山灰地帯における土の凍結深度の気温による推定式

$$\Delta X_f = -(X_f + 5.5H_L + 4.8H_s) + \sqrt{(X_f + 5.5H_L + 4.8H_s)^2 + 3.3^2 \Delta F_f} - 2.3(\sqrt{t + \Delta t} - \sqrt{t})$$

ここで、 $\Delta X_f$ ：凍結開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における土の凍結深度の増加量

$X_f$ ：凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$H_L$ ：リター層の厚さ

$H_s$ ：積雪深

$\Delta F_f$ ：凍結開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における気温の積算寒度値

および凍土の融解深度の気温による推定式

$$\Delta X_t = -(X_t + 3.0H_L) + \sqrt{(X_t + 3.0H_L)^2 + \beta'^2 \Delta F_t}$$

ここで、 $\Delta X_t$ ：融解開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における凍土の融解深度の増加量

$X_t$ ：融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$H_L$ ：リター層の厚さ

$\beta'$ ：凍土の修正融解深度係数で、その場所における相対照度によってきまる定数

$\Delta F_t$ ：積雪下では地表面からの凍土層の融解は起こらないことから、根雪の終日を融解開始日として起算した融解開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における気温の積算暖度値

を求めた。

## はじめに

根釧内陸部火山灰地帯は、北海道内における土の凍結地帯である東北海道においてもとくに土の凍結が顕著な地域で、畑地・草地や林地などの土壌も地下深くまで凍結し地中に凍土層が存在する期間も非常に長い。このような地域においては、適切な森林の更新を図り、また、合理的な森林作業を実行するうえで、土の凍結の実態を把握すること、とくに、土の凍結深度および凍土の融解深度を推定することは重要である。しかし、従来、林地における土の凍結深度や凍土の融解深度に関する研究は極めて少なく、とくに、土の凍結深度や凍土の融解深度の推定に関する研究はほとんどなされていない。

本報告では、最寄りの気象観測所から比較的容易に入手できる気象資料（気温と積雪深）によって土の凍結深度および凍土の融解深度を推定する方法を求めた。とくに、林冠やリター層が土の凍結深度や凍土の融解深度に与える影響を定量化することを心がけた。

### 1. 土の凍結深度と凍土の融解深度の推定方法

土中への凍結侵入の過程は、凍結前線において氷の生成を伴う熱伝達問題として取り扱うことができるであろう。一般に、熱の伝達は、伝導と対流とふく射との3つの方法でなされる。しかし、土中では、対流とふく射とによる伝熱量は、伝導によって伝えられる熱量にくらべると無視できるほど小さい<sup>1)</sup>。したがって、土の凍結深度は、凍土の表面と地下深い部分の未凍土の温度を与える境界条件と凍結前線における氷の生成に関する境界条件との下で、熱伝導の方程式を解くことによって与えられる。

同様に、凍土の融解深度は、融解土と凍土との境界すなわち融解前線において氷の融解を伴う熱伝導問題を解くことによって求めることができる。

土中への凍結侵入に対する最も単純な仮定は、地表面温度が結氷点（0℃）以下の温度  $C_1$ ℃ で一定であり、凍結前線以下の未凍土の温度が 0℃ で一定であることである。

このような条件の下では、 $x$  の正方向を地表面から地中に向かってとることとし、 $X_f$  を土の凍結深度とし、 $Q_f$  を凍土の温度とし、土の凍結や凍土の融解によって生じる体積の変化は無視できるものとする、熱伝導の基礎方程式は、 $0 < x < X_f$  において

$$\frac{\partial Q_f}{\partial t} = K_f \frac{\partial^2 Q_f}{\partial x^2} \quad \cdots \cdots (1)$$

ここで、 $K_f$ : 凍土の温度伝導率（熱拡散係数）

であり、境界条件は

$$x=0 \text{ において } Q_f = C_1 \quad \cdots \cdots (2)$$

$$x=X_f \text{ において } Q_f = 0 \quad \cdots \cdots (3)$$

である。また、時間  $\Delta t$  で厚さ  $\Delta X_f$  の土中の間げき氷が凍るときに放出される潜熱は、凍土層下表面すなわち凍結前線を通して流れる熱量に等しいことから

$$L \cdot \rho_i \frac{\partial X_f}{\partial t} = \lambda_f \left[ \frac{\partial Q_f}{\partial x} \right]_{x=X_f} \quad \cdots \cdots (4)$$

ここで、 $L$ : 氷の融解潜熱

$\rho_i$ : 凍土の容積含水量

$\lambda_f$ : 凍土の熱伝導率

もまた今の場合境界条件として成立する。

凍土層を半無限固体と考えると

$$\phi\left(\frac{x}{2\sqrt{k_f t}}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2\sqrt{k_f t}}} e^{-z^2} dz \quad \dots\dots\dots(5)$$

は式(1)の特解である。ここで、 $\phi$  は、確率積分関数で、 $\phi(0)=0$  であり、 $\phi(\infty)=1$  である。

したがって、 $A$  および  $B$  を定数とすると

$$Q_f = A + B\phi\left(\frac{x}{2\sqrt{k_f t}}\right) \quad \dots\dots\dots(6)$$

が式(1)の解である。

式(6)を条件式(2)および(3)に適合させると

$$A = C_1 \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$A + B\phi\left(\frac{x}{2\sqrt{k_f t}}\right) = 0 \quad \dots\dots\dots(8)$$

となり、式(7)および(8)を  $B$  について解くと

$$B = \frac{-C_1}{\phi\left(\frac{X_f}{2\sqrt{k_f t}}\right)} \quad \dots\dots\dots(9)$$

が得られる。

そこで、条件式(4)に式(6)および(9)を適用すると、

$$L \cdot \rho_i \frac{\partial X_f}{\partial t} = \frac{-\lambda_f \cdot C_1 \cdot e^{-\frac{X_f^2}{4k_f t}}}{2\sqrt{k_f t} \int_0^{\frac{X_f}{2\sqrt{k_f t}}} e^{-z^2} dz} \quad \dots\dots\dots(10)$$

となる。

ここで

$$e^{-t^2} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n!} t^{2n}$$

$$\int_0^t e^{-z^2} dz = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n!} \cdot \frac{t^{2n+1}}{2n+1}$$

であることから、式(10)を積分すると、第一次近似として

$$X_f^2 = -\frac{2\lambda_f C_1 t}{L \cdot \rho_i} \quad \dots\dots\dots(11)$$

が得られる。

この解を得るのに地表面温度  $C_1$  は一定であると仮定したが、式(11)の形から、 $C_1$  が時間的に変化したとしても、時間  $t$  の間の地表面温度の平均値を  $C_1$  とすれば同じことであるから、 $-C_1 \cdot t$  は  $\int_0^t -C_1(t) dt$  としてもよいことになる。

したがって、凍結開始後時間  $t$  における土の凍結深度  $X_f$  の推定式は

$$X_f = \alpha \sqrt{I_f} \quad \dots\dots\dots(12)$$

によって与えられ、また、凍結開始後時間  $t$  から  $t + \Delta t$  における土の凍結深度の増加量  $\Delta X_f$  の推定式は、凍結開始後時間  $t$  における土の凍結深度を  $X_f$  とすると

$$\Delta X_f = -X_f + \sqrt{X_f^2 + \alpha^2 \Delta I_f} \quad \dots\dots\dots(13)$$

によって与えられることになる。ここで、 $I_f$  および  $\Delta I_f$  は、地表面における積算寒度値（凍結指数）で、それぞれ、

$$I_f = \int_0^i -C_1(t) \cdot dt$$

$$\Delta I_f = \int_i^{i+\Delta t} -C_1(t) \cdot dt$$

である。また、 $\alpha$  は、その土地における土の凍結深度係数で

$$\alpha = \sqrt{2\lambda_f / L \cdot \rho_i} \quad \dots\dots\dots(14)$$

ここで、 $\lambda_f$ ：凍土の熱伝導率

$L$ ：氷の融解潜熱

$\rho_i$ ：凍土の容積含水量

であり、凍土の熱伝導率  $\lambda_f$  と容積含水量  $\rho_i$  とによってきまる定数である。

凍土あるいは未凍土の熱伝導率については、竹下<sup>2)</sup>によって、土の乾燥密度  $\gamma_d$  と含水率  $\omega$  と

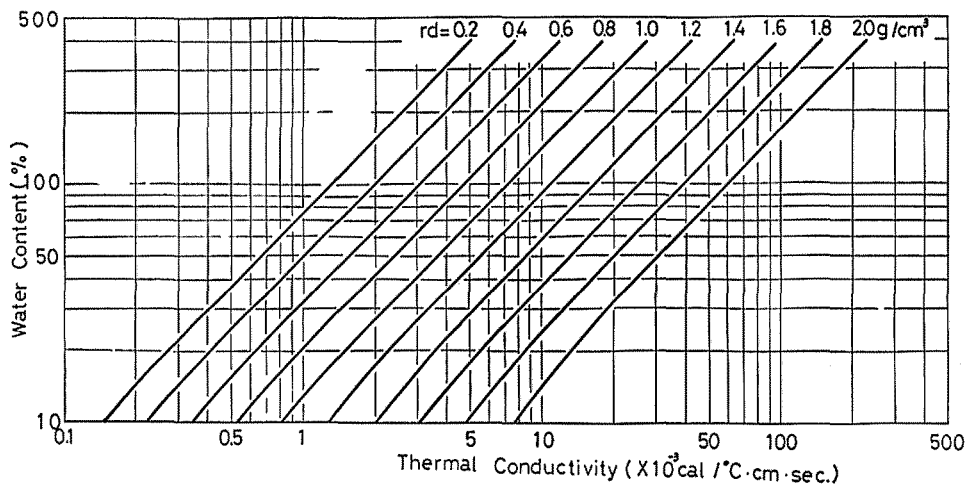


Fig. 1(A) Thermal conductivity of frozen sandy soil

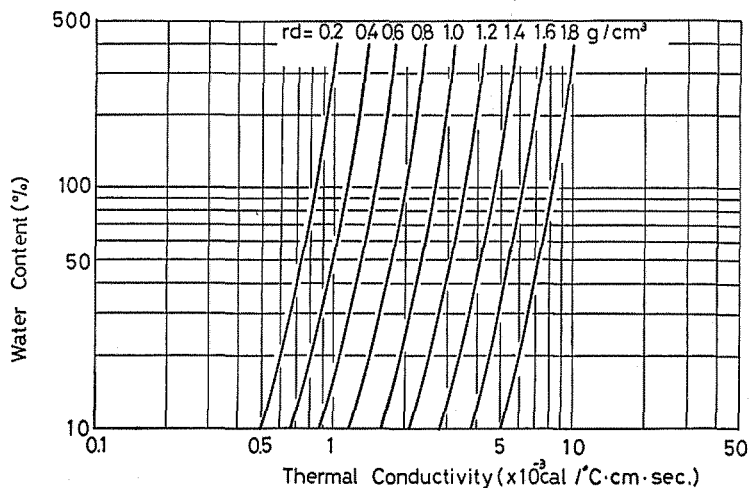


Fig. 1(B) Thermal conductivity of unfrozen sandy soil

から求める図-1 (A), (B)が示されている。

根釧内陸部火山灰地帯における土の平均乾燥密度が  $\gamma_d = 0.60 \text{ g/cm}^3$  であり (図-2), 実測によって得た凍土の平均容積含水量が  $\rho_i = 0.66 \text{ g/cm}^3$  (平均含水率  $\omega = 110\%$ ) であり, 土質が砂質土であることから, 図-1 (A)を用いて, 凍土の熱伝導率  $\lambda_f$  を求めると,

$$\lambda_f = 3.4 \times 10^{-3} (\text{cal}/^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec})$$

が得られる。

したがって, 根釧内陸部火山灰地帯における土の凍結深度係数  $\alpha$  は, 式(14)から,

$$\alpha = \sqrt{2\lambda_f / L \cdot \rho_i} \approx 0.0113 \quad \dots\dots\dots(15)$$

となり, 凍結開始後時間  $t$  から  $t + \Delta t$  における土の凍結深度の増加量の推定式は,

$$\Delta X_f = -X_f + \sqrt{X_f^2 + 0.0113^2 \Delta I_f} \quad \dots\dots\dots(16)$$

ここで,  $X_f$ : 凍結開始後時間  $t$  における土の凍結深度

$\Delta I_f$ : 凍結開始後時間  $t$  から  $t + \Delta t$  における地表面温度の積算寒度値 (凍結指数)

で与えられることになる。

しかし, 自然凍結の場合, 推定式(16)で求められた土の凍結深度の増加量の推定値  $\Delta X_f$  は, 実測値よりも過大になる。それは, 式(16)を導くにあたっては, 凍結前線以下の未凍土の温度は  $0^\circ\text{C}$  で一定であると仮定したが, 実際の土の場合には, 凍結前線以下の未凍土中にも温度勾配があって, 地下から凍結前線に向って地熱が供給され, 下表面からの凍土層の融解が起こるからである。

今, 最初の温度が  $C_2^\circ\text{C}$  で一定であると仮定し, 地表面を  $0^\circ\text{C}$  に冷却した場合に, 地中から地表面に向って供給される地熱量について考える。

$x$  の正方向を地表面から地中に向ってとることとし, 地中温度を  $\theta$  とすると, 今の場合の熱伝導の基礎方程式は,  $0 < x < \infty$  において,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = k \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad \dots\dots\dots(17)$$

ここで,  $k$ : 土の温度伝導率 (熱拡散係数)

であり, 境界条件は,

$$t = 0 \quad \text{において} \quad \theta = C_2 \quad \dots\dots\dots(18)$$

$$x = 0 \quad \text{において} \quad \theta = 0 \quad \dots\dots\dots(19)$$

$$x = \infty \quad \text{において} \quad \theta = C_2 \quad \dots\dots\dots(20)$$

である。

$$\theta = C_2 \phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right) \quad \dots\dots\dots(21)$$

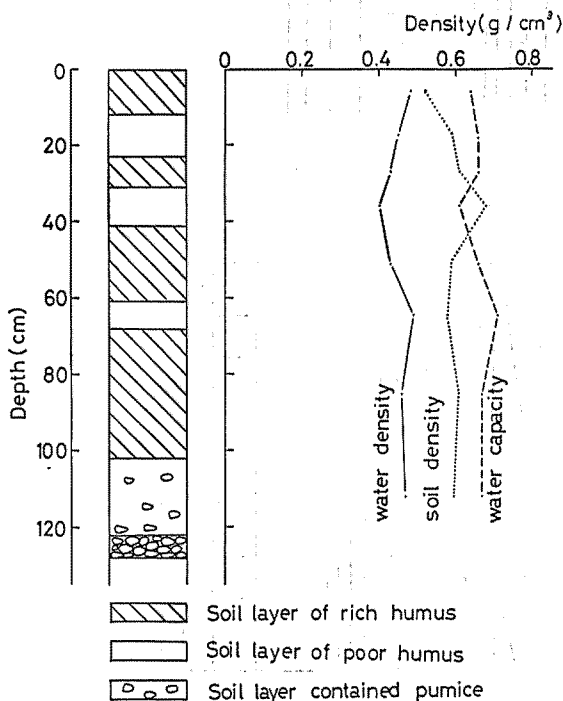


Fig. 2 Soil profile and soil and water density (Nov. 17 1977)

は、式(17)の解であり、条件式(18)、(19)および(20)をも満足している。

地表面が  $0^{\circ}\text{C}$  に冷却された後、時間  $t$  経過する間に、地中から地表面に向って供給される地熱  $Q_i$  は、

$$Q_i = \int_0^t \lambda \left[ \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]_{x=0} \cdot dt \quad \dots\dots\dots(22)$$

ここで、 $\lambda$ : 土の熱伝導率

で与えられる。

式(22)に式(21)を適用すると、

$$Q_i = \frac{2\lambda C_2}{\sqrt{\pi k}} \sqrt{t} \quad \dots\dots\dots(23)$$

が第一次近似として得られる。

土中への凍結侵入の場合には、 $\theta=0$  すなわち凍結前線が徐々に地中に向って侵入して行くわけであるが、近似として式(23)が適用できるものとする、土の凍結開始後時間  $t$  から  $t+\Delta t$  における地熱による凍土層下表面からの凍土の融解深度  $\Delta X_u$  は、

$$\begin{aligned} \Delta X_u &= \frac{Q_{i+\Delta t} - Q_i}{L \cdot \rho_i} \\ &= \gamma (\sqrt{t+\Delta t} - \sqrt{t}) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(24)$$

で与えられることになる。ここで、 $\gamma$  は、その土地における地熱による凍土層下表面からの凍土の融解深度係数で、

$$\gamma = \frac{2\lambda_u C_2}{L \cdot \rho_i \sqrt{\pi k_u}} \quad \dots\dots\dots(25)$$

ここで、 $\lambda_u$ : 未凍土の熱伝導率

$C_2$ : 地下深い部分の未凍土の温度

$L$ : 氷の融解潜熱

$\rho_i$ : 凍土の容積含水量

$k_u$ : 未凍土の温度伝導率 (熱拡散係数)

であり、未凍土の熱伝導率  $\lambda_u$  と温度伝導率 (熱拡散係数)  $k_u$  と凍土の容積含水量  $\rho_i$  および地下深い部分の未凍土の温度  $C_2$  とによってきまる定数である。

未凍土の熱伝導率  $\lambda_u$  については、根釧内陸部火山灰地帯における土の平均乾燥密度が  $\gamma d = 0.60 \text{ g/cm}^3$  であり、平均含水量が  $\rho_u = 0.45 \text{ g/cm}^3$  (平均含水率  $\omega_u = 75\%$ ) であり (図-2)、土質が砂質土であることから、図-1(B)を用いて、

$$\lambda_u = 1.4 \times 10^{-3} \text{ (cal/}^{\circ}\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec)}$$

が得られる。

また、未凍土の温度伝導率 (熱拡散係数)  $k_u$  については、未凍土の熱伝導率  $\lambda_u$  から

$$k_u = \frac{\lambda_u}{C_u} \quad \dots\dots\dots(26)$$

によって求めることができる。ここで、 $C_u$  は、未凍土の体積熱容量で、次式によって概算することができる<sup>3)</sup>。

$$\text{土の体積熱容量} = 0.5 \times \text{固相率} + 1.0 \times \text{液相率} \quad \dots\dots\dots(27)$$

根釧内陸部火山灰地帯における土の平均乾燥密度  $\gamma d = 0.60 \text{ g/cm}^3$  と平均比重 2.33 および平

均含水量  $\rho_u = 0.45 \text{ g/cm}^3$  とを用いて、式(27)によって未凍土の体積熱容量  $C_u$  を概算すると、

$$C_u = 0.58 \text{ (cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm}^3\text{)}$$

となり、また、未凍土の温度伝導率（熱拡散係数） $k_u$  は、式(26)から、

$$k_u = \frac{\lambda_u}{C_u} = 2.4 \times 10^{-3} \text{ (cm}^2\text{/sec)}$$

となる。

したがって、根釧内陸部火山灰地帯における地熱による凍土層下表面からの凍土の融解深度係数  $\gamma$  は、凍土の容積含水量が  $\rho_i = 0.66 \text{ g/cm}^3$  であり、氷の融解潜熱が  $L = 80 \text{ cal/g}$  であることから、地下深い部分の未凍土の温度  $C_2$  を夏季の平均気温に等しいものとして、 $C_2 = 12.9^\circ\text{C}$ （釧路市における5月～10月の平均気温<sup>4)</sup>）とすると、式(25)から、

$$\gamma = \frac{2\lambda_u C_2}{L \cdot \rho_i \sqrt{\pi k_u}} = 0.0079 \quad \dots\dots\dots(28)$$

が得られる。

以上のことから、時間の単位を自然凍結の場合に実用的な日単位とすると、土の凍結深度係数  $\alpha$  は、

$$\alpha = 0.0113 \times \sqrt{60 \times 60 \times 24} = 3.3$$

となり、地熱による凍土層下表面からの凍土の融解深度係数  $\gamma$  は、

$$\gamma = 0.0079 \times \sqrt{60 \times 60 \times 24} = 2.3$$

となり、根釧内陸部火山灰地帯での凍結開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における土の凍結深度の増加量  $\Delta X_f$  の推定式は、

$$\begin{aligned} \Delta X_f &= -X_f + \sqrt{X_f^2 + \alpha^2 \Delta I_f} - \gamma(\sqrt{t + \Delta t} - \sqrt{t}) \\ &= -X_f + \sqrt{X_f^2 + 3.3^2 \Delta I_f} - 2.3(\sqrt{t + \Delta t} - \sqrt{t}) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(29)$$

ここで、 $X_f$ ：凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$\Delta I_f$ ：凍結開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における地表面での積算寒度値（凍結指数）で、単位は  $-^\circ\text{C} \cdot \text{day}$

によって与えられることになる。

次に、融解開始後時間  $t$  から  $t + \Delta t$  における凍土の融解深度の増加量  $\Delta X_i$  については、自然凍結の場合にも融解時には全凍土層が一斉に  $-0^\circ\text{C}$  附近の温度になることから<sup>5)</sup>、式(13)と同型の

$$\Delta X_i = -X_i + \sqrt{X_i^2 + \beta^2 \Delta I_i} \quad \dots\dots\dots(30)$$

によって与えられることになる。ここで、 $X_i$  は融解開始後時間  $t$  における凍土の融解深度であり、 $\Delta I_i$  は融解開始後時間  $t$  から  $t + \Delta t$  における地表面での積算暖度値（融解指数）である。また、 $\beta$  は、その土地における凍土の融解深度係数で

$$\beta = \sqrt{2\lambda_i / L \cdot \rho_i} \quad \dots\dots\dots(31)$$

ここで、 $\lambda_i$ ：融解土の熱伝導率

$L$ ：氷の融解潜熱

$\rho_i$ ：凍土の容積含水量

であり、融解土の熱伝導率  $\lambda_i$  と凍土の容積含水量  $\rho_i$  によってきまる定数である。

根釧内陸部火山灰地帯における融解土の平均含水量を平均飽和含水量に等しいものとして  $\rho_i = 0.66 \text{ g/cm}^3$  とすると（図－2）、土の平均乾燥密度が  $\gamma_d = 0.60 \text{ g/cm}^3$  であるから、融解土

の平均含水率  $\omega_i$  は,

$$\omega_i = 110 (\%)$$

である。融解土の熱伝導率  $\lambda_i$  は、土質が砂質土であることから、図-1(B)を用いて、

$$\lambda_i = 1.5 \times 10^{-3} (\text{cal}/^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec})$$

が得られる。

凍土の容積含水量は  $\rho_i = 0.66 \text{ g/cm}^3$  であり、氷の融解潜熱は  $L = 80 \text{ cal/g}$  であることから、凍土の融解深度係数  $\beta$  は、式(31)から、

$$\beta = \sqrt{2\lambda_i/L \cdot \rho_i} \approx 0.0075 \quad \dots\dots\dots(32)$$

となる。

したがって、時間の単位を自然凍結の場合に実用的な日単位とすると、凍土の融解深度係数  $\beta$  は、

$$\beta = 0.0075 \times \sqrt{60 \times 60 \times 24} \approx 2.2$$

となり、根釧内陸部火山灰地帯での融解開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における凍土の融解深度の増量  $\Delta X_i$  は、

$$\Delta X_i = -X_i + \sqrt{X_i^2 + 2 \cdot 2^2 \Delta I_i} \quad \dots\dots\dots(33)$$

ここで、 $X_i$  : 融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$\Delta I_i$  : 融解開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  における地表面での積算暖度値 (融解指数) で、単位は  $^\circ\text{C} \cdot \text{day}$

によって推定できることになる。

## 2. 気温による土の凍結深度と凍土の融解深度の推定

土の凍結深度あるいは凍土の融解深度を式(29)あるいは式(33)によって推定するためには、地表面における積算寒度値 (凍結指数)  $\Delta I_f$  あるいは積算暖度値 (融解指数)  $\Delta I_i$  を求める必要がある。しかし、地表面温度の測定記録の入手は困難であり、測定もまた容易でない。

地表面温度を決定する大きな要素としては、気温と地表面における放射収支と積雪やリター層などの地表被覆による断熱保温効果とが考えられる。そこで、ここでは、林冠などによる遮放射および積雪やリター層などによる断熱保温効果が土の凍結深度や凍土の融解深度に与える影響を明らかにし、気温による土の凍結深度や凍土の融解深度の推定式を示す。

### (1). 林冠などによる遮放射が土の凍結深度や凍土の融解深度に与える影響

図-3(A)および(B)は、放射を遮えぎることによって土の凍結深度や凍土の融解深度がどのような影響を受けるかを調べるために設定した板格子による人工庇陰測定区において、それぞれ、1979~1980年および1980~1981年の冬季に得た土の凍結深度と凍土の融解深度との季節変化に関する測定結果を示したものである。晴天時における各測定区での相対照度  $\sigma$  は、

測定区 I :  $\sigma = 6\%$

測定区 II :  $\sigma = 33\%$

測定区 III :  $\sigma = 59\%$

測定区 IV :  $\sigma = 100\%$

である。なお、ここで、相対照度  $\sigma$  は、

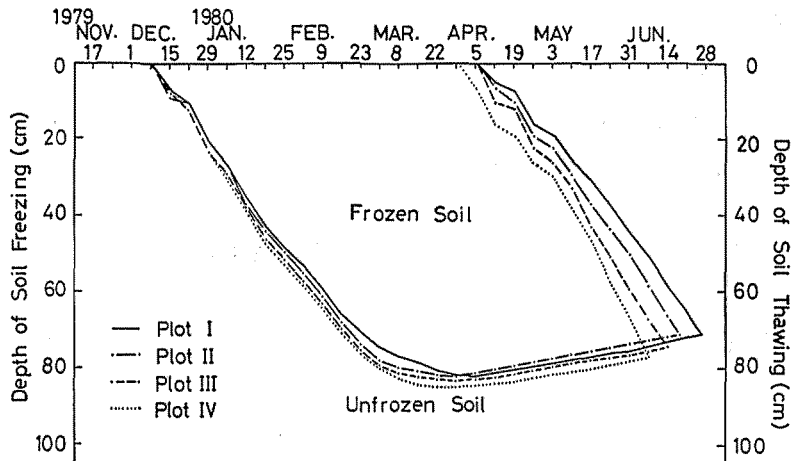


Fig. 3(A) Effect of radiation on soil freezing and thawing (1979~1980)

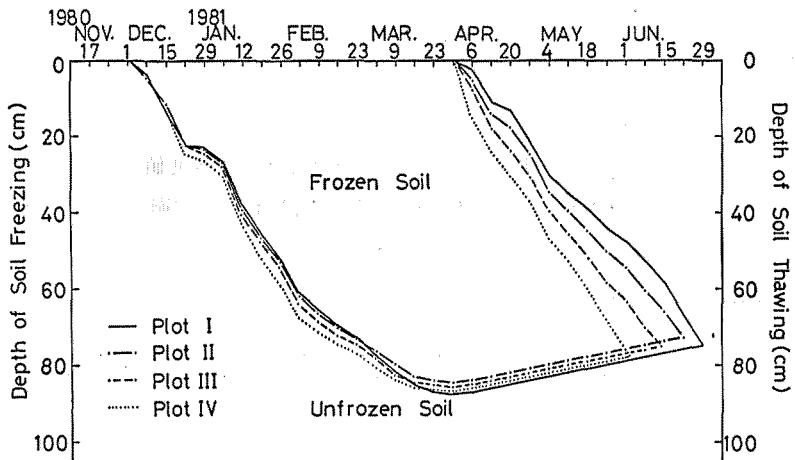


Fig. 3(B) Effect of radiation on soil freezing and thawing (1980~1981)

$$\sigma = \frac{\text{各測定区における照度}}{\text{裸地における照度}} \times 100$$

によって求めたものである。また、各測定区とも、積雪の影響を除去するために、降雪ごとに除雪を実施し、常に土の表面を露出させた。

庇蔭の効果は、図一3(A)および(B)から明らかなように、土の凍結進行期には極めて小さいが、凍土の融解進行期には比較的大きくなっている。これは、地表面における示差放射量が、土の凍結進行期には太陽高度が低く日照時間も短かいために小さいが、凍土の融解進行期には太陽高度が高くなり日照時間も長くなるために大きくなるからである。

そこで、凍結開始後  $t$  日から  $t + \Delta t$  日における地表面での積算寒度値  $\Delta I_f$  のかわりに気温の積算寒度値  $\Delta F_f$  (日平均気温がほぼ継続して結氷点以下の温度になりはじめた日を凍結開始日として起算した日平均気温の積算値) を用い、 $\Delta t$  を7日(1週間)として、

$$4X_f' = -X_f' + \sqrt{X_f'^2 + 3 \cdot 3^2 \Delta F_f} - 2 \cdot 3(\sqrt{t + \Delta t} - \sqrt{t})$$

によって計算値  $X_f'$  を求め、各測定区における土の凍結深度の実測値の平均値  $X_F$  と計算値  $X_f'$  との関係を示したものが図一4である。

図-4に示した実線は、 $X_F = X'_F$ の直線であるが、図中の各点によく適合している。したがって、根釧内陸部火山灰地帯においては、土の表面が露出した場所では、凍結開始後  $t$  日から  $t+4t$  日における土の凍結深度の増加量  $\Delta X_F$  は、地表面における積算寒度値（凍結指数） $\Delta I_F$  のかわりに気温の積算寒度値  $\Delta F_f$  を用いて、

$$\Delta X_F = -X_F + \sqrt{X_F^2 + 3 \cdot 3^2 \Delta F_f} - 2 \cdot 3(\sqrt{t+4t} - \sqrt{t}) \dots\dots(34)$$

ここで、 $X_F$ ：凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$\Delta F_f$ ：凍結開始後  $t$  日から  $t+4t$  日における気温の積算寒度値で、  
単位は  $-^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$

によってほぼ推定できることになる。

次に、融解開始後  $4t$  日から  $t+4t$  日における地表面での積算暖度値（融解指数） $\Delta I_t$  のかわりに気温の積算暖度値  $\Delta F_t$ （日平均気温がほぼ継続して結氷点以上の温度になり始めた日を融解開始日として起算した日平均気温の積算値）を用い、 $4t$  を7日（1週間）として、

$$\Delta X'_t = -X'_t + \sqrt{X'^2_t + 2 \cdot 2^2 \Delta F_t}$$

によって計算値  $X'_t$  を求め、各測定区における凍土の融解深度の実測値  $X_T$  と計算値  $X'_t$  との関係を示したものが図-5である。また、図中のI～IVの実線は、それぞれ、

$$\text{I: } X_T = 1.60 X'_t$$

$$\text{II: } X_T = 1.40 X'_t$$

$$\text{III: } X_T = 1.20 X'_t$$

$$\text{IV: } X_T = 1.05 X'_t$$

の直線を示したものである。

前述したように、凍土の融解期には、太陽高度が高くなって日射が強くなり、また、日照時間も長くなる。そのため、地表面温度が日射の影響を強くうけて気温よりも高くなり、いずれの測定区においても、凍土の融解深度の実測値  $X_T$  は計算値  $X'_t$  よりも大きくなり、 $X_T = X'_t$  とすることはできない。しかし、I～IVの各直線が、それぞれ、図中の各点に比較的良好に適合していることから、凍土の融解深度の実測値  $X_T$  と計算値  $X'_t$  との間には、

$$X_T = \delta X'_t$$

ここで、 $\delta$ ：庇蔭の度合いによってきまる修正係数

の比例関係がほぼ成り立つものとみなしてもよいようである。

そこで、各測定区における凍土の融解深度の実測値  $X_T$  と計算値  $X'_t$  との修正係数  $\delta$  と各測定区における相対照度  $\sigma$  との関係を示したものが図-6であるが、 $\delta$  と  $\sigma$  との間には次の関係が認められる。

$$\delta = 1 + 0.006 \sigma$$

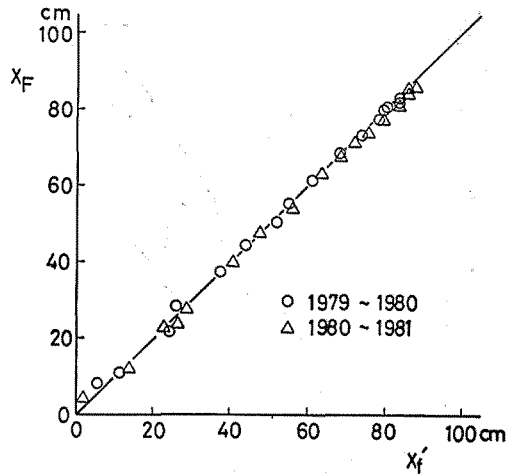


Fig. 4 Relation between  $X_F$  and  $X'_F$   
 $X_F$ : observed depth of soil freezing  
 $X'_F$ : calculated depth of soil freezing

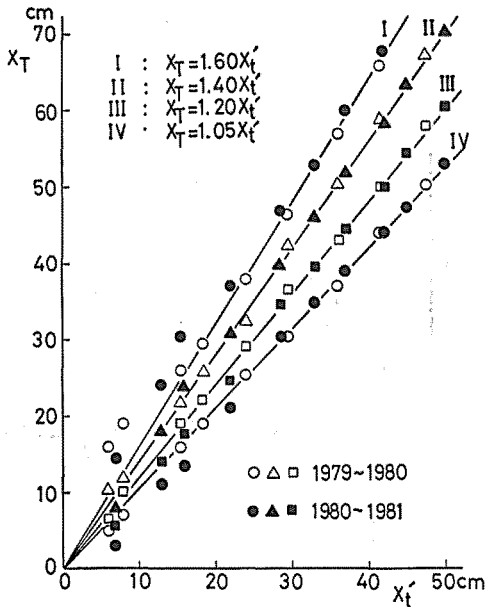


Fig. 5 Relation between  $X_T$  and  $X'_t$   
 $X_T$ : observed depth of soil thawing  
 $X'_t$ : calculated depth of soil thawing

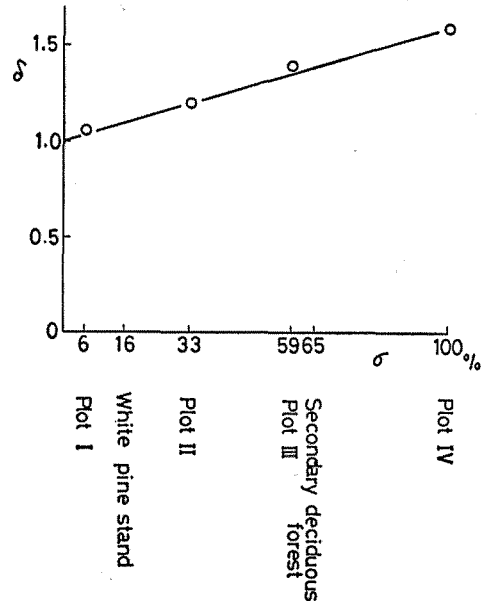


Fig. 6 Relation between  $\sigma$  and  $\delta$   
 $\sigma$ : relative light intensity  
 $\delta$ : amendment coefficient

したがって、根釧内陸部火山灰地帯においては、土の表面が露出した場所では、その場所における相対照度を  $\sigma$  とすると、融解開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における凍土の融解深度の増加量  $\Delta X_t$  は、地表面における積算暖度値（融解指数） $\Delta I_t$  のかわりに気温の積算暖度値  $\Delta F_t$  を用いる場合には、凍土の融解深度係数  $\beta$  のかわりに修正融解深度係数  $\beta'$

$$\begin{aligned}\beta' &= (1 + 0.006\sigma)\beta \\ &= 2.2(1 + 0.006\sigma)\end{aligned}\quad \dots\dots\dots(35)$$

ここで、 $\sigma$ : その場所における相対照度

を用いて、

$$\Delta X_t = -X_t + \sqrt{X_t^2 + \beta'^2 \Delta F_t}\quad \dots\dots\dots(36)$$

ここで、 $X_t$ : 融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$\Delta F_t$ : 融解開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における気温の積算暖度値で、単位は  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$

によってほぼ推定できることになる。

## (2). 積雪やリター層などによる地表被覆が土の凍結深度や凍土の融解深度に与える影響

積雪やリター層の熱伝導率は非常に小さい。そのため、地表面が深い積雪や厚いリター層でおおわれると、それらの断熱保温効果によって地表面が露出している場合とくらべると地表面温度の低下や上昇が著しく緩和される。したがって、積雪やリター層などの断熱材によって地表面が被覆された場所での土の凍結深度や凍土の融解深度の推定にあたっては、式(34)や式(36)をそのまま用いることはできない。

そこで、今、土の凍結深度が  $X_f$  になったところで、地表面を熱伝導率  $\lambda_a$ 、厚さ  $H_a$  の断熱材で被覆した場合の断熱材被覆下での土中への新たな凍結侵入について考察する。

断熱材中には熱源（水の生成に伴う潜熱の発生など）がなく、断熱材と凍土との間の熱の伝達

は十分に良好なものと仮定すると、断熱材による地表面の被覆は、断熱材と凍土との熱伝導率の比から断熱材を凍土に置き換えた場合の凍土の厚さすなわち断熱材の凍土等価層厚だけ一瞬間に凍土層が増加し、地表面が断熱材の表面まで移動したものとみなすことができる<sup>6)</sup>。

したがって、断熱材の凍土等価層厚を

$$S_f = \frac{\lambda_f}{\lambda_a} H_a \quad \dots\dots\dots(37)$$

ここで、 $\lambda_f$  : 凍土の熱伝導率

$\lambda_a$  : 断熱材の熱伝導率

$H_a$  : 断熱材の厚さ

とすると、根釧内陸部火山灰地帯においては、凍結開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における断熱材被覆下での土の凍結深度の増加量  $\Delta X_f$  は、式(34)から、

$$\Delta X_f = -(X_f + S_f) + \sqrt{(X_f + S_f)^2 + 3.3^2 \Delta F_f} - 2.3(\sqrt{t+dt} - \sqrt{t}) \quad \dots\dots\dots(38)$$

ここで、 $X_f$  : 凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$\Delta F_f$  : 凍結開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における気温の積算寒度値

によって推定できることになる。

同様に、根釧内陸部火山灰地帯においては、融解開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における断熱材被覆下での凍土の融解深度の増加量  $\Delta X_i$  は、断熱材の融解土等価層厚を、

$$S_i = \frac{\lambda_i}{\lambda_a} H_a \quad \dots\dots\dots(39)$$

ここで、 $\lambda_i$  : 融解土の熱伝導率

$\lambda_a$  : 断熱材の熱伝導率

$H_a$  : 断熱材の厚さ

とすると、

$$\Delta X_i = -(X_i + S_i) + \sqrt{(X_i + S_i)^2 + \beta'^2 \Delta F_i} \quad \dots\dots\dots(40)$$

ここで、 $X_i$  : 融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$\beta'$  : その場所の相対照度によってきまる凍土の修正融解深度係数

$\Delta F_i$  : 融解開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における気温の積算暖度値

によって推定できることになる。

#### i). 積雪の凍土等価層厚 $S_{f,s}$

積雪の有効熱伝導率  $\lambda_s$  については、Akitaya<sup>7)</sup> によって、積雪の密度  $\rho_s$  から求める次の経験式が示されている。

$$\log \lambda_s = -3.6 + 1.8\rho_s \quad \dots\dots\dots(41)$$

実測によって得た根釧内陸部における積雪の平均密度が  $\rho_s = 0.25 \text{ g/cm}^3$  であることから、積雪の有効熱伝導率  $\lambda_s$  は、

$$\lambda_s = 7.1 \times 10^{-4} \text{ (cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec)}$$

である。

根釧内陸部火山灰地帯における凍土の熱伝導率は  $\lambda_f = 3.4 \times 10^{-3} \text{ cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}$  であるから、深さ  $H_s$  cm の積雪の凍土等価層厚  $S_{f,s}$  は、式(37)から、

$$S_{f,s} = \frac{\lambda_f}{\lambda_s} H_s = \frac{3.4 \times 10^{-3}}{7.1 \times 10^{-4}} \times H_s = 4.8 H_s \quad \dots\dots\dots(42)$$

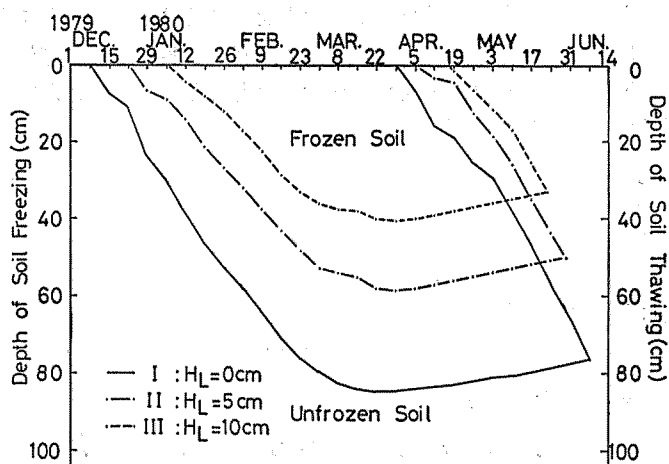


Fig. 7(A) Effect of litter layer ( $H_L=0, 5, 10$  cm) on soil freezing and thawing (1979~1980)

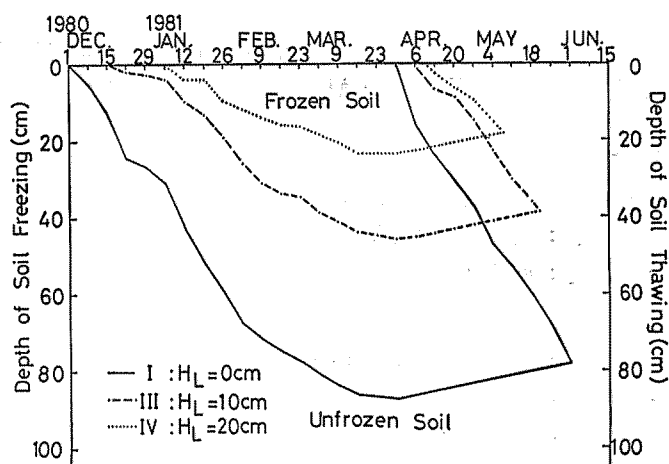


Fig. 7(B) Effect of litter layer ( $H_L=0, 10, 20$  cm) on soil freezing and thawing (1980~1981)

となる。

ii). リター層の凍土等価層厚  $S_{f,L}$  と融解土等価層厚  $S_{t,L}$

積雪と同様に、リター層もその熱伝導率が非常に小さい。そのため、地表面が厚いリター層によっておおわれていると、その断熱保温効果によって、土の凍結深度や凍土の融解深度は、地表面が露出している場合とは大いに異なる。

図一7(A)および(B)は、カラマツのリター層によって地表面を人工的に被覆した測定区において得た土の凍結深度と凍土の融解深度の測定結果を示したものである。測定条件は、1979~1980年の冬季には、測定区I：カラマツのリター層の厚さ  $H_L=0$  cm、測定区II：  $H_L=5$  cm および測定区III：  $H_L=10$  cm の3測定区であり（図一7(A)）、1980~1981年冬季には、測定区I：  $H_L=0$  cm、測定区III：  $H_L=10$  cm および測定区IV：  $H_L=20$  cm の3測定区である（図一7(B)）。

リター層によって地表面が被覆されている場合、凍結開始後  $t$  日から  $t+dt$  日における土の凍結深度の増加率  $dX_f$  は、リター層の凍土等価層厚を  $S_{f,L}$  とすると、式(38)から、

$$\Delta X_f = -(X_f + S_{f,L}) + \sqrt{(X_f + S_{f,L})^2 + 3.3^2 \Delta F_f} - 2.3(\sqrt{t+At} - \sqrt{t}) \quad \dots\dots\dots(43)$$

ここで,  $X_f$  : 凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$\Delta F_f$  : 凍結開始後  $t$  日から  $t+At$  日における気温の積算寒度値

で与えられる。

図-8は, 地表面を露出させた場合すなわち式(43)において  $S_{f,L}=0$  とした場合の土の凍結深度の推定値  $X_f$  と各測定区における土の凍結深度の実測値  $X_F$  との関係を示したものである。また, 図中の各実線は, それぞれ, 式(43)において,

$$S_{f,L}=0$$

$$S_{f,L}=27.5$$

$$S_{f,L}=55.0$$

$$S_{f,L}=110.0$$

とした場合の期待値を示したものであるが, それぞれ, 図中の各点に比較的良好に適合している。したがって, カラマツのリター層の凍土等価層厚  $S_{f,L}$  は,

$$H_L = 5 \text{ cm のとき} \quad S_{f,L} = 27.5 \text{ cm}$$

$$H_L = 10 \text{ cm のとき} \quad S_{f,L} = 55.0 \text{ cm}$$

$$H_L = 20 \text{ cm のとき} \quad S_{f,L} = 110.0 \text{ cm}$$

であり,

$$S_{f,L} = 5.5 H_L \quad \dots\dots\dots(44)$$

としてもよいようである。

次に, 地表面がリター層によって被覆されている場合, 融解開始後  $t$  日から  $t+At$  日における凍土の融解深度の増加量  $\Delta X_t$  は, リター層の融解土等価層厚を  $S_{t,L}$  とすると, 式(40)から,

$$\Delta X_t = -(X_t + S_{t,L}) + \sqrt{(X_t + S_{t,L})^2 + \beta^2 \Delta F_t} \quad \dots\dots\dots(45)$$

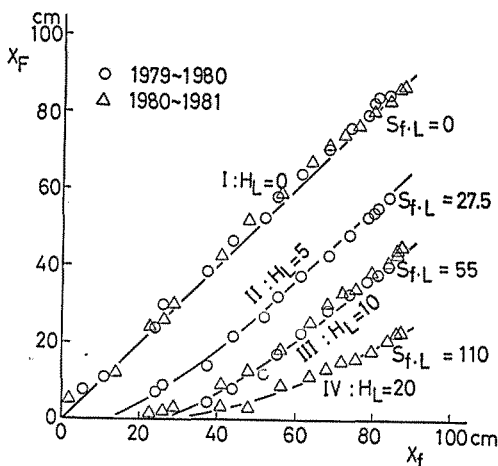


Fig. 8 Relation between  $X_F$  and  $X_f$   
 $X_F$ : observed depth of soil freezing  
 I :  $H_L=0$  cm, II :  $H_L=5$  cm,  
 III :  $H_L=10$  cm, IV :  $H_L=20$  cm  
 $X_f$ : calculated depth of soil freezing  
 (bare ground)

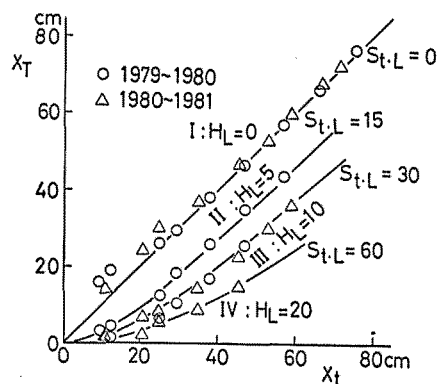


Fig. 9 Relation between  $X_T$  and  $X_t$   
 $X_T$ : observed depth of soil thawing  
 I :  $H_L=0$  cm, II :  $H_L=5$  cm,  
 III :  $H_L=10$  cm, IV :  $H_L=20$  cm  
 $X_t$ : calculated depth of soil thawing  
 (bare ground)

ここで,  $X_t$ : 融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$\Delta F_t$ : 融解開始後  $t$  日から  $t+\Delta t$  日目における気温の積算暖度値

$\beta'$ : その場所における相対照度  $\sigma$  によってきまる凍土の修正融解深度係数

によって与えられる。

図-9 は, 裸地すなわち式(45)において  $S_{i,L}=0$ ,  $\beta'=1.6\beta=3.5$  (相対照度  $\sigma=100\%$ ) とした場合の凍土の融解深度の推定値  $X_t$  と測定区における凍土の融解深度の実測値  $X_T$  との関係を示したものである。また, 図中の各実線は, それぞれ, 式(45)において,

$$S_{i,L}=0$$

$$S_{i,L}=15.0$$

$$S_{i,L}=30.0$$

$$S_{i,L}=60.0$$

とし,

$$\beta'=1.6\beta=3.5 \text{ (相対照度 } \sigma=100\%)$$

とした場合の期待値を示したものであるが, それぞれ, 図中の各点に比較的良好に適合している。

したがって, カラムツのリター層の融解土等価層厚  $S_{i,L}$  は,

$$H_L = 5 \text{ cm のとき} \quad S_{i,L} = 15.0 \text{ cm}$$

$$H_L = 10 \text{ cm のとき} \quad S_{i,L} = 30.0 \text{ cm}$$

$$H_L = 20 \text{ cm のとき} \quad S_{i,L} = 60.0 \text{ cm}$$

であり,

$$S_{i,L} = 3.0 H_L \quad \dots\dots\dots(46)$$

としてもよいようである。

なお, 凍土の熱伝導率を  $\lambda_f = 3.4 \times 10^{-3} \text{ cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}$  とし, 融解土の熱伝導率を  $\lambda_i = 1.5 \times 10^{-3} \text{ cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}$  として, 式(37)および式(39)を用いて, カラムツのリター層の凍結時における有効熱伝導率  $\lambda_{L,f}$  および融解時における有効熱伝導率  $\lambda_{L,i}$  を求めると,

$$\lambda_{L,f} = \frac{\lambda_f \cdot H_L}{S_{f,L}} = 6.2 \text{ (cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec)}$$

$$\lambda_{L,i} = \frac{\lambda_i \cdot H_L}{S_{i,L}} = 5.0 \text{ (cal/}^\circ\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec)}$$

が得られる。同一のカラムツのリター層の有効熱伝導率が, 凍結時と融解時とは異った値となるが, これは, リター層中に含まれている水の凍結と融解とが大きな影響を与えているものと考えられる。

以上のことから, 根釧内陸部火山灰地帯においては, 林床における相対照度が  $\sigma\%$  の林分で, 林床が厚さ  $H_L$  cm のリター層と深さ  $H_s$  cm の積雪とでおおわれている場合, リター層の凍結時および融解時における有効熱伝導率はカラムツのリター層の凍結時および融解時の有効熱伝導率が適用できるものとする。凍結開始後  $t$  日から  $t+\Delta t$  日目における土の凍結深度の増加量  $\Delta X_f$  の推定式は, 式(38), 式(42)および式(44)から,

$$\begin{aligned} \Delta X_f = & -(X_f + 5.5H_L + 4.8H_s) + \sqrt{(X_f + 5.5H_L + 4.8H_s)^2 + 3.3^2 \Delta F_t} \\ & - 2.3(\sqrt{t+\Delta t} - \sqrt{t}) \quad \dots\dots\dots(47) \end{aligned}$$

ここで,  $X_f$ : 凍結開始後  $t$  日目における土の凍結深度

$\Delta F_f$ : 凍結開始後  $t$  日から  $t+\Delta t$  日目における気温の積算寒度値

で与えられることになり、また、融解開始後  $t$  日から  $t+\Delta t$  日における凍土の融解深度の増加量  $\Delta X_t$  の推定式は、式(40)および式(46)から、

$$\Delta X_t = -(X_t + 3.0H_L) + \sqrt{(X_t + 3.0H_L)^2 + \beta'^2 \Delta F_t} \quad \dots\dots\dots(48)$$

ここで、 $X_t$  : 融解開始後  $t$  日目における凍土の融解深度

$\Delta F_t$  : 積雪下では地表面からの凍土層の融解は起こらないことから<sup>8)</sup>、根雪の終日を融解開始日として起算した融解開始後  $t$  日から  $t+\Delta t$  日における気温の積算暖度値

$\beta'$  : その場所における相対照度  $\sigma$  によってきまる凍土の修正融解深度係数で、 $\beta' = 2.2(1 + 0.006\sigma)$

によって与えられる。

## お わ り に

本報告では、根釧内陸部火山灰地帯における土の凍結深度および凍土の融解深度を、最寄りの気象観測所から比較的容易に入手できる気象資料(気温と積雪深)によって推定する方法について述べた。季節凍土地帯とくに季節凍土期間が半年近くあるいは年によっては半年以上にも及ぶ根釧内陸部などにおいては、土の凍結の実態を的確に把握し、さらに進んで土が凍結することを積極的に利用した森林造成・森林作業などが大きな研究課題の一つであるが、本報告がそれらの研究の一助ともなれば幸甚である。

本研究をすすめるにあたり御助言をいただいた佐々木功教授・川那辺三郎教授・和田茂彦教授・京都大学北海道演習林研究室の諸兄に、また、測定区の設定・除雪などに多大な御助力をいただいた京都大学北海道演習林の職員各位に心から感謝の意を表します。

## 文 献

- 1) 粕淵辰昭: 土壌の熱伝導機構に関する諸問題, 日本気象学会誌, Vol. 29, No. 3, (1973)
- 2) 竹下春見: 新編道路工学, 金原出版(東京), (1961)
- 3) 八幡敏雄: 土壌の物理, 東京大学出版会(東京), (1975)
- 4) 東京天文台編纂: 理科年表, (1982)
- 5) 竹内典之: 東北海道における火山灰土の凍結と融解(Ⅲ), 季節凍土地域における地温の季節変化, 京大演報, No. 54, (1982)
- 6) 竹内典之: 東北海道における火山灰土の凍結と融解(Ⅱ)皆伐跡ササ地およびカラマツ新植造林地における土壌の凍結と融解, 京大演報, No. 53, (1981)
- 7) Akitaya, E.: Studies on depth hoar. Contribution from the Institute of Low Temperature Science, sec. A, 26 (1974)
- 8) 竹内典之: 東北海道における火山灰土の凍結と融解(Ⅰ)畑地土壌の凍結状況の季節変化, 京大演報, No. 52, (1980)

## Résumé

It is generally accepted that any type of ground cover affects the soil freezing and thawing. However, very few studies have been made to determine the actual extent by which a ground cover reduces the depths of freezing and thawing penetration into the soils.

In this report, the methods to presume the depths of freezing and thawing penetration

into a volcanic ash soil in eastern Hokkaido are developed. The following is the way of studying.

1) First, the equations referring to heat conduction in a soil are solved on the boundary conditions that the temperatures of the surface and the layer far under the surface are constant and freezing of water or melting of ice is happened on freezing front or thawing front.

2) Secondly, the actual degrees on effectiveness that the interception of radiations by crown canopy and the heat insulating materials as snow mantle and forest floor effect the depths of freezing and thawing penetration into the soils are investigated.

3) Lastly, the methods to presume the depths of freezing and thawing penetration into a volcanic ash soil in eastern Hokkaido by the use of air temperatures are developed.