

# 地表面からの冷却について

和田 昭 夫

## Abstract

Apparent cooling constant of the earth's crust was defined by the author as follows.

About the 10 m depth's strata of the earth has constant temperature.

Above it, the soil temperature changes by season and day.

By calculating 10 m depth's soil temperature gradient, the apparent cooling constant which contains the thermal effect of the upper 10 m soil layer was defined. Its values was found about the same order to the crust thermal effluent values.

## §1. 土壤水分の変化

地表面からの冷却は輻射，伝導，蒸発によって行なわれるが，それは気温，湿度，風速等の気象条件，土質，土壤水分によって定まる。土質は水平方向と一定距離（50cm 位の）の垂直方向において一定とみる。湿度の日変化を次の様にして測定した。4本の電線の終端の被覆をはがし，土の中に30cmの深さに3cmの間隔でうめた。場所は札幌大学裏敷地内の裸地である。この装置により，電気探査における比抵抗法により，みかけの比抵抗が求まる。 $C_1, C_2$  極は発振器（50 cycle）に連なり， $P_1, P_2$  極は真空管電圧計に連なって電圧を測定する。発振器に100 $\Omega$ の抵抗を直列に入れ電流を測定する。

次に測定結果を示す。

11月6日 晴 14h  $V: 8.5$  (volt),  $I: \frac{5.5}{500}$  (volt/ $\Omega$ )  $\rho=1,700$  ( $\Omega/\text{cm}^3$ ) 土はしめり気をおびている。

11月7日 雨（前日午後8hより） 10<sup>h</sup> 20<sup>min</sup>  $V: 9.1$  (volt),  $I: \frac{5.5}{500}$  (volt/ $\Omega$ )  $\rho=1,820$  ( $\Omega/\text{cm}^3$ )

$\rho$  はそれほど変化していない。即ち30cm以深では温度の日変化は小さい。

以上より50cm～1m間の土壤の性質の日変化は殆んどないことが結論される。

従って50cm～1m間のDataから求められた冷却常数は，季節的な恒数とみなすことができる。<sup>(1)</sup> 但しここで求められた冷却常数は，例えば50cm深から地表までの熱的效果を含んだもので，見かけの冷却常数と称することにする。

## §2. 雪でおおわれている場合

雪は土に較べて，heat conductivityが小さい。（密度0.11で0.26 $\times 10^{-3}$ ，密度0.45で1.37 $\times 10^{-3}$ ,<sup>(1)</sup> 土は黒色腐植土について筆者の測定した値を用いると大体6 $\times 10^{-3}$ である。<sup>(2)</sup>）故に，雪の自重及び対流のため，一般的に水と氷が地表において共存状態にある。即ち土の表面は0°Cに保たれる。新雪について，測定してみると0～-1°Cの値を示す。地表より積雪を通り雪の表面までの熱伝導により，地表の冷却が行なわれる。それは積雪の深さ，接地気象による。

### §3. 水の浸透

熱伝導と水の浸透による地温は次式で与えられる。但し、radiationは無視し得ると仮定する。また浸透速度は一定、即ち水は ponded の状態にあるとする。これ等の仮定は ponded water の水温が気温の影響をうけないことを意味する。これは ponded water の水量が比較的豊富である場合に満足される。また、土中においても radiation, convection は存在しないとす。

$$x > 0, K \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - f \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial t} = 0 \dots\dots (1)$$

但し、 $f$ : 浸透速度

$v(x, t) = \varphi(t)\Psi(x)$  とおく、

これを(1)式に代入すると、

$$K\Psi''(x)\varphi(t) - f\Psi'(x)\varphi(t) - \varphi'(t)\Psi(x) = 0$$

$$\therefore \varphi(t)\{K\Psi''(x) - f\Psi'(x)\} = \Psi(x)\varphi'(t)$$

$$\frac{K\Psi''(x) - f\Psi'(x)}{\Psi(x)} = \frac{\varphi'(t)}{\varphi(t)} = \lambda$$

但し、 $\lambda$ : 常数

$$\therefore K\Psi''(x) - f\Psi'(x) = \lambda\Psi(x) \dots\dots (2)$$

$$\varphi'(t) = \lambda\Psi(t) \dots\dots (3)$$

(3)の解は  $\varphi(t) = Be^{\lambda t} \dots\dots (4)$  である。

(2)の解は  $g(D)e^{ax} = g(a)e^{ax}$ ,  $g(D) = KD^2 - fD - \lambda D^0$

$$y = e^{ax}$$

$$g(a) = K \times a^2 - fa - \lambda = 0$$

$$a = \frac{f \pm \sqrt{f^2 + 4\lambda K}}{2K}$$

$$y = Ae^{\frac{f + \sqrt{f^2 + 4\lambda K}}{2K} \cdot x} + Be^{\frac{f - \sqrt{f^2 + 4\lambda K}}{2K} \cdot x}$$

$$v = \sum \left\{ Ce^{\left(\frac{f + \sqrt{f^2 + 4\lambda K}}{2K} \cdot x + \lambda t\right)} + Ee^{\left(\frac{f - \sqrt{f^2 + 4\lambda K}}{2K} \cdot x + \lambda t\right)} \right\}$$

$$x \rightarrow 0 \text{ の時, } v \rightarrow \sum \{Ce^{\lambda t} + Ee^{\lambda t}\} = \sum (C+E)e^{\lambda t} = \sum Fe^{\lambda t} = He^{\lambda t} \dots\dots (5)$$

$$t \rightarrow 0 \text{ の時, } v \rightarrow H \dots\dots (6)$$

次に実験結果を示す。

長さ 3cm, 径 1cm にしめった粘土をつめ水を上にため浸透と表面温度と時間の関係を調べた。

地表温度 28.3°C      ponded water 26.5°C

1分後 28.5°C      2分後 28.5°C      3分後 28.5°C

これらの Data によると  $\lambda \approx 0$  となる。

### §4. 地表面の凹凸の問題

凹凸を、半球の組合せに近似する。

図の如く order を定める。

平面の場合との表面積の比は次の様になる。

$$1 \text{ order } \dots\dots \frac{\pi}{2}$$

$$2 \text{ order } \dots\dots \frac{\pi}{2} \times \frac{\pi}{2}$$



第1図

$$n \text{ order } \dots\dots \left(\frac{\pi}{2}\right)^n$$

土の最小単位が鉱物であることを考えれば、実際の表面積は極めて大きくなることが予想される。そこで岩石と土壌の冷却常数を比較した。

半無限の固体で、表面において radiation があり初期温度が一定の場合の熱伝導の式は既に知られているように次式で与えられる。(3)

$$\frac{v_s}{V} = e^{h^2 kt} \operatorname{erfc} h \sqrt{kt} = e^{h^2 kt} \pi^{-\frac{1}{2}} e^{-(h\sqrt{kt})^2}$$

$$\left(\frac{1}{h\sqrt{kt}} - \frac{1}{2\{h\sqrt{kt}\}^3}\right) = \pi^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{1}{h\sqrt{kt}} - \frac{1}{2\{h\sqrt{kt}\}^3}\right)$$

$$\doteq \pi^{-\frac{1}{2}} \frac{1}{h\sqrt{kt}} \dots\dots (7)'$$

$$h\sqrt{k} = \frac{V}{V_s} \pi^{-\frac{1}{2}} \frac{1}{\sqrt{t}}$$

$$\therefore h = \frac{1}{\sqrt{k}} \cdot V \pi^{-\frac{1}{2}} \cdot \frac{1}{v_s \sqrt{t}} \dots\dots (7)$$

但し、 $V$ : 初期温度  $v_s$ : 表面温度

granite の  $k$ : 0.0155

次に実験結果を示す。

平らな一面を持つ黒雲母花崗岩の 9 cm<sup>2</sup> の平面を除いてパラフィンで断熱し冷却する過程における表面 (パラフィンでぬられていない) の温度を測定して次の Data を得た。測定は夜間行なった。

初期温度	36.5°C	
表面温度	1 分後 19°C	$v_s \sqrt{t} = 147$
	2.5分後 16°C	" = 196
	3.5分後 14°C	" = 231
気 温	10°C	$k \doteq 0.01$

(7) 式を用いて、 $h = 3 \text{ cm}^{-1}$  を得る。

筆者は既にしめった humus において  $h = 60 \text{ cm}^{-1}$  を得ている。また、乾燥した黒雲母花崗岩粉末について実験し次の結果を得た。

初期温度	22°C	$h = 6 \text{ cm}^{-1}$
1 分後	6.5°C	$v_s \sqrt{t} = 50$

但し粉末は六方配置をしているものとして、 $k$  は岩石のものに等しいとする。(空げき率 25.92%)<sup>(4)</sup> しめった黒色腐植土については次の結果を得ている。

初期温度	22.5°C	
2 分後	17.6°C	$v_s \sqrt{t} = 190$
2.5 分後	16.5°C	" = 200
3 分後	14.5°C	" = 195
4 分後	12 °C	" = 185
5 分後	10.5°C	" = 180
$h = 12.0 \text{ cm}^{-1}$		$k = 0.003$

以上の結果より表面凹凸よりも蒸発の影響の方が大であることが推定される。

特に花崗岩の岩石と粉末とを比較した時、後者の場合の  $h$  は前者の場合に較べて2倍位になっている。§4. によるとそれは2 order になる。

一般の場合、§4 の model よりも下図の model の方が妥当であると思われる。



第 2 図

この model によると表面積は平面の場合の2倍になる。

この模型の妥当性は次の事実から説明できる。地殻の主要鉱物である長石は、ケイ素、アルミニウム、酸素の四面体が重合して、3次元的な立体構造を作っている。<sup>(6)</sup> この長石の集合もまたそれが最も密な充填構造を示すならばそれもやはり立体構造を示すと考えられる。従って上図に示したような model が適用でき、表面積は2倍になり、 $h$  は、粉体の場合、固体平面に比して2倍の値を持ち、実験結果が説明できる。

#### macro な地表の凹凸

地表は、小石、雨による異方的波状凹凸、割れ目、植物の遺骸、植生、雨による凹凸等が存在しそれ等は地表の macro な凹凸を形成する。それ等は前に得た Data から、macro な平面の場合に比して5倍の  $h$  を有する。それは例えば雨による凹凸によるものが2倍、他の凹凸によるものが2倍というふうにして説明できるだろう。

### §5. 日 射

日射のある場合の砂の温度を石狩で測定した結果次に示す。

気 温	40.5°C	1 cm	49°C	13 <sup>h</sup> 30 <sup>min</sup>
		3 cm	42°C	
		5 cm	39°C	

日射のある場合の式として例えば Ångstrom の式、 $\frac{R}{6T^4} = a - b \cdot 10^{-\gamma e}$  (但し、 $e$ : 水蒸気張力  $a$ : 0.806  $b$ : 0.236  $\gamma$ : 0.052  $R$ : 地表における下向きの放射束) がある。<sup>(6)</sup> 1 cm 深地温は気温より 8.5°C 高い。

### §6. 気 圧

空気と土の2相を考えた場合、

Clapayron Clausius の式より  $\frac{dP}{dT} = \frac{\gamma}{T \Delta v}$

$\gamma$ : 1分子当りの蒸発熱  $\Delta v$ : 1分子当りの体積の差

$$T \frac{dP}{dT} = K \quad K = \frac{\gamma}{\Delta v}$$

$$T dP = K dT \quad dP = K \frac{1}{T} dT$$

$$\int dP = K \int \frac{1}{T} dT = K \log T$$

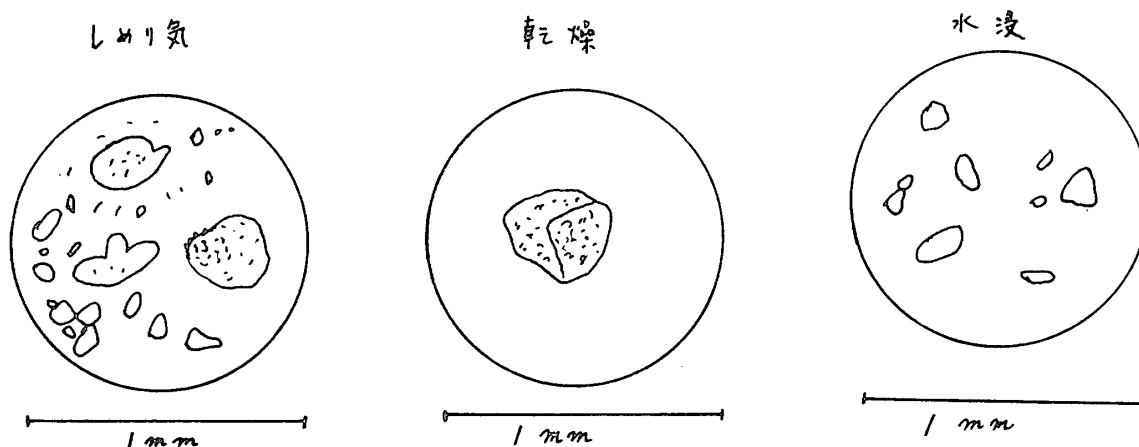
$$P = K \log T + C \dots\dots (8)$$

これは通常の気圧変化の場合その影響は無視し得ることを示す。

### §7. soil aggregate

雨によって、一般に地表の構造が変化する。

下記の様に土について顕微鏡で観察した。それを第3図に示す。



第3図 左よりしめった黒色腐植土, それを乾燥させたもの, ふたたびしめらせたもの (飽和状態)

顕微鏡観察によれば自然土がしめっている場合の soil aggregate の粒径と乾燥している場合の soil aggregate の粒径はほぼ等しい。乾燥している soil aggregate に水を浸すと soil aggregate はより小さい soil aggregate に分裂する。それは水和のためである。

### §8. 凍 土

凍土の表面は、図の如く氷のすじが入っている。既に知られている様に soil (数の上で殆んど clay) は nucleating agent ではない。従って土の表面の一部に生じた氷は土をおしひろげて成長するが土の表面の異方性のため線上に発達するものと思われる。この様にして、土の表面の氷の形状により土の表面の異方性の存在が推定される。

氷の面からの昇華による冷却が行なわれる。それは Clapayron Clausius の式

$$\frac{dP}{dT} = \frac{L}{T(v^{(1)} - v^{(2)})} \dots\dots (9)$$

により定まる。

### §9. 法 則

法則は一般に次式で表わされる。

$$g(x_1, x_2, \dots, x_n) = C$$

既に筆者が述べた様に  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$  をベクトル,  $g$  を写像と考え予測される法則を求めてみる。 $g$  をアフィン写像とする。<sup>(7)</sup>

$g$  を座標に無関係なものとする1つの方法は既に知られているように  $gx = \lambda x$  なる  $\lambda$  を求めることである。ここで  $\lambda$  は固有方程式の根である。この写像が座標系に無関係であるという性質は、法則を成立させる十分な条件である。

$$\therefore gx = \lambda x = \lambda \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} = \lambda(x_1 + x_2 + \dots + x_n) = C'$$

$$\therefore x_1 + x_2 + \dots + x_n = C \dots\dots (10)$$

この式はエネルギー保存則を表わす。

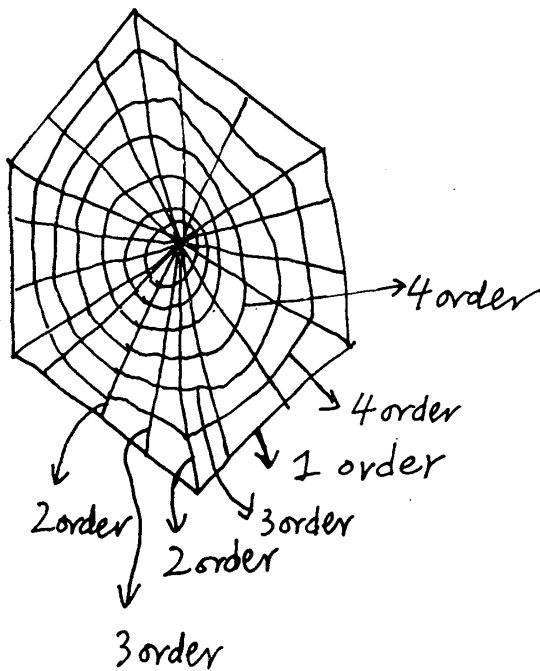
例えば、 $x_1 \dots x_n$  を土の表面における諸因子とすれば、この式はエネルギー収支を表わすものである。

## § 10. 土表のひび割れ

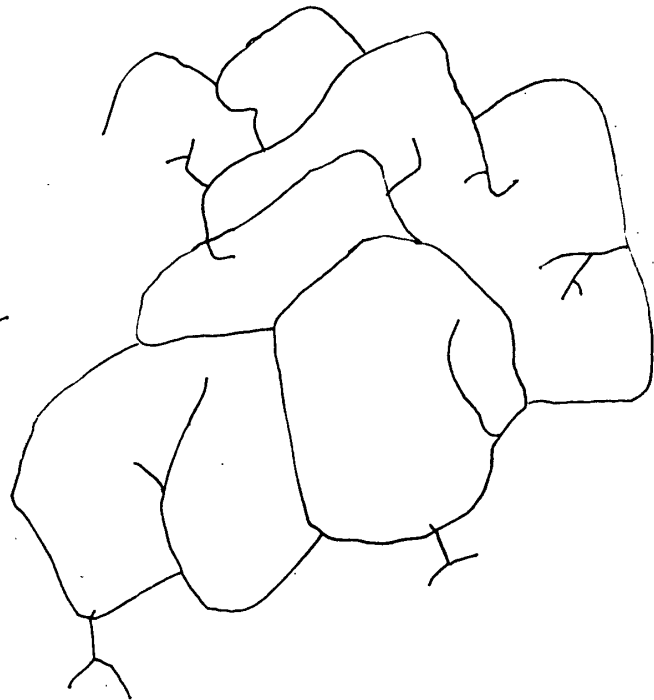
観測によると土表のひび割れはほぼ六角形をなしている。下記の様にして、それより土表は macro にみて均質であるが micro にみて不均質であることが結論される。

まずひび割れのあることから土表はそのひび割れの大きさからみて macro には均質であり micro には不均質であることが結論される。六角形の成因は次の様に考えることができる。macro にみて均質であることからひび割れは対称形でなければならない。但し、ひび割れは micro にみて最も不均質なところに生ずるものとする。その形は3角形、4角形、5角形、六角形であるが、macro にみて最も均質なのは六角形である。以上より次の事が分る。不均質性は弱線となって現れる。土表は macro にみて「最も」均質な状態にある。これを六角形的均質性と名づける。土表の割れ目はその頻度からみて、冷却の問題の仮定を乱す程頻度の高いものではない。

異方性の連続性を仮定すると、割れ目に囲まれた block 内の弱線を考えるとき割れ目に平行な弱線は存在しない。従って弱線は block 内では割れ目にほぼ垂直である。それは凍土における表面の氷の折出状態に関係すると思われる。その弱線に囲まれた block 内の弱線を考えるとき、それは前者の弱線にほぼ垂直となりさらに細かな block を考えると、同様のことが繰返される。既述した様に異方性の連続性を仮定すると第4図の如く order が定まる。土 (humus) を湿らせ次に乾燥させた時に生ずる割れ目を観察したところ、2次の割れ目は1次の割れ目に垂直である。1次の割れ目はほぼ六角形をなしている。(第5図)



第4図



第5図 乾燥した土のひび割れ

§ 11.

以上を総合すると、50 cm～1 m の地温は季節的な変化をし、気温、湿度、降雨、蒸発、日射（土中の radiation は無視するとする。）等による日変化は無視できる。それで 50 cm 以浅を冷却効果に含め、これをみかけの冷却常数とよび、50 cm～1 m 間の地温からそれを求めると、それは季節的な常数となる。特に 5 m～10 m 間の地温からそれを求めるとそれは恒数となる。この場合 5 m～10 m 以浅の効果は、みかけの冷却常数に含まれる。逆に、50 cm～1 m 間の地温から 5 m～10 m 間の地温から求められる冷却恒数を求めることが大体可能である。但し気候の年変化は比較的小さいとする。

1 m における grad. は観測によって求められる。10 m における heat flow は地殻熱流量となる。1 m における grad. をある時期に求めればそれが正弦的に季節変化をすると仮定すれば、任意の時期における grad. またそれより、年平均 grad. を求めることができる。それは 10 m における heat flow と一致する。従ってこれより地殻熱流量を求めることが可能である。それは 1 m 附近の地温を 2 点以上ある時刻に計りそれより熱拡散係数とみかけの冷却常数が定まる。それ等より Heat Flow が求まる。然し実際は地温勾配は極めて小さい。故に冷却恒数は極めて小さい。ここで冷却恒数とは既述したように、5～10 m 以浅の熱的效果を冷却常数に含めたものである。

実際にその値を求めてみると次の様になる。

世界各地の地殻熱流量の値を表している表から、その平均値を求めると大体  $10^{-6}$  cal/cm<sup>2</sup>·sec となる。<sup>(8)</sup> また一般的な土壌の熱拡散係数は大体 0.003 である。<sup>(9)</sup> Benfield によれば、年平均地面温度は、大体年平均気温より 1°C 高い。<sup>(10)</sup> 地表面以下は熱伝導のみによって熱の移動がなされるとすれば、地表面温度の年平均値は、地温勾配が深所で大体 3 (°C/100 m) であることを考慮すれば、10 m 位の深さの不易層の温度にはほぼ等しい。次式より冷却恒数  $\textcircled{H}$  が求まる。但し  $\textcircled{H}$  は、恒温層以浅の熱は効果を冷却効果に含めたものである。

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \textcircled{H}(v - v_0) \dots\dots (1) \quad \text{但し, } v: \text{不易層の温度} \quad v_0: \text{年平均気温}$$

$$0.03 = \textcircled{H} \times 1 \quad \textcircled{H} = 0.03$$

換言すれば、 $\textcircled{H}$  は大体地下増温率に等しい。荒川、東の式<sup>(10)</sup>:  $T_s = 3.4 + 0.89T_a$  (但し;  $T_s$ : 1 m の年平均地温  $T_a$ : 年平均気温) を用いれば  $\textcircled{H} \approx 0.01$  となる。いづれにしても order として、 $\textcircled{H}$  と地下増温率はほぼ等しい。

毛管水帯の含水率  $w$  と熱伝導率  $K$  とは次の関係があることが知られている。  $k = a + bw^n$  但し、 $a, b$  は土壌による定数、 $b > 0, 0 < n < 1$ 。<sup>(11)</sup> 熱拡散係数は、水分の増加と共に減ずる。これは土壌の比重が 0.3 比熱が 0.2 であること、及び水、乾土、空気の熱伝導率がそれぞれ  $1.40 \times 10^{-3}$  (20°C),  $0.33 \times 10^{-3}$ ,  $5.74 \times 10^{-5}$  (20°C) であることから次の様にして結論される。一般に土壌は団粒構造を形成するため空げき率は 50% に達する場合がある。土壌の熱伝導度を最も減少させる要素は土壌二成分中の空気であり、熱拡散係数を最も減少させる要素は、空気及び水である。この 2 つは一般に正負の関係、即ち一方がある分だけ増加すれば、一方はその分だけ減少するという関係にある。空げき率が 50% に近い場合は、空気の熱伝導率の他の 2 成分のそれに対する比、水の比熱、比重の他の 2 成分のそれ等に対する比 (乾土の比熱、比重) 及びこの 2 つの比を考えると、熱拡散係数を減少させる要素は、主として、空気及び水であり、そのうち、空気は熱拡散係数、 $\frac{K}{C\rho}$  の  $K$  に、水は  $C\rho$  に関係する。但し、 $K$ : 熱伝導度  $C$ : 比熱  $\rho$ : 密度

故に熱拡散係数を減少させる Factor は、 $\frac{\text{空気の熱伝導度}}{\text{水の比熱}}$  で表わされ、これが小さい程、熱拡散係数は小さい。これは次式で表わされる。

$$\frac{5.74 \times 10^{-5} \times n}{1 \times (1-n)} \quad \text{但し, } n: \text{空げきに対する空気の量の比率} \quad \therefore \frac{n}{1-n} \quad \dots\dots (12)$$

が, Index になる。これより  $n$  が大きい程小となる。即ち熱拡散係数は  $n$  が大きい程大, 即ち空気分が大きい程大, 即ち水分量が多い程小となる。(12) 式を書き直すと

$$\frac{1-w}{w} \quad \dots\dots (13) \quad \text{但し, } w: \text{空げきに対する水の量の比率}$$

土の電気抵抗と水分との関係は次の様になる。

土壤三成分中空気の電気抵抗が非常に小さいため近似的に次式が成立する。今土壤の単位体積を考える。

$$R \propto \text{空気量} \quad \dots\dots (14) \quad \text{但し } R: \text{電気抵抗}$$

$$\text{また, } 1/R \propto \text{水分量} + \text{土} \quad \therefore R \propto \frac{1}{\text{水分量} + \text{土}}$$

故に土壤の電気抵抗は水分量が増加すると減ずる。

(14) 式より次式が求まる。 $R \propto 1-w \quad \dots\dots (15)$  (15) 式は導電を減少させる要素として、熱伝導を減少させる Factor との間に Analogue が成立する。

(13) 式と (15) 式とを比較すると、(14) 式は (15) 式に  $\frac{1}{w}$  かけた形となっている。 $0 < w < 1$  であるから、(13) > (15) 故に同じ水分量の変化で、電気抵抗の増加よりも熱伝導度の減少の仕方が  $1/w$  倍だけ大である。従って電気抵抗と熱伝導度の変化の仕方は水分量の増大と共に似てくる。従って既述の、電気抵抗の変化による(比抵抗四極法)土壤水分の変化の推定は、一般的な土壤、即ち常にある値以上の水分を持っている場合に妥当である。

今まで述べてきた crust の冷却の問題において、地表上の空気の動きは、その場所的広がりからみて、乱流とみなさなければならない。

乱流による熱交換は次式で表わされることが知られている。

$$P = 0.144 \rho C_p \Delta \theta \cdot \Delta u \left[ 1 + C \frac{\Delta \theta}{(\Delta u)^2} \right] \quad \dots\dots (16)$$

ここで、 $\Delta \theta$ ,  $\Delta u$  は高さの比の自然対数が 1 になる 2 つの高さの間の温度、風速などの傾度である。 $P$  は熱交換量である。

$\Delta \theta < 1$  の時 (16) 式における [ ] 内の第 2 項は無視し得て Newton の Cooling の式と同型になる。既述した (14) はこの乱流による冷却を含んだものである。

既述の実験の花崗岩、土壤についての  $h$  は各時刻について殆んど同一の値を示す。これは著者の第 2 号論文において、理論的に予測したことである。

地表に雪のある場合における冷却は、一般的に地表で、水と氷(雪)が共存状態にあるため蒸発は存在しない。また地表において輻射、対流、伝導も存在しない(何故ならば、地表とその上の水と氷が共存状態にあるうすい層は、 $0^\circ\text{C}$  に保たれているからである)。

雪でおおわれる期間は、札幌では約 4 ヶ月である。その前後の気温を考慮にいれて、今、半年の間、気温は  $0^\circ\text{C}$  に保たれ、半年は、気温は、正弦波で表わされる変化をすると仮定する。



そうすると年平均気温は  $\frac{T_{\max}}{\pi}$  となる。ここで  $T_{\max}$  は年間最高気温である。この仮定は積雪がなく、気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以下である期間は短いこと、また (7)' 式  $\frac{v_s}{V} = \pi^{-\frac{1}{2}} \frac{1}{h\sqrt{kt}}$  から  $h, k$  の土壌について推定される値が今問題にしている期間において、極小であることから、 $0^{\circ}\text{C}$  の気温を仮定すると、地表は直ちに  $0^{\circ}\text{C}$  になること、故に、積雪下における条件、即ち、地表は  $0^{\circ}\text{C}$  に保たれるという条件を満足すること、また積雪前の  $0^{\circ}\text{C}$  以下の気温は、春先における  $0^{\circ}\text{C}$  に以上の気温と相殺すること、から妥当であると思われる。なお半年  $0^{\circ}\text{C}$  である期間が半年であるという仮定は、気温の年変化は札幌において、正弦波で近似できるということ、その正弦波のマイナス部分を、地表面の冷却を論ずる場合、既述した様に  $0^{\circ}\text{C}$  と考えてよいことから妥当である。

地下熱源のある場合、冷却の Factor 中、日射、蒸発を除いたものについての放熱係数は、既述した様に、花崗岩についての測定値が、放熱係数は表面温度によらず一定であることを示すことから、地表面温度に無関係である。故に地下熱源が存在する場合の放熱係数は、通常の場合、即ち特に地下熱源が存在しない場合と等しい。

地下水が比較的浅く、地下に例えば大体 1 m 深に存在する場合、その流動方向が、通常の場合の様に地表面に平行である場合は、地温を論ずる場合、水飽性の地層として扱うことができ放熱係数はその場合と同じ値を示す。

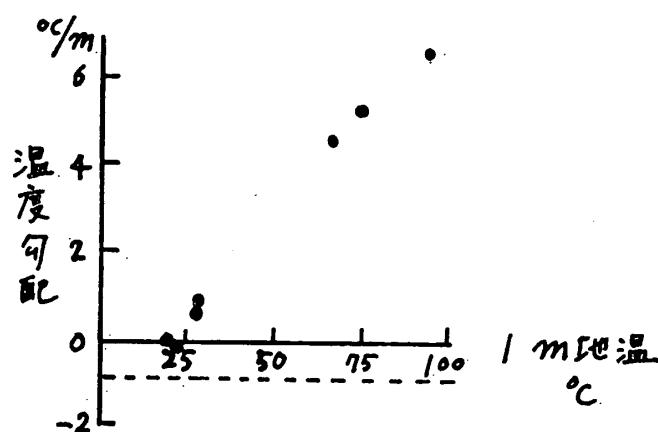
土表附近が凍結している場合、札幌等ではその深度は常に 1 m 以下である。故に季節的な冷却常数を考えた場合、その熱的效果は冷却常数（みかけの）に含まれる。

地下熱源の存在する場合、例えば地下に温泉が存在する場合については、福富により 75 cm (1 m 深地温と 50 cm 深地温から求められたもの) 深における地温勾配は 1 m 深地温の 1 次式であることが観測により見出されている。<sup>(13)</sup> 今、熱源のない場所の温度勾配を grad. norm と記せば、上述したことは次式で表現することができる。grad. =  $\alpha T_1$  + grad. norm ここで  $\alpha$  は常数（土質によって定まる） $T_1$ : 1 m 深地温

その季節における平均気温を  $\theta_a$  とすれば、1 m 以浅の熱的效果を冷却係数に含めたところのみかけの冷却常数  $h'$  は次式で定まる。

$$h'(T_1 - \theta_a) = \text{grad.} = \alpha T_1 + \text{grad. norm}$$

いま通常の場合、即ち熱源 grad. norm を grad から除いて考えれば、 $h'(T_1 - \theta_a) = \alpha T_1$   
 $h' = \frac{\alpha T_1}{T_1 - \theta_a}$   $T_1$  に比して  $\theta_a$  が無視し得るとき、即ち 1 m 深地温がある程度高い場合、また気温がある程度低い季節においては、 $h' \doteq \alpha$  となる。例えば登別温泉では  $h' \doteq \frac{1}{10}$  である。(第 6 図)  $h''$  は熱源として、例えば温泉のみであり、気象の影響をうけないものであって、年間恒数である。



第 6 図

登別における 1 m 深地温と温度勾配との関係 (福富孝治他, 登別温泉調査報告, 第 15 号より転写)

## 参 考 文 献

- (1) 和田昭夫: ニュートンのクーリングの式の検討及び 1 m 深地温分布の図式解法と川湯地域への適用, 札幌大学教養部紀要第 3 号, 昭和 47 年.
- (2) 理科年表.
- (3) 和田昭夫: 1 次元 RC 回路網による地温の解析, 札幌大学教養部紀要第 2 号, 昭和 46 年.
- (4) Carslaw and Jaeger: Conduction of Heat in Solids, p. 126 2nd. ed. 1959.
- (5) W.G. Ernst.: 鉱物, 岩石学入門, 共立出版社.
- (6) 正野重方: 気象学総論.
- (7) 和田昭夫: 法則及びその地球への適用に対する考察, 札幌大学紀要第 4 号, 昭和 47 年.
- (8) 坪井忠二編: 地球の構成, p. 179.
- (9) 鈴木清太郎: 農業気象学, p. 171.
- (10) 八楯利明: 農業物理学, p. 47.
- (11) 白井清恒: 土壌の物理的伝導度に関する研究, 三重大学農学部学術報告, No. 24 (1961).
- (12) 長尾 隆: 自然地理, 応用地理, 第 3 章, 第 1 節, p. 130.
- (13) 福富孝治: 1 m 深地温についての 2, 3 の問題, 北大地球物理学研究報告, 第 9 号 (昭和 37 年).
- (14) 福富孝治, 藤木忠美, 須川 明: 登別温泉調査報告, 北海道衛生部環境衛生課編北海道温泉調査報告第 15 号.