

# シラス地帯の地下水特性に関する研究

第2報 地下水温を支配する地下恒温層に関する一考察

阿部雅雄・二ノ方兼武・河原田礼次郎

## Studies on the Characteristics of Ground Water in the Shirasu Region

### 2. A Study on the Isothermal Stratum of Underground Temperature affecting on the Ground Water Temperature

Masao ABE, Kanetake NINOKATA and Reijirō KAWAHARADA

(Laboratory of Agricultural Engineering)

## I. 緒 言

地下水の温度はそれを涵養する水源、帯水層など関係土層の性質、地下水の流動状態などによって左右されることは当然であるが、もっぱら降雨の浸降によって養われる平静な地下水にあっては、気温、ひいては地温の影響を大きく受けるものである。笠野原台地での地下水はおおむねこれに近いものと考えられる。地温は本来太陽輻射の支配を受けた地表温度が季節的に週期的な変化をなし、その熱が夏は下方に、冬は上方に、春秋には地表と下層の相対的な温度差にしたがって、上方あるいは下方に伝播されるが、全体としては深さを増すにつれて指数函数的に温度とその較差とは漸減して、ついには常時温度変化のない、いわゆる“地下恒温層”または“温度不易層”に達し、それより深くなると地熱の影響を受けて漸増する。地下水の温度はおおむねこの温度の垂直分布に支配されるのが普通である。すなわち地下恒温層は地中温度の重要な規準である。この性質について一般的には報告されているが、南九州特殊土壌“シラス”については特別には報告されていないので若干の調査と実験とを行い、考察を加えてここに報告する。

## II. 調査および実験とその考察

### 1. 観測調査とその結果

#### a) 地下水温と土層の調査

一般的には地温の年較差が  $0.1^{\circ}\text{C}$  に達する深度を地下恒温層の深さとする。木内<sup>1)</sup>によれば、日本各地の地下恒温層の深度と温度は第1表に示すとおり、緯度、雨量、気温、土性などと密接な関係がある。また村下<sup>2)</sup>によれば第2表のごとく、おおむねこれと同値である。これに関係のある鹿児島県内各地の関係気象要素は第3表に示すとおりである。第1、2表によれば鹿児島県における恒温層の深さはおおむね  $10\text{m}$  であり、その温度は  $17^{\circ}\text{C}$  前後である。しかるに第4表に示すとおり笠野原台地とその周辺の既設井戸についてその水温を実測した結果によれば、最も深い約  $62\text{m}$  の No. 2 井戸<sup>3)</sup>において年間温度較差  $4^{\circ}\text{C}$ 、深度  $32\text{m}$  の No. 6 井戸において  $7^{\circ}\text{C}$ 、深度  $36\text{m}$  の No. 7 井戸において  $6^{\circ}\text{C}$ 、深度  $39\text{m}$  の No. 5 井戸において  $4^{\circ}\text{C}$ 、No. 20 井戸において  $4^{\circ}\text{C}$ 、深度  $50\text{m}$  の No. 4 井戸において  $2^{\circ}\text{C}$  を示している。その他の井戸についてはまちまちではあるがこれらに比類した較差をもっている。これは恒温層が更に深部にあることを意味する。ただし、地下水温は同深度の地温と等しいものとして推論することを前提としている。

別に参考として、第5表に示す通り、池田湖周辺における既設井戸の水温実測値と比較してみる

第二表 地域別地下恒温層とそれと関係ある気象要素

Table 2. Isothermal stratum and its concerning weather factors on various districts.

地域 District	年雨量 Amount of annual rainfall mm	年平均気温 Annual mean temperature °C	恒温層深度 Depth of isothermal stratum m	温度 Temperature of isothermal stratum °C	備考 Remarks
北海道 Hokkaidō	800~1,500	4~8	10~12	10	山陰を含む Including Sanin
東北 Tōhoku	1,000~1,500	8~12	12~14	12	
中部・北陸 Chubu-Hokuriku	1,000~3,000	10~14	14	14	
東海道・山陽 Tōkaidō-Sanyō	1,000~3,000	10~14	12~14	16	
四国 Sikoku	1,000~3,000	12~16	14~16	17~18	
九州 Kyushū	1,500~3,000	12~18	9~12	16~18	

凡例  
Remarks

- シラス粒径大  
Shirasu, large size
- シラス粒径中  
Shirasu, medium size
- シラス粒径小  
Shirasu, small size
- ① 井戸深さ 2.5m  
① well. depth 2.5m
- ① 井戸深さ 3.0m  
① well. depth 3.0m
- ① 井戸深さ 5.3m
- ③ 井戸深さ 5m  
③ well. depth 5.0m
- ③ 井戸深さ 10m  
③ well. depth 10.0m
- ③ 井戸深さ 14m  
③ well. depth 14.0m
- 利永井戸深さ 2.9m  
Toshinaga well. depth 2.9m
- 利永井戸深さ 4.4m  
Toshinaga well. depth 4.4m

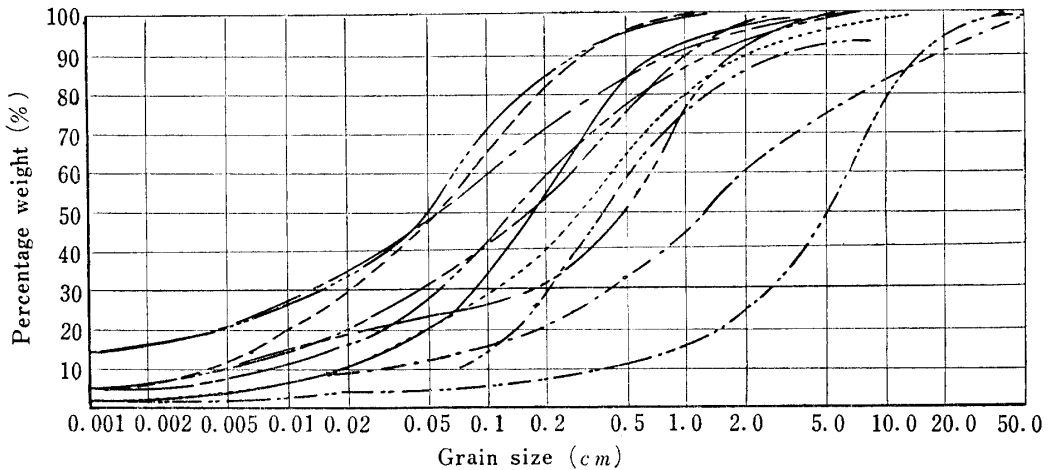


図1. シラス関係土壌の粒径加積曲線の比較

Fig. 1. Comparison of grain size accumulation curves of Shirasu and the concerning soils.

に、深度 23 m 内外の⑤井戸において温度較差 5°C、深度 13 m 内外の②③④井戸においては 2~3.5°C、深度 11 m の利永井戸は特に小さく 1°C にすぎない。深度 5 m 内外の①⑥⑦は 2.5~7.0°C であり、全体的に深度に対する温度較差が笠野原台地下のそれよりはるかに小さいことを示してい

第三表 鹿児島附近地下恒温層とそれと関係ある気象要素

Table 3. Isothermal stratum and its concerning weather factors in Kagoshima and neibourhood

地名 Name of place	年平均降雨量 Amount of annual mean rainfall (mm)	年平均気温 Annual mean temp. (°C)	地表面温度 Temp. on grou- nd surface (°C)	地中 1m 温度 Temp. in 1 met- er depth under- ground (°C)	備考 Remarks
鹿児島 Kagoshima	2,246	16.8	18.4	19.1	地中 0.5m の温度 Temp. in 0.5 meter depth underground
阿久根 Akune	2,312	16.6	18.7	18.8	
枕崎 Makurazaki	2,451	17.2	19.0	18.9	
種子島 Tanegashima	2,674	19.4	—	—	
屋久島 Yakushima	3,962	19.1	19.9	20.5	
名瀬 Nase	3,213	20.8	22.1	22.1	
霧島山頂 Top of Mt. Kirishima	3,676.5	8.6	—	—	

第四表 笠野原とその周辺井戸の水温調査 (1964~1966)

Table 4. Investigation on water temperature of existing wells on Kasanohara and neighbourhood (1964~1966)

井戸番号 Number of well	2	4	5	6	7	20
平均深度 Mean depth (m)	62.0	50.0	39.0	32.0	36.0	39.0
1964. 7	17.0°C	19.0°C	19.0	18.0	19.5	—
8	—	19.0	19.0	19.5	19.0	19.0
9	—	18.5	19.0	22.0	19.0	19.0
10	—	18.0	19.0	22.0	19.0	19.0
11	—	18.0	—	—	20.0	19.0
12	—	—	19.0	—	20.0	19.0
'65. 1	—	—	19.0	15.0	14.0	18.5
2	—	—	19.0	15.0	19.0	18.5
3	14.0	17.0推	15.0	15.0	18.0	17.0
4	17.5	—	19.0	15.0	16.0	15.0
5	16.5	—	19.0	15.0	19.0	15.0
6	17.0	19.0	19.0	18.0	18.0	17.5
7	17.5	18.0	19.0	18.5	19.0	18.0
8	—	19.0	19.0	18.0	—	18.0
9	18.0	19.0	19.0	19.0	—	17.5
10	18.0	19.0	19.0	19.5	—	17.5
11	—	19.0	19.0	18.0	18.0	18.0
12	—	—	19.0	17.0	16.0	17.5
'66. 1	—	18.0	19.0	15.0	18.0	17.0
2	—	18.0	19.0	17.0	14.0	17.0
3	—	—	—	—	16.0	17.0
最 大 Maximum	18.0	19.0	19.0	22.0	20.0	19.0
最 小 Minimum	14.0	17.0	15.0	15.0	14.0	15.0
平 均 Average	16.0	18.0	17.0	18.5	17.0	17.0
較 差 Range	4.0	2.0	4.0	7.0	6.0	4.0

注：農家の委託観測による。

Note: depending on the observation of the farmers on commission

第五表 池田湖周辺井戸の水温調査 (1963~1966)

Table 5. Investigation on water temperature of wells around lake Ikeda (1963~1966)

井戸番号 Number of well	1	2	3	4	5	6	7	利永 Toshinaga
平均深度 Mean depth (m)	5.76	13.85	13.30	12.21	22.76	5.91	6.18	10.95
	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	
1963. 10	25.0	19.5	18.5	18.5	18.0	22.5	—	
11	24.0	18.5	19.0	19.0	17.5	22.5	18.5	
12	23.0	19.5	19.0	19.0	17.5	21.5	15.0	
'64. 1	22.0	19.0	17.0	16.5	15.0	21.5	15.0	
2	20.0	18.0	19.5	—	17.0	20.5	15.0	
3	—	—	—	—	—	20.5	15.0	
4	—	20.0	20.0	—	—	21.0	18.0	
5	22.0	20.0	19.0	18.5	—	21.0	19.0	
6	21.5	20.0	20.5	18.5	19.0	22.0	17.5	
7	24.0	19.0	—	18.0	20.0	22.0	18.0	
8	25.5	19.0	19.0	18.5	20.0	23.0	18.5	20.5
9	27.0	—	19.0	18.0	18.0	23.0	17.0	20.5
10	24.0	19.0	19.5	18.0	18.0	—	16.5	20.0
11	24.5	19.0	19.0	17.5	18.0	—	18.0	20.0
12	22.0	18.5	19.0	17.5	18.0	—	—	20.0
'65. 1	23.0	18.0	18.0	17.5	16.0	—	15.0	19.0
2	—	19.0	18.5	17.5	18.0	21.0	18.0	20.0
3	—	19.0	18.0	17.5	—	21.0	—	20.0
4	—	18.5	20.0	18.0	17.0	21.0	—	20.5
5	—	—	20.0	18.5	21.0	—	—	20.5
最大 Maximum	27.0	20.0	20.5	19.0	20.0	23.0	19.0	20.5
最小 Minimum	20.0	18.0	17.0	16.5	15.0	20.5	15.0	19.5
平均 Average	23.5	19.0	19.0	17.8	17.5	21.8	17.0	20.0
差 Range	7.0 m	2.0 m	3.5 m	2.5 m	5.0 m	2.5 m	5.0 m	1.0
深度 } 最大 Depth } Maximum	8.25	17.82	17.52	16.32	24.20	8.53	8.20	14.80
深度 } 最小 Depth } Minimum	3.26	9.48	9.05	8.09	21.35	3.31	4.16	7.10
平均 Mean	5.76	13.85	13.30	12.20	22.78	5.92	6.18	10.95

注：中学生に依る委託観測。

Note: depending on the observation of junior high school boys on commission

る。地下恒温層深度は土性との間にある程度の相関があるようであるが、池田湖周辺にはかなりの粘土化帯と池田湖軽石流（池田湖シラス）の分布が見られる。その粒度分布をみるに、いわゆるシラス（特に大隅シラス）<sup>4)</sup>と比較すれば第1図に示すごとく、池田湖周辺の土性が表層以外はより細粒に富み、その地下恒温層深度がより浅く、一般地域の傾向<sup>1)</sup>に近いことがわかる。

これらを総合して、笠野原シラス土層における地下恒温層の深度は極めて深く一般地域のそれとは明らかに特異性をもっていると推定される。なお、第4、5表にみるように、笠野原台地周辺井戸の水温変化において最高は8月~12月、多くは10月に、最低は1月~5月おおむね3月に起り、池田湖周辺井戸においては最高は7月前後に、最低は1~2月に起っている。概算によれば<sup>9)</sup>熱伝導波の位相の遅れはシラスの深度10mにつき1ヶ年内外であるので、これら井戸水温の変化には後述するとおり、より早く熱を伝える因子のあることを暗示している。

## b) 熱伝導度と比熱について

地下恒温層の深度を主として支配する土層の熱伝導係数と比熱について、若干文献の調査を行った

第六表 土層その他の熱伝性質

Table 6. Thermal conductive characters of soil layer and others

材 質 Quality of material	含 水 率 Water content relative to wet weight (%)	$\rho$ 単位重量 Unit weight ( $kg/m^3$ )	$K$ 熱伝導係数 Thermal conductivity ( $Kcal/mh^\circ C$ )	$C$ 比 熱 Specific heat	備 考 Remarks
粘 質 土 Clayey soil	14 0	2,020 1,340~1,900	◎ 2.0) 0.45)	— —	以下建築計画原論 p. 134 Under mentioned by Kenchiku Ke- ikaku Genron p. 134 ) 印は含水率と $K$ との相関を示す. Marks), shows in- terrelation betwe- en water content and $K$ .
細 砂 質 土 Fine sandy soil	7 0	1,640 1,520	◎ 0.97 ) 0.26~0.28)	— 0.22	
砂 利 層 Pebble layer	比較的乾燥 Comparatively dry	1,850	0.29~0.32	—	
軽 石 Pumice	乾 燥 Dry	300	0.08~0.20	—	
砂 壁 (建築学) Sand wall	普通乾燥 Ordinary dry	1,390	0.423	—	
水 Water	温 度 $0^\circ C$ Temperature " $10^\circ C$ " $30^\circ C$	999.9	0.476	1.0075	
		999.7	0.491	1.0018	
		995.7	0.521	0.997	
空 気 Air	温 度 $0^\circ C$ Temperature " $20^\circ C$ " $40^\circ C$ " $100^\circ C$		0.0203	0.24	
			0.0216	◎ 0.241	
			0.0228	0.241	
			0.0263	0.243	
海砂層 (0.2mm) Layer of seaside sand	乾 燥 Dry	1,550~1,650	0.24	—	以下建築学便覧 p. 52 Undermentioned, by Kenchikugaku Binran p. 52 and so on
川砂層 (0.2mm) Layer of riverside sand	乾 燥 Dry	1,520	0.28	—	
珪 砂 Silica	0 10 20	1,270 1,270 1,270	0.19 0.83 ) ◎ 0.95)	—	
	石 英 砂 (中粒) Quartz sand (Medium)	乾 燥 Dry	1,650	0.23	
	石 英 砂 (0.2mm) Quartz sand	0 5 10 20	1,650~1,700 1,650~1,700 1,650~1,700 1,650~1,700	0.27 0.65 0.82 ◎ 1.05)	
砂 地 (石英質) Sandy land (quartziferous)		7.5	1,600	◎ 0.92	
砂 地 (森林) Sandy land (forest)		7.0	1,450	0.67	
地 面 (粗砂利質) Ground surface (large pebble)		10.0	2,050	0.45	
地 面 (湿地) Ground surface (wet large pebble)	90.0	—	◎ 0.77	—	
砂 質 粘 土 Sandy clay	15.0	1,780	0.79	—	
粘 土 質 土 Clayey soil	49.0	1,450	◎ 1.10	—	

ところ、その概要は第6表の通りである。これによれば含水比の増大とともに熱伝導係数は増加し、その程度は砂質土において顕著であることが判る。RUSSEL<sup>6)</sup>によれば土層の熱伝導係数は固まり方など表層土の状況に非常に支配される。これは土壤粒子と水は静止した空気比して100~25倍の熱伝導度を持っているから耕耘の状態と団粒組織の程度に応じて空隙の状態を異にし、かつ降雨やかんがいなどによる水の供給程度によって含水比が異なるためである。耕起されない下層土の熱伝導係数は主として水分に関する。BAVER<sup>7)</sup>によれば、熱伝導係数は比較的低い含水量で最高に近づき、それ以上の含水量の増加はそれほど支配的ではないと言う。地被植物は蒸散による温度降下とともに地温変化に対しては遮断的に働かし、冬は裸地より高温で夏は低温である。熱伝導係数は砂土、壤土、植土、有機質土の順に小さい。雨は多くの場合地表温より低いので土の温度を低下させる。また白井<sup>8)</sup>は水分量と比熱、熱伝導係数との関係を次の第2図、第3図に示した。すなわち比熱は0.2~0.4 kcal/kg.

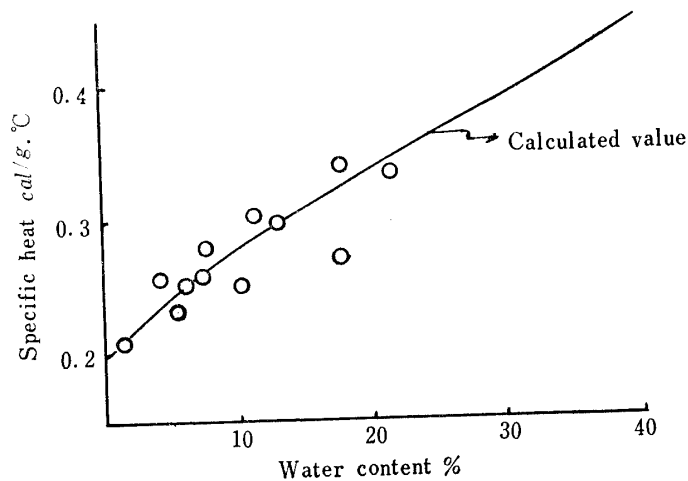


図2. 比熱と水分量

Fig. 2. Effect of water content on specific heat. (from K. SHIRAI)

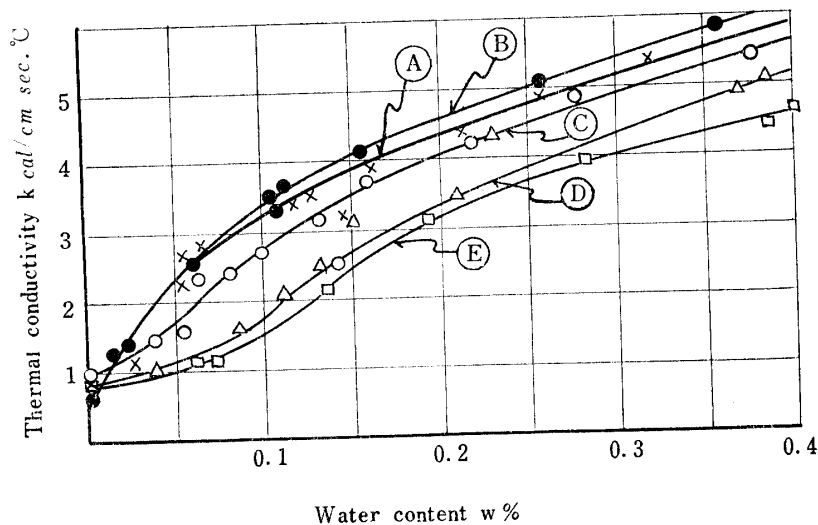


図3. 熱伝導度Kと水分量W(容積率)

Fig. 3. Effect of water content w (volume %) on the thermal conductivity (from K. SHIRAI)

°C の間、熱伝導係数は  $0.36 \sim 2.0 \text{ kcal/mh.}^\circ\text{C}$  の間水分量とともに変化している。KARSTEN<sup>12)</sup> は飽和状態における熱伝導係数は乾燥状態のそれに比べて細砂土において約 8 倍、粗砂土 8.7 倍、壤土 6.4 倍、砂壤土 7.1 倍、泥炭土 4.0 倍であると報告している。

次に、比熱については BAYER<sup>7)</sup> によれば石英砂  $0.194 \sim 0.198$ 、石英質砂土  $0.249$ 、有機質石灰質砂土  $0.257$ 、畑土  $0.267$ 、有機質土  $0.477 \sim 0.601$  と記され、砂土は最も小さく、粘土は大きい。また BOUYOCOS<sup>11)</sup> は砂土  $0.139$ 、壤土  $0.215$ 、植土  $0.206$  と示している。

これらを参酌して、細砂としてのシラスの自然状態における熱伝導係数と比熱を推定するに、その自然含水比が 25<sup>4)</sup>% 前後であることを考慮に入れて  $K=1.0$ 、 $C=0.35$  程度であると考えられる。これに対して表層のローム層はいつでもやや小さいものと思はれる。No. 5<sup>3)</sup> 井戸の内壁から採取した試料土から土層の断面をみるに表層ロームの深さ約  $3.7 \text{ m}$ 、下層は下位約  $4.95 \text{ m}$  のいわゆるバラス<sup>3)</sup> 層を含めて  $34.60 \text{ m}$  であり、シラスがほとんど 90% を占めているので総括してシラス層と見做して以下の考察を加えてゆく。

#### e) シラスの比熱および熱伝導度の測定と地下恒温層深度の計算

木内<sup>1)</sup> および村下<sup>2)</sup> による地下恒温層の深度が今回測定した笠野原シラス台地での地下水温の年較差から推計した深度とは異常な差異を示していることは前に述べたが、これを解明するために地下恒温層の深度を計算してみる。

地面温度は一年を週期としておおむね規則正しい正弦変化をする。<sup>9)</sup> また地面から熱を伝える土層はすべて均質であると仮定すれば、土中への熱伝導は無限に広がる平面壁内の熱伝導として取扱うことができるので、地表面を  $x=0$  とし、 $x$  軸を垂直下方に、温度振幅を水平  $y$  軸に取った直角座標において次式が導かれる。

$$\theta = \theta_0 \sin 2\pi \left( \frac{t}{T} - \frac{x}{2\pi\alpha} \sqrt{\frac{\pi}{T}} \right) e^{-\frac{x}{\alpha} \sqrt{\frac{\pi}{T}}} \quad (1)$$

但し、

$\theta$  : 深さ  $x$  における温度 ( $^\circ\text{C}$ ) 但し温度振幅の 1/2

$\theta_0$  : 地面、 $x=0$  における温度 ( $^\circ\text{C}$ )

$T$  : 週期、但しこの場合 365 日 (8,760 時間)

$t$  : 任意の時刻

$\alpha^2$  : 温度拡散率  $\left( = \frac{k}{C \cdot \rho} \right)$

$k$  : 熱伝導係数 ( $\text{kcal/mh.}^\circ\text{C}$ )

$C$  : 材料の比熱 ( $\text{kcal/kg.}^\circ\text{C}$ )

$\rho$  : 材料の単位重量 ( $\text{kg/m}^3$ )

この式中振幅 (較差) の減衰状況は  $\theta_0 \cdot e^{-\frac{x}{\alpha} \sqrt{\frac{\pi}{T}}}$  の項で与えられ、現実の温度較差  $R_x$  はその 2 倍で表わされるから、

$$R_x = 2\theta_0 \cdot e^{-\frac{x}{\alpha} \sqrt{\frac{\pi}{T}}} \quad (2)$$

したがって、地表における最大較差  $R_0$  は、

$$R_0 = 2\theta_0 \cdots (x=0) \text{ で表わされる。}$$

週期  $T$  が大きければ  $e^{-\frac{x}{\alpha}\sqrt{\frac{\pi}{T}}}$  は大きくなるから  $R_x$  は大きくなる。すなわち日変化よりも年変化の方が遥かに大きいわけである。今恒温層の深度を計算するために  $R_x$  と  $R_0$  との比の対数をとれば、<sup>1)</sup>

$$\log \frac{R_0}{R_x} = \log e^{\frac{x}{\alpha}\sqrt{\frac{\pi}{T}}} = \lambda x \quad (3)$$

$$\log R_0 - \log R_x = \frac{x}{\alpha}\sqrt{\frac{\pi}{T}} \cdot \log e = \lambda x$$

$$x = \frac{(\log R_0 - \log R_x) \alpha \sqrt{\frac{T}{\pi}}}{\log e} \quad (3')$$

をうる。  $\lambda$  は対数減衰率である。  $\lambda$  は均質土層で温度拡散率  $\alpha^2$  が一定であれば、ある週期（この場合1年週期）について一定となる。したがって相つく各土層の温度較差の実測値があればこれを概算することができる。第1表はこの方法によって計算した資料に基いている。あるいは(3')式に  $R_x = 0.1^\circ\text{C}$  を代入して深度  $x$  を計算することができるが、その場合には  $\alpha = \sqrt{\frac{k}{C \cdot \rho}}$  (温度拡散率)、すなわち  $k, C, \rho$  を知る必要がある。

そこで、No. 5 井戸内壁から採取した試料について次の方法を用いて比熱と熱伝導係数とを実測した。土壤の熱伝導係数または、温度拡散率の測定については、PATTEN<sup>10)</sup> 以来二三の方法が実施せられているが、今回は一つの試みとして丸山<sup>10)</sup> による方法を採用し、長さ 36.5 cm, 半径 5.7 cm, 容積 3.725 cc の真鍮円筒内に填充した土壤を氷塊を交えた  $0^\circ\text{C}$  の水槽に浸し、中央水平断面の中心と、一定間隔の半径上の定点の温度変化を時間的に観測して温度傾度  $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)$  を近似的に求める。

すなわち、円筒の熱伝導の式

$$-\frac{C \cdot \rho}{k} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial r} + r \frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} \right\} \quad (4)$$

において、 $\frac{\partial \theta}{\partial r}, \frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2}$  の第一次近似値は次のようになる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial r} \approx \frac{\theta_1 - \theta_2}{\Delta r_1} + \frac{\theta_2 - \theta_3}{\Delta r_2} = \frac{\theta_1 - \theta_3}{2 \Delta r} = \frac{\theta_1 - \theta_3}{4} \quad (4')$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} \approx \frac{\frac{\theta_1 - \theta_2}{\Delta r_1} - \frac{\theta_2 - \theta_3}{\Delta r_2}}{\frac{\Delta r_1 + \Delta r_2}{2}} = \frac{\frac{\theta_1 - 2\theta_2 + \theta_3}{2}}{\frac{4}{2}} = \frac{\theta_1 - 2\theta_2 + \theta_3}{4} \quad (4'')$$

但し、 $\theta_1, \theta_2, \theta_3$  は円筒中央水平断面の中心と 2 cm 間隔の半径上の2定点の温度であり、 $\Delta r_1, \Delta r_2$  はそれぞれ定点間の間隔であるから共に 2 cm である。(4), (4'), (4'') から温度傾度の近似値  $\frac{\Delta \theta}{\Delta t}$ ,

従って  $\frac{k}{C \cdot \rho}$  は次の式で示される。

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} = \frac{k}{C \cdot \rho} \cdot \frac{1}{8} (3\theta_3 + \theta_1 - 4\theta_2) \quad (5)$$



$$\frac{k}{C \cdot \rho} = \frac{\Delta\theta}{\Delta t} \cdot \frac{8}{(3\theta_3 + \theta_1 - 4\theta_2)} \quad (5')$$

$\theta_1, \theta_2, \theta_3$  および  $\frac{\Delta\theta}{\Delta t}$  を実測すれば (5') 式から温度拡散率  $\frac{k}{C \cdot \rho}$  が計算され、この値と地熱  $C$  と単位重量  $\rho$  とから熱伝導係数  $k$  を計算することができる。

次に比熱は土壌をゴム布に包み、カロリメーターでゴムとともに測定し、次の式から計算した。

$$C = \frac{(m' + W)(T - t') - (R \cdot R_w + w)(t - T)}{m - (t - T)} \quad (6)$$

但し、 $C$  : 土壌の比熱

$m$  : 土壌の質量

$t$  : 土壌の最初の温度

$W$  : カロリメーターの水当量

$m'$  : カロリメーターの中に入れた水の質量

$t'$  : カロリメーターの中に入れた水の温度

$T$  : 土壌を入れた後のカロリメーターの温度

$R$  : ゴムの比熱

$R_w$  : ゴムの質量

$w$  : 土壌中に含まれる水の質量

No. 5 井戸内壁のシラスは含水率 15.35% において単位重量  $1,227 \text{ kg/m}^3$  であったが、前掲の方法によって求めた結果、比熱  $C=0.323$ 、熱伝導係数  $k=0.515(0.439 \sim 0.610)$  を得た。通年含水率による修正<sup>4)5)</sup>を加え、 $C=0.35$ 、 $k=1.0$  とし、鹿児島における温度較差  $23.7^\circ\text{C}^{13)14)}$  ( $30.8 - 7.10$ ) を用いて (3') 式から深度を計算すれば  $14.50\text{m}$  となり、全国各地のそれと比較<sup>1)</sup>してやや深い程度である。なお、表層ロームが均一に分布するものとして b) 項末尾の資料から計算すれば深度は  $9.0\text{m}$  内外となる。

## 2. 考 察

土層はすべて均質であると見做し、(3) 式により深度  $x$  に対する実測温度較差  $R_x$  を用いて対数減衰状況を計算すれば第7表の通りである。いま縦軸に深度を取り、横軸に対数減衰  $\lambda x = (\log_{10} R_0 - \log_{10} R_x)$  を取って図示すれば、図3の如くなり、 $R_x = 0.1^\circ\text{C}$  なるときの  $\lambda x = 2.375$  の垂直線を切る点の縦座標が深度を示す。また  $\lambda$  の値から  $\alpha = \frac{\sqrt{\pi}}{\lambda} \cdot \log e$  によって温度拡散率  $\alpha$  を逆算したものを第7表末尾に加えた。

層序、土性、植生によってある程度の変化はやむを得ないとしても、第3図に明らかな通り、笠野原台地の井戸群において、No. 2 井戸の如く、実測熱伝導係数から推算した値に対比して対数減衰率の極めて小さい推定深度  $200\text{m}$  に近いもの、No. 4, No. 5, No. 20 の如く推定深度  $110\text{m}$  内外のもの、および No. 6, No. 7 の如くその中間のものがあるが、いずれも推算深度  $14.5\text{m}$  に対比しては格段の相異である。このシラスの特異性の原因について考察するに次の諸点を掲げることができる。

i) No. 5 井戸の試料採取は12月下旬の寡雨期であったので 15.3% の含水率は年平均値より遙かに小さいものと推定されるので、深度の概算には含水比による修正は充分加えた筈であるが、なおそれ以上に熱伝導係数は大きく、従って深度の計算値は更に大きくなるのではないか。

第七表 対数減衰率計算表  
Table 7. Calculating table of logarithmic decrement

井戸番号 Number of well	水面深度 ( $Xm$ ) Depth of water level	その水温年較差 ( $Rx$ ) Annual range of its temperature	$\log_{10} Rx$	$\log_{10} Ro - \log_{10} Rx$	対数減衰率 Logarithmic decrement	計算恒温層深 Calculating depth of iso-thermal stratum	$\frac{\log e}{\lambda} \sqrt{\frac{\pi}{T}} = \alpha$
笠野原 Kasanohara	$m$	$^{\circ}C$				$m$	
No. 2	62.0	4.0	0.602	0.773	0.0125	190	0.65
4	50.0	2.0	0.301	1.074	0.0215	113	0.38
5	39.0	4.0	0.602	0.773	0.0199	120	0.41
6	32.0	7.0	0.845	0.530	0.0166	140	0.50
7	36.0	6.0	0.778	0.597	0.0166	140	0.50
20	39.0	4.0	0.602	0.773	0.0199	120	0.41
池田湖 Ikeda lake							
①	(8.25 3.26)	7.0	0.845	0.530	0.0642 0.163	(42 15)	上最大深 0.128 Upper max. 下最小深 0.05 Lower min.
②	(17.82 9.48)	2.0	0.301	1.074	0.0602 0.1135	(40 21)	(0.136 0.072)
③	(17.52 9.05)	3.5	0.544	0.831	0.0474 0.0920	(50 26)	(0.173 0.089)
④	(16.32 8.09)	2.5	0.398	0.977	0.0598 0.121	(39 20)	(0.137 0.068)
⑤	22.78	5.0	0.698	0.677	0.030	77	0.274
⑥	(8.53 3.31)	2.5	0.398	0.977	0.1145 0.295	(20 8)	(0.0714 0.0278)
⑦	(8.20 4.16)	5.0	0.698	0.677	0.0826 0.1630	(27 15)	(0.099 0.050)
利永 Toshinaga	(14.80 7.10)	1.0	0.000	1.375	0.0930 0.1940	(26 13)	(0.088 0.042)

ii) シラスはその構造上均一な部分についても特に通水性が高いのみならず、現場における透水については、垂直方向には、断面積  $2 \sim 3 \text{ cm}^2$  のサンドパイプとも言うべき細粒子の洗脱された垂直孔が  $1 \text{ m}^2$  当り 1.5 個内外の割合で散在分布するところより見れば更に大きい透水性を示すことは明らかであって、浸降雨水は熱伝速度より相当早く地下水面に到達するものと考えられるから雨量の大部分を占める夏の高温な雨水は熱伝導の外に自ら熱を下層に運び、地下水温の較差を拡大するのではあるまいか。これによって温度較差の実測値の大きい事実を説明することが出来る。たとえば、前項 a) の推算によれば深さ  $40 \text{ m}$  の井戸においては地表より熱を伝えるに要する時間は 3 年を数えるのに対し雨水の到達には 180 日<sup>3)</sup> を要するにすぎない。なお水平方向にも種々の亀裂空洞などによって現場の通水性を極端に増大する場合は予想されるが、これらは本項よりはむしろ iv) 項との関係が深い。

iii) 井戸水温はその中の空気の対流熱伝によって影響され、較差を増大するのではあるまいか。今後の研究にまちたい。

iv) 第一報の“結び”の項に今後の問題点として、この地域が水文学的に孤立したのものとして取扱うことが妥当であるか否か、その周辺地域との関連について検討すべきことを掲げておいたが、その後の調査の結果から鹿屋川上流、上祓川狭窄部より上流部数百  $m$  の間において、河川勾配がやや

第八表 温度比較

Tadle 8. Comparison of temperature

地名 Name of place	年平均地面温度 Annual mean temperature of the ground surface	年平均気温 Annual mean temperature	恒温層温度 Temperature of the iso-thermal stratum	記 Remarks 事
青森 Aomori	11.0	9.1	11.4	
山形 Yamagata	12.8	10.7	11.3	山間盆地で放熱が多いためか Owing to much radiant heat because of the basin between mountains?
今津 Imazu	13.3	9.5	11.3	” ”
前橋 Maebashi	14.6 <sup>⊙</sup>	13.1	19.1 <sup>⊙</sup>	地熱の関係なきや Influence of subterranean heat?
宇都宮 Utsunomiya	14.3	12.4	14.9	
東京 Tokyo	15.2	14.1	15.7	
新潟 Niigata	13.7 <sup>⊙</sup>	12.7	14.6 <sup>⊙</sup>	深度特に深く 25.7 m で地熱の関係 Influence of subterranean heat? because of special depth, 25.7 m
金沢 Kanazawa	14.7 <sup>⊙</sup>	13.2	13.9 <sup>△</sup>	地形的に放熱が多いためか Owing to much radiant heat because of configuration of topography?
名古屋 Nagoya	17.2 <sup>⊙</sup>	14.9	15.9 <sup>△</sup>	” ”
京都 Kyôto	15.8	14.0	15.7	
神戸 Kôbe	16.9	15.1	16.3	
大阪 Ôsaka	16.5	15.1	16.3	
岡山 Okayama	16.0	14.5	16.1	
下関 Shimonoseki	16.8	15.2	16.0	
徳島 Tokushima	16.0	15.3	16.5	
松山 Matsuyama	17.5 <sup>⊙</sup>	15.0	18.4 <sup>⊙</sup>	温泉との関連で地熱の影響なきや Influence of subterranean heat concerning the hot-spring?
福岡 Fukuoka	16.9	14.9	16.7	
熊本 Kumamoto	17.0	15.5	18.0	温泉火山等の関連で地熱の関係なきや Influence of subterranean heat concerning the hot-spring or volcano?
鹿児島 Kagoshima	18.2	16.8	18.1	
名瀬 Nase	21.8	20.8	19.5	海洋性気象のため放熱が多いか? Owing to much radiant heat due to oceanic climate?

緩となり，台地下土層の通水性による大きい流動速度と相まって河水による涵養が若干あるのではないかと判断されるので，その影響については更に検討を加えたい。

最後に池田湖周辺の井戸群の内調査の結果土性のやや明らかなものについて，笠野原台地下の井戸との比較を行えば第1図に示す通り，利永井戸はその細粒度と低通水性とのために推定恒温層の深度

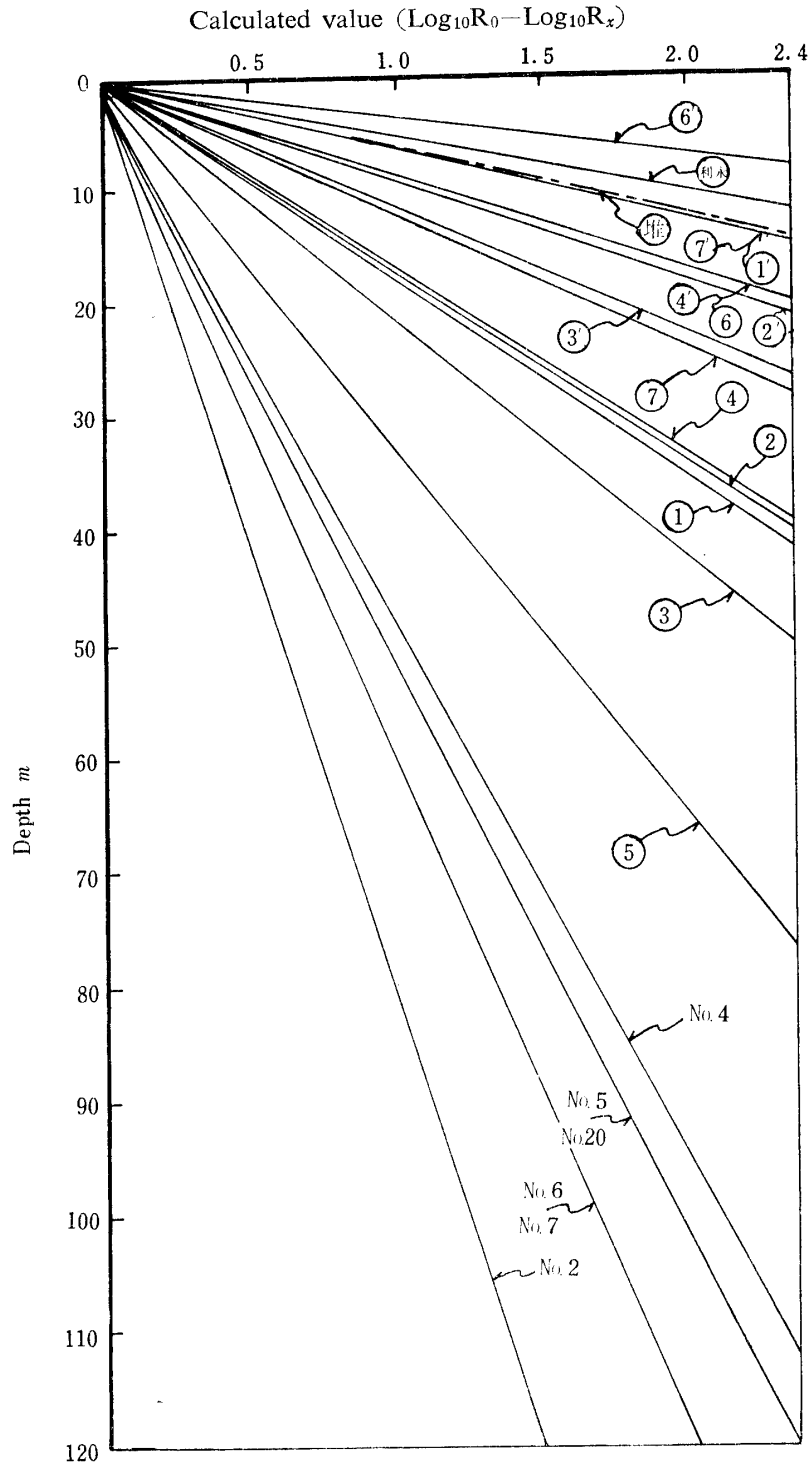


図 4. 地下恒温層推定深度と温度の対数減衰  
 Fig. 4. Estimated depth of isothermal stratum and logarithmic decrement.

を減じ、一般地域のそれに近く、①②③④井戸は多少の差はあるけれども細粒度のためにやや深く、前項推算値に近い値を示しているかの如く思われる。すなわち、シラスはその構造上熱伝導度が大きいために地下恒温層の深度がやや増大している外に i)~iv) の理由により深度を更に増大する特異性を表わしているものと思われる。

また、地下恒温層の温度については一般的には地表の年平均気温よりやや高いものとされているが、むしろ平均地面温に近く、かつ微気象と火山など特異地温に支配されるものと思われる。(第8表参照)

### III. 結 び

従来、一般的記載によれば鹿児島における地下恒温層の深さは 10 m 内外となっているが、これは鹿児島市内の鹿児島気象台構内における推算の結果を示すものであって、他の地点においては土層の構造などに応じて、それぞれ個有の値を持っていることは勿論である。本文においては地下水温は地温に等しいとの仮定のもとに、笠野原台地の既存井戸について、その水面深度と水温の観測を行った結果得られた資料から対数減衰率を求めてその深度を推算したものは、シラス土層のある状態における比熱、熱伝導係数、温度拡散率の実測値から得られた推定深度 14.50 m より遥かに大きく 100 m 以上の値であることを報告してその特異性を説明する。

上記の仮定が正しいものであれば、極めて深いものと推定される現実の恒温層の深度は i) シラス土層の平均の自然含水比が実測値よりも遥かに大きいために起る温度拡散率の増大と ii) シラス内の水の垂直浸降速度は熱伝速度よりも更に早く、雨水の直接熱運搬による熱伝量の増大によるものと解される。また上記の仮定が事実と反し地温と水温が異なるとすれば、iii) 井戸内空気の対流などによって地下水が強く影響を受け、あるいは iv) 鹿屋川の流水の供給によって水温が支配されたかによるものと推定される。これらの点については次報にゆづる。

### 参 考 文 献

- 1) 木内四郎兵衛：土壤気象の研究—恒温層深度と温度に関する考察，地学雑誌 677 号
- 2) 村下敏夫：地下水学要論，昭晃堂版 (1963)
- 3) 阿部雅雄・外：シラス地帯の地下水特性に関する研究，第一報，水理地質と地下水調査の概況，鹿大農学部学術報告，第 15 号 (1964)
- 4) 三木五三郎：白砂台地の土質力学的特性と崩壊対策，質源調査会事務局 (1951)
- 5) 内田茂男：シラス台地の浸透流について，シラス地帯調査協議会 (1952)
- 6) 藤原彰夫・外訳：ラッセル—植物生育と土壤，朝倉書店 (1956)
- 7) 福田仁志・外訳：ペーパー—土壤物理学，朝倉書店 (1955)
- 8) 白井清恒：土壤の物理的伝導度に関する研究，三重大学農学部報 24 号 (1961)
- 9) 木村幸一郎・外：建築計画原論：共立出版 (1957)
- 10) 丸山栄三：土壤の温度伝導度，熱伝導度，比容に対する土壤水分の影響 (序報)，農業気象 V. 12, No. 4 (1956)
- 11) 大後美保：農業気象学通論，養賢堂 (1955)
- 12) 八鍬利助：農業物理学，養賢堂 (1961)
- 13) 日本建築学会：建築学便覧，丸善 (1956)
- 14) 鹿児島地方気象台：鹿児島県気象七十五年報 (1958)

### Résumé

Hitherto '10 meters' has been generally accepted as a figure showing the average depth of the isothermal stratum of the underground-water-temperature in Kagoshima ; but the determina-

tion of this figure was made from the data got within the ground of the Kagoshima meteorological observatory.

Thus, it is obvious that each place has its own specific figure proper to its soil structure.

Now, for the illustration of this, under the assumption that underground-water-temperature is equal to the ground-temperature, a logarithmic decrement was fixed from the data obtained from the investigations of the ground-water-depth and the water-temperature of the wells on Kasanohara plateau, and with the use of which the figure showing the average depth was ascertained to be upwards of 100 *m*, which is far larger than that of 14.5 *m* which was fixed from the actual measurements done on the specific heat, thermal conductivity and thermal diffusivity of the soil.

Some considerations on this striking disparity have been reported in this paper.

Provided that the assumption mentioned above were sound and reasonable, it may be assumed that the unusually high figure showing the depth of the isothermal stratum is due to i) the increase in the thermal diffusivity, resulting from the fact that the mean value of the natural water content in Shirasu soil is larger than the measured value; or ii) the fact that the vertical percolation rate of water in Shirasu soil is higher than the velocity of the thermal conductivity, so that the transported temperature turns out to be heated by the direct heat-transportation of the rain water in addition to the so-called thermal conduction.

But if the assumption mentioned above were not right, the cause may be attributed to the following; namely the water temperature in the well was influenced largely i) by the convection of the air in the well, or ii) by the supply of the flowing water of the Kanoya river.