

土壤水势温度滞后效应的研究

王国栋 张一平 张君常 傅志东

(西北农业大学·陕西杨陵·712100)

摘 要 测定了陕西省四种主要土壤在不同含水量条件下,随温度升高和降低(在10~45℃范围内)水势的变化幅值,得到该值与变温过程有关,即呈现土壤水势温度滞后效应,此效应随含水量增大而减少,随质地加重而增大,选用 C_p 作为供试土壤水势温度效应的特征参数进行分析,表明土壤水势温度滞后现象是土壤水势温度效应的必然结果,并动用土壤水粘滞系数的温度效应对土壤水势温度效应产生的机理及其滞后原因作了初步探讨。

关键词 土壤水势 温度滞后效应 粘滞系数温度效应 水势相对温度系数

Research on the Temperature Hysteretic Effect of Soil Water Potential

Wang Guodong Zhang Yiping Zhang Junchang Fu Zhidong

(Northwest Agricultural University·Yangling, Shaanxi. 712100)

Abstract The soil water potential change range of four soils at different water content with a rise and down in 10℃ to 45℃ range was tested, and the results showed that the change depended on the process of change temperature, and appeared the temperature hysteretic effect of soil water potential, that the effect decreased along with the water content increased and increased in pace with the texture increased. That results were analysed with C_p as the characteristic parameter of soil water potential temperature effect showed that the soil water potential temperature hysteretic effect was the inevitable outcome of the temperature effect, and the mechanism of the effect and the cause of production hysteretic was conducted preliminary study with the viscous coefficient temperature effect of soil water.

Key words soil water potential temperature hysteretic effect viscous coefficient temperature effect Relative temperature coefficient of water potential

近年来,人们在对土壤水势滞后现象研究的同时,进一步研究了在等水势条件下,含水量 θ 和温度 T 的关系曲线^[1],证实在土壤升温和降温过程中土壤吸、释的水量并不相等,说明 $\theta \sim T$ 之间也存在滞后现象。因此从下述关系式:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi}\right)_T = - \left(\frac{\partial \theta}{\partial T}\right)_\psi \left(\frac{\partial T}{\partial \psi}\right)_\theta \quad (1)$$

可联想到,既然 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi}\right)_T$ 是非单值函数(即等温水分水势滞后或通常的水势滞后现象), $\left(\frac{\partial \theta}{\partial T}\right)_\psi$ 也已被证实为非单值函数关系(即存在等势水分温度滞后现象),则由式(1)可得 $\left(\frac{\partial \psi}{\partial T}\right)_\theta$ 也可能存在非单值函数关系(即存在等含水量的水势温度滞后现象)。

对影响土壤水势温度滞后现象各因素的定量测定和分析,有助于全面了解和揭示该现象的本质。这无疑对研究土壤的持水性能和水分运移规律,充分利用土壤水分资源是必要的。尤其对土壤水分含量较少,环境温度起伏较大,土壤质地较粗,土壤水势的滞后现象明显的我国西北干旱半干旱地区更为重要。为此,我们以陕西省四种主要土壤为对象,实际测定和分析了等含水量时的土壤水势温度滞后效应。

1 供试材料和方法

1.1 供试材料

土样为陕西省境内汉中盆地的黄泥巴(粘壤土),杨陵的塬土(重壤土),洛川的黑垆土(中壤土),米脂的黄绵土(轻壤土)。采土深度均为0~20cm。过1mm筛,风干备用。

1.2 方法

用 $\Phi 100\text{mm}$,高110mm的有机玻璃筒,装入土样作为供试土柱。土柱容重 $1.30\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (黄泥巴为 $1.40\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)。土柱含水量配制取 $0.25\sim 0.40\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 范围内三个含水量水平(因土壤质地不同而异),其准确含水量用烘干法测定。插入水银张力计和温度计,筒上、下加盖密封。将土柱浸入控温水浴(控温精度 $\pm 0.2^\circ\text{C}$),张力计和温度计的上部露于水浴外,测定一定含水量和不同温度下,土柱达到水势平衡(平衡时间24h)时的张力计数值和相应的温度值。

2 结果与分析

2.1 土壤水势温度效应

图1给出四种土壤在不同含水量下,随温度升高($10\sim 45^\circ\text{C}$)和降低($45\sim 10^\circ\text{C}$)水势的变化。由图可见:(a)在各含水量水平,温度升高,土壤水势值均由小逐渐增大;温度降低时,水势值则相应由大逐渐变小,说明温度对土壤水势有较明显的影响,其变化趋势与一般结论一致^[2]。(b)不同土壤温度对其水势的影响程度不同,质地愈粘,这种影响愈大。说明土壤水势的温度效应与土壤质地有关^[3]。(c)同一土壤在不同含水量下均呈现土壤含水量愈低, $\psi\sim T$ 曲线中水势变化幅度愈大。说明土壤水势温度效应的大小亦与土壤含水量有关。(d)升、降温变化过程中土壤水势变化曲线下重合,且均呈现升温过程水势相对偏低,降温过程水势相对偏高的特征,证实土壤水势存在温度滞后现象,此现象对各土样均呈规律性显示,故亦可称为土壤水势温度滞后效应。

2.2 土壤水势温度效应的定量分析

由 Philip 和 de Vries 的理论^[4],土壤水势相对温度系数可表示为:

$$C_\psi = \left(\frac{d\psi}{dT}\right)_\theta / \psi \quad (2)$$

式中: ψ —— 水势, T —— 温度, C_ψ —— 土水势相对温度系数,式(2)积分得:

$$\psi = \psi_0 e^{C_\psi(T-T_0)} \quad (3)$$

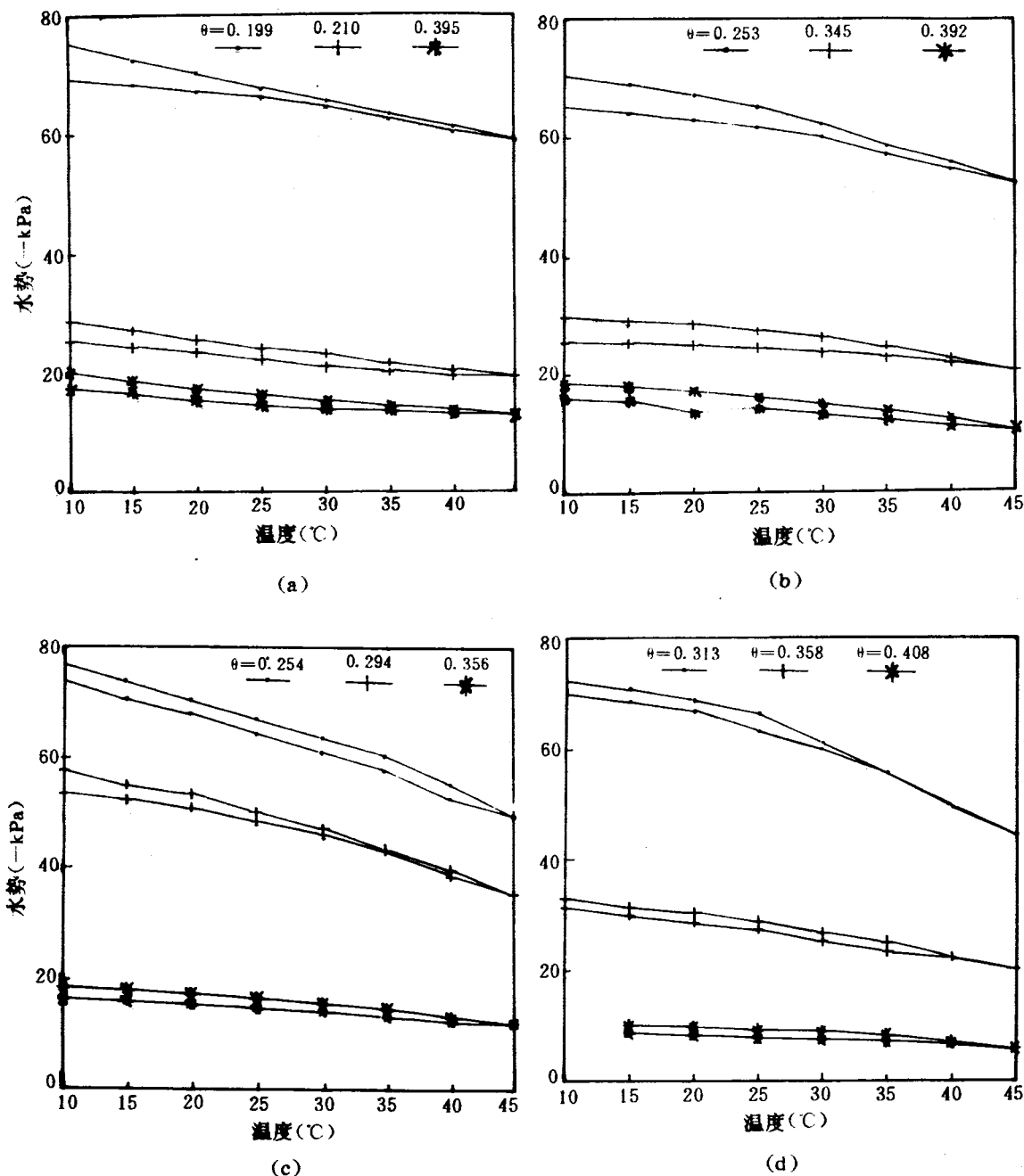


图1 升降温对土壤水势的影响

(a)黄绵土 (b)黑垆土 (c)壤土 (d)黄泥巴

式中: ψ_0 —— 在参考温度 T_0 时的土水势值。这说明温度对土壤水势的影响是以指数规律变化的。

土壤水势温度效应按式(3)拟合的 $\psi \sim T$ 函数关系式见表1。由表1可见:(a)各供试土壤在不同含水量下,温度与水势值之间均呈显著的相关关系,相关系数 r 在 $0.9463 \sim 0.9997$ ($n=8$) 之间,证实式(3)确能反映 $\psi \sim T$ 变化规律。(b)在实验水势范围内,土壤水势的相对温度系数 C_p

因土壤质地的不同呈现明显差异。如升温时质地最粘的黄泥巴的 C_p 绝对值最大 ($1.424 \sim 1.797 \times 10^{-2} \text{C}^{-1}$), 质地最粗的黄绵土的为最小 ($6.95 \times 10^{-3} \sim 1.38 \times 10^{-2} \text{C}^{-1}$)。与纯水的表面张力 α 的相对温度系数 $(\frac{\partial \alpha}{\partial T})/\alpha$ (约为一常量值 $2.1 \times 10^{-3} \text{C}^{-1}$) 相比, 供试土壤水势的 C_p 值为它的 $3.31 \sim 8.56$ 倍, 这与目前大多文献报道结论^(5,6)一致。(c) 各供试土壤一定含水量下, 升温过程的 C_p 绝对值均较降温过程的为大。因此, 对不同过程 C_p 值作定量分析, 对研究土壤水势温度滞后效应是必要的。

2.3 土壤水势温度滞后效应的定量分析

由上述讨论结果可知, 水势温度滞后效应的大小可由图1中所示每两个过程曲线(升、降温)所包围曲线面积来表示, 各曲线的拟合关系式已由表1给出, 则升温曲线所围面积为:

$$S_{\text{升}} = \int_{10}^{45} \psi_o e^{C_p(T-T_o)} dT = \frac{\psi_o}{C_p} e^{C_p(T-T_o)} \Big|_{10}^{45}$$

降温曲线所围面积为:

$$S_{\text{降}} = \int_{10}^{45} \psi_o' e^{C_p'(T-T_o)} dT = \frac{\psi_o'}{C_p'} e^{C_p'(T-T_o)} \Big|_{10}^{45}$$

则水势温度滞后面积 ΔS 为:

$$\begin{aligned} \Delta S &= S_{\text{降}} - S_{\text{升}} \\ &= \frac{\psi_o}{C_p} (e^{45C_p} \psi - e^{10C_p} \psi) - \frac{\psi_o'}{C_p'} (e^{45C_p'} \psi - e^{10C_p'} \psi) \end{aligned} \quad (4)$$

由式(4)计算出的四种土壤各含水量时的温度滞后面积见表2。由表可见:(a) 四种土壤约 ΔS 均随含水量的增大而减少, 如黄绵土含水量为 $0.1987 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 时的 ΔS 为 $76.2 \text{kPa} \cdot \text{C}$, $0.3946 \text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 时的 ΔS 减至 $34.53 \text{kPa} \cdot \text{C}$, 说明土壤水势温度滞后效应的大小, 受土壤含水量的强烈影响,(b) 含水量变化对 ΔS 大小的影响亦与土壤质地有关。土壤质地愈粘, 含水量变化影响的变幅愈大。(c) 相近含水量下, 粘质地土壤的 ΔS 大于粗质地土壤, 说明在所测定含水量范围内, 粘质土的温度滞后效应较粗质土为大, 这与土水势等温滞后现象的结论^[6]不同。

2.4 土壤水势温度滞后效应机理初探

土壤水势大小与土壤粘粒表面对水的吸附作用紧密相关, 不同粘粒含量土壤在相同含水量下对水的吸附程度不同, 导致土壤水具有不同的能量状态。同时造成土壤水与自由水的某些性状(如粘滞系数等)有较大差异。根据 Low 的结论^[7], 土壤水和自由水的粘滞系数有如下关系:

$$\eta = \eta^o e^{(E_a - E_a^o)/RT}$$

式中: η 、 η^o 和 E_a 、 E_a^o 分别表示土壤水与自由水的粘滞系数和活化能, R —— 摩尔气体常量, T —— 温度。因为土壤水的活化能 E_a 总大于自由水的活化能 E_a^o , 所以 $\eta - \eta^o > 0$, 且随含水量的减少, η 和 η^o 之间的差异增大。式(5)对温度求导得:

$$\frac{d\eta}{dT} = \eta^o e^{(E_a - E_a^o)/RT} \cdot \left(-\frac{E_a - E_a^o}{RT^2} \right) = -\frac{E_a - E_a^o}{RT^2} \eta \quad (6)$$

式(6)表明土壤水粘滞系数随温度的变化率与其粘度系数的大小成正比。这就是说, 土壤水粘滞系数愈大, 在单位温度变化间隔内, 其变化率愈大。我们定义 $(\frac{d\eta}{dT})$ 为土壤水粘滞系数的温度效应。显然, 含粘粒较多的粘质土, 由于对水分的吸附作用较强, 相同含水量下, 土壤水粘滞系数较高, 其土壤水粘滞系数的温度效应相应较大, 而土壤水粘滞系数大小可间接反映土壤水势的高

低^[7]。因此,粘质土水势温度效应必然较大。表1四种不同质地供试土壤 C_ψ 值的大小变化顺序正是此机理的反映。Philip 和 de Vries 的表面张力温度系数假设不能解释不同质地土壤水势温度效应差异的原因^[4]。而土壤水粘滞系数温度效应机理可定性地对不同质地、不同含水量下的此种效应给出较圆满的解释。

表1 土壤水势与温度($\psi \sim T$)关系拟合结果

土样	含水量	升温	r	C_ψ
黄	0.1987	$\psi = -80.66e^{-6.95 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9979$	-6.96×10^{-3}
绵	0.3097	$\psi = -32.31e^{-1.078 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9899$	-1.078×10^{-2}
土	0.3946	$\psi = -22.75e^{-1.38 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9997$	-1.380×10^{-2}
黑	0.2529	$\psi = -79.27e^{-8.748 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9833$	-8.748×10^{-3}
垆	0.3448	$\psi = -34.43e^{-1.081 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9649$	-1.021×10^{-2}
土	0.3922	$\psi = -22.06e^{-1.443 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9577$	-1.443×10^{-2}
垆	0.2538	$\psi = -88.12e^{-1.262 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9899$	-1.262×10^{-2}
	0.2937	$\psi = -67.48e^{-1.224 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9709$	-1.224×10^{-2}
土	0.3564	$\psi = -21.55e^{-1.226 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9619$	-1.226×10^{-2}
黄	0.3126	$\psi = -88.62e^{-1.424 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9602$	-4.24×10^{-2}
泥	0.3582	$\psi = -39.27e^{-1.410 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9789$	-1.410×10^{-2}
巴	0.4078	$\psi = -15.23e^{-1.797 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9463$	-1.797×10^{-2}
土样	含水量	降温	r	C_ψ
黄	0.1987	$\psi = -73.55e^{-4.724 \times 10^{-3} \Delta T}$	$r = 0.9844$	-4.724×10^{-3}
绵	0.3097	$\psi = -27.57e^{-4.317 \times 10^{-3} \Delta T}$	$r = 0.9925$	-6.317×10^{-3}
土	0.3946	$\psi = -18.75e^{-8.917 \times 10^{-3} \Delta T}$	$r = 0.9820$	-8.917×10^{-3}
黑	0.2529	$\psi = -71.80e^{-6.801 \times 10^{-3} \Delta T}$	$r = 0.9726$	-6.901×10^{-3}
垆	0.3448	$\psi = -27.95e^{-5.945 \times 10^{-3} \Delta T}$	$r = 0.9694$	-5.965×10^{-3}
土	0.3922	$\psi = -19.51e^{-1.339 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9769$	-1.339×10^{-3}
垆	0.2538	$\psi = -84.80e^{-1.147 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9895$	-1.147×10^{-2}
	0.2937	$\psi = -63.09e^{-1.192 \times 10^{-1} \Delta T}$	$r = 0.9667$	-1.193×10^{-2}
土	0.3564	$\psi = -18.36e^{-9.803 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9740$	-9.803×10^{-2}
黄	0.3126	$\psi = -84.44e^{-1.225 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9627$	-1.325×10^{-2}
泥	0.3582	$\psi = -136.50e^{-1.304 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9928$	-1.306×10^{-2}
巴	0.4078	$\psi = -11.01e^{-1.372 \times 10^{-2} \Delta T}$	$r = 0.9635$	-1.373×10^{-2}

* ψ 为水势绝对值 kPa 含水量单位为 $(m^3 \cdot m^{-3})$

表1中 $\Delta T = T - T_0$ 。其中参考温度 T_0 拟合时设定为 $0^\circ C$, 这仅为在此便于计算 ΔS 值, 式中 ψ_0 仅表示拟合结果, 并不真正代表 $0^\circ C$ 时土水势值。

表2 土水势温度滞后面积计算值

土样	含水量 ($m^3 \cdot m^{-3}$)	S 降温	S 升温 ($kPa \cdot ^\circ C$)	ΔS
黄绵土	0.1987	2338.56	2262.36	76.20
	0.3097	854.80	802.65	52.15
	0.3946	550.12	515.59	34.53
黑垆土	0.2529	2189.26	2083.98	105.28
	0.3448	914.87	827.02	87.85
	0.3922	524.67	476.89	47.78
垆土	0.2538	2197.41	2076.71	120.70
	0.2937	1700.23	1601.84	98.39
	0.3564	542.44	493.13	49.31
黄泥巴	0.3126	2305.12	2071.17	233.85
	0.3582	1066.70	899.92	166.78
	0.4078	330.62	266.71	63.91

土壤水势温度滞后效应是由于在升、降温过程中,土壤水势温度效应不同而产生的。含水量愈低,土壤质地愈粘,升温 and 降温过程的 C_p 和 C_s 值愈大,由式(4)可知 ΔS 的大小主要取决 C_p 和 C_s 值的贡献。表2四种土壤的 ΔS 值均随含水量的增大而减少,由此可设想,对自由水此温滞后面积必为零。因此影响土壤水势温度效应的主要因素仍然可认为是土壤水粘滞系数温度效应的机理所致。

3 结 论

(1)四种供试土壤均存在明显的水势温度效应,水势与温度间呈现显著的指数相关关系。土壤水势温度效应的大小可用其相对温度系数 C_p 来表示; C_p 不仅与含水量有关,亦随土壤质地变粘而增加。

(2)土壤水势亦存在温度滞后效应,滞后幅度可由升、降过程的 $\psi \sim T$ 曲线下所围面积 ΔS 来表示。其大小随土壤质地变粘,含水量减少而增加。利用土壤粘滞系数的温度效应可定性对此给出较为满意的解释,二者之间的定量关系还有待于研究。

参考文献

- 1 Constantz. J.,. Comparison of isothermal and isobaric water retention paths in nonswelling porous materials. Water Res. ,1991,27(12):3165~3170
- 2 张一平,白锦麟等.温度对土壤水势影响的研究.土壤学报,1990,27(4)
- 3 Taylor. S. A. ,G. L. Sterwart. ,Some thermodynamic properties of soil water. Soil Sci. Soc. Am. Proc. ,1960,24, 243~247.
- 4 Philip. J. R. ,D. A. De Vries. ,Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geophys. ,1957,(38):322~232.
- 5 Hopmans. J. W. ,J. H. Dane. ,Temperature dependence of soil water retention curves. Soil Sci. Soc. Am. J. , 1968,(50):562~567
- 6 Saxton. K. E. ,W. J. Rawls. ,Estimating generalized soil water characteristic from texture. Soil Sci Soc. Am J. , 1986,(50):1031~1036
- 7 Low. P. F. ,Physical chemistry of clay-water interactions. Adv. Agron,1961,(13):319~327