

在, A. 谢菲尔, B. 布格, Б. Дж. 贝里, B. K. 戴维斯, B. A. 阿努钦, E. 尼夫等都做了不少有成效的工作。

近年来这种趋势在欧洲地理学中更有长足的发展, 并逐步扩充到全世界。如现代景观学理论在东德的发展, 景观理论和建设地理学在苏联的发展, 在法国, 英国和其它国家综合地理学的复兴等。

我们对现代地理学现状的简要概述并不能由此得出消极的结论。相反, 当某一

学科改变自己的战略, 从新的角度看待自己的研究对象, 重新形成自己的基础问题, 并能预见到新的解决问题的方法时, 在这个学科面前就会展现一片新的, 前所未有的境界。现代地理学正处在这个时期。

现在应当是综合论者掌握地理学的时候了。

李德美摘译自《Новые идеи в географии》, № 5, 1981.

土壤水分势和土壤导水率与温度的关系

K. K. 巴甫洛娃, И. Л. 卡柳日内

在等温状况下, 土壤水分运动决定于土壤的水文物理性质, 首先是它的能量状况, 和力场的强度用土壤水分势或土壤水分压力来表示。势能梯度是水流的主要动力, 而土壤的传导性, 用导水系数表示。

在等温状况下, 水流密度等于

$$q = -K_B \frac{d\psi}{dz} \quad (1)$$

式中 K_B ——导水系数, $\frac{d\psi}{dz}$ ——土壤水分势梯度。

土壤水分势和导水系数不是常数, 它们与土壤温度有函数关系。在湿度由完全饱和降到最大吸湿性时, 土壤水分压力从零增加到数千个大气压^①, 而导水系数将减少5—6个数量级。

由于土壤水分与土壤骨骼间相互作用的复杂性, 水分势不可能从理论上确定。对于不同的土壤类型土壤水分势与温度的关系都将通过试验求得。但是任何一个方法都不可能决定在全部湿度范围内的势能

值。土壤水分势与湿度的关系 $\psi_B = f(W)$ 可应用几种方法求得(毛管仪法、张力计法、压力膜法、吸湿法)。确定水分势的困难还在于土壤水分运动的机制随着湿度的变化而变化。

在完全饱和的情况下, 土壤水分运动, 与达西定律相适应, 以渗透的形式进行。非饱和毛管水流的运动则服从普捷伊尔定律, 在该定律基础上, 根据关系式 $\psi_B = f(W)$ 制定出计算土壤导水系数的方法。如果已知渗透系数值, 便可根据阿维里亚诺娃—布达戈夫斯基公式计算出 K_B

$$K_B = K \left(\frac{W - B_3}{W_n - B_3} \right)^4 \quad (2)$$

式中: K ——渗透系数; W ——初始土壤湿度; W_n ——完全饱和时的土壤湿度; B_3 ——凋萎湿度。

只有在湿度很高, 并超过最小持水量的情况下, 按方程式(2)计算才能得到

① 1 大气压 = 1.013×10^5 帕斯卡

满意的结果。

在土壤湿度小于B3时,水分主要以薄膜状态移动。薄膜态的水分运动机制,目前研究得还很不够。用实验方法确定土壤表面传导性也仅在研究中。对于结合水运动的研究通常利用原子核磁共振法(ЯМР)、光谱法和中子散射法。

在土壤湿度低于吸湿度时,水几乎完全是以气态形式运动,它的运动机制用菲克定律描述。

土壤水分势和土壤导水率同样也取决于土壤的结构和容重,但容重对水分势的影响,在实际计算中经常是忽略不计。根据博克斯和捷依洛尔的研究,当水分压力在零到1个大气压范围内时,土壤容重每提高0.1克/立方厘米,水分势将增加2焦耳/公斤(~20.4厘米水柱)。我们的研究成果可针对不同机械组成的土壤,确定其土壤水分势的增长对湿度的依赖关系。

土壤导水系数随着土壤压实,而发生很大的变化。在评价土壤容重对土壤导水性的影响时,应明确所指的是哪一类土壤。土壤压实对土壤容积传导性(自由水和毛管水)的影响最大。随着土壤容重的提高,渗透系数减小,而土壤毛管传导性增大。这是由于在土壤不完全饱和情况下,在大孔隙中的水分处在薄膜状态,而在小孔隙中——为毛管状态。在土壤压实的情况下,大孔隙变小会引起薄膜水向毛管水转化,这就有助于提高导水系数。这个规律性只表现在一定的范围内,即土壤容重在1.4—1.5克/立方厘米范围内。密实土壤(1.7—2.0克/立方厘米)的传导性在容重变化时变化很小。至于土壤的表面传导性,目前有一种见解是,随着土壤压实、薄膜水分的导水系数提高不大。

土壤压实伴随着土壤水文常数的变化——凋萎湿度增加,最小持水量降低。土壤压实时粘重土的水文物理特性变化

最大,而对轻土壤则没有多大的影响。

Б.Н.米丘林提出公式,用以计算与土壤容重相关的最小持水量HB和凋萎湿度B3。

$$HB = 1.35 \frac{d}{r} \left(1 - \frac{d}{r}\right) < 100\% \quad (3)$$

式中:HB——最小持水量,用土壤容积的%表示; d——天然状态的土壤容重,克/立方厘米; r——土壤的固态容重,克/立方厘米。

$$B3 = 0.35 \frac{d}{r} \times 100\% \quad (4)$$

这里B3——凋萎湿度,用土壤容积的%表示。

(3)和(4)式只对其机械组成为粘重土壤,且其容重在1.0—2.0克/立方厘米之间的土壤适用。

至于温度,由于水的粘性与温度的关系十分密切,在计算渗透系数和土壤导水系数时必须予以考虑。温度对水分势的影响不大,在实际计算时水分势的温度系数可不列入。

由于土壤的机械组成成因特征各不相同和通过实验决定关系式 $\Psi_B = f(W)$ 很困难,有必要根据国内外文献中刊布的有关土壤水文物理特性的资料进行综合。Б.Н.米丘林根据大量实验资料做了这类工作。他提出了不同土壤类型的土壤水分势与水膜折算厚度(容积湿度被比面除所得的相对值)相关的关系曲线。

看来,米丘林提出的关系式 $\Psi_B = f(W)$ 很难应用到实际计算中,因为土壤比面不是十分通用的特征值,农业气象学家和土壤学家在实践中并不采用他的方法。况且不同的计算和实验方法所得的结果又无法相比较。

Б.Н.米丘林提出的关系式,没说明它适用于哪一种情况的土壤。已知,在

土壤吸水和失水时, 关系式 $\Psi_B = f(W)$ 和 $K_B = f(W)$ 是不同的。滞后现象的影响, 只有在粗糙粉碎的土壤中才可忽略不计。在同一湿度值情况下, 土壤水分势的绝对值在土壤饱和期较小, 并且土壤湿度及其粉碎度越高, 这个差别就越大。在同一湿度值情况下, 土壤导水系数在吸水时

比失水时为高 (约高一个数量级)。

利用土壤水文物理常数 (最小持水量 HB 和凋萎湿度 B3) 综合关系式 $\Psi_B = f(W)$ 和 $K_B = f(W)$ 时, 我们考虑到在失水和饱和时, 它们的数值不一致。在综合这些关系式时利用上述土壤水文常数不是偶然的, 因为这些特征值, 象关系

在特定的湿度值情况下的土壤水文物理参数

土 壤 类 型	最小持水量, 干土重的 %	土壤水分压力, 厘米水柱		导水系数, 厘米/秒	
		吸水	失水	吸水	失水
生草中灰化土, 砂壤土土层 10—20 厘米, 容重(d)=1.38克/立方厘米	14.0	258	295	1.0×10^{-4}	6.2×10^{-5}
生草灰化土, 轻质砂壤土土层 10—20 厘米, d=1.4克/立方厘米	22.3	80	257	3.7×10^{-4}	7.4×10^{-5}
生草中灰化土, 重壤土土层 60—80 厘米, d=1.28克/立方厘米	26.5	184	336	3.8×10^{-4}	1.05×10^{-4}
典型黑土, 重壤土土层 10—20 厘米, d=1.1克/立方厘米	35.0	160	346	4.5×10^{-4}	1.2×10^{-4}
土 壤 类 型	凋萎湿度	土壤水分压力, 厘米水柱		导水系数厘米/秒	
		吸水	失水	吸水	失水
生草中灰化土, 砂壤土土层 10—20 厘米, d=1.38克/立方厘米	5.8	15900	19500	1.8×10^{-8}	1.8×10^{-8}
生草灰化土, 轻质砂壤土土层 10—20 厘米 d=1.4克/立方厘米	8.0	23500	23500	3.3×10^{-8}	3.3×10^{-8}
生草中灰化土, 重壤土土层 60—80 厘米 d=1.28克/立方厘米	14.5	30000	30000	7.9×10^{-8}	7.9×10^{-8}
典型黑土, 重壤土土层 10—20 厘米 d=1.1克/立方厘米	19.5	14700	14700	3.3×10^{-7}	3.3×10^{-7}

式 $\Psi_B = f(W)$ 和 $K_B = f(W)$ 一样, 在很大程度上决定于土壤粒度和团粒结构, 它的容重和有机质含量。此外, 土壤水文常数在农业气象站网上决定, 并刊布在《土壤农业水文特性手册》中。

一些研究人员认为, 每个土壤水文常数相应于一定的势能值, 而与机械组成无关。在最小持水量情况下, 土壤水分势假定为0.3大气压, 而在凋萎湿度情况下——15大气压。

关于每个土壤水文常数相应于一定的势能值, 而与土壤粒度和结构无关的原理, 是由李恰尔兹首先提出的。以后他又否定了这个论点。

不同机械组成的土壤, 在HB情况下其土壤水分压力的变化在0.05到0.5大气压之间。我们的研究表明, 在HB情况下, 土壤水分压力在失水时接近于0.3大气压, 而在饱和时出现很大的变化(见表)。在B3情况下, 土壤水分压力同样取决于土壤粒度和结构: 土壤越粉碎, Ψ_B 值越大。土壤结构可以打乱这个规律性。根据我们实验研究的结果, 在B3情况下, 土壤水分压力的变化在14到30大气压之间。

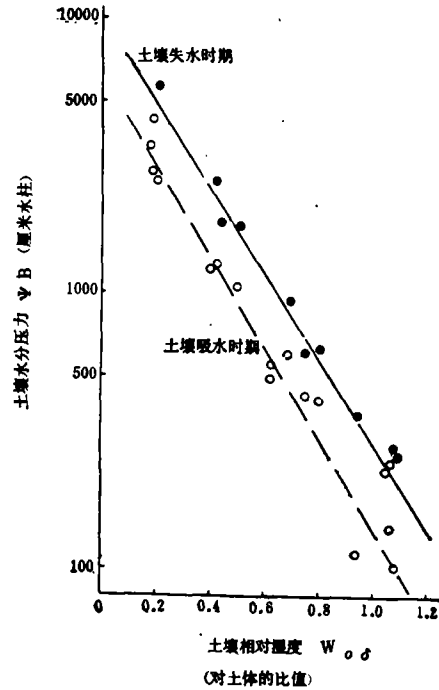
在土壤湿度接近于B3时, Ψ_l 值在失水期和饱和期实际上是一致的。

我们利用国立水文研究所水文物理实验室确定的资料, 提出 $\Psi_B = f(W)$ 和 $K_B = f(W)$ 经验关系式是以参数 Ψ_B 和 K_B 与土壤水文常数的关系为依据的。上述经验关系式的基础是土壤相对湿度

$$W' = \frac{W - B3}{HB - B3}, \text{ 式中: } W \text{——土壤初始}$$

湿度, 凋萎湿度B3和最小持水量HB。

对不同机械组成和成因特征的土壤, 得出了土壤水分压力与相对湿度统一的关系式 $\Psi_B = f(W')$ (见图)。



土壤水分压力与土壤相对湿度的关系

1—土壤失水期

2—土壤吸水期

在失水期关系式用方程式表示为

$$\Psi_B = 10220 \cdot e^{-3.58 W'} \quad (5)$$

而在吸水期, 方程式为

$$\Psi_B = 6299 \cdot e^{-3.79 W'} \quad (6)$$

式中: Ψ_B ——土壤水分压力, 用厘

米水柱表示, $W' = \frac{W - B3}{HB - B3}$, 其中的

W , $B3$, HB 用土壤容积的 % 表示。

关系式 (5) 和 (6) 适用范围是土壤湿度大于B3。

前已述及, 关系式 $K_B = f(W)$ 在吸水期和失水期不一致。在该湿度值时土壤导水系数在吸水期比失水期要高。在土壤湿度近于HB时, K_B 值的差异最大。在凋萎湿度情况下, 土壤导水系数在失水期和吸水期相等。而由于机械组成的不同, 它们又可能相差约一个等量级。

对于成因特征和机械组成不同的土壤,统一的关系式 $K_B = f(W')$ 可用指数方程表示

在失水期,关系式 $K_B = f(W')$ 的方程为 $K = 5.56 \times 10^{-8} \times e^{7.37 W'}$ (7)

式中: K_B ——土壤导水系数,厘米/秒;
 e ——自然对数的底。

在吸水期,关系式 $K_B = f(W')$ 的方程为

$$K_B = 3.51 \times 10^{-7} \times e^{6.52 W'} \quad (8)$$

关系式(7)和(8)可用于计算在土壤湿度大于 B_3 情况下的土壤导水系数。

结 论

1.在实验的基础上,确定了成因特征和机械组成不同的各类土壤的土壤水分压力和导水系数对相对湿度的关系式。

2.提出了关系式 $\Psi_s = f(W')$ 和 $K_B = f(W')$ 的分析表现形式,它可根据已知的 H_B 和 B_3 值,在湿度完全饱和到凋萎湿度范围内,计算出失水期和吸水期的土壤水分压力和土壤导水系数。

王积强译自《Труды ГГИ》, 1980, вып.268,李德美校

研究方法

新西兰坎特伯里班克斯半岛第四纪黄土

沉积物的放射性碳年代测定

K. M. 戈赫, T. A. 拉弗特, B. P. J.

研究的背景

近来新西兰第四纪黄土的研究,获得了关于黄土沉积作用和有关土壤发育的有用的报告。

新西兰黄土最深入细致的研究,集中于提马鲁城周围,并以里赛德的早期工作为开端。这里已认出至少有五层明显的黄土层,它们各以古土壤相隔。每一层均被认为代表着风化和土壤形成时期(当时几乎没有黄土堆积)的风积作用期。相继的黄土层,被认为与冰川事件为根据的时期划分相一致。

测定新西兰黄土年龄的方法

新西兰大部分黄土沉积物的含碳量都很低($>0.1\%$),而且古土壤缺乏进行

放射性碳年代测定所需要的富含有机质的A层。

根据吉布斯的意见:这个原来的A层的缺失,或者由于在埋藏前受到侵蚀,或者由于在埋藏后受到转化或混合,但这两种假说都没有得到充分证明。七十年代以前,这种黄土的相对年代,通过与冰川年代的对比来说明,只有一部分得到一些放射性碳年代的证明。最近,由于发现了一些诸如木头、生物碳,和埋藏泥碳之类的有机质黄土,以及通过测定从黄土古土壤里富含粘土的B层中分离出来的腐殖质年代,黄土年代测定的前景立即有了改善。

迄今一直用来通过放射性碳测定新西兰黄土年代的有机质物质,包括以下几