第 12 卷 第 1 期
2001 年 3 月

水 科 学 进 展
ADVANCES IN WATER SCIENCE

Vol. 12, No. 1
Mar., 2001

文章编号: 1001-6791(2001)01-0099-08

非饱和土壤水力参数预测的分形模型°

刘建国, 聂永丰

(清华大学环境科学与工程系, 北京 100084)

摘要: 综述了利用分形几何理论, 可在土壤水力性质, 包括土壤水分特征曲线及水力传导系数与土壤结构分维之间建立起一定的函数关系式。这些函数关系式大多与 Campbell 定律具有相同或相似的幂定律形式, 一方面揭示了 Campbell 定律的物理实质, 另一方面可用于土壤持水量及水力传导系数的预测。

关 键 词: 非饱和土壤; 分形; 土壤持水量; 水力传导系数

中图分类号: P 641.2; O 357.3　　**文献标识码**: A

土壤水力参数的选取和确定是土壤中水分运动和污染迁移预测的基础。在计算技术高速发展、数值方法日臻成熟的今天, 土壤水力参数的选取确定已成为影响预测准确程度的最主要因素。试验测定土壤水力参数具有周期长、成本高、数据离散等缺点。为克服这些缺点, 多年来, 众多研究者试图在土壤结构与水力参数之间建立起一定的函数关系, 从而找到一种土壤水分特征和水力传导系数测定的较为简易有效的方法。在此方面, 已有许多研究成果[1~4] (Burdine, 1953; Brooks 和 Corey, 1964; Campbell, 1974; Mualem, 1976)。这些研究成果建立的函数关系基本上是通过对大批试验数据进行曲线拟合而得到的经验公式, 或是在前人已经得出的经验公式的基础上加以改进而得到的新的经验公式, 以 Campbell 定律为代表:

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{-\frac{1}{b}} \tag{1}$$

$$\frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{2}$$

式中 θ、θ_s 分别为土壤非饱和与饱和持水量; Ψ、Ψ_a 分别为土壤吸力与进气压力; $k(\theta)$、k_s 分别为土壤非饱和与饱和水力传导系数; b 为土壤特性参数。由于这些经验公式回避了土壤结构的复杂性, 缺乏坚实的物理基础, 公式中的参数需对土样试验数据进行回归拟合才能得到, 因而使其推广受到很大限制。

近年来, 有研究者针对土壤结构的复杂性, 从土壤结构形成的物理机制出发, 利用法国数学家 Mandelbrot 创立的分形几何理论[5], 将土壤作为一种在统计意义上具有分形特征的多孔介质, 研究土壤水力性质与土壤结构之间的关系, 得到了与 Campbell 等的经验公式在形式上完全

° **收稿日期**: 2000-01-03; **修订日期**: 2000-10-18

作者简介: 刘建国 (1972-), 男, 甘肃古浪人, 清华大学环境科学与工程系博士研究生, 主要研究方向为固体废弃物污染控制。

一致或类似的关系式。这些函数关系式赋予了经验公式中的拟合参数以明确的物理意义, 加深了对土壤水力性质的物理本质的认识, 为土壤水力参数的选取确定方法指出了发展方向。

目前, 从分形角度研究土壤水力性质的分形模型主要有三种类型: 第一类为孔隙分形模型, 即认为土壤孔隙体积在空间上的分布具有分形特征, 以Sierpinski 毯为基础构建而成; 第二类为质量分形模型, 即认为土壤聚合体的质量 (或粒径) 分布具有分形特征, 而且质量分维D_m、孔隙体积分维D_p 和孔隙表面分维D_s 值相等, 以Menger 海绵为基础构建而成; 第三类为表面分形模型, 即认为孔隙表面起伏分布具有自相似的嵌套结构。

本文是近年来利用分形几何理论与方法预测非饱和土壤水力参数, 包括土壤水分特征 (土壤持水量) 及水力传导系数方面的一系列研究成果的一个综述。

1 孔隙分形模型

Pfiefei 和Avnir[6] (1983) 指出, 分形多孔介质的孔隙尺寸分布满足:

$$-\frac{dV(>r)}{dr} \propto r^{E-D} \tag{3}$$

其积分形式为:

$$V(>r) = -\beta r^{E-D} + V_0 \tag{4}$$

式中 $V(>r)$ 指尺寸大于一给定值 r 的累计孔隙体积; D 为孔隙尺寸分布分维数; E 为欧氏空间维数, 等于 2 或 3; β 为一正常数; V_0 为积分常数。

(3)、(4) 式是土壤水力性质的分形几何研究的基本公式。在给定压力势下, 尺寸小于等于 r 的孔隙中充满水, 构成土壤持水量, 即

$$\theta = V(\leq r)/V_T \tag{5}$$

式中 θ为土壤持水量; $V\leq(r)$ 指尺寸小于一给定值 r 的累计孔隙体积; V_T 为土壤样品总体积。孔隙度:

$$\Phi = \theta + V(>r)/V_T \tag{6}$$

故有:

$$d\theta/dr \propto dV(>r)/dr \tag{7}$$

孔隙尺寸与压力势之间的关系可用Young-Laplace 方程表示为

$$\Psi(r) = \frac{2\sigma\cos\alpha}{r} \tag{8}$$

式中 $\Psi(r)$ 为尺寸等于 r 的孔隙的毛细压力, 也是将尺寸大于 r 的孔隙中的水分完全排出所需施加的最小压力; σ为水的表面张力; α为水与孔隙表面间的接触角。在压力 $\Psi(r)$ 作用下, 所有尺寸大于 r 的孔隙中的水分被全部排出, 而所有尺寸小于 r 的孔隙中则充满了水分。

在上述公式基础上, Tyler 和Wheatcraft[7] (1990) 以 Sierpinski 毯为概念模型, 用其代表孔隙体积分布, 而不考虑质量分布, 推导出了与Campbell 定律形式完全一致的幂定律关系式:

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{D-2} \tag{9}$$

式中 $D-2$ (推广到三维欧氏空间中为 $D-3$) 相当于 Campbell 定律中的$-1/b$。Clapp 和Hornberger[8] (1978) 给出的 b 值范围为4.05～1.91, 相应于 (9) 式中的D 值为1.75～1.91。

(9) 式将 Campbell 定律中的 b 值与土壤孔隙体积分维 D 联系起来，初步揭示了 Campbell 定律的物理实质。

利用 Burdine[3] (1953) 和 Mualem[4] (1976) 建立的理论模型，可将土壤水力传导系数与其持水量或土水势联系起来。Burdine 推导的公式是：

$$\frac{k}{k_s} = \theta^2\left[\int_0^{\theta'}\frac{1}{\Psi^2(x)}dx \Big/ \int_0^1 \frac{1}{\Psi^2(x)}dx\right] \tag{10}$$

Mualem 推导的公式是：

$$\frac{k}{k_s} = \theta^{\frac{1}{2}}\left[\int_0^{\theta'}\frac{1}{\Psi(x)}dx \Big/ \int_0^1 \frac{1}{\Psi(x)}dx\right]^2 \tag{11}$$

(10)、(11) 式中的 k，k_s 分别为非饱和水力传导系数及饱和水力传导系数；$\theta' = \theta/\theta_s$ 为无量纲含水量。

将 (9) 式代入式 (10) 式及 (11) 式中，可得：

$$\frac{k}{k_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\frac{2D-6}{D-2}} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{2D-6} \tag{12}$$

$$\frac{k}{k_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\frac{5D/2-7}{D-2}} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{\frac{5}{2}D-7} \tag{13}$$

Perrier[9] (1996) 定义 (4) 式中的积分常数 V_0 为半径介于最小孔隙尺寸 0 和最大孔隙尺寸 r_{max} 间的孔隙体积，即：

$$V_0 = \beta r_{max}^{3-D} \tag{14}$$

令 $\theta_s = \Phi$，则将 (14)、(4)、(8) 式入 (6) 式，得：

$$\theta_s = \theta + \frac{V_0}{V_T}\left[1 - \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{D-3}\right] \tag{15}$$

式中 $\theta_s \leq V_0/V_T \leq 1$。当 $V_0/V_T = \theta_s$ 时，上式转化为与 Campbell 定律一致的形式；当 $V_0/V_T = 1$ 时，上式转化为与下面将要述及的 Rieu 和 Sposito[10][11] (1991) 的研究结果完全一致的形式。

2　质量分形模型

Rieu 和 Sposito[10][11] (1991) 以 Menger 海绵为概念模型 (Menger 海绵具有质量分维、孔隙体积分维和孔隙表面分维相等的特点)，建立了土壤结构的质量分形模型。Rieu 和 Sposito 提出了不完全碎裂的概念，这样一方面保证了土壤聚合体满足质量分形关系，同时也保证了土壤孔隙空间固体颗粒的结构稳定性。所谓不完全碎裂，指的是被自相似的裂隙网络分割而成的自相似的土壤聚合体在各个级别上均以相同概率分裂成次一级聚合体，而不是完全分裂为次一级聚合体。在此基础上，在土壤孔隙度、密度、粒径分布、持水量、土水势、水力传导系数和土壤分形参数之间建立了七个可用实验验证的关系式，其中关于持水量和水力传导系数预测的两个为

$$\theta = \theta_s - 1 + \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{D_m-3} \tag{16}$$

$$k_i = (\rho_w g/12\mu)\left(\beta_r \sum_{j=1}^{m-1} P_j^2 G^j\right) \tag{17}$$

(16) 式中 D_m 为不完全碎裂体的质量分维，取值为：2.76（砂土），2.90（粉砂粘壤土），2.99（粘土）。模型预测与实验结果在总体上吻合较好，说明不完全碎裂的概念适用于土壤结构。可以看出，(16) 式是 (15) 式在 $V_0/V_T=1$ 时的特殊形式。(17) 式中 ρ_w、μ、g 分别为水的密度、粘滞系数和重力加速度；β、G 为不完全碎裂土壤孔隙系数和不发生碎裂的概率值在二维欧氏空间中的对应值，可由不完全碎裂土壤的分维 D_m 和完全碎裂土壤的分维 D_m' 确定；P_j 为土壤中裂隙在垂直水流运动方向的开度。利用这关系式预测了粉质粘壤土的非饱和水力传导系数，得出：$k(\theta)=5.169\times10^{-5}\theta^{29.148}$ m/s，与实验结果基本一致。

Kravchenco 和 Zhang[12] (1998) 根据其推导的求固体颗粒尺寸分布分维的方法，利用 (16) 式和 Campbell 定律（包含残余含水量 θ_r 项），预测了 110 个样品的土壤水分特征曲线。在 0 到 100 cm 压力头范围内，(16) 式对砂土和壤土的预测结果较好；而在 0 到 2 000 cm 压力头范围内，Campbell 定律对细粒土，包括砂质粘壤土、粉质粘壤土、粉壤土、粉土、粉质粘土、砂质粘土和粘土的预测结果较好。

Filgueria 等[13] (1999) 通过实验，对比分析了用粒径分布和 (16) 式两种不同的方法求得的 D_m 值，证明两者在统计上无显著差异。

Gomendy 等[14] (1999) 分别利用扫描电镜薄片实验、压汞实验及 (16) 式等三种不同的方法求得了一种粉土的质量分维，发现利用 (16) 式得到的分维值大于利用压汞实验得到的分维值，而后者又大于利用扫描电镜薄片实验得到的分维值。Gomendy 等对此的解释是：①部分孔隙中同时存在着水和汞；②土壤排水与压汞之间存在滞后效应。

Perfect 等[15] (1996) 对 Rieu 和 Sposito[10][11] (1991) 模型和 Tyler 和 Wheatcraft[7] (1990) 模型进行了一定改进，在进气压力 Ψ_a 和质量分维 D_m 之外，引入第三个参数 Ψ_d，代表排出最小孔隙中的水所需的最小压力，推导的公式为

$$\frac{\theta}{\theta_s}=\frac{\Psi^{D-3}-\Psi_d^{D-3}}{\Psi_a^{D-3}-\Psi_d^{D-3}} \tag{18}$$

此式与 Ross 等[16] (1991) 提出的经验公式一致。用 (18) 式成功地拟合了从粉细砂壤土到重粘土的各种不同原状土以及砂岩、沙、过筛土、玻璃微珠等的持水特性。总体而言，(18) 式的拟合结果优于 (9) 式和 (16) 式的拟合结果。但是 (18) 式拟合得到的分维值 D 中较大一部分值大于 3。大于 3 的 D 值在物理上是没有意义的。这表明模型的某些假设不成立，或者说所拟合的土壤并非质量分形体。

Perfect[17] (1999) 利用 (18) 式对六种土壤的土壤水分特征曲线进行了拟合，得到的分维值 D 介于 2.60（砂壤土）～2.90（粘土）之间。土壤颗粒越细，分维值 D 越大，土壤水分特征曲线曲率越小。同时指出，只有对完整的土壤水分特征曲线（从干燥到饱和）进行拟合，才能得到较为精确的分维值，否则，就可能出现 $D>3$ 的不合理情况。在完整的土壤水分特征曲线难以获得的情况下，可令 (18) 式中的 $\Psi_d=10^6$ kPa 进行近似拟合。这些拟合反过来表明了通过土壤结构预测测定预测土壤水力参数的可行性。

Crawford[18] (1994) 认为，Rieu 和 Sposito[10][11] (1991) 等人的预测模型假设过于简单，未能体现土壤孔隙连通性对土壤水力性质的影响。为此，引入分形谱维数 d_s 代表孔隙连通性，得出公式为

$$k(\theta)=\theta^{(R-1)[3+2(D_m/d_s)-D_m]/(D_m-3)} \tag{19}$$

式中　R 为另一个反映土壤结构特性的函数。分形子谱维数 d_s 一般要通过数值方法才能确定。由于 R、d_s 的确定较为复杂, 限制了 (19) 式的应用。

3　表面分形模型

de Gennes[19] (1985) 建立了土壤的两种孔隙表面分形模型: 一种模型的孔隙表面由自相似的小坑互相嵌套而成, 另一种模型的孔隙表面由自相似的土壤聚合体粘结而成。在这两种模型的基础上推导出的土壤持水公式与 Campbell 定律的形式完全一致:

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a}\right)^{D_s - 3} \tag{20}$$

式中　D_s 为土壤孔隙表面分维。Davis[20] (1989) 用上式拟合了一种砂岩的持水量实验数据, 拟合的压力范围为 0.7～9.4 MPa, 得到 $D_s = 2.55$, 与 Katz 和 Thompson[21] (1985) 利用扫描电镜直接测得的 D_s 值一致。Davis 认为, 在此压力范围内, 水分可能存在于微小孔隙中, 但相互之间通过薄膜水发生联系。

Pape 等[22] (1987) 建立的模型类似于 de Gennes[19] (1985) 的模型。在 Pape 等的模型中, 孔隙表面结构为理想分形, 而孔隙体积分布为非理想分形, 推导出 $\lg\theta$ 与 $\lg\Psi$ 之间呈曲线关系, 并且曲线渐进到达常数值 θ_r。这一性质使此模型在模拟土壤水分特征曲线时有较大灵活性。

Tyler 和 Wheatcraft[23] (1989) 对 Arya 和 Paris[24] (1981) 建立的半经验模型进行了进一步研究。Arya 和 Paris 模型将土壤颗分曲线转化为土壤水分特征曲线, 基本假定是土壤的颗粒尺寸与相应的孔隙半径之间存在一定关系, 并将土壤孔隙通道简化为圆柱形毛细管束。毛细管束的体积是颗粒尺寸, 相应颗粒尺寸的质量分数及一个经验拟合系数 a 的函数。后来, Arya 等[25] (1999) 改进了 α 的拟合方法, 预测精度进一步提高。Tyler 和 Wheatcraft[23] (1989) 假设孔隙通道并非平直光滑曲面, 而是崎岖不平的分形曲面, 证明 a 等价孔隙表面分维 D_s, 代表了孔隙表面的崎岖程度。D_s 可通过测定颗粒质量分维 D_m 而间接获得。绝大多数土壤的 D_s 值介于 1.011～1.485 (二维欧氏空间)。通过将 a 与表面分维 D_s 联系起来, Arya 和 Paris 模型的通用性得到了一定的提高。

Toledo 等[26] (1990) 利用分形几何和薄膜物理理论, 建立了土壤水分特性及非饱和水力传导系数的预测模型。在低含水量情况下, 土壤中的水以覆盖在孔隙壁上的薄膜水和占据微小孔隙及边角处的悬挂水的形式存在。推导的土壤持水量与非饱和水力传导系数公式为

$$\theta \propto \Psi^{D_s - 3} \tag{21}$$

$$k \propto \theta^{3/m(3 - D_s)} \tag{22}$$

式中　m 为薄膜界面分离力 π 与薄膜厚度 h 之间的函数关系式中的指数 ($\pi \propto h^{-m}$), 与孔隙表面结构无关。利用 Nimmo 和 Abstin[27] (1988) 的实验数据验证这一模型, 发现 $m \approx 0.48$, $2.1 < D_s < 2.7$。D_s 的取值范围与 Katz 和 Thompson[21] (1985) 的扫描电镜实测结果一致。

Shepard[28] (1993) 在毛细管模型基础上, 利用 Koch 曲线模拟土壤中孔隙通道的曲折程度。孔隙水流能够发生偏转的最小直线长度为水流毛细直径, 因此定义 Koch 曲线上的最小直线段长度等于孔隙水毛细直径, 由土壤水分特征曲线确定。毛细直径越小, 孔隙通道越长, 二者之间呈幂定律关系。据此, 得到了一个土壤水力传导系数计算的积分公式:

$$k(\theta) = (g/8\mu)\int r^2 T^{-2n} d\theta \tag{23}$$

式中 g、μ 含义与(17)式中相同，r 为毛细半径，T 为曲折度比(对Koch曲线，$T=4/3$)。利用(23)式计算了砂土、壤土和粘土等三种土壤的水力传导系数，与Clap和Hornberger[8](1978)的实测值非常接近，但在临近饱和时，误差较大。

4 结　论

土壤是一种非常复杂的三相体系，水力学性质在很大程度上受土壤结构控制。分形几何是定量描述土壤结构及水力性质的有力工具。利用分形几何理论建立的孔隙体积分形模型、质量分形模型和孔隙表面分形模型可以对Campbell定律提供合理的物理解释，对土壤水力性质参数，包括土壤持水量、水力传导系数进行有效的预测，为土壤水力参数的选取和确定开辟了新的途径。

尽管如此，由于土壤成分与结构十分复杂，而且利用分形几何理论研究土壤结构及其水力性质的工作尚处于起步阶段，因此对土壤结构的不同类型的分维数之间的关系在认识上还有许多模糊的地方，土壤水力性质预测的分形模型的假设条件中存在自相矛盾之处。而且，由于验证分形模型预测准确性的实验数据大多是为其它目的而采集的，一般都没有土壤结构分维的数据，因此只能通过对实测的土壤水分特征曲线进行拟合分析而得到结构分维值，再利用分维值预测水力传导系数。有些曲线拟合得出的分维值没有直观的物理意义。今后应多采用独立测定的土壤结构分维值来验证分形模型预测土壤水力参数的可靠性。另外，由于土壤水力性质在不同含水率和不同压力势情况下由土壤结构的不同部分控制，因此一个完善的分形预测模型应包含多个分维才能刻画土壤结构的不同细节对土壤水力性质的不同影响。

还需要提出的是，上述分形模型仅考虑了土壤孔隙大小及孔隙通道曲折程度等对土壤水力特性的影响，而未考虑颗粒表面化学性质、有机物含量、流体特性等的影响，因而其局限性也是显而易见的。

参考文献:

[1] Brooks R H, Coery A T. Hydraulic Properties of Porous Media[C]. Hydrology Paper 3. Colorado State University. Fort Collins. 1964.

[2] Campbell G S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data[J]. Soil Sci, 1974, 117(6): 311-314.

[3] Burdine N T. Relative permeability from size distribution data[J]. Trans Am Inst Min Metall Pet Eng, 1953, 198: 71-78.

[4] Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resour Res, 1976, 12(3): 513-522.

[5] Mandelbrot B B. The Fractal Geometry of Nature[M]. W H Freema, New York, 1982.

[6] Pfeifei P, Avnir D. Chemistry in noninteger dimensions between two and three: Ⅰ. Fractal theory of heterogeneous surfaces[J]. J Chem Phys, 1983, 79: 3 358-3 565.

[7] Tyler S W, Wheatcraft S W. Fractal process in soil water retention[J]. Water Resour Res, 1990, 26: 1 047

- 1 054.

[8] Clapp R B, Hornberger G M. Empirical equations for some hydraulic properties[J]. Water Resour Res, 1978, 14: 601- 604.

[9] Perrier E, *et al*. Models of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution[J]. Water Resour Res, 1996, 32: 3 025- 3 031.

[10] Rieu M, Sposito G. Fractal fragmentation. soil porosity and soil water properties Ⅰ. Theoty[J]. Soil Scie Soc Am J, 1991, 55: 1 231- 1 238.

[11] Rieu M, Sposito G. Fractal fagmentation, soil porosity and soil water properties Ⅰ. Applications[J]. Soil Sci Soc Am J, 1991, 55: 1 239- 1 244.

[12] Kravchenko A, Zhang R. Estimating the soil water retention from particle-size distribution: a fractal approach[J]. Soil Science, 1998, 163(3): 171- 179.

[13] Filgueira R R, *et al*. Comparison of fractal dimensions estimated from aggregate mass-size distribution and water retention scaling[J]. Soil Science, 1999, 164(4): 217- 223.

[14] Gomendy V, *et al*. Silty topsoil structure and its dynamics: the fractal approach[J]. Geoderma, 1999, 88: 165- 189.

[15] Perfect E, *et al*. An improved fractal equation for the soil water retention curve[J]. Water resourc Res, 1996, 32: 281- 287.

[16] Ross P J, *et al*. Equation for extending water-retention curves to dryness[J]. Soil Sci Am J, 1991, 55: 923 - 927.

[17] Perfect E. Estimating soil mass fractal dimensions from water retention curves[J]. Geoderma, 1999, 88: 221- 231.

[18] Crawford J W. The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil[J]. Eur J Soil Sci, 1994, 45: 493- 501.

[19] de Gennes P G. Partial filling of a fractal structure by a wetting fluid[M]. In: Adler, D. *et al*. (Eds). Physics of Disordered Materials. New York: Plenum Press, 1985, 227- 241.

[20] Davis H T. On the fractal character of the porosity of natural sandstone[J]. Europhys Lett, 1989, 8: 629- 632.

[21] Katz A J, Thompson A H. Fractal sandstone pores: implication for conductivity and pore formation[J]. Phys Rev Lett, 1985, 54: 1 325- 1 328.

[22] Pape H, *et al*. Interlayer conductivity of rocks- a fractal model of interface irregularities for calculating interlayer conductivity of natural porous mineral systems[J]. Colloids Surf, 1987, 27: 97- 112.

[23] Tyler S W, Wheatcraft S W. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation[J]. Soil Sci Soc Am J, 1989, 53: 987- 996.

[24] Arya L M, Paris J. A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data[J]. Soil Sci Soc Am J, 1981, 45: 1 023- 1 030.

[25] Arya L M, *et al*. Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle-size distribution data[J]. Soil Sci Soc Am J, 1999, 63: 510- 519.

[26] Toledo P G, *et al*. Hydraulic conductivity of porous media at low water content[J]. Soil Sci Soc J, 1990, 54: 673- 679.

[27] Nimmo J R, Akstin K C. Hydraulic conductivity of a sandy soil at low water content after compaction by various methods[J]. Soil Sci J, 1988, 52: 303- 310.

[28] Shepard S J. Using a fractal model to compute the hydraulic conductivity function[J]. Soil Sci Soc Am J,

1993, 57: 300- 306.

Fractal Models for Predicting Unsaturated Soil Hydraulic Parameters

LIU Jian-guo, NIE Yong-feng

(*Department of Environmental Science and Engineering, Tsinghua University, Beijing* 100084, *China*)

Abstract: The soil structures, including soil particle mass (size) distribution, pore volume distribution and solid-pore interface roughness, are fractals in limited length-scales and may be represented by mass fractal dimension, pore volume fractal dimension and surface fractal dimension. The functional equations consistent with the Campbell Law have been established between fractal dimensions and the hydraulic properties of soils in literatures reviewed. The equations disclose the physical mechanism of the Campbell Law and may be used to predict soil water retention and hydraulic conductivity of unsaturated soil.

Key words: unsaturated soil; fractal; soil water retention; hydraulic conductivity

---