

## 雲林田洋地區土壤水分滲漏之估計

### Estimation of Soil Water Percolation at Tian-Yang in Yun-lin Area

國立台灣大學農業工程學系副教授

張文亮  
Wen-Lian Chang

#### 摘 要

根據達西公式，推導出土壤水分滲漏速率是滲漏時間、土壤深度與導水係數的函數。以雲林田洋地區為例，根據理論推導，在地面灌溉停止後二個月，乾燥的表土水分的傳輸速率祇有19.5%的飽和導水係數，但是6公尺深的地下水有96.7%的飽和導水係數的速率。已知該地區的地面水受豬糞尿污染，經過滲漏作用流至地下含水層，可能是導致該地區地下水質惡化的原因。

關鍵詞：滲漏，導水係數。

#### ABSTRACT

The percolation rate, which is derived from the Darcy's equation, is a function of time, soil depth and hydraulic conductivity. In the case of Tian-yang in Yun-lin area, after two months of the last date of surface irrigation, percolation rate remained only 19.5% of saturated hydraulic conductivity at the soil surface, but 96.7% of saturated hydraulic conductivity at the 6m soil depth, which is the depth of groundwater. Since irrigation water is polluted by swine waste, percolation is the main cause of groundwater pollution in that area.

Keywords: Percolation, Hydraulic conductivity.

#### 一、引 言

當地表水滲入土壤停止後，土壤水分仍然繼續向下移動，這種現象稱為滲漏(percolation)<sup>(10)</sup>。根據達西公式，滲漏的原因，主要來自不同深度土壤的水分能量差。在滲漏的初期，因著土壤含水量不同，所產生的壓力差是導致水分移動的主要機構

<sup>(12)</sup>。當土壤水分在整個土壤剖面逐漸趨於一致，水分的移動則是受重力能量的影響<sup>(3)</sup>。無論是壓力或是重力能量為水分運動的主要影響，滲漏作用都是在土壤水分非飽和的狀態下進行，所以也受土壤非飽和的導水特性影響，這稱為非飽和導水係數(unsaturated hydraulic conductivity)<sup>(13)</sup>表示之。

許多的實驗顯示非飽和導水係數是很小的值<sup>(8),(9)</sup>，所以滲漏速率緩慢，在大尺度的水文循

環，滲漏量遠少於地表逕流量或是降雨量，因此在水收支平衡(water balance)，滲漏量經常祇被視為一個很小的定值，或是忽視其量。但是在微尺度的考量，滲漏作用對於農業灌溉<sup>(5)</sup>、排水<sup>(14)、(15)</sup>與地下水污染<sup>(11)</sup>具有關鍵性的影響。例如，根區土壤的滲漏速愈率快<sup>(7)</sup>，其保水性就愈差，因此需要增加灌溉頻率(irrigation frequency)，有些學者<sup>(16)</sup>就以田間含水量(field capacity)代表初期滲漏後，作物根區土壤的含水量。滲漏量也是地面水對於地下水的補助量，當地表水被污染時，滲漏速率愈大的地區，地下水被污染也愈快<sup>(6)</sup>。

由於民生用水與工業用水日漸增加，農業用水逐漸減少。地下水成為本省重要的水資源，尤其是在乾旱時期更成為灌溉用水的主要來源。在最近水利會與農民使用水井發現有些地下水已被污染，產生水容易阻塞或腐蝕的現象<sup>(2)</sup>，而且抽出地下水的水質漸劣，影響灌溉使用與水井操作成本。

雲林的田洋最近二年來，該地區新鑿的水井，都發生地下水質劣化<sup>(2)</sup>。該地區是以農業為主，沒有污染性工廠。地面水的可能污染源是該地區許多的中小型養豬舍，致使該地區大小灌溉渠道成為豬糞尿的排水溝。農民長期引灌這種污水，即使部份以抽取地下水來稀釋，為避免水稻受害，但是滲入土壤的污染水，可能進入地下水，導致該區域地下水質的全面惡化。

本研究的目的，就是以滲漏原理，推導理論，配合田洋地區土壤的實驗結果，計算滲漏速率，以探討地面的污染，可能污染至地下水的速率。

## 二、材料與方法

根據質量不滅定律

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial Z} \dots\dots\dots (1)$$

$\theta$  為土壤含水量

$t$  為時間

$q$  為滲漏通量(flux)

$Z$  為向下移動的距離

令  $L$  是滲漏的土壤深度：

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = - \int_0^L \frac{\partial q}{\partial Z} dZ = -(q_L - q_0) \dots\dots\dots (2)$$

$q_L$  為  $L$  深度的水流通量

$q_0$  為地表水流通量。

因為滲漏的考慮的先決條件是入滲已經停止，所以沒有水分由地表進入，故  $q_0=0$ 。(2)式可以改寫為：

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = -q_L \dots\dots\dots (3)$$

(3)式的左端可另表示為

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L \theta dZ \dots\dots\dots (4)$$

由地表到  $Z=L$  的平均含水量  $\bar{\theta}$  為

$$\bar{\theta} = \frac{\int_0^L \theta dZ}{\int_0^L dZ} \dots\dots\dots (5)$$

或表示為

$$L \cdot \bar{\theta} = \int_0^L \theta dZ \dots\dots\dots (6)$$

將(6)與(4)式代入(3)式，得

$$L \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -q_L \dots\dots\dots (7)$$

土壤剖面平均含水量隨時間的遞減，是受深層滲漏量( $\theta_L$ )的變化，故

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = C \frac{\partial \theta_L}{\partial t} \dots\dots\dots (8)$$

$C$  為常數，代表滲漏量佔土壤水分遞減量的百分比。如果考慮作物蒸散或表土蒸散，則  $C>1$ 。如假設滲漏是唯一的考慮，則  $C=1$ ，故

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \frac{\partial \theta_L}{\partial t} \dots\dots\dots (9)$$

將(9)代入(7)式

$$L \cdot \frac{\partial \theta_L}{\partial t} = -q_L \dots\dots\dots (10)$$

由(10)式知，在土壤的任何深度，可表示為

$$L \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} = -q \dots\dots\dots (11)$$

根據達西公式(Darcy's Law)

$$q = -K \frac{dH}{dZ} \dots\dots\dots (12)$$

$K$  是導水係數， $H$  是總水頭。

$$H = H_p - Z \dots\dots\dots (13)$$

$H_p$  是壓力水頭。(12)式代入(11)式得

$$\begin{aligned} q &= -K \left( \frac{dH_p}{dZ} - \frac{dZ}{dZ} \right) \\ &= -K \frac{dH_p}{dZ} + K \dots\dots\dots (14) \end{aligned}$$

在入滲移動，水分主要是由壓力與重力梯度來推動，但是當入滲停止後，地表水分仍繼續向下移

動，不久整個剖面土壤水分相差甚微，那時水分的向下主要是靠重力，而非壓力梯度，故  $\frac{dHp}{dz} = 0$ 。(13)

式可改寫為

$$q = K \dots\dots\dots (14)$$

(14)式代入(11)式

$$L \frac{d\theta}{dt} = -K \dots\dots\dots (15)$$

假設土壤水分特性K與  $\theta$  的關係(9)可以表示為

$$K = K_0 \exp[\beta(\theta - \theta_0)] \dots\dots\dots (16)$$

$\theta_0$ 與 $K_0$ 是入滲停止，或是水分開始滲漏時土壤剖面含水量與導水係數。 $\beta$ 是土壤水分特性參數， $\beta$ 愈大代表K值隨著土壤水分的降低，而急劇的減小，例如粗質砂土<sup>(14)</sup>。

將(15)代入(16)式

$$L \cdot \frac{d\theta}{dt} = -K_0 \exp[\beta(\theta - \theta_0)] \dots\dots\dots (17)$$

或改寫為

$$-\exp[-\beta(\theta - \theta_0)] d\theta = \frac{K_0}{L} dt \dots\dots\dots (18)$$

兩邊乘以  $-\beta$ ，並積分

$$\int_0^{\theta} \exp[-\beta(\theta - \theta_0)] d(-\beta\theta) = \frac{K_0\beta}{L} \int_0^t dt \dots\dots\dots (19)$$

(19)式解得

$$\exp[-\beta(\theta - \theta_0)] \Big|_{\theta_0}^{\theta} = \frac{K_0}{L} \beta t$$

或

$$\exp[-\beta(\theta - \theta_0)] - 1 = \frac{K_0}{L} \beta t \dots\dots\dots (20)$$

(20)式可另表示為

$$-\beta(\theta - \theta_0) = \ln\left[1 + \frac{K_0\beta t}{L}\right] \dots\dots\dots (21)$$

或改寫為

$$\theta = \theta_0 - \frac{1}{\beta} \ln\left[1 + \frac{K_0\beta t}{L}\right] \dots\dots\dots (22)$$

由(22)式可知不同深度的土壤，在時間t的延時下的含水量變化。故深層土壤的滲漏量 ( $\Delta\theta$ ) 為

$$\begin{aligned} \Delta\theta &= \theta_0 - \theta \\ &= \frac{1}{\beta} \ln\left[1 + \frac{K_0\beta t}{L}\right] \dots\dots\dots (23) \end{aligned}$$

如果考慮蒸發散損失，則 $C > 1$

$$\Delta\theta = \frac{1}{\beta} \ln\left[1 + \frac{K_0\beta t}{CL}\right] \dots\dots\dots (24)$$

本文假設蒸發散的損失很小，可以忽略之，此時 $C =$

1。將(24)代入(11)式，導得滲漏通量。

$$\begin{aligned} q &= -L \frac{d\theta}{dt} \\ &= -L \frac{\frac{1}{\beta} \ln\left[1 + \frac{K_0\beta t}{L}\right]}{dt} \\ &= -L \cdot \frac{1}{\beta} \cdot \frac{K_0\beta}{L} \left[ \frac{-1}{1 + \frac{K_0\beta t}{L}} \right] \\ &= \frac{K_0}{1 + \frac{K_0\beta t}{L}} \dots\dots\dots (25) \end{aligned}$$

(25)式中的 $K_0$ 與 $\beta$ 需要由土壤水分實驗才能測定。如考慮地面水對地下水的補助，則 $L$ 為地面至地下水面的深度。

土壤採取自雲林田洋田區，種植主要以旱作甘蔗為主。該田區附近的水井有地下水質劣化，地下水深距地面6m深。整個地下含水層以上至地面的土質均勻，以細沙為主（資料由水利局提供），其質地95~97%為砂粒，黏土含量低於1%。在田間以採土器，採土壤至1.8m深，將土壤充分混合後，放在溫室內經過風乾，以木槌分散土塊，再經過2mm的篩網過篩。將過篩的土壤分層填充在壓力盒（pressure cell，美國Soil Moisture公司製）內，以供水管自底緩慢飽和後，再用跌水頭方法（dropping water head method），測定-10、-50、-100、-250、-300cm負壓下的非飽和導水係數<sup>(1)</sup>分別為0.206、0.038、0.020、0.0067、0.0069cm/day，含水量分別是0.3506、0.3287、0.3051、0.2670、0.2576。實驗後將土壤烘乾，測定飽和含水量為42.3%。由(25)式，可以表示導水係數與含水量的關係式為：

$$K = 1.12 \frac{cm}{day} \exp[0.3075(\theta - 42.3)] \dots\dots\dots (26)$$

(26)式的1.12cm/day為飽和導水係數，0.3075為 $\beta$ 值。

### 三、結 果

依照所推導的滲漏公式，滲漏速受土壤深度、時間、導水係數與土壤水分特性參數 $\beta$ ，四個因子所影響。 $\beta$ 是非飽和導水係數在自然對數與時間的斜率，因為粗質地土壤的導水係數隨時間的變化率較細質地大，所以 $\beta$ 值也較大。田洋的沙土 $\beta$ 值為0.3075。 $\beta$ 質愈大，依(25)式，其滲漏速率愈小，因此在淺層沙土，導水係數近飽和，其初期滲漏速率很快，但在一段時間後，滲漏速率因為導水係數急

劇的減小而變的非常緩慢，甚至比起蒸發散量可以忽略不計，這個理論結果符合早期田間容水量的觀念<sup>(4)</sup>。但是淺層黏土，因為 $\beta$ 值很小，因此非飽和導水係數變化很小，在一段時間後，淺層土壤的含水量仍受滲漏影響，因此土壤含水量仍在減少，若用一個定值的田間容水量來代表則會有誤差。

土壤深度對於滲漏速率亦是關鍵的影響，理論推導結果顯示，愈深土壤的滲漏速率，時間愈久，比表土層的滲漏速率要大很多，原因是淺層土壤水因受重力的影響大部份都移動到深層去，所以深層的非飽和導水係數較淺層為大。這種現象使得的判斷地面水對於地下水的污染，不能祇因為表土看來乾燥就以為，污染的隨水分移動緩慢，而不會傳輸至地下水層，其實粗質沙土，表土看似乾燥，表土底下的深層仍有接近飽和導水係數的滲漏速率，進入地下水。例如以田洋為例，在入滲停止後二個月，地表下5cm的滲漏速率為

$$q = \frac{1.12}{1 + \frac{1.12 \times 0.3075 \times 60}{5}} = 0.218 \text{ cm / day}$$

祇為飽和導水係數的19.5% $= (0.218/1.12) \times 100\%$ 。而在地下含水層600cm的滲漏速率為

$$q = \frac{1.12}{1 + \frac{1.12 \times 0.3075 \times 60}{600}} = 1.083 \text{ cm / day}$$

為飽和導水係數的96.7% $= (1.083/1.12) \times 100\%$ 。證明在田洋用受污染的灌溉水，灌溉甘蔗，在停灌二個月後，污染水仍以接近飽和導水係數的速率在進入地下水。因此在沙質地上灌溉污染水，能嚴重的惡化地下水。

#### 四、討 論

公式推導的結果，顯示在固定的地下水位，滲漏速率與土壤質地、滲漏時間與地下水深度有密切的關係，由實驗室的土壤水分實驗，測得導水係數與土壤水分關係式，可以用來計算滲漏速率，但是在田間的實驗狀況，最好是以滲漏計(lysimeter)來驗證之，因為田間土壤有很多的變因，例如土壤的龜裂、植物的根與蚯蚓洞穴所產生的大孔隙(macropores)，使得的局部地區的滲漏影響顯著，以致地下水所接受的水分，不是大面積的平均滲漏量所能代表。

本文所用的導水係數是土壤剖面的平均值，如果土壤有一層硬盤或是黏土層，則不同土層導水係數太大的差異性，使得的平均導水係數不能直接使用在公式計算上，最好依土壤質地的不同分層計算。本文的地面蒸散也未考慮在內，因此滲漏在理論上的發展，加上上述優勢流影響(preferred flow)尚待日後的研究突破。

#### 五、誌 謝

本研究計劃的進行，承蒙農委會經費的補助，實驗進行有農業工程研究中心劉玉雪技師、李寶鍾副技師、吳浚霖助理技師的協助，在此一併致謝。

#### 六、參考文獻

- 1.張文亮、施嘉昌，1992，學甲地區地下水毛細管上升至地表面最大量之模擬，地下水調查分析及保育管理研討會，p.283~287。
- 2.張文亮、李寶鍾、吳浚霖、劉玉雪，1992，雲林地區地下水質導致水井淤塞與其清除方法之研究，農業工程研究中心研究報告，AERC-92-RR-14。
- 3.Beven, K., and P. Germann. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* Vol. 18, p.1311-1325.
- 4.Black, T.A., W.R. Gardner, and G.W. Thurtell. 1969. The prediction of evaporation, drainage, and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 33, p.655-660.
- 5.Bouwer, H., and R.C. Rice. 1989. Effect of water depth in groundwater recharges basins on infiltration. *J. Irrig. and Drain.Div.*, Vol. 115, p.556-567.
- 6.Fetter, C.W. 1993. *Contaminant Hydrology.* Macmillan Publishing Company.
- 7.Gardner, W.R., and R.H. Brooks. 1956. A descriptive theory of leaching. *Soil Sci.* Vol. 83, p.295-304.
- 8.Gardner, W.R., D. Hillel, and Y. Benyamini. 1970a. Post irrigation movement of soil water. I. Redistribution. *Water Resour.Res.* Vol. 6. p.851-861.
- 9.Gardner, W.R., D. Hillel, and Y. Benyamini. 1970b. Post irrigation movement of soil water: II.