

灌溉缺水時期淺層地下水毛管上升 對作物需水之補助

Upward Movement of Capillary from Shallow Groundwater to Supplement Crop Water Requirement in Irrigation Deficit Period

國立台灣大學農業工程學系教授

張文亮

Wen-Lian Chang

摘 要

以節水灌溉的觀點，淺層地下水毛管上升是不可忽視的自然水源。在豐水期的土壤水分深層滲漏，可視為地面水對淺層地下水之補助。在枯水期，地表土壤的水分枯乾，與淺層地下水間產生的壓力水頭差，能使毛管水移動至地表，供地表蒸散所需。本研究將毛管上升分為非穩定態與穩定態二階段，並以理論推導毛管上升在不同階段的運動方程式，配合實驗室以 70 公分與 200 公分之土柱，觀測毛管上升高度與通量之變化。實驗室的觀測結果與甲旱作田間試驗站之觀察，證明當毛管上升通量趨於穩定態時，毛管上升足夠供旱作根區田間容水量的土壤水分，使地表面 0~7cm 的深度有高於凋萎點的土壤水分。其毛管上升通量為 1.0mm/day，近似 2/3 的飽和導水係數。以毛管水分的上升通量與毛管上升區的土壤剖面水分分佈，這些水量不足以提供旱作最大生產量，但可避免作物缺水逆境，提供最經濟的產量。

關鍵詞：毛管上升，缺水灌溉。

ABSTRACT

Capillary uptake from shallow groundwater shall be considered as an important water resource for irrigation supplementation. During wet period, level of shallow groundwater is closed to soil surface from deep percolation. However, during dry period, capillary uptake may bring large amount of water up to soil surface by pressure gradient, thus to make up deficiency of evapotranspiration. In this study, capillary

movement is categorized to steady and unsteady state and movement equations are derived from Darcy's Law. 70cm-and 200 cm-soil-columns are used as apparatus for capillary uptake investigation. Investigated results were compared with field observation in Hsueh-Chia Upland Crop Experimental Station. This comparison showed that capillary uptake can supply soil water higher than field capacity in root zone, and the soil water is also higher than wetting point in 0-7cm soil surface under steady condition. Flux of capillary uptake is 1.0mm/day closed to two thirds of the saturated hydraulic conductivity. Based on flux of capillary uptake and soil water distribution, amount of capillary water cannot make maximum yield production but reach optimum yield production economically.

Keywords: Capillary uptake, Deficiency irrigation.

一、前言

淺層地下水是灌溉管理的重要對象，淺層地下水位接近作物根區，使土壤排水不良，土壤孔隙中含氧量缺乏，以致作物根系無法順利進行呼吸作用，長期將造成根系細胞破壞，作物反呈無法吸水現象，而倒伏或減產。嚴重情況，將導致作物的死亡，尤其對旱作玉米、馬鈴薯等特別敏感，所以在淺層地下水位接近地表面地區，排水為必要的措施。相反地，當淺層地下水位在作物根區以下 100~300cm，毛管作用會使淺層地下水上升，而使作物根系獲得水份，以供部份的作物蒸散所需。這些毛管上升水在作物有充份灌溉水情況下，土壤水分向下滲漏移動，較毛管水分自淺層地下水面上升移動顯著，這時毛管上升通量幾可忽略不計。但是在缺水時期，缺乏地表水分入滲，土壤剖面的所有水份都往上移動，以供地表的蒸發散所需，這將使淺層地下水藉毛細現象上升到地表或作物根系。

毛細作用使淺層地下水能供應旱作之所需，國外有相當多學者之研究探討。例如 Williamson and Schilfgaard (1965)調查淺層地下水位與玉米、大豆生長之關係，田間試驗結果顯示，在完全不需地表灌溉情況下，淺層地下水在距地面 76~80cm 與 46~61cm 深度，可供玉米與大豆整個生育期的蒸發散所需；Steward and Mills (1967)認為，淺層地下水位在

距地面 91cm 時，不僅排水良好，而且可供大部份旱作成爲，Follett et al., (1974)與 Chaudhary et al., (1974)也得類似之結果；徐玉標(1974)在台灣學甲旱作試驗田，也發現在淺層地下水毛管上升影響下，地面 80cm 深的土壤含水量終年維持在田間容水量(field capacity)，可以提供旱作充份蒸散之所需；張文亮(1996)在該試驗地力計(tensiometer)插入土中定期量測不同深度之土壤水份張力，發現毛細管活動區可使地表下 90cm 的土壤水份張力，無論淺層地下水位在一年之間如何變動，皆呈-0.3~-0.4bar，非常接近田間容水量，計算毛管水上升通量，約可佔大豆耗水量 57.47%，並使其收穫量達 38.42kg/ha-mm，有最高的用水效率。

在缺水時期 Benz et al., (1987)認為在砂壤土的作物用水效率評估中，淺層地下水愈深，使耐旱作物的用水效率愈高；Garay and Wilhelm., (1983)與 Kaspar et al., (1984)皆認為缺水時期耐旱作物根系可以更深延伸，如大豆的根毛可以延伸至 200cm 以下，因此 250cm 深的地下水位，祇需上升 50cm 也可以使大豆根毛獲得足夠之蒸散所需，Brown et al., (1985)也支持類似之看法，而 Mecarelli (1994)認為缺水時期考慮作物產量，不該考慮最大收穫量，而是最大用水效率，依此觀點，淺層地下水毛管上升可使作物達到最佳經濟效益。

除了研究毛細管上升量在缺水時期對作物

的補助的情形外，有些學者研究影響毛細管上升的機構。由非飽和土壤水份運動，Gardner (1958) 提出影響毛管水上升的主要因子，是土壤導水係數(hydraulic conductivity)，土壤深度(depth of soil profile)與地表土壤水份，這觀點成爲後來毛管上升理論的主要依據，直至今日，後來有 Parthapar et al., (1992)的理論略有改變，不過主要在增加土壤的層狀結構與根系的影響考慮。

在淺層地下水毛管上升的運動，Hillel (1980)認爲可以分爲二種階段：淺層地下水毛管上升的機構完全控制在土壤的物理參數，這時毛管上升主要是受壓力勢能的影響，因爲隨著土壤水份在毛管上升補注後，愈來愈增加，壓力勢能在毛管上升鋒面(wetting front of capillary uptake)與淺層地下水面之梯度會愈來愈低，因此毛管上升通量在此時是呈非穩定態(unsteady state)，這時毛管上升不受地面任何微氣候(microclimate)因子，如光照強度、光照延時、風速、相對濕度之影響；第二階段是毛細管上升至地面，而且使地面水份勢能與淺層地下水位之水分勢能梯度等於零，或是壓力勢能梯度等於負向之重力勢能梯度，此時的毛管水上升通量呈穩定狀態(steady state)，完全由地面之微氣候條件而定。

本省大部份的西部平原淺層地下水位在100~150cm深，在水田淺層地下水更可至30~70cm，不過旱作地區之淺層地下水位可深達400cm以上，而且淺層地下水位與降雨具有密切的關係，降雨愈多的年份，淺層地下水位也愈接近地面，反之，枯水期時淺層地下水位離地面的距離則較深。在傳統的灌溉需水量估計，在平常有足夠的水量灌溉，淺層地下水毛管上升補助皆不考慮，但是面對未來隨著都市與工業用水的日漸增加需要量，作物經濟價值在全省經濟產值的低比率，灌溉用水日感被要求，相當的比率需要挪轉它用。未來的灌溉用水如果不足，需要提高灌溉效率，或是節省灌溉，在此情況下，淺層地下水應視爲業用水的一個未被計算來源。尤其在缺水時期，本省有時反而旱作，產量收穫更多，品質更好，這些作物所需水份可能是淺層地下水毛管上升所提供。

本省淺層地下水毛管上升的研究，大都在田間的研究，如張文亮(1996)、施嘉昌等(1996)、徐玉標與吳銘塘(1975)、徐玉標(1974)等，田間的影響因子眾多，很少有長土柱的實驗室模擬。本研究的目的，是：一、以試驗驗證地下水毛管上升在非穩定狀態時的上升通量；二、是以長土柱試驗毛管上升在穩定態時之上升高度；三、是試驗毛管上升至穩定態時，土壤剖面之土壤水份與能量，以評估是否有足夠的水份供作物生長所需；最後，探討淺層地下水毛管上升在缺水時期對於灌溉管理之功能。

二、理想模式

假設地下水毛管上升符合達西法則(Darcy's Law)，上升通量(q)爲總水分潛能的梯度，

$$q = -K \frac{dH}{dZ} \dots\dots\dots(1)$$

K 爲導水係數， Z 爲毛管上升高度， H 爲單位重量水分的能量，亦可以視爲水頭(head)。在不考慮鹽分滲透壓的影響下，水分潛能可以表示爲

$$H = h + Z \dots\dots\dots(2)$$

h 爲單位重量水份之壓力水頭。將(2)式代入(1)式，可得

$$q = -K \left(\frac{dh}{dZ} + 1 \right) \dots\dots\dots(3)$$

(3)式可改寫爲

$$(\theta_s - \theta_i) \frac{dZ_f}{dt} = -K_s \left(\frac{h_f - h_s}{Z_f} + 1 \right) \dots\dots\dots(4)$$

(4)式 θ_i 爲土壤初始含水量。 θ_s 爲土壤飽和含水量。 Z_f 是地下水面距毛管上升鋒面距離。 K_s 爲土壤水分飽和導水係數(Saturated Hydraulic Conductivity)。 t 爲時間。 h_s 爲地下水面壓力水頭(Pressure head)，相當於大氣壓力，故 $h_s = 0$ 。 h_f 爲毛管上升鋒面之壓力水頭。 K_s 、 θ_s 、 θ_i 都是定值，故

$$-\int_0^{Z_f} \left(\frac{Z_f}{Z_f + h_f} \right) dZ_f = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_i} \int_0^t dt \dots\dots (5)$$

或改寫為

$$-\int_0^{Z_f} dZ_f + \int_0^{Z_f} \frac{h_f}{h_f + Z_f} dZ_f = \frac{K_s t}{\theta_s - \theta_i} \dots (6)$$

或

$$-Z_f + h_f \ell_n \left(\frac{Z_f + h_f}{h_f} \right) = \frac{K_s t}{\theta_s - \theta_i} \dots\dots\dots (7)$$

(7)式可表示為

$$\begin{aligned} t &= \frac{\theta_s - \theta_i}{K_s} \left[-Z_f + h_f \ell_n \left(1 + \frac{Z_f}{h_f} \right) \right] \\ &= \frac{\theta_s - \theta_i}{K_s} \left\{ -Z_f + h_f \left[\left(\frac{Z_f}{h_f} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^2 + \frac{1}{3} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^3 \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{1}{4} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^4 + \dots\dots \right] \right\} \\ &= \frac{-(\theta_s - \theta_i) Z_f^2}{2 K_s h_f} \left[1 - \frac{2}{3} \frac{Z_f}{h_f} + \frac{2}{4} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^2 - \frac{2}{5} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^3 + \dots\dots \right] \end{aligned} \dots\dots\dots (8)$$

(8)式左右兩端開 $\frac{1}{2}$ 次方可得

$$\begin{aligned} t^{1/2} &= \sqrt{-\left(\frac{\theta_s - \theta_i}{2 K_s h_f} \right) Z_f \left[1 - \frac{2}{3} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right) + \frac{2}{4} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^2 \right.} \\ &\quad \left. - \frac{2}{5} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^3 + \dots\dots \right]^{1/2}} \end{aligned} \dots\dots (9)$$

(9)式中開根號內雖有負號，但是 $h_f < 0$ ，根號內仍為正值，(9)式可改寫為

$$\left(\frac{-2 K_s h_f t}{\theta_s - \theta_i} \right)^{1/2} = Z_f \left[1 - \frac{2}{3} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right) + \frac{2}{4} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^2 - \frac{2}{5} \left(\frac{Z_f}{h_f} \right)^3 + \dots\dots \right]^{1/2} \dots\dots\dots (10)$$

(10)式的右端為開根號之無窮等比級數可解開得

$$\left(\frac{-2 K_s h_f t}{\theta_s - \theta_i} \right)^{1/2} = Z_f - \frac{Z_f^2}{3 h_f} + \frac{7}{36} \frac{Z_f^3}{h_f^2} - \frac{73}{540} \frac{Z_f^4}{h_f^3} + \dots\dots (11)$$

(11)式的右端為無窮級數，以無窮級數之反函數可得

$$\begin{aligned} Z_f &= \left(\frac{-2 K_s h_f t}{\theta_s - \theta_i} \right)^{1/2} t^{1/2} - \left(\frac{2}{3} \frac{K_s}{\theta_s - \theta_i} \right) t + \frac{1}{18} \left[\frac{-2 K_s^3}{(\theta_s - \theta_i)^3 h_f} \right]^{1/2} t^{3/2} - \dots\dots \\ &\dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

(12)式表示毛細管上升可表示為時間的級數，(12)式的左右兩端乘以 $(\theta_s - \theta_i)$ 得

$$\begin{aligned} Z_f (\theta_s - \theta_i) &= \left[-2 K_s h_f (\theta_s - \theta_i) \right]^{1/2} t^{1/2} - \frac{2}{3} K_s t \\ &\quad + \frac{1}{18} \left[\frac{-2 K_s^3}{(\theta_s - \theta_i) h_f} \right]^{1/2} t^{3/2} - \dots\dots (13) \end{aligned}$$

因為 $K_s \ll |h_f|$ ，故 $K_s^3 / h_f \approx 0$ ，(13)式 $t^{3/2}$ 項與以後的次方可以忽略不計。又 $Z_f (\theta_s - \theta_i)$ 相當於毛管上升之水量 (amount of uptake water from shallow groundwater) 以 I 表示之，故

$$I = \left[-2 K_s h_f (\theta_s - \theta_i) \right]^{1/2} t^{1/2} - \frac{2}{3} K_s t \dots\dots (14)$$

在非穩定時期，毛管上升通量 (flux)， q 為

$$q = \frac{dI}{dt} = \left[-2 K_s h_f (\theta_s - \theta_i) \right]^{1/2} \frac{1}{2} t^{-1/2} - \frac{2}{3} K_s (15)$$

當毛管上升時間愈長，(15)式右端的 $t^{-1/2}$ 項影響愈小，毛管上升通量趨於定值，

$$q = -\frac{2}{3} K_s \dots\dots\dots (16)$$

此時淺層地下水毛管上升呈穩定態。(16)式中的負號代表毛管上升是與重力相反之方向。

三、試驗方法

本研究進行三種實驗室之土柱試驗，與嘉南學甲試驗站長期淺層地下水之水位分析。實驗採取之土柱有二種，皆由聚乙烯材料所製，管柱高度分別為 70 與 200 公分。第一種 70 公分管柱是直接由單管組成，管厚 0.5 公分，管旁有一排孔各 2 厘米之排氣孔，每一孔徑的間距為 5 公分；第二種 200 公分管距，是由 20 公分高的小土柱組裝套成，每一短柱長度為 10 公分，每一短柱的底部皆有 O 環，以抗土壤水分移動時，在接近飽和段可能產生的漏水。土柱底部皆有一接底的壓克力板，防止土粒下漏外溢。柱底有一進水孔，進水孔的一端接定水頭儲水管。70 公分的土柱主要進行淺層地下水位毛管上升高度在非穩定時期的上升速率變化，在透明的壓克力管外較容易看由上升濕潤土壤的顏色變化。200 公分土柱實驗主要是進行淺層地下水位較深時毛管上升在非穩定與穩定時期的上升通量變化。觀測實驗的時間在 70 公分短土柱約 47 日，在 200 公分的長土柱約 108 天。土柱進行實驗場地，在台灣大學農業環境土壤實驗室，該地陰涼，實驗期間最高溫度與最低溫度的差值為 6 °C。在 200 公分長土柱實驗，為進行土壤地表蒸發對淺層地下水毛管上升之影響，於土柱表面 25 公分高度處，裝置一紅外線加熱燈，以紅外線熱量模擬太陽輻射，紅外線燈祇在白天使用，黃昏後即關閉。淺層地下水毛管上升高度可在土柱內土壤濕潤鋒面讀得，毛管上升水量與通量，可由定水頭管的水位變化讀出。由於實驗進行時間長久，唯恐微生物在土柱內滋生，產生局部性阻塞，因此接水頭管裝含氯之自來水，而非蒸餾水。實驗進行定期每日察看土柱與定水頭管之間的接水管有無氣泡產生，氣泡產生的原因有日夜溫差的變化、微生物的呼吸作用、土壤空氣的壓縮等，必須立刻排除，否則造成水流自定水頭管補充的阻塞。

實驗用之土壤係採自學甲早作實驗站之田區，該區土壤剖面質地均勻，屬於粉質壤土，含

砂粒 $16.1 \pm 8.3\%$ ，粉粒 $62.1 \pm 3.8\%$ ，粘粒 $2.18 \pm 8.6\%$ ，飽和導水係數 1.6mm/day （張文亮、施嘉昌，1992），該區域的降雨量雖然有時超過 1500mm/day ，但是降雨集中於 4~9 月份，其他月份降雨不足 15%，時有連續三個月不下雨之記錄，加上地表水如將軍溪水量缺乏，不足灌溉。烏山頭水庫，也分年輪耕配水，是本省模擬旱作與省水灌溉最具代表性之試驗場所。進行實驗前，先去該試驗站之大豆試驗田，除去地面植株後，以定深採土器向下採取土樣，採樣由每 10 公分為一層，採取後置於塑膠袋中。採土樣直接到 230 公分遇到淺層下水為止，土壤採集後，攜回實驗室，氣乾、敲碎、過篩後，以相近之土壤假比重分層填充土柱，由實驗土環個個相接，填充至環頂，再接下一環，直到所需高度。由於土柱高達 200 公分，唯恐土柱過重傾倒、或不直，試驗期間，以鋼架固定土柱。土柱裝置後與定水頭管連接，保持定水位在土柱部管底之處，視為淺層地下水位，當水分自管底往上升，則視為水分自飽和地下水水位毛細上升。

四、結果與討論

（一）淺層地下水毛管上升高度之變化

70 公分長度的地下水毛管上升，以在台南學甲旱作試驗田區現場所採集之土壤，為毛管上升試驗之供試土體，毛管上升高度在不同觀測時間之變化以圖 1 示之。

實驗結果顯示毛管上升速率，在上升的初期速率很大，主要的原因是毛管水分壓力之間的梯度。是濕潤鋒面的孔隙水分壓力與淺層地下水面水分壓力梯度，淺層地下水面水分為飽和，直接接觸大氣，其壓力可視為 0 bar，與毛管上升鋒面的壓力梯度最大的情形，在整個上升運動是屬於最快的，在上升初期五小時速度可高達 52.38cm/day ，但在五小時後速度漸緩，在 24 小時的毛管上升到達 19.58cm ，毛管上升速率降至 11.67cm/day ，這證明毛管上升時，並不是所有濕潤區間(wetting zone)都是飽和的，有些空氣仍會滯留在孔隙較小的地方，不會完全被水分

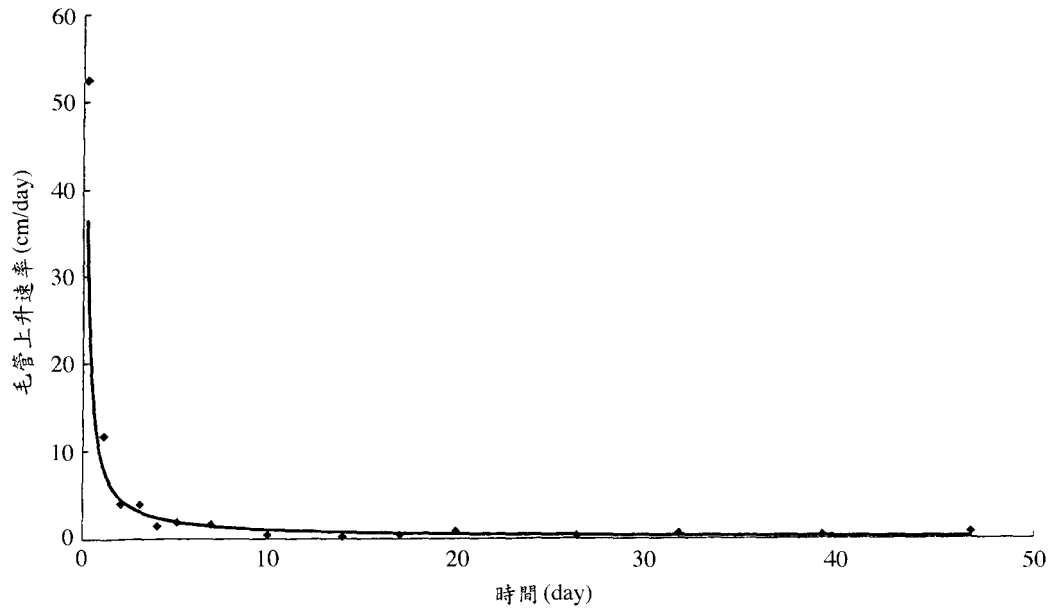


圖 1 淺層地下水毛管上升速率在不同觀測時間之變化

所取代，尤其在較快上升的毛細管流，孔隙中的空氣更不易被水分所取代。因為空氣不易溶在水中，所以有孔隙水存在時，孔隙中的空氣，移動非常緩慢，成為滯留空氣，因此孔細管愈往上升，毛細濕潤鋒面與緊鄰其後的土壤水分壓力的梯度愈小，毛管上升速率急速趨緩。

在七日後，毛管上升的高度為 36.24cm，其毛管上升速率更降為 1.62cm/day，實驗十日後毛細管上升速度降至 0.46cm/day，由此至 47 日的觀測毛細管上升速率變化不大，變化趨於平緩，主要的原因是濕潤鋒面與區間壓力水頭減少的緣故，濕潤鋒面的界線，在實驗觀察上，因為含水量較低，在管外的觀測上愈來愈不容易。田間土壤的非均勻性，使得在土壤含水量較低的濕潤鋒面上升不完全遵照理論，隨時間的延長，毛管上升速率減少。在毛管上升時間較後土壤濕潤鋒面水分減少，土壤水份不完全受孔隙水壓的影響，水膜(water film)在顆粒界面的吸附亦有影響土壤水份的移動(Kirkham and Powers, 1972)。

雖然毛上升速率在上升十日後，變化雖稍

有起伏，但是毛細管上升高度可以升至 65.40 公分高，這證明 Gardner (1974)的理論正確，祇要土壤水分壓力差大於重力高度，毛管上升高度幾乎可以不斷的向上延伸。這與 Hillel (1980)視土壤毛管上升高度，祇是一條圓形毛細管子上升中至有限高度完全不同，因為毛管上升是在土壤孔隙間，不是在圓形直通孔隙間而且在單獨顆粒上，水分對顆粒表面的吸附力大於一大氣壓下的水與空氣分子的吸引。這代表地下水毛細管上升高度不宜以土壤平均孔隙半徑評估之，如此估算遠較實在上升高度為低。應該以實際壓力梯度計算。

(二) 淺層地下水毛管上升通量之變化

以更接近學甲地區之實際狀況，在淺層地下水之平均水深 200 公分為土柱試驗，經過 108 日的觀測毛管上升通量，觀測結果以圖 2 示之。

在 200 公分的土柱高，地下水毛管上升通量有隨時間之延長，呈非線性遞減之趨勢，在

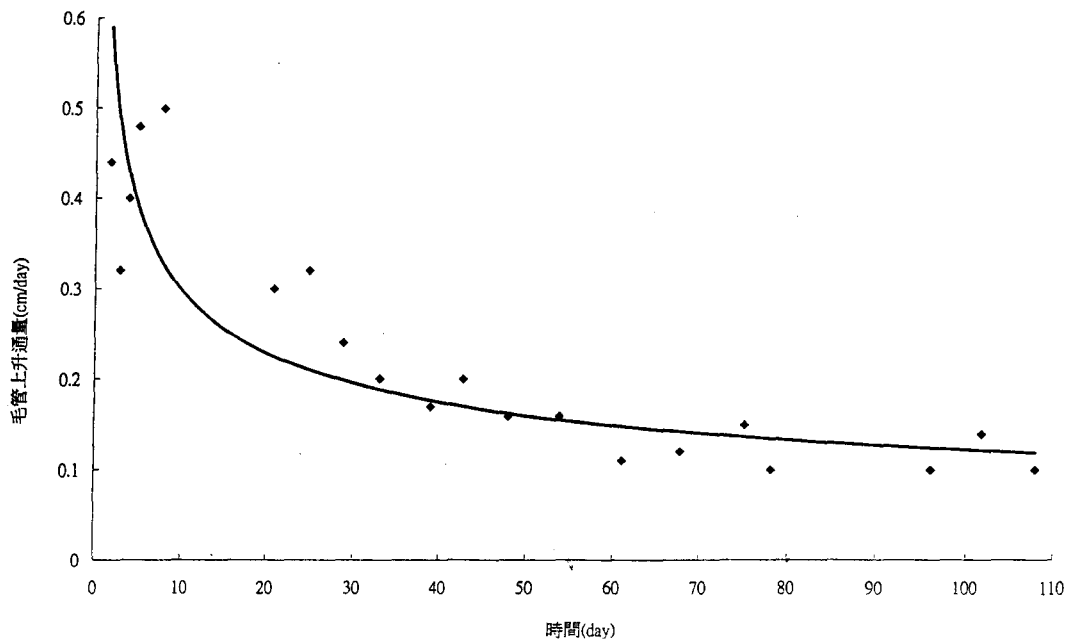


圖 2 長土柱淺層地下水毛管上升通量在不同觀測時間之變化

上升的初期，通量有起伏的變動，主要係受在深層土壤層次有層狀結構的影響，並不是完全的均質質地，在粉質壤土剖面中有部份粘質壤土或粉質粘土存在，這些較細質地的土層會減緩毛細管上升的速率，主要原因是毛細上升至此時，會受細質地土壤的導水係數較小的影響。

如同毛管上升高度的變化，毛管上升通量愈近地表，通量顯著的減少，主要的原因，是毛細上升鋒面的壓力水頭與後面濕潤區的壓力水頭的差距降低，致使上升通量降低。這證明毛管上升運動，雖然是屬於非飽和水分活動，仍然符合傳統的達西法則 (Darcy's Law)。在試驗的進行期間無法區分毛管上升通量皆用來濕潤土壤孔隙，還是有一部份水量是在土壤孔隙被濕潤後，使孔隙內之相對濕度 (relative humidity) 增加，進而增加土壤表面之蒸發量。土壤水分的增加，也會增加土壤水分蒸發量，但是 Hillel (1982) 認為這一差異性影響不大，因為土壤顆粒在有水膜覆蓋時，孔隙內的濕度已達飽和，不需要毛管上升增加其含水量，再使孔隙之相對濕度到達飽和。

比較毛管上升高度的速率與毛管水分通量在一樣的學甲土壤中變化不同，毛管上升高度在開始觀測時有 52.38cm/day 的上升速率，到 3 日時，上升速率劇降為 3.95cm/day，以後就逐漸趨於平緩。在 9.78 日時為 0.46cm/day，在 39.00 日時為 0.38cm/day。但是在毛管水分上升通量方面，觀測初期的通量為 0.44cm/day，到 2.88 日時為 0.32cm/day，其通量的遞減並不似毛管上升高度的陡降又例如在 39 日時為 0.17 cm/Day，在毛管上升到達土層表面時仍有 0.11 cm/day 的通量，遞減速率相當緩慢。這種差異性是來自毛管上升的非飽和水分特性，在供試的土體中，毛體上升的初期雖然通量大，毛管上升的距離也長，但是水分進入土壤孔隙愈快，孔隙中空氣溢出土體的機會就會愈低，尤其在較粗質地的土壤中，空氣滯留在孔隙中是土壤水分呈非飽和的現象；而後毛管上升的距離隨著時間的變化急速趨緩，非飽和水分的移動經過孔隙間之彎曲路徑加長，甚至到後期土壤水分不足，充塞孔隙時，可能都在顆粒表面的水膜上移動速度愈來愈減緩。等到毛管上升逐漸接近地表，毛管高度上升

速率受土壤水分更趨非飽和影響，土壤水分移動路徑更曲折，水分移動更受顆粒表面靜電力之吸附影響，移動速率更為緩慢， Kirkham and Powers (1972)認為此時土壤黏粒表面帶電的電擴散雙層(diffuse double layer)電位會影響土壤水分的移動，這時的影響勢稱為 *streaming potential*，水分在此時的移動已經超出傳統達西法則的壓力勢能所能描述。毛管上升高度的速率雖然趨緩較快，但是毛管上升通量趨緩較慢，祇要濕潤鋒面與濕潤區有壓力水頭差，毛管水即流動，而濕潤區與地下位的壓力水頭差更大，所以即使毛管水已經上升至地表，毛管通量並沒有立刻趨於定值，而仍在改變，主要的控制因子是地下水面與濕潤區的壓力水頭仍然大於重力水頭，故水分仍然向上移動。

200公分長的土柱實驗觀測結束後，將土柱一一拆開，發現在地下水位附近土壤因為長期浸泡（約 108 日），已呈嫌氣狀，有硫化物味，土壤顏色也由原來的黃棕變為藍色，這是在實驗室固定地下水位實驗室固定地下水位實驗與田間狀況不同的誤差，田間的淺層地下水位變動每年可達 3 公尺以上，氧氣能擴散至此，在學甲田間不易產生如此厭氣結構。嫌氣菌的產生，其分泌黏液阻塞部份孔隙，以致影響毛管水上升孔道，因此實驗觀測愈至後期，微生物阻塞的影響，將愈顯著，即使在試驗係採用加氯之自來水，仍無法剖份孔隙被微生物阻塞之影響。

根據聯合國世界農糧組織 (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1986) 報告，旱作的最大蒸發散量棉花約 3.5mm/day，碗豆約 4.2mm/day，馬鈴薯約 4.6mm/day，以台灣學甲附近地下水毛管上升至地面約 1.0mm/day，約佔這些旱作需水量的 21.7~28.6%，即光靠淺層地下水層毛管上升補助，約可補助 20% 以上的灌溉用水，而且大部份的旱作在缺水逆境(draught stress)時，作物根系可以延伸至較深土層，愈接近淺層地下水面。張文亮（民國 85、86 年）以學甲旱作田間現場種植大豆為試驗，完全不靠灌溉祇賴淺層毛管上升水分補助，大豆的子實產量為 2718.1kg/ha，其子

實產量為水份灌溉 230mm 水深之最大生產量的 81.3%，但是用水效率卻為最大生產量的 299.45%，在現場以張力計(tensiometer)插入土中，計算大豆生育期間，地下水藉毛管上升可以補助 57.5% 的最大蒸發散量，並且因為節省灌溉用水，使大豆種植雖未達最高產量，卻達最高淨收益量。

(三) 毛管上升影響上土壤剖面的水分分佈

毛管水上升對於作物需水量的考慮，不僅在通量方面，也需要在含水量方面是否超過田間凋萎點(wilting point)，否則即使有水份通量，仍然無法滿足作物根系吸水所需，200 公分土柱在試驗 108 日後，將土樣取出，測定含水量，其土壤重量含水量以圖 3 示之。

圖 3 顯示毛管上升自淺層地下水位至地表後，土壤水分剖面是一緩慢遞減的變化，至地表表面，實驗數據顯示在自地表以下 63cm 深度，以至地下水面土壤含水量皆大於田間容水量(field capacity)，這個實驗結果與徐玉標（民國 63 年），在學甲的土柱土壤實驗得結果近似；他提出在學甲旱作田區地表下 100cm 深度之土壤含水量接近田間容水量，可以源源不斷的自毛管上升水補給。這證明蒸散作用所耗的水量，可以源源不斷的自毛管上升水補給。這證明在提高用水效率方面，淺層毛管上升成為重要的考慮，而且毛管上升水分在 63~100cm 能供給作物足夠的水量。但是對於淺根性作物，如大豆，其根毛大都在 20~40cm 深度，淺層毛管上升水能給的水分雖然比田間容水量低，但是比凋萎點高，證明即使是淺根作物，作物仍能吸收部份的上升毛管水供蒸散所需。

田間容水量是在 -1/3 bar 的壓力勢能之下，土壤孔隙所能持有的水分，一般被視為在土壤水分再分佈(soil water redistribution)情況下，在 24 小時重力排水後，土壤所能持有的水分，田間容水量與凋萎點的土壤水分稱為土壤有效水(available soil water)，在飽和與田間容水量之間的水分，一般被視為會被重力排除，因此作物根系無法使用可視為土壤無效

水。但是 200 公分長的土柱試驗，在毛管上升 108 日後，63cm 深度以下的土壤含水量皆大於田間含水量，這證明傳統的田間含水量-1/3 bar 的土壤水，皆被重力所移動，滲漏至作物根區以下的排水，所設定人為的限值，但是在實際的土壤水分運動，-1/3 bar 的田間含水量並不是真正存在的重力排水響範圍，在毛管上升下，重力的影響一直都在，結果土壤剖面在 108 日後在 63cm~200cm 的土壤含水量皆大於田間含水量，代表在學甲的坵質壤土即淺層地下水深有 200cm 深，但是毛管上升影響下，土壤孔隙的壓力水頭差的影響大於重力水頭的影響，並使水分超過-1/3 bar 是存在的事實，徐玉標與吳銘塘（民國 65 年）、葉政秀與吳銘塘（民國 65 年）、張文亮（民國 83 年）也在學甲田間試驗有相同的發現：在枯水期間，深根作物的根區含水量可以在田間含水量以

上，由於在學甲地下水有上下高度的變動，但是大於田間含水量的區域一直都存在，葉政秀與吳銘塘（民國 65 年）推論毛管上升致使大於田間含水量的土壤深度是不受地下水位高之影響。可是照傳統的達西法則，毛管上升通量還是有受垂直上升的壓力梯度影響，因此除了表土土壤壓力水頭或含水量有影響外，毛管上升高也應該有所影響，毛管上升高度愈高在非穩定狀態量愈小，除非在毛管上升已達地表面，此時整個通量完全控制在地表的微氣候狀態，這時土壤水分完全不受剖面間的壓力梯度影響，土壤水分呈穩定狀態，大於田間含水量的深度與淺層地下水位深度互成獨立，在此時外界有任何風速、光照強度、輻射延時、相對濕度與作物吸水的改變，地下水都可源源不斷的供給。

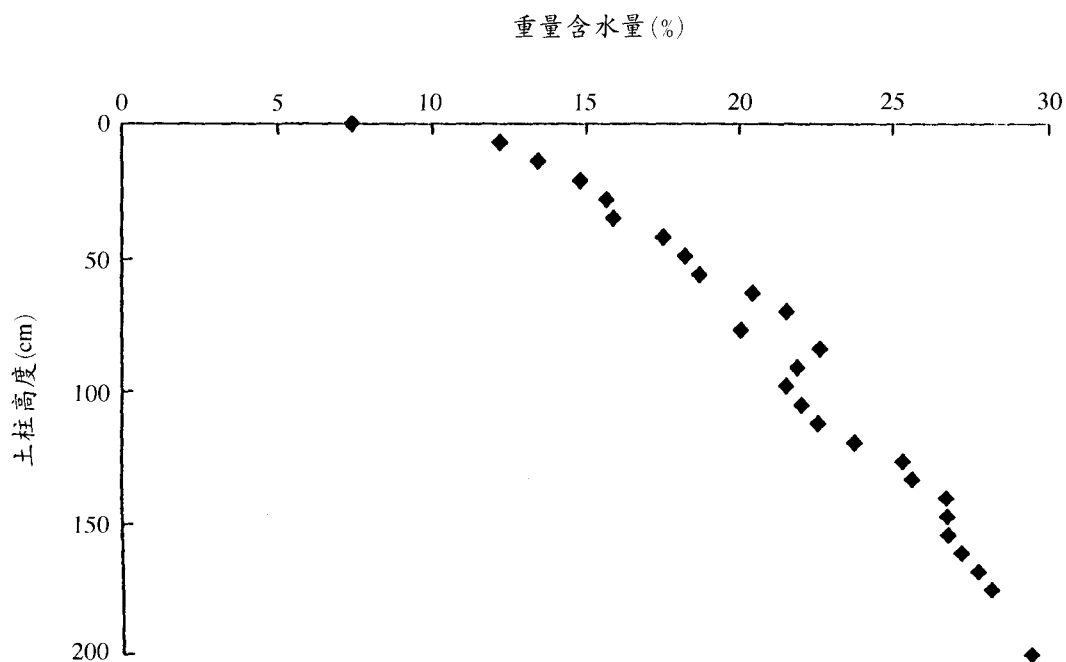


圖 3 長土柱淺層地下水毛管上升在土壤剖面水分之分佈

毛管上升水分在 63cm 至土壤表面雖然含水量低於田間容水量，但仍高於凋萎點，足夠供一般旱作蒸散所需，不會因為毛管上升至地表水分為低對作物產生缺水逆境。

(四) 穩定態的毛管上升通量

根據葉政秀與吳銘塘(民國 65 年)的報告，學甲旱作田區的毛管帶與地下水位高低無關，又根據張文亮(民國 83 年)在學甲旱作田區的張力計試驗觀測，也得類似之結果，因此得知在田間之毛管上升通量可達穩定態。根據推導理論，穩定的毛管上升通量為 2/3 飽和導水係數，並且與土壤深度無關，在 200 公分土柱實驗結果顯示，在毛管上升高度已達地表後 46 日測定之，毛管上升通量為 0.1cm/day 近似於理論毛管上升通量 0.16cm/day (=0.24cm/day × 2/3)，飽和導水係數與土壤質地具有密切之相關，質地愈粗之土壤飽和導水係數愈大，反之細質地之土壤則飽和導水係數愈小，因此毛管上升至穩定時，毛管水在砂壤土比在粘土能供給較多水分通量。

(五) 學甲旱地田區淺層地下水位之變化

淺層地下水位的毛管上升可達地表，而且供應水份供地表蒸發散所需，淺層地下水的來源與消長，蒐整過去學甲 26 年(1969~1995)的雨量與地下資料，以表 1 所示。

雖然有部份的數據因著田間場地整治或遺失，但是淺層地下水的起伏與降雨量具有密切的關係，一般是降雨的季節在 5~9 月，其他月份祇有零星雨量，尤其在 11~2 月降雨量尤少；淺層地下水上升水面(接近地面)是在 6~11 月，12 月~5 月是地下水水面下降期，地下水水位下降主要是毛管上升，這表示毛管上升作用對幾乎沒有雨量的秋作有重要的影響，至於雨量較多的春作或夏作，土壤水分受降雨的影響，主要是向下滲漏，毛管上升的影響較不顯著，此時期是地面水對淺層地下水的補助期。淺層地下水面上升與降雨有一個月延滯，這是土壤水分向下滲漏移動至地下水面所需的時間。不同年間降雨量有多有少，隨之淺層地下水位的上升下降的振幅有大有小，但是在補助季節上 6~11 月是地面以補助淺層地下水期間，12~5 月是地下水又毛管上升至地面的時間，補助作物需水，這種土壤水文循環水份的被作利用更為有效率。

表 1 嘉南平原學甲地區 1969-1995 降雨量與平均淺層地下水位

年 月份	1969		1970		1971		1972		1973		1974		1975	
	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)
1	2.3	358	26.1	285	8.2	294	82.3	278	48.5	333	2.85	406	8.6	268
2	37.1	366	0.1	308	4.6	323	22.7	285	16.55	354	49.25	319	4.6	300
3	50.5	234	28.6	330	1.4	342	0	288	2.5	354	8.35	287	51.6	304
4	98.2	350	0	330	16.0	356	72.5	340	141.8	337	62.2	302	71.1	313
5	104.2	368	206.2	352	13.4	377	406.6	366	42.2	345	169.8	284	87.1	-
6	552.7	309	40.7	373	559.8	419	611.6	190	316.8	365	498.8	90	946.9	-
7	75.4	221	356.1	374	333	297	377.9	165	286.9	130	375	44	230.2	-
8	159.8	246	163.5	180	124	230	729.6	24	322.4	96	182.4	117	835.1	-
9	307.1	271	276.6	184	190.7	185	4.2	174	78.1	127	228.2	10	74.3	-
10	49.5	252	11.1	184	5.45	160	2.7	290	147.9	160	49.94	135	81.2	-
11	0.2	337	11.7	196	1.15	244	1.25	302	2.75	200	2.4	216	1.5	-
12	1.5	381	10.3	256	47.8	272	23.2	328	0	268	0.6	286	4.9	-

-: 數據遺失或未測定

表 1 續(1976~1982) 嘉南平原學甲地區 1969-1995 降雨量與平均淺層地下水位

年 月份	1976		1977		1978		1979		1980		1981		1982	
	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)
1	-	-	-	-	28.6	-	29.4	261	13	325	1.6	429	0.7	325
2	-	-	-	-	11.5	-	104	365	24.7	313	6.9	442	23.9	356
3	-	-	-	-	78.2	-	15.8	261	0	350	92.5	455	14	-
4	-	-	-	-	126.3	-	51.1	261	82.2	340	30	455	80.1	-
5	-	-	-	-	1790	-	261.2	261	66.1	331	241.9	467	216.5	-
6	-	-	-	-	44.2	-	201.3	261	0	359	175.9	437	279.5	-
7	-	-	-	-	213.4	-	-	-	51.1	421	322.5	-	337.3	-
8	-	-	-	-	246.4	-	67.4	188	282.1	391	296	-	53	-
9	-	-	-	-	36.4	-	6	203	5.0	387	553.9	-	0	-
10	-	-	-	-	23.9	189	11.3	264	26.1	424	0	227	0	-
11	-	-	-	-	23.3	288	48.3	302	26.8	399	13.5	222	87.5	-
12	-	-	-	-	0.6	319	-	-	0	397	2.5	292	4.5	318

表 1 續(1983~1989) 嘉南平原學甲地區 1969-1995 降雨量與平均淺層地下水位

年 月份	1983		1984		1985		1986		1987		1988		1989	
	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量	淺層地 下水位 (cm)
1	51.1	318	14	261	-	-	4.1	324	0	310	51.6	297	12.4	297
2	113.2	276	3	334	-	-	42.05	329	2.5	348	12.3	310	0	319
3	217.9	230	114	339	-	-	24.9	336	139	348	18.4	316	27.3	326
4	105.5	81	1335	374	-	-	2.0	345	38.6	310	105	332	86.9	326
5	419.3	237	3407	351	-	-	374	362	169.6	333	88.3	319	118.3	334
6	246.7	130	163	171	-	-	338.2	232	103.2	311	240	312	99	314
7	125.5	173	1621	180	-	-	88.2	172	243.8	313	257	275	64.3	262
8	474.8	160	305	-	-	-	118.7	197	252.4	281	611	213	182.1	275
9	29.9	105	37	-	-	-	92.6	182	120.3	262	327	23	425.2	221
10	0.95	179	19	-	-	-	0	164	35.7	217	102	144	0	120
11	0	261	0	-	-	-	70.3	268	2.7	222	7.4	237	0	219
12	2.35	298	17	-	-	-	21.7	264	11.2	269	5.4	257	26.2	286

表 1 續(1990~1995) 嘉南平原學甲地區 1969-1995 降雨量與平均淺層地下水位

年 月份	1990		1991		1992		1993		1994		1995	
	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)	雨量 (mm)	淺層地 下水位 (cm)
1	6.1	272	17.8	297	42.6	307	0	275	19	313	5.5	310
2	42.5	310	19.4	314	86.7	318	8.1	313	78.6	340	20.8	340
3	42.0	293	5.4	322	68.3	320	48.4	335	29.4	356	30.4	314
4	331.2	296	19.8	332	224.7	332	31.8	332	14.1	377	12.8	326
5	77.4	155	7.2	319	176.7	213	296.9	315	15.3	404	86.7	393
6	426.3	229	525.3	365	287.7	201	473.8	293	130.7	385	461.3	371
7	107	128	376.9	188	675.8	165	82.5	229	244.7	329	342.9	221
8	459.3	111	142.8	9	379.4	145	183	248	878.7	252	50.7	136
9	129.8	133	50.9	168	256.2	28	78.8	211	36.2	145	70.3	193
10	0.3	170	7.1	191	0	167	0	219	2.9	191	0	221
11	0.3	250	16.5	269	0	258	35.1	273	0	270	0	280
12	0	278	36.9	297	15.8	257	0	291	7.2	260	0	306

五、結 論

根據土柱實驗結果，淺層地下水位毛管上升可以到達地表面，即使在地下 200cm 仍可抵達，而且使原先氣乾之土壤含水量增加至凋萎點以上，而且在 63cm 深度到淺層地下水之土壤含水量在田間容水量以上。當毛管上升呈穩定態時，土壤在毛管活動之範圍之土壤含水量與淺層地下水位之深度無關，其上升之毛管通量為 2/3 之飽和導水係數，在田間現場之調查，學甲的淺層地下水的毛管上升補助地面作物需水量，主要在秋作的缺水時期，在春、夏季則為地面水補助地下水。以土柱試驗配合田間觀測，證明淺層地下水毛管上升在灌溉水分不足時，雖然無法供給足夠的水以供旱作（大豆）有最大產量，但可達最佳經濟產量。在本省未來面臨灌溉水不敷使用之際，考慮種植宜考慮深根性耐旱作物，減少土壤的表面過多水分滲漏，土壤不過度翻動以使淺層毛管水保持繼續上升。

由地下毛管水上升活動亦知土壤水分滲漏後並不完全是水分的損失，有些水流經地下後，又在下流的農田或水路滲出，或是在枯水期間又毛管上升至作物根層，增加水分的使用效率，因

此在用水管理方面，一直灌溉保持土壤表面潮濕並不是良好的方法，反而是抑制毛管上升的供應。

六、建 議

惟本研究在進行期間未考慮地下水毛管上升部份水中鹽分可以帶到地表，水分經過蒸發後，鹽類留在根區，長期可能造成土壤鹽鹼害，因此即使毛管上升旺盛區，仍需要地表灌溉，將表層鹽分又淋洗至土壤深層。

在毛管上升的非穩定的實驗中，由於推導理論之(13)與(15)式，毛管上升濕潤鋒面的壓力水頭 h_f 在實驗進行期間無法量測，也缺乏理論推估濕潤鋒面的壓力水頭，以致有推導的數學式而缺乏驗證。但是在穩定狀態的推導(16)式未用至 h_f 參數，祇用可實驗得知之飽和導水係數 K_s ，而且實驗與理論相符，故可用為推導毛管上升在穩定態之通量。

微生物在接近淺層地下水有阻塞影響，建議從事類似的長土柱長期試驗，在水中加入 0.1N 的 CuSO_4 以增加殺菌果效，減少嫌氣菌的影響毛管上升。

七、誌 謝

本研究承蒙國科會計畫「NSC 86-2621-B-002-033」支持，試驗由陳仁祥、王瑞君協助，長期觀察上升通量與高度，至為辛苦，吳明裕技士協助實驗室管理，鑫明化工儀器有限公司協助毛管上升管的製造，唐瑞霖先生協助毛管架的支撐，何信賢協助學甲資料的提供，陳淑芬小姐與黃國洲同學的協助打字。在此致謝。

八、參考文獻

1. 徐玉標。民國 63 年。輪作田旱作栽土層中水分動態之研究。農十八號研究報告。
2. 徐玉標、吳銘塘。民國 65 年。學甲旱作試驗總報告—嘉南水利會之地理環境與灌溉管理。葉政秀、吳銘塘。民國 65 年。學甲旱作試驗總報告—需水量。農復會、75(NSC)-C21-E-673 計畫報告。
3. 張文亮、施嘉昌。民國 81 年。學甲地區地下水毛管上升至地表面最大量之模擬地下水調查分析與保育管理研討會，283-287 頁。
4. 張文亮。民國 83 年。雜草蒸散作用促進地下水毛管上升導致休耕土壤鹽化之探討、台灣水利季刊，第四十二卷第二期，56-62 頁。
5. 張文亮。民國 85 年。淺層地下水毛管上升對於大豆灌溉補助水量之分析、農業工程學報，四十二卷第三期，22-35 頁。
6. 施嘉昌、何信賢、張文亮。民國 86 年。大豆用水量與產量關係研究、台灣水利季刊，第四十四卷第三期，1-11 頁。
7. Benz, L.C., R. A. Reichman, E. J. Doering, and R. F. Follett. 1987. Water table depth and irrigation effects on applied-water-use efficiency of three crops. *TRANS of the ASCE*. 21: 723-728.
8. Brown, E. A., C. E. Cavines, and D. A. Brown. 1985. Response of selected soybean cultivars to soil moisture deficit. *Agron. J.* 77: 274-278.
9. Chaudhary, T. N., V. K. Bhatnagar, and S. S. prihar. 1974. Growth response of crops to depth and salinity of groundwater and soil submergence. I. Wheat (*Triticum aestivum* L.). *Agron. J.* 66: 32-35.
10. Doorenbos, J. and A. H. Kassam. 1986. Yield Response to Water FAO Irrigation and Drainage Paper No. 33. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
11. Follett, R. F., E. J. Doering, G. A. Reichman and L. C. Benz. 1974. Effect of irrigation and water-table depth on crop yields. *Agron. J.* 66: 304-308.
12. Garay, A. F., and W. W. Wilhelm. 1983. Root system characteristics of two soybean isolines undergoing water stress conditions. *Agro. J.* 75: 973-977.
13. Gardner, W. R. 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85: 228-232.
14. Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press.
15. Kaspar, T. C., H. M. Taylor, and R. M. Shibles. 1984. Taproot-elongation rates of soybean cultivars in the glasshouse and their relation to field rooting depth. *Crop Sci.* 24: 916-920.
16. Kirkham, D., and W. L. Powers, 1972. *Advanced Soil Physics* John Wiley & Sons, Inc.
17. Mannocehi, F., and P. Mecarelli. 1994. Optimization analysis of deficit irrigation systems. *J. Irrig. And Drain. Engrg. ASCE*. 120: 484-490.
18. Prathapar, S. A., C. W. Robbins, W. S. Meyer, and N. S. Jayawardane. 1992. Models for estimating capillary rise in a heavy clay soil with a saline shallow water table. *Irrig. Sci.* 13: 1-7.
19. Steward, H. E., and W. C. Mills. 1967. Effect of depth to water table and plant density on evapotranspiration rate in Southern Florida. *Trans of the ASAE*. Vol 10: 746-747.
20. Williamson, R. E., and J. van Schilfgarde. 1965. Studies of crop response to drainage. II. Lysimeters. *Trans, of the ASAE*. Vol. 8: 98-100.

收稿日期：民國 86 年 11 月 20 日

修正日期：民國 87 年 5 月 18 日

接受日期：民國 87 年 6 月 2 日