

農田土壤水分之動態

The Field Water Movement

臺灣大學農業工程學系教授

徐 玉 標

Yuh-piau Hsu

一、引言

農田土壤中之水分，主要是來自天然降水（包括雨、雪、露、霧、霜、雹等），另一便是人工灌溉。當土壤接受水之後，便開始呈現脫水乾燥作用，如地表俱有坡度，水很快成逕流隨坡度而流失；透水性良好者，多成下滲水透入地下水層中；此外一部分是藉毛管上升作用至地表而直接蒸發於大氣中；再有一部分便貯藏於土壤間隙之內，貯藏在土壤中之水量，並不是呈靜止狀態，大多數是被作物根系吸收經葉面蒸散而逐漸乾燥。一般農田水文動態可以圖(1)及(2)所示。因此可說農田土壤是處在不斷之乾濕循環過程中，其中包括許多方面，如：下滲 (Infiltration)，蒸發 (Evaporation)，排水 (Drainage)，植物吸收 (Plant uptake) 等諸現象，其可以發生於同一時間內，亦可以發生於不同時間，有時彼此有相互關連，有時是在獨立之情況下進行。茲為便於敘述，本文分為(一)下滲(二)下滲後土層中水分之再分佈(三)地下排水(四)

裸地表土蒸發(五)植物對土壤水分之吸收等節，分別加以說明之。

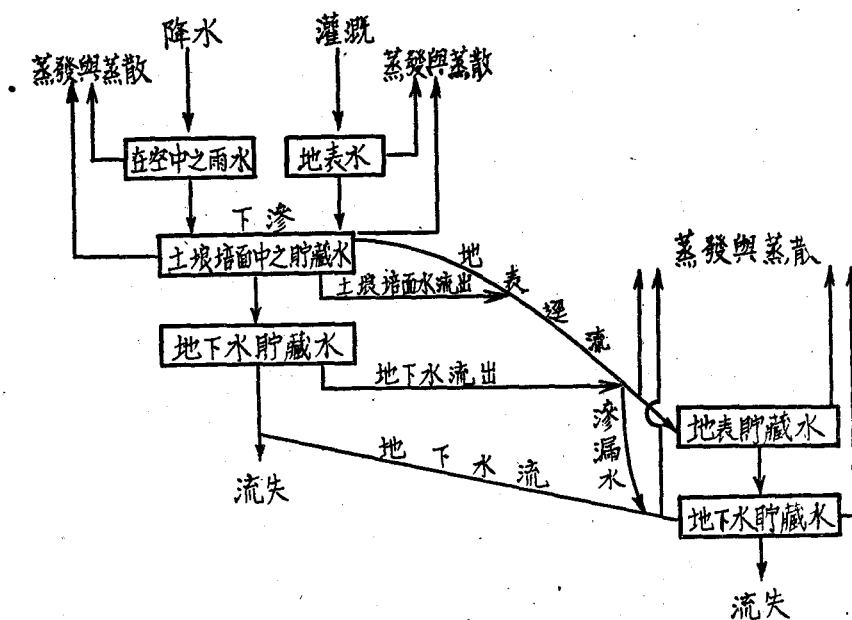
二、下滲——進入土壤中之水分

(一) 概念：

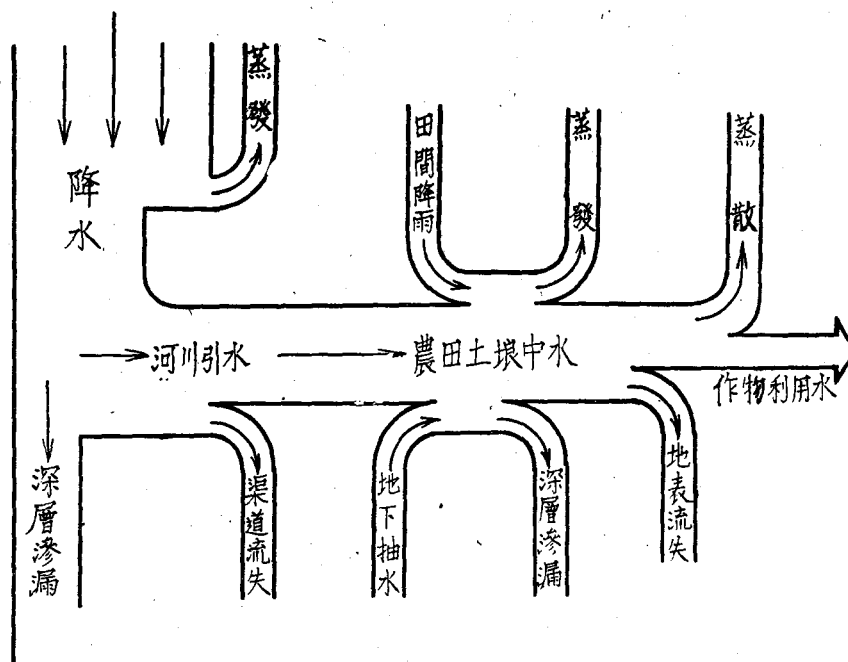
所謂下滲是指水分向下滲入土壤中之現象。下滲在農工實際技術應用上很重要。例如土壤之冲刷作用，農田之灌溉與排水，以及土壤工程等，均為極重要之基本觀念。因為從土壤之下滲率便可決定地表之逕流量及土壤冲刷為害之程度；在灌溉管理上可以從土壤之下滲率來判斷灌溉用水量之效益，排水之情況，土壤下滲也是道路工程、渠道、水壩等建造之重要設計因素。

(二) 水分滲入：

雨水或灌溉水如以穩定之增加率施於地表，則土壤對水分之吸收遲早會超出其一定之範圍，而在地表滲成池塘或順坡度流去而成逕流。所謂滲入率 (Infiltration rate) 是指從地表滲入土層中之水流量



圖(1) 田間土壤水文循環過程圖解



圖(2) 田間土壤水分之變動圖解

(Flux) 亦即單位面積、單位時間中水流通過土層中之水量。

滲入容量 (Infiltration capacity)，亦稱土壤滲入能力 (Soil infiltrability)，是地表水在大氣壓力下，土層中所能吸收之水流通量之謂。其中可分為兩種情形：

(1) 通量控制率 (Flux controlled)：施灌於地表之水量率低於土壤滲入能力 (Soil infiltrability)，則土壤之滲入水量率等於灌水率，即土壤滲入水量受灌水量之控制之謂。

(2) 剖面控制率 (Profile-controlled)：施灌於地表之水量率大於土壤滲入能力時，則土壤滲入水量實際上等於滲入能力，亦即水流通量已達真滲入率 (Actual infiltration rate) 狀態，其滲入水量是受土壤剖面之性態所控制，稱剖面控制率。

土壤表面於瞬間施灌一層水深，然後一直維持此種水深，則土壤在開始不飽和，隨後才成為飽和。吾人如一開始便量測其滲入能力，發現在最初瞬間滲入量很大，然後隨著時間而漸減，因此，所得之滲入累積曲線，是滲入率之時間積分 (The time integral of the infiltration rate)，曲線坡度在開始階段很陡，然後隨時間延長而逐漸變緩。

土壤滲入能力因時間而變異，其影響因素有：原先土壤之濕度或吸力、土壤質地、構造以及剖面之均

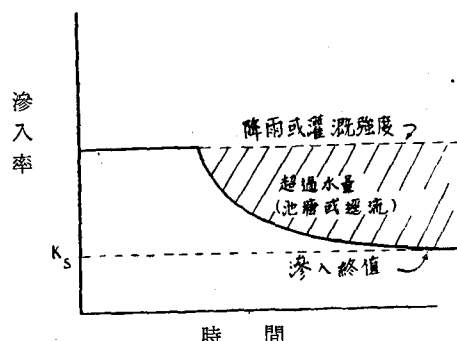
一程度。一般來說，土壤滲入能力在滲入之初期很大，尤其是原來之土壤十分乾燥時，但之後便漸漸遞減，最後達到滲入終值 (Final infiltration capacity) 而趨於定值，故通常亦稱為穩定滲入狀態 (Steady-state infiltrability)。

土壤滲入在開始高而後遞減，其原因可歸納如下數點：

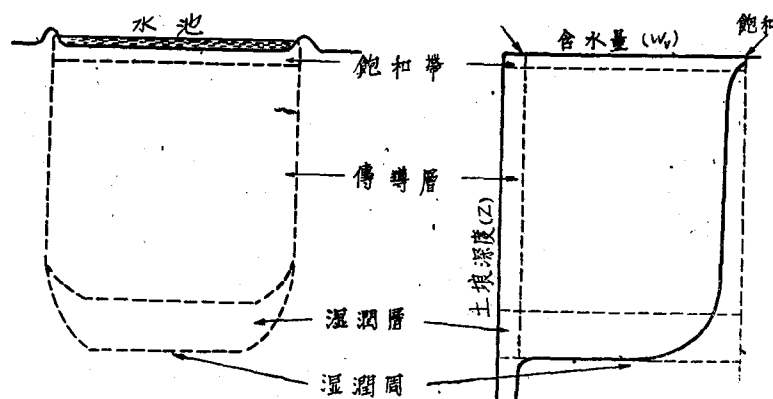
- 土壤之構造逐漸破壞，結果有一部分形成緊密之土壤表皮而塞住土壤之孔隙。
- 組成土壤孔隙之土粒被分離或移動，使孔隙破壞。
- 土壤粘粒吸水膨脹。
- 土壤中存有封禁空氣 (Entrapped air)。
- 當水分滲入時，土壤空氣不能及時逃逸而生阻礙。
- 水分滲入結果使土壤吸力 (水進入土壤中之拉力) 降低。

原來乾燥之表土，一旦飽和，則表層土壤之吸力坡降 (Matric suction gradient) 曲線坡度很陡。當濕潤區域擴大愈深，坡降之坡度才漸變緩。待土壤剖面之濕潤區愈來愈厚時，吸力坡降便逐漸接近，最後歸於消失。一般在水平土柱中，其下滲率最後趨於零，但在垂直土柱中，滲入率將視重力水壓之降低而減少，如果土柱土壤均一而構造安定時，其值實際上

等於飽和土壤之水力導度 (Saturated hydraulic conductivity)，如果土壤表面之加水速率低於飽和之水力導度時，則土壤中之濕度亦將維持在飽和含水量之下，此時土粒之滲入率是與該飽和度下特有之非飽和導水係數 (Unsaturated conductivity coefficient) 相同。



圖(3) 滲入率隨時間之變化情形
(地表灌入之一定水量率，其值介於滲入始值與終值之間)



圖(4) 水分滲入土壤剖面之情形。左圖係土壤剖面間之水分分佈圖示。右圖為水分含量對土壤深度之關係曲線。
(飽和帶與傳導層之分界可由表土構造之不穩定性而區別)

如果進一步觀察水分不斷下滲時，剖面間水分之分佈情形，則可發現傳導層不斷擴大寬度及深度，濕潤層及濕潤周逐漸下移，曲線坡度亦愈變愈緩，其情形將如圖(5)所示。

(四) 垂直下滲 (Vertical Infiltration)：

不飽和土壤，水分垂直下滲，一般是發生在吸力坡降及重力坡降 (Suction and gravity gradients)

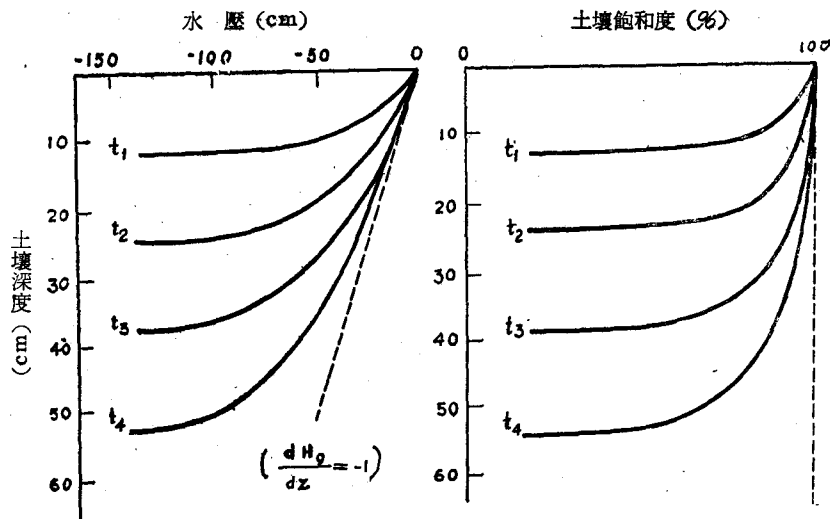
註(一)：處在濕潤周附近之水分呈急劇減少，故其導水係數亦急劇減少。由於通量 (flux) 是導水係數與水力坡降兩者之乘積，即 $q=ki$ ，故在同一通量下，在濕潤周附近之水力坡降趨於最大，當達極端之情況下，便現出乾土與濕土兩種截然不同之界面。

(三) 水分下滲時土壤剖面間濕度之分佈：

在均勻土壤剖面，其表面用水池法 (Panding method) 滲入水分時，首先可發現土壤之表層數 mm 或數 cm 厚度呈飽和狀態，稱為飽和帶。在飽和帶之下，有一深廣、表現一致而含水量幾近飽和之傳導層 (Transmission zone)。超過此層稱為濕潤層 (Wetting zone)，濕潤層之土壤濕度隨深度而急劇減少，故其水力坡降直至濕潤周止亦呈急劇下降，至於下端之濕潤周 (Wetting front)，濕度坡度最陡〔註一〕，故表現出一明顯之界限，上面部分為濕土，下面為乾土。

Bodman & Coleman 氏 (1945) 曾用圖示法繪出典型之水分滲入與土壤剖面中之水分分佈曲線，如圖(4)所示。圖中飽和層與傳導層之區別，可以土壤之鬆緊、構造安定性、膨脹與石灰含量諸因素而定，蓋上述諸因素對雨點打擊及灌溉水流動使土壤團粒破壞有關，同時粘粒本身之分散性亦有影響，故其亦可根據團粒之安定性而劃分。

兩者共同作用之下，當水分滲入愈深，濕潤面愈廣時，則濕潤面間平均之吸力坡降便愈小，(因為自飽和土壤之地表至下層之濕潤周之距離愈來愈大，而兩者間之水壓差異幾無大變動之故)。此種趨勢將繼續至濕潤面中之吸力坡降漸呈均一而趨於零或達到可以忽視時為止。此時，遺留於濕潤區域中者，僅有一定值之重力坡降之力來使傳導層 (Transmission zone) 中之水分下移，亦即是說傳導層中此時僅存在重力壓力差之力，重力壓力差等於土柱中兩點間之高度 (cm) 差。因此，在傳導層之間任何部位之兩點間其水壓坡降 (ΔH) 等於 1，由於 $q=-k\Delta H$ ，故其滲



圖(5) 均勻土壤水分不斷從表土下滲時，不同時間 ($t_1 < t_2 < t_3 < t_4$) 中剖面之濕度 (右圖) 與水壓 (左圖) 之分佈情形， dH/dz 為重力坡降。

入之通量等於導水係數。

在均勻土壤 (不發生裂隙)，表土浸水之情況下，土層中下滲浸潤區之含水量，一般接近於飽和導水度 (Saturated hydraulic conductivity)。

在垂直土壤剖面中水分之下滲率，通常都採用如下之 Darcy's Equation 求得：

$$q = -k \frac{dH}{dz} = -k \frac{d}{dz} (H_p - Z) \quad (1)$$

不飽和土壤之 H_p 為負值，同時可用吸力壓力 (Suction head) ϕ 來表示，故：

$$q = k \frac{d\phi}{dz} + k \quad (2)$$

上式中： q = 通量 (Flux)

H = 總壓力 (Total hydraulic head)

H_p = 水壓 (Pressure head)

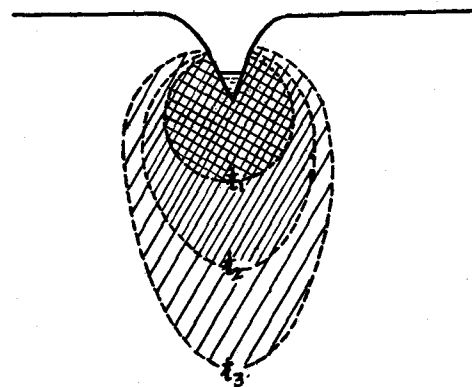
ϕ = 土壤母質吸力 (Matric suction head)

Z = 從某點至表土之垂直距離

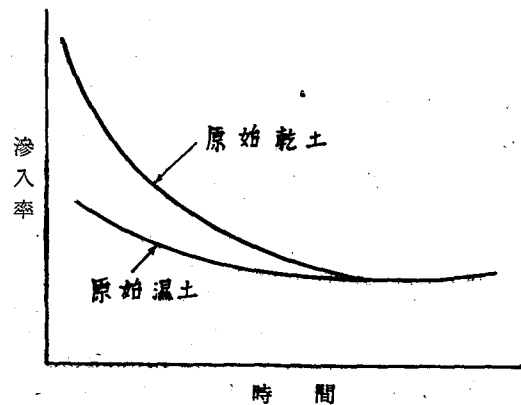
k = 水力導度 (Hydraulic conductivity)

在原來乾燥之土壤中進行下滲時，因為最初土壤之吸力坡降遠大於重力坡降。因此，在垂直土柱中之滲入始值 (Initial infiltration rate) 與水平土柱之滲入率很接近。由於此種緣故，在畦溝灌溉時，其最初之滲入現象是向畦旁兩側之滲入速度幾乎與垂直方向相同，其情形如圖(6)所示。然而在原來為濕潤之土壤中，在開始下滲時，由於土壤之吸力坡降 (ΔH) 很小，故在下滲不久而呈均勻以至於可以忽視。

從上所述，可見在初時之土壤滲入率 (滲入水深)



圖(6) 原來為乾土行畦溝灌溉水分滲入土層中之情形。濕潤周之分佈因時間而不同 ($t_1 < t_2 < t_3$)，在初時，由於強有力之吸力坡降使滲入幾乎一致地向各方向進行，之後，吸力坡降愈減，重力坡降愈佔優勢。



圖(7) 原始乾土與原始濕土之滲入能量與時間之關係

是與原始土壤濕度之間有明顯之不同，情形如圖(7)所示。然而，隨滲入時間延長，濕潤剖面下移愈深時，滲入率愈形接近，最後達到一致。茲將各類土壤最典型之滲入終值，列於表(1)。

表(1) 各類土壤之滲入終值

土 壤 型	滲入終值 (mm/hr)
砂 土	>20
砂土及均質土壤	10~20
壤 土	5~10
粘 土	1~5
鈉 粘 土	<1

表(1)所列之數據，僅表示各土類滲入大小之次序，至於實際之滲入率有時可能較高，如滲入初期土壤呈團粒構造或有裂隙、根孔或虫穴之存在。但亦可能較低，如土壤曾經壓實等是。

(五) 下滲率與土壤剖面性態之關係：

在層次性土壤中，水流下滲與土層中水分佈情形，因層次間界面構造之不同而有很大之差別。蓋不同質地間之導水係數相差至巨，因此有時在兩層之間其水力坡度雖然亦呈巨大力差，但由於導水係數之顯然不同，往往能阻滯水流繼續下滲。一般水流在非均一土層中之下滲狀態有下述諸種情形：

(A) 上層粗質地，下層為中細質地之土層：

初期之下滲是受粗質地層所控制，粗質地土層因導水係數大，水分下滲快，同時水分是在較飽和之導水係數下進行，故易形成水聚積層。之後，待下滲之濕潤周開始穿進細質地層中，滲入率便減緩，而受細

質地層所控制。但就整個土壤剖面下滲過程而言，下滲率是受導水係數較低之細質地層所支配。要是下滲長期不斷地進行，由於間層界面導水係數差異過大，於是便在界面之上產生正水壓，而形成臨時地下水位，其位置恰在細質地層上之砂層中。

(B) 上層為中細質地，下層為砂土之土層：

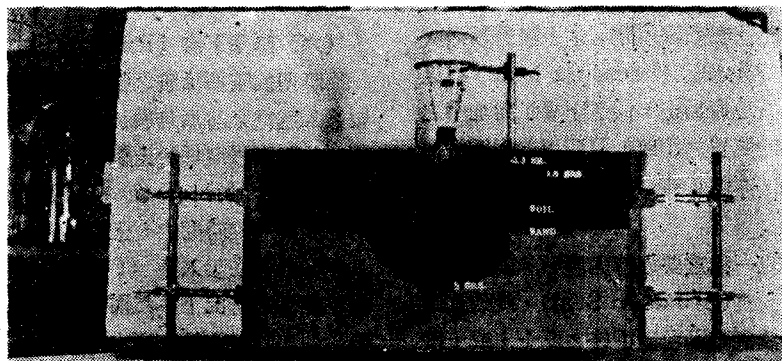
細質地土層之入滲率因較緩慢，故在其下之砂層，所滲入之水分對砂土而言永遠呈負壓吸力，即下層土壤是在無法飽和之情況下滲，所以其水流速度不是砂層土壤中水分運動之真速度值（因為真速度是指水流本身活動之截面積而言）。而是水分在該土層總面積下所具有之某種假速度，在此種情形下，水分還是可能遍及相當深度之土層範圍。

(C) 中細質地剖面中夾有粗質地間層者：

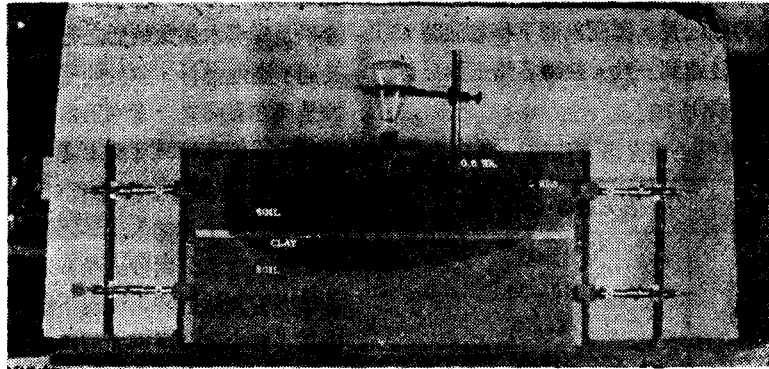
透水性強之土壤與透水性弱之土壤互相重疊時，其總滲透係數比兩者中任何一種都大為降低。如圖(8)所示，在均質壤土層中夾一砂土層，當下滲之濕潤周到達砂土層之上時，水分並不再往砂土層中繼續下滲，而改向砂土層上之均質壤土作橫向滲透，直至該層之平均水壓坡降漸呈均一而近於零時，水分才開始向下滲透。造成此種現象之原因，乃是兩種不同質地界面間之孔隙大小差異很大，而呈明顯之交替作用，由於孔隙度之交替，在界面上造成如下之現象：

(1) 毛管孔隙之連續性不均一，形成念珠狀或球鏈形而阻礙水流。

(2) 在粗質地間層中之土壤空隙中原先所充滿之大量空氣不能及時逃逸，而形成封禁空氣 (entrapped air)。



圖(8) 中細質地剖面中有砂土間層存在時水分下滲之濕度分佈狀態



圖(9) 中粗質地剖面中有細質地間層存在時水分下滲之濕度分佈狀態

由於毛管孔隙不均一，因而增大水與土壤間之摩擦力使導水係數降低。再者因封禁空氣之存在，勢必佔據其空間，尤以粗孔隙部分，因水有從粗孔隙內被吸入最細孔隙中去之傾向，結果粗大孔隙被封禁空氣佔據，反而成為不透水層，此時欲使水分滲過空隙時，祇能沿孔隙之內表面呈薄膜狀移動，而緩慢下滲，再者由於分散於土壤中之空氣而增大水分之粘度，所以摩擦力在此時亦俱有特別重大之意義。

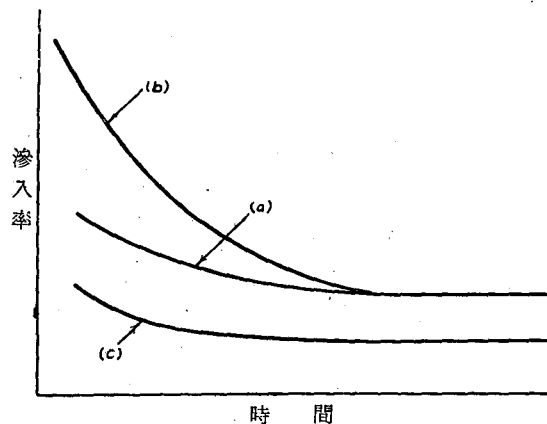
(D) 中粗質地剖面中夾有粘重質地間層者：

在中粗質地剖面中隔有細質地間層，在開始下滲時，滲入率是由上層粗質地來決定，嗣後，濕潤周達粗質地下界面（粘質地間層之上界面）時，下滲率才開始降低。情況如圖(9)所示：

形成此種情形之原因是當下滲仍在粗質地層中進行時，其濕潤周經常是處在吸力（不飽和）之誘導下前進，一旦抵達細質地層，由於孔隙較小，摩擦力增大，故濕潤周前進便形減緩，然此時從土壤表面下滲並不停止，於是便在細質地間層之上限聚積而成臨時地下水位，直到其水壓（Pressure head）增至足夠透進下層之粗質地層為止，透進下層粗質地中之滲入率，因受細質地間質之妨礙，濕潤周前進緩慢，土層無法成飽和流，亦即其導水係數低於飽和狀態之導水係數。

層次性土壤還有一種重要之特殊情形，就是地表往往形成一殼皮或封皮（Crust or Seal），此殼皮通常是由雨點打擊或灌溉時團粒破壞後之乾土，或土壤中自然存在之石膏硬化而形成。其特點是較其下層之土壤容重為高，孔隙較細，飽和之導水係數亦較低，此種殼皮雖然不超過數 mm，但能嚴重地妨礙水分下滲，縱使在滲透性良好之土壤，亦是如此。圖(10)

便可說明地表蓋有一薄層殼皮時，影響水分滲入之情形。



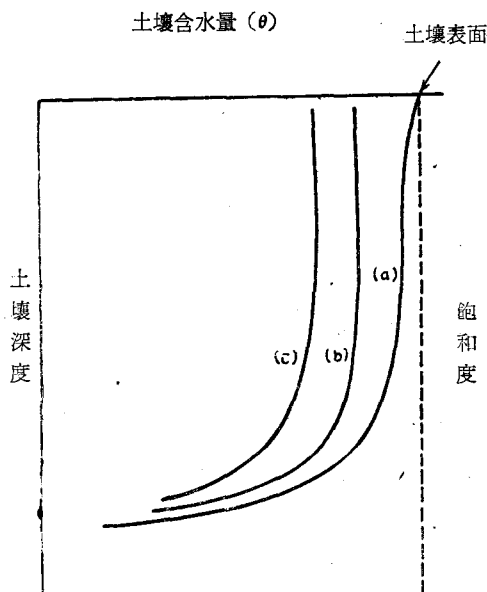
圖(10) 滲入能量與時間之關係

(a) 均勻土壤；(b) 上層較粗，下層較細之層次性土壤；
(c) 地表蓋一薄層殼皮之土壤。

(六) 降雨下滲 (Rain infiltration)：

降雨或噴洒灌溉之強度超過土壤之滲入容量時，則滲入進行之情形無異於地表池浸（Ponding）滲入。要是降雨強度低於土壤滲入始值（Initial infiltration value of the soil）而大於滲入終值時，則在開始一段時間中，土壤將吸收水分，其實際之滲入率低於潛在滲入率（Potential rate），土壤是處在不飽和之情況下。然而，雨水仍以相同之強度不斷降於地表時，由於土壤之滲入能量因時間而遞減，則土壤表面漸漸變為飽和狀態，於是其下滲情況也就漸漸地和池浸之滲入相同。其次，如果降雨強度始終均低於土壤之滲入能量，（亦即低於飽和時之導水係數），則土壤將不斷地吸收水分，其吸收速度和降於地表

之雨水強度相同，土層之浸濕區擴大，但從未超過飽和，如此，經過長時間之後，當傳導層之吸力坡降變成均一可以忽視時，則濕潤區中之濕度，其導水係數亦等於所降之雨量強度。一般情況是降雨強度愈弱，滲入剖面之飽和度亦愈低，其影響情形如圖(11)所示：



圖(11) 當下滲時，土壤剖面水分含量之分佈情形
(a) 表土池浸；(b) 高強度噴射灌溉之情形；
(c) 低強度噴射灌溉之情形。

降雨或噴射灌溉之下滲過程，Youngs (1960) 及 Rubin & Steinhardt (1966) 諸氏曾詳加研究，認為降雨下滲可分為三種方式：

(A) 非池浸式之滲入(Non ponding infiltration)：降雨強度不足以使地表積聚成水池。

(B) 準池浸式滲入(Preponding infiltration)：降雨之強度可以形成池浸，但尚未形成池浸式前之滲入。

(C) 降雨池浸式滲入(Rainpond infiltration)：地表已形成池浸後之滲入，通常是由準池浸式漸變而成。

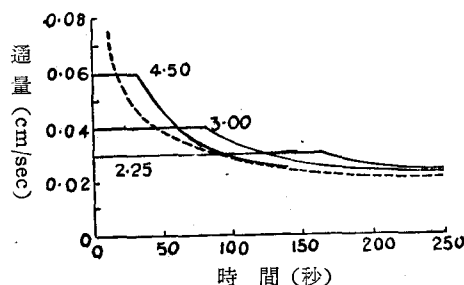
當滲入由準池浸式滲入過渡至池浸式滲入之階段稱之為初期池浸滲入(Incipient ponding)。於是可見，非池浸式及準池浸式之滲入是屬於降雨強度控制之滲入(Rain-intensity-controlled)或稱通量控制滲入(Flux-controlled)。至於降雨池浸式滲入是由水壓(或水深)以及土壤吸力狀況與導水係數之大小來決定，在表土之水壓一般很低，惟因其與一般之池浸法滲入相似，故屬剖面控制滲入(Profile-controlled)。

在分析降雨池浸(Rainpond)或池浸(Ponding)滲入時，其地表之臨界條件是假設具有一定深度之水壓。但在分析非池浸及準池浸滲入時，其條件是透過表土之通量(Flux)是定值或增值而定。在田間實際情況，降雨強度時增時減，所以土壤有時是超過土壤飽和導水係數(或滲入容量)有時可降至飽和導水係數以下。但由於降雨強度減低之時間包含有很複雜之滯後作用，故有關降雨之狀況分析也很困難，所以迄今尚無滿意之降雨滲入分析方法。

Rubin's 對降雨下滲曾加分析研究，認為如果表土維持一定之水壓(如池浸滲入)，則滲入表土中之通量將因時間而遞減。反之，如果欲維持表土滲入之通量一定，則表土之水壓必需因時間而增大。一定降雨強度下，如果相對降雨強度($\frac{\text{降雨強度}}{\text{土壤飽和之導水係數}}$)大於1時，則終會形成池浸式之滲入。再者，關於非池浸式之滲入其相對降雨強度低於1，表土不飽和，其吸力(ϕ)往往與滲入通量(q)形成函數之關係，即： $k(\phi)=q$ 。

在降雨池浸式之滲入下，土層中之濕潤剖面將包含兩部分：即上層之水分飽和區及下層之不飽和區。水分飽和區將因時間逐漸擴大而加深。同時飽和區下界面之濕潤帶及濕潤周之水力坡降，隨水分不斷滲入而不斷減小。在一般情況下，降雨強度愈大，初期池浸滲入所形成之水分飽和層愈薄，而濕潤層之水力坡降愈陡。

圖(12)，係表明砂土在三種不同降雨強度下準池浸及池浸下滲之滲入率，曲線之水平部分屬準池浸，傾斜部分為降雨池浸時期。根據 Rubin (1966) 報告，降雨池浸滲入曲線均表現同一形式模狀，但在不同之相對降雨強度下表現不同之水平長度曲線，其與池浸滲入(虛線)曲線之分佈並不一致。



圖(12) Rehovot 砂土滲入時，地表進入土中之通量與時間之關係。實線係代表降雨滲入，虛線係池浸滲入，曲線旁標誌大小之數字係相對降雨強度(Rubin 1966)。

在田間實際情形，有關降雨滲入之研究，還不够充分，迄今為止，尚未有可以應用之理論出現。此種原因，第一：是由於雨點是各自分立、不連續，因而使地表飽和與濕度再分佈形成輪替而複雜之狀態。第二：降雨強度及雨點能量 (Raindrop energy) 變化很大。第三：各地土壤之變易性極大，第四：氣流風速之變化亦因每次之降雨而不同。由上種種原因，極容易使一種理論之分析陷入反常，而不能應用。

(七) 地表逕流 (Surface runoff)：

所謂地表逕流是指一部分之雨水既不能被土壤吸收亦不能累積於地表，於是順坡滾流，最後匯集成坑澗溪流。逕流是在降雨強度超過滲入率時發生，但一般並不立刻開始，最初是讓過剩之雨水貯積於地表之窪穴凹地，形成泥漿，其水量稱之為地表貯水容量 (Surface storage capacity)。當水量超過地表貯水容量之後，便形成逕流，逕流率之高低是視降雨強度超過滲入率之大小而定。至於地表貯水容量是受地形坡度及地表粗糙率所支配。

一般農田，不期望有逕流發生，因而喪失水分並且引起沖刷。所以在田間採取覆蓋地表之措施以防雨點打擊；翻犁來增加土壤之滲入率及地表之粗糙率，以阻擋或分散逕流使不致過分集中而引起強力沖刷；施用土壤改良劑、有機肥料及堆肥等使土壤保持安定之團粒構造，而不致受雨水及逕流之破壞等，均為重要之措施。此外，地表若形成殼皮 (Crusted soil) 或變為緊實土壤 (Compacted soil)，由於滲入率降低，結果將增加逕流。因此，在水土保育上，一般都採用適當之耕犁及等高耕作，以增加滲入率及地表貯水量而減少逕流量。

* * * * *

總結以上所述，可知土壤滲入能量 (Soil infiltrability) 是土壤物理上之一重要性質，其特性及通量是依下列之因素而定：

1. 降雨或灌溉之時間過程：

在降雨或灌溉開始時，其滲入率相當高，然後隨時間而遞減，最後趨於定值，此為土壤之一特性。

2. 土壤原始含水量：

土壤原先之含水量愈濕潤時，則滲入始值愈低（由於吸力坡降小），同時其滲入終值（定值）愈快到達，滲入終值與土壤原始含水量之間並無關係。

3. 導水係數：

土壤之飽和導水係數愈高，其滲入能量 (infiltrability) 亦愈高。

4. 地表狀態：

地表質地疏鬆，或團粒構造發達時，其滲入始值大於均一土壤，但其終值却相同，因其受傳導層之下較低導水係數之限制。反之，地表緊實，或是地面有導水性低之殼皮存在時，則滲入率將低於無殼皮均勻性土壤，地表殼皮層之存在構成滲入率之瓶頸 (Bottleneck)，對滲入始值及終值均有明顯之減低。土壤構造不安定之土壤，在下滲時地表易形成殼皮層，尤其是受強雨打擊之情況下更易產生。因此，土壤種植密生作物或採用地表覆蓋是很必要的。

5. 土層中存在有非均一性之妨碍層 (Impeding layer) 時：土層中存在有質地或構造不同之層次時，在滲入時能妨碍水分之運動。不管是粘土層或砂土層均將產生同樣之結果（雖然其原因恰相反）。蓋粘盤是由於其降低了飽和導水係數，砂層是妨礙濕潤周前進（其在不飽和情況下），因砂層中水分下滲，水分是在較低之飽和度下進行。一般水分欲進入乾砂土中，祇有等到水壓逐漸提高，俟壓力高至某一程度時，才能使水分進入充滿較大之孔隙中。

三、滲入土層中水分之分佈

(一) 概念：

降雨或灌溉之後，地表之貯水因蒸發及下滲而減少，再經相當時間，則地表亦無水分進入土層，因而，下滲作用便告停止，然而，進入土層後之水分運動，還是不斷地在進行，事實上，此種水分運動，還需要長時間來調整剖面間水分之分佈。

當水分在下滲時，濕度幾達飽和之土層，並不能保有其全部之含水量，因為受著重力坡降 (Gravitational gradient) 與吸力坡降 (Suction gradient) 之影響，其中一部分必需向下運動進入下面之土層中。在地下水位高之地區，此種水分下移現象稱之為內在排水 (Internal Drainage)，在無地下水或地下水位極深之土壤（地下水位無法影響根系土層），則此種水分下移將使較深土層不斷增高水分，此種現象稱之為下滲後水分再分佈 (Redistribution of soil moisture following infiltration)。

有許多土壤，水分再分佈率 (The rate of redistribution) 降低很快，往往在數日之後，其水分變化已不易察覺，該水分除非被植物吸收利用，否則便可保存於土壤中，質地疏鬆之土壤大多屬之。但在質地粘重或構造緊實之土壤，水分再分佈當成準平衡狀態時，可能需要數星期或數月之久。

土壤水分再分佈之過程及其變化情形，可以從不同深度土層中不同時間之水分變動情形而測知，水分下移再分佈之快慢，時間上變化將直接影響土壤貯水能量(Water-storage capacity)，土壤貯水能量之高低，對農業生產很重要，尤以乾旱不能經常灌溉之地區，植物生長必需依賴根層中之貯水量，此種貯水量可以長期保持不必補充。但土壤貯水量並不是一固定數量或靜態地被保持，乃是一暫時現象(Temporary phenomenon)其量之大小，主要是由土壤水流動能(Dynamic of soil-water flow)來決定。

(二) 土層中水分再分佈之過程

滲入土層中水分分佈之過程，是受有無地下水位及存在之深度所支配。一般農田土壤，若地下水位僅數公尺，其毛管水上升之上限能到達根系土層者，視為有地下水位存在，要是地下水位過深，毛管上升水根本不能到達根系土層，其與根層中之土壤水分已斷絕毛管靜壓力連繫，中間隔有乾層之土壤存在者，稱之為無地下水之農田。

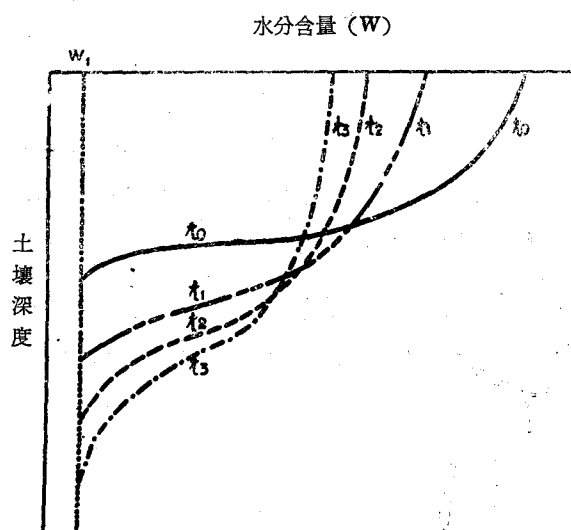
有地下水位存在之農田，其在水位界面時之水壓等於大氣壓力，界面以下者，因有水頭壓力，故大於一氣壓視為正壓；至於水位上土層中所保有之水分，因低於大氣壓力，故呈負壓亦稱吸力。在此種水分剖面下，土層中水分之分佈，通常是由土層內在排水(Internal drainage)曲線性態來決定。所謂土層內在排水曲線是指地下水位以上不同高度之土層中所保有之水量與毛管位能之大小成反比之關係存在。換言之，在有地下水位之農田，土層中水分再分佈之最終平衡狀態，其含水量是以距地下水位之高度而遞減。

無地下水位之農田，假若土層很深厚，則水分下滲分佈之最終狀態是：剖面之上端存在着水分濕潤區，下端仍屬乾土區，較深層之土壤將引誘上層之水分，形成緩慢而不斷地向下移動之現象。至於水分再分佈之速率是視原先濕潤區之厚度，濕潤區與乾土區之相對濕度，以及該土壤之導水係數而定。如果原先濕潤區厚度很薄，其下層土壤相當乾燥，則其水力坡降大，水分再分佈之速率便快，在較短時間中便可使剖面間之濕度分佈呈準平衡狀態。反之，原先濕潤區之厚度相當厚，下層為濕潤土壤，同時吸力坡降亦低時，則水分再分佈之最主要影響因素是由重力作用來決定。

不管任何情況，土壤水分再分佈率都是因時間而遞減，其理由有二：(1)吸力坡降在乾燥區與濕潤區之間將因水分再分佈而漸近於一致，因為在原來濕潤之

一方，將因乾燥而失去保水力，反之原來乾燥之土層，將因濕潤而得到保水力。(2)原有濕潤區釋水之結果，其導水係數將相對降低。

由於上述吸力坡降以及導水係數同時發生降低，故其通量將急劇下降，濕潤周前進速率亦降低，此種濕潤周在下滲時快(曲線陡)，進入再分佈之後便很慢(曲線平緩)，其情形如圖(13)所示...



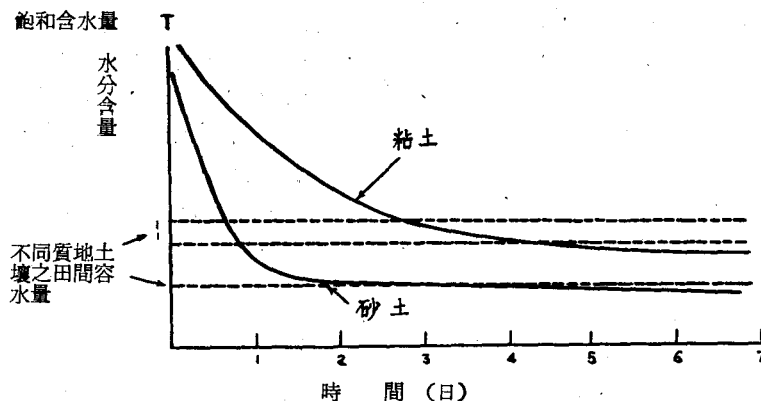
圖(13) 中質地土壤灌溉之後水分再分佈，剖面間水分變化情形。
 t_0, t_1, t_2, t_3 係灌溉後 0, 1, 4, 14 天， W_1 係灌溉前土壤之濕度。

從圖(13)之曲線啓示，上半段是下滲時之濕潤區，當下滲完了，仍呈排水，但度速減緩很多。下半段在水分再分佈時，初時是濕潤，後來亦呈排水。

圖(14)係表示砂土及粘土水分再分佈時，土層保水力與時間之關係情形。

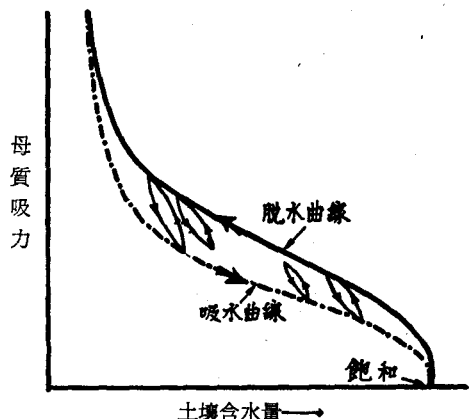
在砂土，不飽和之導水係數因吸力增大而呈急劇下降，在初一二日中曲線很陡，但很快便達田間容水量之準平衡階段。至於黏土，不飽和導水係數減少較緩，水分再分佈到達準平衡(田間容水量)所需之時間亦較長。

土壤水分再分佈俱有滯後效應(Hysteresis effect)，因為剖面之上部是釋水(排水)，下部為吸水。因此，濕度與吸力間之關係將因剖面間各部位而不同，同時在時間上亦能產生很大之變化。土壤由於水分之滯後作用，故在吸水(Sorption)及脫水(Desorption)過程中，其曲線並不一致，乃是根據其屬乾燥或濕潤之不同過程而定。



圖(14) 當水分再分佈時，原來濕潤區土壤濕度隨時間而減少之情形。

如圖(15)在脫水及吸水主曲線之間，還有許多支曲線(Scanning curve)，此種曲線是表示因滯後作用而產生之濕潤中間值，來傳導主曲線間之水分。一般來說，滯後作用是妨礙水分之再分佈，同時使土壤水分再分佈之過程變為非常複雜，很難用數學式加以表達。



圖(15) 土壤在脫水及吸水過程中所表示之滯後作用現象

(三) 田間含水量 (Field capacity) 【註二】

早期之土壤學者與灌溉研究者，均認為土壤中之水流及土壤含水量因時間而遞減。因此，推斷其流量率 (Flow rate) 在數日之內便可以忽視，甚至認為其為完全停止，於是便假定，當土壤內在排水「認為」停止時，稱之為田間含水量 (Field capacity)。此種觀念，長時間以來，曾經被普遍接受，而當作

【註二】田間含水量：根據 Veihmeyer and Hendriksen (1949) 之定義是：當土壤過剩之水排去，水分下滲呈實質上之減少 (materially decreased) 時，土壤中所能保持之水量。其在中等質地、構造均一之土壤，一般在降雨或灌溉 2-3 天以後之土壤濕度便是。

土壤之真正物理特性，並視為土壤之一種重要水分常數。

田間含水量之觀念雖然是由早期在田間用粗放式測定而得之一種含水量，許多學者曾經加以解釋係屬一種靜態平衡不連續之毛管水，在實用技術上而言，田間含水量亦被視為灌溉之上限，即施灌一定水量於土壤中，使土壤在一定深度土層中能保持在田間含水量，超過此深度範圍，此水量將不至再下滲，因此；田間含水量值變成可用以計算田間灌溉需水量之一重要指標。

然而，近年以來，由於研究不飽水流理論之發展以及更精確之試驗技術，發現「田間含水量」之原來觀念是一種武斷、人為臆度的，其測定方法亦不合土壤固有之物理特性。Richards (1960) 曾批評田間含水量之觀念是「害多於利」。因為在降雨或灌溉之後，土壤水分再分佈之過程中，根本無法決定「何時」及「用何方法」能測出土壤水分有實質上之減少或停止，從而判斷其排水已達可以「忽視」或「實際為零」之境界。所以「田間含水量」一詞，若依據早期之觀念，純然是一種主觀之論斷。

「田間含水量」在今日之涵意僅是「滲入終了時原始濕潤區之濕度」或「滲入後第某日之濕度」等是。

土壤水分再分佈之過程是連續性，並不是斷裂或靜態，即使是在無地下水存在之土層中，其水分減少率也是呈連續性而緩慢下降，且需要很長之時間。

田間含水量之觀念，最站得住的是粗質地土壤，因其導水係數隨母質吸力 (Matric suction) 之增大而急劇下降，水流亦很快減低。然而，在中細質地土壤中，水分再分佈能很明顯地維持數日之久。茲舉坩堝壤土為例，當浸濕深度超過150cm之土層時，地面用紙覆蓋以防蒸發，然後測定剖面深度 60~90cm

間之土層，其水分變化情形如表(2)所示：

處 理	土壤含水量 (重量比)
下滲終了時	29%
下滲後 1日	20.2
2日	18.7
7日	17.5
30日	15.9
60日	14.7
156日	13.6

從上列數據，可見土壤中水分之減少能連續不斷地維持達 5 個月以上。土壤中水分含量降低之比率是遵從下列方程式：(Richards 1956)

$$\frac{dw}{dt} = at^{-b} \quad (3)$$

上式 w = 水分含量 t = 時間

a. b = 參數 (邊界作用及導水係數有關)，其中指數常數 b 與土壤擴散作用有密切關係。

公式中指出 b 值愈大，曲線愈陡，水分含量降低愈快，因此，似乎有理由來假定土壤保持水分對土壤擴散及水力導度間之關係較土壤吸力之大小更為密切。

土壤從任何一層次中流出之流量率非但與該層次之質地，導水性有關，同時與全剖面之組成及構造亦有密切之影響，因為土層中若存在有一硬盤或一緊密層時，則在其上層水分之流出將受妨礙，因此，很顯然，土壤之保水能力不僅與時間有關，並且與剖面各層次順序間之質地組成亦有關係，此外與原來剖面水分分佈情形亦有影響。

綜上所述，可以如此說明，如果一灌溉農場，灌溉之頻率很高，則土壤短期之貯水能力可達 18% 以上，反之，如果是一缺水農場，灌溉間距是一季或一年，則土壤水分便無法維持在 18% (因土壤無法保持如此高之水分在很長之灌溉期距下)，或許降至 14% 以下，因為灌溉後土壤水分再分佈是由土壤本身來調節 (如內在排水，蒸發及植物吸取等)。此種調節是各方面同時進行，時間很快，並不可能停止任何一點，如田間容水量上。

然而，不管田間容水量之觀念是如何不健全，但在田間實際灌溉時，仍然可視其為灌溉之上限，此值祇能在田間實地測定，在實驗室內並無一種滿意之方法以代替之。目前在實驗室所測之方法如離心機法，壓力膜裝置及吸力法等，都是以田間實測值為準，然後加以調整，使之儘量與其相符合而已。例如吸力值 $\frac{1}{2}$ 或 $\frac{3}{4}$ 巴，便是代表田間某種環境下之田間容水量值

，但是，如果期望或假定此種評斷能獲得普遍應用，便犯基本觀念上之錯誤，因為其僅屬靜態之一個點而已，而土壤水分再分佈之過程是屬動態。

(四) 土壤水分再分佈及田間容水量之影響因素：

田間容水量值因土壤種類而有極大之不同，如以重量比來估算，砂土僅為 4%，重粘土可達 45%，有機質土有時可達 100% 以上，其中對土壤水分再分佈及田間容水量之影響因素，可歸納說明如下：

(1) 土壤質地：粘土保水量較砂土為多，保持時間亦較長久，因此，土壤之質地愈粘重，其所表現之田間容水量值愈大，在水分再分佈過程中，田間容水量愈慢到達，其值愈不明顯。

(2) 粘土之形態：蒙特石類粘土 (Montmorillonite) 含量愈高，土壤在任何時間中所吸收保持之水量亦愈高。

(3) 有機質含量：土壤有機質對土壤水分之保持有很大之助益，但在礦質土壤，因有機質含量太低，故保水效果不大。

(4) 浸滲深度與土壤原有濕度：一般而論，土壤剖面原來之濕度愈濕潤時，則下滲時之濕潤深度愈深，水分再分佈之速度愈慢，所表現之田間容水量值愈高。

(5) 層次性不均一土層：土壤剖面如果有緊密層如粘盤，或是有砂層或礫層存在時，能妨礙水分再分佈及提高田間容水量值。

(6) 蒸散量：土壤中之水分若有蒸散作用向上抽取水分時，其結果將會影響水力坡降及水流方向，因而亦會變更水分再水佈之過程。

※ ※ ※ ※ ※ ※

綜上所述，關於水分滲入後在土層中再分佈之過程，可歸納成如下主要結論：

如果土壤剖面很深又無地下水位存在時，則水分滲入完了時最典型之土壤濕度剖面，將包含上部剖面之濕潤區及較乾燥之下層剖面兩部分。下滲後之水分運動，從剖面中較濕處向較乾燥處移動之現象，稱之為水分再分佈 (redistribution)，此種運動之過程是由母質吸力坡降及重力坡降所引起，兩者同時發生作用，此外，滯後現象亦參與其中。土壤水分再分佈之速度是隨時間而遞減，其時吸力坡降減小，釋水區之水力導度亦漸漸消滅。因此，上剖面之水分減少在初期很快，隨後逐漸變慢，最後至察覺不出為止，此時，遺留在土壤中之水分似趨穩定，長久以來，都稱之為「田間容水量」而被視為田間有效水分之上限

。田間容水量並不是一平衡值或一真正常數，因為土壤中水分再分佈並不是在數日之內便停止，而是繼續一段很長久之時間，同時水分再分佈之時間因土壤種類而有很大之差異，土壤水分在滲入之後，任何時間中之濕度是依土壤之導水性、剖面之均一性（層次順序）、滲入之水量以及滲入初畢時之土壤濕度而定。

四、地下水之排水

（一）概念：

前節所述之土壤水分再分佈是在不飽和土壤佔優勢情況下之水分運動。至於地下水排水(Groundwater drainage)之水分運動，通常是在土層內水分飽和區中進行。

具體而言，所謂地下水排水是指自然的或藉人爲方法將土壤過剩中之飽和水排出土壤之外，一般是屬地下水水面以下水之動態。

飽和土壤，並不一定有害於植物之生長，如果土壤溶液中無有毒物質存在，同時有足夠之氧氣供植物根系正常呼吸作用時，則大多數之植物根能在水中生育健旺茂盛。衆所熟稔，植物之根是必需經常呼吸，如果土壤孔隙被水佔據而阻塞土壤之通氣性時，則植物根終必窒息致死。在積水之土壤(Water-logged soil)，由於土壤中氣體與大氣交換受浸水層隔絕，往往缺乏氧氣，而 CO_2 之積聚可達有害程度；此外， Fe^{++} ， S^{++} ， Mn^{++} 等化合物，在此種嫌氣性之環境下，很易與有機物（如甲烷）結合成有毒物質而嚴重地妨礙植物生育；同時硝化作用受阻，許多植物之根，易罹黴菌病(Fungal diseases)。

許多排水不良地區，並不一定都是地表積水，有時祇是地下水位太高，致使根系土層之氧氣及營養分遭受缺乏。此外，排水不良之土層在春天，地溫無法上升，因而妨礙發芽及作物初期生育。

在排水不良地區，溫度對植物生育亦很敏感，例如溫度上升，將降低氧在水中之溶解度，同時溫度上升增大根系之呼吸作用及土壤微生物之活動，因此，土壤水分過多，在溫熱氣候下對植物之爲害將大於寒冷地區。更有進者，在溫熱地區，因蒸發較大，鹽分易積聚於地表，於是造成之鹽害亦較寒冷地區爲大。至於蒸發作用所帶來之鹽害，可用排水方法降低地下水位以及經常淋洗而改善之。

單行灌溉而不排水往往造成重大災害，例如在 Mesopotamia 河谷有一度曾經靠灌溉而產生興旺之

農業，後來由於不知不覺之鹽分積聚，日積月累之下形成排水不良地，最後導至荒蕪。

世界上有許多地區，如海岸平原及河谷等，具有很高的生產潛力，但由於水分過多，往往不能全部開發，或任其荒蕪。還有許多地區，受地形限制，土壤不透水，或是積水不能排除，結果使土壤不適作物生長，此種地區均可由人工排水而得改善。再者即使是有灌溉水源之乾旱地區爲要控制鹽分與長久保持地力，亦需經常實施排水，以改善土壤物理之通氣作用。

一般在降雨或灌溉水源稀少之地區，若能在土層中保持相當高度之地下水位，有時反而有利。因為毛管上升到達根層之水分能被植物吸收利用，故可視爲一補充水源。但此種地下水位之漲退必需能有效控制才可，否則便形成排水不良地。

（二）地下水之水流現象：

不飽和土壤，其含水量完全受吸力坡降所控制，同時水分之運動性亦受不同濕度導水係數而變化。至於地下水，具有正水壓(Positive hydrostatic pressure)，故處在飽和土壤中，其濕度值不變，不呈負吸力，導水係數達最大值，且常一定。

雖然飽和土壤與不飽和土壤有上述之差異，但在連續性之濕潤剖面中，却無法區別其分野。如果試圖劃分其範圍，其界限並不在地下水水面，而是在水面上附近，（受毛管作用，其高度是吸力恰與空氣進入相等之處）。但一般情況很混亂，並無清晰界限存在，尤其受滯後作用之影響時，更不能模糊不清。

地下水可用多孔性水管或渠道而從土層中滲入或滲出。一般水位之漲落便是受降雨或灌溉水之滲入率所影響。地下水位雖然非完全水平，但也很少呈現很陡之坡降，除非是在渠道、井或排水管附近。如果地下水之水面一定時，即表示該地下水之流進及流出是相等。反之地下水位升或降即表示地下水在充水(Recharge)或放水(Discharge)。地下水有時受季節性降雨或灌溉之影響而有週期性之漲落，氣壓之改變亦能使地下水發生升降現象。

地質地下水由於地質具有層次性、構造異向性(Anisotropic)，以及水層沉降等之影響，使地下水流十分複雜，有時地下水由於含鹽分量及溫度之緣故，地下水上下層間水質全然不同。例如沿海平原，地下水流之上部爲淡水，其下爲鹽水層，亦有兩者相互混合之情形。

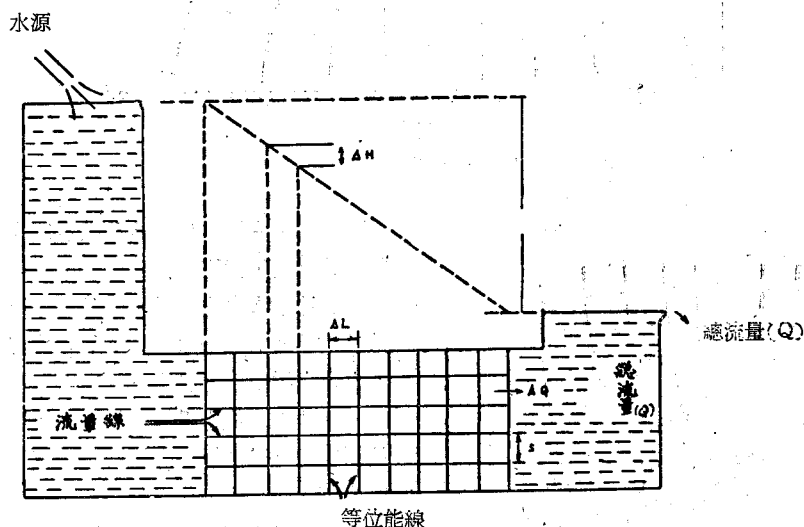
（三）流量網及模型：

研究地下水者經常採用一種流量網法(Flow net)來剖明分析土壤中地下水壓能(Hydraulic potentials)、坡降(Gradient)、流向(Flow directions)以及通量(Flux)之分佈情形。如圖(16)係表示定水頭滲透之流量網。

圖中垂直線為等水壓線，即等位能線；平行線係流量線(Flow lines)表示水流從較高位能流向較低位能。兩等位能線之空間距離係代表一定之位能落差

；兩流量線之空間距離代表一定之流量。當全體系之水流網知悉之後，水力導度成已知，便可求得土壤剖面各部位間之通量及流向。

圖(16)係流量網模型之一實例，用來剖示定水頭滲透之水流情形，當水流向單位厚度(高 S ，長 L)之土壤樣本通過時，在最單純之情況下，所有之流量線均成直線而且平行。圖中之流量線之線條數可任意劃定，但其兩毗連線之空間係代表流量率必須相等。

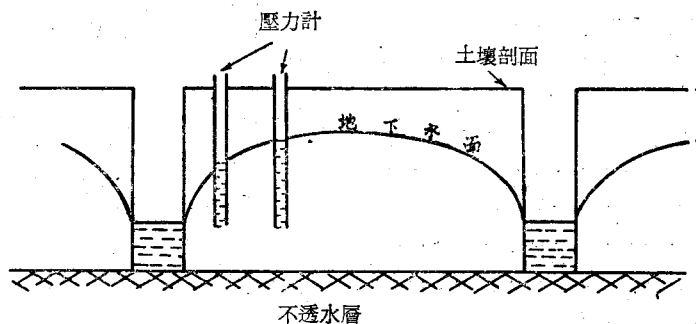


圖(16) 定水頭滲透之流量網

上述係屬最簡單之一種情況，實際上不需要劃出流量網，因為其僅屬幾何單向量，用 Darcy's Law 求算，直接而簡單。然而，在田間大多數之情況下，流量線既不呈直線也不是平行，所以有關流量網之劃法是每一等流量線均與等水壓線垂直相交，而在流量線中任何二條流量線間之流量率： (Q) 是等於該流量

網總流量除以兩流量線之間隔數目而定。同理與流量線情形相同，兩等水壓線間之水壓差(ΔH)亦是一定，是以總水壓除兩等壓線之間隔數而定。

在田間情況下，地下水流可以從測定土壤不同部位之水壓而求得，一般是用 Piezometer 來測定。如圖(17)所示。

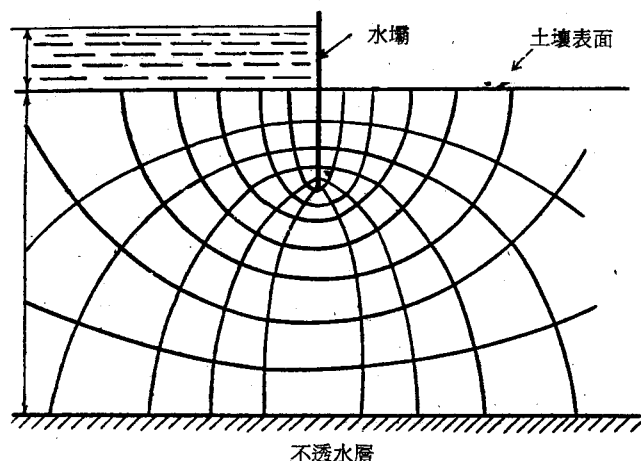


圖(17) 開溝式排水利用 Piezometer 測定地下水位

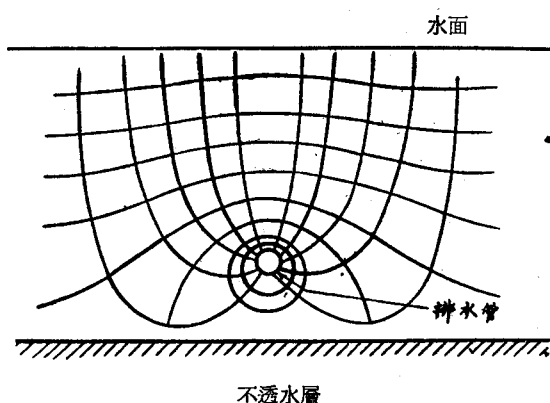
此外，流量網之學說還可應用於另外許多排水方式上，如水庫之滲出，排水時排水管流入等種情況，茲分別列如圖(18)及圖(19)所示。

圖(18)及(19)之流量線呈曲線，當其愈近排水溝時，其通量愈大。

在層次性土壤中，流量線從此層進入彼層時，往



圖(18) 水庫水滲出之流量網圖示



圖(19) 排水管流入之流量網圖示

往呈折射曲節而改變流向，惟原來流向垂直於介面者例外。此種關係曾由 Casagrande 氏 (1937) 求得，其公式如下：

$$k_1 \cot \alpha = k_2 \cot \beta \quad (4)$$

式中： k_1 及 k_2 為相鄰兩層次之導水性

α 及 β 分別為第一層進入第二層時之入射角及反射角。

水工模型通常是用於幫助想像中之排水方式，在試驗時是模仿實際情況，在模型中填入均勻或層次性之土壤樣本，同時使其介面或水流模擬與實際情況相同，模型牆壁大都用透明壓克力或玻璃，使可以觀察其水流情形，有時在不同部位灌入或放置染料，以幫助追蹤水流之種種現象。

四有關排水之影響因素：

地下水排水通常是由排水溝、排水管或暗渠施設於土層中，由土壤中所呈之水力坡降而使水排出區外。其排水率是受下述諸因素之影響：

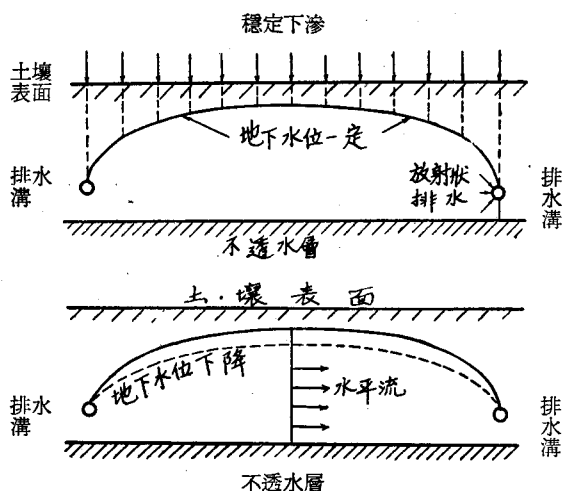
(1) 如果土壤不均一或是俱有層次性時，其導水係數或其流向可能因土壤部位或層次而有所不同。

(2) 地下水之水位及水壓狀況：地下水位並不是經常呈水平或俱有一定深度，許多情況下地下水受壓制，也有呈現噴出之壓力。

(3) 地下水位是受排水管或暗渠埋設之深度、(距地面或地下水位以下之深度)，坡度以及其出口之高度而定。

(4) 沿排水溝排水入口之開放情形：一般排水之設施是沿排水管每節距離都有裂口讓土壤中之排水進入，同時在排水管週邊填入碎石，以增加排水流入量，並防止土壤阻塞排水管之裂口。

(5) 平行排水溝水平距離之決定。



圖(20) 穩定流之地下排水，(下滲率與排水率相等，使地下水位保持一定) 以及不穩定流之地下排水。(排水率大於下滲率，使地下水位下降。)

(6)排水溝之規格及大小。

(7)土層水分再分佈之排水或是從其他地區引進之渠道水流。

由於以上許多因素之影響，因此，滲入地下水中之滲入率亦時增時減。一般在穩定排水流之情況下，是下滲進水之速度等於排水流出之速度，如圖(20)所示。要是在不穩定之排水流量之情況下，結果將引起地下水水位下降。

(二)排水設計一般採用之方程式：

各種土壤在不同地下水水位之情形下，如何設計埋設排水管或開掘排水溝，如所需之深度，排水溝之間距等，多年以來，曾經有不少學者及工程師們提出種種理論性及經驗性之方程式。但由於田間情況複雜，變易性很大，而所有公式多半是基於某種理想與簡化之假設水流下推算，因此，其有效性並不很準確。同時也不可盲目應用，所以在應用某種方程式之先，應對當地之環境狀況有充分之瞭解，才能判斷可採用之方程式。

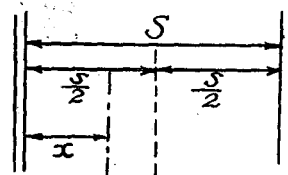
關於排水設計之公式，被採用最普遍者有 Hooghoudt 氏 (1937) 之方程式，此種公式是用於預計地下水水位高度之變化情形。假如排水溝之深度、排水溝間之水平距離以及土壤之導水係數已知時，則由降雨量或灌溉水量便可推測其對地下水水位變化可能影響之程度。但是，該公式仍嫌過分忽視田間之實際情況，諸如：地下水運動方向、蒸發散量、土壤之層次性皆不考慮及之。所以 Hooghoudt 公式之成立，嚴格而言，是基於下列默契之假設：

- (1)均質土壤，導水係數一定。
- (2)排水溝平行而間隔距離相等。
- (3)地下水面上各點間之水力坡降與地下水水位坡度變化時，各點間之水力坡降（地下水面上）仍假設為相等，蓋坡降愈大排水溝愈陡。
- (4)應用 Darcy's Law。
- (5)排水溝之下假設是不透水層之存在。
- (6)水源是假設由上向下滲入，如同灌溉或降雨，同時其通量亦假設不變。至於兩排水溝之間地下水存在之形態亦假設為橢圓形。

茲將演算 Hooghoudt 氏公式之原理說明如下：

在田間有一段單位厚度之土壤剖面，兩排水溝之間隔距離設為 s ，假設在對稱之情形下，則在兩排水溝之中央劃一線限，線一邊之水流流入一排水溝，另一邊之水流流入另一排水溝，現在在水流流入排水溝之途中截一垂直面，此垂直面距排水溝之距離為 x ，則

水流通過此一垂直面之量，在單位時間中，必定是滲入通量乘垂直面至分界線間之距離寬度，即：



$$Q = q\left(\frac{s}{2} - x\right) \dots \dots \dots (5)$$

與此同時，由 Darcy's Law 可得：

$$Q = kh \frac{dh}{dx} \dots \dots \dots (6)$$

式中 k 為水力導度， h 為以不透水層為基準之水位高度，則：

$$q\left(\frac{s}{2} - x\right) = kh \frac{dh}{dx} \dots \dots \dots (7)$$

或： $\frac{1}{2} q s dx - q \times dx = kh dh$

積分之則得： $qsx - qx^2 = kh^2 \dots \dots \dots (8)$

假設： $x = 0$ （在排水溝）

$h = d$ （排水溝高於不透水積水層之高度）

當 $x = -\frac{s}{2}$ （在兩溝中央之分水線上）

$h = (H + d)$ （ H 為在排水溝中之最高水位）

則得 Hooghoudt's 公式：

$$s^2 = \frac{4kH}{q} (2d + H) \dots \dots \dots (9)$$

上式曾被廣泛應用於規劃排水溝之深度及適當之距離間隔，而使地下水水位能維持在某一深度之下。但所維持之深度，以及平均下滲率，土壤導水係數必需先已知，不滲水層之厚度亦要先預知，或作適當之假設。

上述諸因子中，最弱之點便是假設不透水層之厚度之定義界限不清，以及地下水水位以上之總水流的估計很難有確實把握。

此外，還此更嚴密之公式，已由 Kirkham (1958) 及 Luthin (1966) 提出。關於田間實際埋設排水溝之深度及其間隔距離列如下表：

表(2) 各種土壤應埋設排水管深度及寬度之範圍

土壤別	導水係數 (cm/day)	排水溝間距 (m)	排水溝深度 (m)
粘土	0.15	10~20	1~1.5
粘壤土	0.15~0.5	15~25	1~1.5
壤土	0.5~2.0	20~35	1~1.5
細砂壤土	2.0~6.5	30~40	1~1.5
砂壤土	6.5~12.5	30~70	1~2
泥炭土	12.5~2.5	30~100	1~2

(未完下期待續)