



水田滲漏／側滲之數值模擬

Numerical Simulation of Water Percolation/ Seepage in the Paddy Field

台北市七星農田水利研究發展基金會研究員

國立台灣大學農業工程學研究所教授

陳世楷

劉振宇

S. K. Chen

C. W. Liu

摘要

水稻田具有生產、生活及生態之三生公益功能，對環境保育貢獻極大，且因長期灌水灌溉為補注地下水重要來源。本研究利用位於田中之實驗水田區作為地下水數值模式探討影響入滲影響因子與模擬試驗田區之地下水入滲，側流及推估地下水有效補注量之依據。

一維垂直入滲模式 SAWAH 及三維數值模式 FEMWATER 經過現地觀測土壤水分張力及入滲量及之驗證後進行模擬，結果顯示牛踏層之有無為影響入滲率之主要因素，區域性水田入滲以垂向運動為主，約為側滲量之 2-10 倍，側滲則明顯發生於乾濕邊界區，約為垂向滲漏之 10 倍，側滲比例隨著乾濕邊界長度、水田湛水面積及初始土壤水分含量不同而改變，占整體入滲量之 1-40%。研究成果除瞭解水田入滲至地下水之移動機制，垂直流與水平側向流動過程，並可以提供政府決策單位研擬水資源管理計劃所需，亦對其他從事相關研究提供完整之研究方法及步驟。

關鍵詞：側滲，入滲，水田，模擬。

ABSTRACT

Flooded paddy field exhibits productive, ecological and environmental multi-functions. Since the paddy field has periodically flooded with water, it becomes one of the major sources for groundwater recharge. The object of the study is to understand the detailed infiltration mechanisms in paddy field. The data of soil characteristics and hydraulic parameters from experiment are used for verifying the numerical models. Then, through the simulations to identify the affect factors of vertical percolation/lateral seepage processes and assess the amounts of groundwater recharge from paddy field.

The one dimensional SAWAH and the three dimensional FEMWATER models are

adopted to simulate and analyze the infiltration processes in a paddy of different dry/flooded and hydraulic conditions. The models are verified against the experimental data obtained from Ten-Chung. The results show that the plow sole is the major factor to decrease the infiltration rate. For regional flooded paddy field, the movement of infiltration water is mainly vertically downward in most area, The lateral movement is occurred at the dry/flooded boundary. The vertical recharge rate is 2~10 times higher than the horizontal movement of water for flooded to flooded paddy field boundary condition and 1/10 for the flooded to dry paddy field boundary condition. The amount of lateral seepage consists of 1%~40% of total infiltration and is controlled by the length of flooded to dry boundary, the area of flooded paddy field, and the different initial water content in flooded/dry paddies. It is suggested that the results can elucidate the mechanisms of water movement from the paddy field and understand the processes of the vertical and horizontal flow within the unsaturated region, and also can provide governmental agencies a scientific basis to promulgate policies concerning water resources management.

Keywords: Seepage, Infiltration, Paddy field, Simulation.

一、前 言

我國擬加入世界貿易組織(WTO)所需面臨之稻米開放進口，將促使國內稻米需求量減少，加以政府研擬之農地釋出政策，水稻田耕種面積將自民國 73 年轉作計畫後再一次大幅度的減少。然而，水稻田除了具有生產性功能外，還兼具對地下水補注之生態性功能，及調節氣溫改善生活環境之生活性功能。近年來，地下水資源的重要性及永續環境的理念為政府機關及學術單位熱烈討論研究中。因此，水稻田所具有之生產、生活、生態角色將有所改變，以往重視的生產性機能將逐漸減弱，而其對地下水補注之生態性機能將相對加重，如何量化水稻田生態及生活之公益機能，為政府制定水稻田面積取捨之重要依據（蔡明華，1993）。

在探討水稻田入滲補注機制時，除需考慮台灣地區特有之灌溉制度及氣候條件外，水稻田區土壤常有硬磐層（俗稱牛踏層）形成，造成對垂直入滲之高阻抗性，其他如田面湛水深、地下水位高程等不同之土壤/水力組合均會造成入滲率之差異。針對實際上極為複雜之入滲率計算問

題，本研究使用數值模式一維 SAWAH 和三維 FEMWATER，對多層土壤及飽和、非飽和流況作進一步分析。並利用彰化田中田間試驗數據，驗證數學模式，而後針對各種水田環境包括湛水田區/乾田狀態等進行入滲模擬，以探討影響水田入滲之各項因子，包括牛踏層等土壤/水力條件及水/旱（乾）田邊界造成之側滲現象。進而評估水田入滲有效補注地下水之水量。

二、文獻回顧

2.1 本省對於水田入滲量之研究

本省對水田之入滲研究起源甚早，百年前便已依據現地實驗推導目前仍為水利局在設計規範時所用之經驗公式，此法僅需利用粘粒百分比便可估算出入滲率，其準確性有待商榷，但其可做為設計之參考。爾後對於水田入滲量之研究較為完整者則可追溯到民國 46 年到 53 年由陳尚及李德滋(1964)于全省 433 處所做的田間試驗。該試驗于 1960 年之前採用同心圓式雙圓筒法，自 1961 年起則採用定水頭馬利奧法(Mariott)來施測。依不同土類及母質將全省分成六種土壤，並推導出：(1)質地與水分當量，(2)水分當量與水田

垂直入滲率之經驗公式，僅需知道該區域之砂、粘、粉粒百分比便可利用質地與水分當量之經驗式求出水分當量，復利用水分當量與水田垂直入滲之經驗式求出所需要之水田垂直入滲率。上述兩種經驗公式均為目前主要之入滲推估工具。

在其他研究方面，陳尙(1980)、蔡明華(1993)均曾參考日本對水田灌溉公益效能之評價模式，將田間滲漏量視為補注地下水、伏流水、回歸水之水源涵養量，並假定滲透水中，有25%垂直向下補充至深層地下水，藉以計算水田年補注地下水量。曹以松及林俊男等(1987)則於集集共同引水計劃中探討以水田超量灌溉作為人工補注地下水之源之措施，除於雲林麻園地區實施超量灌溉現地水收支平衡試驗外，並以灌溉水質數學模式進行模擬，結果顯示該區超灌入滲量約為5.5mm/day，而超量灌溉水量未能完全補注於地下含水層，藉此推斷該區水田具有牛踏層，以致降低入滲效果。

雖然牛踏層阻滯入滲水流之觀念普遍為農工學者所接受，但對牛踏層之調查分析仍多屬定性之描述，如黃山內(1991)及土壤管理手冊(國立中興大學土壤調查試驗中心，1991)等，均指出牛踏層普遍存在台灣之水田或輪作田中，水田土壤剖面在謝兆申及王明果(1991)之圖輯中，亦可看出位於土表下20cm附近層次分明之狀況，但對其入滲水力特性，並無量化之數據可供參考。近年來，相關之水田入滲數值模擬，對牛踏層之位置、厚度及水力傳導係數等多以假設值為之，如馮秋霞等(1997)在針對嘉南地區水稻田灌溉對地下水補注影響研究時，曾利用垂直二維地下水模式模擬並假設牛踏層滲透係數為其上下兩層土壤之1/2與1/10，分別推估入滲量為180mm/hr與3.6mm/day，兩者間差異甚大，也增加推估值之風險度。陳世楷等(1998)在彰化田中試驗田區進行水田入滲之現地試驗，包括土壤水分、張力分佈、入滲量變化，並量測及推估牛踏層之厚度約為5~7.5公分。

2.2 國外對於水田入滲量之相關研究

國外對於水田灌溉水份進入深層土壤之機

制研究，起始於日本東京大學 Takagi (1960) 之理論探討，他指出水田水份垂直入滲近似於穩態非飽和水份傳輸。而後許多學者利用土壤水份運動配合微氣候變化，建立土壤水份平衡模式，計算水田之滲漏量，如 Sanchez (1973) 之研究。此外，對於水田牛踏層於入滲之影響，Wopereis et al. (1992, 1994) 曾加以探討推估，並據此評估大面積之水田灌溉水使用效率 (Wopereis et al., 1994)。

為量化水田之滲漏損失及明瞭其間土壤/水之相互反應，並提供垂直入滲數學模擬應用之相關參數，包括水田土壤形態、灌溉水之供需、滲漏及其控制因子近年來已逐漸受到國內外學者之重視 (IRRI, 1965; Iwata et al., 1994; Miyazaki et al., 1993)。除了增加灌水深度能提高水力梯度使入滲量增大外 (Ferguson, 1970; Sanchez, 1973; Wickham and Singh, 1978)，地下水水面之深淺亦會影響水田入滲能力，現地試驗證實水田入滲量在較深之地下水水面 (>2m) 情況下，會比地下水水面較淺時為大 (Kampen, 1970)。此外，牛踏層之低滲透性更是控制水田入滲之主要因素 (Wopereis, et al., 1992, 1994; Bouman, et al., 1994)。

牛踏層之形成原因，主要在於水田整田階段中，反覆之耕犁翻土、耙犁、攪混及整平等過程，耕犁土層底下之土壤不僅受到獸力或機械之壓力作用 (Moormann and Van Breemen, 1978)，亦因上述整田過程中易造成耕犁層粘粒之分散、沈積與壓密 (Sharma and De Datta, 1985)。形成一極難透水之層狀土壤帶，即俗稱之牛踏層。由於牛踏層以下之底層土壤通常具有較高之滲透性，以致於非飽和水流伴隨其上層之牛踏層及泥濘層之飽和水流發生於一般之水田入滲過程中 (Prihar, et al., 1985; Adachi, 1990)。在水田垂直一維入滲數學模擬中，欲真實描述此一流況，牛踏層之水力特性，包括其厚度與水力傳導係數等，均為重要之參數，Wopereis, et al. (1992) 利用微型張力計與入滲筒綜合應用，觀測入滲率與水田淺層剖面之水分張力變化，以泥濘層以下水力梯度最大之變化段視為牛踏層厚度，並由達

西定律求算此層之飽和水力傳導係數，為爾後現地實驗之重要參考依據。荷蘭農業大學所發展之一維水流模式 SAWAH(Simulation Algorithm for Water Flow in Aquic Habitats)可描述多層土壤、飽和-非飽和土壤水流之流動情形，業經驗證並應用在亞洲稻米研究中心之稻田滲漏率研究 (Wopereis, et. al.,1994)。對水稻田之土壤/水力條件，如耕犁泥濘層及牛踏層、氣象及灌溉方式等因子對不同深度之土壤層水分含量，土壤內水分收支平衡及各層入滲通量等之影響，均有較為詳盡之描述，對於推估稻田灌溉補注量方面具有相當之參考價值。此外，Lin et al. (1996)所發展之三維數值模式 FEMWATER，可模擬飽和與非飽和水流在異質異向地下水層中之流動，在本研究中，將其應用於分析水田垂向滲漏及水平側滲之流況，及推求水田對地下水有效補注量，以上二模式為本研究所採用之數學模式。

三、研究方法

本研究採取飽和/非飽和入滲數值模式，包括荷蘭農業大學發展之一維土壤/水平衡模式 SAWAH (simulation algorithm for water flow in aquic habitats) (Ten Berge, et. al., 1992)，及三維有限元素數值模式 FEMWATER (a three-dimensional finite element computer model for simulating density dependent flow and transport)，此程式由 Lin et al. (1996)所發展，並由 Brigham Young University 之 Engineering computer graphics laboratory (1996)接受 US Army Engineer Waterways Experiment Station 資助將其納入 GMS (groundwater modeling system)中，以處理飽和與非飽和的地層狀況中地下水流之各種流動情形，並使用具親和力之資料輸入/輸出處理系統)。藉以瞭解水田入滲水力特性及機制，並分析水田入滲補注地下水過程中，受到側滲影響時之整體補注量改變情形。並提供增加水田入滲補注地下水之方案分析。

3.1 一維水田入滲水流數學模式

荷蘭農業大學以差分形式，發展出一維土壤

-水平衡模式 SAWAH (simulation algorithm for water flow in aquic habitats) (Ten Berge, et. al., 1992; 1995)，可模擬多層飽和及非飽和共存現象之地表水入滲情形，計算湛水之水稻田或埤塘入滲水量，及其他農作地（如旱田）在天然降雨量較大時之入滲量。SAWAH 為一有限差分數值模式，可藉由區隔土壤剖面成數個計算區間 (compartment)，分別計算不同深度之各個區間含水量與壓力水頭變化，以及區間界面之垂直水流通量，據此了解地表湛水深變化及真正進入地下水水位面之水量。模式具有以下數點特性：

1. 可模擬不同土層同時發生之飽和(以隱性法演算)及非飽和(以顯性法運算)流動。
2. 可模擬自地表至地下水表面間之入滲剖面至多 10 層不同性質土壤層之入滲狀況。
3. 模式輸入資料包括：
 - (1) 土壤水分保持曲線(soil water characteristic curve, $\theta-h$)函數。
 - (2) 水力傳導係數曲線($k-\theta$, $k-h$)函數。
 - (3) 外部邊界條件：灌溉水量、降雨量、蒸發散及地下水位等。

此外，模式在計算時，會將所有飽和/非飽和和交界面之壓力水頭設定其值為 0，在每一時間段(time step)之計算後均會重新計算此一交界面之位置。時間段之範圍為 0.0001 至 0.01 天。

3.2 三維地下水流動模式

由於一維垂直入滲模式無法探討水田與相鄰接乾/旱田形成土壤層乾濕邊界之側滲問題，對於水田田面湛水在入滲之後的有效地下水補注量推估將會產生高估之嫌，因此本研究乃採用三維有限元素電腦模式 FEMWATER 以處理更為複雜之水田入滲流況，包括水田乾濕邊界側滲之模擬分析及推估水田對地下水之有效補注量。FEMWATER 之理論、程式結構、模擬流程詳見 Lin et al. (1996)。

四、水田入滲模式建立與影響入滲因子探討

4.1 入滲模式與經驗公式驗證

表 1 田中實驗田區土壤分層、飽和水力傳導係數 K 值及 FEMWATER 模式水平格網分層表

土層類別	土層土壤性質及格網數	飽和水力傳導率數 K 值 (cm/day)	土層厚度 (m)	水平格網層 (mesh)
牛踏層		0.055	0.075	3
坵土層		1.1	0.325	2
紅壤土		1.6	7.4	4
黑黏壤土		1.5	2	2
礫石層		300	5	4

為求驗證數學模式 (SAWAH 及 FEMWATER) 在模擬或推估水田入滲時之適用性, 本研究利用田中實驗水田區之各項土壤/水力參數進行入滲模擬, 並以實測之入滲率及土層含水量進行驗證。

4.1.1 輸入參數及邊界條件

由於三維模式所需參數繁多, 除各項土壤/水力參數外, 尚需輸入地形範圍以構建立體模型, 茲說明如下:

1. 土壤分層與土壤特性輸入

田中地區地層組成以礫石為主, 而淺層地質狀況可由現地實驗和屏東科技大學鑽井所取土樣得知, 鄒禕等(1998), 詳細資料如表 1 與圖 1 所示, 其中牛踏層厚度為 7.5cm, 其飽和 K 值為 0.05cm/day, 坵土層 32.5cm, K 值 1.1cm/day, 紅壤土層 7.4m, K 值 1.6cm/day, 黑黏壤土 2m, K 值 1.5cm/day, 其下全為礫石層, K 值則設定為 300cm/day。而地下水水位位於 9~12m 之間, 於礫石層與黑黏壤土交界處附近。模式模擬時, 礫石層設定為飽和狀態, 其餘四層土壤均需輸入非飽和特性曲線參數, 根據 Wopereis (1992) 及 Hillel and Gardner (1969, 1970) 之研究指出, 影響入滲率之主要因素為牛踏層及其下鄰接土層之水力特性, 除牛踏層之厚度及飽和 K 值係根據 Wopereis (1992) 發展之技術於現地求得外, 其下鄰接之坵土層非飽和參數係以現場採取土樣於實驗室中以懸架法 (Gardner, 1956) 配合壓力鍋方式 (Klute, 1986) 求得保水曲線, 並以 van

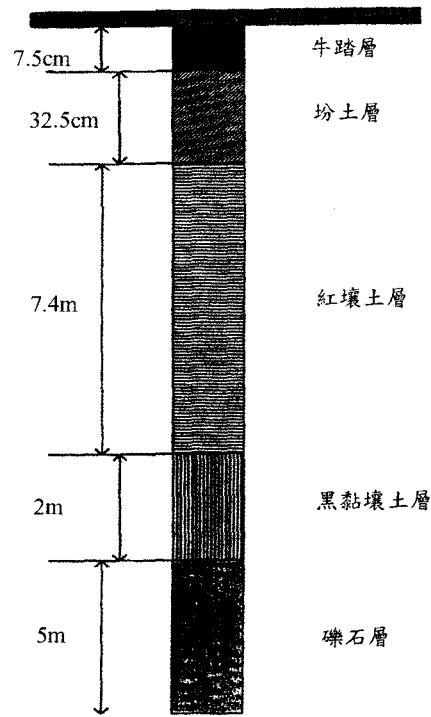


圖 1 田中地區地層土壤示意圖

Genuchten (1980) 方程迴歸, 其相關參數如表 2 所示, 由於牛踏層之厚度僅 7.5cm, 且滲透性極差, 其非飽和特性曲線不易求得, 在其上鄰接滲水之情況下, 極易達到飽和狀態, 其非飽和參數在模擬時係數設定與其下之坵土層相同。而更下層之壤土層及黏壤土層則以 FEMWATER 內建資料庫輸入保水曲線參數 (Carsel and Parrish, 1988), 由 van Genuchten 方程另可求得 K-h 關係曲線。

van Genuchten 方程可轉換方程式 K_r 如下:

$$K_r = \theta_e^{0.5} [1 - (1 - \theta_e^{1/\gamma})^\gamma]^2 \dots\dots\dots (1)$$

其中

$$\theta_e = [1 + (\alpha h)^B]^{-\gamma} \quad \text{for } h < 0$$

$$\theta_e = 1 \quad \text{for } h \geq 0 \dots\dots\dots (2)$$

且

表 2 田中實驗田區非飽和土層 van Genuchten 方程參數

非飽和層序號	土壤型態	飽和含水量, θ_s	殘餘含水量, θ_r	α [cm^{-1}]	β
1	坩土(Silt)	0.48	0.046	0.037	1.10
2	*壤土(Loam)	0.43	0.078	0.036	1.56
3	*黏壤土(Clay Loam)	0.41	0.095	0.019	1.31

*資料來源: Carsel and Parrish (1988)

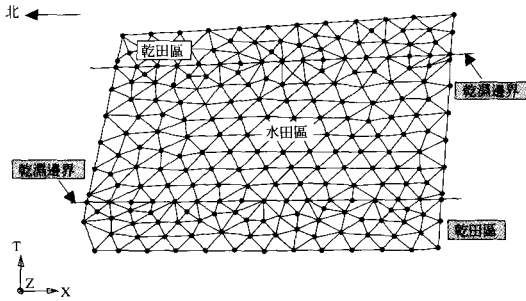


圖 2 水田區、乾濕邊界區及乾田區三區示意圖

$$\theta_w = \theta_r + \theta_e (\theta_s - \theta_r) \dots\dots\dots (3)$$

$$\gamma = 1 - \frac{1}{\beta} \dots\dots\dots (4)$$

其中：

θ_w = 水分含量 (moisture content, dimensionless)

θ_e = 有效水分含量 (effective moisture content, dimensionless)

θ_s = 飽和水分含量 (saturation moisture content, dimensionless)

θ_r = 殘餘水分含量 (residual moisture content, dimensionless)

β, γ = 土壤特性參數 (soil-specific exponents, dimensionless)

α = 土壤特性參數 (soil-specific coefficient)

在處理各土層土壤之非飽和流況時必須輸入非飽和水力傳導係數函數曲線、含水量特性函數曲線，再由含水量函數特性曲線求取壓力水頭對含水量斜率之關係曲線，模式則以此三條曲線作為非飽和土壤特性。

2. 現地水田環境參數

考慮現地狀況下，依現地狀況設定東西兩邊為乾田區，FEMWATER 模式平面網格設置如圖 2 所示。並且假設水田區與乾田區初始地層土壤有不同之乾濕度，如水田區初始地層土壤壓力水頭為 -1.2m，而乾田區初始地層土壤分為 -1.2m ~ -6.9m。

3. 邊界條件

FEMWATER 模式係將水田試驗觀測區向外延伸一定面積作為數值模擬範圍，模擬區域周邊假設為無流量之邊界 (no flow boundary)，周邊環境不論為濕田 (湛水田) 或乾田皆不會影響實驗田區，亦即每一區塊各自推估其入滲補注情形，而所模擬推估之補注量，為單區的補注量。

4.1.2 FEMWATER 與 SAWAH 入滲模擬分析

SAWAH 模式之垂直格網則由牛踏層劃分兩個格網 (每一格網深 3.25cm) 起始，第三格網深 2.5cm、第四至第九格網各深 15cm、第十格網深 20cm，模擬深度僅及紅壤土層之上部，其下則設定為自由排水條件 (free drainage condition)，讓水流至底端時能自由排出，不會造成水份累積，模式示意圖如圖 3 所示。模擬條件主要以湛水壓力水頭改變為主，如表 3 之狀況 1, 2, 3 所示。

變水頭入滲率模擬係由一維 SAWAH 模式求得，結果如圖 4A 所示，其模擬之輸入條件以彰雲地區水田灌溉計畫為依據，約 5 天一個期距，蒸發散量設為 4mm/day，平均入滲率如表 3 之狀況 1、2、3 所示。當水田初始壓力水頭為 15cm 時，平衡之平均入滲率 2.6mm/day，20cm 時，為 3.4mm/day，25cm 時，為 4.1mm/day，各相差不到 1mm/day。

三維 FEMWATER 模式因為無法由入滲率

表 3 FEMWATER 與 SAWAH 模式模擬之入滲情形

模擬情況	入滲率 (mm/day)	水田區地層土壤初始壓力水頭(m)	水田壓力水頭 (m)	水頭條件	地下水水深(m)	牛踏層
1	2.6	-1.2	0.15	變水頭	9.8	有
2	3.4	-1.2	0.20	變水頭	9.8	有
3	4.1	-1.2	0.25	變水頭	9.8	有
4	3.8	-1.2	0.15	定水頭	9.8	有
5	3.86	-1.2	0.20	定水頭	9.8	有
6	4.1	-1.2	0.25	定水頭	9.8	有

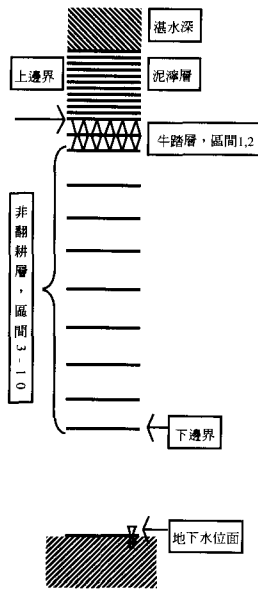


圖 3 一維模式 SAWAH 水稻田入滲數值模擬示意圖

自行計算水頭變化之變水頭模擬，所以此模式必須改以定水頭來探討水田入滲補注並與變水頭一維 SAWAH 模式比較，FEMWATER 計算求得之平均入滲率如表 3 之狀況 4、5、6 及圖 4B 所示。當水田初始壓力水頭為 15cm 時，平衡之基本入滲率 3.8mm/day，20cm 時，為 3.86mm/day，25cm 時，為 4.1mm/day，當水頭增加時，基本入滲率會隨著變大，相差分別為 0.06mm/day 和 0.26mm/day，差異不若變水頭時明顯。

參考田中實驗田區之現地入滲量測結果顯示實測之田區基本入滲率在壓力水頭 20~30cm

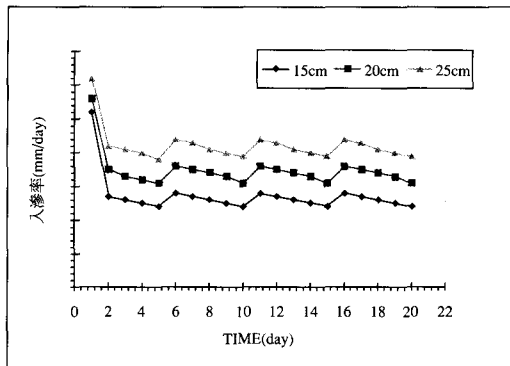


圖 4A 模擬一維 SAWAH 變水頭水田初始滲水壓力不同時之入滲率變化

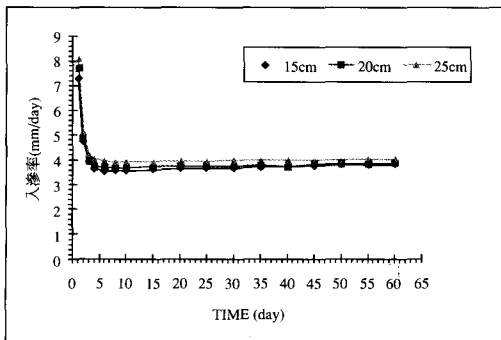


圖 4B 模擬三維 FEMWATER 定水頭水田初始滲水壓力不同時入滲率變化

時介於 2.91~7.68mm/day，平均值為 3.55mm/day。兩模式之模擬結果，均與實測值極為接近，顯示單就自田面通過牛踏層之通量，兩模式均可達成精確之估算。

表 4 雲林台西麥寮地區四種土層組合之各深度土壤質地

土層深度 土層組合	0-30 公分	30-60 公分	60-90 公分	90-150 公分
組合一	砂質壤土	壤質細砂	壤質細砂	壤質細砂
組合二	砂質壤土	坩質壤土	坩質壤土	坩質壤土
組合三	壤質細砂	壤質細砂	壤質細砂	壤質細砂
組合四	壤質細砂	壤質細砂	壤質細砂	壤土

表 5 土壤參數特性表

土壤參數 土壤種類	飽和水力傳 導係數 ($K_s, \text{cm/day}$)	土壤特性參數 $\alpha(\text{cm}^{-1})$	土壤特性參數 a (cm^2/day)	土壤特性參 數 h_{max} (cm)	土壤特性參數 γ (dimension-less)	飽和含水量 (%)
礫石	300.0	0.1385	0.63	90.0	0.045	0.365
砂土	110.0	0.0821	3.30	125.0	0.0366	0.3500
細砂土	50.0	0.0500	10.90	175.0	0.0255	0.3640
壤質細砂	26.5	0.0395	16.40	200.0	0.0299	0.4390
砂質壤土	12.0	0.0240	26.50	300.0	0.0186	0.5040
坩質壤土	6.50	0.0200	47.30	300.0	0.0165	0.5090
壤土	5.00	0.0231	14.40	300.0	0.0164	0.5030
砂質粘壤土	23.50	0.0353	33.60	200.0	0.0101	0.4320
坩質粘壤土	1.50	0.0237	3.60	300.0	0.0108	0.4750
坩質粘土	1.30	0.0480	28.20	50.0	0.0059	0.5070
粘土	0.22	0.0380	4.86	80.0	0.0043	0.5400

模擬所得之各土層達穩態時之壓力分佈與觀測值比較，如圖 4B 所示，圖中顯示兩模式在模擬牛踏層與土壤水力傳導係數差異極大之狀況下，仍能充分表現土層之水分變化趨勢，因此藉由前述之入滲率模擬及土層水分壓力變化模擬，均可顯示模式在推估水田入滲之適用性。

4.2 影響水田垂向入滲補注因子探討

本研究利用 SAWAH 模式套配不同土壤剖面，探討影響水田垂向入滲補注因子，其基本土壤剖面係引用農試所提供之淺層四層土壤(自地表起 0-30cm、30-60cm、60-90cm 及 90-150cm)質地數值化圖幅，並套配雲林水利會輪灌區域範圍，自台西至麥寮地區水利會灌區選取四種土壤質地組合作為模擬之基本土壤組合，如表 4 所示，其各項土壤參數可對照表 5 所列之各種土壤

水力特性(Driessen,1986)。模式初步以表 4 之土壤組合一為基本土壤組合，並選取包括初始含水量(指 0~150 公分之四種質地土層)、地下水位、牛踏層厚度及其飽和水力傳導係數、壓力水頭等五項參數，設計 10 種不同土壤/水力條件組合，如表 6 所示。以分析不同組合條件下對基本入滲率、累積入滲量、土壤水分平衡收納水量及通過表層介面淨通量之影響，以上狀況經過模擬，可以整理出在不同土壤/水力條件下，土層之平衡含水量及各狀況所對應之基本入滲率，如圖 6 及表 7 所示，由圖 6 可以發現，狀況一、二、三具有相同之平衡含水量，其餘狀況均對應一不同之平衡含水量，而就表 7 之各項計算結果分析，土壤層初始含水量與圖 6 之平衡含水量間的差異關係到入滲水通過底層界面補注至地下水之時程及數量，以下將探討各項影響入滲之因素。

表 6 入滲補注因素探討之各種土壤/水力條件組合

狀況編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
土壤/水力條件										
地下水位(m) ^{註1}	1.5	1.5	1.5	4.0	0.9	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
牛踏層厚度(cm)	10	10	10	10	10	5 ^{註2}	0 ^{註3}	10	10	5 ^{註2}
牛踏層飽和水力傳導係數(cm/day)	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	--	0.3	0.03	0.3
含水率(%)	F.C	3/2F.C	1/2F.C	F.C	F.C	F.C	F.C	F.C	F.C	F.C
壓力水頭(cm)	30	30	30	30	30	30	30	30	15	30

註：1. 地下水位為具原地表深。

2. 牛踏層厚度改為 5 公分厚時，泥濘層由 20 公分增加為 25 公分。

3. 無牛踏層存在，泥濘層由 20 公分增加為 30 公分。

表 7 各種土壤/水力條件組合對應之基本入滲率、30 天內累積入滲量、土壤水分平衡收納水量及通過底層界面淨通量

狀況別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
基本入滲率(mm/day)	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	4.2	312.0	21.0	1.2	39.0
30 天內累積入滲量(mm)	66.5	62.3	70.7	66.5	66.5	116.0	9112.6	614.6	41.0	1134.0
土壤水分平衡收納水量(mm)	73.3	-79.6	226.2	-6.4	65.7	61.1	259.0	95.3	71.2	94.6
30 天內通過底層界面淨通量(mm)	-6.8	142.1	155.5	72.9	0.8	54.9	8853.6	519.3	30.2	1039.4

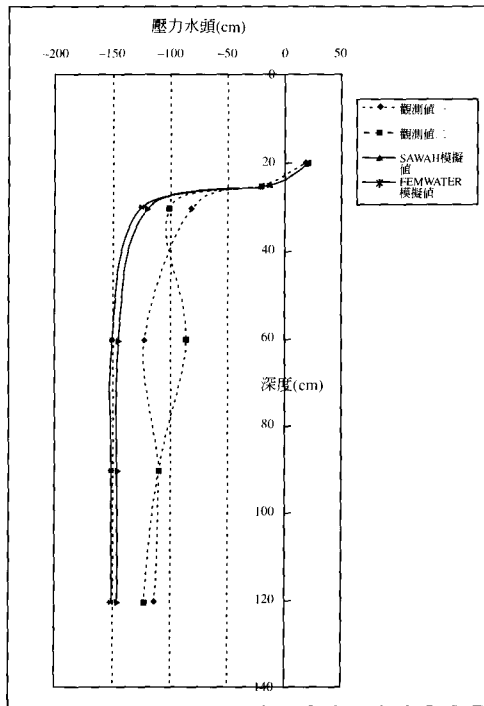


圖 5 田中試驗田區水田淺層土壤壓力水頭數值模擬與觀測值之比較

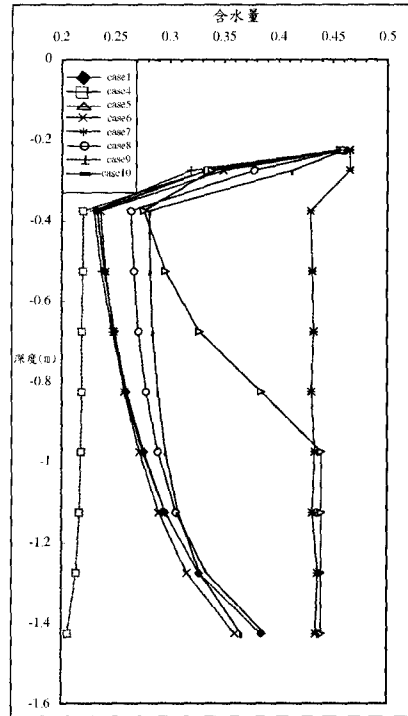


圖 6 數值模式 SAWAH 在不同入滲條件下之土壤平衡含水量模擬結果

4.2.1 初始含水量及地下水位對入滲補注之影響

在改變其初始含水量之情況下(狀況一、二、三),可由圖 7 之入滲變化看出,初始含水量越低,則初始入滲率愈高,但其基本入滲率皆同。而狀況一、四、五之模擬結果可看出地下水位對入滲補注之影響,由圖 6 之平衡水分來看,地下水位深達 4m 時,由牛踏層以下至 1.5m 深之土壤平衡含水量呈現逐漸下降之趨勢,各深度之平衡含水量要較地下水位深 1.5m 及深 0.9m 者要來得小,在此三種模擬狀況中,以狀況五因受地下水位高,行水路徑短之影響,而有較高之平衡水分。但由表 7 之計算結果觀之,其基本入滲率皆為 2.1(mm/day),顯示在牛踏層存在情況下,地下水位高低並未造成對基本入滲率之影響。就補注地下水之效益來看,狀況五在 30 日內之補注量為 0.8mm,狀況一為-6.8mm,顯然狀況五效果稍佳。狀況四因底層界面為地表下 1.5m,未及地下水面,故無法直接由計算結果分析,但參考狀況一、五之結果,可知其入滲補注時效較前兩者為低。

4.2.2 牛踏層對入滲影響之探討

1. 牛踏層厚度對入滲影響

由狀況一、六、七可以探討牛踏層厚度對入滲影響,圖 8 及圖 9 可看出牛踏層之存在與否及其厚度對土壤水分平衡之重大影響,在無牛踏層存在之情況下,土層在入滲路徑上幾近飽和,牛踏層厚度由 10cm 改為 5cm 厚時,亦有明顯之變化。參考其對應之入滲率變化,由圖 9 可看出無牛踏層存在之情況下,基本入滲率可在 1 日內達成,且其值高達 312(mm/day),牛踏層厚度 5cm 時,入滲在 2 日內趨緩,而於第 8 日達成土壤水分平衡,基本入滲率為 4.2(mm/day);牛踏層厚度 10cm 時,入滲在 3 日內趨緩,而於第 9 日達成土壤水分平衡,基本入滲率 2.1(mm/day)恰為牛踏層厚度 5cm 時之 1/2。就補注地下水之時效來看,狀況六在 30 日內之補注量為 54.9mm,為累積入滲量 116mm 之 47.3%;狀況七之補注量為 8853.6mm,為累積入滲量 9112.6mm 之 97.2%;而此時狀況一之補注量為-6.8 公釐,顯然牛踏層之存在對入滲補注在時效及數量上均

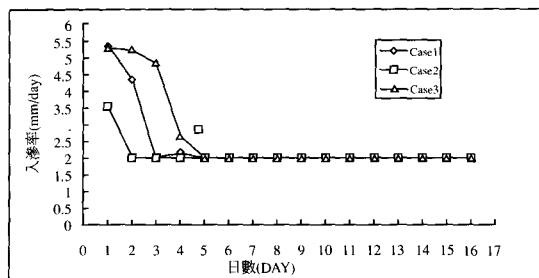


圖 7 不同初始含水量入滲率隨時間變化情形

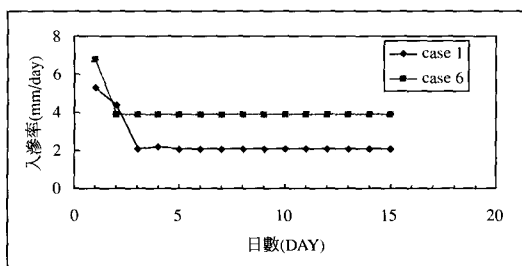


圖 8 牛踏層厚度改變對入滲率之影響情形(case 1 牛踏層厚 10cm, case 6 牛踏層厚 5cm)

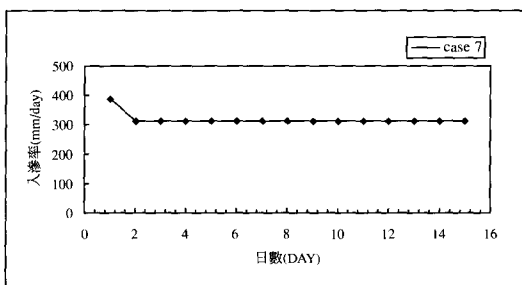


圖 9 無牛踏層時之入滲率隨時間變化情形

會產生重大而明顯之差異。

2. 牛踏層飽和水力傳導係數及厚度對入滲之綜合影響

由狀況一、六、八、十之模擬結果分析,可以探討牛踏層飽和水力傳導係數及厚度改變對入滲之綜合影響,當狀況一之牛踏層飽和水力傳導係數由 0.03 (cm/day) 增至狀況八之 0.3 (cm/day)時,入滲在 2 日內趨緩,基本入滲率為

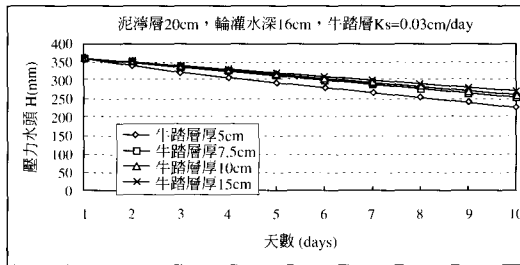


圖 10 牛踏層厚度對壓力水頭之影響

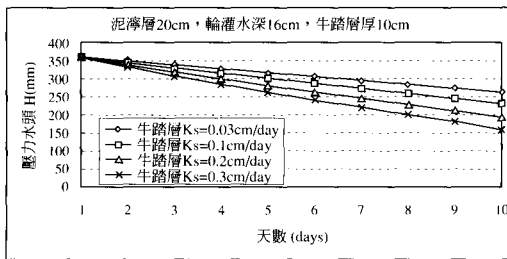


圖 11 牛踏層 K_s 對壓力水頭之影響

21 (mm/day), 恰為狀況一之 10 倍(由狀況六至狀況十亦為類似之情況, 此時後者之基本入滲率為前者之 9.29 倍)。若再將狀況八之牛踏層厚度由 10cm 減為 5cm, 則入滲亦在 2 日內趨緩, 基本入滲率則增至 39(mm/day)。狀況一、六、八、十補注地下水時效分析顯示, 30 日內之補注量分別為 6.8mm、54.9mm、519.3mm 及 1039.4mm。亦即當牛踏層厚度減少及飽和水力傳導係數增加, 對基本入滲率及補注時效均會產生明顯之效果。

為進一步瞭解上述牛踏層飽和水力傳導係數及厚度對入滲之影響, 本研究另以雲林麻園地區之水田土壤組合(地表下 0~30cm 為粉質壤土, 30~150cm 為砂質壤土)進行變水頭入滲模擬; 當壓力水頭下降時, 代表湛水深度亦隨之下降, 模擬之牛踏層初始上邊界水頭壓力為 36cm (若不考慮泥濘層對入滲之阻抗性, 則湛水深為 16cm, 泥濘層厚度為 20cm)。模擬結果由圖 10 可知, 在飽和水力傳導係數較低時 ($K_s \approx 0.03\text{cm/day}$), 牛踏層之厚度對於上邊界壓力水頭變化之影響不大, 僅厚度 5cm 時有較

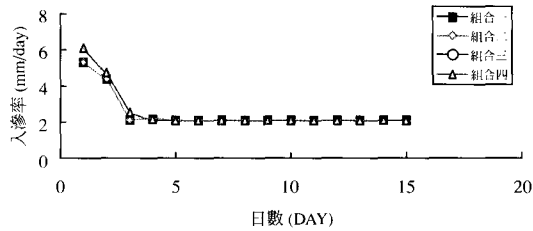


圖 12 不同土層組合對入滲率之影響情形

明顯之壓力水頭下降趨勢, 超過 7.5cm 時, 下降趨勢較緩, 且與厚度 10cm 及 15cm 者接近。由此觀之, 在變水頭之情況下, 入滲率隨牛踏層之厚度增加而降低, 然兩者間並非線性關係。當牛踏層厚度固定時, 壓力水頭下降速度隨牛踏層飽和水力傳導係數增加而提高, 其間亦非線性關係, 如圖 11 所示。

4.2.3 與牛踏層相接底層土壤對入滲之影響

前述探討牛踏層對入滲之影響係以相同之土層組合進行模擬分析, 本節將針對牛踏層水力傳導特性相近時, 不同底層鄰接土層組合對入滲率之影響進行探討。

利用表 4 之四種土層組合狀況, 配合牛踏層存在之假設, 在其他土壤/水力條件與表 6 之狀況一類似之情況下, 觀察其入滲變化情形。圖 12 為考慮各種土壤在相同氣候、水文環境下, 各種土壤保水能力之差異性, 而將各種土層組合之初始含水量, 以其組合土壤之田間含水量作為輸入值所得之入滲率隨時間變化情形, 表 8 則為此四種土層組合模擬結果之補注效益分析。由圖 12 可看出四種土壤組合在前述之土壤/水力條件下, 入滲率隨時間之變化差異不大, 基本入滲率則完全相同。此外, 土壤組合一、二之 30 天內累積入滲量均為 66.5mm, 而土壤組合三、四之 30 天內累積入滲量則均為 68.0mm。綜合前幾節之討論, 可以看出牛踏層厚度及其飽和導水係數對基本入滲率之主控性, 並未因其下土層質地的變化而有所差異, 而此種主控性應與牛踏層飽和導水係數與其下層土壤之飽和導水係數相差 2~3 個級數(Order)相關。至於累積入滲量之差異, 在本例中可發現主要源自牛踏層質地之差異, 土壤

表 8 四種土層組合模擬結果之補注效益分析

土壤組合	1	2	3	4
初始含水量	2*0.2724 8*0.2322	2*0.2724 8*0.3582	10*0.2322	6*0.2322 4*0.3547
基本入滲率(mm/day)	2.1	2.1	2.1	2.1
30 天內累積入滲量(mm)	66.5	66.5	68.0	68.0
土壤水分平衡收納水量(mm)	73.3	62.5	72.6	62.9
30 天內通過底層界面淨通量(mm)	-6.8	3.5	-4.6	5.1

表 9 模式模擬之各種土壤平均入滲通量

地表下 30-60 公分土壤種類編號	地表下 30-60 公分土壤種類	進入牛踏層之平均通量
1	礫石	4.4mm/day
2	砂土	4.1mm/day
3	細砂土	3.9mm/day
4	壤質細砂	3.8mm/day
5	砂質壤土	3.7mm/day
6	粉質壤土	3.6mm/day
7	壤土	3.5mm/day
8	砂質粘壤土	3.7mm/day
9	粉質粘壤土	3.4mm/day
10	粉質粘土	3.4mm/day
11	粘土	3.2mm/day

組合一、二為砂質壤土，而土壤組合三、四為壤質細砂。由於除透水性外其他各項參數仍引用牛踏層未形成前原有土壤之性質，模擬時可能會造成該層含水量分佈上之差異，但從本例來看，對於基本入滲率並未造成影響，累積入滲量之差異亦甚微小。

本研究另以表 5 所列之各種土壤質地，配合固定之牛踏層（厚 5cm，水力傳導係數為 0.03cm/day）模擬在變水頭之條件下，於灌溉期距內（一般為 6~8 天，取平均值 7 天）之水田入滲變化，在牛踏層上邊界因湛水與泥濘層產生之壓力水頭為 36cm，地下水位 150cm 之情況下，地表下 30cm 以下不同土壤質地在設定初始含水量為田間含水量之情況下所對應之進入牛踏層平均入滲通量，其結果如表 9 所示，平均入滲率隨土層組合之變異性在 1.2mm/day 之內。此項模擬結果顯示低滲透性之牛踏層雖然對水田入滲率具有主控性，但其下底層土壤之滲透性仍會造成入滲

率之變化，當底層土壤滲透性愈佳時，其入滲率亦會微幅增加。

4.2.4 低滲透性土層於多層土壤入滲機制之主控性研究

在水田表層土壤缺乏細粒土壤且未進行完善之客土作業時，其牛踏層之滲透性將無法有效降低，使灌溉水量大幅增加，此時牛踏層對田面入滲之主控性勢將重新檢討，本節假設在某些地層土壤組合條件下，探討非牛踏層低滲透性土層於多層土壤水田入滲機制之主控性。

模式應用之基本土層組合為農試所雲林縣台西鄉淺層土壤資料（共四層，每層 30cm，第一層為砂質壤土，其餘各層皆為壤質細砂），另假設厚達 5cm 之牛踏層，湛水壓力水頭為 20cm，地下水位在地表下 150cm 處，土層區分為 10 個區間，第一、二區間為牛踏層，各厚 2.5cm（飽和水力傳導係數設為 0.3cm/day）。第二至第十區間各厚 15cm，質地主要為壤質細砂。第十區間

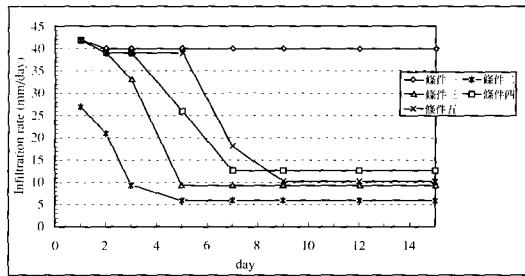


圖 13 黏土層不同區間入滲率隨時間變化情形

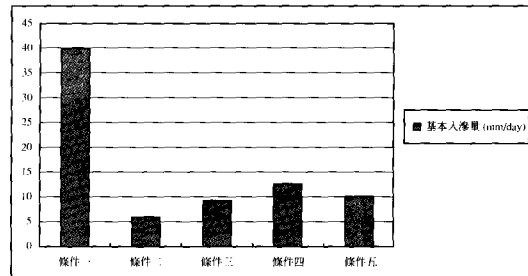


圖 14 黏土層不同區間基本入滲率比較圖

之下端緊接地下水水位面。所假設之黏土層厚 30cm (飽和水力傳導係數設為 0.22cm/day), 根據以下狀況定其位置, 有關土壤各項參數如表 5 所示(Driessen, 1986):

條件一: 無黏土層存在

條件二: 黏土層位於第 3、4 區間

條件三: 黏土層位於第 5、6 區間

條件四: 黏土層位於第 7、8 區間

條件五: 黏土層位於第 9、10 區間

若將初始水分含量設定為田間容水量(Field Capacity), 經過模式計算, 即可觀察牛踏層上端之地表水入滲率隨時間之變化情形。圖 13 顯示條件一至五之入滲率隨時間變化情形, 入滲率在初期較大, 條件一於第二天即達到基本入滲率 39.0(mm/day), 條件二為在牛踏層之下加入 30 公分厚之重黏土層(位於 3、4 區間), 此時入滲率有較明顯之變化, 基本入滲率於第 4 天達成, 其值則降至 5.9(mm/day)。若將重黏土層位置下移至 5、6 區間, 即條件三之情形, 基本入滲率於第 5 天達成, 其值則上升至 9.3(mm/day)。重黏土層位置再下移至 7、8 區間時, 即條件四之情形, 基本入滲率於第 6 天達成, 其值則上升至 12.6(mm/day), 值得注意的是, 前四天之入滲變化與條件一相同, 構成了類似兩段式之入滲變化。而在條件五時, 重黏土層位置已移至 9、10 區間, 基本入滲率於第 8 天達成, 其值則下降至 10.2(mm/day), 前六天之入滲變化與條件一相同, 構成了更為明顯之兩段式入滲變化。

由以上各條件下之模擬可知, 黏土層存在於補注路徑間能有效地降低基本入滲率, 惟位置改

變後, 其值亦隨之變化, 隨著黏土層愈分佈於深處, 基本入滲率愈大(由 5.9 至 9.3 至 12.6mm/day, 呈現類似線性之上升變化), 但在位於地下水水面交接處, 其值復見下降(10.2mm/day), 如圖 14 所示。此因位於接近地下水水位處, 毛管水上升, 使此層土壤水分提高, 致入滲率下降。

4.3 三維水田入滲/側滲模擬

在水田入滲過程中, 除以重力為主導之垂直水流外, 亦會受到水平方向乾濕程度不一所產生之負壓位能驅動, 導致側向流動之發生。為反應水田入滲在受到牛踏層拘限之情況下, 其下非飽和層土壤之真實流況。本研究應用田中實驗田區所得之土壤水力特性資料, 以三維 FEMWATER 模擬水田側滲流況, 藉以評估修正 SAWAH 模式僅能模擬垂直入滲之缺點, 進一步探討水田垂直入滲與側向滲漏相互間之關係。模擬田區區分成中央水田區、乾濕邊界區與乾田區, 如圖 2 所示。

4.3.1 入滲模擬

三維水田入滲模擬狀況, 依據水田湛水壓力水頭、水田/乾田區地層土壤初始壓力水頭及有無牛踏層等狀況加以探討。

基於一維垂直入滲模式無法顧及側滲對整體水田入滲之影響, 本研究針對此一情況, 以調整乾田區土壤初始壓力水頭之方式, 觀察此一效應對大區域水田之入滲變化情形, 另針對牛踏層之有無, 結合湛水壓力水頭變化之方式, 評估入滲變化情形。

模擬之各種條件及入滲結果列於表 10, 當

表 10 三維 FEMWATER 模擬水田在乾田區土壤初始壓力水頭不同及牛踏層有/無情況下之入滲情形

模擬情況	入滲率 (mm/day)	水田區地層土壤初始壓力水頭(m)	乾田區地層土壤初始壓力水頭(m)	水田湛水壓力水頭(m)	水頭條件	地下水位深(m)	牛踏層
1	5.5(第 60 日)	-12	-12	0.2	定水頭	9.8	有
2	3.8	-1.2	-1.2	0.20	定水頭	9.8	有
3	3.86	-1.2	-3.3	0.20	定水頭	9.8	有
4	4.1	-1.2	-6.9	0.20	定水頭	9.8	有
5	12.0	-1.2	-1.2	0.15	定水頭	9.8	無
6	12.5	-1.2	-1.2	0.20	定水頭	9.8	無
7	13.1	-1.2	-1.2	0.25	定水頭	9.8	無

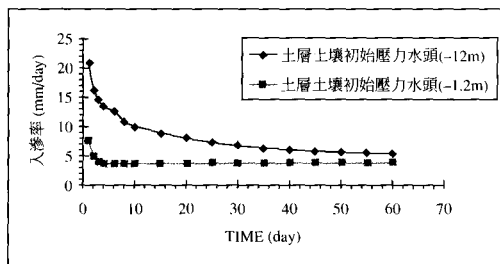


圖 15 模擬水田初始壓力水頭為 20cm 在土層土壤不同初始乾燥度入滲率

水田區土壤初始壓力差異時(如表 10 之狀況 1、2)，入滲率變化較為明顯，如圖 15 所示，初始水田壓力水頭皆為 20cm，但是初始土層土壤的壓力水頭相差 10 倍，分別為-1.2m 與-12m，剛開始時的入滲率變化較大，而隨著時間增加兩者有接近閉合之趨勢，至 60 天時入滲率分別為 3.86mm/day 與 5.5mm/day。

當控制水田區各種土壤/水力條件不變，僅改變乾田區土壤初始乾燥度時如(表 10 之狀況 2、3、4)，基本入滲率變化較不明顯，乾田區土壤初始壓力水頭在-1.2m、-3.3m 及-6.9m 時，水田區之整體平均基本入滲率分別為 3.86mm/day、3.98mm/day 及 4.08mm/day。亦即當乾田區土壤初始乾燥度與水田區初始乾燥度相差愈大時，水田區之整體入滲率亦隨之提高，此為一維模式所無法分析探討之因素。

無牛踏層時入滲率明顯變大，初始土層土壤壓力水頭皆為-1.2m，三種湛水壓力水頭 15cm、

20cm、25cm 之入滲率變化表示如圖 16 如(表 10 之狀況 5、6、7) 所示，其入滲率分別為 12mm/day、12.5mm/day、13.1mm/day，相差約 0.5mm，差異度較有牛踏層來的大，有無牛踏層之入滲率比較則如圖 17 所示，無牛踏層時之入滲率約為牛踏層存在時之 3 倍左右。

4.3.2 側向滲漏分析

一般而言，水田之側向滲漏包括牛踏層以上，經田埂滲漏至下一田區之過飽和泥濘層(含田面湛水)滲漏水，以及進入牛踏層及以下土層受乾濕邊界影響所造成之側向滲漏，前者歷年已經國內多位學者加以探討，如陳焜耀及甘俊二(1992)、馮秋霞等(1997)與吳瑞賢和林爻妙(1998)等之研究，以水田相鄰坵塊湛水表面高程差異造成之飽和流動為模擬之基本假設。本研究則以牛踏層以下(含牛踏層)之非飽和側滲模擬為主，以探討入滲水分補注地下水之比例分配。

模式假設乾田區水分補充主要為水田區之側向滲漏。模擬結果顯示，在離水田區不同距離，甚至不同土層皆會有不同垂直與側向滲漏變化，使得穩定時間不一且較慢到達。以乾田區地層土壤初始壓力水頭-3.3m 為例，圖 18 則顯示水田區內不同位置之牛踏層底端垂向通量變化，其中乾濕邊界之初始通量最小，研判為該處初始進入牛踏層之水分受到側滲影響，以致通過牛踏層底端垂向通量較小，但隨時間增長，該處垂向通量逐漸增加，約在模擬 20 日後，其通量反而大於其他位置，綜合研判應為側滲逐漸往下層土層

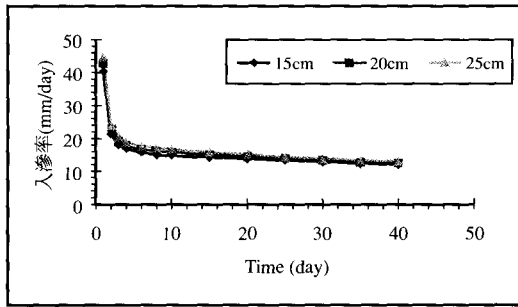


圖 16 模擬無牛踏層時在不同初始水田壓力水頭入滲率比較

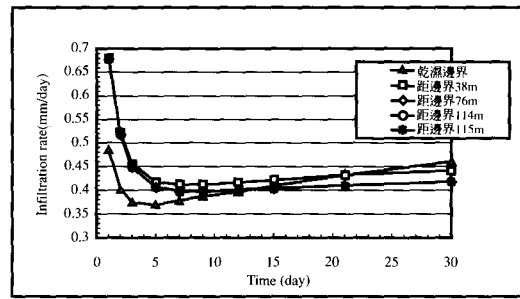


圖 18 濕水田區不同位置牛踏層底端垂向通量變化

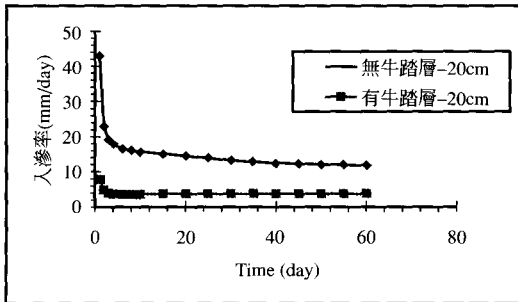


圖 17 水田初始壓力水頭為 20cm 時有無牛踏層入滲率比較

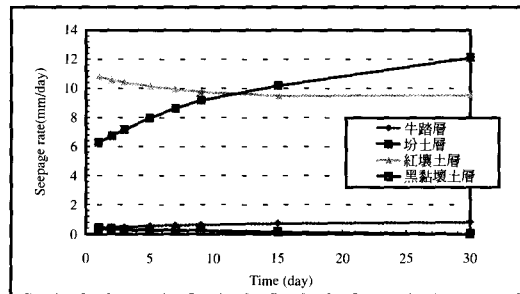


圖 19 水田乾濕邊界區不同土層側向滲漏率隨時間之變化

乾濕邊界遞移，導致該處垂向通量增加以補充側滲所需之水量。由此可知，水田側滲現象是以靠近乾濕邊界地帶為主。至於各土層之側滲通量隨時間變化情形則如圖 19 所示，如前所述，不同土層其側向滲漏變化亦不同，使得整體達到穩定狀態之時間較長，其中，坩土層及紅壤土層因滲透性較佳，其側滲通量亦較大，模擬 30 日後之通量可達 12.1mm/day，黑黏壤土則因靠近地下水位面，側滲通量在 30 日後幾乎趨近於 0，整體而言，由於側滲不斷進行，乾田區之土壤水分逐漸產生變化，因此在模擬之 30 日內並未完全達到穩定狀態。

為觀察乾田區地層土壤乾濕程度不同對水田入滲水分造成之側滲影響，模式模擬乾田區各土層初始壓力水頭在 -1.2m、-3.3m、-6.9m 時之側滲情形，並區分中央水田區、乾濕邊界區、乾田區分別加以探討，為比較之一致性，取模擬第 10 天之各地層土壤流況相互比較，結果摘要說明如

下：

1. 中央水田區、乾濕邊界區、乾田區於四種不同土壤狀況下之側向滲漏率看出（參考圖 20A、B、C、D），乾田區土層越乾燥，側滲率越大，但是中央水田區由於是水田直接補注區，水分補充含量較均勻，其土壤水分運動以垂向之重力流為主，但模式模擬結果顯示仍有側向之水分運動，推測應為受到乾濕邊界水分側向運動之連動性所導致。此側滲率甚小，相較中央水田區之平均垂直入滲率，相差在三個級數（3 order）以上。而比較其他區域之側向滲漏率，其中乾濕邊界與乾田區約差一個級數（1 order），而乾濕邊界與中央水田區則差三個級數（3 order）。黑黏壤土層受到地下水影響甚大，所以乾田區的側滲會異於另三種土壤。
2. 乾濕邊界區側向滲漏於乾田區土層較水田區土層乾燥時，側滲甚為明顯，且在坩土層、

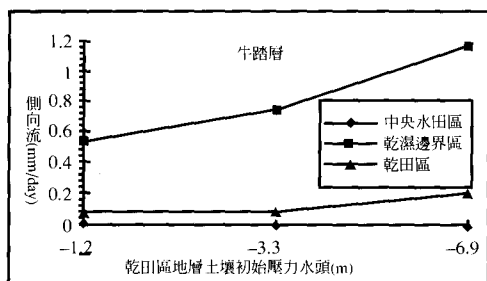


圖 20A 水田區地層土壤初始壓力水頭為-1.2m 而乾田區地層土壤初始條件不同時中央水田區、乾濕邊界區、乾田區牛踏層側滲比較圖

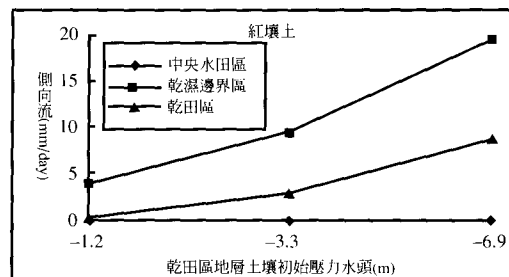


圖 20C 水田區地層土壤初始壓力水頭為-1.2m 而乾田區地層土壤初始條件不同時中央水田區、乾濕邊界區、乾田區紅壤土層側滲比較圖

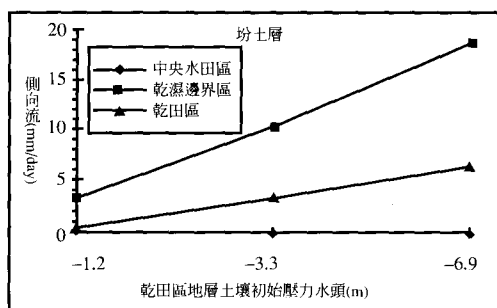


圖 20B 水田區地層土壤初始壓力水頭為-1.2m 而乾田區地層土壤初始條件不同時中央水田區、乾濕邊界區、乾田區坩土層側滲比較圖

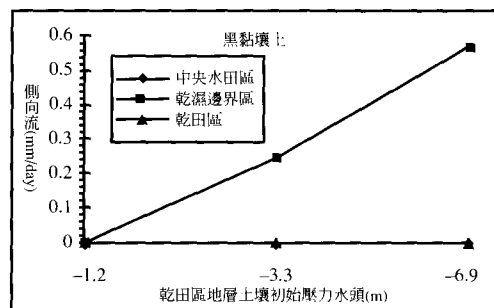


圖 20D 水田區地層土壤初始壓力水頭為-1.2m 而乾田區地層土壤初始條件不同時中央水田區、乾濕邊界區、乾田區黑黏壤土層側滲比較圖

紅壤土層、黑黏壤土層時較同位置之垂直入滲率大，相差 3~10 倍。至於乾田和水田土層初始含水量一致時，垂直入滲還是比側滲為大，相差 2~10 倍。牛踏層由於與泥濘層和湛水直接接觸，所以垂直入滲較側滲為明顯。

- 乾田區域並無水分由田面直接補充，因此地層土壤水分除了初始含水量外，必須由水田區側滲補充，隨著時間增加，水分由交界處慢慢往外擴散，擴散速率隨著乾田區地層土壤相對於水田區地層土壤乾濕度而不同，當乾田區土層初始含水量少於水田區土層初始含水量時側滲較垂直入滲為大，乾田區之垂直滲漏亦會隨著時間而變，如離水田區較遠的乾田水分補充

較慢，且受到側滲影響會比垂向來的明顯，由此可知影響乾田滲漏率之因素頗多，欲將其標準量化難度較高。

4.3.3 側滲影響下之地下水補注量

由流況分析，雖可看出在田面距地下水水位面 10m 之情況下，水田入滲水流運動在側滲之影響下，仍可順利補注到達地下水水位面，進一步量化補注水量並探討牛踏層存在對補注效果之影響。模式模擬設定乾田區土層初始壓力水頭為-3.3m，模擬結果（見圖 21）顯示地下水水位面上層之黑黏壤土層中央（距模式設定之地下水水位面 1m）壓力水頭呈逐漸上昇趨勢，至 30 天後幾已

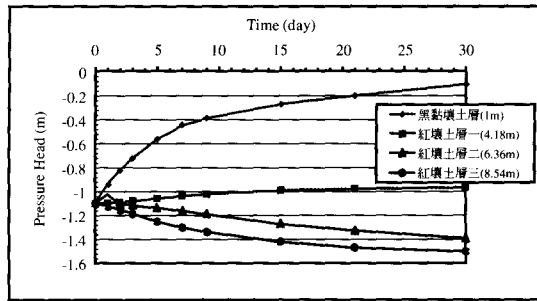


圖 21 水田區地下水位面上方土層壓力水頭隨時間變化曲線

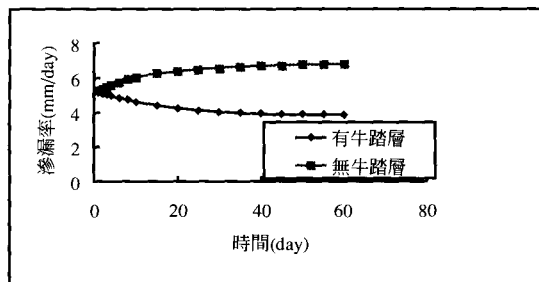


圖 22 有無牛踏層時通過水平格網層之流量比較圖

達飽和狀態（壓力水頭約-0.1m），水分累積之效果十分明顯。不過由於模式設定之土層初始壓力水頭並非穩態，因此在距離地下水位面較遠之紅壤土層上端壓力水頭呈現逐漸下降趨勢，10天後逐漸趨緩，距離地下水位面較近之紅壤土層下端壓力水頭則自模擬初始即呈現逐漸上昇之趨勢。

計算地下水補注量應以通過地下水面為基準，但因水分累積，促使水位面升高，通過原地下水水位面之通量或達西速度均趨近於零。原地下水水位面上方 2m 之水平格網層流通率作為計算地下水補注量之比較基準，以有無牛踏層兩種情況加以討論，模擬結果如圖 22 所示。經分析發現模擬前 10 天，水田入滲水分並未到達地下水層，但因模式設定之初始含水量並非穩態含水量，導致土層本身含水量依然會因重力因素而流向地下水，隨著土壤含水量減少，流向地下水流率越來越小，如圖中 0~10 天，由圖中看出有無牛踏

層之通量曲線在第 4 天以後明顯分離，可知無牛踏層時水田補注水量較快到達地下水層，使得無牛踏層通量較有牛踏層時為大，但是無牛踏層曲線變化較大，可能受土壤水分累積之影響。重新取地下水面往上 3.25m 的水平格網層計算其流通率，發現曲線的變化較為平穩，由此水平格網算得之流通量與有牛踏層之流通量相比較，由結果得知，有牛踏層時 30 天之補注量為 31603 立方公尺，無牛踏層時地下水補注量為 55770 立方公尺，補注量相差約 1.76 倍，另根據前節之模擬結果，無牛踏層時之田面入滲率約為牛踏層存在時之 3 倍左右。因此，若根據質量守恆原則，可推斷當無牛踏層存在時，因自田面入滲水源較為充沛，側滲較為明顯，以致約 41% 之水量由側向流出。

4.3.4 入滲水流之側滲比例分析

受到側滲之影響，入滲進入土層之水分並非全然進入地下水面，除部分水分殘留於土壤中，側滲亦會減損部分補注效果，因此界定垂直入滲與側向滲漏之比例，方能精確計算地下水補注量，本研究以第 30 天之模擬結果計算側流通量，並與當時已呈穩定狀態之地表入滲通量（壓力水頭 20cm，入滲通量隨乾田土壤初始壓力-1.2m、-3.3m、-6.9m 分別為 3.86mm/day、3.98mm/day、4.08mm/day）進行比較，計算結果顯示在乾田土壤初始壓力為-1.2m、-3.3m、-6.9m 時，其日側流通量分別為 10.13、57.41、121.14 立方公尺，分別佔日入滲通量 1013.27、1044.77、1071.02 立方公尺之 0.99%、5.49%及 11.31%。模擬結果顯示側向滲漏雖會隨著乾田土壤水分含量降低而增加，但水田區之入滲作用仍以垂直入滲為主。

對大面積水田而言，水田側滲將發生在乾濕邊界附近，因此前述之垂直入滲/側滲比例推估將與乾濕邊界之長度有關，本研究另外修改模式，將水田區修改為四周均為乾田區域（增加南北方向兩道各 360m 之乾濕邊界，其餘邊界維持原狀，水田湛水面積約為原來模式之 0.53 倍），則其田區中央基本入滲率幾無改變，僅鄰近乾濕邊界處由原來水田區改變成乾濕邊界之入滲情

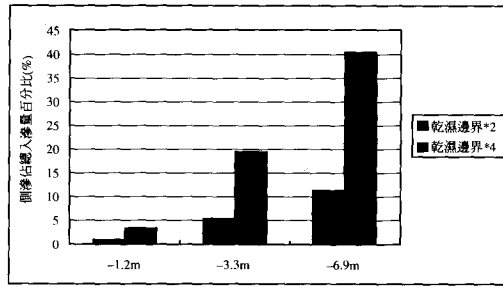


圖 23 水田區湛水面積及乾濕邊界改變在各種乾田區初始壓力水頭下之側滲比例

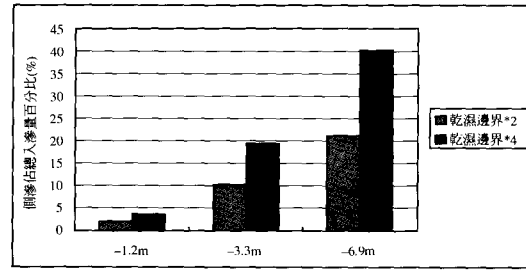


圖 24 水田區湛水面積相同但乾濕邊界改變在各種乾田區初始壓力水頭下之側滲比例

形，其整體入滲率將因乾濕邊界增加而增加，分別為 3.92mm/day、4.04mm/day、4.15mm/day，其日側流通量分別為 19.53、110.68、233.54 立方公尺，分別佔日入滲通量 547.55、564.31、579.67 立方公尺之 3.57%、19.61%及 40.29%。在此例中，側滲所佔比例極明顯因為乾濕邊界長度增加而提高。若將前例之湛水水田面積縮減至與後例相同，乾濕邊界長度不變，此時，日側流通量分別為 10.13、57.41、121.14 立方公尺，分別佔日入滲通量 537.04、553.73、567.64 立方公尺之 1.89%、10.37%及 21.34%。

將以上三組模擬結果以長條圖形式表示，如圖 23 及圖 24 所示，前者為水田區湛水面積及乾濕邊界均改變之情況下，在各種不同乾田區土層初始壓力水頭下之側滲比例（為第一、二組模擬結果），後者則為水田區湛水面積相同，僅乾濕邊界長度改變之情況下，不同乾田區土層初始壓力水頭下之側滲比例（為第二、三組模擬結果）。圖中可清楚看出，當湛水面積縮減 1/2 且乾濕邊界增加為 2 倍時，其側滲比例約可提高為原來之 4 倍，水田區湛水面積相同，僅乾濕邊界長度增加為 2 倍時，其側滲比例約可提高為原來之 2 倍。由此可知，在相同之水田土層組合及入滲水力環境下，影響側滲比例計算之因素，將會受到計算基準之水田面積及乾濕邊界長度影響，而會產生不同之計算結果，其間面積/邊界長度之綜合影響，值得進一步加以探討。

五、綜合討論

藉由入滲數值模式之模擬應用，不僅探討入滲補注機制中，土壤水分之變化及平衡、入滲補注之量化，更藉由影響入滲補注因素之探討，配合水田特有之土壤/水力特性，明瞭其不同組合下之補注時效，鑑於颱風來臨時，動輒在一兩日內降下數百公釐之雨量，此等補注時效計算，可作為水田截洪蓄水、引納洪水量之計算依據，亦可提供利用水田作為人工補注池之參考依據。

5.1 垂向入滲影響因子綜合討論

在影響入滲補注因素之探討中，模擬顯示定水頭狀態下之入滲在補注路徑土壤層會形成一含水量平衡，在接近地表補注源及靠近地下水水位附近易達到飽和含水量，其餘區間多呈未飽和狀態。初始含水量多寡雖會造成初期入滲率之不同，並造成補注時效之差異，然並未對基本入滲率造成較大之影響，隨著時間增加，基本入滲率將趨於一致。模擬結果亦顯示地下水水位在模擬範圍內（距地表 0.9m~4m，牛踏層滲透性較底層土壤差）並未對基本入滲率造成影響。此外，模擬明顯看出牛踏層厚度及其飽和水力傳導係數對基本入滲率之主控性，但亦會隨其下層土壤滲透性增加而提高其基本入滲率。若將側滲因素納入考量，則乾田區之土壤乾濕程度亦會造成水田區整體入滲率之改變，乾田區土壤愈乾燥，則入滲率會稍微增加。至於在下層土壤之滲透性接近或

較牛踏層為低之情形下，則牛踏層會失去其主控性，此時基本入滲率將會隨著低滲透性土層之位置而改變。

5.2 水田入滲水側滲分析

經由 FEMWATER 模擬結果可知，具有乾濕邊界之水田區，其側向滲漏影響因子包括各土層土壤之滲透性、乾/旱田區土壤初始含水量、乾濕邊界長度以及納入計算基準之水田區面積等。在側向滲漏比例推估上，所需考量之因素極眾。由於乾田區之土壤乾濕程度造成水田區通過牛踏層之垂直入滲率改變幅度較小，在簡化推估因素之考量下，此一垂直入滲可以用基本入滲率加以代表之，但在計算側滲比例上，則應依乾/旱田區土壤初始含水量為估算之重要依據。在此條件確定下，始可進一步以簡單之代數式將此比例關係標準化，相關說明如下：

假設水田區域長寬(m)分別為 a、b，基本入滲率(mm/day)為 f，泥濘層以下（不含泥濘層）至地下水位面之土層厚度分別為 c1、c2、c3、.....，在某一乾/旱田區土壤初始含水量所對應之側滲率分別為 s1、s2、s3、.....，則側滲/整體入滲比例關係可以說明如下：

進入水田區牛踏層之每日垂直入滲量（立方公尺）

$$Q = a \times b \times f \dots\dots\dots (5)$$

各層側滲量依序分別為

$$\begin{aligned} &2(a+b) \times c1 \times s1 \\ &2(a+b) \times c2 \times s2 \dots\dots\dots (6) \\ &2(a+b) \times c3 \times s3 \end{aligned}$$

總和

$$\Sigma = 2(a+b)(c1s1 + c2s2 + c3s3 + \dots) \dots\dots (7)$$

四周為乾田之水田區側滲/整體入滲比例 =

$$2(a+b)(c1s1 + c2s2 + c3s3 + \dots) / abf \dots\dots (8)$$

水田區僅邊界長度 a、b (m) 兩側為乾田區側滲

/整體入滲比例 =

$$(a+b)(c1s1 + c2s2 + c3s3 + \dots) / abf \dots\dots (9)$$

其餘乾濕邊界長度變動可以修改分子項加以表示之。

由上述推導之公式可知，在推求側滲佔整體入滲水量比例時，即會衍生出因水田區面積不同（乾濕邊界長度亦隨之改變）造成計算結果差異之問題，若以小範圍水田區域乾濕邊界模擬乾濕邊界側滲，將無法正確率定水田側滲比例且有高估之嫌。

以台灣水田重劃之典型佈置配合 12 公頃之灌溉單元，即單區，（每一基本坵塊長 100m × 寬 40m，共計 30 個坵塊）作為計算依據，並以田中地區土層組合為例，則當只有水田坵塊緊鄰旱田或乾田形成乾濕邊界時，其入滲量可根據前述之模擬結果公式加以推估計算。假設此一灌溉單元四周均為旱田或乾田，此時乾濕邊界長度為（長 200m，寬 600m，周長為 1600m），側流量在乾濕邊界土壤壓力水頭為 -3.3m 對應 -1.2m 之情況下，每單位公尺/每日接近平衡時之各土層側滲量總和約為 0.07758m³，則此灌溉單元每日總側滲量為 124 m³，總入滲量為 426 m³，側滲為總入滲量之 29%，有效之地下水補注量佔入滲總量之 70.86%。當乾濕邊界土壤壓力水頭為 -6.9m 對應 -1.2m 之情況下，有效之地下水補注量佔入滲總量之 38.52%。

另以目前一般水利會輪區約 50 公頃為計算單位，共有將近四個灌溉單元計 48 公頃，為方便計算，取此四個灌溉單元，則乾濕邊界最長者為 5200m（長 200m，寬 2400m），有效之地下水補注量佔入滲總量之 76.33%。側流量在乾濕邊界土壤壓力水頭為 -6.9m 對應 -1.2m 之情況下，有效之地下水補注量佔入滲總量之 50.05%。

若以輪區相鄰接構成大面積之水田栽培專業區，則上述每一灌溉單元或無乾濕邊界，或僅有長寬兩邊，甚或三邊均可能造成乾濕邊界，可以預見在此情況下，因乾濕邊界均小於前例之

1600m，因此單位面積水田有效之地下水補注量比例高於輪區為單位計算之 76.33%。此外，若以彰化地區水田面積（一、二期作均約 46000 公頃）作一粗估，假設土壤/水力條件與土層組合皆與田中地區相同，為方便計算，假設全區水田皆呈正方形，每邊長度約 20km，四周共 80km，面積 40000 公頃，則此大區域之側滲量將佔入滲量之 0.44%~0.92%（乾濕邊界土壤壓力水頭分別為 -3.3m~-6.9m 對應 -1.2m）左右，遠較上例為小。由此可知，水田面積/乾濕邊界長度改變時亦會造成有效之淺層地下水補注率估算上極大之差異。因此在估計水田入滲之有效補注量時，應考慮整個滲水田區之範圍及乾濕邊界長度，方可完整估算區域性水田入滲有效補注地下水之數量。

上述之大面積水田入滲推估，僅為闡述面積/邊界對側滲比例之影響。事實上，影響側向滲漏之因素眾多，特定區域之側滲可藉由現地土壤剖面調查及數值模擬推估側滲率。欲推估大面積水田側滲佔整體入滲量之比例，仍有賴進一步結合本省水/旱田（或乾田）坵塊配置、田埂及灌排渠道型式與農路分佈等資訊，方能更精確加以推估。此外，若以休耕水田種水從事補注任務時，在規劃上應以各坵塊相鄰接形成大面積補注池方有較佳之補注效果，當種水坵塊呈畸零分佈，散佈於乾/旱田區，勢必增加乾濕邊界長度，導致側滲量之增加。

六、結論與建議

6.1 結論

本研究以探討區域性水田入滲對地下水涵養補注之機制為主，以提供作為研擬增加水田地下水涵養補注可行方法之基本依據，首先回顧國內外水田入滲量之相關研究，然後應用地下水模式 SAWAH 及 FEMWATER 在入滲因子探討及模擬試驗田中田區之地下水入滲，側流及地下水有效補注量推估之用。

一維 SAWAH 及三維 FEMWATER 數值模式模擬影響水田入滲因子之結果顯示：

(1) 定水頭狀態下之入滲在補注路徑土壤層會

形成一含水量平衡，在接近地表補注源及靠近地下水位附近易達到飽和含水量，其餘區間多呈未飽和狀態。

- (2) 初始含水量多寡雖會造成初期入滲率之不同，並造成補注時效之差異，然並未對基本入滲率造成較大之影響，隨著時間增加，基本入滲率將趨於一致。
- (3) 地下水位在模擬範圍內（距地表 0.9m~4m，牛踏層滲透性較底層土壤差）並未對水田基本入滲率造成影響。但在牛踏層遭破壞之情況下，入滲率會隨地下水位面上昇而下降。
- (4) 牛踏層厚度及其飽和水力傳導係數對水田基本入滲率具有主控性，但亦會隨其下層土壤滲透性增加而提高其基本入滲率。增加田面湛水深雖能提高入滲率，但其影響較小。有無牛踏層之入滲率則有約 3 倍的差異。
- (5) 若將側滲因素納入考量，則乾田區之土壤乾濕程度亦會造成水田區整體入滲率之改變，乾田區土壤愈乾燥，則整體入滲率會稍微增加。至於在下層土壤之滲透性接近或較牛踏層為低之情形下，則牛踏層會失去其主控性，此時基本入滲率將會隨著低滲透性土層之位置而改變。
- (6) 大面積之水田入滲仍以垂向入滲為主，垂直入滲比側向滲漏大約 3 個級數左右。僅鄰近乾濕邊界處會有明顯之側滲發生，側滲率之大小依地下水面上土壤層滲透性與乾田區土壤乾濕度而定，土層滲透性愈佳且乾田區土壤愈乾燥時，側滲率亦愈大，單一土層之側滲率甚至較水田區通過牛踏層之垂直入滲率為大。
- (7) 在推求側滲佔整體入滲水量比例時，各土層滲透性、水/乾田土壤乾濕程度、乾濕邊界長度與水田區面積等均為重要影響因子，計算基準不同將會造成計算結果差異，由於側滲發生於乾濕邊界附近區域，因此，若以小範圍水田區域模擬乾濕邊界側滲，在計算整體水田入滲量偏低之情況

下，將無法正確率定水田側滲比例且易產生高估之嫌。

6.2 建議

- (1) 本研究以進入牛踏層之入滲水流為探討對象，側向滲漏亦以牛踏層及以下土層之側滲為探討對象，對於現地田面高程差異，如能進一步考慮探討，將可估計地表水側向滲漏的流失量與土層因傾斜狀況對水分垂向或側向滲漏的影響。
- (2) 比較一維 SAWAH 與三維 FEMWATER 所模擬之垂直入滲量，由於 FEMWATER 模式無法由入滲量自行計算變水頭，因此在本模式模擬的狀況中，定水頭的模擬入滲率略高於 SAWAH 之模擬值，但由於一維 SAWAH 模式僅考慮垂直入滲部份，而三維 FEMWATER 通盤考慮側向與垂向滲漏三維流動，因此未來若能修改三維 FEMWATER 主程式，使程式本身可自行計算每天因入滲、蒸發散、降雨等因素所造成之水頭變動，將可更精確計算三維狀態下水田入滲、地下水補注與地層水流之狀況。
- (3) 影響側向滲漏之因素眾多，特定區域之側滲可藉由現地土壤剖面調查及數值模擬推估側滲率。欲推估大面積水田側滲佔整體入滲量之比例，仍有賴進一步結合本省水/旱田（或乾田）坵塊配置、田埂及灌排渠道型式與農路分佈等資訊，方能更精確加以推估。
- (4) 若以休耕水田種水從事補注任務時，在規劃上應以各坵塊相鄰接形成大面積補注池方有較佳之補注效果，當種水坵塊呈畸零分佈，散佈於乾旱/田區，勢必增加乾濕邊界長度，導致側滲量之增加。

參考文獻

1. 陳尙、李德滋，1964，“以土壤水分當量推算水稻灌溉需水量之研究”，農工學報第 10 卷第 4 期，pp15-40。
2. 陳尙，1980，“水稻田在水土資源保育上之功用與影響問題之研究”，農業用水內部水量調整問題之研究，p.1101-1178，農業工程研究中心。
3. 曹以松、林俊男等，1987，財團法人農業工程研究中心研究報告”集集共同引水計畫-人工補注技術即可行性實施計畫”，pp.52 -99。
4. 黃山內，1991，“台灣耕地土壤污染與映盤改善工作之檢討”，農田水利，第三十八卷第五期，pp.43-49。
5. 國立中興大學土壤調查試驗中心，1991，“土壤管理手冊”，pp.250-263。
6. 謝兆申、王明果，1991，台灣地區主要土類圖輯，行政院農委會。
7. 蔡明華，1993，“水田灌溉公益效能剖析研究”，行政院農委會，pp.1-62。
8. 馮秋霞、許榮庭、李振誥，1997，“嘉南地區水田灌溉對地下水補注影響之評估”，第二屆地下水資源及水質保護研討會論文集，pp.473-484。
9. 陳世楷、劉振宇及黃偉哲，1998，“水田入滲水力特性之試研究”，台灣水利季刊第 46 卷第 4 期。
10. 鄒禕、葉一隆及王裕民，1998，休耕水稻田蓄水對地下水涵養補注之影響-以彰化田中休耕示範田為例，第九屆水利工程研討會，pp.G173~179。
11. 吳瑞賢、林癸妙，1998，回歸水對水田灌溉用水量之影響評析，行政院農委會。
12. Adachi, K., 1990, "Effects of rice-soil puddling on water percolation." In: Proceedings of the 14th International Congress of Soil Science, 12-18 August 1990, Kyoto, Japan, Vol. I. ISSS, Kyoto, Japan, pp.146-151.
13. Bouman, B.A.M., Wopereis, M.C.S., Kropff, M.J., Ten Berge, H.F.M. and Tuong T.P., 1994, "Water use efficiency of flooded rice fields. (II) Percolation and seepage losses." Agricultural Water Management, 26: pp.291-304.
14. Carsel, R.F. and R.S. Parridh, 1988, Developing

- joint probability distributions of soil-water retention characteristics, *Water Resources Research*, Vol. 24, No. 5, pp. 755-769.
15. Driessen, P.M., 1986. "The water balance of the soil." In: H. van Keulen and J. Wolf Eds., *Modeling of Agricultural Production: weather, soil and crops. Simulation Monographs*, Pudoc, Wageningen, pp.76-116.
 16. Engineering Computer Graphics Laboratory, 1996, *Groundwater Modeling System reference manual*, Brigham Young University, Provo, Utah.
 17. Ferguson, J.A., 1970, "Effect of flooding depth on rice yield and water balance". *Arkansas Farm Res.*, 19: 4.
 18. Gardner, W.R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20, 317-320.
 19. Hillel, D. and Gardner, W.R., 1969, Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 108: pp137-142.
 20. Hillel, D. and Gardner, W. R., 1970, Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Sci.*, 109: pp.149-153.
 21. IRRI, 1965. Annual report 1964, International Rice Research Institute, Los Banos, Philippines, pp.335.
 22. Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B.P., 1994, "Soil-water interactions. mechanisms and applications. Marcel Dekker, Inc., New York, pp.362-363.
 23. Kampen, J., 1970, "Water losses and water balance studies in lowland rice irrigation". Ph.D. thesis, Cornell University, USA, pp. 416.
 24. Klute, A. 1986. *Methods of soil analysis part I : Physical and mineralogical methods*, monograph #9. Madison WI : Soil Science Society of America.
 25. Lin, H. C., D. R. Richards, G. T. Yeh, J. R. Cheng, H. P. Cheng and N. L. Jones, 1996, "FEMWATER: A three dimensional finite element computer model for simulating density dependent flow and Transport", Technical Rept. HL-96, Frb.
 26. Moormann, F. R. and Van Breemen, N., 1978, "Rice: soil, water land.", International Rice Research Institute, Los Banos, Philippines, pp.185.
 27. Miyazaki T., Hasegawa S. and Kasubuchi T., 1993, "Water flow in soil". Marcel Dekker, Inc., New York, pp.221-253.
 28. Prihar, S. S., Ghildyal, B. P., Painuli, D. K. and Sur, H.S., 1985; "Physical properties of mineral soils affecting rice-based cropping systems." in: *Soil Physics and Rice*. International Rice Research Institute, Los Banos, Philippines, pp.57-70.
 29. Philip, J. R. 1958. "The theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil." *Soil Science*, 85: pp.278-286.
 30. Sharma, P. K. and De Datta, S. K., 1985. "Effects of puddling on soil physical properties and processes.", in: *Soil Physics and Rice*. International Rice Research Institute, Los Banos, Philippines, pp.337-357.
 31. Sanchez, P.A., 1973, "Puddling tropical rice soils. 2. Effects of water losses", *Soil Sci.*, 115:pp303-308.
 32. Takagi, S., 1960, "Analysis of the vertical downward flow of water through a two-layered soil.", *Soil Sci.*, 90: pp.98-103.
 33. Ten Berge, H.F.M., D. M. Jansen, K. Rappoldt and W. stol., 1992, "The soil water balance module SAWAH : description and users guide, Simulation Reports CABO-TT nr. 22 P.O. box 14,6700 AA Wageningen Netherlands.
 34. Ten Berge, H. F. M., K. Metselaar, M. J. W. Hansen, and E. M. de San Agustin. 1995, "The SAWAH riceland hydrology model." *Water*

- Resource Research, 31(11): pp.2721-2732.
35. Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892-98.
36. Wopereis, M.C.S. Wosten, J.H.M., Bouman, J. and Woodhead, T., 1992, "Hydraulic resistance in puddled rice soils: measurement and effects on water movement." Soil Tillage Res., 24: pp.199.
37. Wopereis, M. C. S. Biunan, B. A. M., Kroff, M.J., Ten Berge, H.F.M. and Maligaya, A. R., 1994, "Water use efficiency of flooded rice fields. (I) Validation of the soil-water balance model SAWAH." Agricultural Water Management, 26: pp.291-304.
38. Wickham, T. H. and Singh, V. P., 1978, "Water movement through wet soil." In: Soils and Rice. International Rice Research Institute, Los Banos, Philippines, pp.337-357.

收稿日期：民國 89 年 3 月 14 日

修正日期：民國 89 年 5 月 4 日

接受日期：民國 89 年 5 月 30 日