

從土壤物理性來探討高溫砂地之灌溉因子

Irrigation Management of the Sandy Soil in High Temperature Region Based on Soil Physical Properties

國立臺灣大學
農業工程學系兼任講師

鄧東茂
Dong-maw Deng

國立臺灣大學
農業工程學系客座副教授

張世光
Shih-kuang Chang

國立臺灣大學
農業工程學系教授

施嘉昌
Charles C. C. Shih

摘 要

本研究之試驗係在沙烏地阿拉伯中南部窪地地區進行。試驗區之土壤屬砂土，其質地86.8%為砂粒，7.77%為粉粒，以及5.43%為粘粒所組成。該地區年平均最低溫度為33.4°C，年平均降雨量則少於50公厘。

本試驗共選了三個測點，每一測點之面積為一平方公尺。在三測點中分別灌了50、75及100公厘的水。灌水後，在50公厘之測點上覆蓋塑膠布以防止蒸發，其餘二測點則未作任何處理。

灌溉後，土層中之水分變化係利用重力法測定。測定時，每深度20公分處採一土樣，共採三層至60公分為止。由土壤水分之變化顯示，高溫砂地每次最適當之灌水量為70至80公厘，其灌水期距則為4至5天。試驗結果亦顯示出，在高溫砂地施行覆蓋時對土壤水分之保持影響不大。

ABSTRACT

Research was conducted in Wadi Dawasir, Saudi Arabia. The soil at the experimental site was classified as sandy soil which contained 86.8% sand, 7.77% silt, and 5.43% clay. The annual average minimum temperature in Wadi Dawasir was 33.4°C with an annual average precipitation of less than 50mm.

In this study, three experimental plots (1×1 m²) were selected and irrigated with 50, 75 and 100 mm of water respectively. During the post irrigation period, The plot irrigated with 50 mm of water was mulched with plastic sheet for preventing evaporation, and the other two plots were left exposed.

Changes of water content in the profile during the post irrigation redistribution process were determined periodically by gravimetric method. The samples were taken 20 cm interval along the profile up to 60 cm depth. The results showed that the optimal amount of water for each irrigation was around 70 to 80 mm of water, and the irrigation interval was about 4 to 5 days.

Additionally, the results also showed that mulched and non-mulched of the desert sandy soil had not much influenced on preventing evaporation of water from the profile.

一、前 言

近年來，由於科技之進步，使得農產品在量與質上均有相當的改進。然而，隨着人口的日益增加，以及生活品質的提昇，消費者不僅在量上期望能得到滿足。在農產品的品質與多元化上更希望有所創新。

農業家們為使滿足消費者的需求，在作物品種改良及基因工程研究上已不遺餘力地努力，以期望能開發出新的產品。更進一步地，在有限度的條件下改善農業環境，來開拓農產品的多元化。在改變農業環境最突出者，莫過於水耕法的開發。水耕法近年來深受農業專家及學者們的重視，其主要原因是它可以擺脫氣候環境對作物之限制。對高經濟作物而言，水耕法可行性非常大。但對需求量大而經濟價值偏低的農產品來說，水耕法却很難施行大規模的推廣。因此，許多國家為使糧食能達到自給自足的目的而轉向海埔地或沙漠地區來尋求新的耕地。

在開發新耕地的過程中，常常又遭遇到許多困難。以海埔新生地為例，最常見的問題為排水及鹽分地的發生。在綠化沙漠上，首當其衝的是水源與氣溫的困擾。

高溫砂地之農業生產，受到極有限的水資源控制下，不易管理。主要原因為：(1)水在砂土中滲漏量大；(2)地表之土壤溫度偏高；(3)風大、空氣濕度低，使得土壤水分蒸發迅速因而土層保水能力低。為使極有限之水源能充分利用，農業專家們不僅在作物及其品種上應作適當的選擇，在土壤在灌溉管理上亦應作適當的經營與調配。

本研究目的是希望利用土壤物理的觀念，從簡單而合理的田間試驗來探討高溫砂地灌溉管理上的問題。從研究中，希望能解決一些在灌溉上經常會面對的問題。諸如：砂地每次灌水量應多少？灌水的期距該多長？以及灌溉後土壤水分之分佈情形如何？等等均為一般從事農業灌溉者極想知道的答案。

雖然本研究之試驗並非在臺灣進行。所收集之資料在國內或許不適用，但在臺灣、澎湖，以及金門海島地區都有類似的問題存在，作者們希望本研究之結果對國內環境類似之地區，如沙丘地在農業開發及灌溉管理上能供為參考。

二、試驗地區之水文、氣象及土壤狀況

1. 試驗地區之位置及其水文與氣象條件

本研究之試驗地點是在沙烏地阿拉伯 (Saudi Arabia, 以下簡稱沙國) 之窪地地區 (Wadi Dawasir, 以下簡稱窪地)，窪地位於沙國之中南部，距離該國首都利雅德 (Riyadh) 西南約650公里。此地屬沙漠平原，全年平均雨量僅50mm (每年六至十月均不下雨)，窪地由於終年溫度偏高，風大及空氣之相對濕度低，因此其年蒸量超過5,100公厘。本試驗是在1981年夏季進行，為使讀者對窪地之水文及氣象環境能進一步瞭解，茲將設於窪地附近 Sulayyil 氣象站所測之水文及氣象資料 (1965至1975年間5至9月平均)，諸如平均氣溫、相對濕度、日照時間、日光能、風速、蒸發及降雨量等簡述於表一，供作參考。

表一、沙國窪地每年5至9月(1965至1975年平均)水文及氣象資料(1)

平均氣溫	最低	33.4°C
	最高	36.9°C
相對濕度		16.8%
日照時間		10.1 hrs
日照能		602 cal/cm ² /d
風速		219 km/day
蒸發量		539 mm/month
降雨量		在此十年中，除5月份平均降雨量為2.7mm外，6至10月均無降雨記錄。

由表一之資料顯示，窪地乃位於高溫少雨之地帶。

2. 土壤性質

由於沙國受各種條件之限制，本試驗區之土壤剖面未曾作詳細之分類。然而，對土壤之質地及與灌溉有關之土壤水分常數則有詳細之測定。表二所列之數據是本試驗區土壤之裸粒分佈、假比重、田間容水量，以及凋萎係數 (代表土層 0~69 cm) 之測值。

表二、沙國窪地土壤質地及與灌溉有關之土壤水分常數(1)

土壤顆粒分佈	
砂粒	86.80%
粉粒	7.77%
粘粒	5.43%
假比重	1.80 Mg/m ³
田間容水量	1.62% (m ³ /m ³)
凋萎係數	4.05% (m ³ /m ³)

由表二中之資料顯示，窪地砂土之顆粒分佈甚不均勻。雖然其土壤孔隙率僅達 32.08% (假設其眞比重爲 2.65 Mg/m³)，但由於顆粒分佈不均，平均之孔隙直徑較大，因而土壤水分之入滲率很高。同樣地，由表二中之田間含水量及凋萎係數亦可窺視出此砂土之水分保持能力極低。

三、簡易田間土壤導水係數之測定法 (The CGA method) (2,5,6)

地表之蒸發，除受氣象因子影響之外，主要取決於土壤之導水係數。在此茲將簡易土壤導水係數之理論推導與測定方法略述於下：

CGA 簡易田間土壤導水係數之測定法係利用 Richard 方程式推導出來的。所謂的 Richards 方程式，即：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \dots\dots\dots(1)$$

式中，

- θ : 土壤水分含量, cm³/cm³。
- t : 時間, min。
- z : 土層深度, cm。
- ψ : 土壤水分之總勢能, cm of water。
- $K(\theta)$: 土壤之導水係數, cm/min。

如將(1)式對土層深度, z , 積分, 則可得：

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = -\int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz \dots\dots(2)$$

第(2)式中左邊按 Leibnitz 法則, 可寫成：

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L \theta dz, \text{ 或 } = L \frac{\partial \theta}{\partial t} \left[\frac{\int_0^L \theta dz}{L} \right], \text{ 或 } = L \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \dots\dots\dots(3)$$

第(3)式中, $\bar{\theta}$ 爲土壤從 0 到 L cm 之平均土壤水分含量。

第(2)式之右邊可寫成：

$$-\int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz = - \left[K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \Big|_L - K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_0 \dots\dots\dots(4)$$

在(4)式中之 $K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z}$ 實爲水在土中之流量。第(4)式右邊的第一項是代表水在土層 L 處之滲漏量。第二項則代表土壤水在地表 ($z = 0$) 之蒸發量。假設土壤經灌溉後, 在地表上施加覆蓋以杜絕蒸發, 則(4)式可寫成：

$$-\int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz = -K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_L \dots\dots\dots(5)$$

在排水期間, 假若滲透勢能很小, 則土壤水分的總勢能實爲基勢能, ψ_m 與重力勢能 ψ_g , 之總和。即：

$$\psi = \psi_m + \psi_g \dots\dots\dots(6)$$

再者, 如果土層從 0 至 L cm 間是均勻的, 則 ψ_m 沿 0 至 L cm 間應爲定值。因此(5)式實可寫成：

$$-\int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi_g}{\partial z} \right] dz = -K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi_g}{\partial z} \Big|_L \dots\dots\dots(7)$$

在試驗測定勢能時, 其基準點若是設於地表 $z = 0$ 處, (7)式中之 ψ_g 值, 應該等於 z 。因此(7)式可簡化爲：

$$-\int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\bar{\theta}) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] dz = -K(\bar{\theta}) \dots\dots\dots(8)$$

第(8)式, 實際上是利用所謂的單位梯度 (Unit gradient) 之觀念所導演出來的。茲將(3)與(8)式合併, 土壤導水係數可用下列簡單方程計算, 即：

$$K(\bar{\theta}) = L \frac{d\bar{\theta}}{dt} \dots\dots\dots(9)$$

在灌溉後, 假若沒有地表蒸發之情況下, 水分含量在土層中之變化, 實際上可用下列簡單之經驗式來表示 (e. g. Richards et al. 1956; 及 Chong et al. 1981), 即：

$$\bar{\theta} = at^b \dots\dots\dots(10)$$

在(10)式中, a 與 b 分別爲常數。茲將(10)式代入(9)式, 並重新組合即可得出所謂的 CGA 方程, 即：

$$K(\bar{\theta}) = -Lba^{(1/b)} \bar{\theta}^{(b-1)/b} \dots\dots\dots(11)$$

在使用(11)式來計算 $K(\bar{\theta})$ 時, 除了土層深度必須確定之外, 在灌水後, 測定土壤水分含量與排水時間再利用(10)式作對數線性迴歸即可得其 a 與 b 值。有關 CGA 法測定 $K(\bar{\theta})$ 及其更詳細之討論, 可參閱(2)、(5)及(6)。

四、試驗設計

本研究之田間試驗是在1981年5月底至6月中

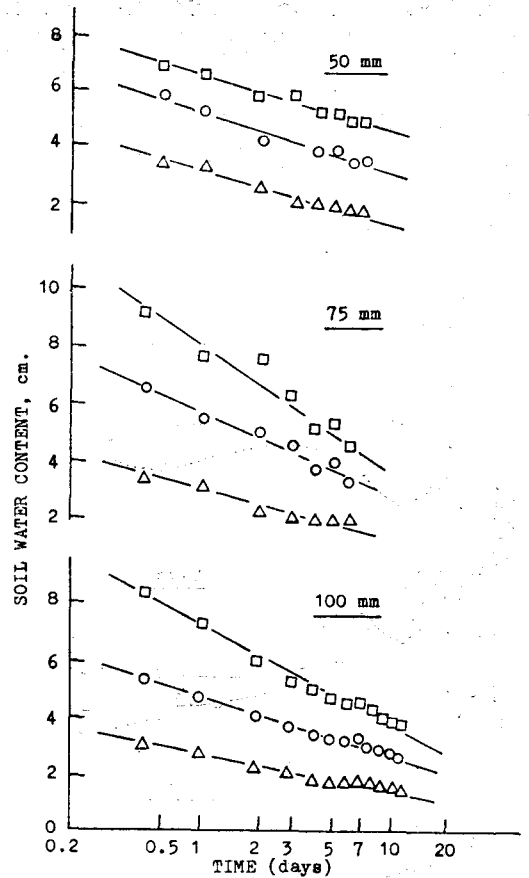
旬進行。田間佈置方面是共選了三個小田區。在每一小田區上分別進行灌溉後土壤水分分佈之測定。灌水試驗是在面積 1 平方公尺之方形入滲筒內進行，入滲筒高 25 公分。試驗時先將入滲筒用鏈子打入土中 15 公分深。在入滲筒四週內外之土壤均細心地壓實以免所灌之水沿着鐵筒之周邊向外溢漏。在試驗時，三小區所灌之水量分別為 50、75 及 100 公厘。但在 50 公厘之測筒內，當所灌之水乾後鋪上塑膠布，隔熱材料及遮陰設備等材料，以防日曬及水分蒸發。灌溉後 12 小時以及往後每天均在入滲筒內採一土樣以測定水分含量。採土時順着土層深度每 20 公分即採一樣本，共採三層達 60 公分為止。此排水試驗在 50 及 75 公厘兩測筒僅進行到第七天就停止了。但在灌水 100 公厘之測筒，其試驗則延伸至第十三天。

五、結果與討論

1. 砂土在不同灌水量下土壤水分分佈之比較

在三測筒內，其灌水前之土壤水分含量分別為 5.96 (灌 50 公厘水之測筒)，9.54 (灌 15 公厘水之測筒)，及 7.92% (灌 100 公厘水之測筒)。按完全飽和之狀況來計算，表層 20 公分之土壤可容納 64.1 公厘的水。以田間實際情況而言，由於灌水時土壤因受禁閉空氣之影響，土壤水分飽和度若能達至 95% 已屬相當不錯⁽²⁾。因此，在三測筒內，若以灌最少水 (50 公厘) 之測筒來計算加上土壤中原有之水分含量，則表面土層 (20cm) 水分飽和度可達 96% 以上。所以，在討論灌後土壤水分再分佈時，三測筒中之表層 20cm 土壤可視為飽和狀態來處理。

三測筒在不同灌水量之情況下，水分從地表至不同深度 (0~20, 0~40 及 0~60 公分) 之含量，分別繪於圖一以便比較。由圖一結果顯示，土壤在灌某一定量之水後，由地表至土壤某一深度之水分含量之變化隨時間而遞減成一線性關係。此一結果與 Gardner et al.⁽⁴⁾ 之結果極為類似。圖一亦顯示在灌水量少之土壤中，水分移動較為緩慢。也就是說，從圖一各線之斜率觀察可知在灌較多水之土層中，土壤之排水率較為快速。造成此現象之原因可能很多。其中最重要之一者為在灌較多水之土壤中，土壤水分含量若高於田間含水量，雖土壤未達飽和，但重力勢能在水分移動過程中往往仍佔優勢。因此水在土壤中運行速度較快。相反的，在灌



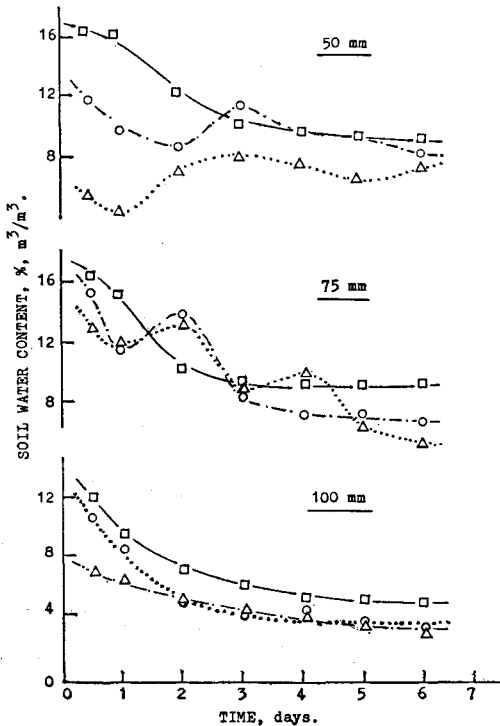
圖一、在不同水量之灌溉下，土層從 0~20 (□)，0~40 (○)，及 0~60 cm (△) 在排水期間土壤水分含量之變化情形。

較少水之土壤中，假如水分含量低於田間含水量，水分之移動則以基勢能為主，因此排水率也就較為緩慢。

圖二是比較各土層在不同灌水量下，土壤水分對排水期間的變化情形。按前所述，測筒在灌水後，地表覆蓋處理略為不同。但從圖二 0~20 公分土層中可看出其水分含量相當一致 (此點將在下節中再詳加以討論)。這一現象說明了在砂土中若灌較多的水並不見得所使土壤所保持之水分增加。這主要原因是短土之保持水分能力極低的原故。此現象在 20~40 及 40~60 公分之土層中顯示得更加清楚。

由圖二，在土層 40~60 公分部份可看出在 50 公厘測筒因所灌之水量最少，所以土壤水分含量也最低。但在灌水的第三天以後，三測筒中之土壤水分含量相差不大。然而在灌水後的三天之內，土層中所能保持之水分在 75 公厘之測筒反而比 100 公厘測

筒來得高。此現象在20~40公分之土層中顯示得最清楚。在20~40公分之土壤所保持水量在100公厘測筒中反而偏低。由以上之觀察可看出灌太少水會使土壤水分含量無法提高。灌太多的水，則因滲漏而流失。從這試驗之結果觀察，每次灌溉之水量不應該超出50至100公厘之範圍以外，或許在70~80公厘間最為恰當。



圖二、在不同水量之灌溉下，各土層在排水期間土壤水分含量之變化情形。圖中“□”是代表土層0~20cm，“○”表示20~40cm及“△”表示40~60cm。

從表二中可知試驗田之田間含水量及凋萎係數分別為16.2%及4.05%。假定以二分之一之有效水分含量作為灌溉標準，由圖二中可估計出此田之平均灌溉期距約為4至5天（圖二中，40~60公分土層之水分含量在灌水後第三天雖已降至二分之一有效水分之下，但從0~40公分之土壤水分含量應足以維持作物之正常生長。）

2. 地表覆蓋與不覆蓋對土壤水分之影響

覆蓋地表在水土保持觀念上來說，其益處良多。在文獻中，許多水土保持學者專家們對覆蓋地表均有相當高的評價。如同 Daisley et al.⁽⁹⁾ 所述，覆蓋不僅可以減少土壤水分蒸發，降低土壤溫度

，防止水土流失，提供土壤微生物較適合的環境條件，減少雜草漫生……等不勝枚舉。但對高溫地區之短地來說覆蓋是否對土層中之水分保持有所裨益？此問題很值得探討。

土壤水分之蒸發，在整個土壤剖面來說以表土水分損失最為嚴重。本試驗中50公厘測筒在灌水後曾施加覆蓋。但75及100公厘之測筒則未作任何處理。然而從圖二之0~20公分土層水分含量而言，高溫砂地在灌溉後地表有無覆蓋處理對土壤水分含量影響不大。地表蒸發之大小除受地表氣象因子之影響外，主要取決於土壤之導水係數。

按理論上說，在50公厘測筒所採之資料可利用(1)式來計算此砂土之導水係數， $K(\theta)$ 。

在利用(2)式求算a與b值時，其初始時間設為 $t=0.1$ 分鐘。土壤水分含量在 $t=0.1$ 分鐘時設有其總孔隙率之95%（即30.47%）。則a與b值經迴歸計算後可得為0.2613及0.1052 ($r=0.93$)

，茲將a與b值代入(1)式後可得 $K(\bar{\theta})$ 為：

$$K(\bar{\theta}) = 7.47 \times 10^{-5} \bar{\theta}^{-10.52} (\text{cm/min}) \dots (12)$$

當土壤水分含量降達田間含水量或凋萎係數時， $K(\theta)$ 值分別為 3.61×10^{-3} 及 1.67×10^{-9} cm/min。此二數值對土壤導水係數而言已屬相當的低。

雖然窪地地區在表一中顯示最高平均溫度為36.9°C，但田間實際溫度（特別是在中、下午時分，在強烈日照之情況下），常出現在40~50°C以上，當灌溉完畢後，地表若無覆蓋而又在強烈的日照情況下，表層0~1公分砂土之水分會因高溫而蒸發迅速。因此，此層砂土之水分含量會迅速遞減，甚至降到凋萎係數以下。所以此表層砂土之導水係數因降低而形成一自然的覆蓋層。此覆蓋層可使深層土層之水分不致蒸發。因此之故，圖二中之表層土壤水分含量在三測筒中均極為近似。

在此作者必需清楚地指出，本文之論點並非說明覆蓋在高溫砂土中無助於農作生長。其實以表土之溫度來說，覆蓋可降低表土溫度，特別是在作物發芽時期，它實在可以減少高溫對農作之侵害。但一般而言，在沙漠地帶，覆蓋所需之材料不易覓得，而且砂地風大，欲使覆蓋物牢固於地表非常困難。為使表土溫度降低或許又得在灌溉方法上去想法。據過去之經驗，噴灑或地表灌溉在高溫砂地均不太適合，其原因很多，主要者是風大，土壤水之入

滲率高，因此滴灌可能成爲一較適合之方法。但滴灌之裝置恐怕又以埋管裝置爲宜。主要是它可以不讓太陽直接照射在滴管上，因而，可減低水在滴管中之溫度。

六、結 論

根據本試驗所收集之資料，經分析研究後可作如下結論：

1. 如高溫砂地每次灌溉之水量過少則無法提高作物根系層之水分含量。反之，如所灌之水量偏多則因土壤水分受重力勢能之影響而迅速流失。因此每次灌溉之水量應在70~80公厘之間爲宜，而灌溉期距則以4至5天比較適當。

2. 覆蓋對高度砂地之土壤水分保持影響不大，但對地表土壤溫度之減低會有所幫助。覆蓋之所以對高溫砂地影響不大係因砂土本身在高溫情況下表層之水分迅速蒸發。表土（可能只有1至2公分）因水分減少而導致其導水係數降低，隨之形成一自然的覆蓋層。

以上係按沙國窪地地區之資料所作的結論。讀者如欲解決自己所在地之類似問題時，可作同樣之田間試驗。於分析後，再選擇當地之適當灌溉水量與期距。本文僅能提供讀者在研究方法上作爲參考。

七、謝 誌

本研究蒙臺大農工研究所教授徐玉標先生撥冗討論，併提供許多寶貴建議而得付梓，作者們在此深表謝意。

八、文 獻 參 考

1. 施嘉昌 1982。沙烏地阿拉伯窪地(Wadi)地區農地開發與灌溉計畫，臺灣水利季刊，卅卷第二期。
2. Chong, S.K., R. E. Green, and L. R. Ahuja. 1981. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. *Water Resources Research*. 17: 1109-1114.
3. Daisley, L.E.A., S.K. Chong, F.J. Olsen, L. Singh and C. George. 1988. Effects of cowpeas and eggplants in Antigua. *Tropical agriculture*. In press.
4. Gardner, W.R., D. Hillel, and Y. Benyamini. 1970. Post Post-irri irrigation movement of soil water, 1: Redistribution. *Water Resources Research* 6:851-861.
5. Green, R. E., L. R. Ahuja, and S. K. Chong. 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: Field methods.
6. Libardi, P.L., K. Reichardt, D.R. Nielsen, and J.W. Bigger. 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:3-7.
7. Richards. L.A., W.R. Gardner, and G. Ogata. 1956. Physical processes determining water Loss from soil. *Soil Sci Soc. Am. Proc.* 20:310-314.

專營土木、水利、建築等工程

百森土木包工業有限公司

負責人：林炳森 地 址：台中縣大肚鄉沙田路一段 320巷42號
電 話：(046)932873 • 932629