

台灣區域土壤含水率觀測網之建置與資料分析

莊秉潔¹ 簡光佑¹ 江昭輝¹ 蔡徵霖³ 黨美齡¹ 劉攸宇¹ 李育棋² 洪景山²

¹國立中興大學 環境工程學系

²中央氣象局

³模式支援中心

摘 要

土壤含水率與其他氣象參數（如氣溫）相同，為影響大氣與地表間交換作用的重要參數之一。然而，相對於台灣地區氣象測站之密集度，目前台灣地區土壤含水率觀測資料在時間及空間上的分布仍相當缺乏，本研究團隊在國科會計畫經費補助並與中央氣象局合作下，建置台灣地區土壤含水率觀測網。過去已於氣象局台中、高雄、恆春、日月潭、嘉義、阿里山與永康等氣象站及中興大學北東眼山測站設置土壤含水率觀測網，今年度已完成於氣象局北部（台北氣象檢校中心及新竹氣象站）與東部（宜蘭、花蓮與台東等氣象站）等氣象站之土壤含水率觀測網建置。

土壤含水率觀測資料除可用於數值模式地表資料驗證所需外，亦可應用於研究教學。目前，由氣象資料與含水率相關性之初步結果顯示，土壤含水率與降雨量呈現良好的正相關，當降雨量上升時含水率會有相應之反饋，而台灣各區域之表現並不一致，推估可能與其地區性之土壤性質有關。在空間分佈上土壤含水率與不同地貌及降雨有關。台灣有中央山脈作為季風及災害天然屏障，其降雨也因地區空間分佈有別，導致降雨量分布不均，直接影響土壤含水率之分佈情形；在時間分佈上土壤含水率則主要是受到季節降雨特性所影響，台灣雖四季有雨，但降雨主要集中在5~9月之梅雨季及颱風，導致在降雨較多之月份，土壤含水率受降雨影響而偏高；而在降雨較少之月份，土壤含水率則有明顯偏低之現象。

關鍵字：土壤含水率

一、前言

土壤含水率在大氣與地表間交互作用中，主要透過降雨入滲、地表逕流及地表儲存等方式，影響水文、氣象、生態過程 (Entekhabi et al., 1995; Famiglietti et al., 1999; Jacobs et al., 2004)。土壤含水率不論是在氣候模式預測、植被生長及氣象反饋上都扮演著相當重要的角色 (Teuling et al., 2007; Seneviratne et al., 2010)。

不精確的土壤含水率常大幅影響氣候預測的結果，由於土壤含水率不易測量，也難以建立合適的參

數化模型，很難掌握準確的土壤含水率資料，進而影響氣象預報的準確度。目前台灣地區土壤含水率觀測資料在時間及空間上的分布仍相當缺乏，本研究團隊在國科會計畫經費補助並與中央氣象局合作下，建置台灣地區土壤含水率觀測網。目前已於氣象局台中、高雄、恆春、日月潭、嘉義、阿里山、永康、中興大學北東眼山測站，台北氣象檢校中心、新竹、宜蘭、花蓮與台東等氣象站完成土壤含水率觀測網建置。並將所得之土壤含水率觀測資料與氣象因子（如氣溫、降雨等）探討其相關性，亦使用各氣象站之土壤調查資料結果，初步探討土壤性質與含水率之相互關係，進一步了解區域性之土壤含水率變化。

二、 研究背景介紹

台灣位於東經120°~122°、北緯22°~25°間，屬於副熱帶季風氣候，年降雨量平均約為2500公釐，降雨主要集中在五、六月的梅雨季及七月至九月的颱風季。圖1為研究埋設之台灣土壤含水率空間分布圖，表1則為本研究埋設之土壤含水率量測位置及深度



圖1 本研究埋設之台灣土壤含水率空間分布圖

表1 本研究埋設之土壤含水率量測位置及深度

氣象站	位置	地貌	架設深度(cm)
檢校中心	24.959031, 121.524711	都會	10、30、70、100、150
新竹	24.827896, 121.014002	都會	10、30、50、70、80
台中	24.145775, 120.684074	都會	10、30、70、100、150
日月潭	23.881345, 120.908063	森林	10、30、50、70、80
嘉義	23.495991, 120.433084	農地平原	10、30、70、100、150
*阿里山	23.508412, 120.813367	森林	-----
永康	23.038331, 120.236585	都會	10、30、70、100、150
高雄	22.565948, 120.315721	海埔新生地	10、30、50、70、80
恆春	22.003966, 120.746312	都會	10、30、70、100、150
宜蘭	24.764037, 121.756507	都會	10、30、70、100、150
花蓮	23.975117, 121.613224	都會	10、30、70、100、150
臺東	22.753032, 121.153804	都會	10、30、70、100、150
北東眼山	24.076000, 121.125999	森林	10、20、30、50

(*阿里山氣象站由嘉義縣政府指定為縣定古蹟「原台灣總督府氣象臺阿里山觀象所」，作業室搬遷，完工時程未定。)

使用Frequency Domain Reflectometry (FDR) sensors 在各個測點每小時量測不同深度之土壤含水率。FDR 是透過電容感應器量測土壤中介電常數，在土壤中存在之介電質有水、空氣、土壤礦物質等，相較於其他介電質，以水之介電常數為最大(水：80、礦物質：4、有機質：4、空氣：1) (Rafael et al., 2004)，故感應器主要會量測到水之介電質，再將其換算成含水率之測值。圖2為FDR 偵測示意圖

(Markus et al., 2009)。FDR與一般所廣泛使用之 Time Domain Reflectometry (TDR) 偵測方法類似，但其不受土壤種類的限制、受鹽度影響較小，所量測土壤含水率範圍也較大。表2為測量土壤水分方法之比較 (Munoz et al., 2013)。

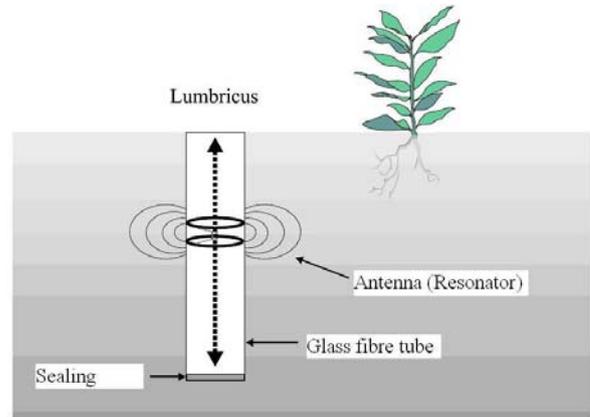


圖2 Frequency Domain Reflectometry (FDR) 偵測示意圖 (Markus et al., 2009)

表2 測量土壤水分方法之比較 (Munoz et al., 2013)

	Neutron Moderation	TDR	FD (Capacitance and FDR)	ADR	Phase Transmission	TDI
Reading range	0 - 60%	5 - 50%	0 - Saturation	0 - Saturation	5 - 50%	5 - 50% or 0 - 70% Depending on instrument
Accuracy (with soil-specific calibration)	±0.5%	±1%	±1%	±1 - 5%	±1%	±5%
Measurement volume	Sphere (6 - 16 in. radius)	About 1.2 in. radius around length of waveguide	Sphere (about 1.6 in. effective radius)	Cylinder (about 1.2 in.)	Cylinder (4-5 gallons)	Cylinder (0.2 - 1.6 gallons) of 2 in. radius
Installation method	Access tube	Permanently buried in situ or inserted for manual readings	Permanently buried in situ or PVC access tube	Permanently buried in situ or inserted for manual readings	Permanently buried in situ	Permanently buried in situ
Logging capability	No	Depending on instrument	Yes	Yes	Yes	Yes
Affected by salinity	No	High levels	Minimal	No	>3 dS/m	At high levels
Soil types not recommended	None	Organic, dense, salt or high clay soils	None	None	None	Organic, dense, salt or high clay soils (depending on instrument)
Field maintenance	No	No	No	No	No	No
Safety hazard	Yes	No	No	No	No	No
Application	Irrigation, research, consulting	Irrigation, research, consulting	Irrigation, research	Irrigation, research	Irrigation	Irrigation
Cost (includes reader/logger/interface if required)	\$10,000-15,000	\$400-23,000	\$100-3,500	\$500-700	\$200-400	\$400-1,300

Evaluation criteria for volumetric soil water monitoring methods.

目前在台中氣象站設置一桌上型電腦以收集各測站的觀測資料，並由本實驗室之QBOX伺服器主機做為主要資料庫，至台中氣象局蒐集各個氣象站之資料儲存與使用，並可將各個土壤含水率測站數據整合而提供即時土壤含水率資料。圖3為QBOX伺服器主機即時觀測資料示意圖。

國立中國大學環境監測系統 Qbox				
TWHS_soil	Taichung	Hengchuan	Tinan	Kaohsiung
2014-06-01 05:30	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00
RECORD	RECORD	RECORD	RECORD	RECORD
BarV_Min	8545	8545	8545	8545
BarV_Max	13.44	13.44	13.44	13.44
WC_10cm_Avg(%)	14.96	13.83	13.73	13.84
WC_10cm_Max(%)	14.81	38.93	19.28	13.30
WC_10cm_Min(%)	20.93	36.64	16.46	13.76
WC_30cm_Avg(%)	18.41	36.42	16.31	13.39
WC_30cm_Max(%)	8999	34.53	14.4	16.67
WC_30cm_Min(%)	0	34.68	14.89	16.71
WC_50cm_Avg(%)	8	34.93	14.39	16.64
WC_50cm_Max(%)	0	28.89	18.83	13.34
WC_50cm_Min(%)	28.79	29.9	18.84	13.36
WC_70cm_Avg(%)	34.28	28.67	18.83	13.33
WC_70cm_Max(%)	0	28.9	17.61	16.62
WC_70cm_Min(%)	16.88	21.68	17.62	16.62
WC_100cm_Avg(%)	0	17.66	17.61	16.61
WC_100cm_Max(%)	17.66	17.66	28.81	27.9
WC_100cm_Min(%)	17.66	17.66	28.81	27.9
WC_150cm_Avg(%)	17.66	17.66	28.81	27.9
WC_150cm_Max(%)	17.66	17.66	28.81	27.9
WC_150cm_Min(%)	17.66	17.66	28.81	27.9

SunMoonLake	Alishan	Chayl	Hsiachu	MMC
2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00	2014-07-28 13:00
RECORD	RECORD	RECORD	RECORD	RECORD
BarV_Min	8545	8545	8545	8545
BarV_Max	13.73	13.68	13.68	13.63
WC_10cm_Avg(%)	21.16	13.68	13.68	13.63
WC_10cm_Max(%)	21.23	13.68	13.68	13.63
WC_10cm_Min(%)	20.88	13.68	13.68	13.63
WC_30cm_Avg(%)	11.61	13.68	13.68	13.63
WC_30cm_Max(%)	11.62	13.68	13.68	13.63
WC_30cm_Min(%)	11.61	13.68	13.68	13.63
WC_50cm_Avg(%)	23.71	13.68	13.68	13.63
WC_50cm_Max(%)	23.72	13.68	13.68	13.63
WC_50cm_Min(%)	23.71	13.68	13.68	13.63

圖3 QBOX伺服器主機即時觀測資料示意圖

三、 研究方法

土壤含水率在雨水以地表逕流、蒸發及地下水等形式進入地表中扮演相當重要的角色。同時土壤含水率藉由氣相的傳輸也控制著太陽輻射與大氣輻射能量轉換成可感熱、蒸發潛熱與輻射熱的散失，作用過程如圖4。

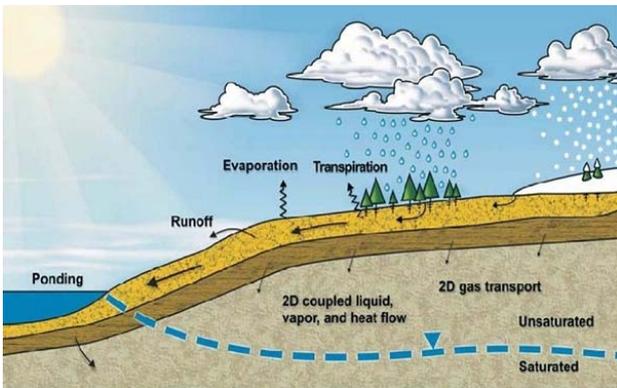


圖4 水循環之物理過程 (Krahn et al., 2004)

在水文分析上，土壤含水率對於一集水區所發生降雨與逕流間關係之探討相當重要。將集水區視為一系統，水文現象則為該系統所發生之歷程。在系統中，降雨為系統之輸入，經集水區之水文現象，如入滲、蒸發、蒸散、截留、滲漏等，再由集水區之水文站量測得之輸出即為出流量也就是逕流量，圖5為降雨逕流過程示意圖。

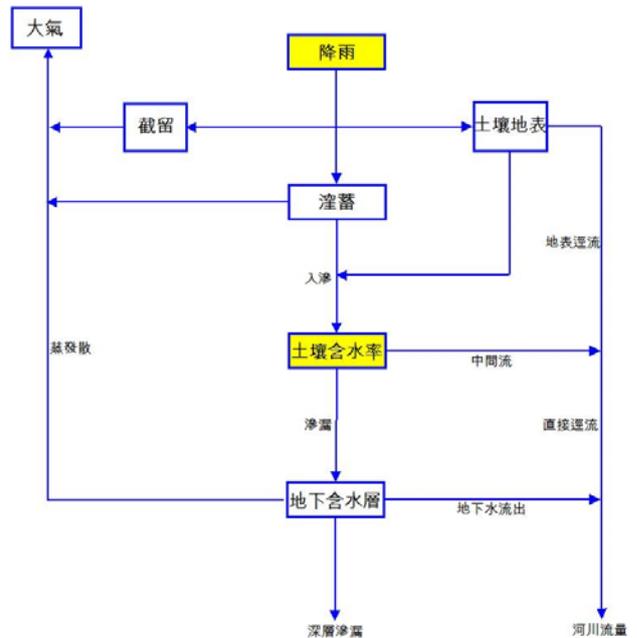


圖5 降雨逕流過程示意圖

在描述水循環的基本方程式中，土壤含水率隨時間變化量 (ds/dt) 可由以下參數平衡 (Legates et al., 2010)：

$$\frac{ds}{dt} = (P_r + M) - (E + T) - (R_o + R_s + R_g) \dots (1)$$

其中ds/dt 為土壤含水率隨時間變化量，Pr：降雨，M：融雪，E：土壤蒸發，T：植物蒸散作用，Ro：地表逕流，Rs：橫向地下流，Rg：地下水入滲。

假設沒有融雪情形，則方程式可簡化為 (2) 式：

$$\frac{ds}{dt} = P_r - (E + T) - (R_o + R_s + R_g) \dots (2)$$

對於一個理想系統而言，從環境中向系統內輸入的水量，基本上包括降水、深層地下水、及通過江河從另一系統過來的水量。如果僅考慮一個單獨的流域時，僅取降水量作為輸入量即可；輸出的水量則有陸地表面的蒸發 (evaporation) 和植物的蒸散 (transpiration)，因此則可簡化為 (3) 式：

$$\frac{ds}{dt} = P_r - (E + T) \dots (3)$$

若處於不降雨的情況，土壤隨時間變化量則可簡化為 (4) 式，土壤含水率隨時間變化量由土壤蒸

發及植物蒸散作用來主導：

$$\frac{ds}{dt} = (E + T) \text{-----}(4)$$

實際應用過程往往將蒸發與蒸散二者合併稱為蒸發散 (evapotranspiration)。蒸發散係指地表上水份轉變成大氣水汽之歷程，其中包含河川、海洋、裸露土壤以及植物表面等液態水之蒸發現象，以及經由植物根系吸收水份，而後於葉面散失之蒸散現象，故各地地貌類別呈現出不同程度的蒸發或蒸散機制，在陸域系統的水文 (降雨、逕流、入滲量收支情形) 及能量 (可感熱、潛熱能量分配) 收支平衡上扮演著重要角色，並間接的影響植生生長及全球碳循環系統的動態平衡。

四、 結果與討論

圖6為日月潭測點由2013年5月至12月之土壤含水率隨降雨變化趨勢圖，由圖6可得知降雨與土壤含水率之間有明顯正相關趨勢，當降雨事件發生時各深度之土壤含水率也隨之增加；而在降雨事件發生過後，土壤含水率會隨時間降低至田間含水率。田間含水率為因重力作用使部分水分排除後，土壤中剩餘之土壤含水率，主要會受到不同土壤質地所影響。

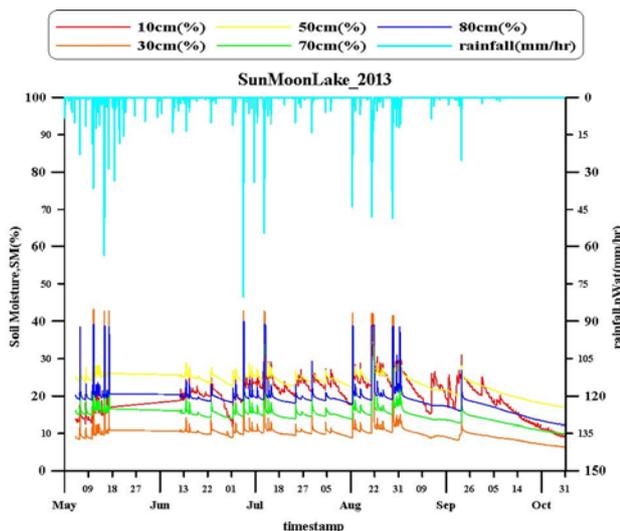
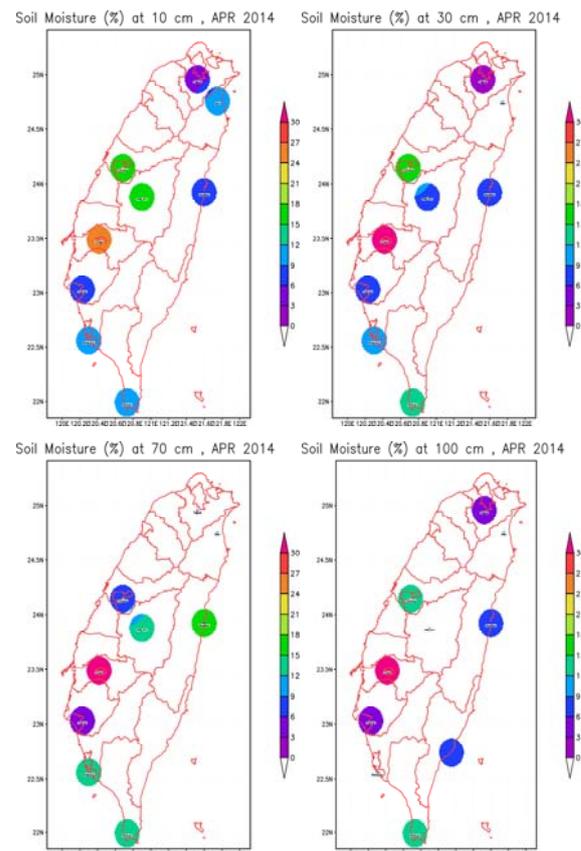


圖6 日月潭測點由2013年5月至12月之土壤含水率隨降雨變化趨勢圖

在空間分佈上土壤含水率變化，由圖7可看出在

山區，日月潭氣象站平均含水率約20%，都會區如台北市與高雄市等，平均土壤含水率約10%左右，但空間上土壤含水率變化會受到不同地貌及降雨等因素影響，因此除了量測土壤含水率外，並同時採集各測點之土壤樣品，委託中興大學土壤調查中心進行土壤質地分析，表3為各土壤含水率觀測點之土壤質地資料。再藉由土壤水分特性曲線可判斷出土壤水之存在量與其被土吸引之強度關係之土壤特性。圖8為土壤水分特性曲線 (Geohring et al., 2009)。由圖7與表3可看出由於各測點土壤質地不同，其土壤含水率所分佈情形也有所不同，例如：在嘉義氣象站，由於測點旁即為水稻田，土壤質地屬於黏壤土，土壤顆粒小易有毛細作用，使土壤吸水能力強，土壤含水率容易被土壤孔隙抓住不易入滲，導致平均含水率達20%以上。圖7中由於高雄及日月潭測點架設深度僅到80 cm，故在100 cm及150 cm中未有其數據；而部份測點 (台北、台東、宜蘭等)由於儀器損壞而未能表現出不同深度之土壤含水率分佈情形。



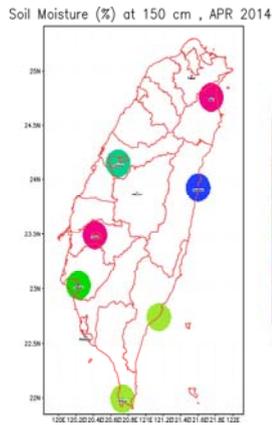


圖7 2014年4月份各測點不同深度(10、30、70、100、150 c,m)之平均土壤含水率分佈情形

表3 各土壤含水率觀測點之土壤質地資料
(砂粒、粉粒、粘粒含量百分比, %)

氣象站	0-30 cm	30-60 cm	60-90 cm	90-120 cm	120-150 cm
檢校中心	黏壤土 (41.3%、29.9%、29.2%)	—	黏壤土 (30.8%、29.7%、39.5%)	—	黏土 (26.6%、32.8%、40.6%)
新竹	砂質黏壤土(52.4%、23.4%、24.2%) ^a 僅取代表性土樣				
台中	壤土 (50.1%、29.8%、20.1%)	壤土 (49.1%、29.8%、21.2%)	壤土 (49.7%、29.2%、21.1%)	砂質黏壤土 (61.0%、15.8%、23.2%)	黏壤土 (25.6%、38.0%、36.4%)
日月潭	砂質黏壤土 (52.3%、22.1%、25.6%)	砂質黏壤土 (58.0%、18.6%、23.5%)	砂質黏壤土 (48.8%、16.4%、34.8%)	—	—
嘉義	黏土 (21.1%、39.6%、39.3%)	黏土 (18.9%、38.2%、42.9%)	黏土 (21.2%、45.6%、33.2%)	黏土 (21.8%、35.5%、42.7%)	黏土 (17.5%、35.3%、47.2%)
阿里山	壤土 (47.5%、28.7%、23.8%)	砂質黏壤土 (47.8%、20.3%、31.9%)	砂質黏壤土 (45.7%、22.8%、31.5%)	—	—
永康	砂質壤土 (73.5%、14.6%、11.9%)	砂質壤土 (59.6%、21.4%、16.0%)	壤土 (49.4%、30.6%、20.0%)	壤土 (50.6%、36.6%、12.9%)	壤土 (44.6%、41.5%、13.9%)
高雄	砂質黏壤土 (63.5%、9.9%、26.5%)	砂質壤土 (64.7%、15.5%、19.5%)	黏土 (65.9%、18.7%、19.4%)	—	—
恆春	壤土 (46.9%、28.5%、24.6%)	壤土 (47.9%、28.6%、23.5%)	壤土 (47.9%、26.4%、25.7%)	—	—
宜蘭	砂質壤土 (62.2%、22.8%、15.0%)	—	砂質壤土 (52.2%、30.8%、17.0%)	—	壤土 (38.1%、46.9%、15.0%)
花蓮	砂土 (91.7%、7.1%、1.2%)	—	砂土 (90.4%、8.1%、1.2%)	—	砂土 (91.8%、7.0%、1.2%)
臺東	壤土 (51.9%、38.9%、9.2%)	—	砂質壤土 (67.1%、29.7%、3.2%)	—	砂質壤土 (51.5%、50.5%、18.0%)

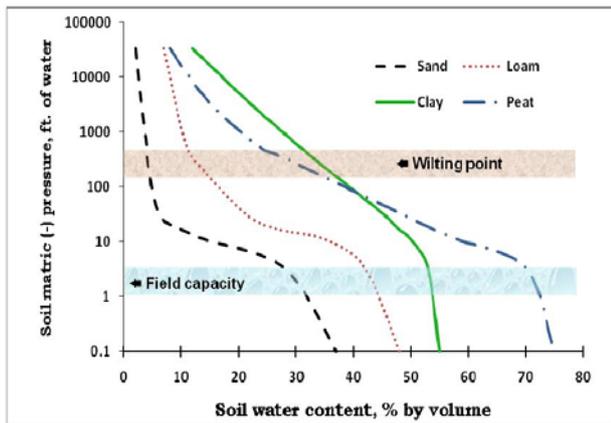


圖8 土壤水分特性曲線 (Geohring et al., 2009)

在時間分佈上，而土壤含水率變化主要是受到季節降雨特性所影響。由圖9與圖10可看出1~3月各測點土壤含水率相對較低，平均約10%左右；5月開始的梅雨季即相繼而來的颱風季節帶來的降雨使得各測點土壤含水率普遍偏高，平均約20%左右；冬季

11~12月各測點土壤含水率偏低，平均約10%左右。在降雨較大之區域，其土壤含水率也愈高，符合水平衡關係特性，而嘉義測點則是受到測點旁水稻田影響，導致其土壤含水率偏高。而台北、宜蘭、花蓮及台東測點，目前觀測資料僅有2014年2月~6月，較無法明顯看出其時間分佈上之變化；新竹測點則是由於儀器異常尚無觀測資料，故在圖9及圖10中僅表現出其他測點(日月潭、嘉義、高雄、台中、台南、恆春)之情形。

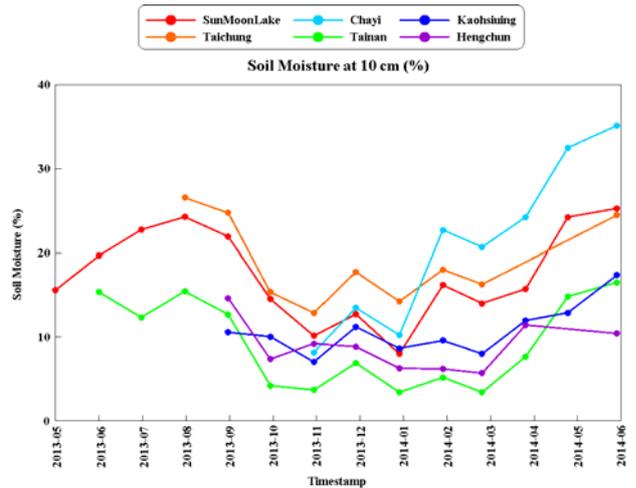


圖9 各測站月平均土壤含水率

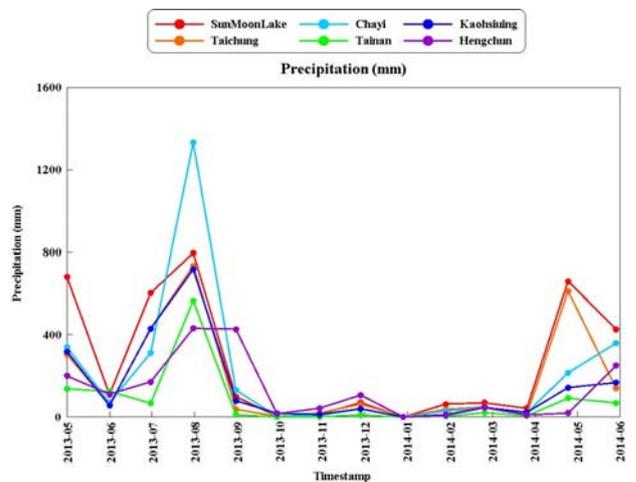


圖10 各測站月累積降雨量

五、 結論

土壤含水率反應地面水勢狀況，控制降雨逕流、入滲、及土壤內根系的水分吸收，進而影響植生

蒸散作用，為水文平衡分析的重要參數。

在空間分佈上土壤含水率與不同地貌及降雨有關。台灣有中央山脈作為季風及災害天然屏障，其降雨也因地區空間分佈有別，導致降雨量分布不均，直接影響土壤含水率之分佈情形。整體而言，在海拔較高之山區，因森林植生茂密，其根部分層阻斷效應，對土壤產生保濕作用，使其產生較高土壤含水率；而在平地地區，則主要受到土壤質地影響，由於各地區土壤質地不同，導致各地區土壤含水率有明顯差異。

在時間分佈上土壤含水率主要是受到季節降雨特性所影響，因台灣降雨特性按月份而有明顯差異，台灣雖四季有雨，但降雨主要集中在5~9月之梅雨季及颱風，導致在降雨較多之月份，土壤含水率受降雨影響而偏高；而在降雨較少之月份，土壤含水率則有明顯偏低之趨勢。

六、 參考文獻

1. 陳錕山等 (2009)，衛星遙測台灣地區土壤含水量與降雨量之研究，交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告。
2. 邱奕霖 (2005)，”地表過程蒸發散之觀測與分析”，國立中央大學水文科學研究所碩士論文。
3. Cho, E., & Choi, M. (2014). Regional scale spatio-temporal variability of soil moisture and its relationship with meteorological factors over the Korean peninsula. *Journal of Hydrology*.
4. Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20 (6), 682-690.
5. Guber, A. K., Gish, T. J., Pachepsky, Y. A., van Genuchten, M. T., Daughtry, C. S. T., Nicholson, T. J., & Cady, R. E. (2008). Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields. *Catena*, 73 (1), 125-133.
6. Hu, W., Tallon, L. K., Biswas, A., & Si, B. C. (2013). Time Stability of Soil Water Content.
7. Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., ... & Yamada, T. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305 (5687), 1138-1140.
8. Legates, D. R., Mahmood, R., Levia, D. F., DeLiberty, T. L., Quiring, S. M., Houser, C., & Nelson, F. E. (2011). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 35 (1), 65-86.
9. Mittelbach, H., & Seneviratne, S. I. (2012). A new perspective on the spatio-temporal variability of soil moisture: temporal dynamics versus time-invariant contributions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16 (7), 2169-2179.
10. Muñoz-Carpena, R., Shukla, S., & Morgan, K. (2004). Field devices for monitoring soil water content. University of Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Agricultural Sciences, EDIS.
11. Vieira, S. R., Grego, C. R., & Topp, G. C. (2008). Analyzing spatial and temporal variability of soil water content. *Bragantia*, 67 (2), 463-469.