

「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖 生態保護區水文長期監測」

Hydrological investigations and
water-budget model development for
Menghuan Pond Ecological Protection
Area in 2017-2018

陽明山國家公園管理處委託研究報告

中華民國 107 年 12 月

(本報告內容及建議純係研究小組觀點，不應引申為本機關之意見)

目 錄

目 錄	I
表 次	II
圖 次	III
摘 要	1
ABSTRACT	1
第一章 緒論	1
第一節 前言	1
第二節 工作項目	1
第三節 工作範圍	2
第二章 研究方法	3
第一節 雨量調查	3
第二節 逕流調查	5
第三節 蒸發散調查	7
第四節 入滲調查	9
第五節 水位調查	12
第六節 高程調查	14
第七節 水量收支	16
第三章 結果與討論	18
第一節 基礎資料分析	18
第二節 入滲分析	27
第三節 單位歷線	38
第四節 水位分析	47
第五節 兩年水文數據比較	56
第四章 結論及建議	62
第一節 結論	62
第二節 建議事項	64
附錄一 委員建議與團隊回應表	1

參考書目	1
------------	---

表 次

表 3-1	雙環入滲數據彙整	28
表 3-2	水收支項計算方式	45
表 3-3	2017 年 1 月 20 日水收支分析表(實測資料)	46
表 3-4	2017 年 1 月 20 日水收支分析表(單位歷線)	46
表 3-5	等同南區及北區入滲實驗處高程的湖水位下降速度	50
表 3-6	湖水水位對應湖水損失表	53
表 3-7	湖水水深對應湖水損失表(臺灣水韭具生長優勢之水位)	54

圖 次

圖 1-1	夢幻湖生態保護區地理位置	2
圖 2-1	傾斗式雨量計	4
圖 2-2	現地儀器設置照片	4
圖 2-3	地表逕流發生過程示意圖	5
圖 2-4	有效降雨及其產生之直接逕流歷線示意圖	5
圖 2-5	逕流觀測位置及現地照片	6
圖 2-6	蒸發皿及蒸發計	8
圖 2-7	蒸發皿及蒸發計現場照片	8
圖 2-8	蒸發皿與雨量計位置圖	9
圖 2-9	常見土壤入滲量測方式	11
圖 2-10	自記式水位計外觀及高程計算示意圖	13
圖 2-11	自記式水位計位置及放置處照片	13
圖 2-12	全站儀現地操作圖	14
圖 2-13	連通管測量儀示意圖	15
圖 2-14	連通管測量儀操作方式	15
圖 2-15	夢幻湖地表水文循環示意圖	17
圖 3-1	2017/04-2018/10 月蒸發量	19
圖 3-2	雨量紀錄（每 15 分鐘一筆數據）	19
圖 3-3	月總降雨量紀錄	20
圖 3-4	更新前之雨量筒與蒸發皿照片	20
圖 3-5	2018/03/07 水文儀器更新(1/2)	21
圖 3-6	2018/03/07 水文儀器更新(2/2)	22
圖 3-7	逕流觀測點現場照片(1/2)	23
圖 3-8	逕流觀測點現場照片(2/2)	24
圖 3-9	2018/04/17 雨量主體圖	25
圖 3-10	逕流觀測點 2 之直接逕流歷線	25
圖 3-11	2018/10/12 雨量組體圖	26
圖 3-12	逕流觀測點 4 之直接逕流歷線	26
圖 3-13	現地雙環入滲實驗過程照片	29
圖 3-14	雙環入滲實驗地點	30
圖 3-15	2017/07/27 湖區南側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	31
圖 3-16	2017/10/26 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	31
圖 3-17	2018/01/25 湖區南側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	32
圖 3-18	2018/01/25 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	32
圖 3-19	2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	33
圖 3-20	2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式	33

圖 3-21	2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	34
圖 3-22	2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	34
圖 3-23	2018/05/07 湖區北測入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	35
圖 3-24	2018/05/18 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	35
圖 3-25	2018/05/25 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	36
圖 3-26	2018/5/25 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	36
圖 3-27	2018/10/05 湖區北測入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式.....	37
圖 3-28	水位超越機率曲線&入滲實驗高程疊合圖	38
圖 3-29	夢幻湖單位歷線示意圖	39
圖 3-30	2016/09/09 雨量組體圖	41
圖 3-31	2016/09/09 湖區庫容歷線	42
圖 3-32	2017/02/08 雨量組體圖	42
圖 3-33	2017/02/08 湖區庫容歷線	43
圖 3-34	2018/08/03 雨量組體圖	43
圖 3-35	2018/08/03 湖區庫容歷線	44
圖 3-36	夢幻湖集水區單位歷線 $U(1,t)$	44
圖 3-37	夢幻湖 2017/01/20 降雨水位關係圖	46
圖 3-38	夢幻湖濕地 2016 年 8 月~2018 年 10 月間水位變動	47
圖 3-39	夢幻湖水位超越曲線.....	48
圖 3-40	等同南區及北區入滲實驗處高程的湖水位浸淹分佈	49
圖 3-41	水位超越曲線與南區及北區入滲實驗高程疊合圖	49
圖 3-42	夢幻湖高水位時水深分佈圖	51
圖 3-43	夢幻湖裂隙位置圖.....	52
圖 3-44	夢幻湖湖水位下降速度	53
圖 3-45	臺灣水韭適宜水深範圍	55
圖 3-46	鞍部觀測站近十年(2008-2017)平均月降雨量	57
圖 3-47	夢幻湖生態保護區雨量紀錄	57
圖 3-48	月蒸發量紀錄.....	58
圖 3-49	夢幻湖生態保護區月蒸發量與氣候因子相關性分析	58
圖 3-50	夢幻湖生態保護區月雨量與水位紀錄	59
圖 3-51	夢幻湖生態保護區水位機率分佈	60
圖 3-52	夢幻湖生態保護區水位機率分佈曲線	61

摘要

陽明山夢幻湖生態保護區為臺灣特有種臺灣水韭唯一的自然棲地，由於夢幻湖湖區棲地的人文條件，包括降雨量、逕流量、蒸發散量、水位高度等，是影響保護區內生態變遷的重要因素之一，水位高度更會直接影響夢幻湖濕地植物組成。因此，本計畫對夢幻湖進行水文監測、建立夢幻湖水文循環的基礎資料，並進行保護區內水量收支模式分析，作為未來研擬夢幻湖生態保護區的水位管理策略及棲地保育之基礎研究資料。根據水文監測資料，夢幻湖生態保護區之湖水位受降雨量影響，雨量主要集中於秋、冬兩季；除季節性之變化外，入滲量受土壤或地質條件所影響，呈現空間不均勻性，南側入滲率高於北側，且以臺灣水韭主要生長之湖中的入滲率最低，湖中入滲與另兩區的差距可達 2 個次方；蒸發量與降雨日數、氣溫、氣壓及相對濕度都具有相關性，當降雨日數減少、氣溫提高、氣壓減小、相對濕度減小，都會提高夢幻湖生態保護區之蒸發量。而根據水位變化監測資料，湖水位越高時，水位下降速率也越快，其差距可達到 2 個次方以上，顯示夢幻湖於高水位時會有較大出流量。比較 105-106 及 106-107 年兩期之水文調查成果亦可發現，降雨時間分佈為影響夢幻湖中是否提供水韭生長優勢水位的主要因子之一；以第二期而言，其降雨量雖較第一期高，但湖水位超過水韭生長優勢水位天數較第一期少，推測其緣由為第二期降雨集中於秋、冬兩季，導致春、夏兩季湖水位較低，超過水韭生長優勢水位天數因而較少。夢幻湖水文資料及水位變化監測資料，可得知夢幻湖生態保護區中水文循環的脈絡，及湖水於不同水位時之損失速度，此資料可作為未來相關單位管理夢幻湖水位策略研擬之基礎。然而，輔佐保護區維護管理之水量收支模式分析結果中人存在待定量，為減少此待定量，本研究以降雨事件與庫容變化推得單位歷線，不僅能避免傳統調查逕流方法消耗大量人力與時間之情況，且能減少水收支法計算之待定量，此方法已具有實務上之應用價值。

關鍵字：夢幻湖、水文調查、水收支、單位歷線、臺灣水韭

ABSTRACT

The hydrological condition of the Ecological Reserve of the Menghuan Pond Ecological Protection Area in Yangming Mountain National Park is one of the important factors that affects the aquatic ecosystem. The existence of the endemic pteridophyte *Isoetes taiwanensis* was found to be threatened seriously due to water level fluctuation. Hydrological conditions were investigated including rainfall intensity and cumulative amount, evapotranspiration rate, water level and water depth, infiltration rate, and flow rate of surface runoff. The previous water-budget model was modified as well in the study. A combined auto-recorded monitoring facility was set up for surveying rainfall intensity and evapotranspiration rate. A HOBO Water Level Logger was installed to auto-record the water depth data. The water level was converted from the water depth and the elevation of the logger. The infiltration rate was estimated by using the Horton's formula and the data was investigated by applying a double ring infiltrometer. The annual rainfall in this year is about 5,993 mm, which is greater than last year's amount (5,040 mm). The major rainfall occurs in the fall and winter, which types are northeast monsoon rains (late October to early May) rather than typhoon and spring monsoon rain discovered in the last year. The annual evaporation is about 470 mm that is approximately 7.8% of annual rainfall and is less than the last year's amount. The infiltration rate of the south side is significantly higher than those of the north side and lake area, indicating the spatial heterogeneity of soil property. The water level rises and falls faster in higher water level than those in lower water level. We also found that the temporal distribution of rainfall is one of the main factors affecting the suitable water level of the pteridophyte *Isoetes taiwanensis*. Although the annual rainfall is greater than that of the last year, the lake level exceeds the suitable water level of the endemic pteridophyte. It is speculated that this year's rainfall is

concentrated in the autumn and winter seasons, resulting in lower water levels in spring and summer. It also reveals that there would be less days of suitable water level for *Isoetes taiwanensis* growth and competition and would imply the occurrence of environmental stress. The results suggest the practical implications for the hydrological management strategy in structural and non-structural measures of the lake. Furthermore, a synthetic unit hydrograph was established via three rainfall events and the related lake storage data. The unit hydrograph was validated by comparing with another rainfall event and was proved to be helpful for decrease the residual value of the water-budget model. This method can not only avoid the situation that the traditional survey method consumes a lot of manpower and time, but also can dramatically increase the accuracy of the water-budget model, which has valuable practice.

Keywords: Menghuan Pond Ecological Protection Area, Ecological Reserve, hydrological investigation, water depth, unit hydrograph, pteridophyte *Isoetes taiwanensis*

第一章 緒論

第一節 前言

夢幻湖生態保護區位於陽明山國家公園內七星山東南側高程(海拔高程，本文所提及之高程皆為海拔高程)約 860 公尺處，屬內陸濕地，湖區為臺灣水韭唯一的自然棲地。湖水位隨著四季有顯著變化，湖區也可能因極端氣候而發生長期乾旱或高水位情形。

由於夢幻湖湖區棲地的人文條件，包括降雨量、逕流量、蒸發散量、水位高度等，是影響生態變遷的重要因素之一，水位高度更會直接影響夢幻湖濕地植物組成。瞭解棲地的人文狀況，亦能瞭解僅自然生長於夢幻湖生態保護區的臺灣特有種臺灣水韭對自然棲地之需要。夢幻湖過去無詳細的水文監測資料，本研究將延續前期夢幻湖水文監測結果，建立夢幻湖水文循環的基礎資料，供未來研擬夢幻湖生態保護區的水位管理策略及棲地保育之基礎研究資料。

第二節 工作項目

一、夢幻湖水文因子監測

(1)記錄每月水位資料。

(2)設置逕流觀測點，於豐水期與枯水期各進行至少一次逕流量調查。

(3)於 106 年 7 月、10 月和 107 年 1 月、5 月、7 月、10 月進行蒸發散量、入滲量、降雨量調查。

二、水文監測儀器架設與定期維護。

三、水文資料蒐集、彙整、分析。

四、針對監測結果提出監測指標與作業方式建議。

第三節 工作範圍

本研究工作範圍為陽明山國家公園夢幻湖生態保護區，湖區面積約 0.3 公頃(如圖 1-1 所示)。

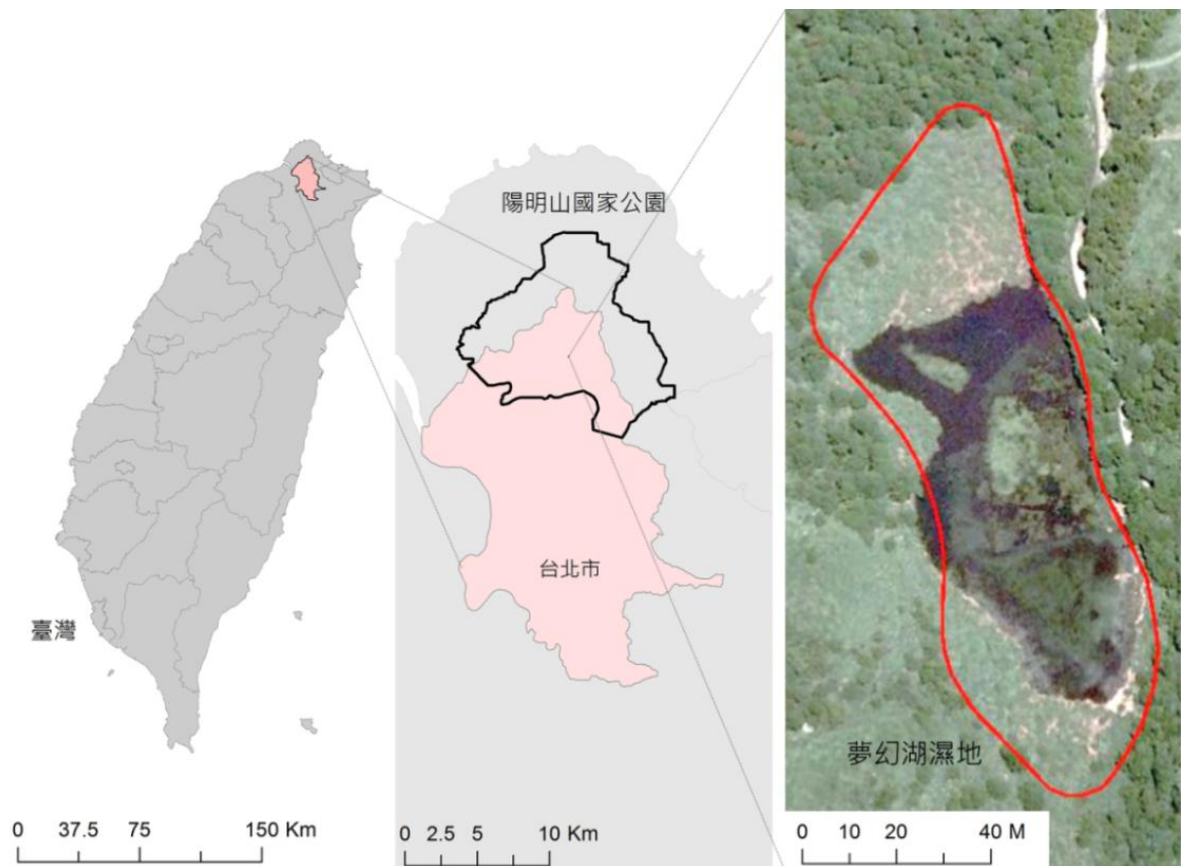


圖 1-1 夢幻湖生態保護區地理位置

第二章 研究方法

第一節 雨量調查

夢幻湖水位主要受到降雨及地表逕流補注。降雨若發生於夢幻湖，可直接以雨量筒進行降雨強度及降雨量的調查，降雨量調查為現地儀器自動記錄。再乘上湖水面積可換算得庫容收入量，此為水文收支中的源項（source）。

本研究使用的雨量計為自計式傾斗式雨量計，如圖 2-1 所示。以下針對傾斗式雨量計量測原理進行解說。傾斗式雨量計計量係利用重力原理，當計量傾斗裝載標稱容量（Nominal volume）雨水後，藉由本身重量所產生的力矩翻傾自動排水，並以另一側的傾斗繼續接替盛載雨量。而傾斗翻傾同時感應磁簧開關變為電氣信號（乾接點信號），以此電氣信號，每 0.5mm 的水重量使磁簧開關送出一個脈波，脈波推動雨量計數器而測得降水量。傾斗中的水不足於 0.5mm 的水重，傾斗不會翻傾，直到裝滿 0.5mm 的水，若後續沒有持續降雨，傾斗內的水可能會蒸發，此筆紀錄就記載不到；當降雨強度太大時，雨量筒可能會來不及記錄；上述兩種狀況皆為傾斗式雨量計的系統性誤差（systematic error）。但傾斗式雨量計本身具有不需要用電，只有紀錄器需耗電，對於長時間的監測具有不須頻繁更換電池也能記錄到大部分的降雨事件之優點。本研究採用竹田 TK-1 傾斗式雨量計(如圖 2-2 所示)，為可裝載 0.5 mm 標稱容量的傾斗式雨量計進行雨量量測，位置如圖 2-8 所示，並搭配氣象站雨量資料進行分析。傾斗式雨量計因其機械式構造，在降雨強度較高的情況，在原傾斗開始翻傾及至另一傾斗完全接替接水之瞬時，因為雨水仍持續注入原翻傾中的傾斗，導致每一傾斗實際裝載水量可能超出標稱容量值，此為傾斗式雨量計的系統性誤差。本研究採用之雨量計精度為 120mm/hr 內誤差為 3%，若觀測雨量大於 120mm/hr 時為避免低估降雨量，擬利用臺大水工試驗所水文儀器校正實驗室針對竹田 TK-1 傾斗式雨量計校正所提出之公式進行雨量修正：

$$y = 0.0001x^2 + 1.0413x - 1.012 \quad (2.1)$$

其中， x 是雨量計顯示值， y 是修正後雨量。



圖 2-1 傾斗式雨量計



圖 2-2 現地儀器設置照片

第二節 逕流調查

地表逕流 (runoff) 主要是降水落入地表之後，部分因為入滲作用直接進入土壤層中，其他來不及入滲或是因土壤飽和無法容納過多水分時，則會在地表面順著地形向下流動，稱為地表逕流，如所示。本研究中地表逕流會為夢幻湖補注水位，為夢幻湖水文循環的原向。地表逕流的入流也可以數值模式進行模擬演算，或使用單位歷線法進行轉換，一般是以降雨資料進行逕流量的演算，示意如圖 2-3、圖 2-4 所示。

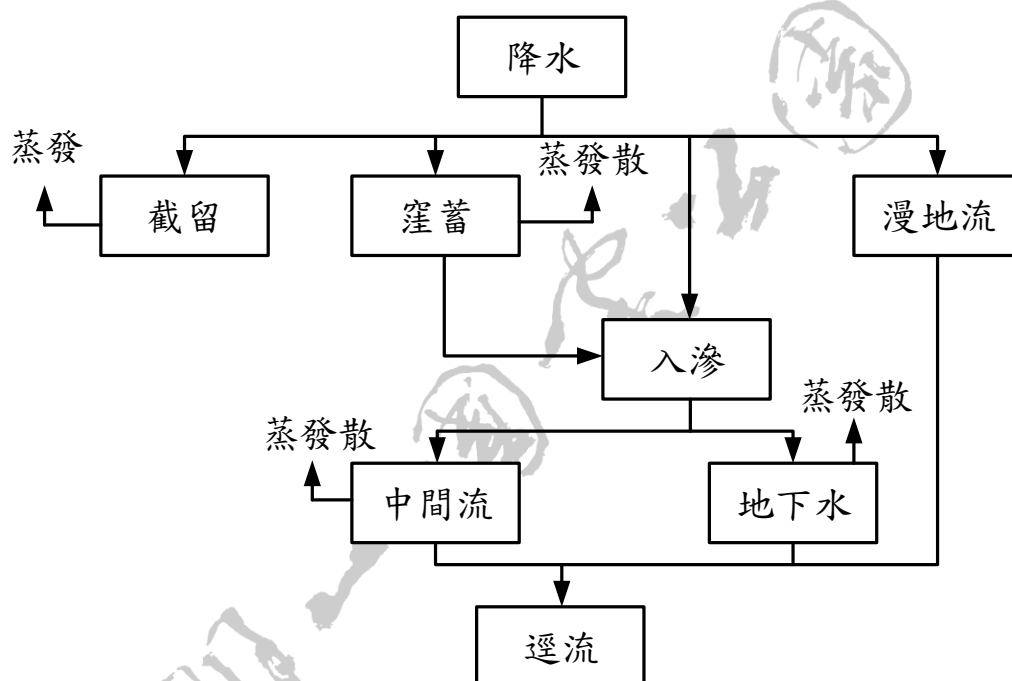


圖 2-3 地表逕流發生過程示意圖

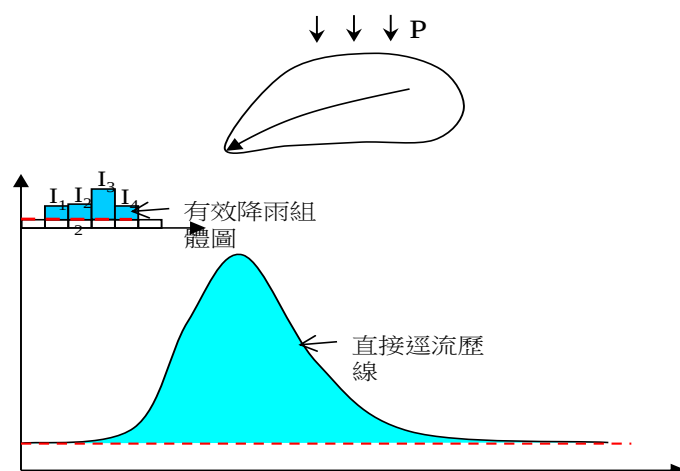


圖 2-4 有效降雨及其產生之直接逕流歷線示意圖

地表逕流調查方式為在小溝渠中量測流量，用以估算夢幻湖地表逕流量。經勘查後，夢幻湖北方靠近山壁處有類似野溪溝渠存在，其底質多為礫石塊，選擇湖區北側及西側明顯溝渠設置 4 處逕流觀測點（圖 2-5），於降雨過後進入保護區觀測。觀測方式為計算單位時間內流入水量收集袋的水體積。

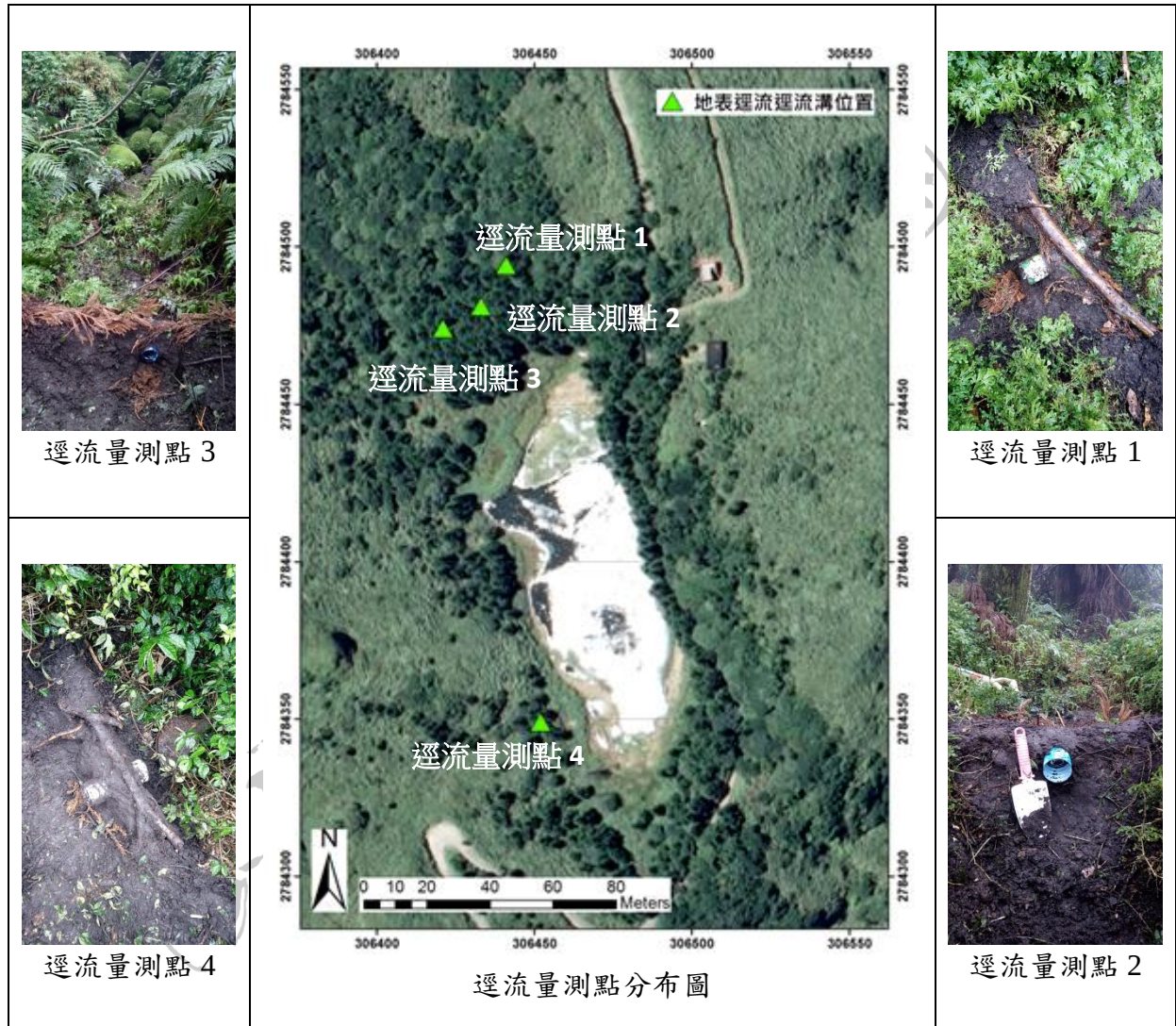


圖 2-5 逕流觀測位置及現地照片

第三節 蒸發散調查

蒸發散及入滲是水文收支模式中的兩個損失項(sink)，其量牽涉到植物特性、土壤特性及當地氣候條件(風速、溫度、濕度等)。蒸發散量公式迄今已發展出多種不同公式，一般公式運算複雜，且基本氣象資料的蒐集除非特地設置氣象站，否則常因資料短缺而導致公式難以應用。因此本研究採用較為方便的蒸發皿觀測法，蒸發皿係數 C_{ET} 採用張格綸(2007)之建議值： C_{ET} 乾季(11月至4月)平均值為0.95，濕季(5月至10月)平均值為0.84，常年平均0.88。以下式求算蒸發散量，本研究取常年平均計算， C_{ET} 值以0.88代入。

$$ET = E_{pan} \times C_{ET} \quad (2.2)$$

其中， ET 為實際蒸發散量(mm/day)、 E_{pan} 為蒸發皿蒸發量(mm/day)、 C_{ET} 為蒸發皿係數。

本研究採用之蒸發皿為深25.4公分直徑120.7公分的超低碳不銹鋼材質(圖2-6與圖2-7)，全組儀器包含：蒸發皿、蒸發計、連通管件、自動紀錄器及電纜線。蒸發計(Evaporation Gauge)由浮標、滑輪、平衡器、精密電位器組成，外面再以白色的防風雨外殼保護，與蒸發皿以連通管相連接(以連通管原理感應蒸發皿的水位變化)；觀測資料最後由自動紀錄器(Dataloggers)蒐集，可自動記錄蒸發皿內水位變化。

現地蒸發皿架設位置位於夢幻湖濕地之西北方(圖3-8)，此處除了空曠無遮蔽、研究人員容易進入調查，一般民眾不容易發現儀器存在。



圖 2-6 蒸發皿及蒸發計



圖 2-7 蒸發皿及蒸發計現場照片



圖 2-8 蒸發皿與雨量計位置圖

第四節 入滲調查

濕地的入滲量可採用直接量測獲得，或測量土壤的含水量進而間接推估滲透係數及入滲量。滲透係數最早 1856 年由達西(Darcy)所發表，用以推估地下水流出飽和土壤之速度，滲透係數可表示如下：

$$v = ki \quad (2.3)$$

其中， v =流出速度，即單位時間內從垂直於水流方向之單位土壤總斷面積流出之水量； k =滲透係數； i 為水力梯度。

常見的土壤入滲率量測方式有環筒入滲計、土壤水分張力計、降雨模擬法(圖 2-9)。環筒入滲計是能直接量測田野土壤入滲能力的環狀鐵器，使用

時將環筒敲擊入土壤中，地表留 5 cm~15 cm 高度，並在環內加水，所量測水位下降率即為入滲率。為了減少土壤內水分的橫向移動，可採用雙環入滲儀，即在兩環筒內皆蓄水，則介於兩環筒間的土壤扮演緩衝區，減少土壤水分的橫向移動。本研究採用雙環入滲儀作為觀測入滲量之方法，係因雙環入滲儀可直接測得單位時間內之入滲量，並藉其觀測成果繪圖可得入滲曲線與其公式。雙環入滲儀係採用兩鋼製圓筒狀鐵環，高 25 公分，外環與內環直徑分別為 58.5 公分與 28.5 公分。試驗位置為夢幻湖西北側定點之蒸發皿及雨量筒附近空地，如圖 2-8 所示。

本研究進行現地試驗採用之雙環入滲實驗進行步驟為：

- (1). 選定合適之作業地點，建議選擇為植被覆蓋較少、未受人為影響且無水深之空地。
- (2). 將實驗預定地之表層土壤刮除並整平後，依序將外環與內環插入現地土壤中，分別約 15 公分與 10 公分深度。
- (3). 雙環入滲儀現地安裝完成以後，依序將水加入外環與內環中，並將附有尺標之浮球安裝於內環上，開始進行雙環入滲量量測之作業。
- (4). 試驗開始初期，因土壤尚未飽和，入滲率可能較大，須採用較為密集之時間間距進行記錄；隨觀測時間加長，土壤愈趨飽和，入滲率亦逐漸下降並趨於一平衡入滲率(Final or Equilibrium Capacity)，此時觀測記錄之時間間距可逐漸增加，直至其入滲率趨於穩定為止。



雙環入滲儀



土壤張力計



降雨平台

圖 2-9 常見土壤入滲量測方式

第五節 水位調查

本研究所監測之水文資料(如降雨、逕流、入滲、蒸發散等)，會直接或間接反應於湖區水位的變動上，故亦必須進行長期的水位監測。本研究將以自記水位計長期記錄水壓，再扣除同時期氣壓值即可轉換為水位。

水位計為長筒形，外殼直徑 2.46 公分、長 15 公分，由不鏽鋼與鈦組成全密封外殼，以確保長期使用無故障(圖 2-10)；內部以陶瓷壓力傳感器感應絕對壓力並記錄於水位計中，最高可存取 21,700 組的壓力與溫度資料，可依照使用者需求設定資料紀錄的時間間格，原則上每 15 分鐘記錄一次壓力與溫度。本研究於濕地內以尼龍繩將水位計懸吊於 PVC 管中，使水位計能保持垂直，並避免隨水流搖擺，減少水位計受到破壞，亦能減少誤差；PVC 管之管壁則事先鑽孔打通，以利迅速連通管外水位變化，使 PVC 管內外快速達到相同水位。水位計之高程則配合既有水尺估算，如圖 2-10 所示，由此可得水位計高程如下式：

$$EL.B = C - EL.A \quad (2.4)$$

EL.A 表示懸吊水位計不銹鋼線上端之絕對高程，EL.B 表示水位計感應孔之高程，懸吊水位計之不銹鋼線上端至水位計感應孔之距離以捲尺量測後為 C 公尺。

根據上式，由水尺讀取出 EL.A 的刻度 A 後可求出水位計感應孔之絕對高程（即刻度 B），即可換算為水位。經現地勘查後，水位計架設於原本陽管處設置水質儀旁邊，觀景平台往廁所方向約 35 公尺處(圖 2-11)。

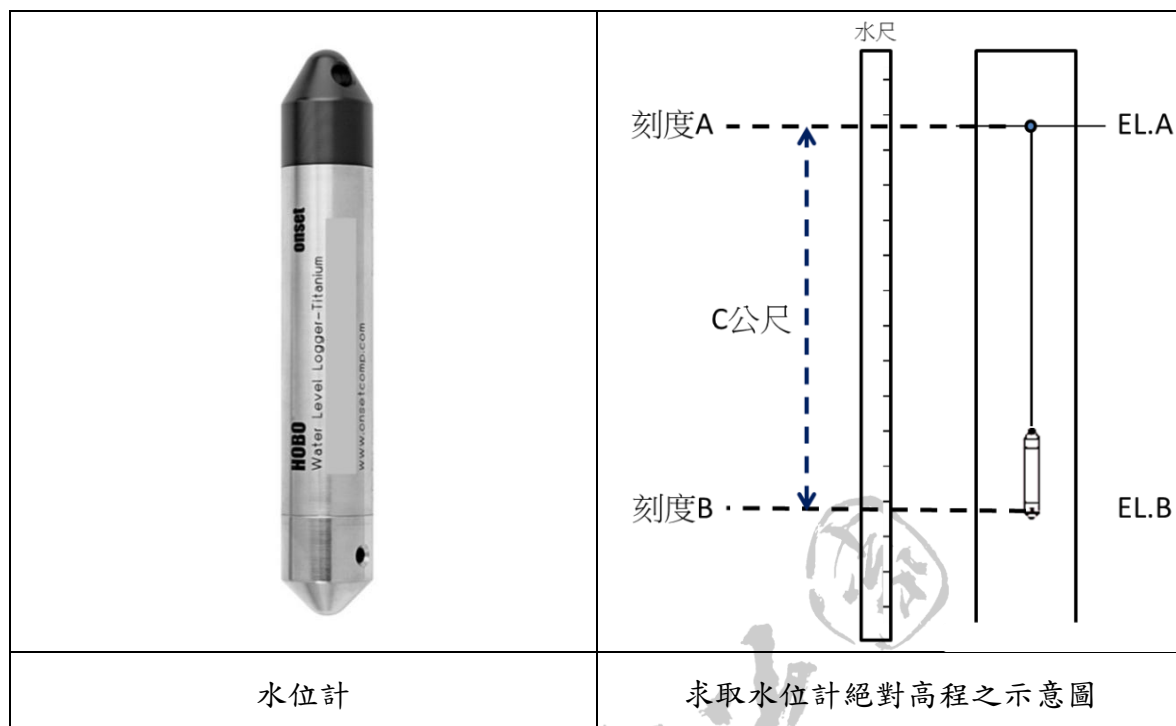


圖 2-10 自記式水位計外觀及高程計算示意圖

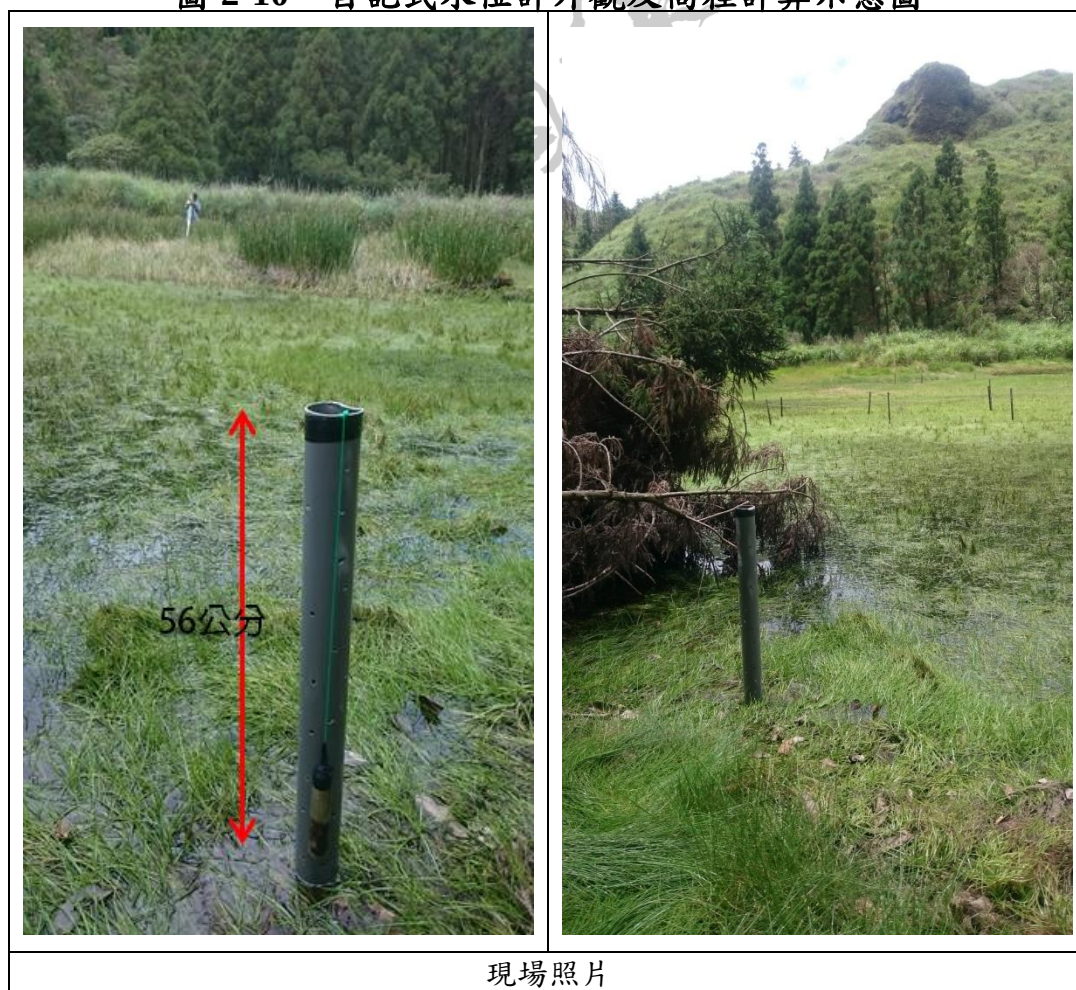


圖 2-11 自記式水位計位置及放置處照片

第六節 高程調查

為應用本研究藉由長期水位觀察並繪製之水位超越曲線，將控制點高程資料搭配浸淹機率曲線，可得到每個控制點浸淹的機率，並加以討論其代表性，本研究擬透過電子測距經緯儀與連通管測量儀進行各實驗進行區域與疑似出流裂隙區域進行高程測量。

電子測距經緯儀(Total station，亦稱全站儀)如圖 2-12 所示，為進行傳統地面測量作業的主要設備，在控制測量、地籍測量、地形測量、工程測量及環境監測等各方面都有相當廣泛的應用，該儀器主要透過角度及距離的觀測來獲得測點之間的空間相對關係，進而獲取所需資料。



圖 2-12 全站儀現地操作圖

連通管測量儀(如圖 2-13 所示)為 NTU-TWS 工作團隊研發，目的在進行遮蔽物多處之高程量測，以解決傳統測量儀器因無法通視而不能測量的問題(如圖 2-14 所示)。另外，變化劇烈區域應縮短量測間距，以描述地形變化，搬運儀器時，也應注意連通管與開關連結處，避免拉扯造成脫落。連通管測量儀的高差計算公式如下：

$$\Delta H = |H_1 - H_2| \quad (2.5)$$

其中， H_1 、 H_2 ：垂直管的讀數； ΔH ：兩處的高程差異

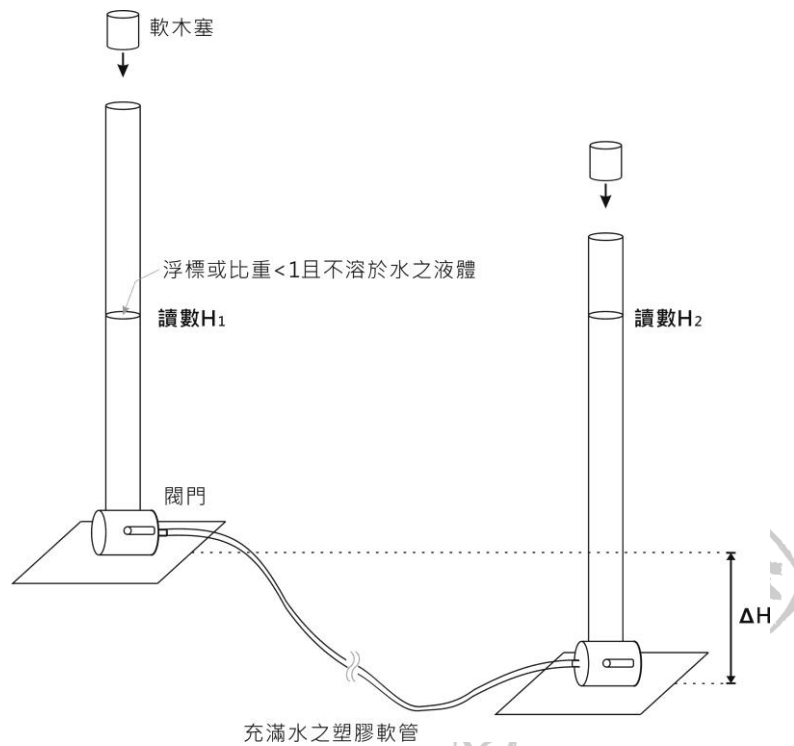


圖 2-13 連通管測量儀示意圖



圖 2-14 連通管測量儀操作方式

第七節 水量收支

前述調查完成後可據以進行水量收支模式分析 (water budget model)，瞭解整體水文條件是否達到平衡狀態 (equilibrium)。待模式建立後，即可進行特定議題的預案模擬 (scenario simulation)。此模式是以數學方程式描述水文循環過程，最後可獲得集水區的入流逕流量，此逕流量可作為水理模式的邊界上游條件 (boundary condition)，水理模式是以數學方程式描述某流量及水位條件下，研究區域內不同位置的流速、水深值 (一般以網格點表示)。經由水文、水理模式的模擬分析，可再進行預案之水文收支模式演算，以作為本保護區維護管理的參考。

水文循環為地球上的水在大氣、土壤與海洋之間連續的循環過程。當降水從空中落下時，首先落於樹梢或建築物，此現象稱為截流；直接落於地面的雨滴，部分滲入地底稱為入滲；部分漫流於地表，稱為地表逕流。滲入地表的水尚未深達地下水位之前，就流出地面者，稱為中間流；而直接滲漏到地下水位以下，稱為地下水。在地表漫流的水，因地勢凹陷而聚積者，稱為窪蓄。當日照旺盛，土壤或水面的水分子，因吸收太陽能量由液態轉為氣態者，形成蒸發現象；若水分子是由植物莖葉散失至大氣中，則稱為蒸發散。上述水文傳輸現象，可應用於進行夢幻湖水文收支模式如圖 2-15 所示。

分析水文循環過程的方式稱為水文收支法，依照質量守恆定律，水文循環過程可表示如下：

$$ds/dt = (P + I + GI) - (E + O + GO) \quad (2.6)$$

其中，P 為降水量；I 為地表水入流量；GI 為地下水入流量；E 為蒸發量；O 為地表水出流量；GO 為地下水出流量；ds/dt 為濕地蓄水體積單位時間改變量。

根據前期研究發現，水收支不易達成平衡，常存在一待定量 (residual value)，這在國外的湖泊水文研究也常發現此現象。高估原因是可能因為高估入滲量或低估逕流量，高估入滲量的原因可能為入滲實驗尚未到達平衡

入滲率或湖區各區入滲率空間分布上有異質性；低估逕流量可能為低估逕流溝數量，因為夢幻湖周為遍佈值生逕流溝較難察覺，尤其小型逕流溝更是如此，也可能是因為超滲降雨產生的逕流，其以漫地流方式流入湖中，漫地流發生位置不好掌握也難以量測。故今年度研究於水收支分析上再引進單位歷線法（unit hydrograph）希望能盡量降低逕流量估算上的誤差，細節請參閱第四章第三節內容。至於入滲或地表下水流（subsurface water）則需另成立計畫以地下水觀測或調查方式，進一步釐清地下水流方向、流量及與表面水的互動關係。

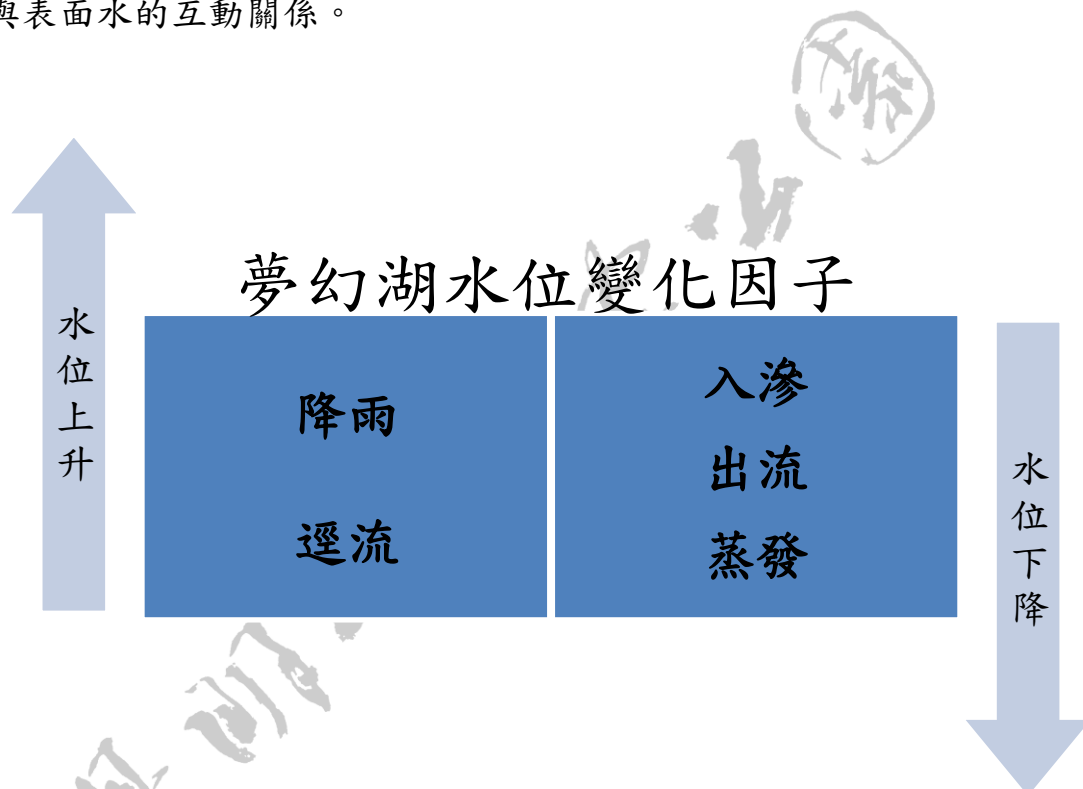


圖 2-15 夢幻湖地表水文循環示意圖

第三章 結果與討論

第一節 基礎資料分析

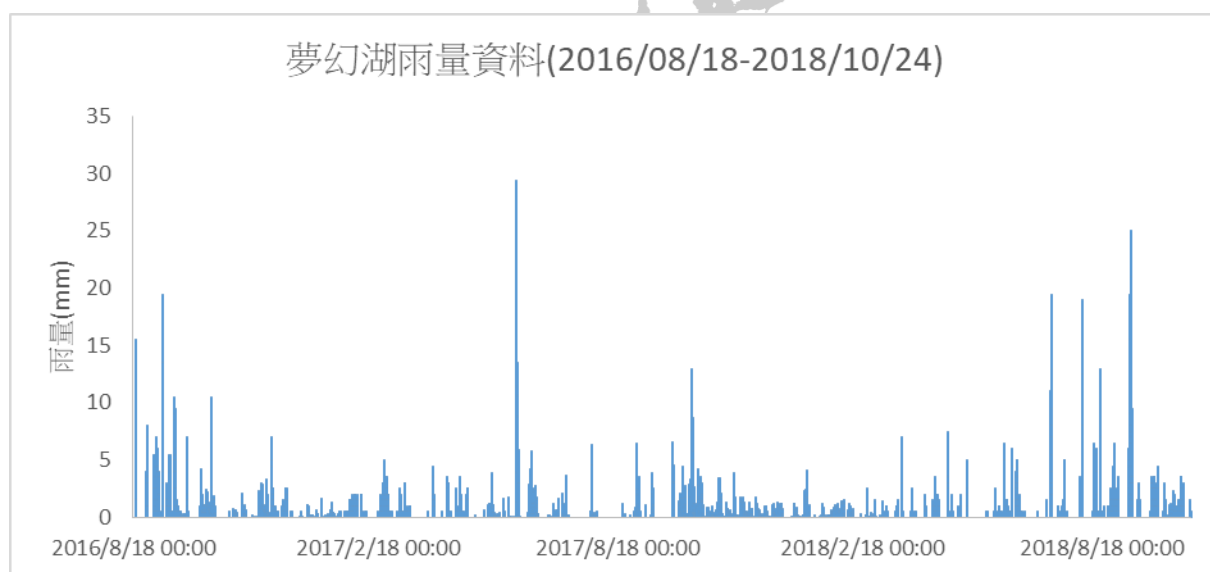
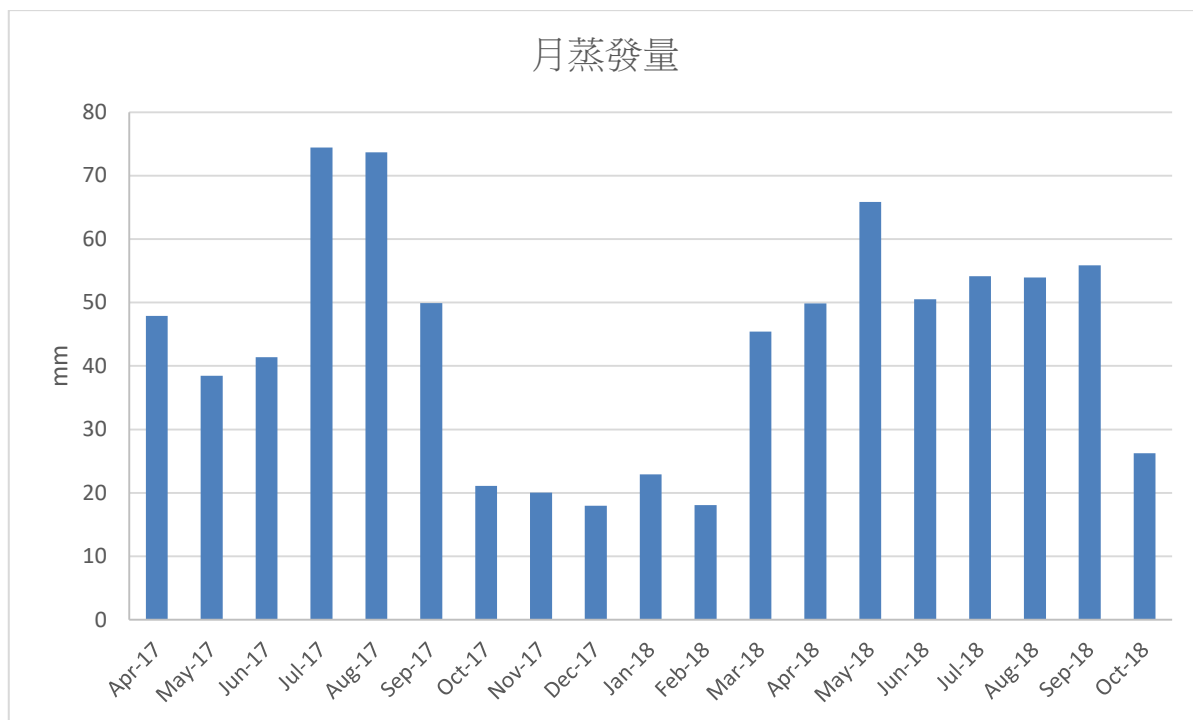
(一)水文調查總論

本研究基礎氣象資料乃是透過蒐集設置於湖區中之水文觀測儀器(圖 2-8)，與距離夢幻湖較近之中央氣象局氣象站為竹子湖、鞍部氣象站，以及 2014 年 7 月陽明山國家公園管理處(簡稱陽管處)設置的夢幻湖氣象站資料。本研究設置之水文觀測儀器(圖 3-4)位於夢幻湖湖區北側，高程為 866.87 公尺；竹子湖氣象站位於七星山麓，高程 607.18 公尺；鞍部氣象站位於大屯山東北麓，介於大屯山與小觀音山間之鞍型山凹處，高程 825.75 公尺；夢幻湖氣象站(陽管處)位於夢幻湖生態保護區旁女廁屋頂上，高程 872 公尺。

本研究自 2017 年 4 月至 2018 年 10 月觀測之月蒸發量如圖 3-1 所示，2017 月蒸發量以 7 月之 74.45 mm 最多，12 月 17.96mm 最少；2018 年之月蒸發量以 5 月 65.824 mm 最多，2 月 18.05mm 最少。

夢幻湖降雨可分為東北季風雨(10 月下旬至 5 月上旬)、颱風雨(7 月至 9 月)、梅雨(5 月中旬至 6 月中旬)、熱雷雨(6 月至 8 月)及鋒面雨(11 月至 3 月)等 5 種，其中由本研究雨量筒紀錄之雨量資料(圖 3-2 與圖 3-3)可發現夢幻湖以 9 月到隔年 2 月為豐水期。

另外，計畫執行期間，發現設置之雨量站會因受湖水急漲浸淹導致儀器面板鏽蝕故障，必須經常進行故障排除。故障時期缺漏資料使用氣象局鞍部氣象站與竹子湖的雨量記錄補遺。為提高夢幻湖水文儀器故障排除率，已於 2018 年 3 月 7 號更新水文儀器如圖 3-4 所示，採取多重防水機制如圖 3-5 與圖 3-6 所示，同時會進行儀器維護動作，盡量避免儀器故障再次發生，以維持資料持續性。



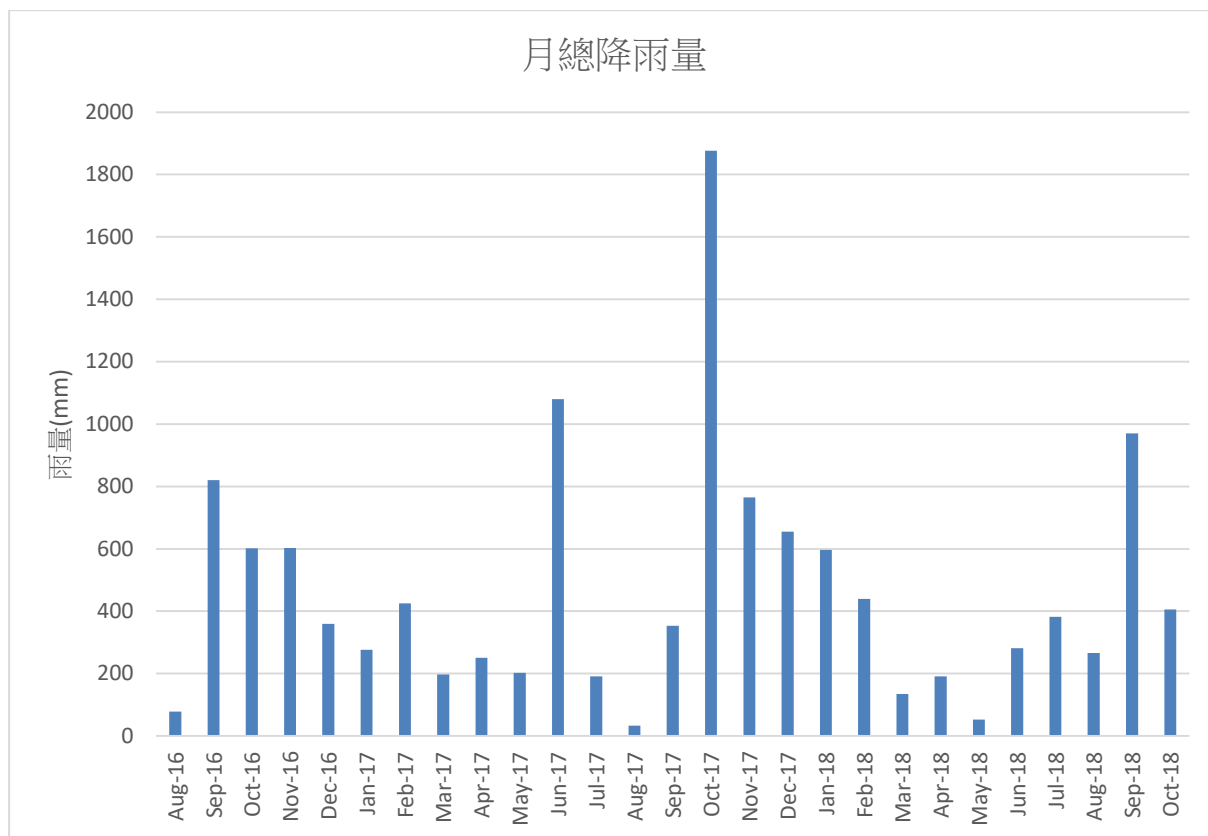


圖 3-3 月總降雨量紀錄



圖 3-4 更新前之雨量筒與蒸發皿照片



重新架設水文儀器



防水密封盒

圖 3-5 2018/03/07 水文儀器更新(1/2)



防水接口與防潮包

圖 3-6 2018/03/07 水文儀器更新(2/2)

(二) 地表逕流

本研究於 2018 年 4 月 17 日進行首次現地逕流量調查(如圖 3-7 與圖 3-8 所示)，累積雨量為 22.5 mm，當日雨量觀測主體圖如圖 3-9 所示，其中本次調查僅有觀測點 2 有觀測到逕流，其逕流歷線為圖 3-10 所示，由上述資料可以發現本次調查只有調查到觀測點 2 之逕流歷線的退水段(Falling limb)，原因為各逕流溝之集流時間不同以及未能趕上降雨及逕流發生時間。2018 年 10 月 12 日進行第二次現地逕流量調查，累積雨量為 44 mm，當日雨量觀測主體圖如圖 3-11 所示，因連日大雨其餘觀察點均損毀，故本次調查僅有觀測點 4 能觀測逕流，其逕流歷線為圖 3-12 所示，本次調查由於山上天氣不穩與湖水位偏高，考慮人員安全故僅有量測半小時之資料。

逕流調查的經驗顯示，若要調查地表逕流流量並繪製流量歷線，因為天氣難以掌控與人員需於降雨開始便於逕流溝待命，且每個觀測點皆需派人進行連續性調查，皆有其執行上的困難性。故本研究將建立本集水區的單位歷線，預期爾後只需記錄降雨量資料，再透過本研究建立的單位歷線，即可直接推估表面逕流量。



逕流觀測點 1



逕流觀測點 2

圖 3-7 逕流觀測點現場照片(1/2)



逕流觀測點 3



逕流觀測點 4

圖 3-8 逕流觀測點現場照片(2/2)

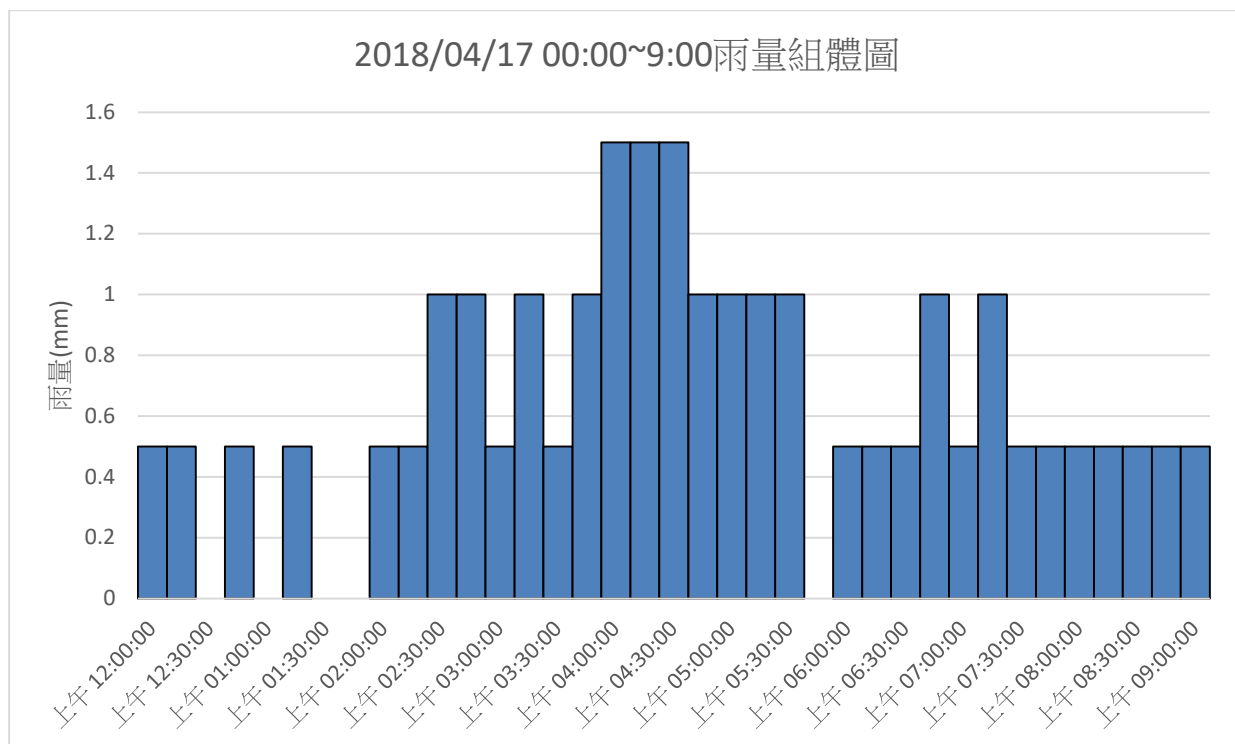


圖 3-9 2018/04/17 雨量主體圖

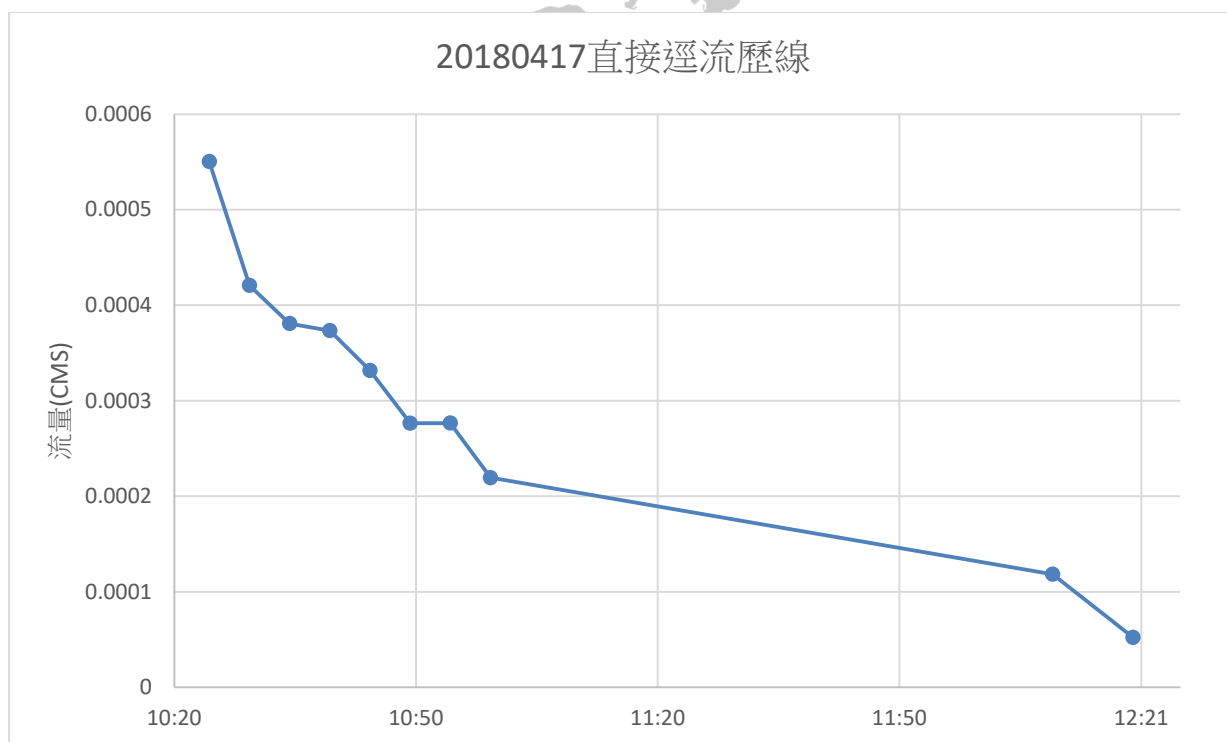


圖 3-10 逕流觀測點 2 之直接逕流歷線

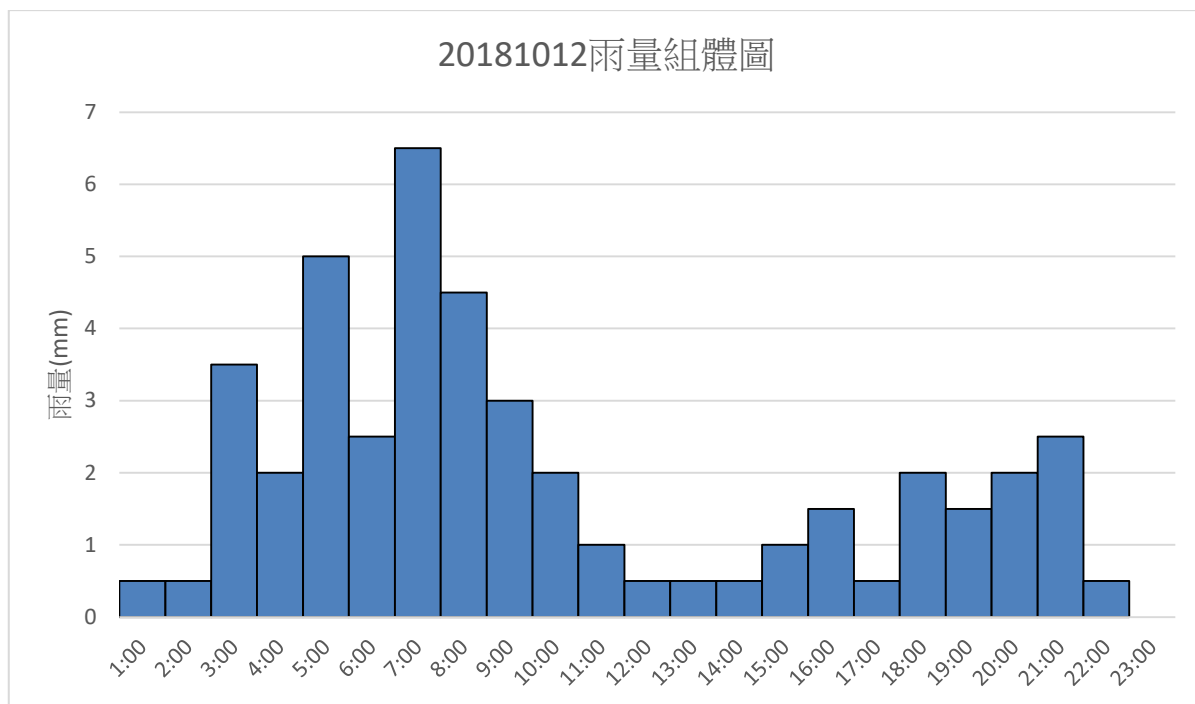


圖 3-11 2018/10/12 雨量組體圖

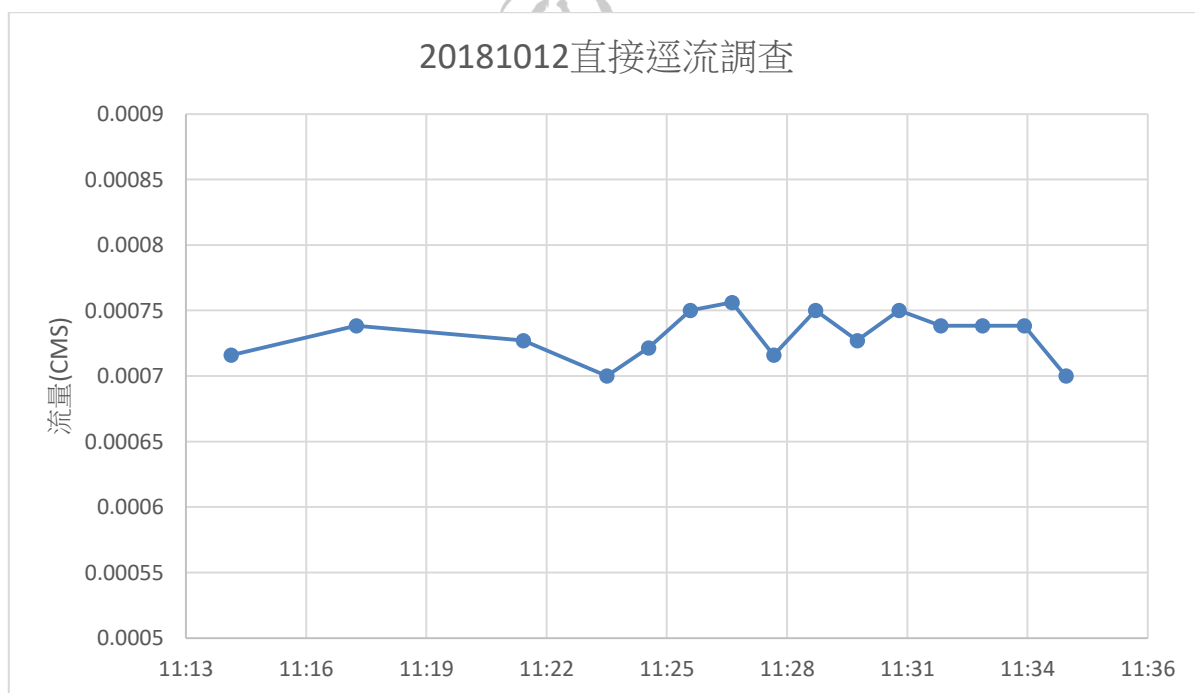


圖 3-12 逕流觀測點 4 之直接逕流歷線

第二節 入滲分析

本研究自 2017 年 7 月起至今已進行 13 次夢幻湖現地雙環入滲調查(如圖 3-13)，因受到雙環入滲實驗限制影響，且為盡可能克服土壤異質性問題，各次入滲實驗操作位置會略微調整，歷次調查點位分佈如圖 3-14 所示，並將實驗數據利用 Horton 潛能入滲率推求平衡入滲率：

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (3.1)$$

其中， f 為入滲率； f_0 為初期入滲率； f_c 為最終入滲率； k 為衰減系數，可透過下式求得：

$$k = \frac{f_0 - f_c}{A} \quad (3.2)$$

其中， A 為入滲率曲線與最終入滲率之面積。

第 1 次雙環入滲試驗於 2017 年 07 月 27 日，在湖畔南側進行，測量結果如圖 3-15 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 360mm/hr，即每日入滲量約為 8.64 公尺水深；第 2 次現地雙環入滲試驗於 2017 年 10 月 26 日，在湖畔北側進行，測量結果如圖 3-16 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 120mm/hr，即每日入滲量約為 2.88 公尺水深；第 3 次現地雙環入滲試驗於 2018 年 01 月 25 日，在湖畔南側進行，測量結果如圖 3-17 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 89mm/hr，即每日入滲量約為 2.14 公尺水深。第 4 次現地雙環入滲試驗於 2018 年 01 月 25 日，在湖畔北側進行，測量結果如圖 3-18 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 18mm/hr，即每日入滲量約為 0.432 公尺水深。第 5 - 8 次現地雙環入滲試驗於 2018 年 05 月 07 日，在湖畔北側進行，本次實驗為求平衡入滲率而進行 4 次實驗，測量結果如圖 3-19 至圖 3-22 所示，由圖可知此次實驗平均平衡入滲率為 99mm/hr，即每日入滲量約為 2.376 公尺水深；第 9 次現地雙環入滲試驗於 2018 年 05 月 07 日，在湖畔北側進行，由於本日前 4 次實驗之平衡入滲率皆未有下降趨勢，故於周圍 1 公尺內另尋一處區域進行實驗，測量結果如圖 3-23 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 27mm/hr，即每日入滲量約為 0.648 公尺水深；第 10 次現地雙環入滲試驗由於恰逢夢幻湖枯水期(2018 年 05 月 18

日)，故本次實驗於湖中進行，測量結果如圖 3-24 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 0.105mm/hr ，即每日入滲量約為 0.252 公分水深；第 11 次現地雙環入滲試驗由於恰逢夢幻湖枯水期(2018 年 05 月 25 日)，故該次實驗於湖中進行，測量結果如圖 3-25 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 0.581mm/hr ，即每日入滲量約為 1.4 公分水深；第 12 次現地雙環入滲試驗由於恰逢夢幻湖枯水期(2018 年 05 月 25 日)，故該次實驗於湖中進行，測量結果如圖 3-26 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 1.575mm/hr ，即每日入滲量約為 3.78 公分水深。第 13 次現地雙環入滲試驗於 2018 年 10 月 05 日，在湖畔北側進行，測量結果如圖 3-27 所示，由圖可知此次實驗平衡入滲率為 1.575mm/hr ，即每日入滲量約為 3.78 公分水深。

表 3-1 雙環入滲數據彙整

實驗位置	入滲實驗次數	平均入滲速度 (mm/hr)	高程(m)
A(湖北)	6	89	867.579
B(湖北)	2	14.3	867.337
C(湖中)	3	0.75	866.144
D(湖南)	1	89	866.896
E(湖南)	1	360	867.135



2017 年 2 月雙環入滲實驗



2017 年 5 月雙環入滲實驗

圖 3-13 現地雙環入滲實驗過程照片

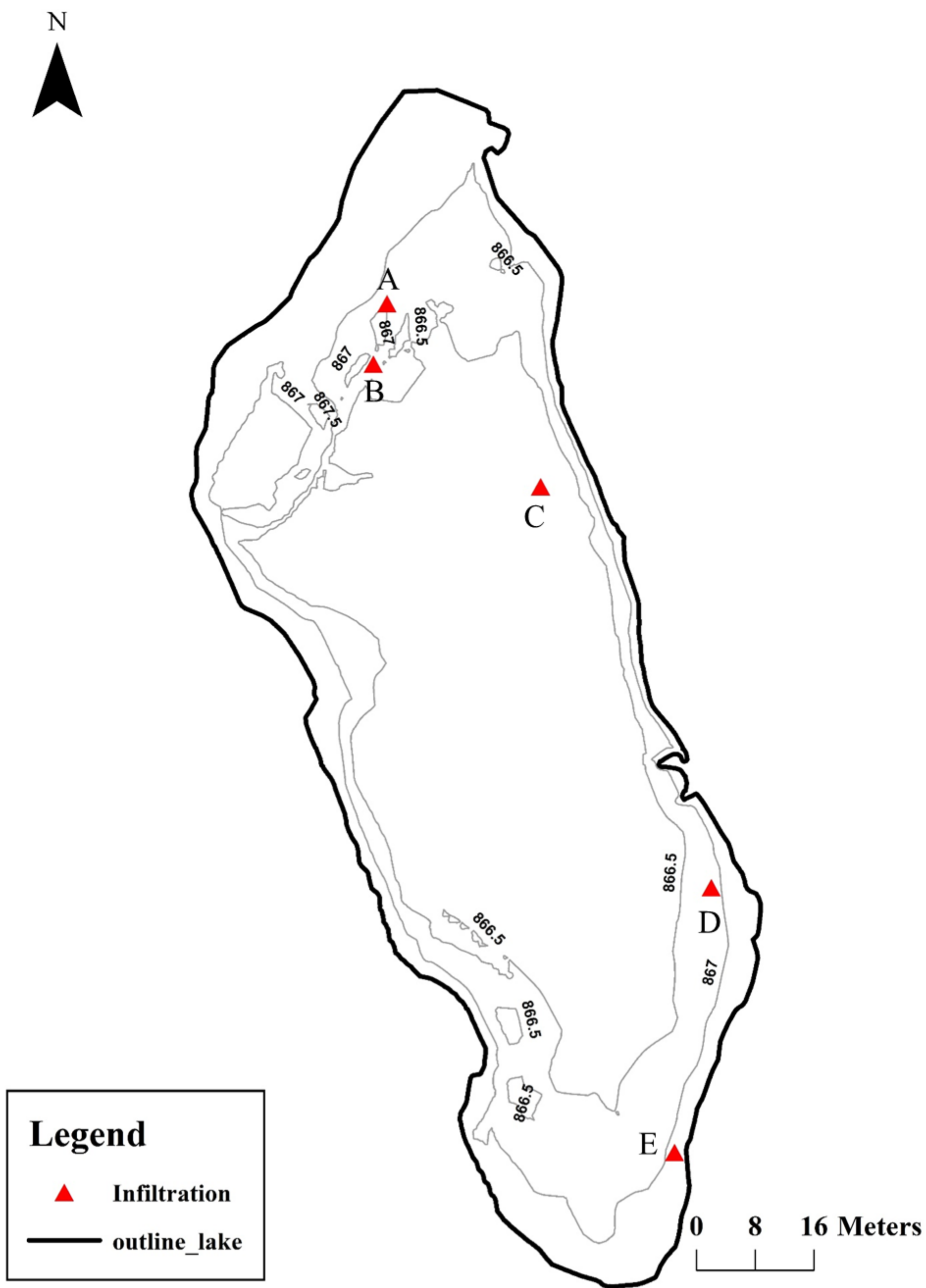


圖 3-14 雙環入滲實驗地點

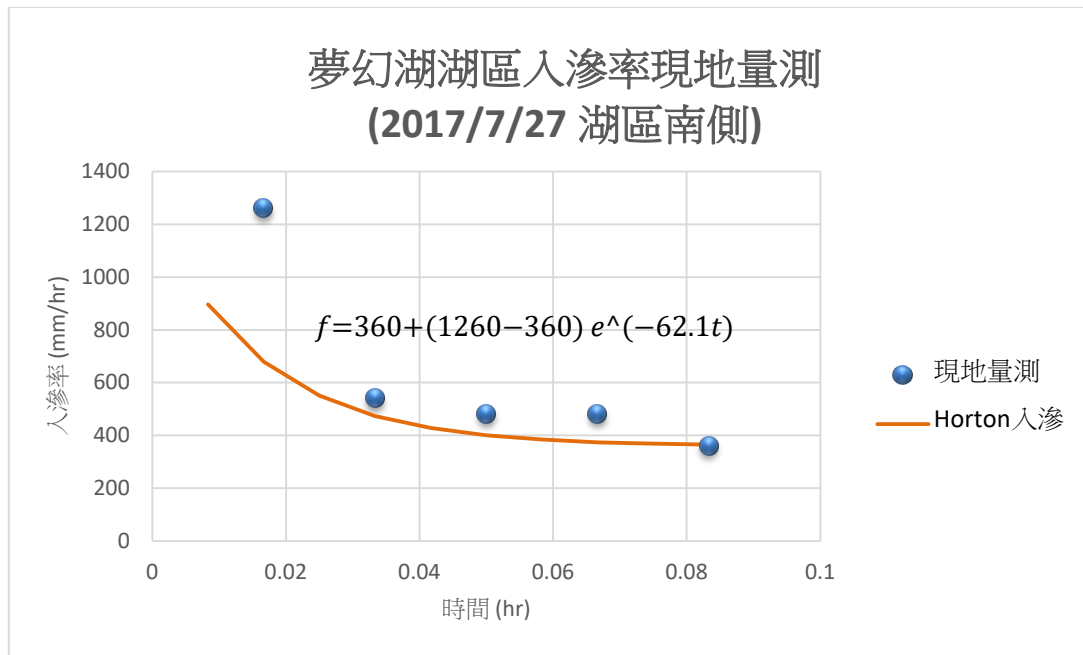


圖 3-15 2017/07/27 湖區南側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

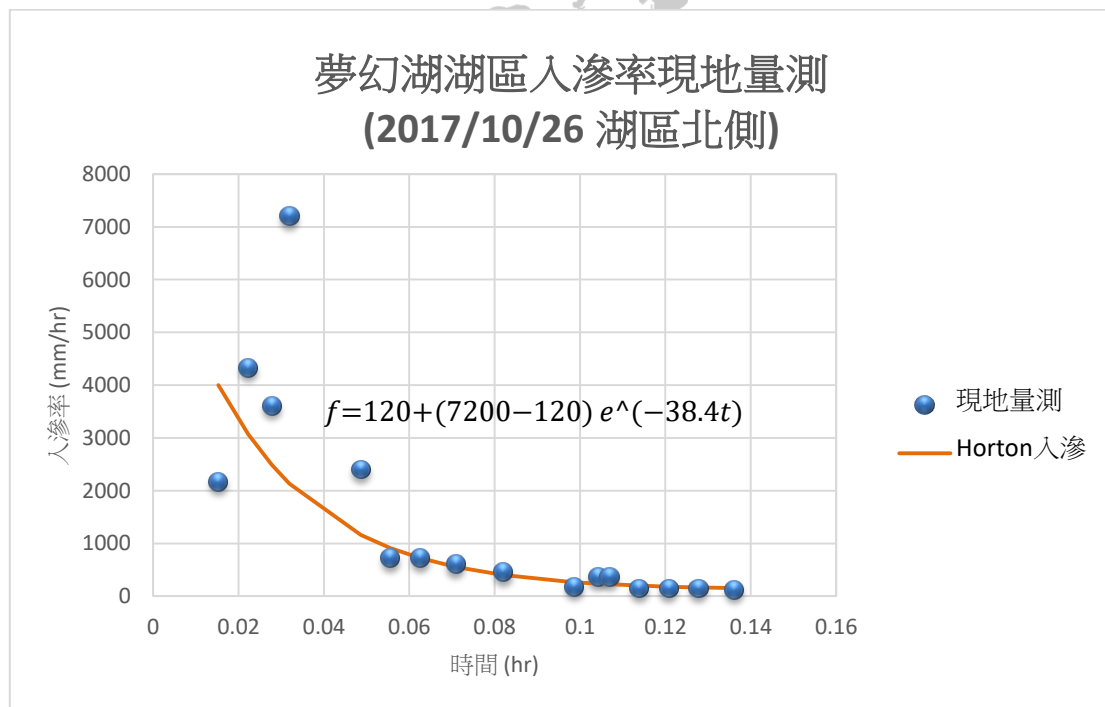


圖 3-16 2017/10/26 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

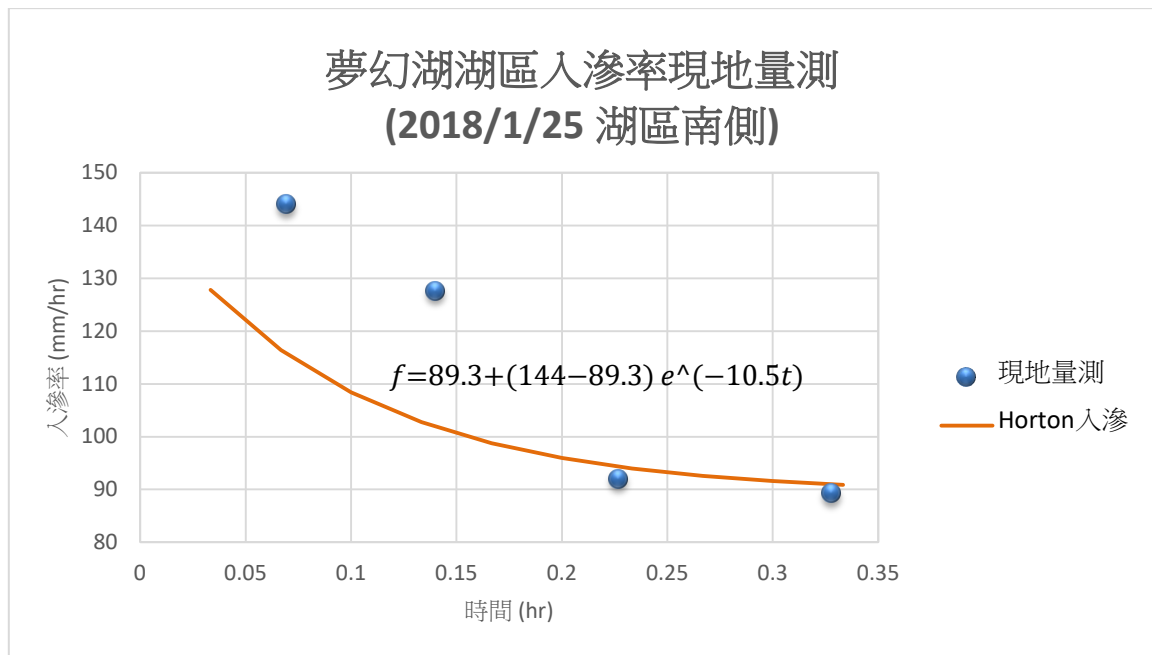


圖 3-17 2018/01/25 湖區南側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

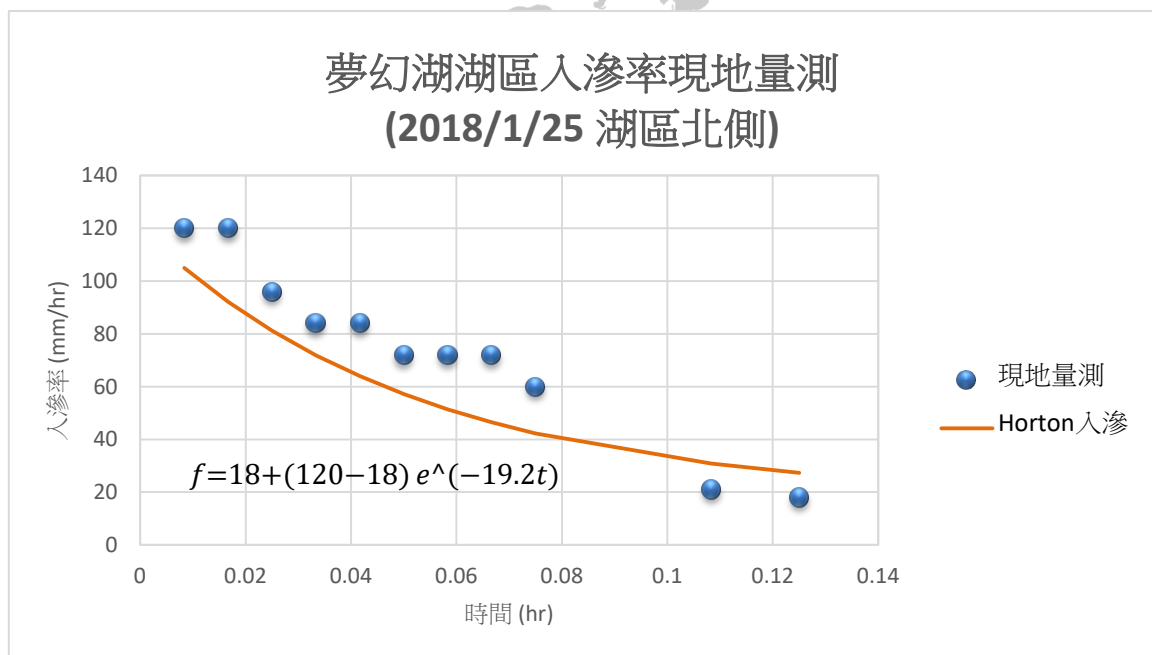


圖 3-18 2018/01/25 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

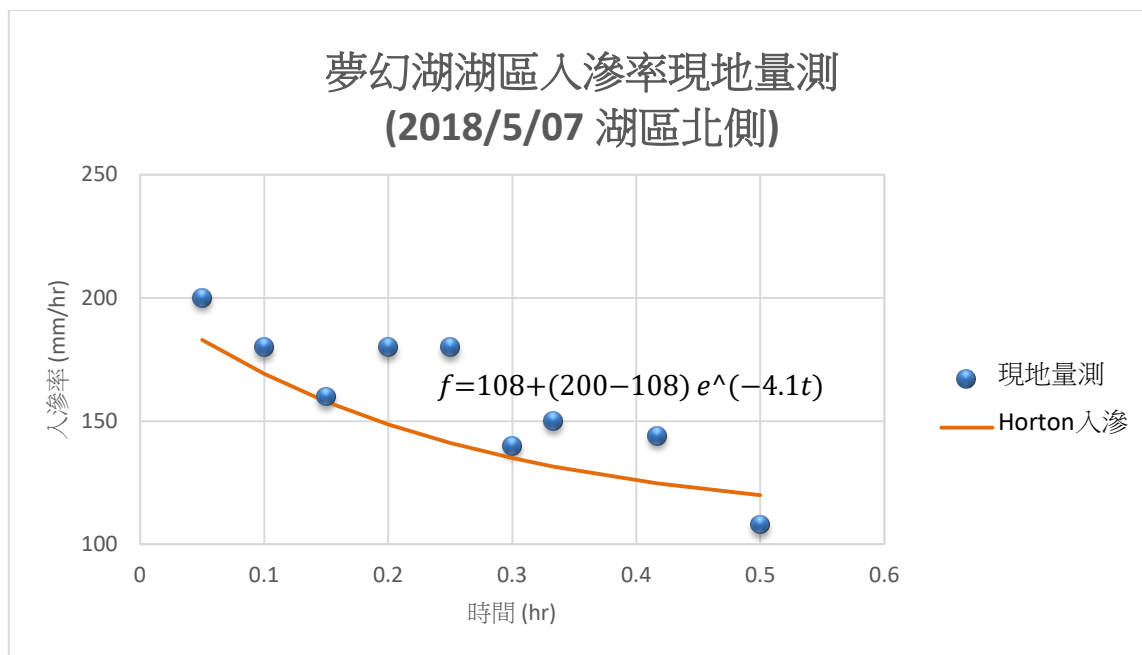


圖 3-19 2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

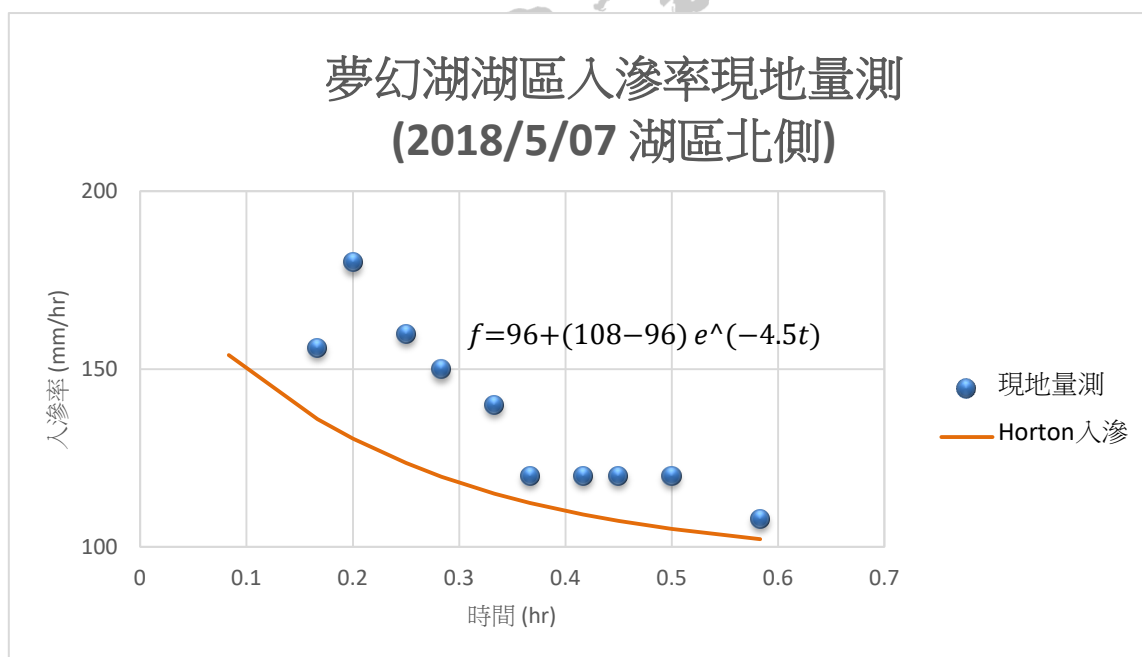


圖 3-20 2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

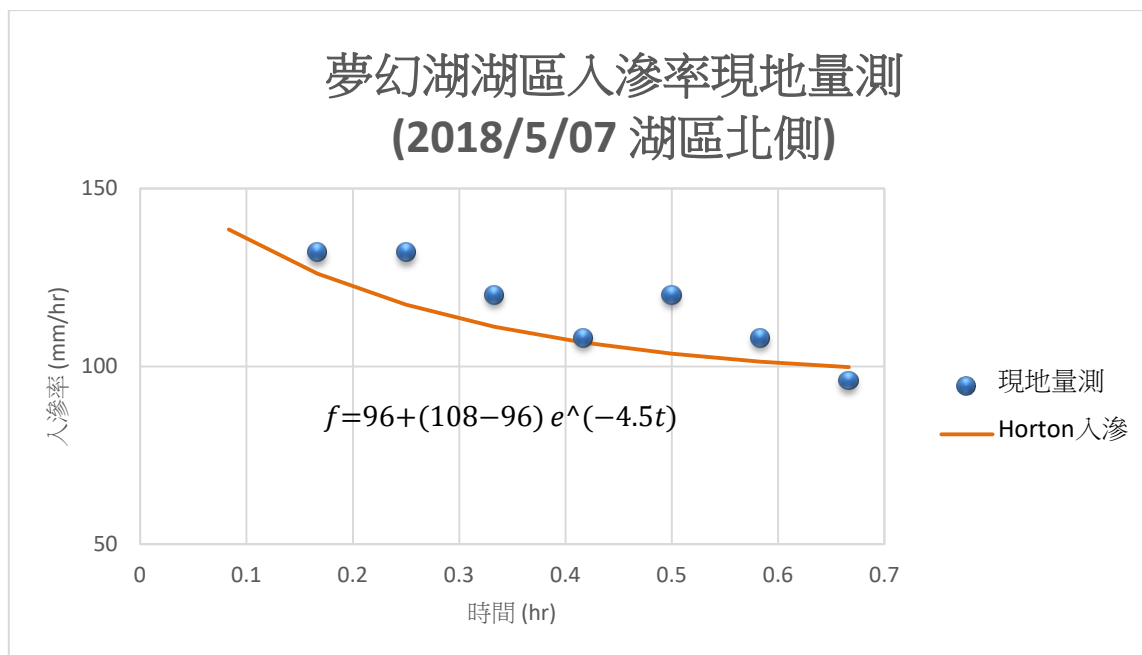


圖 3-21 2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

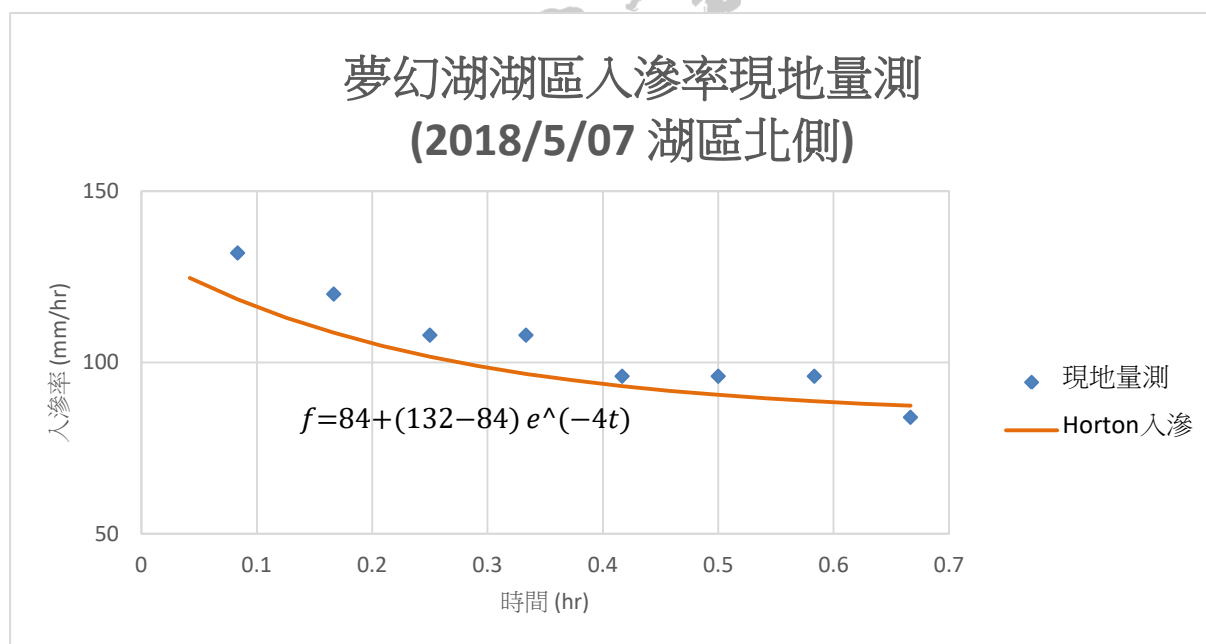


圖 3-22 2018/05/07 湖區北側入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

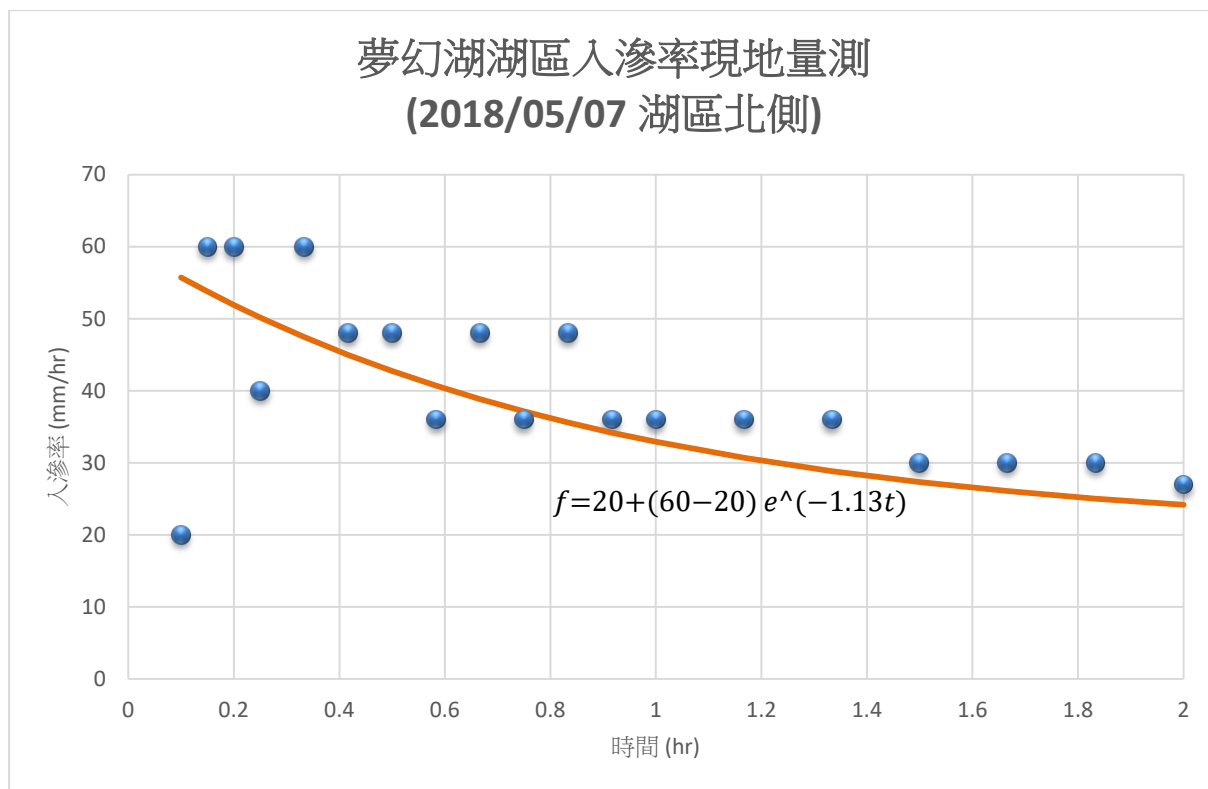


圖 3-23 2018/05/07 湖區北測入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

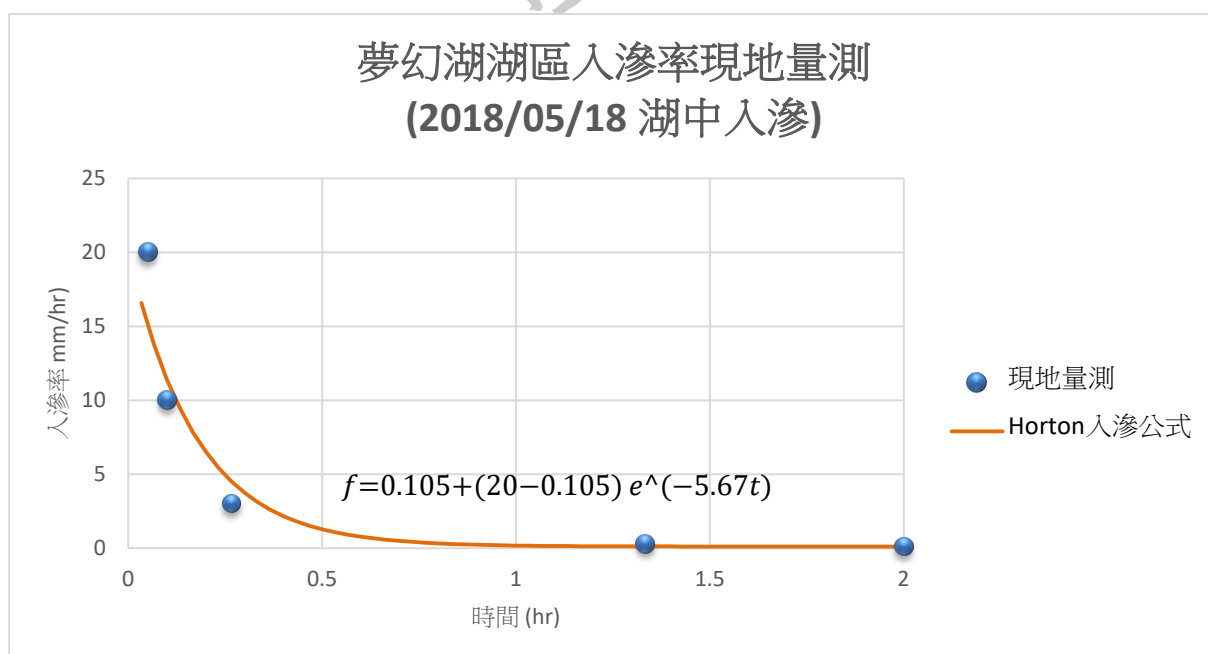


圖 3-24 2018/05/18 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

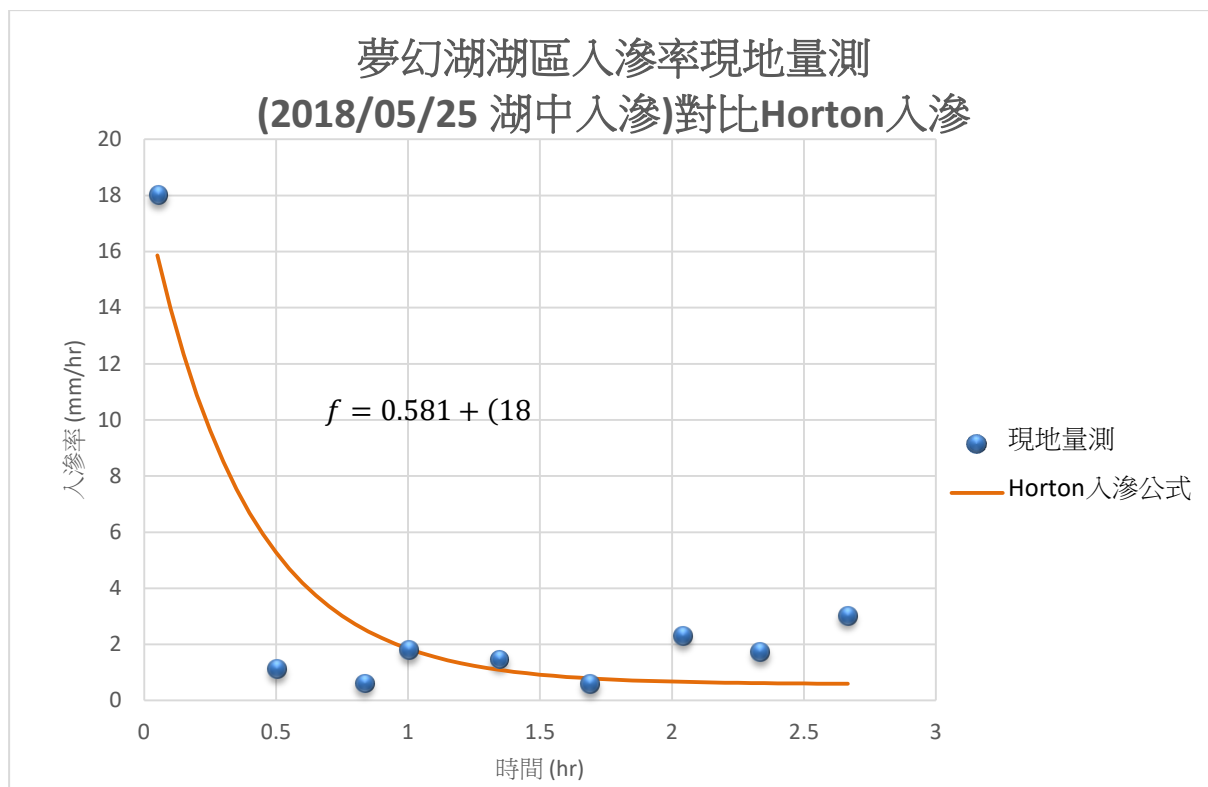


圖 3-25 2018/05/25 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

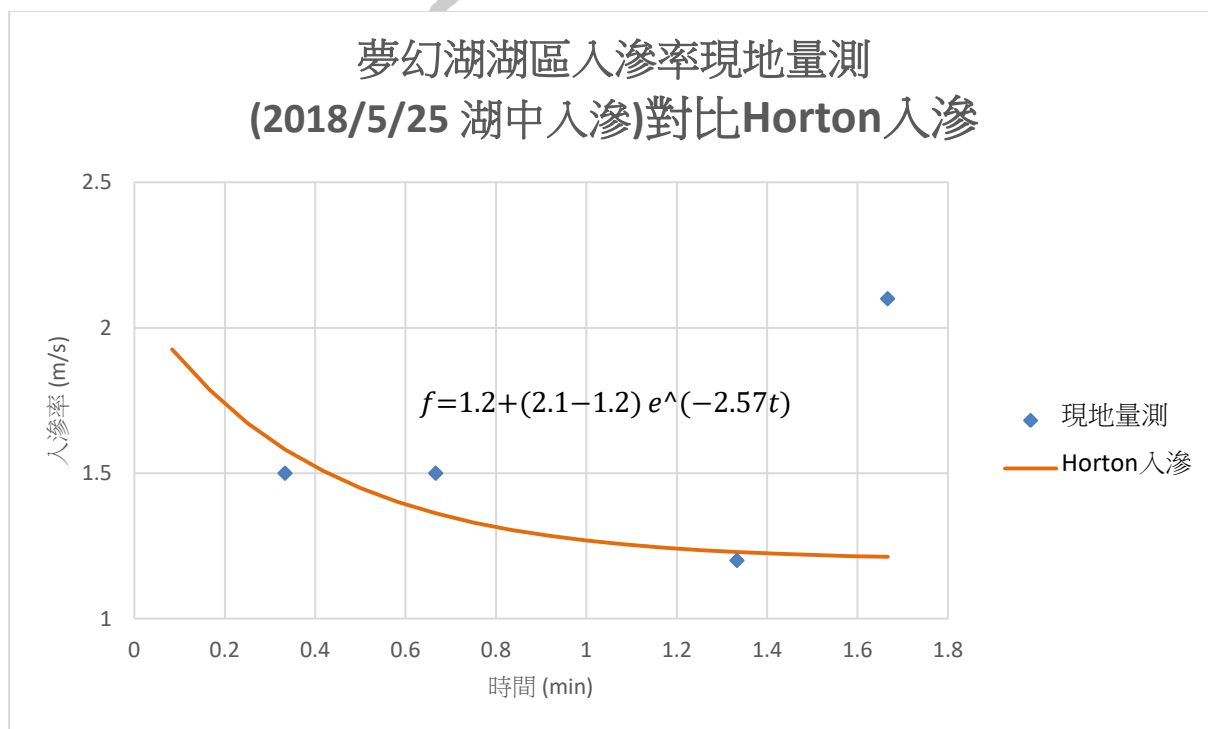


圖 3-26 2018/5/25 湖中入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

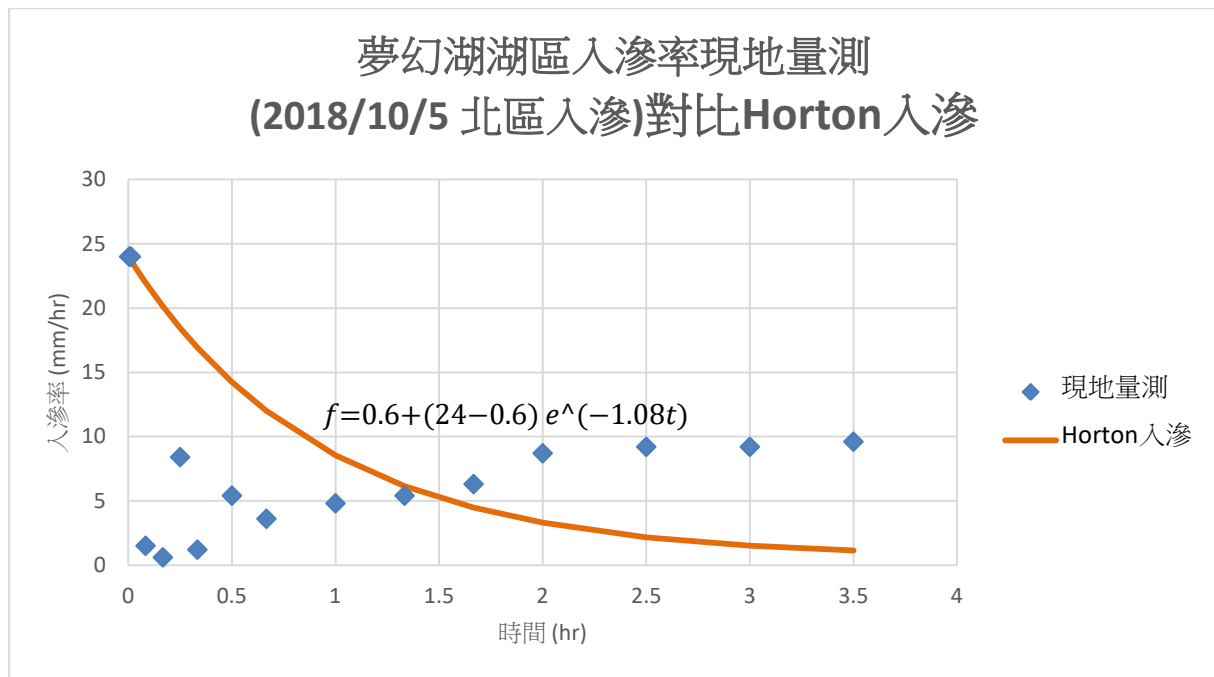


圖 3-27 2018/10/05 湖區北測入滲實驗現地資料與 Horton 入滲公式

由上述各實驗結果可發現，各區所得到的入滲率相差大，差異可能是受到各區土壤性質不同、土壤含水量（豐枯期有明顯差異），與土壤是否達到平衡入滲率有關，將所有入滲實驗數據進行整理後，彙整如表 3-1，可發現夢幻湖湖區與周圍入滲速率變異相當大。另本研究透過全測站與連通管測量儀對入滲實驗區域進行高程測量，以確認歷次入滲實驗調查位置與湖水位的關連性，及在夢幻湖水文收支之平衡扮演角色（如圖 3-28 所示）。初步發現，除 2018 年 5 月進行之湖中入滲實驗外，其餘入滲實驗位置高程較高，浸淹機率皆低於 10%，尤其分佈位置地表高程換算成水位，皆高於前期計畫所得出之夢幻湖湖水位快速下降段，故可以得知北區與南區入滲處的數據對高湖水位時比較有意義，對枯水期時湖區水位甚低時的水位變動意義不大。就水韭生存而言，湖中入滲數據可以代表其面臨枯水等環境壓力時的保水能力指標，而北區及南區因地勢較高，其入滲速度目前僅做為參考即可，後續或可再與地下水觀測實驗進一步綜合分析。

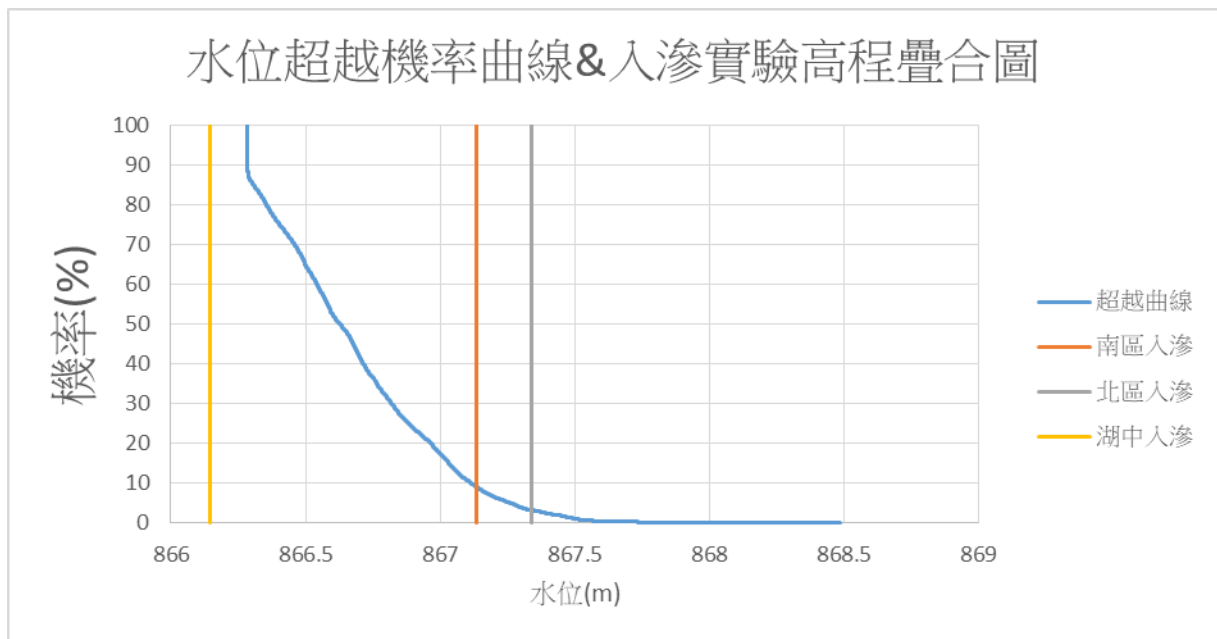


圖 3-28 水位超越機率曲線&入滲實驗高程疊合圖

第三節 單位歷線

(一). 歷線建立

本研究擬透過單位歷線的概念對降雨造成湖水水位上升此一事件進行分析，以推求往後降雨事件對湖水水位的影響。單位歷線的概念為在某特定降雨延時內，1 單位(1cm)有效降雨(effective rainfall)均勻落於集水區所產生的直接逕流歷線。若以夢幻湖為例，則即 1 單位有效降雨均勻落於夢幻湖集水區所會產生多少夢幻湖庫容的變化，如圖 3-29 所示。在進行推導夢幻湖單位歷線前需先對庫容進行假設，庫容的變化率為：

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (3.3)$$

其中， dS/dt 為庫容隨著時間 dt 增加的變化量 ds ， I 為湖水收入項(降水、入流)， O 為湖水損失項(出流、蒸發等)。以下分析是擷取逕流基期內的降雨事件，且湖水水位不高於 866.98m 以基本確保無大量的裂隙或表面出流(前期計畫發現之湖水快速下降段水位值)，入滲率與蒸發散速率則以損失指數 Φ -index 進行估算(納入有效降雨)，4.1 式可以簡化以降雨記錄建立逕流單位歷線的理論基礎公式，如下式為：

$$\frac{dS}{dt} = I \quad (3.4)$$

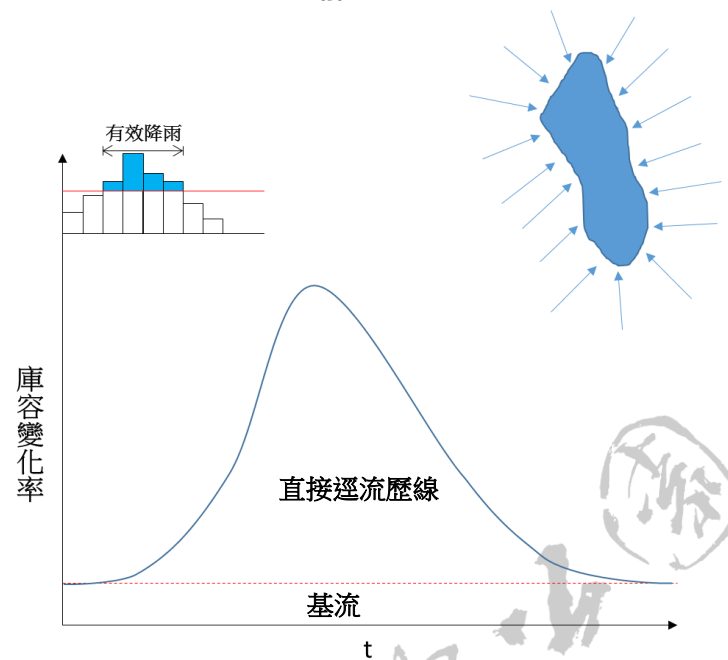


圖 3-29 夢幻湖單位歷線示意圖

單位降雨為 Sherman(1932)所提出之概念，以某流域中過往之降雨資料與流量歷線推估未來流量變化之歷線，定義為單位水深(10mm)之獨立超滲降雨事件，在有效降雨 T 時間內於流域集流點造成的直接逕流歷線(Direct Runoff Hydrograph, DRH)，定義為單位歷線。其計算流程為：

- (1)繪製某場獨立超滲降雨所形成之直接逕流流量歷線 DRH (t)
- (2)以求出總直接逕流量，再除以流域面積則可得到直接逕流深度 R (cm)
- (3)由降雨組體圖使有效雨量 = $R \rightarrow$ 推得入滲指數 ψ 與有效降雨延時 T
- (4)單位歷線 $U(T, t) = DRH(t) / R$ ， $U(T, t)$ 即有效降雨延時 T 之單位有效降雨深度下之流量歷線，即 T 延時之單位歷線
- (5)由於選取的降雨事件單位歷線延時未必相同，為將其整合，本處使用 S 歷線法將所有的單位歷線轉為 $T = 1\text{hr}$ 延時的單位歷線。

上述之 S 歷線建立單位階梯輸入函數的相同原理，加成已知延時的單位

歷線，成為階梯反應函數，此函數即為集水區的 S 歷線。令 $h(t)$ 為延時 Δt (原有的單位歷線延時)，發生在時間 $(0, \Delta t)$ 之間的脈衝輸入，所產生的反應函數；則在 $(\Delta t, 2\Delta t)$ 之間脈衝輸入產生的反應函數為式(3.5)：

$$h(t - \Delta t) = \frac{1}{\Delta t} [g(t - \Delta t) - g(t - 2\Delta t)] \quad (3.5)$$

依此類推在 $(\Delta t, 2\Delta t)$ 之間和後續間隔 Δt 的脈衝輸入，產生的反應函數分別為：

$$h(t - 2\Delta t) = \frac{1}{\Delta t} [g(t - 2\Delta t) - g(t - 3\Delta t)] \quad (3.6)$$

將以上互相連接的脈衝輸入產生的反應函數相加成，得到高度為 $1/\Delta t$ 的階梯輸入歷線，所產生的集水區反應，如下式所示：

$$\begin{aligned} h(t) + h(t - \Delta t) + h(t - 2\Delta t) + \dots \\ &= \frac{1}{\Delta t} \{ [g(t) - g(t - \Delta t)] + [g(t - \Delta t) - g(t - 2\Delta t)] + \dots \} \\ &= \frac{1}{\Delta t} g(t) \end{aligned} \quad (3.7)$$

其中， $g(t)$ 即為 S 歷線。

因此，集水區 S 歷線如下式所示：

$$g(t) = \Delta t [h(t) + h(t - \Delta t) + h(t - 2\Delta t) + \dots] \quad (3.8)$$

根據 S 歷線即可求取任意延時 $\Delta t'$ 的單位歷線，如下式所示：

$$h(t)_{new} = [g(t) - g(t - \Delta t')]/\Delta t' \quad (3.9)$$

其中， $g(t - \Delta t')$ 為 lagged S 歷線。

本研究針對 2016 年 9 月 9 日、2017 年 2 月 8 日以及 2018 年 8 月 3 日之三場降雨事件建立單位歷線。綜合分析三場降雨事件單位歷線後發現，在 2016 年 9 月 9 日降雨事件中，其降雨事件如圖 3-30 所示，而此降雨事件所推導之單位歷線如圖 3-31 所示，由於其降雨較集中，單位歷線尖峰流量

較高；在 2017 年 2 月 8 日降雨事件中，其降雨事件如圖 3-32 所示，而此降雨事件所推導之單位歷線如圖 3-33 所示；在 2018 年 8 月 3 日降雨事件中，其降雨事件如圖 3-34 所示，而此降雨事件所推導之單位歷線如圖 3-35 所示，由於其降雨較集中，單位歷線尖峰流量較高。

由於三場降雨事件單位歷線延時並不相同，為將其整合使用 S 歷線法將所有的單位歷線轉為 $T = 1\text{hr}$ 延時的單位歷線，由此可發現三場降雨事件之尖峰流量發生時間介於 1.5 小時至 2 小時間，流量峰值介於 0.52 至 0.77 間，逕流時間基期介於 5 至 6 小時間，三場降雨事件 $T=1$ 小時之單位歷線的特性相似(圖 3-36)。

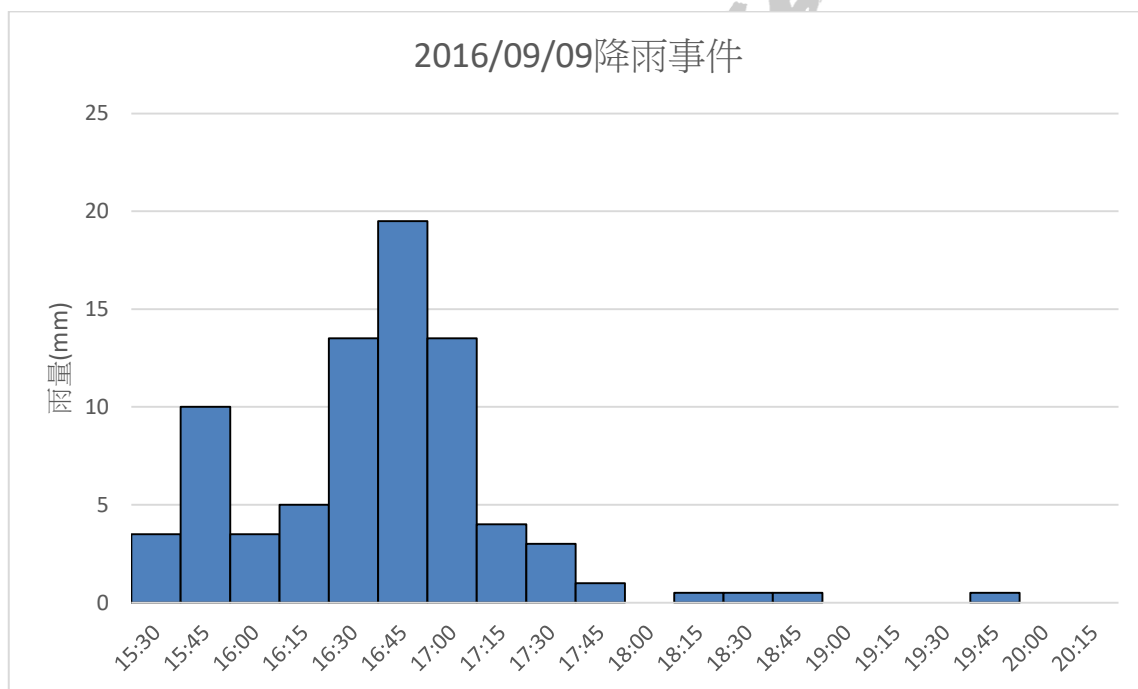


圖 3-30 2016/09/09 雨量組體圖

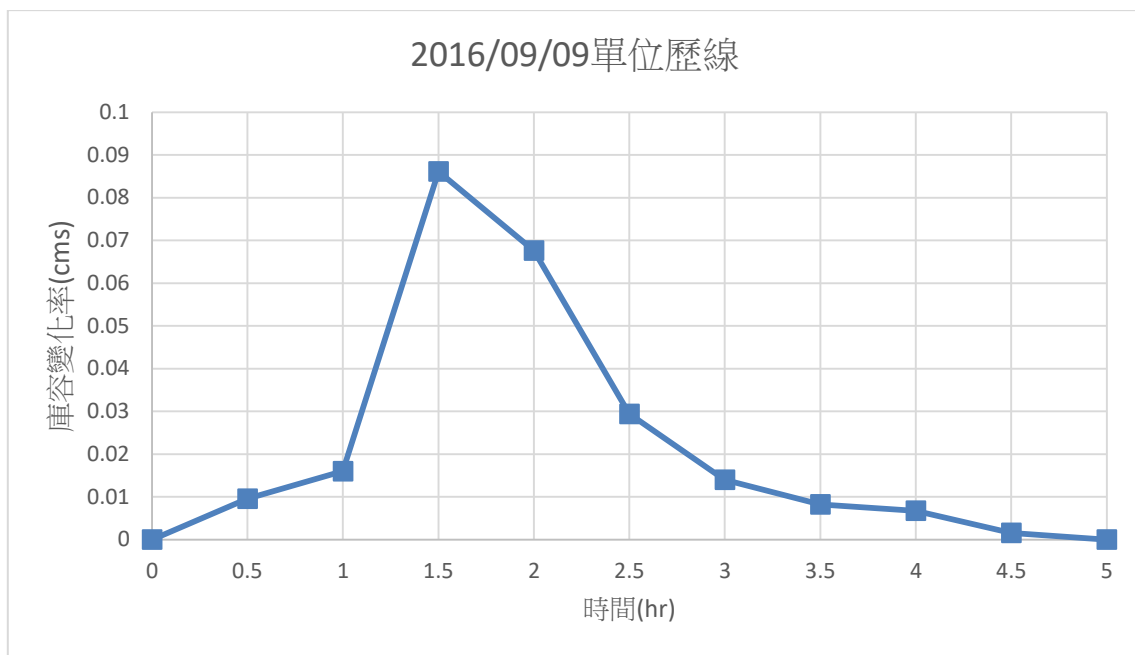


圖 3-31 2016/09/09 湖區庫容歷線

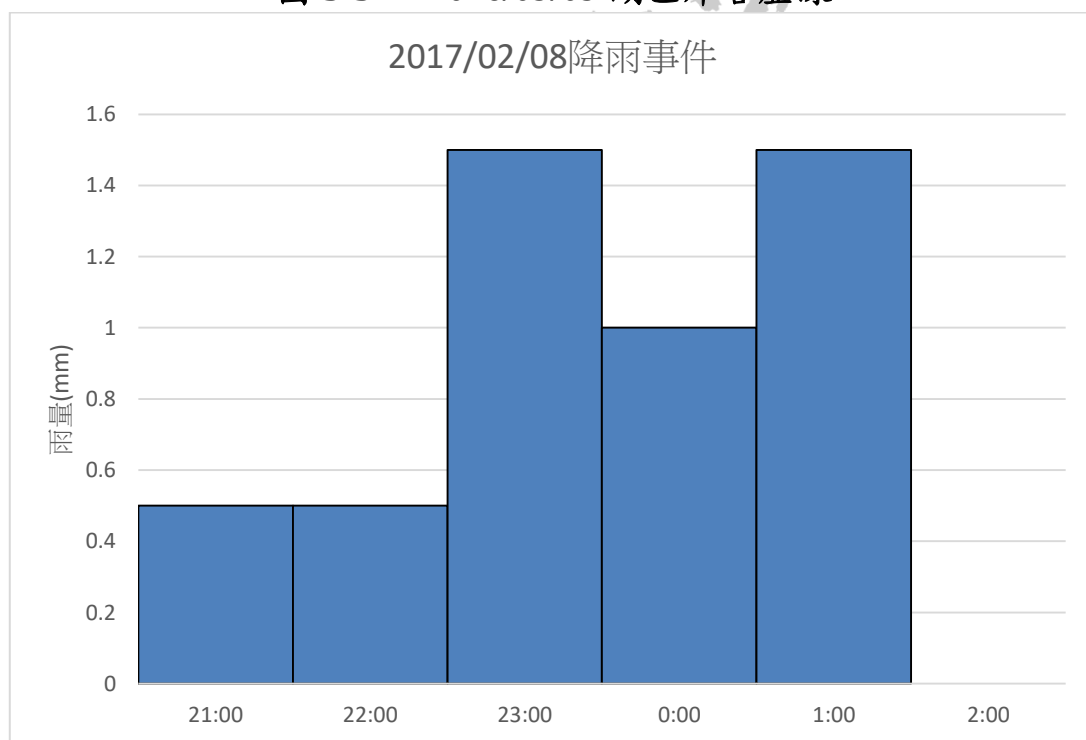


圖 3-32 2017/02/08 雨量組體圖

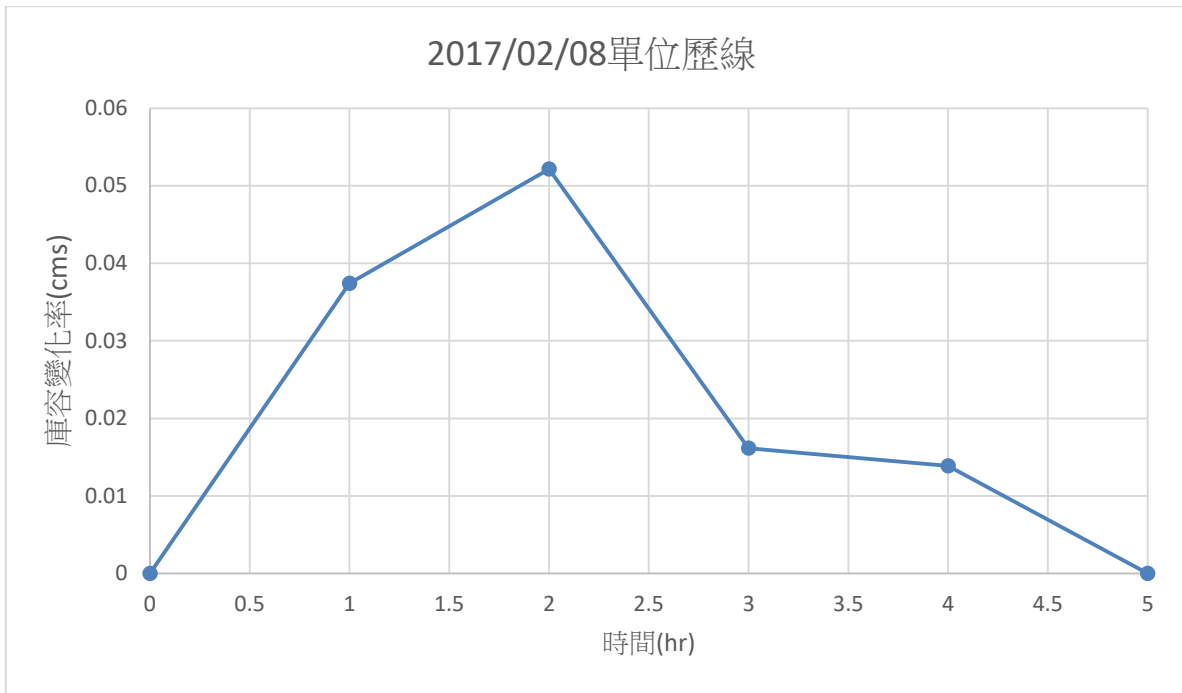


圖 3-33 2017/02/08 湖區庫容歷線

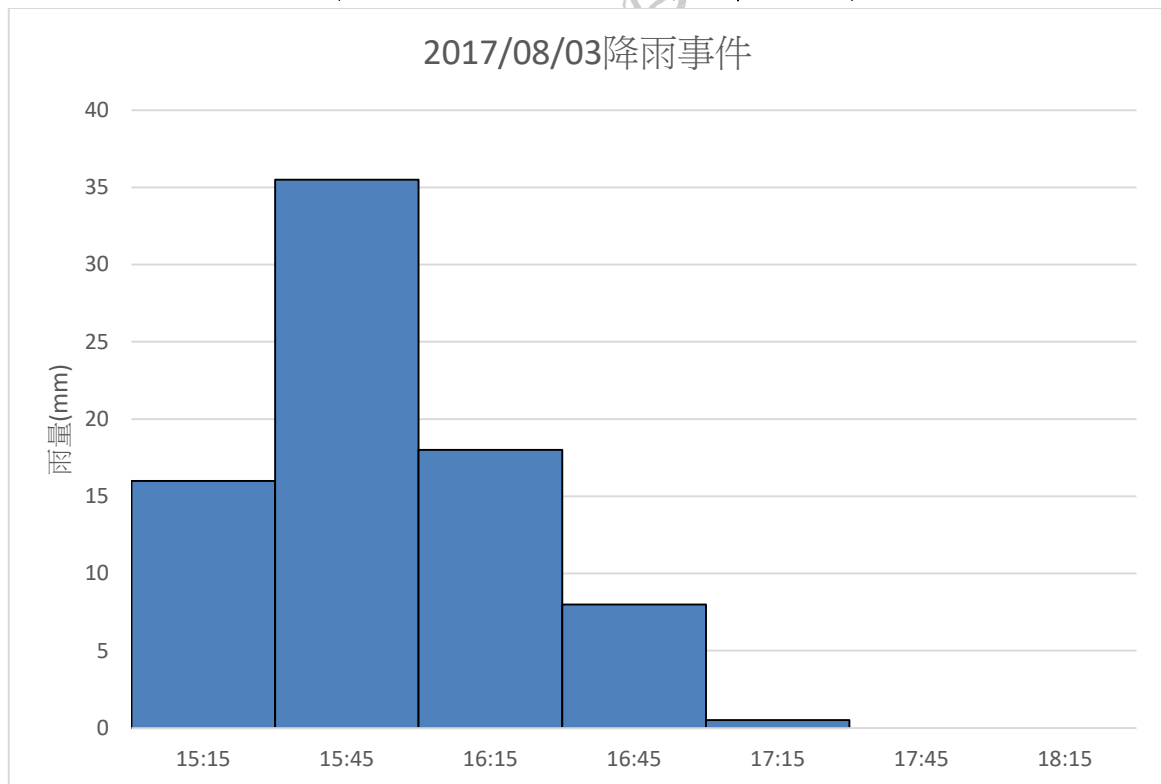


圖 3-34 2018/08/03 雨量組體圖

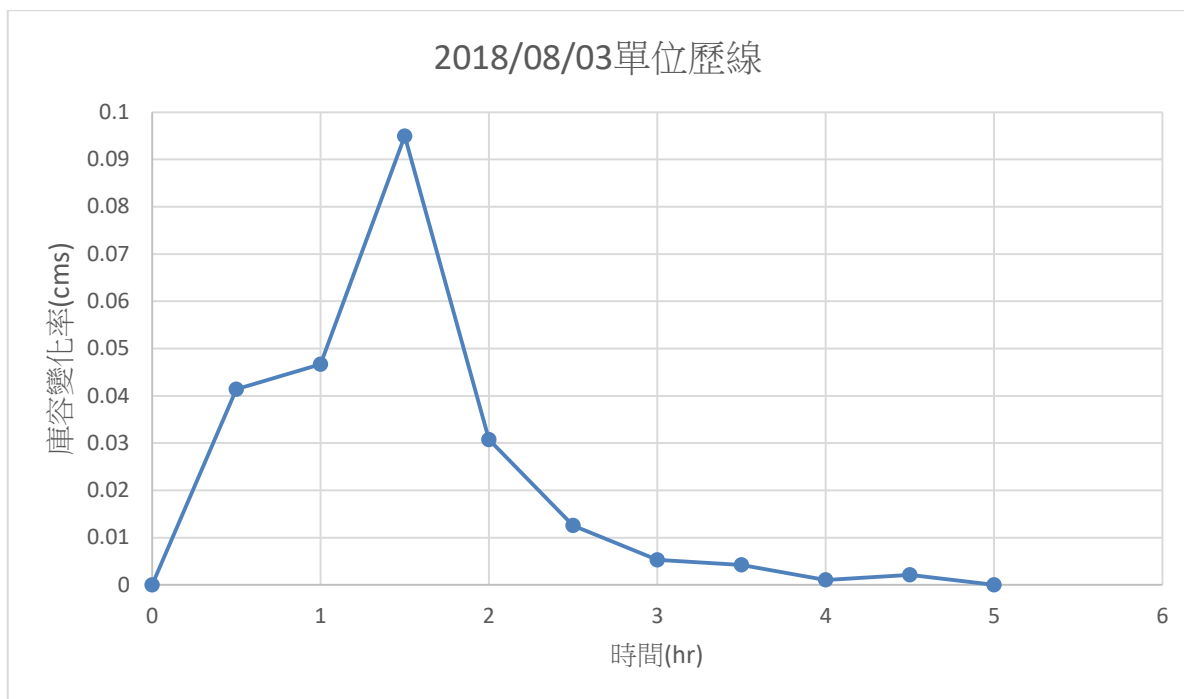


圖 3-35 2018/08/03 湖區庫容歷線

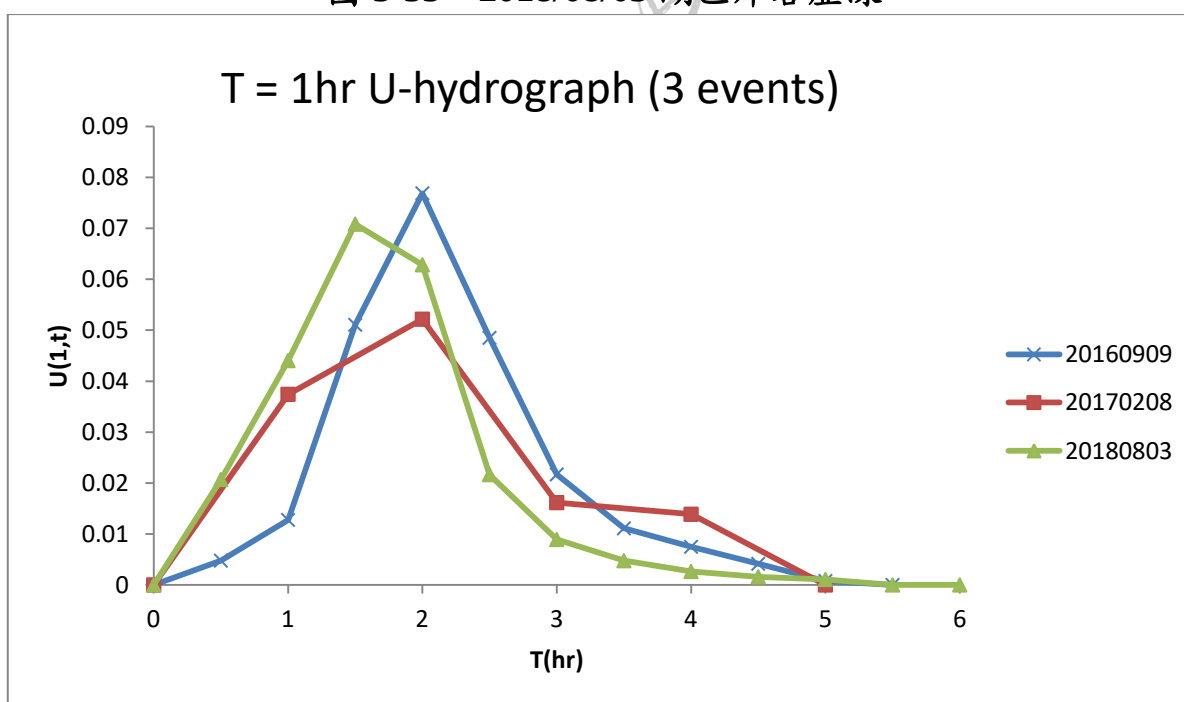


圖 3-36 夢幻湖集水區單位歷線 $U(1,t)$

(二). 歷線測試

接著測試上述建立的單位歷線的實務應用情形，瞭解其是否能提高水量收支模式的精度（降低待定量值）。水文收支法依照的質量守恆定律進行各項水文量計算。若將式 3.5 的地下水項分為純粹入滲 IR 與地下流 G (入流為正，出流為負)，可以將上式表示為：

$$ds/dt = P + I + G - E - O - IR \quad (3.10)$$

若假設地下流對湖區水位沒有影響且湖水沒有出流，則上式可再簡化為：

$$ds/dt = P + I - E - IR \quad (3.11)$$

本研究利用一場降雨事件測試本研究夢幻湖收集之水文資料能否平衡，其中水收支分析所用之水收支項計算方式如式 3.11 所示。2017 年 1 月 20 號事件之降雨事件雨量與水位關係圖如圖 3-37 所示，將其基本資料與實測及應用單位歷線法後彙整的水收支計算結果如表 3-3 與表 3-4，待定量由實測資料之 23.87 立方公尺降至單位歷線法的 3.44 立方公尺，由此可知單位歷線能有效降低水收支的待定量。

表 3-2 水收支項計算方式

水收支項	計算方式
庫容變化	水位資料帶入以 DEM 資料得知庫容變化
總降雨量	單位時間降雨量乘以瞬時湖區面積
總蒸發量	實測蒸發皿數值
總入滲量	實測入滲值
總逕流量	實測總逕流量或單位歷線推求逕流量
待定量	庫容變化-總降雨量-總逕流量+總蒸發量+總入滲量之殘值

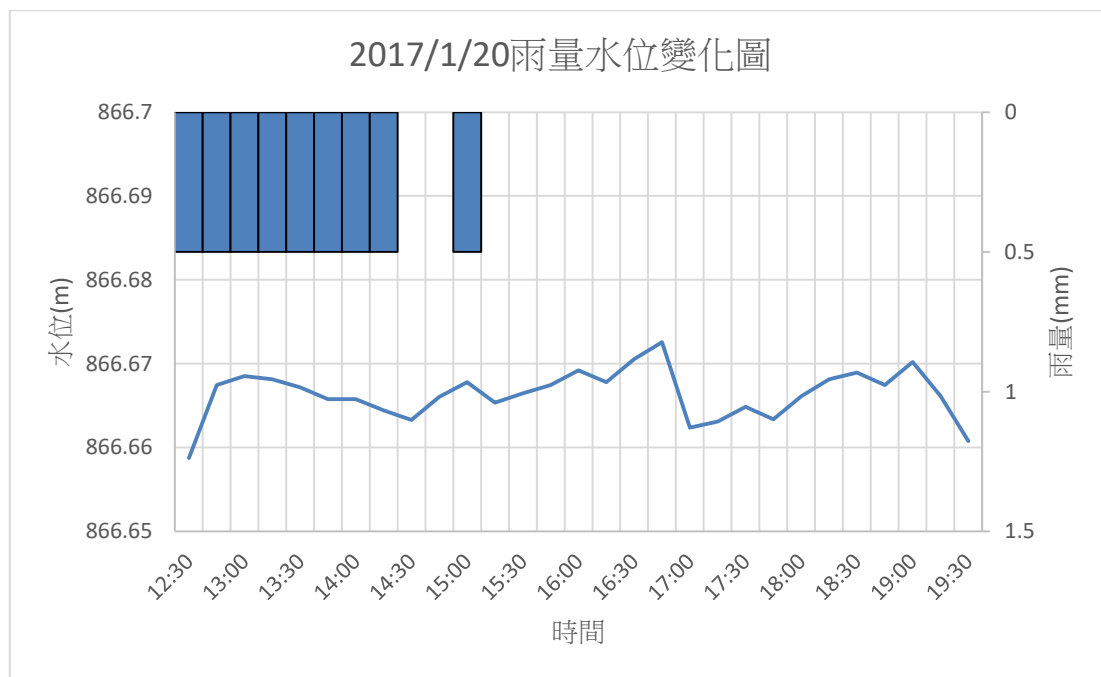


圖 3-37 夢幻湖 2017/01/20 降雨水位關係圖

表 3-3 2017 年 1 月 20 日水收支分析表(實測資料)

試驗日期	2017.1.20
試驗時段	12:30-19:30
庫容變化(m^3)	8.135
總降雨量(m^3)	17.896
總蒸發量(m^3)	12.318
總入滲量(m^3)	43.893
總逕流量(m^3)	22.581
待定量(m^3)	23.870

表 3-4 2017 年 1 月 20 日水收支分析表(單位歷線)

試驗日期	2017.1.20
試驗時段	12:30-19:30
庫容變化(m^3)	8.135
總降雨量(m^3)	17.896
總蒸發量(m^3)	12.318
總入滲量(m^3)	43.893
總逕流量(m^3)	43.011
待定量(m^3)	3.440

第四節 水位分析

(一). 水位資料彙整

夢幻湖主要的湖水水位補注是雨水及地表逕流，水位主要隨著降雨量而變化，水位計連續監測資料是經引點而取得絕對高程資料，並扣除空氣中水位計的大氣壓力而得。根據本研究水位計觀察之水位變動(圖 3-38)，夢幻湖濕地曾於 2016 年 8 月、2017 年 7 月、8 月及 2018 年 4 月、5 月、6 月記錄到濕地為全面乾涸的狀況，並可發現夢幻湖於每年 9 月至隔年 3 月水位較高，此段時間為較適合臺灣水韭較具競爭力之水位(866.5 至 866.7)。

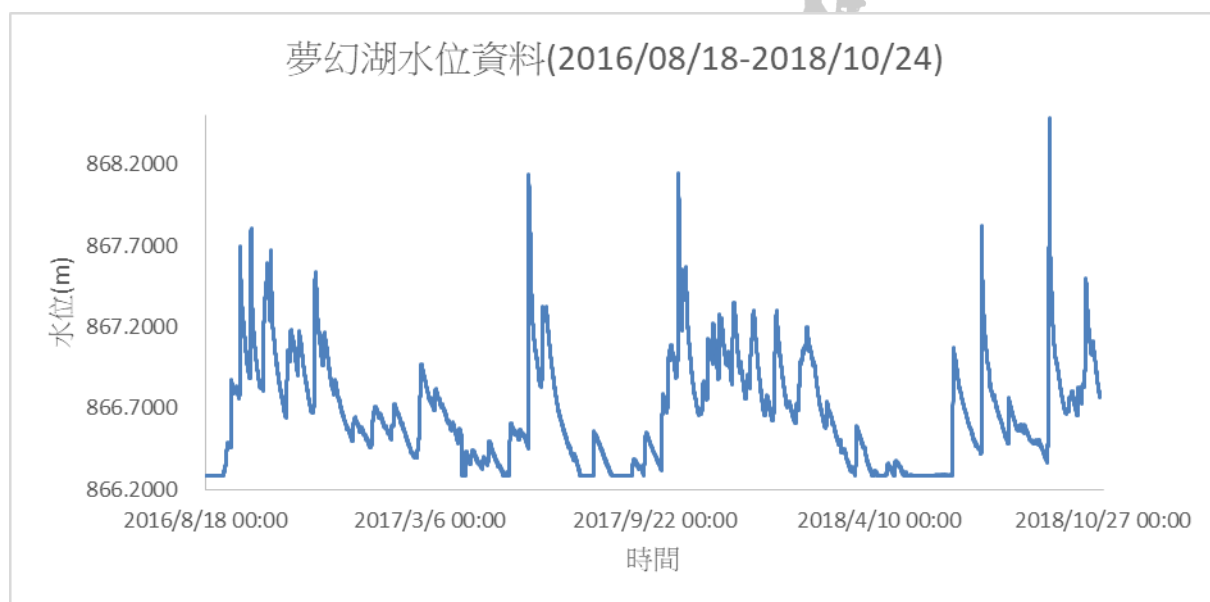


圖 3-38 夢幻湖濕地 2016 年 8 月~2018 年 10 月間水位變動

(二). 水位超越曲線

統計研究至今所觀測之水位資料，可以得到夢幻湖的水位超越機率並繪製如圖 3-39 所示。將控制點高程資料搭配浸淹機率曲線，可得到每個控制點浸淹的機率，並加以討論其代表性。水位超越機率為 100 為此水位長年處於被水淹沒狀態，數字越小表示此高程遭湖水浸淹機率越低。

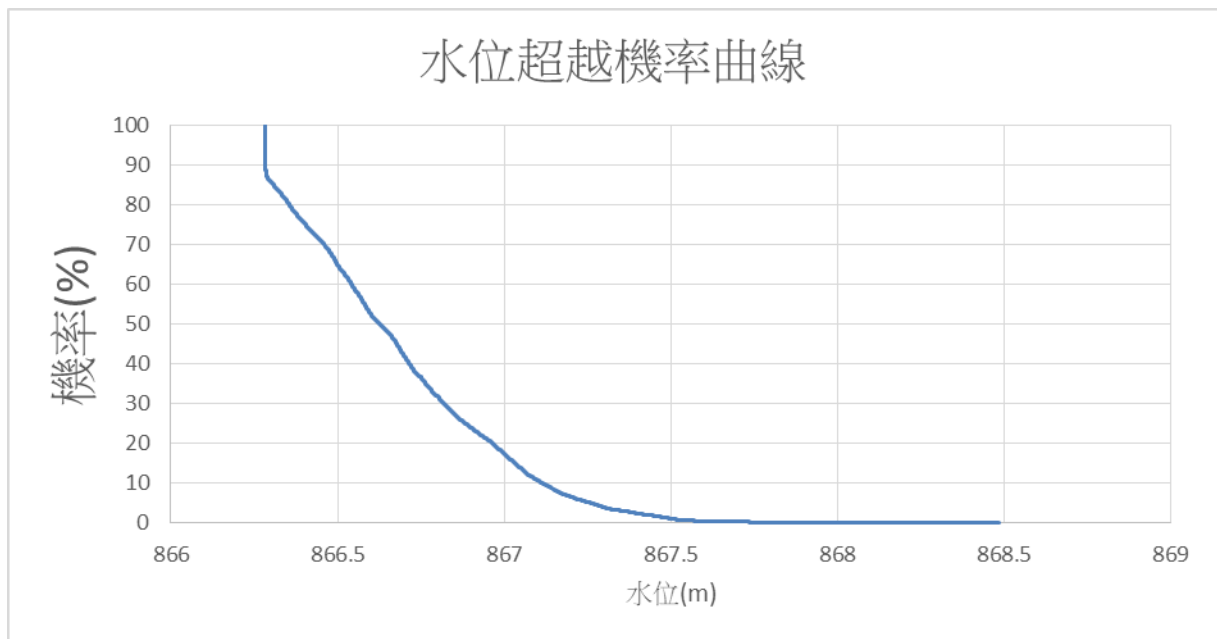


圖 3-39 夢幻湖水位超越曲線

(三). 入滲實驗現地高程對應湖水流失速度

前述發現夢幻湖湖區中進行雙環入滲實驗所得之入滲值有很明顯的空間異質性質，為討論入滲值的空間分佈特性，本計劃利用夢幻湖地形資料繪製雙環入滲實驗高程對應之湖水浸淹面積圖(圖 3-40)。結果顯示，北區入滲實驗位置高於南區入滲實驗處的高程，因此夢幻湖水位浸淹至北區高程時整體湖面覆蓋區域會大於浸淹夢幻湖水位浸淹至南區高程時之湖面覆蓋區域，且因北區入滲實驗高程(867.337m)較南區入滲實驗之高程(867.137)高使得北區浸淹機率(3.1%)低於南區(9.0%)，如圖 3-41 所示。整理後之北區與南區入滲實驗高程水位湖水流失速度如表 3-5 所示，北區入滲實驗高程處的實測湖水下降速度(6.20 mm/hr)，高於等同南區入滲實驗高程處的湖水下降速度(4.25 mm/hr)，此結果與現地入滲實驗的結果有出入(南區入滲速度高於北區)，初步研判由於北區入滲實驗高程較南區入滲實驗要高 0.2 公尺，不排除介於北區與南區入滲實驗高程間有裂隙或湖水出流之可能，而造成湖水位的下降速度除了入滲外，尚有可能更大出流現象發生，原因尚待後續地下水觀測的調查結果進一步加以釐清。

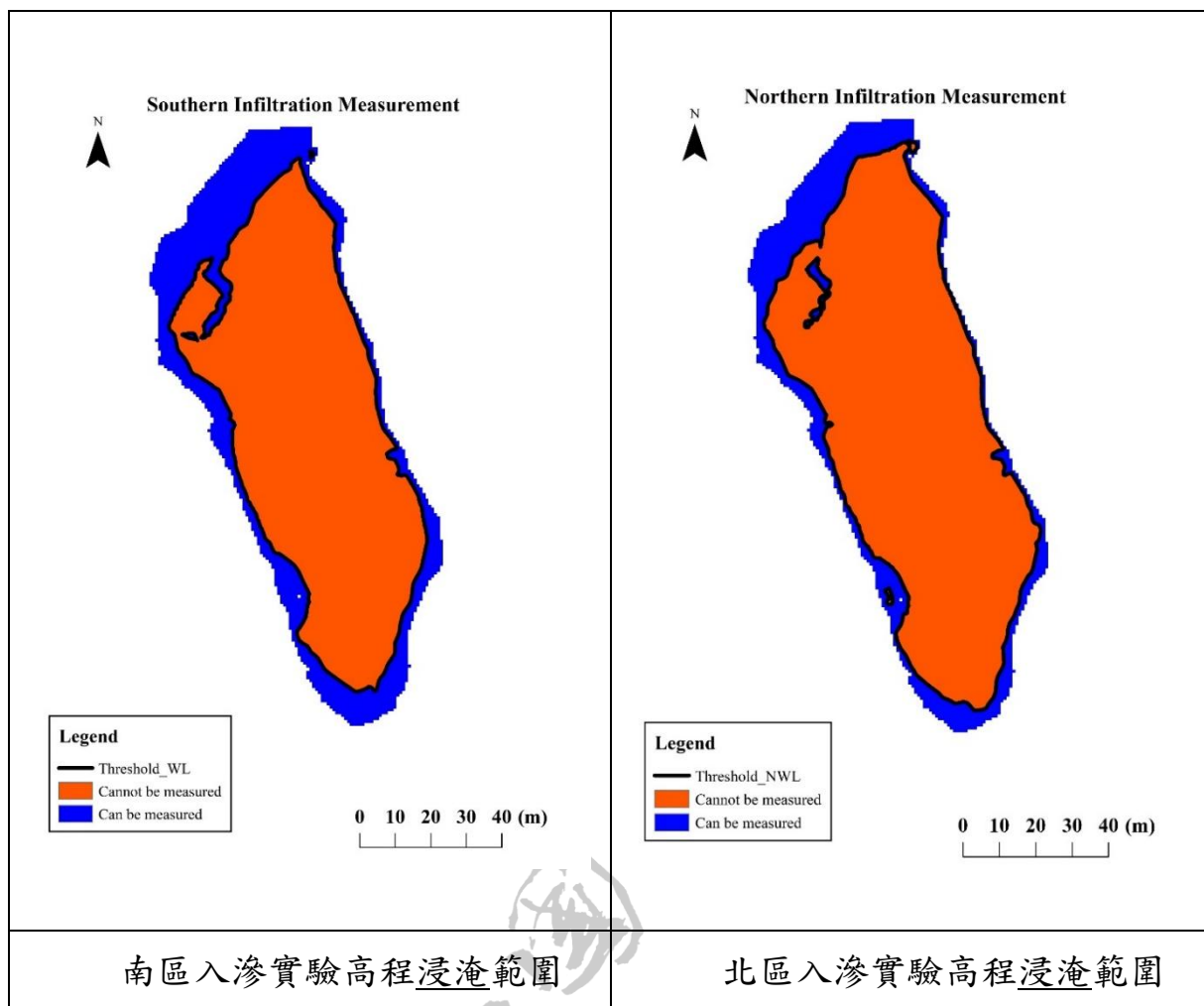


圖 3-40 等同南區及北區入滲實驗處高程的湖水位浸淹分佈

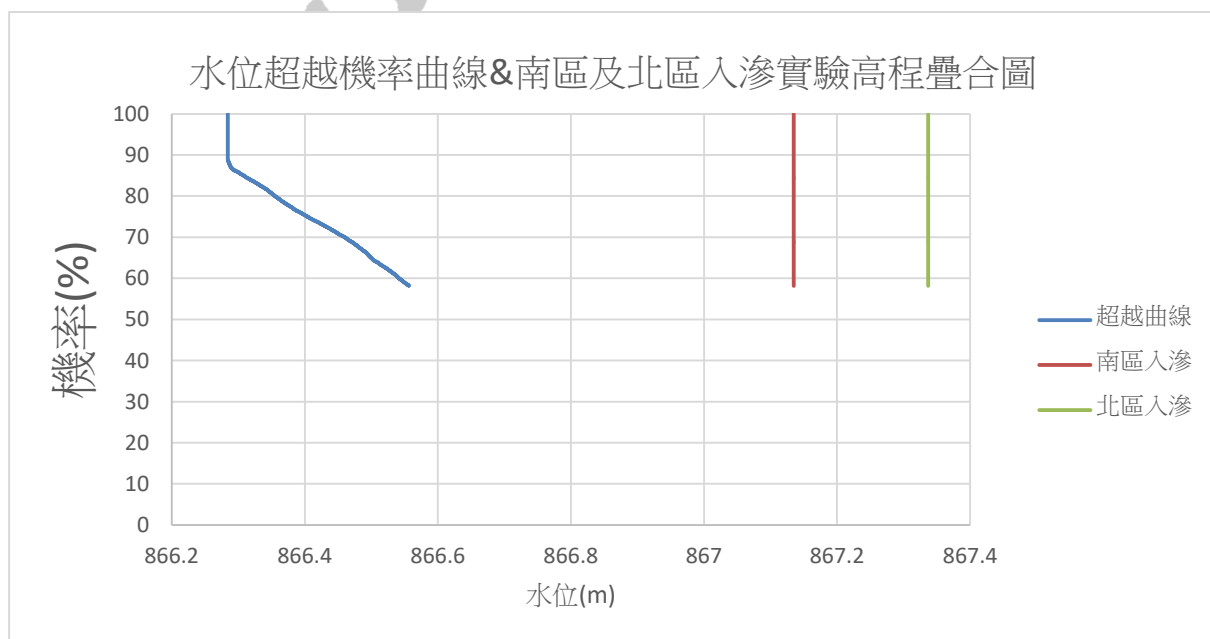


圖 3-41 水位超越曲線與南區及北區入滲實驗高程疊合圖

表 3-5 等同南區及北區入滲實驗處高程的湖水位下降速度

入滲實驗區域	水位降低速度(mm/hr)	水位降低速度(cm/day)
北區(867.337)	6.20	14.87
南區(867.135)	4.25	10.20

(四). 夢幻湖整體水位對應湖水流失速度

繪製夢幻湖湖水水深對應湖水面積圖如圖 3-42 所示，其中夢幻湖湖底高程為 866.01m。由於前述章節中發現夢幻湖湖區中入滲速度在空間上有很大的變異性，由此圖可以發現夢幻湖湖水位較低時(866.006m 至 866.3m)，湖水主要集中於湖區中央，但隨著水深上升至 866.5m-866.6m 時，湖區水面主要往東、西與南區擴張，而水深上升至 866.7m-866.8m 時則是往湖區東北側擴張，由此可知湖水在降雨期間其湖區面積依序往東、西、南、北的方向增加。

計算夢幻湖湖水水位對應湖水下降速度後得到表 3-6，其中因為湖水處於極高水位時(868.1m；水深 2m)由水位圖(圖 3-38)可發現湖水位下降速度非常快，由水位超越曲線(圖 3-41)得知夢幻湖水位高於 868.1m 之超越機率僅 0.05%，因此水位計於極高水位時能收集數據較少，因此本研究計算所得之夢幻湖湖水水深對應湖水下降速度圖缺少 868.1m-868.2m 與 868.4m-868.5m 兩區間之資料。由表 3-6 可發現湖水流失速度在水位 866.8m-866.9m、867.4m-867.5m、867.5m-867.6m、867.6m-867.7m 與 867.9m-868.0m 時速度明顯提高，研判湖水流失速度明顯提高可能是因為：(1)水位上升時湖水浸淹面積也因此提高，由於夢幻湖周圍入滲速率差異相當大(如表 3-1 所示)，湖水可能會因此到達入滲速度較高之地點，因此使湖水浸淹範圍整體入滲率提高，湖水下降率也因此入滲率增加而提高；(2)本計畫與前期計畫於 2 年內已調查夢幻湖湖區周圍 2 處裂隙，其中北區裂隙已進行高程調查(866.98)，因夢幻湖周圍植生茂密可能還有未知裂隙存在，而湖水水位抬升至一定高度時可能會由裂隙處洩漏，故湖水可能因裂隙造成高水位時流失速度增加；(3)夢幻湖地形雖為盆地但除湖區西邊為山體外，周圍地勢與湖區沒有差異太多，且夢幻湖最高水深紀錄接近 2.5 米，不排除高水位時湖水可能漫淹過周圍地型形成出流。

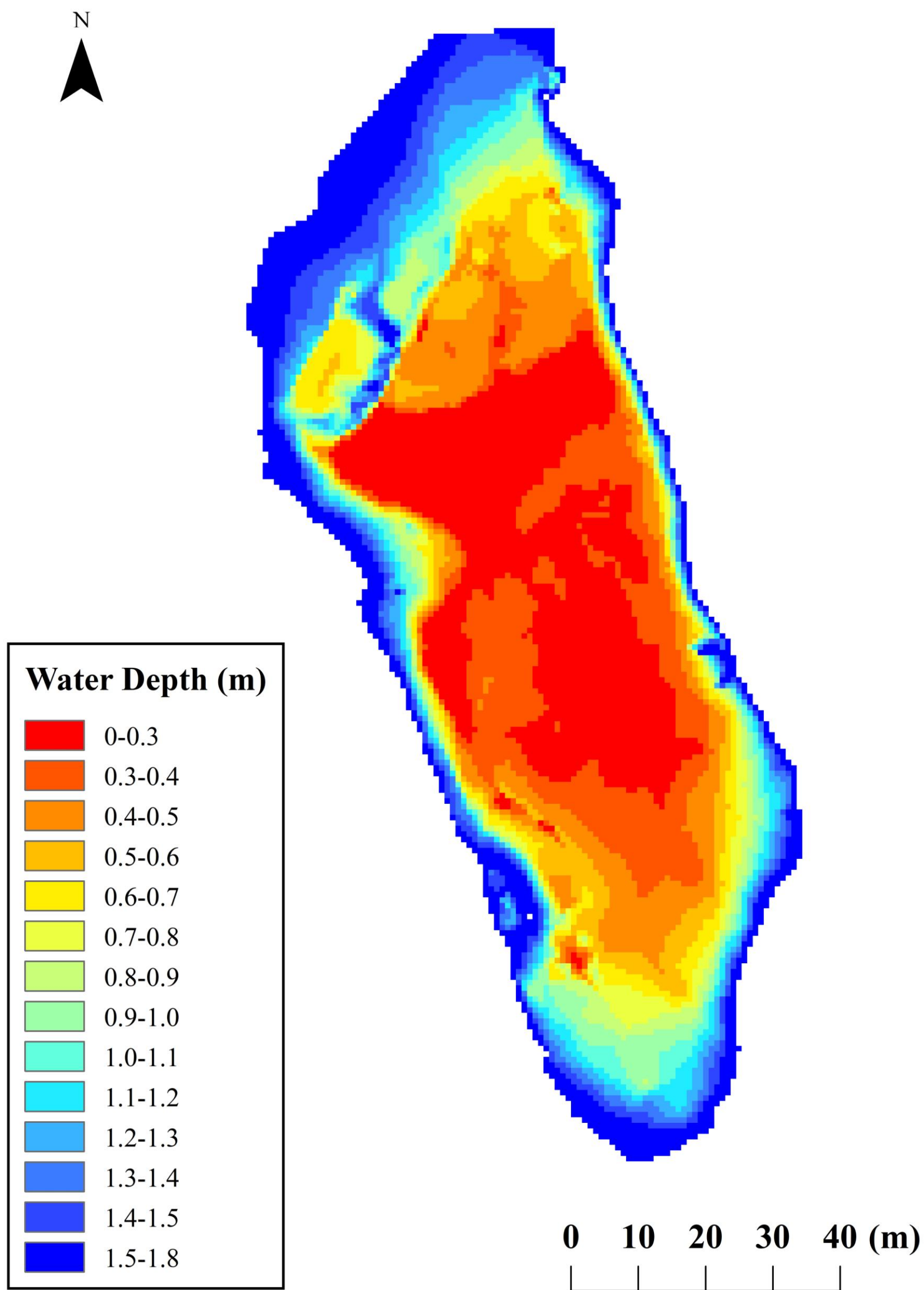


圖 3-42 夢幻湖高水位時水深分佈圖

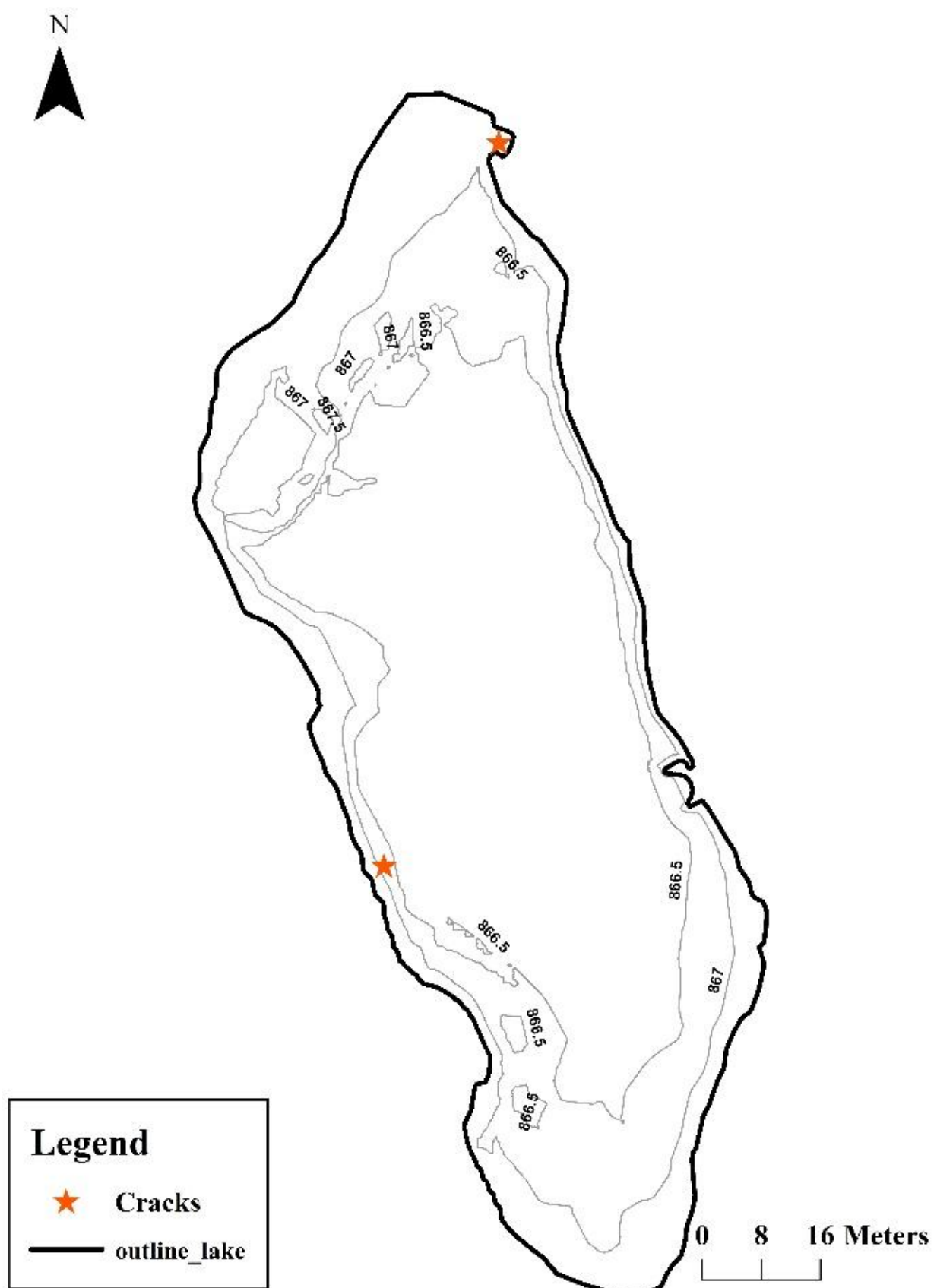


圖 3-43 夢幻湖裂隙位置圖

表 3-6 湖水水位對應湖水損失表

水位(m)	水位降低速度 (mm/hr)	水位降低速度 (cm/day)	保水時間(day)
866.3-866.4	0.45	1.08	9.26
866.4-866.5	0.52	1.25	8.01
866.5-866.6	0.72	1.73	5.79
866.6-866.7	0.90	2.15	4.63
866.7-866.8	1.17	2.81	3.56
866.8-866.9	1.92	4.60	2.17
866.9-867.0	2.23	5.36	1.87
867.0-867.1	2.26	5.42	1.84
867.1-867.2	2.97	7.13	1.40
867.2-867.3	4.25	10.20	0.98
867.3-867.4	6.20	14.87	0.67
867.4-867.5	12.95	31.07	0.32
867.5-867.6	23.87	57.30	0.17
867.6-867.7	39.84	95.62	0.10
867.7-867.8	39.87	95.69	0.10
867.8-867.9	59.52	142.85	0.07
867.9-868.0	93.56	224.54	0.04
868.0-868.1	96.75	232.20	0.04
868.2-868.3	142.85	342.84	0.03
868.3-868.4	130.87	314.08	0.03

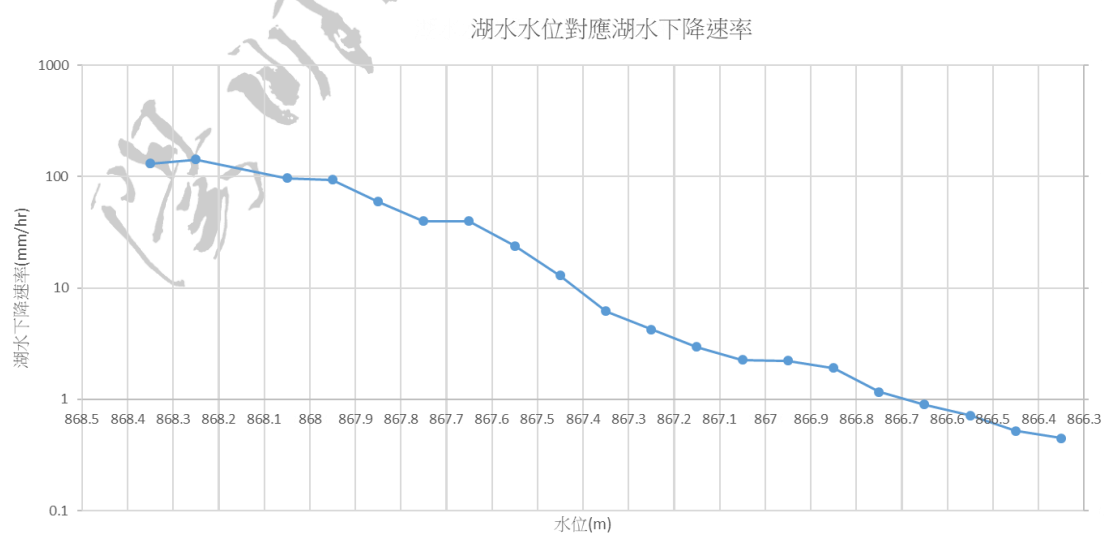


圖 3-44 夢幻湖湖水水位下降速度

(五). 水韭生長棲位水位變動分析

游雅婷(2012)經過現地監測數據及統計分析指出，臺灣水韭在水深大於 50 公分(水位 866.5)時相較於其他夢幻湖水生植物具有生長優勢，最佳競爭優勢的平均水深介於 60-70 公分(水位 866.6 至 866.7)。根據湖水位觀測數據，計算夢幻湖水韭適宜生長水深對應湖水流失速度後得到表 3-7，可發現臺灣水韭具競爭優勢之湖水位 866.51m-866.6m，湖水流失速度為 0.75mm/hr，若無降雨補充自 866.6m 降至 866.5 需 5.6 天；最具競爭優勢湖水水位 866.6m-866.7m，湖水流失速度為 0.9mm/hr 若無降雨補充自 866.7m 降至 866.6 需 4.6 天，相較於高水位時的高湖水流失而言，此水韭生長棲位的水深似較具保水能力，可能與湖中水深植物有機體死亡沈埋造成湖區入滲速度下降有關，上述 2 區段湖水位與湖水流失速度數據可供未來管理夢幻湖水位時參考。

表 3-7 湖水水深對應湖水損失表(臺灣水韭具生長優勢之水位)

水位(m)	水位降低速度 (mm/hr)	水位降低速度 (cm/day)	保水時間(day)
866.5-866.6	0.75	1.80	5.6
866.6-866.7	0.90	2.15	4.6

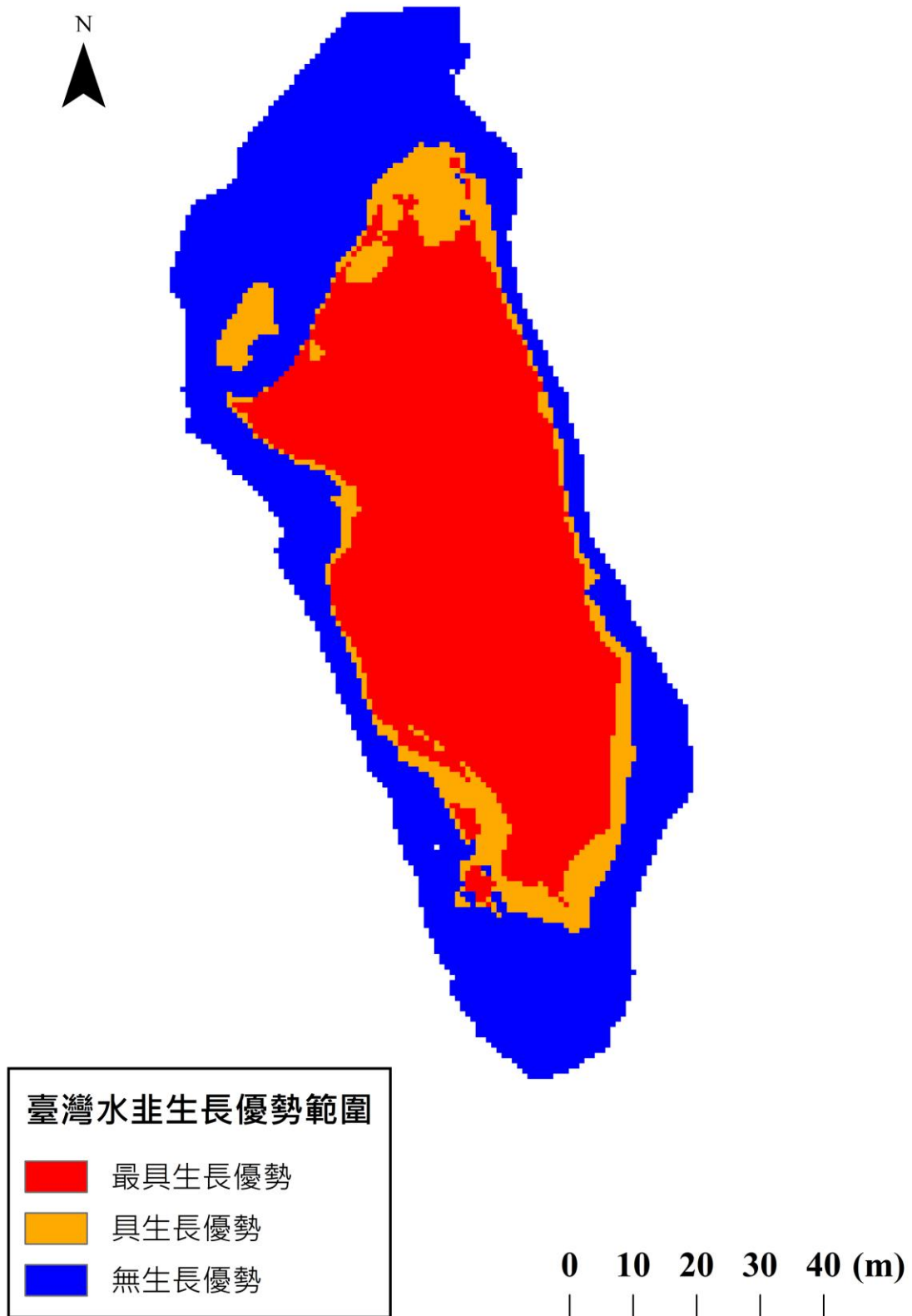


圖 3-45 臺灣水韭適宜水深範圍

第五節 兩年水文數據比較

本節是將本年度研究成果與去年度的水文量數據(「105-106 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」)進行比較分析，以瞭解兩年間的水文變化情形。將水文資料分為兩期：第一期為 2016 年 9 月 1 號-2017 年 8 月 31 號，第二期為 2017 年 9 月 1 號-2018 年 8 月 31 號。水文數據的比較是以降雨量、蒸發散量、湖水位為分析對象。其中降雨與蒸發散受氣象條件主控，在時間尺度上具有明顯的差異，因此本計畫以高程及地理條件與夢幻湖生態保護區較為相近之中央氣象局鞍部觀測站近十年(2008-2017)氣象觀測資料作為背景資料。

(一). 降雨量

根據鞍部觀測站近十年(2008-2017)降雨量紀錄：年降雨量介於 3,500-5,375 mm，平均年降雨量約為 4,700 mm；月降雨量介於 203 (7 月)-714 (10 月) mm，其中 9-11 月之平均月降雨量皆超過 400 mm，秋、冬兩季(9-2 月)降雨量約佔年降雨量 60% (圖 3-46)；每月超過 0.5 mm 及 5.0 mm 降雨量之天數分別介於 9-21 及 5 (7 月)-16 (11 月)天，一年當中超過 0.5 mm 及 5.0 mm 降雨量之天數分別 199 天及 131 天(圖 3-47)。

第一期雨量監測紀錄顯示總降雨量為 5,040 mm，每月超過 0.5 mm 及 5.0 mm 降雨量之天數分別為 187 及 129 天，最大月降雨量發生於 6 月，此外 9-11 月降雨量與鞍部觀測站相似，月降雨量皆超過 400 mm，秋、冬兩季降雨量約佔整期降雨量之 61%；而第二期總降雨量相較於第一期高，總降雨量為 5,993 mm，每月超過 0.5 mm 及 5.0 mm 降雨量之天數分別為 199 及 140 天，最大月降雨量發生於 10 月，此外相較於鞍部觀測站過去十年紀錄及第一期紀錄，第二期之秋冬降雨季較第一期長，具有半年時間(2017 年 9 月至 2018 年 2 月)之月降雨量超過 400 mm，秋、冬兩季總降雨量約佔整期降雨量之 78%。

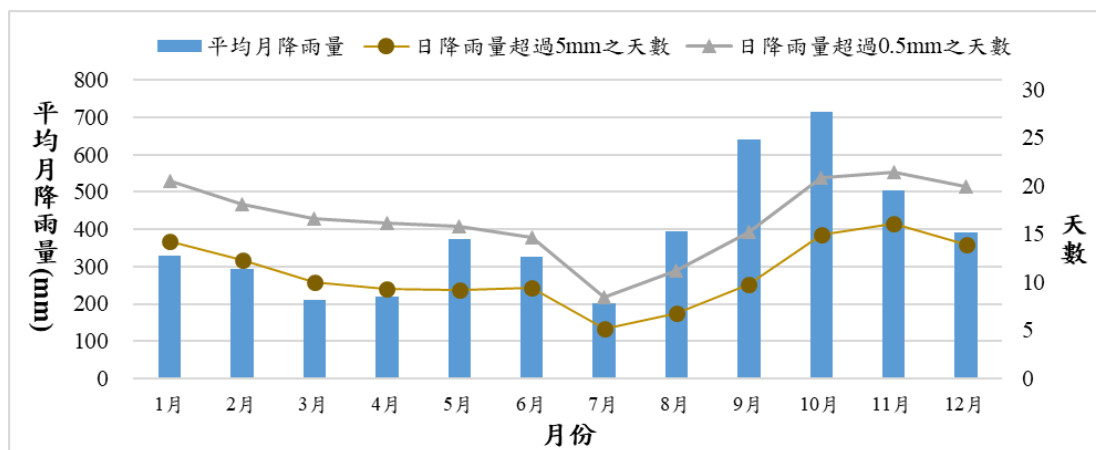


圖 3-46 鞍部觀測站近十年(2008-2017)平均月降雨量 (資料來源：中央氣象局；本計畫分析整理)

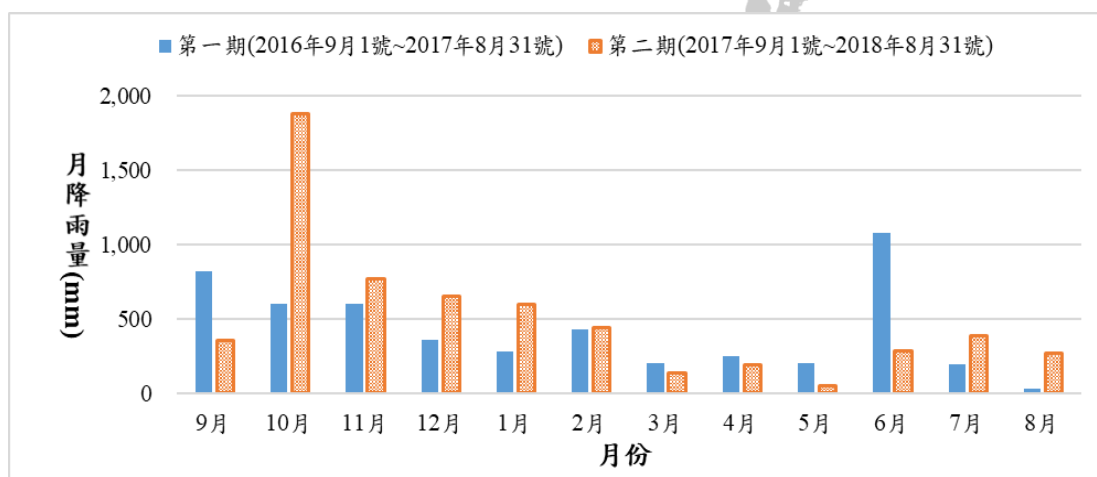


圖 3-47 夢幻湖生態保護區雨量紀錄

(二). 蒸發散量

影響蒸發量之因子包含溫度、日照、風速、濕度、氣壓、水深、水面形狀與大小等，對比夢幻湖生態保護區兩期蒸發量監測紀錄，第一期之年蒸發量為 744 mm 較第二期之 470 mm 高(圖 3-48)。進一步將蒸發量監測紀錄與氣候監測資料進行相關性分析，以釐清影響夢幻湖生態保護區蒸發量之因子，包括：夢幻湖生態保護區之降雨及鞍部觀測站之氣溫、氣壓、相對濕度監測資料。根據分析結果，第二期之蒸發量與降雨日數、氣溫、氣壓及相對濕度都具有相關性(圖 3-49)，並具有以下水文現象：降雨日數減少、

氣溫提高、氣壓減小、相對濕度減小，都會提高夢幻湖生態保護區之蒸發量。

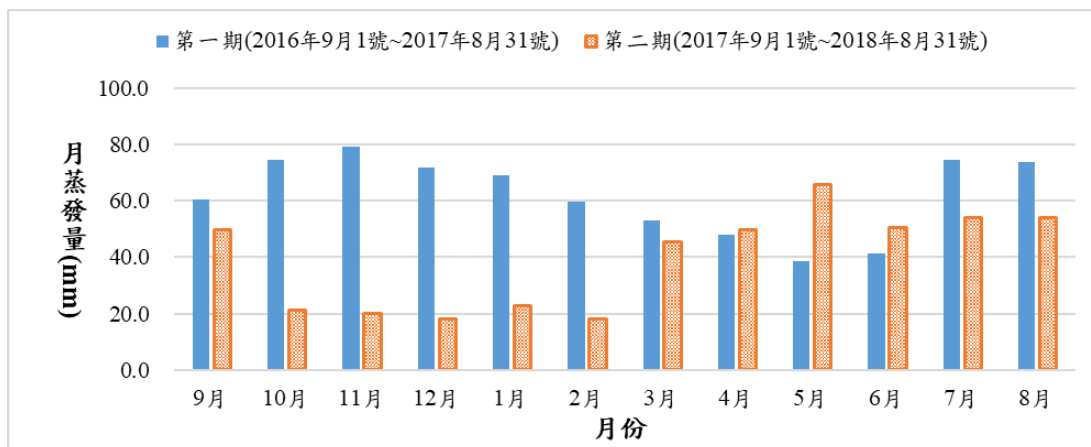


圖 3-48 月蒸發量紀錄

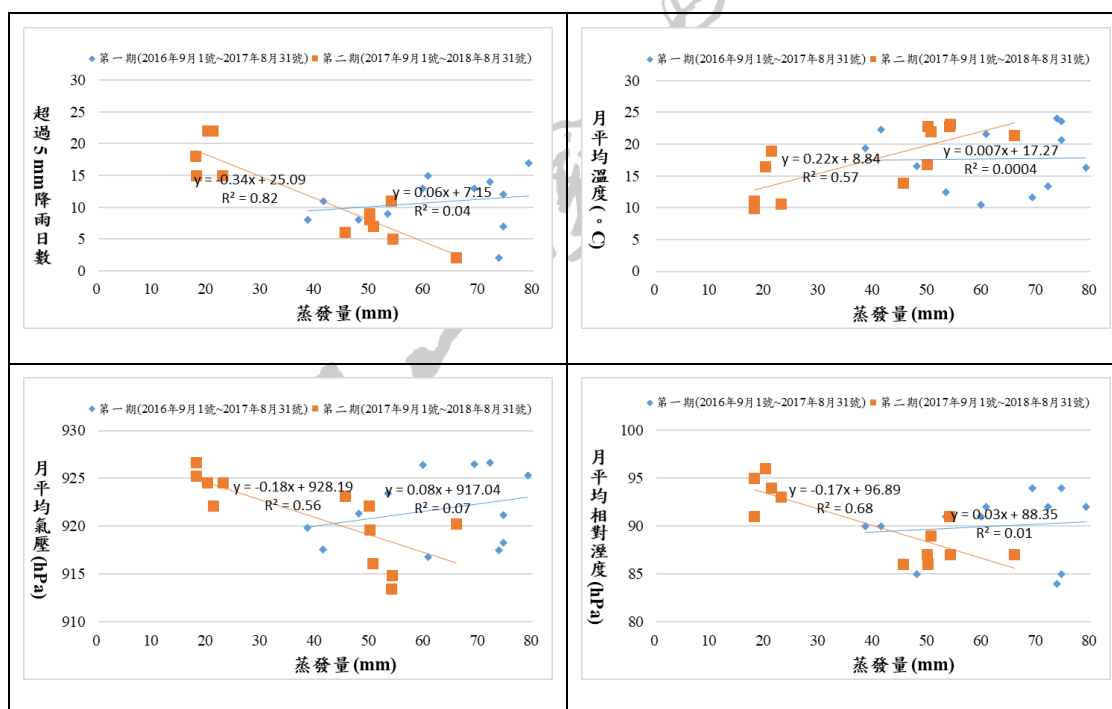


圖 3-49 夢幻湖生態保護區月蒸發量與氣候因子相關性分析

(三). 湖水位變化

夢幻湖生態保護區之湖水位受降雨量影響(圖 3-50)，第一期及第二期之最高月平均水位分別發生於具有最大月降雨量之 6 月及 10 月。以水位機率分佈(圖 3-51)來看，兩期湖水位分佈具有相似的趨勢，落在相較為低水位的

機率皆較高水位高，尤其春夏季(3-8 月)湖水位處於低水位的機率更是高於秋冬季(9-12 月)，而秋冬季之湖水位主要約落在 E.L. 866.5 - 866.7 m 間(圖 3-52)。進一步對比湖水位與水韭生長之關係，以整期之湖水位紀錄來看，第一期中有 242 天(66%)之湖水位超過水韭生長優勢水位(E.L. 866.51 m)，相較於第二期之 223 天(61%)高；就季節差異而言，兩期紀錄在秋冬時湖水位超過水韭生長優勢水位的天數相差不大，介於 155-158 天(86-88%)，而在春夏時第一期具有 84 天(46%)之湖水位超過水韭生長優勢水位，較第二期之 68 天(37%)高。整體而言，春夏兩季湖水位較低，為水韭生長較不利之環境，而在第二期中，3-6 月之降雨量較第一期低，影響湖水位，為第二期水位超過水韭生長優勢水位天數較第一期低的主因。



圖 3-50 夢幻湖生態保護區月雨量與水位紀錄

(註：1.本水位資料為每日之平均水位；2.自計式水位計底部高程為 E.L. +866.28 m，受限於儀器架設條件，低於水位計底部之水位無法記錄)

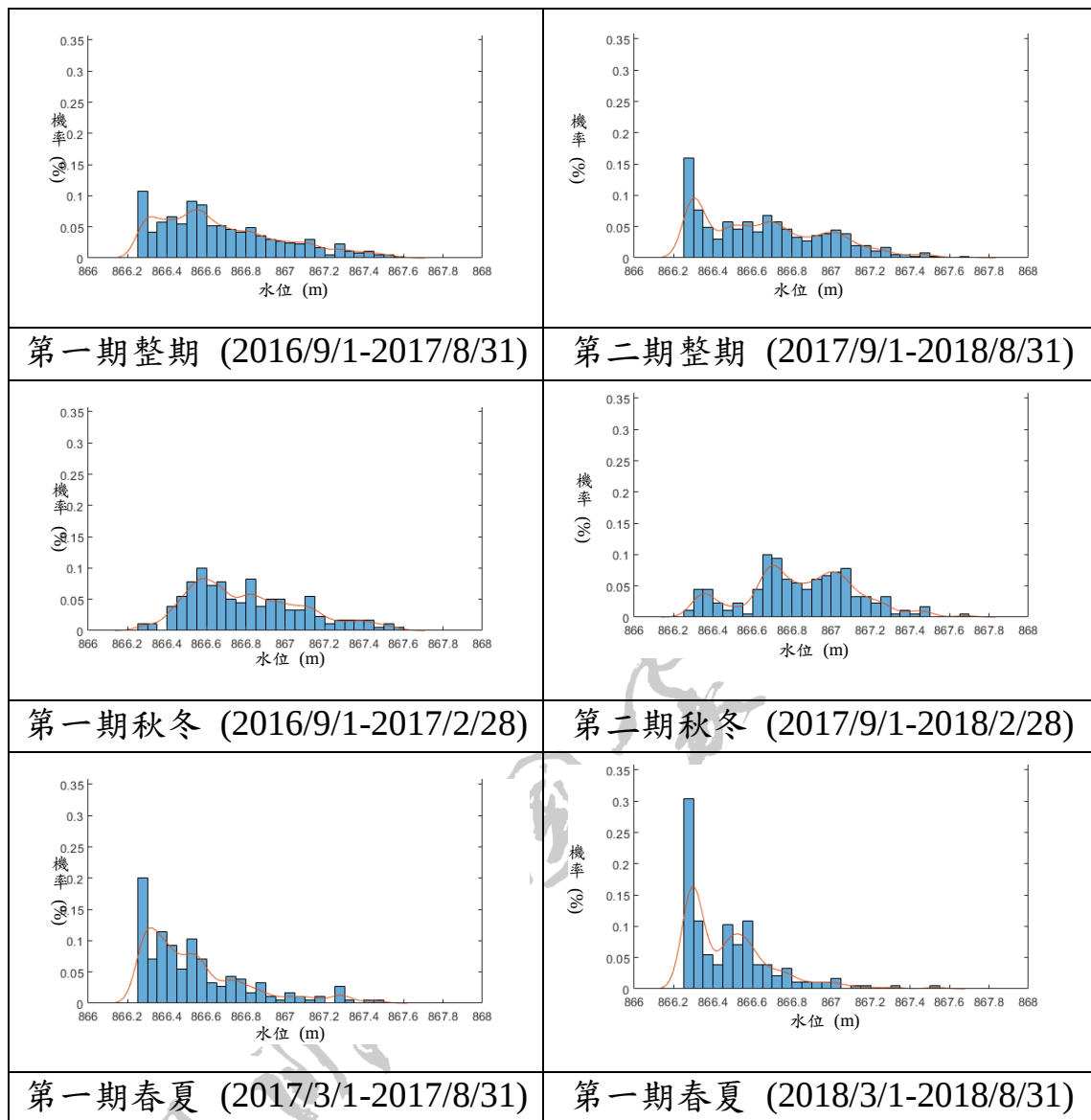


圖 3-51 夢幻湖生態保護區水位機率分佈

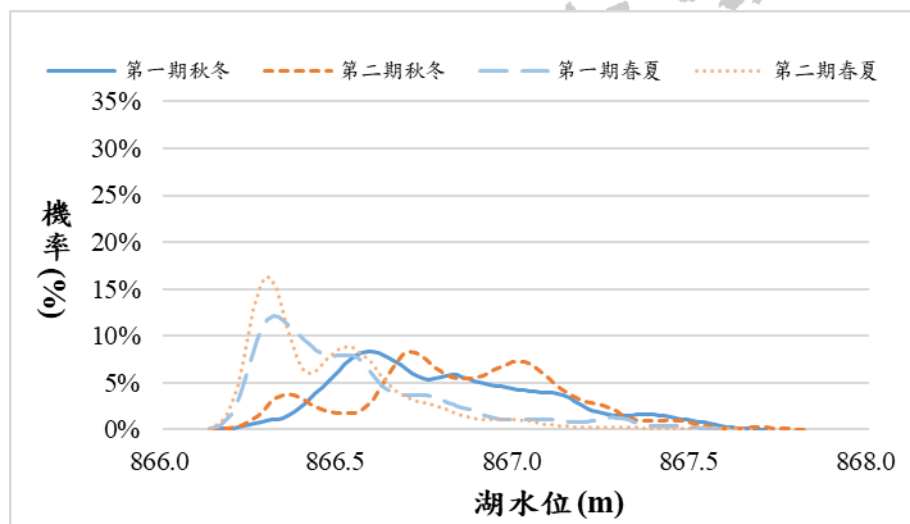
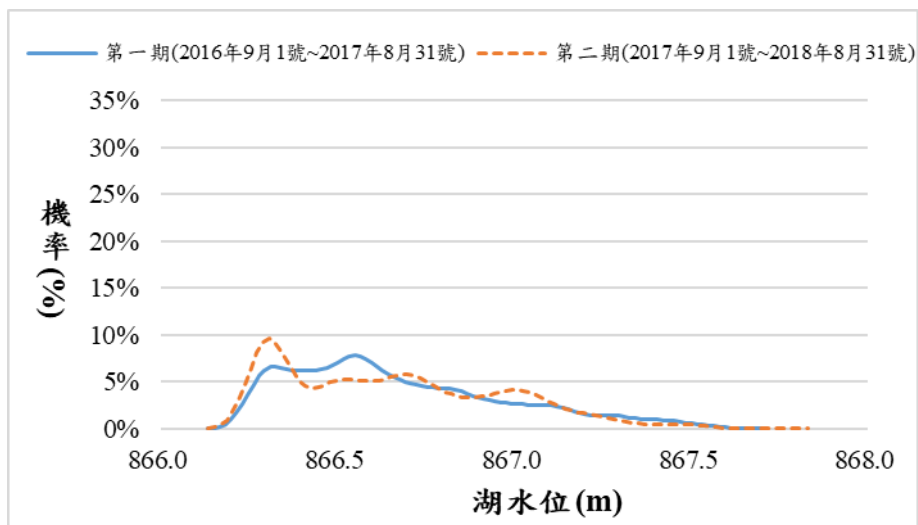


圖 3-52 夢幻湖生態保護區水位機率分佈曲線

第四章 結論及建議

第一節 結論

1. 夢幻湖水量之主要來源應為降雨 (rainfall)，秋冬為豐水期，春夏為枯水期。通常發生降雨時，湖區水位可於短時間內急遽上升，而當降雨停歇以後，水位下降速率則顯著慢於其上升速率，夢幻湖庫容損失於豐水時主要為出流，枯水期時則為入滲 (infiltration)。
2. 入滲量於湖區水位穩定時呈現穩定狀態，入滲量呈現指數分布 (exponential decay) 型態，南側入滲率高於北側，湖中的入滲率最低 (臺灣水韭主要棲位)，與另兩區的差距可達 2 個次方，顯示土壤或地質呈現空間不均勻性。
3. 根據蒸發量監測紀錄與氣候監測資料分析成果可發現，蒸發量與降雨日數、氣溫、氣壓及相對濕度都具有相關性，並具有以下水文現象：降雨日數減少、氣溫提高、氣壓減小、相對濕度減小，都會提高夢幻湖生態保護區之蒸發量。
4. 為降低水收支模式的待定量 (residual value)，今年度研究於水收支分析上再引進單位歷線法 (unit hydrograph) 希望能盡量降低逕流量估算上的誤差，並提供未來較為簡便的主要水收項的估算方法 (降雨、逕流)。透過三場降雨事件建立單位歷線，並於另一場降雨事件中進行驗證發現，2017 年 1 月 20 日降雨事件的水文待定量由 23.87 立方公尺降低至 3.44 立方公尺，單位歷線的引進確能有效降低水收支持定量，初步證明具備實務應用價值，後續可再繼續收集其他降雨事件建立更多組的單位歷線，並加以驗證調校。
5. 根據湖水位監測資料及水位分佈曲線，秋冬季之湖水位主要約落在 E.L. 866.5 - 866.7 m 間，此段時間具備比較良好的臺灣水韭生長棲位的水深條件；此外，春夏季(3-8 月)湖水位處於相對低水位的機率較高，且於 2016 年 8 月、2017 年 7-8 月及 2018 年 4-6 月觀察到湖區全面乾涸的狀況，可能為臺灣水韭的主要環境壓力期。

6. 根據湖水位空間分佈圖，湖區水深最大處位處湖區中央。隨著水位上升至 866.5m 至 866.6m 間，湖區水面開始往東、西與南區擴張，而水深上升至 866.7m 至 866.8m 間則是往湖區東北側擴張，由此可知降雨期間湖水位的空间變化趨勢為依序往東、西、南、北的方向增加。
7. 等同北區入滲實驗高程處的實測湖水下降速度略高於等同南區入滲實驗高程處的湖水下降速度，但均低於雙環入滲實驗所得之入滲速度，可見豐、枯期湖週的土壤毛細現象造成的吸水頭势能差異大 (soil suction head)。當湖水超過 866.8m 時，湖水的水位下降速度明顯高於湖中雙環入滲實驗的入滲速度，且湖水位越高水位下降速度越高(高湖水流失率)。此結果顯示高水位時期，造成湖水位下降的因素除了入滲外，應仍有其他更大出流項如滲流現象，原因尚待後續地下水觀測的調查結果進一步加以釐清。
8. 套疊水深分佈圖與臺灣水韭分佈位置可發現：水韭具競爭優勢之湖水位 866.51m-866.6m，湖水流失速度約 0.75mm/hr；最具競爭優勢湖水水位 866.6m-866.7m，湖水流失速度約 0.9mm/hr，相較於前述高水位時的高湖水流失率而言，此水位範圍的水韭生長棲位較具保水能力，可能與湖中水生植物有機體死亡沈埋造成湖區入滲速度下降有關。
9. 比較 105-106 及 106-107 年兩期水文調查成果 (2016 年 9 月 1 號-2017 年 8 月 31 號、2017 年 9 月 1 號-2018 年 8 月 31 號) 發現：第二期總降雨量為 5,993 mm 較第一期之 5,375 mm 高，但第二期中湖水位超過水韭生長優勢水位(E.L. 866.51 m)的天數為 223 天，較第一期之 242 天低。進一步對比兩期降雨分佈可發現，第二期降雨集中於秋、冬兩季，導致春夏兩季湖水位較低，為第二期水位超過水韭生長優勢水位天數較第一期低的主因。
10. 自動監測水文設備 (如雨量計、蒸發皿、水位計等) 經過一年的現地監測實驗，發現有損耗情形，目前已全部更新並加裝面板防水密封盒，以延長儀器使用壽命。造成損耗原因包括儀器面板受潮鏽蝕、枯枝落葉掉落影響等，需要常態性進行儀器更新作業。

11. 整體而言，經過兩年的研究後本區地表水的估算已逐漸明朗，數據已具備實務管理價值，但仍有許多屬於包含滲漏（percolation）或地下水（groundwater）等地表下水流（subsurface water）的數據相對缺乏，後續仍須借重地下水觀測調查，以進一步釐清地下水流方向、流量及與表面水的互動關係。

第二節 建議事項

建議一：單位歷線建立及應用

建議性質：短期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：提高進行水收支分析的誤差，且提供未來較為簡便的主要水收項的估算方法（降雨、逕流），本年度的研究已進行夢幻湖集水區單位歷線的建立，且初步證明此方法相較於現地實測逕流，能有效的降低水收支分析的待定量，但目前使用之單位歷線僅使用三場降雨事件進行擬合，建議未來繼續收集其他降雨事件建立更多組的單位歷線，並加以驗證調校單位歷線。

建議二：長期水文資料收集

建議性質：短期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：建議可長期收集水文資料，可於未來分不同時間區間（如豐枯水期、颱風期、東北季風期與乾季或四季）進行水文資料分析，如豐枯水期季湖水下降率、單位歷線等。

建議三：確認蒸發皿係數增設水文儀器

建議性質：短中期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：目前使用之蒸發數據是透過架設於夢幻湖之蒸發儀觀測數據而來，但實際上蒸發受許多因子所影響，如溫度、日照、風速、濕度、氣壓、水深、水面形狀與大小等因子，且蒸發為枯水期影響夢幻湖水位之重要因子，目前使用之蒸發係數為建議數值，建議未來可架設相關儀器以分析夢幻湖之蒸發皿係數。

建議四：長期地下水觀測調查

建議性質：中長期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：經兩年的研究後本區地表水的估算已逐漸明朗，數據已具備實務管理價值，但仍有許多屬於包含滲漏(percolation)或地下水(groundwater)等地表下水流(subsurface water)的數據相對缺乏，建議另成立專案計畫進行長期地下水觀測調查，進一步釐清地下水流方向、流量及與表面水在不同季節或氣候條件下的互動關係。

建議五：常態性儀器維護更新作業

建議性質：中長期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：本計畫架設之自動監測水文設備（如雨量計、蒸發皿、水位計等）經過一年的現地監測實驗，發現因湖區長年濕度高、植生茂密及湖水最多可上漲至 2.5 公尺高，造成儀器常有損耗情形，損耗原因包括儀器面板受潮鏽蝕、湖水浸淹、枯枝落葉掉落影響等，為避免因儀器耗損中斷長期水文資料收集，故需要常態性進行儀器更新作業。

建議六：維持夢幻湖水位管理策略

建議性質：長期可行建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

協辦機關：無

說明：根據本研究分析之夢幻湖水位對應湖水流失速度，可用於估計湖水下降速率，並研擬方案(工程或非工程水段)避免湖區於夏季乾涸或維持夢幻湖水位以保持台灣水韭之競爭優勢。

附錄一 106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測委員建議與團隊回應表

一、 期初會議委員建議與團隊回應

審查意見	處理情形
陽明山地區夏季若無颱風為乾季，冬天為雨季，與報告書所稱枯水和豐水期時間相反。	經本計畫分析降雨量與水位後，夢幻湖之水位與總雨量是秋冬季較高，已修正為秋冬為豐水期，春夏為枯水期。
高水位時的出水裂隙是否能以投放染色劑的方法追蹤確認？	因經費問題，本團隊將於另一計畫尋適當時機進行染色追蹤研究（tracer study），嘗試確認湖緣裂隙位置。
本區降雨應可區分為3種型態：7-9月颱風季節屬短時間強降雨，水位快速升高亦快速流失；中秋節至翌年清明節間為東北季風影響時期，雨量不大但降雨時間長，湖區水量較穩定；清明節後至颱風來之前，屬於雨量偏少的乾季，湖區常見乾涸。建議可將水文調查資料以此3種降雨型態進行分析，或可得到更細緻的結果。	感謝委員建議，辦因受限於資料不足(自先期計畫至今僅收集2年多)，且儀器因氣候與植被等原因受到破壞，導致資料中斷，故本計畫僅初步就各年度進行分析，已將未來分不同時間區間進行水文資料分析列入建議事項中。
105-106 年夢幻湖生態保護區水文調查」期末會議曾建議以觀察水位變化結合蒸發皿數據之方法進行入滲量調查，請研議加入本計畫調查規劃。	入滲與水位關係確為本案工作項目之一，惟原雙環入滲儀試驗仍會持續，以便對照水位觀察的數據。
本處去年委託國立臺灣大學水工試驗所黃國文博士所做的夢幻湖地形量測資料，經臺大地理系林俊全老師團隊與黃博士討論結果，誤差可能是因為標桿插入方式所致，故夢幻湖地形資料或需參照後續修正資料。	感謝委員的提醒。
由於本案僅辦理期初和期末2次簡報，且本案與臺大地理系林俊全老師主持的「106-107 年夢幻湖生態保護區底質調查及沉積分析」計畫甚為相關，為加強	本團隊很樂意出席「106-107 年夢幻湖生態保護區底質調查及沉積分析」後續各階段會議，與林俊全老師團隊保持密切交流。

計畫間溝通與資訊交流，底質調查計畫後續審查會議，請貴單位亦能撥冗出席。	
本案後續若能呈現全年度的水文變化，即能更清楚瞭解豐水和枯水之關聯。	感謝委員的建議，遵照辦理。
圖 5-2 夢幻湖水文收支圖 2017（106）年 3-4 月間沒有水位紀錄是否係因儀器故障？	2017（106）年 3-4 月間沒有水位紀錄是因為水位計所在位置湖水已完全乾涸。
圖 5-2 與圖 5-3 縱軸均為水位，但同一時間內的水位變化線條斜率不一致，請補充說明。	圖 5-2 與圖 5-3 斜率完全相同，視覺誤差係因圖片縮放而長寬比改變所致。

二、 期末會議委員建議與團隊回應

委員建議	團隊回應
本案研究方向、研究方法及手段都合乎水文調查的項目，調查內容詳盡，資料豐富，對夢幻湖生態系統的經營管理應可提供重要資訊。	感謝委員肯定
報告書格式多有不一致之處，宜再詳細檢視。	感謝委員的建議，已作格式上的修改。
簡報內容「單位歷線」和「水位」公式有誤，請修正。	感謝委員的建議，已修正。
報告書中水平衡的表達公式不盡相同，建議予以統一。	感謝委員的建議，已修正。
水文調查未來可考量再加入其他氣象因子，如風速、溫度、濕度等。	本計畫將此列為建議事項。
Horton 入滲率如採回歸方程分析，所得數據一般會分布在回歸曲線上下，但報告書第31頁圖4-13所有數據都在曲線上方，不盡合理。	本計劃並非採用迴歸分析 Horton 入滲率，而是所採用累積入滲方式計算，分析方式已於本文中進行補充。
夢幻湖周邊植物可能會影響湖區的蒸發散量，未來或可加入周邊植物特性調查。	植物蒸散量受限於時間、經費，現階段難以執行，初步觀察夢幻湖周邊植物蒸散量有限，可以文獻回顧推估可能的蒸散數值。
報告書中有海拔、高程、高程等不同高度單位，宜加註說明。	感謝委員的建議，已統一修正為海拔高程。
第50頁第2段「湖水水流失速度在水深866.8m-866.9m（上升63%）、867.4m-867.5m（上升109%）.....」，括號中百分比意義為何？	括號中百分比為高於其前一區間(以10公分為一區間)之入滲率比率，為避免誤導已移除說明。
是否可約略估計湖水於臺灣水韭具競爭優勢之水位，保水期間長短？	感謝委員的建議，已補充說明。

各項水文分析應加入 105-106 年度數據，以瞭解夢幻湖水文現象是否有特定趨勢。	感謝委員的建議，遵照辦理。
報告書第 52 頁有關「水韭生長棲位水位變動分析」一節同時使用「生存優勢」和「生長優勢」之詞，惟兩者意義不盡相同，宜再斟酌。	感謝委員的建議，已修正。
報告書應補充雨量校正公式，另建議事項應針對雨量計在強降雨時易生誤差之問題提出可行改善方案。	感謝委員的建議，遵照辦理。
數次入滲試驗建議輔以表格呈現，並於報告書第 30 頁圖 4-12 標示試驗編號，以利判讀不同區位入滲趨勢。	感謝委員的建議，遵照辦理。
報告書第 51 頁建議補充湖底及湖緣最低處（湖水出流點）之高程，另圖 4-40 意義不明，宜再思考呈現方式。	感謝委員的建議，遵照辦理。
本年度調查較去年增加數個水位快速下降的區間，建議補充說明其差異。	感謝委員的建議，遵照辦理。
請比較歷年各項水文資料，加以分析，以瞭解夢幻湖水文現象與趨勢。	感謝委員的建議，遵照辦理。
報告書中重要圖表建議放大、全彩呈現，以利閱讀。	感謝委員的建議，遵照辦理。

參考書目

1. Boumans, R., and J.W. Day, Jr. 1993. High precision measurements of sediment elevation in shallow coastal areas using a sedimentation-erosion table. *Estuaries* 16:375-380.
2. Chow, V.T., 1959, Open-channel hydraulics, McGraw-Hill, New York.
3. Chow, V.T., 1988, Applied hydrology. McGraw-Hill book company, Singapore.
4. Schoot, P. M. and J.E.A. de Jong. 1982, Sedimentatie en erosiemetingen met behulp van de Sedi-Eros-Tafel (Set).
5. Shih, S.S., G.W Hwang, H.L. Hsieh, C.P. Chen, Y.C. Chen, 2015, Geomorphologic dynamics and maintenance following mudflat, creek and pond formation in an estuarine mangrove wetland, *Ecological Engineering*. 82: 590-595.
6. Wu, W., S.S.Y. Wang, 2004, A depth-averaged two-dimensional numerical model of flow and sediment transport in open channels with vegetation, in *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*, 253-265.
7. USGS , <http://www.pwrc.usgs.gov/set> 。
8. 內政部，2013，陽明山國家公園計畫(第三次通盤檢討)計畫書。
9. 江介倫、許駿騰、胡茵婷、吳若穎，2009，地理資訊系統及 HEC-HMS 應用於中小集水區降雨逕流模擬，坡地防災學報 8(2)：29-44。
10. 蘇騰鎰，淡水河流域無因次單位歷線之演繹及實務探討。
11. 李光敦，2002，水文學，五南圖書出版股份有限公司。
12. 宜蘭縣政府，2012，101 年無尾港濕地水文收支監測及分析。
13. 張格綸，2007，應用蒸發皿係數推估地區蒸發散量之研究，成功大學資源工程學系碩士論文。
14. 張德鑫、梁庭維，2011，紅壤土之入滲試驗及參數推估，農業工程學報 57:37-48。
15. 陳德鴻，2008，夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護計畫，陽明山國家公園管理處研究計畫。
16. 陳德鴻，2009，夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作，陽明山國家公園管理處研究計畫。

17. 陳德鴻，2010，夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作，陽明山國家公園管理處研究計畫。
18. 陳德鴻等，2007，夢幻湖長期生態監測與臺灣水韭復育研究計畫，陽明山國家公園管理處研究計畫。
19. 游雅婷，2012，環境因子和人為干擾對夢幻湖濕地臺灣水韭的影響，國立臺灣大學博士論文。
20. 陽明山國家公園管理處，2014，陽明山國家公園集水區經營管理策略及架構探討。
21. 陽明山國家公園管理處，2015，陽明山國家公園夢幻湖生態保護區棲地調查與監測。
22. 陽明山國家公園管理處，2016，105 年夢幻湖生態保護區地形量測計畫分析報告。
23. 賴威宇，2004，現地導水度試驗評估，國立交通大學碩士論文。
24. 中央氣象局網站，<http://www.cwb.gov.tw/V7/index.htm?member=5886269>。
25. 行政院環境保護署網站，<http://wq.epa.gov.tw/Code/Business/Standard.aspx>。
26. 經濟部中央地質調查所網站，<http://gis.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-1/sys8/index.cfm>。
27. 經濟部水利署網站，<http://www.wra.gov.tw>