

**106-107 年委託辦理夢幻湖生態保
護區底質調查及沉積分析
The Sediment Research of
Menghuan Pond Ecological
Protected Area, 2017-2018**

受委託單位：國立臺灣大學

研究主持人：林俊全

研究期程：中華民國 106 年 2 月至 107 年 12 月

研究經費：新臺幣 178.2 萬元

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)

國立中央研究院
環境生態研究所
夢幻湖生態保護區
底質調查及沉積分析
報告

目 錄

圖目錄	V
建議事項內容	XI
第一章 緒 論	1
第一節 計畫背景.....	1
第二節 陽明山國家公園夢幻湖生態保護區自然環境資源背景.....	5
第二章 研究方法	24
第一節 工作項目.....	24
第二節 研究方法.....	26
第三章 結果與討論	43
第一節 夢幻湖區域未來氣候變遷情境模擬.....	43
第二節 夢幻湖地勢分析.....	46
第三節 夢幻湖環境資料分析.....	63
第四節 夢幻湖水位資料分析.....	68
第五節 夢幻湖水質資料分析.....	75
第六節 夢幻湖岩芯採樣分析.....	84
第七節 夢幻湖湖區裂隙探查.....	101

第四章 結論與建議	107
第一節 環境監測成果探討	107
第二節 經營管理建議	110
第三節 計畫完成目標	116
第四節 後續建議執行工作	118
附錄一 評選會議委員意見與回應	121
附錄二 期初報告委員意見與回應	123
附錄三 第一次期中報告委員意見與回應	125
附錄四 第二次期中報告委員意見與回應	127
附錄五 第三次期中報告委員意見與回應	132
附錄六 期末報告委員意見與回應	137
參考文獻	141

表目錄

表 1	陽明山國家公園內常見土壤種類說明 (1)	6
表 2	陽明山國家公園內常見土壤種類說明 (2)	7
表 3	北臺灣陽明山附近測站的年降雨量分布 (1981 迄今)	14
表 4	北臺灣陽明山附近測站的月平均溫度	14
表 5	本計畫進行之工作項目	24
表 6	劉聰桂與陳淑華對夢幻湖底質採樣定年資料整理	28
表 7	常見 ^{14}C 定年法前處理方式	28
表 8	自記式氣象站監測項目	35
表 9	攜帶式水質檢測器監測項目	40
表 10	2018 年瑪莉亞颱風前後沉積物捕捉槽的實際情況	57
表 11	完全陸化時間推算	59
表 12	夢幻湖地形演育模擬相關的基礎資料與參數設定	61
表 13	自記式氣象站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月雨量資料統計 (2017 年 7 月至 2018 年 9 月)	63
表 14	自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月均溫資料統計 (2017 年 7 月至 2018 年 9 月)	65
表 15	湖水面高度下降趨勢	69
表 16	夢幻湖水位在颱風事件時的變化	73
表 17	本案水質監測結果 (1)	76
表 18	本案水質監測結果 (2)	77
表 19	無機營養鹽成分監測	79

表 20	有機營養鹽成分監測.....	80
表 21	各岩芯分析項目	84
表 22	美國統一土壤分類.....	87
表 23	夢幻湖底質分層（依矽藻種類）	95
表 24	夢幻湖沉積柱內尋得的矽藻電自顯微鏡照片	96
表 25	夢幻湖湖區洞穴測量相關資訊.....	102

圖目錄

圖 1	夢幻湖與周邊區域航空照片.....	3
圖 2	夢幻湖屬於生態保護區範圍.....	4
圖 3	陽明山國家公園夢幻湖附近地質圖.....	5
圖 4	夢幻湖及其周邊範圍地形圖.....	9
圖 5	夢幻湖及周邊區域 3D 側視影像（由南往北）.....	10
圖 6	夢幻湖湖底區域 3D 側視影像（由南往北）.....	11
圖 7	夢幻湖湖底區域 3D 側視影像（由東往西）.....	11
圖 8	侵襲臺灣颱風路徑示意圖.....	13
圖 9	第四紀研究年代範圍與適用之定年法示意圖(引用並修改自劉時宏,2013; Jull, 2007).....	21
圖 10	本計畫研究分析流程.....	25
圖 11	岩芯採樣位置示意圖.....	27
圖 12	沉積物捕捉槽設計示意圖.....	32
圖 13	沉積槽設置位置示意圖.....	33
圖 14	未來氣候變遷趨勢圖（月尺度）.....	43
圖 15	未來氣候變遷趨勢圖（年尺度）.....	45
圖 16	夢幻湖周圍高程圖.....	47
圖 17	夢幻湖周圍高程地形剖面圖.....	48
圖 18	夢幻湖地形剖面圖.....	49
圖 19	夢幻湖周圍水系分布圖.....	50

圖 20	夢幻湖周圍坡度圖.....	51
圖 21	夢幻湖周圍坡向圖.....	52
圖 22	夢幻湖落石災害潛勢區.....	54
圖 23	2016 年與 2007 年夢幻湖地形變化圖.....	56
圖 24	夢幻湖區地表侵蝕模擬圖.....	62
圖 25	2017 年 6 月～2018 年 9 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月雨量比較.....	64
圖 26	2017 年 6 月～2018 年 9 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站月雨量與長期統計比較.....	65
圖 27	2017 年 6 月～2018 年 8 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站月均溫與長期統計比較.....	66
圖 28	本計畫自記式氣象站所測得之夢幻湖周邊氣候資料（2017 年 6 月迄今）.....	67
圖 28	夢幻湖水面高度與颱風關係.....	69
圖 30	2017 年 6 月至 2018 年 9 月夢幻湖雨量與水位關係圖.....	71
圖 31	2017 年 9 月 26 至 30 日夢幻湖蒸發散量觀測比較.....	73
圖 32	水質採樣點示意圖.....	75
圖 33	夢幻湖水域酸鹼值變化.....	78
圖 34	夢幻湖水域導電度變化.....	78
圖 35	夢幻湖無機鹽監測結果.....	80
圖 36	夢幻湖氨氮濃度監測.....	81
圖 37	夢幻湖硝酸鹽濃度監測.....	81

圖 38	夢幻湖硫酸濃度監測.....	82
圖 39	台北市士林光化測站月平均資料（2015-2018）	83
圖 40	岩芯 A 剖面圖	85
圖 41	岩芯 C 剖面圖	86
圖 42	岩芯 C 土壤質地三角圖	87
圖 43	土壤質地隨深度變化圖	88
圖 44	岩芯 D 剖面圖	89
圖 45	岩芯 F 水藻成分以及深度年代相對位置圖	91
圖 46	本計畫定年結果與前人研究比較.....	93
圖 47	本計畫沉積物質地分析結果與劉聰桂（1990）研究比較.....	94
圖 48	夢幻湖湖沿洞穴孔隙位置圖	103
圖 49	夢幻湖水位變化區間與湖側洞口相對高度圖	104
圖 50	夢幻湖水位與相關地形高程資訊相關位置圖	105
圖 51	夢幻湖漏水方式示意圖	106

照片目錄

照片 1	夢幻湖外觀.....	10
照片 2	薄管採樣器.....	29
照片 3	本計畫於夢幻湖採取底泥標本.....	29
照片 4	^{14}C 加速器質譜 (AMS) 外觀.....	30
照片 5	沉積物捕捉槽外觀.....	32
照片 6	本團隊於夢幻湖旁建築物屋頂架設之自記式氣象站.....	35
照片 7	離子層析質譜儀.....	40
照片 8	HORIBA 水質檢測器 W- 22XD.....	41
照片 9	2017 年 7 月，夢幻湖區大面積乾涸照片 (2017 年 7 月 26 日攝影) ...	70
照片 10	2017 年颱風過後，獲得水量補充的夢幻湖，有水面積增加 (2017 年 8 月 8 日攝影)	70
照片 11	2017 年 8 月底，夢幻湖再度因為缺水，形成大面積乾涸 (2017 年 8 月 29 日攝影)	70
照片 12	2018 年 3 月底，夢幻湖因為降雨缺乏，於冬季形成大面積乾涸 (2018 年 3 月 27 日攝影)	71
照片 13	夢幻湖湖沿西側洞穴外觀.....	101
照片 14	夢幻湖湖沿北側洞穴外觀.....	102

摘 要

一、研究緣起

夢幻湖位於北臺灣的陽明山國家公園內，標高為 870 公尺，是國內重要的高山湖泊，也是臺灣特有種生物「臺灣水韭」的主要生存環境。依據劉聰桂(1990)、陳淑華(2010)的鑽孔資料顯示，夢幻湖的湖底沉積物約有 4 公尺深，其生成年代距今約 6~7000 年。其形成原因應為岩屑崩落形成的堰塞湖(黃增泉, 1983)。近年來由於降雨量的變化，夢幻湖水位變化極大，加上有機物長期蓄積，陸化威脅加劇，影響水生植物的生存。

二、研究方法與過程

本計畫以蒐集環境資訊，以及現地捕獲沉積物方式，模擬 1000 年後的夢幻湖淤積情況。並以自記式氣象站以及管理處提供的水位資訊，分析影響夢幻湖水位變化的情況。利用底泥採樣等方式，採取 1 公尺內表層沉積物進行定年分析，瞭解近期的沉積速率。最後將這些資訊共同整合，解讀夢幻湖近期的環境變化情況。

三、計畫成果

(一) 夢幻湖周邊區域災害潛勢調查。

夢幻湖周遭區域，最有可能的潛勢災害為落石，其位置在周圍坡度較大的坡地(大於 55 度以上)，災害潛勢地點為湖區西側的邊坡。目前這些邊坡植生環境良好，暫無鬆動發生落石的跡象。

(二) 長期氣候變遷分析模擬

藉由氣象資料的收集與分析，完成夢幻湖區域未來氣候變遷情境的模擬。未來降雨量與溫度都會有微幅的增加，其中降雨較大的增幅為春夏之交的 5、6 月，溫度則是冬季會有較明顯的上升。

(三) 夢幻湖近年的湖底沉積速率。

過去研究文獻顯示夢幻湖形成距今約 4-6000 年，湖底沉積物的堆積速率平均約為每年 0.6 公釐，且上下段沉積速率並不相同。而在 2017 年的沉積槽實測中，

由於缺乏降雨，導致沉積槽無法獲得任何的沉積物。另本計畫重新採取夢幻湖底質進行 ^{14}C 定年，距今約 500 年來每年的沉積速率僅為 0.11-0.12 公釐，就此推估未來夢幻湖的預期壽命仍高。

（四）氣候資料監測。

計畫執行期間內，紀錄的降雨量比近 30 年的長期平均要低，也造成湖區多次乾涸的情況。而在 2017 年 10 月 13 日前後的降雨事件中，是計畫期間最大的降雨量觀察到湖水水位急速升降的情況。溫度方面，2017 年夏季溫度略高，其餘時間符合 30 年平均變化趨勢。

（五）夢幻湖可能發生漏水的位置以及與湖水位之關連。

由水位監測資料與降雨量資料，發現水位在海拔高程 866.7 公尺處為兩種湖面下降速率（快到慢）的分界，因此懷疑這個高度附近可能有造成滲漏的因子存在。另外，依據現地調查，在湖區的西側與北側，也找到兩處較大的裂隙，但其高度遠高於平時湖面水位的高度，因此不是造成夢幻湖長期漏水的主要原因。

（六）夢幻湖水質的變化情況

夢幻湖的水質在計畫期間內保持優良狀態，與長期觀測平均值接近，顯示較少受到汙染因素干擾，環境穩定。

（七）夢幻湖及其周邊區域管理建議。

針對上述潛勢災害分析、氣象紀錄與氣候變遷分析、水質指標紀錄、漏水裂隙檢查以及沉積速率分析的結果，並考量夢幻湖特殊的環境與生態，本計畫建議管理保持目前對夢幻湖的「保持現狀」策略，不干預夢幻湖的自然演變。

關鍵字：湖泊沉積物、AMS 定年、陽明山國家公園

建議事項內容

建議一：持續追蹤監測夢幻湖的水位變化情況以及可能漏水位置

建議性質：立即可行

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：

夢幻湖的水位高低是影響湖區生態體系健康的重要因子。本研究團隊分析計畫期間的水位變化，發現在海拔高程 866.7 公尺處是水位變化速率的轉折點，因此懷疑可能是漏水點的高度。然而巡視湖區周圍，雖找到兩個裂隙，但其位置均高於 866.7 公尺，不是夢幻湖持續的漏水點，漏水點應另有他處。建議管理處持續監測夢幻湖水位的變遷情況，並且追蹤湖水的流向是否由湖側滲漏而出。知曉漏水點的位置及土壤或岩石特性，就能對其解決方式作正確判斷。

建議二：持續對夢幻湖環境以及生態進行長期監測與研究

建議性質：立即可行

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：

夢幻湖長期至今的環境屬於穩定情況，暫時沒有會立即造成夢幻湖環境破壞的因子。然而觀測期間內，多次發生湖面乾涸的情況，這在過去紀錄中，是多年才會發生一次的情況，可能代表氣候正發生改變。目前的周遭環境，尤其是牽涉到湖區淤積速度與淤積量的植生情況尚屬良好，持續發揮固定土壤以及阻擋沉積物進入湖區的功能。但正在發生的氣候變遷是否會讓植生組成發生變化，導致上述功能的弱化，將直接影響到湖區的淤積速度、湖區壽命甚至是臺灣水韭的生存

環境。這些改變如果能在早期被察覺，適當調整經營管理作為，避免湖區的環境突然的惡化。

建議三：改善夢幻湖周遭的環境教育解說設施

建議性質：中長期性建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：

夢幻湖除了具有特有生物「臺灣水韭」而列名生態保護區，另外其特殊的高山湖泊環境也具有生態保育價值。目前解說牌下方提供了 QR CODE 提供管理處的資訊網頁，但湖區內因地形阻隔導致收不到任何電信信號，無法提供解說資訊。建議管理處與通訊業者協調，共謀對策改善夢幻湖的通訊強度。此一施做可搭配管理處更新解說內容與設施時共同施做，完成後可提升遊客的環境教育體驗，使其對此一特殊的生態保護區有更深入的瞭解。

The Sediment Research of Menghuan Pond Ecological Protected Area, 2017-2018

Abstract

This study in mainly focus on the sedimentation processes of Menghuan Pond Ecological Protected Area of Yangminshan National Park, which is formed about 6200 year ago because of landslide deposits. The size of pond is about 1 hectare at the height of 870m above sea level. Because of the Taiwan Quillwort, which is an endanger species, the pond was designed as an ecological protected area. As the Menghuan Pond is influenced by the north-east Monsoon, the change of water level of the pond become a very sensitive issue to protect the Taiwan Quillwort especially under the threaten of climate change.

The purpose for this study mainly focus on the sedimentation rate and the way on management of the pond. The ^{14}C dating by AMS shows that the age of sediments is about c.500-710 yrbp at 10 cm depth and c.2630-3460 yrbp at 50cm depth. The deposition rate of the sediment is about 0.1-0.2 mm/yr. The source of the sediments mainly from the decomposition of leaves and partly from aquatic plant on the lake and little from the adjacent slope during typhoon periods.

The local rainfall record between 2017-2018 indicated that there were some relatively dry periods comparing with other years, and the lake dried out several times. This study found that after 6 weeks of dried out of water on the pond, the Quillwort can still alive. There were some holes at 866.7m above sea level. The downward of water level changed at the height dramatically fast.

This study also works with Kyushu University to get sediment information of algae on this pond. The sedimentation rate is similar to the results of ^{14}C dating from this study.

In conclusion, the Menghuan Pond Ecological Protected Area has little sedimentation rate and should be able to sustain for a long period before burying by the sediments. The management of the site should prevent human activities including the engineering work around the pond. The change of water level should be still pay more attention to prevent any damage to the Taiwan Quillwort.

Key words : Lake sediments; AMS age dating; Yanminshan National Park

第一章 緒 論

第一節 計畫背景

一、前言

夢幻湖生態保護區為珍稀植物臺灣水韭的唯一自然棲地（圖 1、圖 2），亦為國家級重要濕地之一，近年來由於降雨量的變化，夢幻湖偶有發生乾涸現象，加上有機物長期蓄積，陸化威脅加劇，影響水生植物的生存。民國 79 年「夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究」（劉聰桂，1990）由沉積物之厚度及年代計算出平均淤積速率，推測若湖區四周之沖積速率未因人為或自然因素而改變，且湖內植物無重大變化，夢幻湖約尚有 1500 年的壽命；惟該研究並未考量底質沉積速率及其與近年氣象因子之關係。此外，2007 至 2009 年進行夢幻湖環境監測（陳德鴻，2008、2009）及植群調查分析（陳寧庸、張文亮，2010），發現臺灣水韭群勢與泥碳苔呈正相關性。因此，本計畫針對夢幻湖底質沉積物的組成、顆粒大小、沉積速率進行調查，並分析底質沉積量與氣候因子間的關聯，以瞭解底質沉積特性，並進一步探討夢幻湖的地形演育與氣候變遷之關係。

二、預期目標

1. 完成夢幻湖周邊區域災害潛勢調查。
2. 調查夢幻湖近年的湖底沉積速率。
3. 尋找夢幻湖可能發生漏水的位置。
4. 提出夢幻湖及其周邊區域管理建議。

三、工作項目及內容

(一) 蒐集與回顧夢幻湖生態保護區地質、地形、水文、水質等相關文獻資料。

(二) 調查評估夢幻湖集水區範圍內之崩塌潛勢或裂隙。

(三) 夢幻湖水質量測，及氣候因子資料蒐集與比對分析。

(四) 沉積物採集與分析

1. 以薄管取樣，減少對湖體的干擾。
2. 至少取 5 份樣本進行碳 14 定年分析。
3. 淤積速率分析。

(五) 夢幻湖地形演育推估。

(六) 綜合分析各項蒐集資料，及研擬經營管理建議(如定期監測機制)。

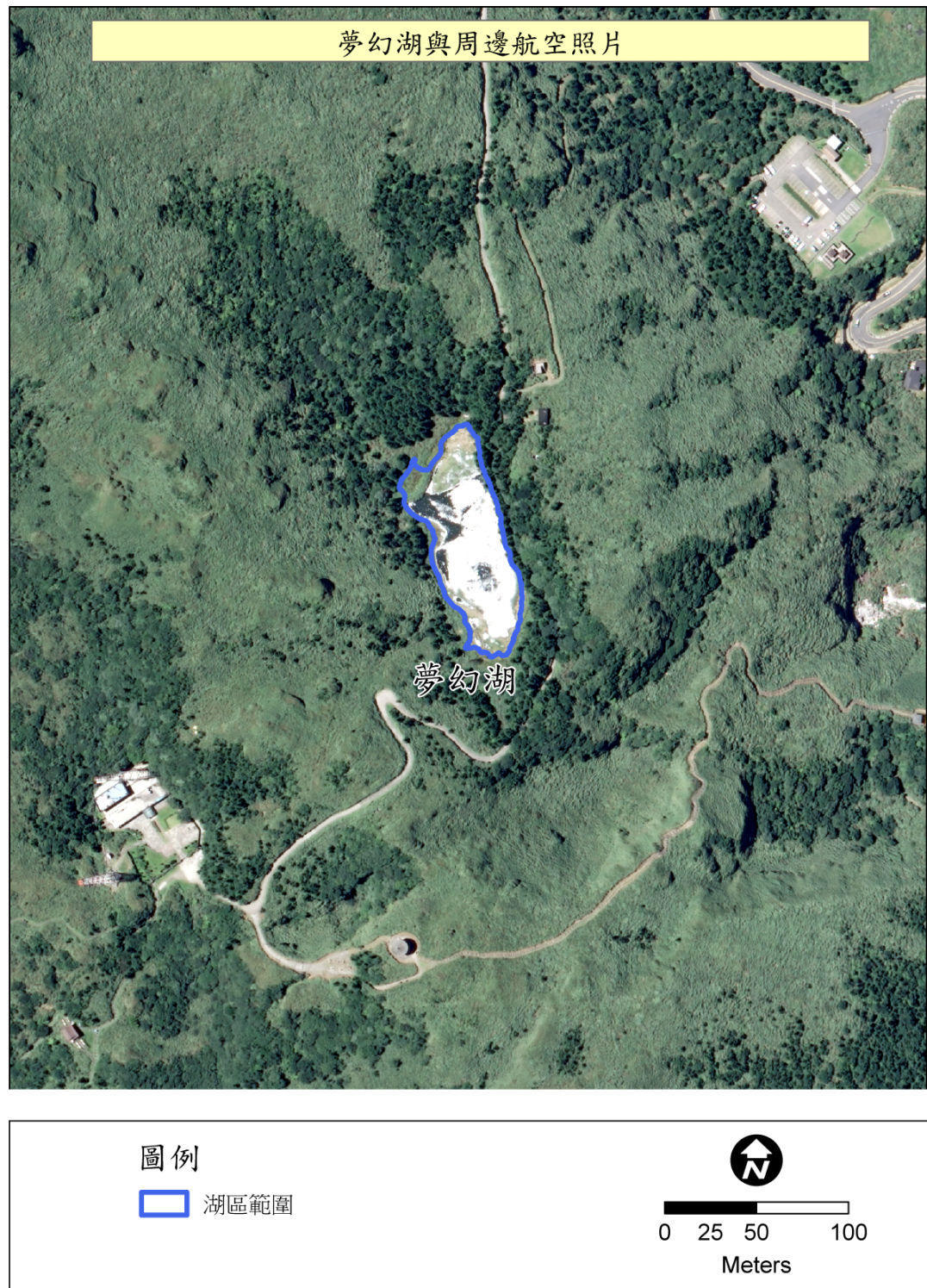


圖 1 夢幻湖與周邊區域航空照片
(圖為 2015 年拍攝，圖片來源：陽明山國家公園管理處)

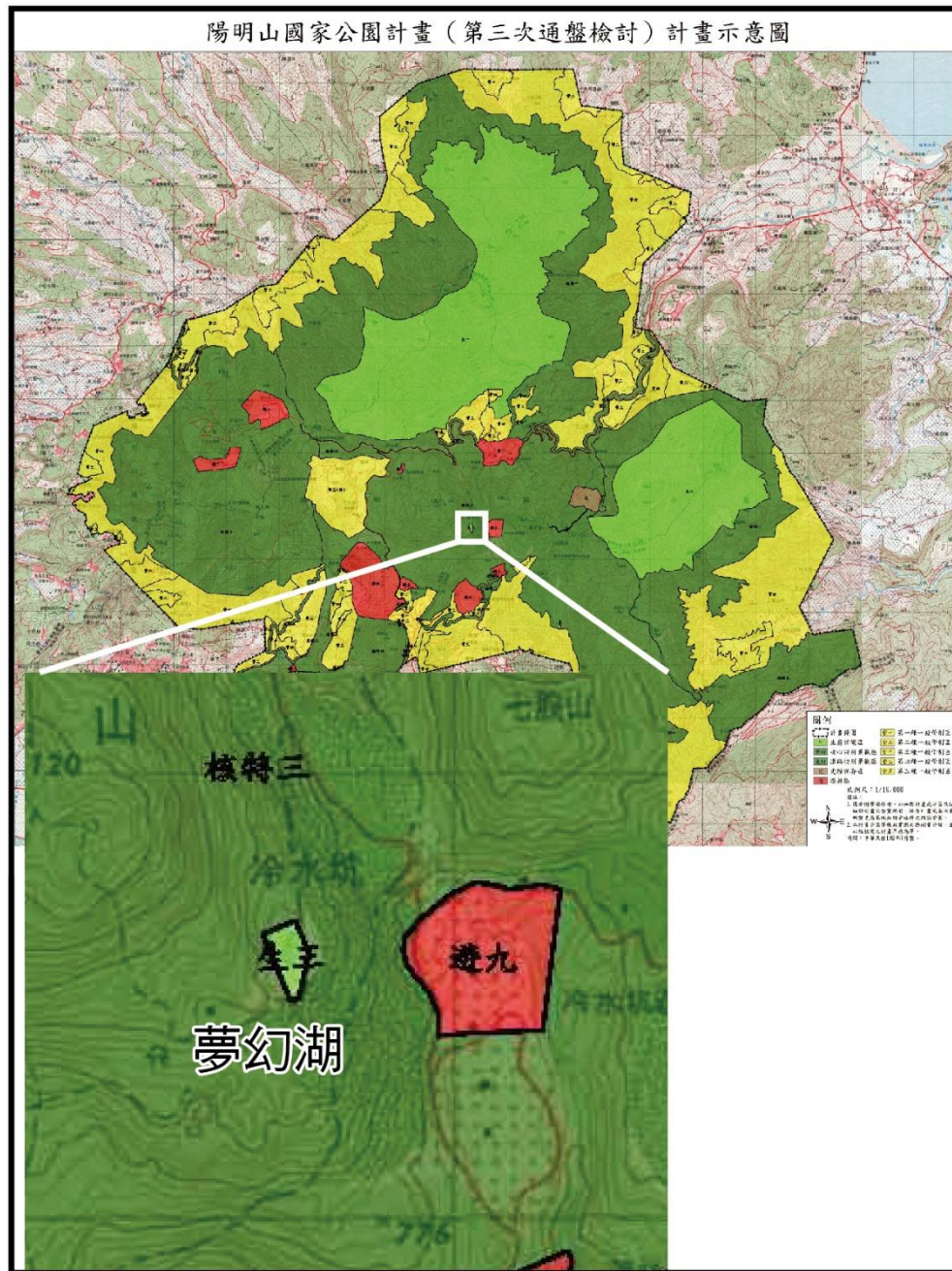


圖 2 夢幻湖屬於生態保護區範圍

第二節 陽明山國家公園夢幻湖生態保護區自然環境資源背景

一、陽明山國家公園的自然環境

(一) 地質

夢幻湖是位於七星山山腰的一個沼澤濕地。七星山所屬的大屯火山群，有兩次重要的噴發時期。第一次是約 280 萬年前的噴發活動；而在 80 萬年前的第二次噴發，形成的今日的七星山以及觀音山。依據黃鑑水（2005）的調查說明，本區的火山在噴發後所形成的熔岩流，前後達到 15 層以上，為構成火山的主體。火山岩流在陽明山地區堆疊的厚度不一，平均為數十公尺內，但最大可達 300 公尺以上。而噴發出的凝灰角礫岩情況也相似，在噴發後散落於大屯火山周遭區域，厚度從數公尺至 300 公尺以上。七星山山體主要為安山岩（圖 3），抗風化、耐侵蝕的能力較佳，風化速度慢，附近的土壤層厚度較薄，連帶會影響到夢幻湖集水區的沉積物產生速率，產生速率會偏低。

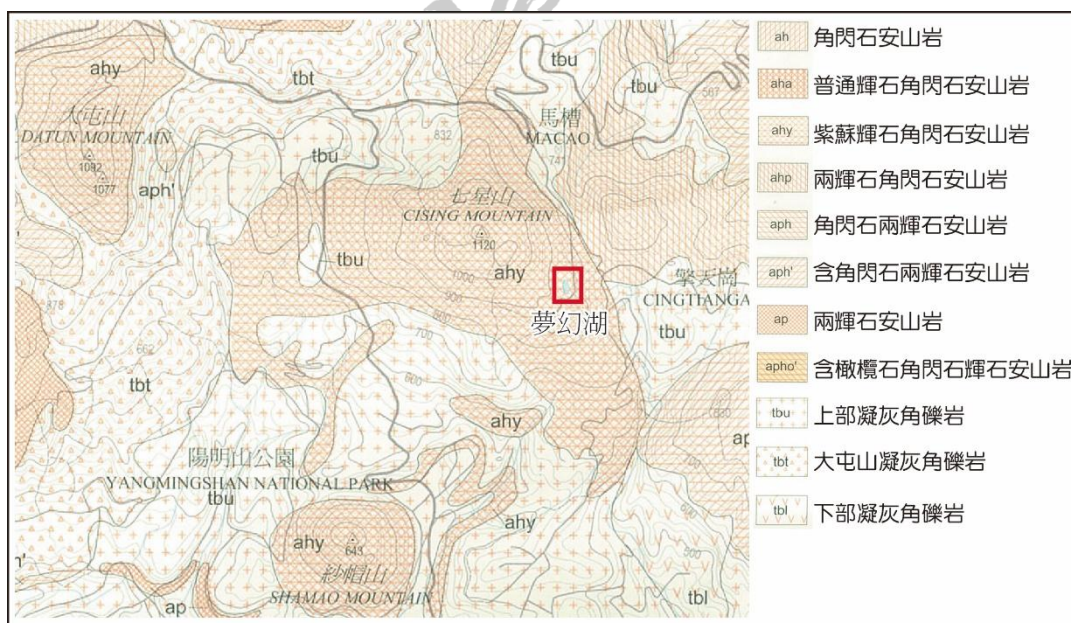


圖 3 陽明山國家公園夢幻湖附近地質圖

（資料來源：中央地質調查所 1/50000 地質圖臺北圖幅，第三版，2005）

(二) 土壤

陽明山國家公園範圍廣大，地勢崎嶇，因此沒有全面性的土壤調查資料。大多以局部樣點或剖線取樣的方式進行調查（蔡呈奇等，2008）。而依據臺灣省政府農林廳山地農牧局「臺北縣市暨基隆市山坡地土壤調查報告」（1986），以及近期於「陽明山國家公園全區土壤分析調查」（2008 年）資料顯示，國家公園範圍內的土壤化育受到邊坡角度的影響，土體厚度（化育層以上總量）平均落在 67 公分。依農林廳的土系分類觀察（表 1），為竹仔山系、貓公越系、後山系等以安山岩為母質發展化育的土壤，厚度均不超過 1 公尺。若依據美國農業部土壤分類標準區分，則國家公園範圍內的土壤大致可分為灰燼土、弱育土與極育土三種（表 2）。極育土多分布在海拔高程 400 公尺以下高溫多雨區，灰燼土與弱育土多分布在海拔高程 700 公尺以上之區域，依據各地地形特徵不同而有交互出現及互相涵蓋之情況。以本計畫研究區夢幻湖的高度特徵，是屬於灰燼土與弱育土的分布區。

表 1 陽明山國家公園內常見土壤種類說明（1）

土系種類	特性	剖面型態
竹仔山系	竹仔山系係由安山岩、凝灰岩等火成岩類崩積化育所成的灰黃色幼黃壤，排水良好，土層厚度多在 60 至 90 公分之間，質地以壤土或玢質壤土為主。	0~30 公分：棕色，壤土，屑粒狀構造及少量亞稜塊狀構造。 30~90 公分：明棕色，壤土，亞稜塊狀構造，含 5% 半風化安山岩屑塊。
貓公越系	由安山岩、集塊岩、凝灰岩等火成岩類化育所成的黑色土，多生成於陽明山區火山屑碎岩及火山灰地質區附近。土層厚度在 50 至 90 公分之間，部份具有黑色表層。質地以玢質壤土或壤土為主。	0~15 公分：棕黑色，壤土，屑粒狀構造，易碎，漸變。 15~85 公分：黑色，壤土，弱度鈍角塊狀構造，易碎。
後山系	由安山岩、凝灰岩等火成岩類崩積	0~15 公分：棕黑色，壤土，

	化育所成的暗灰色幼黃壤。排水良好，土層厚度在 30 至 50 公分之間，質地為砂質壤土	屑粒狀構造，易碎，漸變平滑下界。 15~85 公分：黑色，壤土，弱度鈍角塊狀構造，易碎，下層為凝灰岩母質。
--	---	--

（資料來源：臺北縣市暨基隆市山坡地土壤調查報告，1986）

表 2 陽明山國家公園內常見土壤種類說明（2）

土壤種類	特性
灰燼土	灰燼土是指土壤剖面中有 60% 以上的厚度具有火山灰土壤性質（Andic soil properties）的土壤，通常在火山爆發後生成。
弱育土	弱育土獨具之性質為在一年中有半年以上時間或有連續 3 個月以上時間是溫暖季節期間，土壤含有水分可有效於植物生長，有一個或一個以上曾受改變或稍具位移性質集中現象之土壤化育層次。幾乎在任何環境下皆可生成，土層常較淺，且多數位於相當年輕之地表面。
極育土	極育土屬低鹽基森林土，經強烈淋溶作用之標緻，具有一黏聚層，鹽基貯藏量低，年平均土溫度均高於 8℃。極育土一般黏粒含量有先隨深度之增加而增加，然後再降低之趨勢。

（節錄自維基百科”土壤”詞彙之說明）

（三）地形

夢幻湖流域位於七星山南麓，湖心座標為 25°10'01"N 121°33'36"E。湖面海拔高程約為 870 公尺，重要濕地範圍面積約為 0.5 公頃（夢幻湖重要濕地（國家級）保育利用計畫，2017），流域地勢為西高東低（圖 4、5、6、7）。由於七星山邊坡塊體崩落，掉落的物質在今夢幻湖下方處堆積阻斷水流。之後積水成湖，形成現在的夢幻湖（黃增泉，1983）。

由於受到過去火山活動的影響，加上地表外營力作用的刻畫，形成陽明山地表地形的特色。從大地形區來分，陽明山可分為由火山岩為主體的北區，以及由沉積岩為主的南區，兩者之間的分界大約為馬銕溪與內雙溪的連線。火山岩區的面積較大，約全區面積的 92% 以上，剩餘的則為沉積岩的分布區。由前

述地質事件得知，陽明山火山噴發，因為岩漿的性質不同，造就了不同的地表景觀（張石角，1989）：

熔岩：岩質最為堅硬，對外營力的抵抗能力較高，也是構成陽明山區內陡坡的重要物質來源。

凝灰集塊岩：由火山噴發時噴出的碎屑落下後，堆積擠壓而成。集塊岩是指岩石碎屑顆粒較大的部分，而凝灰岩則是較為細顆粒的物質，因為質量較小，在噴發時會被推送的比較遠而遠離火山口地帶。

在大屯火山的火山噴發歷程中，熔岩與凝灰集塊岩層層交疊，形成高聳的複式火山岩體（再積性火山碎屑岩），夢幻湖所在的七星山以及大屯山即為此種構成方式。

熱液換質安山岩：原為堅硬的安山岩，由於後火山活動的地下熱液「溫泉」長期影響，產生化學風化，導致安山岩所含的礦物成分發生改變，也改變了當地的地形特性。風化情況最重者，會讓安山岩轉變成為軟化且黏稠的黏土，成為邊坡不穩定的因素。

夢幻湖所依存的七星山，在地形上是呈現錐狀火山的外型，山勢高聳。其南北兩面有著熔岩臺地地形，應是早期噴發後溢出的熔岩流停止活動冷凝而成。但夢幻湖並非位於熔岩臺地的地形區，而是在七星山的東南側山腰，約在冷水坑停車場上方數十餘公尺，為一山間谷地地形，因此考據認為夢幻湖的形成時間與早期火山噴發無關有地形觀察上的根據。夢幻湖主要的水源來自於降雨，加上由上方七星山南坡流入的地表逕流（照片 1）。每當降下雨水，湖面可快速聚集逕流，使湖水高度驟升。在高水位時期，水深約在 60-80 公分左右，最深處約可達 1 公尺。而在枯水期，湖水則快速下降，甚至曾經發生過全乾涸的情況（本計畫成果）。

從現場的有稜角的石塊堆積，可以瞭解夢幻湖的形成，主要是崩積層。這樣的崩積層孔隙多，所以有許多孔隙。這些孔隙隨著時間過去，漸漸被較細粒

的粉沙與黏土填塞。但在海拔高程約 868 與 870 公尺間，仍有漏洞，當湖水位高於此高度時，如果沒有繼續下雨或補充水份，湖水水位很快下降。下降的速率約 0.15 公分/小時。水位降到海拔高程約 870 公尺處，就相對較為緩和（本計畫成果）。

這時候，夢幻湖的水位的高度蒸發速率（每天約 3 公釐），會影響到水面高度。如果以此蒸發速率下降，約 1 個月，就可以下降 1 公尺。在本研究觀察期間，曾經發生數次因長期降雨不足導致夢幻湖乾涸。這樣的乾涸，是否會影響臺灣水韭的生長。經過本研究的觀察，在夢幻湖乾涸其間，土壤裡的含水量，仍可以維持其生長。等雨水灌入夢幻湖，就可以重新正常生長，這與林幸助（2015）對夢幻湖臺灣水韭的觀察相同。

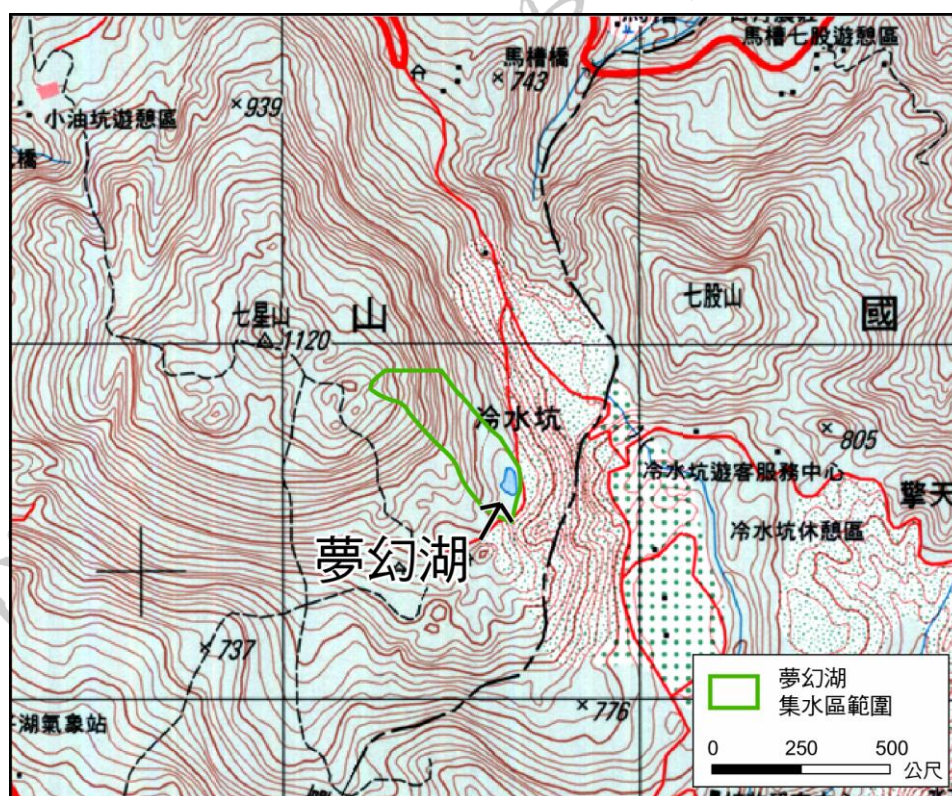


圖 4 夢幻湖及其周邊範圍地形圖

（底圖為內政部 1/25000 地形圖經建 3 版）



照片 1 夢幻湖外觀
(由湖東側觀景平台往西)

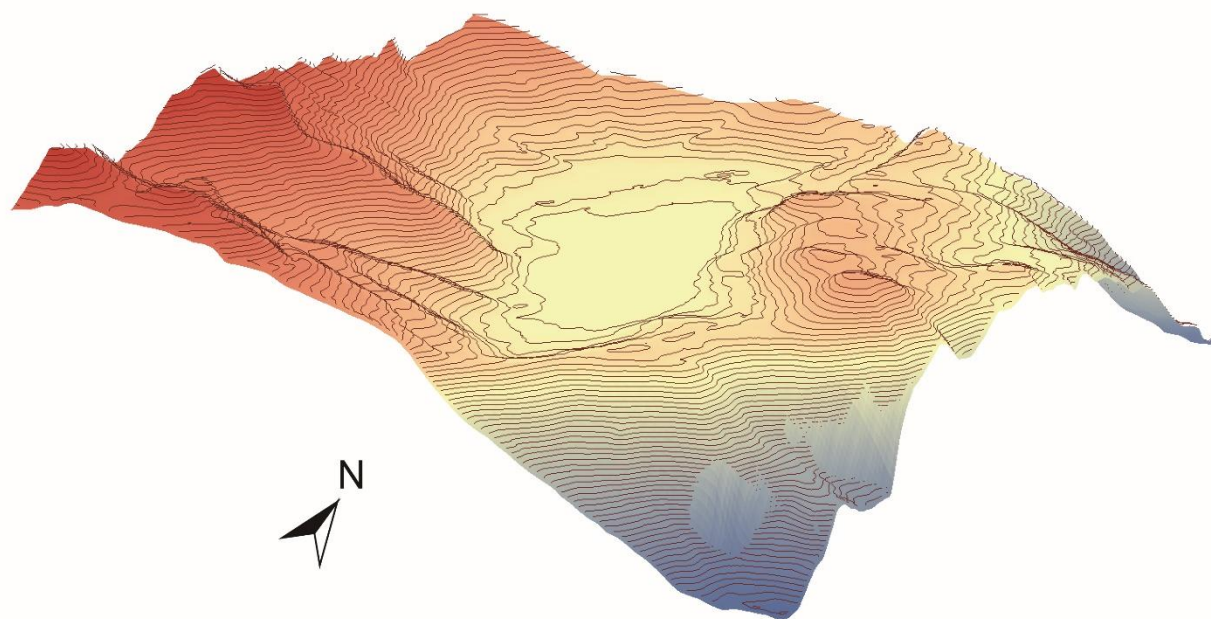


圖 5 夢幻湖及周邊區域 3D 側視影像 (由南往北)

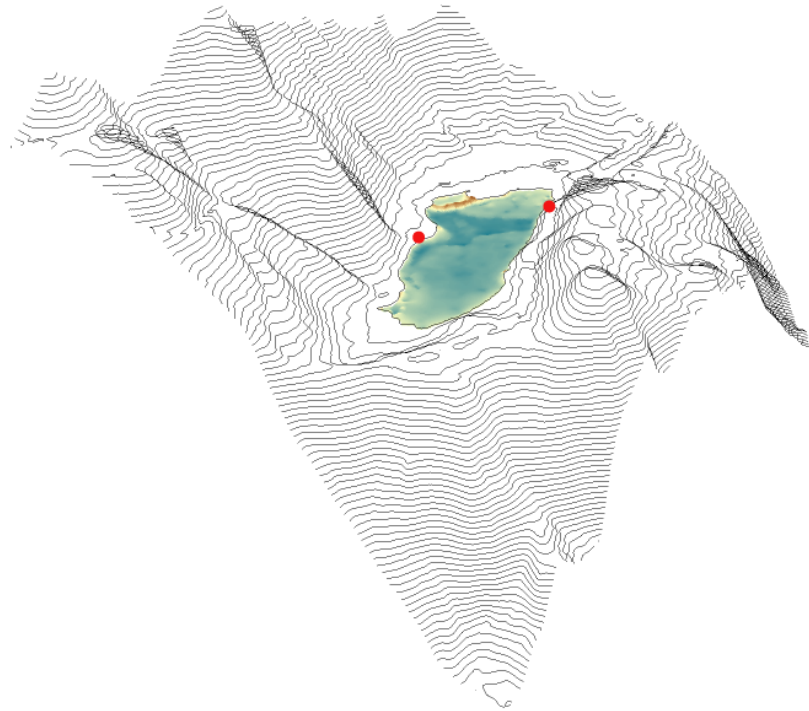


圖 6 夢幻湖湖底區域 3D 側視影像（由南往北）
（圖中紅點為湖側洞穴位置）

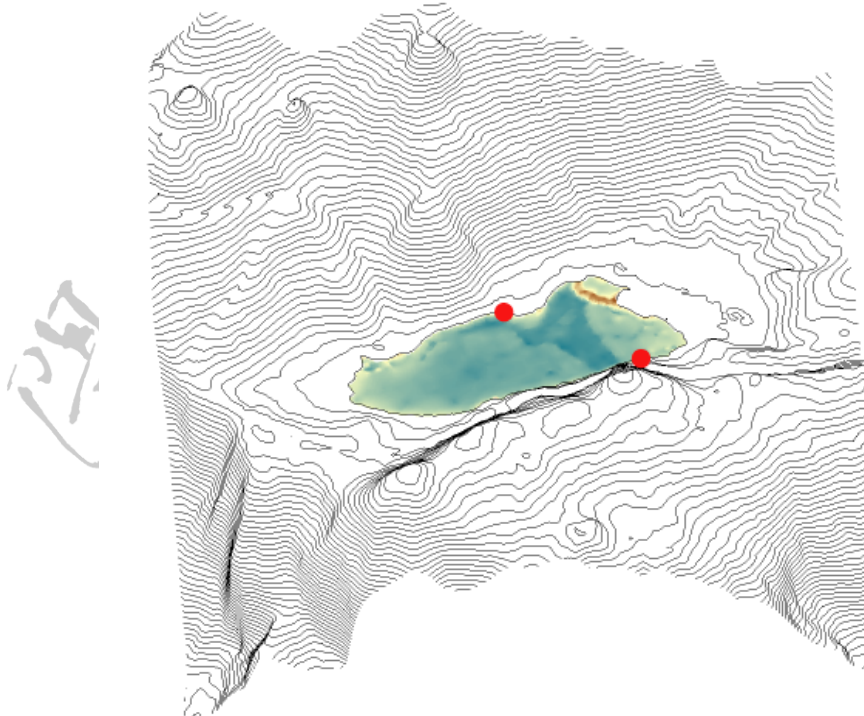


圖 7 夢幻湖湖底區域 3D 側視影像（由東往西）
（圖中紅點為湖側洞穴位置）

夢幻湖的底部，因為泥沙的堆積，並不容易快速流失湖水。如果沒有通路，則可能可以繼續上升到必須逸出的高度才會逸出。透過 3D 的立體圖，依此判讀主要的流出口，是在靠近北邊的鞍部。但從水位的觀察中，大部分的湖水位，並沒有到達該高度，就很快的流出。也就是說，夢幻湖的水位高度，主要是受到約於海拔高程 870 公尺高度的地方，有孔洞提供溢流的機會。

（四）氣候

七星山所在緯度約為北緯 25 度，位處北回歸線以北，應屬於副熱帶季風氣候。然因位於臺灣北部，可直接受到東北季風等冬季冷空氣的吹拂，使得冬季的溫度更為降低，植被的種類也發生改變，品種成隨高度演替的情況，接近溫帶季風氣候。夏季則受陽光照射以及太平洋高壓籠罩，氣候溫暖，為典型之副熱帶季風氣候。

（1）雨量：

影響到本地雨量的要素，主要為冬季季風、春季梅雨以及夏秋兩季的颱風侵襲。

冬季由大陸越過東海抵達臺灣的冷空氣，在海洋上移動時會吸收部分水氣，抵達七星山時受到地形抬升效應的影響，水氣轉換為冬季降雨，造成本區從 10 月起至翌年 3、4 月，常出現多雲、多霧及相對濕涼的環境。

春季梅雨多發生於 5、6 月間，其成因為大面積海陸空氣交換推擠，形成冷暖空氣交會的鋒面並帶來降雨。在北臺灣的陽明山地區，梅雨持續的時間並不固定，短則一兩週、長可達一個月。由於梅雨的降雨方式為連續降雨，因此時間拉長時，會為本區帶來可觀的雨量。

颱風與熱帶性低壓為夏秋兩季西太平洋低緯度地區常見的氣象現象，其所挾帶的豐沛雨量與強勁風力，常造成地表土壤與植生的損失。臺灣位於西太平洋颱風的主要路徑上，平均每年會有 3.5 個颱風直接登陸侵襲。如果颱風移動

路徑接近北臺灣（圖 8 之第二類路徑），通常會帶給本區充沛的雨量，部分威力強大的颱風甚至可在侵襲期間降下 1000 公釐的雨量。

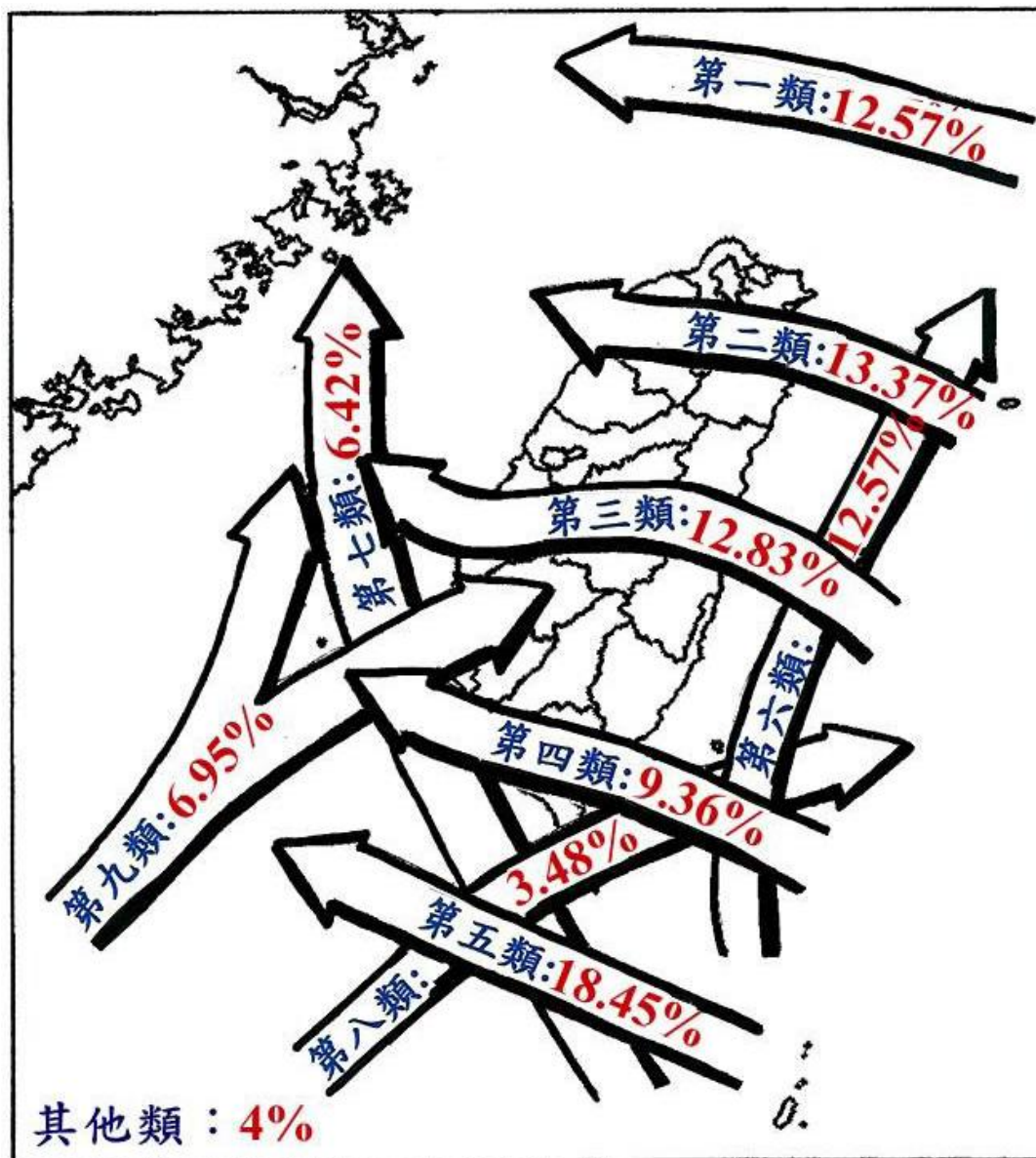


圖 8 侵襲臺灣颱風路徑示意圖（資料來源：中央氣象局全球資訊網）

除上述幾項影響降雨量的重要事件外，尚有一般的地形雨、鋒面雨、以及對流雨等。而在時間分布上，依據長期統計資料，降雨以 9 月份最多（如表 3），月累積雨量可達近 800 公釐，主要是受到颱風與及外圍環流、加上東北季風開始吹拂，雙重因素疊加所致。

表 3 北臺灣陽明山附近測站的年降雨量分布（單位：公釐）（1981 迄今）

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
淡水	103.9	174.8	194.5	179.3	216.1	243.4	149.2	202.9	299.1	173.9	120.7	97.6	2155.4
鞍部	294.3	329.2	281.8	247.9	321.2	345.8	266.1	422.5	758.5	703.5	534.7	357.6	4863.1
臺北	83.2	170.3	180.4	177.8	234.5	325.9	245.1	322.1	360.5	148.9	83.1	73.3	2405.1
竹子湖	232.6	273.5	227.1	207.2	267.4	314.8	247.7	439.5	717.4	683.9	488.8	289.1	4389.0
基隆	331.6	397.0	321.0	242.0	285.1	301.6	148.4	210.1	423.5	400.3	399.6	311.8	3772

（資料來源：中央氣象局全球資訊網）

（2）溫度

陽明山地區因為地勢較四周為高，因此平均溫度也比平地的臺北、基隆等地稍低。就年度而言，最冷月的一月竹子湖測站平均溫度為 11.8℃，鞍部為 10.1℃，而臺北與基隆各為 16.1℃以及 16℃。最暖月為七月，月均溫溫度在 25℃以下，亦比平地的臺北基隆低 5℃（表 4）。

表 4 北臺灣陽明山附近測站的月平均溫度（單位：℃）

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平均
淡水	15.2	15.6	17.4	21.1	24.5	26.9	28.8	28.6	26.7	23.7	20.6	16.9	22.2
鞍部	10.1	10.9	13.0	16.4	19.4	21.8	23.2	22.9	21.0	17.9	14.9	11.4	16.9
臺北	16.1	16.5	18.5	21.9	25.2	27.7	29.6	29.2	27.4	24.5	21.5	17.9	23
竹子湖	11.8	12.5	14.7	18.0	21.0	23.3	24.8	24.6	22.7	19.8	16.8	13.3	18.6
基隆	16.0	16.2	17.9	21.3	24.5	27.3	29.3	28.9	27.0	24.1	21.2	17.7	22.6

（資料來源：中央氣象局全球資訊網）

陽明山地區因為地形高低起伏差異大，加上迎風面與陰影區之間的不同，使得各地的差異相當大。一般而言受到地形高度的影響是最顯著的。依高度變遷的部分，大體上適用溫度遞減率每上升 100 公尺下降 0.6~0.7°C。然而加上季節性的差異，在冬季時北側的迎風面溫度遞減幅度更大，會比平地感受更為寒冷。

（五）國家公園面對的課題

對夢幻湖而言，由於其位於生態保護區的範圍內，夢幻湖的環境特徵，對環境管理而言，有幾項挑戰：

1. 水位的變化，是否影響湖中的臺灣水韭的生長。
2. 水位的變化的原因為何，為何水位會快速升降。
3. 水位雖然在颱風、豪雨後，會快速增加，但會在特定高度時降落的原因如何？
4. 湖水的補充，主要是來自雨水，然而湖水的酸鹼值，主要是呈現酸性 pH 值約 4.2-4.4 之間。是否與酸雨有關，還是來自湖裡的植物分解產生的酸性物質造成？颱風豪雨後，有何影響？
5. 颱風豪雨後，湖裡是否有許多泥沙，順著邊坡沖蝕，進入湖中？是如何的形式？這些泥沙的數量與顆粒大小的特性？是否會嚴重影響夢幻湖的陸化的速率？
6. 利用 LIDAR 雷射掃描地形特徵，對夢幻湖而言，有何特色？
7. 這些 LIDAR 的掃描，如何在經營管理上應用？是否需要在特性的沖蝕溝有所作為？
8. 夢幻湖的水質還有何特性？在經營管理時，需要有哪些的措施？以保護這樣的水質不受影響。
9. 夢幻湖四周的山坡的地形，是否有沖蝕溝或河道，流入夢幻湖？這些河道需要如何的經營管理？例如是否需要水土保持的工程？
10. 夢幻湖的四周主要的植生有何特性？如何影響邊坡的物質被沖刷入湖裡？

11. 夢幻湖的沈積速率為何，是否有可能用定年的方法，瞭解其沈積速率？以及沈積物顆粒大小的變遷，是否與氣候變遷有關？
12. 夢幻湖的形成年代，據估計約距今 6200 年，那是一個如何的機制形成的？
13. 形成後，夢幻湖有何特性？如何形成至今的型態？今天的型態有何特色？是否可以說明夢幻湖生成至今，整個演育過程與不同階段的特色。
14. 整個演育過程，在未來將會有如何的變化？有哪些是經營管理必須注意的呢？
15. 人為的干擾對湖泊會有如何的影響？以目前用欄杆圍籬與用觀景平台的方式，是否會有影響？
16. 是否可以追蹤湖水滲漏的地方？如何滲漏？滲漏的位置與原因如何？
17. 環境監測是否有必要持續的進行？有哪些項目需要優先處理？主要的原因如何？
18. 就夢幻湖的岩芯的特性而言，如何取得岩芯？如何分析其特性？其中有多種矽藻，代表哪些環境的意義？
19. 如何利用電子顯微鏡、X 光照射與化學成分分析等方法，更進一步瞭解沈積物與水質的特性？
20. 季風對夢幻湖的影響如何？是否有明顯的指標？
21. 氣候變遷下，夢幻湖會受到如何的影響？可能需要如何調適？

二、計畫區之環境變遷研究背景

（一）臺灣暨夢幻湖 2 萬年來的氣候變遷事件

最早對於夢幻湖年齡的調查，應為黃增泉（1983）對於夢幻湖地區的臺灣水韭孢粉分析調查，依據土壤標本中的孢粉顯示可能有據今 200 萬年以上。但由地質學者對大屯山火成岩的核飛跡定年，大屯火山群的年代最早不超過 60 萬年，且火山噴發範圍大，以夢幻湖的水深與範圍，不可能在火山噴發事件後還能留存至今而不乾涸（王文祥，1989）。而夢幻湖充滿著植物的殘骸與堆積物，是使用 ^{14}C 定年法的好材料，因此劉聰桂（1990）與陳淑華¹（取用李德貴之標本，但李未發表）（2010）採取夢幻湖與附近的沉積物標本進行定年。依據 ^{14}C 定年資料顯示，夢幻湖生成年代相當的晚，劉教授的標本顯示夢幻湖的年代距今約 5600 年之前，陳教授的分析成果則要更早，距今約 6500 多年前才積水成湖。兩者的年代雖然有所差距，但都顯示夢幻湖的形成並非由於 60 萬年前的火山噴發活動所造成。

而在距今 6、7 千年的古環境，依據氣候變遷的歷程，大約落在全新世極盛期（7-4ka）階段。

全新世極盛期為一自 6000 年前持續至 4000 年前的暖期。在這段期間當中，地球的平均氣溫，達到自末次冰期極盛期以來的最高點。溫暖的氣候，使得生物大量繁衍，故稱之為全新世極盛期（Liew et al., 2006）。在 Tsukada（1967）等人的研究當中，則根據孢粉的產狀，得知此時有禾本科植物的出現，推測應為人類移入並且有開墾、農耕等行為出現。因此使得禾本科成為植生當中的主要組成。將本事件中所見的孢粉種類及其比例進行歸納，可以得知當時的環境應有下列特點：

1. 蕨類植物所佔的比例逐漸上升，並在本階段中期成為優勢物種之一。可見環境較今日為濕潤。

¹ 該篇報告取用李德貴之夢幻湖標本定年成果，但李未發表

2. 蕨類植物的比例，在進入本階段後期時便逐漸下降，之後便由草本植物成為優勢物種。這樣的變化，可以推測當時的環境逐漸由暖濕轉變為暖乾，使得喜濕的蕨類植物難以生存，逐漸消退後由草本植物取而代之。

（二）湖泊地形學與古環境之研究

湖泊是地形中相當常見的元素之一，以地形的觀點來定義，常態性存在於暫時侵蝕基準面的水體，且有固定的位置、豐枯變化等都可以視為是湖泊的基本定義。由此可知湖泊的存在，必定為周圍集水區的暫時侵蝕基準面，是沉積作用的作用區域。由於地表的搬運介質可以分為水流與氣流兩大類，但氣流搬運物質多半是以沙丘等濱海、乾燥氣候區為主，故對於湖泊的物質搬運作用中，通常是以水流為主要的探討對象。在湖沼學的體系中，對於湖泊的分類，主要是根據湖泊的成因作為分類依據（Hutchinson, 1957）。

現今的湖沼學研究，其核心發問可以根據所關心的時間尺度而有所差異。在解釋環境變遷與湖泊本身的條件差異時，則須借助地質學、地形學、生物學、物理學、化學、數學等基礎學科的模式、推演、實驗等具體研究方法。對於現生環境而言，湖沼學研究的核心課題，為藉由現今氣象觀測、人類活動、地表作用等歸納與分析後，其對於湖泊環境的影響機制為何？例如工業化的推行與森林砍伐等產業活動，對於湖泊酸化的影響趨勢。以及如何藉由特定放射性元素在湖水與湖底泥的濃度，推估大氣流動對於特殊事件所產生的物質流動造成影響。抑或是藉由湖底地形的變遷，解讀邊坡沖蝕與物質輸送，解析湖泊的沉積物流動路徑、分布型態等相關研究（Wetzel, 2001）。簡而言之，現生環境的研究，著重於藉由可觀測的事件與湖泊對該事件的反應作為樣本，針對彼此之間的對應關係進行探討。其為高度量化、重視數據分析、多次針對同一地點進行採樣等方法之研究。此類型研究所產出的成果，可做為湖泊環境監測的背景，並藉此推估湖泊環境在未來的可能變遷趨勢。

相對的，就古環境研究而言，研究的重點為如何藉由湖泊當中的沉積紀錄，找尋古環境變遷所遺留下來的跡證，並進而推演環境變遷的階段、模式、作用規模、以及年代關係等面向之研究。例如從湖泊沉積物中發現特殊物質的富集，是否得以藉此印證古環境變遷的趨勢當中，曾經出現與之相對應的環境變遷機制（Orkhonselenge et al., 2012）。而該事件之發生除了局部性的作用於研究區域之外，是否與全球尺度的環境變遷機制相互關連。抑或是藉由湖泊沉積物的組成成分差異，推估出古代此地的植群、生物群以及水文條件和現代是否具有顯著差異等（Kashiwaya et al., 1995）。

古環境研究為質性與量性並重，以沉積柱、孢粉化石等古環境作用所累積的樣本為研究對象，此類型研究的成果，可以做為說明古環境變遷研究具體樣貌的途徑。並且藉由不同區域之間的研究對比，證明目前已知的全球性環境變遷機制，是否曾經作用於該研究區，該作用的規模和持續時間等面向之探討。

然而古環境研究之應用範圍，明確受限於樣本所能代表的時間尺度，以及採樣的技術限制，沉積作用是否發生間斷，現代化開發對於沉積環境的干擾等影響。因此在採樣技術未能克服的環境，古環境研究的實證性質便難以發揮，此為最大的限制（Wetzel, 2001）。

（三）地表作用「從剝蝕到沉積」

臺灣地區的植生覆蓋率相當高，且普遍以木本植物為主，植被對於地表的保護作用，加上細顆粒物質本身的凝聚性、內陸地區風速普遍偏低等因素的影響。在臺灣島內的中海拔高程山岳地帶，風力吹蝕與風力搬運作用並不顯著。從此特點觀察，中海拔高程山岳地帶的物質輸送與流動，仍是藉由地表逕流以及邊坡破壞等方式較為常見。

地表逕流的定義為存在於地表的水流，在規模不足以匯聚形成河系的情況下，以降雨事件過後，地表風化層達到過飽合狀態，無法入滲的水流累積形成表面流為最常見的型態（Boggs Jr., 2005）。

邊坡破壞係指固體地質材料如風化過後的土壤、岩塊等因在邊坡上的支持力無法抗拒重力的影響而產生崩落。岩屑崩落、地滑、潛移等塊體運動的型態，都是相當顯著且明確的案例（Young，1960）。

Charlton（2008）等人對於剝蝕作用的了解中，可以得知地表物質輸送的起源為自邊坡開始產生剝蝕，隨著崩積、沖蝕等作用的影響下，進入河川等地表逕流體系。風化過後的物質隨著河系的搬運，進入暫時侵蝕基準面後產生沉積作用。隨著地形逐漸演育的結果，原先所存在的暫時侵蝕基準面，可能因為均夷曲線的改變、或是永久侵蝕基準面發生變動，使得侵蝕作用再度復發。這些再次被地表逕流帶走的沉積物，歷經同樣的作用與過程，抵達其最終的目的地，即永久侵蝕基準面（Boggs Jr.，2005）。

而藉由對大型湖泊的研究，可歸納出湖泊沉積物的含量分析的結果，視為反映湖泊生產力、水深、沉積率、剝蝕作用的參數（Conley，1988；Kashiwaya et al.，1995；Kashiwaya et al.，1988；Qiu et al.，1993；Shichi et al.，2009）。這些參數變異趨勢可用來推估古氣候變遷的狀況。這些分析方法在應用層面上，已經具有長期積累的成果做為參考，是成熟且實用的分析方法。

（四）湖泊沉積物

定年方法，係指藉由偵測樣本當中所含的物理與化學特性等方式，估算其可能的生成年代。因此定年方法根據其所觀測的物質，可以分為以礦物生成年代為主的定年法，以及沉積作用發生年代為主的定年法等兩大類方法。本計畫的取樣對象為湖泊沉積物，因此以界定沉積作用發生年代之定年方法，做為主要的應用方法。若將界定沉積年代的定年方法，根據其應用的時間尺度進一步分類，則可以分為長時間尺度（可應用於數萬年至數百萬年以上的時間尺度）以及短時間尺度（應用於數萬年內）的定年方法。

在湖泊沉積物當中所沉積的物質，多半受到地表作用的影響。高度風化的結果，使得難以從中找到完整的晶體或是原子序較高的重元素如鉛、鉍、與鈾

系等金屬元素。湖泊沉積物主要的組成物質除了隨著流水進入湖泊的懸浮質、推移質以及溶解質之外，湖泊生物所遺留的殘骸，逕流輸入的植物碎片、動物骨骼等也都是在湖泊沉積物當中可以做為定年所用的材料。由此可知湖泊沉積物是湖泊周圍環境（包括水圈、氣圈、岩石圈、生物圈）等各種作用交互影響下，對於沉積作用產生影響後所遺留的紀錄。因此在定年方法的選擇上，主要是以界定沉積作用所發生的年代為探討的對象。在此前提之下，以礦物生成年代為主的定年方法，顯然不適用於本計畫的核心議題。因此若要符合本計畫的需求，較為適用的方法，應為可以明確應用於萬餘年來短時間尺度的定年方法，如圖 9 所示（Jull，2007；Huh et al.，1996；劉時宏，2013）。

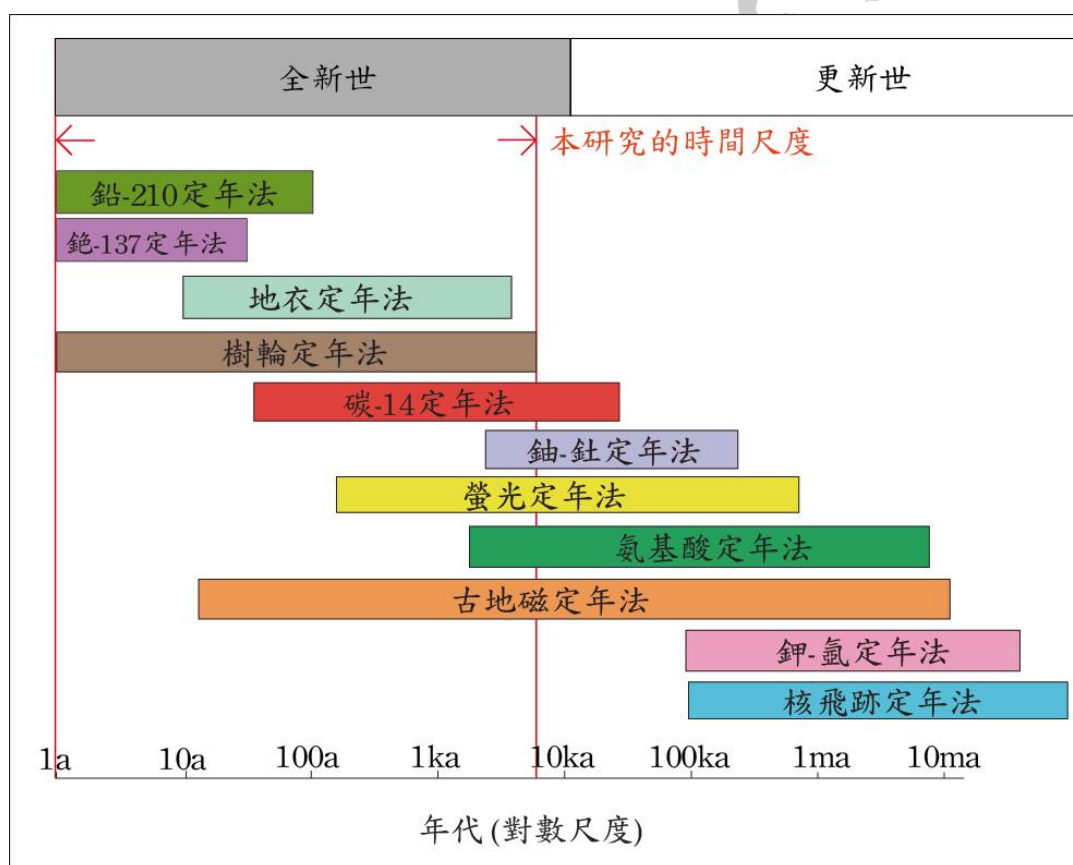


圖 9 第四紀研究年代範圍與適用之定年法示意圖（引用並修改自劉時宏，2013；Jull，2007）

圖 9 所列舉的定年方法當中，適用於本計畫的時間尺度之方法共有銻-137、鉛-210、地衣、樹輪、碳-14 (^{14}C)、鈾-鈾、螢光、胺基酸、古地磁等定年方法。然而受限於湖泊沉積物中所蘊含的物質所影響，在本計畫所採得的沉積柱

當中，在不同深度的樣本中皆有發現碳化的植物碎片蘊藏於其中。這些植物碎片具有高量的碳元素，因此以 ^{14}C 定年為最具有可行性的方法。故本計畫所的定年方法為擷取沉積物當中碳化的植物碎片，進行 ^{14}C 定年，以及進行年代校正所參考的標準。

（五）夢幻湖的利用與變遷記事（整理自林幸助，2015）

1. 1971 年 8 月 22 日，徐國士先生及張惠珠女士首次於夢幻湖發現臺灣水韭。
2. 1972 年經臺大植物系教授隸慕華（DeVol）博士依據其葉片、蓋膜、孢子囊構造及孢子的花紋等特徵而正式命名為「臺灣水韭」*Isoetes taiwanensis* DeVol。此為臺灣的特有種，全世界僅分佈於陽明山國家公園之夢幻湖內。
3. 1972 年教育廣播電臺為增設廣播站，在夢幻湖東側開闢道路供工程使用，此後遊客漸增。同年，臺北市政府規劃該處為風景區，並於湖邊種植柳杉、艷紫野牡丹等植物。
4. 1985 年陽明山國家公園成立，為了保護珍稀臺灣水韭，依國家公園法劃設夢幻湖生態保護區，成為全臺面積最小的生態保護區。
5. 1992 年 7 月，湖區因缺水而乾涸，導致湖區內原生之七星鱧消失殆盡。
6. 1993 年夏天，為拓展臺灣水韭生存空間，陽明山國家公園管理處進行夢幻湖北區之浚深工作，而此浚深工作之土方堆置場（位於竹子湖路與陽金公路交會處）亦曾在 1998 年興建停車場時發現臺灣水韭蹤跡。

7. 2001 年 7 月 2 日七星山東麓發生森林大火，燒毀山坡植群 25 公頃。次年夢幻湖環境監測報告（張永達、王立志，2002），指出夢幻湖生態保護區並未受火災影響。
8. 2006 年 2 月底至 3 月初，陽明山國家公園管理處委託荒野保護協會進行夢幻湖棲地維護工作，移除部份樣區內之強勢物種，並攪動底泥，以有利於臺灣水韭之萌發生長。同年 8 月，由陽管處、臺灣師大生物系和荒野保護協會共同舉辦「臺灣水韭回來了」記者會，宣告在湖區出現超過 12000 棵臺灣水韭植株，連消失已久的連萼穀精草及小苔菜也重現湖區。
9. 行政院內政部營建署城鄉發展分署於 2006 年 12 月 14 日召開「國家重要濕地推薦說明會」，成立「國家重要濕地評選小組」，自 2007 年起展開全國重要濕地之推薦與評選，同年即公告 75 處國家重要濕地，其中，夢幻湖旋即獲評選為國家級重要濕地。
10. 2007 年至 2009 年底，陽明山國家公園管理處委託荒野保護協會，進行夢幻湖棲地維護工作，拆除鄰近湖區殘餘木棧道設施，移植近湖區白背芒至邊坡，晶化湖區西南側的廢棄水井旁湖緣區域及附近漏水處，降低湖區水體非自然蒸發減少量，擴大湖域水體面積，增加臺灣水韭可生存空間。
11. 2015 年陽明山國家公園管理處委託國立中興大學林幸助教授，進行夢幻湖生態保護區棲地調查與監測，調查項目包括水質（水溫、水酸鹼度（pH）、導電度、濁度、光遞減係數及水中溶氧（DO）、懸浮固體物（SS）、有機物、葉綠素 a、氨氮（ $\text{NH}_3\text{-N}$ ）、亞硝酸氮（ $\text{NO}_2\text{-N}$ ）、硝酸氮（ $\text{NO}_3\text{-N}$ ）、磷酸鹽（ $\text{PO}_4\text{-P}$ ）濃度以及水生植群與生態系統生產力等，並收集氣象資料，探討夢幻湖植物與環境之關係，並特別針對臺灣水韭孢子之發芽活性進行試驗。
12. 2016、2017 年委託臺灣大學施上粟教授進行水文調查、中興大學林幸助教授進行基礎調查，為長期環境監測打下基礎。
13. 2017 年夢幻湖國家級生態保護區保育利用計畫公告。

第二章 研究方法

第一節 工作項目

依據第一章所示之工作項目及內容，本計畫在執行時預計需達成下列的目標項目（表 5，圖 10）。而各工作項目以及對應的工作方法，則於第二節分別詳述並說明本計畫採取的步驟。

表 5 本計畫進行之工作項目

編號	項目	工作方法
1	蒐集夢幻湖生態保護區相關文獻資料。	文獻收集
2	調查評估夢幻湖集水區範圍內之崩塌潛勢或裂隙	i.進行邊坡災害潛勢分析 ii.現地勘查尋找漏水裂隙
3	夢幻湖水質量測，及氣候因子資料蒐集與比對分析	設立自記式雨量站收集 定期量測夢幻湖水質與營養鹽情況
4	沉積物採集與分析	i.以薄管法採取湖中底泥，進行碳 14 定年分析 ii.放置沉積物捕捉槽捕捉現生沉積物
5	夢幻湖地形演育推估	從上述兩項資料，推測夢幻湖底泥未來的累積情況
6	研擬經營管理建議	依據前述各項工作與分析成果，擬定策略。
7	與國際研究計畫接軌	將夢幻湖取得的研究資料，與國際團隊共同分析發表

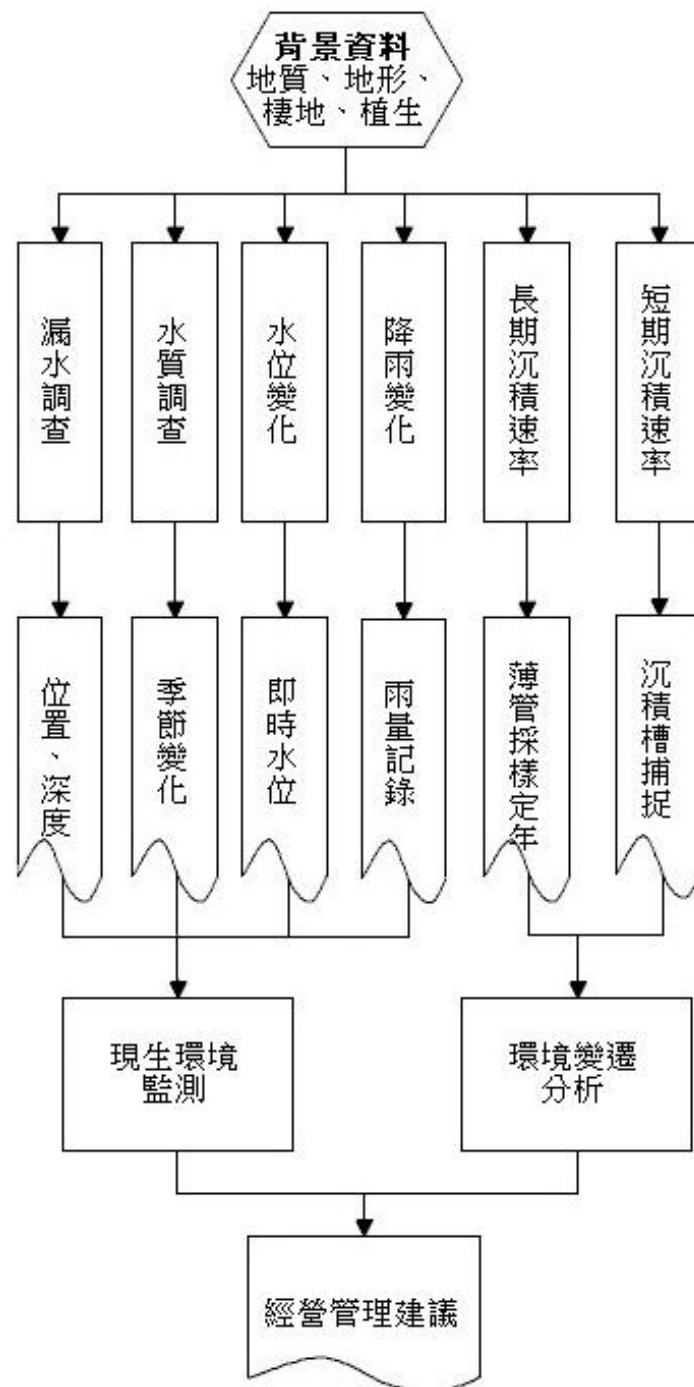


圖 10 本計畫研究分析流程

第二節 研究方法

一、基礎資料收集

（一）文獻回顧與長期氣候蒐集：

文獻回顧與過去調查資料的收集，為本計畫進行的基石。本計畫收集計畫區內相關的地質、地形、氣候與過去定年研究等調查的資料，瞭解夢幻湖已經經歷的長期環境變遷以及相關證據說法。從這些基礎出發，搭配後續現地採樣的分析成果，解讀近期的環境變遷資訊與過程。

（二）夢幻湖及周邊空照與衛星影像之蒐集

對於一地的監測，除了現生的情況之外，蒐集完整的歷史資料，可對樣區的歷史演變或災害事件有更為深刻的瞭解。因此除了尋找並蒐集過去夢幻湖周邊的衛星影像外，亦以高解析度的航空照片進行比較，以便對於夢幻湖蓄水範圍的變動有更佳的掌握度。

二、沉積物分析定年

（一）底泥沉積物定年分析：

底泥沉積物定年分析上，直接採取湖內不同位置的底泥沉積物短管 6 支，採取約為湖底往下約 60~100 公分的底質樣本帶回實驗室。由於夢幻湖湖水深度會隨降雨改變，因此以橡皮艇及徒步並行。採樣點原則上以湖水較深處為主，位置上於湖面平均分布。另外，因 2006 年臺灣水韭復育行動，在清除湖區外來種強勢植物時，有可能翻攪到底泥，因此請陽明山國家公園管理處同仁協助釐清未受干擾區域優先採樣。

劉聰桂（1990）在湖邊取樣時鑽孔 4 公尺，取得的年代樣本約為距今 4400-4900 年；另依據陳淑華（2010）使用中研院李德貴研究員的樣本，在 223 公分深的樣本中，取得三組年代樣本，分別為 2473 ± 30 、 3780 ± 45 與 5334 ± 95 年（表 6）。不論是薄管採樣或是鑽井取樣，兩種方法各有其優勢。在本計畫中，會使用 120 公分的採樣管進行採樣（照片 2），採樣位置如圖 11 所示。

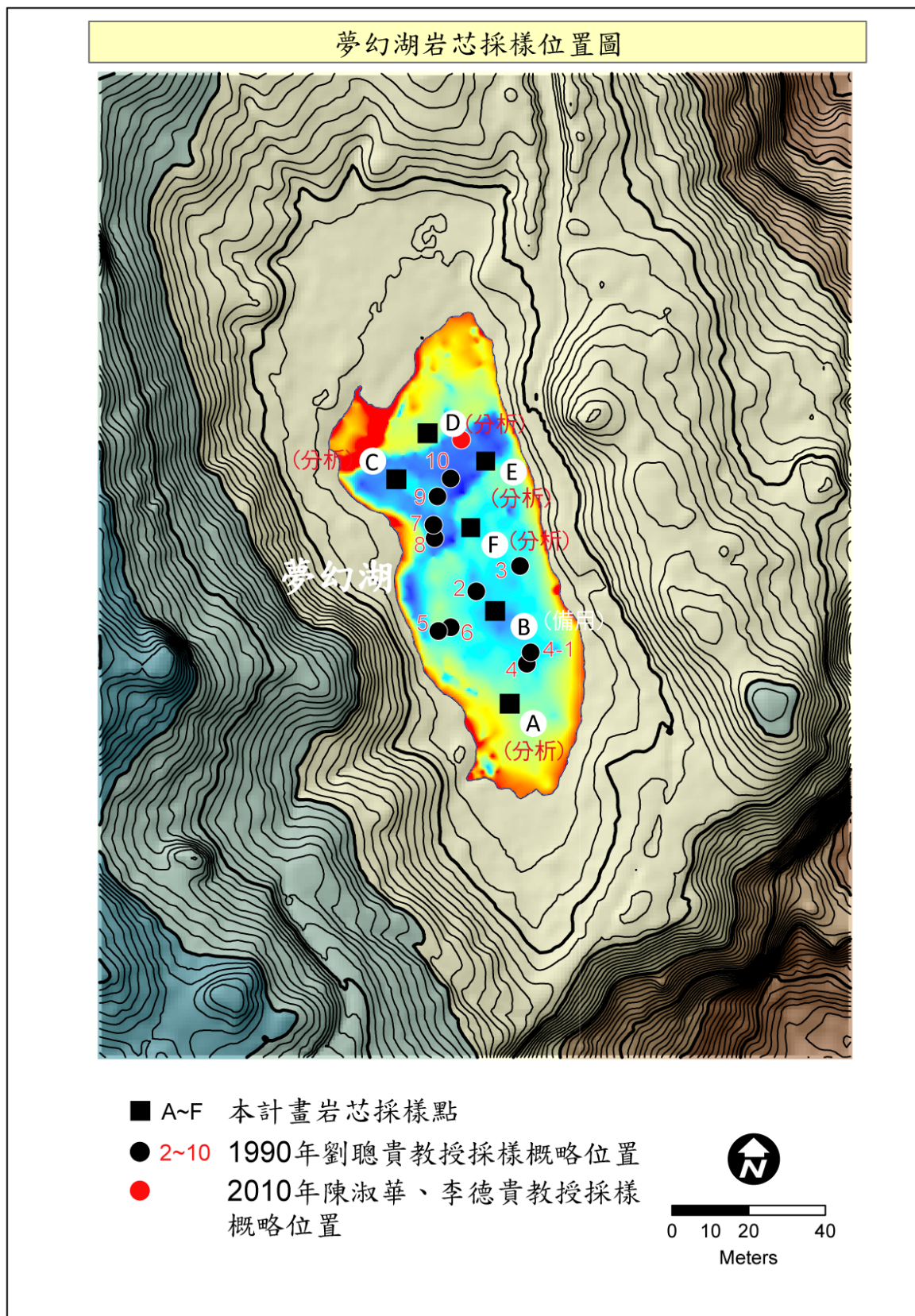


圖 11 岩芯採樣位置示意圖

表 6 劉聰桂與陳淑華對夢幻湖底質採樣定年資料整理

劉聰桂採樣（1990）				
標本編號	深度（公分）	^{14}C 定年結果	校正後年代	
NTU-1285	10-20	510±75	547±116	
NTU-1294	27-33	605±50	599±64	
NTU-1286	107-117	1250±50	1174±108	
NTU-1293	207-217	3460±500	3768±1283	
NTU-1295	307-317	4000±500	4467±1250	
NTU-1296	342-352	4270±500	5564±1008	
NTU-1260	440-460	4900±70	5665±93	
陳淑華與李德貴採樣（2010）				
標本編號	深度（公分）	^{14}C 定年結果	校正後年代	^{13}C 千分比
NZA-27547	13	2473±30	2773.5±139.5	-17.2
NZA-27548	84	3780±45	4178.5±116.5	-14.4
NZA-29797	225	5334±95	6107.5±183.5	-20.8

在薄管取樣後，樣本切分標本的厚度為 1 公分一組檢驗標本。若包含植物之枝葉，則取下並記錄其深度後，進行 ^{14}C 同位素定年。本計畫採取六個沉積柱進行 ^{14}C 定年，同一隻沉積柱採取二至三個植物標本進行沉積速率計算。

在 ^{14}C 的定年方法中，為了避免非試驗標的物的生物碳對樣本造成污染，因此需要進行一些前處理作業（化學清洗），常見的前處理作業依據不同的標本物質而有不同的處理方式（表 7）。本計畫所採取的樣本為第一類及第二類的沉積物，不論是液體閃爍定年法或 AMS 法均可操作。

表 7 常見 ^{14}C 定年法前處理方式（本計畫整理）

方法	處理物質	特性
酸-鹼-酸處理	木炭、木頭、泥炭	用鹽酸 (HCl) 清洗掉碳酸鹽，接著用鹼 (NaOH) 清洗掉二級有機酸，再對樣品進行乾燥前進行最後一次鹽酸清洗。在一系列的沖洗中，外在污染物如附著的沉積物或細根都會被清洗掉。
酸洗	沉積物、土壤與類似材料	以鹽酸完全去除樣品中的碳酸鹽，保持生物碳的純淨度，其結果亦反映了測試材料中的總有機碳含量。
酸餾	無機碳材料 (如貝殼)	石灰質樣品會先用去離子水去除掉附著的有機沉積物和碎片。之後將定年樣品粉碎散開，經過多次酸 (HCl) 蝕後，去除掉次級碳酸鹽成分。



照片 2 薄管採樣器，圖中的樣管長度為 120 公分



照片 3 本計畫於夢幻湖採取底泥標本

前處理過完成的樣本，進入高溫環境中進行燃燒，以擷取氣體的 CO_2 來進行後續的 ^{14}C 測定。在測定方式上，分為液體閃爍 ^{14}C 定年法和加速器質譜

(AMS, 照片 4) ^{14}C 定年法兩種。液體閃爍 ^{14}C 定年法從 1950 年以來, 即開始使用, 但它的局限性也很明顯, 即必須使用大量的樣品和較長的測量時間。而加速器質譜 ^{14}C 定年法則有相對的優點。一是樣品用量少, 只需 1-5 毫克樣品就可以了, 如一小片織物、骨屑、古陶瓷器表面或氣孔中的微量碳粉都可測量; 而液體閃爍 ^{14}C 定年法則需 1-5 克樣品, 相差 3 個數量級。二是靈敏度高, 其測量同位素比值的靈敏度可達 10^{-15} 至 10^{-16} ; 而液體閃爍 ^{14}C 定年法則與之相差 5-7 個數量級。三是測量時間短, 測量現代碳若要達到 1% 的精度, 只需 10-20 分鐘; 而液體閃爍 ^{14}C 定年法卻需 12-20 小時。(本計畫整理)



照片 4 ^{14}C 加速器質譜 (AMS) 外觀 (照片來源: BETA 實驗室, 網址: <http://www.radiocarbon.com/zh-hant/beta-AMS-lab.htm>)

(二) 有機碳含量測定

在以薄管採取夢幻湖湖底底質時, 由於湖中生態茂盛, 大量的草根以及腐植物質沉積於湖底, 與本計畫調查之土壤沈積物, 貢獻夢幻湖的淤積量。為了瞭解植物殘枝對於夢幻湖湖底沈積所佔比例, 於薄管樣本切片後進行總有機碳 (TOC) 含量的測定。薄管樣本取出後為土壤形式, 因此採取燃燒法, 以高溫

裂解土壤標本後，以儀器檢測燃燒樣本產生的二氧化碳氣體得到 TOC 讀數後，成以轉換係數 1.723 為標本的有機質含量。操作過程將遵循「土壤有機質測的方法-燃燒/紅外線測定法」（中華民國農試化字第 1022130858 號）進行。

（三）土壤顆粒分布（質地）測定

為了解取樣之沉積物的土壤顆粒組成，因此在切片後，以吸管法來測定粒徑分布情況。吸管法的操作過程，首先以藥劑將膠結物質去除，繼之以分散劑將土壤粒子分散，避免團塊凝結影響結果。之後以濕篩法將砂粒分離，將細顆粒的粉粒及粘粒移入沉降筒內自然沉降。依據史脫克定律（Stoke's law），計算不同粒徑之取樣時間與取樣位置，即可求得試驗樣品的砂粒、粉粒及粘粒之含量百分比，進而瞭解土壤顆粒的組成（質地）。此項工作本團隊委託臺灣大學農業化學系進行。

（四）湖泊沉積速率分析

沉積物速率分析，本計畫分為兩個部分進行。在上一項步驟中的沉積物定年，利用標本年代搭配位置（標本深度），換算求取長期的沉積物累積速率。而在現生的沉積速率調查，本計畫採用捕捉法，在湖區施放 4 個沉積物捕捉槽（照片 5），每季撈取捕捉槽計算捕捉的厚度，作為現生環境下的沉積物速率數值。沉積槽直徑 50 公分，高 15 公分，基本構成分為四個部分：掛勾區、槽壁、堆積區以及底網（圖 12）。槽壁與堆積區構成沉積物主要的堆積區域；底網則幫助捕捉槽在湖底保持平穩；掛勾區上方綁上繩索與木質浮板，作為標示定位與撈取時的依據。沉積物捕捉槽的放置位置如圖 13。而原先預計於夢幻湖湖區進行聲納測深，因在湖水乾涸時見到湖區底部覆蓋大量的植物，這種情況嚴重干擾聲納的回波，導致測得的資料是植物的位置而非湖底沉積物的高度。在無法迴避植生之下，取消使用聲納測量的計畫。

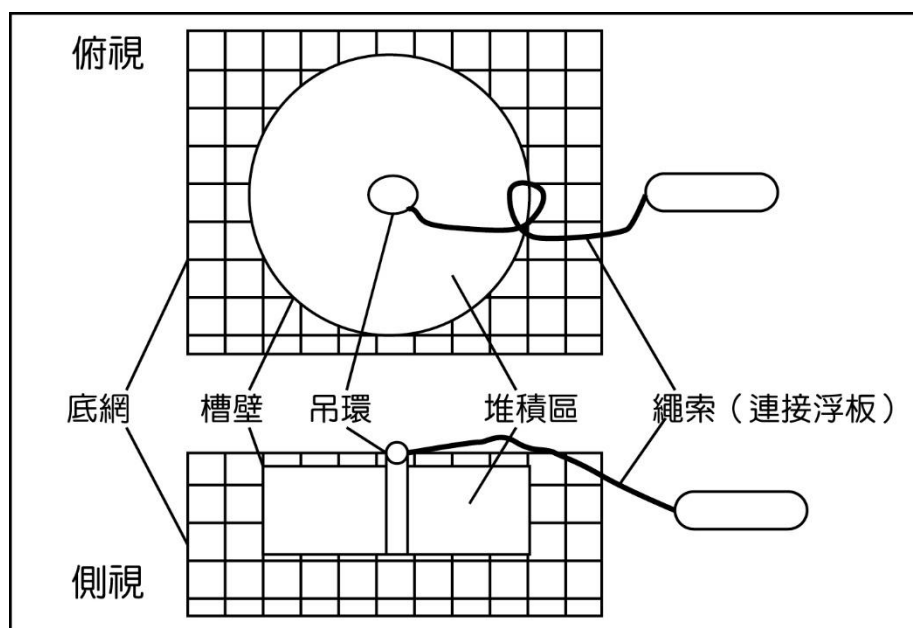


圖 12 沉積物捕捉槽設計示意圖



照片 5 沉積物捕捉槽外觀

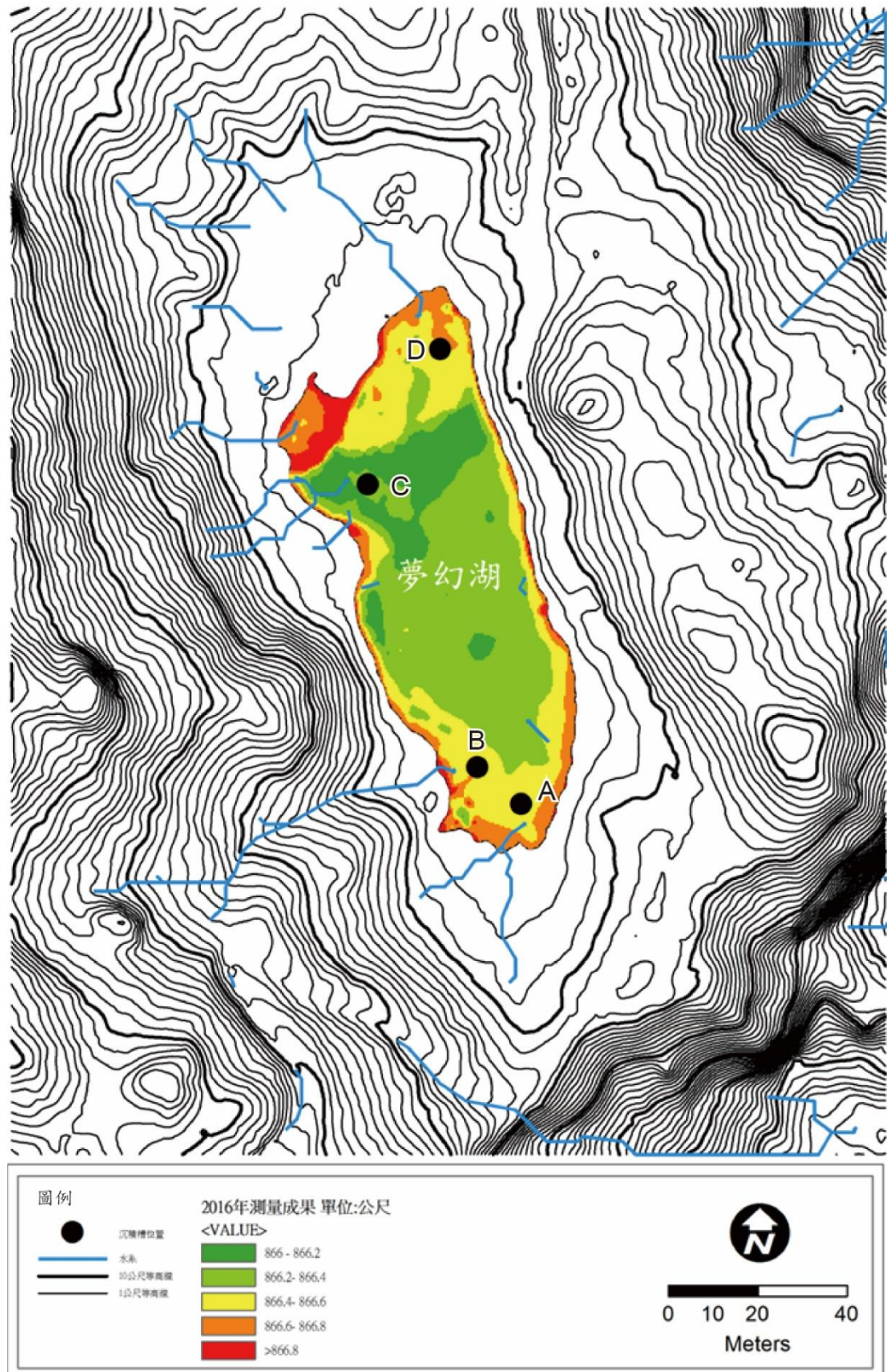


圖 13 沉積槽設置位置示意圖

三、地形分析

（一）邊坡邊界界定以及地表逕流流路分析

要掌握夢幻湖淤積的速率，對進入夢幻湖沉積物來源的瞭解就相當重要，這就牽涉到夢幻湖集水流域大小、位置以及植生狀況。對此本計畫以陽明山國家公園管理處提供之高精度的地表數值模型（DTM）為依據，使用 ArcGis 10 軟體中的水文模組功能，分析夢幻湖集水區的大小，以及地表逕流的流入與可能流出方向，來判斷夢幻湖湖中的沉積物來源。

（二）崩塌地潛勢與漏水裂隙調查

夢幻湖的成因依據前人的調查，有很大的可能性是由於上方七星山邊坡土石崩落，土石堆積造成的堰塞湖。因此此區未來是否還會有如此大量土石崩落的機會，造成土石進入夢幻湖湖區，會影響到夢幻湖未來地形變遷情況的推估。本計畫以圖面地形與地質資料相結合，搭配湖區與上邊坡集水區內的現地勘查，對夢幻湖週遭區域進行崩塌潛在災害的評估。

另外依據黃增泉（1983）的調查，夢幻湖的南側有裂隙存在，並且推估可能有裂隙之處導致湖水滲漏。為了瞭解湖區是否還有其他的裂隙來影響蓄水功能，本計畫以地形分析的方式，瞭解四周的地形是否有對導致夢幻湖漏水的構造。另外，本計畫依據管理處與臺灣大學施上粟教授（2017，2018）提供之水位計資料，瞭解水位下降速度是否有區間的速度差異，並依此環湖尋找此高度區間內是否有裂隙存在。

四、水質監測

（一）環境監測與資料收集

由於降雨是夢幻湖集水區發生沉積物的重要機制，因此瞭解現今的氣候變化情況就顯得相當重要。本計畫於 106 年 6 月底在夢幻湖旁的廢棄廁所屋頂，裝置自記式氣象站（照片 6），直接收集夢幻湖現地的氣候資料以，並將藉此資料，嘗試推估本地的雨量變化情況，最終與沉積速率資料綜合分析，預測未來夢幻湖的可能沉積情況。自動測站收集的項目如表 8 所示。

表 8 自記式氣象站監測項目（每 15 分一筆資料）

儀器名稱	監測項目
溫溼度計	溫度（℃）、濕度（RH%）
傾斗式雨量計	降雨量（mm）
簡易式蒸發量計	日蒸發量（cm）（記錄至 2017 年 11 月）



照片 6 本團隊於夢幻湖旁建築物屋頂架設之自記式氣象站

此外，本計畫亦進行簡易蒸發散速率監測。此項監測目的在於粗略瞭解日間蒸發散情況，且要避免破壞湖區與周遭的環境景觀，因此操作上並非以標準 A 型蒸發皿操作，而以小型透空明露空水桶搭配自動縮時照相機，定時對水桶內的水位高度作紀錄，並以此代表蒸發散量的變動趨勢。

（二）水質監測

在水質的部分，依據陳德鴻等人（2009）的研究，在以月分為採集檢體間隔的情況下，夢幻湖的水質偏酸性，但依據環保署的河川汙染程度指標（River Pollution Index, PRI），仍符合未受汙染的數據範圍之內。監測項目上，除水質檢驗器可檢測的基本項目之外，湖水中營養鹽的含量，會影響到臺灣水韭的

生長之外，亦可作為大氣中落塵量的指示劑，因此在定期檢驗項目中，採取湖水樣回實驗室，進行相關營養鹽的分析。

水質監測的項目如下

1. 酸鹼度監測

酸鹼度又稱氫離子濃度指數（pH），為水中氫離子濃度倒數的對數值，當 pH 值為 7 時為中性水質，大於 7 為鹼性水質，小於 7 則為酸性水質，而 pH 值將會影響水生動植物的生長及物質反應速度。

2. 導電度監測

導電度（Electrical Conductivity，EC）表示水傳導電流的能力，與水溫、離子濃度及價電數等有關，而當導電度越高亦表示水中鹽類解離出電解質的能力越強。

3. 濁度監測

濁度（Turbidity）表示光線入射水樣時被散射的程度，濁度越高將減少入射水中的光量，進而影響植物的光合作用及其他水生生物的生長。

4. 溶氧量監測

溶氧量（Dissolved Oxygen，DO）為水中溶解氧的能力，其氧的來源可來自大氣曝氣或植物行光合作用後溶入水中，在水中含有有機質而被水中微生物分解的狀況下將消耗水中的溶氧量，若此作用旺盛則將使水質呈現缺氧狀態。

5. 水溫監測

水溫可影響水的密度、黏性、蒸氣壓、表面張力等物理特性，在化學方面可影響微生物的活動及生化反應的速率等。

6. 鹽度監測

鹽度的基本定義為每一千課內的溶解物質克數，可反映水體的軟硬程度，若以湖水的鹽度作標準，可區分出鹽度大於 35 的鹽湖、鹽度界於 0.5 至 35 間的鹹水湖、及鹽度低於 0.5 的淡水湖。

7. 水中懸浮固體濃度監測

水中懸浮固體（Suspended Solids，SS）為會因攪動水樣而呈現懸浮狀態的

有、無機顆粒，與濁度的效應相似，皆會影響水中動植物的生長狀。

8. 氧化還原電位監測

氧化還原電位是反映水質惡化的指標，當氧化還原電位低時，水質則呈還原態，會有大量的 NH_3 , H_2S , NO_2 等還原態的物質出現，當氧化還原電位高的時候偏於氧化態，會有大量的 NH_4 產生，一般淡水魚缸的氧化還原電位為 250-350 mv。

9. 有機與無機營養鹽監測

營養鹽是指水中富含生物生存所需養分的情況，可用來推定水質是否遭受污染的指標之一。其中，有機營養鹽的磷酸可以造成水中生物大量繁殖，是水質是否有優養化潛能的指標。而無機營養鹽的來源，除了排放水之外，通常是來自於地下水的釋出。本計畫取樣後於實驗室進行氨氮、硝酸與硫酸 3 種有機鹽項目、以及鈉鉀鎂鈣 4 個無機鹽項目的量測，間隔時間以季度為主。

在本計畫中，有機營養鹽的測定方式參考環境保護署水質檢驗所的公告檢驗方式，摘錄如下：

1. 水中硝酸鹽氮及亞硝酸鹽氮檢測—鎘還原法

取水水樣中之硝酸鹽氮 (NO_3^- -N)，流經已被硫酸銅溶液處理過之顆粒狀鎘金屬玻璃管柱，使水樣中硝酸鹽被鎘還原成亞硝酸鹽 (NO_2^-)，此亞硝酸鹽氮與原水樣中之亞硝酸鹽氮，經磺胺 (Sulfanilamide) 偶氮化後，再與 N-1-萘基乙烯二胺二鹽酸鹽 (N- (1-naphthyl) - ethylenediamine dihydrochloride, NED) 偶合形成水溶性紫紅色偶氮化合物，在波長 543nm 處，量測其波峰吸收值，並定量水樣中硝酸鹽氮加亞硝酸鹽氮之總量，亦即總氧化氮 (Total oxidized nitrogen, TON) 之濃度。

另水樣未經裝有顆粒狀鎘金屬玻璃管柱之還原，直接經偶氮化後呈色檢測，可測得樣品中亞硝酸鹽氮濃度。樣品總氧化氮濃度扣除水樣亞硝酸鹽氮濃度，即為樣品中硝酸鹽氮之濃度。

1.1 亞硝酸鹽氮之計算

未經過還原管柱之樣品，由溶液測得之吸光度，代入亞硝酸鹽氮(NO_2^- -N)檢量線，可求得溶液中亞硝酸鹽氮的濃度，再依下式計算樣品中亞硝酸鹽氮之濃度。

$$A = A' \times F$$

A：樣品中亞硝酸鹽氮(NO_2^- -N)的濃度(mg/L)

A'：由檢量線求得樣品溶液中亞硝酸鹽氮的濃度(mg/L)

F：稀釋倍數

1.2 總氧化氮之計算

經過還原管柱被還原之樣品，由溶液測得之吸光度，代入硝酸鹽氮(NO_3^- -N)經還原成亞硝酸鹽氮檢量線可求得溶液中總氧化氮(NO_3^- -N 及 NO_2^- -N 之總和)的濃度，再依下式計算樣品中總氧化氮的濃度。

$$B = B' \times F$$

B：樣品中總氧化氮(NO_3^- -N + NO_2^- -N)的濃度(mg/L)

B'：由檢量線求得樣品溶液中總氧化氮的濃度(mg/L)

1.3 硝酸鹽氮之計算

由樣品測得之總氧化氮的濃度，扣除測得之樣品中亞硝酸鹽氮的濃度，再修正還原管柱之轉化效率，則可求得樣品中硝酸鹽氮(NO_3^- -N)的濃度。

$$C = B - (A/n) \times 100$$

C：樣品中硝酸鹽氮(NO_3^- -N)的濃度(mg/L)

n：還原管柱之轉化效率(%)

此方法適用於飲用水、飲用水水源、地面水體、地下水、放流水及廢(污)水中硝酸鹽氮及亞硝酸鹽氮之檢測。水中硝酸鹽氮及亞硝酸鹽氮的適用範圍皆為 0.01 至 1.0 mg/L。而夢幻湖屬於戶外地面水體，故適用此方法。

(節錄自行政院環境保護署環境檢驗所水質檢測方法：水中硝酸鹽氮及亞硝酸鹽氮檢測方法—鎘還原法)

2. 水中硫化物檢測方法—甲烯藍／分光光度計法

水樣中硫化物在氯化鐵存在時，會與 N,N-二甲基對苯二胺草酸鹽

(N,N-dimethyl-p-phenylenediamine oxalate) 反應生成甲烯藍(Methylene blue)，使用分光光度計在波長 664 nm 處測其吸光度，可測定水樣中硫化物之濃度。

2.1 檢驗結果可依下式計算水樣中硫化物或溶解性硫化物之濃度：

$$\text{水樣中硫化物或溶解性硫化物濃度 (mg S}^{2-}\text{/L)} = A \times V_1 / V$$

A：由檢量線求得之硫化物或溶解性硫化物濃度。

V：樣品瓶體積。

V1：呈色反應前樣品之最終體積。

2.2 依下式計算水樣中硫化氫（非離子態）之濃度：

$$\text{水樣中硫化氫濃度 (mg/L)} = DS \times J$$

DS：溶解性硫化物濃度（mg/L）。

J：溶解性硫化氫百分比。

此方法適用於飲用水、地面水體、地下水體及放流水中總硫化物及溶解性硫化物之檢測，總硫化物包含溶解性硫化物（ H_2S 及 HS^- ）及存在於懸浮固體中酸溶性的金屬硫化物。當樣品濃度高於 20 mg/L 時，水樣應以試劑水做適當稀釋。

（節錄自行政院環境保護署環境檢驗所水質檢測方法：水中硫化物檢測方法—甲烯藍／分光光度計法）（行政院環境保護署環境檢驗所，2017）

3. 水中氨氮檢測方法—自動監測設施法

水中氨氮的自動檢測上，一般可分為「電極法」以及「靛酚或類靛酚比色法」，分別利用其分解或催化後的特性，進行濃度的測定。另外亦可直接使用試紙檢測，精確度雖然較低，卻不失為簡便、低成本的方法。

3.1 電極法：可使用氨氣敏電極或銨離子選擇性電極，氨氣敏電極使用疏水性氣體滲透膜分隔樣品溶液與電極內部氯化銨（ NH_4Cl ）溶液，調整樣品溶液 pH 值使其大於 11，此時溶解性氨（包含氨（ $\text{NH}_3(\text{aq})$ ）及銨離子（ NH_4^+ ））全部轉變成氨（ $\text{NH}_3(\text{aq})$ ），所產生之氨擴散進入滲透膜中，改變電極內部溶液之 pH 值，再利用 pH 電極及參考電極來測定其電位，以決定氨氮濃度，而使用銨離子選擇性電極時，於水樣中加入離子強度調節緩衝劑，利用銨離子選擇性電極與參考電極測定電位，以決定銨離子之濃度。

3.2 靛酚或類靛酚比色法：含有氨氮之水樣加入次氯酸鹽（Hypochlorite）及酚溶液（或水楊酸）後，會反應生成深藍色化合物，此溶液之顏色於亞硝酸鐵氰化鈉溶液（Sodiumnitroprusside）之催化後會更加強烈。使用分光光度計進行比色分析，即可求得水樣中氨氮之濃度。

（節錄自行政院環境保護署環境檢驗所水質檢測方法：水中氨氮檢測方法－自動監測設施法）（行政院環境保護署環境檢驗所，2017）



照片 7 離子層析質譜儀（metrohm 883）

本計畫在上述方法的濃度檢測上，使用離子層析質譜儀（照片 7），將處理過的溶液樣本置入機器試管內予以加熱汽化，以氣體的方式來計算各項檢測物質在溶液中所含濃度。

而現地檢驗的水質基本項目部分，本計畫採用攜帶式水質檢測儀器（HORIBA W-22XD，照片 8），於計畫期間每個月固定前往測量水質情況並記錄，作為水質監測的依據。測量的項目如表 9 所列。

表 9 攜帶式水質檢測器監測項目

儀器名稱		Horiba W-22XD	
項目	名稱	單位	

1	水深	cm
2	水溫	°C
3	酸鹼值 pH	-
4	濁度	ntu
5	溶氧量 DO	mg/l
6	導電度 EC	μS/cm
7	總溶解固體 TSS	mg/l



照片 8 HORIBA 水質檢測器 W-22XD

五、提出夢幻湖及周邊地區環境分析及經營管理建議

針對夢幻湖及週邊地區特殊的地形與生態環境，藉由前項之潛勢災害分析、氣候變遷分析以及沉積速率分析的結果，提出保育維護課題及保育管理規劃建

議，如保護核心區的劃設、湖水蓄水量的保存策略等議題。以夢幻湖的情況，如何保持湖區環境現狀是最重要的課題。夢幻湖附近屬於自然保護區，外圍亦為國家公園範圍，對於人為開發有嚴謹的規範，因此對於湖區環境的威脅，較有可能來自於湖區蓄水滲漏。若湖區確實有裂隙存在，如何修補又不影響到當地的自然環境，是其中的關鍵。

六、與國際研究計畫接軌

本團隊與日本金澤大學理工學域的環日本海域環境研究中心，有多年的合作經驗。近年來共同針對東亞地區的氣候變遷研究項目，結合東亞地區六國（臺灣、日本、中國、韓國、蒙古、俄羅斯）的研究單位，針對古氣候環境重建、氣候變遷發生與歷程等課題，進行共同研究。其中的古環境研究中，湖泊沉積物因為通常具有環境穩定的特性，對沉積物的分析研究，是瞭解古環境一個相當重要的指標。特別是山區湖泊，因為地形的阻隔，受到人為擾動的機率較低，較能夠保有不被干擾的資訊之外，對於氣候與環境變遷的記錄非常敏感。在過去的研究中，臺灣已經有南投日月潭、宜蘭翠峰湖、屏東東源湖三處湖泊的資料加入分析，並有部分資料發表於國際期刊²。對國際團隊而言，臺灣尚缺北部的湖泊資料，若能藉由本計畫取得來自北臺灣的高山湖泊資料，可串連臺灣與日本的氣候變遷資訊，對建構東亞季風地區的環境變化記錄有重大的意義。

² 2012 年的『Influence of Construction of Dams and Waterway Tunnels on Sedimentation Rate and Bottom Topography in Sun Moon Lake, Taiwan』一文

第三章 結果與討論

第一節 夢幻湖區域未來氣候變遷情境模擬

本計畫討論氣候變遷的目的，在於評估氣候變遷，尤其是降雨量變化對於夢幻湖區域的地表侵蝕速率之影響。本節著重在氣候變遷情境模擬，地表侵蝕速率的模擬將書寫於本章第二節第三點完全陸化時間推算。在氣候變遷情境模擬的部分，本計畫使用國立臺灣大學生物環境系統工程學系永續發展研究室所開發氣候變遷整合評估模式（Taiwan Water Resources Assessment Program to Climate Change, TaiWAP）（Li et. al, 2009；Tung et. al, 2014）模擬夢幻湖區的氣溫與雨量變化，TaiWAP 功能包含模擬氣候情境以及氣象合成模式，並可以氣候變遷下水資源風險評估整合了 GWLF 水文模式、農業需水量評估模式、水資源模式等，以多準則排序評估法作為氣候變遷調適的支援決策工具。基期資料選擇鄰近夢幻湖區的中央氣象局局屬測站竹子湖測站，1986 年 1 月至 2016 年 12 月之逐日雨量與溫度資料作為基期資料，模擬未來 200 年的逐日氣象資料，因氣候變遷模擬結果僅能呈現氣候變遷的趨勢，不能代表相對應的日期，所以逐日資料基本上並無直接參考意義，因此本計畫將逐日氣象資料再統計成月尺度與年尺度的氣象資料，方便決策者參考。

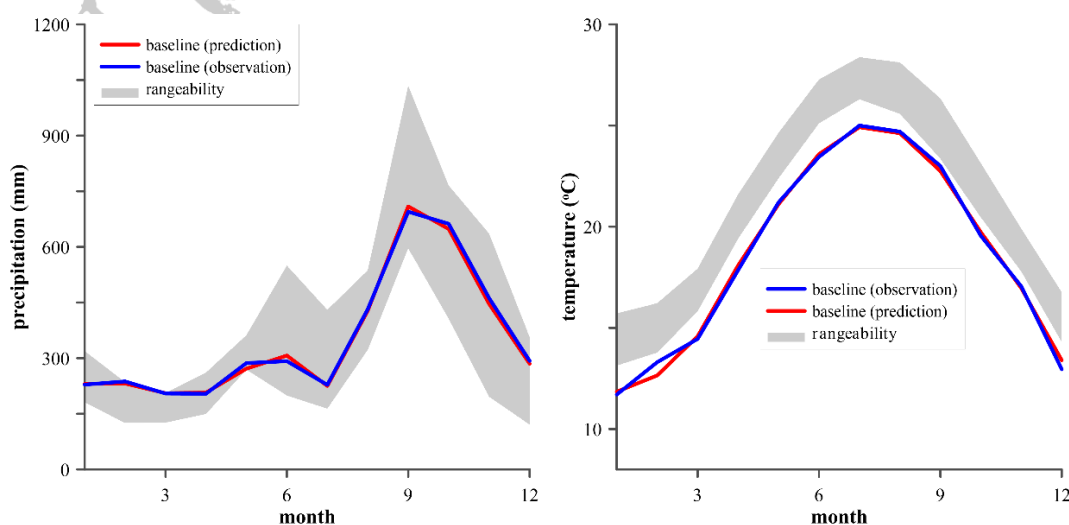


圖 14 未來氣候變遷趨勢圖（月尺度）（本計畫製作）

圖 14 代表未來 200 年氣候變遷趨勢圖，以月尺度資料呈現。圖左為月降雨量，藍色實線代表基期資料，也就是真實觀測資料，可見竹子湖地區全年有雨，11 月到 7 月受到東北季風和梅雨影響，月降雨量可達到 300 公釐以上，8-10 月受到颱風影響，月降雨量可達到 400-700 公釐，紅色實線代表無氣候變遷影響的預測資料，兩者在 5、7、9 月有小於 1% 的預測誤差外，其他月份均能準確預測，因此可證明該模式的適用性。整體而言，受到氣候變遷影響，各月降雨量的變遷幅度介在 -57%（12 月）到 91%（7 月）。依照月降雨量增加量排序，最高為 7 月（91%）、次高為 6 月（78%）、第三為 9 月（45%），依照月降雨量減少量排序，最高為 12 月（-57%）、次高為 11 月（-56%）、第三為 2 月（-45%），因此可推測未來該區域的月降雨量可能會呈現冬乾夏濕的變化趨勢，根據基期資料，8-10 月的累積降雨量可達到 1,785 公釐，占全年降雨量的 42.5%，若未來氣候變遷影響下，將導致夏季降雨暴增，進而加速地表侵蝕速率。

圖 14 圖右為月均溫，藍色實線代表基期資料，可見竹子湖地區呈現夏熱冬涼的氣候，5-9 月月均溫可以達到攝氏 20 度以上，12-3 月月均溫介在攝氏 11-15 度之間，年均溫為攝氏 18.6 度，紅色實線代表無氣候變遷影響的預測資料，兩者在 2 月有小於 1% 的預測誤差外，其他月份均能準確預測，因此可證明該模式的適用性。整體而言，所有模式的預測結果均顯示月均溫將會上升，且變遷幅度介在 2-32%。依照月均溫升溫幅度排序，最高為 1 月（32%）、次高為 2 月（28%）、第三為 12 月（25%），平均而言，各月均溫將會上升攝氏 2-2.5 度。

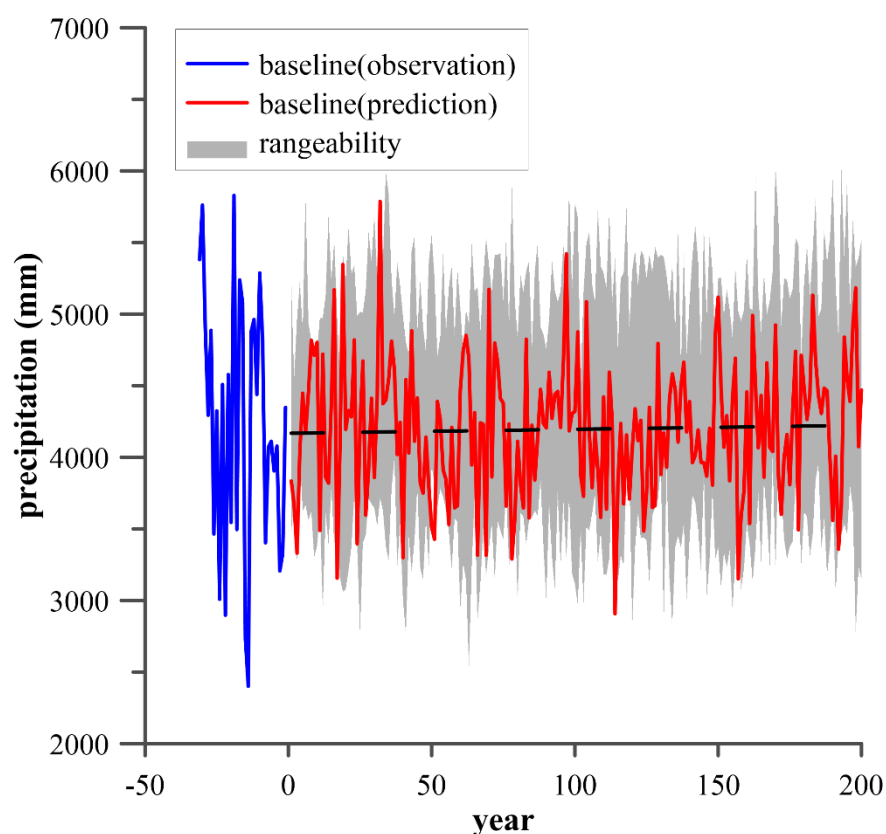


圖 15 未來氣候變遷趨勢圖（年尺度）（本計畫製作）

圖 15 代表未來 200 年氣候變遷趨勢圖，以年尺度資料呈現。藍色實線代表基期資料，由圖可見，1986-2016 年間竹子湖地區的年降雨變率高，年降雨量介於 2,500-6000 公釐之間，平均年降雨量為 4,195 公釐，紅色實線代表預測資料，整體而言，平均年降雨量並無明顯增加，反而有在每 25 年有一個降雨量變化的週期，變化幅度在 3,500-5,000 公釐之間。根據各模式的預測結果，有 7 個模式均顯示未來年降雨量將會增加，3 種模式則顯示年降雨量將會減少。整體而言，未來 200 年之平均年降雨量的變化幅度為正負 10% 之間，但年間的降雨量變率可達 42%。

第二節 夢幻湖地勢分析

一、空載光達地形展示

本計畫利用陽明山國家公園管理處提供之空載光達資料，初步利用 Arc-GIS 進行夢幻湖周圍地勢分析，如圖 16。夢幻湖周圍高程西高東低，湖面海拔高程約 870 公尺，向東陡降至 820 公尺，向西可拔升至 1000 公尺，東側有一小丘，南北長約 100 公尺，東西寬 30 公尺，高約 10 公尺。藉由地形剖面分析顯示（圖 17、18），夢幻湖湖區範圍北側較為寬廣，往南則湖面範圍逐漸縮小，顯示夢幻湖為一個往南側束縮的谷地。水系網的萃取是利用各個網格流向分析之結果所形成的向量予以連結，即構成水系網之渠道，至於水系網之大小則是由使用者規定的面積門檻值所決定。水流由上游向下游逐漸累積流入的網格數，即累積排水面積，因此，只有當上游流入之排水面積達到門檻值的規定時，該水系才會被納入，而其他較小的支流則會不納入計算。如圖 19 顯示，夢幻湖周圍水系分布應有 10 條明顯流路，主要來自流域北方、西方與南方，其中以西南方的水系最具規模。夢幻湖周圍坡度分布以 5 到 6 級坡（40 度以上）為主，集中在西側，北側與南側以 2-3 級坡（5-30 度）為主，東側小丘兩翼為 5 到 6 級坡（40 度以上），頂部為 2-3 級坡（5-30 度），如圖 20。夢幻湖周圍坡向大致以夢幻湖為中心向四周擴散，西側為東北與東方向，東側大致為西方向，北側往東南與南方向，南側為東北與西北方向，如圖 21。

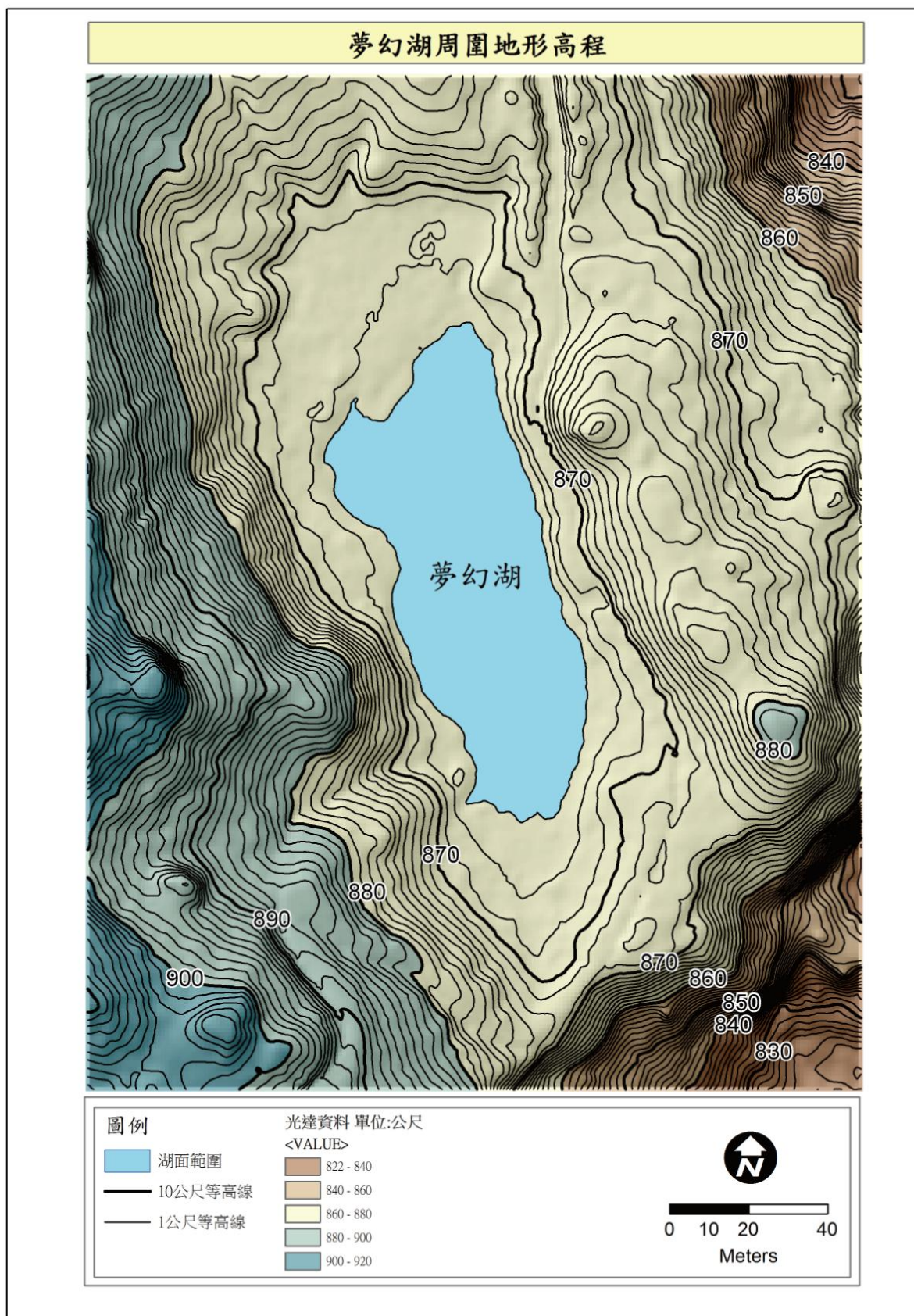


圖 16 夢幻湖周圍高程圖

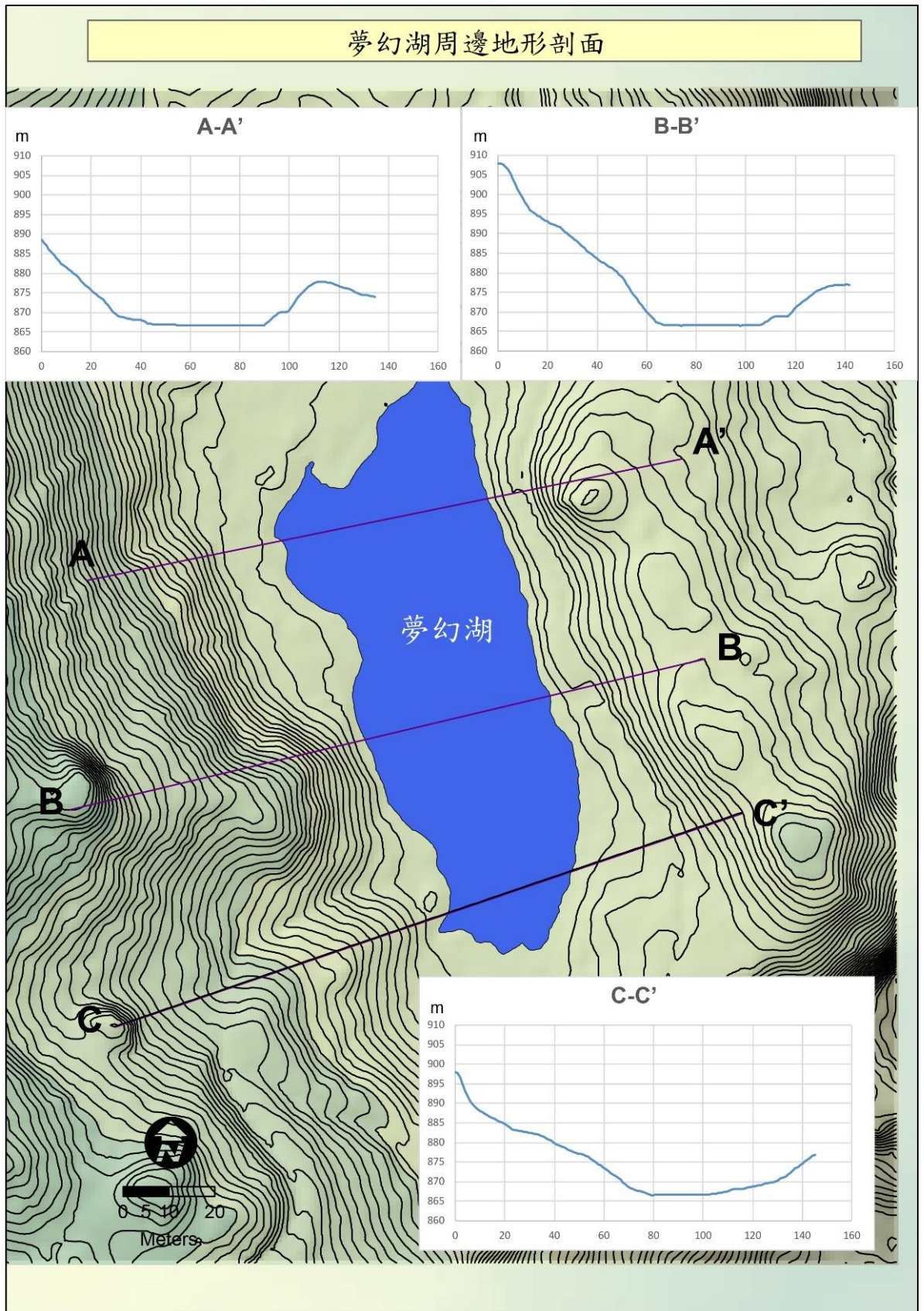


圖 17 夢幻湖周圍高程地形剖面圖

台灣
科
類



圖 18 夢幻湖地形剖面圖（本計畫製作）



圖 19 夢幻湖周圍水系分布圖

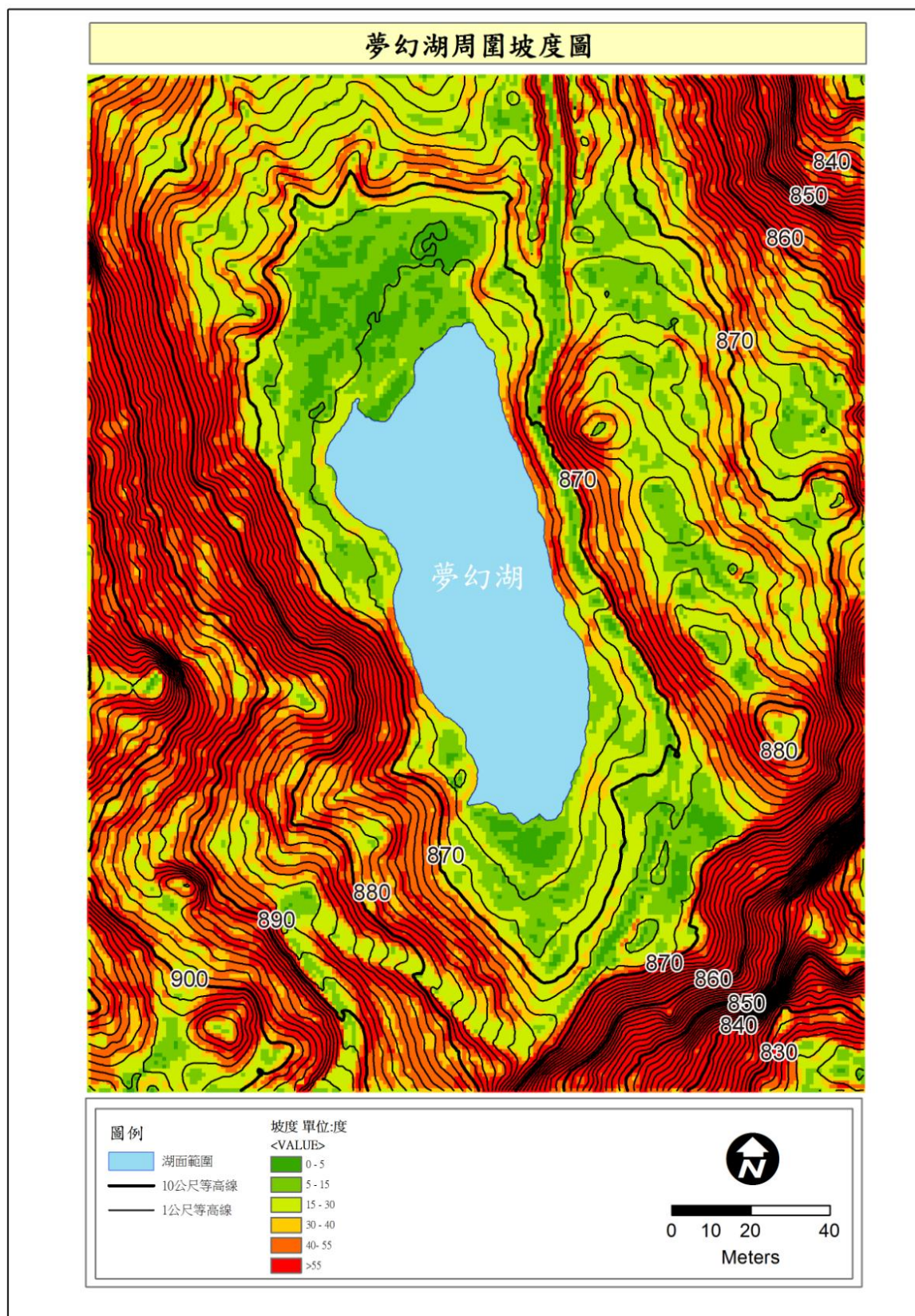


圖 20 夢幻湖周圍坡度圖

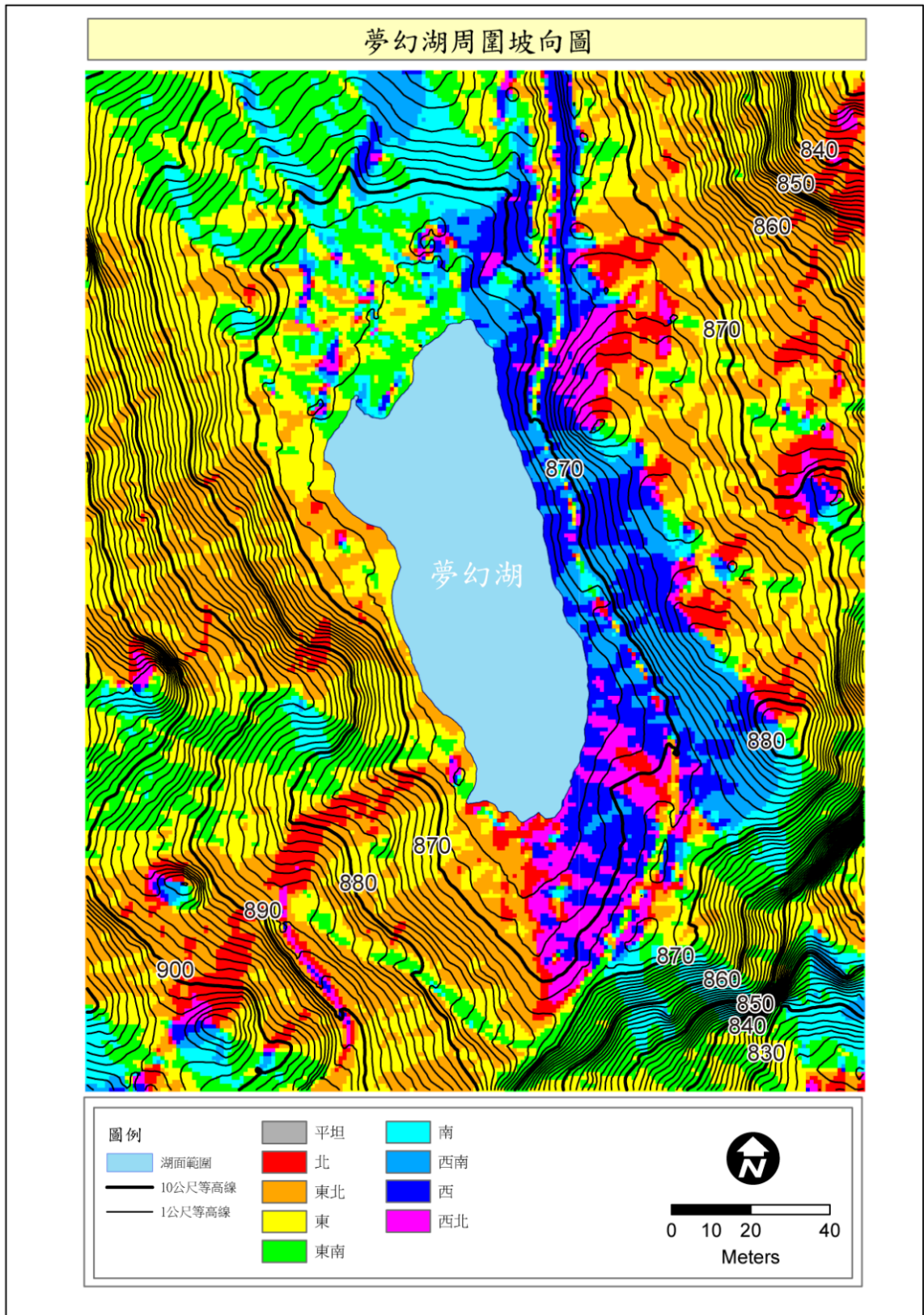


圖 21 夢幻湖周圍坡向圖

就夢幻湖周邊可能發生的坡地災害而言，由於其地質組成為火山岩，多為一次性產出的大塊岩體，並非像沉積岩為層狀堆積；且岩石風化情況尚可，故其發生坡地災害的塊體運動種類相對單純，不易出現大規模山崩或地滑的情況。因此在災害潛勢評估上，大致以岩屑滑落以及落石兩種情況為多。再加上現地觀察中，夢幻湖四周植被良好，幾乎都被樹叢或草地所掩蓋，因此岩屑滑落的發生率亦極低而可以排除，僅存落石發生的機會較高。在此處的評估標準上，以坡度 55° 為界，以及坡向往夢幻湖湖區傾斜者，為落石潛勢發生區（圖 22）。從圖可知一主要潛勢區位於夢幻湖西側的長陡邊坡上。

夢幻湖落石災害潛勢區圖

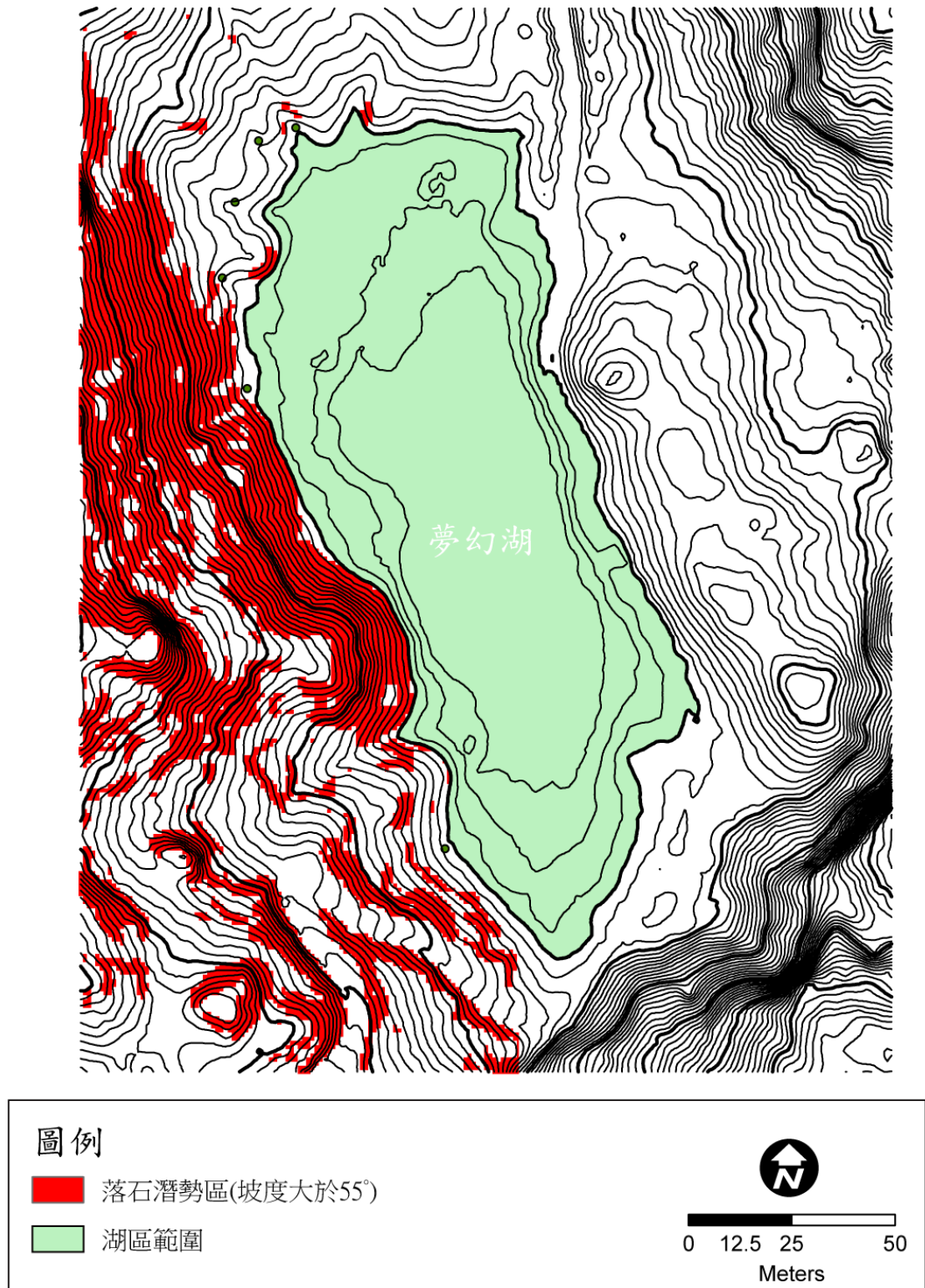


圖 22 夢幻湖落石災害潛勢區

二、地面測量資料（2016）結果分析

根據「105 年夢幻湖生態保護區地形量測計畫分析報告」（黃國文，2016）的測量結果顯示，2007 年到 2016 年間，夢幻湖沖蝕體積為 43.85 立方公尺，面積為 211.78 平方公尺，佔研究範圍之 4.52%；淤積體積為 917.76 立方公尺，面積為 4476.22 平方公尺，佔研究範圍之 95.48%。由測量成果轉繪而成的圖 23 可知，總淤積量為 873.91 立方公尺，平均淤積高度為 0.19 公尺，年平均淤積高度為 0.02 公尺。淤積範圍位於西北角及西南角，依據現地狀況及對照航照圖，可知西北角淤積區域為類似人工營造之隆起區（類似田埂），淤積高度可達 0.9 公尺；西南角則可能是邊坡水流夾帶泥砂堆積造成之局部淤積，淤積高度約為 0.6 公尺。除前述大量淤積位置，其餘範圍皆為微量淤積，淤積高度為 0.1 至 0.3 公尺。沖蝕區域則範圍很小，主要分布於西北角及西南角，西北角可能為人工移除表土造成；西南角則可能為水流流經淤積區後，產生跌水造成局部沖刷現象。

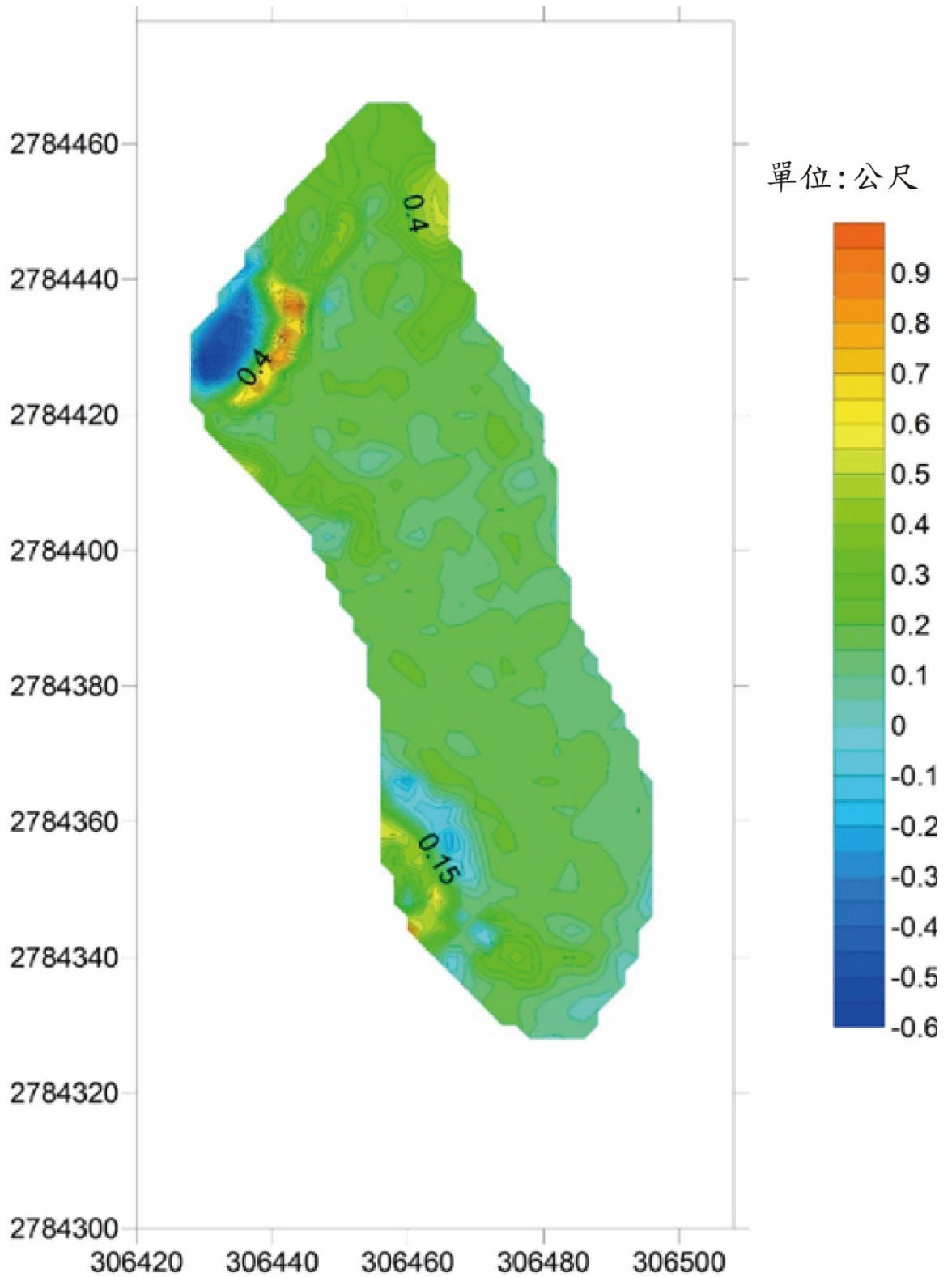


圖 23 2016 年與 2007 年夢幻湖地形變化圖 (黃國文, 2016)

三、完全陸化時間推算

（一）沉積物捕捉槽觀測結果

本計畫於 2017 年 6 月起，將沉積物捕捉槽放入湖中四個位置，進行沉積物捕捉行動。而在各季節對沉積槽的觀測，從 2017 年 3 月 28 日至 2018 年 9 月 25 日為止，沉積槽幾乎無法獲得可供量測的泥沙沉積物。沉積槽內僅有漂浮的水藻或植物殘體，沉積槽底部清晰可見（表 10）。依據氣象資料的比對，2017 年起至 2018 年 6 月湖區降雨量偏少，是造成湖內沉積物量減少的可能原因。但 2018 年 7 月 11-12 日中颱瑪莉亞侵襲北臺灣，對本區帶來相當豐沛的雨量。然表 10 中颱風前後一個月的照片比對，沉積槽內除漂浮的水藻與植物殘體外，沒有明顯的泥沙沉積物出現。就目前的證據而言，瑪麗亞颱風帶來的降雨不論總雨量或降雨強度（最大強度 31 公釐/小時）（本計畫蒐集資料），都相當可觀，但即便降雨過後兩週仍不見降雨帶來可能的泥沙沖刷，顯見邊坡的水土保持能力良好，沒有產沙與搬運的情況發生。直至計畫報告書撰寫完成前，置於湖中的沉積物捕捉槽仍未捕獲可供度量的泥沙量，因此計畫期間內沉積物捕捉槽的觀測量為零，沒有發生由邊坡土壤進入湖區堆積的情況。

表 10 2018 年瑪莉亞颱風前後沉積物捕捉槽的實際情況

	
2018/06/19 位置 C	2018/07/31 位置 B
2018/07/10、11 瑪莉亞颱風兩日雨量記錄中，本計畫氣象站蒐集雨量 170.2 公釐、氣象局鞍部測站為 249 公釐	

(二) 模式推估結果

根據劉聰桂（1990）的研究結果，夢幻湖自 5600 年來的平均沉積速率為 0.8mm/yr，相對於臺灣低海拔高程水庫的沉積速率明顯較低，推測原因可能是夢幻湖集水區多以耐風化的安山岩為主，但劉聰桂提到由於七星山坡度大，沖蝕作用應相當可觀。陳鎮東（1997）利用鉛-210 (^{210}Pb) 定年求得夢幻湖沉積速率為 0.45mm/yr。根據「陽明山國家公園古氣候之調查」（陳淑華，2010）夢幻湖於 6110-4180 年前的平均沉積速率約為 0.73 mm/yr，於 4180-2570 年前的平均沉積速率約為 0.38 mm/yr。再參考「105-106 年夢幻湖生態保護區地形量測計畫分析報告」（黃國文，2016）的測量結果，近 10 年的平均沉積速率約為 20 mm/yr。本計畫假設夢幻湖的底泥淤積上限為海拔高程 870 公尺，超過此限則不再蓄水，達到完全陸化的階段，如圖 24，利用 Arc-GIS 求出以海拔高程 870 公尺以下的窪地體積，並代入前人的沉積速率，求得夢幻湖完全陸

化時間（表 11）。此表中沉積速率的差異，受到兩個因素影響。首先是不同研究時間尺度，以表層沉積速率來估算，雖是取得現生環境的速率，但此情境下沉積物沒有堆積壓密作用，相對於沉積物定年法，推估長期情況容易發生速率高估。第二個因素，相同使用沉積物定年，但取得標本的位置與深度，也會影響到解釋的差異。在長期的沉積物樣本中，沉積環境改變，會干擾輸入湖區沉積物的情況。以夢幻湖的環境，如果是低溫少雨的乾期，沉積物的累積速率會低於高溫多雨的濕期。另外，隨著時間增加，上方堆積物持續累積的重量，會給下方沉積物更大的壓力，壓縮沉積物間的孔隙，降低沉積物的累積速率。因此即便是相同的研究方法，所推測出的沉積速率仍舊會有差異。

另在本計畫實測部分，分別由湖中沉積槽捕捉以及薄管沉積物定年兩種方式來取得沉積物量體。本計畫於 2017 年 3 月至 2018 年 9 月設置 4 個沉積槽，位置如前所述。捕捉結果除了少量植物殘體外，沉積物量非常少，盆內的堆積量無法辨識，紀錄上為沒有沉積物進入沉積槽內，這可能與夢幻湖四周環境植被良好、以及 2017 年度雨量相對欠缺，導致地表沖蝕量稀少，無法被帶到沉積槽的位置被捕捉。因此推算陸化時間上，將以薄管沉積物定年的結果作為主要推論依據。

由表 11 可知，不同的度量方式對於沉積速率的計算以及陸化的推估，其結果差異非常大。以沉積物定年觀察，由於沉積速率相當緩慢，陸化時間推估均不少於 3000 年以上，湖區的壽命仍長。但以黃國文（2016）實測的資料，近 10 年來的沉積速率明顯高於其他文獻紀錄，以至於完全陸化時間縮短至 124 年。而以本計畫的沉積槽捕捉結果，沉積槽中僅有水藻以及水草殘體，移除後沒有得到沉積物量體，無從依此計算沉積速率。由此觀察，這兩種調查方式的個別沉積條件，如沉積物的壓密與否、地面逕流沖蝕以及腐植質的堆積與分解速率，均會影響到沉積速率的解釋方向。

表 11 完全陸化時間推算

沉積速率 (mm/yr)	窪地體積 (m ³)	達到完全陸化 時間 (yr)	沉積速率來源	沉積速率計算方式
0.8	24911.48	3113.9	劉聰桂 (1990)	¹⁴ C 定年
0.45		5535.9	陳鎮東 (1997)	²¹⁰ Pb 定年
0.73		3412.5	陳淑華 (2010)	¹⁴ C 定年
0.38		6555.7	陳淑華 (2010)	¹⁴ C 定年
20		124.6	黃國文 (2016)	全測站地形測量
0.12		17565	本計畫 D 柱標本	¹⁴ C 定年
0.11		19163	本計畫 D 柱標本	¹⁴ C 定年

進一步，本計畫使用 stream power law 的概念 (Kirkby, 1971) 模擬夢幻湖集水區地表侵蝕，stream power law 可寫成 $E = k \times A^m \times S^n$ ，E 代表侵蝕量，k 代表可蝕性，A 代表集水面積，S 代表坡度，m 與 n 分別代表漫地流指數和坡度指數，本計畫使用年尺度的氣候變遷模擬降雨量作為模擬未來地表侵蝕速率的根據，並藉由計算夢幻湖的湖底高程變化計得出夢幻湖的沉積速率。在模擬地表侵蝕之前，必須設定環境變數與可靠的沉積速率參考值，相關的基礎資料與參數設定可參考表 12。本計畫共模擬了 1000 年地表侵蝕結果，如圖 24。紅色區塊代表侵蝕，綠色區塊代表堆積，整體而言，主要侵蝕區域沿著七星山之向心狀水系分布，再透過河溝向側與向源侵蝕逐漸擴大侵蝕區域。模擬時間第 10 年時，夢幻湖區邊緣始出現堆積，隨著時間更迭，湖區西、西南及東北隅出現明顯堆積，至模擬時間第 1000 年時，堆積面積已達到 50%。

表 12 夢幻湖地形演育模擬相關的基礎資料與參數設定

資料名稱	資料來源	
夢幻湖周圍區域 1 公尺 解析度數值地表模型	陽明山國家公園管理處	
參數名稱	值域	參考依據
土壤深度	60 公分	陽明山國家公園全區土壤分析調查（蔡呈奇等，2008）
平均年降雨量	4,195 公釐	中央氣象局竹子湖測站（1986-2017）
平均年入滲深度	1470 公釐	105-106 陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫（施上粟，2017）
平均年蒸發量	55 公分	同上
漫地流指數	0.45	本計畫自行給定
坡度指數	1	本計畫自行給定
可蝕性	10^{-6}	本計畫自行給定
沉積速率	1 公釐/年	參考劉聰桂(1980)之研究

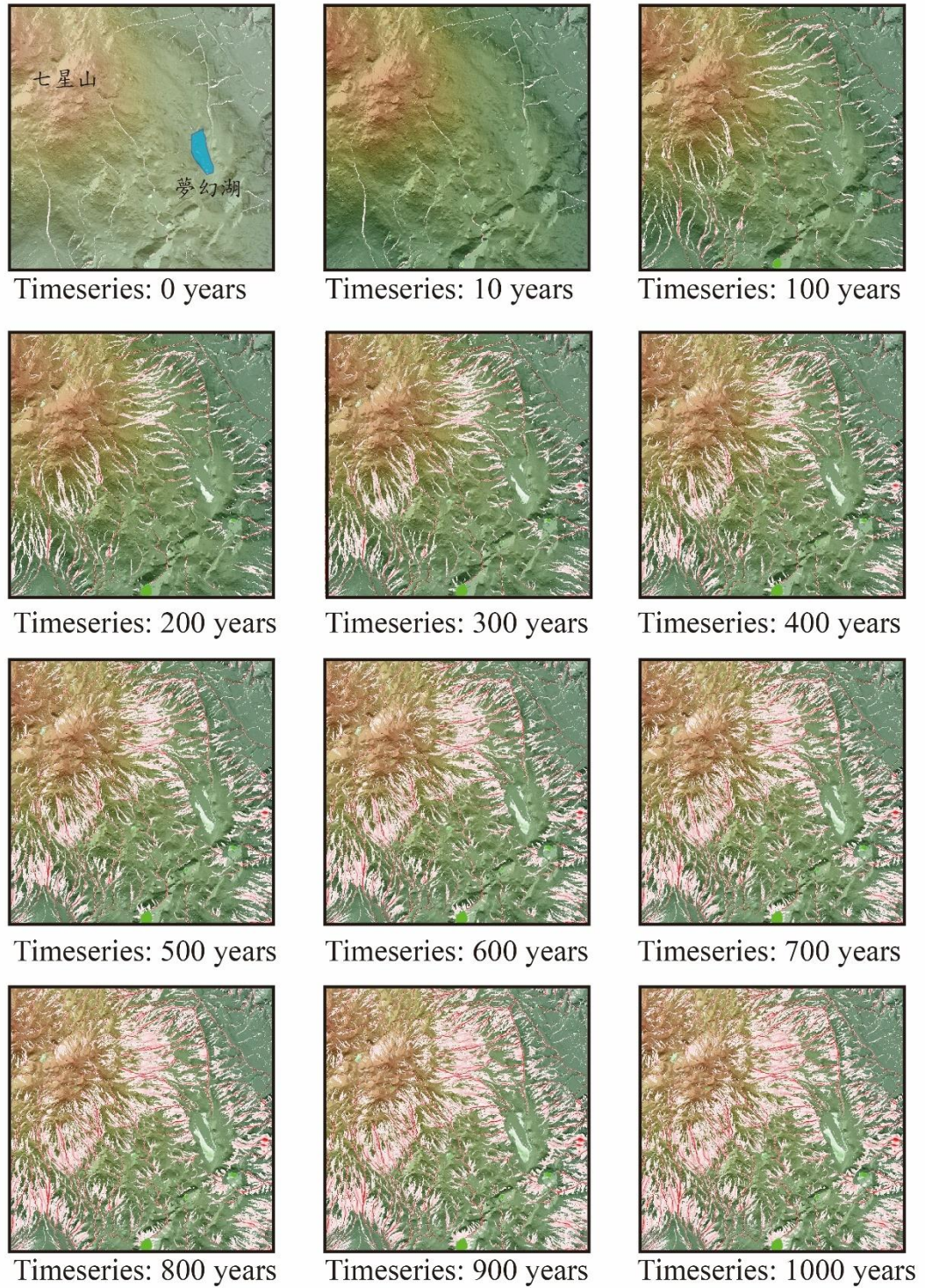


圖 24 夢幻湖區地表侵蝕模擬圖

第三節 夢幻湖環境資料分析

本節藉由計畫中於夢幻湖旁設置的自記式氣象站所收集的資料（現地資料），觀察夢幻湖在計畫期間的氣象情況。由於自記式氣象站缺乏長期變化趨勢，以及對比附近其他測站數據的需求下，以來自中央氣象局局屬站的鞍部、竹子湖兩個測站的資料（現地與長期統計趨勢），比對計畫執行期間雨量及溫度兩個項目與長期累積趨勢的異同（表 13）。

一、雨量

表 13 自記式氣象站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月雨量資料統計
（2017 年 7 月至 2018 年 9 月）

單位：公釐	自記式測站	氣象局 鞍部測站	氣象局 竹子湖測站	鞍部測站 30 年平均	竹子湖測站 30 年平均
2017/7 月	84.2	160	166	266.1	247.7
2017/8 月	11.8	34.8	23	422.5	439.5
2017/9 月	192.8	307.5	293.2	758.5	717.4
2017/10 月	516.2	1607.3	1592.4	703.5	683.9
2017/11 月	240	720	587.5	534.7	488.8
2017/12 月	157	591.5	519.6	357.6	289.1
2018/1 月	227.8	564.2	457.9	294.3	232.6
2018/2 月	109.4	347.7	369.5	329.2	273.5
2018/3 月	44.6	104	62.1	281.8	227.1
2018/4 月	65.8	129.8	97.5	247.9	207.2
2018/5 月	31.6	37	29.1	321.2	267.4
2018/6 月	71.6	152.2	151	345.8	314.8
2018/7 月	205.8	312	350.4	266.1	247.7
2018/8 月	191.6	288.2	300.9	422.5	439.5
2018/9 月	394.0	-	-	758.5	683.9

（註：鞍部與竹子湖測站資料為 1981-2010 年月份平均值）（資料來源：本研究蒐集資料與中央氣象局）

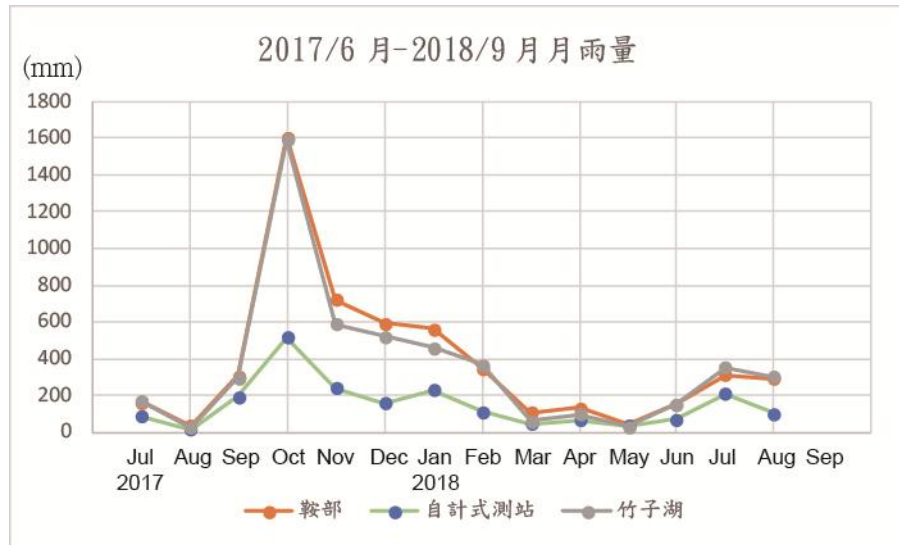


圖 25 2017 年 6 月～2018 年 9 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月雨量比較

首先比較同期間自記式測站的雨量資料與兩個直屬站，在降雨增減的趨勢上是相同的。但在總雨量上，由於三個測站所處的地勢並不相同，同期收集到的雨量也有差異。當降雨的雨勢愈大，自記式測站跟兩個局屬站之間的差異也愈大，差距約 2-3 倍；如降雨量偏低，差距的情況就會減低。

自記式測站資料顯示(圖 25)，2017 年 8 月的雨量因缺乏颱風而偏低(11.8 公釐)，而 10 月則因颱風來襲，降下了該年最多的月雨量(516.2 公釐)。11 月與 12 月，在東北季風與鋒面為迎風坡的陽明山帶來降雨之下，雨量不少。進入 2018 年 1 月與 2 月，東北季風持續吹拂，降雨量仍有至少 100 公釐以上，這四個月是夢幻湖重要的雨季。2018 年 3 月至 6 月，梅雨缺乏以及颱風尚未來襲，收到的降雨量偏低，大致在 70 公釐以下，符合夢幻湖乾季的傳統。2018 年 7-9 月降雨量因颱風的影響，增加到接近 200 公釐以上，回復濕潤的狀態。

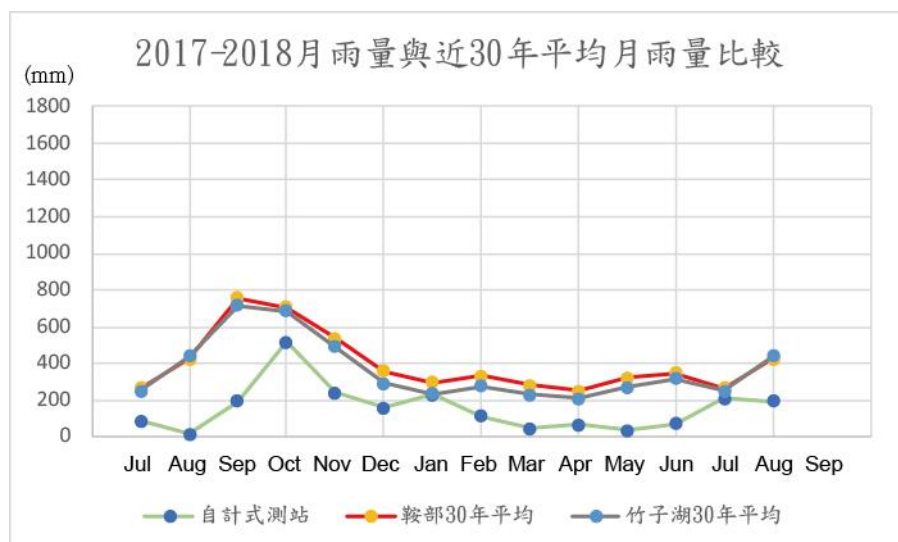


圖 26 2017 年 6 月～2018 年 9 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站月雨量與長期統計比較

比對長期降雨平均（圖 26），2017 年 7 月至 2018 年 8 月之間總降雨量，除 2017 年 10 月至 2018 年 1 月共計 4 個月的雨量比 30 年平均值多，其餘月份是低於平均值的情況。這代表雨量集中於短時間，其他時期的降雨卻更少。這個趨勢也解釋了為何在計畫觀測期間內，夢幻湖多次出現乾涸的情況，因為降雨量不足以補充並支撐湖區全域有水的需要。如果這個態勢持續，長期而言對夢幻湖的生態中需要常年有水的部分，會產生衝擊。

二、溫度

表 14 自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站計畫期間內月均溫資料統計
(2017 年 7 月至 2018 年 9 月)

單位：℃	自記式測站	氣象局鞍部	氣象局竹子湖	鞍部 30 年平均	竹子湖 30 年平均
2017/7 月	23.40644	23.6	25.1	23.2	24.8
2017/8 月	23.53008	24	25.7	22.9	24.6
2017/9 月	22.65948	22.8	24.5	21	22.7
2017/10 月	18.46606	18.9	20.5	17.9	19.8
2017/11 月	15.92945	16.4	18	14.9	16.8

2017/12 月	10.54205	11	12.9	11.4	13.3
2018/1 月	10.10987	10.6	12.3	10.1	11.8
2018/2 月	9.558902	9.8	11.3	10.9	12.5
2018/3 月	13.85242	13.9	15.6	13	14.7
2018/4 月	17.46259	16.8	18.4	16.4	18
2018/5 月	22.77331	21.3	22.9	19.4	21
2018/6 月	21.67805	21.9	23.9	21.8	23.3
2018/7 月	23.30743	23.1	24.8	23.2	24.8
2018/8 月	23.10115	22.7	24.3	22.9	24.6
2018/9 月	23.22902	-	-	21	22.7

(註：鞍部與竹子湖測站資料為 1981-2010 年月份平均值)(資料來源：本研究蒐集資料與中央氣象局)

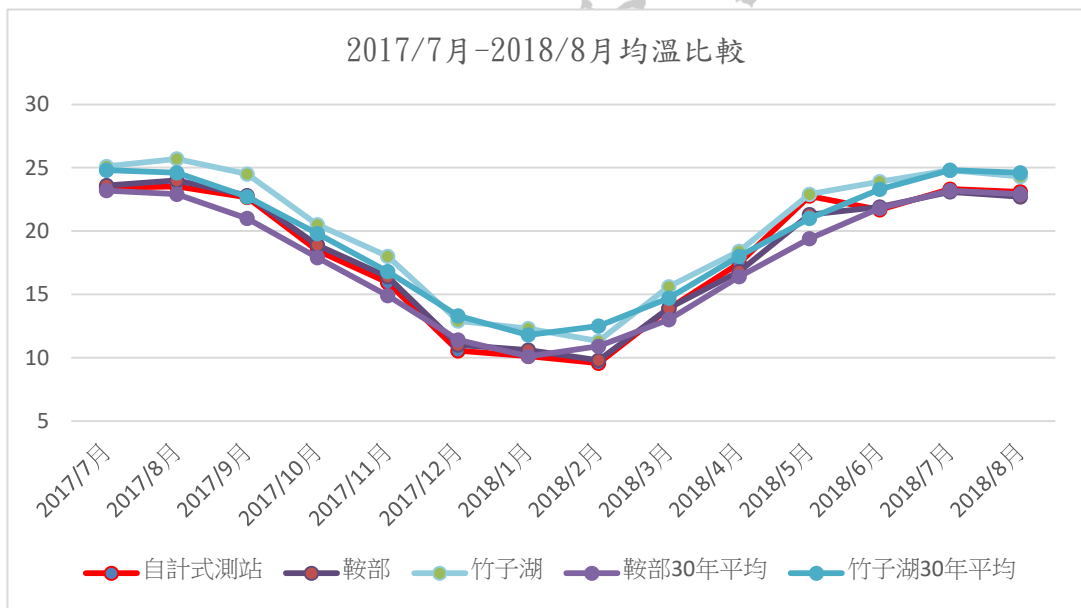


圖 27 2017 年 6 月～2018 年 8 月自記式測站與氣象局鞍部、竹子湖測站月均溫與長期統計比較 (單位：°C)

就月均溫觀察 (表 14)，計畫期間內夢幻湖的環境溫度，大致與鞍部的溫度變遷趨勢相距不遠，並因為地勢較高之故，溫度比鞍部測站略低，比高度更低的竹子湖測站低更多 (約 1~2 度)。在長期變化的部分，因夢幻湖測站缺長期統計資料，因此僅比較鞍部與竹子湖兩個測站的長期變化 (圖 27)。2017

年的記錄溫度，均比 30 年平均溫度要高，部分期間甚至要高出 2 度。2018 年後，溫度飆高的情況趨緩，回到平均值附近。長期而言陽明山山區是否有持續增溫的趨勢，目前資料顯示仍有待觀察。



第四節 夢幻湖水位資料分析

依據林幸助（2015）的研究顯示，依據整理夢幻湖過往的水位記錄，呈現季節之間相當大的差異性。在乾涸期間，湖水深度大約不超過 5 公分；而在豐水期間，湖水的高度可以達到 100 公分，其他月份的水位則在 20-90 公分的區間內遊走。而經過研究，臺灣水韭具有相當好的短期耐旱能力。即便在缺水時期，若水位能及時恢復，臺灣水韭不至於發生枯死的情況。然而，臺灣水韭到底需要多少的水深才是最具有優勢的生長環境，不同專家學者之間的研究尚無定論（陳德鴻，2008；陳寧庸，2010；游雅婷，2013），但大致均認為夢幻湖至少保持在有水覆蓋的情況為佳。

一、水位與颱風的關係

夢幻湖主要的水源來自於降雨，以及由周圍邊坡匯入之地表逕流量。由於湖泊面積小，快速聚集逕流使得湖水高度驟升。本計畫的水位資料援引國立臺灣大學施上粟教授執行的「陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」（施上粟，2017、2018），並改繪為圖 29，圖中顯示平均湖水位為 48 公分，從 2016 年 8 月至 12 月中大致高於平均湖水位面，屬於高水位時期，平均湖水位高度 70.04 公分，其中有 4 次湖水位高於 1 公尺，6 次接近或超過 1 公尺，此 6 個時間點皆與颱風事件有明顯相關，颱風事件後湖水位高度有明顯的下降趨勢，本計畫統計 6 次高水位紀錄後水位降低的歷時，如表 15，水位變動量可從 31 公分到 1 公尺，每日平均湖水下降高度可從 4.53 公分/天到 9.77 公分/天。2016 年 12 月中到 2017 年 3 月屬於枯水期，平均湖水位高度 37.73 公分，湖水面高度大致低於 48 公分，在歷史紀錄上甚至曾經發生過全乾涸的情況。2017 年 7-8 月間，因為降雨不足且間隔較久、蒸發散旺盛使湖面發生乾涸，有水區域大幅縮減，湖中水韭幾乎全數露出水面。而在 2018 年 1-3 月，由於 2、3 月雨量不足，湖區再度發生大面積乾涸的情況，約 2/3 面積沒有湖水覆蓋。

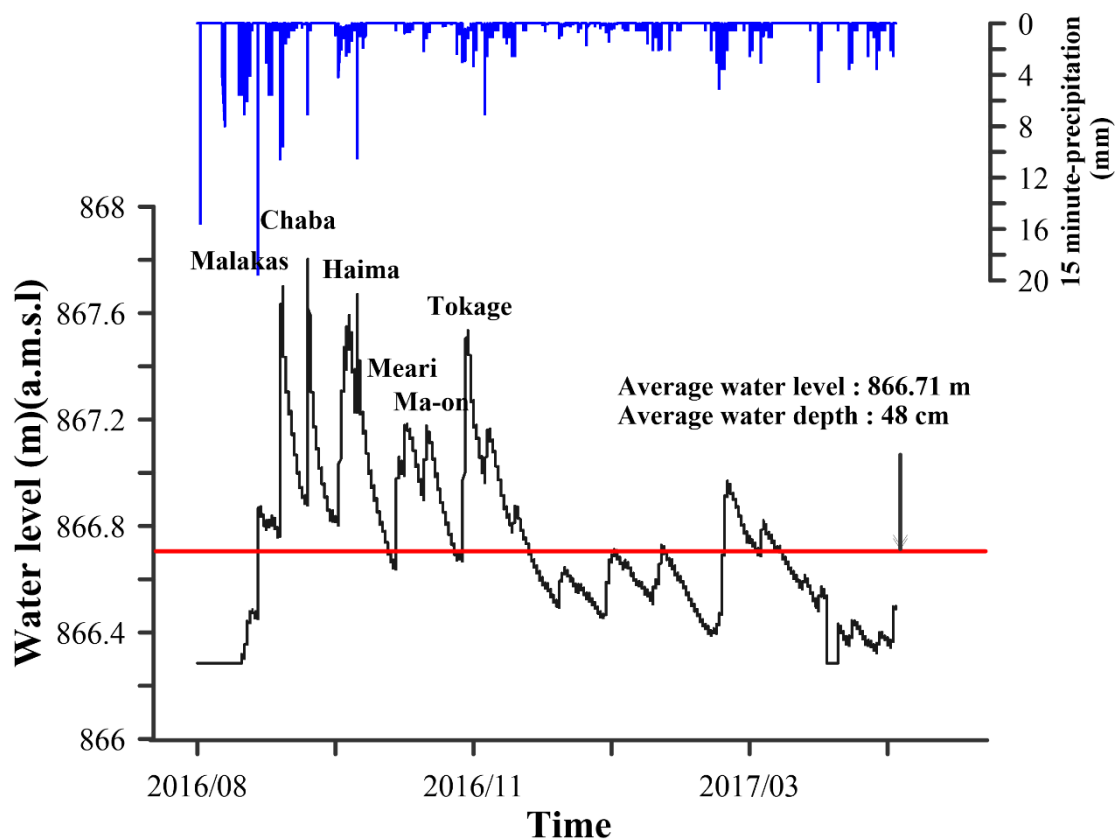


圖 29 夢幻湖水面高度與颱風關係（資料來源：施上粟，2017、2018）

表 15 湖水面高度下降趨勢

高點時間	低點時間	歷時 (天)	高水位 (公分)	低水位 (公分)	水位差 (公分)	平均水位 降低速率(公分 /天)
2016/9/18	2016/9/27	9.13	133.09	43.82	89.27	9.77
2016/9/27	2016/10/8	10.31	124.92	48.53	76.39	7.41
2016/10/15	2016/10/28	13.07	139.23	40.2	99.03	7.58
2016/11/1	2016/11/8	6.08	97.2	65.52	31.68	5.21
2016/11/9	2016/11/21	12.23	95.27	39.84	55.43	4.53
2016/11/24	2016/11/30	6.27	130.69	75.03	55.66	8.88

(資料來源：施上粟，2016)



照片 9 2017 年 7 月，夢幻湖區大面積乾涸照片（2017 年 7 月 26 日攝影）



照片 10 2017 年颱風過後，獲得水量補充的夢幻湖，有水面積增加（2017 年 8 月 8 日攝影）



照片 11 2017 年 8 月底，夢幻湖再度因為缺水，形成大面積乾涸（2017 年 8 月 29 日攝影）



照片 12 2018 年 3 月底，夢幻湖因為降雨缺乏，於冬季形成大面積乾涸（2018 年 3 月 27 日攝影）



圖 30 2017 年 6 月至 2018 年 9 月夢幻湖雨量與水位關係圖

本計畫期間夢幻湖水位資料，與雨量資料疊合後（圖 30），認為夢幻湖水位的變化，與降雨事件的延時，以及降雨事件的強度都有關連。降雨事件延時較長，水位的升降會趨緩。若以降雨強度當影響因子，愈大的降雨強度會增加水位陡升的機會。而在觀察期間中，2017 年 10 月 13 日前後的強降雨，讓水位快速上升來到海拔高程 868 公尺，並於短時間內又發生陡降的情況。此為計畫觀測期間內唯一水位超過高程 868 公尺的事件，其他降雨事件帶來的水位變化中沒有如此劇烈。其原因在於該日降下了計畫觀測期間最大的單日降雨（542 公釐，竹子湖觀測站），湖水面驟升導致溢流蓋過稍低的岸邊。10 月 14 日起降雨量收斂，沒有降雨量支撐的湖面開始下降，並有機會從西側與北

側的洞口滲漏直至高程 867.4 公尺（較低的西側洞口高程）。在夢幻湖的雨季期間（至 2018 年 2 月），夢幻湖水位變化維持在高水位的階段，水位幾乎不低於海拔高程 866.7 公尺。而同年 3 月開始，夢幻湖進入 4-6 月的枯水期，稀少的降雨讓水位維持在高程 866.7 公尺以下，甚至多次發生湖面乾涸。直到 2018 年 7 月起，颱風與午後陣雨的水量補充讓湖面回到有水的狀態。總體而言，計畫執行期間夢幻湖的降雨量偏少，使得湖面發生乾涸情況的日數上升。

二、簡易蒸發散速率監測

簡易蒸發散速率監測成果，從 106 年 7 月 26 日起，至本階段最後收測資料時間（11 月 28 日）為止（儀器損壞），除 8 月份因儀器故障外，共記錄到約 4 個月的蒸發散變化（圖 31）。資料大致可分為三個區段：

（一）7 月至 8 月（夏季變化）

在夏日的變化上，湖區附近的蒸發散速度是最快的時間，在不降雨的日子，每日蒸發散量約為 0.5 公分。今年 7 月 29-30 日影響北臺灣的尼莎颱風，快速的將蒸散損失的水分補滿，使觀測筒呈現溢滿的狀態。直至 8 月 2 日天氣穩定後，再度以每日 0.5 公分的速度降低。8 月 7 日至 8 月 30 日因儀器故障，無收集資料。

（二）9 月份（秋季變化）

9 月臺北盆地的氣溫仍高，但陽明山的溫度已較 8 月來的稍低，加上因此月初有降雨補充，因此蒸發散的速率比夏季要低一些。從 9 月 16 日起因連續 13 日無降雨，觀測儀器下降了 4.5 公分，是觀測的最低紀錄。9 月 29 日夢幻湖附近開始降雨，觀測儀器的水位在兩天內灌滿達到溢出的情況。

（三）10 月以降（秋末冬初情況）

由於溫度降低以及雲量增加，降雨日數增加，觀測儀器常保滿水位，因此沒有觀測到蒸發散的變化，湖區的水位也保持在豐水期的高度。

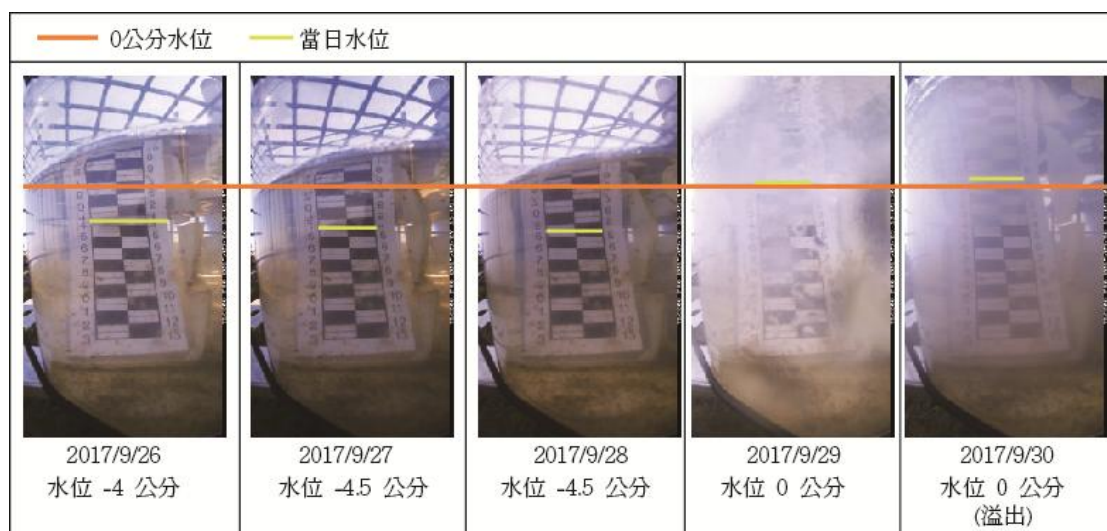


圖 31 2017 年 9 月 26 至 30 日夢幻湖蒸發散量觀測比較

三、夢幻湖短期水平衡

水平衡是研究地表上某地區，在一定期間，水收支的均衡狀態，屬於動態平衡 (Equilibrium balances)。水平衡是生態平衡的一部份，水平衡的破壞將影響生態穩定。明瞭水平衡中各階段的水量進出，有助於了解各地區可開發的水資源量，達成供需平衡之經濟與環保效應。夢幻湖的面積為 1 公頃。平均蒸發散量約為 2 mm/day，1 公頃=10000 立方公尺。本計畫假定從低水位提高到高水位的水位差乘上湖泊面積是事件型的入流量，從高水位降到低水位的水位差乘上湖泊面積是事件型的出流量，如表 16，單位為立方公尺。

表 16 夢幻湖水位在颱風事件時的變化 (2016 年)

颱風事件	入流量 (降雨+地面逕流 in)	出流量 (蒸發散量+地中逕流 out)	蒸發散量	出流量 (地中逕流 out)	小計
MALAKAS	9391.18	8927	2099.9	6827.1	464.18
CHABA	8202.74	7639	2371.3	5267.7	563.74
HAIMA	9103	9903	3006.1	6896.9	-800
MEARI	5818	3168	1398.4	1769.6	2650
MA-ON	2951	5543	2812.9	2730.1	-2592
TOKAGE	9153.2	5566	1442.1	4123.9	3587.2

(資料來源：改繪自施上粟，2017)

從此資料顯示，颱風事件在短期內可以帶來大量的降雨，造成湖面水位的推升。但從入流量與出流量的小計顯示，不是每個颱風都能產生入流量為正的效果，部分事件下，出流量甚至比入流量要大許多。尤其是 HAIMA 颱風事件中，9000 立方公尺的入流量最終卻小於該事件的出流量。搭配計畫期間內水位升降圖（圖 30），或許提供了部分解答。如果降雨事件又短又急，水位補注如同 2017 年 10 月 13 日事件，短期快速地補注使湖面發生溢流，水位急升急降。當水位降至低過溢流的區間並持續下降時，後期的小降雨無法維持水位停留在較高的位置，就會發生出流大於入流的情況。如果降雨的時間較為平均、延時長，則水位緩升緩降，補注的效果較為明顯。

第五節 夢幻湖水質資料分析

本計畫於每個月進行一次夢幻湖水質檢測，檢測點有 1 處，如圖 32。檢測結果如表 17。監測數據比對「夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作」（陳德鴻，2008）與「106 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」（施上粟，2017）第一季的部分水質監測結果，如表 17 至表 20。

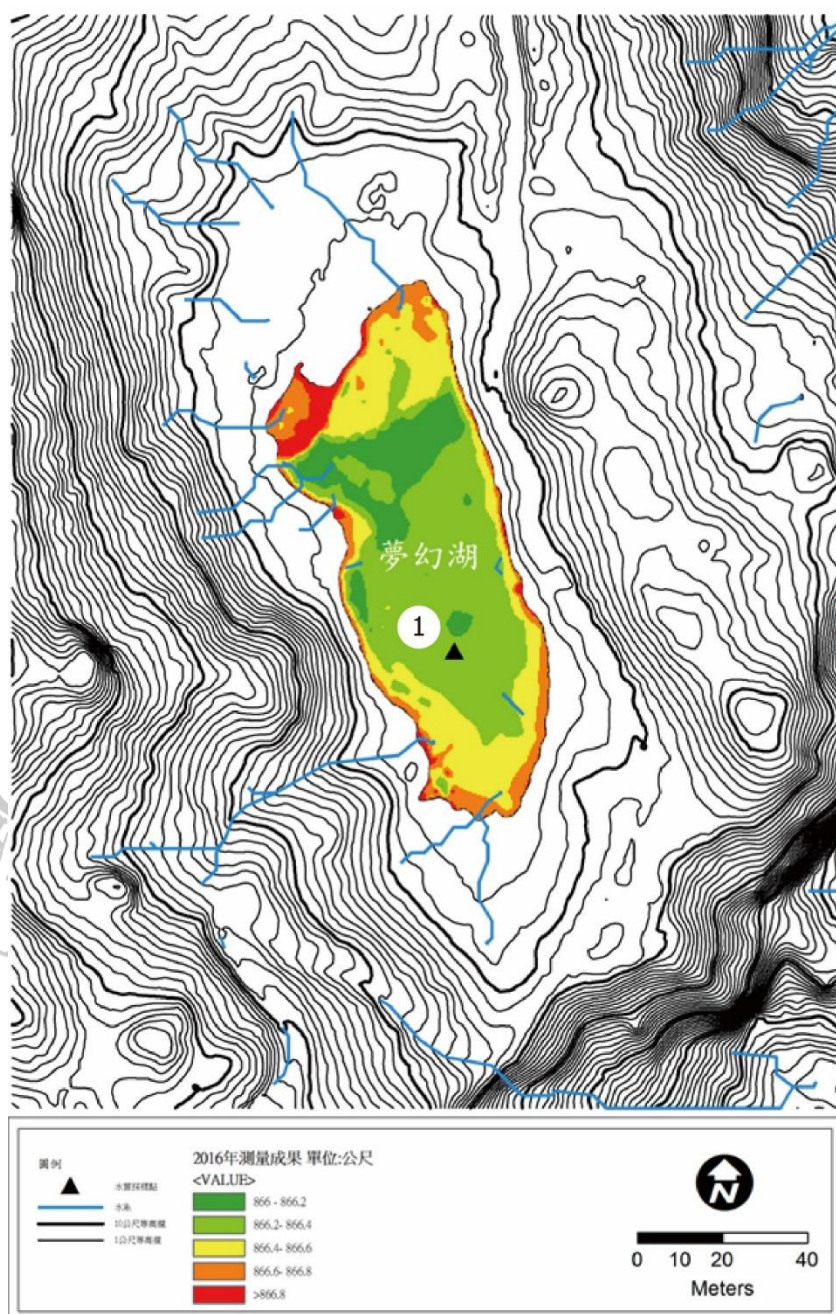


圖 32 水質採樣點示意圖

表 17 本案水質監測結果 (1)

檢測時間	酸鹼 度監 測	導電度監 測 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	濁度 (NTU)	溶氧量 (mg/L)	水溫 ($^{\circ}\text{C}$)	鹽 度	水中懸浮 固體濃度 (mg/L)	氧化還 原電位 (mv)
2017/03/28	4.36	60.0	38	8.0	22.7	0	30	309
2017/05/09	6.50	40.0	48	-	21.6	0	30	177
2017/06/27	5.01	40.0	130	-	26.0	0	30	164
2017/07	因夢幻湖乾涸，無法進行水質量測。							
2017/08	因夢幻湖乾涸，無法進行水質量測。							
2017/09	5.20	38.0	-	-	--	-	-	-
2017/10	儀器損毀，僅剩酸鹼度、導電度與水溫可測							
2017/11/01	4.45	87.0	-	-	21.6-	-	-	-
2017/12/05	5.22	80.9	-	-	11.2-	-	-	-
2018/01/02	4.64	37.9	-	-	20.6-	-	-	-
2018/02/07	4.30	39.0	-	-	5.4-	-	-	-
2018/03/27	因夢幻湖乾涸，無法進行水質量測。							
2018/05/26	因夢幻湖乾涸，無法進行水質量測。							
2018/06/19	4.80	51.13	-	-	25.2	-	-	-
2018/07/31	5.11	38.52	-	-	26.18	-	-	-
2018/08/20	5.02	38.79	-	-	15.7	-	-	-

表 18 本案水質監測結果 (2)

	酸鹼 度監 測	導電度監 測 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	濁度 (ntu)	溶氧量 (mg/L)	水溫 ($^{\circ}\text{C}$)	水中懸浮 固體濃度 (mg/L)	氧化還 原電位 (mv)
建議標準 (行政院 環境保護 署河川水 質標準)	4.5-6.5	-	-	6.5 以上	--	25 以下	-
夢幻湖臺 灣水韭原 棲地保育 監測及維 護工作(陳 德鴻， 2008)	4.29	60.69	40.96	9.38	--	38.81	-
陽明山國 家公園夢 幻湖生態 保護區水 文調查計 畫(施上 粟，2017)	5.40	45.40	2.80	9.40	--	6.30	-

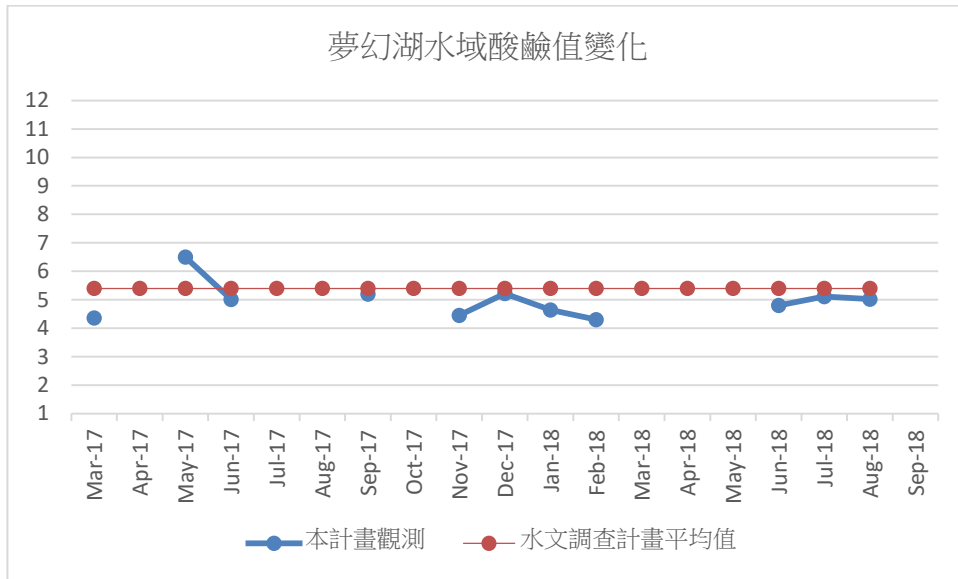
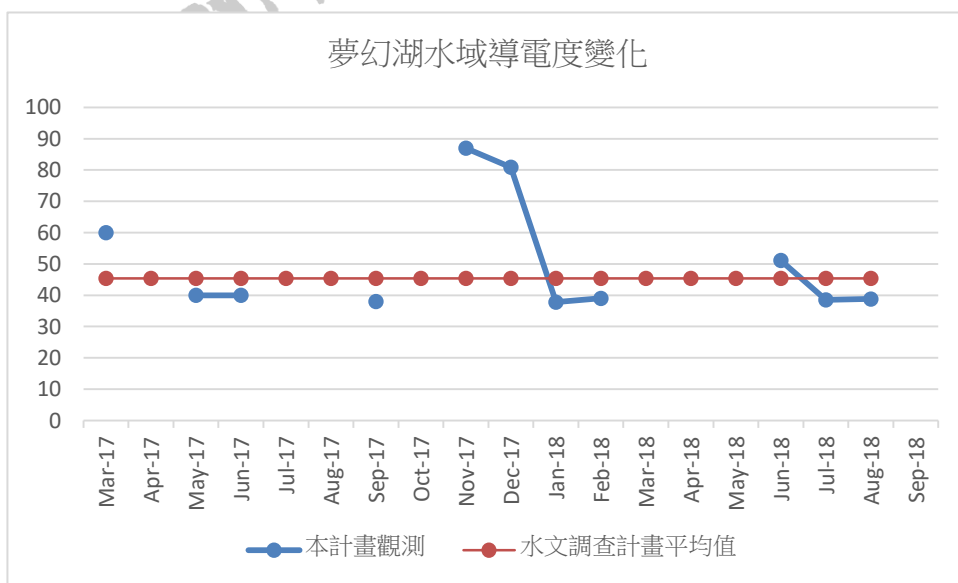


圖 33 夢幻湖水域酸鹼值變化 (單位: pH)

酸鹼值變化 (圖 33)，除了 2017 年 5 月採取的水樣酸鹼值偏高，達到 pH 6.5，多數貼近於 5.4 之間或稍低，湖水長期屬於偏酸性的狀態。酸鹼值的擺盪幅度小，較不受到長期水位高低差異的影響，而可能受到降雨前後雨水與逕流影響較多。如果雲中酸性物質偏多，降雨偏酸，湖水的酸鹼值就會受影響而波動。另外，依據林幸助 (2015) 的水質調查顯示，夢幻湖的水質變化可能具有季節性，夏季的酸鹼值調查結果也與本計畫成果相同，代表這是夢幻湖的環境特性。

圖 34 夢幻湖水域導電度變化 (單位: $\mu\text{S}/\text{cm}$)

導電度數據（圖 34），在 2017 年 11 月與 12 月呈現跳高的現象。至 2018 年 1 月後回到平均值附近。整體的導電度數值不超過 100 μ S，遠低於自來水等級的 350 μ S 以及灌溉用水標準的 750 μ S，顯示夢幻湖中的離子與導電物質稀少，水質良好。

對照表 19 的無機營養鹽成分，在監測的第一季度（2017 年春）僅有鈉離子濃度稍高，其餘各監測時間內的無機鹽數據顯示（圖 35），湖中的無機鹽類非常微量，除了對應了導電度變化偏低的數值外，地下水所滲出的無機鹽類也很少，水質保持穩定。這也同時指示，夢幻湖的水源來源以降雨及附近坡地流入的地表逕流為大宗，來自地下水的部分很少。

表 19 無機營養鹽成分監測（季度資料）

檢測時間	鈉離子濃度 (ppm)	鉀離子濃度 (ppm)	鎂離子濃度 (ppm)	鈣離子濃度 (ppm)
2017/05/09	18.14	1.13	2.19	1.19
2017/10/03	3.74	0.96	0.77	1.78
2017/11/01	5.23	0.74	0.63	0.90
2017/12/5	1.75	0.32	0.15	0.34
2018/3/27	4.43	0.61	0.66	0.96
2018/5/01	4.77	0.61	<0.1	2.07
2018/8/14	1.87	0.38	<0.1	1.25

（檢測單位：國立臺灣大學地理環境資源學系黃誌川教授實驗室）

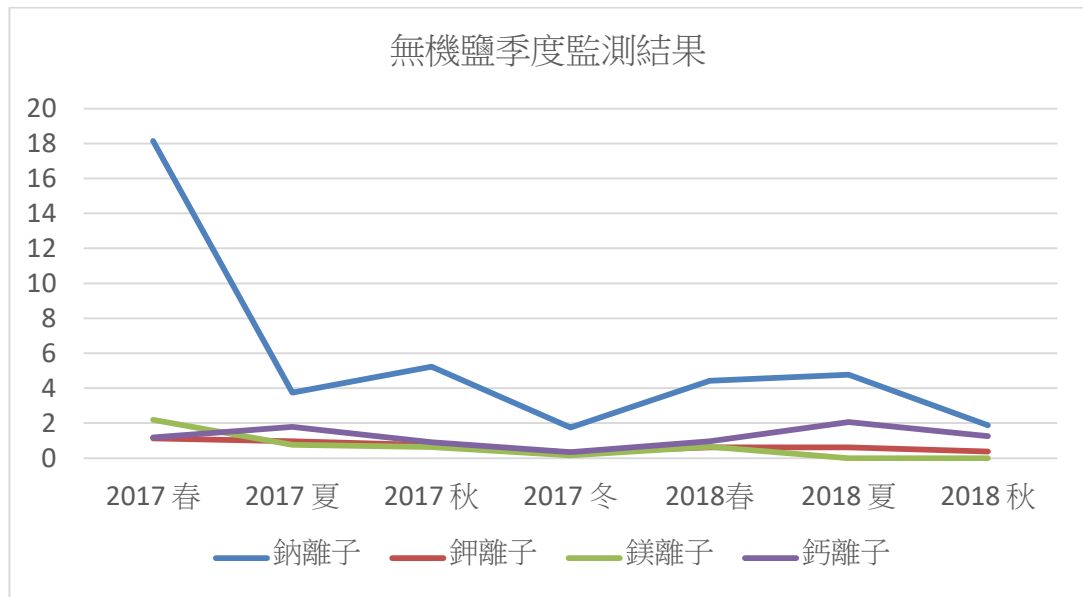


圖 35 夢幻湖無機鹽監測結果 (單位:ppm)

表 20 有機營養鹽成分監測 (季度資料)

檢測時間	氨氮濃度 (ppm)	硝酸鹽 (ppm)	硫酸鹽 (ppm)
2017/05/09	<0.01	1.65	9.23
2017/10/03	<0.01	3.67	4.05
2017/11/01	<0.01	0.812	1.80
2017/12/5	<0.01	探針損毀	探針損毀
2018/3/27	<0.01		
2018/5/01	0.13		
2018/8/14	0.11		
自來水標準	0.5	10	250

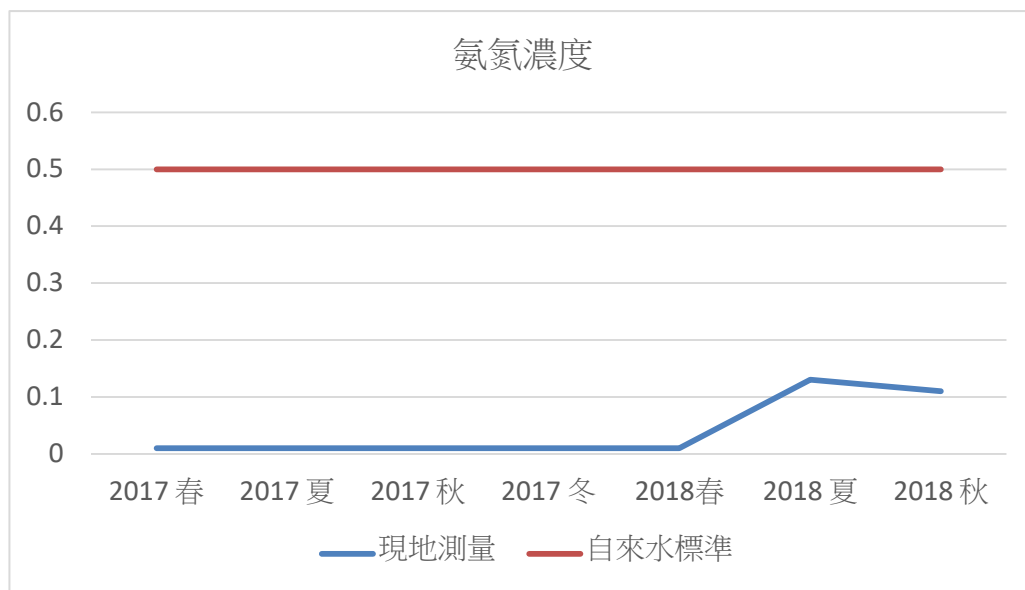


圖 36 夢幻湖氨氮濃度監測（單位：ppm）

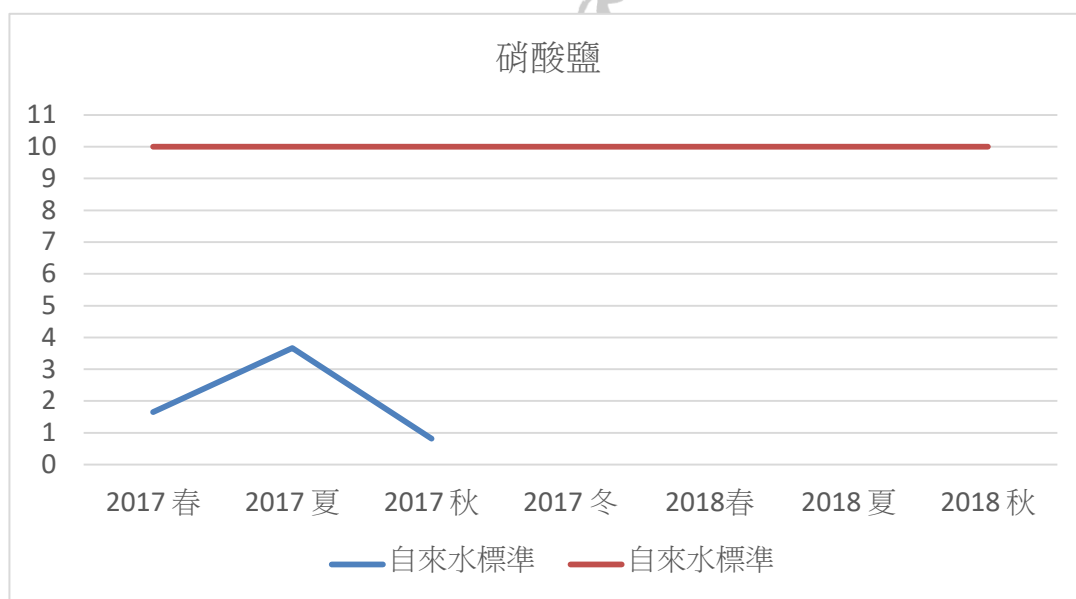


圖 37 夢幻湖硝酸鹽濃度監測（單位：ppm）

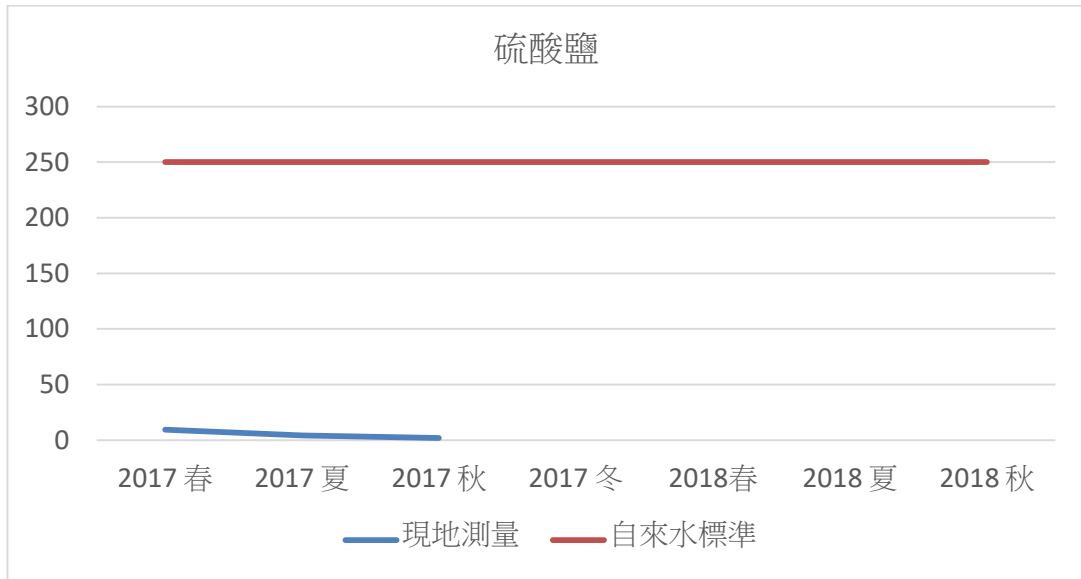
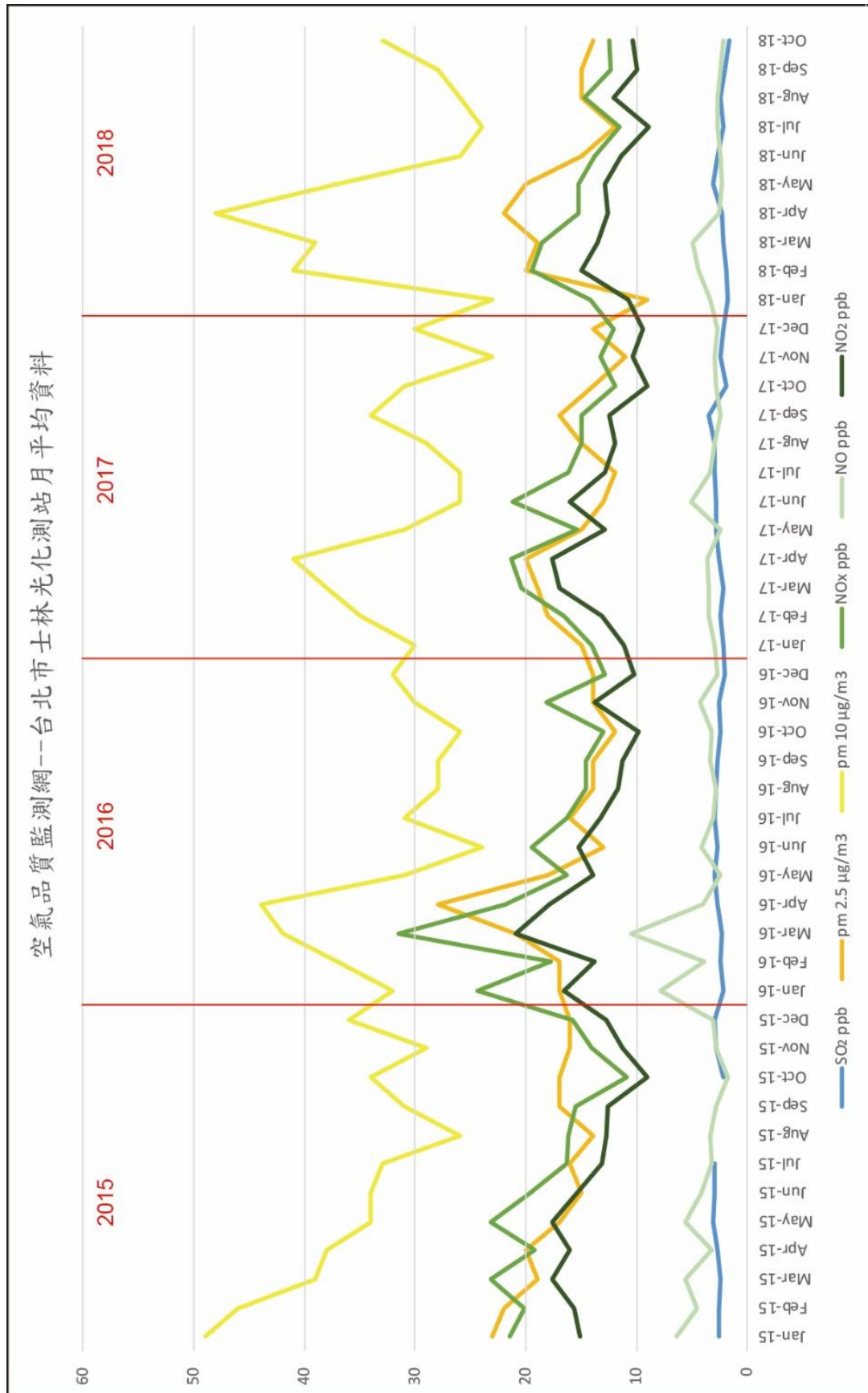


圖 38 夢幻湖硫酸濃度監測（單位：ppm）

（檢測單位：國立臺灣大學地理環境資源學系黃誌川教授實驗室）

有機營養鹽的監測項目（表 20），在測定的期間內，都顯示遠低於自來水標準，變化的幅度也很輕微，這個項目再度應證了夢幻湖水質穩定的分析結果（圖 36~38）。同時，偏低的數值也說明夢幻湖處於營養鹽缺乏的狀態，若情況不變，夢幻湖發生優養化的機率相當低。

另外，林幸助（2015）的調查顯示，夢幻湖的水質會有季節性的變化，其中在冬季，有機營養鹽的濃度會快速飆高，遠高於其它三季的平均值。這可能與冬季東北季風，攜帶大量的境外汙染物質有關，而陽明山是首當其衝（圖 39）。不過在本計畫期間，氨氮的濃度變化並不顯著，顯示這種情況在 2018 年不嚴重。對比雨量資料，2018 年冬季與春季偏低的降雨，可能是沒有把汙染物帶入湖區的重要因素。



第六節 夢幻湖岩芯採樣分析

為取得底泥沉積物，進行後續沉積物物化分析，本計畫於 2017 年 3 月 28、7 月 1 日，以及 2018 年 2 月 7 日，以薄管採樣的方式採集六管樣本，考量採樣品質，以其中五管（A、C、D、E 與 F 管）進行後續分析。採樣位置如第 28 頁圖 11，各岩芯分析項目如表 21，並分別將 A、C、D、E 四柱標本切片分析，F 管則進行水藻分析，岩芯剖面分析結果如圖 40-45。

表 21 各岩芯分析項目

岩芯 編號	採樣日期	切片日期	分析項目				
			土壤含 水量	土壤有 機質含 量	土壤質 地	水藻 分析	碳 14 定年
A	2017/03/28	2017/04/10	○	○	-	-	○
B	2017/03/28		備用標本				
C	2017/06/28	2017/07/03	○	○	○	-	-
D	2017/06/28	2017/07/03	○	○	-	-	○
E	2017/06/28	2017/07/03	-	-	-	-	○
F	2018/02/07	----	-	-	-	○	○

一、底泥沉積物分析結果

（一）岩芯 A

如圖 40 所示，本次採樣深度為 60 公分，根據岩性由上而下分別為水體（water）佔 22 公分，岩芯佔 38 公分，其中有機粉砂（organic silt）佔 10 公

分，泥炭（peat）佔 21 公分，砂質土（sand）佔 7 公分。顏色上，有機粉砂土呈現灰棕色，泥炭層則根據有無植物根分為上下層，界線在水面下 47 公分，上層為暗灰色，下層為黃棕色，砂質土顏色屬於黃灰色，質地乾硬。土壤含水量呈現由上層向下層遞減的趨勢，變化幅度由 68.6% 下降到 29.6%，遞減原因應與土壤孔隙受重力壓密有關。土壤有機質同樣呈現由上層向下層遞減的趨勢，變化幅度由 28.9% 下降到 4.7%，其中在水面下 47 公分處土壤有機質含量驟減，推測原因為現生植物根系無法補充有關。另本計畫利用碳 14 定年法測定岩芯第 12 公分（NTU AMS-3667）與第 27 公分（NTU AMS-3668）之絕對年代，岩芯第 12 公分為 980 ± 10 年（日歷年），岩芯第 27 公分為 305 ± 5 年，呈現上老下年青的倒轉現象，推測可能與夢幻湖浚深導致底泥翻動有關。

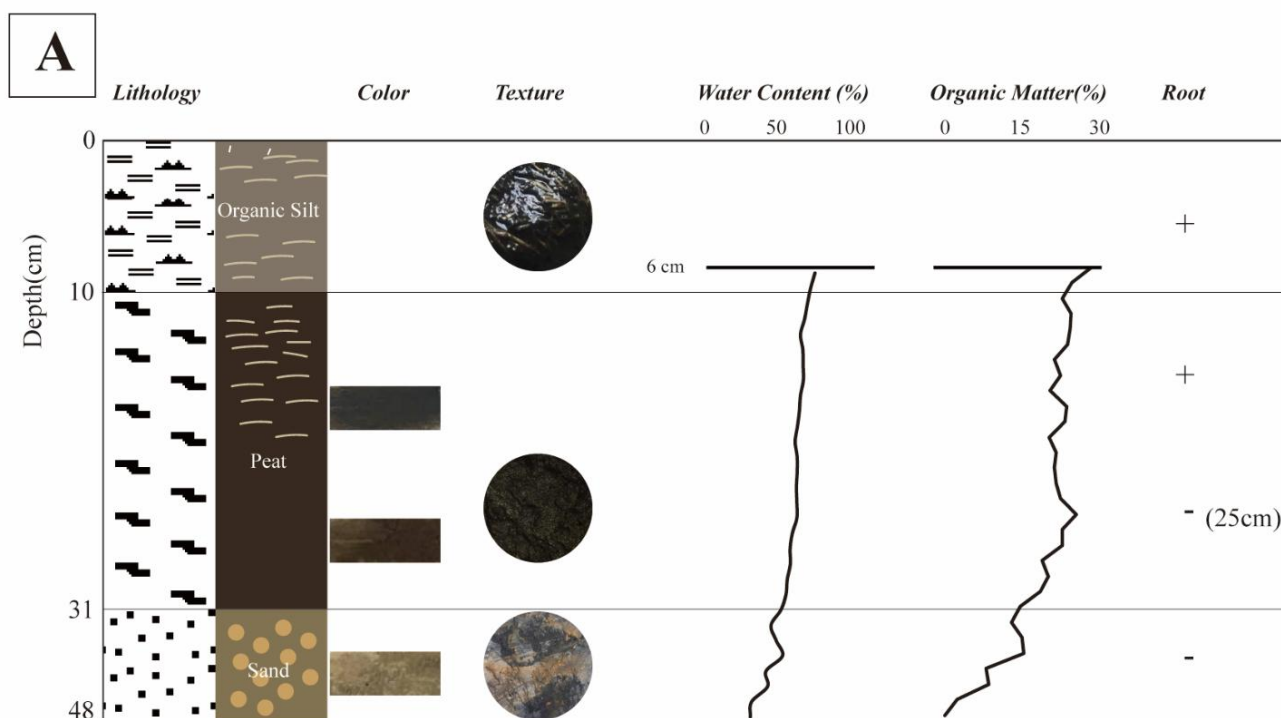


圖 40 岩芯 A 剖面圖

(二) 岩芯 C

如圖 41 所示，本次採樣深度為 70 公分，根據岩性由上而下分別為水體 (water) 佔 20 公分，岩芯佔 50 公分，其中有機粉砂土 (organic silt) 佔 5 公分，泥炭 (peat) 佔 45 公分。顏色上，有機粉砂土呈現灰棕色，與岩芯 A 比較，此岩芯之泥炭層並無明顯分層，且無明顯現生根系分布。土壤含水量呈現由上層向下層減少的趨勢，變化幅度由 92.1% 下降到 62.6%，遞減原因應與土壤孔隙受重力壓密有關，但平均土壤含水量仍然相當高 (64.15%)。如圖 42 所示，岩芯 C 的土壤質地介於壤土到壤質黏土之間，並無上下明顯分層，顯示夢幻湖的沉積環境相對穩定。在垂直分層上，砂土比例介在 6-14%，可見到砂土比例存在 5 次高峰 (peak)，分別是岩芯深度 9-11 公分、24-26 公分、33-35 公分、36-38 公分與 42-44 公分。壤土為主要組成成分，均大於 50%。黏土比例介於 2-41%，可見到黏土比例存在 4 次高峰 (peak)，分別是岩芯深度 9-11 公分、27-32 公分、39-41 公分與 45-50 公分。

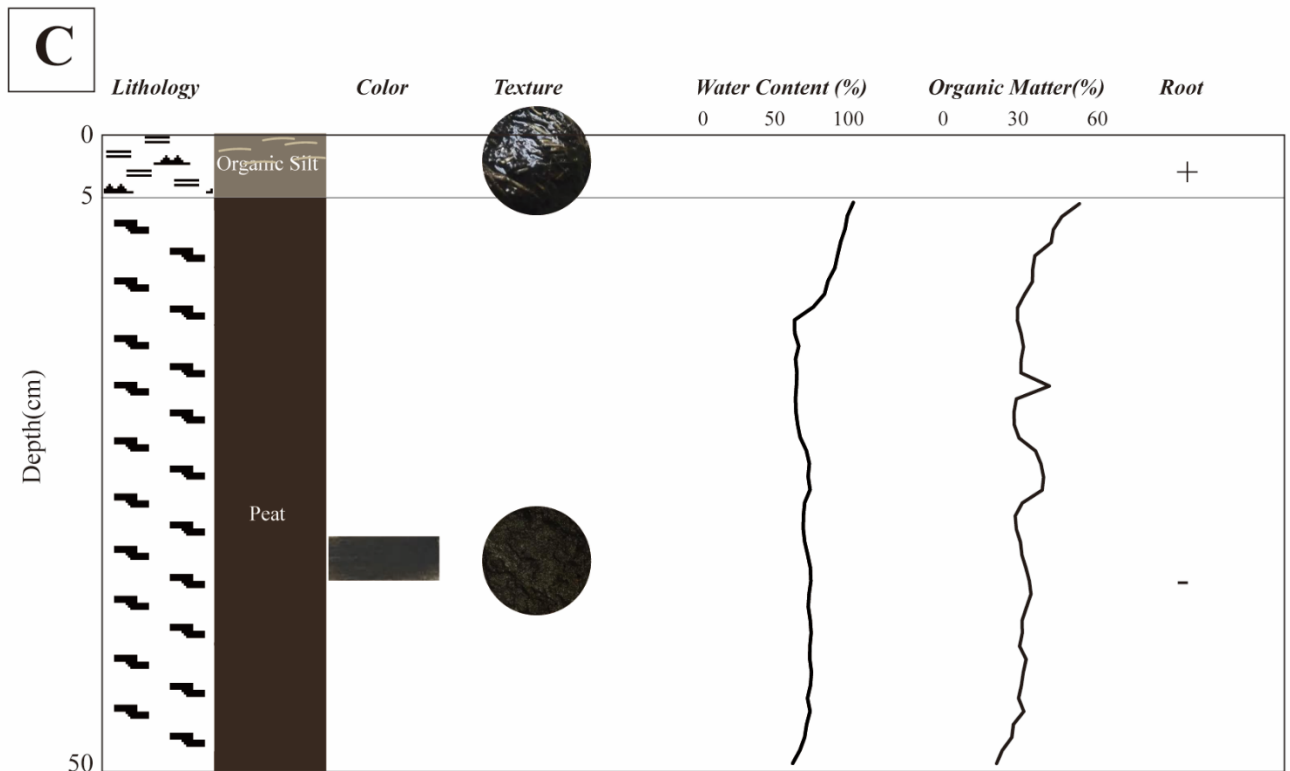


圖 41 岩芯 C 剖面圖

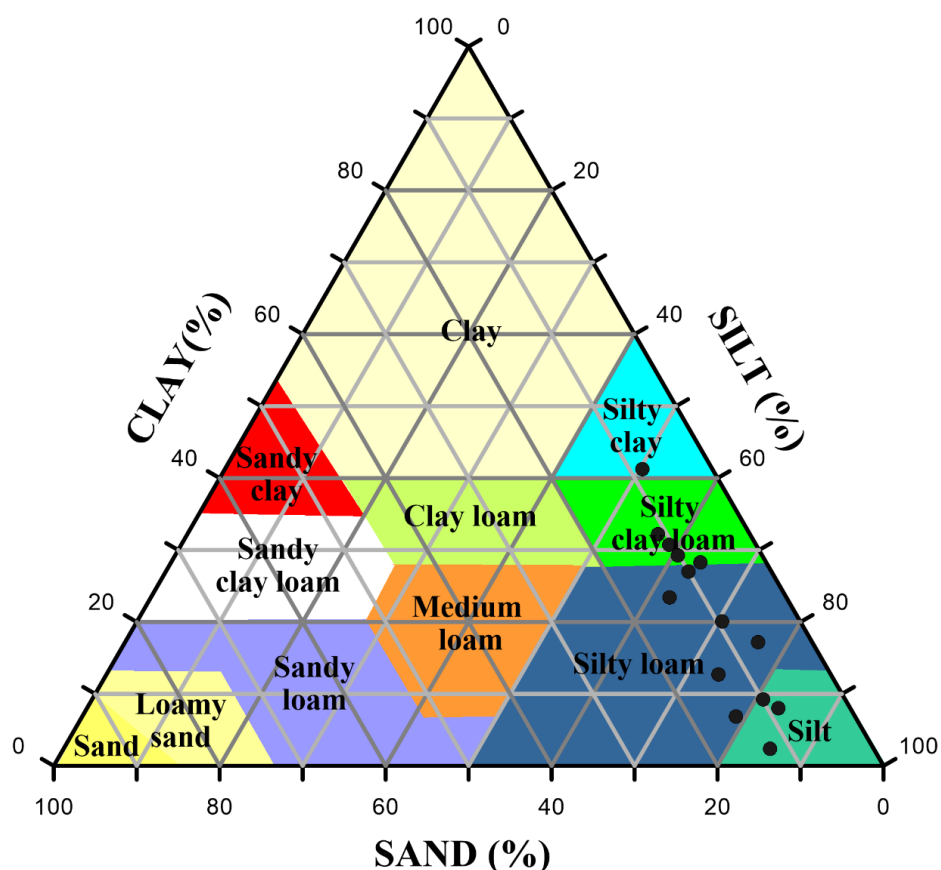


圖 42 岩芯 C 土壤質地三角圖

表 22 美國統一土壤分類 (Unified Soil Classification System, USCS)

主要分類依據			符號	土壤群
粗粒土 超過 50% 保留 在 No. 200 (0.075 mm) 篩上	礫石 50% 以上未通過 第 4 號 (4.75 毫 米) 篩上保留	小於 5% 礫石通 過 No. 200 篩	GW	細到粗砂礫
			GP	分級不好的 礫石
		大於 12% 礫石 為細顆粒	GM	粉砂礫石
			GC	粘土礫石
	砂 50% 以上通過 4 號 (4.75 毫米) 篩	乾淨的沙子	SW	分級良好的 沙子
			SP	分級不好的 沙子
		細顆粒占 12% 以上	SM	粉沙
			SC	粘土沙子
細粒土	淤泥和粘土	無機	ML	淤泥

50%或更多的 細粒通過 No. 200 (0.075mm) 篩	液限 <50		CL	低塑性粘 土，貧粘土
		有機	OL	有機泥沙， 有機粘土
	淤泥和粘土 液限≥50	無機	MH	高塑性淤 泥，彈性淤 泥
			CH	高塑性粘土
		有機	OH	有機粘土， 有機淤泥
高度有機土壤			Pt	泥炭

(資料來源：維基百科，Unified Soil Classification System 條目，
https://en.wikipedia.org/wiki/Unified_Soil_Classification_System)

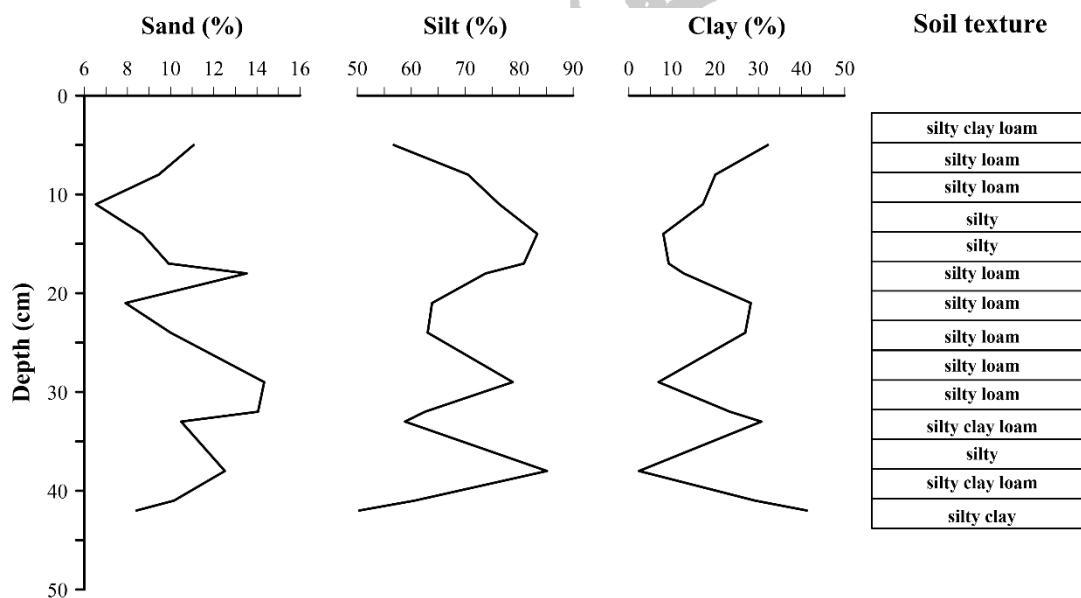


圖 43 土壤質地隨深度變化圖

(三) 岩芯 D

如圖 44 所示，本次採樣深度為 66 公分，根據岩性由上而下分別為水體 (water) 佔 20 公分，岩芯佔 46 公分，其中有機粉砂土 (organic silt) 佔 3 公分，泥炭 (peat) 佔 44 公分。顏色上，有機粉砂土呈現灰棕色，泥炭層呈現

黑色。土壤含水量呈現由上層向下層遞減的趨勢，變化幅度由 92.88% 下降到 53.90%，岩芯深度 9 公分以下，土壤含水量陡降且維持到 50% 左右。土壤有機質同樣呈現由上層向下層遞減的趨勢，變化幅度由 51.54% 下降到 19.94%，另外在岩芯深度 15、21、22、23 公分出現土壤有機質增加趨勢。另本計畫利用碳 14 定年法測定岩芯第 8 公分（NTU AMS-4292-1）與第 44 公分（NTU AMS-4293-1）之絕對年代，岩芯第 8 公分為 685 ± 3.3 年，岩芯第 44 公分為 3460 ± 2.17 年。以此資料推算，岩芯 D 所在位置的沉積速率約為 0.11 公釐/年。

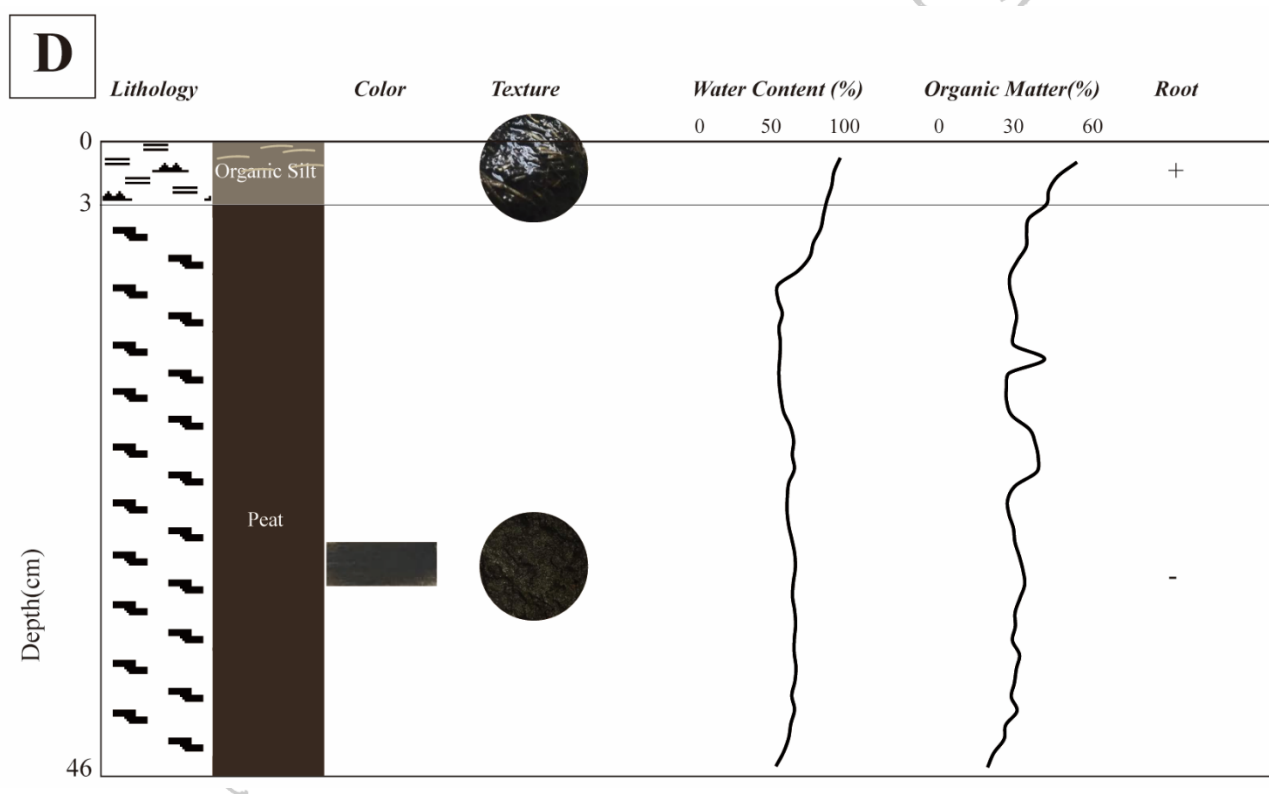


圖 44 岩芯 D 剖面圖

(四) 岩心 E 與岩心 F

岩心E與岩心F為2018年2月於夢幻湖採集的表層底泥樣本。岩心E切片後取得三個 ^{14}C 樣本進行定年分析，其中有兩組獲得年代資料如下：

岩心 E

710 ± 20 (日歷年) (10cm) (原始 787 (1950) ± 19)

2630 ± 110 (日歷年) (51cm) (原始 2564 (1950) ± 62)

岩心 E 在 10 公分處的年代，經校正後為 710 正負 20 個日歷年。這個定年結果與前述的 D 柱、劉教授標本兩者差距不大。唯 51 公分處的定年結果跳增至 2630 正負 110 日歷年，則又與陳教授標本的定年結果接近。這可能代表湖區沉積物的來源少或是分布不均勻，部分區域相對缺少某段沉積物，使定年的結果發生分群的情況。

岩心 F 為另一隻表層底泥樣本，由合作團隊的日本九州大學鹿島薰教授帶回進行定年。於日本進行 ^{14}C 定年後，鹿島教授提供的資料如下：

岩心 F (圖 45)

$510 \pm ?$ (誤差未知) (日歷年) (10cm)

$605 \pm ?$ (誤差未知) (日歷年) (34cm)

F 柱上層 10 公分的定年為 510 日歷年，是計畫採取的樣本中，偏年輕的結果，但與其他柱約 500~700 年的差異不大，可視為同一個年代層。而到 34 公分處的樣本定年，605 個日歷年的年代也偏低，代表短暫幾年的時間就發生了大量的淤積。不過此一年代與劉教授樣本的結果相近，就此推測 600~500 年的沉積帶可能佔據了 10~30 公分的深度。

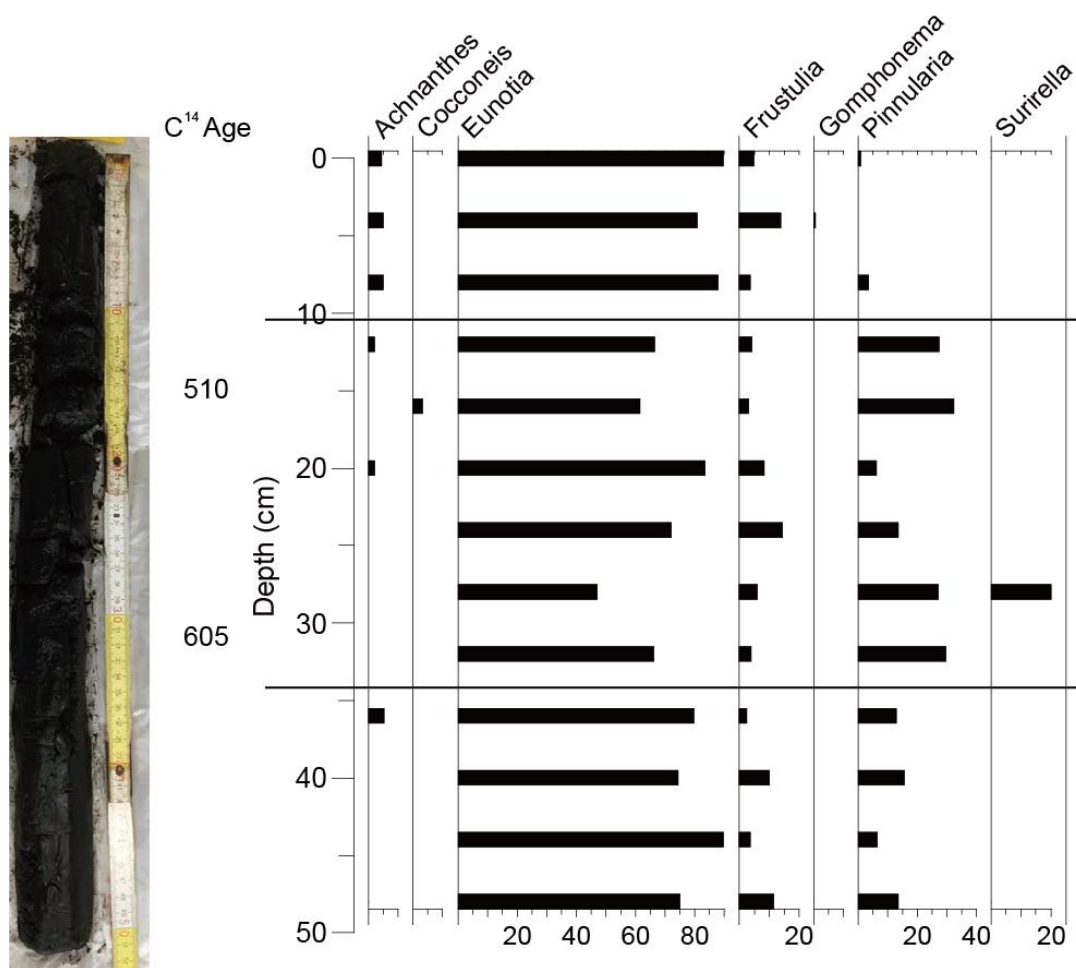


圖 45 岩芯 F 水藻成分以及深度年代相對位置圖（由日本九州大學鹿島薰研究室提供）

二、小結

根據夢幻湖的底泥組成大致有分為兩大類，上層 5-10 公分為有機粉砂土，顏色屬於棕色，含水量高，沉積物中夾雜植物根，粉砂粒徑為 2 微米至 60 微米之間，粉砂體積較沙質土小，又無黏質土特有的內聚力，因此最易受到水力沖刷以及風力吹蝕侵蝕（Boggs Jr., 2005； Schnurrenberger et al., 2003），推測應是由周圍集水區沖刷沉積而成；下層為泥炭顏色屬於黑色，質地較乾硬，泥炭化作用是指當沼澤地植物遺體在長期積水、低溫 and 缺氧環境下，不能完全分解，呈半腐爛狀態，經過長時間積累而形成的，由於植物不完全分解，因此常可見到植物的組織，因此可推斷夢幻湖應為貧營養型湖泊，另外岩芯 A 底層出現砂質土，是較為粗顆粒的風化物，其粒徑分布為 60 微米至 2 釐米之間。

由於其顆粒最為粗大，砂質沉積物為主的環境應為河道等流動水體所在的區域或是代表該沉積作用發生的時期剝蝕作用相當旺盛。氣候變遷、地震、塊體運動、崩塌、大規模開發、伐木、森林火災等造成地表植被被迅速破壞的作用都會造成粗顆粒物質在短時間內大量進入沉積體系的現象發生。

定年比較結果顯示（圖 46），由於岩芯 A 管發生了上下翻轉的情況，考量到夢幻湖沉積環境相對穩定，因自然原因發生年代上下倒置的情況微乎其微，因此幾可斷定是由於人為原因使得該地沉積物發生擾動，故失去與其他研究共同分析之精確度。岩芯 D 管的結果保持愈深年代愈久的一般情況，其採取定年樣本位置的深度（44 公分處）介於劉聰桂與陳淑華兩次樣本之間，測得的年代則較接近陳淑華樣本。而就比對本計畫採樣樣本與劉聰桂樣本質地比對（圖 47），在底泥沉積物淺層的部分，兩者質地相當一致，均以黑色泥炭為主，呼應劉聰桂的探測結果。由此可知，夢幻湖湖區中不同地點的定年結果可能會受到採樣位置的影響而有出入。造成如此差異的原因，可能是湖區內沉積物供應的狀況並非一致，部分區域獲得的沉積物較少，導致其沉積速率比其他地點更為緩慢。

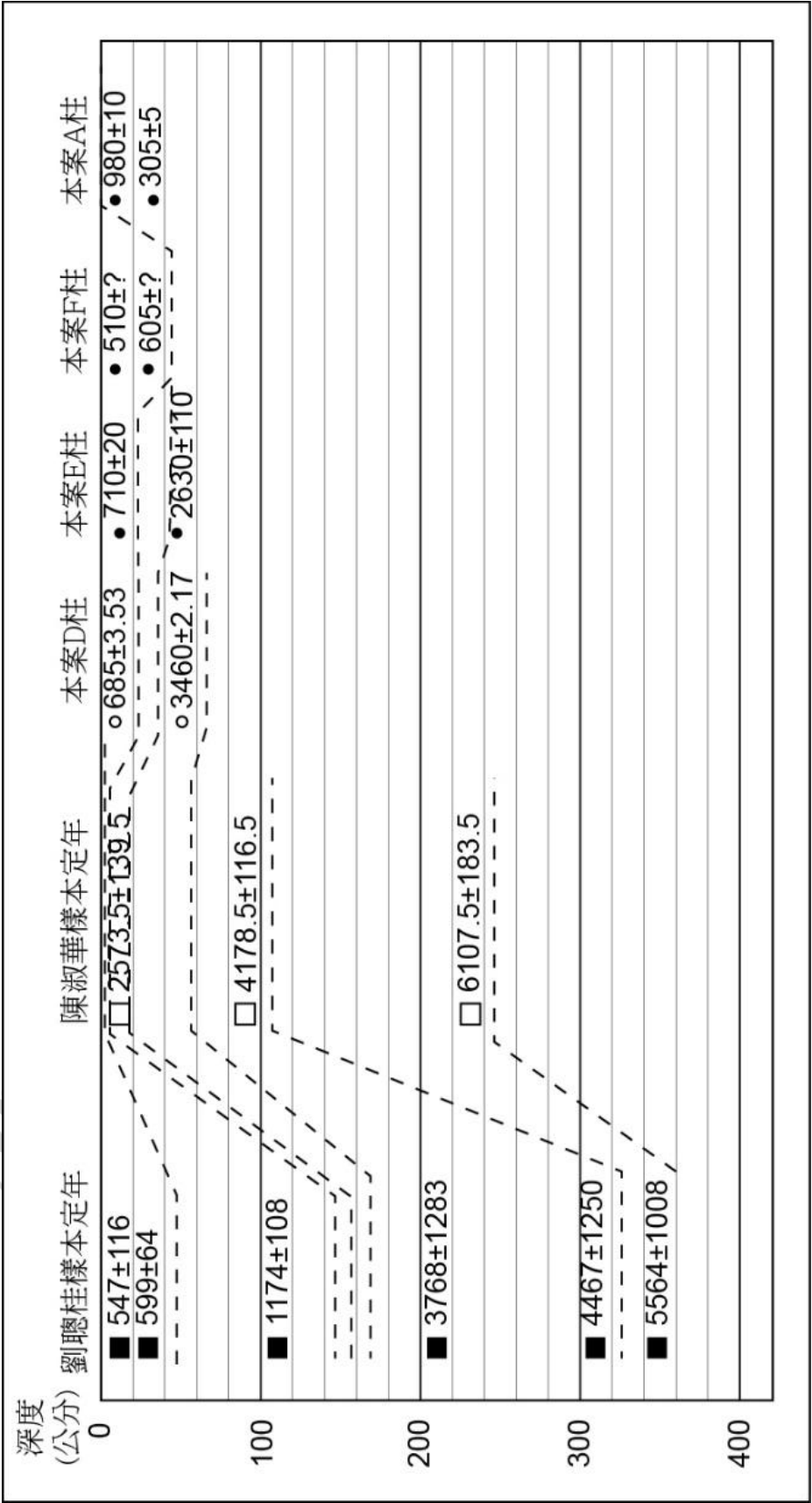


圖 46 本計畫定年結果與前人研究比較 (年代為日歷年)

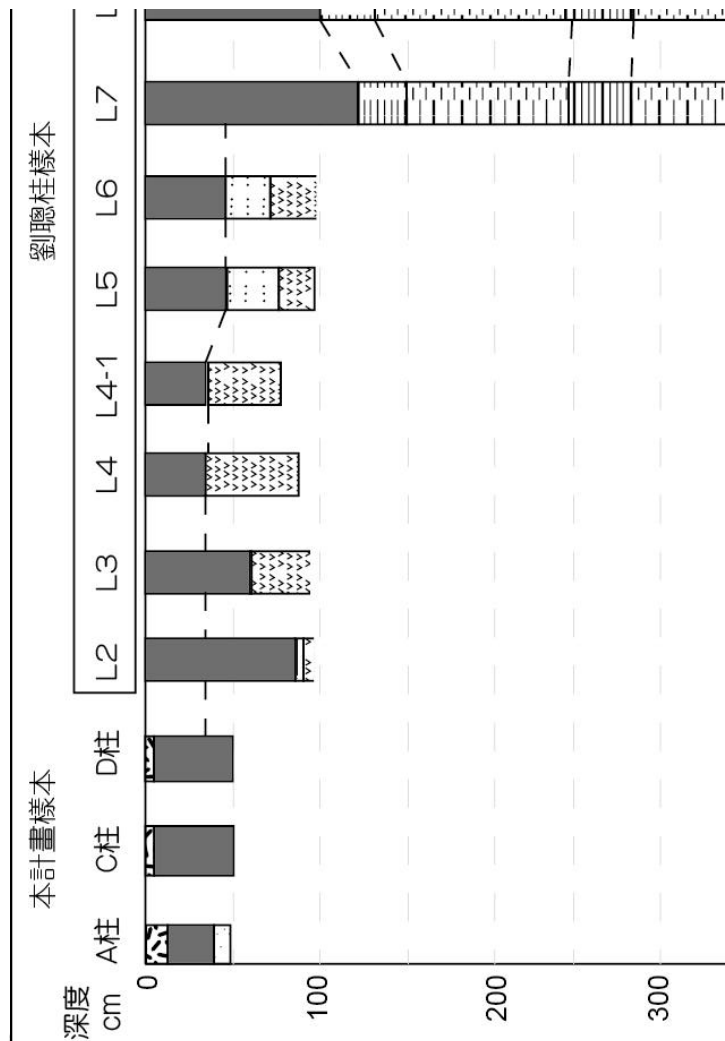


圖
47
本計
畫沉
積物
質地
分析
結果
與劉
聰桂

在F柱標本中，藉由電子顯微鏡的幫助，觀察到數種矽藻的證據(表24)。這些矽藻均為淡水水域品種，在水質偏酸的環境中生存。其中 *Pinnuralia* 與 *Eunotia* 為溫泉或礦區酸性水質的指標物種(李麗華等，2017)，對比現今的環境條件相當吻合(偏酸、流動較少的水域)。另，依據汪良奇(2011)對於臺灣東部晚全新世氣候與環境變遷的分析中提到，河流形的沼澤地會有聚藻發生，但夢幻湖中據電子顯微鏡的觀察，沒有看到聚藻種類，因此應該是保持著封閉性水域的狀態，與現在夢幻湖現地的情況相同。就矽藻組成解讀，夢幻湖的環境依據採取的標本，至少可分為三層(表23)。第一層為深度10公分以內，現代的沉積環境，酸度高；第二層為深度10-34公分，矽藻的種類變多，推測夢幻湖的水位比現在淺，接近沼澤的環境。第三層為深度34公分

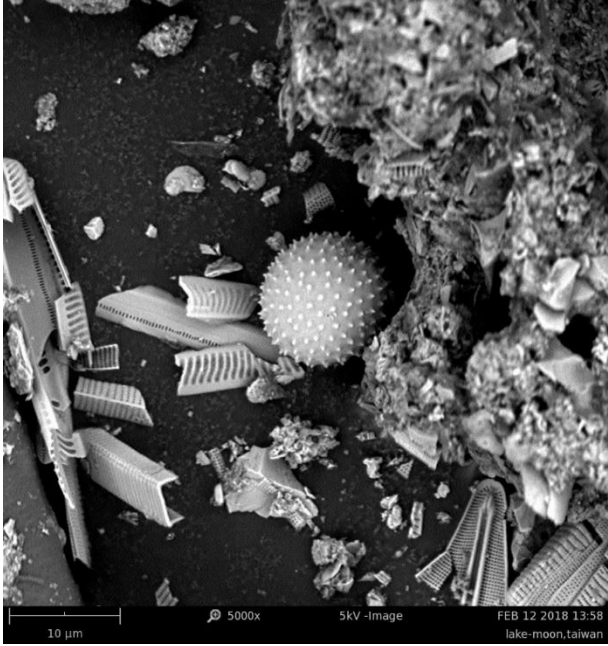
至更深區域，主要矽藻種類又變少，可能是水深比第二層的年代要高，不適合第二層中的部分矽藻生長，使得矽藻組成發生改變。

表 23 夢幻湖底質分層（依矽藻種類）

分層 (深度 cm)	主要矽藻	推測環境	推測年代
Zone I (0-10 cm)	<i>Eunotia</i> spp.	High Acidic lake (present environment)	Present
Zone II (10-34cm)	<i>Eunotia</i> spp. <i>Pinnularia</i> spp. <i>Frustulia</i> sp. <i>Surirella</i> sp. (only 28cm)	Acidic Swamp Very shallow water level	about 500-650 Years BP
Zone III (34-50cm)	<i>Eunotia</i> spp. <i>Pinnularia</i> spp.	Acidic lake	Before 1250 years BP

（資料來源：日本九州大學鹿島薰實驗室提供）

表 24 夢幻湖沉積柱內尋得的矽藻電自顯微鏡照片

	<i>Diatom Pinnuralia</i> 臺灣譯名羽紋藻屬，屬淡水的藻類，通常存在於池塘和潮濕的土壤中。它們也可以在泉水，河口，沉積物和海洋中找到，生存的環境約攝氏 5 度，適合偏酸性的水域。
	<i>Spore of Algae</i> 這是藻類的孢子，為水藻傳宗接代使用。



Diatom *Eunotia*

矽藻的一種，為淡水水域生存的矽藻種。由於缺乏矽牆，外型呈扁平狀。依據在北美的生活環境資料，這種矽藻生活環境多在酸性（pH5.5~6.5）且低導電率（EC5.5~6.5）的水域。



Diatom *Eunotia*

完整的 *Eunotia* 矽藻照片，這邊可看出其扁平狀的外型。



Diatom *Frustulia*

Frustulia 矽藻，臺灣譯名為肋縫藻屬，具有等長與雙側對稱的特徵。生存環境為淡水水域的河川與湖泊，分布範圍相當廣，從溫帶到熱帶都有發現的紀錄。



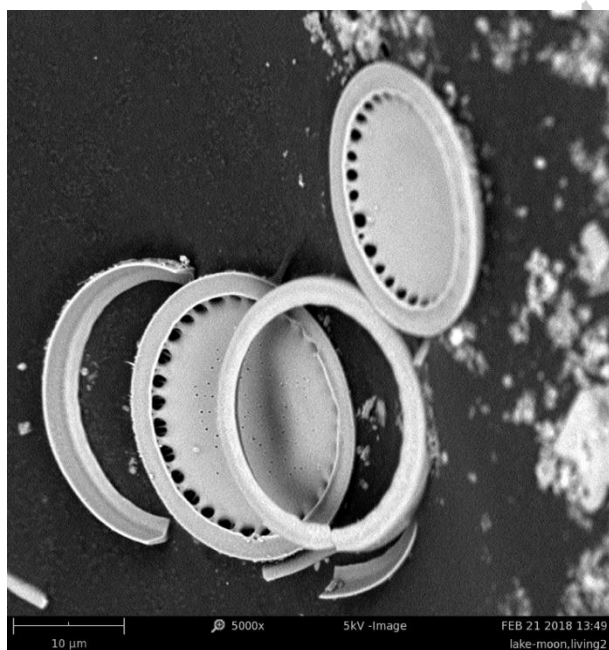
Diatom *Tabellaria*

Tabellaria 矽藻，外型為長方體，在角落處有矽藻殼附著，使菌落成鋸齒狀。生存的環境為淡水水域。



Diatom *Neidium*

矽藻 *Neidium*，臺灣譯名為長莖藻屬，為淡水水域的藻類。



Diatom *Brevisira*

矽藻 *Brevisira*，依據文獻紀載，其生活場域為乾淨的水體。



（電子顯微鏡照片來源：日本九州大學鹿島薰實驗室提供；

說明資料來源：臺灣生物多樣性資訊入口網站 <http://taibif.tw/zh>

北美矽藻網站（Diatoms North America） <https://diatoms.org/genera/tabellaria>

不列顛與愛爾蘭矽藻資料庫（Diatoms Flora of Britain and Ireland）

<https://naturalhistory.museumwales.ac.uk/diatoms/Home.php>、

維基百科。

第七節 夢幻湖湖區裂隙探查

一、湖側裂隙位置探查

陳德鴻等（2009）在進行夢幻湖臺灣水韭復育計畫時，曾指出夢幻湖周邊有三處區域，出現疑似可供湖水滲漏之洞穴或孔隙。依其圖說，分別位於湖區的南北兩側與西側共三群。為了解這些洞穴孔隙目前的情況，本計畫於 2018 年 3 月 27 日，利用湖區低水位期間，沿湖區周圍進行人工目視探查。

探查結果，由於湖區四周植物生長茂密，小型裂隙容易為植物所覆蓋，無法探得其正確位置，故僅記錄規模較大的洞穴。比對陳德鴻的簡圖，本計畫在湖區西側以及湖區北側，有確認兩處洞穴位置（圖 48，照片 13 與 14）。



照片 13 夢幻湖湖沿西側洞穴外觀

西側洞穴 97 大地座標為 (306456.418, 2784358.088)，破口寬約 40 公分，高 15-20 公分，向內側延伸 30-50 公分。以湖區內控制點 (No.001 與 No.002) 為基準，測出該洞穴開口高度為海拔高程 867.419 公尺，洞穴底部為高程 867.062 公尺。比對水位高度紀錄，除 2017 年 10 月 14 日至 20 日的水位有高於洞口邊緣可能導致漏水外，其餘時間的湖水高度均不及於洞口邊緣，不易發生大量滲漏的情況。而就較低水位時期現場目測，洞穴內無水流動情況，暫無由洞穴側邊漏水的情況。該洞穴四周圍互相堆砌的底岩石塊，推測為岩石被搬

運後堆積於此，而沉積物或風化物質尚無法填滿岩石之間的孔隙，而形成如此規模之洞穴。



照片 14 夢幻湖湖沿北側洞穴外觀

北側的洞穴則在東側道路不遠處，外觀被茂密植生所覆蓋，海拔高程為 867.644 公尺（管理處提供）。其洞穴大小目測約 60 公分寬 30 公分高，往內延伸程度不詳，略大於前述西側確認的洞穴。外觀構成相似，旁邊為岩石堆疊，上方有厚層的土壤與腐植質覆蓋。此洞穴洞口高程略高於西側洞口高度，與非滿水位的湖面高差更大，對於湖區漏水的貢獻程度大致與西側洞穴相同，要湖面水位高過邊緣之後才會有滲漏發生。

表 25 夢幻湖湖區洞穴測量相關資訊

點位名稱	E	N	EL
No.001	306433.168	2784415.409	866.007
No.002	306516.582	2784374.599	868.073
西側洞口	306456.418	2784358.089	867.062（底部） 867.420（洞口）
北側洞口	---	---	867.644

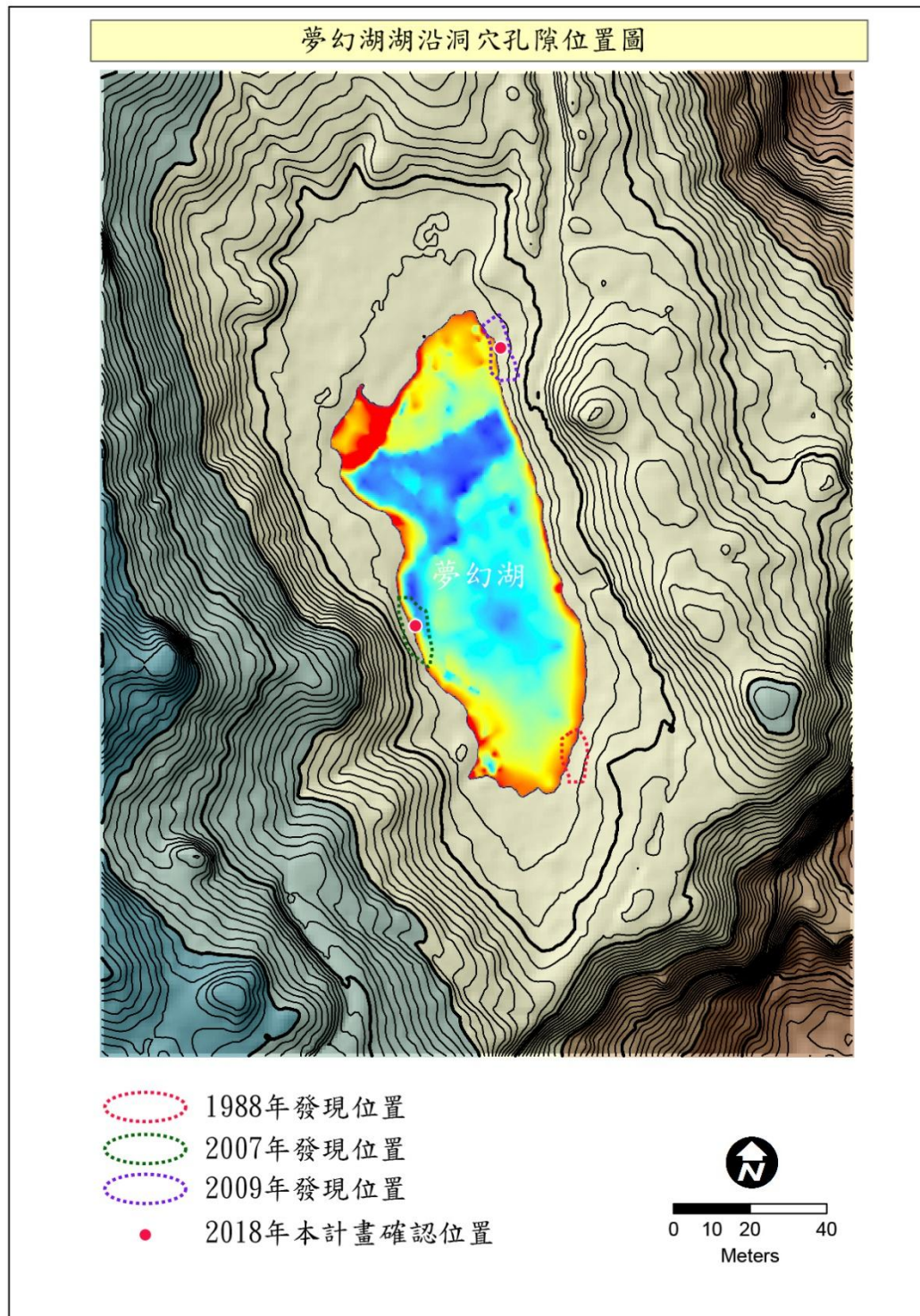


圖 48 夢幻湖湖沿洞穴孔隙位置圖

二、水位變化與裂隙位置關連

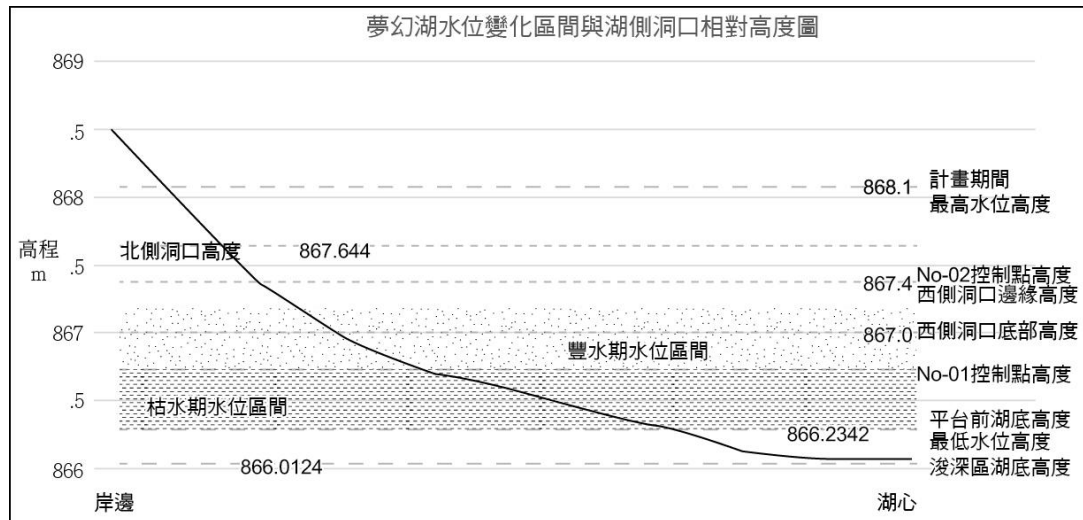


圖 49 夢幻湖水位變化區間與湖側洞口相對高度圖（本計畫製作）

以可見的兩個洞穴高程比對，該兩者只在非常少數的超高水位才有漏水的作用發生，一般水位下幾乎不會發生作用（圖 49）。但夢幻湖是否真的沒有裂隙漏水？本計畫藉由分析計畫期間內的水位上下變動資訊，整理出水位變化的幾個重要資訊：

1. 夢幻湖水位上升與降雨事件有關，但變化的幅度與與所蒐集到降雨量沒有對應的線性關係。如水位最高的 2017/10/14 日由 214.6 公釐的雨量造成水位上升 124.9 公分，但在其他時期如 2017/11/8 日降雨量 27.2 公釐增加 33.6 公分的水位、以及 2018/3/20 日 12.6 公釐增加 25.7 公分。其原因可能與雨量蒐集筒的低估有關。夢幻湖的水量來源可包含其位置高度以上的邊坡，而山區垂直高度雨量變化大、風速快，導致雨量收集筒的代表性降低，僅能顯示該段時間有降雨的情況發生。

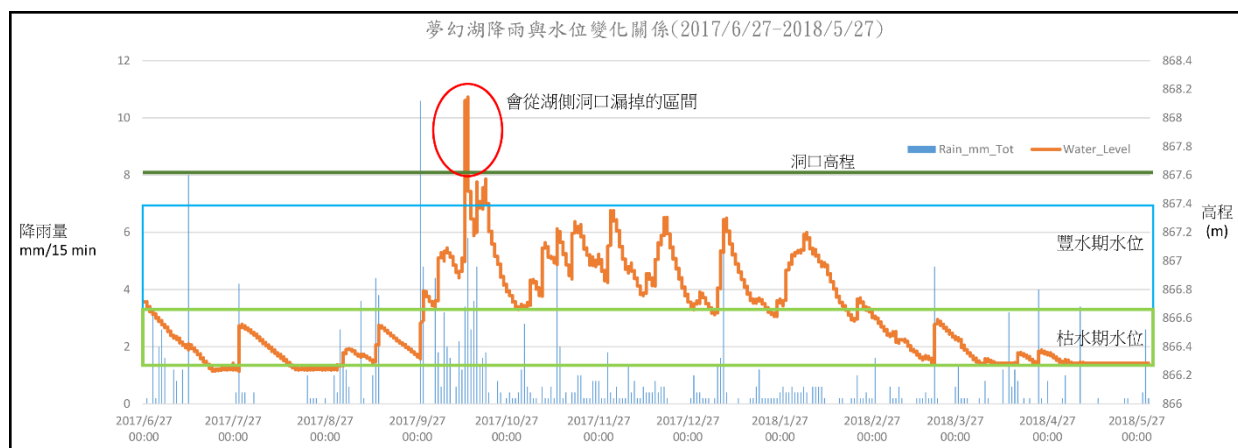


圖 50 夢幻湖水位與相關地形高程資訊相關位置圖

2. 夢幻湖的水位有明顯的乾濕季之分，可從水位不同的停滯區間得到其大概的高度。如圖 50 中，高水位的海拔高程位於 866.700 公尺之上，時間由 2017 年 9 月起延續至 2018 年 2 月；低水位則為 866.700 公尺以下至 866.286 公尺（底部），時間為 2017 年 6-9 月以及 2018 年 3 月之後。兩者的時序與夢幻湖的乾濕季節相同，因此可作為豐水期與枯水期的水位依據。

3. 超高水位時期、豐水期的高水位以及枯水期低水位區間，其每日水位下降的斜率各有不同。超高水位時每天下降 6.0-7.0 公分，高水位時期每天下降 3.7-4.0 公分，低水位時期每天下降最少僅 1.8-2.3 公分。其中高程 866.700 公尺處也為後兩者斜率轉變的分界。以此數率推算，水位從 866.700 公尺起枯水期連續 21 日無降雨，就會下降到露出湖底。

4. 水位下降速率在特定高度以下會減速，代表如果真有漏水現象，造成持續漏水裂隙的可能位置會在海拔高程 866.700 公尺附近，而不是目前測得的北側與西側洞穴，其方式可能以滲漏為主（圖 51）。但以目前湖區植生覆蓋良好，又長年累積細顆粒沉積物的情況下，難以使用肉眼辨識出可能的裂隙所在位置，必須藉助其他的方法嘗試進行追蹤。

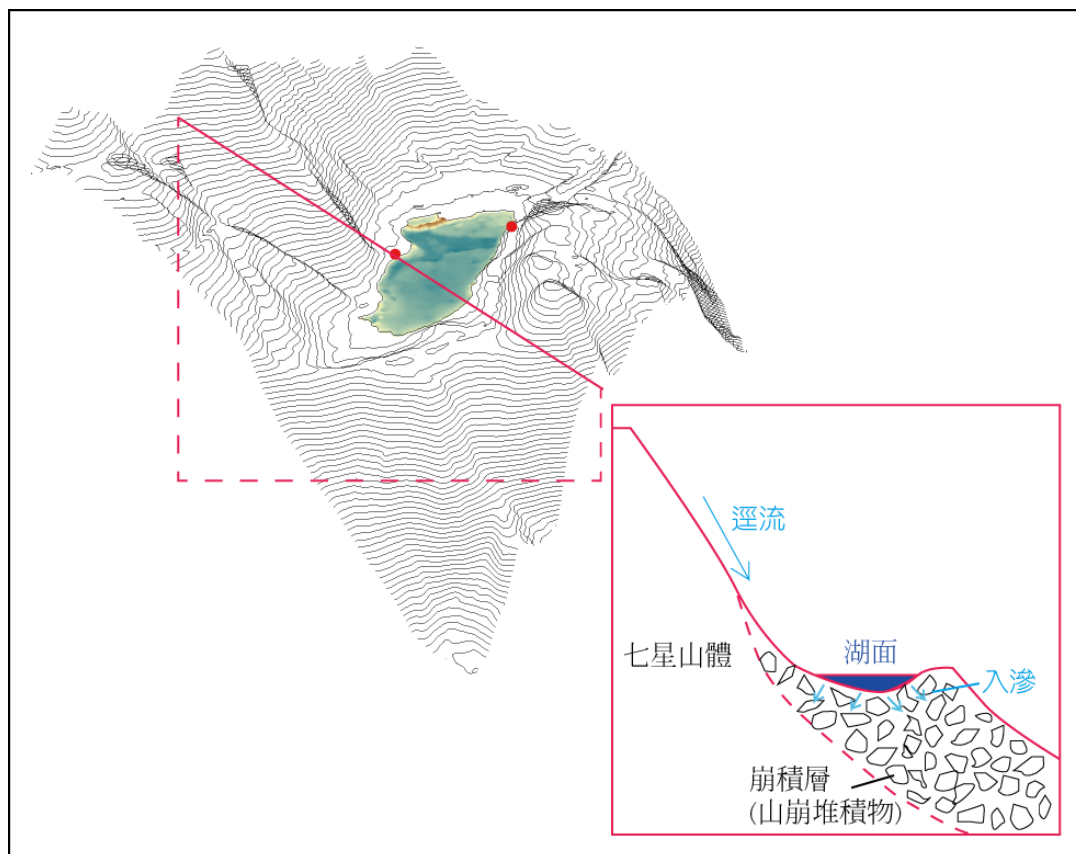


圖 51 夢幻湖漏水方式示意圖

第四章 結論與建議

第一節 環境監測成果探討

在前述章節，本計畫將環境監測的基本資料進行整理。而在本節，則綜合這些成果，跨項目的討論由監測資料中發現的夢幻湖環境課題。

（一）水位的升降與降雨之間的關聯性

夢幻湖水位的升降住要是依據降雨來補充，當降雨的次數較為頻繁，水位可以持續保持在海拔高程 866.700 公尺以上，就可算是進入豐水位時期。反之，如果降雨的間隔較久，或是雨量的補充不足，水量無法保持在豐水位的界線高度，則可算是進入枯水期。

而在水位的升降幅度上，藉由資料的統計，枯水期與豐水期之間的降雨型態有很明顯的不同。比對現地的自動測站所收集的雨量數據，除了 2017 年 10 月的大型降雨事件之外，現地所收集到的降雨事件均呈現降雨強度小、降雨延時長的情況。但對比於同期氣象局設立於測站鞍部與竹子湖的測站，自動測站所收集到的雨量都要來的小。考慮到自動測站所在地地形，屬於容易面對強風吹襲，導致降雨量的收集偏向低估，參照表 13，約比氣象局鞍部與竹子湖測站低估 30%。

至於在非降雨時期的降幅上，依據水位資料顯示，豐水期與枯水期水位下降的速率並不相同。計算顯示，豐水期在降雨停止後，水位下降的速率約為每日 3~4 公分；枯水期則下降的較慢，下降幅度為每日 1~2 公分，僅為豐水期的一半。這個下降速率的差異，也為猜測在豐水期界線高度附近可能有漏水點的判斷點。

（二）水位與湖側孔洞之間的關係

經過現地測量，目前已知的兩個孔洞位置（西側與北側），湖水流入的門檻高度都要比一般的豐水期水位來的更高。這代表即便孔洞具有排水的能力，也僅限於水位超高的極短期間，而不會長期對豐水期與枯水期的湖水造成排水

的效果。因此正常狀況下，不需要擔憂這兩處孔洞會造成漏水，加上其所處位置相當隱蔽，因此也沒有額外人工處理的必要。

（三）夢幻湖的短期沉積環境有何變化

短期而言，置於夢幻湖中的沉積物收集槽顯示，就計畫執行的 2017 與 2018 年，無論雨下的多大、累積雨量有多少，沉積物收集槽收穫量可謂是零，槽的外緣也相當乾淨沒有泥沙。這代表沉積物的三種樣態：推移質、懸浮質與溶解質中的前兩者，在這兩年是收不到的。而溶解質相當微量，短期要造成可量測到的沉積量很困難。由此推斷，以目前夢幻湖的週邊環境，沒有因土壤沖蝕造成夢幻湖淤積的情況發生。

（四）其他單位報告中量測到平均每年 0.02 公尺的淤積量代表何種意義

以目前收集到的資料，夢幻湖的淤積來源不是周遭發生土壤沖蝕帶入湖內沉積，就需思考夢幻湖的沉積物材料以及來源是否是湖內的物質。從薄管採樣中得知，夢幻湖表層沉積物，最上層為未分解完全的腐植質與泥炭為主，兩者的含水量均高，也都是未被長期覆蓋而壓密的物質。考量到湖中的植物生長情況良好，即便有部分植物死亡也會由新子代補上。因此推斷湖中的沉積物來源應以枯倒的湖中植物殘體為主，互相堆疊以及其間的空隙而使表面略微墊高。而隨著新的表面物質累積，舊的植物殘體會因重量而發生壓密使體積縮小，相對降低夢幻湖的淤積速度。

（五）水位的變化情況是否會危及到臺灣水韭的生存環境

就計畫期間的觀察，水韭在豐水期期間的生長狀態良好，分布茂密。而在枯水期間，水韭因不會自行挺立，會隨著水位的高低變化其傾斜角度，至水位乾枯時則完全服貼於地表。而就計畫中觀察到的約 2~3 周的完全乾涸時期，伏倒的水韭本體仍舊保持著翠綠的狀態，被水韭覆蓋的湖底也相對泥濘，能保有部分水分。而僅在沒有水韭覆蓋的區域，才會出現湖底完全裸露及龜裂的情況。依此推斷，在目前的環境下，豐水期水韭不受影響，枯水期在全乾之前也

不會對水韭造成危害。在短期的湖水乾涸時期，山區潮濕的環境以及植生釋出的水分，對水韭的傷害也不明顯，水韭的覆蓋甚至有泥土保濕的作用。但若乾涸的時間再拉長，其結果就難以預測。

（六）過去的定年資料與此次定年資料的差異

比對本計畫進行的表層薄管採樣的定年結果、以及劉聰桂教授、陳淑華教授的定年校正結果，參考圖 34，本計畫採取到的成果與劉教授的成果接近。表層 10 公分處的定年約在 500-600 年左右，而陳教授的定年資料則為 2000 餘年；但在 30 公分處的成果則有不同，本計畫得到約 2600-3400 年，相較劉教授的標本中，相似年代的位置則要深了接近 1 公尺，反而與陳教授 1 公尺內的定年結果推算較為接近。這代表淺層的腐植質生成與分布的情況較為均勻，才會有相似的定年。但從泥炭層開始，採取到的定年資料歧異放大，代表該時期的古湖區環境相對今日較為不穩定。水深的不同、是否在古環境湖區是有流路通過等等導致沉積物較難堆積，需要更多的證據來求證。而從矽藻族群的組成變化來看，就水質而言應該與今日的環境相距不大。

第二節 經營管理建議

經營管理的課題，主要是維護自然生態保護區的完整與不被破壞為最高原則。

（一）水位的變化，是否影響湖中的臺灣水韭的生長？

夢幻湖的湖水變遷非常快速。因為孔隙的緣故，很快溢流出去。但如果長期的乾旱或不下雨，水位下降的緩衝高度約有 1 公尺就會乾涸。也就是說約有 1 個月的緩衝。主要是超過 870 公尺高的水會隨著蒸發而下降。本研究期間，水位曾經因有六週沒有降雨，湖水乾涸，水韭看來還能生存。

（二）水位雖然在颱風、豪雨後，會快速增加，但會在特定高度時降落的原因如何？水位的變化的原因為何，為何水位會快速升降。氣候變遷下，夢幻湖會受到如何的影響？可能需要如何調適？

水位的變化，主要是因為在約 868-870 公尺的高度，有些孔隙，主要可以肉眼看出有兩處，其他側不容易看出，而且有植生生長處，更不容易看出。但可以理解，這是水位快速變遷的原因。因為這個高度的夢幻湖的四周，都有較高的邊坡與土堤。而且在這個高度的四周，並沒有出水口。相關的出水口，應該是位於海拔高程更低的位置。如有必要追蹤流出的總量與位置，未來建議利用追蹤劑嘗試瞭解流出的方式。

氣候變遷下，夢幻湖在豐水期時，造成的影響相對小。但枯水期增長，可能會造成臺灣水韭的生長環境改變，甚至無法生存。這是我們必須注意的地方。

（三）湖水的補充，主要是來自雨水，然而湖水的酸鹼值，主要是呈現酸性 pH 值約 4.2-4.4 之間。是否與酸雨有關，還是來自湖裡的植物分解產生的酸性物質造成？颱風豪雨後，有何影響？

本研究持續探討湖水酸鹼值的變化，瞭解夢幻湖的湖水偏酸性，其 pH 值多位於 4.3-4.4，屬於酸性的狀態。過去的岩芯分析，也顯示矽藻的環境屬於較酸的環境下生長。從過去本研究室探討臺灣北部地區的酸雨特性瞭解地形臺灣

北部受到東北季風吹襲時，酸雨來自中國大陸可能低達 pH 3.6，因此相信酸雨對夢幻湖應有一定的貢獻。但從長期監測而言，此湖水的酸鹼值變化並不大。因此也顯示本湖水的酸性物質主要來自湖裡的植物分解導致。同時也可看出在颱風豪雨後，pH 值會增高，應該是由雨水與地表逕流水所造成。如果豪雨後沒有增加，則可能是雨水的酸鹼值已經很低，對地表水影響不大。

（四）颱風豪雨後，湖裡是否有許多泥沙，順著邊坡沖蝕，進入湖中？是如何的形式？這些泥沙的數量與顆粒大小的特性？是否會嚴重影響夢幻湖的陸化的速率？

從岩芯的沈積物顆粒分析而言，湖裡主要的沈積物質是粉沙類的沈積物，高達 60-80%。沙質的比例約 10-20%，黏土質的比例約 10-15%。主要是以岩石（安山岩）風化的殘餘物質為主。細小顆粒，主要是以粉沙質的粒徑為主。這樣的沈積環境代表著湖裡記錄的沈積環境在過去多以平靜的環境作用，但在幾個時期裡，看到氣候異常，比較粗粒的沙粒，某些時候，也進入了湖裡。

從現場的有稜角的石塊堆積，可以瞭解夢幻湖的形成，主要是崩積層。這樣的崩積層孔隙多，所以有許多孔隙。這些孔隙隨著時間過去，漸漸被較細粒的粉沙與黏土填塞。但在海拔高程約 868 與 870 公尺間，仍有漏洞，當湖水水位高於此高度時，如果沒有繼續下雨或補充水份，湖水水位很快下降。下降的速率約 0.15 公分/小時。水位降到海拔高程約 866.7 公尺處，就相對較為緩和。

這時候，夢幻湖的水位的高度蒸發速率（每天約 3 公釐），會影響。如果以此蒸發速率下降，約 1 個月，就可以下降 0.1 公尺。在本研究觀察期間，曾經高達 6 週的乾旱，就會讓整個夢幻湖都乾涸。

問題是這樣的乾涸，是否會影響臺灣水韭的生長。經過本研究的觀察與林幸助教授的觀察相近，雖然夢幻湖的湖乾涸六週，土壤裡的含水量，仍可以維持其生長。等雨水灌入夢幻湖，就可以重新正常生長。

(五) 利用 LIDAR 雷射掃描地形特徵，對夢幻湖而言，有何特色？

利用 LIDAR 掃描是過去陽明山國家公園管理處的成果。應用於本研究時，可以看到雖然夢幻湖的邊坡很短，但仍可以看出有 10 個有侵蝕痕跡的沖蝕溝，以及湖泊與周遭的 3D 地形。也可以看出周圍可能湖水溢流的地方與高程。這是對本研究最重要的地形資料。

(六) 這些 LIDAR 的掃描，如何在經營管理上應用？是否需要在沖蝕溝上有所作為？

從上述的資料顯示，可能沖蝕與溢流位置。這些地方在未來的經營管理上，建議需要特別注意。同時要長期監測變遷。因為泥沙最有可能從這些管道進入夢幻湖。其上邊坡的土地利用方式盡量不要改變，以免增加泥沙被搬運入湖的可能性。但也不需要特別安裝。

(七) 夢幻湖的水質有何特性？在經營管理時，需要有哪些的措施？以保護這樣的水質不受影響。

夢幻湖的水質偏酸性。但很清澈，含泥沙量很少，主要是因為樹枝與湖邊的泥沙的化學作用而成。然而作為生態保護區，此地的管理措施，主要是以避免人為破壞與污染。至於水質如何變遷，仍以監測就好為宜。當變遷讓整個生態系統朝向不可逆的環境時，例如整個湖裡陸化嚴重，或無法儲水，或整個森林火災，會造成整個系統的破壞，需要引進地形與水文專家一起討論。

(八) 夢幻湖四周的山坡的地形，是否有沖蝕溝或河道，流入夢幻湖？這些河道需要如何的經營管理？例如是否需要水土保持的工程？夢幻湖的四周主要的植生有何特性？如何影響邊坡的物質被沖刷入湖裡？

從 LIDAR 的影響來看，本區有 10 條沖蝕溝。流入夢幻湖，這些沖蝕溝也是相對低窪的地區。但因為箭竹的生長狀況良好，根系盤根錯結，一般的雨水不容易沖刷到根部，因此並沒有太大的泥沙流入。目前建議不需要特別水土保持工程。

(九) 夢幻湖的沈積速率為何，是否有可能用定年的方法，瞭解其沈積

速率？以及沈積物顆粒大小的變遷，是否與氣候變遷有關？

目前本研究以碳 14 定年方法，利用臺灣大學地質系 AMS 實驗室的設備定年。好處是標本量不用太多，就可以達成。所謂的不用太多是指標準採樣管的寬度，採兩公分的厚度，就足夠定年的份量。

（十）夢幻湖的形成年代，據估計約距今 6200 年，那是一個如何的機制形成的？形成後，夢幻湖有何特性？如何形成至今的型態？今天的型態有何特色？是否可以說明夢幻湖生成至今，整個演育過程與不同階段的特色。

以目前夢幻湖旁的崩積石塊而言，相當有可能是那時候形成的，甚至之前的大崩塌所造成。隨後由於泥沙，尤其是細粒的黏土，把崩塌的縫隙給填起來，才能積水成湖。這也是為何湖水高到一定的高度，湖水會很快順著縫隙流出。

如果我們檢視岩芯，可以看到岩芯的深度約 50 公分到 1 公尺。往下很容易碰到崩塌的巨礫。因此如果岩芯繼續往下採樣，有可能會把現有的不透水層穿透，如果這樣一來，可能要儲水的功能就要失去，或需要一段長時間慢慢堆積。

（十一）整個演育過程，在未來將會有如何的變化？有哪些是經營管理必須注意的呢？

因此，整個夢幻湖的演育過程，可以用幾個階段說明其可能發生的方式：

(1) 七星火山噴發，形成七星山。經過多年的風化後，岩體分裂、崩塌，堆積於邊坡下側。

(2) 崩積後，細粒物質陸續填入崩積物的縫隙間。也慢慢形成儲水層。

(3) 儲水層形成，水位陸續升高。其間可能受到地震影響而破裂、漏水，造成水位有比較長期的變遷過程。而原有的崩積層上下方的植生，也慢慢成長。

(4) 當水位抬升到一定的高度（例如目前的高度），颱風豪雨帶來的水量，可能因此而溢掉。因此未來的經營管理，需要更注意的是乾早期的長短，會影響到水韭的生長。如果有朝一日發生此一狀況，需要有更多的監測與及早的進行調適。

(十二) 人為的干擾對湖泊會有如何的影響？以目前用欄杆圍籬與用觀景平台的方式，是否會有影響？

目前的圍籬與觀景平台應該是合理的設施，可以讓遊客有所依循。如果可以的話，可以把觀景平台改成環境解說教育的場所。

(十三) 是否可以追蹤湖水滲漏的地方？如何滲漏？滲漏的位置與原因如何？

目前並不好追蹤滲漏的地方，如果未來有必要性，則可能可以利用追蹤劑。但因目前湖水下方，有地下水流出的地方，距離湖邊都有段距離，不容易找出相關性。追蹤劑的應用，可能是一種方式。

(十四) 環境監測是否有必要持續的進行？有哪些項目需要優先處理？主要的原因如何？

監測工作有必要繼續進行。其中氣象、氣候資料的獲得、紀錄與水位、水質與泥沙量都是必須追蹤的。主要的原因是希望能繼續探討水位等環境因子的現況，而從而提出預警與調適的方法。這才是負責任的管理單位。

(十五) 就夢幻湖的岩芯的特性而言，如何取得岩芯？如何分析其特性？其中有多種矽藻，代表哪些環境的意義？

岩芯的取得，詳細說明於研究方法，主要是利用薄管（壓克力材質），取出深約 50 公分的材料。矽藻的種類與生長環境與年代有關，請見本報告文中

說明。但可以瞭解夢幻湖曾經有一段時間是處於酸性比較高的環境，酸性甚至比現在還要酸。

（十六）季風對夢幻湖的影響如何？是否有明顯的指標？

目前看來有帶來的水量，會讓湖水酸鹼值增加些。整體而言，這是季節性變遷，並沒有影響到環境的整體改變。



第三節 計畫完成目標

（一）夢幻湖周邊區域災害潛勢調查。

藉由地形分析以及潛勢災害分析，可得知夢幻湖周遭區域可能發生的地形災害，最有可能的類型為落石，其位置在周圍坡度較大的坡地（大於 55 度以上），災害潛勢地點為湖區西側的邊坡。目前這些邊坡植生環境良好，暫無鬆動發生落石的跡象。

（二）長期氣候變遷分析模擬

藉由氣象資料的收集與分析，本團隊完成夢幻湖區域未來氣候變遷情境的模擬。未來降雨量與溫度都會有微幅的增加，其中降雨較大的增幅為春夏之交的 5、6 月，溫度則是冬季會有較明顯的上升。

（三）夢幻湖近年的湖底沉積速率。

過去研究文獻顯示夢幻湖形成距今約 4-6000 年，湖底沉積物的堆積速率平均約為每年 0.6 公釐，且上下段沉積速率並不相同。而在 2017 年的沉積槽實測中，由於缺乏降雨，導致沉積槽無法獲得任何的沉積物。另本計畫重新採取夢幻湖底質進行 ^{14}C 定年，其中 D、E、F 柱標本獲得的數個年代換算，距今約 500 年來每年的沉積速率僅為 0.11-0.12 公釐，就此推估未來夢幻湖的預期壽命仍高。

（四）氣候資料監測。

計畫執行期間內的 2017 年與 2018 年，紀錄的降雨量比近 30 年的長期平均要低，也造成湖區發生有水面積大幅縮小，甚至乾涸的情況。而在 2017 年 10 月 13 日前後的降雨事件中，是計畫期間最大的降雨量觀察到湖水水位急速升降的情況。在溫度方面，2017 年夏季溫度略高，其餘時間符合 30 年平均變化趨勢。

（五）夢幻湖可能發生漏水的位置以及與湖水位之關連。

由水位監測資料與降雨量資料，發現水位在海拔高程 866.7 公尺處為兩種湖面下降速率（快到慢）的分界，因此懷疑這個高度附近可能有造成滲漏的因子存在。另外，依據現地調查，在湖區的西側與北側，也找到兩處較大的裂隙，但其高度遠高於平時湖面水位的高度，因此不是造成夢幻湖長期漏水的主要原因。未來將進行精密測量，瞭解其位置與開口高度是否會與湖區的漏水有關。此外將持續搜尋夢幻湖其他可能的漏水位置與原因，並提出後續的解決方案。

（六）夢幻湖水質的變化情況

藉由定期測定夢幻湖水質的各項資訊，夢幻湖的水質在計畫期間內保持優良狀態，與長期觀測平均值接近，顯示較少受到汙染因素干擾，環境穩定。

（七）夢幻湖及其周邊區域管理建議。

針對上述潛勢災害分析、氣象紀錄與氣候變遷分析、水質指標紀錄、漏水裂隙檢查以及沉積速率分析的結果，並考量夢幻湖特殊的環境與生態，本計畫建議管理保持目前對夢幻湖的「保持現狀」策略，不干預夢幻湖的自然演變之外，亦建議改善稍微改善戶外解說設施，增加這些設備的可用性。

第四節 後續建議執行工作

建議一：持續追蹤監測夢幻湖的水位變化情況以及可能漏水位置

建議性質：立即可行

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：夢幻湖的水位高低是影響湖區生態體系健康的重要因子。本研究團隊分析計畫期間的水位變化，發現在海拔高程 866.7 公尺處是水位變化速率的轉折點，因此懷疑可能是漏水點的高度。然而巡視湖區周圍，雖找到兩個裂隙，但其位置均高於 866.7 公尺，不是夢幻湖持續的漏水點，漏水點應另有他處。建議管理處持續監測夢幻湖水位的變遷情況，並且追蹤湖水的流向是否由湖側滲漏而出。知曉漏水點的位置及土壤或岩石特性，就能對其解決方式作正確判斷。

建議二：持續對夢幻湖環境以及生態進行長期監測與研究

建議性質：立即可行

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：夢幻湖長期至今的環境屬於穩定情況，暫時沒有會立即造成夢幻湖環境破壞的因子。然而觀測期間內，多次發生湖面乾涸的情況，這在過去紀錄中，是多年才會發生一次的情況，可能代表氣候正發生改變。目前的周遭環境，尤其是牽涉到湖區淤積速度與淤積量的植生情況尚屬良好，持續發揮固定土壤以及阻擋沉積物進入湖區的功能。但正在發生的氣候變遷是否會讓植生組成發生變化，導致上述功能的弱化，將直接影響到湖區的淤積速度、湖區壽命甚至是臺灣水韭的生存環境。這些改變如果能在早期被察覺，適當調整經營管理作為，避免湖區的環境突然的惡化。

建議三：改善夢幻湖周遭的環境教育解說設施

建議性質：中長期性建議

主辦機關：陽明山國家公園管理處

說明：夢幻湖除了具有特有生物「臺灣水韭」而列名生態保護區，另外其特殊的高山湖泊環境也具有生態保育價值。目前解說牌下方提供了 QR CODE 提供管理處的資訊網頁，但湖區內因地形阻隔導致收不到任何電信信號，無法提供解說資訊。建議管理處與通訊業者協調，共謀對策改善夢幻湖的通訊強度。此一施做可搭配管理處更新解說內容與設施時共同施做，完成後可提升遊客的環境教育體驗，使其對此一特殊的生態保護區有更深入的瞭解。



附錄一 評選會議委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
委員一 1.由服務建議書與簡報資料觀察，除了在夢幻湖的形成和漏隙兩部分掌握的資料較少之外，其他背景資料都很詳細，顯見投標廠商對研究議題已有充份瞭解。對委託機關來說，夢幻湖漏水和湖體生命的存續是最重要的兩個議題，若投標廠商順利承接本案，希望這2年研究計畫能找出比較具體可行的經營管理作法。 2.建議投標廠商可以調閱夢幻湖地區的LIDAR地形剖面資料，觀察夢幻湖周圍地形變化。 3.服務建議書第3頁的夢幻湖衛星圖，湖體部分不甚清楚，建議增加豐水期的衛星圖作為對照。	2.本團隊將與管理處協商，儘速取得資料後進行分析。 3.已於P.3增加2017年1月的夢幻湖衛星影像（該時期為豐水期），作為與枯水期的對照。
委員二 1.水質檢測項目建議增加營養鹽濃度。根據過去調查資料，夢幻湖水質穩定，未來影響較大的除了水溫和pH值之外，營養鹽濃度可能是另一個重要的因子。近兩年的研究調查發現，冬天時東北季風和沙塵暴會為本區帶來比較高的營養，但夢幻湖需要比較寡養的環境，目前尚未確定東北季風和沙塵暴帶來的影響程度，因此建議增加硝酸鹽、亞硝酸鹽、阿莫尼亞、磷酸鹽等項目的檢測。 2.底質調查部分除了進行同位素分析外，是否能夠區分沉積物的來源，如來自植物或其他？此外是否也能同時量測其他底質環境因子，如粒徑、顆粒大小、有機物含量？ 3.在量測沉積物厚度後，是否可以測量出湖體底部的地形？	1.營養鹽檢驗的部分，已依據委員建議，經列入工作項目。 2.沉積物來源的分析，主要是要瞭解沉積物的總量。 3.湖底底部地形將使用聲納進行探測，目前預計豐水期或颱風過後，於水深許可時進行測量。
委員三： 夢幻湖附近也有類似凹陷地形，但只有夢幻湖有積水，不知本計畫是否可能夠解答此一現象？	本計畫將協調管理處提供附近區域細緻的地形測量資料進行地勢分析，並搭配現地的勘查結果，來嘗試說明夢幻湖與周邊窪地之間的差異。
委員四：	夢幻湖的地形演變主要來自於湖面

請補充說明貴團隊將如何進行地形演育推估？	水位的保持以及進入湖中泥沙量的多寡造成，本團隊將嘗試取得沉積物的進入速率。
委員五： 1.貴團隊服務計畫尚稱完整，其中計畫與國際接軌部份立意甚佳。 2.簡報提及底質調查的困難點之一是湖底曾因為浚深作業而受到擾動，若要避免此一問題，採樣地點是否可以設在未受干擾的地點？	1.謝謝委員。 2.由於2006年的臺灣水韭復育，確實將湖面做了清理及翻土（為了幫助水韭種子發芽），本團隊會請管理處同仁協助，釐清未受擾動的區域，將其列為採樣的優先地點。
委員六（書面意見）： 1.沉積物採集分析部分，湖區北側曾經歷浚深工作，底泥短管採樣至少5個樣品，這些採樣站的位置將如何佈設，以取得具有夢幻湖碳14定年代表性的樣品？ 2.沉積物採樣預定採60-100公分深的底泥，這樣的深度夠嗎？以人力採嗎？請考量採樣工具以及方式的有效性。	1.本團隊會請管理處同仁協助，釐清未受擾動的區域，將其列為採樣的優先地點。另，由於定年的樣本最好能從相同的採樣標本柱上，若情況許可，將優先以同一柱內不同深度的碳標本進行定年，增加解讀夢幻湖沉積速率的機會。 2.夢幻湖因沉積速率較低，如果以前人研究取得的沉積速率推算，100公分大約可得到為1600-3000年的沉積物。本計畫會嘗試儘量取較深的底泥分析。
委員七： 根據貴團隊簡報，以目前的研究設計和研究頻率，沉積速率可能會因為沉積量太少而難以計算，不知有何因應方法？	目前的沉積物擷取，以沉積物收集槽來進行。若收集的情況不理想，會再採取過濾水中尚未沉降的沉積物來進行量體的分析。

附錄二 期初報告委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
陳處長茂春: 1.碳14定年分析結果似乎常存在極大的誤差值，本計畫將如何避免？ 2.方才簡報提到的鑽探工作，請再做詳細說明，俾利本處判斷是否可行。	1.碳14定年方法所測定的時間愈短，誤差值會愈大，通常會達數百年，一般是以交叉比對的方式減少誤差值。 2.關於鑽探工作，目前先以薄管採樣進行，並與管理處共同檢視成果。若採取的樣本太少，將會另行規劃使用其他的鑽探器材，並與管理處協調適宜的時間與地點。
廖課長敏君 1.本處目前同時委託國立臺灣大學生物資源暨農學院附設水工試驗所施上粟老師團隊進行夢幻湖水文調查計畫，相關調查結果或可提供貴團隊重要的參考資料。 2.本計畫如有需要增設調查儀器，可向本處提出建議；目前本處於湖區設有氣象和水文監測設備，建議貴團隊亦可利用自有儀器同步監測，以比對資料的正確性。 3.國立臺灣大學地質系宋聖榮老師目前也在夢幻湖周邊進行七星山火山定年研究，有進行鑽探與薄管取樣，此外國立臺灣博物館汪奇良博士的翠翠谷與七星池研究亦有以薄管取樣，貴團隊或可與兩位老師交流討論。	1.謝謝管理處提供資料。 2.本團隊預計於夢幻湖旁的廢棄公廁上方架設自記式氣象測站，相關器材正在測試中。 3.感謝管理處提供寶貴意見。
張秘書順發 1.貴團隊規劃以薄管採集湖中沉積物、鑽探採湖緣沉積物之方法進行沉積物內容比對，應是可行，建議於書面報告中著重敘述此一採集方法之優點與必要性。 2.除聲納之外，本計畫是否亦可使用透地雷達測量湖底地形？ 3.鑽探所取得的樣品是否可以同時進行火山灰分析？	1.感謝委員提點。本團隊已進行一次薄管採樣，初步成果如P64~66。 2.聲納是由水面往下打，透過反射時間來換算水面到湖底的距離，是用於測量湖底地形和水深，透地雷達則是以震波來取得岩石材料本身的反應，可探測地底下的組成，適用於地球物理調查，本團隊將考量是否增加透地雷達探測作業。 3.本團隊會充分利用鑽探所取得的樣本進行各項分析，以增進對本區地質地形和地球物理性質之瞭解，包括硫化物和火山灰分析。

高課員千雯 1.貴團隊規劃的薄管取樣點有2處似落於以往曾浚深過的區域，是否會影響樣本的可靠性？ 2.貴團隊透過LiDAR3D測繪地形圖所發現的可疑漏水處，是否能從地表觀測到？	1.感謝管理處提點位置問題，薄管取樣地點會再考量過往干擾活動適度調整。 2.本團隊初步從地形圖上判定兩處可能的漏水點，將針對此2區清除部分植被，進行現地調查。
--	---

附錄三 第一次期中報告委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
盧副處長淑妃 1. 推測夢幻湖早期湖水覆蓋面積應比現在廣，因此目前湖側未覆水的區域或許也有沉積物可做定年分析，故鑽探可否在湖側而非湖內進行？ 2. 關於底質採樣分析，是否有其他類似夢幻湖的案例可供參考？	1. 鑽探工作是否執行需要再思考其必要性，以目前在湖區進行薄管取樣的經驗，最多60公分即可觸及岩芯，似乎沒有必要再以鑽探取樣。 2. 本團隊曾多次在日月潭進行底質採樣，已送至日本進行分析，與本團隊合作的日本金澤大學已持續30年於日本琵琶湖進行底質調查；國內太平山的翠峰湖、墾丁的東源湖亦曾進行類似調查。
張秘書順發 1. 夢幻湖地形量測結果顯示湖底沉積高度有變化，但貴團隊以往放置的沉積槽中累積的沉積量卻相當少，或可藉由分析薄管取樣採到的底質來確認沉積物成分，是否均來自植物形成的腐植質？	1. 本團隊將利用薄管採樣的底泥進行有機物含量分析，採用的方法為高溫燃燒，即可得到底泥的有機物含量。相關操作方法請見P.28頁（二）有機碳含量測定。
廖課長敏君 1. 根據林幸助老師104年的研究，冬天時夢幻湖湖水的硝酸鹽濃度大幅提高，研判可能是夢幻湖迎東北季風，中國飛塵污染物隨東北季風輸入，且適逢雨季，酸性沉降落入夢幻湖而導致，建議本計畫將營養鹽納入水質檢測項目，持續監測。 2. 湖底地形調查是否需要等到湖水大部分乾涸後才能進行？	1. 營養鹽已納入本計畫水質調查項目，會進行檢測和記錄。 2. 湖底地形的部分或可以用LiDAR來測繪，與既有數據做比對。但由於植生造成測量的誤差大，不易確切得到高程資料。
高課員千雯 1. 本計畫中有關夢幻湖水質和水韭耐旱研究的資料，建議參考本處104年委託國立中興大學林幸助老師團隊執行的「陽明山國家公園夢幻湖生態保護區棲地調查與監測」，有較為近期的成果。	1. 遵照委員意見執行。 2. 遵照委員意見執行。 3. 遵照委員意見執行，刪除全新世極盛期之前的敘述。 4. 遵照委員意見執行。 5. 遵照委員意見執行。

2. 報告書建議增加圖表目錄；另，部份圖、表或照片未見於內文說明（如圖1-10），如非論述相關，或可考慮刪除。 3. 本報告書第16頁引用劉聰桂教授和陳淑華教授的考證，認為夢幻湖應於6,500年-5,600年前積水成湖，關於古氣候變遷的歷程應與「Heinrich Event2」（2.5萬年前）至「新仙女木事件」（1.1萬年前）時期較無關聯，建議可刪除相關敘述。 4. 報告書第25頁「五、夢幻湖的利用與變遷紀事」可增加2007年被選定為國家級重要濕地一事。 5. 請記錄水質檢測樣點之GPS點位。 6. 日前隨貴團隊進入湖區置換沉積槽時發現新舊沉積槽槽壁高度相同，不如原先規劃以降低槽壁高度來提高沉積物進入槽內累積之機會，是否會再做調整，請補充說明。 7. 貴團隊曾於期初報告規劃於湖兩側無水處進行鑽探，是否仍要執行？ 8. 圖25、表12和表13請加註資料來源。	6. 沉積槽的一般槽壁高度是30公分，原湖內舊的沉積槽和這次放入的新沉積槽都已切除一半高度，為15公分，其邊緣與水韭高度相當，應是可行，後續或可思考更換置放位置。 7. 本團隊會持續在湖測勘察，尋找適合的鑽探點。 8. 遵照委員意見執行。
施助理教授上粟 1. 底質研究對本人目前執行的夢幻湖水文調查的資料分析很有幫助，建議雙方團隊可以有更密切的交流。 2. 空載雷達拍攝的資料相當珍貴，請陽管處亦提供水文調查計畫使用。 3. 建立氣候變遷模式的尺度一般都很大，但夢幻湖湖區範圍很小，需要相當精細的資料，不知貴團隊如何處理此一尺度上的問題。	1. 本團隊已與施教授團隊建立聯繫窗口，期望能建立資料分享、技術分享的合作平台。 2. 已委請陽管處提供。 3. 氣候變遷模式評估的空間與時間尺度相當大，運用在夢幻湖湖區，其結果不代表湖相本身的變化，但可觀察陽明山區的氣候變遷趨勢。另本團隊以陽明山地區的百年氣象站作為基期資料，推估未來（2018-2038年）的變遷趨勢，以減少誤差。

附錄四 第二次期中報告委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
一、劉顧問桓吉 (一) P.7「三、地形」 1.第1~2行：夢幻湖流域位於...。湖面水平高程約為 870 公尺，但 p.11「圖 9、夢幻湖高精度地形展示夢幻湖區（淹沒區）」等而線高程為867公尺，請再確認。 2.第2~3行：本計畫報告認為夢幻湖是由於七星山邊坡塊體崩落，掉落的物質在今夢幻湖下方處堆積阻斷水流。之後積水成湖，形成現在的夢幻湖。請說明支持此一看法的佐證。 (二) P.11「圖 9」 1.夢幻湖東側小丘之稜線等高線有一標高程 860 公尺，但865公尺之等高線圍合於其外；如是應該是窪地地形，而非隆起的小丘。 2.本展示圖下方偏右處（夢幻湖之長輪指向之處），其等高線處理得不是很好。875公尺之等高線與860公尺之等高線之間，應該還有870公尺和865公尺之計曲線沒有處理。 (三) P.31第2段第4~6行：本計畫將依據水位計資料，瞭解水位下降速度較快的區間高度，並依此環湖尋找此高度區間內是否有裂隙存在；這是很有創意的想法。但是這種思考的確在調查水位較高的裂隙很精準，如裂隙發育在湖底時，可能存在較多的未知數。 (四) P.41~45 1.P.42「圖17」等高線沒有標示高程。 2.P.41第2~4行：夢幻湖周圍高程西高東「西」，是否為「低」的筆誤？ 3.P.41第3~4行：東側有一小丘，南北長約 100公尺，東西寬30公尺，高約	1.該圖錯誤較多，加以研究成果中有重新以高度分層設色圖（圖）展示陽明山地形，故刪除原圖9「夢幻湖高精度地形展示夢幻湖區」。 2.此一說法為參照劉聰桂教授之研究報告所提出，其立論是依據該地的地形與岩石堆積現象而立論。依據目前本計畫現地的調查結果，湖區四周確實有火山岩相互堆積的情況，其之間的裂隙如果被土石阻塞確實是可以形成擋水的作用。 3.該圖錯誤較多，已刪除。 4.目前尋找漏水裂隙以湖沿優先，湖底因為植群生長茂密以及沉積物淹蓋，無法辨識是否有裂隙存在。 5.圖17遵照委員意見修改。 6.該圖錯誤較多，已刪除。 7.已依據委員意見，此四圖中加註等高線高程。 8.是，因為湖水高度若超過870公尺，會超過土堤產生溢流的情況。 9.感謝委員提供相關資料，已進行參考。

10公尺。但 P.11「圖 9」此小丘之脊稜由北北西向南東延伸，有4座山峰，第3個山峰標示860高程，此4座山峰外側有一高程875公尺的等高線圈合，此種地形結構顯示是一窪地地形；請再檢討。 4.圖17~ 圖20均無標示等高線，不方便判讀。 (五) P.51「圖22」夢幻湖地形剖面圖水底之高程 866.2公尺；堆積有50公分厚的土壤腐植質 (soil humus)。同剖面圖標示水深為 50公分的界面及水深為140公分的湖面；是否分別表示枯水期與豐水期的湖面(淹沒區的)等高線高程？又同剖面標示土壤的腐植土面的高程可達870公尺。是代表最高水面的高程嗎？ (六) P.73參考文獻：鄧國雄、楊貴三、鄧國雄、劉鴻喜、楊貴三、程仁宏、聞祝達、徐積祥、趙弘兆(1988)陽明山國家公園之地形研究。內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。該報告對於陽明山國家公園相關地質地形方面著墨很深，謹提供參考。	
黃助理研究員國文 有關本研究對於本人負責之「105 年夢幻湖生態保護區地形量測」結果相關疑異，解釋如下： (一) 105年夢幻湖地形量測係採用全測站儀，測量前先進行控制點清查，採用內政部公告鄰近夢幻湖生態保護區之一等水準點2099、2100、2101等點位作為控制基準，並經檢核為合格控制點。 (二) 建立GPS三角監測網，利用此監測網將導線引到施測的夢幻湖區，導線同樣也經過檢核合格。 (三) 測量方法是由技術人員持標桿進入湖區測量，標桿插入的深度可能	1.謝謝指教。 2.謝謝指教。 3.謝謝指教。 4.此測定結果相對於本計畫研究沉積槽所得到的堆積量大很多，目前判斷為降雨缺乏導致本年度沉積物進入與傳輸的速度太慢所致。 5.謝謝指教。

會因為湖底植物和腐質層影響而有誤差，惟本次與2007年測量係由同一批人員施作，因此屬於系統性誤差，在科學測量方法學上是可以被忽略的。 (四) 與2007年的測量結果相較，西北角因有人為營力，故高程差40公分，北邊水域較低，西南邊有一個明顯的沖蝕溝，2個年度高程以2*2的網格計算，得出每年平均淤積高度為0.02公尺。 (五) 本計畫提出其他計畫所做淤積速率推估係以定年法分析法，計算分析對象為腐質層下方底質，時間尺度為千年，與上述測量方法的分析對象和時間尺度均不甚一致，不宜直接比較。	
施助理教授上票： (一) 根據本人主持的「105-106 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」，夢幻湖地區的水文收支仍有待定係數，即水收跟水支無法平衡，當時推測其中可能原因之一與湖區面積不明，僅能以水深計算有關，惟後來又根據黃博士團隊所做的地形量測結果進行三維計算，結果仍相近，故湖區面積應不是影響水文收支的主因。其次，入滲的南北空間差異性相當大，可能有入滲量誤估，也或有可能有地下水滲入或地表逕流量估算誤差。本報告書測得湖水電導度在枯水期較高、豐水期較低，似乎指向湖水內有地下水成份，此現象應可再探究。 (二) 本人先前曾構想於湖區施作tracer但此方法需鑿井，未免破壞環境，目前考慮以放置seepage meter，增加入滲測量點，或可作為替代方案。 (三) 表10為模擬參數，入滲速度應有低估，與本人所做實測差距800倍，或可提高模擬值，蒸發速度亦	1.感謝委員提供意見。 2.感謝委員意見，目前影響湖區水面高度的影響因子，暫時認定為裂隙漏水，並且以人工尋找，暫無使用示蹤劑的打算。 3.經過重新模擬結果，將入滲與蒸發參數調高，並不影響模擬的最終結果，這兩個因子並非對夢幻湖地形演育有重大影響。 4.泥碳的定義是含有高比例的有機質，用顆粒尺寸分布表無法顯示其特性，故獨立出來另外解說。

同。 (四) 圖31只有呈現sand、seal和clay,但看不出peat屬於哪一個?如屬clay,則水利傳導係數差一個order。地下水流動速度差10倍,故請在確認。	
高課員千雯 (一) 日前根據張永達老師的指引,找到夢幻湖東南方山壁的一處出水點,從3D地形圖的等高線判斷約為高程835之處。本處有錄影存檔,另外也有夢幻湖水面的縮時影像可供貴團隊參考。 (二) 貴團隊自行架設之氣象站所蒐得的資料尚未見於報告書,不知未來是否會納入? (三) 報告書前3章有多幅圖和照片缺乏引用或與後文重複,也未標示資料來源,請務必再做一次檢視,如無必要,建議刪除。 (四) 陸化模擬所設定的入滲和蒸發值是否可採用本區實際測量數值,以增加各計畫間的整合。 (五) 第56頁,水位資料分析第1段關於臺灣水韭最適水位係引用陳甯庸和張文亮的研究論文,惟其最適水位尚有諸多說法,建議應多方引用。 (六) 研究方法提到預計使用水下聲波,因目前為豐水期,應適合使用橡皮艇,建議貴團隊把握時間施作。	1.感謝管理處提供相關資料,作為調查是否漏水以及其位置的參考。 2.已經於本期報告中納入,請見P.59-P.62相關氣候資料比對的部分。 3.依據委員意見,重新檢視後修改與刪減。 4.經過重新模擬結果,將入滲與蒸發參數調高,並不影響模擬的最終結果,這兩個因子並非對夢幻湖地形演育有重大影響。 5.已依據委員意見,多方參考研究報告後修改內容敘述。 6.水下聲波測量因夢幻湖湖底植生完全覆蓋,聲波測得的會是植生位置的回波,而非測量目標的湖底沉積物位置,故已於報告書中說明原因並修正。
陳代理課長宏豪 (一) 報告書使用之衛星圖可以改用本處解析度更高之空照圖。 (二) 第6頁關於土壤成分說明應優先以專書或專論作為引用依據。	1.已更換圖1「夢幻湖與周邊航空照片」之底圖影像,並刪除同性質之圖2。 2.遵照委員意見,已更換敘述與圖表,改以臺灣省政府農林廳山地農牧局「臺北縣市暨基隆市山坡地土壤調查報告」為參考依據。
六、張松書順發 建議補充簿管採樣當時湖區的基本	感謝委員指正,已修正錯誤。

情況，如水位等。根據圖27湖面水深分布，採樣點位C應是水位較深之處，但圖28和29卻顯示A點較深，似有不一致之處。	
七、盧副處長淑妃 （一）建議加強研究方法和實驗設計的敘述，包括流程、步驟、操作方式和操作時的環境條件，作為理解各項推估和模擬的基礎。 （二）有關陸化的過程和模擬推估，可否再詳述？不同研究方法分析結果固然不同，但建議統整過往和本計畫所做陸化速度的推估，並加以分析說明其異同。 （三）貴團隊亦曾於臺灣其他高山湖泊進行調查，是否發現與本計畫目前成果有任何相近或相異之處？ （四）本計畫所做地球化學分析係採每季調查數據，目前僅進行2季，是否有可能提高調查頻度？	1.已遵照委員意見，加強操作背景描述以及模擬的操作過程。 2.目前模擬的推估過程已再加強描述。但因模擬成果以及其他研究方法之間的預期結果差異相當大，採用的方式也有極大差異，故分別論不同方法之間的測定成果，惟說明異同的部分將流於方法之間的解釋，無助於提升比較之間的分析結果。 3.夢幻湖目前的研究資料很完整，相對其他高山湖泊的研究都是首次進行，尚處於訂年階段，還為更深入研究分析。 4.如果水質變異情況不大，則增加頻度與否的影響也不多，本團隊會再評估是否增加測定頻度。

附錄五 第三次期中報告委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
陳教授淑華 (一) 第 38 頁，以 30 年的氣候模擬來預測未來 200 年的氣候變遷，可信度如何？本模式是否有其他運用案例？並建議於報告書中加入可信度說明。此外，雖然研究團隊目前以沉積血蒐集到的沉積物極少，但應留意接下來半年重大氣候事件發生時沉積物累積狀態是否改變。 (二) 第 50、51 頁，有關陸化時間的推算結果，變異很大。建議： 1. 應同時考慮漏水問題影響陸化速度； 2. 漏水問題需有解決對策。 (三) 有關第 67 頁表 15-1 水質監測結果： 1. 未以統計分析表達，缺乏說服力。 2. 未和過去文獻資料比較。 3. 小數點有效位數應一致。全文請改善。 (四) 第 71 頁表 16 未完成，請補充各岩芯分析項目之結果，以利比較 (五) 第 77 頁敘述，以岩芯之底泥組成推斷夢幻湖為貧養型湖泊，證據稍嫌薄弱，依據生物學的定義，貧養湖需有總磷、葉綠素（藻量和樹葉）、藻種（為生物指標）和透明度（夢幻湖可能太淺無法測量其透明度）等指標來判定。 (六) 本人於鴨池進行古氣候調查之	(一) 可信度說明… 。沉積槽部分，目前仍持續放置在湖中收集，感謝委員提醒。 (二) 目前非降雨期水位下降的速率稍快大概確認，唯以漏水的位置及速率，目前掌握的資訊不足，長期影響仍模糊，目前暫持保留態度，待後續取得更多調查資訊後再行處理。 (三) 遵照委員意見辦理。 (四) 遵照委員意見辦理。 (五) 遵照委員意見辦理。 (六) 謝謝委員指教。

經驗或可供本案參考： 1.研究湖泊沉積物內矽藻、花粉和地化之變化，可以瞭解湖泊 pH 之變化、周圍淋洗及降雨，並進而瞭解湖泊 pH 變化與周圍植被變化之關係。此研究建議請陽管處協助。 2.建議沿著湖緣增加水質採樣點位。	
2.劉教授平妹 （一）第 16 頁「4000 年前的冷事件」一節，有關「若七星山在 5,750~5,400 年前…因此無法在沉積物中明顯表現出四千年前全球性的寒冷事件」之論述如何推論？建議應參考所有的岩芯樣本及孢粉資料再撰文。考慮目前定年仍有疑慮，若認為無法在沉積物中明顯表現出 4,000 年前全球性的寒冷事件一事，仍是不妥。 （二）若要推估近百年的沉積速率，碳 14 定年誤差值範圍相當大，或應考慮其他方法，如 ^{210}Pb 或本意見書第（四）項的可能性。 （三）依照目前資料，夢幻湖沉積物組成仍以粉砂和泥為主，符合一般湖泊沉積物性質。 （四）沉積物定年應該要盡可能找出未受干擾的樣點，並對照前人文獻。第 21 頁提及 2001 年 7 月 2 日七星山東麓發生森林大火，有否可能於不擾動的岩芯樣本中辨識出灰燼有否存留某一深度，藉此可指示 2001 年之堆積深度？ （五）第 26 頁建議附上岩芯樣本的岩性及定年採樣深度。 （六）第 46 頁災害潛勢區是否應考慮湖週岩體表風化層黏土較厚之區域，因風化層厚易受沖刷。此位置的	（一）謝謝委員建議，以目前薄管採取的深度及所獲得的資訊，無法指涉到 4000 年前的環境情況，故將相關敘述予以刪除。 （二）謝謝委員意見。 （三）謝謝委員意見。 （四）已盡力尋找，沒有發現。 （五）遵照委員建議，已付上。 （六）在分析資料的檢視，以及沉積物捕捉槽的結果，由於植生覆蓋良好，逕流造成的沖刷極少，因此局部土壤的差異可被忽略。 （七）謝謝委員意見，這是由於研究尺度不同所造成。 （八）遵照委員建議，修正造成上下倒置之原因與敘述。 （九）謝謝委員意見。 （十）謝謝委員建議，將重新檢視薄管樣本內容。

下坡處堆得就快些。 (七)請確認臺大水工所 2016 年的地形量測資料，如何得出每年 20mm 之沉積速率？並參考本意見書第(十)項解釋的可能性。 (八)第 77 頁最後一段敘及岩芯 A「因自然原因發生年代上下倒置的情況微乎其微」。如果上層植物根系下伸也可能擾動沉積物年代。 (九)夢幻湖裂隙值得再進行調查，如能看到岩石節理的方向有助於瞭解漏水裂隙的方向和深度。若不是節理引起，則注意堰塞部位的洞穴。 (十)沉積物的累積可能有間斷性，例如因水體乾枯部份沉積被風刮走等。部份沉積物也來自重大事件，例如大雨、崩塌等。因此若定近百年的沉積速率平均可能相當慢，若以千年、數千年的速率平均計算沉積速率，可能會呈現較正常的長期平均數值。參考臺灣高山湖如七彩湖(2890m)的沉積速率約 0.9 mm/yr；嘉明湖 1.3 mm/yr 但上部值為 0.15 mm/yr；頭社泥炭約 1.3 mm/yr。提供參考，並建議考慮此處周圍岩性來評估。七彩湖近千餘年也是粉砂及泥為主但在約 4000-2000 年前氣候較乾，沉積物炭質增多。	
3.魏教授國彥 (一)有關沉積速率需考慮測量之時間尺度與速率負相關。 (二)建議用百年尺度來探討未來百年，定年方法為 ^{210}Pb 及 ^{137}Cs。 (三)^{210}Pb profile 亦能指示岩芯(沉積物)是否被擾動。 (四)為選擇岩芯，岩芯宜描述，做	(一)謝謝委員建議，以目前薄管採取的深度及所獲得的資訊，無法指涉到 4000 年前的環境情況，故將相關敘述予以刪除。 (二)謝謝委員意見，本計畫沒有以此二種方法進行定年研究。 (三)謝謝委員意見，本計畫沒有以此二種方法進行定年研究。 (四)已對岩芯標本進行土質分析，唯

X 光攝影及光學攝影置入報告。 (五) A、B、C、D 岩芯可進行 XRF-scanning (掃描)，取得半定量之元素含量 profiles，可用以對比及物源分析/推估。 (六) 採取「由源到匯」(source to sink) 架構，推估週遭溝與坡所能提供的沈積物通量。 (七) 夢幻湖的水文(水系)乃至地下水文的架構(p.43)可更深入討論。 (八) 碳 14 定年的材料宜描述，所得之年代是日歷年嗎？若是，以前發表的(劉聰桂、陳淑華)亦宜依同樣的校正而修正。 (九) 利用食物色素當追蹤劑，或可能協助尋找漏水路徑。 (十) 把握未來之暴雨/逕流期測量沈積物通量，並據以結合氣候模型，推估未來氣候變遷、極端氣候可能之影響，做為國家公園經營管理之策略參考。 (十一) 磁感率或也能成為對比及物源之輔助證據。	本研究並無使用 X 光進行掃描。 (五) 建議未來可以繼續進行相關研究，謝謝指教。 (六) 建議未來可以繼續進行相關研究，謝謝指教。 (七) 建議未來可以繼續進行相關研究，謝謝指教。 (八) 謝謝委員指教，目前引用之定年數字均已轉換校正為日歷年。 (九) 謝謝委員意見。 (十) 謝謝委員建議，將重新檢視薄管樣本內容。
華科長 (一) 本案主要目的是要瞭解夢幻湖沉積特性與氣候變遷之關係，後續請再加強各項資料的綜合性分析，盡可能回應研究主題。 (二) 本次計畫未盡之處或可參酌前述委員意見，研擬期末報告建議事項，供本處作為後續研究案規劃之參考。	(一) 遵照委員意見辦理。 (二) 謝謝指教。
六、張松書順發 (一) 接下來將進入颱風季，請貴團隊持續留意沉積狀況是否有變化。	(一) 遵照委員意見辦理。 (一) 收集到的是飄浮的藻類以及部分植生的殘枝(如圖)，總量非常少。

(二) 報告書提及沉積槽目前為見可辨識的沉積物，是指完全沒有沉積物，或是設備有最小量的限制？	再分離過濾後幾乎是沒有東西。
七、盧副處長淑妃 (一) 是否可能得知劉聰桂、陳正忠或陳淑華等前輩於夢幻湖採樣的地點及採樣深度，供本案進行對照參考？ (二) 報告書記錄若干月份因為湖水乾涸無法進行水質採樣檢測，似與去年降雨時間不太一致？建議將水質資料與降雨量並列比對。	(一) 關於採樣點位置，經詢問劉教授聰桂，明確地點已不可考，至於陳正忠老師的採集地點會另行詢問。 (二) 遵照委員意見辦理。

附錄六 期末報告委員意見與回應

委員意見	臺大團隊回應
一、劉平妹教授 (一) 本案採樣深度約 50 公分，屬於底質表層，易受風雨侵蝕等擾動，植物根系向下生長時也會干擾下層年代判斷，因此碳 14 定年一般需要更多樣本來支持年代的推論。 (二) 建議綜整比對劉聰貴(1990)、陳淑華(2010)鑽探點位與岩芯剖面圖，輔以深度標示，可較完整呈現夢幻湖底質的岩性(lithology)與分布特性。 (三) 岩性一般不包含水域範圍，圖 40、41、44 應予修正。 (四) 建議可利用乾涸時針對湖區做較全面之巡查，或有機會發現湖區裂隙。 (五) 表 23 標題與表格內容不符，建議修正。 (六) 表 11 所列完全陸化時間，各研究調查推算差異甚大，宜補充說明差異原因。 (七) 本案針對湖區降雨量與水位之探討，建議補充本區近 50 年雨量變化，較可確實掌握近期氣象趨勢，以為經營管理之因應。 (八) 113 頁敘述：「代表現今的溫度要比過去高出數度以上…」不盡精準，建議修正。	1. 謝謝委員指教 2. 已在 P.28 加上劉教授與陳教授團隊的採樣地點略圖，以及 P.96 補上劉教授樣本與本研究樣本圖共同陳列。 3. 遵照委員意見辦理。 4. 如 P.103 所述，已於湖面乾涸時進行，但因湖區植生覆蓋良好，無法以肉眼判斷出是否有空隙存在。 5. 遵照委員意見辦理。 6. 遵照委員意見，於 P.60 補充說明。 7. 謝謝委員意見。 8. 遵照委員意見辦理，刪除相關敘述。
二、陳淑華教授 (一) 本人於期中會議曾建議團隊沿湖緣採樣，如有環狀點位之岩芯，搭	1. 謝謝委員意見，因環湖採樣工作量與經費龐大，建議由管理處另外辦理相關研究。 2. 矽藻分析項目由日本九州大學鹿島

配湖中穿越線採樣，將岩性排列起來，有機會看出湖泊發育的歷程，亦可釐清發育過程所受氣候變遷之影響。請增加或修正湖泊發育之圖。

(二) 報告書第 95 頁表 23 所列矽藻應普遍存在於夢幻湖底質各層 (zone)，本藻類分層表分層方法與可信度尚待檢證。請指出每一樣本取樣數量，以增加可信度。

(三) 報告書第 100 頁表 24「藻類的孢子」亦有可能為菌類的孢子

(四) 報告書第 102、103 頁 *Tabellaria*、*Neidium* 建議增列於表 23；第 103、104 頁疑似鑑定有誤，應為 *Brevisira*，原鑑定之 *Cyclotella* 屬鹼性水域藻類，不適合生長於夢幻湖偏酸性水域，請再查明。全文生物屬名或種名請用斜體字。

(五) 藻類組成只能用來推斷水量多寡和水質酸鹼，無法判斷氣溫變化，報告書以 *Pinnularia* 此類矽藻在近 500 年消失推斷現今溫度比過去高出數度，請引用文獻。

(六) 陽明山區除了夢幻湖，尚有數個乾濕分明的湖沼，未來或可將鴨池（七星池）或其他類似環境一併納入研究對象。

(七) 圖應加入圖例及座標軸說明；湖水位為水平高程高度或絕對高程，應加以標示。

(八) 中文學術論文參考文獻排列，中文文獻在前、英文文獻在後。中文文獻請依第一作者姓氏筆畫排列，英文文獻請依第一作者英文字母順序排列。全內文引用文獻應標示作者名和發表時間。

薰教授提供分析成果，詳細分析資料因尚未發表，無法取得並公開。

3. 謝謝委員意見，該段分析由日本九州大學鹿島薰教授提供。

4. 遵照委員意見，修正矽藻鑑別種名與敘述。

5. 已刪除相關敘述，避免爭議。

6. 謝謝委員建議，移請管理處另外辦理。

7. 遵照委員意見辦理，另湖水位高度標示統一為海拔高程。

8. 遵照委員意見辦理，修正排版錯誤。

三、劉桓吉顧問

(一) 本報告書內容豐富且具體；從對陽明山國家公園夢幻湖生態保護區自然環境資源背景的瞭解，而提出的工作項目和工作方法，明確可行。研究計畫進行的結果非常具體，舉凡對夢幻湖區域未來氣候變遷情境模擬、夢幻湖地勢分析、夢幻湖環境資料分析、夢幻湖水位資料分析、夢幻湖水質資料分析、夢幻湖岩芯採樣分析（導管法試採）、夢幻湖湖區裂隙探查等 7 項基礎調查，雖然因為受到自然因素所限制未能得到肯定的結果，但目前的成果對後續研究有重要的貢獻。綜合觀之，本期末報告書除了局部資料建議修飾外，堪稱是一本經典論述。

(二) 報告書第 88-96 頁：

1. 有關岩芯的描述：有機粉砂土（organic silt）請修正為有機粉砂；泥炭土（peat）請修正為泥炭；砂質土（sand）請修正為砂。
2. 第 91 頁圖 42 岩芯 C 土壤質地三角圖，圖中 Clay loam, Silty clay loam, Medium loam, Silty loam 等 4 個土壤名稱中“loam”應為“loam”之誤植。
3. 第 95 頁小結第 2-3 行：「…粉砂粒徑為 2 微米至 60 微米之間」。地質學上有關碎屑沈積物「粒徑」是以釐米[millimeter(mm)]為單位；粉砂(silt)的粒徑大小介於 1/16mm~1/256mm 之間。這是肉眼辨識的極限。微米[micron(μm)]是百萬分之一公尺之意，一般肉眼無法辨識，不適於引用描述岩芯的粒徑。同理，第 96 頁第 1-2 行；砂(Sand)的粒徑介於 2mm~1/16mm

1. 謝謝委員意見

2-1. 遵照委員意見修正並統一用詞。

2-2 遵照委員意見修正

2-3 該段文字是說明沉積物樣本土質分析後粒徑的差異，對於原始環境的分析是重要資訊。

3. 謝謝委員意見。

之間。

(三) 報告書第 11 頁：圖 7 夢幻湖湖底區域 3D 側視影像（由東往西）影像的西邊坡中央部分呈現一葫蘆形的線形，疑似古崩塌地或是邊坡局部蠕動的徵兆。建議進一步確認，以防範西邊坡（上邊坡）因重力作用誘發大規模崩塌，危及夢幻湖的永續。

參考文獻

- 1.內政部，2017，夢幻湖重要濕地（國家級）保育利用計畫。
- 2.杜耘、蔡述明、王學雷、何報寅、徐貴來、江明喜、薛懷平、肖飛，
2008，神農架大九湖亞高山濕地環境背景與生態恢復，長江流域資源與環境，17（6）：915-919。
- 3.李麗華、葉明峰、謝莉顯、薛美莉，2017，探討磺溪流域底棲矽藻群集與水質之關係，臺灣生物多樣性研究，19（2）：109-122。
- 4.汪良奇，2011，以湖泊沉積物內花粉與矽藻重建臺灣東部晚全新世氣候與環境變遷，國立臺灣大學生態學與演化生物學研究所博士論文。
- 5.林幸助、徐崇斌、葉昭憲、官文惠、彭宗仁、高樹基、蔡尚惠、郭美華、楊正澤、葉文斌、吳聲海、曾晴賢、孫元勳、邵廣昭，2009，武陵溪流生態系長期生態研究與生態模式建構，國立臺灣博物館學刊，62(3):61~74。
- 6.林幸助，2015，陽明山國家公園夢幻湖生態保護區棲地調查與監測，陽明山國家公園管理處委託辦理報告。
- 7.林俊全等，2007，臺灣高山地區地形發育研究，行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。
- 8.施上栗，2017，105-106年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫，陽明山國家公園管理處委託辦理報告。
- 9.施上栗，2018，106-107年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測，陽明山國家公園管理處委託辦理報告。
- 10.陳德鴻，2008，夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 11.陳德鴻，2009，夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作（2/5），內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 12.陳鎮東、羅建育、林志明、陳佳奇，1998，臺灣地區湖泊水庫沉積速率初步探討，海洋與湖沼，28（6）：624-631。
- 13.陳文恭、蔡清彥告，1983，陽明山國家公園之氣候，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報。
- 14.陳淑華，2010，陽明山國家公園古氣候之調查，內政部營建署陽明山國家

公園管理處委託研究報告。

- 15.陳寧庸、張文亮，2010，以生態棲位寬度評估臺灣水韭在陽明山夢幻湖濕地適合生長之水深，農業工程學報，56（3）：32-42。
- 16.游雅婷，2013，環境因子和人為干擾對夢幻湖濕地臺灣水韭的影響，國立臺灣大學農藝學研究所博士論文。
- 17.鄧國雄、劉鴻喜、楊貴三、程仁宏、聞祝達、徐積祥、趙弘兆，1988，陽明山國家公園之地形研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 18.張石角，1989，陽明山國家公園環境敏感區及潛在災害地區之調查研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 19.黃增泉、江蔡淑華、陳尊賢、黃淑芳、楊國禎、陳香君，1988，夢幻湖植物生態系之調查研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 20.黃增泉，1983，陽明山國家公園植物生態景觀資源，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 21.黃筱芬、林幸助、許庭彰、高樹基，2012，打鳥埤人工濕地主要之氮移除途徑—脫硝作用，濕地學刊，1（2）：35~47。
- 22.黃國文，2016，105年夢幻湖生態保護區地形量測計畫，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 23.黃科溥、任秀慧、林幸助、卞文俊，2013，探討生態系統服務評估能否反映人工濕地棲地品質與生物多樣性之重要性，農業工程學報，59（3）：32~49。
- 24.曾祥霖、蕭淑娟、張睿昇、楊磊、林幸助，2012，水生植物與藻類對人工溼地中氮磷去除率之影響，濕地學刊，1（2）：11~33。
- 25.劉聰桂，1990，夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 26.劉時宏，2013，從日月潭井樣物化性質論萬餘年來之環境變遷，國立臺灣大學地理環境資源學系碩士論文。
- 27.劉平妹，2004，臺灣陸域氣候變遷研究情勢—湖泊沉積物，全球變遷通訊雜誌，43：6-8。

- 28.劉益昌、郭素秋，2002，大屯七星山系考古遺址調查研究計畫——金包里大路（魚路古道）沿線考古遺址調查研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 29.臺灣省政府農林廳山地農牧局，1986，臺北縣市暨基隆市山坡地土壤調查報告。
- 30.蔡呈奇、陳尊賢、黃政恆，2008，陽明山國家公園全區土壤分析調查，陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 31.Boggs Jr., S. 2005. *Principles of sedimentology and stratigraphy* (4th edition) . 33-34,36-38, 268-272. New Jersey:Peason Prentice Hall.
- 32.Chen, W. F. and S. L. Teng. 1990. Depositional Environment of Quaternary Deposits of the Linkou Tableland Northwestern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*. 33 (1) :39-63.
- 33.Conley, D. J. 1998. Biogenic silica as an estimate of siliceous microfossil abundance in Great Lakes sediments. *Biogeochemistry*. 6 (3) : 161-179.
- 34.Charlton, R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. London: Routledge.
- 35.FAO. 2006. *Guidelines for soil description* 38. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- 36.Huang, C. Y., P. M. Liew, M. Zhao, T. C. Chang, C. M. Kuo, M. T. Chen, C. H. Wang, and L.F. Zheng. 1997. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*. 146 (1) : 59-72.
- 37.Huang, T. C. 1975. Paleocological study of Taiwan (4) Waichiataoken Profile. *Taiwania*. 20 (1) : 1-22.
- 38.Huh, C. A., K. S. Chu, C. L. Wei, and P. M. Liew. 1996. Lead-210 and

- plutonium fallout in Taiwan as recorded at a subalpine lake. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 14 (5) : 373-376.
- 39.Jull, A. J. T. 2007. Dating Techniques. In *Encyclopedia of Quaternary Science*, ed. S.A. Elias, 453-459. Netherlands: Elsevier.
- 40.Kuo, C. M., and P. M. Liew. 2000. Vegetational History And Climatic Fluctuations Based On Pollen Analysis Of The Toushe Peat Bog, Central Taiwan Since The Las Glacial Maximum. *Journal of the Geological Society of China*. 43 (3) : 374-392.
- 41.Kashiwaya, K., T. Masuzawa, H. Morinaga, K. Yaskawa, B. Yuan, J. Liu, and Z. Gu.1995. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. 135 : 31-39.
- 42.Kashiwaya, K3., A. Yamamoto, and K. Fukuyama. 1988. Statistical analysis of grain size distribution in Pleistocene sediments from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research*. 30 (1) : 12-18.
- 43.Liew, P. M., M. L. Hsieh, and C. K. Lai. 1990. Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, Eastern Taiwan. *Tectonophysics*. 183 (1-4) : 121-127.
- 424Liew, P. M., C. M. Kuo, S. Y. Huang, and M. H. Tseng. 1998. Vegetation change and terrestrial carbon storage in eastern Asia during the Last Glacial Maximum as indicated by a new pollen record from central Taiwan. *Global and Planetary Change*. 16 : 85-94.
- 45.Liew, P. M., and M. H. Tseng. 1999. Climate Events from the Glacial to the Postglacial and Earth Surface Responses in Taiwan. *Sci Rep Tohoku Univ* .49 (2) : 183-195.
- 46.Liew, P. M., C. Y. Lee, and C. M. Kuo. 2006. Holocene thermal optimal and

- climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*. 250 (3-4) : 596-605.
47. Liew, P. M., S. Y. Hunag, and C. M. Kuo. 2006. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene—A record from Toushe Basin, central Taiwan. *Quaternary International*. 147 (1) : 16-33.
48. Liu, T. M., C. P. Tung, K. Y. Ke, L. H. Chuang and C. Y. Lin. 2009. Application and development of a decision-support system for assessing water shortage and allocation with climate change. *Paddy and Water Environment*, 7 (4) : 301-311.
49. Ociai S., Lin, J. C., Kashiwaya K. and Jen, C. H. 2012, "Influence of Construction of Dams and Waterway Tunnels on Sedimentation Rate and Bottom Topography in Sun Moon Lake, Taiwan." *The Japanese Geomorphological Union*, 33 (2) : 149-170.
50. Orkhonselenge, A., S. K. Krivonogov, K. Mino, K. Kashiwaya, I. Y. Safonova, M. Yamamoto, K. Kashima, T. Nakamura, and J. Y. Kim. 2012. Holocene sedimentary records from Lake Borsog, eastern shore of Lake Khuvsgul, Mongolia, and their paleoenvironmental implications. *Quaternary International*. 290-291 : 95-109.
51. Qiu L., D. F. Williams, A. Gvozdkov, E. Karabanov, and M. Shimaraeva. 1993. Biogenic silica accumulation and paleoproductivity in the northern basin of lake Baikal during the Holocene. *Geology*. 21:25-28.
52. Shichi, K., H. Takahara, S. K. Krivonogov, E. V. Bezrukova, K. Kashiwaya, A. Tsukada, M. 1967. Vegetation in subtropical formosa during the pleistocene glaciations and the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 3 : 49-64.

53. Tung, C. P., Liu, T.M., Chen, S. W., Ke, K.Y., and Li, M. H. 2014. Carrying Capacity and Sustainability Appraisals on Regional Water Supply Systems under Climate Change. *British Journal of Environment and Climate Change*, 4 (1) : 27-44.
54. Wetzel, R. G. 2001. *Limnology, Lake and River Ecosystem*, Third Edition, 1-6, p.44. San Diego: Academia Press.

網路資料

55. 水質檢測方法查詢，行政院環境保護署環境檢驗所，2017年3月。
<https://www.niea.gov.tw/analysis/method/ListMethod.asp?methodtype=WATER>