

國立臺灣大學生物資源暨農學院生物環境系統工程學系

碩士論文

Department of Bioenvironmental Systems Engineering

College of Bioresources and Agriculture

National Taiwan University

Master's Thesis

副熱帶半鹹水人工濕地碳氮循環之探討

Carbon and Nitrogen Cycles in Subtropical Brackish

Constructed Wetland

簡睿廷

Jui-Ting Chien

指導教授:蕭友晉 博士

Advisor: Yo-Jin Shiau, Ph.D.

中華民國 113 年 7 月

July 2024





謝辭

能完成這篇論文，要感謝許多人的幫助。首先是指導老師蕭友晉老師，感謝老師從我大三到碩二這段時間的指導與照顧，提供我許多學習資源，在研究室這四年學到濕地與微生物的許多知識，對於實驗執行或是論文撰寫上的諄諄教誨，讓我對於學術研究有更完整的認識，在我論文撰寫或是儀器操作遇到困難時，老師都耐心陪我一同解決，十分感謝。再來感謝論文口試委員王尚禮老師、許少瑜老師與張頊瑞老師，撥冗蒞臨執導，對於本研究撰寫表達，以及內容完整性提供許多寶貴建議，讓本論文能更加完備。

感謝生物地質化學研究室的各位，謝謝蕙瑄學姐協助氣罩、鐵氟龍管的購買與支援採樣，以及我剛進研究室時，實驗方法的指導；感謝佩儀學姐協助 TOC 儀器的操作，與 IC 樣品的測定；感謝芸茜學姐幫忙植體與沉積物的酸水解與後續的易難分解碳氮的測定，還有報帳上的協助；感謝林博士、芝佑學姐、品嘉、予平幫忙支援採樣；感謝晉嘉協助處理氣罩內風扇供電問題，與氣壓平衡裝置的設計，另外還有幫忙採樣和高靜置氣罩的設置；感謝前幾屆畢業的學長姐，讓我有了一同出差採樣的機會，能夠觀摩論文口試流程，有論文撰寫、簡報準備的範例得以參考；感謝同屆的沛儒、詣璿，除了互相幫忙支援各自的野外採樣之外，還有一起參加國外研討會、口試時的紀錄，讓我的碩士生活有伴一起同行。

感謝臺北市政府工務局水利工程處吳先生、江先生與陳小姐，對於本研究的實驗器材設置上提供協助，於清淤工程時特別避開我們的樣點，另外也提供我們社子島濕地水位計的量測資料，還提供解說小築的倉庫借放實驗設備，也出借推車供我們採樣時使用，讓本研究得以順利進行。

感謝我的家人，父母從我出生至此的栽培，讓我能專注在自己的學業上，無後顧之憂朝自己的志願前進；謝謝阿嬤幫我一起裁剪分解袋使用的尼龍網布，使用縫紉機協助將 100 個分解袋縫好，還有幫我準備每日的早、晚餐；感謝 Patato 幫我繪畫參考文獻的改畫圖，以及實驗方法的示意圖，增添論文的易讀性，還有平時生活的相互扶持。

最後謝謝自己大學至研究所這段時間的努力，勇於嘗試一些新挑戰，過程帶給自己意想不到的成長。

摘要

人工濕地是近年廣泛應用的生態工法，具備各項生態系統服務功能，然而人工濕地運作機制複雜，入流水營養鹽濃度若過高，可能伴隨二氧化碳、甲烷、氧化亞氮等溫室氣體產生，尤其後兩者為高全球暖化潛勢之氣體，若大量排放可能導致碳吸存速率小於溫室氣體排放之二氧化碳當量，使得人工濕地成為碳源。

為了探討人工濕地的碳收支情形，本研究於社子島濕地進行為期一年之現地研究，採集水質、土壤與植體樣本進行分析，並以光聲譜溫室氣體監測儀量測土壤與生態系統溫室氣體交換量，搭配長石粉標記法與分解袋實驗，分別量測沉積速率與分解速率。藉由量化濕地內碳、氮循環的各個途徑，以深入了解濕地生物地質化學過程。

研究結果發現社子島濕地為碳匯與氮源，可分別吸存 $11.19 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，並釋放 $0.56 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。其中土壤碳變化貢獻了 66 % 之碳吸存量，速率為 $7.42 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，植物初級生產量則貢獻 34 % 之碳吸存量。土壤的氮損失為主要氮源，其損失速率為 $0.68 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。溫室氣體測量結果以正值表示濕地排放，負值表示濕地吸收，生態系統交換之 CO_2 平均通量為 $-149.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 平均通量為 $-1255.8 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量為 $-138.2 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。土壤之 CO_2 平均排放通量為 $91.9 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 平均通量為 $13193.9 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量為 $-187.1 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。計算溫室效應之平衡，社子島濕地仍為溫室效應匯，削減 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 之速率達 $41.56 \text{ ton CO}_{2\text{eq ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}}$ 。

此外，藉由長石粉標記法發現社子島濕地之沉積速率高，其平均值為 6.0 cm yr^{-1} ，沉積物為濕地帶來的碳量達 $9.67 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，氮量為 $0.87 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。分解袋實驗則發現植物枯落物經過一年的分解會留下生物量中 60% 的碳與 63% 的氮。

本研究之結果量化了副熱帶半鹹水人工濕地之碳、氮動態，對於濕地管理提出建議，並可作為環境條件相近濕地之參考。

關鍵詞：人工濕地、碳收支、氮收支、溫室氣體排放、碳匯

Abstract

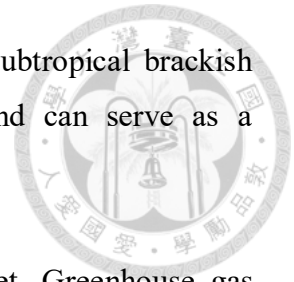
Constructed wetlands have been widely applied in recent years as an ecological engineering method, providing various ecosystem services. However, the operational mechanisms of constructed wetlands are complex. If the nutrient concentration in the inflow water is too high, it may lead to the production of greenhouse gases such as carbon dioxide, methane, and nitrous oxide, with the latter two being gases with high global warming potential. Excessive emissions of these gases may result in the carbon sequestration rate being less than the carbon dioxide equivalent emissions of greenhouse gases, thereby turning the constructed wetland into a carbon source.

To investigate the carbon balance in constructed wetlands, this study conducted a year-long field study at Shezidao wetland. Water, soil, and plant samples were collected for analysis, and greenhouse gas exchange from soil and ecosystems was measured using a photoacoustic gas monitor. The feldspar marker method and litter bag experiments were used to measure sedimentation and decomposition rates, respectively. By quantifying various pathways of carbon and nitrogen cycling within the wetland, we aimed to gain a deeper understanding of the biogeochemical processes in wetlands.

The results showed that Shezidao wetland is a carbon sink and a nitrogen source, sequestering 11.19 tons of carbon per hectare per year and releasing 0.56 tons of nitrogen per hectare per year. Soil carbon changes contributed 66% of the carbon sequestration at a rate of $7.42 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, while primary plant production contributed 34% of the carbon sequestration. Soil nitrogen loss was the main source of nitrogen, with a loss rate of $0.68 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. Greenhouse gas measurements indicated that positive values represented wetland emissions and negative values represented wetland absorption. The average ecosystem exchange rates of CO_2 , CH_4 , and N_2O were $-149.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, $-1255.8 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, and $-138.2 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, respectively. Soil exchange rates for CO_2 , CH_4 , and N_2O were $91.9 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, $13193.9 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, and $-187.1 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$, respectively. In terms of greenhouse effect balance, Shezidao wetland remains a greenhouse gas sink, reducing CO_2eq at a rate of 41.56 tons per hectare per year.

Additionally, using the feldspar marker method, it was found that Shezidao wetland has a high sedimentation rate of 6.0 cm yr^{-1} , bringing $967 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ of carbon and $87 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ of nitrogen through sedimentation. The litter bag experiment revealed that plant litter, after a year of decomposition, retains 60% of its carbon and 63% of its nitrogen.

This study quantified the carbon and nitrogen dynamics in a subtropical brackish constructed wetland, provided management recommendations, and can serve as a reference for wetlands in similar environmental conditions.



Keywords: Constructed wetlands, Carbon budget, Nitrogen budget, Greenhouse gas emission 、 Carbon sink

目次



謝辭.....	ii
摘要.....	iii
Abstract.....	iv
目次.....	vi
圖次.....	ix
表次.....	xii
第一章 前言.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 研究動機.....	3
第二章 文獻回顧.....	4
2.1 濕地.....	4
2.1.1 濕地定義與種類.....	4
2.1.2 濕地碳循環.....	7
2.1.3 濕地氮循環.....	10
2.1.4 溫室氣體排放.....	14
2.2 濕地碳收支.....	16
2.2.1 碳收支評估方法.....	16
2.2.2 淨初級生產量.....	19
2.2.3 土壤有機碳.....	21
2.2.4 水中有機碳.....	23
2.3 濕地溫室氣體量測.....	24
2.3.1 量測方法總覽.....	24
2.3.2 氣罩法.....	26
2.4 濕地研究現況.....	28
2.5 本論文研究目的.....	30
第三章 研究方法.....	31
3.1 研究流程圖.....	31
3.2 研究場域介紹.....	32
3.3 採樣日期與項目.....	36

3.4	土壤與水質採樣方法與背景值分析.....	40
3.5	溫室氣體量測.....	48
3.5.1	靜置氣罩法 – 不透明氣罩.....	48
3.5.2	靜置氣罩法 – 透明氣罩.....	50
3.5.3	光聲譜氣體監測儀.....	52
3.5.4	潮汐連續監測.....	54
3.6	植物 – 淨初級生產量.....	56
3.7	分解作用.....	58
3.8	沉積物量測.....	61
3.9	碳收支.....	62
3.10	氮收支.....	64
3.11	溫室效應平衡.....	66
3.12	統計分析.....	67
第四章	結果與討論.....	69
4.1	環境因子.....	69
4.1.1	水質.....	69
4.1.2	土壤理化性質.....	75
4.2	溫室氣體通量.....	86
4.2.1	土壤交換.....	86
4.2.2	生態系統交換.....	89
4.2.3	多元線性回歸分析.....	92
4.2.4	溫室氣體通量研究之比較.....	94
4.3	初級生產量.....	97
4.4	分解作用.....	102
4.4.1	剩餘質量變化.....	102
4.4.2	枯落物易分解與難分解碳氮.....	105
4.5	沉積作用.....	110
4.5.1	沉積物測量.....	110
4.5.2	表層土壤總碳、氮含量校正.....	112
4.5.3	沉積物易分解與難分解碳、氮.....	115

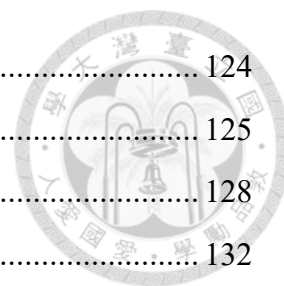
4.6	潮汐週期連續監測.....	116
4.6.1	測量日期與潮位.....	116
4.6.2	靜置氣罩測量結果（2024/4/9 與 2024/4/15）	117
4.6.3	漂浮氣罩測量結果（2024/4/29 與 2024/5/8）	120
4.6.4	潮汐連續監測小結.....	123
4.7	碳收支.....	126
4.8	氮收支.....	130
4.9	潮汐濕地之碳氮動態與淨溫室效應潛勢	134
第五章	結論與建議.....	136
5.1	結論.....	136
5.2	建議.....	138
參考資料		139
附錄		152

圖次

圖 1、人工濕地種類.....	6
圖 2、濕地的碳循環.....	8
圖 3、濕地氮循環.....	12
圖 4、濕地中的氮氧化還原反應	13
圖 5、有機碳於生態系統之輸出入途徑	17
圖 6、研究流程圖與各項目欲探討內容	31
圖 7、社子島濕地位置圖	32
圖 8、雙星定位導航儀	33
圖 9、社子島濕地空拍圖	34
圖 10、實驗方法總覽.....	38
圖 11、樣點位置總覽.....	38
圖 12、攜帶式水質檢測儀與各參數探頭	42
圖 13、離子層析儀與自動進樣器.....	44
圖 14、總有機碳分析儀.....	45
圖 15、元素分析儀.....	47
圖 16、氣相層析儀-火焰離子化偵測器.....	49
圖 17、不透明氣罩外觀.....	49
圖 18、透明氣罩外觀；左為底座、右為上部	50
圖 19、透明氣罩進行測量時之架設.....	51
圖 20、紅外光聲譜氣體監測儀	52
圖 21、氣體監測儀與氣罩之連接架構圖	53
圖 22、水位紀錄器.....	55
圖 23、潮汐連續監測使用之靜置氣罩與氣體監測儀架設簡圖	55
圖 24、潮汐連續監測使用之漂浮氣罩與氣體監測儀架設簡圖	55
圖 25、左圖為分解袋製作成品，右為分解袋置於現地之狀況	58
圖 26、分解袋樣點分布	58
圖 27、總有機碳氮分析儀	60
圖 28、長石粉標記法實際裝設情形.....	61
圖 29、濕地碳收支計算.....	63

圖 30、濕地氮收支計算.....	65
圖 31、水質隨月份之變化.....	70
圖 32、水質隨季節之變化.....	71
圖 33、不同樣點之水質.....	73
圖 34、土壤理化性質隨月份之變化.....	76
圖 35、土壤理化性質隨季節之變化.....	78
圖 36、不同樣點之土壤理化性質.....	80
圖 37、土壤 (a) TOC (%)、(b) TN (%) 隨時間之變化.....	84
圖 38、(a) 碳含量、(b) 氮含量隨時間之變化.....	84
圖 39、土壤 (a) 碳含量、(b) 氮含量對時間之指數回歸分析.....	85
圖 40、土壤二氧化碳通量於不同月份之變化.....	86
圖 41、土壤甲烷通量於不同月份之通量.....	87
圖 42、土壤氧化亞氮通量於不同月份之通量.....	87
圖 43、生態系統於不同月份之二氧化碳通量.....	89
圖 44、生態系統於不同月份之甲烷通量.....	90
圖 45、生態系統於不同月份之氧化亞氮通量.....	90
圖 46、鹽度與 CH ₄ 通量隨時間之變化.....	96
圖 47、蘆葦地上部與地下部生物量隨時間之變化.....	97
圖 48、蘆葦碳與氮含量之時間變化.....	99
圖 49、分解袋內剩餘質量隨時間之變化.....	103
圖 50、分解袋剩餘質量百分比隨時間之變化.....	103
圖 51、分解袋內碳含量隨時間之變化.....	104
圖 52、分解袋內氮含量隨時間之變化.....	104
圖 53、分解袋中三種型態碳與氮含量隨時間之變化.....	106
圖 54、分解袋中三種型態碳與氮相對比例隨時間之變化.....	108
圖 55、三種型態與加總之 (a) 碳、(b) 氮比例.....	115
圖 56、2024/4/9 溫室氣體通量監測結果.....	118
圖 57、2024/4/15 溫室氣體通量監測結果.....	119
圖 58、2024/4/29 溫室氣體通量監測結果.....	121
圖 59、2024/5/8 溫室氣體通量監測結果.....	122

圖 60、潮汐與非潮汐時間溫室氣體通量之差異	124
圖 61、溫室氣體通量與水位之相關性分析	125
圖 62、社子島濕地之碳動態	128
圖 63、社子島濕地之氮動態	132



表次

表 1、濕地有機質分解之反應過程.....	9
表 2、溫室氣體全球暖化潛勢	14
表 3、淨初級生產量研究彙整	20
表 4、溫室氣體量測方法比較	25
表 5、氣罩類別比較.....	27
表 6、濕地溫室氣體通量研究之整理.....	29
表 7、社子島濕地範圍座標	33
表 8、社子島濕地各棲地類型面積比例變化	35
表 9、採樣項目與採樣日期整理表.....	37
表 10、紅外光聲譜氣體監測儀濾光片簡介	53
表 11、水中陰、陽離子濃度隨季節之變化	74
表 12、不同樣點之土壤陰、陽離子濃度	82
表 13、不同季節之土壤陰、陽離子濃度	83
表 14、土壤於不同季節之溫室氣體通量	88
表 15、生態系統於不同季節之溫室氣體通量	91
表 16、土壤氣體交換之多元線性回歸分析	93
表 17、濕地溫室氣體通量研究之彙整	95
表 18、蘆葦地上部及地下部每單位乾重含有總有機碳、氮比例之季節變化	98
表 19、濕地植物碳儲存與氮儲存之研究彙整	101
表 20、不同型態碳、氮對時間之指數回歸方程式.....	107
表 21、元素分析儀與酸水解測得總碳差異	109
表 22、元素分析儀與酸水解測得總氮差異	109
表 23、社子島濕地沉積速率與沉積物性質之量測結果	111
表 24、2024/4/22 土壤表層實際碳、氮含量計算	113
表 25、2023/10/19 土壤表層實際碳、氮含量計算	114
表 26、潮汐連續監測日期與相關資料.....	116
表 27、各碳庫類別計算與所佔碳收支比例	126
表 28、濕地碳動態各項目之計算公式與計算過程.....	129
表 29、各氮庫類別計算與所佔氮收支比例	130

表 30、濕地氮動態各項目之計算公式與計算過程.....	133
表 31、溫室效應平衡之計算	134
表 32、濕地碳與氮收支研究統整.....	135



第一章 前言

1.1 研究背景

工業革命以來，人類活動造成大量溫室氣體排放，溫室效應導致全球暖化，2011 至 2020 年之全球表面溫度相較 19 世紀已高出 1.1°C ，氣候變遷下導致極端天氣事件接踵而來，人們的生命、財產安全備受威脅；如何將氣溫上升幅度控制在人類及自然系統的適應極限—升溫幅度 1.5°C 內—已成世界各國關注議題 (Bridgham et al., 2006; IPCC, 2023)。

臺灣對於此氣候變遷議題也做出行動，於 2021 年宣示 2050 年以前達成淨零轉型，並且公布「臺灣 2050 淨零排放路徑及策略總說明」以及「12 項關鍵戰略行動計畫」。12 項關鍵戰略中自然碳匯被認作是最具成本效益的減排策略 (Yin et al., 2023)，藉由土壤、森林、海洋三大高碳吸存能力場域，增加個別碳匯量以達成淨零排放。

三大高碳吸存能力場域中，土壤有機碳儲量會受到農業操作或土地利用方式改變而有所變動，與糧食安全關聯緊密，土壤可說與人們的生活息息相關。據估計，1500 Gt 的碳儲存於深度 1 m 內之陸域生態系土壤有機碳中，而人類每年向大氣的排碳量約土壤有機碳總量的千分之四，也就是說土壤有機碳每年只要提高千分之四的儲存量，便可抵銷排碳量，此即千分之四倡議 (The 4 per 1000 Initiative) (Rumpel et al., 2020)。

土壤碳匯場域中，濕地是重要的生態系統，面積僅全球陸域面積 5 至 8%，卻含有全球 20 至 30% 的土壤碳量 (Mitsch et al., 2012)。濕地之所以具備如此高碳儲存量，原因在於其長期處於被水淹沒之狀態，為厭氧環境，有機質的分解速率低，加上濕地位於陸域與水域交界處，營養物質輸入高，高輸入、低輸出下濕地的碳吸存速率高。除了碳匯能力外，濕地還具備供給、調節、支持、文化四大類的生態系服務功能，具體項目包括水質淨化、物質循環、糧食生產、教育價值等 (Salimi et al., 2021)。

看重濕地的水質淨化功能，人們設計出專門用來處理污水的人工濕地，藉由土壤、植被以及微生物群落之組合，透過自然過程達到水質處理 (Vymazal, 2007)。人工濕地由於具備低成本、易於操作維護等優點，近年來成為全球熱門的生態工程技術 (Moreira & Dias, 2020)；人工濕地在臺灣也是常見工法，內政部所發布的國

家重要濕地名冊中，便有多處屬於人工濕地。

然而近年有許多研究指出，人工濕地的入流水營養鹽濃度若過高，可能會伴隨大量二氧化碳、甲烷、氧化亞氮等溫室氣體產生，尤其後兩者之 100 年全球暖化潛勢分別是 27、273（Forster et al., 2021），碳吸存速率扣除溫室氣體排放之二氧化碳當量，可能成為負值，表示人工濕地可能從碳匯轉變為碳源。

1.2 研究動機

為了探討人工濕地的碳收支情形，更深入研究人工濕地的生物地球化學過程是必要的。若人工濕地為碳源，我們能藉由探究濕地運行背後錯綜複雜的機制找出高碳排的原因，整理出濕地管理得以改進之處；若濕地為碳匯，我們則能計算每年人工濕地的碳含量變化，將人工濕地視作溫室氣體減量方法中的專案情境，人工濕地建造前的土地類型則視為基線情境，將人工濕地之碳匯實際量化為減量額度。

基於上述理由，本論文預計將探討一新建之人工濕地其中的碳、氮循環變化，分析濕地系統中水體、土壤、植被等不同項目之碳、氮含量，並測量濕地之溫室氣體排放。

第二章 文獻回顧



2.1 濕地

2.1.1 濕地定義與種類

根據目前國際上最廣為人知，全球近 90% 聯合國成員國簽署的《拉姆薩公約》（Ramsar Convention）（Ramsar Convention Secretariat, 2013），定義濕地為「無論天然或人工、永久或暫時、靜止或流動、淡水或半鹹水抑或是鹹水，由沼澤、泥沼、泥炭地或水域構成，水深在低潮時不超過六公尺的區域。」

美國魚類及野生動物管理局（United States Fish and Wildlife Service）對於濕地之定義有些許不同（Cowardin et al., 1979），認為濕地是陸地與水域系統之間的過渡區域，其地下水位通常位於或接近地表，必須具備以下三個特性至少一項：

- (1) 至少定期有水生植物生長；
- (2) 基質主要為排水不暢之土壤；
- (3) 基質非土壤並在一年的生長季中飽和含水或被淺水覆蓋。

綜合以上不同單位對於濕地的認定標準，可看出濕地由三大要素組成，包含水、土壤、水生植物（Mitsch & Gosselink, 2015）。

由於濕地在生物地質化學過程（biogeochemical process）中，可以成為源（source）、匯（sink）或轉換者（transformer），能夠淨化水質，也有高初級生產量（primary production），提供無數動、植物生存環境，具備高生態系服務（ecosystem services）價值（Fennessy et al., 2008; Mitsch & Gosselink, 2015; Ramsar Convention Secretariat, 2013）。將地球上各種生態系之生態系服務價值量化，濕地的每單位面積價值是所有生態系中最高者，即便濕地所占面積不多，濕地總價值仍占全球總生態系服務價值接近半數（Costanza et al., 2014），可以說明濕地的重要性不容小覷。

為了更容易描述具有相似自然條件的濕地，並且探究各自之特性，全球各組織因此將濕地進行分類，依據人為建造與否，分為人工（human-made）或天然（nature）濕地，依據鹽度可分為淡水（freshwater）與鹹水（saline），依據地理分布位置可分為內陸（inland）與海洋/海岸（marine/coastal）濕地，此外藉由不同 pH 值、土壤組成物質、受潮汐影響程度等因子，詳細分類可以多達數十種（Mitsch & Gosselink, 2015; Scott & Jones, 1995）。目前全球濕地總面積介於 15.2×10^6 至 16.2×10^6 km^2 ，內陸自然濕地的面積占 77%，海洋與海岸濕地的面積占 10%（Davidson &

Finlayson, 2018)。

看中濕地的土壤、植被與微生物之搭配，及其背後淨化水質的效益，人們設計出人工濕地，在人造的可控環境下，透過自然機制進行污水處理，是近年被全球各地廣泛使用的生態工法 (Vymazal, 2007)。

人工濕地按照建造用途，可以分成棲息地營造、防洪與水質處理，根據水流方式、植被型態，則可分為表面流人工濕地 (free water surface flow CWs, FWSCWs)、地下流人工濕地 (subsurface flow CWs, SFCWs)、漂浮式人工濕地 (floating CWs, FCWs) 與混合式人工濕地 (hybrid CWs, HCWs)，構造設計如圖 1 所示 (Wu et al., 2023)。

表面流人工濕地與天然濕地最為相近，同樣具有開放水面與多種類植被，多用於淨化污水處理廠的二級、三級污水，具備低維護、運轉、建造成本之優點，相對的需要廣闊面積建造則為一大缺點；地下流人工濕地依據流況可以細分成水平流人工濕地 (horizontal subsurface flow CWs, HSCWs)，以及垂直流人工濕地 (vertical subsurface flow CWs, VFCWs)，地下流人工濕地多以多孔隙介質鋪設建造，常用於城市污水的二級處理，優點在於較低的建造需求面積與高淨水效果，缺點為維修較複雜，管道有阻塞風險；漂浮式人工濕地藉由浮墊讓植物漂浮於水面上，讓植物在不同水位皆能與水體接觸，常使用在湖泊與池塘，優點為無需鋪設基質、無阻塞風險，缺點為低淨水效果，並需要定時收割浮墊上之植物；最後一種是混合式人工濕地，為了有更高的污水處理效果，以前述不同種人工濕地互相搭配而成，缺點在於高建造及營運成本 (Wu et al., 2023)。

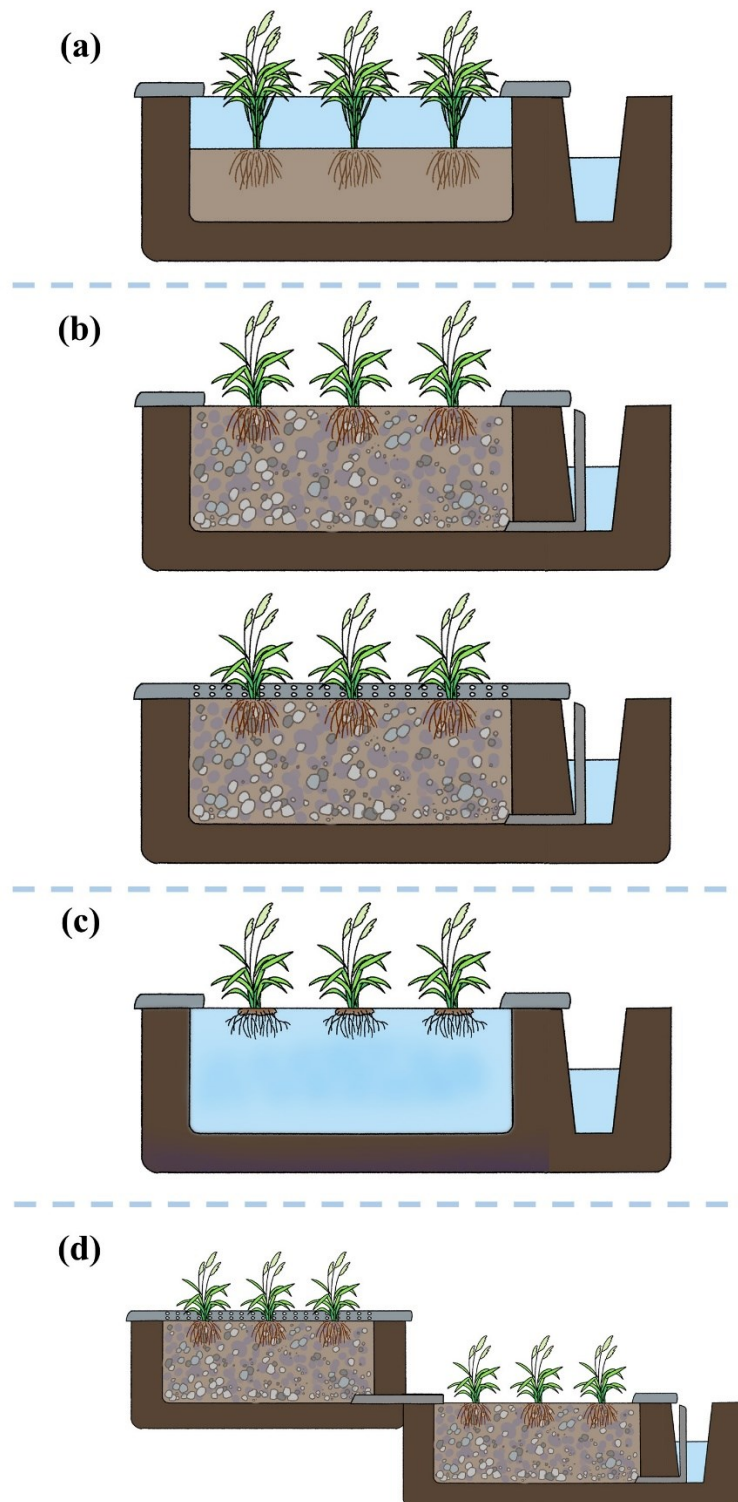


圖 1、人工濕地種類

(modified from Wu et al. (2023))

(a) 水平表面流人工濕地；(b) 上為水平地下流人工濕地、下為垂直地下流人工濕地；(c) 漂浮式人工濕地；(d) 混合式人工濕地

2.1.2 濕地碳循環

碳是構成所有生命的主要成分，分布於大氣 (atmospheric pool)、海洋 (oceanic pool)、生物 (biotic pool)、土壤 (pedologic pool)、化石燃料 (fossil fuel) 五大碳庫中 (Lal, 2008)。

濕地是土壤碳庫中重要的生態系，僅占陸域面積 5-8% (Mitsch & Gosselink, 2015)，但卻有 20% 的土壤碳儲量儲存於濕地中 (Bridgham et al., 2006)。在濕地生態系中，碳以五種型態存在，分別是植物生物量碳 (plant biomass carbon)、顆粒性有機碳 (particulate organic carbon, POC)、溶解有機碳 (dissolved organic carbon, DOC)、微生物生物量碳 (microbial biomass carbon, MBC) 與氣相最終產物 (gaseous end products)，五種型態碳之間交換即為濕地的碳循環 (Reddy, 2022) (圖 2)。

植物生物量碳為植物、藻類藉由光合作用 (photosynthesis) (式 1)，將二氧化碳從無機碳轉為有機碳之產物，經由光合作用形成的有機碳被視作初級生產力 (primary production)，植物的根系分泌物 (root exudate)、枯落物 (litter fall) 與碎屑會移動至土壤表面或進入水體，根據粒徑大小分為顆粒性有機質 (particulate organic matter, POM) 與溶解有機質 (dissolved organic matter, DOM)，粒徑大於 $0.45\mu\text{m}$ 者被歸類為 POM，粒徑小於 $0.45\mu\text{m}$ 者則屬於 DOM，而 POM、DOM 個別含有的碳分別稱為 POC、DOC (Ramesh et al., 2019; Reddy, 2022)。植物從枯萎至破碎成碎屑的過程，研究上常以分解袋法 (litter bag method) 進行量化，使用特定孔徑不織布材質的網袋盛裝乾燥枯落物，放置於現地一段時間後秤量袋內剩餘的枯落物乾重，即可計算研究樣點之枯落物分解速率 (Chassain et al., 2021)。

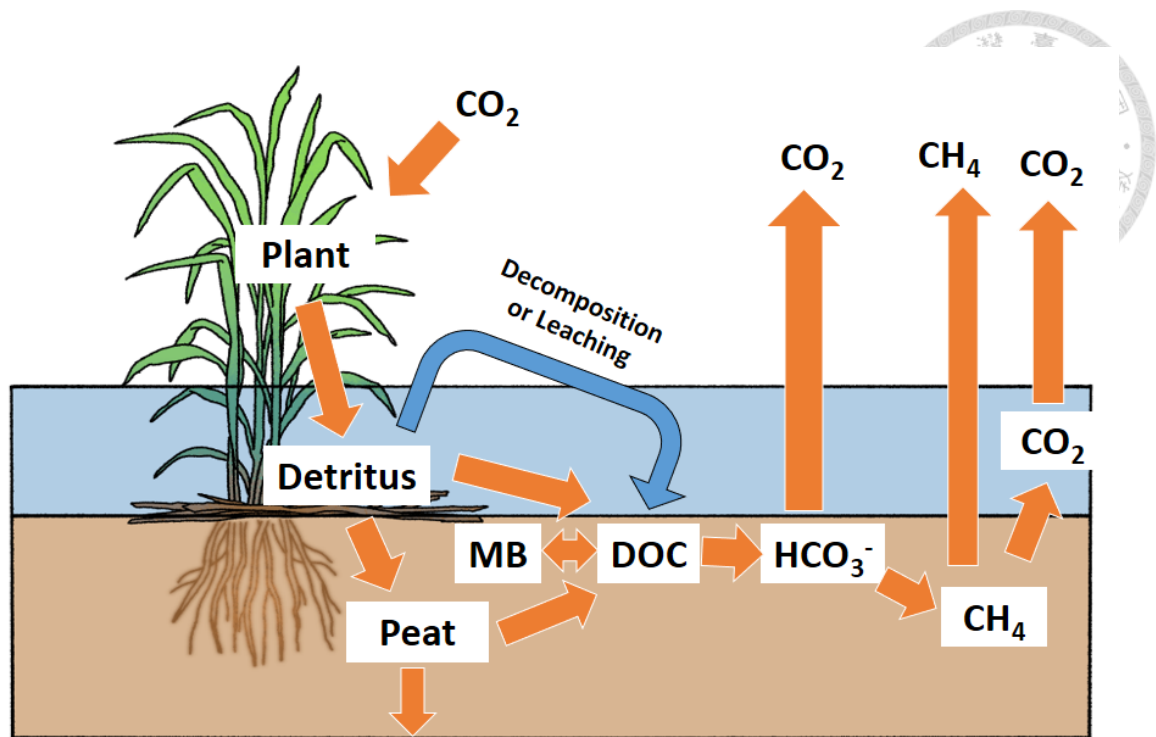


圖 2、濕地的碳循環

(modified from Reddy (2022))

MB: 微生物生物量 (microbial biomass) ；

DOC: 溶解有機碳 (dissolved organic carbon)

微生物在碳循環過程中扮演重要角色，主要透過氧化或還原不同物質，在電子的移動過程中獲取能量，例如在好氧 (aerobic) 狀態下微生物會進行呼吸作用 (respiration) (式 2)，將葡萄糖分解並獲得能量，厭氧 (anaerobic) 狀態下則會進行發酵作用 (fermentation)，不用 O_2 作為電子接受者，僅進行部分氧化獲得較少能量，產物包括乙醇 (式 3) 與醋酸 (式 4)；若於更加厭氧的環境下，部分微生物如產甲烷菌，藉由不同碳源還原至 CH_4 之過程，從中獲得能量，依據使用之碳源不同可分成氫營養型、醋酸營養型與甲基營養型產甲烷菌，反應式分別如 (式 5)、(式 6)、(式 7) 所示；在好氧區，亦存在利用 CH_4 氧化成 CO_2 過程獲得能量之甲烷氧化菌，其與產甲烷菌決定濕地向大氣排放之 CH_4 量 (Hanson & Hanson, 1996)。碳循環過程中，不同電子接受者與最終產物的反應過程可以藉由土壤氧化還原電位 (redox potential) 判斷 (表 1) (Reddy, 2022)。

上述過程中藉由同化作用 (assimilation) 留存於微生物細胞內的碳即為 MBC (Ramesh et al., 2019)，而各種作用過程中產生 CO_2 或 CH_4 屬於氣相最終產物，

與大氣交換，即為濕地完整之碳循環。

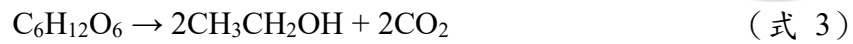
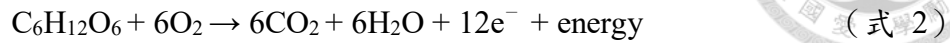
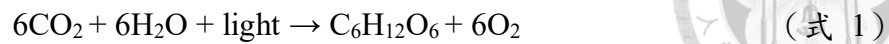


表 1、濕地有機質分解之反應過程

狀態	氧化還原電位 (mV)	電子接受者	分解作用 最終產物	參與作用之 微生物
好氧	> +300	O ₂	CO ₂ 、H ₂ O	好氧真菌、 好氧細菌
發酵	< -100 to +300	有機質	有機酸、CO ₂ 、 H ₂ 、乙醇、胺基 酸	發酵菌
兼性	+100 to +300	NO ₃ ⁻	N ₂ O、N ₂ 、CO ₂ 、 H ₂ O	脫氮菌
專性	< -100	SO ₃ ²⁻	HS ⁻ 、CO ₂ 、H ₂ O	硫還原菌
厭氧		CO ₂ 、醋酸	CH ₄ 、CO ₂ 、H ₂ O	產甲烷菌
		有機酸	醋酸、CO ₂ 、H ₂	產氫菌

(Reddy, 2022)



2.1.3 濕地氮循環

氮是限制性營養成分，在濕地系統中以無機與有機形式存在，無機氮包括氮氣 (N_2)、氨/銨氮 (NH_3/NH_4^+)、亞硝酸鹽 (NO_2^-)、硝酸鹽 (NO_3^-)、一氧化氮 (NO)、氧化亞氮 (N_2O)，有機氮則包含蛋白質、核酸與尿素。氮在濕地中主要有六種型態，分別是植物與藻類生物量氮 (plant and algal biomass nitrogen)、顆粒性有機氮 (particulate organic nitrogen, PON)、微生物生物量氮 (microbial biomass nitrogen, MBN)、溶解性有機氮 (dissolved organic nitrogen, DON)、無機形式氮 (inorganic forms of nitrogen)、氣相最終產物 (gaseous end products) (Reddy, 2022)。

植物生物量氮的氮源包含外部進入濕地系統的水，以及土壤有機氮的礦化，植物與藻類可以吸收 NO_3^- 、 NH_4^+ ，並同化成幾種胺基酸，最後合成蛋白質儲存於植物中，待植物衰老，植物生物量會變成碎屑，碎屑中的氮同樣以碎屑粒徑大小作為區分，小於 $0.45\mu m$ 為 DON，大於 $0.45\mu m$ 為 PON (Reddy, 2022)。由於不同型態的氮有不同價態，氮在不同型態轉換中的電子轉移提供微生物可利用之能量 (Wang et al., 2018; Zumft, 1997)，氮轉換反應可以分成七種途徑：

(1) 固氮作用 (dinitrogen fixation)

此作用經由特定微生物，於根圈、土壤或水中，將 N_2 轉換為植物和微生物可利用 NH_3 (Reddy, DeLaune, and Inglett 2022)，由於固氮作用需要耗能，其速率由該環境土壤氮之可利用性決定 (Shiau and Chiu 2020)。

(2) 固定作用 (immobilization)

無機氮轉為有機氮之過程，無機氮包括 NO_3^- 與 NH_4^+ ，透過固定作用被用於生物量的合成，成為生物細胞內的氮成分 (Reddy, 2022)。氮固定作用常發生於分解缺乏氮的有機物時 (Hagemann et al., 2016)。

(3) 氨化作用 (ammonification)

為有機氮分解的第一步，有機氮礦化 (mineralize) 為銨 (ammonium, NH_4^+)，可於厭氧 (anaerobic) 或好氧 (aerobic) 狀態下進行，但厭氧狀態下分解效率低因此反應速率較慢 (Reddy, 2022)。

(4) 硝化作用 (nitrification)

指 NH_4^+ 被氧化為 NO_3^- 之過程，於好氧狀態下藉由氨氧化細菌（ammonia-oxidizing bacteria, AOB）、氨氧化古菌（ammonia-oxidizing archaea, AOA）與亞硝酸鹽氧化菌（nitrite-oxidizing bacteria, NOB）等自營性微生物進行，分為兩步驟，第一步是從 NH_4^+ 轉為 NH_2OH ，再氧化為 NO_2^- ，第二步為 NO_2^- 轉為 NO_3^- ，若反應過程中 NH_2OH 不完全氧化，可能產生中間產物 N_2O (Heil et al., 2016; Reddy, 2022; Sun et al., 2022)。

(5) 硝酸鹽異化還原成銨（dissimilatory nitrate reduction to ammonia, DNRA）；

硝酸鹽同化還原成銨（assimilatory nitrate reduction to ammonia, ANRA）

DNRA 與 ANRA 是兩種相同反應物與相同產物之作用，皆將 NO_3^- 還原成 NH_4^+ ，但前者為實際還原作用，在高度厭氧環境下透過反應產生能量，後者則為假性還原過程， NH_4^+ 的形成被用於細胞內之合成，在厭氧或好氧狀態下皆常見 (Reddy, 2022)。

(6) 脫氮作用（denitrification）

脫氮作用將氮從氧化數為 5 還原至 0，以異營性細菌主導，並屬於兼性厭氧菌，於厭氧狀態藉由硝酸鹽還原酶、亞硝酸鹽還原酶、一氧化氮還原酶、氧化亞氮還原酶，一系列催化反應將 NO_3^- 逐步還原成 NO_2^- 、 NO 、 N_2O ，最終還原至 N_2 ，由於產物 N_2 屬於氮循環的氣相最終產物，脫氮作用被視為將氮從一系統中移除的重要機制 (Mander et al., 2021; Reddy, 2022; Wrage et al., 2001)。

(7) 氨揮發（ammonia volatilization）

最後一種途徑則藉由 pH 值調控，酸性或中性環境下多以離子態 NH_4^+ 存在，在鹼性狀態下則改為氣態 NH_3 為主， NH_3 揮發情形隨之增劇 (Reddy, 2022; Zhenghu & Honglang, 2000)。

由於濕地好氧、厭氧區兼備，高度異質之環境特性，適合氮化合物於此進行轉換 (Wang et al., 2018)，而微生物在此過程獲得之生物量中所含有的氮即為 MBN，而氮的氣相最終產物包括 NH_3 、 N_2 、 N_2O ，逸散至大氣是氮從濕地系統中移除的重要途徑 (Reddy, 2022)。

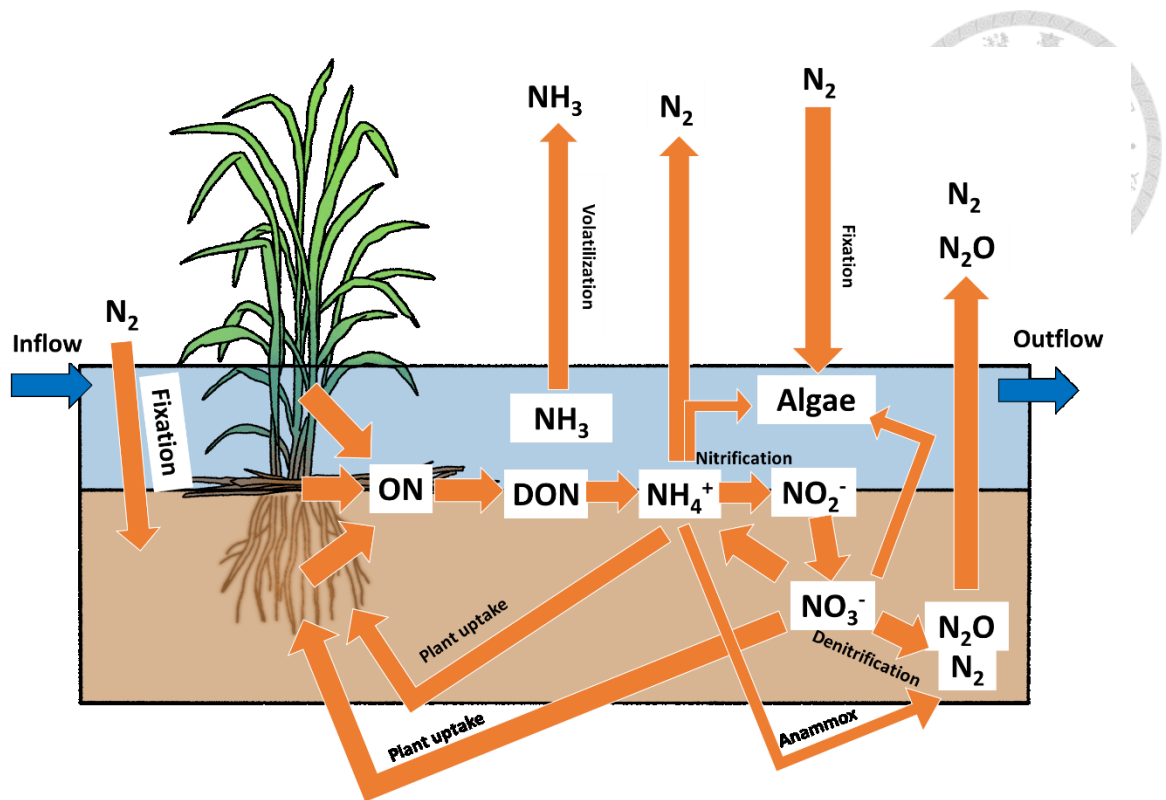


圖 3、濕地氮循環

(modified from Mitsch and Gosselink (2015))

ON: 有機氮 (organic nitrogen) ; DON: 溶解有機氮 (dissolved organic nitrogen)

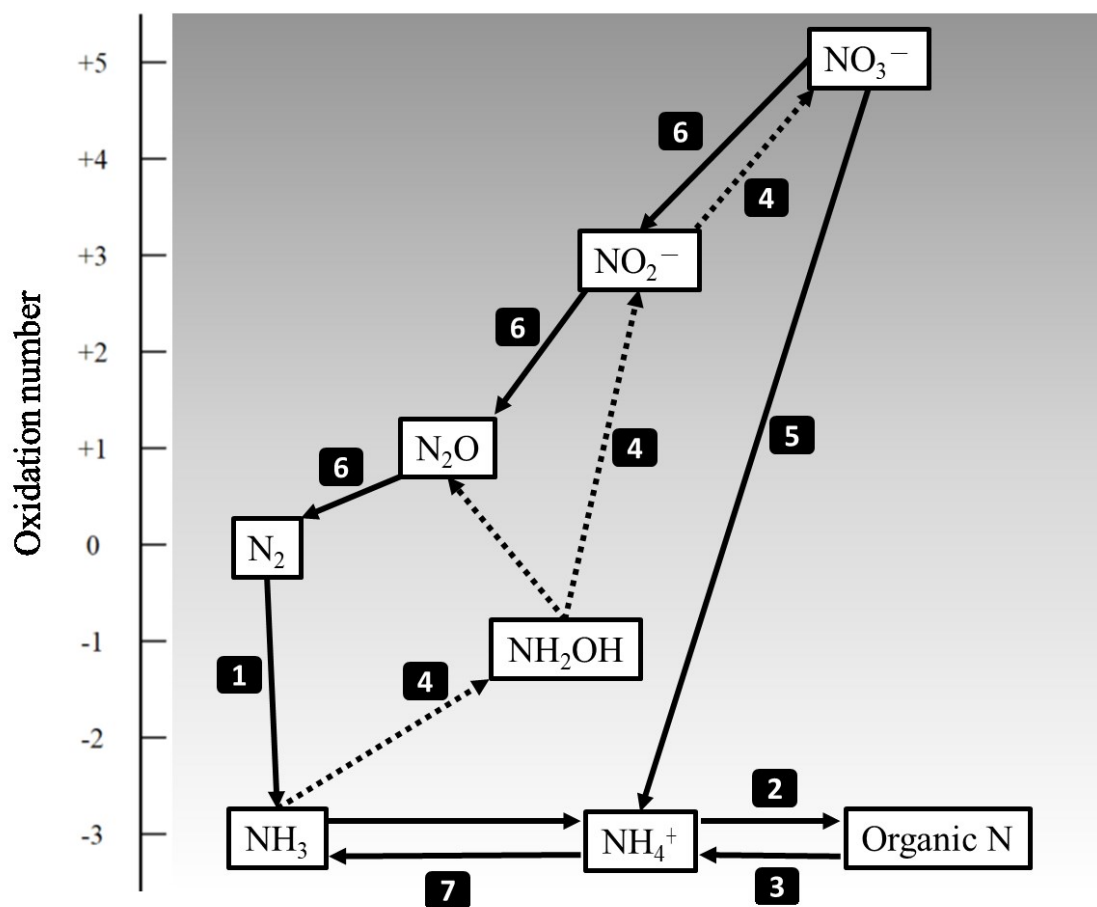
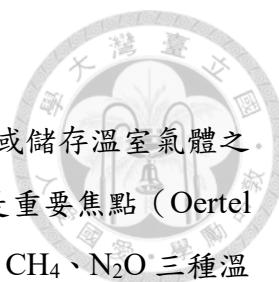


圖 4、濕地中的氮氧化還原反應

(modified from Reddy (2022))

- ①: 固氮作用；②: 固定作用；③: 氨化作用；④: 硝化作用；⑤: 硝酸鹽異化還原成銨；⑥: 脫氮作用；⑦: 氨揮發



2.1.4 溫室氣體排放

土壤同時是 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 等溫室氣體的源或匯，且釋放或儲存溫室氣體之潛力皆大，因此精準量化土壤溫室氣體通量對於氣候變遷議題是重要焦點 (Oertel et al., 2016)。藉由前述濕地碳、氮循環之介紹，可以得知 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體個別形成因素， CO_2 來自呼吸作用產生， CH_4 源自於厭氧下的產甲烷作用， N_2O 則是硝化與脫氮作用的中間產物。

由於不同溫室氣體具有不同有效輻射效應 (effective radiative efficiencies)，加上各自的生命週期不同，為了衡量不同種類溫室氣體對於全球暖化的影響幅度，IPCC 定義無因次之全球暖化潛勢 (global warming potential, GWP)，便於將所有溫室氣體換算其二氧化碳當量 (carbon dioxide equivalent, $\text{CO}_{2\text{eq}}$) (Foster, 2001)。目前全球普遍使用 100 年尺度下全球暖化潛勢 (GWP-100) 作為換算標準， CO_2 、 CH_4 、 N_2O 之輻射效應與 GWP-100 如表 2 所示 (Forster et al., 2021)。

為了衡量濕地系統對於溫室效應之影響，除了評估濕地系統碳變化速率外，近年研究上也常將濕地排放之溫室氣體換算至 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ ，不僅能探討濕地究竟為碳匯或碳源，也能了解濕地是否為輻射匯 (radiative sink) (Mitsch et al., 2012; Shiau et al., 2016)。

表 2、溫室氣體全球暖化潛勢

氣體	輻射效應 ($\text{W m}^{-2} \text{ppb}^{-1}$)	GWP-100
CO_2	$1.33 \pm 0.16 \times 10^{-5}$	1.000
CH_4 (非化石燃料)	$5.7 \pm 1.4 \times 10^{-4}$	27.0 ± 11
N_2O	$2.8 \pm 1.1 \times 10^{-3}$	273.0 ± 130

(Forster et al., 2021)

溫室氣體通量與濕地的入流水水質有所相關，Mander et al. (2014) 整理了 1994 年至 2013 年有關人工濕地溫室氣體排放的研究，將人工濕地依流動型態分為 FWS、VSSF、HSSF 三種，挑選的研究中，人工濕地污水來源包括民生污水、農業非點源污染與畜牧業污水，氣候帶橫跨寒帶、溫帶、熱帶。結果發現 CO_2 通量在三種人工濕地之中位數介於 95.8 至 $137.0 \text{ mg CO}_2\text{-C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ， CH_4 通量中位數介於 3.0 至 $6.4 \text{ mg CH}_4\text{-C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ， N_2O 通量中位數介於 3.0 至 $6.4 \text{ mg N}_2\text{O-N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 。 CO_2

通量方面 FWS 顯著高於 VSSF 與 HSSF，CH₄ 通量僅 VSSF 顯著高於 HSSF，N₂O 通量則三種人工濕地皆無顯著差異。分析入流水 TOC 濃度與 CO₂、CH₄ 通量之關係，發現 TOC 濃度愈高，CH₄ 通量顯著提高，N₂O 通量則與入流水 TN 濃度顯著正相關，表示 TOC 與 TN 濃度適合用於溫室氣體排放係數評估，若要控制溫室氣體通量，控制入流污水負荷是必要的。

除了入流負荷，其餘環境因子也會對溫室氣體通量產生影響。Zhang et al. (2023) 採集淡水與鹹水沼澤土壤進行培養實驗，並且調整不同土壤鹽度（介於 1.95 至 33.94 ppt），測試其分解各自優勢地上部植物體所造成的溫室氣體排放，結果發現鹹水沼澤土壤鹽度若愈低，CH₄ 排放速率隨之顯著增加，CO₂、N₂O 排放速率則顯著降低，淡水沼澤僅 CO₂ 排放速率隨土壤鹽度提高而顯著下降，其餘兩種氣體與鹽度無顯著相關；鹽度提高導致 CH₄ 通量較低的原因在於鹽度含有硫酸鹽，硫酸鹽還原菌與產甲烷菌在碳源競爭上佔有優勢，導致產 CH₄ 作用受抑制（Purdy et al., 2003）。

濕地溫室氣體排放具有時間變異性，Huang et al. (2019) 於不同季節針對紅樹林濕地進行 24 小時溫室氣體連續監測，結果發現日變化方面，CO₂ 通量始終夜晚高於白天，原因在於光合作用於白天進行；CH₄、N₂O 通量則是白天高於夜晚，原因可能在於白天氣溫較高，微生物活性較高。季節變化上，夏季是三種溫室氣體排放通量最高的季節，其次是秋季與春季，冬季則是通量最低者，原因來自太陽輻射差異造成的氣溫高低差異。



2.2 濕地碳收支

2.2.1 碳收支評估方法

為了量化濕地的碳排放或移除，聯合國政府間氣候變遷專門委員會（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC）最早在 2006 年發表《2006 IPCC 國家溫室氣體清單指南（2006 IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories）》，將碳庫劃分成地上部生物量（above-ground biomass）、地下部生物量（below-ground biomass）、枯木（deadwood）、枯落物（litter）、土壤（soils）、收穫林產品（harvested wood products），上述碳庫換算至 CO_2 量，加總之年變化即為濕地的年度碳收支；測量方法方面依據準確性訂定三層級（tier），第一級方法為較粗略的估算，使用排放係數與推估公式計算碳排量，第二級較為精確，使用特定國家的排放係數，反映不同地區特定之環境特性，第三級方法最精準，使用現地量測資料進行計算；溫室氣體分成 CO_2 與非 CO_2 排放（ CH_4 與 N_2O ）兩大類，對於不同氣候的濕地給出溫室氣體排放係數（單位： $\text{t C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ），不過在濕地類別只有分成泥炭地（peatlands）與水淹地（flooded land）兩種（Eggleston et al., 2006）。

為了完善濕地的碳收支調查方法，IPCC 於 2013 年發表《對 2006 年 IPCC 國家濕地溫室氣體清單指南 2013 年補充指導原則（2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Wetlands）》，依據濕地不同類型進行分類，包括內陸濕地、海岸濕地以及用於污水處理的人工濕地，對於不同類型濕地提供因地制宜的溫室氣體排放推估公式：在人工濕地章節給出可供第一級方法使用之入流水總有機碳、總氮入流濃度分別與 CH_4 、 N_2O 之排放係數，點出入流污水負荷與溫室氣體排放量之間呈正相關；在海岸濕地則針對不同鹽度，提供不同 CH_4 排放係數（Hiraishi et al., 2014）。

在 IPCC 指南之外，對於生態系統碳收支常以下列名詞進行評估： CO_2 經由光合作用被植物所固定之碳量被稱為總初級生產量（gross primary production, GPP），扣除植物本身自營性呼吸（autotrophic respiration, 以 R_a 表示）的排碳，可稱為淨初級生產量（net primary production, NPP），植被生物量乾燥後的含碳量常被視作 NPP；若 GPP 扣除自營性與異營性呼吸（heterotrophic respiration, 以 R_h 表示）之排碳，則稱為淨生態系統生產量（net ecosystem production, NEP），其中自營性與異營性呼吸的加總可額外稱為總生態系統呼吸（total ecosystem respiration, 以 R_e 表

示) (Lovett et al., 2006; Woodwell & Whittaker, 2015)。

在生態系統質量平衡下，濕地系統的碳收支可以藉由各類別輸出、輸入相減，如下列公式進行計算 (Lane et al., 2017; Mander et al., 2008)：

$$FC = C_{in} - C_{out} \quad (式 9)$$

$$C_{in} = GPP + C_{inflow} \quad (式 10)$$

$$C_{out} = C_{respiration} + R_a + C_{outflow} + C_{CH4\ emission} \quad (式 11)$$

其中 FC 為碳通量 (carbon flux)， C_{in} 為碳輸入， C_{out} 為碳輸出， C_{inflow} 為入流水帶來的有機碳， $C_{respiration}$ 為土壤呼吸作用之排碳 (包括土壤微生物作用、地下部植物、枯落物礦化作用)， R_a 為自營性呼吸支排碳， C_{out} 為出流水帶走的有機碳， $C_{CH4\ emission}$ 為 CH_4 排放的含碳量 (Lane et al., 2017; Mander et al., 2008)。

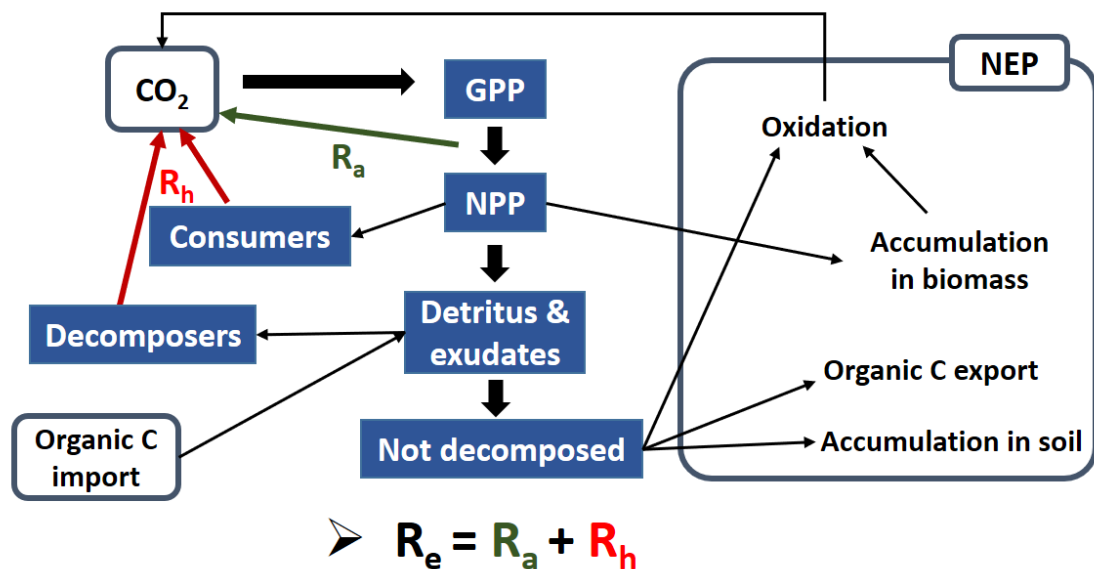


圖 5、有機碳於生態系統之輸出入途徑

(modified from Lovett et al. (2006))

除了質量平衡法，碳收支也能利用碳庫變化法進行計算，將濕地分為植物碳庫與土壤碳庫，兩大碳庫的變化量，即是碳輸入扣除碳輸出之結果，因此碳收支之公式可以簡化為 (Lane et al., 2017; Shiau et al., 2019)：

$$FC = \Delta C_{Plant} + \Delta C_{Soil} \quad (式 12)$$

其中 ΔC_{Plant} 代表植物碳庫變化量， ΔC_{Soil} 則是土壤碳庫變化量。

為了將濕地產生的碳匯用於碳抵換市場，各國際組織編訂了許多濕地碳抵銷專案計畫 (Sapkota & White, 2020)。例如自願性碳認證標準 (Verified Carbon Standard, VCS) 的驗證機構 Verra，發布了潮汐濕地與海草床復育方法 (VM0033, Methodology for tidal wetland and seagrass restoration, v2.1)，基線情境 (baseline scenario) 考慮 2.3.1 中濕地系統所有碳庫類別，執行復育專案後的碳收支情形稱為專案情境 (project scenario)，執行專案前則稱作基線情境 (baseline scenario)，專案情境下各碳庫生物量之淨碳量變化，扣除專案邊界內的 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 乘上各自 GWP 換算 CO_2 當量，再減去基線情境之淨碳量，即可得到執行專案的驗證減排量 (certified emission reductions) (Emmer et al., 2023)。



2.2.2 淨初級生產量

如同 2.2.12.1.1 所述，NPP 定義為自營性光合作用扣除呼吸作用排碳的差值，NPP 常被視作生態系能量與物質循環的起點，測量方法可分為草本植物、木本植物、浮游藻類三種測量方式。

草本植物測量方式以收穫法 (harvest method) 較常見，透過定期於草本植被區域框取固定面積，割除該面積內所有植物體，並經過烘乾秤重，秤得重量即植物體之生物量，生物量含碳量等同 NPP，將生物量除以不同次割除植物的間隔時間，便可得到淨初級生產速率，依據位處地表上方或下方，可以進一步區分成地上部與地下部 NPP (Wiegert & Evans, 1964; 陳柏宏, 2014)。

木本植物測量上也可使用與草本植物類似之方式，收穫整株植物秤得其乾重，但此類破壞性實驗方式用於木本植物上較為困難，因此過往研究常以異速生長法 (allometric approach)，採集植物之莖、葉、枝條，秤其總重，搭配測量樹木特定高度之直徑，代入經驗方程式推估該樹木之 NPP (Hughes et al., 2006)。

海洋與湖泊的 NPP 主要來源為浮游藻類，為了測量此生態系的 NPP，因此發展出針對浮游藻類之測量方法。常以衛星測量水體表面葉綠素濃度，搭配光合有效輻射 (photosynthetically active radiation, PAR)，以及現地量測溫度、水深、營養物質等影響因素，統整得出數值模型，利用模型來推估水體浮游藻類之 NPP (Field et al., 1998)。

表 3、淨初級生產量研究彙整

氣候帶	NPP 測量方法	物種	NPP (g C m ⁻² yr ⁻¹)	文獻
副熱帶/熱帶	異速生長法	<i>Kandelia</i> <i>obovata</i>	3128	(Chou et al., 2022)
副熱帶/熱帶		<i>Avicennia</i> <i>marina</i>	2077	
副熱帶	收穫法	<i>Sporobolus</i> <i>alterniflorus</i>	657	(Shiau et al., 2019)
		<i>Juncus effusus</i>	584	
		<i>Spartina</i> <i>patens</i>	767	
溫帶	異速生長法	<i>Picea</i>	273 to 325	(Gower et al., 1997)
		<i>Pinus</i>	216 to 268	
		落葉針葉林	390 to 558	
		常綠針葉林	250 to 296	
副熱帶	遙測法	浮游植物	365 to 548	(Son et al., 2014)
寒帶	生物量法	浮游植物	24 to 180	(de la Guardia et al., 2023)
	遙測法	(表層 100 m	49 to 107	
	數值模型法	海水)	88 to 148	

2.2.3 土壤有機碳

土壤有機碳 (soil organic carbon, SOC) 含量是陸域環境中最大的有機碳庫，總量大約有 2344 Gt，絕大部分 SOC 儲存於表層土壤中，含量隨著深度提升而遞減，而愈深層的土壤，SOC 平均停留時間 (mean residence time, MRT) 愈長，深度大於 20 cm 之 SOC 可停留長達 2000 至 10000 年 (Fontaine et al., 2007; Stockmann et al., 2013)。含有 SOC 之物質常被稱為土壤有機質 (soil organic matter, SOM)，顆粒狀有機物、腐植質、木炭等物質皆屬 SOM，SOM 的來源包含植物凋落物、動物和微生物的生物量 (Stockmann et al., 2013)。

依據 SOC 的大小可以進一步分類，生物殘體且大小大於 2 mm 者歸類於易分解有機碳 (labile organic carbon)，若破碎、分解至大小介於 50 μm 至 2 mm 者，被稱為顆粒性有機碳 (particulate organic carbon, POC)，同樣屬於易分解有機碳 (labile organic carbon)，最後對於不易被生物分解的則稱為難分解有機碳 (recalcitrant organic carbon)，上述順序正好等同生物殘體分解步驟，最初從完整殘體逐漸分解成小顆粒，進一步變成高度穩定的腐植質輸入回土壤，完成碳循環 (Baldock, 2007; Stockmann et al., 2013)。

對於土壤而言，SOC 含量是重要品質指標，原因在於 SOC 的含量愈高，土壤愈容易形成土壤團粒 (aggregate)，藉由物理防護降低微生物分解，提高土壤穩定性，另一方面團粒形成可以提高土壤孔隙率 (porosity ratio)，增加土壤排水、通氣，降低沖蝕作用，為了確保土壤生產力之永續性，維持 SOC 含量是必須關注的重點 (Abiven et al., 2009; Reeves, 1997)。

了解 SOC 的重要性後，接著介紹其測量方法。目前 SOC 測量主要分成現地與非現地測量，現地方法則基於遙測與光譜分析，細節差異在於使用光譜種類，包含中/近紅外線反射光譜 (mid- and near-infrared reflectance spectroscopy, MIRS/NIRS)、雷射誘導擊穿光譜 (laser-induced breakdown spectroscopy, LIBS)、中子非彈性散射 (Inelastic neutron scattering, INS) 等 (Chatterjee et al., 2009)。非現地測量為採集欲測量土壤之土壤樣品，細部分成濕式燃燒法 (wet combustion) 與乾式燃燒法 (dry combustion) 兩大方法進行樣品處理，濕式燃燒法添加酸性溶液於土壤樣品中，加熱混合以將土壤中的有機碳轉為二氧化碳，接著測量二氧化碳產量以得知 SOC 含量；乾式燃燒則直接將土壤樣品加熱燃燒，透過測量燃燒後的重量損失或是測量有機碳氧化後的二氧化碳量，以得知 SOC 含量 (Chatterjee et al., 2009;)

Stockmann et al., 2013)。

此外，有針對 SOC 的化學分提法 (chemical fractionation method)，酸水解法 (acid hydrolysis method)、過錳酸鉀消化法 (permanganate digest method)、熱水萃取法 (hot water extract method)，使 SOM 較易被微生物酶降解，或是更容易溶於水中 (McLauchlan & Hobbie, 2004)。酸水解法可用於區分易分解有機碳、難分解有機碳，將土壤樣品添加硫酸進行熱水水浴，水浴過程被去除的碳為第一型可酸水解碳 (acid-hydrolysable C pool I, AHPI-C)，剩餘之殘渣再次添加硫酸，經過震盪、水洗與乾燥後殘留的碳含量為難分解有機碳，可酸水解碳與難分解有機碳碳含量的差值則為第二型可酸水解碳 (acid-hydrolysable C pool II, AHPII-C)，第一型與第二型可酸水解碳皆屬易分解有機碳 (Shiau et al., 2022)。

2.2.4 水中有機碳

河流、河口與沿海由於聯繫著陸地與海洋，是探討水中有機碳的重要生態系，該區域有機碳主要來源可分為外部來源與內部來源，外部來源為陸域生物量之碎屑，藉由河水傳輸至河口並排放至大海，內部來源則來自河口的濕地生態系，濕地內沉水植物、藻類以及浮游動物的生物量皆為有機碳之來源（Bauer & Bianchi, 2011）。

水中有機碳依據粒徑大小分為 POC 與 DOC，以粒徑 $0.45\ \mu\text{m}$ 為分界，大於此粒徑為 POC，反之則為 DOC（Reddy, 2022）。測量方法上，最常使用的是過濾法，於待測水體進行水質樣本採集，藉由特定粒徑之濾膜將水樣過濾，接著以 TOC 分析儀測量有機碳比例，即可計算得出水中 POC、DOC 個別濃度（Arellano et al., 2019; Hill & Wheeler, 2002）。除了以粒徑進行區分，分子組成、同位素含量、光學特性等技術也常被用於水中有機碳之分析，例如同位素含量可以用來了解含碳物質存在的時間長短，也能用於分析有機碳的來源，分子組成則用於得知芳香族或木質素等化合物之多寡，判斷水中有機碳的降解速率（Arellano et al., 2019; Bauer & Bianchi, 2011）。

若要判斷水中有機碳對於某單位面積之碳輸入，常使用入流水有機碳濃度，扣除外部溪流之有機碳濃度，乘上入流量得到水中有機碳通量（陳柏宏, 2014）。如果研究樣點在有多個出、入流口，無明確水流方向的位置時，則常見運用動力模型進行輔助，搭配實際水中有機碳採樣數據進行通量計算（Arellano et al., 2019）。

另一種水中有機碳輸入之分析方法為長石粉標記法（feldspar marker method），此方法原先用於測量沼澤、河口等沿海環境之沉積物堆積速率，藉由鋪上一層厚 1 cm 之長石粉進行標記，等待一段時間後量測長石粉之深度，即可得知沉積速率，具備成本低廉、測量快速之優點（Cahoon & Turner, 1989; Conner & Day, 1991）。而長石粉上方的沉積物也可以進行額外分析，透過量測該沉積物之有機碳比例，測量其容積密度，搭配採集沉積物之垂直面積，即可得知單位面積下外部輸入碳之累積速率，即水中有機碳之輸入（Lane et al., 2017）。



2.3 濕地溫室氣體量測

2.3.1 量測方法總覽

目前溫室氣體量測方法主要分為以下幾種：氣罩法 (chamber method)、微氣象法 (micrometeorological methods)、實驗室實驗法 (laboratory experiments)、遙測法 (remote sensing)、數值模型法 (numerical modeling) (Oertel et al., 2016)。

氣罩法是廣泛使用的溫室氣體量測方式，操作方法為使用密閉罩子罩住土壤表面，透過紅外線光譜、或是氣相層析儀不同偵測儀器，對於氣罩內部混合氣體一段時間內不同時間點進行氣體濃度分析，測得數值常使用線性或非線性回歸得到氣體濃度隨時間變化之關係，進一步換算成單位面積土壤的氣體排放，亦即氣體通量 (Oertel et al., 2016)。為了讓測得通量具有足夠代表性，氣罩法常在需要在研究樣點內擺放多個位置進行量測 (Mander et al., 2021)。

微氣象法中主要使用渦流斜方差 (eddy covariance) 技術，建置高度高於該地區植被之通量觀測塔，於塔上裝設氣體監測儀，針對大氣與地表之間紊流的熱量與氣體交換，分析一地區之氣體通量，由於通常測量範圍涵蓋植被，故測得通量可視為 NEE，測量範圍最高可達數平方公里，但僅適用於地勢平坦，植被高度均勻之地區 (Baldocchi, 2003; Oertel et al., 2016)。

實驗室實驗則用於釐清單一參數對於氣體通量之影響 (Oertel et al., 2016)，將欲了解之機制設為實驗變因，其餘條件相同下，比較不同組別操作一段時間後氣體排放的差異。目前溫室氣體研究常見的實驗變因包括土壤含水量、氮同位素、入流水濃度差異等，後續分析除了土壤、水質物化性質分析，也常搭配 DNA 萃取、功能基因豐度量測等分子生物技術以了解微生物群落組成 (Qin et al., 2021; Zhang et al., 2019)。在採樣完畢，攜帶樣品回實驗室的過程需要注意樣品保存，後續培養實驗裝取樣品時須特別注意樣品均質與否 (Schaufler et al., 2010)。

遙測法分為兩種方式：第一種是使用衛星，測量近地表溫室氣體反射太陽光後之可見光、紅外光光譜強度；另一種方式則透過繪製溫室氣體排放源或匯的土地面積分布，估算全球整體的溫室氣體濃度情形。上述兩種方法皆會因為衛星搭載儀器的解析度差異，影響其測量結果準確性 (Oertel et al., 2016)。

數值模型法則使用前述方法所測得即時資料，得出溫室氣體物理、化學機制模型，輸入研究地點之現地條件後，推估未來該處溫室氣體排放狀況 (Butterbach-Bahl

et al., 2004; Oertel et al., 2016)。



表 4、溫室氣體量測方法比較

方法名稱	測量代表面積 (km ²)	特性
氣罩法	$5 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-1}$	成本低廉、架設簡易、需多點測量提高代表性
微氣象法	5 – 50	相較氣罩法可以多涵蓋大型植物
實驗室實驗法	$5 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-6}$	評估單一參數之影響
遙測法	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^8$	測量面積大、範圍取決於衛星與飛機軌跡
數值模型法	$5 \times 10^{-1} - 5 \times 10^8$	測量面積大、易有低估狀況發生

(Oertel et al., 2016)



2.3.2 氣罩法

氣罩法依據操作過程，以及構造上的設計差異，可以細分成不同類型。依據氣罩能否透光，可以分成透光（transparent）與不透光（opaque）氣罩，氣罩透光的目的是為了在量測時不阻礙氣罩內植物或藻類的光合作用進行，透光氣罩可以量測淨生態系統交換（net ecosystem exchange, NEE），即一植被面積之淨 CO_2 通量，並且常搭配可量測光合有效輻射（photosynthetically active radiation, PAR）之儀器一起進行測量，反之若使用不透光氣罩，則測得生態系統交換量（ecosystem exchange, EE）（Burrows et al., 2005; Yang et al., 2018）。

濕地場域中，常有覆蓋水體之區域，對於氣罩法的進行造成困難，為了量測濕地的水體下方底質的氣體通量，因此設計出四周加裝浮具之漂浮氣罩（floating chamber），使氣罩得以漂浮於水面上，除了靜止水體，對於潮汐造成的水位變動也能克服（Yang et al., 2018）；若是一般裝設於地面上的氣罩，則稱為靜置氣罩（static chamber）。

氣罩法在量測過程，持續密閉的過程，可能使得氣罩內氣體混合不均勻的情形，以及氣罩內部氣壓與外界氣壓產生差異，因此設計出開放式氣罩（open chamber），氣體濃度在氣罩的進氣口和出氣口進行測量，藉由兩端濃度的差異計算氣體通量，而測量過程始終保持密閉的氣罩則稱為密閉氣罩（closed chamber）（Oertel et al., 2016）。

最後一種差異在於氣體樣品量測方式，分為手動（manual）與自動（automatic）氣罩。手動氣罩常使用針筒於氣罩密閉的一段時間內，以人工方式選取數個時間點進行採氣，接著將氣體灌入氣體樣品瓶攜帶回實驗室，藉由氣相層析儀（gas chromatography, GC）分析氣體組成，換算成氣罩內部氣體濃度變化，即可得出氣體通量；自動氣罩則藉由管子連接攜帶式氣體偵測儀，一邊為進氣口，另一端為排氣口，使用氣泵持續循環氣罩內氣體至偵測儀中，此方法可獲得高頻率濃度變化數據，並能連續、即時監測，但架設過程較手動氣罩複雜（Burrows et al., 2005; Mander et al., 2021）。

表 5、氣罩類別比較

項目	名稱	說明	文獻
透光與否	透光 / 不透光 (transparent / opaque)	透光氣罩可測量淨生態系統交換 (NEE)，不透光氣罩則測量生態系統呼吸 (R_e)	(Burrows et al., 2005; Yang et al., 2018)
架設位置	漂浮 / 靜置 (floating / static)	漂浮氣罩可用於量測水位較高處之氣體通量	(Lane et al., 2017; Yang et al., 2018)
密閉與否	密閉 / 開放 (open / closed)	開放式氣罩降低氣體混合不均之情形，但技術較難、成本較高	(Oertel et al., 2016)
量測方式	自動 / 手動 (automatic / manual)	自動氣罩測量資料即時，並可進行連續監測；手動氣罩得攜帶樣品回實驗室分析	(Burrows et al., 2005; Mander et al., 2021)

2.4 濕地研究現況

過往濕地研究隨著人工發展，多探討污水處理效率，藉由採集入、出流，分析個別生物需氧量（biochemical oxygen demand）、 NH_4^+ 濃度、總懸浮固體（total suspended solids）等水質參數，比較兩者水質差異，搭配水力停留時間（hydraulic retention time），計算污染物去除速率（Jóźwiakowski et al., 2017; Sultana et al., 2016; Vymazal, 2010）。

接著發展出濕地土壤的培養實驗，採集研究場域的土壤樣品，於實驗室進行模擬不同環境參數的培養實驗，用來剖析濕地特定機制的運作過程（Zhang et al., 2023; Zhang et al., 2019）。此外，分子生物技術也被運用於濕地研究中，隨著次世代定序（next generation sequencing）技術逐漸成熟，愈來愈多從微生物角度探討濕地運作之研究，藉由計算特定種類微生物之豐度，以及探究微生物群落組成，對於特定反應機制能更精準解釋（Narrowe Adrienne et al., 2019; Sun et al., 2022）。

隨著人工濕地廣泛應用，以及氣候變遷帶來的衝擊，近年研究關注起人工濕地運作過程隨之而來的溫室氣體排放。Shiau et al.（2016）對位於美國北卡羅萊納州的人工半鹹水沼澤進行溫室氣體排放監測，使用不透明氣罩搭配氣相層析儀測量氣體濃度組成， CO_2 通量介於-48 至 $192 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ， CH_4 通量介於-0.33 至 $-0.86 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ， N_2O 通量介於-0.11 至 $0.10 \text{ mg N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ，溫室氣體排放量與淡水的天然沼澤相比排放較低。Zhang et al.（2022）使用靜置氣罩法搭配氣相層析儀，針對位於中國西安市複合式人工濕地與相鄰之天然河岸濕地進行 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體通量測量，同時測量植物乾生物量，搭配重鉻酸鉀與硫酸的氧化法測量生物量碳含量，計算人工與天然濕地碳匯之碳匯差異，此外也納入灰水足跡（greywater footprint）、碳足跡（carbon footprint）、生態足跡（ecological footprint）進一步比較兩者生態價值，結果發現人工濕地無論在灰水足跡或碳足跡皆能帶來效益，人工濕地之生態價值高於天然濕地。

表 6 整理了濕地 NPP 與溫室氣體通量相關研究，研究方法皆為使用氣罩法進行現地測量，且測量 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體，表格中整理其濕地種類、鹽度、氣候，將 CH_4 、 N_2O 乘以個別 GWP-100（ CH_4 為 27， N_2O 為 273），換算為 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 後與 CO_2 加總（Foster, 2001），是為 GHGs flux。透過此表可得知目前對於濕地的溫室氣體現地量測研究數量不多，探討人工濕地者更為稀少，然而 GHGs flux 介於-275 至 $4863 \text{ g CO}_{2\text{eq}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，說明現地實際的排放狀況不容忽視。



表 6、濕地溫室氣體通量研究之整理

濕地類型	鹽度	氣候	GHGs flux* (g CO _{2eq} m ⁻² yr ⁻¹)	文獻
表面流人工濕地	淡水	溫帶海洋性氣候	1465 to 2352 (無 CO ₂)	(de Klein & van der Werf, 2014)
表面流人工濕地	半鹹水	副熱帶濕潤氣候	285 to 580	(Shiau et al., 2019)
表面流人工濕地	鹹水	熱帶季風氣候	3206	(Huang et al., 2019)
表面流人工濕地	鹹水	熱帶季風氣候	2157	(Yang & Yuan, 2019)
天然濕地	鹹水	熱帶季風氣候	2163	
天然濕地	鹹水	副熱帶季風氣候	-275 to 5872	(Chen et al., 2016)
天然濕地	淡水	溫帶海洋性氣候	1855 to 3002	(Kandel et al., 2019)
天然濕地	淡水	溫帶濕潤氣候	-26 to 1905	(Song et al., 2009)
稻田	淡水	溫帶濕潤氣候	3723 to 4863	(Naser et al., 2020)

註: *通量正值表示濕地系統排放，通量負值則表示吸收

2.5 本論文研究目的

綜合上述文獻回顧，可見濕地的碳收支與溫室氣體排放之研究仍然稀少，台灣的相關研究也僅以鹹水濕地作為研究場域，其餘類型濕地之探討尚未完整，在關注氣候變遷的現今，需要針對人工濕地進行更全面之研究。

本研究以社子島人工濕地作為研究場域，進行為期一年之全尺度研究，探討副熱帶半鹹水人工濕地之 NPP，並測量其溫室氣體通量，針對沉積速率、分解速率進行量化，期望呈現副熱帶半鹹水人工濕地的碳、氮循環過程，作為相同氣候帶、相似環境條件人工濕地之參考，並提供人工濕地管理上之建議。

本研究具體研究目標如下三項：

- (1) 量化副熱帶半鹹水人工濕地碳、氮循環
- (2) 呈現副熱帶半鹹水人工濕地溫室氣體通量月變化
- (3) 計算副熱帶半鹹水人工濕地碳收支



第三章 研究方法



3.1 研究流程圖

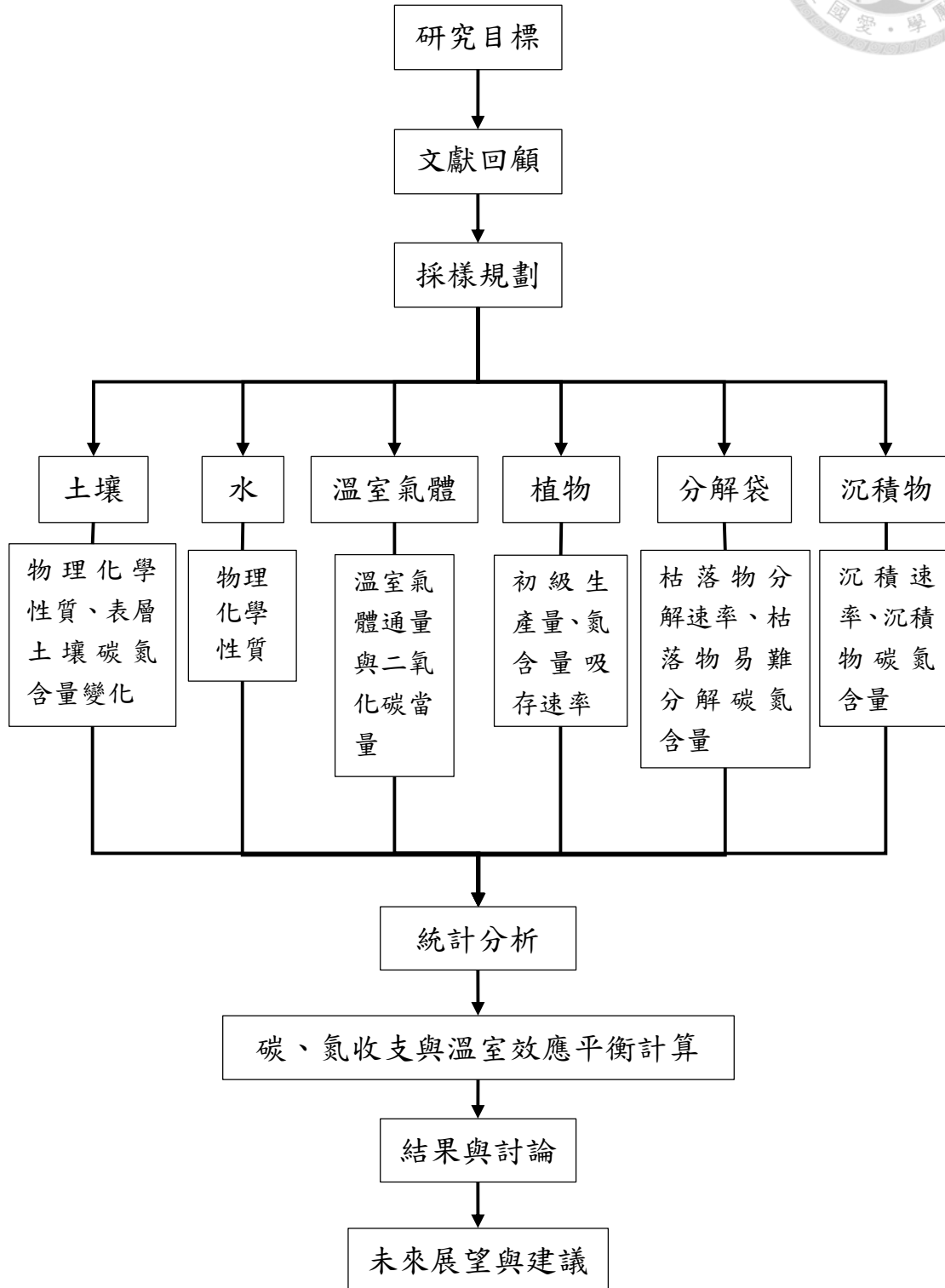


圖 6、研究流程圖與各項目欲探討內容

3.2 研究場域介紹

本研究研究樣點為位於臺北市基隆河左岸的社子島濕地，近淡水河出海口，為半日潮之感潮河段，屬於潮汐人工濕地，主要植被物種為蘆葦(*Phragmites australis*)，2013 年完工，建造目的為擴大關渡自然公園周圍水鳥棲息地，然而在復育目的之外，社子島濕地會受到潮汐作用，將基隆河的河水帶往此處。每週三社子島濕地解說小築旁的抽水站也會例行性排水，民生污水仍會流入社子島濕地，進而影響濕地內部的生物地質化學過程。

社子島濕地的範圍邊界與樣點位置以雙星定位導航儀 (eTrex 32x, Garmin, Taiwan) 進行經緯度標定。根據距離社子島濕地最近的社子自動氣象站(E 121.4697°, N25.1095°) 資料，自氣象站設站以來近 25 年年均雨量為 1867.6 mm，年均溫為 24.4°C (中央氣象署, 2024)。

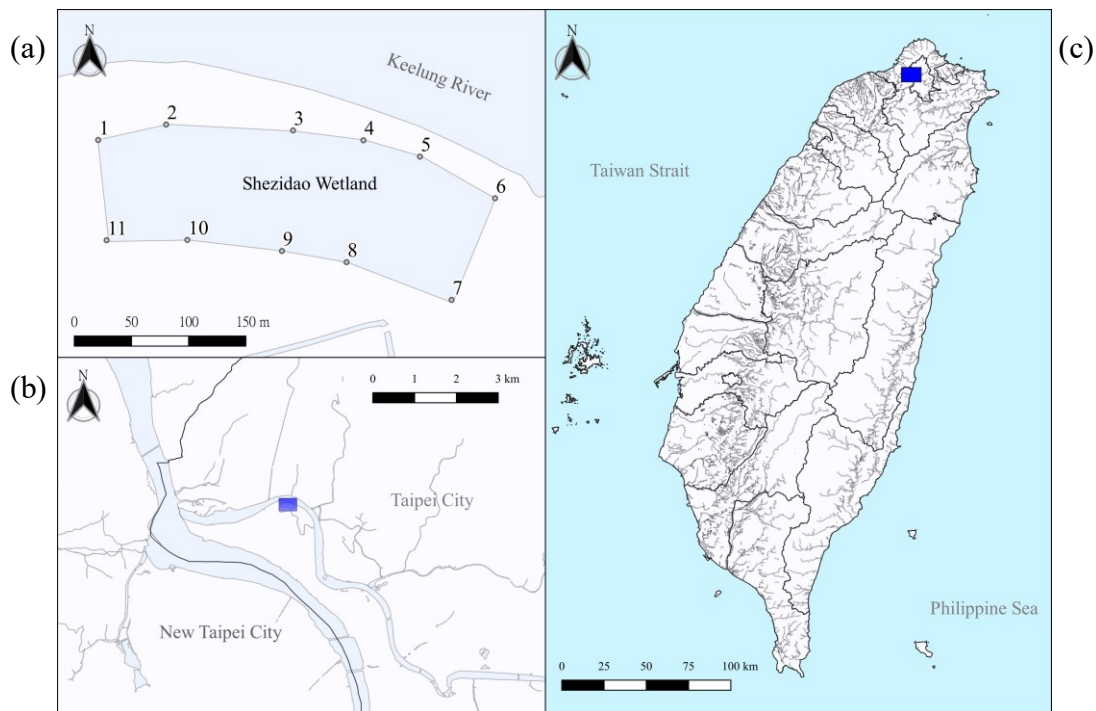


圖 7、社子島濕地位置圖

(a)、(b)、(c) 比例尺由大至小；

(a) 為社子島濕地詳細範圍，標號為框定邊界，詳細座標如表 7 所示；

(b) 呈現社子島濕地於淡水河流域之位置；

(c) 為社子島濕地於臺灣之位置

表 7、社子島濕地範圍座標

編號	經度	緯度
1	E121.48803°	N25.11419°
2	E121.48862°	N25.11431°
3	E121.48972°	N25.11426°
4	E121.49033°	N25.11418°
5	E121.49082°	N25.11405°
6	E121.49147°	N25.11372°
7	E121.49109°	N25.11292°
8	E121.49018°	N25.11322°
9	E121.48962°	N25.11331°
10	E121.48880°	N25.11340°
11	E121.48810°	N25.11340°



圖 8、雙星定位導航儀

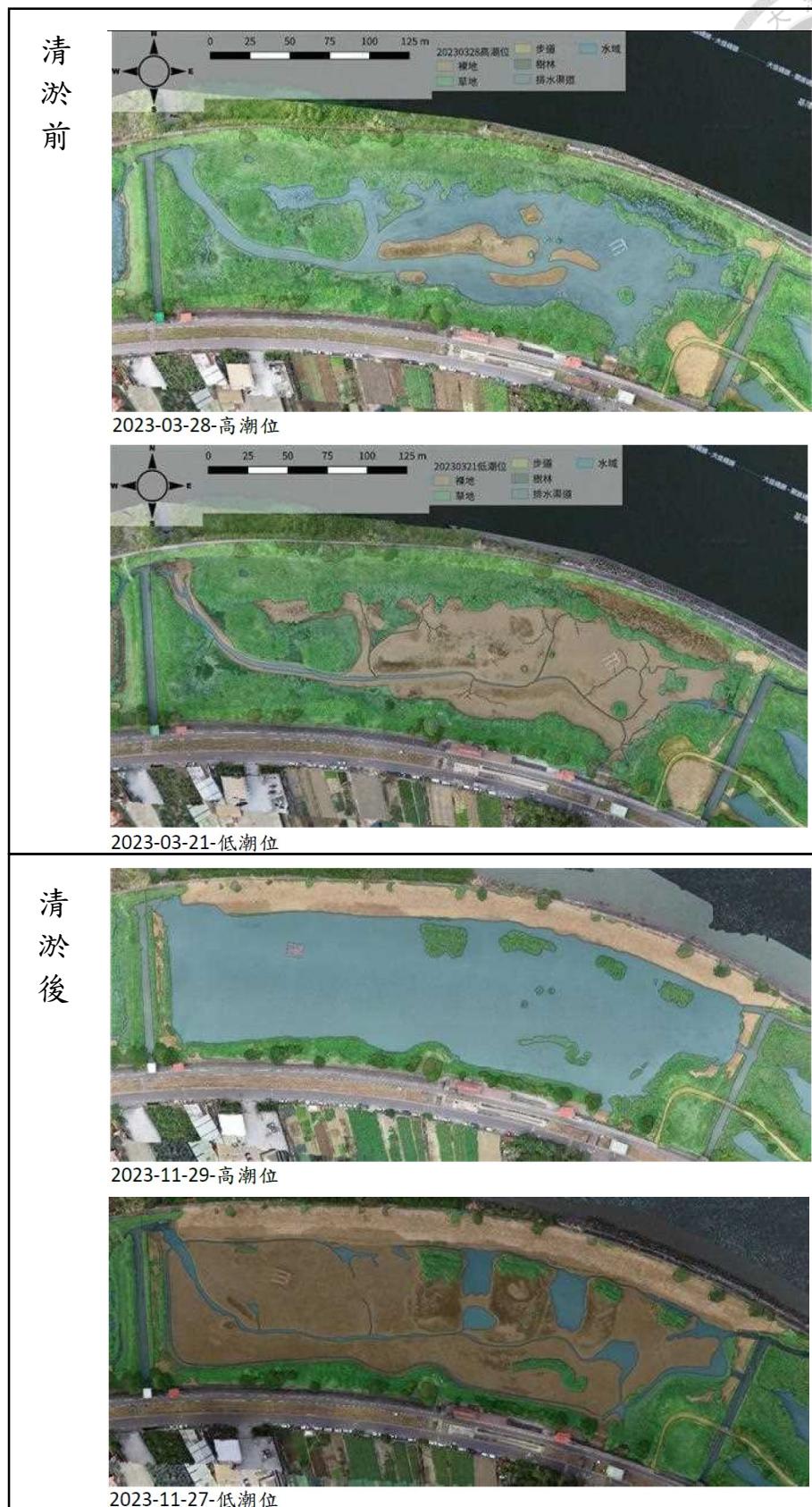


圖 9、社子島濕地空拍圖
(臺北市政府工務局水利工程處, 2023)

社子島濕地於 2023 年 7 月至 8 月進行清淤工程，此圖呈現工程前後差別藉由 QGIS 計算圖層面積，估算社子島濕地面積為 34370 m²。根據臺北市政府工務局水利工程處（2023）的報告，社子島濕地主濕地在 11 月測量滿潮與退潮各棲地面積比例之測量資料如表 8，依據乾潮時之面積比例，可知草生地面積為 6671 m²，灘地為 23045 m²，水域則為 3128 m²，上述三種棲地類型面積總計 32844 m²。草生地、灘地、水域為符合濕地定義之區域，本研究實驗因此僅針對草生地與灘地進行分析，故後續社子島濕地碳收支計算以此三種棲地類型面積進行。

表 8、社子島濕地各棲地類型面積比例變化

	步道/棧道	排水渠道	樹林	草生地	裸地/灘地	水域
滿潮	0.46%	0.26%	3.66%	17.72%	16.34%	61.55%
乾潮	0.46%	0.33%	3.66%	19.41%	67.05%	9.10%

3.3 採樣日期與項目

本研究於研究場域進行六種類別之實驗，包含土壤、水質採集暨分析，溫室氣體通量之監測，植物收割採集，分解袋試驗與沉積物量測。研究自 2023 年 3 月 28 日至 2024 年 4 月 22 日結束，為期一年。詳細測量項目、頻率與確切日期如表 9 所示。

由於研究場域於 2023 年 7 月至 8 月進行清淤工程，故本研究以 2023 年 8 月為界線，分為研究前期與後期，前期僅進行水質、土壤、溫室氣體之監測，並進行 2 次植物收割，監測面積較小，主要集中於社子島濕地之東南方區域，樣點數量也較少，水質進行 2 重複採樣，其餘項目進行 3 重複採樣；研究後期除了延續水質、土壤、溫室氣體、植物之採集分析，並加上分解袋試驗與沉積物量測，擴大監測範圍至全社子島濕地，水質、土壤、沉積物之樣點數為 6，溫室氣體、植物之樣點數為 3，分解袋則設置 11 個樣點。各類別實驗之詳細樣點位置如圖 11 所示，研究前期之 2 號與 3 號樣點與研究後期 2 號樣點較接近，故後續將研究前期 2 號與 3 號樣點併入 2 號樣點一同分析。

樣點位置設計皆有設置之理由：1 號樣點位於抽水站旁，水源來源來自堤防內的民生污水，與潮汐帶來的基隆河河水性質較為不同，因此在此設置樣點期望呈現抽水站對於社子島濕地的影響；研究前期的 2、3 號樣點與研究後期的 3、5 號樣點，位置分別位於社子島濕地的東北處與西北處，靠近潮汐出入流口，由於出入流口為濕地水流較快之區域，與濕地內其餘位置的流況較為不同，希望探討此區樣點的環境條件是否與其他樣點有所差異；研究後期的 3、4 號樣點位於潮汐溝，並鄰近蘆葦叢旁，設置此二樣點目的在於呈現潮汐水流對於草生地環境之影響；研究後期的 6 號樣點同樣屬於潮汐溝旁草生地，位於社子島濕地的西南角，期望補足樣點在研究場域的分散性。



表 9、採樣項目與採樣日期整理表

類別	測量項目	頻率	日期
土壤	ORP、EC、鹽度、土溫、pH、S _b OC、TOC、TN、總體密度	每月一次	3/28、5/1、6/9、7/28、9/8、10/6、11/24、12/21、1/23、2/21、3/26、4/22
水質	pH、EC、鹽度、水溫、S _b OC	每月一次	3/28、5/1、6/9、7/28、9/8、10/6、11/24、12/21、1/23、2/21、3/26、4/22
溫室氣體	CO ₂ 通量、CH ₄ 通量、N ₂ O 通量	每月一次	3/28、5/1、6/9、7/28、9/22、10/19、11/24、12/21、1/23、2/21、3/26、4/22
植物	淨初級生產量 (NPP)、TOC、TN	每季一次	3/2、7/28、10/6、12/21、2/21、4/22
分解袋	分解速率、TOC、TN	每月一次	9/8 架設；10/22、11/24、12/21、1/23、2/21、4/22 回收
沉積物	沉積速率、TOC、TN、總體密度	放置 8 個月	9/8 架設、4/22 回收

*英文縮寫對應中文：

ORP: 氧化還原電位；EC: 電導度；S_bOC: 可溶解有機碳；TOC: 總有機碳；

TN: 總氮

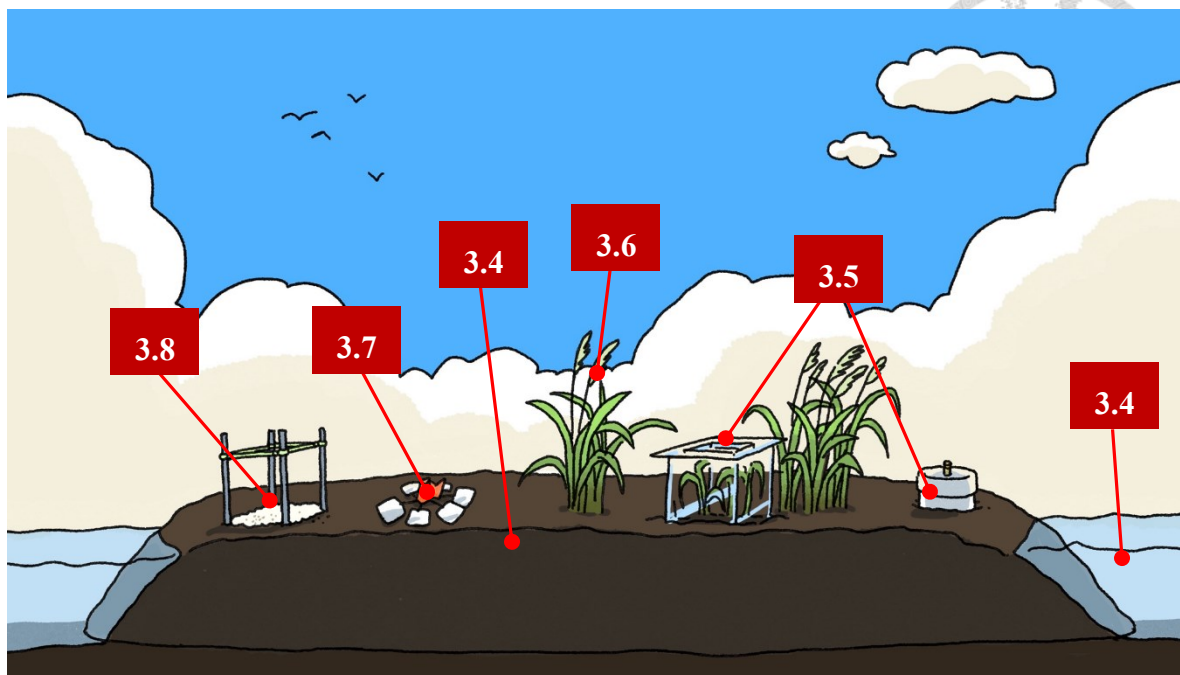


圖 10、實驗方法總覽
標註號碼為對應章節

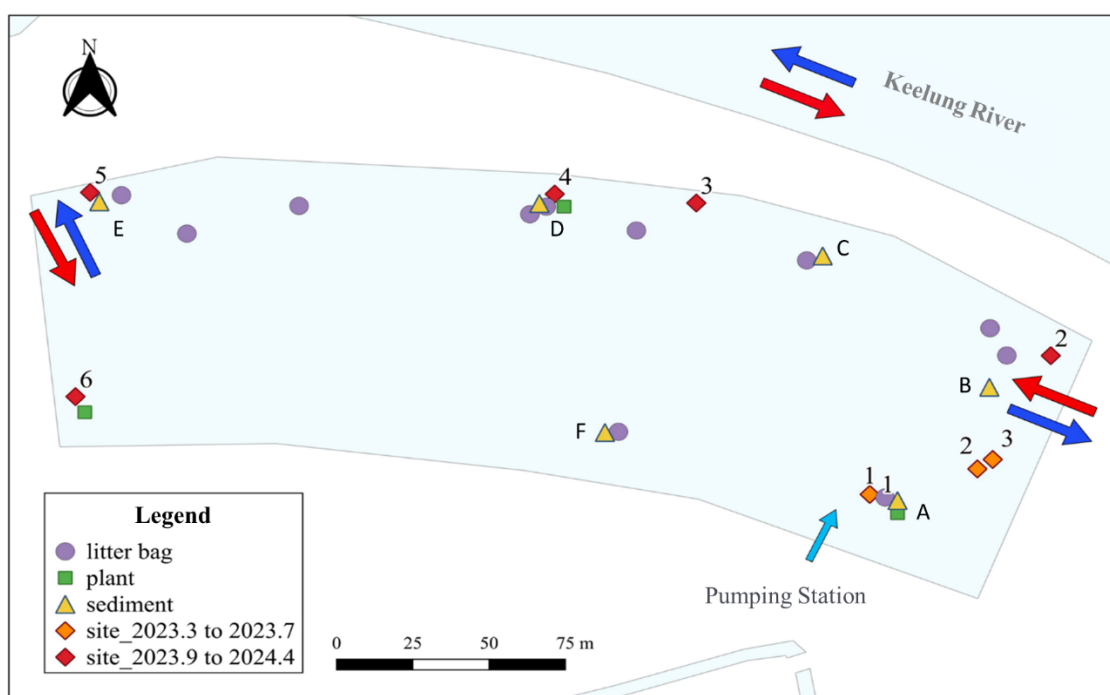


圖 11、樣點位置總覽

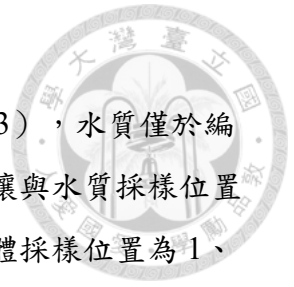
藍色箭頭為退潮時水流方向，紅色箭頭則是漲潮時水流方向；

litter bag: 分解袋設置處 (n=11) ；

plant: 植物收穫位置 (n=3) ；

sediment: 長石粉標記點 (n=6) ;

site_2023.3 to 2023.7 為研究前期土壤與溫室氣體採樣位置 (n=3) , 水質僅於編號 1、2 樣點採樣 (n=2) ; site_2023.9 to 2024.4 為研究後期土壤與水質採樣位置 (n=6) , 其中 1 號點位與 site_2023.3 to 2023.7 相同, 溫室氣體採樣位置為 1、4、5 號點位; 沉積物樣點 (n=6) 編號為大寫英文字母



3.4 土壤與水質採樣方法與背景值分析

本研究 2023 年三月至七月之土壤於社子島濕地靠近抽水站出水口處、東側潮汐入流口、前述 2 樣點中央草澤，共 3 樣點進行採集，於 3 個樣點 3 m×3 m 方區內，使用直徑 3.5 cm 圓柱採樣器採集 5 管土樣將採集之土壤依深度分為 0-2 cm、2-5 cm、5-10 cm 將 5 重複混合成 1 樣點之樣品（3 採樣點 × 3 深度分層，共 9 樣品）。

2023 年九月份後之土壤，於研究樣點選取上、中、下游 3 處各 2 個採樣點，每個採樣點為 2 m 直線穿越線，於穿越線上使用直徑 3.5 cm 採樣器隨機採集 3 管表面 10 cm 土壤，3 管土樣裝在同一夾鏈袋中混合均勻視作 1 樣點之樣品（6 採樣點 × 1 深度分層，共 6 樣品）。採集過程中，同步使用攜帶式水質檢測儀（WA-2017SD, Lutron, Taipei, Taiwan）搭配溫度探針（TP-07, Lutron, Taipei, Taiwan）、氧化還原電位（oxidation-reduction potential, ORP）電極（ORP-14, Lutron, Taipei, Taiwan），在各樣點測量土壤深度 10 cm 之溫度、ORP。土壤樣品皆在採樣後 6 hr 內帶回實驗室以 4°C 冷藏保存。

本研究 2023 年三月至七月之水質樣本，於抽水站出水口處、東側潮汐入流口，共 2 樣點進行採集，使用採水器採集表層 50 cm 內水體，並以 60 mL HDPE 投藥瓶盛裝，採樣過程使用攜帶式水質檢測儀（WA-2017SD, Lutron, Taipei, Taiwan）（圖 12），搭配採水器採集樣點表層水，測量水溫、導電度、鹽度、pH 值。2023 年 9 月至 2024 年四月則選取六樣點進行採集，樣點位置同土壤採樣點，水樣採集方式同 2023 年三月至七月之方法。

土壤容積密度使用內徑 3.1 cm、長 30 cm PVC 管，垂直插入土壤至 20 cm 深，以矽膠塞封住 PVC 管上端開口後自土壤拔起，底端開口也以矽膠塞密封。帶回實驗室後將管內土壤推出，量測土芯長度，將土芯平分成二等分，秤量土芯上半部重量為，將上述數值代入（式 13）即可得到該樣點土壤總體密度。每季於每個採樣點進行測量一次，並以平均值視作社子島濕地該季節之土壤總體密度，用於後續計算。

$$\gamma = m \div V \quad (\text{式 13})$$

γ : 土壤總體密度 (g cm^{-3})

m : 頂端 10 cm 土壤重量 (g)

V : 內徑 3.1 cm PVC 管 10 cm 之體積 (24.025 cm^3)

土壤含水量量測方法為秤取 25 至 50 g 濕土，靜置於秤量盤上風乾一週後，秤量乾燥土壤重量，使用（式 14、（式 15，即可分別計算得到土壤含水量、含土比。

$$\omega = \frac{W_1 - W_2}{W_2 - W_c} \quad (\text{式 14})$$

ω : 土壤含水量 (%)

W_1 : 濕土與秤量盤總重 (g)

W_2 : 乾土與秤量盤總重 (g)

W_c : 秤量盤重 (g)

$$SR = \frac{W_2}{W_1} \quad (\text{式 15})$$

SR : 土壤含土比 (%)

W_1 : 濕土與秤量盤總重 (g)

W_2 : 乾土與秤量盤總重 (g)

乾土接著以研鉢細磨，並於過程中挑出明顯植物細根，經細磨之乾燥土粉以夾鏈袋保存於防潮箱，待後續電導度 (electrical conductivity)、鹽度 (salinity)、pH 值、總有機碳與總氮實驗所用。

土壤電導度、鹽度測量參考行政院農業部農業試驗所公告之土壤電導度測定方法 (TARI S101.1B)，於 5 g 乾土粉中添加 25 mL 超純水，土水比 1:5 下，以往復式震盪機以 140 rpm 震盪一小時，接著使用 Whatman NO.5 濾紙過濾取得濾液，最後以攜帶式水質檢測儀搭配電導度計 (CDPB-03, Lutron, Taipei, Taiwan) (圖 12) 測定土壤鹽度與電導度。

土壤 pH 值參考行政院農業部農業試驗所公告之土壤土壤酸鹼值 (pH 值) 測定方法—電極法 (TARI S501.1B)，於 5 g 乾土粉添加 5 mL 超純水，以土水比 1:1 置於 10 mL 燒杯中，以玻棒攪拌並靜置一小時，靜置過程偶爾攪拌之，最後測定前再以玻棒攪拌，使用攜帶式水質檢測儀搭配 pH 計 (PE-03, Lutron, Taipei, Taiwan) (圖 12) 進行測量。



圖 12、攜帶式水質檢測儀與各參數探頭
探頭由左至右為 pH、溫度、EC、氧化還原電位計

3.4.1 陰、陽離子濃度

陰、陽離子濃度測定方法參考自國家環境研究院公告之水中陰離子檢測方法——離子層析法（NIEA W415.54B）。將土壤之萃取液使用搭載自動進樣器（863 Compact IC Autosampler, Metrohm, Herisau, Switzerland）之離子層析儀（ion chromatography, IC）（925 Eco IC, Metrohm, Herisau, Switzerland）進行分析，搭配配陰離子管柱（Metrosep A Supp 17-150/4.0, Metrohm, Herisau, Switzerland）及陽離子管柱（Metrosep C6-150/4.0, Metrohm, Herisau, Switzerland）（圖 13），利用管柱分離濾液中的不同離子，量測液體不同時間的電導度變化，搭配標準品建立之檢量線，即可換算得到陰離子、陽離子濃度。可測陰離子包括 F^- 、 Cl^- 、 Br^- 、 NO_2^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 PO_4^{3-} ，陽離子則包含 Li^+ 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 。土壤萃取液在測定時因部分樣品鹽度過高，導致部分離子發生層析圖譜拖尾之狀況發生，因此部分樣品會先以超純水稀釋 5 至 10 倍後再上機測定。

土壤之萃取參考自 Sparling et al.（1998）使用的熱水萃取法，秤取 7 g 鮮土於 50 mL 離心管中，以土水比 1:5 之比例添加 35 mL 超純水，搖晃使離心管使水與土均勻後，置於 70°C 恆溫水浴槽（DSB-1000D, Digisystem, New Taipei City, Taiwan）18hr，將離心管從水浴槽取出，以 150rpm 震盪 5min，並以 12000×g 離心 10 min，接著以 ADVANTEC 5B 濾紙過濾，取其中 10mL 濾液額外以 0.22μm 孔徑針筒過濾器（syringe filter）過濾，置於 15 mL 離心管保存，其餘濾液則以 60 mL HDPE 投藥瓶保存。

水質之陰、陽離子濃度測定方式與土壤樣品方式相同，在使用離子層析儀前先用 ADVANTEC 5B 濾紙過濾，並抽取 10mL 使用 0.22μm 孔徑針筒過濾器進行二次過濾，其餘濾液則以 60 mL HDPE 投藥瓶保存。接著使用搭載陰離子管柱與陽離子管柱之離子層析儀，分別測定二次過濾後水樣陰、陽離子濃度。因水樣常因鹽度過高導致超出檢測範圍，部分樣品測量前會先以超純水稀釋 10 倍。



圖 13、離子層析儀與自動進樣器

3.4.2 可溶性有機碳

土壤熱水萃取後之萃取液以及水質樣本，在經過 ADVANTEC 5B 濾紙過濾後，皆以總有機碳分析儀（total organic carbon analyzers）（Aurora OI TOC 1030W, O.I. Corporation, TX, USA）（圖 14），測定可溶性有機碳（soluble organic carbon, S_bOC ）濃度。儀器分析原理為使用磷酸（ H_3PO_4 ）作為酸化劑，藉由降低 pH 值移除樣品中無機碳分子，接著加熱至 $98^{\circ}C$ ，以過硫酸鈉（ $Na_2S_2O_8$ ）作為氧化劑，將樣品中的有機碳氧化為二氧化碳（ CO_2 ），最後透過非擴散性紅外線（non-dispersive infrared, NDIR）偵測器測量二氧化碳濃度，搭配鄰苯二甲酸氫鉀（potassium biphthalate, $KHC_8H_4O_4$ ）所配製之檢量線，即可換算求得樣品內 S_bOC 濃度。

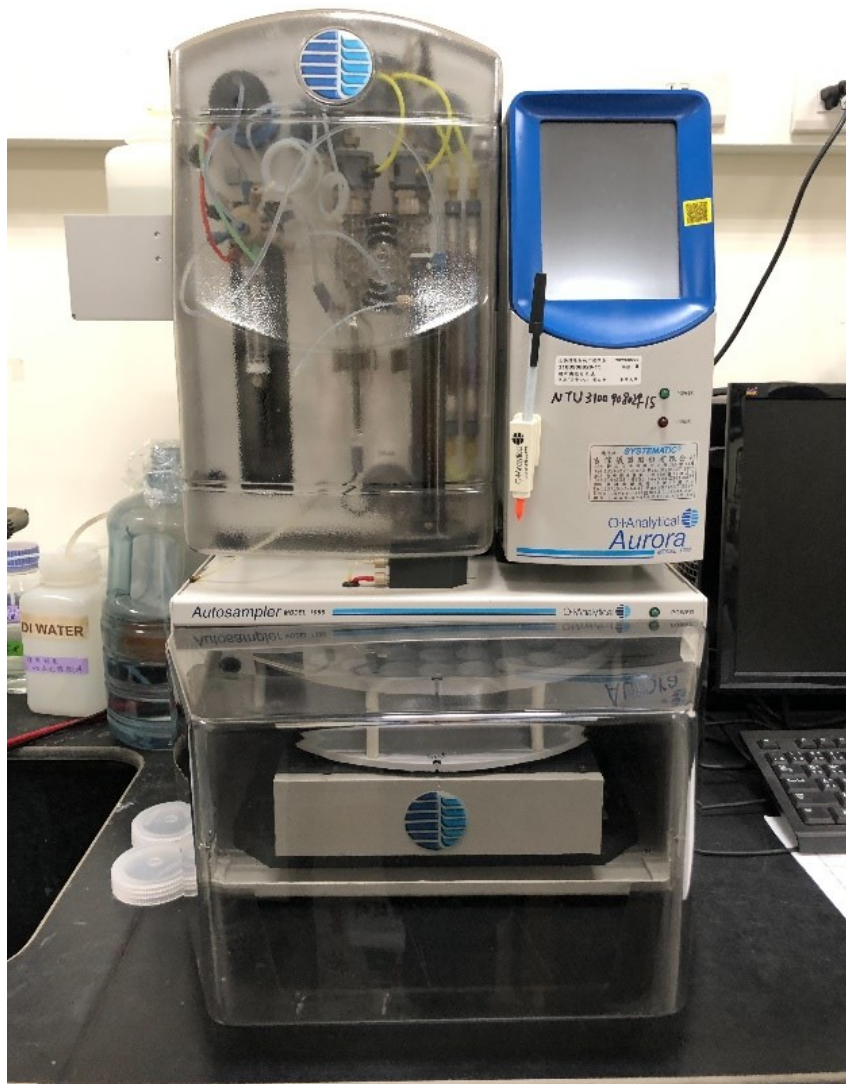


圖 14、總有機碳分析儀

3.4.3 土壤總有機碳與總氮

將風乾乾土利用研鉢將乾土磨粉，接著過 200 號篩，將過篩之土樣粉末以微量天秤秤取約 20 mg 包至錫囊 (tin capsule) 中，封口、對折後擠壓使錫囊內無空氣，放入元素分析儀 (elemental analyzer) (Elementar vario el cube, Elementar, Langensfeld, Germany) 之自動取樣盤依序進行分析 (圖 15)，以氦氣作為載流氣體 (carrier gas)，氧氣作為助燃氣體，將樣品瞬間燃燒，燃燒後氮的氧化物經由銅粉還原至 N_2 ， CO_2 則吸附/脫附管分別進行吸附及脫附，經由載流氣體吹送至熱傳導偵測器 (thermal conductivity detector, TCD) 測量氣體濃度，得土壤總有機碳 (total organic carbon, TOC)、總氮 (total nitrogen, TN) 重量百分比。一季挑選其中一個月份進行總有機碳、總氮測量，結果視作該季節之值。

$$C_{Soil} = V \times 10000m^2 \times \frac{SR}{100} \times \gamma \times \frac{C_f}{100} \quad (\text{式 } 16)$$

$$N_{Soil} = V \times 10000m^2 \times \frac{SR}{100} \times \gamma \times \frac{N_f}{100} \quad (\text{式 } 17)$$

C_{Soil} : 土壤總有機碳含量 (ton C ha^{-1})

N_{Soil} : 土壤總氮含量 (ton N ha^{-1})

V : 1 m^2 表層 10 cm 土壤體積 (0.1 m^3)

SR : 土壤含土比 (%)

γ : 土壤總體密度 (ton m^{-3})

C_f : 土壤總有機碳重量百分比 (%)

N_f : 土壤總氮重量百分比 (%)



圖 15、元素分析儀



3.5 溫室氣體量測

3.5.1 靜置氣罩法 – 不透明氣罩

本研究使用不透明氣罩進行每月一次土壤交換 (soil exchange) 通量測量，不透明氣罩為內徑 8 in、高 20 cm 之 PVC 管，氣罩蓋為 8 in 管之管蓋，上方鑽開一取氣口，以橡膠血清瓶塞密閉取氣口 (圖 17)。於研究將氣罩垂直插入土中 5 至 10 cm，亦即地面上方空間為氣體濃度累積區域，蓋上氣罩蓋前使用 10 ml 針筒對準氣罩中心抽取 6 ml 氣體，並注入預真空 3 ml 樣品 (sample vial) 瓶中，接著將氣罩蓋蓋上，計時 30、60 min 各採集一次氣體樣品，採集方法同前述。

將氣體樣本攜帶回實驗室，使用氣相層析儀-火焰離子化偵測器 (gas chromatography - flame ionization detector, GC-FID) (Crystal 9000 GC, Chromatec, Yoshkar-Ola, Russia) 搭配管柱 (column Cat.#19808, Restek Corporation, BellefontePA, USA)、自動進樣器 (auto sampler) (AS-2M, Chromatec, Yoshkar-Ola, Russia) (圖 16)，藉由管柱分離 CH₄、CO₂，並於管柱尾端搭配甲基化裝置，使 CO₂ 也能被燃燒，最後透過火焰燃燒使 CH₄、CO₂ 成為導電之離子，藉由偵測器電流訊號判斷氣體濃度高低。檢量線使用 1% CO₂ 與 CH₄ 標準氣體，以自動進樣器自動抽取盛裝於 3 ml 不同體積之 CO₂ 與 CH₄ 標準氣體注入 GC 中進行分析，分別代表不同濃度值，接著將偵測訊號面積對應濃度值作圖，進行回歸分析即可得到氣相層析儀之檢量線。

樣本於 5 天內進行測量，測得 3 個時間點的 CH₄、CO₂，並計算濃度對應時間之線性迴歸線，迴歸線斜率即單位時間之濃度變化率 (dc/dt)，搭配自氣象局取得之氣溫觀測資料 (選用距離最接近研究場域的社子自動氣象站)，以及已知的氣罩參數，代入 (式 18) 求得氣體通量。

$$F = \rho_0 \frac{V}{A} \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} \frac{dc}{dt} \quad (\text{式 18})$$

F: 氣體通量 (mg gas m⁻² hr⁻¹)

ρ_0 : 氣體在標準狀態下之密度 (kg m⁻³)

V: 地面上氣罩內部之體積 (m³)

A: 氣罩所框出面積 (m²)

p: 採樣時氣壓 (mbar)

p_0 : 氣體在標準狀態下之氣壓 (mbar)

T_0 : 氣體在標準狀態下之溫度 (K)

T : 氣體採樣時之溫度 (K)

dc/dt : 濃度對應時間線性迴歸線方程式之斜率 (ppm hr^{-1})



圖 16、氣相層析儀-火焰離子化偵測器



圖 17、不透明氣罩外觀

左圖為測量時組裝結果，右圖為俯視圖

3.5.2 靜置氣罩法 – 透明氣罩

本研究於 2024/9 開始使用透明氣罩罩住植物與土壤，連接光聲譜溫室氣體監測儀，每月測量一次生態系統交換通量 (ecosystem exchange)。透明壓克力氣罩分為底座、上部以及頂蓋三種尺寸類型。底座為面積 $19 \times 19 \text{ cm}^2$ 、高度 15 cm 且上下面中空立方體，頂端 4 邊附有高度 1.5 cm 水封槽 (圖 18)，於 2023 年 9 月 8 日設置在現地，放置位置為氣罩可框住濕地植物之位置，隨機設置 3 處氣罩底座，將底座壓入土中至 10 cm 深；上部高度則為 20 cm，面積 $19 \times 19 \text{ cm}^2$ ，頂端同樣附有高度 1.5 cm 水封槽，平時不置於現地，待進行氣體採樣時才配合植物高度，將全株植物使用上部框於氣罩內；頂蓋則是 $30 \times 30 \text{ cm}^2$ ，下方有高度 3 cm 底邊可用於嵌入上部或底座水封槽，結構似學士帽，上方開有 2 個開口 (一進氣口、一出氣口)，待測量時與氣體監測儀連接，並裝置直徑 8 cm 風扇於頂蓋，測量過程每分鐘開啟 5 秒將氣罩內部氣體混勻，於現地量測之設置可參考圖 19。

由於本研究透明氣罩罩住之面積內蘆葦株數為 1 株，為了將生態系統交換量推估至植被之氣體交換量，因此額外秤量單株蘆葦乾重，除以單位面積蘆葦總重得到單位面積之株數，單位面積之株數除以 1 株即可得知透明氣罩測得交換量應當乘以多少倍才能轉換為單位面積植被之氣體交換量。

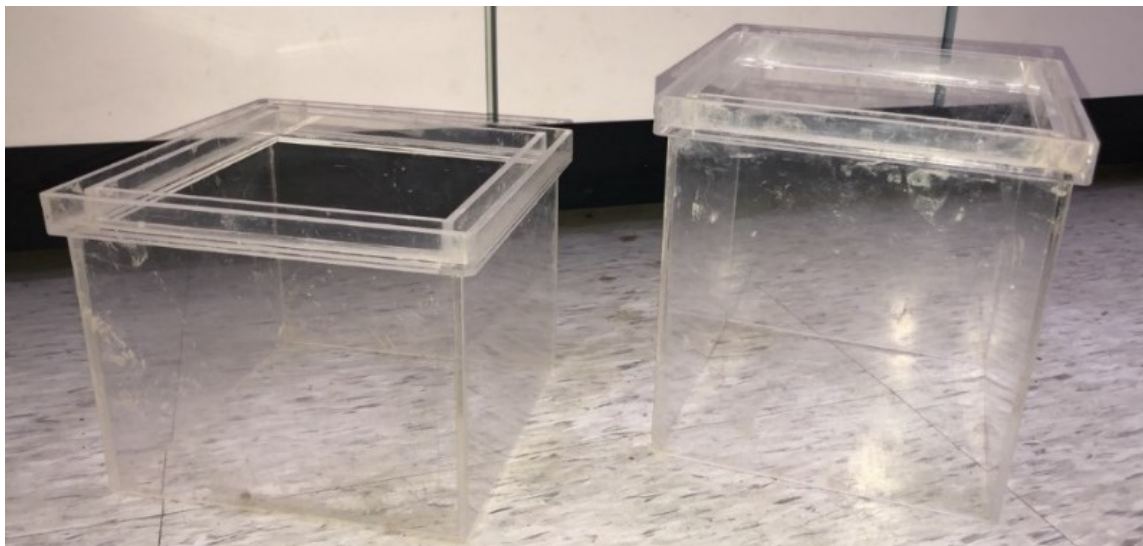


圖 18、透明氣罩外觀；左為底座、右為上部



圖 19、透明氣罩進行測量時之架設

3.5.3 光聲譜氣體監測儀

由於 GC-FID 無法測量 N_2O ，額外使用光聲譜氣體監測儀（photoacoustic gas monitor, PAS）（INNOVA 1512, LumaSense Technologies A/S, Denmark）（圖 20）進行 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體通量量測，且為現地即時連續監測。光聲譜氣體監測儀具一進氣口與出氣口，以幫浦將待測氣體抽入儀器內，再回送至氣罩中達成密閉循環。原理為藉由光聲效應，氣體吸收紅外光導致本身溫度變化，進而造成氣壓變動產生聲音波動，此波動被稱作光聲訊號，由於不同氣體吸收不同波長之光線，透過不同的濾光片（optical filter），針對特定波長的光測量其光聲訊號，即可辨識氣體種類，同時計算求得不同氣體之濃度。標準積分時間（sample integration time）為 5 秒，每 55 秒可測得一筆數值，儀器搭載濾光片與個別測量氣體種類、偵測極限如表 10 所示。

監測儀在現場與氣罩之架設方式如圖 21 所示，使用內徑 3 mm、長 13 m 鐵氟龍管將氣罩與監測儀連接。進氣口前接有 15 cm 長、內徑 3.1 cm PVC 管，管內於每次測量前填充礦石乾燥劑，以確保監測儀之濕度於運作環境極限內。監測儀每次測量皆開啟水氣補償（compensate for water vapour）與交叉補償（compensate for cross-interference）功能。

每月之溫室氣體通量於乾潮時段進行測量，測量時間介於 10:00 至 18:00，依序進行三樣點測量，每樣點皆進行透明氣罩與不透明氣罩之量測，兩種氣罩擺放位置相距 2 m 內，測量時間 12 分鐘。測得氣罩內氣體濃度隨時間變化，搭配氣溫、氣壓等數據代入（式 18 得氣體通量）。



圖 20、紅外光聲譜氣體監測儀

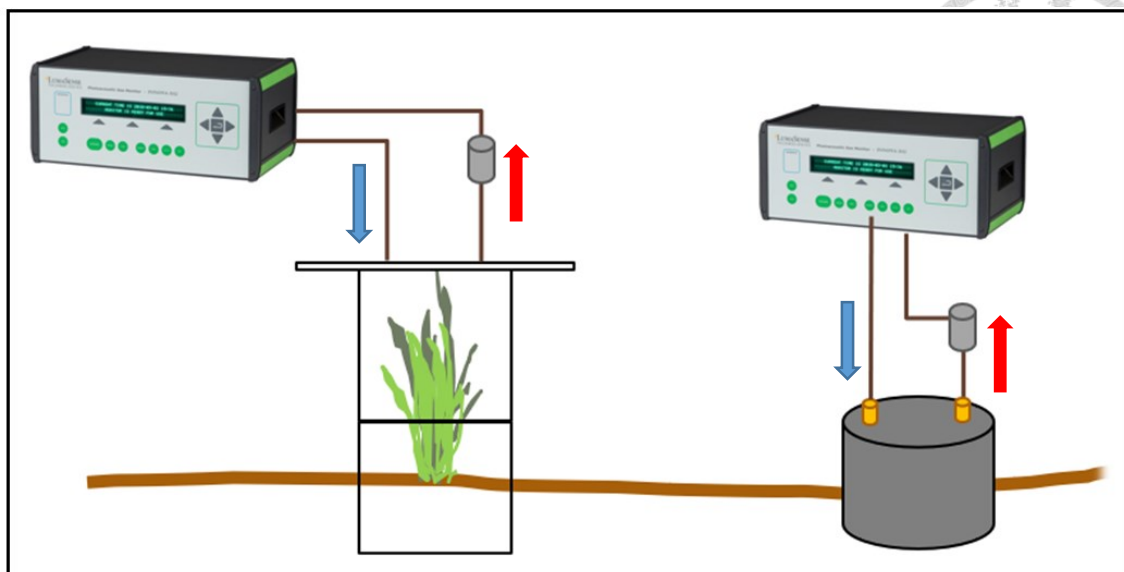


圖 21、氣體監測儀與氣罩之連接架構圖

左圖為透明氣罩，右圖為不透明氣罩，管線中間灰色部分為乾燥劑裝填處；

箭頭方向為氣體流動方向

表 10、紅外光聲譜氣體監測儀濾光片簡介

濾光片型號	氣體種類	偵測極限 (ppm)
UA0983	CO ₂	5
UA0985	N ₂ O	0.03
UA0987	CH ₄	0.1

由於研究前期（2024/7 前）GC-FID 為主要氣體通量測量儀器，2024/9 後至研究結束才額外使用光聲譜氣體監測儀，因此本研究將兩者測得 CO₂、CH₄ 進行數據映射（data mapping），方法為使用 CO₂ 標準氣體，配置 500-1200 ppm 之濃度，以及 CH₄ 標準氣體配置 10-450 ppm 之濃度於氣罩內，一共配製 20 個不同氣體濃度，持續以 PAS 對氣罩進行氣體分析，並同時以氣密進樣針筒（SampleLock syringe）（1001SL, Hamilton, Nevada, USA）對氣罩內抽取氣體樣品，即時進樣至 GC-FID 內進行分析，以 GC-FID 測得濃度值對 PAS 測得濃度值作圖，以線性回歸方程式作為 PAS 數據映射至 GC-FID 之公式。N₂O 則因為只在使用 PAS 測得，故不額外進行映射，以原始 PAS 測得數值計算通量。

3.5.4 潮汐連續監測

為了評估潮汐對於溫室氣體排放的影響，本研究於 2024/4/3 將長 150 cm 不透明 PVC 管作為連續監測用氣罩，裝設於 3 號點位旁灘地，將氣罩埋入土中 40 cm 深，留 110 cm 高於土壤表面，待穩定約莫一週後，2024/4/9、2024/4/16 連接光聲譜氣體監測儀進行 8 小時連續監測。為了避免氣罩內部因為密閉時間過長導致氣壓與外界相差過大，於連續監測過程中額外於進樣口前裝設氣壓平衡裝置，每三小時使氣體與外界交換 30 min，並且於氣罩頂部裝設一直徑 8 cm 風扇，持續運轉確保氣罩內部氣體均勻，詳細構造如圖 23 所示。

在氣罩內裝設兩支水位紀錄器 (water level logger) (U20-001-01, HOBO, United States) (圖 22)，一支垂掛於氣罩頂端，另一支垂掛至氣罩底部，位於上方之紀錄器作為氣壓計，下方則為水壓計，利用兩者測得壓力，代入下式得到氣罩內水位變化。

2024/4/29、2024/5/7 則使用與 3.6.1 相同之不透明氣罩，圓周旁加裝游泳圈改裝成漂浮氣罩，過程中確保水深達氣罩一半高度 (10 cm) 後，放置乾潮時為水域之區域，連接光聲譜溫室氣體監測儀進行潮汐連續氣體監測，架設方式如圖 24 所示。

連續監測之氣體通量與前述靜置氣罩法稍微不同，先將每 10 筆相鄰時間之氣體濃度數據取平均，並以該值作為 10 筆數據期間之代表，接著再把處理後的每 3 筆相鄰時間之濃度值對時間作圖，依據作圖結果探討排放速率與潮汐之關係。此外，為了確保 150 cm 高氣罩內部穩定後再測量其濃度變化，只取用開始測量後 10 分鐘之數據，而漂浮氣罩則因為體積較小，認定其內部系統較快穩定，因此不捨棄開始測量後 10 分鐘之數據。

水位資料方面，取用臺北市政府工務局水利工程處於社子島濕地設置之水位計資料，其水位計放置位置接近圖 11 之 C 樣點。為了探討潮汐對於溫室氣體通量之影響，水位開始上升至下降至定值之過程視為潮汐時間，其於時間則視為非潮汐時間。



圖 22、水位紀錄器

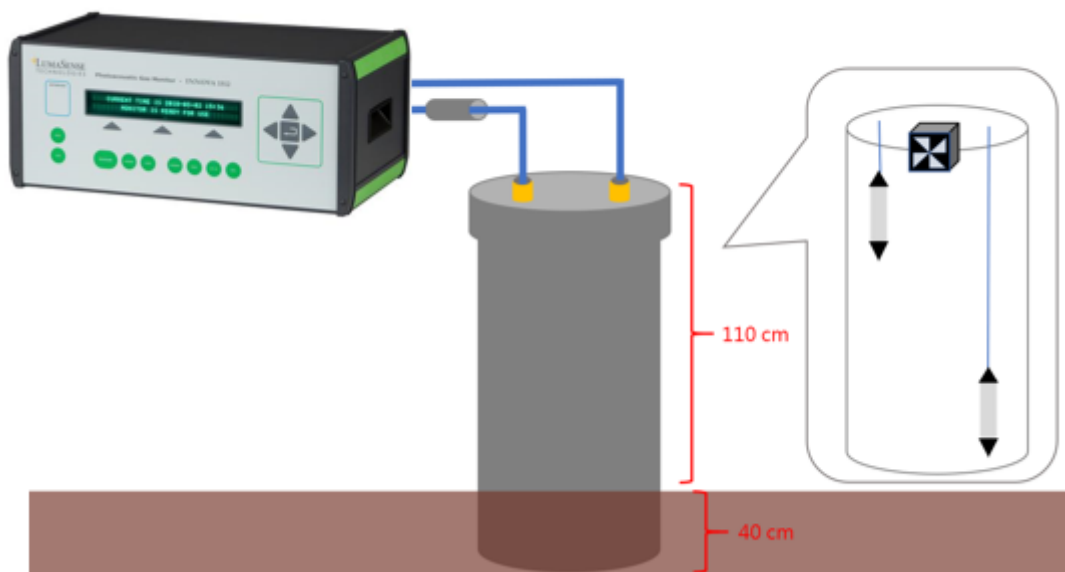


圖 23、潮汐連續監測使用之靜置氣罩與氣體監測儀架設簡圖

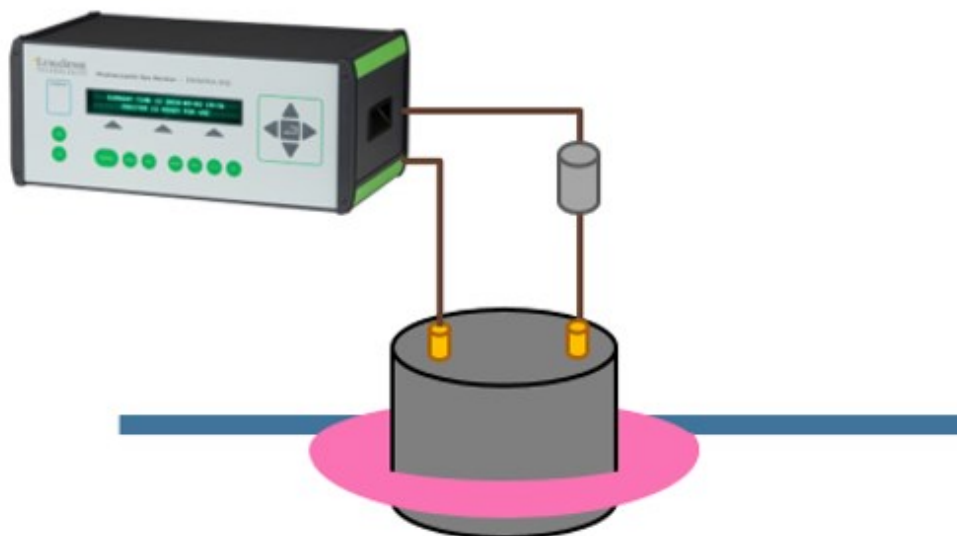


圖 24、潮汐連續監測使用之漂浮氣罩與氣體監測儀架設簡圖

3.6 植物 – 淨初級生產量

使用收割法進行蘆葦生物量計算，在研究地點隨機選取三個地點，每個地點框出 $30 \times 30 \text{ cm}^2$ ，採集該面積範圍內地上部所有植物體，不額外辨認活植物體或枯落物， 70°C 烘乾至恆重後，秤其重量為地上部生物量 (aboveground biomass, AGB)；使用直徑 7.2 cm 採土器在該方框內採集兩管 20 cm 帶有根系之土壤，以 2 mm 篩網將土壤洗除，留於篩網上之殘留物以 70°C 烘乾至恆重後，秤量乾重為植物地下部生物量 (belowground biomass, BGB)。為了去除地下部生物量採集過程採集到的小石子，將烘乾後地下部植物體放入水中靜置一小時，比重高於水之小石子便會沉於水底，接著將漂浮於水面之植物體撈出，同樣以 70°C 烘乾至恆重，秤量最後剩餘乾重，即實際地下部生物量，本研究以 BGB' 表示。

將烘乾植物體利用粉碎機將植物體研磨，秤取 5 至 10 mg 包至錫囊中，封口、對折後擠壓使錫囊內無空氣，使用元素分析儀 (elemental analysis) (Elementar vario el cube, Elementar, Langensfeld, Germany) 進行分析，得植體總有機碳 (total organic carbon, TOC)、總氮 (total nitrogen, TN) 比例，即 C_{fa} 、 C_{fb} 與 N_{fa} 、 N_{fb} 。

$$C_{AGB} = \text{AGB} \times C_{fa} \quad (\text{式 } 19)$$

$$C_{BGB} = \text{BGB}' \times C_{fb} \quad (\text{式 } 20)$$

$$N_{AGB} = \text{AGB} \times N_{fa} \quad (\text{式 } 21)$$

$$N_{BGB} = \text{BGB}' \times N_{fb} \quad (\text{式 } 22)$$

$$\text{NPP} = \Delta C_{AGB} + \Delta C_{BGB} \quad (\text{式 } 23)$$

$$N_{\text{plant}} = \Delta N_{AGB} + \Delta N_{BGB} \quad (\text{式 } 24)$$

C_{AGB} : 地上部植物含碳量 (g C m^{-2})

C_{BGB} : 地下部植物含碳量 (g C m^{-2})

N_{AGB} : 地上部植物含氮量 (g N m^{-2})

N_{BGB} : 地下部植物含氮量 (g N m^{-2})

AGB: 地上部生物量 (g)

BGB' : 實際地下部生物量 (g)

C_{fa} : 地上部植物生物量總有機碳重量百分比 (%)

C_{fb} : 地下部植物生物量總有機碳重量百分比 (%)

N_{fa} : 地上部植物生物量總氮重量百分比 (%)

N_{fb} : 地下部植物生物量總氮重量百分比 (%)

NPP: 年淨初級生產量 ($\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

N_{Plant} : 植物含氮量年增率 ($\text{g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

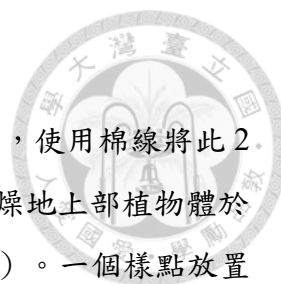
ΔC_{AGB} : 地上部植物含碳量累積速率 ($\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

ΔC_{BGB} : 地下部植物含碳量累積速率 ($\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

ΔN_{AGB} : 地上部植物含氮量累積速率 ($\text{g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

ΔN_{BGB} : 地下部植物含氮量累積速率 ($\text{g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)





3.7 分解作用

重疊 2 片孔徑 0.02 mm、面積 $10 \times 10 \text{ cm}^2$ 之正方形尼龍網布，使用棉線將此 2 片網布的 3 個邊縫合，放置 3 g 且裁切至長度 5 cm 內之蘆葦乾燥地上部植物體於網布內，再以不銹鋼釘書針將剩餘一邊釘合即為分解袋（圖 25）。一個樣點放置 6 個分解袋，將分解袋以尼龍繩綁於營釘上，再以營釘固定於土中，確保分解袋固定在同一點位，分解袋初始皆置於土壤表面，模擬枯落物掉落之狀況。總計放置 66 個分解袋於研究地點（11 重複 $\times$ 6 時間點），將 11 個樣點分為入流、中央、出流三個樣區，樣點分區如圖 26 所示。每個時間點取回一樣點其中一個分解袋，分別在放置後 1、2、3、4、6、8 個月後將分解袋取回秤重，以了解枯落物分解速率，若分解袋破損則該樣品不採計。



圖 25、左圖為分解袋製作成品，右為分解袋置於現地之狀況

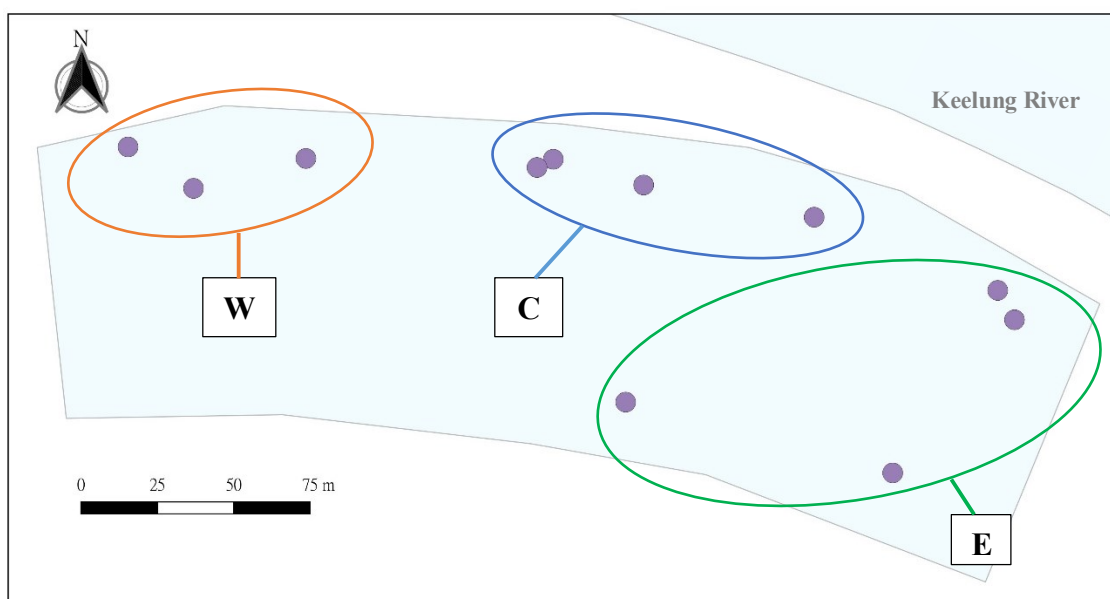


圖 26、分解袋樣點分布

W: west，西區；C: central，中央區；E: east，東區

分解袋內剩餘物質以 70°C 烘乾後以研磨機細磨，秤取 5 至 10 mg 包於錫紙中，以元素分析儀 (elemental analyzer) (Elementar vario el cube, Elementar, Langenselbold, Germany) 分析其總碳、氮，可得研究地點之枯落物與枯落物碳、氮分解速率。

本研究額外進行易分解與難分解碳、氮之分析。選取放置 0、44、89、180 日四個時間點的樣品，依據分佈位置，分為西區、中央區、東區三區域（如圖 26 所示），將同個分區之殘留枯落物細磨後樣品平均混合，總計 12 個樣品（3 分區×4 時間點）。每樣品取 0.5 g 置於平底三角燒瓶，加入 20 mL 的 2.5 M H₂SO₄，以 105°C 加熱 30 分鐘後倒入 50mL 離心瓶，取 20 mL 的超純水將三角瓶中殘留物洗出至離心瓶，以 15000 g 離心 10 分鐘倒出並使用 ADVENTEC 5B 濾紙過濾，使用總有機碳氮分析儀 (TOC and TN analyzer) (Elementar vario TOC cube, Elementar, Langenselbold, Germany) (圖 27) 測定濾液之碳與氮，即可得第一型易分解碳 (acid-hydrolysable carbon pool I, AHPI-C) 與氮 (acid-hydrolysable nitrogen I, AHPI-N)。

將離心管內殘留物置於烘箱以 60°C 乾燥 4 小時，將乾燥後殘留物挖出置於瓶底三角瓶中，加入 2 mL 的 13 M H₂SO₄ 後放置於室溫至隔夜，加入 26 mL 超純水將硫酸的濃度稀釋至 1 M，置於 105°C 水解 3 小時後倒入 50 mL 離心瓶，取 20 mL 的超純水將三角瓶中殘留物洗出至離心瓶，以 15000 g 離心 10 分鐘倒出並使用 ADVENTEC 5B 濾紙過濾，使用前述之總有機碳氮分析儀測定濾液之碳與氮，即可得第二型易分解碳 (acid-hydrolysable carbon pool II, AHPII-C) 與氮 (acid-hydrolysable nitrogen II, AHPII-N)。

最後將殘留物加入 30mL 超純水震盪後，以 15,000g 離心 10 分鐘，捨棄上清液，重複上述步驟二次，以 60°C 乾燥 24 小時後用將殘留物挖出，使用研鉢細磨，以元素分析儀測此殘留物物的總碳、氮，結果即為難分解碳 (recalcitrant carbon pool, RP-C) 與氮 (recalcitrant nitrogen pool, RP-N)。



圖 27、總有機碳氮分析儀

3.8 沉積物量測

在研究地點選取 6 處距離潮汐溝 2 m 內標記點，於標記點鋪上厚度 1 cm、面積 30×30 cm² 長石粉，周圍四角插上標誌竿，綁上尼龍繩防止採踏並便於找尋（圖 28）。鋪設 6 個月後，使用直徑 3.5 cm 半開式土壤採樣器壓入標記處表面 10 cm 深，量測長石粉以上沉積物深度（H cm），並將沉積物深度除以標記處鋪設時間（t day），乘上 365 日，即可得年沉積速率（ h cm yr⁻¹）（式 25）。

$$h = \frac{H}{t} \times 365 \quad (\text{式 25})$$

將長石粉標記上方沉積物取出，置於夾鍊袋攜帶回實驗室進行後續分析，分析項目包含含水比、含土比、容積密度、總有機碳、總氮，分析方法同土壤分析之流程。額外進行易分解與難分解碳、氮之分析，方法同 3.7 所述。

沉積物含有之總有機碳、總氮，視為輸入研究場域之累積碳、氮，亦即留存於研究場域之 DOC、POC，計算方法如（式 26）、（式 27）所示。

$$C_{Sediment} = h \times \gamma_{Sed} \times 10^{-4} \times C_{fS} \times 365 \quad (\text{式 26})$$

$$N_{Sediment} = h \times \gamma_{Sed} \times 10^{-4} \times N_{fS} \times 365 \quad (\text{式 27})$$

$C_{Sediment}$: 總碳年沉積量 (g C m⁻² yr⁻¹)

$N_{Sediment}$: 總氮年沉積量 (g N m⁻² yr⁻¹)

γ_{Sed} : 沉積物總體密度 (g cm⁻³)

C_{fS} : 沉積物總碳重量百分比 (%)

N_{fS} : 沉積物總氮重量百分比 (%)



圖 28、長石粉標記法實際裝設情形

3.9 碳收支

本研究依據碳庫變化法，碳收支結果為土壤碳庫變化與植物碳庫變化之加總（式 28）；額外配合質量平衡法（參考自（式 9）），將濕地碳收支分成入流、出流、淨初級生產量、甲烷通量等類別之計算，在此將沉積物所含碳量視為入流減去出流之碳量，各碳庫類別單位面積含量變化乘上各自面積，最後加總即為研究場域的碳收支（式 29），式 29 中 12/44 為 CO₂ 分子量中碳原子量之佔比，12/16 則是 CH₄ 分子量中碳原子量之佔比。碳收支正值表示碳輸入至濕地，濕地為碳匯，負值則表示碳輸出自濕地，濕地為碳源。

碳庫變化法與通量法同樣有植物含碳變化量，其餘項目應相等，因此可知土壤碳庫變化量應與沉積碳量、甲烷排放碳量、二氧化碳排放碳量三者相加相等，（式 29 可協助我們判斷溫室氣體通量測量上是否準確，若以圖像來描述如圖 29 所示。（式 29 之細項包含（式 33（式 34，兩個式子中 1/2 代表白天所佔時間約為一天中的一半，因此以此值乘上生態系統交換之溫室氣體通量，呈現白天光合作用僅對於草地一半時間之通量有影響。

$$C_{budget} = \Delta C_{Plant} + \Delta C_{Soil} \quad (\text{式 28})$$

$$C_{budget} = \Delta C_{Plant} + \Delta C_{Sed.} - R_S \times \frac{12}{44} - F_{CH_4, total} \times \frac{12}{16} \quad (\text{式 29})$$

$$\Delta C_{Sed.} = C_{Sediment} A_{Total} \quad (\text{式 30})$$

$$\Delta C_{Plant} = NPP A_{Plant} \quad (\text{式 31})$$

$$\Delta C_{Soil} = C_{Soil} A_{Total} \quad (\text{式 32})$$

$$R_S = F_{CO_2, S} \times \left(A_{total} - \frac{1}{2} \times A_{Plant} \right) \quad (\text{式 33})$$

$$F_{CH_4, total} = F_{CH_4, e} \times \frac{1}{2} \times A_{Plant} + F_{CH_4, S} \times \left(A_{total} - \frac{1}{2} \times A_{Plant} \right) \quad (\text{式 34})$$

C_{budget} : 碳收支 (ton C yr⁻¹)

$\Delta C_{Sed.}$: 以沉積物型態輸入碳量 (ton C yr⁻¹)

ΔC_{Plant} : 以植物型態輸入碳量 (ton C yr⁻¹)

ΔC_{Soil} : 以土壤型態輸入碳量 (ton C yr⁻¹)

$C_{Sediment}$: 總碳年沉積速率 (ton C ha⁻¹ yr⁻¹)



NPP: 年淨初級生產力 ($\text{ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)

R_S : 土壤呼吸作用之總二氧化碳排放 ($\text{ton CO}_2 \text{ yr}^{-1}$)

$F_{\text{CO}_2,s}$: 不透明氣罩測得二氧化碳排放速率 ($\text{ton CO}_2 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)

$F_{\text{CH}_4,\text{total}}$: 總甲烷排放 ($\text{ton CH}_4 \text{ yr}^{-1}$)

$F_{\text{CH}_4,e}$: 透明氣罩測得甲烷排放速率 ($\text{ton CH}_4 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)

$F_{\text{CH}_4,s}$: 不透明氣罩測得甲烷排放速率 ($\text{ton CH}_4 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)

A_{Total} : 研究場域總面積 (3.28 ha^{-1})

A_{plant} : 草生地面積 (0.67 ha^{-1})

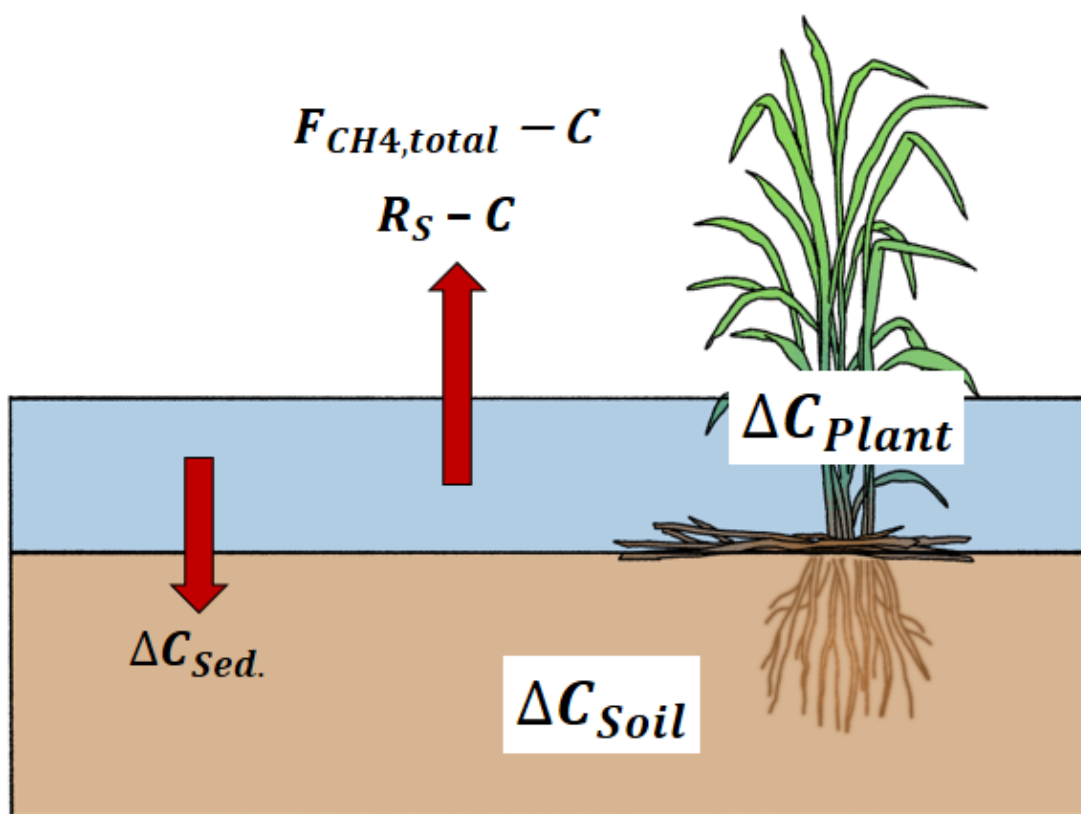


圖 29、濕地碳收支計算

3.10 氮收支

仿照碳收支計算方式，氮收支等於植物生物量氮與土壤含氮量兩者相加之變化（式 35）。另一方面，利用通量法也能計算氮收之，將沉積作用帶來的氮、植物生長累積氮、氧化亞氮與氮氣之排放，各個類別之通量搭配研究場域總面積或草生地面積，兩者相乘可得到不同氮類別年變化量，加總即可得到氮收支（式 36），而式 36 中 28/44 為 N 原子量於 N₂O 分子量之佔比。氮收支正值表示濕地氮輸入大於輸出，負值則表示濕地氮輸入小於輸出。氮庫變化法與通量法同樣有植物含碳變化量，其餘項目應相等，因此可知土壤碳庫變化量應與沉積氮量、氧化亞氮排放氮量、氮氣排放氮量三者相加相等，此算式可協助我們推估氮氣通量（圖 30）。（式 40 中 1/2 表示生態系統交換量僅可代表白天時草生地之通量情形，而一年中白天時間平均約為一天中的一半，因此於此式中對面積乘上 1/2，使計算結果更符合實際情形。

$$N_{budget} = \Delta N_{Plant} + \Delta N_{Soil} \quad (\text{式 35})$$

$$N_{budget} = \Delta N_{Plant} + \Delta N_{Sed.} - F_{N2O} \times \frac{28}{44} - F_{N2} \quad (\text{式 36})$$

$$\Delta N_{Sed.} = N_{Sediment} A_{Total} \quad (\text{式 37})$$

$$\Delta N_{Plant} = N_{Plant} A_{Plant} \quad (\text{式 38})$$

$$\Delta N_{Soil} = N_{Soil} A_{Total} \quad (\text{式 39})$$

$$F_{N2O, total} = F_{N2O, e} \times \frac{1}{2} \times A_{Plant} + F_{N2O, s} \times (A_{total} - \frac{1}{2} \times A_{Plant}) \quad (\text{式 40})$$

N_{budget} : 氮收支 (ton N yr⁻¹)

$\Delta N_{Sed.}$: 以沉積物型態輸入氮量 (ton N yr⁻¹)

ΔN_{Plant} : 以植物型態輸入氮量 (ton N yr⁻¹)

ΔN_{Soil} : 以土壤型態輸入氮量 (ton N yr⁻¹)

$N_{Sediment}$: 總氮年沉積速率 (ton N ha⁻¹ yr⁻¹)

N_{Plant} : 年植物儲氮速率 (ton N ha⁻¹ yr⁻¹)

N_{Soil} : 土壤總氮累積速率 (ton N ha⁻¹ yr⁻¹)

F_{N2O} : 總氧化亞氮排放 (ton N₂O yr⁻¹)

$F_{N_{2O},e}$: 透明氣罩測得氧化亞氮排放速率 ($\text{ton N}_2\text{O ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

$F_{N_{2O},s}$: 不透明氣罩測得氧化亞氮排放速率 ($\text{ton N}_2\text{O ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

F_{N_2} : 氮氣排放量 ($\text{ton N}_2 \text{yr}^{-1}$)，本研究未量測，僅進行推估

A_{Total} : 研究場域總面積 (3.28 ha^{-1})

A_{Plant} : 草生地面積 (0.67 ha^{-1})

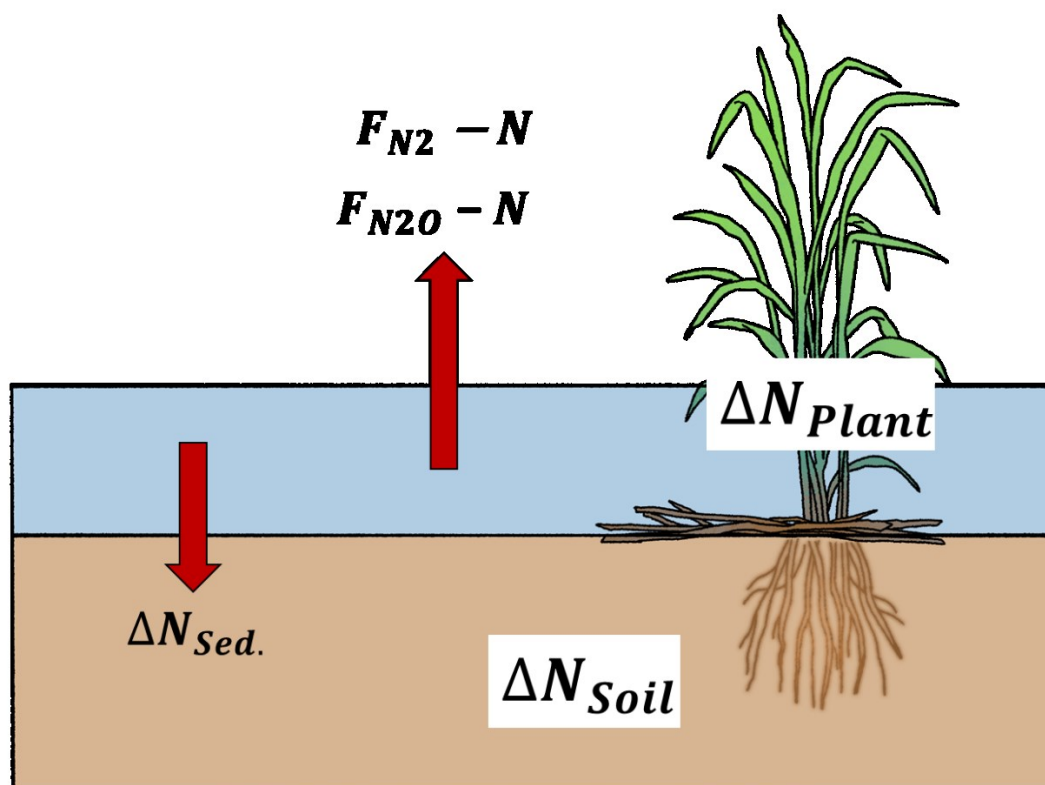


圖 30、濕地氮收支計算

3.11 溫室效應平衡

將 3.9 濕地碳收支結果換算成 CO_2eq ，扣除溫室氣體通量乘以 GWP-100 (CH_4 為 27、 N_2O 為 273) 換算之 CO_2eq (式 42)，可得研究場域對於溫室效應之貢獻，此處稱為溫室效應平衡 ($GE_{balance}$)，正值表示研究場域是溫室效應匯，對溫室效應具減緩效果，反之則為溫室效應源，增進溫室效應，計算方法如 (式 41)。溫室氣體通量考量透明與不透明氣罩兩種測量結果，透明氣罩可代表草生地白天時之氣體通量，不透明氣罩則是代表泥灘地與水域之氣體通量，並額外代表夜晚時草生地之氣體通量狀況，本研究藉由棲地類型比例來呈現此差別 ((式 43)、(式 44))。

$$GE_{balance} = C_{budget} \times \frac{44}{12} - GHG_{potential} \quad (\text{式 41})$$

$$GHG_{potential} = F_{CH_4, total} \times 27 + F_{N_2O, total} \times 273 \quad (\text{式 42})$$

$$F_{CH_4, total} = F_{CH_4, e} \times \frac{1}{2} \times A_{plant} + F_{CH_4, s} \times (A_{total} - \frac{1}{2} \times A_{plant}) \quad (\text{式 43})$$

$$F_{N_2O, total} = F_{N_2O, e} \times \frac{1}{2} \times A_{plant} + F_{N_2O, s} \times (A_{total} - \frac{1}{2} \times A_{plant}) \quad (\text{式 44})$$

$GE_{balance}$: 溫室效應平衡 ($\text{ton CO}_2\text{eq yr}^{-1}$)

$GHG_{potential}$: 溫室氣體暖化潛勢 ($\text{ton CO}_2\text{eq yr}^{-1}$)

C_{budget} : 碳收支 (ton C yr^{-1})

$F_{CO_2, total}$: 總二氧化碳排放 ($\text{ton CO}_2 \text{yr}^{-1}$)

$F_{CH_4, total}$: 總甲烷排放 ($\text{ton CH}_4 \text{yr}^{-1}$)

$F_{N_2O, total}$: 總氧化亞氮排放 ($\text{ton N}_2\text{O yr}^{-1}$)

$F_{CO_2, e}$: 透明氣罩測得二氧化碳排放速率 ($\text{ton CO}_2 \text{ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

$F_{CO_2, s}$: 不透明氣罩測得二氧化碳排放速率 ($\text{ton CO}_2 \text{ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

$F_{N_2O, e}$: 透明氣罩測得氧化亞氮排放速率 ($\text{ton N}_2\text{O ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

$F_{N_2O, s}$: 不透明氣罩測得氧化亞氮排放速率 ($\text{ton N}_2\text{O ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

A_{total} : 社子島濕地總面積 (3.28ha^{-1})

A_{plant} : 草生地面積 (0.67ha^{-1})

3.12 統計分析

本研究數據使用 R 軟體 4.2.0 版本 (R Foundation, 2022) 進行數據處理，設定 α 值 0.05 為顯著水準，對於不同時間、不同樣點之環境參數進行 Shapiro-Wilk 常態分布檢驗 (Shapiro-Wilk test) 確認其常態分布與否，若為常態則接著以單因子變異數分析 (one-way analysis of variance, one-way ANOVA) 了解組間平均值是否存在顯著差異，若存在顯著差異，則進一步使用 Tukey's HSD test 事後檢定 (post hoc analysis) 進行兩兩比較，並以 Bartlett 檢驗 (Bartlett's test) 確認組間變異數同質性，若檢定結果為顯著，表示組間變異數非同質，則改採 Welch 變異數分析 (Welch's ANOVA)，若組間存在顯著差異，進一步進行 Games-Howell 檢定 (Games-Howell pairwise test) 進行兩兩比較。

Shapiro-Wilk 常態分布檢驗為非常態之參數，則先進行對數或平方根轉換降低其偏度，轉換後符合常態分布者，依照前述單因子變異數分析之流程進行，若仍無法轉換為常態分布，則將數據進行排名轉換 (ranking transformation)，並以 K-W 檢定 (Kruskal-Wallis test) 比較組間中位數是否存在顯著差異，若有顯著差異，則進一步使用 Dunn 事後多重比較檢定 (Dunn Post Hoc test) 進行組別間之兩兩比較。

為了瞭解環境參數對於溫室氣體通量之影響，本研究將水質、土壤理化性質等資料，與土壤交換之氣體通量數據進行多元線性回歸分析 (Multiple Linear Regression)，選擇回歸模型之方法為後退消去法 (backward elimination procedure)，並將所得出模型以 Durbin-Watson test 檢驗殘差之獨立性，控制變異數膨脹因數 (Variance Inflation Factor, VIF) 小於 10 避免變數間存在共線性，最後以分位圖 (quantile-quantile plot) 確認殘差為常態分布。

對於植物的生物量變化，以及分解袋中剩餘質量之變化，皆對時間進行回歸分析，前者為線性回歸，後者則為指數回歸，並使用 Shapiro-Wilk 常態分布檢驗進行回歸模型殘差的常態檢定，Durbin-Watson test 檢驗殘差之獨立性，以及方差不齊性檢驗 (Non-Constant Variance Test, NCV Test) 檢驗變異數是否同質。

為了比較潮汐期間與非潮汐期間的溫室氣體通量，進行獨立樣本 t 檢定 (Independent Two-sample T-test)，在檢定前使用 Shapiro-Wilk 常態分布檢驗確定數據為常態分佈，並使用 Bartlett 檢驗確認兩組變異數是否同質，若同質則可進行獨立樣本 t 檢定，非同質則改以 Welch's t 檢定 (Welch's T-test)，兩種檢定皆為檢定平均數是否存在差異。若氣體通量數據非常態分布，則先進行排名轉換，接續以

獨立雙樣本無母數檢定 (Wilcoxon-Mann Whitney test)，比較其中位數是否存在差異。

潮汐週期連續監測過程，另外使用 Pearson 相關性分析 (Pearson correlation analasy) 或 Spearman 等級相關 (Spearman rank correlation) 以了解水位與三種溫室氣體通量之間之關係，兩者使用的條件差別在於前者之數據需要符合常態分布，後者則不需符合，此處同樣使用 Shapiro-Wilk 常態分布檢驗判斷數據是否為常態分布。

第四章 結果與討論



4.1 環境因子

4.1.1 水質

藉由圖 31，社子島濕地月份間之 pH 值介於 5.97-7.82，2023 年 4 月有最低值，其餘月份差異較和緩。鹽度介於 0.5-12.5，2023 年 4 月、10 月、11 月以及 2024 年 5 月鹽度較高，落在 10 左右，其餘月份鹽度較低，約為 1。溫度介於 13.4-31.0 °C，低溫出現於 2023 年 12 月與 2024 年 1 月，分別為 13.7 與 13.4 °C，其餘月份溫度皆高於 20°C。可溶解有機碳 (S_bOC) 濃度介於 1.14-6.71 mg L⁻¹，在 2024 年 1 月有最高值，2023 年 6 月與 10 月 S_bOC 濃度為第二與第三高之月份，其餘月份 S_bOC 濃度約為 2 mg L⁻¹。

將月份以四季劃分，3-5 月為春季，6-8 月為夏季，9-11 月為秋季，12-2 月為冬季，水質於四季間之差異如圖 32 所示。pH 值平均值最高者為秋季，為 7.56±0.29，最低之季節為春季，其 pH 值為 6.64±0.43，四季間秋季顯著高於冬季 ($p<0.05$)，冬季顯著高於春季 ($p<0.05$)，夏季與秋、冬兩季無顯著差異 ($p>0.05$) (圖 32 (a))。

鹽度四季間之差異以圖 32 (b) 表示。根據統計檢定後之結果，四季間之中位數並無存在顯著差異 ($p>0.05$)。鹽度平均值最高之季節為秋季，其鹽度為 8.21±6.18，最低平均值出現於夏季，其值為 2.00±1.79。

溫度四季間之差異以圖 32 (c) 表示。四季間春、秋兩季之溫度中位數顯著高於冬季，夏季與其他三季無顯著差異 ($p>0.05$)。四季中最高者為秋季，為 26.41±4.72°C，最低者冬季其值為 17.62±5.92°C。

S_bOC 四季之濃度也無顯著差異 ($p>0.05$)，冬季平均值最高，為 3.38±2.55 mg L⁻¹，最低則為春季之 2.06±0.56 mg L⁻¹。藉由過往研究之推論 (Xi et al., 2017)，此結果之成因可能來自於 2023 年冬季正好為基隆河流域雨量較高之時期，造成流域流速較高，沖刷作用旺盛，使得水體中 S_bOC 濃度較高 (經濟部水利署, 2024)。

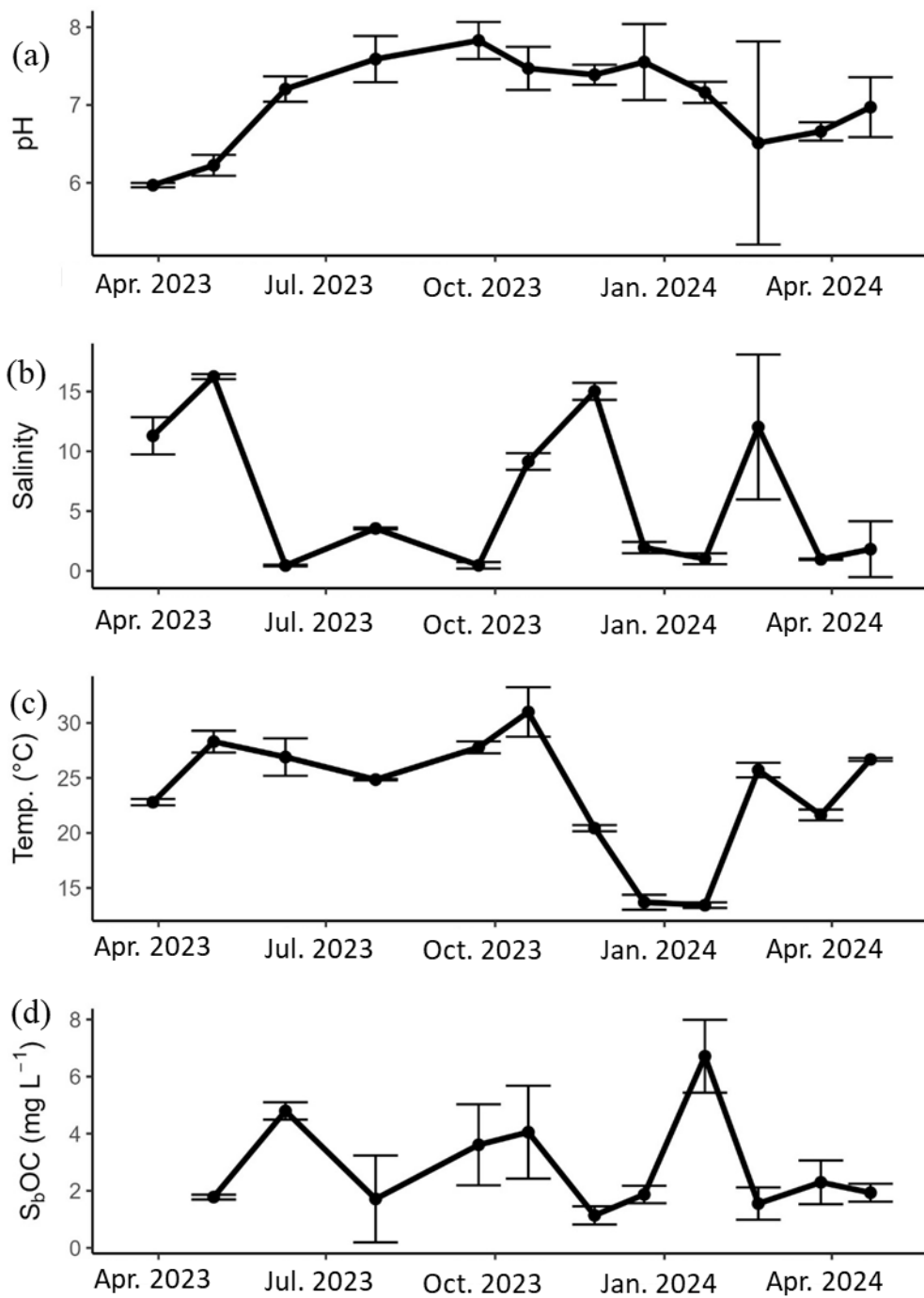


圖 31、水質隨月份之變化

(a) pH 值；(b) 鹽度；(c) 溫度；(d) 可溶解有機碳

折線圖中央圓點為平均值，上下界為一個標準差

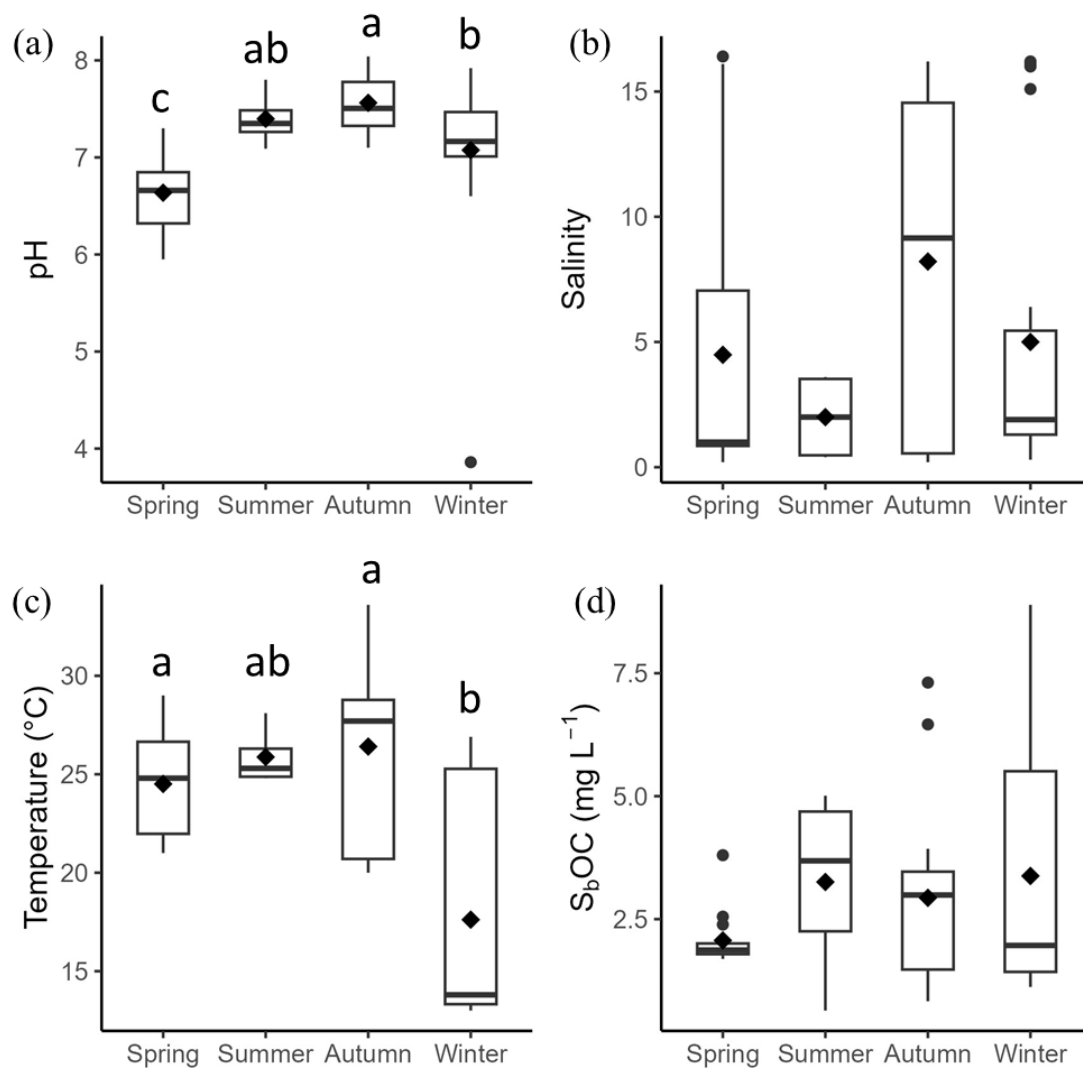


圖 32、水質隨季節之變化

(a) pH 值；(b) 鹽度；(c) 溫度；(d) 可溶解有機碳

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異（(a)： $p < 0.05$ ，(c)： $p < 0.025$ ）；

盒鬚圖中間菱形點為平均值；

圓點為離群值（1.5 倍四份位距（interquartile range, IQR）之外）

將水質依不同樣點畫出盒鬚圖（圖 33），pH 值分布在樣點間之值差異較小，僅 1 號樣點有出現 pH 值為 3.86 之離群值，推測原因為該樣點與抽水站排水口最為接近，堤防內的民生污水排入濕地所致，而藉由單因子變異數分析比較樣點間之 pH 值，結果顯示樣點間平均數無顯著差異（ $p>0.05$ ）。鹽度、溫度、可溶解有機碳在各樣點之差異也較小，K-W 檢定判定各樣點間之中位數無顯著差異。藉由上述 4 個參數之結果，可說明社子島濕地之水質在空間上較均質，推測原因為潮汐所致，每次漲、退潮過程使濕地內水體混合均勻。

若漲退潮使得濕地內部水體較為均質，表示社子島濕地後續若要執行水質量測，樣點位置可以重新規劃，原先假設兩處潮汐入、出流口造成的水質輸出入量測不易，才在濕地內設計多處樣點進行水樣採集，希望讓測得資料足夠空間變異之代表性，若濕地內水質均質，可選擇保留 2、5 號樣點，以及 1 號樣點即可，2、5 號樣點為入、出流口，掌握出入流口便能得知潮汐輸出、輸入的物質含量，1 號點則是抽水站排水口，呈現堤防內民生污水對於濕地之影響。減少樣點可節省監測上人力與時間的花費，並且可以考慮增加設置水體 POC 與大型碎屑之收集網（陳柏宏, 2014）於 2、5 號樣點，與長石粉標記法之結果相比較，能更準確評估潮汐遺留於社子島濕地之物質含量，並比較兩種測量方法的準確性。

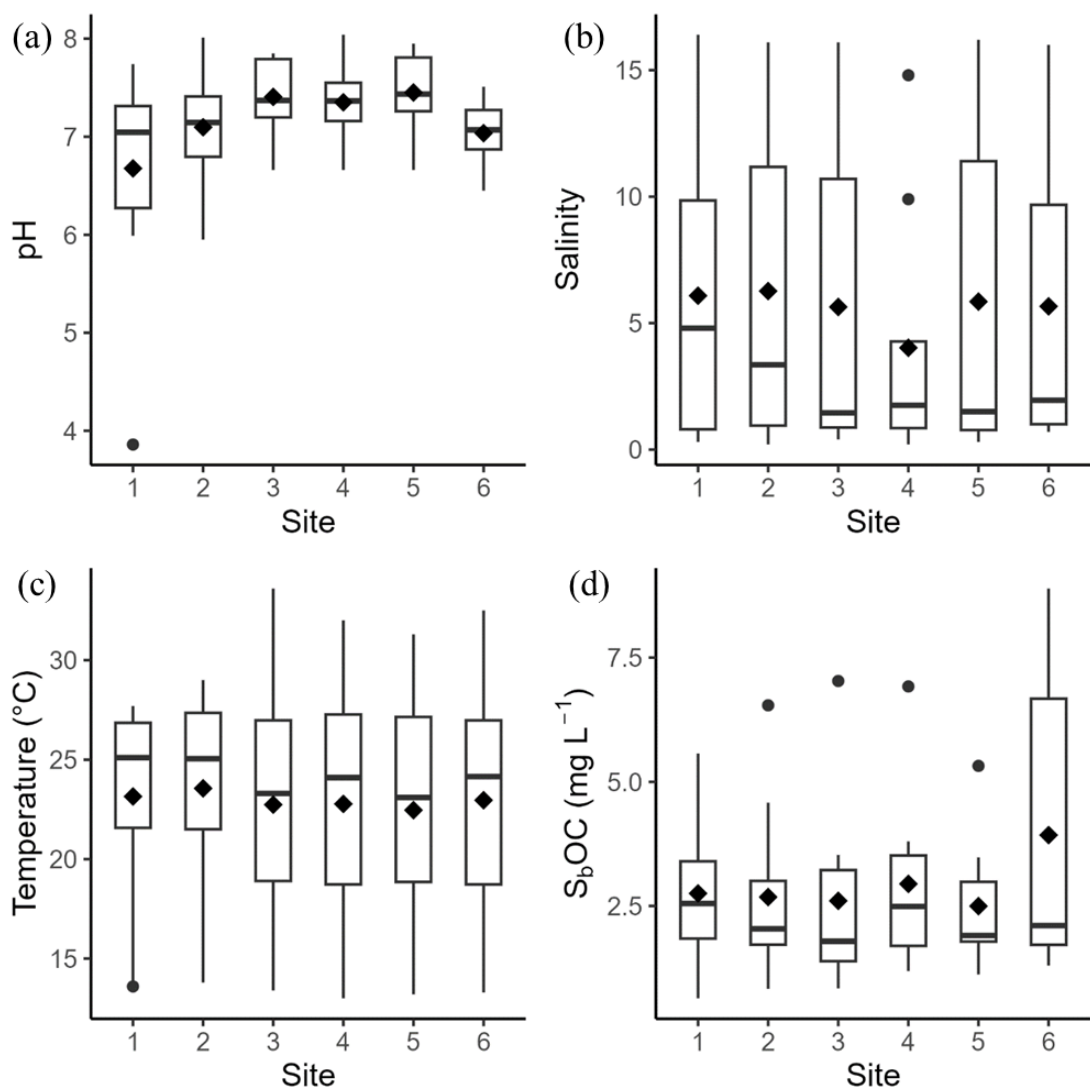


圖 33、不同樣點之水質

(a) pH 值；(b) 鹽度；(c) 溫度；(d) 可溶解有機碳

盒鬚圖中間菱形點為平均值；

圓點為離群值（1.5 倍四份位距（interquartile range, IQR）之外）

接著，以表 11 呈現社子島濕地水中陰、陽離子濃度在四季之值。由於水中離子濃度非常態分布，因此皆先進行排名轉換再進行組間比較，藉由統計檢定，結果僅顯示 Ca^{2+} 於的中位數在四季中存在顯著差異，秋季為全年濃度平均值最高之季節，濃度為 $560.92 \pm 718.00\ mg\ L^{-1}$ ，冬季則是濃度中位數最高之季節，顯著高於夏季 ($p < 0.025$)，其餘二季節與冬、夏兩季無顯著差異 ($p > 0.025$)。其餘離子濃度雖然在季節間無顯著差異 ($p > 0.025$)，不過 Ca^{2+} 、 Cl^{-} 、 K^{+} 、 Mg^{2+} 、 Na^{+} 、 SO_4^{2-} 等海水中常見離子之濃度相當高，此結果與圖 31、圖 32 所呈現的高鹽度相符（表

11)。

NH_4^+ 、 NO_3^- 、 NO_2^- 等無機氮離子濃度於社子島濕地有一定量值，推測有可能觀察到 N_2O 排放。 NH_4^+ 介於 $0.072\text{--}8.91\text{ mg L}^{-1}$ ， NO_2^- 介於 $0.87\text{--}1.35\text{ mg L}^{-1}$ ， NO_3^- 介於 $0.79\text{--}2.12\text{ mg L}^{-1}$ ， NH_4^+ 與 NO_3^- 最高值出現於夏季， NO_2^- 則是於春季有最大值（表 11）。

表 11、水中陰、陽離子濃度隨季節之變化

	Spring	Summer	Autumn	Winter
$\text{Ca}^{2+} (\text{mg L}^{-1})$	110.67 ± 82.96	65.91 ± 76.10	560.92 ± 718.00	203.88 ± 66.46
$\text{Cl}^- (\text{mg L}^{-1})$	6077.54 ± 3484.12	1262.58 ± 777.84	4981.89 ± 3796.22	3482.18 ± 4289.70
$\text{K}^+ (\text{mg L}^{-1})$	94.98 ± 69.99	47.16 ± 6.44	90.87 ± 71.08	65.93 ± 72.46
$\text{Mg}^{2+} (\text{mg L}^{-1})$	313.48 ± 240.67	96.34 ± 62.11	306.69 ± 230.44	175.27 ± 191.79
$\text{Na}^+ (\text{mg L}^{-1})$	1204.16 ± 933.39	681.14 ± 454.51	2432.91 ± 1962.90	1603.52 ± 1768.75
$\text{NH}_4^+ (\text{mg L}^{-1})$	0.072 ± 0.16	8.91 ± 10.41	0.74 ± 1.08	0.34 ± 0.52
$\text{NO}_2^- (\text{mg L}^{-1})$	1.35 ± 1.07	0.87 ± 0.28	1.16 ± 1.34	1.24 ± 2.38
$\text{NO}_3^- (\text{mg L}^{-1})$	0.79 ± 0.71	2.12 ± 1.53	0.98 ± 0.76	1.24 ± 0.44
$\text{SO}_4^{2-} (\text{mg L}^{-1})$	831.92 ± 492.27	262.17 ± 197.24	666.73 ± 512.41	457.05 ± 582.80

4.1.2 土壤理化性質

本研究以 2023 年 9 月 8 日、12 月 21 日與 2024 年 4 月 22 日 3 次於 6 個土壤採樣點所測量之總體密度，取平均視為研究期間社子島濕地之土壤總體密度，其值為 1.18 g cm^{-3} 。其餘理化性質如圖 34 所示，月份間 pH 值介於 5.49-6.67，最低之月份為 6 月。溫度在研究前期僅 2023 年 3 月有測量，研究後期最低溫出現於 2023 年 12 月，最高溫則為 2023 年 9 月與 11 月，一年中溫度介於 $13.7\text{-}27.2^{\circ}\text{C}$ 。

鹽度於月份間之差異較劇烈，2024 年 3 月有最高值，可達 23.3，2023 年 6 月出現最低值 0，該月之外較低月份為 2023 年 5 月、9 月與 2024 年 1 月，剩餘月份之鹽度皆高於 10.0，與水質之鹽度相比圖 31 (b)，兩者月份間之變化趨勢接近 (圖 34 (c))。

含水量研究期間內介於 37.3-85.4%，含水量較高之月份，測得土壤鹽度較高，推測原因可能為含水量高表示有更多土壤孔隙水，在後續風乾、研磨後，每克乾土所含有之鹽度隨之提升 (圖 34 (d))。

氧化還原電位於研究期間介於 -254 至 328 mV，除最高與最低月份，其他月份之電位約為 -100 mV，說明研究場域之土壤屬於厭氧狀態，但並未達表 1 所述適合 CH_4 、 N_2O 產生的專性厭氧狀態，溫室氣體排放可能較不明顯，推測營造此氧化還原狀態之成為研究場域之半日潮，一日二次的漲、退潮使得場域內大部分面積在乾潮位時有機會暴露於大氣中 (圖 34 (e))。

可溶解有機碳濃度在研究期間介於 $0.15\text{-}3.78 \text{ mg g soil}^{-1}$ ，藉由圖 34 (f) 可看到 2023 年 6 月為 S_bOC 濃度最高之月份，其餘月份濃度皆低於 $0.40 \text{ mg g soil}^{-1}$ ，推測原因同樣為含水量所致，正好該月為含水量最低之月份，每克乾土所含有可溶解有機碳濃度因含水量下降而提升 (圖 34 (f))。

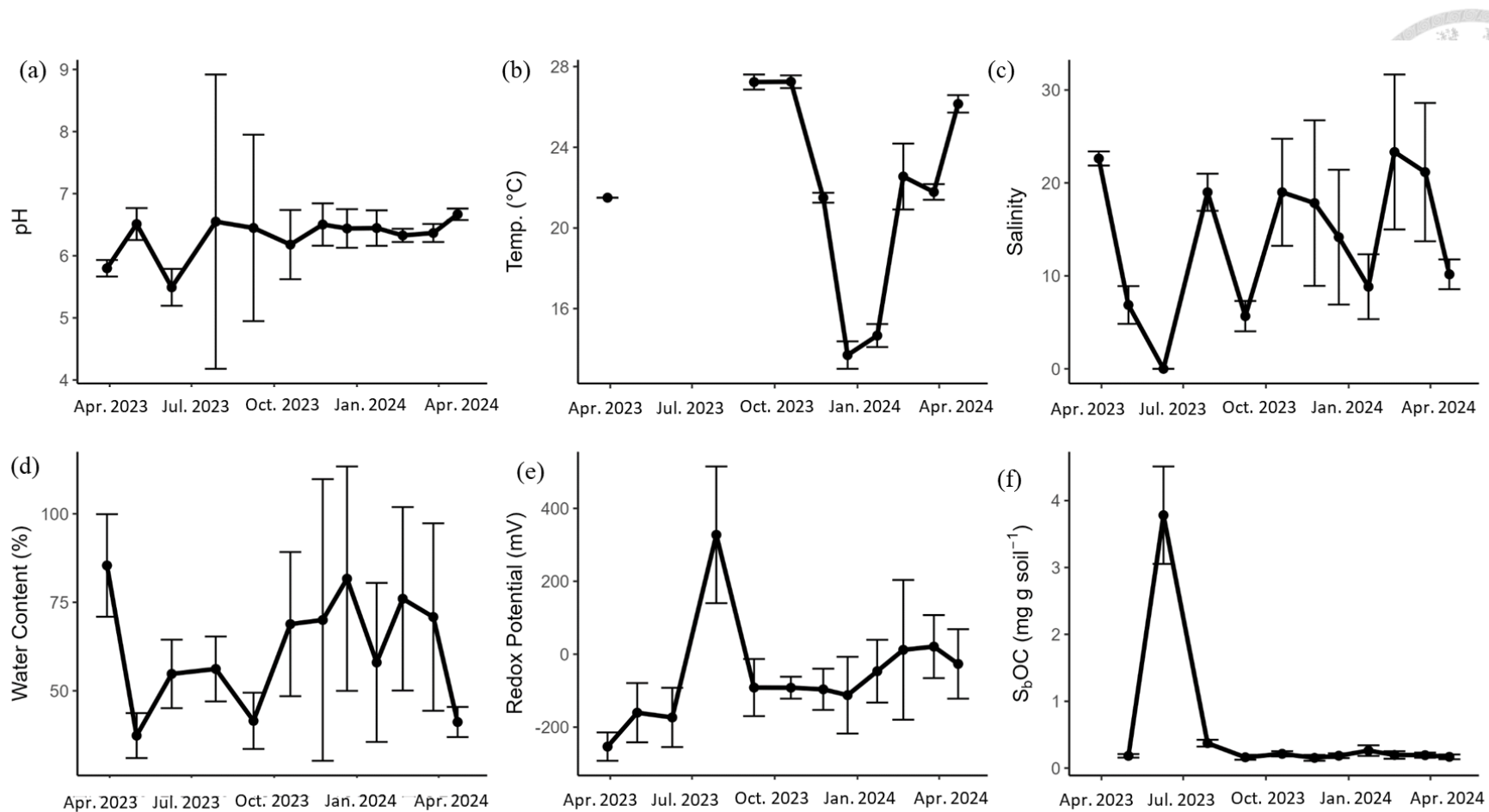


圖 34、土壤理化性質隨月份之變化

(a) pH 值；(b) 溫度；(c) 鹽度；(d) 含水量；(e) 氧化還原電位；(f) 可溶解有機碳

折線圖中央圓點為平均值，上下界為一個標準差

將土壤理化性質依不同季節劃分作出盒鬚圖（圖 35），pH 值之中位數在四季間無顯著差異（ $p>0.05$ ），最低之季節為夏季的 6.02 ± 1.62 ，其餘月份平均值較接近，約為 6.40。溫度方面，由於未測量月份正好為夏季，因此夏季溫度無資料，其餘季節存在顯著差異（ $p<0.05$ ），春季與秋季顯著高於冬季（ $p<0.025$ ），冬季之溫度為 $17.0\pm4.20^{\circ}\text{C}$ ，春季為 $24.0\pm2.69^{\circ}\text{C}$ ，秋季為 $25.3\pm2.80^{\circ}\text{C}$ 。

鹽度在不同季節無顯著差異（ $p>0.05$ ），夏季為鹽度最低之月份，其值為 9.5 ± 10.5 ，冬季與春季並列鹽分最高之季節，分別為 15.4 ± 8.8 與 15.4 ± 7.8 。含水量四季間也未有顯著差異（ $p>0.05$ ），冬季有最高值 $71.9\pm27.4\%$ ，夏季為最低之季節，其值為 $55.5\pm8.5\%$ 。

氧化還原電位於不同季節無顯著差異（ $p>0.05$ ），於夏季有最高值 $77\pm312\text{ mV}$ ，最低值為秋季之 $-93\pm55\text{ mV}$ 。

可溶解有機碳濃度在夏季有最高值 $2.08\pm1.92\text{ mg g soil}^{-1}$ ，秋季為濃度最低之季節，僅 $0.18\pm0.05\text{ mg g soil}^{-1}$ ，在四季間有顯著差異（ $p<0.05$ ），夏季顯著高於其餘三個季節（ $p<0.025$ ）。

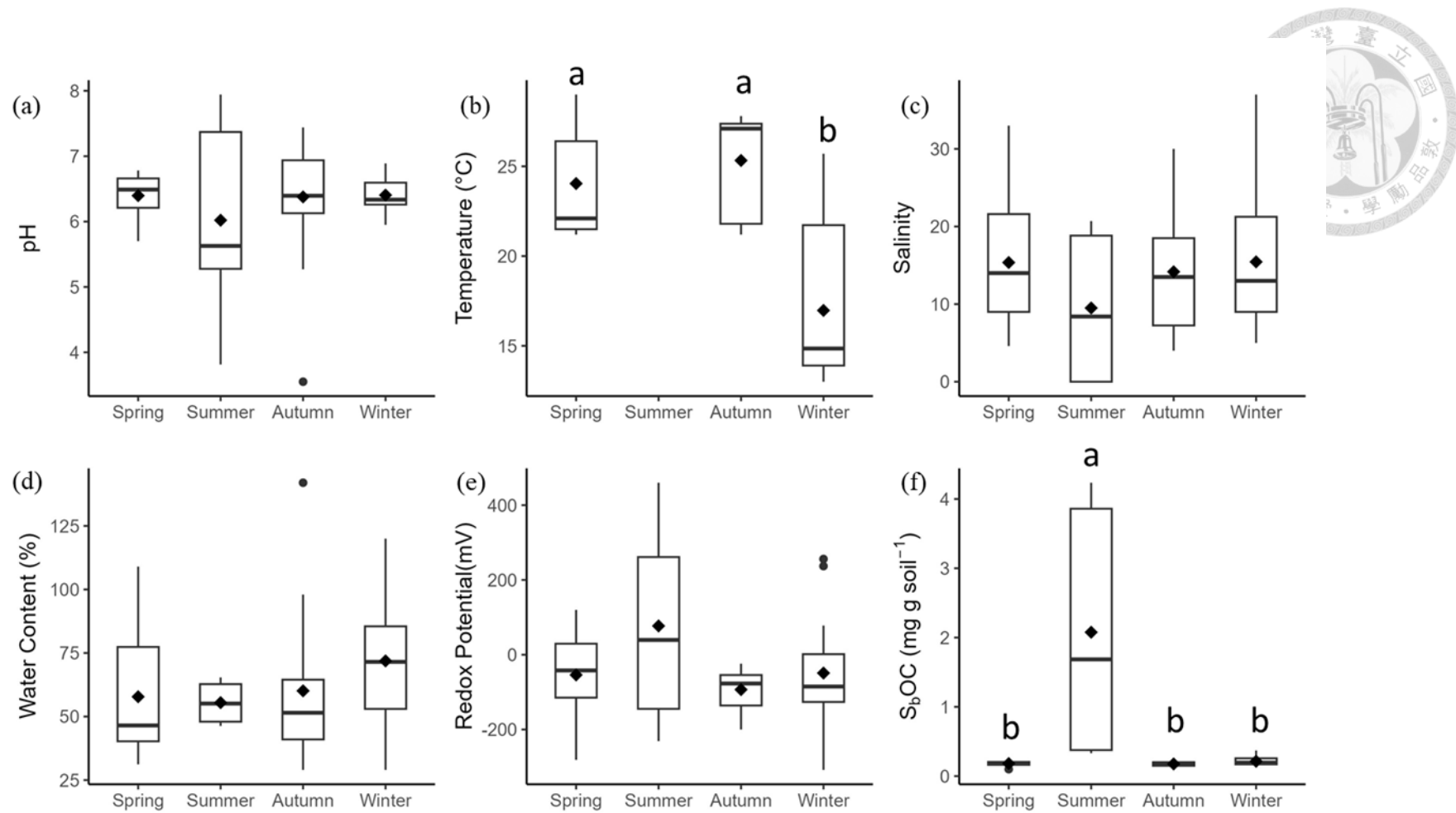


圖 35、土壤理化性質隨季節之變化

(a) pH 值；(b) 溫度；(c) 鹽度；(d) 含水量；(e) 氧化還原電位；(f) 可溶解有機碳

註：小寫英文字母不同代表組別中位數在事後檢定呈顯著差異 ($p < 0.025$)；

盒鬚圖中間菱形點為平均值；圓點為離群值 (1.5 倍四份位距 (interquartile range, IQR) 之外)

接著將土壤理化性質依據樣點劃分進行探討（圖 35）。pH 值於 1 號樣點之中位數顯著低於 2、3、4 號樣點（ $p<0.025$ ），1 號點之 pH 值 5.65 ± 0.98 ，其餘樣點則皆高於 6.30，此結果之成因可能為抽水站之放流口所致，由放流口放流之堤防內污水偏酸性，導致此區域土壤之 pH 值較低。

溫度在不同樣點間之中位數無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高溫為 1 號與 5 號樣點並列，分別為 $22.2\pm5.0^{\circ}\text{C}$ 與 $22.2\pm5.5^{\circ}\text{C}$ ，最低溫之樣點為 6 號點之 $21.7\pm5.0^{\circ}\text{C}$ ，差距十分微小。

鹽度在不同樣點間之中位數無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高者為 6 號點之 18.2 ± 8.8 ，最低為 4 號點之 11.2 ± 7.5 。

含水量在不同樣點間之中位數有顯著差異（ $p<0.05$ ），5、6 號樣點顯著高於 4 號（ $p<0.025$ ），含水量最高之 6 號點其值為 $82.1\pm35.8\%$ ，最低之 4 號點其值為 $38.1\pm6.03\%$ 。

氧化還原電位在不同樣點間之中位數同樣有顯著差異（ $p<0.05$ ），2 號點顯著高於 6 號點（ $p<0.025$ ），其值分別為 $-24\pm143\text{ mV}$ 與 $-142\pm77\text{ mV}$ 。

可溶解有機碳濃度於不同樣點間之中位數有顯著差異（ $p<0.05$ ），1、5 號樣點顯著高於 4 號點（ $p<0.025$ ），最高值之樣點為 2 號樣點，其值為 $0.69\pm1.24\text{ mg g soil}^{-1}$ ，最低之 4 號樣點為 $0.15\pm0.02\text{ mg g soil}^{-1}$ 。

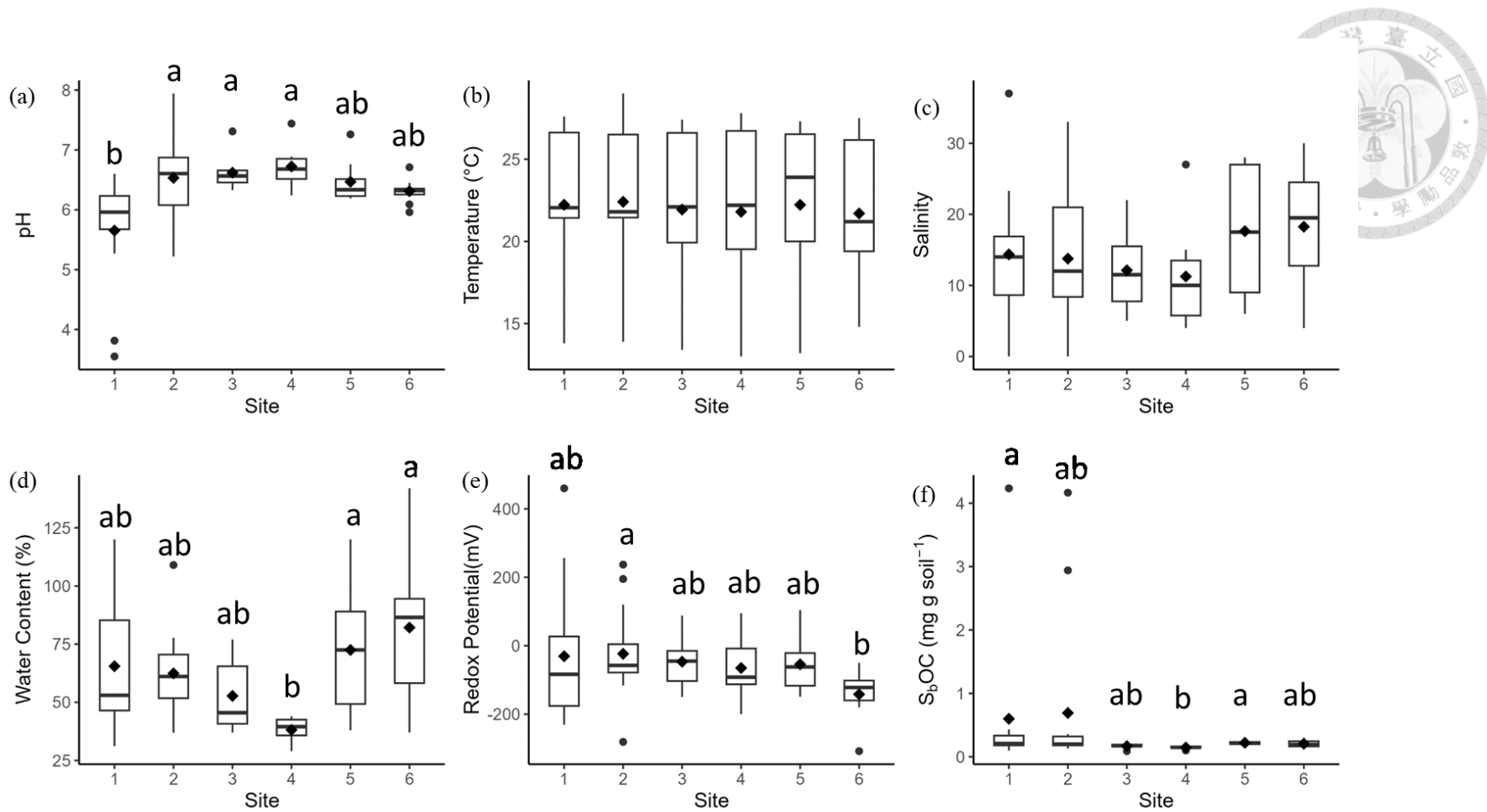


圖 36、不同樣點之土壤理化性質

(a) pH 值；(b) 溫度；(c) 鹽度；(d) 含水量；(e) 氧化還原電位；(f) 可溶解有機碳

註：小寫英文字母不同代表組別中位數在事後檢定呈顯著差異 ($p < 0.025$)；

盒鬚圖中間菱形點為平均值；圓點為離群值 (1.5 倍四份位距 (interquartile range, IQR) 之外)

土壤藉由熱水萃取法進行萃取，並以離子層析儀測量，測得陰、陽離子濃度分成不同樣點與不同季節進行討論，如表 12、表 13 所示。

首先來看不同樣點之土壤陰、陽離子濃度（表 12）， Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 等離子藉由單因子變異數分析，顯示不同樣點間之離子濃度平均數無顯著差異（ $p>0.05$ ），其餘離子排名轉換後透過 K-W 檢驗判定在不同樣點間之離子濃度中位數無顯著差異（ $p>0.05$ ）。土壤之 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 等海水中常見離子濃度較高，無機氮離子僅測得些微 NH_4^+ ，濃度介於 $0.01\text{-}0.02\text{ mg g soil}^{-1}$ ， NO_2^- 、 NO_3^- 則有未檢出之情形。

接著呈現不同季節之土壤陰、陽離子濃度（表 13）， Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 等離子藉由單因子變異數分析，顯示不同季節間之離子濃度平均數無顯著差異（ $p>0.05$ ）。其餘離子排名轉換後透過 K-W 檢驗，僅 Ca^{2+} 、 NO_3^- 濃度之中位數在不同季節間有顯著差異（ $p<0.05$ ）， Ca^{2+} 濃度在秋、冬季顯著高於春季（ $p<0.025$ ）， NO_3^- 濃度則是春季顯著高於秋季與冬季（ $p<0.025$ ）。

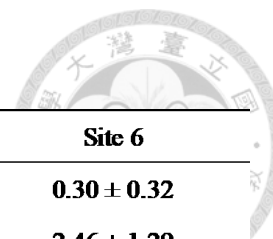


表 12、不同樣點之土壤陰、陽離子濃度

	Site 1	Site 2	Site 3	Site 4	Site 5	Site 6
Ca^{2+} (mg g soil ⁻¹)	0.20 ± 0.21	0.22 ± 0.24	0.15 ± 0.13	0.12 ± 0.10	0.30 ± 0.34	0.30 ± 0.32
Cl^- (mg g soil ⁻¹)	2.23 ± 0.84	2.38 ± 0.97	2.03 ± 0.81	1.60 ± 0.79	2.55 ± 1.27	2.46 ± 1.29
K^+ (mg g soil ⁻¹)	0.12 ± 0.05	0.12 ± 0.03	0.12 ± 0.03	0.10 ± 0.02	0.12 ± 0.03	0.12 ± 0.04
Mg^{2+} (mg g soil ⁻¹)	0.17 ± 0.12	0.14 ± 0.06	0.13 ± 0.06	0.06 ± 0.03	0.14 ± 0.07	0.14 ± 0.07
Na^+ (mg g soil ⁻¹)	1.47 ± 0.63	1.48 ± 0.50	1.39 ± 0.42	1.12 ± 0.38	1.59 ± 0.62	1.54 ± 0.68
NH_4^+ (mg g soil ⁻¹)	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.01
NO_2^- (mg g soil ⁻¹)	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
NO_3^- (mg g soil ⁻¹)	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.01	0.00 ± 0.01	0.00 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
SO_4^{2-} (mg g soil ⁻¹)	1.02 ± 1.47	0.67 ± 0.35	0.56 ± 0.43	0.30 ± 0.16	0.50 ± 0.29	0.55 ± 0.31

表 13、不同季節之土壤陰、陽離子濃度

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Ca ²⁺ (mg g soil ⁻¹)	0.06 ± 0.04	0.18 ± 0.13	0.26 ± 0.31	0.32 ± 0.21
Cl ⁻ (mg g soil ⁻¹)	2.61 ± 0.85	2.32 ± 0.26	1.77 ± 1.29	2.20 ± 0.79
K ⁺ (mg g soil ⁻¹)	0.13 ± 0.04	0.13 ± 0.02	0.10 ± 0.03	0.13 ± 0.03
Mg ²⁺ (mg g soil ⁻¹)	0.12 ± 0.06	0.22 ± 0.13	0.12 ± 0.08	0.12 ± 0.06
Na ⁺ (mg g soil ⁻¹)	1.49 ± 0.70	1.52 ± 0.22	1.25 ± 0.54	1.54 ± 0.41
NH ₄ ⁺ (mg g soil ⁻¹)	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.01
NO ₂ ⁻ (mg g soil ⁻¹)	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
NO ₃ ⁻ (mg g soil ⁻¹)	0.01 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
SO ₄ ²⁻ (mg g soil ⁻¹)	0.56 ± 0.36	1.56 ± 2.01	0.51 ± 0.36	0.51 ± 0.25

土壤樣品風乾、細磨後，以元素分析儀測定 TOC、TN 比例，結果如圖 37 所示。TOC、TN 比例皆隨時間逐漸下降。2023 年 4 月之 TOC 比例顯著高於 2024 年 4 月之值 ($p < 0.05$)，TOC 比例於研究期間介於 1.81-2.63 % (圖 37 (a))；TN 方面，2023 年 4 月之值顯著高於 2023 年 10 月、2024 年 1 月與 4 月 ($p < 0.05$)，2023 年 7 月之值也顯著高於 2024 年 4 月 ($p < 0.05$)，於研究期間 TN 比例介於 0.13-0.28 % (圖 37 (b))。

將不同月份之 TOC、TN 比例，藉由 (式 15)、(式 16)，搭配該月份測得土壤含土比以及研究期間之總體密度 (1.18 ton m^{-3})，可得表層 10 cm 土壤碳、氮含量隨時間之變化 (圖 38)。表層土壤碳含量隨時間略微下降，研究期間碳含量最高之月份為 2023 年 7 月的 $19.9 \pm 6.7 \text{ ton ha}^{-1}$ ，碳含量最低之月份為 2024 年 4 月的 $15.1 \pm 2.0 \text{ ton ha}^{-1}$ ，K-W 檢驗結果為不同月份間之碳含量中位數有顯著差異 ($p < 0.05$)，但以 Dunn 檢定搭配 Bonferroni 法校正 p 值進行兩兩月份比較皆無顯著差異 ($p > 0.025$) (圖 38 (a))。

土壤表層氮含量也隨著時間而逐漸下降，從最高的 2023 年 4 月 ($1.77 \pm 0.10 \text{ ton N ha}^{-1}$)，至最低的 2024 年 4 月 ($1.06 \pm 0.13 \text{ ton N ha}^{-1}$)；Tukey 誠實顯著差異檢定判定 2023 年 4 月顯著高於 2023 年 10 月與 2024 年 1 月與 4 月 ($p < 0.05$) (圖 38 (b))。

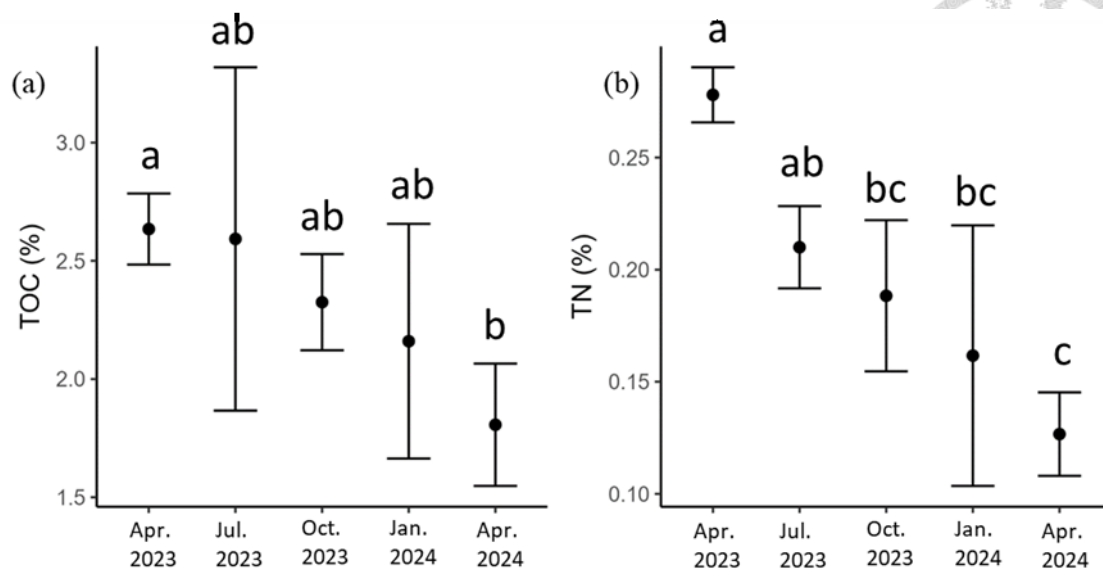


圖 37、土壤 (a) TOC (%)、(b) TN (%) 隨時間之變化

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異 ($p < 0.05$)

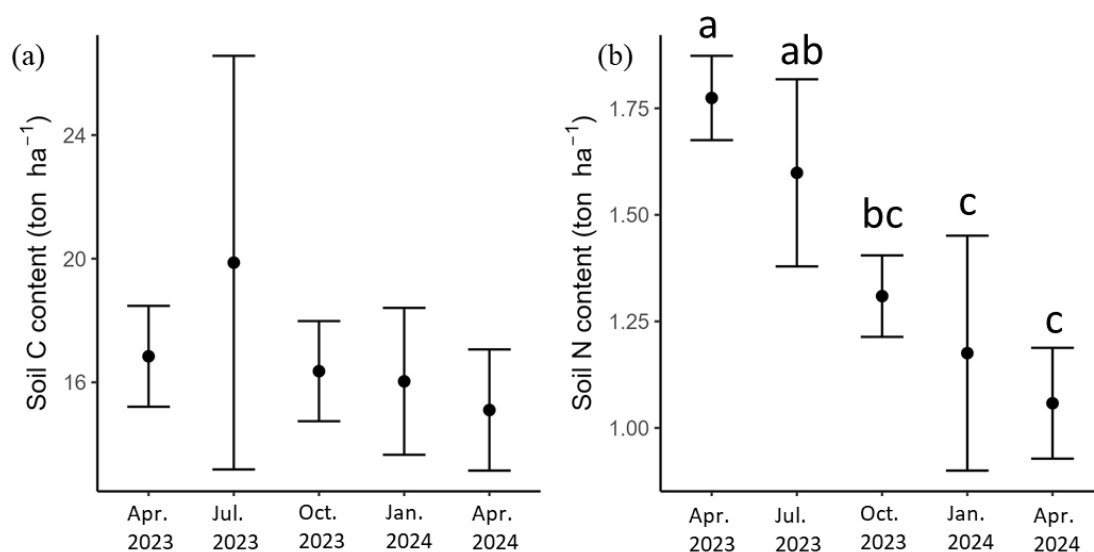


圖 38、(a) 碳含量、(b) 氮含量隨時間之變化

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異 ($p < 0.05$)

2023 年 4 月的採樣日期視作第 0 天，將後續不同月份之採樣日期轉換為與第 0 天相距之天數，將土壤表層碳、氮含量分別對天數作圖，得圖 39。碳含量之變化速率為 -0.0004 day^{-1} ，氮含量之變化速率常數則為 -0.001 day^{-1} ，斜率顯著性僅氮含量隨時間變化之斜率為顯著 ($p < 0.001$)。本研究的土壤表層碳、氮含量年變化為負值，然而過往濕地土壤研究大部分碳含量會隨著時間逐漸累積 (Lane et al.,

2017; Shiau et al., 2019; Yoo et al., 2022) , 為何本研究之結果與其他相似研究較不同有待從其他項目數據來解釋。

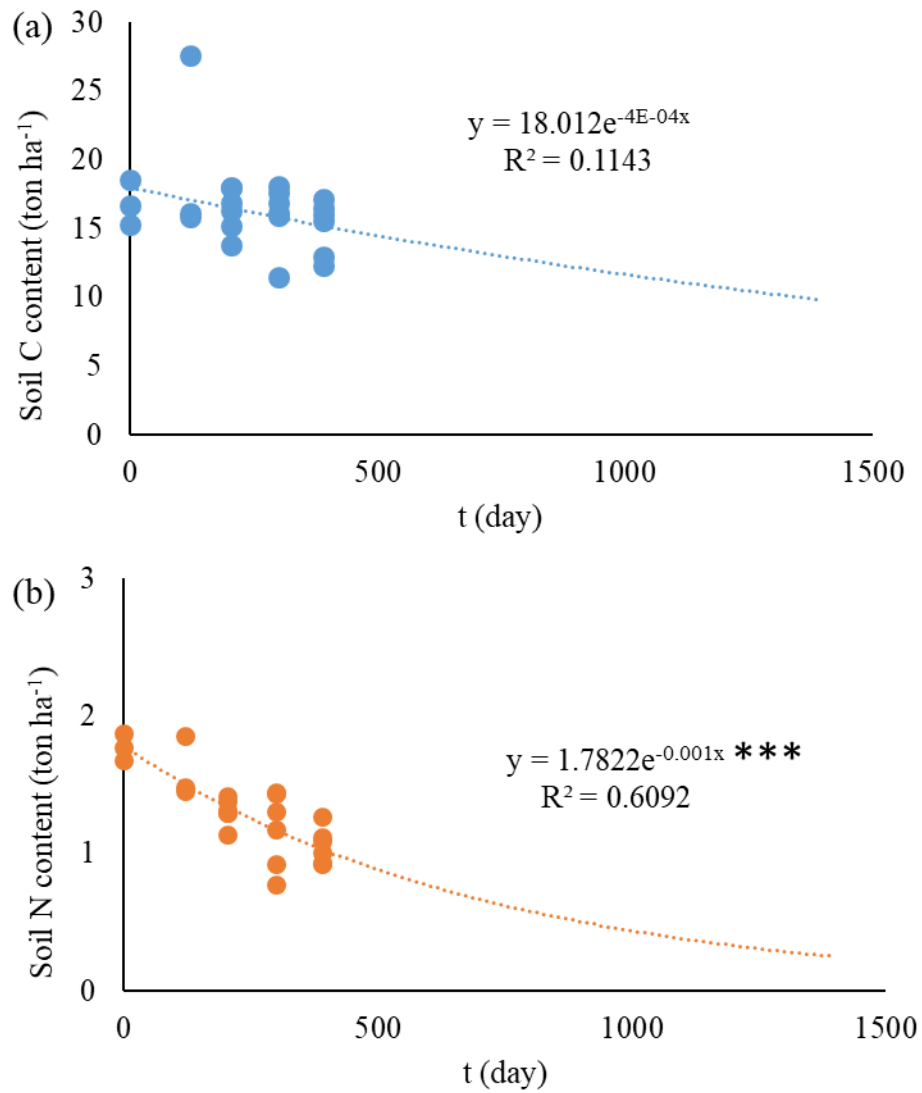


圖 39、土壤 (a) 碳含量、(b) 氮含量對時間之指數回歸分析

***= $p < 0.001$



4.2 溫室氣體通量

4.2.1 土壤交換

首先呈現不透明氣罩測得二氧化碳通量隨月份之變化（圖 40），研究期間通量介於 -60.2 ± 88.0 至 $324.8 \pm 140.6 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最高之月份為 2023 年 5 月，2024 年 2 月測得最低值，除了最低值之月份，大部分月份通量皆呈正值，亦即土壤大部分時間處於排放 CO_2 之狀態。

甲烷方面（圖 41），大部分月份也呈現正通量，表示土壤以排放 CH_4 為主，研究期間通量介於 -114.4 ± 267.9 至 $69007 \pm 116043 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，通量最低之月份為 2024 年 2 月，最高者為 2023 年 6 月。

最後則是氧化亞氮的通量變化（圖 42），由於後期使用光聲譜溫室氣體監測儀才得以測量氧化亞氮，因此數據僅從 2023 年 10 月開始記錄，與前兩種氣體相反，氧化亞氮於研究場域的通量大部分月份皆呈負值，亦即土壤吸收或分解 N_2O ，於研究期間通量介於 -270.4 ± 495.9 至 $20.1 \pm 42.4 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最高之月份為 2023 年 10 月，2023 年 9 月則測得最低值。

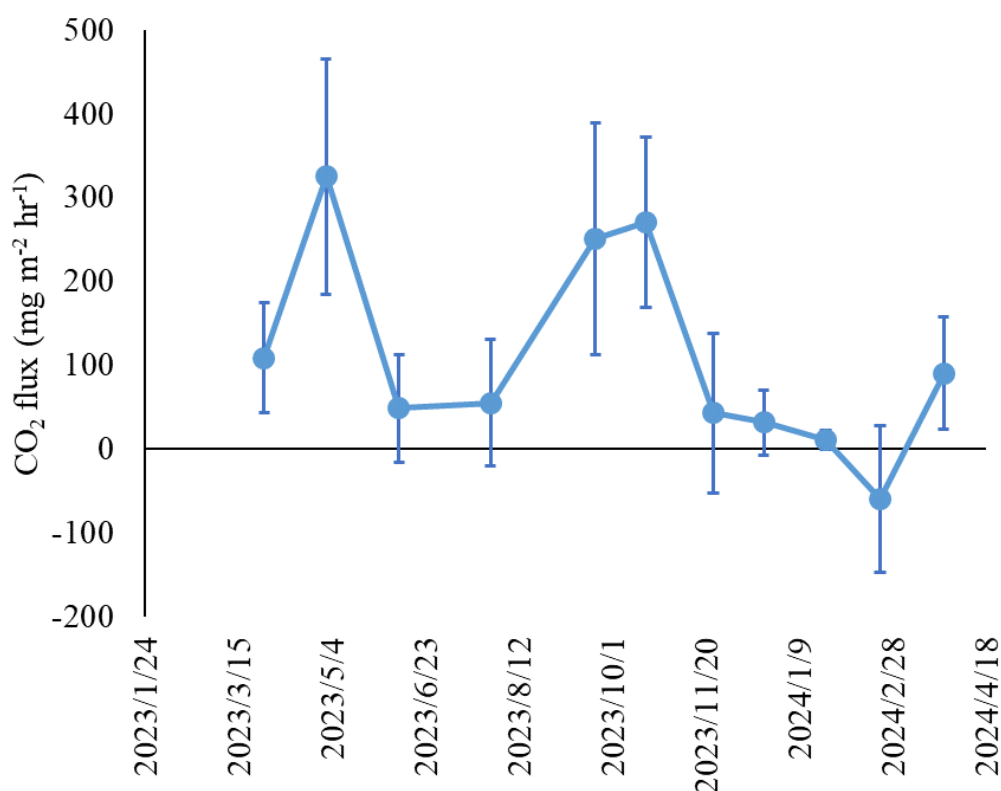


圖 40、土壤二氧化碳通量於不同月份之變化

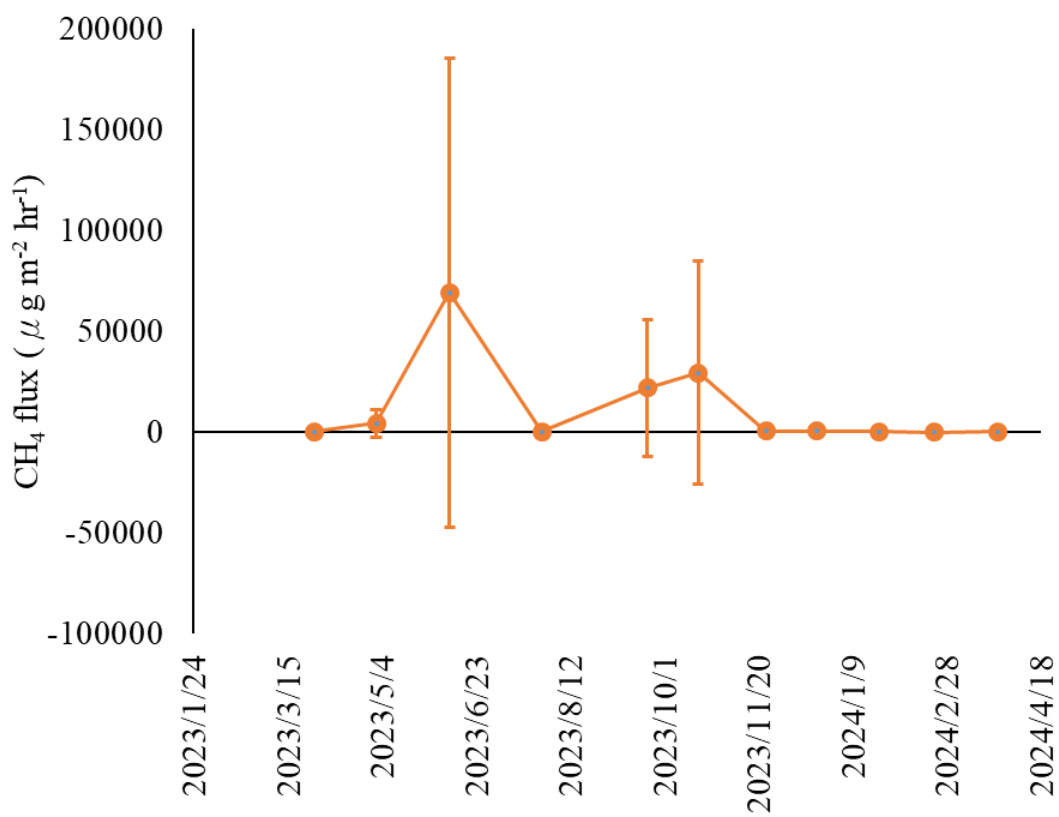


圖 41、土壤甲烷通量於不同月份之通量

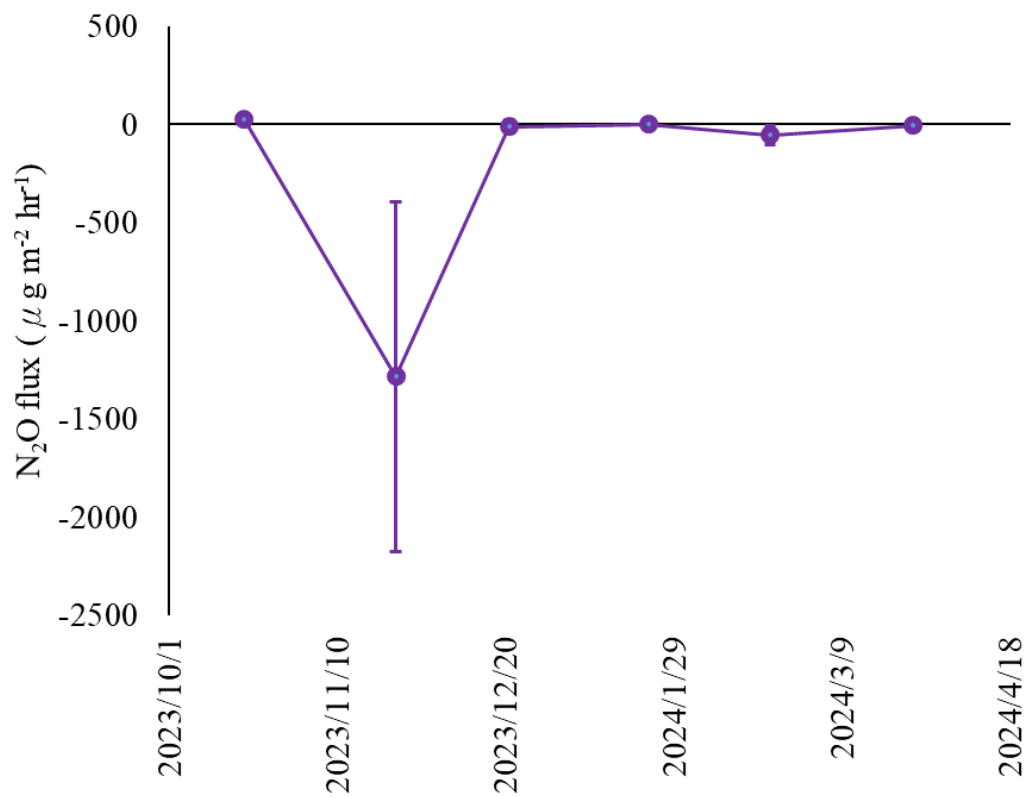


圖 42、土壤氧化亞氮通量於不同月份之通量

將土壤交換之 CO₂、CH₄、N₂O 三種溫室氣體通量，以季節進行劃分（表 14），CO₂ 通量在季節上有顯著差異，春季與秋季顯著高於冬季（ $p<0.05$ ），春季之 CO₂ 通量為四季中最高，為 $165.5 \pm 125.6 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，冬季則是一年當中最底之季節，其值為 $-9.7 \pm 72.1 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。甲烷通量由於不符合常態分布，經排名轉換後季節間中位數無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高值為夏季之 $34523.9 \pm 82553.2 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低值為冬季之 $112.7 \pm 569.0 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。N₂O 通量由於在 2023 年 10 月後才開始量測，因此無夏季之數據，其餘三季無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高值為春季之 $-36.1 \pm 114.6 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低值則是秋季之 $-418.8 \pm 659.3 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。將不同季節之溫室氣體通量平均，可得 CO₂ 平均通量為 $91.9 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，CH₄ 平均通量為 $13193.9 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，N₂O 通量為 $-187.1 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。

表 14、土壤於不同季節之溫室氣體通量

Season	CO ₂ flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	CH ₄ flux (μg m ⁻² hr ⁻¹)	N ₂ O flux (μg m ⁻² hr ⁻¹)
Spring	165.5 ± 125.6 a	3887.1 ± 11135.3	-36.1 ± 114.6
Summer	51.4 ± 62.9 ab	34523.9 ± 82553.2	NA
Autumn	160.2 ± 145.0 a	14251.9 ± 33784.0	-418.8 ± 659.3
Winter	-9.7 ± 72.1 b	112.7 ± 569.0	-106.4 ± 101.6
Avg.	91.9	13193.9	-187.1

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異（ $p<0.05$ ）

4.2.2 生態系統交換

透明氣罩之結果如圖 43 所示，二氧化碳之通量與土壤交換之結果有較大不同，表示研究場域的光合作用旺盛，僅其中一月份通量為正值，通量於研究期間介於-968.5 至 1521.8 $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最高之月份為 2024 年 3 月，最低值於 2023 年 10 月測得。

甲烷通量藉由透明氣罩測得之結果也與不透明氣罩有較大不同圖 44，僅 2024 年 2 月與 3 月為正值，其餘月份則為負值，通量於研究期間介於-11435.3 至 3072.4 $\mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最高之月份為 2024 年 3 月，最低之月份為 2023 年 9 月。

生態系統交換中的氧化亞氮通量與土壤交換之結果較為相似圖 45，大部分時間為負值，表示 N_2O 被土壤吸收或分解，其通量於研究期間介於-289.2 至 45.6 $\mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低之月份為 2023 年 11 月，最高值則於 2024 年 3 月測得。

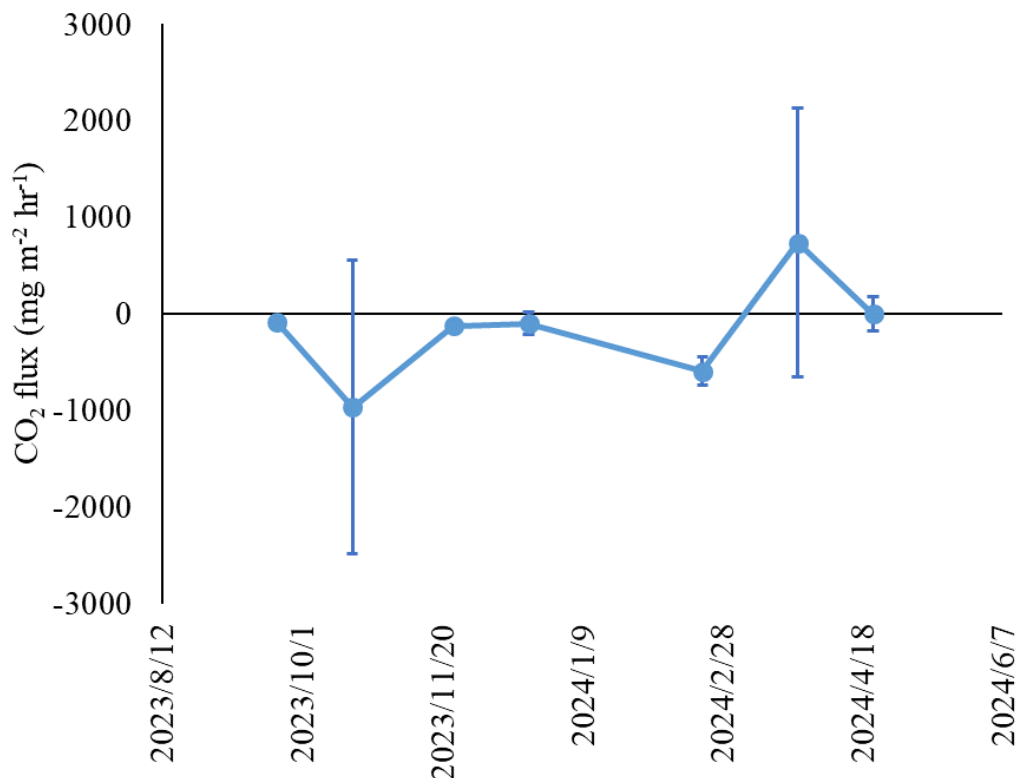


圖 43、生態系統於不同月份之二氧化碳通量

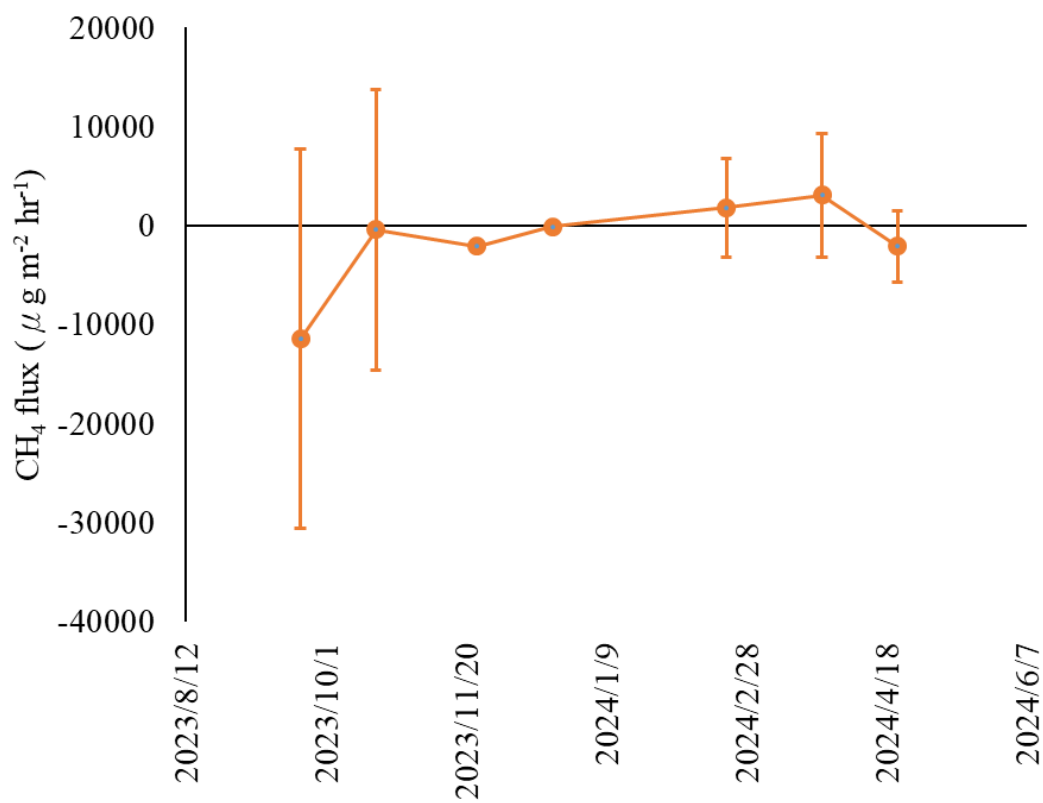


圖 44、生態系統於不同月份之甲烷通量

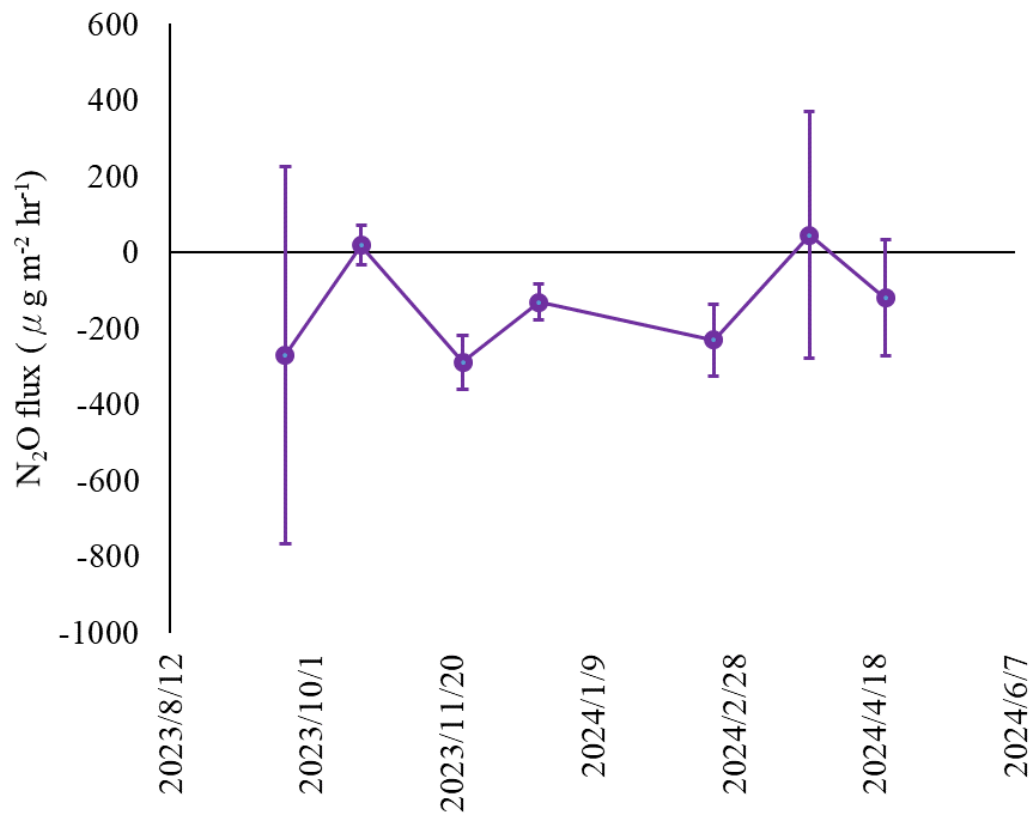


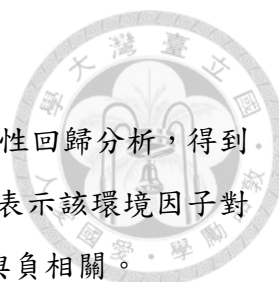
圖 45、生態系統於不同月份之氧化亞氮通量

同樣將生態系統 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體通量以季節劃分（表 15），由於 2023 年 9 月才開始進行生態系統交換量之量測，因此缺少夏季之通量資料。 CO_2 於不同季節間無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高值為春季之 $291.5 \pm 814.5 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低則是秋季的 $-390.6 \pm 876.4 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。 CH_4 同樣在各季節間無顯著差異（ $p>0.05$ ），最高通量發生於冬季，為 $881.2 \pm 3335.1 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低則是秋季的 $-4619.2 \pm 12983.9 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。 N_2O 同樣無季節間之顯著差異（ $p>0.05$ ），最高值為春季的 $-53.4 \pm 214.4 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低為冬季之 $-180.7 \pm 86.7 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。將三種溫室氣體於測得之生態系統通量進行平均，得 CO_2 平均通量為 $-149.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 平均通量為 $-1255.8 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量為 $-138.2 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。

將生態系統交換與土壤交換氣體通量結果進行比較，可以看到 CO_2 通量在生態系統交換低於土壤交換， CH_4 通量同樣是生態系統交換較高，成因可能來自生態系統交換的氣罩內多罩住一株植物，並且使其進行光合作用，導致該範圍 CO_2 被吸收；而甲烷通量於生態系統交換較低之成因，可能來自於植物根系能將氧氣傳輸至土壤中，使土壤從原本厭氧狀態，稍微往好氧狀態改變，導致 CH_4 較易被甲烷氧化菌氧化而減少往大氣之釋放（Fritz et al., 2011; Girkin et al., 2020）。

表 15、生態系統於不同季節之溫室氣體通量

Season	CO_2 flux ($\text{mg m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$)	CH_4 flux ($\mu\text{g m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$)	N_2O flux ($\mu\text{g m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$)
Spring	291.5 ± 814.5	-29.4 ± 4933.9	-53.4 ± 214.4
Summer	NA	NA	NA
Autumn	-390.6 ± 876.4	-4619.2 ± 12983.9	-180.4 ± 292.8
Winter	-348.5 ± 297.4	881.2 ± 3335.1	-180.7 ± 86.7
Avg.	-149.2	-1255.8	-138.2



4.2.3 多元線性回歸分析

將水質、土壤理化參數，與土壤交換之通量結果進行多元線性回歸分析，得到表 16 之結果，表中僅列出呈顯著之因子對應之係數，係數愈高表示該環境因子對於氣體通量之影響程度愈高，係數正負值則可分別對應正相關與負相關。

首先 CO_2 通量與水溫呈正相關，此結果與其他研究指出 CO_2 通量隨溫度上升而提高相同 (Oertel et al., 2016; Wang et al., 2017)，認為此現象之成因在於溫度上升提高微生物的代謝作用，產生更多 CO_2 排放至大氣；pH 值方面，普遍認為最適合產生 CO_2 之土壤值介於 6 至 8 (Wang et al., 2022)，在本研究觀察到 pH 值與 CO_2 通量呈正相關之原因可能在於研究場域的土壤 pH 值 6.36 正好落在合適範圍中較低之位置；水中 NO_2^- 濃度以及土壤 NH_4^+ 濃度、 NO_2^- 濃度、 NO_3^- 濃度與 CO_2 通量呈正相關，一般認為無機氮含量與 N_2O 通量較直接相關，本研究得出無機氮與 CO_2 通量呈正相關之結果較特殊，推測原因在於土壤碳氮比 (C/N ratio) 於研究場域稍微降低會更適合 CO_2 產生，因此無機氮離子濃度提升促使 CO_2 通量增加； CO_2 通量對於水質之電導度與土壤 Cl^- 濃度則呈現負相關，推測原因在於潮汐帶來的高鹽度海水營造不適合微生物生存之環境，而鹽度愈高正好表示水質電導度、土壤 Cl^- 濃度也會隨之提高。

CH_4 通量方面，與土壤 Mg^{2+} 、水中 SO_4^{2-} 濃度呈顯著負相關，推測此結果之成因來自於海水中富含上述兩種等離子，而多元線性回歸分析的刪除共線性因子步驟將其餘土壤含有離子刪去，僅留下土壤 Mg^{2+} ，海水則剩下 SO_4^{2-} 代替其餘海水離子，一般認為 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Fe^{3+} 等離子會與 H_2 競爭電子受體， NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Fe^{3+} 等離子在厭氧環境下會被優先還原，降低 CH_4 的產生 (Ho et al., 2018)，與本研究最終獲得 CH_4 通量與土壤 SO_4^{2-} 濃度呈負相關之結果相同；另一方面， CH_4 通量與水溫呈正相關，推測原因來自於溫度上升提高產甲烷微生物之活性，進而提高甲烷排放速率。

N_2O 通量則僅與土壤 Na^+ 濃度呈負相關，此結果與其他研究之結果較為不同，一般認為土壤鹽度提升會抑制氮氧化作用，並抑制將 N_2O 還原至 N_2 之脫氮菌 (Haj-Amor et al., 2022; Li et al., 2020)；此外，本研究多元回歸分析結果也未發現 N_2O 通量與濕地內無機氮濃度之正相關，此一普遍研究觀察得到之結果 (Chen et al., 2020)，推測原因在於本研究無明顯無機氮濃度梯度，因此無法呈現 N_2O 通量隨無機氮濃度改變而變化。

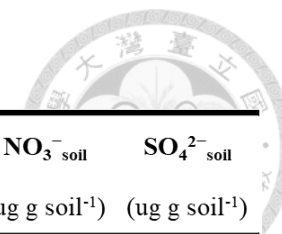


表 16、土壤氣體交換之多元線性回歸分析

	NO_2^- water	EC_{water}	$\text{Temp}_{\text{water}}$	SO_4^{2-} water	pH_{soil}	Na^+ soil	NH_4^+ soil	Mg^{2+} soil	Cl^- soil	NO_2^- soil	NO_3^- soil	SO_4^{2-} soil
GHG	(mg L ⁻¹)	(mS cm ⁻¹)	(°C)			(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)	(ug g soil ⁻¹)
CO ₂ flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	46.4*	-5.2*	16.5***		90.2*		2.9*		-0.1**	121.8*	7.6*	0.3**
CH ₄ flux (μg m ⁻² hr ⁻¹)			1287.6**	-9.9**				-106.7*				
N ₂ O flux (μg m ⁻² hr ⁻¹)						-0.1***						

註: 參數下標 water 表示為水質因子，soil 則為土壤理化因子

* $p < 0.05$, ** $p < 0.01$, *** $p < 0.001$



4.2.4 溫室氣體通量研究之比較

將本研究測得溫室氣體通量分成土壤交換之通量，以及生態系統交換之通量，與其他研究進行比較如表 17 所示。表 17 特別挑選 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 三種溫室氣體皆有測量的研究，並且確認通量數據由氣相層析儀或光譜氣體分析儀測得。

本研究中生態系統交換之三種溫室氣體通量皆為負值，為表中通量最低者，將三種溫室氣體各自乘上 GWP-100 後，加總得到平均二氧化碳當量通量 ($\text{CO}_{2\text{eq}} \text{ flux}$)，其值為 $-221 \text{ mg CO}_{2\text{eq}} \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ；土壤系統交換方面，本研究溫室氣體換算平均 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 通量為 $394 \text{ mg m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。

其餘研究中，溫室氣體通量介於 $47\text{-}619 \text{ mg CO}_{2\text{eq}} \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 之間，最高者為位於加拿大的人工濕地研究 (VanderZaag et al., 2010)，年平均通量可達 $619 \text{ mg CO}_{2\text{eq}} \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，最低為美國北卡羅來納州的半鹹水天然濕地之研究 (Shiau et al., 2016)，年平均通量為 $47 \text{ mg CO}_{2\text{eq}} \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。

比較三種溫室氣體之佔比，可以看到大部分研究中 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 主要貢獻之氣體為 CH_4 、 N_2O ，雖然 CH_4 、 N_2O 本身通量量值不高，但高 GWP 使得該溫室氣體成為不可忽視的問題，呼應我們於 2.1.4 之陳述。

本研究之溫室氣體通量介於其他濕地研究的數值之間，其中不乏環境條件相似者，說明本研究溫室氣體通量觀測的量值具備可信度；本研究土壤交換與 GHGs 通量相近的 Nag et al. (2017) 淡水濕地研究相比， $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 通量值較高，原因出自於本研究的 CH_4 通量較高，這樣的結果與 4.2.3 中提到海水中的離子較 H_2 優先被還原而降低 CH_4 生成相異，推測成因可能出在本研究不同日期間鹽度差異較大，正好幾次測量時碰上鹽度較低之日期，導致 CH_4 通量較明顯，高估年平均排放量 (圖 46)。

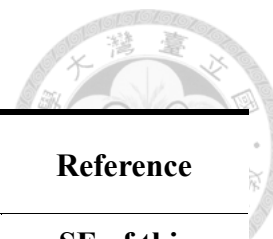


表 17、濕地溫室氣體通量研究之彙整

Wetland type	Climate	Salinity	CO ₂ flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	CH ₄ flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	N ₂ O flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	Total CO _{2eq} flux (mg m ⁻² hr ⁻¹)	Reference
Constructed	Subtropical	Brackish	92	13.2	-0.2	394	SE of this study
			-149	-1.3	-0.1	-211	EE of this study
Natural	Subtropical	Brackish	47	0	0	47	(Shiau et al., 2016)
Natural	Tropical	Saline	19	2.7	0.6	256	(Yang et al., 2018)
Constructed	Tropical	Saline	26	1.7	0.6	236	
Constructed	Temperate	Freshwater	177	9.3	0.7	619	(VanderZaag et al., 2010)
Constructed	Temperate	Freshwater	63	7.7	0.2	326	(Nag et al., 2017)
Lake	Subtropical	Freshwater	39	1.1	0	69	(S. Li et al., 2018)
Paddy	Temperate	Freshwater	201	13.6	0	568	(Naser et al., 2020)

註: CO_{2eq} 使用 GWP-100 換算，CH₄ 之 GWP 為 27，N₂O 之 GWP 為 273；SE: 土壤交換；EE: 生態系統交換

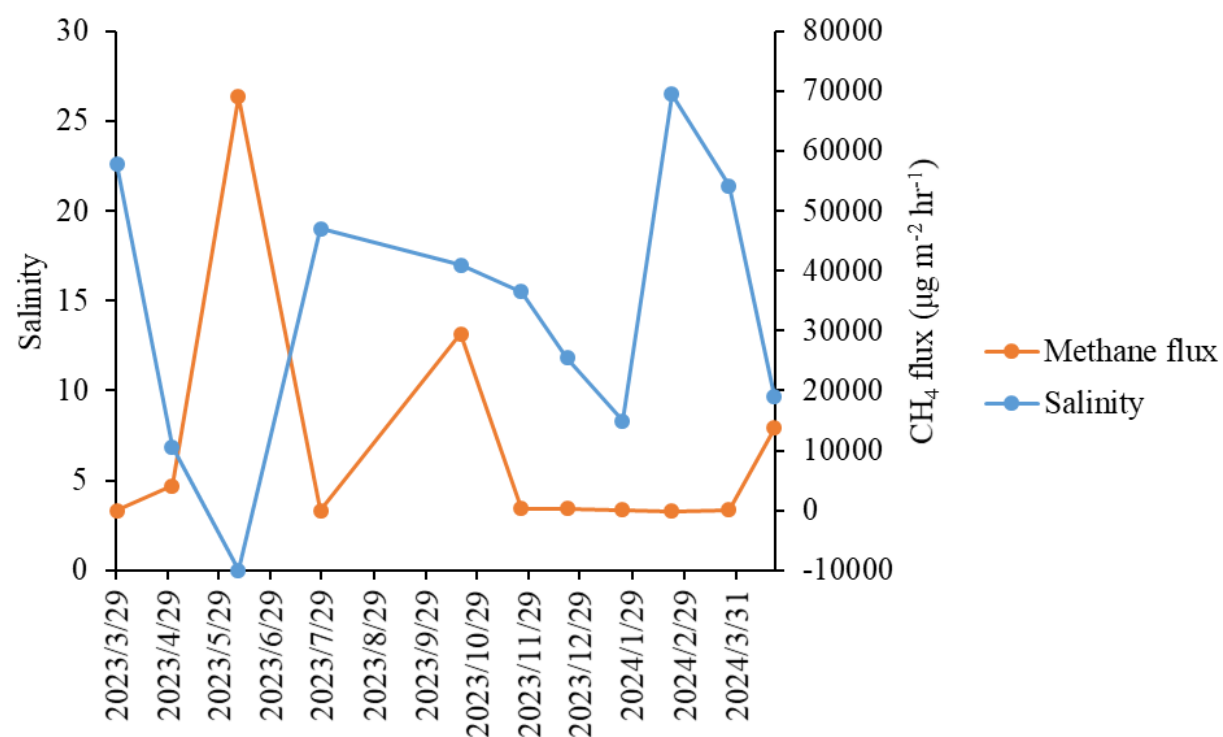


圖 46、鹽度與 CH₄ 通量隨時間之變化

4.3 初級生產量

本研究共採集六次植體，除第一次採集時僅採集地上部植體，後續五次地上部與地下部皆有採集，並且搭配元素分析以得到植體之碳、氮含量。蘆葦生物量之變化如圖 47 所示，地上部生物量在研究期間介於 $0.46\text{--}1.78\text{ kg m}^{-2}$ ，最高之月份為 2024 年 2 月，最低之月份為 2023 年 10 月；地下部生物量之平均值則介於 $1.36\text{--}2.30\text{ kg m}^{-2}$ ，最高月份為 2024 年 4 月，最低月份為 2023 年 12 月。將地上部與地下部加總，其值最低之月份為 2023 年 10 月 ($1.96\pm0.35\text{ kg m}^{-2}$)，最高之月份為 2024 年 2 月 ($3.92\pm1.91\text{ kg m}^{-2}$)。

2023 年 7 月至 10 月生物量有明顯下降，而細看只有地上部植物生物量下降，地下部生物量反而上升，因此推測成為在此期間進行的清淤工程加上修剪管理所致。

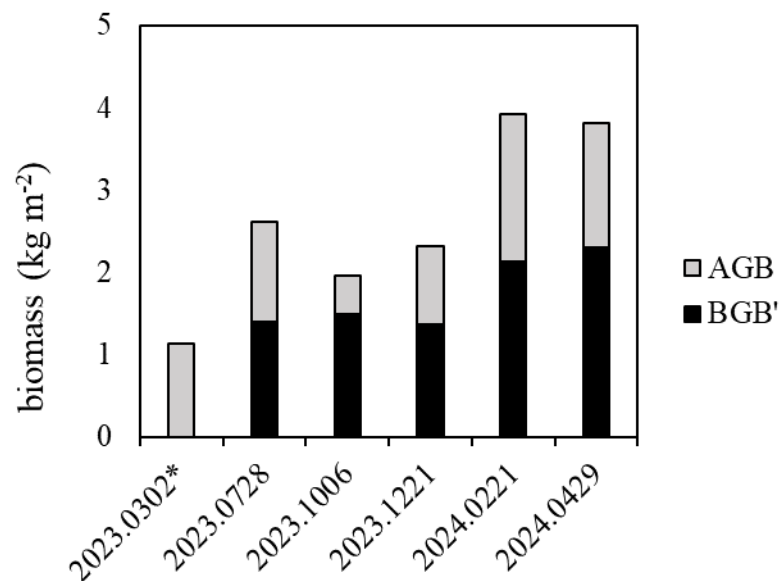


圖 47、蘆葦地上部與地下部生物量隨時間之變化

AGB: 地上部生物量 (above ground biomass) ;

BGB': 實際地下部生物量 (below ground biomass) ;

*:2023 年 3 月僅採集地上部植體，未採集地下部

將蘆葦地上部與地下部分別測量其總有機碳、氮比例，結果如表 18 所示。地上部的總有機碳比例介於 33.6-42.9 %，於 2023 年 7 月測得最高值，2024 年 2 月為最低之月份；總氮比例於研究期間介於 1.2-1.8%，2023 年 7 月測得最高值，2024 年 2 月同樣為最低之月份。地下部植體之總有機碳介於 28.2-49.6 %，於 2024 年 2 月有最高值，最低之月份為 2023 年 10 月；地下部植體之總氮介於 0.6-1.6 %，2023 年 10、12 月與 2024 年 4 月並列最低，最高之月份則為 2024 年 2 月。陳柏宏（2014）於淡水河五股之天然草澤濕地測得蘆葦地上部總碳含量為 44.9%，地下部則測得 44.0%；Wang et al.（2023）於中國山東省的一處人工濕地測得蘆葦總碳比例為 42.2%，總氮則為 2.3%，碳氮比為 18，兩份研究之結果與本研究之數據相去不遠，得以確認本研究數據可信度。

將總有機碳除以總氮得到碳氮比（CN ratio），地上部之碳氮比介於 26.3-32.0，地下部之碳氮比則介於 34.0-71.9。地下部之碳氮比在不同採樣時間有顯著差異，2024 年 4 月顯著高於其他 4 次採樣之值。

表 18、蘆葦地上部及地下部每單位乾重含有總有機碳、氮比例之季節變化

Date	AGB			BGB'		
	TOC (%)	TN (%)	CN ratio	TOC (%)	TN (%)	CN ratio
2023/7/28	42.9 ± 4.1	1.8 ± 0.7	27.4 ± 11.4	33.7 ± 2.8	1.0 ± 0.1	34.0 ± 3.4 b
2023/10/6	40.9 ± 0.4	1.6 ± 0.0	26.3 ± 0.7	28.2 ± 4.2	0.6 ± 0.1	47.0 ± 2.0 b
2023/12/21	40.2 ± 0.6	1.6 ± 0.4	26.3 ± 6.5	29.0 ± 2.3	0.6 ± 0.2	49.5 ± 10.2 b
2024/2/21	33.6 ± 15.6	1.2 ± 0.9	32.0 ± 9.2	49.6 ± 24.1	1.6 ± 1.2	34.5 ± 8.4 b
2024/4/29	42.3 ± 2.5	1.3 ± 0.1	32.0 ± 3.1	38.9 ± 0.9	0.6 ± 0.1	71.9 ± 9.5 a

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異（ $p < 0.05$ ）

AGB: 地上部、BGB: 地下部

接著為了計算含碳量與含氮量的累積速率，取清淤工程後的 2023 年 10 月至 2024 年 4 月之植物採集數據，將地上部與地下部生物量分別乘上每單位乾重含有總有機碳、氮比例，可得蘆葦含碳量與含氮量隨時間之變化（圖 48）。藉由線性回歸分析可得蘆葦含碳量($y \text{ g m}^{-2}$)隨時間($x \text{ day}$)之回歸方程式: $y = 5.0588x + 235.12$ ($R^2 = 0.3587$)，且斜率具顯著性 ($p < 0.05$)，依據此方程式可以得知社子島濕地的蘆葦一年可累積碳量為 1846 g C m^{-2} 。

含氮量方面，藉由回歸分析可得含氮量 ($y \text{ g m}^{-2}$) 隨時間 ($x \text{ day}$) 之回歸方程式: $y = 0.1084x + 11.917$ ，然而方程式之斜率不具顯著性 ($p > 0.05$)，因此改以最後一次採樣之含氮量扣除 2023 年 10 月所測得含氮量，除以兩者相距之天數，換算得到社子島濕地的蘆葦一年累積氮量為 57 g N m^{-2} 。

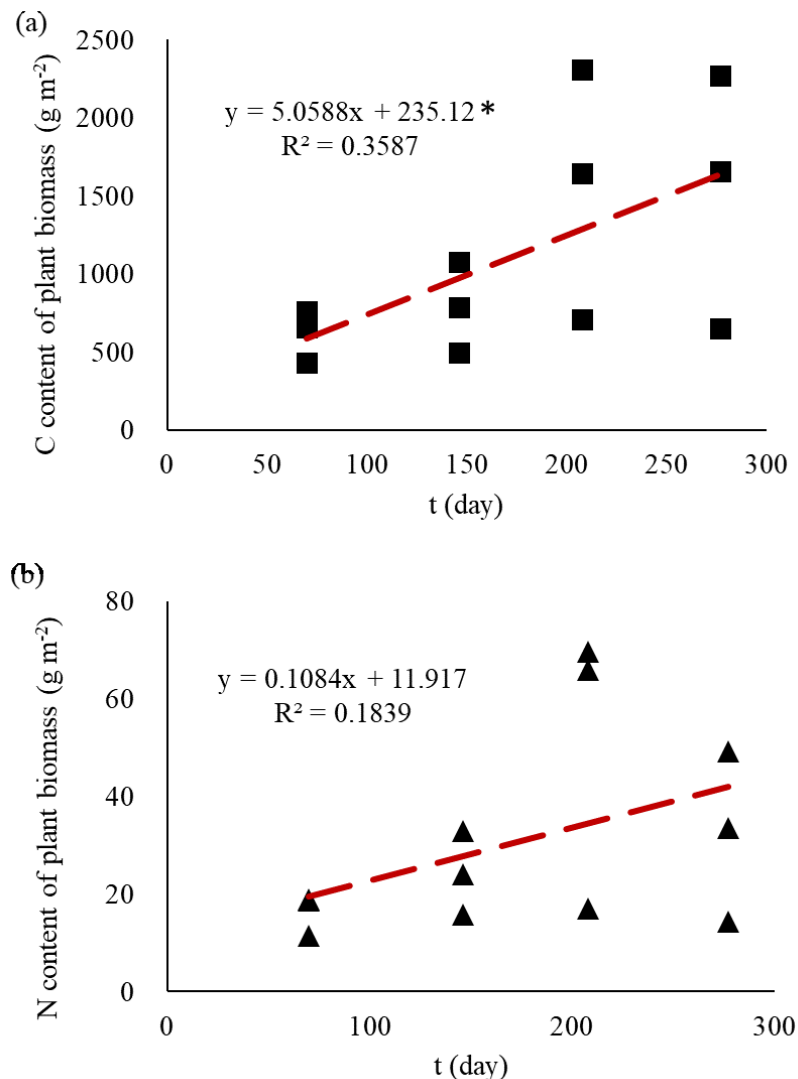


圖 48、蘆葦碳與氮含量之時間變化

*為斜率顯著性 $p < 0.05$

將本研究濕地植物碳、氮儲存速率與相關研究進行比較（表 19），表中碳儲存速率介於 0.52-3.76 kg C m⁻² yr⁻¹，氮儲存速率介於 1.1-165.2 g N m⁻² yr⁻¹，而本研究植物碳儲存速率 1.85 kg C m⁻² yr⁻¹ 位居第二，氮儲存速率 57.0 g N m⁻² yr⁻¹ 同樣位居第二。

濕地類型在表 19 中陳列人工濕地、天然濕地與稻田，人工濕地與天然濕地之碳儲存速率無較大之不同，氮儲存由於研究較少，也較難看出不同型態濕地之差異。而植物的類型差別，木本植物主要為紅樹林，分布於熱帶為主，而植被為草本之濕地則分布較為廣泛，於本彙整表中自副熱帶至溫帶皆有，使得氣候與植物類型兩因子不互相獨立。若單以植物類型進行比較，草本植物之碳儲存速率略高於木本植物，原因可能在於木本植物之測量多半進行於植物已生長多年時，測得生長速率較為平緩，而草本植物較容易量測到新生長之植株，使得碳累積速率較高；至於氮儲存方面，則因為研究筆數較少，較難觀察出草本與木本植物之間的差異。鹽度差異方面，同樣因為紅樹林分布於鹽水區域，草澤於半鹹水或淡水皆有，稻田則位於淡水區域，植物類型與鹽度兩因子不互相獨立，較難單以判斷鹽度高低如何影響碳、氮儲存速率。

表 19、濕地植物碳儲存與氮儲存之研究彙整



Wetland type	Plant Type	Climate	Salinity	C storage rate ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)	N storage rate ($\text{g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)	Reference
Constructed	Herbaceous	Subtropical	Brackish	1.85	57.0	this study
Natural	Herbaceous	Subtropical	Brackish	3.76	陳柏宏 (2014)	
Natural	Woody	Subtropical	Brackish	1.09		
Constructed	Herbaceous	Subtropical	Brackish	0.67	Shiau et al. (2019)	
Natural	Herbaceous	Subtropical	Brackish	0.24		
Constructed	Herbaceous	Temperate	Freshwater	0.80	7.3	Vymazal et al. (2023)
Constructed	Herbaceous	Temperate	Freshwater			de Klein and van der Werf (2014)
Natural	Herbaceous	Temperate	Freshwater	1.19	1.1	Bowden et al. (1991)
Constructed	Woody	Tropical	Saline			Huang et al. (2019)
Natural	Woody	Tropical	Saline	0.80	Yang and Yuan (2019)	
Constructed	Woody	Tropical	Saline	0.61		
Natural	Woody	Tropical	Saline	165.2		Ray et al. (2014)
Paddy	Herbaceous	Temperate	Freshwater		7.1	Saiki et al. (2020)
Paddy	Herbaceous	Temperate	Freshwater	0.52		Naser et al. (2020)



4.4 分解作用

4.4.1 剩餘質量變化

分解袋內剩餘枯落物質量隨時間變化之結果如圖 49 所示，從放置前袋內盛裝 3.0 g 枯落物，於放置 44 天第一次回收秤得質量快速減少，後質量變化趨緩，到最後一次回收剩餘 2.01 ± 0.47 g，實驗過程最低值出現於放置 137 天的 1.98 ± 0.30 g。長條圖上方括號內為樣本數，隨著放置時間愈長，有分解袋破損或遺失情形發生，故樣本數至第 227 天僅剩餘 8 個，除了樣本數隨時間拉長愈少之外，剩餘質量之標準差也隨之增加。

將每個時間點的袋內剩餘質量除以一開始盛裝質量後乘上 100%，得到剩餘質量比例，並將其對時間作圖，可得圖 50。假定枯落物分解作用為一級反應，將剩餘百分比對時間做指數回歸分析，得到回歸方程式為 $y = 88.464 e^{-0.002x}$ ， R^2 為 0.6846，其中 -0.002 即是分解速率常數 k ，單位為 day^{-1} 。

Xu et al. (2023) 同樣使用蘆葦做為分解作用之研究對象，於中國北方一處濕地進行中試尺度之研究，在該研究中於同一面積上放置不同質量之蘆葦枯落物，其中一組枯落物放置密度為 250 g m^{-2} ，與本研究 300 g m^{-2} 之密度相近，該組別測得 $k = -0.002 \text{ day}^{-1}$ ，與本研究測量之分解作用結果相同。Yuckin et al. (2023) 於加拿大安大略省一處草澤進行蘆葦枯落物分解試驗，測得分解常數為 -0.009 day^{-1} ，相較於本研究與前一篇研究分解速率更高，於一年放置後枯落物剩餘質量百分比僅存 26.5%，導致該研究分解較快之原因可能在於其使用的分解袋孔徑為 2 mm，較大分解袋孔徑不只測得微生物分解作用，也同時納入其他小型生物對袋內枯落物之影響 (Chassain et al., 2021)。

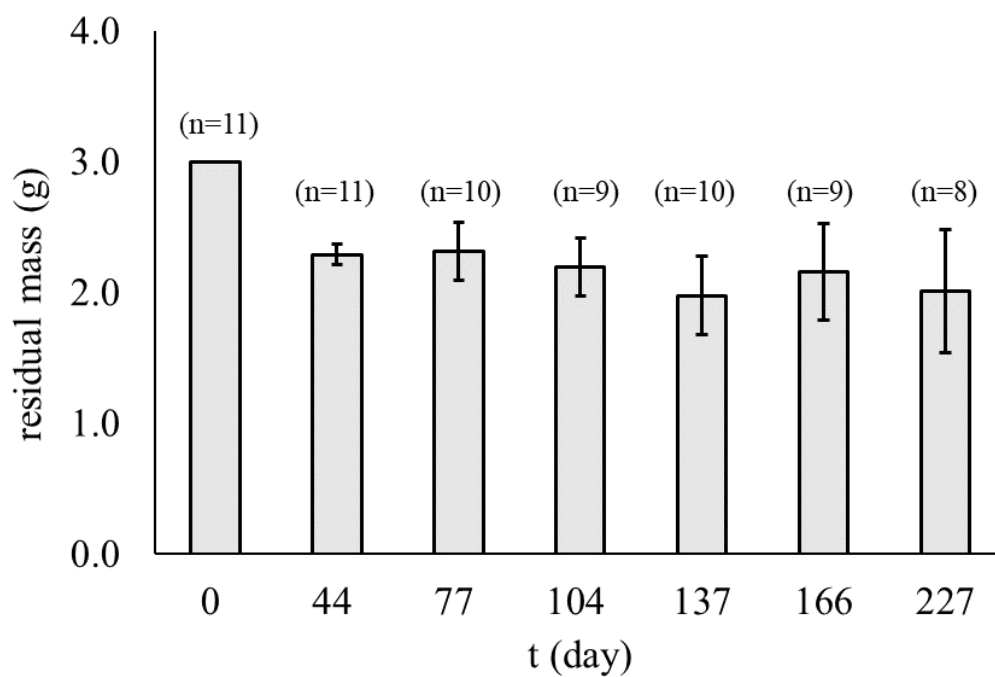


圖 49、分解袋內剩餘質量隨時間之變化

註: 括號內為樣本數，誤差線為±1 標準差

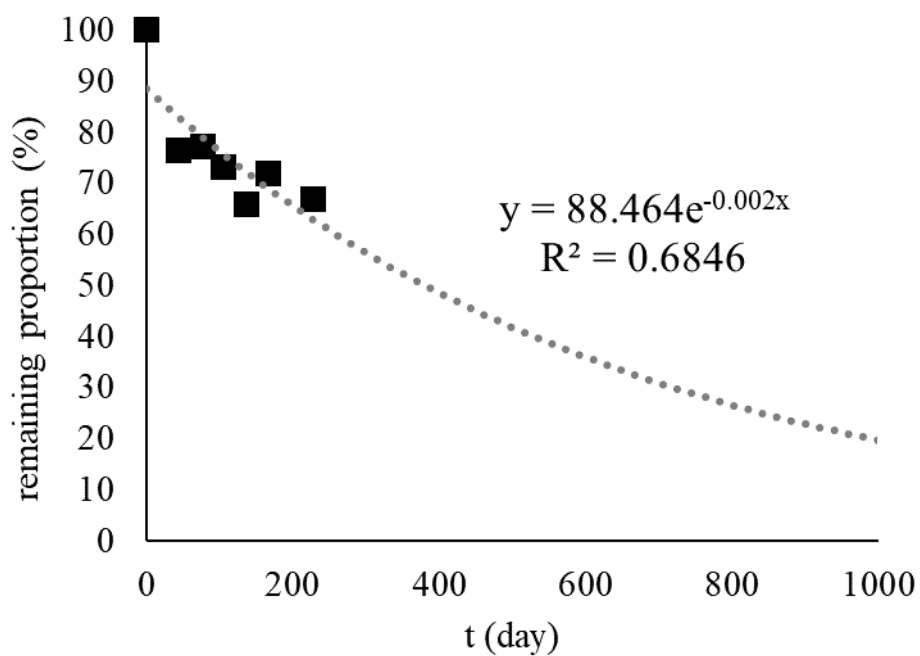


圖 50、分解袋剩餘質量百分比隨時間之變化

分解袋中剩餘枯落物在風乾後細磨，以元素分析儀測定總碳、氮比例，所有枯落物樣品中，總碳比例為 $38.6 \pm 5.0\%$ ，總氮比例則是 $1.1 \pm 0.4\%$ ，碳氮比 35.1 正好為 4.3 中測得地上部與地下部碳氮比之間。接著將不同時間點分解袋剩餘質量，乘上個別總碳、氮比例，並對時間作圖可得圖 51、圖 52，並進行指數回歸分析，然而回歸模型之變異數非同質 ($p < 0.05$)，因此無法使用該回歸模型。計算枯落物留存於濕地系統內之碳量，改以最後一時間點分解袋之碳量除以初始碳量，除以放置天數，乘上 365 日即可得到年留存率，結果為每年有 60% 植物中的碳會留下，氮以同樣方式計算，結果為植物每年 63% 的氮會留存。

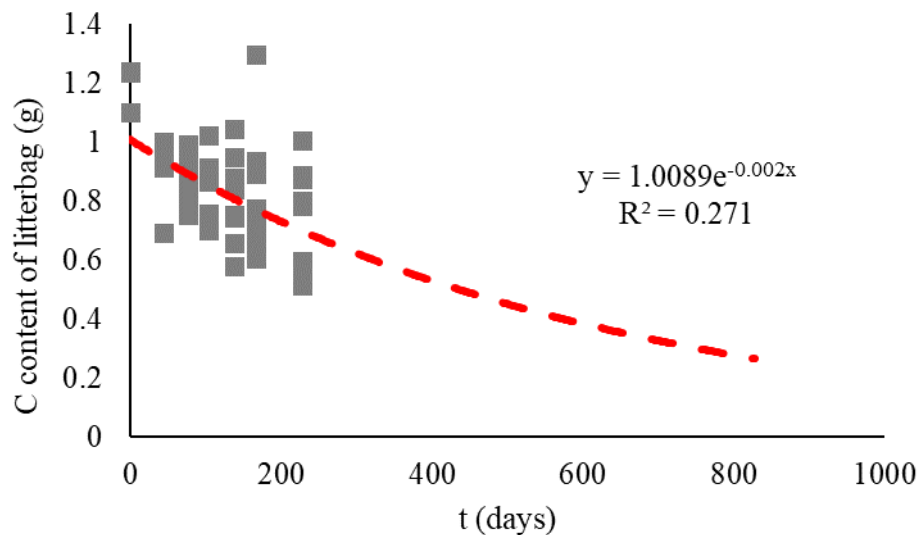


圖 51、分解袋內碳含量隨時間之變化

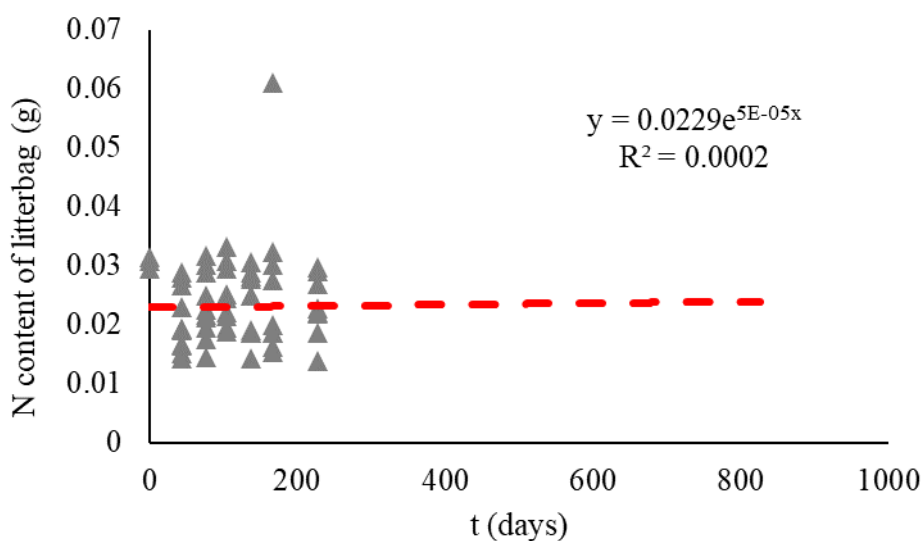


圖 52、分解袋內氮含量隨時間之變化

4.4.2 枯落物易分解與難分解碳氮

接著呈現分解袋內枯落物進行酸水解實驗之結果（圖 53）。首先碳型態變化方面如圖 53（a）所示，難分解碳（RP-C）在第 0 天質量為 0.41 ± 0.10 g，第 227 天剩餘質量為 0.26 ± 0.09 g，難分解碳為分解袋中主要之碳型態；第一型易分解碳（AHPI-C）含量次之，第 0 天時其質量為 0.27 ± 0.01 g，第 227 天剩餘質量為 0.21 ± 0.01 g；第二型易分解碳（AHPII-C）所佔比例最低，於第 0 天為 0.05 ± 0.01 g，最後則為 0.06 ± 0.01 g。將三種型態的碳與加總之碳量（Total-C）對時間做指數回歸分析，AHPI-C、RP-C、Total-C 之回歸方程式皆為顯著（ $p < 0.05$ ），其分解速率常數 k 皆為 -0.002 day^{-1} （表 20）。

氮型態如圖 53（b）所示，占比最高之型態為第一型易分解氮（AHPI-N），第 0 天時其質量為 0.05 ± 0.0008 g，最後為 0.04 ± 0.003 g；第二型易分解氮（AHPII-N）占比次之，於第 0 天為 0.003 ± 0.002 g，第 227 天為 0.003 ± 0.002 g；難分解氮（RP-N）占比為三型態中最低，第 0 天質量為 0.003 ± 0.0002 g，第 227 天為 0.003 ± 0.0004 g。氮於分解袋內質量隨著時間下降，而藉由圖 53（b），可以看到只有 AHPI-N 有較明顯之質量變化，其餘兩種型態質量變化幅度接近 0，說明枯落物中氮的變化主要由 AHPI-N 貢獻。同樣將三種型態氮與加總之氮量（Total-N）對時間做指數回歸分析，僅 AHPI-N、Total-N 之回歸方程式為顯著（ $p < 0.05$ ），其分解速率常數 k 分別為 -0.001 、 -0.0008 day^{-1} （表 20）。

綜合本研究之結果與過往文獻互相比較，Rovira and Vallejo（2002）同樣利用分解袋法進行植物枯落物之分解實驗，使用 *Medicago sativa*、*Eucalyptus globulus*、*Quercus ilex*、*Pinus halepensis* 等植物，置於土壤中進行實驗，其結果發現難分解碳佔總碳之比例隨著時間提高，而本研究 RP-C 所佔總碳比例僅微幅上升，從第 0 天之 47.1% 至第 44 天之 54.5% 為最高，最後 227 天時 RP-C 佔總碳 49.5%；至於氮方面，Rovira and Vallejo（2002）之 RP-N 對於總氮佔比隨著時間同樣提高，佔比在一年的培養後落在 30-50%，對比本研究，RP-N 佔比初始值為 5.0%，227 天後則降低至 4.0%。會有如此差異認為可能原因在於 Rovira and Vallejo（2002）先將植物枯落物研磨至 $200 \mu\text{m}$ ，而本研究只將枯落物裁碎至小於 5 cm，表面積不同導致分解狀況不同。

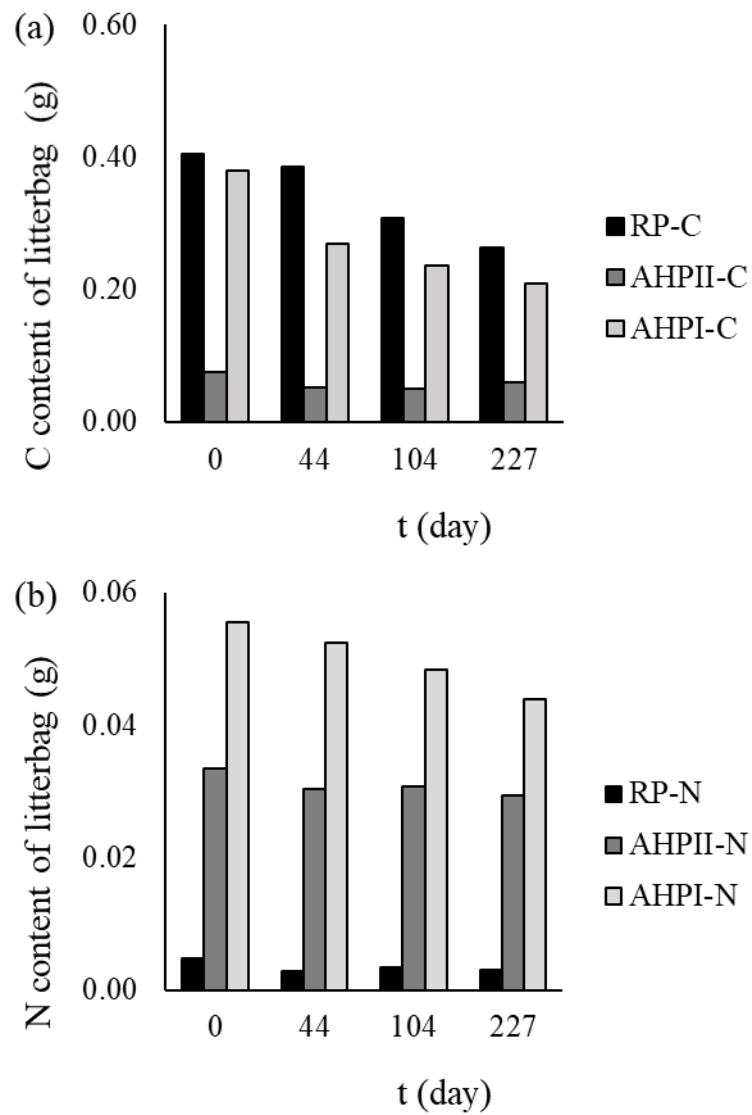


圖 53、分解袋中三種型態碳與氮含量隨時間之變化

(a) 碳含量；(b) 氮含量

RP: 難分解；AHPI: 第一型易分解；AHPII: 第二型易分解

表 20、不同型態碳、氮對時間之指數回歸方程式

	Exponential model	k (day ⁻¹)	P value
AHPI-C	$y = -1.104 e^{-0.002x}$	-0.002	0.0002***
AHPH-C	$y = -2.819e^{-0.0004x}$	-0.0004	0.6733
RP-C	$y = -0.91e^{-0.002x}$	-0.002	0.0104*
Total-C	$y = -0.226e^{-0.002x}$	-0.002	0.0003***
AHPI-N	$y = -2.906e^{-0.001x}$	-0.001	0.0025**
AHPH-N	$y = -3.435e^{-0.0005x}$	-0.0005	0.0908
RP-N	$y = -5.648e^{-0.0005x}$	-0.0008	0.5633
Total-N	$y = -2.400e^{-0.0008x}$	-0.0008	0.0101*

*: $p < 0.05$, **: $p < 0.01$, ***: $p < 0.001$

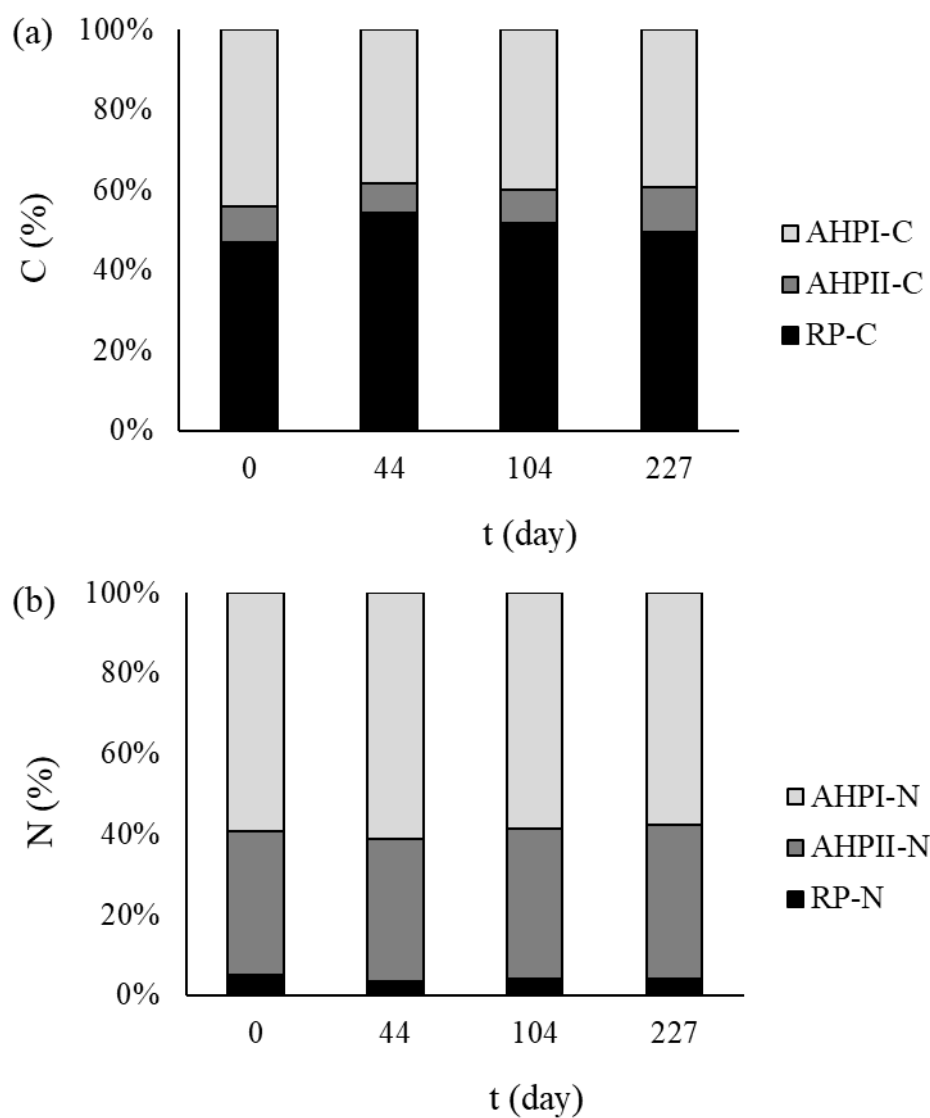


圖 54、分解袋中三種型態碳與氮相對比例隨時間之變化

(a) 碳含量；(b) 氮含量

RP: 難分解；AHPI: 第一型易分解；AHPII: 第二型易分解

由於本研究酸水解後的碳、氮不同型態加總之值，應與 4.4.1 以元素分析儀測得知結果相當，故將不同日期之樣品以不同方法測得之結果整理成表 21 與表 22，並且利用酸水解加總之值除以元素分析儀測得數值，再乘以 100% 得到回收率。結果發現酸水解的三種型態碳加總比元素分析儀測得之總碳還要低，回收率為 72.9%，此結果可能原因為酸水解實驗步驟中造成碳損失，導致最後測得碳比例有所落差表 21。氮方面，元素分析儀測得總氮為 1.08%，酸水解加總之氮比例則是 3.60%，回收率為 338.5%，亦即氮經過酸水解後反而增加，造成此結果之原因推測為氮絕對含量較低，實驗儀器的系統誤差導致最終比例加總與實際值有較明顯之落差。

表 21、元素分析儀與酸水解測得總碳差異

日期	元素分析儀測得 總碳 (%)	酸水解加總 碳比例 (%)	回收率 (%)
2023/9/8	39.8	28.7	72.1
2023/10/22	40.8	30.9	75.7
2023/12/21	37.0	27.2	73.5
2024/4/22	37.8	26.5	70.1
Avg.	38.9	28.3	72.9

表 22、元素分析儀與酸水解測得總氮差異

日期	元素分析儀測得 總氮 (%)	酸水解加總 氮比例 (%)	回收率 (%)
2023/9/8	1.02	3.13	306.9
2023/10/22	0.90	3.73	414.4
2023/12/21	1.15	3.75	326.0
2024/4/22	1.24	3.80	306.5
Avg.	1.08	3.60	338.5



4.5 沉積作用

4.5.1 沉積物測量

社子島濕地之沉積作用狀況如表 23 所示，經過 227 天長石粉標記點之設置，沉積物深度為 3.8 ± 2.4 cm，深度最高為樣點 E 的 7.0 cm，最低為樣點 B 的 1.5 cm，推測沉積深度差異之原因在於 E 點位置靠近出入流口，且高程最低，因此沉積作用明顯，樣點 B 則是位於灘地的斜坡處，高程較高，因此沉積較不明顯。將各個樣點沉積深度除以標記點設置天數 227 天，乘以 1 年 365 天可得沉積速率為 6.0 ± 3.8 cm yr⁻¹。

沉積物總體密度為 1.64 ± 0.5 g cm⁻³，最高為 B 點的 2.21 g cm⁻³，最低為 A 點的 1.15 g cm⁻³。含土比為 59.1 ± 6.1 %，含土比最高之樣點為 B 點（66.7 %），D 點的 51.4 % 為最低。沉積物樣本風乾、細磨後，以元素分析儀測得乾燥沉積物之總有機碳比例為 1.9 ± 0.7 %，總氮比例為 0.2 ± 0.1 %。如第三章研究方法中（式 26）、（式 27）之計算方式，將沉積速率、沉積物總體密度、沉積物含土比相乘可得每年每平方公尺之乾燥沉積物累積重量，再分別乘上沉積物總有機碳、總氮比例可知社子島濕地之碳氮累積速率，沉積作用下 6 個樣點之平均碳累積速率為 967.1 g C m⁻² yr⁻¹，平均氮累積速率為 86.6 g N m⁻² yr⁻¹。

將本研究之沉積速率與其他同樣使用長石粉標記法之研究相比，Mitsch et al. (2014) 美國俄亥俄州的兩個河岸濕地進行量測，其沉積速率分別為 6.6 ± 1.0 cm yr⁻¹ 與 4.5 ± 1.0 cm yr⁻¹，其沉積物之總體密度分別為 0.68 ± 0.1 g cm⁻³ 以及 0.64 ± 0.08 g cm⁻³；Cahoon and Turner (1989) 於美國路易斯安那州的海岸區域針對半鹹水沼澤內的天然渠道與人工運河沉積作用進行量測，測量發現沉積速率介於 0.60 - 0.99 cm yr⁻¹，沉積物之總體密度為 0.10 - 0.18 g cm⁻³。藉由這兩篇文獻之比較，本研究之沉積速率位於兩者之間，沉積物總體密度比兩篇研究較高，推測成因為不同沉積物之來源，以及研究場域距出海口相對高程、坡度差異所導致。

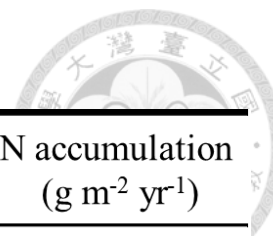
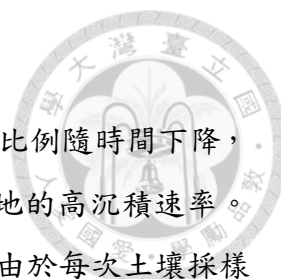


表 23、社子島濕地沉積速率與沉積物性質之量測結果

Site	Sediment depth (cm)	Accretion (cm yr ⁻¹)	Bulk density (g cm ⁻³)	Soil ratio (%)	TOC(%)	TN (%)	C accumulation (g m ⁻² yr ⁻¹)	N accumulation (g m ⁻² yr ⁻¹)
A	2.0	3.2	1.15	63.9	2.9	0.3	679.1	64.0
B	1.5	2.4	2.21	66.7	1.9	0.1	661.2	44.4
C	6.5	10.5	1.24	55.7	2.3	0.2	1664.0	149.0
D	2.5	4.0	2.09	51.4	1.4	0.1	621.9	63.9
E	7.0	11.3	1.24	54.2	2.1	0.2	1620.5	138.0
F	3.0	4.8	1.90	62.7	1.0	0.1	555.9	60.5
Avg.± std.	3.8 ± 2.4	6.0 ± 3.8	1.64 ± 0.5	59.1 ± 6.1	1.9 ± 0.7	0.2 ± 0.1	967.1 ± 524.9	86.6 ± 44.8



4.5.2 表層土壤總碳、氮含量校正

藉由沉積作用之量測，可推測造成 4.1.2 提到土壤 TOC、TN 比例隨時間下降，使得本研究結果與其他濕地研究較為相異，其成因為社子島濕地的高沉積速率。4.1.2 中土壤 TOC 平均值為 2.4%，與沉積物之 1.9% 相比較高，由於每次土壤採樣皆採表層 10 cm，在沉積作用旺盛下，且沉積物之 TOC 比例較低，與土壤混合會稀釋土壤之 TOC 比例，導致測得表層土壤之 TOC 比例會隨時間下降。因此應將土壤扣除沉積物深度，剩餘高度所測得 TOC、TN 比例才是實際土壤之碳、氮含量。

表 24 列出 2024/4/22 表層 10 cm 土壤樣品碳、氮含量（分別為⑤、⑥），目前土壤碳、氮含量由沉積物單位重量含碳、氮量乘以沉積物佔表層 10 cm 土比例，加上實際土壤單位重量含碳、氮量乘以表層 10 cm 內土壤厚度，若以算式表達分別為 $② \times ① \div 10 + ⑦ \times ④ \div 10 = ⑤$ ，以及 $③ \times ① \div 10 + ⑧ \times ④ \div 10 = ⑥$ ，實際表層 10 cm 土壤含碳與含氮量未知（分別為⑦、⑧），但算式中其餘項目皆為已知，便能計算求得⑦、⑧。將校正後的碳含量與校正前相比（⑦、⑤相比），實際的土壤表層碳含量較高，為 $2127.6 \pm 590.2 \text{ g m}^{-2}$ ；校正後的氮含量與校正前相比（⑧、⑥相比），氮含量則些微下降，實際值為 $105.2 \pm 35.8 \text{ g m}^{-2}$ 。

為了要求得表層土壤的碳、氮含量變化速率，需要了解 2024/4/22 之前土壤實際之碳、氮數值，然而社子島濕地之沉積速率高，以本研究的設計也未能確定沉積速率為定值，因此只挑選 2023/9/8 設置長石粉標記點後首次土壤總碳、氮測量日期，即校正 2023/10/19。2023/10/19 之土壤碳、氮含量如表 25 所示，以 2024/4/22 測得之沉積速率線性內插求得 2023/10/19 之沉積高度①，後續以同樣方式進行計算，可得實際碳含量為 $1749.7 \pm 163.8 \text{ g m}^{-2}$ ，氮含量則是 $139.9 \pm 13.4 \text{ g m}^{-2}$ 。將 2024/4/22 校正後之數值扣除 2023/10/19 校正後之數值並除以兩日期相隔天數，可得社子島濕地表層土壤碳含量變化速率為 $741.6 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，氮含量變化速率則是 $-68.1 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，土壤表層碳隨著時間增加，氮則隨時間減少。

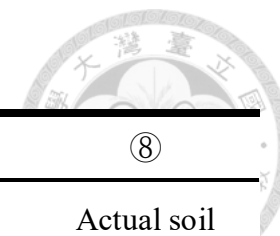


表 24、2024/4/22 土壤表層實際碳、氮含量計算

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	
Sediment			Top 10 cm			Actual soil	Actual soil	
Site	Sediment depth (cm)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)	Soil depth (cm)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)
A	2.0	422.4	52.6	8.0	1301.0	100.7	1520.7	112.7
B	1.5	411.2	36.5	8.5	1710.9	126.7	1940.3	142.6
C	6.5	1034.9	122.6	3.5	1653.6	109.1	2802.6	84.0
D	2.5	386.8	52.5	7.5	1233.9	92.3	1516.3	105.6
E	7.0	1007.8	113.5	3.0	1557.7	93.6	2840.8	47.2
F	3.0	345.7	49.7	7.0	1605.2	112.2	2145.0	139.0
Avg. ±Std.		601.5 ± 326.4	71.3 ± 36.9		1510.4 ± 196.1	105.8 ± 11.9	2127.6 ± 590.2	105.2 ± 35.8

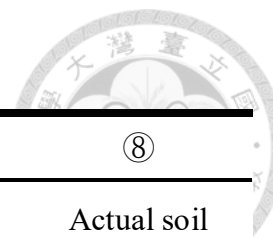


表 25、2023/10/19 土壤表層實際碳、氮含量計算

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	
Sediment			Top 10 cm			Actual soil	Actual soil	
Site	Sediment depth (cm)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)	Soil depth (cm)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)	C content (g m ⁻²)	N content (g m ⁻²)
A	0.4	76.3	9.5	9.6	1798.2	138.3	1869.9	143.7
B	0.3	74.3	6.6	9.7	1795.7	129.8	1848.9	133.6
C	1.2	186.9	22.1	8.8	1687.5	129.8	1892.1	144.5
D	0.5	69.9	9.5	9.5	1631.5	114.2	1713.7	119.7
E	1.3	182.0	20.5	8.7	1519.2	141.9	1719.0	160.0
F	0.5	62.4	9.0	9.5	1384.7	131.6	1454.3	138.1
Avg. ±Std.		108.6 ± 58.9	12.9 ± 6.6		1636.1 ± 162.0	130.9 ± 9.6	1749.7 ± 163.8	139.9 ± 13.4

4.5.3 沉積物易分解與難分解碳、氮

將沉積物樣點兩兩進行分組，一共分成三分組（A 與 B、C 與 D、E 與 F），進行酸水解實驗，測得易分解與難分解碳、氮各自之比例（圖 55）。首先碳方面，RP-C 的占比最高，達 $1.4 \pm 0.1\%$ ，AHPI-C 的占比次之，為 $0.5 \pm 0.1\%$ ，AHPII-C 為最低之型態，僅 $0.1 \pm 0.0\%$ ，三種型態加總，沉積物含碳比例為 $2.0 \pm 0.1\%$ 。

氮方面，三種型態占比與碳大不相同，AHPI-N 的比例最高，為 $0.8 \pm 0.2\%$ ，第二為 $0.5 \pm 0.2\%$ 之 AHPII-N，RP-N 的比例最低，僅 $0.3 \pm 0.1\%$ ，三種型態氮總計比例為 $1.6 \pm 0.4\%$ 。將加總之碳、氮相除，可知沉積物之碳氮比為 1.3。

酸水解後的碳、氮不同型態加總之值，應與 4.5.1 以元素分析儀測得知結果相當，然而酸水解的氮加總為 1.6%，比元素分析儀測得之 0.2% 高出不少；碳加總為 2.0%，雖然幅度較低，不過仍較元素分析儀測得之 1.9% 來得高。有如此差異可能在於採集沉積物時，無法完全去除作為標記之長石粉，長石粉屬無含碳、氮之礦物，若參雜於乾燥沉積物樣品中一同以元素分析儀測定，會使測得總碳、氮較實際值低，而酸水解過程中加酸與過濾等流程，可能得以去除沉積物樣品中的長石粉，使測得數值較接近實際之狀況。

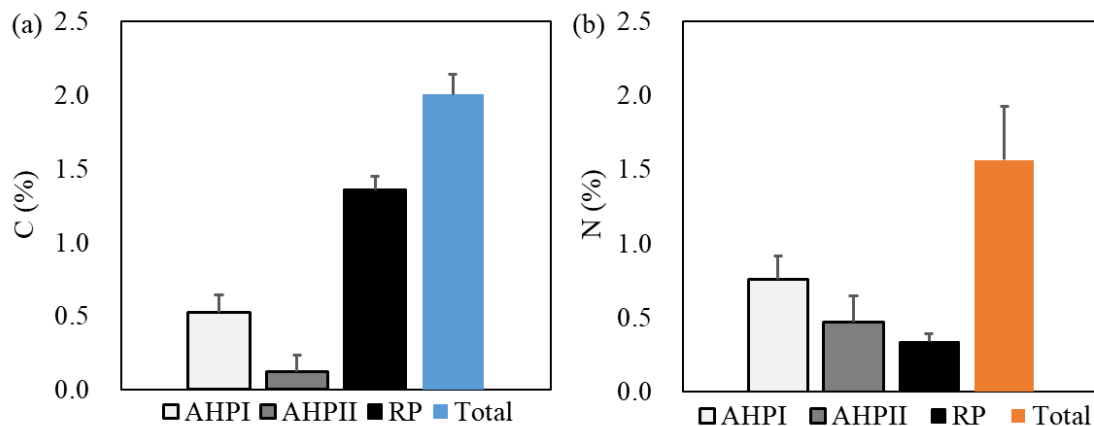


圖 55、三種型態與加總之 (a) 碳、(b) 氮比例

AHPI: 第一型易分解；AHPII: 第二型易分解；RP: 難分解；

Total: 上述三種之加總



4.6 潮汐週期連續監測

4.6.1 測量日期與潮位

本研究挑選四天進行潮汐週期連續監測，詳細背景資料如表 25 所示。前兩次使用高度 150 cm 之不透明靜置氣罩，後兩次使用 10 cm 之不透明漂浮氣罩；使用同一種類氣罩時，兩次監測時段相同，潮汐時間則相反。

表 26、潮汐連續監測日期與相關資料

日期	氣罩類型	潮汐時間		監測時段
2024/4/9	150 cm 高 靜置氣罩	11:13 滿潮	17:39 乾潮	9:45-17:45
2024/4/15	150 cm 高 靜置氣罩	9:57 乾潮	15:34 滿潮	9:30-16:00
2024/4/29	10 cm 高 漂浮氣罩	8:20 乾潮	13:53 滿潮	12:00-17:00
2024/5/8	10 cm 高 漂浮氣罩	10:43 滿潮	17:15 乾潮	12:00-16:00

4.6.2 靜置氣罩測量結果（2024/4/9 與 2024/4/15）

2024/4/9 測量針對退潮過程溫室氣體通量變化。由於氣罩內水位計並無測得水位變化，因此氣罩內部體積固定以氣罩所罩住之 110 cm 高來進行後續氣體通量計算。

根據圖 56 之結果，可以看到氣體通量在時間變化上有不連續之狀況，原因有二種：第一為使用時 PAS 與電腦連接，而電腦在放置一定時間後進入待機模式後連帶影響 PAS 停止紀錄量測數值，發生數據缺漏；第二則因為加裝氣壓平衡裝置，其運作時間使氣罩內部氣體與外界交換，故將該時段濃度變化不列入溫室氣體通量計算。

藉由觀察剩餘時段之溫室氣體通量變化，CO₂ 大部分時間通量呈正值，CH₄、N₂O 則反覆於正通量與負通量之間變動。CO₂ 通量於 14:00 與 16:00 有兩個高峰，通量最高可達 579 mg CO₂ m⁻² hr⁻¹；CH₄ 通量最高值與最低值分別發生在 14:00 與 16:00，通量介於 -2253 至 950 μg CH₄ m⁻² hr⁻¹；N₂O 通量則在 12:00 有最高值，其值為 375 μg N₂O m⁻² hr⁻¹。

2024/4/15 日則是測量針對漲潮過程溫室氣體氣體通量變化。由圖 57 可看到三種溫室氣體通量在漲潮前後並未有明顯差異，若排除 9:30 至 9:50 剛開始測量時系統較不穩定之值，CO₂ 通量最高值發生於 12:30，其值為 1889 mg CH₄ m⁻² hr⁻¹，CH₄ 通量最大值則發生於 11:30 前後，最高可達 4151 μg CH₄ m⁻² hr⁻¹，N₂O 通量最高值則是 9:50 的 710 μg N₂O m⁻² hr⁻¹。然而同樣由於電腦待機停止紀錄，以及氣壓平衡裝置運作過程數據不採計之影響，整體通量數據仍舊不連貫，未能看出明確變化趨勢。



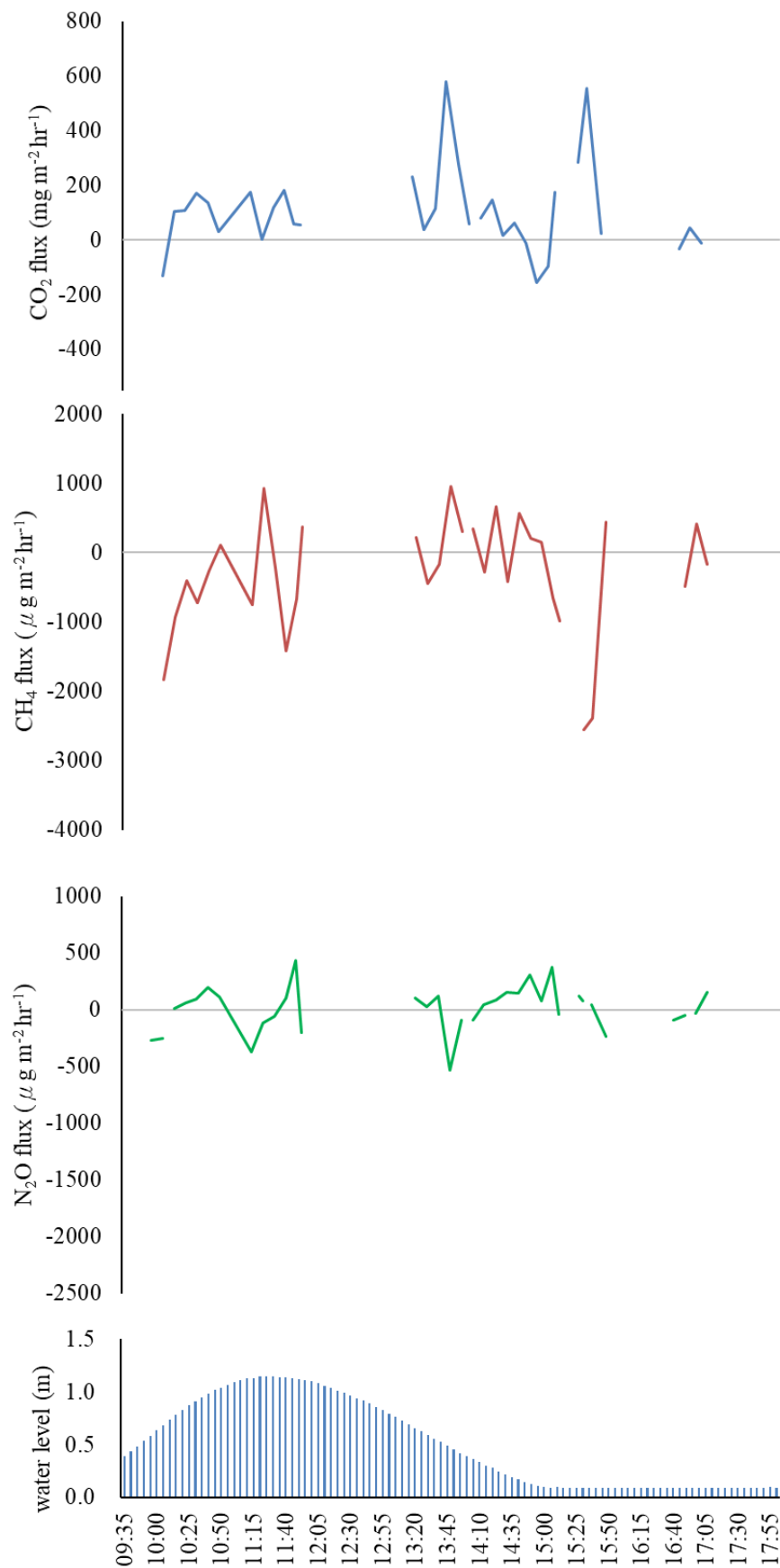


圖 56、2024/4/9 溫室氣體通量監測結果

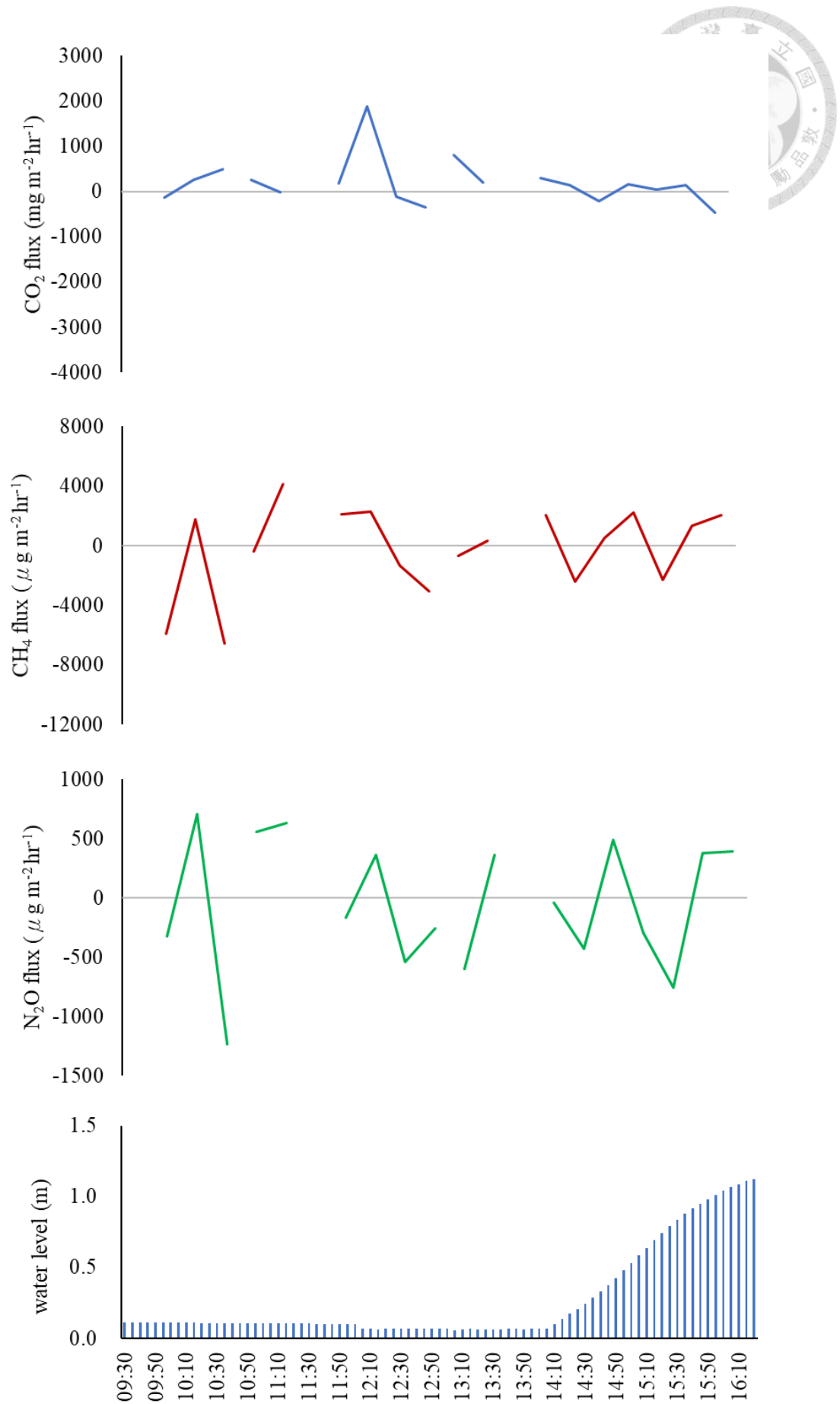


圖 57、2024/4/15 溫室氣體通量監測結果

4.6.3 漂浮氣罩測量結果（2024/4/29 與 2024/5/8）

本次測量主要針對漲潮之過程，使用高度較低的氣罩，此外由於是漂浮氣罩，假定從水體擴散或以氣泡形式進入氣罩內的速率較低，不再加裝氣壓平衡裝置，並更改了電腦設定，使電腦不會自動進入待機狀態，確保數據連貫性。

藉由圖 58 結果，三種氣體通量值相較前兩次連續監測低了 10 倍，原因可能在於氣罩高度影響氣罩內濃度計算，PAS 測得濃度變化在 110 cm 高氣罩下，較 10 cm 高氣罩放大 10 倍。三種氣體在水位逐漸上升時（12:30 至 13:45）有通量最大值，CO₂ 通量最高可達 177 mg CO₂ m⁻² hr⁻¹，CH₄ 通量最大值為 1084 μg CH₄ m⁻² hr⁻¹，N₂O 通量最大值則為 236 μg N₂O m⁻² hr⁻¹。水位較高時（13:45 至 16:00）三種氣體通量變化較為平緩，直到 16:15 水位稍微降低後才有較明顯的通量值，CH₄ 通量為 775 μg m⁻² hr⁻¹。

本次測量主要針對退潮過程中的通量變化，與 4/29 之測量相同，使用高度較低的漂浮氣罩。藉由圖 59 之結果 CH₄ 通量於 13:55 左右出現最大值，為 45204 μg CH₄ m⁻² hr⁻¹，此時正好為水位下降過程，而 CH₄ 通量於測量初期水位較高時較無變化，CO₂ 同樣可以觀察到此狀況，在水位下降過程通量變化較大，N₂O 通量在退潮過程則較無明確趨勢改變。此外，可以看到 CO₂ 與 N₂O 通量較 4/29 低了一倍，CO₂ 通量最大值為 83 mg CO₂ m⁻² hr⁻¹，N₂O 最高通量為 92 μg N₂O m⁻² hr⁻¹。

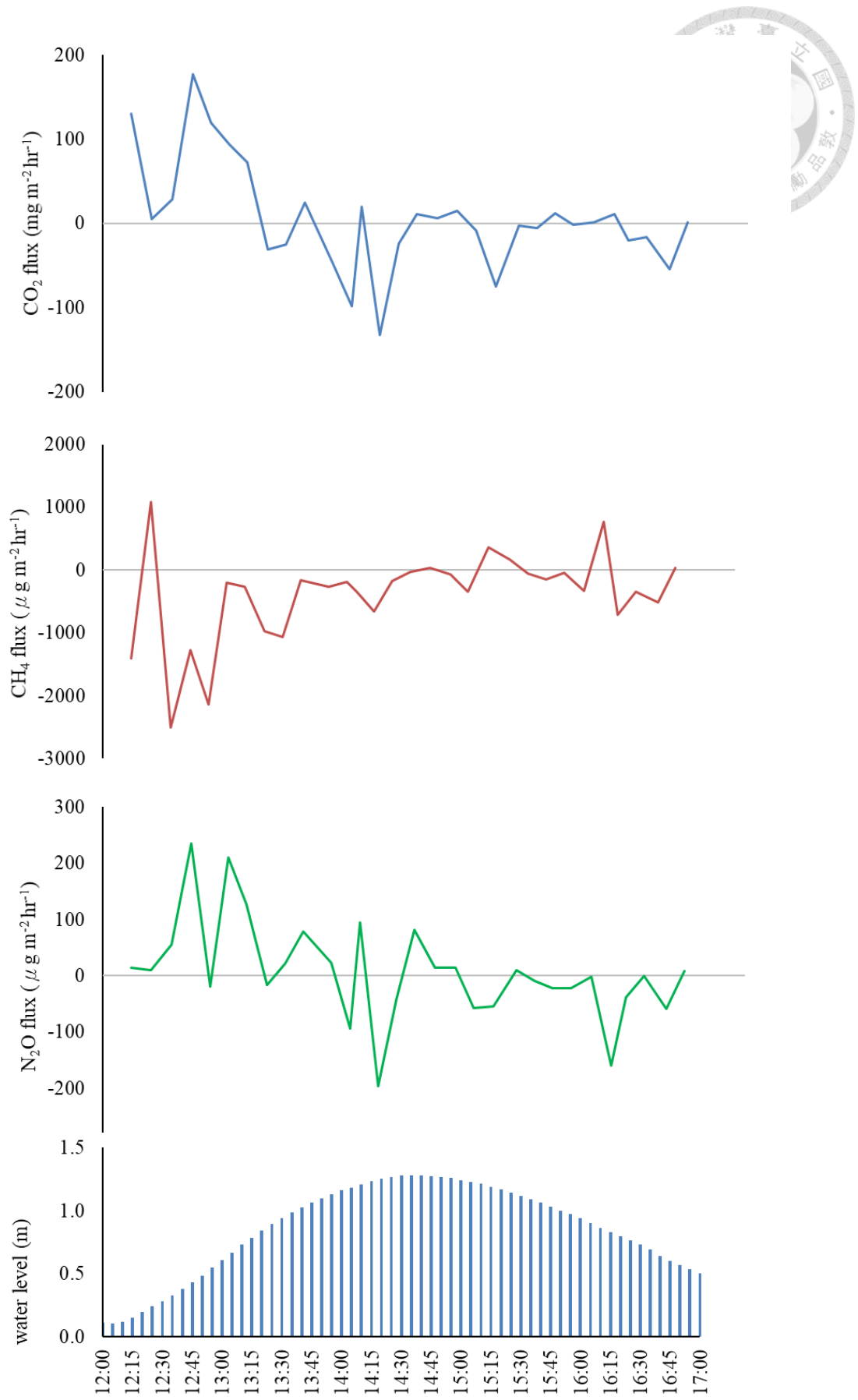


圖 58、2024/4/29 溫室氣體通量監測結果

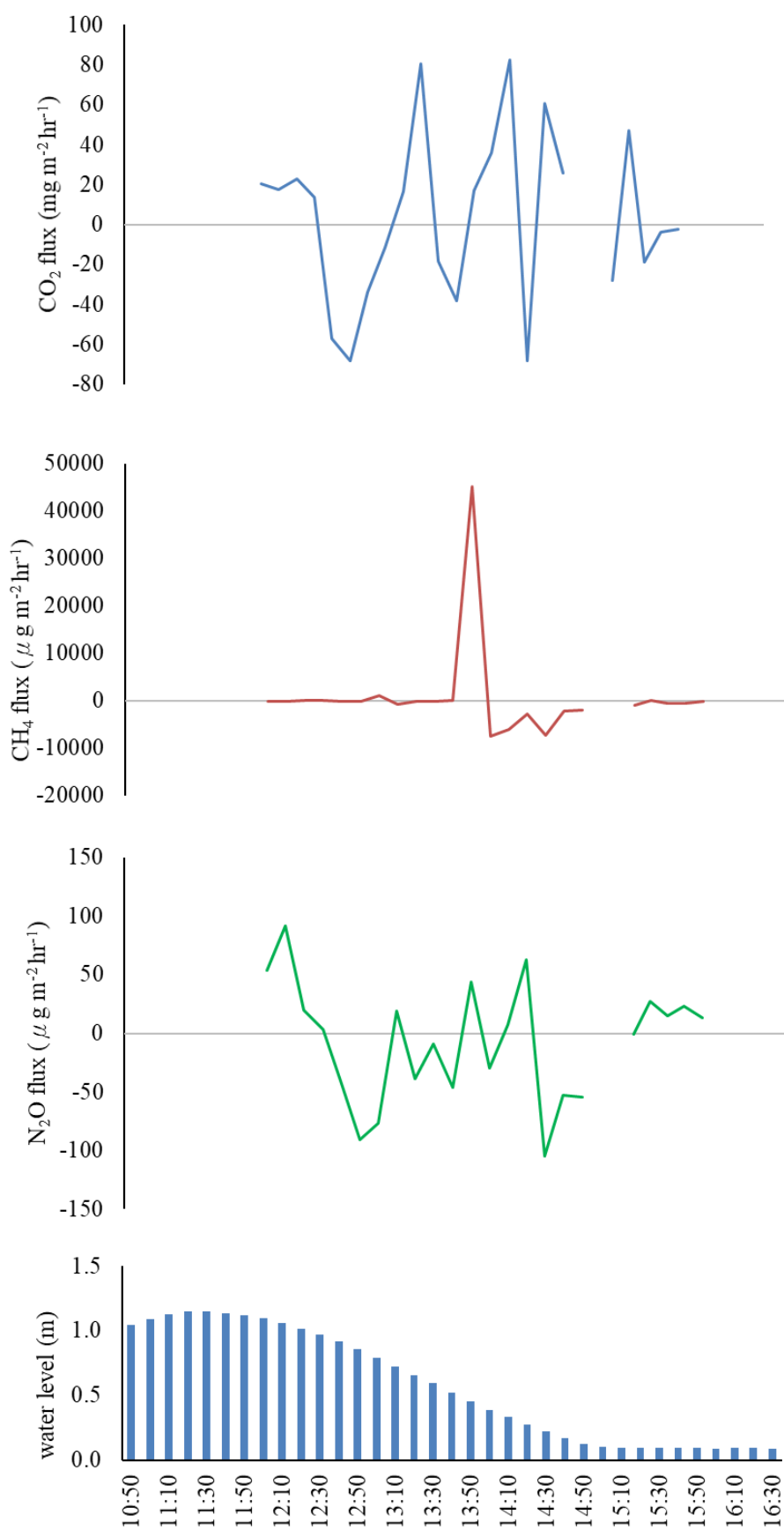


圖 59、2024/5/8 溫室氣體通量監測結果



4.6.4 潮汐連續監測小結

藉由四次潮汐連續監測，前兩次測量使用高度較高之靜置氣罩，測量結果受到氣罩內部體積過大，可能會有內部氣體混合不均的問題，氣體濃度變化也會因為體積而被過度放大，測量結果較不準確。

相較之下，4/29、5/8 兩次之漂浮氣罩之結果較為可信，藉此兩次測量結果可以發現 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 在水位變化時，亦即漲潮或退潮時溫室氣體會有較明顯排放，此結果與 Lin et al. (2024) 發現之結果相符，可以推測造成此結果之原因為潮汐水擠壓了土壤中的溫室氣體，使溫室氣體在水位變動時被迅速釋放。

將靜置、漂浮兩種氣罩測得之通量分開，接著以潮汐時間三種溫室氣體通量，與非潮汐時間之通量以非成對樣本 t 檢定或無母數檢定進行比較。圖 60 僅呈現對數轉換前盒鬚圖之結果，結果發現靜置氣罩之 CO_2 通量在潮汐與非潮汐時間，其中位數無顯著差異 ($p>0.05$)， CH_4 、 N_2O 通量則是在潮汐與非潮汐之平均值無顯著差異 ($p>0.05$)。漂浮氣罩方面， CO_2 通量在潮汐與非潮汐時間，平均值無顯著差異 ($p>0.05$)， CH_4 、 N_2O 之通量中位數於潮汐時間時顯著高於非潮汐時間 ($p<0.05$)。

此外，將水位與三種溫室氣體通量進行相關性分析，同樣在分析時將靜置與漂浮氣罩分別討論。圖 61 呈現未排名轉換之相關性分析結果，結果發現靜置氣罩溫室氣體通量與水位高低之間無顯著相關 ($p>0.05$)；漂浮氣罩之 N_2O 通量同樣與水位無顯著相關 ($p>0.05$)，但 CO_2 通量與水位呈顯著負相關 ($p<0.01$)，Pearson 相關係數為 -0.354，排名轉換後之 CH_4 通量與水位則呈顯著正相關 ($p<0.01$)，Spearman 相關係數為 0.399，這兩個顯著相關的結果與 (Lin et al., 2024) 於紅樹林測量之結果相符，說明本研究的草澤濕地與紅樹林之間，在受潮汐影響時溫室氣體釋放之特性有所類似之處。將漂浮氣罩潮汐與非潮汐時間之溫室氣體通量平均值相比較，潮汐時間 CO_2 通量低於非潮汐時間 $6.98 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 通量高於非潮汐時間 $1073 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量高於非潮汐時間 $5.86 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。

總結潮汐連續監測之結果指出潮汐週期導致的溫室氣體排放通量會於瞬時達到高峰，雖然排放持續時間短暫，但說明若只在最低潮位時進行溫室氣體量測可能有低估排放之狀況，未來若進行潮汐濕地系統之溫室氣體研究，必須額外考慮水位變動之通量變化，才能得到最為準確之現地數據。

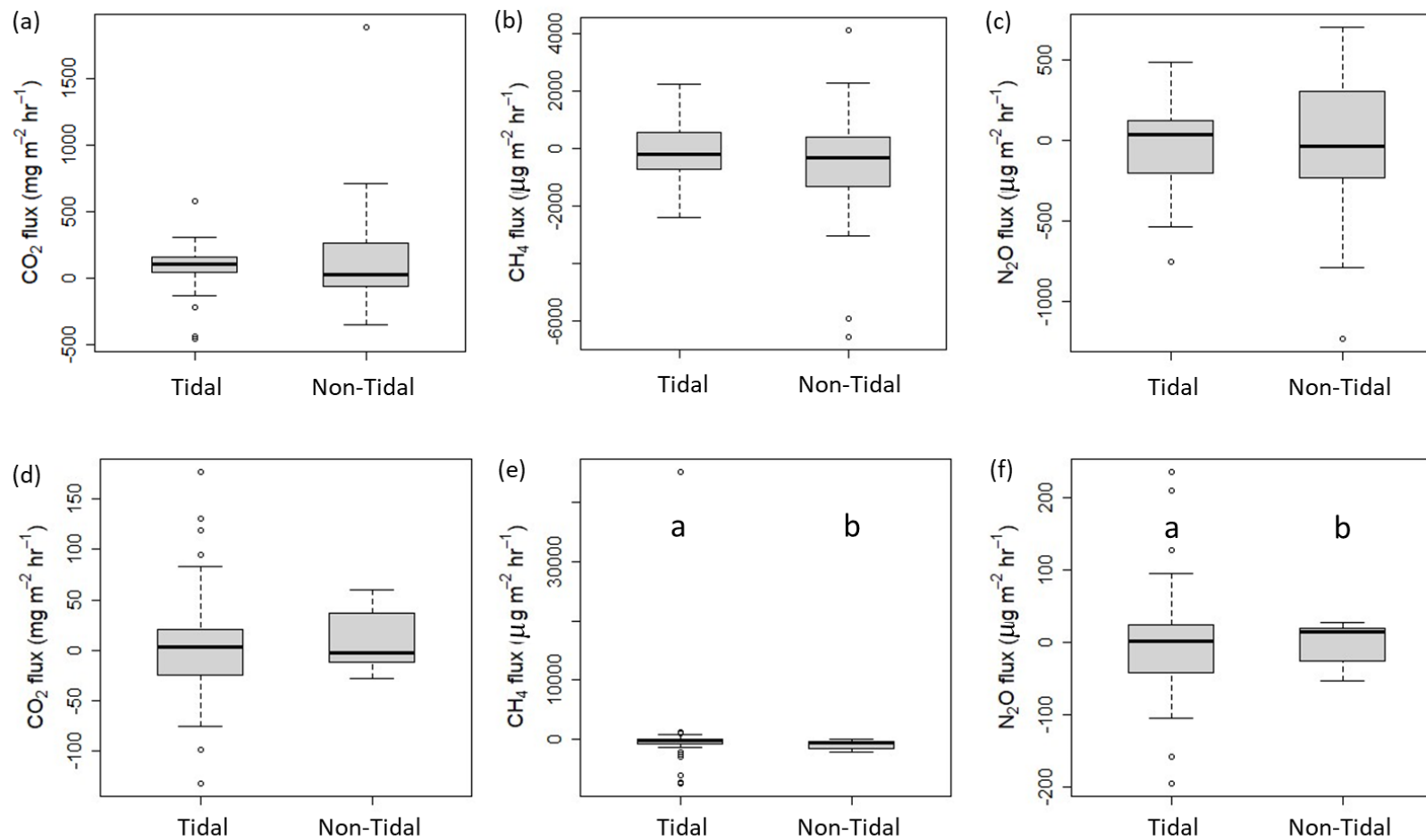


圖 60、潮汐與非潮汐時間溫室氣體通量之差異

(a)、(b)、(c) 為靜置氣罩之結果；(d)、(e)、(f) 為漂浮氣罩之結果；

註：小寫英文字母不同代表組別在事後檢定呈顯著差異 ($p < 0.05$)

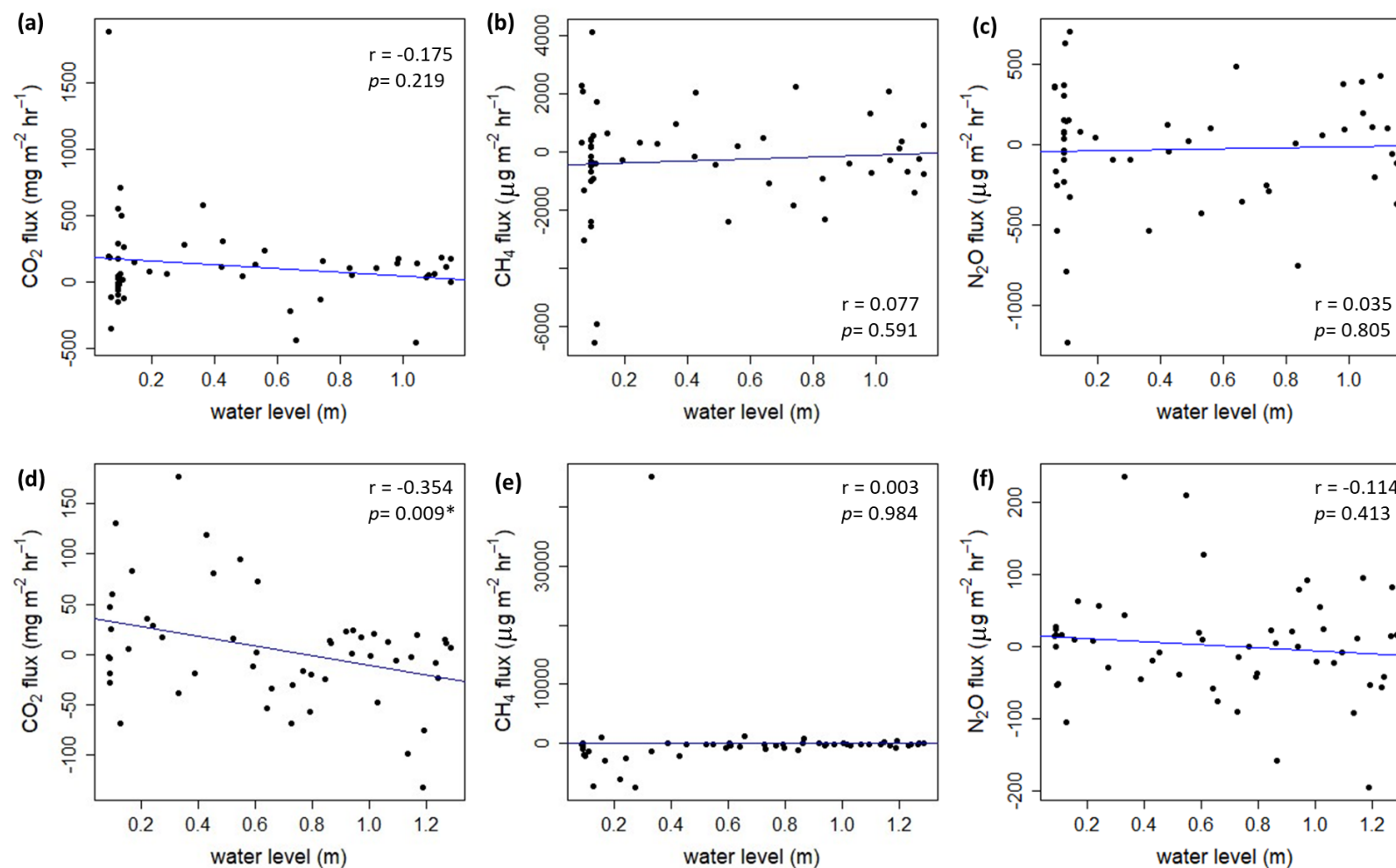
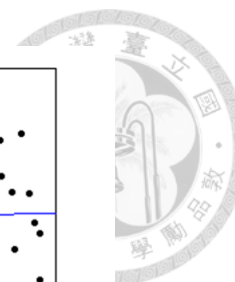


圖 61、溫室氣體通量與水位之相關性分析

(a)、(b)、(c) 為靜置氣罩之結果；(d)、(e)、(f) 為漂浮氣罩之結果；*: $p < 0.05$

4.7 碳收支

將各類別碳庫變化速率與對應之面積做整理（表 27），代入（式 29）之碳收支計算公式，可知社子島濕地碳收支結果為每年 36.71 ton C，換算單位面積表示法為 11.19 ton C ha⁻¹yr⁻¹，碳收支正值表示為碳匯。表 27 最右邊欄位呈現碳庫含量所佔碳收支比例，土壤碳庫變化為主要吸存方式，佔比達 66%，以植物生物量吸存碳量則佔 34%。

表 27、各碳庫類別計算與所佔碳收支比例

C pool	Equation	Stock (ton C yr ⁻¹)	Proportion
ΔC_{Plant}	$18.46 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} \times 0.67 \text{ ha}$	12.37	34%
ΔC_{Soil}	$7.42 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} \times 3.28 \text{ ha}$	24.34	66%
$C_{budget} = 12.37 + 24.34 = 36.71 \text{ ton yr}^{-1}$			

將本研究關於碳動態之項目進行整理，得到圖 62 之結果，圖中紅色箭頭表示輸出系統，綠色箭頭表示輸入系統，黃色箭頭表示該過程為濕地系統內之轉化，斜體速率值為推估值，非斜體者則為實際量測值。

藉由淨初級生產量之量測可知以植物碳吸存的速率為 $1846 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，生態系統交換為每年自大氣輸入 $3800 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。生態系統交換值之結果與透明氣罩之結果不同，其原因來自於 $182 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 為透明氣罩測量之通量，而透明氣罩內平均蘆葦數量為一株，由於裝設難易度與實際蘆葦密度有所落差，於 2023/10/6 秤量單株蘆葦之乾重為 47.7 g ，搭配當天測得蘆葦單位面積乾重為 463 g ，表示實際植被密度為每平方公尺 10 株蘆葦；土壤交換與生態系統交換之間差異為植物行光合作用所貢獻，因此可知單株蘆葦之碳吸收速率為 $220 - (-182) = 402 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，實際蘆葦植被區域生態系統交換值可能為 $220 - 402 \times 10 = 3800 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，此值即為實際生態系統交換量。蘆葦之 GPP 因此為 $4020 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，亦等於碳自大氣輸入濕地系統之速率。

$4020 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 自大氣進入濕地系統後，其中 $1846 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 留存於植物中，因此推估有 $2174 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 自植物碳庫輸出，接著透過分解袋實驗得知一年會有 60% 的碳在不會被分解，即表示植物以枯落物型態之排碳量有 $2174 \times 0.6 = 1304 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，則碳自枯落物分解輸入至土壤之速率為 $870 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。

最後藉由量測沉積物後校正表層土壤碳變化量，土壤碳累積速率為 $742 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，此值高於碳自枯落物分解輸入至土壤之速率，其差值可視作土壤呼吸作用的排碳，速率為 $128 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；而沉積方式累積碳之速率為 $967 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，灰色框底表示其值於本研究用來代表 DOC 與 POC 入流扣除出流後，留存於社子島濕地之碳量，測得土壤交換作用排碳速率為 $220 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 高於來自土壤呼吸的 $128 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，因此剩餘排碳可視作來自於沉積物呼吸作用，其速率為 $92 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ （表 28）。

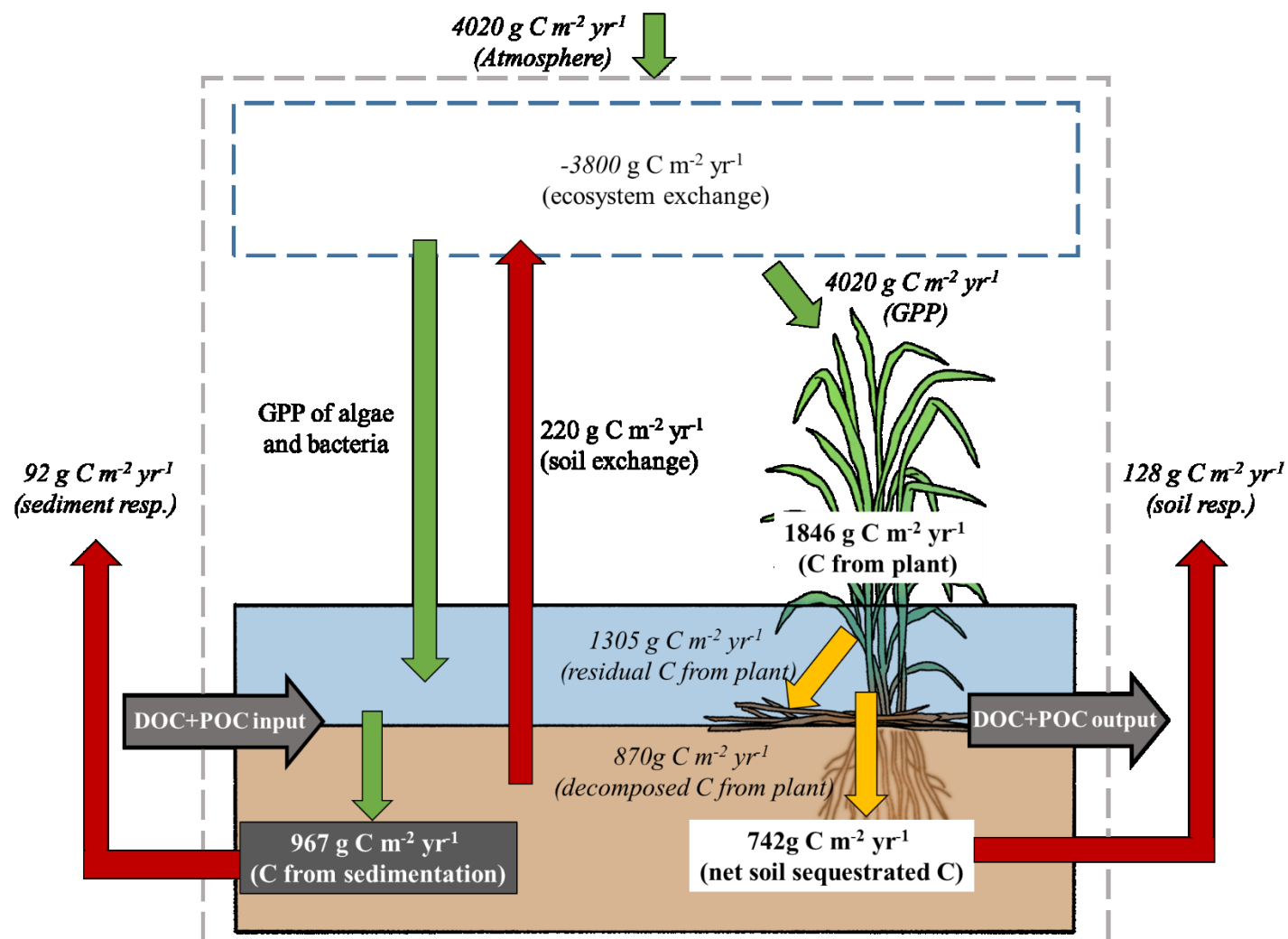


圖 62、社子島濕地之碳動態

表 28、濕地碳動態各項目之計算公式與計算過程

Equation	Calculation	No.
Soil exchange – atmosphere = ecosystem exchange	$220 - 4020 = -3800$	式 45
$GPP = C \text{ from plant} + \text{residual } C \text{ from plant} + \text{decomposed } C \text{ from plant}$	$4020 = 1846 + 1305 + 870$	式 46
Soil resp.+sediment resp. = soil exchange	$128 + 92 = 220$	式 47

4.8 氮收支

氮收支之計算同樣將各氮庫類別變化速率乘以個別對應之面積表 29，代入(式 35) 氮收支計算公式，可知社子島濕地氮收支結果為每年-1.85 ton N，以單位面積表示為-0.564 ton N ha⁻¹ yr⁻¹，氮收支負值表示社子島濕地為氮源。以植物含氮量、土壤含氮量變化分別除以氮收支，得到表 29 最右欄各類別所佔比例，由於植物屬於輸入，土壤屬於輸出，兩者正負號不同，主要氮損失為土壤氮變化所貢獻。

表 29、各氮庫類別計算與所佔氮收支比例

N pool	Equation	Stock (ton N yr ⁻¹)	Proportion
ΔN_{Plant}	$0.57 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} \times 0.67 \text{ ha}$	0.38	21 %
ΔN_{Soil}	$-0.68 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} \times 3.28 \text{ ha}$	-2.23	-120 %
$N_{budget} = 0.38 + (-2.23) = -1.85 \text{ ton yr}^{-1}$			

仿照碳收支之呈現方式，同樣能將氮循環之各動態畫成統整圖（圖 63），圖中紅色箭頭表示輸出系統，綠色箭頭表示輸入系統，黃色箭頭表示該過程為濕地系統內之轉化，斜體速率值為推估值，非斜體者則為實際量測值。

植物固存氮量為 $57 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，而分解袋實驗之結果得知植物生物量氮最少有 64% 會留存，亦即 $36 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，但依據觀察，同樣推測於一年內植物並不會立即枯萎死亡，因此留存量最高可達 $57 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，至於植物分解氮量為植物固存氮量減去留存量之範圍，其值介於 $0\text{-}21 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。

依據沉積物校正得到的土壤表層氮儲量，可知土壤氮儲存速率為 $-68 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，而沉積物則代表入流扣除出流 DIN 與 PON 濃度，氮藉由沉積方式留存於濕地系統之速率為 $87 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。

氣體交換方面氮較為簡單，並不會以氣體型態進出植體，因此生態系統交換量僅透明氣罩測得之 $-0.4 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，以 N_2O 型態自大氣輸入至濕地，土壤交換量為 $-0.9 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，同樣以 N_2O 型態輸入濕地系統，兩者數值差異在於生態系統交換多具備植被於氣罩內，說明植被區域消耗 N_2O 之速率較低。

最後將土壤氮庫變化與植物氮庫變化相加，可知大氣與社子島濕地系統間之氮交換為自濕地輸出氮，速率為 $12 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，脫氮作用的氮氣排放速率透過（式 36）的通量法與（式 35）之氮庫變化法可知其值為 $156 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，固氮作用則為 $144 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，因此可以推測如果生態系統交換有量測 N_2 通量，其值應為 $12 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ （表 30）。

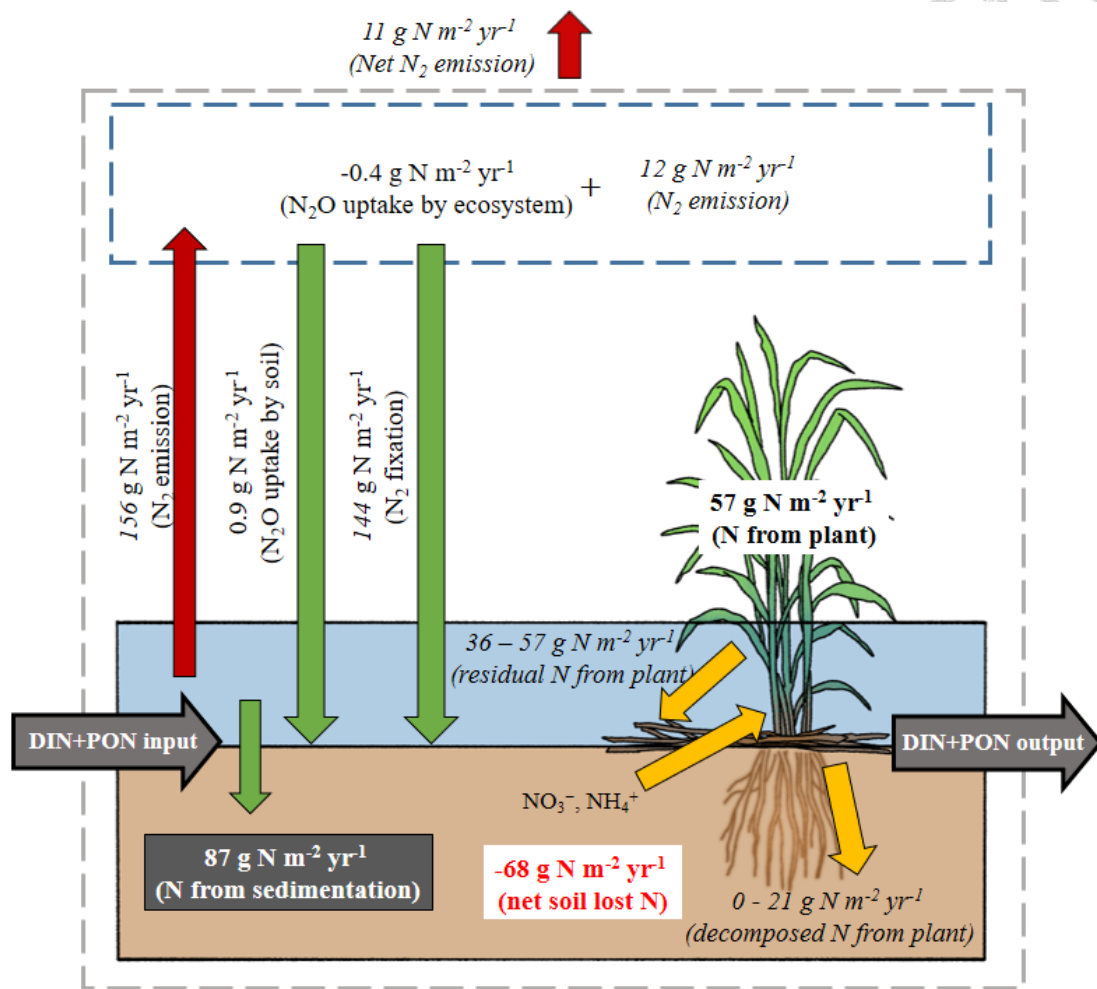


圖 63、社子島濕地之氮動態

表 30、濕地氮動態各項目之計算公式與計算過程

Equation	Calculation	No.
$\text{N from plant} \times \text{litter bag remaining N content} = \text{residual N from plant}$	$57 \times 0.63 = 36$	式 48
$\text{N from plant} - \text{residual N from plant} = \text{decomposed N from plant}$	$57 - 36 = 21$	式 49
$\text{N}_2 \text{ emission} - \text{N}_2\text{O uptake by soil} - \text{N}_2 \text{ fixation} = \text{Net N}_2 \text{ emission}$	$156 - 0.9 - 144 = 11$	式 50

4.9 潮汐濕地之碳氮動態與淨溫室效應潛勢

藉由（式 41）、（式 42）計算研究場域對於溫室效應之平衡，結果如表 31 所示。可以看到雖然 N_2O 通量值較低，但其 GWP-100 為 273，削減的 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 較 CH_4 通量造成的 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 高，相加下使得社子島濕地之 $\text{GHG}_{\text{potential}}$ 為正值，與 4.7 計算得到的正碳收支換算之 $\text{CO}_{2\text{eq}}$ 加總可得 $\text{GE}_{\text{balance}}$ ，其值為 $136.31 \text{ ton CO}_{2\text{eq}} \text{ yr}^{-1}$ ，以單位面積表示為 $-41.56 \text{ ton CO}_{2\text{eq}} \text{ yr}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ ，表示社子島濕地不只是碳匯，同樣也是溫室效應匯。

表 31、溫室效應平衡之計算

Component	Value	Unit
$F_{\text{CH}_4, \text{total}}$	-0.24	ton yr^{-1}
$F_{\text{N}_2\text{O}, \text{total}}$	0.03	ton yr^{-1}
C_{budget}	36.71	ton yr^{-1}
$\text{GHG}_{\text{potential}}$	1.71	$\text{ton CO}_{2\text{eq}} \text{ yr}^{-1}$
$\text{GE}_{\text{balance}}$	136.31	$\text{ton CO}_{2\text{eq}} \text{ yr}^{-1}$

註: Value 中正值表示輸入至濕地，負值表示自濕地輸出

將本研究與其他濕地之碳、氮收支研究進行比較（表 32），可見社子島濕地的 $11.9 \text{ ton C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 碳吸存速率與其他類型濕地相比仍算高，僅次於天然紅樹林的碳匯值。氮收支方面，社子島濕地為氮源，氮收支之值為 $-0.564 \text{ ton N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，然而因為研究較為稀少，表中的幾篇研究氮收支皆為正值，難以看出氮收支情形與濕地類型之關係。

表 32、濕地碳與氮收支研究統整

Wetland type	C budget (ton C ha ⁻¹ yr ⁻¹)	N budget (ton N ha ⁻¹ yr ⁻¹)	Reference
Constructed	11.9	-0.564	This study
Constructed	3.7		(Shiau et al., 2019)
Constructed	8.0		(de Klein & van der Werf, 2014)
Constructed mangrove	10.31		(Huang et al., 2019)
Natural mangrove	6.31		(Lovelock et al., 2015)
Natural mangrove	24.87 to 42.62		(Lin et al., 2023) †
Natural mangrove	12.13 to 28.48		(S.-B. Li et al., 2018) †
Mudflat		0.504	(Yamochi, 2008)
Estuary		0.301	(Behzad et al., 2000)
Paddy		0.003	(Zhu et al., 2021)
Paddy	-3.4		(Naser et al., 2020)
Polyculture Pond	-0.16 to 0.12		(Zhang et al., 2020)

†: 使用初級生產力加土壤碳埋藏率視作碳收支結果

第五章 結論與建議



5.1 結論

1. 社子島濕地為碳、氮匯，每年可分別吸存 $11.19 \text{ ton C ha}^{-1}$ ，與釋放 $0.564 \text{ ton N ha}^{-1}$ 。其中土壤碳變化貢獻了 66 % 之碳吸存量，植物初級生產量則貢獻 34 %。氮收支中，土壤氮庫呈現損失，植物之生物量則為氮累積，兩者量值相當。
2. 考慮溫室氣體排放之全球暖化潛勢，社子島濕地同樣是溫室效應匯，削減二氧化碳當量之速率為 $41.56 \text{ ton CO}_{2\text{eq}} \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。
3. 藉由透明氣罩與不透明氣罩，測得生態系統交換中 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 皆為負通量土壤交換則是 CO_2 、 CH_4 通量為正值， N_2O 通量仍為負值。生態系統交換之 CO_2 平均通量為 $-149.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 平均通量為 $-1255.8 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量為 $-138.2 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。土壤交換之 CO_2 平均通量為 $91.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 平均通量為 $13193.9 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量為 $-187.1 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。
4. 社子島濕地之蘆葦生物量中碳量對時間之線性回歸方程式為 $y = 5.0588x + 235.12$ ($R^2 = 0.3587$)，斜率具顯著性 ($p < 0.05$)，依據此方程式可計算一年累積碳量為 1846 g C m^{-2} 。生物量中氮量則以兩採樣時間點之重量差異，計算出一年累積氮量為 57 g N m^{-2} 。
5. 分解袋試驗發現，*Phragmites australis* 枯落物之分解速率常數 k 為 -0.002 day^{-1} ，每年枯落物留存 60 % 碳於濕地系統，氮則會留存 63 %。搭配酸水解實驗，發現枯落物中難分解碳含量最高，氮則是第一型酸水解氮含量最高，藉由含量變化，發現氮分解主要先由第一型酸水解氮進行分解，碳則是難分解碳與第一型酸水解碳之分解速率並列，高於第二型酸水解碳之分解速率。
6. 沉積作用明顯，經過 227 天之長石粉標記實驗，測得沉積物深度為 $3.8 \pm 2.4 \text{ cm}$ ，以沉積方式之碳累積速率為 $967.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，氮累積速率為 $86.6 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。此外，高沉積速率表示有必要對於土壤表層實際碳、氮變化進行校正。
7. 以潮汐週期之溫室氣體連續監測實驗發現 CO_2 通量與水位呈顯著負相關 ($p < 0.01$)，排名轉換後之 CH_4 通量與水位則呈顯著正相關 ($p < 0.01$)；潮汐

時間 CO_2 通量低於非潮汐時間 $6.98 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， CH_4 通量高於非潮汐時間 $1073 \text{ } \mu\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ， N_2O 通量高於非潮汐時間 $5.86 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 。



5.2 建議

1. 本研究僅進行一年之現地調查，得到的碳、氮收支僅能代表短期之狀況，進行更長期監測得以確認物質循環之長期趨勢。
2. 本研究僅針對人工濕地表層土壤進行探討，而更深層土壤性質或滲漏作用伴隨的物質傳導並未納入討論，若能提高研究的土壤深度範圍，或是針對地下水的動態進行研究，能讓人工濕地的物質循環動態呈現得更完善。
3. 溫室氣體通量於漲潮或退潮時會有瞬時高通量的狀況，僅針對乾潮位時進行量測可能低估溫室氣體通量。
4. 沉積作用與初級生產量為社子島濕地主要碳吸存方式，進行植體修剪與清淤須妥善處理植體與淤泥，才能確保濕地碳儲量能持續保存。
5. 若能使用本研究與其他濕地現地監測資料建立濕地模擬模式，輸入入、出流水質狀況，以及其他環境參數，透過模式得出濕地碳收支、氮收支、植被生長狀況、沉積速率，能更便利提出濕地管理上之建議。



參考資料

- Abiven, S., Menasseri, S., & Chenu, C. (2009). The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability - A literature analysis. *Soil Biology & Biochemistry*, 41 (1), 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.09.015>
- Arellano, A. R., Bianchi, T. S., Osburn, C. L., D'Sa, E. J., Ward, N. D., Oviedo-Vargas, D., Joshi, I. D., Ko, D. S., Shields, M. R., Kurian, G., & Green, J. (2019). Mechanisms of Organic Matter Export in Estuaries with Contrasting Carbon Sources. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124 (10), 3168-3188. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018JG004868>
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9 (4), 479-492. <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>
- Baldock, J. A. (2007). Composition and Cycling of Organic Carbon in Soil. In P. Marschner & Z. Rengel (Eds.), *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems* (pp. 1-35). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68027-7_1
- Bauer, J. E., & Bianchi, T. S. (2011). 5.02 - Dissolved Organic Carbon Cycling and Transformation. In E. Wolanski & D. McLusky (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science* (pp. 7-67). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00502-7>
- Behzad, M., Richard, L. I., Wenrui, H., Lewis, F. G., & Jane, M. C. (2000). Nitrogen budget of Apalachicola Bay, a bar-built estuary in the northeastern Gulf of Mexico. *Marine Ecology Progress Series*, 195, 1-14. <https://www.int-res.com/abstracts/meps/v195/p1-14/>
- Bowden, W. B., Vörösmarty, C. J., Morris, J. T., Peterson, B. J., Hobbie, J. E., Steudler, P. A., & Moore III, B. (1991). Transport and processing of nitrogen in a tidal freshwater wetland. *Water Resources Research*, 27 (3), 389-408. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/90WR02614>
- Bridgham, S. D., Megonigal, J. P., Keller, J. K., Bliss, N. B., & Trettin, C. (2006). The carbon balance of North American wetlands. *Wetlands*, 26 (4), 889-916.
- Burrows, E. H., Bubier, J. L., Mosedale, A., Cobb, G. W., & Crill, P. M. (2005). Net Ecosystem Exchange of Carbon dioxide in a Temperate Poor Fen: a Comparison of Automated and Manual Chamber Techniques. *Biogeochemistry*, 76 (1), 21-45. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-6334-6>
- Butterbach-Bahl, K., Kesik, M., Miehe, P., Papen, H., & Li, C. (2004). Quantifying

the regional source strength of N-trace gases across agricultural and forest ecosystems with process based models. *Plant and Soil*, 260 (1) , 311-329. <https://doi.org/10.1023/B:PLSO.0000030186.81212.fb>

- Cahoon, D. R., & Turner, R. E. (1989) . Accretion and canal impacts in a rapidly subsiding wetland II. Feldspar marker horizon technique. *Estuaries*, 12 (4) , 260-268. <https://doi.org/10.2307/1351905>
- Chassain, J., Vieubl  Gonod, L., Chenu, C., & Joimel, S. (2021) . Role of different size classes of organisms in cropped soils: What do litterbag experiments tell us? A meta-analysis. *Soil Biology and Biochemistry*, 162. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108394>
- Chatterjee, A., Lal, R., Wielopolski, L., Martin, M. Z., & Ebinger, M. H. (2009) . Evaluation of Different Soil Carbon Determination Methods. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 28 (3) , 164-178. <https://doi.org/10.1080/07352680902776556>
- Chen, G. C., Chen, B., Yu, D., Tam, N. F. Y., Ye, Y., & Chen, S. Y. (2016) . Soil greenhouse gas emissions reduce the contribution of mangrove plants to the atmospheric cooling effect. *Environmental Research Letters*, 11 (12) , Article 124019. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/12/124019>
- Chen, M., Chang, L., Zhang, J., Guo, F., Vymazal, J., He, Q., & Chen, Y. (2020) . Global nitrogen input on wetland ecosystem: The driving mechanism of soil labile carbon and nitrogen on greenhouse gas emissions. *Environmental Science and Ecotechnology*, 4. <https://doi.org/10.1016/j.es.2020.100063>
- Chou, M.-Q., Lin, W.-J., Lin, C.-W., Wu, H.-H., & Lin, H.-J. (2022) . Allometric equations may underestimate the contribution of fine roots to mangrove carbon sequestration. *Science of the Total Environment*, 833, 155032. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155032>
- Conner, W. H., & Day, J. W. (1991) . Variations in Vertical Accretion in a Louisiana Swamp. *Journal of Coastal Research*, 7 (3) , 617-622. <http://www.jstor.org/stable/4297880>
- Costanza, R., De Groot, R., Sutton, P., Van der Ploeg, S., Anderson, S. J., Kubiszewski, I., Farber, S., & Turner, R. K. (2014) . Changes in the global value of ecosystem services. *Global environmental change*, 26, 152-158.
- Cowardin, L. M., Carter, V., Golet, F. C., & LaRoe, E. T. (1979) . *Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States* [Report] (79/31) . (FWS/OBS, Issue. U. S. Fish & S. Wildlife. <https://pubs.usgs.gov/publication/2000109>
- Davidson, N. C., & Finlayson, C. M. (2018) . Extent, regional distribution and changes in area of different classes of wetland. *Marine and Freshwater*

Research, 69 (10) , 1525-1533.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1071/MF17377>

de Klein, J. J. M., & van der Werf, A. K. (2014) . Balancing carbon sequestration and GHG emissions in a constructed wetland. *Ecological Engineering*, 66, 36-42. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.04.060>

de la Guardia, L. C., Fariñas, T. H., Marchese, C., Amargant-Arumí, M., Myers, P. G., Bélanger, S., Assmy, P., Gradinger, R., & Duarte, P. (2023) . Assessing net primary production in the northwestern Barents Sea using in situ, remote sensing and modelling approaches. *Progress in Oceanography*, 219, Article 103160. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2023.103160>

Eggleston, H., Buendia, L., Miwa, K., Ngara, T., & Tanabe, K. (2006) . 2006 IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories.

Emmer, I., Needelman, B., Emmett-Mattox, S., Crooks, S., Megonigal, P., Myers, D., Oreska, M., McGlathery, K., & Shoch, D. (2023) . VM0033 Methodology for tidal wetland and seagrass restoration, v2.1. In.

Fennessy, M. S., Rokosch, A., & Mack, J. J. (2008) . Patterns of plant decomposition and nutrient cycling in natural and created wetlands. *Wetlands*, 28 (2) , 300-310. <https://doi.org/10.1672/06-97.1>

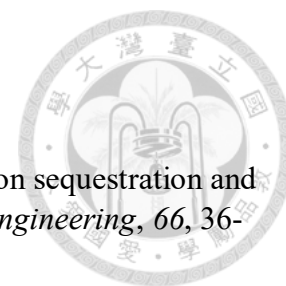
Field, C. B., Behrenfeld, M. J., Randerson, J. T., & Falkowski, P. (1998) . Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281 (5374) , 237-240. <https://doi.org/10.1126/science.281.5374.237>

Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., & Rumpel, C. (2007) . Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450 (7167) , 277-U210. <https://doi.org/10.1038/nature06275>

Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, & Zhang, H. (2021) . The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks and Climate Sensitivity. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 923-1054) . <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>

Foster, B. (2001) . IPCC Third Assessment Report. *The Scientific Basis: Geneva, Switzerland*.

Fritz, C., Pancotto, V. A., Elzenga, J. T. M., Visser, E. J. W., Grootjans, A. P., Pol, A., Iturraspe, R., Roelofs, J. G. M., & Smolders, A. J. P. (2011) . Zero methane emission bogs: extreme rhizosphere oxygenation by cushion plants in Patagonia. *New Phytologist*, 190 (2) , 398-408.



<https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2010.03604.x>

Gao, Y., Peng, R.-H., Ouyang, Z.-T., Shao, C.-L., Chen, J.-Q., Zhang, T.-T., Guo, H.-Q., Tang, J.-W., Zhao, F., Zhuang, P., & Zhao, B. (2020). Enhanced Lateral Exchange of Carbon and Nitrogen in a Coastal Wetland With Invasive *Spartina alterniflora*. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125 (5), e2019JG005459.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019JG005459>

Girkin, N. T., Vane, C. H., Turner, B. L., Ostle, N. J., & Sjögersten, S. (2020). Root oxygen mitigates methane fluxes in tropical peatlands. *Environmental Research Letters*, 15 (6), 064013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab8495>

Gower, S. T., Vogel, J. G., Norman, J. M., Kucharik, C. J., Steele, S. J., & Stow, T. K. (1997). Carbon distribution and aboveground net primary production in aspen, jack pine, and black spruce stands in Saskatchewan and Manitoba, Canada. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102 (D24), 29029-29041. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97JD02317>

Hagemann, N., Harter, J., & Behrens, S. (2016). Chapter 7 - Elucidating the Impacts of Biochar Applications on Nitrogen Cycling Microbial Communities. In T. K. Ralebitso-Senior & C. H. Orr (Eds.), *Biochar Application* (pp. 163-198). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803433-0.00007-2>

Haj-Amor, Z., Araya, T., Kim, D.-G., Bouri, S., Lee, J., Ghiloufi, W., Yang, Y., Kang, H., Jhariya, M. K., Banerjee, A., & Lal, R. (2022). Soil salinity and its associated effects on soil microorganisms, greenhouse gas emissions, crop yield, biodiversity and desertification: A review. *Science of the Total Environment*, 843, 156946. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156946>

Hanson, R. S., & Hanson, T. E. (1996). Methanotrophic bacteria. *Microbiological Reviews*, 60 (2), 439-+. <https://doi.org/10.1128/mmmbr.60.2.439-471.1996>

Heil, J., Vereecken, H., & Brüggemann, N. (2016). A review of chemical reactions of nitrification intermediates and their role in nitrogen cycling and nitrogen trace gas formation in soil. *European Journal of Soil Science*, 67 (1), 23-39. <https://doi.org/10.1111/ejss.12306>

Hill, J. K., & Wheeler, P. A. (2002). Organic carbon and nitrogen in the northern California current system: comparison of offshore, river plume, and coastally upwelled waters. *Progress in Oceanography*, 53 (2), 369-387. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00037-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00037-X)

Hiraishi, T., Krug, T., Tanabe, K., Srivastava, N., Baasansuren, J., Fukuda, M., & Troxler, T. (2014). 2013 supplement to the 2006 IPCC guidelines for

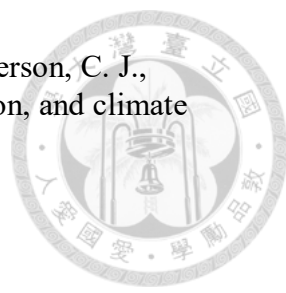
national greenhouse gas inventories: Wetlands. *IPCC, Switzerland*.

- Ho, A., Mo, Y., Lee, H. J., Sauheitl, L., Jia, Z., & Horn, M. A. (2018). Effect of salt stress on aerobic methane oxidation and associated methanotrophs; a microcosm study of a natural community from a non-saline environment. *Soil Biology and Biochemistry*, 125, 210-214.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.07.013>
- Huang, C.-M., Yuan, C.-S., Yang, W.-B., & Yang, L. (2019). Temporal variations of greenhouse gas emissions and carbon sequestration and stock from a tidal constructed mangrove wetland. *Marine Pollution Bulletin*, 149, 110568.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110568>
- Hughes, R. F., Archer, S. R., Asner, G. P., Wessman, C. A., McMurtry, C., Nelson, J., & Ansley, R. J. (2006). Changes in aboveground primary production and carbon and nitrogen pools accompanying woody plant encroachment in a temperate savanna. *Global Change Biology*, 12 (9), 1733-1747.
<https://doi.org/10.1111/J.1365-2486.2006.01210.x>
- IPCC. (2023). *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC.
- Jóźwiakowski, K., Bugajski, P., Mucha, Z., Wójcik, W., Jucherski, A., Nastawny, M., Siwiec, T., Mazur, A., Obroślak, R., & Gajewska, M. (2017). Reliability and efficiency of pollution removal during long-term operation of a one-stage constructed wetland system with horizontal flow. *Separation and Purification Technology*, 187, 60-66.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.seppur.2017.06.043>
- Kandel, T. P., Lærke, P. E., Hoffmann, C. C., & Elsgaard, L. (2019). Complete annual CO₂, CH₄, and N₂O balance of a temperate riparian wetland 12 years after rewetting. *Ecological Engineering*, 127, 527-535.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.12.019>
- Lal, R. (2008). Carbon sequestration. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci*, 363 (1492), 815-830. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.2185>
- Lane, R. R., Mack, S. K., Day, J. W., Kempka, R., & Brady, L. (2017). Carbon sequestration at a forested wetland receiving treated municipal effluent. *Wetlands*, 37, 861-873.
- Li, S.-B., Chen, P.-H., Huang, J.-S., Hsueh, M.-L., Hsieh, L.-Y., Lee, C.-L., & Lin, H.-J. (2018). Factors regulating carbon sinks in mangrove ecosystems. *Global Change Biology*, 24 (9), 4195-4210.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1111/gcb.14322>
- Li, S., Bush, R. T., Santos, I. R., Zhang, Q., Song, K., Mao, R., Wen, Z., & Lu, X. X. (2018). Large greenhouse gases emissions from China's lakes and

reservoirs. *Water Research*, 147, 13-24.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.watres.2018.09.053>

- Li, Y., Xu, J., Liu, S., Qi, Z., Wang, H., Wei, Q., Gu, Z., Liu, X., & Hameed, F. (2020) . Salinity-induced concomitant increases in soil ammonia volatilization and nitrous oxide emission. *Geoderma*, 361, 114053. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114053>
- Lin, C.-W., Lin, W.-J., Ho, C.-W., Kao, Y.-C., Yong, Z.-J., & Lin, H.-J. (2024) . Flushing emissions of methane and carbon dioxide from mangrove soils during tidal cycles. *Science of the Total Environment*, 919, 170768. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.170768>
- Lin, W.-J., Lin, C.-W., Wu, H.-H., Kao, Y.-C., & Lin, H.-J. (2023) . Mangrove carbon budgets suggest the estimation of net production and carbon burial by quantifying litterfall. *Catena*, 232, 107421. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107421>
- Lovelock, C. E., Simpson, L. T., Duckett, L. J., & Feller, I. C. (2015) . Carbon Budgets for Caribbean Mangrove Forests of Varying Structure and with Phosphorus Enrichment. *Forests*, 6 (10) , 3528-3546. <https://www.mdpi.com/1999-4907/6/10/3528>
- Lovett, G. M., Cole, J. J., & Pace, M. L. (2006) . Is Net Ecosystem Production Equal to Ecosystem Carbon Accumulation? *Ecosystems*, 9 (1) , 152-155. <https://doi.org/10.1007/s10021-005-0036-3>
- Mander, Ü., Dotro, G., Ebie, Y., Towprayoon, S., Chiemchaisri, C., Nogueira, S. F., Jamsranjav, B., Kasak, K., Truu, J., Tournebize, J., & Mitsch, W. J. (2014) . Greenhouse gas emission in constructed wetlands for wastewater treatment: A review. *Ecological Engineering*, 66, 19-35. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.12.006>
- Mander, U., Lohmus, K., Teiter, S., Mäuring, T., Nurk, K., & Augustin, J. (2008) . Gaseous fluxes in the nitrogen and carbon budgets of subsurface flow constructed wetlands. *Sci Total Environ*, 404 (2-3) , 343-353. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.03.014>
- Mander, U., Tournebize, J., Espenberg, M., Chaumont, C., Torga, R., Garnier, J., Muhel, M., Maddison, M., Lebrun, J. D., Uher, E., Remm, K., Parn, J., & Soosaar, K. (2021) . High denitrification potential but low nitrous oxide emission in a constructed wetland treating nitrate-polluted agricultural runoff. *Sci Total Environ*, 779, 146614. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146614>
- McLauchlan, K. K., & Hobbie, S. E. (2004) . Comparison of Labile Soil Organic Matter Fractionation Techniques. *Soil Science Society of America Journal*, 68 (5) , 1616-1625. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1616>

- 
- Mitsch, W. J., Bernal, B., Nahlik, A. M., Mander, Ü., Zhang, L., Anderson, C. J., Jørgensen, S. E., & Brix, H. (2012). Wetlands, carbon, and climate change. *Landscape Ecology*, 28 (4), 583-597.
<https://doi.org/10.1007/s10980-012-9758-8>
- Mitsch, W. J., & Gosselink, J. G. (2015). *Wetlands*. Wiley.
<https://books.google.fr/books?id=-vcwBgAAQBAJ>
- Mitsch, W. J., Nedrich, S. M., Harter, S. K., Anderson, C., Nahlik, A. M., & Bernal, B. (2014). Sedimentation in created freshwater riverine wetlands: 15 years of succession and contrast of methods. *Ecological Engineering*, 72, 25-34.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2014.09.116>
- Moreira, F. D., & Dias, E. H. O. (2020). Constructed wetlands applied in rural sanitation: A review. *Environ Res*, 190, 110016.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110016>
- Nag, S. K., Liu, R., & Lal, R. (2017). Emission of greenhouse gases and soil carbon sequestration in a riparian marsh wetland in central Ohio. *Environmental monitoring and assessment*, 189 (11), 580.
<https://doi.org/10.1007/s10661-017-6276-9>
- Narrowe Adrienne, B., Borton Mikayla, A., Hoyt David, W., Smith Garrett, J., Daly Rebecca, A., Angle Jordan, C., Eder Elizabeth, K., Wong Allison, R., Wolfe Richard, A., Pappas, A., Bohrer, G., Miller Christopher, S., & Wrighton Kelly, C. (2019). Uncovering the Diversity and Activity of Methylophilic Methanogens in Freshwater Wetland Soils. *mSystems*, 4 (6), 10.1128/msystems.00320-00319.
<https://doi.org/10.1128/msystems.00320-19>
- Naser, H. M., Nagata, O., Sultana, S., & Hatano, R. (2020). Carbon Sequestration and Contribution of CO₂, CH₄ and N₂O Fluxes to Global Warming Potential from Paddy-Fallow Fields on Mineral Soil Beneath Peat in Central Hokkaido, Japan. *Agriculture*, 10 (1), 6.
<https://www.mdpi.com/2077-0472/10/1/6>
- Oertel, C., Matschullat, J., Zurba, K., Zimmermann, F., & Erasmi, S. (2016). Greenhouse gas emissions from soils—A review. *Geochemistry*, 76 (3), 327-352. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>
- Purdy, K. J., Nedwell, D. B., & Embley, T. M. (2003). Analysis of the Sulfate-Reducing Bacterial and Methanogenic Archaeal Populations in Contrasting Antarctic Sediments. *Applied and Environmental Microbiology*, 69 (6), 3181-3191. <https://doi.org/doi:10.1128/AEM.69.6.3181-3191.2003>
- Qin, H. L., Wang, D., Xing, X. Y., Tang, Y. F., Wei, X. M., Chen, X. B., Zhang, W. Z., Chen, A. L., Li, L. L., Liu, Y., & Zhu, B. L. (2021). A few key nirK and nosZ denitrifier taxa play a dominant role in moisture-enhanced N₂O emissions in acidic paddy soil. *Geoderma*, 385, Article 114917.

<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114917>

- Ramesh, T., Bolan, N. S., Kirkham, M. B., Wijesekara, H., Kanchikerimath, M., Srinivasa Rao, C., Sandeep, S., Rinklebe, J., Ok, Y. S., Choudhury, B. U., Wang, H., Tang, C., Wang, X., Song, Z., & Freeman Ii, O. W. (2019) . Chapter One - Soil organic carbon dynamics: Impact of land use changes and management practices: A review. In D. L. Sparks (Ed.) , *Advances in Agronomy* (Vol. 156, pp. 1-107) . Academic Press.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/bs.agron.2019.02.001>
- Ramsar Convention Secretariat. (2013) . *The Ramsar Convention Manual: a guide to the Convention on Wetlands (Ramsar, Iran, 1971)* , 6th ed. (Ramsar Convention Secretariat, Gland, Switzerland.)
- Ray, R., Majumder, N., Das, S., Chowdhury, C., & Jana, T. K. (2014) . Biogeochemical cycle of nitrogen in a tropical mangrove ecosystem, east coast of India. *Marine Chemistry*, 167, 33-43.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marchem.2014.04.007>
- Reddy, K. R. D., Ronald D Inglett, Patrick W. (2022) . *Biogeochemistry of wetlands: science and applications*. CRC press.
- Reeves, D. W. (1997) . The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil & Tillage Research*, 43 (1-2) , 131-167. [https://doi.org/10.1016/s0167-1987\(97\)00038-x](https://doi.org/10.1016/s0167-1987(97)00038-x)
- Rovira, P., & Vallejo, V. R. (2002) . Labile and recalcitrant pools of carbon and nitrogen in organic matter decomposing at different depths in soil: an acid hydrolysis approach. *Geoderma*, 107 (1) , 109-141.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00143-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00143-4)
- Rumpel, C., Amiraslani, F., Chenu, C., Garcia Cardenas, M., Kaonga, M., Koutika, L. S., Ladha, J., Madari, B., Shirato, Y., Smith, P., Soudi, B., Soussana, J. F., Whitehead, D., & Wollenberg, E. (2020) . The 4p1000 initiative: Opportunities, limitations and challenges for implementing soil organic carbon sequestration as a sustainable development strategy. *Ambio*, 49 (1) , 350-360. <https://doi.org/10.1007/s13280-019-01165-2>
- Saiki, M., Nguyen, T. P. M., Shindo, J., & Nishida, K. (2020) . Nitrogen balance in paddy fields under flowing-irrigation condition. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 116 (1) , 19-30. <https://doi.org/10.1007/s10705-019-10019-y>
- Salimi, S., Almuktar, S., & Scholz, M. (2021) . Impact of climate change on wetland ecosystems: A critical review of experimental wetlands. *J Environ Manage*, 286, 112160. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.112160>
- Sapkota, Y., & White, J. R. (2020) . Carbon offset market methodologies applicable for coastal wetland restoration and conservation in the United States: A



- review. *Sci Total Environ*, 701, 134497.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134497>
- Schaufler, G., Kitzler, B., Schindlbacher, A., Skiba, U., Sutton, M. A., & Zechmeister-Boltenstern, S. (2010). Greenhouse gas emissions from European soils under different land use: effects of soil moisture and temperature. *European Journal of Soil Science*, 61 (5), 683-696.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01277.x>
- Scott, D. A., & Jones, T. A. (1995). Classification and inventory of wetlands: A global overview. *Vegetatio*, 118 (1), 3-16.
<https://doi.org/10.1007/BF00045186>
- Shiau, Y.-J., Burchell, M. R., Krauss, K. W., Birgand, F., & Broome, S. W. (2016). Greenhouse Gas Emissions from a Created Brackish Marsh in Eastern North Carolina. *Wetlands*, 36 (6), 1009-1024.
<https://doi.org/10.1007/s13157-016-0815-y>
- Shiau, Y.-J., Chen, Y.-A., You, C.-R., Lai, Y.-C., & Lee, M. (2022). Compositions of sequestered soil carbon in constructed wetlands of Taiwan. *Science of the Total Environment*, 805, 150290.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150290>
- Shiau, Y. J., Burchell, M. R., Krauss, K. W., Broome, S. W., & Birgand, F. (2019). Carbon storage potential in a recently created brackish marsh in eastern North Carolina, USA. *Ecological Engineering*, 127, 579-588.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2018.09.007>
- Son, S., Wang, M., & Harding, L. W. (2014). Satellite-measured net primary production in the Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, 144, 109-119. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.01.018>
- Song, C., XU, X., TIAN, H., & WANG, Y. (2009). Ecosystem-atmosphere exchange of CH₄ and N₂O and ecosystem respiration in wetlands in the Sanjiang Plain, Northeastern China. *Global Change Biology*, 15 (3), 692-705. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01821.x>
- Sparling, G., Vojvodić-Vuković, M., & Schipper, L. A. (1998). Hot-water-soluble C as a simple measure of labile soil organic matter: The relationship with microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry*, 30 (10), 1469-1472. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00040-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00040-6)
- Stockmann, U., Adams, M. A., Crawford, J. W., Field, D. J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., Minasny, B., McBratney, A. B., de Courcelles, V. D., Singh, K., Wheeler, I., Abbott, L., Angers, D. A., Baldock, J., Bird, M., Brookes, P. C., Chenu, C., Jastrow, J. D., Lal, R., . . . Zimmermann, M. (2013). The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 164, 80-99.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>

- 
- Sultana, M.-Y., Mourtí, C., Tatoulis, T., Akrotos, C. S., Tekerlekopoulou, A. G., & Vayenas, D. V. (2016). Effect of hydraulic retention time, temperature, and organic load on a horizontal subsurface flow constructed wetland treating cheese whey wastewater. *Journal of Chemical Technology & Biotechnology*, 91 (3), 726-732.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/jctb.4637>
- Sun, H. S., Wu, S. H., Feng, S. G., Jiang, C. C., Wang, R., Xu, S. J., Cui, L. J., & Zhuang, X. L. (2022). Impact of influent strengths on nitrous oxide emission and its molecular mechanism in constructed wetlands treating swine wastewater. *Environmental Research*, 210, Article 112957.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.112957>
- VanderZaag, A. C., Gordon, R. J., Burton, D. L., Jamieson, R. C., & Stratton, G. W. (2010). Greenhouse gas emissions from surface flow and subsurface flow constructed wetlands treating dairy wastewater. *J Environ Qual*, 39 (2), 460-471. <https://doi.org/10.2134/jeq2009.0166>
- Vymazal, J. (2007). Removal of nutrients in various types of constructed wetlands. *Sci Total Environ*, 380 (1-3), 48-65.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.09.014>
- Vymazal, J. (2010). Constructed Wetlands for Wastewater Treatment. *Water*, 2 (3), 530-549. <https://doi.org/10.3390/w2030530>
- Vymazal, J., Lásková, J., & Hnátková, T. (2023). The retention of nitrogen and phosphorus in aboveground biomass of plants growing in constructed wetlands treating agricultural drainage. *Ecological Engineering*, 194, 107044. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2023.107044>
- Wang, H., Zhao, R., Zhao, D., Liu, S., Fu, J., Zhang, Y., Dai, N., Song, D., & Ding, H. (2022). Microbial-Mediated Emissions of Greenhouse Gas from Farmland Soils: A Review. *Processes*, 10 (11), 2361.
<https://www.mdpi.com/2227-9717/10/11/2361>
- Wang, S., Wang, W., Liu, L., Zhuang, L., Zhao, S., Su, Y., Li, Y., Wang, M., Wang, C., Xu, L., & Zhu, G. (2018). Microbial Nitrogen Cycle Hotspots in the Plant-Bed/Ditch System of a Constructed Wetland with N₂O Mitigation. *Environmental Science & Technology*, 52 (11), 6226-6236.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.7b04925>
- Wang, X., Siciliano, S., Helgason, B., & Bedard-Haughn, A. (2017). Responses of a mountain peatland to increasing temperature: A microcosm study of greenhouse gas emissions and microbial community dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*, 110, 22-33.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.02.013>
- Wang, Y., Wu, F., Li, X., Li, C. C., Zhao, Y. K., Gao, Y. X., & Liu, J. (2023). Effects of plants and soil microorganisms on organic carbon and the relationship

between carbon and nitrogen in constructed wetlands. *Environmental Science and Pollution Research*, 30 (22) , 62249-62261.
<https://doi.org/10.1007/s11356-023-26489-1>

- Wiegert, R. G., & Evans, F. C. (1964) . Primary Production and the Disappearance of Dead Vegetation on an Old Field in Southeastern Michigan. *Ecology*, 45 (1) , 49-63. <https://doi.org/10.2307/1937106>
- Woodwell, G. M., & Whittaker, R. H. (2015) . Primary Production in Terrestrial Ecosystems. *American Zoologist*, 8 (1) , 19-30.
<https://doi.org/10.1093/icb/8.1.19>
- Wrage, N., Velthof, G. L., van Beusichem, M. L., & Oenema, O. (2001) . Role of nitrifier denitrification in the production of nitrous oxide. *Soil Biology & Biochemistry*, 33 (12-13) , 1723-1732. [https://doi.org/10.1016/s0038-0717\(01\)00096-7](https://doi.org/10.1016/s0038-0717(01)00096-7)
- Wu, H., Wang, R., Yan, P., Wu, S., Chen, Z., Zhao, Y., Cheng, C., Hu, Z., Zhuang, L., Guo, Z., Xie, H., & Zhang, J. (2023) . Constructed wetlands for pollution control. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4 (4) , 218-234.
<https://doi.org/10.1038/s43017-023-00395-z>
- Xi, M., Kong, F., Li, Y., & Kong, F. (2017) . Temporal-spatial variation of DOC concentration, UV absorbance and the flux estimation in the Lower Dagu River, China. *Frontiers of Earth Science*, 11 (4) , 660-669.
<https://doi.org/10.1007/s11707-017-0633-4>
- Xu, C., Yu, X., Duan, H., Li, J., Xia, S., Zhang, Q., & Li, C. (2023) . The decomposition processes and return of carbon, nitrogen, and phosphorus of *Phragmites australis* litter with different detritus amount. *Hydrobiologia*, 850 (18) , 3893-3906. <https://doi.org/10.1007/s10750-022-05026-0>
- Yamochi, S. (2008) . Succession of macrobenthic fauna and nitrogen budget at two artificial tidal flats in Osaka Bay, Japan. *Marine Pollution Bulletin*, 57 (1) , 137-141.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2008.04.032>
- Yang, L., & Yuan, C.-S. (2019) . Analysis of carbon sink effects for saline constructed wetlands vegetated with mangroves to treat mariculture wastewater and sewage. *Water Science and Technology*, 79 (8) , 1474-1483. <https://doi.org/10.2166/wst.2019.145>
- Yang, W. B., Yuan, C. S., Huang, B. Q., Tong, C., & Yang, L. (2018) . Emission Characteristics of Greenhouse Gases and Their Correlation with Water Quality at an Estuarine Mangrove Ecosystem - the Application of an In-situ On-site NDIR Monitoring Technique. *Wetlands*, 38 (4) , 723-738.
<https://doi.org/10.1007/s13157-018-1015-8>
- Yin, C., Pereira, P., Zhao, W., & Barcelo, D. (2023) . Natural climate solutions. The

- way forward. *Geography and Sustainability*, 4 (2) , 179-182.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geosus.2023.03.005>
- Yoo, J., Kim, J., Kim, J., Lim, J., & Kang, H. (2022) . Soil carbon storage and its economic values of inland wetlands in Korea. *Ecological Engineering*, 182, 106731. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2022.106731>
- Yuckin, S. J., Howell, G., Robichaud, C. D., & Rooney, R. C. (2023) . Phragmites australis invasion and herbicide-based control changes primary production and decomposition in a freshwater wetland. *Wetlands Ecology and Management*, 31 (1) , 73-88. <https://doi.org/10.1007/s11273-022-09902-3>
- Zhang, D., Tian, X., Dong, S., Chen, Y., Feng, J., He, R. P., & Zhang, K. (2020) . Carbon budgets of two typical polyculture pond systems in coastal China and their potential roles in the global carbon cycle. *Aquaculture Environment Interactions*, 12, 105-115. <https://www.int-res.com/abstracts/aei/v12/p105-115/>
- Zhang, J., Wang, J. J., Xiao, R., Deng, H., & DeLaune, R. D. (2023) . Effect of salinity on greenhouse gas production and emission in marsh soils during the decomposition of wetland plants. *Journal of Soils and Sediments*, 23 (1) , 131-144. <https://doi.org/10.1007/s11368-022-03334-5>
- Zhang, L., Wang, X. C., Dzakpasu, M., Cao, T., Zhang, H., Liu, Y., & Zheng, Y. (2022) . Integrated environmental influences quantification of pilot-scale constructed wetlands based on modified ecological footprint assessment. *Sci Total Environ*, 843, 157039. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.157039>
- Zhang, S., Liu, F., Luo, P., Xiao, R., Zhu, H., & Wu, J. (2019) . Nitrous oxide emissions from pilot scale three-stage constructed wetlands with variable nitrogen loading. *Bioresour Technol*, 289, 121687. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2019.121687>
- Zhenghu, D., & Honglang, X. (2000) . Effects of soil properties on ammonia volatilization. *Soil Science and Plant Nutrition*, 46 (4) , 845-852. <https://doi.org/10.1080/00380768.2000.10409150>
- Zhu, X., Shen, J., Li, Y., Liu, X., Xu, W., Zhou, F., Wang, J., Reis, S., & Wu, J. (2021) . Nitrogen emission and deposition budget in an agricultural catchment in subtropical central China. *Environmental Pollution*, 289, 117870. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.117870>
- Zumft, W. G. (1997) . Cell biology and molecular basis of denitrification. *Microbiol Mol Biol Rev*, 61 (4) , 533-616. <https://doi.org/10.1128/mmb.61.4.533-616.1997>
- 中央氣象署. (2024) . CODiS 氣候資料服務系統.
<https://codis.cwa.gov.tw/StationData>

陳柏宏. (2014). 淡水河紅樹林及草澤植物的碳儲存量與碳收支. 國立中興大學. 臺灣博碩士論文知識加值系統. 台中市.
<https://hdl.handle.net/11296/24x2r2>

經濟部水利署. (2024). 水文資訊網.
<https://gweb.wra.gov.tw/hydroinfo/WraSTList/#>

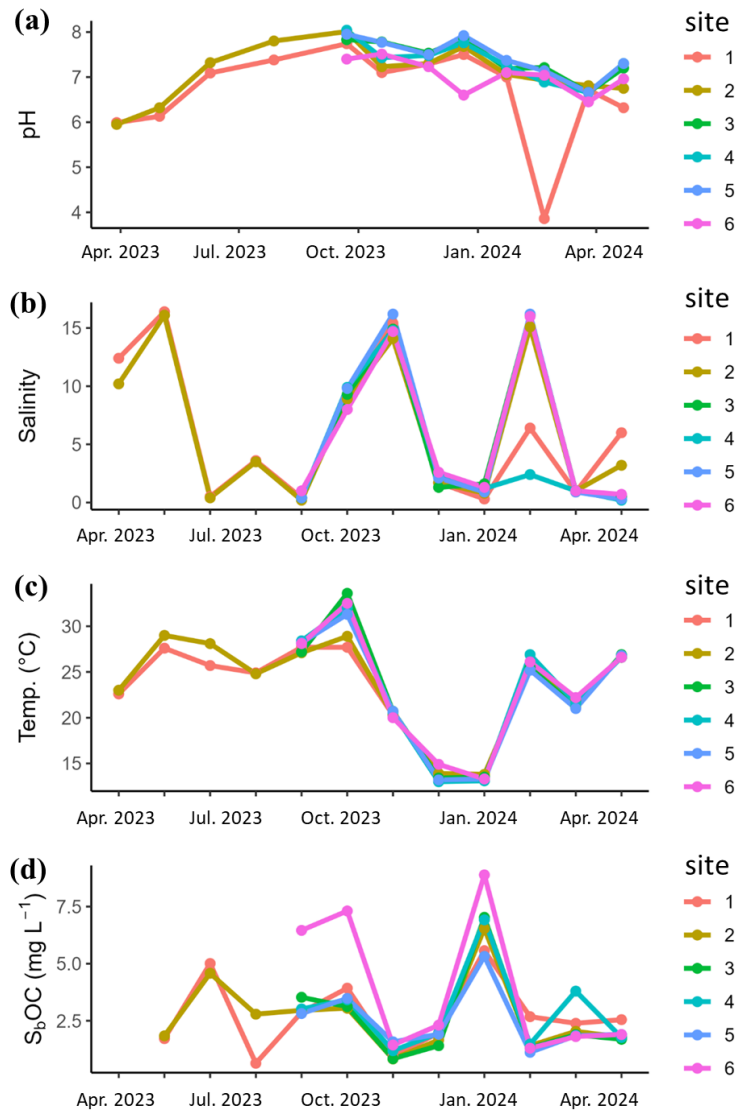
臺北市政府工務局水利工程處. (2023). 112 年度水利處轄管濕地及滯洪池生態監測技術服務總成果報告書. <https://www-ws.gov.taipei/001/Upload/730/refile/-1/730/3caaf4de-ebd0-4604-94f2-e20132466168.pdf>



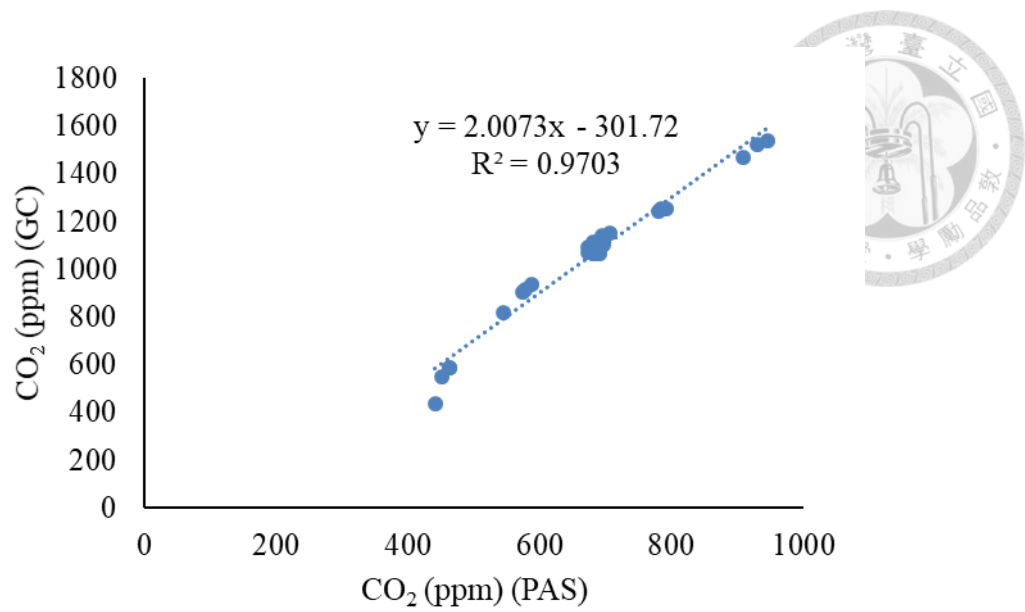
附錄

附錄 1、單株蘆葦之乾重秤量

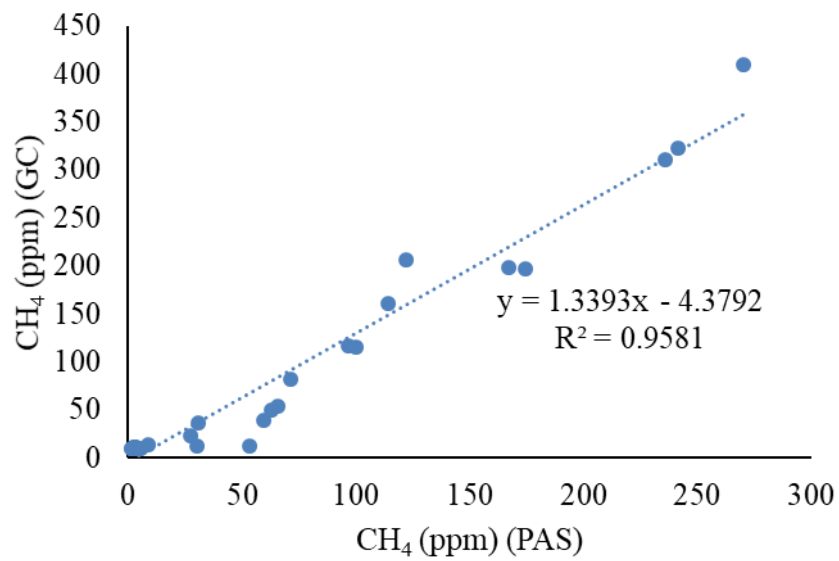
項目	乾重 (g)
單株蘆葦 #1	58.9
#2	40.8
#3	56.1
#4	46.3
#5	47.5
#6	36.3
2023/10/6 1 m ² 內蘆葦	463



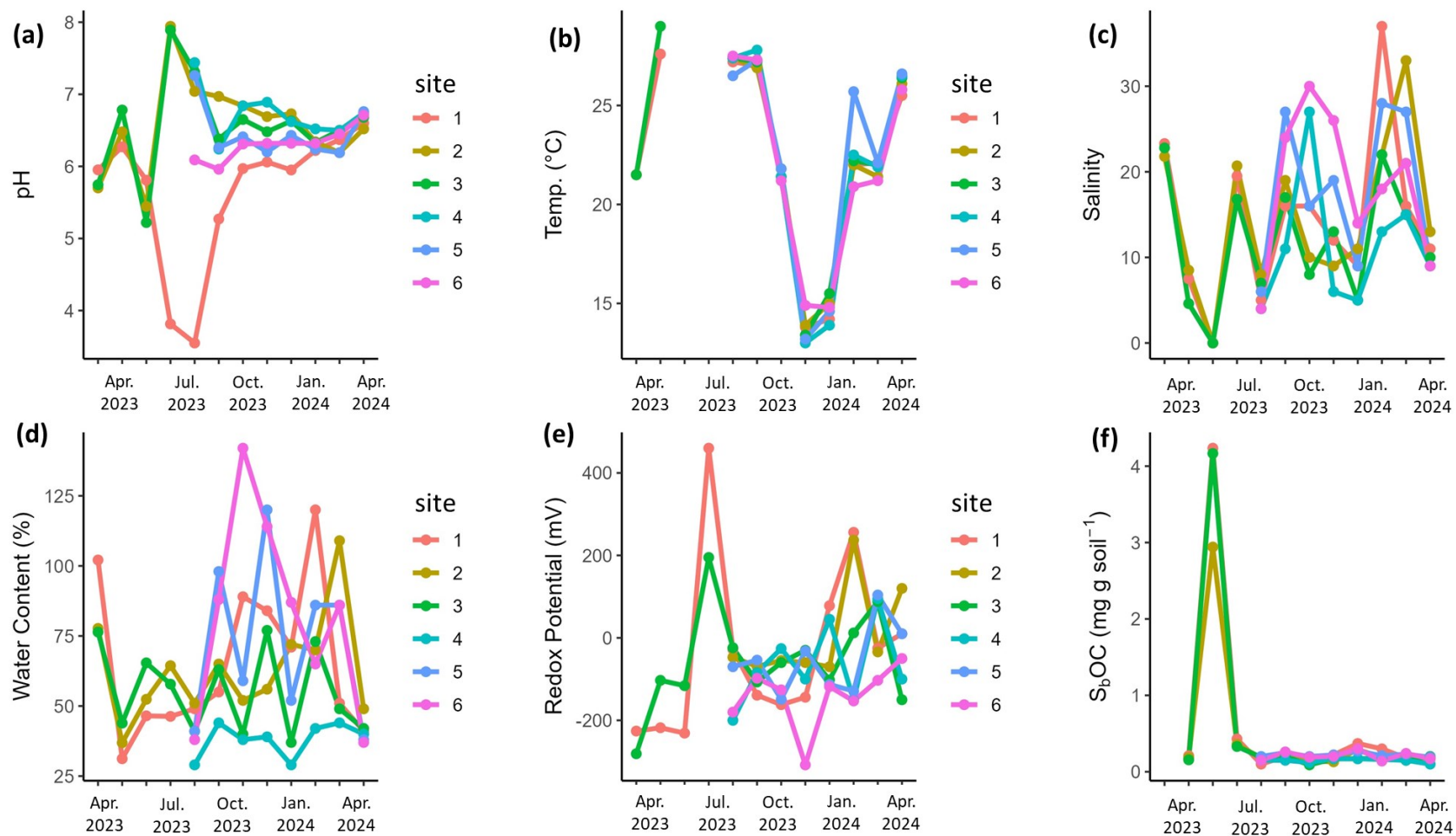
附錄 2、不同樣點之水質隨月份之變化



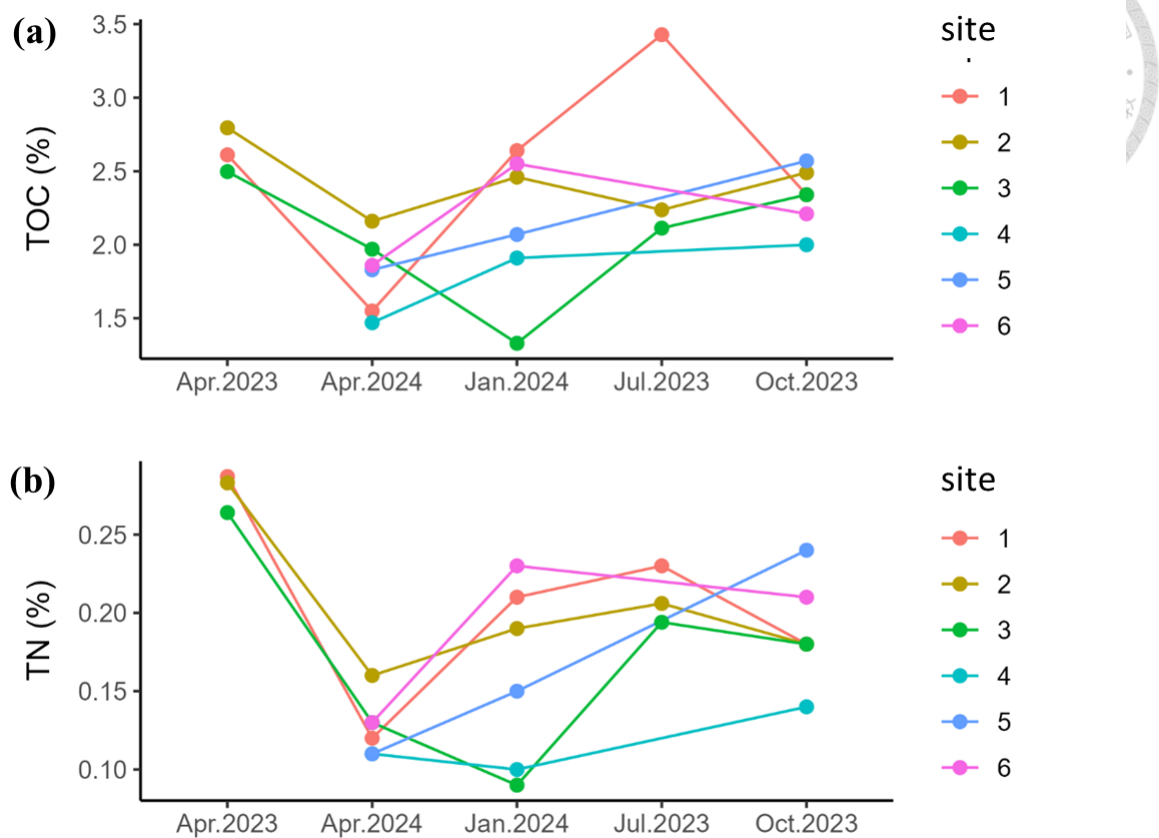
附錄 3、GC-FID 與 PAS 二氧化碳濃度數據映射之回歸方程式



附錄 4、GC-FID 與 PAS 甲烷濃度數據映射之回歸方程式



附錄 5、不同樣點土壤性質隨月份之變化

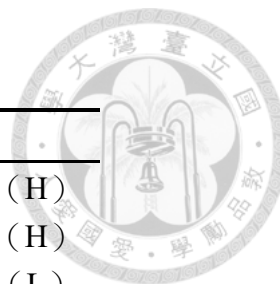


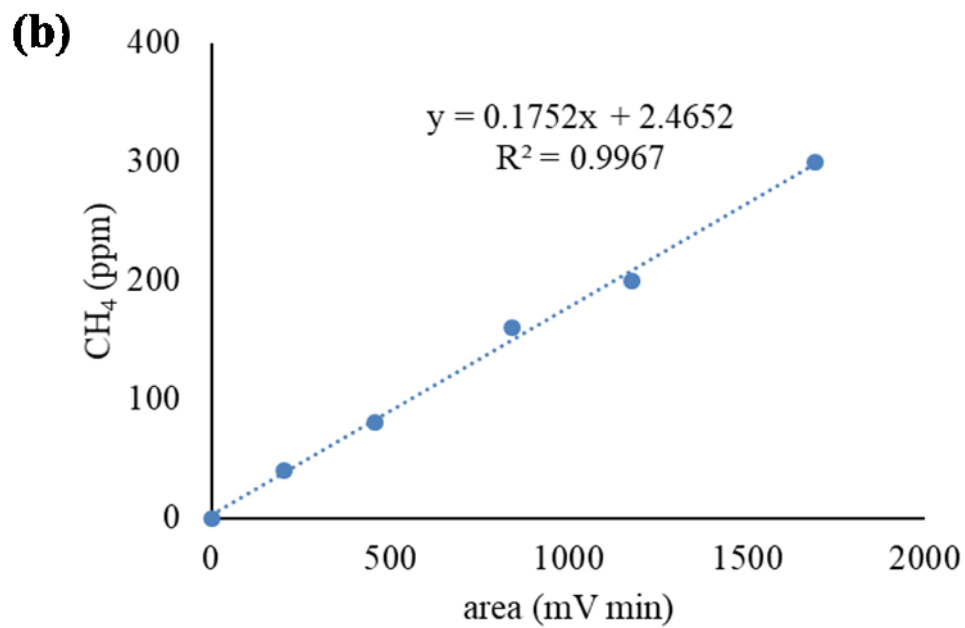
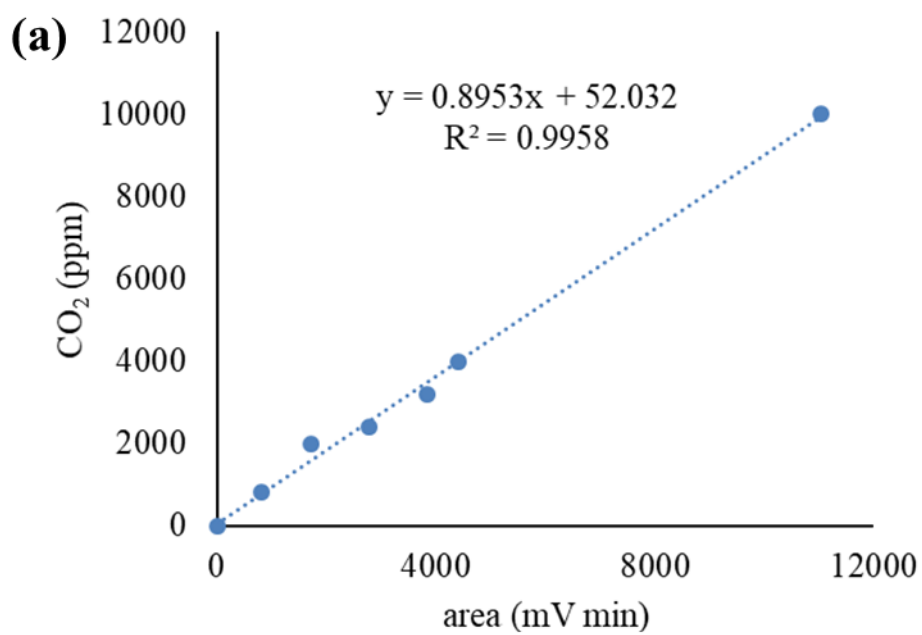
附錄 6、不同樣點土壤中 (a) 碳 (b) 氮含量之變化

附錄 7、採樣日期與時間及最接近採樣時間之潮位

採樣日期	採樣時間	潮汐時間	
2023/3/2	10:30	8:06 (L)	14:09 (H)
2023/3/28	10:00	9:34 (L)	15:19 (H)
2023/5/1	14:00	8:11 (H)	11:34 (L)
2023/6/9	11:00	9:06 (L)	14:43 (H)
2023/7/28	10:00	12:34 (L)	19:18 (H)
2023/9/8	10:30	11:34 (L)	18:22 (H)
2023/9/22	10:00	9:06 (L)	15:47 (H)
2023/10/6	10:00	9:42 (L)	16:22 (H)
2023/10/19	10:00	7:16 (L)	13:42 (H)
2023/11/24	13:00	8:23 (L)	14:42 (H)
2023/12/21	13:00	11:57 (L)	18:10 (H)
2024/1/23	14:00	9:58 (H)	16:07 (L)
2024/2/21	15:00	9:43 (H)	15:53 (L)
2024/3/26	13:30	11:46 (H)	18:04 (L)
2024/4/22	12:30	10:07 (H)	16:22 (L)

註：潮汐時間括號中 L 表示乾潮，H 則表示滿潮





附錄 8、GC-FID 之 (a) CO_2 與 (b) CH_4 檢量線