

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

臺灣東南海域夏季期間水文及生地化特性變動

Variations of hydrographic and biogeochemical properties
during the summer in the southeast of Taiwan

吳維常

Wei-Chang Wu

指導教授：楊穎堅 博士、魏慶琳 博士

Advisors: Yiing-Jang Yang, Ph.D. and

Ching-Ling Wei, Ph.D.

中華民國 112 年 8 月

August 2023



國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書
MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

臺灣東南海域夏季期間水文及生地化特性變動

Variations of hydrographic and biogeochemical properties
during the summer in the southeast of Taiwan

本論文係吳維寧 (姓名) R10241102 (學號) 在國立臺灣大學
海洋研究所 (系/所/學位學程) 完成之碩士學位論文，於民國112年
7月28日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department / Institute of Oceanography
on 28 (date) 7 (month) 2023 (year) have examined a Master's thesis entitled above presented
by Wei-Chang Wu (name) R10241102 (student ID) candidate and hereby certify
that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

楊彌堅

(指導教授 Advisor)

朱維寧

周文正

詹森

魏慶珠

系主任/所長 Director:

謝志豪

致謝



碩班兩年時光眨眼即逝，每每回想起這段時間的點點滴滴，依然覺得格外精彩、充實。首先感謝指導教授楊穎堅老師，在資料分析和論文撰寫的過程中給了我許多建議，也非常感謝老師和國科會給了我到奧地利維也納參加 EGU 的機會，出國一趟讓我受益良多、大開眼界。感謝共同指導教授魏慶琳老師，耐心地向我仔細解釋每個化學參數代表的意義，將我從對化學一竅不通的門外漢，指導至能順利寫出論文。感謝許哲源老師，在課堂時間之外還花了許多時間，指導我對於 PWP3D 模式的使用。謝謝所上老師們在書報討論時的指教，以及口試委員們在口試時給我的諸多建議，讓這份研究得以變得更加完善。另外，感謝華哥、貴儀中心的技術員以及新海研一號的船員們，不辭辛勞地協助我們完成每次的實驗與航次，祝福您們未來每次出海能一切順利、平安。

感謝 219 實驗室的成員們，謝謝致廷、宇呈學長和芊奕學姊在我剛入學還是菜鳥時，一路帶我做儀器校正和航前整備，並給了我研究上許多幫助及建議，祝福你們未來工作一切順利。謝謝實驗室夥伴暨同學欣怡，從出海到出國參加研討會，感謝有妳的細心，讓我們在準備時沒有丟三落四少帶東西。謝謝千霈在實驗室大小事務上的幫忙，相信未來妳一定能成為學弟妹們眼中可靠的學姊。感謝慧慈總是幫我們處理麻煩的報帳問題，這兩年來辛苦妳了。感謝同學真珍、岱鈞、偌栩、琦文和物理組的學長姐、學弟妹們，在繁忙的課業中互相提醒記得交報告、選課還有其他行政規定，否則我不知道已經錯過多少重要訊息，在學期間與你們一同度過的歡聲笑語，讓我的碩士生涯更加多彩。此外，謝謝毅睿、彥樺和宜璟在我忙碌或偷懶的同時，也不忘約我出去爬山和拍照，是你們讓我想起了自己還有朋友。

最後，感謝家人一路上在背後默默的支持，有你們的鼓勵我才能堅持下去順利完成學業，希望你們能永遠平安健康。同時，也感謝自己兩年來對這份研究的付出，相信未來的自己再回頭看這篇論文時，不會後悔當初選擇的這條路。

摘要



臺灣東南海域位處西北太平洋內的副熱帶反流區(Subtropical Countercurrent, STCC)，常見由斜壓不穩定(Baroclinic instability)引起的中尺度渦旋(Mesoscale Eddy)；除此以外，西北太平洋亦為颱風生成的熱區，兩者在上層海洋的物理現象和生地化作用上扮演重要角色。自 2018 至 2020 年期間的夏季，國立臺灣大學海洋研究所佈放於西北太平洋的兩組海氣象錨碇浮標 NTU1 及 NTU2，觀測到一個氣旋式渦旋(Cyclonic Eddy, CE)和一個反氣旋式渦旋(Anti-Cyclonic Eddy, ACE)及數個颱風，渦旋和颱風顯著地改變上層海洋水文結構。掛載於浮標錨串上的水文、氣象、溶氧、螢光和 pH 各式探針，提供了寶貴的時間序列觀測資料，有助於更深入了解西北太平洋地區海洋生地化環境。本論文科學目標為探討中尺度渦旋與颱風經過時，上層海洋水文與生地化參數伴隨的變化，以及海氣之間氣體通量的交換。此外，透過一維溶氧和總無機碳的質量平衡模式，在本研究中亦嘗試推估臺灣東南海域夏季時上層海洋的生物淨群集生產力(Net Community Production, NCP)。

分析結果顯示，溶氧濃度和葉綠素濃度在浮標測站上層海洋，各存在一個極大值，分別位於水深約 70 和 90 公尺處，其極大值約為 $200 \mu\text{M}$ 和 $0.2 \mu\text{g L}^{-1}$ 。在近表層處，溶氧濃度變化受太陽短波輻射主導，但可能還受中尺度渦旋等機制影響。在 2019 年六至八月氣旋式中尺度渦旋通過期間，溶氧濃度和溫度在水深 50 公尺處的全日潮和半日潮頻帶上，分別有高達 $30 \mu\text{M}$ 和 5°C 的振幅，其變化量隨深度增加而逐漸減小；2018 年八月反氣旋式中尺度渦旋通過期間，振幅則分別縮小至 $5 \mu\text{M}$ 和 1°C 。此現象可能是由於中尺度渦旋通過後影響上層海洋溫度結構，使內潮垂直速度、節點(Node point)位置和背景濃度梯度的垂直結構發生變化所致。

颱風經過對研究海域的影響，本論文以 2019 年強度為 C1 的玲玲颱風為實例，其 34 節風暴風圈半徑(R_{34})通過浮標期間，溶氧濃度極大值深度上層和下層分別有顯著上升及下降的現象。根據 Price-Weller-Pinkel (PWP) 3D 模式模擬結果，此段期



間上層海洋主要受到垂直對流主導，其在水深約 70 公尺處造成約 30 公尺的等密度線垂直向上位移，使水深 50 和 100 公尺處溶氧濃度分別上升和下降。在 2020 年閃電颱風通過 NTU1 測站期間，分別約有 700 mmol m^{-2} 的氧氣及 640 mmol m^{-2} 的二氧化碳從大氣被帶入海洋，其中氧氣通量約佔表水層一公尺溶氧總量的 13%，二氧化碳通量則約為非颱風時期的三至四倍。另藉由一維溶氧濃度質量守恆模式，在 2020 年夏季期間 NTU1 測站定義與海表溫相差攝氏 0.8 度的混合層中，淨群集生產力平均約為 $45 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。

關鍵詞：海氣象浮標、中尺度渦旋、颱風、海氣之間氣體通量、淨群集生產力

ABSTRACT



In the northwestern subtropical Pacific Ocean (NWSTP), the region of the Subtropical Countercurrent (STCC) is known for its abundant mesoscale eddies, which are primarily caused by baroclinic instability. In addition, the NWSTP serves as a hotspot for typhoon formation. Both the mesoscale eddies and typhoons play a crucial role in the physical and biogeochemical processes of the upper ocean. During the summer of 2018 to 2020, we deployed two metocean moored buoys, NTU1 and NTU2, in the NWSTP. These buoys observed one cyclonic eddy (CE), one anti-cyclonic eddy (ACE) and several typhoons passing by, which resulted in significant change of the hydrographic profile. The data buoys could provide a continuous dataset of *in-situ* meteorology, hydrography, dissolved oxygen (DO) concentration, chlorophyll-a and pH in the upper ocean, which helped us better understand physical dynamics, variation of biogeochemical parameters and air-sea gas fluxes under the influence of mesoscale eddies and typhoons. Besides, using the one-dimension calculation of the mass conservation of oxygen and dissolved inorganic carbon, we estimated the net community production (NCP) in the upper ocean of the NWSTP during the summer.

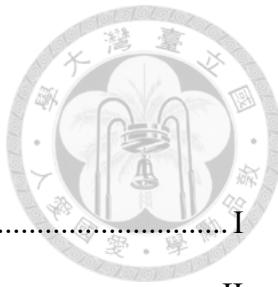
The result showed that DO concentration and chlorophyll-a had their maximum values of approximately 200 μM and 0.2 $\mu\text{g L}^{-1}$ at depth of 70 and 90 meters, respectively. In addition to the diurnal irradiance, DO concentration near the surface layer may also be affected by mesoscale eddy. The thermocline deepened (uplifted) during the periods of ACE and CE from June to August 2019 and in August 2018, respectively. Additionally, spectrum analyses showed that the amplitude of diurnal and semi-diurnal bands on DO concentration and temperature had significant fluctuations up to 30 μM and 5 $^{\circ}\text{C}$, respectively, at 50 meters depth, whereas they narrowed to 5 μM and 1 $^{\circ}\text{C}$ during the ACE period. The CE and ACE could modulate the thermal structure through upwelling and

downwelling, respectively, which changed the amplitude and node point of internal tide, as well as the vertical structure of background concentration gradient.

Influenced by typhoon Lingling in 2019, with an intensity classified as C1, DO concentration increased (decreased) above (below) depth of its maximum value during the transit period of its 34-knot wind radius (R_{34}), respectively. Simulated by Price-Weller-Pinkel (PWP) 3D numerical model, we found that upper ocean was dominated by vertical advection, which caused upward vertical displacement of the isopycnal by 30 meters at depth of 70 meters. This could result in an increase in DO concentration at a depth of 50 meters and a decrease at a depth of 100 meters. Besides, during the passage of typhoon Atsani in 2020, about 700 mmol m^{-2} of oxygen and 640 mmol m^{-2} of carbon dioxide entered the ocean from the atmosphere at NTU1 buoy, which accounted for about 13% of total DO in the surface layer and was about three to four times larger than non-typhoon period, respectively. Finally, based on the observation of NTU1 in 2020, the average of NCP was about $45 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the mixed layer, with $\text{SST-T}_{\text{MLD}} = 0.8^\circ\text{C}$.

Keywords: Metocean buoy, Mesoscale eddy, Typhoon, Air-sea gas fluxes, Net community production

目錄



口試委員會審定書	I
致謝	II
摘要	III
ABSTRACT	V
目錄	VII
圖目錄	IX
表目錄	XII
符號表	XIII
第一章 緒論	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究動機	6
第二章 資料介紹	7
2.1 海氣象浮標資料介紹	8
2.1.1 觀測儀器介紹	10
2.1.2 浮標觀測介紹	13
2.2、衛星測高與颱風路徑資料介紹	17
2.3 通過浮標之中尺度渦旋介紹	19
2.4 通過浮標之颱風介紹	20
第三章 分析方法介紹	25
3.1 傅立葉頻譜分析	25
3.1.1 傅立葉頻譜	25
3.1.2 濾波	27
3.1.3 交叉譜分析	28
3.2 Price-Weller-Pinkel 三維模式模擬	29



3.3 碳化學參數、海氣間氣體通量與淨群集生產力	31
3.3.1 碳化學參數	32
3.3.2 海氣之間氣體通量	33
3.3.3 淨群集生產力	35
第四章 分析結果與討論	39
4.1 背景水文環境	39
4.2 中尺度渦旋通過後變化	47
4.3 颱風通過後變化	56
4.3.1 浮標觀測資料	56
4.3.2 PWP3D 模式模擬結果	58
4.3.3 葉綠素濃度分析	60
4.4 氧氣、二氧化碳通量及淨群集生產力	61
第五章 結論	68
參考文獻	70

圖目錄



圖 1-1、影響上層海洋溶氧濃度之各項因子示意圖	2
圖 1-2、影響上層海洋葉綠素濃度之各項因子示意圖	3
圖 1-3、淨群集生產力示意圖	5
圖 2-1、海氣象浮標 NTU1 及 NTU2 位置圖	7
圖 2-2、2020 年海氣象浮標 NTU1 水下儀器相對位置示意圖	9
圖 2-3、2018 年 NTU1 測站時間序列觀測資料	14
圖 2-4、2018 年 NTU2 測站時間序列觀測資料	15
圖 2-5、2019 年 NTU1 測站時間序列觀測資料	15
圖 2-6、2019 年 NTU2 測站時間序列觀測資料	16
圖 2-7、2020 年 NTU1 測站時間序列觀測資料	16
圖 2-8、2020 年 NTU2 測站時間序列觀測資料	17
圖 2-9、2018 年八月通過浮標的反氣旋渦路徑圖	19
圖 2-10、2019 年六至八月通過浮標的氣旋渦路徑圖	20
圖 2-11、2018 年山竹颱風路徑圖	21
圖 2-12、2019 年丹娜斯颱風路徑圖	22
圖 2-13、2019 年利奇馬颱風路徑圖	22
圖 2-14、2019 年白鹿颱風路徑圖	23
圖 2-15、2019 年玲玲颱風路徑圖	23
圖 2-16、2019 年米塔颱風路徑圖	24
圖 2-17、2020 年閃電颱風路徑圖	24
圖 3-1、2019 年 NTU1 測站水深 48 公尺之溫度頻譜圖	26
圖 3-2、2019 年 NTU1 測站水深 9 公尺之葉綠素濃度	27
圖 3-3、2019 年 NTU2 測站水深 151 公尺溫度和溶氧濃度交叉頻譜圖	28



圖 3-4、NTU1 浮標觀測資料與 PWP3D 模式模擬結果比較	31
圖 3-5、2020 年 NTU1 測站混合層深度.....	36
圖 3-6、氧氣及二氧化碳在上層海洋質量守恆模式示意圖	38
圖 4-1、海氣象浮標 NTU1 測站上層 500 公尺水文剖面圖.....	40
圖 4-2、海氣象浮標 NTU2 測站上層 500 公尺水文剖面圖.....	41
圖 4-3、2019 年 NTU1 測站近表層之溫度、溶氧濃度和海面上短波輻射時間序列觀測資料	42
圖 4-4、2019 年 NTU1 測站近表層之溫度、溶氧濃度和海面上短波輻射之傅立葉頻譜，以及交叉譜分析	43
圖 4-5、2019 年 NTU1 測站溫度和溶氧濃度水深 48 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析	44
圖 4-6、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 52 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析	45
圖 4-7、2019 年 NTU1 測站溫度和溶氧濃度水深 101 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析	45
圖 4-8、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 101 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析	46
圖 4-9、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 151 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析	46
圖 4-10、2018 年 NTU2 測站觀測之反氣旋渦.....	48
圖 4-11、2019 年 NTU1 測站觀測之氣旋渦.....	49
圖 4-12、2019 年 NTU2 測站觀測之氣旋渦.....	50
圖 4-13、2018 年 NTU2 測站水深 50 公尺溶氧濃度之反氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖	52
圖 4-14、2019 年 NTU2 測站水深 50 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖	53



圖 4-15、2019 年 NTU2 測站水深 100 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖	54
圖 4-16、2019 年 NTU2 測站水深 150 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖	54
圖 4-17、中尺度渦旋通過後對上層海洋溶氧濃度影響示意圖	55
圖 4-18、2019 年玲玲颱風通過 NTU1 測站之水文資料	57
圖 4-19、PWP3D 模式中模擬之風場及海表面溫度反應	58
圖 4-20、PWP3D 模式模擬玲玲颱風通過 NTU1 測站結果	59
圖 4-21、2019 年 NTU1 測站葉綠素濃度經 48 小時低通濾波之時間序列資料	60
圖 4-22、示性波高與海氣之間氧氣由氣泡注入貢獻之通量時間序列資料	62
圖 4-23、2020 年 NTU1 測站海氣之間氧氣和二氧化碳通量	64
圖 4-24、2020 年 NTU1 測站淨群集生產力估算結果($MLD: \Delta T \text{ FROM SURFACE} = 0.8^\circ\text{C}$)	66
圖 4-25、2020 年 NTU1 測站淨群集生產力估算結果($MLD: \nabla T \text{ FROM SURFACE} = 0.1^\circ\text{C}$)	67

表目錄



表 2-1、2018 至 2020 年期間海氣象浮標化學參數觀測.....	8
表 2-2、2018 至 2020 年期間海氣象浮標佈放時間.....	8
表 2-3、薩菲爾-辛普森颶風風力等級表	18
表 2-4、2018 至 2020 年期間通過浮標之颱風.....	21
表 3-1、颱風風場和 PWP3D 模式設定參數表	31

符號表



AOU	表觀耗氧量 (μM)	IP	慣性週期 (Hours)
A_{DH}	氫離子之 Debye-Hückel 常數	K	氣體交換速度 (m day^{-1})
Cl_T	海水中總氯度	K_1	日月合成日週期 (Hours)
d	水深 (m)	K_s	硫酸氫根離子解離常數
E	鹽度通量	M_2	主太陰半日週期 (Hours)
f	科氏參數 (s^{-1})	n	風速之幕數
f_{CO_2}	海水中二氣化碳分壓 (ppm)	NCP	淨群集生產力 ($\text{mmol-C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
$f_{CO_2\ atm}$	陸地上二氣化碳分壓 (ppm)	O_1	主太陰日週期 (Hours)
F	法拉第常數 (C mol^{-1})	$[O_2]$	未經校正之溶氧濃度 (μM)
F_{bub}	氣泡造成之氧氣通量 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)	$[O_{2CP}]$	經壓力校正之溶氧濃度 (μM)
F_{CO_2}	海氣之間二氣化碳通量 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)	$[O_{2CS}]$	經鹽度校正之溶氧濃度 (μM)
F_{ent}	逸入作用造成之氧氣通量 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)	$[O_2]_{sat}$	飽和溶氧濃度 (μM)
F_{O_2}	海氣之間氧氣通量 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)	$[O_2]_{sub}$	次表層溶氧濃度 (μM)
$F_{O_2\ total}$	海氣之間氧氣總通量 ($\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)	$[O_2]_{sur}$	近表層溶氧濃度 (μM)
g	重力加速度 (m s^{-2})	$pH_{EXT\ cell}$	由儀器之固態參考電極計算得到之 pH 值
h	混合層厚度 (m)	$pH_{INT\ cell}$	由儀器之液體接界電極計算得到之 pH 值
H	熱通量	P	海水壓力
I	離子強度	r	距離颱風中心距離 (km)



R	氣體常數 (J [K mol] ⁻¹)	\mathbf{V}	水平流速
R_b	整體理查森數	V	風速 (m s ⁻¹)
R_{eye}	颱風眼牆半徑 (km)	V_{eye}	颱風眼牆內風速 (m s ⁻¹)
R_g	梯度理查森數	V_{max}	最大風速 (m s ⁻¹)
R_{max}	最大風速半徑 (km)	$V_{EXT\ REF}$	液體接界參考電極量測之原始電壓
S	鹽度 (psu)	$V_{INT\ REF}$	固態參考電極量測之原始電壓
S_0	初始鹽度 (psu)	W	垂直流速
S_2	主太陽半日週期 (Hours)	z	笛卡爾座標垂直方向變數
S_c	施密特數	Z_{mix}	混合層深度 (m)
S_T	海水中總硫酸鹽	α	熱膨脹係數 (°C ⁻¹)
SSS	海表面鹽度 (psu)	α_{CO_2}	二氣化碳在海水中溶解度 (mol m ⁻³ atm ⁻¹)
SST	海表面溫度(°C)	β	鹽度收縮係數 (psu ⁻¹)
t	時間變數	γ_{HCl}	氯化氫活性係數
T	溫度 (°C)	ρ	海水密度 (kg m ⁻³)
T_0	初始溫度 (°C)	τ	垂直動量通量
T_K	絕對溫度 (K)	\emptyset	測站所在緯度 (°)
TA	總鹼度 ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	ω	頻率變數
T_{CO_2}	總二氣化碳 ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	Ω	地球自轉角速度 (rad s ⁻¹)
U_{10}	距海面 10 公尺高風速 (m s ⁻¹)		

第一章 緒論



1.1 研究背景

臺灣東南海域位處西北太平洋中的副熱帶反流區(Subtropical Countercurrent, STCC)，此處表層向東流的反流和次表層向西流的北赤道流(North Equatorial Current)形成垂直剪切，使等壓面和等密面之間存在夾角，其造成之斜壓不穩定(Baroclinic instability)使中尺度渦旋(Mesoscale Eddy)的發展相當活躍(Qiu, 1999)。中尺度渦旋在上層海洋的物理和生地化過程中扮演重要角色，其在調整海洋水文垂直結構、熱量及生地化性質分布上均有貢獻(Robb McDonald, 1999)。根據旋轉方向的不同，其可分為氣旋式渦旋(Cyclonic Eddy, CE)及反氣旋式渦旋(Anti-Cyclonic Eddy, ACE)，此後將簡寫為氣旋渦及反氣旋渦。於北半球氣旋渦的流場為逆時針旋轉，其中心的海表面海水向外發散，海表面高度降低並造成湧升流；反氣旋渦的流場為順時針旋轉，其中心的海表面海水向內幅合，海面高度上升並形成下沉流，對當地溶氧及葉綠素濃度等生物化學產生一定程度的影響(McNeil et al., 1999; Xiu & Chai, 2020)。而臺灣東南海域亦處在西北太平洋颱風通過的熱區，颱風通過期間在上層海洋產生複雜的物理混合(Price, 1981)，對於物理水文參數及溶氧濃度(Dissolved oxygen, DO)和葉綠素濃度(Chlorophyll-a, CHL)等生物化學參數影響相當顯著(Chacko, 2017; Lin et al., 2014; Liu et al., 2020; Xu et al., 2019)。因此，臺灣東南海域豐富的海洋現象，為研究中尺度渦旋和颱風所引起的水文和生地化變動，提供了絕佳的場所。

上層海洋的海水溶氧濃度受許多作用的影響(Lefèvre & Merlivat, 2012b)。海洋與大氣之間的氣體交換是影響上層海洋溶氧濃度的因素之一(如圖 1-1 之綠色上下箭號)，尤其颱風通過期間強風造成的海水攪動，會促進海氣之間的氧氣交換率；其次，由強風吹拂形成的波浪破碎後，其產生的氣泡被攢壓注入海洋(如圖 1-1 之綠色向下箭號)，亦會造成海水溶氧濃度的上升。除此之外，颱風通過後產生的垂

直混合及湧升流(如圖 1-1 之紅色箭號與藍色向上箭號)，造成上層海水降溫進而增加氧氣溶解度，以及將下層不同溶氧濃度的海水往上帶，使溶氧濃度改變。Lin et al. (2014)曾透過船測，觀測到 2011 年超級颱風南瑪都通過後，上層 0 到 35 公尺處溶氧濃度上升，該研究推測此現象主要為氧氣由大氣進入海洋的逸入作用(Entrainment)和垂直混合主導，其中逸入作用包括海氣之間的交換和氣泡的影響。中尺度渦旋通過期間，湧升流和下沉流造成的海水垂直運動會改變上層海洋溫度結構，可能會透過湧升或是下沉流造成溶氧濃度的變化(如圖 1-1 之藍色向上及向下箭號)；透過水平方向平流傳輸(如圖 1-1 之藍色向左箭號)，也是造成變化的可能因素之一。Nagano et al. (2016)曾藉由安裝於錨碇系統上的溶氧探針，在日本外海觀測到氣旋渦通過後，位密度(Potential density)在 200、400 及 600 公尺處上升且溶氧濃度下降，其推測湧升流將下層較重、冷且相對低氧的海水往上層海洋輸送，因此觀測到溶氧濃度下降。除了以上的物理作用，當地生物的光合和呼吸作用也是可能影響溶氧濃度變化的原因(如圖 1-1 之橘色文字及圖示)。在白天陽光照射下，海水中的浮游植物行光合作用產生氧氣，進而增加海水中的溶氧濃度；而在夜晚時由於光合作用停止，海水中的溶氧濃度因呼吸作用被消耗而減少。綜上所述，影響上層海洋溶氧濃度各項因子整理如圖 1-1。

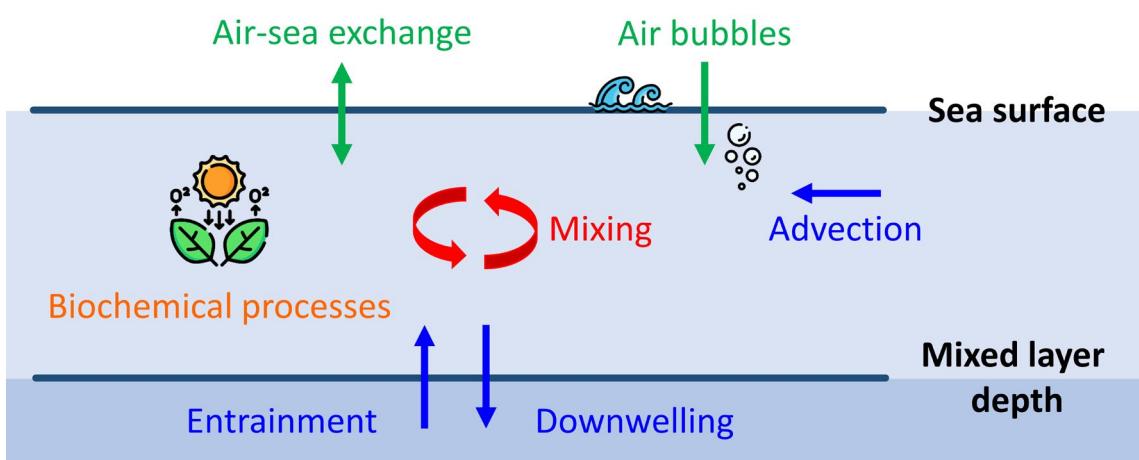


圖 1-1、影響上層海洋溶氧濃度之各項因子示意圖。

葉綠素濃度為海洋中浮游植物生長的指標之一，透過衛星海洋水色圖像可知，在開放海域中表水的葉綠素濃度通常非常低，即大洋如沙漠般貧瘠。上層海洋葉綠素濃度的垂直分布往往於次表層出現極大值，此極大值亦被稱為次表層葉綠素極大值(Subsurface chlorophyll maximum, SCM)，SCM 的深度於不同海域有所不同，主要由太陽日照量和營養鹽濃度決定(Kunz & Diehl, 2003)。McGillicuddy et al. (1998) 提到，葉綠素可能會透過氣旋渦通過時產生的湧升流，或是颱風通過時產生的艾克曼抽吸(Ekman pumping)(Bond et al., 2011)，從次表層被帶至表層(如圖 1-2 之橘色向上箭號)。Chacko (2017)曾透過 Argo 浮標，於孟加拉灣觀測到在有氣旋渦存在的情況下，颱風通過後將原本在 50 公尺的次表層葉綠素極大值，抬升至近表層 10 公尺左右位置，促使葉綠素從次表層注入表層。作者推測此現象為氣旋渦造成的湧升流，再加上颱風通過後艾克曼抽吸的作用所致。除此之外，水平平流(Rho et al., 2012) 和垂直紊流混合(Li et al., 2015)，也是可能影響的因素(如圖 1-2 之藍色和紅色箭號)。綜上所述，影響上層海洋葉綠素濃度各項因子小結於圖 1-2。

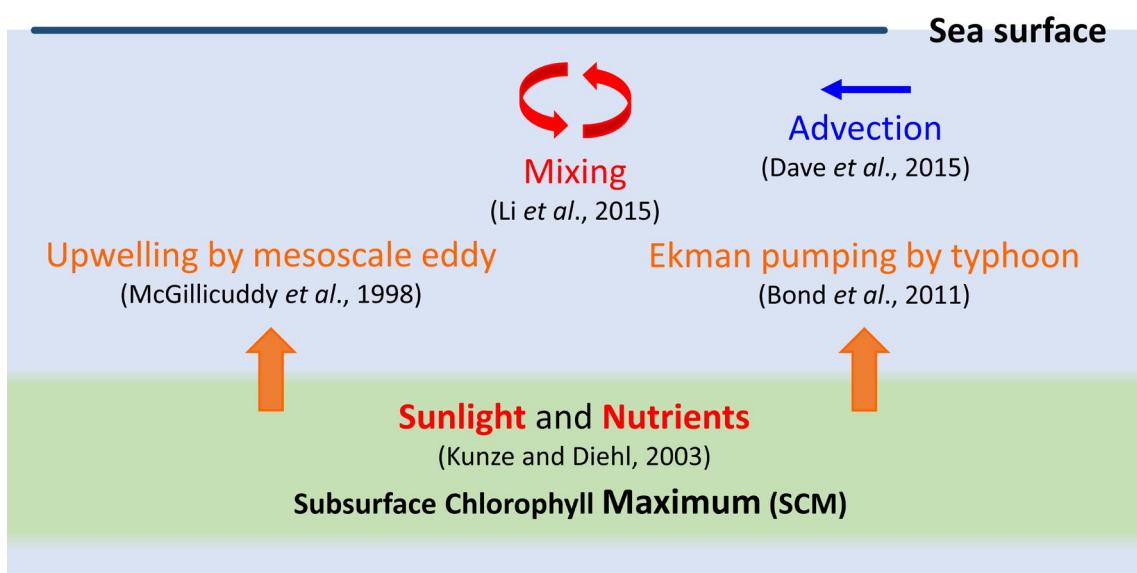


圖 1-2、影響上層海洋葉綠素濃度之各項因子示意圖。

海氣之間的氧氣通量會受到海洋初級生產力(Primary production)的影響(Dugdale & Goering, 1967)，且在海洋生態系統運作和海洋生地化循環中扮演重要角色，計算此通量有助於了解海洋生物化學和物理過程，對二氧化碳的時空變化產生的影響。在北半球，海氣之間的氧氣通量存在季節性變化，海洋在春季和夏季時為釋放氧氣的源(Source)，而在秋季和冬季為吸收氧氣的匯(Sink)(Najjar & Keeling, 2000)。海氣之間的二氧化碳通量交換在全球碳循環過程中至關重要(Gruber et al., 2009)，其傳輸方向主要取決於海水和大氣之間的二氧化碳分壓差，例如當大氣二氧化碳分壓大於海水中二氧化碳分壓時，海氣之間的二氧化碳通量由大氣向海洋傳輸，被海水吸收而成為吸收二氧化碳的匯。透過將海氣之間二氧化碳分壓差乘上二氧化碳氣體傳輸速度係數，便可估計通過海表面的單位時間氣體傳輸通量，其中二氧化碳氣體傳輸速度，主要與交界面之紊流混合程度有關。海氣間二氧化碳通量在全球分布上，赤道太平洋地區為二氧化碳最主要的源，兩半球 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 之間的副熱帶至溫帶海域為主要的二氧化碳吸收帶，高緯度地區通量則相對較小；其中西北太平洋地區在夏季時為微弱的二氧化碳提供區，冬季時為很強的二氧化碳吸收區(Takahashi et al., 2009)。總的來說，海氣之間氧氣及二氧化碳通量，對海洋生態系統、碳循環和氣候調節有一定重要性，其亦有助於了解海氣之間的物理及生物化學過程對於上層海洋的影響。除此以外，計算得到的海氣間氧氣通量，為透過一維氧氣或總無機碳質量守恆模式，估算淨群集生產力(Net Community Production, NCP)中重要的因子。

淨群集生產力是量化生物碳循環的關鍵指標之一，其代表意義為透過生物泵(Biological pump)將大氣中碳移除的淨量，意即浮游植物透過光合作用產出的有機碳(Gross Primary Productivity, GPP)，扣除呼吸作用消耗的有機碳(Community Respiration, R)後，在定義深度的上層海洋中，剩餘可以向下沉降的有機碳上限(Falkowski et al., 2003)(如圖 1-3 之紅色向下箭號)。大氣中二氧化碳進入海洋後，會透過生物光合作用生成有機碳及氧氣；相反地，有機碳會因生物呼吸作用被細菌分解，消耗氧氣產生二氧化碳。然而，因大部分的藻類體積很小不容易沈降，因此

實際上只有約 50 至 60%的淨群集生產力可以向下層輸出，若有足夠的浮游動物捕食，將小型藻類透過排泄糞粒(Fecal pellets)，有利於提升有機顆粒的沈降速度。然而，上層海洋淨群集生產力的量測十分不易，雖能以沉積物收集器(Sediment trap)直接量測有機顆粒的沉降通量(Wei et al., 2011)，但僅能得到有限時間段和單一地點的觀測值；而藉由氧氣或總無機碳的質量守恆模式，便可試著將海氣之間氣體交換通量、逸入作用、生物活動以及平流效應等影響項能量化，提供估算淨群集生產力的時空變化資訊(Neuer et al., 2007)。

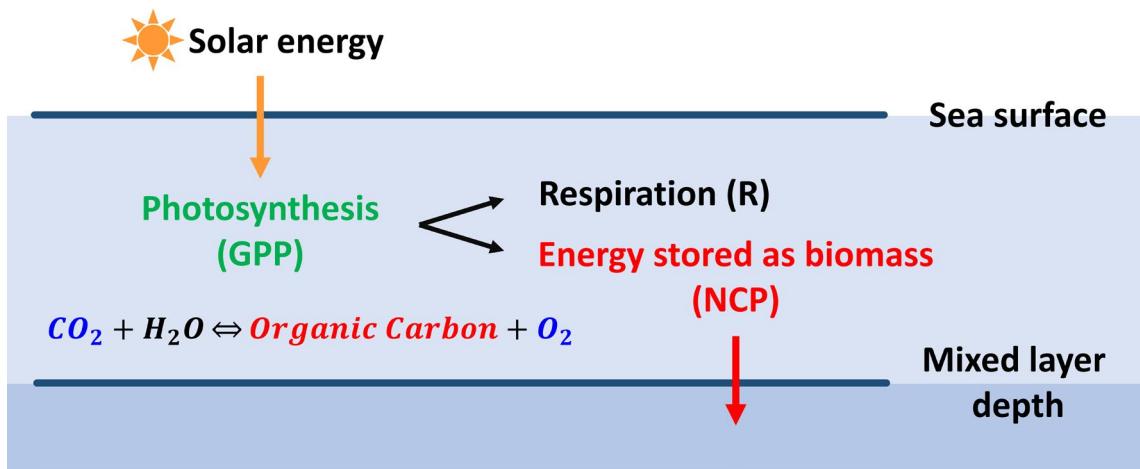


圖 1-3、淨群集生產力示意圖。



1.2 研究動機

近年來，海洋學家已可利用各種載臺，如衛星遙測、Argo float 和 Seaglider 等方式，量測溶氧及葉綠素濃度等生地化參數在海洋中的空間分布資料。然而，透過衛星觀測可能會受到雲層遮擋而導致資料品質不佳，且僅能得知海洋表層資訊；而 Argo float 和 Seaglider 雖可量測海洋垂直剖面水文資訊，但無法提供固定深度之連續觀測，以及受限於電力無法有較長時間的高密度連續觀測等種種因素，導致海洋中生物和化學參數的定點時間序列資料蒐集非常困難，尤其於颱風通過之極端環境下觀測資料甚少。其次，若要進一步計算海氣之間氣體通量以及生物化學參數通量，尚需同時配合氣象和水文資料的觀測，而透過上述量測工具較難進行計算。

受惠於現今先進探針儀器的發展，海洋學家已可透過量測海水中螢光煤質消減速度和螢光，得到溶氧和葉綠素濃度等生物化學性質，為連續觀測提供了更好的工具。自 2015 年開始，國立臺灣大學海洋研究所每年的颱風季於臺灣東南海域佈放海氣象錨碇浮標，本論文將利用該浮標系統，於 2018 至 2020 年夏季期間，以錨碇串上加掛的溶氧、螢光和 pH 值等化學探針，取得高時間解析度、高品質的生物化學連續觀測資料，配合氣象及水文等物理量觀測，希望可以嘗試透過物理機制解釋生物化學變化，以及計算生物化學等參數之通量。因此，本論文科學目標為透過上述珍貴的連續觀測資料，探討中尺度渦旋以及颱風通過浮標後，對此海域海洋生地化環境的影響，包括溶氧和葉綠素濃度隨時間的變化，以及海氣之間的氧氣和二氧化碳通量；其次，透過溶氧濃度和總無機碳在混合層中的質量平衡模式，本論文亦將嘗試推估臺灣東南海域夏季期間上層海洋混合層中的淨群集生產力。

全文共分為五章，第二章介紹研究中使用的資料；第三章說明資料的分析方法，以及數值模式的設定；第四章呈現資料分析的結果與討論；第五章為總結。

第二章 資料介紹



本論文研究目標為探討中尺度渦旋與颱風通過浮標期間，上層海洋溶氧濃度、葉綠素濃度和二氧化碳分壓產生的變化，並推估淨群集生產力。實測資料主要使用 2018 至 2020 年夏季期間，佈放於臺灣東南海域的兩組海氣象浮標 NTU1 及 NTU2 之觀測資料，浮標相對位置如圖 2-1。

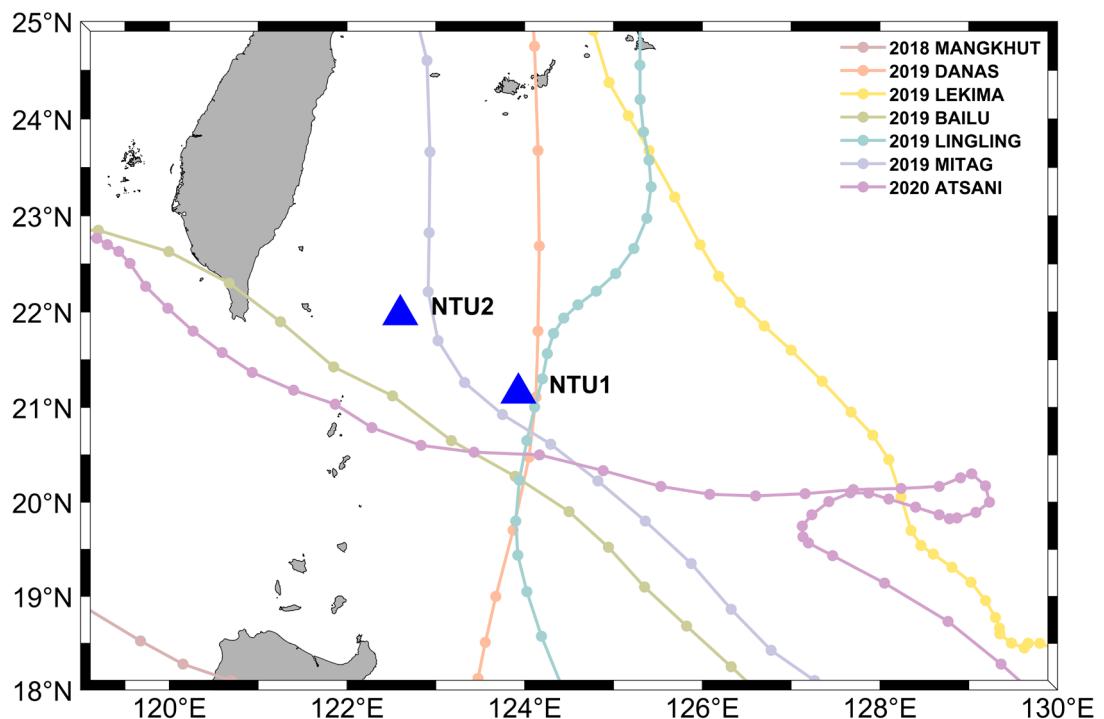


圖 2-1、海氣象浮標 NTU1 及 NTU2 位置圖。不同顏色實線為根據 IBTrACS 提供之 2018 至 2020 年浮標觀測期間，通過浮標附近的颱風最佳化路徑。



2.1 海氣象浮標資料介紹

國立臺灣大學海洋研究所自 2018 年起，在臺灣東南外海的兩組海氣象浮標 NTU1 及 NTU2 上，水下資料除溫度、鹽度及流速等物理參數外，增掛溶氧和螢光探針；2020 年，增掛 pH 探針量測表水的酸鹼度，測得觀測期間物理和生物化學性質的時間序列變化。以 2020 年 NTU1 浮標為例，圖 2-2 為該年海氣象錨碇浮標儀器配置示意圖，溶氧、螢光和 pH 值等生物化學探針多擺放在 5、50、100 及 150 公尺的上層海洋。然而，在觀測期間並非每年都有各參數之完整資料，故將儀器佈放詳情整理如表 2-1；2018 至 2020 年 NTU1 及 NTU2 測站佈放時間如表 2-2。

表 2-1、2018 至 2020 年期間海氣象浮標化學參數觀測。○表示有完整觀測資料；-表示無資料。

	2018		2019		2020	
	NTU1	NTU2	NTU1	NTU2	NTU1	NTU2
DO	○	○	○	○	○	-
CHL	-	-	○	○	-	-
pH	-	-	-	-	○	-

表 2-2、2018 至 2020 年期間海氣象浮標佈放時間。

年份	測站	佈放時間
2018	NTU1	2018/06/22 ~ 2018/10/15
	NTU2	2018/06/24 ~ 2018/10/24
2019	NTU1	2019/06/05 ~ 2019/09/12
	NTU2	2019/06/04 ~ 2019/10/07
2020	NTU1	2020/09/26 ~ 2020/11/13
	NTU2	2020/09/27 ~ 2020/11/17

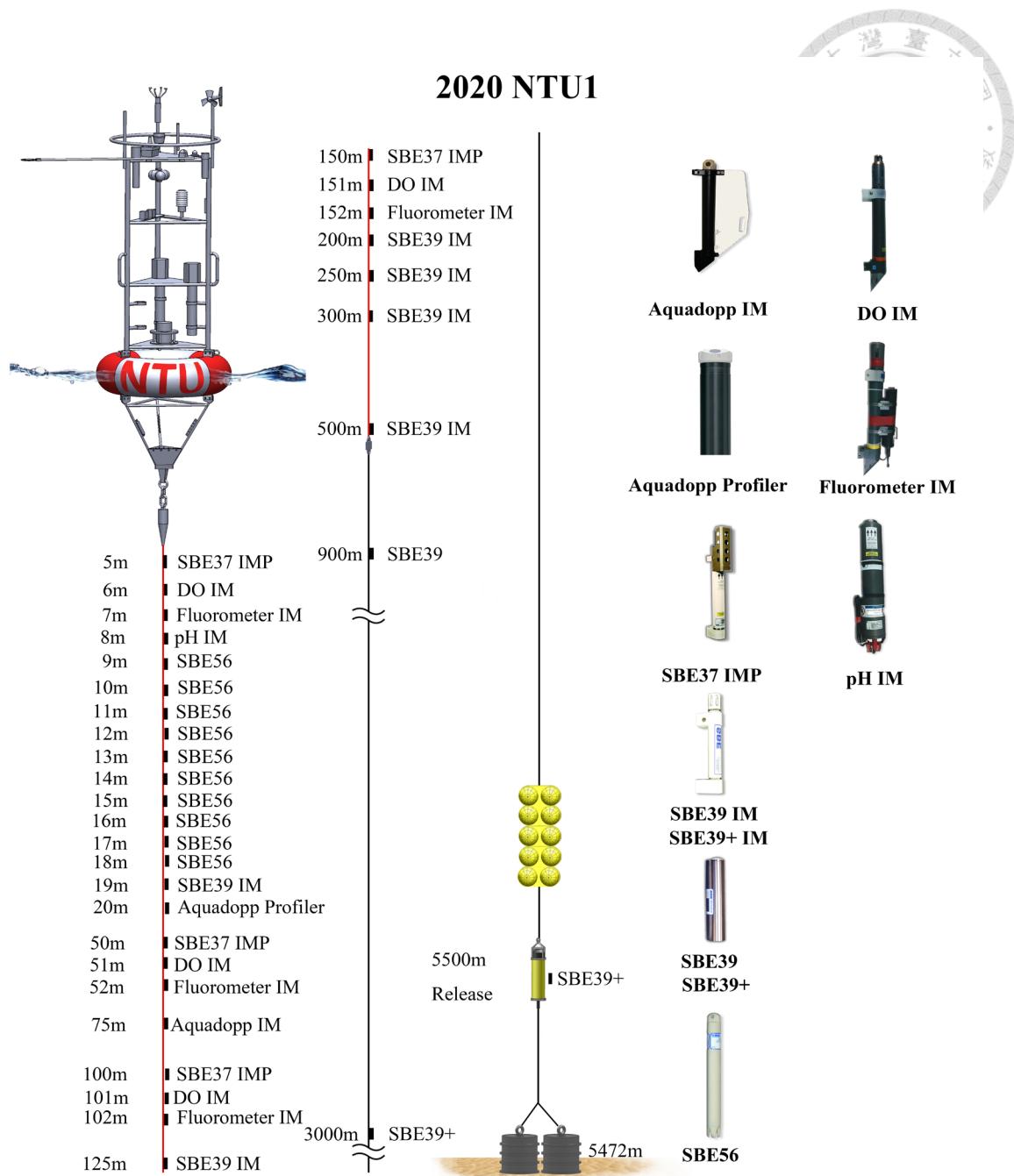


圖 2-2、2020 年海氣象浮標 NTU1 水下儀器相對位置示意圖。左側為裝載於錨碇上之儀器深度分布；右側為探測儀器示意圖。(圖取自臺大海洋所海氣象即時傳輸浮標網，<https://po.oc.ntu.edu.tw/buoy/index.php>)



2.1.1 觀測儀器介紹

在本論文中使用之水文資料，來自掛載於海氣象浮標上層海洋之 Sea Bird 37 plus IM 及 Sea Bird 39 plus IM 等儀器。Sea Bird 37 plus IM 可量測海水溫度、鹽度及壓力；Sea Bird 39 plus IM 可量測海水溫度及壓力，除可獲得上層海洋水文資料外，亦可提供溶氧及螢光等化學探針做校正使用。氣象資料使用裝載於浮標本體上之氣象儀器，風向風速資料使用螺旋槳風速計 R.M. Young 05106，其風速量測範圍為 $0\text{-}100 (\text{m s}^{-1})$ ，解析度 $0.01 (\text{m s}^{-1})$ ，風向為 $0\text{-}360(\text{度})$ ，解析度 $0.1(\text{度})$ ；氣壓資料使用氣壓計 SINO 70A，其量測範圍為 $800\text{-}1200 (\text{hPa})$ ，解析度 $0.1 (\text{hPa})$ ；短波輻射資料使用 EKO MS-602，其量測範圍為 $285\text{-}3000 (\text{nm})$ ，解析度 $0.14 (\text{W m}^{-2})$ 。

溶氧探針使用 Aanderra Oxygen Optode 4831，其感應窗表面覆有一層鉑金有機化合物，受藍光激發時，螢光煤質會因螢光淬滅作用(Quenching)消滅為紅光，其消滅速度和接觸的海水溶氧濃度相關，故光極溶氧探針利用此性質量測海水溶氧濃度(Tengberg et al., 2006)。由於溶氧光極量測的溶氧濃度是水中溶解氧的分壓，然而箔片只允許氣體通過而不透水，故光極不能量測鹽溶解在水中的影響。因此，透過掛載於溶氧探針旁的 Sea Bird 37 plus IM 測量之鹽度資料，可藉由 2.1 式進行鹽度校正(Aanderaa, 2017)。

$$[O_{2CS}] = [O_2] \times e^{S(B_0 + B_1 T_S + B_2 T_S^2 + B_3 T_S^3) + C_0 S^2} \quad (2.1)$$

其中 $[O_{2CS}]$ 為經鹽度校正後之溶氧濃度； $[O_2]$ 為未經鹽度校正之溶氧濃度； S 為鹽度； $T_S = \ln\left(\frac{298.15 - T}{273.15 + T}\right)$ ， T 為溫度； $B_0 = -6.24097 \times 10^{-3}$ ， $B_1 = -6.93498 \times 10^{-3}$ ， $B_2 = -6.90358 \times 10^{-3}$ ， $B_3 = -4.29155 \times 10^{-3}$ ； $C_0 = -3.11680 \times 10^{-3}$ 。

另外，感應箔片的反應在一定程度上隨環境水壓而降低，其水深每 1000 公尺 (或 dbar) 的反應降低 3.2% (Uchida et al., 2008)，故需進行壓力校正補償(2.2 式)(Aanderaa, 2017)。

$$[O_{2CP}] = [O_2] \times \left(1 + \frac{0.032 \times d}{1000}\right) \quad (2.2)$$

其中 $[O_{2CP}]$ 為經壓力校正後之溶氧濃度； d 為水深。

螢光探針使用 Sea Bird ECO fluorometers and scattering Sensors，其可量測海水中的背景螢光，測得的螢光值是海水中葉綠素濃度的指標，但由於海水中生物組成變化甚大，每種生物個體發出的螢光強度都不相同，因此以海水的螢光度推算之葉綠素濃度尚有相當的不確定性，但仍有定性參考價值。儀器量測的螢光值換算得到葉綠素濃度值時，需透過 2.3 式進行計算，其中參數由儀器出廠時實驗室提供，每個儀器的 scale factor、dark counts 均不相同。

$$CHL = Scale\ Factor \times (Output - Dark\ Counts) \quad (2.3)$$

量測表水酸鹼度使用之 pH 探針為 Sea Bird FET pH Sensor，該探針有別於電極法，具有高穩定性和低漂移的優點，適合於大洋的海水 pH 值時間序列觀測。儀器之感應元件為離子敏感場效應電晶體 (Ion-Sensitive Field-Effect Transistor, ISFET)，其電位為根據兩個獨立的參考電極量測，分別為液體接界(Liquid junction)和固態參考電極(Solid state reference electrode)。其中液體接界和固態參考電極量測之 pH 值皆受能斯特反應(Nernstian response)，而固態參考電極尚受海水中氯度活度(Chloride activity)影響，故需進行校正，液體接界和固態參考電極校正公式如 2.4 及 2.5 式(Sea-Bird, 2018)。透過佈放位於 pH 探針旁 Sea Bird 37 plus IM 的鹽度觀測資料，可以得到經碘、總硫酸鹽、離子強度和硫酸氫根離子之酸解離常數等化學參數校正後的總氯度。因此，藉由 Sea Bird 37 plus IM 的鹽度觀測資料和 pH 探針的量測資料，便可以獲得經校正後之 pH 值資料。

$$pH_{INT\ Cell} = \frac{V_{INT\ REF} - K_0\ INT - K_2\ INT \times T}{S_{nernst}} \quad (2.4)$$

$$pH_{EXT\ Cell} = \frac{V_{EXT\ REF} - K_0\ EXT - K_2\ EXT \times T}{S_{nernst}} + \log(Cl_T) + 2 \times \log(\gamma_{HCl}) - \log\left(\frac{S_T}{K_S}\right) - \log\left(\frac{1000 - 1.005 \times S}{1000}\right) \quad (2.5)$$

$$S_{nernst} = \frac{R \times T_K \times \ln(10)}{F} \quad (2.6)$$

上兩式中 $pH_{INT\ Cell}$ 和 $pH_{EXT\ Cell}$ 分別為由儀器之液體接界和固態參考電極計算得到之 pH 值； $V_{INT\ REF}$ 和 $V_{EXT\ REF}$ 分別為液體接界和固態參考電極量測之原始電壓，



K_0 和 K_2 分別為電池標準電位偏移量和溫度斜率； R 為氣體常數， $R = 8.3144621$ ；

T_K 為絕對溫度； F 為法拉第常數， $F = 96485.365$ 。

Cl_T 為海水中總氯度，計算方式如 2.7 式。

$$Cl_T = \frac{0.99889}{35.453} \times \frac{S}{1.80665} \times \frac{1000}{1000 - 1.005 \cdot S} \quad (2.7)$$

I 為離子強度，計算方式如 2.8 式。

$$I = \frac{19.924 \times S}{1000 - 1.005 \times S} \quad (2.8)$$

A_{DH} 為氫離子之 Debye-Hückel 常數，計算方式如 2.9 式。

$$A_{DH} = 0.0000034286 \times T^2 + 0.00067524 \times T + 0.49172143 \quad (2.9)$$

γ_{HCl} 為氯化氫之活度係數，計算方式如 2.10 式。

$$\log(\gamma_{HCl}) = \frac{-A_{DH} \times \sqrt{I}}{1 + 1.394 \times \sqrt{I}} + (0.08885 - 0.000111 \times T) \times I \quad (2.10)$$

S_T 為海水中總硫酸鹽濃度，計算方式如 2.11 式。

$$S_T = \frac{0.1400}{96.602} \times \frac{S}{1.80655} \quad (2.11)$$

K_S 為硫酸氫根離子(HSO_4^-)解離常數，計算方式如 2.12 式。

$$\begin{aligned} K_S = (1 - 0.001005 \times S) \times e^{\frac{-4276.1}{T_K} + 141.328 - 23.093 \times \ln(T_K)} \\ \times e^{\left(\frac{-13856}{T_K} + 324.57 - 47.986 \times \ln(T_K)\right) \times \sqrt{I}} \\ \times e^{\left(\frac{35474}{T_K} - 771.54 + 114.723 \times \ln(T_K)\right) \times I - \left(\frac{2698}{T_K}\right) \times I^{1.5} + \left(\frac{1776}{T_K}\right) \times I^2} \end{aligned} \quad (2.12)$$

由於海水中 pH 值的變化主要取決於二氧化碳的酸鹼平衡，因此可據以計算得到海水中二氧化碳分壓，詳細計算過程將於第三章說明。



2.1.2 浮標觀測介紹

2018 年 NTU1 站溶氧探針設置於水下 51 及 101 公尺處, NTU2 設置於水下 51 公尺, 採樣頻率為 6 分鐘; 螢光探針部分, NTU1 設置於水下 52 及 102 公尺, NTU2 設置於 52 公尺, 採樣頻率為 6 分鐘。

2019 年 NTU1 站溶氧探針設置於水下 8、48、101 及 151 公尺處, NTU2 設置於水下 52、101 及 151 公尺, 採樣頻率分別為 30 及 10 分鐘; 螢光探針部分, NTU1 設置於水下 9、49 及 102 公尺, NTU2 設置於 7、53、102 及 152 公尺, 採樣頻率為 30 分鐘。

2020 年 NTU1 站溶氧探針設置於水下 6 及 51 公尺處, NTU2 並無佈放, 採樣頻率為 30 分鐘; 螢光探針部分, NTU1 設置於水下 7、52、102 及 151 公尺, NTU2 並無佈放, 採樣頻率為 30 分鐘; pH 探針部分, 首次在 NTU1 測站水深 7 公尺處設置, 採樣頻率為 30 分鐘。

2018 至 2020 年間 NTU1 及 NTU2 測站水文及化學參數時間序列資料如圖 2-3 至圖 2-8。

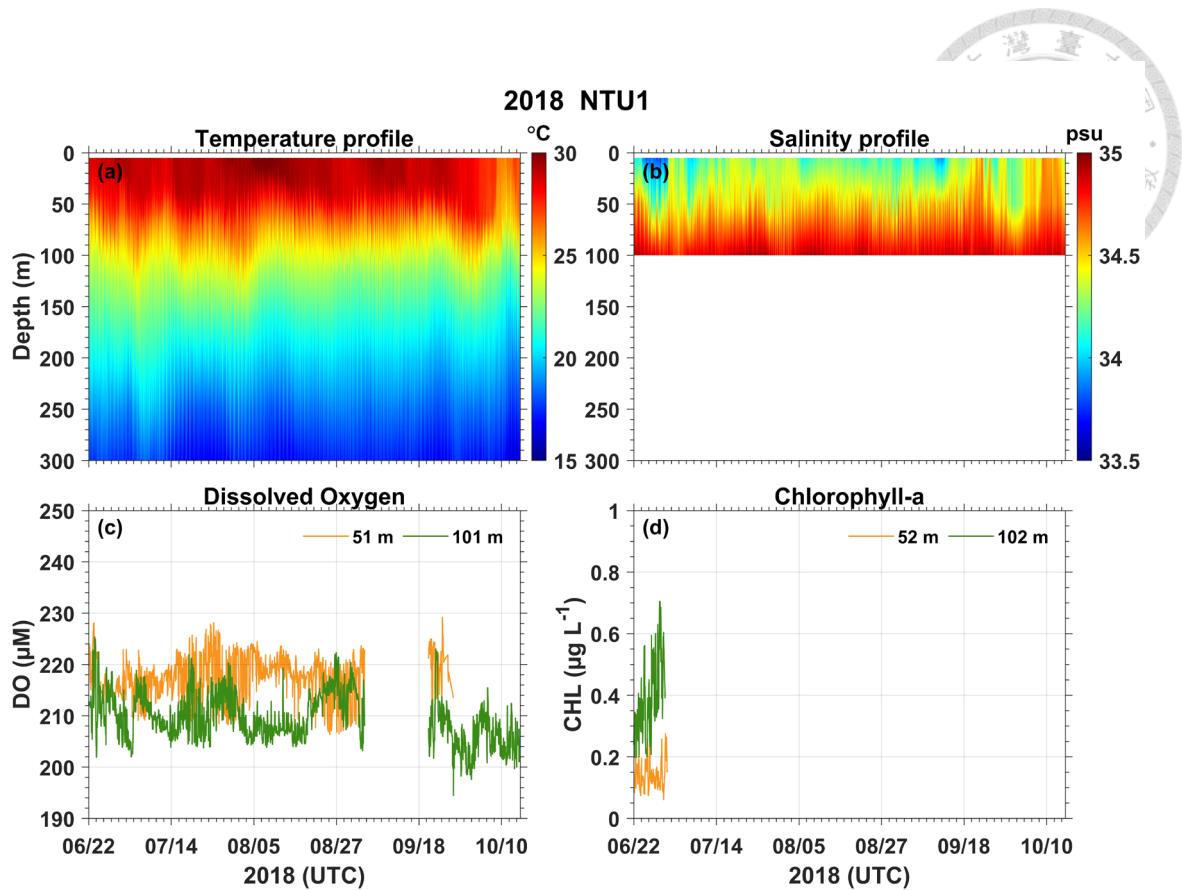


圖 2-3、2018 年 NTU1 測站時間序列觀測資料。(a)圖為上層海洋溫度剖面；(b)圖為鹽度剖面；(c)圖為不同深度之溶氧濃度；(d)圖為不同深度之葉綠素濃度。

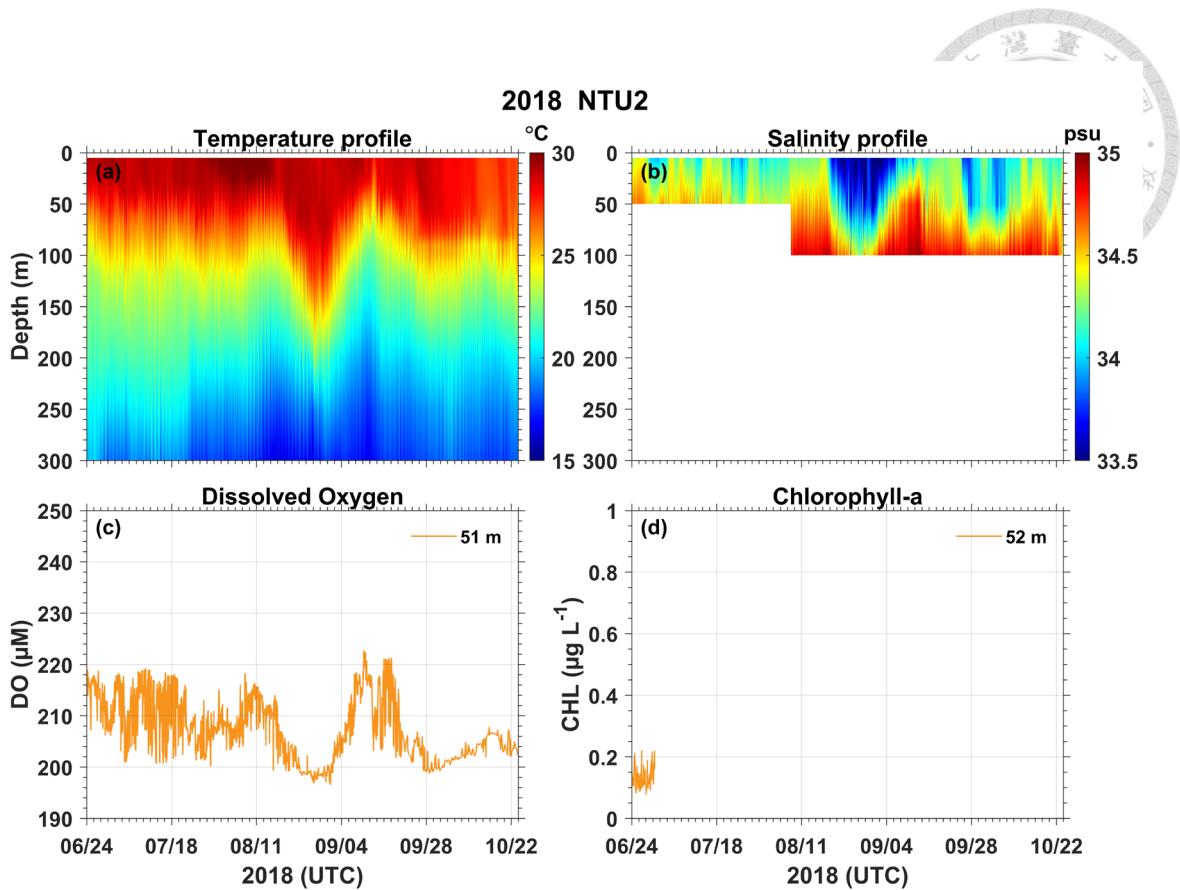


圖 2-4、2018 年 NTU2 測站時間序列觀測資料。詳細圖說同圖 2-3。

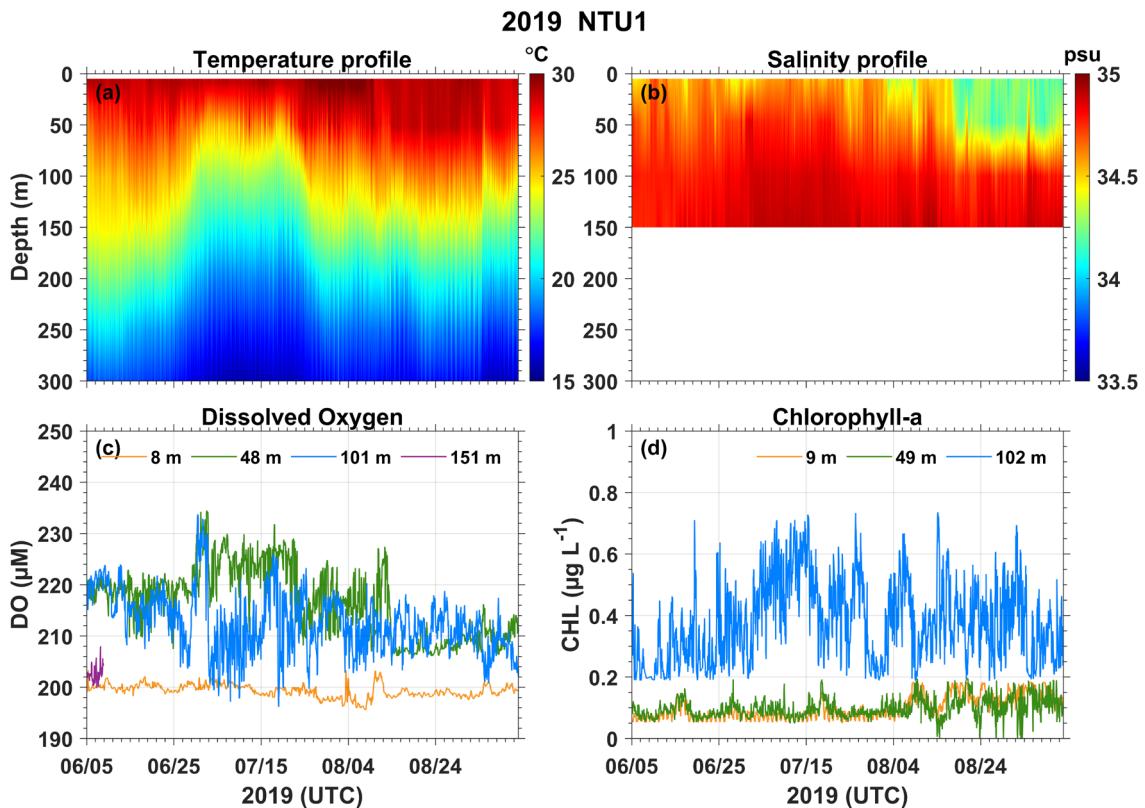


圖 2-5、2019 年 NTU1 測站時間序列觀測資料。詳細圖說同圖 2-3。

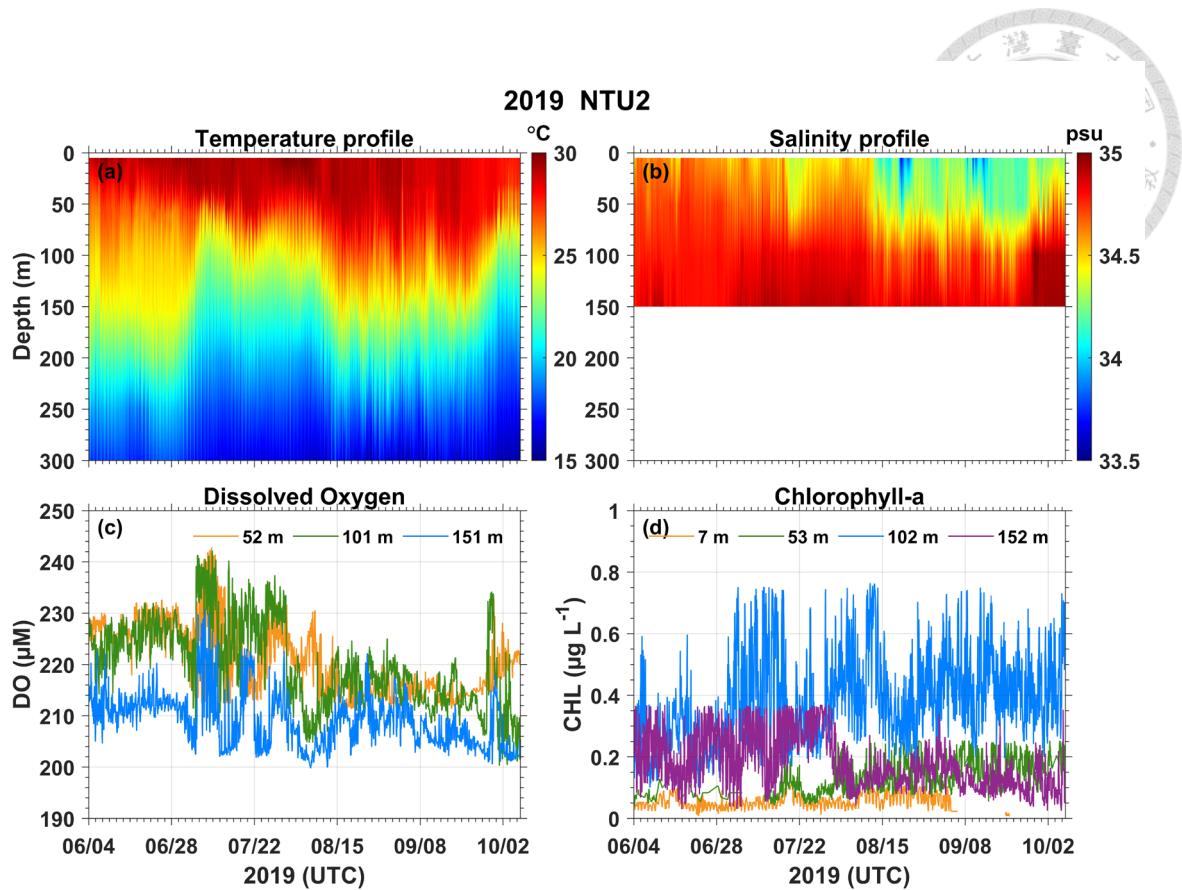


圖 2-6、2019 年 NTU2 測站時間序列觀測資料。詳細圖說同圖 2-3。

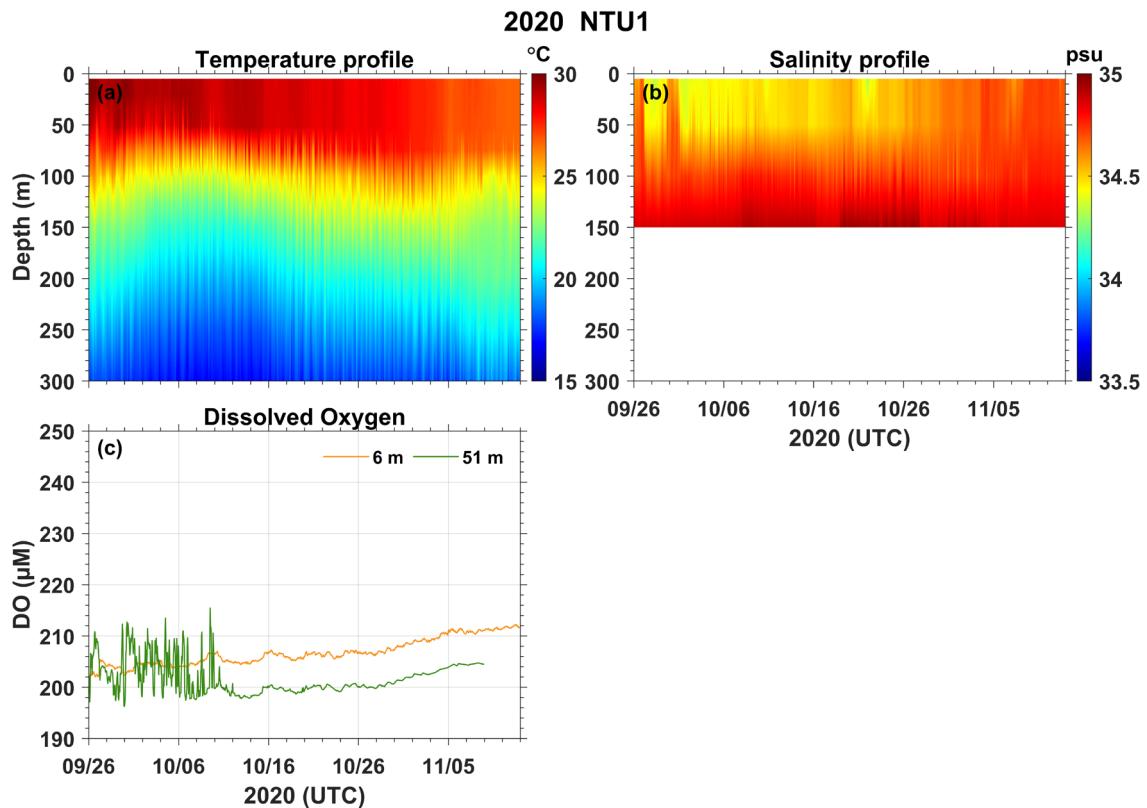


圖 2-7、2020 年 NTU1 測站時間序列觀測資料。詳細圖說同圖 2-3。

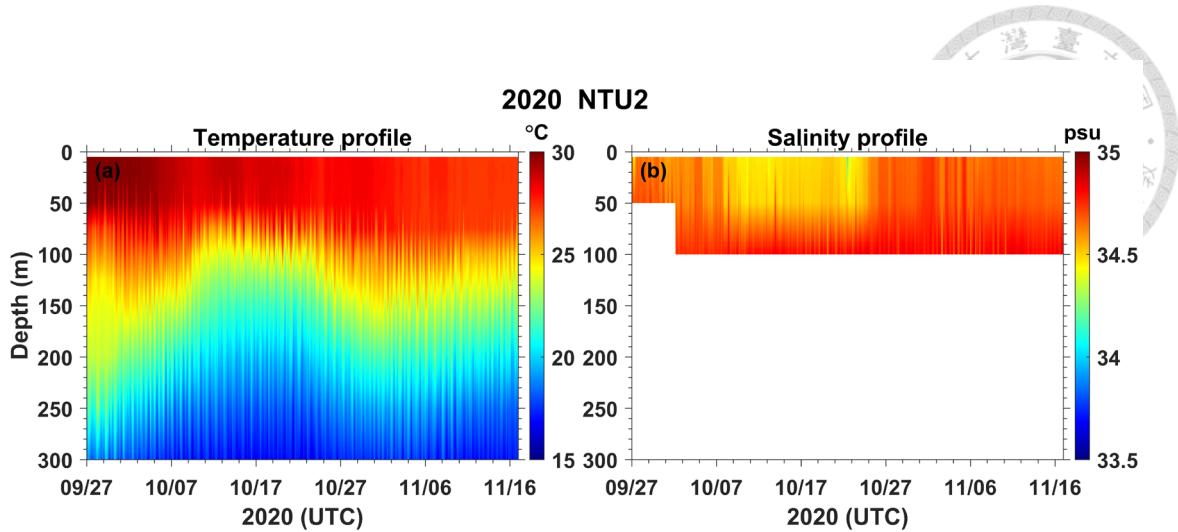


圖 2-8、2020 年 NTU2 測站時間序列觀測資料。詳細圖說同圖 2-3。

2.2、衛星測高與颱風路徑資料介紹

為確認觀測期間通過浮標之中尺度渦旋位置，本研究使用了衛星高度計資料，取自哥白尼海洋環境監測服務 (Copernicus Marine Environmental Monitoring service, CMEMS) 經過再分析的產品 SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047(MY L4)(<https://data.marine.copernicus.eu/products>)，提供資料包含絕對動力場高度 (Absolute Dynamic Topography, ADT)、海表面高度異常值(Sea Level Anomaly, SLA) 和地轉流速(Geostrophic Velocity)等參數。除此之外，本論文亦參考衛星海洋數據存檔、驗正與解釋(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data program, AVISO)多衛星海表面高度資料，其提供之中尺度渦旋中心經緯度及其有效半徑大小(<https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>)，可協助判斷中尺度渦旋與浮標測站相對位置。其判定條件包括海面高度異常值等值線需閉合、中尺度渦旋半徑為與海面高度封閉等值線內平均速度最大的區域面積相同圓的半徑，以及形狀誤差(Shape error)為 70% 等，以確保可以偵測到細長型的中尺度渦旋(Pegliasco et al., 2022)。

本研究中參考的颱風相關資訊，取自美國國家海洋暨大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)的全球颱風最佳路徑分析資料(International Best Track Archive for Climate Stewardship, IBTrACS)，其提供時間解析度每三小時一筆的颱風路徑、強度以及四個象限之 34 節風暴風圈半徑(R_{34})等相關資訊(<https://www.ncei.noaa.gov/products/international-best-track-archive>)，目的為得知颱風 34 節風暴風圈半徑籠罩浮標的時間。其中颱風強度等級分類參考薩菲爾-辛普森颶風風力等級(Saffir-Simpson Scale)，其使用一分鐘平均風速做為持續風速區分颶風等級，由弱至強以 TD 至 C5 作為分類，詳如表 2-3；而 34 節風相當於蒲福氏風力級數中的八級風。

表 2-3、薩菲爾-辛普森颶風風力等級表

級別	颱風中心一分鐘平均風速
TD	小於 34 節
TS	介於 35~63 節
C1	介於 64~82 節
C2	介於 83~95 節
C3	介於 96~112 節
C4	介於 113~136 節
C5	大於 137 節



2.3 通過浮標之中尺度渦旋介紹

在 2018 至 2020 年海氣象浮標觀測期間，有兩個對浮標地區上層海洋影響較為顯著，且不與颱風通過時間重疊的中尺度渦旋通過，分別為 2018 年八月的反氣旋渦以及 2019 年六至八月的氣旋渦，其路徑及有效半徑大小如圖 2-9 及圖 2-10。

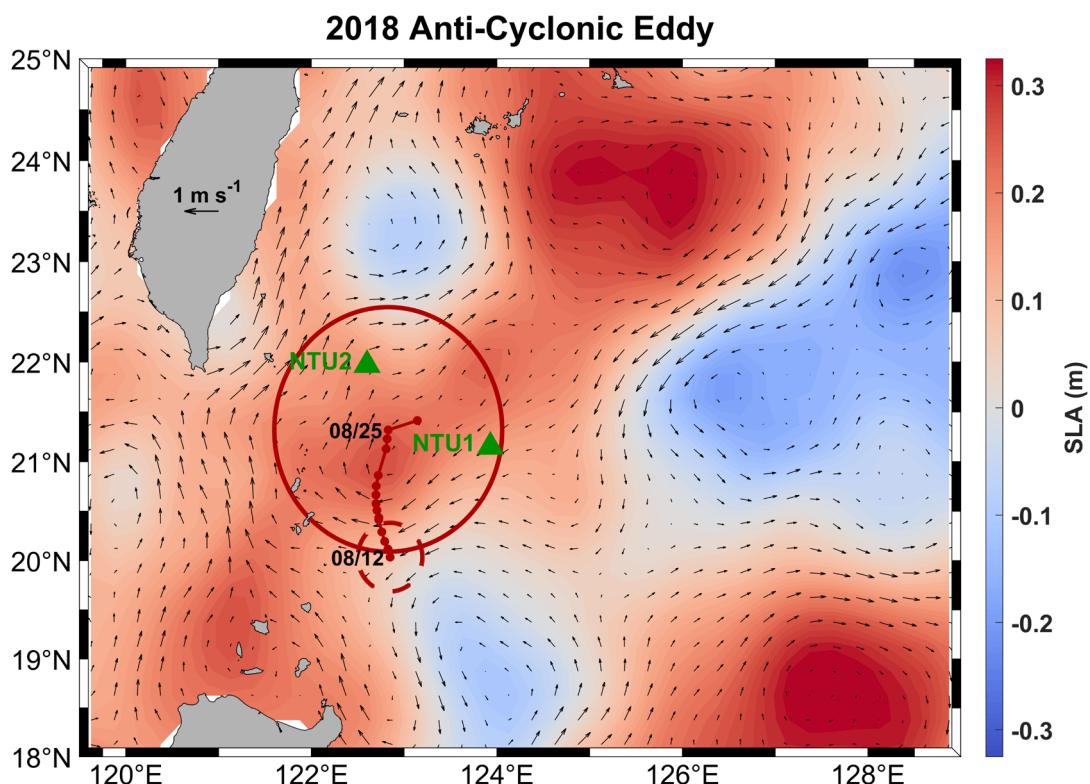


圖 2-9、2018 年八月通過浮標的反氣旋渦路徑圖。背景塗色為實線圓圈標示日期之海面高度異常值，黑色箭頭為絕對地轉流場，圓圈大小代表渦旋之有效半徑，實線和虛線分別為中尺度渦旋最接近浮標時間，以及中尺度渦旋生成與結束時間；實線點線為中尺度渦旋移動路徑。

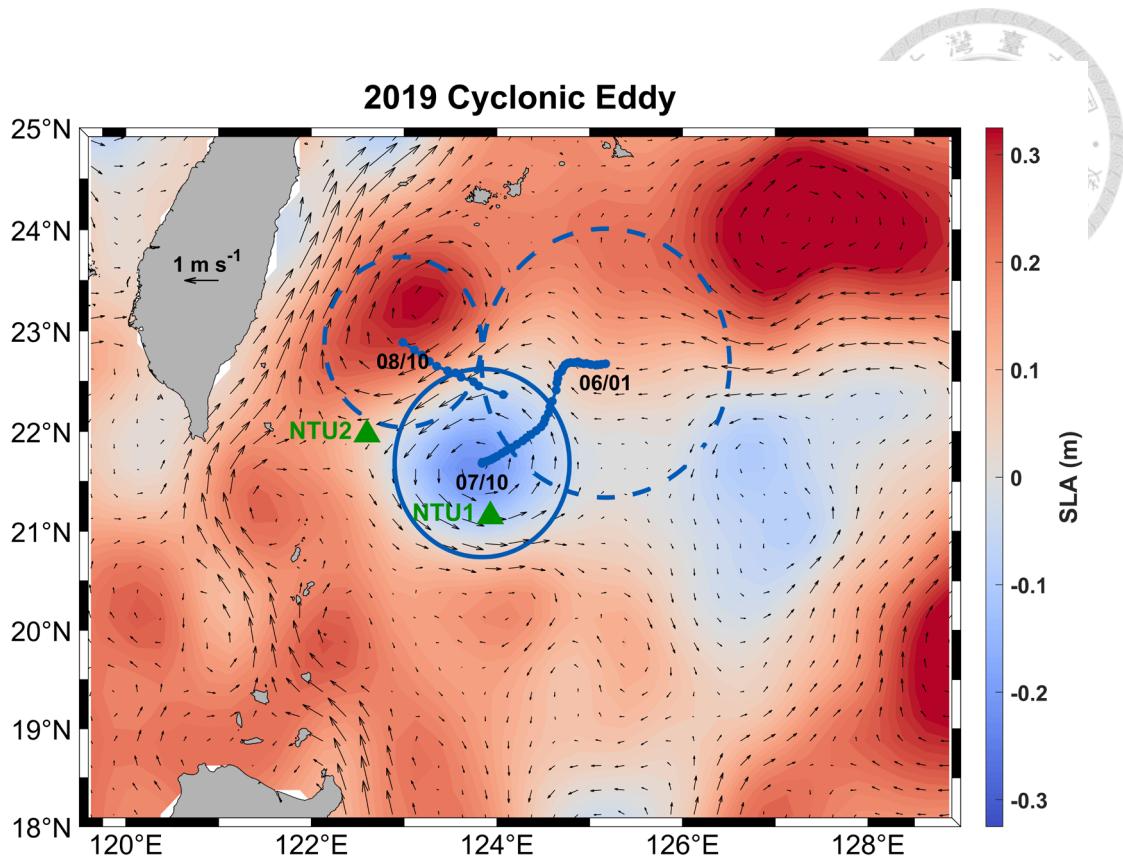


圖 2-10、2019 年六至八月通過浮標的氣旋渦路徑圖。詳細圖說同圖 2-9。

2.4 通過浮標之颱風介紹

在 2018 至 2020 年期間，共計有 7 個颱風較顯著影響浮標地區上層海洋水文，分別為 2018 年的山竹(Mangkhut)颱風；2019 年的丹娜絲(Danas)、利奇馬(Lekima)、白鹿(Bailu)、玲玲(Lingling)以及米塔(Mitag)颱風；2020 年的閃電(Atsani)颱風。颱風詳細資訊如表 2-4，颱風最佳化路徑及 34 節風暴風圈半徑如圖 2-11 至圖 2-17 所示。



表 2-4、2018 至 2020 年期間通過浮標之颱風

颱風名稱	通過浮標期間最強強度	34 節風暴風圈半徑通過浮標時間(UTC)
山竹(Mangkhut)	C5	2018/09/14 06:00 ~ 2018/09/15 03:00
丹娜絲(Danas)	TS	2019/07/17 09:00 ~ 2019/07/18 03:00
利奇馬(Lekima)	C4	2019/08/07 21:00 ~ 2019/08/08 15:00
白鹿(Bailu)	TS	2019/08/23 09:00 ~ 2019/08/24 03:00
玲玲(Lingling)	C1	2019/09/02 21:00 ~ 2019/09/04 06:00
米塔(Mitag)	C1	2019/09/29 12:00 ~ 2019/09/30 12:00
閃電(Atsani)	TS	2020/11/05 00:00 ~ 2020/11/06 00:00

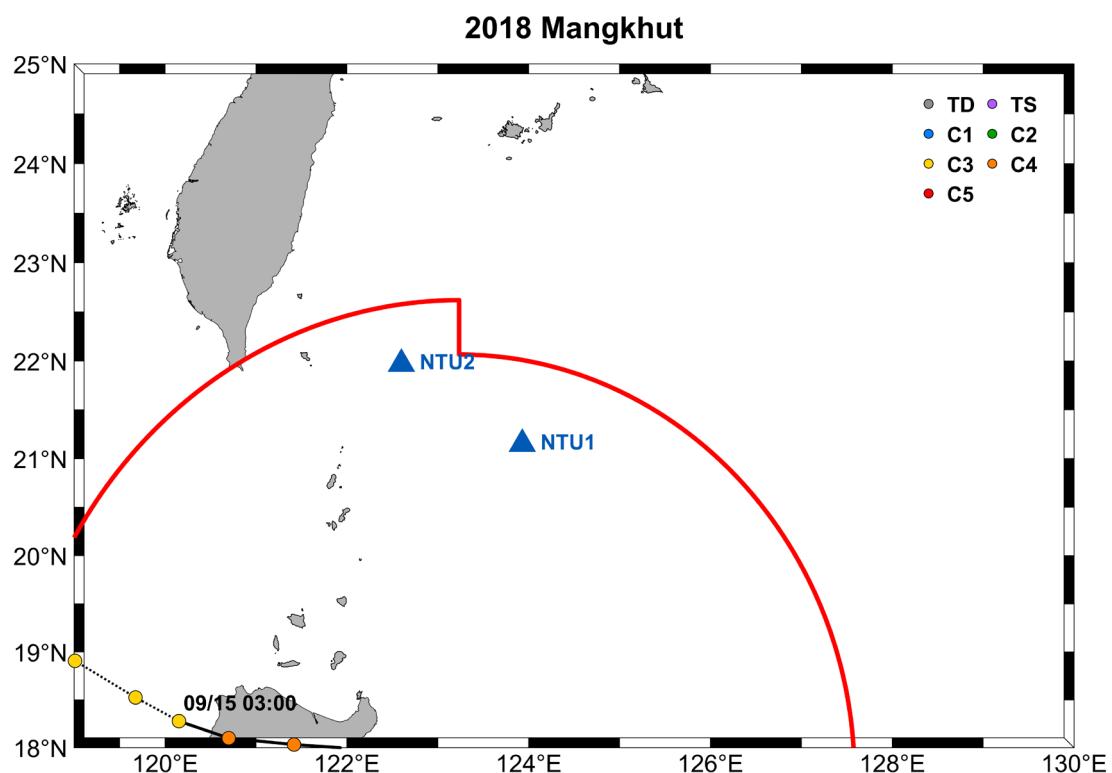


圖 2-11、2018 年山竹颱風路徑圖。黑色線為颱風路徑，實線表示浮標位處 34 節風暴風圈半徑內，虛線則表示位處 34 節風暴風圈半徑外；不同顏色圓點代表颱風強度；塗色實線圓圈代表 34 節風暴風圈半徑。

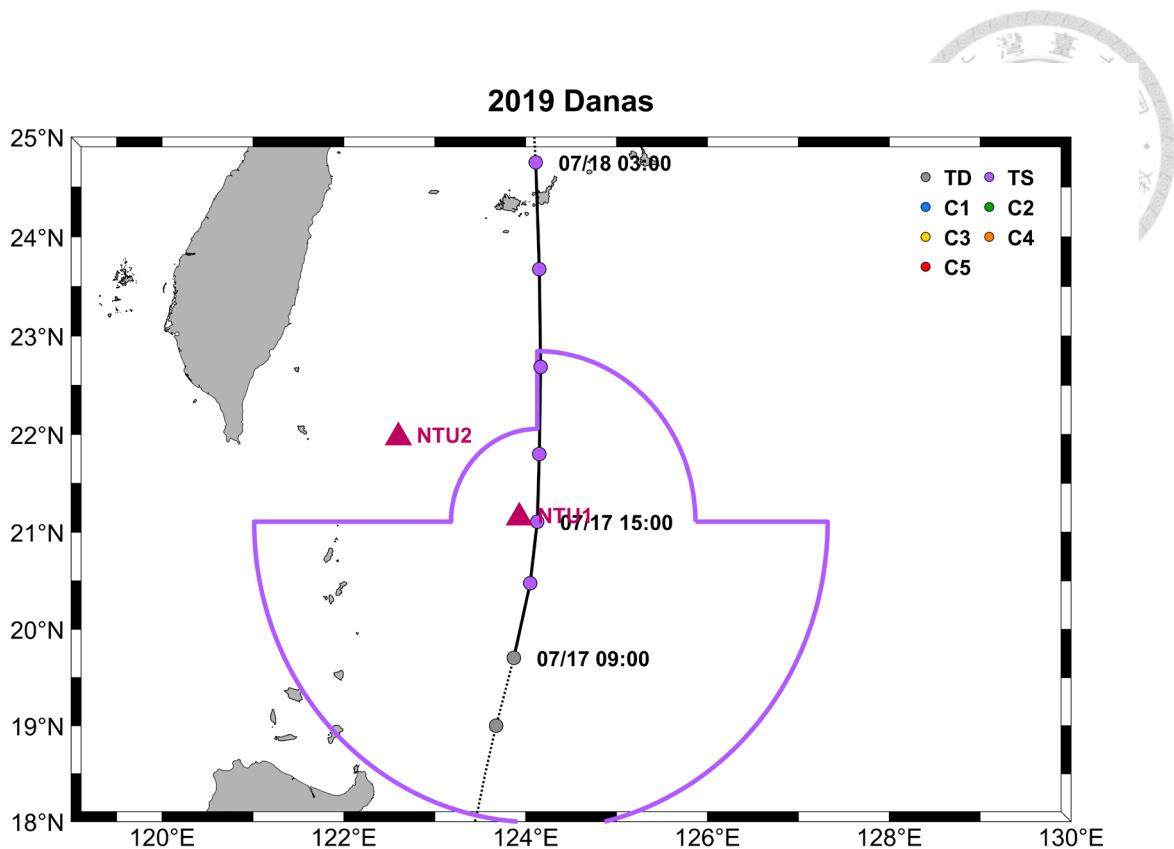


圖 2-12、2019 年丹娜斯颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

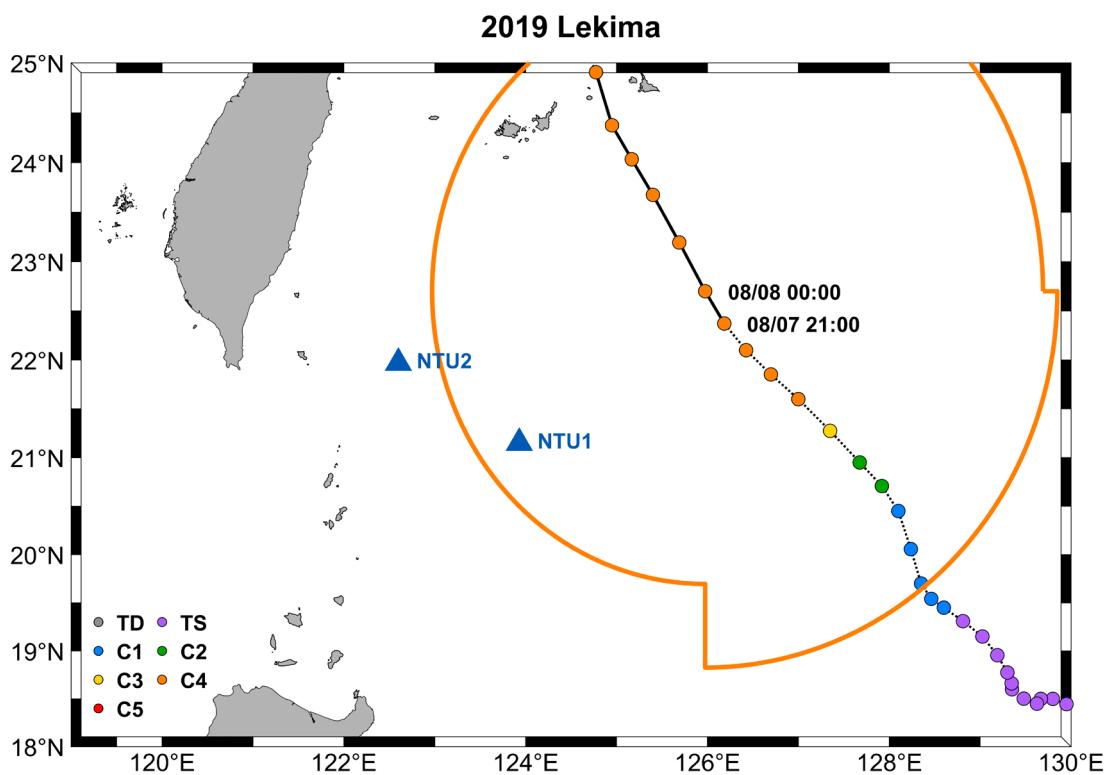


圖 2-13、2019 年利奇馬颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

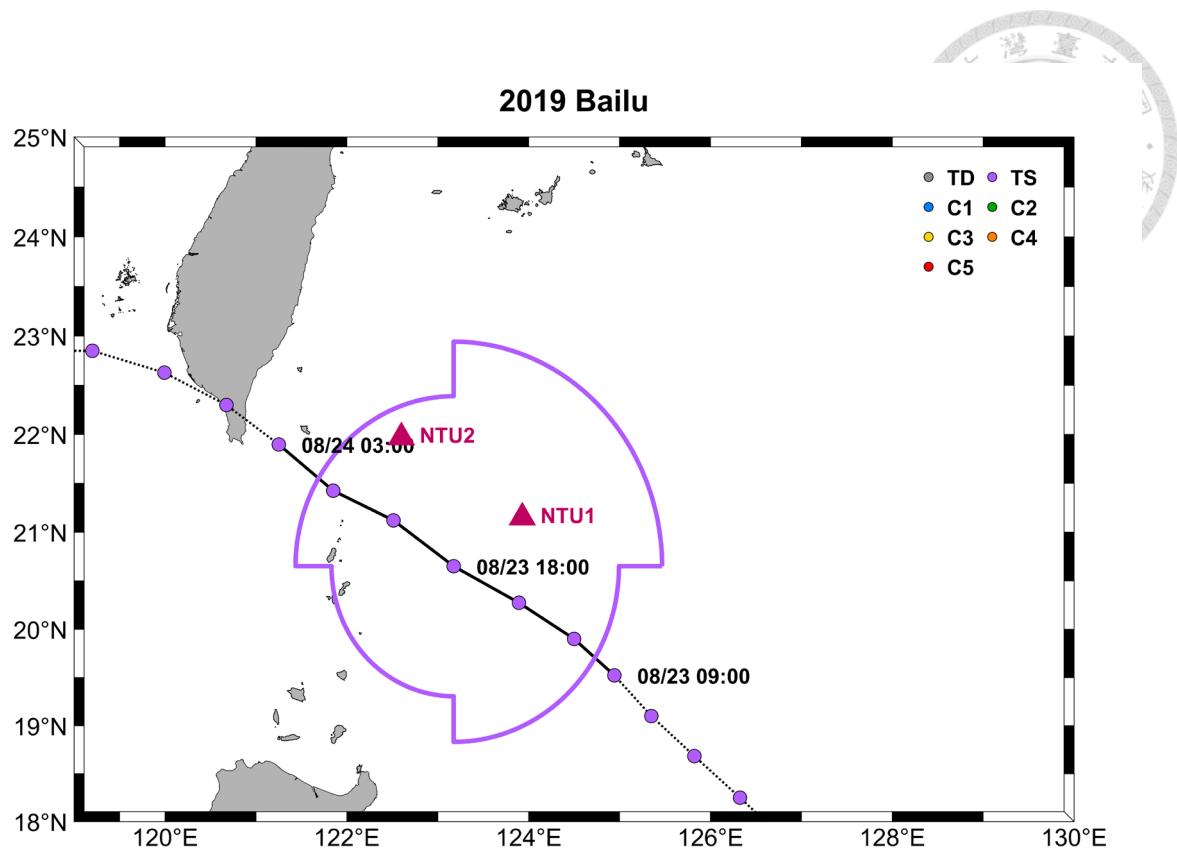


圖 2-14、2019 年白鹿颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

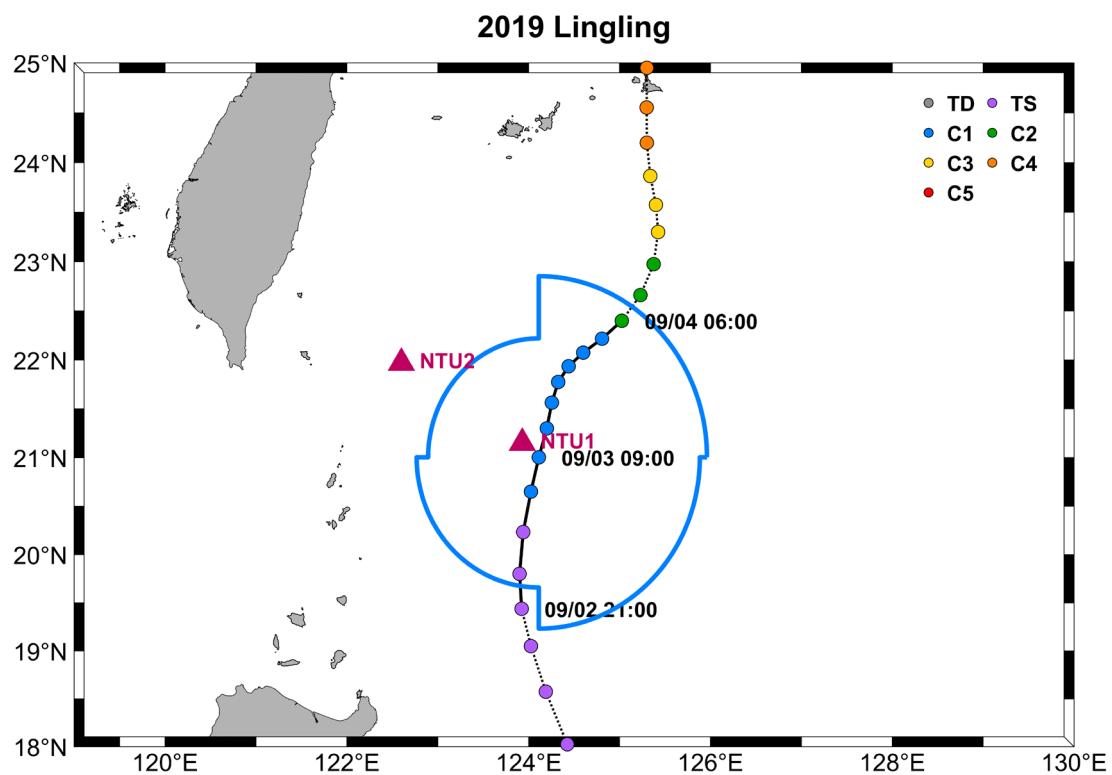


圖 2-15、2019 年玲玲颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

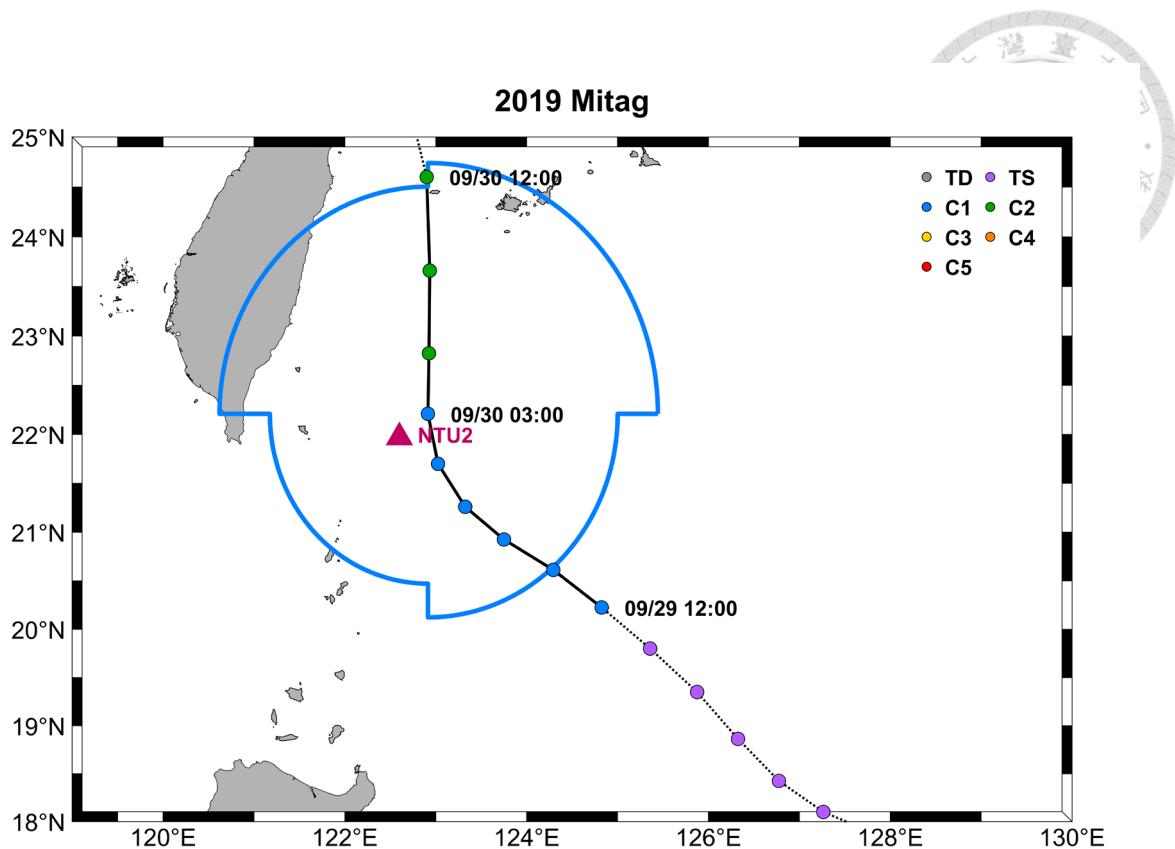


圖 2-16、2019 年米塔颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

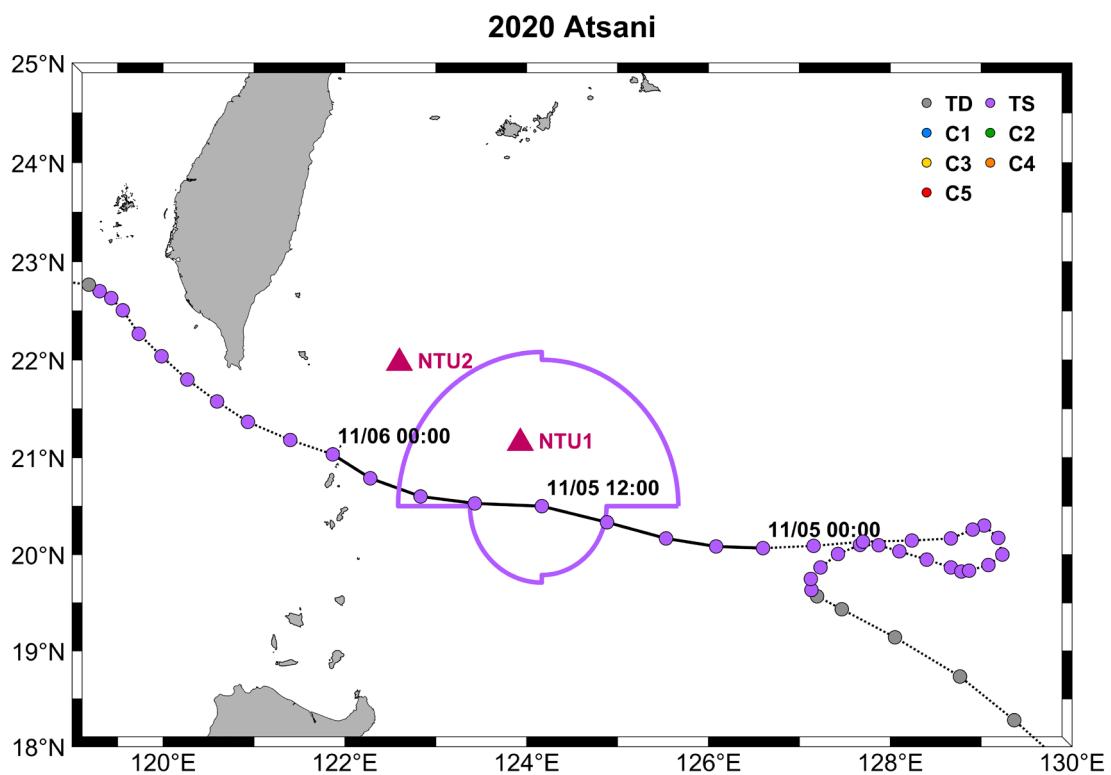


圖 2-17、2020 年閃電颱風路徑圖。詳細圖說同圖 2-11。

第三章 分析方法介紹



本研究旨在探討中尺度渦旋及颱風影響期間的水文和化學參數的變化，並計算颱風期間之海氣之間氧氣及二氧化碳通量，以及估算生物淨群集生產力。因此將使用傅立葉頻譜分析、低通濾波及交叉譜分析等方法，協助分析浮標觀測資料，此部分將在 3.1 節中說明。3.2 節中將介紹 Price-Weller-Pinkel (PWP) 3D 模式運作原理，並透過此模式協助分析颱風影響下上層海洋物理過程。碳化學參數、海氣間氣體通量的計算，以及透過溶氧和總無機碳的質量平衡模式估算淨群集生產力，將在 3.3 節中說明。

3.1 傅立葉頻譜分析

3.1.1 傅立葉頻譜

為了探討中尺度渦旋通過浮標期間，溶氧濃度的變動和振盪頻率是否與非中尺度渦旋期間有差別，以及慣性週期是否受到渦旋本身相對渦度影響產生偏移，故將原始資料內插為規律時間間隔後，進行快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transform, FFT)，將訊號由時間域轉換為頻率域。透過傅立葉頻譜分析，可將一複雜的訊號分解成不同頻率的簡單成分，以獲取該訊號在不同頻率上的能量分布，從而更深入地了解訊號的特性。

以 2019 年 NTU1 浮標水深 50 公尺溫度資料為例(圖 3-1)，可觀察到在週期為 12 及 24 小時處存在頻譜峰值(Spectrum peak)，即為潮汐頻帶。在比全日潮頻帶更長週期處的峰值屬於慣性運動頻帶，其中慣性運動為風應力使海水產生的慣性力，與地球自轉產生的科氏力平衡後，在北半球使流體運動向右偏呈順時針旋轉。因此，藉由頻譜分析可進一步判斷溫度資料是否慣性運動影響，海氣象浮標站慣性週期 IP 的計算式如 3.1 式。



$$IP = \frac{2\pi}{f}$$

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

f 為科氏參數； $\Omega = 7.292 \times 10^{-5}$ 為地球自轉角速度； ϕ 為測站所在緯度。在本論文中 NTU1 及 NTU2 測站緯度分別為約北緯 21.15 度及 21.97 度，因此由上式推算可得知兩測站慣性週期分別約為 33.17 小時及 31.98 小時。

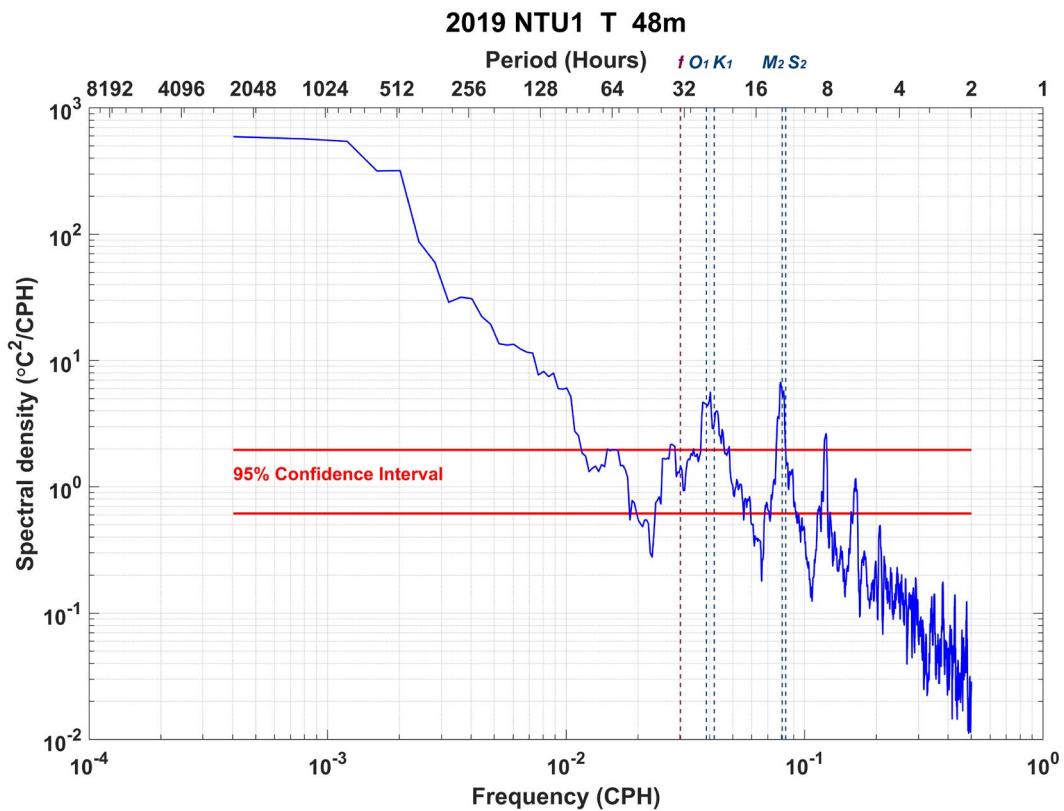


圖 3-1、2019 年 NTU1 測站水深 48 公尺之溫度頻譜圖。圖中標有 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 及 f 之深藍色及深紅色虛線，分別代表主太陰日週期、日月合成日週期、主太陰半日週期、主太陽半日週期和慣性運動週期；兩紅色實線間差值為 95% 信賴區間。圖中下橫軸為頻率(CPH)，上橫軸為對應之週期(Hours)。



3.1.2 濾波

為探討颱風及中尺度渦旋通過浮標後葉綠素濃度的反應，進一步使用低通濾波濾除高頻訊號，從而將原始資料做平滑處理。其運作原理為將一時間域的函數 $f(t)$ ，透過快速傅立葉轉換將其轉換為頻率域的函數 $F(\omega)$ ， t 和 ω 分別代表時間和頻率變數，接著將 $F(\omega)$ 中欲探討之頻率段以外設為零，再將經過濾波後的頻率域函數 $F'(\omega)$ 透過傅立葉反轉，轉換回時間域函數 $f'(t)$ 得到濾波後資料。

以 2019 年 NTU1 測站表層葉綠素濃度資料為例，在其中使用了 48 小時低通濾波，濾除較高頻的潮汐等訊號，如圖 3-2 所示。經過濾波後，更能凸顯颱風通過後對上層海洋葉綠素濃度的影響，詳細討論結果在第四章中說明。

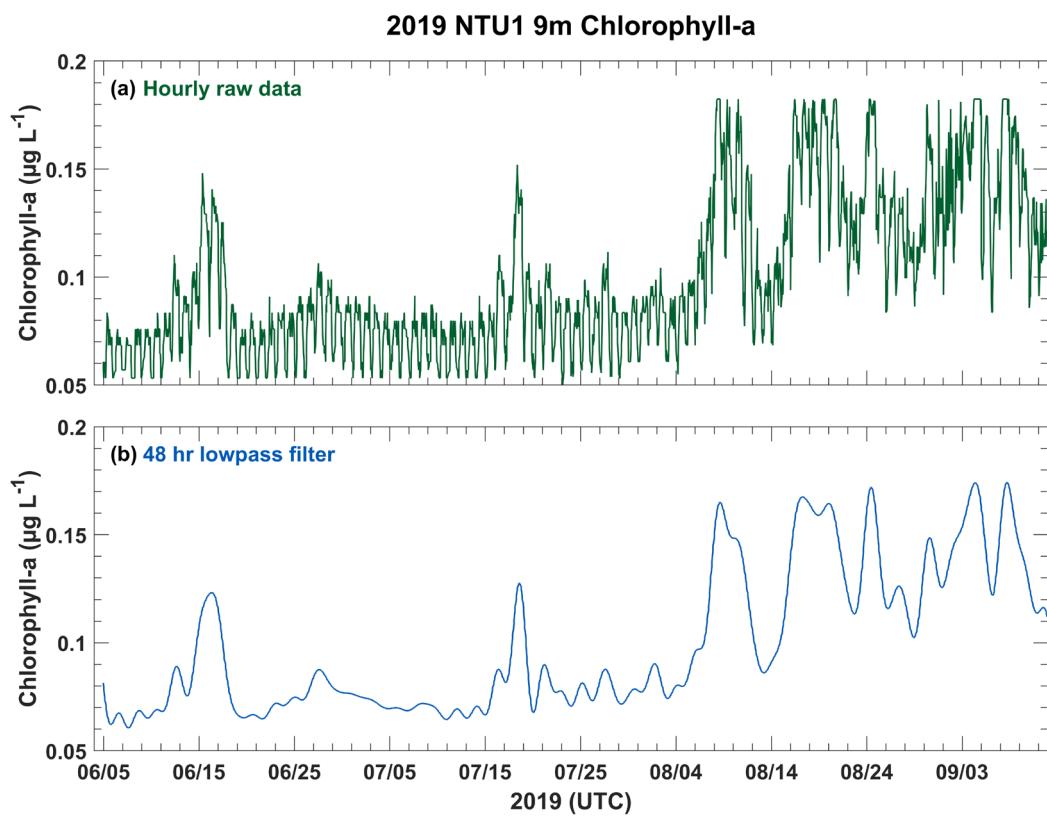


圖 3-2、2019 年 NTU1 測站水深 9 公尺之葉綠素濃度。(a)圖為時間解析度一小時之原始資料；(b)圖為經 48 小時低通濾波後資料。



3.1.3 交叉譜分析

為了探討溫度和溶氧濃度時間序列資料在頻率域的相關性，本研究進一步做交叉譜分析(Cross spectrum)。該方法透過計算兩個不同時間序列之傅立葉轉換的相互乘積，得到兩個訊號間的交叉譜，以協助了解兩者間的相關性，包括在各頻率的相位差和相關度等訊息，分析在頻率域上是否存在相關性或相位延遲。交叉譜分析中包括交叉振幅譜和相位譜，交叉振幅譜可用來評估兩時間序列資料的相關性，而相位譜則可描述兩時間序列資料之間的領先或落後關係。

以 2019 年 NTU2 測站水深 151 公尺之溫度和溶氧濃度為例(圖 3-3)，兩者在全日及半日潮的頻帶上皆具有頻譜峰值，而在這兩個頻帶中亦有較高的相關性，此時兩者為同相位(In phase)，代表在潮汐頻帶上溫度上升時，溶氧濃度也同時增加。此現象與一般認知的溫度高時氧氣溶解度低不同，細節將於 4.1 節中討論說明。

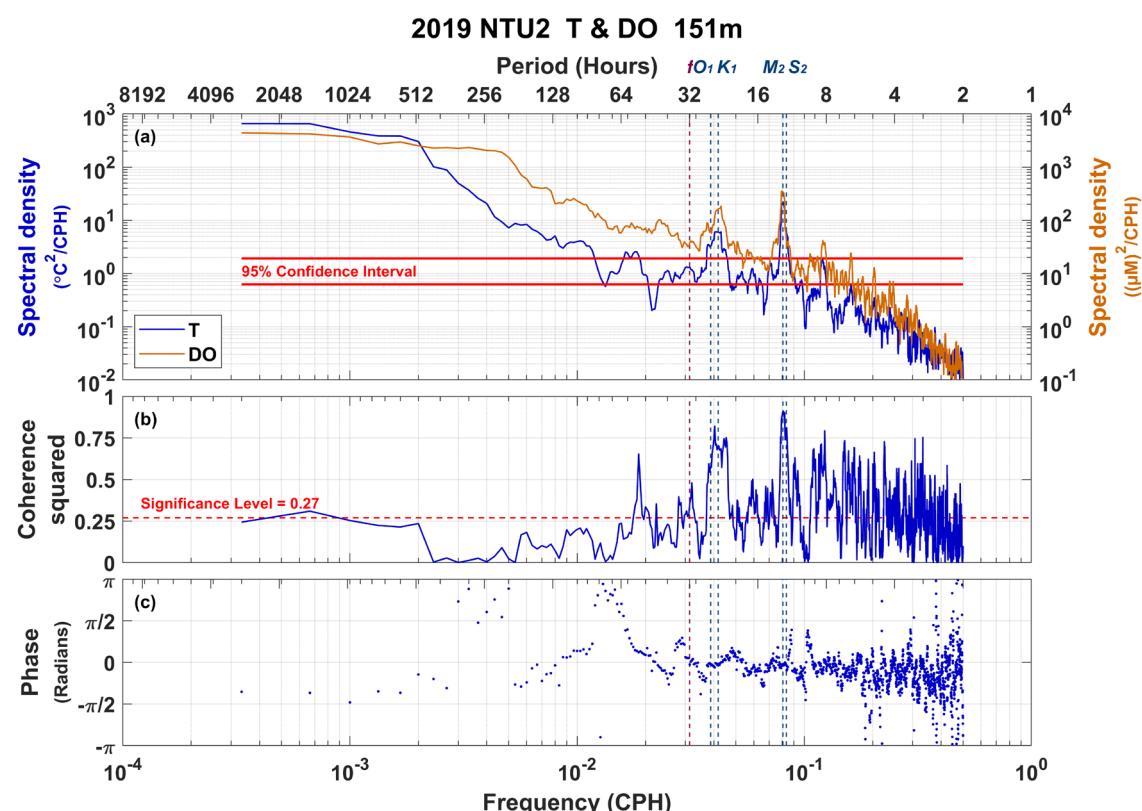


圖 3-3、2019 年 NTU2 測站水深 151 公尺溫度和溶氧濃度交叉頻譜圖。(a)圖中藍線和橘線分別為溫度和溶氧濃度頻譜圖，兩紅色實線間差值為 95% 信賴區間；(b)圖為兩者之 Coherence squared (γ^2)，紅色虛線為顯著水準；(c)圖為兩參數間之相位。



3.2 Price-Weller-Pinkel 三維模式模擬

為進一步釐清颱風通過期間上層海洋主要受混合或是垂直對流影響，本論文使用了 PWP3D 模型(Price et al., 1994)，模擬 2019 年玲玲颱風通過浮標後上層海洋的水文變化，並將關閉水平和垂直對流項與否的水文變化做比較。

Price et al. (1994)透過溫度、鹽度和動量守恆方程式(3.3 至 3.5 式)開發了 PWP3D 數值模型，用以研究上層海洋對颱風的反應。在該模式中，假設海洋深度為無窮深(即減重力近似)，進行計算以得到靜水壓擾動項(3.7 式)；密度擾動項由線性狀態方程式(Equation of state)得到(3.8 式)。此外，模式中邊界條件為輻射邊界條件(Radiation boundary condition)；另假設初始溫度和鹽度場在水平方向上為均勻分布；科氏參數假設為均勻分布；表層熱通量部分，假設氣溫為攝氏 25 度，露點溫度為攝氏 26 度，大氣與海洋密度比值為 1.23×10^{-3} ，潛熱通量和可感熱通量之傳輸係數設為 1.3×10^{-3} ；表層鹽度通量 E 設為 0。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla S + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial E}{\partial z} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + f \mathbf{k} \times \mathbf{V} + \mathbf{V} \cdot \Delta \mathbf{V} + W \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} \nabla P \quad (3.5)$$

$$W(z) = \int_0^z \nabla \cdot \mathbf{V} dz \quad (3.6)$$

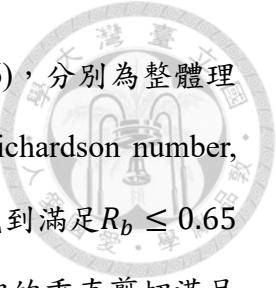
其中 t 為時間變數； \mathbf{V} 為水平流速； W 為垂直流速，可透過從水面向下積分連續方程式計算得出(3.6 式)； H 為熱通量； E 為鹽度通量； τ 為垂直動量通量。

$$P(z) = -g \int_{z_a}^z (\rho(z) - \rho_0(z)) dz \quad (3.7)$$

其中 $g = 9.81$ 為重力加速度；垂直積分由表面開始向下， $z_a = 1000$ 公尺。

$$\rho(z) - \rho_0(z) = \alpha(T - T_0) - \beta(S - S_0) \quad (3.8)$$

其中 T_0 和 S_0 為初始溫度和鹽度； α 和 β 分別為熱膨脹係數和鹽度收縮係數。



在此模型中，主要有兩個機制控制紊流混合(Price et al., 1986)，分別為整體理查森數(Bulk Richardson number, R_b)和梯度理查森數(Gradient Richardson number, R_g)，其條件如 3.9 及 3.10 式。意即在模型中先由表層開始，往下找到滿足 $R_b \leq 0.65$ 的深度，並使此深度以上的水均勻混合，而若混合層底部有足夠的垂直剪切滿足 $R_g \leq 0.25$ 產生不穩定時，便會在混合層下方產生垂直混合，此即為 PWP3D 模式 的混合機制。

$$R_b = -\frac{g\Delta\rho h}{\rho_0(\Delta V)^2} \leq 0.65 \quad (3.9)$$

其中 h 為混合層深度， ΔV 和 $\Delta\rho$ 分別為表面和混合層底部的速度差和密度差。

$$R_g = -\frac{g\frac{\partial\rho}{\partial z}}{\rho_0\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \leq 0.25 \quad (3.10)$$

在本論文中，颱風風場設定之蘭金渦旋(Rankine vortex)參考 Holland (1980) 公式(3.11 至 3.13 式)，颱風風場和 PWP3D 模式的設定參數如表 3-1 所示。海洋剖面初始條件，使用 NTU1 測站觀測之颱風通過浮標前 24 小時平均。PWP3D 模式模擬之空間範圍、結果，以及其與浮標觀測之結果比較如圖 3-4。

$$r > R_{max}: V = V_{max} \left(\frac{R_{max}}{r} \right)^n \quad (3.11)$$

$$r < R_{max}: V = V_{max} \left(\frac{r}{R_{max}} \right) \quad (3.12)$$

$$r < R_{eye}: V = V_{eye} \quad (3.13)$$

其中為 r 距離颱風中心距離， V 為風速， R_{max} 為最大風速半徑， n 為最大風速半徑外之幕數， V_{max} 為最大風速， R_{eye} 為颱風眼牆半徑， V_{eye} 為颱風眼牆內風速。



表 3-1、颱風風場和 PWP3D 模式設定參數表

颱風風場設定		PWP3D 參數設定	
R_{max}	50 (km)	時間解析度	30 (mins)
V_{max}	25 (m s ⁻¹)	水平空間解析度	6 (km)
V_{eye}	10 (m s ⁻¹)	垂直空間解析度	5 (m)
n	0.4	網格數(nx, ny, nz)	181, 201, 45

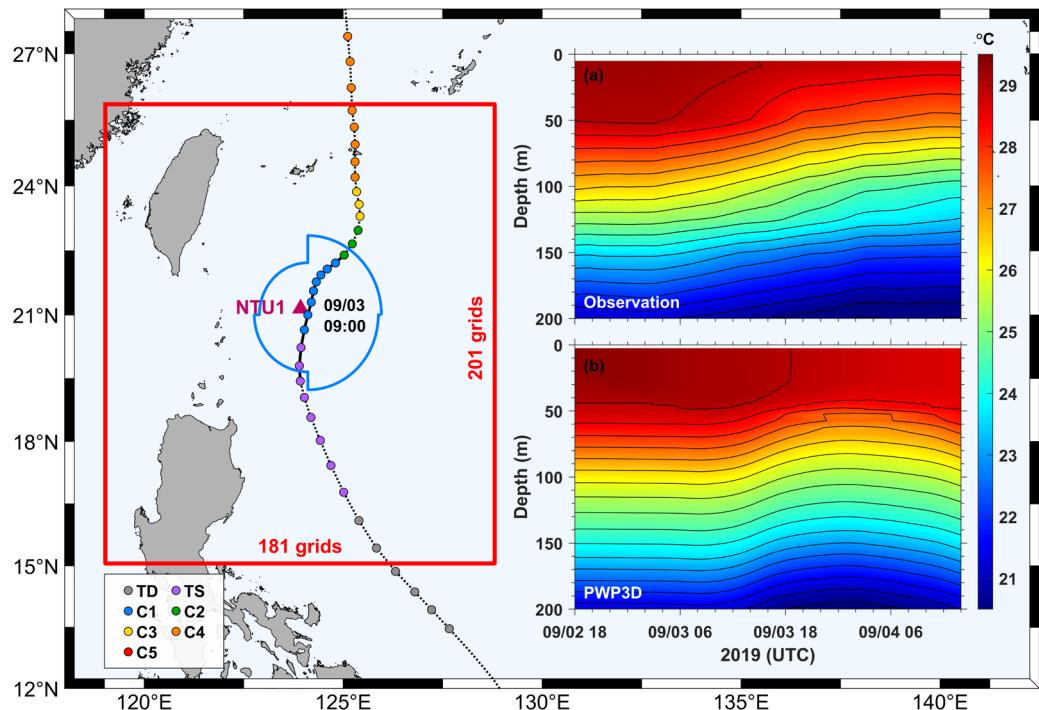


圖 3-4、NTU1 浮標觀測資料與 PWP3D 模式模擬結果比較。圖中紅框為 PWP3D 模式中模擬的空間範圍以及網格點數量；(a)圖為 NTU1 測站於玲玲颱風通過期間，經 24 小時移動平均之水文剖面觀測資料；(b)圖為 PWP3D 模式於 NTU1 網格點處，模擬之溫度隨時間變化剖面。



3.3 碳化學參數、海氣間氣體通量與淨群集生產力

3.3.1 碳化學參數

本論文中碳化學各項參數，以 MATLAB 副程式 CO2SYS v3.1(Sharp et al., 2020) (<https://github.com/jonathansharp/CO2-System-Extd>)透過浮標觀測之海水 pH 值計算得到。輸入參數部分，在總鹼度(Total alkalinity, TA)、溶解無機碳(Dissolved inorganic carbon, DIC)、pH 值及二氧化碳分壓(Partial pressure of carbon dioxide, pCO₂)四項中，選擇以總鹼度和 pH 值計算，得到另外兩項溶解無機碳和二氧化碳分壓。由於錨碇串上無直接量測總鹼度之儀器，因此藉由 Lee et al. (2006)經驗公式(3.14 式)計算得到，其中海表面溫度(Sea surface temperature, SST)和海表面鹽度(Sea surface salinity, SSS)，分別使用裝載於海氣象浮標上最表層溫度和鹽度代入。

$$TA(\mu\text{mol kg}^{-1}) = 2305 + 58.66 \times (SSS - 35) + 2.32 \times (SSS - 35)^2 - 1.41 \times (SST - 20) + 0.04 \times (SST - 20)^2 \quad (3.14)$$

其中矽(Si)、磷酸鹽(PO₄)、銨(NH₄)及硫化氫(H₂S)等輸入參數，目的為扣除總鹼度中碳鹼度的其他影響，而大洋中表水的營養鹽因為濃度極低，因此假設為很小的常數。此外，由於海水中二氧化碳分壓受溫度和壓力影響，因此在本研究中將得到的海水二氧化碳分壓資料，標準化至攝氏 25 度及減壓到 0 dbar 輸出，用以和大氣二氧化碳分壓比較。

$$Si = 5 \mu\text{mol kg}^{-1}, PO_4 = 0.2 \mu\text{mol kg}^{-1},$$

$$NH_4 = 0 \mu\text{mol kg}^{-1}, H_2S = 0 \mu\text{mol kg}^{-1}$$

平衡常數部分，pH scale 和 pH 值量測方法使用的標準不同有關，而在海氣象浮標中 pH sensor 採用的是 total scale。K1、K2 採 Mehrbach et al. (1973)，KHSO₄ 採 Dickson (1990)，KHF 採 Perez and Fraga (1987)，[B]_T value 採 Lee et al. (2010)。



3.3.2 海氣之間氣體通量

藉由上層海洋的溶氧濃度及 pH 值資料，搭配海氣象浮標觀測的海表溫、鹽度和風速資料，可透過計算得到海氣之間的氧氣及二氧化碳通量。在流體中，其運動黏滯係數和分子擴散係數的比值稱為施密特數(Schmidt number, Sc)，其計算方式參考自 Wanninkhof (1992)的經驗公式，式中 SST 及 SSS 分別使用海氣象浮標上觀測之最表層溫度和鹽度代入。

$$Sc_{O_2} = 1953.4 - (128.00 \times SST) + (3.9918 \times SST^2) - (0.050091 \times SST^3) \quad (3.15)$$

$$Sc_{CO_2} = 2073.1 - (125.62 \times SST) + (3.6276 \times SST^2) - (0.043219 \times SST^3) \quad (3.16)$$

Sc_{O_2} 及 Sc_{CO_2} 為氧氣與二氧化碳無因次的施密特數。

氣體交換速度 K 為風速 U_{10} 與施密特數 Sc 的函數(Sweeney et al., 2007)，其單位為 $m\ day^{-1}$ ，3.17 及 3.18 式分別為氧氣與二氧化碳之氣體交換速度 K_{O_2} 及 K_{CO_2} ， U_{10} 為距海面 10 公尺高風速，由海氣象浮標觀測之風速換算得到。

$$K_{O_2} = 0.27 \times U_{10}^2 \times \left(\frac{660}{Sc_{O_2}} \right)^{0.5} \times \frac{24}{100} \quad (3.17)$$

$$K_{CO_2} = 0.27 \times U_{10}^2 \times \left(\frac{660}{Sc_{CO_2}} \right)^{0.5} \times \frac{24}{100} \quad (3.18)$$

表觀耗氧量(Apparent Oxygen Utilization, AOU)為飽和溶氧濃度與現場觀測海水溶氧濃度的差值，其計算方式為飽和溶氧濃度扣除觀測到的溶氧濃度(3.19 式)。飽和溶氧濃度為氧氣在海水中達到飽和的溶解量，主要受溫度、鹽度和壓力控制，其可以 Garcia and Gordon (1992) 經驗式由溫度和鹽度推算得到。當 $AOU > 0$ 時表示觀測得到的溶氧濃度比飽和濃度低，可能為生物呼吸作用消耗氧氣而使之未飽和，溶氧濃度通常會在每天清晨四點時最低，代表前一天浮游植物生產的氧氣被細菌消耗最旺盛的時間，此時 AOU 便會出現極大值；反之 $AOU < 0$ 則為飽和，可能受氣泡影響或是生物光合作用所致。此外，使用表觀耗氧量分析可以去除溫度和鹽度對氧氣溶解度的影響，留下的純粹為海水的水平、垂直位移或是當地的生地化作用。

$$AOU = [O_2]_{sat} - [O_2]_{obs} \quad (3.19)$$

$[O_2]_{sat}$ 為飽和溶氧濃度； $[O_2]_{obs}$ 為觀測之溶氧濃度。

根據 Lefèvre and Merlivat (2012b)的方法，海洋向大氣的氧氣通量 F_{O_2} 計算方式如 3.20 式。其中因為氧氣相較於二氧化碳更易受到氣泡的影響，故需考慮氧氣透過氣泡進入海洋的效應(F_{bub})，其計算方式參考 Woolf and Thorpe (1991)的經驗式(3.21 式)，單位為 $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。因此，海洋向大氣的氧氣總通量計算式如 3.22 式。

$$F_{O_2} = K_{O_2} \times \rho \times (-AOU) \quad (3.20)$$

$$F_{bub} = K_{O_2} \times \rho \times 0.01 \times \left(\frac{U_{10}}{U_0}\right)^2 \times [O_2]_{sat}, \quad U_0 = 9 \text{ (m s}^{-1}\text{)} \quad (3.21)$$

$$F_{O_2 \text{ total}} = F_{O_2} - F_{bub} \quad (3.22)$$

ρ 為海水密度，可透過狀態方程式(Equation of state)由溫度和鹽度計算得到(Millero et al., 1980)； $F_{O_2 \text{ total}}$ 為海氣之間氧氣總通量。

二氧化碳海氣間通量(F_{CO_2})的計算，需考慮二氧化碳在海水中的溶解度，本論文中參考 Weiss (1974)的經驗式計算得到，二氧化碳的溶解度及二氧化碳通量計算式分別如 3.23 及 3.24 式。其傳遞方向主要與海洋和大氣的二氧化碳分壓差有關，通量為正表示海洋為二氧化碳的源釋出二氧化碳，反之則代表海洋相對於大氣為二氧化碳的匯。

$$\alpha_{CO_2} = e^{\left(A_1 + A_2\left(\frac{100}{T_K}\right) + A_3 \ln\left(\frac{T_K}{100}\right) + SSS \times \left(B_1 + B_2\left(\frac{T_K}{100}\right) + B_3\left(\frac{T_K}{100}\right)^2\right)\right)} \times 10^3 \quad (3.23)$$

$$A_1 = -60.2409, \quad A_2 = 93.4517, \quad A_3 = 23.3585,$$

$$B_1 = 0.023517, \quad B_2 = -0.023656, \quad B_3 = 0.0047036$$

α_{CO_2} 為二氧化碳在海水中的溶解度。

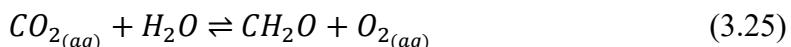
$$F_{CO_2} = K_{CO_2} \times \alpha_{CO_2} \times (fCO_2 - fCO_{2 \text{ atm}}) \times 10^{-3} \quad (3.24)$$

fCO_2 為海水中二氧化碳分壓，可透過浮標上觀測之 pH 值，再藉由 Sharp et al. (2020)方法計算得到； $fCO_{2 \text{ atm}}$ 為陸地上二氧化碳分壓，其中因大氣中二氧化碳濃度分布均勻，僅有緯度間和南北半球間的差異，因此資料參考自 NOAA Global Monitoring Laboratory 於夏威夷的大氣二氧化碳濃度長期監測站，其時間解析度為每月一筆。



3.3.3 淨群集生產力

淨群集生產力為浮游植物透過光合作用產出的有機碳，扣除呼吸作用消耗的有機碳後，在定義深度中剩餘可以向下沉降輸出的有機碳上限。淨群集生產力現場量測不易，而基於光合作用和呼吸作用的反應式(3.25式)，氧氣及二氧化碳互為反應物和生成物，淨群集生產力即為正向和逆向反應有機碳的淨量，故可由混合層中溶氧濃度或總無機碳的質量守恆模式進行估算。



若假設混合層中的溶氧濃度和二氧化碳為穩定狀態(Steady state)，則淨群集生產力所產生的有機顆粒會以顆粒沈降方式輸出混合層，此為輸出生產力(Export production)。由於混合層中產生的顆粒體因大小、密度等因素，只有部分會沉降到海洋深部，因此海洋中的淨群集生產力會大於有機顆粒沈降通量。本論文將藉由碳和氧兩個元素在海洋混合層中的質量平衡概念下，估算出當地的淨群集生產力(Lefèvre & Merlivat, 2012b; Yang et al., 2017)。

在質量守恆模式中，定義深度的不同會影響估算的結果，在過去文獻中多使用混合層或是有光層進行估算。在本論文中，由於有光層中溶氧濃度資料不足，故估算淨群集生產力的深度參考 Kara et al. (2000)定義的混合層深度，即與上層 10 公尺平均海溫相差攝氏 0.8 度的深度(圖 3-5)。另外，在質量平衡模式中假設表層量測到的溶氧濃度等於混合層中的濃度，且不受水平平流影響，並定義在質量平衡模式中以進入混合層方向為正，便能將其氧氣通量能量化，並排除海氣交換及逸入作用等物理作用的影響，氧氣及二氧化碳在混合層中濃度的變化，即是光合作用和呼吸作用的結果。由於二氧化碳溶於海水後，會受複雜的碳元素水化學影響(圖 3-6)，且無機碳酸鈣的多寡亦會影響二氧化碳濃度，因此以二氧化碳變化估算淨群集生產力不確定性較大(Lefèvre & Merlivat, 2012a)。

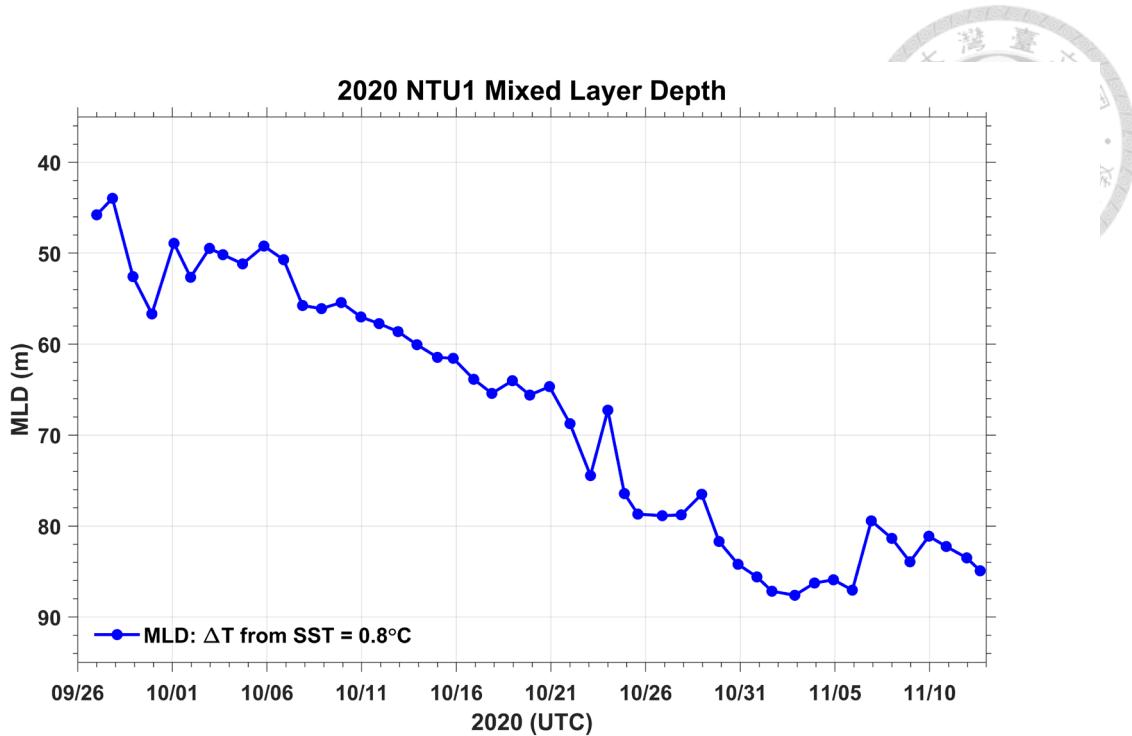


圖 3-5、2020 年 NTU1 測站混合層深度。其深度為與上層 10 公尺平均海溫相差攝氏 0.8 度的深度。

首先介紹使用二氧化碳濃度在混合層中濃度變化，估算淨群集生產力之方法。在本論文中，取兩總二氧化碳(TCO_2)極大值間定義為一日，將資料以日平均計算，而逸入作用效應因影響極小可以忽略。然而，二氧化碳溶於水形成碳酸的水合作用(Hydrated reaction)反應相當緩慢(3.26 式)，因此導致估算結果不確定性較大。二氧化碳在混合層中質量平衡式如 3.27 式(圖 3-6)。



$$Z_{mix} \times \frac{dT_{CO_2}}{dt} = F_{CO_2} - NCP \quad (3.27)$$

Z_{mix} 為混合層深度； TCO_2 為二氧化碳總量； F_{CO_2} 為海氣之間二氧化碳交換通量； NCP 為淨群集生產力。

相較於以二氧化碳變化量估算的方法，透過溶氧濃度質量守恆估算淨群集生產力較為準確。由於表觀耗氧量的日變化和光合作用與呼吸作用密切相關，通常隨日照變化，故在本論文中取兩表觀耗氧量極大值間定義為一日，將資料以日平均計算。除了海氣間氧氣通量及氣泡影響外，當混合層深度發生上下變動時，從混合層下方透過逸入作用進入混合層的氧氣量(F_{ent})也需納入考慮(3.29 式)。根據瑞德菲爾比例(Redfield ratio)，C : O : N : P = 106 : 138 : 16 : 1，碳和氧的比例為 106 : 138，故經驗公式計算上需再除以 1.4 倍的係數，將氧氣量換算為有機碳量，此係數亦被稱為光合商(Photosynthetic quotient, PQ)(Laws, 1991)。因此，透過混合層中氧氣通量的質量平衡模式(3.28 式) (圖 3-6)，將量測到的氧氣濃度隨時間變化乘上混合層厚度，扣除其他物理機制造成氧氣的通量變化，最後留下生物作用造成的氧氣變化，再透過瑞德菲爾比例將氧氣量轉換為有機碳量，便能計算得出淨群集生產力。綜上所述，質量守恆模式示意圖如圖 3-6。

$$Z_{mix} \times \frac{d[O_2]_{sur}}{dt} = -F_{O_2} + F_{bub} + F_{ent} + 1.4 \times NCP \quad (3.28)$$

其中 $[O_2]_{sur}$ 為近表層之溶氧濃度； F_{O_2} 為海氣之間氧氣交換通量； F_{bub} 為氧氣透過氣泡輸入通量； F_{ent} 為混合層逸入作用輸入氧氣通量。

$$F_{ent} = \frac{dZ_{mix}}{dt} ([O_2]_{sub} - [O_2]_{sur}) \quad (3.29)$$

其中 $[O_2]_{sub}$ 為次表層之溶氧濃度。

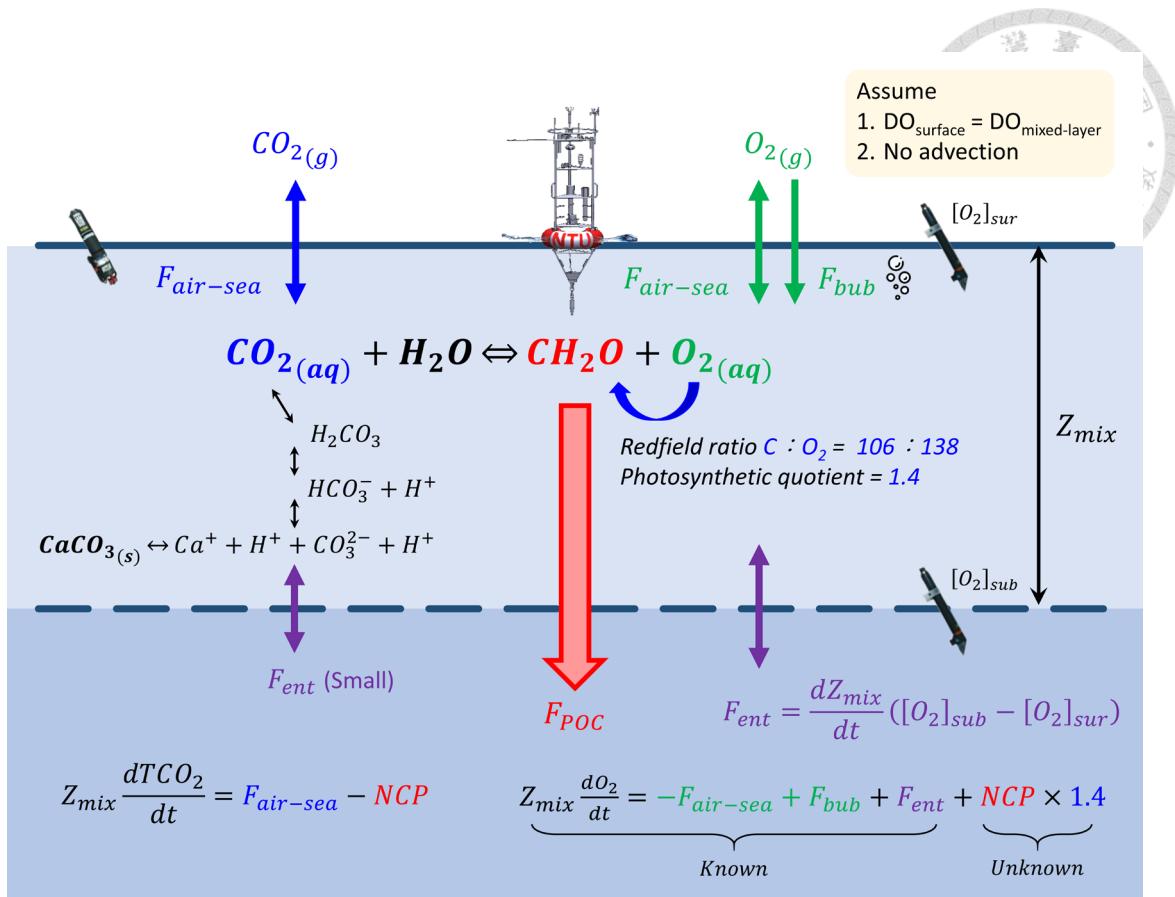


圖 3-6、氧氣及二氧化碳在上層海洋質量守恆模式示意圖

然而，在此質量守恆模型中存在限制條件，其需滿足海水總鹼度相較於與前一天的變化量小於 $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 時，計算出的淨群集生產力才具有意義。海水總鹼度為半守恆性質，和海水鹽度變化相似，可以透過由其和鹽度及溫度關係的經驗式推算(3.14 式)(Lee et al., 2006)。海洋表層處鹽度的變化通常不大，於鹽度變化很小的情況下，質量守恆模型中未考慮的水平平流效應可以被忽略。Bushinsky and Emerson (2015)亦曾透過 Argo 浮標於兩觀測點間的時間差及溶氧濃度差，估算水平平流在質量守恆模型中貢獻的氧氣通量，結果顯示水平通量相較於計算出的淨群集生產力十分微小，可以忽略。

第四章 分析結果與討論



在本章中，將於 4.1 節介紹浮標海域上層海洋水文和生物化學參數背景，並說明溶氧濃度與溫度和短波輻射之間的關係。4.2 和 4.3 節中，透過掛載於海氣象浮標上之水文及化學探針的觀測，將分別呈現於 2018 至 2020 年浮標觀測期間，中尺度渦旋和颱風對上層海洋物理現象的影響，以及生物化學參數伴隨的變化。最後於 4.4 節中，將配合氣象觀測資料計算海氣之間的氣體交換通量，以及透過溶氧質量守恆模式估算淨群集生產力。

4.1 背景水文環境

首先介紹海氣象浮標所在海域的背景水文環境，本研究透過 2015 至 2022 年間，佈放及回收海氣象浮標航次時(即夏季與秋季)採集之鹽溫深儀(Conductivity Temperature Depth, CTD)資料，得到位於西北太平洋兩浮標測站之背景水文平均場。如圖 4-1 及圖 4-2 所示，在 NTU1 測站處上層海洋溫度隨深度遞減；鹽度在水深約 200 公尺處存在約 35 psu 的極大值；溶氧濃度和葉綠素濃度在上層海洋各存在一個極大值，分別位於水深約 70 和 90 公尺處，其極大值分別約為 $200 \mu\text{M}$ 和 $0.2 \mu\text{g L}^{-1}$ ；NTU2 測站與 NTU1 測站的水文分布相似，其中溶氧和葉綠素濃度極大值分別位於水深約 75 和 100 公尺。然而，經由上述分析，無法確知溶氧濃度等生地化參數是否受海水垂直運動影響。除此以外，可觀察到溶氧濃度標準差較大，其可能受中尺度渦旋、季節變化和內潮等現象影響，再加上由於船載鹽溫深儀上酬載的溶氧探針採用電極法進行量測，可能存在量測濃度值漂移的問題等種種因素，進而導致其標準差較大。

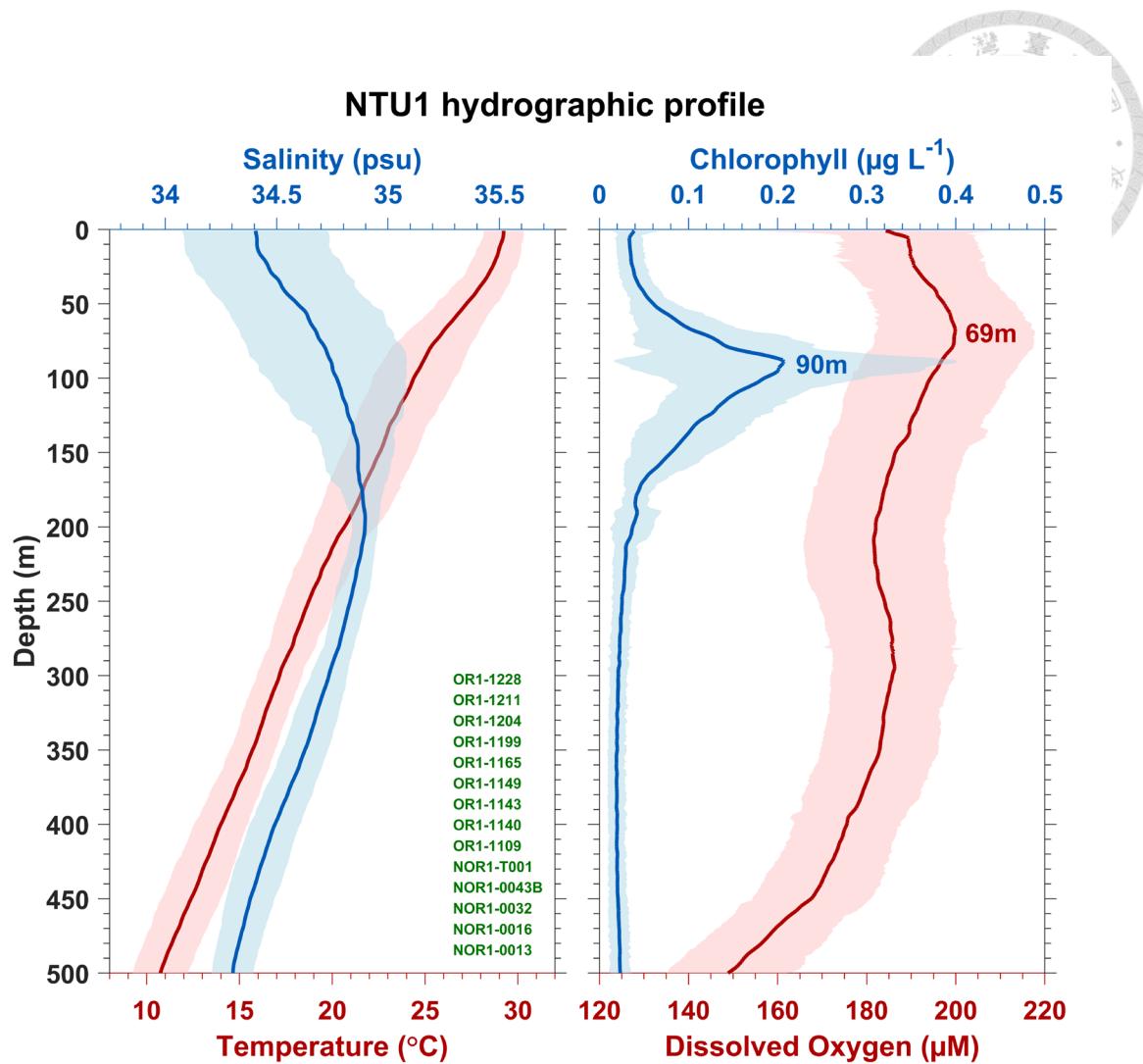


圖 4-1、海氣象浮標 NTU1 測站上層 500 公尺水文剖面圖。圖為由過去多個航次於測站附近採集之 14 個 CTD 案例資料平均(左圖綠色文字)，左圖紅線和藍線分別代表溫度和鹽度，右圖紅線和藍線分別代表溶氧濃度和葉綠素濃度；背景塗色均表示一倍標準差；實線部分採 5 公尺移動平均處理。

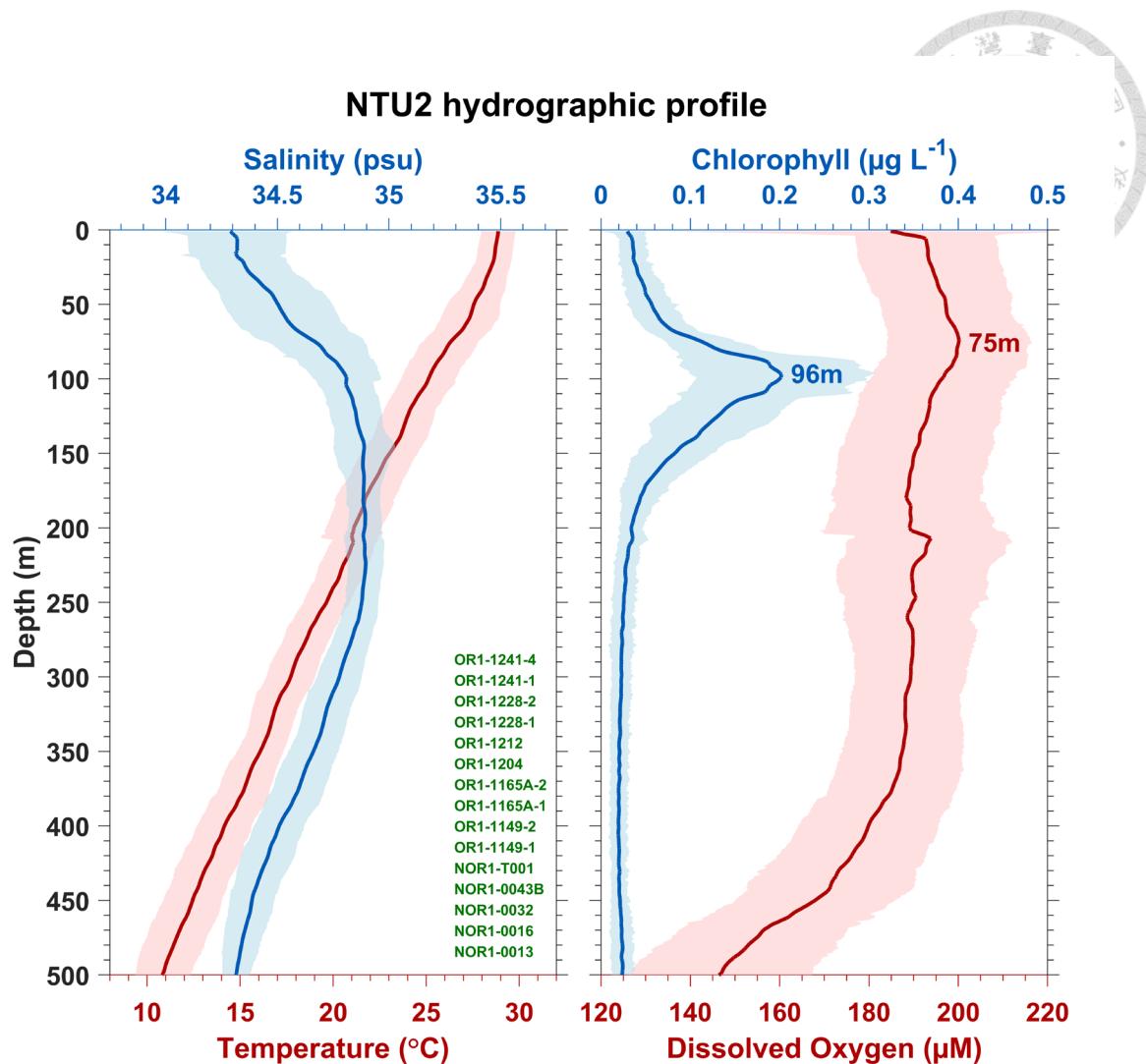


圖 4-2、海氣象浮標 NTU2 測站上層 500 公尺水文剖面圖。圖為由過去多個航次於測站附近採集之 15 個 CTD 案例資料平均。詳細圖說同圖 4-1。

藉由掛載於兩個海氣象浮標測站上層海洋的溶氧探針，可提供溶氧濃度於近表層至 150 公尺四個深度的時間序列變化。由於內潮造成的垂直運動會表現在溫度上的變化，故進一步分析溫度和溶氧濃度在潮汐頻帶上，不同深度的傅立葉頻譜以及交叉譜分析，提供兩者之間的相關性和相位訊息。

在近表層處，2019 年 NTU1 測站觀測資料之傅立葉頻譜顯示，溫度、溶氧濃度和短波輻射(Short wave radiation, SW)，在全日潮的頻帶上皆具有頻譜峰值(圖 4-4a)，原始時間序列資料如圖 4-3，交叉譜分析之 Coherence squared 顯示短波輻射和溶氧濃度兩者相關性約 0.8，而溫度和溶氧濃度間相關性不高(圖 4-4b)。此現象為近表層溶氧濃度變動主要受太陽短波輻射影響，除此之外，可能亦受中尺度渦旋等其他機制影響，使其與溫度相關性較差，此部分將於 4.2 節中詳細討論。

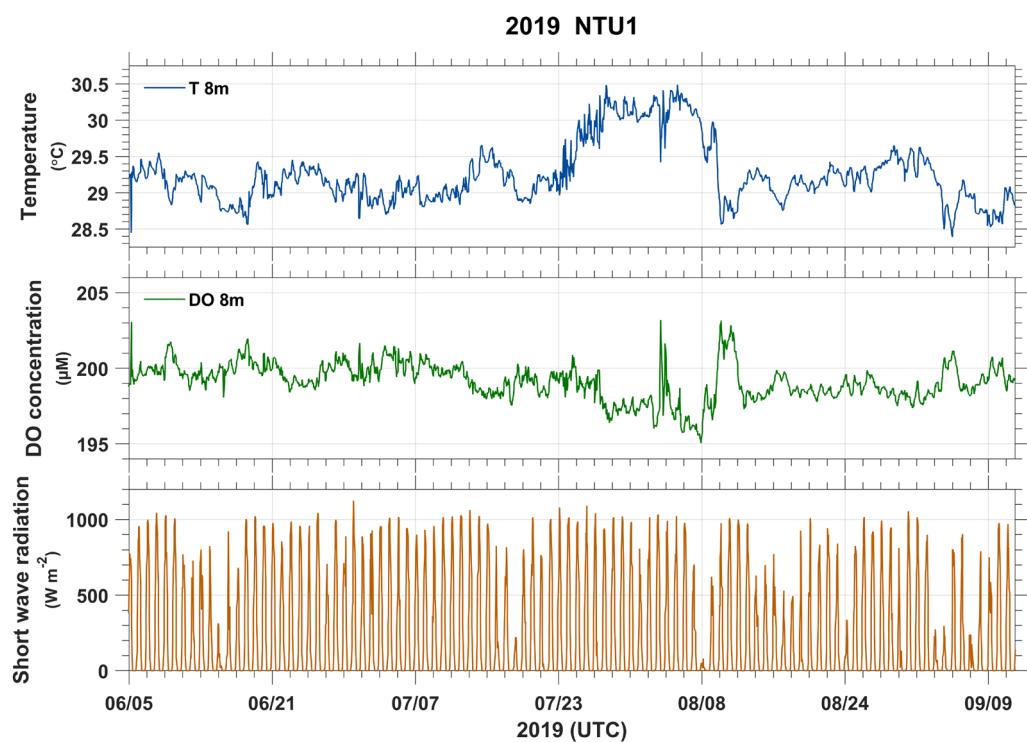


圖 4-3、2019 年 NTU1 測站近表層之溫度、溶氧濃度和海面上短波輻射時間序列觀測資料，上、中和下圖分別為溫度、溶氧濃度和短波輻射。

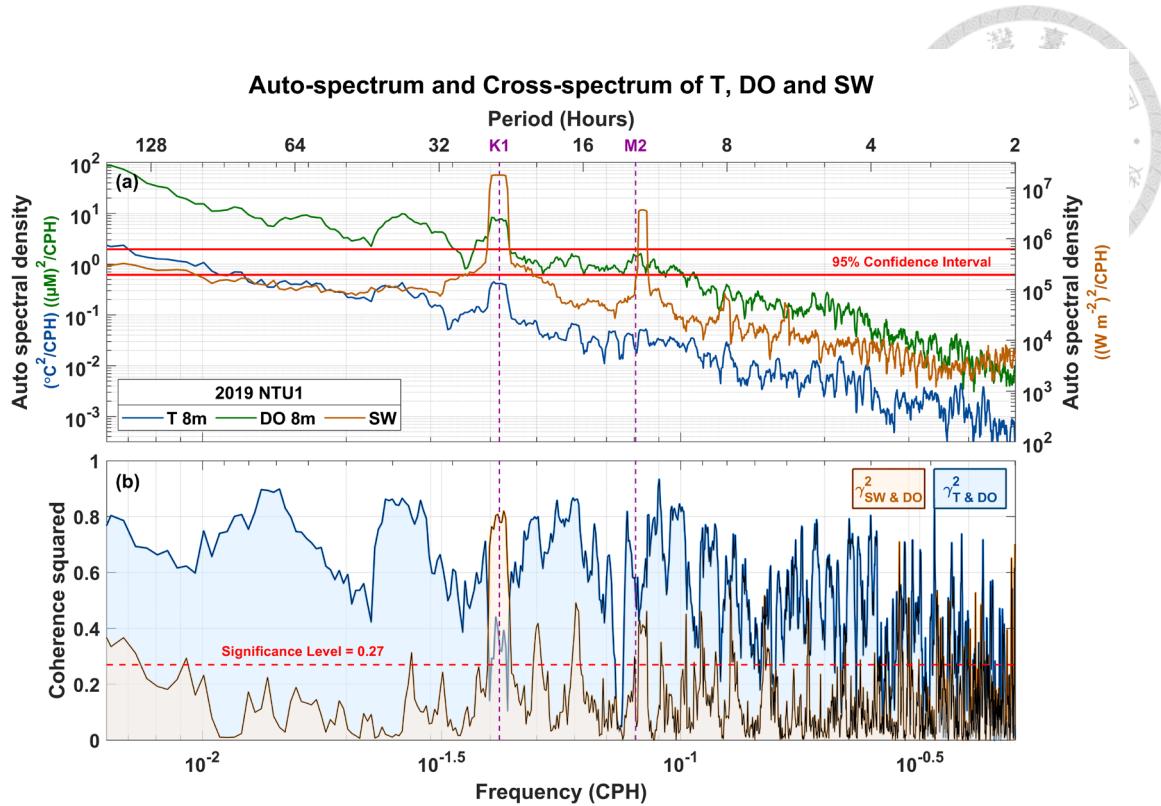


圖 4-4、2019 年 NTU1 測站近表層之溫度、溶氧濃度和海面上短波輻射之傅立葉頻譜，以及交叉譜分析。(a)圖為傅立葉頻譜，兩紅色實線間差值為 95% 信賴區間；(b)圖藍線和橘線分別為短波輻射和溶氧濃度以及溫度和溶氧濃度之 Coherence squared(γ^2)，紅色虛線為顯著水準。

水深 50 公尺之次表層處，溫度和溶氧濃度在全日和半日潮的頻帶上均有頻譜峰值，且 Coherence squared 顯示兩者有較高的相關性，此時相位呈反相位(Out of phase)，表示於此深度處內潮造成的垂直運動，在溫度和溶氧濃度上呈現負相關(圖 4-5 至圖 4-6)，其可能因為在此深度溫度和溶氧濃度的背景梯度正負相反所致；於更深的 100 及 150 公尺處，溫度和溶氧仍在潮汐頻帶上具有頻譜峰值和高相關性，此時相位呈同相位，表示溫度和溶氧濃度在更深處，由內潮造成的垂直運動在溫度和溶氧上呈現正相關(圖 4-7 至圖 4-9)，此時溫度和溶氧濃度的背景梯度正負一致，故呈同相位。

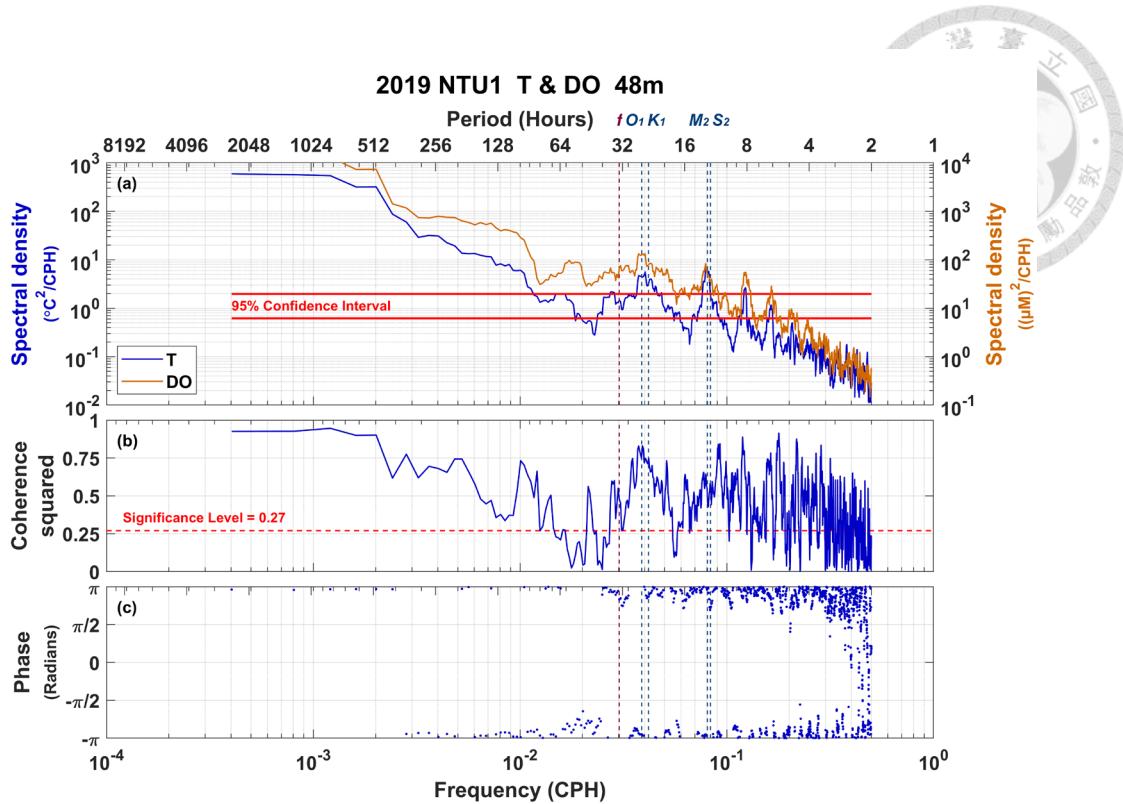


圖 4-5、2019 年 NTU1 測站溫度和溶氧濃度水深 48 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜分析。(a)圖為溫度和溶氧濃度的頻譜，圖中的藍線和橘線分別代表溫度和溶氧濃度，兩紅色實線間差值為 95% 信賴區間；(b)、(c)圖為對溫度和溶氧濃度做交叉譜分析後得到的 Coherence squared (γ^2)和兩參數間之相位，紅色虛線為顯著水準。

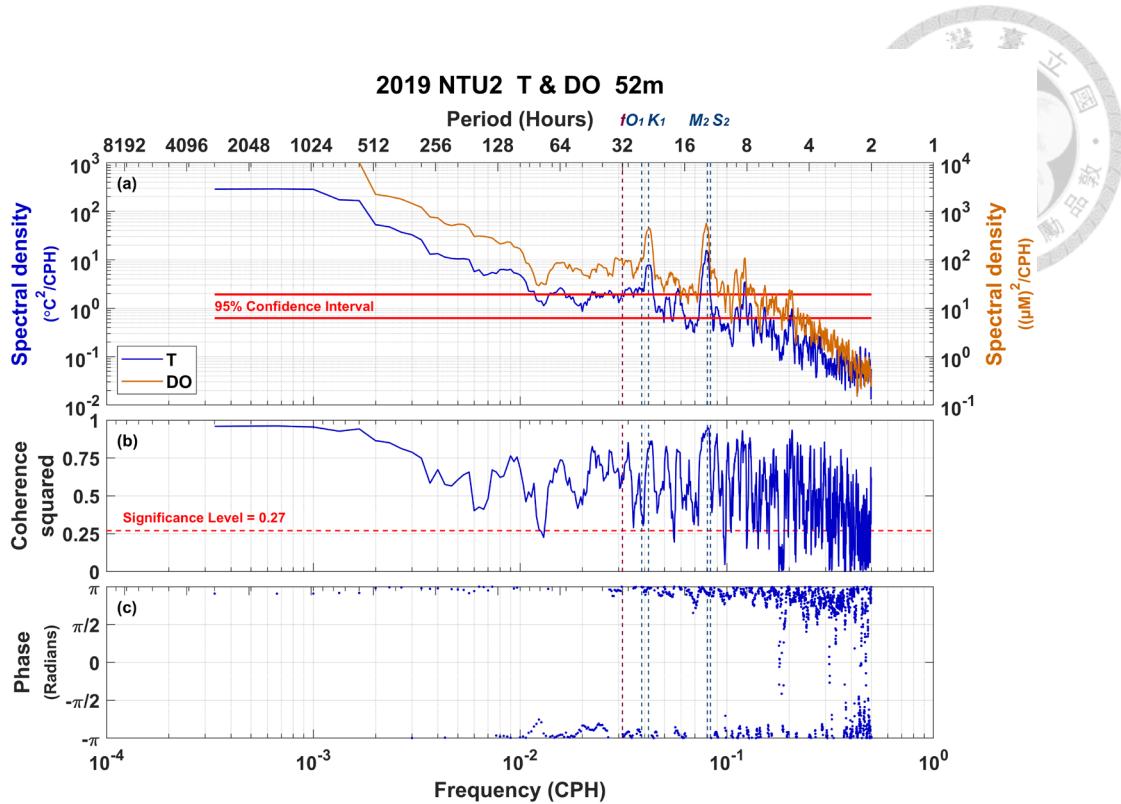


圖 4-6、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 52 公尺處之傅立葉頻譜及交叉譜

分析。詳細圖說同圖 4-5。

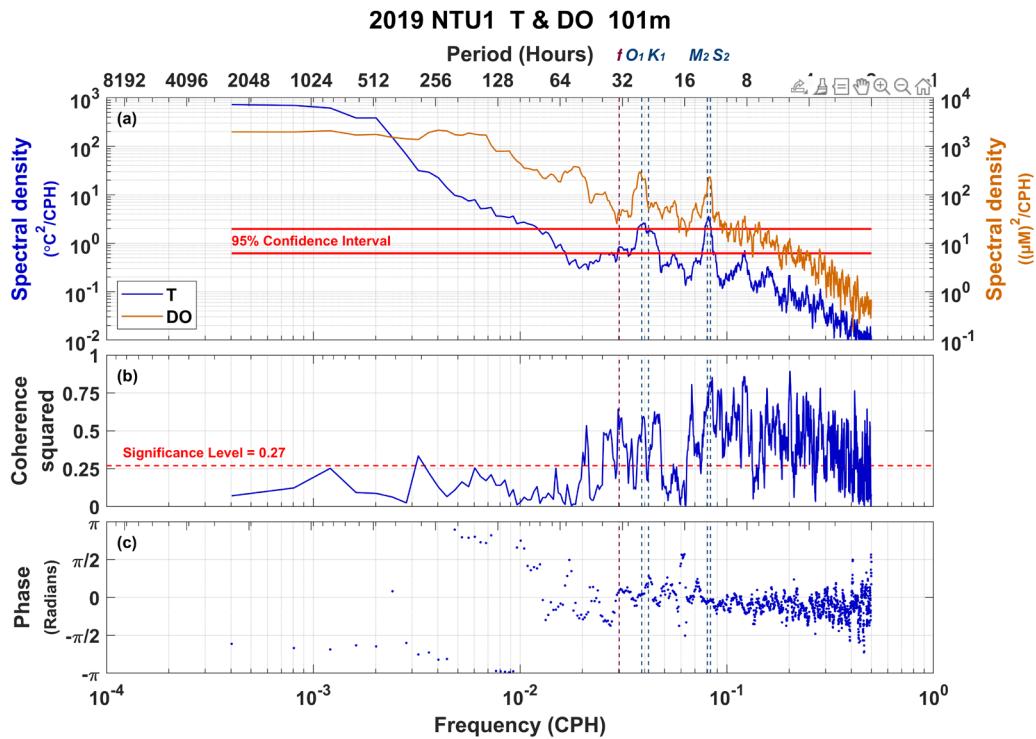


圖 4-7、2019 年 NTU1 測站溫度和溶氧濃度水深 101 公尺處之傅立葉頻譜及交叉

譜分析。詳細圖說同圖 4-5。

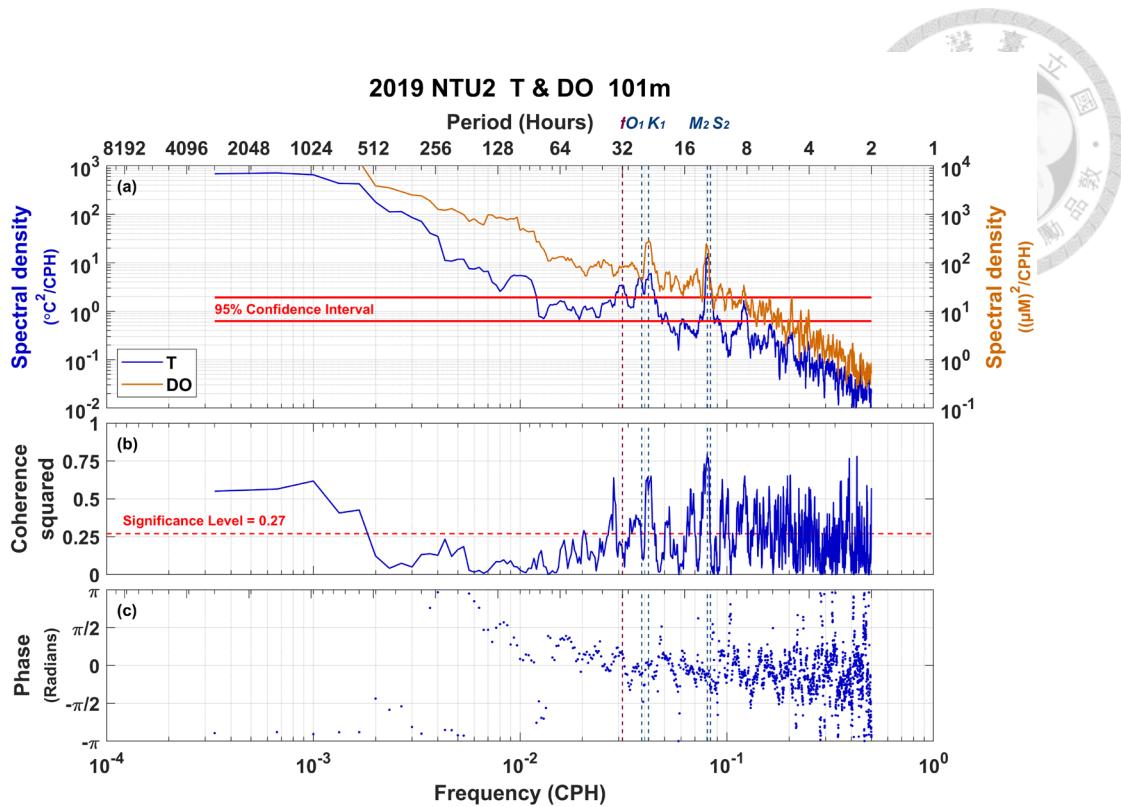


圖 4-8、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 101 公尺處之傅立葉頻譜及交叉
譜分析。詳細圖說同圖 4-5。

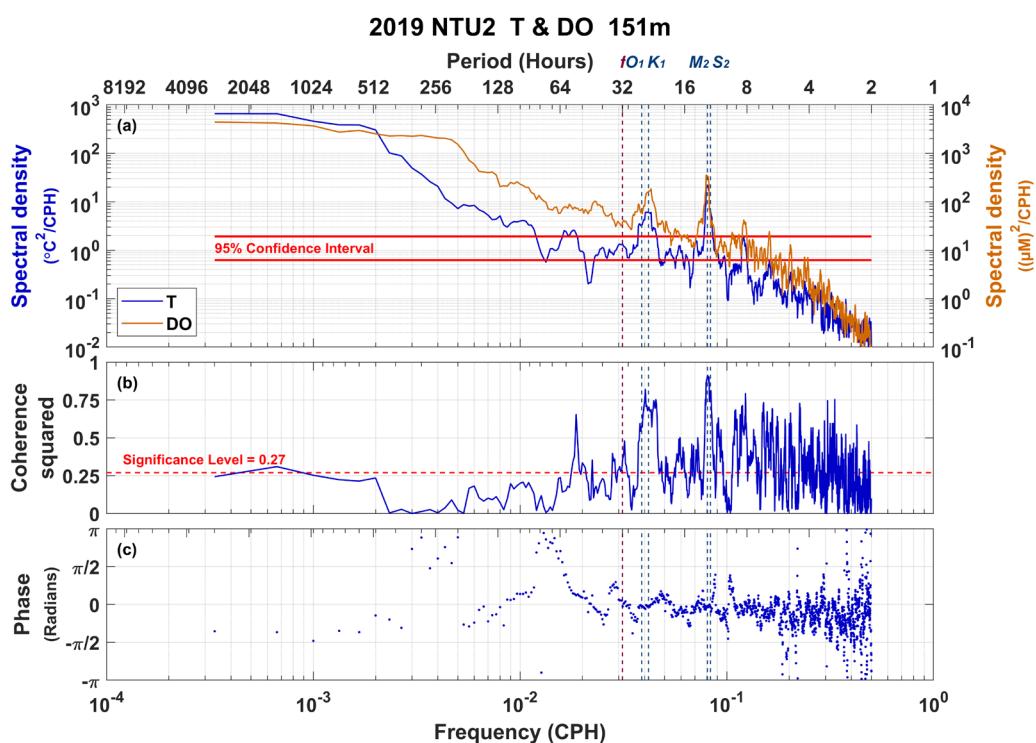


圖 4-9、2019 年 NTU2 測站溫度和溶氧濃度水深 151 公尺處之傅立葉頻譜及交叉
譜分析。詳細圖說同圖 4-5。

小結頻譜分析結果，在近表層處溶氧濃度變化主要受太陽短波輻射影響；在次表層處，潮汐頻帶上溫度和溶氧濃度在 50 公尺，和 100 公尺以深分別呈現負相關和正相關。此現象為在 70 公尺處存在溶氧濃度的極大值，使得當內潮造成水體垂直運動時，溫度和溶氧濃度呈現相反的相關性。

4.2 中尺度渦旋通過後變化

在本研究中主要探討之中尺度渦旋案例有二，分別為 2018 年八月的反氣旋渦以及 2019 年六至八月的氣旋渦，兩者通過後均對浮標測站上層海洋之水文及溶氧濃度變化產生影響。

在 2018 年 NTU2 測站觀測期間，有一反氣旋渦於八月份時通過，造成上層海洋暖水層增厚加深；位於水深 50 公尺處的溶氧探針，量測到渦旋影響期間溶氧濃度下降約 10 至 15 μM (圖 4-10)，持續時間約為 10 至 20 天，推測可能為反氣旋渦通過時產生之下沉流，將位於溶氧濃度極大值深度上層較低氧的海水往下帶所致。

在 2019 年浮標觀測期間，有一氣旋渦通過 NTU1 及 NTU2 測站，使斜溫層 (Thermocline) 上抬並改變垂直溫度結構，且兩測站於水深 50 至 150 公尺觀測之溶氧濃度均上升約 15-20 μM (圖 4-11 及圖 4-12)。然而，根據過去 CTD 觀測平均結果，上層海洋中溶氧濃度極大值應位於水深約 70 公尺，若氣旋渦通過時產生垂直向上的湧升流，應使水深 50 公尺處溶氧濃度上升，而 100 及 150 公尺濃度下降。因此，「水深 50 至 150 公尺處溶氧濃度上升」這個現象有幾個可能的解釋：(1)在該段期間上層海洋水文結構並非與 CTD 觀測相同，溶氧濃度極大值位於更深處，湧升流將下層高氧的海水往上帶，造成溶氧濃度上升；(2)受到水平平流輸入不同水團影響；(3)下層營養鹽被帶至上層海洋，使水深 50 至 150 公尺處生物增生，造成溶氧濃度上升。但此部分由現有的觀測資料還無法進行驗證。

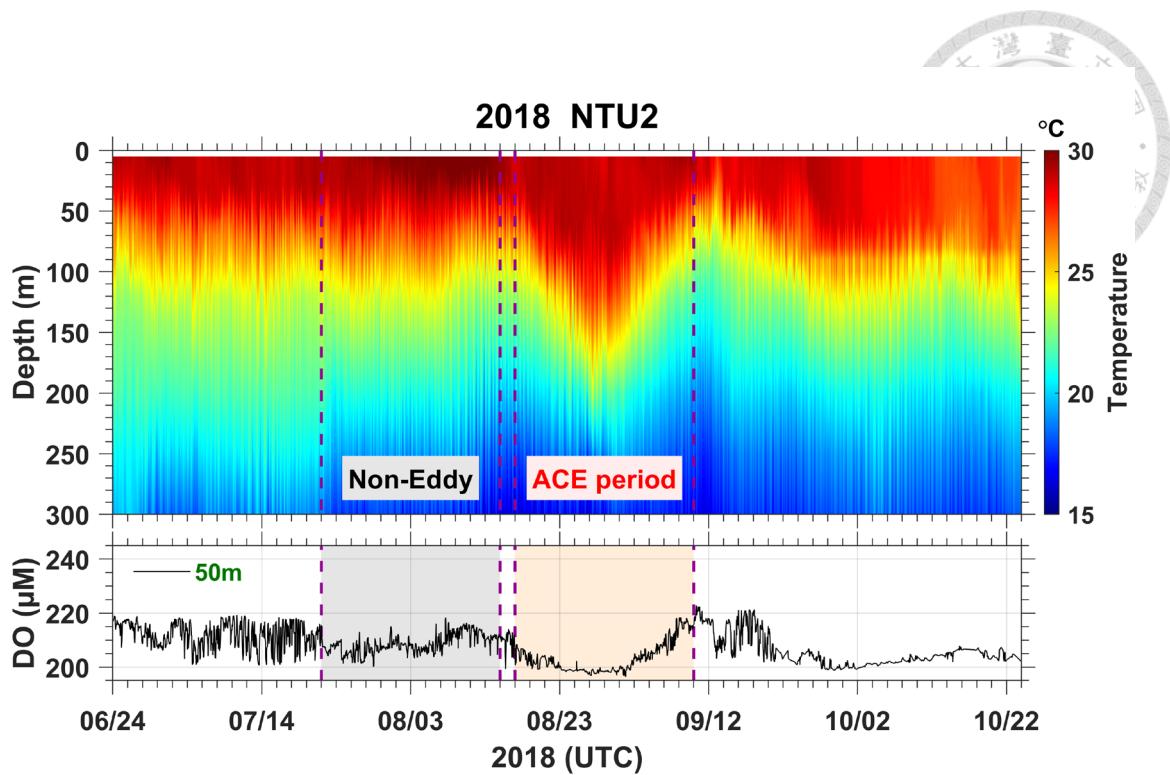


圖 4-10、2018 年 NTU2 測站觀測之反氣旋渦。上圖為溫度垂直剖面；下圖為溶氧濃度在不同深度的觀測資料，背景灰色和橘色塗色分別代表非渦旋期間與反氣旋渦通過期間。

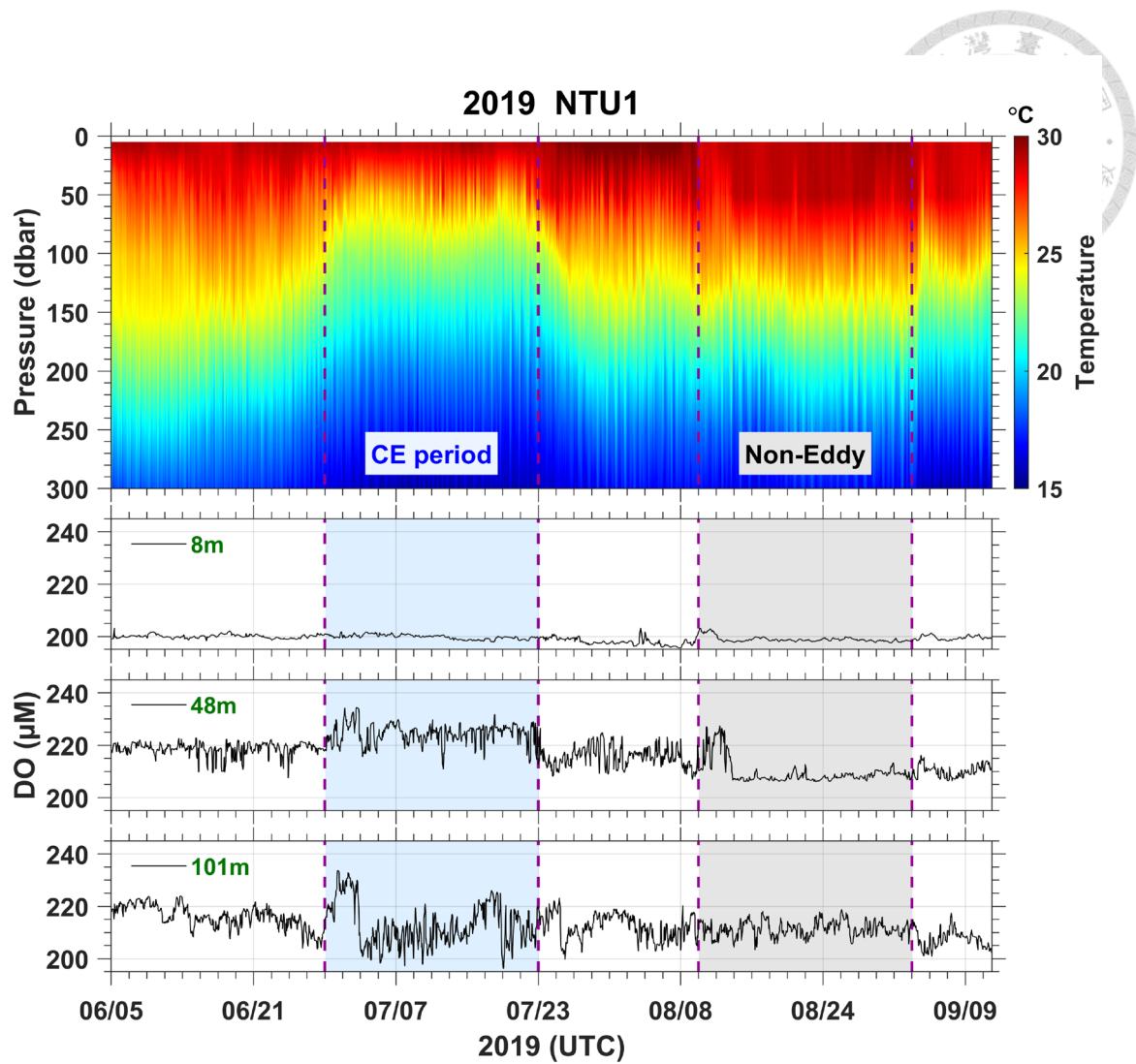


圖 4-11、2019 年 NTU1 測站觀測之氣旋渦。上圖為溫度垂直剖面；下圖為溶氧濃度在不同深度的觀測資料，背景藍色和灰色塗色分別代表氣旋渦通過期間與非渦旋期間。

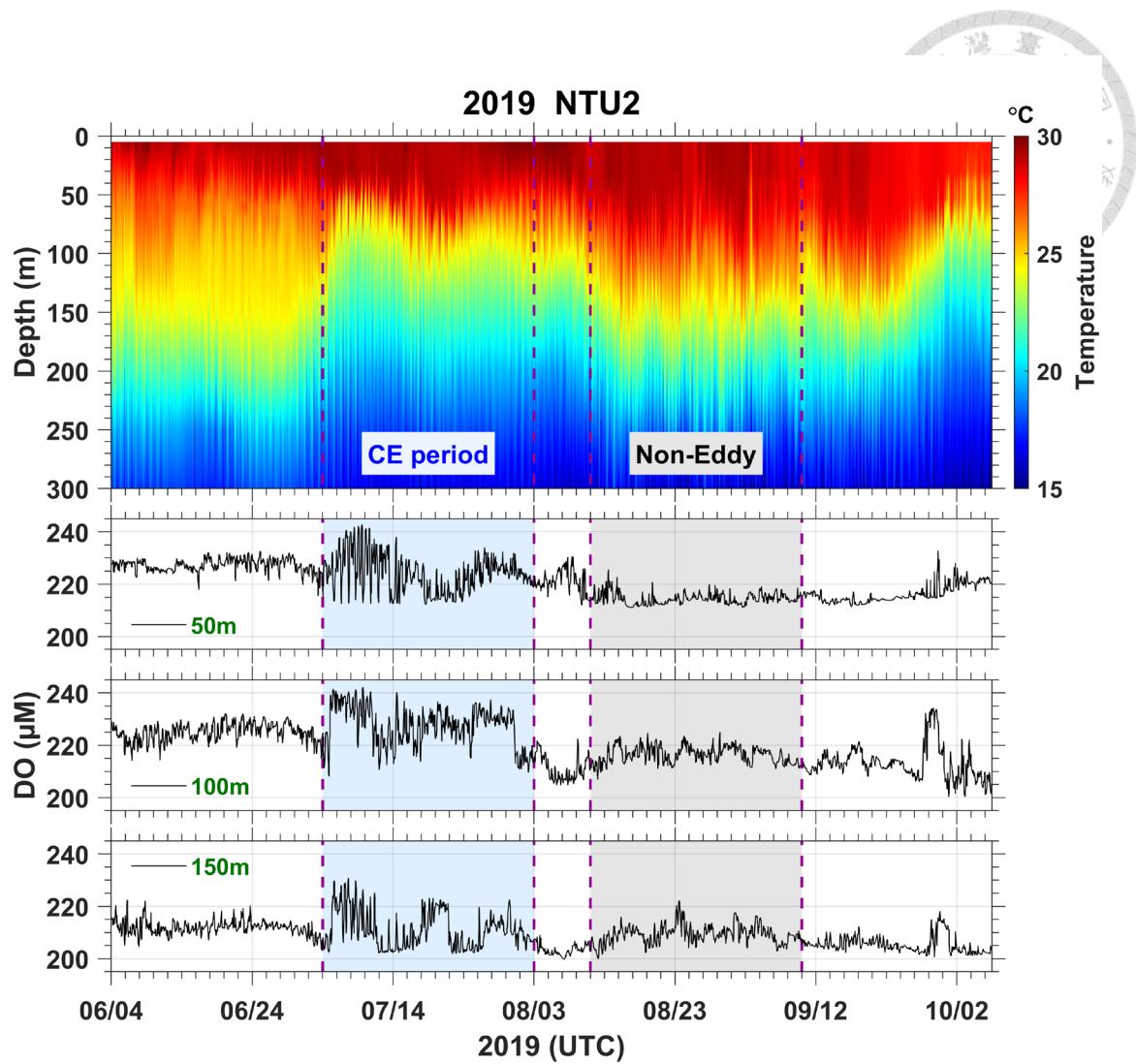


圖 4-12、2019 年 NTU2 測站觀測之氣旋渦。詳細圖說同圖 4-11。

除受海水垂直運動影響造成水文及溶氧濃度變化外，由原始時間序列資料亦可觀察到，在反氣旋渦通過期間溶氧濃度的變化幅度較小，而氣旋渦期間較大。為探討其背後可能機制，於是將反氣旋渦、氣旋渦與非渦旋期間的溫度及溶氧濃度時間序列觀測資料，做傅立葉頻譜分析比較(圖 4-14 至圖 4-16)。結果顯示溫度和溶氧濃度在氣旋渦通過期間，水深 50 公尺處的全日潮及半日潮頻帶上，能量相較於非渦旋期間明顯較強(圖 4-14b、c)，兩者在潮汐頻帶上分別有高達約 5°C 和 $30 \mu\text{M}$ 的振幅；於水深 100 及 150 公尺處，僅溶氧濃度在不同時期有較顯著差異，溫度在此深度的潮汐頻帶上皆有能量(圖 4-15、圖 4-16)。在反氣旋渦影響期間，溫度和溶氧濃度的振幅分別縮小至 1°C 和 $5 \mu\text{M}$ (圖 4-13)。此現象可能為中尺度渦旋通過後，改變了當地海洋垂直水文結構分布，進而影響內潮運動之垂直速度 w 以及其節點(Node point)的垂直分布，此兩者相乘改變內潮運動的振幅。其次，背景水溫和溶氧濃度垂直梯度分布位置亦受影響，因此種種原因加成使溫度和溶氧濃度的變動幅度，在中尺度渦旋通過與非渦旋期間表現不同。

溶氧濃度的變動還受到許多因素影響，包括水溫影響氧氣溶解度以及生物化學反應等，而比較頻譜分析的差異可知，中尺度渦旋通過期間變化量差異主要表現在潮汐頻帶上，可能與內潮運動有關。因此，可將中尺度渦旋通過後上層海洋之溶氧濃度變化小結如圖 4-17，在反氣旋渦通過期間斜溫層加深，且其變動幅度較小；氣旋渦通過期間斜溫層上抬，其相較於非渦旋期間有更顯著的變化幅度。

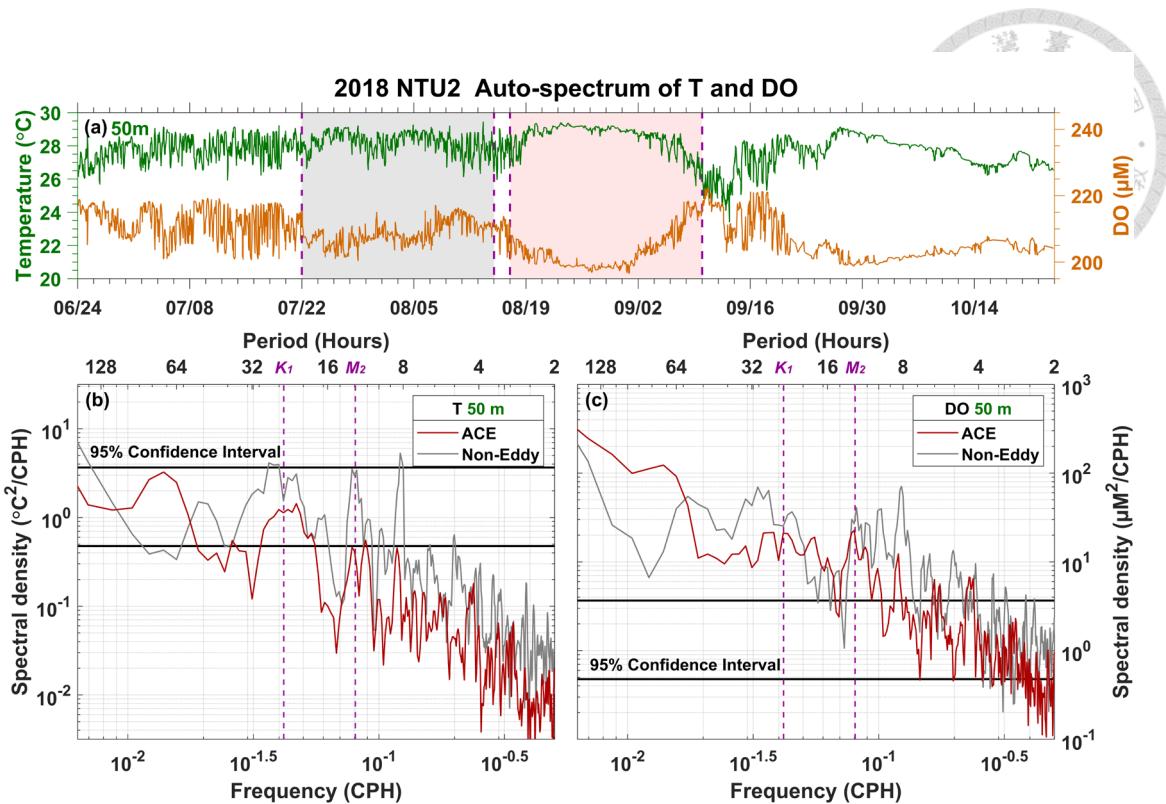


圖 4-13、2018 年 NTU2 測站水深 50 公尺溶氧濃度之反氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖。(a)圖中綠線和橘線分別為溫度和溶氧濃度，背景灰色和紅色塗色代表非渦旋與反氣旋渦通過期間，對應(b)和(c)頻譜圖中的灰線與紅線。

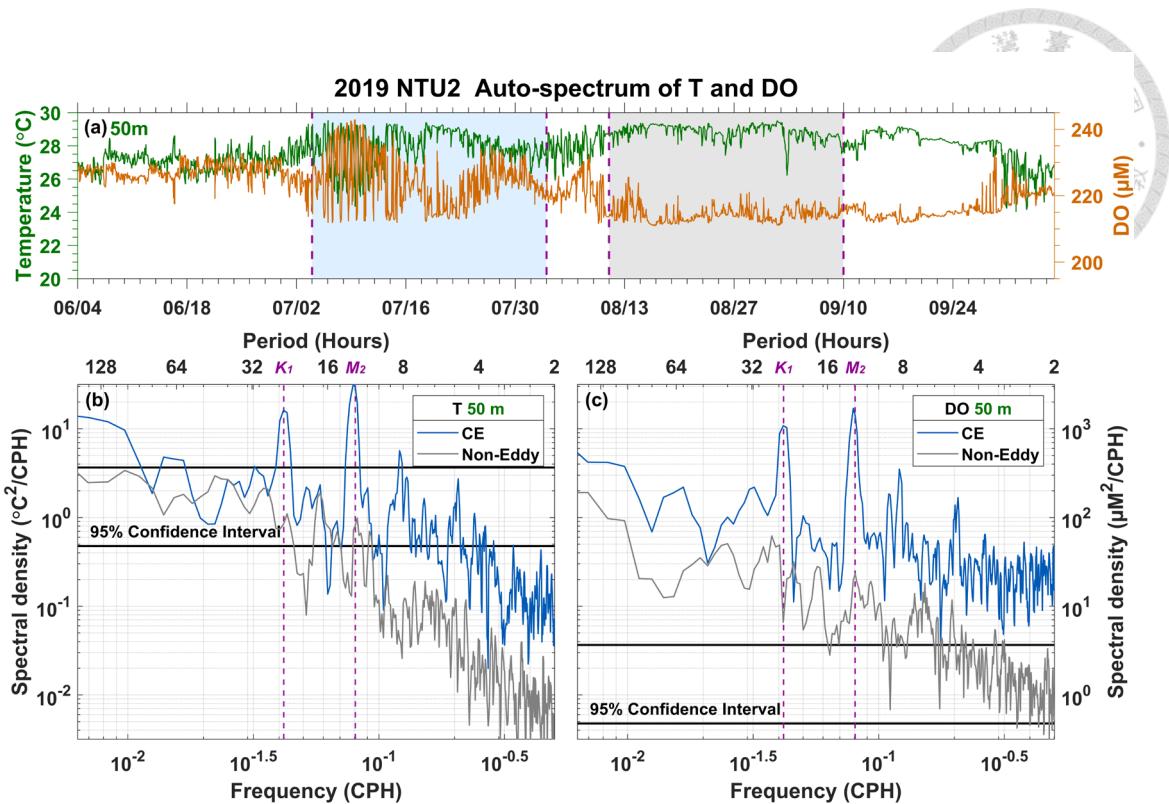


圖 4-14、2019 年 NTU2 測站水深 50 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖。

(a)圖中綠線和橘線分別為溫度和溶氧濃度，灰色和藍色塗色代表非渦旋與氣旋渦通過期間，對應(b)和(c)頻譜圖中的灰線與藍線。

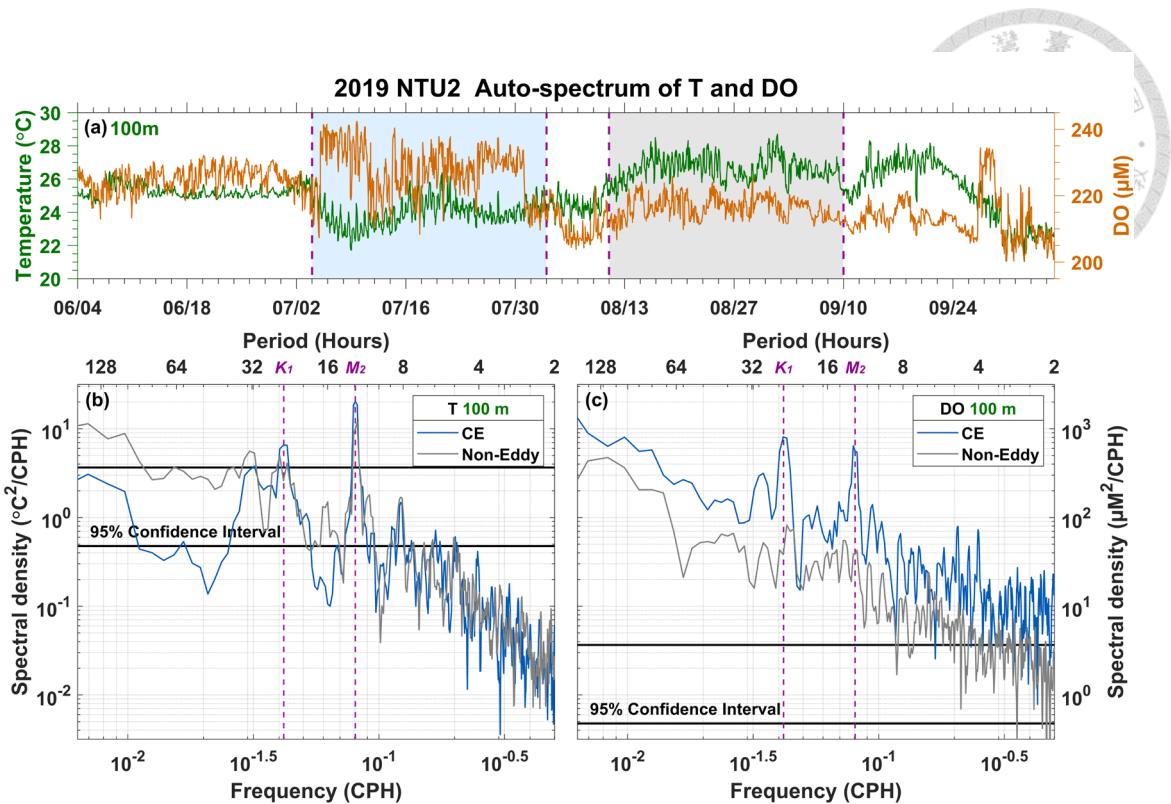


圖 4-15、2019 年 NTU2 測站水深 100 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖。

詳細圖說同圖 4-14。

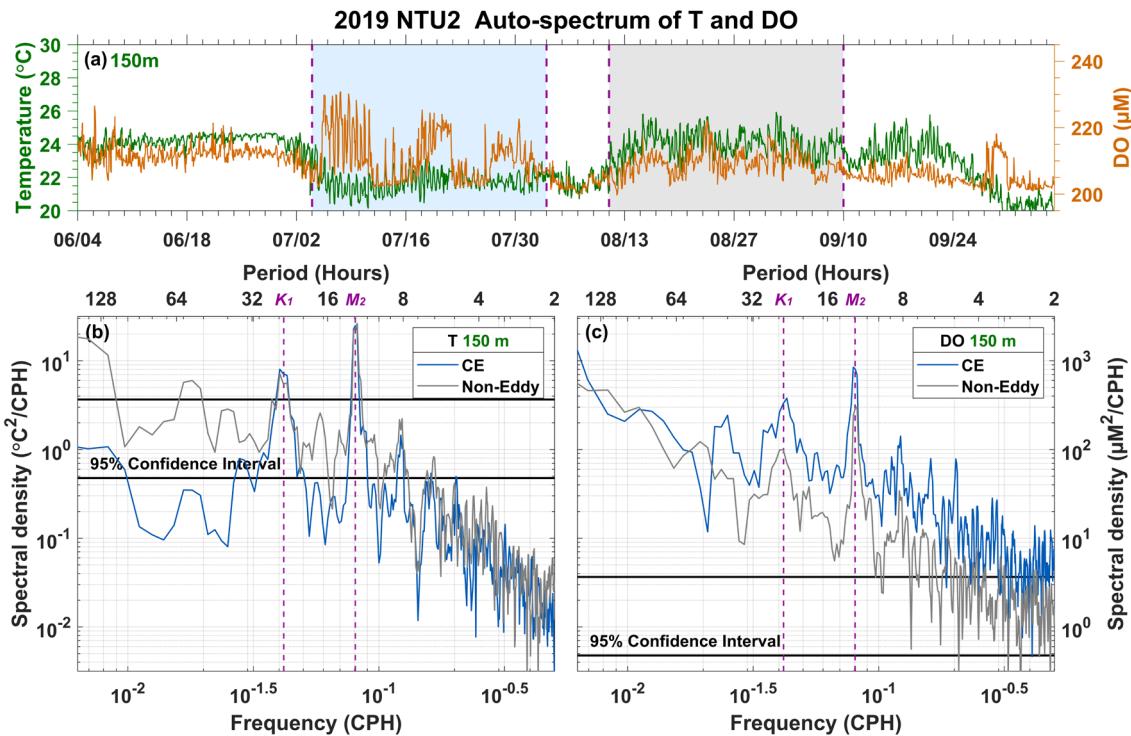


圖 4-16、2019 年 NTU2 測站水深 150 公尺溶氧濃度之氣旋渦與非渦旋期間頻譜圖。

詳細圖說同圖 4-14。

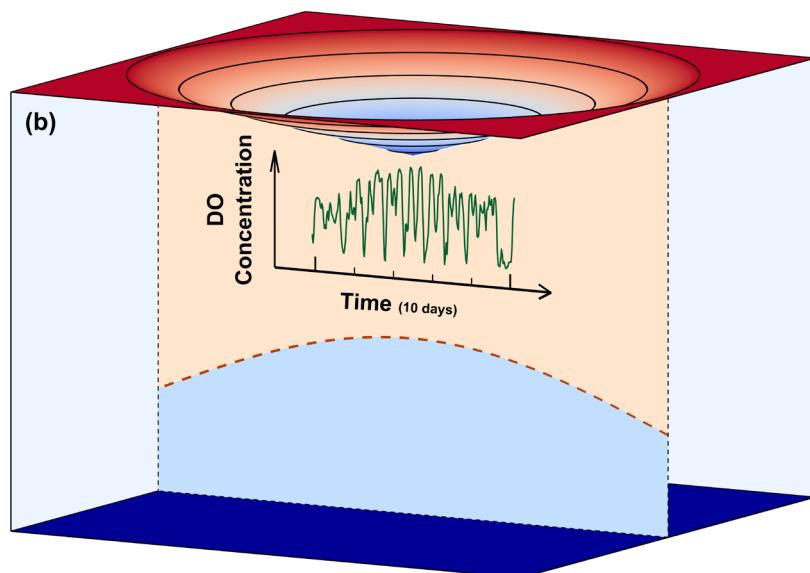
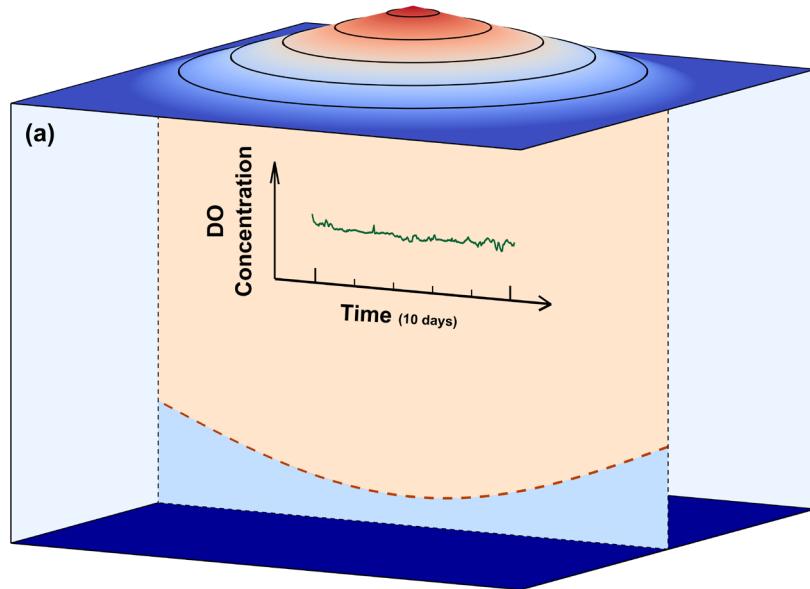


圖 4-17、中尺度渦旋通過後對上層海洋溶氧濃度影響示意圖。(a)、(b)兩圖分別呈現反氣旋渦(海面高度較高)和氣旋渦(海面高度較低)通過後，上層海洋溶氧濃度變動幅度的不同(綠線)，以及斜溫層分別加深和上抬(咖啡色虛線)。



4.3 颱風通過後變化

颱風通過期間，強風對當地海洋造成的混合以及垂直湧升等影響當地水文背景外，亦會對生地化參數的變化產生影響。在本論文中主要討論的颱風案例為 2019 年的玲玲颱風，其在 9 月 3 日時以 C1 強度通過浮標，浮標觀測到最大風速約為 25 m s^{-1} ，其路徑由 NTU1 測站右側通過，且颱風中心距離測站最近僅約 20 公里（圖 2-15）。

4.3.1 浮標觀測資料

玲玲颱風通過前後 NTU1 測站觀測之水文剖面如圖 4-18，從溫度剖面可觀察到在颱風通過之後，下層冷水可能透過垂直混合以及垂直湧升等機制進入上層海洋，導致明顯的溫降（圖 4-18a），由圖 4-18e 亦可看出颱風通過前後有整層水抬升的現象。從溶氧濃度來看則可發現，其在近表層處沒有顯著的變化；水深 50 公尺處可能因位處濃度極大值深度以上，將下層濃度較高的水往上帶，造成溶氧濃度上升約 $10 \mu\text{M}$ ，持續時間約 18 小時；水深 100 公尺位處濃度極大值以下，因此將下層濃度較低的水往上帶，造成濃度下降約 $15 \mu\text{M}$ ；圖 4-18f 中亦顯示，颱風通過前在水深 100 公尺處較高濃度的海水，似乎被抬升至 50 公尺處。為去除溫度和鹽度對溶氧濃度的影響，圖 4-18b、c、d 中亦以表觀耗氧量呈現颱風通過後變化，由圖可知在近表層處變化不大；50 公尺處表觀耗氧量下降，表示因下層高溶氧濃度水往上帶，使其變得更加過飽和；100 公尺處則由過飽和轉為未飽和。

然而，上層海洋在颱風影響下，其機制究竟為受垂直混合或是垂直湧升所主導，由浮標觀測之水文資料無法提供顯著的證據證明，因此在 4.3.2 節中，本論文將進一步嘗試藉助 PWP3D 模式模擬，比較颱風通過後垂直混合以及對流效應，分別對上層海洋的影響。

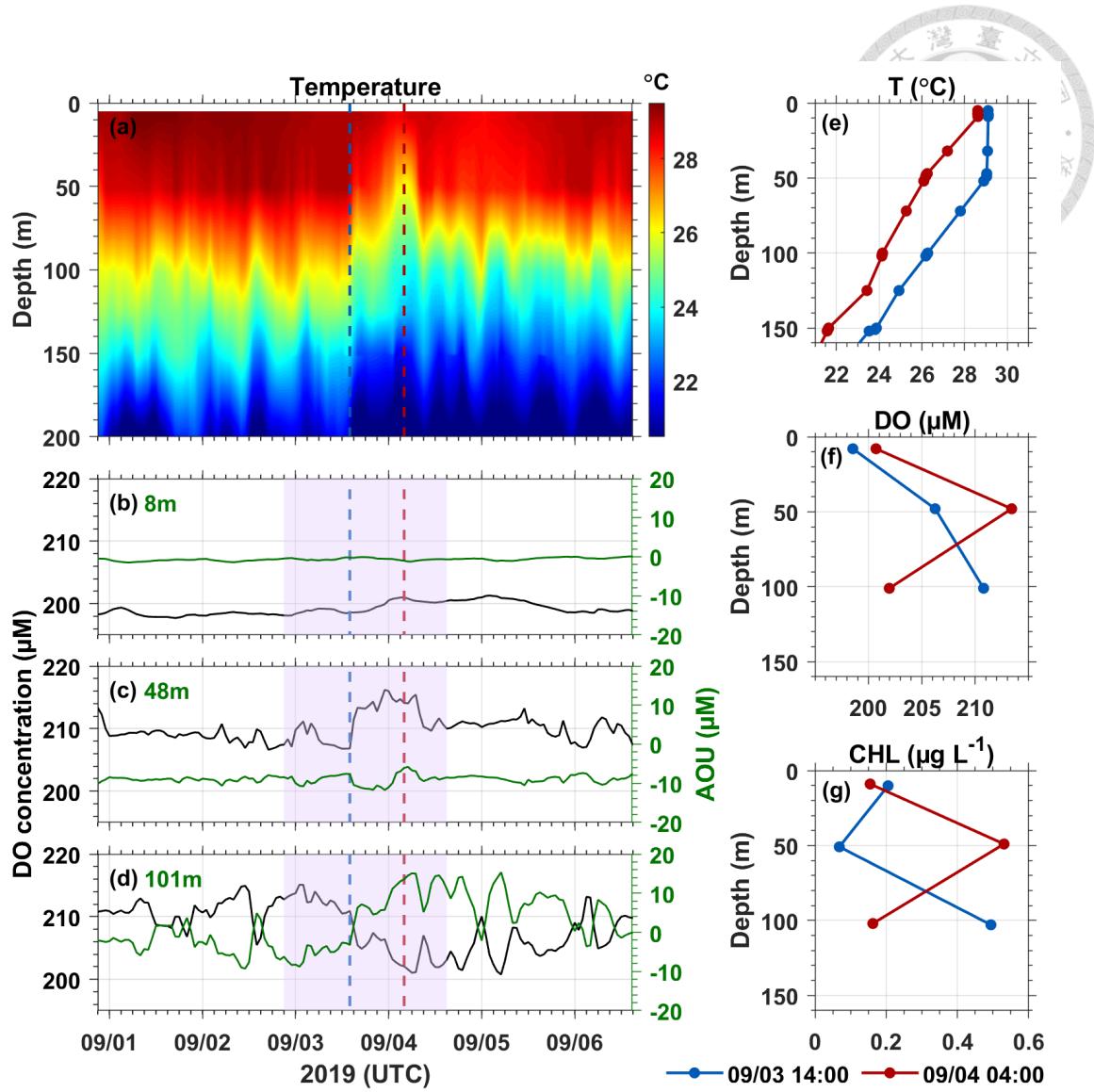


圖 4-18、2019 年玲玲颱風通過 NTU1 測站之水文資料。(a)圖為溫度剖面；(b)至(d)圖中黑線為溶氧濃度在近表層至水深 100 公尺的時間序列資料，綠線為表觀耗氧量，背景淺紫色塗色為玲玲颱風八級風暴風圈半徑籠罩浮標期間；(e)至(g)圖分別為颱風通過前後溫度、溶氧濃度和葉綠素濃度垂直剖面比較，藍線和紅線分別代表颱風通過浮標前和通過後。



4.3.2 PWP3D 模式模擬結果

為了驗證玲玲颱風通過期間，上層海洋主要受到垂直混合或是對流效應影響，故進一步嘗試使用 PWP3D 模式的模擬探討其背後機制。颱風風場及其移動路徑設定(圖 4-19)參考 NOAA IBTrACS 以及浮標觀測之風速，模式網格設定如第三章 3.2 節中表 3-1 所示。

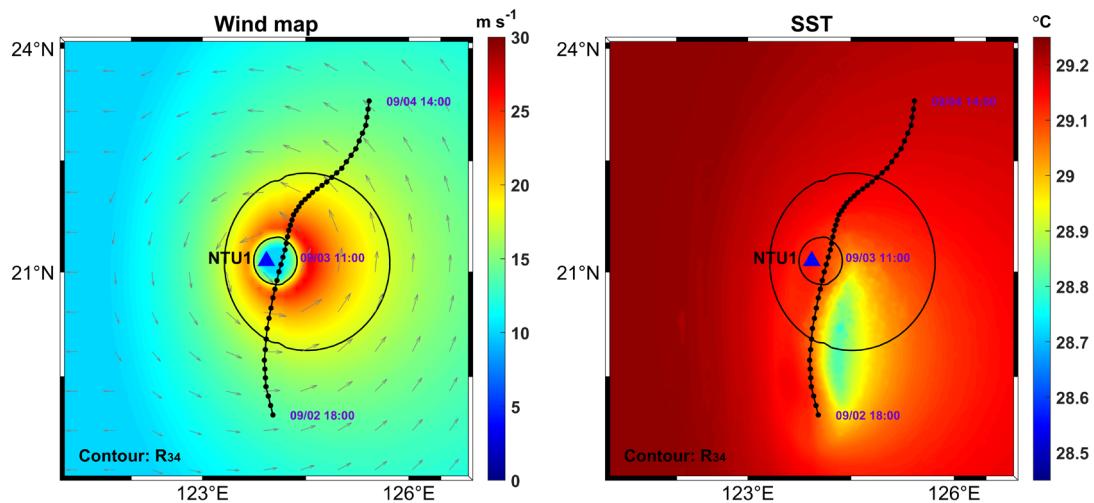


圖 4-19、PWP3D 模式中模擬之風場及海表面溫度反應。左圖底色和矢量圖為模式風場，黑色實線為 34 節風等值線，點線為颱風路徑；右圖為海表面溫度。

在 PWP3D 模式中，本論文測試了有混合和對流效應的模擬結果(圖 4-20a)，以及關閉對流項僅留下混合作用的結果(圖 4-20c)，並將兩者相減得到對流效應造成的影响(圖 4-20e)。由圖 4-20d 可知，颱風通過期間混合作用約僅影響至水深 70 公尺，且分別使上層和下層降溫和增溫；其次，由圖 4-20f 可觀察出在玲玲颱風案例中，上層海洋主要是受到對流效應的作用影響，且在水深 70 公尺處造成約 30 公尺的等密線垂直位移，水深 100 公尺處約 20 公尺位移。因此，小結颱風通過後的溶氧濃度的反應，在非颱風時期溶氧濃度極大值位於水深 70 公尺左右，而在浮標進入颱風八級風暴風圈半徑之後，主要透過垂直對流機制將下層海水往上帶，使水深 50 和 100 公尺處溶氧濃度分別上升和下降。

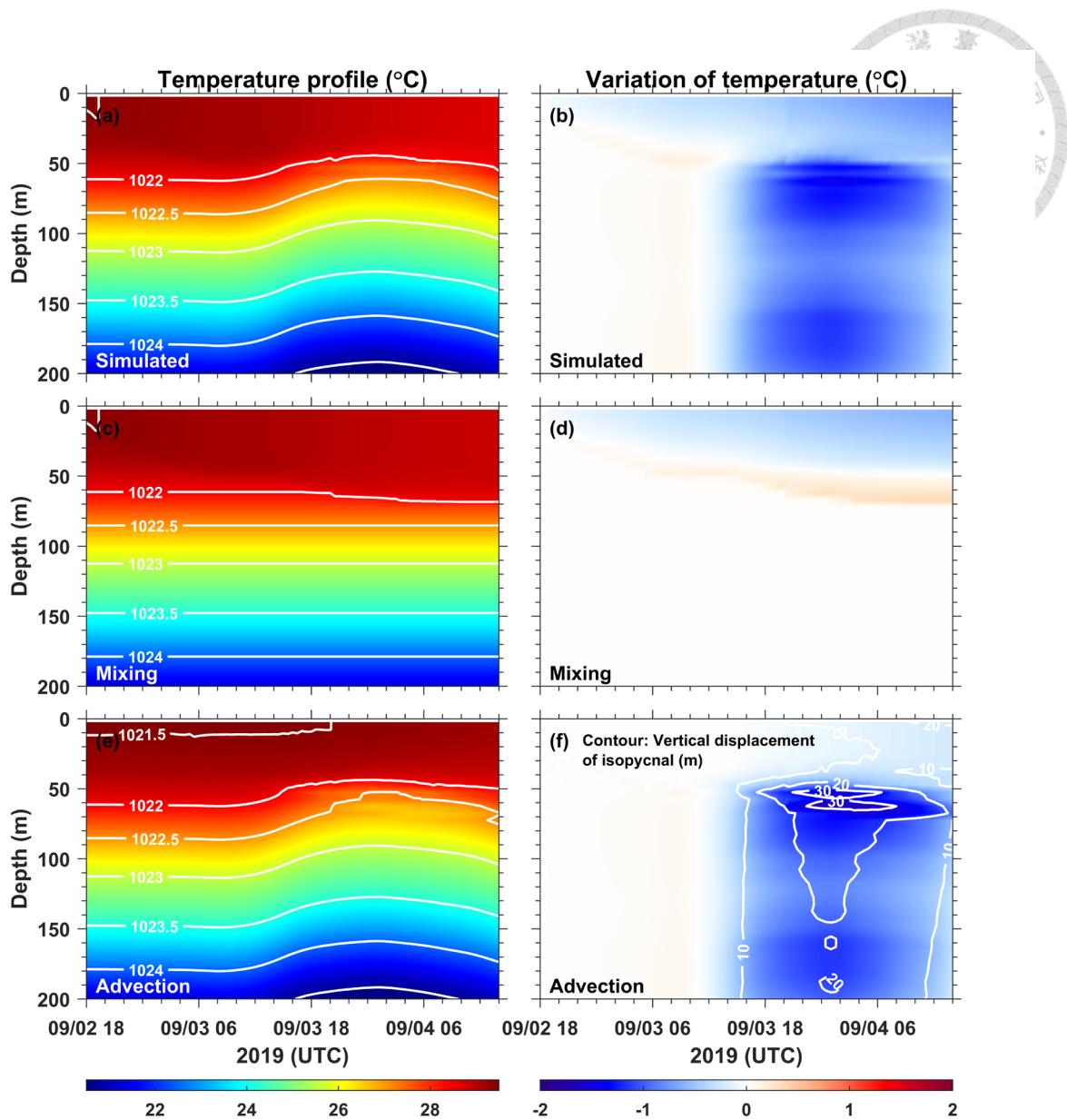


圖 4-20、PWP3D 模式模擬玲玲颱風通過 NTU1 測站結果。(a)圖為模式模擬 NTU1 測站溫度剖面之時間序列，白色等值線為等密度線；(b)圖為(a)圖溫度剖面扣除溫度初始場得到之溫度異常值；(c)圖為在模式中關閉水平及垂直對流之溫度剖面模擬結果；(d)圖為(c)圖溫度剖面扣除溫度初始場得到之溫度異常值；(e)圖為(a)圖減(c)圖後再加上初始溫度場，得到在僅有水平及垂直對流影響下，溫度剖面之時間序列模擬結果；(f)圖為(a)圖減(c)圖結果，即水平及垂直對流對上層海洋造成之影響，白色等值線為(e)圖中等密線相對於初始條件之垂直位移量。



4.3.3 葉綠素濃度分析

根據 2019 年海氣象浮標 NTU1 的觀測，在丹娜絲、利奇馬、白鹿和玲玲等颱風通過後，對當地上層海洋葉綠素濃度造成一定影響。位於葉綠素濃度極大值深度以上的 9 及 49 公尺處，可觀察到颱風通過後葉綠素濃度上升約 0.05 至 $0.1 \mu\text{g L}^{-1}$ (圖 4-21)，而在 100 公尺處濃度則略為下降，此反應持續時間約為兩天；另外，在玲玲颱風通過後，葉綠素濃度極大值從原本水深約 100 公尺處變淺至約 50 公尺(圖 4-18g)。經由上述觀測以及 4.3.2 節中 PWP3D 模式模擬結果，推測在颱風影響期間垂直湧升機制主導下，可能使葉綠素濃度在其濃度極大值深度上下分別上升和下降。除颱風影響期間外，06/15 至 06/20 在近表層至次表層處亦有出現葉綠素濃度上升現象，與海面高度異常值比對後，確認並非由中尺度渦旋造成，推測可能受低壓通過期間較高風速影響，或其他次中尺度現象所致。

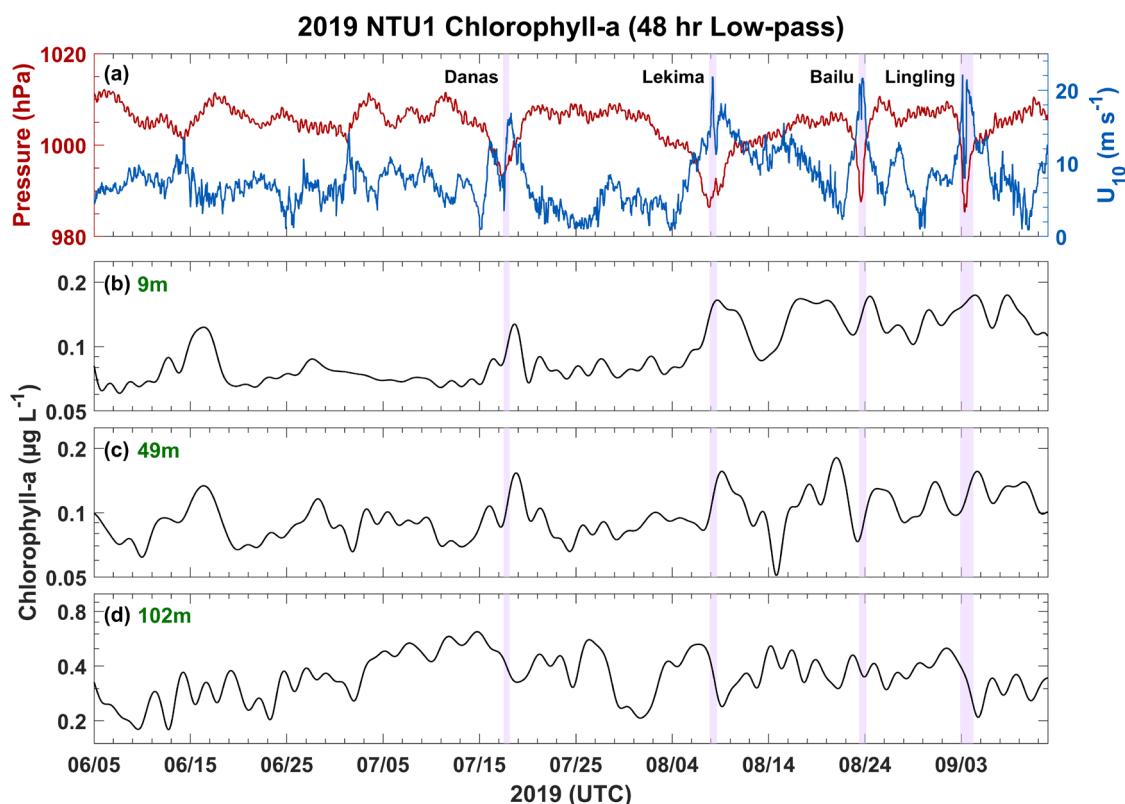


圖 4-21、2019 年 NTU1 測站葉綠素濃度經 48 小時低通濾波之時間序列資料。(a) 圖中紅線為氣壓值，藍線為距海面 10 公尺高風速；(b)至(d)圖分別為水深 9、49 和 102 公尺的葉綠素濃度；背景淺紫色塗色為颱風八級風暴風圈半徑通過浮標時間。



4.4 氧氣、二氧化碳通量及淨群集生產力

海洋與大氣之間的氧氣和二氧化碳通量，主要受海氣之間氧氣濃度差、二氧化碳分壓差和風速影響，其中氧氣通量又受到波浪破碎後產生的氣泡影響。由第三章中 3.21 式可知，海氣之間氣泡通量的計算主要為風速的經驗式，輔以 NTU1 測站波浪觀測結果顯示，當示性波高(Significant wave height, Hs)大於 2 公尺左右，且波浪週期小於約 12 秒時，海氣之間氣泡通量有顯著的增加(圖 4-22)，意即浪高較高的短波破碎後，是造成海氣之間氧氣由氣泡注入貢獻之通量增加的主要原因。其中 10/08 至 10/12 波高較高的波浪經比對波浪週期(圖 4-22b)和風速(圖 4-23b 黑線)後，可知其為湧浪，對於海氣之間氧氣由氣泡注入貢獻的通量影響較小。根據 2020 年 NTU1 測站溶氧濃度、pH 值和風速等觀測結果，海氣之間氧氣及二氧化碳通量的估算結果如圖 4-23。在非颱風時期，海氣之間氧氣通量平均約為 $30 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，二氧化碳通量約為 $-12 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。而根據前人研究，Lefèvre and Merlivat (2012b) 在東大西洋得到之年平均氧氣通量約為 $20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，Najjar and Keeling (2000) 研究之全球氧氣通量分布中，北緯 20 度地區的夏季氧氣通量約為 $15-20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ；二氧化碳通量部分，Xiong et al. (2015) 在西北太平洋得到之平均二氧化碳通量約為 $-5.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，在本論文中估算結果與前人在附近海域得到的估計值相差不多。

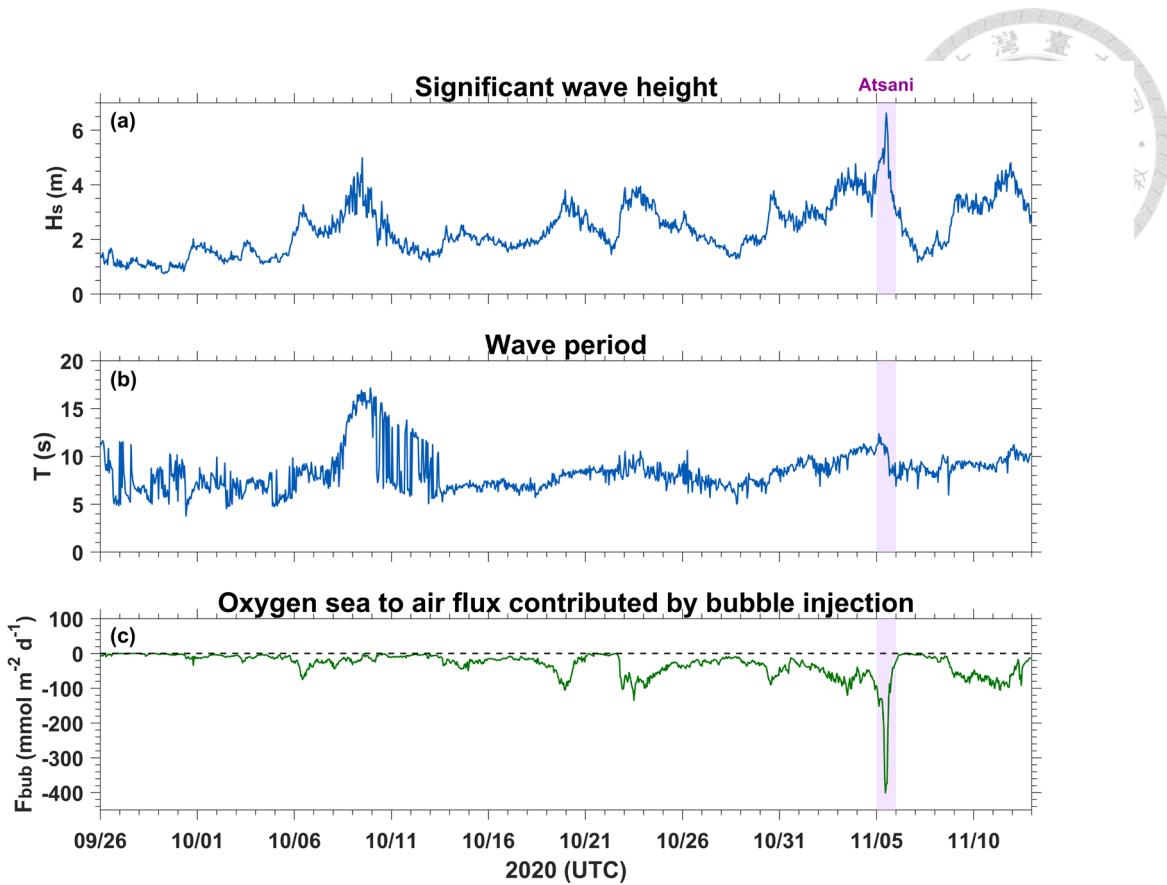


圖 4-22、示性波高與海氣之間氧氣由氣泡注入貢獻之通量時間序列資料。(a)圖為 2020 年 NTU1 浮標觀測之示性波高；(b)圖為波浪週期；(c)圖為海氣之間氧氣由氣泡注入貢獻的通量，負值為大氣象向海洋傳輸。背景淺紫色塗色代表閃電颱風八級風暴風圈半徑通過 NTU1 測站時間。

在 2020 年 NTU1 測站觀測期間，有一強度為 TS 之閃電颱風於 11/05 至 11/06 通過浮標，其最大風速達約 20 m s^{-1} (圖 4-23b)。在颱風期間高風速的影響下，氧氣和二氧化碳通量相較於非颱風時期有更顯著的變化，在颱風最接近浮標時海氣之間氧氣總通量達 $-176 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，二氧化碳通量達 $-43 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。Ye et al. (2020) 曾透過佈放於孟加拉灣的 Bermuda Testbed Mooring (BTM) 和 Bay of Bengal Ocean Acidification (BOBOA) mooring 觀測 Florence 颱風，作者藉由該錨碇上觀測之大氣和海洋二氧化碳分壓資料，計算該颱風期間海氣之間二氧化碳通量達 $60 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。此外，為了解海氣通量是否顯著改變水文背景分布，本研究進一步對 2020 年閃電颱風八級風暴風圈半徑通過浮標期間，將海氣之間氧氣通量對時間積分，得到該期間約有 700 mmol m^{-2} 氧氣通量從大氣進入海洋；若將背景環境溶氧濃度對時間和一公尺深度積分(單位換算如 4.1 式)，和颱風期間從大氣進入到海洋的氧氣通量相比，由大氣進入到海洋之氧氣通量大約僅佔近表層一公尺溶氧總量的 13%，說明即使氧氣經由強風和氣泡等方式進入海洋，颱風所造成之影響不會顯著改變上層海洋溶氧濃度水文背景。其次，颱風期間二氧化碳通量約有 640 mmol m^{-2} 從大氣進入到海洋(圖 4-23c)。需要注意的是，上述估算結果和推論僅適用於 2020 年閃電颱風案例，颱風的強度、移動速度以及颱風通過前上層海洋狀態，都可能是影響計算結果的因素。

$$\int 1\mu M dz = \int 1 \frac{\mu mol}{L} dz = \int 1000 \frac{\mu mol}{m^3} dz = 1 \frac{mmol}{m^2} \quad (4.1)$$

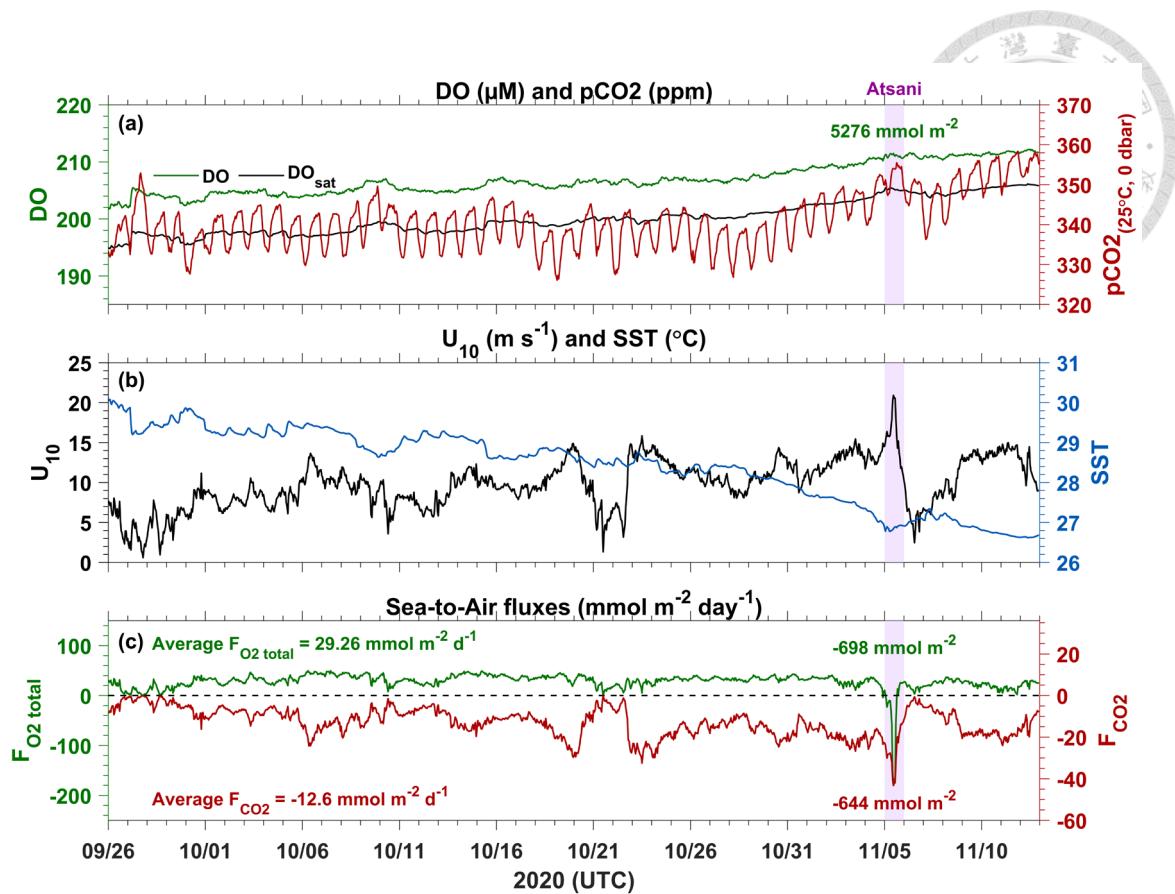


圖 4-23、2020 年 NTU1 測站海氣之間氧氣和二氫化碳通量。(a)圖為表層溶氧濃度、飽和溶氧濃度，以及標準化至攝氏 25 度、0 dbar 之二氫化碳分壓；(b)圖為距海面 10 公尺高風速及海表面溫度；(c)圖為根據前兩者計算得到的氧氣及二氫化碳通量，以海洋向大氣傳輸方向為正。背景淺紫色塗色代表閃電颱風八級風暴風圈半徑通過 NTU1 測站時間；(a)和(c)圖中的綠色和紅色文字表示颱風期間氧氣和二氫化碳積分的量。



根據氧氣在混合層中的質量守恆模式，可以嘗試推估淨群集生產力。由計算結果可知，在 2020 年夏季期間，NTU1 測站混合層中的淨群集生產力平均約為 $45 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (圖 4-24)，相比 Lefèvre and Merlivat (2012b)在東大西洋估計全年平均的結果 $16.6 \pm 6.1 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 大了不少，推測可能因量測地區、時間和質量守恆模式深度定義方式的不同，導致計算結果產生差異。因此在本研究中亦嘗試改變混合層厚度的計算方法，採用和 Lefèvre and Merlivat (2012b)相同之方法得到混合層深度，即採用由表層向下溫度梯度大於攝氏 0.1 度之深度。此方法估算淨群集生產力結果約為 $38 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (圖 4-25)，故可知西北太平洋在夏天時之淨群集生產力略大於東大西洋之年平均淨群集生產力。然而透過簡單的一維溶氧質量守恆模式估算淨群集生產力，尚無法滿足颱風期間上層海洋的快速變化，故估算的結果亦有可能因此產生誤差。

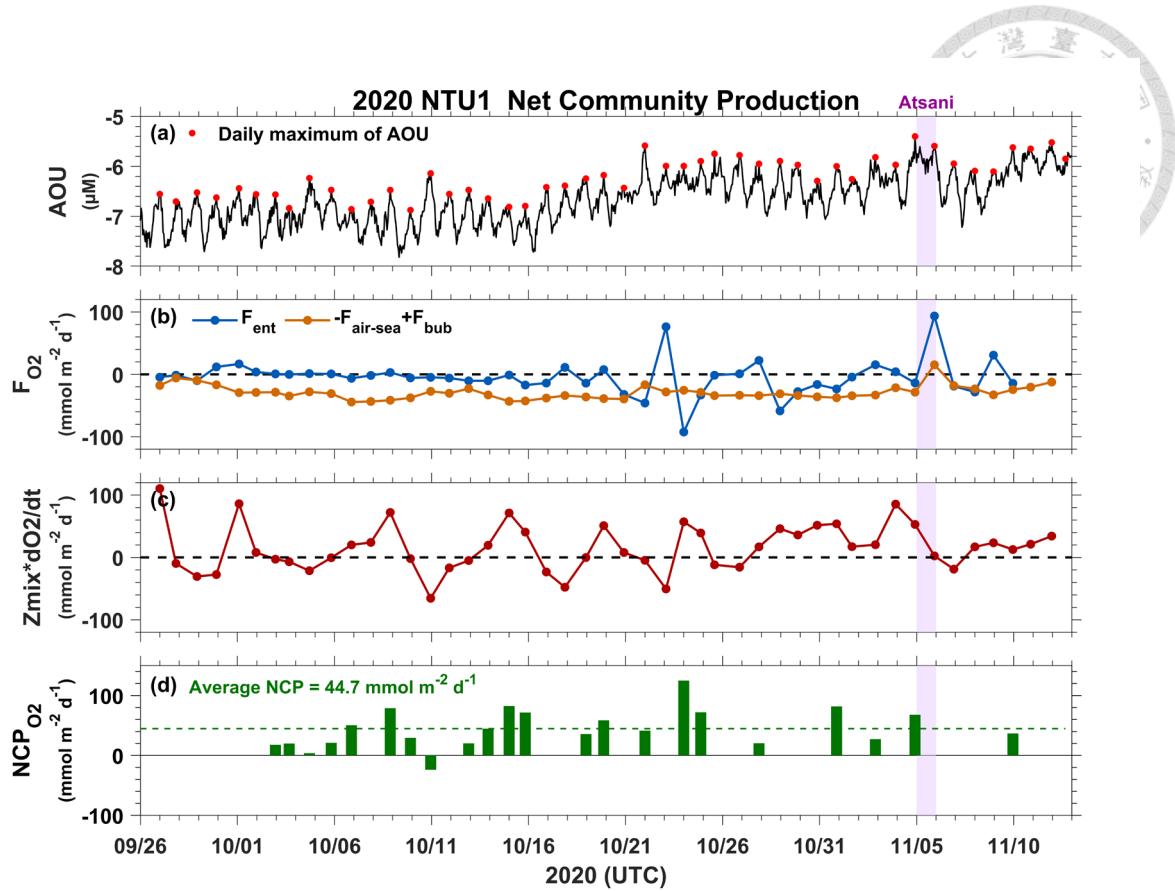


圖 4-24、2020 年 NTU1 測站淨群集生產力估算結果(MLD: ΔT from surface=0.8°C)。

(a)圖為近表層之表觀耗氧量時間序列，紅點代表每日的極大值；(b)圖為氧氣通量，藍線為逸入作用造成之氧氣通量，橘線為海氣之間氧氣通量及氣泡之影響；(c)圖為混合層厚度乘上溶氧濃度時變率；(d)圖為根據氧氣質量守恆模式估算之淨群集生產力，虛線為平均值。背景淺紫色塗色為 2020 年閃電颱風八級風暴風圈半徑通過 NTU1 測站期間。

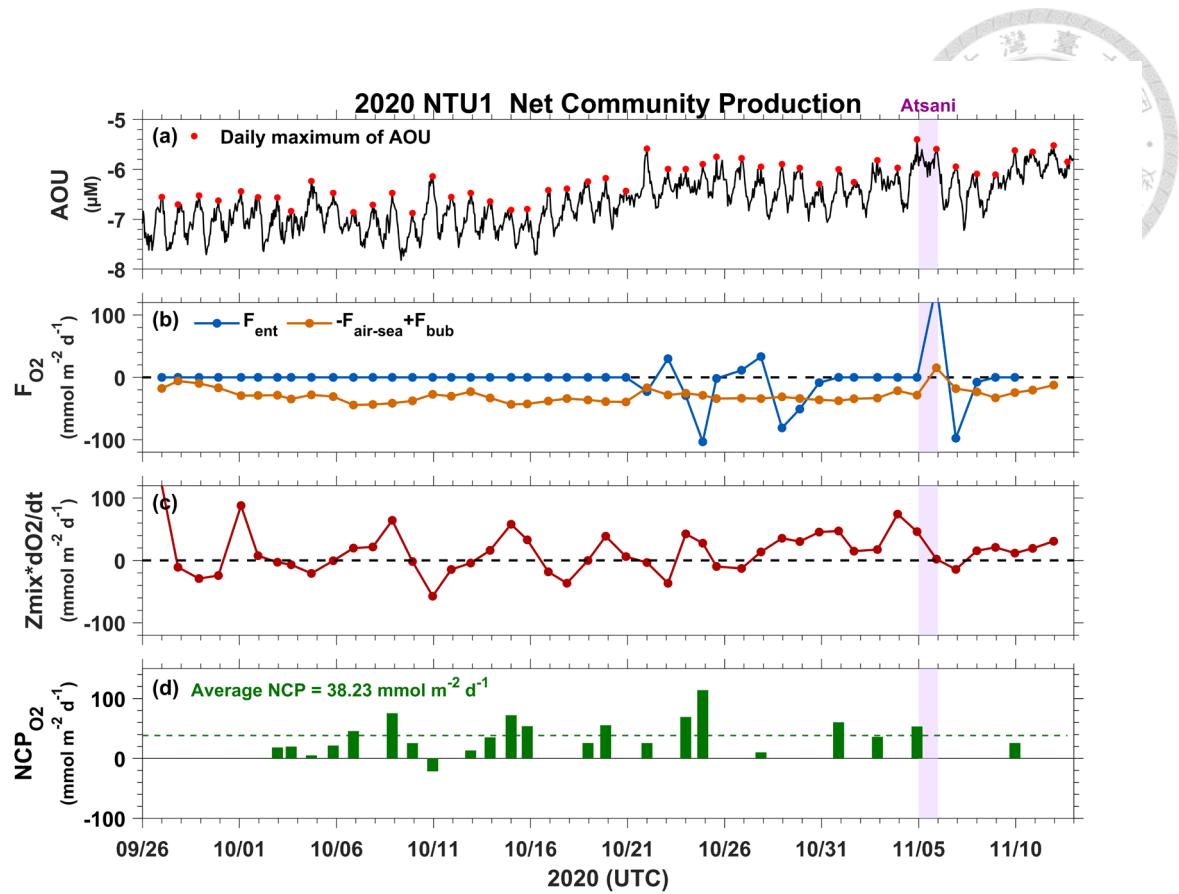


圖 4-25、2020 年 NTU1 測站淨群集生產力估算結果 (MLD: ∇T from surface = 0.1°C)。

詳細圖說同圖 4-24。

第五章 結論



藉由 2018 至 2020 年期間，於臺灣東南海域的兩組海氣象浮標觀測，本論文探討中尺度渦旋和颱風通過浮標期間，溶氧濃度以及葉綠素濃度伴隨的不同變化，並計算 2020 年閃電颱風通過浮標期間，海氣之間的氧氣和二氧化碳通量，以及透過溶氧質量平衡模式，推估臺灣東南海域上層海洋的淨群集生產力。研究結果總結如下：

首先，在臺灣東南海域生物化學參數之水文背景，溶氧濃度存在其濃度極大值於水深約 70 公尺處，且其受到內潮垂直運動影響；葉綠素濃度在上層海洋約 90 公尺處存在其濃度極大值。其次，溶氧濃度在近表層處，與短波輻射在全日頻帶上高度相關，其變化可能主要受太陽日照主導；而溶氧濃度與溫度在近表層處較低的相關性，可能受中尺度渦旋等機制影響。

於 2018 年和 2019 年海氣象浮標佈放期間，分別有一氣旋渦及一反氣旋渦通過，顯著改變上層海洋水文結構，其中在氣旋渦通過後，觀測到水深 50 至 150 公尺溶氧濃度皆上升，而反氣旋渦則是在 50 公尺處觀測到溶氧濃度下降。此現象可能與中尺度渦旋造成的湧升和下沉流有關，海水產生的垂直運動使特定深度溶氧濃度受到影響。其次，在氣旋渦通過期間，溶氧濃度有較大的變動振幅，且頻譜分析顯示其主要發生在全日和半日潮的頻帶上，而反氣旋渦和非渦旋期間則較不明顯。故推測此現象可能為中尺度渦旋通過後，改變了上層海洋的溫度結構，進而影響內潮垂直運動振幅、節點位置以及背景濃度梯度分布，種種因素加成後表現在溶氧濃度上的變化。

除中尺度渦旋外，颱風也是臺灣東南海域相當重要的中尺度現象。2019 年的玲玲颱風通過後，上層海洋出現顯著的溫降，且溶氧濃度在其極大值深度以上和以下，分別觀測到濃度上升和降低。進一步透過 PWP3D 模式模擬後，得知在此颱風案例中上層海洋受垂直湧升主導，其在水深 70 公尺處造成約 30 公尺的等密線垂



直向上位移，水深 100 公尺處約為 20 公尺向上位移。此機制使位處濃度極大值深度以上的水深 50 公尺處，因下層濃度較高的水被往上帶造成濃度上升；100 公尺處位於濃度極大值以下，下層濃度較低的水被往上帶造成濃度下降。其次，葉綠素濃度的變化受到颱風影響，颱風通過後在近表層和次表層處觀測到其濃度上升且持續約兩天，水深 100 公尺處略為下降，此現象可能為垂直湧升影響所致。

2020 年 NTU1 測站上增掛了 pH 探針，得以探討海水二氣化碳各項參數的時間序列變化，佐以海氣象浮標上之化學參數和海水面上氣象儀器的觀測資料，估算得到在 2020 年閃電颱風通過期間，約有 700 mmol m^{-2} 的氧氣以及 640 mmol m^{-2} 的二氣化碳通量從大氣進入海洋。此期間的氧氣通量大約佔表水層一公尺溶氧總量的 13%，並未顯著改變上層海洋溶氧背景，而二氣化碳通量約為非颱風時期的三至四倍。最後，透過上層海洋氧氣質量守恆模式估算，於 2020 年 NTU1 夏季觀測期間，在定義與海表溫相差攝氏 0.8 度的混合層中，生物淨群集生產力平均約為 $45 \text{ mmol-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，較前人在東大西洋年平均的估算結果大。

透過錨碇觀測，其優勢為可取得定點的時間序列觀測資料，解決了生物化學參數連續觀測不足的問題，以利藉由頻譜分析探討不同頻帶上，物理及生物化學參數變化。然而，水平空間解析度的不足亦為此觀測方法的限制，期盼未來能有更密集、高解析度的現場觀測，或是由數值模式等方式輔助，用以深入了解中尺度海洋現象對生物化學參數在空間上的變化，以及其與物理機制之間的關係。

參考文獻



Aanderaa. (2017). TD 269 operating manual oxygen optode 4330, 4831, 4835. *Aanderaa Data Instruments AS*.

Bond, N. A., Cronin, M. F., Sabine, C., Kawai, Y., Ichikawa, H., Freitag, P., & Ronnholm, K. (2011). Upper ocean response to Typhoon Choi-Wan as measured by the Kuroshio Extension Observatory mooring. *Journal of Geophysical Research*, 116(C2). <https://doi.org/10.1029/2010jc006548>

Bushinsky, S. M., & Emerson, S. (2015). Marine biological production from in situ oxygen measurements on a profiling float in the subarctic Pacific Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 29(12), 2050-2060. <https://doi.org/10.1002/2015gb005251>

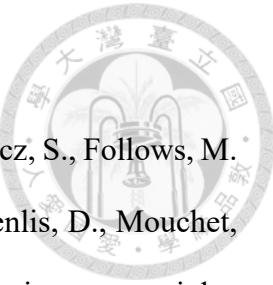
Chacko, N. (2017). Chlorophyll bloom in response to tropical cyclone Hudhud in the Bay of Bengal: Bio-Argo subsurface observations. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 124, 66-72. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.010>

Dickson, A. G. (1990). Thermodynamics of the dissociation of boric acid in synthetic seawater from 273.15 to 318.15 K. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(5), 755-766.

Dugdale, R., & Goering, J. (1967). Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity 1. *Limnology and oceanography*, 12(2), 196-206.

Falkowski, P. G., Laws, E. A., Barber, R. T., & Murray, J. W. (2003). Phytoplankton and their role in primary, new, and export production. In *Ocean biogeochemistry* (pp. 99-121). Springer.

Garcia, H. E., & Gordon, L. I. (1992). Oxygen solubility in seawater: Better fitting



equations. *Limnology and oceanography*, 37(6), 1307-1312.

Gruber, N., Gloor, M., Mikaloff Fletcher, S. E., Doney, S. C., Dutkiewicz, S., Follows, M. J., Gerber, M., Jacobson, A. R., Joos, F., Lindsay, K., Menemenlis, D., Mouchet, A., Müller, S. A., Sarmiento, J. L., & Takahashi, T. (2009). Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric CO₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008gb003349>

Holland, G. J. (1980). An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes.

Kara, A. B., Rochford, P. A., & Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 16803-16821. <https://doi.org/10.1029/2000jc900072>

Kunz, T. J., & Diehl, S. (2003). Phytoplankton, light and nutrients along a gradient of mixing depth: a field test of producer-resource theory. *Freshwater Biology*, 48(6), 1050-1063.

Laws, E. A. (1991). Photosynthetic quotients, new production and net community production in the open ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38(1), 143-167.

Lee, K., Kim, T.-W., Byrne, R. H., Millero, F. J., Feely, R. A., & Liu, Y.-M. (2010). The universal ratio of boron to chlorinity for the North Pacific and North Atlantic oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(6), 1801-1811.

Lee, K., Tong, L. T., Millero, F. J., Sabine, C. L., Dickson, A. G., Goyet, C., Park, G.-H., Wanninkhof, R., Feely, R. A., & Key, R. M. (2006). Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. *Geophysical Research Letters*, 33(19). <https://doi.org/10.1029/2006gl027207>

Lefèvre, N., & Merlivat, L. (2012a). Carbon and oxygen net community production in the eastern tropical Atlantic estimated from a moored buoy. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(1). <https://doi.org/doi:10.1029/2010GB004018>

Lefèvre, N., & Merlivat, L. (2012b). Carbon and oxygen net community production in the eastern tropical Atlantic estimated from a moored buoy. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010gb004018>

Li, Q. P., Wang, Y., Dong, Y., & Gan, J. (2015). Modeling long-term change of planktonic ecosystems in the northern South China Sea and the upstream Kuroshio Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(6), 3913-3936. <https://doi.org/10.1002/2014jc010609>

Lin, J., Tang, D., Alpers, W., & Wang, S. (2014). Response of dissolved oxygen and related marine ecological parameters to a tropical cyclone in the South China Sea. *Advances in Space Research*, 53(7), 1081-1091. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.01.005>

Liu, Y., Tang, D., Tang, S., Morozov, E., Liang, W., & Sui, Y. (2020). A case study of Chlorophyll a response to tropical cyclone Wind Pump considering Kuroshio invasion and air-sea heat exchange. *Science of the Total Environment*, 741, 140290.

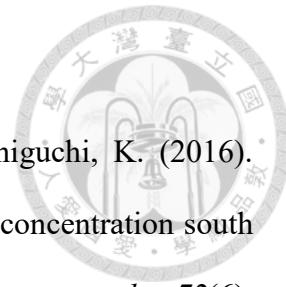
McGillicuddy, D., Robinson, A., Siegel, D., Jannasch, H., Johnson, R., Dickey, T., McNeil, J., Michaels, A., & Knap, A. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature*, 394(6690), 263-266.

McNeil, J., Jannasch, H., Dickey, T., McGillicuddy, D., Brzezinski, M., & Sakamoto, C. (1999). New chemical, bio-optical and physical observations of upper ocean response to the passage of a mesoscale eddy off Bermuda. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C7), 15537-15548.

Mehrbach, C., Culberson, C., Hawley, J., & Pytkowicx, R. (1973). Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure 1. *Limnology and oceanography*, 18(6), 897-907.

Millero, F. J., Chen, C.-T., Bradshaw, A., & Schleicher, K. (1980). A new high pressure equation of state for seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic*

Research Papers, 27(3-4), 255-264.



Nagano, A., Suga, T., Kawai, Y., Wakita, M., Uehara, K., & Taniguchi, K. (2016). Ventilation revealed by the observation of dissolved oxygen concentration south of the Kuroshio Extension during 2012–2013. *Journal of Oceanography*, 72(6), 837-850. <https://doi.org/10.1007/s10872-016-0386-9>

Najjar, R. G., & Keeling, R. F. (2000). Mean annual cycle of the air-sea oxygen flux: A global view. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2), 573-584. <https://doi.org/10.1029/1999gb900086>

Neuer, S., Cianca, A., Helmke, P., Freudenthal, T., Davenport, R., Meggers, H., Knoll, M., Santana-Casiano, J. M., González-Davila, M., & Rueda, M.-J. (2007). Biogeochemistry and hydrography in the eastern subtropical North Atlantic gyre. Results from the European time-series station ESTOC. *Progress in Oceanography*, 72(1), 1-29.

Pegliasco, C., Delepoule, A., Mason, E., Morrow, R., Faugère, Y., & Dibarboire, G. (2022). META3.1exp: a new global mesoscale eddy trajectory atlas derived from altimetry. *Earth System Science Data*, 14(3), 1087-1107. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1087-2022>

Perez, F. F., & Fraga, F. (1987). Association constant of fluoride and hydrogen ions in seawater. *Marine Chemistry*, 21(2), 161-168.

Price, J. F. (1981). Upper Ocean Response to a Hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11(2), 153-175. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0153:Uortah>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0153:Uortah>2.0.Co;2)

Price, J. F., Sanford, T. B., & Forristall, G. Z. (1994). Forced stage response to a moving hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 24(2), 233-260.

Price, J. F., Weller, R. A., & Pinkel, R. (1986). Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal*

of Geophysical Research: Oceans, 91(C7), 8411-8427.

Qiu, B. (1999). Seasonal eddy field modulation of the North Pacific Subtropical Countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 29(10), 2471-2486.

Rho, T., Lee, T., Kim, G., Chang, K.-I., Na, T., & Kim, K.-R. (2012). Prevailing Subsurface Chlorophyll Maximum (SCM) Layer in the East Sea and Its Relation to the Physico-Chemical Properties of Water Masses. *Ocean and Polar Research*, 34(4), 413-430. <https://doi.org/10.4217/opr.2012.34.4.413>

Robb McDonald, N. (1999). The motion of geophysical vortices. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357(1763), 3427-3444.

Sea-Bird. (2018). SeaFET and SeapHOx V2 user manual.

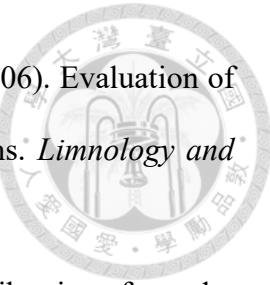
Sharp, J., Pierrot, D., Humphreys, M., Epitalon, J., Orr, J., Lewis, E., & Wallace, D. (2020). CO2SYSv3 for MATLAB (Version v3. 2.0). *Zenodo*. Available online at: (<https://zenodo.org/record/4774718#.YWRThxBBw7w>).

Sweeney, C., Gloor, E., Jacobson, A. R., Key, R. M., McKinley, G., Sarmiento, J. L., & Wanninkhof, R. (2007). Constraining global air-sea gas exchange for CO2 with recent bomb 14C measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(2).

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., . . . de Baar, H. J. W. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO2, and net sea-air CO2 flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8-10), 554-577.

<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>

Tengberg, A., Hovdenes, J., Andersson, H. J., Brocandel, O., Diaz, R., Hebert, D.,



Arnerich, T., Huber, C., Körtzinger, A., & Khripounoff, A. (2006). Evaluation of a lifetime-based optode to measure oxygen in aquatic systems. *Limnology and Oceanography: Methods*, 4(2), 7-17.

Uchida, H., Kawano, T., Kaneko, I., & Fukasawa, M. (2008). In situ calibration of optode-based oxygen sensors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(12), 2271-2281.

Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C5), 7373-7382.

Wei, C.-L., Lin, S.-Y., Sheu, D.-D., Chou, W.-C., Yi, M.-C., Santschi, P., & Wen, L.-S. (2011). Particle-reactive radionuclides (234 Th, 210 Pb, 210) as tracers for the estimation of export production in the South China Sea. *Biogeosciences*, 8(12), 3793-3808.

Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2(3), 203-215.

Woolf, D. K., & Thorpe, S. (1991). Bubbles and the air-sea exchange of gases in near-saturation conditions. *Journal of Marine Research*, 49(3), 435-466.

Xiong, X., Masuda, Y., Hashioka, T., Ono, T., & Yamanaka, Y. (2015). Effect of seasonal change in gas transfer coefficient on air-sea CO₂ flux in the western North Pacific. *Journal of Oceanography*, 71(6), 685-701.

Xiu, P., & Chai, F. (2020). Eddies Affect Subsurface Phytoplankton and Oxygen Distributions in the North Pacific Subtropical Gyre. *Geophysical Research Letters*, 47(15). <https://doi.org/10.1029/2020gl087037>

Xu, H., Tang, D., Sheng, J., Liu, Y., & Sui, Y. (2019). Study of dissolved oxygen responses to tropical cyclones in the Bay of Bengal based on Argo and satellite observations. *Science of the Total Environment*, 659, 912-922.

Yang, B., Emerson, S. R., & Bushinsky, S. M. (2017). Annual net community production

in the subtropical Pacific Ocean from in situ oxygen measurements on profiling floats. *Global Biogeochemical Cycles*, 31(4), 728-744.

Ye, H., Morozov, E., Tang, D., Wang, S., Liu, Y., Li, Y., & Tang, S. (2020). Variation of pCO₂ concentrations induced by tropical cyclones “Wind-Pump” in the middle-latitude surface oceans: A comparative study. *Plos one*, 15(3), e0226189.

