

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's Thesis



利用環境噪訊干涉法擷取太平洋亞重力波之經驗格林函數
Empirical Green's Functions Retrieval of Infra-gravity Waves in
the Pacific Ocean via Ambient Noise Interferometry

何昆錡

Kun-Chi Ho

指導教授：柯彥廷 博士

Advisor: Yen-Ting Ko, Ph.D.

中華民國 113 年 7 月

July, 2024

口試委員會審定書



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

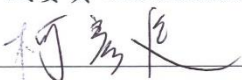
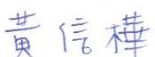
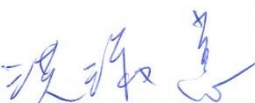
利用環境噪訊干涉法擷取太平洋亞重力波之經驗格林函數

Empirical Green's Functions Retrieval of Infra-gravity Waves in the Pacific Ocean
via Ambient Noise Interferometry

本論文係何昆錡 R11241314 在國立臺灣大學海洋研究所海洋地質及地球物理組
完成之碩士學位論文，於民國 113 年 07 月 26 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 Institute of Oceanography on 26/07/2024 have examined a
Master's Thesis entitled above presented by Kun-Chi Ho R11241314 candidate and hereby certify
that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:


(指導教授 Advisor)
  

黃千芬

系（所、學位學程）主管 Director:

誌謝



我想藉此機會衷心感謝在這個研究項目中給予我支持和協助的所有人。首先，感謝吳泓昱老師引領我推開了地球物理領域的大門，並推薦我認識了柯彥廷老師，是您們讓我進入了這豐富知識的宇宙。在碩士歷程中，我遇到了各種挑戰，同時也獲得許多學習機會。其中，我要特別感謝柯彥廷老師總是不厭其煩地為我解釋我不懂的地方，在您悉心的引導和建議下，我得以順利完成這項研究，同時，也感謝口試委員信樺老師、淑蕙老師和映年老師撥冗參與我的口試，您們的指導對我來說彌足珍貴。

我要感謝我人生導師家莉，在我初來乍到，踏入陌生環境，感到迷茫無措時，給予我對於人生不同面向的看法及建言，有你暖心的陪伴，我感到格外幸運。接著，要感謝全球地震學研究室的各位夥伴，恩世、凱傑、皓哲、育謙、立瑾、聖霖，與地球物理研究室的厚昇學長，感謝你們在我需要幫助和建議時總是不吝於伸出援手。也感謝品瑜姊不辭勞苦地幫忙處理許多報帳事宜與投餵各種不同的零食，還要感謝在窗台外的破壞王松鼠哥為我分憂。除此之外，感謝待在海研所 210 與 212 的同學，語浩、如芸、靖洧，也謝謝在台北一起奮鬥的高中同窗，震順、嘉元、瑋慶、彥安，也謝謝我的好朋友啓豪、煜修、宏斌、鈺佑與地質系籃的隊友們。你們的友誼不僅製造了許多難以忘懷的回憶，更是我心中珍貴不可取代的寶藏。最後，我要深深感謝我的家人們，在我整個學業生涯中，你們一直是我堅實的後盾，給予我無限的愛和鼓勵。感謝你們始終如一地相信我，並毫不保留地支持我所做的每一個決定。謝謝，我愛你們。

或許還有許多我未能一一感謝的人，但這項研究的完成不僅代表了我的努力，更象徵了你們共同的奮鬥和支持。無論以何種形式，你們的協助都是這項研究成功的不可或缺的一部分，我衷心感激。

昆錡

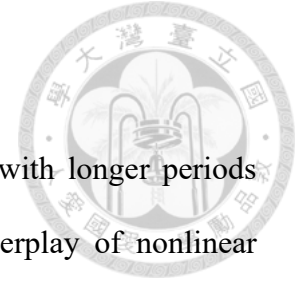
摘要



亞重力波是一種海洋重力波，週期較長，範圍從 20 到 300 秒，其形成機制是來自於風場動力學、海浪傳播、海岸地形、海床地形和各種波過程之間複雜的非線性相互作用。在這項研究當中，我們應用環境噪訊干涉法分析了在太平洋收集為期十年的 Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami (DART) 資料，得到了對應於亞重力波週期的經驗格林函數。經驗格林函數所展示的傳遞行為與理論波的色散現象一致。功率譜密度和頻譜圖分析揭示了北太平洋和東南太平洋站點能量的季節性變化，前者在冬季達到高峰，後者則在夏季達到高峰，與 WAVEWATCH III 中的亞重力波觀測相似。我們結合 Fast Marching Method (FMM) 的波傳路徑，徹底探索了亞重力波強度和傳遞方向的季節變化，目的是建立與氣候變遷的潛在的聯繫，並辨認亞重力波的能量來源。我們的結果顯示，在冬季盛行西風加劇的時期，氣旋活動主要是亞重力波的能量來源。我們觀察到亞重力波由西向東傳遞，與以阿留申群島為中心的氣旋活動移動路徑一致。相反地，當盛行西風減弱時，無論在冬季還是夏季，沿岸反射都將成為亞重力波的主要能量來源。

關鍵字：環境噪訊干涉法、經驗格林函數、亞重力波、季節變化、海嘯

Abstract



Infra-gravity waves (IGWs), characterized by gravity waves with longer periods ranging from 20 to 300 seconds, originate from the intricate interplay of nonlinear interactions involving wind dynamics, wave dispersion, coastal features, seabed topography, and various wave processes. In this study, we applied ambient noise interferometry to analyze cross-correlation functions (CCFs) derived from a 10-year dataset collected by the Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami (DART) system in the Pacific Ocean, yielding empirical Green's functions (EGFs) corresponding to IGWs periods. The EGFs demonstrated notable propagating behavior, aligning with empirical wave dispersion relationships. Power Spectral Density (PSD) and spectrogram analysis unveiled seasonal patterns in North and Southeast Pacific Ocean stations, with winter intensity peaking in the former and summer in the latter, resembling IGWs observations from WAVEWATCH III. We combined the ray path from Fast Marching Method (FMM) to thoroughly explore the seasonal variation of IGWs in intensity and propagation direction, aiming to establish potential links to climate changes and to identify the sources of IGWs. Our results reveal that during periods of heightened winter Westerlies, storm activity predominantly fuels the source energy of IGWs. This inference is supported by the west-to-east propagation direction of IGWs along the Aleutian Islands, aligning with the movement of storms. Conversely, when Westerlies weaken, whether in winter or summer, shoreline reflection emerges as the primary energy source for IGWs.

Keywords: Ambient noise interferometry, Empirical Green's function, Infra-gravity waves, Seasonal variations, Tsunami.

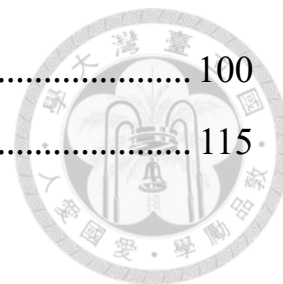
目次



口試委員會審定書	i
誌謝	ii
摘要	iii
Abstract	iv
目次	v
圖次	viii
表次	xiv
第一章 緒論	1
1.1 引言	1
1.2 環境噪訊與地震干涉法	2
1.2.1 環境噪訊	2
1.2.2 環境噪訊干涉法	3
1.3 波浪	4
1.3.1 波浪的性質	4
1.3.2 線性重力波理論與頻散現象	5
1.4 亞重力波	7
1.4.1 亞重力波概述	7
1.4.2 亞重力波的生成機制	7
1.4.3 亞重力波的觀測	8
1.5 海嘯波	11
1.5.1 海嘯波概述	11
1.5.2 歷史上的海嘯	13
1.5.3 海嘯預警系統	14

1.6	研究動機與目標.....	17
第二章	研究方法.....	18
2.1	頻譜分析.....	18
2.1.1	功率譜密度.....	18
2.1.2	時頻分析.....	20
2.2	互相關函數與經驗格林函數.....	23
2.3	環境噪訊互相關.....	25
2.4	快速行進算法.....	29
2.5	康奈爾多重網格耦合海嘯模型.....	31
第三章	資料處理與分析	33
3.1	資料來源與處理流程.....	33
3.2	資料前處理與頻譜分析.....	34
3.3	MSNoise.....	39
3.4	資料正規化.....	40
3.5	互相關函數.....	43
3.6	堆疊時間長度與穩定性.....	45
第四章	結果與討論.....	47
4.1	亞重力波之傳遞特性.....	47
4.2	亞重力波與海嘯預警系統.....	51
4.3	亞重力波季節性變化.....	58
第五章	結論.....	66
參考文獻		68
附錄		84
A1	本研究測站資料時間間隔統計	84
A2	本研究測站之時序資料	85

A3 本研究測站之時頻圖	100
A4 本研究測站之波傳路徑	115



圖次



圖 1.1、環境噪訊示意圖。.....	2
圖 1.2、地震干涉法示意圖。.....	3
圖 1.3、波浪傳遞速度性質示意圖。.....	5
圖 1.4、海洋表面波浪類型。.....	6
圖 1.5、IGWs 生成機制示意圖。.....	8
圖 1.6、NWW3 中 IGWs 波高示意圖。.....	9
圖 1.7、海嘯成因示意圖。.....	11
圖 1.8、海嘯波傳遞速度、波長與水深關係示意圖。.....	12
圖 1.9、歷史上的海嘯。.....	13
圖 1.10、DART 站點分佈於各大洋的情況。.....	14
圖 1.11、DART 系統示意圖。.....	15
圖 1.12、SIFT 海嘯傳遞預測模型與 DART 浮標資料比較。.....	16
圖 2.1、美國俄勒岡州沿海的 DART 46405 測站之 PSD。.....	19
圖 2.2、IGWs 的波高。.....	20
圖 2.3、STFT 概述。.....	21
圖 2.4、火星地震時譜圖。.....	22
圖 2.5、CCFs 與 EGFs 關係示意圖。.....	24
圖 2.6、環境噪訊 CCFs 示例。.....	25
圖 2.7、二維均勻空間中提取的 CCFs。.....	26
圖 2.8、噪訊源分布狀況對 CCFs 的影響。.....	26
圖 2.9、不同場址下測站對表面波訊號的差異。.....	27
圖 2.10、非均勻噪訊源分布狀況對 CCFs 的影響。.....	28
圖 2.11、FMM 示意圖。.....	30

圖 2. 12、NDBC_21413 潮汐測站與 COMCOT 數據的比較。.....	32
圖 3. 1、本研究選用太平洋 DART 之站點分佈情況。.....	33
圖 3. 2、DART 資料的功率頻譜密度。.....	34
圖 3. 3、DART 46403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。.....	35
圖 3. 4、DART 46403 測站時頻圖。.....	35
圖 3. 5、DART 32411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。.....	36
圖 3. 6、DART 32411 測站時頻圖。.....	36
圖 3. 7、IGWs 功率頻譜密度隨年度變化。.....	37
圖 3. 8、MSNoise 流程圖。.....	39
圖 3. 9、DART 21419 測站於東日本大地震 (2011 年 3 月 11 日)之時頻 圖。.....	40
圖 3. 10、Whitening 示意圖。.....	41
圖 3. 11、DART 21419 測站於東日本大地震 (2011 年 3 月 11 日)經 whitening 正規化處理後之時頻圖。.....	42
圖 3. 12、十年堆疊 CCFs 與測站間距離關係圖。.....	44
圖 4. 1、不同頻率下十年堆疊 CCFs 與測站間距離關係圖。.....	47
圖 4. 2、不同頻率下 IGWs 群速度與頻率關係圖。.....	48
圖 4. 3、不同頻率下 IGWs 群速度與水深關係圖。.....	50
圖 4. 4、2018 年 1 月 23 日阿拉斯加海嘯型地震與 DART 測站位置圖。	51
圖 4. 5、從水深數據求得之群速度圖。.....	52
圖 4. 6、DART 46403 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。.....	53
圖 4. 7、DART 46404 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。.....	53
圖 4. 8、DART 46407 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。.....	54
圖 4. 9、DART 46409 與 46411 測站觀測資料與 EGFs 比較。.....	54

圖 4. 10、DART 46403 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。..	55
圖 4. 11、DART 46404 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。..	56
圖 4. 12、DART 46407 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。..	56
圖 4. 13、DART 46409 與 46411 測站觀測資料與 COMCOT 比較。..	57
圖 4. 14、大西洋中 IGWs 能量分布與來源。	59
圖 4. 15、紅色陣列 2012 年冬季 CCFs 與測站間距離關係圖。	60
圖 4. 16、紅色陣列 2012 年夏季 CCFs 與測站間距離關係圖。	60
圖 4. 17、紅色陣列 2014 年冬季 CCFs 與測站間距離關係圖。	61
圖 4. 18、紅色陣列在冬季不同年度傳遞方向統計圖。	62
圖 4. 19、紅色陣列在夏季不同年度傳遞方向統計圖。	63
圖 4. 20、NWW3 中北太平洋 IGWs 夏季波高示意圖。	63
圖 4. 21、橘色陣列在冬季不同年度傳遞方向統計圖。	64
圖 4. 22、橘色陣列在夏季不同年度傳遞方向統計圖。	65
圖 A2. 1、DART 21413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	85
圖 A2. 2、DART 21414 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	85
圖 A2. 3、DART 21415 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	86
圖 A2. 4、DART 21416 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	86
圖 A2. 5、DART 21418 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	87
圖 A2. 6、DART 21419 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	87
圖 A2. 7、DART 32411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	88
圖 A2. 8、DART 32412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	88
圖 A2. 9、DART 32413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。	89
圖 A2. 10、DART 43412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。 ..	89
圖 A2. 11、DART 43413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。 ..	90
圖 A2. 12、DART 46402 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。 ..	90

圖 A2. 13、DART 46403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	91
圖 A2. 14、DART 46404 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	91
圖 A2. 15、DART 46407 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	92
圖 A2. 16、DART 46408 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	92
圖 A2. 17、DART 46409 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	93
圖 A2. 18、DART 46410 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	93
圖 A2. 19、DART 46411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	94
圖 A2. 20、DART 46412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	94
圖 A2. 21、DART 46413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	95
圖 A2. 22、DART 46419 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	95
圖 A2. 23、DART 51407 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	96
圖 A2. 24、DART 51425 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	96
圖 A2. 25、DART 51426 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	97
圖 A2. 26、DART 52401 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	97
圖 A2. 27、DART 52402 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	98
圖 A2. 28、DART 52403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	98
圖 A2. 29、DART 52406 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。..	99
圖 A3. 1、DART 21413 測站時頻圖。.....	100
圖 A3. 2、DART 21414 測站時頻圖。.....	100
圖 A3. 3、DART 21415 測站時頻圖。.....	101
圖 A3. 4、DART 21416 測站時頻圖。.....	101
圖 A3. 5、DART 21418 測站時頻圖。.....	102
圖 A3. 6、DART 21419 測站時頻圖。.....	102
圖 A3. 7、DART 32411 測站時頻圖。.....	103
圖 A3. 8、DART 32412 測站時頻圖。.....	103

圖 A3. 9、DART 32413 測站時頻圖。	104
圖 A3. 10、DART 43412 測站時頻圖。	104
圖 A3. 11、DART 43413 測站時頻圖。	105
圖 A3. 12、DART 46402 測站時頻圖。	105
圖 A3. 13、DART 46403 測站時頻圖。	106
圖 A3. 14、DART 46404 測站時頻圖。	106
圖 A3. 15、DART 46407 測站時頻圖。	107
圖 A3. 16、DART 46408 測站時頻圖。	107
圖 A3. 17、DART 46409 測站時頻圖。	108
圖 A3. 18、DART 46410 測站時頻圖。	108
圖 A3. 19、DART 46411 測站時頻圖。	109
圖 A3. 20、DART 46412 測站時頻圖。	109
圖 A3. 21、DART 46413 測站時頻圖。	110
圖 A3. 22、DART 46419 測站時頻圖。	110
圖 A3. 23、DART 51407 測站時頻圖。	111
圖 A3. 24、DART 51425 測站時頻圖。	111
圖 A3. 25、DART 51426 測站時頻圖。	112
圖 A3. 26、DART 52401 測站時頻圖。	112
圖 A3. 27、DART 52402 測站時頻圖。	113
圖 A3. 28、DART 52403 測站時頻圖。	113
圖 A3. 29、DART 52406 測站時頻圖。	114
圖 A4. 1、DART 21413 測站之波傳路徑。	115
圖 A4. 2、DART 21414 測站之波傳路徑。	115
圖 A4. 3、DART 21415 測站之波傳路徑。	116
圖 A4. 4、DART 21416 測站之波傳路徑。	116

圖 A4. 5、DART 21418 測站之波傳路徑。	117
圖 A4. 6、DART 21419 測站之波傳路徑。	117
圖 A4. 7、DART 32411 測站之波傳路徑。	118
圖 A4. 8、DART 32412 測站之波傳路徑。	118
圖 A4. 9、DART 32413 測站之波傳路徑。	119
圖 A4. 10、DART 43412 測站之波傳路徑。	119
圖 A4. 11、DART 43413 測站之波傳路徑。	120
圖 A4. 12、DART 46402 測站之波傳路徑。	120
圖 A4. 13、DART 46403 測站之波傳路徑。	121
圖 A4. 14、DART 46404 測站之波傳路徑。	121
圖 A4. 15、DART 46407 測站之波傳路徑。	122
圖 A4. 16、DART 46408 測站之波傳路徑。	122
圖 A4. 17、DART 46409 測站之波傳路徑。	123
圖 A4. 18、DART 46410 測站之波傳路徑。	123
圖 A4. 19、DART 46411 測站之波傳路徑。	124
圖 A4. 20、DART 46412 測站之波傳路徑。	124
圖 A4. 21、DART 46413 測站之波傳路徑。	125
圖 A4. 22、DART 46419 測站之波傳路徑。	125
圖 A4. 23、DART 51407 測站之波傳路徑。	126
圖 A4. 24、DART 51425 測站之波傳路徑。	126
圖 A4. 25、DART 51426 測站之波傳路徑。	127
圖 A4. 26、DART 52401 測站之波傳路徑。	127
圖 A4. 27、DART 52402 測站之波傳路徑。	128
圖 A4. 28、DART 52403 測站之波傳路徑。	128
圖 A4. 29、DART 52406 測站之波傳路徑。	129

表次



表 1.1、海浪分類。	4
表 1.2、深水波、中間水波和淺水波的相速度理論公式表。	6
表 3.1、極端事件統整表。	38
表 3.2、測站、堆疊天數與相關係數大於閾值 0.65 的比率關係圖。 ..	45
表 3.3、測站、堆疊天數與相關係數大於閾值 0.7 的比率關係圖。 ..	46
表 4.1、深水波、中間水波和淺水波的群速度理論公式表。	49
表 A1.1、測站資料時間間隔統計。	84

第一章 緒論

1.1 引言



在傳統地震學中，地震干涉法 (Seismic Interferometry, SI) 通常利用兩測站之間的互相關函數 (Cross Correlation Functions, CCFs) 進行疊加，以近似經驗格林函數 (Empirical Green's Functions, EGFs)，來描述當一測站受到一地震源或地震場的影響時，地震波經由介質傳遞到另一測站的過程。主要目的是研究地震波在地球內部的傳遞特性，並進一步了解兩測站之間地震波傳遞的時間和振幅關係。然而，隨著科技的進步，地震學家開始意識到 SI 可以應用到更廣泛的領域，其中包括環境噪訊 (Ambient Noise)，即環境噪訊干涉法 (Ambient Noise Interferometry, ANI)。ANI 利用在自然界中長期穩定存在的噪訊源，如海浪、風、地下水流等，透過提取噪訊之間的 EGFs 來分析噪訊的特性、相互作用及測站之間的關係。地震學家可以藉此推斷出地球內部結構特性，例如波速分布、地層介面等。此外，ANI 與以人工爆破或主動產生震源的探測方式不同，它採用被動觀測的方式，具有多方面的優勢。首先，它不需要人工產生地震波，節省了大量的資源和能源。其次，由於噪訊源穩定存在於自然界中，因此可以實現長期連續觀測，有助於探索地球內部結構的動態變化。ANI 技術已經在各種地球科學研究領域取得卓越成果 (Bennington et al., 2018; Feng et al., 2020; Guillemot et al., 2021)。透過 ANI，可以深入了解地球內部結構、岩石性質、板塊運動等，對地震災害的預測和監測具有重要的影響。此外，ANI 還可以應用於環境監測、水文地質研究以及能源勘探等領域。

在 20 世紀中葉，科學家首次觀測到在海洋中傳遞的亞重力波 (Infra-gravity Waves, IGWs)，並證明其振幅大致與風浪的振幅成正比關係 (Munk, 1949)。這一發現不僅確立了 IGWs 的生成機制與風場強度和方向變化密切相關，同時也暗示氣候變遷會對 IGWs 產生影響。因此，本研究將透過 ANI 技術來分析海洋中的訊號，來深入了解 IGWs 的生成機制與傳遞性質。同時，我們將探討 IGWs 在不同地區的主要能量來源，以及其不同年度和季節中的變化，進一步分析 IGWs 的能量轉移過程與季節性的變異。這將有助於我們理解 IGWs 在複雜的地球氣候系統中所扮演的角色，以及其與氣候變遷之間的關係，為未來的氣候研究和預測提供重要的參考。



1.2 環境噪訊與地震干涉法

1.2.1 環境噪訊

在地震學中，環境噪訊 (Ambient Noise)通常是描述地球的微動 (Microseisms) 或其他非地震事件所引起的振動訊號。這包括了來自自然環境的訊號，例如風、海浪，以及來自人為活動的訊號，例如交通和工業活動，儘管這些微動相對較弱且不易觀察，但在地震學中被視為具有價值的背景訊號。環境噪訊的分析可以使用多種方法，例如濾波 (Filter)、時頻分析 (Time-Frequency Analysis)、CCFs 等。透過這些技術，地震學家能夠從環境噪訊中提取潛在的訊號，進而推斷地球內部速度構造及其季節性變化 (Villasenor et al., 2007)。此外，環境噪訊還可用於監測非地震事件，如火山活動 (De Plaen et al., 2016; Yate et al., 2016)和地滑 (Renalier et al., 2010; Le Breton et al., 2021)。

Humans and nature excite seismic waves

Seismometers record vibrations from everything, not only earthquakes. Shown are sources that induce seismic waves of different vibration modes (harmonic, diffuse, transient), detectable over large distances.

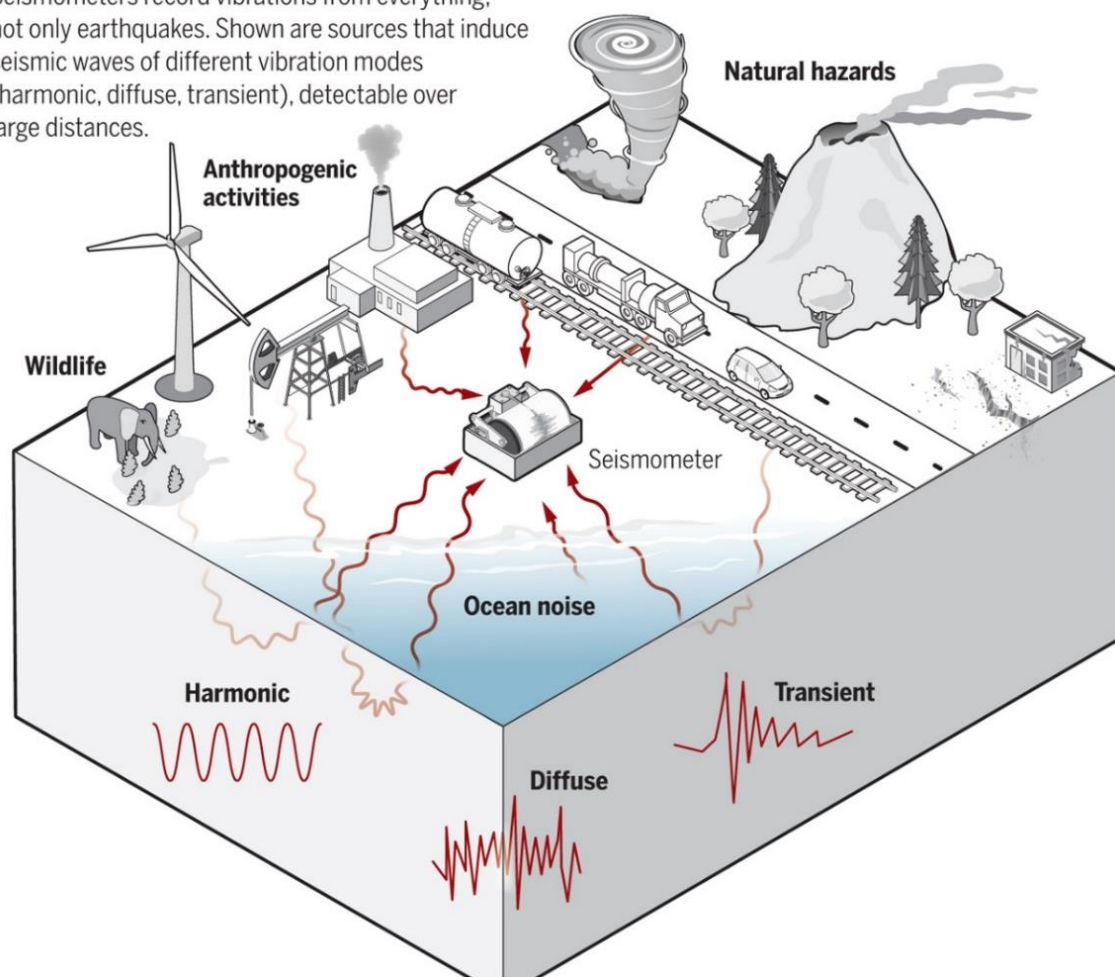


圖 1.1、環境噪訊示意圖。(擷取自 Denolle and Nissen-Meyer, 2020)

1.2.2 環境噪訊干涉法

ANI 是一項利用地球長期穩定存在的環境噪訊來提取有關地下速度構造的技術。ANI 屬於被動式地震干涉法 (Passive Seismic Interferometry) 的一種，該方法的核心概念是依賴長期地震儀記錄的環境噪訊，通過計算其 CCFs，近似兩測站之間的 EGFs，呈現地質構造對環境噪訊源的反應和影響 (Campillo and Paul, 2003)。相較於傳統地震測量方法中使用爆破源或振動源等主動地震源的方式，ANI 無需昂貴的主動震源，因此在成本效益上更具優勢。另一方面，利用測站長期連續記錄地球上的噪音訊號 (Cao et al., 2022)，提供了時間域研究的優勢，有助於觀察地球內部結構的長期動態變化。此外，ANI 已經廣泛應用在內陸或地震活動較不活躍的區域，以解析地質結構的訊息 (Galetti et al., 2015)。該方法還顯示出在體波干涉方面的潛在應用價值 (Nakata et al., 2015; Oren and Nowack, 2016; Dantas et al., 2018)。

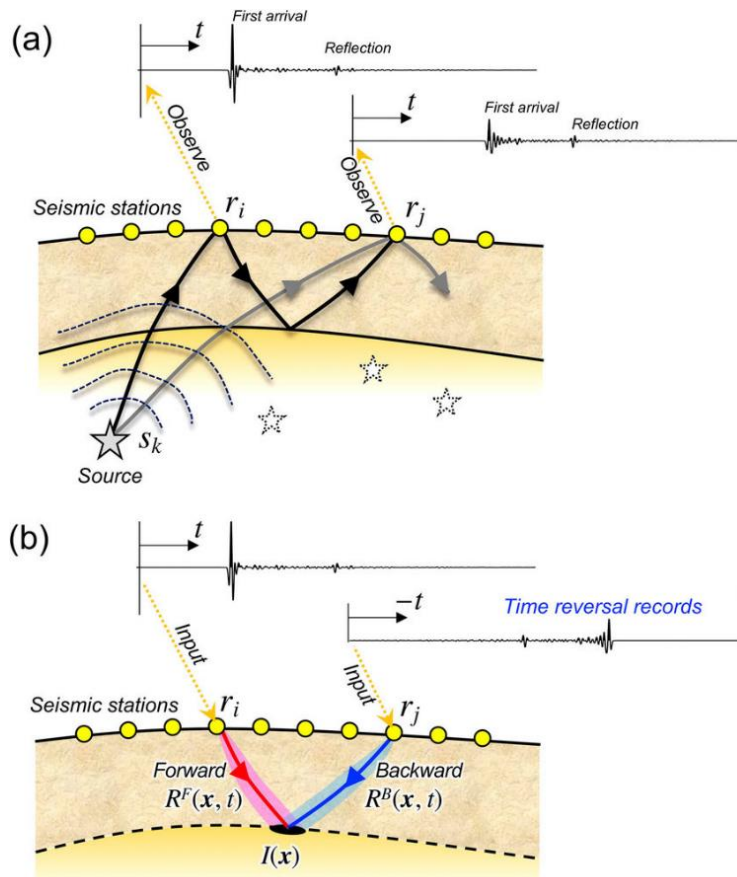


圖 1. 2、地震干涉法示意圖。(a)不同地震站 r_i 和 r_j 觀測到地震源 s_k 的地震情況。(b)通過使用觀測到的地震記錄，可以將從 r_i 站正向的波場 $R^F(x, t)$ 與從 r_j 站反向的波場 $R^B(x, t)$ 進行時間上的正向和反向的互相關計算，從而獲得地下反射影像 $I(x)$ 。(擷取自 Shiraishi and Watanabe, 2022)



1.3 波浪

1.3.1 波浪的性質

波浪的特性可以透過振幅和頻率來描述。振幅表示波浪的高度或強度，而頻率表示單位時間內波浪通過定點的次數。然而，波浪受到風速、風向、水深、溫度等環境因素的影響。因此，在波浪的調控中，調頻 (Frequency Modulation, FM) 和調幅 (Amplitude Modulation, AM) 是兩種主要的方法。FM 是指隨著時間的變化而改變波浪的頻率，這表示波浪在穿越水域時會有所變化，包括波長、速度和方向的改變。另一方面，AM 是指隨著時間的變化而改變波浪的振幅。這表示波浪的高度或強度在穿越水域時會有所變化，透過 AM，可以調整波浪的大小和形狀。

波浪在不同的週期下代表著不同的訊號源，形成機制也各有區別 (表 1.1)。短週期波通常是由風力驅動而生成。當風吹過海面時，風將能量轉移到水面上，形成短週期的波浪。這些波浪具有較短的週期和較小的波浪高度，在風力強勁的地方更加顯著，通常在近岸區域形成，對沿海地區的浪潮和風浪有劇烈的影響。長週期波的形成機制則與大氣壓力和重力有關，包括大氣氣壓的變化及重力的作用。長週期波的週期較長，波長也較長，通常在遠離海岸線的地方形成，可能是由遠洋風暴所引起的結果。雖然在遠處不易察覺，但當長週期波接近沿海地區時，波浪高度會急劇增加，可能引發巨大的浪潮和波浪。

Classification	Period	Generating forces
Capillary waves	< 0.1 s	Wind
Ultra-gravity waves	0.1 - 1 s	Wind
Gravity waves	1 - 20 s	Wind
Infra-gravity waves	20 s - 5 min	Wind and Atmospheric pressure gradients
Long-period waves	5 min - 12 h	Atmospheric pressure gradients
Ordinary tidal waves	12 - 24 h	Gravitational attraction

表 1.1、海浪分類。

1.3.2 線性重力波理論與頻散現象

線性重力波理論 (Linear Gravity Wave Theory) 是一種用來描述小振幅、長波長的波浪理論。其基於重力作用下的波浪行為，包括了對波浪的線性化描述，以方便進行數學及物理方面的分析。依據線性重力波理論的頻散關係 (Wave Dispersion)，波浪的傳播速度受到波長和水深的影響。一般而言，波浪在水域中的傳遞速度與波長呈正相關，即波長越長，波浪傳遞速度越快；另外，水深也是影響波速的因素之一，通常在水深較淺的地方，波速會變慢。理論上波浪的頻散關係，可表示為：

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (\text{式 1.1})$$

其中 ω 為波浪的角頻率， g 為重力加速度， k 為波浪的波數， h 為水深。假定 g 為定值，波浪的相速度 c ，可表示為：

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh(kh)} \quad (\text{式 1.2})$$

其中 λ 為波浪的波長。當 kh 值非常小時， $\tanh(kh)$ 與 kh 呈線性關係，表示波速的變化僅與水深有關；但當 kh 值非常大時， $\tanh(kh)$ 趨近於 1，呈現漸近線的形式，代表波速的變化僅與波長相關 (圖 1.3)。

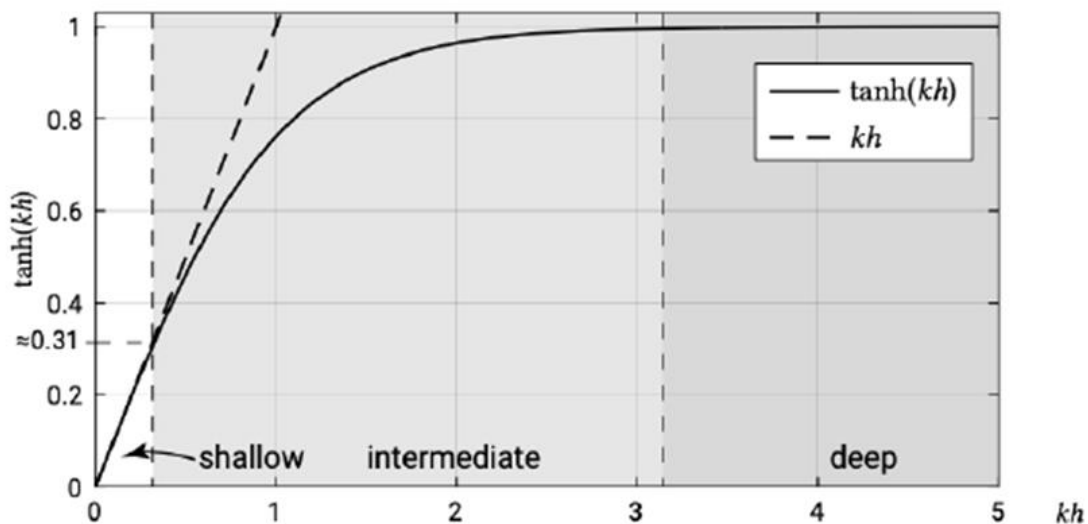


圖 1.3、波浪傳遞速度性質示意圖。(擷取自 Bosboom and Stive, 2021)

根據波浪的頻散關係，波浪的傳遞模式主要分為三類，分別是深水波 (Deep-water Waves)、中間水波 (Intermediate-water Waves)和淺水波 (Shallow-water Waves)。一般而言，可以藉由水深與波長的比值來區分這些波浪性質 (圖 1.4)。當比值大於 0.5 時，稱為深水波，波浪的傳遞速度主要受到波長的影響。當比值小於 0.05 時，稱為淺水波，波浪的傳遞速度僅受到水深的影響。介於深水波與淺水波間的情況，則稱為中間水波，波浪的傳遞速度則受到波長與水深的影響 (表 1.2)。

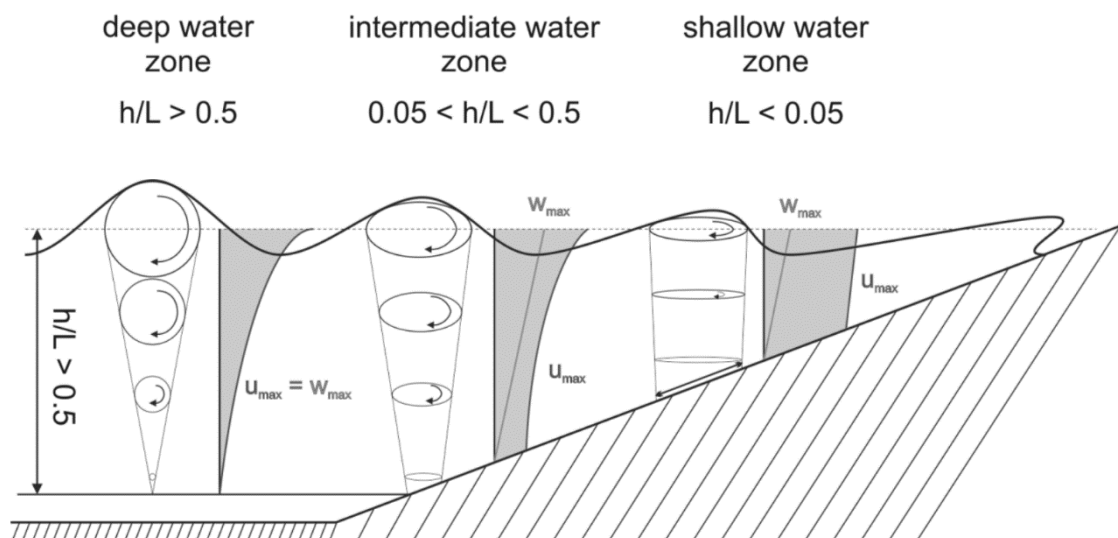


圖 1.4、海洋表面波浪類型。(擷取自 Karow et al., 2020)

Deep water waves Intermediate water waves Shallow water waves

$$c_p = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$$

$$c_p = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}}$$

$$c_p = \sqrt{gh}$$

c_p = wave phase velocity, g = the acceleration of gravity,
 h = water depth, L = wave length

表 1.2、深水波、中間水波和淺水波的相速度理論公式表。



1.4 亞重力波

1.4.1 亞重力波概述

IGWs 是一種特殊的海洋重力波，典型的週期介於 20 秒至 300 秒之間，具有相對較長的波長，範圍約從幾百米到幾公里。IGWs 的形成機制涉及風場動力學、海浪傳播、海岸地形、海床地形、以及高頻風浪與湧浪間的非線性相互作用，尤其在淺水區，此相互作用容易激發 IGWs 的能量。大多數的 IGWs 於海岸線附近生成，並沿著海岸線傳遞。其中，大部分的能量會在海岸線處發生折射，轉為週期性的運動模式，形成邊緣波 (Edge Waves)。邊緣波為自由傳播的波浪，能夠在距離海岸幾百米的範圍內持續傳播，其波浪振幅會隨著越遠離岸邊而變小。然而，部分 IGWs 的能量可能會洩漏至深水區或遠離沿岸的開放大洋，形成滲透波 (Leaky Waves)。在平坦的海灘上，假設斜率為 β ，邊緣波的運動模式遵循頻散關係 (Dispersion Relation)，可表示為：

$$\sigma_e = gk_e^2 \sin(2n + 1) \tan \beta \quad (\text{式 1.3})$$

其中 σ_e 為邊緣波的弧度頻率， k_e 為沿岸波數， g 為重力加速度， n 為邊緣波的模態數。隨著模態數的增加，波數減少，波長增加，直到達到深水波數，即 $k_e = \sigma_e^2/g$ 。當 $k_e < \sigma_e^2/g$ ，IGWs 則以滲透波的形式存在。

IGWs 的強度也會受到氣旋活動的影響 (Rijnsdorp et al., 2021)，由於氣旋活動伴隨著強烈的風場，風場的強度和方向對海洋表面產生擾動，同時引起氣壓的變化，導致海水的垂直位移，進而影響 IGWs 的生成。因此，近年來科學家們開始深入研究 IGWs 對環境的影響 (Bertin et al., 2018)，如南極冰架的破裂現象 (Bromirski et al., 2015)、近岸沉積物動力學的變化 (Roelvink et al., 2009)、珊瑚礁水動力循環 (Van Dongeren et al., 2013) 等，顯示 IGWs 對海洋環境產生相當重要的影響。

1.4.2 亞重力波的生成機制

IGWs 的生成機制可以透過非線性波-波相互作用解釋 (圖 1.5)。當海水表面傳遞著兩個頻率相近但不同的短波時，它們之間即存在非線性相互作用。由於調頻和調幅的效應，這些相互作用會導致一些波浪的振幅增長，同時一些振幅會相互抵消，形成波群 (Wave Group)。而波群的頻率會等於兩個原始波的頻率之差，遵循

拍頻現象 (Beating)。

波群在水面上引起平均海平面的微小變動，這種變動呈現海平面的升降，與波群的相位相反。振幅較大的波浪透過空間傳輸更多動量，因此造成的平均海平面變動在振幅較小的波浪位置形成相對水位較高的情況。這種平均海平面變動本身形成了一種長波，即 IGWs。

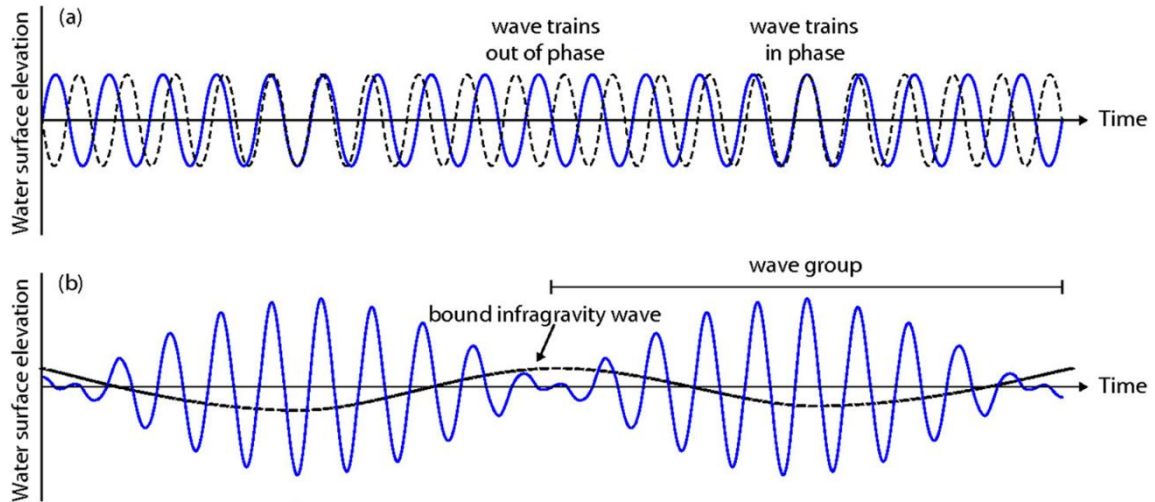


圖 1.5、IGWs 生成機制示意圖。(a)兩個頻率相近但相異的短波，分別是藍色實線與黑色虛線，於平底水域中傳遞。(b)經波-波相互作用，呈現自由水面高度（藍色實線）和 IGWs（黑色虛線）的變化。(擷取自 Wright, 1999)

1.4.3 亞重力波的觀測

基於 Ardhuin et al. (2014)提出的理論，IGWs 的波高可以透過有效波浪 (Significant Waves) 的波高等相關參數來估算，其關係式可表示為：

$$H_{IG} \approx \alpha_1 H_s T_m^2 \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (\text{式 1.4})$$

其中， H_{IG} 為 IGWs 的波高， H_s 為有效波浪的波高， T_m 為平均週期， g 為重力加速度， h 為水深。以 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) 所發展的海洋波浪預報模型 National Weather Service Wave Watch III (NWW3) 為例，該模型結合物理原理與上述理論建立了數值模擬的方法，目的在於模擬和預測全球海域的波浪特性。NWW3 使用大量的海洋和氣象資料，包括風場、氣壓、海洋溫度、潮汐、以及海底地形等因素。通過將這些資料輸入到模型中，NWW3 可以模擬海

洋中的波浪生成、傳播和衰減過程，並預測波浪的高度、方向、週期等參數，以提供海洋和沿岸區域的波浪預報（圖 1.6）。

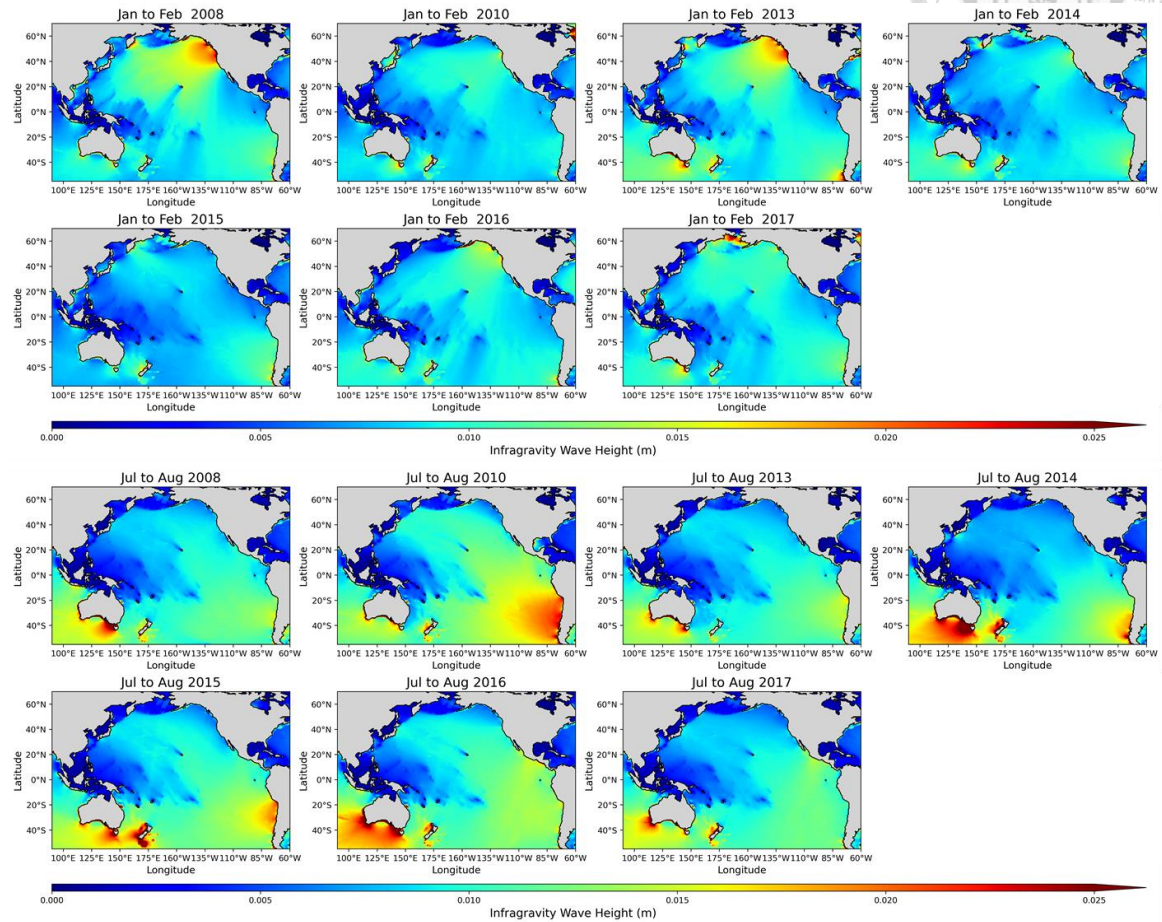


圖 1.6、NWW3 中 IGWs 波高示意圖。上圖為冬季 IGWs 的波高，下圖為夏季 IGWs 的波高。冷色系表示波高相對較低的區域，暖色系則表示波高相對較高的區域。由於西風帶的吹拂，IGWs 的能量在美國西側海岸和智利海岸上被放大。

此外，IGWs 的波高也可以透過洋底壓力計的壓力資料求得，可表示為：

$$E(f) = F_p(f) \left(\frac{\cosh(kh)}{\rho g} \right)^2 \quad (\text{式 1.5})$$

其中， $E(f)$ 為海洋表面波動高度的頻譜， $F_p(f)$ 為洋底壓力的頻譜， k 為波浪的波數， ρ 為水的密度。接著將頻率限制在一有效範圍，避免其它類型的波浪運動，並進行積分，可得到 IGWs 的波高：

$$H_{IG} = 4 \sqrt{\int_{f_{min}}^{f_{max}} E(f) - E_n df} \quad (\text{式 1.6})$$

其中， E_n 為噪訊的頻譜。透過比較兩種不同的計算方式，能更加清晰的呈現 IGWs 的波高，並凸顯其在海洋中傳播的行為。



1.5 海嘯波

1.5.1 海嘯波概述

海嘯波 (Tsunami Waves)，又稱為津波，是一種在海洋或其他大水域中發生的大規模水波。海嘯的形成通常是由地震、海底火山爆發、地滑或隕石撞擊等事件引起的 (圖 1.7)。當地殼或地球表面發生劇烈變動與位移時，海水被迅速推動所形成的巨大的波浪。歷史上由地震所造成的災難性海嘯通常滿足幾個條件:首先，地震規模需要達到 6.5 以上；其次，發生在海底極淺層的位置 (地震的震源深度在地表下 30 公里以內)；最後，需產生海水大規模垂直方向上的擾動。換言之，當這三個條件同時存在時，海底的劇烈變動會使大量海水瞬間移動，以極高的速度向四周擴散，對沿海地區構成嚴重威脅。

TSUNAMI GENERATION SOURCES

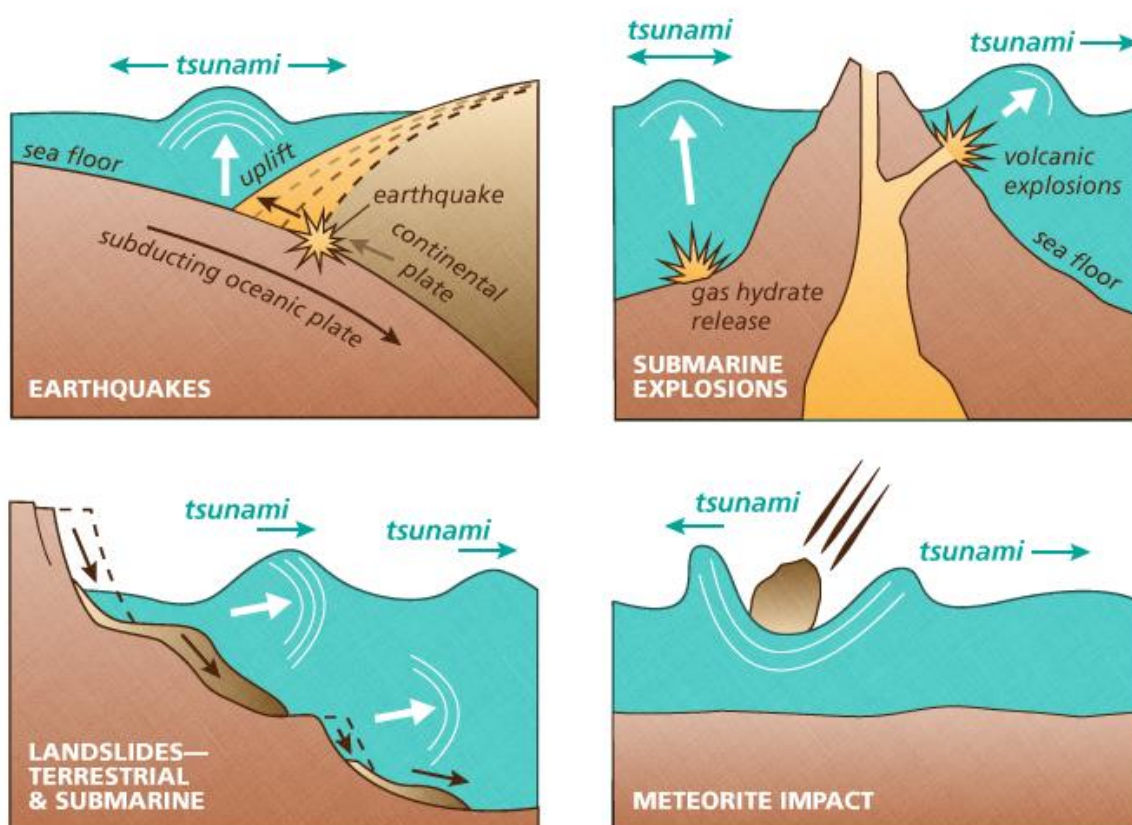


圖 1.7、海嘯成因示意圖。(擷取自 <https://www.dnr.wa.gov/programs-and-services/geology/geologic-hazards/Tsunamis>)

海嘯波屬於淺水波，是一種波長極長的重力波，其波長可達約 160 公里。在深海中，海嘯波能以高速傳遞，週期通常超過 300 秒，傳遞速度可達每小時約為 900 公里，波高則不到 0.3 公尺。然而，當海嘯波靠近沿岸時，淺坡效應使得波速減慢，在約 100 公尺的水深處，速度降至每小時約 100 公里（圖 1.8）。這將導致海嘯波高增加，形成巨浪衝擊沿岸地區，造成嚴重的破壞和損失。一般來說，海嘯分為區域性海嘯和跨洋海嘯。區域性海嘯占大多數，這類海嘯因為發源地與受災濱海地區距離較近，海嘯波抵達海岸的時間較短，因此海嘯預警時間非常有限，往往造成嚴重的災害。然而，跨洋海嘯是指橫越大洋或從遠處傳播來的海嘯。海嘯波一旦在發源地生成後，如果沒有島嶼群、大片淺灘或淺水陸架的阻擋，通常可以傳遞數千公里且能量衰減很少，因此，可能造成遠距離地區的海嘯災害。

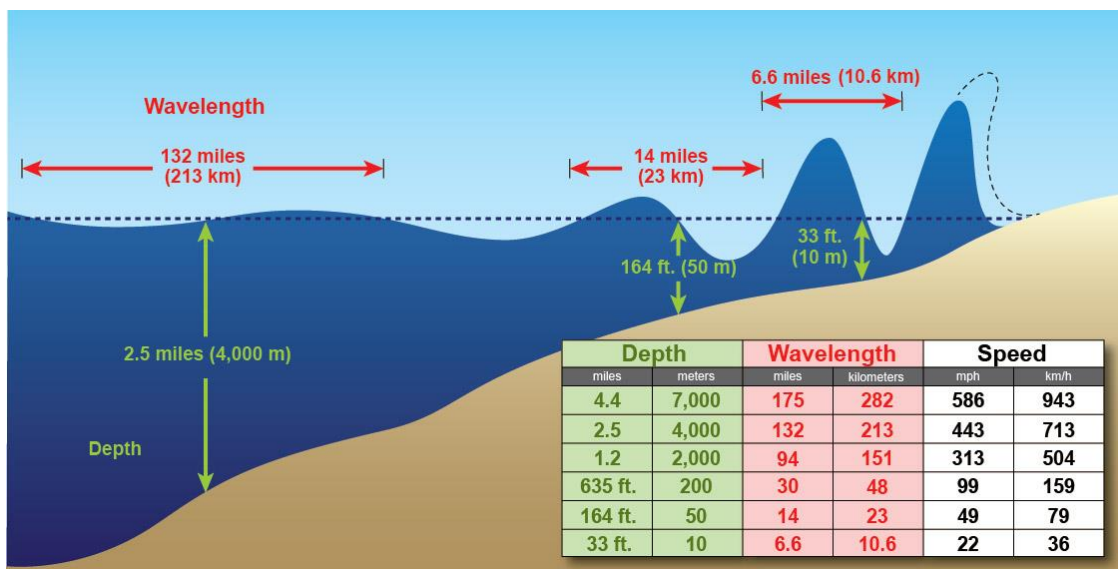


圖 1.8、海嘯波傳遞速度、波長與水深關係示意圖。(擷取自 NOAA)

1.5.2 歷史上的海嘯

自古以來，地球上曾發生過眾多大小不一的海嘯事件，其中約 80%是由地震所引起的，因此，主要海嘯發生地區位於環太平洋地區，這也是地球板塊聚合的區域之一。海嘯事件不僅會破壞房屋和基礎設施，還會導致了大量人員傷亡，甚至會破壞沿海生態系統，並影響海洋生物的棲息地，造成海洋環境長期污染問題。從歷史記錄發現，已經有超過 1400 次的海嘯事故被詳細記載。這些海嘯的影響不僅僅局限於災區，而是波及全球，尤其是對人口密集的沿海地區影響更為深遠。為了減少海嘯帶來的災害，現代科技發展出了海嘯預警系統 (Tsunami Warning System)，這些系統利用海底地震儀、浮標和衛星技術，能夠實時監測海嘯的發生和傳遞情況。這些預警系統已經在多次海嘯事件中發揮了重要作用，幫助沿海地區居民提前撤離，減少了人員傷亡和財產損失，我們將於下一節進行更細節的探討。然而，面對海嘯這一自然災害，未來仍然面臨許多挑戰。隨著氣候變化和海平面上升，海嘯的影響可能會變得更加嚴重。提高全球範圍內的預警系統的覆蓋範圍和準確性，以及提升社區的應急反應能力，都是未來需要重點關注的方向。

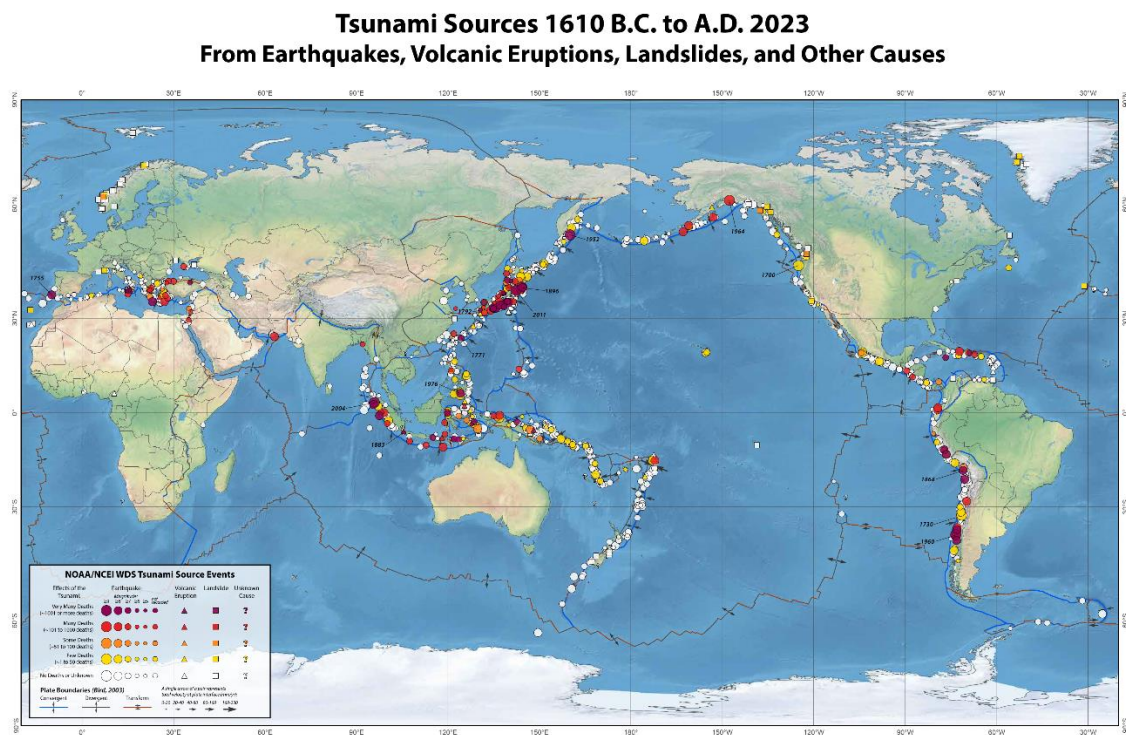


圖 1.9、歷史上的海嘯。(擷取自 NOAA)

1.5.3 海嘯預警系統

海嘯預警系統的起源可以追溯至 1920 年代的夏威夷，當地被認為是太平洋中。最容易受到海嘯影響的區域之一。這個系統的主要目的在於監測、分析和預測可能引發海嘯的地震或其他事件，並及早向沿海地區發布預警訊息，以最大程度地降低潛在的災害風險。以 Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) 系統為例，在歷史上曾發生破壞性海嘯並且經常發生海嘯的區域 (圖 1.9) 布設站點，致力於提供全球和區域性的海嘯預警系統 (圖 1.10)。

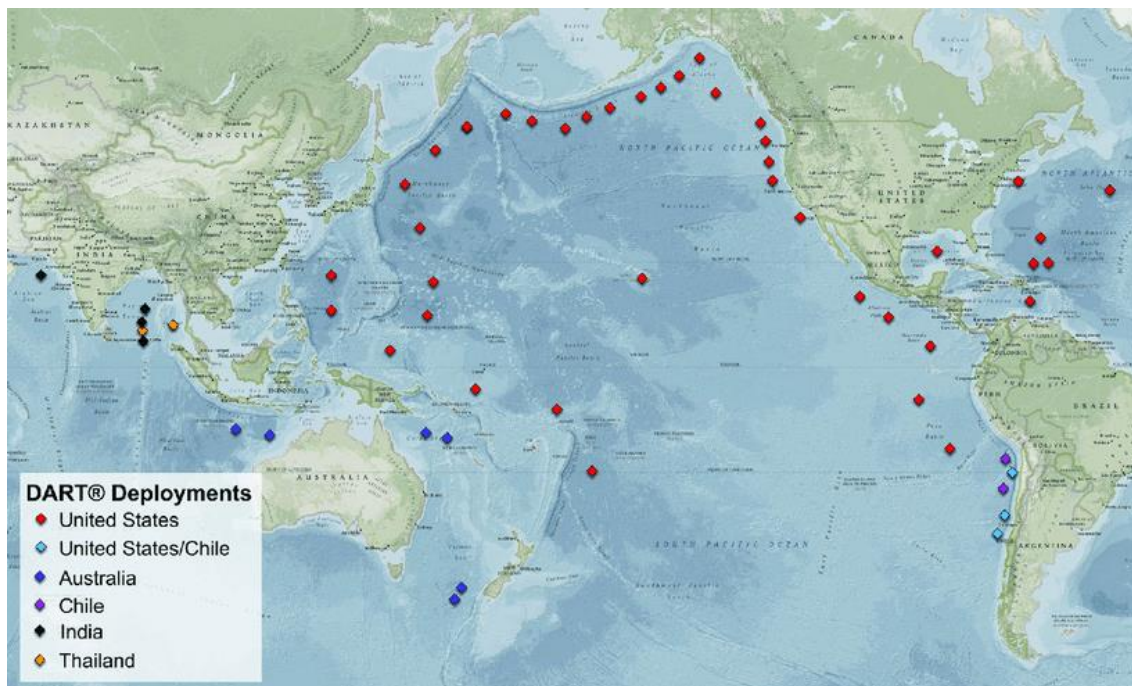


圖 1.10、DART 站點分佈於各大洋的情況。(擷取自 Angove et al., 2019)

DART 系統包含一個固定的洋底壓力計 (Bottom Pressure Recorders, BPR) 和一個配套的浮標與水溫感測器，用於監測海水的壓力和溫度的變化。當洋底壓力計檢測到海水壓力的變化時，透過聲學的方式將資料傳至浮標，再搭配人造衛星傳輸至岸上的海嘯預警中心 (圖 1.11)。系統根據溫度對壓力值的影響進行校正，BPR 記錄的壓力數據使用恆定值 670 mm/psia 估算海面高度。然而，一旦 DART 浮標檢測到異常的海水壓力變化，可能表示海嘯事件正在發生或形成中，NOAA 可以發布海嘯警報，通知沿海社區和當局，提供足夠的時間讓人們進行危險區域的疏散，以減輕可能的海嘯影響，為居民提供生命財產安全的保障。

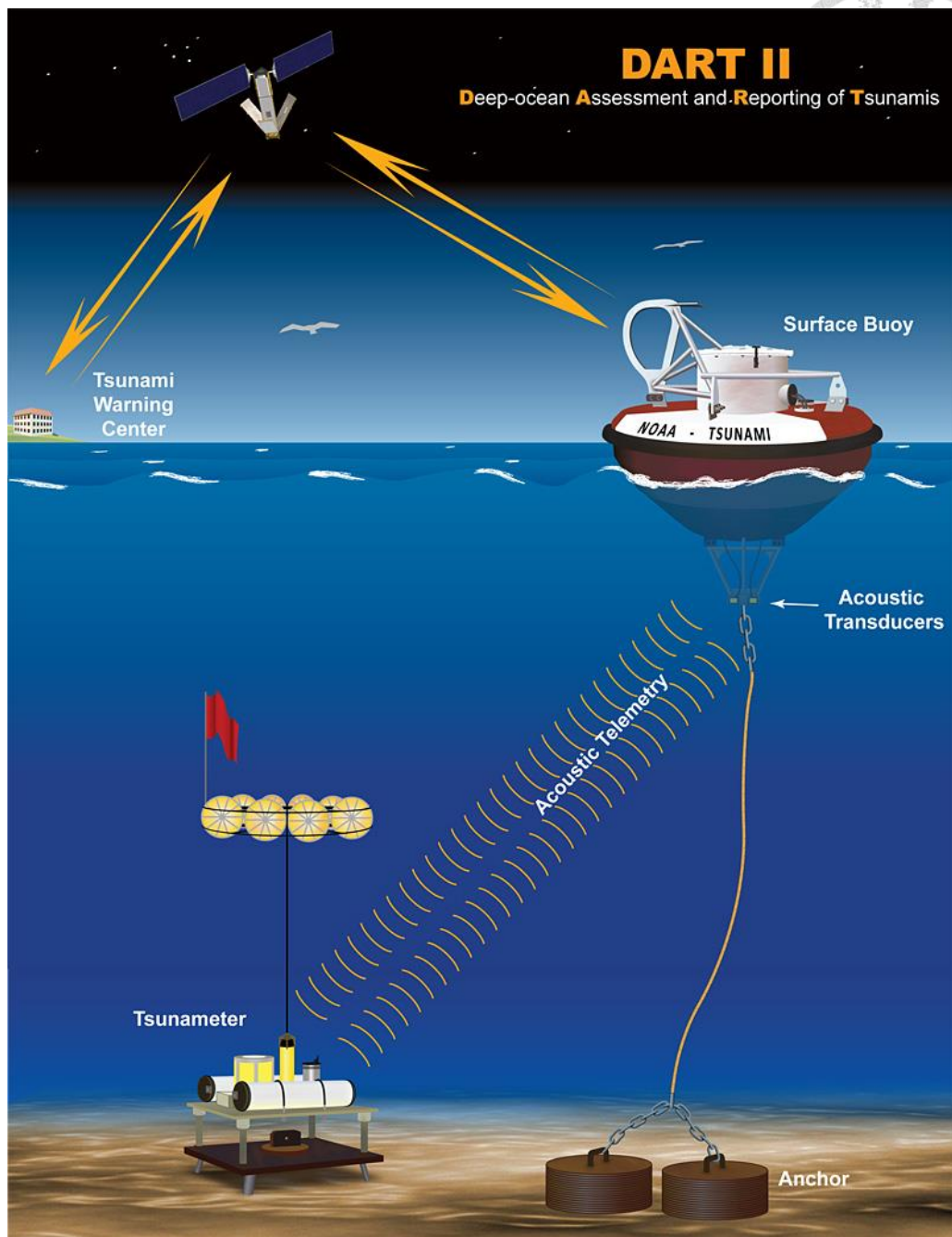


圖 1.11、DART 系統示意圖。(擷取自 NOAA)

DART 系統運行時分為兩種數據報告模式:標準模式和事件模式。在標準模式下，系統每隔 15 分鐘傳遞一次估算海面高度的數據點。當系統辨識到事件時，會停止標準模式的數據報告，並切換為事件模式來傳遞數據。在事件模式下，系統最初幾分鐘傳遞每隔 15 秒的數據，隨後轉為每 1 分鐘的平均值進行傳遞。如果在連續 4 小時的 1 分鐘傳遞後未檢測到進一步的事件，系統將返回標準模式。

透過與 NOAA 開發的海嘯模型 Short-term Inundation Forecasting for Tsunamis (SIFT)進行比對，已證實 DART 系統接收的資料能夠準確紀錄到實際海嘯的傳遞行為，以 2006 年 11 月 15 日的千島海嘯事件為例 (圖 1. 12)。SIFT 系統是利用數值模擬的方式來模擬海嘯波的傳遞過程。模型當中包括了海嘯源的初始參數，例如震央、地震規模，以及地形和海底地形的影響。此系統同時也整合了來自 DART 系統的海嘯浮標資料，能夠即時監測和記錄海嘯波的變化。

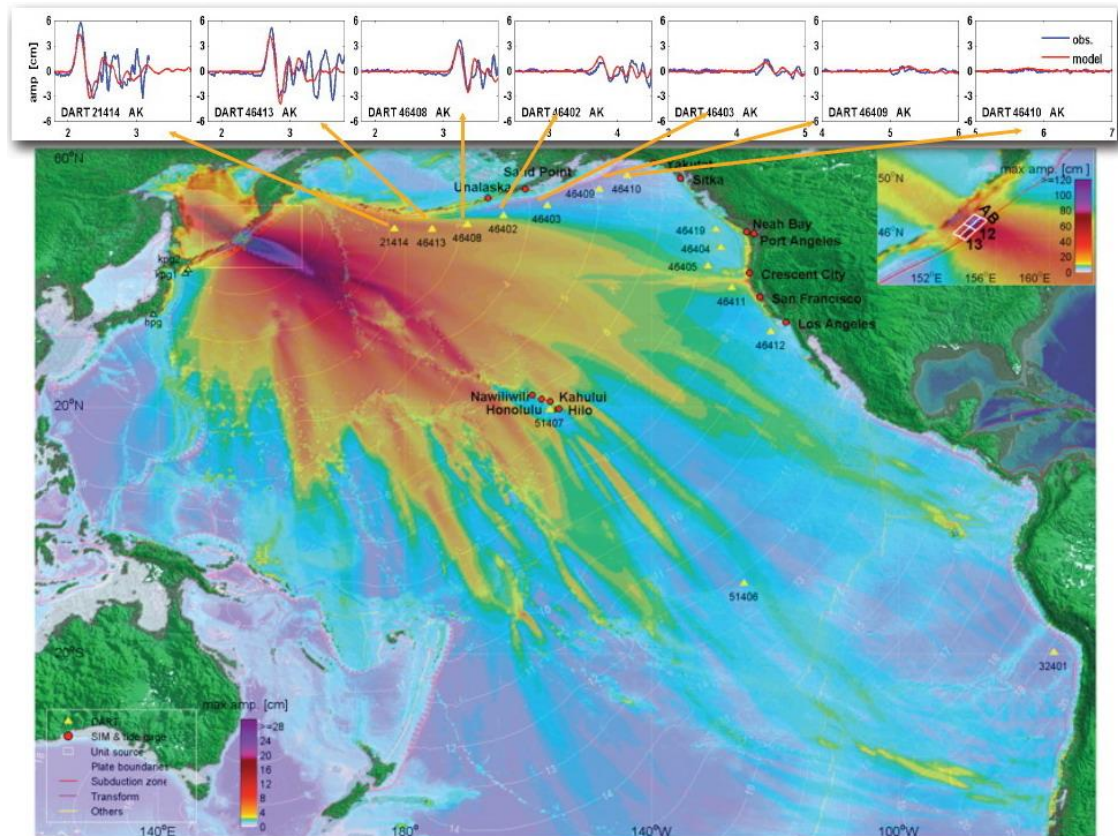


圖 1. 12、SIFT 海嘯傳遞預測模型與 DART 浮標資料比較。圖中顏色表示海嘯波高，黃色三角形表示 DART 測站，紅色實線表示 SIFT 模型預測結果，藍色實線表示 DART 浮標資料。(擷取自 NOAA)

1.6 研究動機與目標

IGWs 在大洋傳遞時呈現多樣特性，對海洋的水文和氣象狀況相當敏感，其強度受到氣候變化的直接影響。近年來，氣候變遷和地球暖化引起的溫室效應導致大氣中的溫度和壓力變化，同時也引發極端天氣事件的增加，包括風暴、颱風和龍捲風等。這些極端天氣事件不僅影響風場的強度和方向，還對海洋中 IGWs 的生成和傳遞行為產生了顯著的影響。為深入研究 IGWs 的傳遞特性，本研究利用 ANI 技術，對布放在太平洋區域的 DART 測站在不同頻率域下的 EGFs 進行探討。透過詳細比較不同年度與季節變化，我們將建立 IGWs 的傳遞特性與氣候變遷可能的關聯性。鑒於 IGWs 與海嘯波均屬重力波與長週期波，兩者的傳遞模式皆遵循淺水波方程式。因此，透過 EGFs、康奈爾多重網格耦合海嘯模型 (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model, COMCOT) 模型和實際觀測資料的比對，以深入理解 IGWs 與海嘯波之間的相似性。這項研究有助於更全面地探討 IGWs 在海洋中的動力學特性，並評估其在應對極端氣象事件時的行為變化。



第二章 研究方法

2.1 頻譜分析

2.1.1 功率譜密度

Donlenc et al. (2005)的研究分析洋底地震儀之功率譜密度 (Power Spectral Density, PSD)來研究海洋中訊號的能量分布，並證實氣旋活動會對 IGWs 的能量產生影響。為此，我們參考該研究的流程，探討太平洋各地區 DART 測站所記錄到海洋訊號的 PSD。

PSD 是一種訊號分析方法，用於量測訊號功率在頻譜中的分布。首先，將時間序列數據通過傅立葉變換轉換到頻率域，同時計算其幅值的平方，並除以觀測數據的數量。參照 Miller and Childers (2004)，以下是 PSD 詳細的推導過程：

假設從一隨機訊號 $X(t)$ 中擷取一截斷訊號 (Truncated Singal) $X_{t_0}(t)$ ，可表示為：

$$X_{t_0}(t) = \begin{cases} X(t), & |t| \leq t_0 \\ 0, & |t| > t_0 \end{cases} \quad (\text{式 2.1})$$

其能量表示為：

$$E_{X_{t_0}} = \int_{-\infty}^{\infty} X^2(t) dt \quad (\text{式 2.2})$$

根據能量守恆定率 (Law of Conservation of Energy)，時間域能量需與頻率域能量相等，其截斷訊號的功率表示為：

$$\begin{aligned} P_{X_{t_0}} &= \frac{1}{2t_0} \int_{-\infty}^{\infty} X_{t_0}^2(t) dt \\ &= \frac{1}{2t_0} \int_{-\infty}^{\infty} |X_{t_0}(f)|^2 df \end{aligned} \quad (\text{式 2.3})$$

其中， $X_{t_0}(f)$ 是 $X_{t_0}(t)$ 的傅立葉轉換。由於 $P_{X_{t_0}}$ 為一個隨機變數，為了求得平均功率，需要進行期望值的計算，表示為：

$$\overline{P_{X_{t_0}}} = \frac{1}{2t_0} \int_{-\infty}^{\infty} E[|X_{t_0}(f)|^2] df \quad (\text{式 2.4})$$

對於未截斷訊號 $X(t)$ 的功率，就可以透過取極限來表示：

$$\overline{P_X} = \int_{-\infty}^{\infty} \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \frac{E[|X_{t_0}(f)|^2]}{2t_0} df \quad (\text{式 2.5})$$

接下來，定義 $S_{XX}(f)$ 為式 2.5 的被積函數，即功率譜密度，表示為：

$$S_{XX}(f) = \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \frac{E[|X_{t_0}(f)|^2]}{2t_0} \quad (\text{式 2.6})$$

根據 Aucan and Ardhuin (2013) 的研究，已成功從 DART 46405 測站中提取了在太平洋記錄到海洋訊號的 PSD，並觀察到海洋能量的分佈在不同的季節和大氣環境條件下具有顯著的差異 (圖 2.1)。

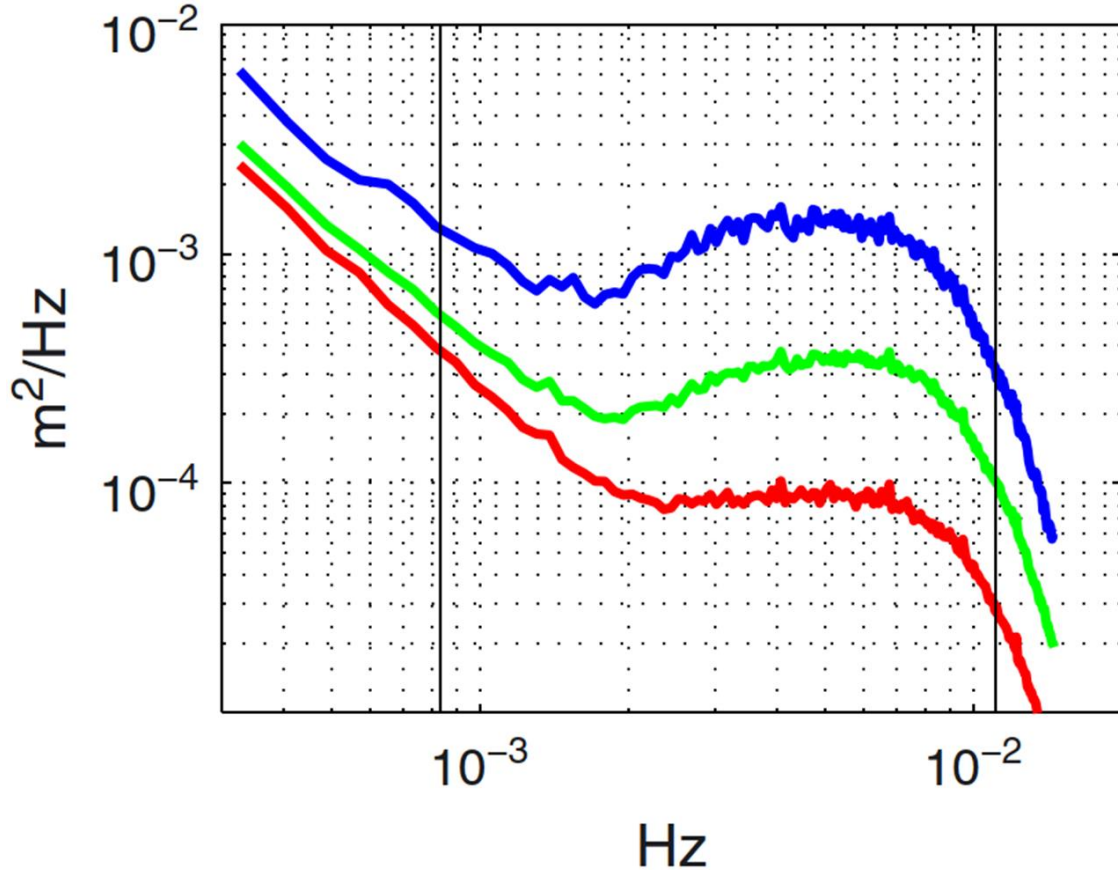


圖 2.1、美國俄勒岡州沿海的 DART 46405 測站之 PSD。其為平均洋底壓力能量變化且明顯受到季節影響。冬季的能量呈現為綠色，顯示著較高的平均洋底壓力能量；而夏季的能量則以紅色表示，相對較低。此外，藍色為能量最高 5% 的事件，其中，冬季的比例顯著較高，暗示著在冬季中可能發生更強烈的事件。(擷取自 Aucan and Ardhuin, 2013)

接著，將式 2.6 經式 1.5 與式 1.6 的轉換後，能獲取的 IGWs 波高資訊，並進一步探討其在不同季節與區域的變化 (圖 2.2)。

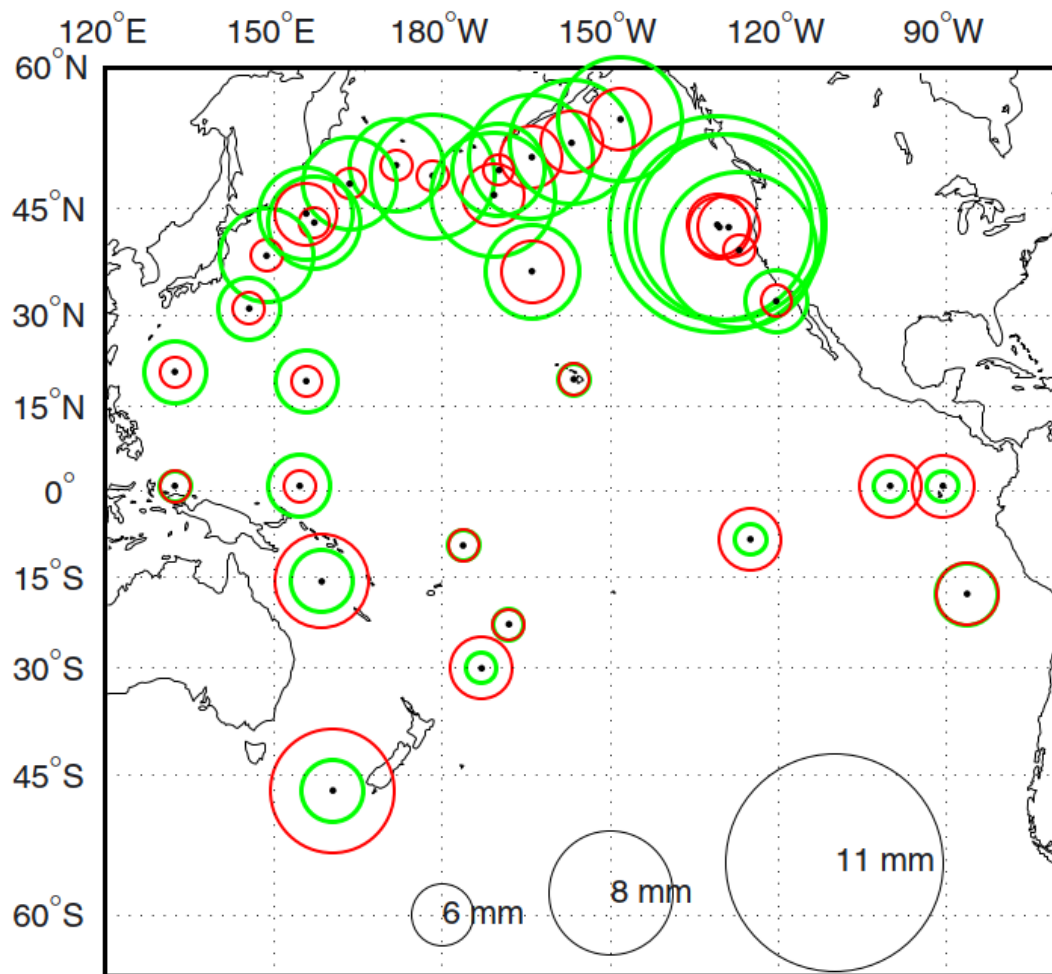


圖 2.2、IGWs 的波高。紅色圓圈代表夏季，綠色圓圈代表冬季，圓圈的大小代表波高的振幅。然而，夏季的波高相對較小，而冬季的波高則較大，顯示 IGWs 的能量會隨季節而有所不同，在冬季可能出現更強烈的波動。(擷取自 Aucan and Arduin, 2013)

因此，本研究將遵循上述 PSD 的計算流程，以探討 IGWs 的 PSD 的變化。我們將著重辨識 IGWs 的能量在年度、季節和區域性方面的變動，以更深入了解 IGWs 的行為特徵，並觀察其在大氣海洋系統中的作用。

2.1.2 時頻分析

在自然科學的範疇中，時頻分析已被廣泛應用於地震，氣象和海洋等領域。在

地震領域中，時頻分析協助分辨地震事件、分析地震波的頻率成分，並觀測訊號的起源 (Díaz, 2016)。在氣象領域中，時頻分析被用於分析大氣中的穩定性和紊流結構，有助於深入了解大氣動力學的特性 (Lehmacher et al., 2011)。在海洋領域中，時頻分析的應用包含觀測 IGWs 對南極冰架的影響 (Bromirski et al., 2010)，以及海洋風浪的傳遞特性 (Soares and Cherneva, 2005)。在本研究進行的時頻分析中，採用 ObsPy 套件中的函數，其是基於短時傅立葉轉換 (Short Time Fourier Transform, STFT) 的原理，STFT 被廣泛應用於分析訊號在時間上的頻率和相位變化。STFT 的基本概念是將較長時間的訊號 $x(t)$ 分成等長的短片段，並對每個短片段進行傅立葉變換 (圖 2.3)。

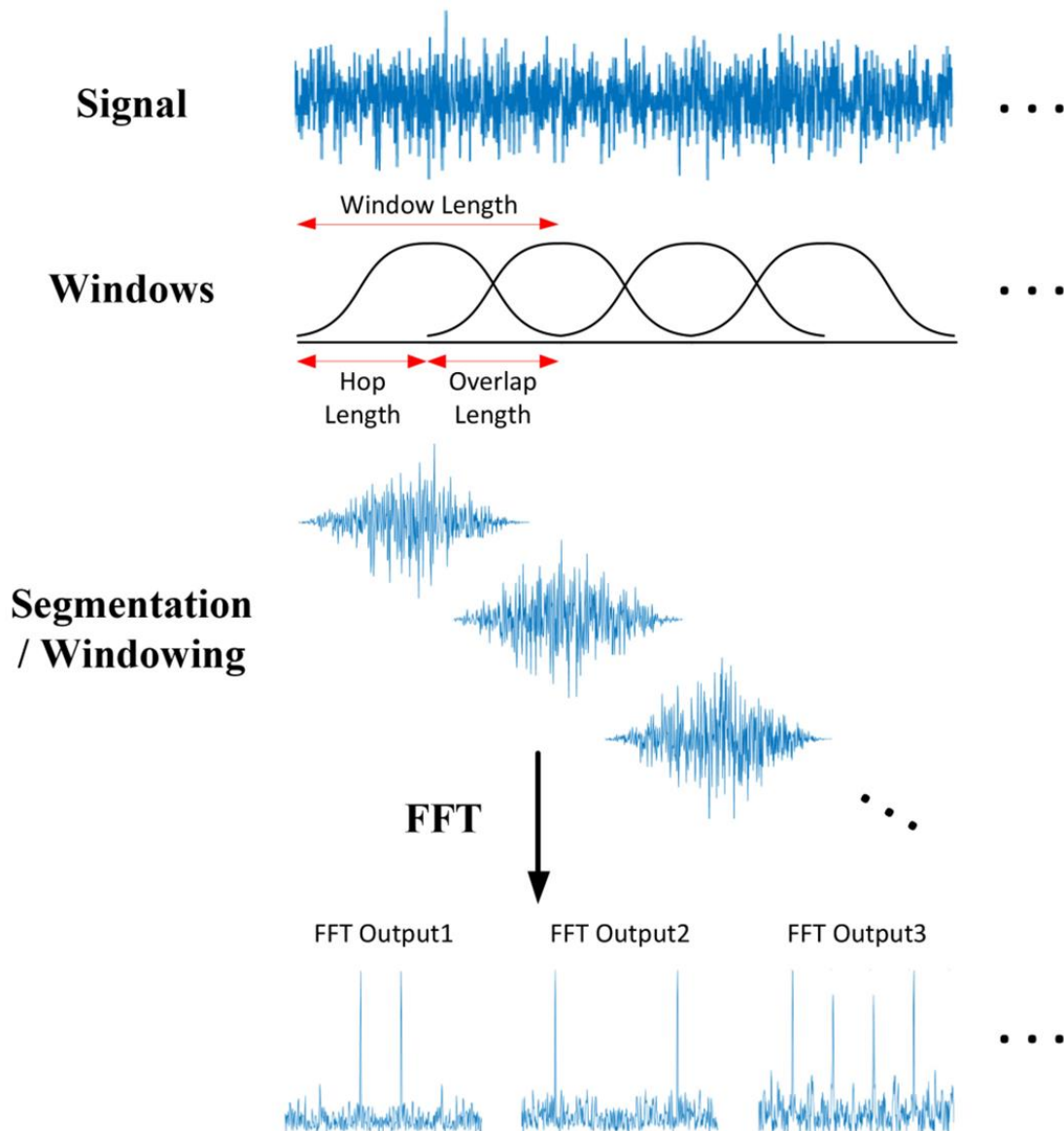


圖 2.3、STFT 概述。(擷取自 Jeon et al., 2020)

數學表示中，STFT 的結果 $X(t, \omega)$ 可以通過以下公式表示：

$$X(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t)h(t - \tau)e^{-j\omega\tau}d\tau \quad (\text{式 2.7})$$

或者寫成：

$$X(t, f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)h(t - \tau)e^{-j2\pi\omega\tau}d\tau \quad (\text{式 2.8})$$

其中， ω 為頻率， $h(\tau)$ 為窗函數，用於將原始信號切分成小片段， τ 為窗函數的時間偏移， j 為虛數單位。一般而言，通常會選擇矩形函數或 Hamming 窗作為窗函數，例如：

$$h(t) = \begin{cases} 1, & |t| \leq 0 \\ 0, & |t| > 0 \end{cases} \quad (\text{式 2.9})$$

式 2.8 可以簡化表示為：

$$X(t, f) = \int_{-t}^t x(\tau)e^{-j2\pi\omega\tau}d\tau \quad (\text{式 2.10})$$

由於窗函數的短時期特性，STFT 有助於反映信號在局部時間內的頻率特性，使其成為處理大數據或實時訊號處理的有力工具。通常，STFT 所提供的時頻分析結果會以時頻圖 (Spectrogram)形式呈現，橫軸為時間，縱軸則為頻率，此視覺化的方式有助於判斷訊號在不同時間段內頻率變化 (圖 2.4)。

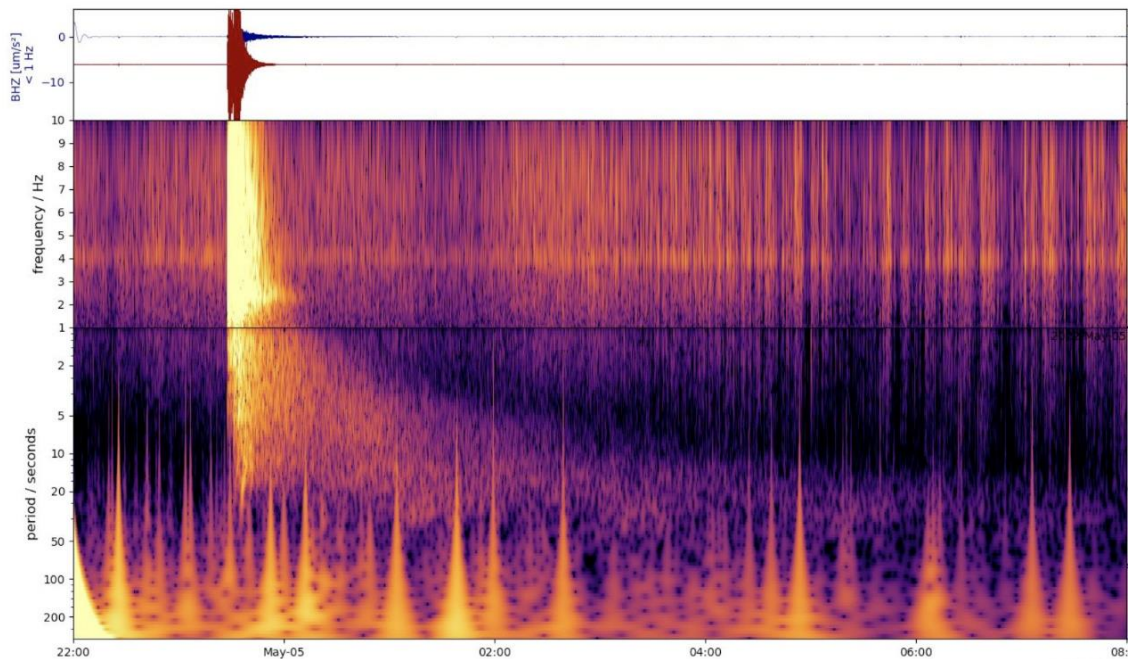


圖 2.4、火星地震時譜圖。該頻譜圖能觀察到由美國太空總署的探測者號在 2022 年 5 月 4 日所記錄到發生在火星的一次地震的訊號。(擷取自 NASA)

2.2 互相關函數與經驗格林函數

Snieder and Wapenaar (2010)的研究證實測量一個通過空間中的兩個任意點傳播的散射波場，兩任意點所記錄的連續訊號之 CCFs 會反映與兩任意點之間介質相同的響應，即當一個點被視為地震源或地震場，另一個點被視為測站或接收器時，能量經介質的傳遞過後，測站或接收器所得到的響應與地球物理學中使用的 EGFs 相似，其可以透過以下推導證明。在一封閉系統中，對於隨機噪訊源產生震動，並假定一組常態模式 $u_n(x)$ 來描述脈衝響應的 EGFs 可表示為：

$$G(x, x', t) = \sum_n u_n(x) u_n(x') \cos(\omega_n t) H(t) \quad (\text{式 2.11})$$

其中， x 為空間中任一位置， t 為時間， ω_n 為模態 n 的角頻率， $H(t)$ 單位階躍函數 (Heaviside function)，對於負時間為 0，正時間為 1。從 CCFs 推導到 EGFs 的過程，首先須考慮壓力波動的時間導數，可表示為：

$$v(x, t) = \sum_n (a_n \sin(\omega_n t) + b_n \cos(\omega_n t)) u_n(x) \quad (\text{式 2.12})$$

其中，模態係數 a_n 和 b_n 是均值為零的隨機數。假設這些模態被激發時具有相同的能量，且這些能量是不相關的。即，

$$\begin{cases} \langle a_n a_m \rangle = \langle b_n b_m \rangle = S \delta_{nm} \\ \langle a_n a_m \rangle = 0 \end{cases} \quad (\text{式 2.13})$$

其中， $\langle \rangle$ 為期望值， S 為模態的激發能量， δ_{nm} 為克羅內克函數 (Kronecker Delta Function)，當模態相同時為 1，不相同時為 0。接著，計算兩位置 x_A 和 x_B 的 CCFs:

$$C_{AB}(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T \langle v(x_A, t + \tau) v(x_B, t) \rangle dt \quad (\text{式 2.14})$$

其中， T 為時間積分的長度， τ 為互相關中的延遲時間 (Lag Time)。接著，將式 2.14 的積分中插入式 2.12 並展開，即可得到模態的雙重加總，取期望值後，利用式 2.13 的期望值將雙重加總簡化為單一加總，可表示為：

$$\begin{aligned} C_{AB}(\tau) &= \sum_n S u_n(x_A) u_n(x_B) \frac{1}{T} \int_0^T \{ \cos[\omega_n(t + \tau)] \cos(\omega_n t) \\ &\quad + \sin[\omega_n(t + \tau)] \sin(\omega_n t) \} dt \\ &= \sum_n S u_n(x_A) u_n(x_B) \cos(\omega_n \tau) \end{aligned} \quad (\text{式 2.15})$$

將式 2.15 與式 2.11 進行比較，當 $\tau > 0$ 時，可得到 $SG(x_A, x_B, \tau)$ ，而當 $\tau < 0$ 時，可

得到 $SG(x_A, x_B, -\tau)$ 。因此，CCFs 與 EGFs 之間的關係可表示為：

$$C_{AB}(\tau) = S[G(x_A, x_B, \tau) + G(x_A, x_B, -\tau)] \quad (\text{式 2.16})$$

根據式 2.16，我們可以驗證 CCFs 的期望值確實相似於 EGFs 及其時間反演對應函數的疊加。這樣的關係在任何屬於環境噪訊內的訊號源都是有效的，能夠直接從 CCFs 中獲取兩測站之間 EGFs 的相位與到時。Stehly et al. (2007) 的研究透過地震噪訊提取表面波訊號來說明此現象，結果顯示兩者近乎是完全相似的（圖 2.5）。

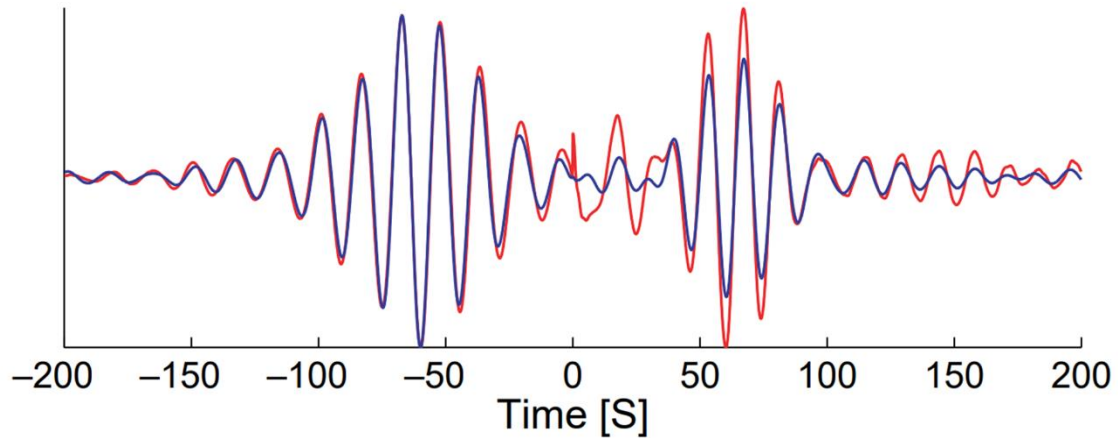


圖 2.5、CCFs 與 EGFs 關係示意圖。藍色實線表示自 1999 至 2005 年從一對測站中提取的 EGFs。紅色實線表示 2000 年 5 月的 CCFs 疊加。波形已濾波至 10-20 秒的週期，並將振幅歸一化為 1。（擷取自 Stehly et al., 2007）

2.3 環境噪訊互相關

統計學中，互相關 (Cross correlation) 是一種用來衡量兩訊號之間相似性和關聯性的統計方法，可用於分析兩個時間序列之間的關係。在噪訊領域中，此方法不僅能夠在複雜的噪訊背景下尋找特定事件或訊號源的響應，還能夠揭示訊號源的傳遞方向性。例如，透過對測站間長時間的環境噪訊序列進行 CCFs 的觀測，可以驗證地震表面波的存在 (圖 2.6)。

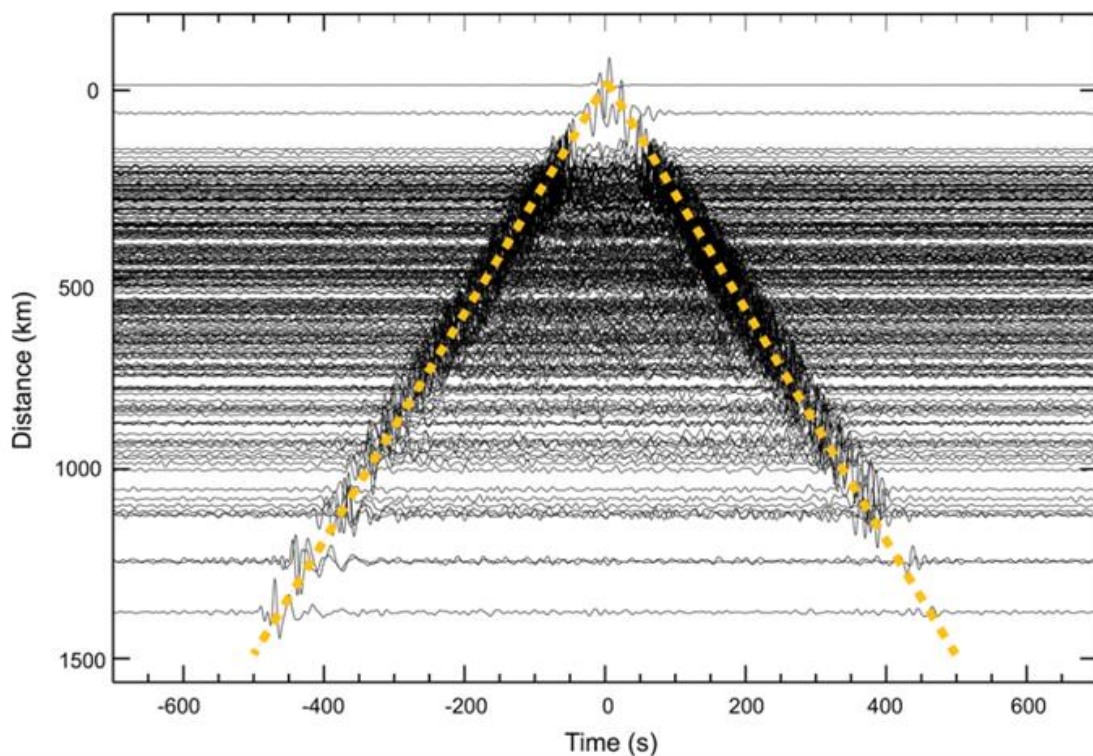


圖 2.6、環境噪訊 CCFs 示例。黑色實線表示環境噪訊 CCFs 隨測站間距排列，黃色虛線表示傳遞速度約每秒 3 公里的表面波訊號。(擷取自 Jing et al., 2016)

過去研究指出，噪訊源在空間的分布狀況會影響 CCFs (Stechly et al., 2006)。在均勻分布的空間中，CCFs 通常呈現對稱形狀 (圖 2.7)。然而，當噪訊源不均勻分布於空間中時，非均勻分布的噪訊源可能導致在不同區域或方向上的波動特性產生變化。這些差異可能會對 CCFs 的正負延遲時間、振幅與相位產生影響，使結果呈現不對稱性，同時反映出隱含訊號源的方向性 (圖 2.8)。因此，在解釋 CCFs 時，必須考慮這些差異，其可能反映了噪訊源的空間分布與介質性質的異質性，或者與噪訊源本身特性相關的其他地質或環境因素。

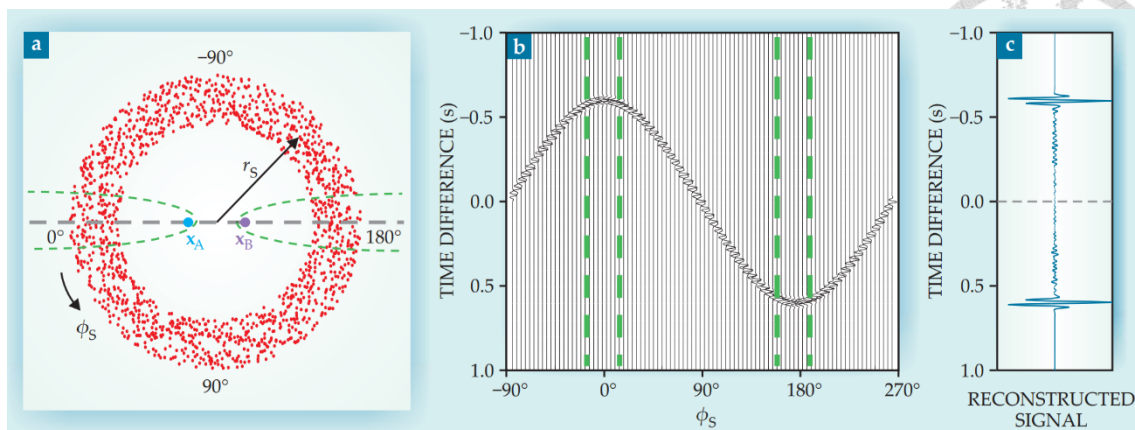


圖 2.7、二維均勻空間中提取的 CCFs。(a)均勻分布的噪聲點源 (紅色)與測站 x_A 與 x_B , 虛線表示主要影響 CCFs 的訊號源。(b)每個噪聲點源到達測站的訊號的 CCFs 之時間延遲與方位的變化。(c)所有 CCFs 之加總結果, 於 ± 0.6 秒處產生兩個波, 表相反的傳遞方向, 兩者對稱。(擷取自 Snieder and Wapenaar., 2010)

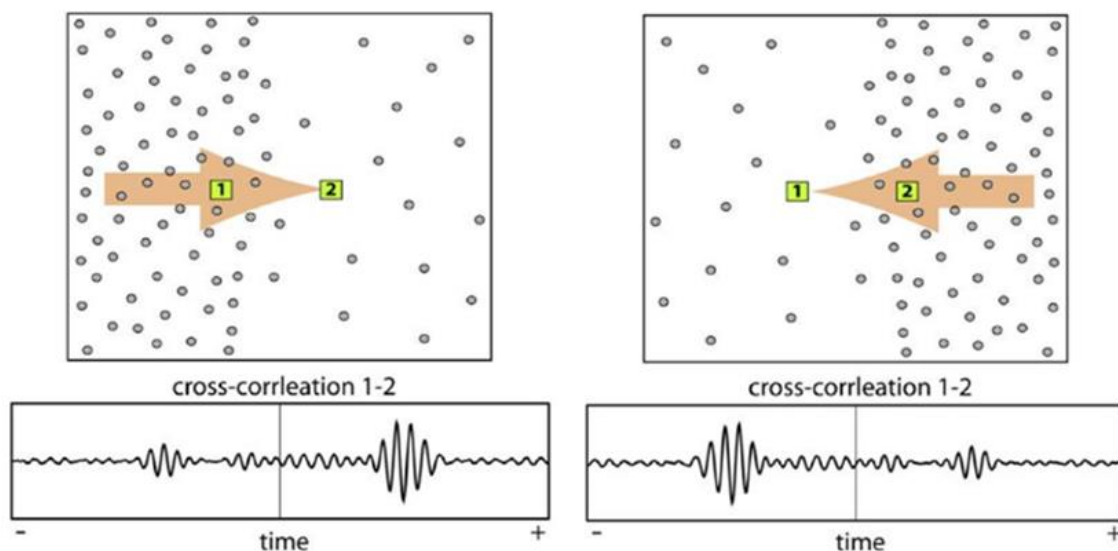


圖 2.8、噪訊源分布狀況對 CCFs 的影響。在噪訊源非均勻分布於空間中的情況下, CCFs 呈現非對稱形狀。噪訊源在較密集的區域與較分散的區域之間的傳遞方向性被反映在結果中。(擷取自 Stechly et al., 2006)

然而，在特定的地理環境及地形下，CCFs 會受到顯著的影響。例如，在靠近城市的陸地區域，交通和人為活動可能會主導噪聲訊號；而在海洋中，則會受到波浪、潮汐等海洋環境產生的噪聲為主。這些不同的環境因素以及噪聲源的非均勻分佈導致了表面波訊號在不同測站之間振幅和相位上顯示出很大的變化，甚至改變其傳遞速度，反映了場址附近存在的各種不同噪聲源（圖 2.9）。結果顯示，在海洋-海洋和海洋-陸地測站對之間的波形比陸地測站對之間的波形較不易分辨，雜訊較多，波形較為複雜，使得提取和分析海洋環境中的訊號更加困難。

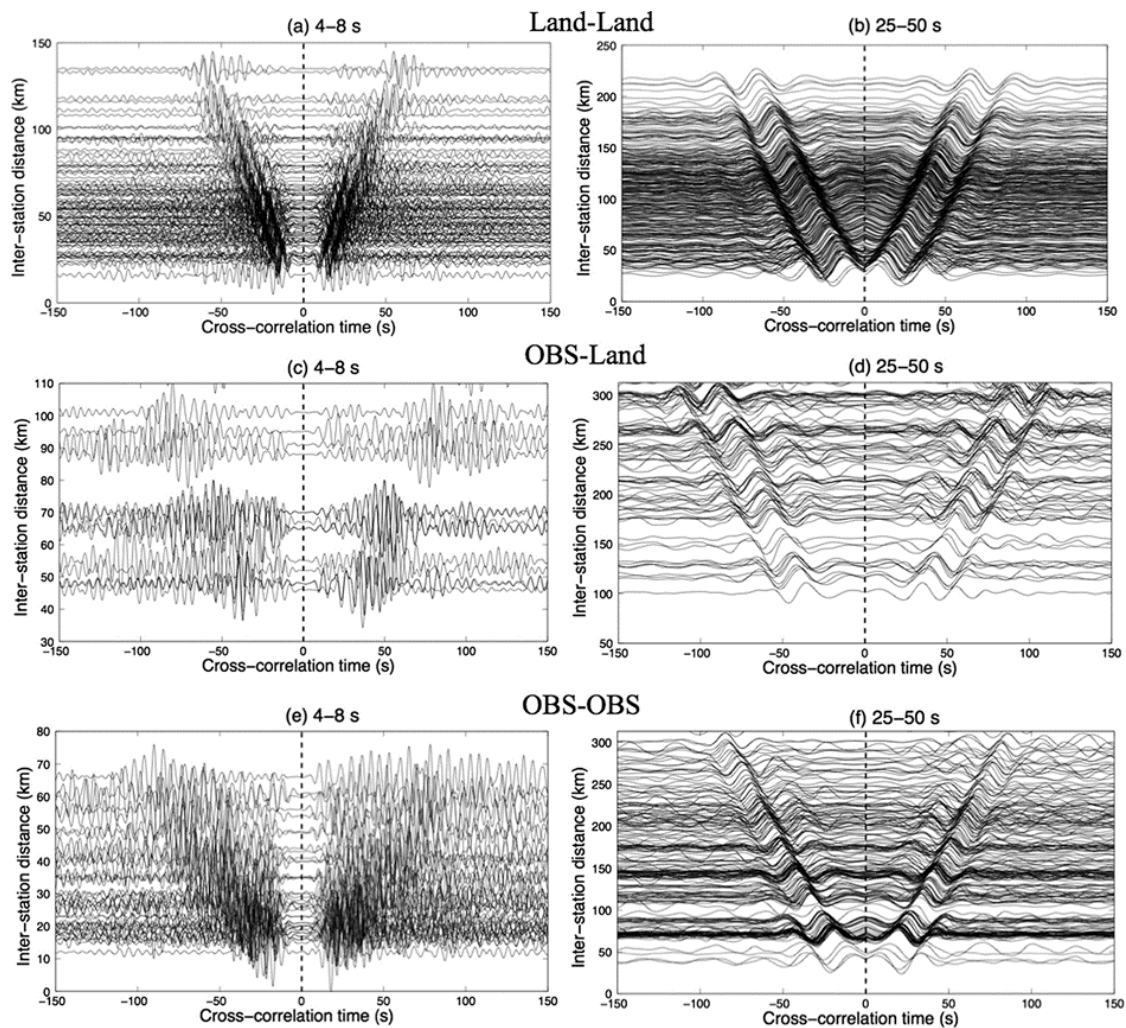


圖 2.9、不同場址下測站對表面波訊號的差異。(a、b)陸地-陸地測站對。(c、d)海洋-陸地測站對。(e、f)海洋-海洋測站對。(擷取自 Rathnayaka and Gao, 2017)

在現實應用層面上，空間噪訊源往往呈現隨機分布，形成非均勻的空間場，且同時還需要考慮到測站的相對位置與分布情況，導致 CCFs 的不對稱性。因此，本研究嘗試建立模型來探討噪訊源分布與測站分布之間的關係（圖 2.10）。根據模型結果，測站間的 CCFs 對於測站沿線方向的噪訊源表現出相對較高的敏感度，而對於垂直測站沿線方向的噪訊源的響應較為有限。

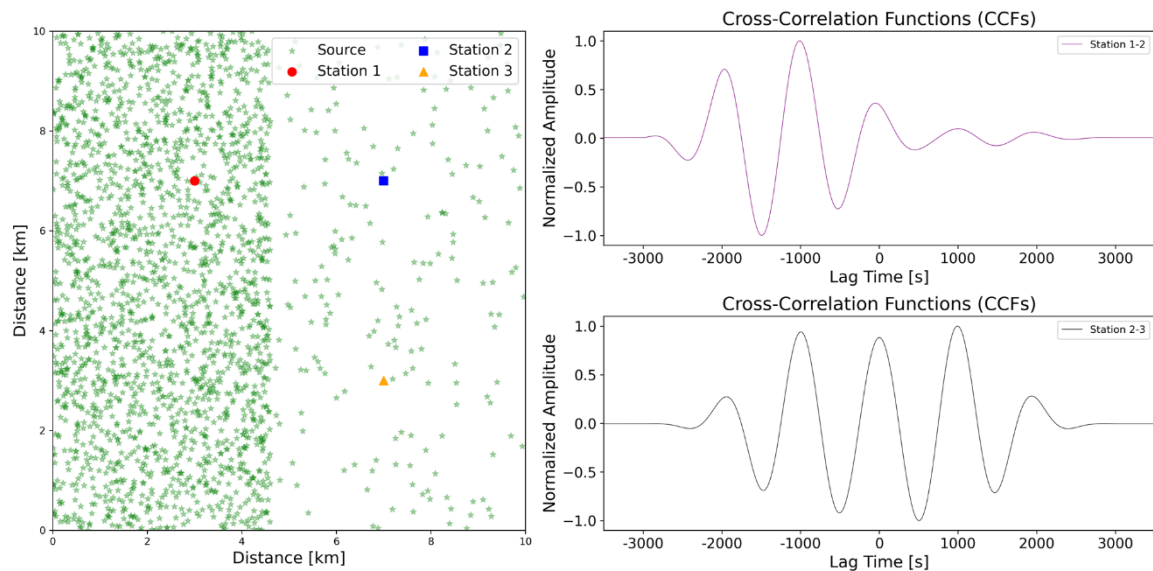


圖 2.10、非均勻噪訊源分布狀況對 CCFs 的影響。當噪訊源於左側且密度較高，並位於測站沿線方向時，能量由測站 1 傳送到測站 2 的強度較強，由測站 2 傳送到測站 1 的強度較弱（紫色實線）。然而，當噪訊源與測站沿線方向垂直時（測站 2 與測站 3），則呈現沒有明顯方向性偏好的情況（黑色實線）。

2.4 快速行進法

快速行進法 (Fast Marching Method, FMM) 是結合窄帶方法 (Narrow Band Method) 的一種數值計算技術。此方法最初在 Sethian (1996) 的研究中提出，用於解決波前傳遞 (Front Propagation) 的問題，特別適用於傳遞速度是單調變化的情況。FMM 的主要特點是能高效計算從已知初始點到達各網格點的最短時間或距離，其已廣泛應用於路徑規劃 (Song et al., 2017)、地震學 (Lelièvre et al., 2011)、和醫學影像 (Song et al., 2013) 等領域。

FMM 基於有限差分法來求解程函方程 (Eikonal Equation)。在地震學中，程函方程描述地震波在地球介質中傳遞的過程，表達了地震波的走時與介質速度之間的關係，其是一個非線性偏微分方程，可表示為：

$$|\nabla T(x, y)| = s(x, y) \quad (\text{式 2.17})$$

其中， $T(x, y)$ 為地震走時， $s(x, y)$ 為一個單調變化的波慢度。式 2.17 說明了走時的表面梯度與傳遞速度成反比。而對式 2.17 進行離散，可表示為：

$$s(x, y)^2 = \left[\begin{array}{l} \max(D_n^{-x}T_{ij}, -D_n^{+x}T_{ij}, 0)^2 \\ + \max(D_n^{-y}T_{ij}, -D_n^{+y}T_{ij}, 0)^2 \end{array} \right] \quad (\text{式 2.18})$$

其中， n 為有限差分的階次， i 與 j 為網格點， $D_n^{-x}T_{ij}$ 與 $-D_n^{+x}T_{ij}$ 為走時函數在空間中 x 分量上的導函數、 $D_n^{-y}T_{ij}$ 與 $-D_n^{+y}T_{ij}$ 為走時函數在空間中 y 分量上的導函數，表示前後方向上的差分。接著，假設網格間距為 h ，且在各分量上相同， x 分量與 y 分量之導函數則表示為：

$$\left\{ \begin{array}{l} D_1^{-x}T_{ij} = \frac{T_{i,j} - T_{i-1,j}}{\Delta h} \\ D_1^{+x}T_{ij} = \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta h} \\ D_1^{-y}T_{ij} = \frac{T_{i,j} - T_{i,j-1}}{\Delta h} \\ D_1^{+y}T_{ij} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta h} \end{array} \right. \quad (\text{式 2.19})$$

將式 2.19 帶入式 2.18 中，表示為：

$$s(x, y)^2 = \left[\begin{array}{l} \max\left(\frac{T_{i,j} - T_{i-1,j}}{\Delta h}, \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta h}, 0\right)^2 \\ + \max\left(\frac{T_{i,j} - T_{i,j-1}}{\Delta h}, \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta h}, 0\right)^2 \end{array} \right] \quad (\text{式 2.20})$$

根據費馬原理 (Fermat's Principle)，地震波傳遞路徑為耗時最少的路徑，因此從中選取較小的值作為最終結果。式 2.20 可表示為：

$$s(x, y)^2 = \left[\frac{T_{i,j} - \min(T_{i-1,j}, T_{i+1,j})}{\Delta h} \right]^2 + \left[\frac{T_{i,j} - \min(T_{i,j-1}, T_{i,j+1})}{\Delta h} \right]^2 \quad (\text{式 2.21})$$

窄帶方法將所有計算網格點分為三種類型：活動點 (Alive Points)，即已知地震波傳遞時間的點；窄帶點 (NarrowBand Points)，即已計算但需要更新地震波傳遞時間的點；遠離點 (FarAway Points)，即尚未計算地震波傳遞時間的點。首先，在窄帶中尋找地震波傳遞時間最短的點，將該點從窄帶點中移除，並加入活動點中。接著，將該點的相鄰點納入窄帶點中。如果相鄰點中有活動點，則不改變這些點的類型。最後，計算剩餘點的傳遞時間。如果剩餘點的傳遞時間已經計算過，則比較新舊傳遞時間，保留較小的值；如果剩餘點的傳遞時間尚未計算，則保留當前的值。重複上述過程，直到整個計算區域內的所有點都變成活動點為止 (圖 2.11)。

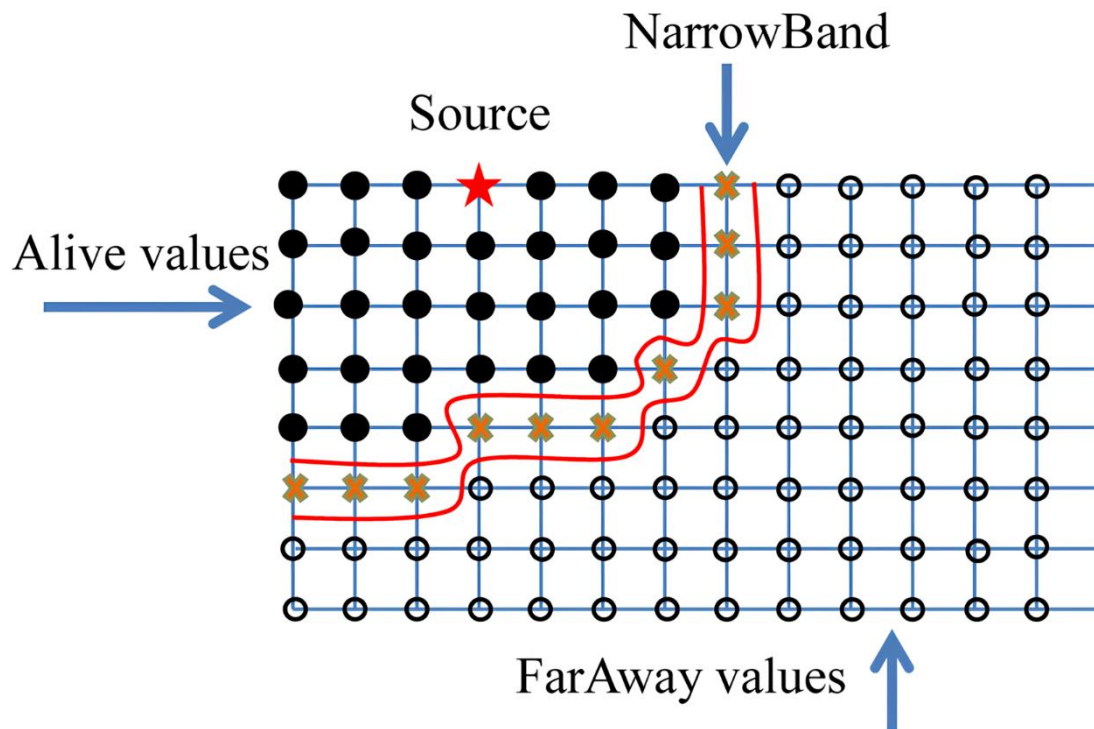


圖 2.11、FMM 示意圖。(擷取自 Alashloo et al., 2016)

2.5 康奈爾多重網格耦合海嘯模型

康奈爾多重網格耦合海嘯模型 (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model, COMCOT) 是一種用於模擬海嘯事件的有限差分模型，它在預測和理解海嘯生成、傳遞和影響方面具有廣泛的應用。COMCOT 的獨特之處在於它採用了多網格方法，用於解決偏海嘯微分方程，從而提高了計算效率和準確性，使其能夠處理複雜的海嘯動力學問題。COMCOT 的優勢不僅在於其高效的計算方法，還在於它能夠耦合多個物理過程，這些過程包括海水的運動、地形變化、摩擦、反射和折射等，使其能夠更全面地模擬海嘯的行為，並提供準確的預測。

COMCOT 依據水深的不同而設定了不同的控制方程式，於水深較深的情況使用直角坐標線性淺水波方程式，可表示為：

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (\text{式 2.22})$$

其中， η 為相對平均海水面的位移， H 為水深， g 為重力加速度， P 為 x 方向上的體積通量， Q 為 y 方向上的體積通量。如考慮緯度變化與科氏力，則使用球座標線性淺水波方程式，可表示為：

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi Q) \right] = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} + fP = 0 \end{cases} \quad (\text{式 2.23})$$

其中， ψ 為經度， ϕ 為緯度， R 為地球半徑， f 為科氏力， P 為緯度方向單位寬度的通量， Q 為經度方向單位寬度的通量。於水深較淺的情況則使用直角座標非線性淺水波方程，可表示為：



$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y = 0 \end{cases} \quad (\text{式 2.24})$$

其中， τ_x 為 x 方向上的摩擦力， τ_y 為 y 方向上的摩擦力。

根據 Lin et al. (2015)，證實 COMCOT 程序具有可靠的海嘯波高和到時預測能力，其運用 COMCOT 程序來驗證 2011 年日本東北地震對日本區域海嘯波高的影響 (圖 2.12)。模擬結果與實際的潮汐測量數據相互印證，表明 COMCOT 在模擬海嘯影響方面具有良好的準確性。

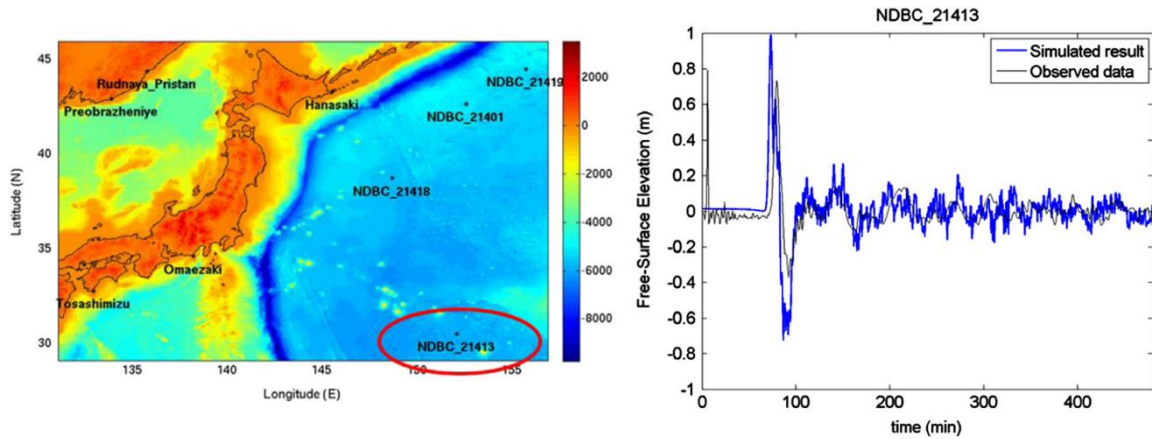


圖 2.12、NDBC_21413 潮汐測站與 COMCOT 數據的比較。左圖顯示潮汐測站的位置，右圖顯示了海嘯波高的比較。(擷取自 Lin et al., 2015)

第三章 資料處理與分析

3.1 資料來源與處理流程

本研究使用的資料來源為 NOAA 的 DART 系統。我們下載該系統在網路上所公開且排除潮汐響應的 BPR 時序資料，並對位於太平洋地區共 29 個測站資料進行分析 (圖 3. 1)。時間範圍涵蓋了 2008 年 1 月 1 日至 2017 年 12 月 31 日，總計 10 年。資料處理流程包括 DART 壓力資料下載、頻譜分析、正規化、計算噪訊互相關以及堆疊。以下章節將對各項步驟進行詳細的介紹。

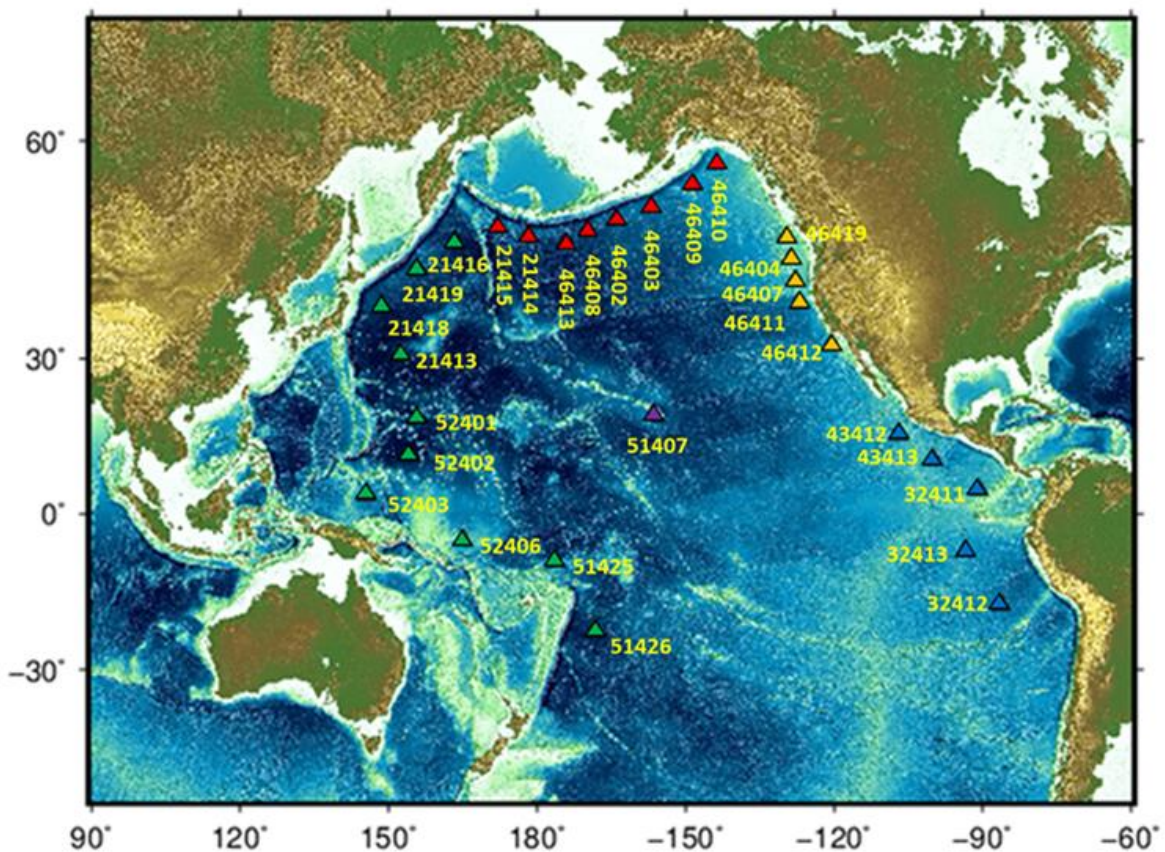


圖 3.1、本研究選用太平洋 DART 之站點分佈情況。我們根據測站地理位置初步進行分區，紅色代表阿留申群島，綠色代表西太平洋，黃色代表美國西側海岸，藍色代表中南美洲西側海岸，紫色代表夏威夷群島。

3.2 資料前處理與頻譜分析

本研究透過 DART 資料庫直接獲取去潮汐響應的 BPR 時序資料。儘管各測站放置的深度不一致，但在進行去潮汐處理後，已將深度對儀器的影響消除。因此，我們所使用的資料均在相同的尺度下進行分析 (附錄 A2)。考慮到計算 CCFs 時需要相同的取樣率 (Sampling Rate)，我們先進行重新取樣 (Resample)，將資料取樣週期調整至每 15 秒一個資料點，並以一日為基本單位進行資料的切割，每日共有 5760 個資料點，以確保分析的準確性。隨後，透過分析不同測站的 PSD 與時頻圖，我們能夠評估資料的連續性、主要能量的分布情況以及季節性的變化 (附錄 A3)。

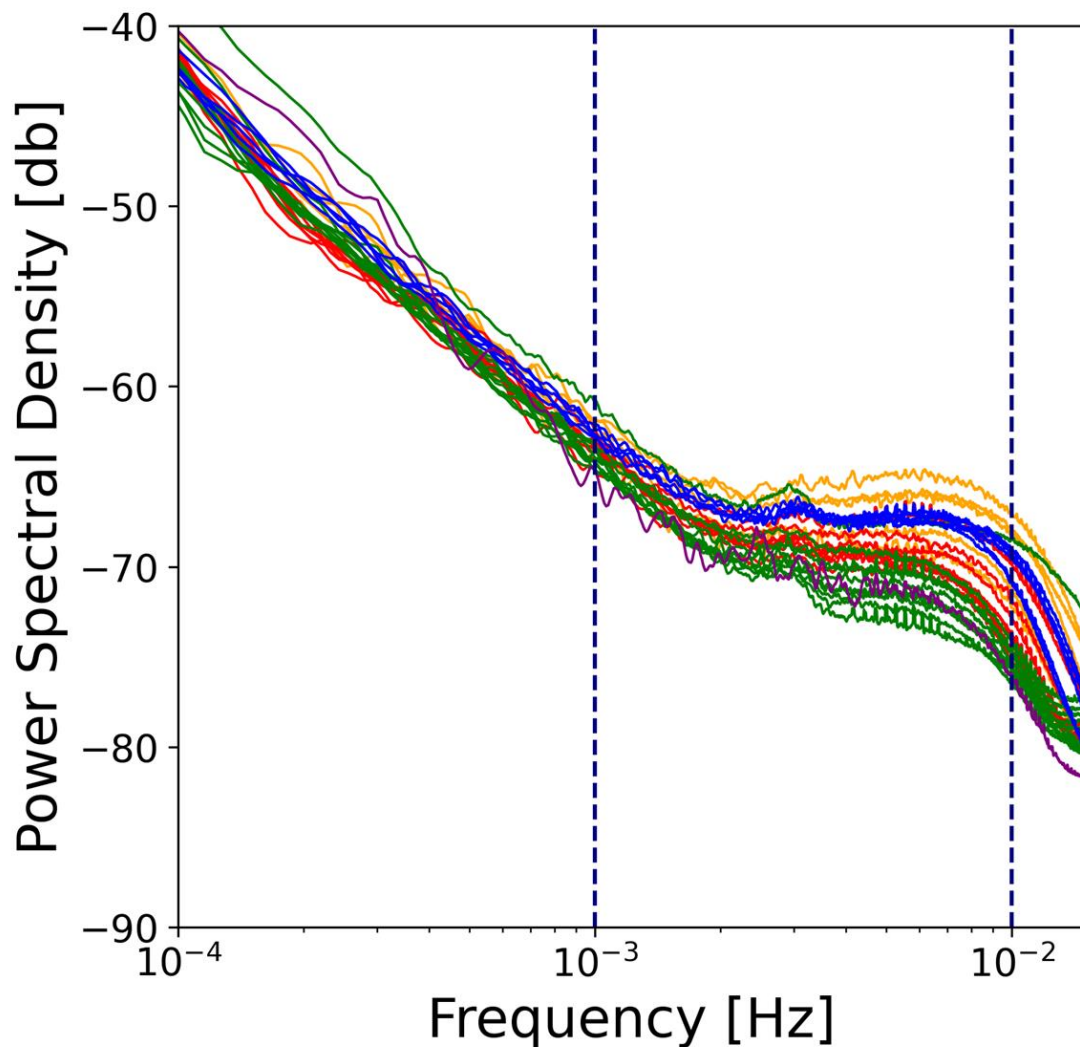


圖 3.2、DART 資料的功率頻譜密度。不同區域以不同顏色表示 (圖 3.1)。藍色虛線範圍內為本研究所採用之 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)。IGWs 的能量在美國西側海岸 (黃色)和中南美洲西側海岸 (藍色)較強，在西太平洋 (綠色)較弱，與 NWW3 波浪模型所呈現之能量分布相符 (圖 1.6)。

因此，我們嘗試根據測站所處的地理位置進行比對。以位於北半球（紅色區域）的 DART 46403 測站（圖 3.3、圖 3.4）與位於南半球（藍色區域）的 DART 32411 測站（圖 3.5、圖 3.6）為例。

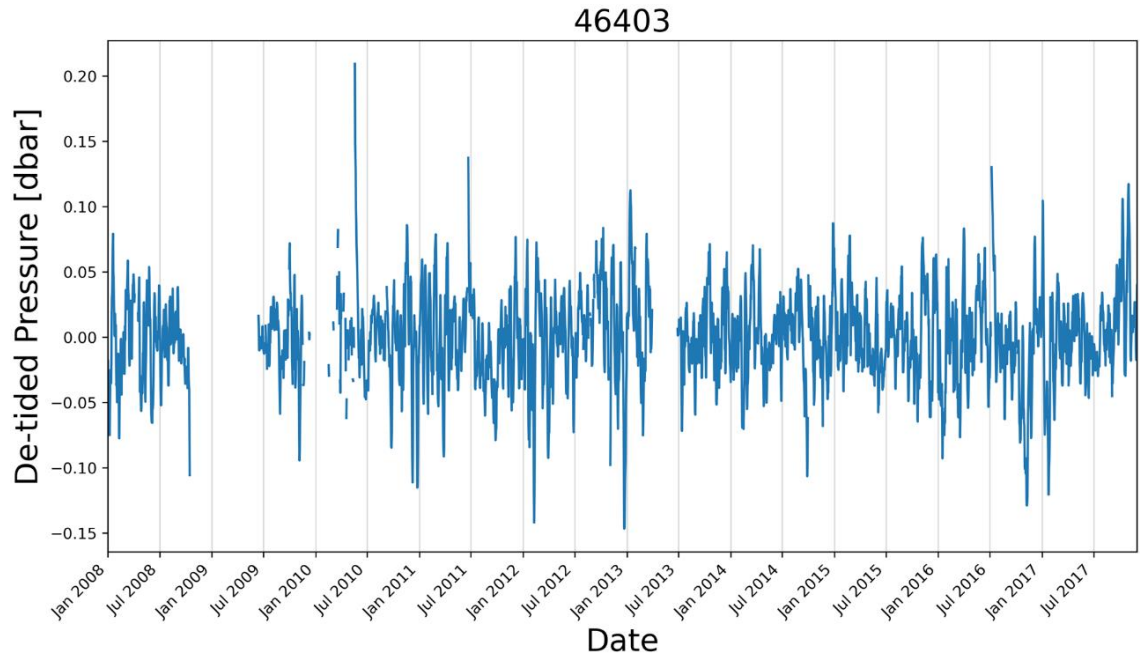


圖 3.3、DART 46403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。空白區域代表資料缺失。

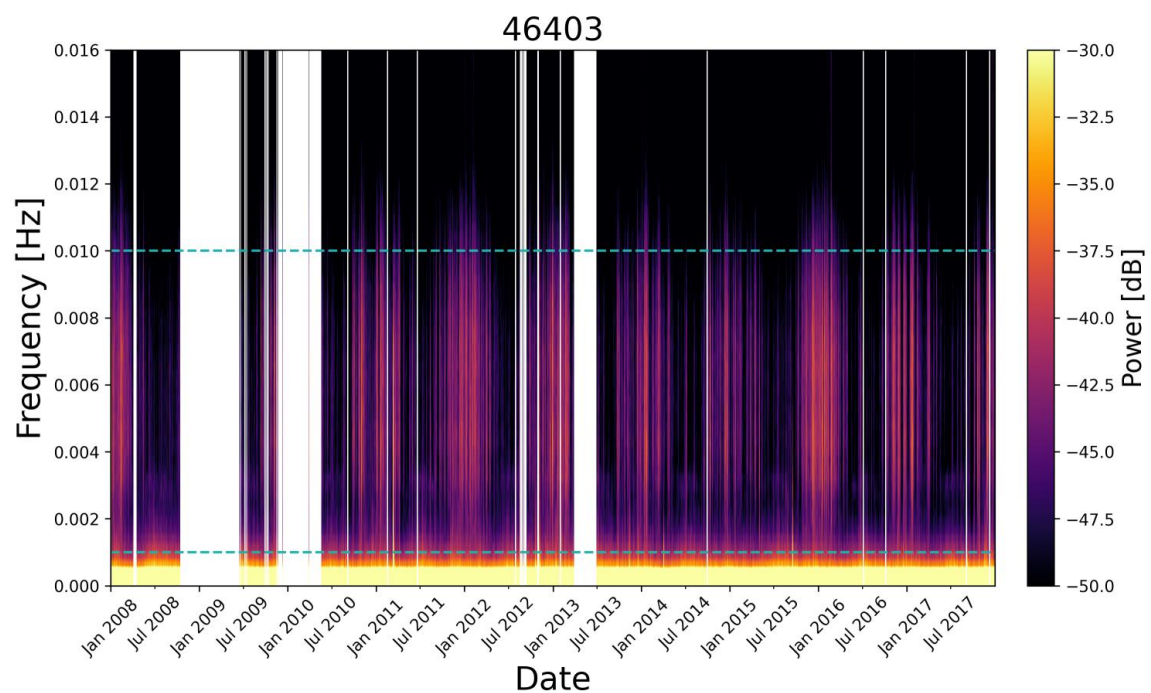


圖 3.4、DART 46403 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。IGWs 的能量在冬季較強，夏季較弱。

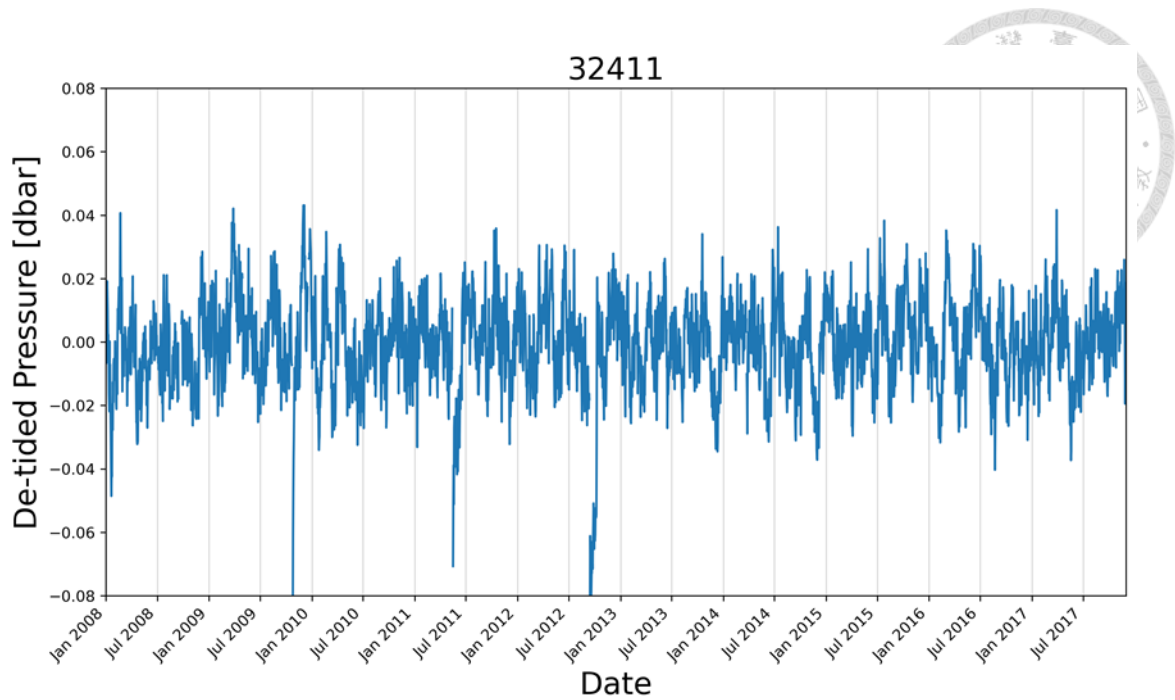


圖 3. 5、DART 32411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。空白區域代表資料缺失。

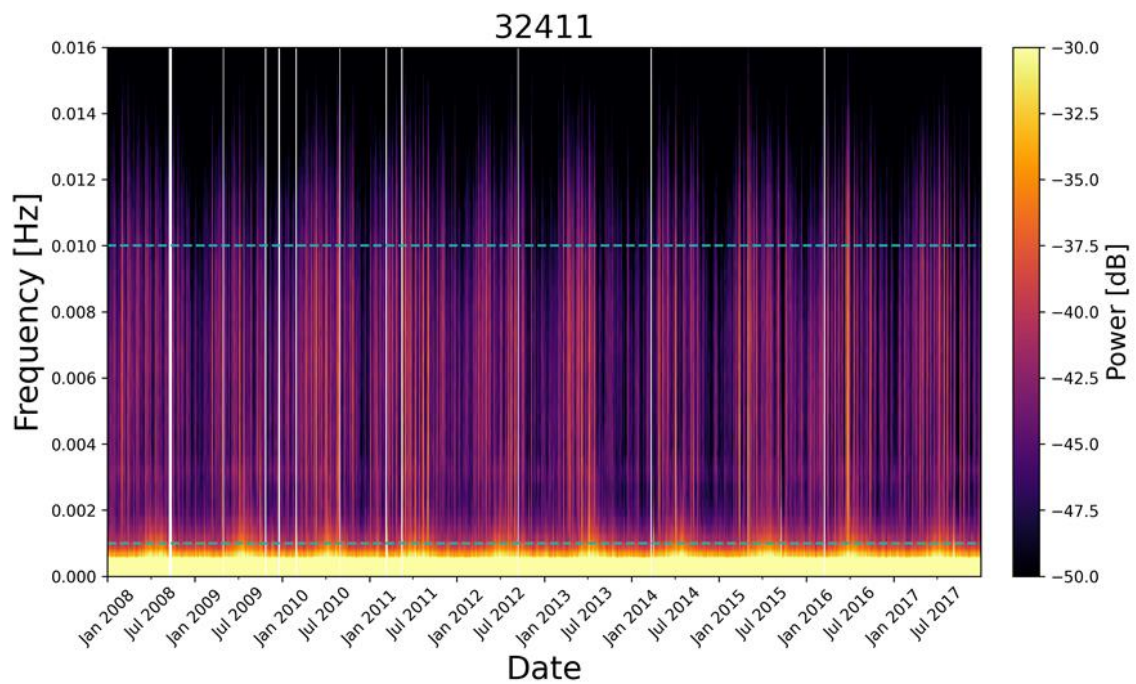


圖 3. 6、DART 32411 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。IGWs 的能量在冬季較強，夏季較弱。

透過時頻圖觀察，我們發現 IGWs 的能量在冬季比相夏季更強。然而，由於南北半球的季節相反，兩個測站顯示出的能量高峰期會交替出現。例如，當北半球的 DART 46403 測站顯示出較高的能量時，南半球的 DART 32411 測站則處於低能量期。我們推測這個現象是由於冬季的盛行西風增強和氣旋活動較夏季更為強烈。強大的風力會引發更劇烈的風浪，進而引起更強的海洋重力波動，導致 IGWs 能量的增加，並在我們的數據中呈現出來。此外，我們也能從 IGWs 的 PSD 隨年度變化的圖中觀察到相同的現象 (圖 3. 7)。

另一方面，當地震或風暴事件發生時，會導致洋底壓力產生急劇的變化，使能量異常增大。地震發生時，海底地震活動和海嘯生成會導致海底壓力的急劇波動，這些變化可以透過 PSD 紀錄來分析，有助於理解地震波在海洋中的傳遞和能量分布。在風暴期間，強烈的風浪和風暴潮同樣會導致海底壓力的波動增加，這些壓力變化也可以透過 PSD 分析來追蹤，以理解風暴對海洋的影響 (圖 3. 7)。

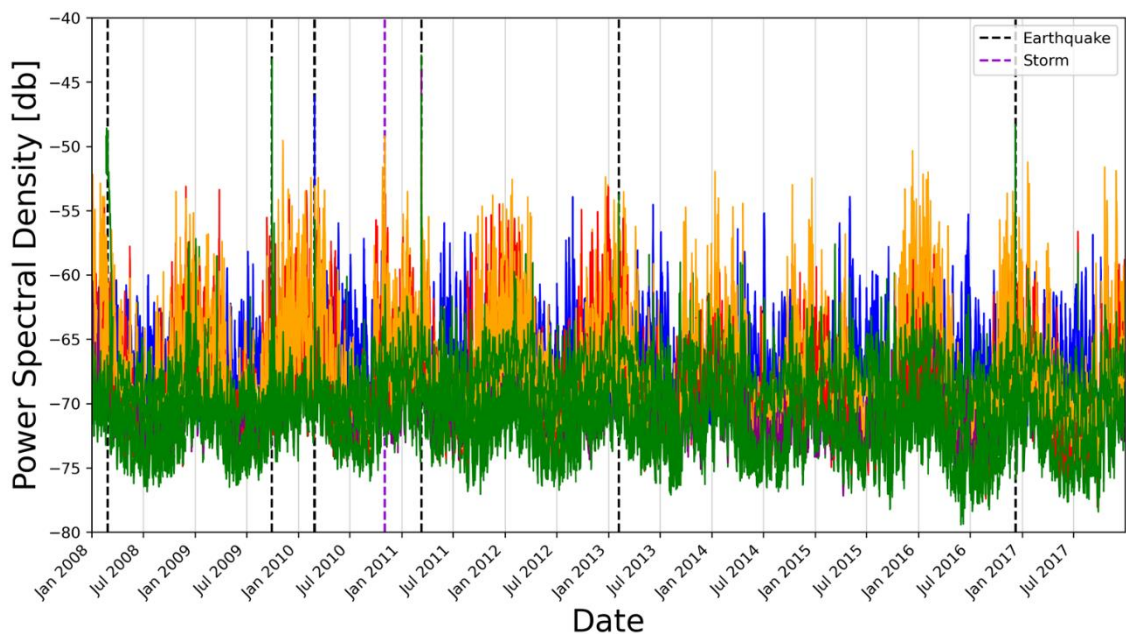


圖 3. 7、IGWs 功率頻譜密度隨年度變化。不同區域以不同顏色的實線表示 (圖 3. 1)，IGWs 的能量在冬季較強，夏季較弱，而能量異常處是由地震或強烈的氣旋活動等事件所致 (表 3. 1)。



Event	Date	Location
Earthquake (Mw 6.2)	2008.02.27	Bonin Islands, Japan
Earthquake (Mw 8.1)	2009.09.29	Samoa Islands, Samoa
Earthquake (Mw 6.3)	2010.02.27	Salta Province, Argentina
Storm Activity	2010.11.02	North Pacific
Earthquake (Mw 9.1)	2011.03.11	Honshu, Japan
Earthquake (Mw 7.9)	2013.02.06	Solomon Islands, Solomon
Earthquake (Mw 6.9)	2016.12.09	Solomon Islands, Solomon

表 3.1、極端事件統整表。與 DART 測站 PSD 能量異常處對應 (圖 3.7)。

3.3 MSNoise

本研究採用 Lecocq et al. (2014)所開發的 Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise (MSNoise) 程式，該程式是一個以 Python 語言編寫的開源套件，專門用於處理地震環境噪訊的資料。MSNoise 的主要優勢在於提供一套完整的噪訊互相關處理流程，涵蓋從原始資料到計算尾波時間偏移 (dt/t)的過程，其中包括資料正規化、互相關計算 (Compute CC)、疊加 (Stack)、移動視窗互相關計算 (Compute MWCS)等一系列必要的步驟，使使用者能夠在一個套件內完成整個分析流程 (圖 3.8)。

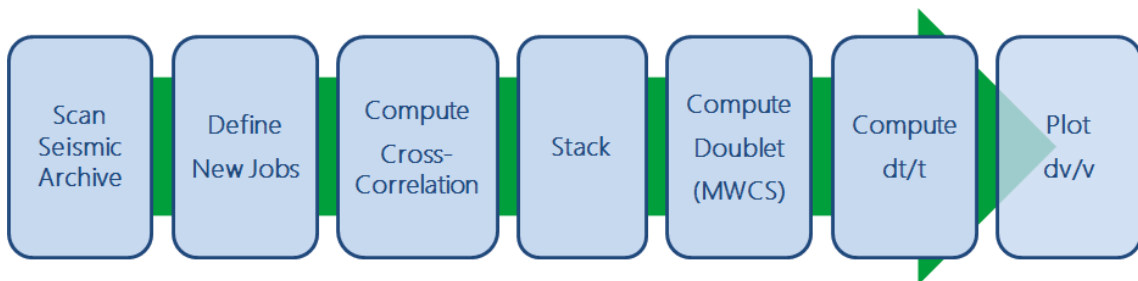


圖 3.8、MSNoise 流程圖。(擷取自 Lecocq et al., 2014)

MSNoise 同時擁有一個互動式介面，方便使用者操作和調整參數設定。程式執行的結果檔案格式也能根據使用者的需求進行輸出，進一步提高了資料分析的便利性。此外，作為一個開源套件，用戶可以查看、修改和定制 MSNoise 的程式碼以滿足特定需求，特別是 Python 語言具有廣泛的可擴展性和適應性，使得 MSNoise 更容易與其他計算工具整合，從而延伸其應用範圍。目前已有許多關於利用 MSNoise 分析噪訊的研究，並取得良好的結果。例如，此方法成功應用於地下水監測 (Lecocq et al., 2017)、火山噴發前期的速度變化的觀察 (Cabrera-Pérez et al., 2023; Donaldson et al., 2017)、永凍土與季節性土壤的動態變化 (James et al., 2019)，以及冰川融化相關議題的調查 (Mordret et al., 2016; Sergeant et al., 2020)。這些應用案例顯示了 MSNoise 不論是在長期監測還是短期事件的分析中，皆能夠提供有力的支持，使 MSNoise 在不同地球科學領域中具有廣泛應用的潛力。

3.4 資料正規化

資料正規化 (Normalization) 的主要目的是將數據轉為一個標準範圍或標準分布，以確保各個特徵之間具有相同的尺度。本研究所採用的套件 MSNoise 中，可依使用者需求選擇時間域或頻率域的正規化處理，共包含三種正規化的方式，分別為 One-bit、Winsorizing 與 Whitening。

在時間域正規化方面，One-bit 的方法為保留每個數據的正負號，即+1 或-1。這種方法在處理噪訊領域的資料時，能有效去除地震或事件引起的極端數據，從而提高訊號之訊噪比 (Signal to Noise Ratio, SNR) (Cupillard et al., 2010)。另一方面，Winsorizing 的方法則通過調整數據的極端值，將其限制在一特定範圍內，以減少極端值對整體數據的影響，使結果趨於穩定，並應用於火山噴發的研究上 (Büyükakpınar et al., 2018)。在頻率域正規化方面，Whitening 的方式為將時間域資料透過傅立葉轉換至頻率域後，調整頻譜中不同頻率的能量，使特定範圍內的頻率具有相同的能量，以增強特定頻帶訊號的解析度，使其更容易被監測與分析 (Li and Lee, 2023)。根據於 Tsai and Ko (2022) 的研究表明，在頻率域上使用 Whitening 正規化對 BPR 所記錄到的洋底壓力值進行校正，獲得較顯著的結果。由於 BPR 的資料長期受到長週期波浪訊號的影響 (圖 3. 2)，導致使用相對高頻率之正規化方法對結果影響不大。因此，我們以 2011 年 3 月 11 日東日本大地震所引起之海嘯訊號為例，進行 Whitening 正規化前後的對比 (圖 3. 9 至圖 3. 11)。

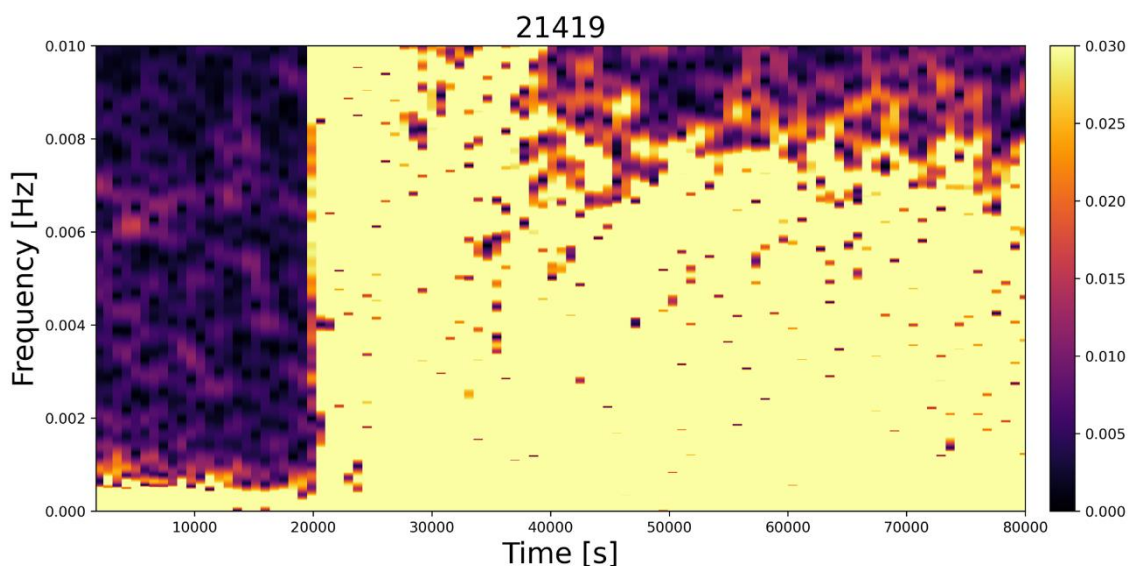


圖 3. 9、DART 21419 測站於東日本大地震 (2011 年 3 月 11 日) 之時頻圖。在地震發生後，該測站於特定頻段內受到海嘯能量影響。

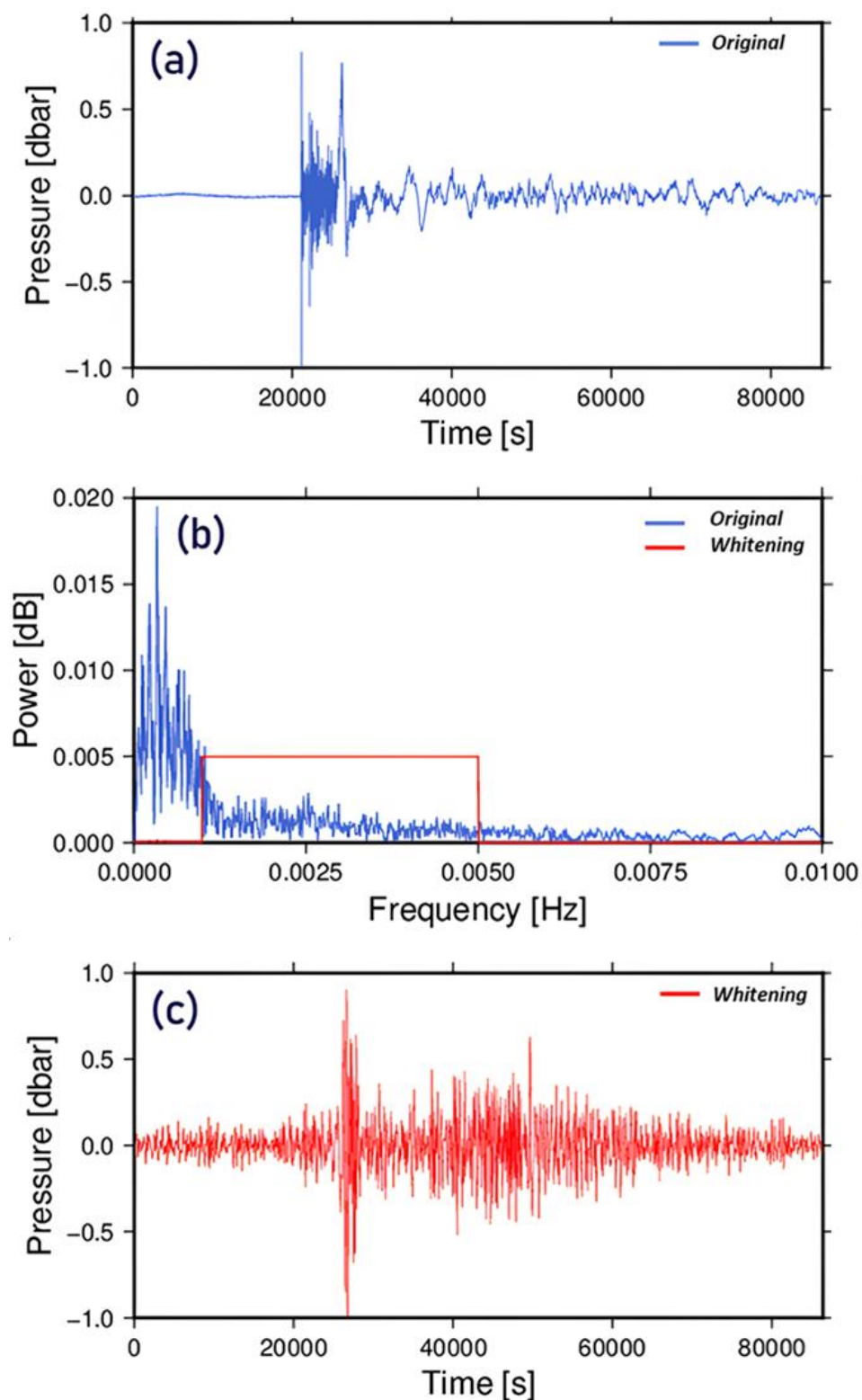


圖 3.10、Whitening 示意圖。(a)表示海嘯型地震發生時，洋底壓力隨時間的變化。(b)為頻率域中，海嘯訊號在頻帶上的變化（藍色）以及我們選擇 Whitening 的權重值（紅色），凸顯頻率為 0.001-0.005 Hz 之間的訊號。(c)經 Whitening 正規化處理過後，並轉換回時間域的壓力變化。

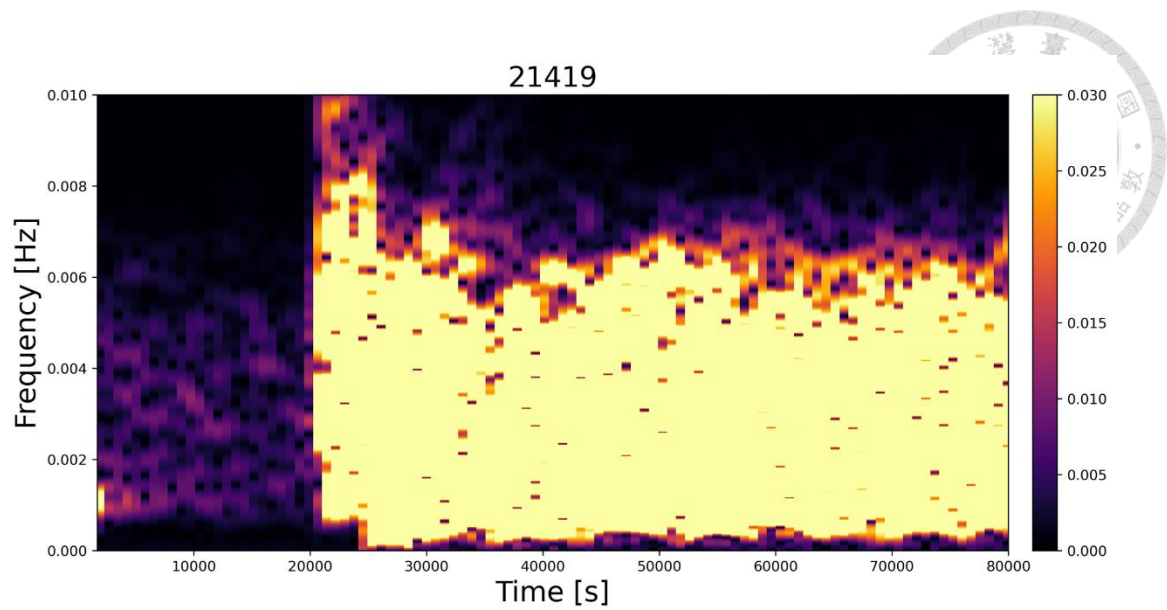


圖 3. 11、DART 21419 測站於東日本大地震 (2011 年 3 月 11 日)經 whitening 正規化處理後之時頻圖。經 whitening 正規化處理後，海嘯能量多集中於我們所選定之頻段範圍 (0.001-0.005 Hz)內。

3.5 互相關函數

本研究按照 MSNoise 的流程 (圖 3. 8)建立必要的資料庫，其中包括建立測站對、去除震幅平均、資料正規化、去線性趨勢、以及調整尖端函數等步驟，以便進行互相關分析。鑒於測站對可能跨越太平洋面，經理論淺水波傳遞速度公式 (表 1. 2)計算 IGWs 的理論傳播速度約為每秒 200 公尺，在一日的時間尺度下，其最遠傳播距離僅約 7000 公里。因此，我們只選擇測站間距小於 7000 公里的測站對進行深入研究，總計共有 256 組測站對。

我們將原始壓力資料以每日為一個時間單位進行切割，由於資料取樣率為 0.0666667 Hz，每日的資料長度為 5760 個資料點。在進行 CCFs 計算前，需要確保相同的取樣率，若資料中存在小於 1500 秒以下的斷點則透過內插方式補足資料，否則就不進行運算。接著，在設定濾波器範圍時，需要考慮取樣定理，又稱奈奎斯特取樣定理 (Nyquist Sampling Theorem)，即：

$$f_{Nyquist} = \frac{1}{2T} \quad (\text{式 3. 1})$$

其中， $f_{Nyquist}$ 為奈奎斯特頻率 (Nyquist Frequency)， T 為取樣週期。為確保最高頻率不超過取樣率的一半，在本研究中，我們將計算得到的 CCFs 進行低通濾波 (Low-pass Filter)處理，將最高頻率限制在 0.03 Hz 以下，並透過較為窄頻的帶通濾波 (Band-pass Filter)來探討 IGWs 在不同頻率下的變化。

首先，我們將兩測站一日的時間序列 (86400 秒)作為一個移動時間窗。為了確保 CCFs 的穩定性且具有足夠的數據點進行計算，我們將延遲時間的最大值設定為 40000 秒，可以求得±40000 秒長的 CCFs。接著，對時窗頭尾各添加 3000 秒 (約 3.5%)的尖端函數，再進行 Whitening 的正規化處理，以凸顯感興趣頻帶訊號的能量。一般來說，一日的 CCFs 較為雜亂，SNR 較低，所提取之 EGFs 較為不穩定，因此，需要透過堆疊的方式來增強常駐訊號，並抑制雜訊。本研究以十年的資料堆疊出的 CCFs 作為基準 (圖 3. 12)，並於下一節中深入探討堆疊天數與 CCFs 之間的關係。

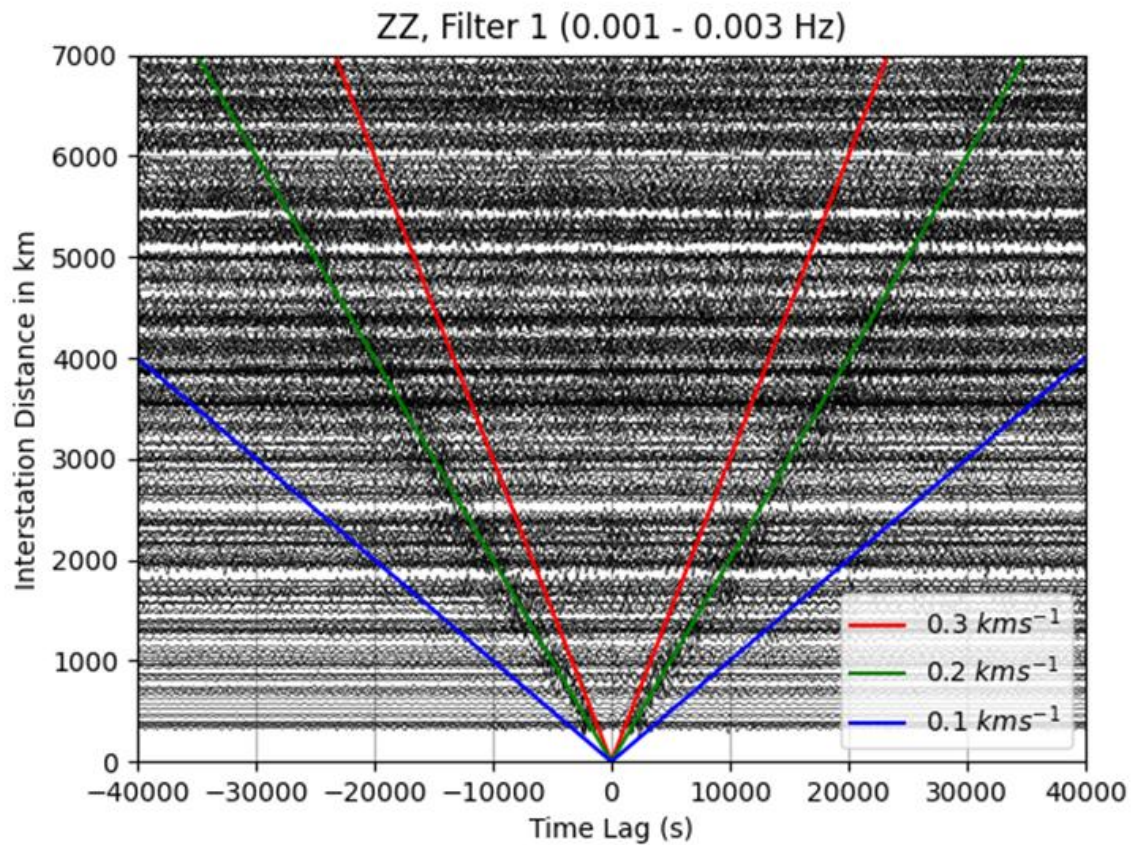


圖 3.12、十年堆疊 CCFs 與測站間距離關係圖。CCFs 採用以 0.002 Hz (500s)為中心的窄頻濾波表示。藍色實線、綠色實線與紅色實線分別代表速度以 0.1km/s、0.2km/s 與 0.3km/s 所預測 IGWs 的走時線。



3.6 堆疊時間長度與穩定性

本研究對於 CCFs 進行堆疊 (Stacking)，以確保環境中穩定存在的訊號，例如常駐訊號或週期性訊號，透過持續的累加而放大，從而使得提取出的 EGFs 更為穩定。然而，同時我們也需考慮到訊號的特性，以避免過度堆疊導致訊號解析度的降低。我們取用十年堆疊之 CCFs 中的主導訊號時間段作為基準，並與不同堆疊天數 CCFs 中的主導訊號時間段計算兩者的相關係數 (Correlation Coefficient, CC)。我們分別以 CC 值大於 0.65 與 CC 值大於 0.7 作為閾值，在不同堆疊天數的情況下，測量每個測站間 CC 值大於閾值的比率。當測站間距離較遠時，由於距離較長，傳遞的時間也越長，導致能量散失較多。因此，疊加出來的 CCFs 通常較為混亂，其 SNR 較低，這代表受到雜訊的干擾較大，使計算出的 CC 值差異較大。此外，在疊加 60 天的情況下，最能夠直接反映出十年平均的變化 (表 3.2、表 3.3)。

cc > 0.65						
Day List	10	20	30	60	90	120
10	0.577	0.672	0.710	0.848	0.778	0.787
30	0.408	0.524	0.579	0.734	0.710	0.737
50	0.291	0.381	0.430	0.627	0.568	0.599
100	0.182	0.249	0.292	0.384	0.433	0.470
256	0.089	0.123	0.146	0.192	0.235	0.264

表 3.2、測站、堆疊天數與相關係數大於閾值 0.65 的比率關係圖。CCFs 採用以 0.002 Hz (500s) 為中心的窄頻濾波表示。縱軸座標表示測站數量 (依據測站間距由近到遠排列)，橫軸座標表示堆疊天數，數值表示大於閾值之比率。



cc > 0.7						
Day List	10	20	30	60	90	120
10	0.514	0.628	0.668	0.808	0.744	0.751
30	0.342	0.459	0.516	0.680	0.650	0.679
50	0.238	0.324	0.372	0.569	0.504	0.537
100	0.141	0.200	0.239	0.327	0.366	0.405
256	0.065	0.093	0.113	0.154	0.189	0.215

表 3.3、測站、堆疊天數與相關係數大於閾值 0.7 的比率關係圖。CCFs 採用以 0.002 Hz (500s) 為中心的窄頻濾波表示。縱軸座標表示測站數量 (依據測站間距由近到遠排列)，橫軸座標表示堆疊天數，數值表示大於閾值之比率。



第四章 結果與討論

4.1 亞重力波之傳遞特性

本研究針對所選定的 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)內進行不同頻段的窄頻分析，以探討 IGWs 在各個頻率下的傳遞行為 (圖 4.1)。結果顯示，IGWs 訊號的振幅會隨著測站間距的增加而減小，表示在長距離傳遞的過程中，IGWs 的能量會較多的散失。此外，高頻訊號在長距離傳遞過程中，能量衰減更快，SNR 降低，使得高頻訊號更難以觀察。

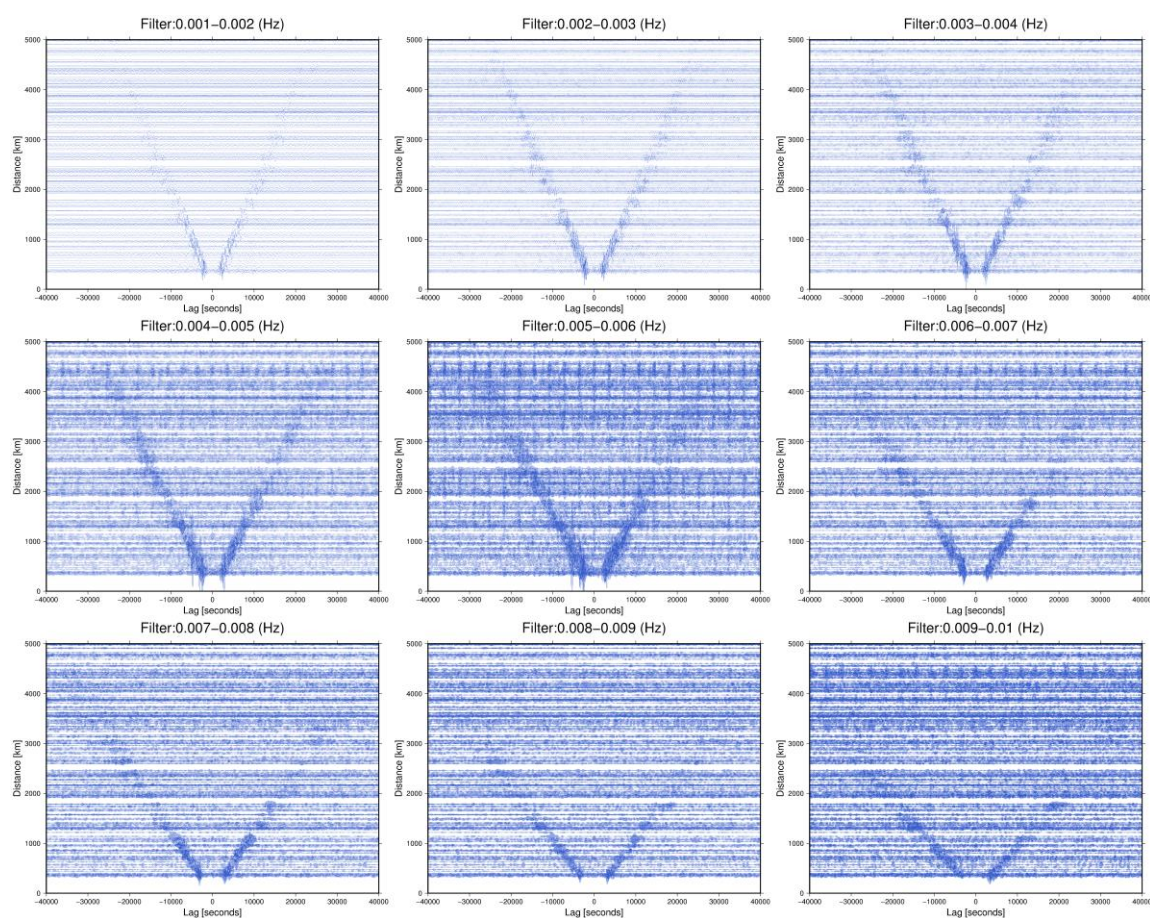


圖 4.1、不同頻率下十年堆疊 CCFs 與測站間距離關係圖。CCFs 由左至右，由上而下，從 0.0015 Hz 開始，每間隔 0.001 Hz 為中心的窄頻濾波表示。該圖表示各頻率下，IGWs 的到時和相位。

透過測量 IGWs 的到時與測站間距離，我們可以推算出 IGWs 在大洋中傳遞的群速度。結果顯示，IGWs 的傳遞速度會隨著頻率的增加而減慢，相對低頻率的 IGWs 傳遞速度較快，而相對高頻率的 IGWs 傳遞速度較慢 (圖 4. 2)。根據 Barber and Ursell. (1948) 的研究，週期較長的波浪具有較快的傳遞速度；而 Thornton and Krapohl. (1974) 的研究則指出，高頻率波浪在海水中的能量會隨著深度增加而減少。因此，我們推論，在高頻率下，波浪的波長相對較短，使其更容易受到海水分層結構與海水密度變化的影響，導致能量損失並使波浪的傳遞速度變慢。此外，由於該方法是利用給定的理論速度來自動挑選 IGWs 訊號，但 IGWs 訊號在不同測站對間會受到相異的海底地形變化影響，以及在為高頻率之 IGWs 訊號多以波包的形式傳遞 (圖 4. 1)，這導致實際到時與理論到時產生偏差，進而降低自動挑波的正确性，造成量測速度誤差的產生。

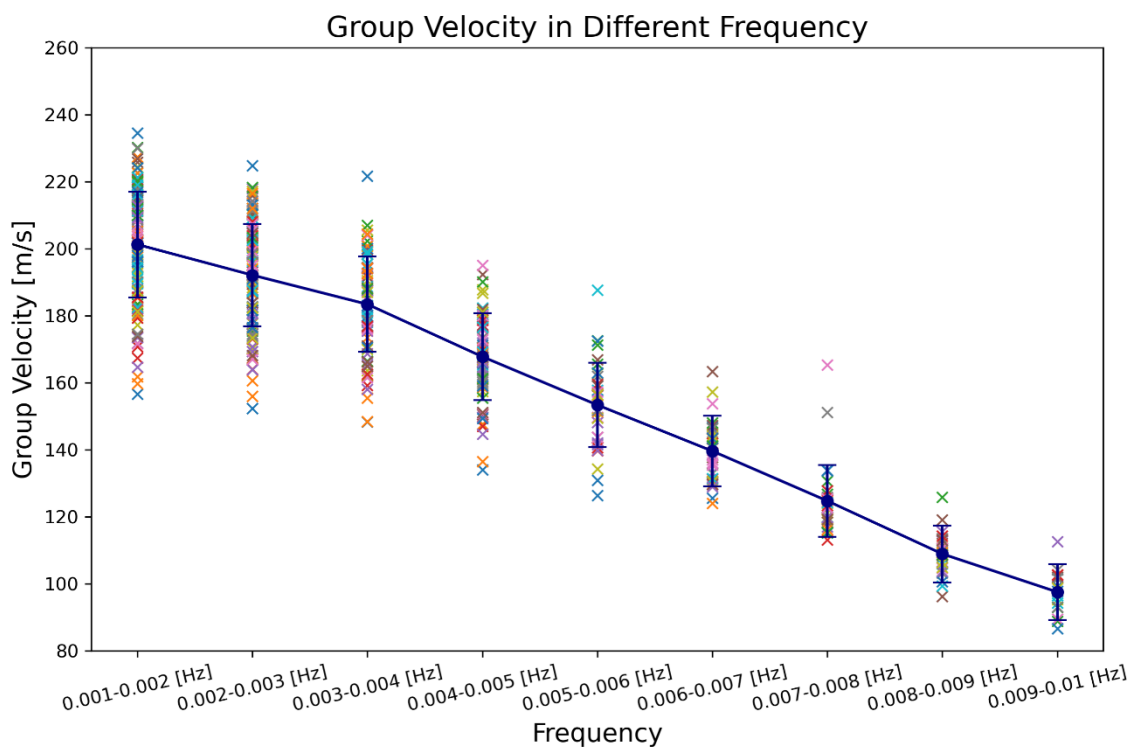


圖 4.2、不同頻率下 IGWs 群速度與頻率關係圖。圖中每一個叉字符號表示一個測站對，藍色圓點表示每一頻率下 IGWs 的平均群速度。

由於波浪的頻散現象會受到波長、水深等因素所影響，導致不同頻率的波浪會以不同的速度傳遞，形成不同類型的波浪。因此，我們根據表 1.2 中的相速度理論公式，能夠推算不同類型波浪的群速度理論公式（表 4.1）。



Deep water waves	Intermediate water waves	Shallow water waves
$c_g = \frac{1}{2} c_p$	$c_g = \frac{1}{2} c_p \left(1 + \frac{4\pi h}{L \sinh(\frac{4\pi h}{L})} \right)$	$c_g = c_p$
c_g = wave group velocity, c_p = wave phase velocity, h = water depth, L = wave length		

表 4.1、深水波、中間水波和淺水波的群速度理論公式表

根據表 4.1，我們計算中間水波與淺水波的群速度與水深的關係，並將 IGWs 的傳遞速度依據各個測站對的平均水深繪製在速度與水深的關係圖上（圖 4.3）。結果顯示，IGWs 的傳遞模式會隨頻率的變化而有所不同：在相對較低頻率的範圍內，IGWs 的傳遞模式與淺水波較為相似，隨著頻率增加，IGWs 的傳遞模式逐漸轉成為中間水波的傳遞模式。

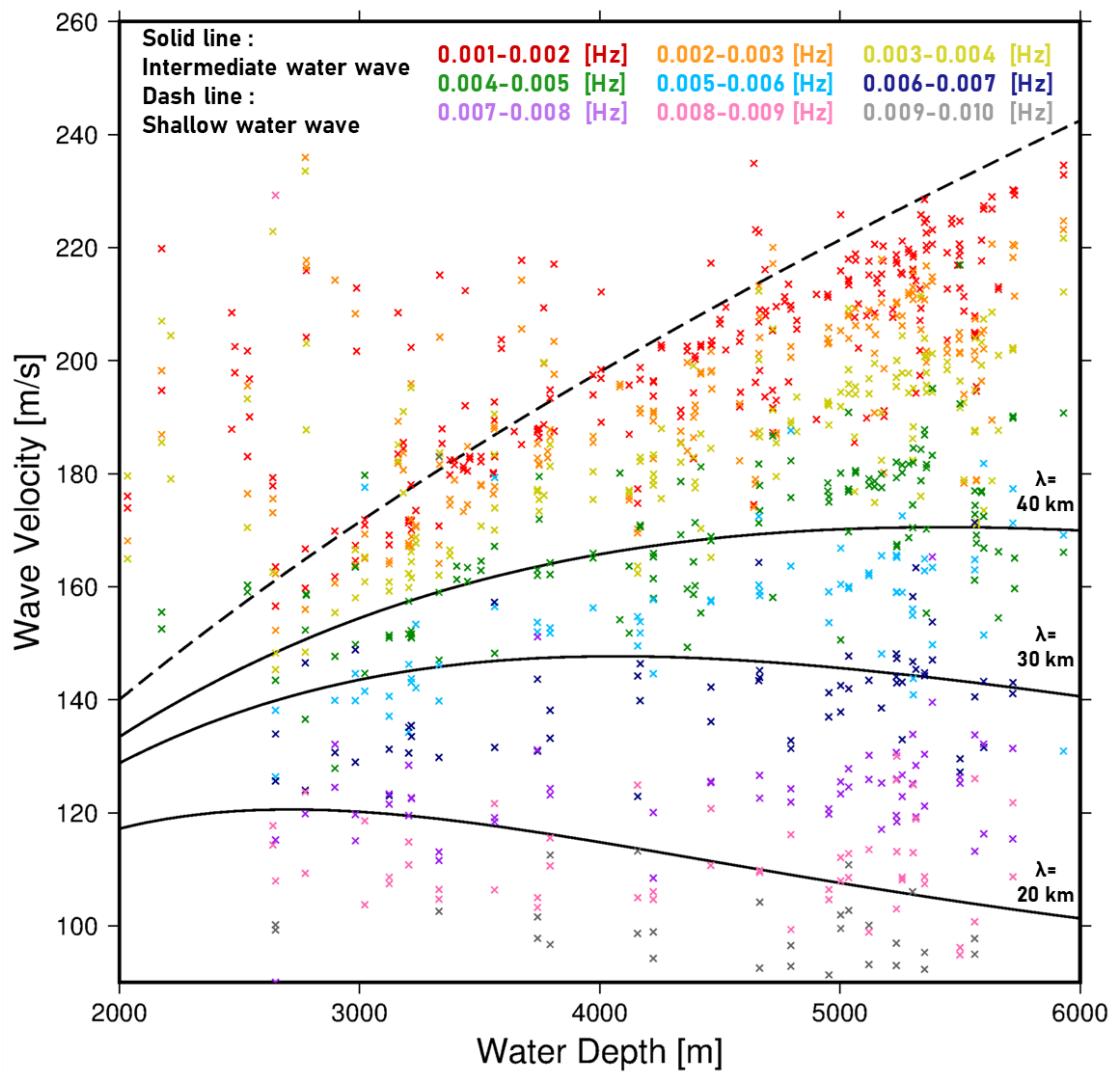


圖 4.3、不同頻率下 IGWs 群速度與水深關係圖。圖中的每一個叉字符號代表一個測站對，不同顏色則對應不同的頻率範圍。黑色虛線表示理論上的淺水波傳遞模式，而黑色實線則表示不同波長下的理論中間水波傳遞模式。

4.2 亞重力波與海嘯預警系統

現行的海嘯預警系統雖然已經在減少海嘯災害方面取得了一定的成效，但仍存在顯著的改善空間。例如，這些系統需要依賴精密的海底地形數據、昂貴的儀器設備以及長期的維護費用，還需要大量的計算資源來進行海嘯波的傳遞模擬與預測。因此，本研究嘗試透過利用 IGWs 的傳遞行為來推測海嘯的傳遞行為，期望能提供一個更具效率的預警方法。由圖 4.3 可以得知，較長週期的 IGWs 與海嘯波在大洋中的傳遞模式皆屬於淺水波。因此，本研究以 2018 年 1 月 23 日的阿拉斯加海嘯型地震所引發之海嘯為例（圖 4.4），來比對週期為 300 至 1000 秒的 IGWs 與海嘯波之傳遞行為，並探討其與海嘯波的關聯性。

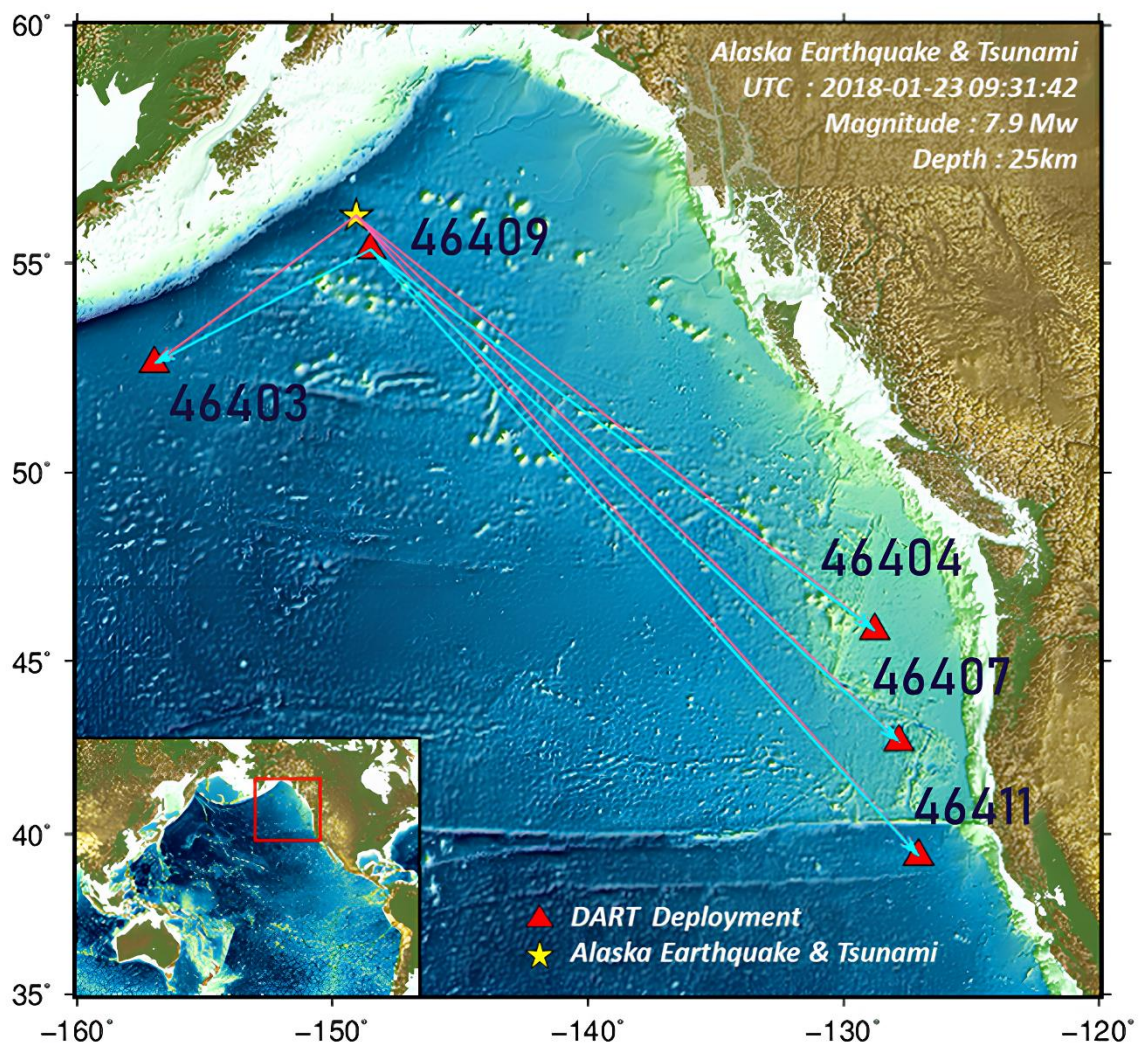


圖 4.4、2018 年 1 月 23 日阿拉斯加海嘯型地震與 DART 測站位置圖。圖中黃色星號表示震央，紅色三角形表示 DART 測站位置，紅色實線表示海嘯觀測資料的傳遞路徑，藍色實線表示 IGWs 的 EGFs 傳遞路徑，DART 46409 測站為參考測站。

由於海嘯地震震央與參考測站 (46409) 在地理位置上存在差異，傳遞至各測站的距離與路徑也不同，導致觀測資料與我們提取出 IGWs 的 EGFs 之間存在時間差。因此，我們透過 FMM 模擬此時間差，並將其作為校正 EGFs 時間的依據。首先，我們將研究區域劃分為 0.5 度 x 0.5 度的網格，緯度範圍從 68 度到 -90 度，經度範圍從 108 度到 312 度。接著，在每個網格中，我們根據水深分配群速度，使得每個網格單元的群速度取決於該地點的水深 (圖 4.10)。而我們的水深資料取自於 General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)，其是一個全球性的海洋和陸地地形模型，提供以米為單位的高程數據，間隔為 15 弧秒。最後，即可透過 FMM 來求得從噪訊源到每個網格的到時。

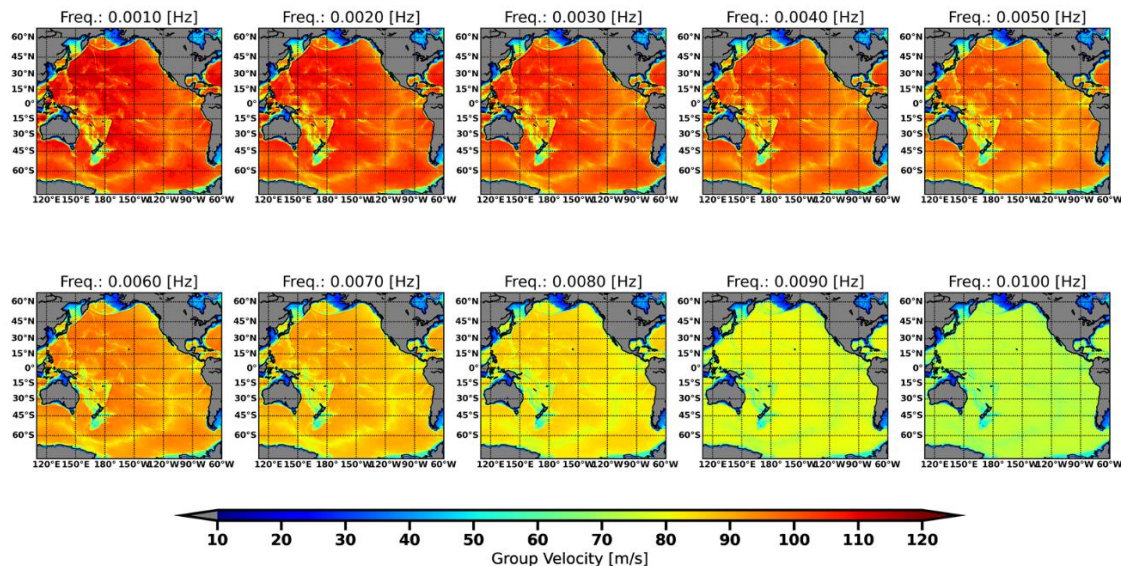


圖 4.5、從水深數據求得之群速度圖。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的群速度。暖色系表示傳遞速度快，冷色系表示傳遞速度慢。

我們透過 FMM 模擬海嘯從真實震源 (黃色星號) 和參考測站 (46409) 傳遞到各個測站 (46403、46404、46407、46411) 的到時結果。各測站對的到時差分別為: 103 秒 (46403:46409)、835 秒 (46404:46409)、915 秒 (46407:46409) 與 946 秒 (46409:46411)。接著，我們計算觀測資料與 EGFs 的 CC 值，求得兩資料在各測站對擬合最佳之時間差分別為: 172 秒 (46403:46409)、1159 秒 (46404:46409)、1231 秒 (46407:46409) 與 1231 秒 (46409:46411) (圖 4.6 至圖 4.9)。兩種方法的誤差分

別為:69 秒 (46403:46409)、324 秒 (46404:46409)、316 秒 (46407:46409)與 285 秒 (46409:46411)。

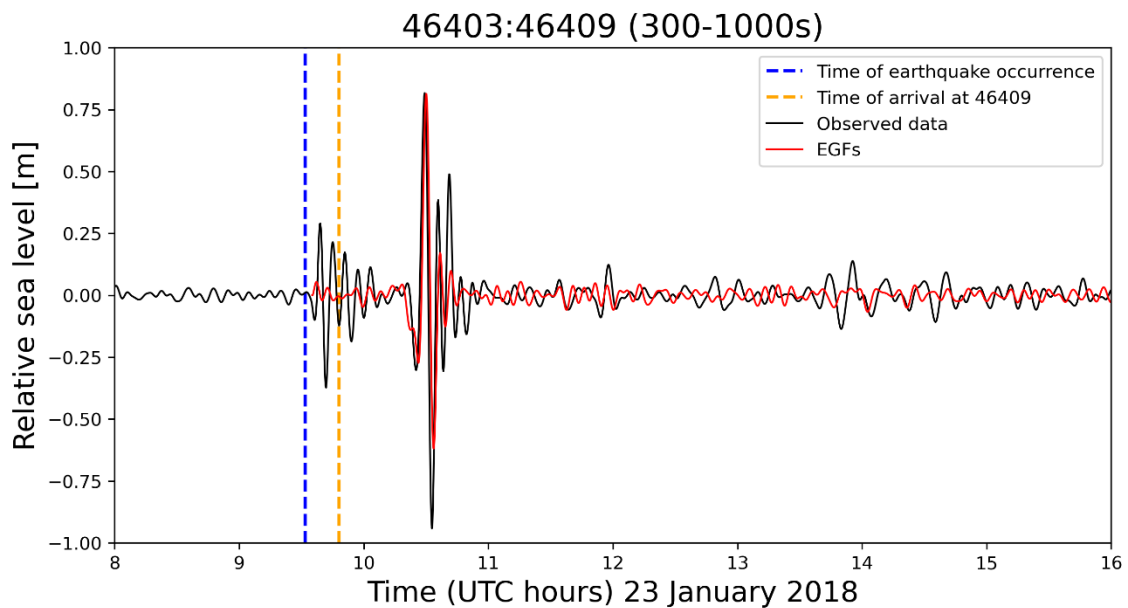


圖 4. 6、DART 46403 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，黃色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409)的時間，黑色實線表示觀測資料，紅色實線表示 IGWs 的 EGFs。

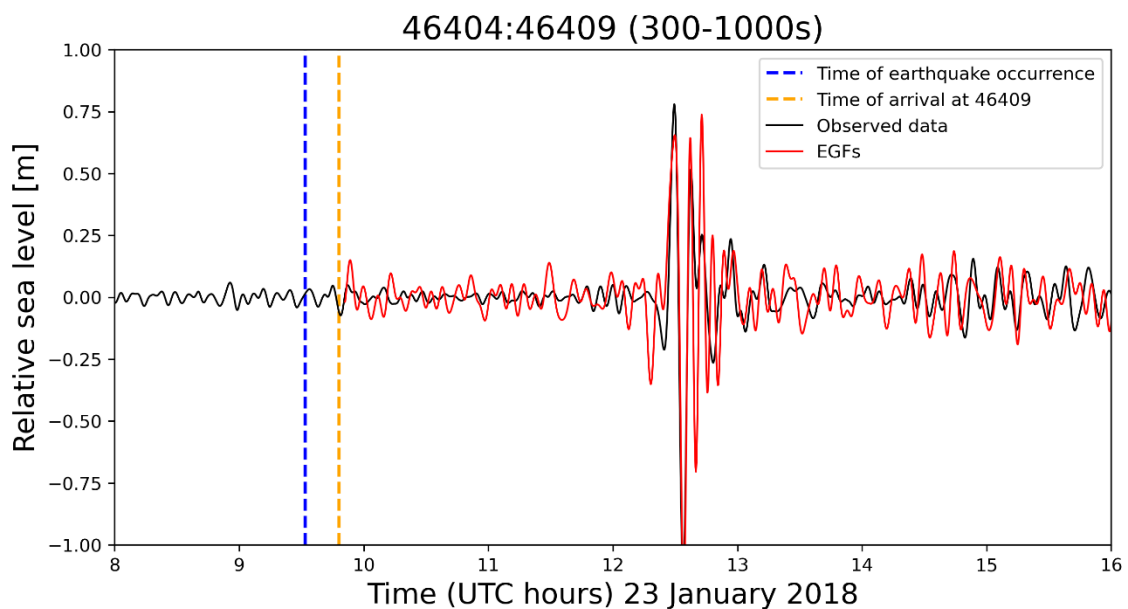


圖 4. 7、DART 46404 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，黃色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409)的時間，黑色實線表示觀測資料，紅色實線表示 IGWs 的 EGFs。

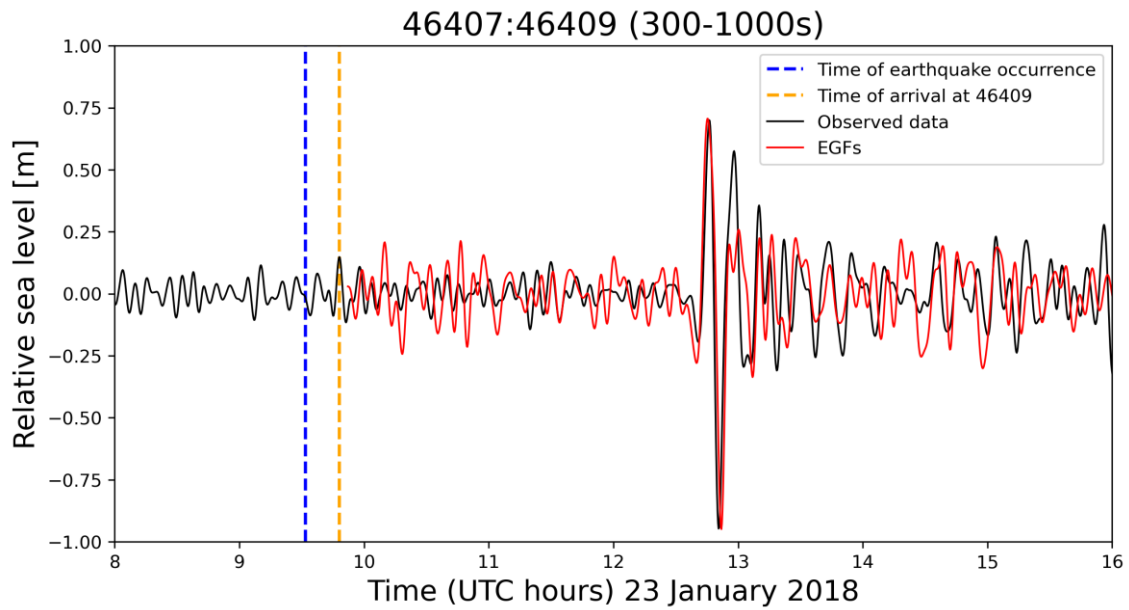


圖 4. 8、DART 46407 與 46409 測站觀測資料與 EGFs 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，黃色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，紅色實線表示 IGWs 的 EGFs。

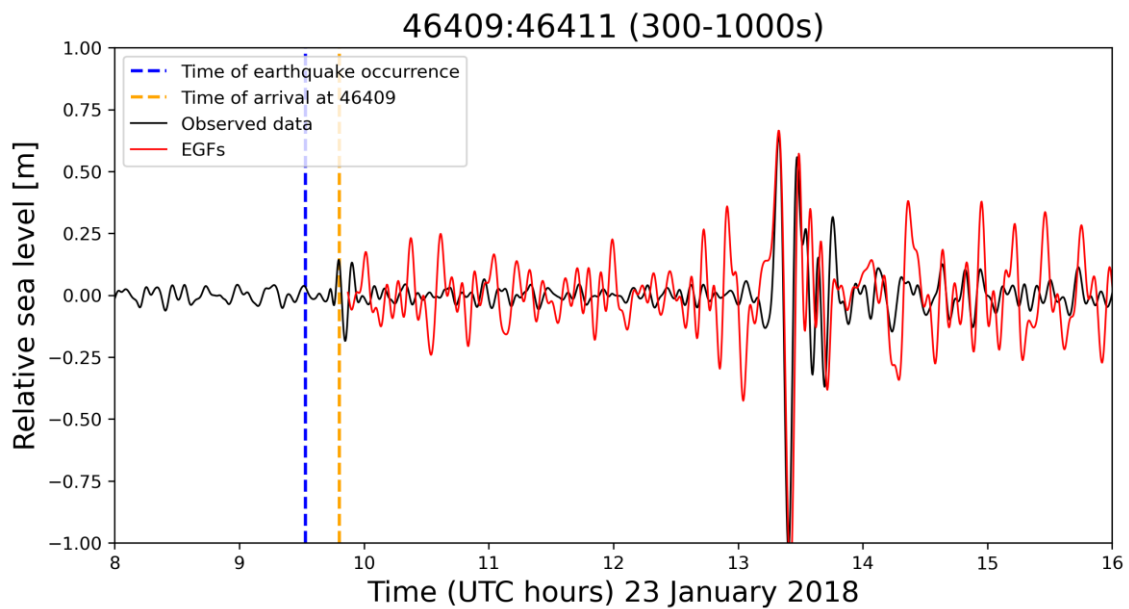


圖 4. 9、DART 46409 與 46411 測站觀測資料與 EGFs 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，黃色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，紅色實線表示 IGWs 的 EGFs。

我們也透過 COMCOT 模擬海嘯從真實震源 (黃色星號) 和參考測站 (46409) 傳遞到各個測站 (46403、46404、46407、46411) 的到時結果，以此來評估本研究方法與現行海嘯預警系統之優劣。根據 COMCOT 的模擬結果，各測站對的到時差分別為：302 秒 (46403:46409)、434 秒 (46404:46409)、455 秒 (46407:46409) 與 460 秒 (46409:46411) (圖 4.10 至圖 4.13)。此方法與擬合最佳時間差的誤差分別為：130 秒 (46403:46409)、725 秒 (46404:46409)、776 秒 (46407:46409) 與 771 秒 (46409:46411)。

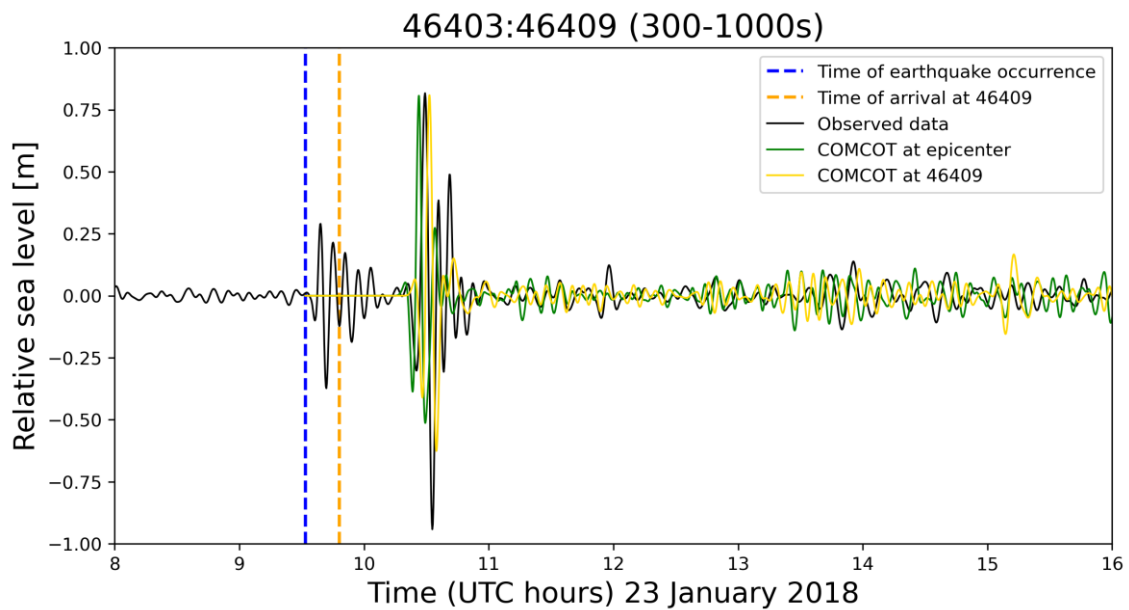


圖 4.10、DART 46403 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，橘色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，綠色實線表示 COMCOT 震源放置在真實發震位置之海嘯波模擬，黃色實線表示 COMCOT 震源放置在參考測站 (46409) 之海嘯波模擬。

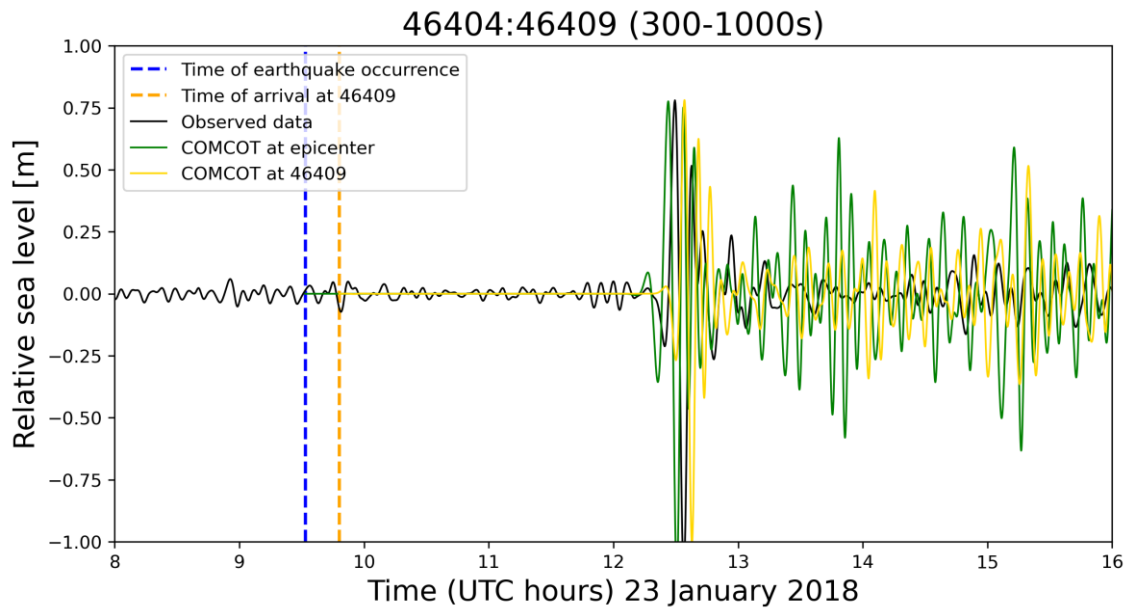


圖 4.11、DART 46404 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，橘色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，綠色實線表示 COMCOT 震源放置在真實發震位置之海嘯波模擬，黃色實線表示 COMCOT 震源放置在參考測站 (46409) 之海嘯波模擬。

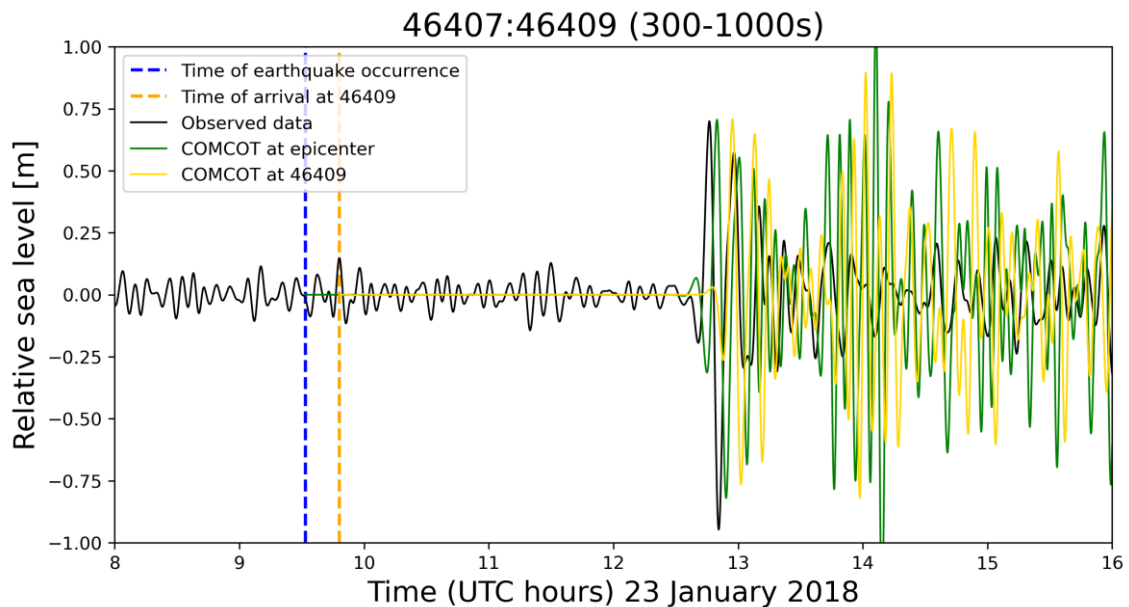


圖 4.12、DART 46407 與 46409 測站觀測資料與 COMCOT 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，橘色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，綠色實線表示 COMCOT 震源放置在真實發震位置之海嘯波模擬，黃色實線表示 COMCOT 震源放置在參考測站 (46409) 之海嘯波模擬。

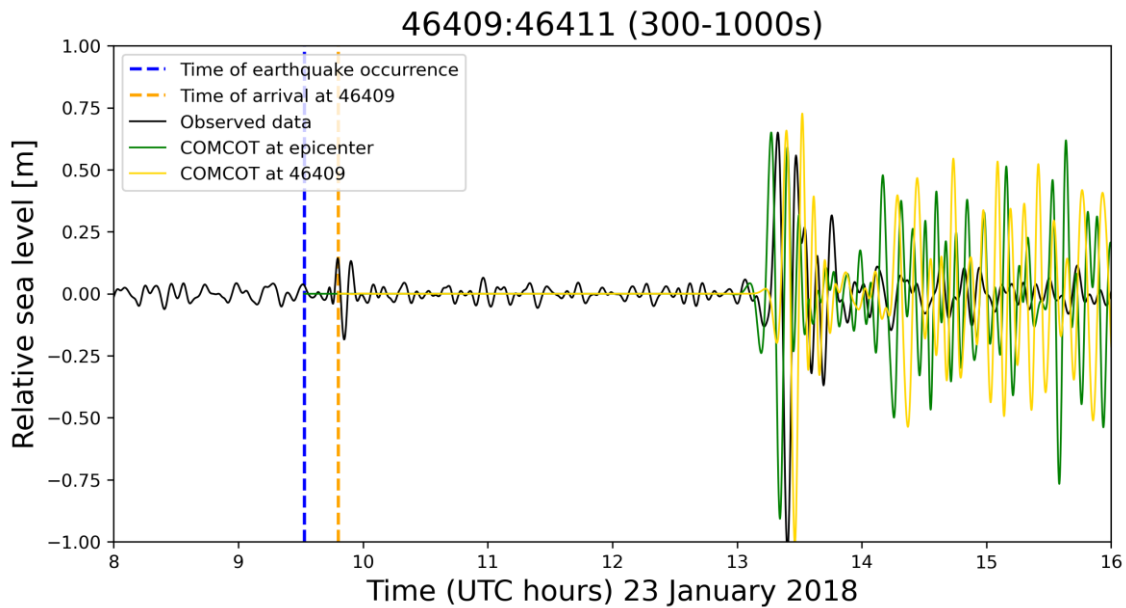


圖 4.13、DART 46409 與 46411 測站觀測資料與 COMCOT 比較。圖中藍色虛線表示地震的發震時間，橘色虛線表示海嘯訊號傳遞至參考測站 (46409) 的時間，黑色實線表示觀測資料，綠色實線表示 COMCOT 震源放置在真實發震位置之海嘯波模擬，黃色實線表示 COMCOT 震源放置在參考測站 (46409) 之海嘯波模擬。

本研究提取 IGWS 的 EGFs 不僅在海嘯到時和波形相位上與觀測資料相似，還能反映海嘯型地震對水體造成的影響 (圖 4.6 至圖 4.9)。然而，在距離較遠的測站對中，由於 EGFs 可能受到能量衰減或其他環境因地所干擾，導致 EGFs 的 SNR 較低，與觀測資料的相似度也低於距離較近的測站對。此外，EGFs 能有效抑制由海底地形變化引起的波浪散射以及沿岸反射帶來的影響 (圖 4.10 至圖 4.13 COMCOT 模擬中出現在海嘯訊號後的雜訊)，呈現出 SNR 較高的訊號。根據與擬合最佳時間差的誤差比較，本研究方法較 COMCOT 能更準確預測海嘯的到時。當海嘯型地震發生在測站附近時，只需透過 FMM 計算傳遞路徑差異所造成的到時差，並將其應用於 EGFs 中，即可準確預測海嘯波的到時，無須耗費大量的計算資源和時間。這證明了利用 IGWs 進行海嘯預測的可行性，並展示了其在抑制海底地形干擾方面的優勢。本研究為海嘯預警系統提供了一種全新的方法，即使在缺乏傳統觀測設備的情況下，仍能獲得準確的預警訊息。透過結合 IGWs 的特性，我們可以更清楚理解海嘯的動力學，進一步提升對海嘯的預測能力，從而更有效地保護沿岸社區的生命和財產安全。

4.3 亞重力波季節性變化

NWW3 是 NOAA 基於 WAM 模型 (WAMDIG, 1988) 進行改良，以更準確模擬海洋波浪動態行為的一種海洋波浪模型。WAM 是一種在不同氣象條件下預測波浪生成和演變過程的模型，在 Phadke et al. (2003) 的研究中證明其模擬結果與浮標量測的結果有良好的一致性。NWW3 使用 National Centres for Environmental Protection Global Forecast System (NCEP GFS) 的輸出資料作為波浪模型的輸入，透過將由風導致波浪的增長和衰減、波浪之間的非線性相互作用、耗散、底摩擦以及波浪與海底之間的相互作用所引起的散射與影響參數化，使其能夠更準確地模擬波浪行為。NWW3 從緯度 78 度到 -78 度 (每 1 度) 和從經度 0 度到 358.75 度 (每 1.25 度) 的網格上生成全球的輸出結果，每天 4 次以 6 小時為間隔，提取風速和方向、有效波浪波高、風浪平均週期和方向、主要波浪平均週期和方向。因此，由圖 1.6 我們可以得知，太平洋中 IGWs 的能量多集中在美國西側海岸和智利海岸，且具有季節性的變化。

Elgar et al. (1992) 的研究表明，IGWs 的能量主要在近岸生成，而非由遠處傳入。因此，現地的氣旋活動在海洋中的 IGWs 能量分佈中扮演主導的角色 (Rijnsdorp et al., 2021) 並且這些氣旋活動與季節變化密切相關 (Tonegawa et al., 2017)，進而導致海洋中噪訊源在空間中分布的差異。例如，Crawford et al. (2015) 的研究結果顯示，在大西洋中，冬季主要的 IGWs 源於歐洲南部和西北非的西岸，夏季則主要源於幾內亞灣地區 (圖 4.14)。

由於本研究所提取 IGWs 的 CCFs 在正負延遲方向上呈現不對稱性。因此，我們希望深入探討不同年度和季節對 CCFs 的影響。在冬季，我們僅疊加一月及二月的資料，而在夏季則疊加七月及八月的資料。以紅色陣列 (阿留申群島沿線) 的結果為例，在 2012 年氣旋活動較為強烈的冬季 (圖 4.15)，負延遲方向上的噪訊源較強。而在氣旋活動減弱的夏季 (圖 4.16)，則在正延遲方向上的噪訊源較強。此外，我們也比較 2012 年和 2014 年冬季 (圖 4.17) 的情況，同樣出現方向性反轉的現象。

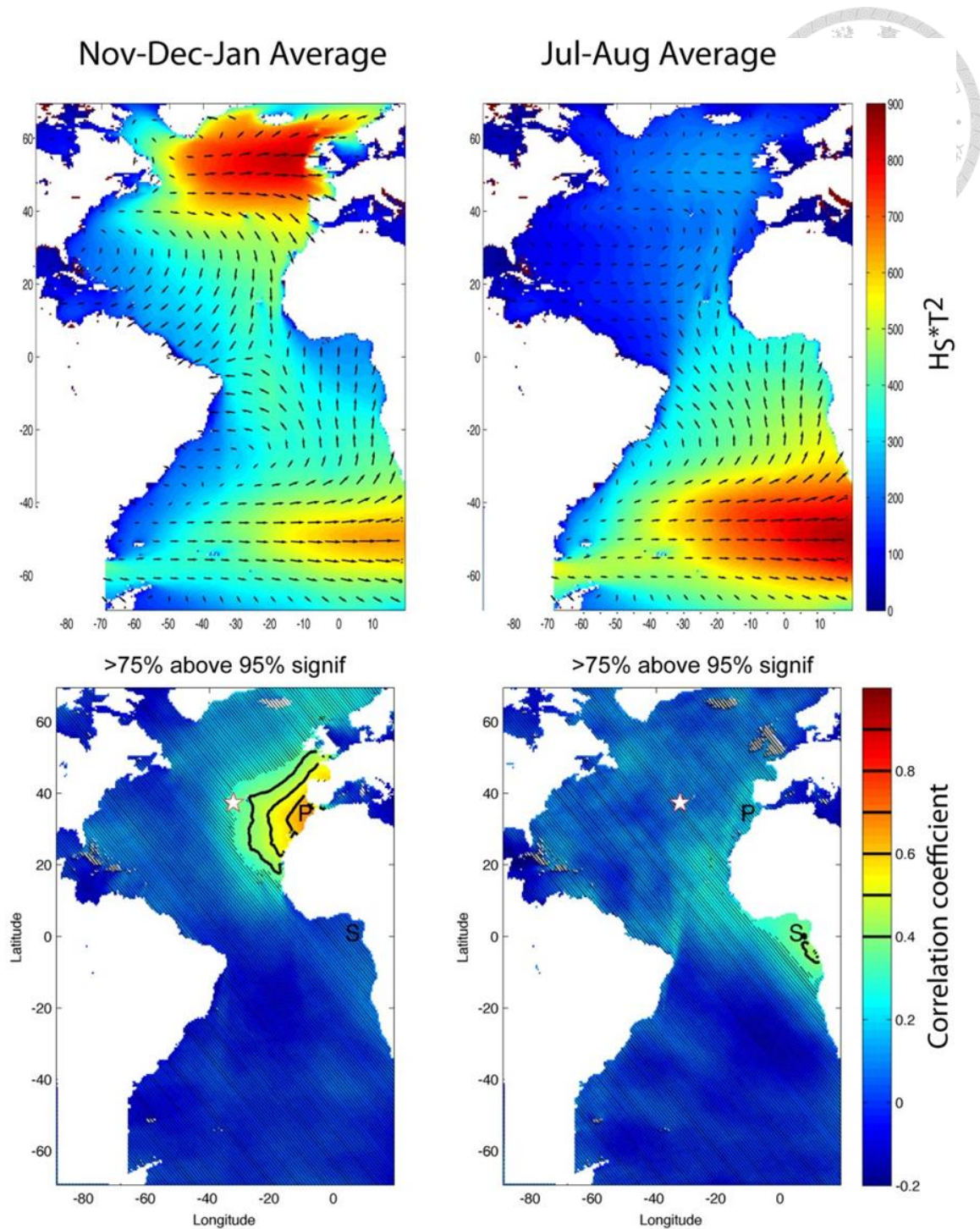


圖 4. 14、大西洋中 IGWs 能量分布與來源。左側圖表示冬季月份 (11 月、12 月、1 月)，右側圖表示夏季月份 (7 月、8 月)。上方圖表示 IGWs 的生成參數，即表面波高 (Surface wave height, H_s) 乘以平均波峰週期 (Peak wave period, T) 的平方 (顏色)，並表示主要波浪的傳遞方向 (箭頭)，數據取自 NWW3。下圖表示以目標日期為中心的 30 日時間序列所測得的 IGWs 波高與 IGWs 的生成參數 ($H_s * T$) 的相關係數，其量測點位於 Lucky Strike 附近 EMSO-MoMAR 的深海壓力計位置 (星號)，而 P 和 S 分別表示主要和次要來源。(擷取自 Crawford et al., 2015)

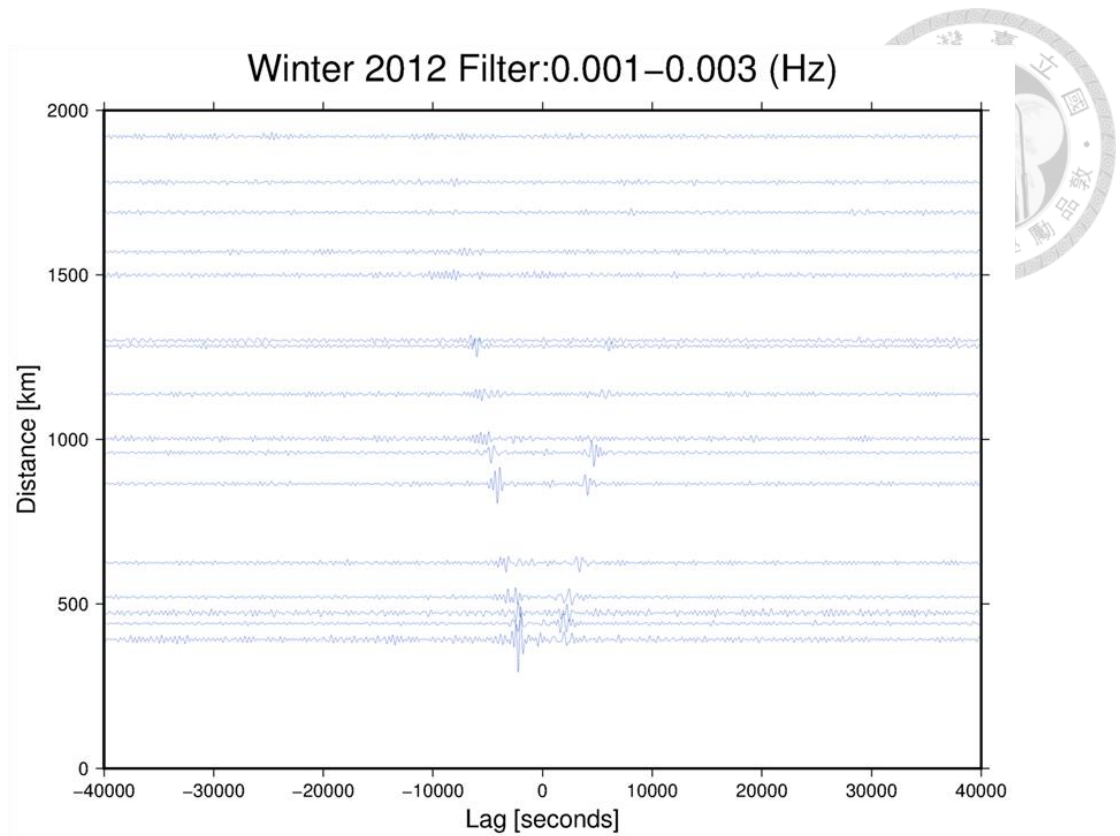


圖 4.15、紅色陣列 2012 年冬季 CCFs 與測站間距離關係圖。

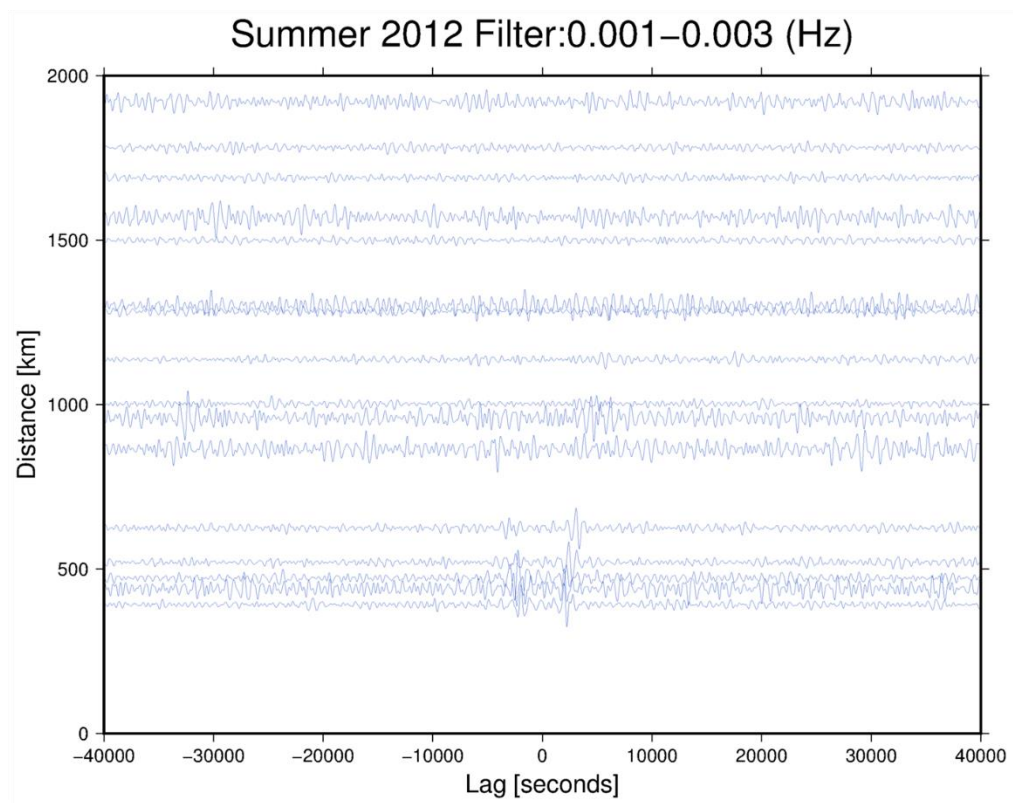


圖 4.16、紅色陣列 2012 年夏季 CCFs 與測站間距離關係圖。

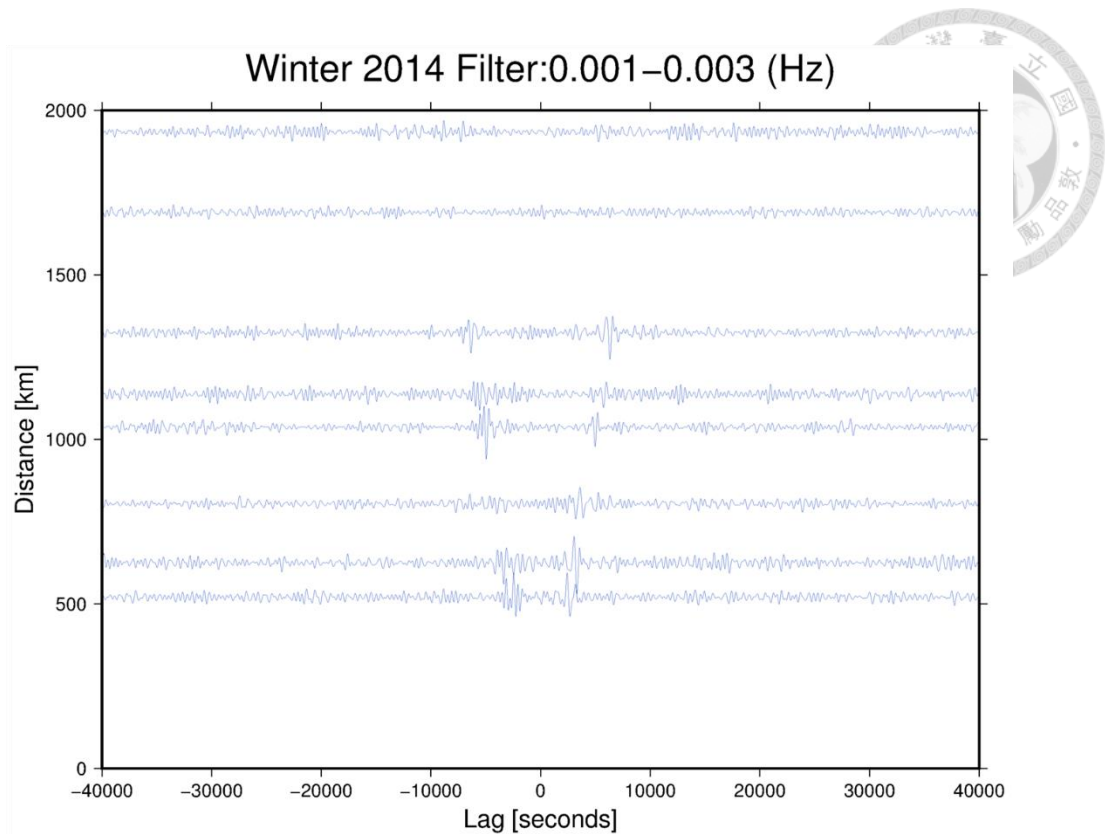


圖 4.17、紅色陣列 2014 年冬季 CCFs 與測站間距離關係圖。

為了討論格林函數正負方向的不對稱性，我們建立了一套評判標準。首先，分別計算正負延遲方向上 CCFs 的 SNR，並從中挑選 SNR 較大的前 10 筆測站對。接著，我們比較正負延遲方向上 SNR 的大小，並統計在正負延遲方向上 SNR 較大的個數。在實際地理環境中，我們將正負延遲方向分別定義為 IGWs 隨著太平洋順時針 (Clockwise, CW)傳遞與逆時針 (Counter-clockwise, CCW)傳遞。具體而言，順時針傳遞是指 IGWs 沿著澳洲東海岸及太平洋東海岸向北傳遞至日本後，向西北方向傳遞，經過阿留申群島後，沿美國西側海岸向南傳遞至南美洲；而逆時針傳遞則相反。為此，我們選擇使用排列較為線性的紅色 (阿留申群島沿線)和橘色 (美國西側海岸沿線)陣列來進行探討 (圖 3.1)，分別對十年間的變化進行分析。

透過與盛行西風帶平行的紅色陣列在冬季不同年度的統計 (圖 4.18)，我們觀察到傳遞方向多為西向東傳遞 (CW)的年度，如 2008、2012、2013、2016 和 2017 年。我們推測在這些年度，盛行西風較為強烈，噪訊源受到氣旋活動的主導，使得 IGWs 在美國西側海岸累積的能量較為強烈。然而，在盛行西風較為減弱的年度，如 2010、2014 與 2015 年，我們推測噪訊源是受到沿岸反射的 IGWs 能量所主導，

因此觀察到的傳遞方向是由東向西傳遞 (CCW)，或者方向性較不明顯。同時，我們與 NWW3 (圖 1.6) 進行比對分析，結果有良好的一致性。

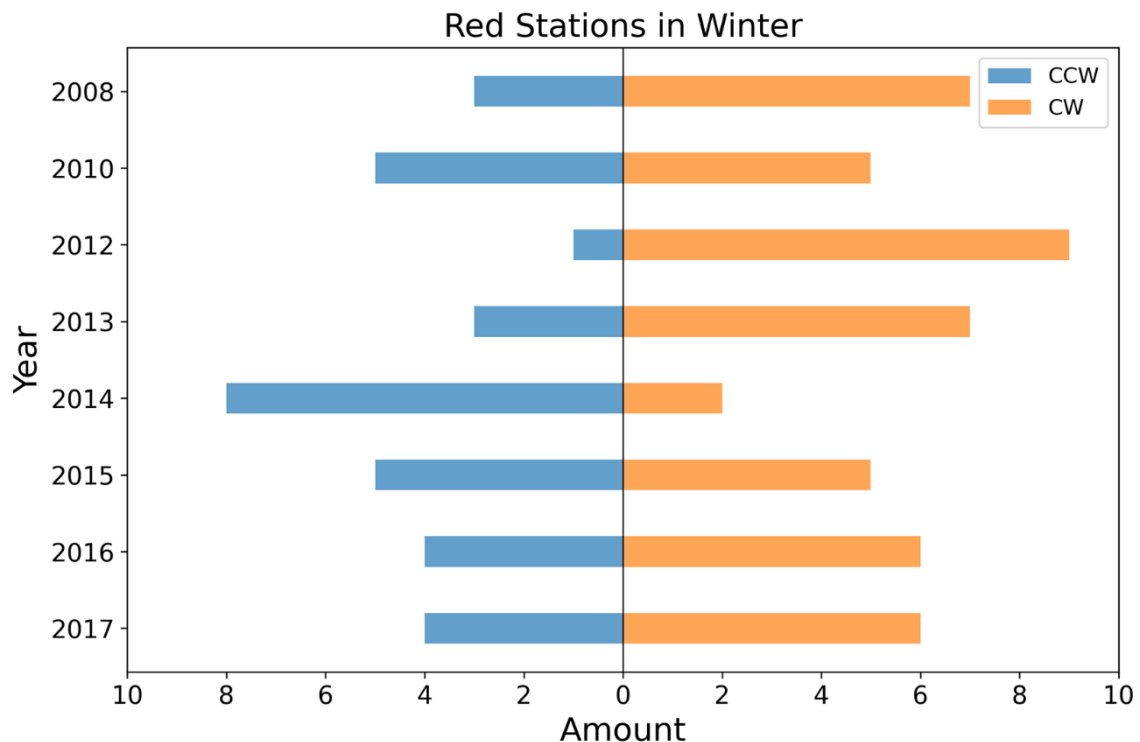


圖 4. 18、紅色陣列在冬季不同年度傳遞方向統計圖。缺少年度代表資料缺失或數量不足。

根據紅色陣列在夏季不同年度的統計 (圖 4. 19)，我們觀察到各年度的傳遞方向皆為東向西傳遞 (CCW)。此現象可能是由於北半球夏季盛行西風較弱，導致氣旋活動的能量不足以主導 IGWs 的傳遞方向。此外，測站位在北半球，受南半球的氣旋活動的影響較小，我們可以透過觀察區域性的 NWW3 (圖 4. 20) 來證實此能量的耗散。結果顯示，IGWs 能量最強處集中在阿留申群島及加拿大與美國西側沿岸附近，證實了在此區域，沿岸反射主導了 IGWs 的傳遞方向。從 NWW3 (圖 1. 6) 也可以看出，不同年度北半球夏季的 IGWs 波高差異並不大。因此，我們推測夏季噪訊源主要受到沿岸反射的 IGWs 能量所主導，而不是由盛行西風的強度來決定。

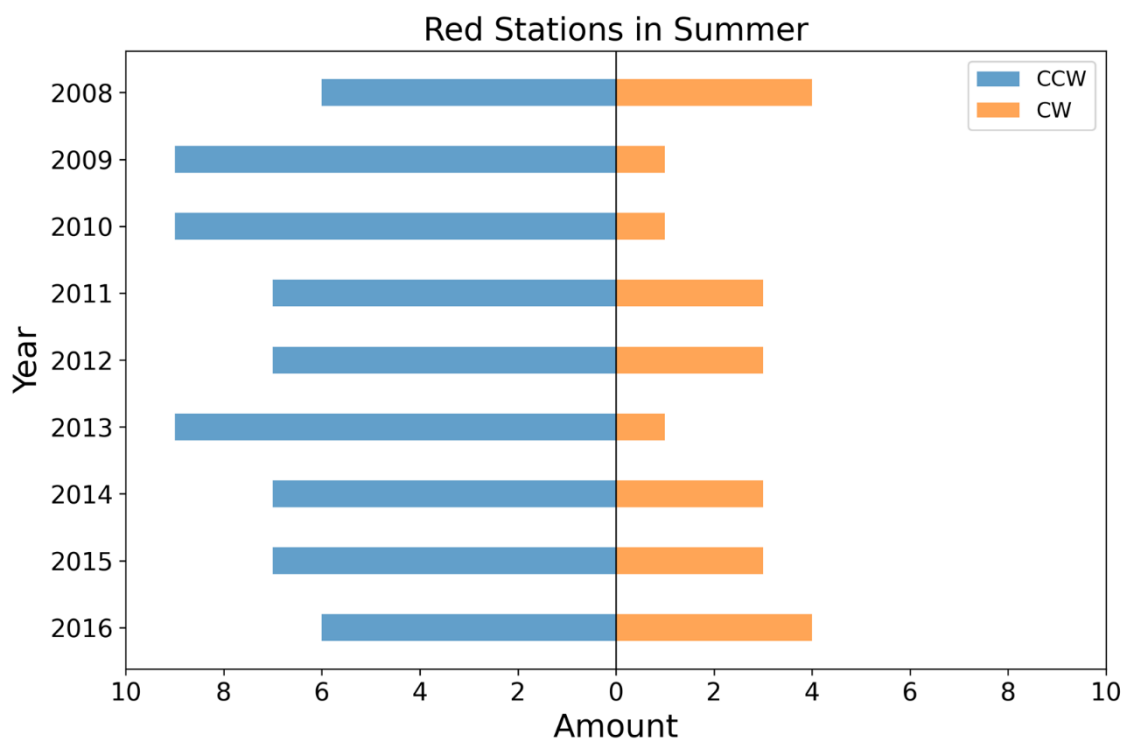


圖 4. 19、紅色陣列在夏季不同年度傳遞方向統計圖。缺少年度代表資料缺失或數量不足。

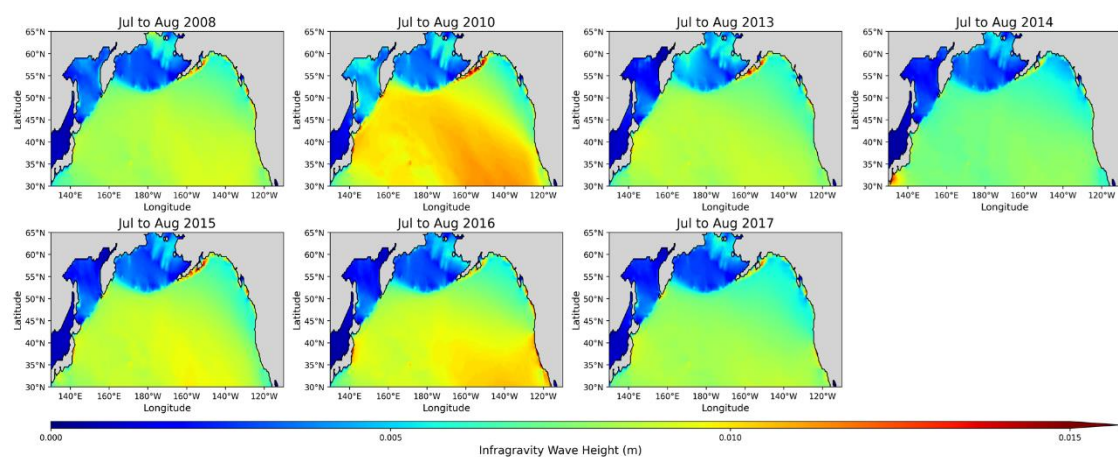


圖 4. 20、NWW3 中北太平洋 IGWs 夏季波高示意圖。冷色系表示 IGWs 波高相對較低的區域，暖色系則表示 IGWs 波高相對較高的區域。

透過與盛行西風帶垂直的橘色陣列在冬季與夏季不同年度的統計 (圖 4. 21、圖 4. 22)，我們觀察到各年度的傳遞方向皆為北向南傳遞 (CW)。根據圖 2.10 的模擬結果，測站對於垂直測站沿線方向的噪訊源的反應較為有限。因橘色陣列的排列方式與地理位置，我們可以推測該陣列對盛行西風帶與遠處氣旋活動所造成的噪訊源較不敏感，且由於此區域位於美國西側海岸，測站位置接近岸邊且處於西風帶累積能量的區域及其南方。因此，無論在冬季還是夏季，能量主要都是受到沿岸反射的 IGWs 影響。

總結來說，當盛行西風較弱時，氣旋活動減少，減少了對海洋的擾動，導致我們觀察到的 IGWs 主要來自沿岸地形的反射作用。這種現象在不同年度與季節間的一致性表明，沿岸反射對 IGWs 的傳遞模式具有顯著影響。此外，測站的布放位置也至關重要，它會影響所收集到的訊號來源。

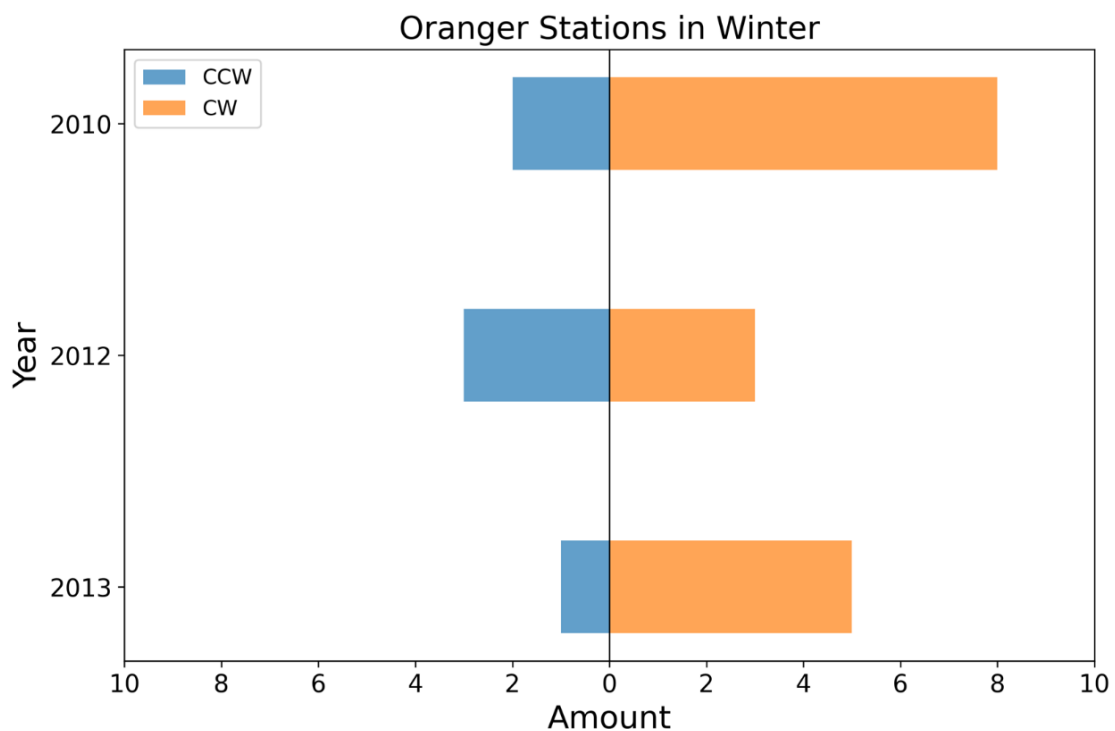


圖 4. 21、橘色陣列在冬季不同年度傳遞方向統計圖。缺少年度代表資料缺失或數量不足。

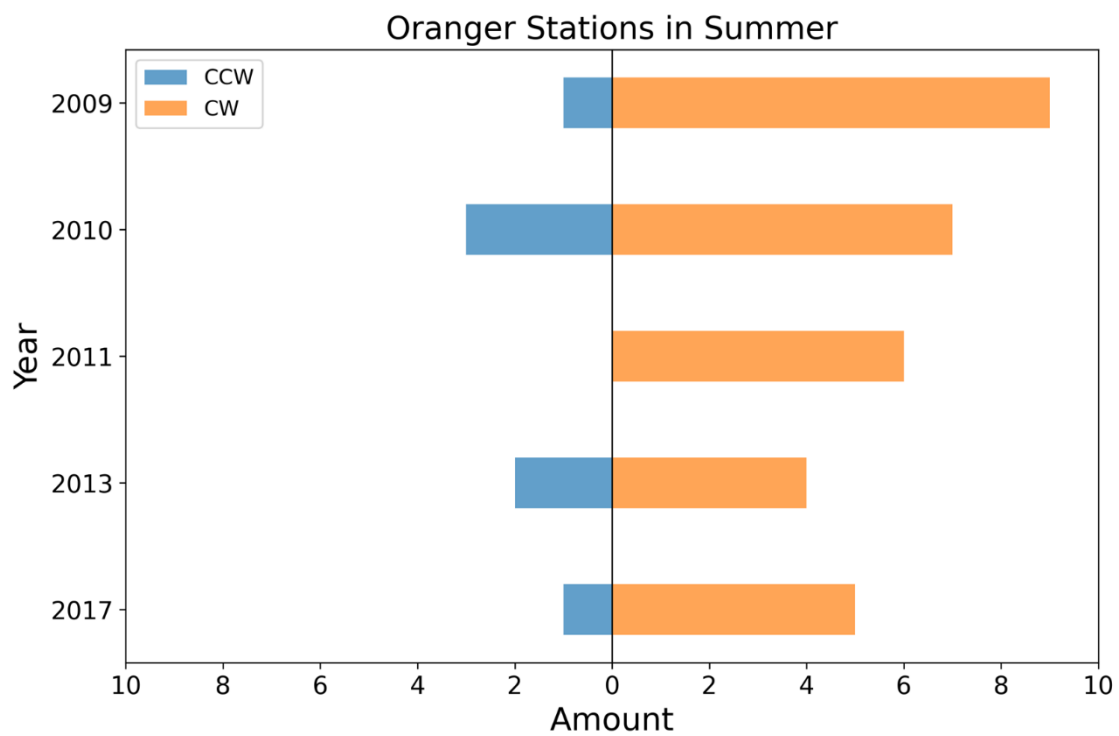


圖 4. 22、橘色陣列在夏季不同年度傳遞方向統計圖。缺少年度代表資料缺失或數量不足。

第五章 結論

本研究由 DART 系統在 2008-2017 年間收集的洋底壓力資料，提取 IGWs 的 EGFs 來探討太平洋中 IGWs 的傳遞特性與季節性變化。此外，本研究還分析 IGWs 與海嘯波之間的關係以及氣旋活動對於海洋噪訊源的影響。以下是本研究所統整之結論：

1. 根據 DART 系統的洋底壓力資料，時頻分析顯示 IGWs 具有顯著的季節性變化、年度變化和區域性變化。時頻圖顯示，IGWs 的能量在冬季較強，而在夏季則較弱。這種變化可能是由於不同時間和地理位置的氣旋活動變化對噪訊源的影響所致。此外，透過 PSD 分析可以觀察到 IGWs 的能量主要集中在美國西側海岸和中南美洲西側海岸，這一分布與 NWW3 模型所呈現的能量分布相符。
2. 當發生極端事件，如地震或氣旋活動時，這些事件會對洋底壓力產生劇烈的變化。透過 PSD 分析，可以觀察到在這些事件發生時，極端值能量的出現，且在特定頻率範圍內的能量密度顯著增加。這些頻率通常與事件的特性相關聯。例如，地震活動可能會在高頻範圍內引起能量的增加，而氣旋活動則可能在低頻範圍內產生類似的效應。
3. 以中心頻率為 0.0015 Hz 開始，每間隔 0.001 Hz 為中心的窄頻濾波的 CCFs 顯示，隨頻率增加，IGWs 的傳遞速度逐漸減慢，證實 IGWs 在不同頻率下的傳遞特性相異。在相對較低頻率時，IGWs 的傳遞模式屬於淺水波，但隨頻率增加，IGWs 的傳遞模式逐漸轉為中間水波。
4. 透過比對長週期 IGWs 的 EGFs 與海嘯波的傳遞行為，本研究提取的 EGFs 能夠反映海嘯型地震所產生的地震波與海洋波的基本特徵，並能有效抑制可能由海底地形變化引起的波浪散射訊號，從而呈現 SNR 更高的主要訊號。
5. 本研究採用 FMM 結合提取 IGWs 的 EGFs 的方法來預測海嘯波的到時，突破了傳統海洋學的框架，從地震學角度進行分析。結果顯示，相較於現行的海嘯預警系統 COMCOT，本方法能更準確預測海嘯波的到時，且運算時間大幅縮短。當海嘯型地震發生在測站附近時，只需要透過 FMM 計算傳遞路徑差異所造成的走時差，並將其應用到 IGWs 的 EGFs 中，即可準確預測海嘯波的到時及其影響範圍。這對於提升現行海嘯預警系統的準確性具有重大意義，如能結

合近岸潮位站的資料來提取 IGWs 傳遞至近岸的 EGFs，或許能提前預測和評估特定區域的海嘯災害風險，對於可能受影響地區的應急準備尤為重要。

6. 當盛行西風較強的季節、時間段或是區域，氣旋活動與其移動過程中產生的風浪和湍流會顯著影響海洋中噪訊源的分布。由於盛行西風帶的強度變化直接關係到海洋表面風浪的生成和傳遞，進而影響我們觀察到 IGWs 的方向性和強度變化。然而，在盛行西風較弱的季節或是時間段，或是在盛行西風帶以外的區域，IGWs 主要受到沿岸地形的反射作用所影響。

參考文獻

- Alashloo, S. M., Ghosh, D. P., Shahbazi, A., Hermana, M., & Ismail, W. W. (2016). Enhancing Seismic Imaging of Deep Structures Using Anelliptic VTI Traveltimes. In *International Petroleum Technology Conference*. IPTC.
<https://doi.org/10.2523/IPTC-18667-MS>
- Angove, M., Arcas, D., Bailey, R., Carrasco, P., Coetzee, D., Fry, B., Gledhill, K., Harada, S., von Hillebrandt-Andrade, C., Kong, L., McCreery, C., McCurrach, S.-J., Miao, Y., Sakya, A. E., & Schindel , F. (2019). Ocean Observations Required to Minimize Uncertainty in Global Tsunami Forecasts, Warnings, and Emergency Response. *Frontiers in Marine Science*, 6.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00350>
- Ardhuin, F., Rawat, A., & Aucan, J. (2014). A numerical model for free infragravity waves: Definition and validation at regional and global scales. *Ocean Modelling*, 77, 20-32.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.02.006>
- Aucan, J., & Ardhuin, F. (2013). Infragravity waves in the deep ocean: An upward revision. *Geophysical Research Letters*, 40(13), 3435-3439.
<https://doi.org/10.1002/grl.50321>
- Barber, N. F., & Ursell, F. (1948). The generation and propagation of ocean waves and swell. I. Wave periods and velocities. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 240(824), 527-560.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1948.0005>
- Bennington, N., Haney, M., Thurber, C., & Zeng, X. (2018). Inferring Magma Dynamics at Veniaminof Volcano Via Application of Ambient Noise. *Geophysical Research Letters*, 45(21).

<https://doi.org/10.1029/2018gl079909>

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>

Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W. C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., . . . Tissier, M. (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177, 774-799.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>

Bogiatzis, P., Karamitrou, A., Ward Neale, J., Harmon, N., Rychert, C. A., & Srokosz, M. (2020). Source Regions of Infragravity Waves Recorded at the Bottom of the Equatorial Atlantic Ocean, Using OBS of the PI-LAB Experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(6).

<https://doi.org/10.1029/2019jc015430>

Bosboom, J., & Stive, M. J. (2021). *Coastal dynamics*.

<https://doi.org/10.5074/T.2021.001>

Bromirski, P. D., Chen, Z., Stephen, R. A., Gerstoft, P., Arcas, D., Diez, A., Aster, R. C., Wiens, D. A., & Nyblade, A. (2017). Tsunami and infragravity waves impacting Antarctic ice shelves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7), 5786-5801.

<https://doi.org/10.1002/2017jc012913>

Bromirski, P. D., Sergienko, O. V., & MacAyeal, D. R. (2010). Transoceanic infragravity waves impacting Antarctic ice shelves. *Geophysical Research Letters*, 37(2).

<https://doi.org/10.1029/2009gl041488>

Büyükakpınar, P., Cannata, A., Cannavò, F., Carbone, D., De Plaen, R. S. M., Di Grazia, G., King, T., Lecocq, T., Liuzzo, M., & Salerno, G. (2022). Chronicle of Processes Leading to the 2018 Eruption at Mt. Etna As Inferred by Seismic Ambient Noise Along With Geophysical and Geochemical Observables. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(10).

<https://doi.org/10.1029/2022jb025024>

Cabrera-Perez, I., D'Auria, L., Soubestre, J., Przeor, M., Barrancos, J., Garcia-Hernandez, R., Ibanez, J. M., Koulakov, I., van Dorth, D. M., Ortega, V., Padilla, G. D., Sagiya, T., & Perez, N. (2023). Spatio-temporal velocity variations observed during the pre-eruptive episode of La Palma 2021 eruption inferred from ambient noise interferometry. *Sci Rep*, 13(1), 12039.

<https://doi.org/10.1038/s41598-023-39237-9>

Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science*, 299(5606), 547-549.

<https://doi.org/doi:10.1126/science.1078551>

Cao, H., Apatay, E., Crane, G., Wu, B., Gao, K., & Askari, R. (2022). Evaluation of Various Data Acquisition Scenarios for the Retrieval of Seismic Body Waves from Ambient Noise Seismic Interferometry Technique via Numerical Modeling. *Geosciences*, 12(7).

<https://doi.org/10.3390/geosciences12070270>

Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., & Brenguier, F. (2011). Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 186(2), 867-882.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05074.x>

Costas, R., Carro, H., Figuero, A., Peña, E., & Sande, J. (2023). A Decision-Making Tool for Port Operations Based on Downtime Risk and Met-Ocean Conditions including Infragravity Wave Forecast. *Journal of Marine Science and Engineering*, 11(3).

<https://doi.org/10.3390/jmse11030536>

Crawford, W., Ballu, V., Bertin, X., & Karpytchev, M. (2015). The sources of deep ocean infragravity waves observed in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(7), 5120-5133.

<https://doi.org/10.1002/2014jc010657>

Cupillard, P., Stehly, L., & Romanowicz, B. (2011). The one-bit noise correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1397-1414.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04923.x>

Dantas, O. A. B., do Nascimento, A. F., & Schimmel, M. (2018). Retrieval of Body-Wave Reflections Using Ambient Noise Interferometry Using a Small-Scale Experiment. *Pure and Applied Geophysics*, 175(6), 2009-2022.

<https://doi.org/10.1007/s00024-018-1794-0>

Denolle, M. A., & Nissen-Meyer, T. (2020). Quiet Anthropocene, quiet Earth. *Science*, 369(6509), 1299-1300

<http://doi.org/10.1126/science.abd8358>

De Plaen, R. S. M., Lecocq, T., Caudron, C., Ferrazzini, V., & Francis, O. (2016). Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. *Geophysical Research Letters*, 43(16), 8511-8518.

<https://doi.org/10.1002/2016gl070078>

Díaz, J. (2016). On the origin of the signals observed across the seismic spectrum. *Earth-*

Science Reviews, 161, 224-232.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.006>

Dolenc, D., Romanowicz, B., Stakes, D., McGill, P., & Neuhauser, D. (2005).

Observations of infragravity waves at the Monterey ocean bottom broadband station (MOBB). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).

<https://doi.org/10.1029/2005gc000988>

Donaldson, C., Caudron, C., Green, R. G., Thelen, W. A., & White, R. S. (2017). Relative seismic velocity variations correlate with deformation at Kīlauea volcano. *Science advances*, 3(6), e1700219.

<https://doi.org/10.1126/sciadv.1700219>

Elgar, S., Herbers, T. H. C., Okihiro, M., Oltman-Shay, J., & Guza, R. T. (1992).

Observations of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C10), 15573-15577.

<https://doi.org/10.1029/92JC01316>

Feng, K.-F., Huang, H.-H., & Wu, Y.-M. (2020). Detecting pre-eruptive magmatic processes of the 2018 eruption at Kilauea, Hawaii volcano with ambient noise interferometry. *Earth, Planets and Space*, 72(1).

<https://doi.org/10.1186/s40623-020-01199-x>

Feng, K. F., Huang, H. H., Hsu, Y. J., & Wu, Y. M. (2021). Controls on Seasonal Variations of Crustal Seismic Velocity in Taiwan Using Single-Station Cross-Component Analysis of Ambient Noise Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(11).

<https://doi.org/10.1029/2021jb022650>

Galetti, E., Curtis, A., Baptie, B., Jenkins, D., & Nicolson, H. (2017). Transdimensional Love-wave tomography of the British Isles and shear-velocity structure of the East



Irish Sea Basin from ambient-noise interferometry. *Geophysical Journal International*, 208(1), 36-58.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggw286>

Godin, O. A., Zabotin, N. A., Sheehan, A. F., Yang, Z., & Collins, J. A. (2013). Power spectra of infragravity waves in a deep ocean. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2159-2165.

<https://doi.org/10.1002/grl.50418>

Groos, J. C., Bussat, S., & Ritter, J. R. R. (2012). Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 188(2), 498-512.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05288.x>

Group, T. W. (1988). The WAM model—A third generation ocean wave prediction model. *Journal of physical oceanography*, 18(12), 1775-1810.

[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2)

Guedes Soares, C., & Cherneva, Z. (2005). Spectrogram analysis of the time–frequency characteristics of ocean wind waves. *Ocean Engineering*, 32(14-15), 1643-1663.

<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.02.008>

Guillemot, A., van Herwijnen, A., Larose, E., Mayer, S., & Baillet, L. (2021). Effect of snowfall on changes in relative seismic velocity measured by ambient noise correlation. *The Cryosphere*, 15(12), 5805-5817.

<https://doi.org/10.5194/tc-15-5805-2021>

Harmon, N., Henstock, T., Srokosz, M., Tilmann, F., Rietbrock, A., & Barton, P. (2012).

Infragravity wave source regions determined from ambient noise correlation. *Geophysical Research Letters*, 39(4).

<https://doi.org/10.1029/2011gl050414>

James, S. R., Knox, H. A., Abbott, R. E., Panning, M. P., & Screaton, E. J. (2019). Insights Into Permafrost and Seasonal Active-Layer Dynamics From Ambient Seismic Noise Monitoring. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(7), 1798-1816.

<https://doi.org/10.1029/2019jf005051>

Jeon, H., Jung, Y., Lee, S., & Jung, Y. (2020). Area-Efficient Short-Time Fourier Transform Processor for Time-Frequency Analysis of Non-Stationary Signals. *Applied Sciences*, 10(20).

<https://doi.org/10.3390/app10207208>

Jiang, C., Yang, Y., & Zheng, Y. (2016). Crustal structure in the junction of Qinling Orogen, Yangtze Craton and Tibetan Plateau: implications for the formation of the Dabashan Orocline and the growth of Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, 205(3), 1670-1681.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggw096>

Karow, N., Kandler, L., Brede, M., & Grundmann, S. (2020). Turbulent transport of discharged ground water in oceanic bottom boundary layers in a water channel experiment. *Ocean Science Discussions*, 2020, 1-20.

<https://doi.org/10.5194/os-2019-116>

Le Breton, M., Bontemps, N., Guillemot, A., Baillet, L., & Larose, É. (2021). Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: challenges and applications. *Earth-Science Reviews*, 216.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103518>

Lecocq, T., Caudron, C., & Brenguier, F. (2014). MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise. *Seismological Research Letters*, 85(3), 715-726.

<https://doi.org/10.1785/0220130073>

Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A., Brenguier, F., & Stammer, K. (2017). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Sci Rep*, 7(1), 14241.

<https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9>

Lehmacher, G. A., Scott, T. D., Larsen, M. F., Bilén, S. G., Croskey, C. L., Mitchell, J. D., Rapp, M., Lübken, F. J., & Collins, R. L. (2011). The Turbopause experiment: atmospheric stability and turbulent structure spanning the turbopause altitude. *Annales Geophysicae*, 29(12), 2327-2339.

<https://doi.org/10.5194/angeo-29-2327-2011>

Lelièvre, P. G., Farquharson, C. G., & Hurich, C. A. (2011). Computing first-arrival seismic traveltimes on unstructured 3-D tetrahedral grids using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 184(2), 885-896.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04880.x>

Li, Z., & Lee, P. (2023). Whitening method for passive water pipeline assessment using ambient noise. *Mechanical Systems and Signal Processing*, 205.

<https://doi.org/10.1016/j.ymssp.2023.110859>

Lin, S. C., Wu, T.-R., Yen, E., Chen, H.-Y., Hsu, J., Tsai, Y.-L., Lee, C.-J., & Liu, P. L. F. (2015). Development of a tsunami early warning system for the South China Sea. *Ocean Engineering*, 100, 1-18.

<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.02.003>

Liu, J., Meucci, A., & Young, I. R. (2023). A Comparison of Multiple Approaches to Study the Modulation of Ocean Waves Due To Climate Variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(9).

<https://doi.org/10.1029/2023jc019843>

Lü, Z., Liu, Q., Kong, Q., Sun, J., & Liu, Z. (2024). Regional noise source location based on the time delays between station pairs from ambient noise interferometry. *Scientific Reports*, 14(1), 10268.

<https://doi.org/10.1038/s41598-024-60313-1>

Mao, S., Lecointre, A., van der Hilst, R. D., & Campillo, M. (2022). Space-time monitoring of groundwater fluctuations with passive seismic interferometry. *Nature Communications*, 13(1), 4643.

<https://doi.org/10.1038/s41467-022-32194-3>

Matsuba, Y., Roelvink, D., Reniers, A. J. H. M., Rijnsdorp, D. P., & Shimozono, T. (2022). Reconstruction of Directional Spectra of Infragravity Waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(7).

<https://doi.org/10.1029/2021jc018273>

Matsumoto, H., Kimura, T., Nishida, S., Machida, Y., & Araki, E. (2018). Experimental evidence characterizing pressure fluctuations at the seafloor-water interface induced by an earthquake. *Sci Rep*, 8(1), 16406.

<https://doi.org/10.1038/s41598-018-34578-2>

Maurya, S., Taira, T. a., & Romanowicz, B. (2019). Location of Seismic “Hum” Sources Following Storms in the North Pacific Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1454-1467.

<https://doi.org/10.1029/2018gc008112>

Mordret, A., Mikesell, T. D., Harig, C., Lipovsky, B. P., & Prieto, G. A. (2016). Monitoring southwest Greenland’s ice sheet melt with ambient seismic noise. *Science advances*, 2(5), e1501538.

<https://doi.org/10.1126/sciadv.1501538>

Miller, S., & Childers, D. (2004). *Probability and random processes: With applications*

to signal processing and communications. Academic Press.

<https://doi.org/10.1016/B978-012172651-5/50010-5>

Nakata, N., Chang, J. P., Lawrence, J. F., & Boué, P. (2015). Body wave extraction and tomography at Long Beach, California, with ambient-noise interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 1159-1173.

<https://doi.org/10.1002/2015jb011870>

Neale, J., Harmon, N., & Srokosz, M. (2015). Source regions and reflection of infragravity waves offshore of the U.S.s Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(9), 6474-6491.

<https://doi.org/10.1002/2015jc010891>

Nishida, K. (2017). Ambient seismic wave field. *Proc Jpn Acad Ser B Phys Biol Sci*, 93(7), 423-448.

<https://doi.org/10.2183/pjab.93.026>

Oren, C., & Nowack, R. L. (2017). Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure. *Geophysical Journal International*, 208(1), 321-332.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>

Phadke, A. C., Martino, C. D., Cheung, K. F., & Houston, S. H. (2003). Modeling of tropical cyclone winds and waves for emergency management. *Ocean Engineering*, 30(4), 553-578.

[https://doi.org/10.1016/S0029-8018\(02\)00033-1](https://doi.org/10.1016/S0029-8018(02)00033-1)

Rabinovich, A. B., & Eblé, M. C. (2015). Deep-Ocean Measurements of Tsunami Waves. *Pure and Applied Geophysics*, 172(12), 3281-3312.

<https://doi.org/10.1007/s00024-015-1058-1>

Rathnayaka, S., & Gao, H. (2017). Crustal-scale seismic structure from trench to forearc



in the Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(9), 7311-7328.

<https://doi.org/10.1002/2017JB014299>

Rawat, A., Ardhuin, F., Ballu, V., Crawford, W., Corela, C., & Aucan, J. (2014).

Infragravity waves across the oceans. *Geophysical Research Letters*, 41(22), 7957-7963.

<https://doi.org/10.1002/2014gl061604>

Rawlinson, N. (2005). FMST: Fast Marching Surface Tomography Package-Instructions, Research School of Earth Sciences. *Canberra: Australian National University*.

Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., & Bard, P. Y. (2010). Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3).

<https://doi.org/10.1029/2009jf001538>

Rijnsdorp, D. P., Reniers, A. J. H. M., & Zijlema, M. (2021). Free Infragravity Waves in the North Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8).

<https://doi.org/10.1029/2021jc017368>

Rost, S., & Thomas, C. (2002). Array Seismology: Methods and Applications. *Reviews of Geophysics*, 40(3).

<https://doi.org/10.1029/2000rg000100>

Saito, T., & Kawahara, J. (2012). Retrieval of long-wave tsunami Green's function from the cross-correlation of continuous ocean waves excited by far-field random noise sources on the basis of a first-order Born approximation. *Earth, Planets and Space*, 64(1), 43-48.

<https://doi.org/10.5047/eps.2011.08.020>

Sato, H. (2009). Retrieval of Green's function having coda from the cross-correlation



function in a scattering medium illuminated by surrounding noise sources on the basis of the first order Born approximation. *Geophysical Journal International*, 179(1), 408-412.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04296.x>

Sergeant, A., Chmiel, M., Lindner, F., Walter, F., Roux, P., Chaput, J., Gimbert, F., & Mordret, A. (2020). On the Green's function emergence from interferometry of seismic wave fields generated in high-melt glaciers: implications for passive imaging and monitoring. *The Cryosphere*, 14(3), 1139-1171.

<https://doi.org/10.5194/tc-14-1139-2020>

Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(4), 1591-1595.

<https://doi.org/10.1073/pnas.93.4.1591>

Shiraishi, K., & Watanabe, T. (2021). Passive seismic reflection imaging based on acoustic and elastic reverse time migration without source information: theory and numerical simulations. *Exploration Geophysics*, 53(2), 198-210.

<https://doi.org/10.1080/08123985.2021.1917293>

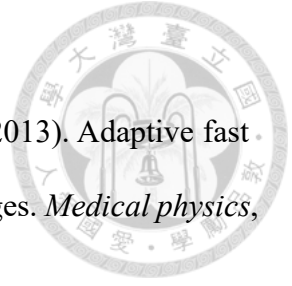
Snieder, R., Grêt, A., Douma, H., & Scales, J. (2002). Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. *Science*, 295(5563), 2253-2255.

<https://doi.org/10.1126/science.1070015>

Snieder, R., & Wapenaar, K. (2010). Imaging with ambient noise. *Physics Today*, 63(9), 44-49.

<https://doi.org/10.1063/1.3490500>

Song, R., Liu, Y., & Bucknall, R. (2017). A multi-layered fast marching method for unmanned surface vehicle path planning in a time-variant maritime environment. *Ocean Engineering*, 129, 301-317.



<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2016.11.009>

Song, X., Cheng, M., Wang, B., Huang, S., Huang, X., & Yang, J. (2013). Adaptive fast marching method for automatic liver segmentation from CT images. *Medical physics*, 40(9), 091917.

<https://doi.org/10.1118/1.4819824>

Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).

<https://doi.org/10.1029/2005jb004237>

Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2007). Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171(1), 223-230.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x>

Takano, T., Nishimura, T., Nakahara, H., Ohta, Y., & Tanaka, S. (2014). Seismic velocity changes caused by the Earth tide: Ambient noise correlation analyses of small-array data. *Geophysical Research Letters*, 41(17), 6131-6136.

<https://doi.org/10.1002/2014gl060690>

Thornton, E. B., & Krapohl, R. F. (1974). Water particle velocities measured under ocean waves. *Journal of Geophysical Research*, 79(6), 847-852.

<https://doi.org/10.1029/JC079i006p00847>

Tian, Y., & Ritzwoller, M. H. (2015). Directionality of ambient noise on the Juan de Fuca plate: implications for source locations of the primary and secondary microseisms. *Geophysical Journal International*, 201(1), 429-443.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggv024>

Toffoli, A., & Bitner-Gregersen, E. M. (2017). Types of Ocean Surface Waves, Wave

Classification. In *Encyclopedia of Maritime and Offshore Engineering* (pp. 1-8).

<https://doi.org/10.1002/9781118476406.emoe077>

Tonegawa, T., Fukao, Y., Shiobara, H., Sugioka, H., Ito, A., & Yamashita, M. (2018).

Excitation Location and Seasonal Variation of Transoceanic Infragravity Waves Observed at an Absolute Pressure Gauge Array. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(1), 40-52.

<https://doi.org/10.1002/2017jc013488>

Tsai, V. C., & Sager, K. (2022). The relationship between cross correlations and Green's functions in ambient noise interferometry with Bayesian constraints. *Geophysical Journal International*, 228(2), 816-825.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggab376>

Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. H., & Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, 34(11).

<https://doi.org/10.1029/2007gl030164>

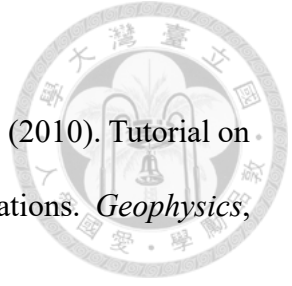
Wang, K., Thomson, R. E., Rabinovich, A. B., Fine, I. V., & Insua, T. L. (2020). The 2018 Alaska-Kodiak Tsunami off the West Coast of North America: A Rare Mid-plate Tsunamigenic Event. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3), 1347-1378.

<https://doi.org/10.1007/s00024-020-02427-x>

Wapenaar, K. (2004). Retrieving the Elastodynamic Green's Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation. *Physical review letters*, 93(25), 254301.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301>

Wapenaar, K. (2006). Green's function retrieval by cross-correlation in case of one-sided illumination. *Geophysical Research Letters*, 33(19).



<https://doi.org/10.1029/2006gl027747>

Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195-175A209.

<https://doi.org/10.1190/1.3457445>

Wright, J., Colling, A., & Park, D. (1999). *Waves, tides and shallow-water processes* (Vol. 4). Gulf Professional Publishing.

Xiao, H., Spica, Z. J., Li, J., & Zhan, Z. (2024). Detection of Earthquake Infragravity and Tsunami Waves With Underwater Distributed Acoustic Sensing. *Geophysical Research Letters*, 51(2).

<https://doi.org/10.1029/2023gl106767>

Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., & Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1), 259-274.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x>

Yates, A. S., Savage, M. K., Jolly, A. D., Caudron, C., & Hamling, I. J. (2019). Volcanic, Coseismic, and Seasonal Changes Detected at White Island (Whakaari) Volcano, New Zealand, Using Seismic Ambient Noise. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 99-108.

<https://doi.org/10.1029/2018gl080580>

Yolsal-Çevikbilen, S., Ulutaş, E., & Taymaz, T. (2018). Source Models of the 2012 Haida Gwaii (Canada) and 2015 Illapel (Chile) Earthquakes and Numerical Simulations of Related Tsunamis. *Pure and Applied Geophysics*, 176(7), 2995-3033.

<https://doi.org/10.1007/s00024-018-1996-5>

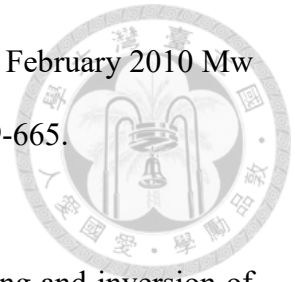
Yoshimoto, M., Watada, S., Fujii, Y., & Satake, K. (2016). Source estimate and tsunami

forecast from far-field deep-ocean tsunami waveforms—The 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(2), 659-665.

<https://doi.org/10.1002/2015gl067181>

Zang, X., Brown, M. G., & Godin, O. A. (2015). Waveform modeling and inversion of ambient noise cross-correlation functions in a coastal ocean environment. *J Acoust Soc Am*, 138(3), 1325-1333.

<https://doi.org/10.1121/1.4928303>



附錄

A1 本研究測站資料時間間隔統計



Time Station	00:00:15	00:00:30	00:00:45	00:01:00	00:15:00
21413	20061294	2	122	3454	72607
21414	22353956	6	6	1161	42223
21415	25147078	0	0	0	0
21416	16567684	0	0	0	1448
21418	16709281	127	15	6643	69930
21419	14679952	15	2	913	30344
32411	22852370	0	0	0	0
32412	20140586	0	0	0	0
32413	18581252	0	0	0	0
43412	15760406	257	69	4045	71818
43413	23427135	0	0	0	0
46402	27573089	0	0	0	0
46403	29275865	0	0	0	0
46404	23311431	41	0	0	0
46407	15980380	239	286	8753	32502
46408	22119894	0	0	0	0
46409	29187465	0	0	0	0
46410	14509829	242	2	421	70882
46411	25991276	3	123	2265	45443
46412	25029517	2	0	0	0
46413	14705777	608	269	14139	190502
46419	12355273	28	5	1545	95482
51407	28960766	5	0	0	0
51425	15652854	4	188	6204	32355
51426	14115796	2	2	1125	61401
52401	18911322	0	0	0	0
52402	23895372	7	3	1204	42397
52403	17958144	6	246	3175	47021
52406	18966851	0	0	0	2227

表 A1.1、測站資料時間間隔統計。縱軸座標表示測站，橫軸座標表示資料時間間隔，數值表示資料點數總量。

A2 本研究測站之時序資料

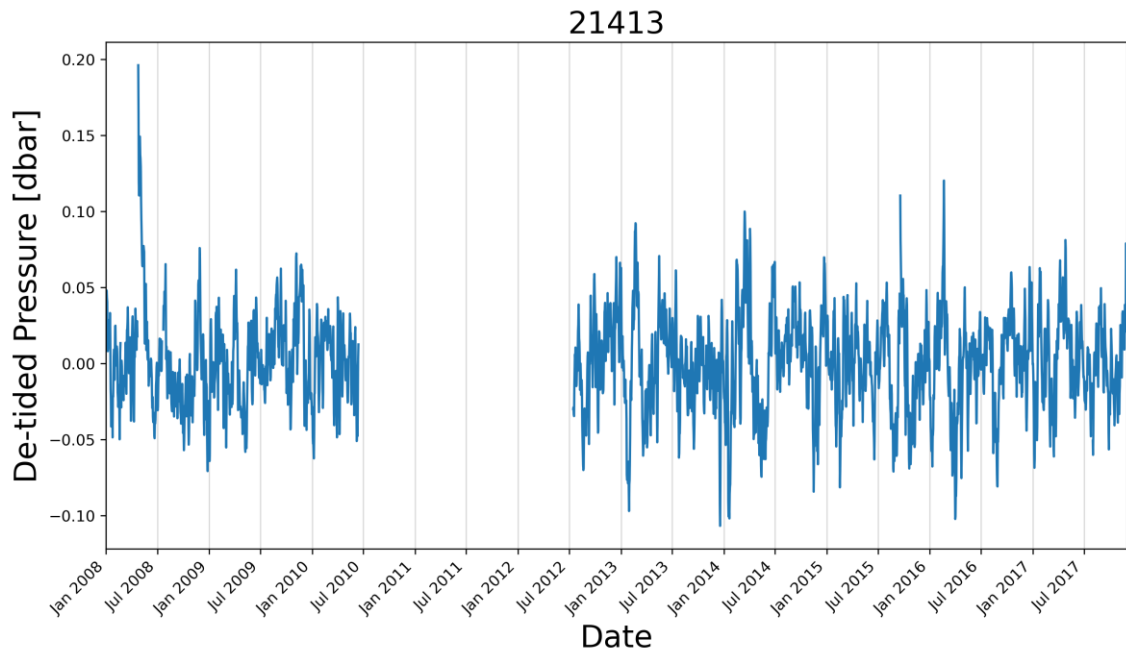


圖 A2. 1、DART 21413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

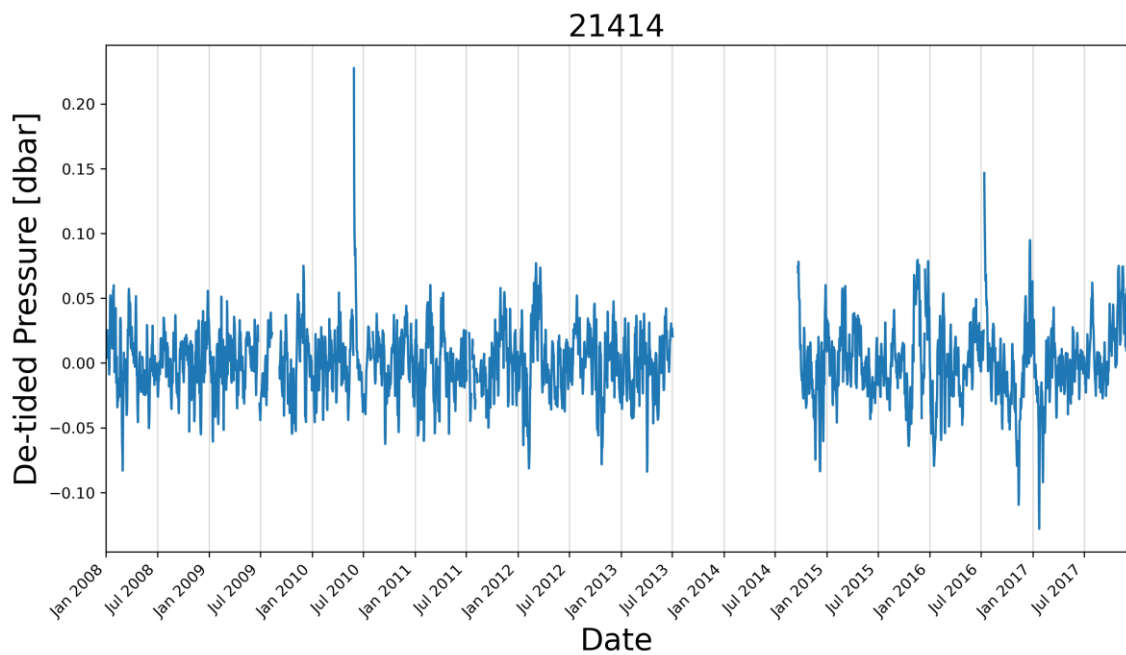


圖 A2. 2、DART 21414 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

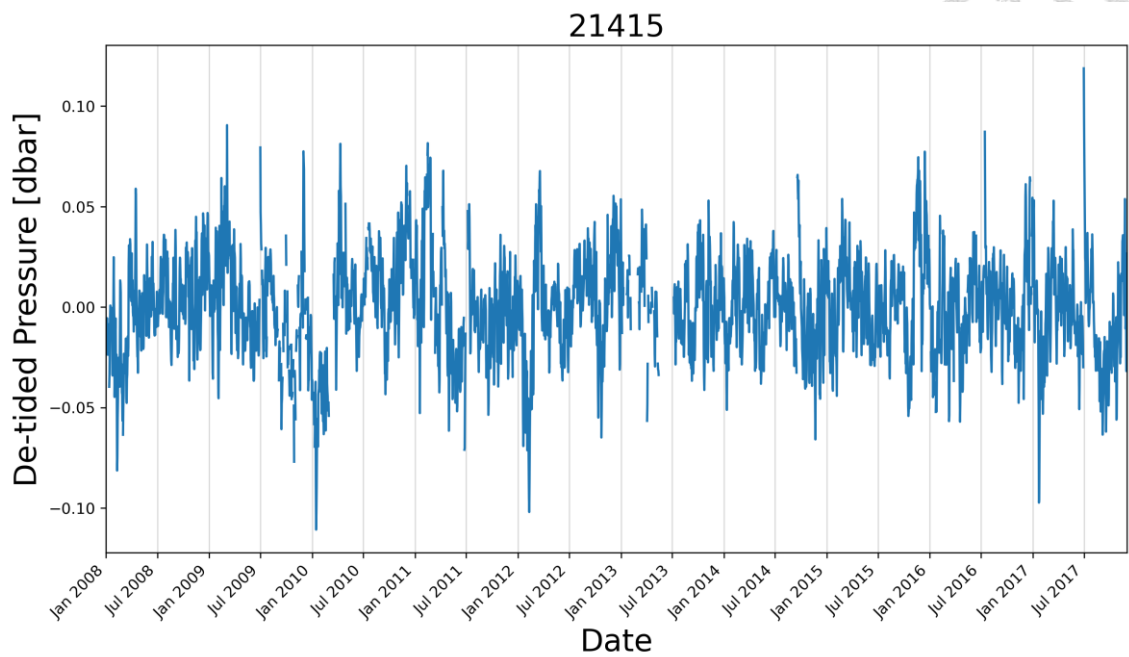


圖 A2.3、DART 21415 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

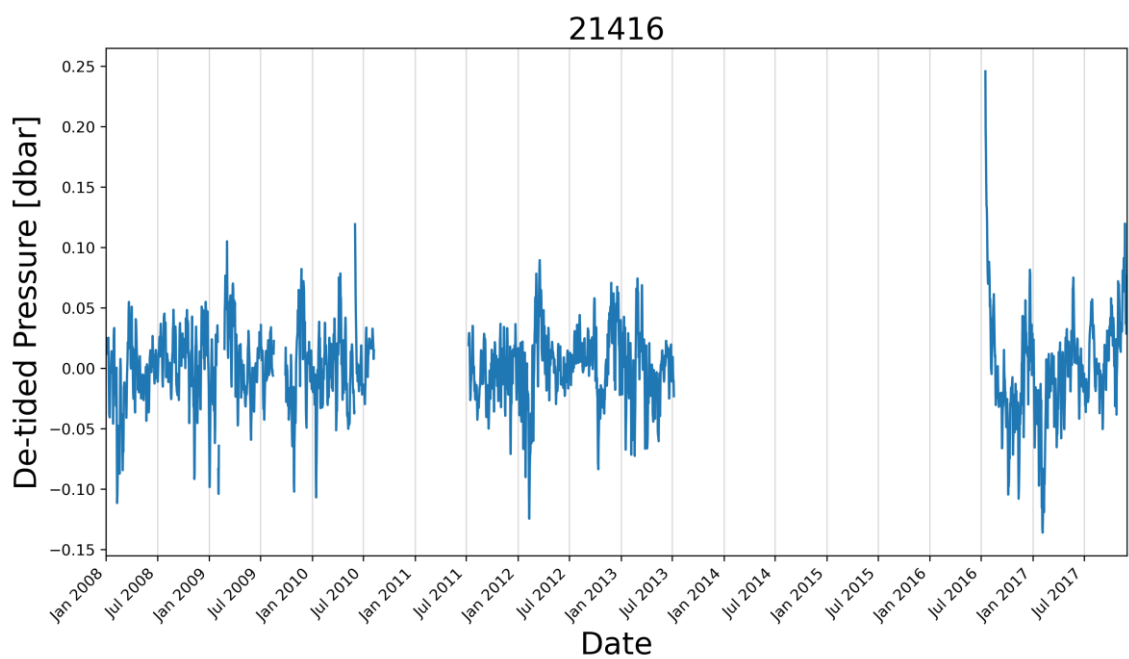


圖 A2.4、DART 21416 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

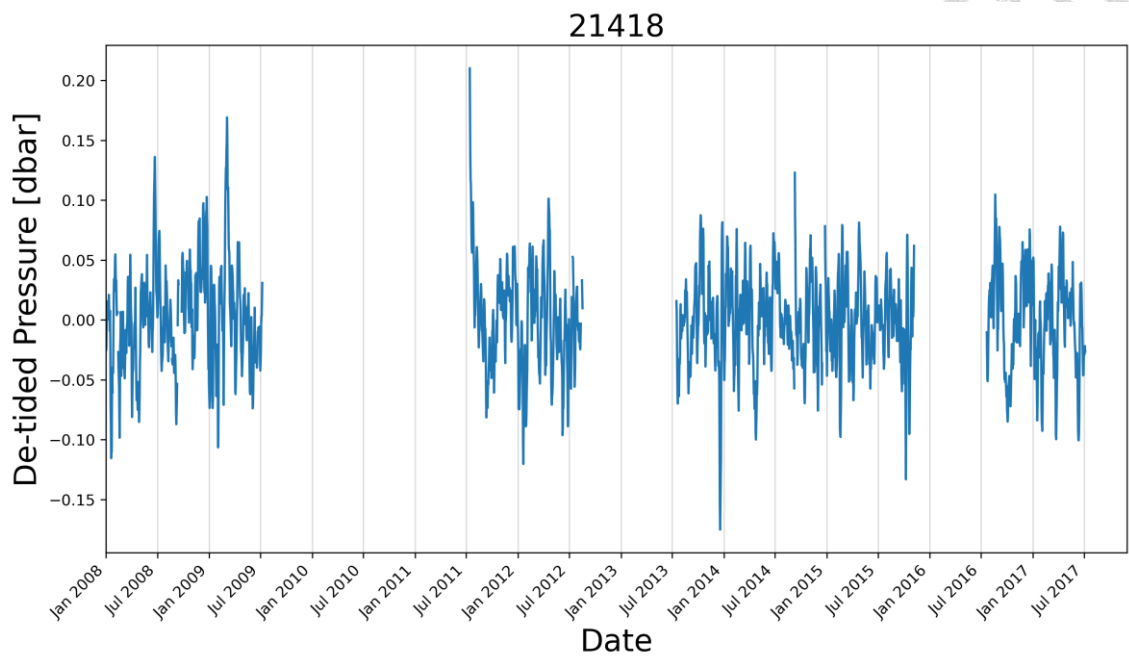


圖 A2.5、DART 21418 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

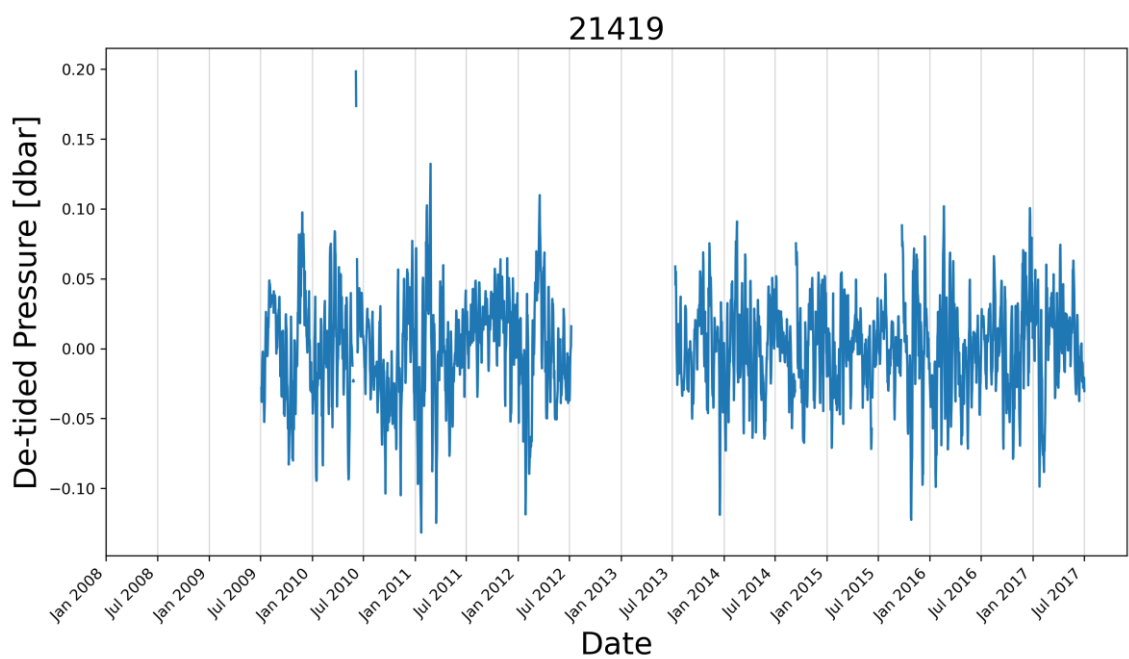


圖 A2.6、DART 21419 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

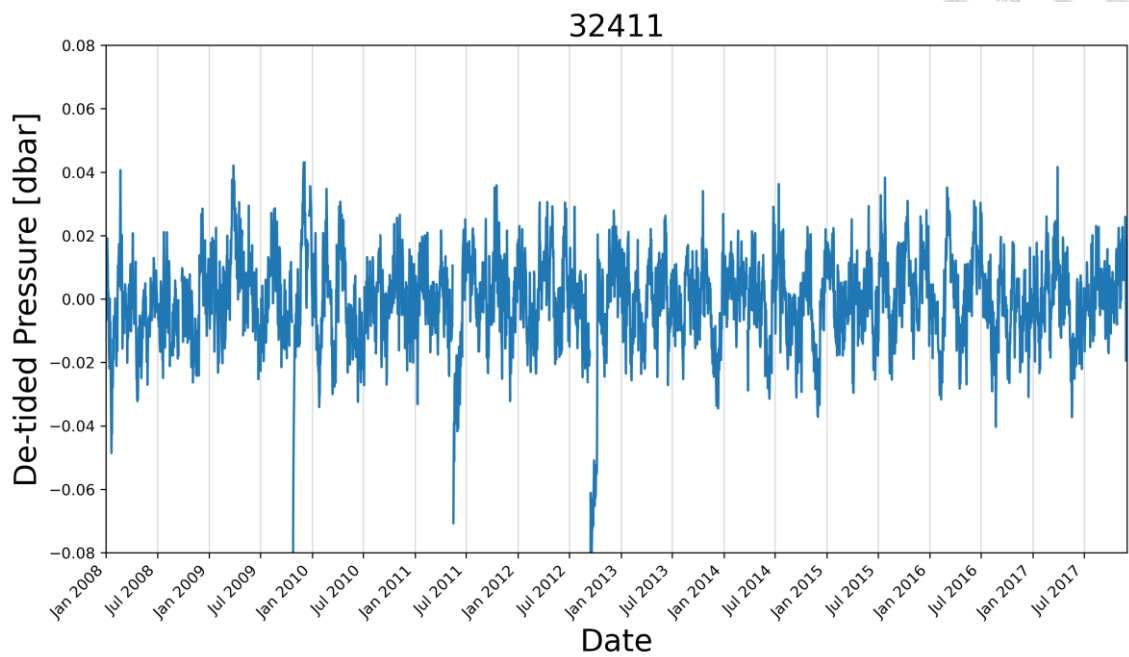


圖 A2. 7、DART 32411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

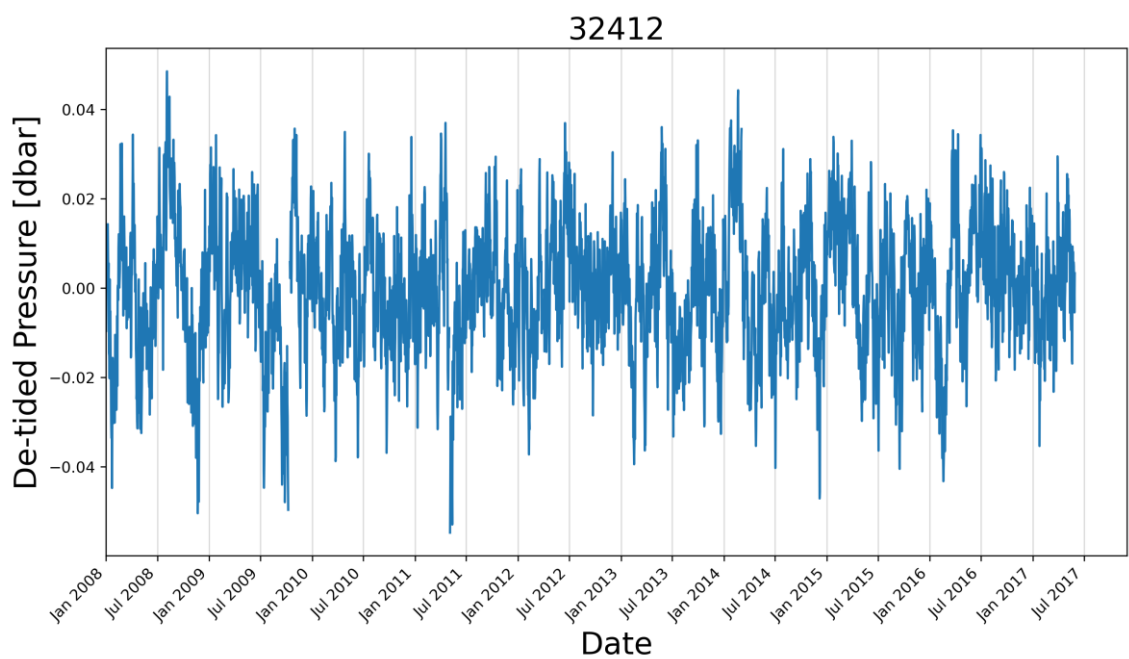


圖 A2. 8、DART 32412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

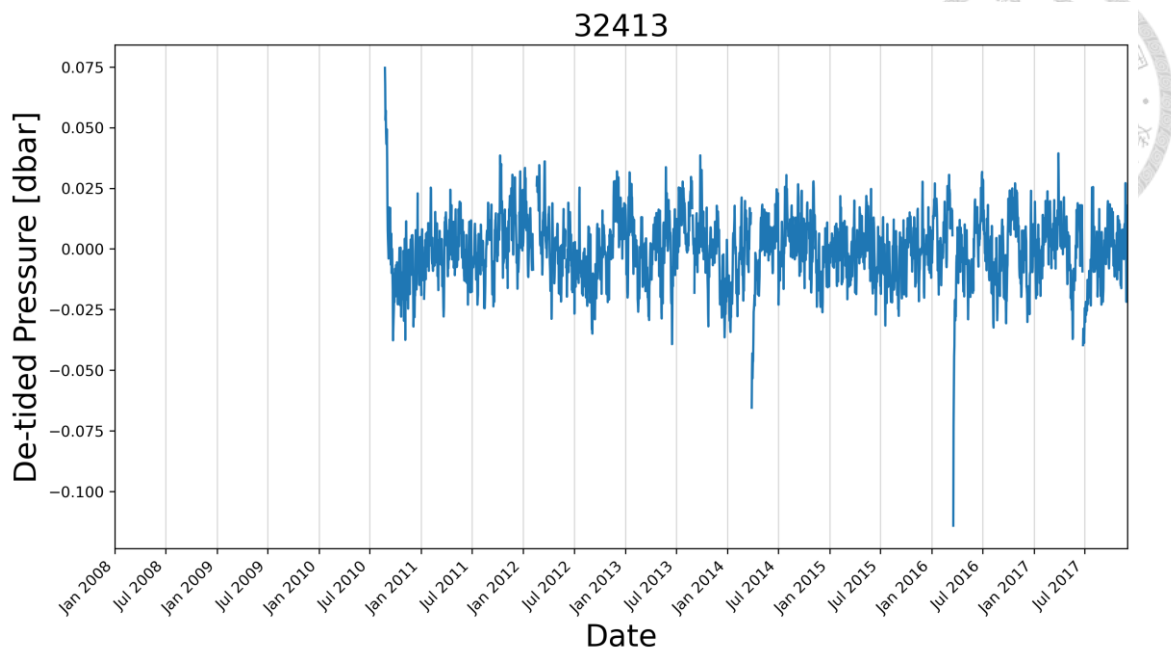


圖 A2. 9、DART 32413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

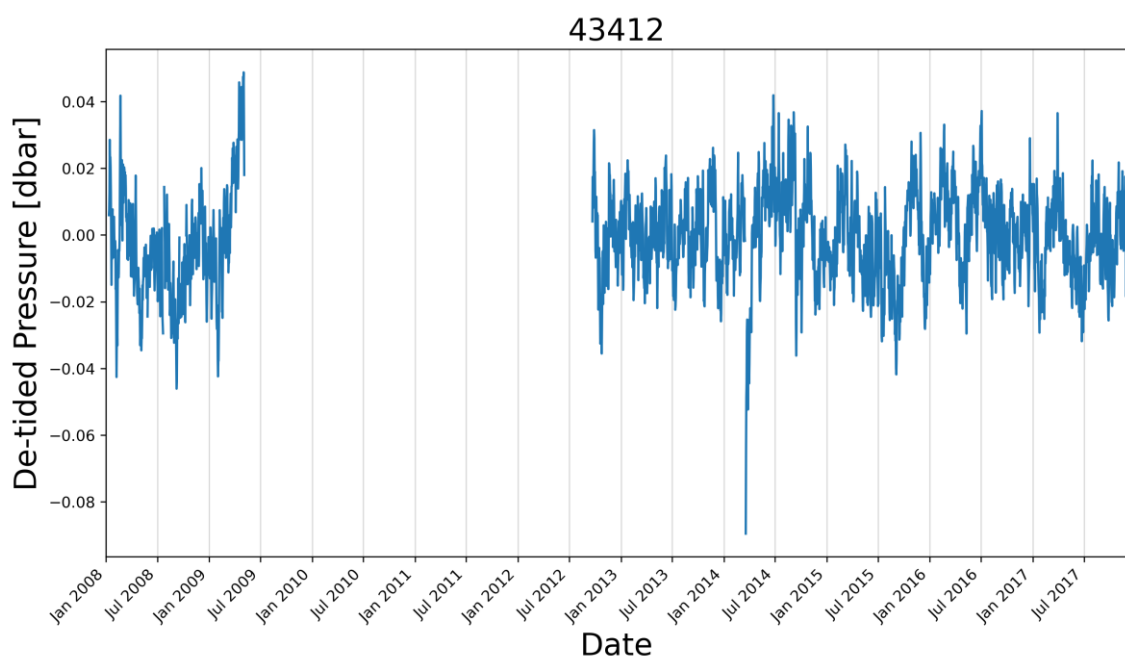


圖 A2. 10、DART 43412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

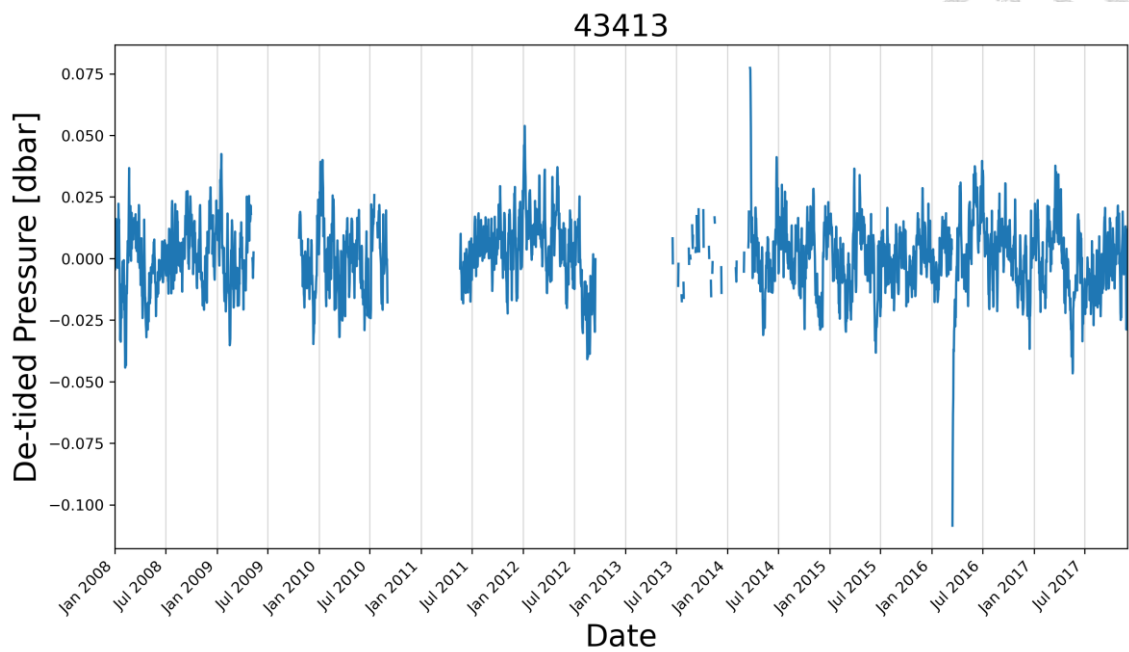


圖 A2. 11、DART 43413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

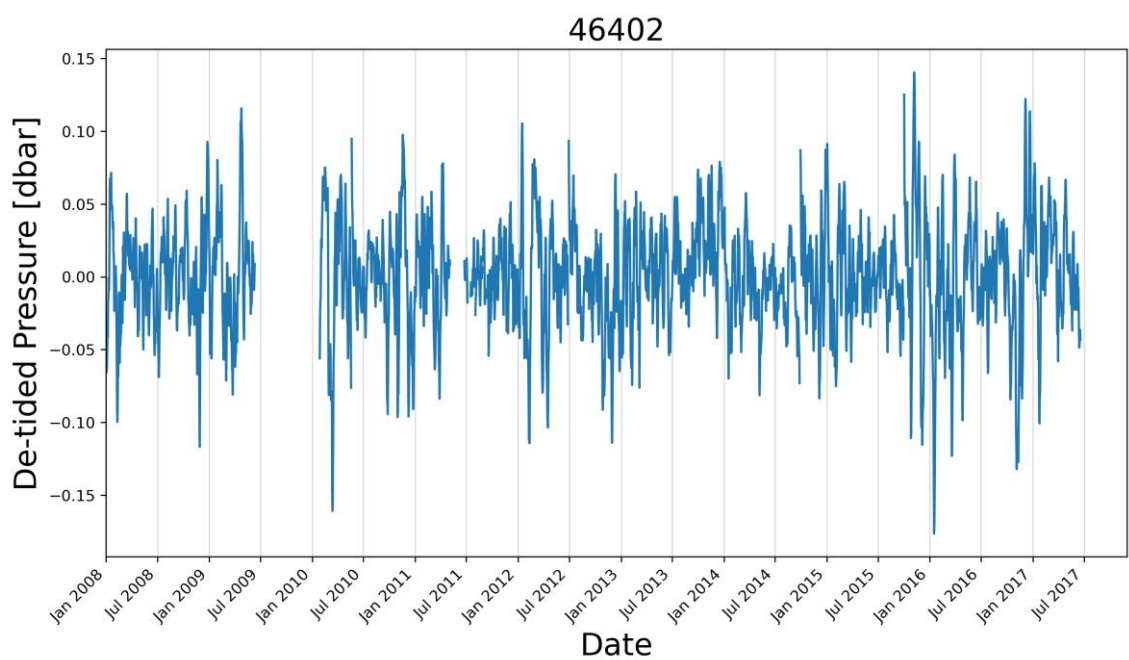


圖 A2. 12、DART 46402 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

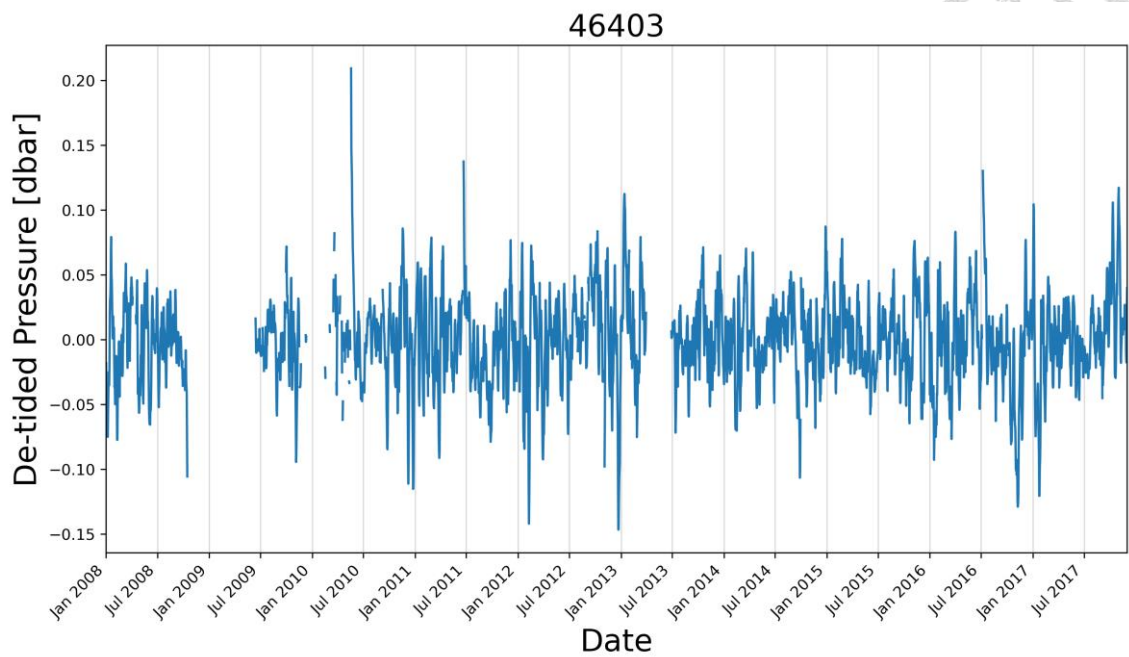


圖 A2. 13、DART 46403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

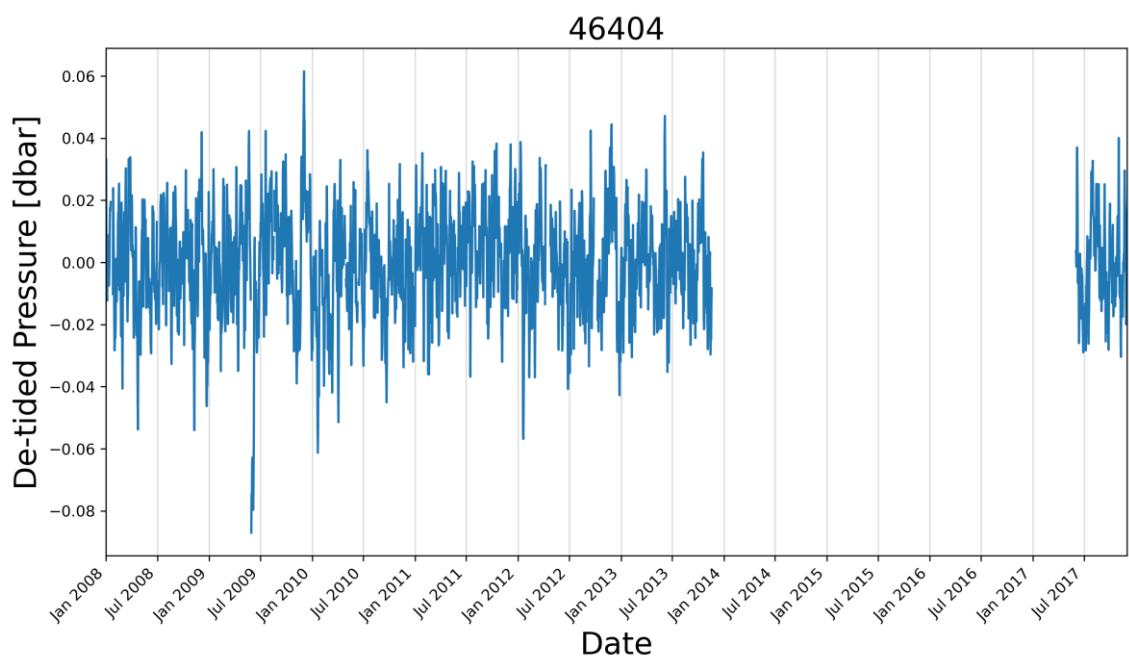


圖 A2. 14、DART 46404 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

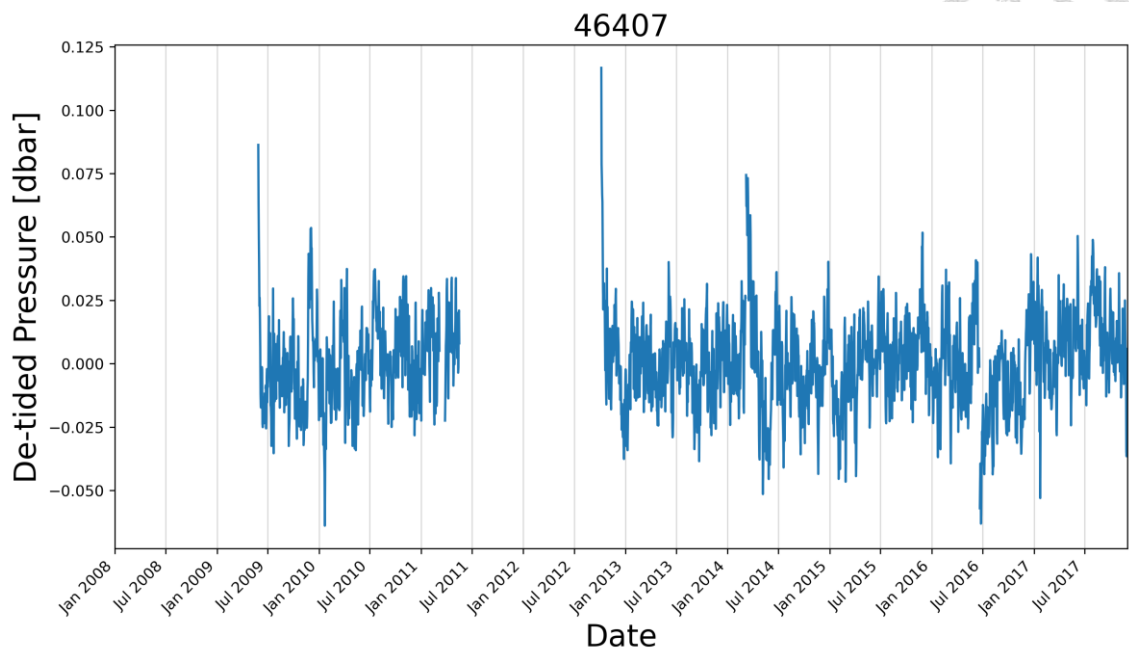


圖 A2. 15、DART 46407 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

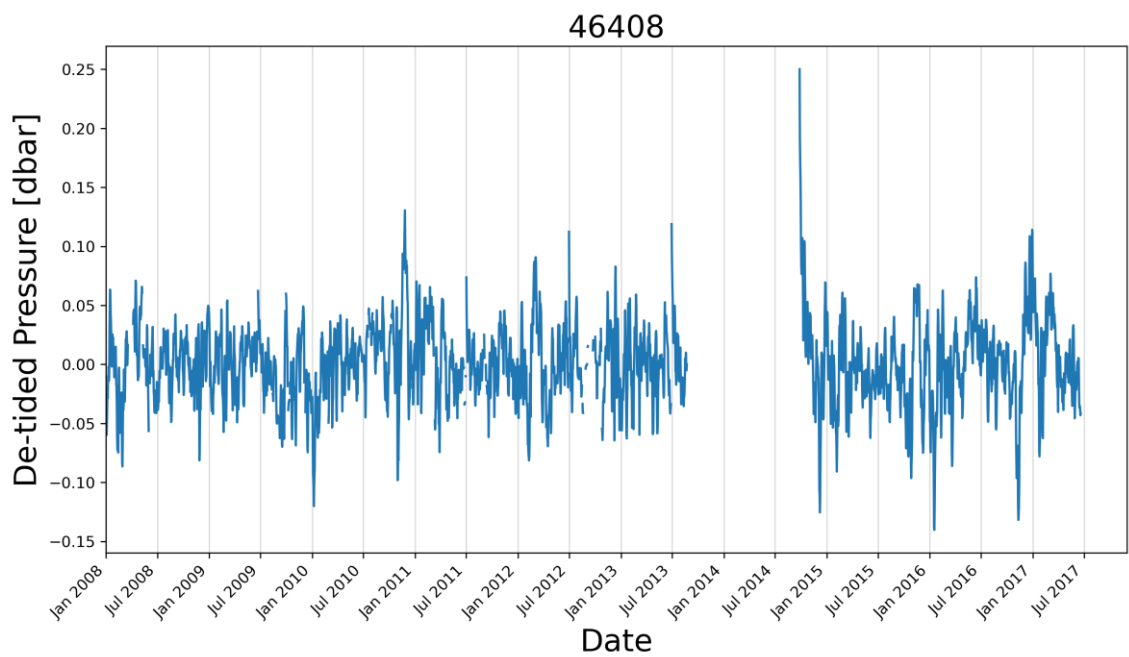


圖 A2. 16、DART 46408 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

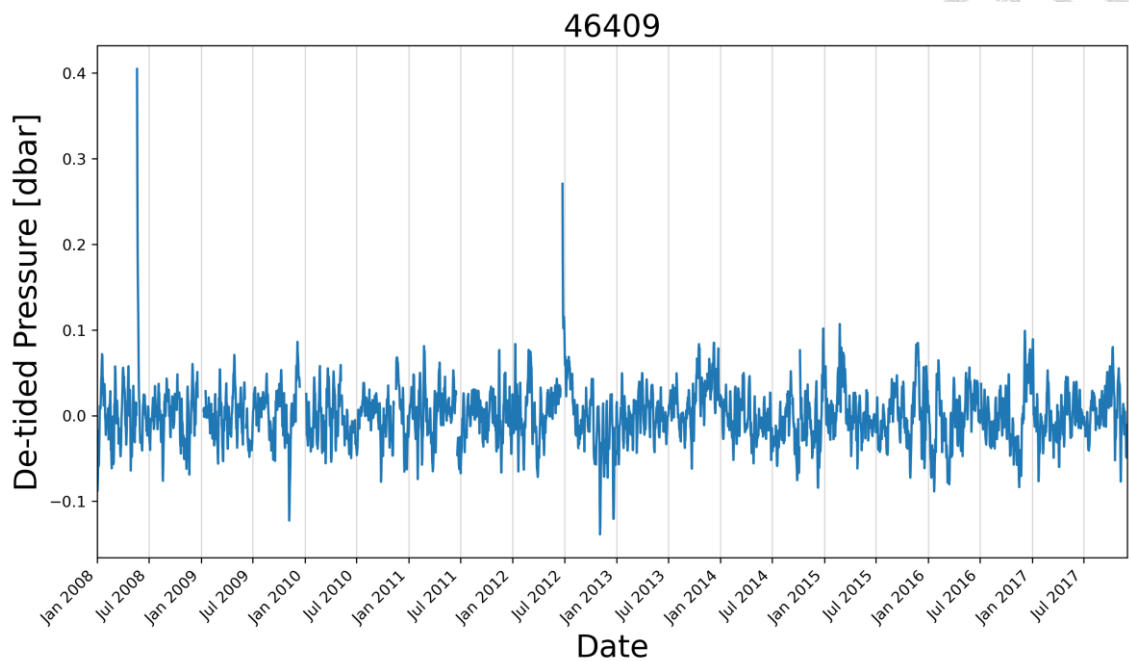


圖 A2. 17、DART 46409 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

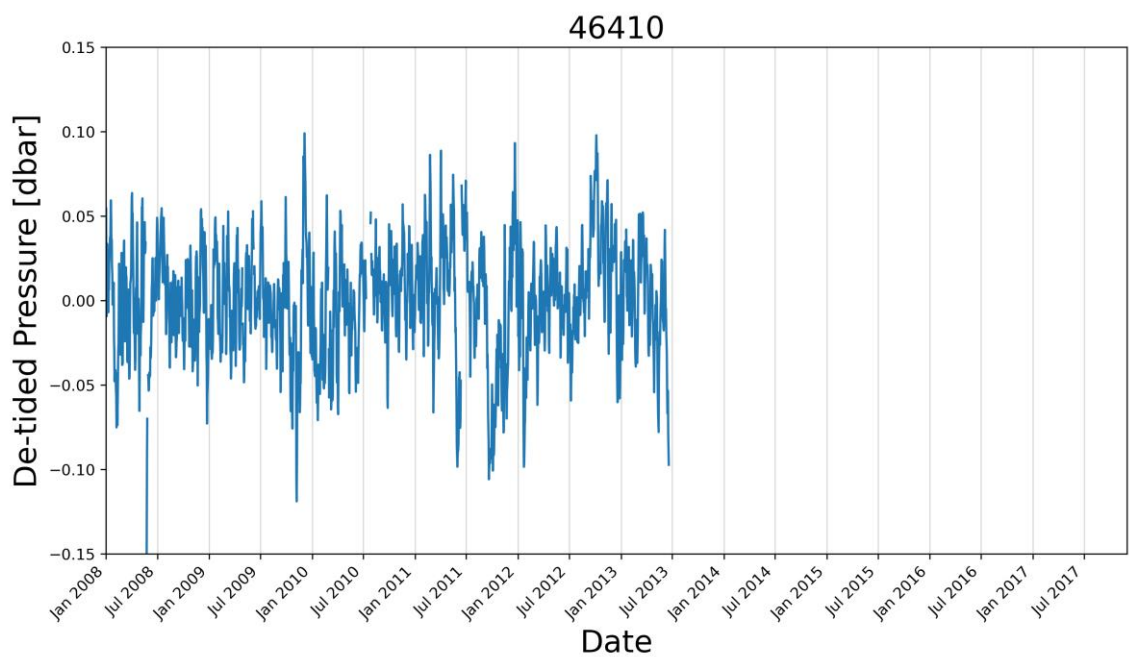


圖 A2. 18、DART 46410 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

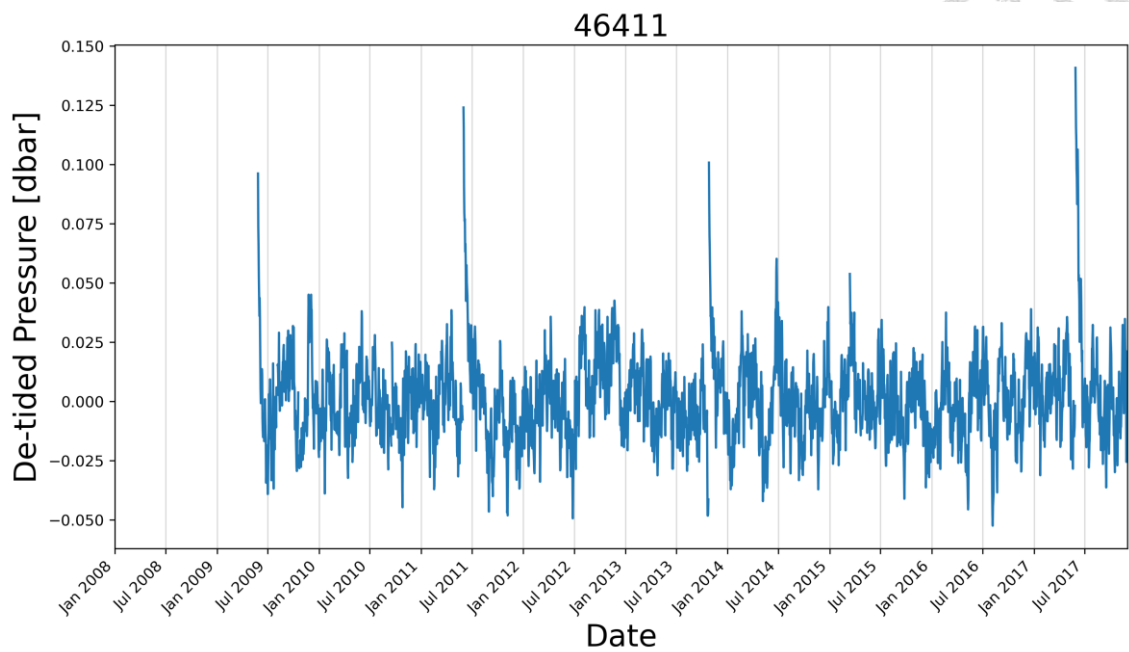


圖 A2. 19、DART 46411 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

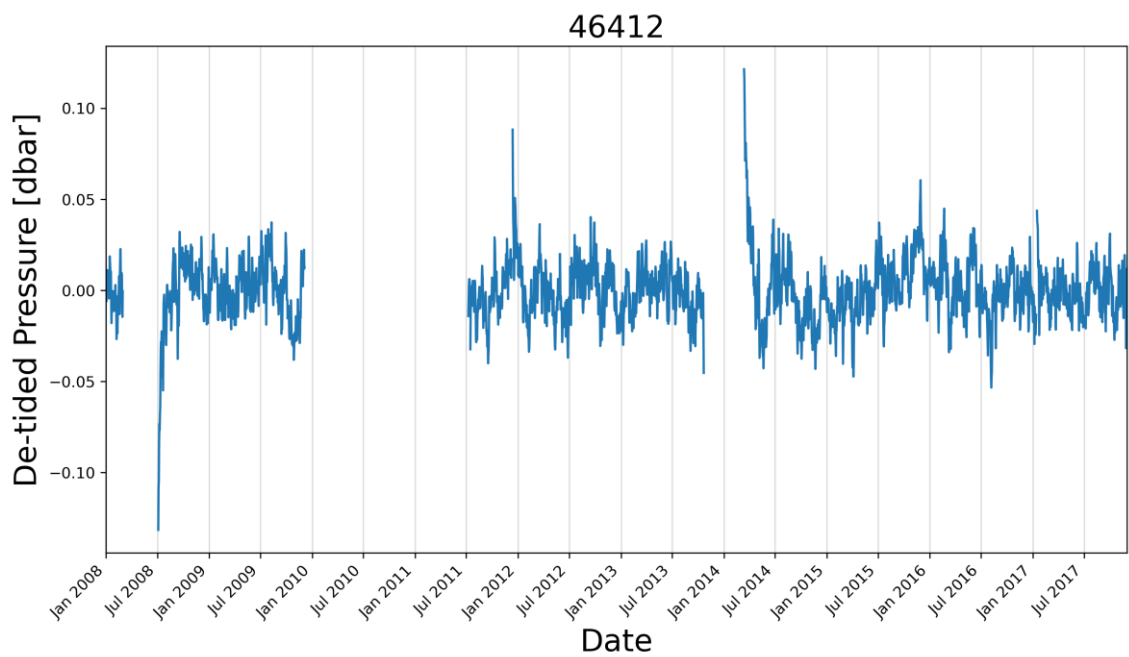


圖 A2. 20、DART 46412 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

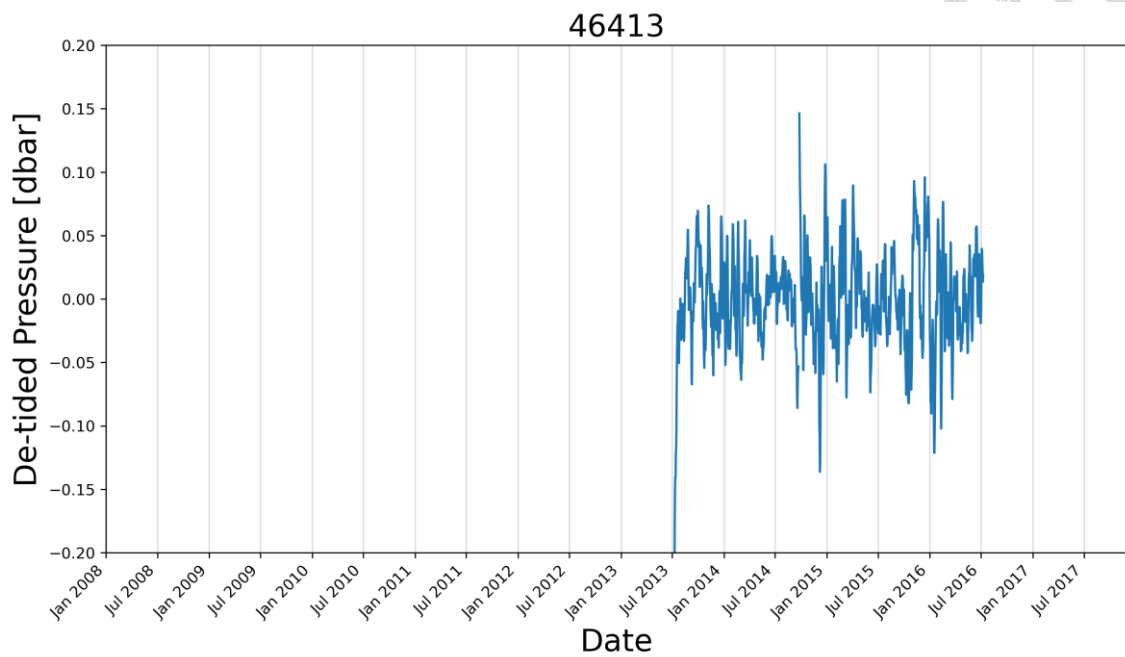


圖 A2. 21、DART 46413 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

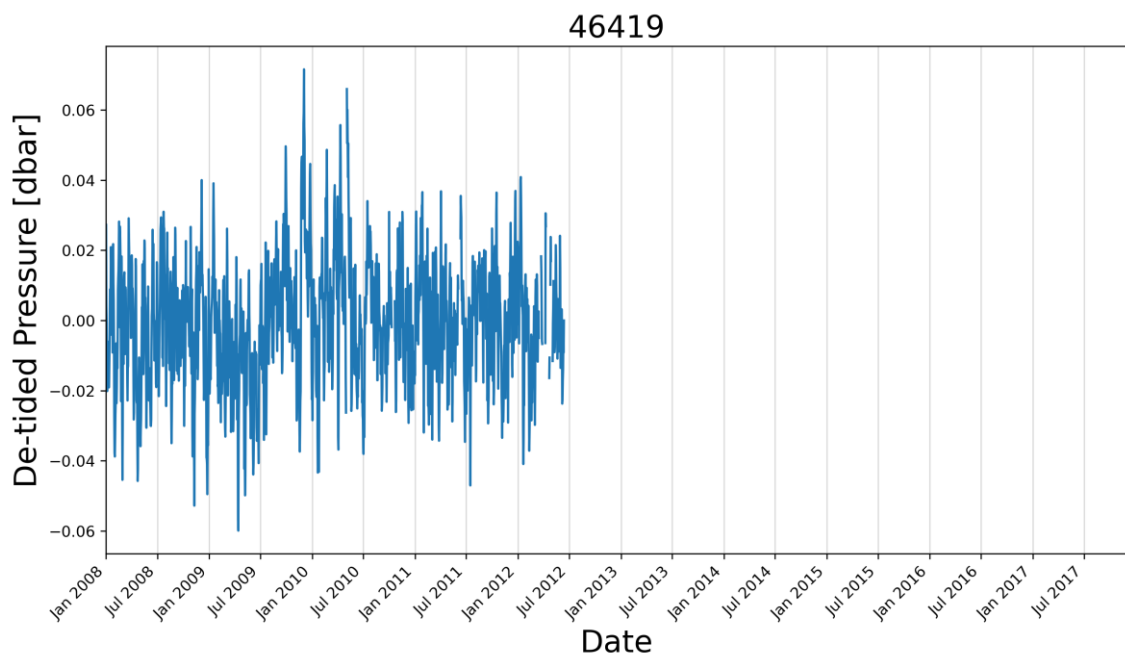


圖 A2. 22、DART 46419 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

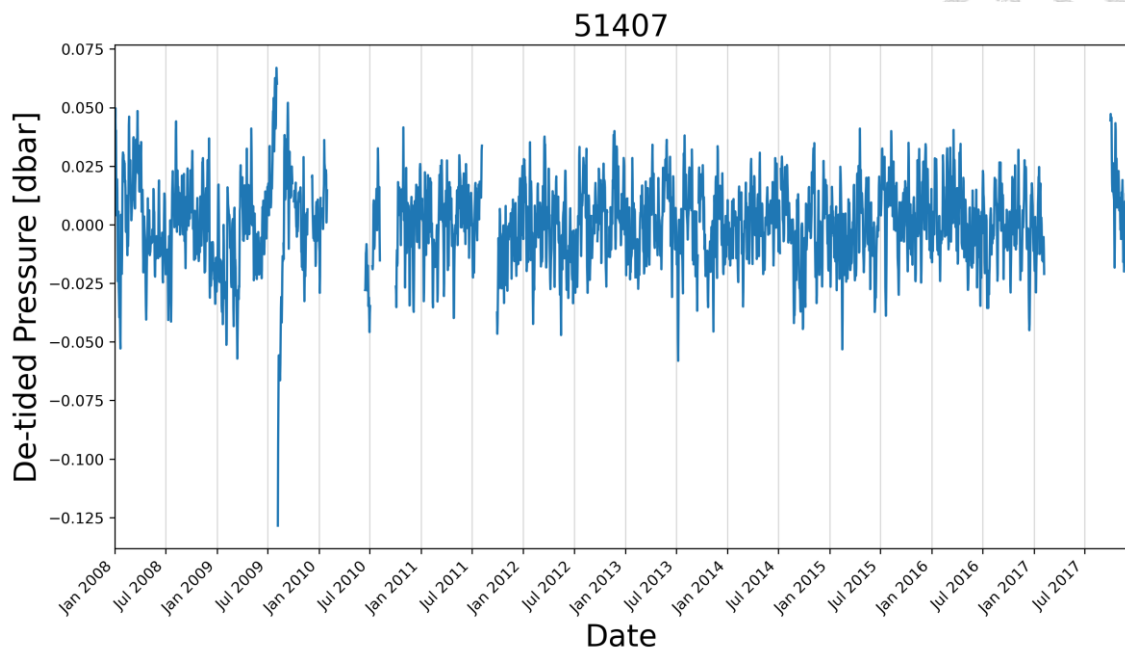


圖 A2. 23、DART 51407 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

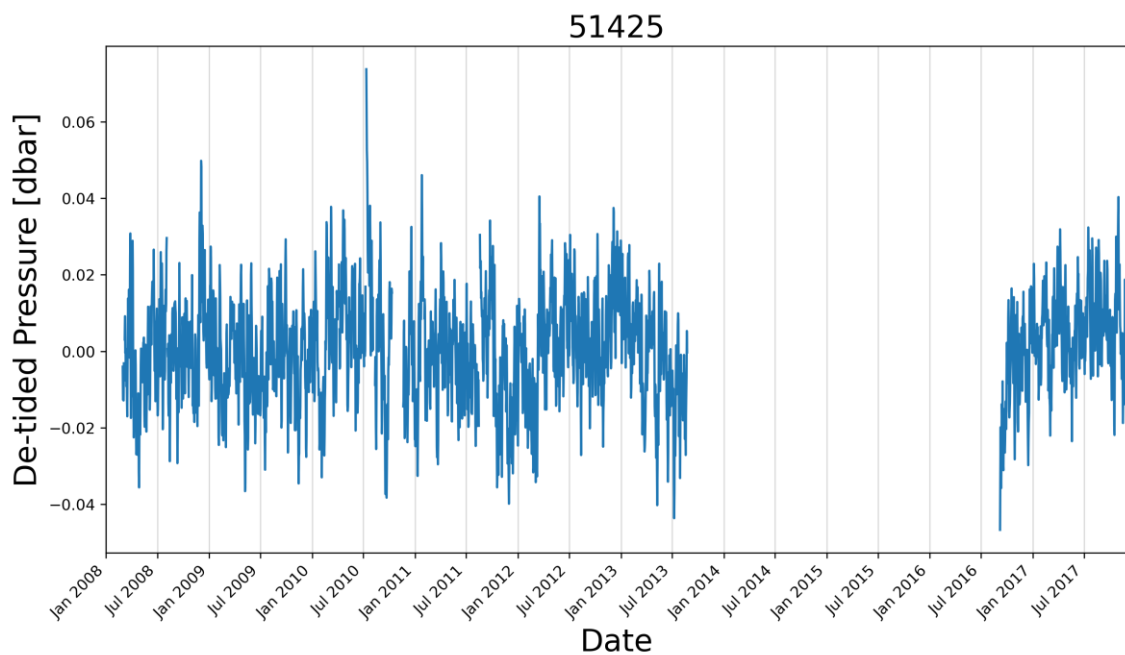


圖 A2. 24、DART 51425 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

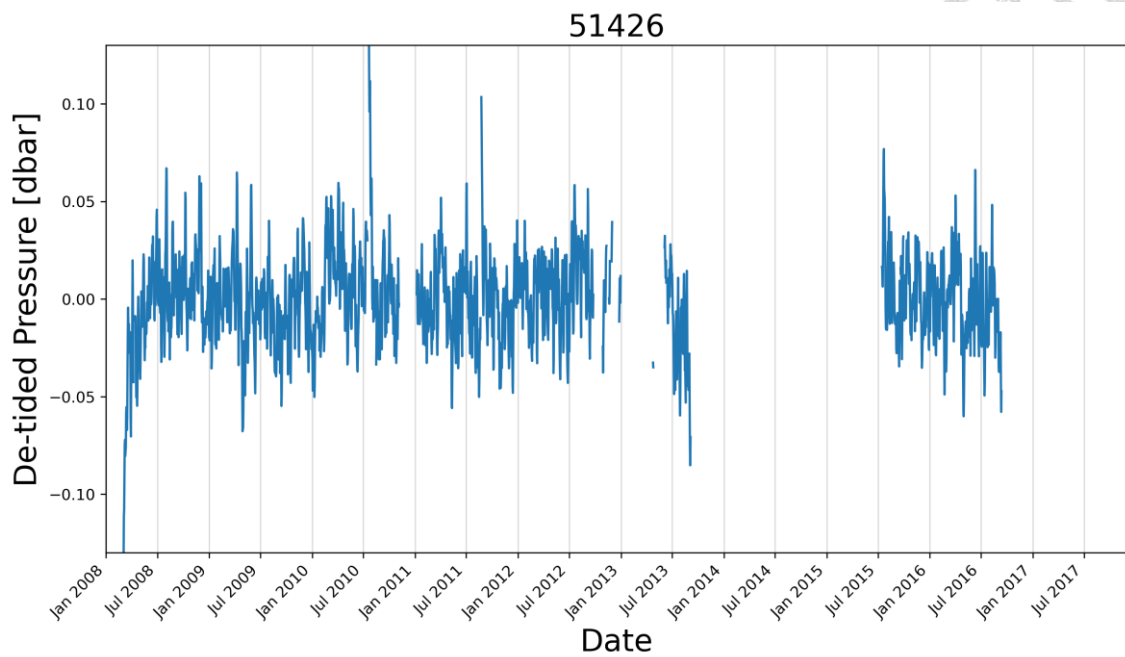


圖 A2. 25、DART 51426 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

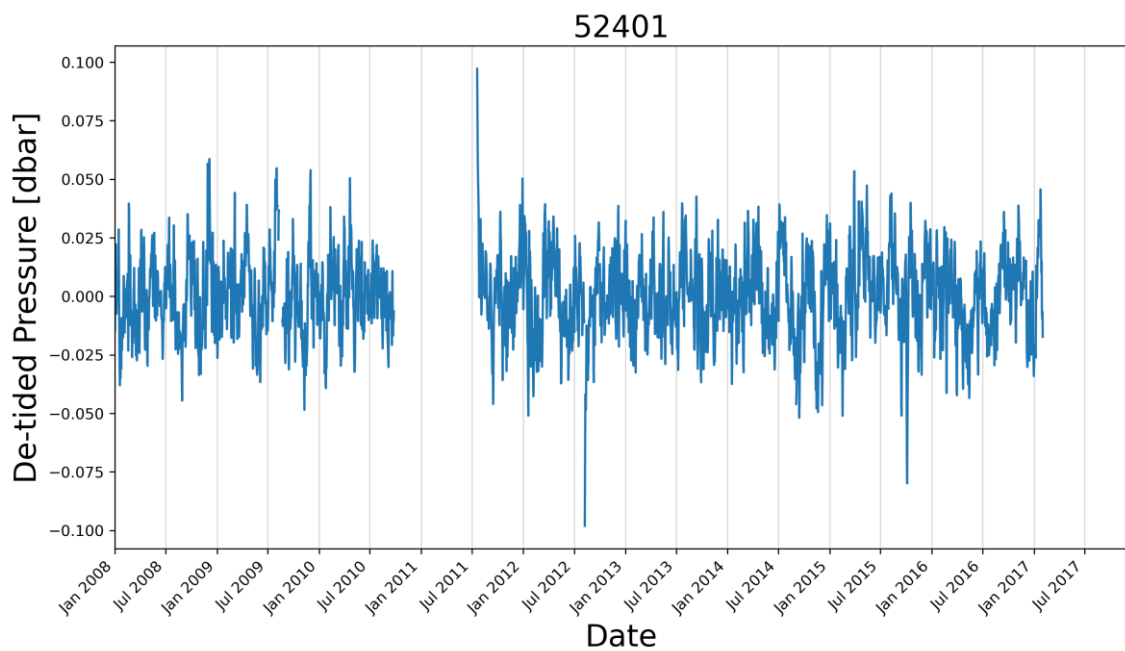


圖 A2. 26、DART 52401 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

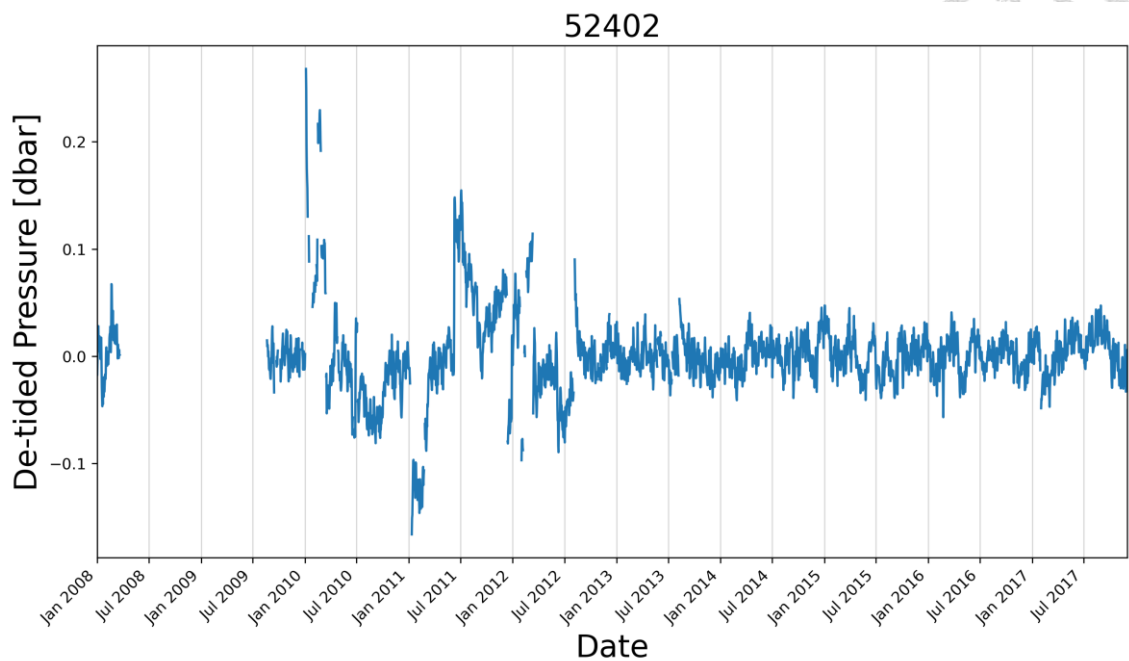


圖 A2. 27、DART 52402 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

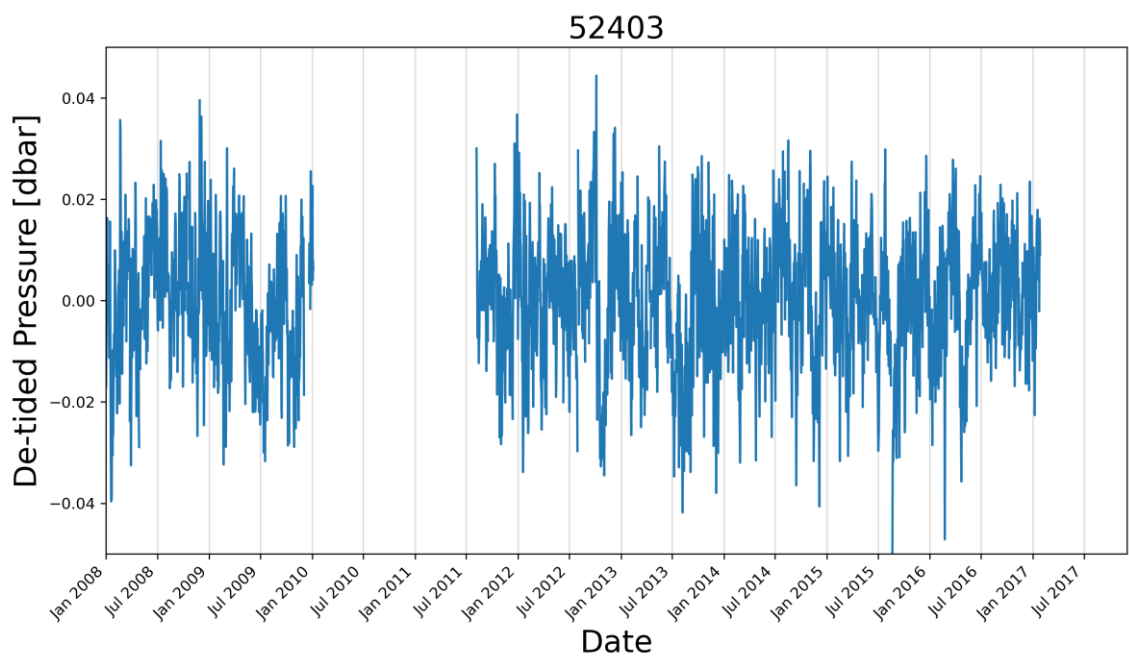


圖 A2. 28、DART 52403 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

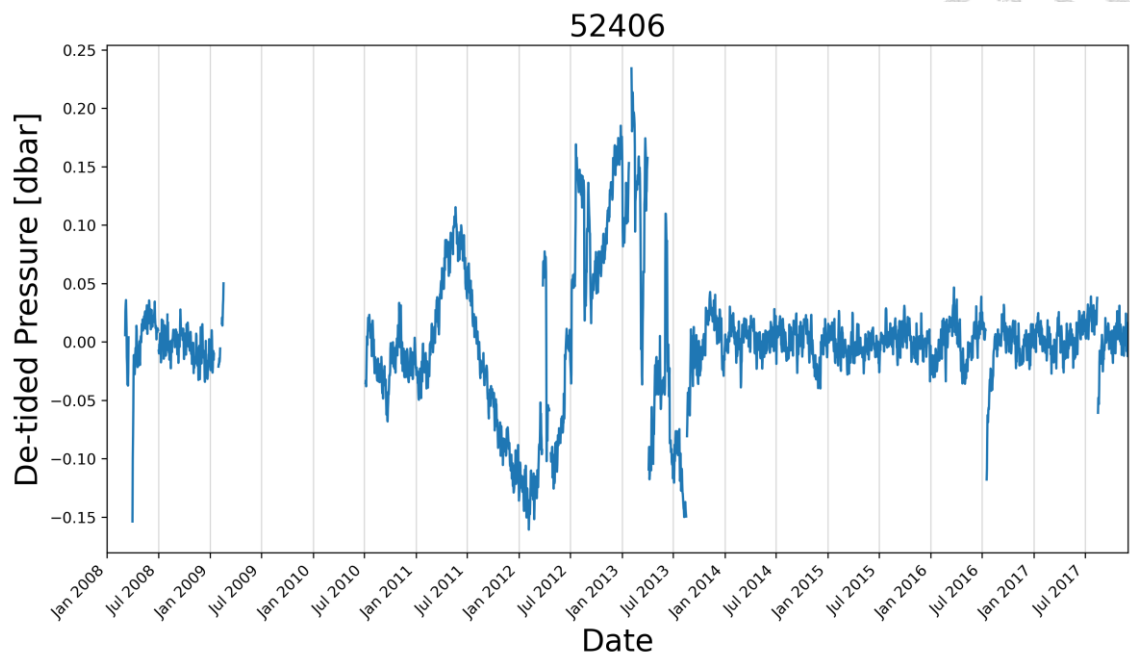


圖 A2. 29、DART 52406 測站去除潮汐響應之洋底壓力時序資料。

A3 本研究測站之時頻圖

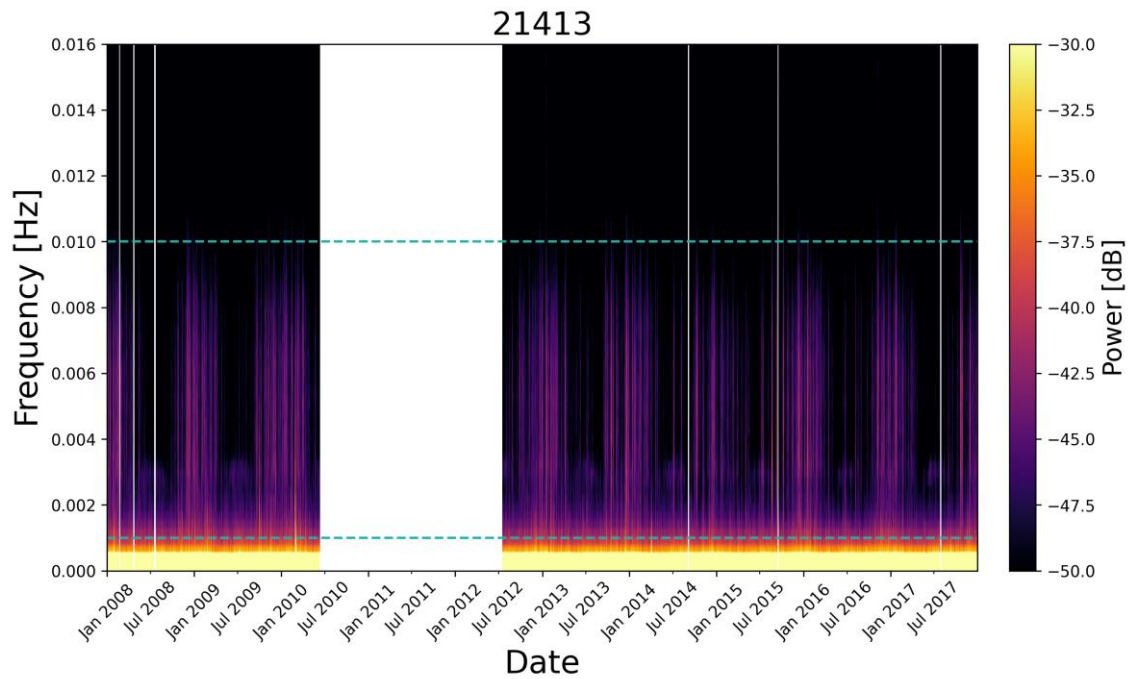
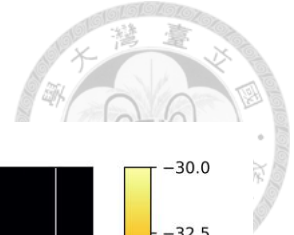


圖 A3. 1、DART 21413 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

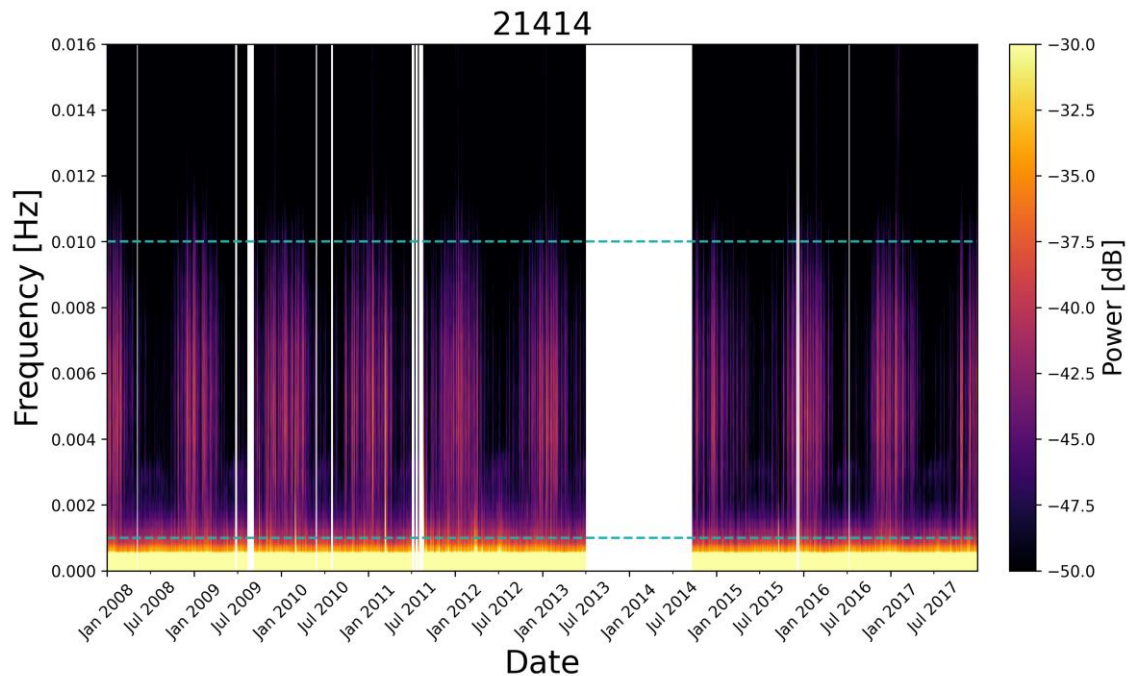


圖 A3. 2、DART 21414 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

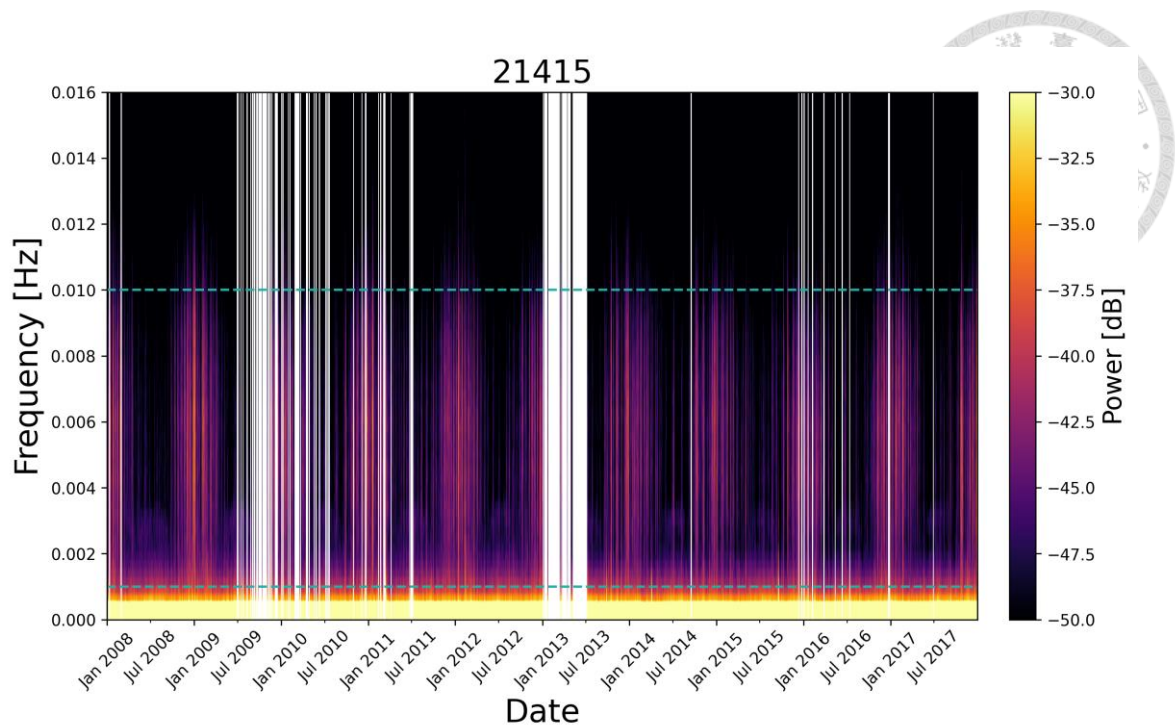


圖 A3. 3、DART 21415 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

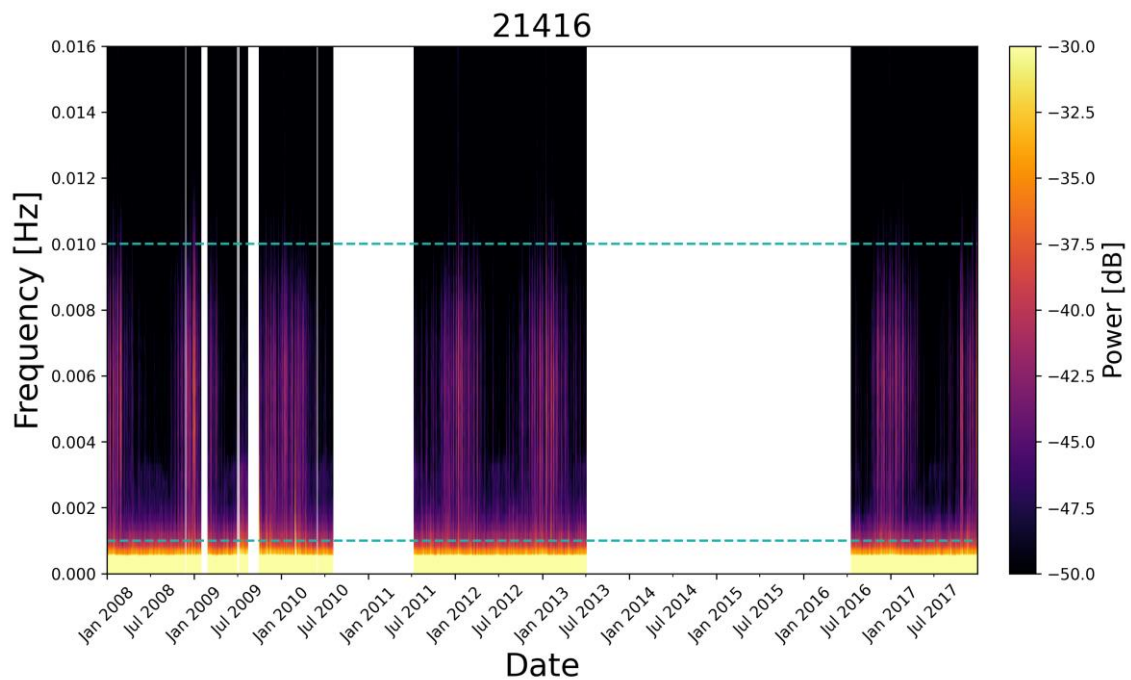


圖 A3. 4、DART 21416 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

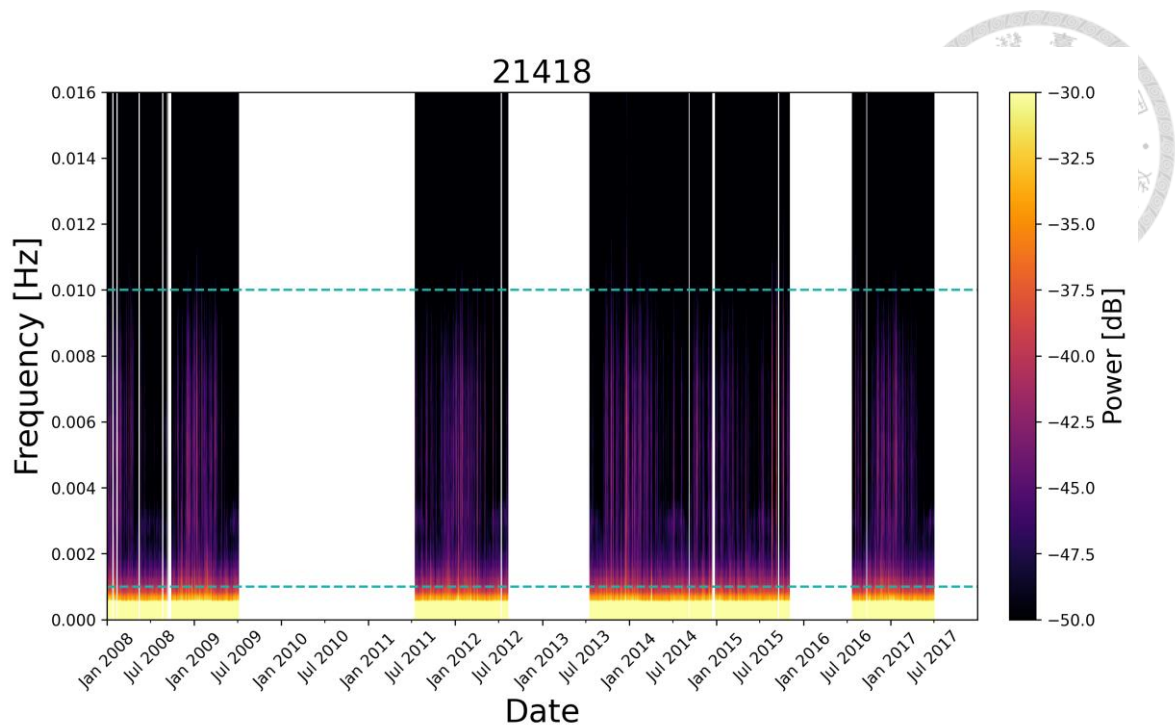


圖 A3. 5、DART 21418 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

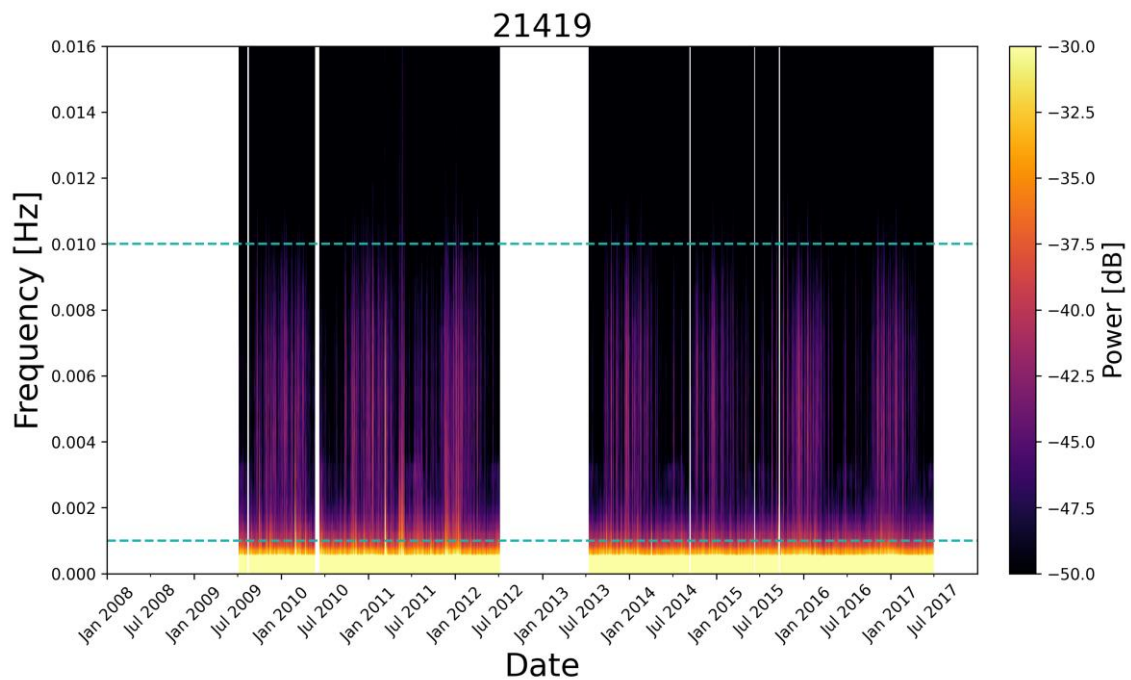


圖 A3. 6、DART 21419 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

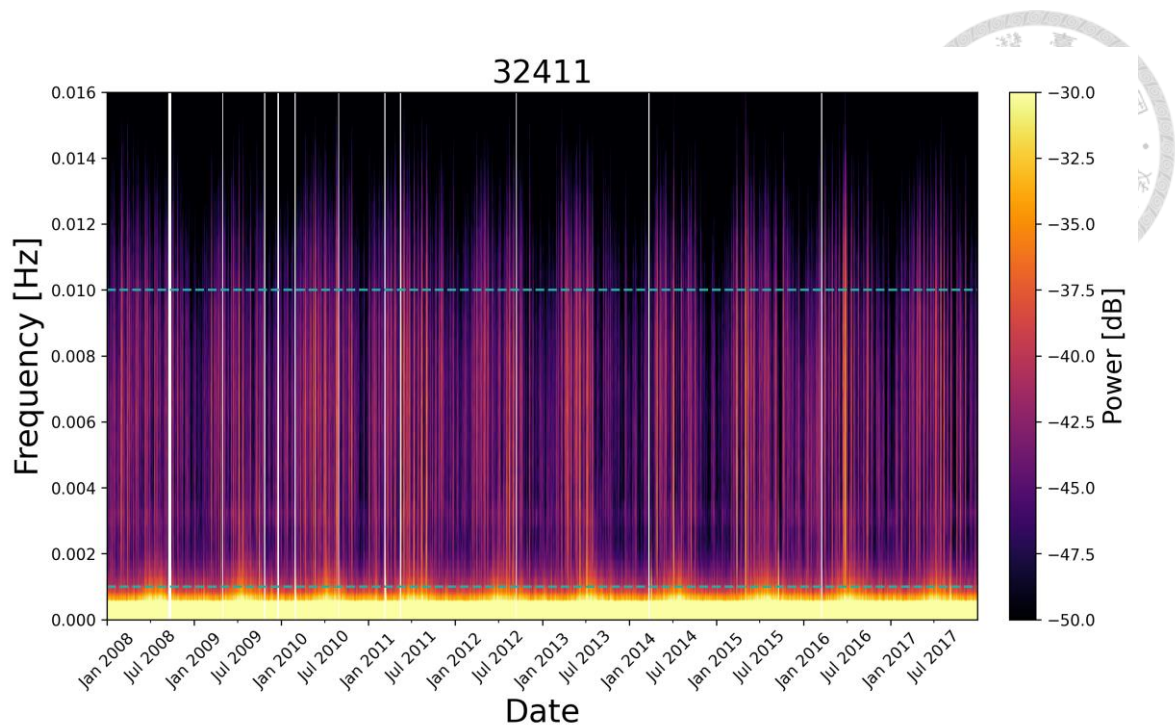


圖 A3. 7、DART 32411 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

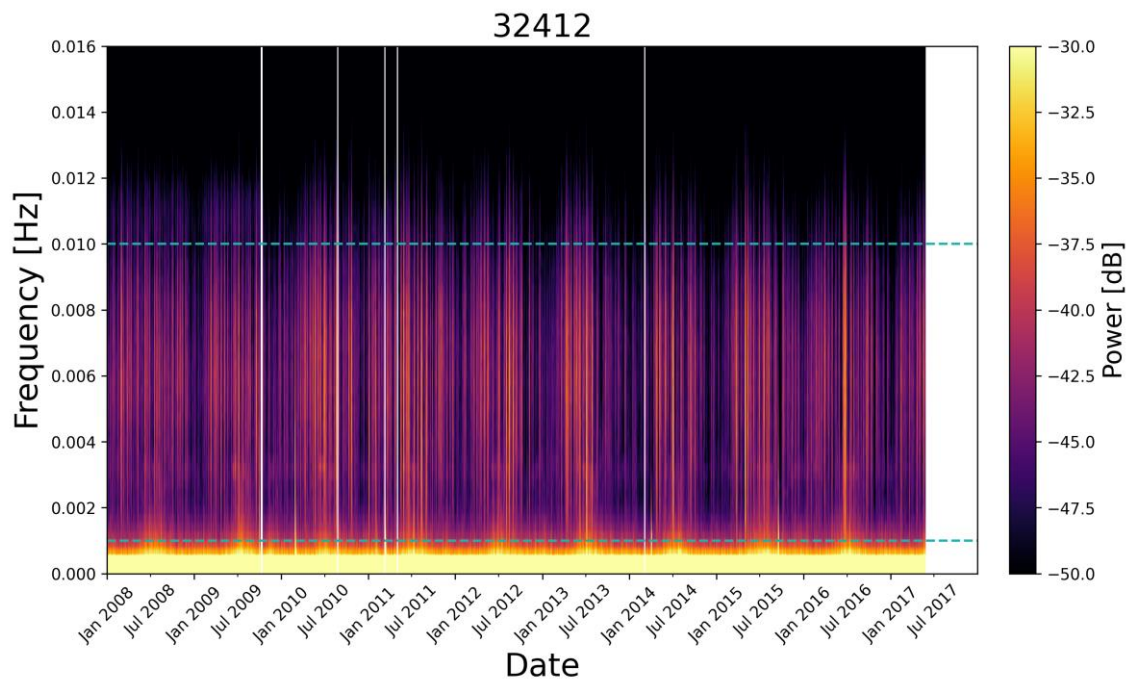


圖 A3. 8、DART 32412 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

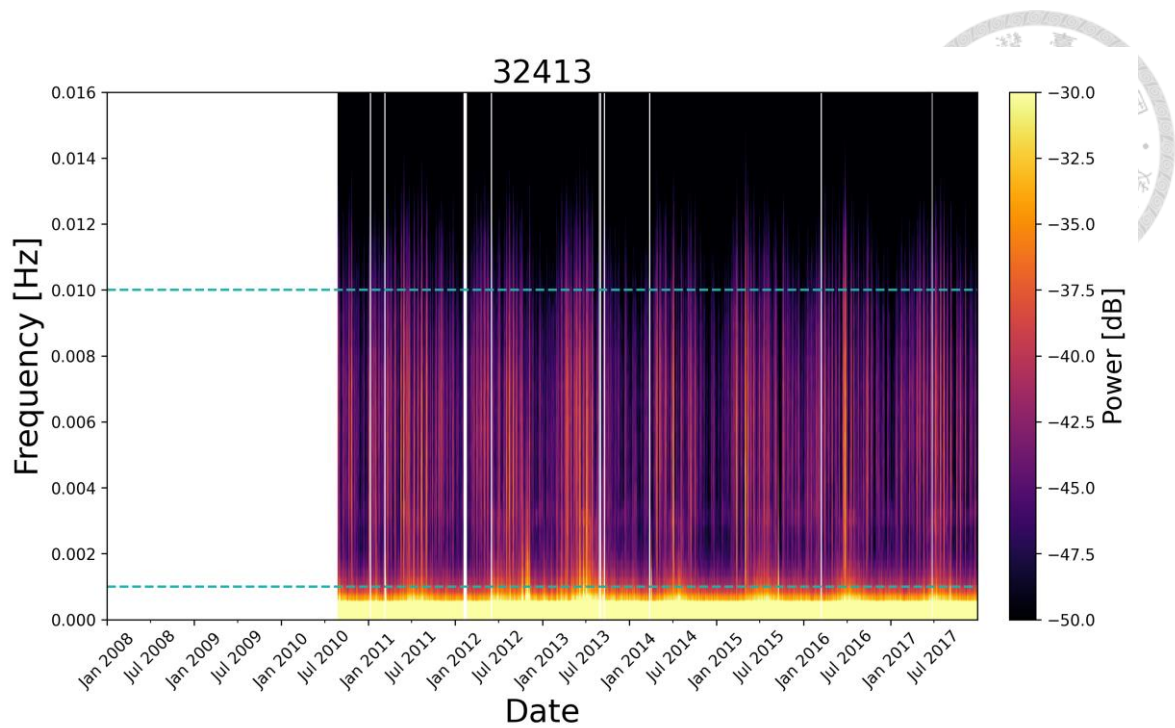


圖 A3. 9、DART 32413 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

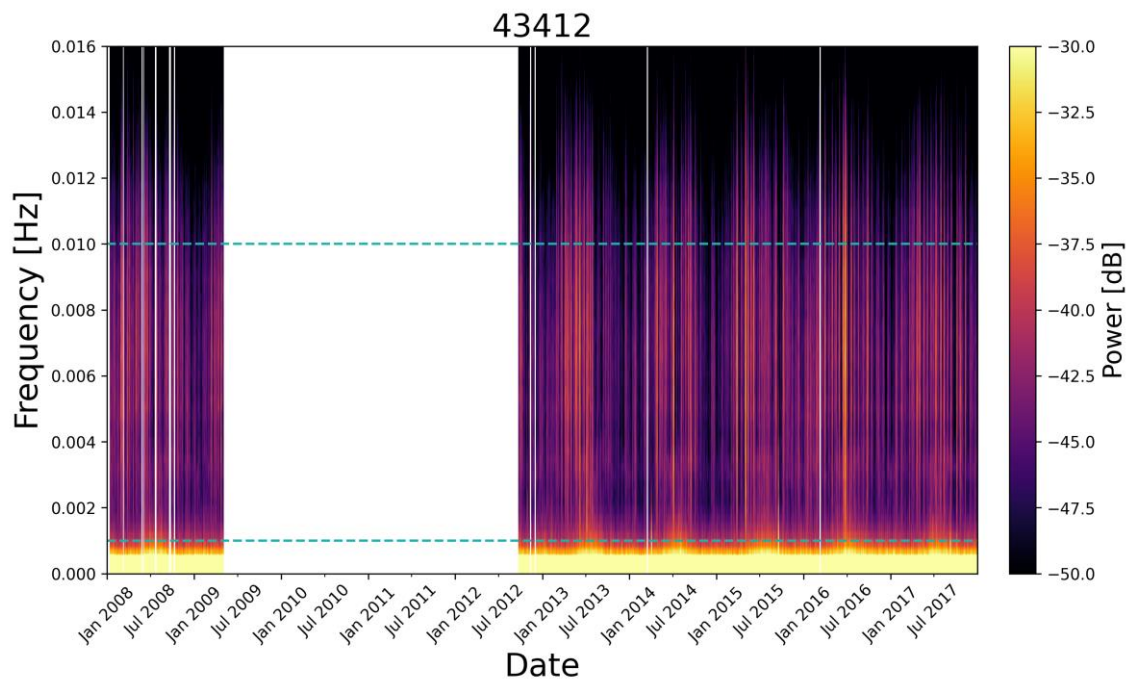


圖 A3. 10、DART 43412 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

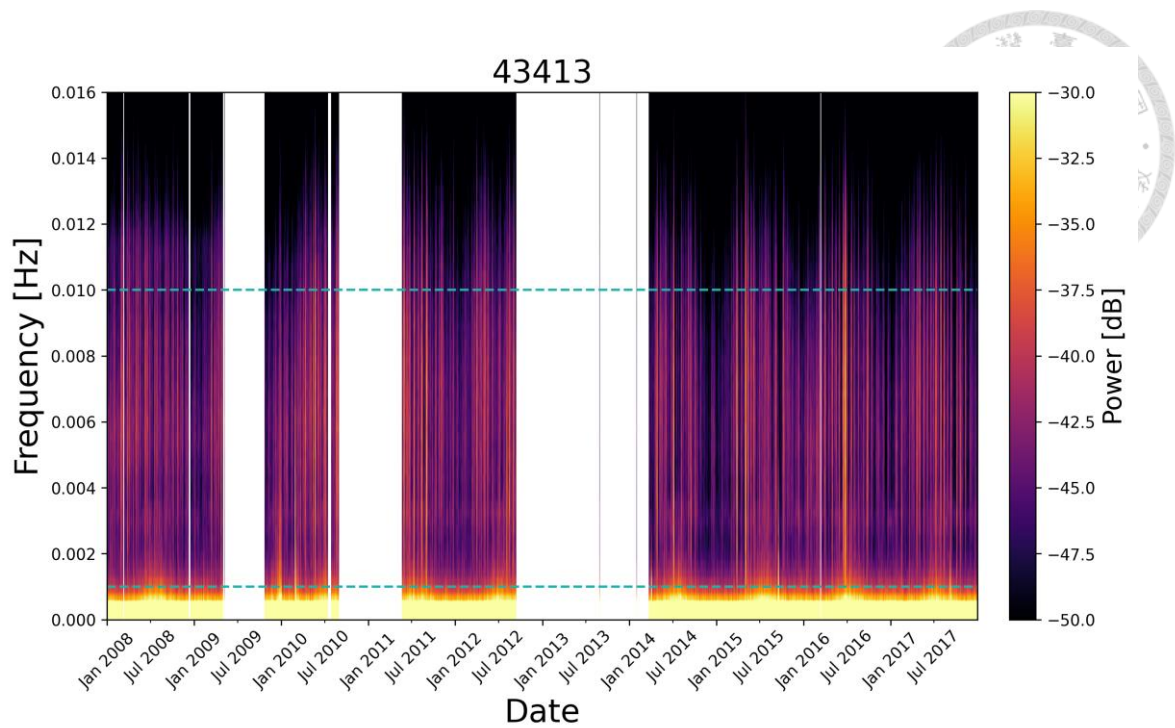


圖 A3. 11、DART 43413 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

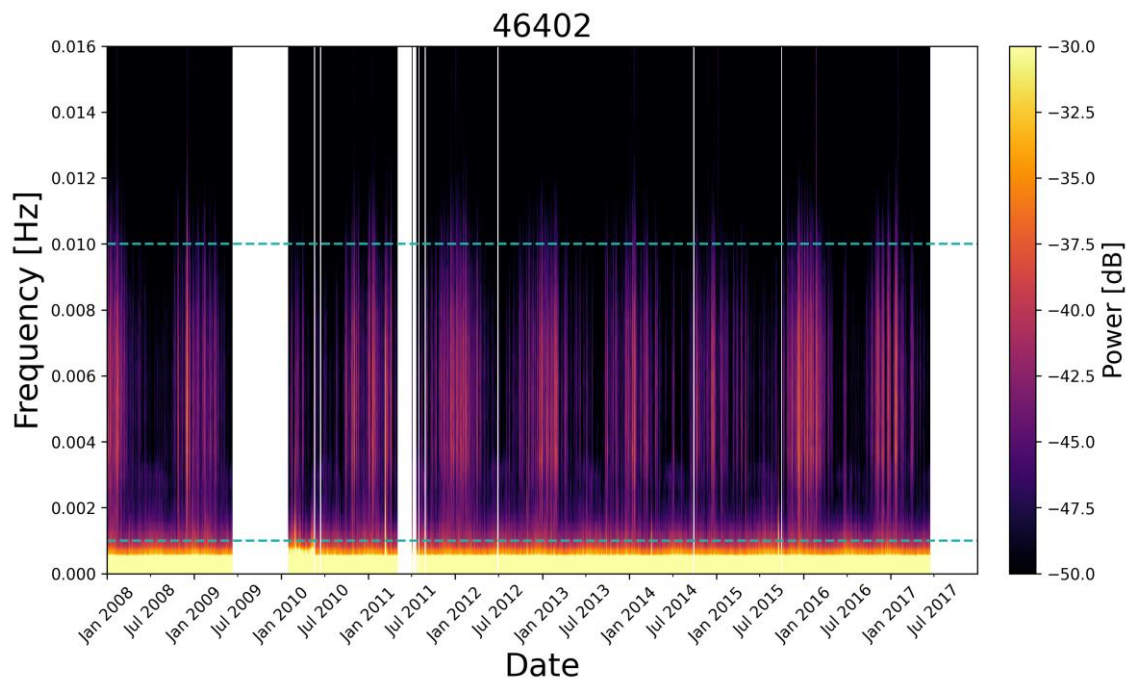


圖 A3. 12、DART 46402 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

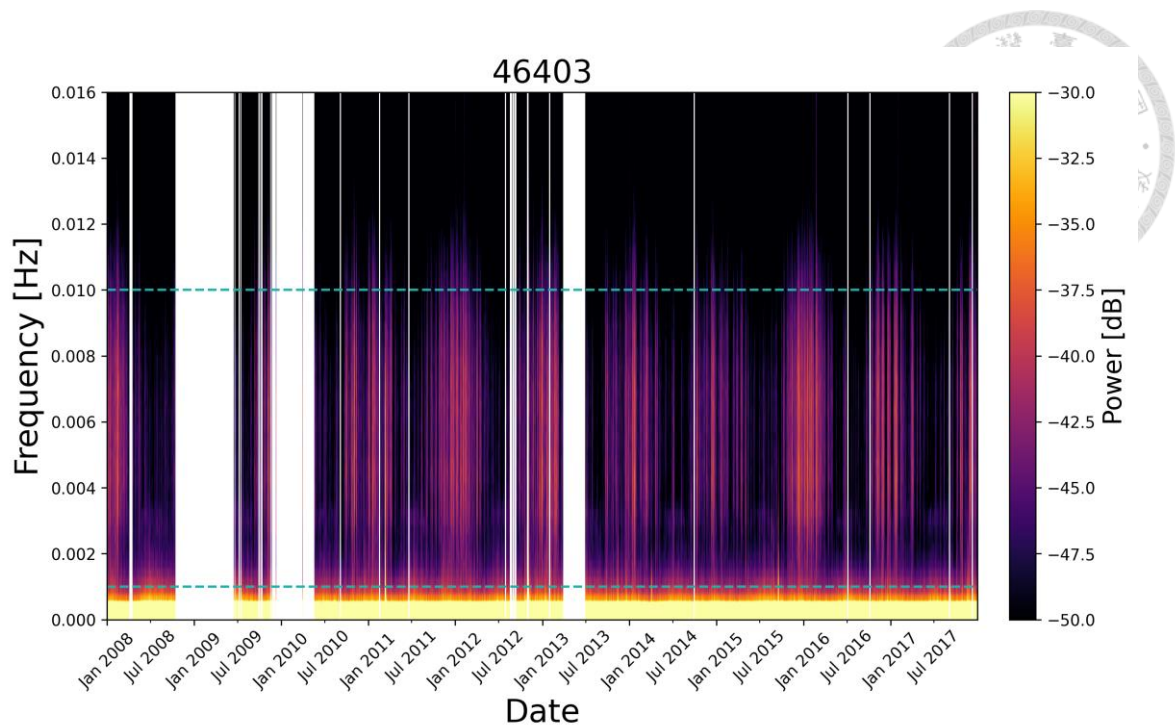


圖 A3.13、DART 46403 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

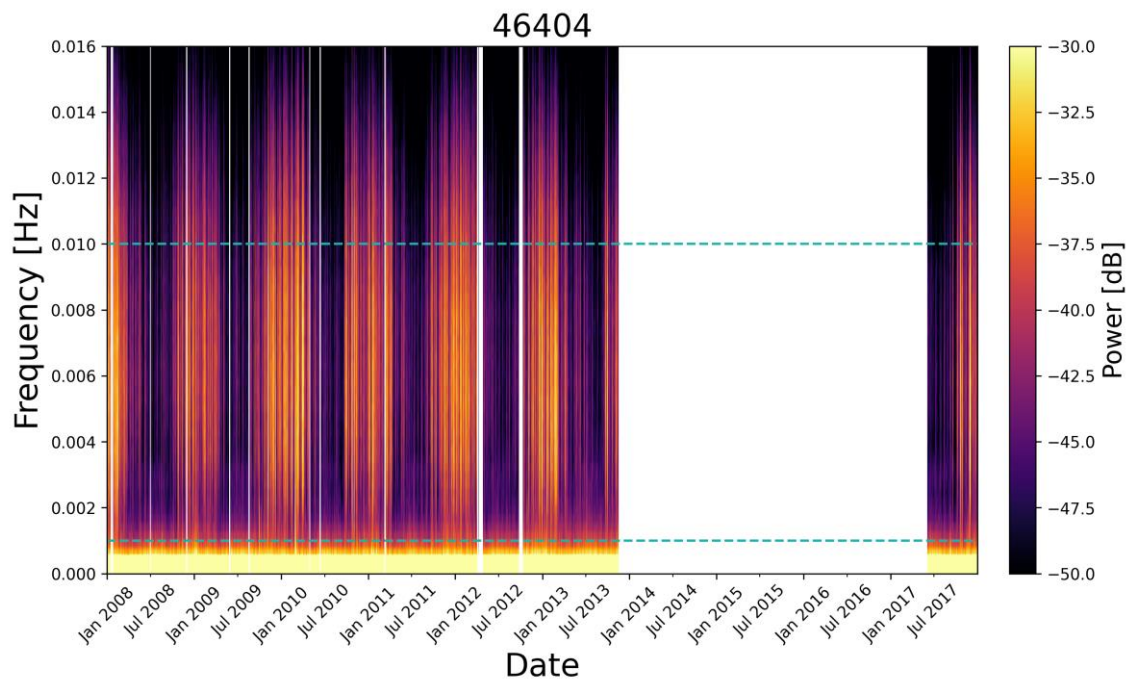


圖 A3.14、DART 46404 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

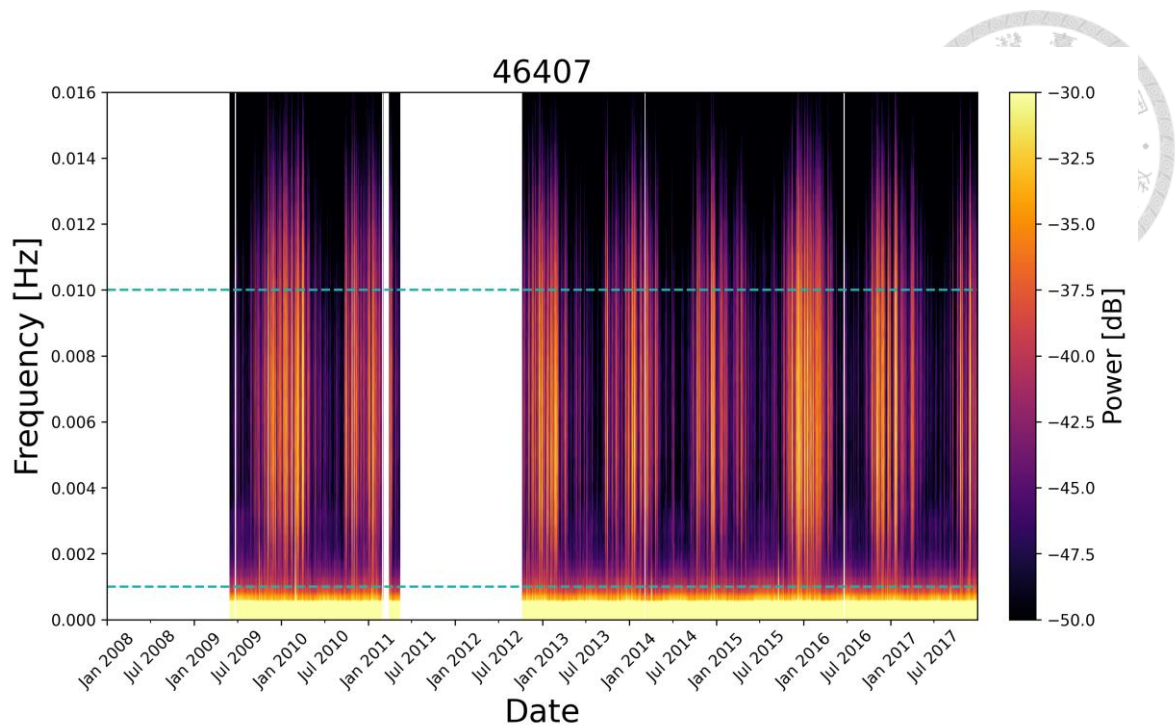


圖 A3.15、DART 46407 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

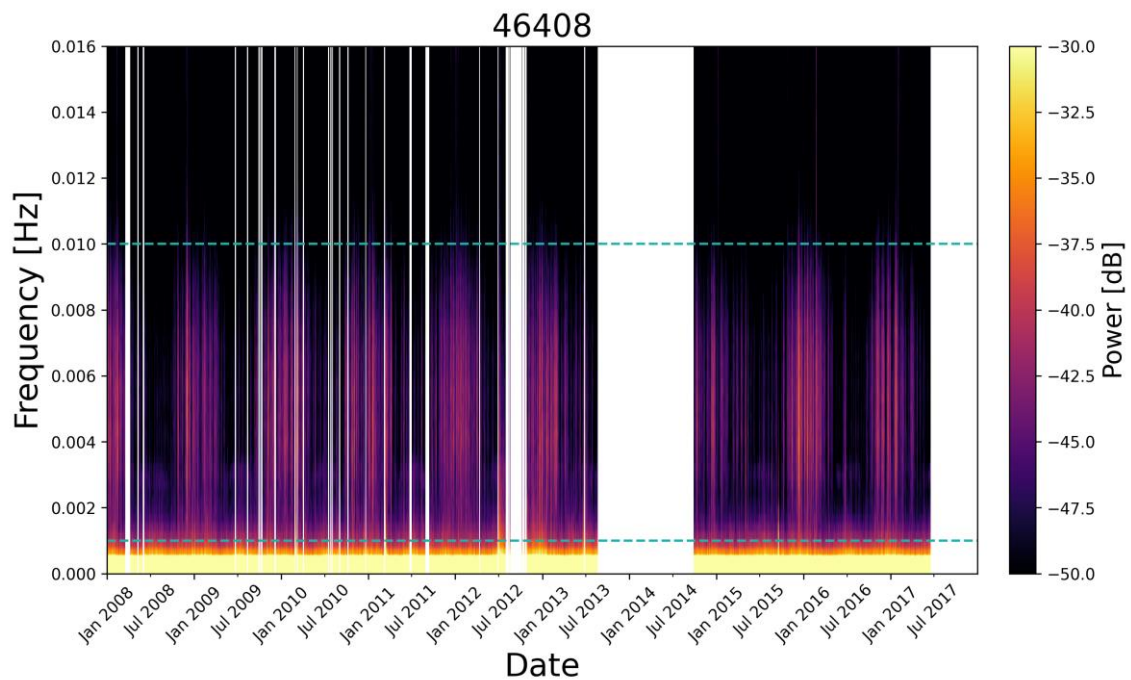


圖 A3.16、DART 46408 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

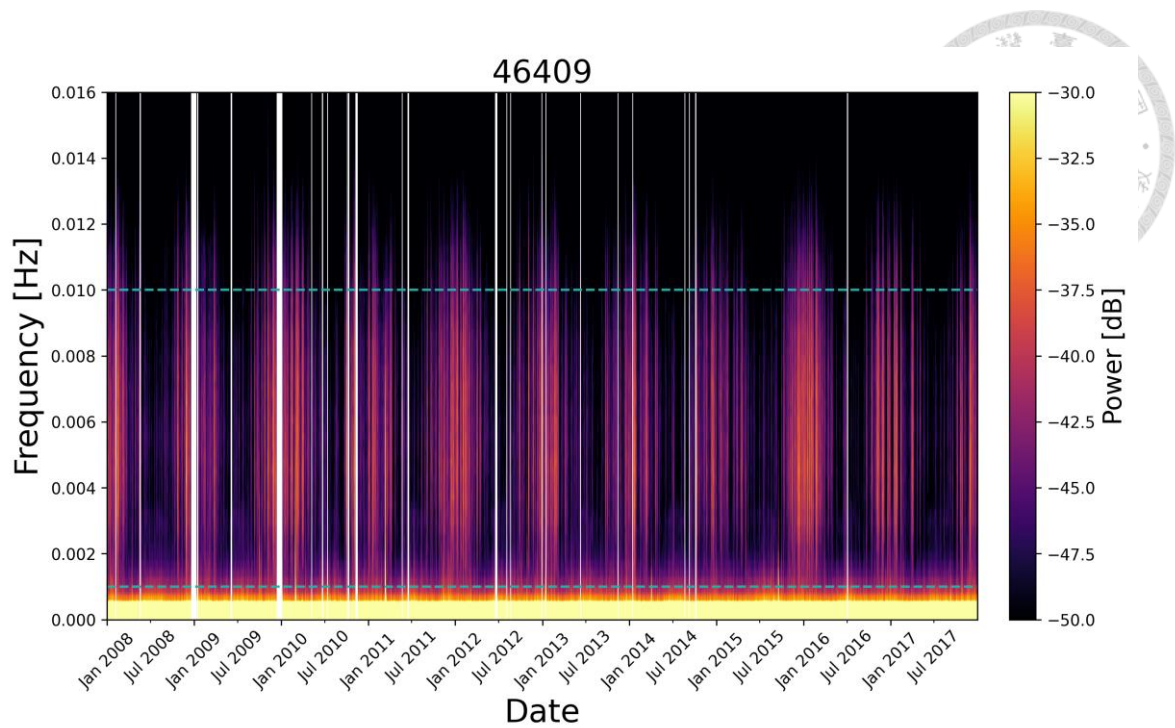


圖 A3.17、DART 46409 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

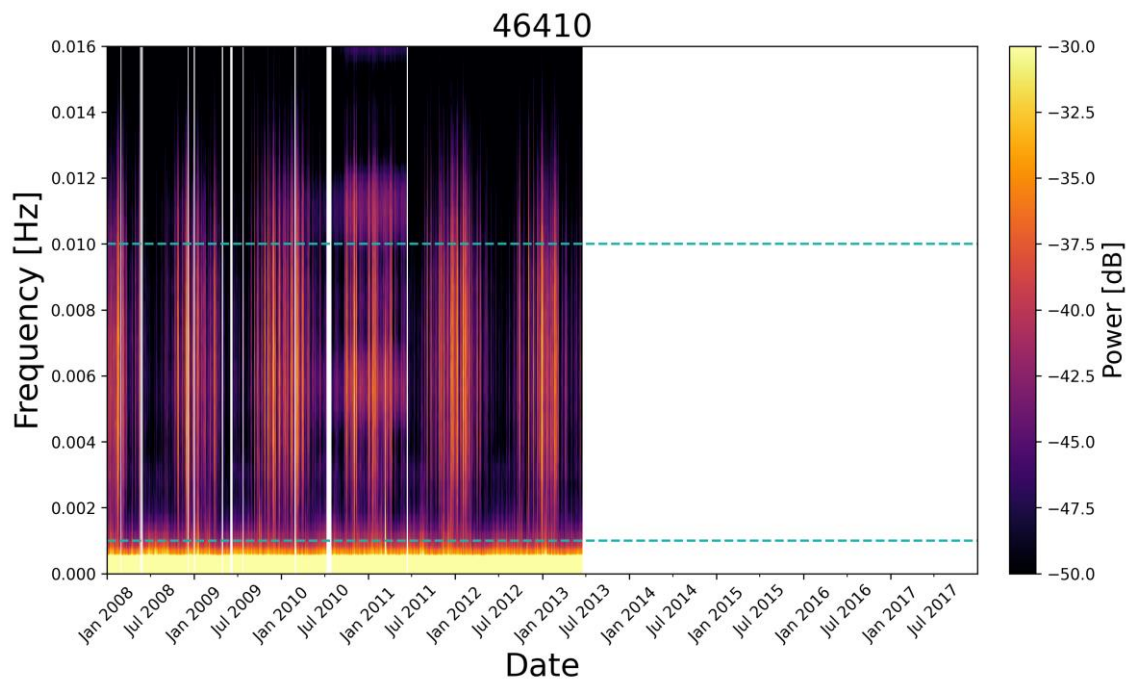


圖 A3.18、DART 46410 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

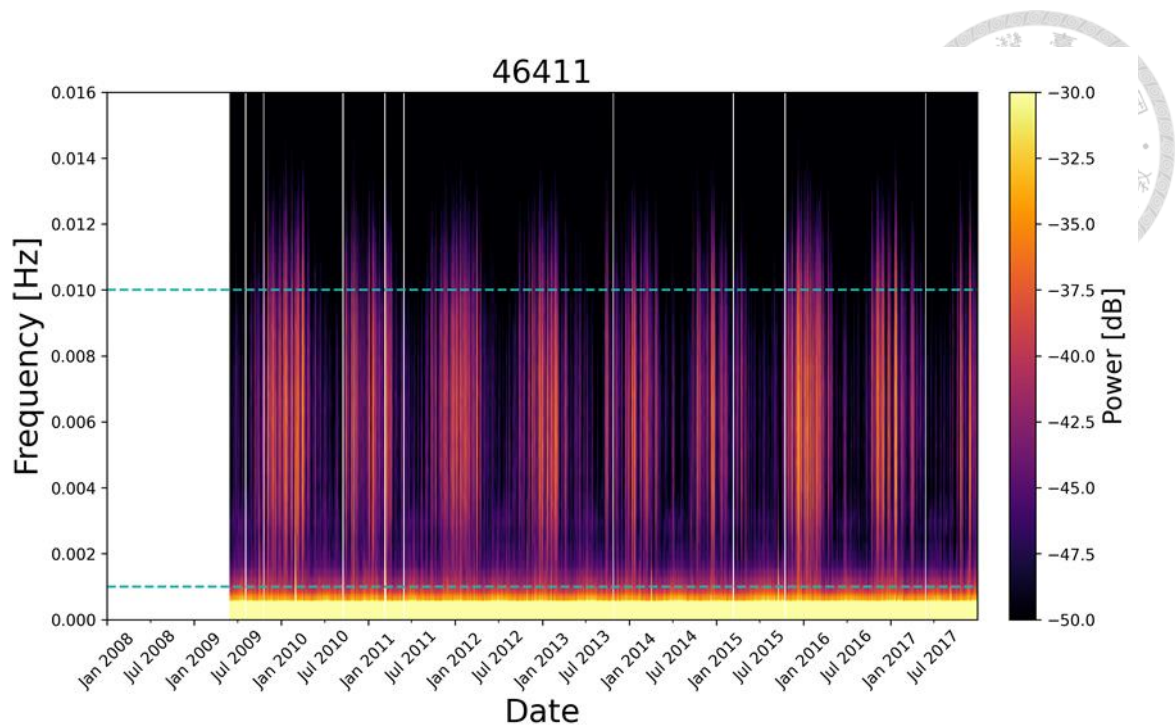


圖 A3. 19、DART 46411 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

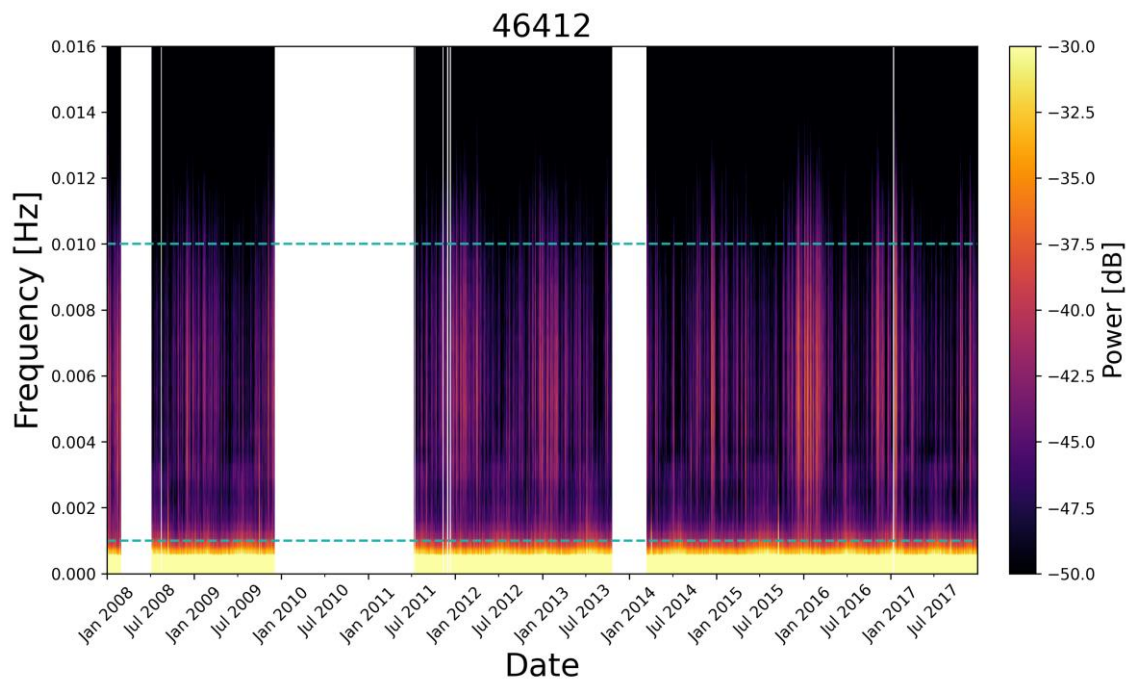


圖 A3. 20、DART 46412 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

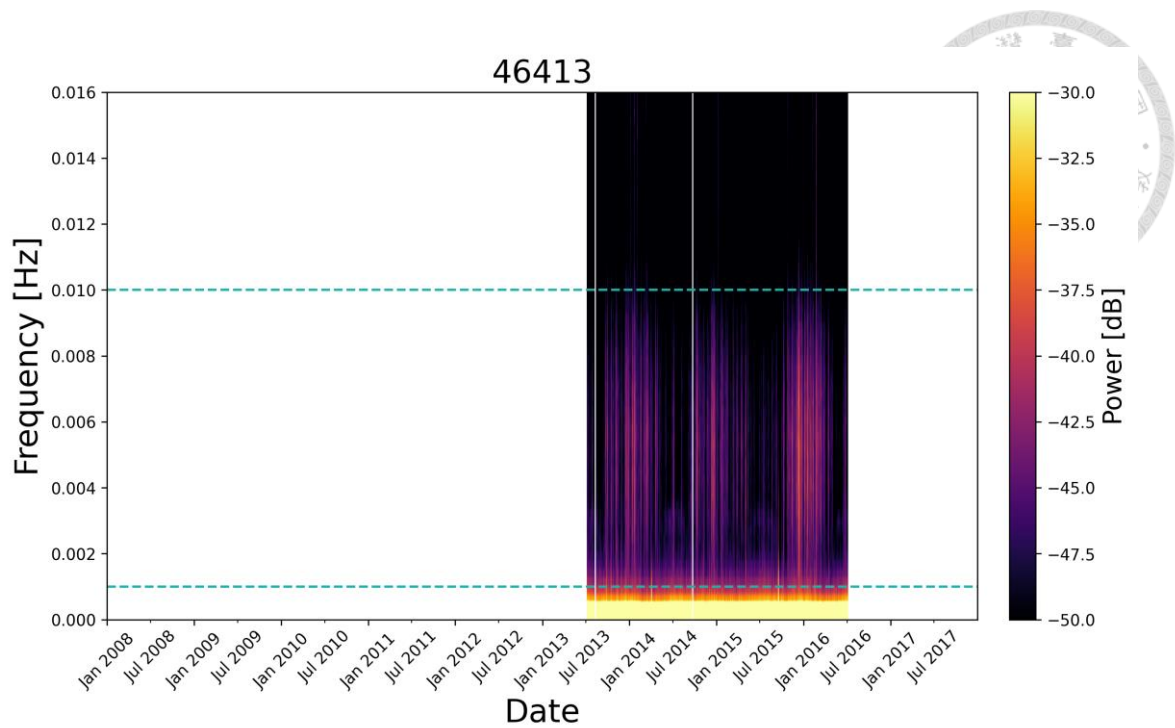


圖 A3.21、DART 46413 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

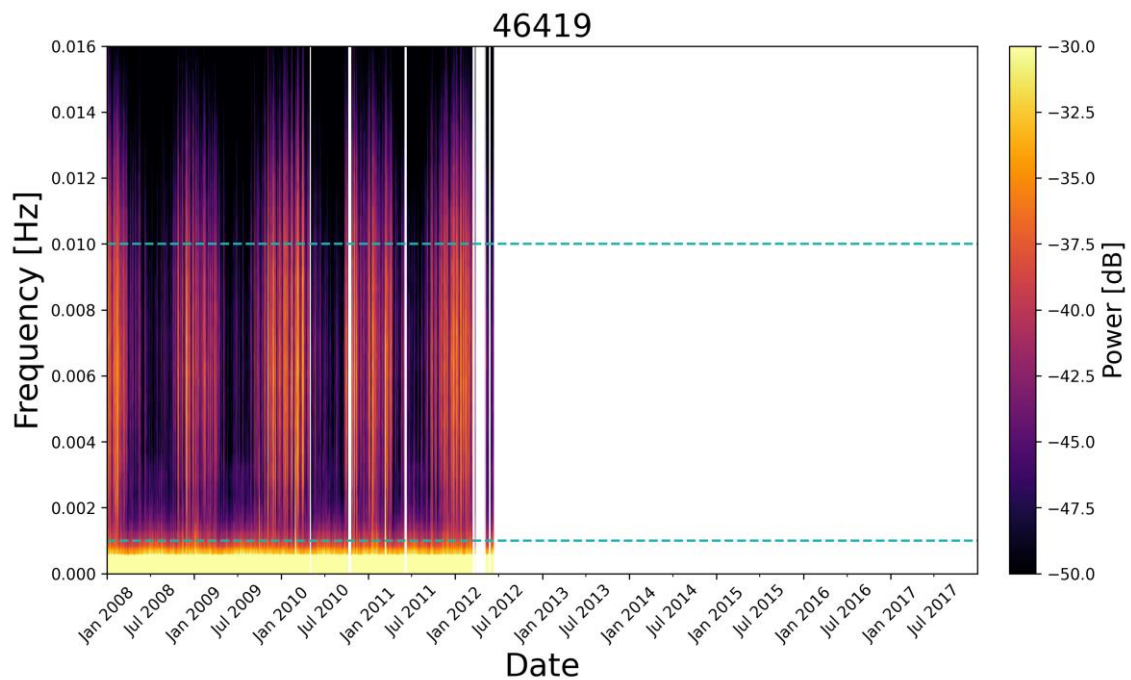


圖 A3.22、DART 46419 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

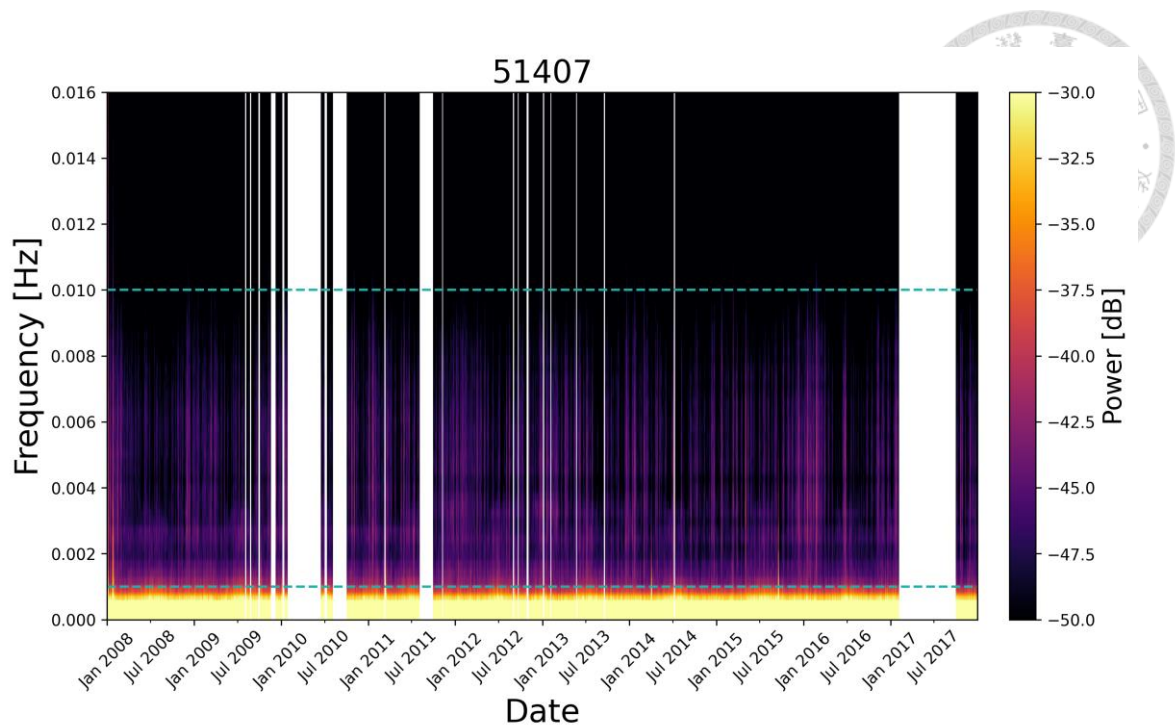


圖 A3.23、DART 51407 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

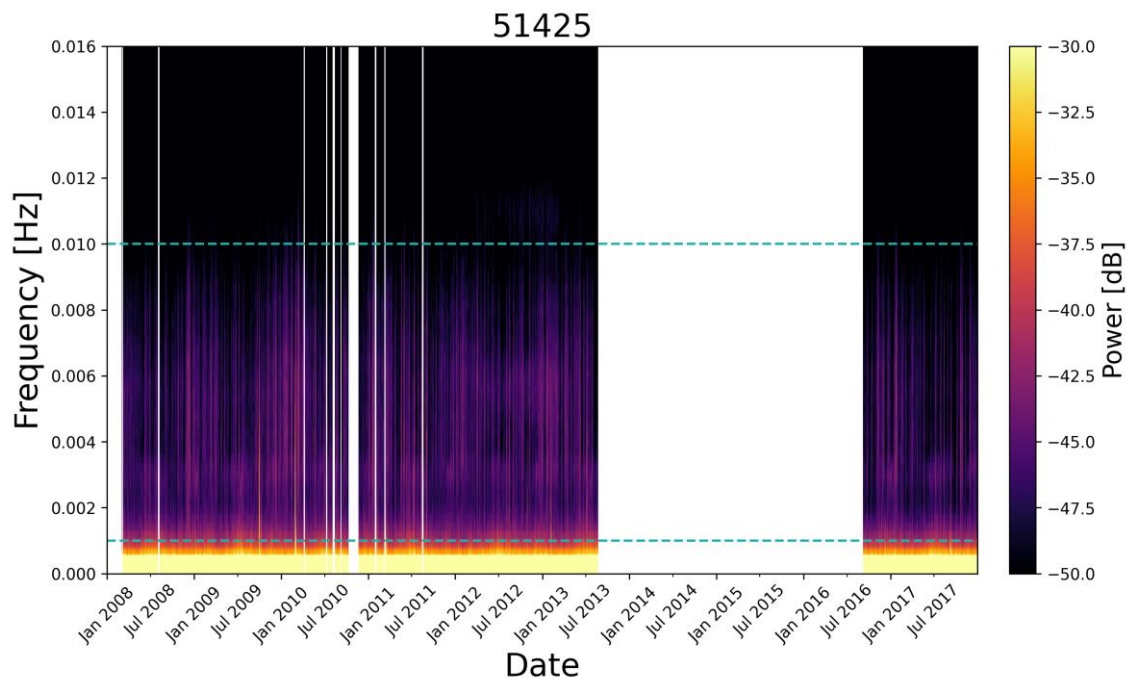


圖 A3.24、DART 51425 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

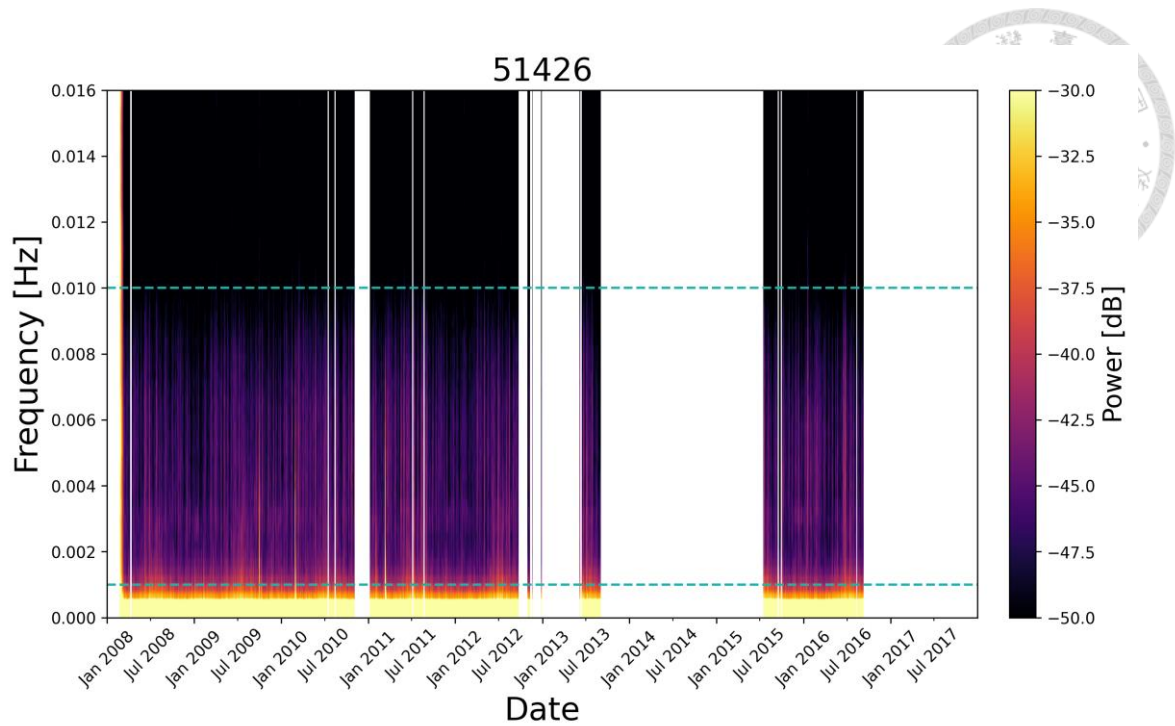


圖 A3.25、DART 51426 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

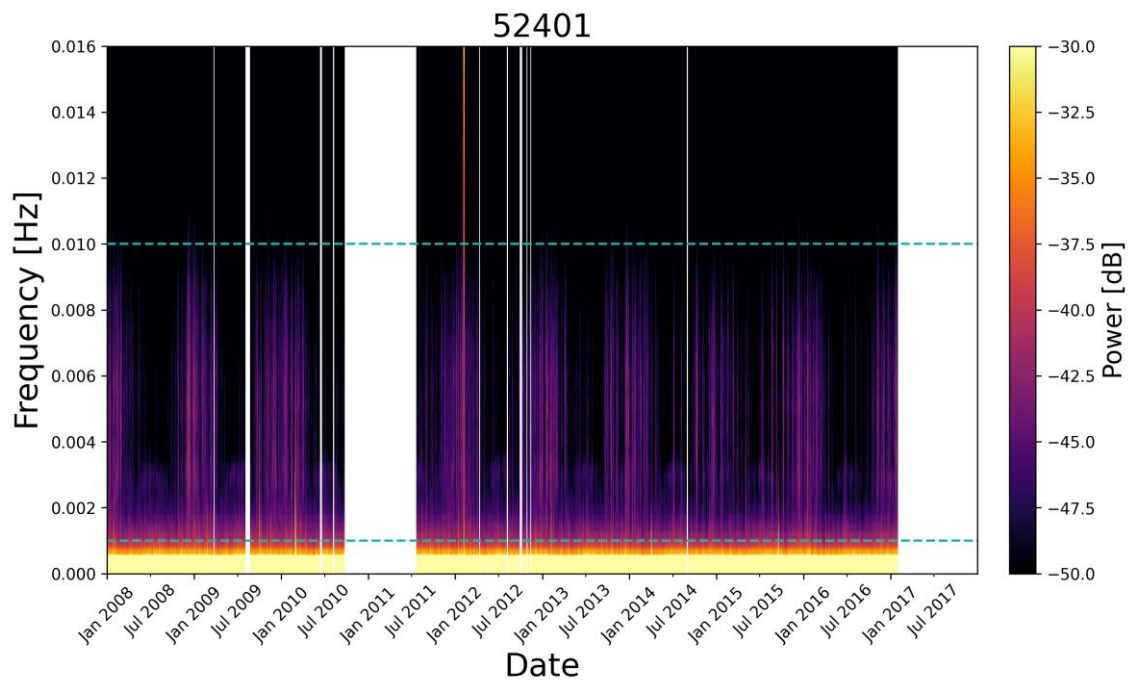


圖 A3.26、DART 52401 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

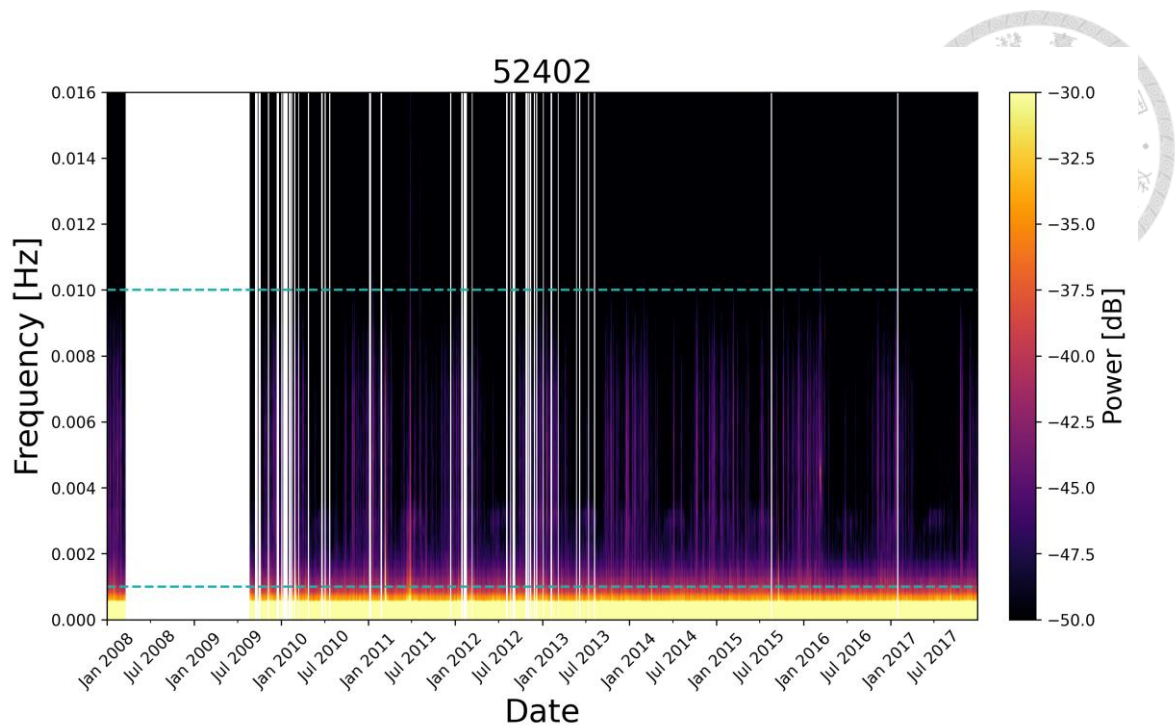


圖 A3.27、DART 52402 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

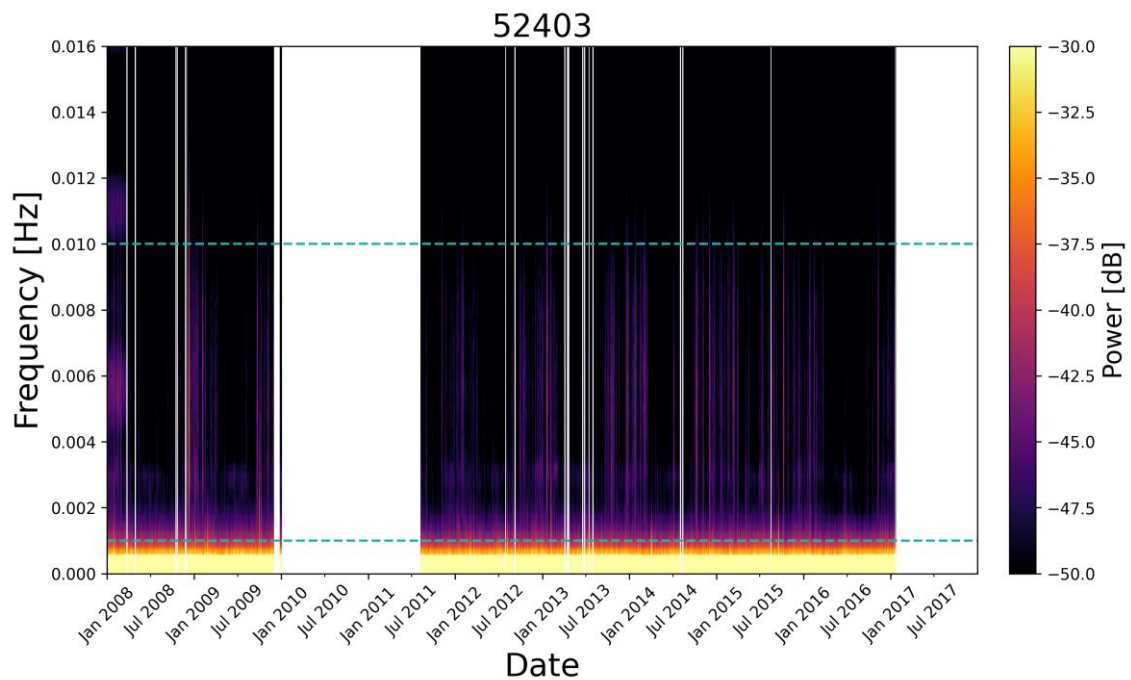


圖 A3.28、DART 52403 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

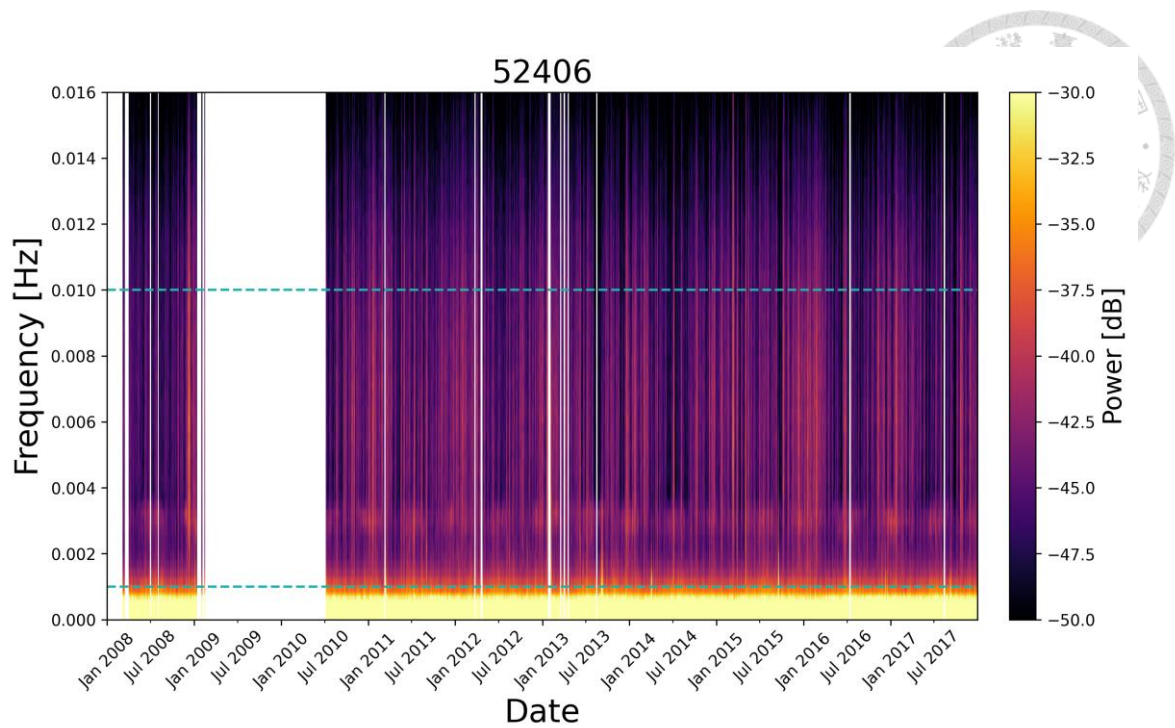


圖 A3.29、DART 52406 測站時頻圖。藍色虛線範圍內為本研究所採用 IGWs 頻率範圍 (0.001-0.01 Hz)，空白區域表示資料缺失。

A4 本研究測站之波傳路徑

21413

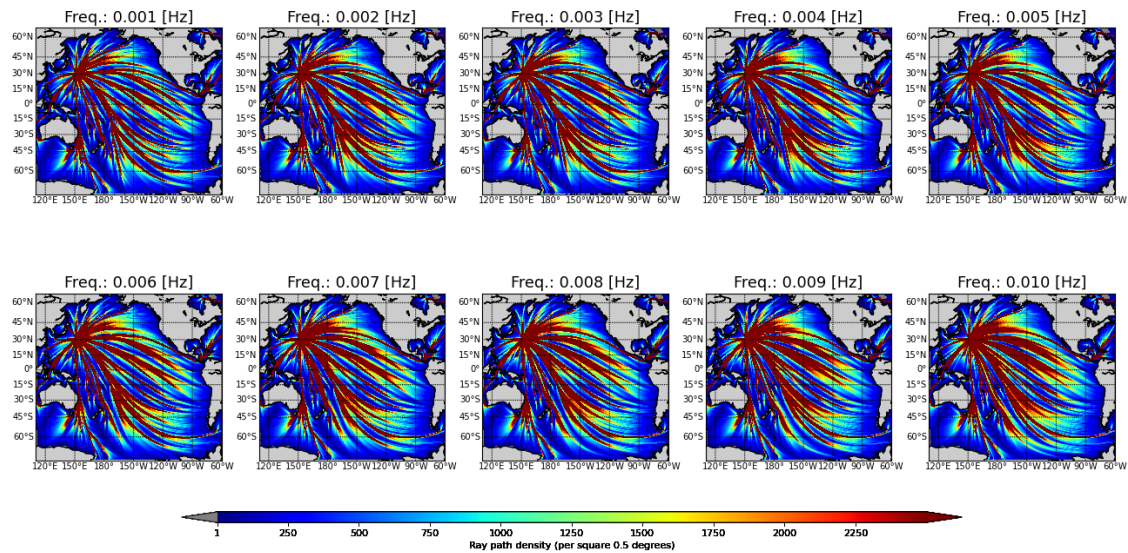


圖 A4.1、DART 21413 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

21414

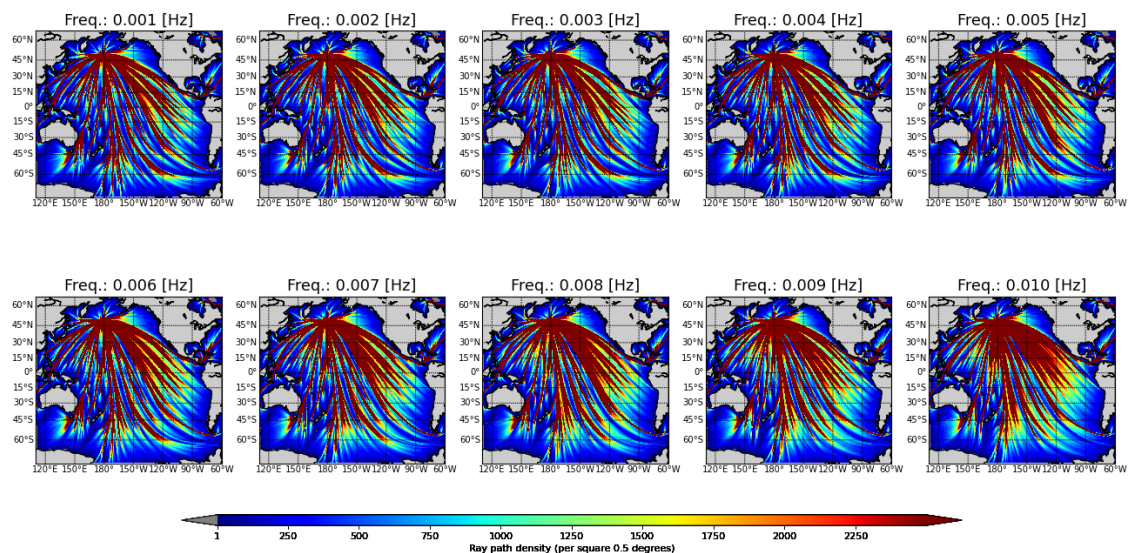


圖 A4.2、DART 21414 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

21415

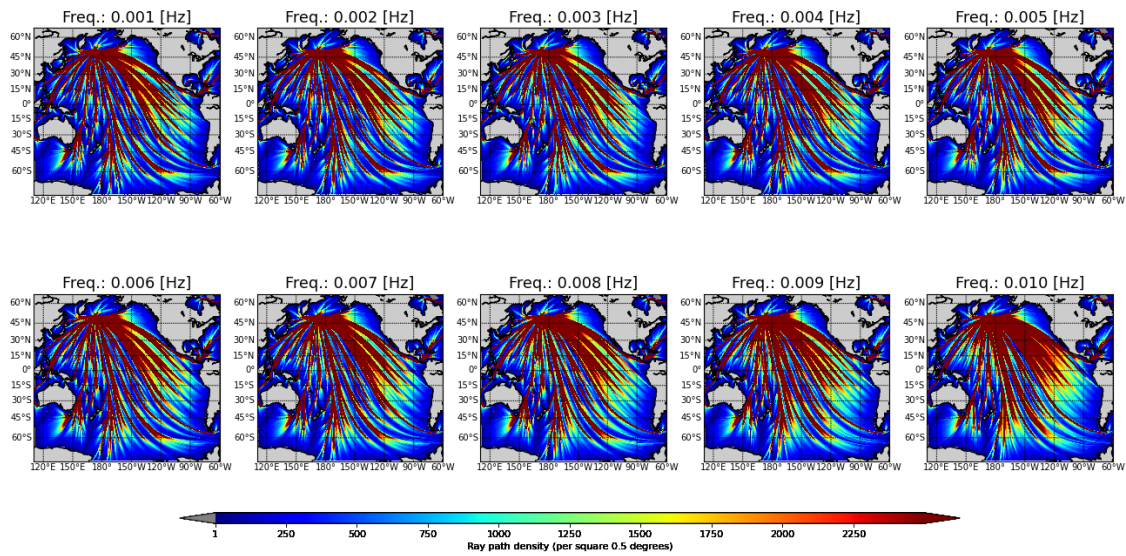


圖 A4.3、DART 21415 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

21416

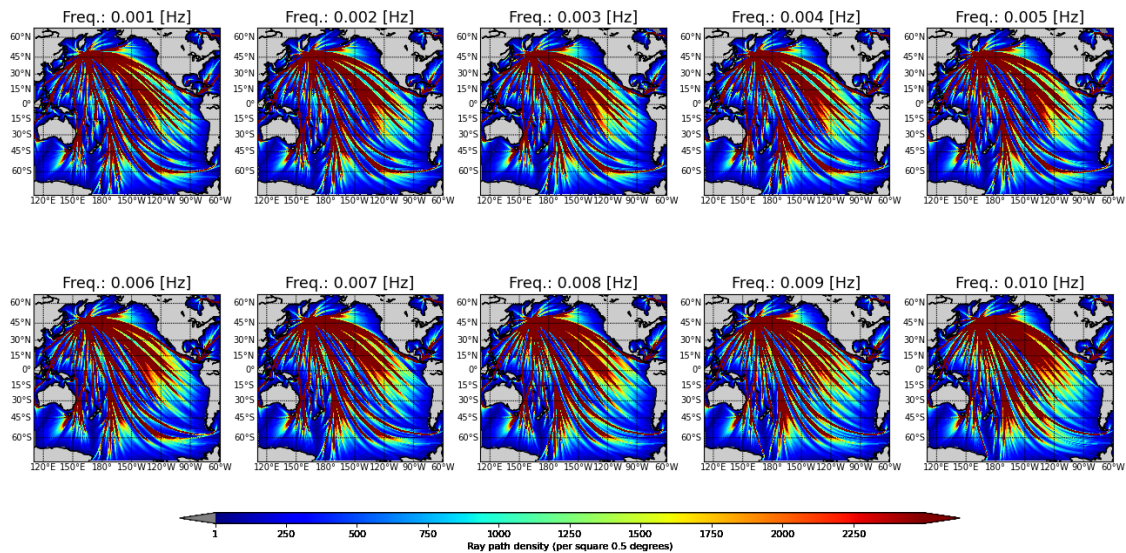


圖 A4.4、DART 21416 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

21418

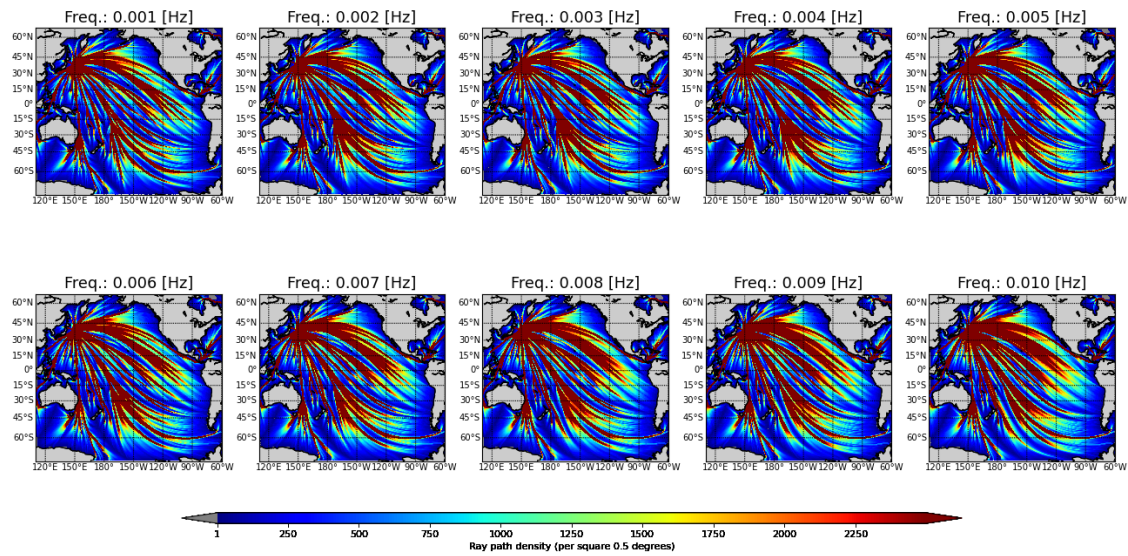


圖 A4.5、DART 21418 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

21419

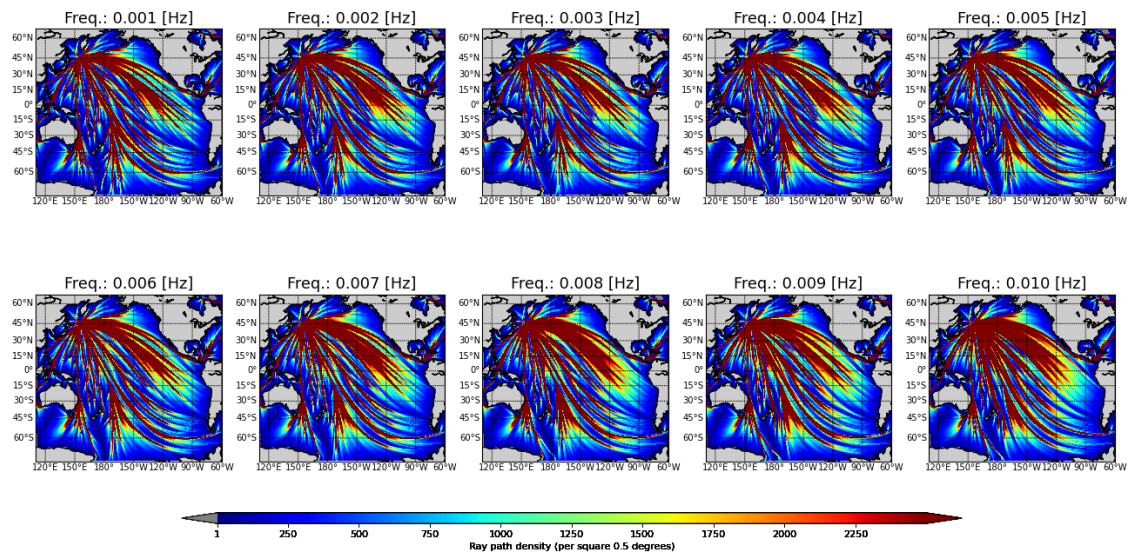


圖 A4.6、DART 21419 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

32411

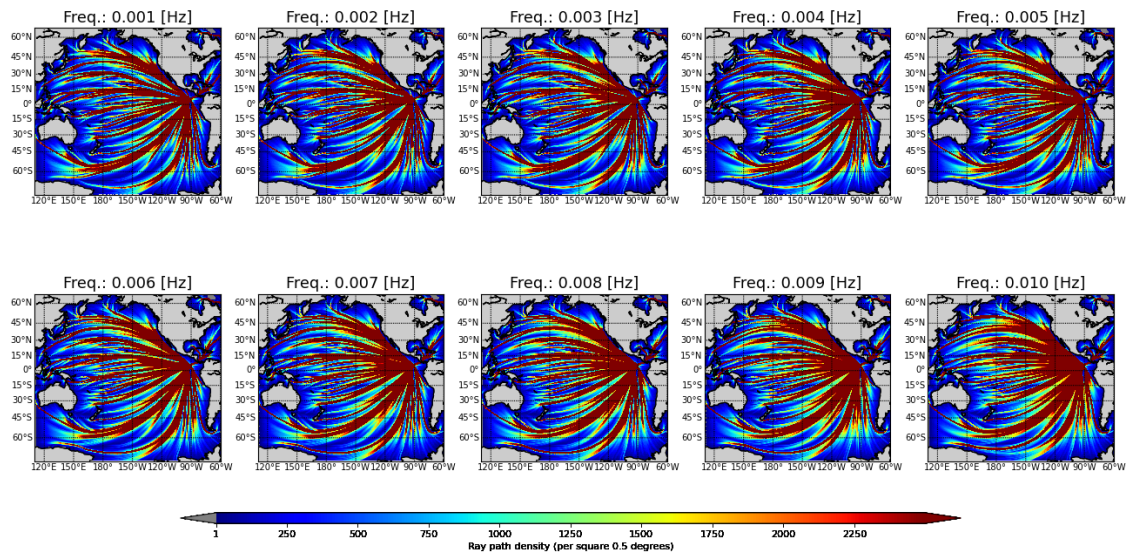


圖 A4.7、DART 32411 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

32412

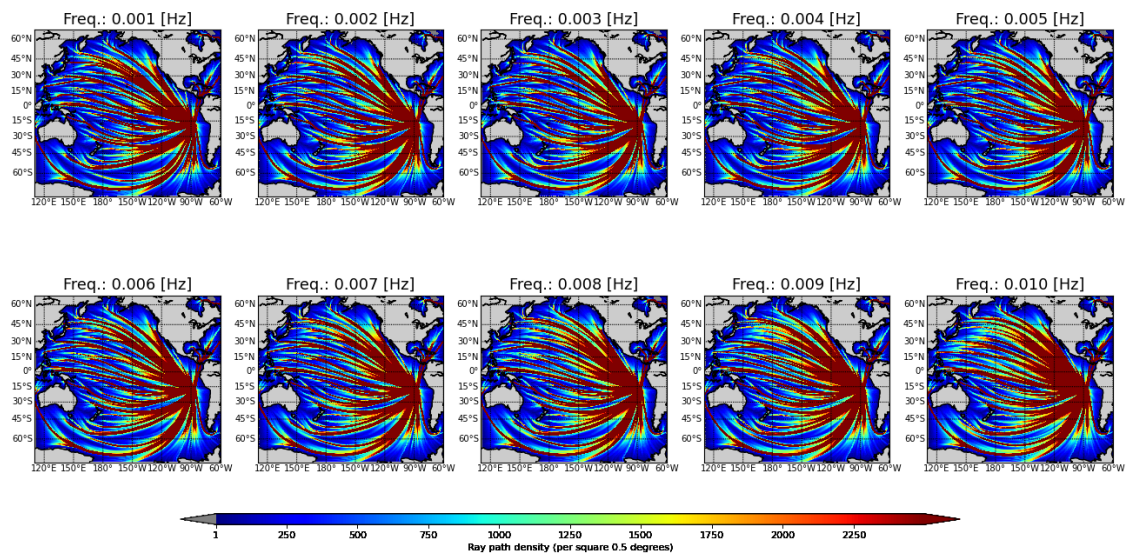


圖 A4.8、DART 32412 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

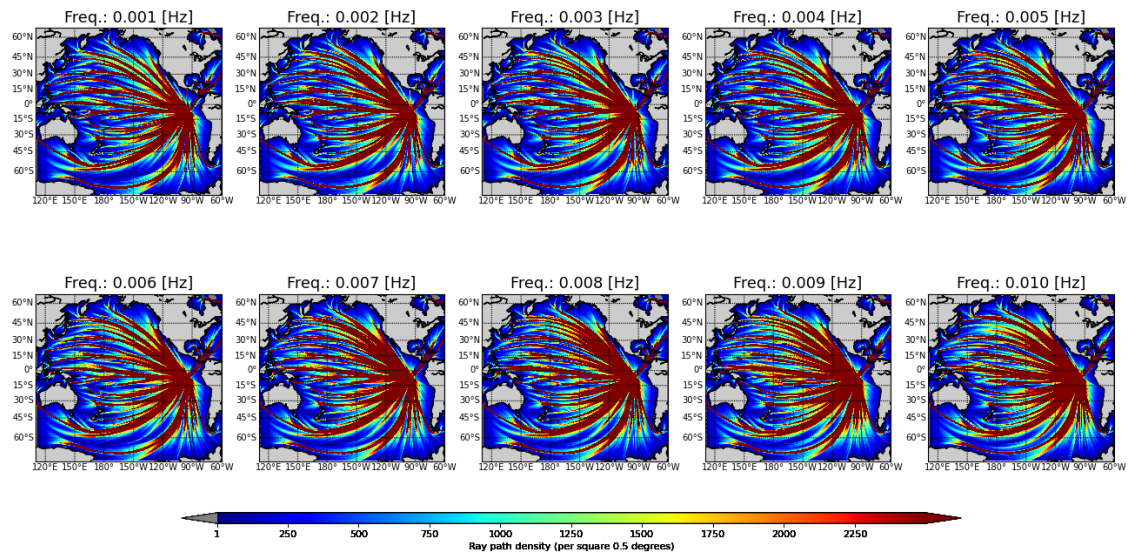


圖 A4.9、DART 32413 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

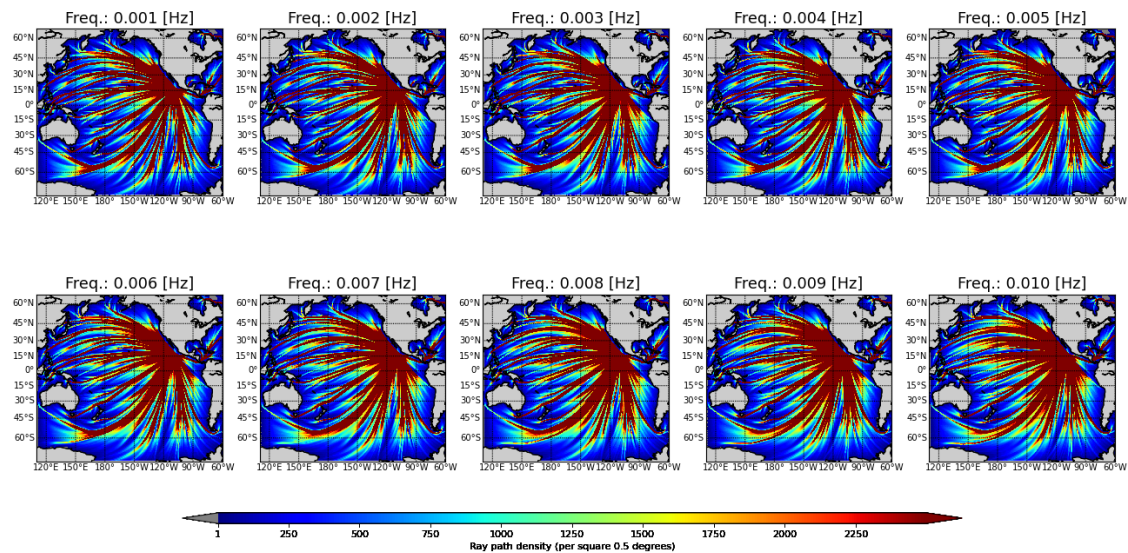


圖 A4.10、DART 43412 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

43413

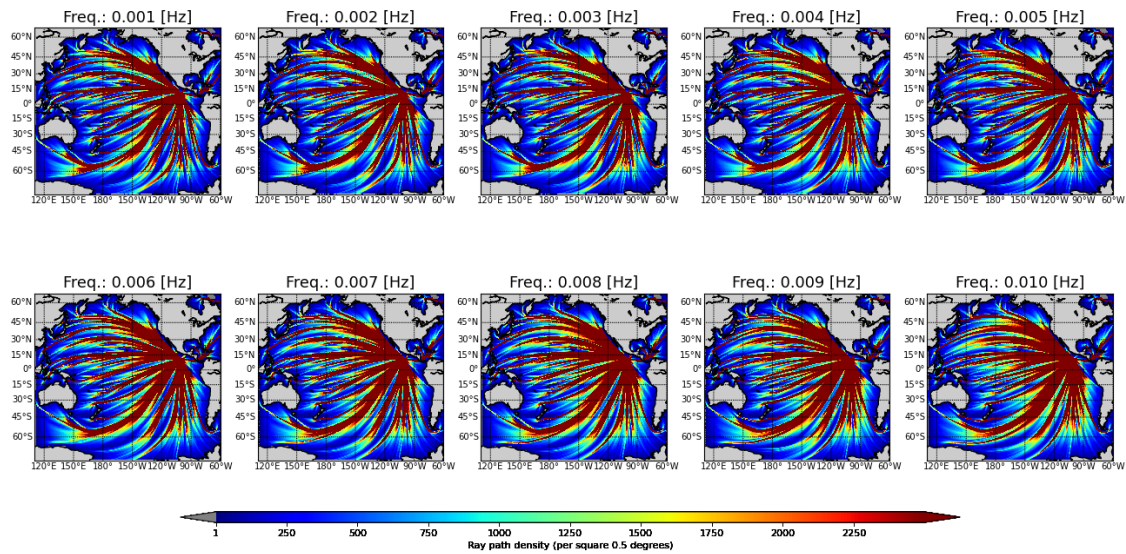


圖 A4.11、DART 43413 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

46402

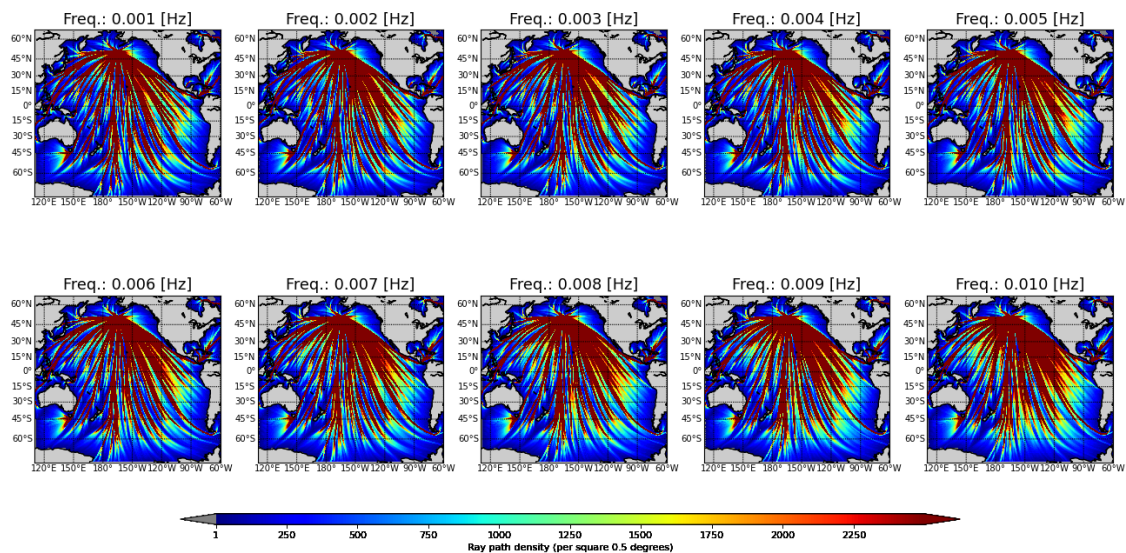


圖 A4.12、DART 46402 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

46403

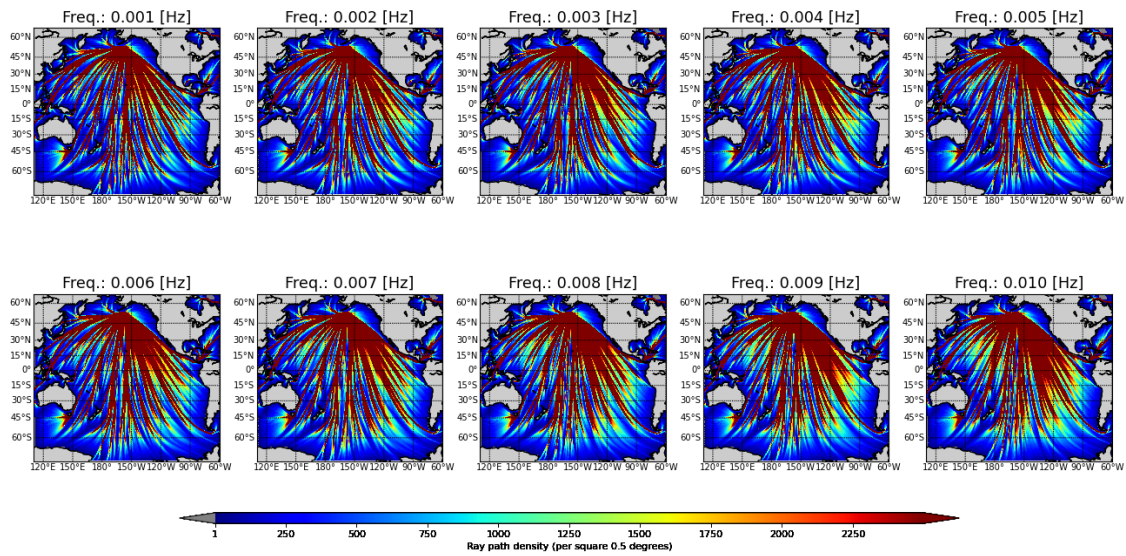


圖 A4.13、DART 46403 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

46404

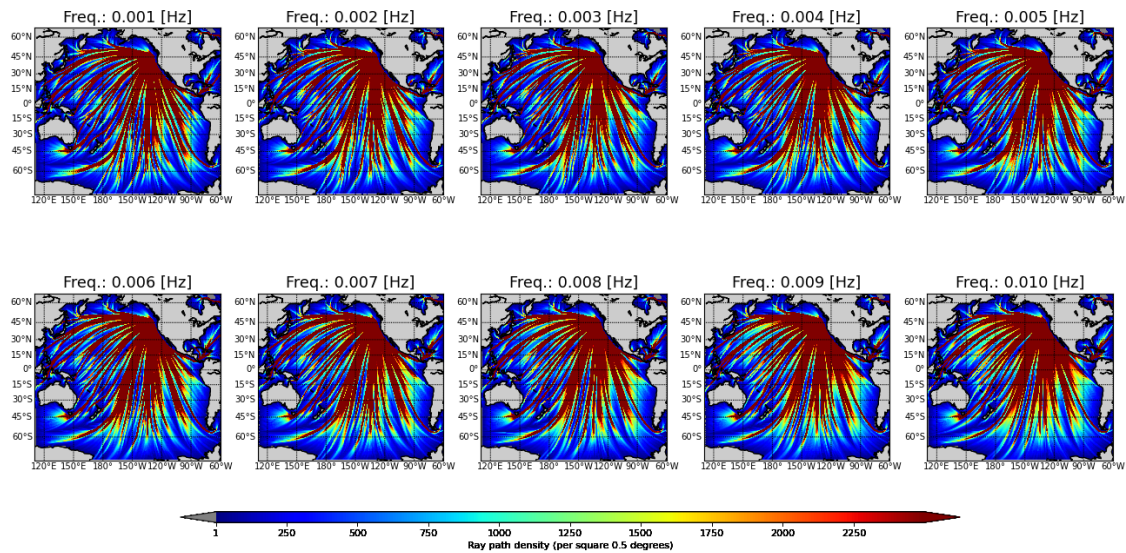


圖 A4.14、DART 46404 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

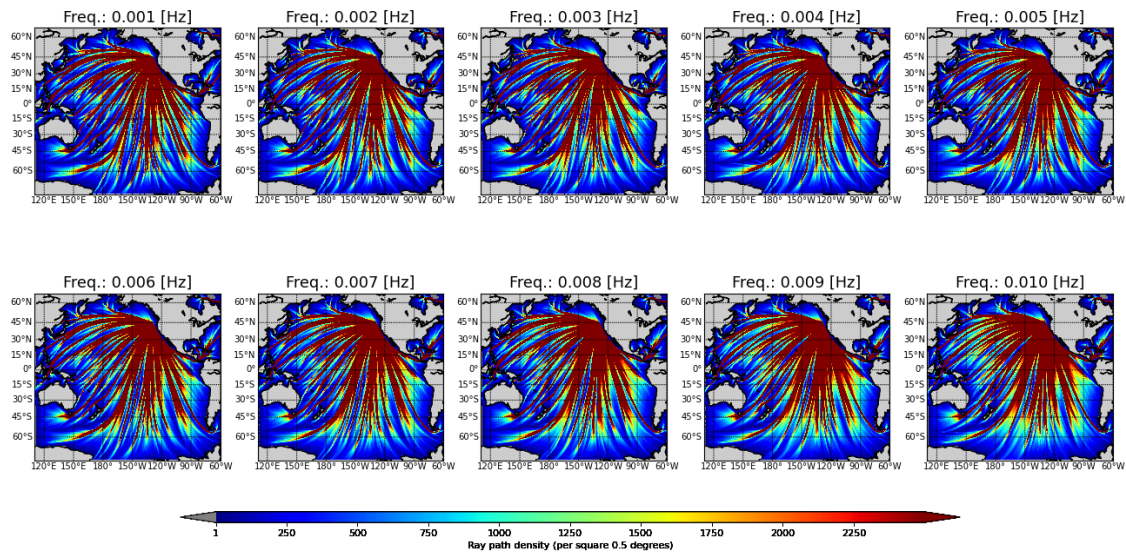


圖 A4.15、DART 46407 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

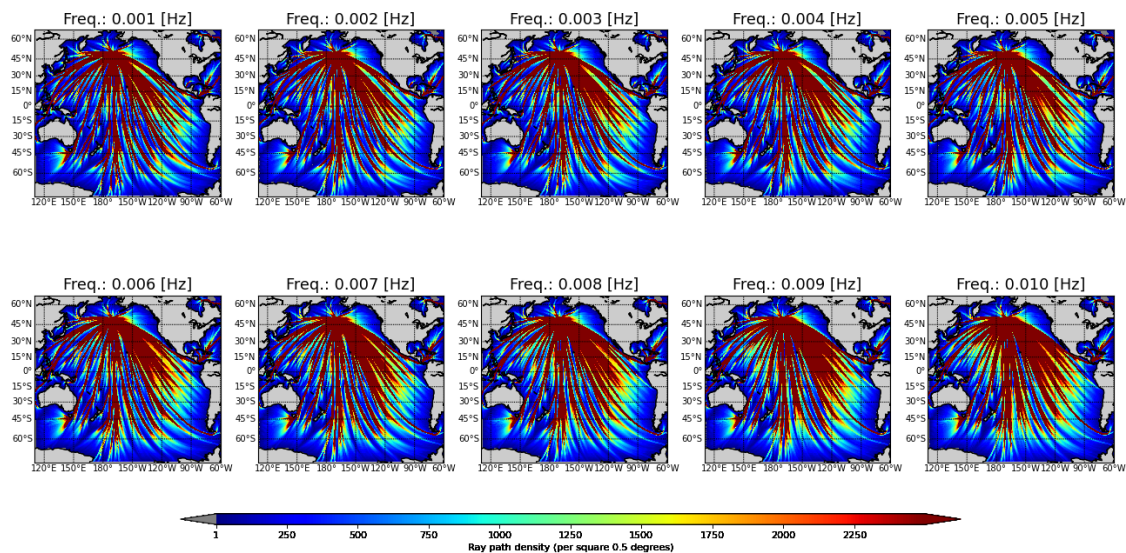


圖 A4.16、DART 46408 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

46409

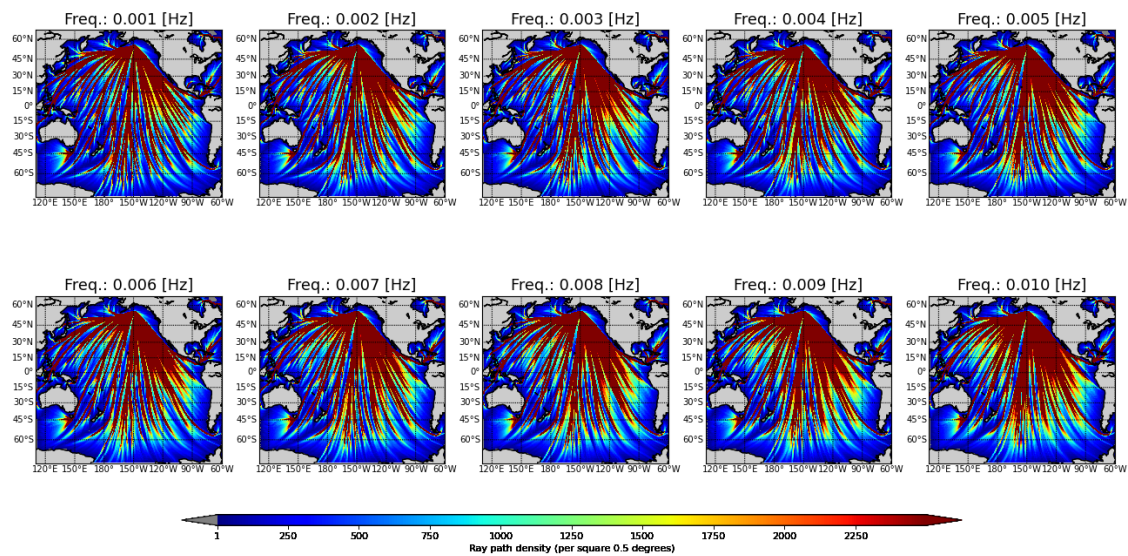


圖 A4.17-DART 46409 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

46410

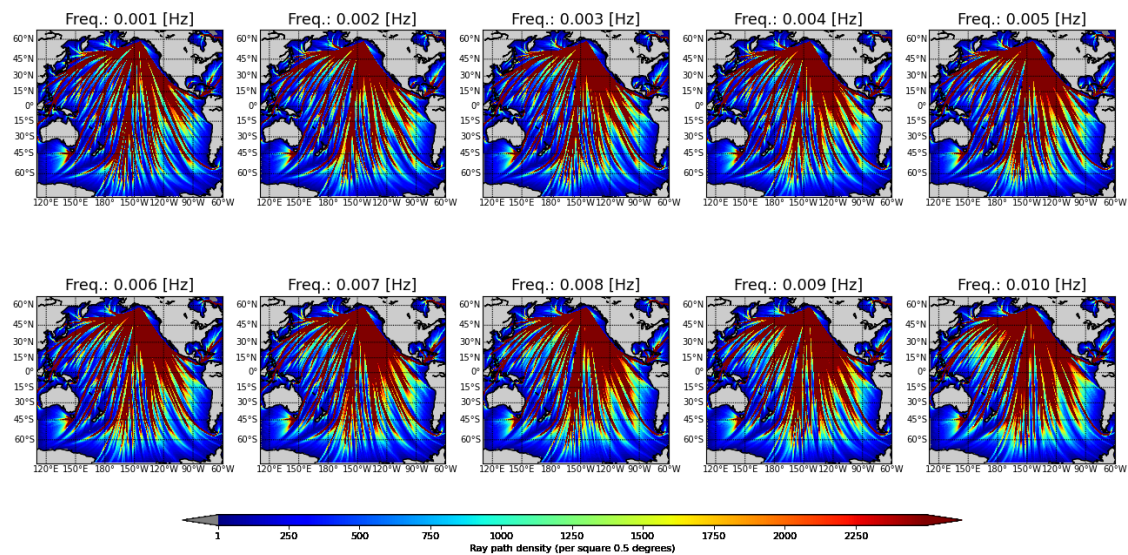


圖 A4.18-DART 46410 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系)表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系)表示低密度的波傳路徑。

46411

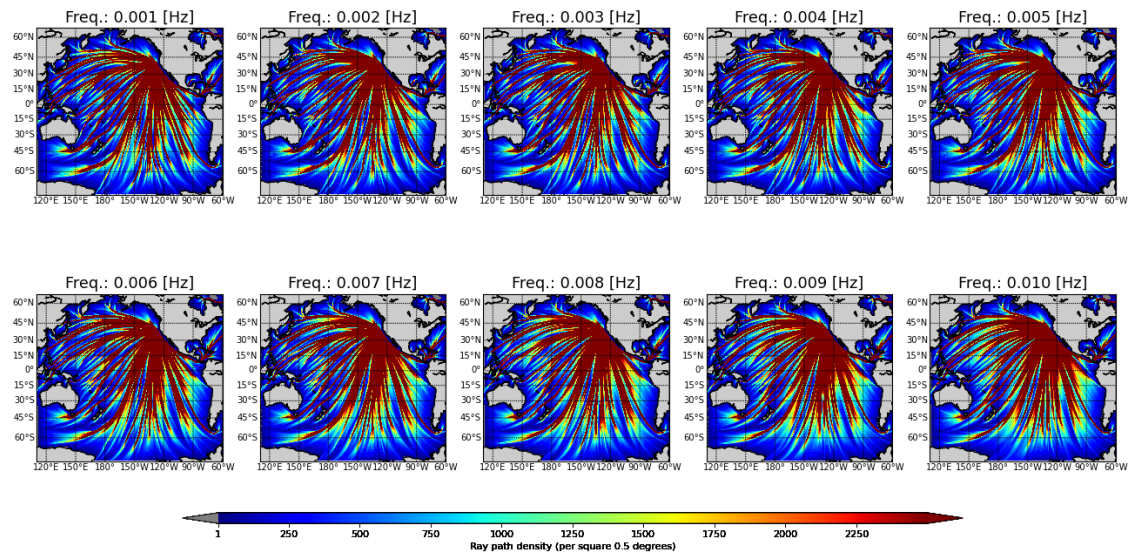


圖 A4.19、DART 46411 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

46412

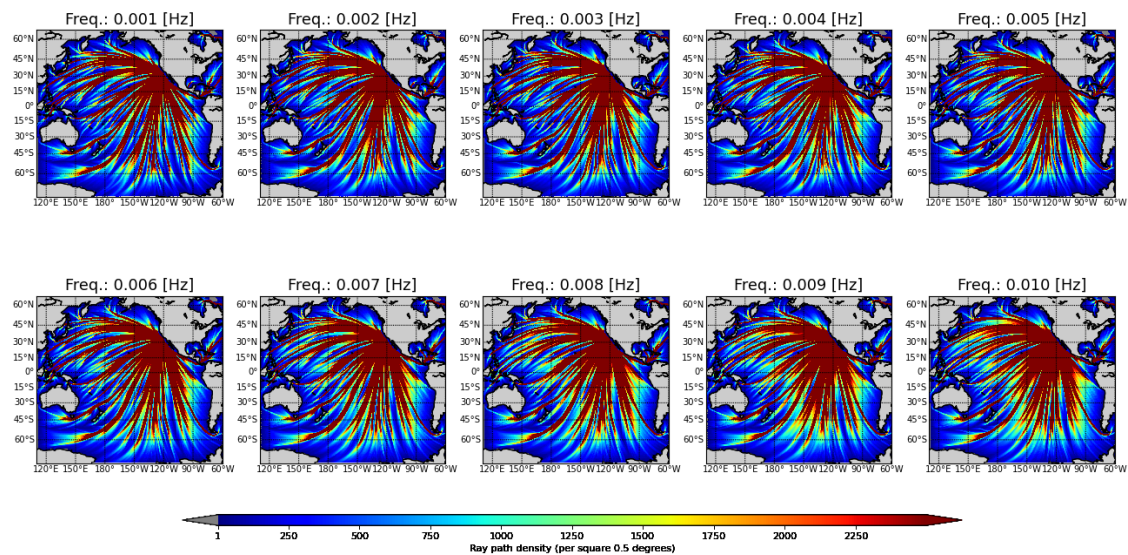


圖 A4.20、DART 46412 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

46413

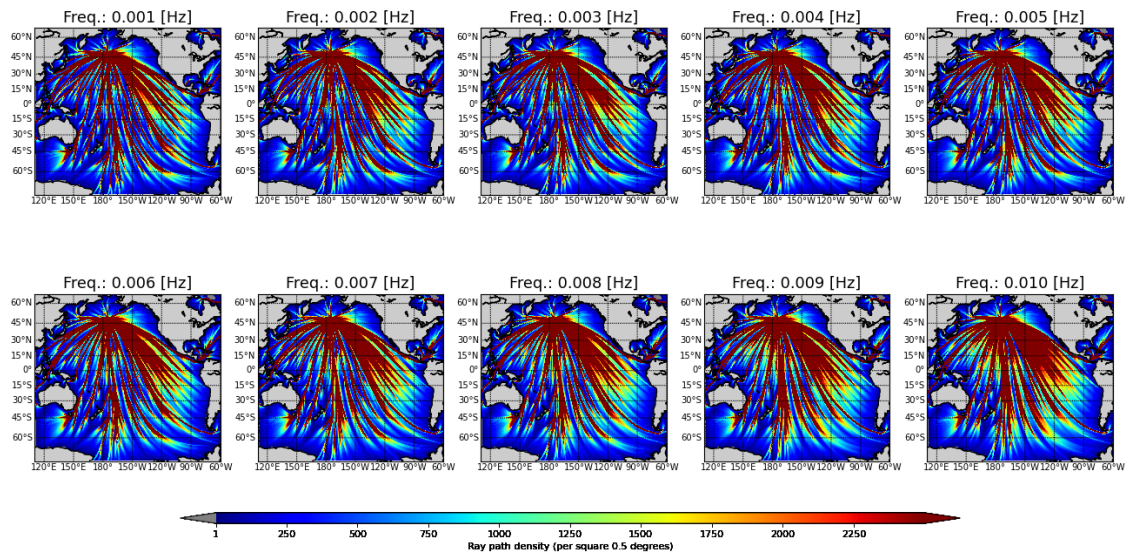


圖 A4.21、DART 46413 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

46419

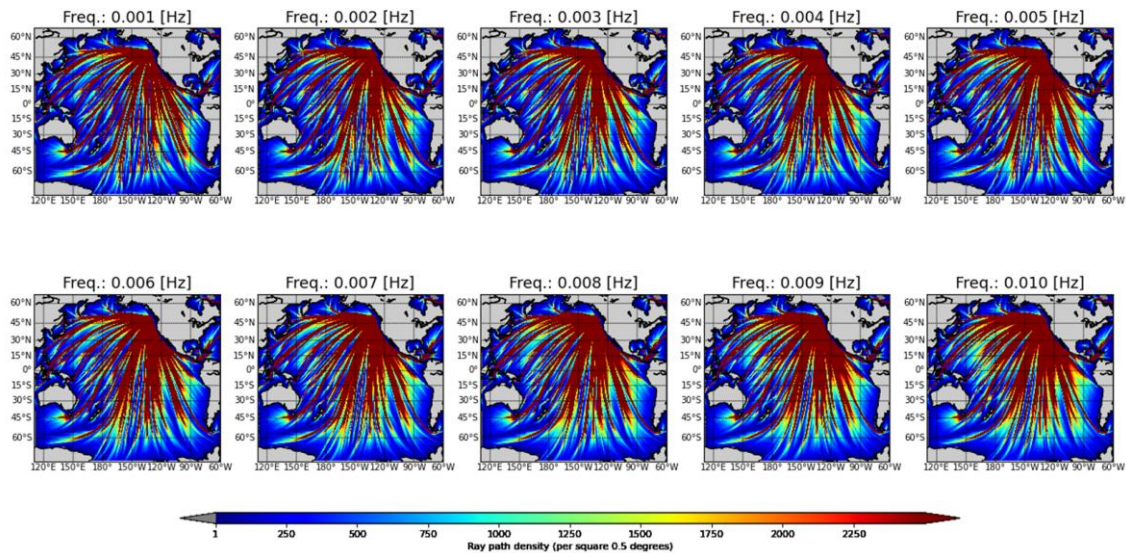


圖 A4.22、DART 46419 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

51407

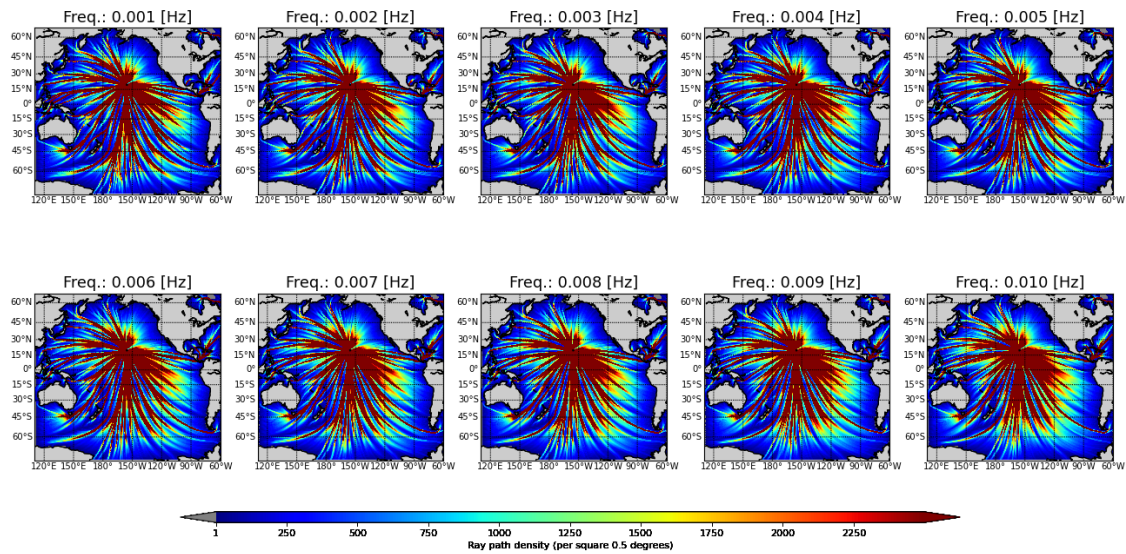


圖 A4.23、DART 51407 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

51425

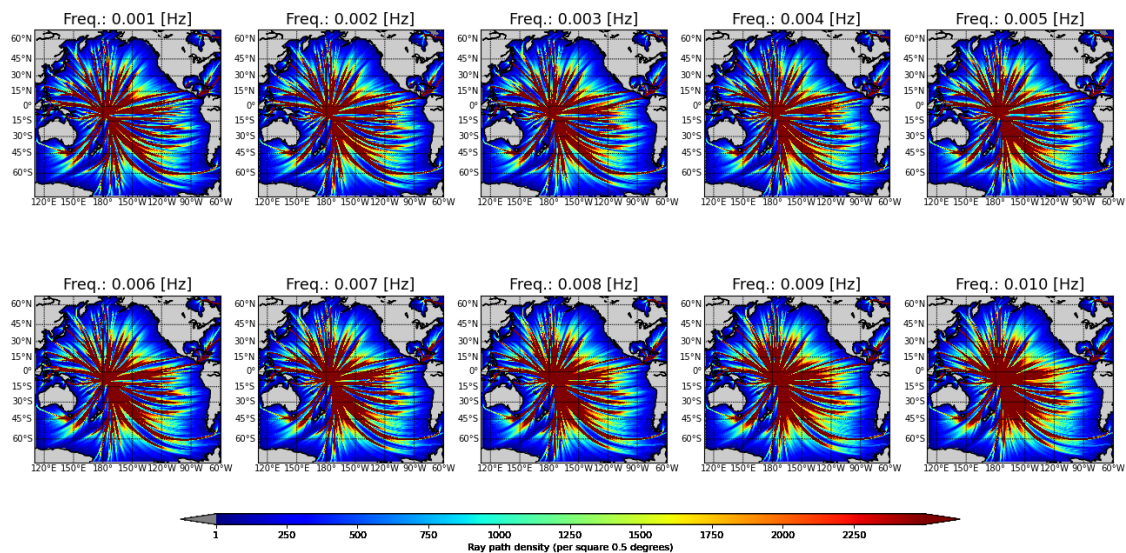


圖 A4.24、DART 51425 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

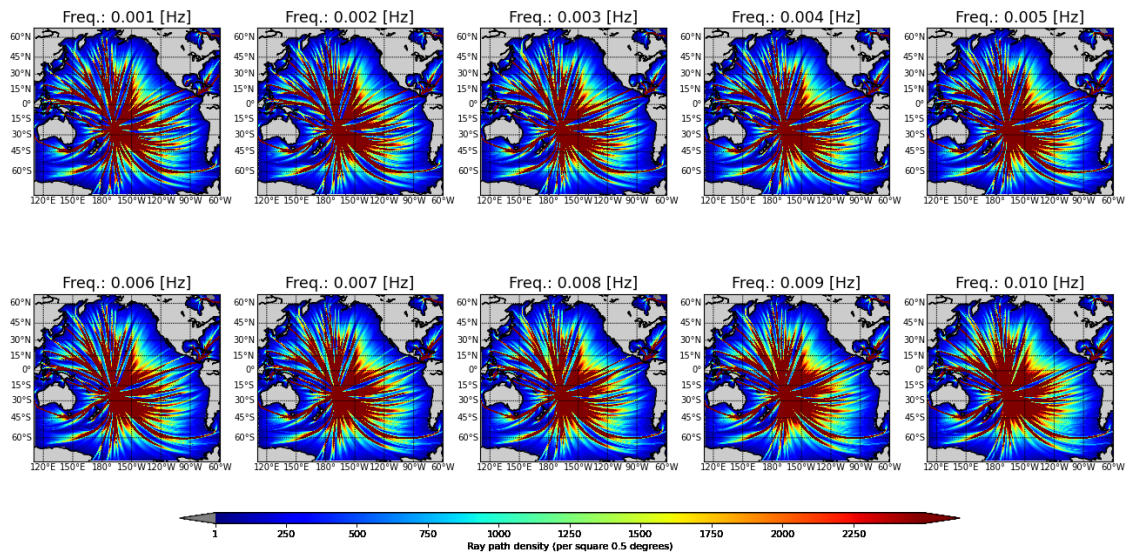


圖 A4.25、DART 51426 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

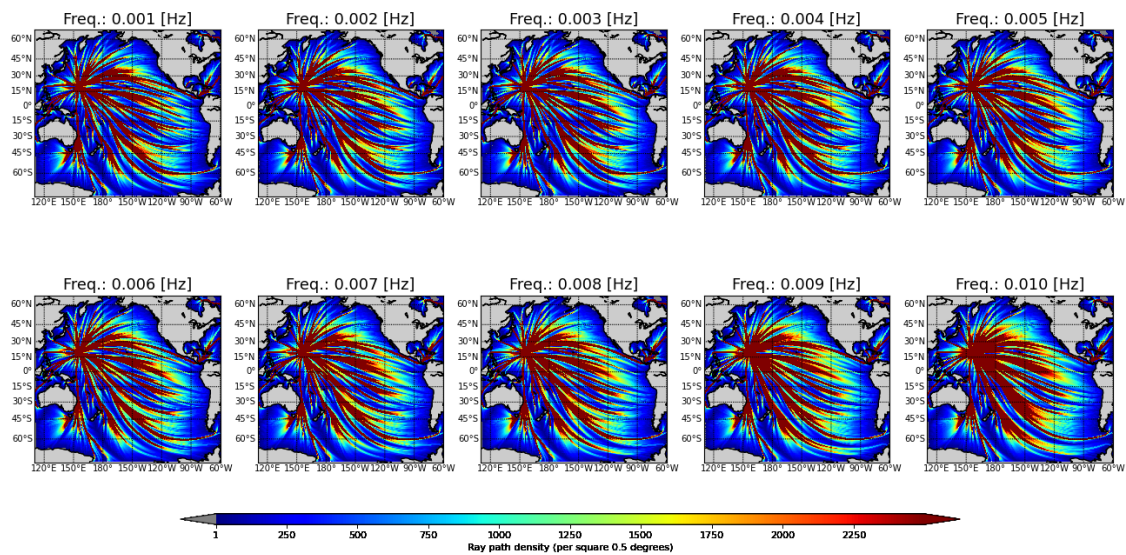


圖 A4.26、DART 52401 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

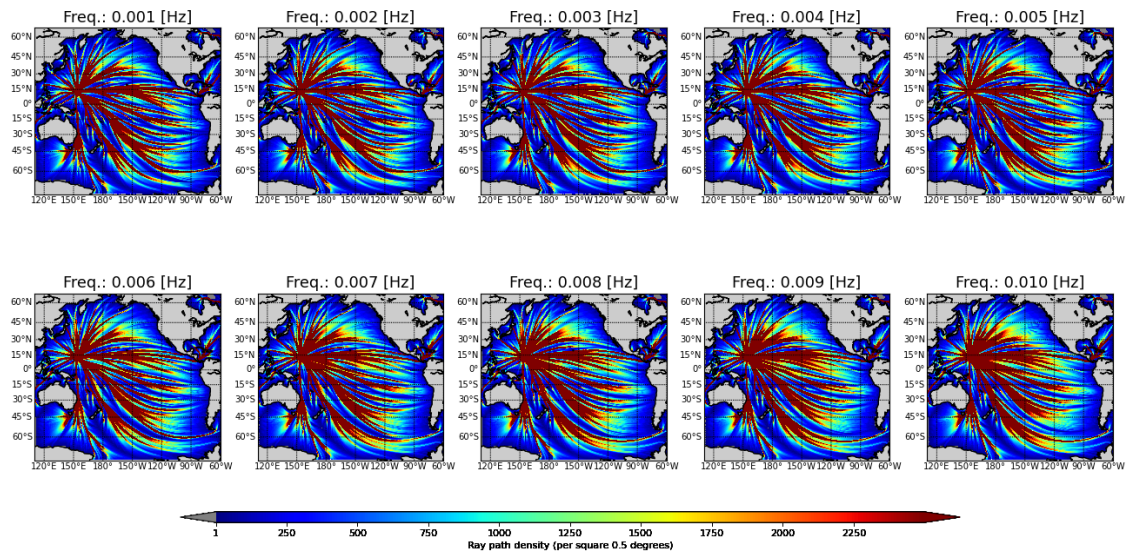


圖 A4.27、DART 52402 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

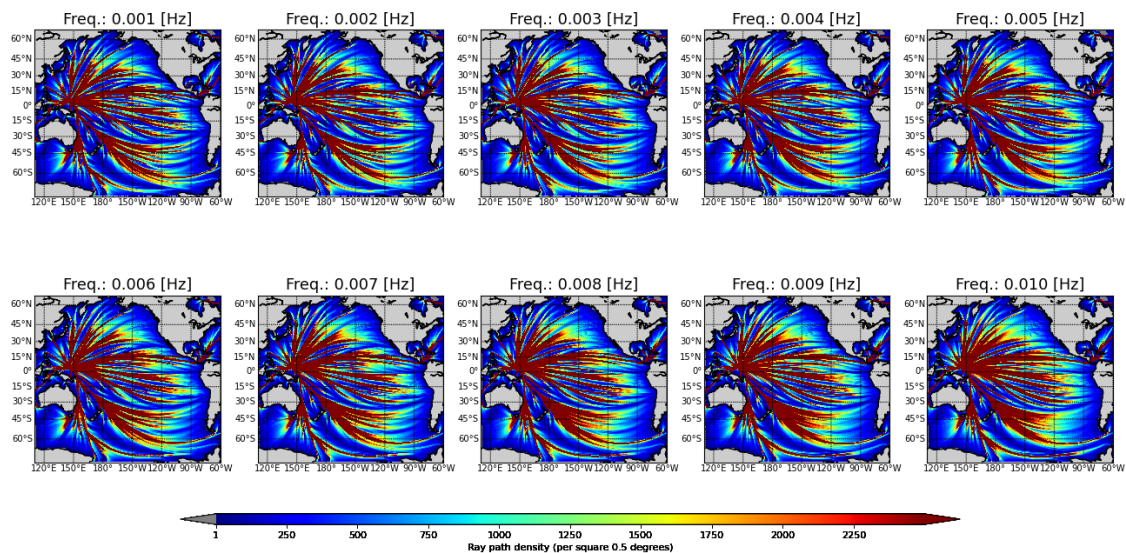


圖 A4.28、DART 52403 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。

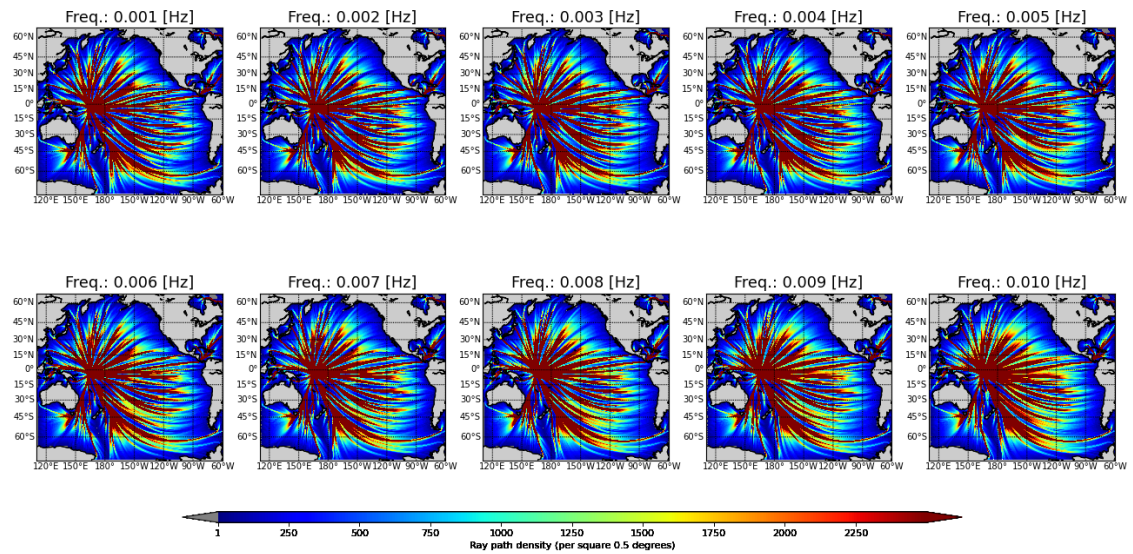


圖 A4.29、DART 52406 測站之波傳路徑。圖中由左至右，由上至下，表示從 0.001Hz 開始，每隔 0.001Hz 為中心頻率的波傳路徑。紅色 (暖色系) 表示高密度的波傳路徑，藍色 (冷色系) 表示低密度的波傳路徑。