

113 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫一

以 COMCOT 海嘯速算系統與新事證重新分析 1867 基隆海嘯之海嘯源

吳祚任 曾淑華 趙虹晴 曾歆倚

中華民國地球物理學會

摘要

1867 基隆海嘯為近代儀器紀錄前臺灣官方認證之海嘯事件，其重要性在於該海嘯若重現，將對人口稠密之臺灣北海岸重點城市如基隆與金山造成衝擊。該海嘯事件過去曾被眾多學者家討論，並提出可能之海嘯源包括地震、海底山崩、及海底火山噴發。近年來由於陸續於宜蘭頭城發現海嘯新事證，包括宗族族譜與廟宇遷建之記載，皆顯示 1867 基隆海嘯並非僅影響基隆與金山一帶，而是延伸至宜蘭頭城。本研究旨在重新分析該事件之海嘯源，採用了中央氣象署 COMCOT 海嘯速算系統，結合歷史文獻與宜蘭頭城之最新證據（如宗族族譜與廟宇遷建紀錄），以重建海嘯發生過程並定位可能之海嘯源。

本研究首先透過 IIA 海嘯衝擊分析法，對臺灣東北海岸進行分析，快速排除 1867 年海嘯事件不可能之海嘯源位置。並針對東北海域之火山島、海底火山以及海底峽谷設置海嘯情境進行模擬，以重建 1867 年海嘯事件。結果顯示，基隆陸棚或棉花峽谷斜坡發生海底山崩對於金山地區會有顯著之影響。此外，針對地震引發之海嘯進行模擬發現，單一地震因素無法解釋歷史文獻記載之波高，顯示 1867 年海嘯可能是多重海嘯源共同作用之結果。多重海嘯源分析結果表明，當時之海嘯情境可能為規模 7.0 之山腳斷層地震與棉花峽谷斜坡之海底山崩共同引發。

關鍵字：COMCOT 海嘯速算系統、1867 基隆海嘯、海嘯源

Abstract

The 1867 Keelung tsunami was the first tsunami event officially certified by Taiwan government before modern instrumental records were recorded. The importance lies in the fact that if the tsunami reappears, it will have an impact on the densely populated key cities on Taiwan's north coast such as Keelung and Jinshan. This tsunami event has been discussed by many scholars in the past, and possible tsunami sources include earthquakes,

submarine landslides, and submarine volcanic eruptions. In recent years, new evidence of tsunamis has been discovered in Toucheng, Yilan, including family genealogy and temple relocation records, which show that the 1867 Keelung tsunami did not only affect Keelung and Jinshan, but also extended to Toucheng, Yilan. This project uses the COMCOT tsunami fast calculation system of the Central Meteorological Administration to conduct a reanalysis of the 1867 Keelung tsunami, and combines the original historical records with new evidence from Toucheng, Yilan, to reposition the tsunami source of the 1867 Keelung tsunami.

First, the IIA tsunami impact intensity analysis method was used to analyze the northeastern coast of Taiwan to quickly eliminate the impossible tsunami source location of the 1867 tsunami event. Tsunami scenarios were simulated for volcanic islands, submarine volcanoes and submarine canyons in the Northeastern Sea to reconstruct the 1867 tsunami event. At the same time, the tsunami threat on the northeastern coast of Taiwan is analyzed. The results showed that a submarine landslide occurring on the Keelung Shelf or the slopes of the Mianhua Canyon would have a significant impact on the Jinshan area. Furthermore, simulations of earthquake-induced tsunamis revealed that a single earthquake source could not account for the wave heights recorded in historical documents, indicating that the 1867 tsunami was likely the result of multiple interacting tsunami sources. Analysis of these combined sources suggests that the tsunami scenario was likely triggered by a magnitude 7.0 earthquake on the Shanjiao Fault coupled with a submarine landslide on the slopes of the Mianhua Canyon.

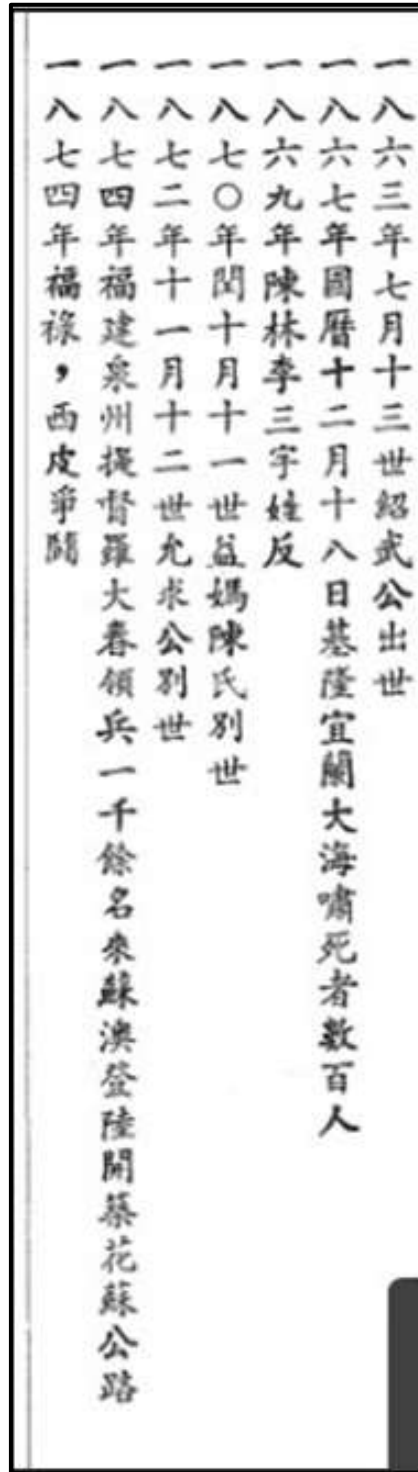
Keywords : COMCOT tsunami fast calculation system, 1867 Keelung tsunami, unit source

一、研究動機

臺灣北部地區人口稠密，且擁有多個核電廠，因此必須徹底研究潛在之海嘯風險，避免海嘯危害。於文獻中得知，1867 年基隆海嘯事件在《淡水廳志祥異考篇》(1871)中有詳細之描述，記載「同治六年，冬十一月，地大震。...二十三日，雞籠頭、金包里沿海，山傾地裂，海水暴漲，屋宇傾壞，溺數百人」，提供當時海嘯發生時間及影響範圍。位於基隆和平島社寮福德宮廟誌亦有提及基隆海嘯之災情「公元一八六七年（清同治六年）雞籠海嘯，毀壞福德寺。」岡本要八郎(1913)整理之口述歷史寫到，「地震是從南方（硫磺山方面）發出大聲響，如同打雷，聲響逐漸向北方，有震動、接著有激震，激烈之左右搖晃。約五分鐘後海面開始變乾，三十分鐘後，距海岸四五百公尺遠之海面顯出海底（因為海底深，看起來不太遠之感覺）。經過一小時後海水又滿起來，是海嘯來，海水淹至磺港、水邊尾，波浪高到兩丈。金包里街、八斗仔方面亦侵入海水（賴、許）。」該文獻詳細記載海嘯淹沒之範圍及波高，而一丈為 3.3 公尺，因此可推斷當時海嘯襲擊至金山、基隆地區之海嘯波高約為 6 至 7 公尺。此外，本研究近期亦發現《康氏祖譜》(圖 1) 中「1867 年 12 月 18 日基隆宜蘭大海嘯溺死數百者」明確提及當時海嘯發生時間及地點。

此外，宜蘭頭城城隍廟沿革中亦提到，公元 1843 年城隍爺隨福德坑溪洪水漂流至新興正座魚林投樹上，而後被安奉於附近之佛祖廟，1867 年佛祖廟遭洪水沖毀。由於年份相同，本研究推測該場洪水事件與康氏祖譜所提之海嘯事件為同一事

件之可能性相當高，原因為佛祖廟位於海邊，並且蘭陽平原坡度平緩，河川氾濫機會很少，且蘭陽平原之河川氾濫型態多為溢淹，因此，位於海岸邊之佛祖廟所遭遇之洪水有極高概率為海嘯入侵。並且可沖毀佛祖廟之海嘯波高應高於 1 至 2 公尺。本研究因此亦導入宜蘭頭城之記錄，利用 IIA 法重新回推當時之海嘯源，並且考慮多重海嘯源同時發生之可能性，以探討不同海嘯源組合所造成之影響，因而能夠全面地評估海嘯事件可能性。



一八六三年七月十三世紹武公出世
一八六七年國曆十二月十八日基隆宜蘭大海嘯死者數百人
一八六九年陳林李三字姓反
一八七〇年閏十月十一世益媽陳氏別世
一八七二年十一月十二世允求公別世
一八七四年福建泉州提督羅大春領兵一千餘名來蘇澳登陸開蔡花蘇公路
一八七四年福祿，西皮爭鬧

圖 1、康氏祖譜內文

二、背景分析

1867 年基隆海嘯是經官方確認之歷史海嘯事件（表 1），吸引眾多研究者以不同角度進行分析。由於海嘯具有強大破壞力，一旦襲擊至陸地，便會引發一連串之災害，可能改變當地之地貌，形成新之沉積物層。文獻中，諸多學者透過分析沉積物，試圖還原當時之海嘯情境。此外，國內外之歷史文獻中以不同語言記載了本海嘯事件，因此亦有學者整理基隆海嘯之相關記載並評估其可信度。本研究利用數值模式進行分析與回推之研究，透過學習文獻方法，希望找到最合適之方法，以重新回推並分析可能之海嘯源。

表 1、歷史文獻對於 1867 基隆海嘯之敘述

文獻	災害日期	災害情況
淡水廳志	同治六年，冬十一月	地大震。……二十三日，雞籠頭、金包里沿海，山傾地裂，海水暴漲，屋宇傾壞，溺數百人
同治年間に於ける金包里附近の地變	同治六年丁卯(慶應三年)の災變是清曆十一月二十三日上午十時	地震是從南方(硫磺山方面)發出大聲響，如同打雷，聲響逐漸向北方，有震動、接著有激震，激烈的左右搖晃。約五分鐘後海面開始變乾，三十分鐘後，距海岸四、五百公尺遠的海面顯出海底(因為海底深，看起來不太遠的感覺)。經過一小時後海水又滿起來，是海嘯來，海水淹至磺港、水邊尾，波浪高到二丈。金包里街、八斗仔方面亦浸入海水(賴、許)。
Alvarez, From Far Formosa	1867 年 12 月 18 日	北部地震更烈，災害亦更大，基隆城全被破壞，港水似已退落淨盡，船隻被擱於沙灘上；不久，水又復回，來勢猛烈，船被衝出，魚亦隨之而去。沙灘上一切被沖走
The Island of Formosa, Past and Present.		The force of the earthquake may be judged when it is noted that the water of Keelung harbor ran out, leaving the bottom of the bay exposed. Fortunately there were no foreign vessels present, but the Chinese junks which were there, large and small, were in one second left dry on the bottom and in another caught by the huge returning wave to be either swamped or dashed into the town with fearful speed, to work havoc among the few remaining houses left near the shore
字林西報		棕櫚島和基隆島之間的海面上有湮霧。海港內的水湧向海外，致使遠至閻王岩的地方有幾秒鐘成為無水地帶，所有的東西都被退去的海水捲走了，然後

		海水又形成兩個大浪湧回，將舢板和上面的人淹沒，並把帆船擱淺在基隆對岸。海水也不像往常那樣清澈，而是變得又黃又渾。大量的魚被沖到岸上。海水退出港口時，有一個男人從一條帆船上下來，但是在他到達岸上之前，就被回湧的海水淹沒了。無數的煤船傾覆沈沒。一條深埋在沙中多年的舊帆船沖上了岸
1881 年通商各關貿易報告	1867 年地震發生在 12 月 18 日	海水從基隆港傾瀉而出，留下了一個乾涸的泊位，但不幾秒鐘，帶著兩個浪頭的海水又洶湧而回，淹沒了舢板和人口。基隆、金包里及巴其那等城鎮部份泡為廢墟。淡水遭到嚴重破壞，好幾百人死亡
頭城城隍廟沿革	1867（同治 6）年	佛祖廟被洪水沖毀，翌年重建於頭圍街現址，佛祖廟並改稱「開成寺」
康氏祖譜	一八六七年國曆十二月十八日	基隆宜蘭大海嘯死者數百人
社寮福德宮廟誌	公元一八六七年(清同治六年)	毀壞福德祠

2.1 沉積物分析

過去地質研究團隊曾於基隆和平島進行兩處深坑挖掘，以調查海嘯沉積物 (Chuang, 2018)。在考古槽溝基盤之上可以區分出六個岩層單位，年代由老至新依序為 Unit6 至 Unit1。其中發現 Unit3 具有大量海相生物碎屑，其中包含泥塊、火堆石及粉紅色瓦片等人造物。考慮到和平島之地形特點及潮汐與暴風波浪傳輸之情況，沉積物皆可被地形所屏蔽，無法於研究區裡堆積。此外，Unit3 沉積層之淘選度、平行層理或交錯層理等特徵皆與海灘沉積物有顯著差異。根據上下層文化遺址推斷，該層年代應於滿清時期漢人進入北臺灣之後堆積。綜合海象、岩相、文化遺物與放射性定年等多方面分析後，推測 Unit3 可能為西元 1867 年 12 月 18 日基隆海嘯事件之沉積層。此外，Unit 3 之沉積結構相當不成熟，局部剖面又可細部分層，分別具有朝東北（陸側）與西南（海側）方向傾覆之疊瓦狀構造，此現象記錄水流數次朝東北與西南方向流動之特性，這與曾歆倚(2023) 利用 IIA 法對基隆、金山及頭城地區進行分析所得出之海嘯源範圍結果相吻合。

游能悌(2016)根據沉積物分析，尋找 1867 年海嘯和更早事件之地質紀錄。海嘯沉積物之特點為尖銳之沙粒，且往內陸之沉積層變得越薄，沙粒之粒徑也會隨之變小。利用放射性碳定年技術，分析金山地區海洋砂質層，推斷該海洋沙層與 1867 基隆海嘯事件相關，且該事件是由地震所引起。透過考察淹沒距離、屏障沙丘高度與鑽孔位置，估計當時海嘯上溯高度於金山地區為現代海平面以上 3.0 至 4.5 米。沿海海洋石英砂質層分布情況推斷，溢淹距離為 0.7 至 0.8 公里，流高度低於 4.5 公尺。然而，該數據與歷史文獻存在不一致之處，文中認為是由於半封閉河口地形效應所引起，其中入射波和反射海嘯波可能導致對波高之正向影響。一旦經過河口，波高便會再下降。儘管如此，當時之波高足以淹沒海拔高度約 3 米之金山市場舊街道，此與歷史文獻記載一致 (Okamoto, 1913)。

2.2 歷史文獻回推

臺灣位於副熱帶區域且位於板塊交界處，因此易受颱風、地震等天然災害影響，而導致海嘯遺跡被破壞。因此，亦有研究利用現有之歷史文獻記載及參考資料，評估數據可信度並重建當時之海嘯事件(Cheng, 2016)。

Cheng(2016)回推當天之潮汐現象，1867 年基隆海嘯於上午 11:00 襲擊基隆，當時正值退潮期，因此可排除潮汐現象所帶來之影響。此外，由現有之歷史文獻記載推測，基隆海嘯與山腳斷層具有高度相關性，且當時斷層長度約 40 公里，震央位置位於北緯 25.34°，東經 121.91°，震源深度 10 公里，走向滑移 N60E，傾向滑移 62 度，側傾角-90 度，規模為 7.0。利用 1904 年臺灣砲台地圖作為依據，分析金山地區海嘯之上升高度，由地圖得知當時金山地區之海拔高度為 15 公尺，因此推測當時金山地區海嘯上升幅度為 15 公尺，且海嘯並未直接襲擊八斗子地區，而是海水順著兩側溪流而來，淹沒八斗子。然而，地震情境模擬結果顯示地震規模至少要達到 Mw 8.6 才能造成金山地區達到 6 公尺以上之海嘯波高，且山腳斷層於外海破裂長度必須超過 165 公里（李俊叡，2014）。因此本文將著重於多重海嘯源之分析，並討論多種海嘯源疊加之影響。

2.3 數值模式模擬與情境討論

除了透過沉積物與歷史文獻回推 1867 年基隆海嘯之海嘯源外，游能悌(2019)採用數值模式進行還原與分析。基於當時之清晰記載，包含海嘯行為、波高和同震沉降之歷史記錄，認為山腳斷層之破裂與 1867 年基隆海嘯之間存在密切關聯。根據鑽孔資料，該斷層於陸上段之傾角約為 80° ，而近海段之傾角應大於 62° 。該研究整合歷史紀錄與現代地質觀察，尤其海嘯沉積層分布，以推測地震之各項參數，並探討山腳正斷層從陸地延伸至近海段之破裂，以及僅限於近海段破裂之情境。研究結果表明，山腳正斷層之跨岸破裂為潛在之海嘯源。此外，數值模擬指出，該地震之滑移量至少需達 6 公尺，方能於金山地區生成符合歷史記載之波高。然而，本研究整合地震尺度關係式(source-scaling relationship, Yen and Ma, 2011)，若斷層滑移量達 6 公尺，則地震矩規模(M_W)需高達 8.23。因此，本研究認為該場海嘯並非單純由地震引發，並進一步探討了複合型海嘯之可能性。

臺灣東北海域地質情況複雜，李俊叡(2014)利用海嘯逆向追蹤法 (TRTM) 沿臺灣北海岸線分析，並向外尋找潛在海嘯源。透過計算海嘯波傳遞之振福、方向與到時，發現有三條主要能量通道會朝向金山與基隆，其中包含五座火山及三座海底峽谷，其火山位置分別於基隆嶼、花瓶嶼、棉花嶼和彭佳嶼等，海底峽谷可能位於基隆海谷、棉花峽谷與北棉花峽谷。TRTM 分析法可以有效過濾不可能之海嘯源，但並無法計算海嘯波繞射現象及邊緣波效應。因此配合影響強度分析法(IIA)，將計算域分成多個水體擾動點源，使每個點源具有相同之初始波高，對基隆外海進行分析，以量化各海嘯源之威脅。透過 COMCOT 模擬其海嘯波傳遞情形，並紀錄各點源之最大波高，最後將其研究區域之結果進行交叉比對，排除不可能之海嘯源。IIA 法雖有助於篩選出可能之海嘯源範圍及可能之波高，但仍需進一步研究其生成原因。根據 IIA 結果顯示，若海嘯同時影響基隆與金山地區，則位於基隆海谷、棉花峽谷所產生之海嘯源具有較大之威脅性。經過 IIA 法過濾後，有七組可能之海底山崩與五組海底火山，再經討論後，L2、L3、L4 之海底山崩，與 V2 之海底火山能產生符合歷史文獻描述之波高。

李珮瑜(2015)利用三維模式 SPLASH3D 結合移動固體法，探討 1867 年基隆海嘯事件。李珮瑜(2015)以李俊叡(2014)TRTM 及 IIA 之海嘯源結果，探討基隆陸棚完全崩塌之案例。透過 VOF 法追蹤山崩塊體崩落之現象，推測當時可能之海嘯情境。由模擬結果之波高與歷史文獻進行比對後，推論可能之山崩塊體體積為 132.3 立方公里。並將該大小之山崩塊體設置於基隆海谷，初始波高為 10 公尺，模擬後發現，該海嘯能量傳遞之方向為西北—東南向，且於金山沿海地區產生 6.6m 之波高，於基隆產生約 7m 之波高，與歷史文獻之記載相符。

IIA 分析法所需計算量較大，且單元海嘯缺乏方向性，因此鍾孟儒(2018)發展出海嘯到時分析法(TATA)。TATA 法利用海嘯之方向性特性，並引入互逆格林函數之概念，以克服 IIA 之限制。在 TATA 法中，直接於研究場址設立一單元海嘯源，通過分析單元海嘯之到時情況，以判斷海嘯源之分布是否與海嘯到時線平行，進而推測可能發生之波高疊加效應。然而，海嘯到時分析法是透過肉眼判斷角度之差異，本研究將試圖尋找量化之判斷方式，以提高結果之準確性。此外，鍾孟儒(2018)比對 IIA 分析法於線性與非線性情況之差異，並回推 1867 基隆海嘯之海嘯源。由於臺灣東北方地勢複雜，非線性 IIA 模式能更真實呈現波抵達岸邊之情形。因此，使

用高解析度非線性 IIA 分析法能夠更準確回推 1867 年之海嘯源。進一步利用相乘之概念尋找金山與基隆之 IIA 關聯性，研究發現位於基隆陸棚東側及棉花峽谷南端亦有明顯訊號，表示當時之海嘯源可能位於這些區域。透過 IIA 分析法篩選出可能之海嘯源區域，並加以模擬後得出 L2、L4、V2、V3、V4 及 V5 皆可能為 1867 年基隆海嘯事件之海嘯源位置，然而 V3、V4 及 V5 需要較多之水體擾動體積才能符合歷史文獻之波高。

三、模式介紹與數值方法

3.1 COMCOT 模式介紹

本研究所採用之基礎海嘯數值模式為 COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model)，其為美國康乃爾大學 Prof. Philip L.-F. Liu 團隊所發展。此模式有多項特色，適用於海嘯速算模式之發展，首先該模式可於卡式座標和球座標下同時求解線性與非線性淺水波方程式 (Shallow Water Equation)，可完整呈現海嘯於深海地區之傳遞和近岸區域之高非線性強度之行為；COMCOT 模式具備多重巢狀網格功能 (Multi-Grid Nested System)，可計算多重尺度之波浪傳播現象，此外該模式之移動邊界法 (Moving Boundary Scheme) 可用於模擬海嘯波上溯後之溢淹情形，有利於預測海嘯對內陸之破壞範圍。(Lin et al., 2015)

於地震海嘯模擬中，此模式採用彈性斷層面理論(Okada, 1985)以推測於地震事件中之海底變形。其中斷層模型中之參數包括斷層破裂時間、斷層之長度、寬度、滑移量、走向角、傾角和滑移角以及震央之經緯度，應被輸入以計算地震事件期間之海底位移。

海嘯波於深海傳遞時由於波長(l)遠大於水深(h)，因此於計算海嘯波傳遞時可用淺水波方程式來進行計算，其可由頻散係數來定義淺水波：

$$\frac{h}{l} = \mu < \frac{1}{20} \quad \text{式 1}$$

其中 μ 為頻散係數(Dean and Dalrymple, 1991)。

3.2 統御方程式

COMCOT 模式結合線性與非線性淺水波方程式，其中深海地區適用線性淺水波方程式，而近海或上岸後之海嘯波則適用非線性淺水波方程式。本模式結合球座標與卡式座標之計算，可同時求解全球尺度與地方尺度之海嘯。當海嘯波振幅 a 遠小於水深 h 時，其非線性項 $\varepsilon = a/h$ 很小，可用微小振幅波逼近法 (small amplitude approximation) 忽略非線性項，其球座標線性淺水波之連續方程式與動量方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \Psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \Psi} - fQ = 0 \quad \text{式 2}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0$$

其中 η 表示水面波高；(P, Q)分別代表 x 和 y 方向之體積通量分量；(φ, ψ)表示地球之經緯度； R 為地球之半徑； g 為重力加速度， h 為水深。 $-\partial h / \partial t$ 代表海底地形變化之影響，可用於模擬瞬間海底運動產生之海嘯，例如海底山崩型海嘯之破裂過程。 f 代表地球自轉引起之為柯氏力係數 (Coriolis force coefficient)， $f = \Omega \sin \varphi$ ，其中 Ω 是地球之自轉角速度 (rotation rate)。

卡式座標線性淺水波之方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - fQ = 0 \quad \text{式 3}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} + fP = 0$$

球座標非線性淺水波之方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \Psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \Psi} - fQ + F_x = 0 \quad \text{式 4}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \Psi} + fP + F_y = 0$$

卡式座標線性淺水波之方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0 \quad \text{式 5}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y = 0$$

其中 H 表示總水深為 $H = \eta + h$ ； F_x and F_y 分別代表 x 和 y 方向之底部摩擦力，這兩項通過曼寧公式求值：

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q_2)^{1/2} \quad \text{式 5}$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q_2)^{1/2}$$

其中 n 是曼寧相對粗糙係數，為依流體條件決定之經驗常數。

3.3 多層疊套巢狀網格 (Multi-layer nested-grid system)

海嘯波之傳遞為一複雜過程。於外海範圍屬於大尺度之運動行為，以較粗之網格即可描述。然而一旦海嘯進入近岸地區，其即轉換為小尺度之運動，此時即需以小網格加以分析。因此欲完整計算海嘯之傳遞歷過程，數值模式需要具備能同時處理大小尺度之巢狀網格功能。本研究將於外海處安排較大網格，並於近岸處安排較小網格。而大小網格間為動態連結，可有更精確之計算結果。兩個不同網格尺度間之計算方法說明如下，圖 2 為一個較小網格系統套疊於一個較大網格系統中之範例，其網格大小比為 1:3，圖中箭頭代表通過各網格之體積通量 P 和 Q ，黑色方點和圓點分別代表大網格及小網格之水深及波高資訊。其體積通量之計算，除位於大網格和小網格邊界上之小網格由相鄰之大網格之體積通量內插而得以外，於大網格及小網格系統中之體積通量皆由動量方程式來計算。小網格系統之下一時間步波高則以連續方程式計算。為求數值上之穩定，小網格系統使用之時間步需滿足 CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 條件，即 $C(dt/dx) < 1$ (Liu et al., 1998)， C 為波浪之相速度 (phase speed)，為一時間步內不可跨越超過一個網格之意思，因此其時間步要比大網格系統使用之時間步來得小。當小網格系統中之下一時間步波高計算完成後，大網格系統中之波高亦會隨之更新。

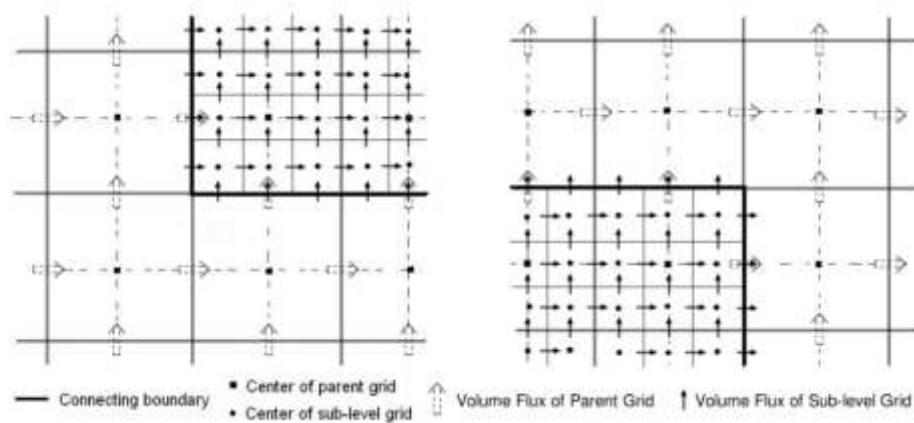


圖 2、多層套疊網格系統 (Wang, 2009)

3.4 移動邊界法 (Moving boundary scheme)

COMCOT 具有移動邊界之功能，可處理海嘯波上溯時之乾濕邊界問題。一般

海嘯模式僅可計算線性淺水波方程式，對於邊界上則僅可處理固定邊界。換言之，一般海嘯波模式無法模擬海嘯溢淹範圍 (inundation)。而本模式具備移動邊界功能，可準確計算海嘯波上溯 (runup) 後，於內陸所造成之溢淹範圍。COMCOT 模式中以判斷乾溼網格邊界來開始使用移動邊界法計算。當網格點位於陸地上，為乾網格，其靜水深 h 是為平均海面 (mean water level, MWL) 到陸地之高度，以負值表示， η 為波高，總水深 $H = h + \eta$ 亦為負值，反之若於有水溢淹之濕網格中總水深則以正值表示，位於乾網格與溼網格之間之交界則定義為海岸線 (shoreline)。0 以一維階梯代替真實地形來描述移動邊界條件之運算，圖 3 中 MWL 表示平均海面， H_f 為洪氾高度 (flooding depth)。波由外海計算到近陸地區，當遇到定義之海岸線 (shoreline)，即 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 之條件成立，則開始使用移動邊界計算。113 計算方法說明如下，於 0 中，總水深資料被記錄於第 $i-1$ 、 i 和 $i+1$ 位置中，體積通量則計算於 $i-1/2$ 、 $i+1/2$ 和 $i+3/2$ 位置上，起始體積通量於各網格皆為零，並利用連續方程配合移動邊界來計算下個時間步之波高，波高於乾網格中之值為 0。當第 i 個網格為濕網格，且第 $(i+1)$ 個網格為乾網格同時其通量為 0 時，海岸線位於第 i 個網格和第 $(i+1)$ 個網格之間，此時位於第 $(i-1/2)$ 網格之體積通量則指定為 0，海岸線並不會往陸地方向移動，如 0 上半部所示。而當第 i 個網格水面升高時， $(i+1)$ 個網格之通量不再為 0，原本於第 i 個網格點之總水深需更新到第 $(i+1/2)$ 個網格點，經由數值計算來決定總水深是否夠高足以溢淹到相鄰之乾網格，並改變定義之海岸線位置，如 0 下半部所示，總水深將由連續方程中被更新。

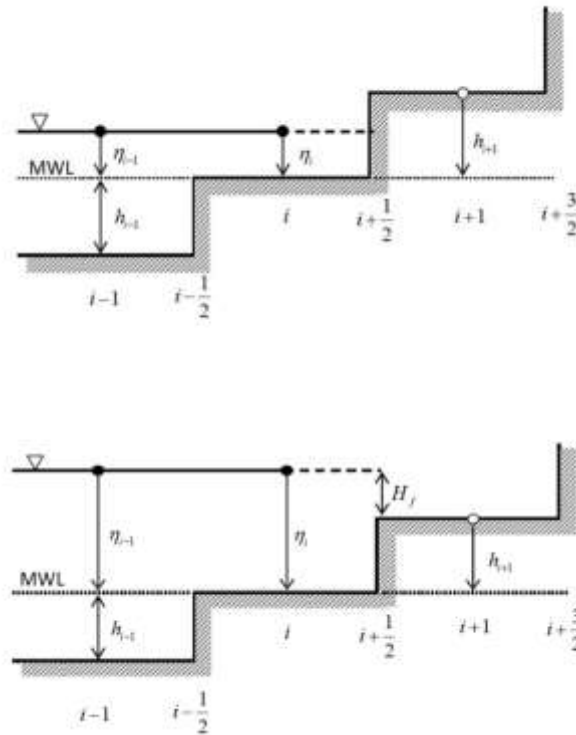


圖 3、移動邊界法 (Wang, 2009)

3.5 影響強度分析法 (Impact Intensity Analysis, IIA)

海嘯於傳輸之過程中會受到海底地形之影響而造成能量之不均勻傳遞，因此並非觀測地點離震源越近，海嘯之最大波高就一定越高，需要考慮能量傳遞量及路徑之差異性。為量化潛於海嘯源對於特定地點之威脅程度並排除影響較小之海嘯源位置，李(2014)、鍾(2018)於其論文中使用影響強度分析法重建 1867 年基隆海嘯事件，而李 (2015)則運用影響強度分析法找出可能影響蘭嶼之海嘯源地點。此外，吳(2017)亦運用影響強度分析法研究臺灣之潛於海嘯威脅地。而為定位可能之海嘯源，劉 (2020)則利用影響強度分析法重建 1781 年加藤港暴潮事件以及 1782 年臺南海嘯事件。

IIA 方法之步驟如下：步驟一，將計算域分成多個水體擾動點源（圖 4），每個點源具有相同之初始波高。步驟二，使用 COMCOT 模型計算每個點源於計算域中所生成之最大波高數據，形成一個數據庫。步驟三，逐一選定研究點位置，找出各點源於該位置所產生之最大波高數據，並將此數據代回原始點源位置。以此方法得出於計算區域中之每個點源產生水體擾動時對研究區域之影響大小。

IIA 方法旨在比較不同位置所產生相同規模之水體擾動對研究區域之影響。為確保初始波高於不同方向上具有同向性，單位海嘯源形狀被設置為圓柱體。通過將單位源海嘯放置在離散區域中，可以為每個模擬記錄研究地點之最大波高，從而使海嘯對特定區域之影響得以量化（圖 5）。

於本研究中，使用影響強度分析法來評估海嘯對於臺灣北部之影響，並快速排除對研究區域影響較小之位置。

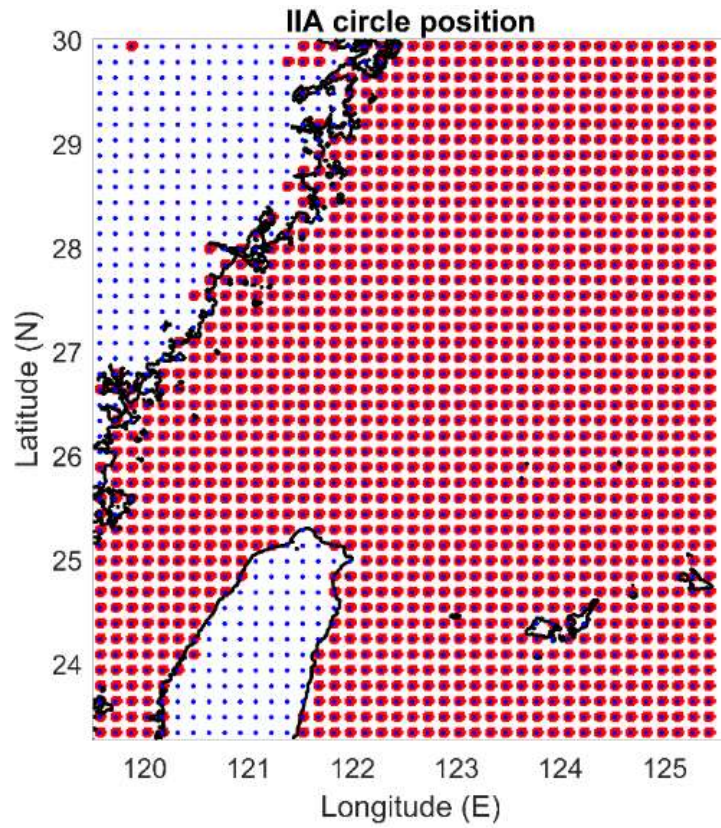


圖 4、在離散後之數值模擬區域中設置初始波高。單位海嘯源按順序模擬。

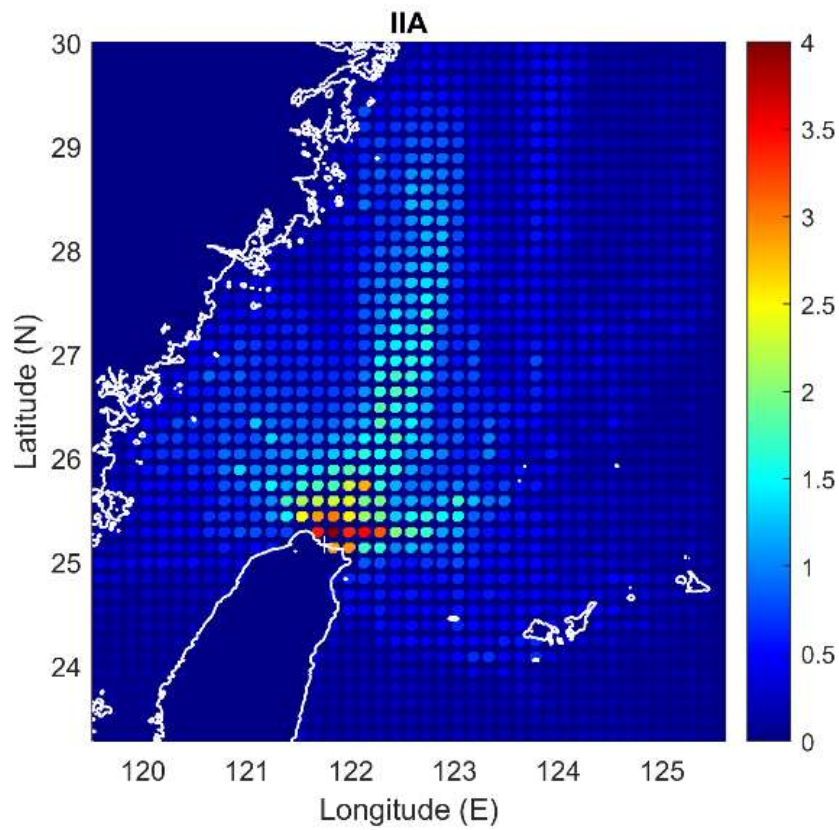


圖 5、每個模擬之初始波高都以研究地點記錄之最大波高著色

四、IIA 情境分析

為了解臺灣東北岸之海嘯潛勢，本研究以 IIA 方法進行分析，通過 IIA 分析，可快速得出於附近海域哪個區域發生海嘯對於研究城市有較高之影響，並排除不可能之海嘯源位置，以利於災防協助。本研究對文獻提及 1867 年基隆海嘯有災害紀錄之金山、基隆以及頭城進行 IIA 分析，其設置如下：網格解析度為 1 弧分，計算範圍為東經 119.5 到 125.5 度、北緯 23.3 到 30.0 度，其地形解析度為 15 弧秒，資料來源為 NOAA 之 ETOPO 測深數據 (<https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>)，散佈於研究區域之單元海嘯半徑為 6 公里，間隔 0.15 度，合計共 1800 起單元海嘯事件模擬。

由圖 6 至圖 8 所示，對基隆高影響區域主要為基隆外海及向東延伸至棉花峽谷南側，且有一條明顯能量通道一路延伸至中國溫州市。對金山高影響區域主要為金山外海以及向東延伸至棉花峽谷南側，且同樣有能量通道延伸至溫州市並更為明顯。對頭城高影響之區域為宜蘭外海向北延伸至基隆峽谷以及棉花峽谷，向東延伸至沖繩海槽以及琉球島弧。

接著使用 IIA 相乘之方法以分析對多個研究地點敏感之區域，如圖 9 至圖 11 所示，基隆與頭城 IIA 結果相乘後，高敏感區域為棉花峽谷西南側與琉球島弧等地，金山與頭城 IIA 結果相乘後，高敏感區域為棉花峽谷西南側、基隆外海與琉球島弧等地，金山、基隆與頭城 IIA 結果相乘後，高敏感區域為基隆外海，因此此處可能為 1867 年基隆海嘯之源頭位置。

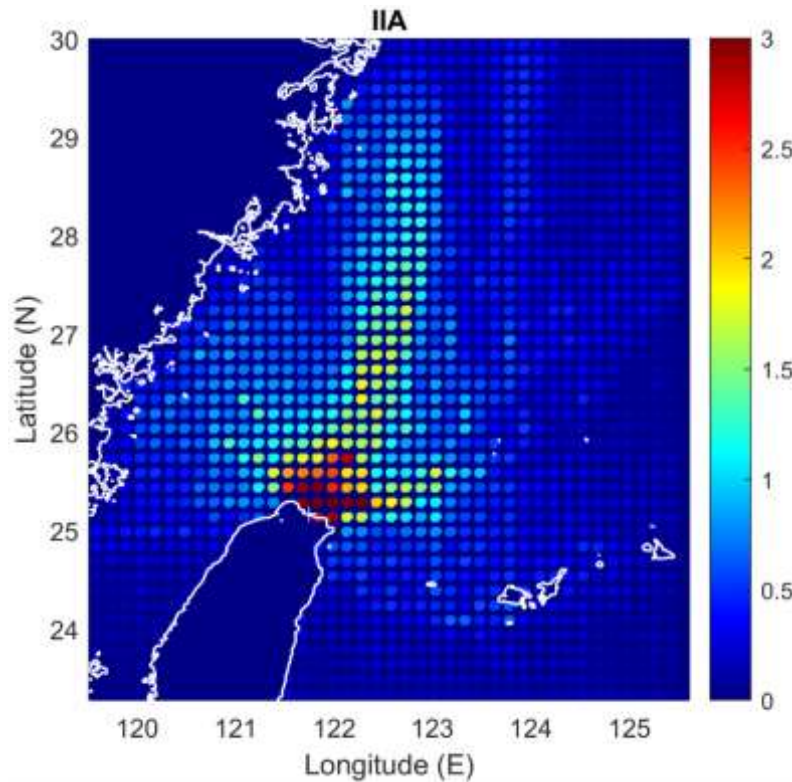


圖 6、基隆 IIA 分析圖

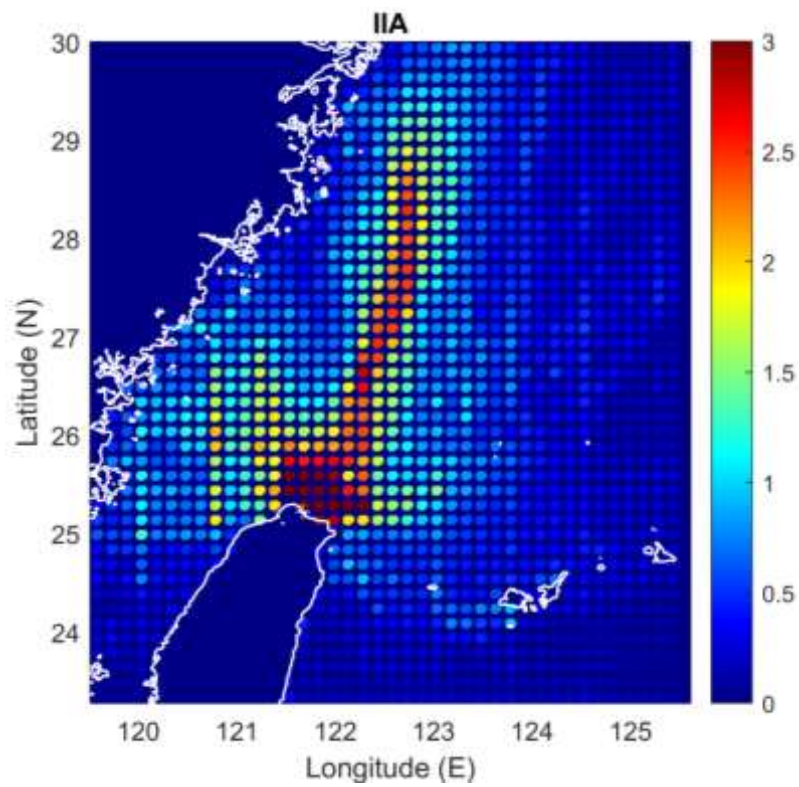


圖 7、金山 IIA 分析圖

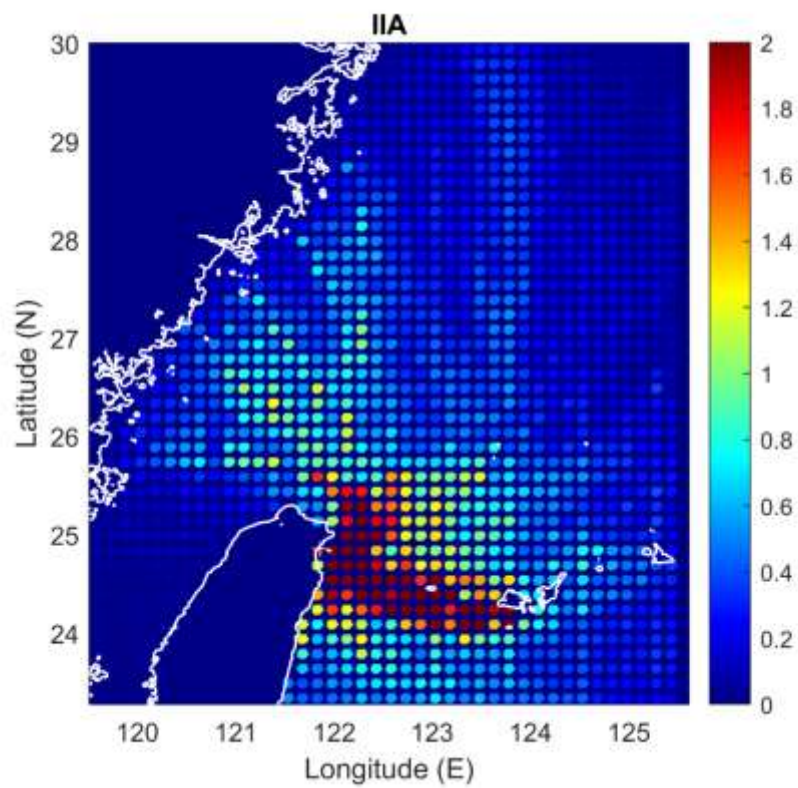


圖 8、頭城 IIA 分析圖

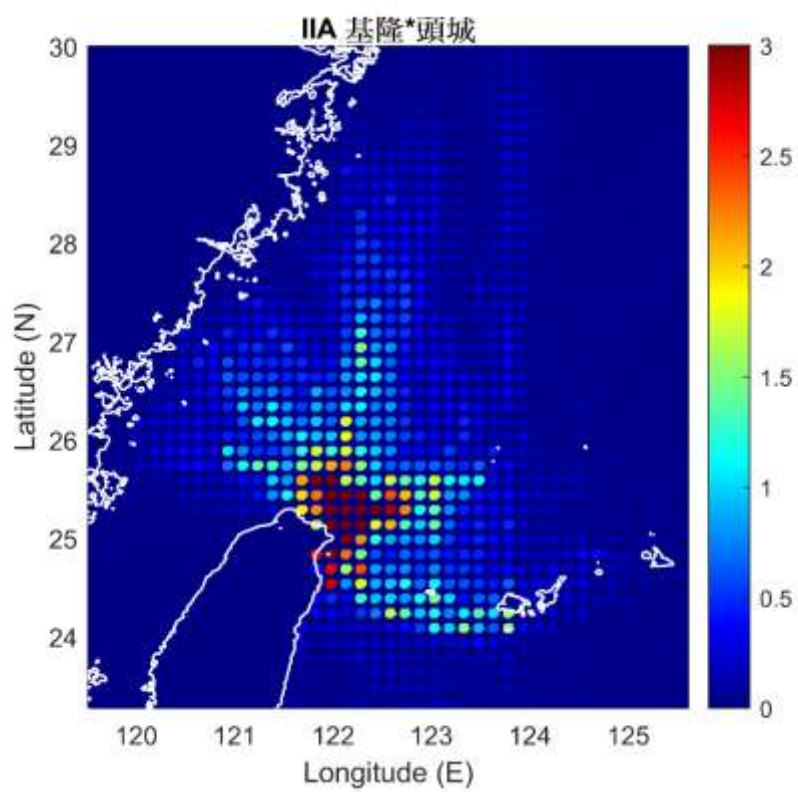


圖 9、基隆與頭城 IIA 相乘圖

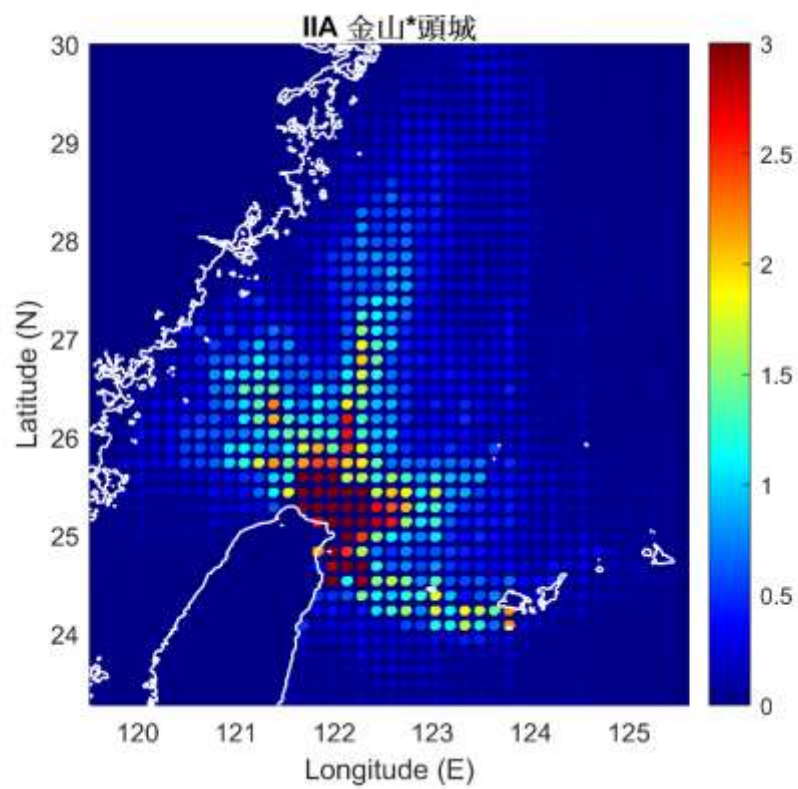


圖 10、金山與頭城 IIA 相乘圖

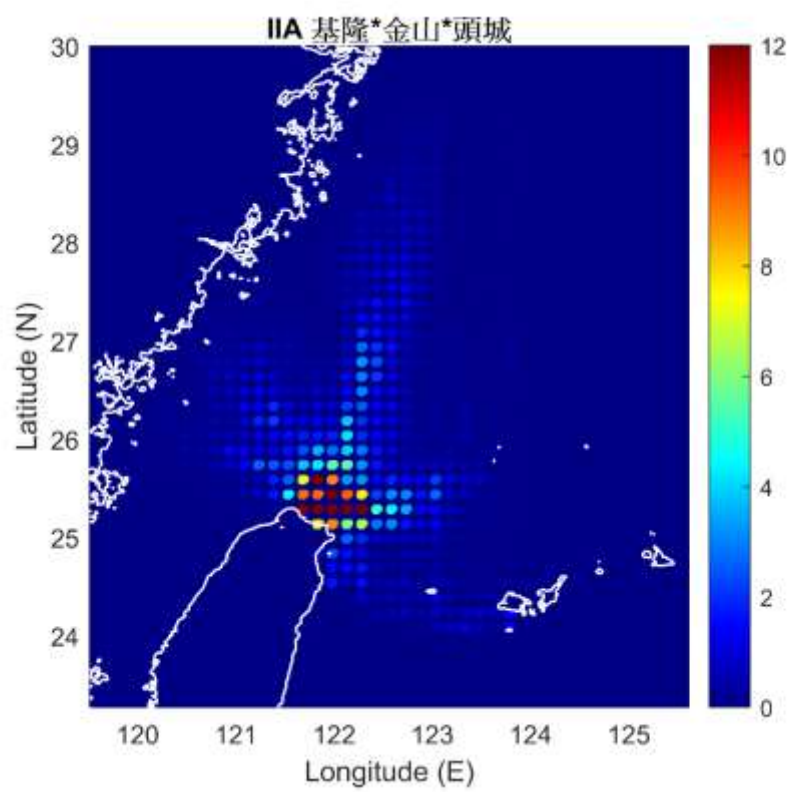


圖 11、基隆、金山與頭城 IIA 相乘圖

五、地震型海嘯模擬

5.1 地震海嘯模擬

1867 年基隆海嘯事件通常被認為是由地震引發。歷史文獻指出，這次地震可能與山腳斷層活動有關，估計其規模約為 $M_w7.0$ 至 $M_w7.38$ 之間 (Yu, 2019)。此地震所引發之海嘯於金山水尾港和磺港地區造成了 6 至 7 公尺浪高。為了進一步探討該事件之影響，本研究基於文獻提出之地震規模及震央位置進行海嘯數值模擬，具體之參數設定詳見表 2。斷層破裂尺度參數透過地震尺度關係式決定 (Yen & Ma, 2011)。在缺乏特定斷層走向、傾角和滑移角之研究情況下，本研究參考山腳斷層之性質進行參數設定 (Wu, 2011)。

根據 Okamoto (1913) 口述歷史記載，海嘯於磺港和水邊尾地區造成約兩丈（約 6.5 公尺）之波高。Davidson (1903) 於其著作中描述，地震發生後，基隆港之海水瞬間撤退，隨即被洶湧之回潮所捲入。海水以驚人之速度迅速沖向市區，造成破壞嚴重，當時僅剩未被地震摧毀之建築物皆被沖毀。根據此描述，本研究推測該次地震後，基隆港之海水溯上高度約為 3 至 4 公尺。儘管於頭城地區佛祖廟遭海嘯衝毀，但考慮到未見有更多關於此事件之文獻記錄，且未有證據顯示波高異常巨大，本研究認為頭城地區之海嘯波高應在 1 至 2 公尺之間。

根據數值模擬結果(圖 12)，各種模擬情境下金山地區之波高均未達到歷史文獻所記載之數據，且最高之模擬案例中，金山之波高僅達約 2.5 公尺。儘管有關基隆地區之海嘯災情記錄，但未提供具體之波高數據，本研究認為該事件之波高於金山地區會大於基隆地區。然而，於所有地震模擬情境中，只有 Tsai (1986) 之情境於金山地區之波高些許高於基隆地區，其餘情境則顯示基隆地區之波高更高。因此，本研究推測，該次事件可能受到其他事件之共同影響，考慮臺灣東北部海域複雜之海底地形及旺盛之火山活動，本研究認為該場海嘯事件有地震以外之海嘯源存在，從而導致金山地區與基隆地區之海嘯波高存在差異。

表 3、文獻所提出之地震參數

	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Slip (°)
徐明同, 1981	25.2	121.8	(44.72) *	(22.36) *	(54)^	(55)^	(90)^	(0.479) *
Tsai, 1986	25.3	121.7	(44.72) *	(22.36) *	(54)^	(55)^	(90)^	(0.479) *
Ma and Lee, 1997	25.5	121.7	(55.86) *	(26.6)*	(54)^	(55)^	(90)^	(0.479) *
鄭世楠, 2013	25.34	121.91	(44.72) *	(22.36) *	(54)^	(55)^	(90)^	(0.479) *
Yu, 2019 (C1)	25.151	121.469	50.0	10.0	60	80	270	3.0
Yu, 2019 (C2)	25.151	121.469	50.0	10.0	60	80	270	4.5
Yu, 2019 (C3)	25.151	121.469	50.0	10.0	60	80	270	6.0
Cheng et al. (2016) (O1)	25.279	121.695	40.0	20.4	60	62	270	3.0
Cheng et al. (2016) (O2)	25.279	121.695	40.0	20.4	60	62	270	4.5
Cheng et al. (2016) (O3)	25.279	121.695	40.0	20.4	60	62	270	6.0

*來自於 Yen & Ma (2011)地震尺度關係式

^來自於 Wu (2011)山腳斷層之性質

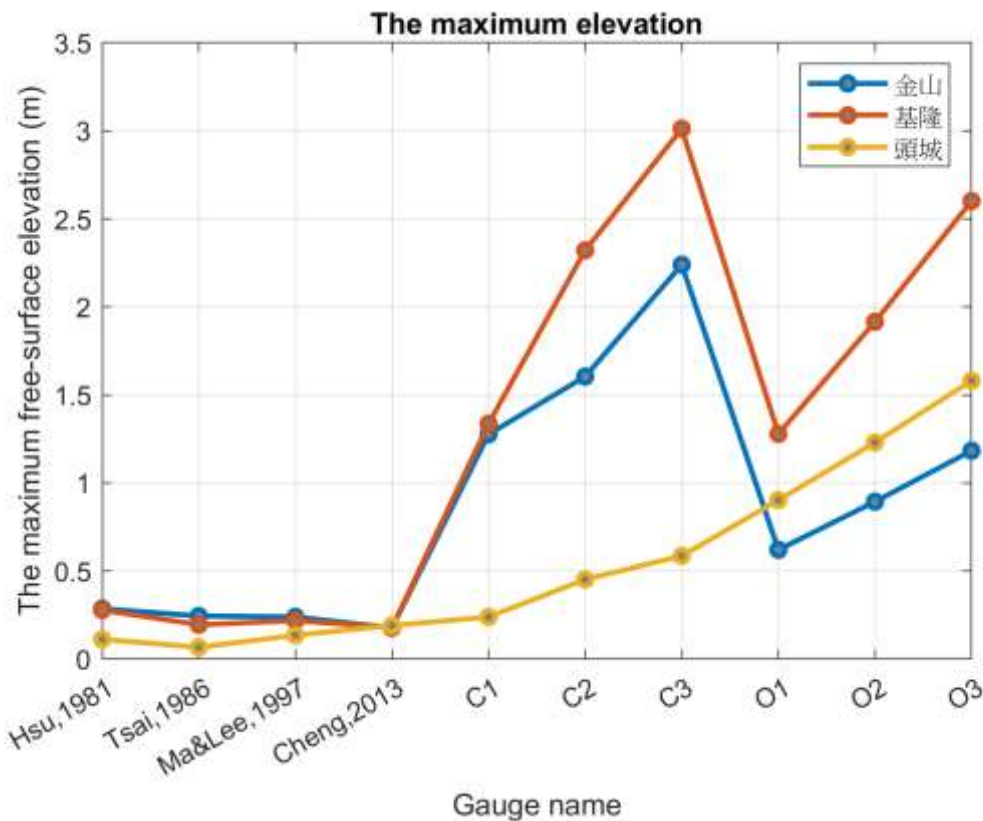


圖 12、文獻之地震參數模擬結果

5.2 IIA 比例探討

前文分析中，1867 年基隆海嘯之波高分別於金山、基隆及頭城具有特定之波高比例。為了尋找符合這些波高比例之海嘯源位置，本研究採用 IIA 方法，並進行相關計算，目標求得較符合此比例之海嘯源位置。

IIA 比例探討之計算方法：

步驟一：首先使用 IIA 法計算每個研究點 (X, Y, Z) 上由不同海嘯源所引起之水體擾動對研究區域之影響程度。

步驟二：接著，將各研究點之 IIA 影響大小進行比例縮放，使得該比例符合標準化形式

$(\frac{X}{Z} : \frac{Y}{Z} : 1)$ 。此步驟之目的是確保不同研究點之間之比較具有一致之基準尺度，並使數據間之關聯性更為明確。

步驟三：將目標波高比例 (A,B,C)進行縮放，使得其比例形式為 $(\frac{A}{C} : \frac{B}{C} : 1)$ 。這一步之目的是將目標波高比例調整為統一之比例標準，以便後續比較與分析。

步驟四：最後，將經過縮放處理之 IIA 比例結果與經過縮放之目標比例波高進行比較，具體做法是計算其差異之絕對值之倒數，再將兩者相乘。計算公式如下：

$$\frac{1}{\left| \frac{X}{Z} - \frac{A}{c} \right|} \times \frac{1}{\left| \frac{Y}{Z} - \frac{B}{c} \right|}$$

該值越大，表示該海嘯源在三個研究點上達到目標波高比例之可能性越高。IIA 之結果亦可以進行線性縮放，因此亦可將模擬結果進行調整以符合所需之情境。

於本研究中，分別帶入金山、基隆及頭城歷史波高記錄之資料引入分析，並利用影響強度分析法評估於研究區域內不同海嘯源對於各研究點之影響程度。隨後，根據所獲得之影響強度結果進行比例縮放之計算，進一步推導出符合研究區域波高比例之海嘯源位置。最後，綜合考慮臺灣沿海地形之特徵，求得最符合當時海嘯發生情境之海嘯源位置。

據歷史文獻記載及推論，1867 基隆海嘯於金山之波高約為 6.5 公尺、基隆約為 4 公尺、於頭城約為 2 公尺。然而，本研究認為該場海嘯可能同時受地震及其他事件之共同影響，因此，將導入文獻中關於地震海嘯所造成之影響進行討論。為了尋找合適之比例關係，本研究首先依據文獻中之海嘯數據，並扣除上一小節所討論之地震引起之海嘯波高模擬結果(表 4)，進行 IIA 比例分析。

根據模擬結果，在 F1 至 F4 之案例中，四組地震情境均未產生高於 0.5 公尺之波高，因此這些情境於金山、基隆及頭城處之比例設定為 6.5：4：2。圖 13 顯示，在此比例下，基隆外海處存在一潛在海嘯源。根據 Yu(2019)之 C1 至 C3 之案例中，如圖 14 至圖 15 所示，彭佳嶼附近地區可能為海嘯源，表明當時之海嘯源與彭佳嶼周邊之海嘯源具有顯著之關聯性，另一方面，根據 Cheng(2016)之 O1 至 O3 之案例，如圖 17 至圖 19 所示，臺灣東北部沿海地區並未顯示符合條件之海嘯源。因此，山腳斷層近海段之破裂情境作為當時基隆海嘯之海嘯源可能性較低。

表 4、歷史波高扣除地震行海嘯之波高

	金山	基隆	頭城
徐明同, 1981 (F1)	6.5	4	2
Tsai, 1986 (F2)	6.5	4	2
Ma and Lee, 1997 (F3)	6.5	4	2
鄭世楠, 2013 (F4)	6.5	4	2
Yu, 2019 (C1)	5	2.5	2
Yu, 2019 (C2)	5	1.5	1.5
Yu, 2019 (C3)	4	1	1.5

Yu, 2019 (O1)	6	2.5	1
Yu, 2019 (O2)	5.5	2	0.8
Yu, 2019 (O3)	5.5	1.5	0.5

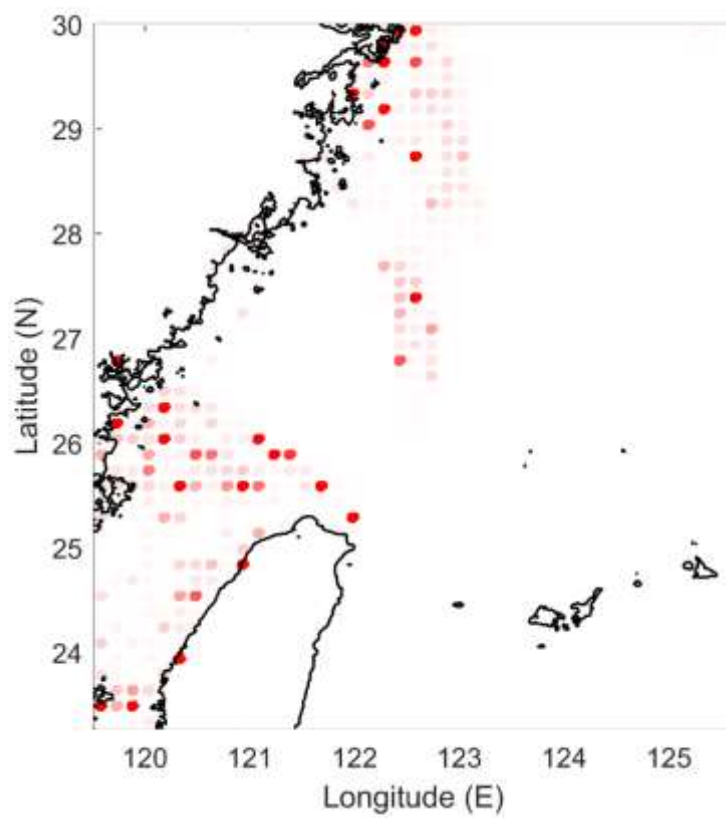


圖 13、扣除 F1 至 F4 地震型海嘯之比例

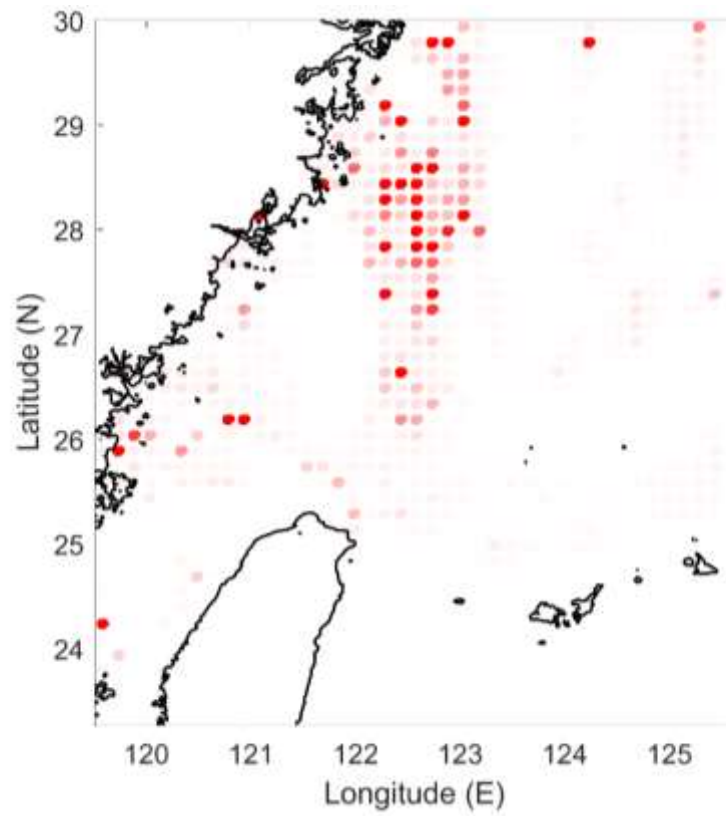


圖 14、扣除 C1 之地震型海嘯波高

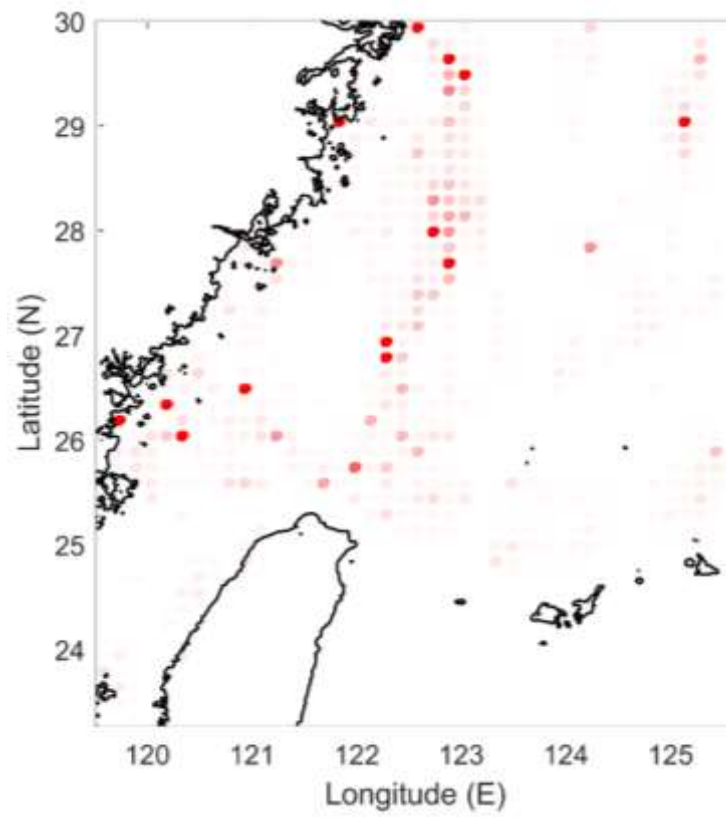


圖 15、扣除 C2 之地震型海嘯波高

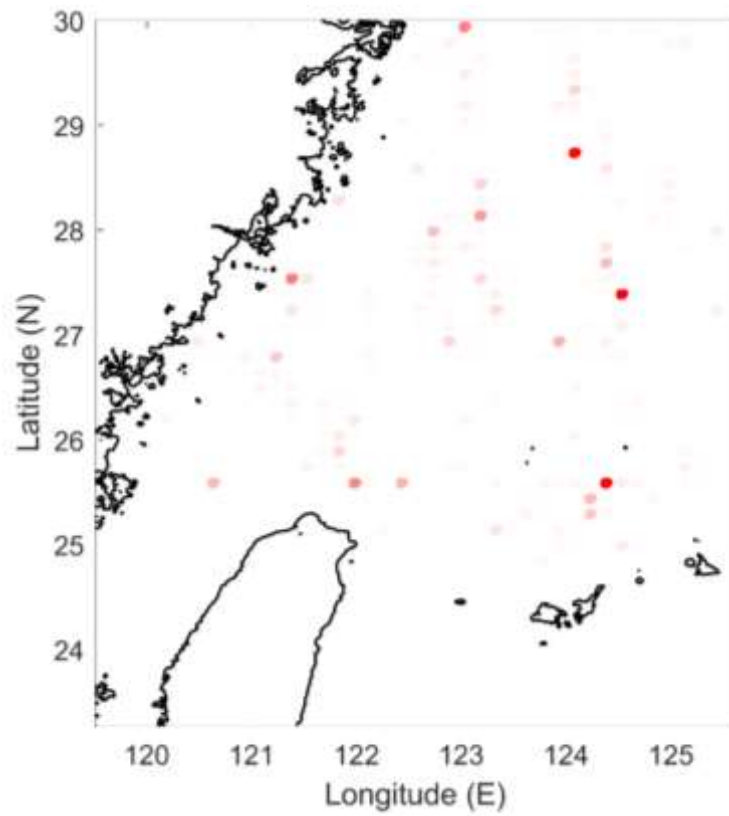


圖 16、扣除 C3 之地震型海嘯波高

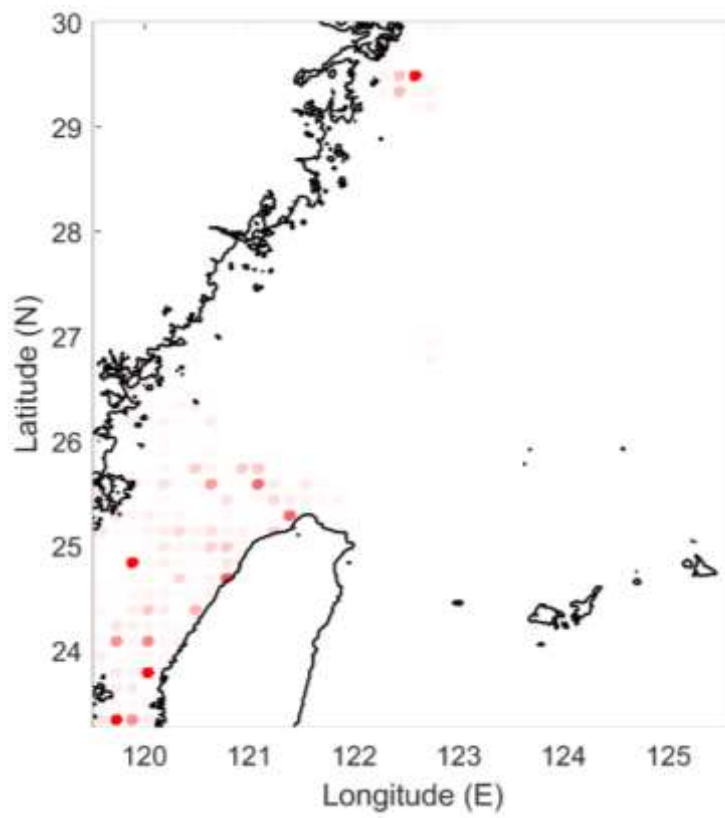


圖 17、扣除 O1 之地震型海嘯波高

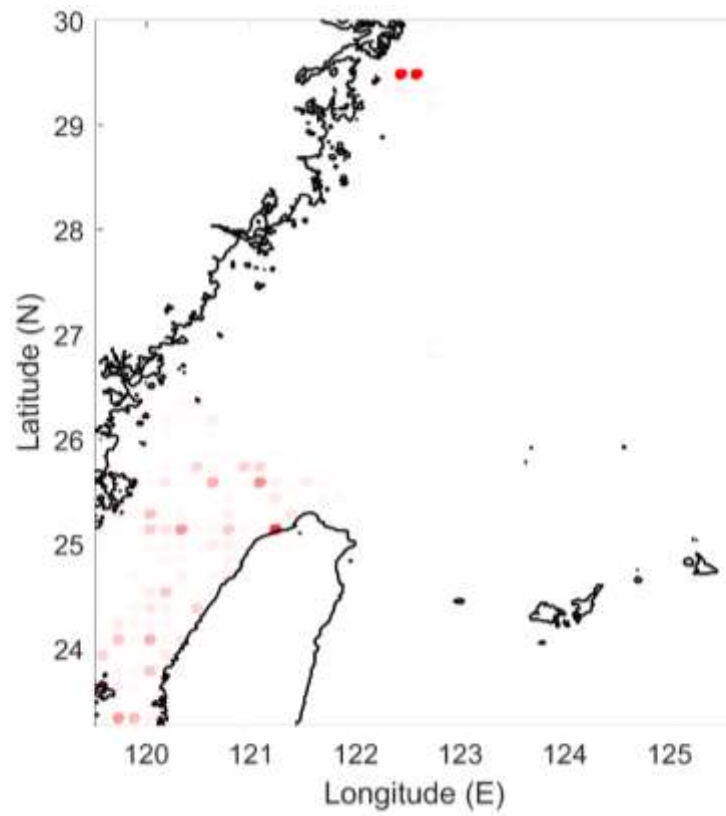


圖 18、扣除 O2 之地震型海嘯波高

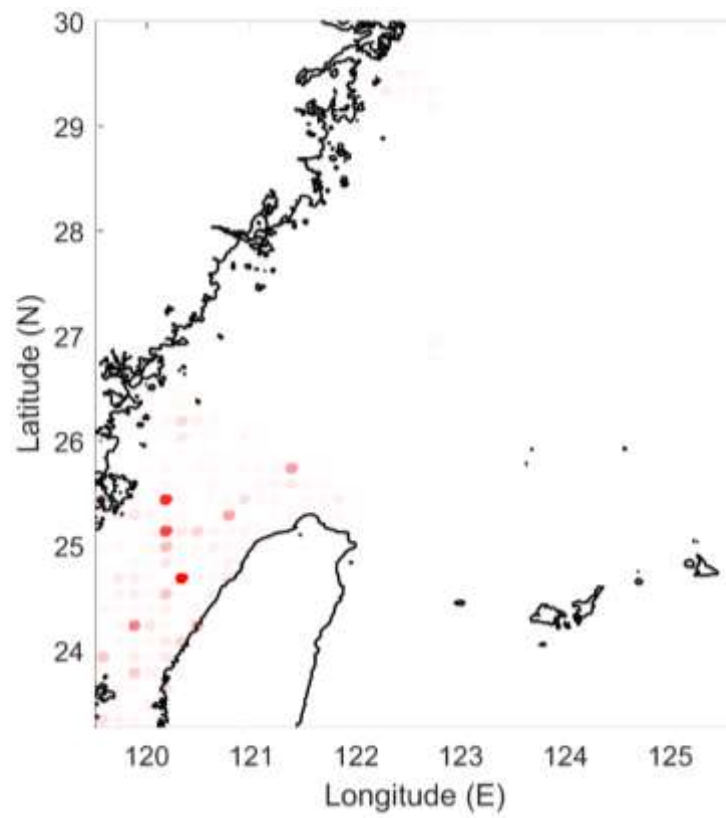


圖 19、扣除 O3 之地震型海嘯波高

六、火山型海嘯情境模擬

6.1 相同體積之火山海嘯情境模擬

為了探討臺灣東北沿岸可能受到海底火山引發之海嘯威脅，本研究參考李(2014)所提及之海底火山位置，針對花瓶嶼、棉花嶼、彭佳嶼及龜山島設置火山海嘯情境。此海嘯情境模擬總時長為 1 小時，第一層模擬範圍 121°E~123°E 24.5°N~25.9°N 為臺灣東北區域，網格解析度為 0.5 弧分（約 900 公尺），第二層模擬聚焦於金山、基隆以及頭城區域，金山之模擬範圍為 121.62°E~121.68°E, 25.2°N~25.26°N，基隆之模擬範圍為 121.71°E~121.79°E, 25.1°N~25.23°N，頭城之模擬範圍為 121.81°E~121.89°E, 24.81°N~24.89°N，網格解析度為 0.01 弧分（約 18 公尺），並使用 100 公尺解析度之地形資料進行分析。

表 5、火山海嘯情境參數

	Longitude (°W)	Latitude (°N)	半徑(km)	初始波高(m)	體積(m ³)
花瓶嶼	121.946256	25.4243647	4	5	251327412
棉花嶼	122.106175	25.454855	4	5	251327412
彭佳嶼	122.078990	25.638322	4	5	251327412
龜山島	121.9025	24.8443	4	5	251327412

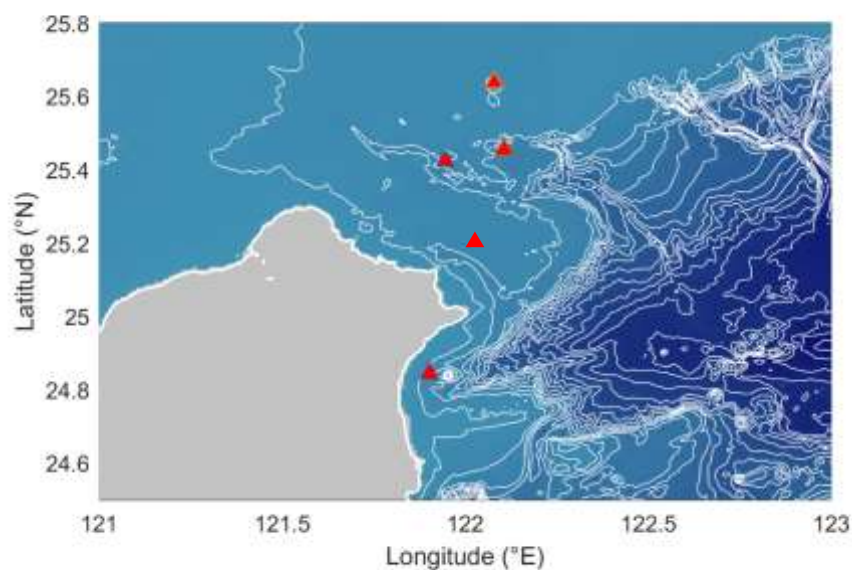


圖 20、臺灣東北海域之地形圖。紅色三角形為本研究模擬之海底火山。

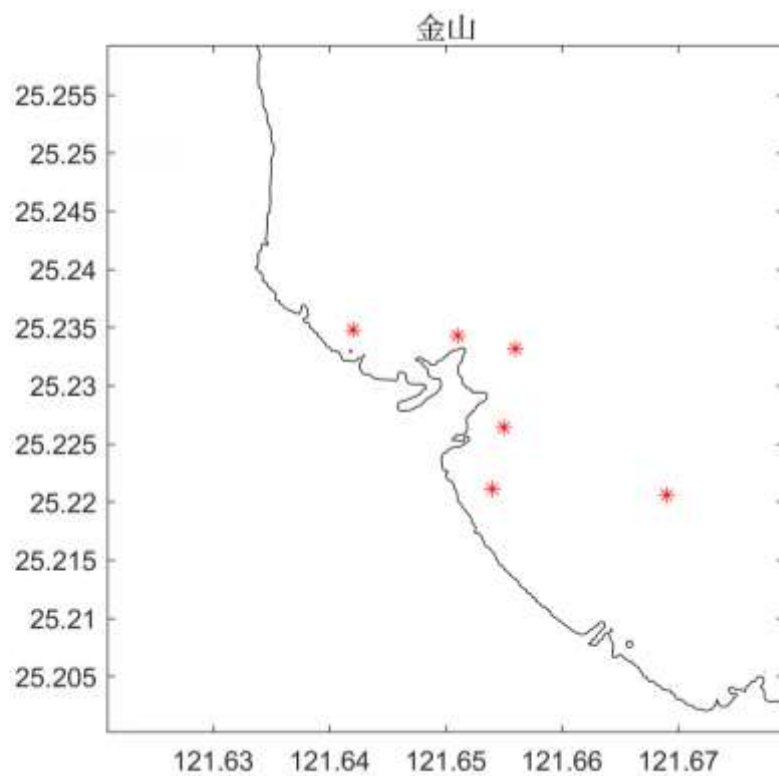


圖 21、本研究於金山地區設置之虛擬浮標站

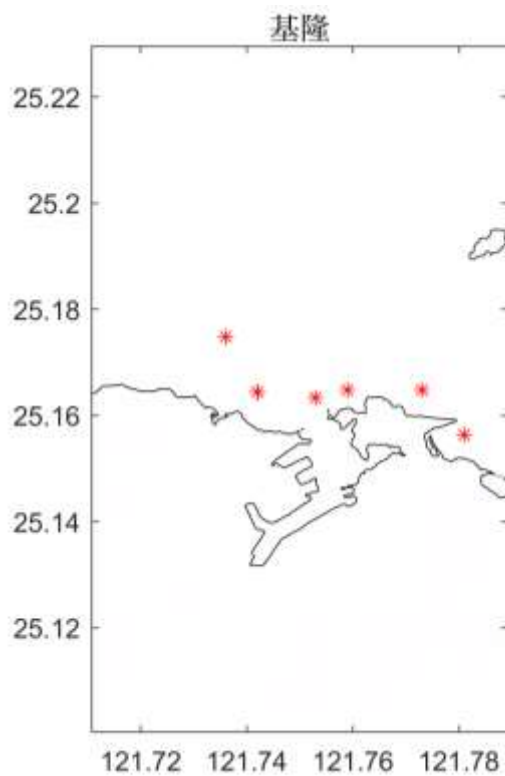


圖 22、本研究於基隆地區設置之虛擬浮標站

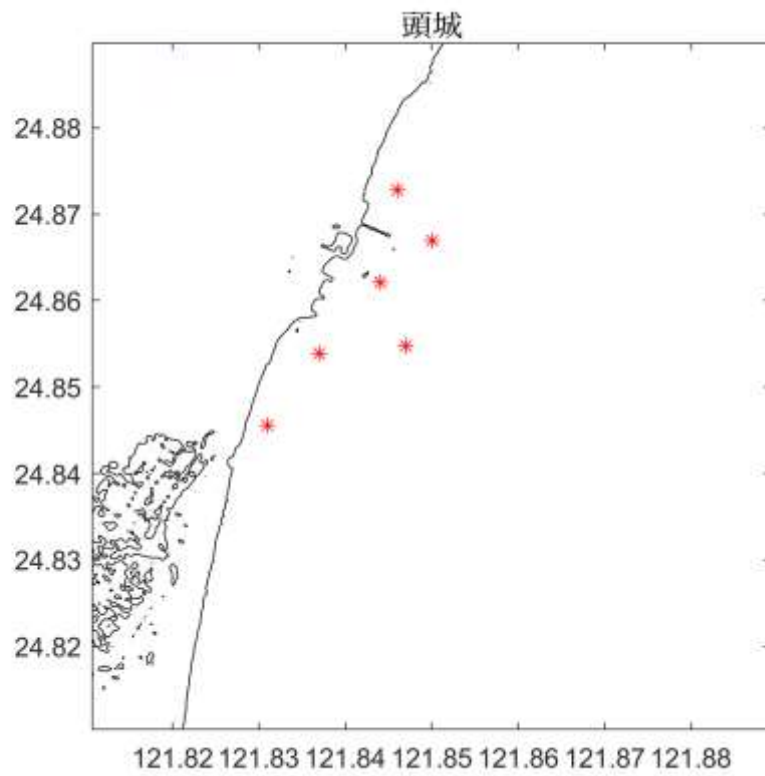


圖 23、本研究於頭城地區設置之虛擬浮標站

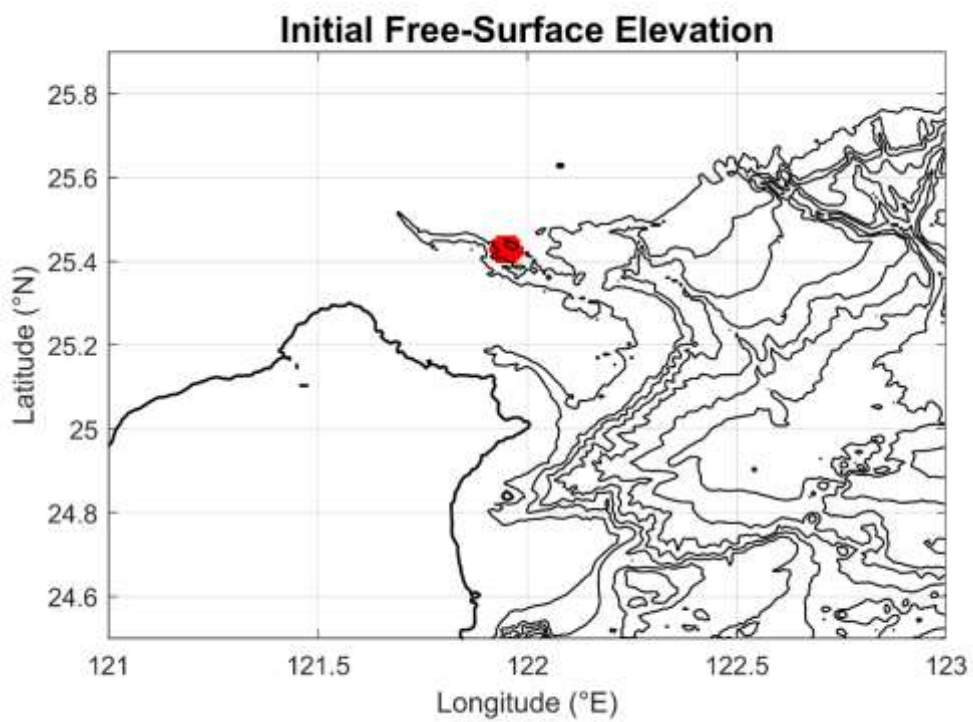


圖 24、花瓶嶼之情境案例初始波高

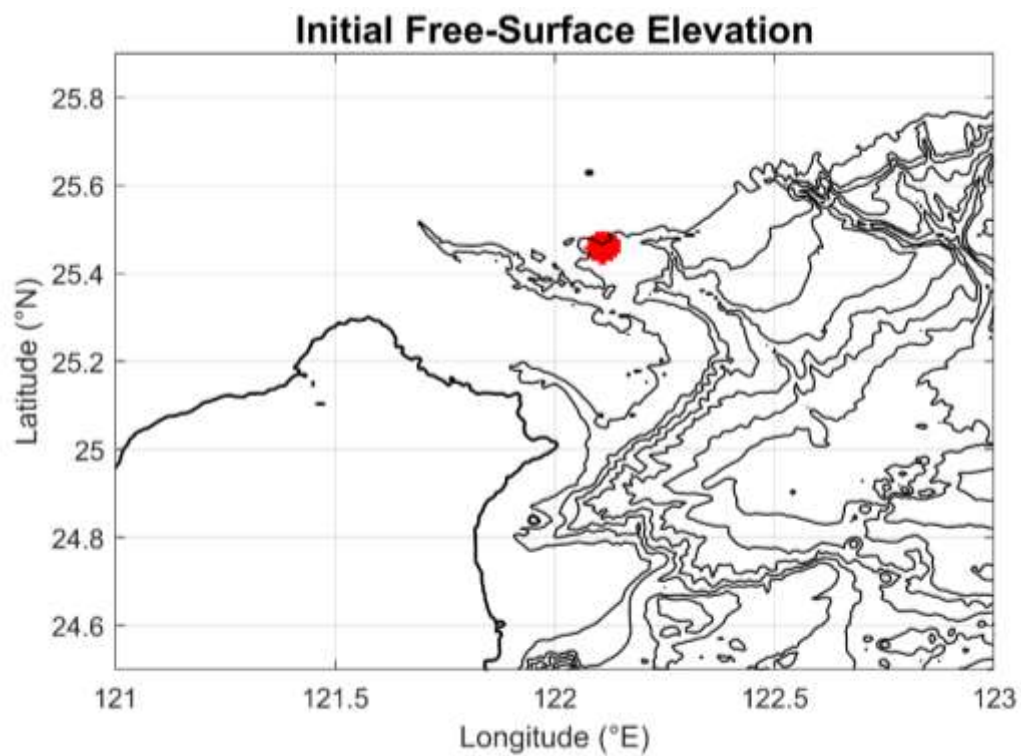


圖 25、棉花嶼之情境案例初始波高

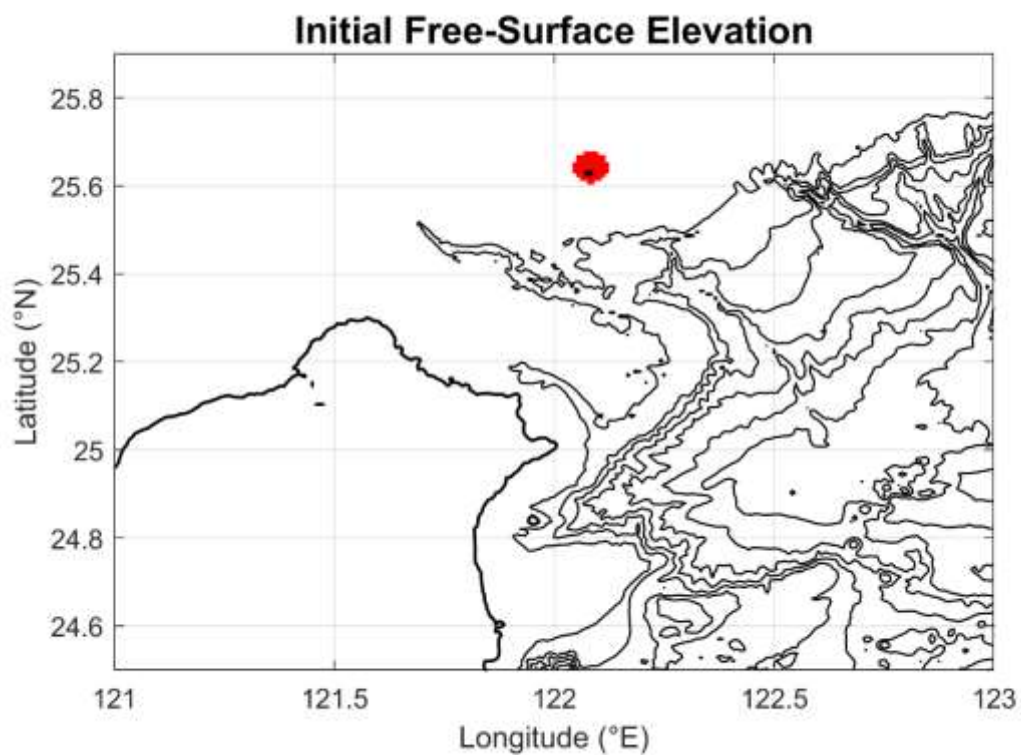


圖 26、彭佳嶼之情境案例初始波高

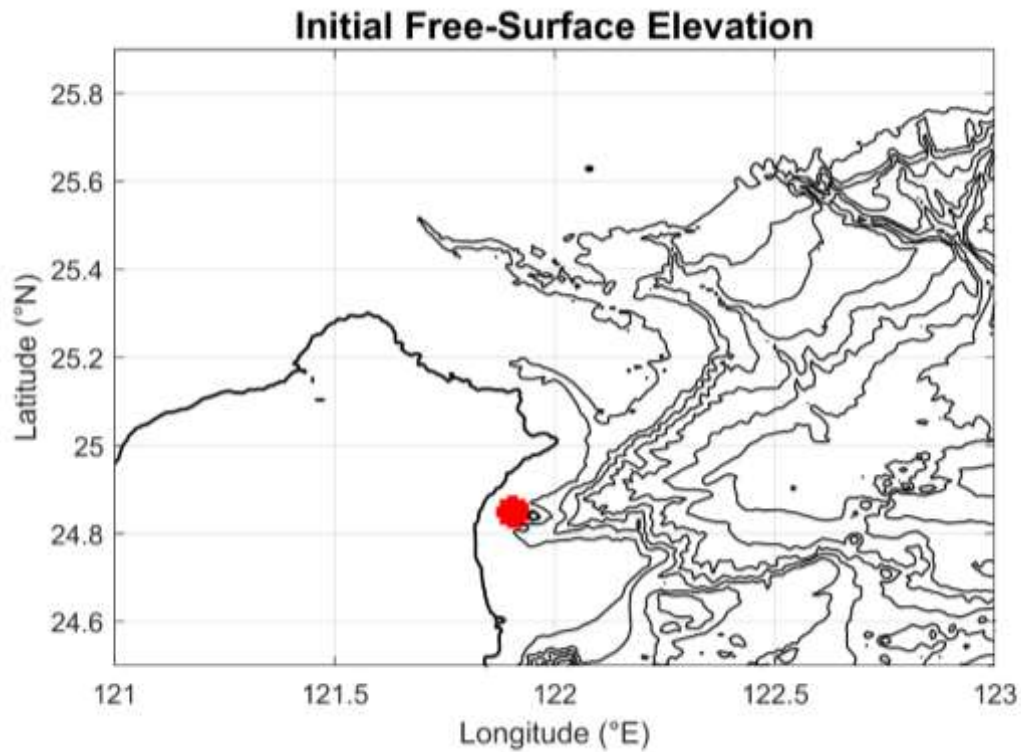


圖 27、龜山島之情境案例初始波高

根據模擬結果，如圖 29 至圖圖 56 所示，花瓶嶼情境案例在金山區域達到 2 公尺之上溯波高，於頭城達到 0.6 公尺之波高。根據日文文獻《同治年間於金包里附近之地變》所描述，1867 年海嘯事件中，金山地區有達到 6 至 7 公尺之波高，本研究認為此情境案例若加大其火山之規模可能為 1867 年海嘯事件之起源。針對棉花嶼案例，金山區域之海嘯波高約為 1.5 公尺，而頭城區域約為 0.5 公尺。這些波高數值均不足以符合歷史文獻記載。彭佳嶼案例於金山區域波高約為 2 公尺，頭城則約為 0.4 公尺，這也未能達到歷史文獻所述之波高。因此，為了符合歷史記錄，這三個案例需要進一步增大火山規模。

在龜山島之案例中，金山及基隆並未受到明顯之海嘯影響，主要收到海嘯衝擊處為宜蘭平原，且頭城區域達到超過 4 公尺之波高。因此，蘭地區應對龜山島引發之火山海嘯威脅保持高度警惕。

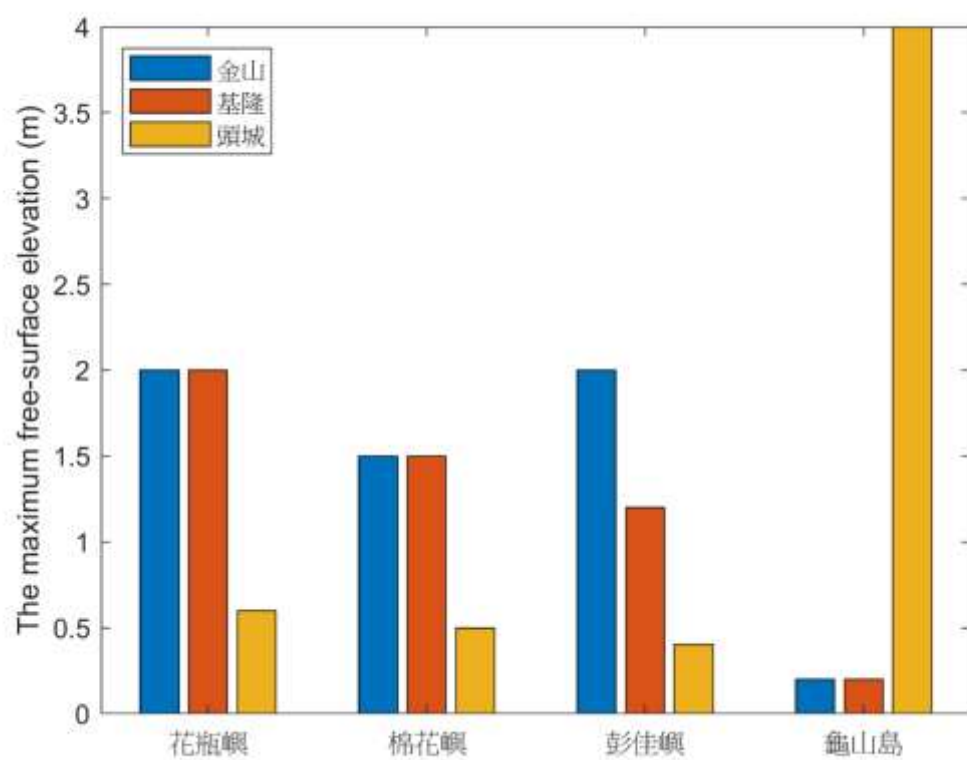


圖 28、各案例之溯上波高

於花瓶嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 18 分鐘抵達金山，且達到 2 公尺之上溯波高；於事件發生後 15 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 2 公尺；約 38 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 0.6 公尺。

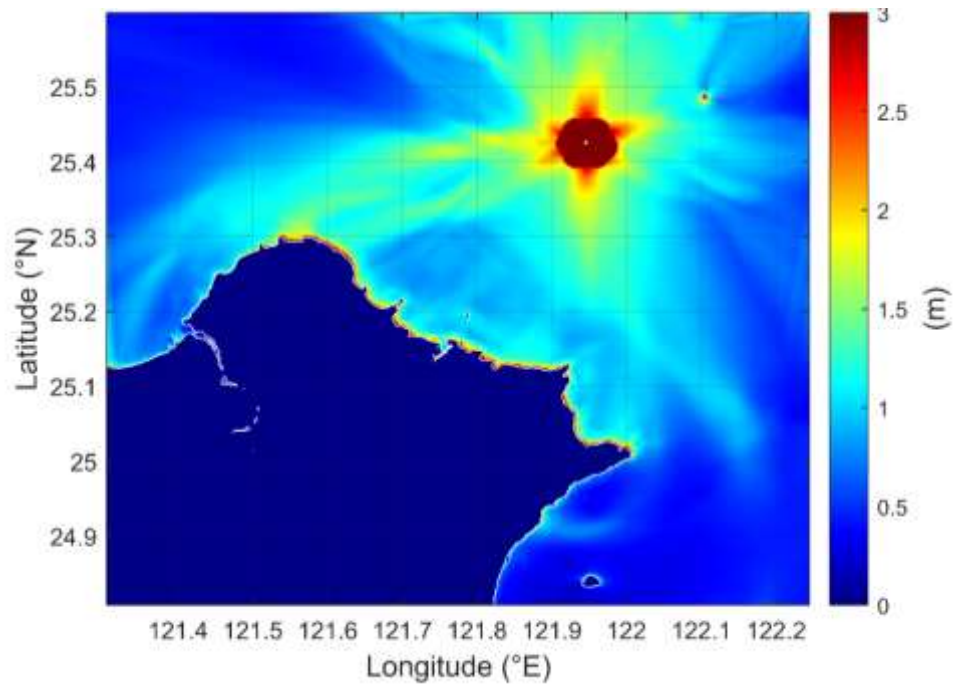


圖 29、花瓶嶼火山情境之海嘯最大波高

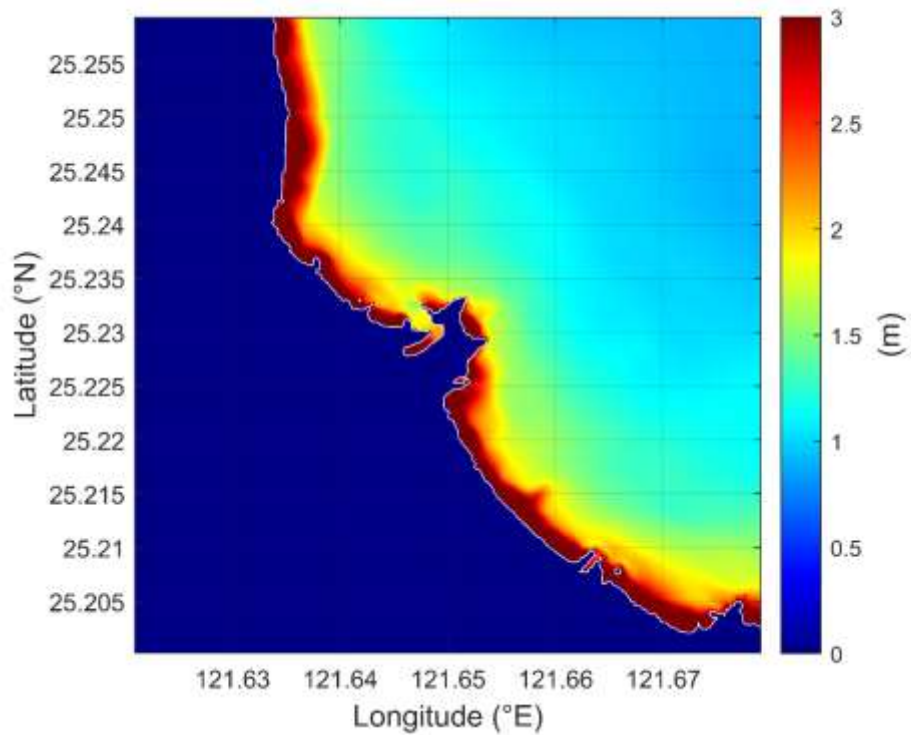


圖 30、花瓶嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

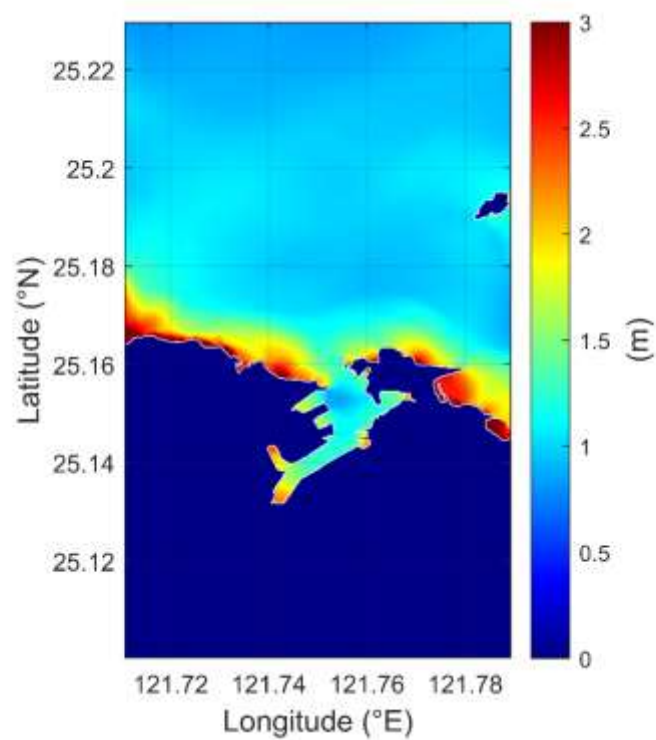


圖 31、花瓶嶼火山情境於基隆之海嘯最大波

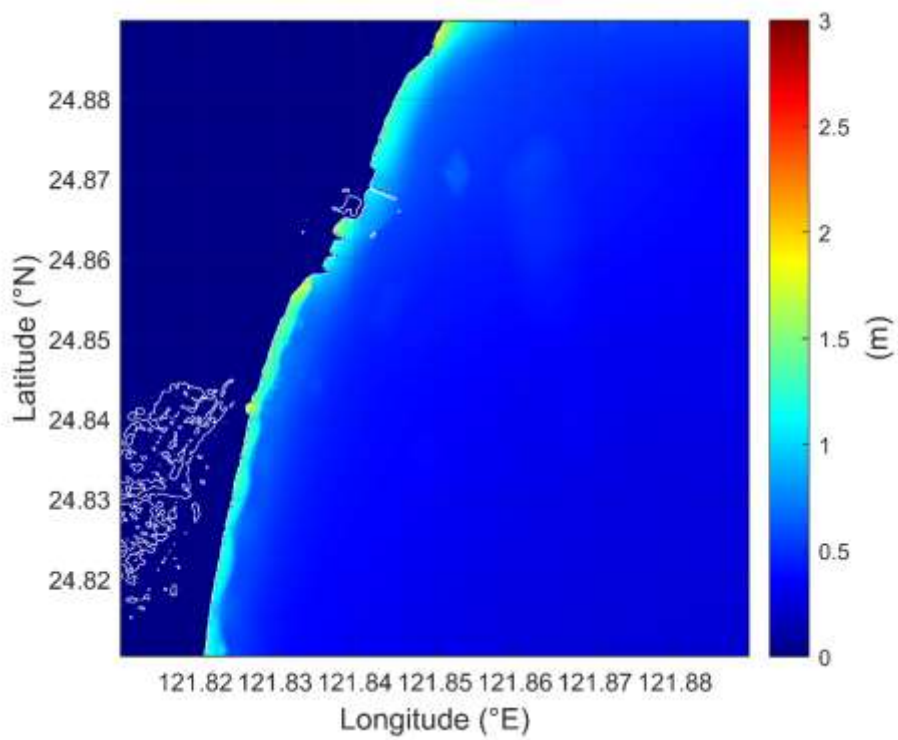


圖 32、花瓶嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

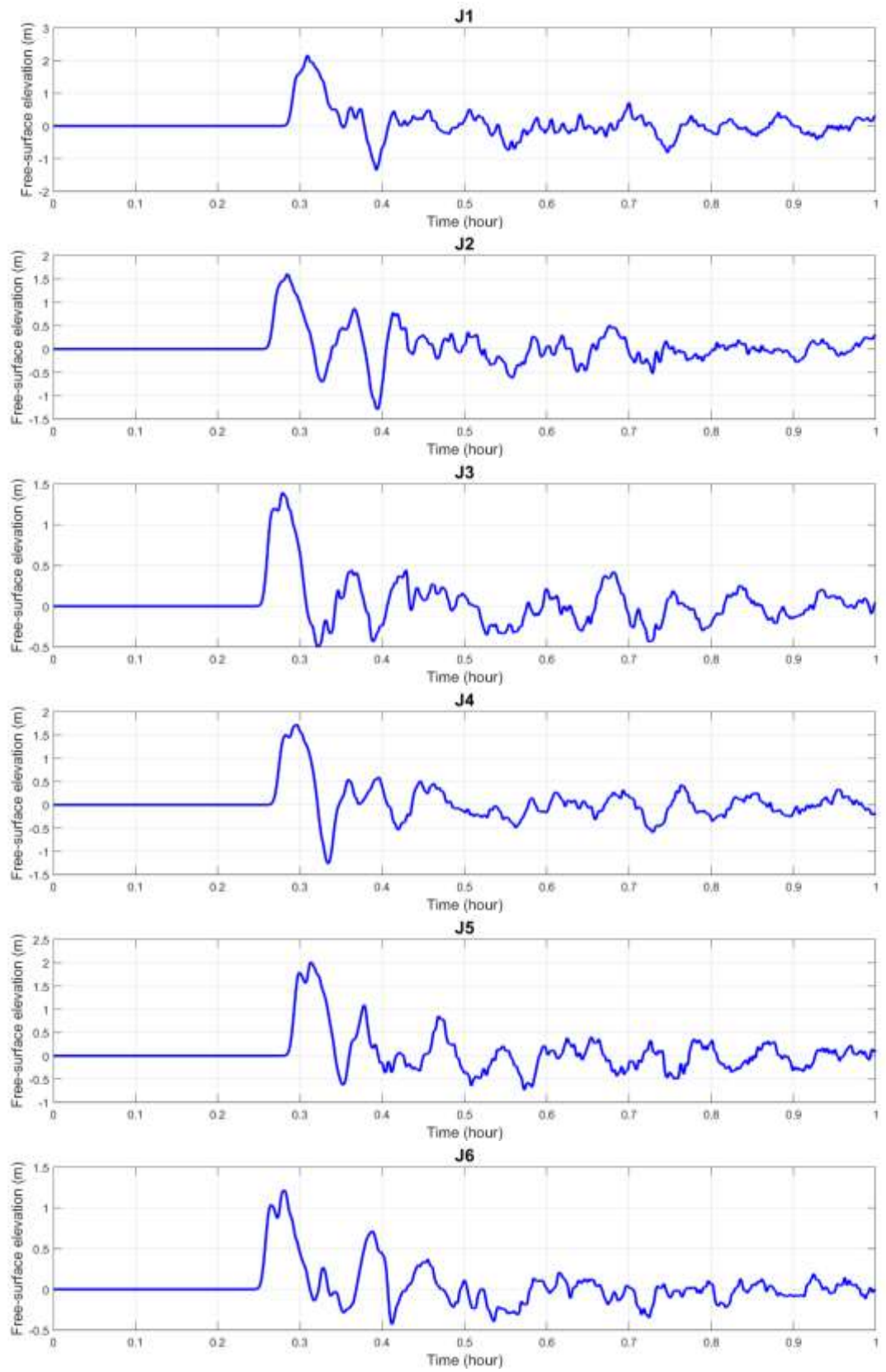


圖 33、花瓶嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

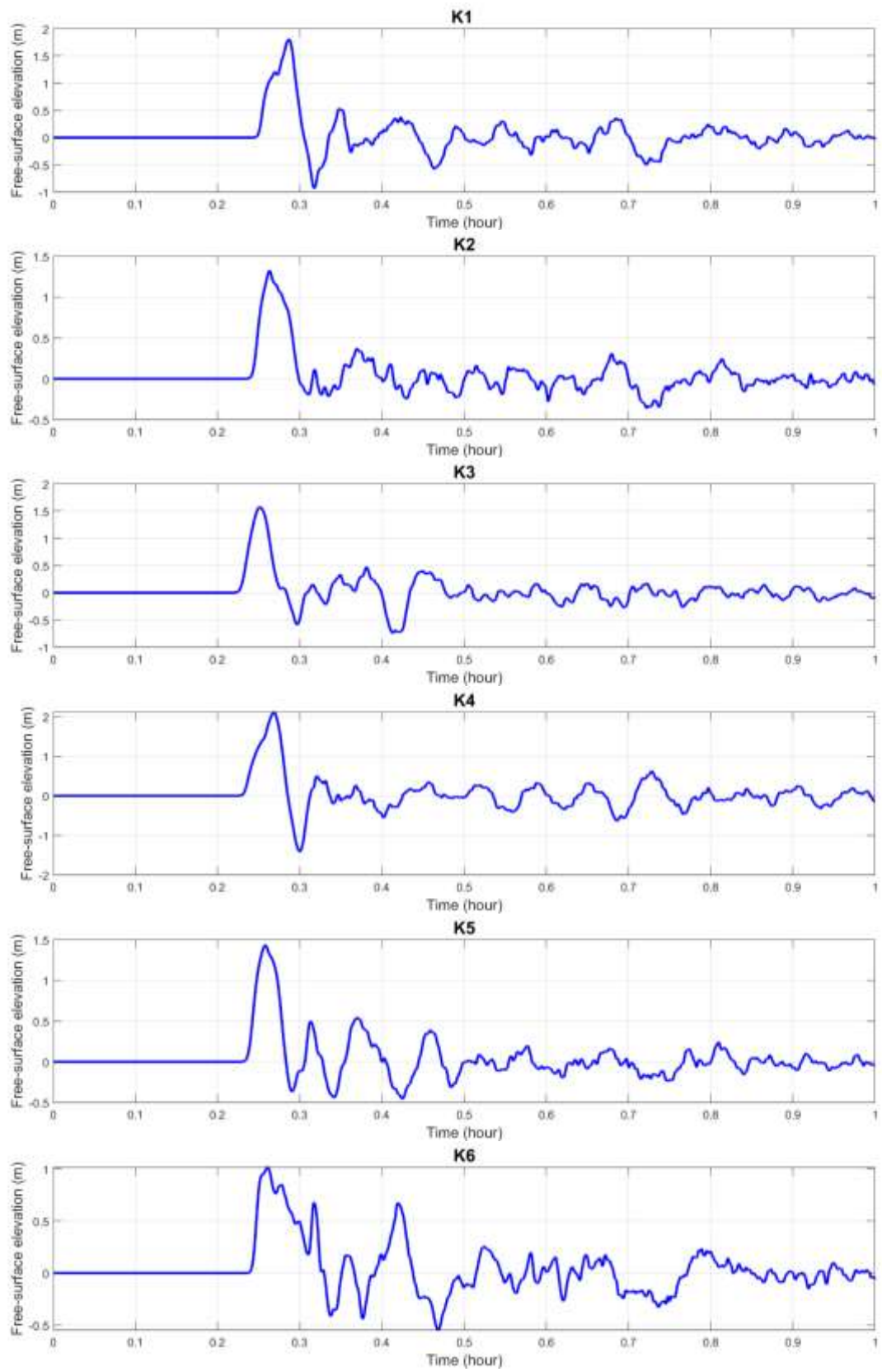


圖 34、花瓶嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

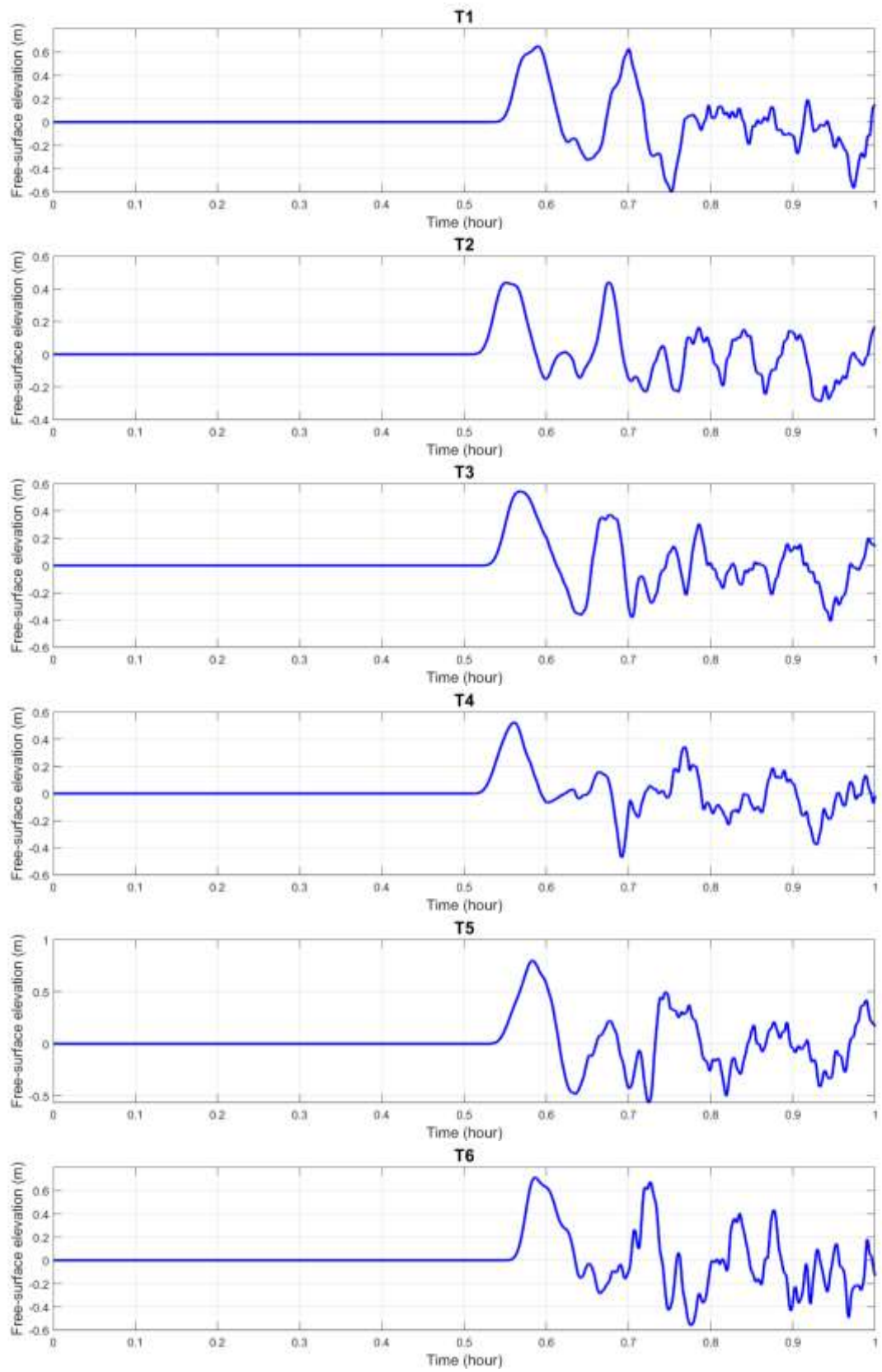


圖 35、花瓶嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於棉花嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 24 分鐘抵達金山，且達到 1.5 公尺之上溯波高；於事件發生後 20 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 1.5 公尺；約 33 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 0.5 公尺。

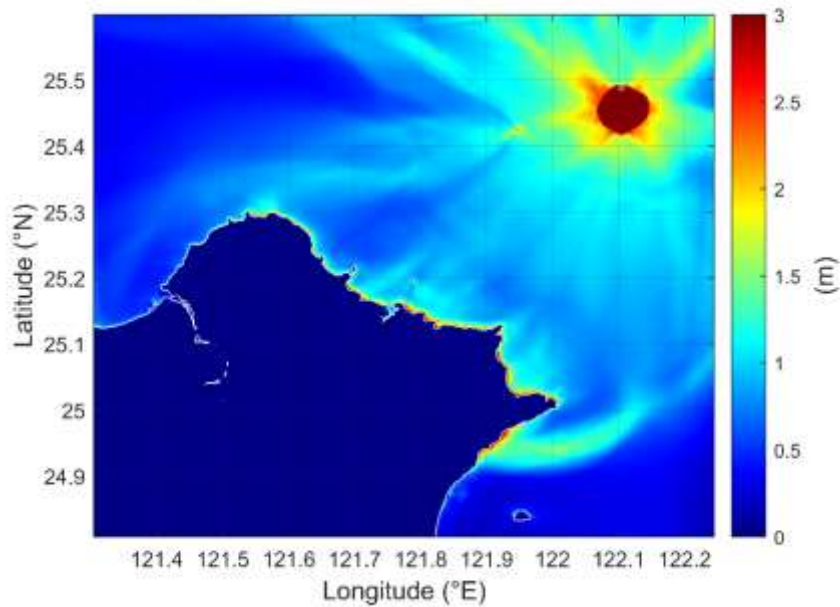


圖 36、棉花嶼火山情境之海嘯最大波高

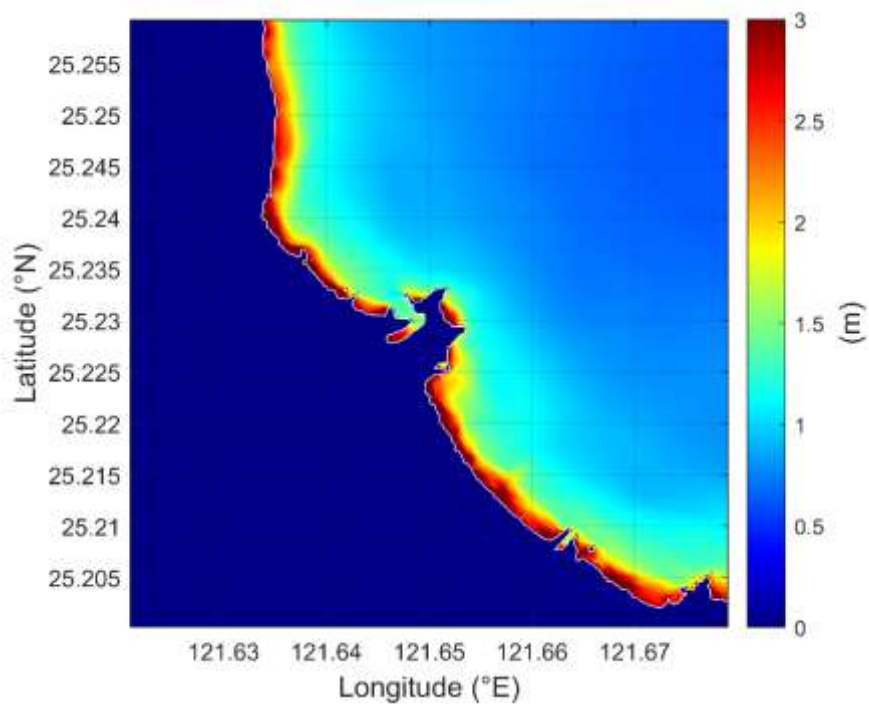


圖 37、棉花嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

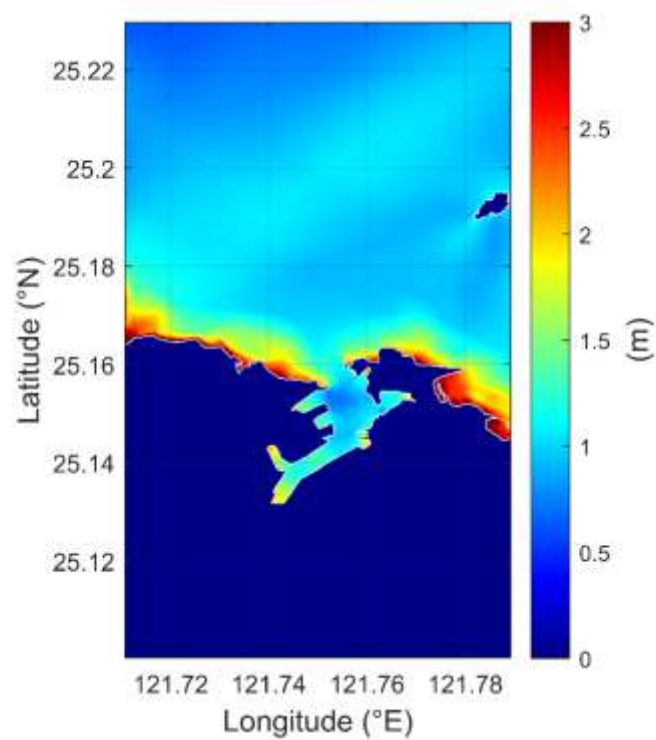


圖 38、棉花嶼火山情境於基隆之海嘯最大波高

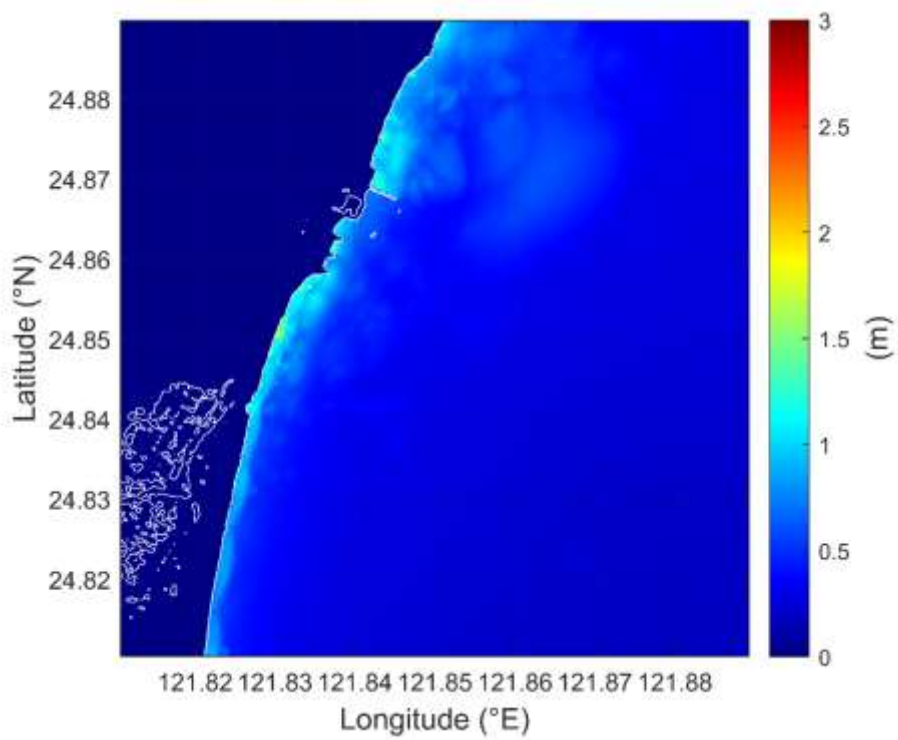


圖 39、棉花嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

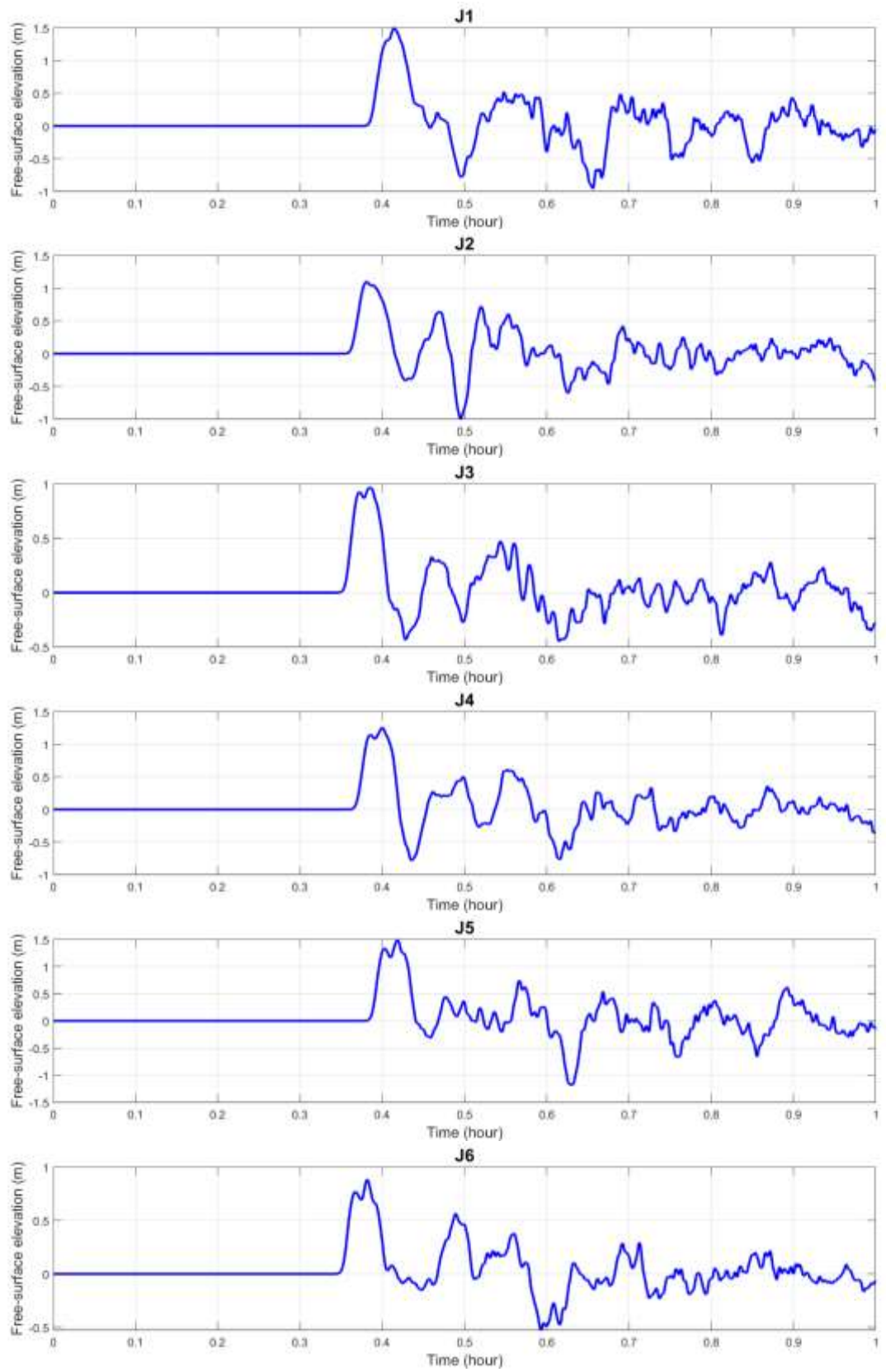


圖 40、棉花嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

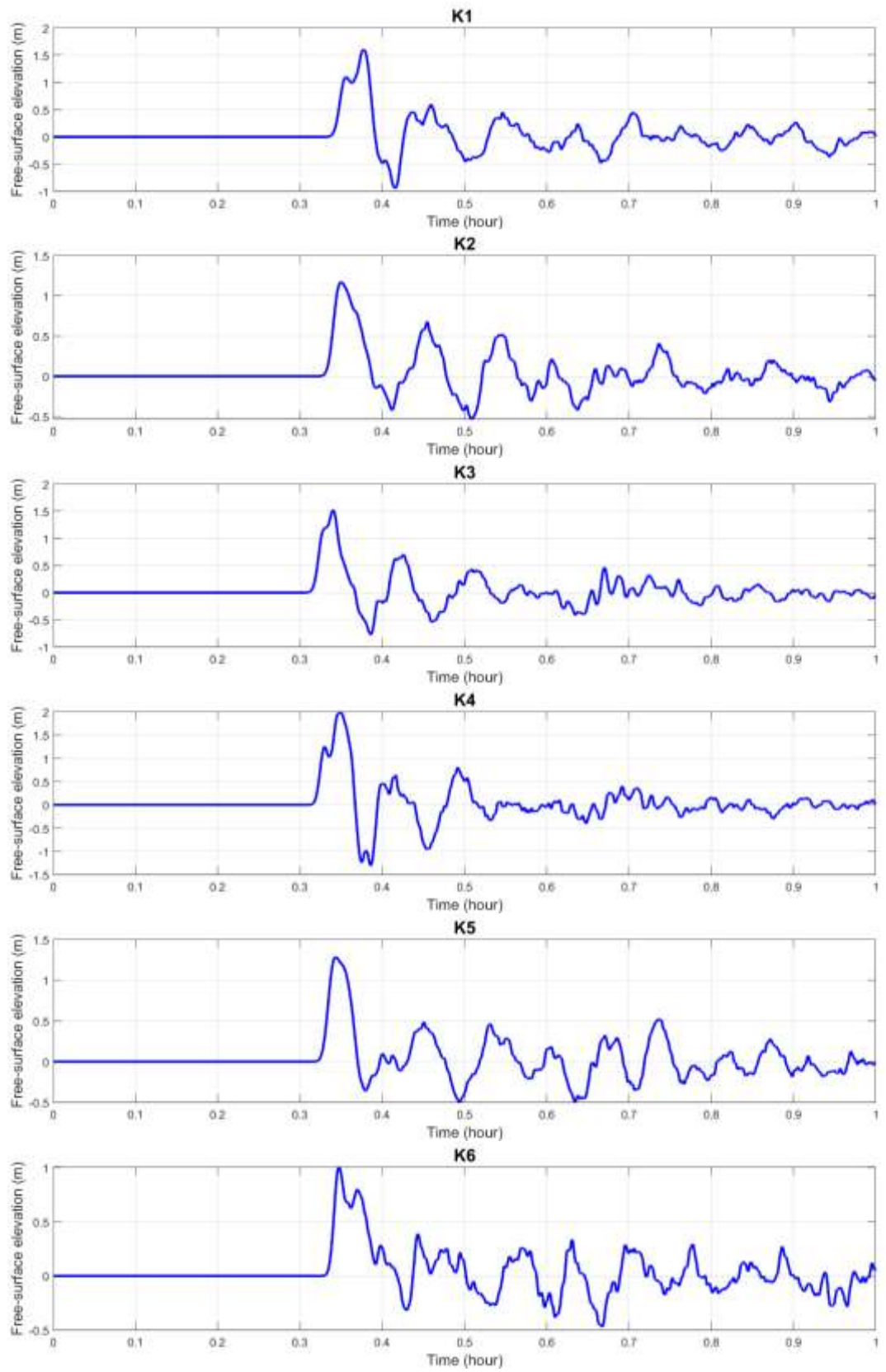


圖 41、棉花嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

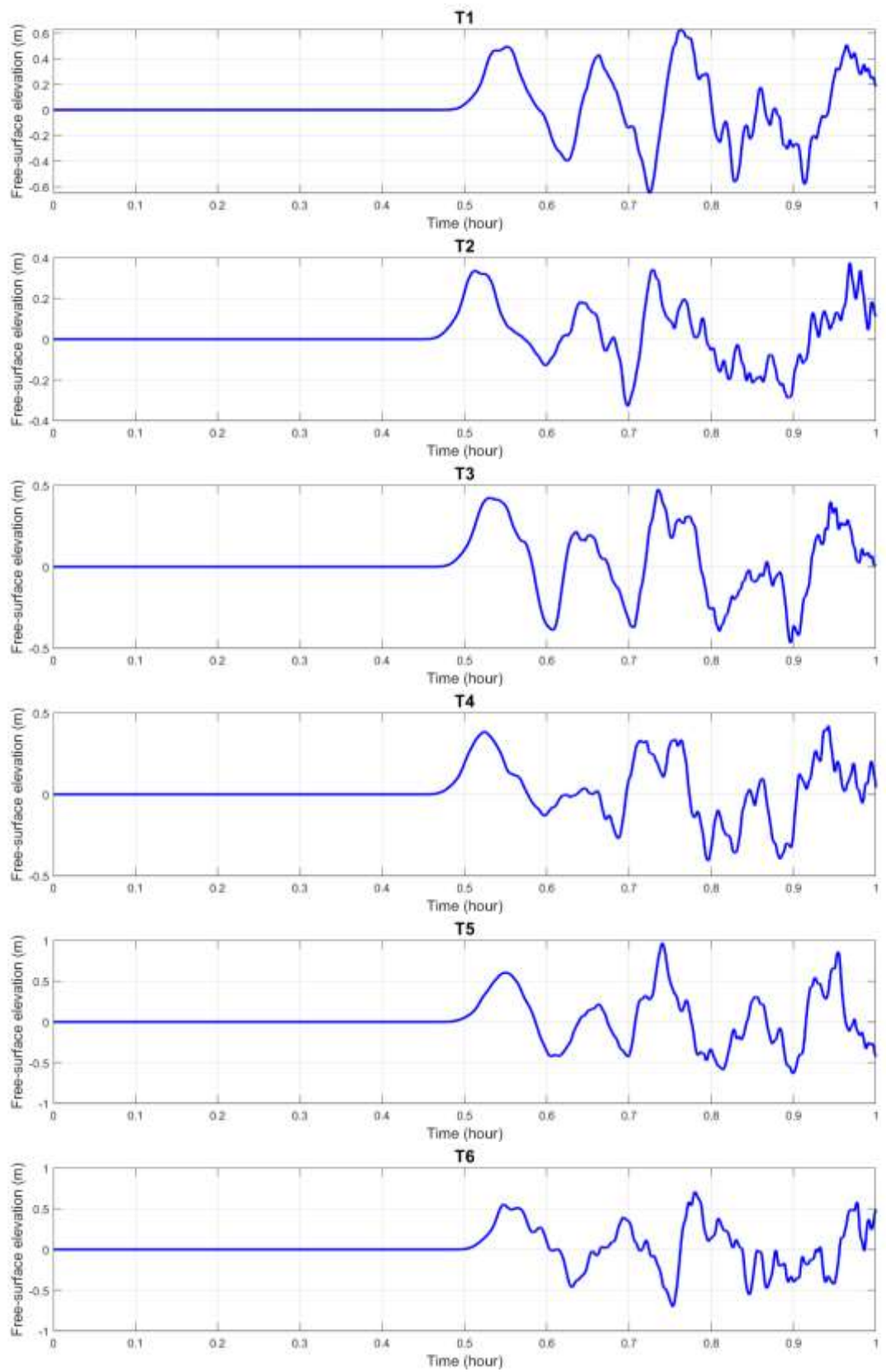


圖 42、棉花嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於彭佳嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 30 分鐘抵達金山，且達到 2 公尺之上溯波高；於事件發生後 28 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 1.2 公尺；約 42 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 0.4 公尺。

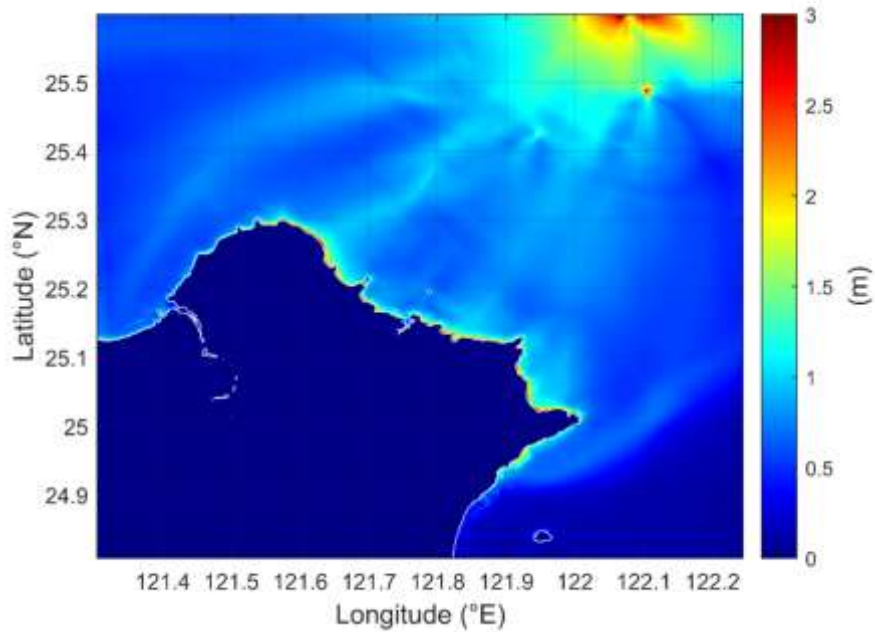


圖 43、彭佳嶼火山情境之海嘯最大波高

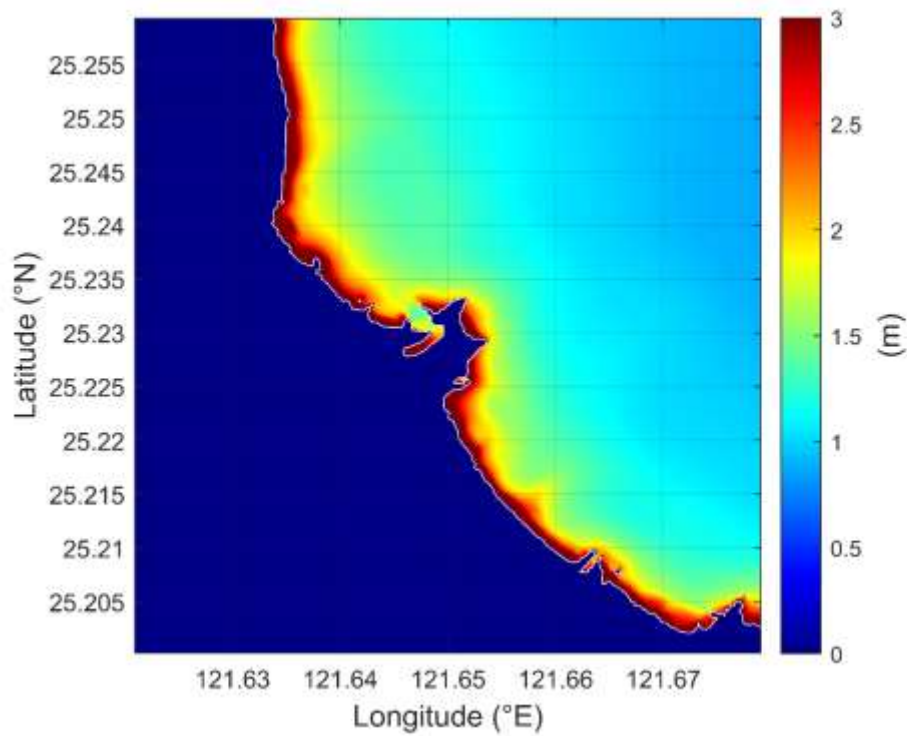


圖 44、彭佳嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

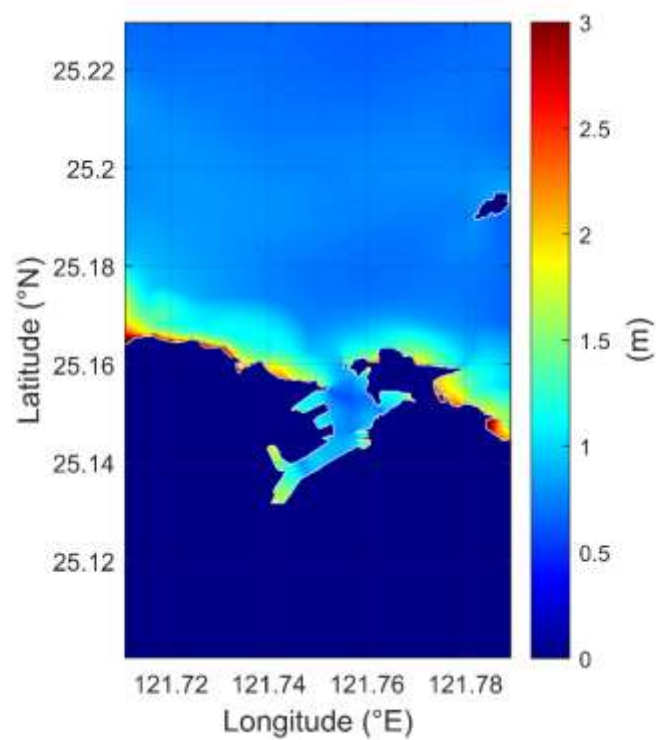


圖 45、彭佳嶼火山情境於基隆之海嘯最大波高

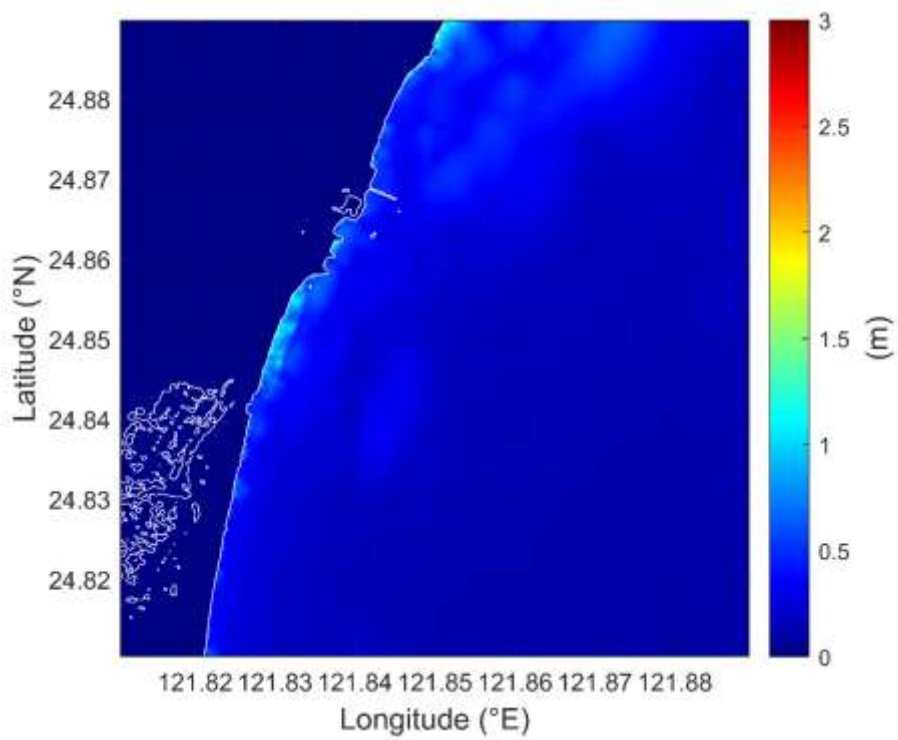


圖 46、彭佳嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

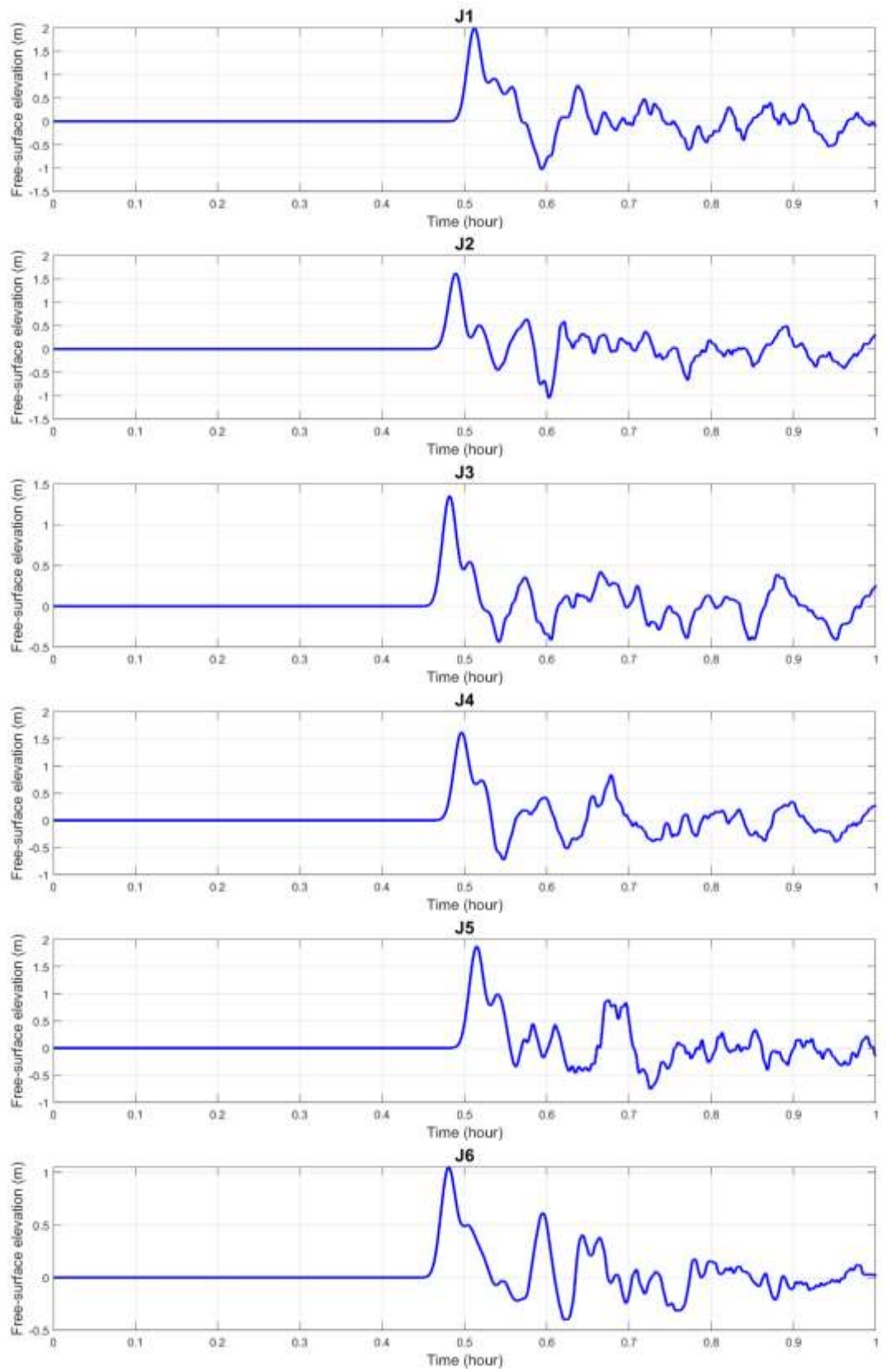


圖 47、彭佳嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

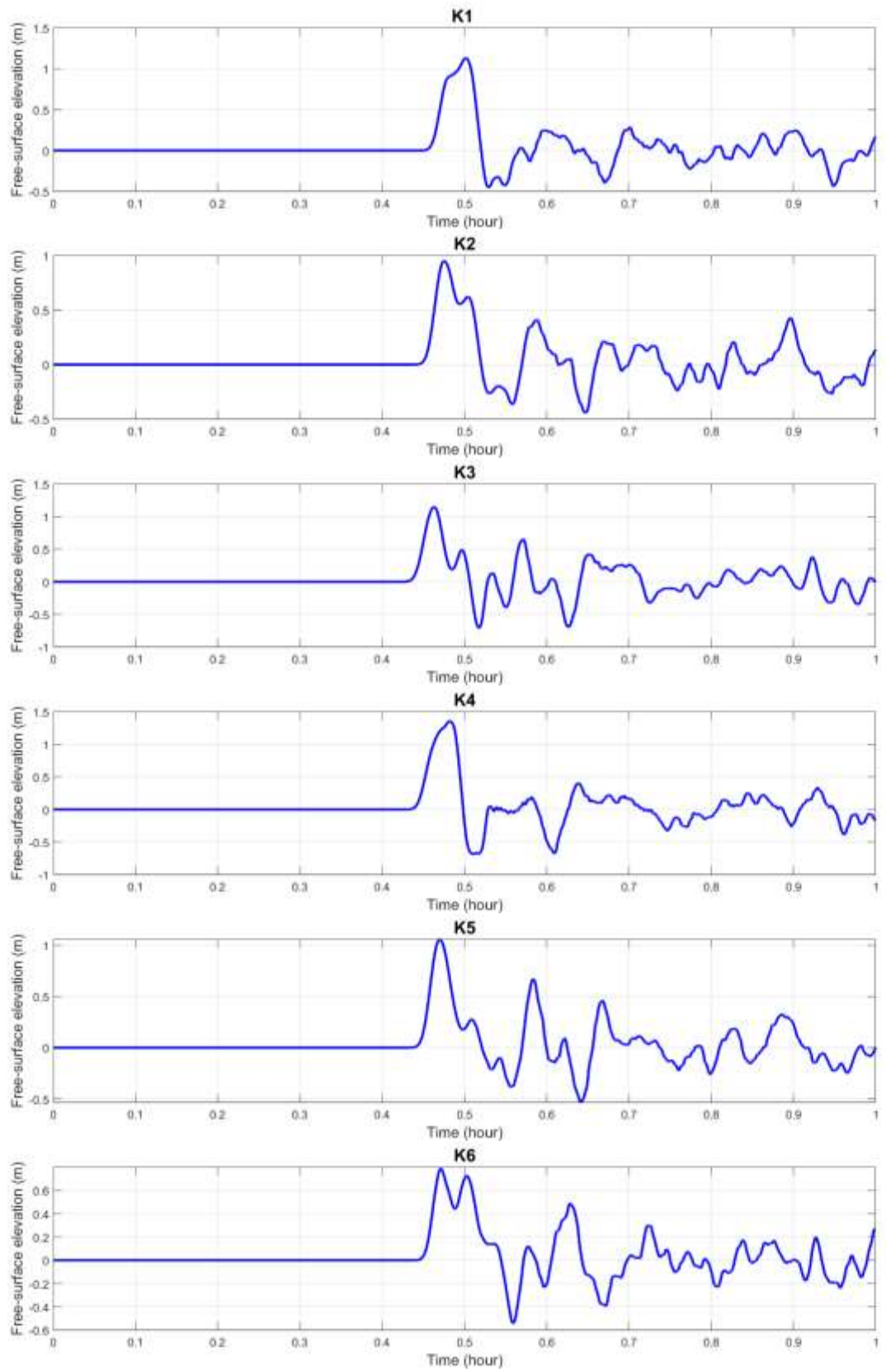


圖 48、彭佳嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

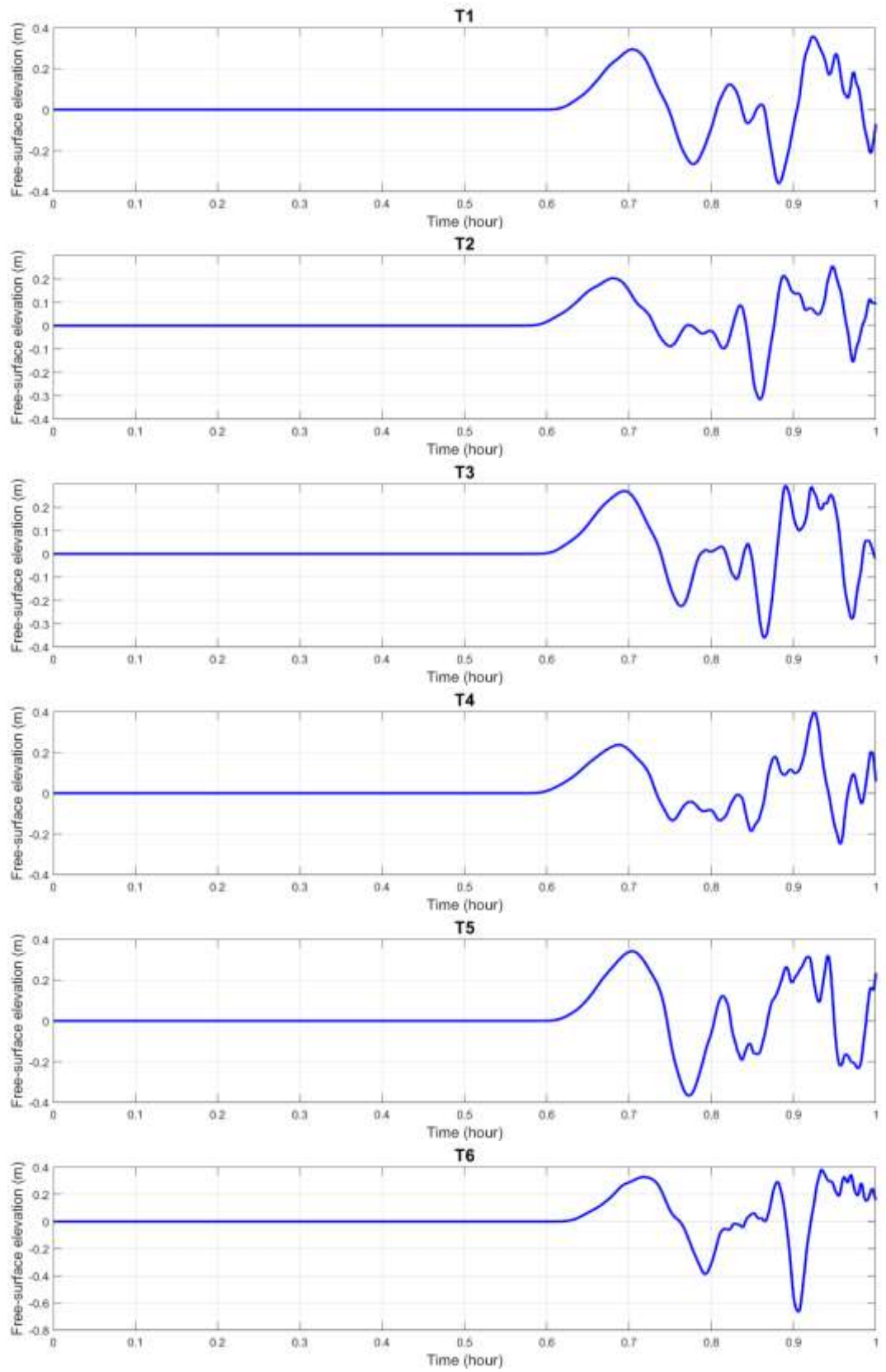


圖 49、彭佳嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於龜山島之案例，海嘯於火山事件發生後 36 分鐘抵達金山，且達到 0.2 公尺之上溯波高；於事件發生後 28 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 0.2 公尺；約 3 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 4 公尺。

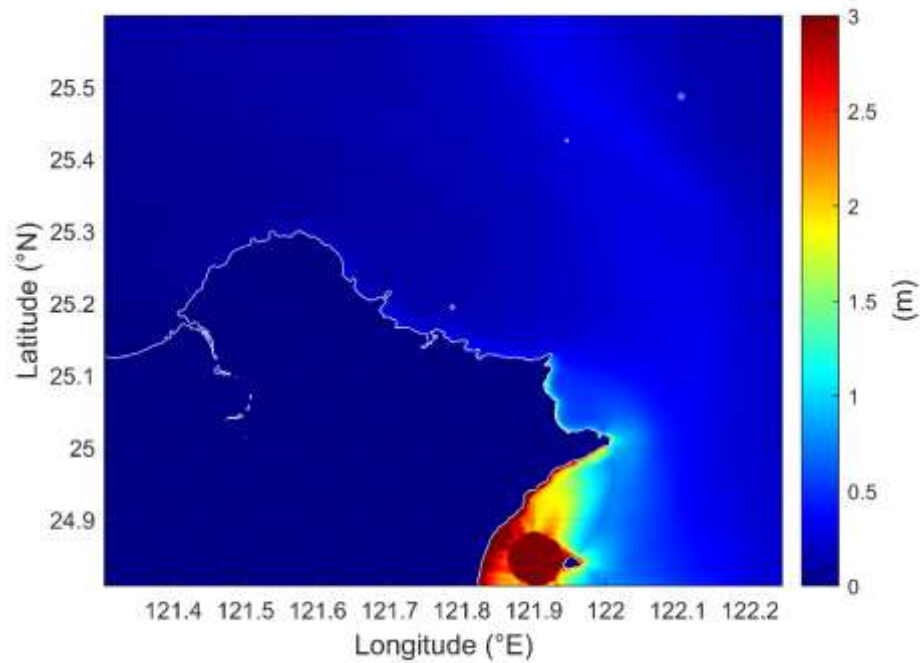


圖 50、龜山島火山情境之海嘯最大波高

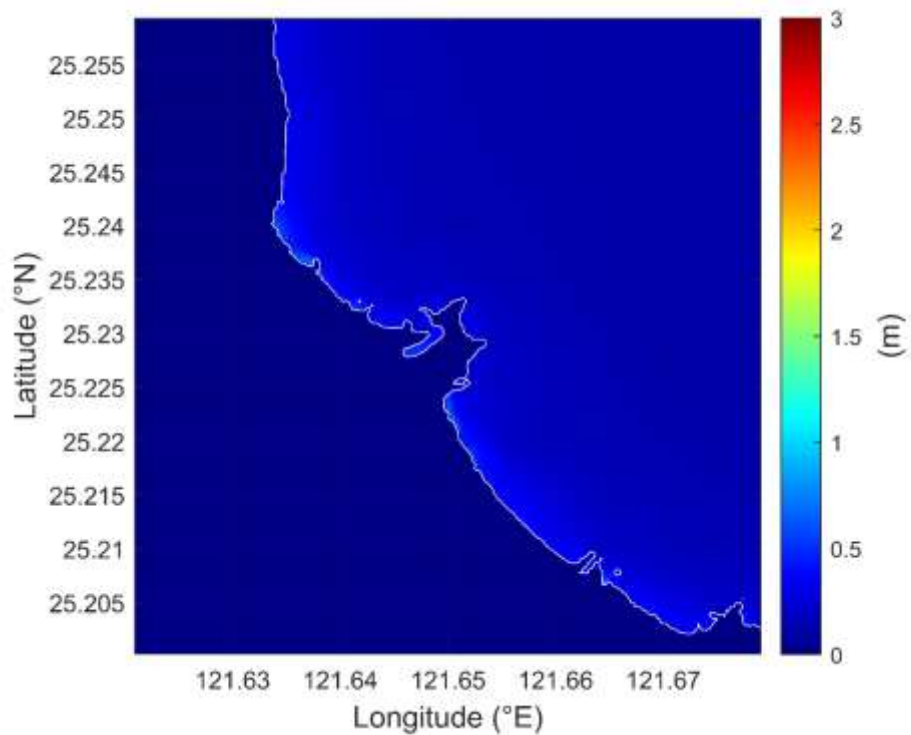


圖 51、龜山島火山情境於金山之海嘯最大波高

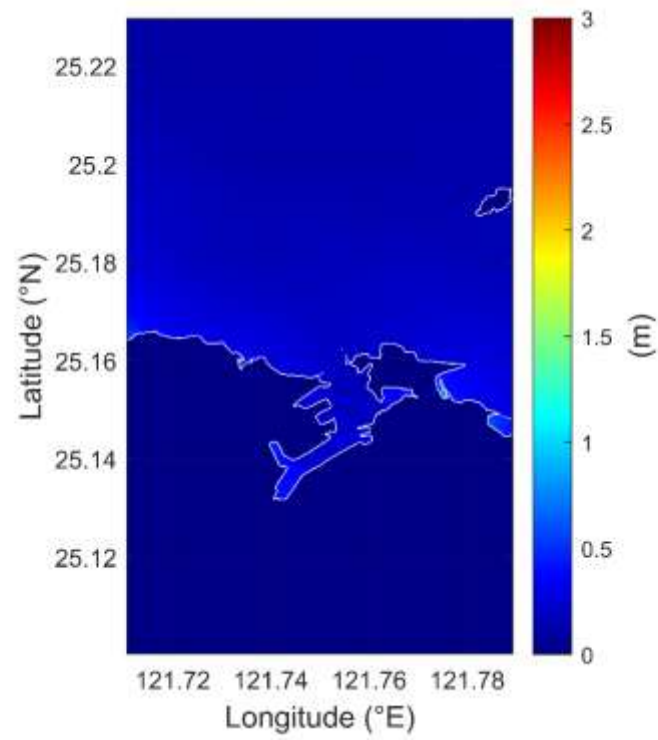


圖 52、龜山島火山情境於基隆之海嘯最大波高

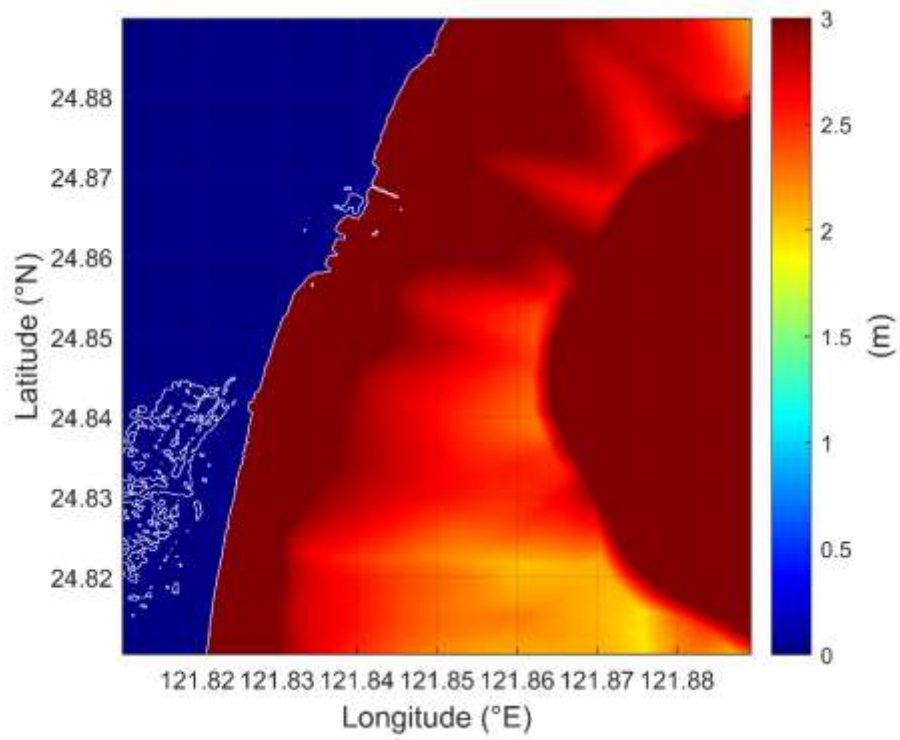


圖 53、龜山島火山情境於頭城之海嘯最大波高

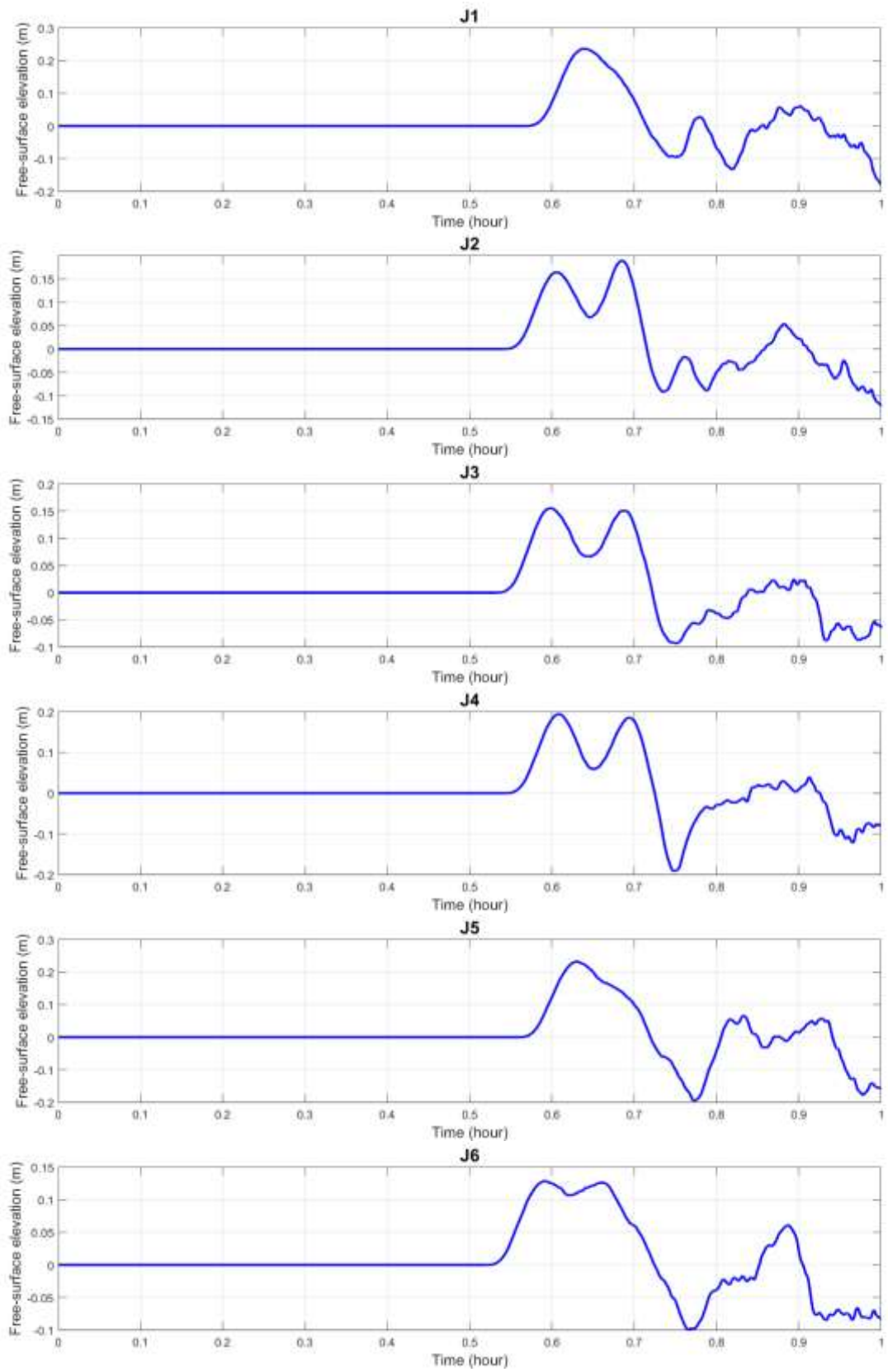


圖 54、龜山島火山情境於金山潮位計之時序波高圖

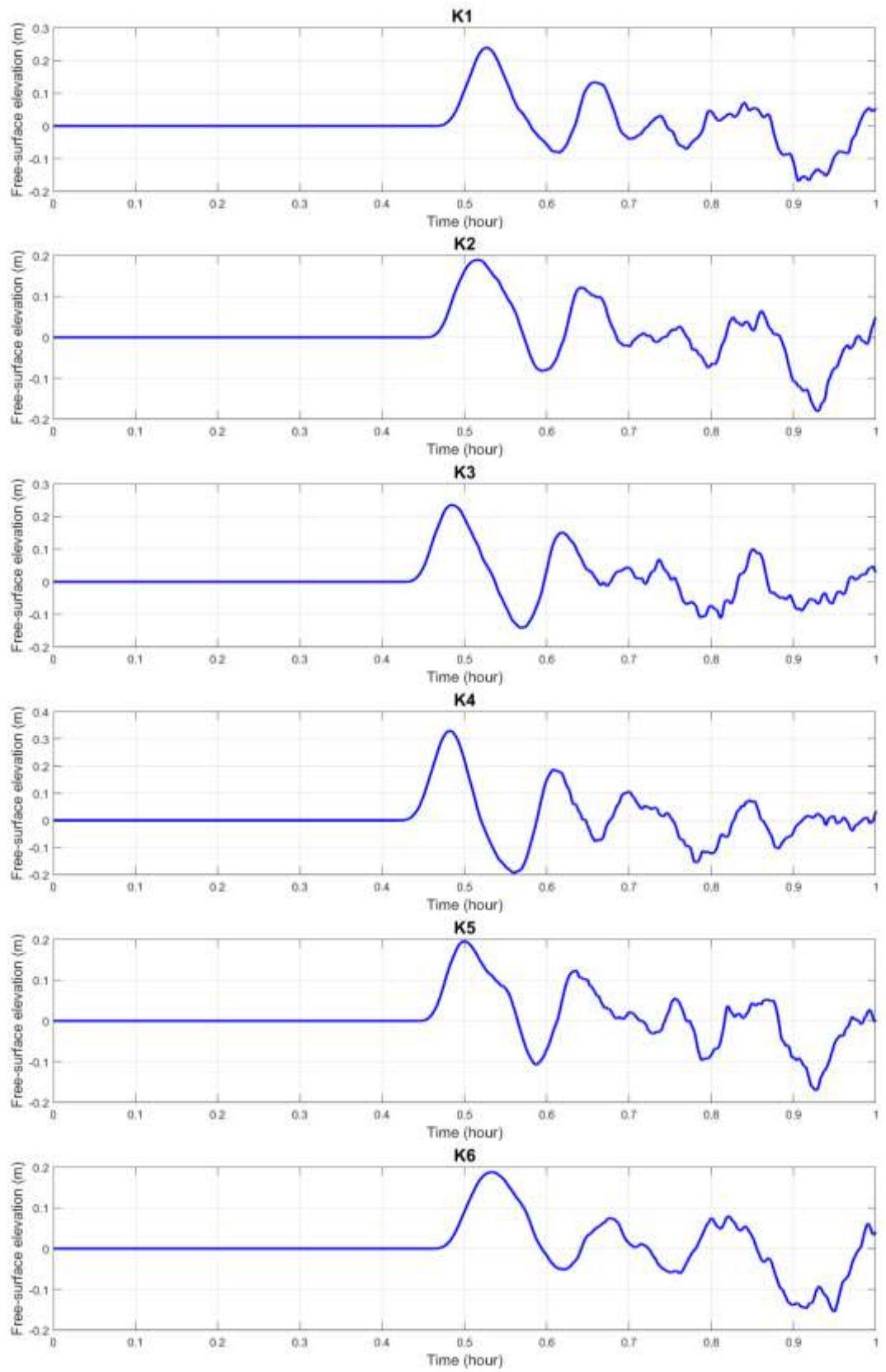


圖 55、龜山島火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

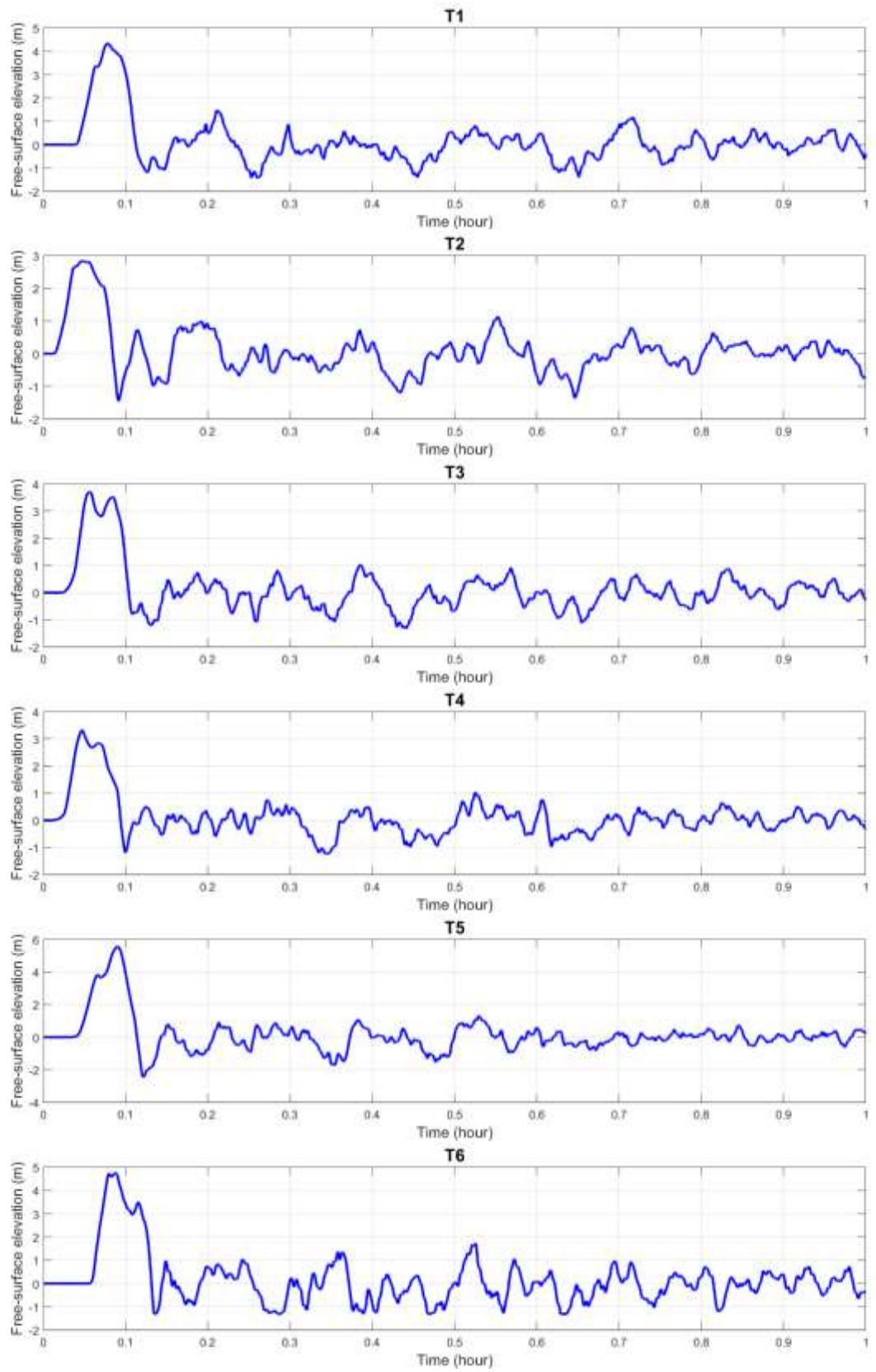


圖 56、龜山島火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

6.2 符合金山之歷史波高敘述之海嘯情境模擬

本研究接續採用更高地形解析度，並針對花瓶嶼、棉花嶼及彭佳嶼進行參數調整，包含增加半徑及初始波高，以使所產生之海嘯到達金山之波高能符合歷史文獻中描述之 6 至 7 公尺之標準。本研究並透過 IIA 分析法交叉相乘後之結果，於基隆外海處設置一潛在海嘯源，並另外探討基隆嶼所產生之海嘯情境。海嘯情境模擬總時長為 1 小時，第一層模擬範圍 121°E~123°E 24.5°N~25.9°N 為臺灣東北區域，網格解析度為 0.5 弧分（約 900 公尺），第二層模擬聚焦於金山、基隆以及頭城區域，金山之模擬範圍為 121.62°E~121.68°E, 25.2°N~25.26°N，基隆之模擬範圍為 121.71°E~121.79°E, 25.1°N~25.23°N，頭城之模擬範圍為 121.81°E~121.89°E, 24.81°N~24.89°N，網格解析度為 0.01 弧分（約 18 公尺），並使用 40 公尺解析度之地形資料進行分析。

表 6、修正後火山海嘯情境參數

	Longitude (°W)	Latitude (°N)	半徑 (km)	初始波高 (m)	體積 (m ³)
花瓶嶼	121.946256	25.4243647	5	13	1021017612
棉花嶼	122.106175	25.454855	7.5	15	2650718801
彭佳嶼	122.078990	25.638322	6	15	1696460032
基隆嶼	121.817423	25.291736	5	10	549778714
潛在海嘯源	122.043	25.27	6	10	549778714

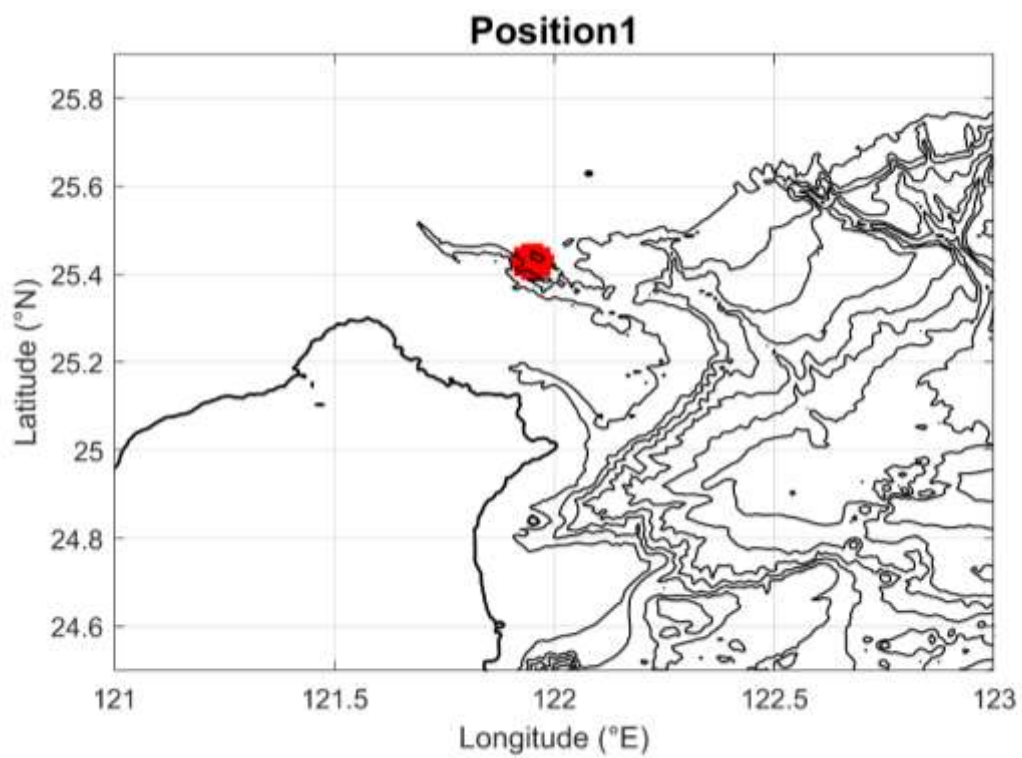


圖 57、花瓶嶼之情境案例初始波高

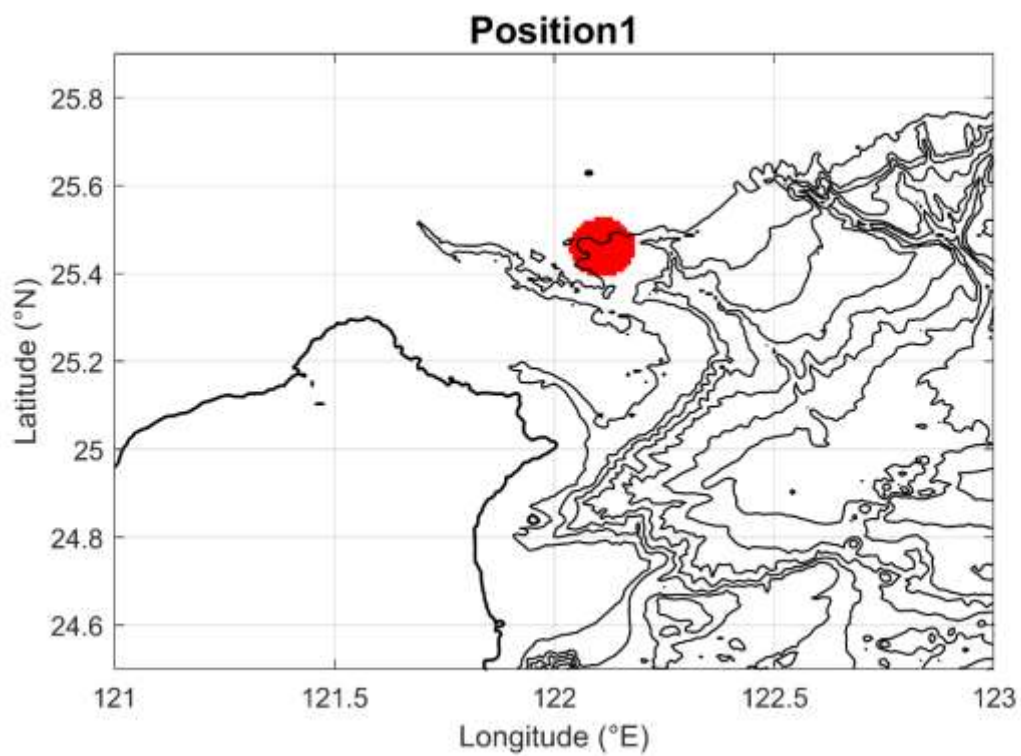


圖 58、棉花嶼之情境案例初始波高

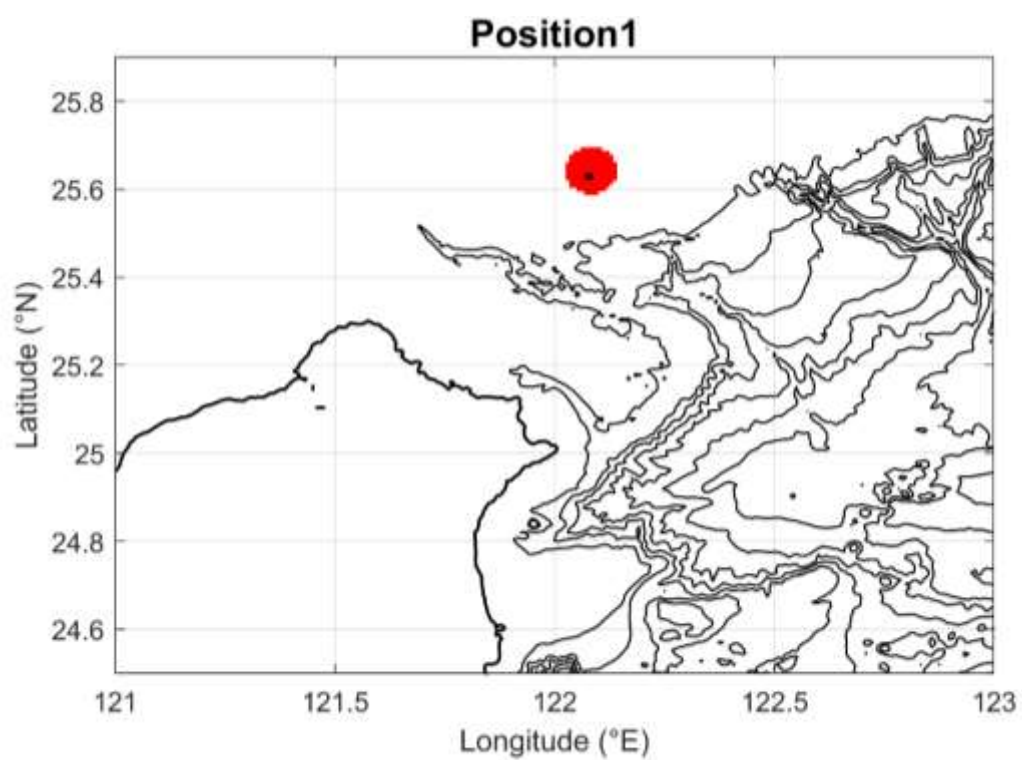


圖 59、彭佳嶼之情境案例初始波高

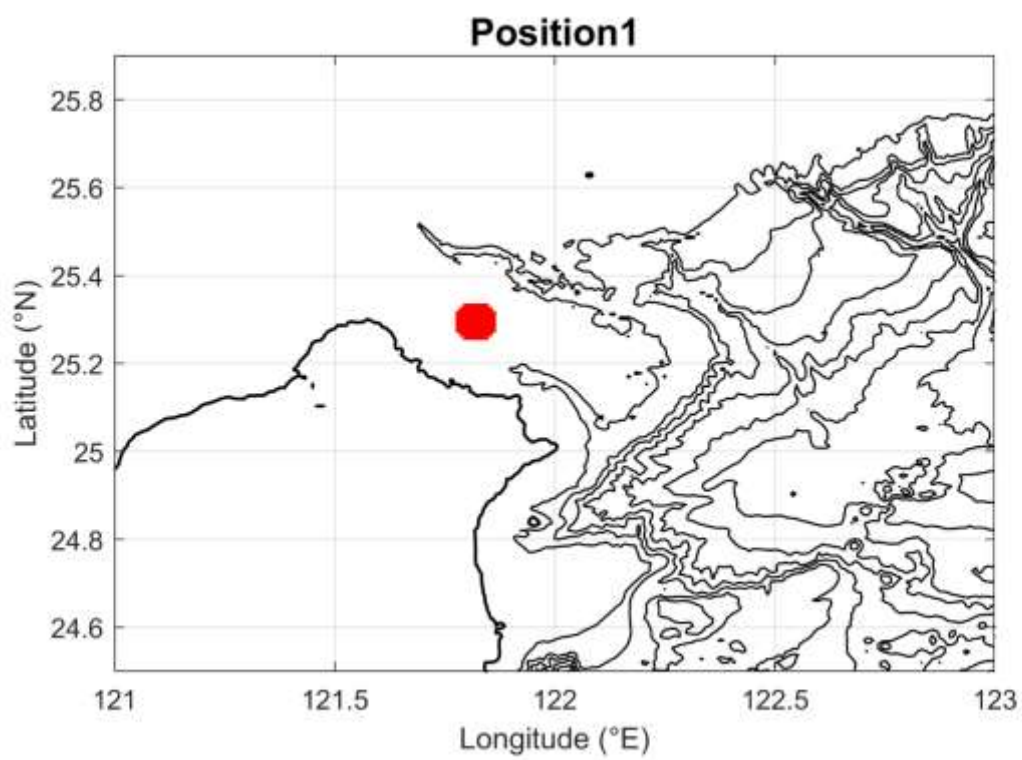


圖 60、基隆嶼之情境案例初始波高

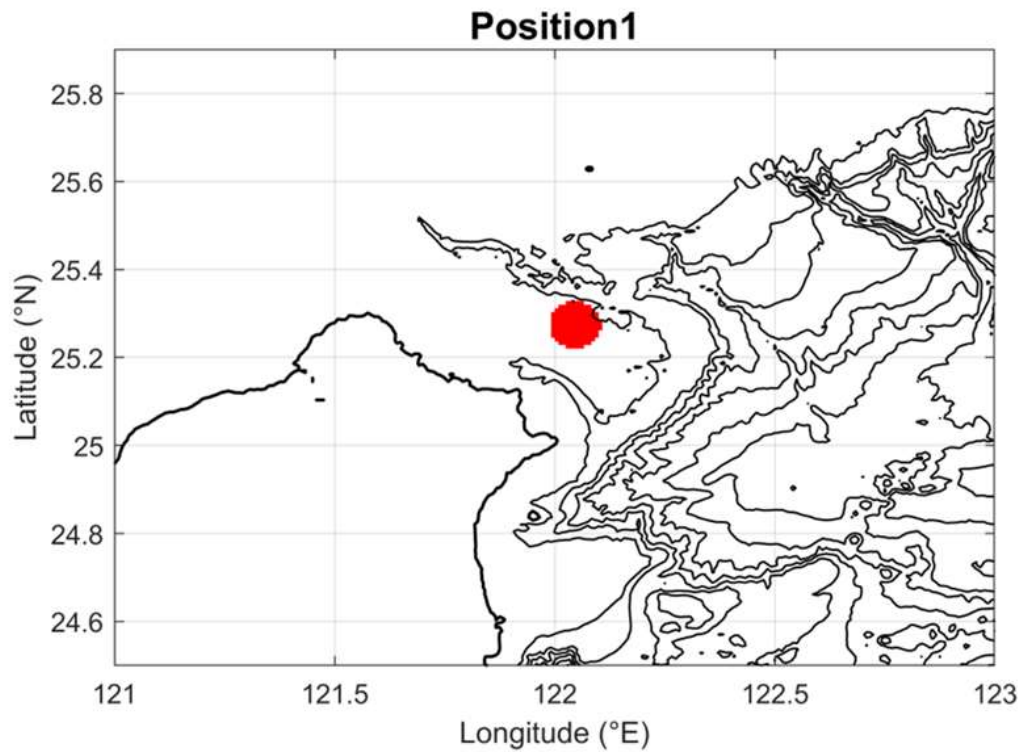


圖 61、潛在海嘯源之情境案例初始波高

根據模擬結果，如圖 67 至圖 97 所示，花瓶嶼之情境案例於金山區域達到 6 公尺之上溯波高，而於頭城則達 2.5 公尺。棉花嶼之案例於金山區域有約 7 公尺之海嘯波高，於頭城區域則有約 4 公尺，其數值於頭城明顯高於歷史文獻所述之波高。相對於彭佳嶼之案例，金山區域之溯上波高約為 6 公尺，頭城則約為 2 公尺，基隆地區之波高則達到 4 公尺，這些數據與歷史文獻之記載相符，因此該情境可能為 1867 年基隆海嘯之海嘯源。基隆嶼之案例於金山區域有約 6 公尺之海嘯溯上高，於頭城區域則有約 0.6 公尺，這一情況下，頭城之波高接近文獻所述，因此本研究將進一步探討複合式海嘯源之可能性，以更全面地理解這些海嘯事件來源和影響。潛在海嘯源之案例中，海嘯於金山地區之溯上高達 6 公尺，於基隆達 5 公尺，於頭城達 2 公尺，此案例於基隆地區之波高大於文獻之波高，因此為當時之海嘯源之可能性較低。

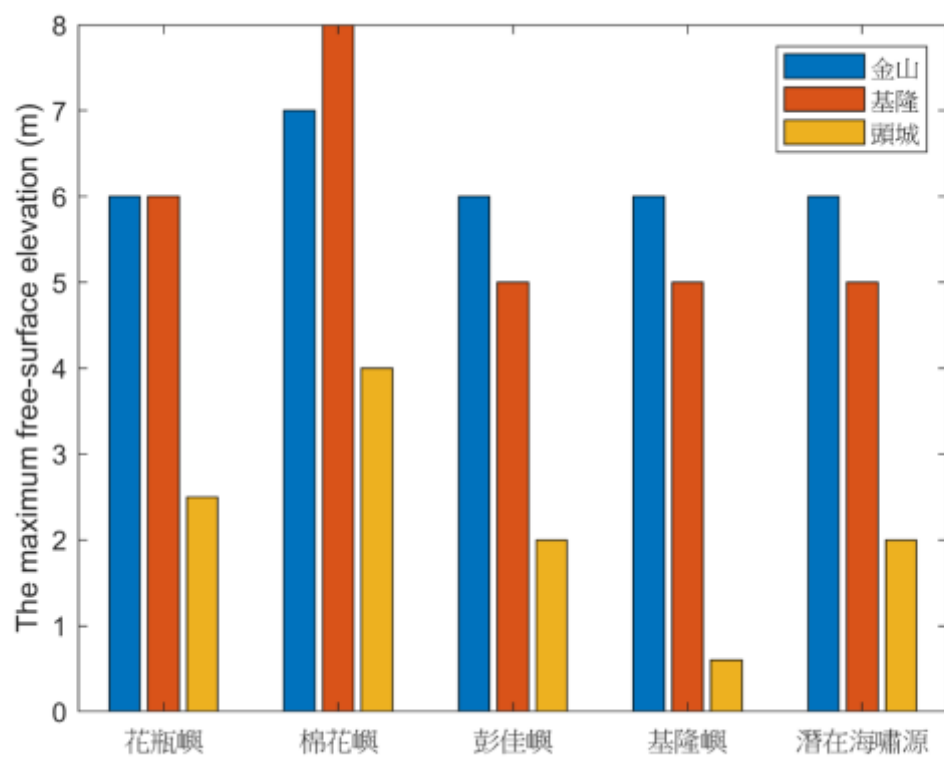


圖 62、各案例之溯上波高

於花瓶嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 17 分鐘抵達金山，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 14 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 6 公尺；約 33 分鐘後抵達頭城，波高達 2.5 公尺。

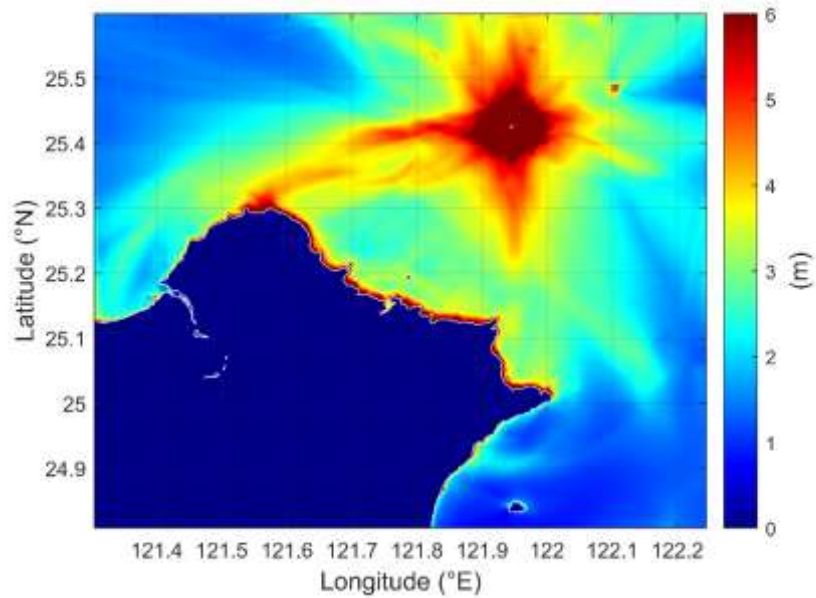


圖 63、花瓶嶼火山情境之海嘯最大波高

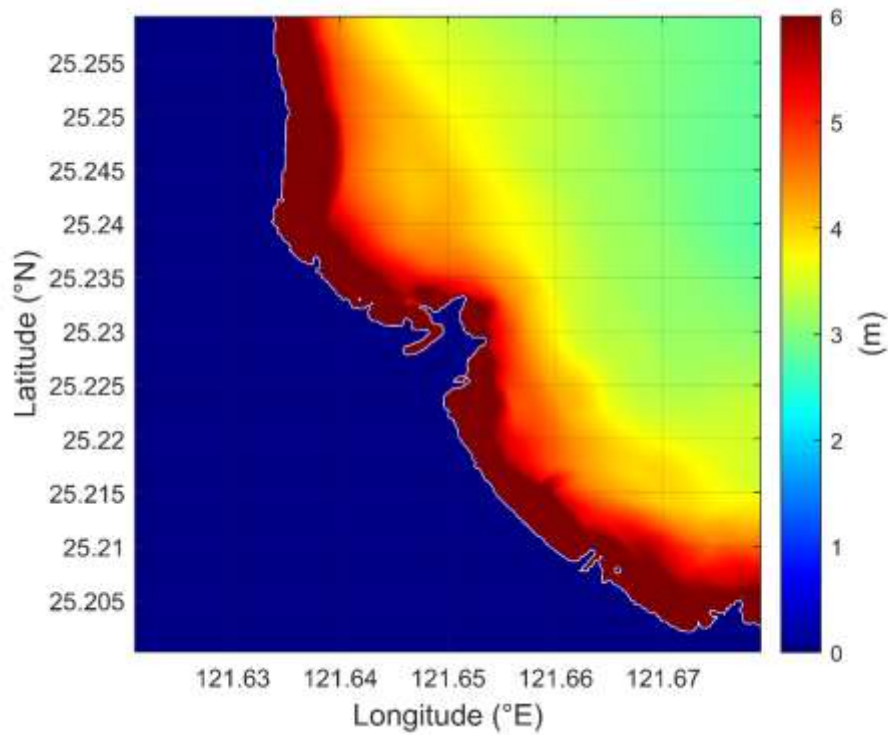


圖 64、花瓶嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

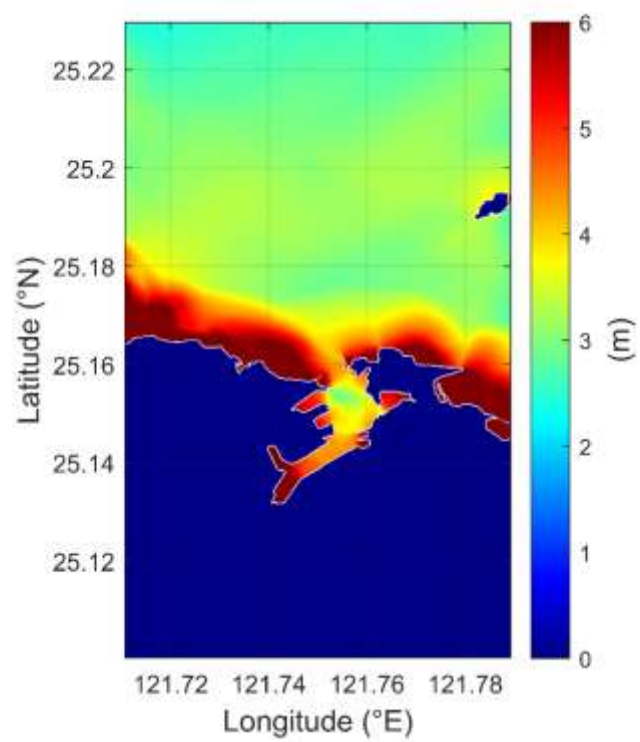


圖 65、花瓶嶼火山情境於基隆之海嘯最大波高

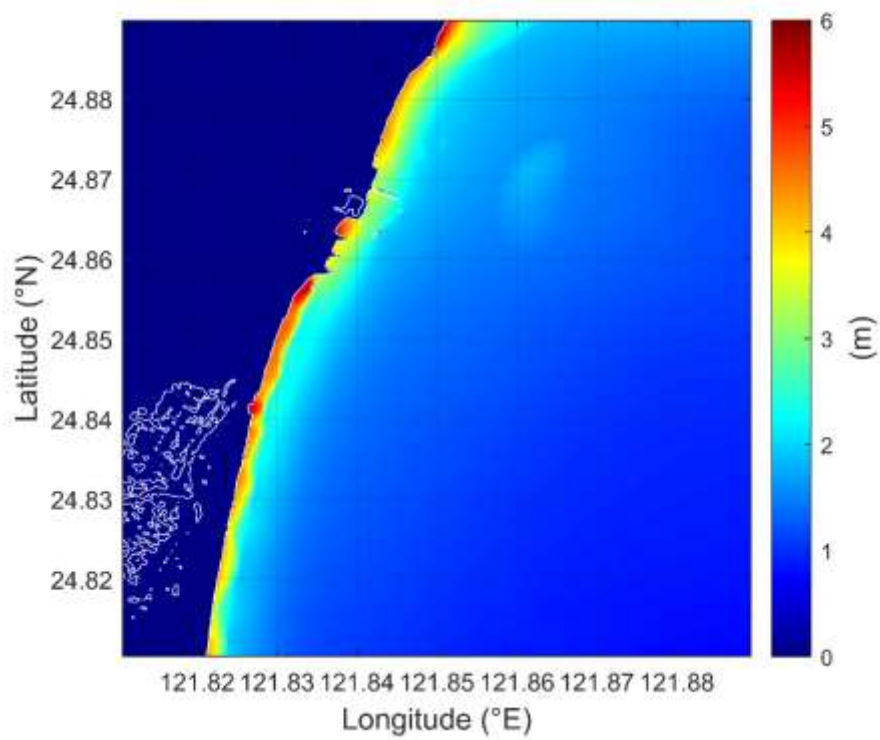


圖 66、花瓶嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

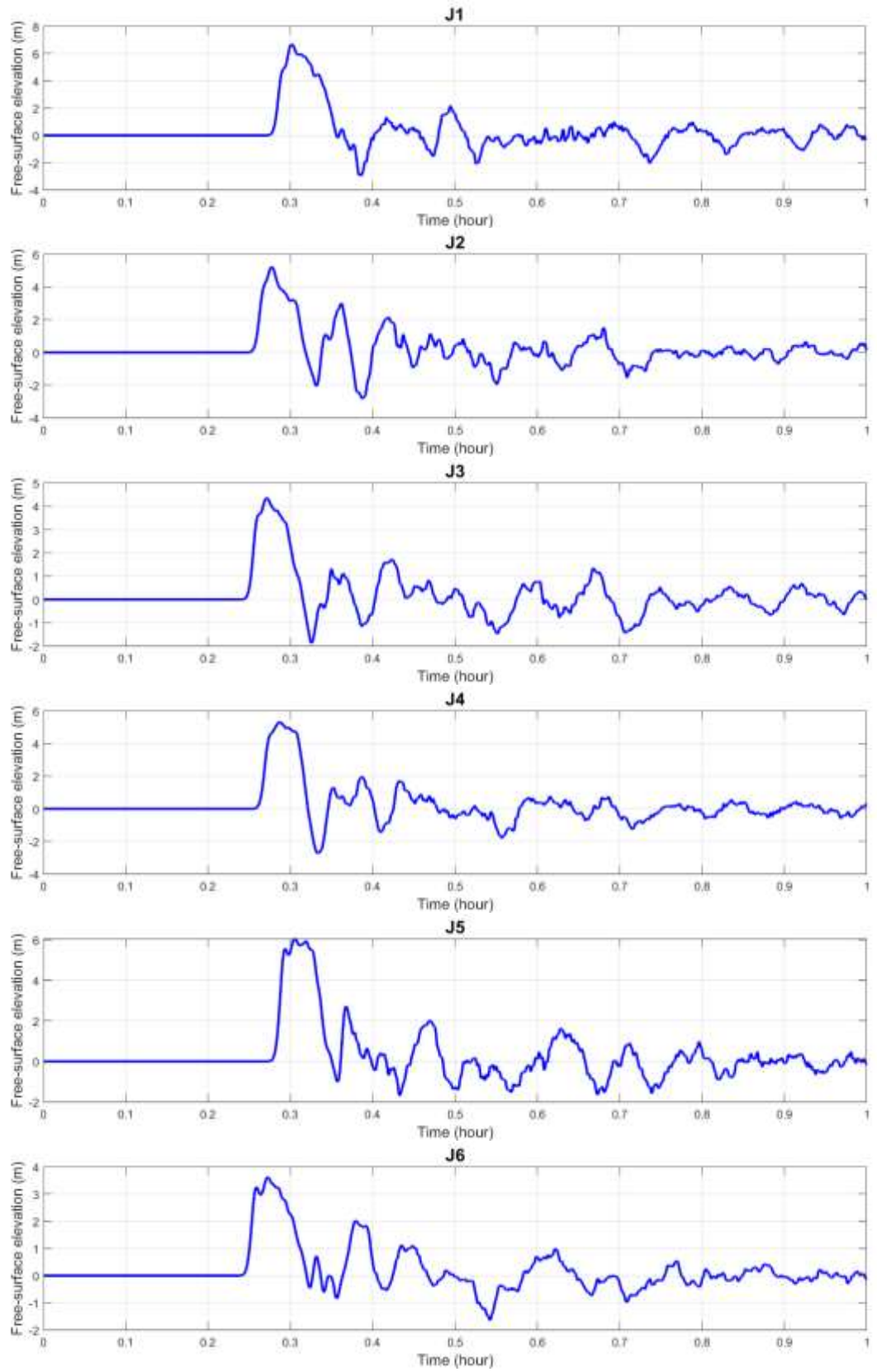


圖 67、花瓶嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

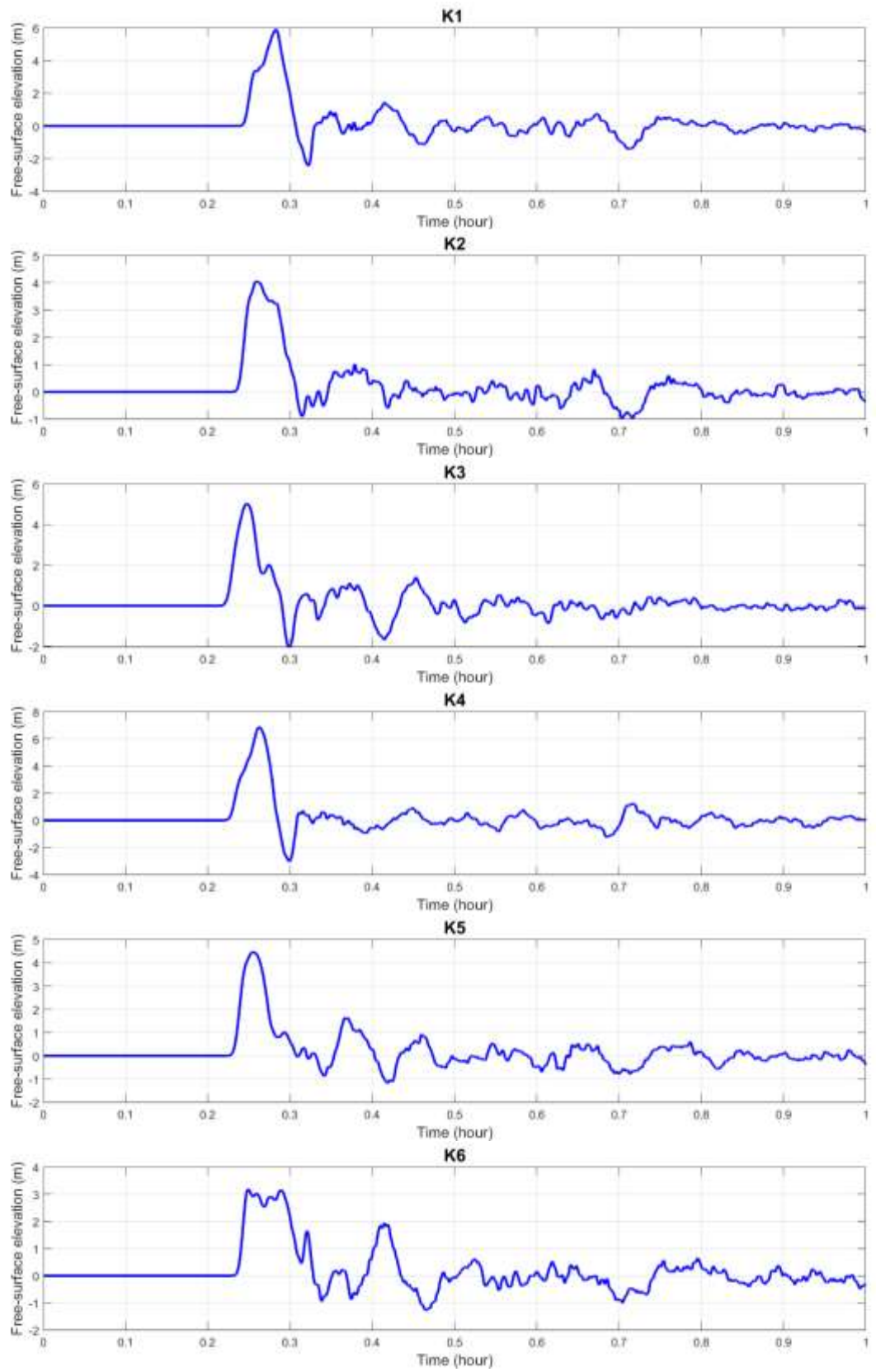


圖 68、花瓶嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

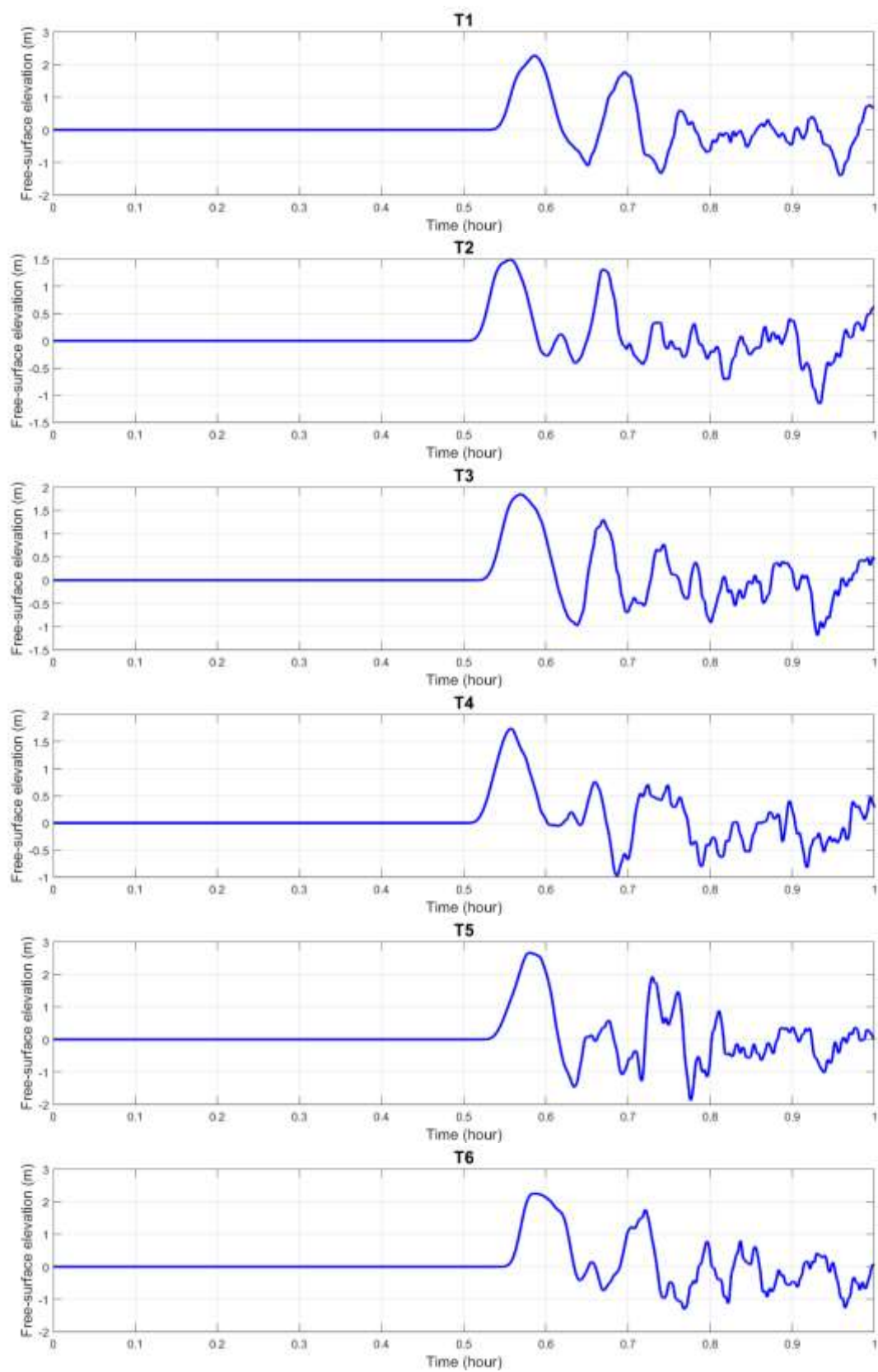


圖 69、花瓶嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於棉花嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 21 分鐘抵達金山，且達到 7 公尺之上溯波高；於事件發生後 18 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 8 公尺；約 32 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 4 公尺。

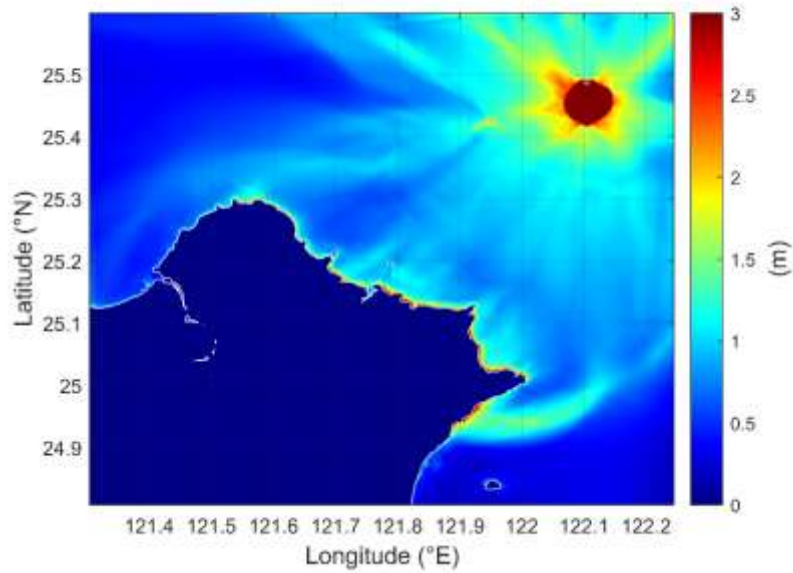


圖 70、棉花嶼火山情境之海嘯最大波高

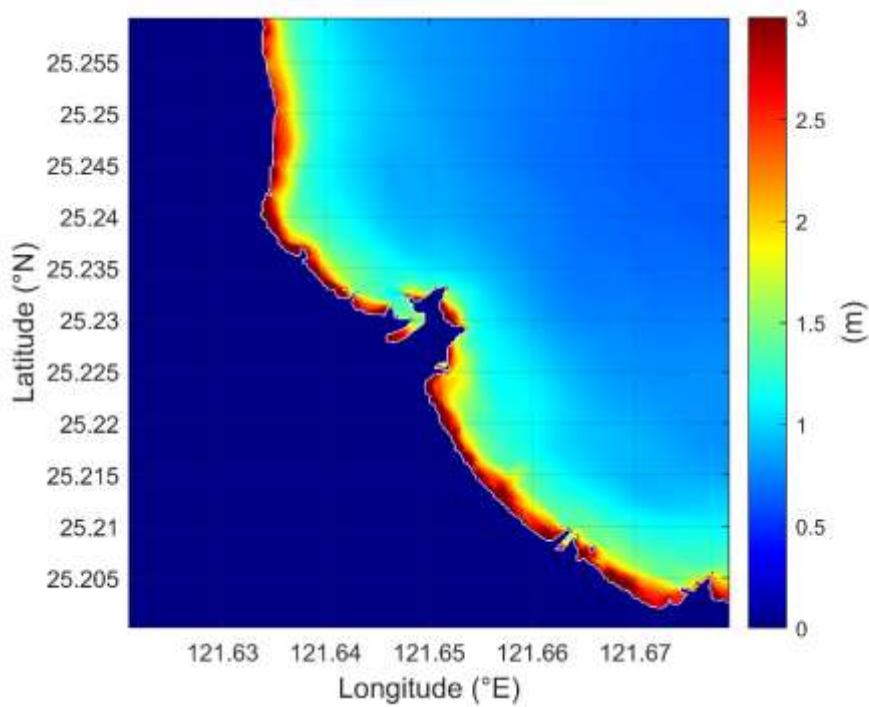


圖 71、棉花嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

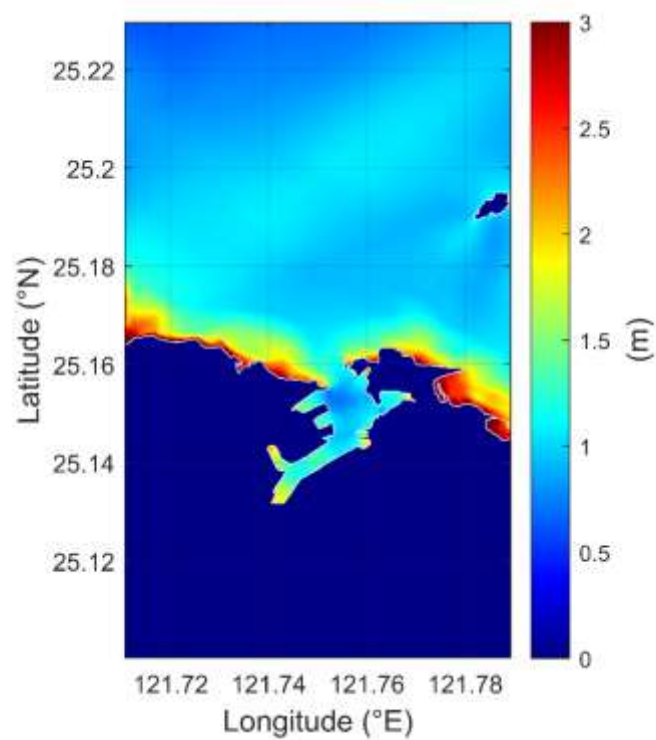


圖 72、棉花嶼火山情境於基隆之海嘯最大波高

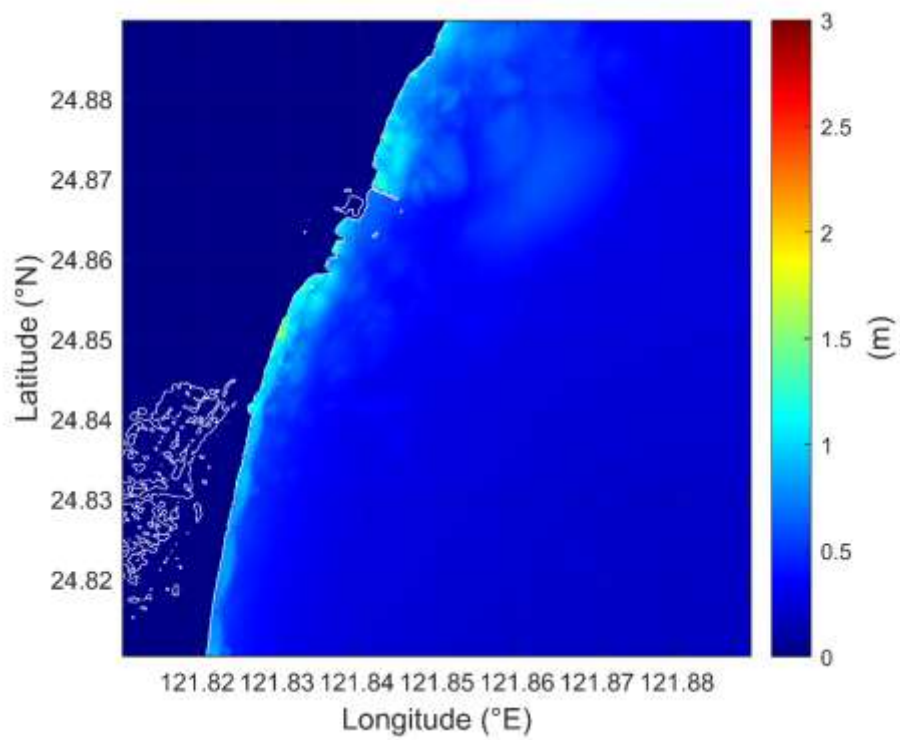


圖 73、棉花嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

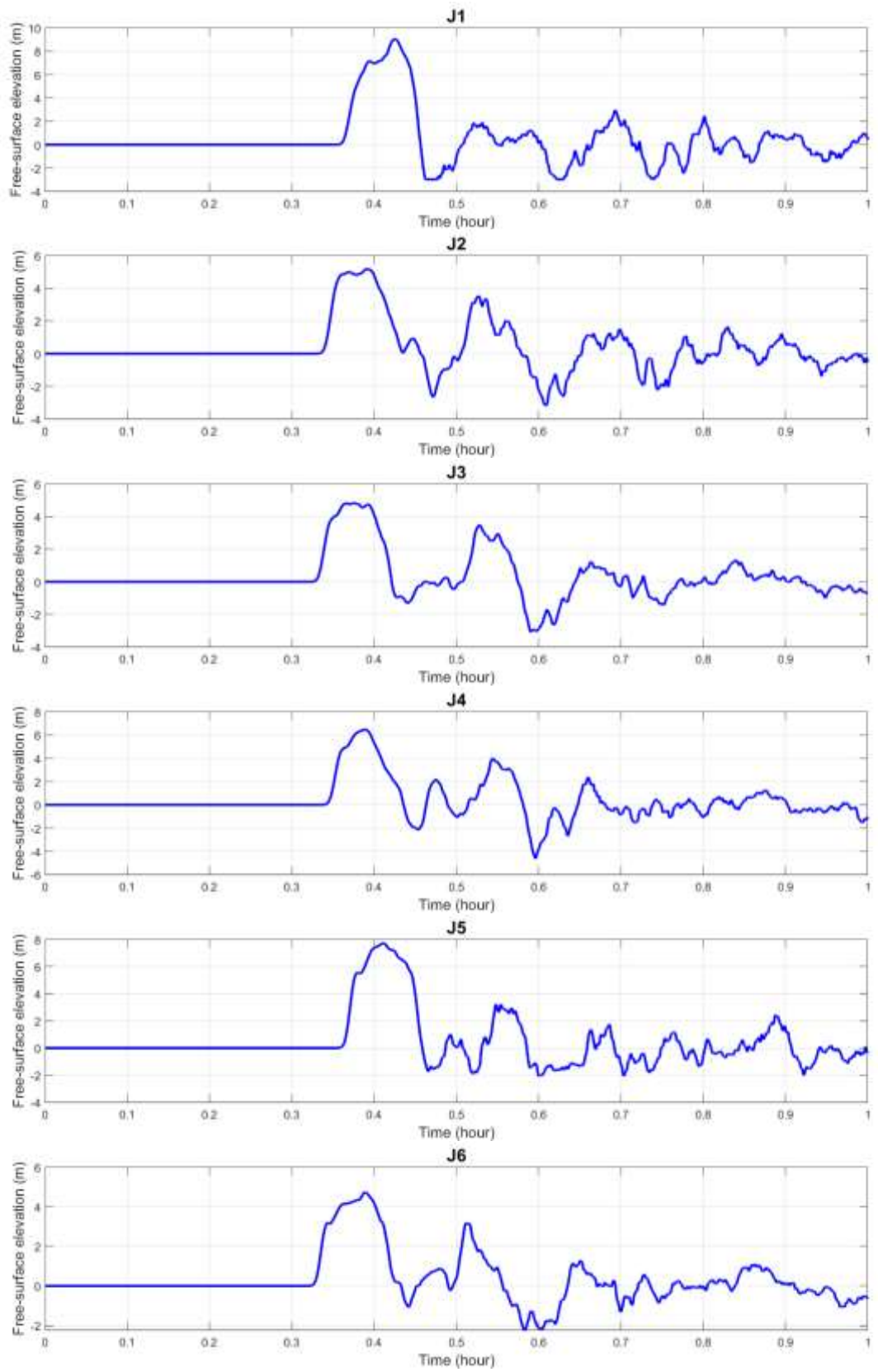


圖 74、棉花嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

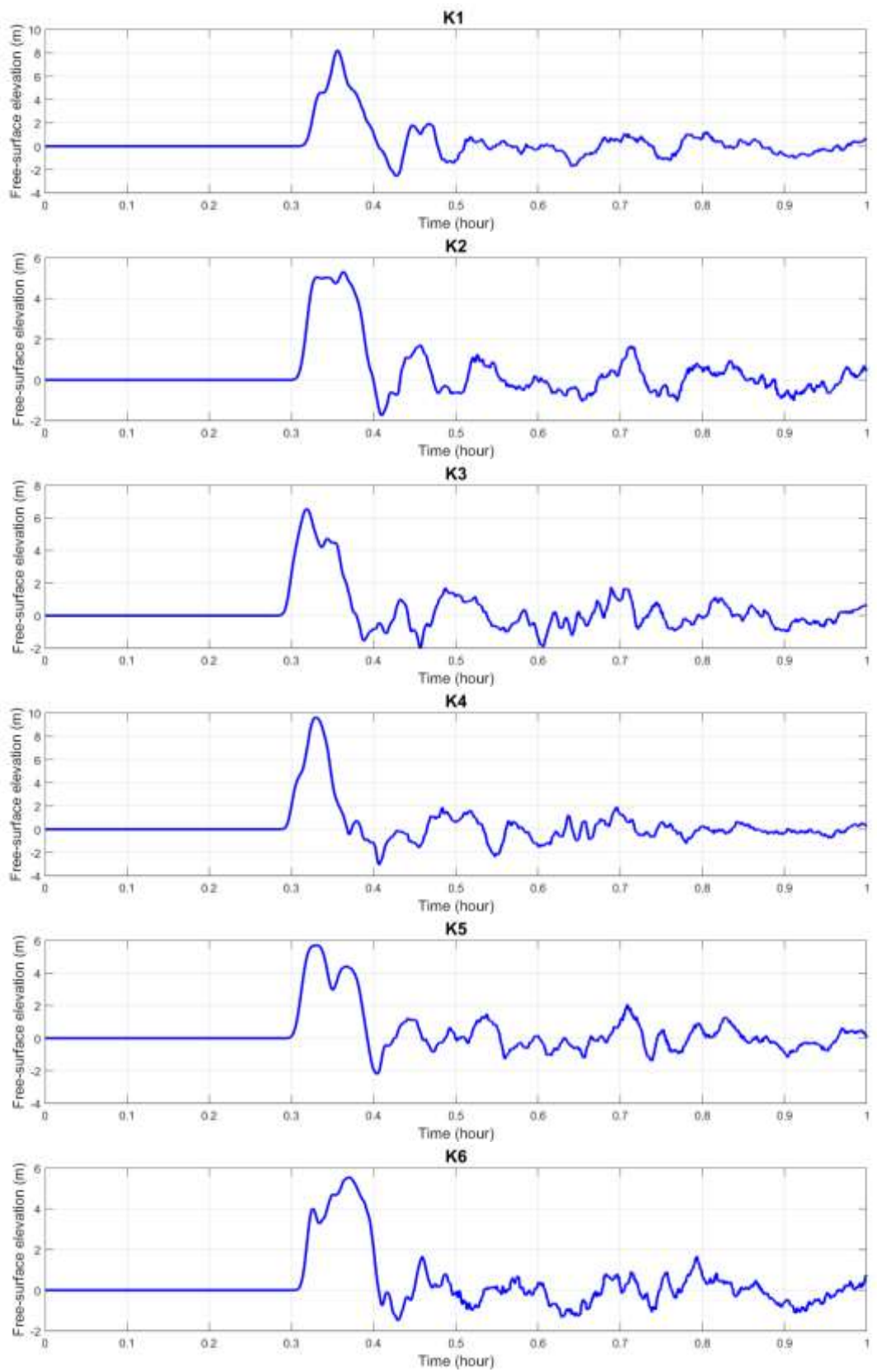


圖 75、棉花嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

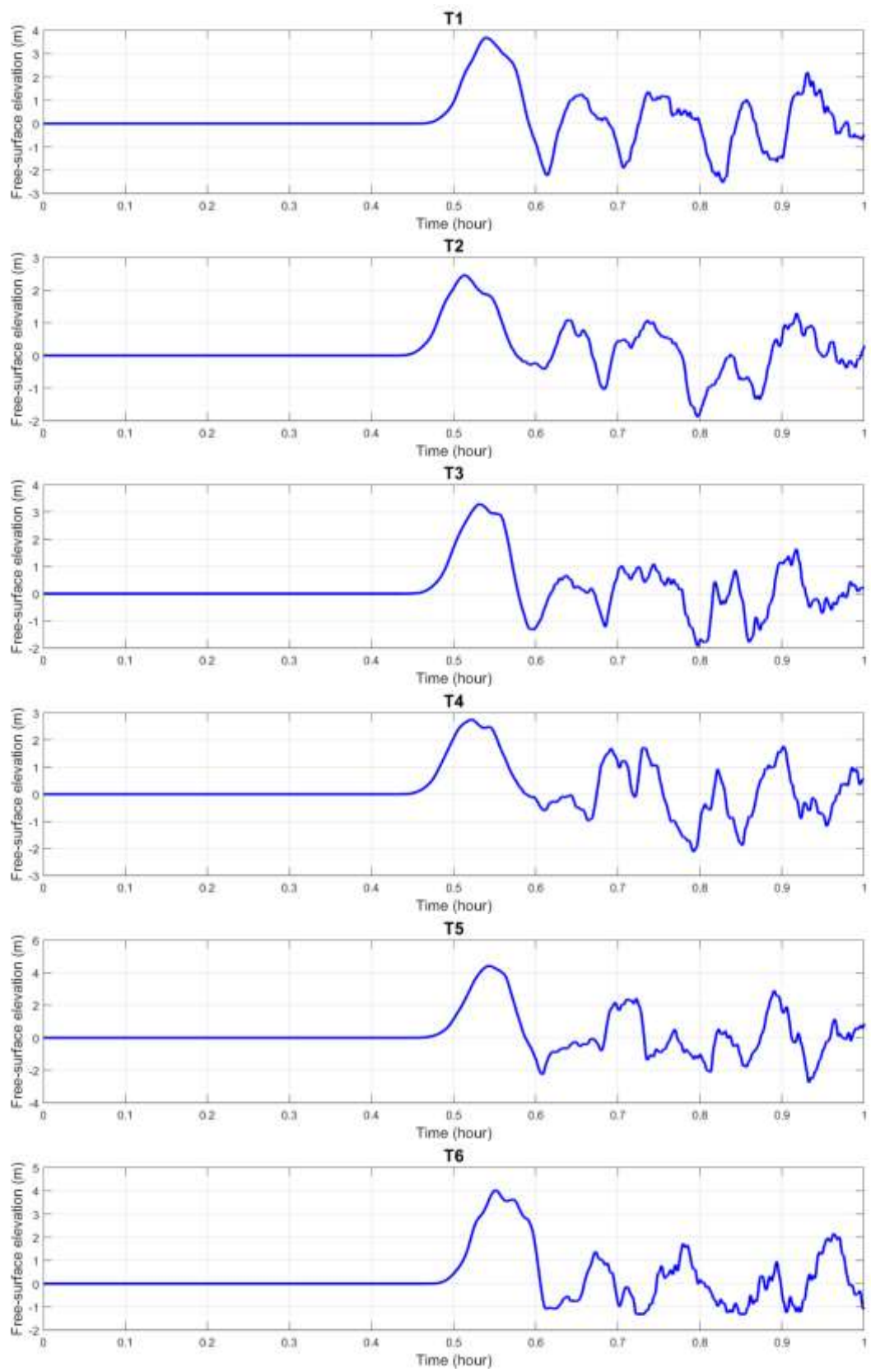


圖 76、棉花嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於彭佳嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 29 分鐘抵達金山，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 25 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 5 公尺；約 36 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 2 公尺。

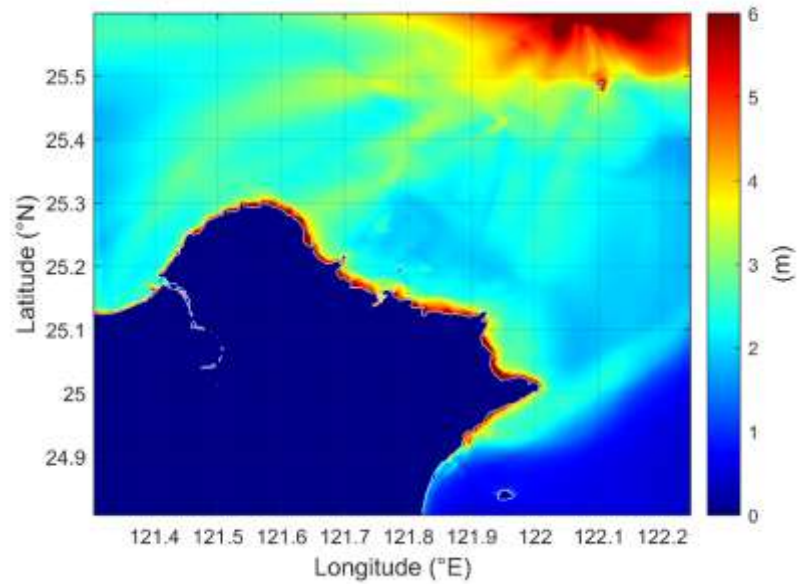


圖 77、彭佳嶼火山情境之海嘯最大波高

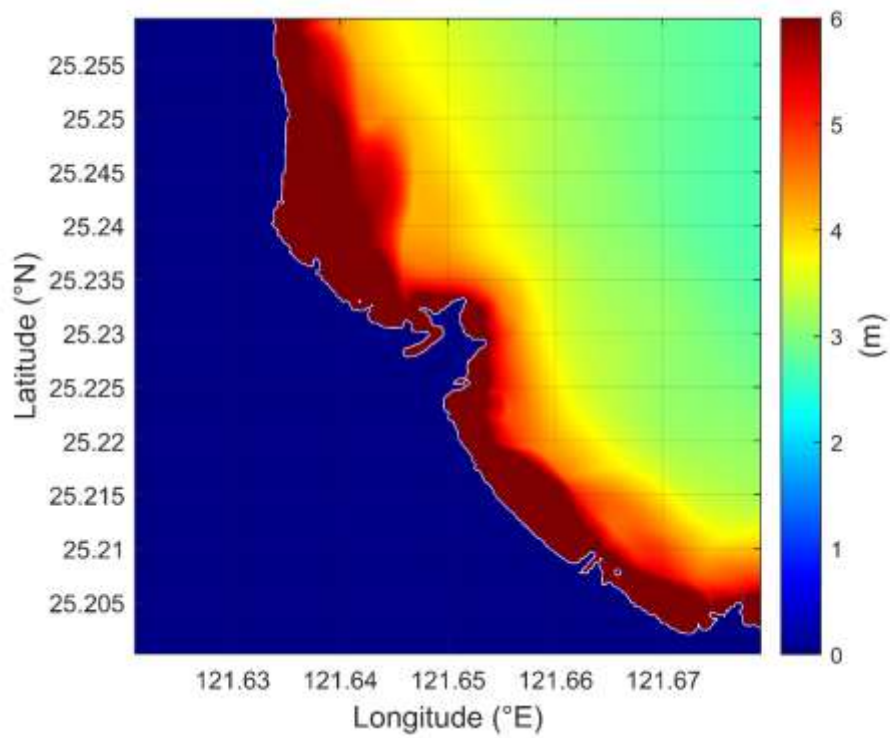


圖 78、彭佳嶼火山情境於金山之海嘯最大波高

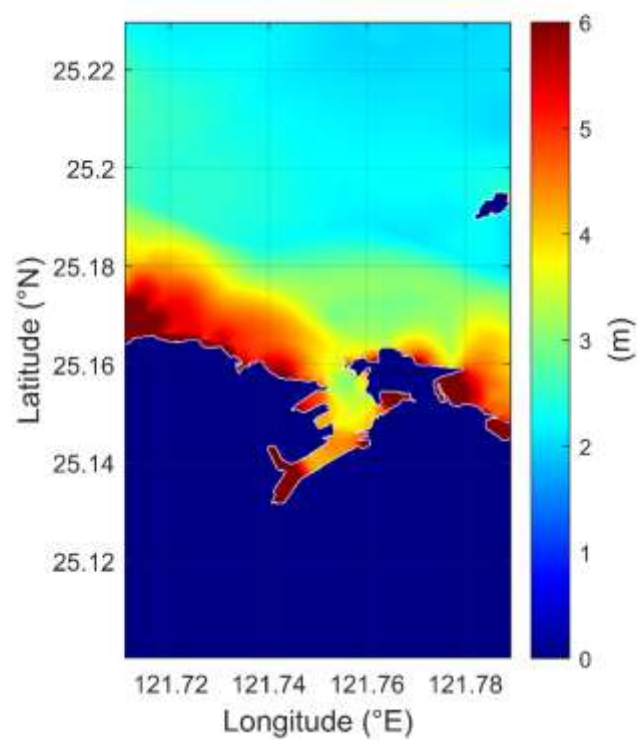


圖 79、彭佳嶼火山情境於基隆之海嘯最大波高

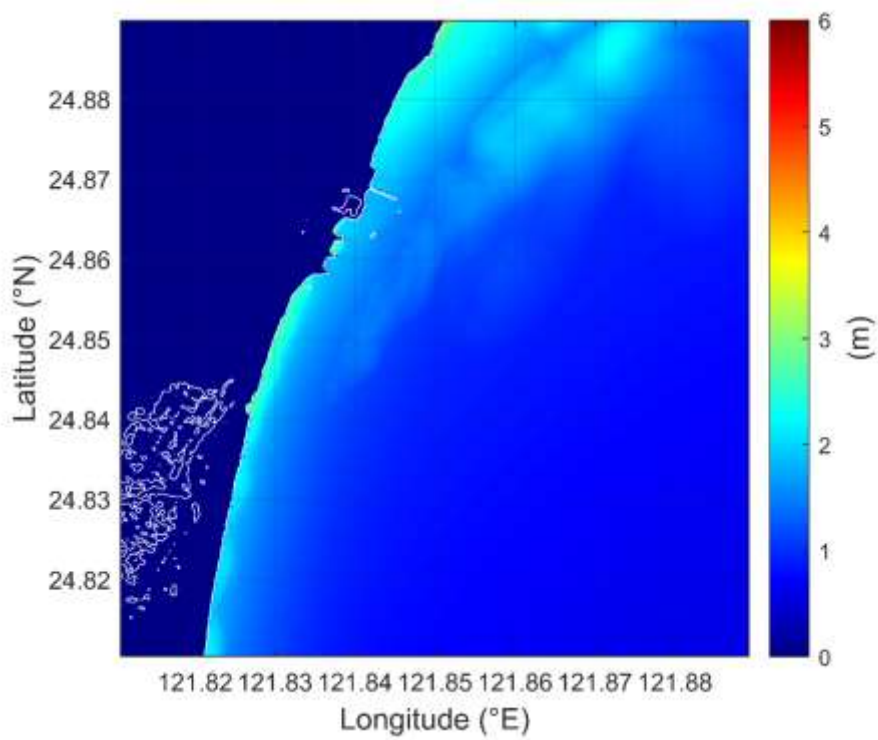


圖 80、彭佳嶼火山情境於頭城之海嘯最大波高

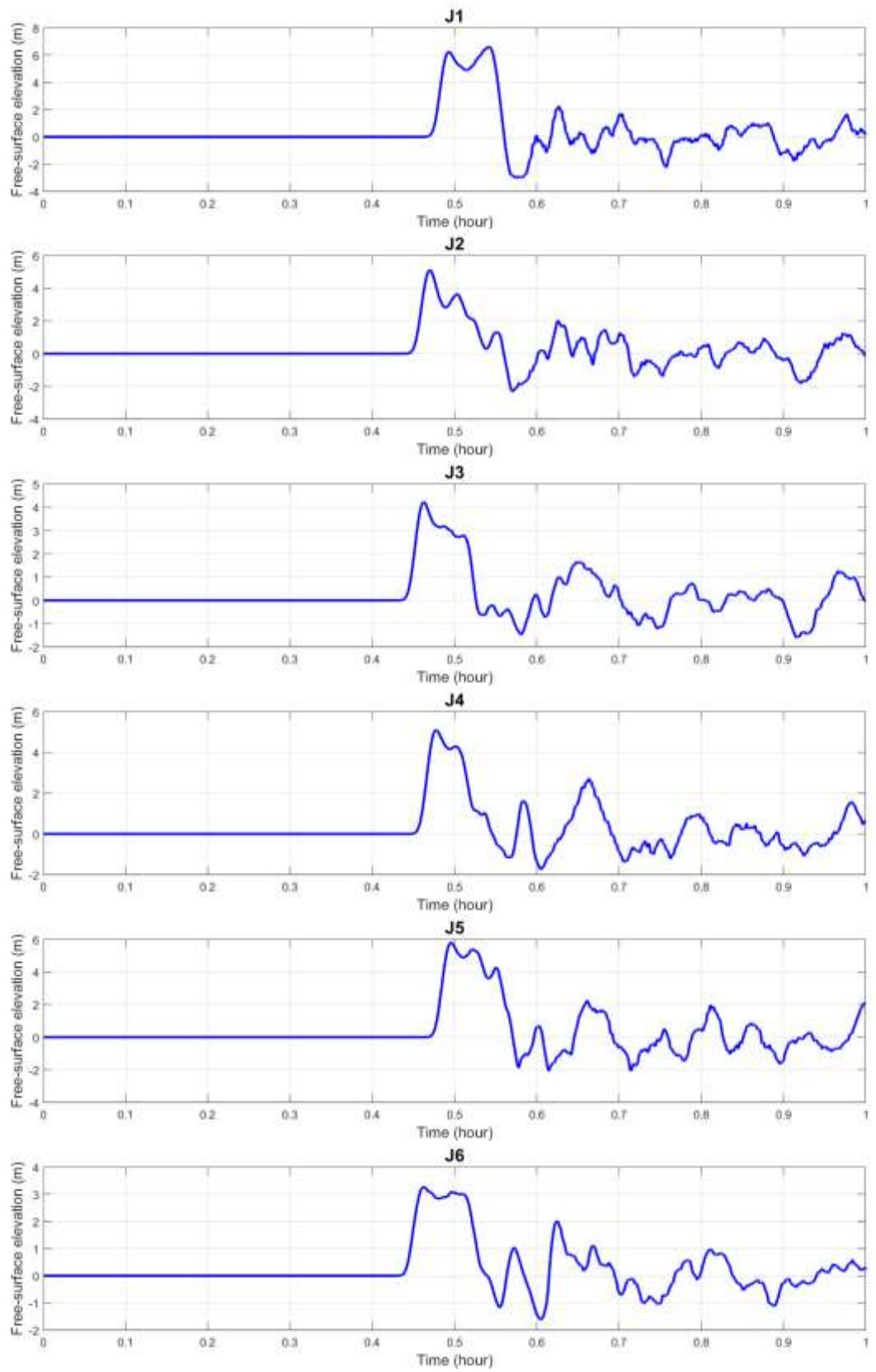


圖 81、彭佳嶼火山情境於金山潮位計之時序波高圖

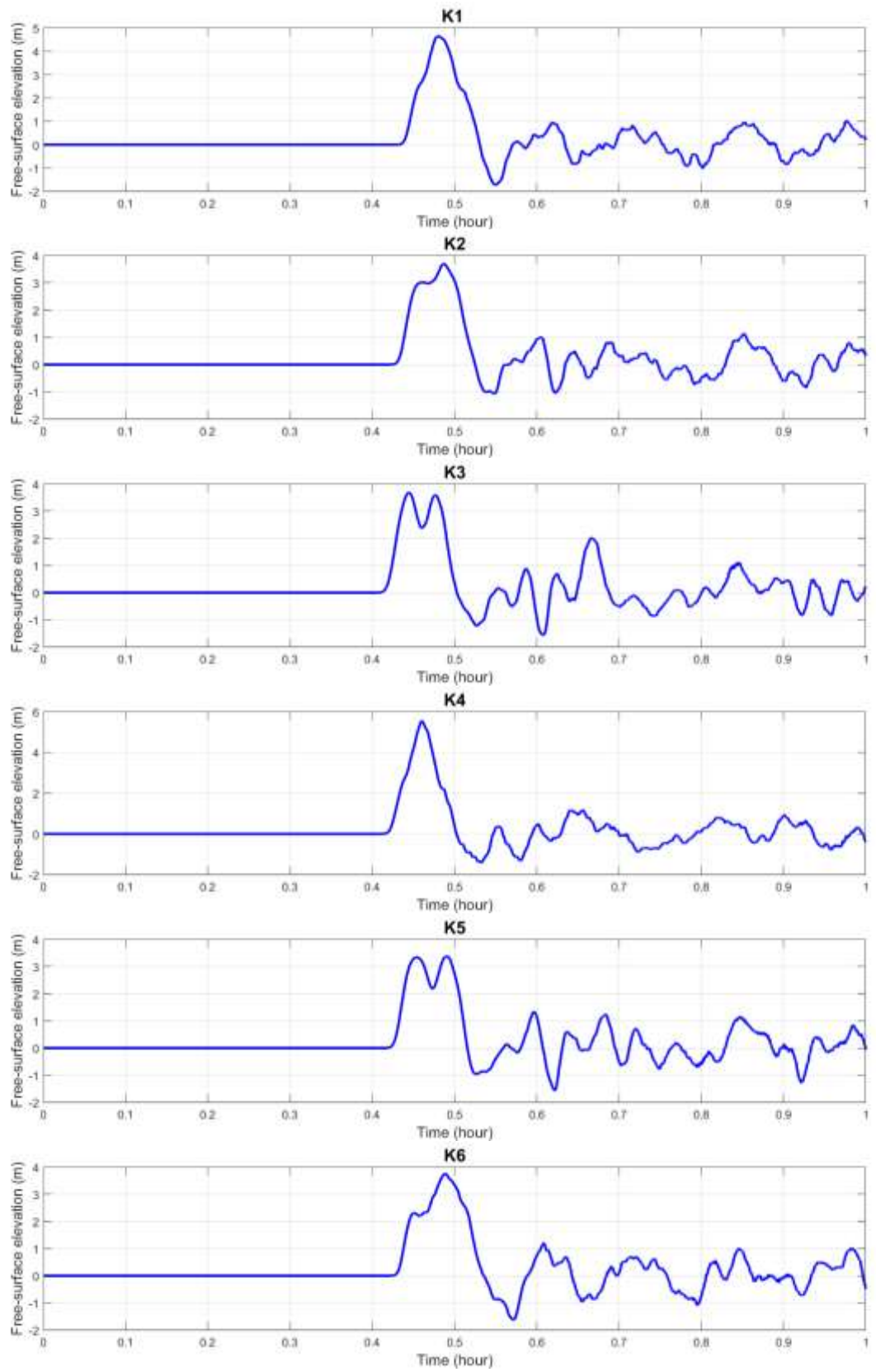


圖 82、彭佳嶼火山情境於基隆潮位計之時序波高圖

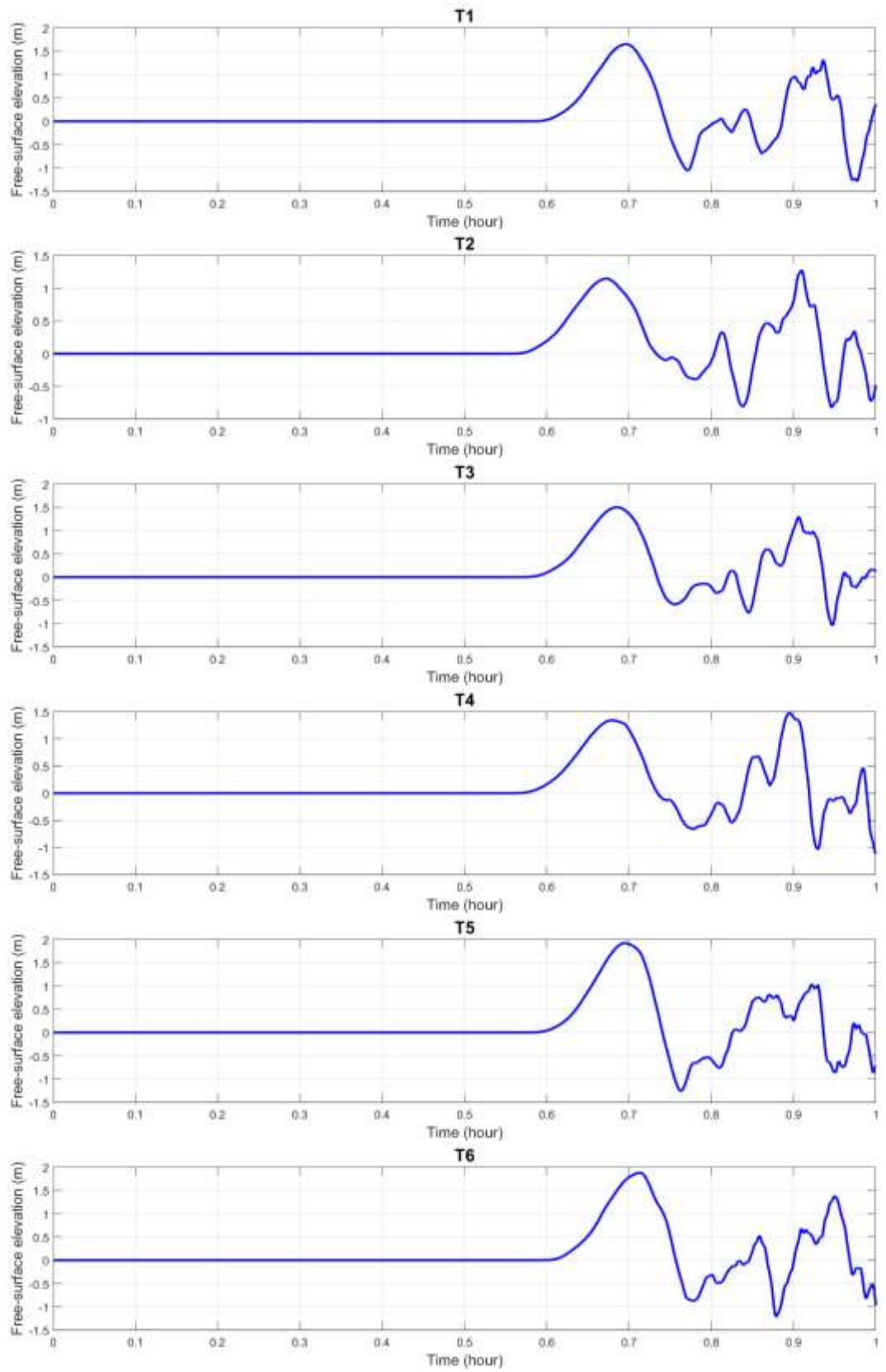


圖 83、彭佳嶼火山情境於頭城潮位計之時序波高圖

於基隆嶼之案例，海嘯於火山事件發生後 10 分鐘抵達金山，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 6 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 5 公尺；約 32 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 0.6 公尺。

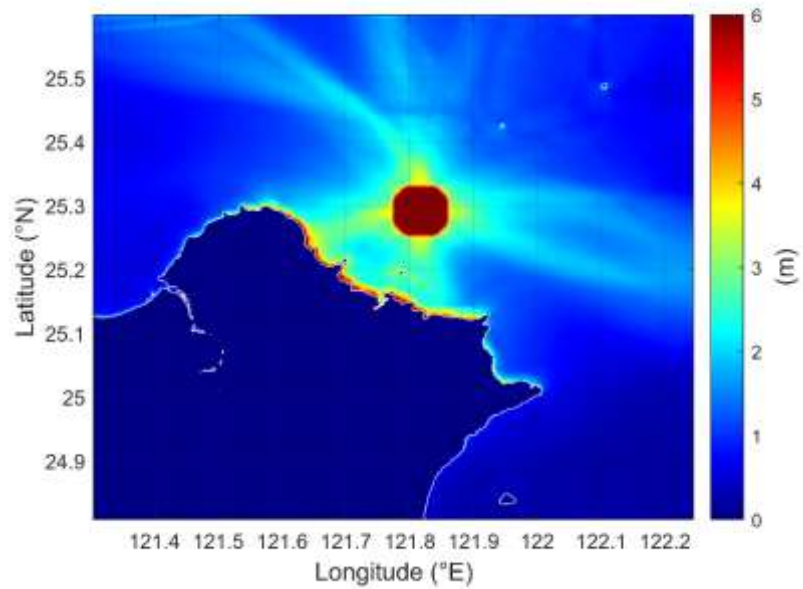


圖 84、基隆嶼情境之海嘯最大波高

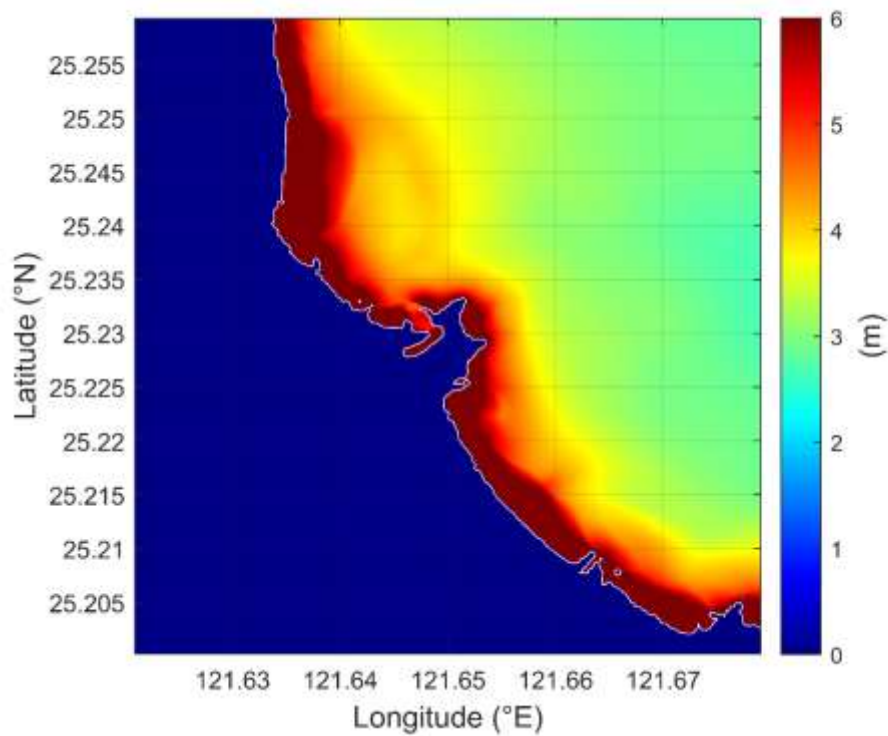


圖 85、基隆嶼潛在海嘯源情境於金山之海嘯最大波高

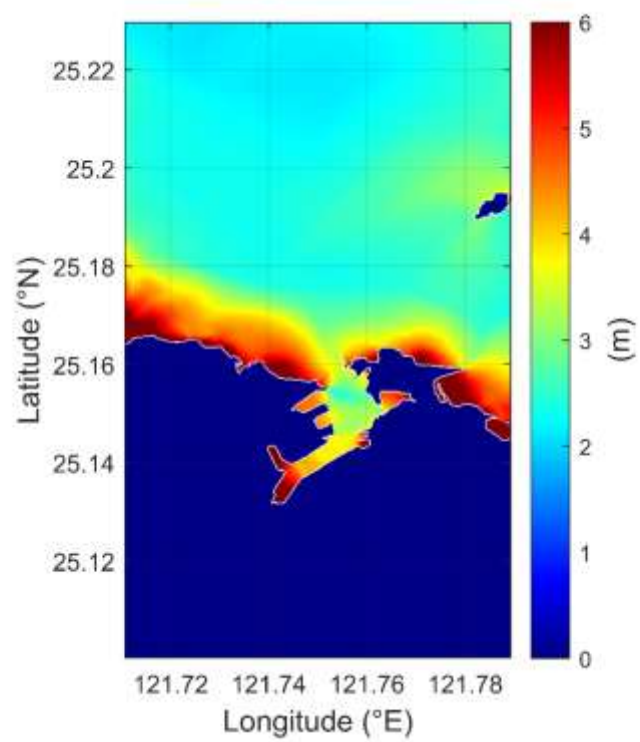


圖 86、基隆嶼情境於基隆之海嘯最大波高

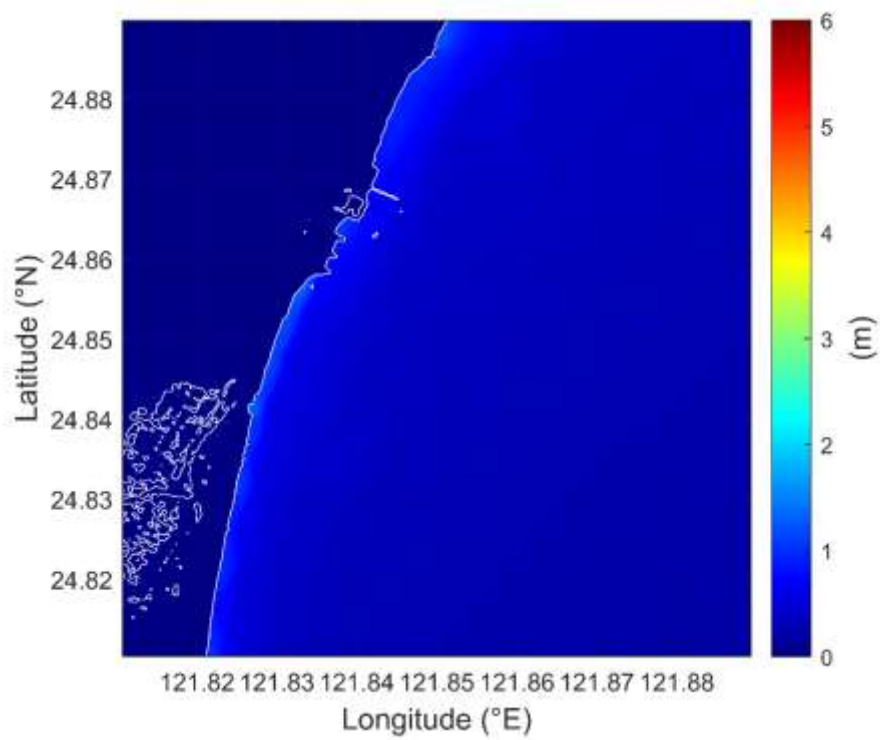


圖 87、基隆嶼情境於頭城之海嘯最大波高

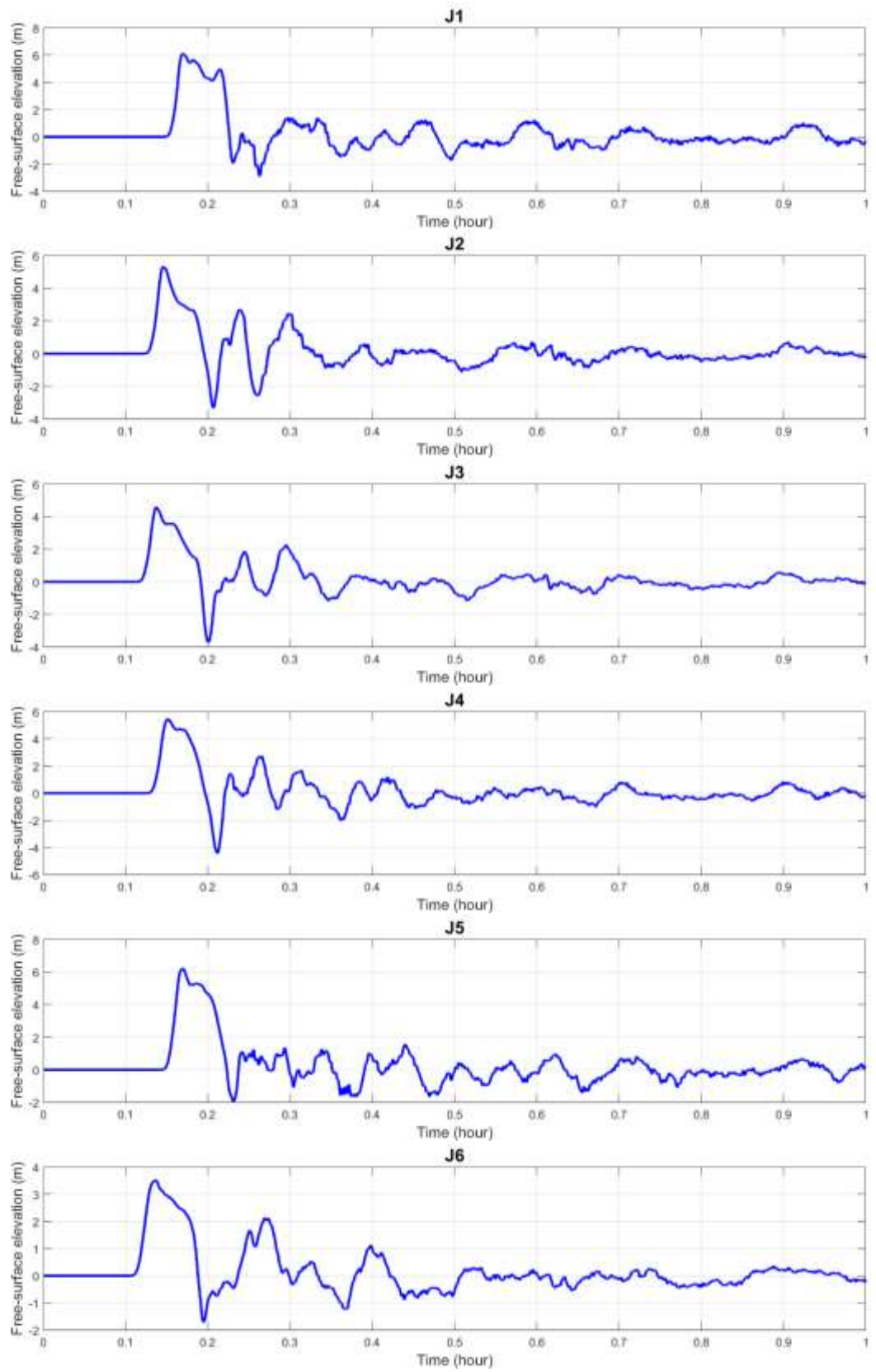


圖 88、基隆嶼情境於金山潮位計之時序波高圖

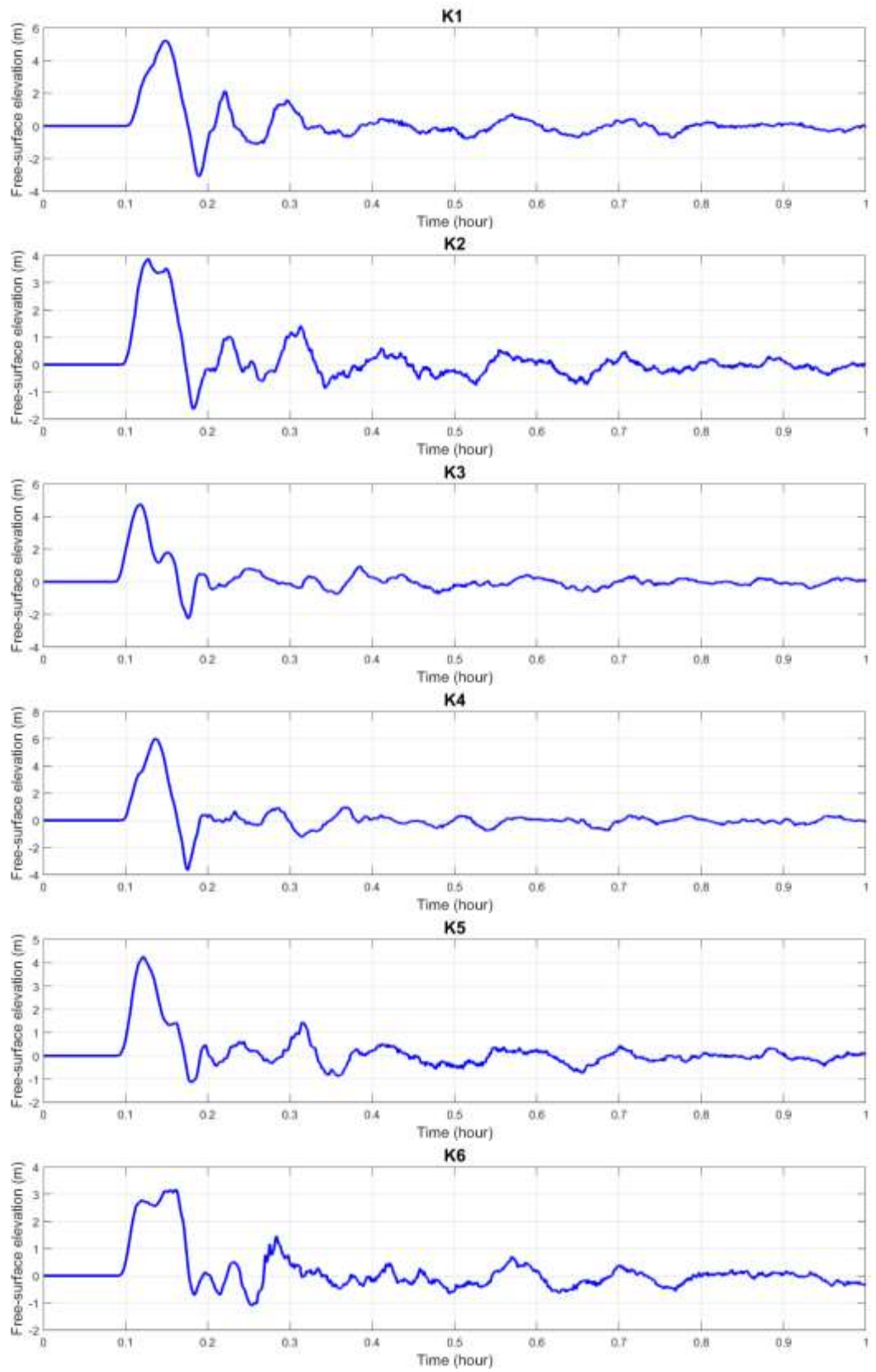


圖 89、基隆嶼情境於基隆潮位計之時序波高圖

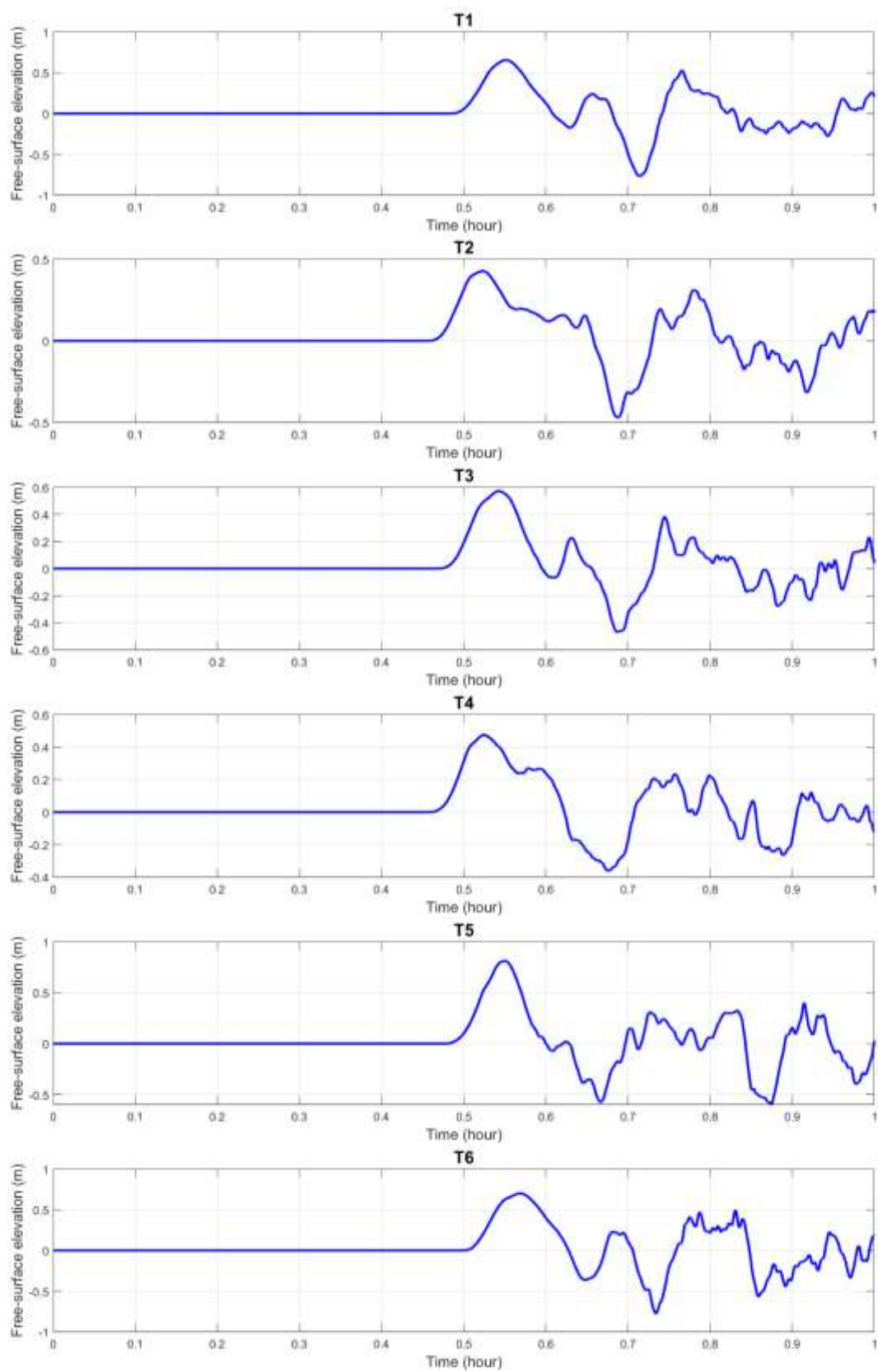


圖 90、基隆嶼情境於頭城潮位計之時序波高圖

於潛在海嘯源之案例，海嘯於火山事件發生後 18 分鐘抵達金山，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 12 分鐘抵達基隆港，上溯波高為 5 公尺；約 24 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 2 公尺。

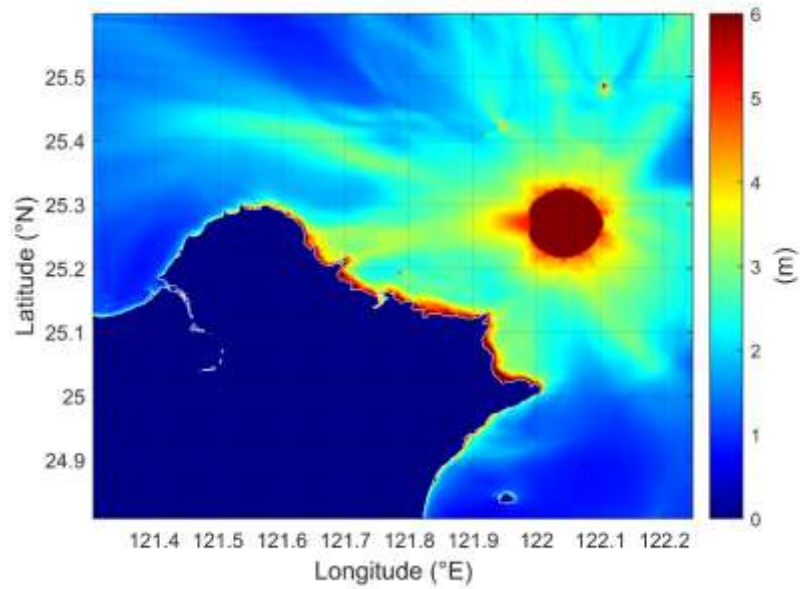


圖 91、潛在海嘯源情境之海嘯最大波高

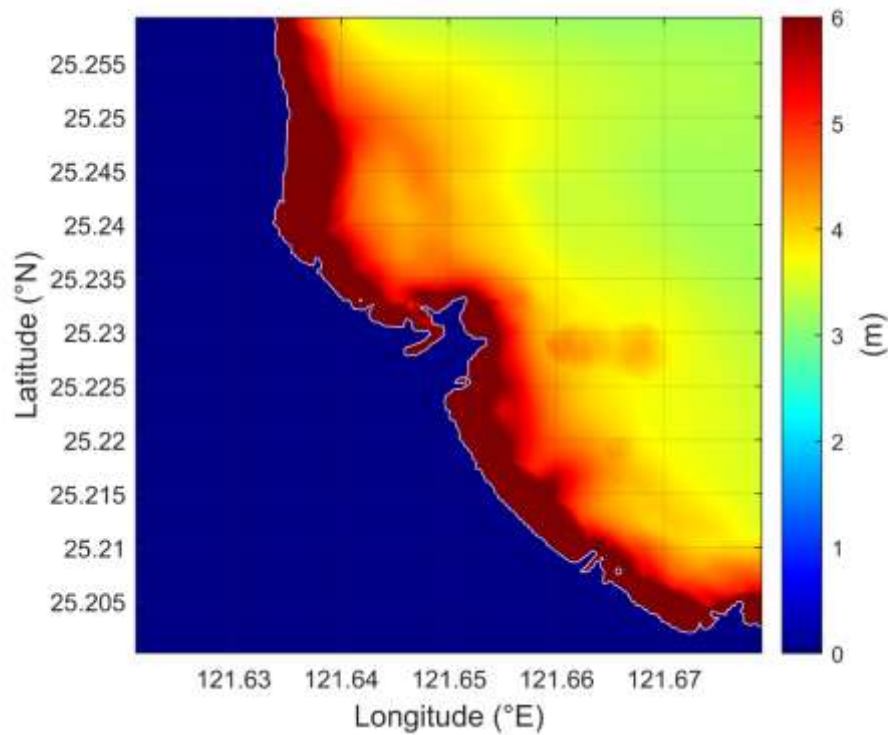


圖 92、潛在海嘯源情境於金山之海嘯最大波高

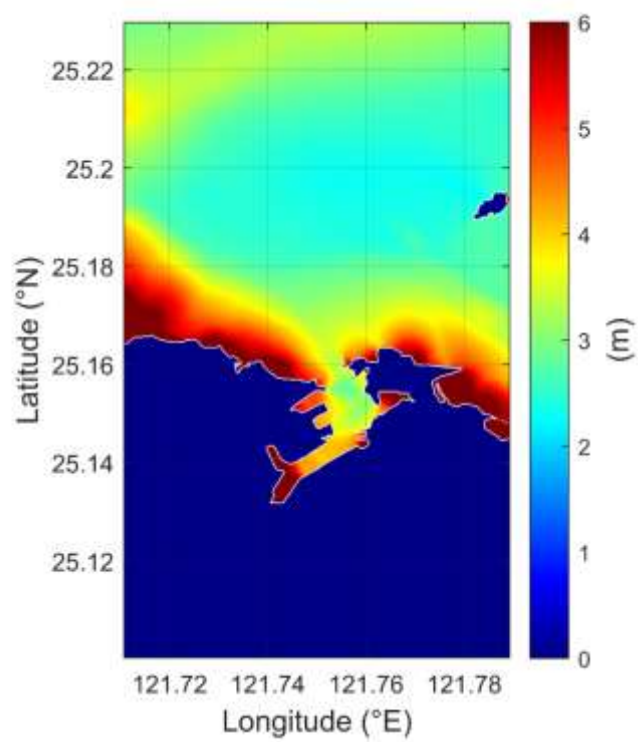


圖 93、潛在海嘯源情境於基隆之海嘯最大波高

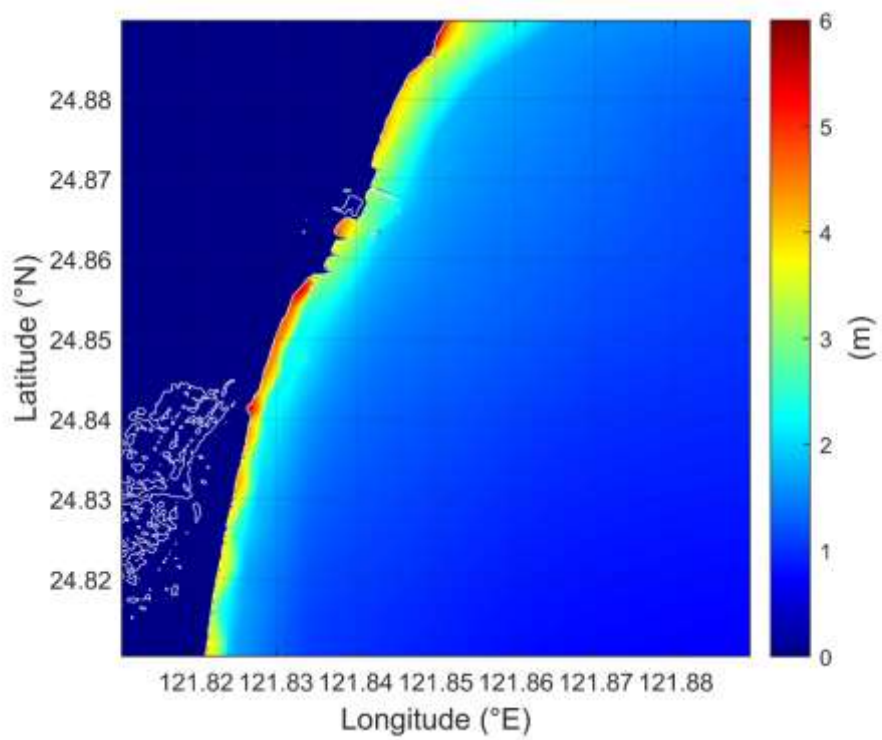


圖 94、潛在海嘯源情境於頭城之海嘯最大波高

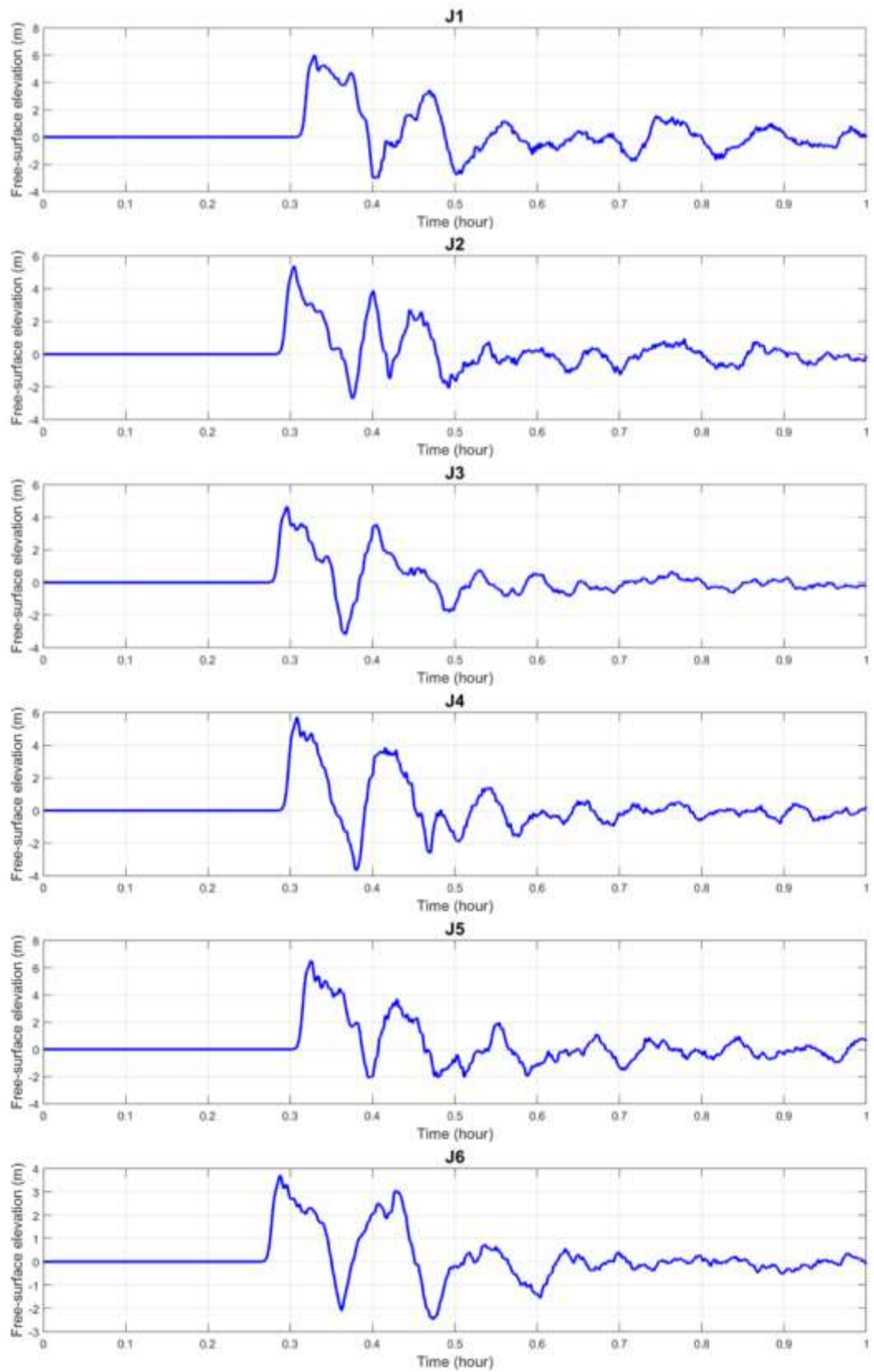


圖 95、潛在海嘯源情境於金山潮位計之時序波高圖

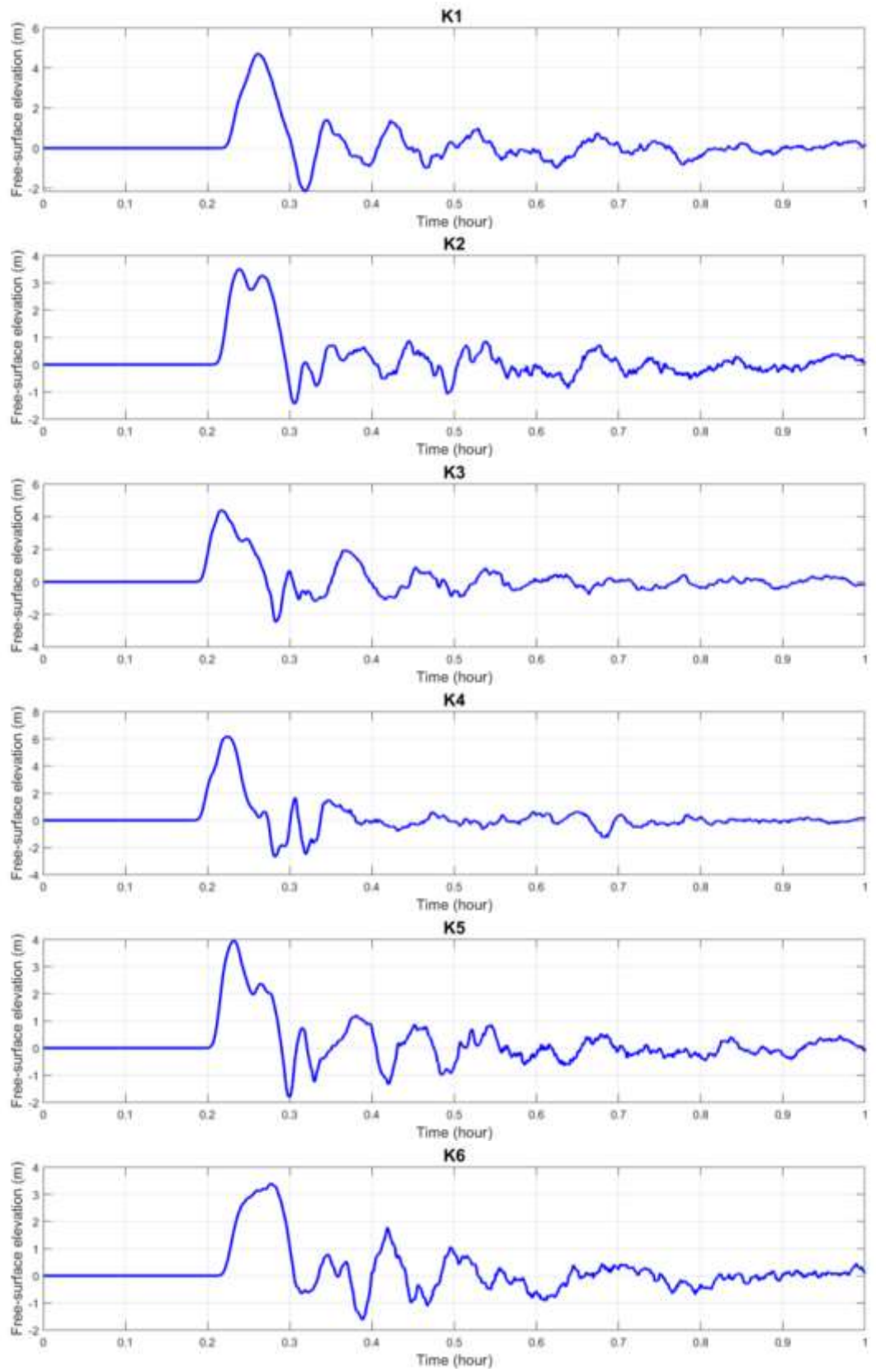


圖 96、潛在海嘯源情境於基隆潮位計之時序波高圖

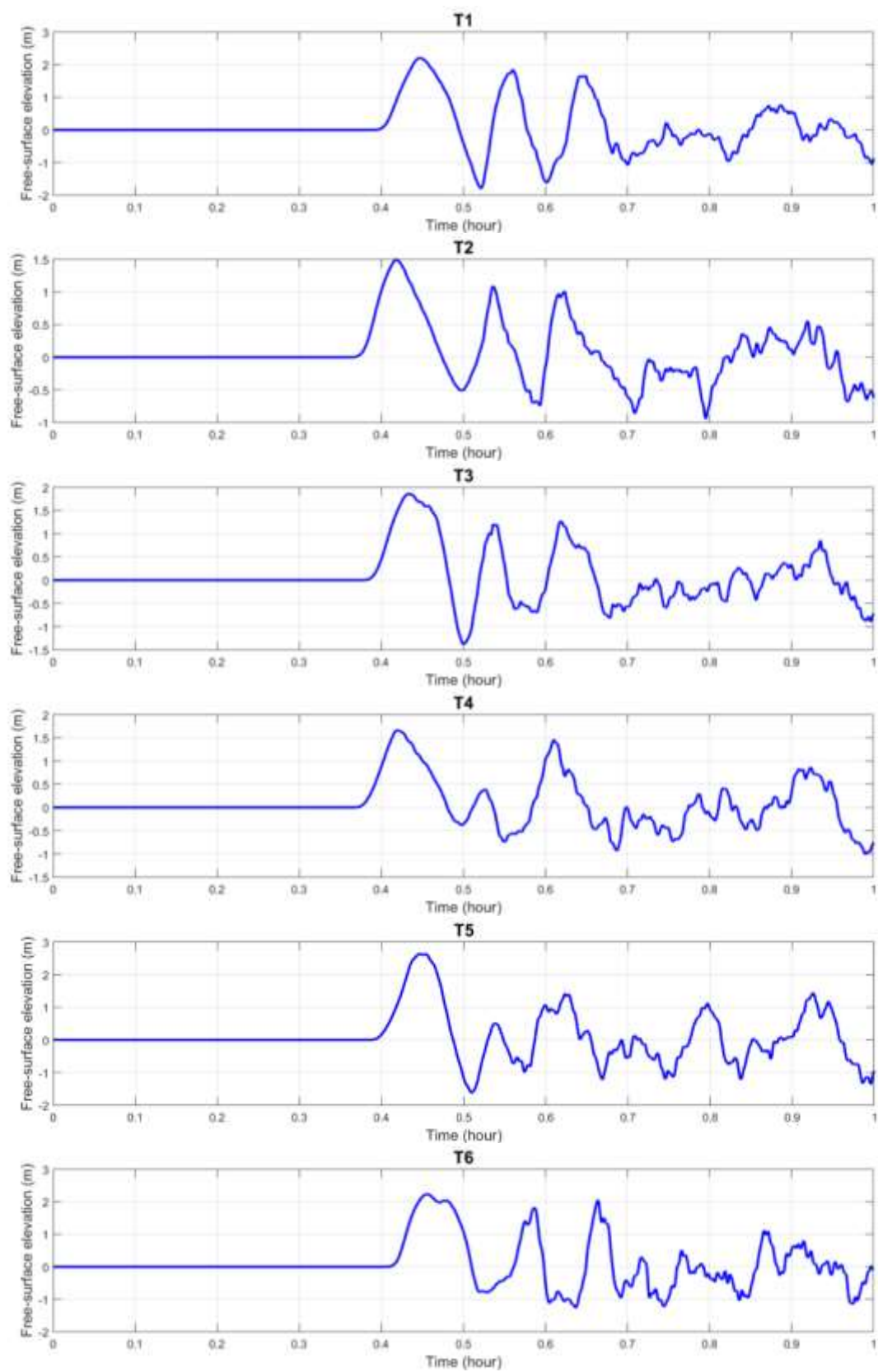


圖 97、潛在海嘯源情境於頭城潮位計之時序波高圖

七、山崩型海嘯情境模擬

臺灣北部之地勢複雜，除了擁有多座海底火山外，還需特別考慮海底山崩潛在之風險。海底山崩通常發生在斜坡、海底峽谷及海底火山周圍。臺灣北部基隆海谷、棉花峽谷和北棉花峽谷等地區，正是這些高風險地帶。本研究參考李（2014）對海底山崩相關參數之研究，進行三組海嘯情境模擬，並確保各情境所產生之海嘯波高於到達金山時符合歷史文獻中所描述 6 至 7 公尺之標準。海底山崩所產生之初始海嘯波振幅，受崩移塊體之長度、寬度、厚度、水深及斜坡角度等因素影響（Watts et al., 2005）。如圖 4.14 所示，波高轉換關係可以用式(七-1)表示，其中 η 為波高。

$$\eta = 0.0286 \times T \times (1 - 0.75 \sin \theta) \times \left(\frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \quad (七-1)$$

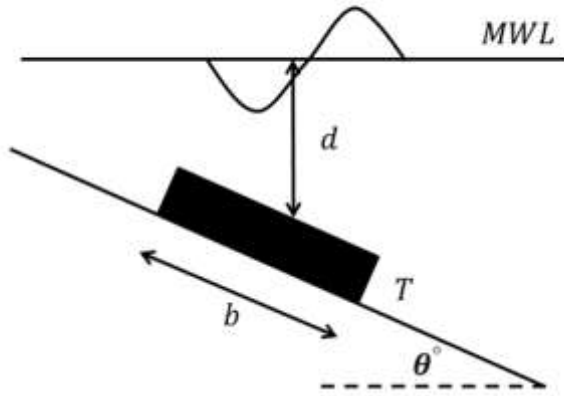


圖 98、山崩型海嘯之初始自由液面變化轉換(Watts et al.,2005)，其中 d 為塊體中心點水深， T 為塊體厚度， b 為塊體長度， θ 為斜坡角度。

海嘯情境模擬總時長為 1 小時，第一層模擬範圍 $121^{\circ}\text{E} \sim 123^{\circ}\text{E}$ $24.5^{\circ}\text{N} \sim 25.9^{\circ}\text{N}$ 為臺灣東北區域，網格解析度為 0.5 弧分（約 900 公尺），第二層模擬聚焦於金山、基隆以及頭城區域，金山之模擬範圍為 $121.62^{\circ}\text{E} \sim 121.68^{\circ}\text{E}$, $25.2^{\circ}\text{N} \sim 25.26^{\circ}\text{N}$ ，基隆之模擬範圍為 $121.71^{\circ}\text{E} \sim 121.79^{\circ}\text{E}$, $25.1^{\circ}\text{N} \sim 25.23^{\circ}\text{N}$ ，頭城之模擬範圍為 $121.81^{\circ}\text{E} \sim 121.89^{\circ}\text{E}$, $24.81^{\circ}\text{N} \sim 24.89^{\circ}\text{N}$ ，網格解析度為 0.01 弧分（約 18 公尺），並使用 40 公尺解析度之地形資料進行分析。

表 7、山崩海嘯情境參數

	Longitude(°W)	Latitude(°N)	Width(km)	Length(km)	初始波(m)
L1	121.9	25.15	12	15	8
L2	122.10	25.25	10	12	6
L3	122.25	25.3	10	14	5

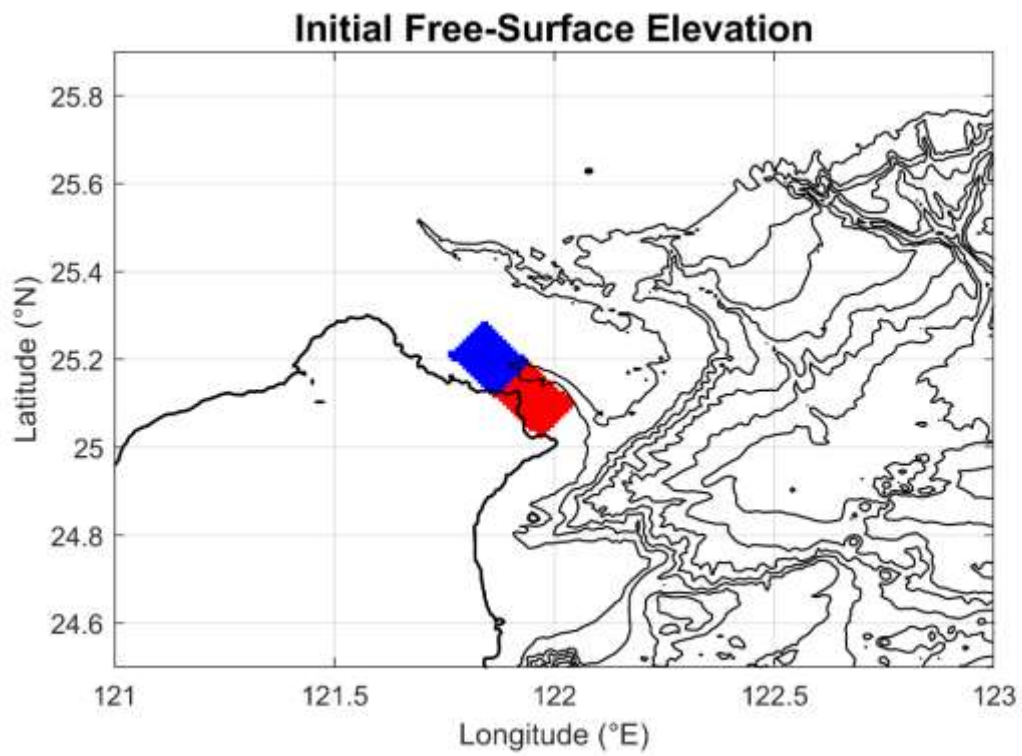


圖 99、L1 之情境案例初始波高

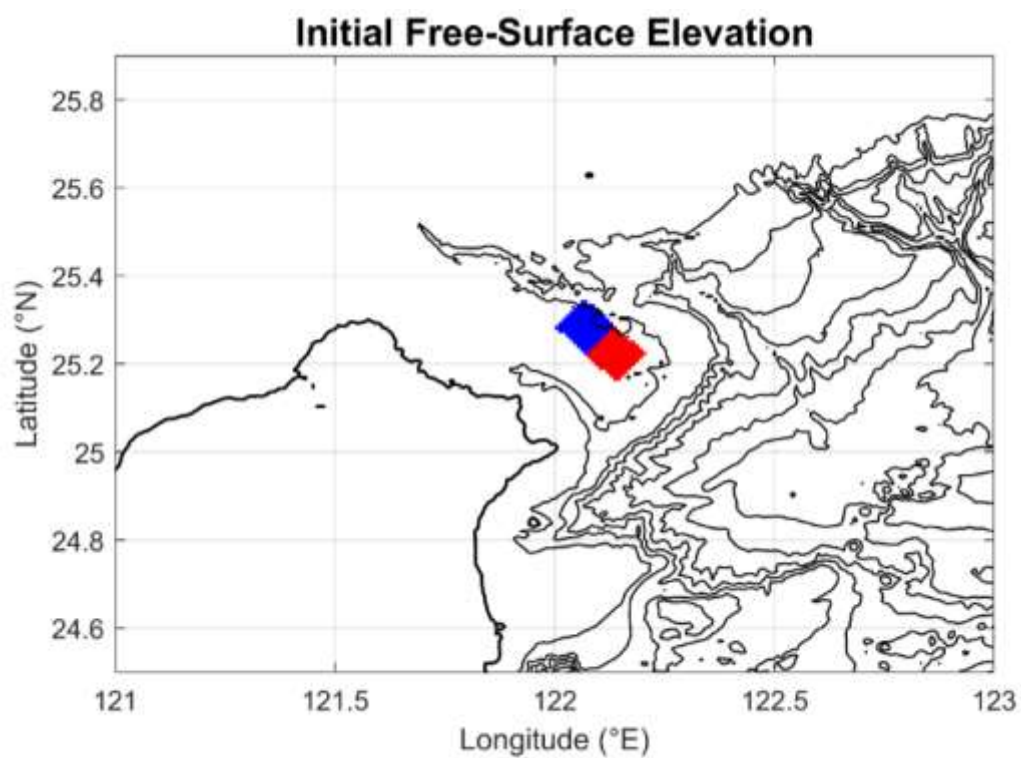


圖 100、L2 之情境案例初始波高

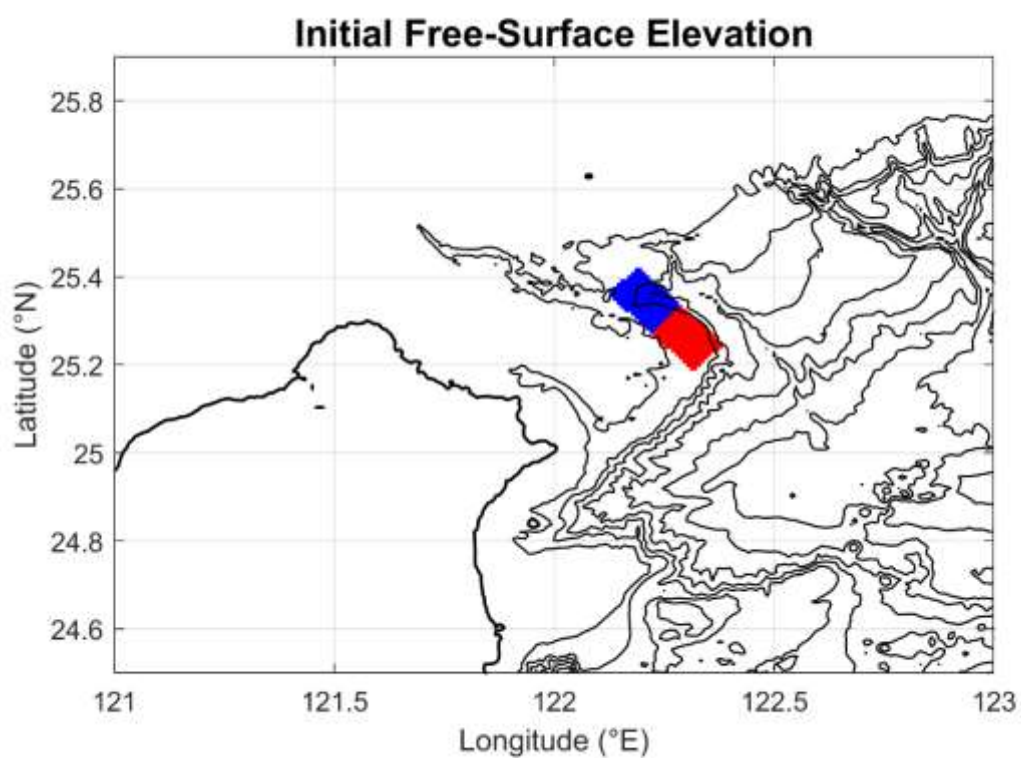


圖 101、L3 之情境案例初始波高

根據模擬結果，如圖 103 至圖 123 所示，於山崩之案例中，金山與基隆地區於正波抵達前均先出現負波，即表示於海底山崩海嘯襲擊之前會出現海水退之現象。L1 情境案例針對基隆海谷之斜坡進行分析。在此案例中，金山區域達到 6 公尺之上溯波高，於頭城達到 2.5 公尺之波高。儘管金山區域之波高符合歷史記載，但頭城之海嘯波高超過標準，因此此情境引發 1867 年基隆海嘯之可能性較低。L2 之情境案例為基隆陸棚之斜坡，此案例於金山區域達到 6 公尺之上溯波高，於頭城達到 1.5 公尺之波高。L3 之情境案例為棉花峽谷之斜坡，此案例於金山區域達到 6 公尺之上溯波高，於頭城達到 1.5 公尺之波高，且於基隆達 4 公尺之波高。L2 與 L3 之事件於金山與頭城地區與歷史文獻之記載相符，因此該兩者情境可能為 1867 年基隆海嘯之海嘯源。

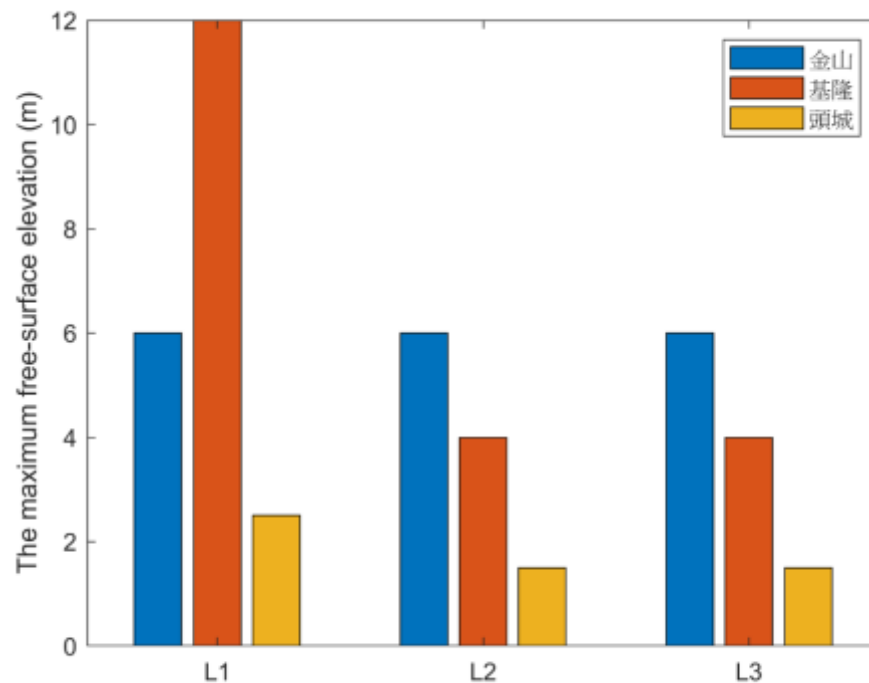


圖 102、各案例之溯上波高

於 L1 之案例，海嘯於火山事件發生後 6 分鐘金山出現約 3 公尺之負波，正波於 15 分鐘抵達，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 2 分鐘基隆港出現約 5 公尺之負波，於 7 分鐘正波抵達，上溯波高為 12 公尺；約 19 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 2.5 公尺。

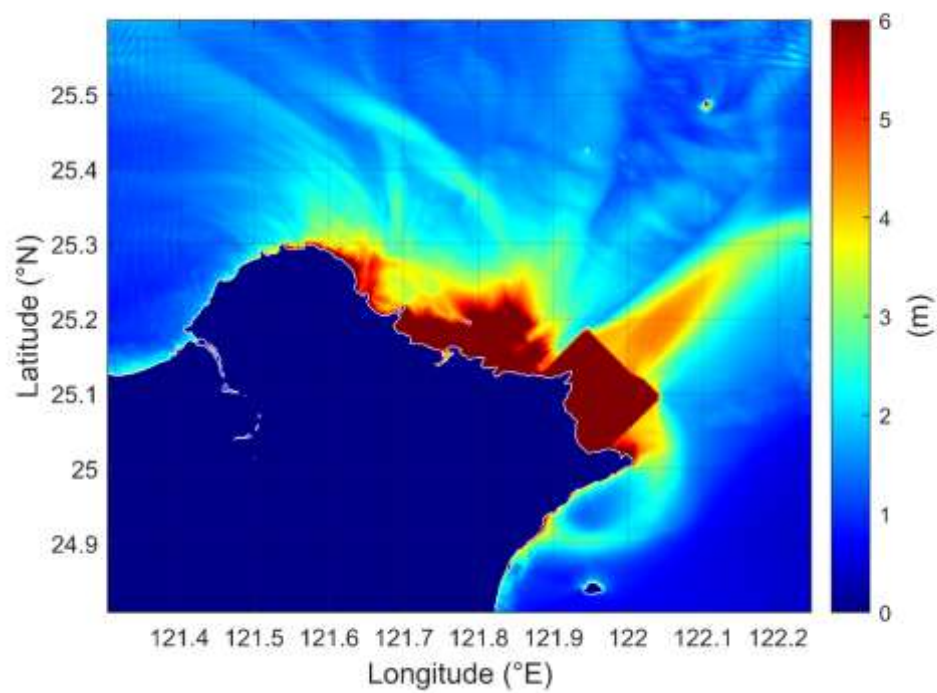


圖 103、L1 海底山崩情境之海嘯最大波高

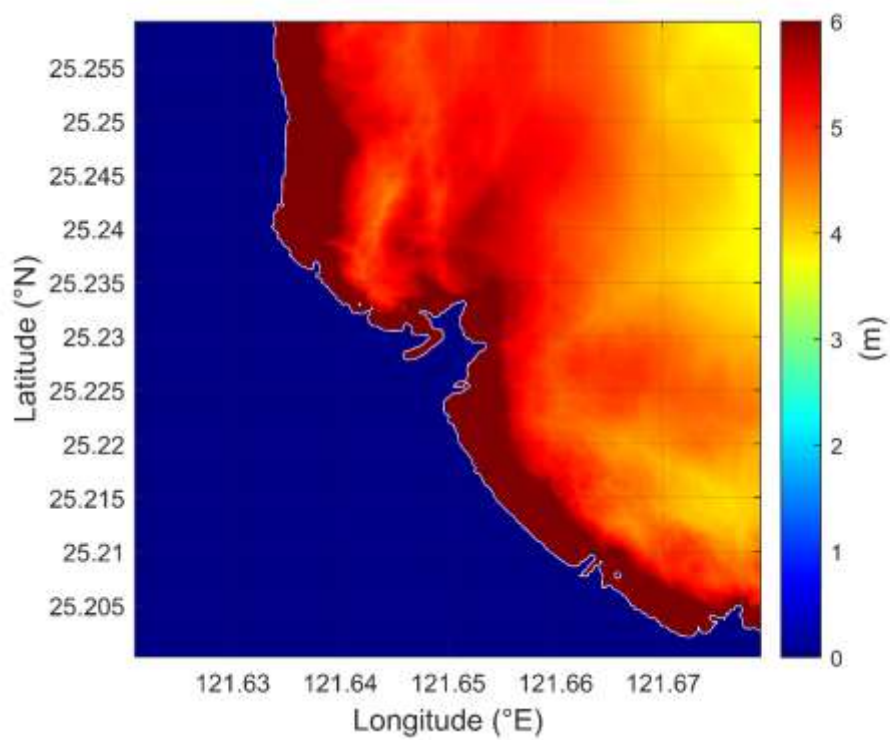


圖 104、L1 海底山崩情境於金山之海嘯最大波高

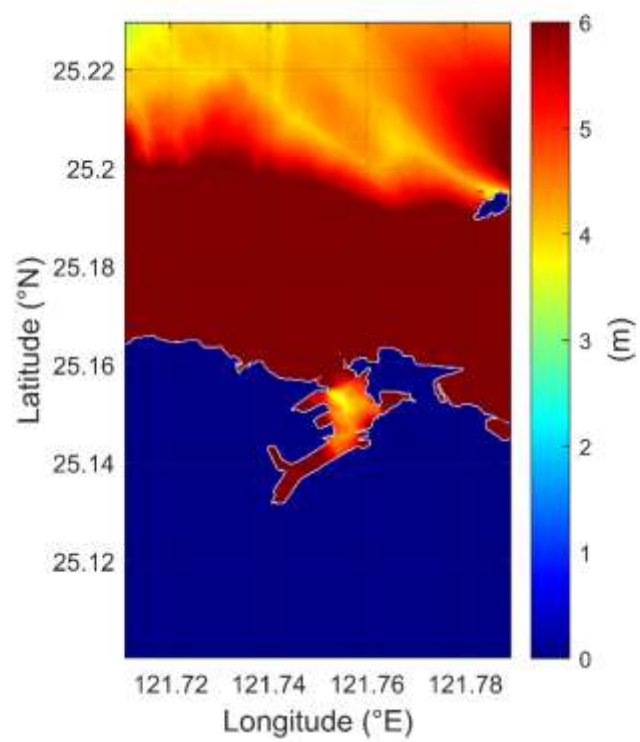


圖 105、L1 海底山崩情境於基隆之海嘯最大波高

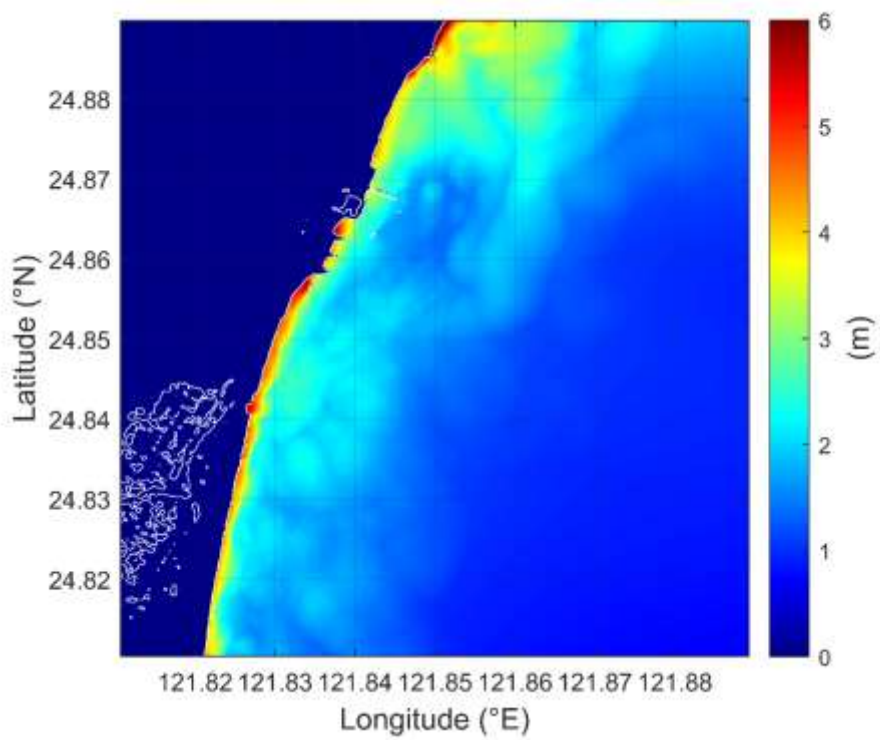


圖 106、L1 海底山崩情境於頭城之海嘯最大波高

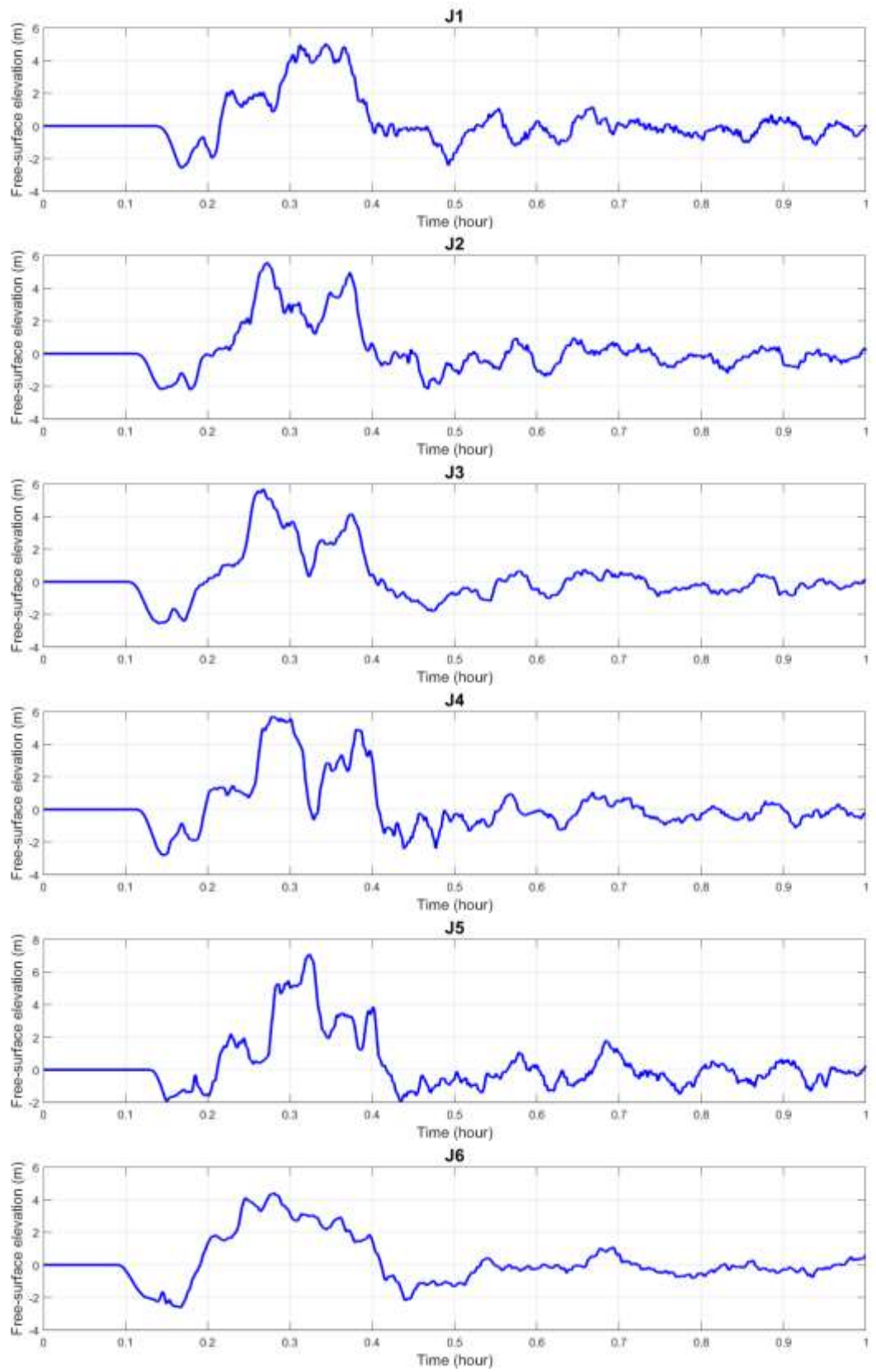


圖 107、L1 海底山崩情境於金山潮位計之時序波高圖

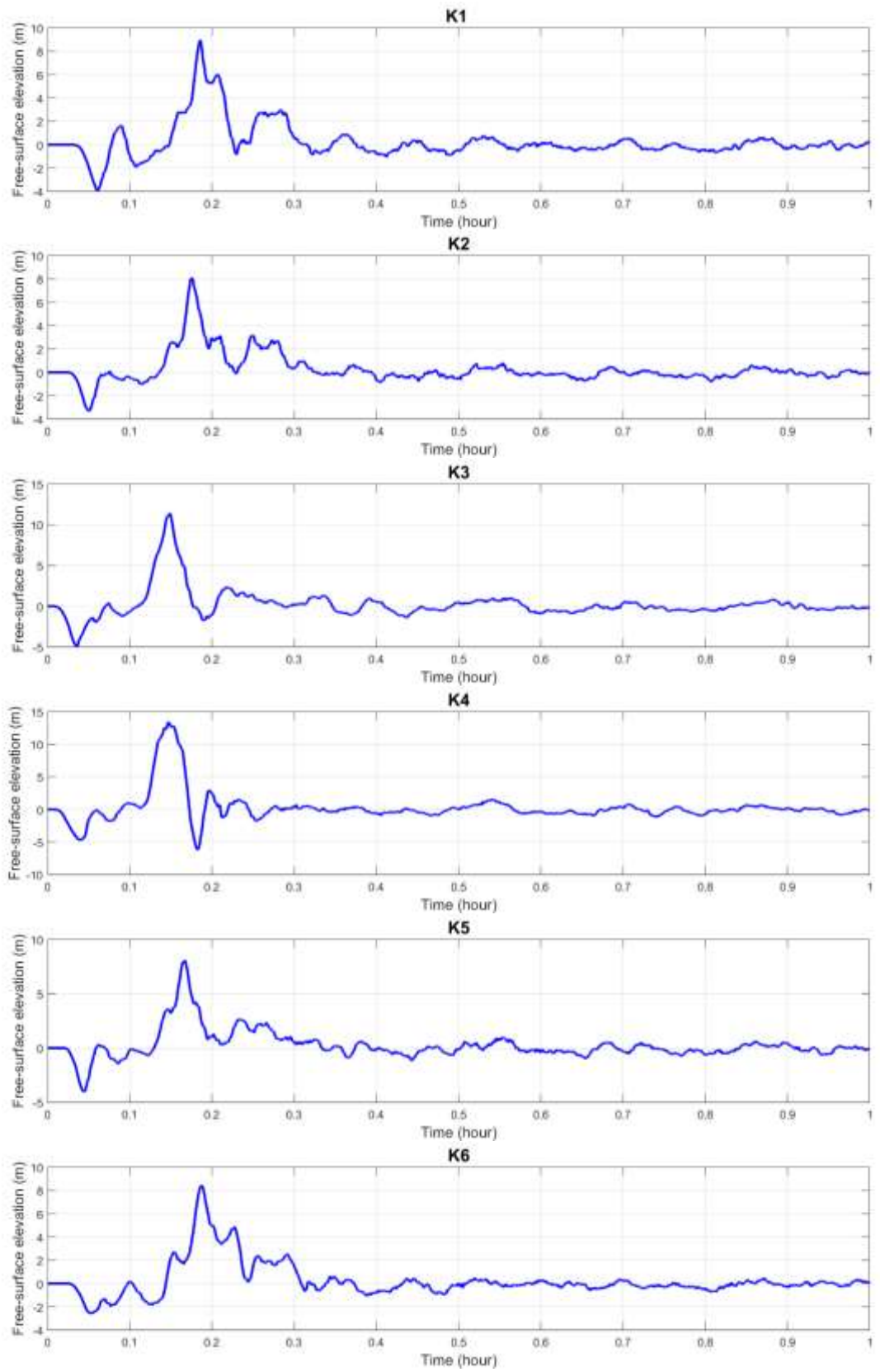


圖 108、L1 海底山崩情境於基隆潮位計之時序波高圖

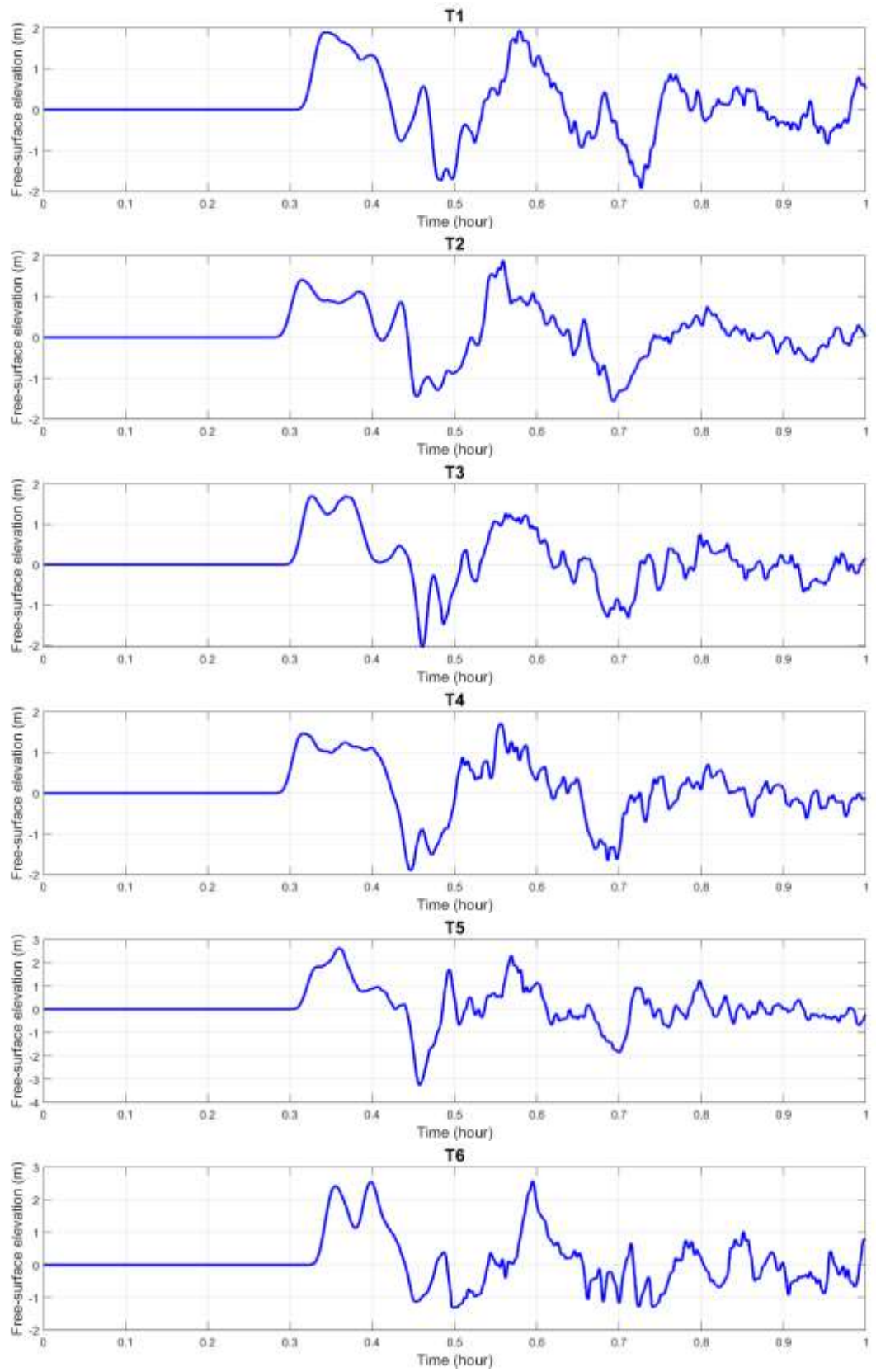


圖 109、L1 海底山崩情境於頭城潮位計之時序波高圖

於 L2 之案例，海嘯於火山事件發生後 18 分鐘金山出現約 2 公尺之負波，正波於 21 分鐘抵達，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 13 分鐘基隆港出現約 2 公尺之負波，於 18 分鐘正波抵達，上溯波高為 4 公尺；約 19 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 1.5 公尺。

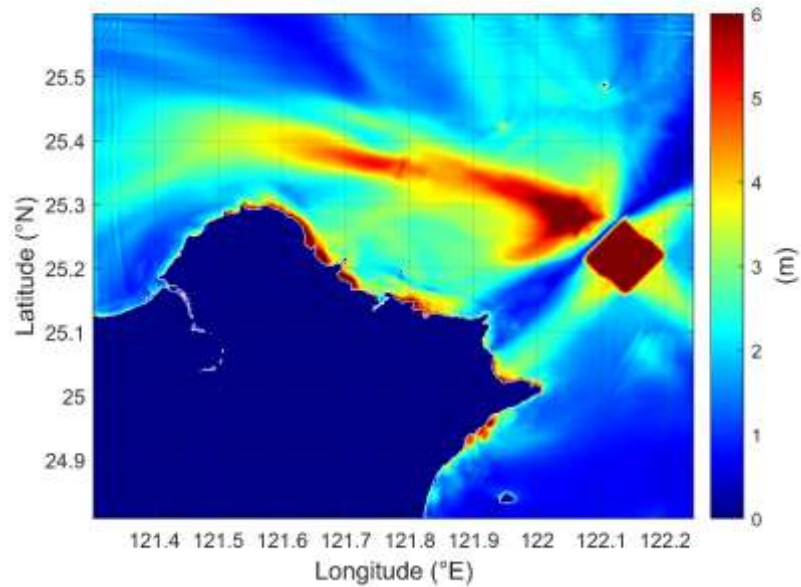


圖 110、L2 海底山崩情境之海嘯最大波高

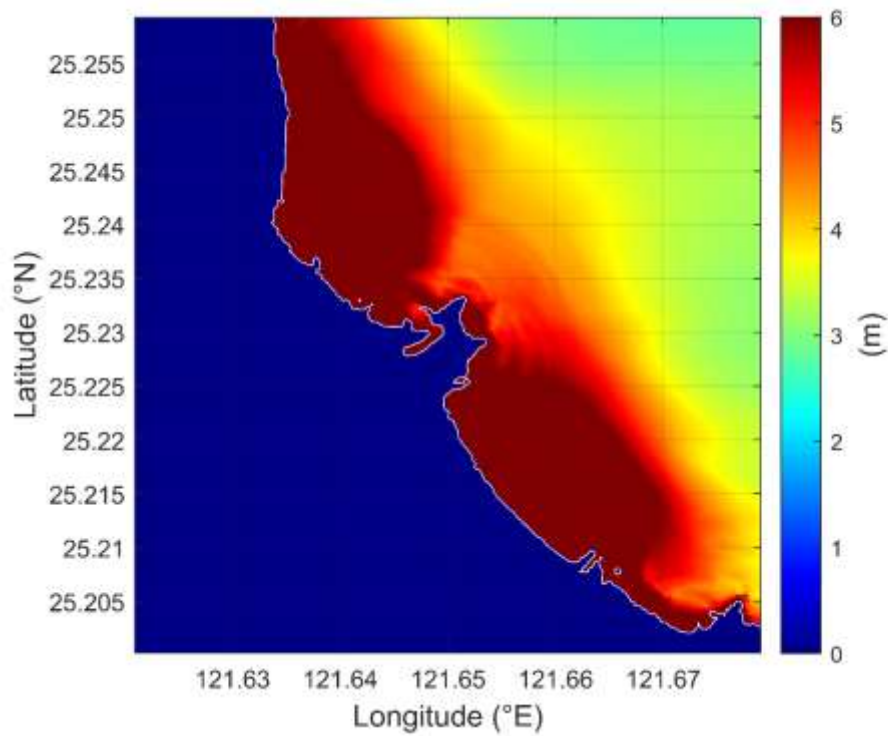


圖 111、L2 海底山崩情境於金山之海嘯最大波高

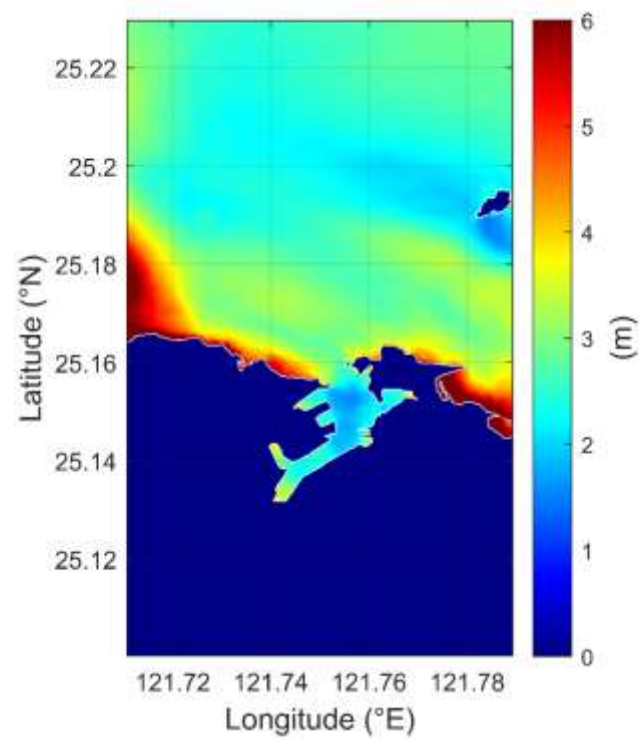


圖 112、L2 海底山崩情境於基隆之海嘯最大波高

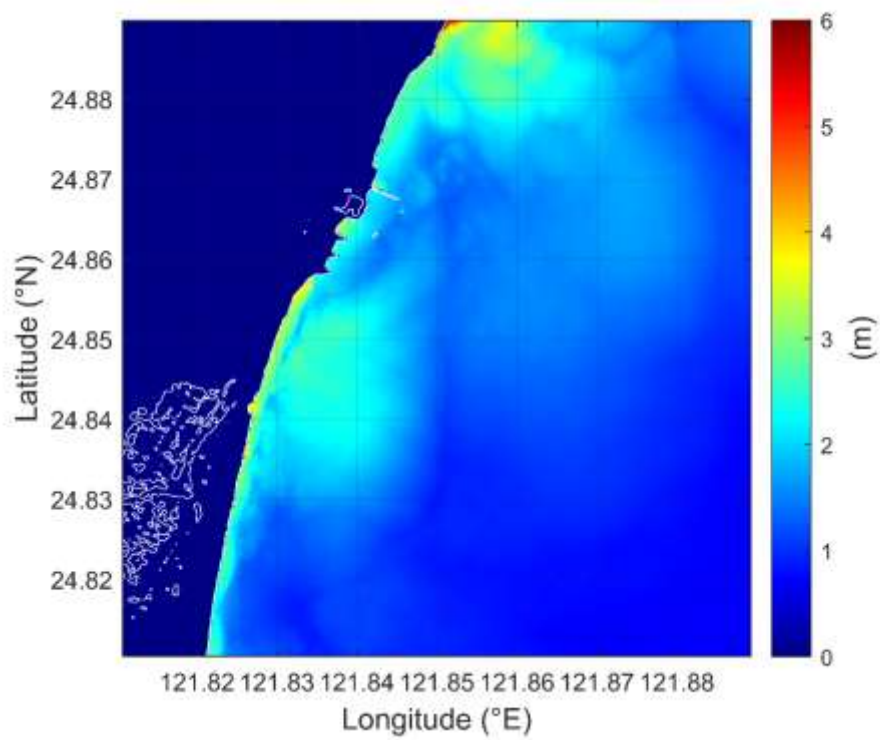


圖 113、L2 海底山崩情境於頭城之海嘯最大波高

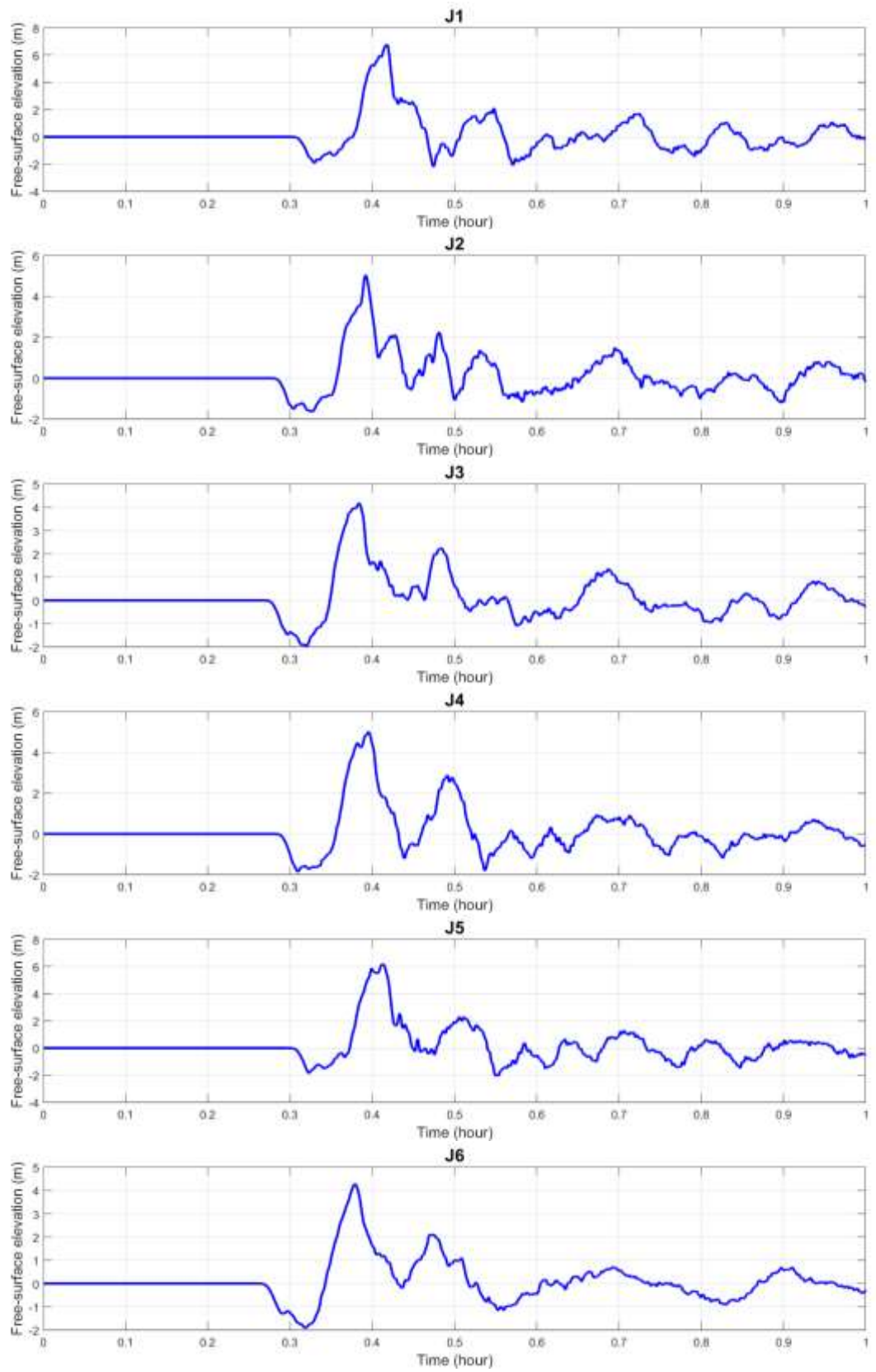


圖 114、L2 海底山崩情境於金山潮位計之時序波高圖

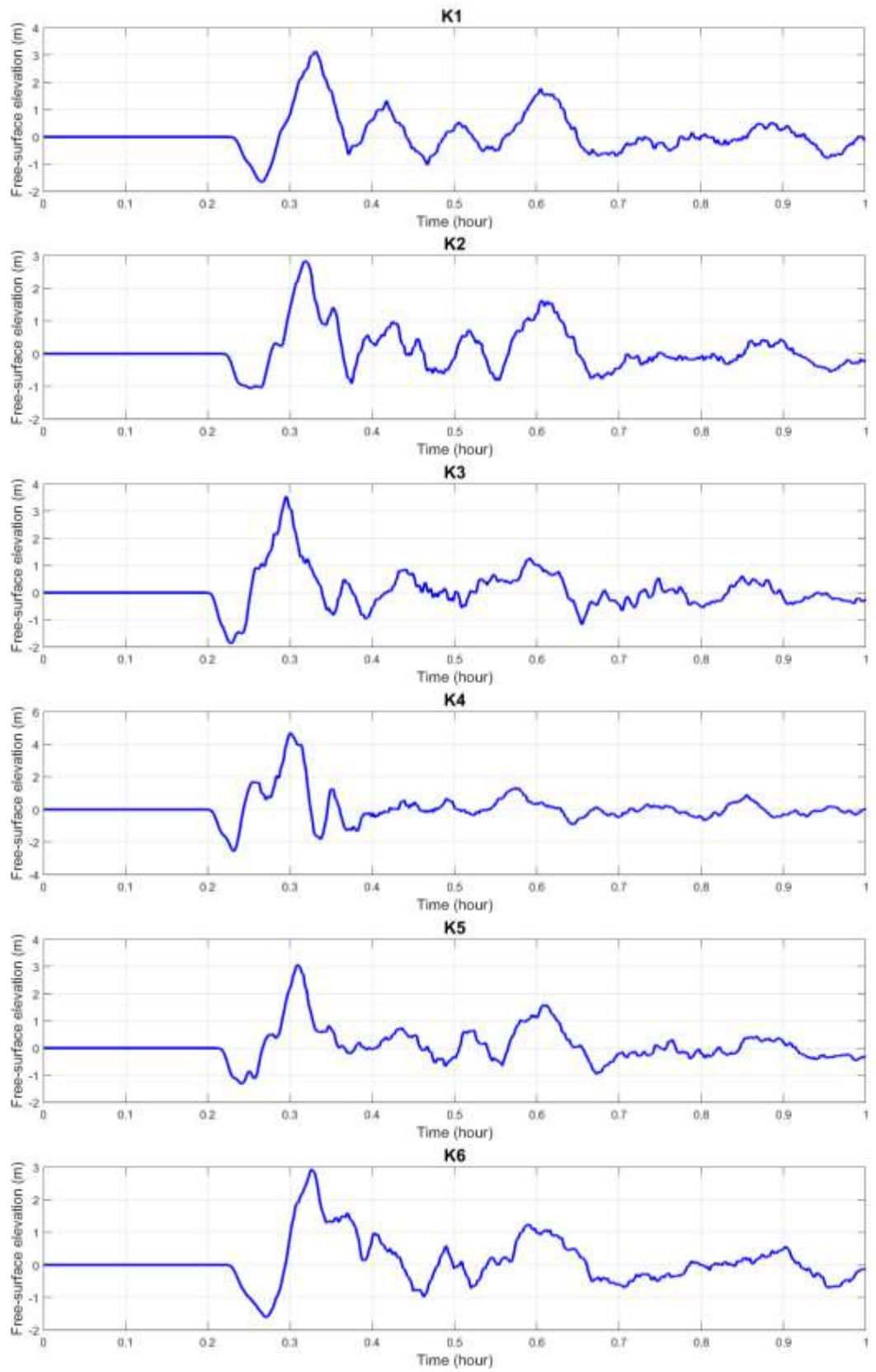


圖 115、L2 海底山崩情境於基隆潮位計之時序波高圖

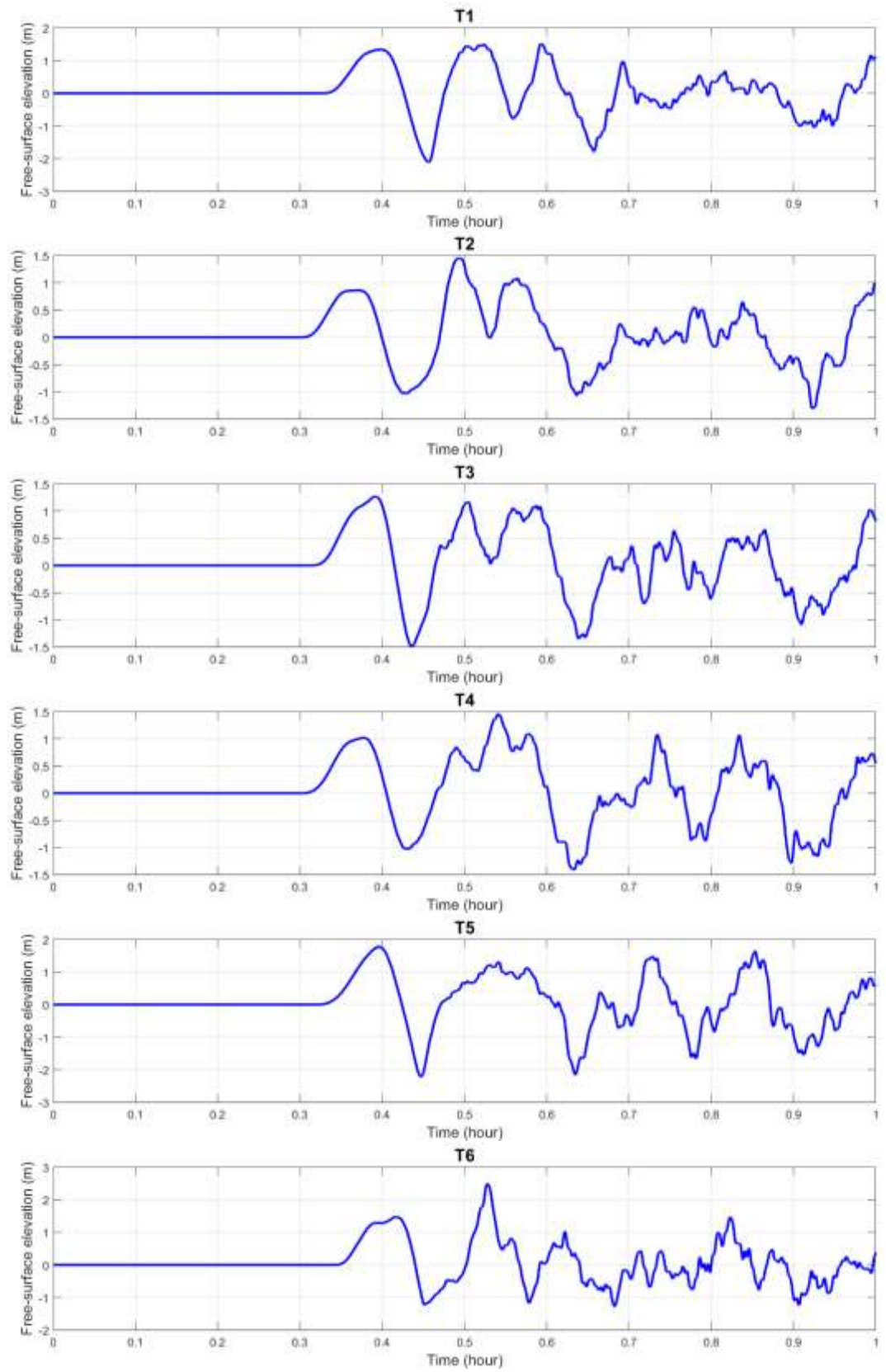


圖 116、L2 海底山崩情境於頭城潮位計之時序波高圖

於 L3 之案例，海嘯於火山事件發生後 24 分鐘金山出現約 1 公尺之負波，正波於 27 分鐘抵達，且達到 6 公尺之上溯波高；於事件發生後 18 分鐘基隆港出現約 2 公尺之負波，於 24 分鐘正波抵達，上溯波高為 4 公尺；約 19 分鐘後抵達頭城，上溯波高達 1.5 公尺。

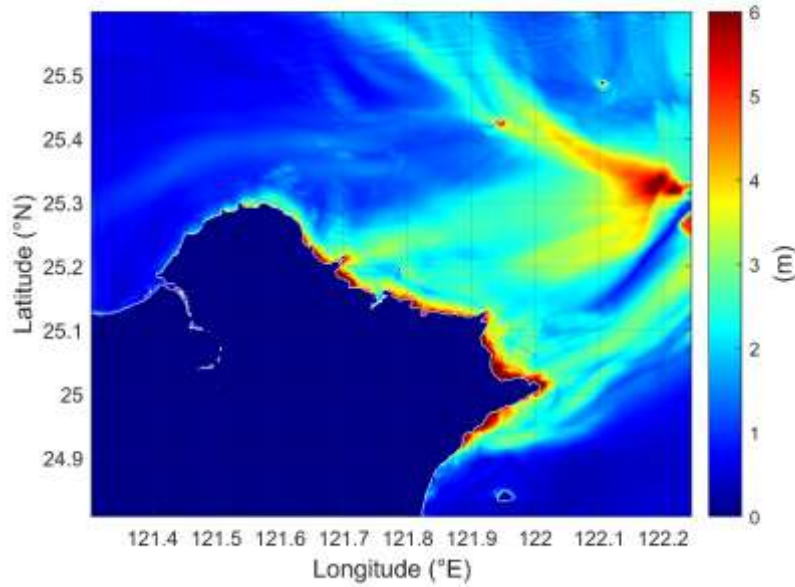


圖 117、L3 海底山崩情境之海嘯最大波高

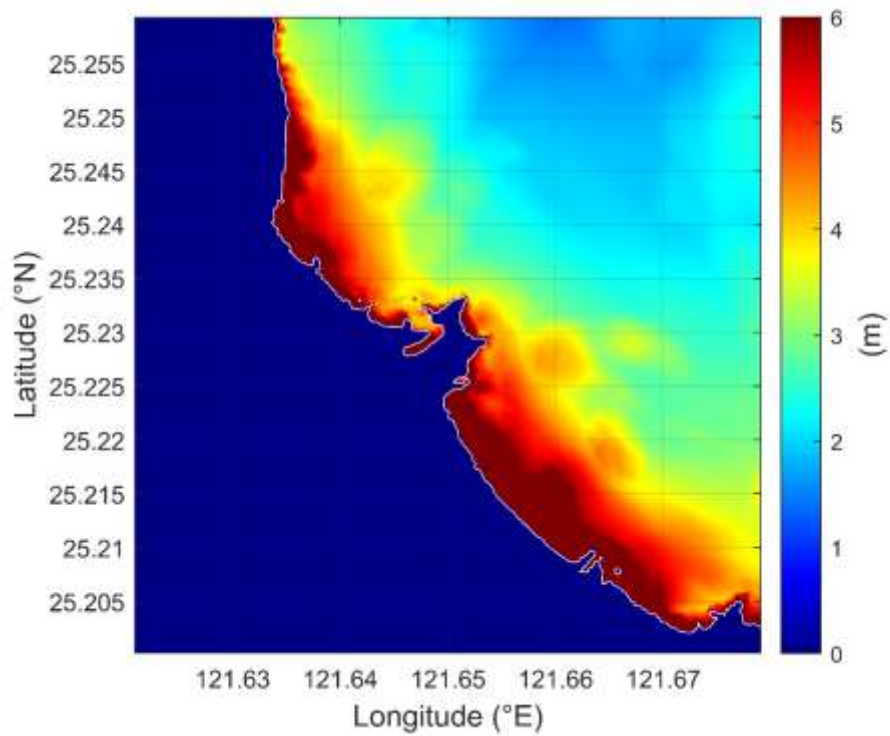


圖 118、L3 海底山崩情境於金山之海嘯最大波高

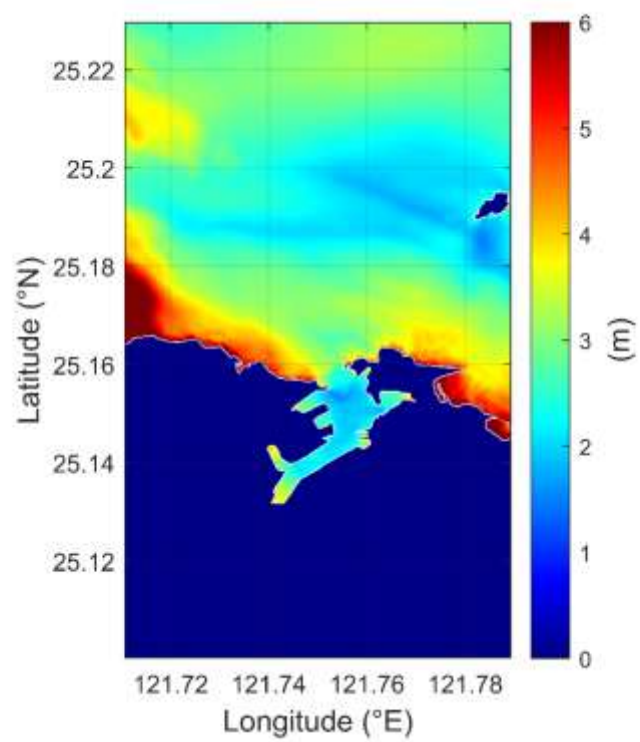


圖 119、L3 海底山崩情境於基隆之海嘯最大波高

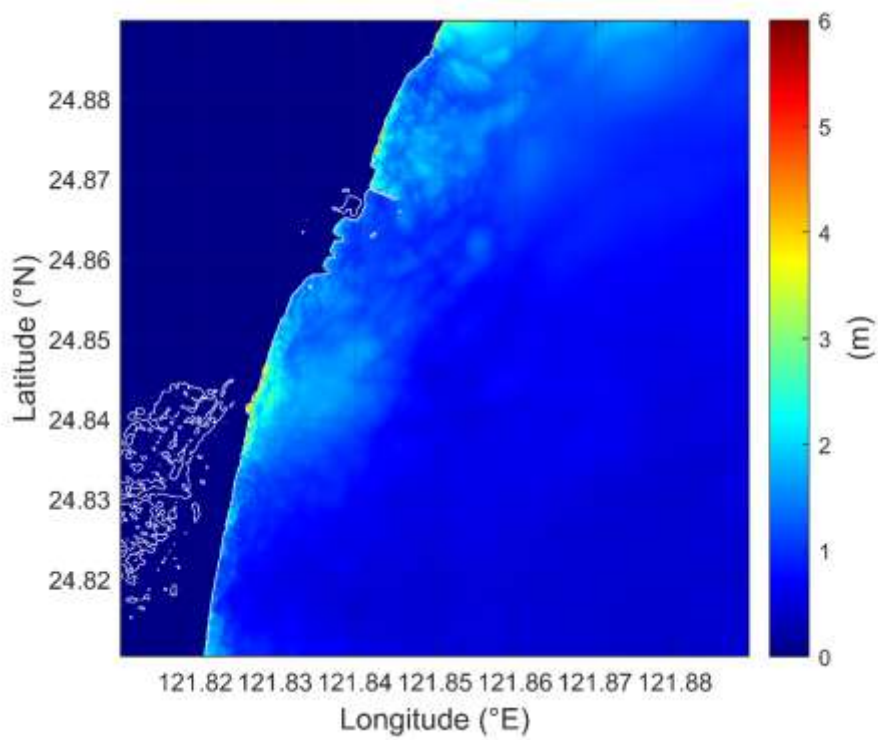


圖 120、L3 海底山崩情境於頭城之海嘯最大波高

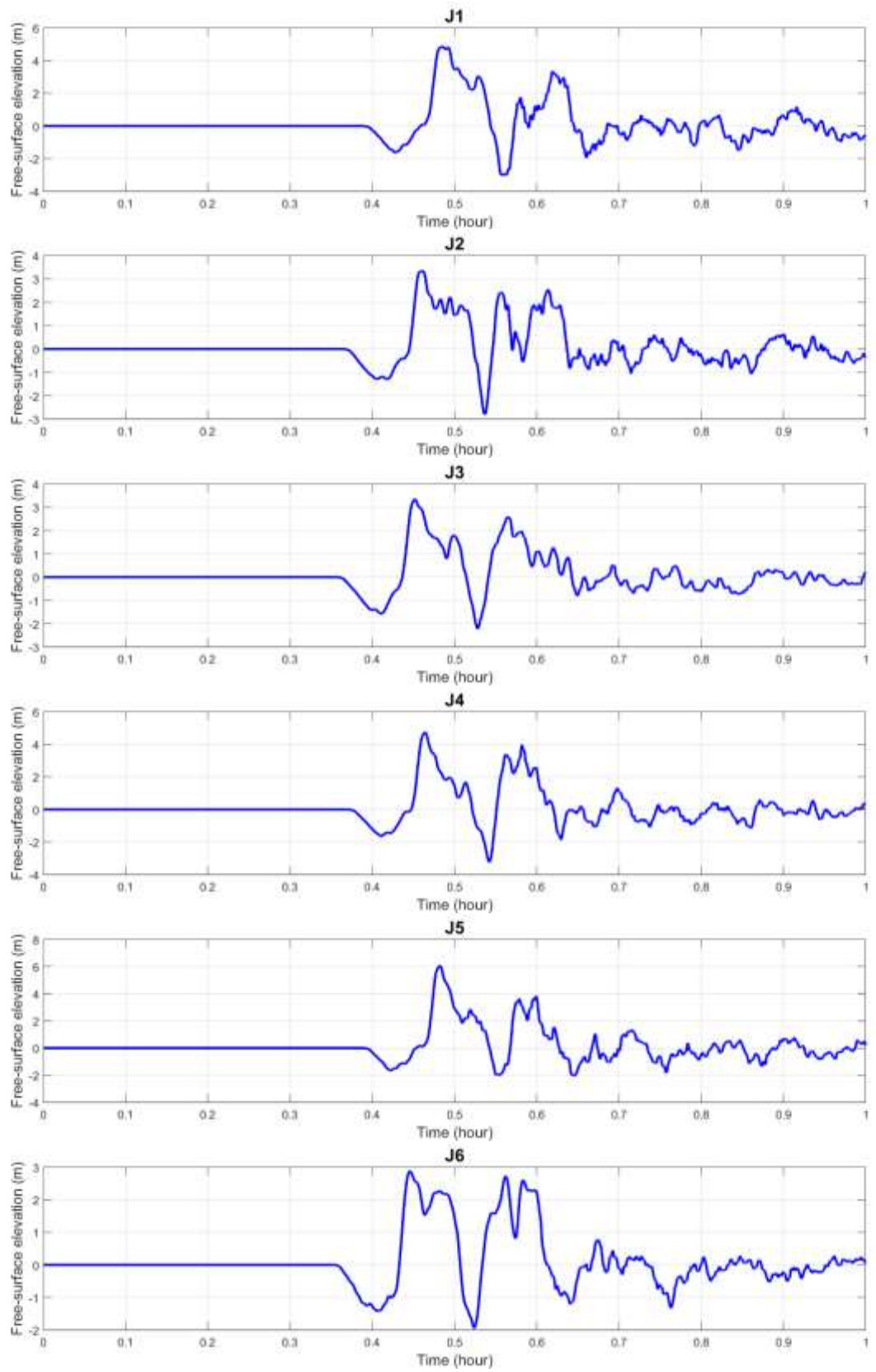


圖 121、L3 海底山崩情境於金山潮位計之時序波高圖

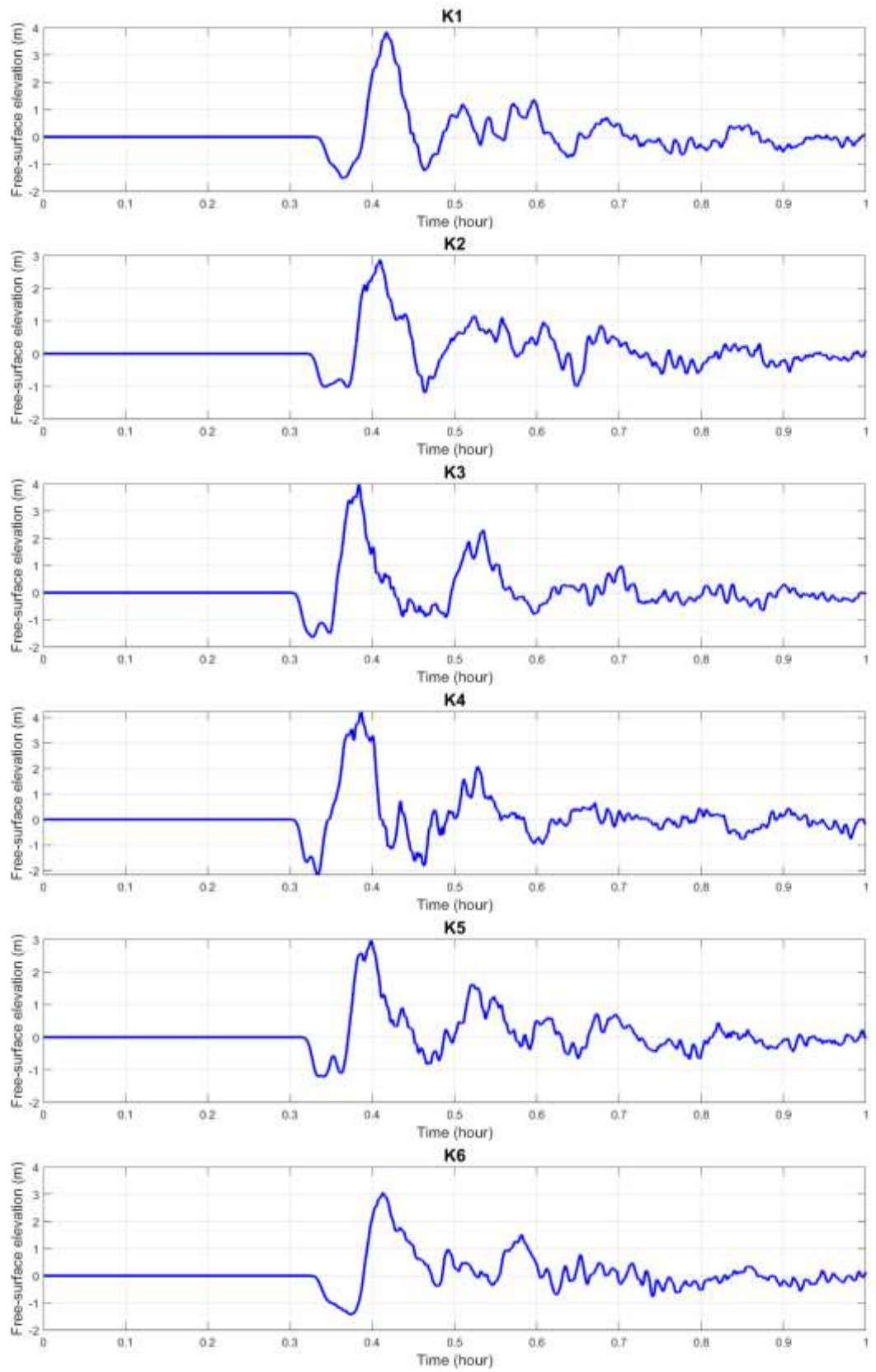


圖 122、L3 海底山崩情境於基隆潮位計之時序波高圖

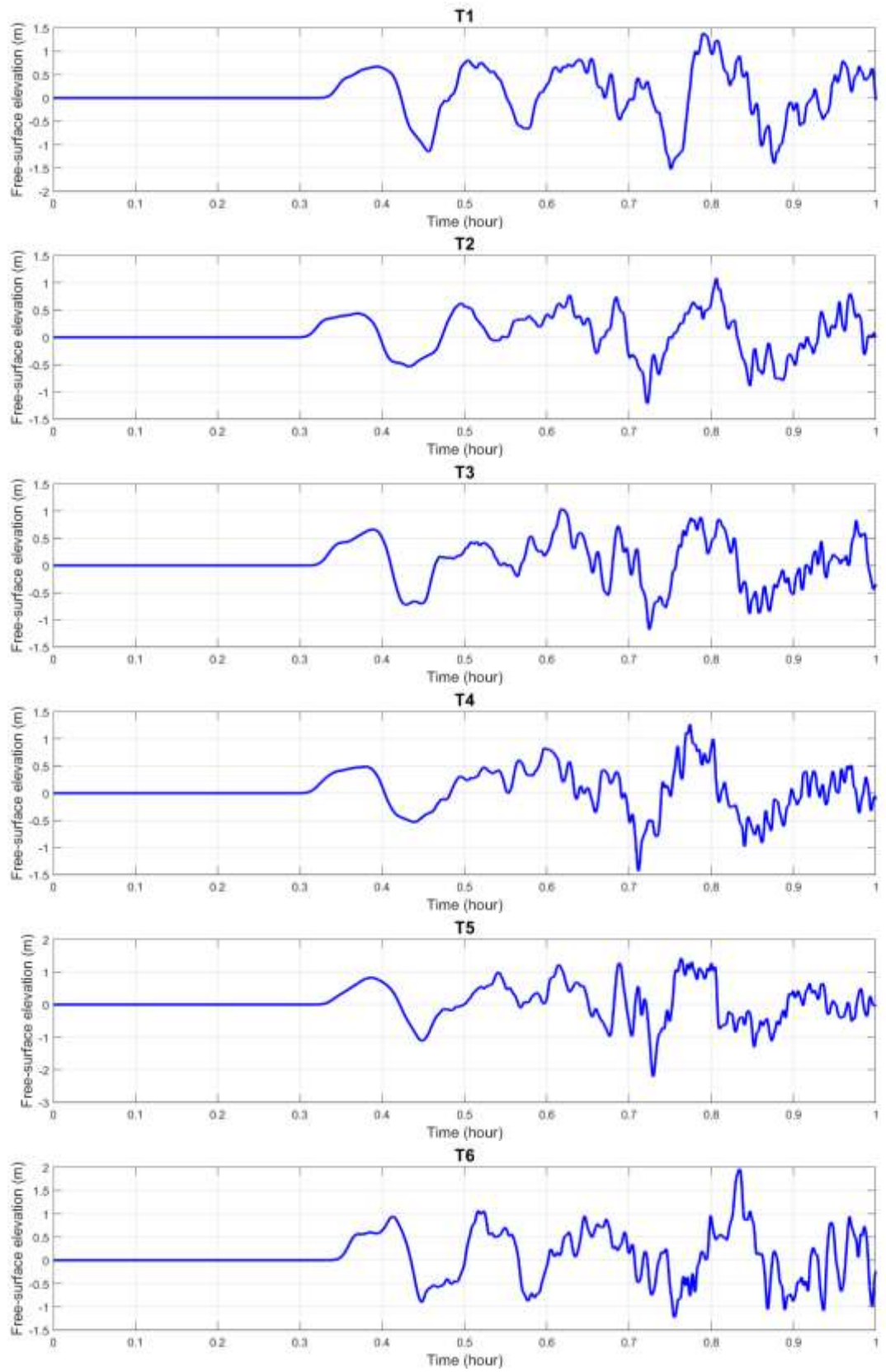


圖 123、L3 海底山崩情境於頭城潮位計之時序波高圖

八、 複合式海嘯情境

本研究延續對 1867 年基隆海嘯事件進行多重海嘯源分析。該海嘯事件於地震活動方面有明確之描述。然而，經過對前人所提出之地震參數進行數值模擬分析後，結果顯示基於地震引發之海嘯於金山最大波高為 2.5 公尺，遠低於歷史記載所描述之 6 至 7 公尺海嘯波高。因此，本研究認為，該海嘯事件之成因並非單一來自於地震。此外，臺灣北部海域之地形特徵，包括陡峭之海底坡度和多座海底火山，可能於海嘯中扮演重要角色。為此，本研究針對地震、海底火山活動及海底山崩等三種可能之海嘯源，分別進行數值模擬，並將其模擬結果與地震型海嘯之模擬結果進行線性疊加，以綜合考量各因素對海嘯波高之影響，以尋求最符合歷史記錄之情境模型。

本研究參考 Yu (2019) 提出之山腳斷層近海段破裂(O2、O3)與山腳斷層陸上至海上段破裂(C2、C3)之斷層參數，及徐 (1981) 之地震參數，並考慮臺灣周圍四座海底火山附近海域海嘯源、三組海底山崩及透過 IIA 交叉分析所聚焦之一個潛在海嘯源等八組非地震型海嘯源。針對這些海嘯源，分別進行模擬，並將地震型海嘯源與非地震型海嘯源進行各地最大波高之相加(表 8 至表 12)。為使模擬結果與歷史文獻中所記載之波高一致，研究進一步調整非地震性海嘯源之相關參數，使疊加後之海嘯最大波高於金山達 6 至 7 公尺。海嘯事件分別於金山、基隆及頭城相加之最大波高。隨後，對於各時間布波高相加之情境進行分析，以確保模擬結果更符合當地之歷史海嘯情境。

表 8、C2 結合各事件之情境

C2	金山	基隆	頭城
棉花嶼(dia10,eta14)	6.9513	7.8123	4.0373
花瓶嶼(dia10,eta11)	7.3754	7.3440	4.2812
彭佳嶼(dia8,eta10)	6.0929	4.6149	1.7821
基隆嶼(dia8,eta6)	6.7140	5.7920	1.3164
潛在海嘯源(dia8,eta6)	6.3758	6.7077	2.6822
L1 (10*15,eta5)	6.4282	6.5725	2.7845
L2(10*10,eta5)	6.4712	6.5660	2.7639
L3(10*14,eta3)	5.1152	4.7071	2.0973

註：黃底為金山與頭城處吻合之波高

表 9、C3 結合各事件之情境

C3	金山	基隆	頭城
棉花嶼(dia10,eta14)	7.7657	8.6269	4.2248
花瓶嶼(dia10,eta11)	8.1898	8.1586	4.4688
彭佳嶼(dia8,eta10)	6.8643	5.4361	1.9902
基隆嶼(dia8,eta6)	6.6685	6.0569	1.4143
潛在海嘯源(dia8,eta6)	6.4421	7.3989	2.8162
L1 (10*15,eta5)	7.2426	7.3871	2.9720
L2(10*10,eta5)	9.1719	6.3373	3.6145
L3(10*14,eta3)	5.8865	5.5283	2.3054

註：黃底為金山與頭城處吻合之波高

表 10、O2 結合各事件之情境

O2	金山	基隆	頭城
棉花嶼(dia10,eta14)	6.4393	7.4845	5.3649
花瓶嶼(dia10,eta11)	6.8635	7.0163	5.6088
彭佳嶼(dia8,eta10)	5.5379	4.2937	3.1302
基隆嶼(dia8,eta6)	5.3422	4.9145	2.5543
潛在海嘯源(dia8,eta6)	6.3112	6.3022	3.4601
L1 (10*15,eta5)	5.9162	6.2448	4.1120
L2(10*10,eta5)	7.8456	5.1950	4.7545
L3(10*14,eta3)	4.5602	4.3859	3.4455

表 11、O3 結合各事件之情境

O3	金山	基隆	頭城
棉花嶼(dia10,eta14)	6.6993	8.1969	5.8108
花瓶嶼(dia10,eta11)	7.1235	7.7286	6.0548

彭佳嶼(dia8,eta10)	5.7979	5.0061	3.5762
基隆嶼(dia8,eta6)	5.6022	5.6269	3.0003
潛在海嘯源(dia8,eta6)	6.6551	6.9874	3.8110
L1 (10*15,eta5)	6.1762	6.9571	4.5580
L2(10*10,eta5)	8.1056	5.9073	5.2005
L3(10*14,eta3)	4.8202	5.0983	3.8914

表 12、徐(1981)結合各事件之情境

徐 (1981)	金山	基隆	頭城
棉花嶼(dia15,eta15)	6.9329	8.0537	5.7869
花瓶嶼(dia10,eta13)	5.9321	4.9894	3.6906
彭佳嶼(dia12,eta14)	6.4309	4.4116	1.8793
基隆嶼(dia10,eta10)	6.9743	4.6603	1.0271
潛在海嘯源(dia12,eta10)	6.8043	4.6647	2.3418
L1 (12*15,eta8)	6.9372	8.3138	3.9609
L2(10*10,eta5)	6.9142	3.1681	2.8363
L3(10*14,eta4)	6.8912	3.7460	1.2384

註：黃底為金山與頭城處吻合之波高

本研究共分析 40 組複合式海嘯源之案例，並將每組海嘯之最大波高進行加總。結果顯示，多數事件於金山地區之波高符合歷史紀錄，而於頭城地區之波高則超過兩公尺。此外，針對山腳斷層近海段破裂（O2、O3 組合）情境之分析，未發現任何情境符合文獻中之描述，這表明當時之地震破裂面應位於山腳斷層陸上段至海上段之間。然而，其中有 7 組情境於金山和頭城兩地之波高均符合文獻記載：這些案例於金山地區之波高介於 6 至 7 公尺之間，而於頭城地區則達到 1 至 2 公尺。基於此，本研究將對這 7 組案例進行更深入之分析與探討。

表 13、波高於金山與頭城均符合之案例

	金山	基隆	頭城
彭佳嶼(dia12, eta10)+C2	6.0929	4.6149	1.7821
基隆嶼(dia10, eta8)+C2	6.7140	5.7920	1.3164
彭佳嶼(dia12, eta10)+C3	6.8643	5.4361	1.9902
基隆嶼(dia10, eta8)+C3	6.6685	6.0569	1.4143
彭佳嶼(dia12, eta14)+徐(1981)	6.4309	4.4116	1.8793
基隆嶼(dia10, eta8)+ 徐(1981)	6.9743	4.6603	1.0271
L3(10*14, eta4)+ 徐(1981)	6.8912	3.7460	1.2384

根據 Cheng (2016) 之研究，該海嘯發生於退潮時，並指出基隆港遭受一至兩次大浪襲擊。本研究透過模擬結果，分析各潮位站之时序波高圖，並假設兩個案例為同時發生，在金山達歷史波高之情況下，進一步探討不同時間段內海嘯波高之變化及其疊加效應。

根據模擬結果，如圖 124 至圖 143 所示，山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C2)疊加彭佳嶼之情境，於基隆區域最大波高達到 4.5 公尺之上溯波高，於頭城達到 1.8 公尺之波高。此情境下，基隆區域亦出現兩次超過兩公尺之大浪襲擊，本研究推測此情境案例可能與 1867 年海嘯事件相關。針對山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂疊加基隆嶼附近海域海嘯源之案例，基隆區域之海嘯波高約為 6 公尺，而頭城區域約為 0.6 公尺。然而，該情境於頭城地區海嘯波高較文獻記載之數值過低，顯示該情境不太可能為當時之海嘯事件。山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C3)疊加彭佳嶼附近海域海嘯源及潛在海嘯源之案例中，頭城地區海嘯同時受到地震與火山附近海域海嘯源之雙重影響，產生約 2 公尺之海嘯波。徐(1981)提出之地震參數疊加彭佳嶼附近海域海嘯源之案例於基隆地區產生約 5 公尺之海嘯波高，並於頭城地區產生約 2 公尺之波高，此情境亦符合文獻之敘述。然而，徐(1981)提出之地震參數疊加基隆嶼附近海域海嘯源之案例於基隆地區產生約 5 公尺之海嘯波高，並於頭城地區產生約 0.6 公尺之波高，此情境於頭城處之波高並未達標準。最後，徐(1981)提出之地震參數疊加 L3 海底山崩之案例，於基隆產生約 4 公尺之波高，並於頭城產生約 1.5 公尺之波高，文獻記載相符，因此，此情境符合當時之海嘯事件。

山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C2)疊加彭佳嶼之案例中，海嘯於事件發生後根據模擬結果顯示，海嘯於事件發生後約 3 分鐘抵達金山，此時波高約為 1 公尺，主要由於地震引發之海嘯波。隨後，約 26 分鐘後，受到彭佳嶼火山噴發之影響，第二波海嘯再次襲擊金山，波高約為 6 公尺；

基隆港於事件發生後海水先下降一公尺，約 10 分鐘首次遭受地震引發之海嘯波襲擊，波高約為 2.4 公尺。隨著彭佳嶼附近海域海嘯源之影響，約 28 分鐘後，海嘯波再次襲擊基隆港，此時波高約為 4.5 公尺；

頭城區域則較晚受影響，約 43 分鐘於後，海嘯同時受到地震與火山附近海域海嘯源之雙重影響，產生波高約 1.8 公尺之海嘯波。

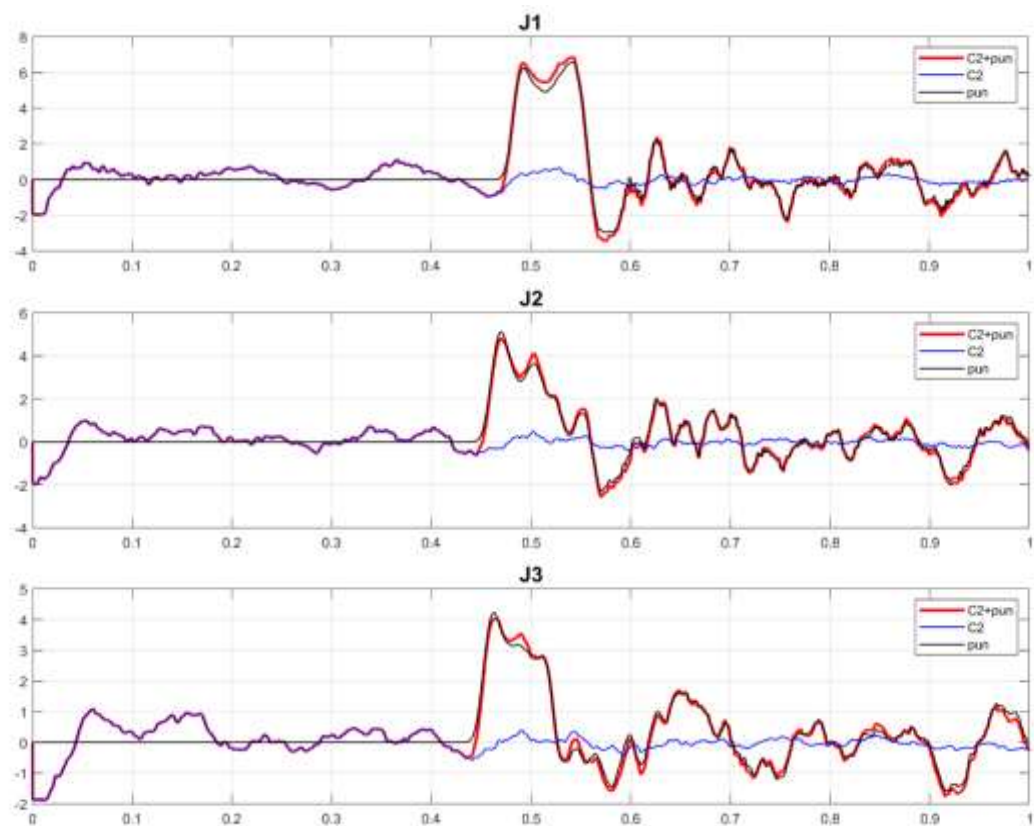


圖 124、C2 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

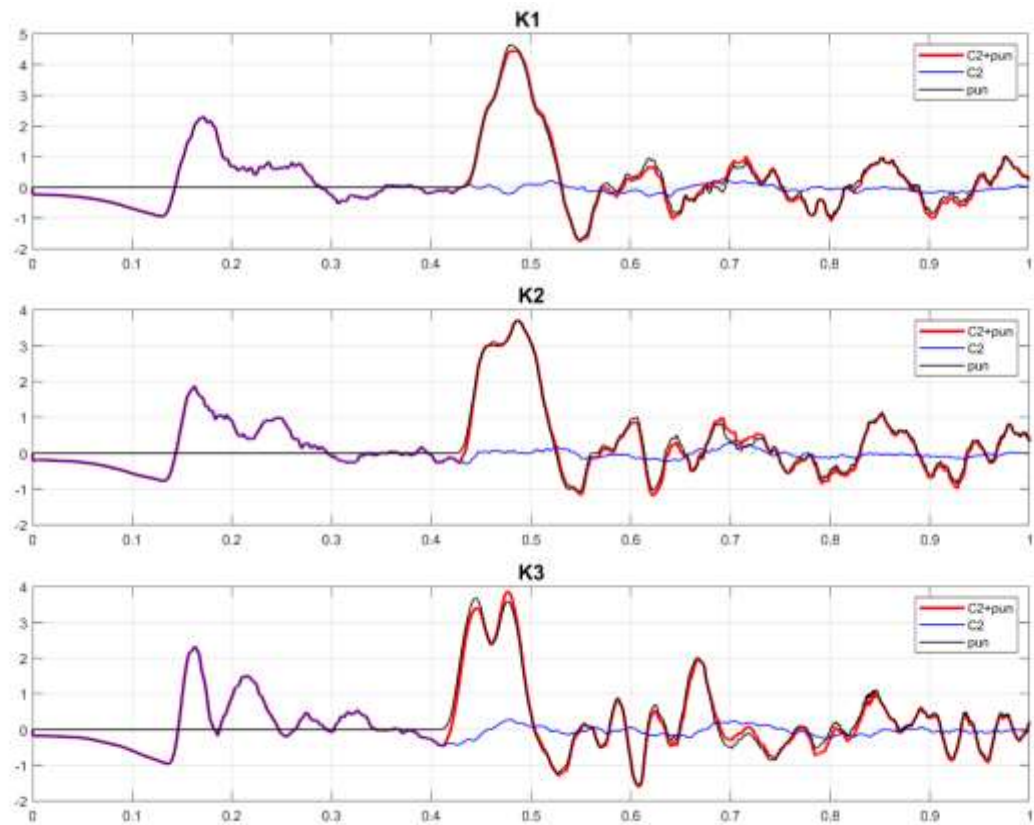


圖 125、C2 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

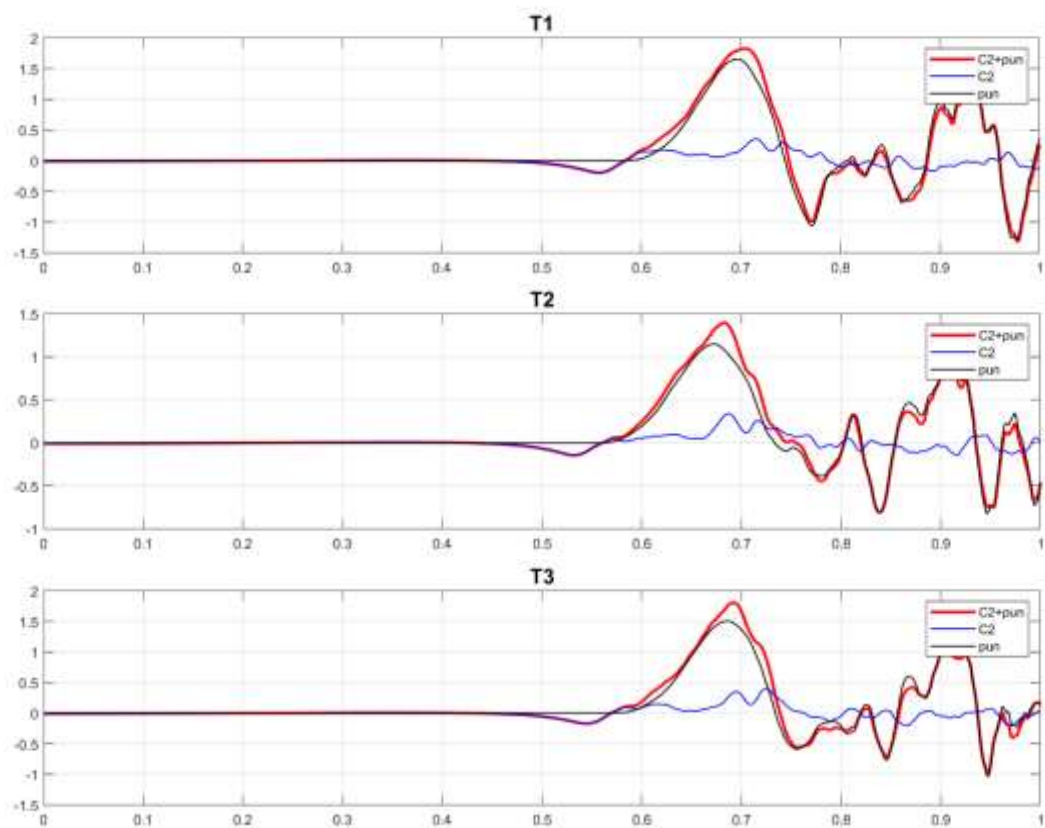


圖 126、C2 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C2)疊加基隆嶼附近海域海嘯源之案例中，根據模擬結果顯示，海嘯於事件發生後約 3 分鐘抵達金山，此時波高約為 1 公尺，主要由於地震引發之海嘯波所造成。隨後，約 8 分鐘後，受基隆嶼附近海域海嘯源與地震影響之第二波海嘯再次襲擊金山，波高約為 6 公尺；基隆港於事件發生後同時遭受地震及基隆嶼附近海域海嘯源引發之海嘯波襲擊，並於 9 分鐘後波高達最高值約為 4.3 公尺；頭城區域則於事件發生後約 33 分鐘，海嘯受到地震引發之負波與基隆嶼附近海域海嘯源引發之正波雙重影響下，產生約 0.6 公尺之海嘯波。

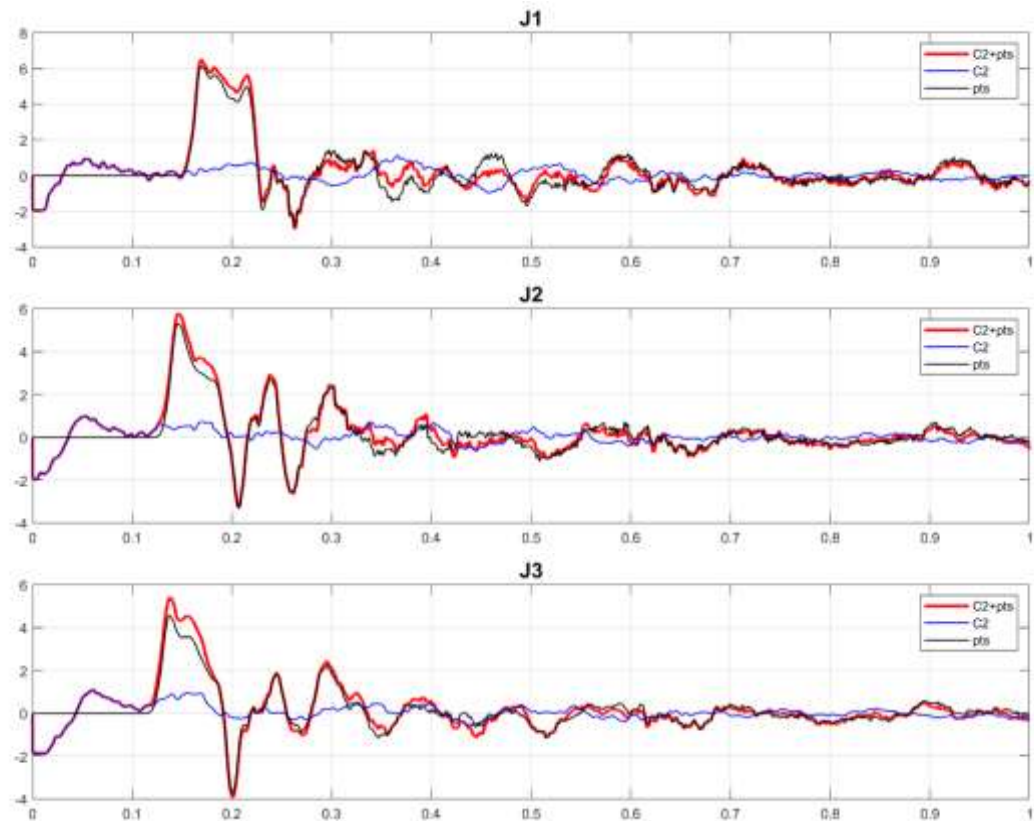


圖 127、C2 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

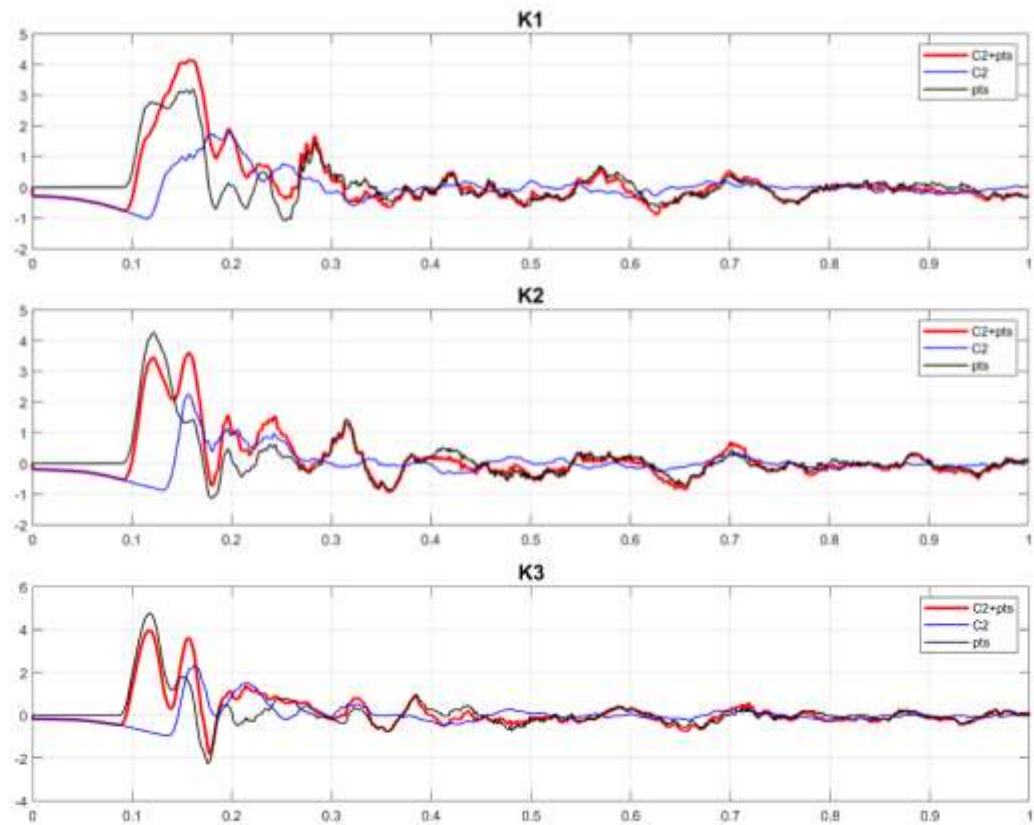


圖 128、C2 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

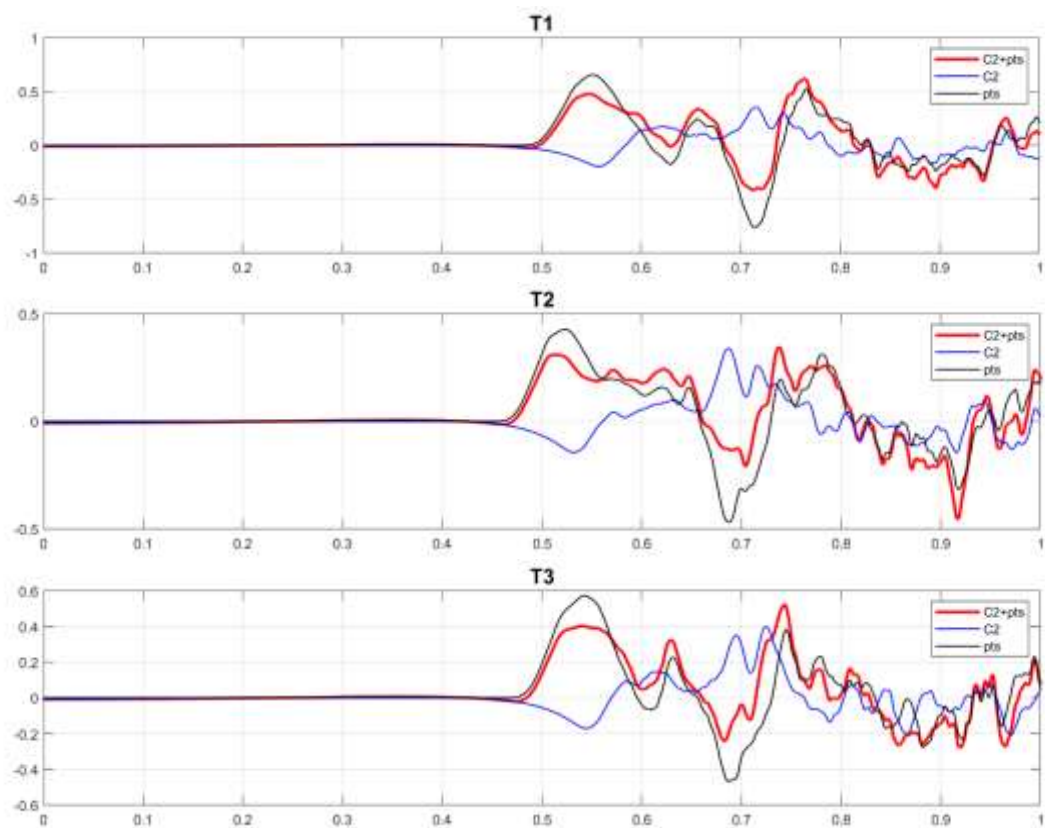


圖 129、C2 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C3)疊加彭佳嶼附近海域海嘯源之案例中，根據模擬結果顯示，海嘯於事件發生後約 3 分鐘抵達金山，此時波高約為 1.2 公尺，主要由於地震引發之海嘯波所造成。隨後，約 30 分鐘後，受彭佳嶼附近海域海嘯源影響之第二波海嘯再次襲擊金山，波高約為 6 公尺；基隆港於事件發生後約 8 分鐘首次遭受地震引發之海嘯波襲擊，波高約為 3 公尺。隨著彭佳嶼附近海域海嘯源之影響，約 26 分鐘後，海嘯波再次襲擊基隆港，此時波高約為 4 公尺；頭城區域則於事件發生後約 36 分鐘，海嘯同時受到地震與附近海域海嘯源之雙重影響，產生波高約 2 公尺之海嘯波。

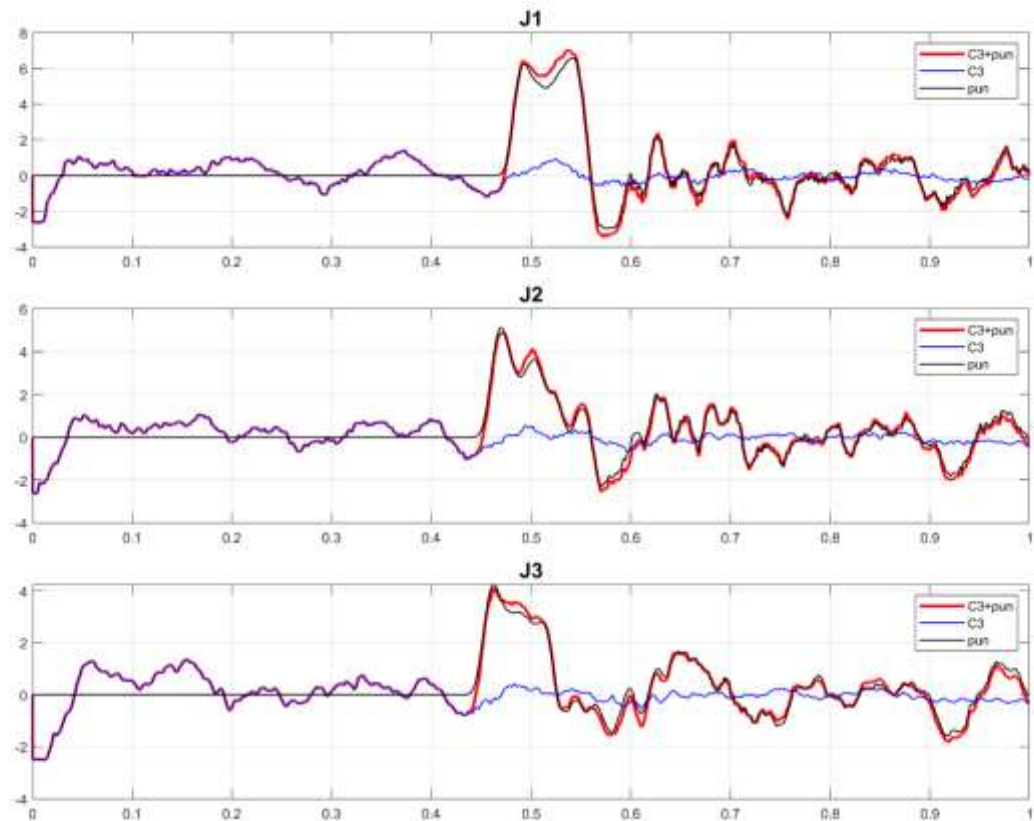


圖 130、C3 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

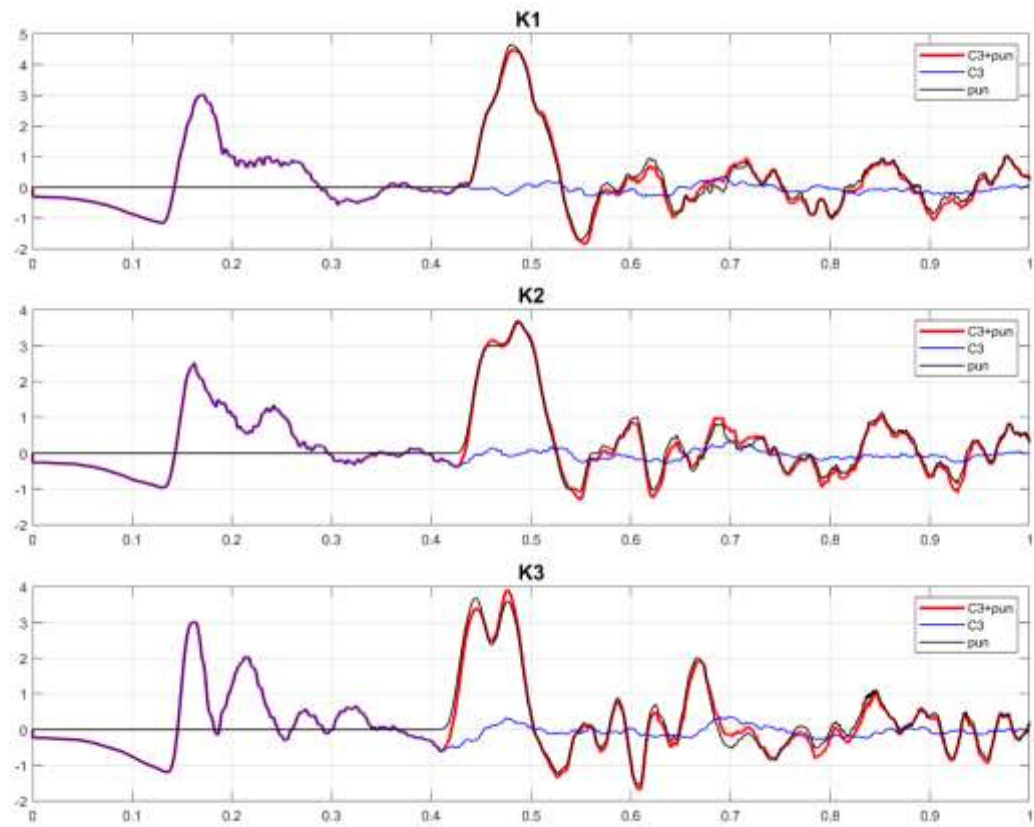


圖 131、C3 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

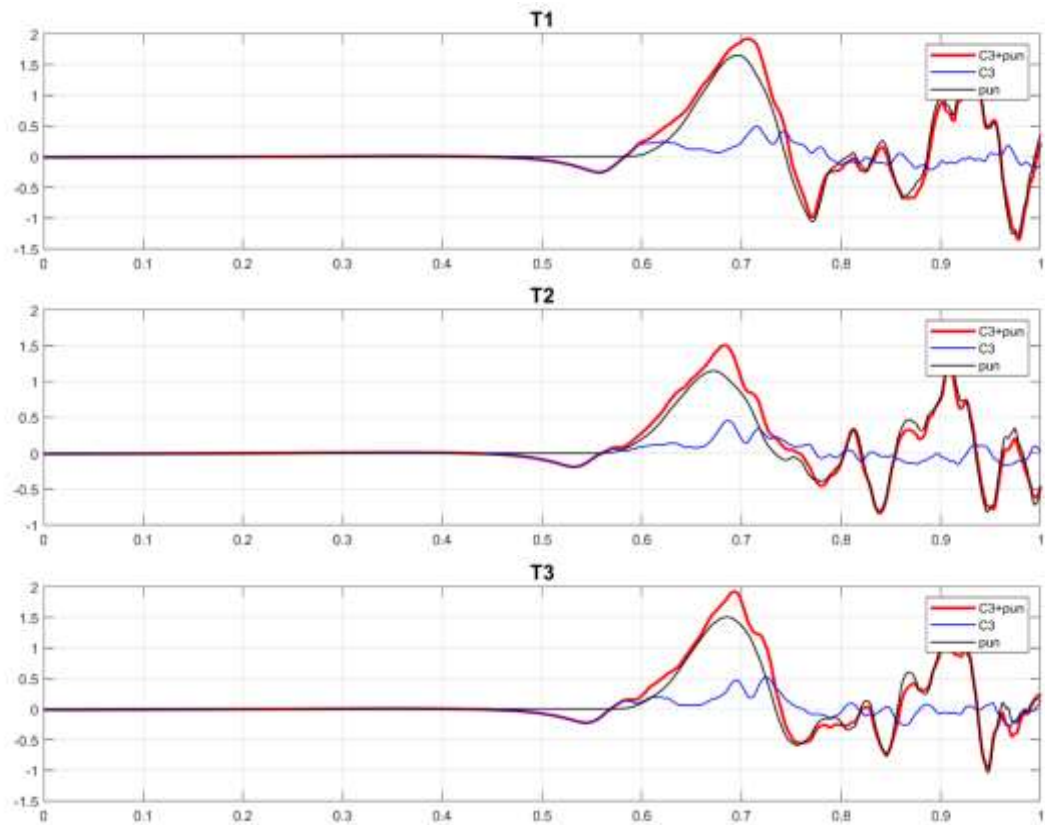


圖 132、C3 與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於山腳斷層陸地延伸至近海段之破裂(C3)疊加基隆嶼附近海域海嘯源之案例中，根據模擬結果顯示，海嘯於事件發生後同時遭受地震及潛在海嘯源引發之海嘯波襲擊，約 9 分鐘於金山達最大波高約為 6 公尺；基隆港於事件發生後約 6 分鐘，同時遭受地震與基隆嶼附近海域海嘯源影響，海嘯波高約為 6 公尺。約 13 分鐘後，海嘯波再次襲擊基隆港，此時波高約為 2 公尺；頭城區域則於事件發生後約 30 分鐘，海嘯同時受到地震引發之負波與基隆嶼附近海域海嘯源引發之正波雙重影響下，產生約 0.6 公尺之海嘯波。

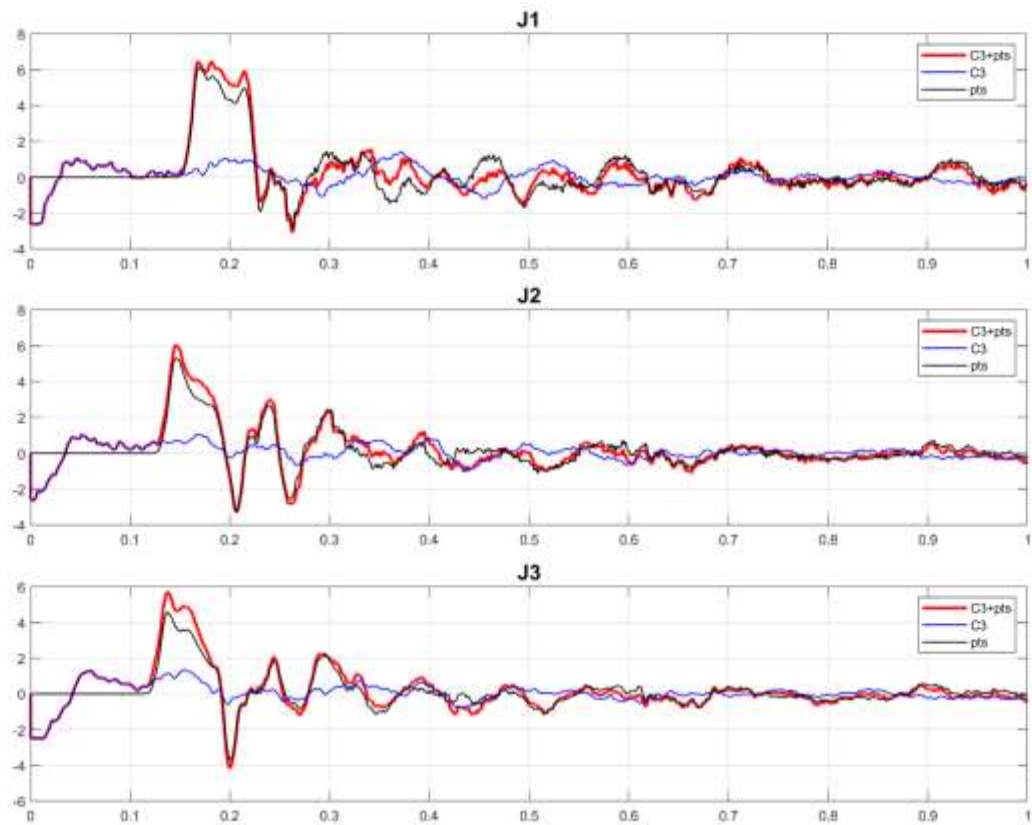


圖 133、C3 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

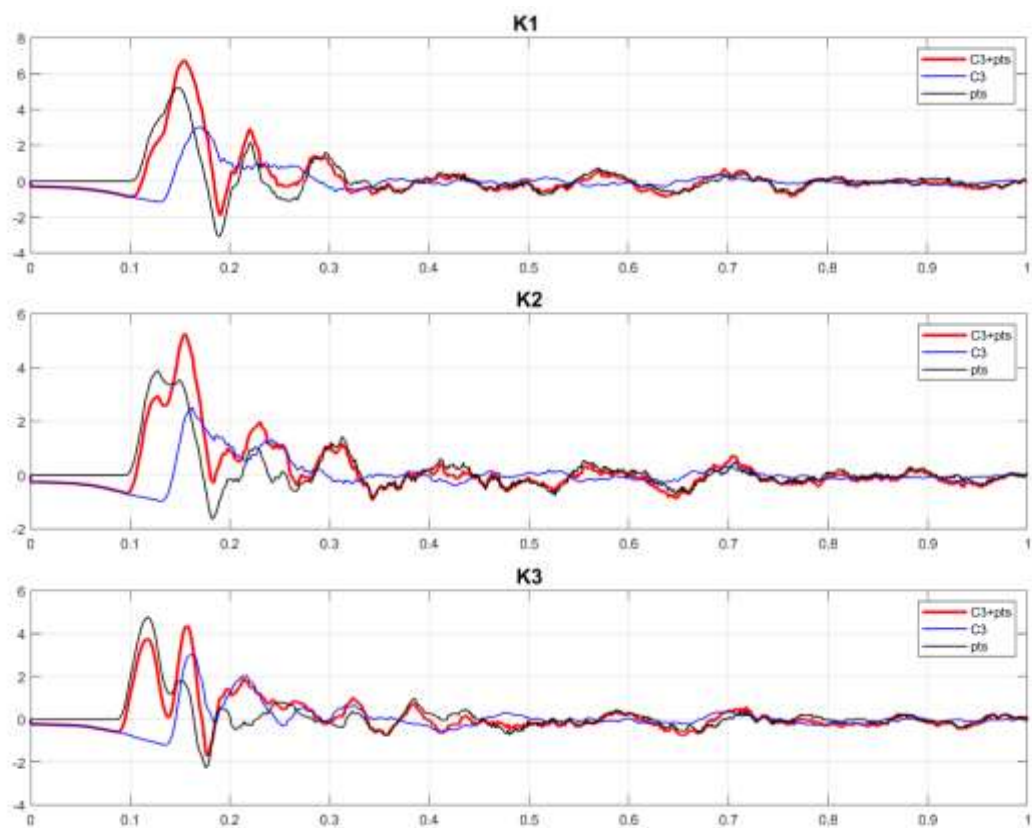


圖 134、C3 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

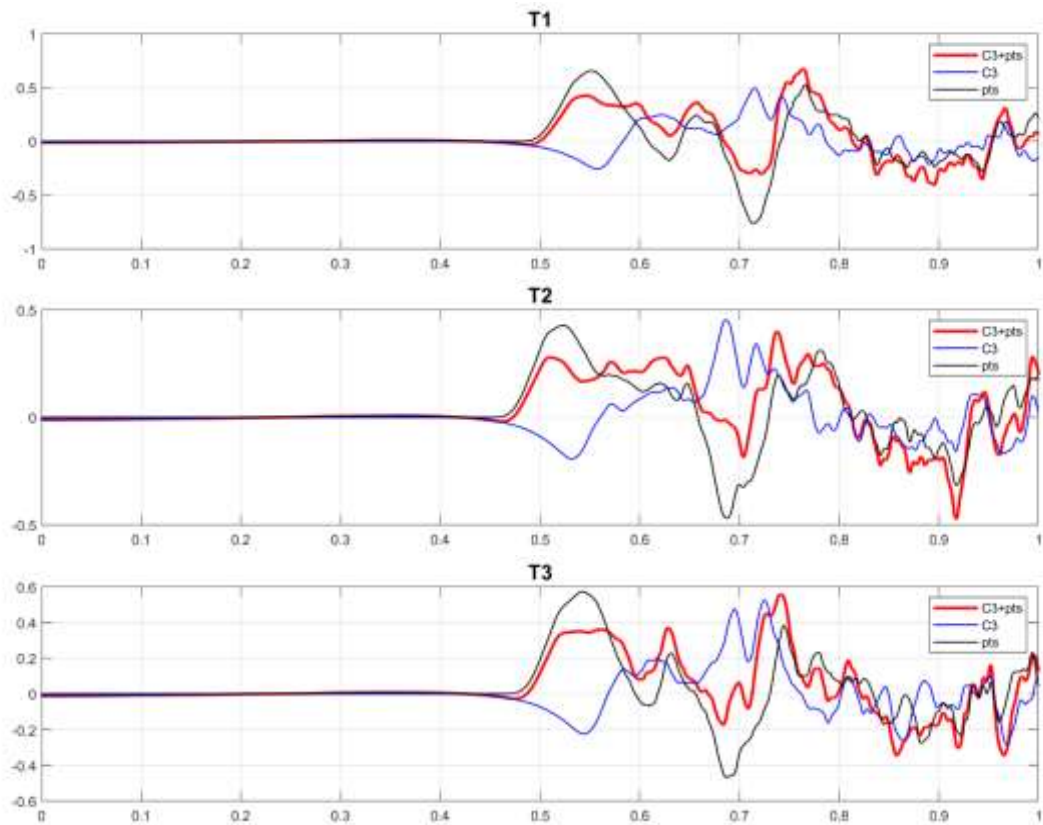


圖 135、C3 與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於徐(1981) 提出之地震參數疊加彭佳嶼附近海域海嘯源之案例中，模擬結果顯示，地震對金山、基隆及頭城之影響並不顯著。根據模擬結果，海嘯於事件發生後約 29 分鐘於金山產生約 6 公尺之波高，這主要受彭佳嶼附近海域海嘯源之影響；基隆港於事件發生後約 29 分鐘，出現約 5 公尺之波高顯示該地區也主要受到彭佳嶼附近海域海嘯源之影響，而非地震之直接影響；頭城區域則於事件發生後約 42 分鐘，海嘯出現約 2 公尺之海嘯波。

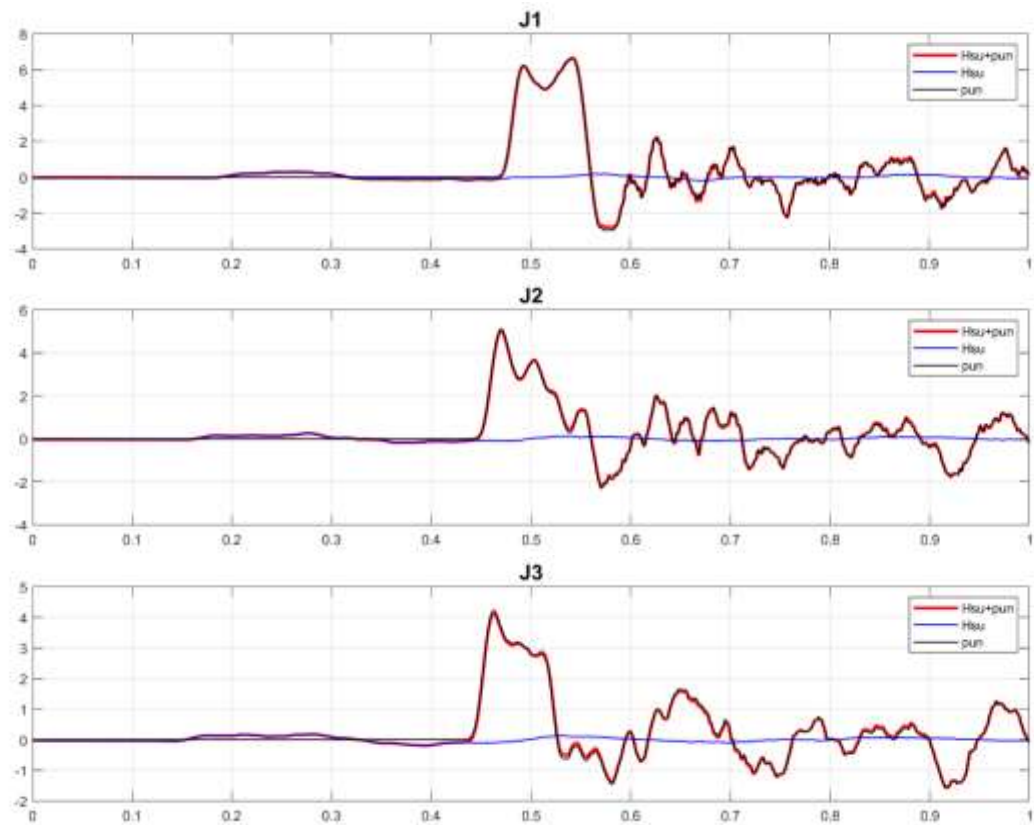


圖 136、徐(1981)之地震參數與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

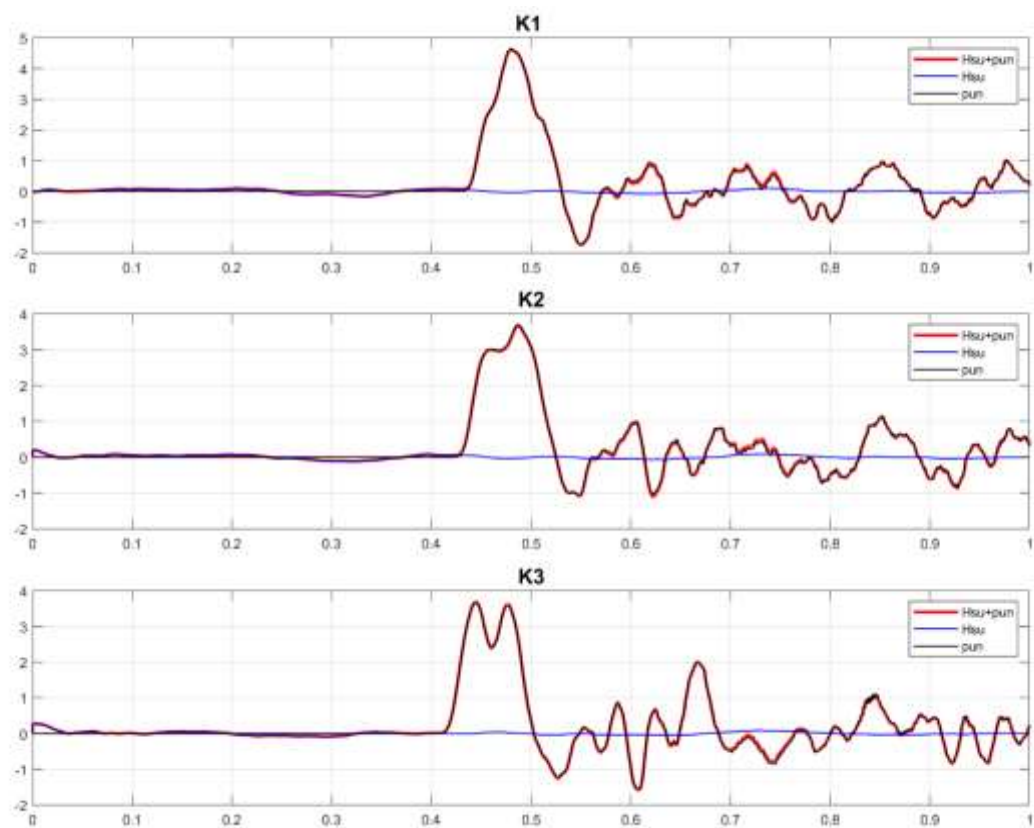


圖 137、徐(1981)之地震參數與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

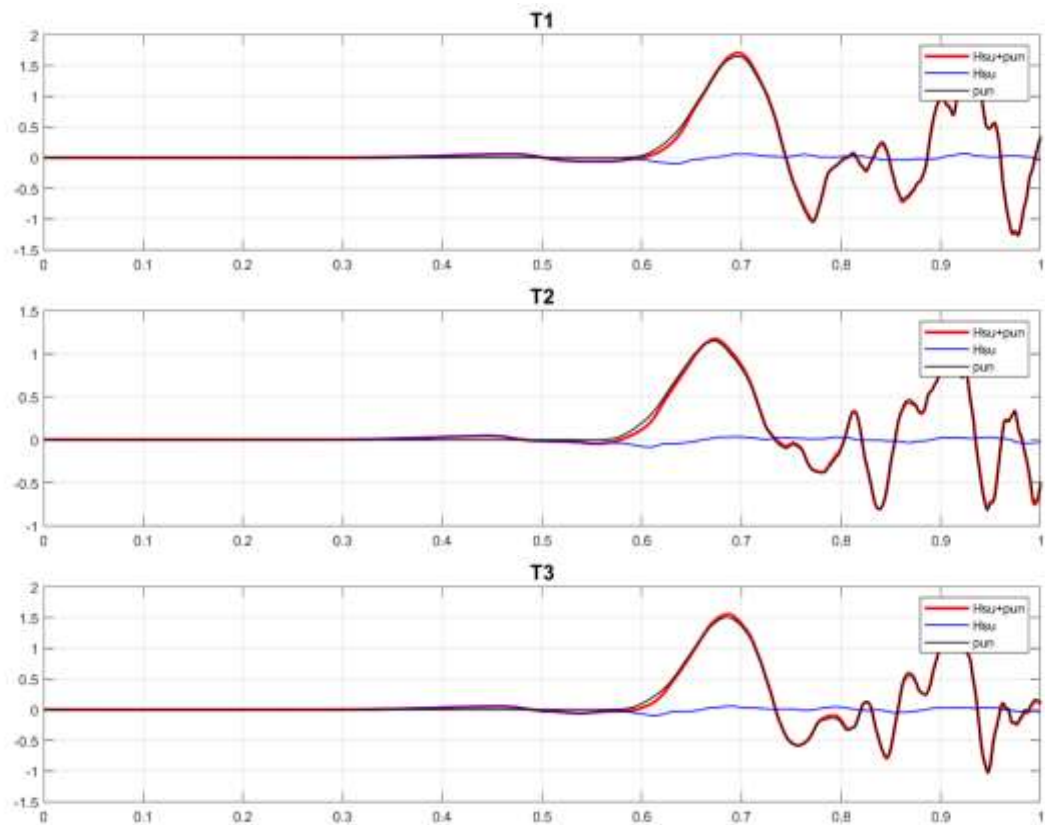


圖 138、徐(1981)之地震參數與彭佳嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於徐(1981) 提出之地震參數疊加基隆嶼附近海域海嘯源之案例中，模擬結果顯示，地震對金山、基隆及頭城之影響並不顯著。根據模擬結果，海嘯於事件發生後約 9 分鐘於金山產生約 6 公尺之波高，這主要受基隆嶼附近海域海嘯源之影響；基隆港於事件發生後約 8 分鐘，出現約 5 公尺之波高顯示該地區也主要受到基隆嶼附近海域海嘯源之影響，而非地震之直接影響；頭城區域則於事件發生後約 33 分鐘，海嘯出現約 0.6 公尺之海嘯波。

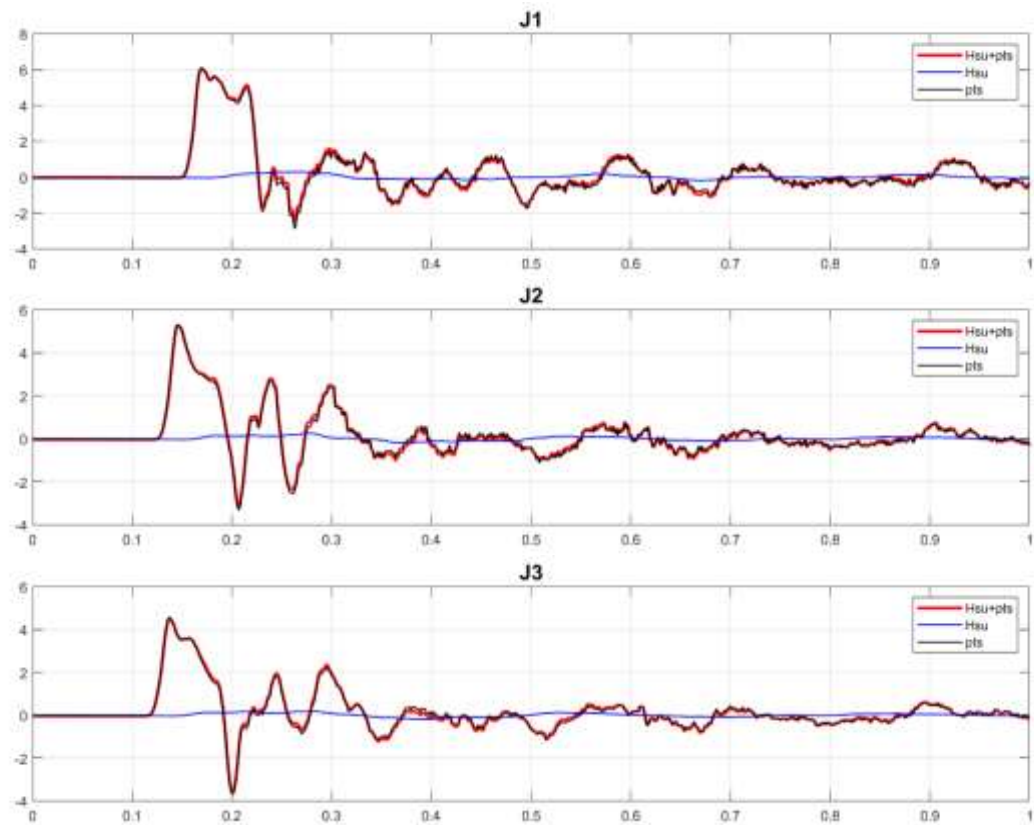


圖 139、徐(1981)之地震參數與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於金山之波高

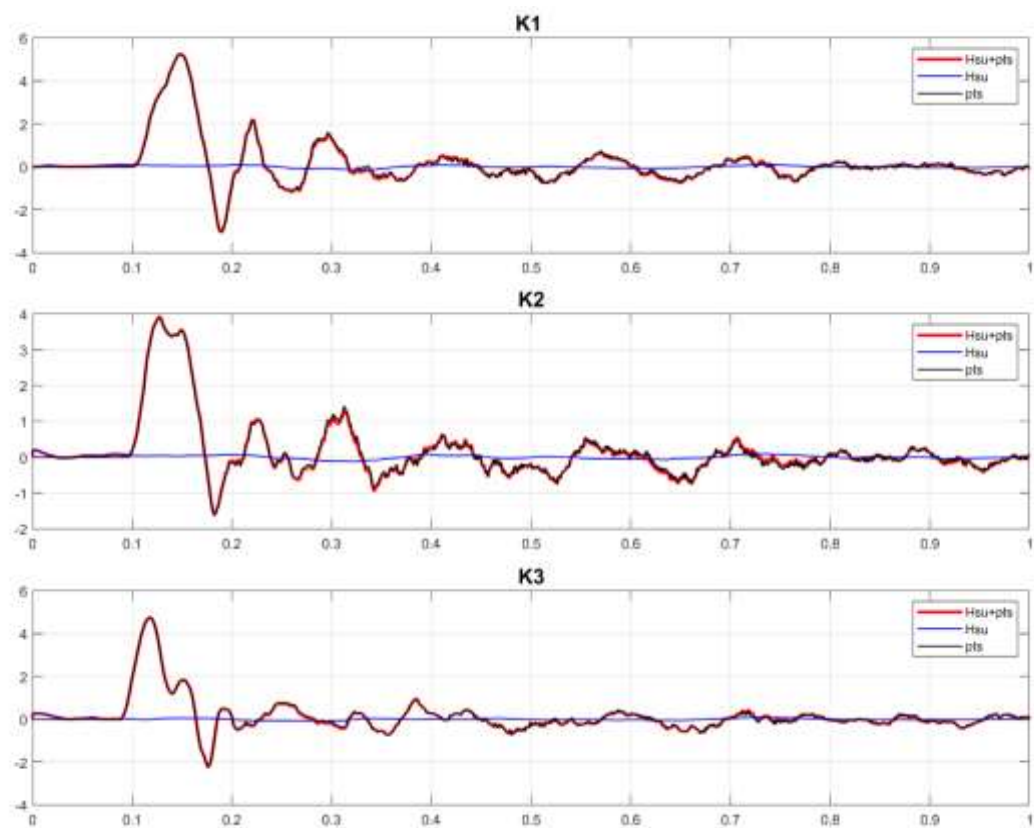


圖 140、徐(1981)之地震參數與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於基隆之波高

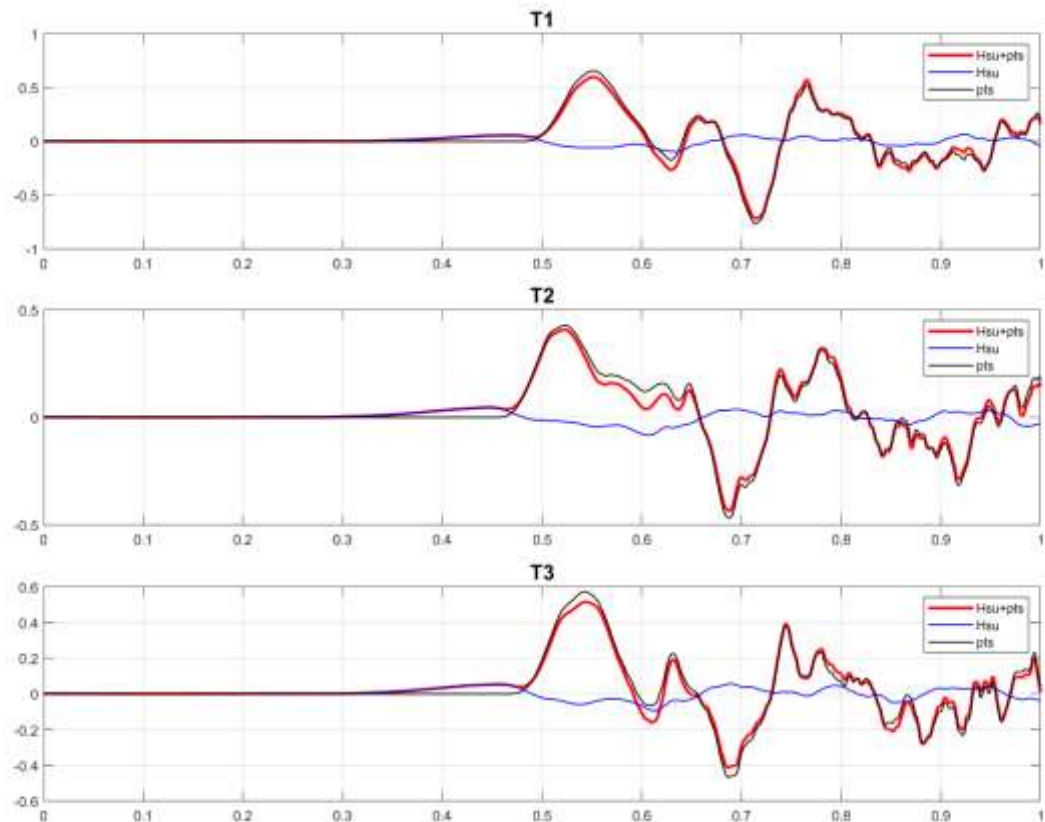


圖 141、徐(1981)之地震參數與基隆嶼附近海域海嘯源複合型海嘯源於頭城之波高

於徐(1981) 提出之地震參數疊加 L3 海底山崩之案例中，模擬結果顯示，地震對金山、基隆及頭城之影響並不顯著。根據模擬結果，海嘯於事件發生後約 27 分鐘，首先於金山產生約 6 公尺之波高，並於約 35 分鐘後再次出現第二波約 6 公尺之波高，這些波高主要是由海底山崩所引發；基隆港於事件發生後約 25 分鐘，出現約 4 公尺之波高，顯示該地區也主要受到海底山崩之影響，而非地震之直接影響；頭城區域則於事件發生後約 23 分鐘，海嘯出現約 1.5 公尺之海嘯波。此情境之波高與文獻記載一致，顯示此情境可能與當時之海嘯事件相關。

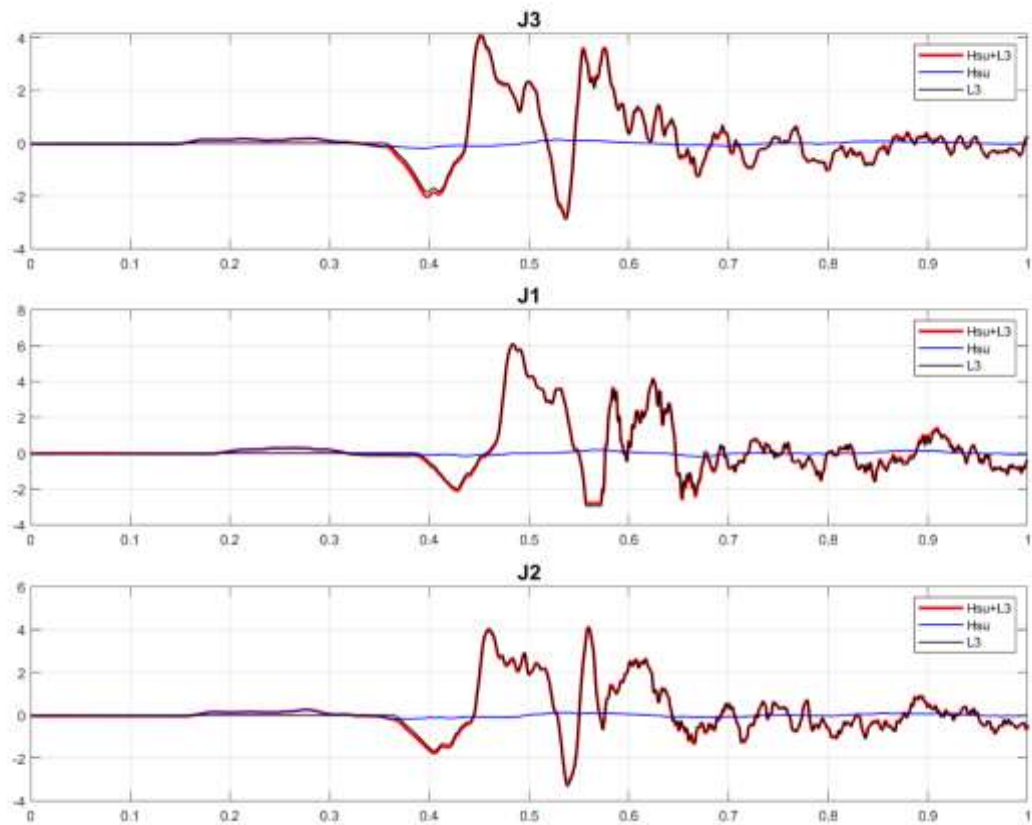


圖 142、徐(1981)之地震參數與 L3 海底山崩複合型海嘯源於金山之波高

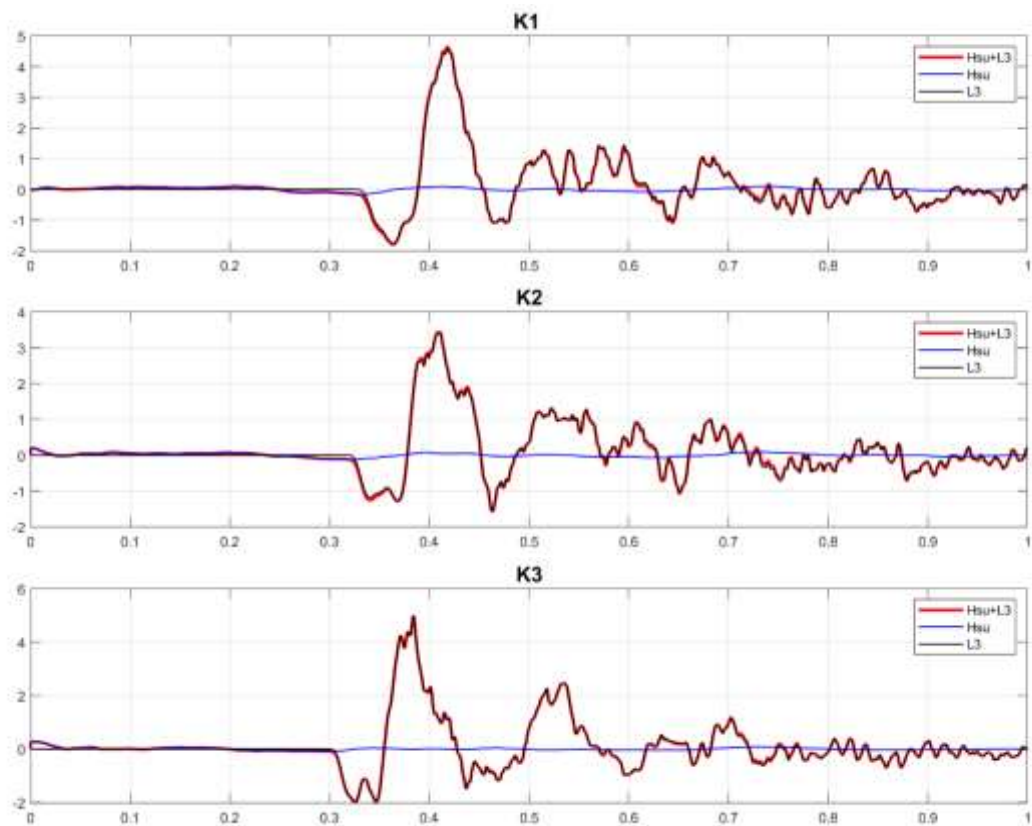


圖 143、徐(1981)之地震參數與 L3 海底山崩複合型海嘯源於基隆之波高

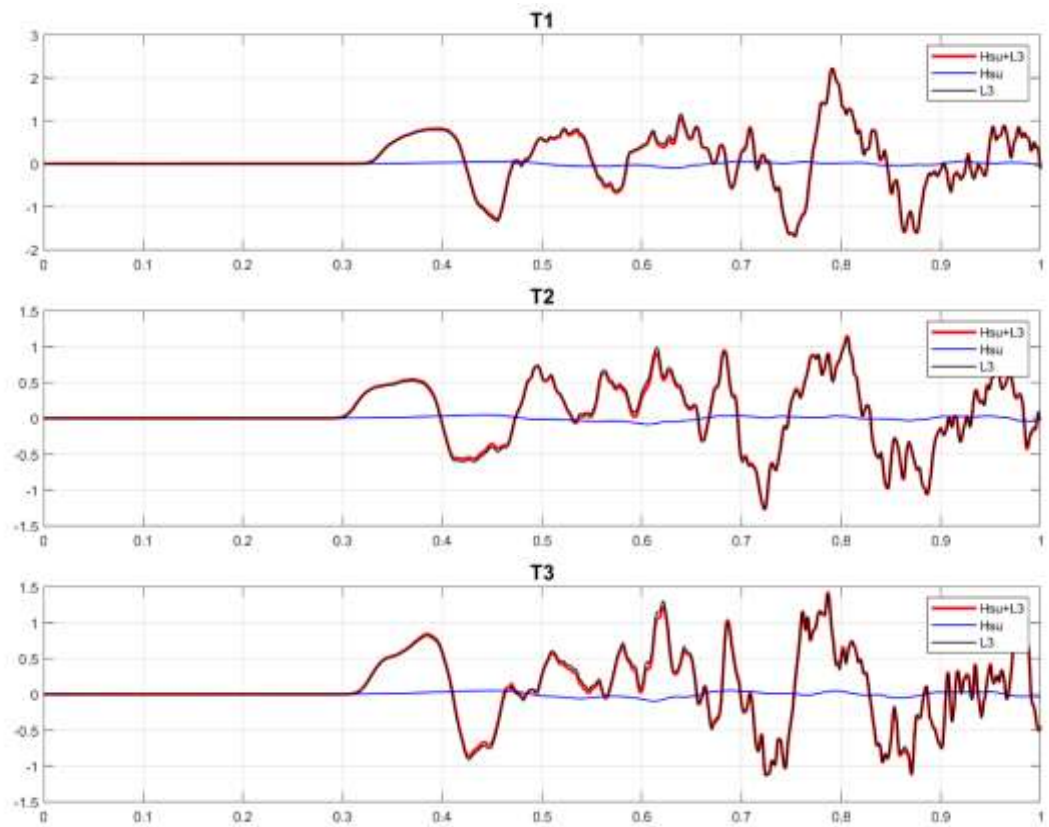


圖 144、徐(1981)之地震參數與 L3 海底山崩複合型海嘯源於頭城之波高

九、結論

根據歷史文獻資料推斷，1867 年基隆海嘯於金山地區有 6 公尺之海嘯波高、基隆地區達 3 至 4 公尺，頭城地區則為 1 至 2 公尺。藉由 IIA 模擬，本研究推測 1867 年基隆海嘯之海嘯源位置可能位於基隆外海一帶。進一步，本研究對東北海域之火山島嶼進行火山情境，並針對東北海域周邊之斜坡進行海底山崩之模擬分析，共分析 10 組地型海嘯情境、五組火山型海嘯情境、三組海底山崩型海嘯情境，以及一組潛在海嘯源情境。模擬結果顯示(

表 14)，地震型海嘯無法達到歷史文獻中所記載之波高。這意味著，1867 年基隆海嘯之來源不太可能是由傳統之地震型海嘯所引發。如果將這次海嘯歸因於非地震型海嘯，則基隆陸棚 (L2) 或棉花峽谷斜坡 (L3) 上之海底山崩可能是當時海嘯之主要成因。這些斜坡區域之海底山崩會迅速引發大規模之海嘯波，並且在特定之地形條件下，這些波浪能夠達到與史實記錄一致之波高。

若將海嘯視為多重海嘯源同時作用，本研究認為最符合史實之情境為規模 7.0 之山腳斷層(徐明同, 1981)與棉花峽谷斜坡之海底山崩共同引發之海嘯，該情境於金山地區之波高達 6 公尺、於基隆達 4 公尺，於頭城達 1.5 公尺。此外，發生於山腳斷層陸上至海上段破裂，且傾角為 4.5° (C2)，再結合基隆嶼附近海域海嘯源或彭佳嶼附近海域海嘯源，亦可能為當時之海嘯源。另一種可能之情境為，山腳斷層陸上至海上段破裂，傾角為 6.0° (C3)，並與彭佳嶼附近海域海嘯源結合，也可能是當時海嘯之成因。透過多重海嘯源之情境模擬及分析能夠有效解釋歷史文獻中之波高記錄，並為我們提供了關於當時海嘯發生之合理解釋。

另外，本研究亦對龜山島之海嘯情境進行模擬分析。結果顯示，龜山島引發之海嘯對金山及基隆地區之影響不明顯，但對頭城地區之波高可達 4 公尺，同時對宜蘭沿海地帶有顯著之影響，因此宜蘭地區必須對來自龜山島區域之海嘯風險保持警覺。

日本 311 海嘯發生規模 9.1 之地震與海嘯，並造成福島第一核電廠輻射外洩之事故。該事件僅單一及造成重大損傷。本研究分析結果，臺灣北部之海嘯源除會對金山、基隆及頭城造成危害外，還應特別關注核一、核二以及核四之潛在海嘯風險。因此未來將進行更多種情境分析，以掌握臺灣北部之潛在海嘯威脅，並希望能達到預警之作用。

表 14、單一海嘯源模擬之事件整理

	金山	基隆	頭城
徐明同, 1981	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Tsai, 1986	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Ma and Lee, 1997	X(太小)	X(太小)	X(太小)
鄭世楠, 2013	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Yu, 2019 (C1)	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Yu, 2019 (C2)	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Yu, 2019 (C3)	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Cheng et al. 2016 (O1)	X(太小)	X(太小)	X(太小)
Cheng et al. 2016 (O2)	X(太小)	X(太小)	O
Cheng et al. 2016 (O3)	X(太小)	X(太小)	O
花瓶嶼	O	X(太大)	X(太大)
棉花嶼	O	X(太大)	X(太大)
彭佳嶼	O	X(太大)	O
龜山島	X(太小)	X(太小)	X(太大)
基隆嶼	O	X(太大)	X(太小)
pts	O	X(太大)	O
L1	O	X(太大)	X(太大)
L2	O	O	O
L3	O	O	O

十、相關文獻

1. Liu, P. L., Woo, S. B., & Cho, Y. S. (1998). Computer programs for tsunami propagation and inundation. Cornell University.
2. Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
3. Tsai, C.H., Hsu, S.K., Lin, S.S., Liang, C. W. (2016) The Keelung Submarine Volcano in the near-shore area of northern Taiwan and its tectonic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 149, 86-92.
4. Wang, X. (2009). User manual for COMCOT version 1.7 (first draft). Cornell University.
5. Wu, H. (2017), The Development of the Earthquake Tsunami Relationship Analysis and the Study of Potential Tsunami Threat in Taiwan [in Chinese], Master thesis, National Central University, Institute of Hydrological and Oceanic Sciences, Taiwan.
*Wu, T. R. (2012). Deterministic study on the potential large tsunami hazard in Taiwan. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 6(03), 1250034.
6. Cheng, S. N., Shaw, C. F., & Yeh, Y. T. (2016). Reconstructing the 1867 Keelung Earthquake and Tsunami Based on Historical Documents. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, 27(3).
7. Chung, M. J. (2018). IIA and TATA approaches to reconstructing and analyzing the 1960 Chile and 1867 Keelung tsunami events [in Chinese], Master thesis, National Central University, Institute of Hydrological and Oceanic Sciences, Taiwan.
8. Lin, M. S. (2006). The Study Methods of Historical Tsunami Research (Taiwan) [in Chinese]. *Ti-Chi*, 25(2), 71-81.
9. Matta, N., Ota, Y., Chen, W.-S., Nishikawa, Y., Ando M. and Chung L.-H. (2013). Finding Tsunami Boulders on Jiupeng Coast in Southeastern Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 24, 159-163.
10. Wang, Yu-Ju, Chung-Han Chan, Ya-Ting Lee, Kuo-Fong Ma, J. Bruce H. Shyu, Ruey-Juin Rau, and Chin-Tung Cheng (2016). Probabilistic Seismic Hazard Assessment for Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 27, 325-340.
11. Yu, Neng-Ti, Jiun-Yee Yen, Wen-Shan Chen, I-Chin Yen, Jin-Hsing Liu (2016). Geological records of western Pacific tsunamis in northern Taiwan: AD 1867 and earlier event deposits, *Marine Geology* 372, 1–16.
12. Chuang, C. M., Shea, K. S., Lu, S.-T., Tsang, C. H., Borao Mateo, J. E., Berrocal, M. C., Chen, P. T., Liu, Y. C., Herrero, E. S., Rodriguez, S. C., & Moret, M. G. (2018). Significance of high-energy event deposits found in the geological investigation of archaeological test pits on Heping island, Keelung, *Western Pacific Earth Sciences*, 15-18, 1-18.
13. Yu, N.T., D. Sugawara, J.Y. Yen (2019). Estimating a Tsunami Source by Sediment Transport Modeling: A Primary Attempt on a Historical/1867. *Journal of Geophysical, Earth Surface*, 124, 1675–1700.

14. Lee, W. H. K., F. T. Wu and Carl Jacobsen (1976). A Catalog of Historical Earthquakes in China Compiled from Recent Chinese Publications. Bulletin of Seismological Society of America. 66(6), 2003-2016.
15. Ma, Kuo-Fong and Mon-Feng, Lee (1997). Simulation of Historical Tsunamis in the Taiwan Region”, TAO, 8(1), 13-30.
16. Lin, Ming-Sheng, Chien-Li Hsiao, Chien-Hsin Chang and Huan-Chi Liu. The Parameters of the 1867 Tsunami in Chinshan, Northern Taiwan (2006). 2006 Annual Meeting of Geological Society Located in Miaoli Program and Abstracts, 96.
17. 鄭世楠(2013)。塵封的裂痕歷史地震系列演講－第一講 1867 年基隆地震，TEC 台灣地震科學中心。
18. 徐明同(1981)。海嘯所引起之災害，氣象學報，第 27 卷，第一期，1-15。
19. 吳祚任(2011)。潛在大規模地震與海嘯對核電廠及台灣沿海地區之影響，國家科學委員應科方案期末報告。
20. 李俊叡(2014)。臺灣海嘯速算系統建置暨 1867 年基隆海嘯事件之還原與分析，國立中央大學水文與海洋科學研究所學位論文。
21. 曾歆倚(2023)。COMCOT 模式對索羅門群島和台灣東北海岸進行海嘯潛勢分析，國立中央大學水文與海洋科學研究所學位論文。
22. 劉天祺(2020)。18 世紀臺灣歷史海嘯研究：1781 年加藤港暴漲暨 1782 年海嘯事件之還原與分析，國立中央大學水文與海洋科學研究所學位論文。
23. 陳培桂(2018)。淡水廳誌第四冊 14 卷。
24. 康氏族譜(2022)。康氏宗親會。

113 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫二

琉球隱沒帶南段微震活動研究

王秀雅 許樹坤 簡芯蓓 吳旻叡

中華民國地球物理學會

摘要

中央氣象署所規劃建置的海域地震與海嘯海纜觀測系統，成功將地震監測範圍由陸地向外推展至周圍海域，不僅有效提升海域的地震監測能力與定位精確度，也強化了地震即時警報能力。系統自建立也以來已收集相當豐富的數據，值得一提的是，這些位於海域的觀測站收集到許多陸上地震觀測網未能偵測到的微震活動。

微震活動監測是了解與追蹤岩石/斷層破裂機制有效工具之一。本計畫將主要分析架設於東北海域的 EOS3、EOS4 與 EOS5 的三個地震觀測站的資料，了解琉球隱沒帶南端的地震活動的時空分布，這些珍貴的資料將有助於我們了解板塊碰撞隱沒的特性。我們也希望能建立微震自動化監測技術，進一步建構地震活動資料庫，並將成果應用在後續地震防災上。

關鍵字：琉球隱沒帶、孕震構造、深度學習

Abstract

CWA construction Submarine Cable Seismic and Tsunami Observation System that extend the earthquake detection capability to the offshore area. By integrate inland and marine seismic network, it does not only improve the accuracy of earthquake locations but also enhances earthquake early warning system. This system collects a large amount of data since it came into operation and record many weak microseismic that cannot be detected by inland seismic network.

Microseismic monitoring is a useful tool for understanding and tracking the progress of mechanical processes occurring in active rock fracture systems. This project aims to analysis for the temporal and spatial distribution of local seismicity of the southern Ryukyu subduction zone by using stations EOS3, EOS4, and EOS5, which locate in the Ryukyu Arc and Ryukyu Forearc basin. The results will help us learn more useful information of study area. We also hope to establish automatic microseismic monitoring techniques and construct an earthquake database and to translated into usable information for earthquake prevention.

Keywords: Ryukyu Subduction Zone, Seismogenic structure, Deep Learning

1 前言與研究目的

在臺灣東方，菲律賓斜向碰撞隱沒到歐亞板塊之下，形成琉球島弧。琉球島弧由日本向西南延伸至臺灣東部海域。琉球隱沒系統最西南端由南至北可分為琉球海溝、增積岩體、火山弧與弧後盆地等構造單元，此區域在弧陸碰撞與沖繩海槽弧後張裂的同時作用下，不僅是個地震活動相當頻繁的區域，亦產生各種不同的形態的地震事件 (Huang et al., 2012; Kao et al., 1998; Wang et al., 2019)。過去歷史地震紀錄顯示臺灣區域規模大於 4.5 之地震主要分佈於東部沿岸、弧前盆地以及沖繩海槽之區域 (圖 1-1)。

本計畫將著眼於琉球弧前盆地區域 (圖 1-1 紅框區域)，此區域主要的地震群與隱沒板塊有著直接關係，其震源機制解之特色呈現向北或向西北傾斜的低角度逆衝斷層群，深度一般小於 35 km，大多順著板塊隱沒之介面分佈，由震源分布可知此面狀構造與隱沒板塊邊界相符，為上覆板塊 (歐亞板塊) 與隱沒板塊 (菲律賓海板塊) 之間相對運動於介面產生的地震。此外，Wang et al. (2019) 根據 2015 年 0420 地震之餘震分布推測發生於板塊介面的地震與南澳海盆東西側的蘇澳斷層 (Suao Fault Zone, SFZ) 和南澳斷層 (Nanao Fault Zone, NFZ) 有關 (圖 1-2)。兩條右移斷層形成轉換擠壓系統 (transpressional system)，並使應力累積於盆地下方，進而誘發板塊界面的地震。過去的研究指出，在隱沒帶板塊交界帶之上邊界區域是產生海嘯的高風險區域 (Hill et al., 2012; Hubbard et al., 2015; Yue et al., 2014)，而下邊界的寬度則被視為影響隱沒帶地震規模的重要因子 (Herrendörfer et al., 2015) (圖 1-2 之下圖之區域 A 與 B)。目前對於琉球孕震帶上下邊界之無震帶的相關研究仍相當的缺乏，其中可能原因為該區域內板塊錯動能量釋放的方式是透過無震滑移 (aseismic slip) 或是潛移 (creeping)，由於錯動位移有限且錯動歷時長之特性，以至於這類構造活動產生的訊號難以被臨時的海底地震儀觀測網所記錄，進而無法進行相關的分析。

此外，1920 年在發生於臺灣東部的南澳海盆規模 7.7 的地震 (Theunissen et al., 2010) 為臺灣區域所記錄到的最大地震，在這個地震臨近區域也曾產生 2 個規模大於 7 的地震，分別發生於 1963 ($M_w 7.2$) 與 2002 ($M_w 7.1$) (Theunissen et al., 2010)，顯示其復發周期約 40 年左右。臺灣東部弧前盆地區域是發生大規模地震的高風險區域，過去的研究指出此區域地體構造有相對高的機率發生災害型地震並引發海嘯 (Hsu et al., 2013; Hsu et al., 2012; Lay et al., 2010; Megawati et al., 2008; Simons et al., 2011)。臺灣北部人口密集，且有核能電廠設置，了解這區域的地震構造特性是相當重要的工作。

2006 起中央氣象署所規劃建置的海域地震與海嘯海纜觀測系統，成功將地震監測範圍由陸地向外推展至周圍海域。透過整合海陸觀測網，不僅有效提升海域的地震監測能力與定位精確度，也強化了地震即時警報能力。系統自建立以來也已收集相當豐富的數據。本計畫將主要針對設置在琉球弧前盆地區域之 EOS3、EOS4 與 EOS5 的資料進行分析，透過分析海底地震儀所記錄到的地震活動的時空分布與可能來源進一步探討此區域之孕震機制。考量到資料量龐大，我們首先利用 Mousavi et al. (2020) 所提出的 EQTransformer 方法，自動化進行地震的偵測以及 P 波與 S 波的波相挑選，藉以了解研究區域內的有多少地震事件可有效的被陸上測

站偵測到，我們進一步使用 REDpy (Repeating Earthquake Detector in Python) (Hotovec-Ellis & Jeffries, 2016; Hotovec-Ellis, 2024)檢視事件出現的頻率，除探討計畫區域之地震活動概況，我們也希望能建立微震自動化監測技術，進一步建構地震活動資料庫，並將成果應用在後續地震防災上。

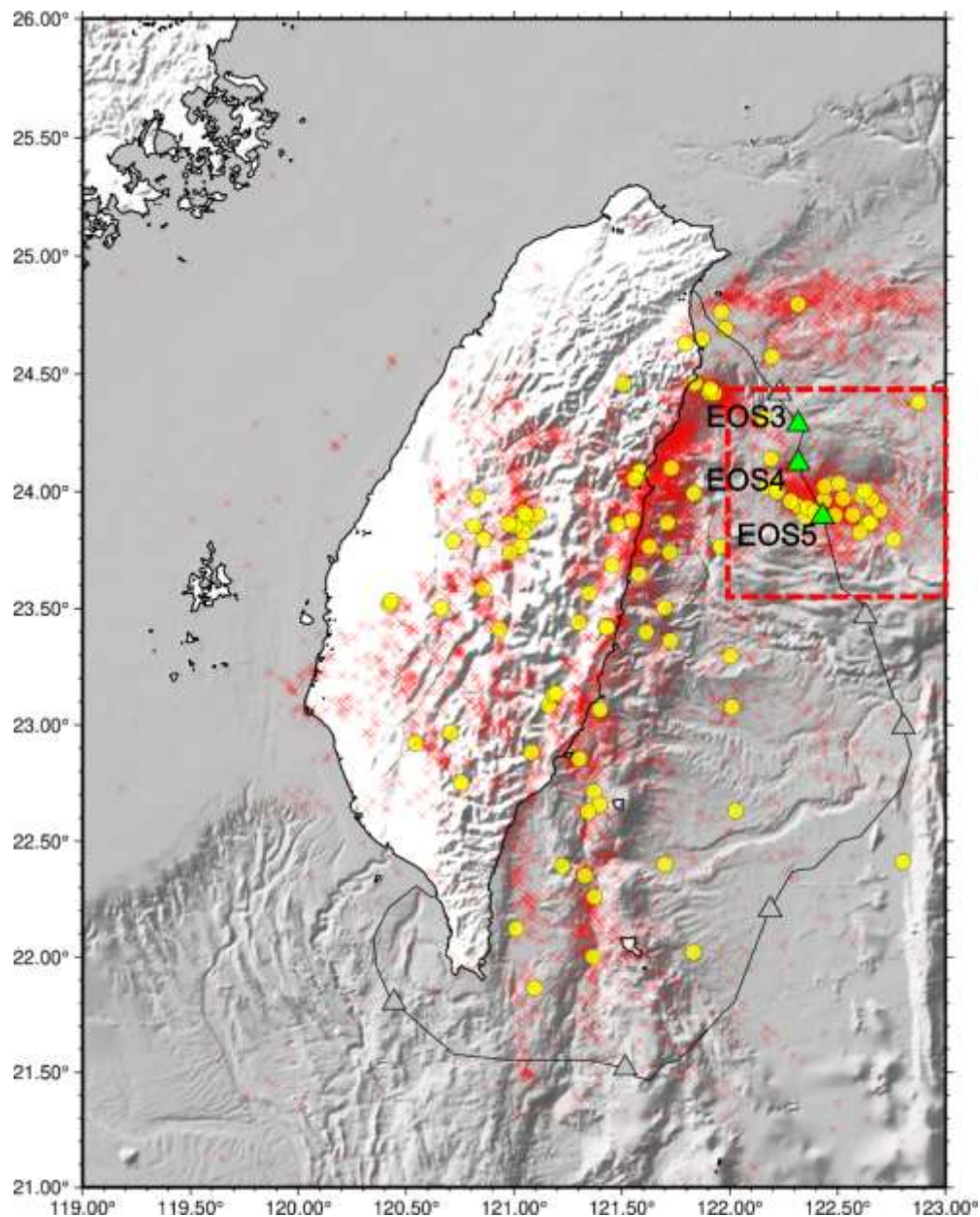


圖 1-1、臺灣地區地震分佈圖與海纜觀測系統之測站位置圖。

地震資料取自中央氣象署 1973 年至 2022 年地震目錄，臺灣地區約有 70% 的地震集中在東北部外海，其中規模大於 6 的地震（黃圈）多集中於弧前盆地，綠色三角形標記。

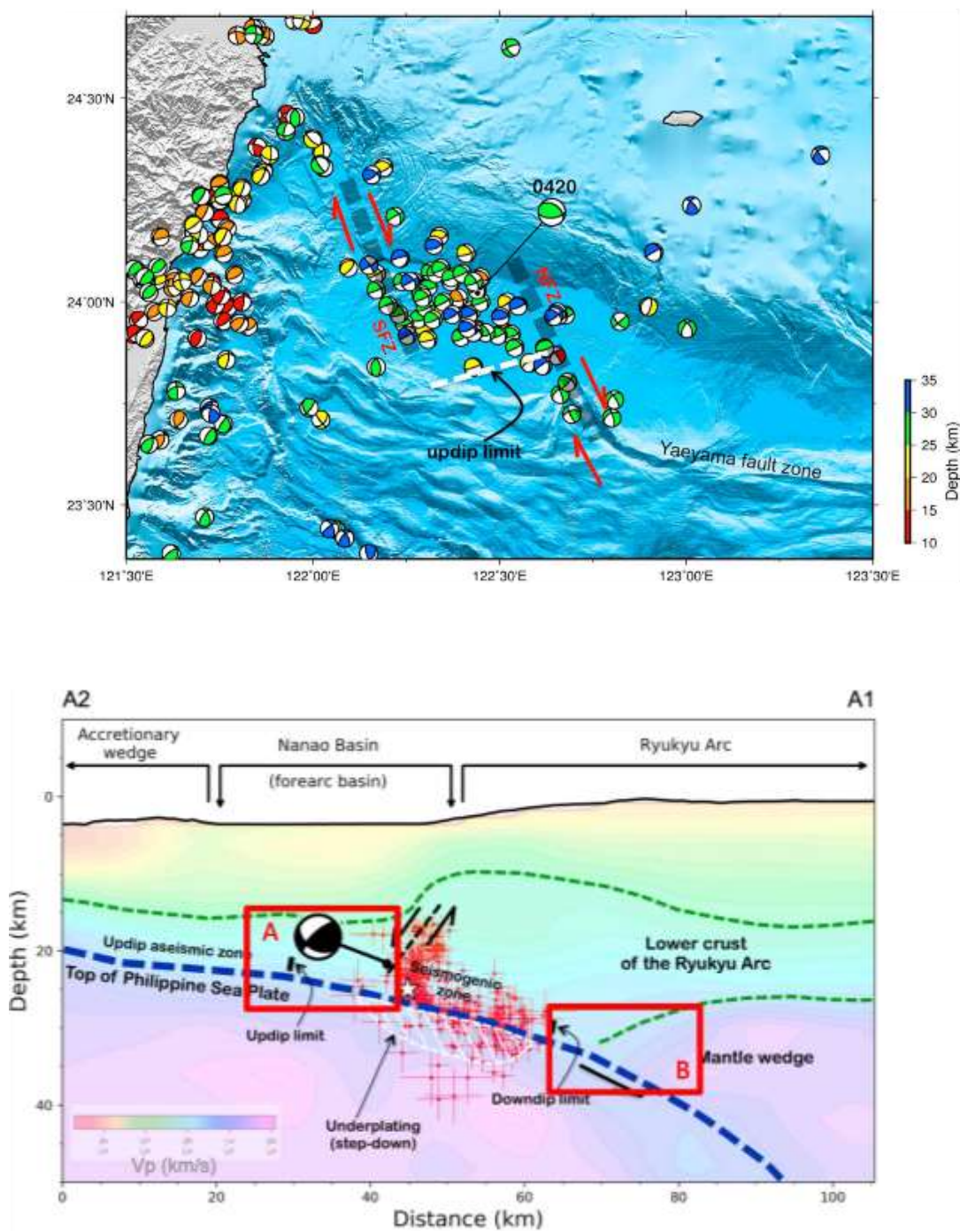


圖 1-2、琉球隱沒帶震源機制解與 2015 年南澳地震餘震分布與構造解釋。

(上) 震源機制解取自臺灣寬頻地震觀測網資料中心 (Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)，資料時間範圍選用 1995 年至 2016 年間，規模 4.5 以上，深度淺於 35 公里。(下) 2015 年 0420 地震之餘震定位結果。圖片修改自 Wang et al. (2019)

2 研究方法

2.1 資料蒐集與資料預處理

中央氣象署為加強海域地震監測與強化海嘯預警能力，自 2006 年起執行「東部海域電纜式海底地震儀及海洋物理觀測系統建置計畫」規劃建置海纜與海底觀測站。截至 2023 年底其纜線以自宜蘭頭城外海向外延伸至花東海盆，進一步向西南延伸至恆春半島南邊外海，最終於屏東枋山登陸。海纜沿途共架設 9 座電纜式海底地震海嘯觀測儀，各站皆設置加速度地震儀、速度型地震儀及壓力計等相關觀測儀器。本計畫主要目標區域為臺灣東北外海的弧前盆地，因此選用其中 EOS3、EOS4、EOS5 三個測站，其中 EOS3、EOS4 自 2017 年 1 月底開始紀錄，EOS5 則為 2020 年 9 月中開始運行，本計畫將會針對 2020 年 9 月至 2022 年 3 月之速度型地震儀資料進行分析。初步檢視資料，儀器紀錄期間偶有因通訊中斷而產生的資料缺失，因此我們透過內插方法補足資料，在固定採樣率為 100 Hz 情況下，確認各分量每天的資料點數皆為 8640000 筆，最後針對每筆波形資料進行基線校正（remove mean value）、去除趨勢（detrend）及抑制頭尾端之振幅（taper）（圖 2-1）。

此外，海纜地震儀設置於電纜中，投放後無法像陸地上的地震儀可再調整其方位，且因為儀器未固定在海床上，因此需透過傾斜儀的紀錄求取儀器的位態後，進一步將原始資料 EH1、EH2 與 EH3 之分量轉回垂直、正北與正東方向，以提高後續波相拾取的精準度。海纜觀測系統的配置如（圖 2-2）所示，儀器的三軸方向為右手坐標系，傾斜角（tilt angle）為 X 軸與地面夾角，朝上為負；旋轉角（rotate angle）為沿著 X 軸旋轉角度，逆時鐘方向為正；方位角（Azimuth）為 X 軸與正北之夾角，順時針方向為正。資料處理上，我們使用氣象署地震測報中心所提供的測站方位角資訊，再加上傾斜儀數據紀錄可求得傾斜角 ψ 值與旋轉角 ϕ （式 3-1 與式 3-2）：

$$\phi = \tan^{-1}(Y/Z) \dots (\text{式 2-1})$$

$$\psi = \tan^{-1}(Y/\sqrt{Y^2 + Z^2}) \dots (\text{式 2-2})$$

其中 X 、 Y 與 Z 分別為對應氣象署傾斜儀之 HA3、HA2 與 HA1 軸。

最後將式 3-2 及式 3-3 結果帶入旋轉矩陣公式（式 3-3），即可將速度型地震儀的三分量的記錄修正為正東（ E ）、正北（ N ）與垂直（ Z ）向的記錄。

$$\begin{bmatrix} D_E \\ D_N \\ D_Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta - 90^\circ) & \sin(\theta - 90^\circ) & 0 \\ -\sin(\theta - 90^\circ) & \cos(\theta - 90^\circ) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(-\phi) & 0 & -\sin(-\phi) \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin(-\phi) & 0 & \cos(-\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(-\phi) & \sin(-\phi) \\ 0 & -\sin(-\phi) & \cos(-\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_x \\ D_y \\ D_z \end{bmatrix} \quad (\text{式 2-3})$$

其中上述 θ 為方位角，而 D_x 、 D_y 、 D_z 為原始觀測資料三軸向振幅， D_E 、 D_N 、 D_Z 為修正後的東西、南北和垂直向振幅。

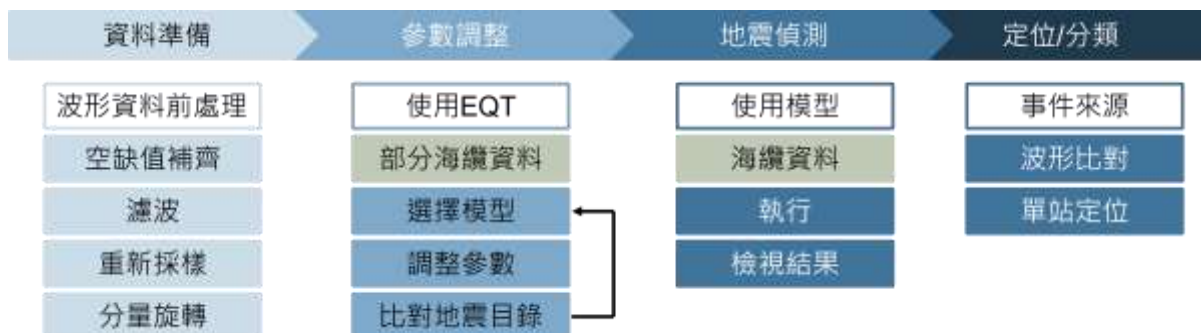


圖 2-1、本計畫資料處理流程。

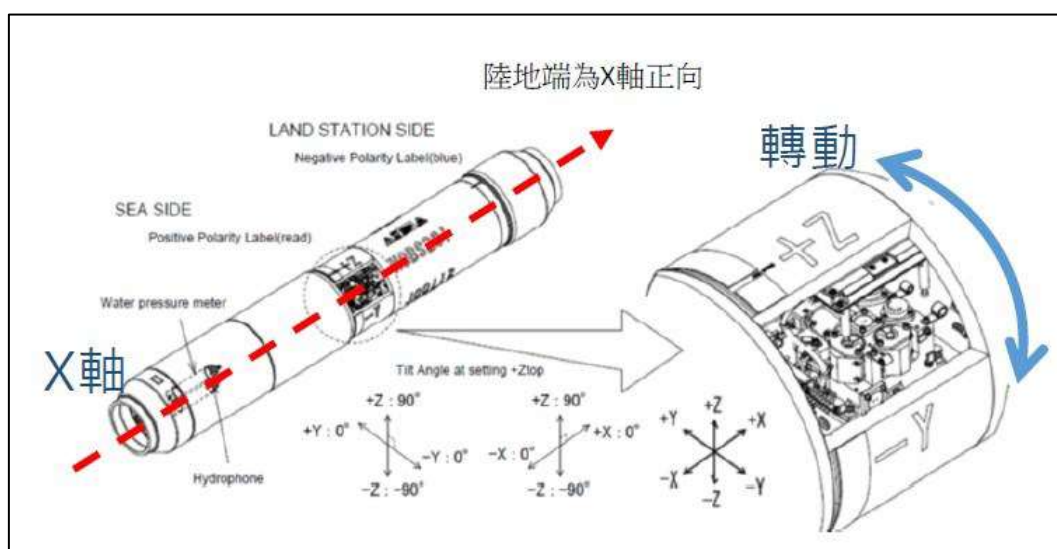


圖 2-2、海纜測站之角度示意圖。

其 X、Y、Z 方向分別為海纜軸線方向及其兩個垂直方向，本圖由氣象署地震測報中心提供。

2.2 地震偵測

面對龐大的地震資料，挑選地震波往往是地震定位流程中最為耗時的一個步驟，如何能精確判斷地震波的到時，是地震學上的一門重要課題。隨科學技術的進步，地震偵測/波相拾取也開始引入深度學習技術，目前已有越來越來學者投入相關研究。透過深度學習的方法，除可有效幫助辨識地震，也能大幅降低所需的人力與時間成本。目前以深度學習為基礎的自動波相挑選套件中，EQTransformer 為最為流行的套件之一。EQTransformer 為 Mousavi et al. (2020)以深度學習技術所發展

之套件，它能對連續波型資料進行地震事件的偵測。它所提供的深度訓練模型系使用開放資料庫 STanford EQTransformerDataset (STEAD) (Mousavi et al., 2019) 的資料做為訓練資料集，其中包含全球 100 萬筆的地震事件與 30 萬筆雜訊資料。由於大多數的事件規模小於 2.5，震央距小於 300 公里，因此該模型適用於偵測震央距小於 100 公里的地震事件。EQTransformer 透過建立多層神經網路，並應用注意力機制 (Attention Mechanisms)，可以同時偵測地震事件和與標記出波相到時 (圖 2-3)。EQTransformer 有著優異的精確率、召回率與 F1-Score，目前已越來越廣泛應用於地震資料處理上。

本計畫原定使用 EQTransformer 所提供的模型 (下稱 EQT_model) 進行波相挑選，但由於 STEAD 資料庫中的資料皆來自於陸地上的地震站，因此即便可應用在海底地震儀的資料，其效能仍顯著的下降，導致較容易產生誤判或漏判的情形，我們在後續 4-1 小節將有更詳細的說明。因此本計畫改採用以 EQTransformer 延伸改良的 OBSTransformer (Niksejel & Zhang, 2023) 提供之模型 (下稱 OBST_model)。OBST_model 訓練資料來自 11 個臨時海底地震觀測網，共 423 個海底地震儀。該資料集使用包含 36000 筆地震樣本與 25000 筆雜訊樣本 (圖 2-4)，並以 EQTransformer 之基礎模型進行遷移學習 (圖 2-5)。相較於 EQT_model，針對海域測站的波形紀錄，使用 OBST_model 更為合適。

2.3 地震波相挑選

經過 3.1 小節中的資料預處理後，為凸顯地震訊號，其波形紀錄進一步通過 5 至 20 Hz 帶通濾波，接著將所有紀錄以一分鐘一筆的 HDF5 (Hierarchical Data Format 5) 格式儲存，組間資料重疊 (overlap) 百分比為 30%，並分別設立地震偵測、P 波拾取與 S 波拾取的門檻值，同時將 S-P 波之到時差限制在 60 秒內，且同一測站皆須同時偵測到 P 與 S 波相。上述參數確立後，最後再以 EQTransformer 程式帶入 OBST_model 進行地震偵測與波相拾取 (圖 2-1)。

本計畫研究目標為了解琉球弧前盆地內地震活動，因此我們將主要偵測的範圍限縮在經度 122.0°E – 123.0°E、緯度 23.55°–24.45°內 (圖 1-1 紅框區域)，而參數調整的目標為盡可能把氣象署地震目錄中的已知地震一一挑出，我們使用之地震資料來自中央氣象署之臺灣地震與地球物理資料管理系統 (GDMS-2020)。針對區域內的地震資料，我們先以 TauP (Crotwell et al., 1999) 計算各地震到 EOS3、EOS4 與 EOS5 三站之理論到時，並與 EQTransformer 計算所得到的波相時間進行比對，若理論值與觀測值誤差在 8 秒內則視為 EQTransformer 有成功偵測到該地震，而由於此誤差抓的區間較為寬鬆，因此挑選出地震可能包含來自沖繩海槽與宜花近岸的地震，因此我們會進一步再透過限制 S-P 波之到時差以將大部分的地震來源限縮至弧前盆地範圍。

2.4 偵測重複之地震事件

本計畫資料僅使用海纜系統中的三個測站，且我們將目標放在規模較小的地

震，因此要進行精確地震定位較不容易，但若是能找出經常重複發生地震的來源，並透過氣象署已定位出的震央，回推至同一類型，但尚未被收錄地震事件，則亦可幫我們找出構造較活躍的地區。

因此本計畫進一步使用美國地質調查局(United States Geological Survey, USGS)所開發 REDPy 為工具，自動偵測連續資料中的重複地震的。REDPy 最初使用在偵測火山區域重複地震序列，但它也同樣適用假定會發生重複訊號的環境。它透過計算多個測站的波形資料間的相關性，將波形相似性高的地震聚集為同一類別，並藉由 PyTables 儲存為 HDF5 資料庫中。該程式的計算並不需要預先給定模板(template)事件，因此可直接將連續波形資料輸入並進行計算，但它也提供將過去找到的已集結成地震目錄內地震事件當作已知的類別，透過新增的連續資料，持續更新特定類別內的地震。

REDPy 的資料處理流程如圖 2-6，在輸入前處理的波形後，調整短時窗長時窗比例法 (STA/LAT ratio) 的參數，以盡可能搜尋到記錄中的事件。當一事件被觸發後，系統會先將該片段當作孤立事件 (orphans) 儲存在資料庫中，隨著不斷更新的波形資料，系統會將過去找到的孤立事件一一拿出來比對並計算相關係數 (cross-correlation coefficient)，若該值大於設定的門檻值，則將孤立事件轉換為家族 (family)，變為家族的事件會與其他已存在家族的核心成員 (core) 相互比較，若得到高相關性，則會將之合併，並從中重新挑選可代表此家族的核心波形。透過不斷重複上述步驟最終結果會以 csv 文件儲存起來。同時該軟體也會同步將結果輸出為互動式的網頁，以方便使用者能更直觀的去觀看成果。

本步驟中使用 EOS3、EOS4 與 EOS5 三個測站的垂直分量紀錄(EHZ)，並先進行帶通濾波 1-10 Hz 後再輸入計算。得到結果後，我們會以 redpy-compare-catalog 指令將 REDPy 所得到的重複事件與氣象署的地震目錄進行比較，並將 P 波到時差設定為 6 秒內，因此符合條件的地震大約會落在以 EOS4 為中心向外延伸約半徑 0.6 度的圓形區域內。

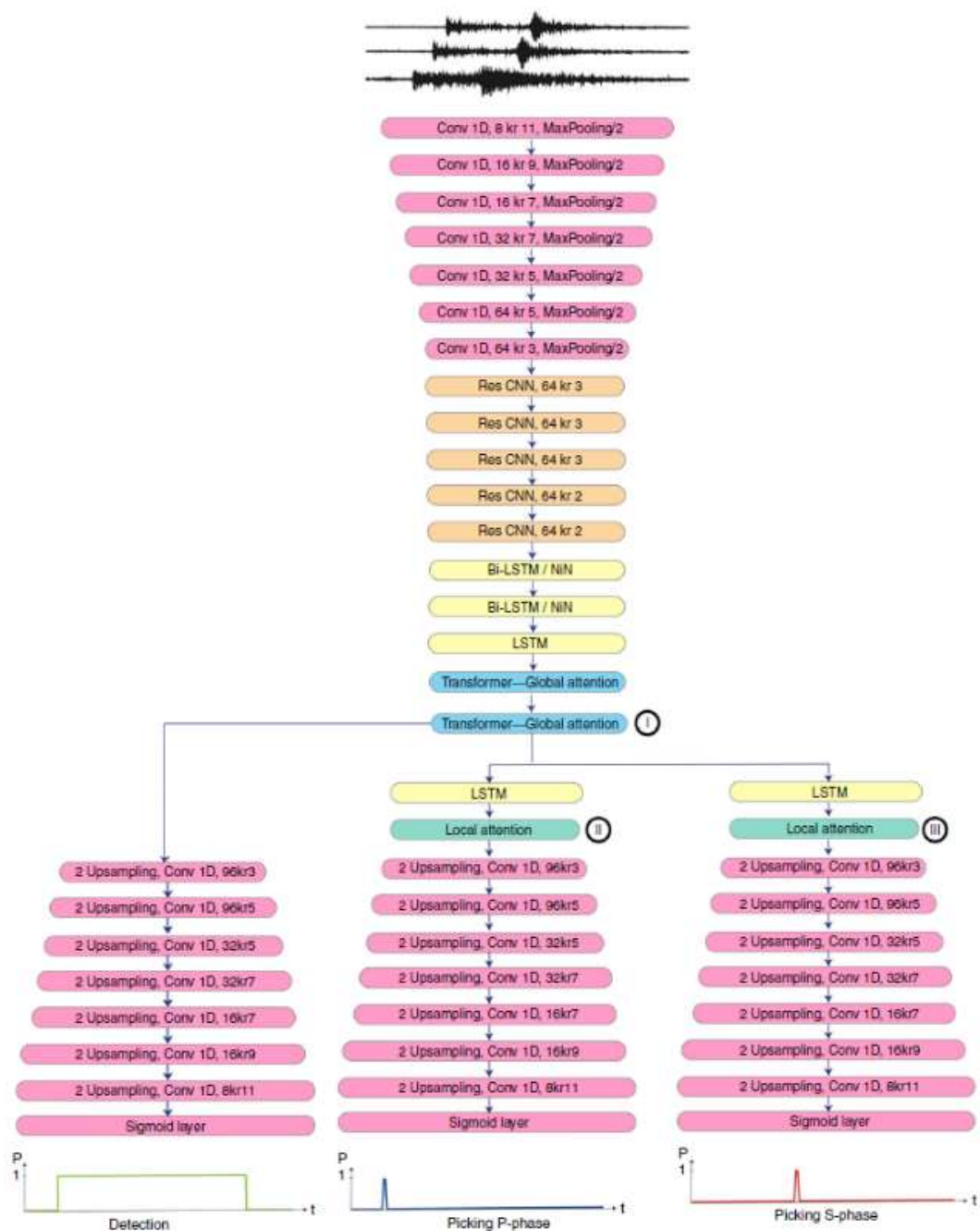


圖 2-3、EQTransformer 神經網路架構圖。

該神經網路具有多任務結構，由一個非常深的編碼器與三個獨立的解碼器組成，最終模型可同時偵測地震事件與 P、S 波到時挑選，圖片引用自 Mousavi et al. (2020)。

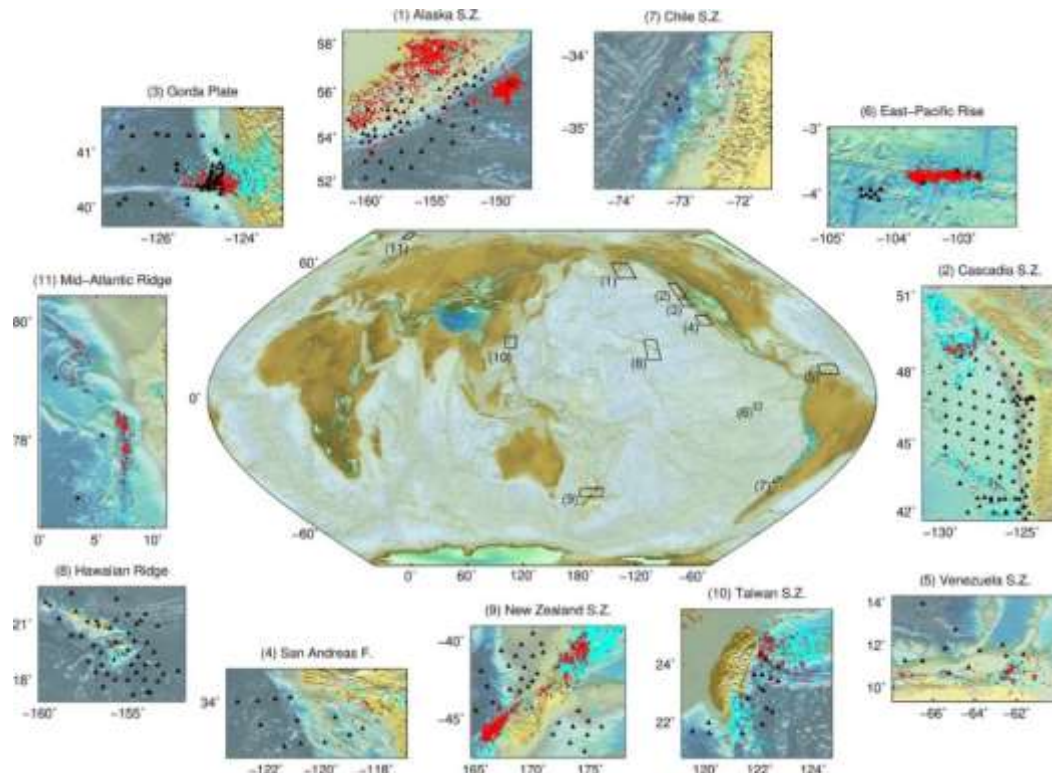


圖 2-4、OBSTransformer 臨時海底地震網分布。

黑色三角形為海底地震儀，預處理期間被刪除的地震資料以青色表示，保留下來的作為標記資料的地震以紅點表示。圖片引用自 Niksejel and Zhang (2023)。

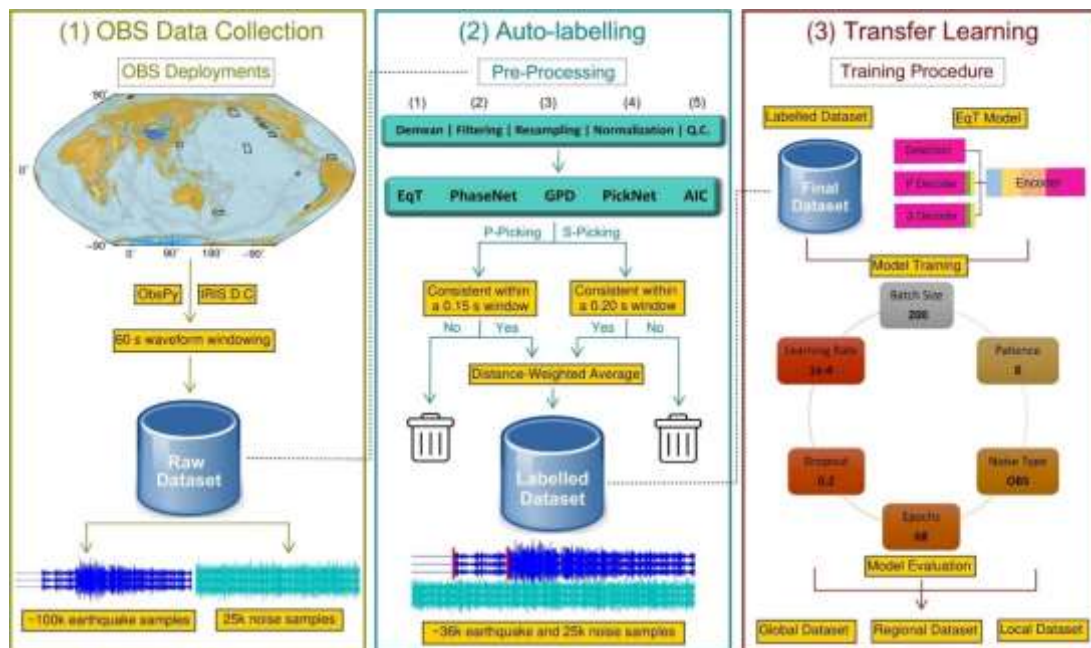


圖 2-5、OBSTransformer 撿拾器的資料、訓練標記與遷移學習之流程圖。

圖片引用自 Niksejel and Zhang (2023)。

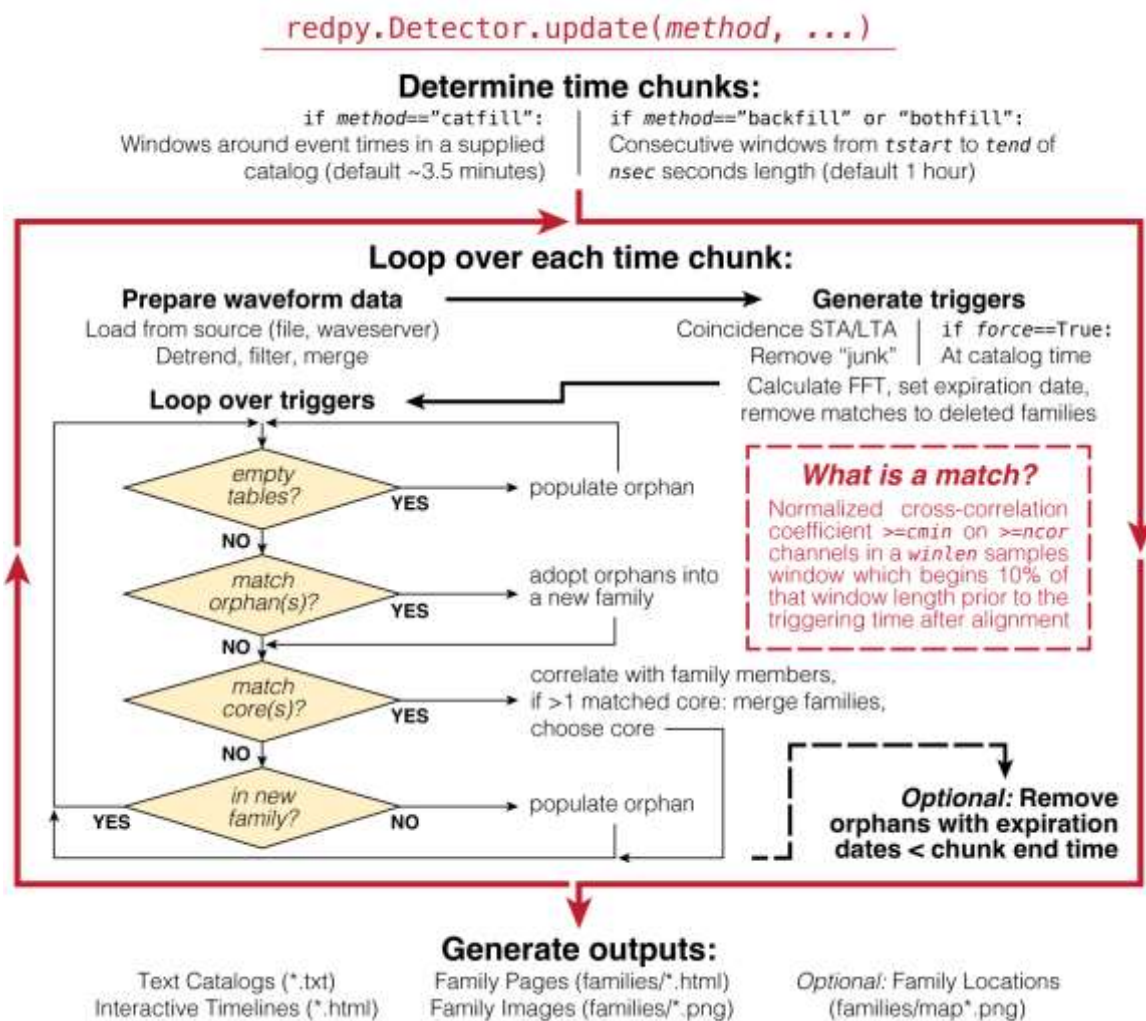


圖 2-6、REDPy 資料處理流程圖。

圖片修改自 <https://code.usgs.gov/vsc/REDPy/-/wikis/How-REDPy-Works#data-storage-and-organization>

3 結果與討論

3.1 地震偵測結果

本計畫預定分析 2020 年 9 月至 2022 年 3 月之 EOS3、EOS4 與 EOS5 三站速度型地震儀之波形紀錄。資料前處理步驟中，我們以 2021 年 7 月 4 日之地震資料進行測試。資料結果顯示參數在同樣的情況下，使用 OBSTransformer 之訓練模型 OBST_model 其準確性較高，由於 EQT_model 訓練資料來自於陸上測站，在海域雜訊來源相對複雜的環境容易產生辨識錯誤的情況（圖 3-1、圖 3-2）。又或是波相波到時間會有明顯的誤差，例如圖 3-3（a）中的 EQT_model 所判斷的 P 波到時較實際到時更晚。

確認使用的模型後，我們進一步使用 2021 年 1 月至 3 月的資料進行測試。首先我們將門檻值皆設為 0.1，在此情況下，有大量的非地震訊號會被挑選出來，我們進一步分析所有訊號之地震、P 波與 S 波的機率值。大多數情況下，當三個值皆大於 0.4 以上時，幾乎多為地震事件，但若直接將三值設在 0.4 以上，我們發現可偵測的地震數量又顯著下降。其原因為海底地震儀資料之雜訊相比陸上地震站高，若將 P 與 S 波的機率門檻值設得過高，則容易因其中一個波相因機率值太低導致該地震事件被丟棄。透過參數的調整與測試，最終將地震、P 與 S 波的機率門檻值定為 0.4、0.3 與 0.3，此組參數能盡可能保留較多的地震事件，但又不會因為過低的門檻值而得到過多的誤判事件。

以下以 2021 年 1 月為例說明。2021 年 1 月於研究區域內共有 99 筆地震資料，震源深度主要集中在 20-30 公里、規模則多數小於 3（圖 3-4）。圖 3-5 展示地震偵測結果，圖 3-5 左圖內彩色圓圈表示該地震事件並未被 EOS3、EOS4 與 EOS5 任一測站偵測到，右圖的彩色圓圈則為至少有一測站成功辨別出地震訊號。

未能正確找出地震訊號可能原因有三：一為該測站之相對應地震規模過小或距離過遠，因此在經過長距離的傳遞後，地震能量因衰減而被雜訊掩蓋，進而無法在波形紀錄中辨識地震訊號；第二是因為 OBST_model 為針對震央距小於 300 公里的地震設計，當震央距過遠時，即便波形紀錄可明顯辨別出波相位置，但 OBST_model 仍會判斷為非地震訊號；最後則為該地震波形可明顯辨識，但並未被挑選出來。本計畫透過上述的參數調整，盡可能降低第三種類型的數量。在 2021 年 1 月資料中，參數調整結果最終成功找回其中 99 筆中 98 筆地震資料，僅有 1 筆資料未能被成功辨識出（圖 3-5 右圖），其發震時間為 2021 年 1 月 20 日 18 時 15 分 13 秒、震源參數為經度 122.058 °E、緯度 24.4122 °N，深度 57.27 公里與規模 2.19，波型紀錄展示於圖 3-6。該事件因規模較小，而相對應時段的环境雜訊相對較高，使得程式無法成功的辨識該地震波型。實際確認該時間段所有分量資料，該時段雜訊相對較高，因此即便使用人工判別，同樣有較高的機率會忽略該地震訊號。

3.1 琉球弧前盆地地震事件

針對 EQTransformer 所偵測到的地震，我們進一步排除有被收錄在氣象署地震目錄中的地震，並以一分鐘為單位，若該時間段裡 EOS3、EOS4 與 EOS5 三站皆

有偵測到之地震，則再額外挑選出來。以 2021 年 1 月為例，符合上述條件之地震共有 241 筆，其中共有 126 筆地震之 S-P 波到時差落在 6 秒內，說明這些事件可能位於琉球弧前盆地內，其範例波形如圖 3-7 至圖 3-9。而根據地震波到達各測站的時間表示大多地震事件較靠近 EOS4 與 EOS5，我們推測這些地震應發生於南澳海盆鄰近區域。

因臺灣觀測網所收集的到資料量龐大，因此氣象署優先處理規模 2 以上的地震，目前（截至 2024 年 10 月底）氣象署已處理完成的地震目錄統計到 2019 年 10 月，並未與我們所處理的時段重疊，這也顯示該區域的規模小於 2 的地震活動相當的活躍。

表 3-1 列出各月 EQTransformer 所額外偵測到的地震與可能落於琉球弧前盆地的數量。其中 2020 年 9 月數量較少為該月份的資料自 25 日開始，而 2021 年 6 月 EQTransformer 抓到的地震數量相較於其他月份多源自於 2021 年 5 月下旬開始一直到 6 月底，沖繩海槽的地震活動明顯較高，因此所得到的數目較多。

3.2 臺灣東北部重複地震事件

在 REDPy 中，短時窗與長時窗長度分別設置為 1 秒與 5 秒，觸發啟動與關閉門檻值設為 2 與 1.5，且要三個測站同時觸發才會將該波形視為一孤立事件。而進一步的相關係數的計算中，時間窗的長度設為 2048 個點，相關係數的門檻值設為 0.6，並至少要有其中 2 個測站要超過該值，才會將該事件放入特定家族中。為避免累積太多孤立事件而影響計算的效率，我們設定若某一孤立事件在 7 天的時間內沒有被放入任一家族中，則會將該孤立事件自資料庫中剔除。此外，不同家族間，若是核心事件的相關係數大於 0.6，我們會將兩家族合併，而家族成員需大於 5 的才會被輸出。最終我們得到 51 個獨立的家族，共 415 個地震事件。

圖 3-10(a)展示孤立事件與重複事件的個數分布圖，大多情況下，每天偵測到的孤立事件大約落在 20 個左右，但當研究區域或是鄰近區域(如 2021 年 6 月的沖繩海槽)有活躍的活動時，其數值會明顯增多。此外，在 2021 年 3 月中至 4 月上旬間明顯有一段空窗期，原因為期間內 EOS3 與 EOS4 儀器紀錄有暫時中斷的情形所導致。圖 3-10(b)則為頻率指數(Frequency Index, FI) 圖，每個重複事件都有相對應的 FI 值，其數量與其頻率內容相關。一般情況下，「構造」類型事件（這裡指狹義的脆性破壞所引起的事件）通常 FI 值大於 0，而「長週期」(Long-period)地震多小於 0 (Buurman et al., 2006)，該數值有助於快速識別重複地震活動的特徵。圖中我們看到 FI 直接大於零，說明此區域的地震主要為構造活動所引起的。

圖 3-10(c)則展示 51 個家族的事件數量、分布區間與時間。若一家族橫跨時間短於一個月(如圖 3-10(c)的藍箭頭所指)，此類型多半是伴隨在一主震後的零星餘震。而我們感興趣的類型為橫跨數月以上的事件，如編號為 3 的家族（圖 3-10(c)的紅箭頭所指），共包含 16 筆地震（圖 3-11 與圖 3-12），而這類型時間跨度較長的地震類型大多集中在弧前盆地區域，有 24 個相似特性的家族，包含 105 個事件（圖 3-13）。我們進一步透過與氣象署目錄比對以找出這些地震的位置，105 個事件中有 60 筆地震位於其中（圖 3-13）。圖中顯示這些重複的地震較靠近蘇澳斷

層帶與南澳斷層帶，顯示研究區域內持續以小規模地震的方式，沿斷層釋放能量。由於過去較大規模的地震會發生於兩平移斷層中間的區域，也就是板間地震帶（圖 1-2），因此這些發生在邊緣的小規模地震，與中間的大地震是否存在關聯性值得後續進一步探討。

此外，透過比對氣象署目錄，發現到部分家族內的事件震央會有較大的差異，例如家族編號 49 主要集中在蘇澳斷層帶南端（圖 3-13 深藍色圓圈），但也有一個事件出現在南澳海盆北面的斜坡上，我們認為該事件因規模較小，因此在定位上有所偏差。透過比對重複地震的方式，除可了解研究區域內的地震事件活動的時空分布，也可協助我們修正震央位置，以提升地震定位的精確度。

表 3-1、各月份 EQT 所偵測數量與 S-P 波到時差小於 5 之數量。

時間 (年分-月份)	EQT 目錄數量	S-P < 5 秒
2020-09	29	12
2020-10	100	56
2020-11	94	62
2020-12	119	79
2021-01	241	126
2021-02	106	53
2021-03	64	47
2021-04	110	61
2021-05	176	63
2021-06	435	90
2021-07	146	96
2021-08	161	55
2021-09	143	75
2021-10	93	54
2021-11	119	80
2021-12	117	75
2022-01	146	106
2022-02	116	110
2022-03	165	101

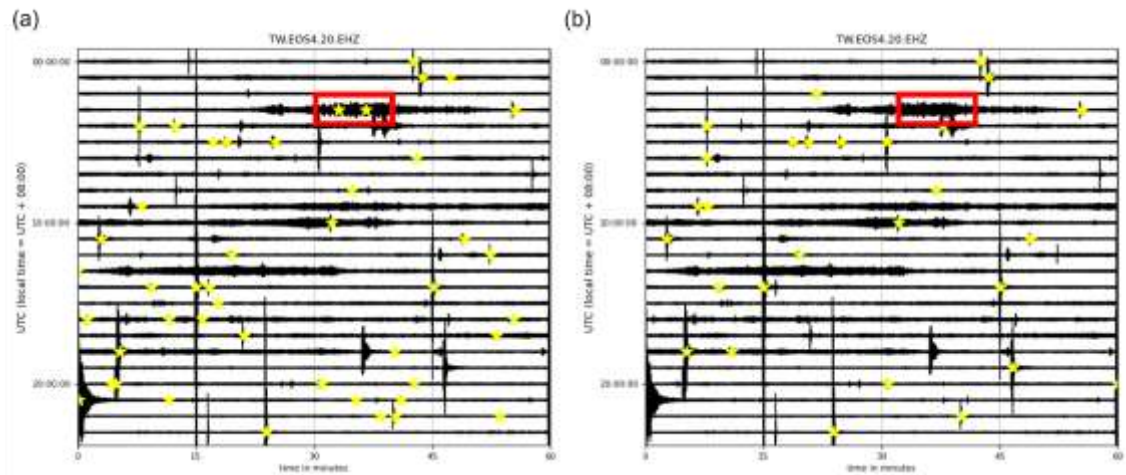


圖 3-1、EQTransformer 與 OBSTransformer 模型比較。

(a) 使用 EQTransformer 提供之模型。(b) 使用 OBSTransformer 提供之模型。紅框處標記 EQTransformer 模型誤判的事件，波形紀錄展示於圖 3-2。

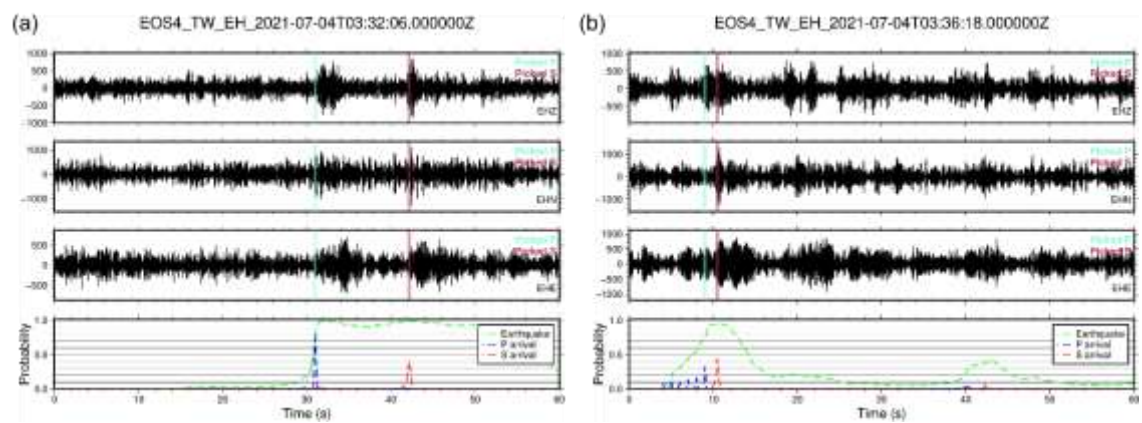


圖 3-2、EQTransformer 模型誤判的事件。

(a)與(b)兩事件皆為雜訊，但仍被辨識為地震事件，波形紀錄時間標記於圖 3-1。

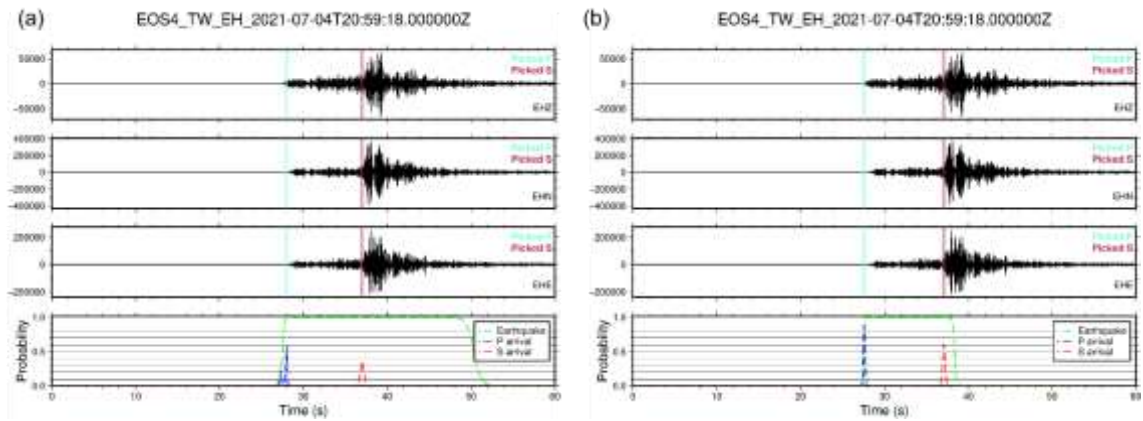


圖 3-3、EQTransformer 與 OBSTransformer 模型結果比較。

(a) 使用 EQTransformer 模型。(b) 使用 OBSTransformer 模型。波形紀錄中之地震事件皆成功被挑選出來，但使用 OBSTransformer 所得到的機率值(Probability)較高，同時得到的 P 波到時更為準確。

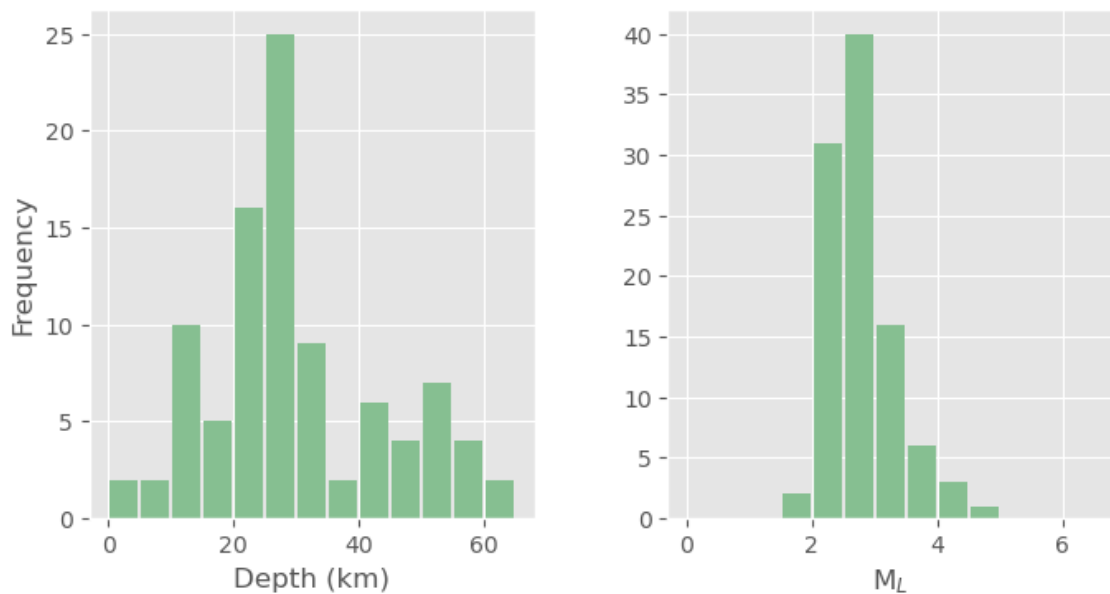


圖 3-4、2021 年 1 月之地震深度與規模直方圖。

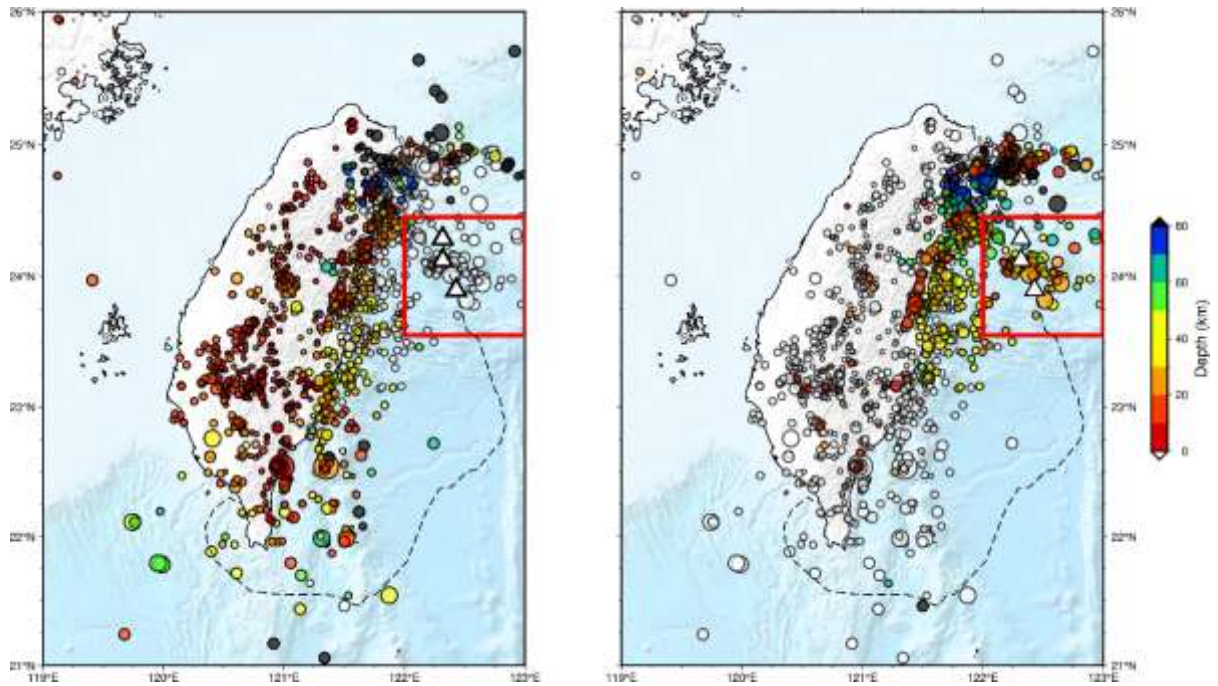


圖 3-5、2021 年 1 月地震自動拾取結果。

左圖內彩色圓圈表示該地震事件並未被 EOS3、EOS4 與 EOS5 任一測站偵測到；
右圖的彩色圓圈則為至少有一測站成功辨別出該地震訊號。

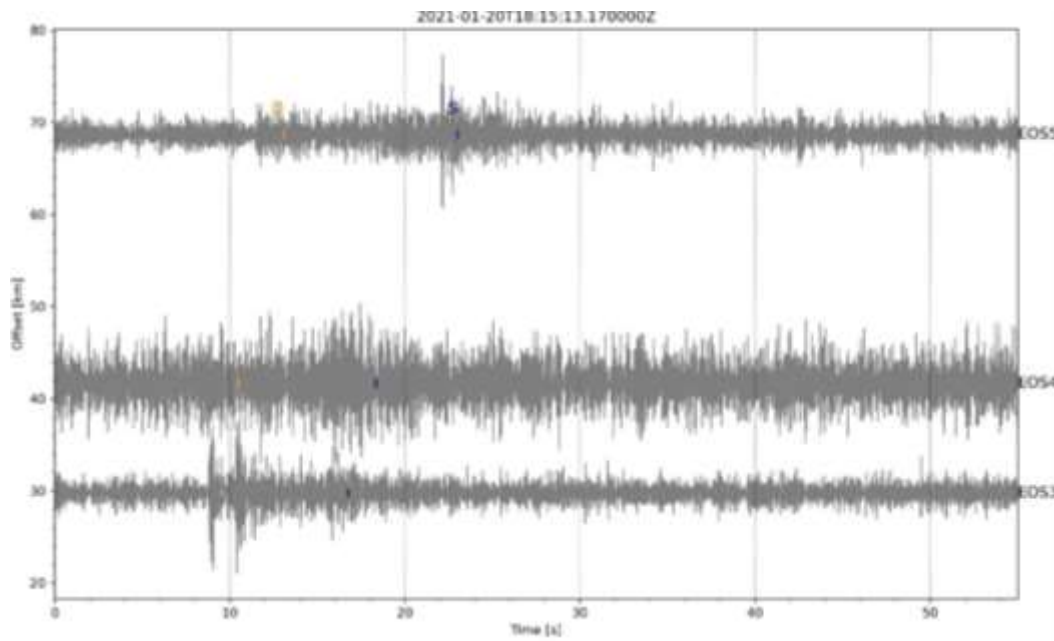


圖 3-6，2021 年 1 月 20 日 18 時 15 分 13 秒地震之波形紀錄。

此時間段雜訊較高，不容易辨識地震訊號。

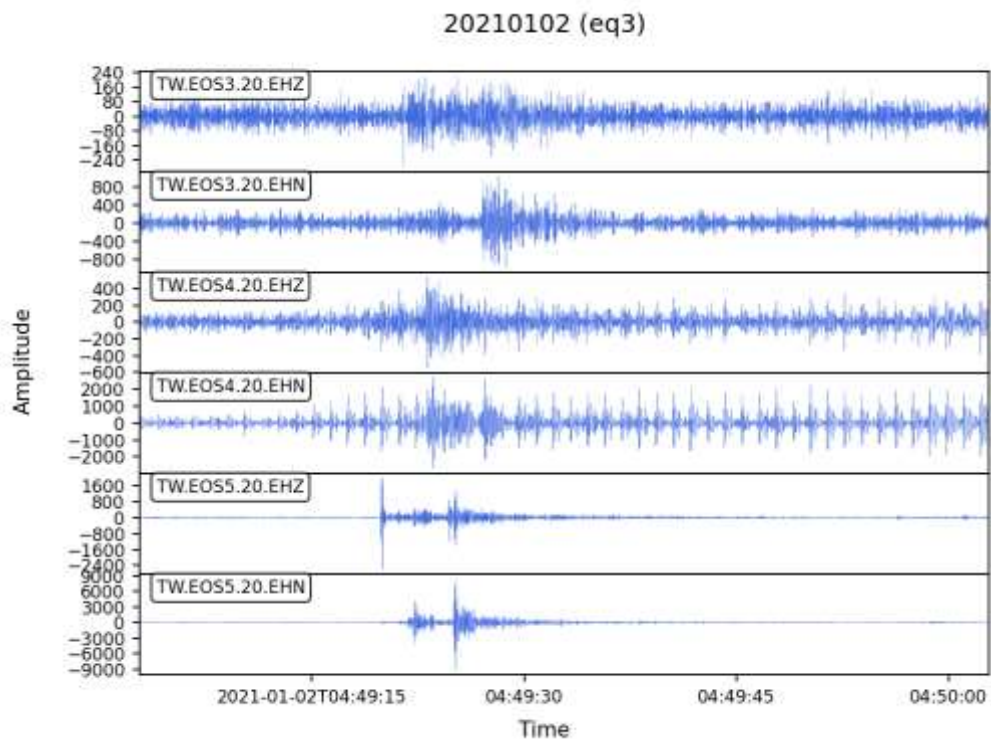


圖 3-7、2021 年 1 月 2 日 4 時 49 分 2 秒起長 60 秒之波形紀錄。

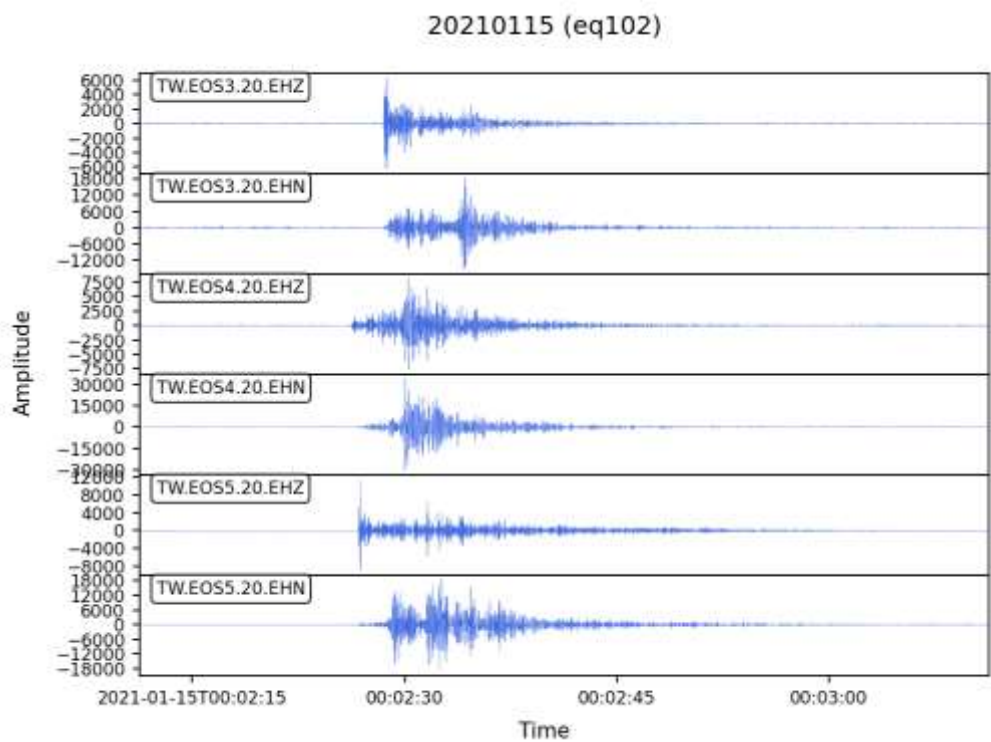


圖 3-8、2021 年 1 月 15 日 0 時 15 分 13 秒起長 60 秒之波形紀錄。

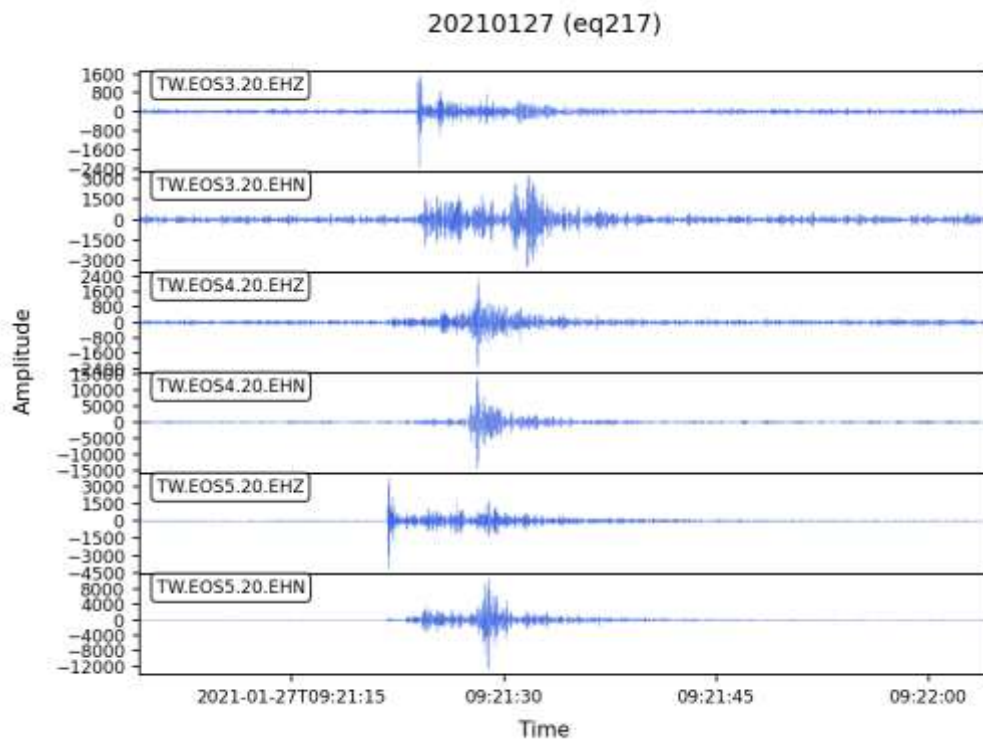


圖 3-9、2021 年 1 月 27 日 9 時 21 分 4 秒起長 60 秒之波形紀錄。

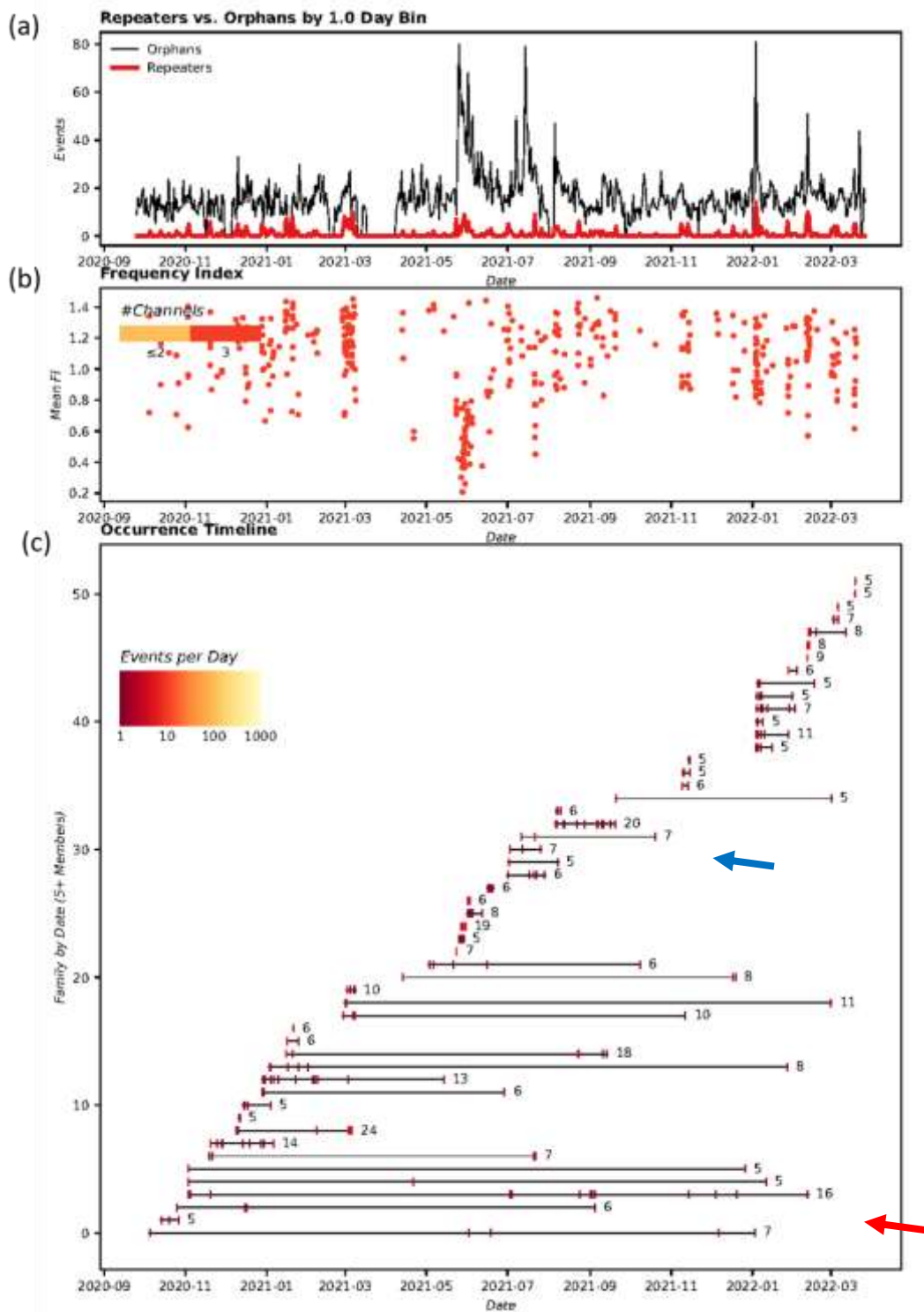


圖 3-10、REDpy 結果圖。

(a) 黑線與紅線分別標記一天內所偵測到的孤立事件與重複事件數量。(b) 圖中紅點表示頻率指數，大於 0 通常代表構造類型的事件。(c) 各線段表示該家族橫跨時間與事件發生時間，線段後方數值表示該家族內的地震數量。

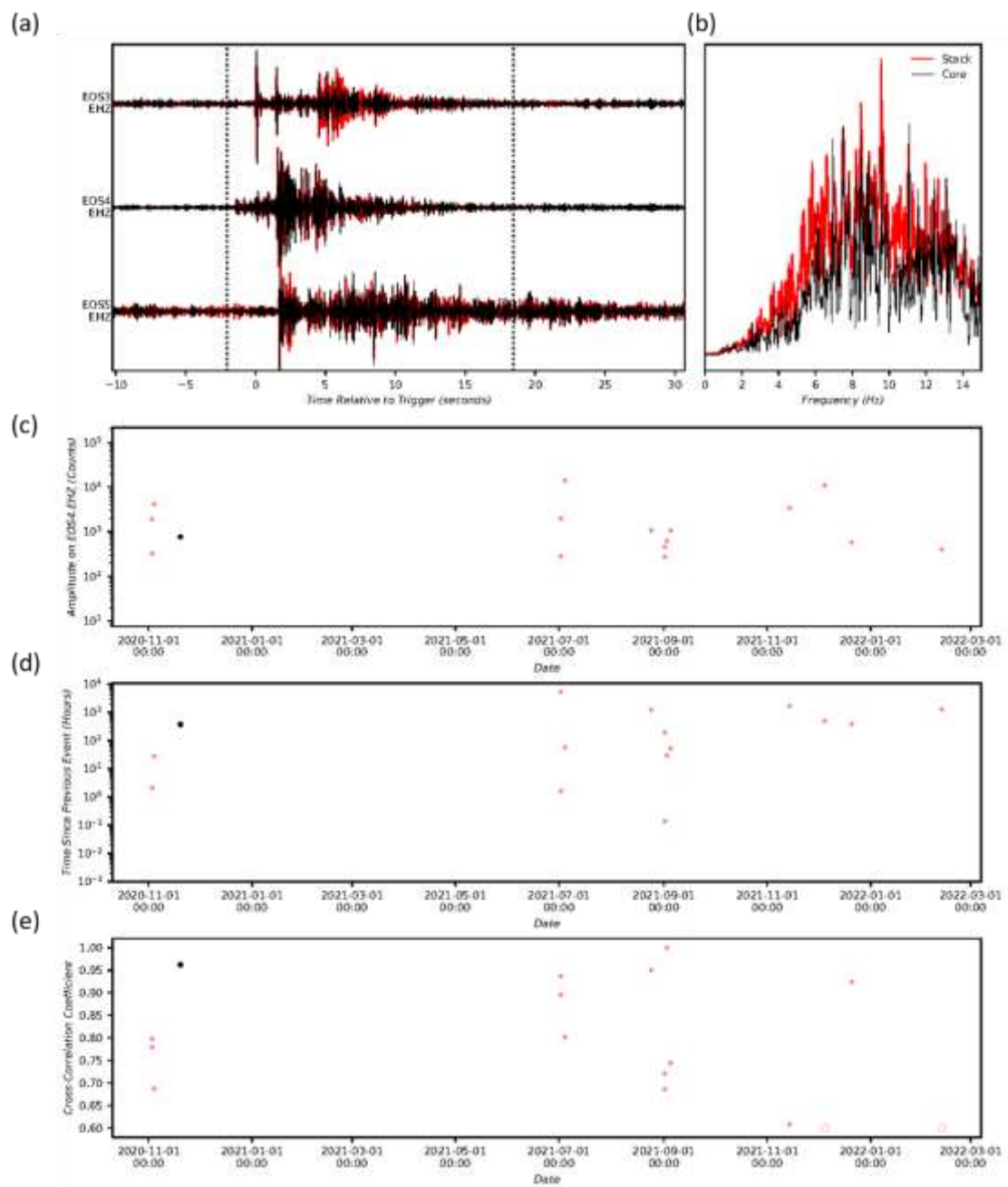


圖 3-11、家族 3 之波形與時空分布圖。

(a) 圖中的黑、紅線分別表示家族內核心事件與其餘事件疊加的波形。(b) 頻譜圖展示為 EOS4 測站之結果，紅黑線說明同(a)。(c) 各事件振幅大小。(d) 各事件與前一個事件發生的時間差。(e) 各事件與核心事件的相關係數。

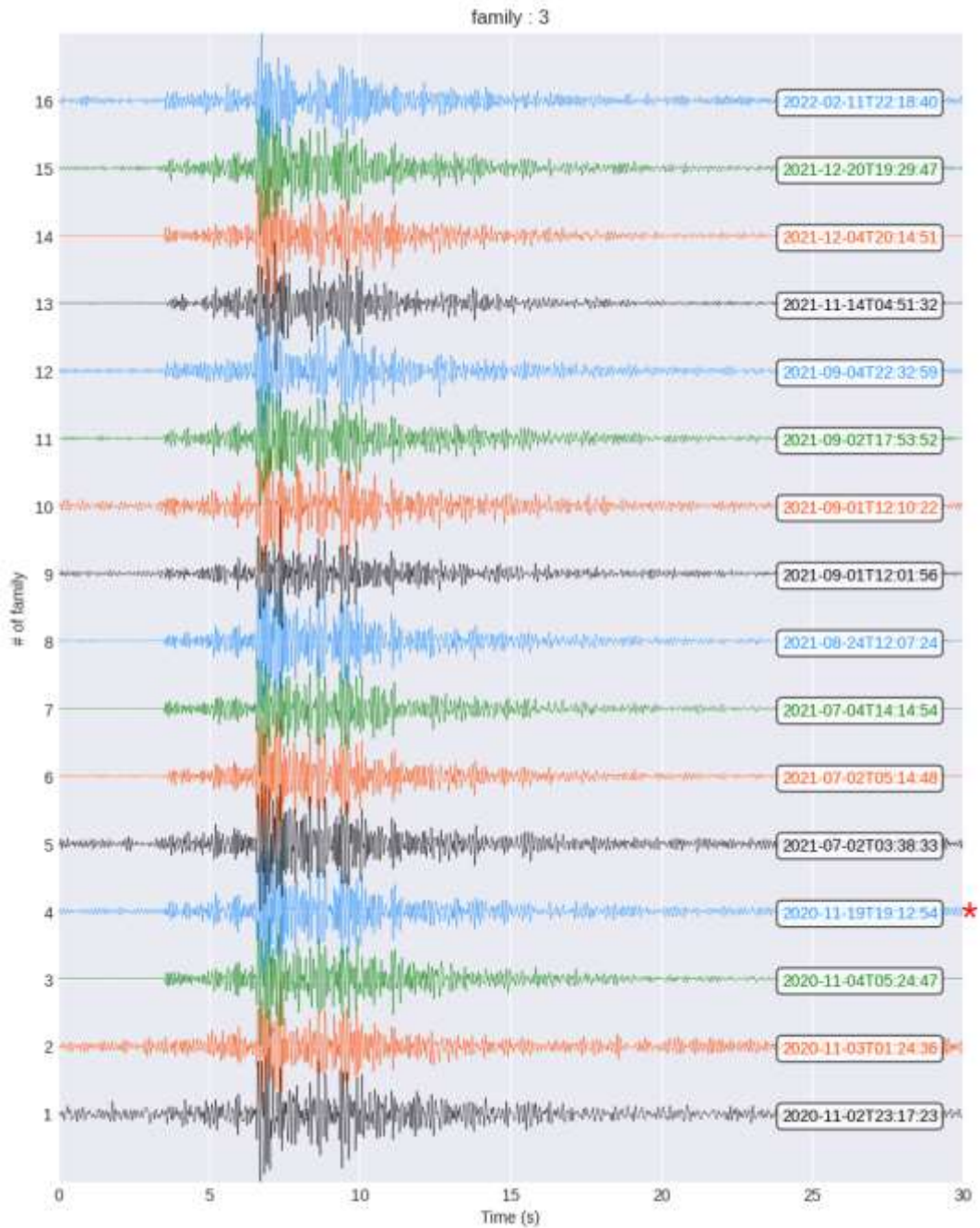


圖 3-12、家族 3 內所有事件的波形紀錄。

本圖展示 EOS4 測站波型資料，各段波型紀錄經過正規化處理，其中編號 4 的事件為核心事件。

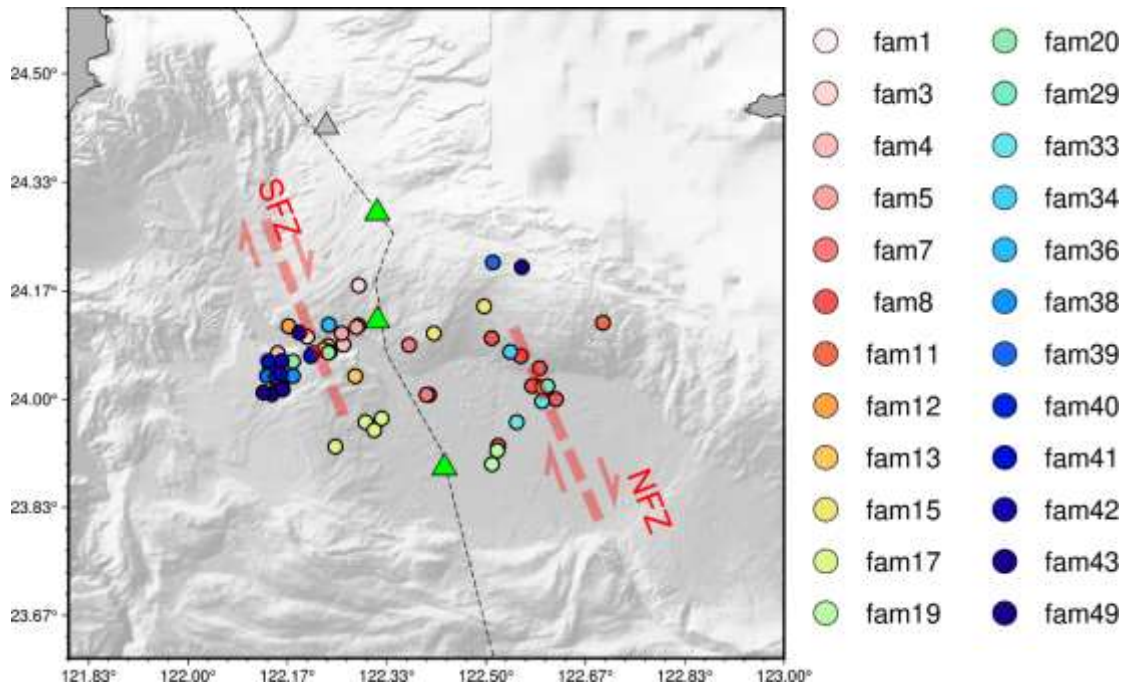


圖 3-13、REDpy 重複地震與氣象署目錄比對。

圖中圓圈表示該重複地震同樣有被收錄在氣象署目錄中，顏色對應到不同家族。

4 總結

1. 本計畫使用以深度學習技術所發展之套件 EQTransformer 作為工具，並套用為海域測站所改良之 OBSTransformer 所提供的 OBST_model 模型進行自動化的波相挑選工作。
2. 由於海域測站訊噪比相對陸上地震站差，若將 P 與 S 波的機率門檻值設得過高，則容易使其中一個波相因機率值太低而被丟棄。因此我們將地震、P 與 S 波的機率門檻值定為 0.4、0.3 與 0.3，此組參數能盡可能保留較多的地震事件，但又不會因為過低的門檻值而得到過多的誤判事件。而根據地震波到達各測站的時間顯示大多地震事件較靠近 EOS4 與 EOS5，我們推測這些地震應發生於南澳海盆鄰近區域，這也表示該區域的地震活動相當的活躍。
3. 我們使用 REDPy 去尋找弧前盆地內重複地震的活動概況，目標區域內共找到 24 個不同類別的重複地震。這些重複的地震主要聚集在蘇澳斷層帶與南澳斷層帶周圍，顯示研究區域內持續以小規模地震的方式釋放能量。過去較大規模的地震會發生於兩平移斷層中間的板間地震帶，因此這些小規模地震與發生在南澳海盆中大地震是否存在關聯性值得後續進一步探討。
4. 未來可透過比對重複地震的方式，藉以了解弧前盆地之地震活動的時空分布，並可幫助修正震央位置，進一步提升地震定位的精確度。

參考文獻

- Buurman, H., West, M. E., & Power, J. (2006). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano. *The*, 41-57.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., & Ritsema, J. (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70, 154-160.
- Herrendörfer, R., van Dinther, Y., Gerya, T., & Dalguer, L. A. (2015). Earthquake supercycle in subduction zones controlled by the width of the seismogenic zone. *Nature Geoscience*, 8(6), 471-474. <https://doi.org/10.1038/ngeo2427>
- Hill, E. M., Borrero, J. C., Huang, Z., Qiu, Q., Banerjee, P., Natawidjaja, D. H., Elosegui, P., Fritz, H. M., Suwargadi, B. W., & Pranantyo, I. R. (2012). The 2010 Mw 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Hotovec-Ellis, A., & Jeffries, C. (2016). Near real-time detection, clustering, and analysis of repeating earthquakes: Application to Mount St. Helens and Redoubt volcanoes. Seismological society of america annual meeting,
- Hotovec-Ellis, A. J. (2024). REDPy - Repeating Earthquake Detector in Python (Version 1.1.3). *U.S. Geological Survey Software Release*.
- Hsu, S.-K., Yeh, Y.-C., Sibuet, J.-C., Doo, W.-B., & Tsai, C.-H. (2013). A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 99-107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.053>
- Hsu, Y.-J., Ando, M., Yu, S.-B., & Simons, M. (2012). The potential for a great earthquake along the southernmost Ryukyu subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 39(14), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012gl052764>
- Huang, H.-H., Shyu, J. B. H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., & Chen, Y.-G. (2012). Seismotectonics of northeastern Taiwan: Kinematics of the transition from waning collision to subduction and postcollisional extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008852>
- Hubbard, J., Barbot, S., Hill, E. M., & Tapponnier, P. (2015). Coseismic slip on shallow décollement megathrusts: Implications for seismic and tsunami hazard. *Earth-science reviews*, 141, 45-55.
- Kao, H., Shen, S.-s. J., & Ma, K.-F. (1998). Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4), 7211-7229. <https://doi.org/10.1029/97jb03510>
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Rivera, L., Koper, K. D., & Hutko, A. R. (2010). The 2009 Samoa–Tonga great earthquake triggered doublet. *Nature*, 466, 964-968. <https://doi.org/10.1038/nature09214>
- Megawati, K., Shaw, F., Sieh, K., Huang, Z., Wu, T.-R., Lin, Y., Tan, S. K., & Pan, T.-C. (2008). Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea :

Part I. source characterization and the resulting tsunami. *source characterization and the resulting tsunami. Journal of Asian Earth Sciences*, 36, 13-20.

- Mousavi, S. M., Ellsworth, W. L., Zhu, W., Chuang, L. Y., & Beroza, G. C. (2020). Earthquake transformer-an attentive deep-learning model for simultaneous earthquake detection and phase picking. *Nat Commun*, 11(1), 3952. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17591-w>
- Mousavi, S. M., Sheng, Y. X., Zhu, W. Q., & Beroza, G. C. (2019). STanford EArthquake Dataset (STEAD): A Global Data Set of Seismic Signals for AI. *Ieee Access*, 7, 179464-179476. <https://doi.org/10.1109/access.2019.2947848>
- Niksejel, A., & Zhang, M. (2023). OBSTransformer: A Deep-Learning Seismic Phase Picker for OBS Data Using Automated Labelling and Transfer Learning. *arXiv preprint arXiv:2306.04753*.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D. V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A. W., & Webb, F. H. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*, 332(6036), 1421-1425. <https://doi.org/10.1126/science.1206731>
- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S., & Liang, W.-T. (2010). The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan: revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event. *Geophysical Journal International*, 183, 1119-1133. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04813.x>
- Wang, S. Y., Hsu, S. K., & Yeh, Y. C. (2019). Earthquake-Related Structures Beneath the Southernmost Portion of the Ryukyu Arc and Forearc. *Geophysical Research Letters*, 46(7), 3717-3725. <https://doi.org/10.1029/2019gl082121>
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., Bai, Y., Yamazaki, Y., Cheung, K. F., Hill, E. M., Sieh, K., Kongko, W., & Muhari, A. (2014). Rupture process of the 2010 Mw 7.8 Mentawai tsunami earthquake from joint inversion of near-field hr-GPS and teleseismic body wave recordings constrained by tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5574-5593.

113 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫三

光纖陀螺地震儀之前導研究

陳彥宏 陳芸仟

中華民國地球物理學會

摘要

本計畫為導入光纖陀螺儀作為地震監測之前導研究，以輔助、深化傳統地震儀於監測地震訊號、地震定位、提升氣象署的地震警報系統的效能。延續國內產學合作開發之光纖陀螺儀技術，本計畫將探討其作為地震儀之可行性與優勢。光纖陀螺儀之各子模組，包含光收發模組設計、光學調制模組設計、電路模組設計、使用者介面設計、機構模組設計、電訊號轉接模組設計、系統調整、校驗都需要互相搭配與高度整合才可以完成高精準度、高穩定性的光纖陀螺地震儀。計畫前半段將專注於光纖陀螺地震儀規格探詢、系統數據分析、系統設計，在時限內最大化效用；後半段則專注於一軸光纖陀螺地震儀安裝、監測資料分析、光纖陀螺地震儀穩定度分析與下一階段三軸光纖陀螺地震儀設計與完成佈建草案。

關鍵詞：光纖陀螺儀、旋轉地震儀

Abstract

The project aims to make a preliminary study before introducing fiber optic gyroscopes (FOG) into the seismic monitoring systems of the Central Weather Administration (CWA). The study is expected to facilitate and strengthen the function and sensitivity of seismometry in monitoring seismic signals, positioning earthquake locations, and promoting the ability of seismic early warning systems. Based on the foundation of the domestically developed FOG technology, we further explore its feasibility and advantage to extend to an efficient seismometer. Various subsystems are needed to be closely integrated to achieve the implementation of a high-performance FOG. This includes the design of the optical transceiver module, optical modulation module, circuit module, user interface, mechanical module, telecommunication signal interface module, and system calibration and verification, all of which require careful arrangement to further realize a highly precise and stable FOG seismometer. The first phase of the project will focus on exploring the specifications of a FOG seismometer, analyzing the system data, and finalizing the system design within the given timeframe. The latter phase

will concentrate on the installation of a one-axis FOG seismometer, the test of the performance of the FOG seismometer, the acquisition and analysis of the monitored data, and the design and deployment plan of the next project phase, mainly involving the development of a three-axis FOG seismometer.

Keywords: Fiber Optic Gyroscope (FOG), rotational seismometers

壹、前言

傳統上地震儀常透過加速度計的觀測，定量量測出地震的大小。然而近年來，通過測量設備的革新，以及旋轉地震學的興起，可以開始嘗試直接量測或模擬地殼的慣性運動，對於未來提高地震規模預估可能性，與提供更多地震可觀測資料。慣性感測需要包含傳統量測三維加速度資料之外，還需要新增三維轉動慣量的訊息，如轉速資料等，傳統上可以利用各類型陀螺儀與整合加速度計成為一套慣性量測單元達成以上目的。而在複雜環境的量測場域應用時，對外部環境變化時的系統穩定度、環境耐受度的考量之下，光纖量測感測器、儀器與設備，常被應用於類似場域，如能提供精密轉速資料的光纖陀螺儀(Fiber-Optic Gyroscope, FOG)，正受到相當的矚目。因此，若能經由此前導研究，將光纖陀螺儀於地震學的應用中提早佈局，可望帶來加速國內自主發展次世代的地震感測儀器之步調。在此研究中，除將研究國外現有、發展中的相關光纖陀螺地震感測儀，亦將研發以自製光纖陀螺儀進行實際場域的地震觀測，並與氣象署現有之傳統地震儀觀測資料做比較，藉此期望能拓展更多維度、更全面的地震量測技術。

貳、研究目的

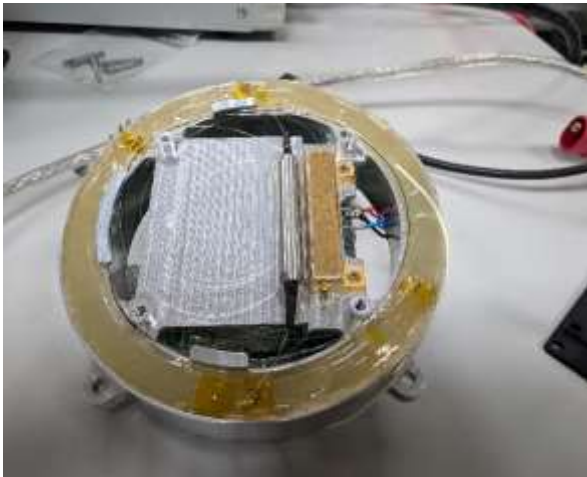
本計畫主旨為利用光纖陀螺地震儀高訊雜比、高解析度、高頻寬與高訊號密度等等優點來進行地震感測以及地震波型還原並且與學術/商用傳統地震儀進行比對，以其藉由光纖陀螺地震儀的特性來加強地震訊號監測的資料完整性，以利促進國內對於地震波相關領域的學術研究成果拓展。

參、研究方法與具體成果

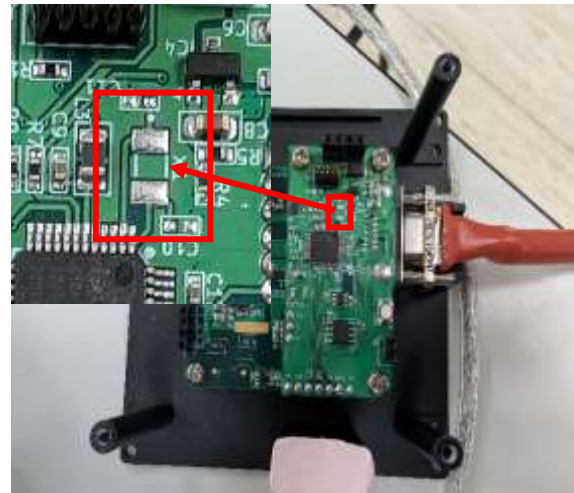
一、光纖陀螺地震儀建置與地震連續監測

1. 中央大學(工五館)測站之觀測實驗

- 1.1. 上個版本的光纖陀螺儀使用上有發現，如果長時間運行監測會導致有取樣率下降的情況需重新啟動方能正常，故對光纖陀螺儀進行改善。首先將光纖陀螺儀拆解成光學與機電兩部分(如圖(一)及圖(二)所示)，用示波器檢查發現資料讀取的頻率是97~98Hz確實不滿足100Hz，原因為PCB內建的clock導致(精度較差)，於PCB板(圖(二)紅框處)焊上高精度的clock後，示波器在測試讀取的頻率有100Hz。

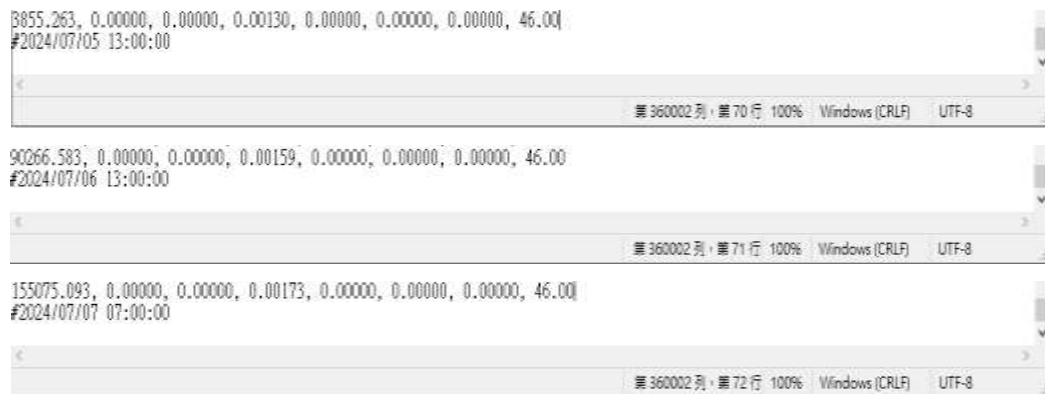


圖(一) 光纖陀螺儀光學部分



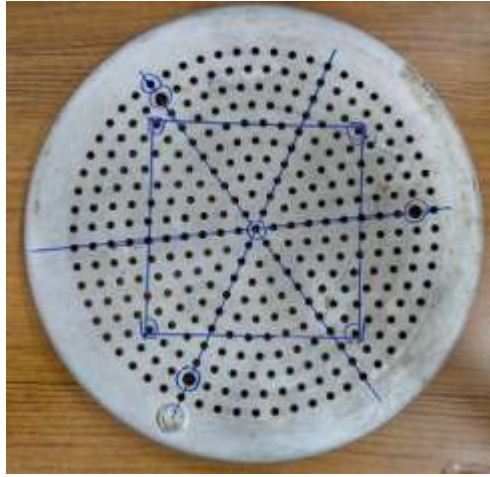
圖(二) 光纖陀螺儀機電部分

- 1.2. 確認改善後數據儲存狀況，目前中央大學擺設的光纖陀螺儀會每小時建立一個數據檔，共有360000筆資料(不含前兩列為時間和header)，如圖(三)所示。



圖(三) 開啟三日每個數據檔最後一筆皆為360002列

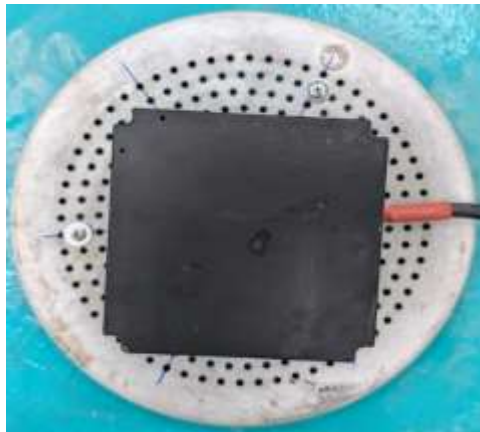
- 1.3. 先前報告量測之數據並無強制將光纖陀螺儀固定於平面，僅擺在測試桌上量測，確認取樣率可以滿足100Hz後，下一步驟為固定光纖陀螺儀並分析固定前後差異，固定方式如圖(四)-圖(七)所示。



圖(四) 固定圓盤正面



圖(五) 固定圓盤背面



圖(六) 固定於平台



圖(七) 光纖陀螺儀與地震儀位置

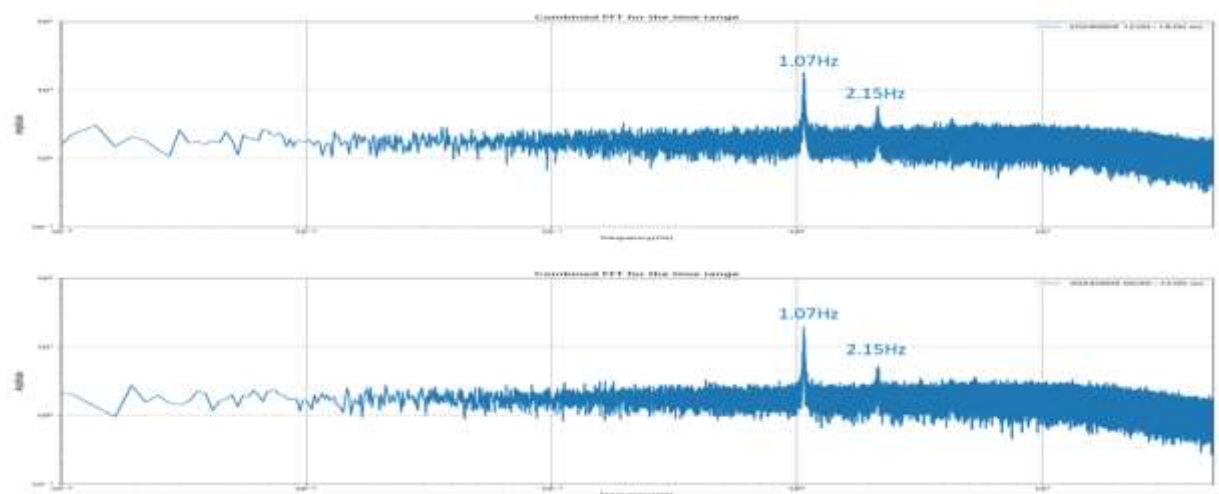
- 1.4. 為確認光纖陀螺地震儀固定效果，再將其固定前與固定後，平日時間所量得之頻譜其各個頻率之值平方相加計算大小，固定後之值皆小於固定前，，如表(一)所示，故判斷固定後受環境干擾較小更能精準量測角速度之變化。

表(一) 頻譜值平方相加比較

	(FFT value) ² before mounted	(FFT value) ² after mounted
Time range 12:00~18:00	13860248.04	13389526.16
Time range 18:00~00:00	13871130.87	13396125.81

Time range 00:00~06:00	13858059.49	13412447.42
Time range 06:00~12:00	13862953.34	13413464.20

- 1.5. 穩固後之光纖陀螺地震儀，取2024 08/08和08/09各一時段觀察其量測頻譜，如圖(八)所示，此時段無地震事件，我們可以確定1.07Hz和2.15Hz為此光纖陀螺儀或環境之固有(intrinsic)頻率。目前中央大學工五館安裝的單軸光纖陀螺儀持續運作中，保持每小時建立新檔案，且藉由指令於每日23:59:57秒關閉，再於隔日重啟。

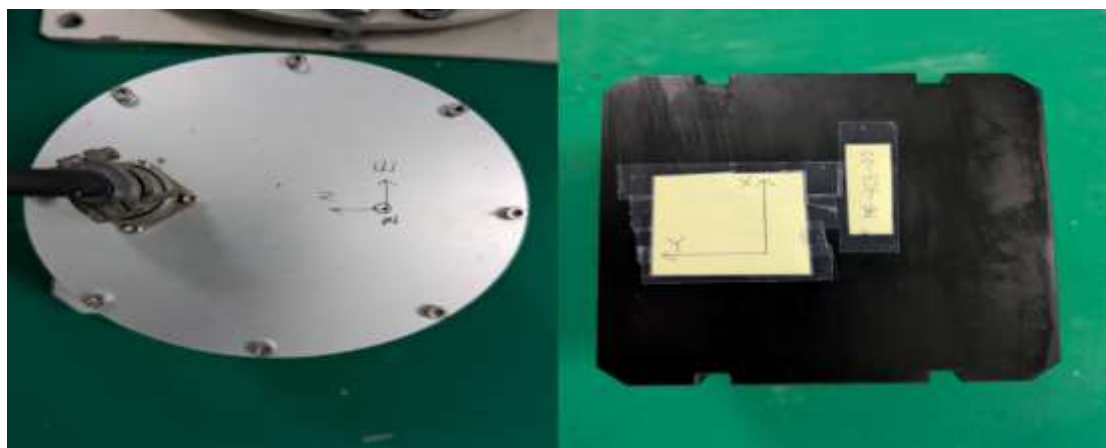


圖(八) 光纖陀螺地震儀於兩時段所量測之頻譜，皆無地震事件，可得固有(intrinsic)頻率為1.07Hz和2.15Hz。

2. 光纖陀螺地震儀於花蓮氣象站之佈建與初步觀測測試

由於中大測站位於地震相對稀少且震度偏低的地理位置，影響資料收集效率，於是，本計畫我們更提前佈建了三軸的自製光纖陀螺地震儀於花蓮氣象站，於2024年十月完成安裝。

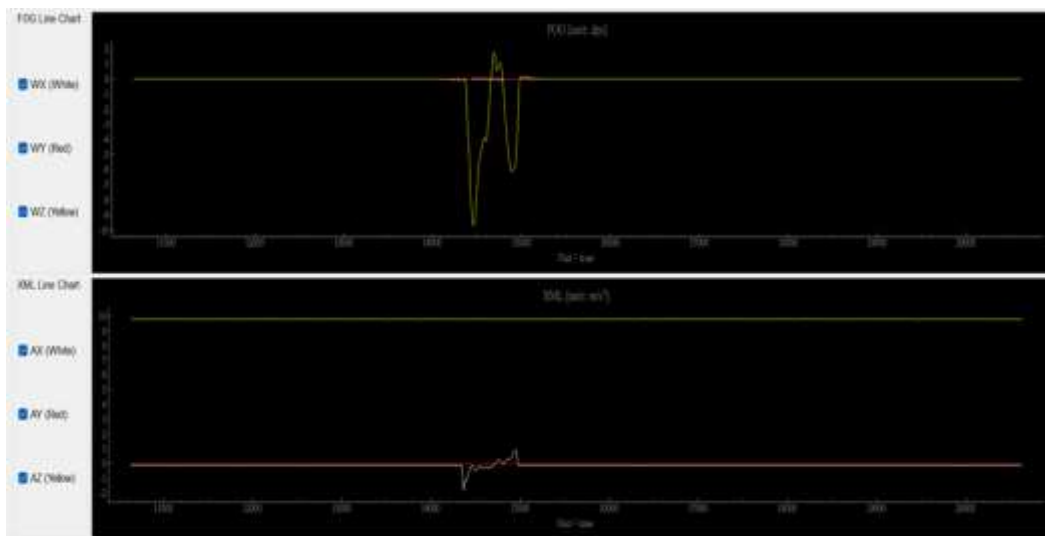
2.1 首先定義花蓮氣象站設備擺放方向，x方向對應東西方向，y方向對應



南北向，z方向則對應z方向，如圖(九)所示。

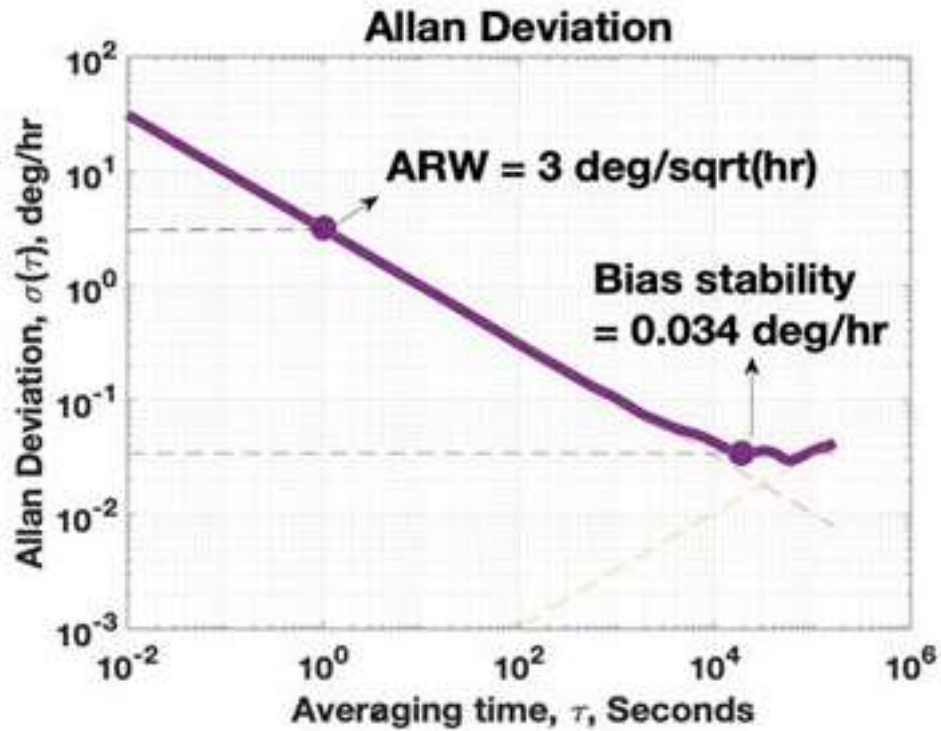
圖(九) 三軸光纖陀螺地震儀於花蓮氣象站擺放方向及對應方位。

2.2 先對光纖陀螺儀進行簡易測試，以了解各方向的響應情況。當光纖陀螺儀沿x方向或y方向以手動直線推動時，可觀察到沿Z方向擺設之陀螺儀(記為WZ)出現響應，如圖(十)所示；而沿z方向提起則會觸發沿X及Y方向擺設之陀螺儀(記為WX及WY)出現響應，這說明光纖陀螺儀在觀測振動時，並非捕捉振動的具體位移，而是感知各方向上的角速度變化，角速度是一個用來描述旋轉運動快慢程度的物理量，表示物體在單位時間內轉過的角度。它常以 ω 表示，常見單位則為弧度/秒(rad/s)或度/秒(deg/s)，角速度越大，代表物體在相同時間內轉過的角度越大，旋轉得越快，此組儀器測量單位為度/秒(deg/s)。因此光纖陀螺儀與傳統地震儀的觀測方式顯現出不同的特徵，傳統地震儀屬於線性系統，主要記錄地面的位移變化，直接反映出地面振動的幅度和方向，而光纖陀螺儀屬於非線性系統，感知的是振動引起的旋轉運動或角度變化，揭示地面或地質層在振動下的扭轉和剪切效應。這種互補觀測方式能為振動分析提供更為全面的資訊。



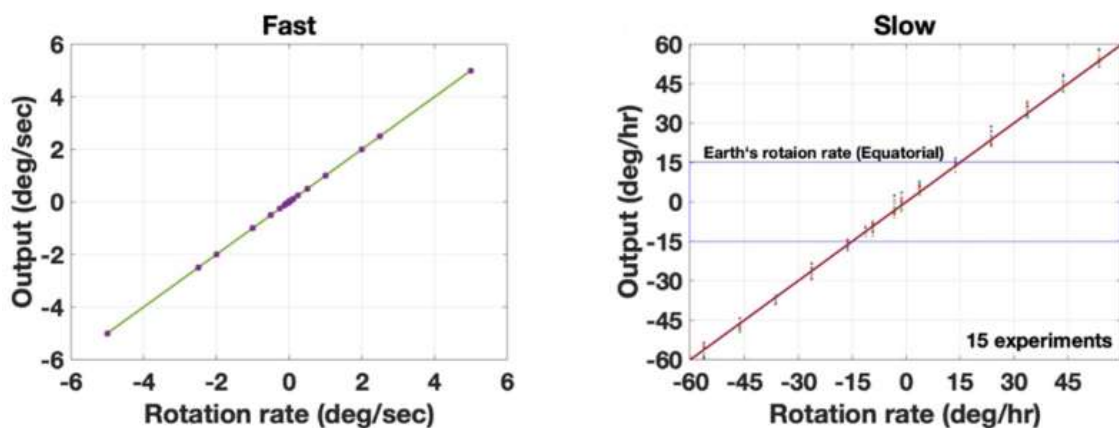
圖(十) 當沿x方向推動時，沿Z方向擺設之陀螺儀(WZ)出現響應。

我們也對光纖陀螺儀的響應諸元及性能進行了相關測試，如艾倫方差分析與快速及超低旋轉響應，圖(十一)量測結果顯示噪聲對光纖陀螺儀輸出的影響參數，角度亂度走離(Angle Random Walk (ARW))，約為 $3^\circ/\sqrt{hr}$ ，以及感測器的零偏穩定度(即光纖陀螺儀的角度響應精度)約為 0.034 deg/hr ，達高精度導航級光纖陀螺儀性能，符合設計目標。



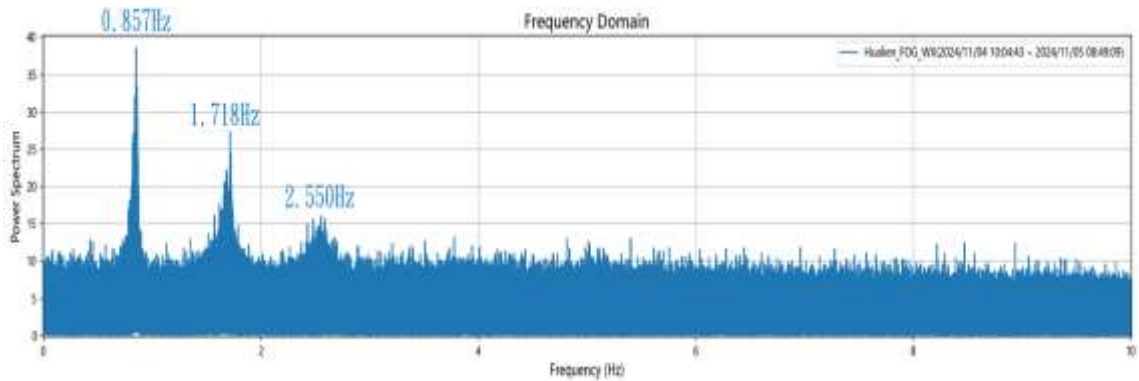
圖(十一) 光纖陀螺儀之艾倫方差分析圖，顯示達高精度導航級性能。

圖(十二)量測結果顯示光纖陀螺儀感測器對轉速的響應特性圖，其快速旋轉響應可延伸從-200 deg/sec到+200 deg/sec，同時在相同的線性度下，還能提供小於3.6 deg/hr(相當於0.001 deg/sec 靈敏度)的超慢速旋轉感測能力，圖(十二)亦顯示在超低旋轉測試環境下15次重複量測的統計結果，說明量測結果高度重複且可靠，適用於各種振動監測領域，包括地震監測網路、軌道振動、建築搖晃、風力發電機搖晃、高壓電塔搖晃、載體搖晃以及航向偵測等應用。

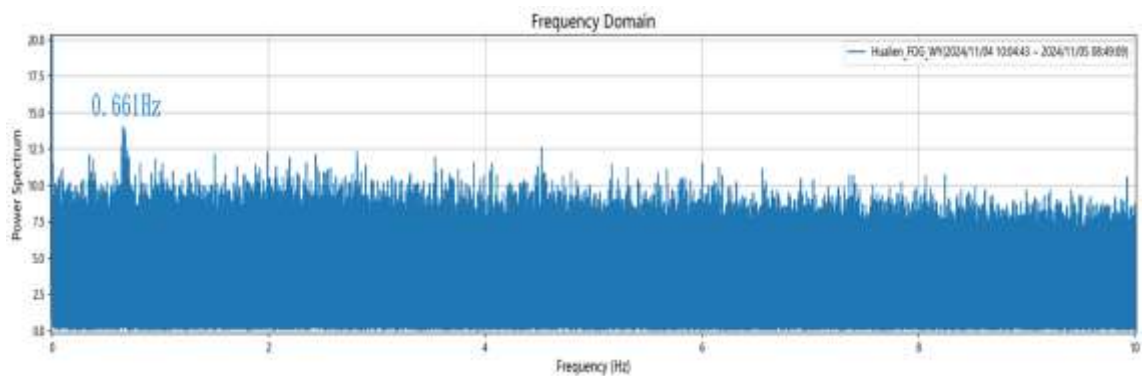


圖(十二) 快速及超低旋轉響應特性圖，顯示感測器的動態範圍可達大於55 dB。

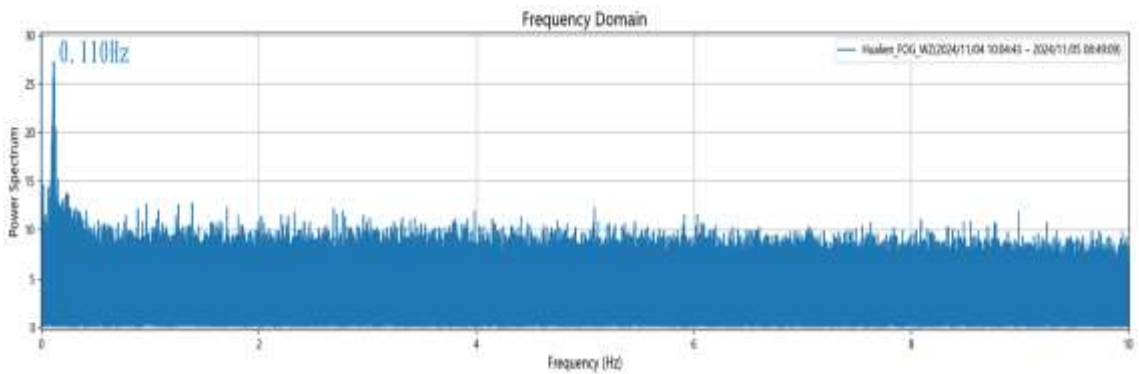
2.3 接著，分析各個方向的固有(intrinsic)頻率，以利後續地震事件分析做為參考，判斷是否為地震訊號，如圖(十三)至圖(十五)所示，於2024 11/04~11/05無明顯地震的平日，在WX方向得出有三個固定頻率，而WY和WZ皆各有一個固定頻率。



圖(十三) 2024 11/04~11/05 WX 方向之固有(intrinsic)頻率分別為 0.857Hz、1.718Hz 和 2.550Hz。



圖(十四) 11/04~11/05 WY 方向之固有(intrinsic)頻率為 0.661Hz。



圖(十五) 11/04~11/05 WZ 方向之固有(intrinsic)頻率為 0.110Hz。

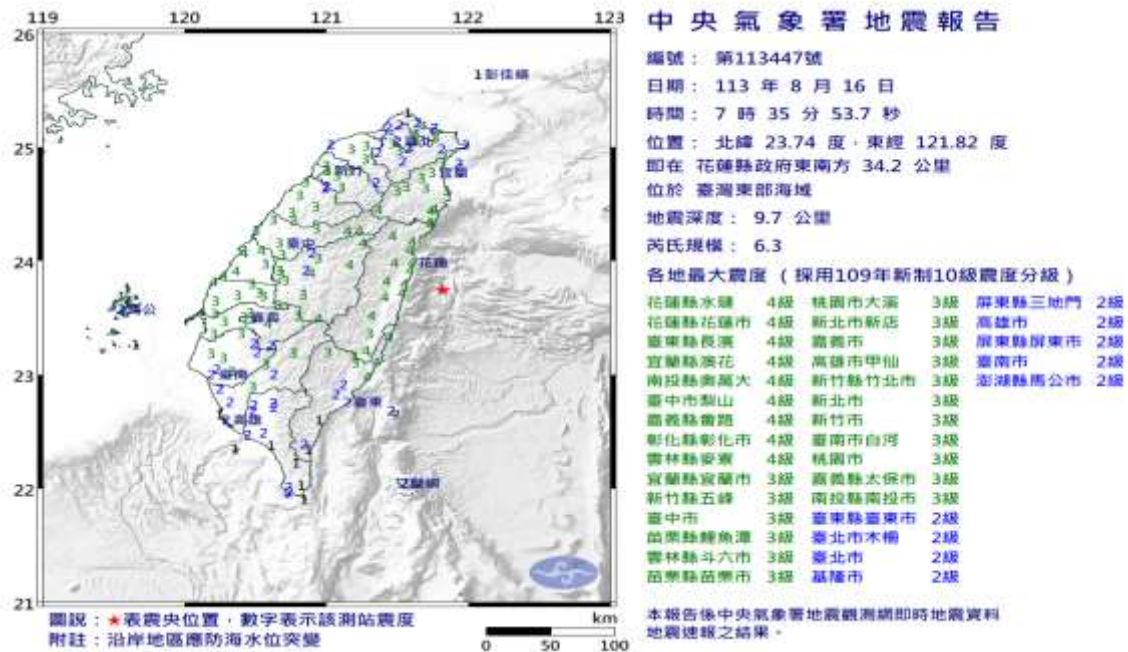
光纖陀螺儀的固有(intrinsic)頻率可能之來源為元件構體本身及背景環境之特有擾動模式，因這些來源在空間幾何上通常並非對稱，因此，這些特有擾動模式有可能在光纖陀螺儀的不同軸向的感測上有不同的響應頻譜及強度。我們將進一步檢視

儀器的硬體設計、敏感軸配置及場址條件，並佐以不同的感測儀作比對，以釐清不同方向觀測值的差異成因。

二、 地面站資料分析

1. 中央大學測站地震量測事件分析

- 1.1 分析第447號地震，發生時間8月16日7時35分，為規模6.3，震央位於花蓮縣政府東南方34.2公里(位於臺灣東部海域)處，距離中央大學大約150.72km，桃園市感受到的震度為三級，氣象署公布之資料如圖(十六)所示[1]。

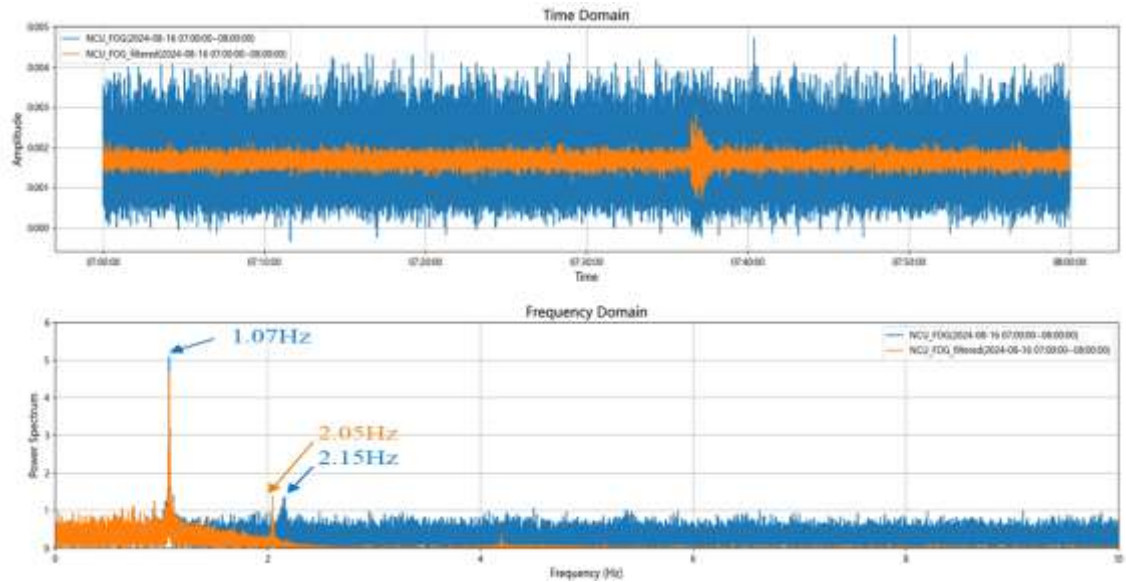


圖(十六) 第447號地震氣象署公布之資料，發生時間為8月16日7時35分[1]。

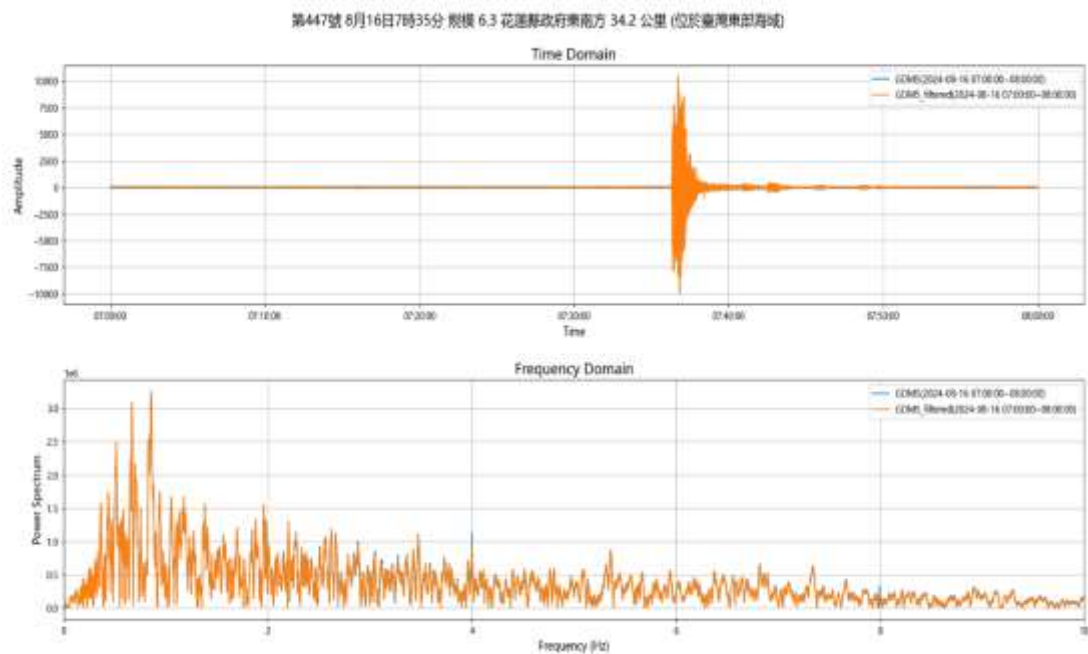
分析第447號地震於中央大學測站安裝的單軸光纖陀螺儀量測到的一組地震訊號，如圖(十七)所示，透過原始訊號(藍色)與濾波訊號(橘色)的對比，突顯出濾波處理的關鍵性，從原始訊號中地震的特徵難以直接辨識，經過小波去噪處理後地震訊號較為清晰，顯示出濾波方式在地震分析中的重要作用，雖然光纖陀螺儀的訊號量測精敏度極高，所量測的角度變化極其微小($<0.1^\circ/\text{hr}$)，然而這些訊號若隱藏在背景噪聲中，沒有優秀的濾波技術，這些細微的地震訊號將無法突顯出來，使用適當的濾波器不僅可以去除無關的噪聲，還能保留並強調地震訊號中的有用成分，從而大幅提升訊號的可讀性與分析精度。

我們亦對氣象署同於中大測站佈建之直線加速地震儀在第447號地震期間所測得的訊號作分析，如圖(十八)所示。雖然，加速地震儀為同軸直線運動之測量結果，與光纖陀螺地震儀為量測旋轉運動之原理及精敏度不同，其時域之響應卻相當吻合，如圖(十九)所示，而由於光纖陀螺儀之高靈敏度，若地震所造成

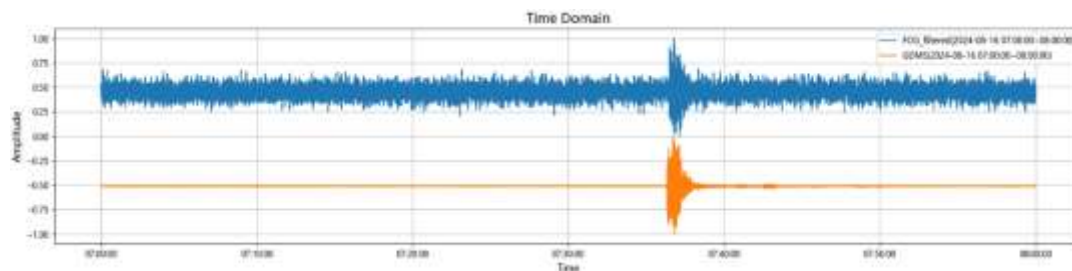
之建物之旋轉量幅度較微小時，將造成光纖陀螺地震儀之訊噪比相對較差的结果，但仍能透過適當降噪的方式，得到地震旋轉維度的訊號，彌補傳統地震儀僅量得平移資訊之不足。



圖(十七) 第447號地震於中大測站之單軸光纖陀螺儀安裝在z方向之時域與頻譜圖(1 hr之量測紀錄)。

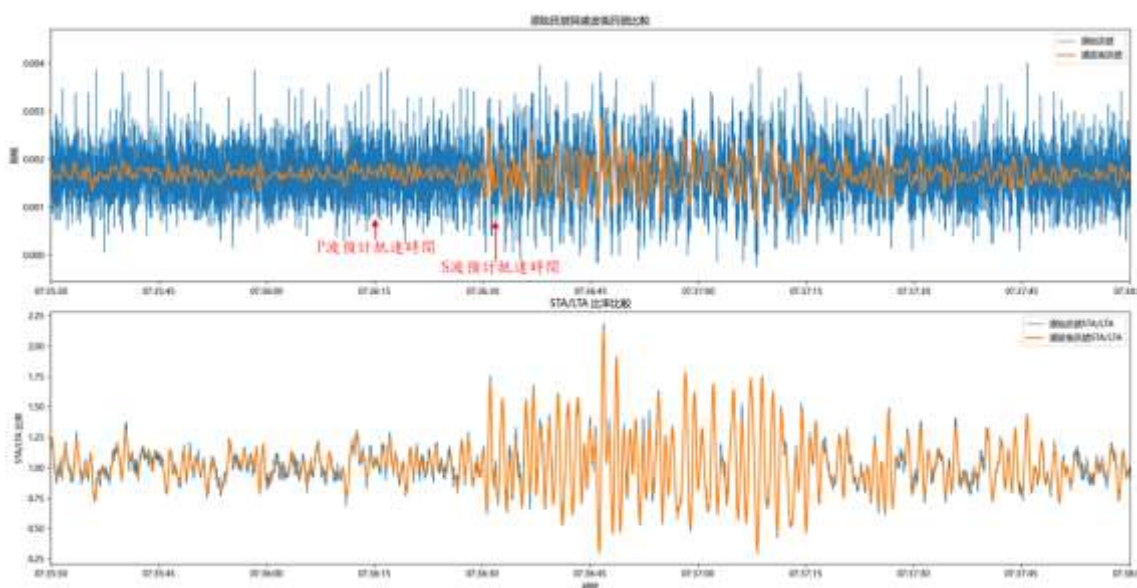


圖(十八) 氣象署中大測站直線加速地震儀於z方向之震幅與頻譜(1hr)。

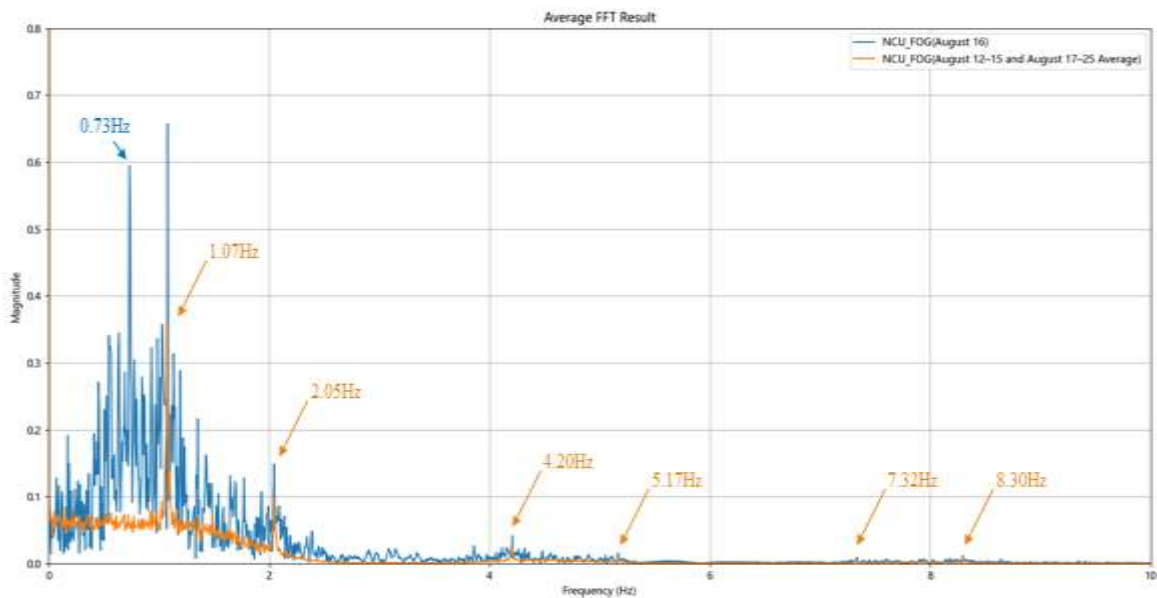


圖(十九) 氣象署中大測站之光纖陀螺儀與直線加速地震儀之時域(1hr)比較圖。

接著，我們選取第447號地震發生前後的時間區間(07:35:30至07:38:00)進行深入分析，地震震源距離為150.72公里，發生時間為07:35:53，根據P波(約**6.5-7.0 km/s**)和S波(約**3.7-4.0 km/s**)的傳播速度，我們大致推算到達時間，由於單軸光纖陀螺儀僅安裝在z方向，因此對S波(橫向剪力)具有較高的響應靈敏度，而對P波(縱向壓縮)則響應極微弱，如圖(二十)(上)所標示。為了更準確地識別地震波的到達時刻，我們使用STA/LTA(短時窗平均/長時窗平均)比值算法以判斷地震訊號進入的時間點，STA/LTA比值通過將短時間窗內的訊號平均值(STA)與長時間窗的平均值(LTA)比較，一旦比值超過某一閾值即可視作地震事件的開始點，如圖(二十)(下)所示。此外我們也將該時段的頻譜與8月12日至8月25日(不含8月16日地震當日)同一時間段的頻譜平均進行比較，如圖(二十一)所示，對比分析顯示，在地震事件期間出現一個顯著的頻譜峰值，頻率約為0.73 Hz，表明該時段的頻譜特徵發生變化，進一步證明光纖陀螺儀能夠捕捉地震前後微小的頻譜變動，透過以上分析，我們確定光纖陀螺儀成功量測到此次地震事件的訊號，STA/LTA比值算法清晰地識別出異常訊號的出現時刻，而頻譜分析揭示地震期間的顯著頻譜峰值(約0.73 Hz)，這些結果顯示光纖陀螺儀在此次地震訊號捕捉中的有效性和準確性。



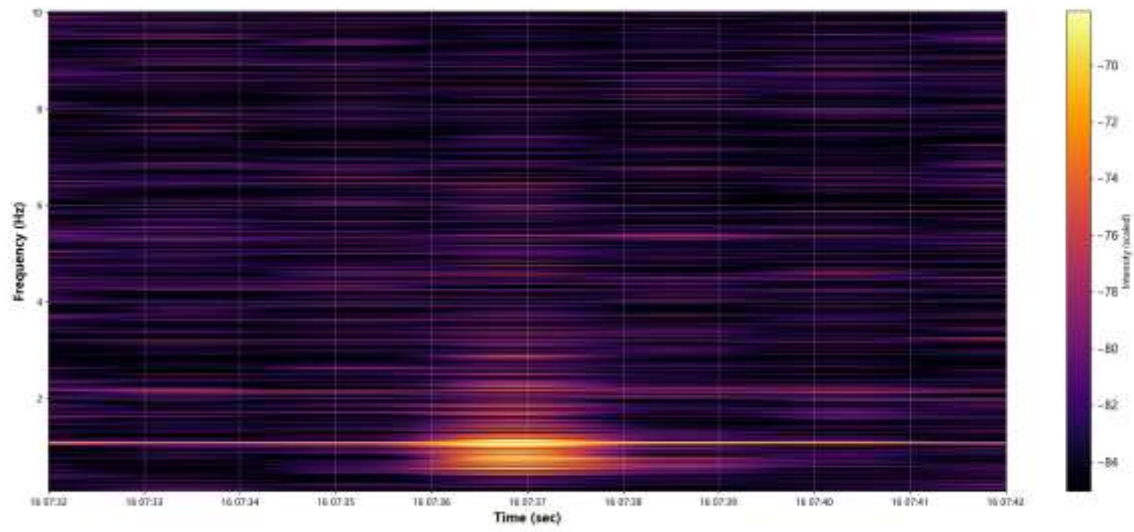
圖(二十)(上)預估第447號地震P波與S波抵達中大測站時間。(下)以STA/LTA ratio算法推估S波地震訊號抵達時間，相當吻合。



圖(二十一) 第447號地震區間(07:35:30至07:38:00)與8月12日至8月25日(不含8月16日地震當日)同一時間段的頻譜平均作對比。

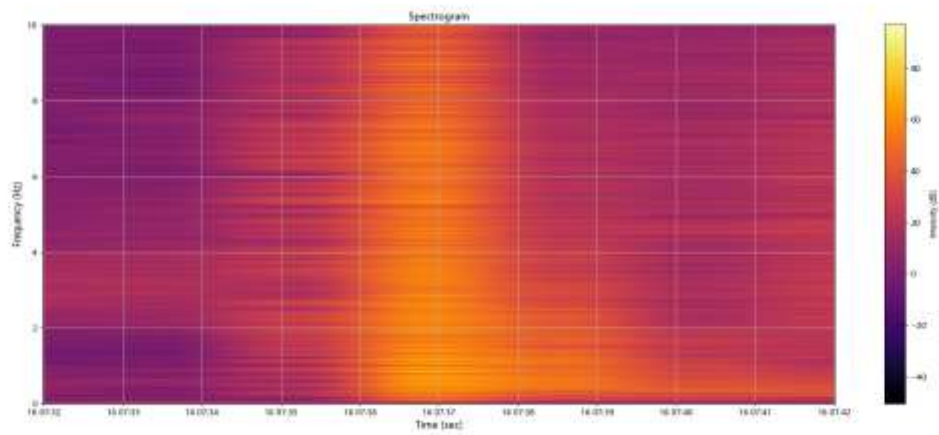
確定捕捉到地震訊號後，再進一步觀察時頻圖(Spectrogram)，時頻圖是將訊號的頻率成分隨時間變化視覺化的圖形化工具，其原理是將原始訊號進行短時傅立葉變換(STFT)並將其轉換為頻率、時間和幅度的三維表示，橫軸為時間，縱軸為頻率，而顏色或灰度則表示每一頻率範圍內的幅度強度，在此次分析中，我們將光纖陀螺儀所測得的時頻圖與氣象署設置於同一地點的直線加速地震儀進行比較，如圖(二十二)及(二十三)所示，藉此觀察兩種儀器在地震時頻表現上的異同，從結果中可以發現，針對z軸方向，光纖陀螺儀展現出較分明的時頻特徵譜線，而直線加速地震儀則呈現較連續分布的寬頻譜響應，較難以特徵譜線辨識出不同地震的可能不同的震動行為。

第447號 8月16日7時35分 規模 6.3 花蓮縣政府東南方 34.2 公里 (位於臺灣東部海域)



圖(二十二) 第447號地震中大測站之光纖陀螺儀之量測時頻圖(時間: 07:32:00至07:42:00)。

第447號 8月16日7時35分 規模 6.3 花蓮縣政府東南方 34.2 公里 (位於臺灣東部海域)



圖(二十三) 第447號地震中大測站之直線加速地震儀時頻圖(時間: 07:32:00至07:42:00)。

1.2 去噪方法分析[3,4]：小波去噪是一種基於多尺度分解的訊號處理技術，它能夠將訊號分解到不同的頻帶，識別並去除高頻的噪聲成分，保留訊號的主要特徵，其步驟包括選擇小波基、計算分解層數並對訊號進行分解，小波基(Wavelet Basis)是一組具有局部化特性(時間和頻率上都有限)的波形，用來捕捉訊號在不同尺度上的變化，選擇合適的小波基可以確保訊號在分解後的表示更加精確，此次我們選擇Daubechies小波族中的**db4**小波基，db4是一種具備正交特性且緊支撐(compact support)的小波基，適合非平穩訊號的處理，特別適合於非週期性的數據，而小波分解的層數會影響去噪效果，層數越多分解的頻帶越細能夠捕捉到訊號的更多細節，此次**分解層數為5**，亦可使用python模組中的pywt自動計算，該函數依據訊號的長度及所選小波基的特性來決定最大層數，公式上分解層數L取決於訊號長度N及小波濾波器長度(例如db4的長度為4)，層數應滿足：

$$L \leq \log_2\left(\frac{N}{\text{小波長度}}\right)$$

分解層數確定後，透過pywt內函數，將訊號分解為一組小波係數，形成一個由不同頻帶的細節係數和逼近係數組成的集合。

閾值計算(Threshold Calculation):在小波分解的結果中，高頻細節層通常包含較多的噪聲成分，而低頻層則保留了訊號的主要結構，因此將合適的閾值應用於高頻層係數，去除噪聲成分便是小波去噪的關鍵，此次我們選用**Universal閾值**，此方法基於Donoho and Johnstone's Universal Thresholding theory，假設高頻層中的噪聲近似於高斯白噪聲具有零均值和有限的變異數，根據該理論閾值計算如：

$$\text{threshold} = \sigma\sqrt{2\log(N)}$$

其中 σ 代表噪聲標準差，N代表訊號樣本長度，也就是輸入數據中包含的數據點(樣本)的總數，此閾值是為平衡噪聲和訊號特徵而設計，隨著N的增大，閾值也會增大，從而在長訊號中更加嚴格地抑制噪聲，保持重要的訊號細節，可以通過對最終細節層（通常為噪聲最多的層）的係數取中位數，並使用修正因子0.6745來估計：

$$\sigma = \frac{\text{median}(|c|)}{0.6745}$$

其中的c代表最細節層(通常是最高頻層)的小波係數，這些小波係數c 包含訊號在最高頻細節，通常是噪聲的主要聚集區域，將這些高頻小波係數的絕對值取中位數然後除以一個常數0.6745，可以有效估計噪聲的標準差，這是基於高斯分佈的特性：在高斯分佈中，數據的中位數大約是標準差的0.6745倍，因此這個修正因子0.6745幫助我們從中位數直接得到一個合理的噪聲估計，此方法通用性強，適合大多數訊號。

另外閾值計算中還有Bayes閾值，基於Bayesian Shrinkage method，這種方法對每個細節層的噪聲分佈進行單獨計算，設置不同的閾值。每層的閾值計算如下：

$$threshold_j = \frac{\text{median}(|c_j|)}{0.6745} \sqrt{2\log(N_j)}$$

其中 c_j 是層 j 的小波係數， N_j 為該層係數的數量，此方法在頻譜分佈較複雜的數據中表現較佳。

閾值模式(Thresholding Mode): 共有軟閾值(Soft Thresholding)和硬閾值(Hard Thresholding)兩種模式，這兩種模式在降噪效果上有所差異，硬閾值模式會直接將小於閾值的係數設為零，只保留大於閾值的係數，公式表達如下:

$$c'_j = \begin{cases} c_j, & \text{if } |c_j| > \text{threshold} \\ 0, & \text{if } |c_j| \leq \text{threshold} \end{cases}$$

硬閾值保留更多原始訊號的特徵，因此可以較好地保留訊號的主體結構，然而由於這種方式是直接截斷，小波係數的變化可能在閾值邊緣產生不連續，導致去噪後的訊號在邊緣區域容易產生不平滑的現象，軟閾值模式不僅將小於閾值的係數設為零，還對其餘的係數進行縮放，使結果更加平滑。其公式如下:

$$c'_j = \text{sign}(c_j)(c_j - \text{threshold})$$

在這裡， $\text{sign}(c_j)$ 函數保留了原始係數 c_j 的正負號，這樣可以在縮小係數絕對值的同時，保持其正負性不變，從而保證訊號的波形方向一致。本次使用**軟閾值**，因為平滑性較好，適合去除小波細節中的細微噪聲成分並且不會像硬閾值那樣引起邊緣不連續，使得軟閾值更適合於平滑降噪需求較高的情況。

最終經過閾值處理後的小波係數通過逆小波轉換重建為時域訊號。我們使用pywt內函數進行重建，此過程對各頻帶的細節和逼近係數重新合併以還原降噪後的訊號，逆小波轉換是小波分解的逆過程，因此能夠無損還原訊號的整體結構同時去除了高頻噪聲。

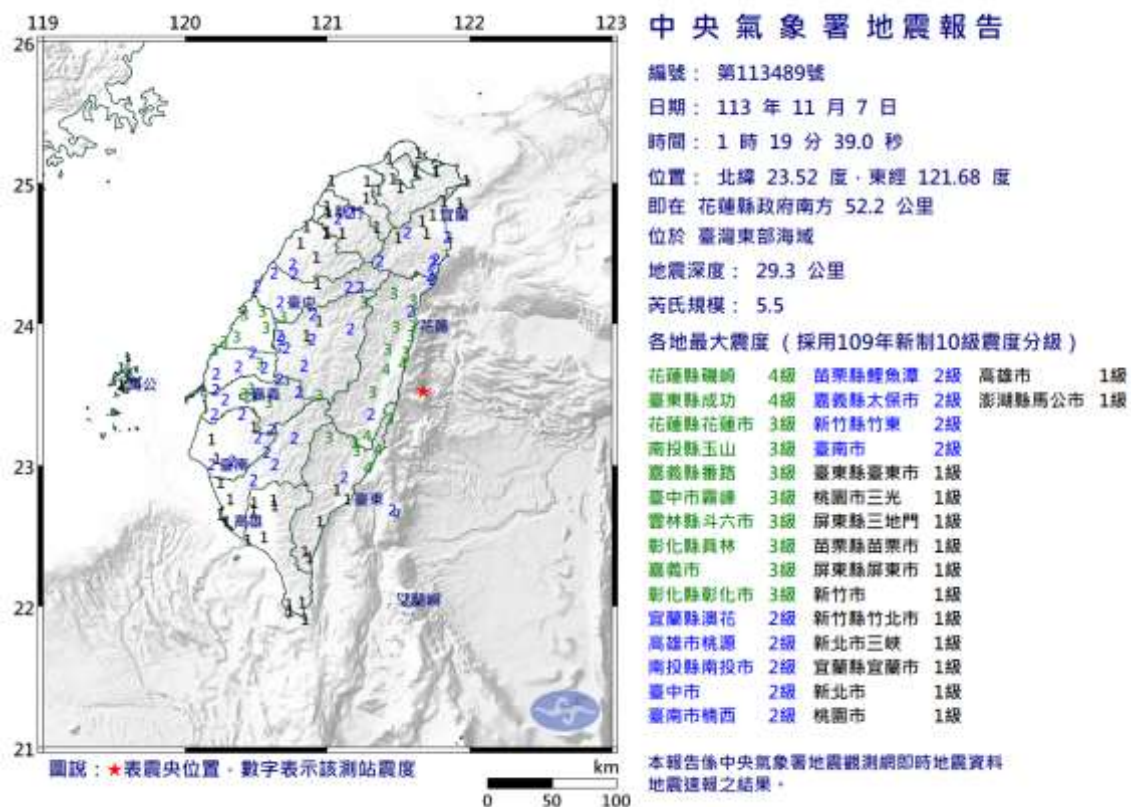
小波去噪方法具有多方面的優勢，首先小波變換具有多尺度特性，能夠將訊號分解到不同的頻帶上，因此在進行去噪時，可以針對高頻層進行有效的噪聲抑制，同時保留低頻層中的重要訊號成分，使去噪後的訊號保持較好的完整性，其次小波去噪方法中的閾值選擇是自適應的，無論是Universal閾值還是Bayes閾值，都能夠根據不同的訊號特性調整閾值，進而提高去噪效果，實現針對性更強的降噪，此外逆小波轉換能夠高精度地重建訊號結構，讓去噪後的訊號精確還原，這一特性特別適合於非平穩訊號的處理，尤其是在訊號存在突變的情況下，小波去噪能夠有效消除噪聲並保持訊號的連續性。這些優勢使得小波去噪在多種數據處理場景中展現出顯著效果，例如心電圖(ECG)訊號處理、地震數據分析、語音訊號去噪和影像處理等，由於它能顯著降低非平穩且含有高頻成分的噪聲，小波去噪已在許多技術領域中廣泛應用並得到高度評價。

1.3 STA/LTA(短時窗平均/長時窗平均)比值算法：是一種常用的地震訊號檢測方

法，主要用於自動識別地震事件的開始時刻。此算法透過比較短時間窗(STA)和長時間窗(LTA)內的訊號平均值，來檢測訊號中突發的能量變化，短時窗是一個較小的時間範圍，用於捕捉訊號中的快速變化，通常設定為幾秒到十幾秒，在地震發生時STA可以反映訊號中突然增加的能量快速響應事件的到來，而長時窗是一個相對較大的時間範圍，通常設定為幾十秒至數分鐘，用於捕捉背景噪聲的平均水平，代表訊號在事件發生前的基礎強度，在事件發生時訊號強度突然增加，短時窗的平均值會上升，使STA/LTA比值急速增大超過正常噪聲背景的水平，當STA/LTA比值超過某個設定閾值時，即可視為地震訊號的開始時間點，閾值通常根據背景噪聲調整以最大化檢測靈敏度並避免誤報，此算法具備良好的穩定性，因為長時窗考慮了較長時間內的背景噪聲波動，減少了短暫噪聲的影響，從而提高了事件檢測的可靠性。

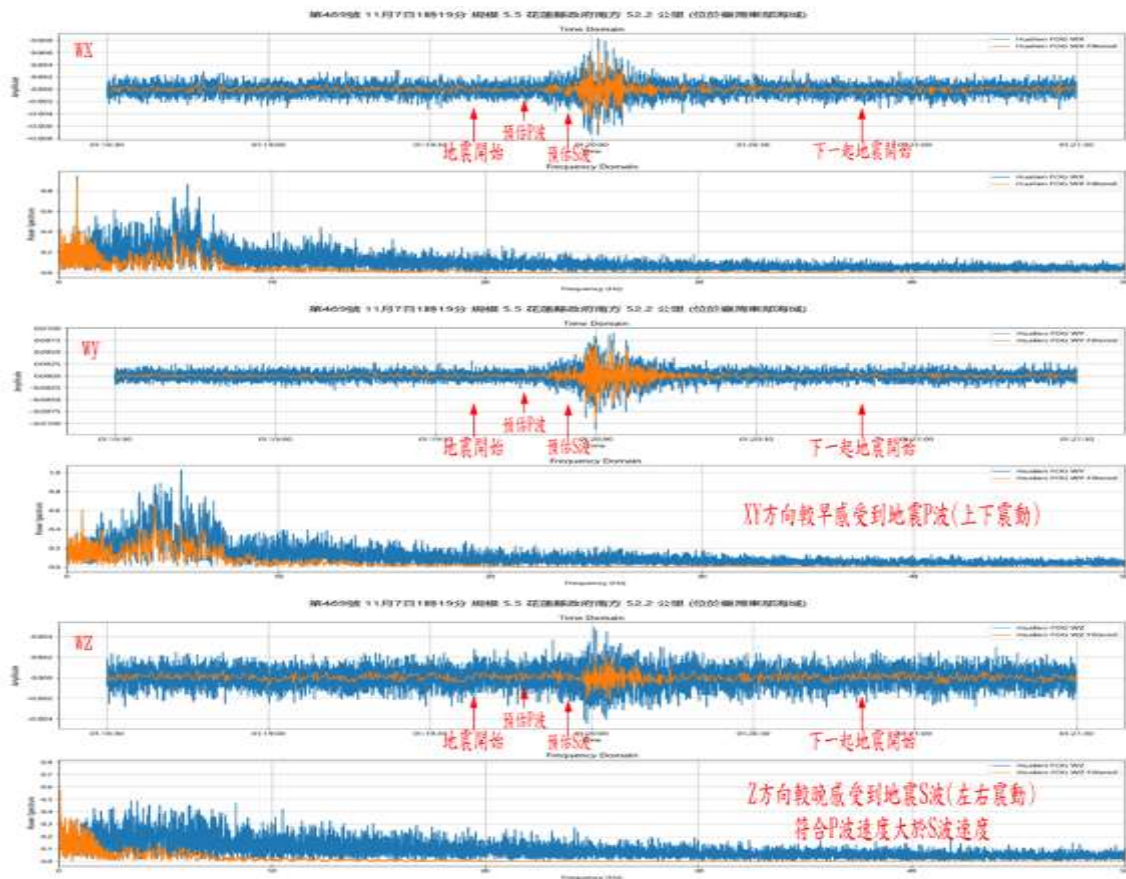
2. 花蓮氣象站地震測站量測事件分析

2.1 分析第489號，發生時間11月7日1時19分，為規模5.5，震央在花蓮縣政府南方52.2公里（位於臺灣東部海域）處，震源距離花蓮氣象站大約51.06km，花蓮市震度為三級。氣象署公布之資料如圖(二十四)所示[2]。



圖(二十四) 第489號地震氣象署公布之資料，發生時間為11月7日1時19分[2]。

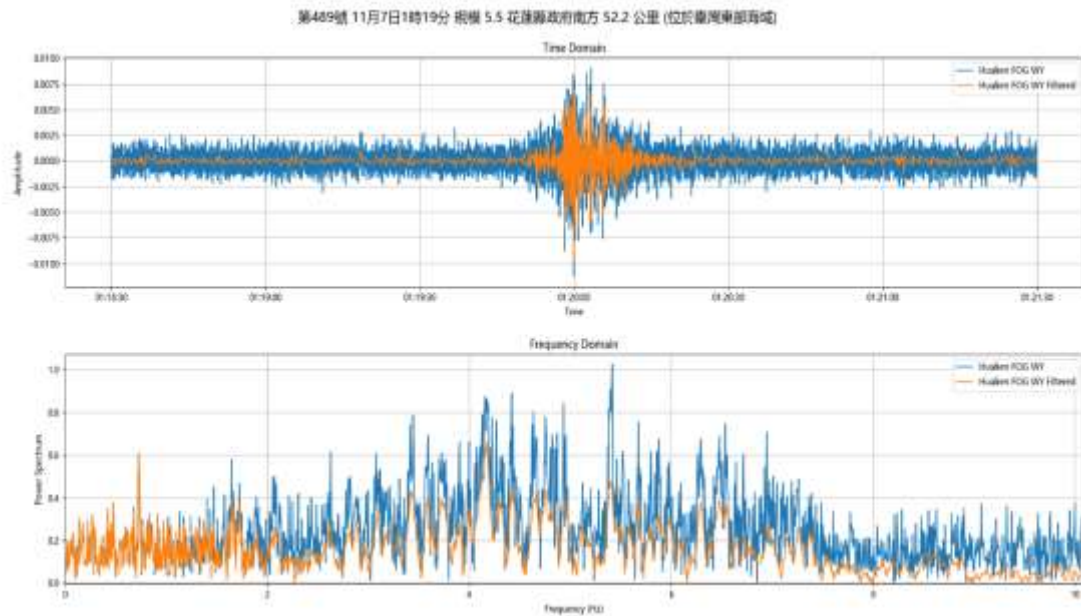
如圖(二十五)所示，三軸光纖陀螺儀的各軸對不同方向的震動有不同的響應模式。上下的垂直運動主要對應於x軸和y軸的響應，而左右的水平運動則主要由z軸來感測。首先大致估算第489號地震P波(約6.5-7.0 km/s)和S波(約3.7-4.0 km/s)到達花蓮氣象站的時間，再透過三軸光纖陀螺儀的數據分析，可以清晰地觀察到在地震事件中，x軸和y軸方向光纖陀螺儀(WX, WY)較早檢測到地震訊號的進入，隨後才是z軸方向光纖陀螺儀(WZ)開始感應到地震訊號，如圖(二十五)所示，這一觀察結果與地震波傳播特性一致，即P波速度大於S波速度，P波先到達並影響水平方向(x和y軸)的光纖陀螺儀，而S波則稍後抵達並影響垂直方向(z軸)的光纖陀螺儀，該現象進一步證實了三軸光纖陀螺儀在捕捉地震波到達順序和方向性變化中的應用潛力，並有助於更精確地分辨地震波類型及其傳播特性。



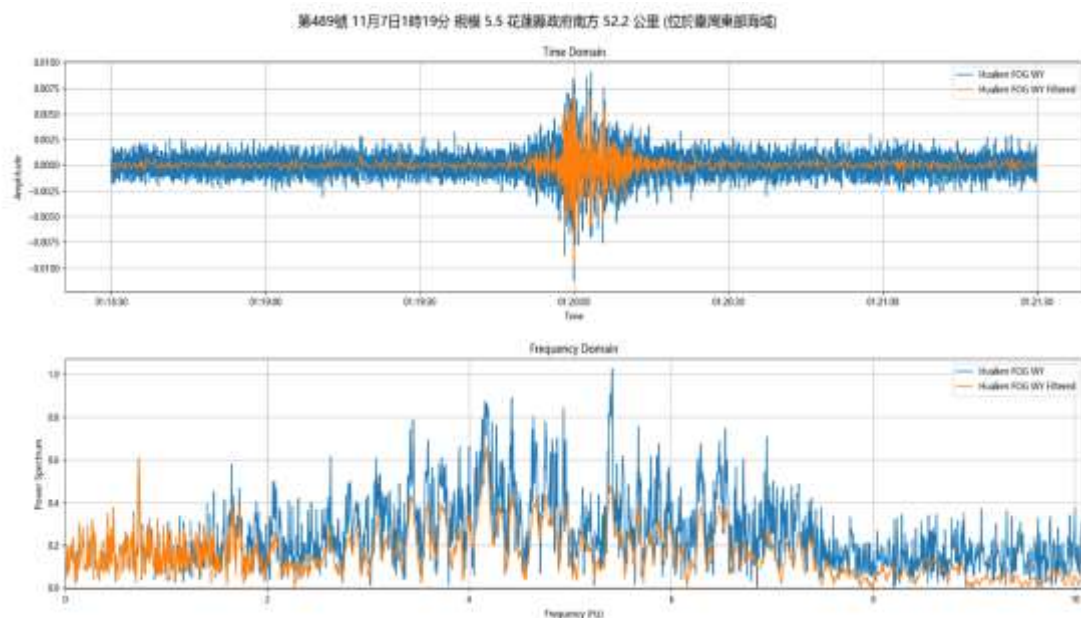
圖(二十五) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀(WX, WY, and WZ)各軸所量測到之地震波訊號(時間:2024 11/7 01:18:30至1:21:30)。

接著我們對各軸的數據進行深入分析，首先利用小波去噪處理數據，獲得訊噪比較高的訊號，如圖(二十六)至(二十八)所示。然後針對短時間區間(2024 11/7 01:18:30至01:21:30)的10Hz內頻譜進行觀察，再將此短時間頻譜與長時間(約24小時)背景數據的頻譜進行對比，如圖(二十九)至(三十一)所示，可以明顯看出，此次地震事件的頻譜特徵與背景頻譜存在顯著差異，這些差異性的頻率成分表

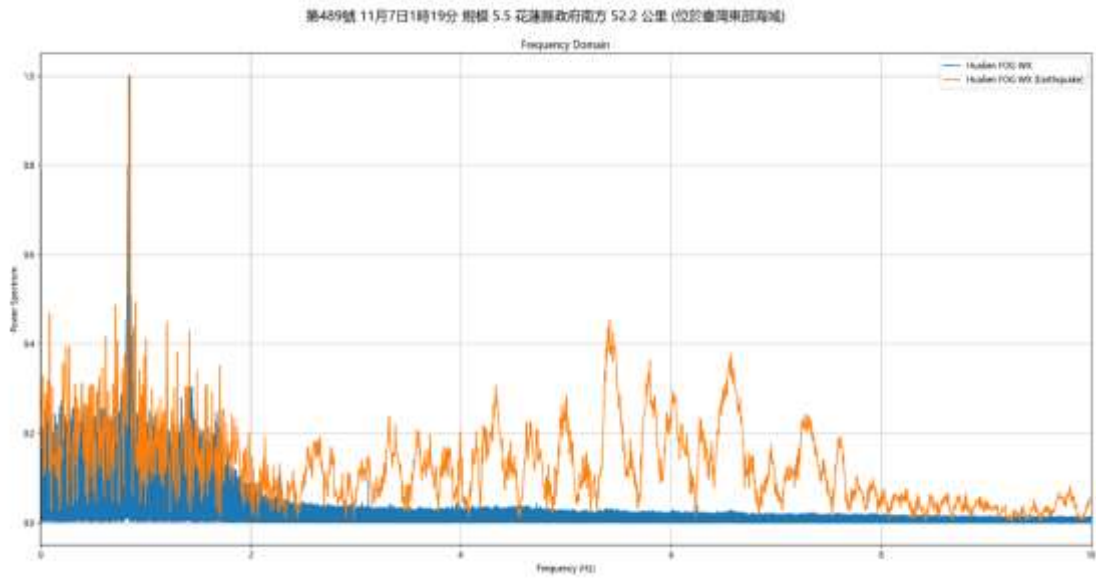
明地震訊號確實被光纖陀螺儀成功捕捉，且光纖陀螺儀能有效分辨出地震事件期間獨特的頻譜特徵。



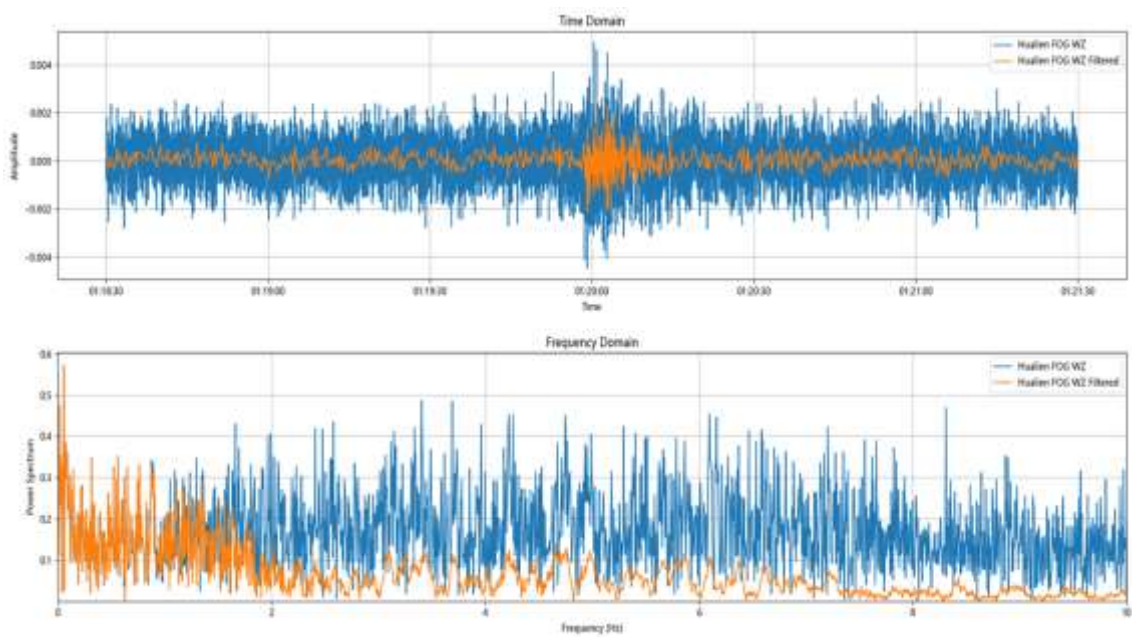
圖(二十六) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WX方向量測訊號及其10 Hz內頻譜(時間: 2024 11/7 01:18:30至1:21:30)。



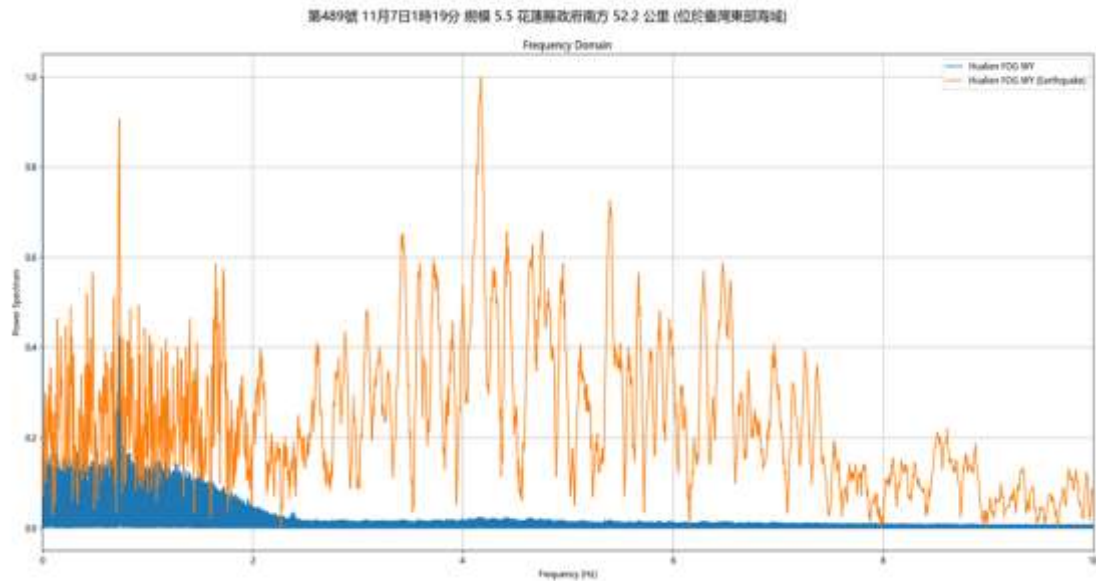
圖(二十七) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WY方向量測訊號及其10 Hz內頻譜(時間: 2024 11/7 01:18:30至1:21:30)。



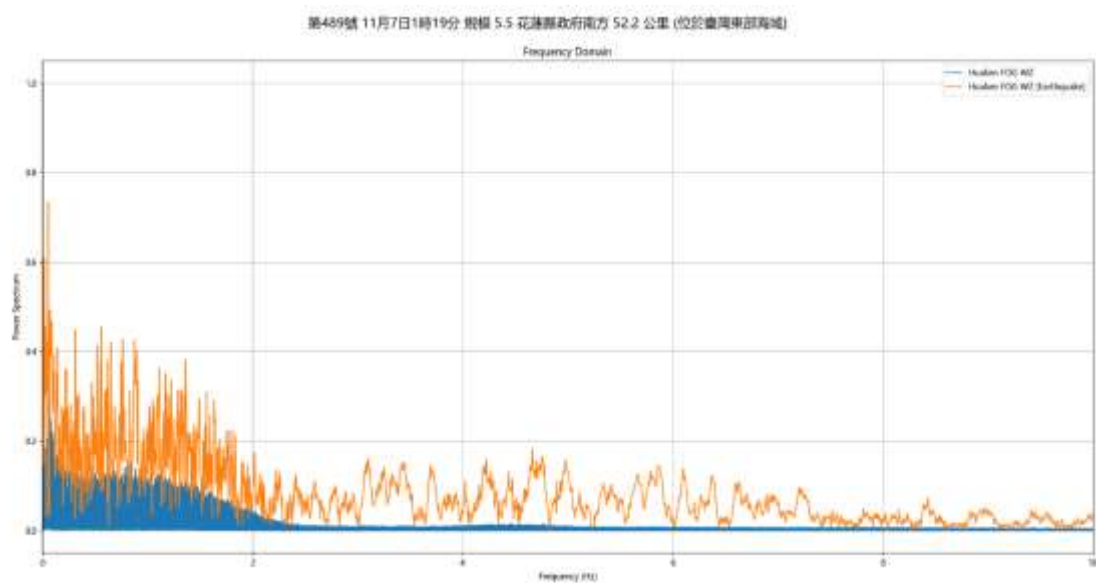
圖(二十八) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WZ方向量測訊號及其10 Hz 內頻譜(時間: 2024 11/7 01:18:30至1:21:30)。



圖(二十九) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WX方向長時間頻譜(藍)對比短時間頻譜(橘)。



圖(三十) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WY方向長時間頻譜(藍)對比短時間頻譜(橘)。



圖(三十一) 第489號地震花蓮測站三軸光纖陀螺儀之WZ方向長時間頻譜(藍)對比短時間頻譜(橘)。

從圖(二十九)至圖(三十一)之地震期間頻譜與長時間背景頻譜之對比分析中，我們發現各軸在不同方向上的響應頻率範圍有所不同，x軸(東西方向)和y軸(南北方向)光纖陀螺儀(WX and WY)的頻率響應範圍約在2 Hz至7.5 Hz之間，且在y軸方向的光纖陀螺儀(WY)出現了一個顯著的頻率峰值，約為4.2 Hz，而z軸方向的光纖陀螺儀(WZ)雖然也約在2 Hz至7.5 Hz之間，但其頻率響應相對於WX和WY較為微弱，呈現該地震所造成該位置之三個維度之旋轉量幅度之不同程

度，提供一個相當寶貴的資訊。由於花蓮氣象站的這組光纖陀螺儀安裝時間距今不到一個月，目前數據有可能受到雜訊或其他因素影響，尚不足以支持精準的歸納與分析，我們將持續優化校正與濾波流程，以降低隨機噪聲對資料品質的影響，期望通過長期數據判斷出更有效精準的分析，我們後續還需進行更長時間的觀測和數據收集，以建立完整的資料庫，這樣將有助於更準確地分析多樣的地震事件。

三、 下一階段光纖陀螺地震儀地震感測佈建方案

1. 多點位光纖陀螺地震儀部署：

此方案旨在擴大光纖陀螺地震儀的佈建範圍，除目前(中大及花蓮測站)已建置的地區外，尤其是在地震活動頻繁的區域，透過一定規模、多點位的光纖陀螺儀佈建，建立一個有效涵蓋臺灣的監測網路，以更準確地推算震源位置、震源深度及地震波傳播特性等，搭配已廣泛部署的傳統地震儀，將可提供高解析、多維度的地震動態監測數據。

光纖陀螺儀具備極高的旋轉運動靈敏度，其佈建網路將為多維度地震監測開創新的可能，大範圍的光纖陀螺儀部署能夠捕捉不同位置上的旋轉地震波訊號，這種數據在解析地震事件的震源位置與深度上具有獨特的優勢，當地震波經過各個測站時，光纖陀螺儀能夠捕捉到微小的角速度變化，根據這些變化進行多站位時差分析，推算出震源的三維空間位置和深度，此外，光纖陀螺儀網路的部署將提供更為豐富的地震頻譜數據，對於識別震源破裂方向、震源破裂行為以及地殼結構的異常，深具科學意義。

多點位部署將顯著提升地震監測的精度和空間解析度，並為震源參數的推算提供高質量數據支援，隨著數據的逐漸累積，該監測網路可望生成準確的地震波動模型，並持續更新震源區域的地殼動態資訊，此外多點位監測能夠提升震後快速反應能力，為緊急應變和減災提供可靠的基礎數據，通過在花蓮站之外部署更多光纖陀螺儀，最終實現高精度、高時空解析的全域地震監測網路。

2. 光纖陀螺儀與傳統地震儀的聯合測站：

光纖陀螺儀與傳統地震儀的聯合測站方案旨在將光纖陀螺儀與傳統加速度地震儀或速度地震儀併置於同一測站位置，實現對地震線性運動和旋轉運動的綜合監測，光纖陀螺儀憑藉其對旋轉運動的高靈敏度，能夠捕捉到傳統地震儀無法監測到的角速度和旋轉訊號，而傳統地震儀則在捕捉地震波引起的線性加速度和速度變化方面具有優勢，兩者結合可提供更為全面、精細的地震訊號監測，為地震學研究提供新的視角。

通過光纖陀螺儀和傳統地震儀的聯合測量，聯合測站可以在同一地震事件中同步獲取多維度的數據，涵蓋地震波的線性運動成分與旋轉運動成分，傳統地震儀能夠捕捉到震源引起的地表位移和加速度，而光纖陀螺儀則能提供旋轉運動的時序數據，這樣的綜合數據可幫助研究人員深入分析地震波傳播的三維特徵、震源破裂方向以及地震能量釋放的模式。

聯合測站還將顯著提升對震源機制和地震波動行為的解析能力，例如光纖陀螺儀提供的旋轉運動訊息對震源破裂方向的確定具有重要意義，而傳統地震儀的加速度和速度數據則為震源深度的判定和地殼結構分析提供資訊，通過綜合兩類儀器的數據，聯合測站能夠更精確地重建震源動力學過程，提升震源解析的精度，為地震監測系統提供更完整的數據基礎。

隨著聯合測站在地震活躍區域的佈建增多，監測網路將成為高解析度的地震觀測基礎，並為震後應急響應和減災系統提供精確的支持，同時這樣的多維度數據結合，將推動地震預警技術的發展，並促進地震科學研究的新突破，為更深層次的地震研究和風險評估提供關鍵的技術支援。

肆、結論

本研究藉由本團隊自製之光纖陀螺儀與氣象署之直線加速地震儀的聯合部署，對地震事件進行了系統性的時間與頻譜分析，結果顯示，單軸光纖陀螺儀展現出較分明的時頻特徵譜線，而直線加速地震儀則呈現較連續分布的寬頻譜響應，較難以特徵譜線辨識出不同地震的可能不同的震動行為。在本計畫我們更提前佈建了三軸的自製光纖陀螺地震儀於花蓮氣象站，於2024年十月完成安裝。量測發現，光纖陀螺儀在相對高頻段旋轉運動特徵的捕捉上表現優異，三軸向光纖陀螺地震儀在2 Hz至7.5 Hz範圍內更具不同的結構化響應，顯示其在旋轉運動量測方面的優勢，除了頻譜結構的不同，其響應程度亦有不同，呈現該地震所造成該位置之三個維度之旋轉量幅度之不同程度，提供一個相當寶貴的資訊。這些實驗顯示了光纖陀螺儀與傳統之直線加速地震儀在地震監測中的互補性，使得對地震訊號的捕捉更為完整，並提供更準確的地震事件頻譜特徵分析。未來，隨著光纖陀螺儀的長期數據積累及系統優化，我們有望進一步提高其在地震監測中的應用價值，並藉此深化對地震機制的理解。下一階段期望透過多點位光纖陀螺儀和傳統地震儀的聯合部署與測量，可以在同一地震事件中同步獲取多維度的數據，涵蓋地震波的線性運動成分與旋轉運動成分，傳統地震儀能夠捕捉到震源引起的地表位移和加速度，而光纖陀螺儀則能提供旋轉運動的時序數據，這樣的綜合數據可幫助研究人員深入分析地震波傳播的三維特徵、震源破裂方向以及地震能量釋放的模式。

表(二) 目前進度表

項目	內容	預期成果、效益及應用	實際成果
1	光纖陀螺地震儀規格研究	取得國外各類型光纖陀螺地震儀器之廠牌、規格型號、應用範疇與實行場域分析。	調查市面光纖陀螺儀之規格，發現已有廠商將之用於地震量測。
2	光纖陀螺地震儀設計與開發	完成至少一單軸光纖陀螺地震儀之設計與開發。與合作廠商進行光纖陀螺地震儀之	完成光纖陀螺地震儀之光機電系統封裝，基本功能已經完成，並監測到第

		封裝。	113019及113447號地震。
3	光纖陀螺地震儀 安裝與測試	完成與氣象署合作進行地面站光纖陀螺地震儀之實地安裝與測試。	光纖陀螺地震儀已安裝於中央大學工五館地下室(氣象署中大地震監測站)並完成測試及地震量測。
4	光纖陀螺地震儀 地震連續監測	完成至少一單軸光纖陀螺地震儀及其他傳統地震儀之同時長時間地震感測。	已於中大地震監測站完成一單軸光纖陀螺地震儀及其他傳統地震儀之同時長時間地震感測，亦已於花蓮氣象站安裝一組三軸光纖陀螺儀，完成第111489號地震之量測。
5	地面站資料分析	完成地面站實際取得之光纖陀螺地震儀與其他傳統地震儀之資料分析與比對。	完成分析中央大學及花蓮監測站之光纖陀螺儀於第113019、113447、111489號地震之感測數據，亦完成與其他傳統地震儀之資料分析與比對。
6	下一階段光纖陀螺地震儀地震感測佈建方案	依據項目5之資料分析結果，提出下一階段光纖陀螺地震儀之地震感測佈建方案。	提出多點位光纖陀螺儀部署及光纖陀螺儀與傳統地震儀聯合使用方案，詳見報告書。

伍、成果的價值與貢獻及落實應用情形

近年來，隨著旋轉地震學的快速發展，地震觀測已不僅僅侷限於傳統的三維位移量測，還開始探索直接量測或模擬地殼的慣性運動，這些進展為更精確的地震規模預估和提供多維度地震觀測數據帶來了新的可能性，本計畫著力於研發光纖陀螺地震儀，並已成功觀測到其在地震波感測方面的獨特特性，光纖陀螺儀能夠捕捉旋轉運動頻譜特徵，預期將為地震研究提供更豐富和精確的觀測數據，有助於提升地震事件分析的深度和廣度。

此次研究作為光纖陀螺儀在地震學應用中的前導研究，為該技術在國內的早期佈局奠定基礎，進一步推動國內自主發展新一代地震感測儀器的步伐，在本研究中，不僅持續精進和研究先進技術，還專注於開發自製光纖陀螺儀的地震觀測能力，並已初步完成多起地震事件的量測，並將其數據與中央氣象署現有的傳統地震儀數據進行比對，此舉將使我們能夠探索更全面的多維地震量測技術，進一步提升地震觀測的精度和信效度。

此外，本研究的技術潛力不僅限於地震學，還可廣泛應用於各類振動感測場域，包括地震前波探測、火山活動監控、風機振動監控、精密工業防震台設計、高壓電塔

搖晃監測、大樓減震系統、車體振動測量等，因此本計畫除專注於自製光纖陀螺儀的前導型地震觀測研究，更將積極推動技術成熟，並展望建立一個多維度、多點位、多場域的全時空監測網路，以期實現對地震與其他震動事件的精準監測，開啟國內地震學與振動監測領域的嶄新視野。

參考文獻

[1] 地震報告 交通部中央氣象署 第447號顯著有感地震報告

https://scweb.cwa.gov.tw/webdata/OLDEQ/202408/2024081607355563447_H.png

[2] 地震報告 交通部中央氣象署 第489號顯著有感地震報告

https://www.cwa.gov.tw/Data/earthquake/img/EC1107011955489_H.png?v=20241111170411

[3] 位瑞英、卓堅毅，基於小波分析的訊號去噪研究，應用數學進展 10(4), 1329-1335 (2021).

[4] J. Zhong, J. Song, C. You, X. Yin, “Wavelet de-noising method with threshold selection rules based on SNR evaluations,” Qinghua Daxue Xuebao/Journal of Tsinghua University 54, 259-263, (2014).