

臺灣地區 113 年中大型地震震源資訊之快速彙整與提供

子計畫一

中大規模地震震源破裂特性近即時分析

李憲忠 莊雅婷 劉庭佑 林姿綺

中華民國地球物理學會

摘要

隱沒帶地震通常發生在板塊介面或隱沒板塊內。然而，在混合碰撞-隱沒邊界中，可能存在更複雜的機制。2024 年 4 月 2 日，一個地震矩規模 $M_w7.4$ 的地震發生於臺灣東部，該區域是菲律賓海板塊與歐亞板塊之間的縫合帶。此次地震的餘震分佈相當複雜，難以用已知的活動斷層解釋。此研究的聯合震源逆推結果顯示，此次破裂發生在隱沒板塊介面以及菲律賓海板塊內的高角度逆斷層撕裂帶。撕裂過程導致初始破裂，隨後西側下盤朝更深的岩石圈沉降。這一沉降過程在隱沒介面上引發了顯著的逆衝運動，形成了破裂過程中最大的錯動區。換句話說，此地震過程中菲律賓海板塊最西側部分斷裂並向西隱沒至歐亞地殼之下。我們的結果表明，混合碰撞-隱沒環境中的發震機制的複雜性需要重新審視，其可能對地震危害評估產生重大影響。

Abstract

Subduction zone earthquakes usually occur along the interface or within the subducting plate. However, more complex mechanisms might exist in the mixed collision-subduction boundary. On April 2, 2024, an $M_w7.4$ earthquake struck eastern Taiwan, a suture zone between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate. The distribution of aftershocks is complex and difficult to be explained by any known active faults. Our joint source inversion result shows the rupture occurred on the subducting interface and an intraplate high-angle reverse tear fault within the Philippine Sea Plate. The tearing process caused the initial rupture, followed by the subsidence of the western footwall into the deeper lithosphere. This subsidence process resulted in significant thrust movements at the subducting interface, producing the largest asperity during the rupture. In other words, the westernmost Philippine Sea Plate broken off and subducted westward beneath the Eurasian crust. Our results indicate that the earthquake complexity in a mixed collision-subduction environment requires thorough re-examination, as it may significantly impact seismic hazard assessments.

1. Introduction

A magnitude Mw 7.4 earthquake struck the Hualien area in eastern Taiwan (121.58°E 23.86°N, depth 22.52 km) on April 2, 2024 (23:58:09 UTC). This event, named the 2024 Hualien earthquake hereafter, was the largest in Taiwan after the 1999 Chi-Chi Mw 7.6 earthquake.

Ground shaking near the source area was extremely strong. The largest intensity was observed in Hualien County, with a maximum intensity of 6+ (440~800 cm/s²) on the Central Weather Administration (CWA) intensity scale. Shaking of intensity 5+ (140~250 cm/s²) was experienced in most of eastern Taiwan. Strong ground shaking also expanded toward northern Taiwan, including Taipei city, with an intensity of 5- (80~140 cm/s²) and more than 40 seconds duration. This event damaged several buildings and caused large landslides in Hualien County. The Turtle Island offshore Yilan collapsed due to the intense shaking. It also caused extensive damage in northern Taiwan. Several sections of the Mass Rapid Transit (MRT) in new Taipei city were damaged in which the rails had moved; the maximum was approximately one meter. Unfortunately, 18 people died in this event.

Over 2000 aftershocks occurred within one month after the mainshock, including the largest M6.2 aftershock on April 22. This big aftershock was located in the southern area of the mainshock epicenter, and its depth was shallow, only about 8 km, compared to the mainshock. Before April 22, the aftershocks mainly occurred north of the mainshock epicenter. While after April 22, the aftershocks moved south of the epicenter, near the northern tip of the Longitudinal Valley. The distribution of one-month aftershocks shows a northeast-to-southwest trend on the map view (Fig. 1). However, they separated into several discontinuous groups at different depths in the profile view (Fig. 1). There is no single known tectonic structure that can connect all these aftershock groups.

This disorder aftershock distribution could be because the 2024 Hualien earthquake occurred in a complex tectonic area. It was located on the northernmost part of Longitudinal Valley, a suture zone of the Eurasian Plate and the Philippine Sea Plate (Yu et al., 1997). This region has several active structures, including the Milun Fault, the west-dipping Central Range Fault, and the east-dipping Lingding Fault, the northernmost segment of the Longitudinal Valley Fault system. In the eastern offshore is the Ryukyu Trench, where the Philippine Sea Plate begins to subduct northward under the Eurasian Plate. Thus, this area is situated in a complex collision-subduction mixed environment. Thousands of earthquakes occur in this area yearly, including a large Mw 7.4 event in 1986 (Fig. 1).

Unraveling the representative seismogenic structures of the 2024 Hualien earthquake is critical to understanding and revealing how this event occurred. From the centroid solution of the Real-time Moment Tensor (RMT, Lee et al., 2013) determined based on the local broadband network, the mechanism of this event was thrust with a strike from northeast to southwest and up to 42 km deep centroid depth was reported. The USGS CMT also indicated a deep centroid with a depth of 35.5 km. Based on the RMT focal mechanism, two fault planes could be the candidates involved in this event. One is the east-dipping fault plane close to the known geometry of the Lingding fault. However, no significant surface break was found along this active fault after the

mainshock. In addition, the centroid was 20 km north of the epicenter at a depth close to 40 km. The geometry of the east-dipping fault plane cannot explain this centroid location, especially for its deep depth. The other fault plane is dipping toward the west with a dip angle of 39.7 degrees. Although the west-dipping geometry can explain the deep centroid, this west-dipping fault plane has not been discovered and confirmed in the past.

Few studies have been published to discuss the cause of the 2024 Hualien earthquake. Cheloni et al. (2024) proposed a composite fault model to explain this event based on geodetic data (GNSS and InSAR). The large slips on their composite fault model mainly occurred at depths shallower than 20 km, which cannot explain the deep centroid (up to 35 km depth) reported by both RMT and USGS. It was also noted that all geodetic data were collected from the island side, resulting in limited azimuth coverage. This restriction provided insufficient constraint on the overall slip distribution, particularly in depth.

This study used teleseismic data, local ground motion waveform, and GNSS coseismic displacements to perform joint source inversion (Fig.2-4). In addition to analyzing the rupture process of this event, we also tried to find and explain the seismogenic structure involved in the earthquake. Its impact on the large-scale seismotectonic structure and regional seismic hazard assessment is also addressed.

2. Data and Methods

Data processing

The joint source inversion analysis utilized three data sets: local ground motion waveform records, GNSS coseismic displacements, and teleseismic P- and S-body waves. Teleseismic body waveforms were downloaded from EarthScope. A total of 106 high signal-to-noise ratio records were selected for the inversion. The stations used were limited to an epicentral distance range of 30° to 90° to mitigate the effects of shallow crustal complexity (see Fig. 2). A 120-second time window, including 20 seconds before the first P arrival, was employed for the inversion. The raw teleseismic velocity data were initially filtered between 0.01 Hz and 0.5 Hz, then integrated to obtain displacements, and resampled at a rate of five points per second.

Local waveforms were gathered from the Taiwan Strong Motion Instrument Program (TSMIP), the Central Weather Administration's 24-bit network (CWA24), and the Broadband Array for Taiwan Seismology (BATS). This study used 31 local waveforms, covering all three components, as depicted in Figure 3. The raw data were band-pass filtered between 0.02 Hz and 0.5 Hz, then integrated to derive displacements. A 100-second waveform started from the event origin time was utilized for the inversion, with a sampling interval of 0.2 seconds.

The Nevada Geodetic Laboratory supplied GNSS coseismic displacement data with high-rate continuous records from the Central Weather Administration of Taiwan. The inversion process utilized coseismic displacement data from 105 stations, each providing three-component measurements. (Fig. 4).

Fault models

We identified six potential fault planes to investigate the possible rupture faults associated with the 2024 Hualien mainshock (Fig.5-6). These fault planes include: (1) two nodal planes based on the RMT mainshock focal mechanism, with one plane dipping eastward (F1) and the other dipping westward (F2); (2) a known active fault near the source area, the Lingding Fault, considered a candidate rupture plane (F3); and (3) fault planes F4 to F6 constructed from aftershock distributions and the focal mechanisms of significant aftershocks. The geometry parameters of these six fault planes are listed in Table 1. Notably, F4, a fault plane with a nearly north-south strike and high-angle eastward dip, is fitted well by a significant deep aftershock group. The top boundary of F4 lies below 20 km depth, dipping slightly northward and aligning well with F2. While both F3 and F4 dip eastward, their locations and geometries differ without overlapping. All fault planes were divided into 953 subfaults, each measuring 5 km in length and width. The depth range for these planes extends from 0 to 69 km.

The two nodal planes F1 and F2 were determined from the RMT CMT mainshock focal mechanism and may trade off in fitting the data in the joint inversion test. Thus, we initially evaluate these two fault planes, exclude the less probable one, and proceed with subsequent tests using all other fault planes. Figure 5 presents the inversion results for F1 and F2. For F2, slip is concentrated offshore near the coastal region, with a significant asperity close to the centroid. In contrast, F1 shows a more dispersed slip pattern with multiple slip patches, the largest located farther from the coast and offset from the centroid. The misfits for F1 and F2 are 0.32 and 0.28, respectively. Additionally, some slip areas on F1 are located on the shallow fault plane near the surface, yet no significant surface rupture was observed following the mainshock. Based on these findings, we infer that the west-dipping F2 is more likely to be involved in the 2024 Hualien earthquake than the east-dipping F1.

We then conducted an inversion analysis using F2 and all other fault planes (F3 to F6) to evaluate their contributions to the mainshock. Results show that only F2 and F4 exhibit significant slip (Fig. 6). Large slip areas are observed on F2 and F4, with minor slip patches on F5 and F6, and almost no slip on F3 (the Lingding Fault). The contributions of F2 to F6 to the total moment are 70.7%, 4.3%, 16.9%, 4.7%, and 3.4%, respectively. The lower contributions of F3, F5, and F6 suggest that these planes were not directly involved in the mainshock but may have been passively triggered afterward, resulting in the subsequent complex aftershock distribution. Given their minimal contribution to the joint inversion data, we focused on the two fault planes most likely involved in the mainshock rupture for further investigation: the west-dipping fault plane F2 and the high-angle east-dipping fault plane F4.

Table 1. Fault parameters of the six potential planes.

<i>Fault planes</i>	F1	F2	F3	F4	F5	F6
<i>Strike (degree)</i>	32.3	217.8	11.3-341.7	~15.0	221.0	112.0
<i>Dip (degree)</i>	50.5	39.7	56.4-68.1	~75.0	12.0	70.0
<i>Length (km)</i>	100	100	55	75	40	45
<i>Down dip width (km)</i>	75	75	60	40	35	25
<i>Subfault size (km²)</i>	5 x 5	5 x 5	5 x 5	5 x 5	5 x 5	5 x 5
<i>Subfault Numbers</i>	300	300	132	120	56	45
<i>Association</i>	RMT CMT	RMT CMT	Lingding Fault	Aftershock	Aftershock	Aftershock

Joint source inversion

The finite fault inversion problem is typically expressed in a linear form, $\mathbf{Ax}=\mathbf{b}$, where

\mathbf{A} represents the matrix of Green's functions, \mathbf{b} is the observed data vector, and \mathbf{x} is the solution vector containing the slip amplitude, direction, and rupture time for each subfault (Hartzell and Heaton, 1983). To assess the quality of the solution, we employ a misfit function defined as $(\mathbf{Ax}-\mathbf{b})^2 / \mathbf{b}^2$. The multiple-time windows approach was employed to enhance the spatial and temporal resolution of the slip. We used 48 time windows in the inversion, each 2 seconds long, with a 1-second overlap between consecutive windows. This allows each subfault to slip within 47 seconds after the rupture initiation. However, increasing the time windows significantly enlarges the matrix \mathbf{A} , making the solution computationally expensive. To improve performance, we apply a parallel Non-Negative Least Squares (NNLS) inversion technique (Lee et al., 2006), which decomposes matrix \mathbf{A} across different computing nodes and simultaneously solves all the time windows. The maximum rupture velocity was set to 6.0 km/s to align with the shear wave velocity near the hypocenter, which was likely located in the oceanic crust and characterized by a higher seismic velocity. Stability constraints were applied to ensure realistic slip distributions. These include minimizing the seismic moment, applying damping at the edges of the parameterized fault, and smoothing the slip between adjacent subfaults.

The teleseismic Green's functions in matrix A were computed using the IRIS Data Management Center Synthetics Engine (IRIS DMC, 2015), based on the 1D Earth reference model derived from the Preliminary Reference Earth Model (PREM, Dziewonski and Anderson, 1981). The Green's functions begin 20 seconds before the onset of the P wave to align with the observed data. The Green's functions for geodetic displacement and local synthetic waveforms were computed using the three-dimensional spectral-element method (SEM, Komatitsch et al., 2004). The 3D seismic synthetic waveforms were filtered between 0.02 and 0.5 Hz, matching the frequency range of the observed data. All local observed and synthetic waveforms were started from the initial event time and spanning a 100-second time window. The static displacement derived from the synthetic waveforms was taken as the Green's functions for the geodetic data.

3. Result

Slip distribution

The slip distribution of the Hualien earthquake was complex, involving both east-dipping (Fault A) and west-dipping (Fault B) fault planes (Fig. 7). Five asperities were identified, divided into two groups. Three of these asperities occurred along Fault A. Asperity A1 lay to the north of the epicenter, exhibiting the largest slip, reaching up to 6 meters. Asperity A2 was located south of the epicenter, with a significant slip of approximately 4 meters. Asperity A3 was situated at the northern boundary of Fault A, with a smaller slip of less than 3 meters. However, A3 had an extensive slip area that extended deeper into the fault plane, reaching depths of 25 to 45 km. The three asperities on Fault A primarily displayed thrust movement, although the southern portion of A2 exhibited more strike-slip behavior.

Another two asperities were located along the west-dipping Fault B. Asperity B1 lay north of the epicenter, with slip concentrated at mid-depth near the hypocenter (Fig. 7). The movement was primarily thrust, with a maximum slip of nearly 2 meters. Asperity B2, also situated north of the epicenter, exhibited oblique thrust movement with a maximum slip exceeding 3 meters. It had the largest slip area among all asperities, with a size of approximately 30 x 30 km² extending from a depth of 25 km to approximately 45 km.

Most aftershocks before April 22 occurred north of the mainshock epicenter (Fig. 7) and aligned well with the NNE-SSW trend of slip distribution. These aftershocks could be divided into two groups, each corresponding closely with asperities on the two fault planes. A significant number of aftershocks were recorded at depths greater than 20 km along the east-dipping Fault A, mainly concentrated around asperities A1, A2, and A3. The depths of this group of aftershocks gradually dipped to the north, which fit well with the northward dipping depth trend of the subducted interface. Another group of aftershocks occurred along Fault B, clustering near the two large asperities, B1 and B2. Additionally, many shallow aftershocks (< 20 km depth) were observed above both Fault A and Fault B. An isolated slip area was identified at slip patch B3, which also experienced several large aftershocks. This patch may be associated with the subducted interface, as the depth of Fault B in this region aligns with the subduction boundary proposed by Wu et al. (2009). It is also possible that nearby aftershocks with similar

depths occurred along the same subducting plate boundary.

The centroid of the mainshock, as reported by RMT, was located north of the epicenter at a depth of 42 km within the deep lithosphere. It was positioned between the largest asperity B2 on Fault B and the deepest asperity A3 on Fault A. In contrast, the slip near the epicenter on both Fault A and Fault B was relatively minor.

Rupture process

The rupture of the Hualien earthquake involved two fault planes (Fig. 8a). Initially, the slip near the hypocenter was minor. The rupture then quickly propagated north along the east-dipping Fault A. Between 2 and 10 seconds, it caused slip on Fault A and generated asperity A1 with a substantial slip. Nearly simultaneously, the rupture extended southward, producing asperity A2 on Fault A. Around the 8th second after the initial rupture, Fault B began to slip near the hypocenter, with the rupture extending northward on the right side of the junction line J from 8 to 12 seconds. Subsequently, it propagated to deeper fault plane on the left side of line J. This rupture phase was prolonged from approximately 14 to 30 seconds, gradually forming asperity B2. During this period, asperity A3 also developed on Fault A. The main rupture concluded around the 30th second, although minor slips continued on the shallow sections of Fault B, forming slip path B3.

The moment rate function reveals a prominent triangular energy burst between 0 and 30 seconds, peaking around the 15th second (Fig. 8b). Approximately 90% of the seismic energy was released during this period, with all major asperities forming in this short timeframe. Some additional energy was released after the 30th second, gradually tapering off around the 60th second. The total seismic moment is 1.87×10^{19} Nm, equivalent to a magnitude of Mw 7.45. The moment release can be divided into two parts (Fig. 8b): energy released along the east-dipping Fault A and energy from the rupture on Fault B. In the first 10 seconds after the initial rupture, seismic energy mainly originated from Asperity A1 and A2 on Fault A. This was followed by a large energy burst from the rupture of Asperities B1 and B2 on Fault B. Around the peak energy release at approximately 15 seconds, Asperity A3 on Fault A contributed additional rupture energy from 15 to 30 seconds. The rupture of these asperities on the two fault planes created a large triangular energy burst from 0 to 30 seconds. Fault A released approximately 4.73×10^{18} Nm (Mw 7.05), about 26% of the total moment, while Fault B contributed around 74% of the total moment, or 1.40×10^{19} Nm (Mw 7.46).

The rupture behavior of Faults A and B differs significantly, as shown by the maximum slip rates along the strike of both faults (Fig. 9). On Fault A, the peak slip rate reaches an exceptionally high value of approximately 276 cm/s during the rupture of Asperity A1. The maximum slip rates are primarily concentrated around the asperities and have short durations. This suggests that rupture propagation on Fault A is discontinuous, with large stress drops on each asperity. The rupture velocity on Fault A is about 4.0 km/s and lower. In contrast, Fault B exhibits a more continuous rupture propagation and a longer rupture duration. The peak value of the maximum slip rate was around 176 cm/s, lower than that of Fault A. The rupture velocity on Fault B is approximately 4.8 km/s, closer to the shear wave velocity in the deep crust.

4. Discussion

From previous analyses, the rupture of the 2024 Hualien earthquake occurred on both the east-dipping fault A and the west-dipping fault B, resulting in a complex pattern that any known seismogenic structures in the source area cannot explain. Here, we propose that the Hualien earthquake was caused by the tearing and break-off of the subducting Philippine Sea Plate at a mixed collision-subduction boundary, with several lines of evidence supporting this hypothesis.

The top of Fault A is the junction between Faults A and B (Fig. 1). The depth of this junction aligns well with the subducting interface proposed by Wu et al. (2009). As shown in Fig. 1, the junction line J, the aftershock group, and the subducting interface all dip gradually to the north. They all state that the Philippine Sea Plate subducts to the north underneath the Eurasian Plate. We thus propose that Fault B is the top of the west-dipping subducting plate boundary, forming from the interface between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate, whereas Fault A is a steep intraplate fault within the Philippine Sea Plate. Due to the oblique collision, the Philippine Sea Plate subducts to the north and slightly subducts toward the west at the collision boundary with the Eurasian Plate. This westward subduction may have occurred beneath the Coast Range, alongside the offshore, northward-dipping Ryukyu subduction zone.

Based on these findings, we propose that the west-dipping Fault B marks the easternmost boundary of the subducting interface between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate. The east-dipping Fault A is an intraplate fault formed by tearing within the Philippine Sea Plate as its left block began subducting northwestward beneath the collision zone. The typical oceanic crust is usually about 8 to 10 km thick; however, the rupture of east-dipping fault A extends from 20 to 45 km deep. Thus, this tear might extend not only through the oceanic crust but also down to the lithosphere of the Philippine Sea Plate.

A conceptual tectonic structure for the westernmost Ryukyu subducting interface, revealed by the 2024 Hualien earthquake, is illustrated in Fig. 10. Due to the oblique collision, the Philippine Sea Plate subducts not only northward but also northwestward beneath the Eurasian Plate in eastern Taiwan. The subducting interface dips slightly westward under the Eurasian Plate at the collision zone. The rupture occurred along two fault planes: the west-dipping subducting interface and the east-dipping intraplate tearing fault. Due to oblique collision and stress partitioning, the Philippine Sea Plate subducts northward offshore and slightly westward toward the island. The resistance from collision causes the western edge of the Philippine Sea Plate to subduct beneath the Eurasian Plate at a shorter distance and a steeper angle, creating uneven stress and bending that initiates tearing along north-south weak zones. This tearing likely triggered the initial rupture. Subsequently, the footwall on the left subsided to a deeper level, effectively breaking off the westernmost Philippine Sea Plate, which then subducted westward beneath the Eurasian Plate. This process led to significant thrust movement along the west-dipping plate interface (Fault B), generating the largest asperity (B2) during the rupture.

Many aftershocks occurred in the shallow crust with depths less than 15 km. Also, a major active fault, the Lingding Fault, is across the shallow crust of the source area. The result of the inversion test for the potential fault planes shows that these shallow seismogenic structures did not significantly participate in the rupture of the mainshock.

In addition, no significant surface break in the source area was observed after the mainshock. Thus, these aftershocks could be events triggered by the mainshock to redistribute the regional stress. Since Fault A ruptured in the subducting plate and did not propagate to the shallow crust, the overlying crust should deform to absorb the dislocation, which could cause local passive triggering events in the overlying shallow crust. In addition, most of the aftershocks after October 22 occurred in the shallow crust (<15 km depth) south of the mainshock epicenter. Again, these aftershocks might have occurred on other weak structures that were triggered passively by the Coulomb stress perturbation rather than on the principal ruptured planes of the mainshock. Most importantly, this event had a magnitude of Mw7.4, which the shallow small-scale structures could not generate because the fault lengths were too short to generate an earthquake larger than Mw7.0. Thus, it is highly possible that the 2024 Hualien earthquake was caused by the break of the northwestward subducting Philippine Sea Plate because it is the most considerable seismogenic structure in Eastern Taiwan, which is large enough to accumulate large enough stress energy to produce a magnitude larger than Mw 7.0 earthquake.

References

- Cheloni, D., N. A. Famiglietti, R. Caputo, C. Tolomei, and A. Vicari (2024). A Composite Fault Model for the 2024 MW 7.4 Hualien Earthquake Sequence in Eastern Taiwan Inferred From GNSS and InSAR Data, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2024GL110255.
- Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson (1981). Preliminary reference Earth model (PDF), *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**(4) 297–356.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America* **73** 1553–1583.
- IRIS DMC (2015). Data Services Products: Synthetics Engine, <https://doi.org/10.17611/DP/SYNGINE.1>.
- Kanamori H., and E. E. Brodsky (2004). The physics of earthquake, *Rep. Prog. Phys.* **67** 1429.
- Lee, S. J., K. F. Ma, H. W. Chen (2006). Three-dimensional dense strong motion waveform inversion for the rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012) **111**, B11.
- Lee, S. J., W. T. Liang, H. W. Cheng, F. S. Tu, K. F. Ma, H. Tsuruoka, H. Kawakatsua, B. S. Huang, and C. C. Liu (2013). Toward real-time regional earthquake simulation I: real-time moment tensor monitoring (RMT) for regional events in Taiwan, *Geophys. J. Int.* **87** 56-68.
- Wu, Y. M., Shyu, J. B. H., Chang, C. H., Zhao, L., Nakamura, M., & Hsu, S. K. (2009). Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan: Implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu. *Geophysical Journal International*, **178**(2), 1042-1054.
- Yu, S. B., H. Y. Chen, and L. C. Kuo (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics* **274** 41-59.

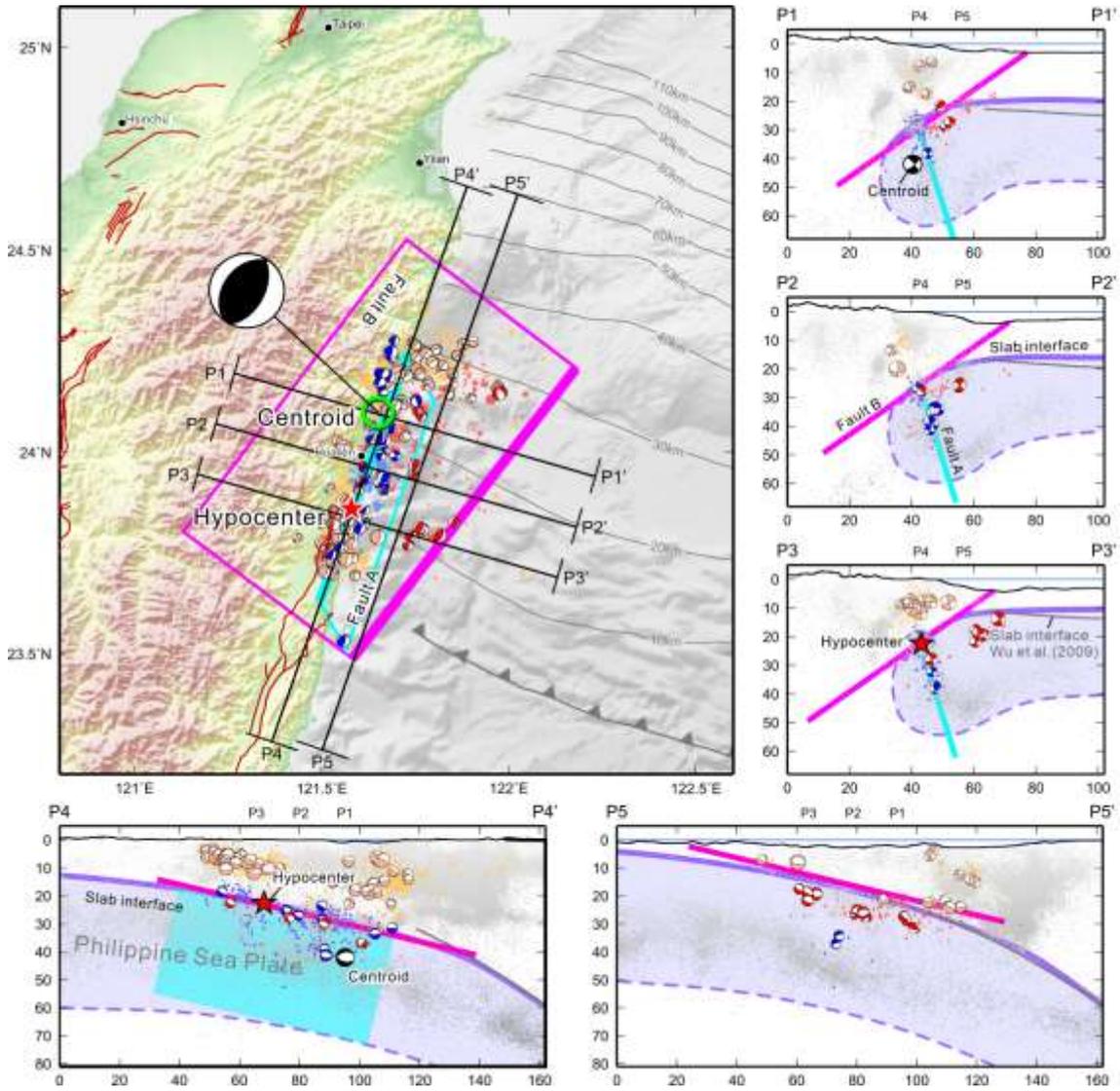


Figure 1: Map and profile views of the 2024 Hualien earthquakes. Red solid star is the hypocenter of M7.4 mainshock. Green open circle indicates the centroid location reported by RMT. Pink rectangular shows the west-dipping Fault B. Blue rectangular indicates the high-angle reverse Fault A. Circles are the $M > 3.0$ aftershocks from April 3 to May 3, 2024. They further separated into three groups: (1) Red beachball and circles are events related to the subducting interface, (2) Blue beachball and circles are events that show a north-south strike, high-angle, reverse fault, and (3) Orange beachball and circle are the other events not incorporated in (1) and (2). Gray circles are the background seismicity for $M > 3.0$ earthquakes from 1990 to 2023. The purple lines present the slab interface of the subducting Philippine Sea Plate.

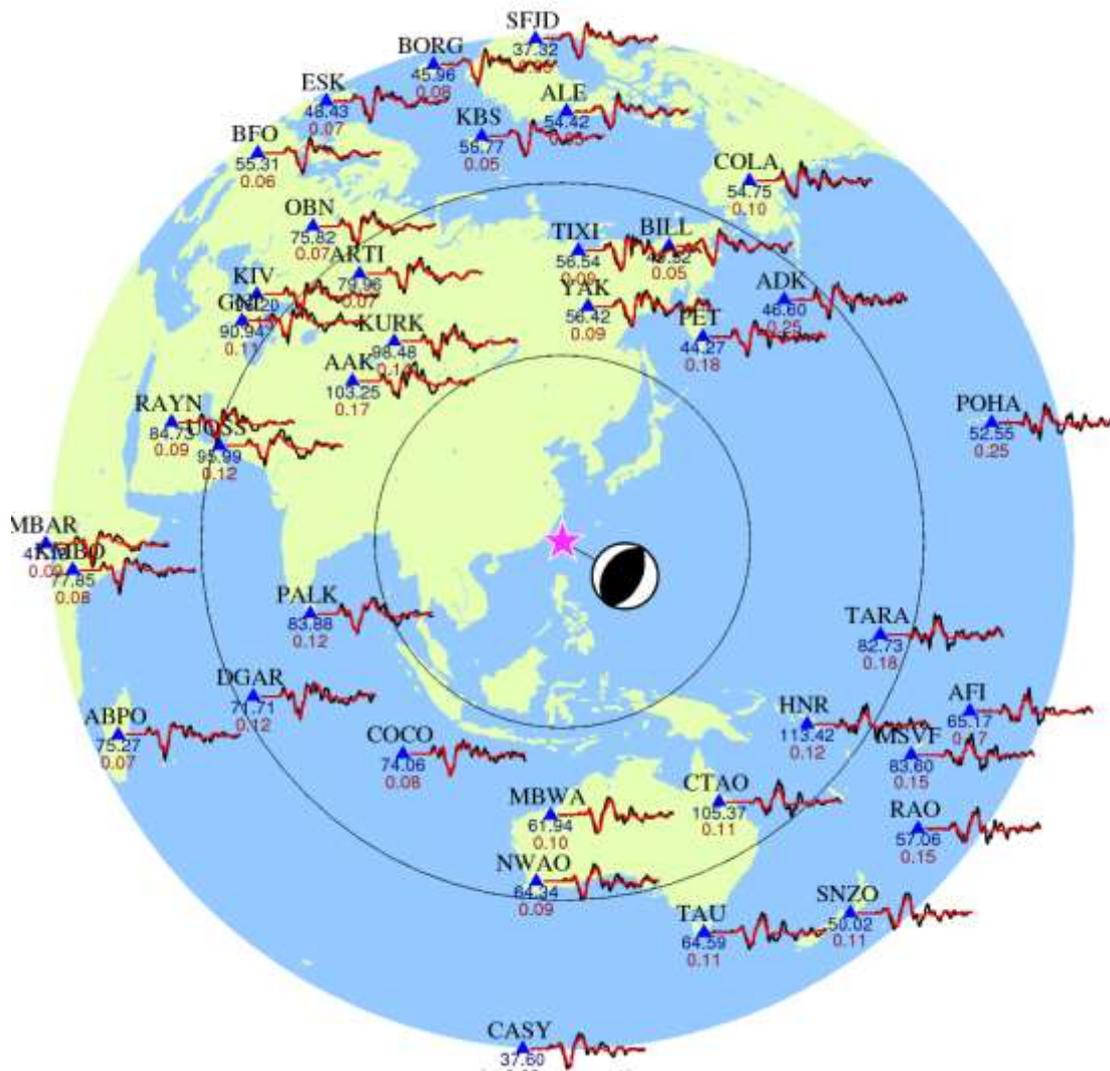


Figure 2: Comparison between the observed teleseismic P waves and synthetics in the vertical component. Black lines are observations, and red lines are synthetics. All the waveforms are displacement type starting from 20 seconds before P and ending at 120 seconds after the P arrival. A bandpass filtered between 0.01 and 0.5 Hz was employed. The blue and red numbers beneath each Global Seismic Network station are the maximum amplitude and waveform misfit, respectively.

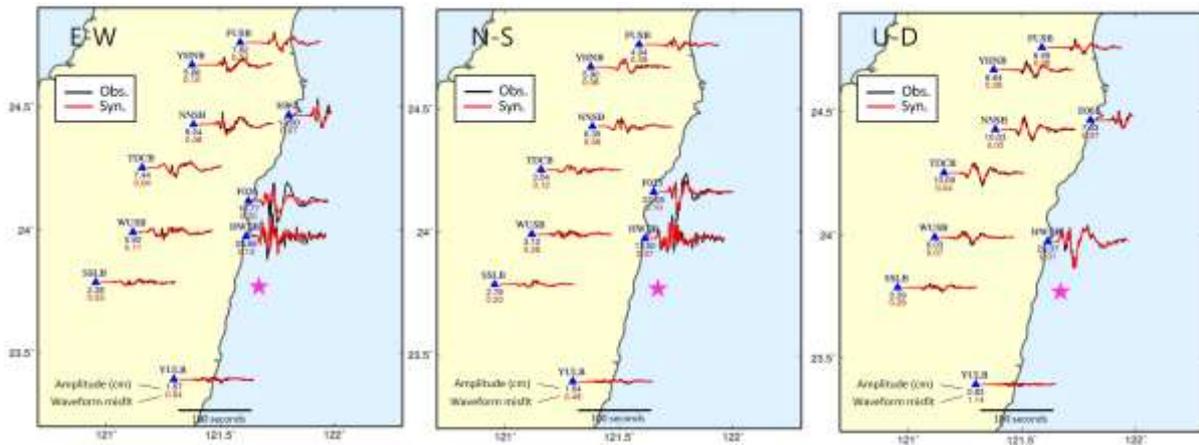


Figure 3: Comparison between the observed local strong motion waveforms and synthetics. (a) East-West component, (b) North-South component, and (c) Vertical component. Black lines are observations, and red lines are synthetics. All the waveforms are displacement type, starting from event time and ending at 100 seconds.

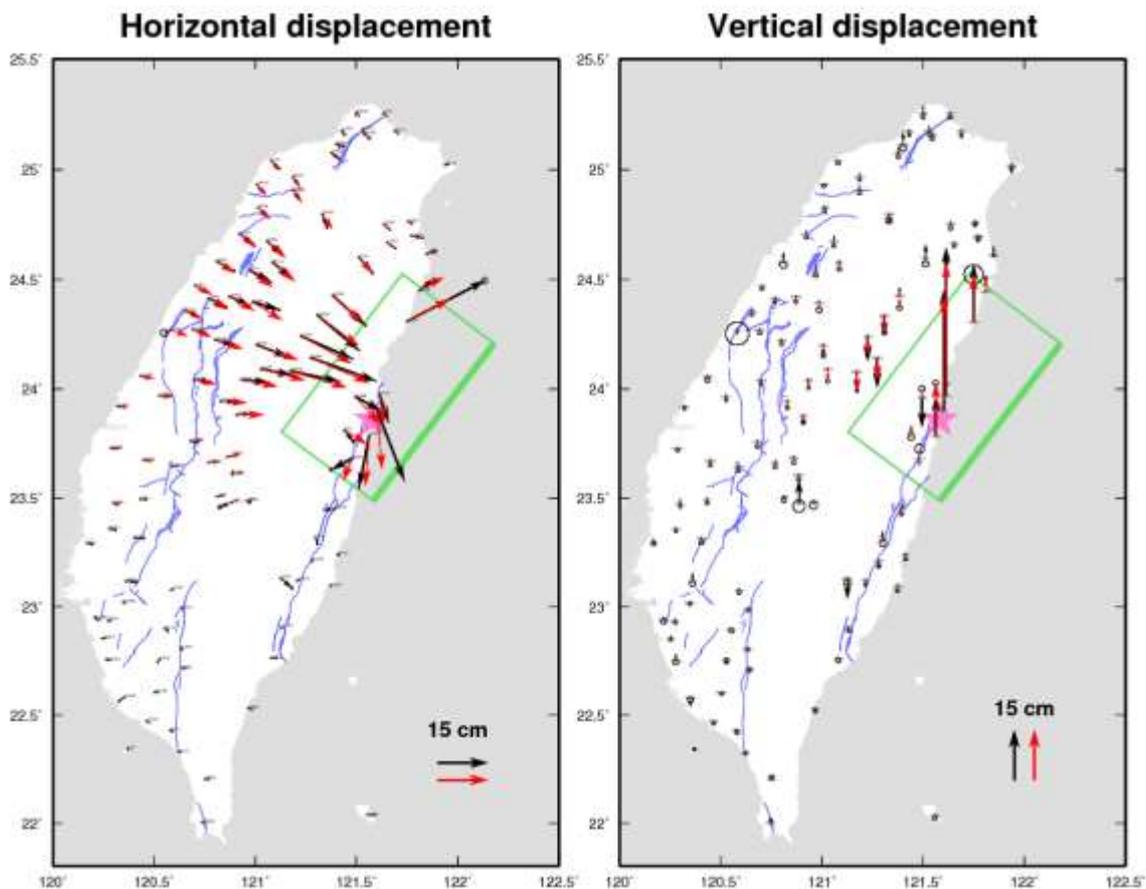


Fig. 4. Comparison of the observed GNSS coseismic displacements and synthetics. Left panel shows the horizontal component, and right panel shows the vertical displacement. Black arrows are observations, and red arrows are synthetics. Pink star indicates the epicenter of the 2024 Hualien earthquake.

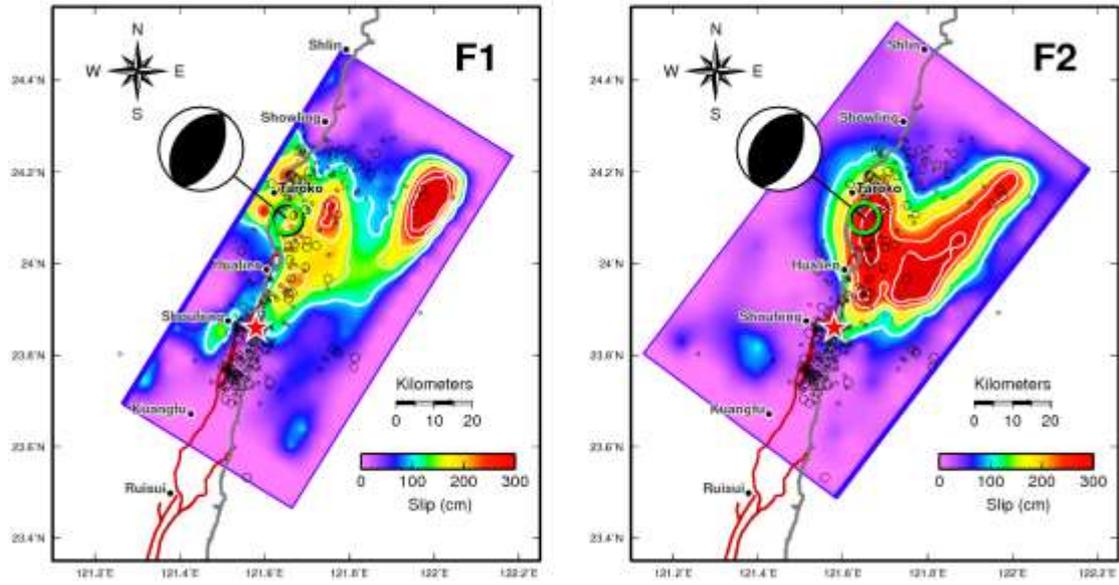


Figure 5: Comparison of the inversion results for east-dipping F1 and west-dipping F2. Red star is the mainshock epicenter, and green circle indicates the centroid's location. Open circles are one-month aftershocks.

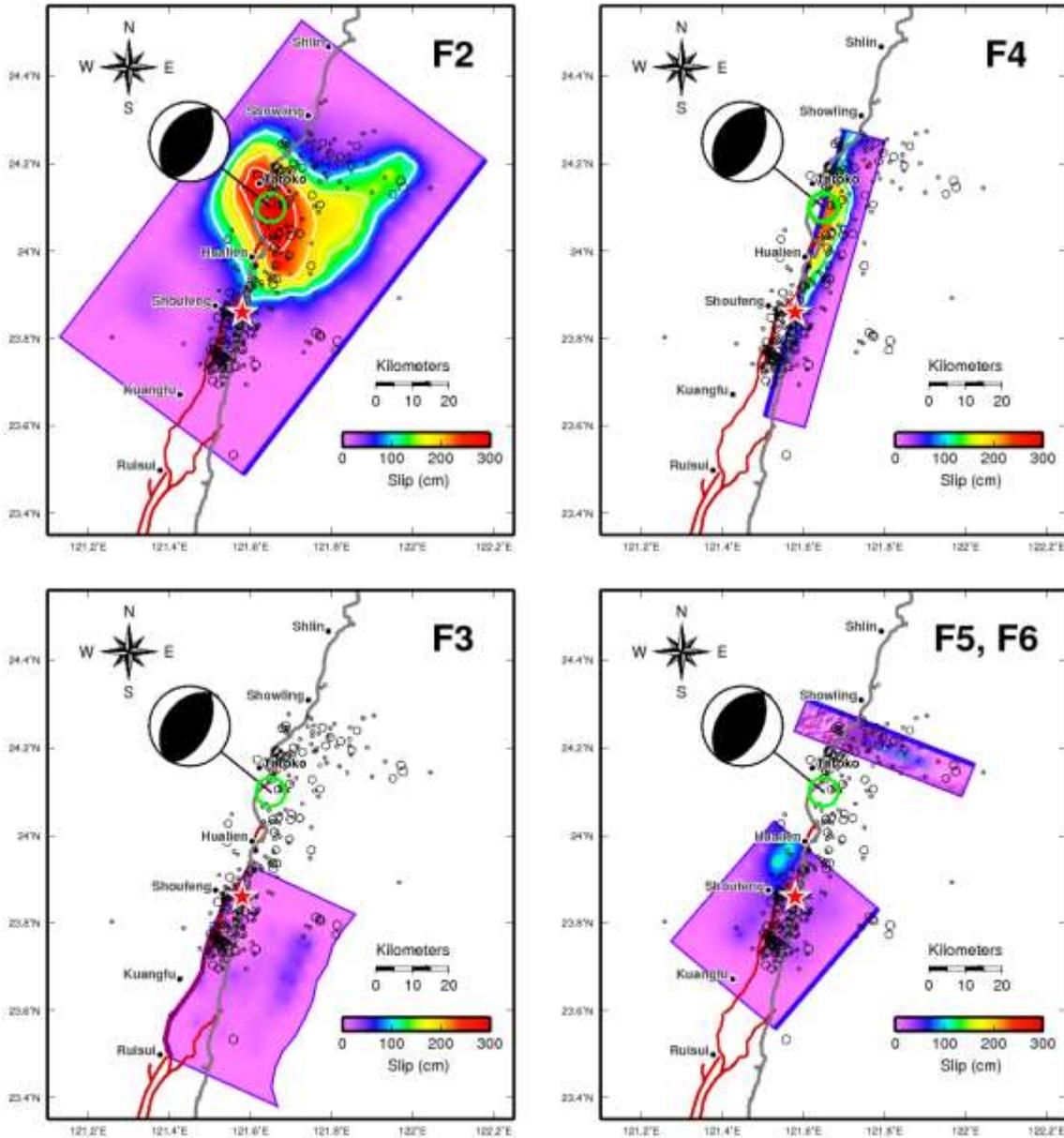


Figure 6: Slip distributions on F2 to F6. Red star is the mainshock epicenter, and green circle indicates the centroid's location. Open circles are one-month aftershocks.

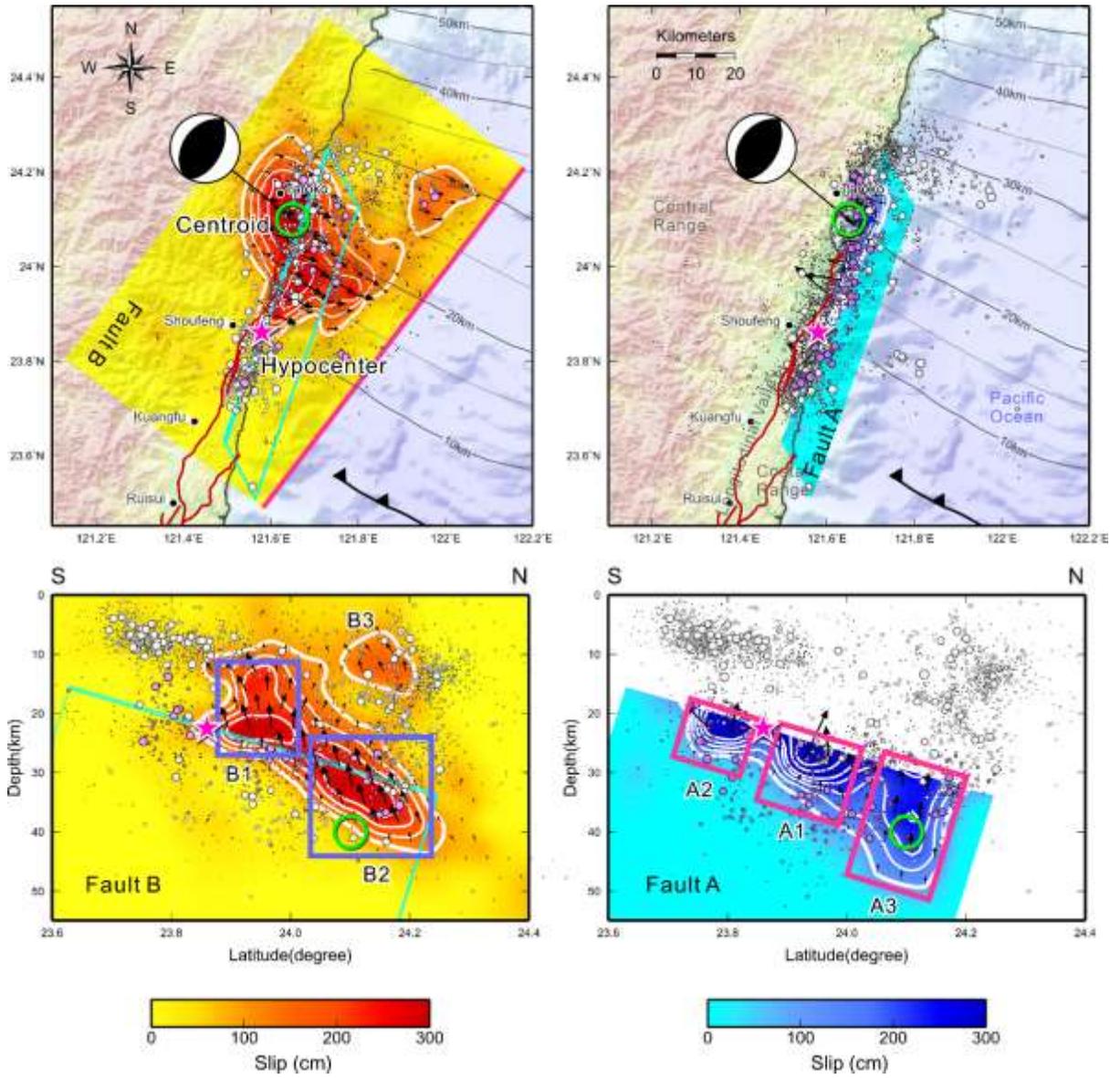


Figure 7: The slip distributions on Fault A and Fault B. Upper panels show the map view and lower panels show the profile view.

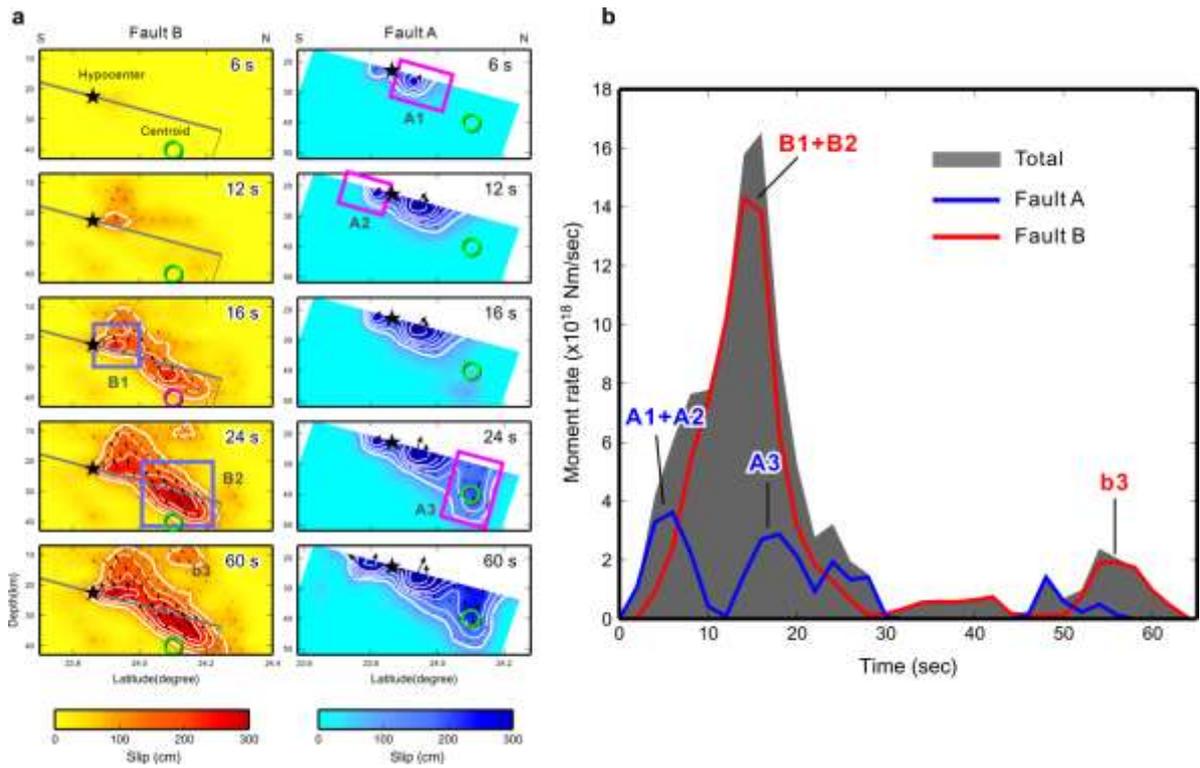


Figure. 8: Rupture process of the 2024 Hualien earthquake. (a) The rupture snapshots. (b) The moment rate function.

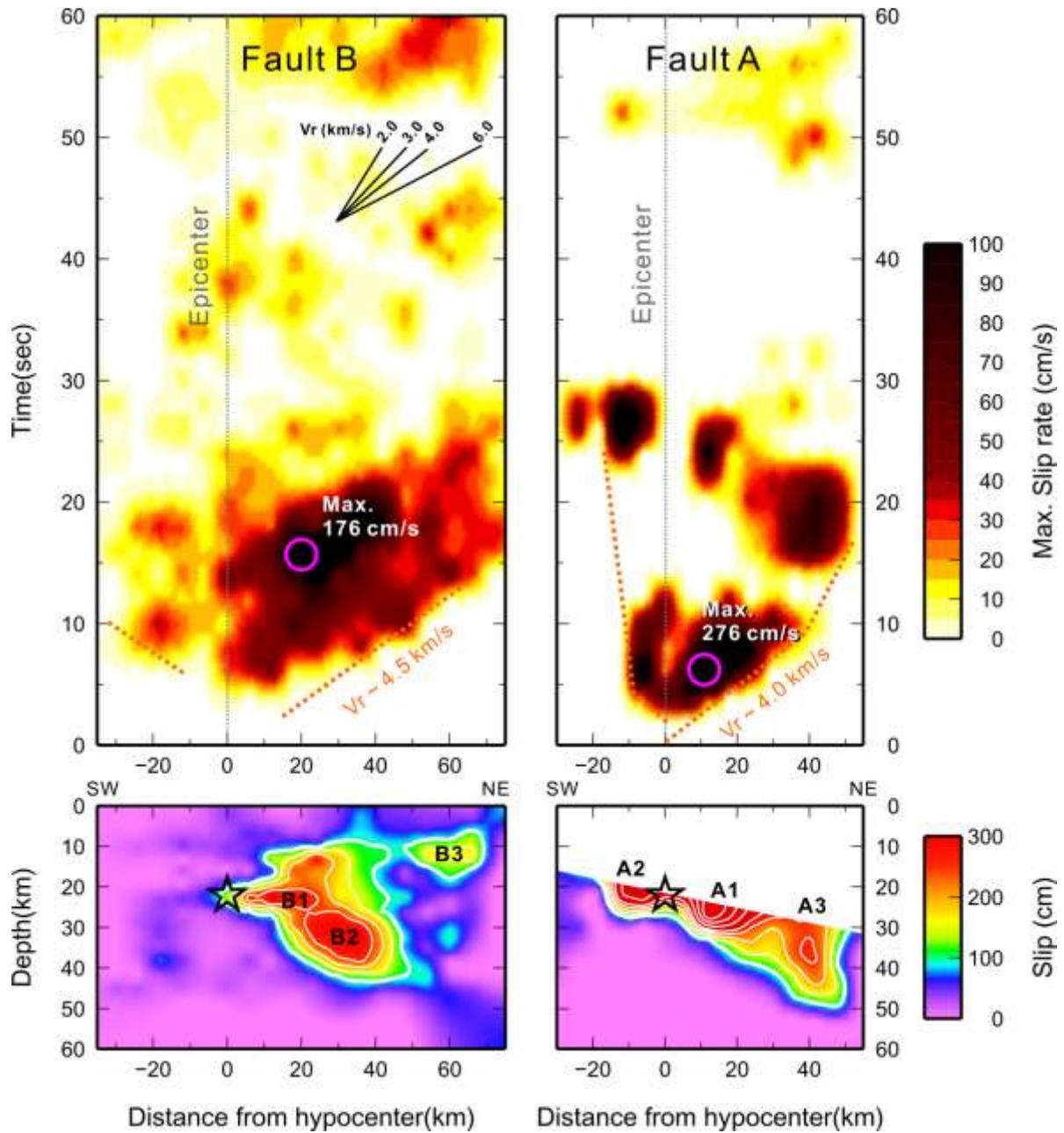


Figure 9: The spatiotemporal history of maximum slip rate. The upper panels show the maximum slip rate on Fault A and B. Lower panels are the slip distributions.

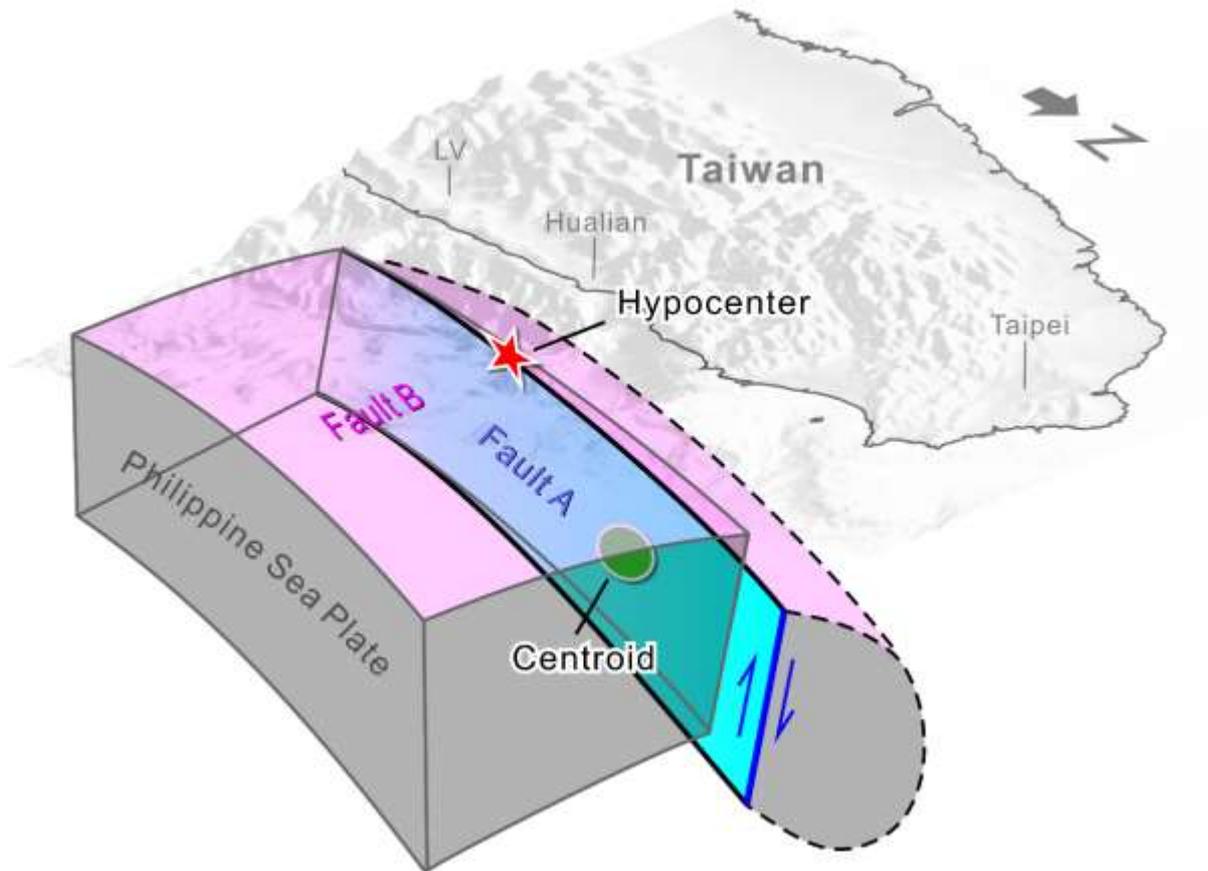


Figure 10: The conceptual tectonic structure for the westernmost Ryukyu subducting interface, revealed by the 2024 Hualien earthquake. The red star indicates the mainshock hypocenter and the green circle shows the centroid.

臺灣地區 113 年中大型地震震源資訊之快速彙整與提供

子計畫二

評估最新地動預估式對台灣地震預警系統之適用性(II)

林彥宇 高嘉謙 吳祖霆

中華民國地球物理學會

摘要

地震預警為利用地震學理論在具破壞性的剪力波到達之前，提前通報重要機關及民眾以達到減災的有效作為，其中區域型地震預警系統在距需預警地區一定距離外的孕震構造區架設地震測站，地震發生後，經快速解算，獲知地震位置及規模後，藉由地震參數與地動值的衰減關係式(attenuation relationship)推估各地振動的情形。地動預估式在之前主要應用於地震危害度的分析(seismic hazard analysis)，主要分析最大地動加速度(Peak Ground Acceleration, PGA)、擬譜加速度(Pseudo-Spectral Acceleration, PSA)等參數，由於即時地震學的發展，也被使用於地震後震度分布(蕭乃祺，2007)以及災害損失的評估。

先前計畫透過殘差分析及檢量線回歸分析之成果，表明地動預估式可有效應用於地震預警系統。目前地震防救災業務以震度為主要參考依據，未達震度五級使用最大地動加速度(PGA)，達震度五級使用最大地動速度(Peak Ground Velocity, PGV)，一般以震度四級以上作為人員傷亡以及建築物毀損的標準。區域型地震預警模式之震度分佈會受震源模式與各地場址影響，需針對不同區域進一步分析以提高震度預估的準確性，規模 7.2 之 0403 花蓮地震為最好範例。另一方面，現有之地動預估式尚無法準確預估震度五級以上大地震，因此本計畫將嘗試建立新地動速度預估式。

結果顯示，先前計畫篩選出之各地震類型預估式(Idriss, 2014; Lin and Lee et al., 2008; Phung et al., 2020; Arroyo et al., 2010; Zhao et al., 2006; Chao et al., 2020)在地動值震度轉換後，部分預估式有稍微高估一級震度的傾向。震源分區方面，現有預估式在宜蘭外海隱沒帶區幾乎都會將小振幅事件高估，大振幅事件低估。而中央氣象署現行地動速度預估式，雖整體表現良好卻在震度五級以上易產生預估誤差。綜上所述，本計畫新建立之地動加速度與速度模型分述如下：

$$\text{ILA2TAP-PGA} \quad : \quad \ln(Y) = 12.37 - 0.598M_w - 0.033(8.5 - M_w)^2 - 0.007R_{\text{hypo}} - (4.215 - 0.387M_w) \log(R_{\text{hypo}} + 40) - 0.47 \log(V_s30)$$

$$\text{TW-PGV} : \ln(Y) = -3.97 + 1.4M_w - 0.005M_w^2 - 0.0057R_{\text{hypo}} -$$

$$0.64 \log(R_{\text{hypo}} + 0.8e^{0.4M_w}) - 0.206 \log\left(\frac{V_{s30}}{1130}\right) - 0.02\text{depth}$$

此二預估式參數殘差表現良好，資料也平均分佈於檢量線兩側，僅地動速度預估式因小規模筆數少，進行迴歸分析時無法完整呈現此一資料之影響，而產生小規模地動值些微低估，其餘分析皆顯示預估式已具備一定預估能力。

關鍵字：地震預警、地動預估式、殘差分析、檢量線

Abstract

The earthquake early warning (EEW) system aims to issue warnings to the public in advance when a large event occurs to reduce life and economic losses. In a regional EEW system, seismic stations are deployed in seismic-prone areas at a certain distance from the area requiring warning. When an earthquake occurs, the Central Weather Administration earthquake early warning (CWA-EEW) system predicts intensity (ground shaking) in different regions by using a ground motion prediction equation (GMPE). The rapidly determined source parameters (i.e., location and magnitude) and the site effects of the regions are considered in the calculation.

In previous project, we obtained that the GMPEs can be effectively applied in EEW through residual analysis and regression analysis. Currently, earthquake disaster prevention and relief operations primarily rely on intensity as the main reference. Peak Ground Acceleration (PGA) is used for earthquakes below intensity level five, while Peak Ground Velocity (PGV) is used for earthquakes at intensity level five or above. Generally, intensity level four and above is used as the standard for assessing casualties and building damage. The intensity distribution of regional EEW models is influenced by seismic sources and local site effects, requiring further analysis for different regions to improve the accuracy of intensity estimation. The M_L 7.2 0403 Hualien earthquake was an example. And on the other hand, the state-of-art GMPEs cannot accurately predict earthquakes with intensity level five or above. Therefore, this project will establish a new GMPE for PGV.

The results indicate that some of the GMPEs selected in the previous project tend to slightly overestimate the intensity level. Regarding seismic source zoning, existing GMPEs tend to overestimate small-amplitude events and underestimate large-amplitude events in zones S15, S16, and T01. While the velocity prediction equation which the CWA has applied (Hsiao, 2007) performs well overall, it tends to produce estimation errors for earthquakes above intensity level five. In summary, this project establishes new ground motion acceleration (ILA2TAP-PGA) and velocity prediction equations (TW-PGV).

$$\text{ILA2TAP-PGA} \quad : \quad \ln(Y) = 12.37 - 0.598M_w - 0.033(8.5 - M_w)^2 - 0.007R_{\text{hypo}} - (4.215 - 0.387M_w) \log(R_{\text{hypo}} + 40) - 0.47 \log(V_{s30})$$

$$\text{TW-PGV} \quad : \quad \ln(Y) = -3.97 + 1.4M_w - 0.005M_w^2 - 0.0057R_{\text{hypo}} -$$

$$0.64 \log(R_{\text{hypo}} + 0.8e^{0.4M_w}) - 0.206 \log\left(\frac{V_{s30}}{1130}\right) - 0.02\text{depth}$$

These two prediction equations have demonstrated certain predictive capabilities based on residual and regression analysis. Due to the limited number of small-scale events, the ground motion velocity prediction equation slightly underestimates small-scale ground motion values, as it cannot fully capture the impact of the limited data during the regression analysis. Nonetheless, all other analyses indicate that the prediction equations possess a certain level of predictive capability.

Keywords: earthquake early warning, ground motion prediction equation, residual analysis, calibration curve

一、研究目的

地震預警系統可分為區域型地震預警系統、現地型地震預警系統或混合型地震預警系統。區域型系統是在距需預警地區一定距離外的孕震構造區架設地震測站，當觀測到震波後快速向其他地區發布警報資訊。現地型系統則是利用現地的測站偵測到 P 波後，便立即對地震破壞性即時作出判斷，可在數秒內快速反應。

其中區域型地震預警模式，於地震後經快速解算獲知地震位置及規模，再藉由地震參數與地動值的衰減關係式(attenuation relationship)推估各地振動情形，最新文章發表皆以「Ground-Motion Prediction Equation」稱之，本計畫以下稱之為地動預估式。地動預估式的研究在之前主要應用於地震危害度的分析(seismic hazard analysis)，主要分析最大地動加速度(Peak ground acceleration, PGA)、擬譜加速度(pseudo spectral acceleration, PSA)等參數，近年來由於即時地震學的發展，地動預估式也被使用於地震後震度分布(蕭乃祺，2007)以及災害損失的評估，前期計畫透過殘差分析及檢量線回歸分析之成果，表明地動預估式可有效應用於地震預警系統。目前地震防救災業務以震度為主要參考依據，以震度五級劃分最大地動加速度(PGA)與最大地動速度(Peak ground velocity, PGV)，一般以震度四級以上作為人員傷亡以及建築物毀損的標準。該預警模式之震度分佈會受震源模式與各地場址影響，而有所差異，需針對不同區域進一步分析以提高震度預估的準確性。本計畫將著重於不同地震類型之地動預估式預估震度再評估，並嘗試建立新的 PGV 衰減式，以解決新一代地動預估式無法準確預估震度五級以上大地震的困境。

二、地震資料來源及分類

本計畫使用 1992 年至 2014 年台灣強地動觀測計劃(Taiwan Strong Motion Instrumentation Program, 簡稱 TSMIP)所收錄之強震資料(表 2-1)。

1. 淺部地殼地震

淺部地殼地震發生在地震帶上淺部地殼，震源深度 35 公里以內的區域，且屬非隱沒帶震源。主要因板塊運動引起的應力集中所致，當地殼板塊之間的摩擦和碰撞產生的應力超過了岩石強度的極限，就會發生地震。此類型的地震通常所含能量較小，但由於發生頻率高且能量釋放的深度淺，對於人類與地表上的建物影響較大。

2. 隱沒帶地震

隱沒帶地震又可分為界面型(interplate)與內部型(intraplate)地震，近期隱沒帶相關研究(楊佩欣, 2019)也採用這種分類方式，而界面型地震多發生於震源深度 50 公里內，內部型則是發生於深度 50 公里以上(Tichelaar et al., 1993)。界面型地震的分布如圖 2-1 中 T 符號所在位置，內部型地震的分布則在 O、C 符號所在位置。隱沒帶板塊界面型地震又稱大型逆衝地震(megathrust earthquake)，發生於隱沒板塊與上覆板塊交界面，多為低角度逆衝機制的地震。由於隱沒板塊下潛會在交界面上不斷累積剪應力，若剪應力超過界面上之最大靜摩擦力，便會產生瞬間錯動，釋放一直以來累積的能量，並且極可能帶來海嘯災害的威脅。隱沒帶板塊內部型地震發生在隱沒板塊內，通常震源深度在 50 公里以上，現今地質學家對於板塊內部型地震之成因尚未完全明瞭，推測可能與板塊下潛張力造成的高角度正斷層地震或地函對流作用有關，拉張作用造成位在板塊內部之舊有的板塊邊界斷層的再活動。

表 2-1、1992 年至 2014 年台灣強地動觀測計劃(TSMIP)所收錄之
強震資料範例。

EQ_ID	STA_ID	STA_Lon_X	STA_Lat_Y	Hyp_Lat	Hyp_Long	Hyp_Depth	MW	Zter	Strike	Dip	Rake	fault_type	sl_type	Vs30	Z1.0	Pa	Ry	Repl	Rhyp
1992_0419_1932_21	ALS	120.8153811	23.5827778	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	524.8131	83	64.34	81.77	85.4371325	86.1903638
1992_0419_1932_21	DHC	121.7401791	24.28540015	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	760	100	4.82	-49.53	50.0473081	51.3202075
1992_0419_1932_21	DHY	121.3279187	23.0083033	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	760	32.28678305	18.38	44.45	-48.0095548	48.4723278
1992_0419_1932_21	DNT	121.5736380	24.8375776	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	770	21.8905848	54.96	-82.83	88.243063	88.9738736
1992_0419_1932_21	CHIY	120.4328417	23.4868111	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	821.4775	445.839851	101.38	76.1	121.3874978	122.4883581
1992_0419_1932_21	HEH	120.7460276	20.0036667	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	188.4127	129	18.02	221.74	221.43279475	221.7290881
1992_0419_1932_21	HSH	121.0141907	24.80813635	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	427.1375	81	95.25	-83.30	122.9671916	123.5216015
1992_0419_1932_21	HWA	121.81345	23.975220	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	503.5246727	210.1	5.94	-14.79	13.308612	10.059081
1992_0419_1932_21	ESL	121.4415278	25.81180558	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	828.588788	10.8	16.17	8.28	13.2864328	17.498145
1992_0419_1932_21	KAU	120.3188880	22.56620	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	145.218295	393	77.77	177.82	191.3020990	181.6880651
1992_0419_1932_21	MCU	121.1944189	24.36277753	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	370.7136	87	83.48	-104.1	130.5488417	121.0400348
1992_0419_1932_21	MSY	121.0068111	24.82942222	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	837.8467	29	88.4	-82.38	104.1387346	104.7586451
1992_0419_1932_21	NSY	120.7888425	24.41443228	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	581.8485	21	103.18	-31.85	102.3519480	103.5770824
1992_0419_1932_21	PNQ	119.9035811	23.86932222	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	279.803	8	187.3	88.28	306.3280580	306.846738
1992_0419_1932_21	QCL	120.3017517	23.17344475	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	134.8569	780.4	111.34	117.83	103.0775221	103.4888881
1992_0419_1932_21	QCL	120.4068847	22.72375558	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	184.845821	336	85.94	154.82	165.7068321	165.158802
1992_0419_1932_21	DGS	120.5286333	25.08941867	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	760	18	79.37	114.27	131.0128468	131.5333848
1992_0419_1932_21	DAL	120.3081811	23.86143889	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	760	23	88.86	19.42	67.1903029	68.145758
1992_0419_1932_21	DDO	120.84018	22.7443	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	480	8	103.00	147.79	154.7918205	155.2098408
1992_0419_1932_21	DTY	120.7857580	23.16073889	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	760	8	56.49	93.83	111.6003252	112.2875627
1992_0419_1932_21	TAH	120.2349811	22.98198867	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	345	451	104.34	195.93	188.2860303	188.8726864
1992_0419_1932_21	TAP	121.8138222	20.03784722	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	177.4288808	555	18.86	-122.42	102.8660159	133.3810128
1992_0419_1932_21	TTN	121.1046887	22.75222222	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	491.8537	58	3.62	128.13	128.8363391	129.1318447
1992_0419_1932_21	WGL	120.570375	23.88452222	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	252.3056	149	94.88	51.83	103.0049206	103.6901925
1992_0419_1932_21	WHY	120.8304744	23.87884032	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	526.4573	13	90.34	27.32	88.0898588	89.8124216
1992_0419_1932_21	WSF	120.2297745	23.83839017	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	170.8915	749.1	125.81	88.29	136.187486	138.8547158
1992_0419_1932_21	WTC	120.3896924	23.86146667	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	232.8960	781.4	128.47	42.85	130.3079425	130.509895
1992_0419_1932_21	WTP	120.8223323	23.24389444	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	836.1204	9	73.42	90.06	117.2560315	117.847974
1992_0419_1932_21	LA	121.7560889	24.76380389	23.8440	121.5872	11.37	6.1	7.007	330	38	42	RO	shallow crustal	242.4395532	811	22.44	-103.15	104.374619	104.8835847
1992_0608_1406_00	LA	121.7560889	24.76380389	23.8430	122.616	10.84	6.12	11.889	290	28	130	RO	subduction interface	242.4395532	811	88.78	115.88	126.8829906	128.5399713
1992_0608_1406_00	TAP001	121.8138222	20.03784722	23.8130	122.616	10.84	6.12	11.888	290	28	130	RO	subduction interface	177.4288808	555	88.28	149.30	107.0749042	108.3476788

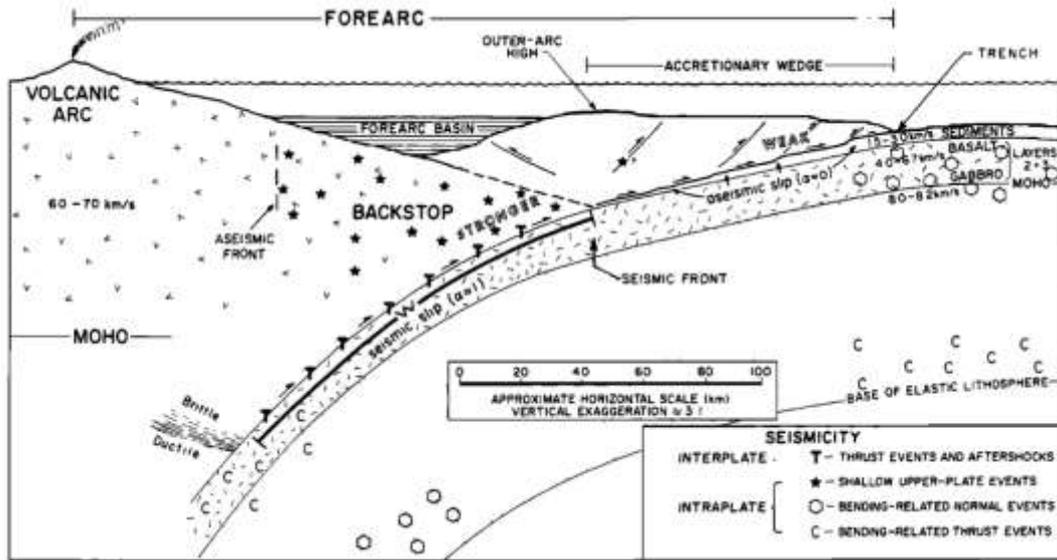


圖 2-1、隱沒帶構造及界面型地震與內部型地震發生位置示意圖。

三、地動預估式

1. 現行地動預估式

為精進中央氣象署地震預警作業，本計畫將比較現行預警預估式與新一代地動預估式之差異。中央氣象署目前使用於地震預警 PGA 預估式為蕭乃祺於 2007 發表的改版(簡稱 Hsiao2007)，預估公式如下(式一)。

$$PGA = 12.44 \times e^{1.31M_L} \times R_{hypo}^{-1.837} \times Si \quad (\text{式一})$$

其中 Si 項為場址放大因子，參照表如表 3-1，每個縣市會有三個參考點，並依地震震源深度 40 公里分成淺部(site_s)與深部(site_d)，目前預估式所使用之參考點為該縣市最大的場址放大因子。

另蕭乃祺(2007)論文中也有提及 PGV 預估公式，同樣簡稱 Hsiao2007，預估公式如下(式二)。

$$PGV = 0.003 \times e^{1.970M_L} \times R_{hypo}^{-1.425} \times Si \quad (\text{式二})$$

Si 項為場址修正因子(格點模式，如表 3-2)，每個縣市有數個參考點，預估式所使用之參考點為該縣市內最大的場址修正因子，同樣依地震震源深度 40 公里分成淺部(site_s)與深部(site_d)。

2. 新一代地動預估模型

本計畫蒐集國內外較為常用之地動預估相關文獻(Abrahamson et al., 2016; Akkar and Çağnan, 2010; Akkar et al., 2014; Arroyo et al., 2010; Atkinson and Boore, 2003; Atkinson and Macias, 2009; Bindi et al., 2014; Boore et al., 2014; Campbell and Bozorgnia, 2003; Chao et al., 2020; García et al., 2005; Gregor et al., 2006; Idriss, 2014; Kale et al., 2015; Kanno et al., 2006; Lin, 2009; Lin and Lee, 2008; Lin, 2011; Loh, 1996; Montalva et al., 2017; Phung et al., 2020; Phung et al., 2020; Shoushtari et. al., 2018; SI and Midorikawa, 1999; Stewart et al., 2016; Youngs et al., 1997; Zhao et al., 2006; Zhao et al., 2016; 國家地震工程研究中心，2011; 財團法人中興工程顧問社，2012)，經挑選台灣地區適用之模型後，根據文獻內容進行建模，並將模型以研究對象及所適用之地震類型進行分類。

本次計畫依研究對象將 PGA、PGV 地動預估模型分開討論，在表 3-3 中以 0、1 標註(0 表示該模型不包含此研究對象，1 表示該模型包含此研究對象)。PGA 可根據地震類型分為地殼地震(cru)、隱沒帶地震(sub)、隱沒帶界面型地震(sub_inter)、隱沒帶內部型地震(sub_slab)四大類，並採用前期計畫篩選出表現較優之地動預估

模型(Arroyo et al., 2010; Chao et al., 2020; Idriss, 2014; Lin & Lee, 2008; Phung et al., 2020; Zhao et al., 2006)進行後續分析。PGV 地動預估則因強震資料與模型不夠完善，以現有資訊尚無法獲得良好結果，因此本計畫將參考已有模型(Akkar and Çağnan, 2010; Bindi et al., 2014; Boore et al., 2014; Kale et al., 2015; Shoushtari et al., 2018; SI and Midorikawa, 1999; Stewart et al., 2016; SI et al., 2020)，嘗試重新建立適用於臺灣地區之新地動預估式。

表 3-1、場址放大因子參照表。

site_info_pws	lon	lat	site_s	site_d	sprint
site_info_pws[0]		0			
site_info_pws[0]		1			
site_info_pws[0]	121.564	25.04	site_s[0] = 1.948	site_d[0] = 2.865	sprintf(site_info_pws[0].code,"TAP")
site_info_pws[0]	121.564	25.04	site_s[0] = 1.948	site_d[0] = 2.865	sprintf(site_info_pws[0].code,"TAP")
site_info_pws[0]	121.564	25.04	site_s[0] = 1.948	site_d[0] = 2.865	sprintf(site_info_pws[0].code,"TAP")
site_info_pws[1]		0			
site_info_pws[1]		1			
site_info_pws[1]	121.744	25.133	site_s[0] = 1.347	site_d[0] = 2.313	sprintf(site_info_pws[1].code,"KLU")
site_info_pws[1]	121.744	25.133	site_s[1] = 1.347	site_d[1] = 2.313	sprintf(site_info_pws[1].code,"KLU")
site_info_pws[1]	121.744	25.133	site_s[2] = 1.347	site_d[2] = 2.313	sprintf(site_info_pws[1].code,"KLU")
site_info_pws[2]		0			
site_info_pws[2]		3			
site_info_pws[2]	121.465	25.012	site_s[0] = 1.795	site_d[0] = 2.238	sprintf(site_info_pws[2].code,"BAC")
site_info_pws[2]	121.443	25.187	site_s[1] = 1.520	site_d[1] = 2.650	sprintf(site_info_pws[2].code,"BAC")
site_info_pws[2]	121.711	24.936	site_s[2] = 1.112	site_d[2] = 1.478	sprintf(site_info_pws[2].code,"BAC")
				...	

表 3-2、場址修正因子參照表(格點模式)。

Longitude	latitude	site
119.950	22.400	0.840
119.950	22.450	1.129
119.950	22.500	1.042
119.950	22.550	1.395
119.950	22.600	1.576
119.950	22.650	1.594
119.950	22.700	1.769
119.950	22.750	1.832
119.950	22.800	1.789

表 3-3、本計畫所篩選國內外研究之地動預估模型及分類。

name	EQ_type	PGA	PGV	parameter
Arroyo2010 (Arroyo et al., 2010)	sub_inter	1	0	Mag, Rrup, Prd
Chao20(sub_slab) (Chao et al., 2020)	sub_slab	1	0	Mag, Rrup, ftype, Vs30_class(0:estimated), Vs30, Prd, sourcetype, Ztor, Z1.0, msasflag(0:mainshocks)
I14.tw.C01 (Idriss, 2014)	cru	1	0	Mag, Rrup, Prd, ftype, Vs30
LL08.F04 (Lin and Lee, 2008)	sub	1	0	Mag, Rrup, Ztor, ftype, Prd, Vs30
PhungSub20 (Phung et al., 2020)	sub	1	0	Mag, Rrup, Prd, ftype, Vs30, Z1.0, Ztor, regionflag
Zh06(sub_inter) (Zhao et al., 2006)	sub_inter	1	0	Mag, Rrup, ftype, sclass, Prd, sourceclass, depth
Remark	Sourcetype: 0 = crustal, 1 = Subduction Sourceclass: 0 = crustal, 1 = subduction interface, 2 = subduction intraslab Vs30_class: 0 = estimated, 1 = measured Msasflag: 0 = Mainshocks, 1 = Aftershocks *註：Vs30 為地表下 30 公尺內之平均剪力波速(m/s)			

四、地動預估式參數

1. 規模參數

現行應用於地震危害度分析之地動預估模型在規模項上多為使用地震矩規模，為考量地震預警應用時，在短時間內以芮氏規模較為便於計算，故本計畫統一規模，將芮氏規模轉換為地動預估模型可用之地震矩規模，在資料的換算上採用鄭世楠等人(2010)建立之規模轉換公式，轉換式如式三。

$$M_L = 0.961M_w + 0.338 \pm 0.256 \quad (M_L \leq 6.0)$$

$$M_L = 5.115 \ln(M_w) - 3.131 \pm 0.379 \quad (M_L \geq 5.5) \quad (\text{式三})$$

另外，目前公布的地震矩規模來源有二，分別為臺灣寬頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS) 及哈佛地震中心(Global Centroid Moment Tensor, Global CMT)，不同來源之地震矩規模可能存在系統性誤差，本計畫同樣採用鄭世楠等人(2010)建立之轉換公式，將地震矩規模統一為 Global CMT，轉換式如式四。

$$M_{W(GCMT)} = 0.951M_{w(CWB_{BB})} + 0.434 \pm 0.14 \quad (\text{式四})$$

圖 4-1 為臺灣強地動觀測計劃收錄之地震矩規模與芮氏規模分佈圖。

2. 距離參數

一般地動預估式使用之距離參數有距斷層破裂面最短距離 (R_{rup})、斷層面地表投影距離 (R_{jb}) 以及震源距離 (R_{hypo})，現行應用於地震危害度分析之地動預估模型多數採距斷層破裂面最短距離。由於在地震發生後反應時間有限，預警模式能夠發布之距離參數只有震源距離，若資料處理時採用距斷層破裂面最短距離，無法較為迅速地應用於現行地震預警作業。因此本計畫將原先使用之距斷層破裂面最短距離嘗試以震源距離取代，並於後續進行殘差分析。將震源距離與距斷層破裂面最短距離展繪如圖 4-2，由結果可得於近場的部分兩者差異較大，但為求效率，與地震預警盲區限制，故擬暫時忽略該參數的差異。

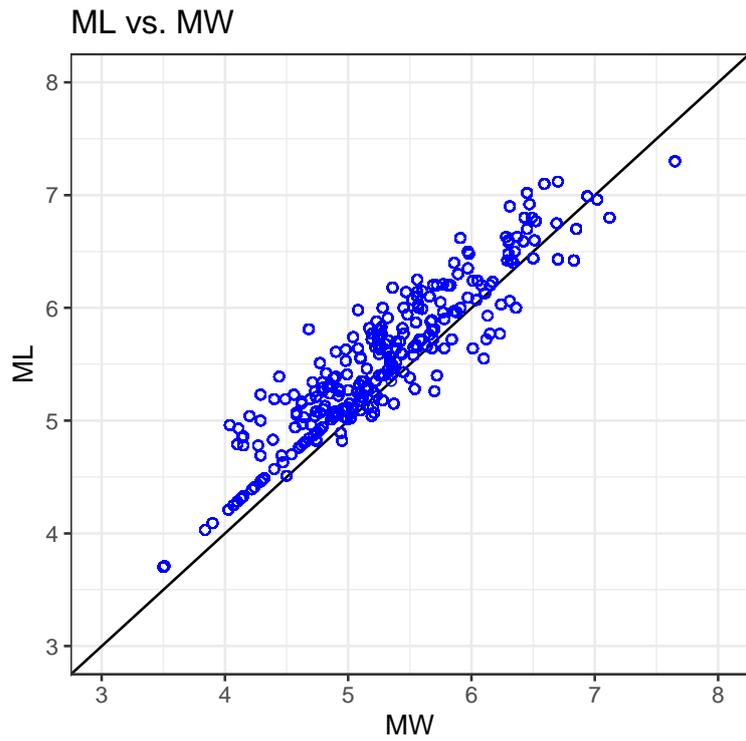


圖 4-1、地震矩規模與芮氏規模分佈圖。

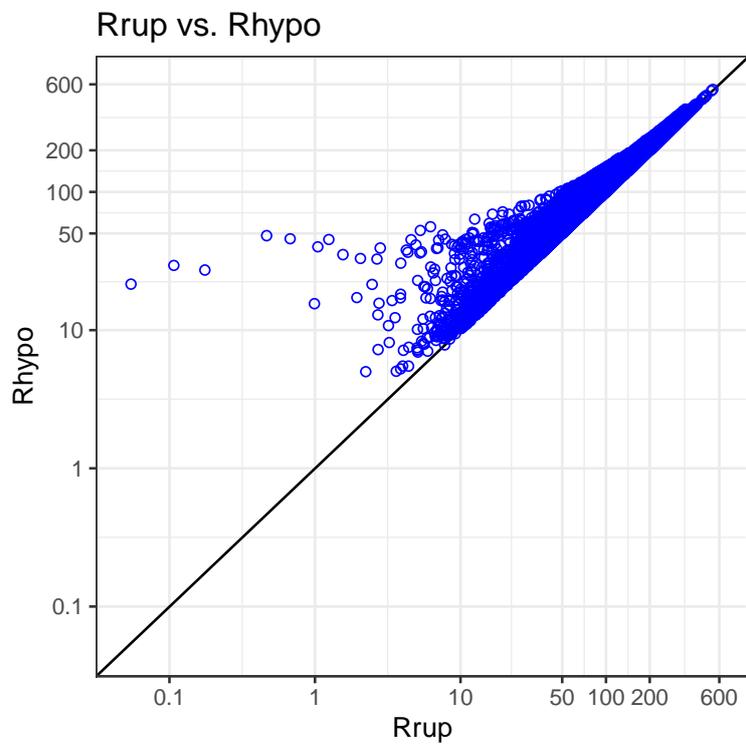


圖 4-2、震源距離與距斷層破裂面最短距離比較圖。

五、研究方法

目前地震防救災業務仍以震度為主要依據，且地震存在地區性差異，本計畫將透過震度與震源分區之研究，使用參數殘差及檢量線再次檢驗 PGA 篩選預估式的準確性與適當性，經由適當修正與改良，提升地動預估式之預估能力。

另外，前期計畫顯示臺灣地區可用之 PGV 地動預估式在預估上仍有許多改進空間，本計畫使用混合效應模型(mixed-effect model)，以臺灣地區之強震資料建立新 PGV 地動預估式，解決目前震度五級以上強震無法有效預估之困境。

1. 參數殘差分析

殘差分析為迴歸分析中針對預測誤差(或稱作估計誤差)所進行的分析，可用來檢視是否滿足線性迴歸的假設。而在地動預估式中，殘差值(residual)為實際觀測值(observed value)與地動預估式的估計值(predicted value)之差值。差值愈接近零，表示殘差的變動是隨機的且沒有任何特殊趨勢(trend)或樣式(pattern)出現，模型具可信度；若模型不適當時，殘差值分布會有一趨勢或樣式。透過相關的殘差分布圖，可判斷迴歸分析的假定是否合理，供決定是否要採取其他補救或矯正措施，降低預測誤差。另外，標準差在地動預估式中，地動值之殘差的標準差不僅是地震危害度分析中的關鍵因子，亦可代表預估式的評估精準度，一般來說，殘差的標準差較小，代表殘差的離散程度小，模型品質良好。

2. 檢量線迴歸分析

迴歸分析為一種解釋自變量(影響因素)與因變量(被解釋之變量)關係的統計分析方法，透過迴歸模型的建立預測與推論欲研究之變數。在地動預估式中，可藉由迴歸分析計算地動參數觀測值與預估值迴歸方程式，再利用方程式得知觀測值與預估值之間的關係。

a. 迴歸方式

本計畫以戴明迴歸(Deming regression)分析，此迴歸分析方式同時考慮到因變量 Y 與自變量 X 皆有誤差，另外還包含了因測量方式不同造成變異數不同的可能情況，當變異數比為 1(表示兩者變異數相同)時，戴明迴歸即等於正交迴歸(Total Least Squares)。相較於正交迴歸，戴明迴歸計算的是點到直線的斜距離總和最小值。

b. 地動加速度與速度迴歸

除了各分析參數上的殘差分布，地動預估式觀測值與預估值的比較也非常重要，可確認各振幅區間是否皆預估精準。檢量線(Calibration curve)用以表示模型的預測精度，即預測值和觀測值之間的差異程度。預測值和觀測值之比值接近一，表

示該模型計算出的成果與實際情況有相當程度的符合。若檢量線斜率明顯小於一，在振幅較大之區域觀測值大於預估值，當災害性地震來臨時會造成低估，導致無法準確地進行地震預警。目前地震防救災業務以震度為主要參考依據(內政部, 2023)，地震震度愈高愈容易造成災害，一般以震度三級或四級以上作為人員傷亡以及建築物毀損的標準。因此本計畫根據中央氣象局現行震度分級(圖 5-1)，將震度一到五的振幅使用 PGA 細分，震度五弱到七級的振幅則使用 PGV，透過細分區間可以得知模型在各震度下的表現。

3. 震源分區

目前地震危害度分析中廣泛應用的地動預估式多為採用全球各地的資料統合建立，而諸多預估式有地區的調整係數或是以臺灣地區的強震資料所建立的模型，然而，納入整個臺灣地區地震資料的預估式並不能完全解釋不同地區的震動情況，對於地區性震源，預估值可能產生系統性高估或低估，此時需藉由調整預估式係數來提升震度預估可靠度與準確性。

本計畫參照 Cheng et al. (2015)發表之地震危害度分析中的淺層區域震源(圖 5-2)及隱沒帶區域震源(圖 5-3)作為震源分區劃分依據，此分區係根據地體構造及地殼孕震帶(seismogenic zone)的地震活動度差異，並綜合震源機制、地震活動、活斷層分布、重力、地形等資料來進行震源分區(鄭錦桐, 1997, 2002)，其中 S15、S16、T01 的地震在過去經驗中常造成北臺灣地動值的低估(圖 5-2 及 5-3 紅色框區域)，需著重注意。

4. 混合效應模型

地動預估式為使用過去強震記錄所迴歸出的經驗(empirical)公式，進行迴歸分析前須先選取合適之函式(form)擬合資料，且須考慮地動值大小與震源尺度的關係、與距離尺度的關係與場址特性造成的震波改變，一般常用的衰減模式包含震源項、距離項及場址項等等，基本模型可以(式五)表示。

$$\ln Y_{ij} = f(M_i, r_{ij}, \theta) + \varepsilon_{ij} \quad (\text{式五})$$

本計畫參考高嘉謙(2022)地動預估式模型建置方法，迴歸理論採用混合效應模型(mixed-effect model)，同時考慮地震參數所產生之隨機效應及固定效應，其基本精神是以最大概似法(maximum likelihood estimation, MLE)對資料進行迴歸，即根據母體機率密度函數，求得一估計式使其聯合機率密度函數(即概似函數)之值為最大，而此估計值應非常接近母體參數，(式五)中 θ 即由最大概似法迴歸出來之係數。

中央氣象局新制地震震度分級表(109年1月1日起)										
震度	0級	1級	2級	3級	4級	5弱	5強	6弱	6強	7級
加速度 cm/sec ²	0.8	2.5	8.0	25	80					
速度 cm/sec					15	30	50	80	140	
	(速度劃分, 已考慮加速度實際之影響)									

圖 5-1、現行中央氣象署震度分級。(引用自中央氣象署)

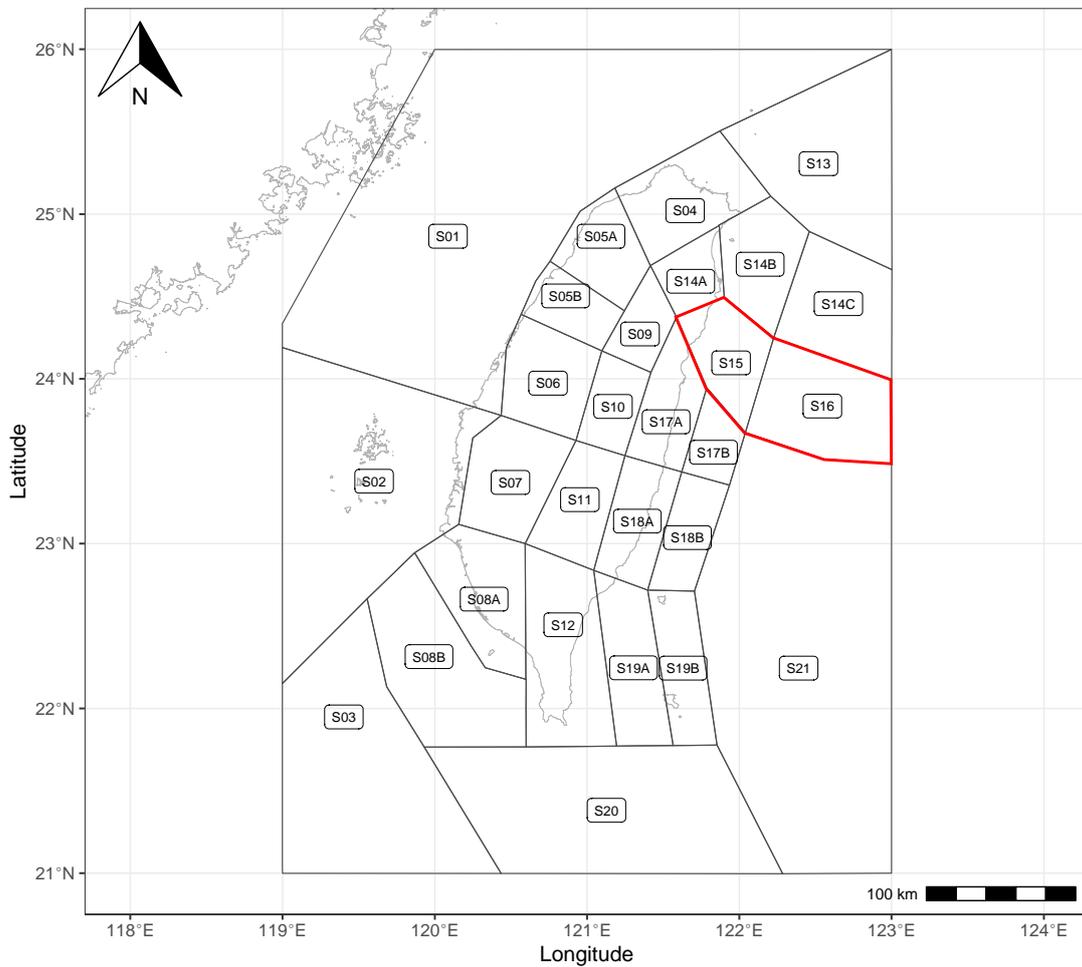


圖 5-2、淺層區域震源分區圖。

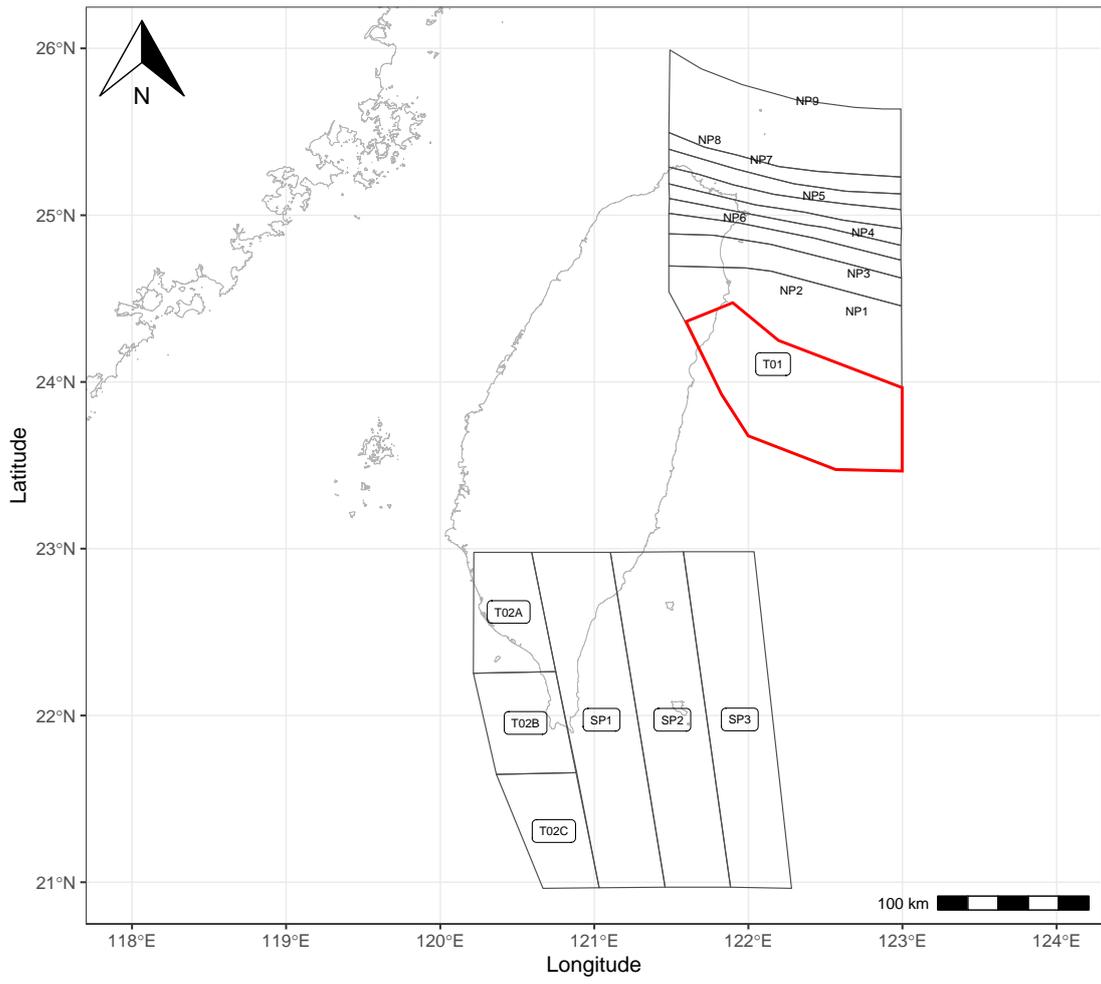


圖 5-3、隱沒帶區域震源分區圖。

六、研究結果及討論

1. 地動值與震度轉換

地動預估式之預估值可根據現行中央氣象署震度分級(圖 5-1)進行震度的換算。同時納入 PGA 與 PGV 換算之震度，此一震度差異可由殘差與檢量線分析了解預估式的準確性與適當性，在地動預估式中，殘差值為實際觀測值與地動預估式的估計值之差值，檢量線則為實際觀測值與地動預估式的估計值之比值。

a. 參數殘差分析

參數殘差分布圖中，如果殘差分布的形狀呈現隨機且水平的分布狀態，那麼可以表示迴歸分析模型良好。地殼地震模型 I14.tw.C01 之殘差值於規模、距離、場址的分布顯示如圖 6-1，藍線代表整個資料的趨勢線，紅色虛線代表整個資料的平均值，黑實線代表殘差值為零，橫軸為欲分析之參數，縱軸為震度殘差值。圖 6-1 中殘差值多集中於 0 至-1 之間，趨勢線接近水平，少部分地震被高估約一級震度。隱沒帶地震模型 LL08.F04 與 PhungSub20 之殘差值分布顯示如圖 6-2、6-3，兩者規模項趨勢略微小規模高估大規模低估，殘差平均值分別為-0.278 與-0.329(即約高估 0.3 震度)，距離項較易高估一級震度。隱沒帶界面型地震模型 Arroyo2010 與 Zh06 之參數殘差值分布如圖 6-4、6-5，距離項近場高估遠場低估之情形較隱沒帶地震模型明顯，但震度殘差尚落在正負一個震級內，另外此二模型於建立時並未使用連續性場址資料，故場址項表現較不理想。隱沒帶部型地震模型 Chao20 之殘差顯示如圖 6-6，殘差左右高低不一致的情形減少許多，其平均值為-0.239，仍有少部分資料會被高估一級。

中央氣象署建立之地動加速度模型適用於所有臺灣地區地震，此處未將地震類型分類，而是使用所有 TSMIP 收錄之強震資料進行分析。中央氣象署模型 Hsiao2007 參數殘差分佈如圖 6-7，震度殘差平均值為-0.056 且趨勢線並無明顯歪斜，整體殘差落在正負一級之間，少部分資料被低估或高估。

b. 檢量線迴歸分析

本計畫地動值與震度轉換之檢量線分析著重於震度四級以下強震資料實際觀測值與預估值的比較，縱軸為預估震度，橫軸為實際震度。圖 6-8 為地殼地震模型 I14.tw.C01 之檢量線，斜率為 1.054，除較大規模些微過估外整體接近比值 1 之直線。圖 6-9 為隱沒帶地震模型 LL08.F04 與 PhungSub20 之檢量線，此二模型如同參數殘差分析的結果有相同趨勢，在實際震度二與三級時較有可能被預估高一個震級。隱沒帶界面型與內部型地震模型分別為圖 6-10 與 6-11。界面型模型 Arroyo2010 在各震度下之預估值和觀測值差異不大，僅有在震度 1~2 級有些微低估，對於防救災業務影響不大，然而另一模型 Zh06 檢量線斜率為 0.845，且同樣易有震度過估一級之可能，相較之下 Arroyo2010 比 Zh06 更符合本計畫的要求。隱沒帶內部型地震模型 Chao20 檢量線斜率為 0.853，小震度過估的情形較多，部分震度二級的強震資料會被預估成震度三級。

中央氣象署現行預估模型 Hsiao2007 檢量線則如圖 6-12，斜率為 1.090，在震度二與三級時少數地震有高估的傾向，但整體來說資料皆集中於比值 1 之直線附近。本計畫將所使用地動預估模型與中央氣象署現行預估式震度殘差值的分佈百分比詳列於表 6-1，該百分比已四捨五入至小數點後一位數，且震度殘差值正為低估，負為高估。以中央氣象署現行預估式 Hsiao2007 為例，預估震度與實際觀測震度一致的佔比為 56.3%，預估震度比實際震度低一級的佔比則為 15.8%。

2. 震源分區

現有之地動預估式多以整個臺灣地區的強震資料建立，或依地區調整預估式係數，然而各震源區因構造、地形、地震活動度等因素影響，使得地動值系統性高估或低估。尤其 S15、S16、T01 三區在過去經驗中常造成北臺灣低估，為因應地區性震源所產生之系統性誤差，本計畫將使用參數對數殘差與檢量線檢視現有預估式準確度，並根據此震源分區調整預估式係數。此處使用之強震資料為臺北地區測站(圖 6-13)有記錄之 S15、S16、T01 三震源區地震，另對數殘差值係由觀測值與預估值分別取 \log_{10} 後相減得出，對數殘差值對應 PGA、PGV 相差倍數可見表 6-2(後續文章內之對數殘差將以殘差二字論述)，單位為 m/s^2 與 m/s 。

a. 現行地動加速度預估式

圖 6-14 為中央氣象署現行地動加速度預估式在 S15、S16、T01 三震源區之預估情形，檢量線斜率僅有 0.681，多數震度四以上的事件都被低估。印證過往經驗，此三區之地震易造成大振幅低估、小振幅高估。

b. 新一代地動加速度預估式

本計畫亦檢視新一代地動預估式在此三震源分區的表現，使用先前計畫篩選之各地震類型下較優模型。地殼地震模型 I14.tw.C01 檢量線分析如圖 6-15，斜率也僅有 0.662，儘管在全臺灣地殼地震資料下表現良好，S15、S16、T01 仍會造成大振幅的低估。而隱沒帶三種類型之地動預估模型檢量線(圖 6-16、圖 6-17、圖 6-18)也顯示出相同問題，皆無法準確預估該地區地震可能造成的地動值。因此本計畫將修改現有預估模型係數，或另行建立新地動加速度預估式，以因應 S15、S16、T01 三區產生之系統性低估。

c. 新地動加速度預估式

本計畫使用 TSMIP 臺北地區測站(圖 6-13)有記錄之 S15、S16、T01 三震源區強震資料，資料收錄時間為 1992 年至 2014 年，總計共 1102 筆，並參考 I14.tw.C01 之預估公式，僅使用規模、距離、場址三種必要參數，嘗試針對 S15、S16、T01 三震源區建立新加速度預估式(以下簡稱 ILA2TAP-PGA)，預估式模型如式六。

$$\ln(Y) = 12.37 - 0.598M_w - 0.033(8.5 - M_w)^2 - 0.007R_{hypo} - (4.215 - 0.387M_w)\log(R_{hypo} + 40) - 0.47\log(V_{s30}) \quad (\text{式六})$$

其中，Y 為地表最大加速度值(m/s²)，M_w 為經式三、式四由芮氏規模轉換為 Global CMT 之地震矩規模，R_{hypo} 為震源距離(km)，V_{s30} 為地表下 30 公尺內之平均剪力波速(m/s)。

ILA2TAP-PGA 使用混合效應模型建立，於不同規模(Magnitude scaling)、距離尺度(Distance scaling)地動值衰減圖如圖 6-19。由於增加了規模平方項，地動值與規模呈非線性關係，曲線略為開口向下，而相同距離下，大規模於近場飽和的程度會比小規模來的明顯。此預估模型在規模、距離、場址下地動值殘差則可繪製如圖 6-20，殘差平均值為 0.008，標準差為 0.237，距離與場址項之殘差值分佈平均，在規模部分呈現些微小規模低估大規模高估的趨勢，檢量線則顯示如圖 6-21，斜率相較於現有之預估式已上升至 0.918。綜上所述，模型 ILA2TAP-PGA 已具有一定預估能力。

3. 地動速度預估式

在現行震度分級系統中，當震度達到或超過四級時，會以最大地動速度 (PGV) 的數值來定義震度大小。為使地動速度預估模型能夠實際應用，本計畫篩選 1992 年至 2014 年臺灣強地動觀測計劃(TSMIP)所收錄之震度四級以上強震資料，供預估式迴歸分析使用。本計畫共收錄震度四級以上之強震資料共 2383 筆，不同震度對應的強震資料數量如圖 6-22 所示。由前期計畫得知在將強震資料分為不同地震類型時，臺灣地區尚缺乏準確、可用之地動預估模型，因此本計畫擬在容許一定誤差下使用全臺灣震度四級以上資料，建立新地動速度預估式。考量目前搜集之震度五級以上強震資料相對不足，故以下討論，皆未區分地震類型，改以所有類型之強震資料進行分析。

a. 現行地動速度預估式

現行中央氣象署地動速度預估式模型(Hsiao2007) 詳見式二，其中資料集內紀錄約有 82%屬地殼地震，因此場址修正因子係根據各縣市最大之淺部因子進行計算。該模型參數殘差圖如圖 6-23，距離與場址項無明顯趨勢分佈，然而規模項卻有明顯小規模低估之情形，趨勢線斜率已達到-0.382 且標準差 0.337 顯示資料的離散程度大，可能導致預估準確度受規模大小影響。地動預估值與觀測值分析則如圖 6-24，整體來看模型 Hsiao2007 在檢量線方面的預估能力已十分優秀，多數資料平行於比值一的黑線兩側，但仍可見震度五強以上之地震有機會被預估為震度六強或以上，此一情形可藉由修改預估模型得到更好的預估表現。根據上述分析，本計畫嘗試建立新地動速度預估式。

b. 新地動速度預估式

根據圖 6-22 不同震度之資料筆數顯示，當震度越大資料筆數越少且不同震度之間數量差異極大，以震度四級與震度七級為例，震度四級共有 1783 筆，佔震度四級以上全部筆數之 75%，震度七級卻僅有 2 筆，此一情形易造成迴歸時模型側重筆數多的低震度資料，而忽略筆數少的大震度資料影響。為解決上述問題，本計畫根據震度數量給予不同震度不同權重(表 6-3)，盡量減少各震度之間的數量差距。圖 6-25 為經權重分配後不同震度對應之強震資料筆數，震度四級資料筆數維持不變，其餘震度分別增加至 1368、545、280、150、100 筆，共計 4226 筆，後續地動速度模型建立將以此權重分配後之震度分布作為資料庫。

本計畫利用混合效應模型建立之新地動速度預估模型(以下簡稱 TW-PGV)如式七。

$$\ln(Y) = -3.97 + 1.4M_w - 0.005M_w^2 - 0.0057R_{hypo} - 0.64 \log(R_{hypo} + 0.8e^{0.4M_w}) - 0.206 \log\left(\frac{V_{s30}}{1130}\right) - 0.02depth \quad (\text{式七})$$

其中，Y 為地表最大速度值(m/s)， M_w 為經式三、式四由芮氏規模轉換為 Global CMT 之地震矩規模， R_{hypo} 為震源距離(km)， V_{s30} 為地表下 30 公尺內之平均剪力波速(m/s)， $depth$ 為震源深度(km)。

TW-PGV 於不同規模、距離下衰減情形如圖 6-26，此處所使用之資料為未經權重分配前震度四級以上強震資料，當規模越小或距離越長時地動值也會隨著減少。規模、距離、場址下地動值殘差則可繪製如圖 6-27，殘差平均值為 0.022，標準差為 0.256。規模項在規模 5.5 以下部分有逐漸上升趨勢，與現行地動速度預估式有相似殘差分布，推測是由於規模 5.5 以下強震紀錄較少，進行迴歸時無法完整呈現少數資料的影響。而距離項相較現行地動速度預估式在遠場部分稍微低估之情形已有所改善，場址項則無特殊分佈。檢量線圖如圖 6-28，震度五強以上資料平均分佈於檢量線兩側，且震度六強以上之強震紀錄也相較集中。

4. 討論

地震預警系統之目的在於具破壞性的剪力波到達前通知重要機關及民眾，以減少災害損失及人員傷亡。區域型地震預警系統即為利用地震參數與地動值之衰減關係推估振動情形，而此振動情形會受預估式不同、地體構造差異等因素影響，因此本計畫分別從震度換算、震源分區、混合效應模型建立三大方面檢視現有地動預估式之預估能力。

配合地震防救災需求，將原先的地動值轉換為震度，可更直觀判斷該預估式實務上應用能力。地殼地震模型 I14.tw.C01 在震度殘差分析中僅少數地震被高估約一震度，檢量線亦表現良好。隱沒帶地震模型 LL08.F04 與 PhungSub20 於距離項上有少數地震高估一震度，檢量線則是在震度二及震度三級較有可能被高估。隱沒帶界面型地震模型 Arroyo2010 與 Zh06 距離殘差值雖比隱沒帶模型有較低的預估準確度，但仍落在正負一震度內，而從檢量線表現來看，Arroyo2010 更符合本計

劃防救災之需要。隱沒帶內部型地震模型 Chao20 震度殘差少部分有高估的趨勢，但分佈相對平均，然而其檢量線於震度二時會易高估一震度。

地動預估式預估之地動值會隨著震源區域的差異而變化，尤其 S15、S16、T01 三區常在過去經驗中造成北臺灣地區低估，本計劃使用參數殘差及檢量線分析現有預估式預估能力。中央氣象署 PGA 模型 Hsiao2007 與本計劃篩選之各地震類型模型，皆會將大振幅資料低估，小振幅高估，無法準確預測發生於三震源區之地震事件，因此本計劃嘗試建立一新加速度預估式(ILA2TAP-PGA)，ILA2TAP-PGA 之參數殘差與檢量線表現良好，已具備一定預估準確度。

地動速度方面，中央氣象署現行預估式在檢量線圖整體平行於比值一直線兩側，然而部分震度五弱之地震仍有機會被預估為震度四級或以下，震度六強以上之資料點也較為分散，且規模項殘差帶有明顯左側低估趨勢，可能產生預估誤差。先前計畫顯示目前適用於臺灣地區之預估式尚有改進空間，本計劃也嘗試使用混合效應模型建立新速度預估式(TW-PGV)，TW-PGV 檢量線圖已接近比值一之直線，唯規模 5.5 以下殘差有低估趨勢，推測是由於模型迴歸時無法完整呈現少數資料的影響。

表 6-1、各地動預估式震度殘差分佈百分比(單位%)。

震度	高估三級	高估二級	高估一級	震度相同	低估一級	低估二級
Hsiao2007	0.0	1.5	23.1	56.3	15.8	3.2
I14.tw.C01	0.0	1.4	29.9	55.2	10.7	2.8
LL08.F04	0.0	3.7	36.9	45.4	11.6	2.3
PhungSub20	0.0	3.6	37.7	47.9	9.6	1.2
Arroyo2010	0.0	1.0	17.9	54.7	24.7	1.7
Zh06	0.0	3.3	41.2	49.7	5.4	0.4
Chao20	0.0	0.7	27.3	58.3	13.2	0.4

表 6-2、殘差對應之 PGA、PGV 相差倍數。

殘差	PGA、PGV 倍數	殘差	PGA、PGV 倍數
-0.01	0.98	0.01	1.02
-0.02	0.95	0.02	1.05
-0.05	0.82	0.05	1.22

-0.1	0.79	0.1	1.26
-0.2	0.63	0.2	1.59
-0.3	0.50	0.3	1.99
-0.4	0.40	0.4	2.51
-0.5	0.32	0.5	3.16
-0.6	0.25	0.6	3.98
-0.7	0.20	0.7	5.01
-0.8	0.16	0.8	6.31
-0.9	0.13	0.9	7.94
-1	0.1	1	10

表 6-3、四級以上震度對應之權重分配與修改前後資料筆數。

震度	權重	原始資料筆數	權重分配後資料筆數
四	1	1783	1783
五弱	3	456	1368
五強	5	109	545
六弱	10	28	280
六強	30	5	150
七	50	2	100

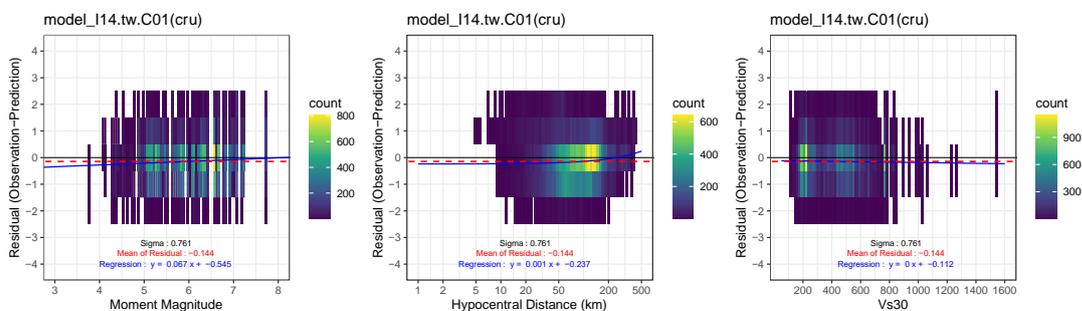


圖 6-1、I14. tw. C01 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

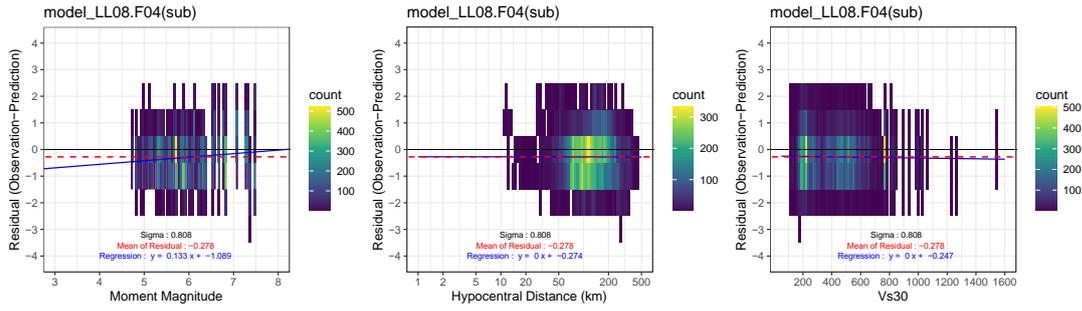


圖 6-2、LL08.F04 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

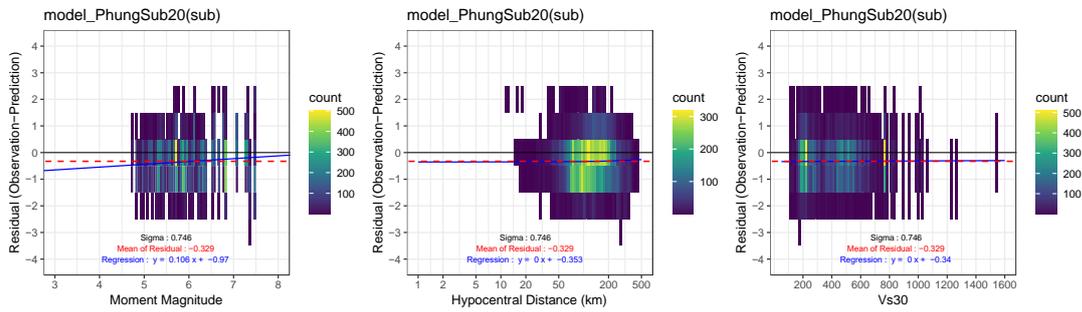


圖 6-3、PhungSub20 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

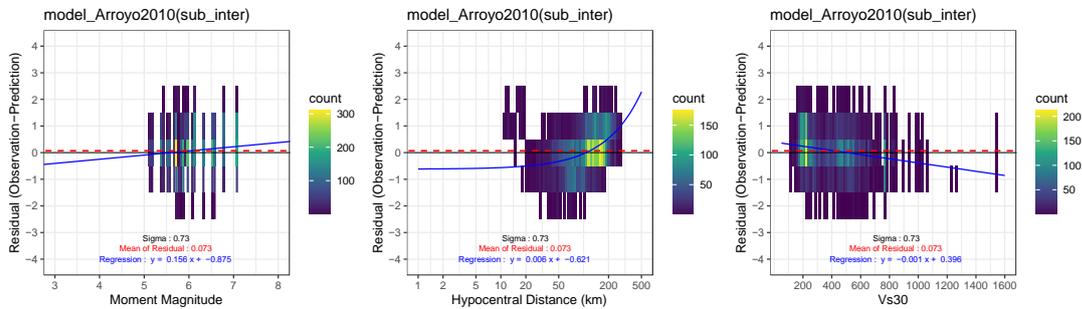


圖 6-4、Arroyo2010 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

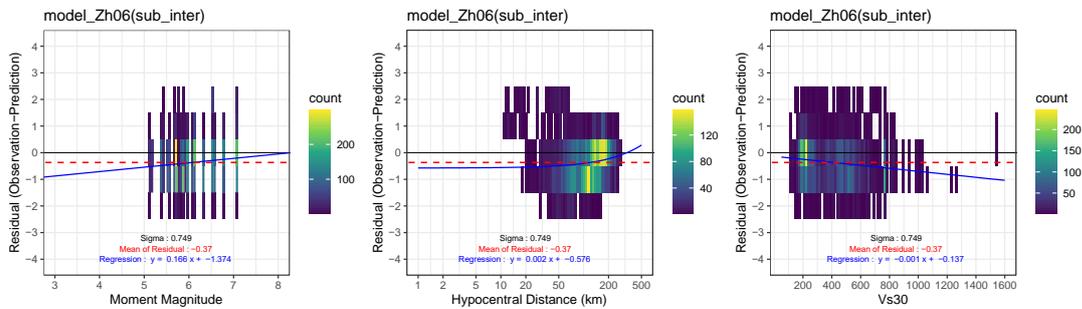


圖 6-5、Zh06 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

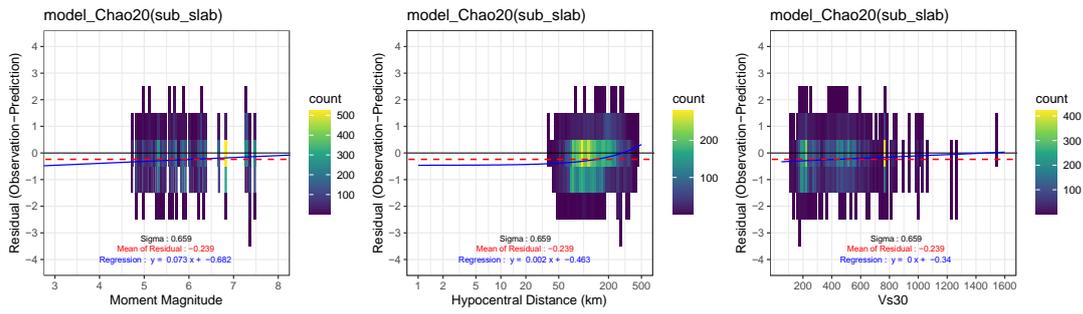


圖 6-6、Chao20 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

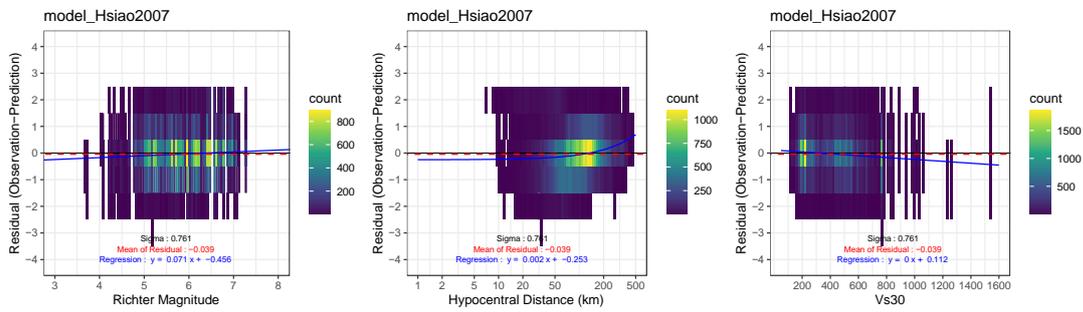


圖 6-7、Hsiao2007 之震度殘差值於規模、距離、場址分布圖。

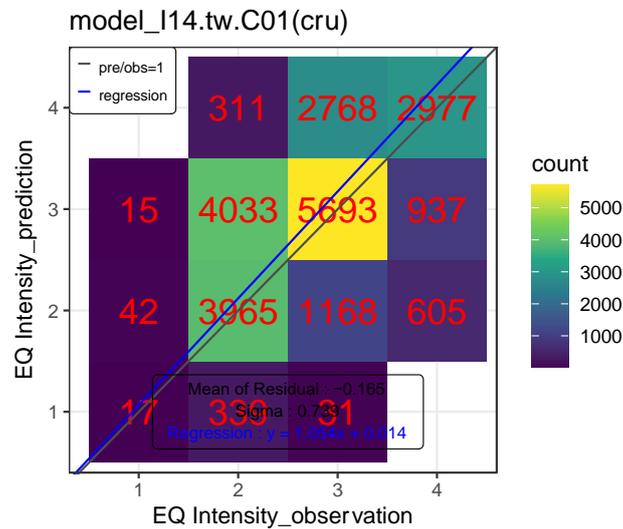


圖 6-8、I14. tw. C01 之震度檢量線圖。

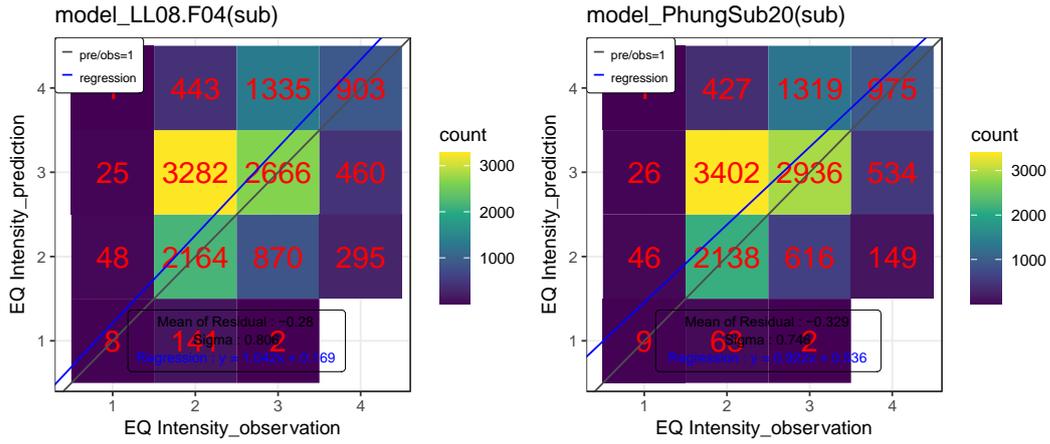


圖 6-9、LL08.F04 與 PhungSub20 之震度檢量線圖。

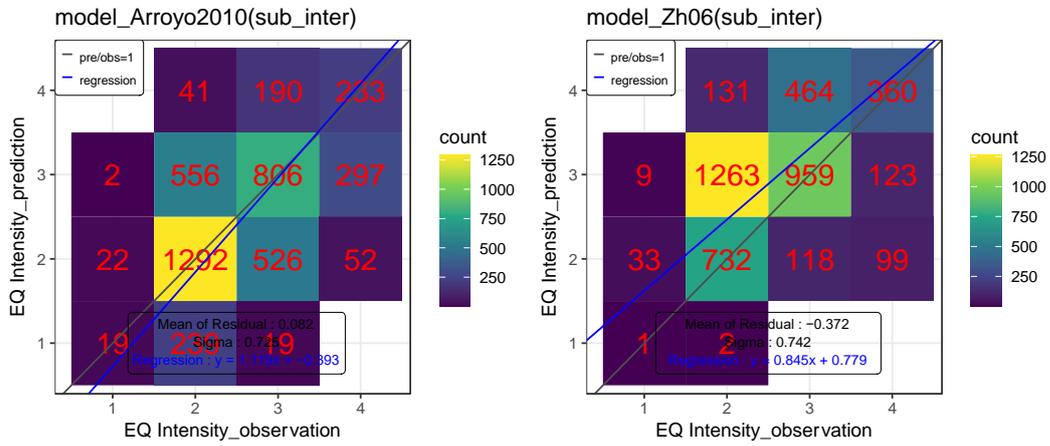


圖 6-10、Arroyo2010 與 Zh06 之震度檢量線圖。

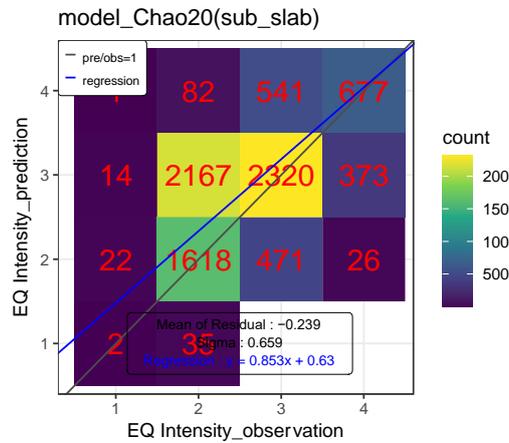


圖 6-11、Chao20 之震度檢量線圖。

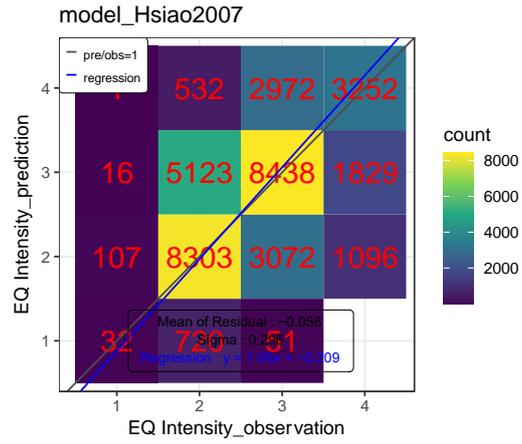


圖 6-12、Hsiao2007 之震度檢量線圖。

TAP station

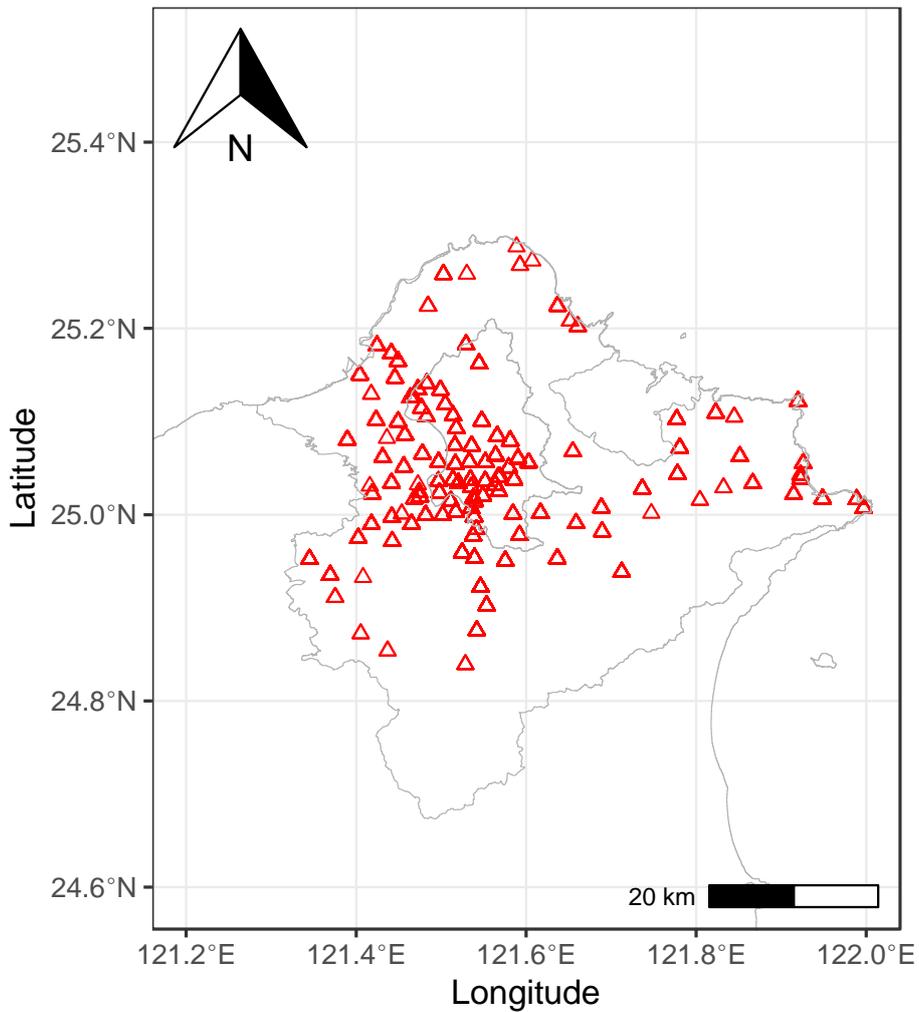


圖 6-13、臺北地區測站分佈圖。

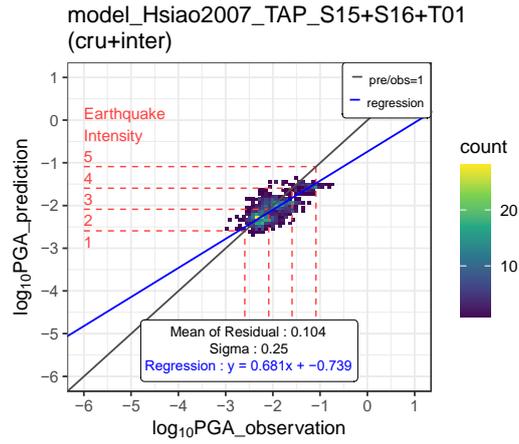


圖 6-14、Hsiao2007 之震源分區 PGA 下預估值與觀測值比較圖。

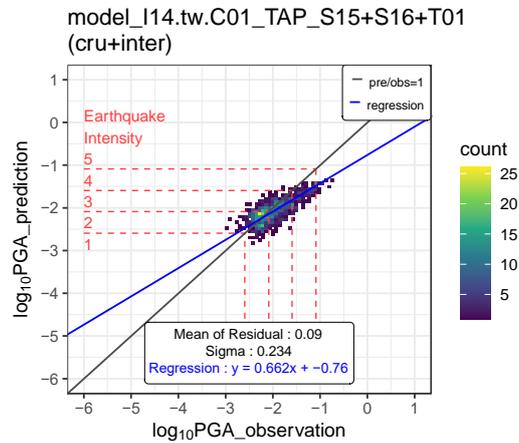


圖 6-15、I14. tw. C01 之震源分區 PGA 下預估值與觀測值比較圖。

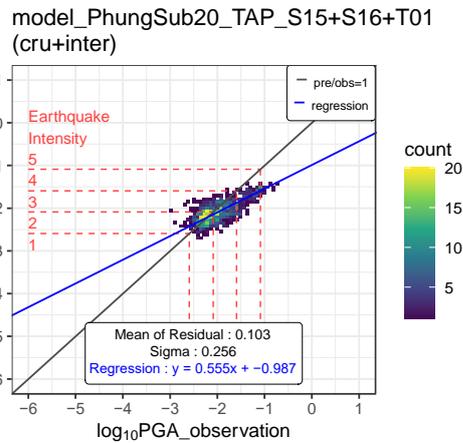
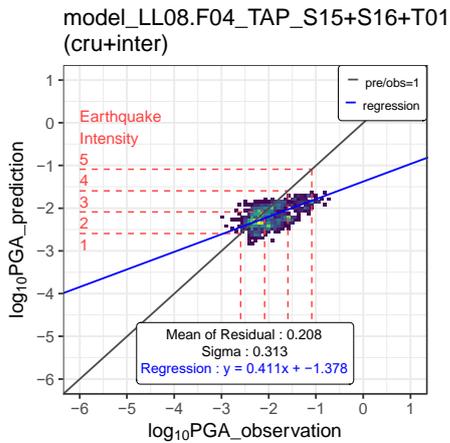


圖 6-16、LL08. F04 與 PhungSub20 之震源分區 PGA 下預估值與觀測值比較圖。

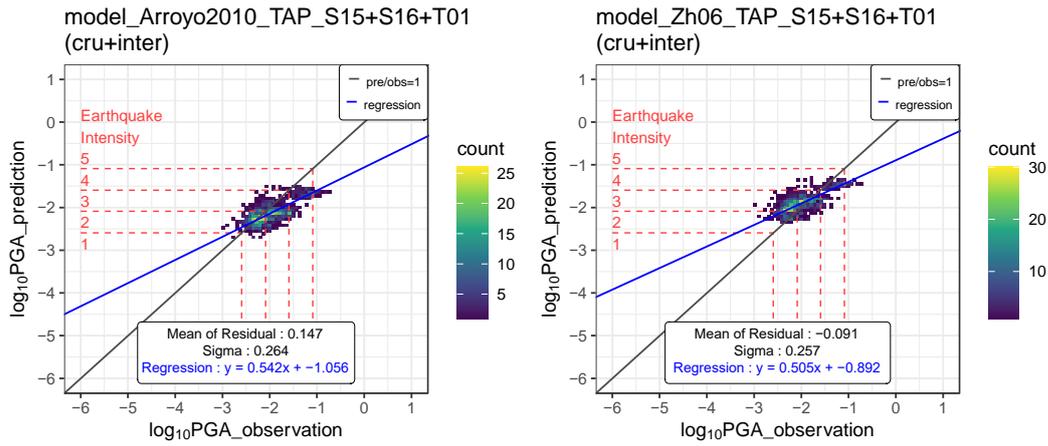


圖 6-17、Arroyo2010 與 Zh06 之震源分區 PGA 下預估值與觀測值比較圖。

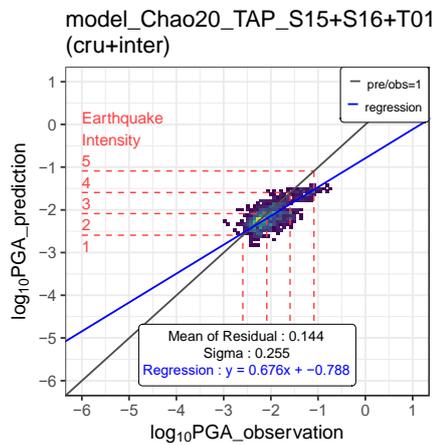


圖 6-18、Chao20 之震源分區 PGA 下預估值與觀測值比較圖。

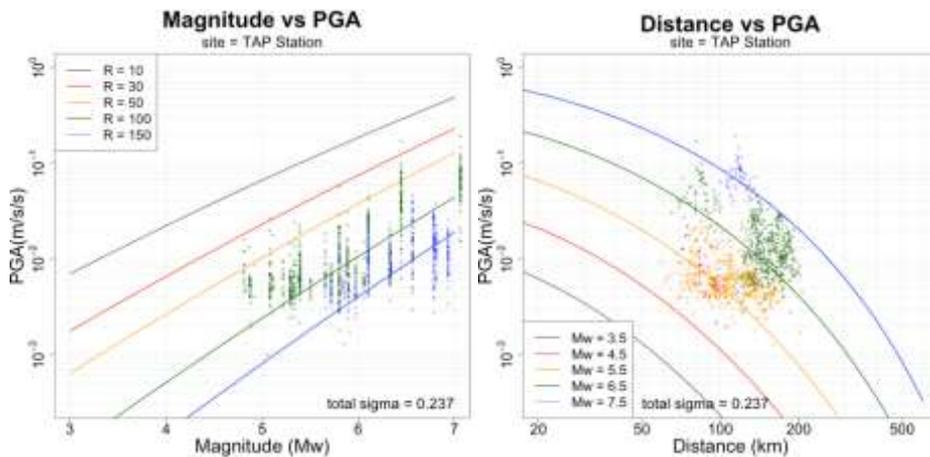


圖 6-19、ILA2TAP-PGA 於不同規模距離尺度衰減情形圖。

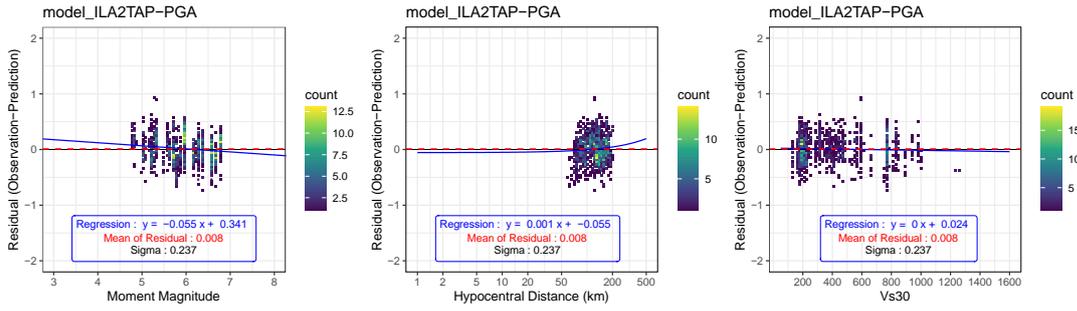


圖 6-20、ILA2TAP-PGA 殘差值於規模、距離、場址分布圖。

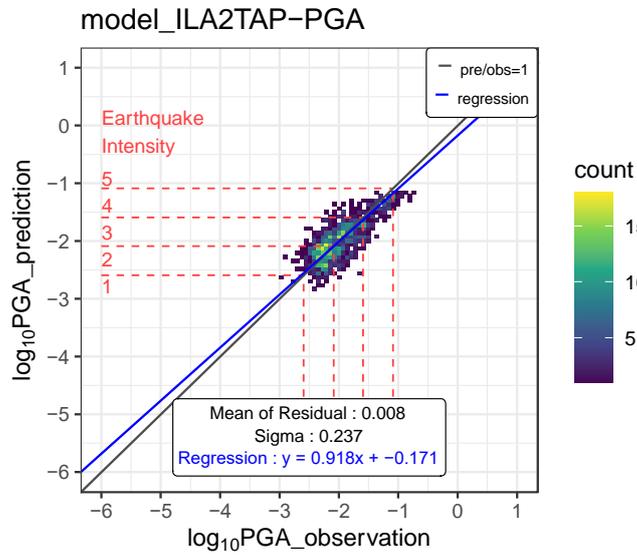


圖 6-21、ILA2TAP-PGA 預估值與觀測值比較圖。

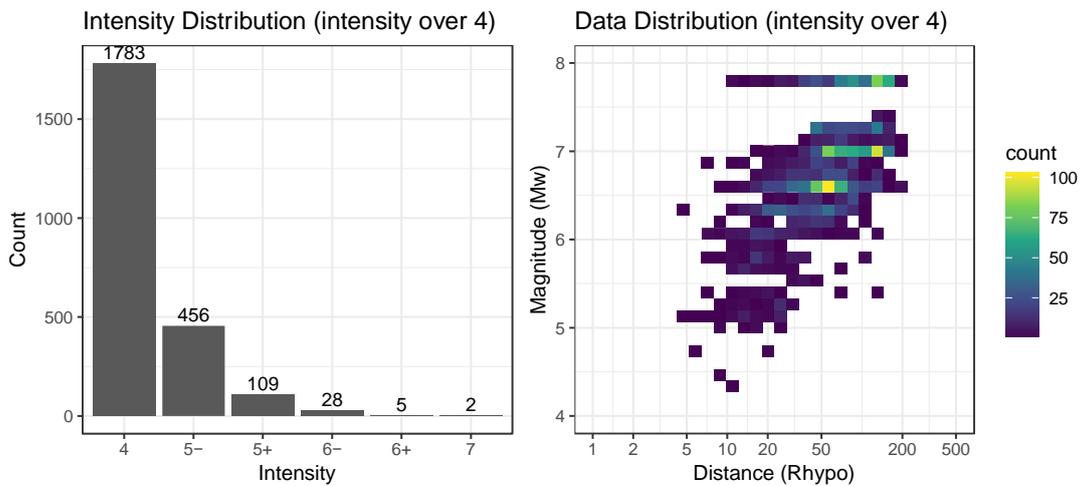


圖 6-22、本計畫所收錄之震度四級以上強震資料震度與規模距離分布圖。

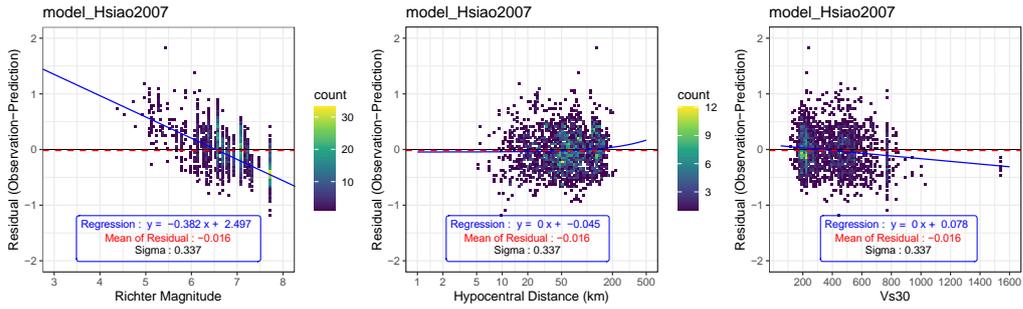


圖 6-23、Hsiao2007 之 PGV 殘差值於規模、距離、場址分布圖。

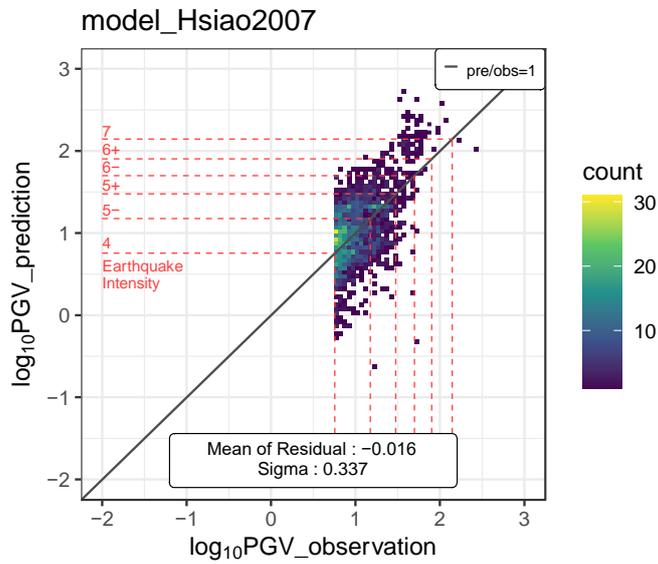


圖 6-24、Hsiao2007 之 PGV 預估值與觀測值比較圖。

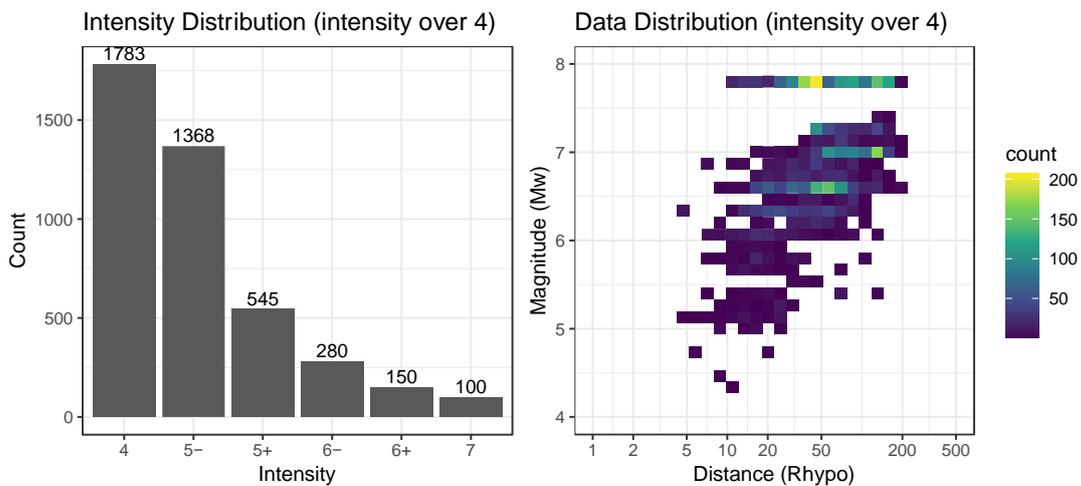


圖 6-25、本計畫所收錄之震度四級以上強震資料經權重分配後震度與規模距離分布圖。

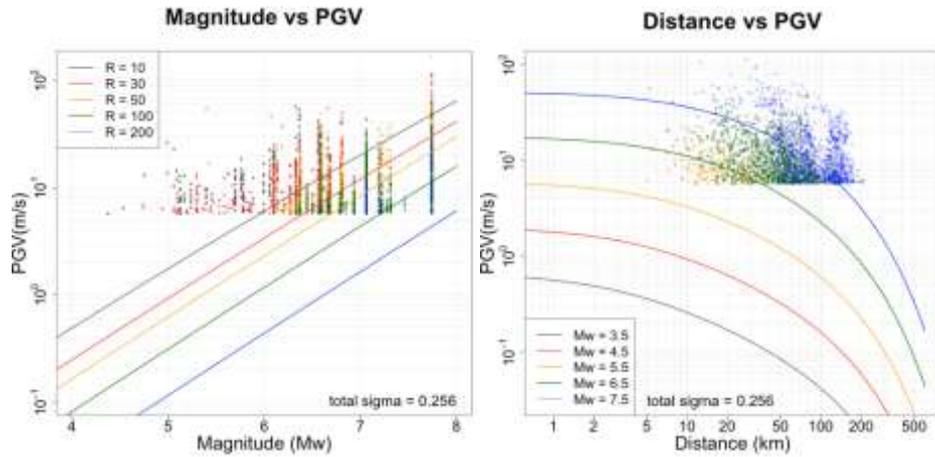


圖 6-26、TW-PGV 於不同規模距離尺度衰減情形圖。

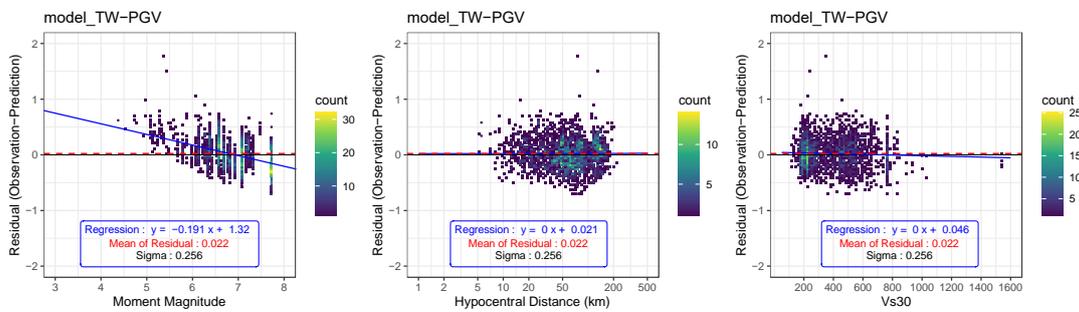


圖 6-27、TW-PGV 殘差值於規模、距離、場址分布圖。

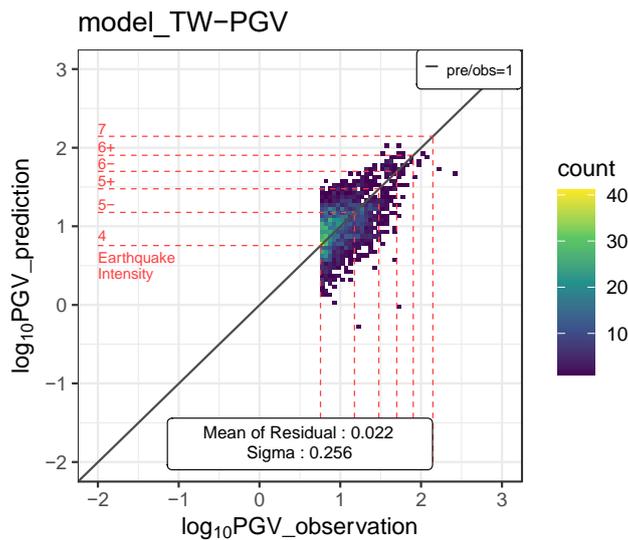


圖 6-28、TW-PGV 預估值與觀測值比較圖。

七、0403 花蓮地震

2024 年 4 月 3 日上午 7 時 59 分於花蓮和平地區近海發生一起深度 15.5 公里，芮氏規模 7.2 之強震(圖 7-1)。該起事件鄰近花蓮地區且屬淺層地震，幾乎全臺皆有明顯搖晃感受，其中以花蓮縣秀林鄉和平村最為嚴重，達到中央氣象署現行地震震度分級中的六強。本計畫亦使用中央氣象署所提供地震資料，檢視現有模型(含經篩選之新一代地動預估式、中央氣象署現行 PGA 與 PGV 預估式及 ILA2TAP-PGA 與 TW-PGV)於 0403 花蓮地震的預估能力。

1. 地震資料來源與處理過程

本計畫採用 TSMIP 測站之 0403 花蓮地震波形檔，以人工方式挑選地震波及事件切割，若該測站之波形不完整，則將捨棄此筆波形資料(圖 7-2)。震源機制方面採納臺灣地震科學中心(Taiwan Earthquake Research Center, TEC)推斷之向西傾的斷層面(圖 7-3)，最終使用 Centroid Moment Tensor(簡稱 CMT)的震源機制解，走向、傾角、滑移角分別為 217.2° 、 42.3° 及 89.7° 。本計畫收錄 TSMIP 測站可用之初始波形資料有 359 個，經篩選過後具完整波形者總計 156 個。

2. 參數殘差分析

由於規模與場址項各預估模型表現相當，故此處僅討論距離項殘差。圖 7-4 為各預估模型之距離項殘差，各地震類型下新一代地動預估式殘差彼此差異不大，除模型 Chao20 外，其餘模型趨勢線斜率為正負 0.001，殘差平均值落在正負 0.218 之間，其中以平均值 0.006 的 I14.tw.C01 最佳，平均值 0.218 的 Arroyo2010 最差。中央氣象署現行 PGA 預估式 Hsiao2007 距離殘差表現也與上述模型相當，趨勢線斜率為 0.001，殘差平均值為 0.053。

ILA2TAP-PGA 之建立目的，若使用全臺資料進行計算，會因地區效應使得整體預估值被高估，因此除全臺測站收錄之事件外，此處另以臺北地區測站所收錄資料進行分析(圖 7-5)。中央氣象署 PGA 預估式 Hsiao2007 殘差平均值為 0.392，所有資料點皆在零線之上，本計畫建立之 PGA 預估式殘差值下降至 0.051，資料平均落在零線上下，整體來說表現較佳。

中央氣象署現行 PGV 預估式 Hsiao2007 與 TW-PGV 距離殘差如圖 7-6 與圖 7-7。圖 7-6 使用全震度完整波形地震資料進行分析，Hsiao2007 與 TW-PGV 殘差平均值分別為 -0.152 與 -0.264，且圖中下方資料點不集中，兩者表現並未達預期。圖 7-7 則根據震度分級中地動速度適用震度篩選出震度四以上之地震資料，圖中下方離散之資料點去除後，Hsiao2007 殘差平均值下降至 0.085，TW-PGV 下降至 0.021，皆落在 0.100 以下，相較全震度資料預估準確度提高。

3. 檢量線迴歸分析

各預估模型之檢量線圖如圖 7-8，本計畫使用之新一代地動預估式表現如前一章所述，在 S15、S16、T01 三震源區發生之地震常會有小振幅高估，大振幅低估的情形出現，各地震類型下檢量線斜率都未達 0.800。中央氣象署加速度模型 Hsiao2007 檢量線斜率則落在 0.900 左右。

僅使用臺北地區測站所收錄資料進行計算後，Hsiao2007 檢量線圖如圖 7-9，有部分資料實際上已達震度五級以上，預估震度卻只有四級，而 ILA2TAP-PGA 所預估之預估震度較接近實際情形，多數資料集中在比值 1 之直線兩側。

中央氣象署地動速度模型 Hsiao2007 與 TW-PGV 檢量線如圖 7-10，斜率趨勢與 PGA 相差甚大，兩者皆僅有 0.300 左右，但若將震度四級以下強震紀錄去除後，可繪製檢量線如圖 7-11，此時資料離散程度與震度分布有明顯改善，其中大震度又以 TW-PGV 更為集中，說明此模型已有一定預估能力。

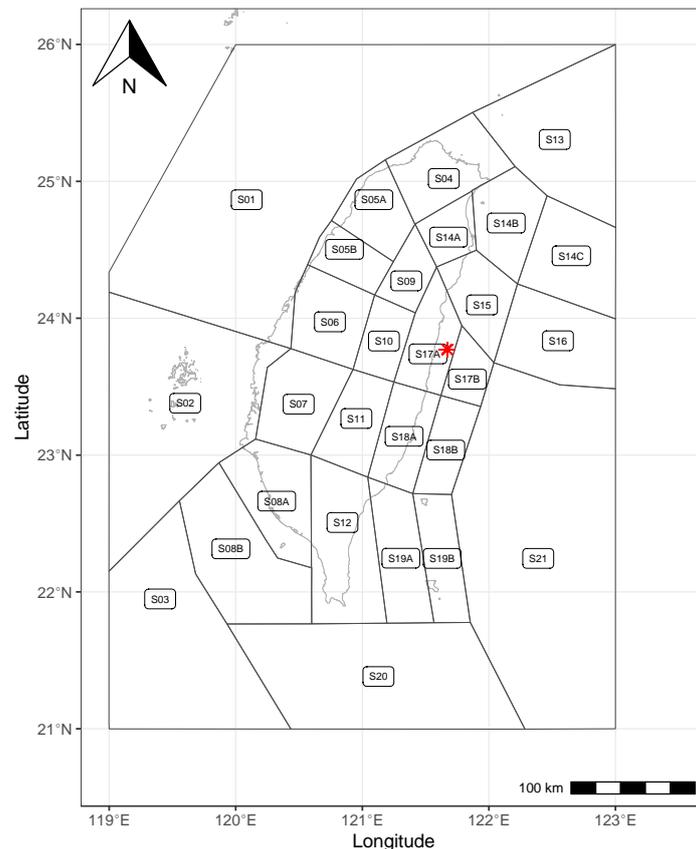


圖 7-1、0403 花蓮地震震源位置與震源分區圖(*為震央位置)

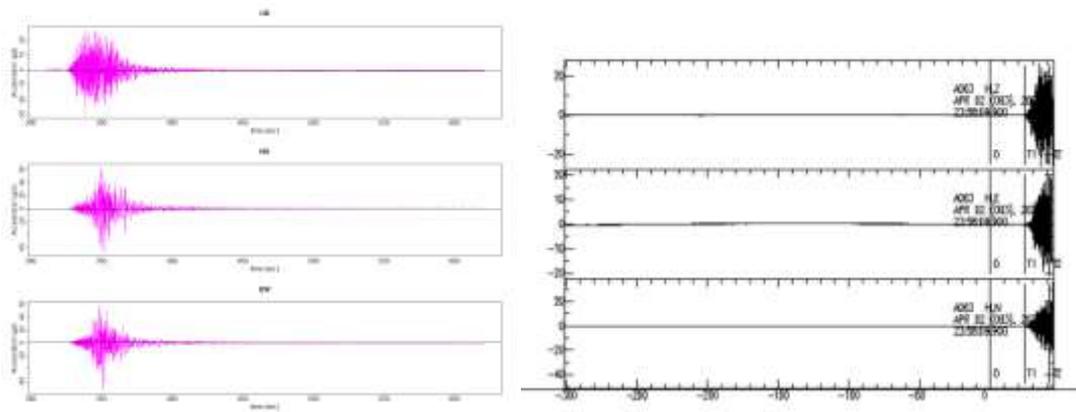
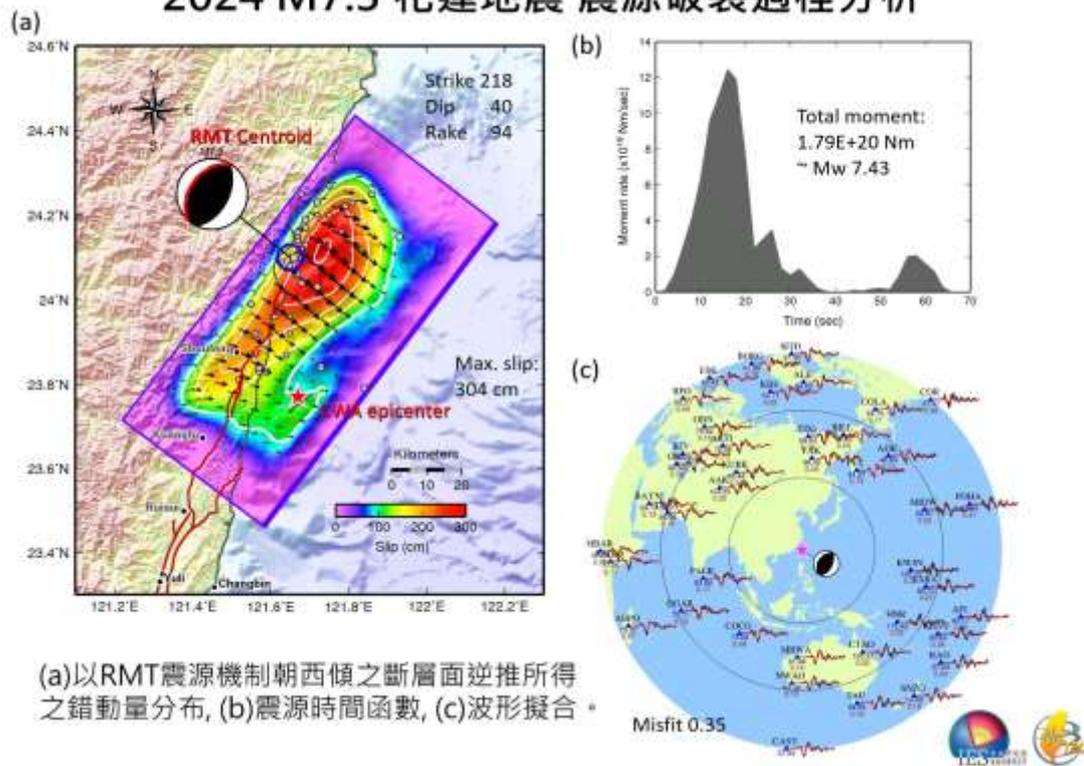


圖 7-2、波形檔示意圖。左圖為完整波形資料，右圖則為不完整波形資料。

2024 M7.3 花蓮地震 震源破裂過程分析



(a)以RMT震源機制朝西傾之斷層面逆推所得之錯動量分布，(b)震源時間函數，(c)波形擬合。

圖 7-3、0403 花蓮地震震源破裂過程分析。(引用自台灣地震科學中心)

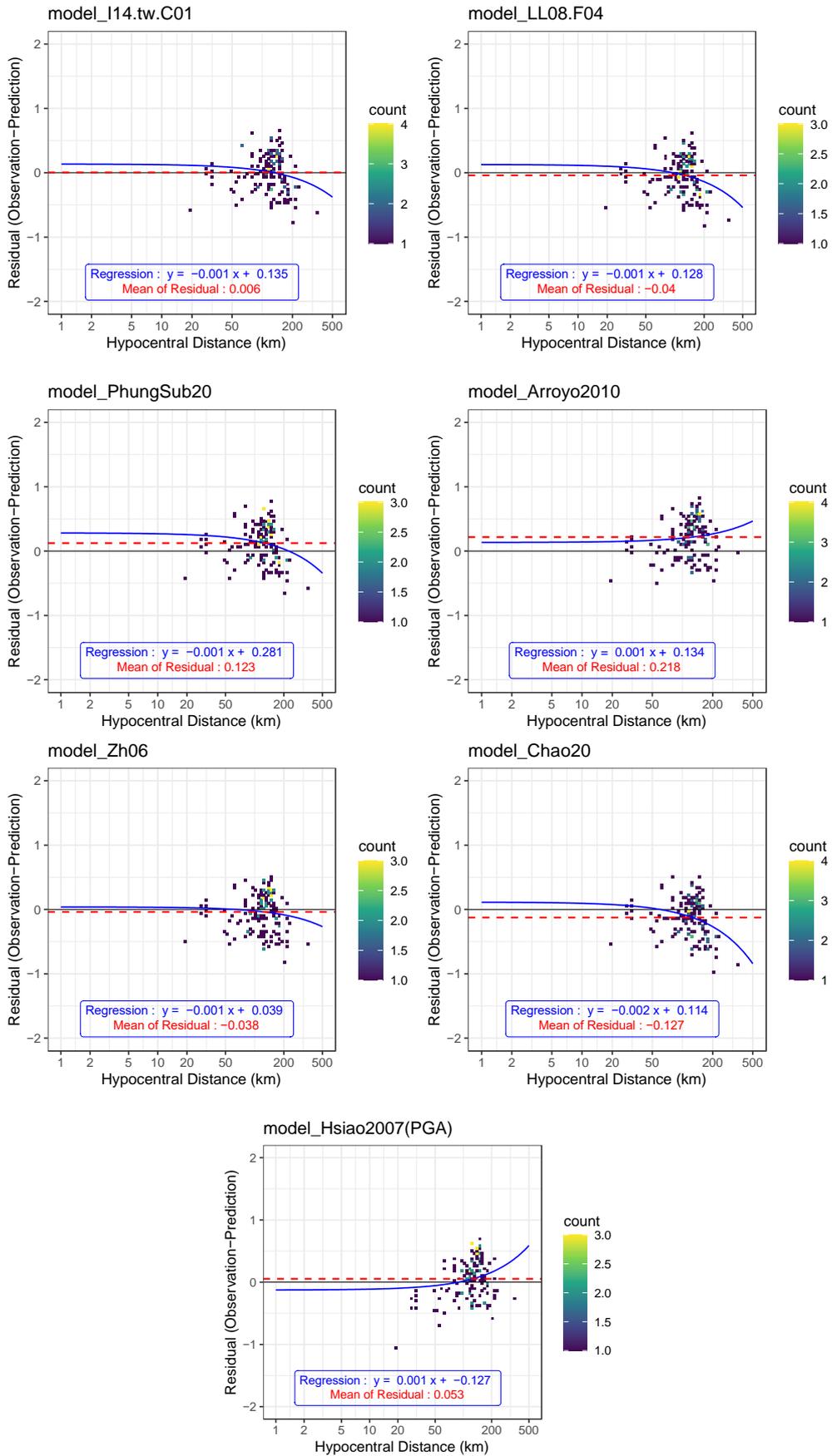


圖 7-4、0403 花蓮地震使用現有 PGA 預估式預估之距離項殘差圖。

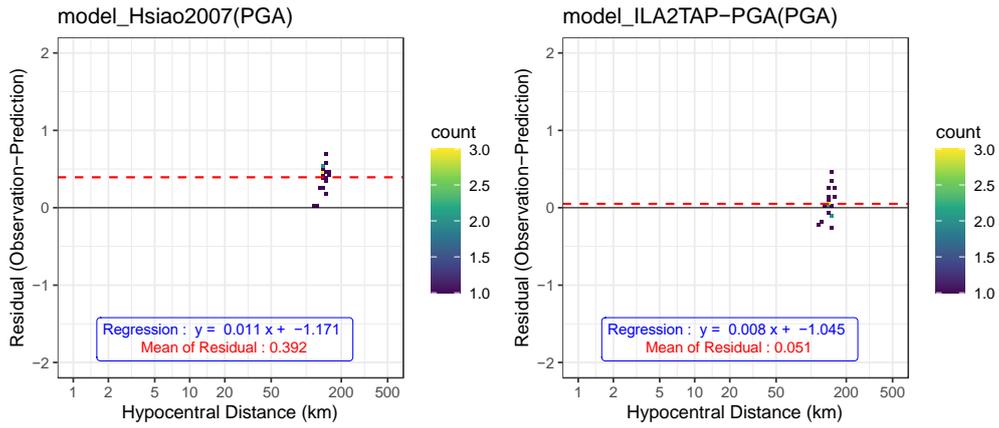


圖 7-5、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 ILA2TAP-PGA 距離項殘差圖。僅採納臺北地區測站所收錄之事件。

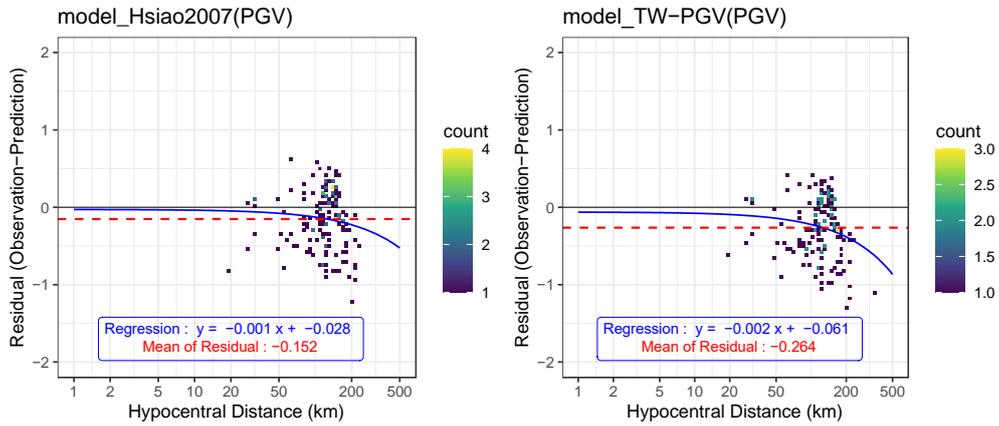


圖 7-6、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 TW-PGV 預估之距離項殘差圖。此處使用全震度資料計算。

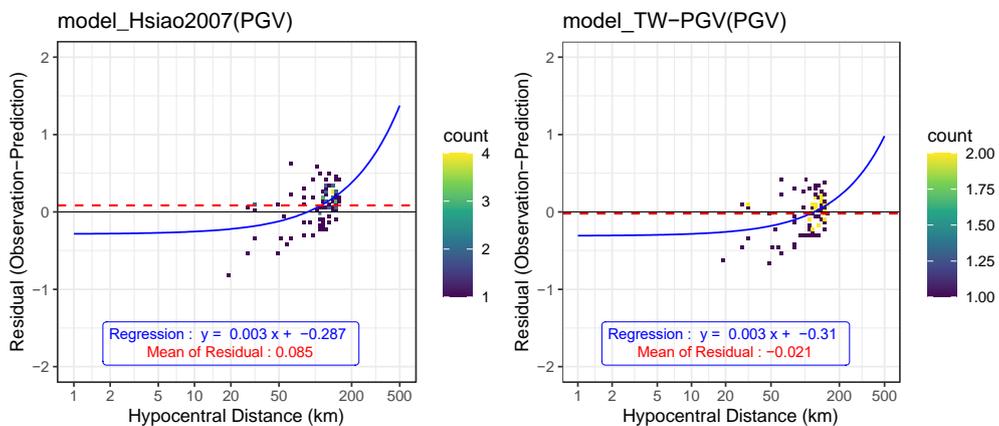


圖 7-7、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 TW-PGV 預估之距離項殘差圖。僅使用震度四級以上資料計算。

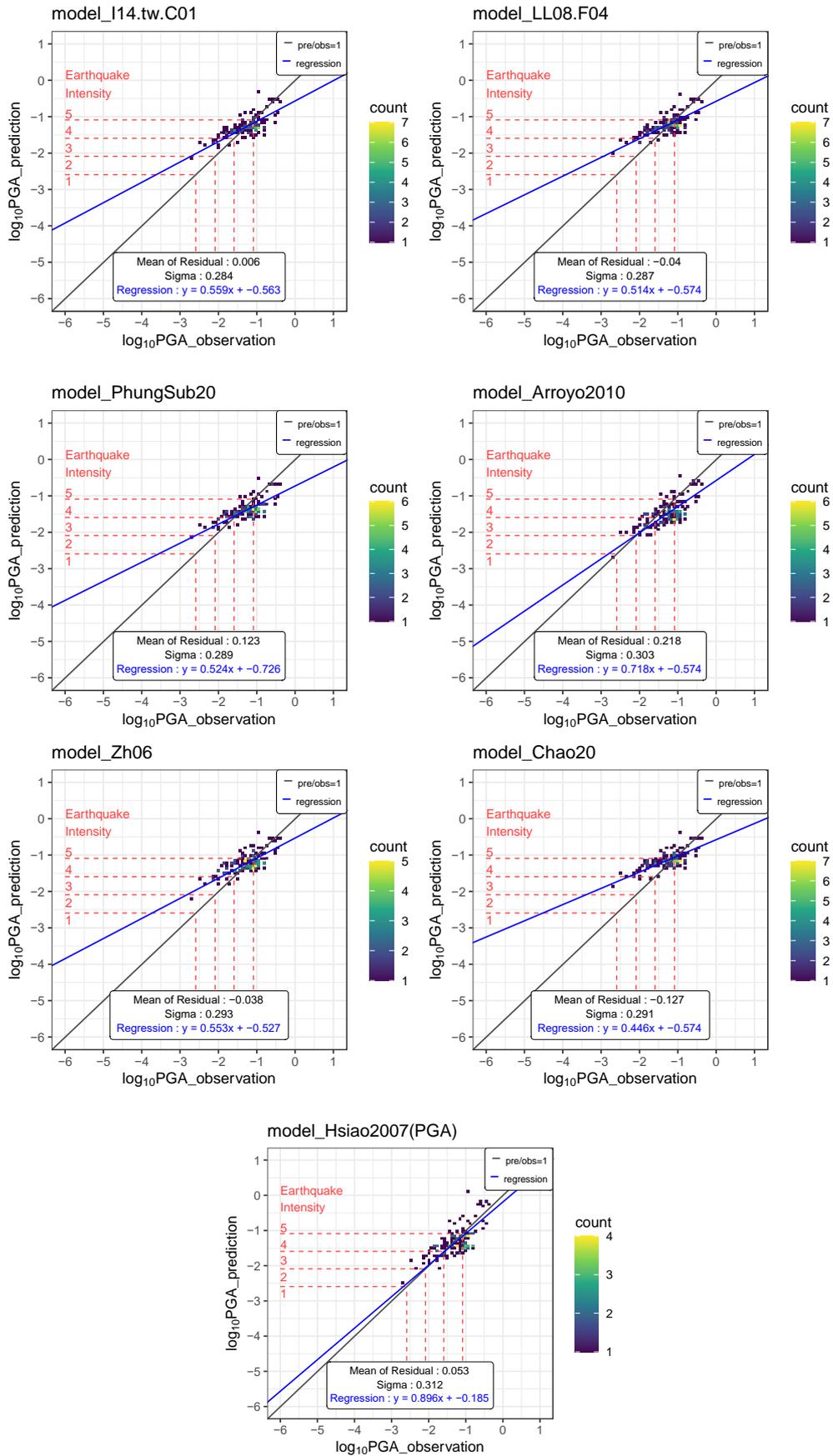


圖 7-8、0403 花蓮地震使用現有 PGA 預估式預估之檢量線圖。

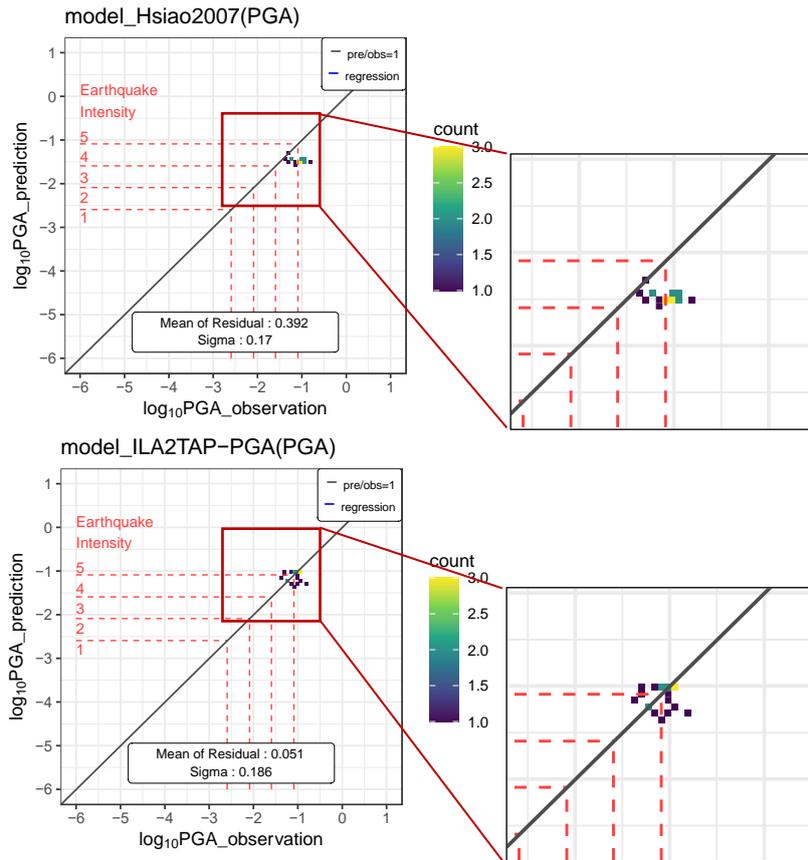


圖 7-9、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 ILA2TAP-PGA 預估之檢量線圖。僅採納臺北地區測站所收錄之事件。

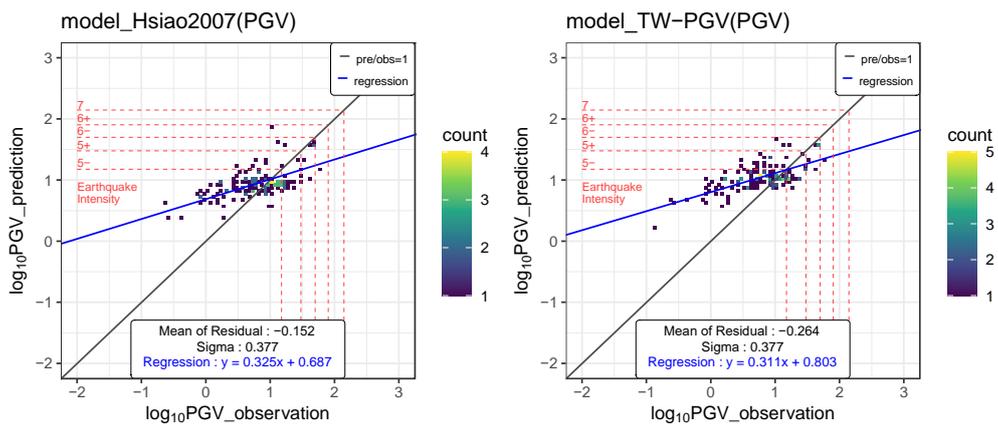


圖 7-10、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 TW-PGV 預估之檢量線圖。此處使用全震度資料計算。

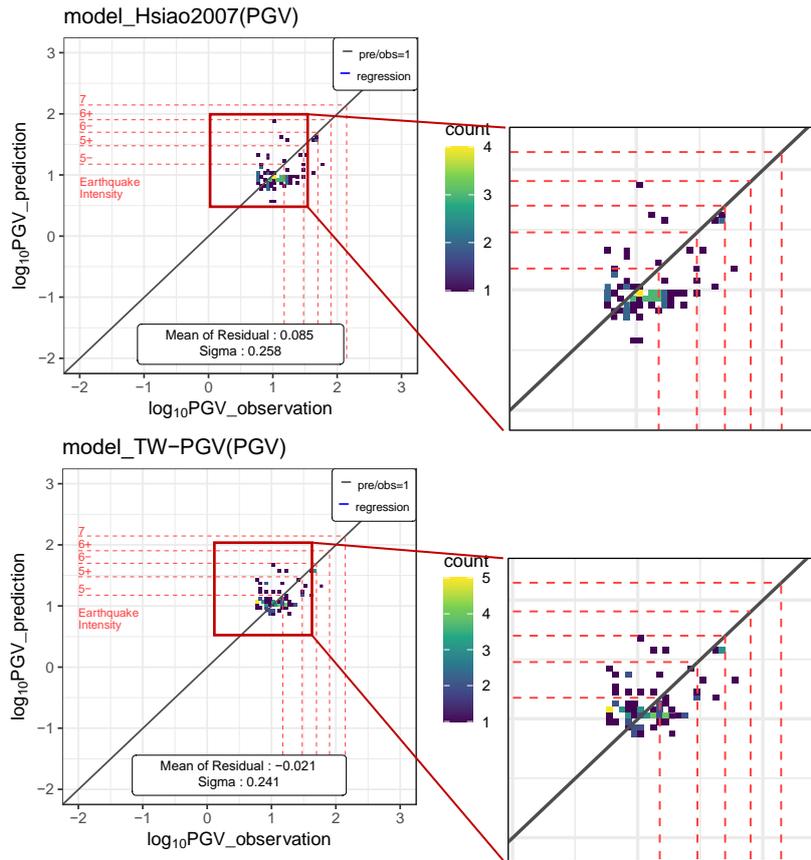


圖 7-11、0403 花蓮地震使用中央氣象署預估式與 TW-PGV 預估之檢量線圖。僅使用震度四級以上資料計算。

八、結論

本計畫以提升地震預警系統準確性為目的，從震度轉換、震源分區、混合效應模型三方面檢視地動預估式的預估能力，針對現有預估模型進行分析與優化，並建立適用於臺灣地區之預估模型。

1. 地動值與震度轉換

配合地震防救災之需求，將地動值轉換為震度後，地殼地震模型 I14.tw.C01 在殘差分析中僅少數地震被高估約一震度，檢量線亦表現良好。隱沒帶地震模型 LL08.F04 與 PhungSub20 於距離項上有少數地震高估一級震度，檢量線則是在震度二級及震度三級較有可能被高估。隱沒帶界面型地震模型 Arroyo2010 與 Zh06 距離殘差值雖比隱沒帶模型有較低的預估準確度，但仍落在正負一震度內，屬於氣象署預警可容忍差異範圍內。隱沒帶內部型地震模型 Chao20 震度殘差少部分有高估的趨勢，但分佈相對平均，然而其檢量線於震度二級時會易高估一震度。中央氣象署模型 Hsiao2007 則整體殘差為零，僅有少部分地震高估或低估。

2. 震源分區

地動值會隨著震源區域與波傳路徑不同而產生系統性差異，尤其宜蘭外海隱沒帶區常在過去經驗中造成北臺灣地區低估。本計劃使用參數殘差及檢量線分析，發現中央氣象署模型 Hsiao2007 與先前計劃篩選之各地震類型模型，皆會出現錯估情形，因此本計劃利用 TSMIP 臺北地區測站有記錄之宜蘭外海隱沒帶震源區強震資料建立新加速度預估式(ILA2TAP-PGA)。該模型參數殘差與檢量線表現良好，其中檢量線斜率上升至 0.918，斜率接近 1。其應用至 0403 花蓮地震，預估值也較 Hsiao2007 接近實際情形，表示本計劃建立之 ILA2TAP-PGA 已具備一定預估準確度。

3. 地動速度預估式

中央氣象署現行速度預估模型 Hsiao2007 在檢量線圖整體平行於比值一直線兩側，然而數量較少的震度六弱以上事件較為分散，且有機會被預估為六強或以上，此外在小規模殘差帶有低估趨勢。先前計畫顯示目前適用於臺灣地區之速度預估式皆尚有改進空間，因此本計劃嘗試使用混合效應模型建立新速度預估式(TW-PGV)，該模型檢量線圖已接近比值一之直線，唯規模項因忽略少部分資料影響，小規模、震度殘差被低估，與現行地動速度預估式呈相同趨勢，但其殘差偏移程度由 Hsiao2007 的趨勢線斜率 0.382 下降至 0.191。本計畫亦將 TW-PGV 應用至 0403 花蓮地震，僅使用震度四級以上資料時，在大震度區間 TW-PGV 較為集中，說明此模型已具有一定預估能力。

本計畫研究成果透過殘差與檢量線分析優化現有地動預估模型，並根據速度預估式之困境與震源差異性建立新速度與加速度預估式，不僅能顯著提升震度預估的準確性，亦能為臺灣的地震預警系統與災害防治提供重要參考。

九、参考文献

1. Abrahamson, N., Gregor, N., & Addo, K. (2016). BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectra*, 32(1), 23-44.
2. Akkar, S., & Çağnan, Z. (2010). A local ground-motion predictive model for Turkey, and its comparison with other regional and global ground-motion models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2978-2995.
3. Akkar, S., Sandikkaya, M. A., & Bommer, J. J. (2014). Empirical ground-motion models for point-and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 359-387.
4. Arroyo, D., García, D., Ordaz, M., Mora, M. A., & Singh, S. K. (2010). Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *Journal of Seismology*, 14(4), 769-785.
5. Atkinson, G. M., & Boore, D. M. (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), 1703-1729.
6. Atkinson, G. M., & Macias, M. (2009). Predicted ground motions for great interface earthquakes in the Cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1552-1578.
7. Bindi, D., Massa, M., Luzi, L., Ameri, G., Pacor, F., Puglia, R., & Augliera, P. (2014). Pan-European ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 391-430.
8. Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., & Atkinson, G. M. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057-1085.
9. Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y. (2003). Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 314-331.
10. Chao, S.-H., Chiou, B., Hsu, C.-C., & Lin, P.-S. (2020). A horizontal ground-motion model for crustal and subduction earthquakes in Taiwan. *Earthquake Spectra*, 36(2), 463-506.
11. Cheng, C. T., Hsieh, P. S., Lin, P. S., Yen, Y. T., Chan, C. H., Beer, M., ... & Au, I. S. K. (2015). Probability seismic hazard mapping of Taiwan. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, 10, 978-3.
12. García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Ordaz, M., & Pacheco, J. F. (2005). Inslab earthquakes of central Mexico: peak ground-motion parameters and response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2272-2282.
13. Gregor, N., Silva, W., Wong, I., & Youngs, R. (2006). Updated response spectral attenuation relationship for Cascadia subduction zone megathrust earthquake.

Seismological Research Letters, 77(2), 325-326.

14. Idriss, I. (2014). An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1155-1177.
15. Kale, Ö., Akkar, S., Ansari, A., & Hamzehloo, H. (2015). A ground-motion predictive model for Iran and Turkey for horizontal PGA, PGV, and 5% damped response spectrum: Investigation of possible regional effects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(2A), 963-980.
16. Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., & Fukushima, Y. (2006). A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 879-897.
17. Lin, P.-S. (2009). Ground-motion attenuation relationship and path-effect study using Taiwan data set Ph. D. Dissertation.
18. Lin, P.-S., & Lee, C.-T. (2008). Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in northeastern Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 220-240.
19. Lin, P.-S., Lee, C.-T., Cheng, C.-T., & Sung, C.-H. (2011). Response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes in Taiwan. *Engineering Geology*, 121(3-4), 150-164.
20. Loh, J. S. (1996). The parameters about the strong motion characteristics and the evaluation of seismic hazards. *Criteria of Evaluating and Enhancing the Security from the Shockproof in the System of Telecommunication and Transportation*, Ministry of Transportation and Communications, ROC, 2-3.
21. Montalva, G. A., Bastías, N., & Rodriguez-Marek, A. (2017). Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), 901-911.
22. Phung, V.-B., Loh, C. H., Chao, S. H., Chiou, B. S., & Huang, B.-S. (2020). Ground motion prediction equation for crustal earthquakes in Taiwan. *Earthquake Spectra*, 36 (4): 2129–2164.
23. Phung, V.-B., Loh, C. H., Chao, S. H., & Abrahamson, N. A. (2020). Ground motion prediction equation for Taiwan subduction zone earthquakes. *Earthquake Spectra*, 36(3), 1331-1358.
24. Shoushtari, A. V., Adnan, A. B., & Zare, M. (2018). Ground motion prediction equations for distant subduction interface earthquakes based on empirical data in the Malay Peninsula and Japan. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 109, 339-353.
25. Si, H., & Midorikawa, S. (2000, January). New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site condition. In *Proceedings of 12th World Conference on Earthquake Engineering* (No. 0532).
26. Stewart, J. P., Boore, D. M., Seyhan, E., & Atkinson, G. M. (2016). NGA-West2 equations for predicting vertical-component PGA, PGV, and 5%-damped PSA from

- shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 32(2), 1005-1031.
27. Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2017-2037.
 28. Youngs, R., Chiou, S.-J., Silva, W., & Humphrey, J. (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1), 58-73.
 29. Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H. K., & Somerville, P. G. (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 898-913.
 30. Zhao, J. X., Zhou, S., Zhou, J., Zhao, C., Zhang, H., Zhang, Y., Gao, P., Lan, X., Rhoades, D., & Fukushima, Y. (2016). Ground-motion prediction equations for shallow crustal and upper-mantle earthquakes in Japan using site class and simple geometric attenuation functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4), 1552-1569.
 31. 國家地震工程研究中心，2011。面震源與衰減律參數研究及核電廠地盤反應量測，行政院原子能委員會核能研究所委託研究報告。
 32. 財團法人中興工程顧問社，2012。台灣地區新一代強地動衰減式。
 33. 內政部，2023。震災(含土壤液化)災害防救業務計畫。
 34. 楊珮欣，2019。台灣東北部隱沒帶地震地動預估式之精進研究。
 35. 高嘉謙，2022。走向單一路徑地動預估式，中央大學應用地質研究所博士論文。
 36. 鄭錦桐，2002。台灣地區 PSHA 的不確定分析與參數拆解，中央大學地球物理研究所博士論文。
 37. 蕭乃祺，2007。台灣即時強地動觀測於地震預警之應用，國立中央大學博士論文。

臺灣地區 113 年中大型地震震源資訊之快速彙整與提供

子計畫三

以傳染型餘震序列模型分析臺灣地震發生之時空特性 與短期地震活動模擬

詹忠翰 謝銘哲 呂奇祝

中華民國地球物理學會

摘要

本研究採用傳染型餘震序列(epidemic-type aftershock sequence, ETAS)模型，以條件強度函數(conditional intensity function)描述地震活動，並透過參數估計方法和模型參數選擇等關鍵要素擇定關鍵 ETAS 參數。ETAS 模型有著自我相似和分支過程的概念，以統計學方法來分析地震之間的時間和空間關聯性，因此適用於短期地震活動預估，包含：地震位置、規模預期分佈、地震叢集和背景地震等要素。本團隊執行前期計畫對於 ETAS 模式應用於臺灣地震目錄分析已有所掌握，並透過 2022 年 9 月臺東地震序列進行地震活動預報驗證，本期計畫持續精進前期計畫成果，採用 ETAS 模型進行地震目錄分析，蒐集與登錄最新地震目錄資訊更新 ETAS 模型參數，並引入地震活動模擬機制，將已訓練好的 ETAS 模型參數進一步以模擬方式產生短期地震活動目錄，並與觀測地震活動進行比較，探討 ETAS 模型對於地震活動預估之成效，期盼精進我國地震測報業務。

關鍵字：地震活動、傳染型餘震序列模型、地震活動率

Abstract

This project adopts the Epidemic-Type Aftershock Sequence (ETAS) model to describe seismicity using the conditional intensity function. It involves several critical components, such as parameter estimation methods and model selection to determine essential ETAS parameters. The ETAS model, incorporating concepts of self-similarity and branching processes, employs statistical methods to analyze the spatiotemporal correlations between earthquakes. Hence, it is suitable for short-term seismicity forecasting, covering aspects like earthquake location, expected magnitude-frequency distribution, cluster earthquakes, and background seismicity. We have already gained a grasp on applying the ETAS model to the analysis of Taiwanese earthquake catalog in the previous project. We have validated earthquake forecasting through the September 2022 Taitung earthquake sequence. This project aims to refine the results of the previous project, continuing to use the ETAS model for earthquake catalog analysis. Apart from collecting and registering the latest earthquake catalog information to update ETAS model parameters, we introduced a seismicity simulation method. We utilized the trained ETAS model parameters to generate short-term synthetic catalogs through simulations, comparing these synthetic catalogs with observed seismicity. This comparison aims to examine the effectiveness of the ETAS model in forecasting earthquake occurrence in advancing earthquake monitoring and reporting services in Taiwan.

Keywords: seismicity, epidemic-type aftershock sequence (ETAS), seismicity rate

1. 研究目的

臺灣地理位置特殊，位於地震頻發區域，從歷史文獻記載及近數十年來的地震定位紀錄均顯示，本區域經歷了眾多中至大規模的致災地震。因此，深入瞭解地震與地震之間、地震與其孕震構造間的相互關係，對於社會大眾而言至關重要，同時對我國地震防護策略的制定與研究亦具重大影響。有鑑於此，學術界廣泛投入研究，專注於探討地震事件本身的特性及其間相互關聯性，並運用地球物理學、地震學和統計學等多學科技術進行地震活動特性的深入分析。例如，利用有限斷層逆推技術 (finite-fault inversion) 分析大地震後的斷層面滑移量分佈，確定地震栓 (asperity) 區域，並依據庫倫應力變化 (Coulomb stress change) 模型推測可能的餘震分佈型態與位置。此外，藉由統計地震發生的規模一次數關係 (即古騰堡-芮克特定律, Gutenberg-Richter law) 及地震次數隨時間衰減關係 (即大森-宇津公式, Omori-Utsu law) 來參數化地震發生前後主餘震的時空特性分析。這些方法已廣泛應用於多個地震個案的分析。然而，針對臺灣地區，尚缺乏一項針對數十年地震目錄發震特性進行的全面性統一標準分析研究。

近年來，源於日本的傳染型餘震序列 (epidemic-type aftershock sequence, ETAS) 模型，其發展基礎為改良型大森公式，以條件強度函數為基礎，結合參數估計方法以及模式參數選擇等要素，並融入自我相似與分支過程概念，透過統計學方法分析地震與地震間的相關性，此包括地震位置、規模相依性、地震叢集與背景地震等。本項研究計畫將採納傳染型餘震序列模型進行深入分析，目的在於整合臺灣地區豐富的地震觀測數據，建立一套適用於臺灣特有時空特性的 ETAS 參數模型，並藉由本計畫導入基於 ETAS 模型之地震活動模擬技術，產製短期地震活動目錄，並與實際地震觀測目錄進行比較與參數校驗，探討 ETAS 模型對於地震活動預估之成效。

2. 研究方法與步驟

本研究使用氣象署提供的年度地震觀測資料，透過時空 ETAS 模型對收集的地震定位紀錄進行詳細分析。研究的方法和步驟包括(1)地震目錄資料蒐集與整合、(2)更新時空 ETAS 模型參數、(3)計算地震活動率，以及(4)地震活動模擬。本文將逐一闡述這些步驟和相關的工作項目。根據預定進度甘梯圖規畫，期中報告呈現(1)-(3)工作項目成果。

2.1. 地震目錄

位於環太平洋地震帶的臺灣，根據中央氣象署的統計，每年平均發生約 1,000 次有感地震，並自 1900 年以來，已記錄超過百次的災害性地震。本期研究計畫「以傳染型餘震序列模型分析臺灣地震發生之時空特性與短期地震活動模擬」旨在分析地震目錄，涵蓋地震位置、規模及發生時間等資訊，利用大數據技術評估高風險地震發生區域。因此，獲取並分析地震目錄的完整性（例如最小完備規模 M_c ）是計畫的關鍵步驟。此地震目錄將作為輸入資料，用於時空 ETAS 模型，以分析臺灣及其鄰近地區的地震活動時空特性。在計畫進行期間，將收集中央氣象署的地震目錄及先前研究相關文獻，進而將這些資料用作時空 ETAS 模型訓練的基礎。

2.2. ETAS 模型簡介

在分析地震目錄時，如果發現地震事件在空間上彼此接近，並在時間上呈現順序性的地震群，則可以透過地震規模定義一組主震與餘震之序列。通常將序列中最大規模的事件定義為主震(mainshock)，其後發生的地震則被稱為餘震(aftershock)，大多數情況下，餘震的規模較主震小。這種對地震序列的描述，在統計地震學中可依據古騰堡-黎克特定律(Gutenberg-Richter Law, GRL, Gutenberg and Richter, 1944)和改良式大森-宇津定律(Modified Omori-Utsu Law, MOL, e.g. Omori, 1894; Utsu, 1961; Utsu et al., 1995)呈現。這兩條定律分別描述了地震規模與發生次數之間呈指數衰減的關係，以及主震發生後隨時間推移餘震次數的指數衰減趨勢。

自前年度計畫開始，本研究引入「傳染型餘震序列」(epidemic-type aftershock sequence, ETAS, e.g. Ogata, 1988; Zhuang et al., 2002; Zhuang et al., 2004; Omi et al., 2013)技術，這項技術應用統計學與流行病學的原理，結合 GRL 及 MOL。此模型亦包含隨機除叢(stochastic declustering)技術，以之分析特定時空範圍內的地震分布，進一步將其拆解為「叢集地震」與「背景地震」，並建構地震事件間之從屬關係。ETAS 模型還包括參數評估與檢測過適擬合(overfitting)的過程，例如使用 Ogata (1988)引入的赤池訊息量準則(Akaike information criterion, AIC)嚴格篩選和排除過適擬合資料與變數。從資料科學的角度來看，ETAS 已經採用 AI 演算技術前身，並且在分析大規模地震數據時，可依賴於高效能運算(high performance computing, HPC)技術，即將大量地震數據分配到多個計算節點，透過分散式計算、數據整合來處理單一機器無法執行之計算任務，降低計算時間成本。

Ogata(1998)定義之時空 ETAS 模式將地震活動率 λ ，透過條件強度函數(conditional intensity function)表示為：

$$\lambda(t, x, y) = \mu(x, y) + \sum_{i:t_i < t} \kappa(m_i) g(t - t_i) f(x - x_i, y - y_i; m_i)$$

(1)

其中， $\mu(x, y)$ 為不隨時間變化之背景地震率(background seismicity rate)，其自發(spontaneous)特性表示背景地震與前述主餘震地震序列無關；後項為叢集地震率(clustering seismicity rate)，可再拆且為 $\kappa(m)$ 、 $g(t)$ 與 $f(x, y; m)$ 對時間疊加之總和：

$$\kappa(m) = Ae^{\alpha(m-m_c)}, m \geq m_c$$

(2)

$$g(t) = \frac{p-1}{c} \left(1 + \frac{t}{c}\right)^{-p}, t > 0$$

(3)

$$f(x, y; m) = \frac{q-1}{\pi D e^{\gamma(m-m_c)}} \left(1 + \frac{x^2 + y^2}{D e^{\gamma(m-m_c)}}\right)^{-q}$$

(4)

公式(2)-(4)中， $\kappa(m)$ 為規模 m 地震事件觸發子地震數量之期望值； $g(t)$ 和 $f(x, y; m)$ 分別為子地震之時間與空間機率密度函數(probability density function, p.d.f.)；而 $\kappa(m)$ 與 $g(t)$ 廣義上即表示 GRL 與 MOL 關係。前述各式中， A 、 α 、 p 、 q 、 D 、 γ 與 c 為待定係數，不同區域地震活動特性將以不同數值呈現；而 m_c 為計算之最小完備規模。

分支過程(branching processes)模型有效地描述地震的時空分布特徵，並用來判斷選定的地震事件是否構成叢集。ETAS 模型係基於點過程(point processes)理論，對 GRL 與 MOL 進行延伸，假設每一個地震事件都有可能以特定機率觸發子事件，從而用以描述地震活動的時空叢集和序列的特性。Zhuang et al. (2002) 與 Zhuang & Ogata (2006) 即以分支過程模型發展隨機除叢法(stochastic declustering)，以機率關係建構地震事件之相關性，以此作為尋覓地震目錄中之地震序列(叢集地震)。

地震 i 對於後續發生於 j 處 (t_j, x_j, y_j) 之地震發生機率，或稱觸發地震 j 之機率 ρ_{ij} 可以下形式表示：

$$\rho_{ij} = \frac{\zeta_i(t_j, x_j, y_j)}{\lambda(t_j, x_j, y_j)}, j > i$$

(5)

式(5)中， $\zeta_i(t,x,y)=\kappa(m_i)g(t-t_i)f(x-x_i,y-y_i;m_i)$ 。而地震 j 作為背景地震之機率為

$$\varphi_j = \frac{\mu(x_j, y_j)}{\lambda(t_j, x_j, y_j)}$$

(6)

而背景地震率 $\mu(x,y)$ 可以核函數(kernel function)進行估算:

$$\hat{\mu}(x, y) = \frac{1}{T} \sum_j \varphi_j Z_{h_j}(x - x_j, y - y_j)$$

(7)

公式(7)中， T 為地震目錄總時長， Z_{h_j} 是以高斯函數為基礎、帶寬為 h_j 之核函數。帶寬變數 h_j 為地震 j 到第 n_p 個最近地震的距離，一般而言， h_j 與地震定位誤差相關，臺灣區域可選擇2-3公里，而 n_p 可選取3-5 (Zhuang, 2011)。

對於實際地震目錄 $\{(t_i, x_i, y_i, m_i): i=1,2,\dots,N\}$ 而言，評估時空 ETAS 模型參數，以及以隨機除叢法計算地震從屬關係之演算流程如下：

步驟(1) 給定背景地震之條件強度函數 $u(x,y)$ ，則背景地震率可表示為:

$$\mu(x, y) = \nu u(x, y), \nu \text{ 為大於 } 0 \text{ 待定係數。}$$

步驟(2) 透過最大似然估計(maximum likelihood estimation, MLE)估算公式(1)中條件強度函數之各項參數 $\{\nu, A, \alpha, p, q, D, \gamma, c\}$ 。

步驟(3) 將各參數代入公式(6)，求得各地震為背景地震之機率 φ 。

步驟(4) 由公式(8)重新計算 $u(x,y)$ ，反複迭代直至結果收斂。

上述過程能夠同時求解背景地震率 $\mu(x,y)$ 以及其他模型參數，進一步計算 $\zeta(t,x,y)$ 達成去叢集化之目的。透過一系列公式闡述，我們可以了解時空 ETAS 模式在分析地震目錄中選取的時間段內，所有地震事件之綜合觸發效果，且釐清地震叢集前震、主震與餘震，構成完整地震序列。然而，此模型主係基於統計學和分支過程理論處理平面地震活動分布，並未涉及地震深度變化、斷層面大小或其他斷層運動學和動力學參數，因此應將其視為二維 ETAS 模式。

2.3. 分析叢集地震活動

根據 2.2 節中的公式(1)，以條件強度函數描述地震活動之 ETAS 模型，可拆解並分析具有特定時空分布之總體地震活動 $\lambda(t, x, y)$ 、背景地震 $\mu(x, y)$ ，以及叢集地震活動為 $\kappa(m)$ 、 $g(t)$ 和 $f(x, y; m)$ 總和。透過拆解與分析地震活動在單位時間內的變化量，即能評估地震目錄所代表之地震活動率。更進一步，透過計算和迭代求解時空 ETAS 參數，可得到描述該區域地震活動特徵的參數，並可透過隨機除叢法將地震事件以機率形式建構從屬關係。

倘若單論叢集地震活動，將空間細分成多個網格點，計算每個網格點的 $\zeta_i(t, x, y; t_i, x_i, y_i, m_i) = \kappa(m_i) g(t-t_i) f(x-x_i, y-y_i; m_i)$ ，即評估地震活動與地震從屬關係在每個網格點之加總(單位為 events/day/degree²)，此即為以叢集地震活動評估地震序列發生、以至於進行地震預報之基礎。透過該分析模式，能夠從地震目錄中提取特定時空範圍內的地震活動特徵，並識別地震序列之時空分布特性，這些區域可用於評估下一次地震事件發生之潛在位置。

2.4. 模擬地震活動

經由收集觀測地震目錄與 ETAS 模型參數估計，可得在特定時刻加總之條件強度函數，藉此計算在每個格點位置之總體、背景與叢集地震率，而後，上述地震率可作為模擬地震活動之初始條件。根據 Zhuang (2011)，具體模擬流程可歸結如下：

步驟(1) 根據估計所得背景地震率，產生背景地震目錄。目錄中各事件係基於均勻分布(uniform distribution)，在時間上分布在 $t+\Delta t$ 之間， t 為標定之特定時刻， Δt 則為要模擬地震活動之時間長；空間上則透過二維隨機高斯變數(2-D random Gaussian variable)方法，考慮背景地震率之密度 Z_{d_i} ，其中 Z 為估計背景地震活動之核函數， d_i 為帶寬，而後將分布在指定時空區間之模擬背景地震視為第 0 世代 $G^{(0)}$ 。

步驟(2) 結合 t 時刻前之觀測地震目錄與 $G^{(0)}$ ，作為集合，視其為 $G^{(0)}$ 。

步驟(3) 賦值 $l \leftarrow 0$ 。

步驟(4) 對於在第 $G^{(l)}$ 世代之地震目錄，每一個模擬地震事件 (t_i, x_i, y_i, m_i) ，將產生 $N^{(i)}$ 個子事件，將這些事件作為集合，則另寫為 $O^{(l)} \leftarrow \{(t_k^{(i)}, x_k^{(i)}, y_k^{(i)}, m_k^{(i)}) : k=1, \dots, N^{(i)}\}$ ，其中 $N^{(i)}$ 是柏松隨機變數，其平均值為 $\kappa(m_i)$ ，而 $t_k^{(i)}$ 、 $(x_k^{(i)}, y_k^{(i)})$ 、 $m_k^{(i)}$ 等項則考量在空間 $S(\cdot)$ 之機率密度函數 $g(\cdot - t_i)$ 、 $f(\cdot - x_i, \cdot - y_i; m_i)$ ，作為集合 $O_i^{(l)} \leftarrow \{(t_k, x_k, y_k, m_k) : t_k \in [t, t+\Delta t] \text{ 且 } (t_k, x_k, y_k, m_k) \in O_i^{(l)}\}$ 。

步驟(5) 設定第 $l+1$ 世代 $G^{(l+1)} \leftarrow \bigcup_{i \in G^{(l)}} O_i^{(l)}$ 。

步驟(6) 如果 $G^{(l)}$ 非空集合，則令 $l \leftarrow l+1$ ，重複步驟(4)進行模擬；若 $G^{(l)}$ 為空集合，則返回 $G^{(0)} \bigcup (\bigcup_{j=1}^l G^{(j)})$ 。

上述過程可藉由地震率(seismicity rate)與時空 ETAS 參數，在時間 $t+\Delta t$ 、空間 S 中進行地震活動模擬。而模擬地震數量之期望值 \hat{E} 與 \hat{P} 可寫為：

$$\hat{E}\{N([t + \Delta t] \times S) \mid \text{obs. before } t\}$$

$$= \frac{\text{total number of events in } [t + \Delta t] \times S \text{ in all simulations}}{\text{number of simulations}}$$

(8)

$$\hat{P}\{N([t + \Delta t] \times S) > 0 \mid \text{obs. before } t\}$$

$$= \frac{\text{number of simulations with } N([t + \Delta t] \times S) > 0}{\text{number of simulations}}$$

(9)

而為求模擬結果穩定與平滑，並適用於預報，則可引入核函數 h 進行平滑，因此上述估值 \hat{E} 與 \hat{P} 可寫為

$$\hat{E}\{N([t + \Delta t] \times S) \mid \text{obs. before } t\}$$

$$= \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \sum_{i=1}^{n_j} \iint_S h(x - x_i^{(j)}, y - y_i^{(j)}) dx dy$$

(10)

$$\hat{P}\{N([t + \Delta t] \times S) > 0 \mid \text{obs. before } t\}$$

$$= \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \left\{ 1 - \prod_{i=1}^{n_j} \exp \left[- \iint_S h(x - x_i^{(j)}, y - y_i^{(j)}) dx dy \right] \right\}$$

(11)

其中 $(x - x_i^{(j)}, y - y_i^{(j)})$ 為位置向量，代表第 j 次模擬之第 i 個事件之位置， n_j 則是第 j 次模擬之地震數量， K 為總模擬次數， h 為核函數。此處採用 \hat{E} 與 \hat{P} 而非 E 與 P ，則是因為上述期望值為估值，而非來自實際觀測地震事件之分布。

3. 研究成果

3.1. 地震目錄資料蒐集與整合

由於 ETAS 模型的核心在於分析地震目錄，本研究需要事先收集地震目錄數據以供後續分析。本研究從自中央氣象署的「臺灣地震與地球物理資料管理系統」(Taiwan Geophysical Database Management System, 簡稱 GDMS <https://gdms.cwa.gov.tw/index.php>)獲取了 1973 年 1 月至 2024 年 2 月期間的地震資料，並由氣象署提供之氣象資料開放平臺 API (<https://opendata.cwa.gov.tw/index>)補足至 2024 年 4 月 30 日之資料。地震事件檢索範圍定義於東經 119.8 度至 122.5 度、北緯 21.7 度至 25.6 度之間，該空間範圍的具體設定將在文中的 3.2 節進一步詳述。通過上述檢索，我們獲得了共 63,623 筆地震事件的記錄。圖 1 顯示了自 1973 年以來地震事件的空間分佈。

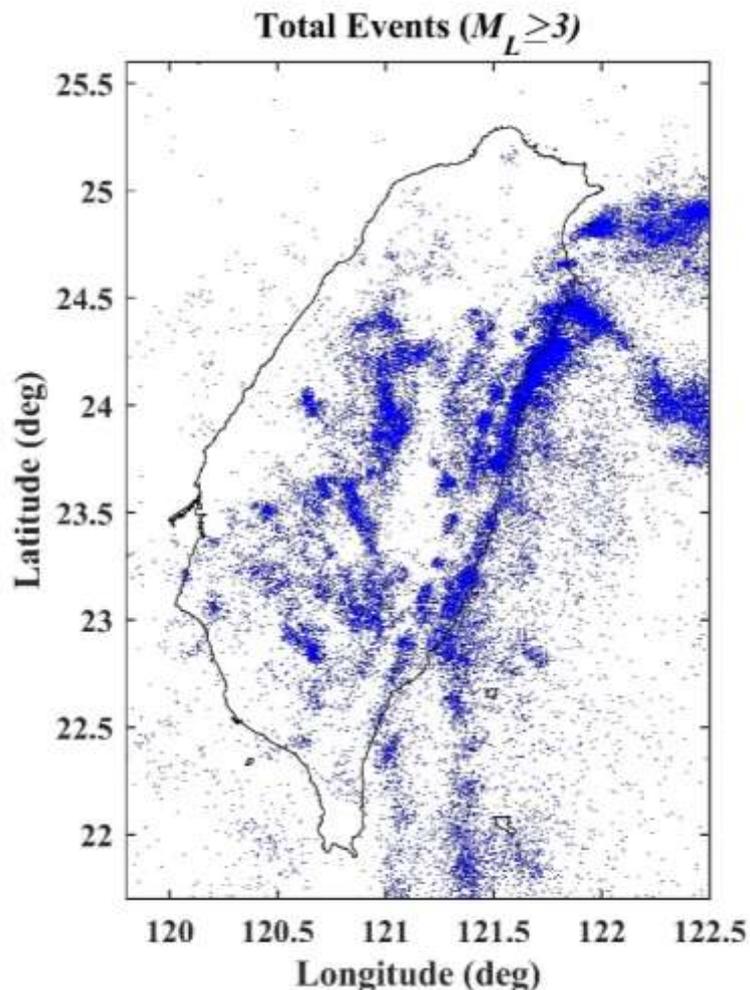


圖 1 本研究選取範圍之地震活動分布

地震事件係由中央氣象署「臺灣地震與地球物理資料管理系統」與「氣象資料開放平臺」檢索地震目錄後取得

3.2. 更新時空 ETAS 模型參數

本研究延續前期計畫成果，使用之 ETAS 演算法基於 Zhuang et al. (2002)所提出之隨機除叢(stochastic declustering)技術，該演算法只考慮地震在水平面上的分布，不包括深度變化。由於需要處理大量地震資料，單一電腦或工作站由於 CPU 性能和記憶體限制通常無法完成這些計算。因此，本研究利用研究團隊自建之叢集計算系統來執行 ETAS 參數回歸和隨機除叢的計算。效能評估方面，可參考 112 年度之研究報告。

於進行 ETAS 模型之參數回歸分析前，必須選定具有代表性的地震活動時空分布範圍，確保參數回歸的有效性，避免結果不收斂或包含不相關的地體結構因素，從而使結果失去統計意義。因此，本研究根據 Cheng et al. (2015)研究成果，選定淺層區域震源(shallow regional source)進行地震帶的劃分(zonation，參見圖 4a)，該區域代表深度 35 km 以上地震活動，視地震發生於地殼，符合一般我們對於淺層斷層破裂、引發地震序列之認知；ETAS 參數回歸用之空間範圍如圖 5 所示，即選取淺層區域震源於臺灣本島區域範圍之聯集。另一方面，進行地震活動度計算所選擇之範圍為東經 119.8 度至 122.5 度、北緯 21.7 度至 25.6 度，於此範圍內按經度和緯度劃分出 81 個和 201 個格點，分別用於計算總體、背景、叢集地震活動率。本研究是基於將預報空間範圍劃分為網格，以統計學模式進行計算，並未給予任何預判條件，故未將斷層分佈與其再現週期(recurrence interval)、斷層發震機率等資訊納入計算，因此本研究具有獨立於前人對於斷層分佈與特性之相關研究，有助於辨識非發生於斷層分佈區、甚至盲斷層之地震活動特性。

至於地震目錄的時間選擇，鑒於中央氣象署在 1994 年將地震監測系統從觸發式更新為連續記錄式，使地震波形記錄和校時更加準確，年均地震監測數從 4,000 個增至 20,000 個，顯著提升了對臺灣地震的監測能力。因此，本研究僅使用 1994 年以後的地震資料進行模型參數回歸。另外，依據 Cheng et al. (2015)的研究，自 1973 年以來，臺灣地震目錄的最小完備規模(magnitude of completeness, M_C)介於 2.0 至 3.0 之間，本研究選擇謹慎的 $M_C=3.0$ 作為地震目錄的完整性基準。

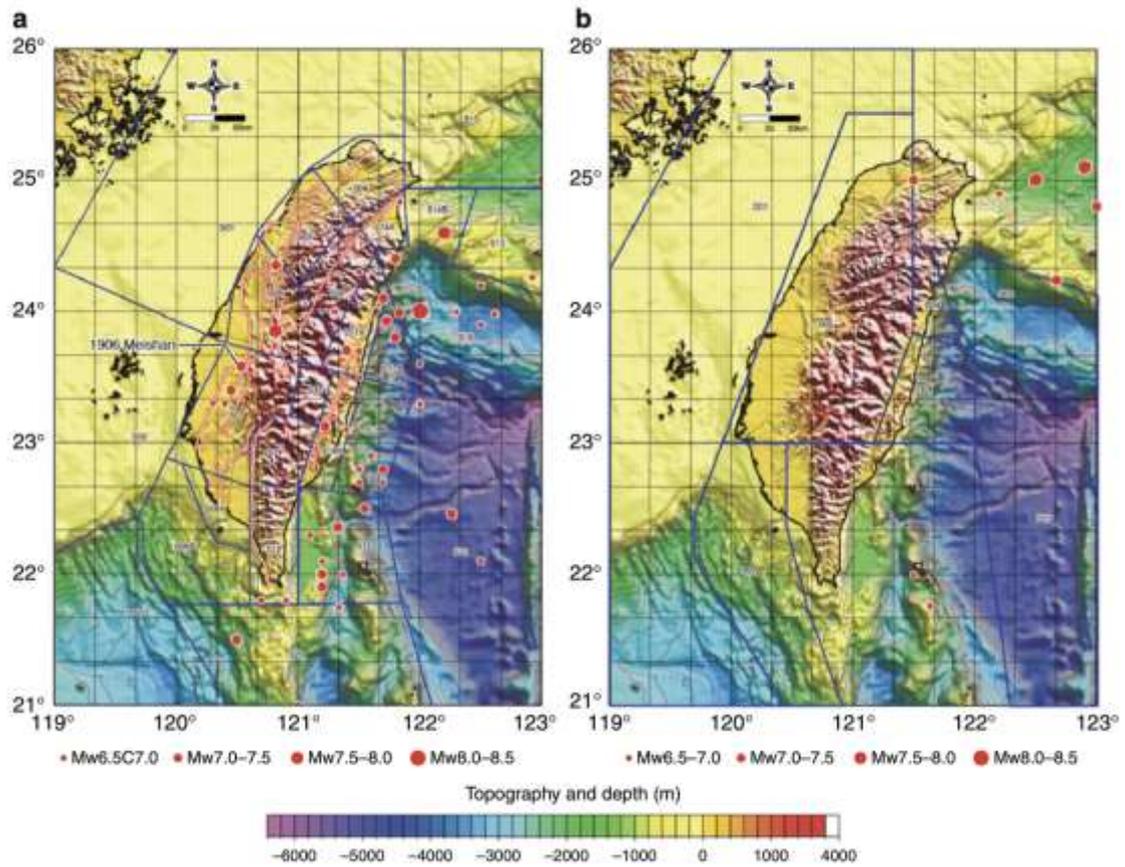


圖 2 臺灣地震活動分區圖(a)深度 $\leq 35\text{ km}$ 之淺層地震與(b)深度 > 35 公里深部地震之地震活動劃分(藍實線)(摘自 Cheng et al., 2015)

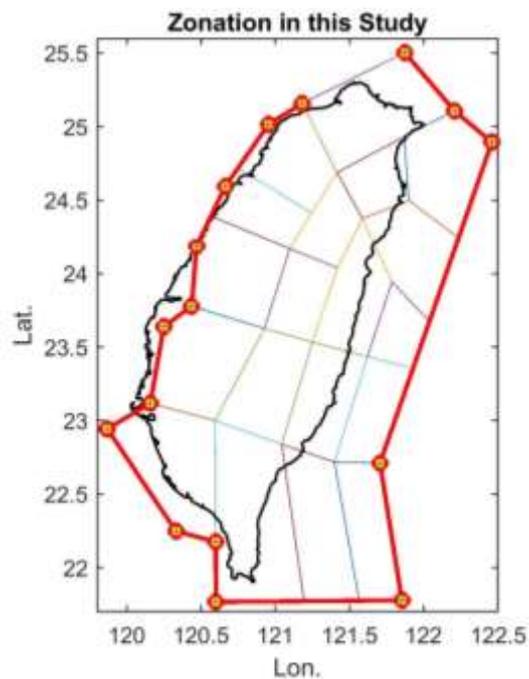


圖 3 根據 Cheng et al. (2015)畫分出地殼地震活動區間(紅色連線)藉由此分區內之地震事

件，回歸條件強度函數之各項參數。

進行 ETAS 模型的參數回歸時，如 2.2 節所述，需要回歸之參數共 8 個，包含： μ 、 A 、 α 、 p 、 q 、 D 、 γ 和 c 。進行多變量回歸時，不恰當之數值方法常會導致結果收斂至局部極值而非全域極值，或甚至結果發散。因此，於參數回歸過程中，採用數值迭代方法對於參數的收斂非常有助益；誠如前述，在執行參數回歸時，同時需要估算背景地震率，此時會設定高斯核函數之帶寬 h_j ，並結合考量最近 n_p 個地震進行計算。本研究選取 $h_j=3$ km，並將設定 n_p 為 5，以 MLE 進行參數搜尋，迭代取得穩定收斂結果。

3.3. 計算地震活動率：以 2024 年 4 月 $M_L7.2$ 地震為例

根據本報告第 2 章，叢集地震活動主要由 GRL、MOL 與空間機率密度函數進行描述，上述三種關係表示地震對應規模頻次、餘震延續時間、餘震與餘震之間相互影響觸發之關係。因此，本研究循 ETAS 核心概念，以地震觸發地震之行為作為預報指標，因此選擇呈現叢集地震率作為地震預報之依據。

2024 年 4 月 2 日 23:58 (UTC) 在臺灣東部外海發生了規模 7.2 之地震事件，強烈之地震動伴隨樓房建物倒塌、人員傷亡等情事，令人遺憾。本研究將針對該地震使用 ETAS 模型進行即時地震預報以及隨機除叢分析，於分析前，須根據現有地震目錄回歸符合時空範圍之 ETAS 參數，因此本研究以數個時間段進行漸進式參數回歸與最佳化，在每個選取之時間段進行 7 次 MLE，取得疊代結果後，以該結果做為下一次選取時間段之輸入，亦即

- (1) 參考前期計畫選取時間段，回歸 1994 年至 2022 年 8 月之模型參數；
- (2) 以(1)為基礎，回歸截至 2024 年 3 月 31 日之模型參數；
- (3) 以(2)為基礎，回歸截至 2024 年 4 月 2 日 23:00 之模型參數；
- (4) 以(3)為基礎，回歸截至 2024 年 4 月 3 日 00:00 之模型參數。

上述時間段之區隔，主要為比較 $M_L7.2$ 地震之震前與震後 ETAS 模型參數變化，確保後續進行地震活動率與隨機除叢之正確性。最終回歸出 ETAS 參數如表 1 所示，2022 年至 2024 年，地震目錄時間展距較大，因此各 ETAS 參數變化稍大，尤其是 A 和 α ，根據公式(2)，顯示 2022 年 8 月後地震發生數量略有增加趨勢；而 2024 年後之資料回歸結果顯示，即便考量 $M_L7.2$ 主震，各參數仍無顯著變化，然而，根據 1999 年集集地震經驗， $M_L7.2$ 地震後續餘震可能會持續數月至數年之久，餘震數量、空間分布、規模頻次將影響 ETAS 參數，因此隨時間推移，後續仍有更新 ETAS 參數之必要性；此外，2024 年 3 月後之資料為地震定位初報，並非最終定位，因此 ETAS 參數仍須調適。

表 1 本研究之 ETAS 參數回歸

	μ	A (counts/day)	C (day)	α	p	D (deg ²)	q	γ
1994/1/1 00:00 – 2022/8/31 23:59	0.5244	0.8794	0.0012	1.0847	1.0353	0.0007	2.3866	0.3356
1994/1/1 00:00 – 2024/3/31 23:59	0.5383	1.0341	0.0011	1.0553	1.0295	0.0007	2.4077	0.3420
1994/1/1 00:00 – 2024/4/2 23:00	0.5383	1.0327	0.0011	1.0553	1.0295	0.0007	2.4077	0.3422
1994/1/1 00:00 – 2024/4/3 00:00	0.5383	1.0335	0.0011	1.0552	1.0296	0.0007	2.4068	0.3456

針對發生於 2024 年 4 月 $M_L7.2$ 地震事件，本研究採用最後一次回歸結果進行地震活動度計算，分別呈現該月初、震前、震後、震後 3 小時、震後 6 小時、震後 9 小時與震後 12 小時之叢集地震率作為展示地震預報成效，並與 1 日觀測地震活動進行比較，分別呈現於圖 4 至圖 10。上述圖組顯示，於 $M_L7.2$ 地震發生前，強震發生區域並無明顯較高叢集地震率(圖 4a 與圖 5a)，叢集地震率無法有效預報強震發生，和花蓮區域觀測地震相關性較低(圖 4b 與圖 5b)，然而圖 5a 顯示在臺灣西南部嘉義地區有一較高之叢集地震率，對應 1 日內地震活動，確實可見嘉義地區有中小規模地震發生。隨著時間推移， $M_L7.2$ 地震發生後，在震源位置有較高叢集地震率，考量本研究採二維 ETAS 模型，考量震源為點震源，因此叢集地震率在震源區形成類同心圓分布，量值由震源為中心向外部降低(圖 6a)，此時與 1 日觀測地震活動進行比較，可發現觀測地震多位於震源北方，形成東北-西南走向條帶(圖 6b)，並有較大規模餘震($M_L \geq 6$)位於震源北邊；爾後隨時間推移，地震定位紀錄不斷納入 ETAS 模式計算，震後 3、6、9、12 小時地震預報顯示 $M_L7.2$ 震源往北持續呈現高叢集地震活動率區域(圖 7 至圖 10)，在北緯 24 度外海附近有空白帶，對比實際 1 日內地震觀測特徵相符，驗證即時地震觀測資料對於即時模式運算有極大助益。同時，臺灣西南部嘉義地區亦有中小規模地震發生，符合該區域有量值高區之預報結果。

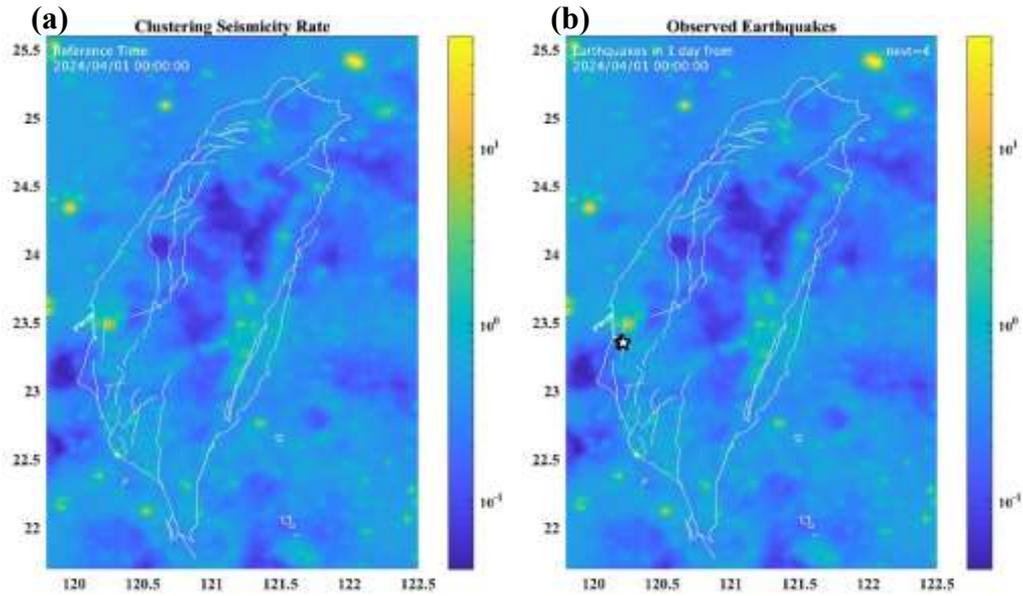


圖 4 2024/04/01 00:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/01 00:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg^2 ，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/01 00:00-2024/04/02 00:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

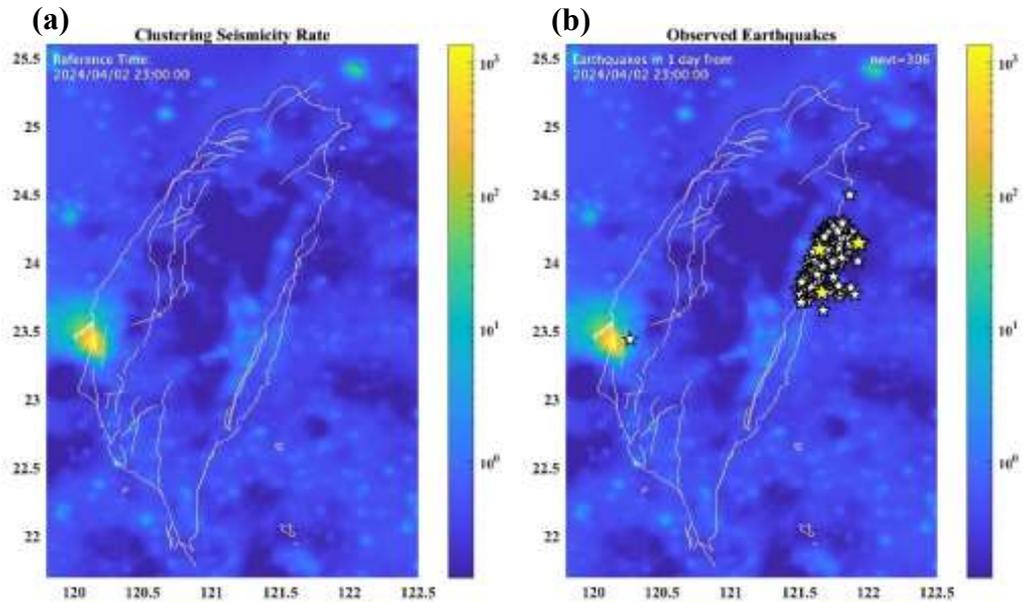


圖 5 2024/04/02 23:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/02 23:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg^2 ，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/02 23:00-2024/04/03 23:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

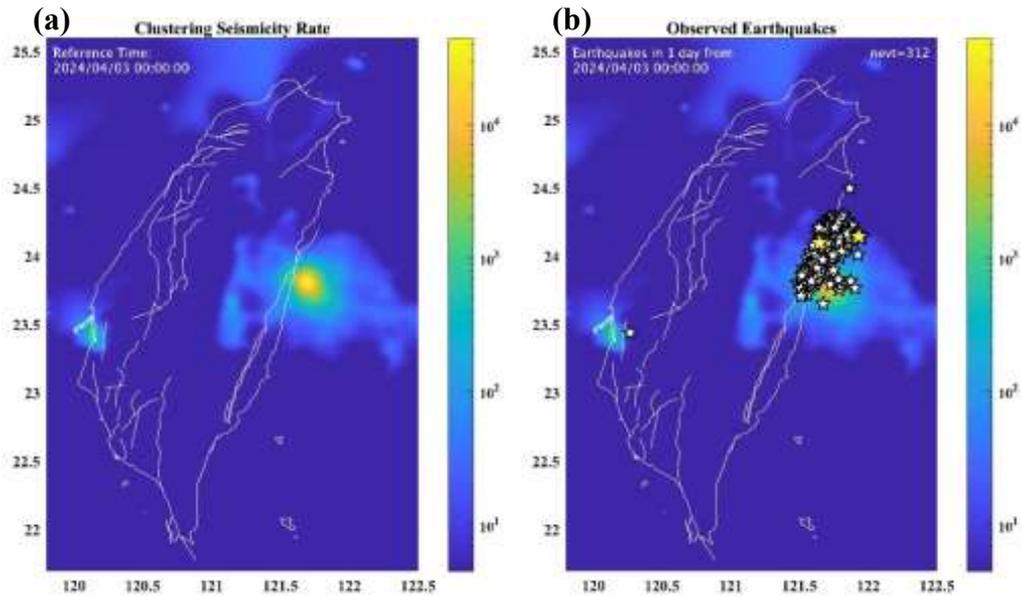


圖 6 2024/04/03 00:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/03 00:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/03 00:00-2024/04/04 00:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

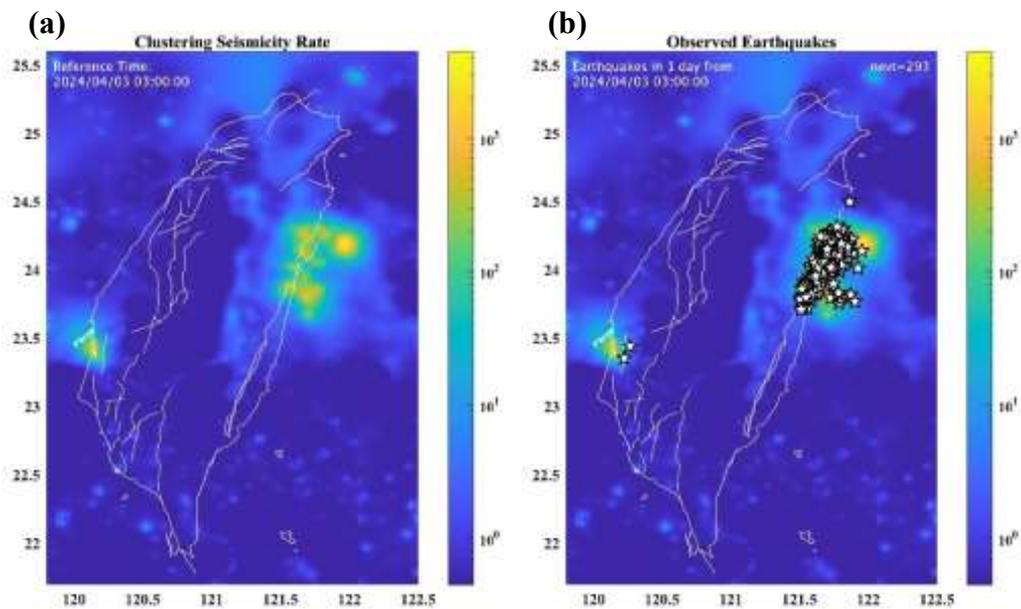


圖 7 2024/04/03 03:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/03 03:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/03 03:00-2024/04/04 03:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

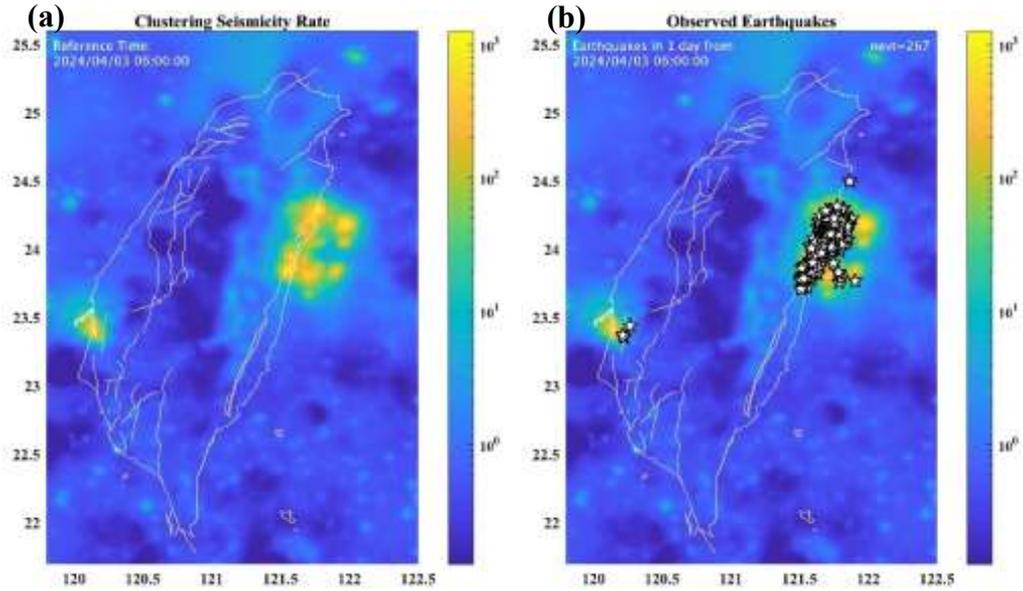


圖 8 2024/04/03 06:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/03 06:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/03 06:00-2024/04/04 06:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

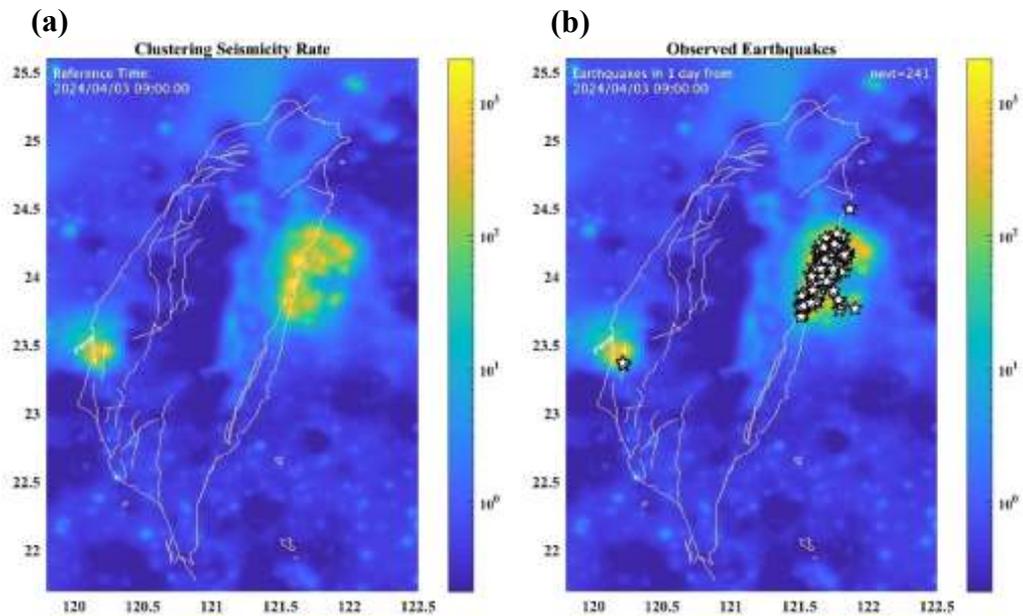


圖 9 2024/04/03 09:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/03 09:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/03 09:00-2024/04/04 09:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

(a)

(b)

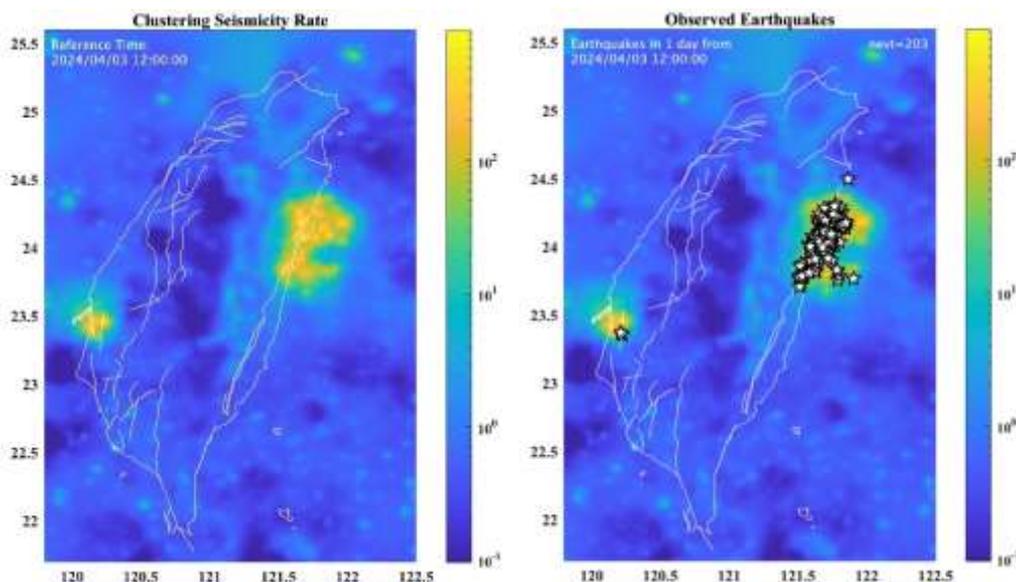


圖 10 2024/04/03 12:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日觀測地震活動比較

(a) 2024/04/03 12:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 2024/04/03 12:00-2024/04/04 12:00 (UTC)之 $M_L \geq 3$ (白色星號)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

3.4. 隨機除叢結果: 截至 2024 年 4 月 30 日

地震除叢之基本概念是將地震事件依其是否具有地震序列特性區分為「背景地震」和「叢集地震」。背景事件是指在特定空間位置反覆發生之地震，且與鄰近地震事件沒有顯著關聯；而叢集事件則是指存在因果關係的地震事件，例如一個母代事件觸發子代事件，子代事件再觸發孫代事件。本研究以隨機除叢法進行地震除叢集，通常，分辨「背景事件」與「叢集事件」的機率閾值設定為 0.5，而本研究中，以地震目錄中最大規模之集集地震為背景地震之機率為 0.57，故設定機率閾值為 0.6，即機率高於 0.6 為背景地震。

本研究考量深度小於 35 km 之地震活動之背景與叢集地震活動分布，圖 11 至圖 13 為本研究針對地震目錄進行隨機除叢之結果，分為三個時間段: (1) 1994 年至 2024 年 4 月 30 日，代表自 1994 年起所有地震事件；(2) 1994 年至 2024 年 3 月 31 日，代表 $M_L 7.2$ 地震發生前之地震活動；(3) 2024 年 4 月 1 日至 4 月 30 日，代表 $M_L 7.2$ 地震發生當月地震活動。圖 11 顯示，代表地震目錄總時長之隨機除叢結果共有 5,383 個背景地震事件，以及 33,626 個叢集地震事件，叢集地震事件明顯多於背景地震，且從圖 11a 之背景地震事件分布可發現，臺灣東部、縱谷北段西側有明顯背景地震活動，形成依狹長條帶；縱谷西側條帶北端、與沖繩海槽之背景地震活動相連形成另一條帶；而縱谷西側條帶南端往東南方、延伸至花東海脊，則有大批背景地震活動分布，且有中大規模之背景地震事件在此區域發生，上述地震活動在臺灣東部外海所圍成區域(約北緯 23.7 度至 24.3 度)形成地震空白帶，該空白帶若對比於叢集地震活動分布圖，可發現被非常密集之叢集地震活動所填補(圖 11b)。

此外，背景地震活動亦可見分布於臺灣西南部，以及西北部麓山帶；大屯火山群亦可見好發背景地震活動。倘若僅考量 2024 年 4 月份隨機除叢結果(圖 12)，此時間段之背景地震活動僅 4 起，而叢集地震活動分布圖則明顯可區分出 2024 年 $M_L7.2$ 地震序列之空間分布範圍，以及臺灣西南部之小型地震叢集。

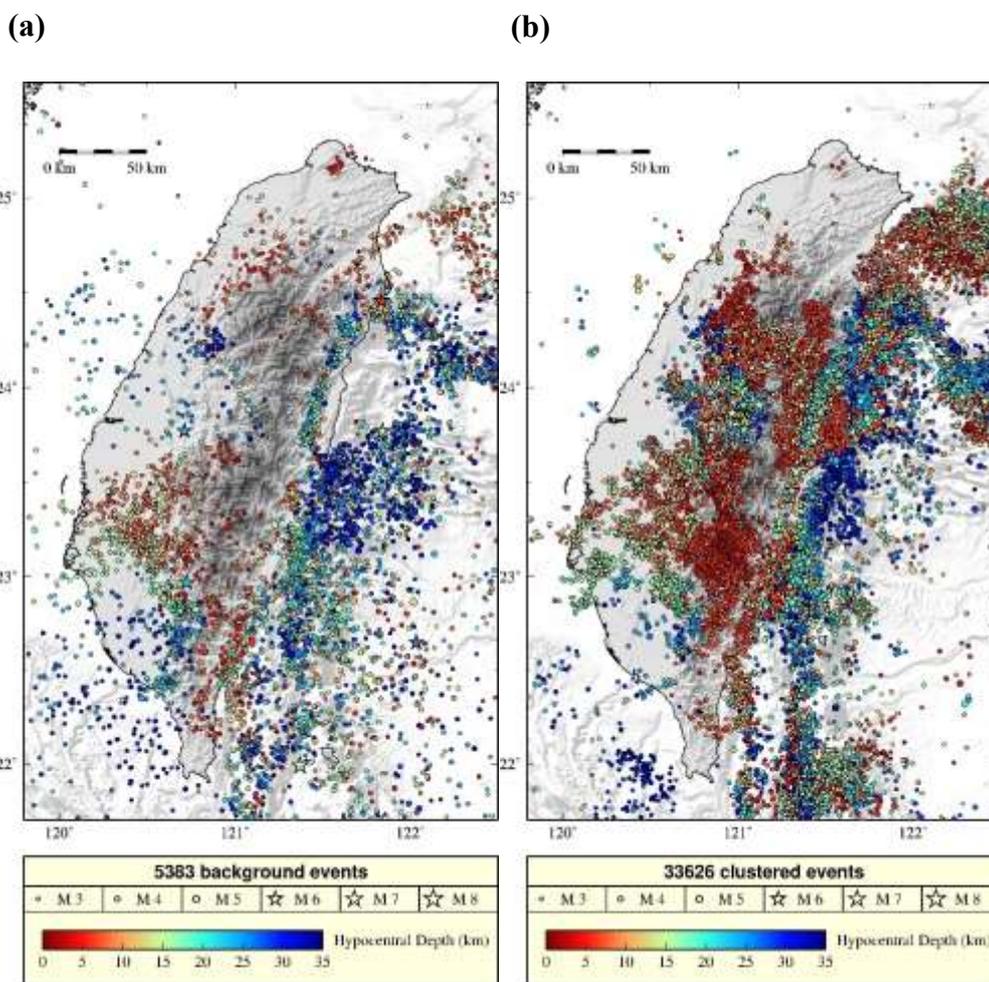


圖 11 1994/01/01 00:00-2024/04/30 23:59 (UTC)之隨機除叢結果

(a)背景地震分布與(b)叢集地震分布，圖中圓圈大小代表地震規模，顏色代表震源深度。

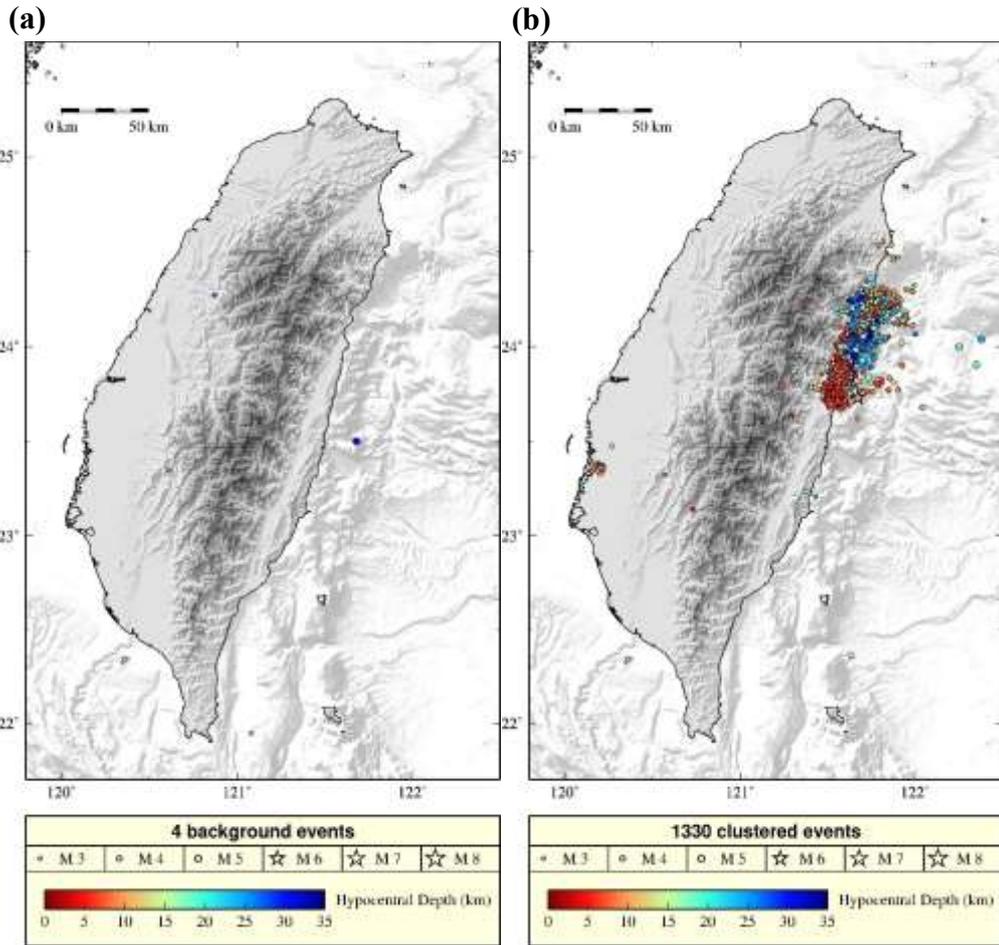


圖 12 2024/04/01 00:00-2024/04/30 23:59 (UTC)之隨機除叢結果

(a)背景地震分布與(b)叢集地震分布，圖中圓圈大小代表地震規模，顏色代表震源深度。

3.5. 地震活動模擬：以 2024 年 4 月 $M_L7.2$ 地震為例

根據前述章節已回歸的 ETAS 模型參數計算地震活動度，並使用這些活動度進行 1,000 次隨機模擬以產生未來一天的可能地震活動目錄。在 3.3 章節的分析中，為凸顯地震的特性，將叢集地震活動率除以總地震活動率，以更清楚地展現此地震序列的時空分布。而模擬主要基於計算出的叢集地震活動率進行，這些叢集活動率直接反映了主餘震序列的潛在熱點。每次模擬均考慮空間和時間的依賴性，運用統計學的隨機過程技術，模擬結果以地震活動分布圖呈現，顯示不同時間點的預報情形。

地震潛勢預報及模擬結果呈現於圖 13 至圖 19。上述圖組顯示，於 $M_L7.2$ 地震發生前，東部及南部地區的地震活動較為活躍(圖 13a 與圖 14a)，而圖 13b 與圖 14b 的模擬結果呈現多個可能的中小規模地震分布，集中於活動度較高的區域，顯示未來一天內的地震潛勢，不過強震發生區域並無明顯較高叢集地震率，因此未能成功預報強震發生。主震後，地震活動度顯示震源周圍的活動顯著增強(圖 15a)，且模

擬結果顯示大量的地震事件，形成集中分布的情形，預示未來一天餘震活動的熱點位置(圖 15b)。震後 3 小時的模擬結果顯示餘震活動仍集中於震源附近，活動度的高峰向北延伸，模擬地震事件呈現出典型的主餘震分布模式，描述了餘震活動向外擴散的趨勢(圖 16)。隨著時間推移，震後 6 小時及震後 9 小時的模擬結果仍在高活動度區域內顯示顯著的餘震分布(圖 17 與圖 18)，此結果驗證了 ETAS 模型在描述餘震序列空間集群特性上的適用性。震後 12 小時的活動度逐漸趨於穩定，模擬結果顯示活動強度顯著降低。高活動度區域內的模擬地震仍然集中，但數量有所減少，顯示餘震的空間擴散和時間衰減特性(圖 19)。

這些模擬結果展示了 ETAS 模型在短期地震活動預報中的能力，特別是在震後初期的餘震序列模擬中，模型能夠清晰呈現餘震的空間集群特徵。然而，本報告僅呈現模擬結果與地震活動度之比較，後續將考慮模擬結果與實際觀測值的相似度並探討如何進一步改進模型以提升其預報準確性。

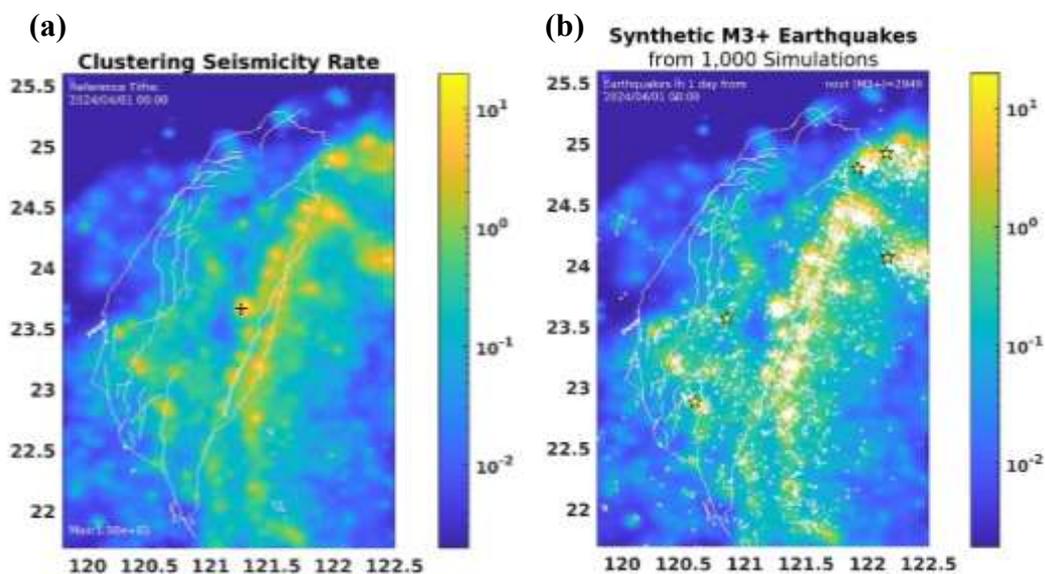


圖 13 2024/04/01 00:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/01 00:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/01 00:00-2024/04/02 00:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈) 與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)地震活動。

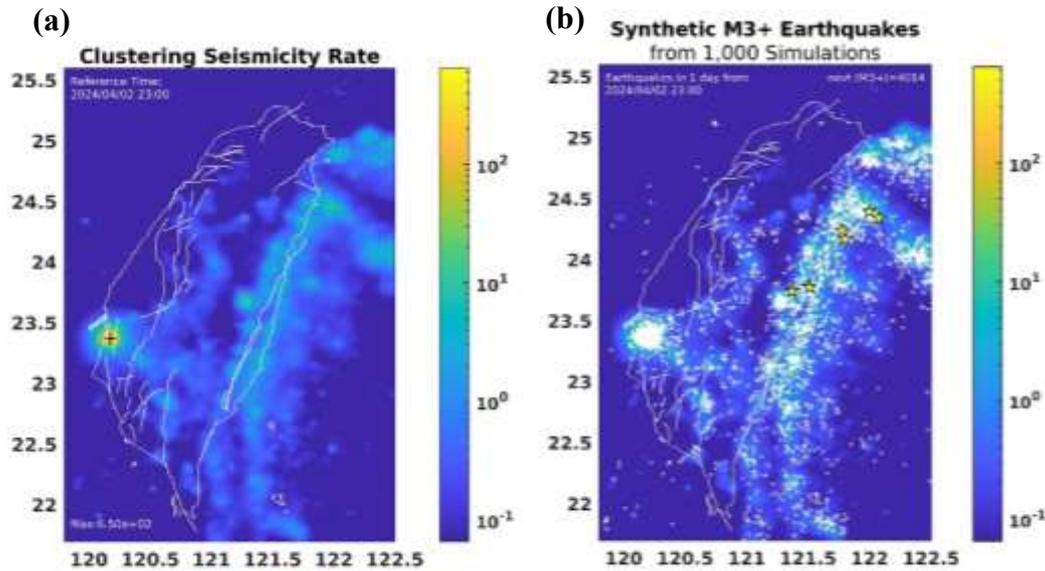


圖 14 2024/04/02 23:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/02 23:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/02 23:00-2024/04/03 23:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈) 與 $M_L \geq 6$ (黃色星號) 地震活動。

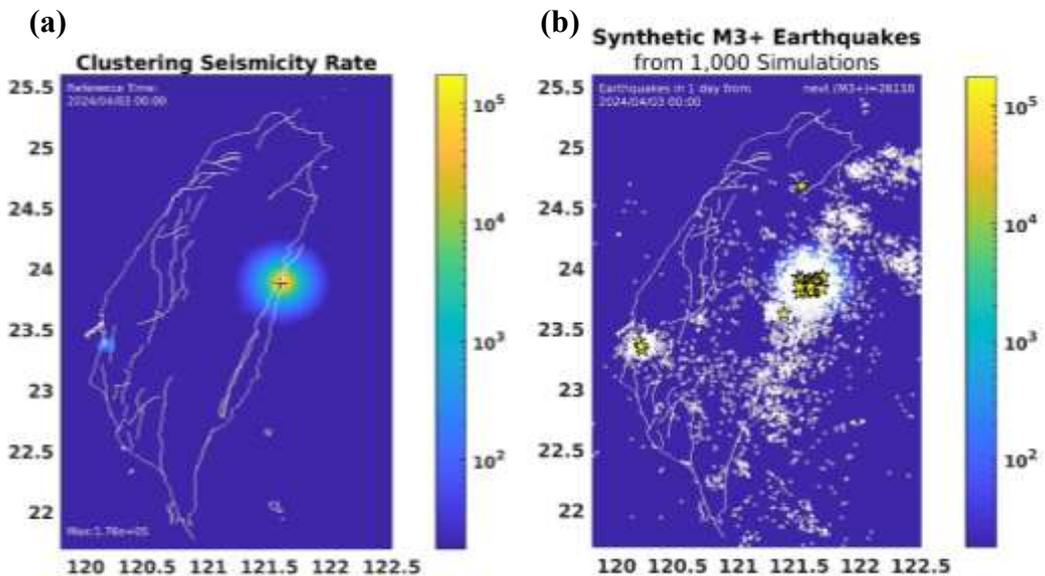


圖 15 2024/04/03 00:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/03 00:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/03 00:00-2024/04/04 00:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈) 與 $M_L \geq 6$ (黃色星號) 模擬地震活動。

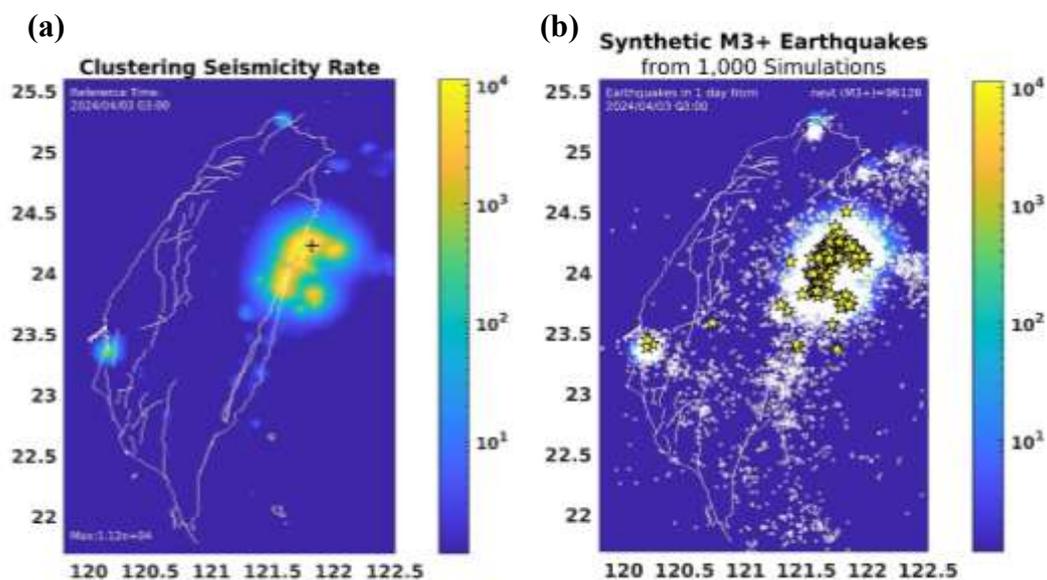


圖 16 2024/04/03 03:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/03 03:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/03 03:00-2024/04/04 03:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)模擬地震活動。

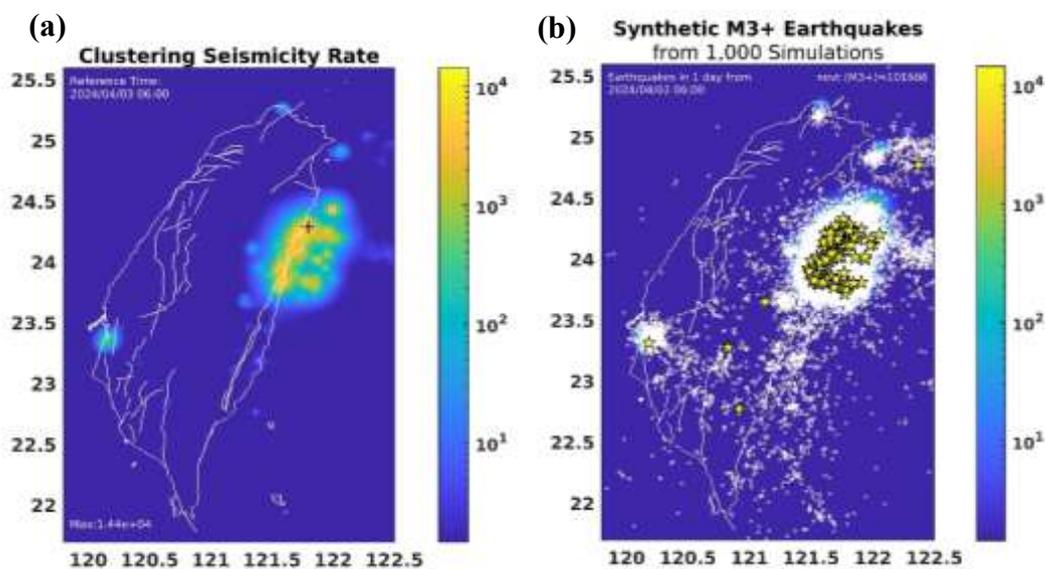


圖 177 2024/04/03 06:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/03 06:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/03 06:00-2024/04/04 06:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈)與 $M_L \geq 6$ (黃色星號)模擬地震活動。

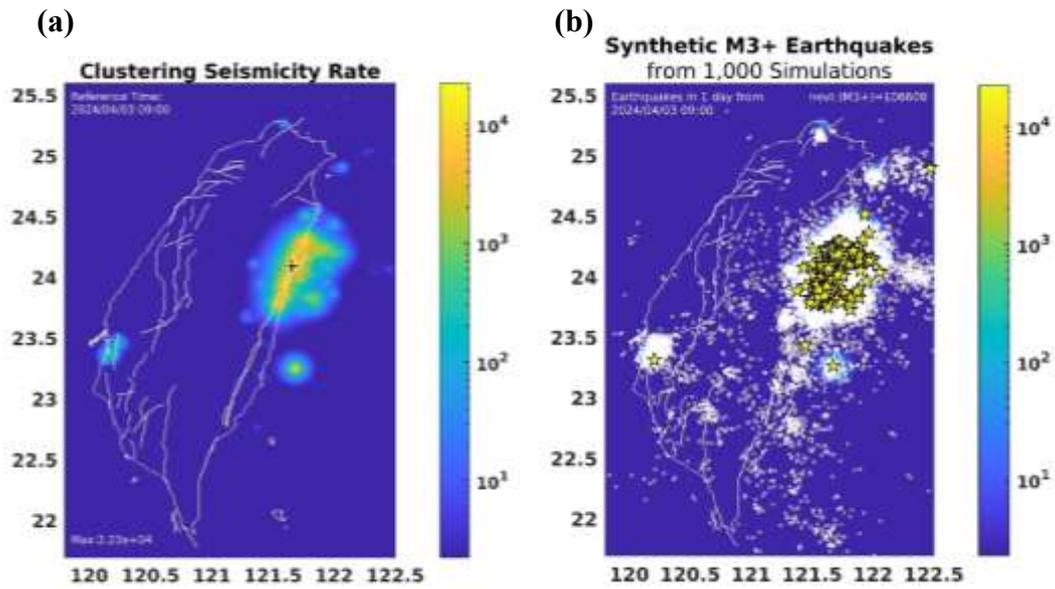


圖 188 2024/04/03 09:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/03 09:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/03 09:00-2024/04/04 09:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈) 與 $M_L \geq 6$ (黃色星號) 模擬地震活動。

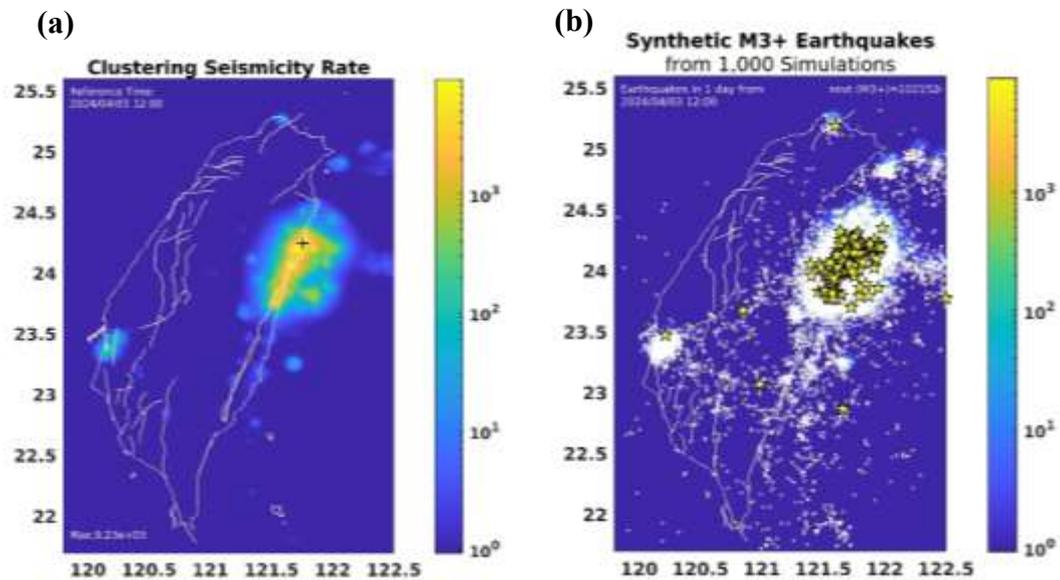


圖 199 2024/04/03 12:00 (UTC)地震潛勢預報 1 日模擬地震活動比較

(a) 2024/04/03 12:00 (UTC)地震潛勢預報圖，圖中色階為叢集地震活動率，其單位為 events/day/deg²，位於臺灣陸域線型代表 TEM2020 年版孕震構造線型。(b) 同(a)之預報潛勢圖，套疊 1000 次模擬下 2024/04/03 12:00-2024/04/04 12:00 (UTC)之 $6 > M_L \geq 3$ (白色圓圈) 與 $M_L \geq 6$ (黃色星號) 模擬地震活動。

4. 總結

本研究於本年度已完成：(1) 地震目錄資料蒐集與整合、(2) 更新時空 ETAS 模型參數、(3) 計算地震活動率，並透過發生於 2024 年 4 月之 $M_L7.2$ 地震事件作為預報案例呈現、(4) 以 $M_L7.2$ 地震事件為例，模擬大規模地震後之地震活動，藉此探討應用 ETAS 方法於臺灣進行地震預報之性能表現，了解該技術對於進行實務預報具有相當程度信心。此外，本研究亦透過隨機除叢法針對地震目錄進行分析，將地震區分為背景與叢集事件，了解臺灣與鄰近區域孕震特徵。

對於地震活動模擬，本研究利用回歸所得之最佳 ETAS 模型參數計算地震活動率，以此進行 1,000 次隨機模擬未來一天內之地震活動。模擬顯示臺灣東部與南部在 $M_L7.2$ 地震前的活動度較高，但未能成功預報強震，顯示 ETAS 模式對於大規模地震之預報仍俱挑戰，需仰賴未來需搭配不同統計或物理學理模式克服。 $M_L7.2$ 震後，地震活動率在震源區域顯著增強，地震活動模擬展現餘震熱點及其空間集群特性，並隨時間逐漸向外、往北擴散，呈現中大規模地震後，主餘震分布常見形式。餘震活動於震後 12 小時趨於穩定，顯示地震活動之條件強度函數減弱，實際觀測地震活動亦趨緩。藉由以上地震活動模擬，可驗證 ETAS 模型適用於短期餘震預報，後續亦可透過不同 ETAS 模式，例如考慮震源深度、考慮斷層面、考慮高斯過程等形式之 ETAS，持續精進對於地震活動之預報。

5. 參考文獻

- Cheng C.-T., P.-S. Hsieh, P.-S. Lin, Y.-T. Yen, C.-H. Chan (2015). Probability seismic hazard mapping of Taiwan, *Encycl. Earthq. Eng.*, 10, 1-25, doi: 10.1007/978-3-642-36197-5_100-1
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1944), Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185–188.
- Ogata, Y. (1998), Space-time point-process models for earthquake occurrence, *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2), 379-402.
- Ogata, Y. (1988), Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J. Am. Stat. Assoc.*, 83, 9–27.
- Omi, T., Y. Ogata, Y. Hirata, and K. Aihara (2013), Forecasting large aftershocks within one day after the main shock, *Sci. Rep.*, 3, 2218.
- Omori, F. (1894), On the aftershocks of earthquake, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7, 111–200.
- Utsu, T. (1961), A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, 521–605.
- Utsu, T., Y. Ogata, and R. S. Matsu'ura (1995), The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *J. Phys. Earth*, 43, 1–33.
- Zhuang, J., Y. Ogata, and D. Vere-Jones (2004), Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction, *J. Geophys. Res.*, 109, B5, B05301, doi:10.1029/2003JB002879
- Zhuang, J., Y. Ogata (2006), Properties of the probability distribution associated with the largest event in an earthquake and their implications to foreshocks, *Physical Review E. Stat. Nonlin. Soft. Matter. Phys.*, 73(4), 046134, doi: 10.1103/PhysRevE.73.046134
- Zhuang, J., Y. Ogata, and D. Vere-Jones (2002), Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences, *J. Am. Stat. Assoc.*, 97, 369-380.
- Zhuang, J. (2011). Next-day earthquake forecasts for the Japan region generated by the ETAS model. *Earth, planets and space*, 63, 207-216.

臺灣地區 113 年中大型地震震源資訊之快速彙整與提供

子計畫四

地震預警系統中縮短端到端反應時間之軟硬體聯網協同設計研究

王超 魏宇澤 蔣毓庭 張家瑋
國立臺灣師範大學

摘要

此研究計畫針對地震預警系統的需求，探索一個可靠有效率且富延展性的軟硬體聯網協同設計，來縮短由地震感測至發報預警所需的端到端反應時間。期藉此研究的探索，發展符合需求的聯網軟體基礎設施，以期限縮地震預警通報的盲區，進一步提升此系統對社會的幫助，並為後續進階的系統開發及佈署規模提升鋪路。此期末報告彙整此計畫一至十一月初的研究成果，十一月至十二月的研究成果將於期末口頭報告中補充之。

Abstract

This research plan targets at further improving the earthquake early warning system to meet the desirable performance. In particular, the focus is put on reducing the end-to-end response time of each early warning report, so as to cut short the size of the blind region of early warning. The approach is taken from the aspect of networked hardware-software co-design, in the hope that the resulting networked and software infrastructure can be reliable, efficient, and scalable, and that the infrastructure can be of help for future study and deployment of the earthquake early warning system. This report summarizes our research findings from January to early November. Results from November to December will be reported in the final oral presentation of this project.

關鍵字： earthquake early warning, MQTT, gRPC, software design, LoRa, LoRaWAN.

一、前言

地震預警系統的盲區，定義為地震預警通報發佈到民眾手上時，地震 S 波已經到達的區域範圍。故在盲區範圍內的民眾，將較無法受惠於地震預警所能帶來的效益。此研究計畫目標分為應用面及系統面兩個部分，應用面的目標為縮減盲區的範圍大小，系統面的目標為提升地震預警系統之網路架構與軟體設計的佈署彈性及其資訊安全性。

盲區的產生及其範圍大小，取決於以下數種原因：(1) 地震測站的地理覆蓋密度；(2) 地震相關資訊的各階段解算所需時間；(3) 地震測站數據及階段性解算數據透過網路傳遞的所需時間；(4) 針對各地理區域發佈區域預警所設定的解算結果門檻值；(5) 發佈預警之管道如電信業者等所需的資料發布費時。上述五種原因，本研究針對前三種類別，從資料通訊、物聯網、及即時系統的角度深入研究，期改善與發展適合的軟硬體基礎設施，並擴大第四種類別於設定條件時的設計空間。第五種類別不在此研究計畫探討範疇。

二、研究目的及意義

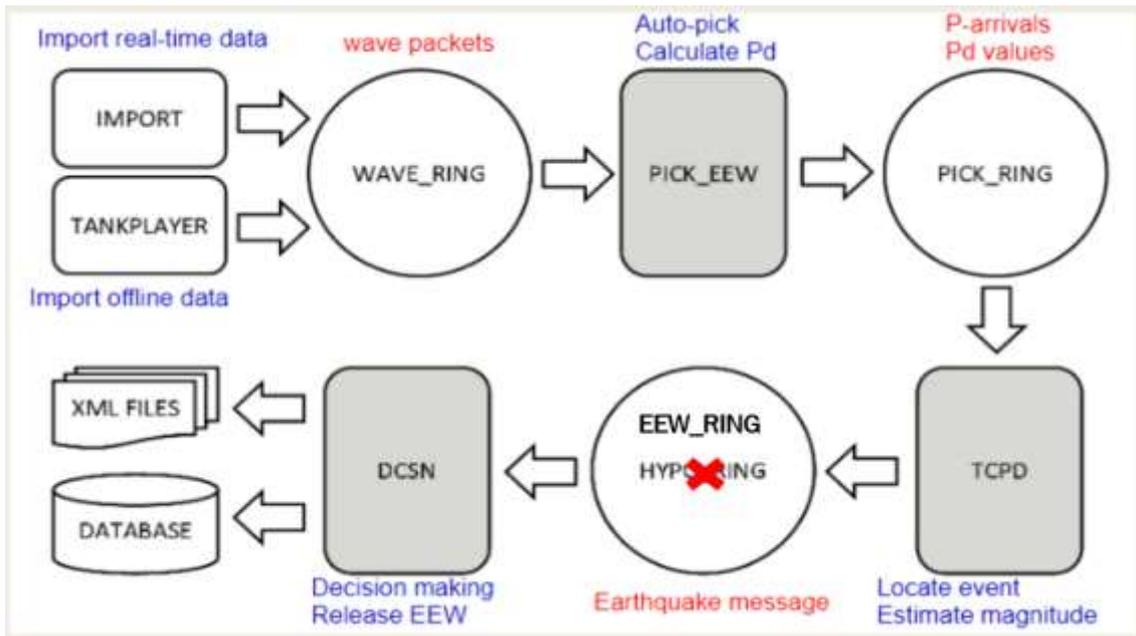
延續前言所述，現有的地震預警系統程式係基於全球廣泛使用的地震科學軟體 Earthworm [1]，然則其 C 語言的實作方式經資訊安全的弱點掃描工具發現存在一些資安風險。如何確保地震預警資訊不易遭受有心人士竄改或遮蔽，是現行系統及未來系統皆須妥善處理的議題。此外，先前的研究指出，現有 Earthworm 平台對於大量即時資料的處理在效能上可能略顯不足 [2]，且增加即時測站來增加即時觀測資料亦是相當重要的工作 [3]。

基於上述背景資訊及相關先遣研究，在此計畫中我們著手三個面向研究：

(A 面向: MQTT/gRPC) 探索使用 MQTT 此種已廣泛應用於聯網通訊的網路協定，來提升各解算軟體及主機的佈署彈性及可延展性，以及探索並比較使用 gRPC 通訊協定與使用 MQTT 通訊協定的效能差異；

(B 面向: Go) 探索使用 Go 語言來擴充及替換現行以 Earthworm 及 C 語言所實作的解算軟體框架的可能性；

(C 面向: LoRaWAN) 探索使用 LoRaWAN 此種物聯網無線通訊架構，使用在地震預警系統資料通訊的可行性及其可能帶來的測站佈署彈性。

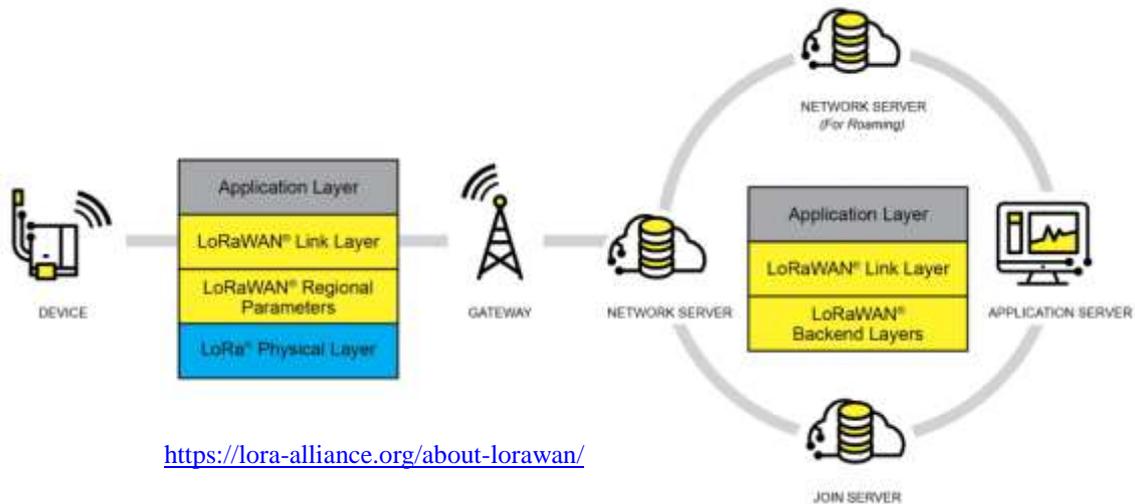


以下針對此三面向綜述研究意義。上圖為現行之地震預警系統軟體框架及資料通訊流程。在 Earthworm 的框架下，資料在各解算模組（灰色方塊）之間的傳遞，是透過同一台實體主機上的共享記憶體來達成，如下圖中的 WAVE_RING、PICK_RING、及 EEW_RING（白色圓圈）。若能將共享記憶體抽換成網路通訊，則其可帶來的好處有至少如下兩點：首先，每個部份的解算模組將不需綁定在同一台實體主機上，可視各主機之運算能力及所產生資料的大小，更有彈性地映射所需的各階段運算到多台主機上，達成諸如測站現地邊緣運算、各類演算法平行解算等效果，為未來地震預警系統的規模提升及佈署策略提供支持。再者，透過鬆綁共享記憶體的限制，每個階段的運算結果將可投遞到不止一台主機或裝置，如此可達成諸如長期資料儲存、雲端運算、主機運算負載平衡等富有彈性的策略佈署。為達成上述目的，相較於直接使用 raw network sockets 的實作方式，使用 MQTT 預期會是較佳選擇，因其原生支援不同級別的資料通訊服務品質 (Quality-of-Service)，且其已存在可行的跨平台跨裝置及跨語言的成熟實作。

相較於 C 語言，Go 語言本身先天具備較高的資安品質，且其亦保有 C 語言在實作系統程式方面有效率的特質，也已被美國白宮的資安顧問團隊指名推薦為用來取代 C 語言的程式語言之一 [4]。而 gRPC 則是基於 Go 語言的跨平台跨語言網路資料通訊框架，使用在 Google 等業界所需之大型網路運算及服務。敝研究團隊去年已協助將現行 Earthworm 框架下的 TCPD 解算模組（參考上圖右下角之模組）由 C 語言實作替換為 Go 語言實作，並成功與 Earthworm 的其他部分介接。而今年度的此計畫成果之一，包含成功將 PICK_EEW 解算模組（參考上圖上排之灰色模組）由 C 語言實作替換為 Go 語言實作，並探索使用 gRPC 來替換前述之共享記憶體，並與 MQTT 的實作方式做效能比較與分析。

Process Name	Process Id	Status	Class/ Priority	CPU Used	Argument
startstop	5736	Alive	??/ 0	00:00:00	-
tankplayer	5737	Alive	??/ 0	00:00:00	tankplayer.d
pick_ewGo	5738	Alive	??/ 0	00:00:00	pick_ew.d
tcpd_go	5739	Alive	??/ 0	00:00:00	tcpd.d

現行之地震預警系統的架構中，所有模組均需運行於 Earthworm 系統中，並依賴 startstop 模組來監控各模組的運行狀態（監控畫面如上圖）。若各計算模組能脫離 Earthworm 系統，各自獨立運行，並採用前述之 MQTT/gRPC 通訊方式，將帶來以下幾項優勢：首先，如此除了可以更靈活地將各階段的運算分散至多台主機外，這些主機亦能直接管理各模組，無需再依賴 startstop 模組進行監控。此舉不僅有效降低系統資源的消耗，還提升了程式的輕量化程度。若未來需將此系統部署於 Docker 等容器化環境，並藉由 Kubernetes 進行管理，則此輕量化特性將更有助於提升系統的運行效率與擴展能力。再者，現有系統中的 startstop 模組負責監控其他模組的運行狀況，導致所有模組必須定期向 startstop 回傳狀態，以證明其正常運行。這一回傳機制在一定程度上增加了程式設計的複雜性。若脫離 Earthworm 環境，模組不再需要此回傳機制，這將使程式設計更為簡單，有助於開發與後續的維護工作。

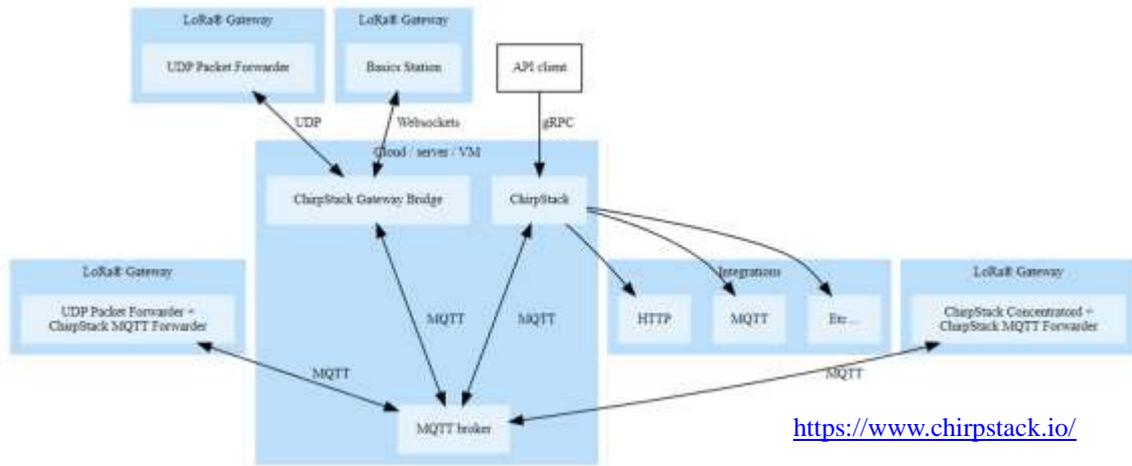


<https://lora-alliance.org/about-lorawan/>

最後，在提升地震測站的地理覆蓋密度方面，先前研究已提到增加測站的數量及測站密度，對預警的速度及測量精度會有幫助。然則若要提升野外地區各地測站數量，裝置運作電力消耗及網路通訊皆是挑戰。LoRaWAN 是全球蓬勃發展中的低功耗、長距離的無線網路通訊標準。在 LoRaWAN 框架下（參考上方之架構圖），物聯網裝置與網路閘道 (LoRaWAN gateway) 是透過 LoRa 網路物理層的訊息調變來達成低功耗長距離通訊，而由網路閘道連接至資料處理伺服器則可維持使用一般現有的有線網路。此一特點使得使用 LoRaWAN 作為測站到網路閘道的第一段資料通訊，可能可協助達成提升測站覆蓋密度的目標。

LoRaWAN 在全球逐步的廣泛使用，也帶動了其開放原始碼軟體實作的發展。ChirpStack [5] 是一套相對成熟的開放原始碼實作，且其支援 MQTT 與 gRPC 作為中介資料通訊，以及與應用端的通訊介接（參考下圖架構）。本研究計畫於此面向探索使用 LoRaWAN 及 ChirpStack 來擴充現行地震預警系統，此一方案之可

行性，並進一步探討資料傳遞的即時性與網路架構的可擴充性。

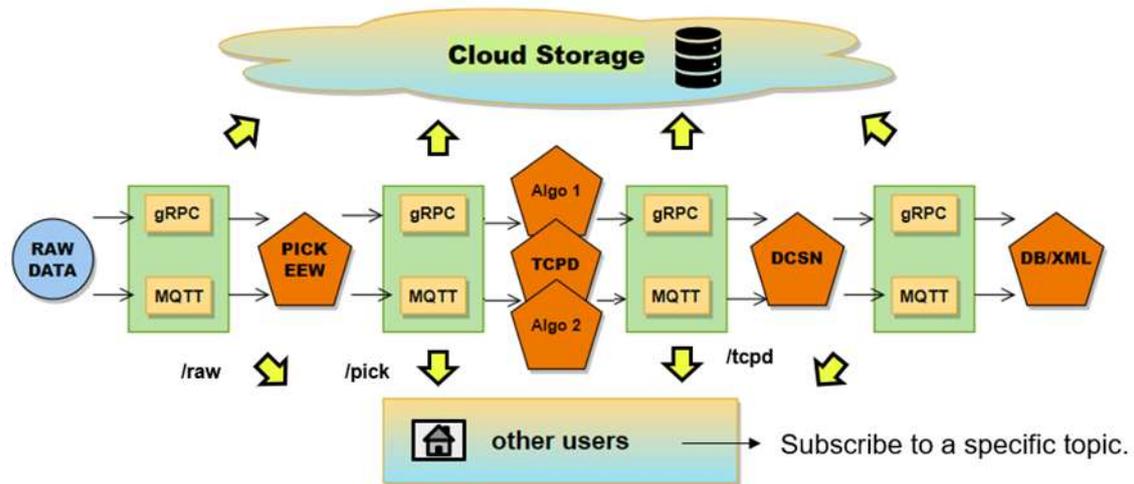


三、研究方法

以下針對此計畫之三個面向分述研究方法。

A. MQTT/gRPC

我們的研究旨在探討在現行地震預警系統框架下，改寫各解算模組之間的資料傳遞方法，將原先透過同一台實體主機上的共享記憶體交換型式擴增為可使用網路傳輸，架構圖如下。



此面向之研究方法分為三個段落：(A1) MQTT；(A2) gRPC；(A3) 分散式休眠喚醒機制設計。分述如下。

A1. MQTT

在我們的研究中，使用 Mosquitto v2.0.18 的 MQTT (Message Queuing Telemetry Transport) broker 來進行資料通訊。MQTT 是一種輕量級的發布/訂閱 (Publish/Subscribe) 通訊協議，適合在低帶寬、低功耗等多環境中使用，我們認為非常適合在多模組的 Earthworm 系統中進行應用。而 Mosquitto 是一款流行的開源 MQTT broker 軟體，能夠在伺服器上負責管理客戶端之間的通訊。

○ 多執行緒架構的引入

研究的第一步是將原 Earthworm 系統中的 PICK_EEW 和 TCPD 模組從單執行緒架構轉換成多執行緒架構。在多執行緒的環境中，「執行緒」(Thread) 是指在程序中並行執行的路徑或流程，可以共享相同的記憶體資源但不會互相干擾。原先模組的單執行緒架構中，程式的執行順序是線性的，無法同時執行多個任務。透過改寫為多執行緒架構，我們可以分配不同的任務給不同的執行緒，使得系統能夠同時處理多個工作。為了保留原有的程序流程，我們設計將原先模組的程式保留在一條執行緒上運行，並額外建立新的獨立執行緒來處理 MQTT 連線與資料接收。為確保多執行緒環境中的同步性並避免資源競爭問題，我們使用「互斥鎖」(Mutex) 來保護資料的安全訪問。互斥鎖是一種同步機制，用於確保同一時間只有一個執行緒可以訪問特定的共享資源，當一個執行緒獲得互斥鎖時，其他執行緒必須等待，直到該執行緒釋放鎖為止。這種機制避免了我們實作中的二個執行緒讀寫沒有同步，讀取執行緒可能會遇到未完成的寫入操作，導致讀取到不完整

或不一致的數據。確保數據的正確性與系統的穩定性。此設計不僅保持了原模組的實作和功能性，還賦予系統並行處理 MQTT 資料接收與連線的能力。

- **MQTT 的應用：Pub / Sub 架構**

在此架構下，我們進行了以下兩個部分：(1) *PICK_EEW* 模組：負責將 pick 後的地震資料傳送出去。經過改寫後，我們在這個模組中新增了一個 MQTT 的發佈者 (Publisher) 客戶端，用來發佈資料。Publisher 會將資料傳送到 Mosquitto broker，並指定要發佈的主題 (Topic)。(2) *TCPD* 模組：負責接收來自 *PICK_EEW* 的資料。我們在這個模組中建立了一個 MQTT 的訂閱者 (Subscriber) 客戶端，並設置一個獨立的執行緒來專門處理 MQTT 資料接收。訂閱者會訂閱指定的主題，一旦發佈者有新資料發佈到該主題，訂閱者就會立即收到資料，並透過執行緒間的通訊將資料傳遞到主程序，接著在原先讀取共享記憶體的程序碼改為獲取 MQTT 所收到的資料進行後續運算處理，如此即可串連起 *PICK_EEW* 與 *TCPD* 透過 MQTT 進行資料的傳遞。

- **C 與 Go 語言的 MQTT 客戶端**

我們不僅使用 C 語言實作了 MQTT 客戶端，還以 Go 語言重構了一版客戶端。Go 語言是一種具有高度並行性的程式語言，特別適合實作多執行緒和網路應用。在 Go 中，我們使用了 goroutine 和 go channel 這些語言特性來實現並行處理，讓程式碼更為簡潔。goroutine 是 Go 語言的一種輕量級執行緒，能夠在不增加大量系統負擔的情況下並行執行；go channel 則用來在 goroutine 之間傳遞訊息，保證執行緒間的通訊安全且同步。

- **時間戳記與延遲測試**

我們新增了基於 MQTT 的發佈/訂閱架構，為了進行與原系統的效能比較，我們仍保留了原有的資料傳遞實作，作為基礎版本進行對照測試。為了評估 MQTT 通訊的效率，我們在 MQTT 傳輸的端到端都記錄了時間戳記，藉此精確分析資料的發送延遲。這些時間戳記能幫助我們掌握資料傳輸的延遲情況。

A2. gRPC

gRPC (全名是 Google Remote Procedure Call) 是一個高效的開源通信框架，允許不同的應用程式之間進行跨語言的通信。基於 HTTP/2 協議和 Protocol Buffers (protobuf) 序列化機制，因此具備高效能、低延遲和跨語言支持的優點。其中所使用的 Protocol Buffers 是 Google 開發的一種序列化數據結構的工具，提供了比 XML 或 JSON 更高效、更緊湊的數據編碼方式，允許開發者自由定義數據結構 (類似於 JSON 的 schema)，並將其序列化成二進制格式進行傳輸。這種方式不僅節省了 bandwidth，還提升了性能，尤其在大型分散式系統中效果更顯著。

在我們的實作中，根據 Earthworm 中模組的需求預先編寫了 .proto 文件來定義數據結構，其中定義了數據的結構、字段類型以及服務的方法。定義完 .proto 文件後，Protobuf 編譯器可以自動生成不同語言的程序碼，這些程序碼能夠在 gRPC 中用於數據的序列化與反序列化，以減少數據在網路傳輸過程中的開銷。

在這個架構下，我們的實作與 MQTT 相似，主要包括兩個步驟：首先將 *PICK_EEW* 和 *TCPD* 模組的程序架構調整為多執行緒，新增一個獨立的 thread 用來處理 gRPC 的連線與數據接收；接著，將原本的 *PICK_RING* 共享記憶體替換為 gRPC 通訊機制，讓 *PICK_EEW* 模組可以透過 RPC 的方式將處理完的數

據傳遞給 TCPD 模組。在 TCPD 端，我們將原先讀取共享記憶體的部分改為從 gRPC 接收資料，使得 PICK_EEW 和 TCPD 模組能夠透過 gRPC 進行有效的數據傳輸。

gRPC 中提供了四種模式，讓使用者根據需求選擇合適的模式來最佳化應用：

1. Unary RPC：這是最基本的模式，客戶端發送一個單一的請求並接收服務端的單一回應。在目前的實作中，我們採用了這種方式。Unary RPC 適合一次性獲取回應的場景，例如在模組間傳遞單次處理完成的地震數據。

2. Server-streaming RPC：在這種模式下，客戶端發送請求後，服務端可以持續地回傳多個回應，直到數據傳輸完畢才結束連線。此模式適合需要分批次回傳大量數據的應用。

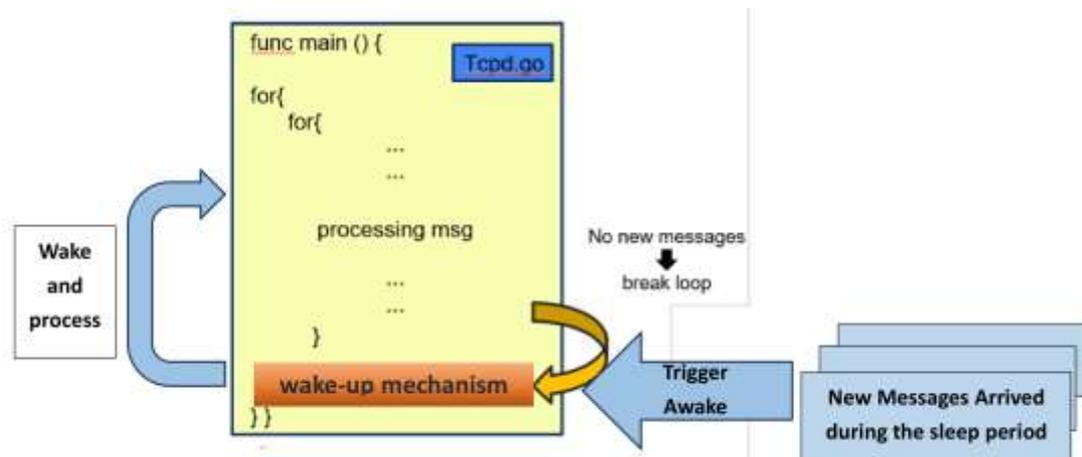
3. Client-streaming RPC：與 Server-streaming 相反，客戶端可以持續發送多個請求，最後服務端再回傳單一回應。這對於需要客戶端聚合多組數據後再處理的應用場景非常有幫助。

4. Bidirectional-streaming RPC：雙向流模式允許客戶端和服務端同時進行多次雙向通信，適合需要長時間持續互動的場景。在此模式下，雙方都可以自由地傳輸多組數據，並根據需要即時回應，特別適合實時數據流的應用，比如地震發生時的即時監控和通知。

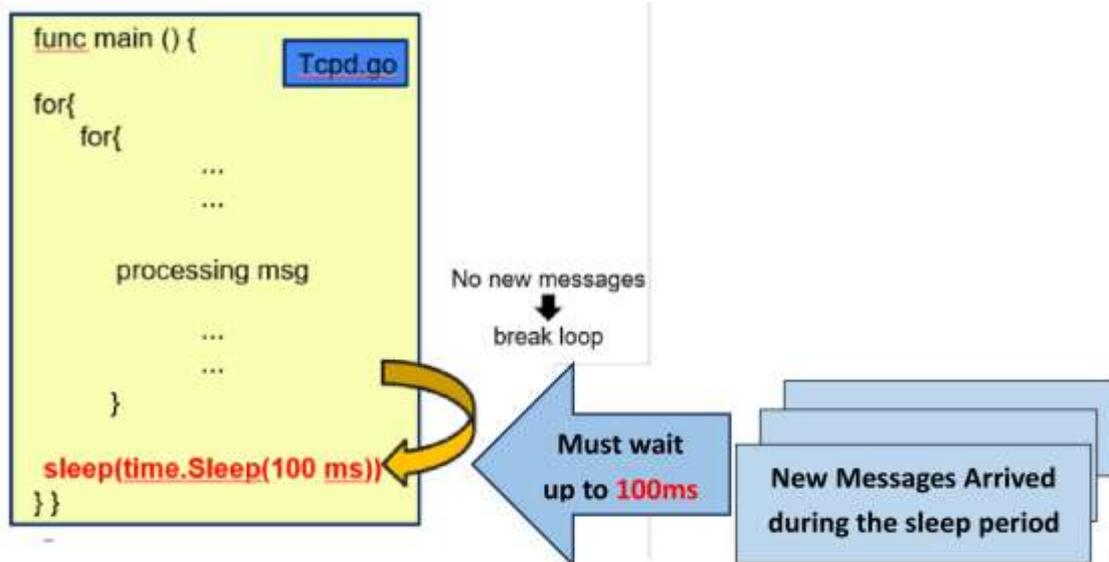
A3. 分散式休眠喚醒機制與實作

在現階段 Earthworm 的框架下，資料在各解算模組都是獨立運行的，並且為了避免過高的 CPU 負載，當共享記憶體中沒有新的數據時，模組會自動進入一段短暫休眠時間（預設為 100 ms）。在休眠模式下可以實現資源節約，無需在沒有地震資料抵達時一直占用 CPU 對共享記憶體進行輪詢（polling），進而減少不必要的資源消耗。然而，這也帶來問題：當模組處於休眠狀態時，如果有新的訊息到達，系統無法立即處理這些訊息，從而可能導致地震預警時間被延誤。因此，為了在降低資源消耗的同時保持即時反應能力，我們提出了**休眠喚醒機制**。

如下圖所示，在**未使用休眠喚醒機制**時，若在模組休眠期間有新消息抵達，模組無法立即得知。必須等到休眠結束後，模組再次確認共享記憶體時，才能處理在休眠期間抵達的資料。因此，當具有即時性需求的地震訊息在模組休眠期間抵達時，將可能因休眠時間而被延遲處理，至多須等 100ms。



反之，如下圖所示，在使用睡眠喚醒機制後，原先被動的休眠變為在新訊息抵達時可以被喚醒，並及時處理新地震消息：



實作面上我們分成 C 語言與 Go 語言的版本來實作上述機制。C 語言的部分我們實作了兩種不同方式，分別善用了 Linux 作業系統的功能特色以及 Pthread library 提供的機制；Go 語言的部分我們使用語言本身特性實作之。分述如下。

○ C 語言實作一：Pipe + epoll

這個實作透過多項技術來協調兩個執行緒的運作，高效接收並及時處理來自 MQTT 的訊息。首先，Thread 1 負責連接到 MQTT broker 並訂閱特定的主題 (topic)，持續接收並從 MQTT broker 發來的訊息。每當有新訊息到達，Thread 1 會將訊息放入共享的 queue 中，這邊所使用的 queue 是一種常見的資料結構，適合線性順序的資料存取。Queue 在本實作這種多執行緒的情境中能提供有效的訊息傳遞和緩衝機制，讓 Thread 2 在需要處理新訊息時，能按先進先出 (FIFO) 的順序讀取資料。除了寫入 queue，Thread 1 還會通過 UNIX pipe (管道) 向另一端的執行緒發送通知，這樣可以讓 Thread 2 在有新資料可處理時即時被喚醒。UNIX pipe 是一種進程間通信 (Inter-Process Communication, IPC) 機制，允許一個進程的數據傳遞給另一個進程。通過這種方式，當 Thread 1 向 pipe 寫入數據時，Thread 2 就能在 pipe 的讀端接收訊號，從而打破等待狀態並進行數據處理。這種機制有效避免了 Thread 2 的 busy-waiting，使其僅在有新事件發生時才被喚醒，從而節省了 CPU 資源。

Thread 2 包含原本的 TCPD 模組的功能，負責從 queue 中讀取資料並進行後續處理和分析。如果 queue 中暫時沒有新訊息，Thread 2 會進入 epoll_wait 的等待模式。epoll 是一種高效能的 I/O 事件監聽機制，相比於傳統的 poll 或 select，epoll 的設計允許程式在有新事件發生時才被喚醒，因此不會過多佔用 CPU 資源，相當適合目前模組程式的用來取代 sleep 的使用情境。在這個架構中，當 Thread 2 處於等待狀態時，它會進行 epoll_wait 操作來監視 pipe 的讀端，一旦 Thread 1 有新訊息寫入 pipe，epoll_wait 就會被觸發，從而立即喚醒 Thread 2，使其從 queue 中取出新到的訊息並進行處理。這樣的設計讓 Thread 2 不必持續

檢查 queue 狀態，而是僅在確定有新訊息時才做出回應，提高系統的資源利用率。

整個架構設計的優點在於它有效地節約了資源，避免了無效的 CPU 消耗。同時，它能夠在有新訊息時立即響應，確保系統的即時性和靈活性。這樣的設計非常適合用於需要高效處理多個事件的應用場景，如處理大量來自 MQTT 的訊息，並確保訊息能夠即時被模組處理。

○ C 語言實作二：Pthread

此實作使用了 `pthread_cond_signal` 和 `pthread_cond_timedwait` 來實作兩條 Threads 之間的同步和訊息處理的休眠喚醒機制，使用 `pthread_cond_signal` 和 `pthread_cond_timedwait` 可以顯著簡化程式設計，降低系統複雜性。相比 `epoll` 和 `pipe` 的組合，這種方法讓同步機制更直觀，不必設置事件的等待、喚醒和數據傳輸流程，也免去了文件描述符管理和錯誤處理的需求。條件變數允許執行緒在等待時進入直接休眠狀態，不佔用 CPU 資源，在我們的實作情境中當使用 `pthread_cond_timedwait` 時，Thread 2 在 queue 無數據可讀時自動進入作業系統支持的阻塞狀態，這樣的休眠方式幾乎不消耗系統資源，避免了傳統忙等待或輪詢模式下高 CPU 使用率的情況。在需要喚醒時，Thread 1 可以利用 `pthread_cond_signal` 迅速通知 Thread 2 處理 queue 中的新數據，極大地減少了響應延遲。此外，`pthread_cond_timedwait` 提供的超時控制功能允許執行緒設置等待的最長時間，避免無限期等待，讓系統能夠靈活應對頻繁的訊息傳遞需求。相比之下，`epoll` 和 `pipe` 的方案需要額外的計時邏輯，增添了實現的複雜性。條件變數方法也減少了系統資源的開銷，依賴於現代系統高度優化的執行緒庫操作，不需額外的文件描述符或系統調用，這種直接執行緒通訊方式有效提升了整體資源效率。

在此方式的實作上系統仍然基於兩條 Thread 協作處理來自 MQTT 的訊息。Thread 1 負責從 MQTT broker 接收訊息並將其寫入共享 queue，而 Thread 2 則從 queue 中取出資料進行處理。如果 queue 為空，Thread 2 使用 `pthread_cond_timedwait` 進入超時等待模式。當新訊息到達時，Thread 1 通過 `pthread_cond_signal` 喚醒 Thread 2，讓其即時處理 queue 中的數據。這種設計簡化了 `epoll` 和 `pipe` 的機制，避免了文件描述符和系統調用的負擔，提高了整體效率。

條件變數在此流程中提供了高效的等待與通知機制，避免了持續輪詢 queue 的 CPU 資源消耗。當新訊息到達，Thread 1 迅速通知 Thread 2，使系統在低延遲、高效能下處理訊息。此外，條件變數的精確通知和等待控制讓 Thread 之間的同步協作更為輕量化，並依賴 POSIX 標準的同步機制，降低了系統 I/O 調用開銷。這種設計不僅節省了系統資源，還使 Thread 間同步和解耦更簡單易維護，確保訊息處理的效率和反應速度。總體而言，條件變數的使用讓系統以高效而簡潔的方式達成訊息處理需求，相比 `epoll` 和 `pipe` 更具資源優勢和實現靈活性。

○ Go 語言版本實作：

透過使用 Go 語言提供的 `goroutine` 和 `go channel`，我們實作了一種高效的並發設計方式來實現模組資料傳遞中的休眠與喚醒機制。在這個版本中，`goroutine` 作為輕量級協程被用來替代傳統的 Thread 處理，使得訊息處理更加簡潔且高效。相

較於傳統 Thread，go goroutine 不需要頻繁的上下文切換操作 (context switch)，因此運行成本更低。每個 goroutine 可以被視為一個輕量的執行單位，它由 Go 語言自動管理並調度，讓多任務處理更加靈活和經濟。

在這個架構中，使用了一個 goroutine 專門負責接收來自 MQTT 的訊息並將其寫入 go channel。另一個 goroutine 則負責監聽該 go channel，並在有新訊息到達時執行相應處理。這種設計透過 go channel 來實現協程間的通訊與同步。Go channel 是 Go 語言內建的一種併發原語 (Concurrency Primitive)，用於在不同的 goroutine 之間傳遞訊息或數據。它能在 goroutine 間提供一種安全、同步的通訊方式，每當一個訊息到達，go channel 保證了這個訊息能夠有序且安全地傳遞到接收方 goroutine，使得訊息傳遞過程穩定而不會丟失或重複。

我們在設計此休眠喚醒機制時使用了 Go 中常見的一種寫法：每當新訊息到達時，我們只將一個空的 struct{} 寫入 go channel，這是一種不帶任何數據的結構。因為空 struct{} 佔用極少內存，表示僅用來作為信號，避免了傳遞具體數據的額外開銷，從而最大程度地減少了記憶體使用。

此外，透過 Go 語言的 select 語法，這個 goroutine 可以同時監控多個 go channel 或其他事件。在我們的實作程式中，我們設置兩個監控 cases：一是檢查 go channel 是否有新的訊息寫入，二是檢查是否已經超過設定的等待時間。當 go channel 有訊息時，select 語法會觸發相關程式碼，讓該 goroutine 喚醒，退出 select，並處理訊息。如果在特定時間內沒有新訊息，則 select 語法的超時案例會執行，讓程式得以恢復運行。

這樣的設計方式可以同樣有效避免輪詢 (polling) 的 CPU 資源浪費。輪詢需要不斷檢查 go channel，從而佔用大量 CPU 資源，尤其是在訊息較少的情況下。select 的設計讓 goroutine 在等待過程中進入休眠，直到有新訊息或超時事件發生。這樣一來，程式能夠即時處理新訊息，而不會因為輪詢而消耗不必要的系統資源。

通過 goroutine 和 go channel 的結合，這種架構能夠達到高效的訊息處理效果，並簡化程式設計。由於 Go 語言在併發處理上進行了優化，這些機制不僅降低了系統開銷，還確保了訊息傳遞的準確性和即時性。因此，整個系統在處理來自 MQTT 的訊息時，能夠快速響應並保持低延遲，而不需過多的複雜實作。

B. Go

在本次的計畫中，我們完成了兩種不同版本的改寫。在第一個版本的改寫中，我們使用 Go 語言重新撰寫 PICK_EEW 資料夾內的所有程式碼，保留了原 C 語言版本的程式流程架構，並仍然維持使用 shared memory 進行資料傳輸。這樣的改寫不僅保證了程式具備較高的資安品質，同時也保留了 C 語言在系統程式實作方面的高效特性，實現了效能與安全性的兼顧。

在第二個版本中，我們結合了第一個版本的 pick_ew_go 和去年計畫中以 Go 語言重新撰寫的 TCPD 程式碼 (即 tcpd_go)，並放棄使用 shared memory，改以 MQTT 作為資料傳輸方式，從而使 pick_ew_go 和 tcpd_go 在編譯完成後能脫離 Earthworm 系統 (即 startstop 環境)，實現獨立運行。

以下介紹分為三個部分：(1) PICK_EEW 程式架構解析；(2) C、Go、與

Earthworm 的依賴關係； (3) Go 語言的 Slice 介紹與使用。

B1. PICK_EEW 程式架構解析

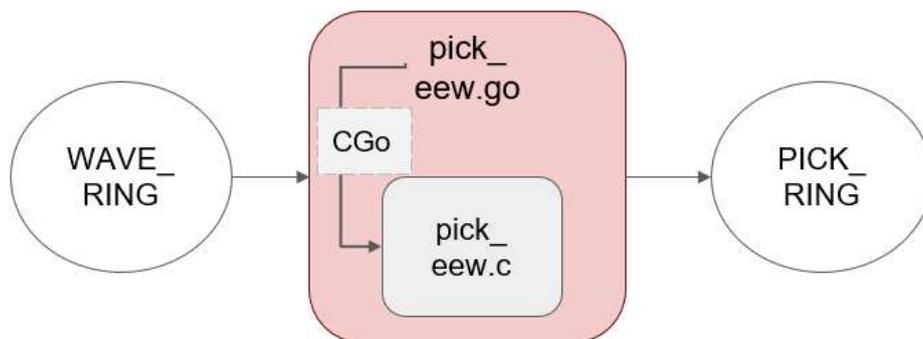
PICK_EEW 這支程式的主要功能是處理多個地震波輸入，並選出與當前地震相關的地震波資料。其程式結構如下：首先，初始化所有必要的參數，包括配置所需的記憶體空間以及從 Earthworm 系統中讀取部分初始參數。接著，讀取所有地震測站的資訊，並依據 SCNL 順序對測站進行排序以便後續使用，並加快未來資料搜尋的效率。

隨後，會進入循環流程。程式將從 shared memory 中讀取地震波的資訊，並且由於各測站使用的感測器類型可能有所不同，因此需要將來自不同測站的地震波資料轉換為統一格式，以便後續處理和分析。接著，將載入的地震波資料與所有測站資訊比對，確認資料來源及是否為該測站的第一筆資料。接下來，程式依據取樣率及資料的開始、結束時間，判斷其中是否存在資料遺失。若無遺失，程式則根據地震波的各項參數判斷該地震波是否與當前地震相關（是否需挑選此地震波）。若檢測到資料遺失，程式將進入重新啟動模式，並在完成指定數量的地震波資訊處理後重新挑選地震波。

此循環流程將不斷重複執行，從 shared memory 中讀取地震波資料、比對測站資料、檢查資料完整性並挑選地震波，直到手動中止程式運行為止，以持續確保地震預警資料的即時性和準確性。

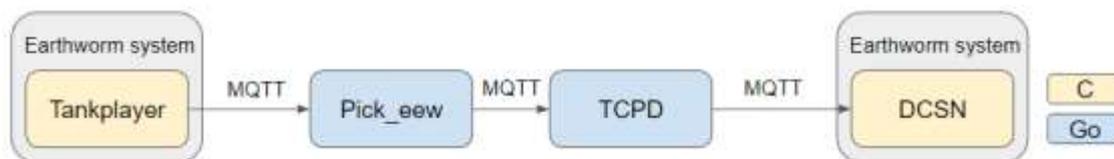
B2. C、Go、與 Earthworm 的依賴關係

關於使用 Go 語言替換 Earthworm 實作的部分，我們採分項逐步替換的策略，使用 CGO 此一函式庫來介接現有 C 語言實作與陸續進行中的 Go 語言實作。CGO 是 Go 語言中的一個強大工具，允許 Go 程式直接調用 C 語言的函數和使用 C 語言的資料結構。在 PICK_EEW 模組的部分，概念如下圖所示，我們將 PICK_EEW 的 C 語言實作用一層 Go 語言撰寫的函式包覆之，且實作以 Go 語言存取 WAVE_RING 及 PICK_RING 資料的方式。如此一來可使本計畫的其他部分同步開展，因為我們能在維持 PICK_EEW 模組核心以 C 語言實作運行的情形下，使 Earthworm 框架的其他部分透過 Go 甚至是 Go MQTT 的方式與其互動。這樣的策略，也讓我們能逐步替換 PICK_EEW C 語言實作的各個函式，並在過程中確認我們 Go 實作的正確性。



隨後，我們移除了 pick_eew_go 和 tcpd_go 中所有呼叫 share memory 的相

關程式碼，以避免在脫離 Earthworm 系統後因找不到 share memory 位置而導致運行錯誤。在將 PICK_EEW 解算模組由 C 語言實作替換為 Go 語言實作後，程式碼中仍需調用一些 Earthworm 中使用 C 語言撰寫的函式庫，因此我們仍須使用 CGO 來編譯，但編譯完成後，pick_eew_go 和 tcpd_go 將能夠獨立運行，這是實現計算模組脫離 Earthworm 系統目標的一大進展。下圖顯示了修改後的系統架構。



B3. Go 語言的 slice 介紹與使用

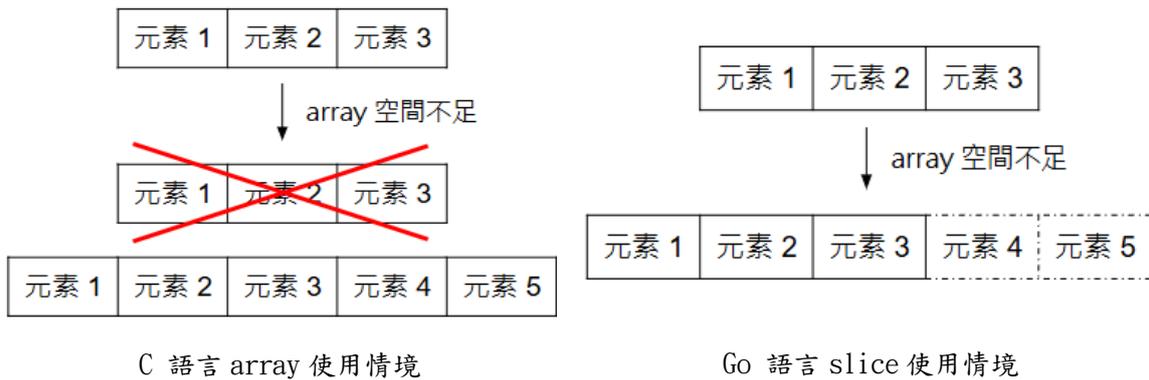
在使用 Go 語言實作 PICK_EEW 模組時，我們選用其作為本系統的主要資料結構，以提升開發效率和程式可維護性。Go 語言的 slice 與 C 語言的 array 在使用上為類似的概念，但它們在靈活性、記憶體管理、安全性和操作方便性等方面具有顯著差異。

在 C 語言中，array 在宣告時必須指定其固定大小，且無法在程式運行過程中調整。這意味著，一旦 array 大小被設定，若未來需求增加導致空間不足，程式需重新宣告一個更大的 array，並將原本的資料複製至新的 array 中。以圖 3-1 為例，最初宣告的 array 大小為 3 單位長，當運行過程中發現空間不足時，需重新配置一個 5 單位長的 array，而原先 3 單位長的 array 將被釋放或丟棄。因此為避免空間不足的情況，開發者常會預先宣告較大的 array 大小，然而這可能導致記憶體浪費，尤其是在實際需求遠低於預留空間的情況下。

Go 語言中的 slice 是一種動態調整大小的資料結構，能夠根據需求自動增減容量及大小，並在增減元素時自動進行記憶體分配。以圖 3-2 為例，初始宣告的 slice 長度為 3，當程式執行過程中發現空間不足時，slice 可以根據需要自動擴展至更大的容量，並自動完成記憶體的重新分配，無需手動處理。這使得 slice 相較於 C 語言中的陣列具有更高的記憶體使用效益，並提升程式的靈活性及擴展性。

此外，Go 語言的垃圾回收系統會自動管理 slice 的記憶體空間，這使得程式設計更簡單，並有效降低資安風險。Go 的 slice 內建邊界檢查機制，當訪問超出邊界時，系統會拋出 panic 以防止錯誤繼續執行，這進一步提升了資訊安全性。此外，Go 語言的 slice 還能避免指標運算引起的錯誤，讓開發者在處理數據時更為安全。

最後，Go 的 slice 提供了許多內建的操作函數，使得程式編寫更加直觀、方便。基於上述優勢，我們選擇使用 slice 取代 C 語言中的 array 與部分指標。儘管在某些特定情況下，slice 的性能可能不如 C 的 array，但在許多應用中，Go 的記憶體管理和自動垃圾回收機制通常能提供足夠的性能。



C. LoRaWAN

關於 LoRaWAN 的部分，本研究探索開源軟體 ChirpStack 作為地震預警系統通訊服務的適用性、以及 LoRaWAN 的相關研究文獻。ChirpStack 是一個開源的 LoRaWAN 網路服務器 (LoRaWAN Network Server)，用於建立和管理基於 LoRaWAN 的物聯網 (IoT) 應用。ChirpStack 的主要功能是接收和解碼來自 LoRaWAN 網路中端裝置 (如感測器或設備) 的數據，並將這些數據轉發到應用程序服務器以進行後續處理和分析。本計畫此面向著重於文獻整理與可行性分析及測試平台架設。此章節彙整相關背景知識，可行性分析將於後續章節綜整。

C1. LoRa 與 LoRaWAN 介紹

雖然 LoRa 和 LoRaWAN 兩個術語經常一起使用，但它們實際上指的是不同的層面。LoRa 是一種點對點之無線通信技術，LoRaWAN 則是一種基於 LoRa 的網路通訊協議，負責規範如何利用 LoRa 進行物聯網通信。

LoRa (Long Range) 負責將數據從設備傳輸到網路閘道，使用一種叫做「展頻調變」(Chirp Spread Spectrum, CSS) 的技術，使得信號可以在極低的功率下傳輸，並且可以抵抗干擾和長距離傳輸。影響 LoRa 數據速率的因素主要包括以下幾方面：

1. 擴頻因子 (Spreading Factor, SF)：擴頻因子決定了每個符號中包含的原始位元數，範圍從 7 到 12。較高的擴頻因子提供更遠的傳輸距離，但會降低數據速率。這是因為較高的 SF 會增加每次傳輸所需的時間。

2. 信道帶寬 (Bandwidth, BW)：LoRa 通常使用 125 kHz、250 kHz 或 500 kHz 的帶寬。較寬的帶寬可以提高數據速率，但同時也會減少有效的傳輸距離，因為信號在頻譜上會受到更多的干擾。

3. 前向錯誤更正 (Forward Error Correction, FEC)：LoRa 的 FEC 率可以設置為 4/5、4/6、4/7 或 4/8。較高的 FEC 可以提高傳輸的可靠性，但會增加每次傳輸所需的時間，從而影響數據速率。

另外，發射功率對數據速率也有影響。較高的發射功率能夠增加傳輸距離，減少數據丟失的可能性，從而在某些情況下提高有效的數據速率。最後，環境因素，如地形、障礙物和干擾源，也會影響 LoRa 的數據傳輸性能。在實際應用中，這些因素都需考慮以最佳化 LoRa 系統的數據速率。這些因素共同影響 LoRa 在特定場景中的實際數據速率表現。

LoRaWAN (LoRa Wide Area Network) 是一個針對物聯網 (IoT) 應用的網路協議，構建在 LoRa 技術的基礎上，負責管理設備之間的通信。LoRaWAN 定義了網路架構、設備的通信方式、認證和加密機制，並處理設備與應用伺服器之間的高層次協議。LoRaWAN 的架構可以劃分為以下幾個主要部分：

1. 終端設備 (End Devices)：這些是部署在物理世界中的 IoT 設備，通常為各種傳感器或執行器 (如地震監測傳感器)。這些設備直接與 LoRaWAN 閘道進行通信。

2. 閘道、閘道器 (Gateways)：閘道接收來自終端設備的無線數據，然後將其通過標準的 IP 網路 (如以太網、4G、WiFi) 傳輸到網路伺服器。它的作用相當於「數據收集點」，並將無線數據轉換為可在互聯網上傳輸的數據包。

3. 網路伺服器 (Network Server, NS)：網路伺服器處理來自閘道的數據，它負責數據的解碼、去重 (同一數據可能會從多個閘道接收)，並將數據轉發到應用伺服器。同時，網路伺服器也負責處理終端設備的認證和網路管理。

4. 應用伺服器 (Application Server, AS)：應用伺服器是數據的最終目的地，這裡的數據會被進一步處理或應用，根據具體場景 (如地震預警) 執行相應操作。

LoRaWAN 定義了三種設備類型，根據設備的工作模式和節能需求來區分：

- Class A：這類設備最節能，傳感器只會在有數據需要上傳時主動傳送，之後進入接收窗口等待來自伺服器的回應。伺服器只能在這個接收窗口內與設備通信。這種模式適合偶爾通信的場景，如環境監測。

- Class B：這類設備在指定的時槽內開啟接收窗口，允許伺服器在特定時間與設備通信。這種模式適合需要定期收發數據的應用，例如智能電表。

- Class C：設備基本保持接收模式，除非它正在傳輸數據。這使得伺服器可以隨時與設備通信，適合要頻繁或即時控制的場景如智慧城市或工業自動化。

LoRaWAN 有四個特性：長距離通信、低功耗、低帶寬與數據速率、免許可頻譜，LoRaWAN 的一大優勢是它能夠在較大的地理範圍內進行通信。在城市環境中，LoRaWAN 的傳輸距離可以達到 2 至 5 公里，而在農村或開闊地區 (無障礙物干擾無線信號的情況下)，其覆蓋範圍可以達到 15 公里以上，這使得 LoRaWAN 成為遠程監測應用 (如地震監測或農業物聯網) 的理想選擇。LoRaWAN 是一種極低功耗的通信技術。典型的 LoRaWAN 設備可以使用電池運行數年之久，這對於需要長期運行且無法頻繁更換電池的應用 (如偏遠地區的地震傳感器) 非常重要。這得益於 LoRaWAN 的設備休眠機制和 Class A 設備的設計。LoRaWAN 的設計重點在於傳輸小量數據，因此它的數據速率相對較低，通常在 0.3 Kbps 到 50 Kbps 之間。LoRaWAN 的速率適應性 (Adaptive Data Rate, ADR) 技術允許根據信號強度動態調整速率，既能優化能量消耗，又能增強可靠性。網路伺服器會根據實際情況調整 ADR，更使整體網路的能耗下降。LoRaWAN 工作在免許可頻譜 (例如歐洲的 868 MHz、美國的 915 MHz 頻段、以及臺灣的 923 MHz 頻段)，這意味著它可以在不需要頻譜授權的情況下運行。這降低了運營成本，特別適合大規模的 IoT 部署。

C2. ChirpStack 平台介紹與架設

LoRaWAN 的額外的好處為有豐富的開源軟體框架可供使用，其中 ChirpStack

是一個常用的選項。ChirpStack 是一個開源的 LoRaWAN 網路服務器解決方案，用於實現 LoRaWAN 網路的部署、管理和操作。它支持從終端設備到應用層的完整 LoRaWAN 通信過程，是許多物聯網 (IoT) 應用中常用的解決方案。ChirpStack 的模組化設計提供了高靈活性和可擴展性，便於定制和集成其他系統。ChirpStack 的分層架構，主要由以下幾個模組組成：

1. ChirpStack Gateway Bridge：

- 負責處理來自 LoRaWAN 閘道的數據。
- 這個模組將 LoRa 獨有的協議轉換為標準的 IP 協議（通常是 MQTT 協議），從而將數據轉發給 ChirpStack Network Server。
- 它通常運行在閘道本身或靠近閘道的設備上。

2. ChirpStack Network Server：

- 負責處理 LoRaWAN 的具體網路層邏輯，如數據解碼、數據去重（當多個閘道接收到相同數據包時）、適應性數據速率 (ADR) 管理等。
- 是 LoRaWAN 聯網管理的核心，負責管理設備入網、網路資源分配等。

3. ChirpStack Application Server：

- 負責與應用層交互，將來自網路伺服器的數據轉發給應用伺服器。
- 提供設備管理功能，允許用戶在其儀表板查看設備狀態、數據等。
- 支援將數據以 MQTT、HTTP、gRPC 等協議傳送給外部應用程式。

4. ChirpStack Gateway OS：

- 提供了針對 LoRaWAN 閘道的訂製作業系統，支持自動配置和管理，適合用於快速部署 LoRaWAN 閘道。

ChirpStack 的工作流程如下：

1. 終端設備通信：LoRaWAN 終端設備使用 LoRa 調製技術，將數據傳送到最近的閘道。
2. 數據接收與轉發：閘道接收到來自終端設備的無線數據，並將數據包發送給 ChirpStack Gateway Bridge，這個模組將數據轉換為 IP 協議並通過 MQTT 傳送給 ChirpStack Network Server。
3. 數據處理：Network Server 接收到數據後，會進行數據包的解析、去重，並處理如適應性數據速率 (ADR) 的網路優化操作。
4. 數據轉發至應用伺服器：數據包經過 Network Server 處理後，會被轉發到 Application Server，這層負責將數據傳送給最終應用程序，並管理設備相關的信息。
5. 應用層處理：最終應用程序根據接收到的數據進行相應處理，如在環境監測中生成報告、觸發警報等。

ChirpStack 因其開源特性，用戶可以自由使用、修改和擴展系統，無需依賴於商業方案。其模組化設計使各個組件可以分開部署、管理，方便不同應用的定制化需求。其提供的完整 REST API 和 gRPC API，使得開發者可以方便地將 LoRaWAN 資料整合到自定應用中。ChirpStack 支持多個閘道，這使得它特別適合大範圍的 LoRaWAN 部署。例如，在智慧城市應用中，ChirpStack 可以支持眾

多地理分散的 LoRaWAN 開道，以覆蓋整個城市的感知網路。ChirpStack 的應用伺服器提供直觀的設備管理功能，讓用戶可以方便地添加新設備、配置應用密鑰 (AppKey) 和網路密鑰 (NwkKey)。它還支持即時數據監控和分析，允許用戶觀察傳感器數據的變化，並根據數據進行動態的應用調整。

ChirpStack 支持多種數據傳輸方式，如 MQTT、HTTP、gRPC 等，這使得它能夠方便地與不同的 IoT 平台或應用整合，如 Node-RED、Kubernetes、Docker 等，滿足了各種現代應用的需求。ChirpStack 可以在本地部署，也可以運行於各大雲平台上，如 AWS、Azure、Google Cloud 等，這使得用戶能根據不同需求選擇最佳部署方式。例如，本地部署適合於注重數據隱私或有嚴格數據主權要求的應用，而雲端運行適合快速擴展和分佈式網路管理。

四、具體成果

以下針對此計畫之三個面向分述具體研究成果。

A. MQTT/gRPC

我們使用實驗室主機作為 MQTT Broker，在實驗室區網測試新增 MQTT 後 Earthworm 中 PICK_EEW 及 TCPD 的網路資料傳輸，並使用 Earthworm 的 Tankplayer 工具來重播 2013-oct-31-Taiwan_event_60s_MAN 的地震測站資料，比較加入我們新增的版本功能性是否與原系統相同。實作分類及搭配如下表所示，原始系統為版本 1 (c)，其餘七個版本為我們新增的版本：

	Shared memory	MQTT	gRPC	休眠喚醒機制
版本 1 (C)	☑	-	-	-
版本 2 (C)	-	☑	-	-
版本 3 (C)	-	☑	-	☑ (epoll)
版本 4 (C)	-	☑	-	☑ (pthread)
版本 5 (Go)	☑	-	-	-
版本 6 (Go)	-	☑	-	-
版本 7 (Go)	-	☑	-	☑
版本 8 (Go)	-	-	☑	-

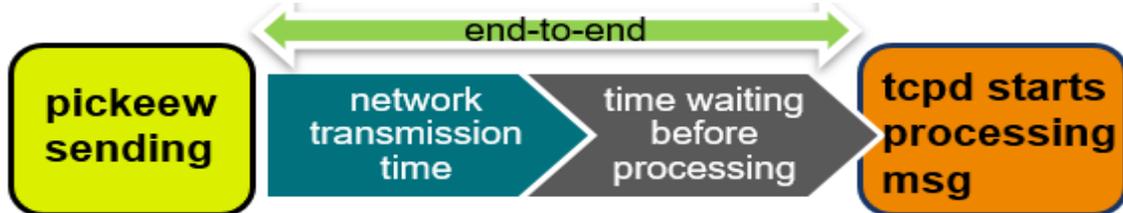
我們進行了四組實驗：(1)功能性測試；(2)端到端時間延遲；(3)端到端時間延遲與休眠喚醒機制；(4) gRPC 端到端時間延遲。分述如下。

○ 功能性測試實驗

功能性測試包含上述八個不同版本，分別去處理相同的地震波資料並比較生成出的 .rep 檔案是否與原始系統 (PICK_EEW (C) + shared memory + TCPD (C)) 的結果一致。我們的測試結果顯示，所有版本輸出之 .rep 檔案內數值皆完全相同，故確定上述功能改動後的版本皆能正常運行，保有原先改動前系統的全部運算邏輯和功能。

○ 端到端時間延遲實驗

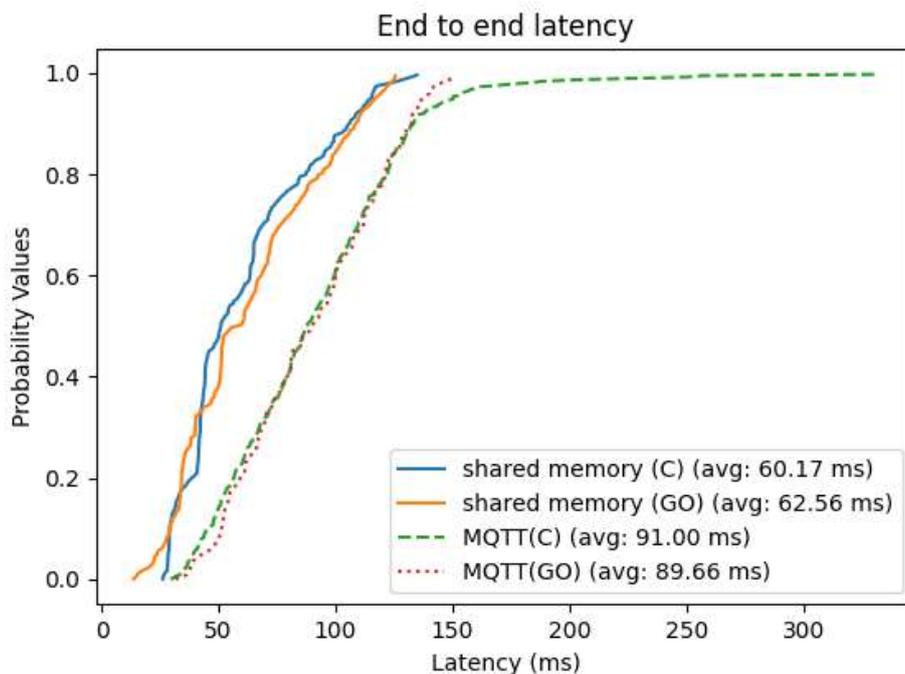
在確認了各實作版本的正確性後，我們接著進行了端到端時間延遲的測量，以深入分析每種設計的性能差異。具體而言，我們透過比較各階段的时间戳記來計算延遲，透過時間戳記相減的方式，測量不同設計版本在資料傳輸過程中的耗時。端到端延遲在本實驗中的定義包括兩個主要組成部分：一是資料從 MQTT publisher 傳輸到 TCPD 模組的網路傳輸時間，二是資料抵達 TCPD 模組後，若該模組處於休眠狀態，則還包括休眠結束前的等待時間總和，如下圖所示。



這樣的延遲測量能夠提供不同實作方案在網路實際應用中的即時性表現，例如即時處理和快速響應的能力。我們利用這些時間戳記的差值，呈現八種不同實作方案的延遲特性，並對比其在高效、低延遲和適應即時需求方面的表現，這也有助於進一步優化模組的處理效率和可靠性。

本實驗的配置由三台 Ubuntu 主機組成：其中一台做為運行 PICK_EEW 模組的 publisher，用於發布 pick 完的地震訊息，另一台為運行 TCPD 模組的 subscriber，負責接收來自 PICK_EEW 模組的訊息。此外，MQTT broker 也配置在一台獨立的主機上，以便確保訊息中繼服務的穩定運行。所有主機都連接至實驗室內的區域網路，這樣的環境設置旨在模擬真實網路條件下的訊息傳遞，並進行端對端的網路實驗，以評估消息傳輸的性能和延遲。

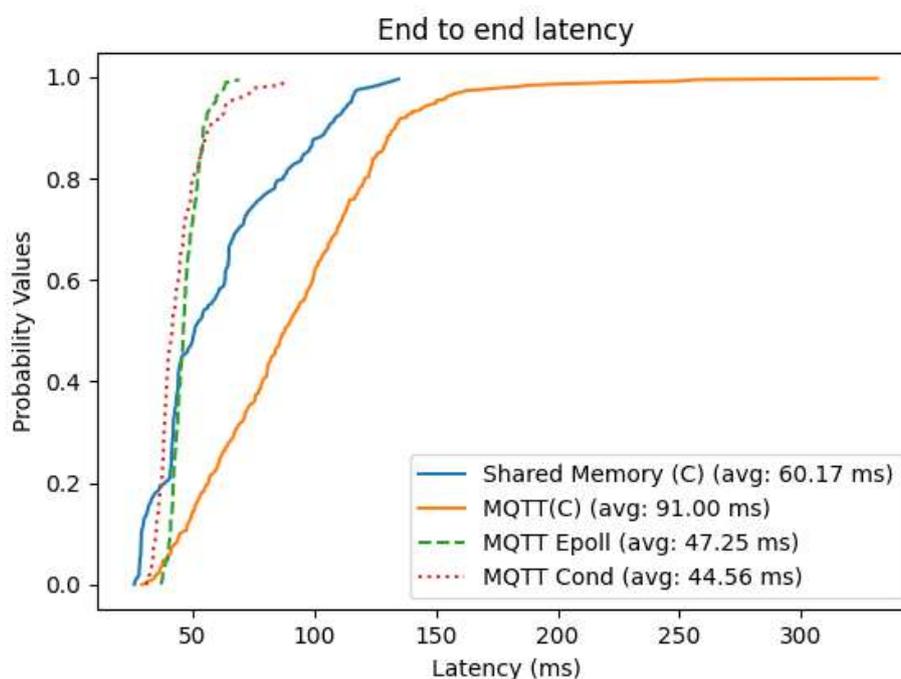
將共享記憶體替換為 MQTT 後，端到端延遲的實驗結果如下圖所示。

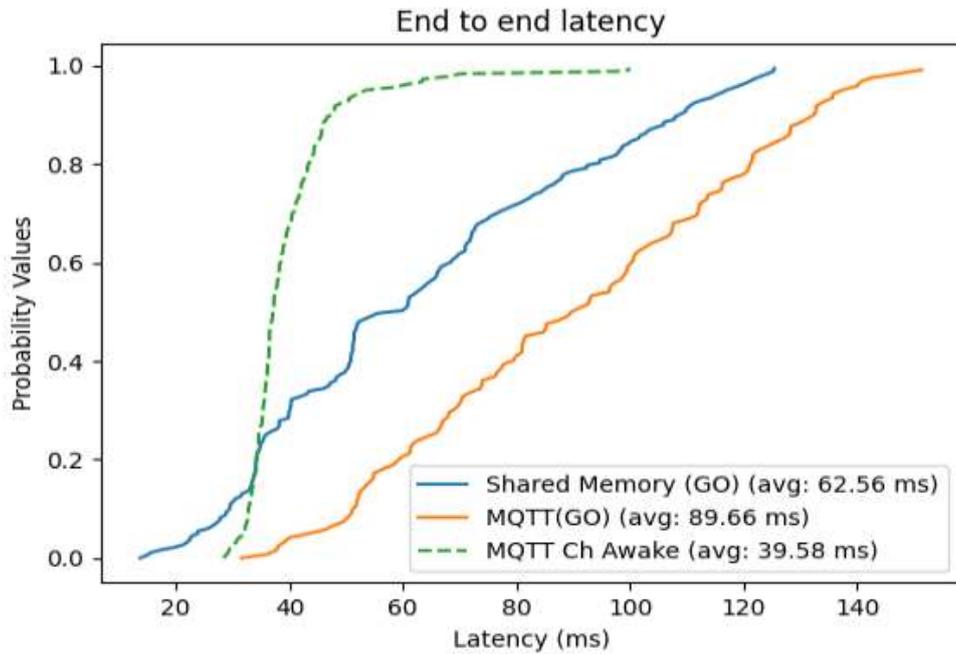


在圖表中，x 軸表示端到端時間延遲（從 PICK_EEW 到 TCPD），y 軸顯示累積概率，提供延遲分佈的詳細視角。實驗結果表明，使用 MQTT 作為數據傳輸方式後，不論是在 Go 語言還是 C 語言的實作版本中，端到端延遲約增加了 30 微秒（1 微秒 = 10^{-6} 秒）的額外延遲。換言之，這些結果揭示了在此網路配置下，將 Earthworm 架構中的資料傳遞方式從共享記憶體改為 MQTT，雖然提供了 MQTT 的高可擴展性、跨平台兼容性以及標準化的通訊方式等優勢，但相較於共享記憶體方案卻增加了約 50% 的端到端延遲。造成這些額外延遲的原因可歸因於網路傳輸的性質所產生一定的傳輸開銷。

○ 端到端時間延遲與休眠喚醒機制實驗

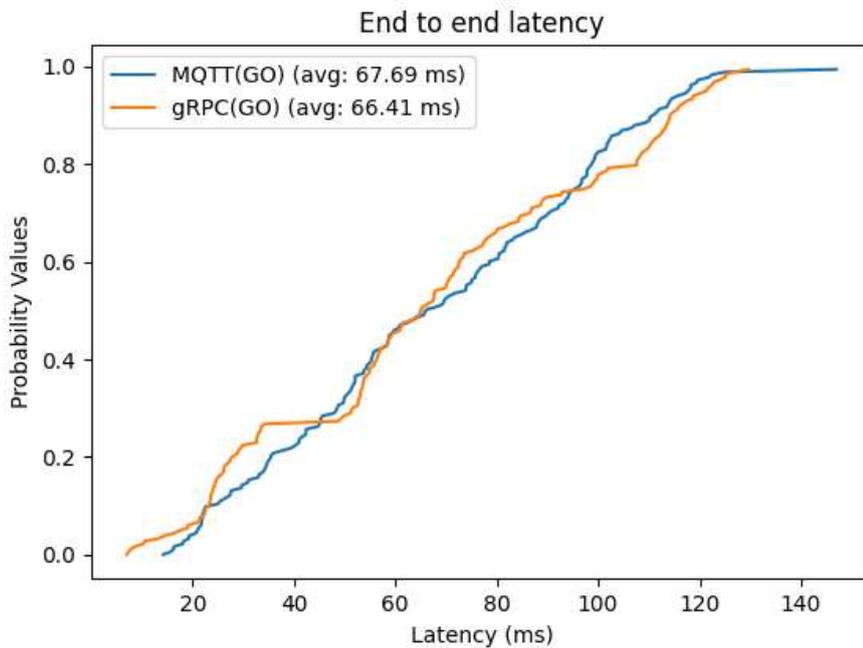
接著在本實驗中，我們專注於在前述的環境配置中評估加入睡眠喚醒機制對於端到端時延的影響。我們分別針對 Go 語言和 C 語言的版本進行測試，並比較實驗結果以了解此機制的效益。實驗結果如下圖顯示，在加入睡眠喚醒機制後，端到端時延明顯降低至約 45 微秒。這一改進不僅優於原先不使用此機制的 MQTT 版本（約 91 微秒），還較原本 Earthworm 系統的端到端延遲下降了 25%。這一結果揭示了睡眠喚醒機制在處理即時消息時的重要性。原因在於，即使在網路傳輸過程中出現額外的延遲，透過本研究所提出的睡眠喚醒機制，當數據抵達模組時，系統能夠即時處理這些訊息，無需再額外等待。這樣一來，消息處理的反應時間大幅縮短，整體平均端到端時延因此得以顯著下降。





○ **gRPC 端到端時間延遲實驗**

在目前的實驗中，我們初步實作了基於 Go 語言的 gRPC Unary 呼叫版本，並將其與 MQTT 通訊進行端到端延遲的比較，以了解兩種通訊協議在本應用中的延遲表現差異。實驗結果如下圖所示，展示了在相同的測試環境和數據傳輸量下，gRPC 與 MQTT 在端到端時延方面的表現。



實驗數據顯示，gRPC 的端到端延遲略為低於 MQTT，兩者表現相近，gRPC 平均為 66.41 毫秒，而 MQTT 為 67.69 毫秒。這一結果顯示出兩種協議在短距離且低延遲的傳輸環境中都具備一定的即時性。

B. Go

此面向具體成果分為兩個部分：(1) 將 PICK_EEW 解算模組由 C 語言替換為 Go 語言；(2) 將 pick_ew_go 和 tcpd_go 脫離 Earthworm 系統。分述如下。

○ 將 PICK_EEW 解算模組由 C 語言替換為 Go 語言

pick_ew_go 保留了原 C 語言版本的程式流程架構，但在資料結構方面，基於 2.1 節中提到的 Go 語言 slice 的多項優勢，因此我們使用 slice 取代了原 C 語言程式中的陣列與部分指標。具體變更內容如下圖所示。另外，由於 Go 語言在定義新變數時會自動將所有資料初始化為 0（或其他代表 0 的值），我們移除了所有僅用於初始化的函數，僅保留那些需要非 0 設定的部分。在修改過程中，也發現了一些原先 C 版本中未被使用到的程式碼，此次改寫我們將這些程式碼都移入 unuseCode.txt 中。

```
int          i; /*
STATION      *StaArray = NULL; /*
char         *TraceBuf; /*
TRACE_HEADER *TraceHead; /*
TRACE2_HEADER *Trace2Head; /*
int         *TraceLong; /*
short       *TraceShort; /*
long        MsgLen; /*
MSG_LOGO    logo; /*
MSG_LOGO    hrtlogo; /*
int         Nsta = 0; /*
time_t      then; /*
long        InBufL; /*
GPARAM      Gparm; /*
EWH         Ewh; /*
char        *configfile; /*
pid_t       myPid; /*

char        EEWFile[100];
PEEW        eew_StaArray[1000];
int         eew_Nsta = 0;
```

C 語言的主程式資料結構

```
// define and init var
configfile := os.Args[1] /* Point
var StaArray []STATION /* Stat
var TraceBuf []byte /* slice
var TraceHead *C.TRACE_HEADER
var Trace2Head *C.TRACE2_HEADER
var TraceLong []C.int
var TraceShort []C.short
var MsgLen C.long /* Size of
var logo C.MSG_LOGO /* Logo of
var hrtlogo C.MSG_LOGO /* Logo of
Nsta := 0 /* Number of
var InBufL int /* Maximum
var Gparm C.GPARAM /* Config
var Ewh C.EWH /* Parameter

var EEWFile string
eew_StaArray := make([]PEEW, 0)
eew_Nsta := 0
```

Go 語言的主程式資料結構

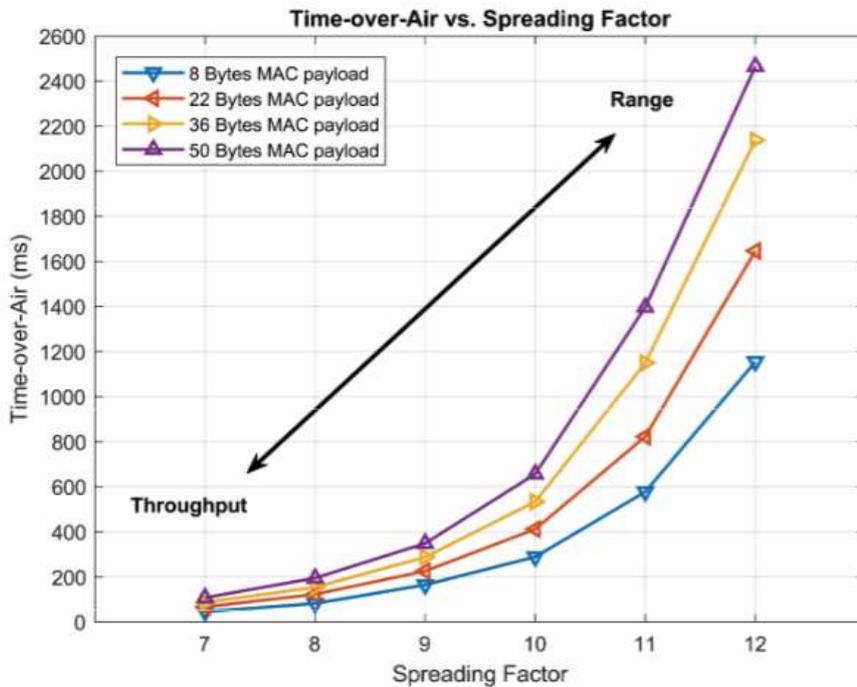
○ 將 pick_ew_go 和 tcpd_go 脫離 Earthworm 系統

由於在本次實驗環境中，pick_ew_go 和 tcpd_go 已成功脫離 Earthworm 系統，並已由 MQTT 取代 shared memory，為驗證修改後系統的正常運作，我們將重播過往地震波資料。此過程中，不僅檢查資料是否正確傳送至各模組，還將在 tcpd_go 產生報告後，將新系統的報告結果與舊系統讀取同一地震波資料所產生的報告進行比對。若實驗過程中無資料遺失且最終所有報告結果一致，則顯示本次系統改寫已成功達成目標。

以下截圖為 pick_ew_go 和 tcpd_go 脫離 Earthworm 系統的實驗結果，顯示了 startstop 模組對各模組運行狀態的監控情況。從圖中可以看出，我們成功將 PICK_EEW 與 TCPD 脫離了 Earthworm 系統，也解離了其與 startstop 的相依關係。唯一剩下的 tankplayer 模組，主要功能是讀取過往的地震波歷史資料，並將資料

的時間。

- 2.數據加密時間：在數據被傳輸之前，使用 AES 對數據進行加密所需的時間。
- 3.空中時間 (Time-on-Air, ToA)：數據在空中傳輸的時間，這取決於擴展因子 (Spreading Factor, SF) 和帶寬 (Bandwidth, BW)。較高的 SF 會增加 ToA。
- 4.網路開道處理時間：數據包到達開道後的處理時間。
- 5.IP 網路傳輸時間：數據通過 IP 網路傳輸到網路和應用服務器的時間，這部分時間可能具有較高的變異性。
- 6.伺服器處理時間：在網路和應用服務器上對數據進行處理的時間，包括解密數據的時間。
- 7.接收和處理時間 (TRX)：最終用戶應用程序接收到解密後的數據並進行進一步處理的時間，例如觸發軟體事件或控制執行器。



這些組成部分的總和決定了 LoRaWAN 的端到端延遲。關於 ToA 與 SF 參數在資料傳輸表現的影響，參考資料 [6] 展示了如下圖的實驗結果。在 125 kHz 頻寬下，可知可傳輸距離與頻寬利用率呈現反相關，因為 SF 設定高時資料傳輸率會降低。因此，如果想在 LoRaWAN 系統中降低空中時間 (ToA) 的延遲，會需要使用較低的 SF 值。然而調降 SF 參數後，終端設備與網路開道的可通訊距離將會縮短，會需要部署更多的開道或增加中繼傳輸用之終端設備。

除了 ToA，還須考量 PDR (Packet Delivery Ratio) 封包傳遞率。封包傳遞率是用來衡量網路通訊品質的重要指標，其定義為在網路傳輸過程中，成功送達的資料封包數量與總發送資料封包數量的比值。當一個系統中有大量的終端設備時，封包傳遞率會下降 [7]，將影響系統可靠性，欲使封包傳遞率上升，需要部署更多的網路開道。增加設備的部署不僅涉及硬體成本，還包括營運費用及安裝、維護等，如電源和網路連接。特別是在需要覆蓋大範圍地區或是野外地區的情況下。雖然增加設備能夠有效降低延遲，但其經濟成本使得這種方法不一定可行。

此外，也須考量單個封包有 Maximum Payload Size 的問題 [8][9][13]，LoRaWAN 的 Maximum Payload Size 會隨著 Spreading Factor (SF) 的增加而減少，這是因為更高的 SF 雖然提供更遠的通訊距離，但也需要更長的傳輸時間。為了符合無線電規範中的空中傳輸 (Duty Cycles) 時間限制，較高 SF 必須限制 payload 大小。以下是各 SF 值對應的 Maximum Payload Size：

Data rate	Spreading factor	Channel bandwidth	Bit rate	Maximum payload size
0	SF12	125 kHz	250 bps	51 bytes
1	SF11	125 kHz	440 bps	51 bytes
2	SF10	125 kHz	980 bps	51 bytes
3	SF9	125 kHz	1.76 kbps	115 bytes
4	SF8	125 kHz	3.13 kbps	242 bytes
5	SF7	125 kHz	5.47 kbps	242 bytes
6	SF7	250 kHz	11 kbps	242 bytes

資料來源：

https://www.researchgate.net/figure/Achievable-bit-rates-and-payload-sizes-in-LoRaWAN_tbl1_337285895

地震波常見的格式如 SEED 之採樣單位是 512 位元組¹，每個地震波的資料大小根據採樣率、採集時長、是否壓縮、精度大小不一，且 data rate 最快的 SF 7 僅能攜帶 242 個位元組，故地震觀測資料可能需要拆分多次分別傳送，萬一傳送過程中發生封包遺失，需要重傳將會影響可靠性與大幅增加延遲時間。最後，終端設備受限於嚴格的 duty cycle 管制，例如在亞洲 923MHz 頻段中的 1% 限制，意味著每小時僅能傳輸 36 秒。Duty cycle 的管制將會影響地震系統預警的時效性。

○ 多跳 LoRa 技術用於地震預警系統可能性分析

由於 LoRaWAN 需要網路閘道 (gateway) 與終端設備共同運作，將終端設備大量部署於野外或是人煙稀少的地區，仍然需要部署對應的閘道設備，而閘道耗電量較大，必須有穩定可靠的電源維持正常運作，這個特性將會使得野外部署的挑戰性增加，閘道同時也成為了地震預警系統的瓶頸，若閘道故障，終端設備的資料有可能無法進入乙太網路或是衛星網路，將對預警系統的可靠性造成嚴重破壞。

地震預警系統 (EWS) 可分為分散式 [10] 和集中式兩種架構，兩者在數據處理上存在顯著差異。集中式系統將數據從多個感測器傳送至中央伺服器進行處理與分析，雖然這樣可以提供更高的控制和一致性，但也容易受到單點故障的影響，若中央伺服器失效，整個系統的運作便會受到干擾。相對而言，本地端採用 PLUM 演算法 [14]，PLUM 演算法不對震源作定位，而是根據自身收集的資料檢測地震並生成警報，這樣的設計提高了系統的韌性，即使部分節點失效，其他節點仍能正常運作。集中式系統的建設和維運成本較高，分散式系統使用較低成本的硬體並可靈活擴展，無需依賴高價位的中央伺服器。

由於 LoRaWAN 較低的傳輸速率以及物理上的限制，比較傳統 TCP/IP 的方案，採用 LoRaWAN 將資料從終端裝置到閘道器再上傳至中央伺服器的作法，在效能上無法超越終端裝置直接搭配乙太網路的方案，但仍然可以用不同的角度觀點去看待 LoRa 多跳架構用於預警系統的可能性：與傳統經過閘道的方案不同，不

¹ <https://www.src.com.au/seedlink-seismic-data-streams/>

採用開道的多跳方案由於能在各節點之間轉送訊息，能使得傳輸路徑更多樣化，提高了系統的可靠度，若是作為備用方案在主流電信設施因地震失效時，這時 LoRaWAN 的方案便能派上用場。

以此為基礎，有研究提出了一種基於 LoRa 技術的新型多跳 (Multihop) 通信架構 [10]，做為分散式的地震預警系統。該研究旨在處理傳統地震預警系統依賴於集中式處理和網際網路連接的問題。研究者提出了一種去中心化的方法，使用低成本的 Raspberry Shake 4D 感測器，感測器彼此使用 LoRa 通訊。整個通信網路由終端節點 (ENs) 和中繼節點 (RNs) 組成，沒有使用 LoRaWAN：

EN (End Node) - 終端節點

- 安裝在社區成員家中的低成本 MEMS 地震傳感器[11][12]
- 負責檢測地震和生成預警
- 位置和密度不受限，允許社區參與，可以隨時啟用新的 EN 或停用現有 EN
- 每個 EN 必須在至少一個 RN 的覆蓋範圍內

RN (Relay Node) - 中繼節點

- 負責接收和廣播消息的設備，不具備地震檢測功能
- 戰略性地預先確定位置，以確保覆蓋整個目標區域，形成網格狀佈局

簡而言之，RN 是中繼廣播消息的固定節點，EN 是具有地震檢測功能的終端用戶節點。這種 RN 和 EN 的組合形成了一個星狀網格拓撲結構，使得預警消息可以通過多跳方式快速傳播到整個覆蓋區域。此方法的好處在於它不依賴單一的直通路徑，而是利用多個中繼節點進行數據傳輸，形成可以靈活調整的網路結構。在地震檢測與驗證方面，採用兩階段驗證方案來提高警報生成的可靠性，第一個檢測到地震的節點發出未驗證警報，隨後附近節點接收後進入監聽模式，如果第二個節點在指定時間窗口內也檢測到地震，則發出經驗證的警報。

多跳架構通過短距離傳輸來減少延遲，能使 Spreading Factor 降低（較快的傳輸速度），提供更短的延遲，並提供多條路徑以增加系統的穩健性和可擴展性。該研究使用 SF8 的 LoRa 設定，RN 間距為 3.2 公里。研究人員開發了一個基於 FLoRa 的網路模擬平台，用於設計和評估網路性能，並進行了小規模的模擬實驗作為概念驗證。此外，在案例研究中，研究人員使用模擬的方式，將紐西蘭惠靈頓地區的一個現有分散式地震預警系統的網路部分抽換為 LoRa，比較使用 LoRa 和 TCP/IP 兩種方式的系統延遲和預警時間窗口。

模擬結果顯示 LoRa 網路能夠在 2.4 秒內將消息傳播到 30 公里半徑範圍內的所有節點，最多經過 22 個節點跳躍。在惠靈頓案例研究中，LoRa 網路能夠提供 1.01 至 5.93 秒的預警時間窗口，略低於基於 TCP/IP 的 1.51 至 6.75 秒，但仍足以進行心理準備和簡單的保護行動。

綜合來說，該研究展示了 LoRa 作為地震預警通信技術的可行性，特別是在缺乏網際網路基礎設施的情況下。

五、結論與建議

此研究計畫的成果將地震預警系統與 Earthworm 初步鬆綁，且脫離了共享記憶體的限制，透過 gRPC 和 MQTT 的技術應用，使系統得以分散式地運行在多台主機上，達到高效、靈活且穩定的資料通訊及協同運作，從而提升系統的彈性

與擴展性。此外，我們在地震預警系統模組中加入的睡眠喚醒機制，可降低系統的端到端時延。這些設計共同維護了地震預警系統在通訊、擴展性和數據處理效率上的效能。

資料通訊的部分，雖然就目前有的實驗結果來看，MQTT 與 gRPC 在時延上的表現在伯仲之間，然而我們認為 gRPC 在設計上的一些特點可提供不同層面的優勢。例如，gRPC 的跨語言支持性和內建的協議緊湊性，使其在多版本的模組之間的互通性上具有較高的靈活性，並且其基於 HTTP/2 的傳輸方式能支援雙向流和更高效的訊息序列，這對於需要雙向通信或流式數據處理的場景尤為適用。因此儘管在本次實驗中我們僅實作了最簡單的 Unary 呼叫版本，未來我們計劃進一步擴展 gRPC 的應用，實作並測試雙向流 (Bidirectional Streaming) 和客戶端串流 (Client Streaming) 的功能，以便觀察這些特性如何影響端到端時延以及數據處理的效率，同時接下來的工作也將聚焦於更高頻率、大量數據傳輸情境並進行性能分析，結合應用需求考量進行 API 選擇的評估，期望能找到在不同場景下延遲與效率的最佳平衡點。

現行地震預警系統使用 C 語言實作，經資訊安全掃描工具檢測，發現部分實作存在資安風險，如何防止地震預警資訊遭有心人士竄改或遮蔽是現行及未來系統需妥善處理的課題。為解決此問題，我們將 Earthworm 框架下的 PICK_EEW 解算模組從 C 語言改為 Go 語言實作，並成功與 Earthworm 其他模組介接。實作過程中，我們使用 Go 語言的 slice 取代 C 語言的 array，以提升開發效率與程式可維護性，並採用 CGO 使模組能夠調用 Earthworm 中的 C 語言函式庫。

現行的地震預警系統軟體框架與資料通訊流程要求所有模組必須在同一實體主機上運行，並且需依賴 Earthworm 中的 startstop 模組來監控各模組的運行狀態。此架構對實體主機效能有高度依賴性，且若將來系統需部署至 Docker 容器化環境並使用 Kubernetes 進行管理，該架構在運行效率與擴展性上將面臨挑戰。為解決此問題，我們將 PICK_EEW 和 TCPD 解算模組以 Go 語言實作完成後，捨棄原有的 shared memory 機制，改用 MQTT 作為資料傳輸方式，使得 pick_ew_go 和 tcpd_go 模組在編譯後得以脫離 Earthworm 系統 (即不依賴 startstop 環境) 獨立運行。此改進不僅提升了開發與維護便利性，也為地震預警系統完全脫離 Earthworm 系統奠定基礎。

目前更新後的系統仍須使用 startstop 環境，因為部分解算模組仍依賴 Earthworm。主要原因有二：首先，我們尚未將 tankplayer 和 DCSN 這兩個解算模組以 Go 語言重寫；其次，tankplayer 模組負責讀取歷史地震記錄，並整理後傳輸給 PICK_EEW。然而這些記錄資料無法直接讀取，若直接顯示在螢幕上，內容僅顯示亂碼。必須由 tankplayer 整理後傳送給 PICK_EEW，再由 PICK_EEW 放入對應的資料結構，方能解析出地震波數據。因此，目前我們不隨意更改其程式碼，以免影響資料傳輸至 PICK_EEW 的準確性。

未來若以 Go 語言重寫 tankplayer 和 DCSN 模組，則可實現將地震預警系統獨立於 Earthworm，以提升系統的資訊安全性。此外，也可嘗試整合 pick_ew_go 和 tcpd_go，利用 goroutine 和 channel 來平行化部分程式的執行，以加快資料處理速度。在開發與維護方面，若能進一步依功能將 pick_ew_go 和 tcpd_go 的程式碼模組化，將不同功能分為獨立的函式，並讓主程式保持簡潔明瞭的結構，預期將可方便未來的工程師快速理解與掌握整體架構。

傳統 LoRaWAN 架構在地震預警應用上面臨幾個關鍵限制。首先是端到端延遲問題，從數據獲取到最終處理需要經過多個階段，其中空中時間 (ToA) 與擴展因子 (SF) 密切相關，較高的 SF 雖然提供更遠的通訊距離，但會顯著增加傳輸時間。其次是 payload size 的限制，即使在最快的數據傳輸率 (SF7) 下，單次傳輸也僅能攜帶 242 位元組的數據。考慮到地震波形數據的大小，可能需要將數據分割成多個封包傳送，這不僅增加了延遲，也提高了封包遺失的風險。再加上 duty cycle 的限制，使得使用 LoRaWAN 做為地震預警應用的可行性不高。

然而，近期研究提出的多跳 LoRa 架構為地震預警系統提供了新的可能性。這種架構採用分散式設計，由終端節點和中繼節點組成網狀網路。終端節點負責地震檢測，中繼節點則負責消息的轉發。研究顯示，該系統有望能在 2.4 秒內將警報傳播到 30 公里範圍內的所有節點。這使得 LoRa 技術雖然可能不適合作為主要的預警通訊系統，但可以作為現有系統的備援方案，特別是在主要通訊設施因地震損壞的情況下發揮作用。總體來說，雖然傳統 LoRaWAN 架構在地震預警應用上存在明顯限制，但基於多跳架構的 LoRa 網路設計為此類技術開闢了新的應用可能，預期適合作為預警系統的輔助或備用通訊方案。

最後，現行的 ChirpStack 並沒有特別針對即時系統的需求作設計，因為現行應用 LoRaWAN 的物聯網並沒有需要很高的網路頻寬及系統資源使用率 (system utilization %)，且其感測器數據 (如:溫溼度) 往往並沒有特別緊迫的時延需求。未來預期若地震觀測封包能縮小尺寸，則可探索一個具有封包優先級機制，且滿足能在時限內成功傳輸資料的基於 LoRaWAN 的系統設計與實作。

六、成果價值與貢獻

1. 可分散式通訊運算架構：藉由共享記憶體、MQTT、gRPC 這三種資料交換策略，可依需求將地震預警系統的各模組運行在相同或不同機器上，降低端到端時延及提升系統佈署彈性。
2. 可靠性和穩定性：MQTT 提供了不同層級的 QoS 來確保訊息能夠確實傳遞到接收端，並且具有一定程度的資料通訊穩定性。
3. 資訊安全和整合性：使用 Go 語言改寫現行 Earthworm C 語言框架，可以增進資訊安全、並使此程式未來能夠和相關服務生態系更好的整合。
4. 相關資訊工程軟硬體研發人才的培育及訓練：此計畫的參與人員，藉由學習現有運作中的系統實作，以及實際修改整合現有軟體系統和效能分析，逐步深化資訊工程的理論分析及實作能力。

七、落實應用情形

此計畫之軟體開發成果，已使用 2013-oct-31-Taiwan_event_60s_MAN 的地震測站資料，在實驗室做系統實際效能驗證，比較在加入改寫及新增的功能，生成出的.rep 檔案與改寫前的系統版本所產生之結果一致。相關程式碼及說明將提供給地震中心運用。

參考文獻及資料

- [1] <https://gitlab.com/seismic-software/earthworm>
- [2] 李恩瑞, 鄭佳烜, 林士捷, 練嘉翔. (2022). 地震預警技術研究-運用邊緣運算技術縮短地震資料處理與傳輸時間.地震技術彙編.中央氣象署地震測報中心.
- [3] 金台齡, 許丁友, 楊子毅, 姜美瑜, 施柏均. (2022). 運用人工智慧於地震現地預警之震度預測. 地震技術彙編.中央氣象署地震測報中心.
- [4] <https://www.infoworld.com/article/3713203/white-house-urges-developers-to-dump-c-and-c.html>
- [5] <https://www.chirpstack.io/>
- [6] Pötsch, Albert, and Florian Hammer. "Towards end-to-end latency of LoRaWAN: Experimental analysis and IIoT applicability." *2019 15th IEEE international workshop on factory communication systems (WFCS)*. IEEE, 2019.
- [7] Centelles, Roger Pueyo, et al. "A lora-based communication system for coordinated response in an earthquake aftermath." *Proceedings*. Vol. 31. No. 1. MDPI, 2019.
- [8] https://loralliance.org/wpcontent/uploads/2020/11/lorawan_regional_parameters_v1.0.3reva_0.pdf
- [9] <https://avbentem.github.io/airtime-calculator/ttn/eu868/2>
- [10] Ranasinghe, Vinuja, et al. "Rapid and Resilient LoRa Leap: A Novel Multi-Hop Architecture for Decentralised Earthquake Early Warning Systems." *Sensors* 24.18 (2024): 5960.
- [11] Wu YM, Mittal H. A Review on the Development of Earthquake Warning System Using Low-Cost Sensors in Taiwan. *Sensors (Basel)*. 2021 Nov 18;21(22):7649. doi: 10.3390/s21227649. PMID: 34833728; PMCID: PMC8622038.
- [12] Mittal, Himanshu, Benjamin M. Yang, and Yih-Min Wu. "Progress on the earthquake early warning and shakemaps system using low-cost sensors in Taiwan." *Geoscience Letters* 9.1 (2022): 42.
- [13] https://www-lab5e-com.translate.google/docs/lora/dr_sf/?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=zh-TW&_x_tr_hl=zh-TW&_x_tr_pto=sc
- [14] Kodera, Yuki, et al. "The propagation of local undamped motion (PLUM) method: A simple and robust seismic wavefield estimation approach for earthquake early warning." *Bulletin of the Seismological Society of America* 108.2 (2018): 983-1003.