NCDR
國家災害防救科技中心

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

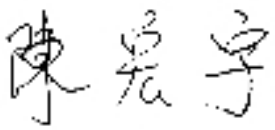
主任序言

眾所周知，臺灣位於環太平洋地震帶的西側，北臨日本、南接菲律賓與印尼群島，整個東亞島弧是地球上地震活動最活躍的區域之一。受到歐亞板塊與菲律賓海板塊聚合的影響，臺灣及鄰近海域地區每年發生約 4 萬起地震，其中規模 6.0 以上之地震大約是一年 4 起，規模 7.0 以上之地震則約數十年一起，這些地震除了塑造大自然中高聳的島嶼地形以外，也帶來了一些衝擊民生問題的災害。

回顧臺灣的地震史，1999 年 9 月 21 日規模 7.3 的集集大地震無疑是近代最具衝擊力的一次災難，不僅造成全臺無數財產生命的損失，也讓我們深刻意識到減災、防災與避災的重要性。921 地震後，臺灣社會對於地震致災的問題曾經展開一系列的修法與改革，除了制定更為嚴謹的建築法規與標準，加強了地震預警系統的建置外，同時也強化災害應變時，在救災工作上進行橫向與縱向的串連。經過公私部門逐年的努力，今年（2024 年）4 月 3 日規模 7.2 的花蓮地震災情，清楚的顯示了 25 年來各防災單位努力的成效。

地震的發生迄目前為止，世界各國都無法進行事前的預測，但是如果透過地質科學的研究分析，將會有助於了解地震活動的分布與特性。《臺灣地震帶》這本書的出版正是基於此宗旨，特別匯集了過去 30 年來，臺灣地震活動的統計數據，將臺灣全境劃分為 38 個地震帶，透過地震個數、密度與震源機制的判釋，並搭配著震波層析成像模式，全面性的比較全島不同地質構造區的地質特性與地震活動。透過這些資料的逐一解析，不僅可以清楚的瞭解過去 30 年來臺灣各地區的地震活動頻率與強度，同時也間接地提供了未來其他區域，需要更多地震預警的關注，以強化地震防災的整備工作。

本書的出版，應該可以為地震學的研究提供寶貴的參考資料，也可以為臺灣地震的防減災工作，提供重要情資研判的參考訊息。謹此特別感謝陳文山教授、吳逸民教授、楊耿明教授，以及災防科技中心同仁們共同編撰此書，更謝謝石瑞銓教授、林正洪教授、林哲民博士、林啟文組長、洪淑蕙教授、郭陳澔教授、黃柏壽教授、詹忠翰教授、顏君毅教授，以及饒瑞鈞教授提供了諸多的改進建議，希望藉著這些專業資訊的推播，未來可以大大減少地震災害對於生命財產，以及各項民生問題的衝擊。



2024 年 9 月

目錄

| 前言 |

臺灣地震帶 08

| Introduction |

The Seismic Zones of Taiwan 09

01 章

緒論 10

02 章

臺灣地質構造區概述 15

2.1 海岸山脈地質構造區 15
2.2 脊樑山脈地質構造區 16
2.3 雪山山脈地質構造區 17
2.4 西部麓山帶地質構造區 17
2.5 海岸平原地質構造區 18
2.6 北部張裂帶地質構造區 18
2.7 琉球隱沒帶 19
2.8 馬尼拉隱沒帶 19

03 章

資料來源與研究方法 21

3.1 資料來源 21
3.2 震波層析成像剖面 22
3.3 地震頻率分析 24
3.4 地質構造剖面 25

04 章

地質構造區之地震帶

4.1	海岸平原地質構造區	38
4.1.1	北港高區無震帶	39
4.2	西部麓山帶地質構造區	43
4.2.1	桃竹苗地震帶	54
4.2.2	泰安地震帶	59
4.2.3	中彰投地震帶	61
4.2.4	草屯地震帶	64
4.2.5	台中地震帶	67
4.2.6	雲嘉南地震帶	69
4.2.7	阿里山地震帶	80
4.2.8	高屏地震帶	81
4.2.9	口社地震帶	87
4.3	雪山山脈地質構造區	89
4.3.1	李棟山地震帶	94
4.3.2	雪山地震帶	96
4.3.3	埔里地震帶	102
4.4	脊梁山脈地質構造區	108
4.4.1	脊梁山脈地震帶	111
4.4.1.1	脊梁山脈北段地震帶	117
4.4.1.2	脊梁山脈南段地震帶	118
4.4.1.3	脊梁山脈中段地震帶	123
4.4.2	中央山脈斷層地震帶	125
4.4.2.1	中央山脈斷層地震帶和平段	129
4.4.2.2	中央山脈斷層地震帶鳳林段	133
4.4.2.3	中央山脈斷層地震帶玉里段	135
4.4.2.4	中央山脈斷層地震帶初鹿段	137
4.4.2.5	中央山脈斷層地震帶檳榔段	139
4.4.3	玉里斷層地震帶	142

04 章
地質構造區之地震帶

4.4.4	南澳地震帶	143
4.4.5	玉山地震帶	146
4.4.6	寶來地震帶	148
4.4.7	阿禮地震帶	149
4.4.8	潮州斷層地震帶	152
4.4.9	恆春斷層地震帶	153
4.5	海岸山脈地質構造區	154
4.5.1	縱谷斷層地震帶	156
4.5.1.1	嶺頂斷層地震帶	161
4.5.1.2	瑞穗斷層地震帶	165
4.5.1.3	池上斷層地震帶	166
4.5.1.4	利吉－鹿野斷層地震帶	168
4.5.2	豐濱地震帶	171
4.5.3	奇美斷層地震帶	173
4.5.4	綠島－蘭嶼地震帶	173
4.6	北部張裂帶地質構造區	178
4.6.1	龜山島火山地震帶	180
4.6.2	三星地震帶	183
4.6.3	濁水斷層地震帶	186
4.6.4	沖繩海槽地震帶	190
4.6.5	山腳斷層地震帶	192
4.6.6	桃園台地無震帶	193
4.7	馬尼拉隱沒帶	194
4.7.1	馬尼拉隱沒地震帶	194
4.8	琉球隱沒帶	197
4.8.1	琉球隱沒地震帶	198
4.8.2	琉球增積岩體地震帶	202
4.8.3	弧前盆地地震帶	205

Content

05 章

孕震帶地震分布 207

06 章

討論與結論 217

6.1 海岸平原地質構造區 217
6.2 西部麓山帶地質構造區 223
6.3 雪山山脈地質構造區 225
6.4 脊樑山脈地質構造區 227
6.5 海岸山脈地質構造區 230
6.6 北部張裂帶地質構造區 230
6.7 琉球與馬尼拉隱沒帶 232
6.8 其它 234
6.9 總結 249

參考文獻 251
附錄 261
致謝 277

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

| 前言 |

臺灣地震帶

臺灣坐落在歐亞與菲律賓海板塊的碰撞與隱沒邊界，板塊聚合作用使得造山帶地殼產生快速變形，並形成了活躍的地震帶。每年地震數量約 2–4 萬次，而每隔數年或十數年就可能發生災害性的大地震。百餘年來，臺灣共發生數十起災害性地震，造成 8084 人死亡。因此，若能夠深入了解孕震帶的成因，這對於預防與降低災害風險是至關重要的。

本書利用 1990~2020 年間的地震資料，應用震波層析成像法與地震分布，建立臺灣各地質構造區地震帶的三維構造模型，並分析臺灣與鄰近海域地震帶與大地構造的關係。由於地質構造特性與地震帶成因有極密切關係，因此依據陸海域的海岸山脈、脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原、北部張裂帶、琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒帶等地質構造區的特性，劃分了 38 個地震帶（包括 2 個火山地震帶）以及 2 個無震帶。

本書對地震帶的地震地質特性進行分析與討論，目的在瞭解地震（地殼）活動的特性。雖然對於大地震的孕震周期而言，30 年的觀測時間相對是非常短促，難以全面反映地震地質特性，但本研究仍然利用這有限的資料，透過地震的時序分析，嘗試深入了解地震帶的特性。目的是期待未來能精確地進行地震災害的潛勢分析與風險評估，作為國家防災計畫與國土規劃的參考。

本書的地震資料取自中央氣象署即時地震網（CWASN, Central Weather Administration Seismic Network）、自由場強震站（TSMIP, Taiwan Strong Motion Instrumentation Program Network）以及部分日本氣象廳地震網（JMA, Japan Meteorological Agency）鄰近臺灣地震站的資料，選用 1990~2020 年間的地震。在地震資料處理方面，採用吳逸民等（Wu et al., 2008）提出的走時資訊重定位方法，並運用黃信樺等（Huang et al., 2014）的震波層析成像模式。

陳文山[1]、吳逸民[1]、楊耿明[2]、葉柏逸[1]
洪嘉佳[3]、楊清淵[3]、柯明淳[3]、柯孝勳[3]

[1] 臺灣大學地質科學系
[2] 成功大學地球科學系
[3] 國家災害防救科技中心

| Introduction |

The Seismic Zones of Taiwan

Taiwan, located at the collision and subduction boundary between the Eurasian and Philippine Sea Plates, experiences substantial seismic activity due to rapid crustal deformation. With approximately 20,000-40,000 earthquakes occurring annually, Taiwan is susceptible to catastrophic seismic events in every few years or decades. Over the past century, the region has experienced several dozen catastrophic earthquakes, causing 8,084 fatalities. However, a thorough understanding of the seismic zone's behavior can effectively reduce the risk of disasters.

In this book, seismic tomography and seismic distribution analyses were employed to establish a 3D structural model of seismic zones across various geological structures in Taiwan and its adjacent seas. Due to the relationship between geological characteristics and the causes of seismic zones, Taiwan is categorized into eight tectonic provinces: the Coastal Range, Backbone Range, Hsuehshan Range, Western Foothills, Coastal Plain, Northern Taiwan Extension Belt, Ryukyu and Manila subduction zones. Based on geological structures in the terrestrial and marine domains, the study delineates 38 seismic zones, including 2 volcanic seismic zones, and identifies 2 aseismic zones.

This book aims to analyze various geological characteristics of seismic zones to gain insights into the nature of seismic activity. Although the 30-year observation period is relatively short to comprehensively understanding of seismic characteristics, the study maximizes the utilization of available data. Despite the temporal analysis of earthquakes attempting to understand the characteristics of seismic zones, the purpose is to enhance the accuracy of seismic hazard assessments and risk evaluations. The findings of this study serve as a valuable reference for national disaster prevention plans and land-use planning.

The earthquake data were sourced from the Central Weather Administration Seismic Network (CWASN), Taiwan Strong Motion Instrumentation Program (TSMIP), and some seismic stations near Taiwan from the Japan Meteorological Agency Earthquake Network (JMA). The earthquake data processing utilized the travel time information relocation method proposed by Wu et al. (2008) and the seismic tomography imaging model developed by Huang et al. (2014)

01 章
緒論

晚古生代以來，臺灣一直位在華南板塊東緣（或稱歐亞板塊），東鄰古太平洋板塊。漫長的地質演化過程中，臺灣歷經三次重要的板塊聚合事件，分別為早侏羅紀太魯閣運動、晚白堊紀南澳運動，以及晚中新世至今的蓬萊運動（Chen et al., 2016）。

板塊聚合型式的不同會影響到造山型態，因此造山運動分為碰撞型造山，又稱為阿爾卑斯型造山運動（Alpine orogeny），與隱沒型造山亦稱為安地斯型造山運動（Andean orogeny）。臺灣於早侏羅紀與晚白堊紀的兩次板塊聚合事件都屬於安地斯型造山運動，是古太平洋板塊向西隱沒所致（Uyeda and Miyashiro, 1974; Jahn et al., 1976, 1990; Weber–Diefenbach et al., 1980; Yui et al., 1988, 1990, 2009; Yui and Lan, 1991; Lan et al., 1991; Chen et al., 2002, 2016）。而晚中新世至今的蓬萊運動，初期（約 1200~500 萬年前）為安地斯型造山運動，約 500 萬年前之後則屬於阿爾卑斯型的弧陸碰撞造山運動（Chai, 1972; Chen et al., 2017, 2023; 陳文山等，2020）。

古近紀至早新近紀，東亞地區處在穩定大陸邊緣環境，此時期歐亞板塊東緣地殼受到拉張裂解，形成了一系列的地塹盆地，並伴隨岩漿活動。早新近紀，菲律賓海板塊從西南太平洋朝西北移動，約 1500 萬年前，與歐亞板塊聚合並產生隱沒作用，並啟動了蓬萊造山運動。南中國海岩石圈地殼（形成年代為 3000~1500 萬年前）也因為產生了隱沒而停止張裂活動，並於菲律賓海板塊西緣形成了北呂宋火山弧。同時，歐亞大陸邊緣也因為隱沒深埋而產生變質，形成了玉里片岩帶與廬山板岩帶。蓬萊運動初期的板塊聚合作用屬於安地斯型造山運動，此過程造成地殼的隆起形成山脈。約 500 萬年前，北呂宋火山弧與歐亞板塊發生碰撞，使地殼迅速隆起與剝蝕；此階段的板塊聚合轉為弧陸碰撞（arc–continent collision）的阿爾卑斯型造山運動，至今仍持續發展中（Chen et al., 2019, 2023）。

中更新世（約 90 萬年前），菲律賓海板塊西北側由碰撞轉為向北隱沒，此轉變導致北臺灣的大地構造作用發生了巨大的改變，由碰撞造山（mountain building）轉變為地殼拉張山脈崩毀（mountain collapse; Teng, 1996）。臺灣北部與東北海域的逆斷層轉變為正斷層活動，地殼的拉張形成了盆地與火山，包括大屯火山群、基隆火山群與東北海域火山。同時，隱沒作用還形成了龜山島火山弧（Wang et al., 2002, 2004）。如今，臺灣的大地構造呈現了北部的後造山拉張環境，中北部（南桃園以南）至南部仍處於碰撞造山的擠壓環境。

自第四紀以來，在兩板塊碰撞作用下的板塊邊界形成了寬大的斷層破裂帶，花東縱谷一直處於活躍的構造活動與頻繁的地震環境中。縱谷兩側各形成了巨大的斷層系統 — 縱谷斷層與中央山脈斷層，成為近百年以來臺灣最活躍的孕震構造。

此外，隱沒帶是地球上最活躍的孕震帶之一，地震分布在隱沒板塊界面，從地殼淺部延伸至數百公里深的地函中。臺灣南北各存在一處隱沒帶，東北海域的琉球隱沒帶是菲律賓海板塊朝北隱沒至歐亞板塊下，西南海域的馬尼拉隱沒帶是歐亞板塊（南中國海岩石圈地殼）朝東隱沒至菲律賓海板塊下。兩板塊聚合邊界由北而南從琉球隱沒帶轉換為碰撞帶的縱谷斷層，再轉為馬尼拉隱沒帶（圖 1–1）。

晚新近紀以來，菲律賓海板塊與歐亞板塊的聚合作用開啟了蓬萊造山運動的序幕。這場運動造成的山脈由東向西、由北向南漸進地形成，歷經千萬年碰撞擠壓與抬升剝蝕作用，使臺灣島形成了不同的地質構造區（tectonic provinces）。每一構造區都嶄露了獨特的地質特性，如岩層時代、岩性、變質度、構造形態、地形，以及抬升與剝蝕速率，同時也展現不同的新期地殼運動與地震活動。基於第四紀地質與構造（地震）特性，可以將臺灣島劃分為六個地質構造區，由東向西依序為海岸山脈、脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原以及北部張裂帶（陳文山等，2016）。

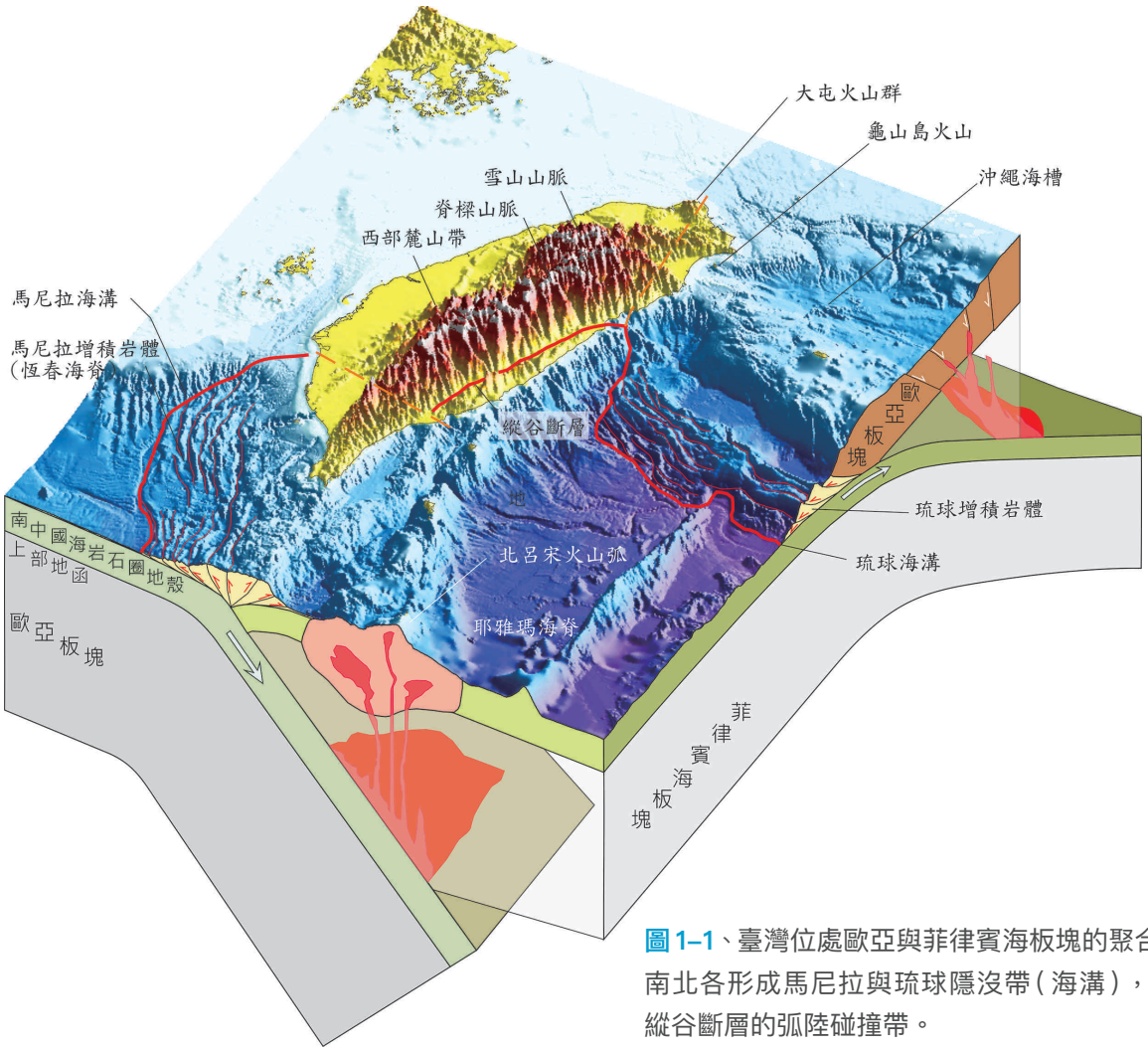


圖 1–1、臺灣位處歐亞與菲律賓海板塊的聚合邊界，南北各形成馬尼拉與琉球隱沒帶（海溝），其間為縱谷斷層的弧陸碰撞帶。

第四紀以來，臺灣處於板塊聚合與拉張的活躍且複雜的構造環境，尤其在過去百餘年間，臺灣曾經發生數十起災害性地震，造成了 8084 人死亡；其中 86% 死亡是三大地震事件所致：1906/03/17 梅山地震 M_L 6.7、1935/04/21 新竹 — 臺中地震 M_L 6.9、1999/09/21 集集地震 M_L 7.3。因此，建置地震帶的研究成為防災工作中極其重要的項目之一，目的在於了解地震成因與地質構造的關係，同時針對地震災害潛勢的分析與風險評估。

蔡義本等（Tsai et al., 1977）基於臺灣整體板塊構造的概念，將臺灣及鄰近海域以聚合板塊邊界 — 花東縱谷（碰撞帶）與琉球海溝（隱沒帶），劃分三個地震帶（第一級）：西部地震帶（Western seismic zone）、東部地震帶（Eastern seismic zone）與東北部地震帶（Northeastern seismic zone）（圖 1–2）。然而，這大尺度地震帶中存在許多不同地質特性的小尺度孕震帶。以「西部地震帶」為例，涵蓋了脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原與北部張裂帶等地質構造區，而這些構造區又存在許多不同構造成因的小尺度地震帶。因此，本研究依據臺灣地質構造分區以及海域構造再劃分第二級的中尺度地震帶，分別為陸域的海岸山脈、脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原、北部張裂帶以及海域的琉球與馬尼拉隱沒帶（圖 1–3）。中尺度地震帶（地質構造區）中還存在第三級的小尺度地震帶（斷層帶或破裂帶）。若要針對地震成因、發生機率……等等特性的了解，就必須針對小尺度地震帶的地震地質特性進行分析。透過地質構造的劃分可以釐清地震特性與災害潛勢，為災害管理與預警系統提供更精確的資訊，同時有助於提高地震風險評估、應對能力以及防災的準備。

孕震構造指示會發生地震的構造（A structure is capable of creating earthquakes.）。當某區域經常發生地震或曾經發生大地震，即可推論該處地殼存在孕震的構造（帶）。然而，當觀測時間太短暫或構造處於鎖定狀態，就難以利用地震來確認。例如雲嘉南外麓山帶的斷層是晚更新世之後才形成，但缺乏地質資料（斷層活動年代），因此許多斷層未被視為活動斷層（孕震構造）。此外，許多潛藏在地殼中的孕震構造，更難以確認。因此，對於缺乏地質資料或隱藏的活動構造，除了依賴科學理論的推斷之外，可以利用數十年來的地震觀測資料分析，作為確定活動構造的另一種依據；如可以藉由地震分布來確認地震帶的位置，透過震源機制解來了解斷層的活動行為。因此，地震觀測資料對於這些隱藏的構造至關重要，它提供了豐富的訊息，使地質學者能夠深入了解孕震構造的特性。過去對於「地震帶」的研究主要針對那些地震頻繁、曾經或未來可能發生大地震的孕震構造上，例如琉球隱沒帶（Rau and Wu, 1995; Chemenda et al., 1997; Kao, 1998; Kao and Rau, 1999; Font et al., 1999; Kao and Jian, 2001; Lin et al., 2004; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2008, 2009; Wu F.T. et al., 2009; Theunissen et al., 2012; Klingelhoefer et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Chen et al., 2013; Huang et al., 2014）與花東縱谷斷層（Kim et al., 2005, 2006; Cheng, 2009; Kuo–Chen et al., 2009, 2012; Liang et al., 2007; Wu, F.T. et al., 2014）等區域。然而，本研究欲利用臺灣陸域與鄰近海域活動構造的地震資料進行評估，並以震波層析成像法，包括 Vp、Vs、Vp/Vs 值、Vp 與 Vs 異常擾動值，來建立三維地殼構造模型。同時，

透過地震分布與震源機制的分析，來探討臺灣及鄰近海域的地震帶與大地構造之間的關係。

然而，要深入了解地質構造與地震帶的關係，以及地震帶成因，需要根據地質構造特性（孕震構造），進一步劃分地震帶。這種劃分有助於了解地震帶的活動行為，特別是針對規模較大孕震構造。例如，對於板塊邊界斷層等孕震構造，透過這種方式的分析與劃分，可以更精確地評估地震災害的潛在風險。這些資訊不僅對災害管理與預警系統有重要意義，同時有助於提升地震風險的評估、增強應對能力及加強防災準備。

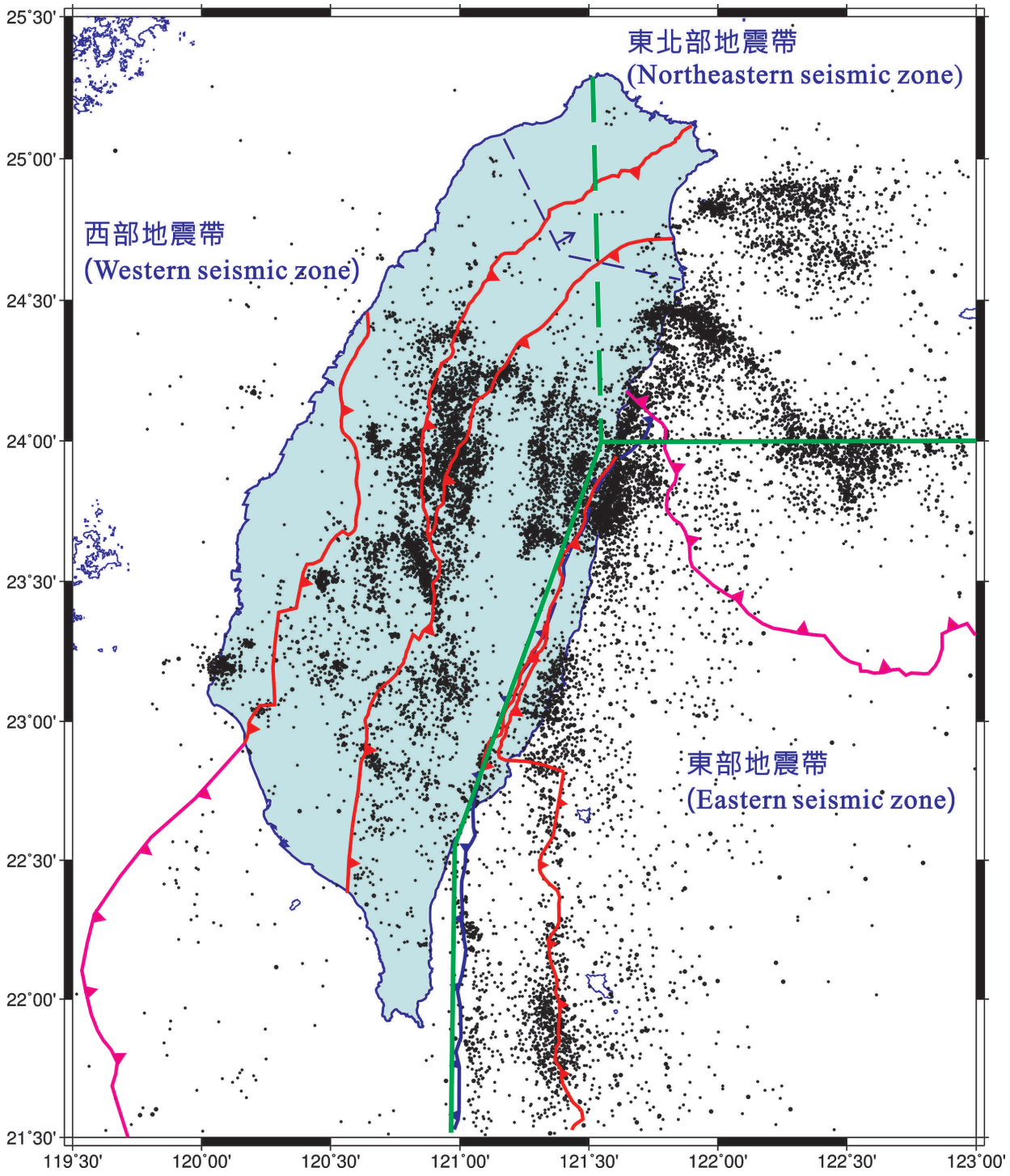


圖 1–2、蔡義本等 (Tsai et al., 1977) 基於板塊構造將臺灣與鄰近海域區域劃分為三個地震帶。

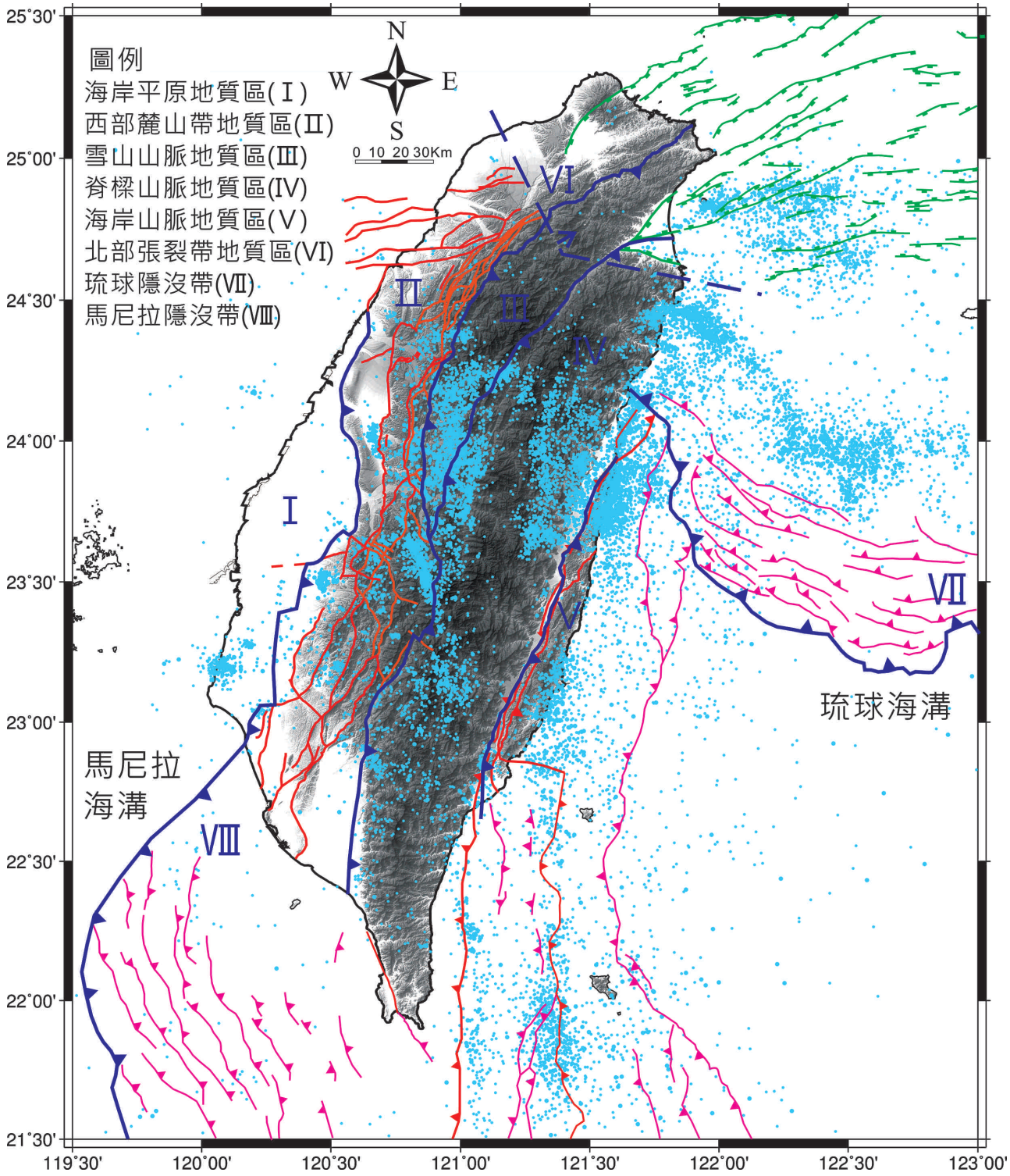


圖 1–3、依據地質構造分區以及海域構造再分為 8 個中尺段的地震帶。綠線為正斷層，海域的桃紅色線為增積岩體的逆斷層；陸域的紅線為活動斷層，橘線為尚無法確定為活動斷層（位於內麓山帶的斷層）；藍線為地質構造分區界限；淺藍點為 1990~2020 年觀測期間的地震。

02 章
臺灣地質構造區概述

2.1 海岸山脈地質構造區

約 1500 萬年前，歐亞板塊（南中國海岩石圈地殼）開始向東隱沒，形成了菲律賓海板塊西緣的北呂宋火山弧，包括海岸山脈與綠島－蘭嶼火山弧。之後，火山弧隨著菲律賓海板塊順時鐘旋轉而朝西北移動。約 500 萬年前，海岸山脈火山弧與歐亞板塊發生碰撞，導致北端火山弧的岩漿活動停止。同時，火山弧盆地轉為前淵盆地（foredeep basin），沉積物轉為來自西側的造山山脈（Chen et al., 1988, 2019, 2023）。此外，板塊邊界從原本的隱沒海溝轉為碰撞帶，形成了縱谷斷層。火山弧則沿著碰撞邊界仰衝（obduction）到歐亞板塊（脊樑山脈）上。縱谷斷層在碰撞過程中扮演著關鍵的角色，成為形塑造山山脈結構與地形的主要構造。至今，它仍然是臺灣碰撞造山帶中最活躍的孕震構造之一（圖 2–1）。

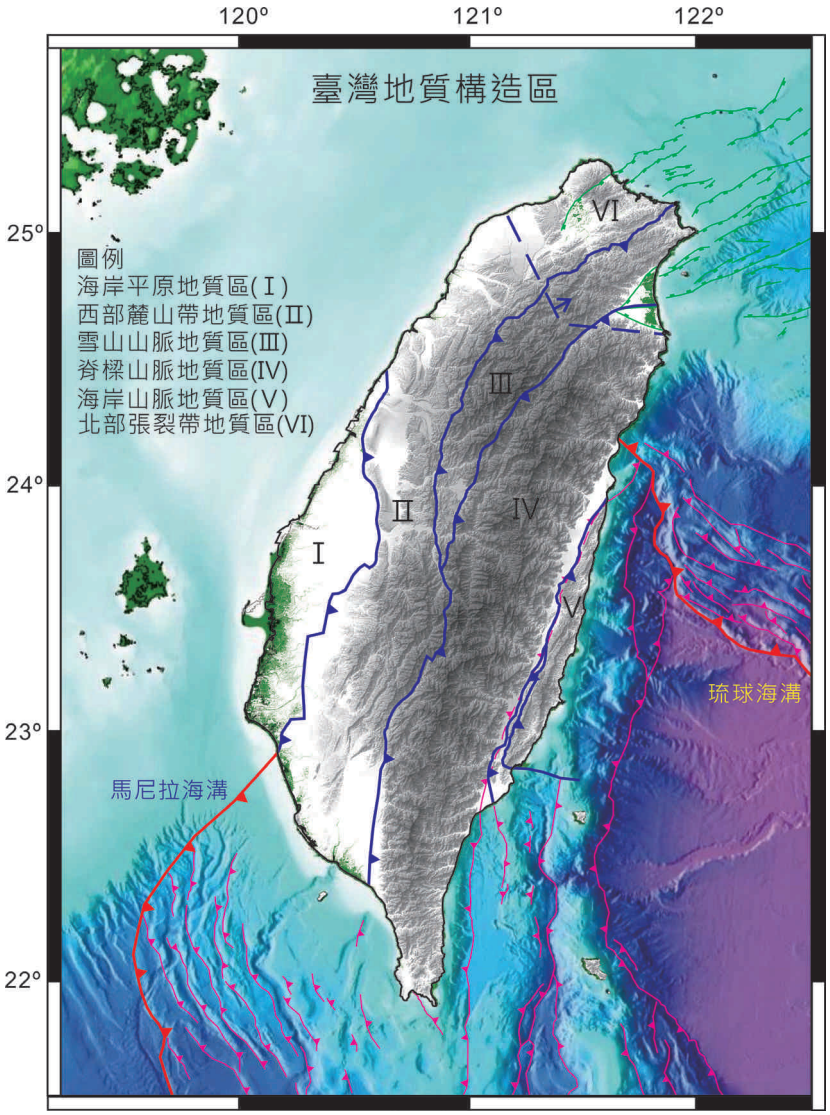


圖 2–1、臺灣陸域地質構造區與鄰近海域的琉球與馬尼拉海溝（隱沒帶）。

2.2 脊樑山脈地質構造區

脊樑山脈位於歐亞板塊東緣，從早期隱沒至後期撞產生的山脈，是臺灣造山帶中最早形成的山脈。板塊聚合的初期，歐亞板塊向菲律賓海板塊俯衝，隱沒至數十公里深。這過程使得板塊邊緣的新生代岩層受到變質作用，形成了玉里片岩帶與廬山板岩帶。玉里片岩帶是蓬萊造山運動中受到最高度的變質岩層，變質溫度約達 550℃，廬山板岩帶的變質程度相對較低，約 250~350℃。這兩個新生代變質岩帶的形成過程反映了蓬萊造山運動複雜的構造演化歷史。

自上新世以來，弧陸的碰撞作用導致脊樑山脈中下部地殼的增厚（middle–lower crustal thickened），也使上部地殼產生拱起（upper crustal shortened and pop–up）。拱起作用使得山脈稜脊（複背斜軸部）產生拉張，引起山脈的隆起與剝蝕；同時還造成山脈兩翼形成背向逆衝斷層，東翼形成了朝東逆衝的中央山脈斷層，而西翼形成了朝西逆衝的牛鬥斷層、武陵斷層、地利（關刀山）斷層、陳有蘭溪斷層與潮州斷層（圖 2–2）。這些逆斷層由北向南依序成為脊樑山脈與雪山山脈，以及西部麓山帶的界限。

脊樑山脈從蘇澳延伸至恆春半島，儘管在中更新世以來北端受到菲律賓海板塊向北隱沒影響，仍然處於擠壓環境，地殼持續抬升。而台東 — 高雄以南區域，則處於南中國海岩石圈地殼隱沒與碰撞的轉換帶，呈現擠壓隆起的構造環境。從脊樑山脈的地質構造分析，包括地形（海拔高度）、岩性、地層年代、構造、變質度、抬升速率與變質年代等多方面的研究，都顯示該山脈是由北向南逐步形成的。中北部脊樑山脈形成於中至晚中新世（1200~1000 萬年前），而脊樑山脈南端的恆春半島約在晚上新世形成（約 300 萬年前；Chen et al., 2019）。

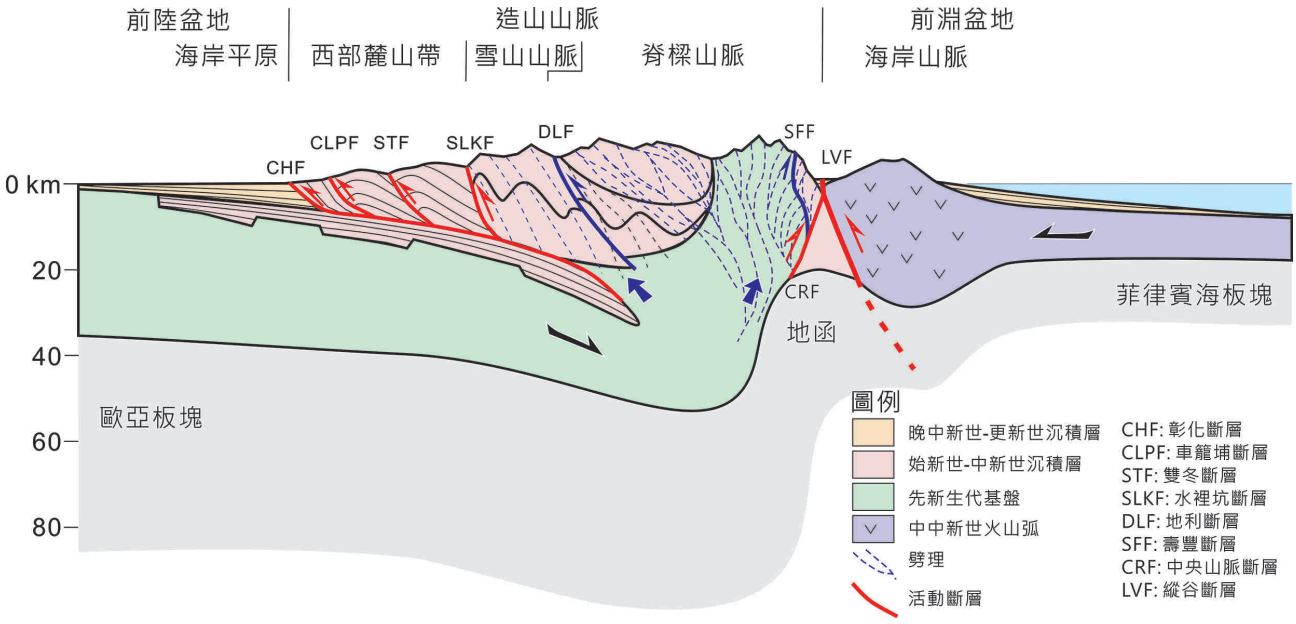


圖 2–2、中部臺灣的東西向地質構造示意剖面，橫跨兩個板塊與五個地質構造區。

2.3 雪山山脈地質構造區

造山運動之前，東亞陸棚地殼受到拉張形成了地塹－台西盆地，又稱為雪山槽，堆積超過 6000 公尺厚的古近紀至新近紀岩層（Yu et al., 2013）。之後，逐漸的深埋使始新世至漸新世岩層產生變質成為硬頁岩與石英岩，變質溫度約 120~350℃。造山過程中，雪山山脈並未受到俯衝作用（subduction）影響，其變質作用僅是沉積深埋所致，因此雪山山脈與同時代的脊樑山脈岩層相比，其變質度較低。

蓬萊造山運動期間，雪山山脈經歷了褶皺變形，整體山脈構造呈現複背斜。脊樑區域（軸部）的變質度屬於低綠色片岩相（low–grade greenschist facies; 300~400℃），高於兩翼的葡萄石－綠纖石相（prehnite–pumpellyite facies；120~300℃；陳肇夏與王京新，1995）。雪山山脈的東西兩側都以逆斷層為界，而西側邊界斷層由北而南依序為龍洞斷層、平溪（牡丹坑）斷層、屈尺斷層、羅山斷層、水長流斷層、水裡坑斷層與陳有蘭溪斷層（陳文山等，2016；**圖 2–1**，**圖 2–2**）。目前，雪山山脈南段區域仍持續受到擠壓，呈現朝西北移動與隆起的狀態。

2.4 西部麓山帶地質構造區

西部麓山帶位於造山帶最西側，是臺灣最年輕且較低矮的山脈，海拔從二千多公尺降低至百餘至數十公尺的丘陵與台地。西部麓山帶形成於晚上新世至早更新世（約 300~250 萬年前），山脈也是由東向西陸續形成的。由一系列呈疊瓦狀朝西逆衝斷層構成的褶皺－逆衝斷層帶（fold–and–thrust belt），這些斷層在深度 5~10 公里處連接，形成了一微朝東傾斜的脫底斷層（detachment），褶皺山脈就沿著斷層向西逆衝與擴展（**圖 2–1**，**圖 2–2**）。

西部麓山帶的岩層主要由中新統至更新統構成，根據岩層時代、構造與地形可進一步劃分為內麓山帶與外麓山帶，兩者之間也是以一系列的逆斷層為界，包括金山斷層、新莊斷層、北埔斷層或大平地斷層、出磺坑背斜、大茅埔－雙冬斷層、大尖山斷層、觸口斷層、獺頭斷層、平溪（牡丹坑）斷層與旗山斷層（陳文山等，2016）。內麓山帶的地層以中新統為主，構造呈現稍緊密的褶皺與斷層；外麓山帶則以上至更新統為主，構造呈現開放式褶皺與斷層。外麓山帶是中更新世之後才形成，地形呈現低矮丘陵與台地。

由於西部麓山帶是晚上新世之後才陸續形成的山脈，因此大多的斷層是第四紀以來才形成的，尤其外麓山帶的斷層與褶皺構造更年輕，應屬於活動斷層。西部麓山帶的前緣斷層是臺灣造山山脈最前緣且最年輕的斷層，由北而南包括金山斷層、新莊斷層、湖口斷層、苗栗海域斷層、大甲斷層、彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義斷層、新營斷層、台南斷層，以及高屏海域的斷層。由於北部臺灣的構造環境已轉為拉張作用，因此金山斷層與新莊斷層已經停止活動，轉為正斷層（山腳斷層）作用。然而，南桃園的湖口斷層以南還處於造山的擠壓環境，斷層仍呈現逆斷層作用，還存在剛發展的盲斷層，都位在麓山帶的最前緣，如嘉義斷層、新營斷層、台南斷層。

2.5 海岸平原地質構造區

海岸平原位在前緣斷層下盤（西側），由於受到上盤前陸山脈以及下盤沉積物荷重的影響，導致地殼呈現撓曲沉陷，形成了前陸盆地（foreland basin）（圖 2–1，圖 2–2）。相較於其它地質構造區，其受到造山作用影響較小，GPS 觀測資料顯示仍有些微的朝西位移（Ching et al., 2011）。海岸平原的範圍從大安溪至曾文溪，大安溪以北至桃園以及曾文溪以南都屬於西部麓山帶。然而，曾文溪以南，歐亞板塊還呈現朝東隱沒的構造，西部麓山帶構造位於隱沒增積岩體與碰撞的褶皺－逆衝斷層帶的過度帶。此區域（高屏地區）的前緣斷層下盤沒有呈現前陸盆地，僅有逆斷層上盤的豬背盆地，如高雄與屏東平原（盆地）。這些盆地類似位在增積岩體的逆斷層上方的楔頂盆地（wedge–top basin; Chiang et al., 2004）。

2.6 北部張裂帶地質構造區

自中更新世（約 90 萬年前）以來，北臺灣從碰撞造山轉為後造山拉張的環境。這構造環境的轉變導致原本的逆斷層反轉為正斷層的作用，並伴隨火山活動與張裂盆地的形成。大屯火山群、大溪草嶺山、基隆火山群、北方三島與鄰近海底火山都是這時期形成的。根據火山岩的鋯石鈾鉛年代，大屯火山群最早噴發年代約 0.9 百萬年前，延續至 0.35 百萬年前，乃至數萬年；基隆嶼年代約 0.41 百萬年；基隆山年代約 1.0 百萬年（Chu et al., 2018）。根據地球化學分析，大屯火山群、基隆火山群、北方三島與大溪草嶺山火山都屬於張裂環境形成的（Chung et al., 2001; Wang et al., 1999, 2004）。此外，龜山島火山是沖繩海槽火山群中唯一出露海面的火山，菲律賓海板塊位於其下約 80 公里深，屬於隱沒形成的火山弧。

北部臺灣形成兩個張裂產生的盆地，為台北盆地與蘭陽盆地（Sibuet et al., 1998; Clift et al., 2008；陳文山等，2008b）（圖 2–1）。此外，東北海域也發育許多拉張形成的半地塹盆地（蕭力元等，1998）。從台北盆地與蘭陽盆地堆積的地層年代與厚度推估盆地約形成於中至晚更新世（陳文山等，2008b）。

針對北臺灣逆斷層的終止活動時間，可以從山脈最前緣逆斷層的活動年代來界定。新莊斷層是北臺灣最前緣且最晚形成的逆斷層，野外顯示斷層上盤的中新世岩層逆衝至下盤的中更新世林口層之上。依據磁地層與超微化石資料，上部林口層時代約 90 萬年前（Lee et al., 2002; Horng, 2014），顯示新莊（逆）斷層的活動在中更新世之後即已經結束，之後轉變為正斷層（山腳斷層），同時形成了台北盆地。總而言之，北臺灣的構造環境在約 90 萬年前從碰撞造山轉為地殼伸張沉陷；目前，地殼張裂範圍涵蓋了桃園台地北側、北段雪山山脈與西部麓山帶、台北盆地與蘭陽盆地，以及東北海域（圖 2–1）。

2.7 琉球隱沒帶

菲律賓海板塊沿著琉球海溝向北隱沒至歐亞板塊下，隱沒速度（水平）約 70~91 mm/yr（Sella et al., 2002）。構成一系列由南向北的地體構造包括海溝、增積岩體、弧前盆地（和平、南澳、東南澳與波照間海盆）、火山弧（龜山島火山）。增積岩體位在海溝與弧前盆地之間，由一系列平行海溝走向的疊瓦狀逆斷層構成，其中有兩條長度達 70 與 150 公里，斷層面朝北傾約 80°的右向橫移斷層 (ST1F、ST2F；弧前斷層東段與西段）分隔了增積岩體與弧前盆地（**圖 2–3**）（Lallemand et al., 1997, 1999；Font and Lallemand, 2009）。此外，於 1990~2020 年的地震觀測期間，增積岩體僅發生零星小規模地震，深度淺於 20 公里，顯示此地質構造獨特的地震特性。

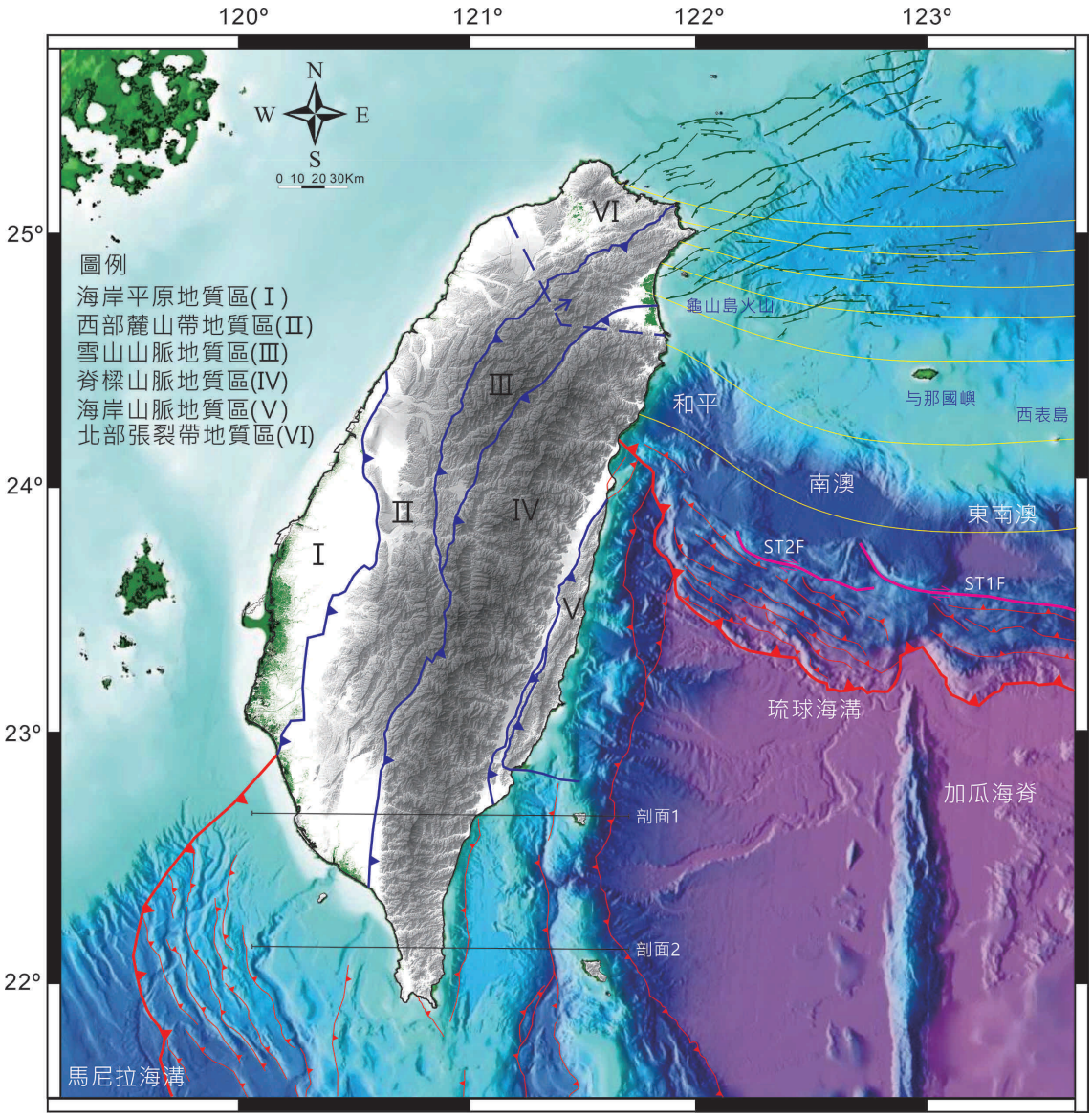


圖 2–3、臺灣東部海域的琉球隱沒帶系統，由南向北地體構造有琉球海溝、增積岩體、弧前盆地、火山弧（龜山島火山）。ST1F 與 ST2F 分別稱為弧前斷層東段與弧前斷層西段。

菲律賓海板塊的隱沒板塊與歐亞板塊的界面呈現朝北隱沒逐漸變深，增積岩體下與隱沒板塊界面深度從海床伸入至約 20 公里深。而弧前盆地下方的界面深度約 20~40 公里，界面朝北傾 20° ~35°，經常發生地震。界面深度約 40 公里以下，隱沒板塊已經伸入地函中，深度可達到 200 多公里 (陳文山等，2018)。

2.8 馬尼拉隱沒帶

南中國海地殼沿著馬尼拉海溝向北隱沒至菲律賓海板塊下，同樣構成了一系列由西向東的地體構造，包括馬尼拉海溝、增積岩體 (恆春海脊)、弧前盆地 (北側已發生碰撞區域稱前淵盆地)、北呂宋火山弧 (綠島與蘭嶼)、弧後盆地 (圖 2–4) (陳文山等，2019)。此隱沒帶分布在北緯 23°以南，傾斜角度 60°。由於馬尼拉隱沒帶周圍海域沒有地震站的約制，地震定位誤差較大，且速度構造解析度亦較不準確。

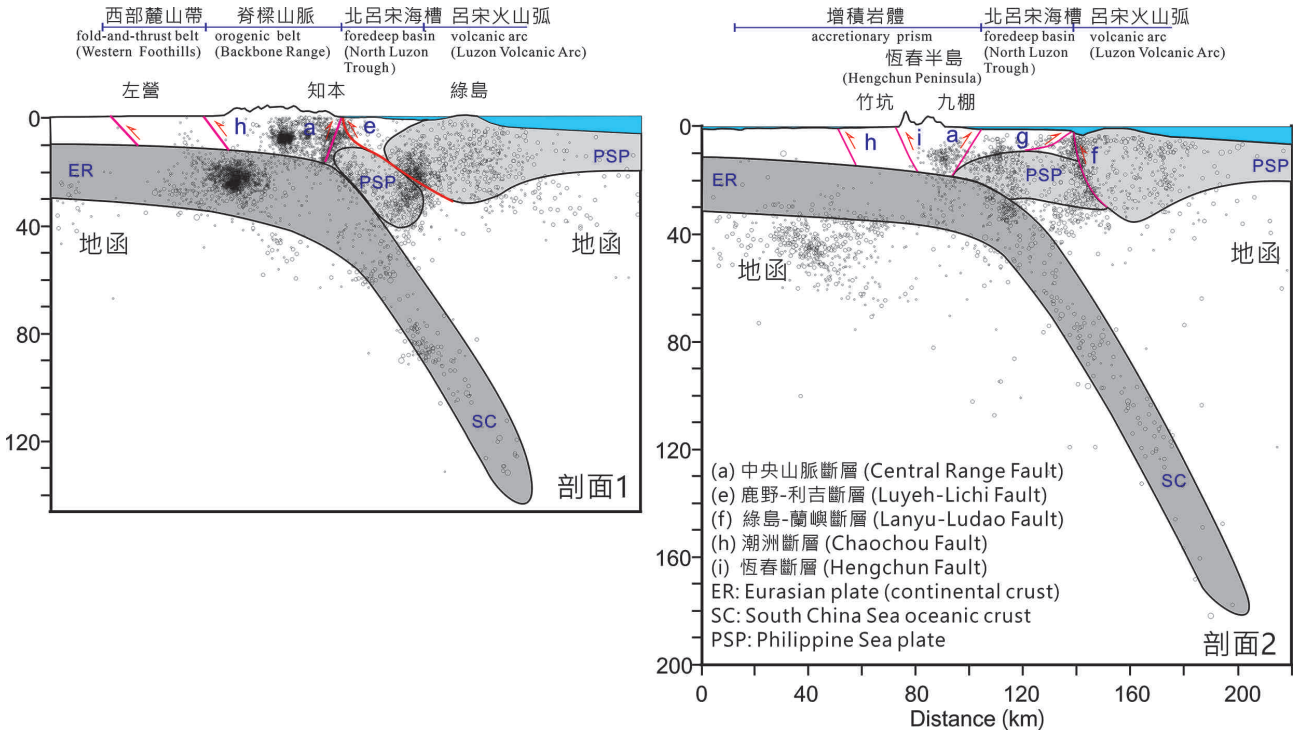


圖 2–4、馬尼拉隱沒帶由西向東的地體構造有馬尼拉海溝、增積岩體、弧前盆地、火山弧。剖面位置見圖 2–3。

03 章
資料來源與研究方法

3.1 資料來源

地震是地殼活動的一種現象，地震分布、震源機制以及震波速度構造等物理特性可以反映現今的地殼結構與地質構造。本研究利用震波層析成像法，包括 Vp、Vs、Vp/Vs 值、Vp 與 Vs 異常擾動值，來建立地殼三維構造模型。同時，透過地震分布與震源機制分析，建立臺灣及鄰近海域的地震帶，並探討其與大地構造的關係。

本研究使用的地震資料來自中央氣象署即時地震網（CWASN）、自由場強震站（TSMIP）以及日本氣象廳地震網（JMA）的資料，並選用 1990~2020 年間的地震。地震資料的處理，使用吳逸民等（Wu et al., 2008）提出的走時資訊重定位法，以及採用黃信樺等（Huang et al., 2014）的震波層析成像模式。值得注意是，臺灣島內地震定位的經度、緯度與深度的誤差分別為 3.1±2.7、1.3±1.6、4.6±3.9 公里（Wu et al., 2013）。

由於臺灣北部（桃園至雙北市）、海峽與西南海域的地震數量較少，導致地殼速度構造的解析不足，因此本研究將不針對這些區域作討論。另外，臺灣東部海域的地震資料，結合了日本氣象廳地震網（JMA）資訊，所以討論範圍侷限在東部離岸約 50 公里以內。

為了探討不同深度的地殼構造與地震帶分布，本研究以垂直與水平的震波層析成像剖面做為討論基礎。剖面深度與方位受區域地質構造的影響，例如東北與東南海域存在琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒帶，其震源深度可達到 150 公里以下，因此這兩區域垂直剖面深度分別設定為 150 公里（E—E` 剖面）與 100 公里（S—S` 剖面）。而臺灣中北部的剖面深度僅設定為 30 公里（N—N` 剖面），臺灣全島的水平剖面深度設定為 60 公里。儘管本研究利用各種地質資料來解釋不同深度的地質構造，但獲得的地質資訊如地表地質調查、鑽井與地球物理探勘，僅限於深度約 <8 公里範圍。此外，由於地震資料解析度的限制，在解釋地殼地質構造時，隨著深度增加，準確性逐漸降低。

3.2 震波層析成像剖面

本研究旨在劃定與討論各地質構造區的孕震帶及其特性，透過震波層析成像法對臺灣與鄰近海域的地殼構造進行分析。北部至中部區域（桃園至雲林）在垂直地質構造帶走向，共

截切 15 條震波層析成像的地殼構造剖面（N1 至 N10 剖面走向 N70° W，N11 至 N15 剖面走向 E—W）；每個剖面的間距 10 公里，南北寬各 5 公里，之間的地震投影至對應的剖面。由於中下部地殼較少地震，因而剖面深度限於 30 公里（**圖 3–1**）。

中至南部區域（彰化至恆春半島）共計 14 條震波層析成像地質構造剖面（S1 至 S14 剖面走向 E—W；**圖 3–2**），每個剖面間距 10 公里。由於南側的剖面跨越馬尼拉隱沒帶，地震深度較深，因此剖面深度設定為 100 公里。另外，依平行山脈（地質構造帶）的走向共截切 12 條震波層析成像剖面（W1 至 W12 剖面走向 N20° E；**圖 3–3**），剖面長度達 430 公里，深度為 100 公里。在東北部陸域至海域之間，垂直琉球海溝走向截切 6 條震波層析成像剖面（E1 至 E6 剖面走向 N15° E；**圖 3–4**），剖面長度 250~280 公里，深度設定為 150 公里。

除了完成垂直震波層析成像剖面之外，本研究還依據深度截切水平的震波層析成像剖面。目的為了解孕震帶（seismogenic or seismic zone；或稱地震帶）的空間關係，同時也透過 SKUA–GOCAD™ 軟體，依據垂直與水平剖面來建置孕震帶與地殼的三維構造模型。

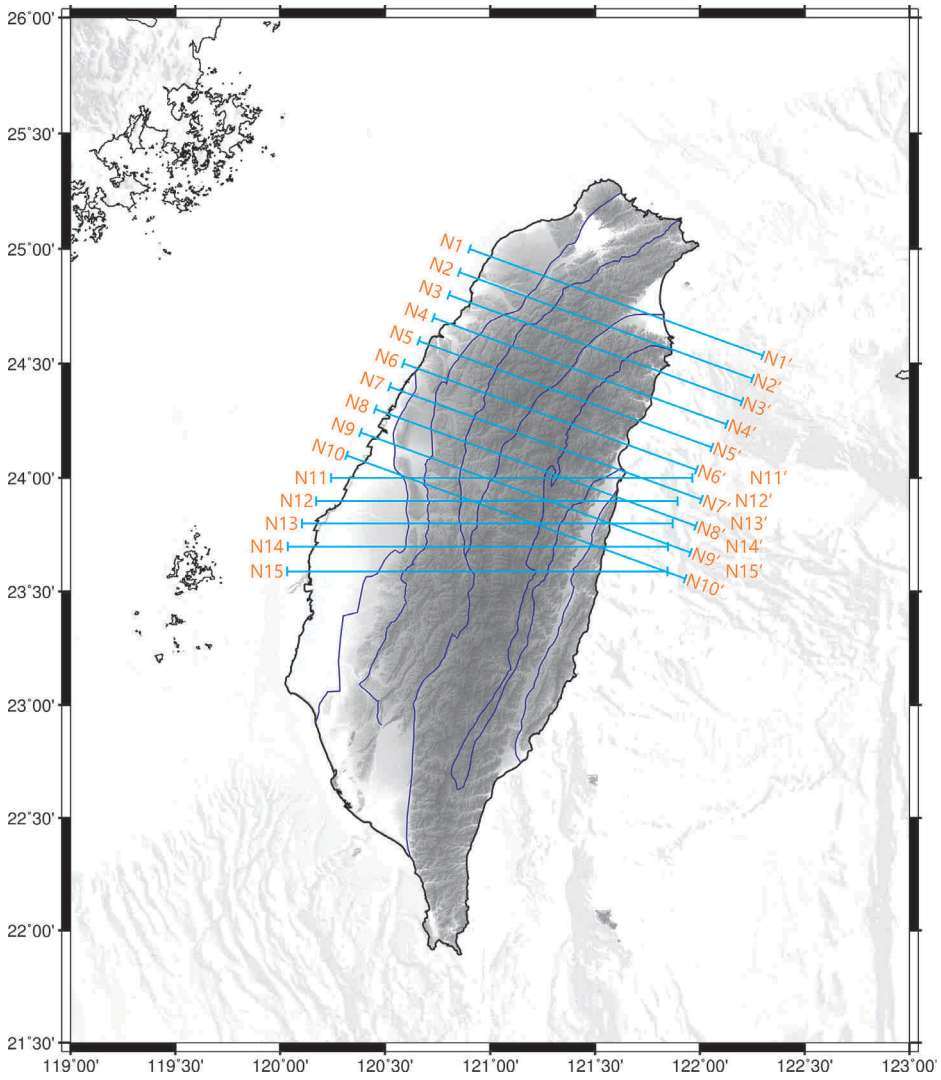


圖 3–1、中北部（桃園至雲林），15 條震波層析成像剖面位置。

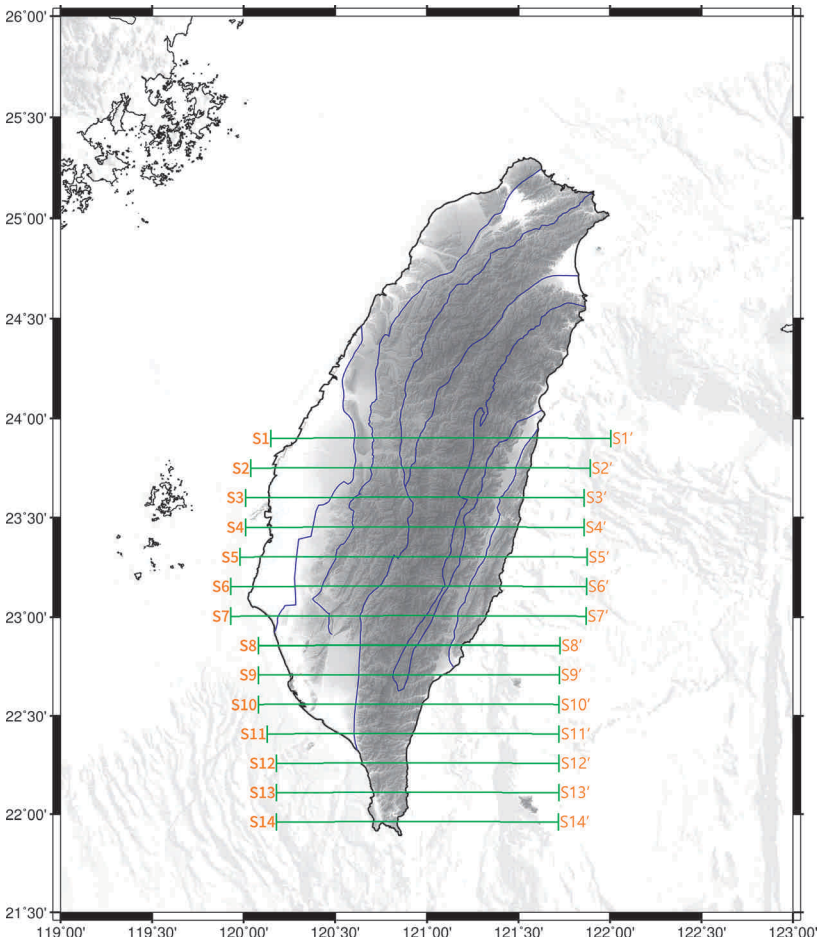


圖 3–2、西南部（彰化至恆春半島），14 條震波層析成像剖面位置。

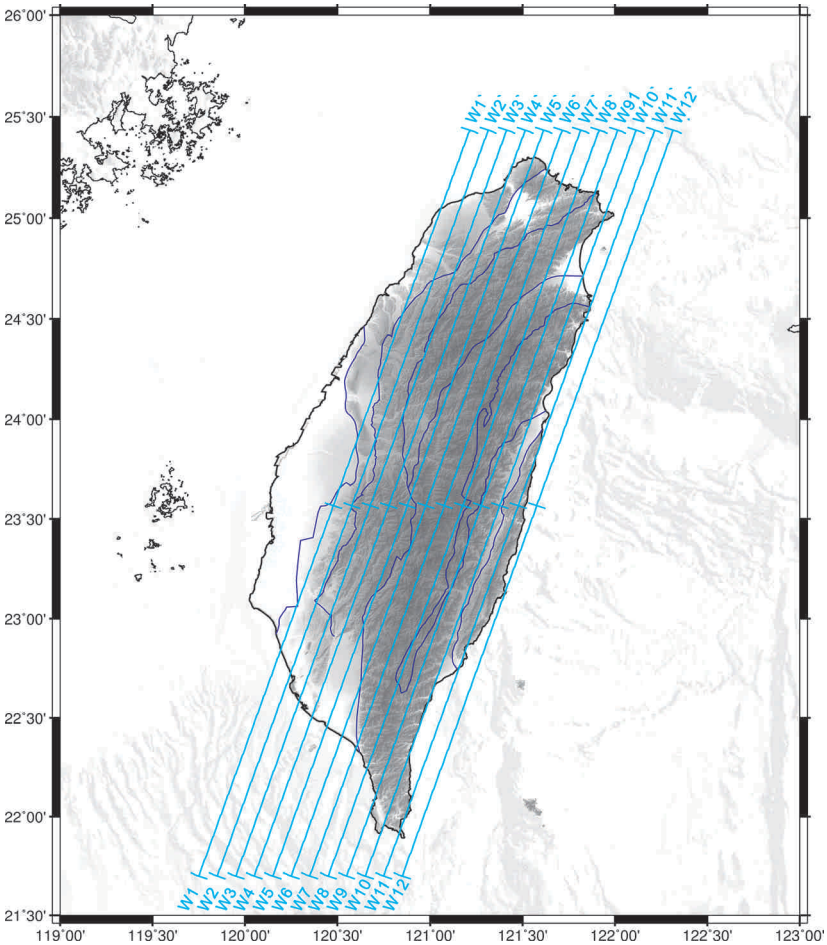


圖 3–3、平行地質構造帶走向（N20°E），12 條震波層析成像剖面位置。

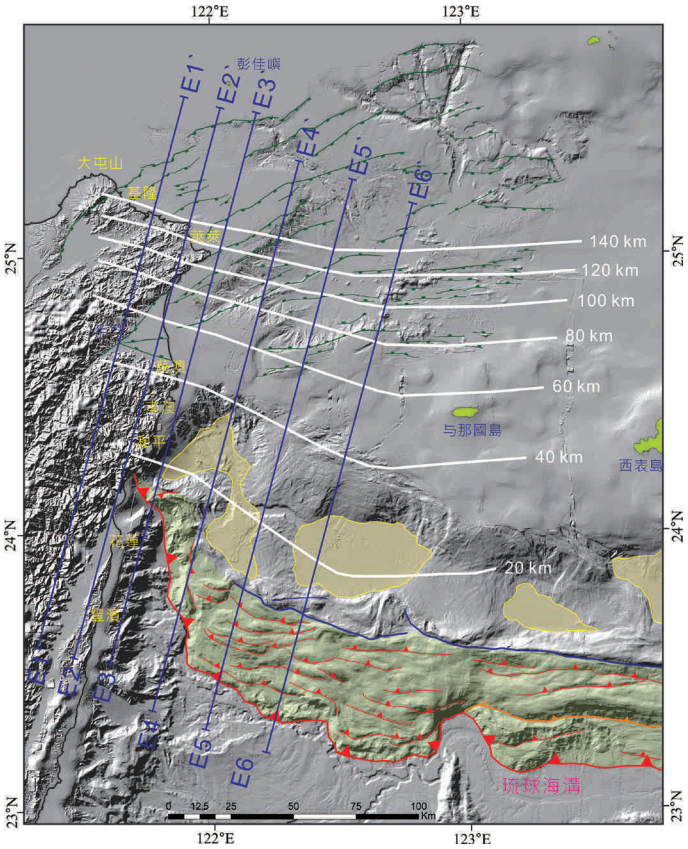


圖 3–4、臺灣東北部與海域，垂直琉球海溝走向（N15°E），6 條震波層析成像剖面位置。

3.3 地震頻率分析

本研究透過地質構造與震波層析成像剖面，以及利用 1990~2020 年地震資料分析，首先建立了臺灣的三維孕震帶（亦稱地震帶）。並針對各孕震帶在觀測期間的地震頻率（每月與每日地震數）、地震熱點以及地震個數進行分析。目的為瞭解各地震帶在地震發生時序上的特性，以及地震發生熱點或分布密度與地質構造的關係。

地震頻率分析是為了瞭解各地震帶的地震活動特性，尤其針對發生中大規模地震 (>M_L 6.0) 的頻率，或探討地震頻率高低與地質構造的關係。然而，30 年的觀測時間實在太過於短暫，是無法完整呈現地震帶的活動特性。儘管如此，本研究仍然試圖透過時序分析，藉由有限的資料來探討地震帶在震間或震後的變化特性。此目的乃是為了了解地震頻率與斷層（或構造）活動性的關係，例如震間具高頻率地震的斷層是否呈現潛移狀態？低頻率地震的斷層是否呈現鎖定狀態？此外，本研究探討 921 集集地震對其它地震帶的地震頻率影響，其影響的時間為何（震後時期，post–seismic period）？儘管觀測時間相對短暫，目前分析結果僅是觀察各地震帶的頻率變化現象，尚無法解釋成因。

另外，本研究也利用地震熱點圖、地震個數圖以及地震分布密度（個數 / 公里 ^{3}）來了解地震帶的特性。其代表在觀測期中地震帶是否具有好發地震特性，或發生中大規模的地震事件時，因為大量餘震也會造成地震密度增加。經過本研究的觀察，當密度大於 0.8 個數 / 公里 ^{3} 時，表示此地震帶在觀測期中具有地震好發的特性，或受到中大規模地震的餘震所致。地震熱點圖與地震個數圖的統計亦可以展示臺灣陸域與鄰近海域在不同深度的地震空間分布。

3.4 地質構造剖面

本研究首先運用地質與地震資料，對各地質構造區的地震帶進行初步的討論。為了更全面性了解地質結構，本研究事前建立了 11 條垂直山脈 (構造線) 走向的地質剖面 (西北 ー 東南至西 ー 東走向)，同時還包括 2 條垂直琉球海溝走向的地質剖面 (圖 3–5)。這些地質構造剖面在後續章節中將被用來探討孕震構造 (帶)，並展示各地質構造區在淺部地殼的構造 (深度 <10 公里)。另外，本研究還利用震波速度構造 (Huang et al., 2014) 來解釋各剖面的中下部地殼的構造 (深度 >10 公里)。

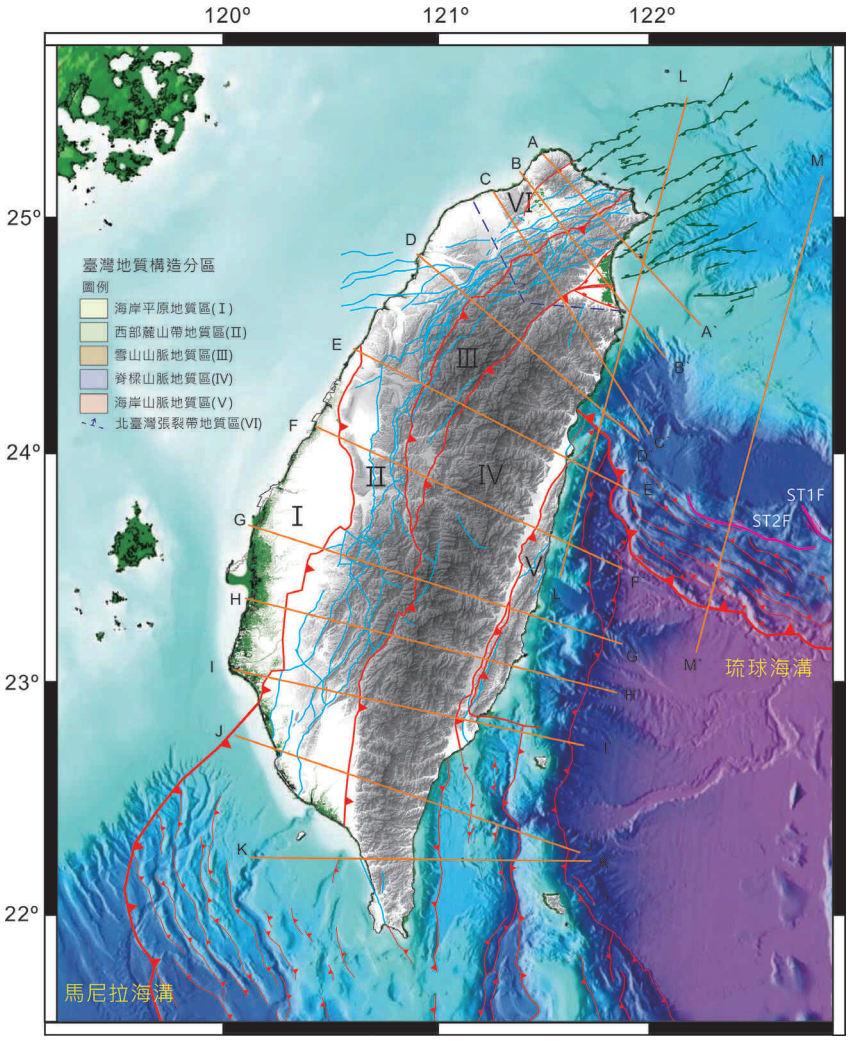


圖 3–5、13 條地質剖面位置圖。

A、B、C 剖面 (圖 3–6，圖 3–7，圖 3–8) 位在北部張裂帶，橫跨大屯火山群、林口台地、台北盆地、西部麓山帶、雪山山脈、蘭陽盆地至東北海域。D、E、F 剖面 (圖 3–9，圖 3–10，圖 3–11) 位於中北部，涵蓋桃竹苗與中彰投西部麓山帶、雪山山脈、北段脊梁山脈、北段海岸山脈至東部外海。G、H、I 剖面 (圖 3–12，圖 3–13，圖 3–14) 位於西南部，貫穿雲嘉南西部麓山帶、南段脊梁山脈、南段海岸山脈至東部外海。J、K 剖面 (圖 3–15，圖 3–16) 位在南部，橫跨高屏西部麓山帶、南段脊梁山脈、北呂宋海槽、北呂宋火山弧 (綠島 ー 蘭嶼)。L、M 剖面 (圖 3–17，圖 3–18) 位於東北海域，截切琉球海溝、琉球增積岩體、弧前盆地至沖繩海槽。

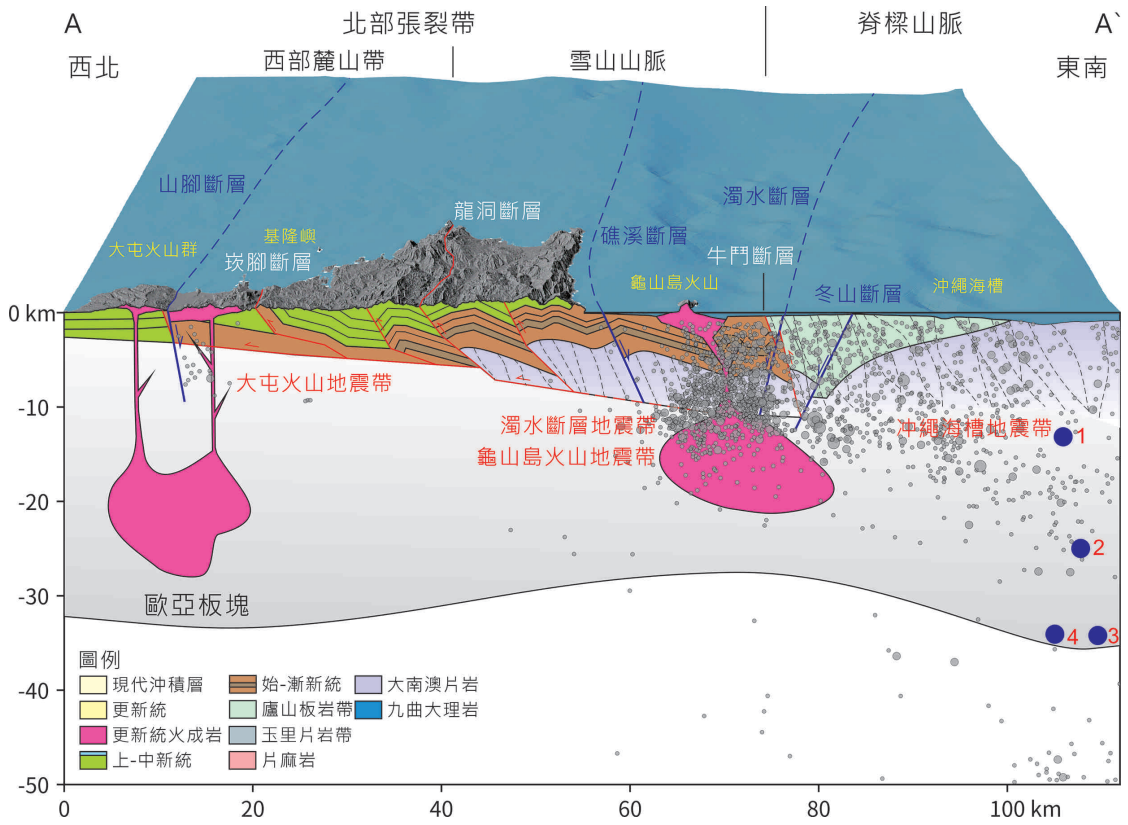


圖 3–6、A–A'地質剖面；北部張裂帶（大屯火山群 – 西部麓山帶 – 雪山山脈 – 沖繩海槽 – 龜山島火山弧）– 脊樑山脈。1：1922/09/02 蘇澳地震（M_L 7.2），2：1963/02/13 蘇澳地震（M_L 7.1），3:1922/09/15 蘇澳地震（M_L 7.0），4:1967/10/25 蘇澳東方地震（M_L 6.6）。

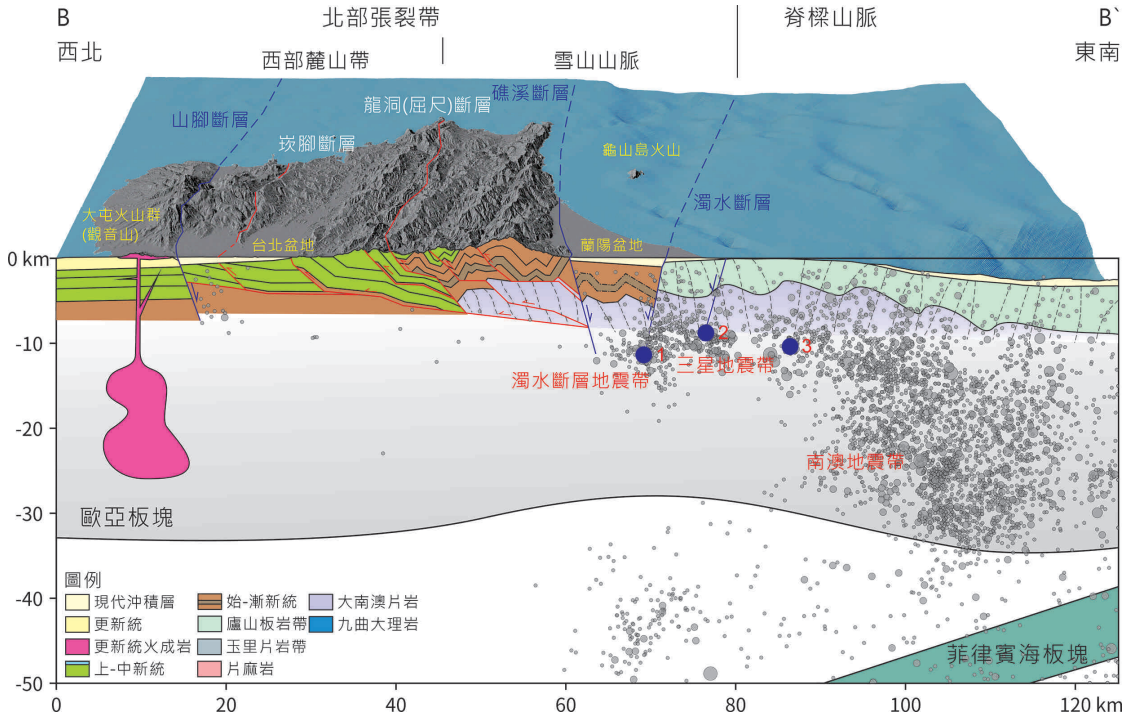


圖 3–7、B–B'地質剖面；北部張裂帶（觀音山火山 – 台北盆地 – 西部麓山帶 – 雪山山脈 – 沖繩海槽 – 蘭陽盆地）– 脊樑山脈。1：1986/01/16 宜蘭地震（M_L 6.1），2：2002/05/15 蘇澳地震（M_L 6.2），3：1918/03/27 蘇澳外海地震（M_L 6.0）。

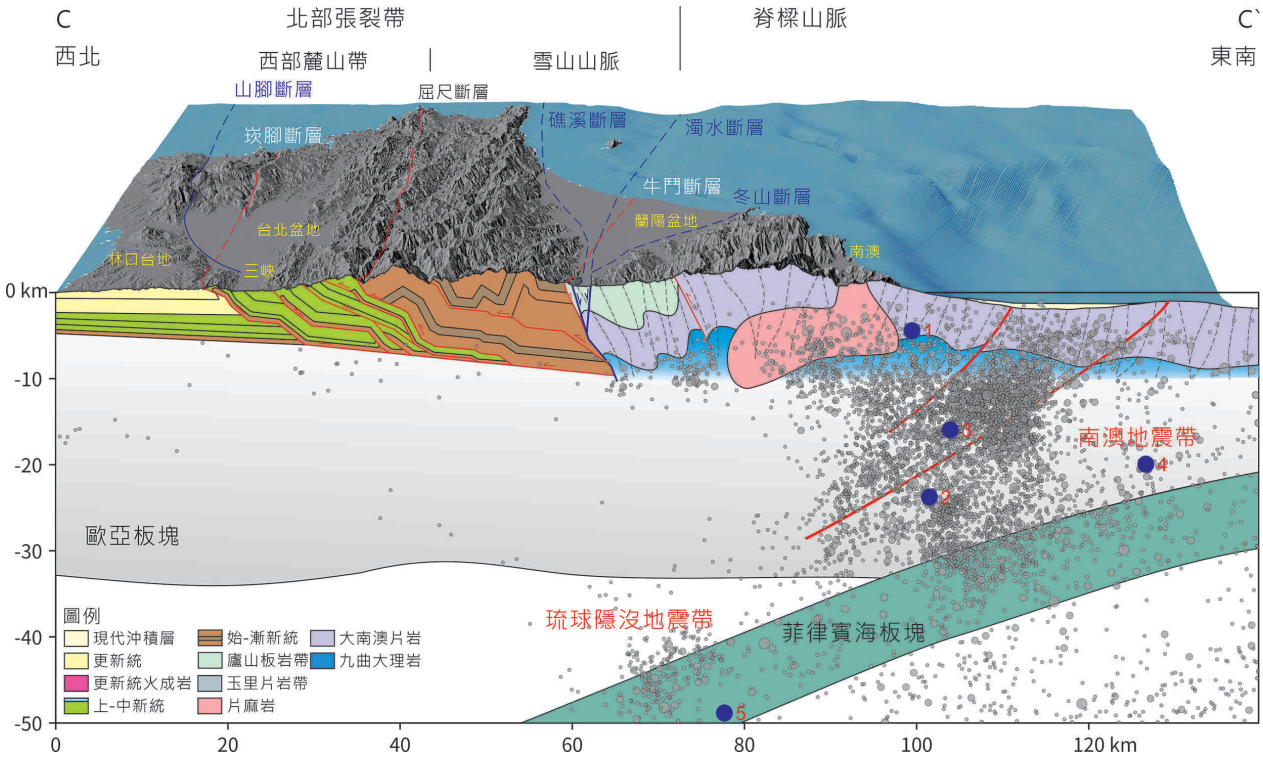


圖 3–8、C–C’地質剖面；北部張裂帶（林口台地 – 西部麓山帶 – 雪山山脈）– 脊樑山脈。西部麓山帶與雪山山脈地質構造剖面引自 Suppe（1980）。1：1994/06/05 南澳地震（M_L 6.5），2：2019/08/08 宜蘭地震（M_L 6.2），3：2001/06/14 南澳地震（M_L 6.3），4：1910/11/14 花蓮外海地震（M_L 6.5），5：1995/06/25 牛鬥地震（M_L 6.5）。

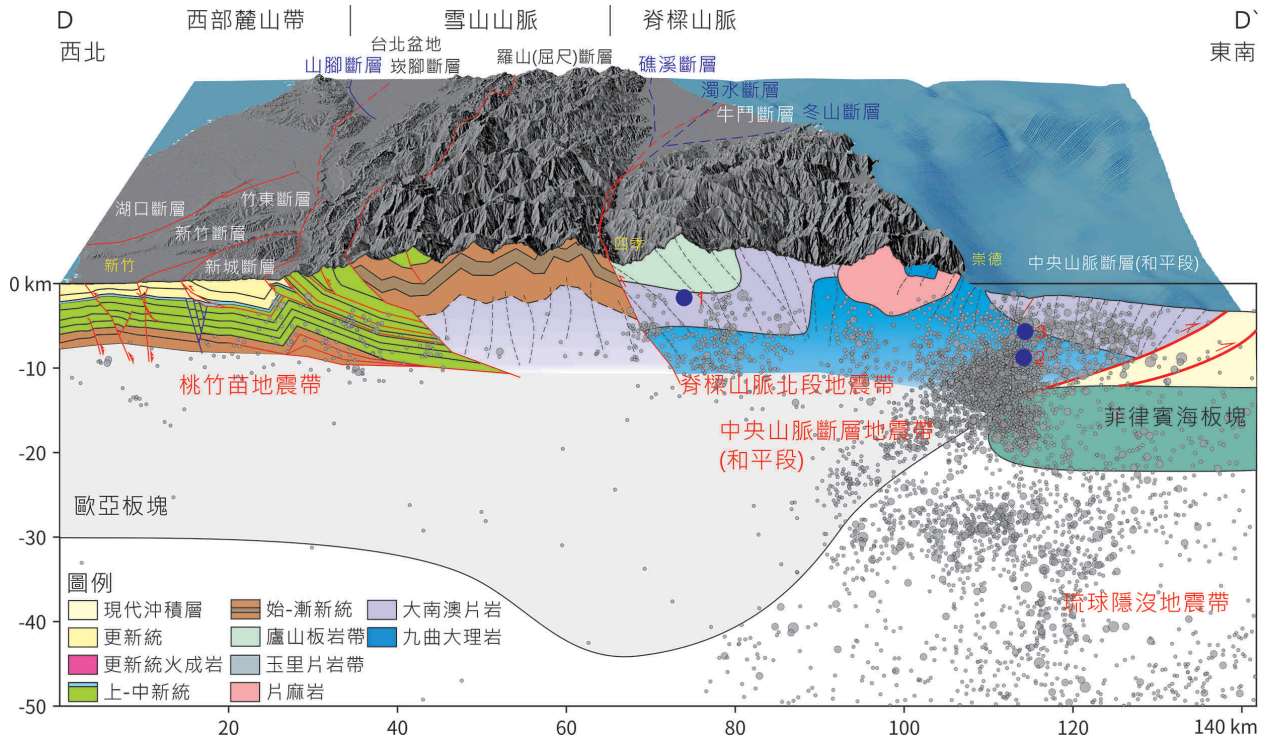


圖 3–9、D–D’地質剖面；西部麓山帶 – 雪山山脈 – 脊樑山脈。西部麓山帶地質構造剖面引自楊耿明等（2002）。1：1983/05/10 太平山地震（M_L 6.0），2：2018/02/04 花蓮地震（M_L 6.0），3：2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.2）。

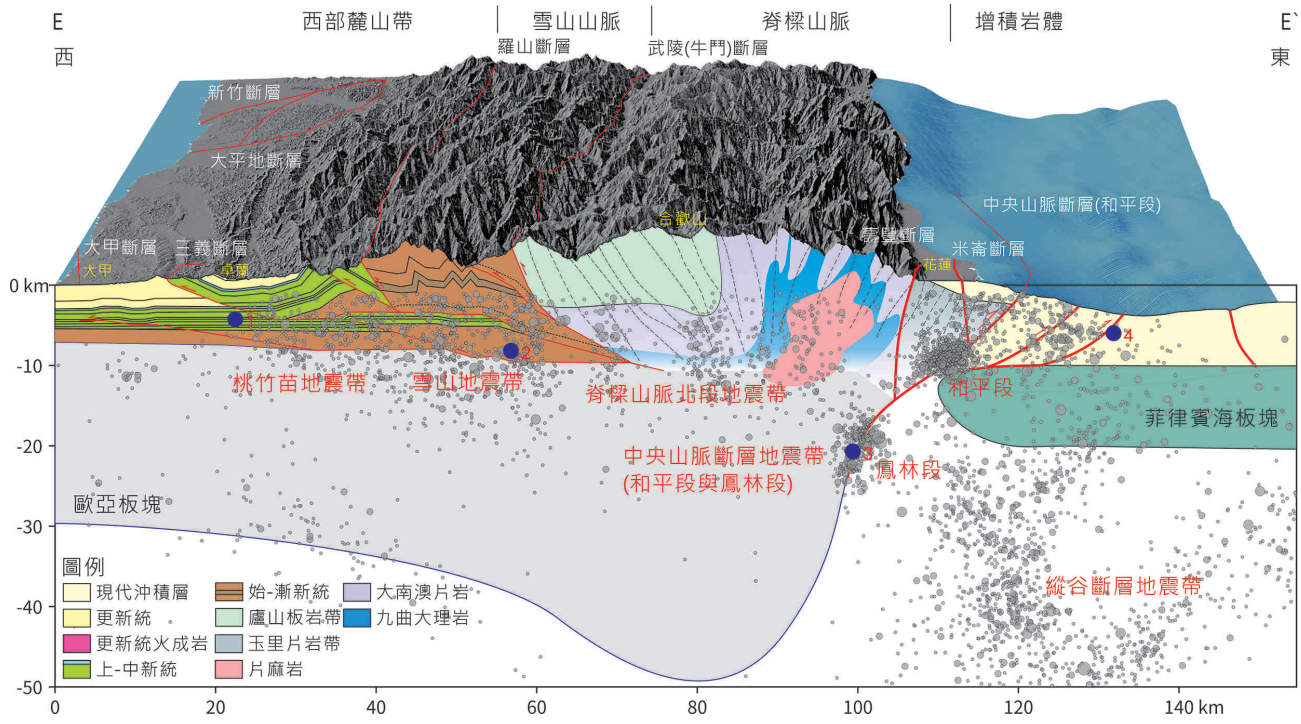


圖 3–10、E–E'地質剖面；西部麓山帶 – 雪山山脈 – 脊樑山脈 – 琉球隱沒帶增積岩體。西部麓山帶與雪山山脈地質構造剖面引自 Yue et al., 2005。1：1935/04/21 台中新竹地震 (M_L 6.9)，2：1999/09/21 埔里地震 (M_L 6.1)，3：2018/02/06 花蓮地震 (M_L 6.2)，4：1951/10/22 花蓮地震 (M_L 7.1)。

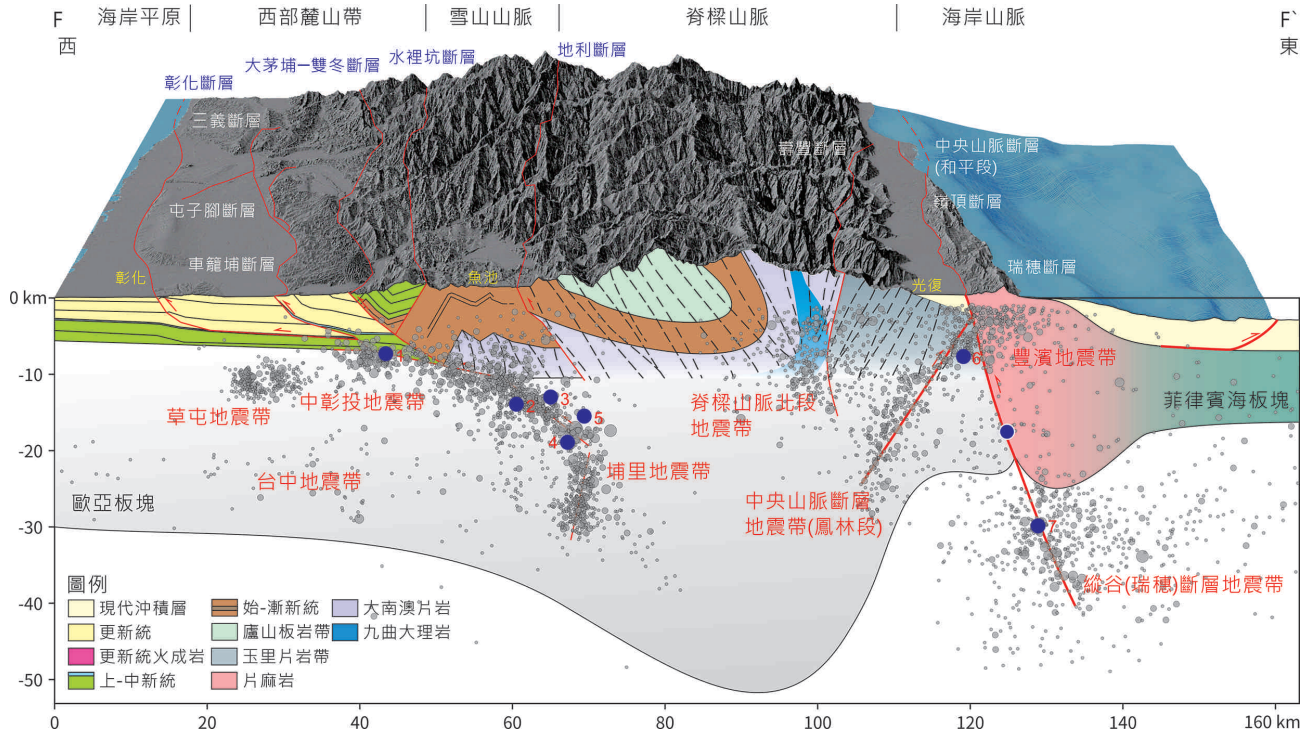


圖 3–11、F–F'地質剖面；海岸平原 – 西部麓山帶 – 雪山山脈 – 脊樑山脈 – 花東縱谷（縱谷斷層）– 海岸山脈。西部麓山帶與雪山山脈地質構造剖面引自 Yue et al., 2005。1：1999/09/21 集集地震 (M_L 7.3)，2：2013/06/02 南投地震 (M_L 6.5)，3：1999/10/26 南投魚池地震 (M_L 6.5)，4：2013/03/27 南投仁愛地震 (M_L 6.2)，5：2000/06/11 日月潭地震 (M_L 6.7)，6：2022/06/20 光復地震 (M_L 6.8)，7：2009/10/04 花蓮地震 (M_L 6.2)。

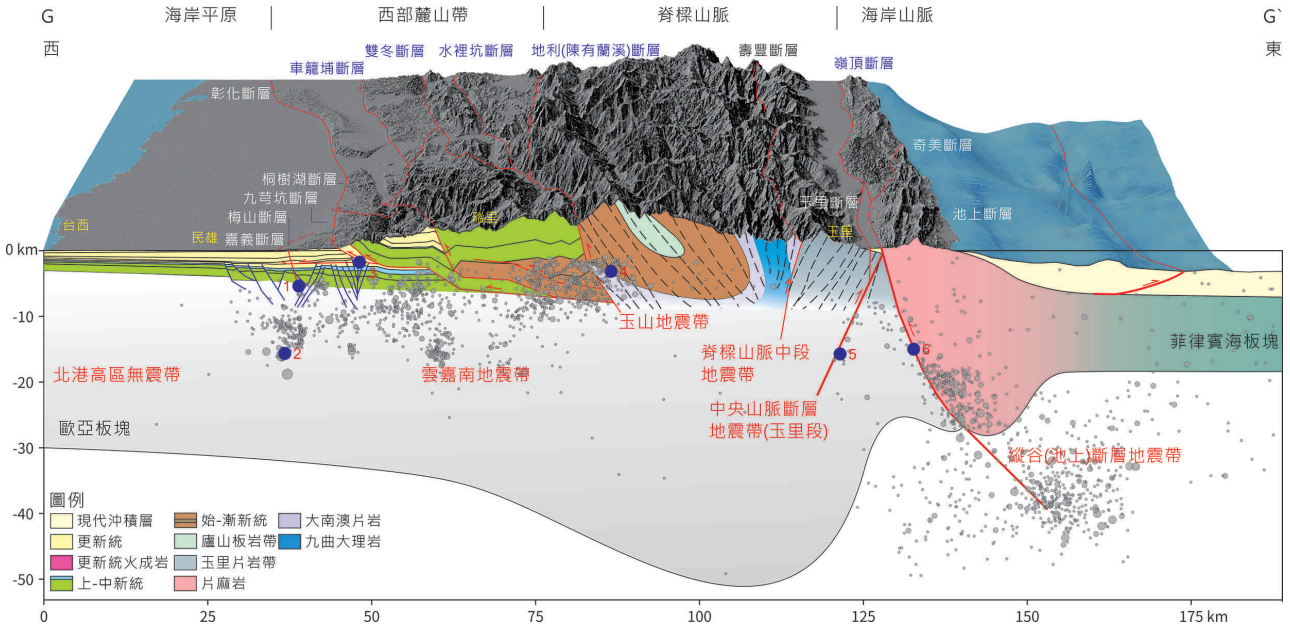


圖 3–12、G–G'地質剖面；海岸平原 – 西部麓山帶 – 脊樑山脈 – 花東縱谷（縱谷斷層）– 海岸山脈。西部麓山帶地質構造剖面引自 Yang et al., 2006。1：1906/03/17 梅山地震（M_L 6.7），2：1999/09/22 嘉義地震（M_L 6.4），3：1998/07/17 瑞里地震（M_L 6.2），4：2000/07/29 玉山地震（M_L 6.1），5：2020/09/19 卓溪地震（M_L 6.0），6：1951/11/25 玉里地震（M_L 7.0）。

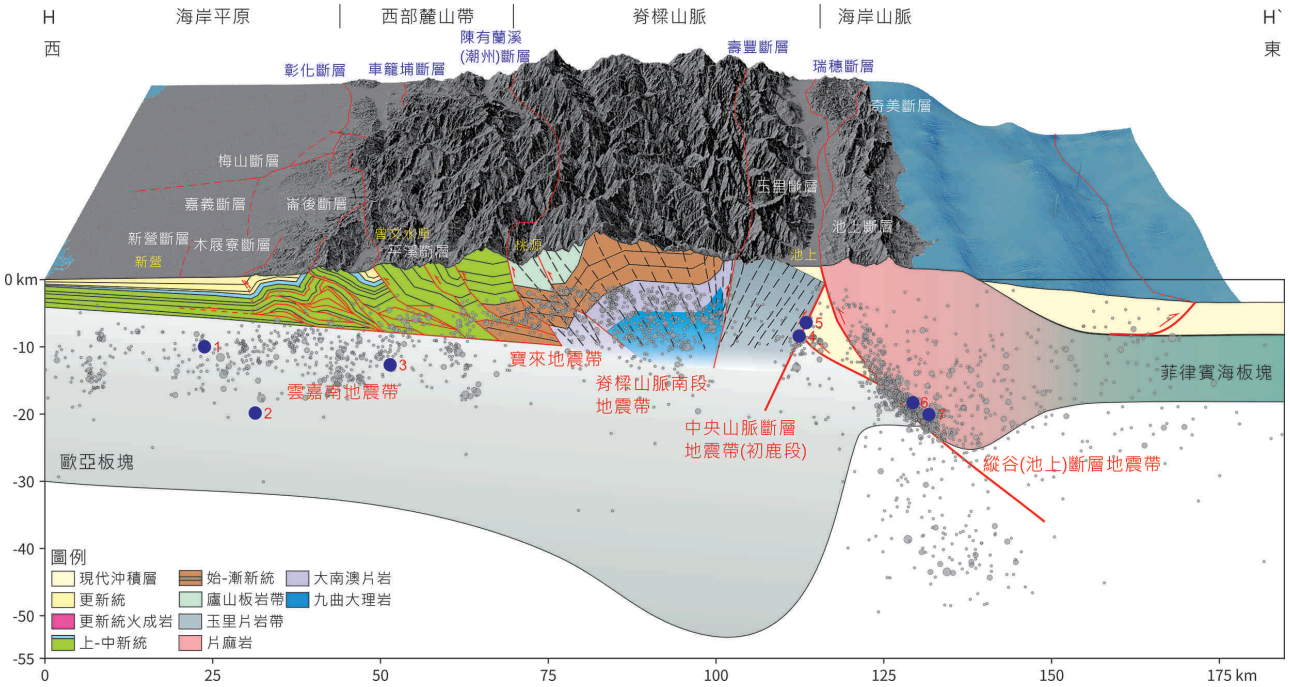


圖 3–13、H–H'地質剖面；海岸平原 – 西部麓山帶 – 脊樑山脈 – 花東縱谷（縱谷斷層）– 海岸山脈。西部麓山帶地質構造剖面引自 Suppe, 1980。1：1927/08/25 新營地震（M_L 6.5），2：1930/12/08 新營地震（M_L 6.3），3：1964/01/18 白河地震（M_L 6.3），4：2022/09/17 關山地震（M_L 6.6），5：2022/09/18 池上地震（M_L 6.8），6：2003/12/10 成功地震（M_L 6.4），7：1937/12/08 成功地震（M_L 6.9）。

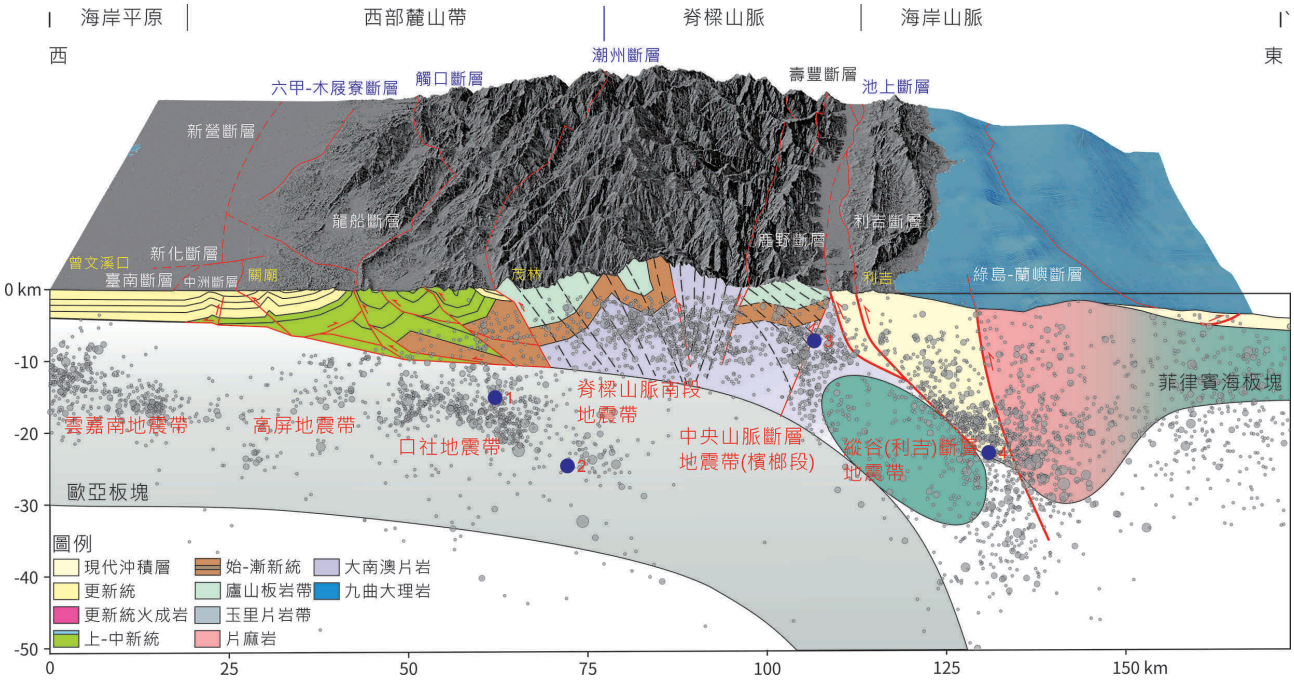


圖 3–14、I–I'地質剖面；海岸平原－西部麓山帶－脊梁山脈－北呂宋海槽－北呂宋火山弧（綠島）。西部麓山帶地質構造剖面引自陳文山等，2011。1：2016/02/06 美濃地震 (M_L 6.6)，2：2010/03/04 甲仙地震 (M_L 6.4)，3：2006/04/01 台東地震 (M_L 6.2)，4：2006/04/16 台東地震 (M_L 6.0)。

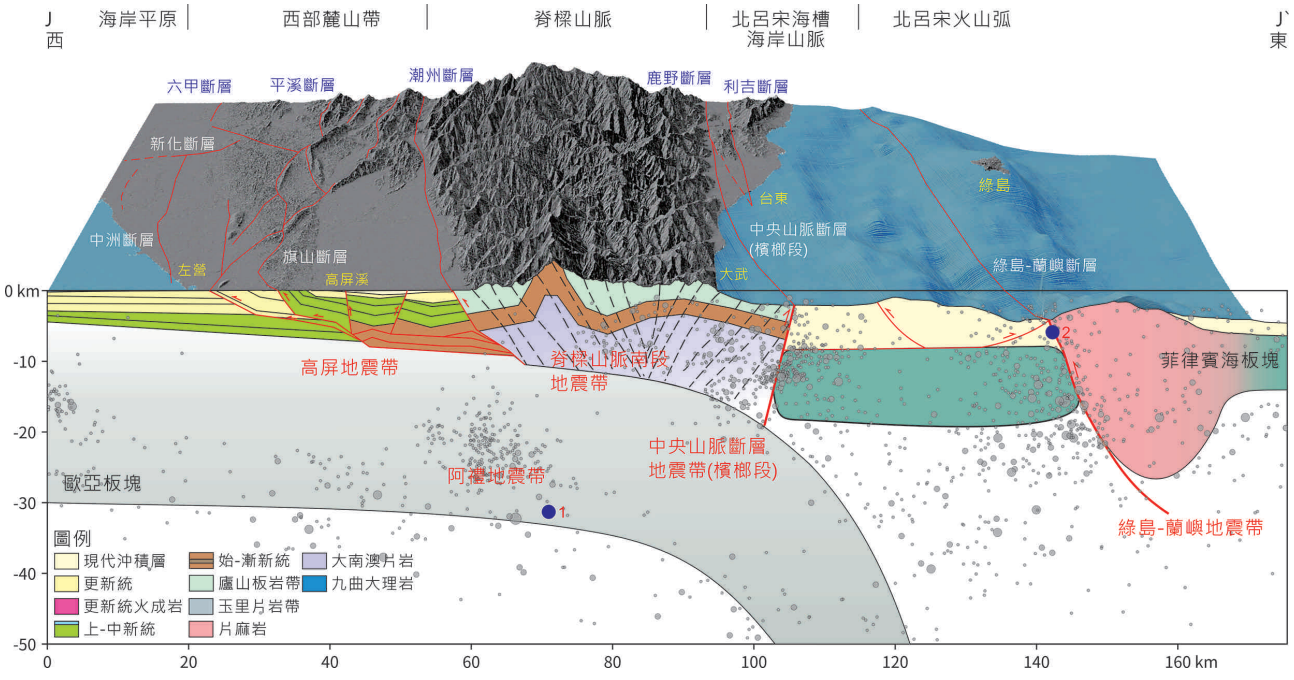


圖 3–15、J–J'地質剖面；海岸平原－西部麓山帶－脊梁山脈－北呂宋海槽－北呂宋火山弧（綠島－蘭嶼）。1：2012/02/26 霧台地震 (M_L 6.4)，2：1978/07/23 蘭嶼地震 (M_L 7.1)。

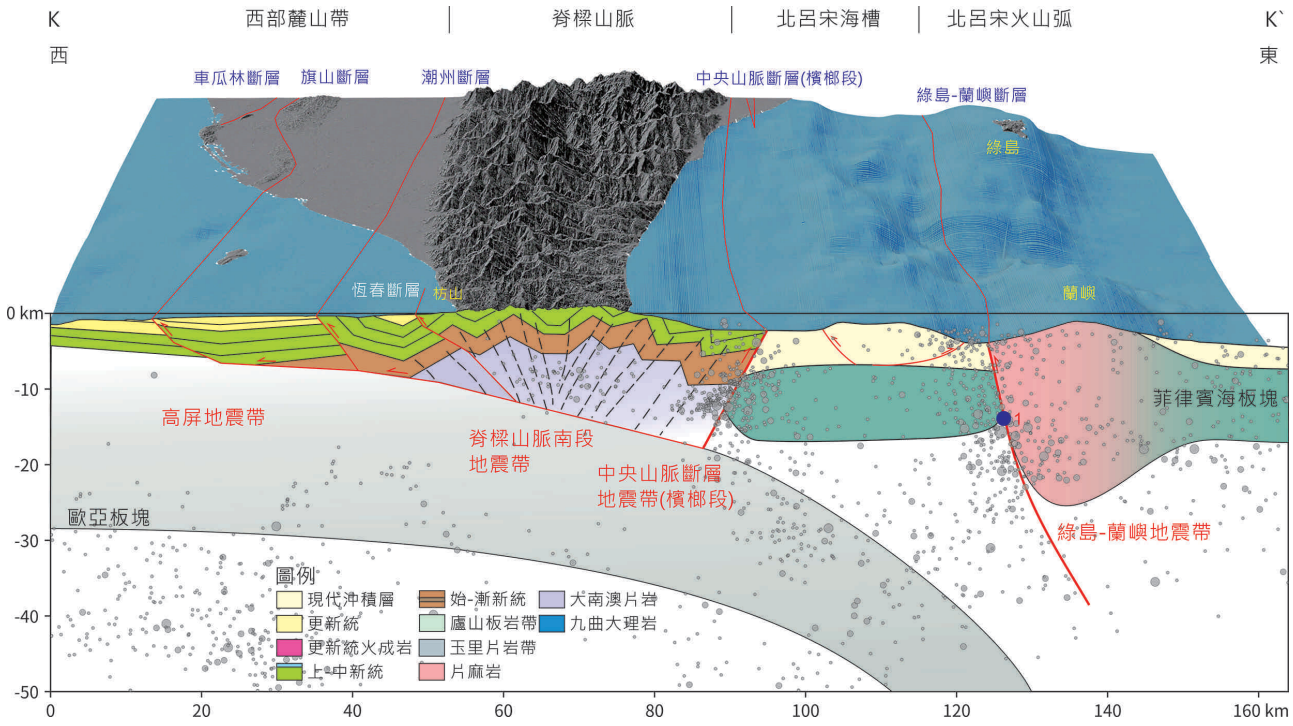


圖 3–16、K–K'地質剖面；西部麓山帶 – 脊梁山脈 – 北呂宋海槽 – 北呂宋火山弧（蘭嶼）。1：2002/08/29 蘭嶼地震 (M_L 6.0)。

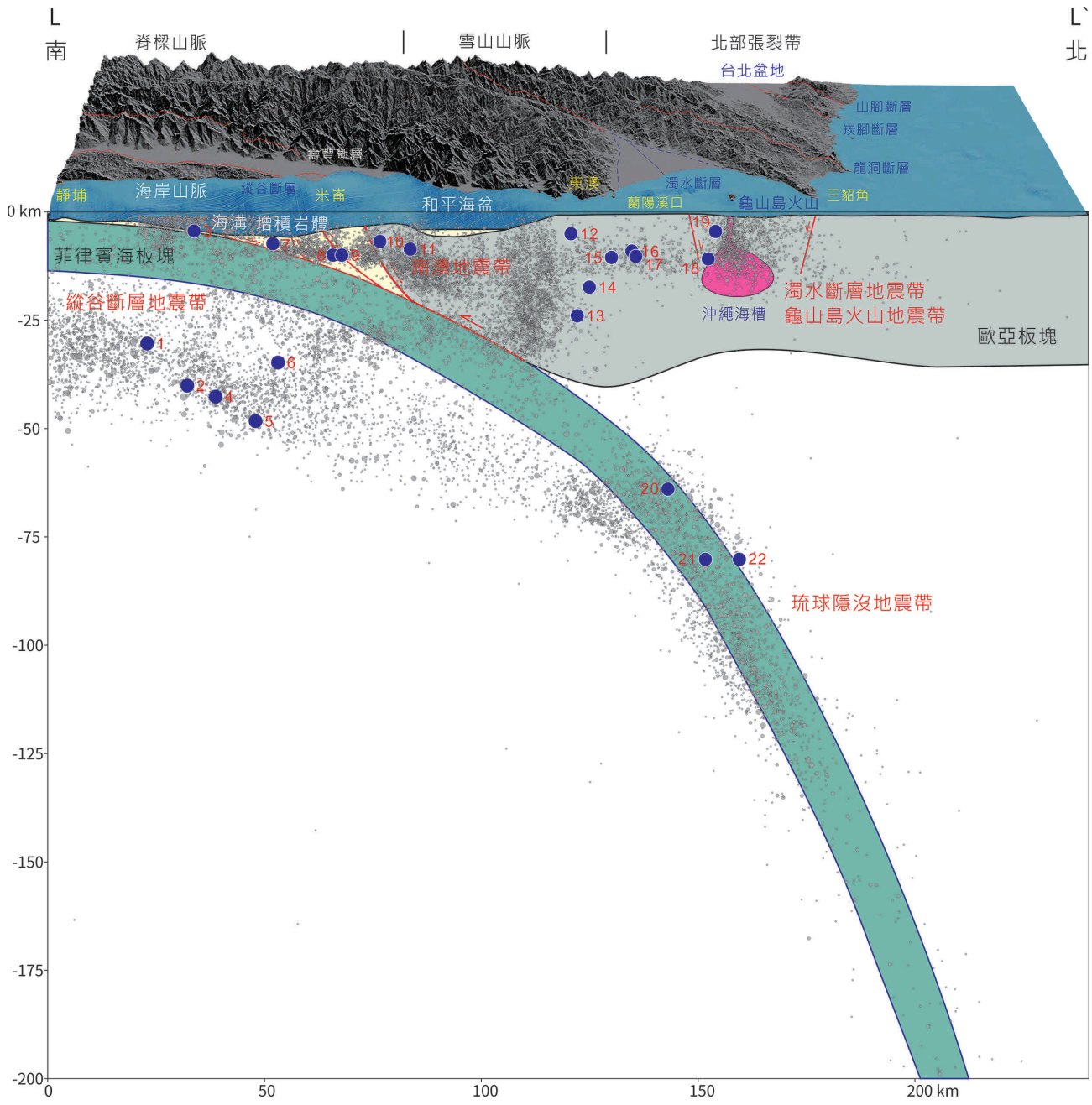


圖 3–17、L–L’地質剖面；琉球海溝－增積岩體－弧前盆地（和平盆地）－沖繩海槽、龜山島火山。1：2009/10/04 花蓮地震（M_L 6.2），2：2015/03/23 花蓮地震（M_L 6.2），3：1990/12/14 花蓮地震（M_L 6.0），4：2009/12/19 花蓮地震（M_L 6.8），5：2010/11/21 花蓮地震（M_L 6.1），6：1903/06/07 花蓮地震（M_L 6.1），7：1951/10/22 花蓮地震（M_L 7.1），8：1913/01/08 花蓮地震（M_L 6.2），9：1912/12/25 花蓮地震（M_L 6.4），10：2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.2），11：2018/02/04 花蓮地震（M_L 6.0），12：1994/06/05 南澳地震（M_L 6.5），13：2019/08/08 宜蘭地震（M_L 6.2），14：2001/06/14 南澳地震（M_L 6.3），15：1918/03/27 蘇澳外海地震（M_L 6.0），16：2002/05/15 蘇澳地震（M_L 6.2），17：1901/06/07 宜蘭地震（M_L 6.4），18：1986/01/16 宜蘭地震（M_L 6.1），19：1934/08/11 宜蘭地震（M_L 6.3），20：2005/06/02 宜蘭地震（M_L 6.0），21：2016/05/12 宜蘭地震（M_L 6.1），21：2020/12/10 宜蘭地震（M_L 6.6）。

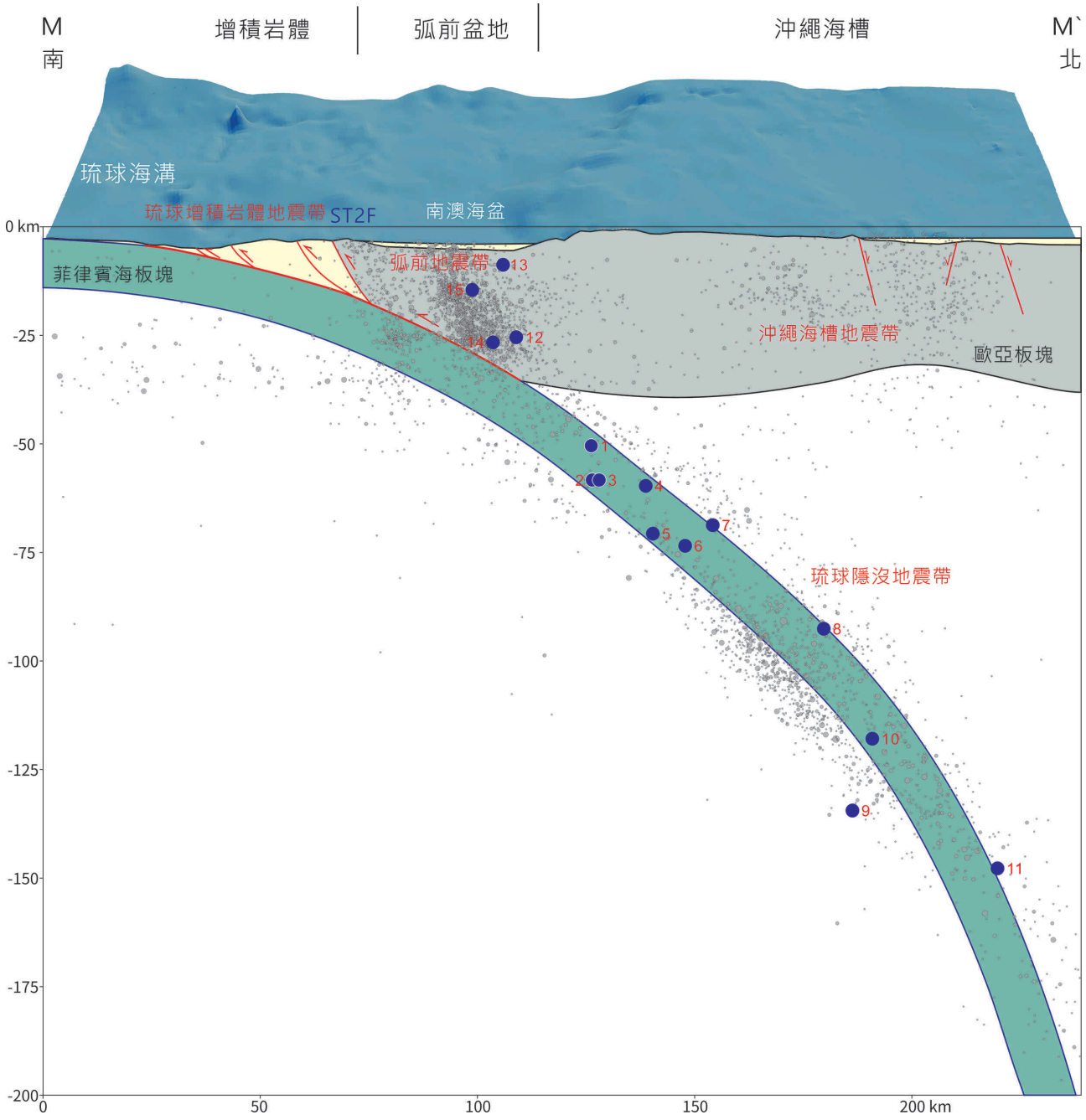


圖 3–18、M–M'地質剖面；琉球海溝－增積岩體－弧前盆地(南澳盆地)－沖繩海槽。ST2F：弧前斷層西段。1：2007/09/07 東部外海地震 (M_L 6.6)，2：2020/07/26 東部外海地震 (M_L 6.2)，3：2020/06/14 東部外海地震 (M_L 6.1)，4：1999/06/04 宜蘭外海地震 (M_L 6.2)，5：2001/06/13 宜蘭外海地震 (M_L 6.3)，6：2012/06/10 東部外海地震 (M_L 6.6)，7：1996/07/30 南澳外海地震 (M_L 6.1)，8：1997/07/15 蘇澳外海地震 (M_L 6.1)，9：1959/04/27 宜蘭深震 (M_L 7.2)，10：1994/02/02 東北外海地震 (M_L 6.1)，11：1997/10/12 南澳外海地震 (M_L 6.1)，12：2015/04/20 花蓮地震 (M_L 6.0)，13：2015/04/20 花蓮外海地震 (M_L 6.4)，14：2015/04/20 花蓮地震 (M_L 6.0)，15：1994/05/24 花蓮外海地震 (M_L 6.6)。

04 章
地質構造區之地震帶

臺灣坐落在歐亞與菲律賓海板塊的碰撞與隱沒邊界，兩板塊的聚合作用使地殼產生快速變形，並形成了活躍的地震帶（孕震構造）。第四紀形成的斷層大多還處於活躍狀態，且多分布在人口密集的外麓山帶（圖 4–1）。百餘年來，頻繁的地震活動，使人口稠密的臺灣成為全球地震災害的高潛勢區域之一。因此，為了有效防範地震災害，我們需要深入了解地震帶的分布、活動行為（地震時序、頻率、密度等）及其成因。

本研究運用 1990~2020 年的地震資料進行分析，目的為了劃定地震帶，並了解其與地質構造的關係。因此，利用 30 年期間的地震群集（earthquake cluster）或較大規模地震（>M_L 6.0）來劃定地震帶，並將經常發生地震的區域或構造，稱為地震帶。地震是斷層錯動或岩體破裂引起的，這兩種構造形成的地震帶在三維空間上會呈現不同幾何型態分布。斷層錯動產生的地震群集會呈現平面狀分布（planar distribution；如 4.2.2 節的泰安地震帶）；若由區域岩體破裂引發的地震群集就會呈現團塊狀分布（clumped distribution；如 4.3.2 節的雪山地震帶）。

此外，若斷層處於鎖定狀態時（locked），可能在數十或數百年間呈現無震狀態或僅發生少量地震（極低地震頻率），因此無法被劃定為地震帶。然而，這類型的地震帶卻是我們最需關注的潛在致災的孕震構造或斷層，且可能於近期內發生較大規模的地震（>M_L 6.5）。例如本研究期間，曾提出中央山脈斷層玉里段地震帶在近 30 年的觀測期間極少發生地震，應該被視為一潛在發生大地震的斷層。事實上，於 2022/09/17 發生了 M_L 6.6 關山地震、2022/09/18 M_L 6.8（M_W 7.0）與 M_L 6.1 池上地震、2022/09/19 M_L 6.0 卓溪地震。（陳文山等，2018；P. 142–143：從中央山脈斷層地震帶於近期發生地震 >M_L 6.0 的時間來看，2006 年臺東地震（M_L 6.2）、2013 年瑞穗地震（M_L 6.4）、2018 花蓮地震（M_L 6.2）（表一），唯獨瑞穗至富里少地震發生，此區段是否可能在近期發生 >M_L 6.0 地震，是值得注意的。）

因此，本研究除了利用 1990~2020 年的地震記錄作為研究基礎之外，還結合地質資料（活動斷層）與學理共同探討臺灣的新期構造（neotectonics）。如研究或學理上已被認定為活動斷層，但是呈現極低地震頻率，此種構造還是會劃為地震帶，如山腳斷層、潮州斷層、恆春斷層等，或位於外麓山帶的斷層。另外，對於幾處極少發生地震的區域進行討論，來釐清這些地區是否處於地殼穩定環境或是斷層處在鎖定狀態。首先，本研究定義的「無震帶」

（aseismic zone）是指地殼處於穩定的地質構造環境，本就少有地震（呈現極低地震密度或頻率）或無震的區域。然而，也有研究者將觀測期間較低地震頻率區域稱為無震帶（Lee et al., 2010）。但本研究認為為了區別鎖定狀態的孕震帶，而將本就沒有或少有地震的穩定構造環境稱無震帶。

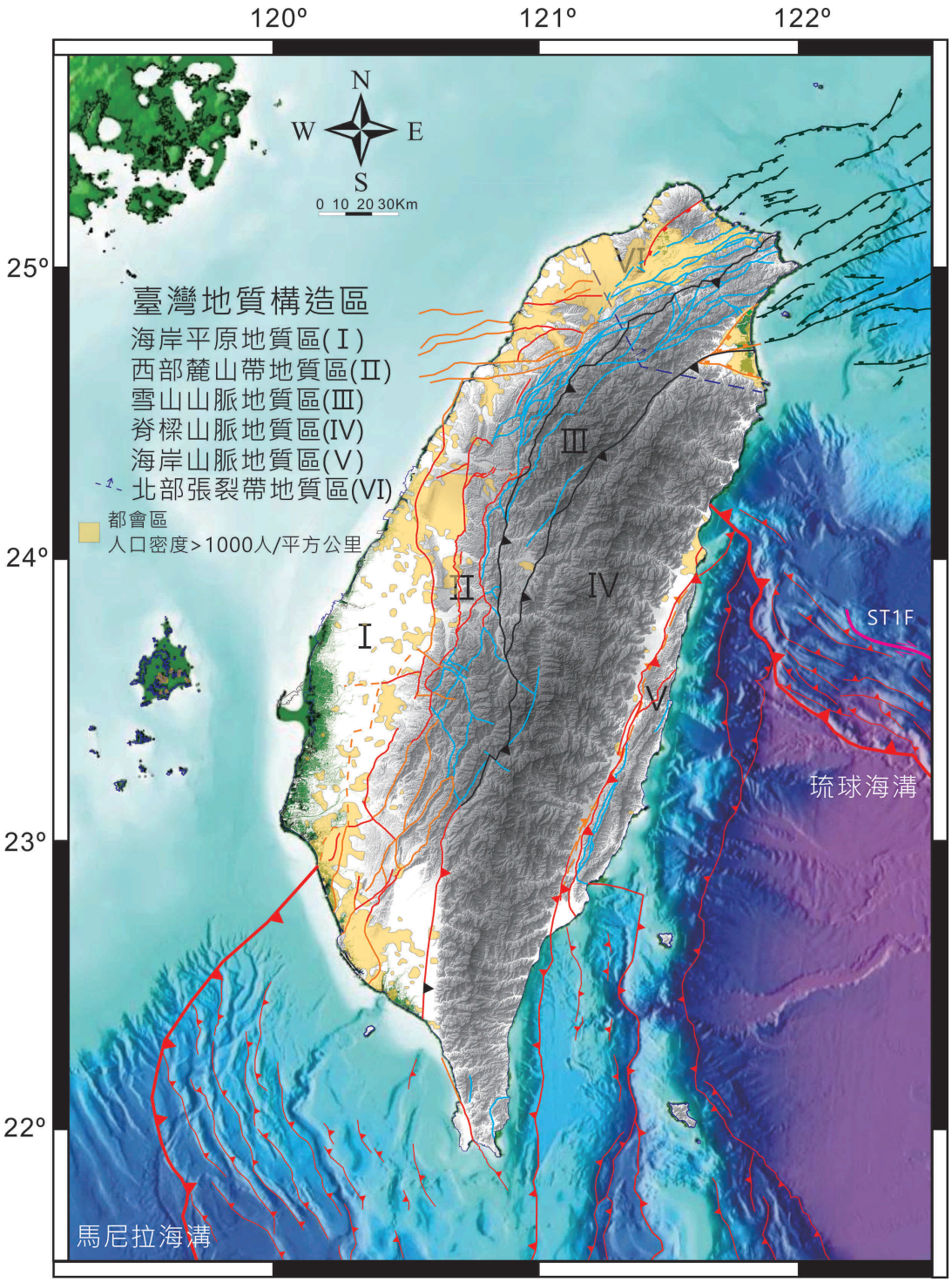


圖 4–1、西部麓山帶大多斷層形成於第四紀。陸域紅線為經濟部地質調查及礦業管理中心公告的活動斷層，橘線為本研究依據地質資料與學理認定的活動斷層（修改自陳文山等，2016）。淡藍線為陸域未被劃為活動斷層的其他斷層，主要分布在內麓山帶與雪山山脈。墨綠色鋸齒線為分布於東北海域的活動正斷層；紅色鋸齒線為東部與南部海域的活動逆斷層。

根據 1990~2020 年的地震觀測資料分析，臺灣有五個極少發生地震區域，計有北港高區、林口 ─ 桃園台地、高屏麓山帶、琉球增積岩體以及脊樑山脈中段（圖 4–2）。以下針對這些區域進行簡要討論與劃分：

1. 北港高區：位於早古近紀形成的地壘高區，然而第四紀造山運動形成的褶皺 ─ 逆衝斷層帶尚未擴及此區域，目前仍處於穩定的地殼環境，極少發生地震，觀測期間僅發生 94 起，屬於極低地震頻率，與極低地震密度為 0.003 個 / 公里 ^{3}（表二），稱北港高區無震帶。

2. 林口 ─ 桃園台地：造山時期，台地處於新莊斷層（前緣逆衝斷層）下盤的前陸盆地。然而，後造山時期，大地構造反轉為拉張環境，拉張作用形成的正斷層亦未發展至此區域。目前仍處於穩定地殼環境，極少發生地震，觀測期間僅發生 108 起，屬於極低地震頻率與地震密度為 0.009 個 / 公里 ^{3}，稱桃園台地無震帶（表二）。

3. 脊樑山脈中段：脊樑山脈位於地殼拉張與抬升環境，淺部地殼經常發生 <M_L 4.0 地震，唯有中段區域較少發生地震，觀測期間共發生 2645 起，地震密度為 0.11 個 / 公里 ^{3}，稱脊樑山脈中段地震帶（表二）。地震頻率與密度低的原因，可能淺層地殼的地溫較高，岩石呈現半塑性變形，導致較少發生地震，但此區域仍然具發生地震的潛能。

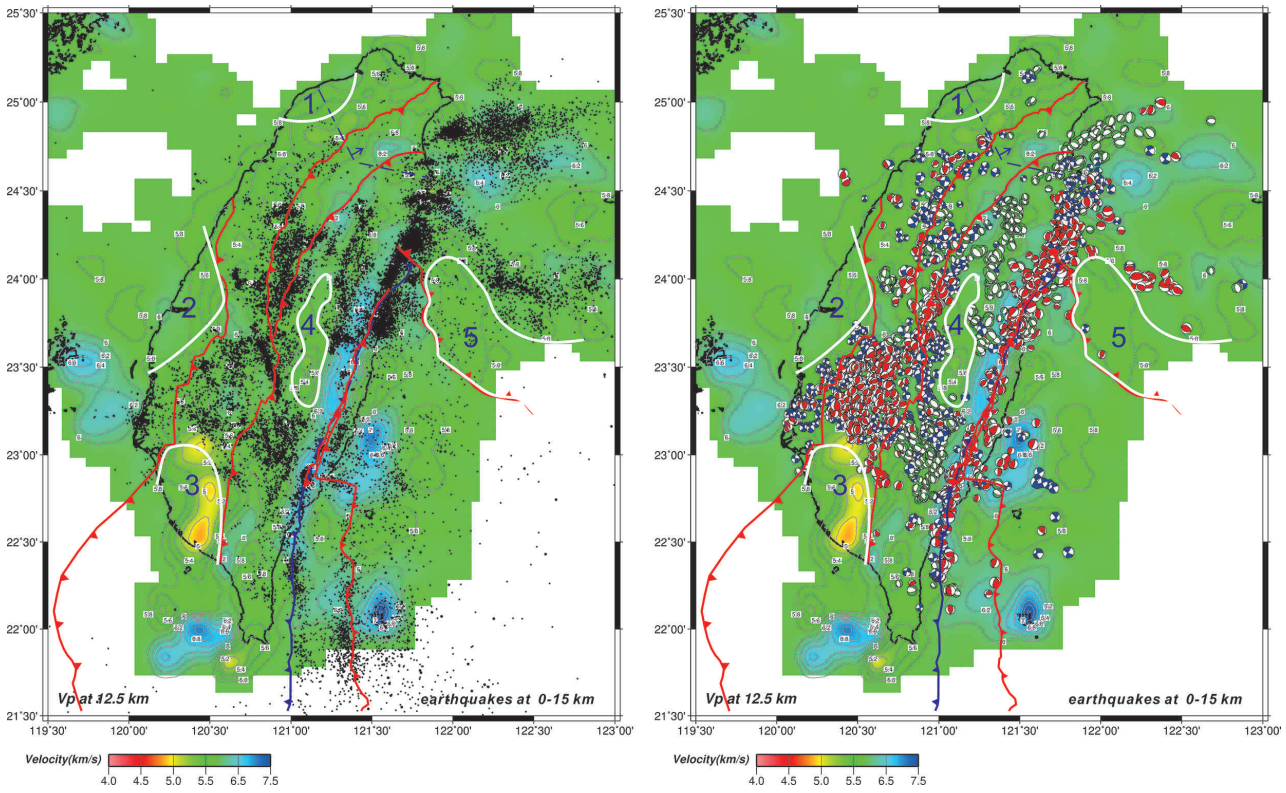


圖 4–2、臺灣與鄰近海域在深度 <15 公里的地震分布與震源機制解，顯示 1990~2020 年間有五個區域極少發生地震（白線）：1. 桃園台地無震帶，2. 北港高區無震帶，3. 高屏地震帶，4. 脊樑山脈中段地震帶，5. 琉球增積岩體地震帶。

4. 高屏西部麓山帶：中更新世以來，形成許多活動斷層，地表呈現快速變形（GPS 觀測資料；Ching et al., 2011）屬於活躍的褶皺－逆衝斷層帶。然而，長期以來卻少發生地震，觀測期間共發生 3829 起（**表二**）。但脫底斷層之上的褶皺－逆衝斷層帶僅發生 133 起 $<M_L$ 3.0 地震，地震密度極低為 0.006 個 / 公里 ^{3}，而這些地殼淺處的斷層大多具有快速潛移（fault creep）作用；然而脫底斷層以下的斷層可能呈現鎖定狀態，地震數量有 3596 起，地震密度低為 0.11 個 / 公里 ^{3}，仍具有發生大地震的潛能。

5. 琉球增積岩體：位於花蓮東側海域，極少發生地震，觀測期間僅發生 235 起，地震密度極低為 0.004 個 / 公里 ^{3}（**表二**）。此帶與西南日本的南海海槽與北美西岸卡斯卡迪亞隱沒帶的地震特性相似，震間極少發生地震（Dragert et al., 2001; Obara et al., 2004; Nakajima and Akira, 2016）。推測增積岩體與隱沒板塊界面在深度 <20 公里處於鎖定狀態，極具發生大地震（$>M_L$ 7.5）的潛能。

上述 5 處少有地震區域，本研究僅將北港高區與桃園台地兩處稱無震帶。其它的脊樑山脈中段、高屏西部麓山帶以及琉球增積岩體仍劃為地震帶，雖然這 3 個地震帶在觀測期間少有地震發生，然而依學理研判屬於具有發生地震或大地震潛能的區域。

本研究透過地震群集、震波層析成像與震源機制分析，旨在訂定地震帶及劃分範圍。為了清楚說明，而予以命名 XX（具代表的地名）地震帶。若某地震帶與特定的 XX 斷層有關，就會稱 XX 斷層地震帶；並遵循先著權。以下基於各地質構造區的地質與地震特性，進行地震帶劃分，同時針對地震帶的地震特性與地殼速度構造作進一步的敘述與討論。

震間（interseismic period）：本研究依定義同一地震帶發生兩次 M_L 6.0 以上地震事件之間的時段；例如 1951/11/25 台東地震（M_L 6.5）與 2003/12/10 成功地震（M_L 6.4）（表一）之間為震間。因此，1990~2020 年的地震觀測，對於各地震帶而言，應都屬於震間時期；唯獨 1999 年車籠埔斷層與 2003 年池上斷層的主震與餘震期間屬於震後時期（postseismic period）。這定義提供了時間上的分隔，使研究能夠更清楚區分一次地震事件的不同時期，可以深入了解地震帶或斷層的活動行為。

4.1 海岸平原地質構造區

晚上新世以來，弧陸碰撞過程中，西部麓山帶（褶皺－逆衝斷層帶）的逆斷層依序（in-sequence）向西發展，如中部地區的大茅埔－雙冬斷層、車籠埔斷層與彰化斷層（圖 4-3）。彰化斷層位於西部麓山帶與海岸平原的分界，是麓山帶最前緣斷層，也是最年輕的斷層。北從大安溪，南至曾文溪的前緣斷層有大甲－彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義（盲）斷層、新營（盲）斷層、台南（盲）斷層。然而，大安溪以北的前緣斷層則位於苗栗海岸（陳文山等，2004b，2016）。

自蓬萊造山運動以來，剝蝕自造山帶的碎屑沉積物大量堆積在前緣斷層下盤的前陸盆地。因為沉積物快速堆積以及前陸（山脈）的逆衝作用，導致前陸盆地受到沉積物與山脈（西部麓山帶）的荷重而產生撓曲沉陷（Covey, 1984; Chen et al., 2001）。晚全新世，6500 年前以來，全球海面變動趨於穩定，前陸盆地逐漸被沉積物充填，形成平坦的海岸平原，並逐漸向海側擴大，海岸線朝海側退縮（陳文山等，2005，2016）。

濁水溪以北的前陸盆地位在彰化斷層下盤（圖 4-3），而西部麓山帶至海岸平原的淺層地殼的 P 波速度小於 5.0 km/s（Vp <5.0 km/s；圖 4-4）。此低速層呈現透鏡狀，位在西部麓山帶與海岸平原底下，前陸盆地堆積了巨厚的上－更新世沉積層，最厚達到 4000 公尺。前陸盆地在臺灣海峽形成前凸起隆起構造（forebulge uplift），低速層向西逐漸變薄，呈現楔型的前陸盆地結構（Yu and Chou, 2001; Lin et al., 2003；圖 4-4）。

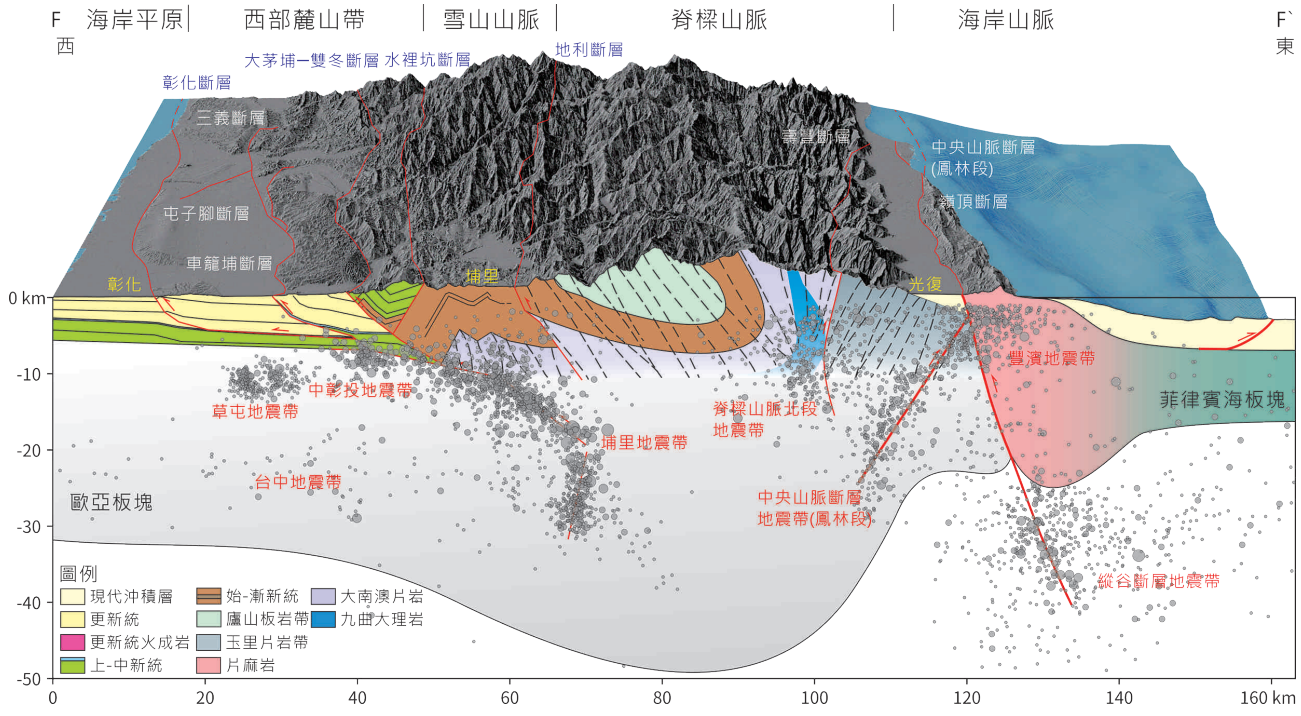


圖 4-3、中部地質構造剖面，西部麓山帶的大茅埔－雙冬斷層、車籠埔斷層與彰化斷層依序向西發展，彰濱海岸平原位在彰化斷層下盤。

儘管海岸平原尚未隆起，但地殼受到擠壓與沉積物荷重而產生了撓曲變形。然而，北港高區南側（八掌溪以南）的前陸盆地（嘉南平原至海峽）已經受到造山的擠壓，產生以橫移作用為主的地震（圖 4–2）。

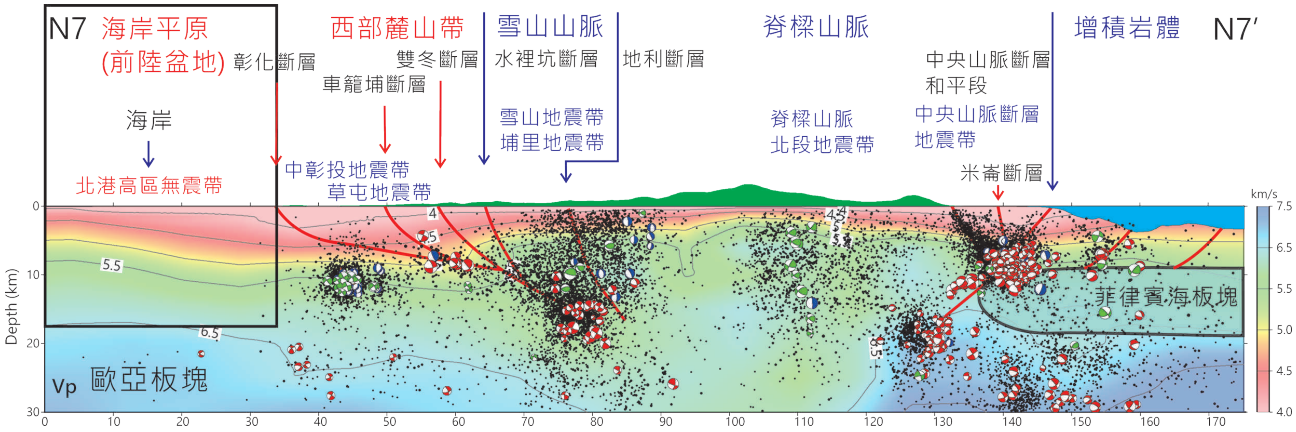


圖 4–4、Vp <5.0 km/s 低速層呈現楔型構造（橘色），顯示前陸盆地堆積厚層的沉積層（黑框），剖面位置見圖 3–1。

4.1.1 北港高區無震帶

彰濱海岸平原處於前陸盆地的構造環境，上一更新統沉積層厚度 2400 公尺（彰濱井）。此海岸平原下淺層地殼 Vp <5.0 km/s 的低速層明顯向南逐漸變薄，且新生代沉積層也向南變薄（圖 4–5，圖 4–6）。依據北港二號井鑽探結果，深度 1464 公尺已鑽至白堊紀地層，井錄呈現下部中新統不整合覆於白堊紀上，古近紀地層缺失，顯示北港高區新生代地層厚度明顯較周邊區域還薄（Matsumoto, 1979）。北港高區底下的淺層結構呈現高 Vp 與高 Vs 異常擾動值，以及低 Vp/Vs 值的高速層（基盤），Vp >5.5 km/s 的高速層深度比周圍的前陸盆地還淺，顯示古老且堅硬的基盤位在較淺層，堆積在基盤之上的低速層較薄（圖 4–5）。北港高區周圍盆地同樣深度的岩層速度構造顯示低 Vp 與低 Vs 異常擾動值（負值），以及高 Vp/Vs 值的低速層，表明高區周圍堆積了較厚的沉積層。從 N7 與 N13 剖面的 Vp <5.5 km/s 速度構造來看（圖 4–4，圖 4–5），前陸盆地與西部麓山帶底下的沉積層向兩側逐漸變薄，呈現透鏡狀（圖 4–5）。始新世至早漸新世的地殼張裂時期，北港高區與桃園西北海域的觀音高區之間形成了地塹盆地（graben），稱台西盆地或雪山槽，最厚的新生代沉積層可能達到 8000 公尺。

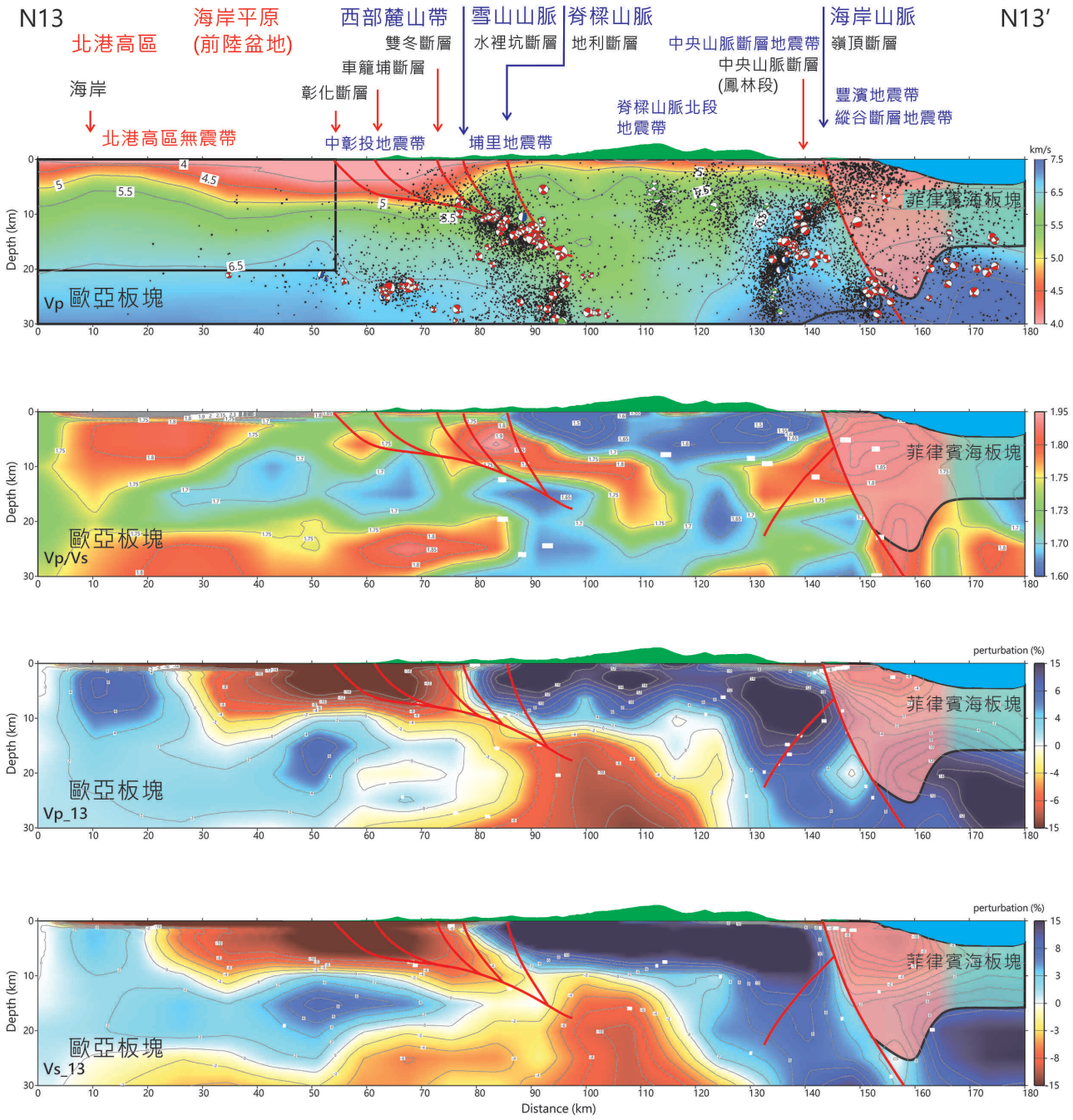


圖 4–5、北港高區與前陸盆地底下的速度構造（黑框），Vp <5.5 km/s 速度層呈現半透鏡狀。剖面位置見圖 3–1。

從地震分布來看，北港高區與周圍前陸盆地極少有地震活動，深度 <30 公里範圍內幾乎沒有地震，表示中生代（白堊紀）基盤高區相較於周邊的西部麓山帶較少受到造山運動的影響。本研究將大安溪至八掌溪之間的極少發生地震區域稱北港高區無震帶（Wu and Rau, 1998），範圍涵蓋前緣斷層下盤的海岸平原（前陸盆地）（圖 4–6，圖 4–7）。北港高區無震帶南側，八掌溪以南的嘉南海岸平原，此區域淺層地殼的地震頻率非常高（圖 4–2），曾經發生 >M_L 6.0 地震（圖 4–8），與北側的中彰投海岸平原有顯著差異。這區域的構造特性將於下一章節雲嘉南地震帶進行討論。

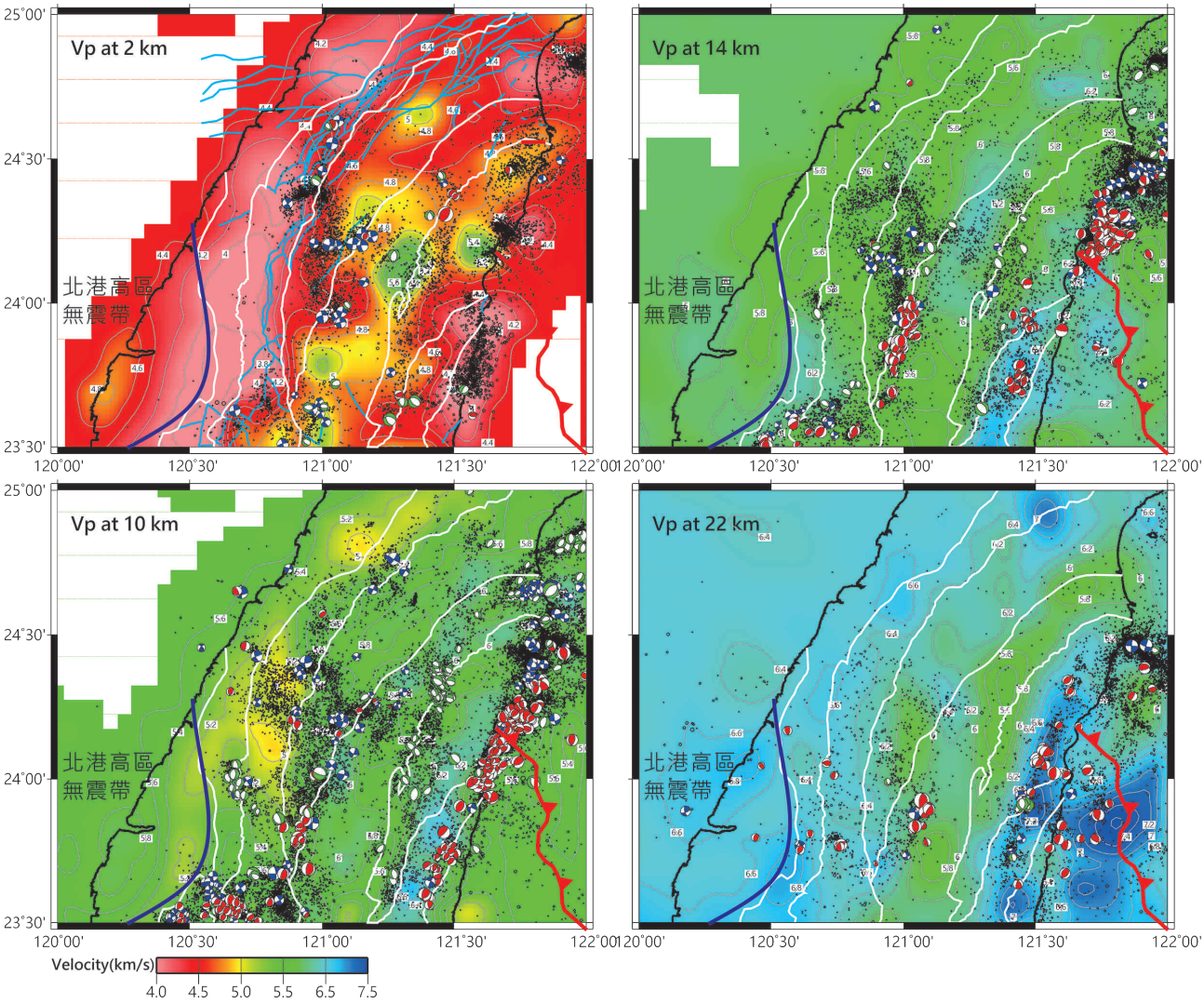


圖 4–6、北港高區無震帶 (藍線) 顯示深度 <10 公里的地殼較周圍呈現高 Vp 構造，10 公里以下的速度構造變化不大。

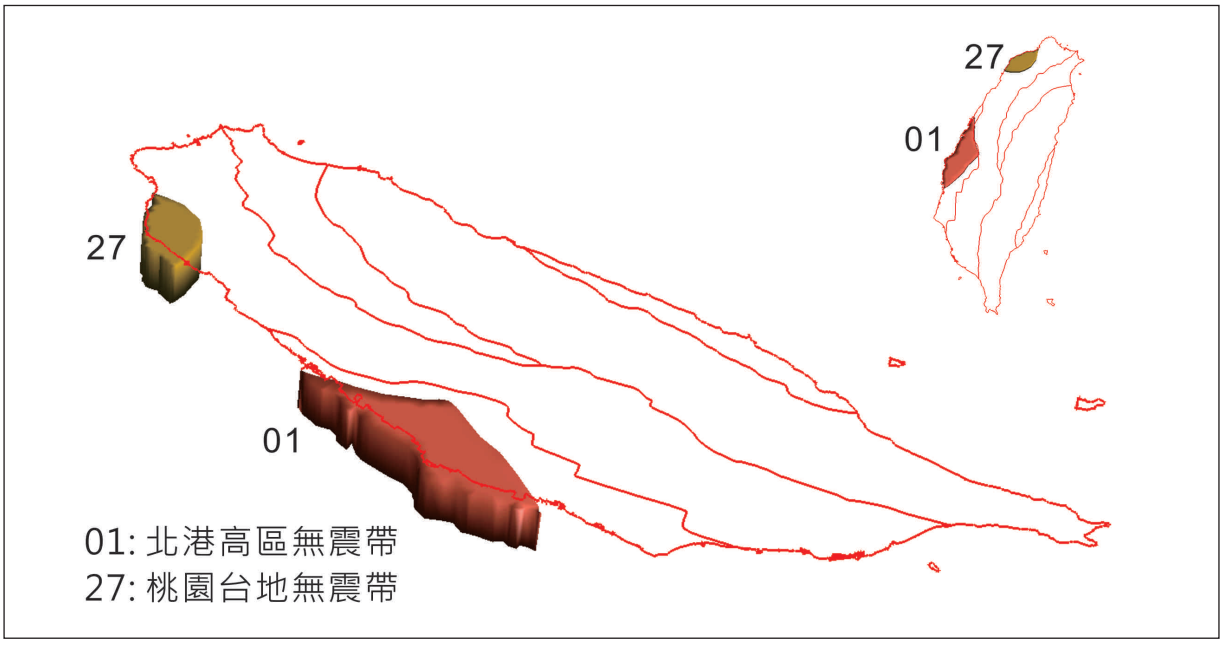


圖 4–7、北港高區無震帶與桃園台地無震帶位置。

北港高區無震帶的地震頻率極低，1990~2020 年間僅發生 94 起地震，平均每年僅 3 起，且地震皆 <M_L 4.0，其中有 30 起受到 921 集集地震（M_L 7.3）影響；地震密度極低，僅 0.003 個 / 公里^3（**圖 4–8**，**圖 4–9**，**表二**），顯示這區域屬於地殼穩定的構造環境。

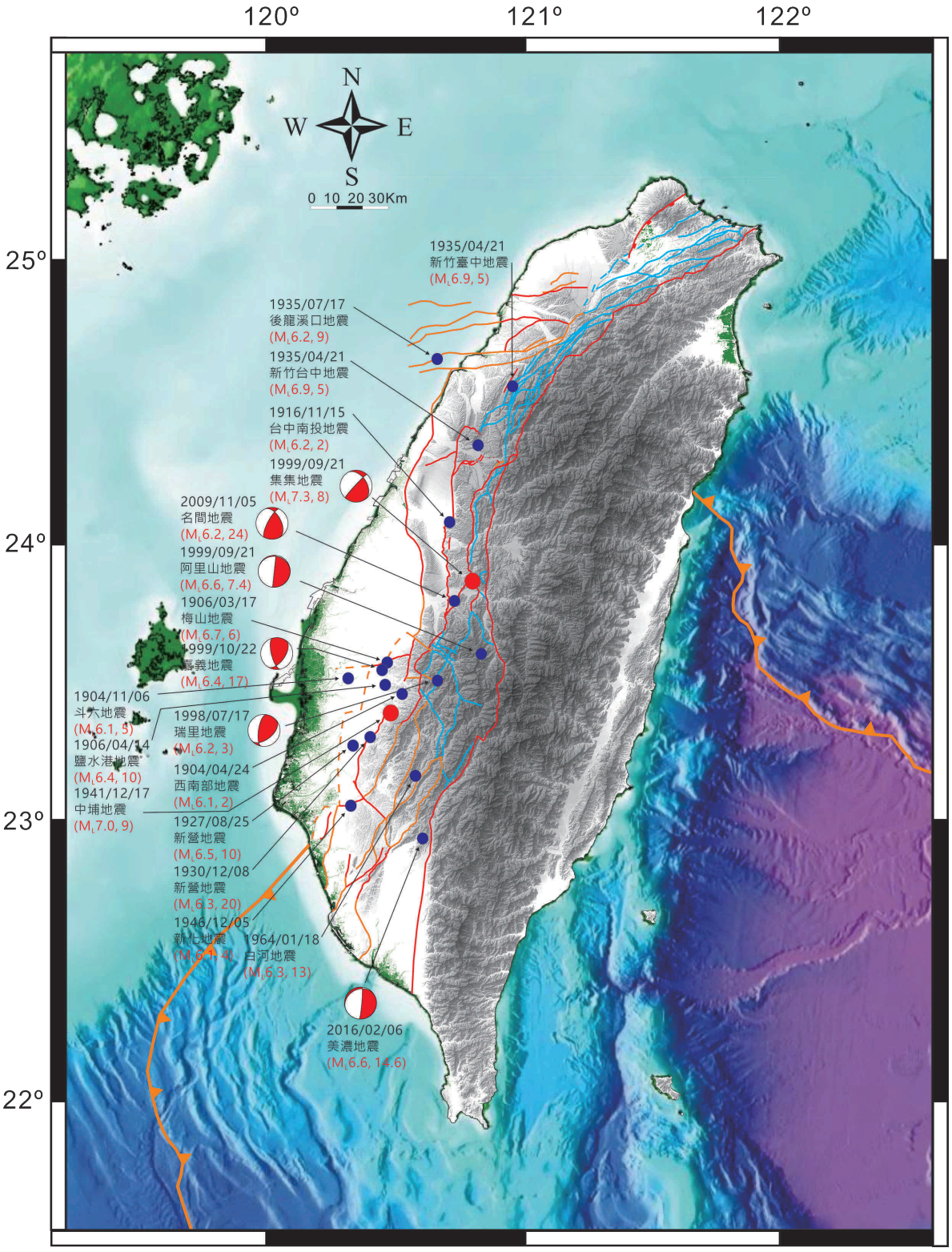


圖 4–8、1900 年以來，西部麓山帶的 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。從震源機制分析（紅色海灘球）表示地震大多呈現朝西的逆移作用形式。

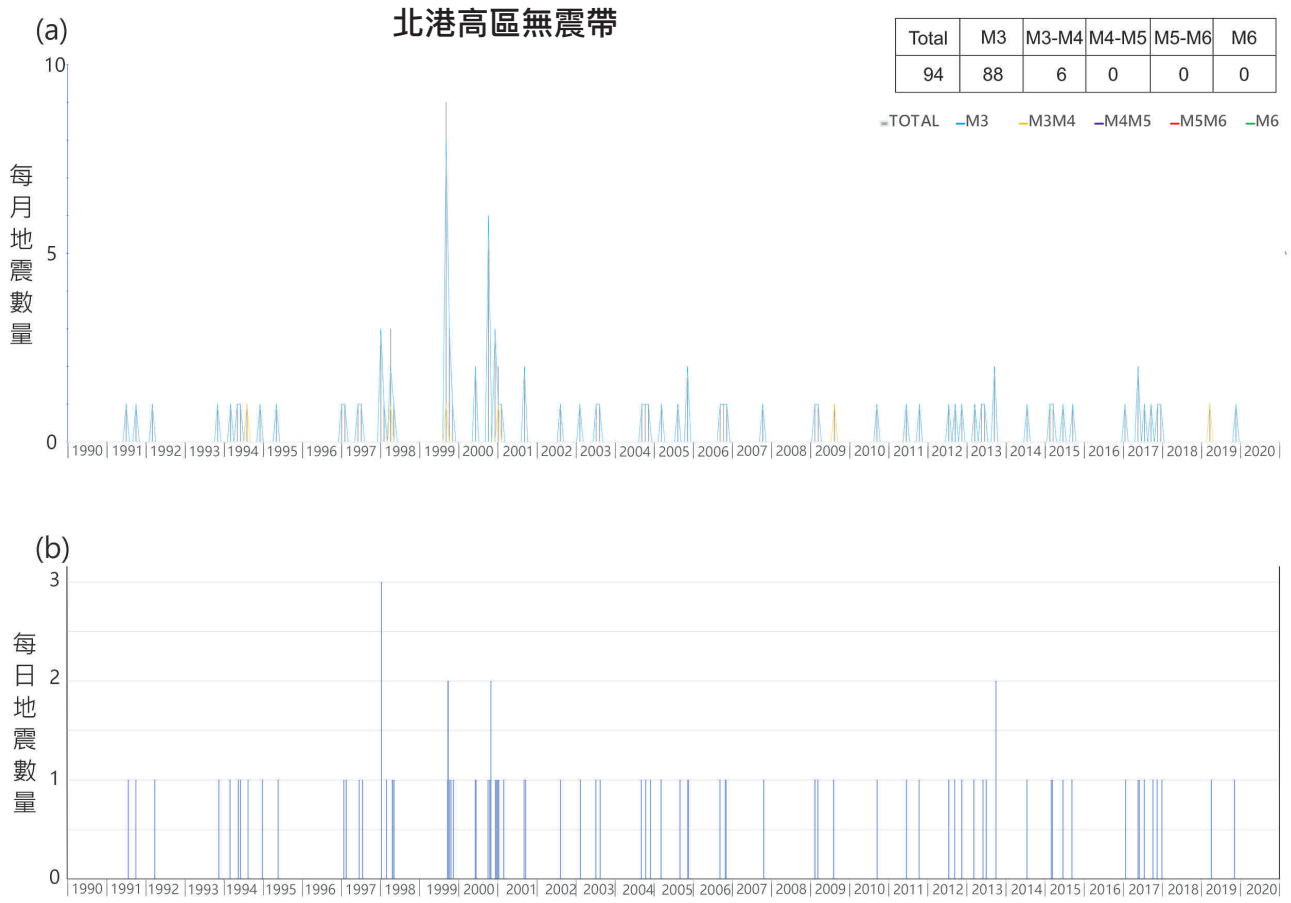


圖 4–9、1990~2020 年地震頻率。北港高區無震帶的地震頻率極低，地震皆 <M_L 4.0。

4.2 西部麓山帶地質構造區

西部麓山帶地質構造區由一系列由東向西呈疊瓦狀逆衝斷層構成的褶皺－逆衝斷層帶（fold–and–thrust belt），是臺灣造山帶最前緣且最年輕的山脈，形成於第四紀，地形呈現起伏低緩的山脈與丘陵（圖 3–8~ 圖 3–14，圖 4–10，圖 4–11）。其與東側的雪山山脈與脊樑山脈地質構造區的邊界以逆斷層為界，由北而南的斷層包括龍洞斷層、平溪（牡丹坑）斷層、屈尺斷層、羅山斷層、水長流斷層、水裡坑斷層、陳有蘭溪斷層與潮州斷層（陳文山等，2016）。除了聚合板塊邊界斷層還持續活動之外（花東縱谷斷層與中央山脈斷層），全新世曾有活動的斷層以及歷史上紀載的災害性地震大部分位在西部麓山帶。因此，本研究在臺灣孕震構造的探討，特別著重於西部麓山帶地質構造與地震成因的關係。

內麓山帶較早經歷隆起與剝蝕，岩層主要為中新統，較晚隆起的外麓山帶則出露上－更新統。其東側的雪山山脈則歷經更長時間的剝蝕，出露更老的始新統至漸新統（古近紀）的輕度變質沉積岩；然而，西側的海岸平原仍處於前陸盆地。因此，西部麓山帶沉積岩與海岸平原底下沖積層都飽含孔隙水，導致地殼速度構造呈現低 Vp 與 Vs，以及 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值。相反的，雪山山脈與脊樑山脈則是緻密且少含孔隙水的變質岩層，呈現高 Vp 與 Vs，以及 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值（圖 4–12，圖 4–13，圖 4–14）。

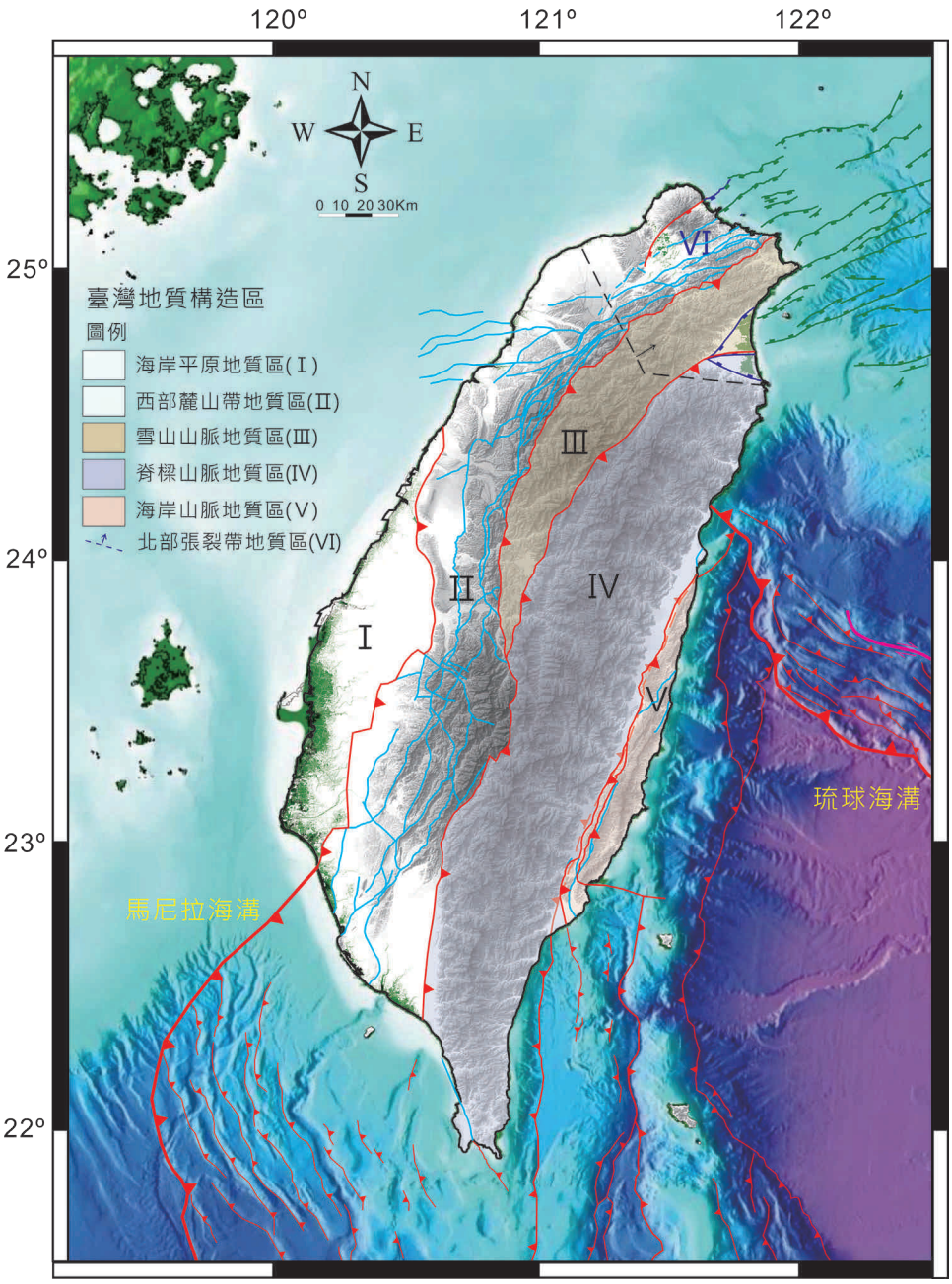


圖 4–10、紅線為各地質構造區的界限斷層，西部麓山帶（Ⅱ）西側的紅線為造山帶前緣斷層，西部麓山帶東側紅線為與雪山及脊樑山脈的界限斷層。淡藍線為斷層。海域區域的細紅線為增積岩體的逆斷層，粗紅線為海溝，綠線為東北海域的正斷層。

從速度構造分析（圖 4–12），南部海岸平原與西部麓山帶的淺層速度構造與中北部相似，西部麓山帶與雪山 ─ 脊樑山脈的速度構造變化都位在兩個地質構造區邊界（圖 4–12，圖 4–15）。中北部海岸平原與西部麓山帶在深度 <10 公里地殼的 Vp 沒有明顯差異，且 Vp 與 Vs 低。相較之下，雪山山脈呈現高 Vp 與 Vs，深度 8~10 公里以上的地殼速度構造變化界限明顯位在兩個地質構造區的邊界（圖 4–12）。深度 8~10 公里以下，兩個地質構造區都呈現 Vp 異常擾動值為負值，且 Vp/Vs 值較低，此變化界面大致位在褶皺 ─ 逆衝斷層帶的脫底斷層（detachment）；顯然脫底斷層發育在岩性變化的界面（圖 4–13，圖 4–14）。通常脫底斷層形成於黏滯性較低，易受剪應變（shear strain）的厚層泥岩層，如五指山層（水長流層）、打鹿頁岩（南港層下段）與錦水頁岩等地層。外麓山帶的逆斷層大致沿著年輕的錦水頁岩發展，而內麓山帶則沿著較老的打鹿頁岩或五指山層發展。

本研究將西部麓山帶劃分為四個地震帶，桃竹苗地震帶（桃園台地南側至大安溪）、中彰投地震帶（大安溪至濁水溪）、雲嘉南地震帶（濁水溪至曾文溪）與高屏地震帶（曾文溪以南）（圖 4–16，圖 4–17）。這四個地震帶都以脫底斷層分為上下兩層地震帶，深度均 <20 公里。脫底斷層以上由多條朝西逆衝斷層構成的褶皺－逆衝斷層帶（含脫底斷層），地震主要以逆移作用為主。脫底斷層面朝東微傾斜，深度介於 5~10 公里，從外麓山帶向東變深至內麓山帶，甚至延伸至雪山山脈或脊樑山脈之下。脫底斷層以下是古近紀地殼裂解時期由正斷層構成的地壘與地塹，地塹盆地中堆積較厚的新近紀與古近紀岩層，地壘則由中生代火山岩構成的基底岩盤。新近紀造山運動時期受到擠壓影響，使早期形成的正斷層再度活化（reactivate），轉為逆斷層或橫移斷層活動，地震主要發生在深度 10~20 公里（圖 4–11）。因此，將桃竹苗、中彰投、雲嘉南與高屏等地震帶以脫底斷層再分為上下兩層地震帶，是有助於更深入探討與了解西部麓山帶的地震成因。

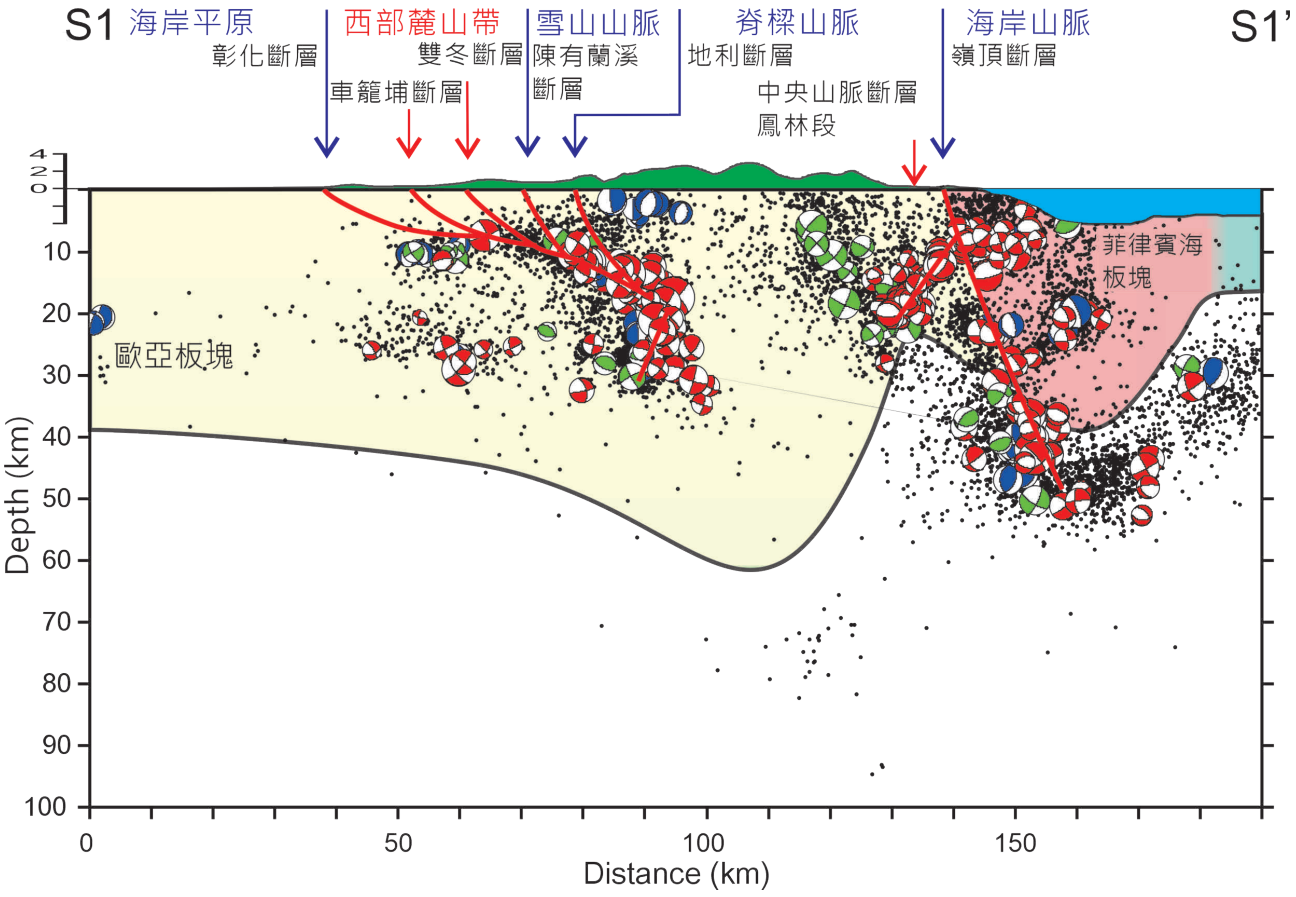


圖 4–11、中部的西部麓山帶由陳有蘭溪斷層、雙冬斷層、車籠埔斷層、彰化斷層等疊瓦狀逆斷層構成的褶皺－逆衝斷層帶。剖面位置見圖 3–2。

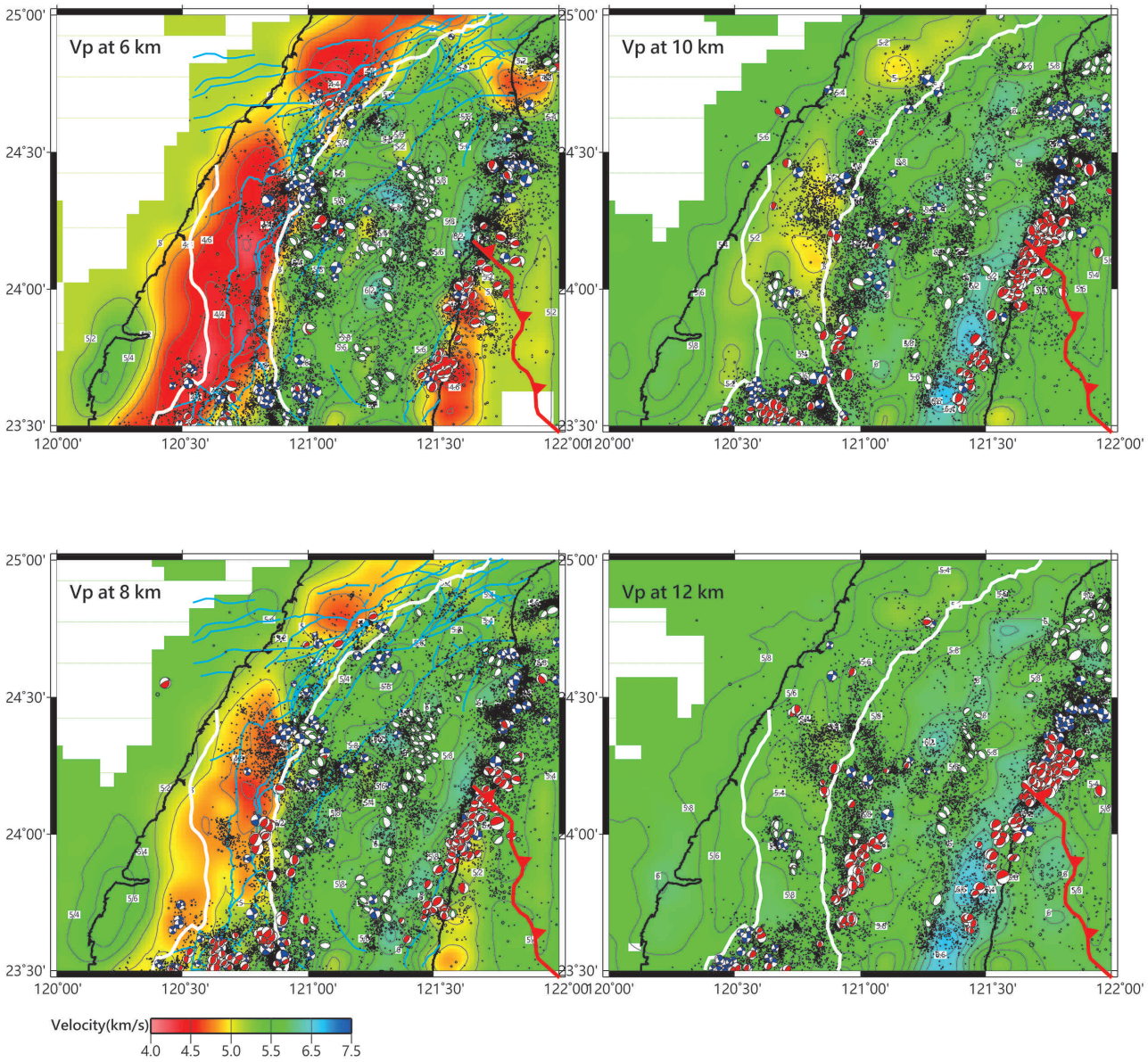


圖 4–12、中北部的西部麓山帶沉積岩區與雪山山脈輕度變質岩區在深度 <10 公里地殼的 Vp 構造呈現很大差異，邊界明顯沿著兩地質構造區的界限斷層 ─ 羅山斷層、水長流斷層、水裡坑斷層、陳有蘭溪斷層。

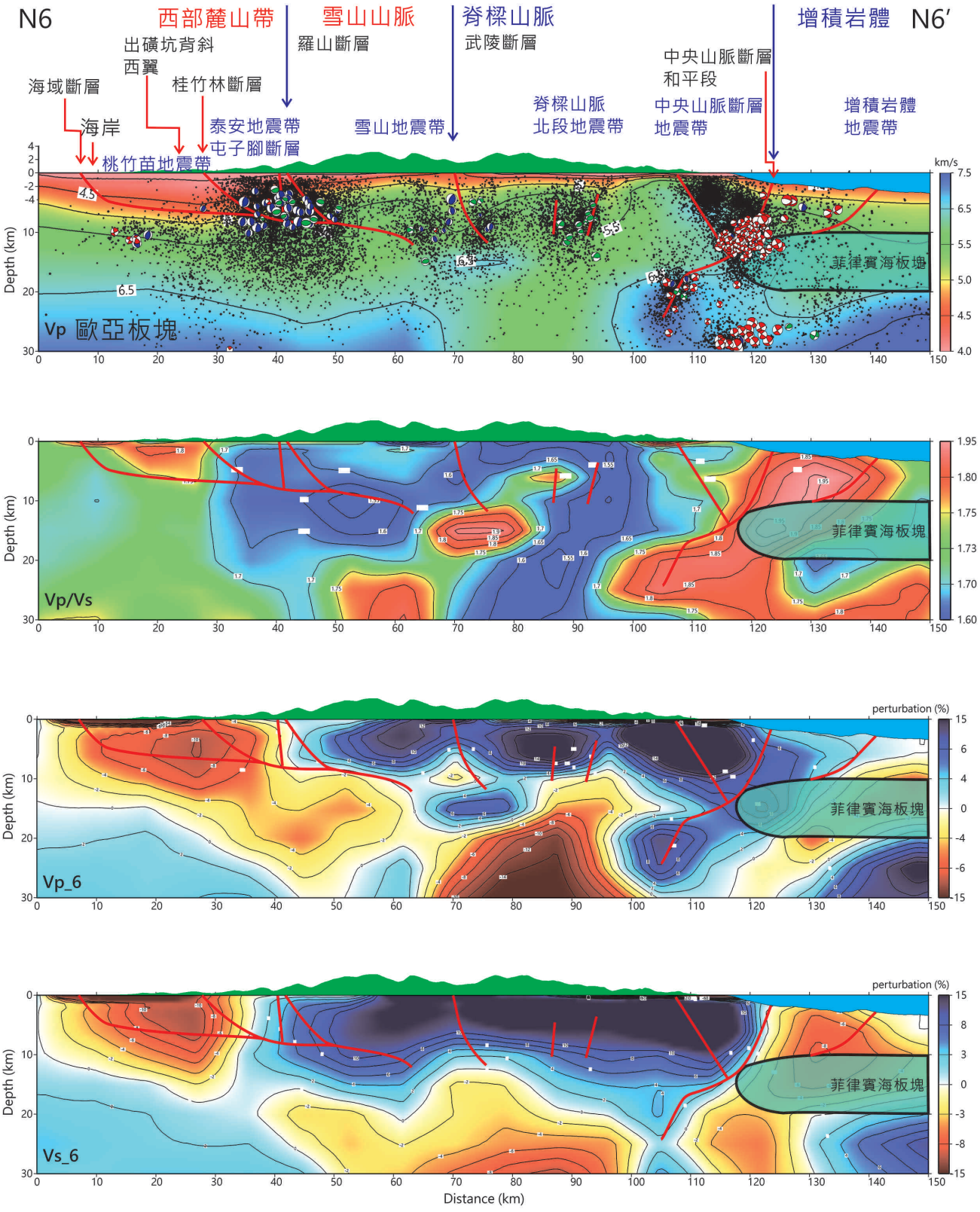


圖 4–13、N6 剖面。西部麓山帶與雪山山脈邊界，在深度 8~10 公里的 Vp 或 Vs 速度構造（異常擾動值）呈現明顯變化。剖面位置見圖 3–1。

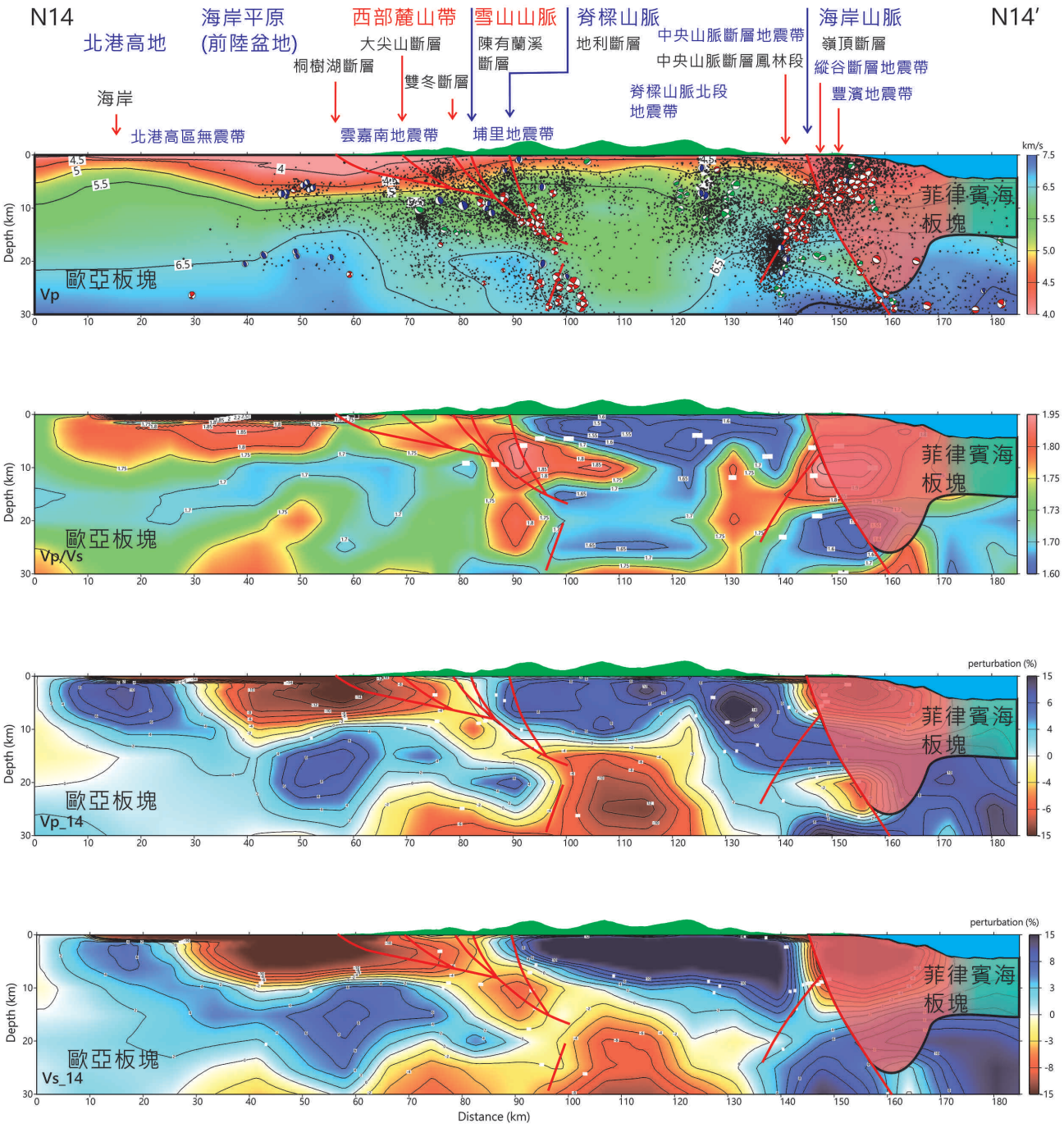


圖 4–14、N14 剖面。西部麓山帶與雪山山脈邊界，深度 8~10 公里的 Vp 或 Vs 速度構造 (異常擾動值) 呈現明顯變化。剖面位置見圖 3–1。

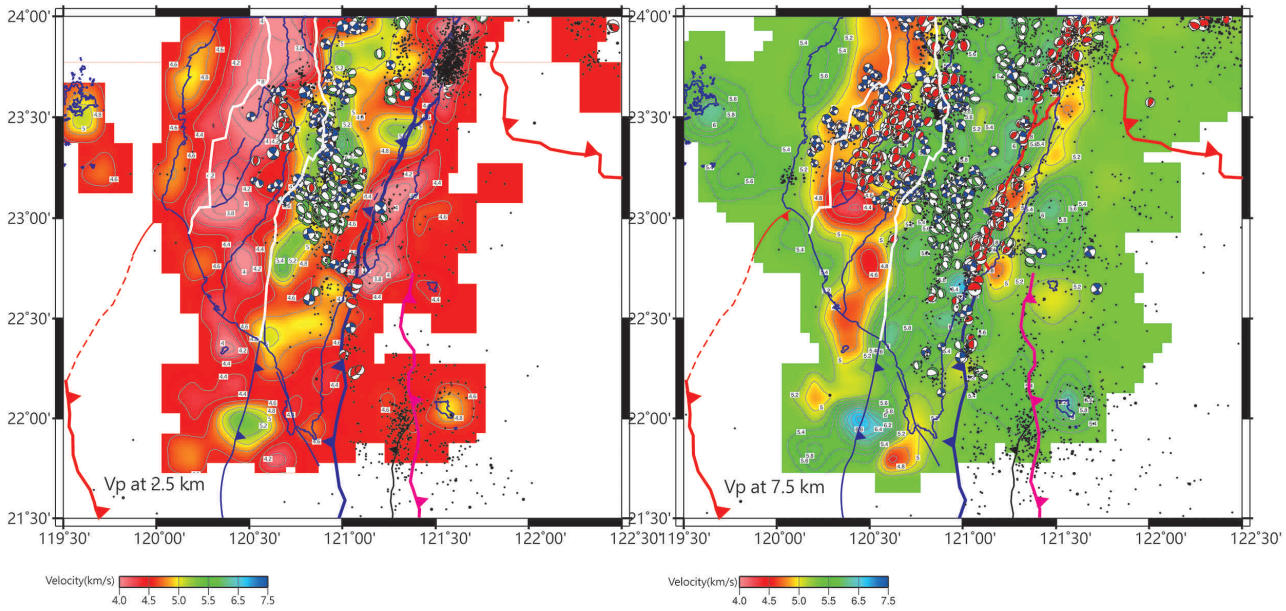


圖 4–15、南部的西部麓山帶沉積岩區與雪山及脊樑山脈輕度變質岩區的淺部地殼 Vp 速度構造明顯在深度 8 公里之上呈現很大的差異，其界限以陳有蘭溪斷層與潮州斷層為界。

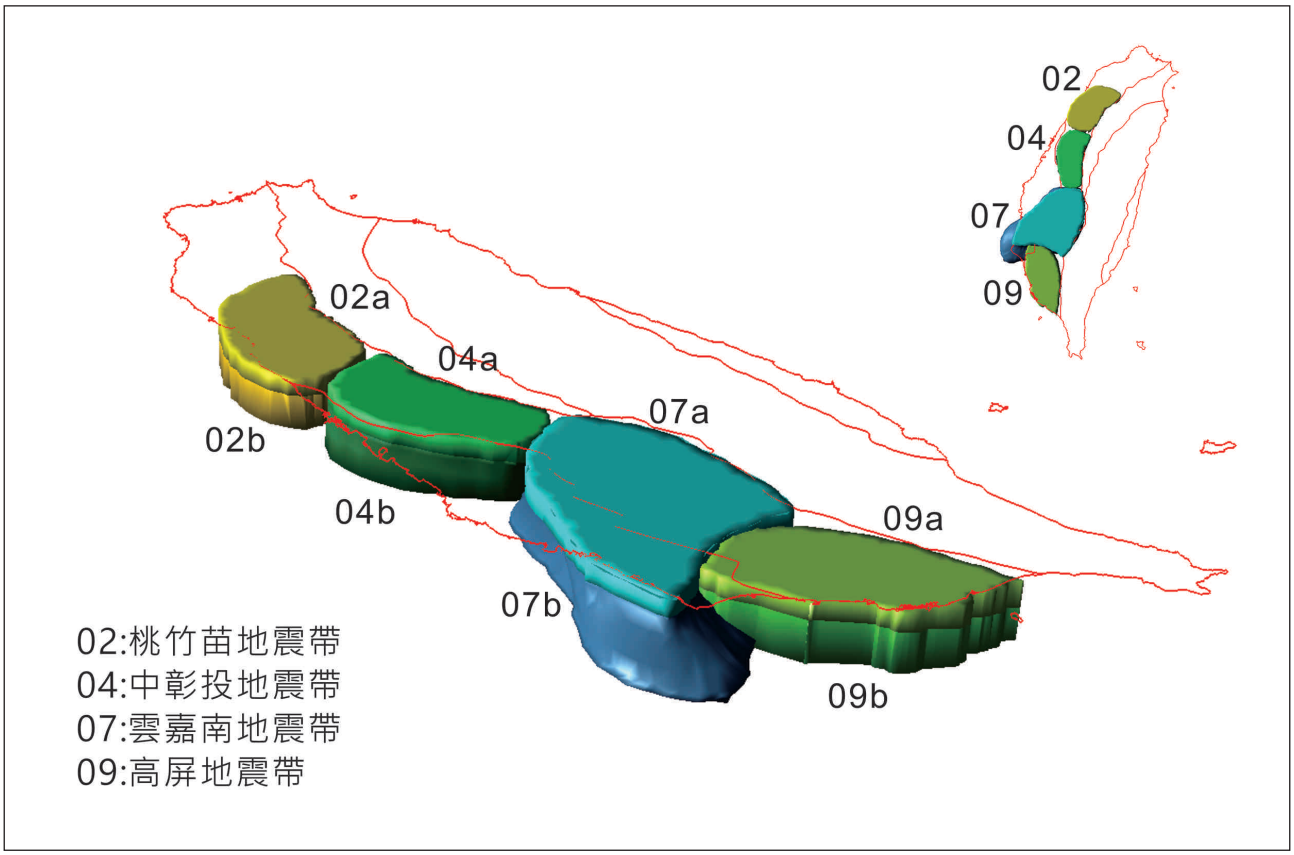


圖 4–16、西部麓山帶四個地震帶，桃竹苗地震帶、中彰投地震帶、雲嘉南地震帶與高屏地震帶分布位置。

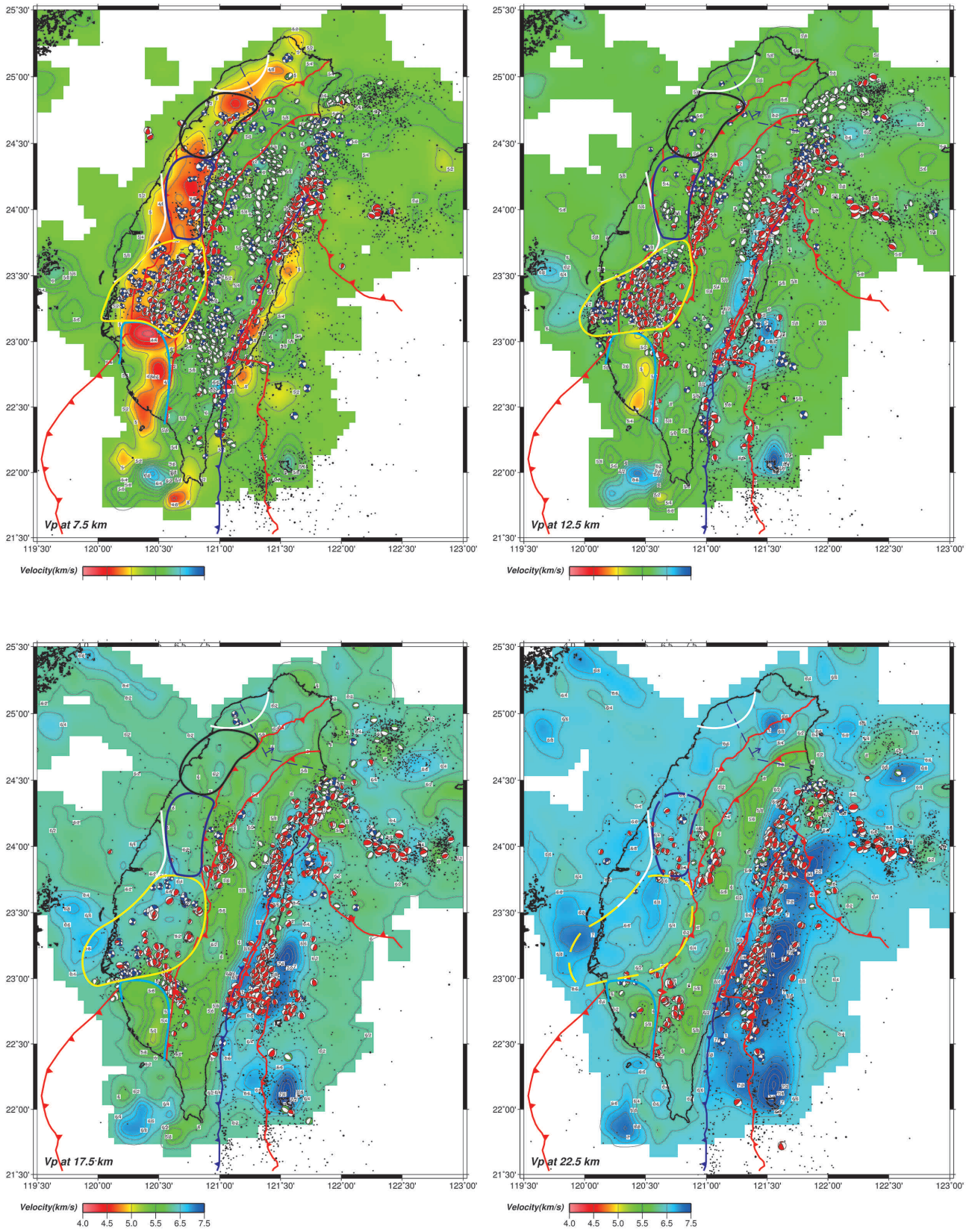


圖 4–17、西部麓山帶分為四個地震帶，由北而南為桃竹苗地震帶（黑線）、中彰投地震帶（深藍線）、雲嘉南地震帶（黃線）、高屏地震帶（淡藍線）。深藍虛線在深度 20 公里以下的中下部地殼屬於台中地震帶，黃色虛線在深度 20 公里以下已不屬於雲嘉南地震帶。

雲嘉南地震帶是一好發地震的孕震構造（S4 剖面；**圖 4–18**），與中北部的桃竹苗與中彰投地震帶相比，其地震數量較多，震源機制以逆移與右向橫移作用為主（**圖 4–17**，**圖 4–19**）。桃竹苗與中彰投地震帶的地震頻率低，並非斷層不再活動，而是處於鎖定狀態。尤其，外麓山帶的斷層都是第四紀才形成的，應該屬於活動斷層，如湖口斷層、新竹斷層、新城斷層、竹東斷層、軟橋斷層、斗煥坪斷層、鹿廚坑斷層、竹湖－後龍斷層、斧頭坑斷層、三義斷層等。過去此區域曾發生兩起大地震，第一起於 1935/04/21 新竹－臺中地震 M_L 6.9（第一次地震），震央位在內麓山帶，震源可能發生在脫底斷層上，沿著獅潭斷層產生破裂；同天的第二次新竹－臺中地震 M_L 6.9，震源發生在屯子腳斷層（泰安地震帶），地表亦產生破裂（**表一**，**圖 4–8**）。第二起地震發生於 1935/07/17 後龍溪口地震 M_L 6.2，可能與斗煥坪斷層活動有關（**表一**，**圖 4–8**）。

根據西部麓山帶的地質與地震特性，這四個地震帶的分界分別為大安溪、濁水溪與曾文溪（**圖 4–19**）。這三條河流各存在東西走向的橫移斷層，大安溪對應著屯子腳斷層（泰安地震帶）；曾文溪為新化斷層。雖然沿著濁水溪未曾報導有任何構造，但中下游河流兩側台地出露的地層時代呈現明顯的差異（車籠埔斷層下盤）。北岸的八卦台地出露晚更新世頭嵙山層，而南岸的斗六丘陵則出露早更新世頭嵙山層，而兩側的地震頻率也有顯著差異，南側屬於地震頻率非常高的雲嘉南地震帶，而北側的中彰投地震帶則地震頻率非常低（**圖 4–17**，**圖 4–19**）。因此沿著濁水溪應該存在一東西走向的右向橫移斷層，此斷層應位在車籠埔斷層下盤，未截切車籠埔斷層。

另從地震分布與數量來看，雲嘉南地震帶的地震頻率非常高（**圖 4–17**），尤其脫底斷層以下 >M_L 3.0 地震，深度 8~20 公里（**圖 4–18**，S4 剖面）。相反的，桃竹苗與中彰投地震帶的地震頻率低（**圖 4–14**，**圖 4–3**）；N6 剖面（**圖 4–13**）顯示，內麓山帶的地震群集（泰安地震帶）是屯子腳斷層（橫移斷層）引發的，並不是逆斷層形式的地震。

西部麓山帶的逆斷層間距約數公里至十數公里，由於地震無法精確定位（經度、緯度與深度的誤差分別為 3.1±2.7、1.3±1.6、4.6±3.9 公里；Wu et al., 2013），因而無法明確指示地震與斷層的關係。然而，當大地震形成地震群集事件或地震頻率較高形成地震群集的地震帶時，即可以與之比對。因此，將西部麓山帶劃分為四個地震帶，如果某一地震帶可以與特定斷層進行比對，即可進一步細分為小尺度的地震帶，如泰安與阿里山地震帶。以下，將從地震與地質觀點對西部麓山帶的個別孕震構造進行討論。

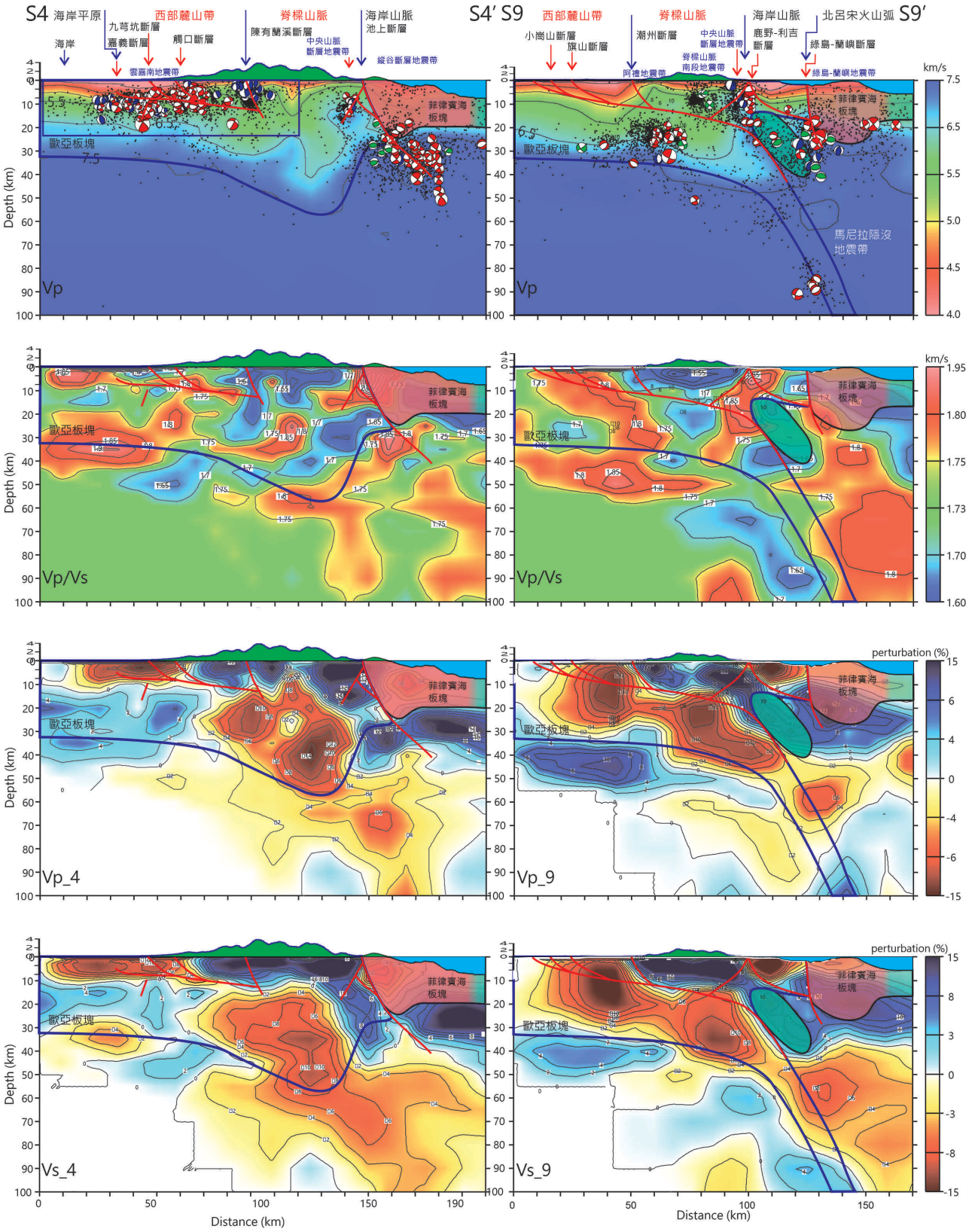


圖 4–18、南部的西部麓山帶在深度 8~10 公里的地殼速度構造 Vp 與 Vs 異常擾動值有很大變化，之上的異常擾動值為負值的低速層，以下為高異常擾動值屬於正值的高速層（S4 剖面）。S4 剖面截切雲嘉南地震帶，S9 剖面截切高屏地震帶。剖面位置見圖 3–2。

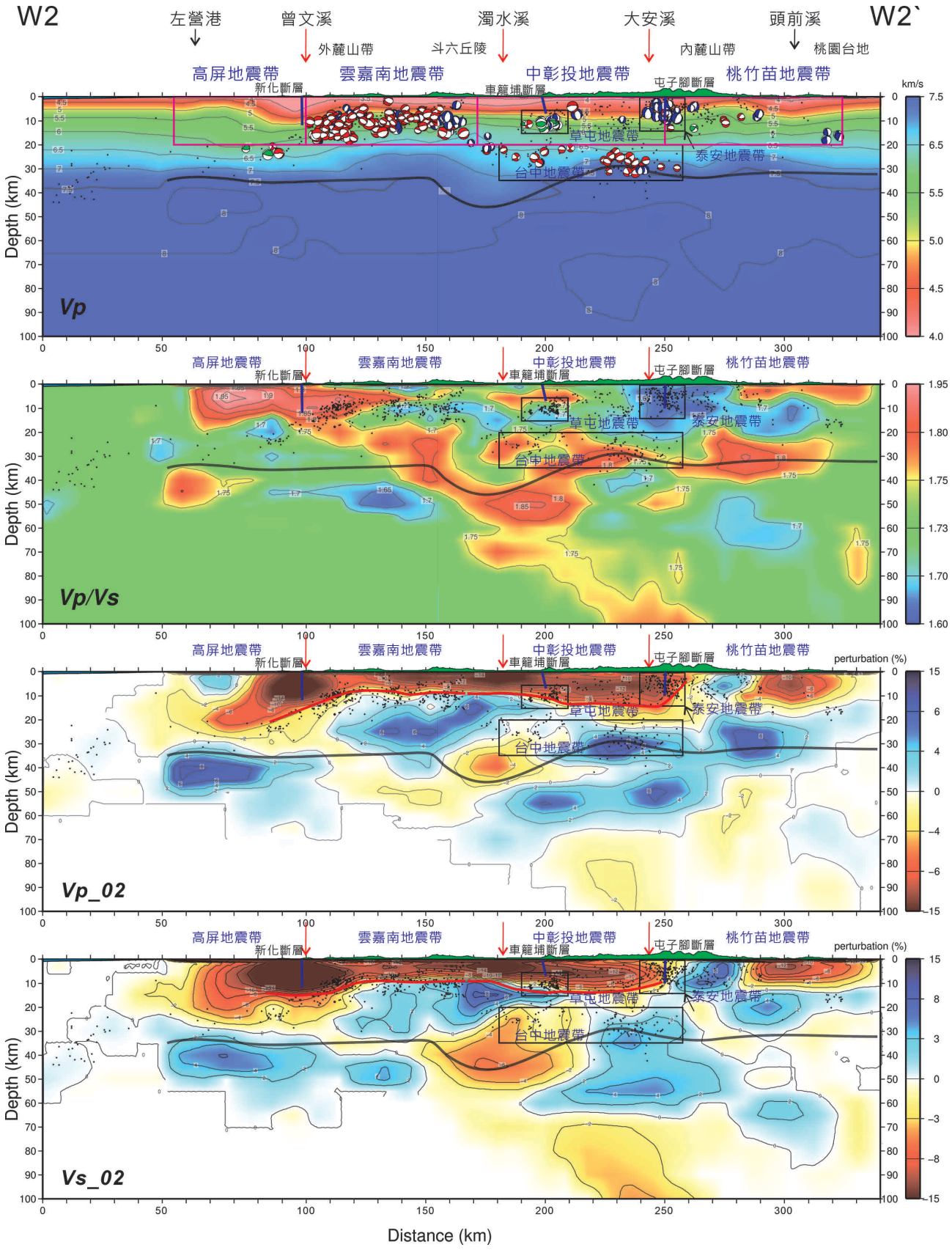


圖 4–19、南部的西部麓山帶（雲嘉南地震帶）地震頻率（>M_L 3.0）相較北部高，主要發生在速度構造變化界面（紅線；Vp 與 Vs 異常擾動值）；但北部西部麓山帶（中彰投與桃竹苗地震帶）的界面附近少有地震。剖面位置見圖 3–3。

4.2.1 桃竹苗地震帶

桃竹苗地震帶位於中北部的西部麓山帶（圖 4–20），範圍從桃園台地南側至大安溪，地質構造介於湖口斷層與屯子腳斷層之間，地震發生在淺部地殼中，深度 5~20 公里（圖 4–21）。此地震帶以脫底斷層再分成上下兩層，上層為褶皺－逆衝斷層帶，下層屬於未變

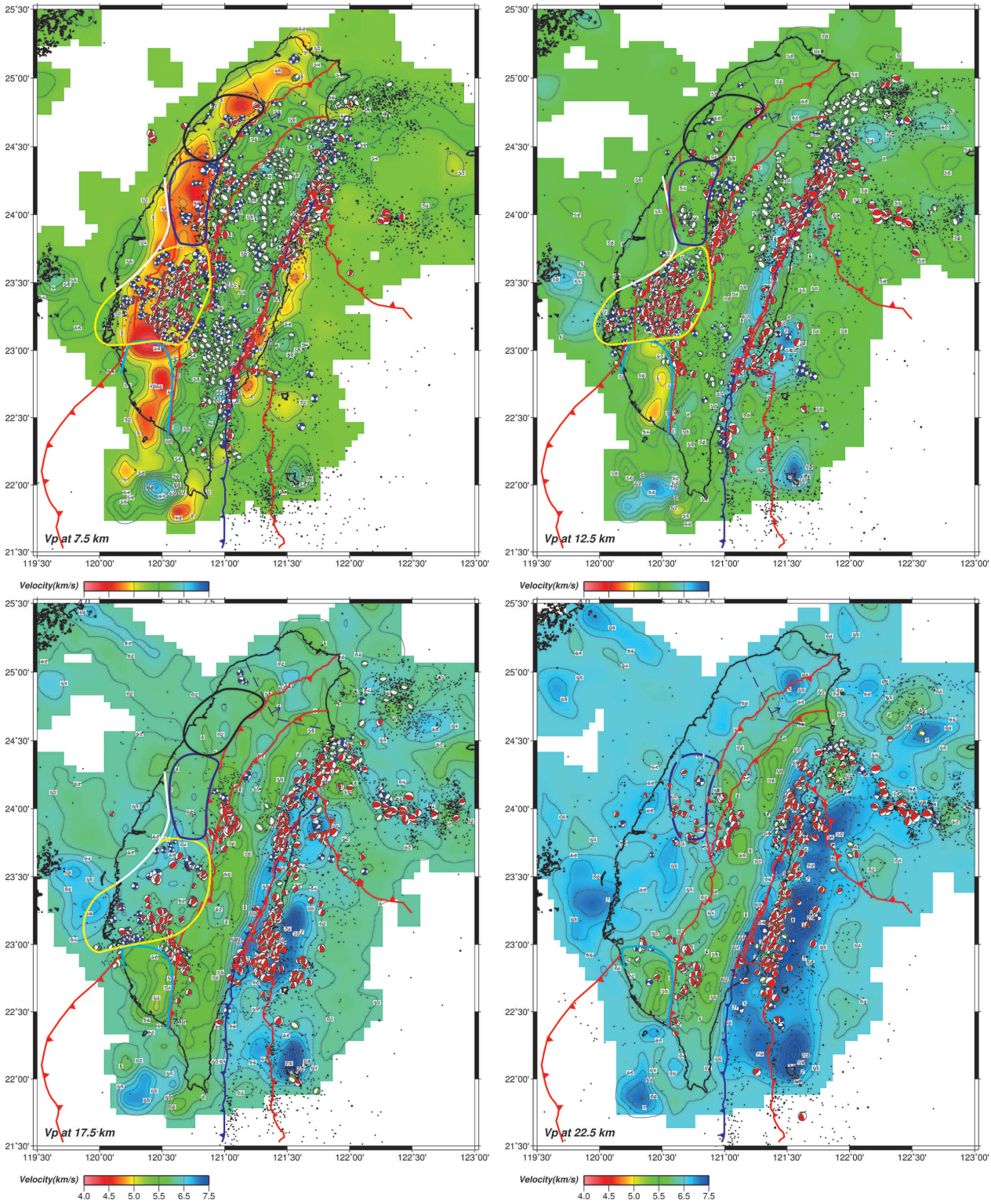


圖 4–20、桃竹苗地震帶（黑框）相較雲嘉南地震帶（黃框）在西部麓山帶的地震頻率非常低。白線為北港高區的邊界。

形的中生代基盤。脫底斷層深度從約 5 公里向東逐漸變深至 10 公里（圖 3–9）。桃竹苗地震帶在深度 <10 公里的 Vp 與 Vs 異常擾動值與大安溪以南的中彰投地震帶相似（圖 4–22，圖 4–23），呈現負值的低速層，以下為正值的高速層，而這兩個地震帶以泰安地震帶（屯子腳斷層）為界。

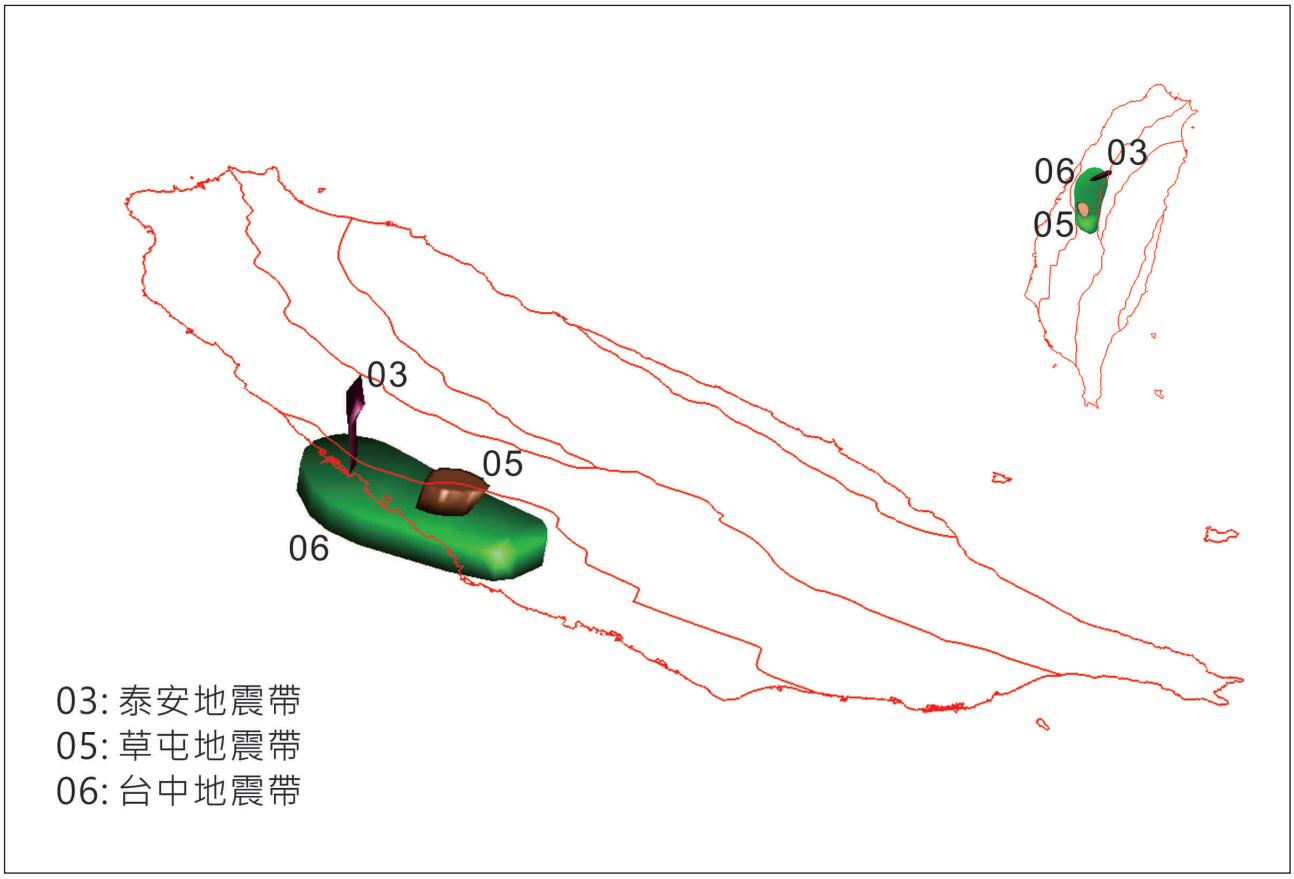


圖 4–21、桃竹苗地震帶的次級地震帶有泰安地震帶，以及中彰投地震帶的草屯與台中地震帶的分布位置。

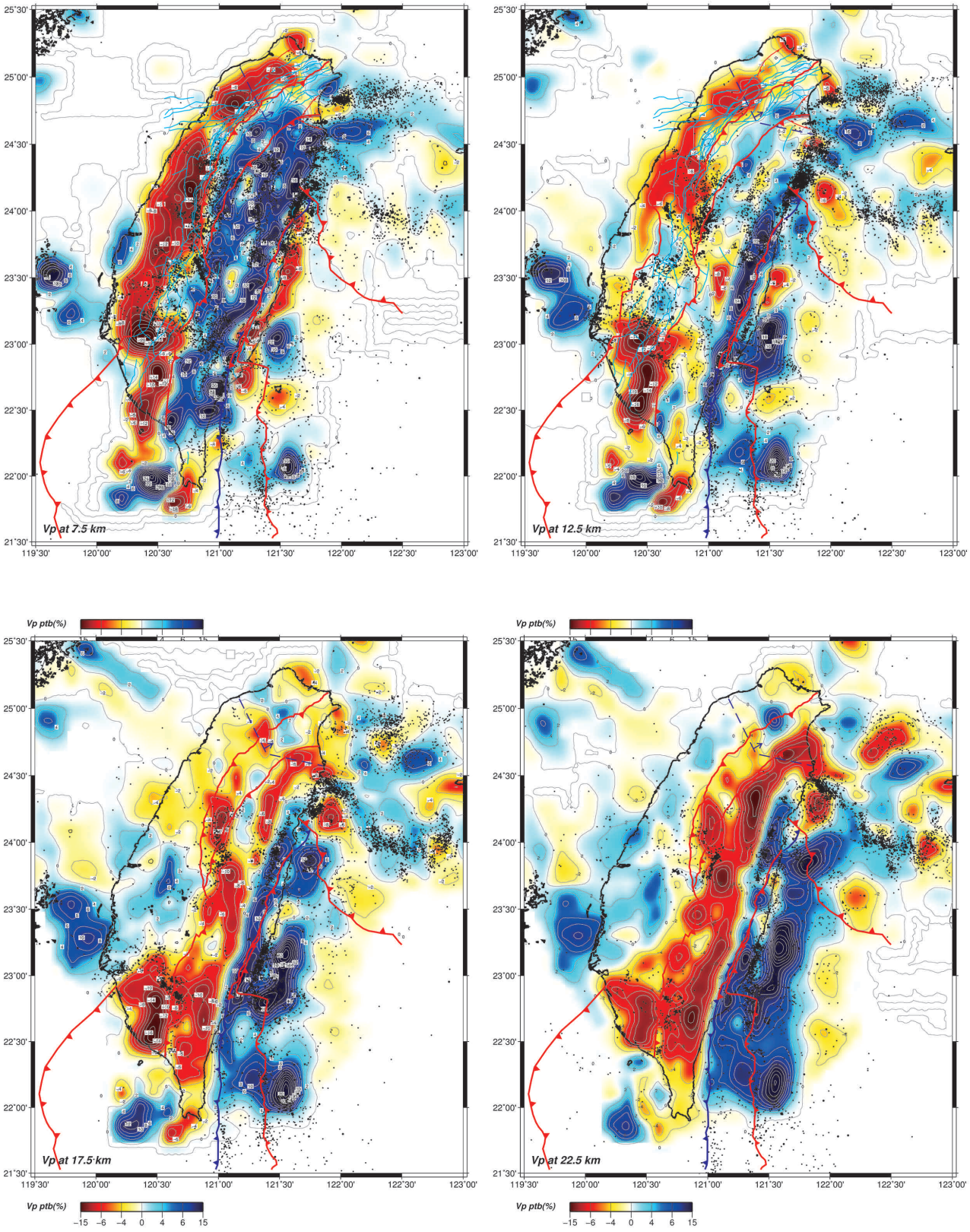


圖 4–22、南北的西部麓山帶淺部地殼的 Vp 異常擾動值變化。深度 15 公里以下，高屏地區 (地震帶) 的 Vp 異常擾動值為負值，為富含水岩層。

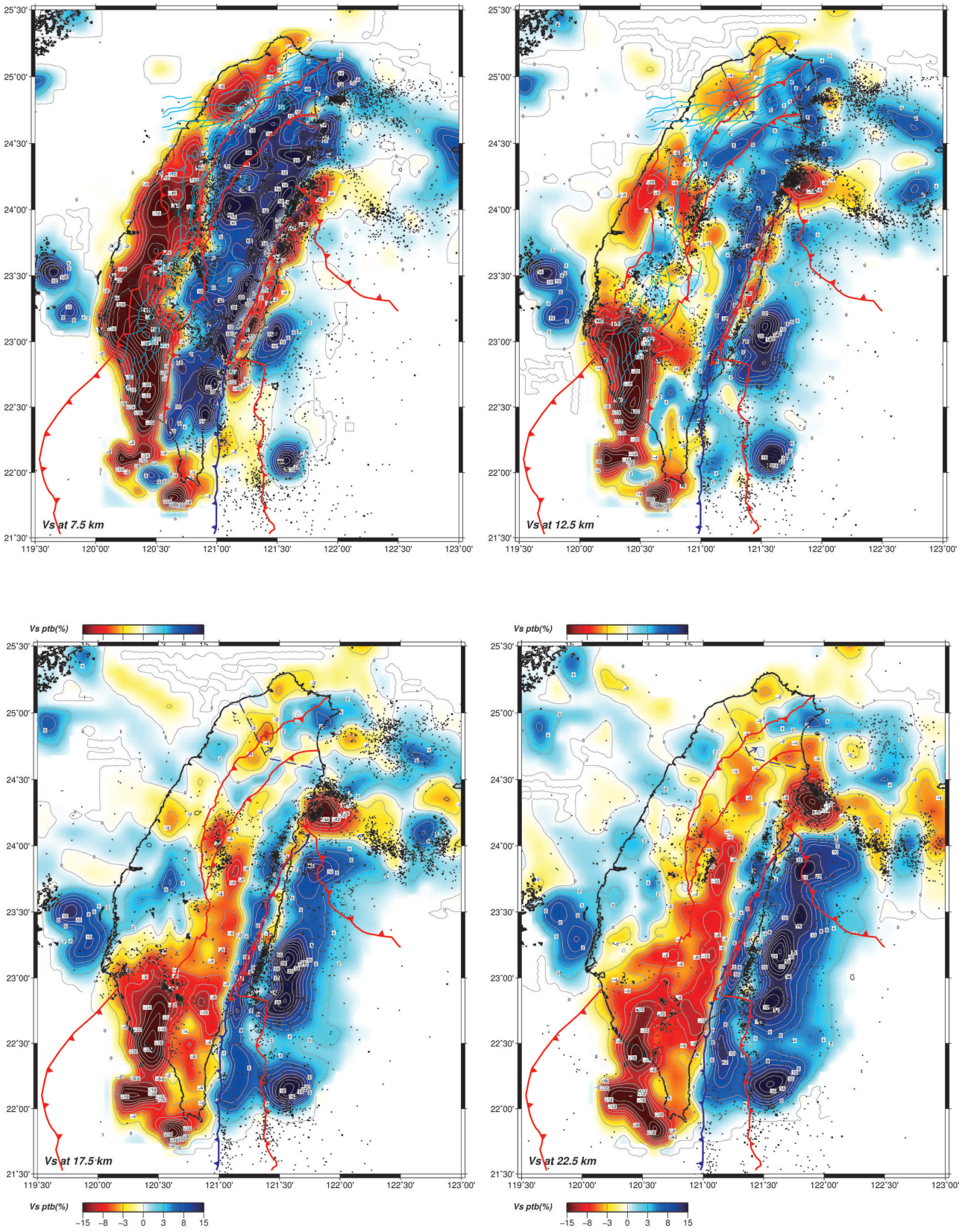


圖 4–23、南北的西部麓山帶淺部地殼的 Vs 異常擾動值變化。深度約 15 公里以下，高屏地區 (地震帶) 的 Vs 異常擾動值為負值，為富含水岩層。

1990~2020 年觀測期間，竹苗地區的地震數量相對較少，地震大多發生在脫底斷層附近或以下，深度 8~20 公里。過去百餘年來，此地區僅有三起 >M_L 6.0 地震，1935/04/21 新竹 – 臺中地震各有一起 M_L 6.9 地震與 1935/07/17 的後龍溪口地震 M_L 6.2。這些地震多發生在極淺層的上部地殼內，深度 <10 公里，顯然與褶皺 – 逆衝斷層帶的斷層活動有關（圖 4–8）。

另從地震特性分析，桃竹苗地震帶與中彰投地震帶較為相似，地震主要發生在深度 <20 公里的上部地殼，地震頻率較低。以脫底斷層為界分為上層與下層（斷層面設定西側深度 5 公里，東側深度 10 公里），上層屬於褶皺逆衝斷層帶，地震總數為 4853 起（圖 4–24，表二）；下層屬於基底岩盤，地震總數為 4130 起（圖 4–25，表二）。921 集集地震之前，每月地震數僅數起，而震後增加到上下層每月 10~20 起，明顯受到 921 集集地震影響，導致地震頻率升高。此外，觀測期間於上下層的 M_L 4.0~5.0 地震共 28 起，而下層僅有 1 起 >M_L 5.0 地震，地震密度低，顯示桃竹苗地震帶的斷層系統呈現鎖定狀態。



圖 4–24、1990~2020 年地震頻率。桃竹苗地震帶上層（脫底斷層以上）的地震頻率較低，921 集集地震之後，平均每月 10~20 起，且沒有發生 >M_L 5.0 地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

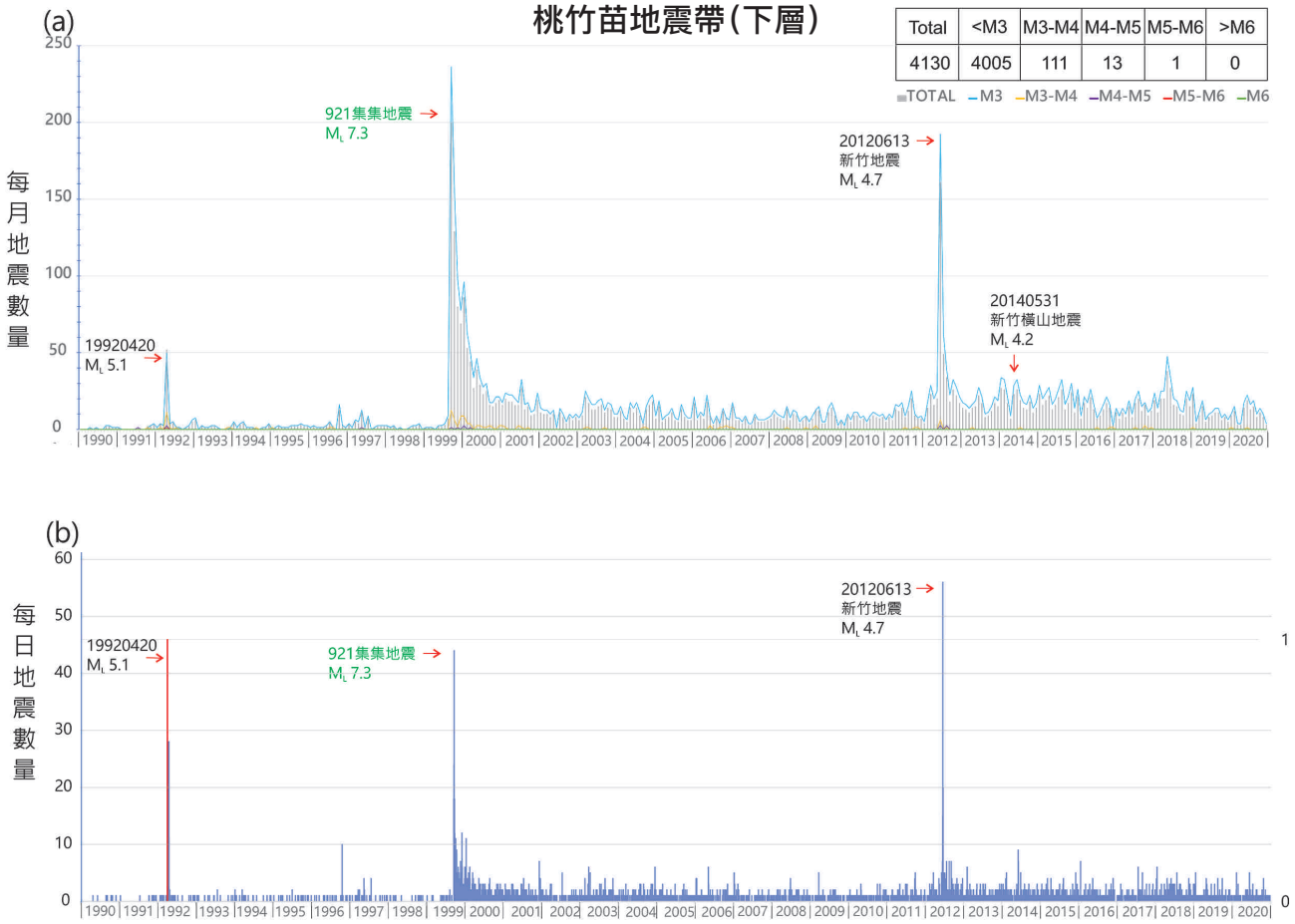


圖 4–25、1990~2020 年地震頻率。桃竹苗地震帶下層 (脫底斷層以下) 的地震頻率較低，921 集集地震之後，平均每月 10~20 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.2 泰安地震帶

泰安地震帶走向呈 N65° E，傾角近乎垂直，地震深度 <18 公里，而 >ML 3.0 地震主要發生在深度 <10 公里 (圖 4–26，圖 4–27)，震源機制為右向橫移作用形式。地震帶向西南延伸，可連接至屯子腳斷層 (圖 4–21)。1935/04/21 的第二次新竹 — 臺中地震 (ML 6.9) 震央位在泰安地震帶 (表一，圖 4–7)，地表破裂型態與震源機制相似。推測 1935/04/21 地震除了沿著屯子腳斷層產生地表破裂之外，應在屯子腳斷層東側延伸 (三義斷層下盤) 還有破裂。在 <12 公里的地殼，泰安地震帶兩側的 Vp/Vs 值並未呈現顯著變化。震間時期，泰安地震帶的地震頻率相對較高，可能存在潛移作用，此現象在中北部西部麓山帶的斷層系統中較為少見；大部分斷層多呈現鎖定狀態，震間時期地震較少。

921 集集地震之前，泰安地震帶的地震頻率非常低，每月僅發生數起地震。然而，921 集集地震的震後一年，地震頻率大幅度增加，發生千餘起地震，之後逐漸降低，每月十數起。多數地震 <ML 4.0，有 7 起 ML 4.0~5.0 地震，1 起 ML 5.0~6.0 地震 (圖 4–27，表二)。雖然泰安地震帶的地震頻率低，但密度非常高，顯示地震有集中在地震帶的特性。

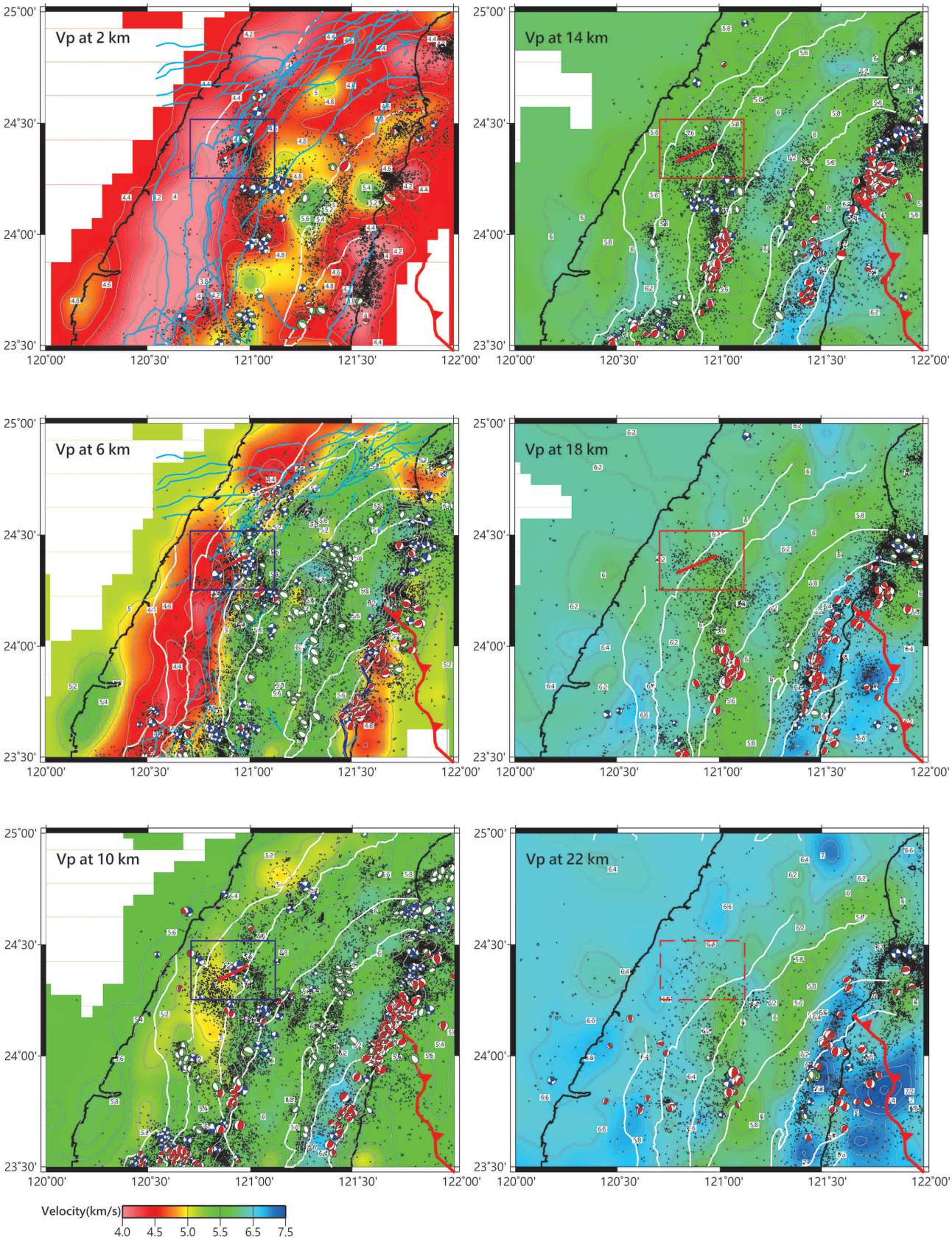


圖 4–26、泰安地震帶的地震深度 <18 公里，紅線為斷層走向。深度 >18 公里少有地震 (紅色虛線)。淡藍線為褶皺 ─ 逆衝斷層帶的斷層。



圖 4–27、1990~2020 年地震頻率。921 地震之後，泰安地震帶每月十數起地震，大多 <M_L 4.0。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.3 中彰投地震帶

中彰投地震帶位於大安溪以南至濁水溪，地震特性與桃竹苗地震帶相似，在深度 <20 公里的上部地殼中，少發生地震（圖 4–28），且少有 >M_L 5.0 地震（圖 4–29，圖 4–30，圖 4–16）。顯示此地震帶的斷層，如大茅埔 – 雙冬斷層、大甲 – 彰化斷層都處於鎖定狀態；如 921 集集地震之前，車籠埔斷層極少發生地震。

中彰投地震帶在深度 <10 公里的 Vp 與 Vs 異常擾動值呈現負值，屬於速度構造較低的沉積岩岩層。然而，深度 10~20 公里的地殼速度構造較高，Vp 與 Vs 異常擾動值為正值（圖 4–22，圖 4–23），應屬於中生代火成岩或變質岩岩層。

中彰投地震帶在脫底斷層之上（5~10 公里）的褶皺 – 逆衝斷層帶（上層），沒有明顯的地震群集。然而，脫底斷層以下至深度 20 公里之間（下層），存在一侷限於小範圍的地震群集，稱草屯地震帶（圖 3–11）。另外，於深度 20~40 公里存在另一地震群集，稱台中地震帶，詳細資訊將在下文敘述。

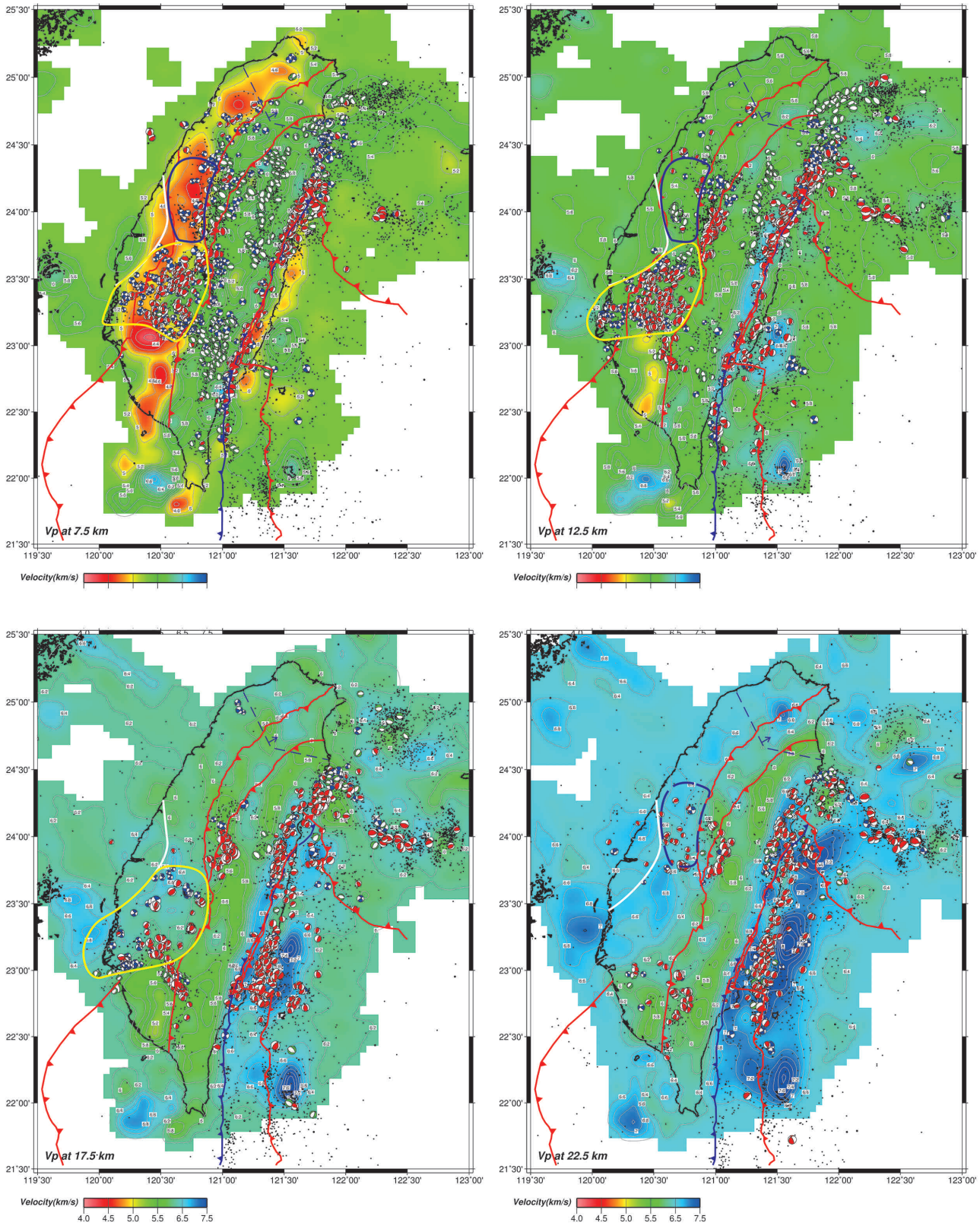


圖 4–28、中彰投地震帶 (藍框) 較雲嘉南地震帶 (黃框) 的地震頻率還低。白線為北港高區邊界。中彰投地區在深度 20~40 公里，另存一台中地震帶，但雲嘉南地區在此深度以下已少有地震。

截至目前，中彰投地震帶屬於地震頻率低的區域，每月發生 <M_L 4.0 地震 10~20 起。然而，921 集集地震的震後（post-seismic period）一年期間，每月地震次數大幅增加，600~1300 起（每日平均 150~200 起）。1990~2020 年觀測期間，上層共發生 2452 起地震，下層發生 6093 起；而上層發生 6 起 M_L 5.0~6.0 地震，下層有 7 起，上層有 1 起 M_L 6.1 地震（震央接近草屯），主要是下層的 <M_L 4.0 地震數量較多。但是，2001 年之後，地震頻率回復到震前狀態。觀測期間，中彰投地震帶除了 921 集集地震引發兩起 M_L 7.3 與 M_L 6.1 地震外，未曾發生 >M_L 6.0 地震，而 13 起 M_L 5.0~6.0 地震都發生於同震與震後期間。另外，中彰投地震帶雖受到 921 集集地震影響，地震數量有大幅增加，但是上層與下層的地震密度都還屬於較低（**圖 4-29**，**圖 4-30**，**表二**）。如此低地震頻率狀態，顯然中彰投與桃竹苗地震帶的（深度 <20 公里）逆斷層與橫移斷層系統都處於鎖定狀態。



圖 4-29、1990~2020 年地震頻率。中彰投地震帶上層的地震頻率較低，每月地震約 7 起（雲嘉南地震帶每月平均約 100 起），觀測期間 >M_L 5.0 地震共發生 8 起，主要為 921 集集地震產生的餘震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。



圖 4–30、1990~2020 年地震頻率。中彰投地震帶下層的地震頻率較上層高，下層每月地震 10~20 起（雲嘉南地震帶每月平均 150 起），觀測期間的 M_L 5.0~6.0 地震共發生 7 起，皆受到 921 集集地震的觸發。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.4 草屯地震帶

草屯地震帶位在車籠埔斷層與彰化斷層之間，走向 N15° W，地震深度 6~14 公里。此地震帶位在脫底斷層之下，震源機制以正移作用形式為主，伴隨部分右向橫移形式（圖 4–31，圖 4–32，圖 4–21）。地震帶位在 Vp 與 Vs 異常擾動值變化界面，呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層。儘管草屯地震帶侷限在很小範圍內，沒有呈現平面狀分布，其成因可能是局部地殼受到拉張作用所產生的地震帶。

草屯地震帶明顯受到 921 集集地震及 1999/10/22 嘉義地震 M_L 6.4 與 M_L 6.0 的影響（表一）。震後時期的地震活動明顯增加，每月數量達到數百起，每日地震達 40~140 起，也發生 2 起 M_L 5.1 與 M_L 5.3 地震。然而，2001 年之後，地震頻率回復到震前狀態，每月僅發生數起 <M_L 4.0 地震（圖 4–33，表二）。從地震密度為 1.26 個 / 公里 ^{3} 來看，屬於高密度區域，若不考慮 921 集集地震與 1999/10/22 嘉義地震的影響，則屬於低密度區域（<0.7 個 / 公里 ^{3}；表二）。

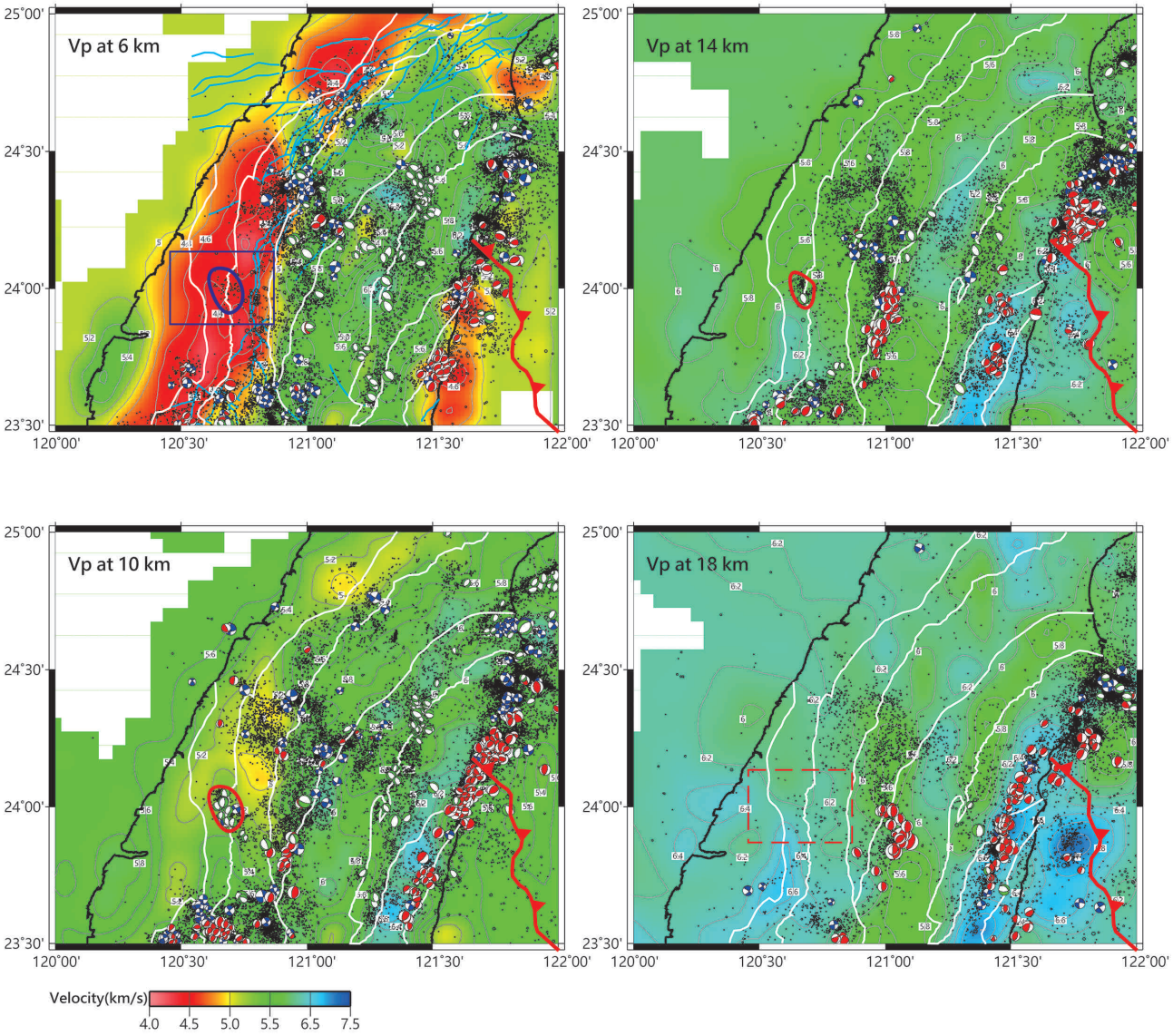


圖 4–31、草屯地震帶地震分布在深度 6~14 公里，以下少有地震。

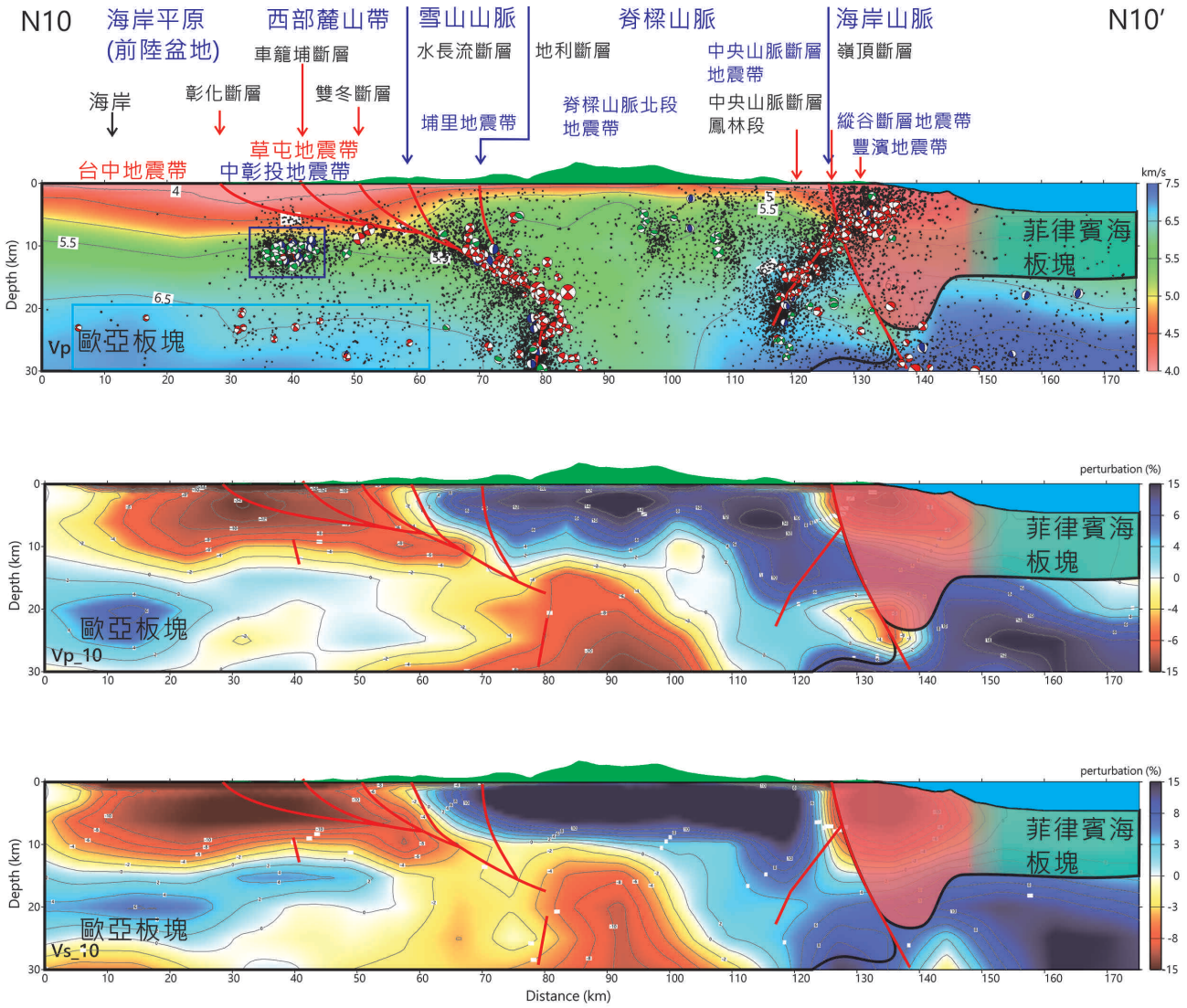


圖 4–32、草屯地震帶（藍框）位在脫底斷層以下，地震深度 6~14 公里，處於 Vp 與 Vs 異常擾動值與 Vp/Vs 值變化界面，界面以下地殼為 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層。台中地震帶（淡藍框）深度 20~40 公里，屬於高速層。剖面位置見圖 3–1。



圖 4–33、1990~2020 年地震頻率。草屯地震帶的地震頻率非常低，大部分受到 921 集集地震與 1999/09/28 嘉義地震事件影響。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.5 台中地震帶

台中地震帶位在海岸平原與西部麓山帶底下，範圍從大安溪至濁水溪，地震深度 20~40 公里，屬於中下部地殼（Vp=6.5 ～ 7.5 km/s）（**圖 4–21**）。震源機制為逆移作用形式，最大主應力朝西或西北，與西部麓山帶地震帶的震源機制相似，但深度更深，不屬於中彰投地震帶，稱台中地震帶（**圖 3–10**，**圖 3–11**，**圖 4–34**）。此區域的地殼速度構造呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層。南部的西部麓山帶在中下部地殼也有局部的地震（**圖 3–14**，**圖 3–15**），成因可能與中下部地殼朝東的俯衝作用有關（厚皮構造模式）。

台中地震帶僅於 921 集集地震震後 3 個月受到影響，此期間地震數量每月數十至 200 起（最多每日 50 起）。震前與震後每月僅數起 <M_L 4.0 地震，屬於地震頻率與密度極低（0.1 個 / 公里 ^{3}）的地震帶。觀測期間最大地震是 2009/11/05 名間地震 M_L 6.2，當日地震共 214 起，地震深度 24 公里（**圖 4–35**，**圖 4–8**，**表一**，**表二**）。

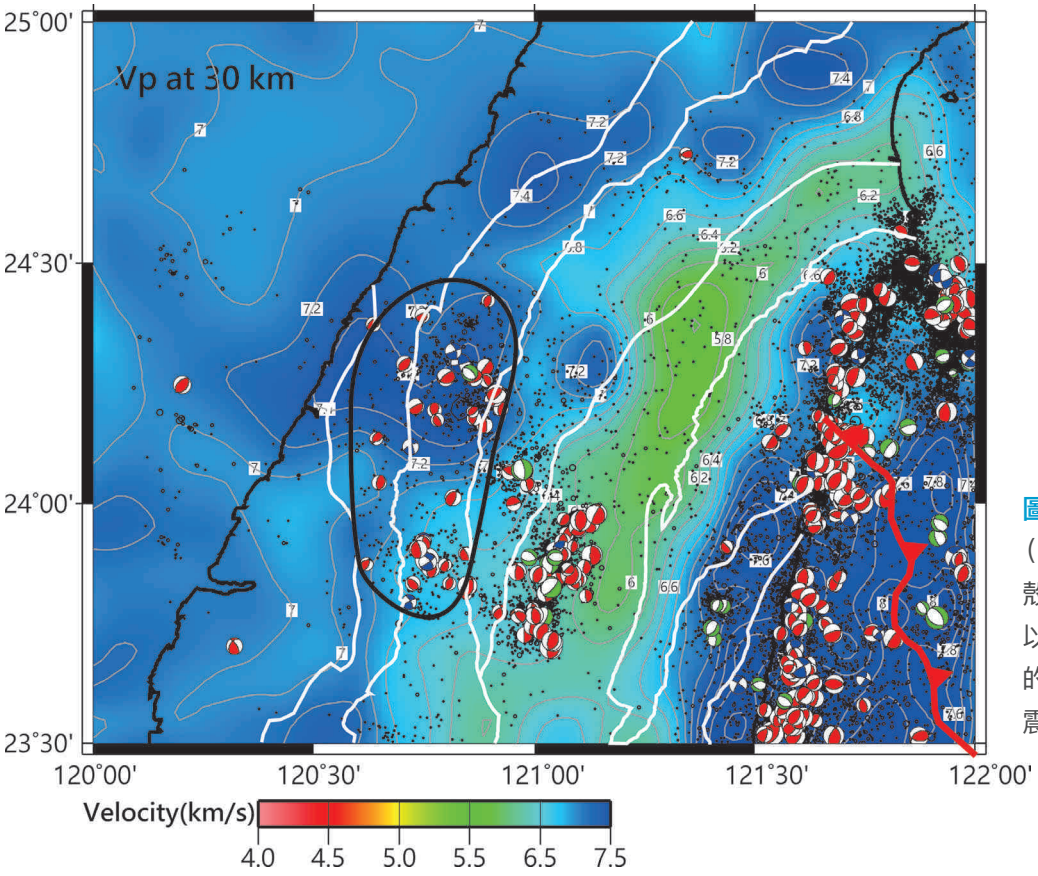


圖 4–34、台中地震帶（黑線）位於中下部地殼，深度 20~40 公里，以逆移作用為主。東側的地震群集屬於埔里地震帶。

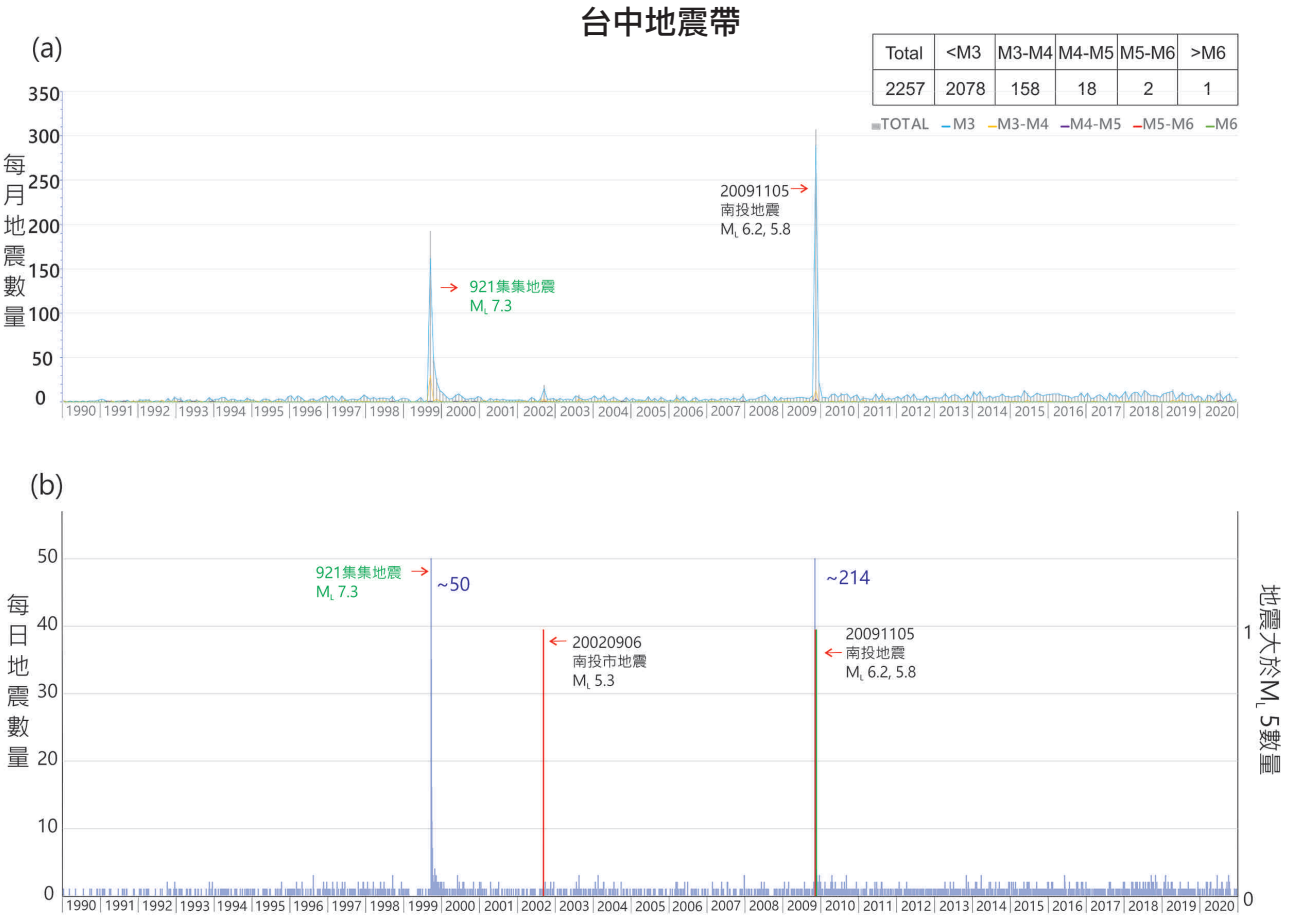


圖 4–35、1990~2020 年地震頻率。台中地震帶的地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.6 雲嘉南地震帶

雲嘉南地震帶從濁水溪至曾文溪（圖 4–36），地質構造位在陳有蘭溪斷層與潮州斷層以西（下盤），桐樹湖斷層與嘉義斷層以東（上盤）的西部麓山帶，以及梅山斷層至新化斷層之間的海岸平原（圖 4–16，圖 3–12，圖 3–13，圖 3–14，圖 4–37，圖 4–38）。西北側為北港高區無震帶，南側為高屏地震帶。雲嘉南地震帶是西部麓山帶中頻率最高的地震帶，經常發生 >M_L 4.0 地震，以脫底斷層劃分為上下兩層。

雲嘉南地震帶的地震深度介於 5~20 公里，震源機制以逆移與橫移作用的形式為主。橫移形式地震主要分布在海岸平原與外麓山帶；逆移形式地震主要分布在內麓山帶（圖 4–39）（Wen and Wang, 2018）。橫移形式的地震可能是早期（始新世至中新世）發育為近東西走向的正斷層受到擠壓再活動產生橫移作用，例如梅山斷層與新化斷層（陳文山等，2003，2004a）。

儘管本研究的地震定位精確度難以達到可對比至個別的斷層，但脫底斷層以上的地震（深度 <5~10 公里）應與麓山帶中眾多逆斷層的活動有關（圖 3–13）。深度 8~10 公里的地震可能與脫底斷層（斷層面微朝東傾斜）活動有關，這些地震大致位在 Vp 與 Vs 速度構造變化（異常擾動值）或 Vp/Vs 值變化較大的界面（圖 4–39；Wen and Wang, 2018）。至於脫底斷層之下的地震，發生在 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的堅硬岩盤中，可能與拉張時期的正斷層再活動有關，以橫移與逆移作用形式為主。

根據褶皺－逆衝斷層帶的地質構造特性，雲嘉南地震帶的地震成因分為兩種。一是發生在脫底斷層以上（含脫底斷層）的地震，深度 5~10 公里，主要發生在逆斷層的斷坡與脫底斷層，呈現逆移或橫移的作用形式。另一是發生在脫底斷層之下的地震，深度 10~20 公里，同樣是逆移或橫移作用的形式。此外，深度 >20 公里的地震數量也急遽減少，地殼的 Vp 已達到 6.0~6.5 km/s，地殼性質轉為塑性體，導致地震數量大量減少。然而，此深度的地震可能與中下部地殼的朝東俯衝作用有關（圖 4–37，圖 4–39）。

雲嘉南地震帶的 Vp 速度構造與桃竹苗與中彰投地震帶相似，僅高屏地震帶的淺層低速層較厚，深度 >20 公里。從地震特性分析，最大差異是濁水溪以北的桃竹苗與中彰投地震帶的地震數量較少，且少有 >M_L 6.0 地震（圖 4–8）。但是，雲嘉南地震帶在脫底斷層上下的地震非常頻繁，形成明顯的地震群集，範圍南北長 100 公里，東西寬 85 公里，深度 5~20 公里（圖 4–17，圖 4–36）。南北界限各以曾文溪（新化斷層）與濁水溪為界（濁水溪沿河未註明有斷層，但兩側地質結構有很大差異，應該存在一東西走向的橫移斷層）。

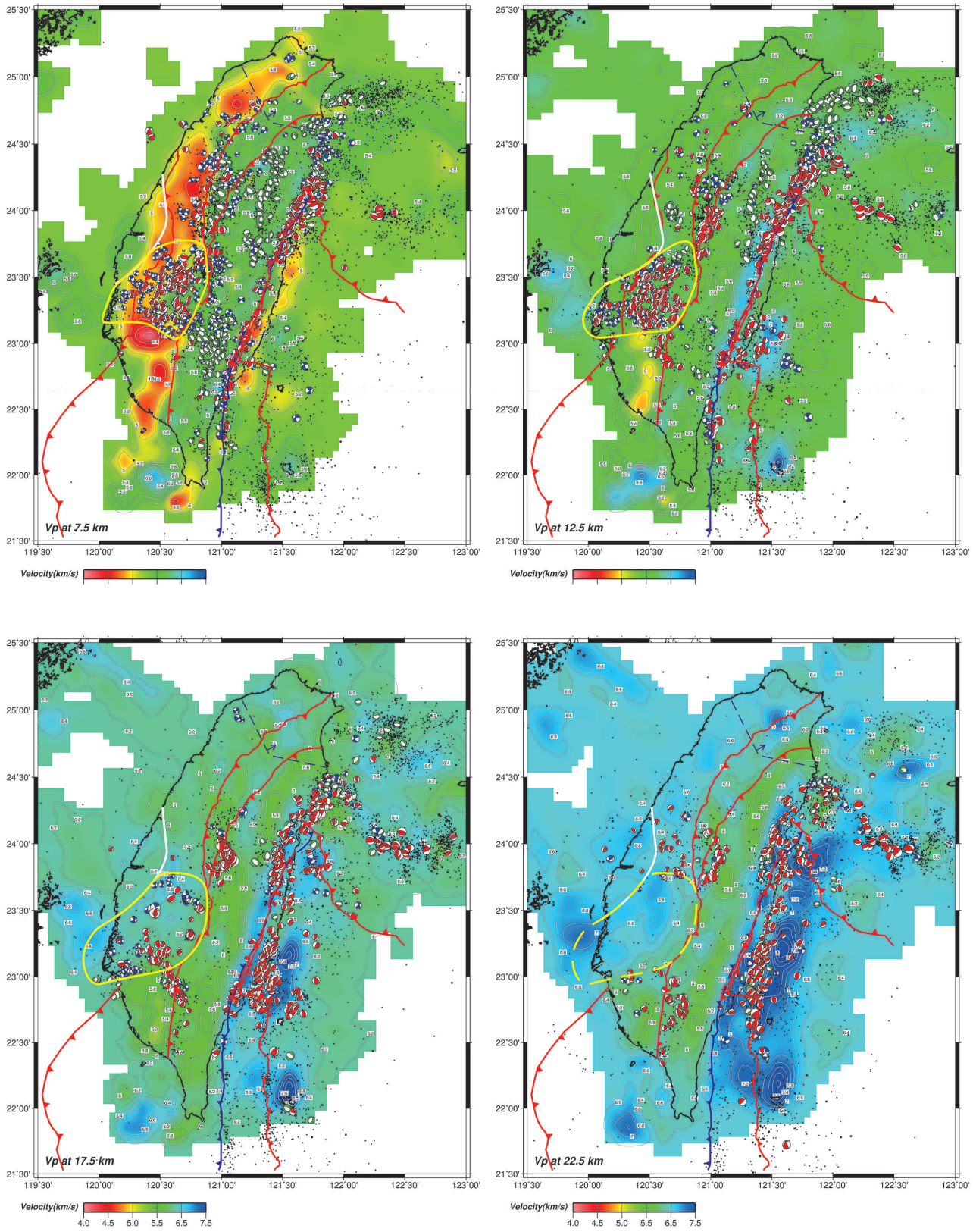


圖 4–36、西部麓山帶與雪山及脊樑山脈的界限，Vp 速度構造在深度 10 公里呈現明顯的分界。黃線框為雲嘉南地震帶，深度 5~20 公里，而 >20 公里幾無地震 (黃虛線框)。雲嘉南地震帶 (黃框) 是西部麓山帶當中地震頻率最高的地震帶。白線為北港高區的邊界。

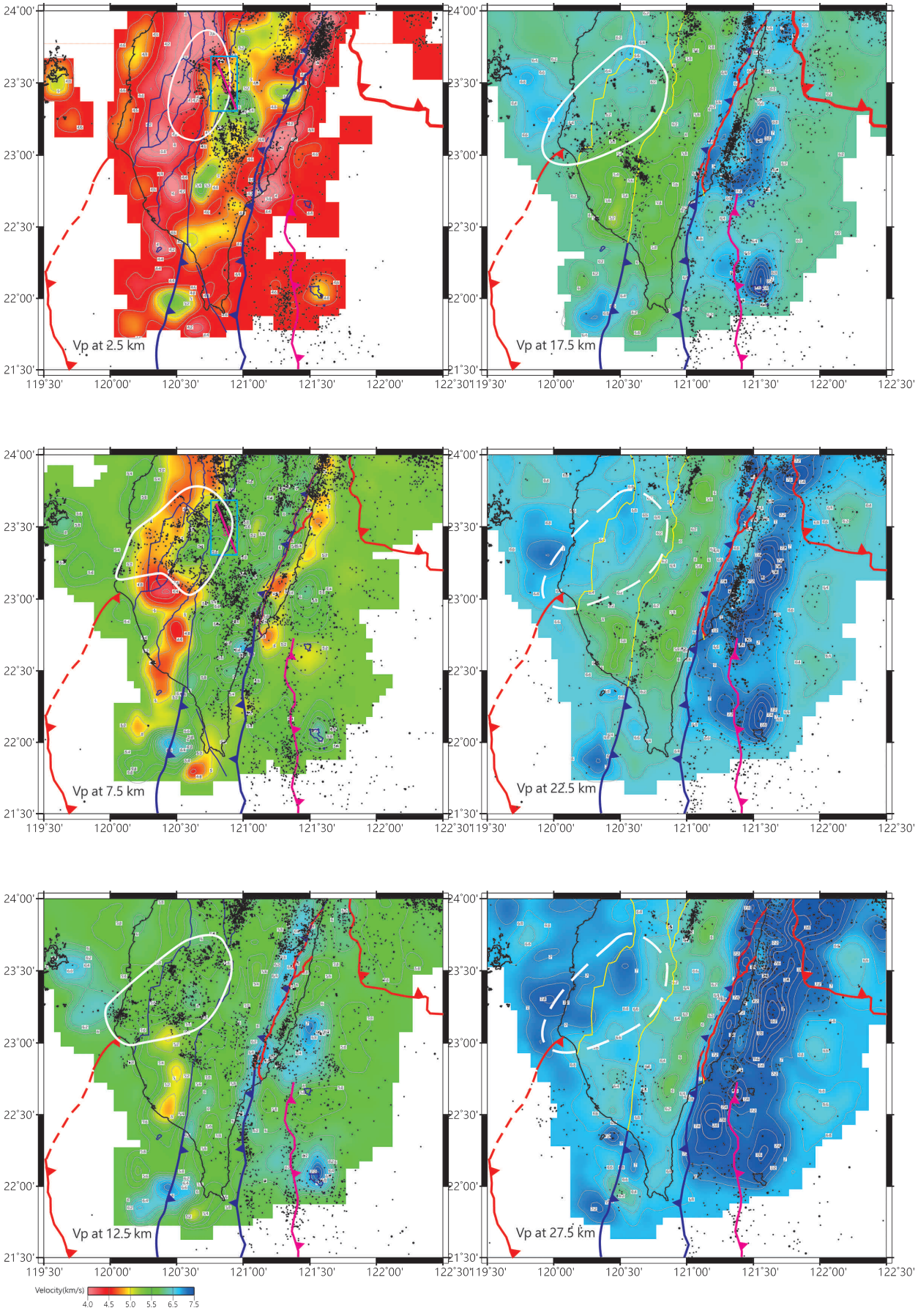


圖 4–37、雲嘉南地震帶於各深度的地震帶分布（白線），>20 公里（白虛線）已經少有地震。藍框內地震帶為阿里山地震帶，深度 <10 公里。

中北部外麓山帶（桃竹苗與中彰投地震帶）存在許多晚第四紀形成的斷層，卻少發生地震（**圖 4–40**，**圖 4–41**），顯然這些區域的斷層處於鎖定狀態。西南部麓山帶的雲嘉南地震帶與高屏地震帶的淺部地層都以泥岩為主，地殼應變速率較大（GPS 觀測資料），無論長期或短期的地殼滑移速率都顯示西南部較中北部麓山帶還大（Ching et al., 2011; Le Béon et al., 2019）。而雲嘉南地震帶的中小型地震非常頻繁（**圖 4–42**），且造成歷史災害性大地震也常見，例如 1906/03/17 的梅山地震 M_L 6.7、1941/12/17 的中埔地震 M_L 7.0、1946/12/05 的新化地震 M_L 6.1、1964/01/18 白河地震 M_L 6.3、1998/07/17 瑞里地震 M_L 6.2（**表一**，**圖 4–8**）。梅山地震與新化地震屬於東西走向橫移斷層產生的淺層地震，白河地震與 2025/01/21 楠西地震 M_L 6.4 屬於脫底斷層之下的斷層產生的地震，瑞里地震是觸口斷層斷坡產生的。南北部麓山帶地震頻率的差異，可能與地殼應變速率有密切關係。

雲嘉南地震帶是西部麓山帶當中地震頻率最高的地震帶，30 年觀測期間總地震數量達 89632 起；上層有 34720 起，下層有 54912 起（**圖 4–43**，**圖 4–44**，**表一**）。1990 年以來，<M_L 4.0 地震頻率在上層每月約 100 起，下層 100~250 起，平均每日有數起地震，921 集集地震前後沒有明顯變化。此地震時觸發 4 起 >M_L 6.0 地震，1999/09/21 阿里山地震 M_L 6.7、1999/09/26 埔里地震 M_L 6.8、1999/10/22 嘉義地震 M_L 6.4 與 M_L 6.0（**表一**，**圖 4–8**）。1990 年以來，除了 1998/07/17 的瑞里地震 M_L 6.2 之外（**表一**），其餘規模較大地震僅限於 M_L 5.0~6.0，共 30 起，集集地震震後期間發生 7 起；上層有 6 起，下層有 24 起。雲嘉南地震帶的頻率受到 921 集集地震 M_L 7.3、2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4、2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6（**表一**，**圖 4–8**）的影響。然而，許多高頻率的地震事件（每月 <M_L 4.0 地震超過 300 起），多數是自發的 M_L 5.0~6.0 地震，例如 2008/03/05 那馬夏區地震 M_L 5.2，餘震有 557 起；2017/05/24 中埔地震，餘震有 203 起；2017/11/22 與 2017/11/24 豐山地震 M_L 5.7 與 M_L 5.0，餘震有 523 起（**表二**）。

雲嘉南地震帶下層的地震數量計有 54912 起（**圖 4–44**），遠大於上層 34720 起（**圖 4–43**），M_L 4.0~6.0 地震數量也是下層較多。然而，雲嘉南地震帶的地震數量是桃竹苗（8983 起）與中彰投（8546 起）地震帶的 10 倍（**表二**）。此外，雲嘉南地震帶上層（0.92 個 / 公里 ^{3}）與下層（0.86 個 / 公里 ^{3}）的地震分布也屬於高密度的地震帶，顯示雲嘉南地震帶上層的褶皺－逆衝斷層帶的部分斷層具有潛移滑動行為。

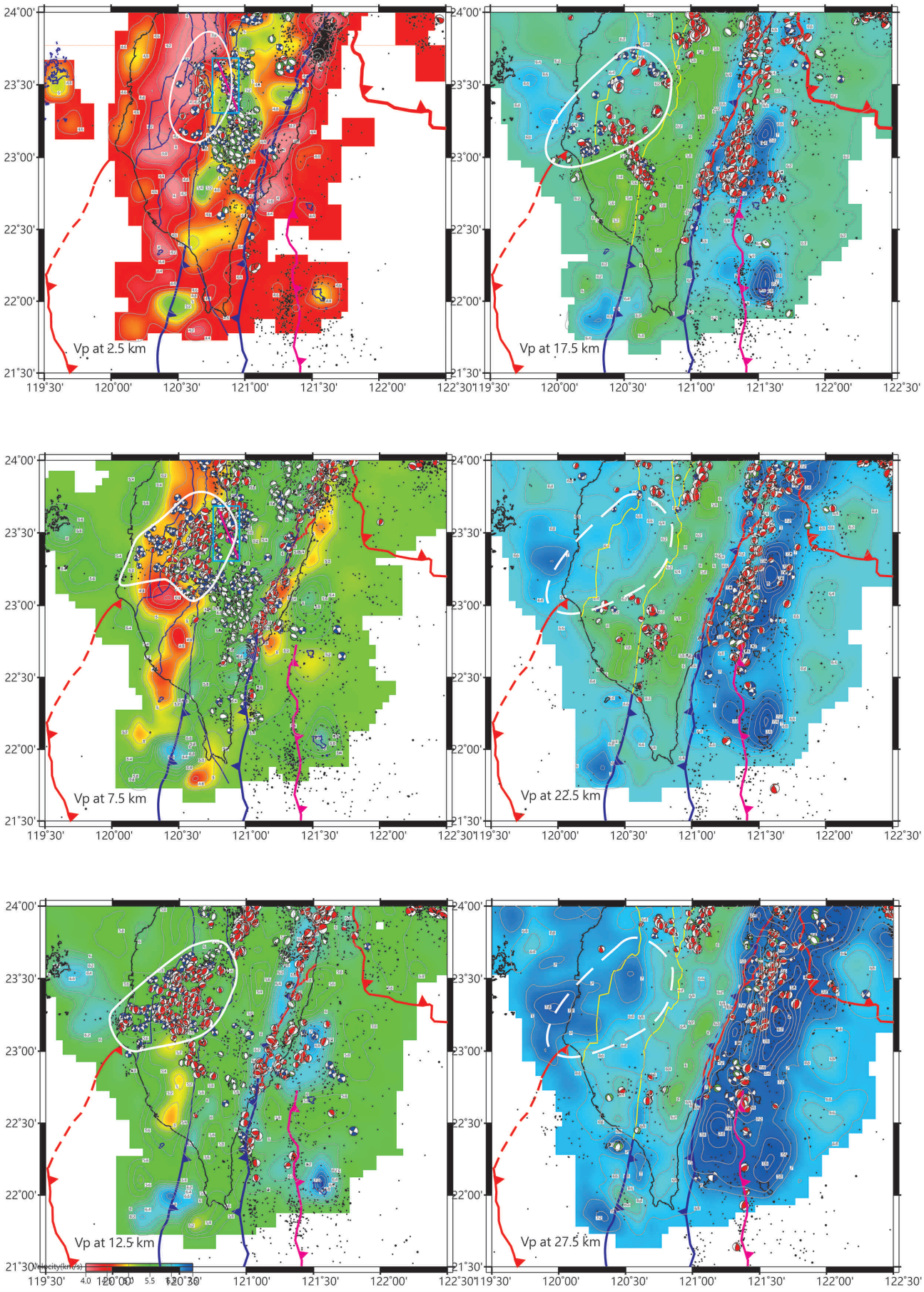


圖 4–38、雲嘉南地震帶（白線）的震源機制。深度 >20 公里（白虛線）已經少有地震。藍框內為阿里山地震帶，分布深度 <10 公里。

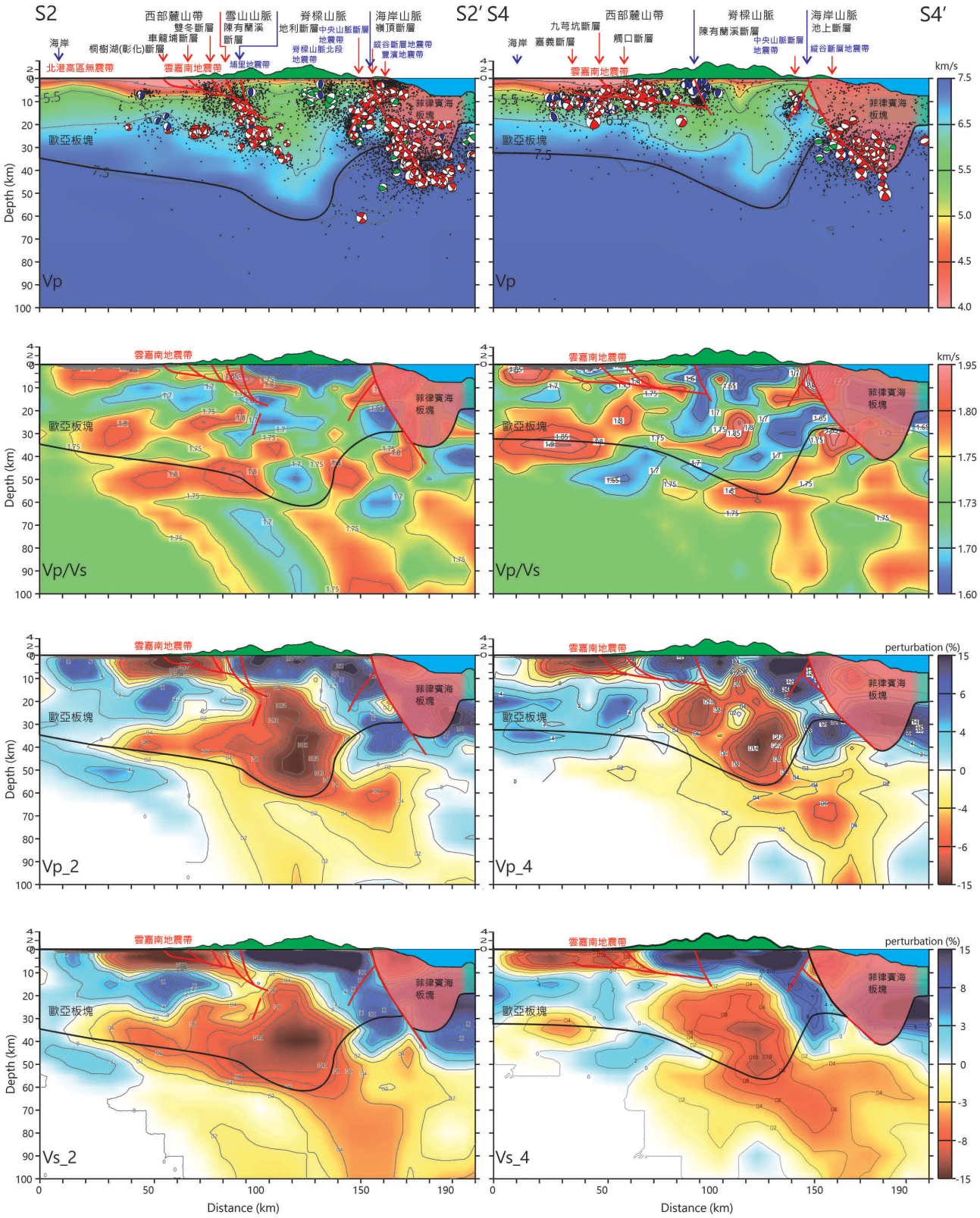


圖 4–39、S2 剖面，西側為北港高區無震帶，稍東側為雲嘉南地震帶。S4 剖面，雲嘉南地震帶範圍從海岸平原至西部麓山帶，深度大致沿著地殼速度構造變化界面上下。剖面位置見圖 3–2。

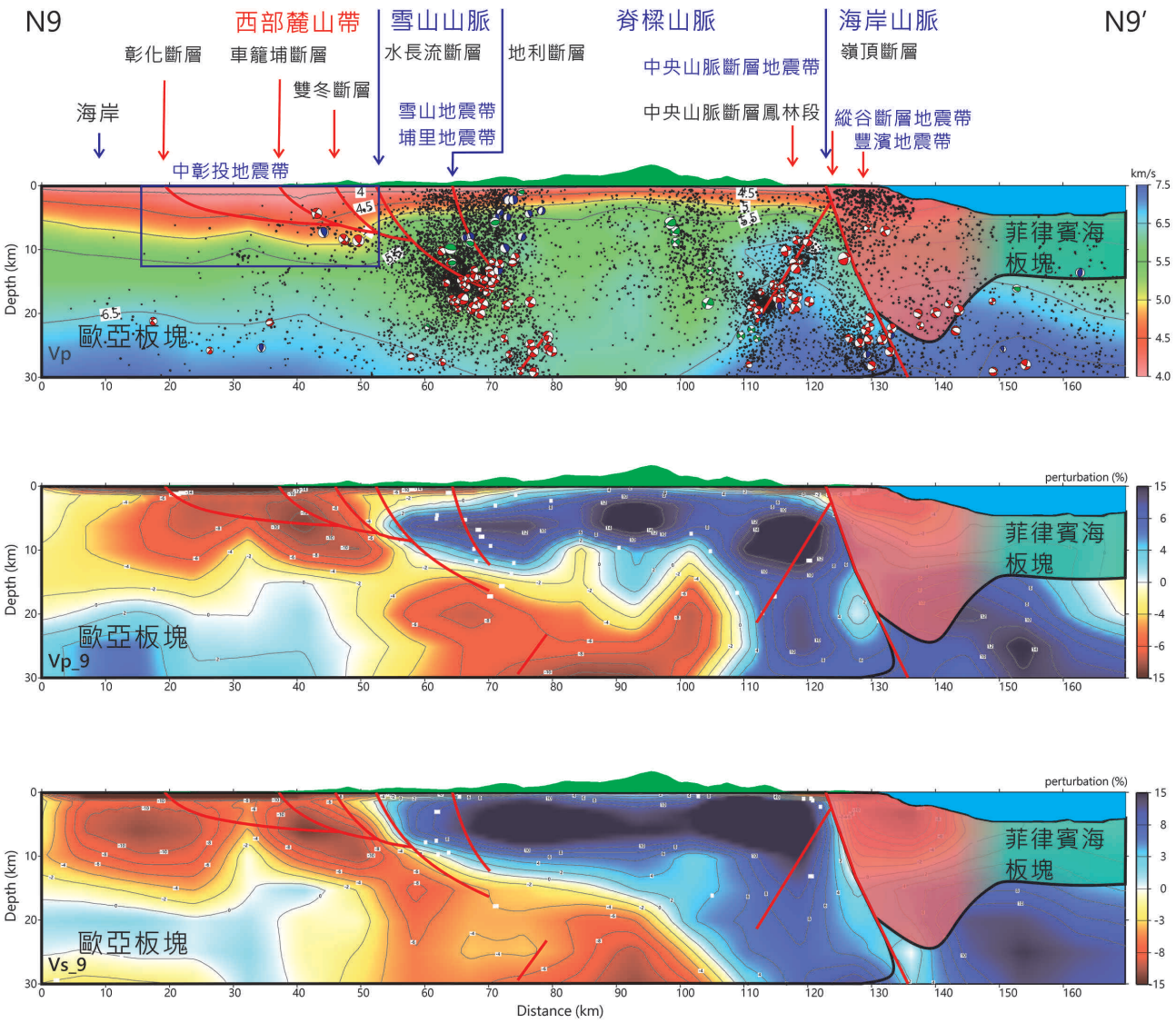


圖 4–40、N9 剖面。中彰投地震帶的脫底斷層上下的地震非常少，且少有 >M_L 3.0 地震。剖面位置見圖 3–1。

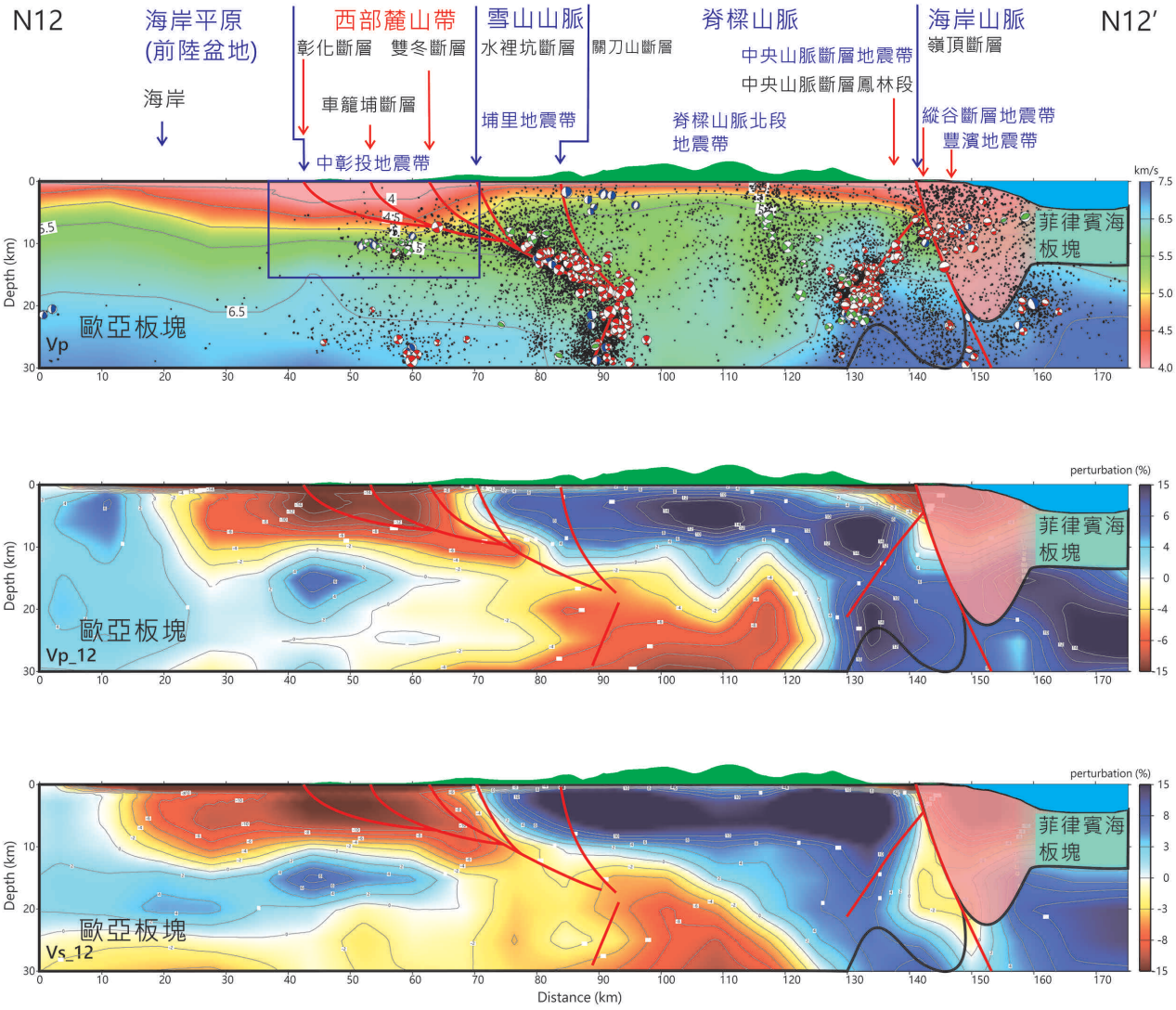


圖 4–41、N12 剖面。中彰投地震帶的脫底斷層上下的地震非常少，且少有 >M_L 3.0 地震。N12 剖面明顯可見埔里地震帶，剖面位置見圖 3–1。

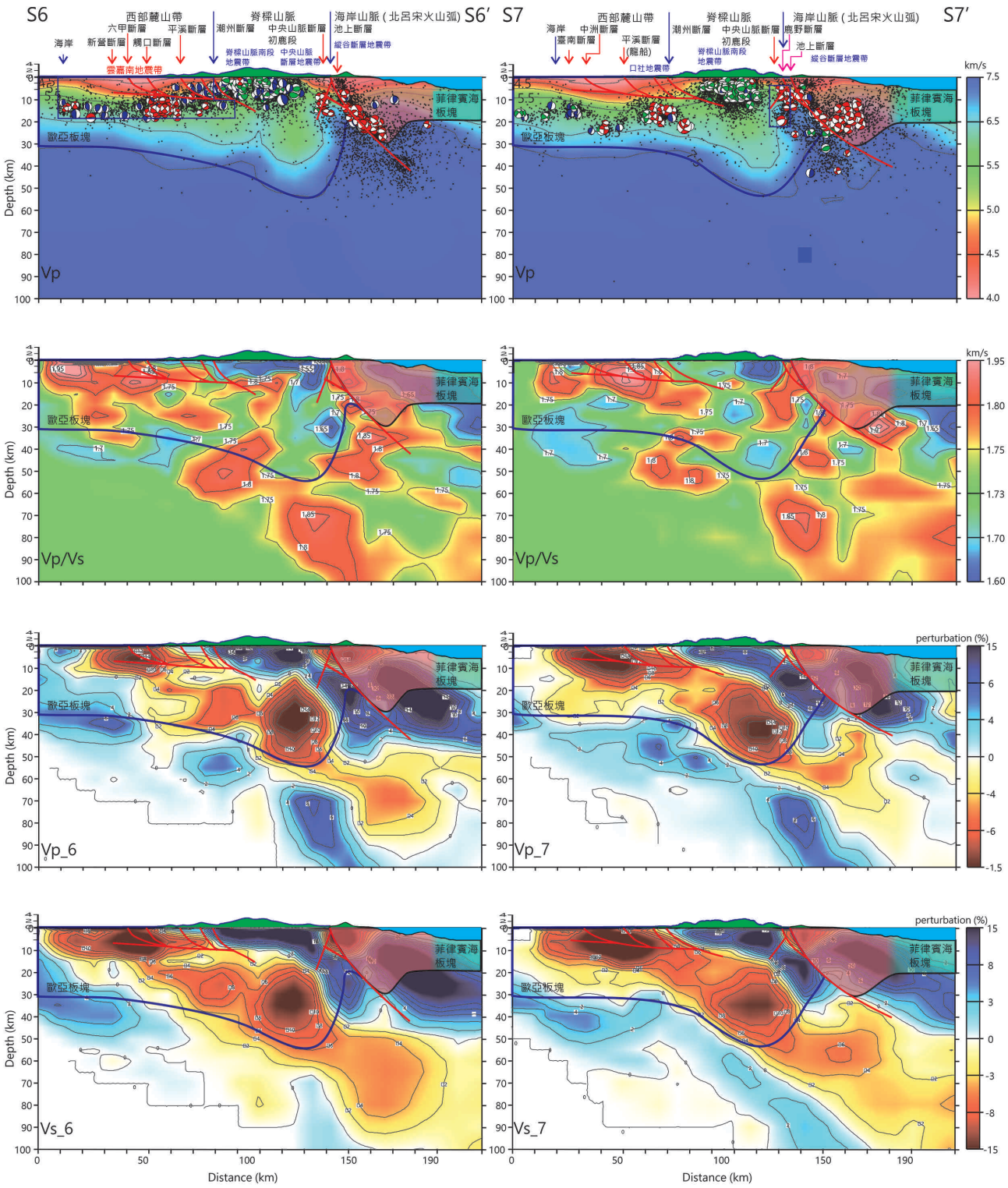


圖 4–42、S6 剖面，雲嘉南地震帶的地震分布在脫底斷層上下。S7 剖面不再出現大範圍地震帶，僅呈現小規模的地震群集，如口社地震帶。剖面位置見圖 3–2。

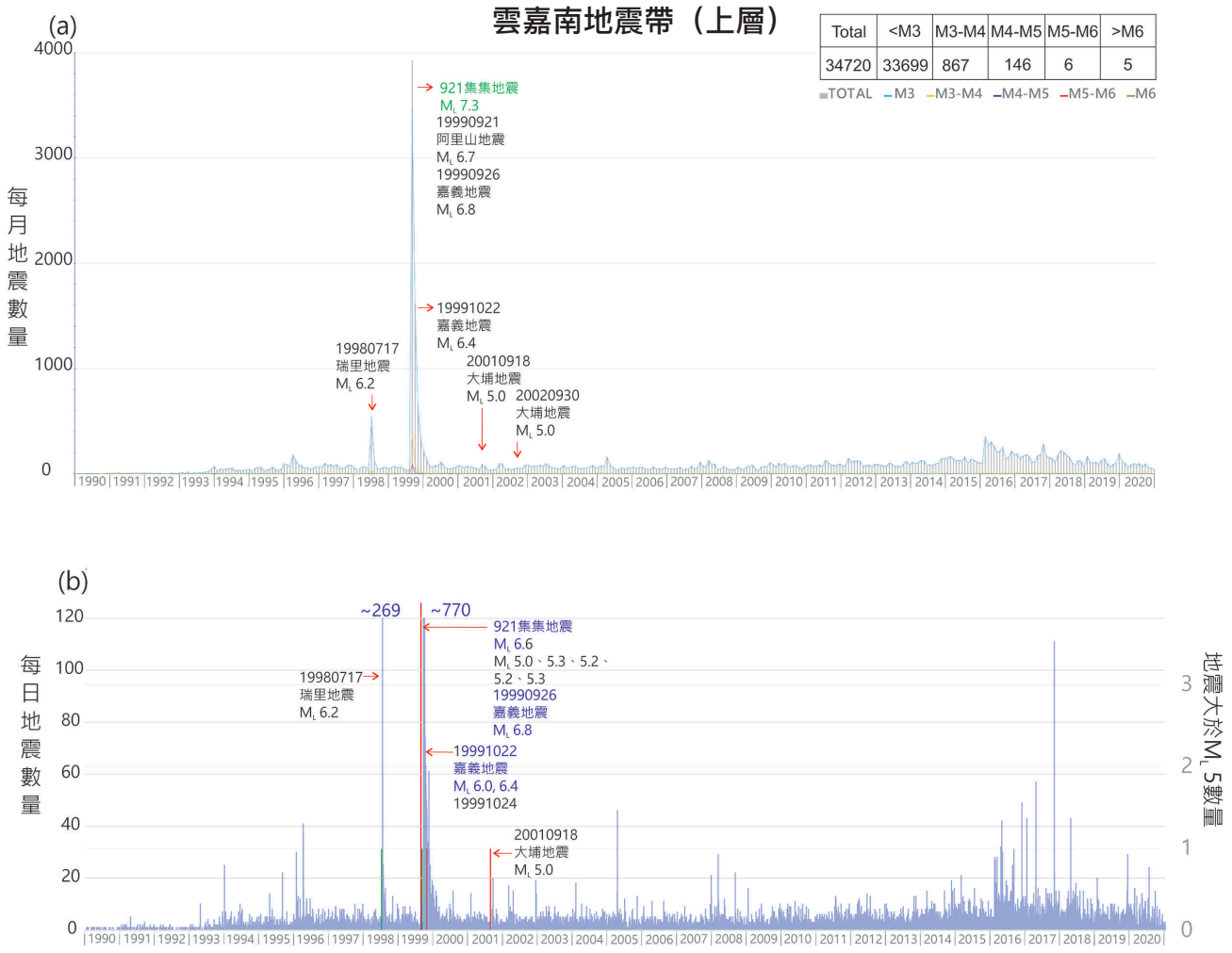


圖 4–43、1990~2020 年地震頻率。雲嘉南地震帶上層的地震頻率非常高，發生 <M_L 4.0 地震頻率約每月 100 起，遠高於桃竹苗約 14 起、中彰投約 7 起與高屏地震帶 0~1 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

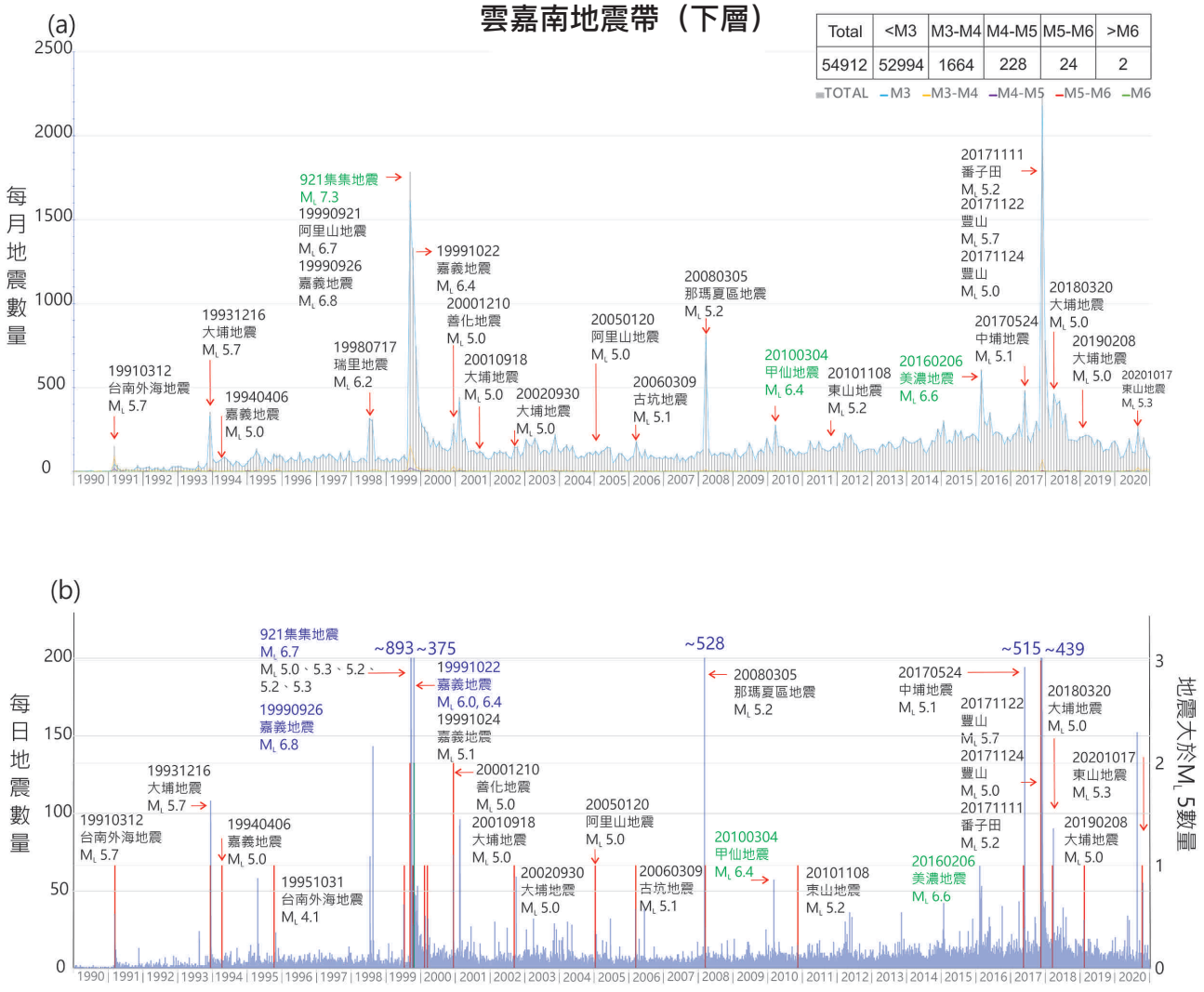


圖 4–44、1990~2020 年地震頻率。雲嘉南地震帶下層的地震頻率非常高，<M_L 4.0 地震頻率每月約 150 起。

4.2.7 阿里山地震帶

阿里山地震帶位於雲嘉南地震帶的東北側，走向 N22° W，地震呈現左向橫移作用形式，深度 <10 公里（圖 4–45）。地震帶兩側岩盤的速度構造沒有差異，未能對應到地表的斷層（圖 4–37）。若排除 921 集集地震影響，阿里山地震帶的地震頻率相當低，屬於極淺層地震帶。921 地震引發一起 M_L 6.6 地震（圖 4–8），以及 5 起 M_L 5.0~6.0 地震，震後一年再發生一起 2000/07/29 M_L 6.1（表一），以及 5000 多起 <M_L 4.0 與數十起 M_L 4.0~5.0 地震。值得注意是，921 地震之前，此地震帶較少發生地震（圖 4–46，表二），若不考慮 921 集集地震影響，阿里山地震帶的地震密度高。

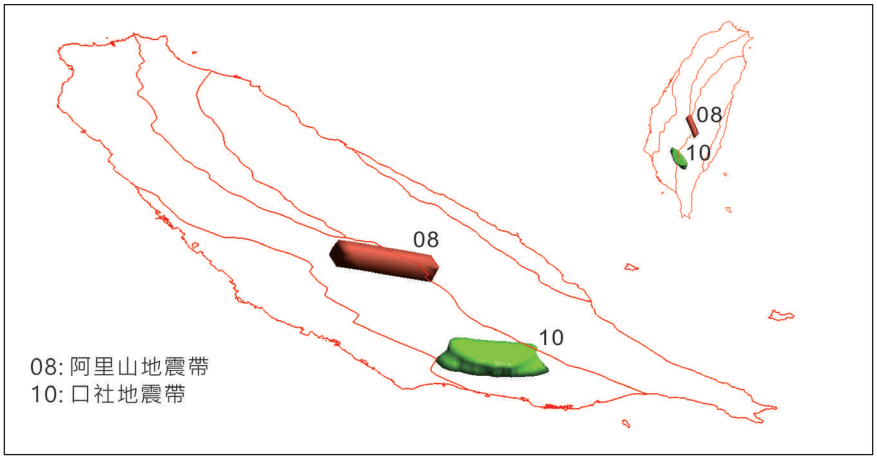


圖 4–45、雲嘉南地震帶的次級地震帶，阿里山地震帶，以及高屏地震帶的口社地震帶的分布位置。

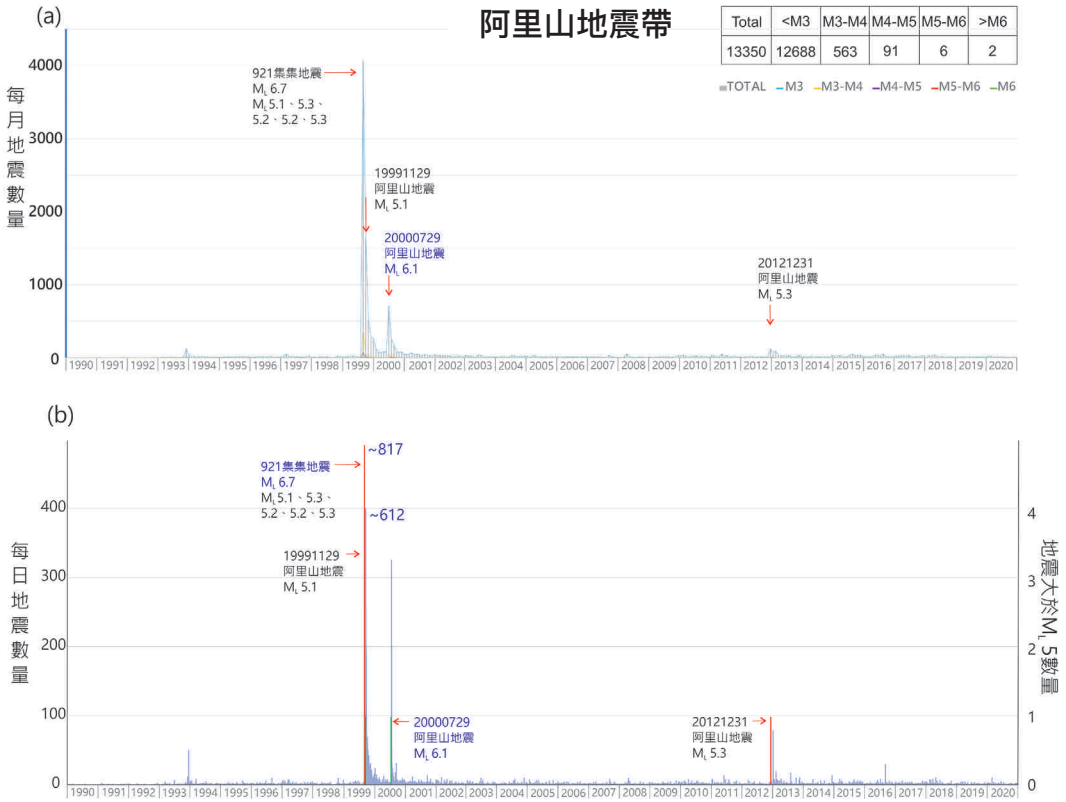


圖 4–46、1990~2020 年地震頻率。阿里山地震帶的地震頻率非常低，大多地震發生於 921 集集地震的同震與震後期間。

4.2.8 高屏地震帶

高屏地震帶位在新化斷層（曾文溪）以南，潮州斷層以西（下盤）（**圖 4–16**），深度 <30 公里的 Vp 與 Vs 速度構造較週圍還低，呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值（**圖 4–47**，**圖 4–48**）以及高 Vp/Vs 值，顯示此處地殼屬於低速層。由北往南逐漸變厚（15~30 公里），顯示愈南側的高屏地震帶具愈厚的低速層，約 30 公里厚（**圖 4–19**）。此地震帶在 <20 公里的上部地殼中幾無地震，以下也僅發生少數地震（**圖 4–49**）。

此區域位於西部麓山帶地質構造區，屬於褶皺－逆衝斷層帶（**圖 4–50**）。更新世以來，該區域已發展出一系列疊瓦狀逆衝斷層，包括旗山斷層、龍船斷層（潛移斷層）、古亭坑斷層（潛移斷層）、車瓜林斷層（潛移斷層）、中洲斷層（潛移斷層）與小崗山斷層（潛移斷層）。全新世以來，這些斷層均有活動紀錄，都屬於活動斷層。雖然過去 30 年以來，此構造帶發生地震的頻率極低，且歷史紀載的災害性地震也非常少。這種現象可能與該地區具厚層的低速地殼，導致震間時期的淺層地殼產生快速潛移變形，如前所述此區域存在有諸多具潛移活動的斷層。

1990~2020 年觀測期間，高屏地震帶共發生 3729 起地震，M_L 4.0~6.0 地震有 23 起；雲嘉南地震帶共發生 89632 起，M_L 4.0~6.0 地震有 408 起，中彰投地震帶共發生 8546 起，M_L 4.0~6.0 地震有 157 起（受到 921 集集地震影響），桃竹苗地震帶共發生 8983 起，M_L 4.0~6.0 地震僅 29 起。高屏地震帶屬於地震頻率極低的地震帶，上層的地震數量僅 133 起，皆為 <M_L 3.0 地震（**圖 4–51**，**表二**）。下層的地震數量有 3596 起，亦屬於地震頻率較低區域，僅有 4 起地震群集事件，包括 2000/12/10 與 2000/12/11 台南地震 M_L 5.0、M_L 5.4，約 100 起地震（單日約 60 起）、2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6，約 700 起地震（單日約 114 起）與 2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4，約 100 起地震（**圖 4–52**，**表二**）。1990 年以來，高屏地震帶僅發生 3 起 M_L 5.0~6.0 地震與 1 起 M_L 6.6 美濃地震（**圖 4–8**），幾乎不受鄰近地震帶發生 >M_L 5.0 地震的影響，如 921 集集地震並未對高屏地震帶產生影響。相較於其它西部麓山帶的地震帶，高屏地震帶的地震頻率與地震密度最低，尤其上層的地震密度僅 0.006 個 / 公里^3（**表二**）。

除了地震頻率極低的特性外，高屏地震帶還是臺灣地表變形最快速區域（GPS 觀測資料；Ching et al., 2011），從合成孔徑雷達差分干涉法（D–InSAR）分析結果也顯示此區域內許多斷層呈現快速潛移現象，例如龍船斷層、古亭坑斷層、車瓜林斷層、中洲斷層與小崗山斷層。推測此區域大多位在麓山帶上層的斷層都具潛移作用，然而下層則呈現鎖定狀態，且具有發生較大規模地震的潛能，如 2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6，是值得再探討的議題。

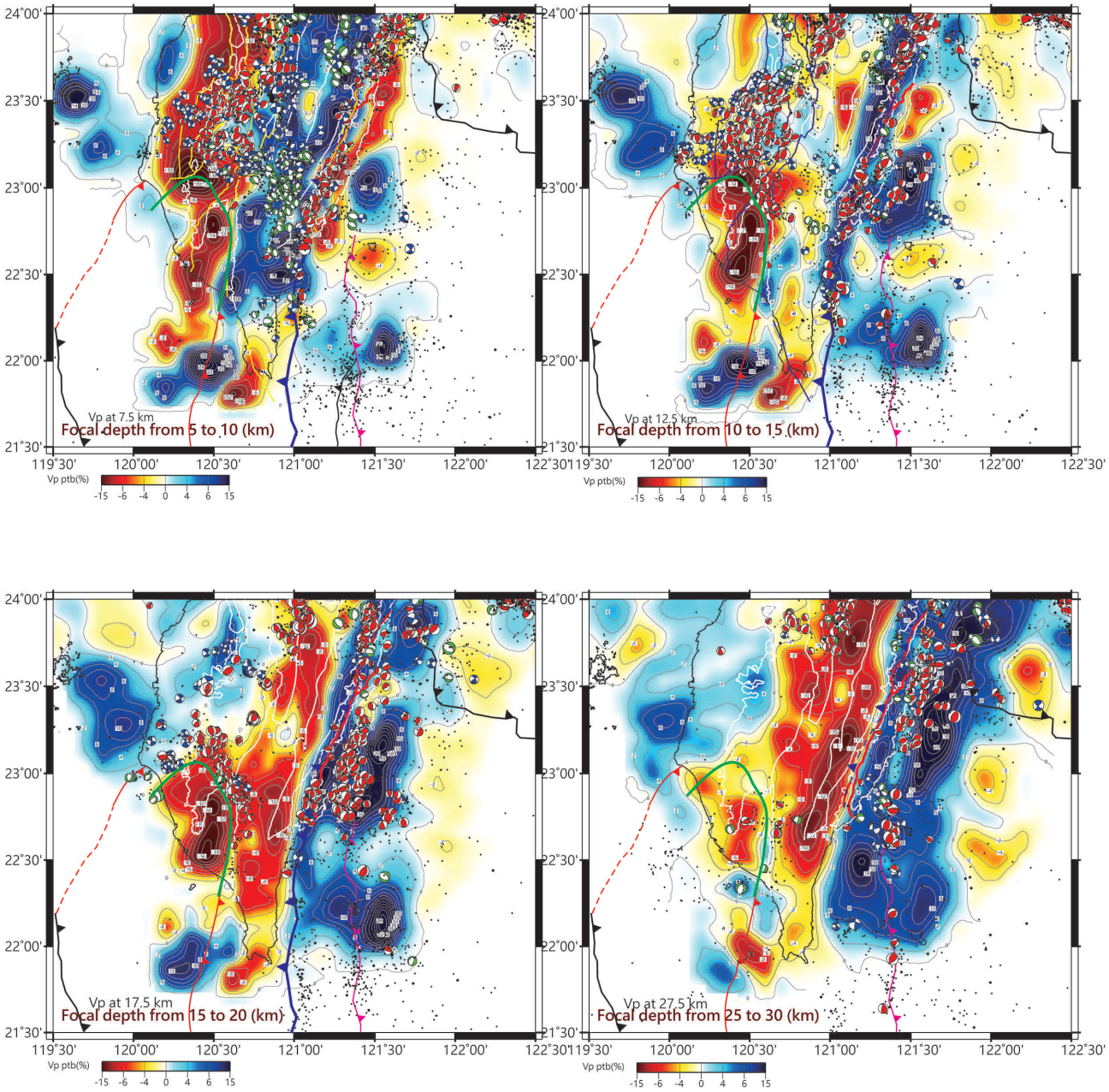


圖 4–47、高屏地震帶 (綠線) 於深度 15~30 公里的 Vp 異常擾動值明顯較北側雲嘉南地震帶還低，表示低速構造的地殼較厚。

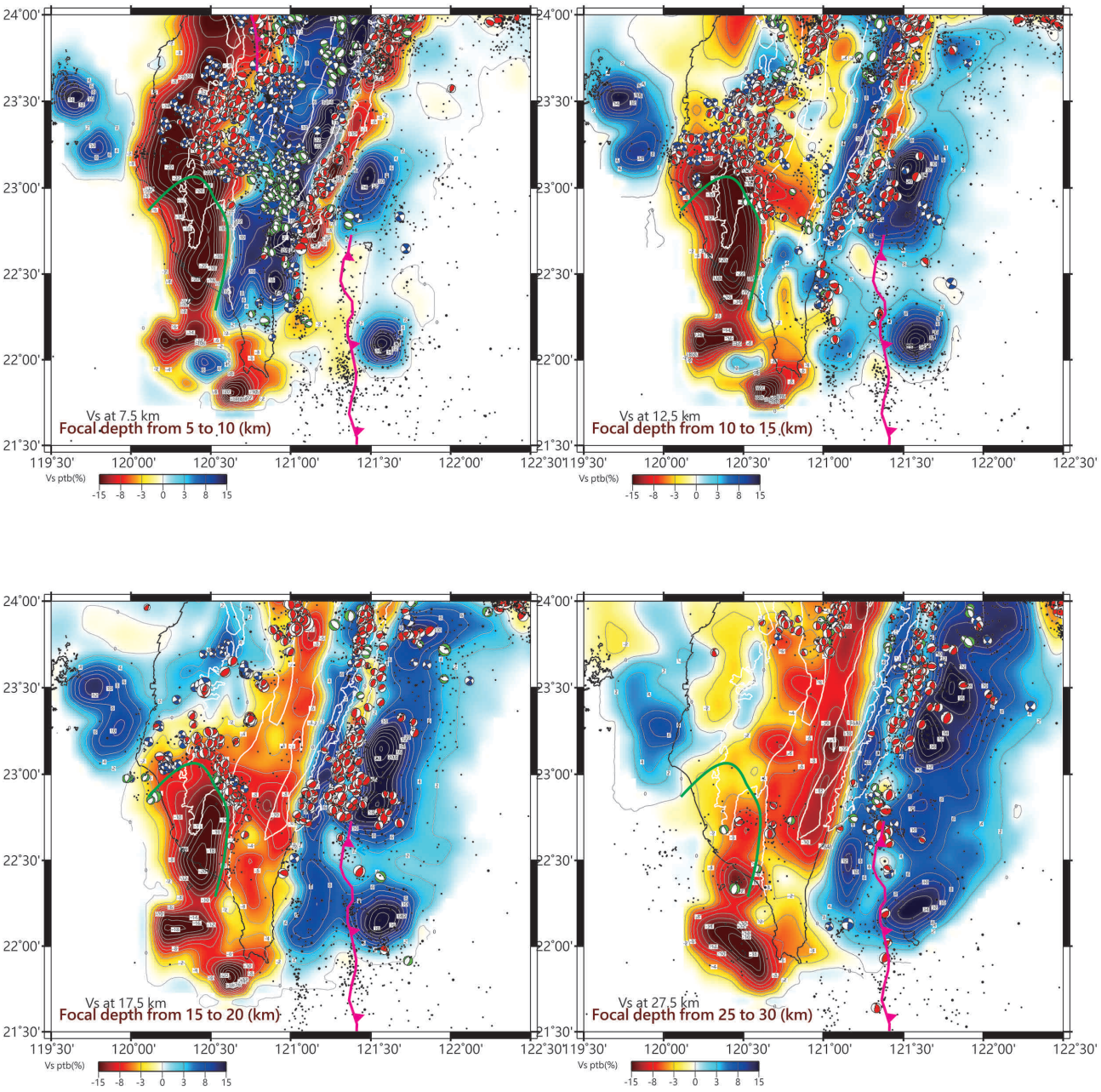


圖 4–48、高屏地震帶 (綠線) 於深度 10~30 公里的 Vs 異常擾動值明顯較北側雲嘉南地震帶還低，表示低速構造較厚。

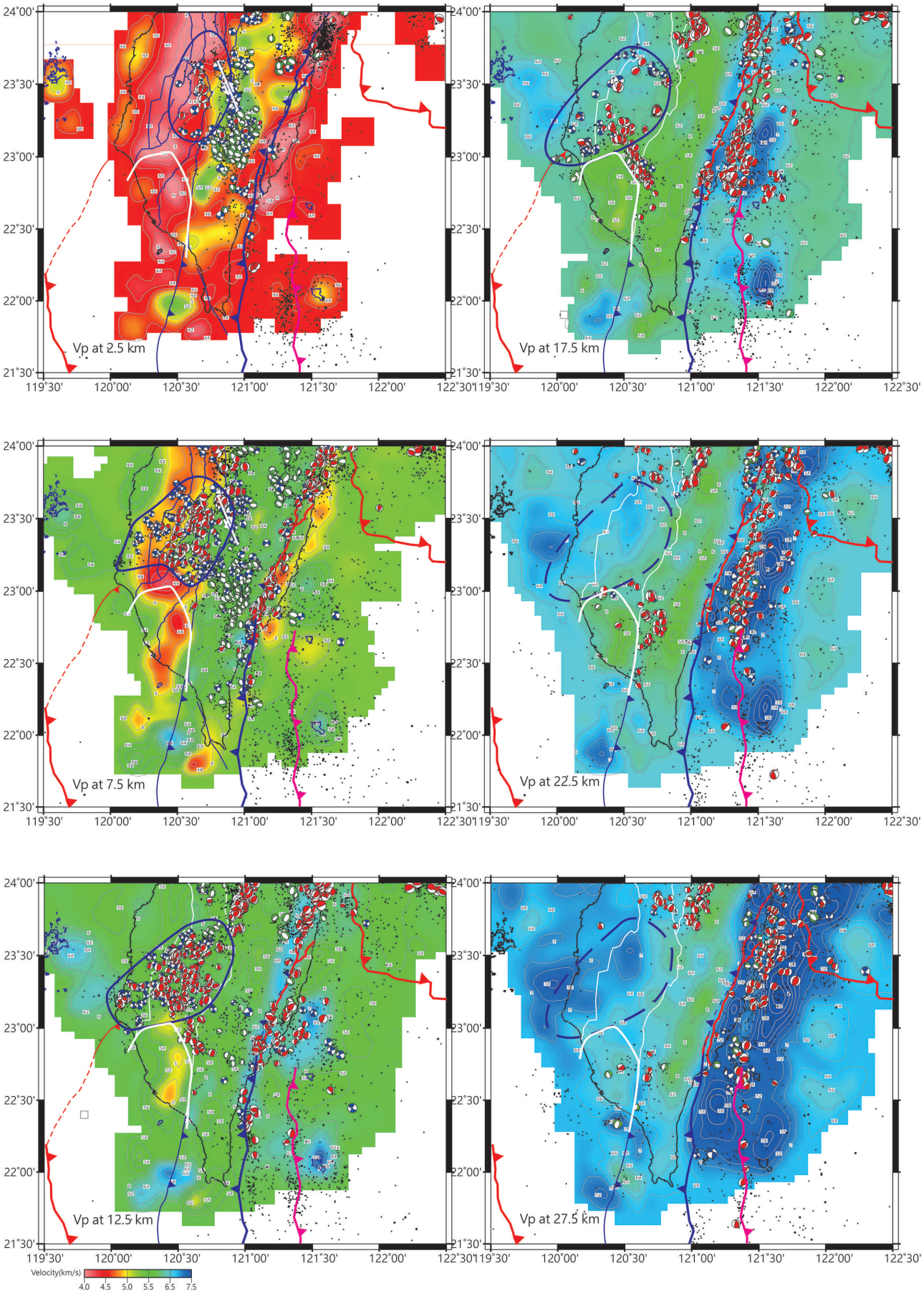


圖 4–49、高屏地區 (白線) 深度 <20 公里的地殼中幾無地震，而 >20 公里也少有地震。

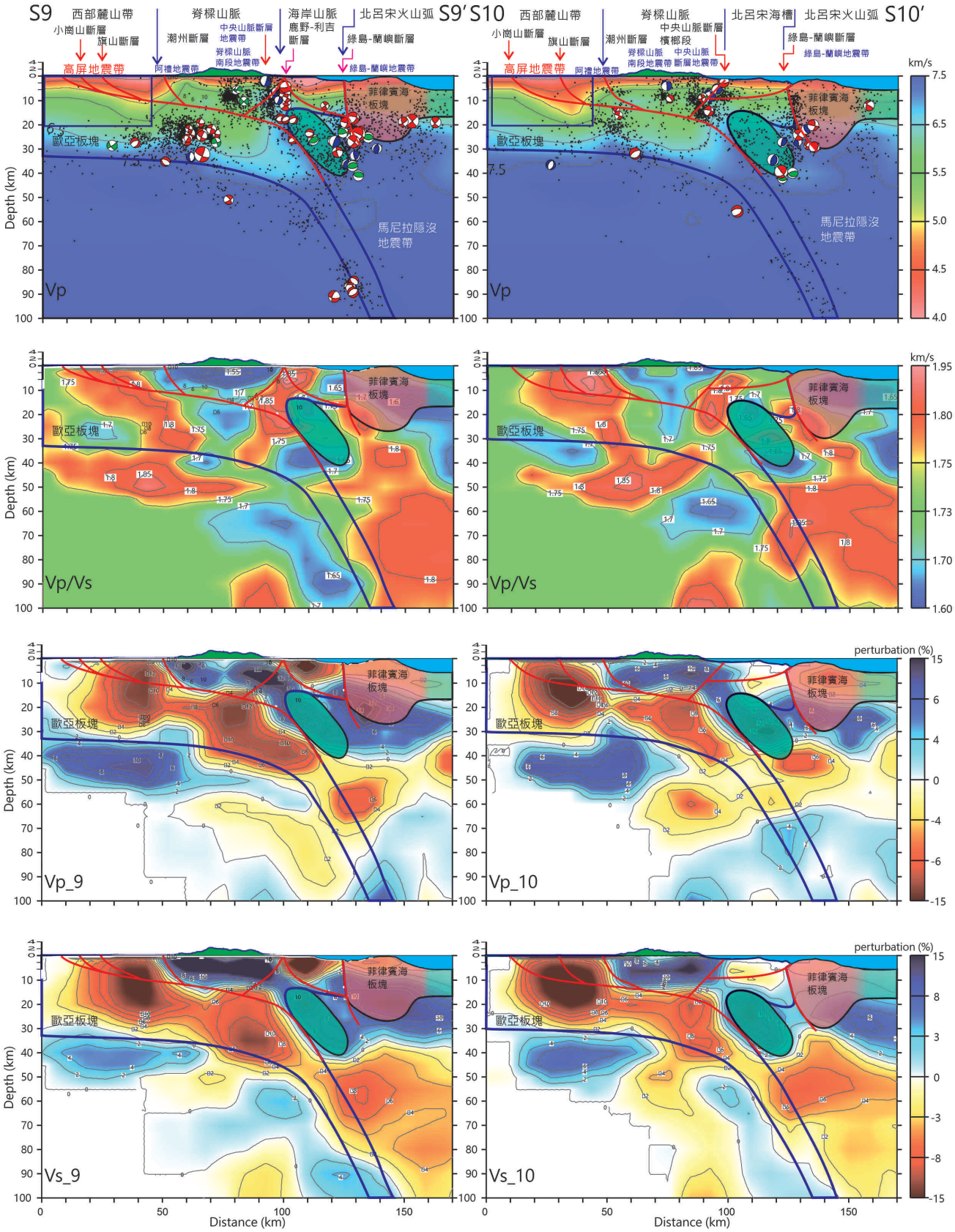


圖 4–50、高屏地震帶（藍框）位在西部麓山帶與屏東平原的背負盆地環境。西部麓山帶由一系列活動逆斷層所構成。剖面位置見圖 3–2。

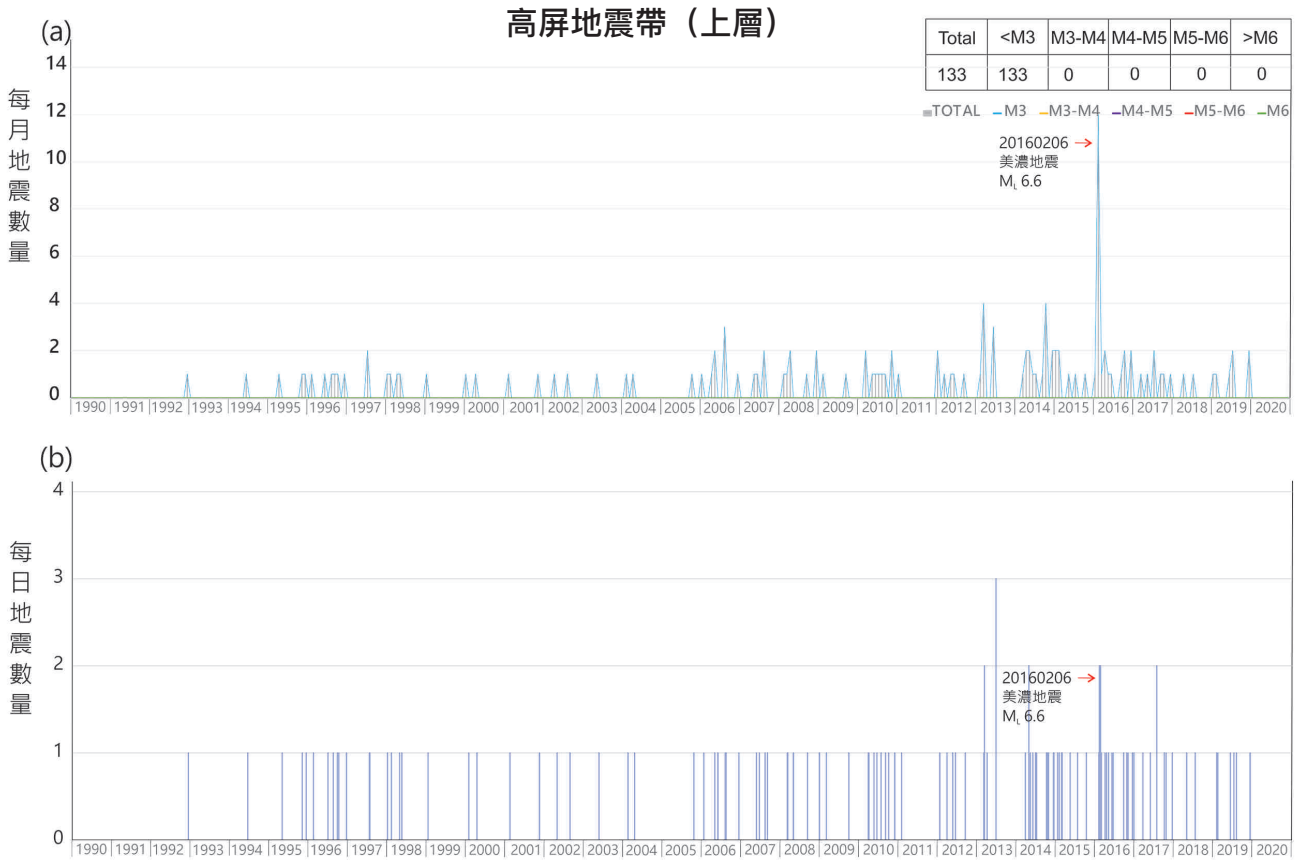


圖 4–51、1990~2020 年地震頻率。高屏地震帶上層的地震頻率極低，幾乎無地震。



圖 4–52、1990~2020 年地震頻率。高屏地震帶相較西部麓山帶其它地震帶屬於地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.2.9 口社地震帶

口社地震帶位於屏東平原東北側，深度 10~20 公里，走向 N20W°，位在西部麓山帶脫底斷層以下與潮州斷層下盤（圖 4–45）；震源機制以逆移作用形式為主，少部分為橫移作用形式。從速度構造來看，此地震帶位於屏東平原（背負盆地）的低速層（Vp）與脊樑山脈高速層邊界（圖 4–53，圖 4–54）。2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6 發生在此地震帶，地震深度 14.6 公里，地震機制為橫移兼逆移作用形式。此地震帶位在地殼速度構造（Vp 與 Vs 異常擾動值與 Vp/Vs 值）變化界面之下，深度 10~25 公里（圖 4–53，圖 4–54，圖 4–8）。此地震帶的構造可能與古近紀拉張產生的正斷層有關，造山運動時期，轉為橫移或逆移作用形式的活動。

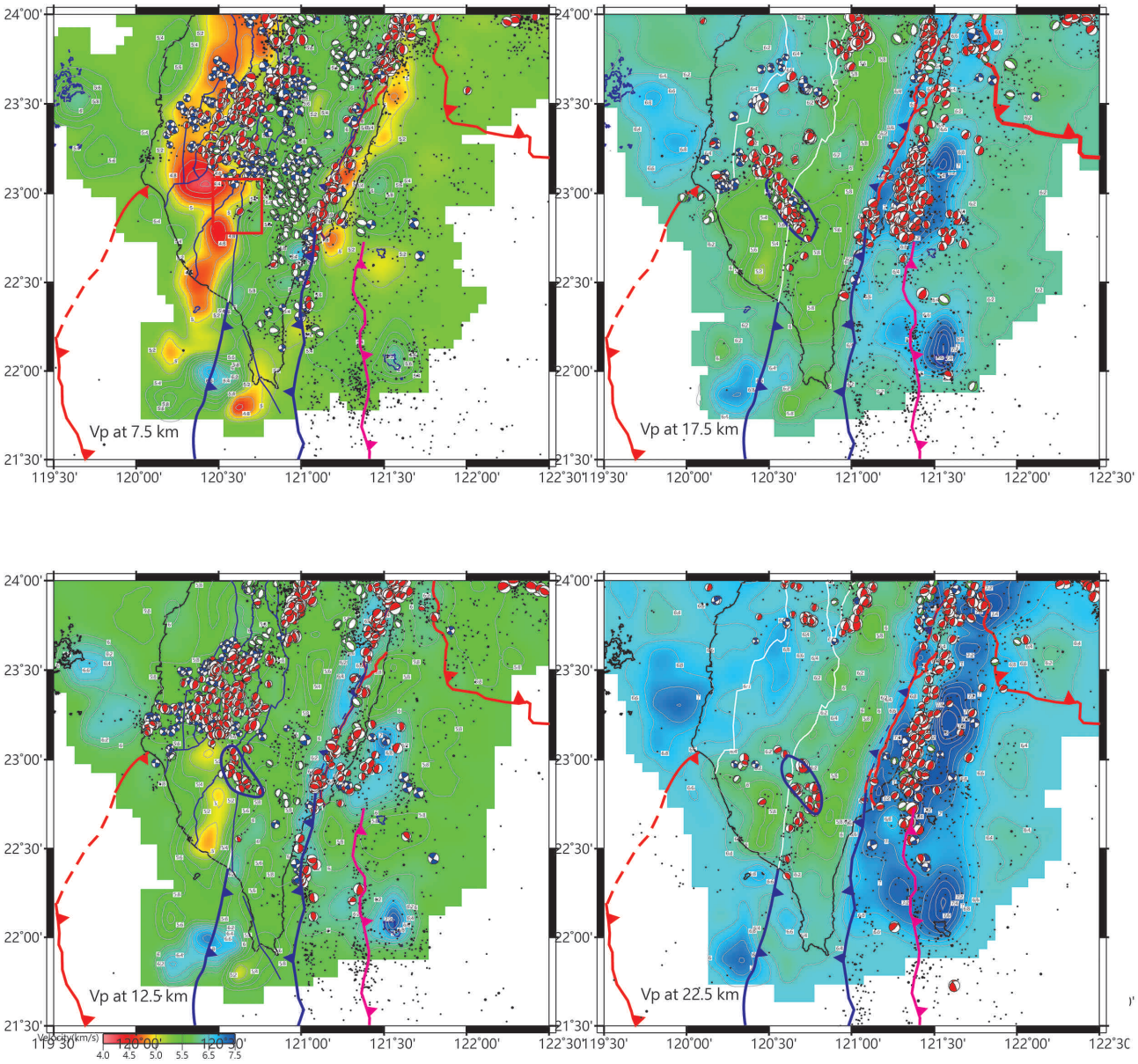


圖 4–53、口社地震帶（藍線）範圍非常小，限於屏東平原東北部。

口社地震帶的地震頻率低，在 2010/03/04 甲仙地震之前，<M_L 4.0 地震頻率每月 10~20 起，之後稍升高至 20~30 起。2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4 與 2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6（**表一**）的震後期間，都產生數百起的群集地震（餘震），之後並未明顯改變地震頻率（**圖 4–55**，**表二**）。此地震帶的地震密度較高（1.22 個 / 公里 ^{3}），原因是發生兩起中大規模地震事件所致，2010/03/04 甲仙地震與 2016/02/06 美濃地震。

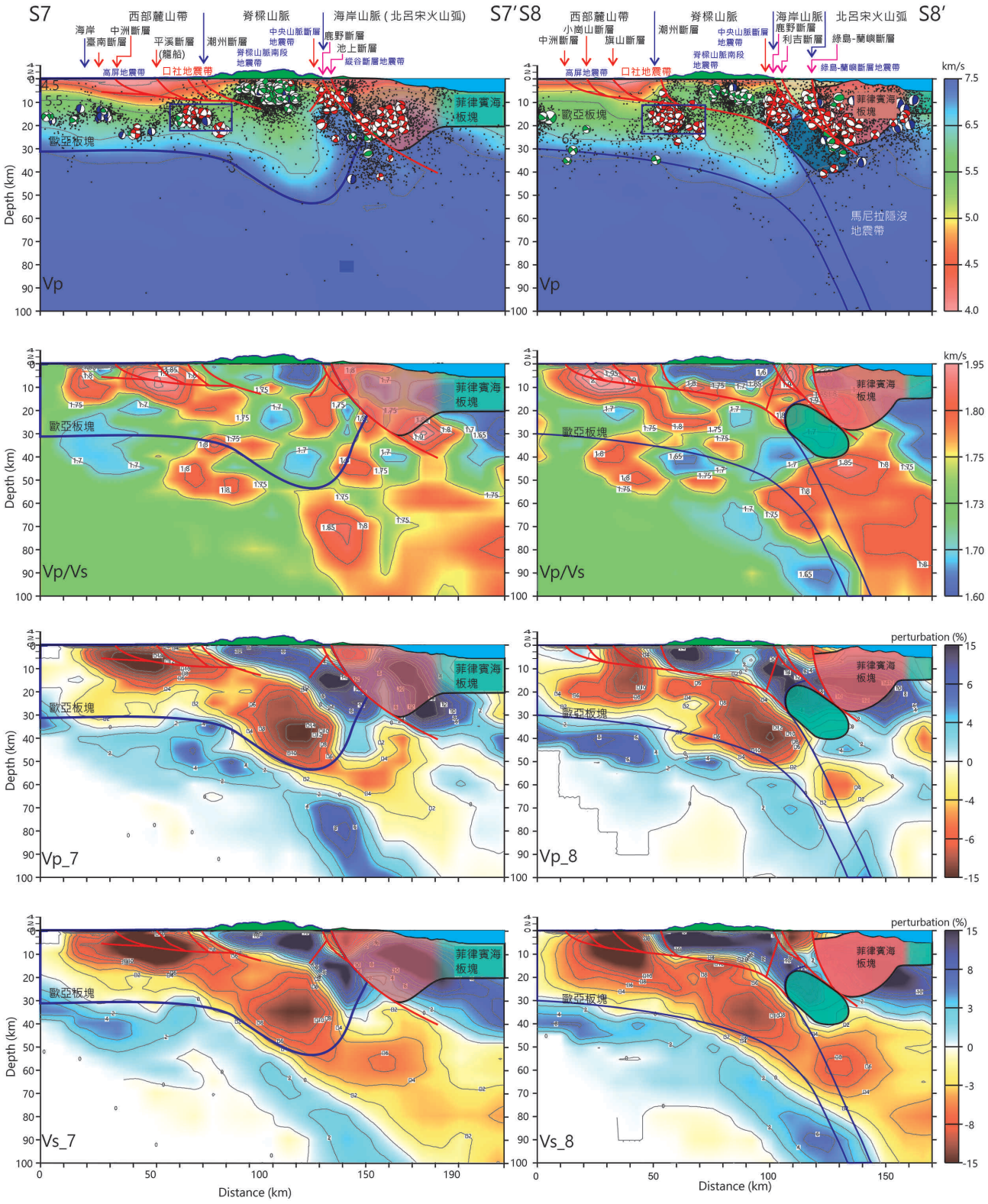


圖 4–54、口社地震帶（藍框）地震以逆移作用形式為主，位於脫底斷層之下。剖面位置見圖 3–2。

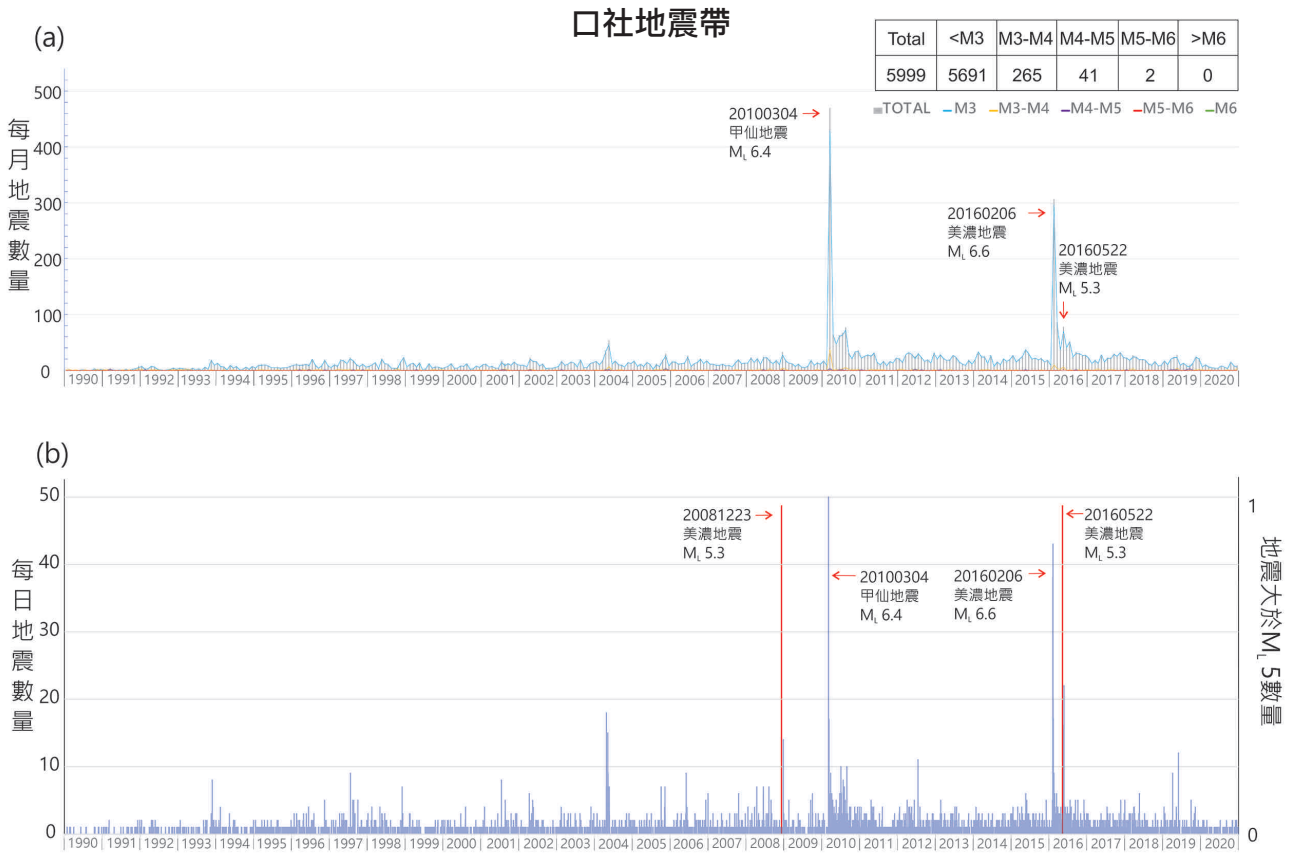


圖 4–55、1990~2020 年地震頻率。口社地震帶的地震頻率較低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.3 雪山山脈地質構造區

雪山山脈地質構造區（圖 4–56）位在北段脊樑山脈與西部麓山帶地質構造區之間，向南延伸至陳有蘭溪東側（玉山西側）。其與兩側的地質構造區皆以逆斷層接觸，東側與脊樑山脈的中新統至漸新統板岩帶接觸，此板岩帶向西逆衝至雪山山脈的變質度較低的古近紀硬頁岩與石英岩岩層之上，由北向南的邊界斷層包括濁水斷層（位於蘭陽平原底下的正斷層）、牛鬥斷層、武陵斷層、地利（關刀山）斷層與陳有蘭溪斷層（圖 4–56；陳文山等，2016）。此外，西側邊界是雪山山脈漸新統硬頁岩朝西逆衝至西部麓山帶中新統沉積岩層之上，由北向南的邊界斷層包括龍洞斷層、屈尺斷層、羅山斷層、水長流斷層、水裡坑斷層、陳有蘭溪斷層（圖 3–9，圖 3–10）。

中更新世以來（約 100 萬年），雪山山脈北段已經由碰撞造山轉為拉張，大地構造環境位於北部張裂帶地質構造區（圖 4–56）。因此，蘭陽平原（盆地）底下的雪山山脈與脊樑山脈界限的牛鬥斷層，由逆斷層反轉為正斷層的活動，斷層另稱為濁水斷層（斷層面朝北；圖 3–7）。地形由原本的雪山與脊樑山脈發展為沉陷的地塹盆地 – 蘭陽盆地，並且在盆地南北側各形成一條正斷層，分別稱為冬山斷層與礁溪斷層。晚更新世以來，盆地已經沉積數百公尺至千公尺的沉積層，濁水斷層上盤（蘭陽溪北側）的沉陷量最大，沖積層厚達 1000 公尺。

晚中新世（600–500 萬年前），蓬萊造山時期，北段雪山山脈開始隆起與剝蝕，現今出露輕度變質岩層，變質溫度 150~350° C，估計岩層曾被掩埋在 7~10 公里。現今雪山山脈北段已轉為拉張裂環境，屬於北部張裂帶（圖 4–56），少有地震（圖 3–9，圖 4–57，圖 4–58）。然而，雪山山脈南段還處於碰撞造山環境，地震主要分布在大安溪以南，震源機制屬於逆移與橫移作用形式（圖 3–10，圖 4–57，圖 4–58，圖 4–59），涵蓋三處地震帶，李棟山地震帶、雪山地震帶與埔里地震帶。

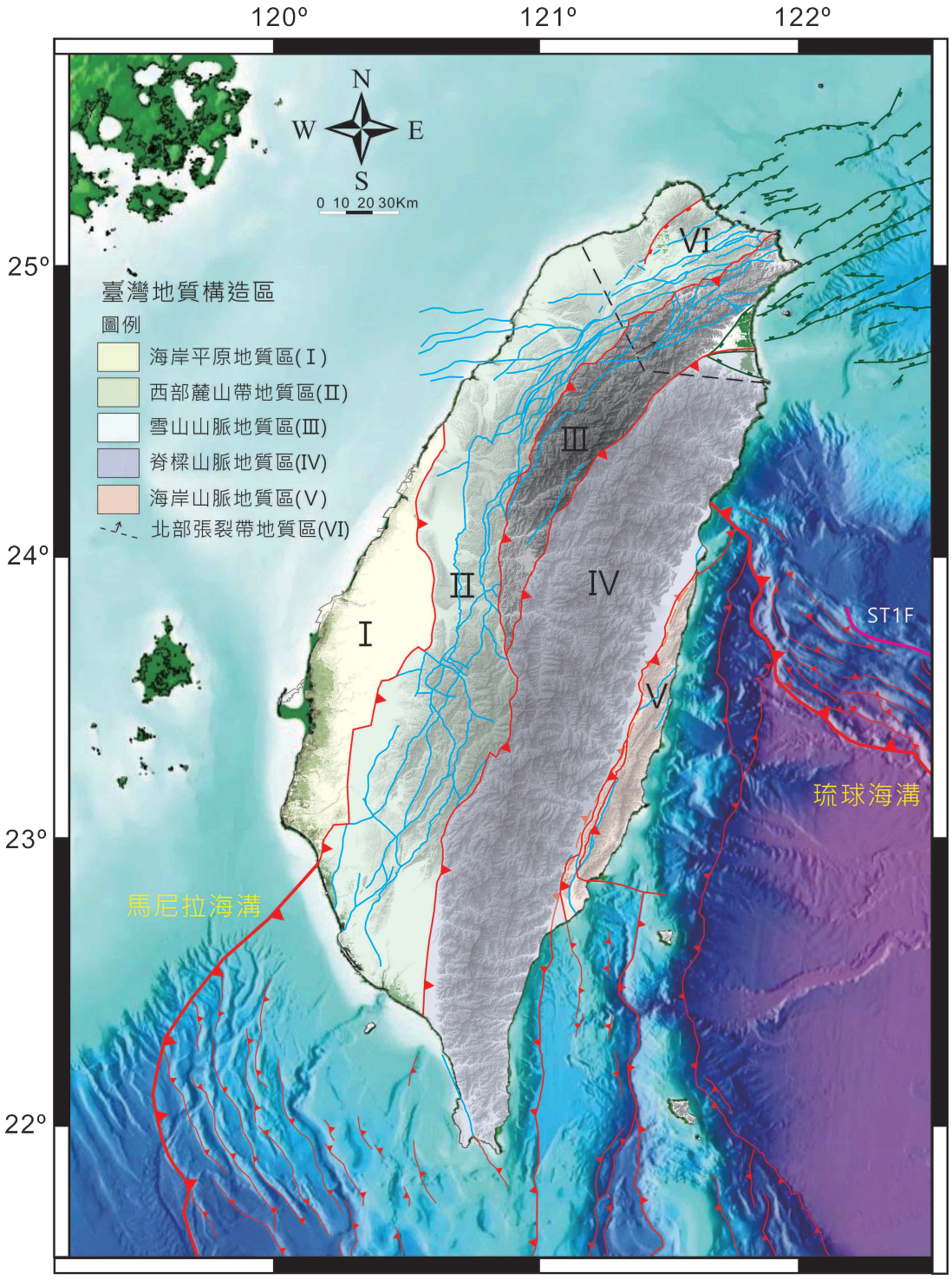


圖 4–56、雪山山脈（Ⅲ）兩側皆以逆斷層與西部麓山帶及脊樑山脈接觸。雪山山脈北段（黑色虛線以北）屬於北部張裂帶地質構造區。

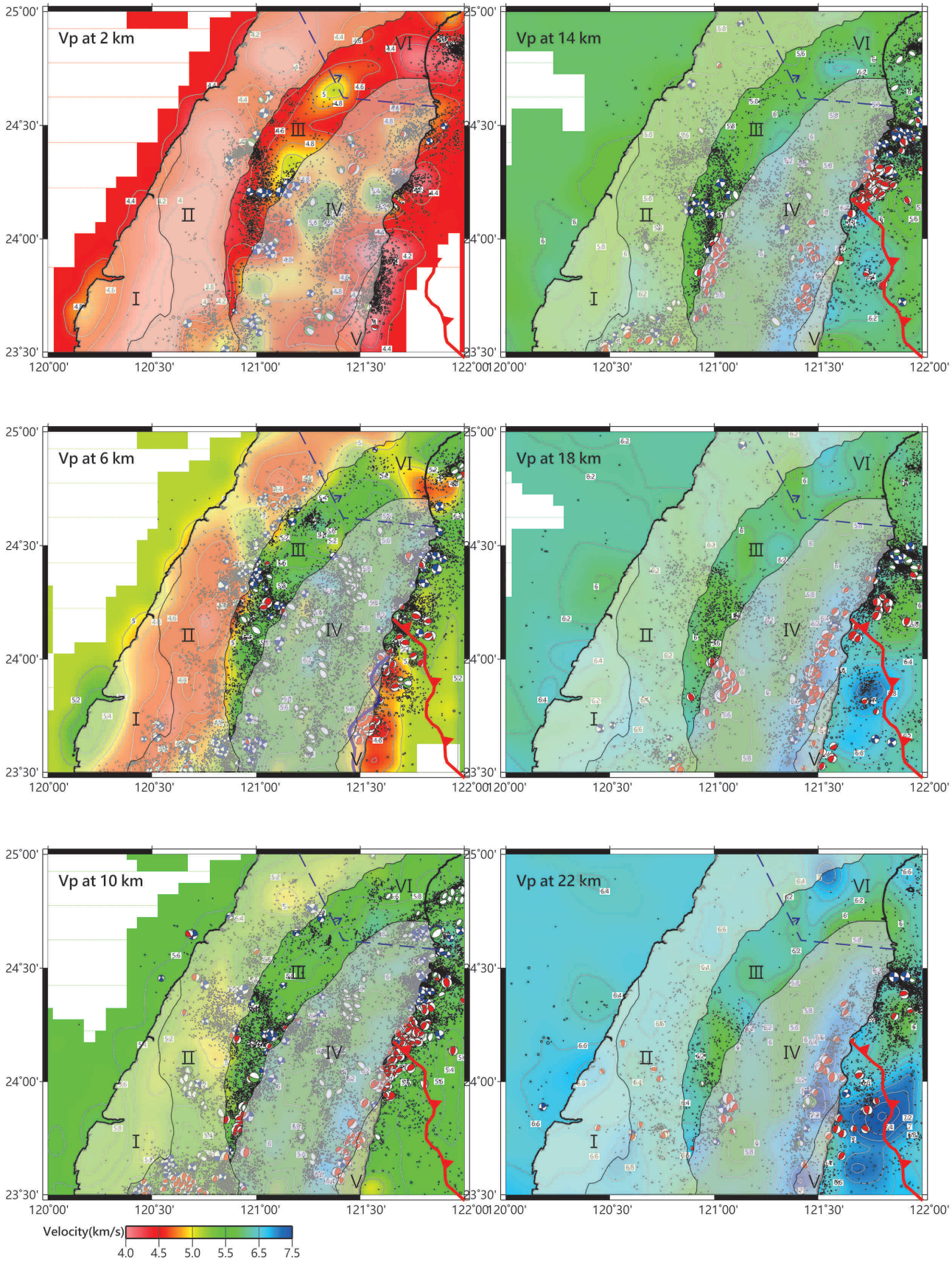


圖 4–57、地震主要分布在南段雪山山脈，地震深度 <22 公里，藍色虛線以北屬於北部張裂帶。

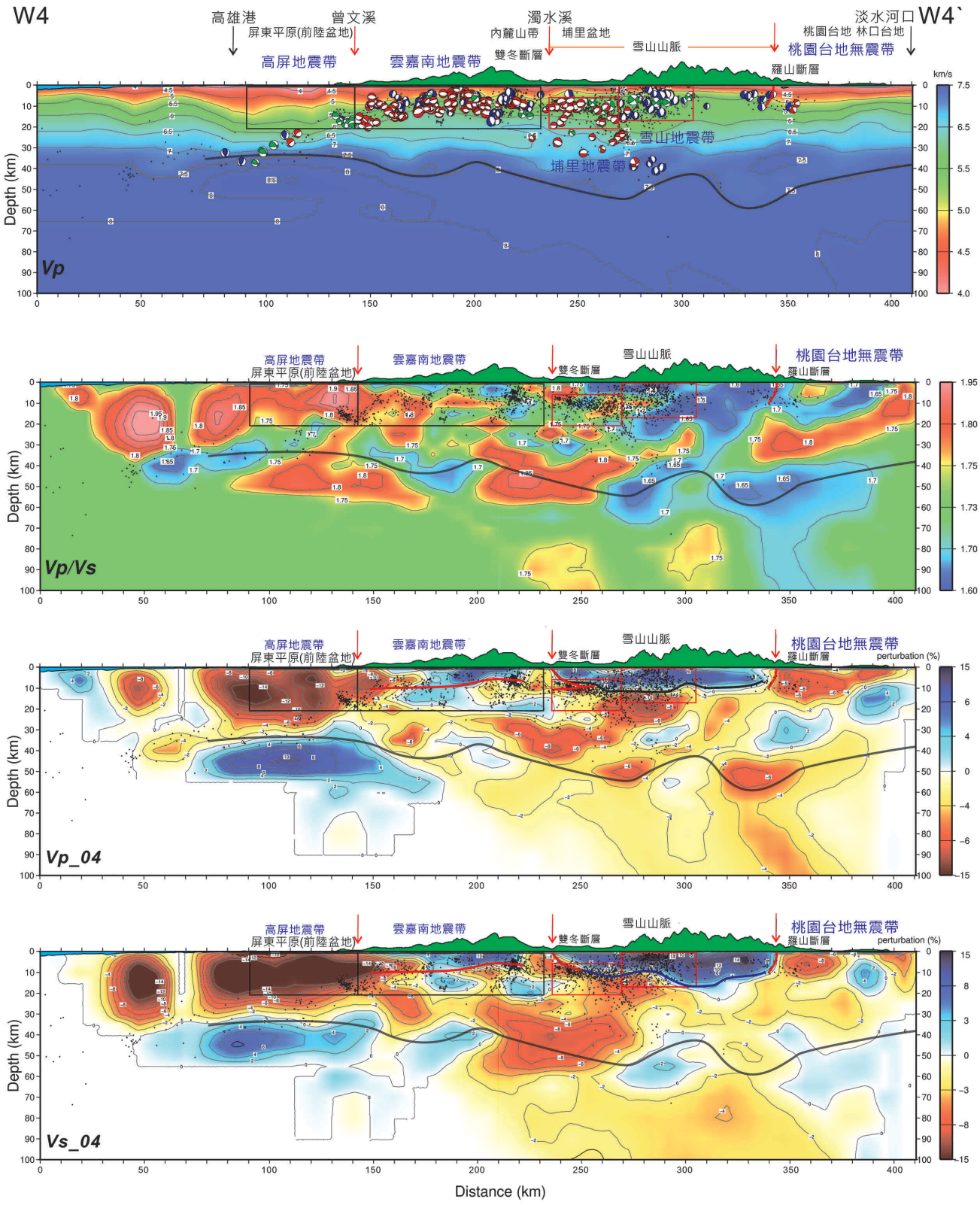


圖 4–58、地震主要發生在雪山山脈南段的雪山地震帶與埔里地震帶（紅框），雪山山脈北段少有地震；埔里地震帶的地震深度達 35 公里。剖面位置見圖 3–3。

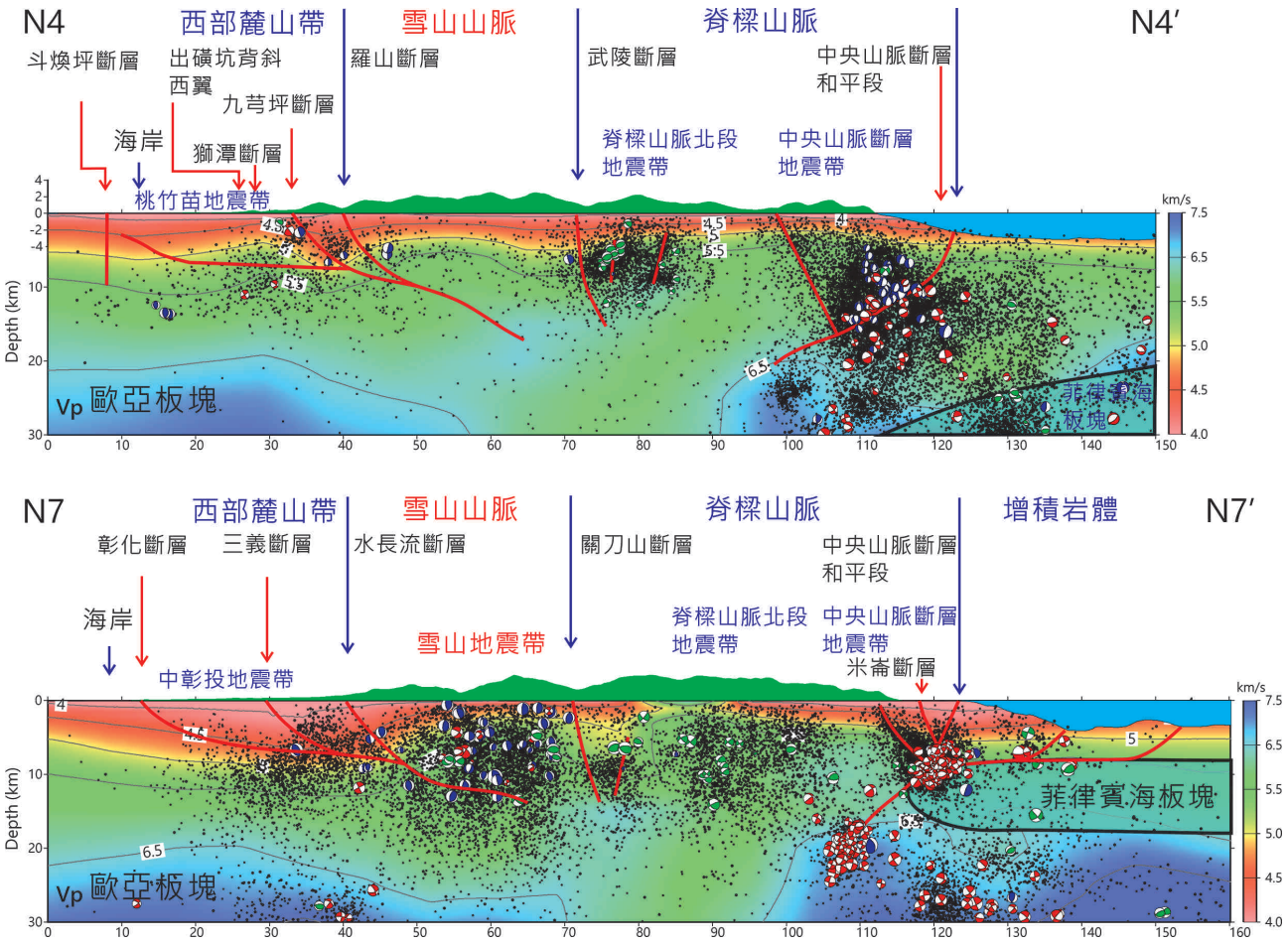


圖 4–59、雪山山脈北段少有地震（N4 剖面），雪山山脈南段（N7 剖面）形成地震密集的雪山地震帶。剖面位置見圖 3–1。

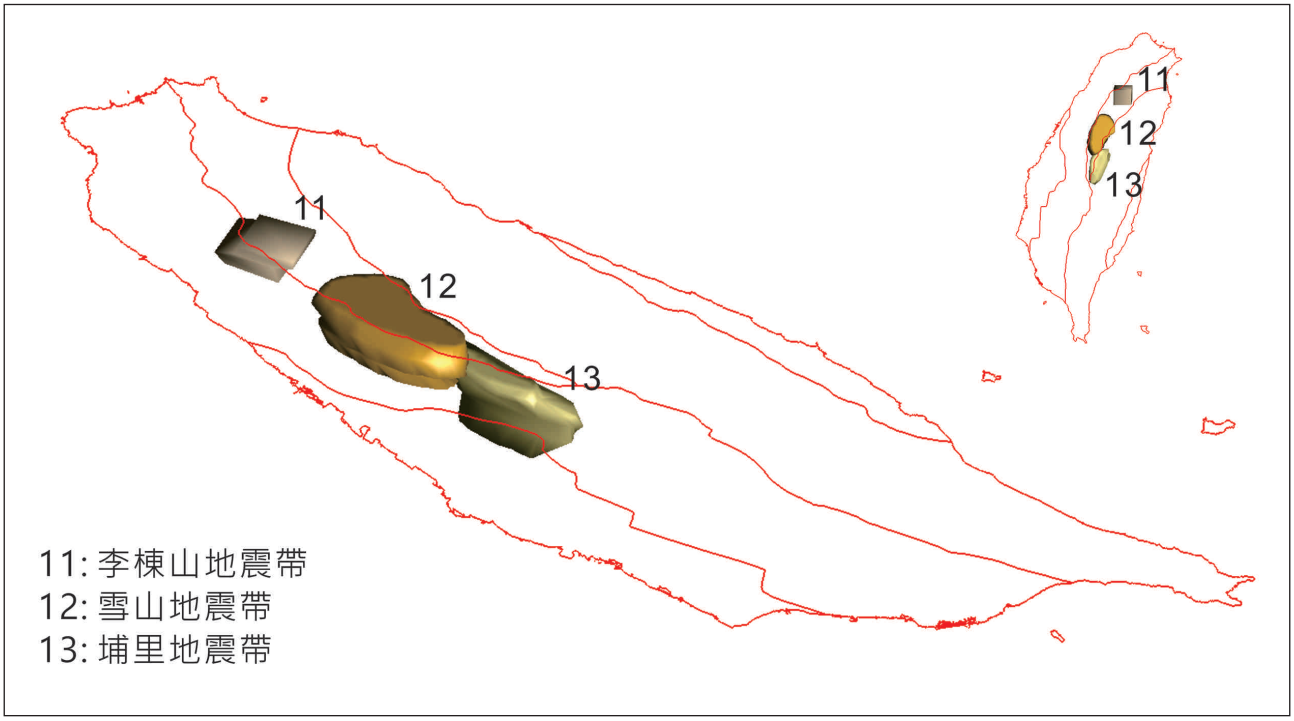


圖 4–60、雪山山脈地質構造區有李棟山地震帶、雪山地震帶與埔里地震帶。

4.3.1 李棟山地震帶

李棟山地震帶有兩處小範圍的地震群集，走向 N15° E，地震深度 6~12 公里，位在脫底斷層之上，震源機制為左向橫移作用形式（圖 4–60，圖 4–61，圖 4–62）。此地震帶的地震頻率極低，大部分地震 <M_L 4.0。921 集集地震之前，平均每月 <M_L 4.0 地震僅數起，921 地震之後，稍增加至每月 5~15 起，最多每月達 40 起，每日達 13 起（圖 4–63，表二）。此地震帶的地震密度（0.7 個 / 公里^3）屬於普通，但範圍非常小。從地震分布範圍與規模來看，屬於不會致災的地震帶。

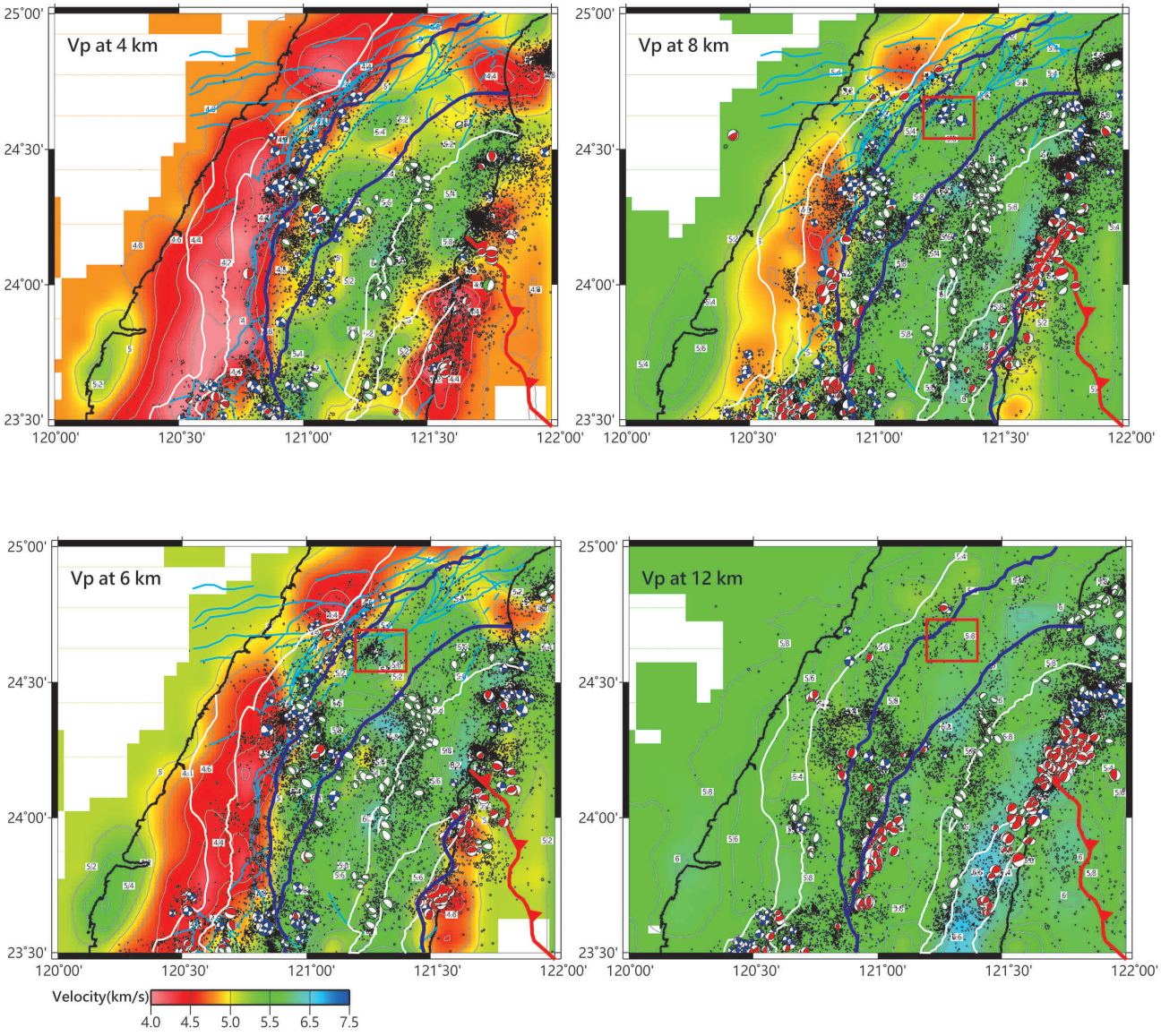


圖 4–61、雪山山脈於大甲溪流域以北區域的地震頻率非常低，李棟山地震帶（紅框）是唯一產生地震群集的區域。

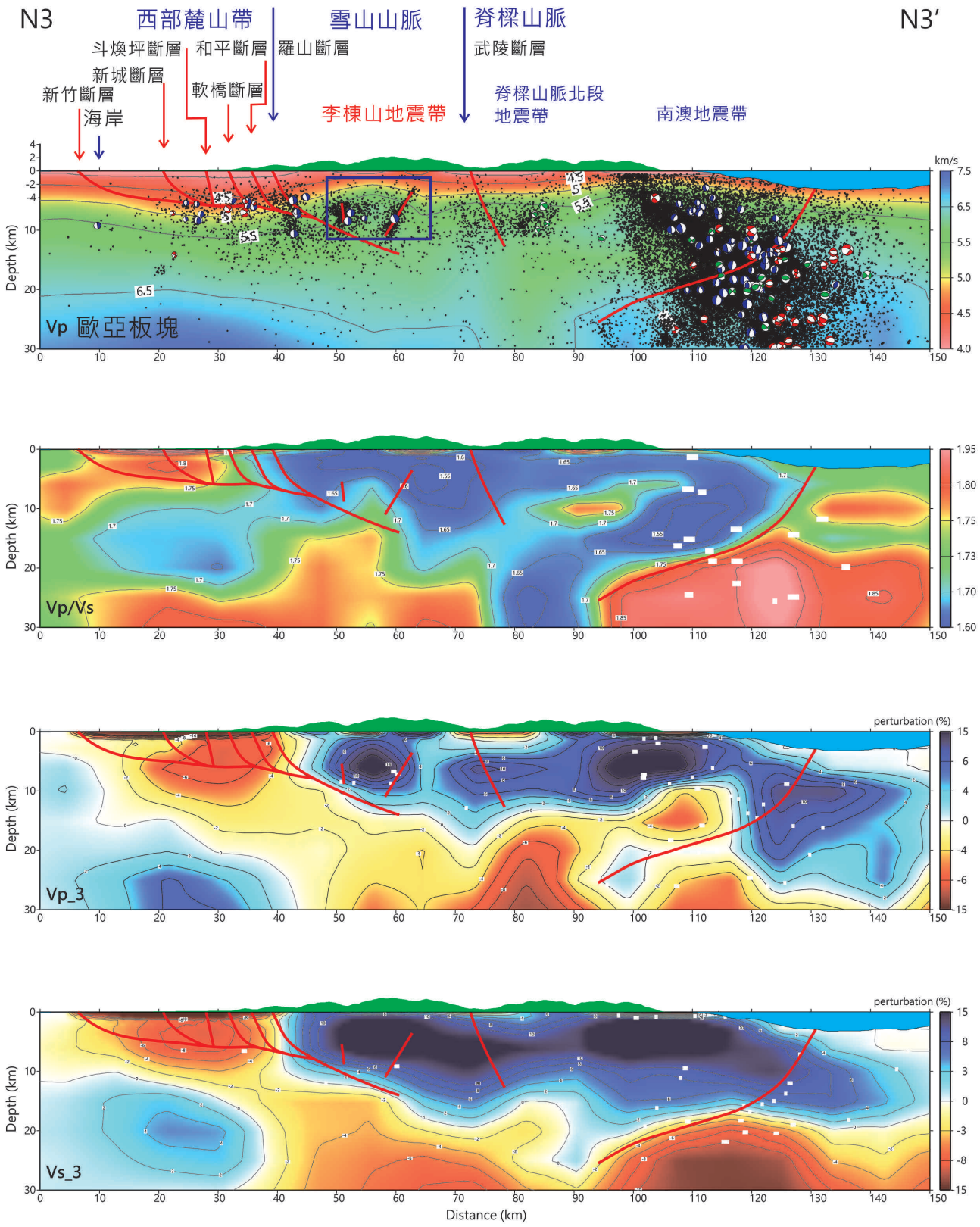


圖 4–62、李棟山地震帶（藍框）位在雪山山脈淺層地殼，形成兩處小範圍的地震群集。剖面位置見圖 3–1。

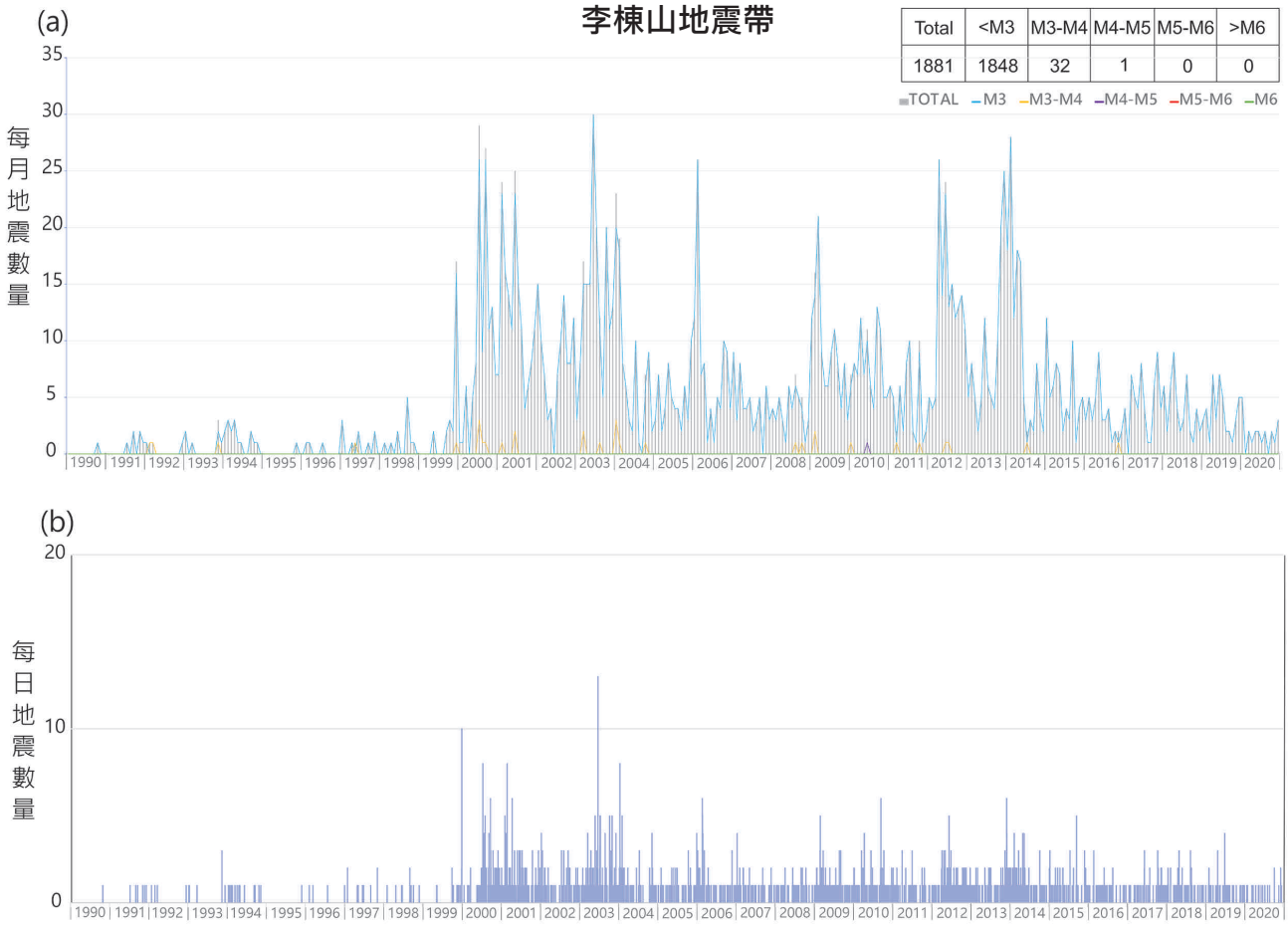


圖 4–63、1990~2020 年地震頻率。李棟山地震帶的地震頻率極低，絕大部分地震 <M_L 4.0。

4.3.2 雪山地震帶

雪山地震帶位在大安溪以南至烏溪上游，921集集地震的震後期間，地震頻率明顯升高，經常發生 M_L 3.0~4.0 地震，深度 <14 公里，屬於極淺層地震帶（圖 4–60）。震源機制以橫移作用形式為主，σ1 應力方向 N30~60° W（圖 4–64，圖 4–65，圖 4–66），顯示受到東南－西北方向的擠壓。

脫底斷層從西部麓山帶向東延伸至雪山山脈底下，依據 Vp 與 Vs 異常擾動值的變化界面位置（圖 4–65），推估斷層深度介於 10~14 公里，地震大多發生在界面以上。脫底斷層以上的地殼速度構造（Vp <6.3 km/s）呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層（圖 4–66），岩層應屬於緻密的變質岩。而脫底斷層以下的地殼（Vp >6.3 km/s）呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的低速層（圖 4–65），推測具較高溫度的地殼，地震規模大多 <M_L 3.0。

雪山地震帶的地震大部分發生在 Vp/Vs 值介於 1.68~1.75 之間的區域，深度 6~14 公里，這區域可能存在破碎的岩層並含大量地下水。相較之下，雪山山脈北段的 Vp/Vs 值較低（< 1.7），然而地震活動頻率較低，可能與位於北部張裂帶的環境有關（圖 4–64，圖 4–66，圖 4–67）。此外，雪山地震帶以橫移作用形式的地震為主，呈團塊狀分布（圖 4–65），推測可能是岩體受擠壓破裂所致，而不是斷層錯動造成的地震帶。

921 集集地震之前，雪山地震帶的地震頻率非常低，每月平均僅數起地震。然而，震後一年期間，每月數百起，共發生超過 5000 起地震；之後降為每月 40~100 起，2005 年至今再降低至每月 30~40 起。1990~2020 年觀測期間，雪山地震帶的地震規模絕大部分 <M_L 5.0，共發生 14 起 M_L 5.0~6.0 地震，與 1 起 M_L 6.1 地震。這些地震都發生在 921 集集地震的同震與震後期間（**圖 4–68**），顯示集集地震明顯影響到雪山地震帶的地震頻率。值得注意的是，位在南側的埔里地震帶經常發生 M_L 6.0~7.0 地震，然而雪山地震帶似乎不受到影響（**圖 4–69**，**表二**）。從地震密度來看，雪山地震帶屬於高密度（1.23 個 / 公里 ^{3}）的地震帶，若排除 921 集集地震事件造成的影響，地震密度（0.7 個 / 公里 ^{3}）屬於中等。

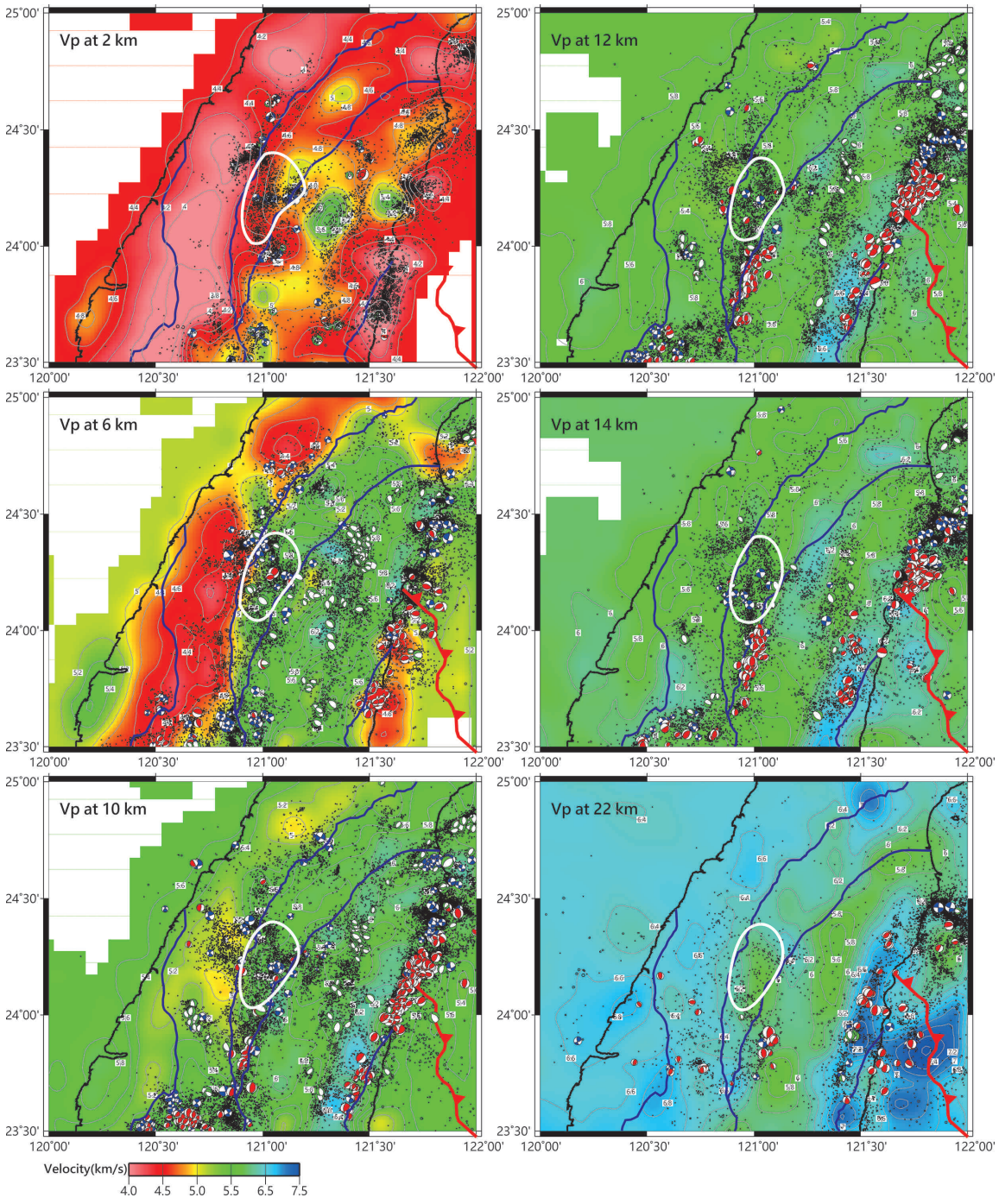


圖 4–64、雪山地震帶深度 2~14 公里，白框為雪山地震帶。深度 >22 公里少有地震，尤其規模較大的地震。

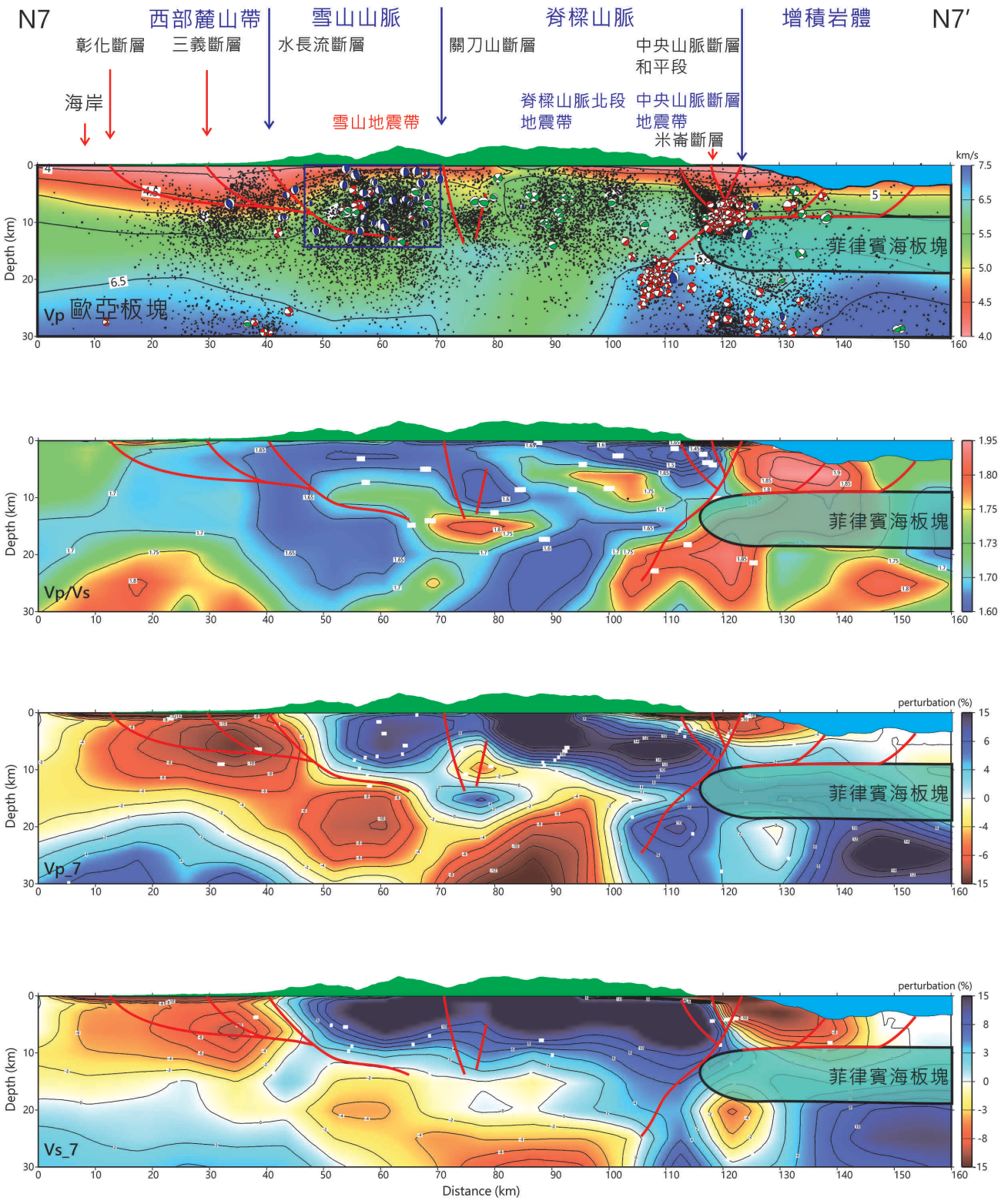


圖 4–65、雪山地震帶 (藍框) 位在脫底斷層之上，地震呈現區域性分布，發生在 Vp/Vs 值較高區域。剖面位置見圖 3–1。

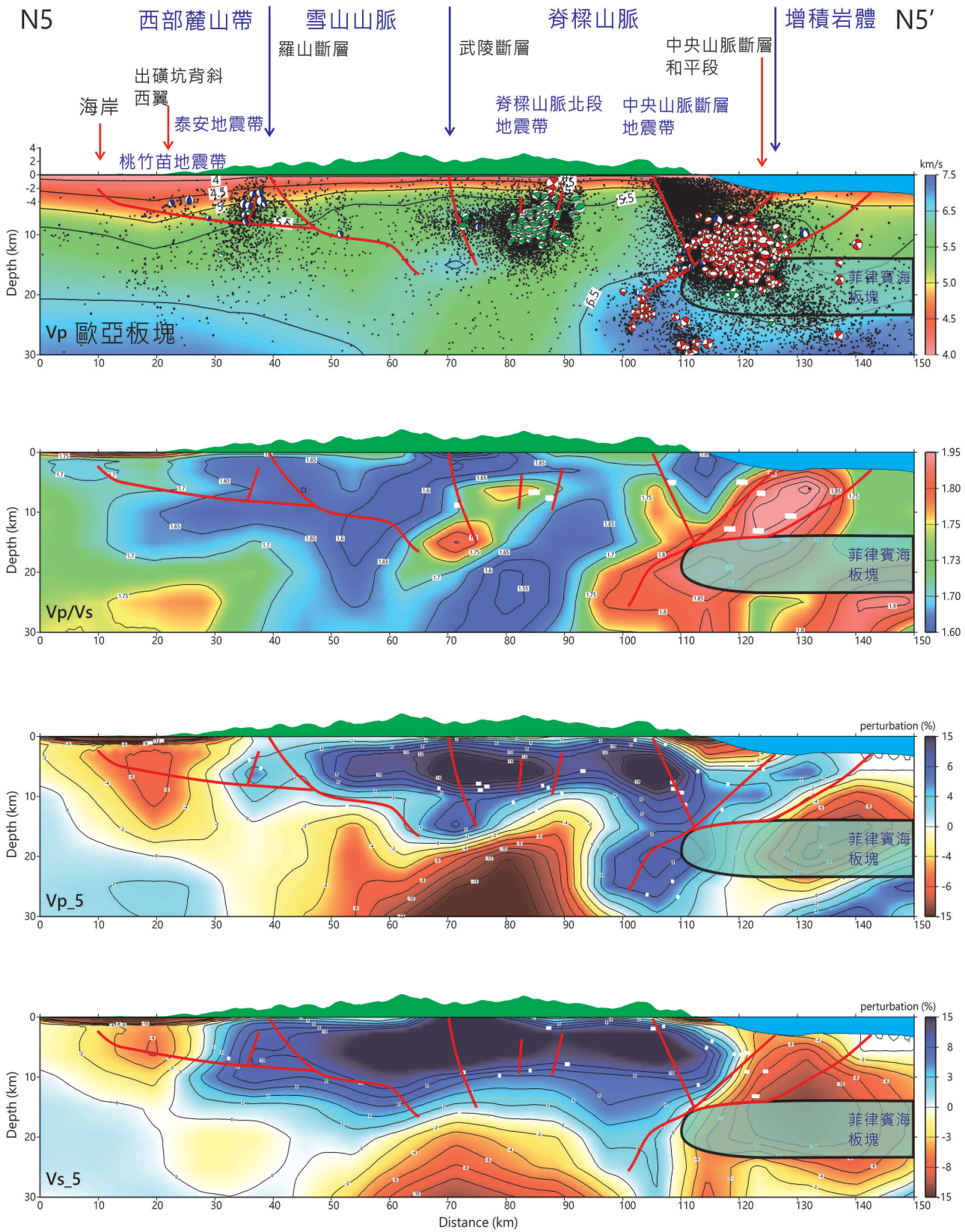


圖 4–66、雪山山脈北段位於北部張裂帶，極少發生地震。剖面位置見圖 3–1。

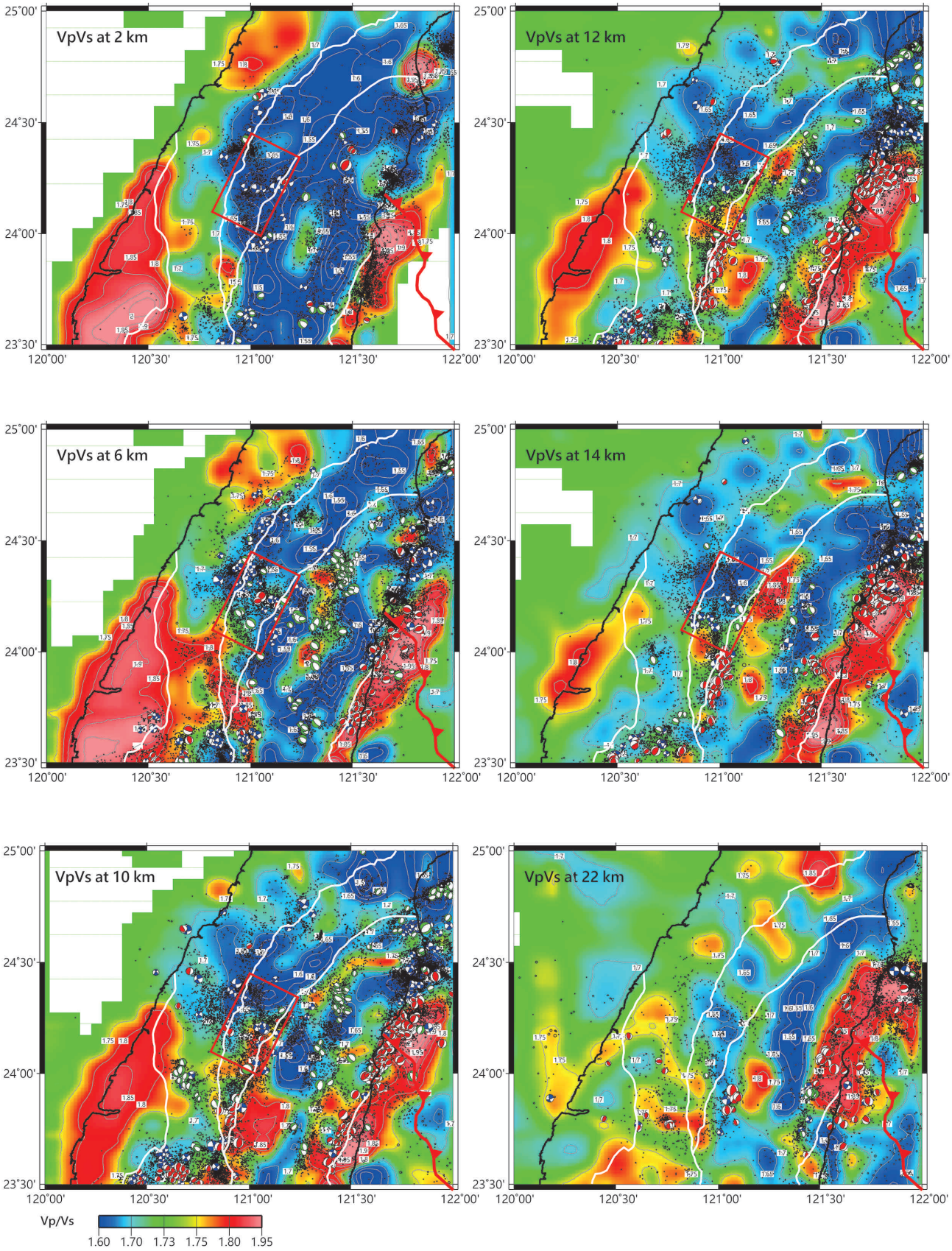


圖 4–67、雪山地震帶 (紅框) 的地震大部分發生在 Vp/Vs 值 (1.68~1.75) 稍低的區域。

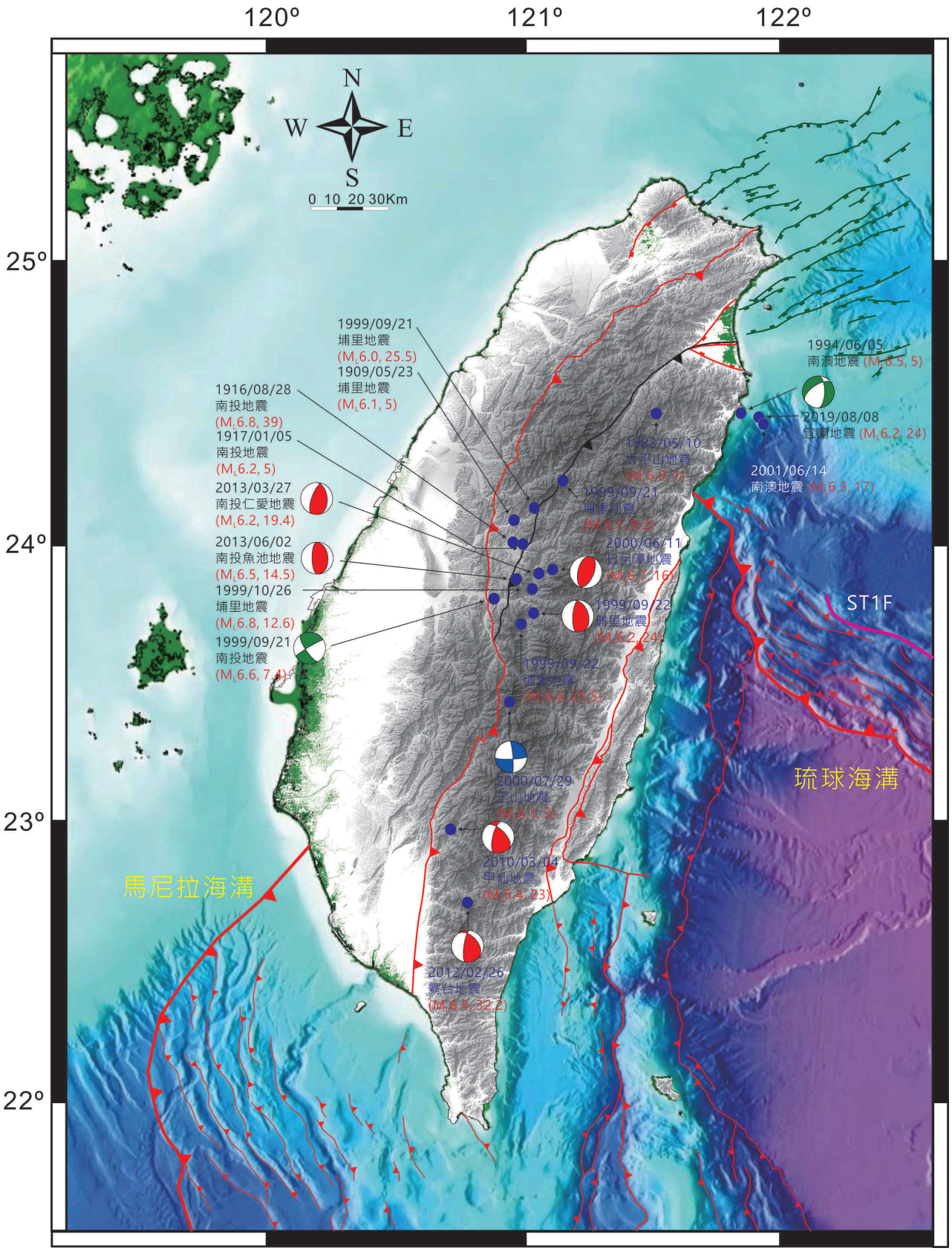


圖 4–68、1900 年以來，雪山山脈與脊樑山脈 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0。



圖 4–69、1990~2020 年地震頻率。除 921 集集地震的同震與震後時期之外，雪山地震帶的地震頻率較低，且少有 >M_L 5.0 地震。

4.3.3 埔里地震帶

弧陸碰撞造成地殼的壓縮與隆起，以脊樑山脈為核心，西部麓山帶、雪山山脈與脊樑山脈西翼沿著脫底斷層朝西逆衝，脊樑山脈東翼沿著中央山脈斷層朝東逆衝，使臺灣造山帶形成雙傾向逆衝的拱起山脈。

埔里地震帶是位在雪山山脈底下脫底斷層的斷坡構造（lower ramp），同時也是脊樑山脈上頂時，山脈西翼朝西逆衝的構造（圖 3–11，圖 4–70）。埔里地震帶位在雪山山脈南段，北從埔里盆地，南至玉山北側。地震發生在雪山山脈底下的脫底斷層斷坡，地震深度由西向東逐漸變深，深度 10 至 35 公里（圖 4–60）。921 集集地震之後，地震帶經常發生 >M_L 6.0 地震（圖 4–68）。埔里地震帶有兩處地震群集，一位在雪山山脈至脊樑山脈西翼底下，深度 10~20 公里，呈朝東傾斜約 30°，走向 N15° E 的斷坡構造，震源機制為逆移形式（圖 4–71）。另一地震帶位於脊樑山脈西翼底下，深度 20 至 35 公里，呈朝西傾斜約 70°的反向地震帶，震源機制同樣屬於逆移作用形式（圖 3–11，圖 4–70）。

埔里地震帶位在 Vp/Vs 值、Vp 與 Vs 異常擾動值變化的界面，界面以上的 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層，屬於變質岩帶；界面以下的 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的低速

層，可能是富含水的岩層。從速度構造特性來看，此低速帶可連接西側的麓山帶沉積岩帶（**圖 4–72**，**圖 4–73**）。綜合地質與地震資料，埔里地震帶可連結至西部麓山帶底下的脫底斷層（Yue et al., 2005）。這是由脫底斷層的斷坡與另一反向斷層構成的地震帶，深度 10~35 公里。2013/03/27 南投仁愛地震 M_L 6.2，地震深度 19.4 公里；2013/06/02 南投魚池地震 M_L 6.5，地震深度 14.5 公里，都發生在斷坡上（Chuang et al., 2013；**圖 4–74**，**圖 4–68**，**表一**）。2018/08/18 南投地震 M_L 5.0，地震深度 17.5 公里，同樣是斷坡產生的地震，震源機制皆屬於逆移作用形式。

過去研究經常將此區域的地震連繫至梨山斷層，然而梨山斷層是否屬於活動斷層？仍有爭議，儘管野外確實存在一半塑性變形的斷層帶，被視為是早期深處地殼形成的斷層（Brown et al., 2012），Kuo–Chen et al.（2015）認為現今仍持續有地震活動，是一高角度朝西傾斜的逆斷層；尚有研究認為是板塊邊界斷層（Lu and Hsu, 1992; Shyu et al., 2005; Shao et al., 2015）。另從震波層析成像、地震分布以及震源機制的分析，似乎也缺乏資料說明下部地殼存有一速度構造界面，或在上部地殼中存在一條高角度朝西傾斜的地震帶。本研究認此區域並不存在一條能夠截切至中下部地殼的板塊邊界斷層。至於雪山山脈與脊樑山脈的邊界斷層 — 地利斷層，似乎也未呈現顯著的地震群集現象（**圖 4–71**，**圖 4–72**，**圖 4–73**）。

921 集集地震之前，埔里地震帶的地震頻率較低，平均每月發生 $<M_L$ 4.0 地震 20~30 起；而 2000 年之後，大致回復到震前狀態。然而，2013/03/27 南投仁愛地震 M_L 6.2 與 2013/06/02 南投魚池地震 M_L 6.5 之後，每月 $<M_L$ 4.0 地震數量增加至 60~80 起，地震頻率明顯上升。儘管埔里地震帶的地震頻率相對較低，但是臺灣的地震帶中，發生 $>M_L$ 6.0 的地震數量屬第二多（僅次於弧前盆地地震帶），總計有 10 起 $>M_L$ 6.0 地震。而 921 集集地震牽動埔里地震帶產生眾多的中大規模地震，包括 19 起 M_L 5.0~6.0 地震，8 起 $>M_L$ 6.0 地震。2001 年以來，還發生 5 起 M_L 5.0~6.0 與 2 起 $>M_L$ 6.0 地震（仁愛地震 M_L 6.2 與魚池地震 M_L 6.5）（**圖 4–74**，**表二**）。此事件牽動眾多中大規模地震（$>M_L$ 6.0），原因是集集地震發生在同一的脫底斷層，埔里地震帶位於該脫底斷層的斷坡。集集地震明顯觸發了不同區段斷層的活動，導致埔里地震帶發生多起 $>M_L$ 6.0 地震。然而，埔里地震帶的地震密度高（1.32 個 / 公里 ^{3}），原因是受到 921 集集地震事件以及 2013/03/27 南投仁愛地震與 2013/06/02 南投魚池地震事件的影響。

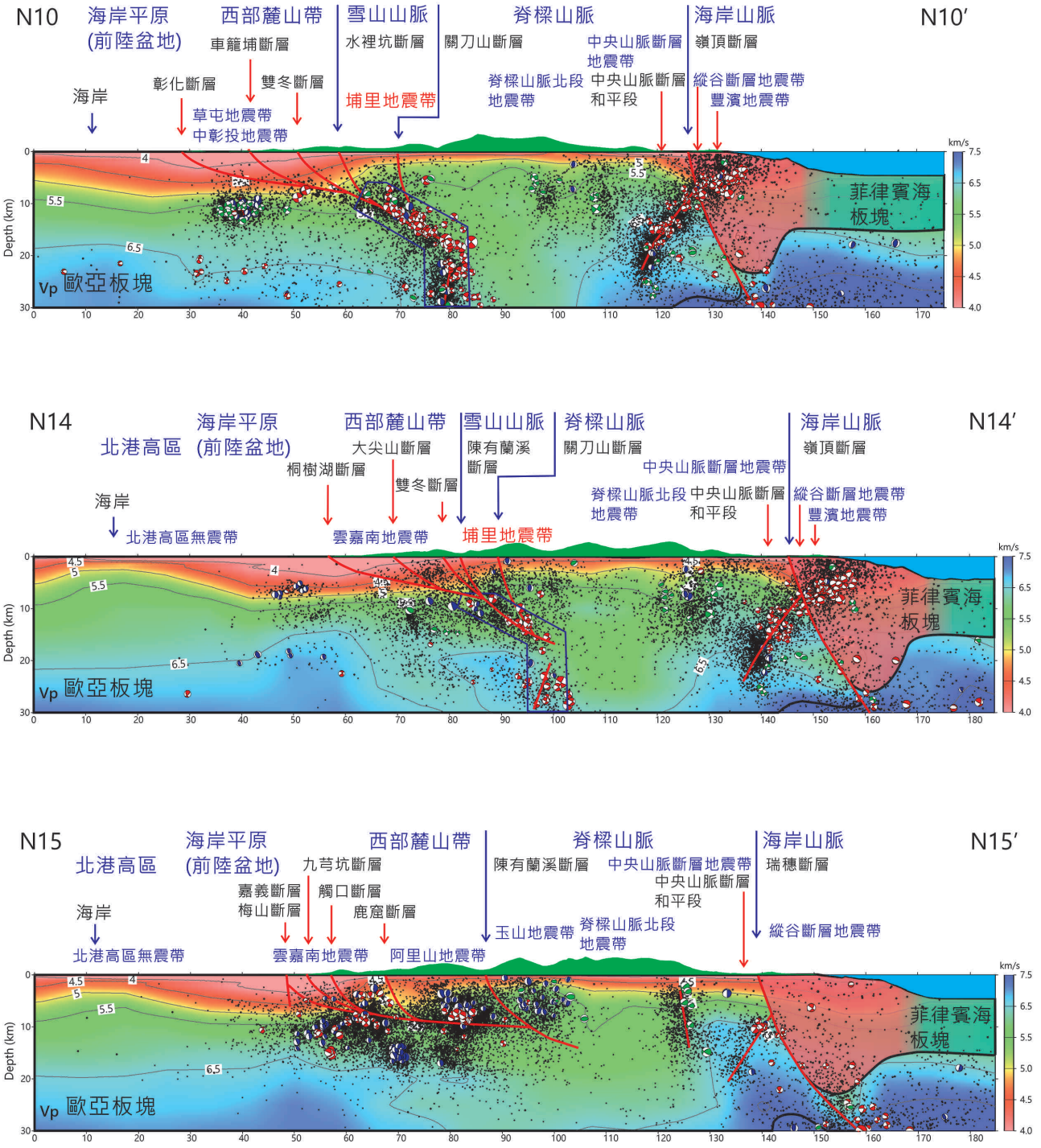


圖 4–70、埔里地震帶（藍框）位於脫底斷層向西延伸的斷坡構造，位在雪山山脈底下；南側的 N15 剖面就不存在此地震帶。剖面位置見圖 3–1。

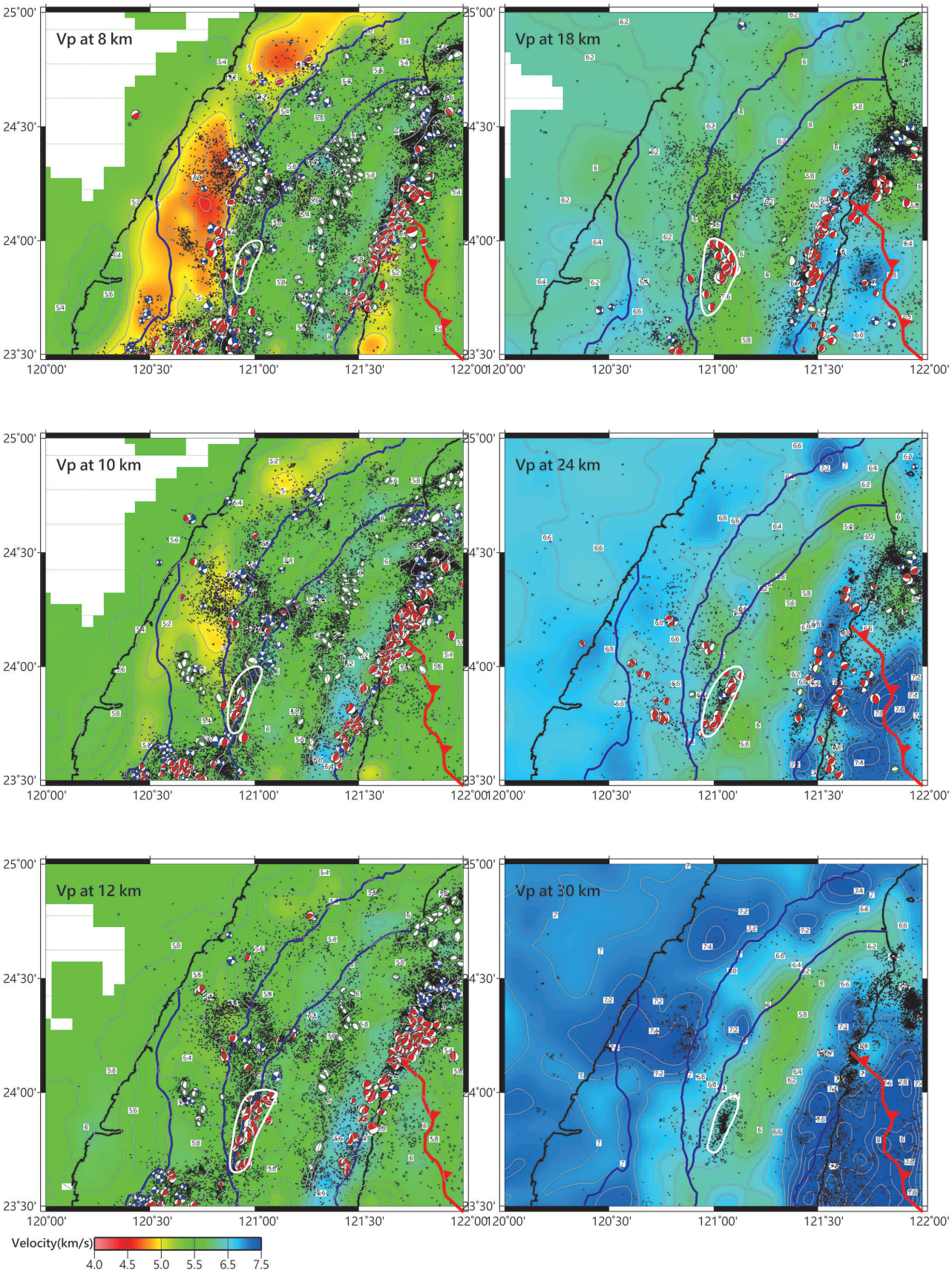


圖 4–71、埔里地震帶 (白框) 位在雪山山脈與脊樑山脈交匯處之下，深度達到 35 公里。

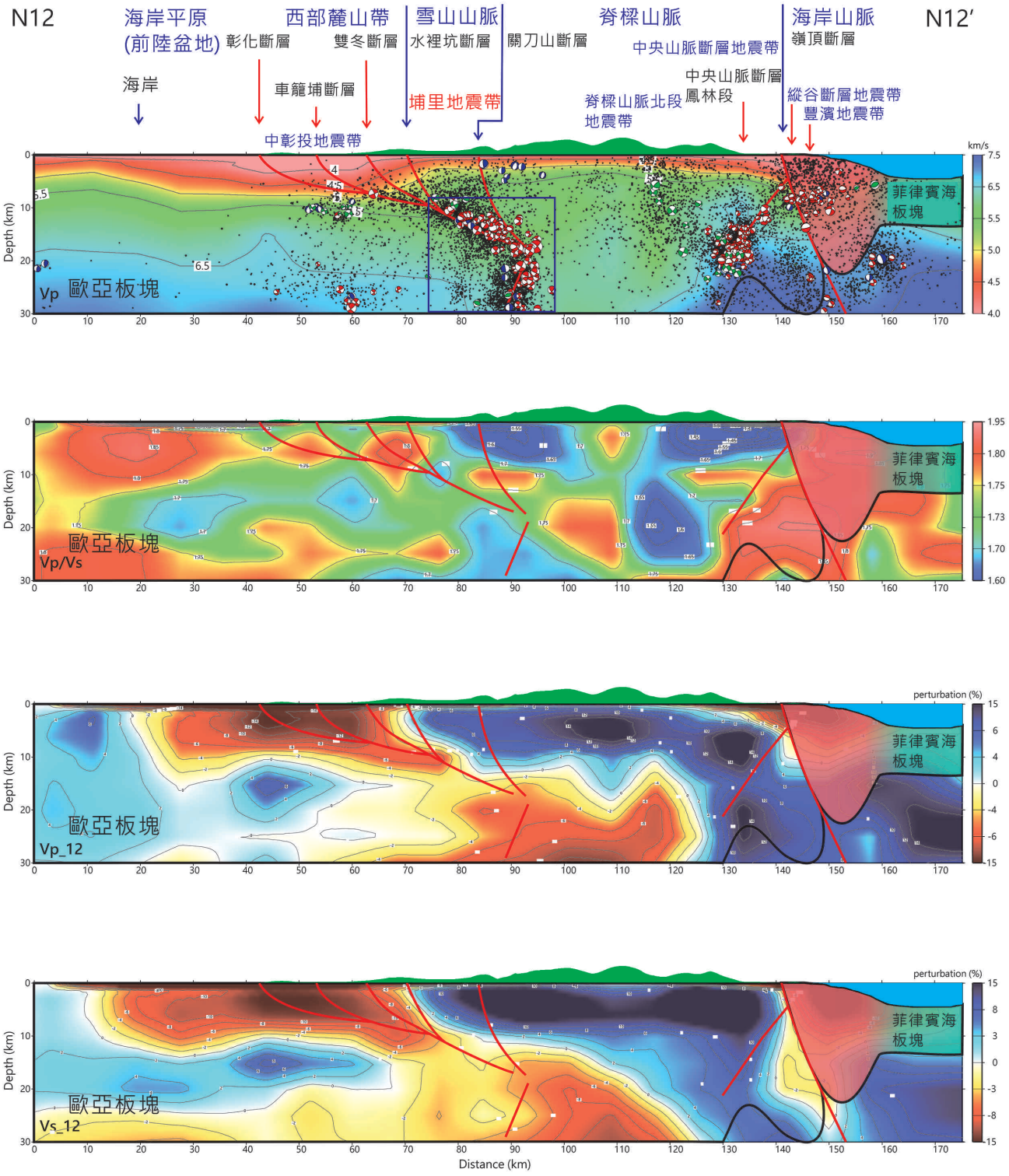


圖 4–72、埔里地震帶位在 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的區域，也是 Vp/Vs 值變化界面。剖面位置見圖 3–1。

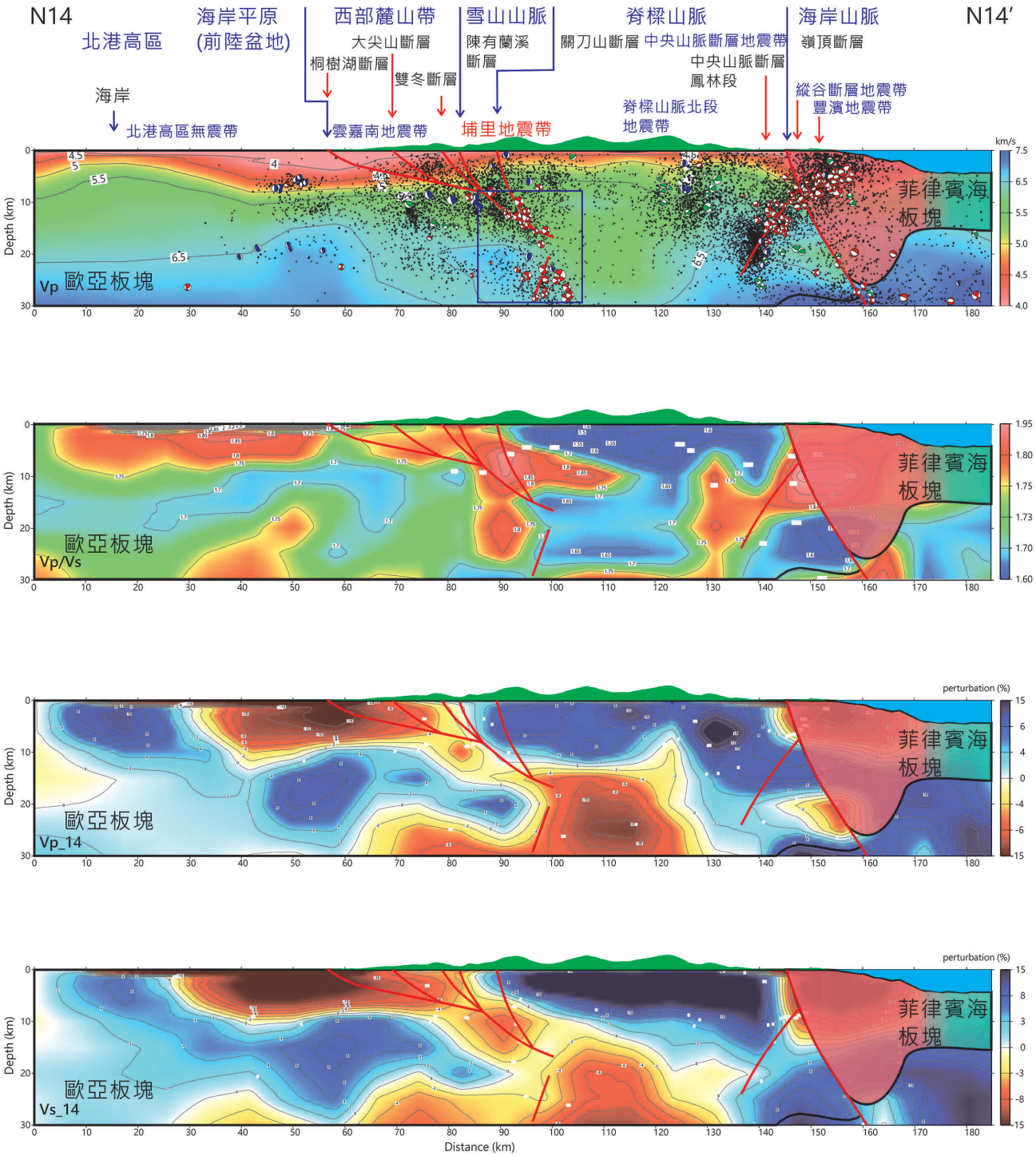


圖 4–73、埔里地震帶位在 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的區域，也是 Vp/Vs 值變化界面。剖面位置見圖 3–1。

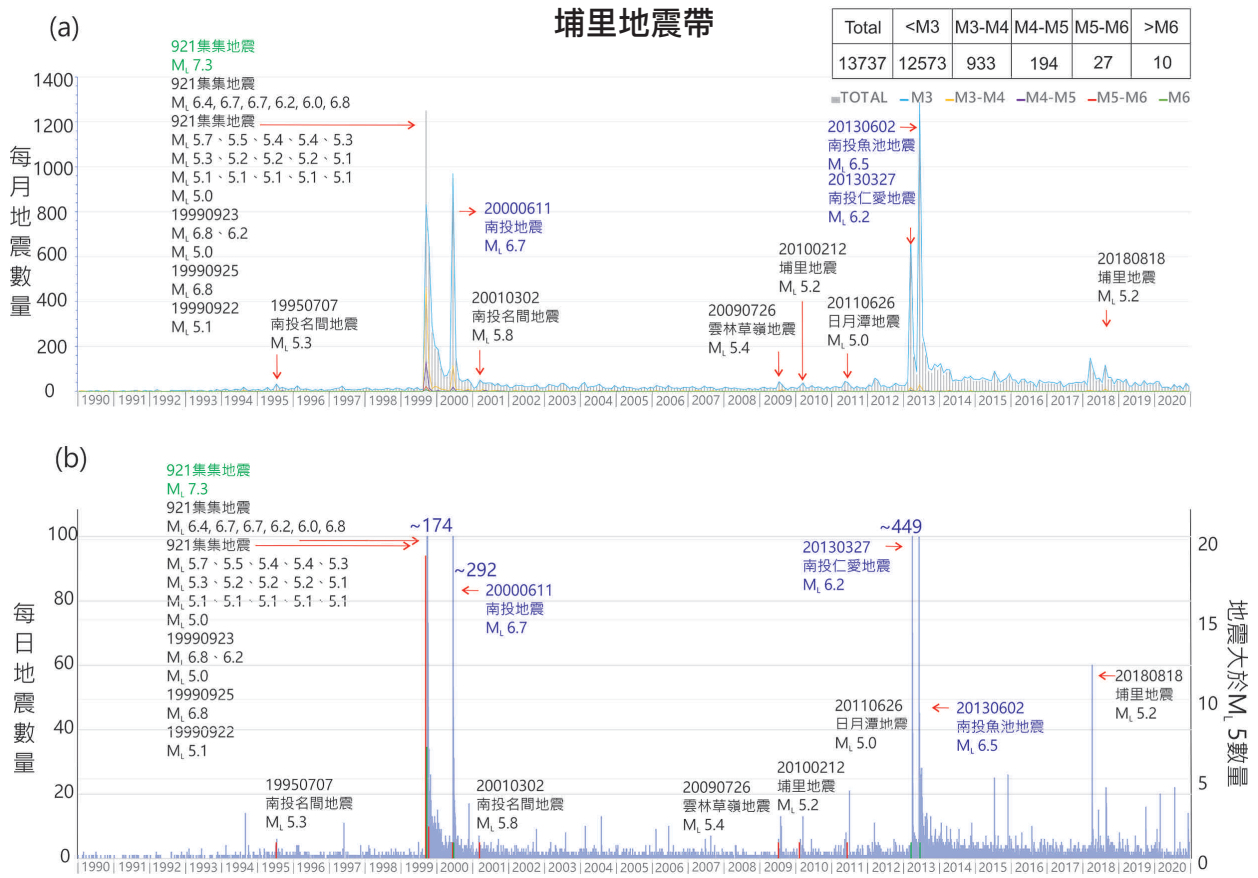


圖 4–74、1990~2020 年地震頻率。921 集集地震觸發 >M_L 6.0 地震主要發生在埔里地震帶。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4 脊樑山脈地質構造區

1500 萬年前，歐亞板塊（南中國海岩石圈地殼）開始朝東隱沒，於菲律賓海板塊西緣形成了北呂宋火山弧。持續的隱沒作用，導致大陸邊緣刮積產生的增積岩體也隨著發生隱沒俯衝至數十公里深，並產生了變質作用（玉里片岩帶）。但是在隱沒變質的過程，變質的岩層受到擠壓（或浮力的均衡作用）的影響，發生仰衝而快速隆起。玉里帶的藍閃石片岩是全球第二年輕的岩層，顯示受到非常快速的剝蝕隆起的地塊（Chen et al., 2017）。

約 500 萬年前，火山弧逐漸接近大陸邊緣發生碰撞，使歐亞大陸邊緣的岩層隱沒俯衝至數公里或十數公里深，產生了變質作用（廬山板岩帶）。隨著弧陸碰撞持續進行，先前隱沒而變質的岩層受到擠壓，而逐漸地隆起。從隱沒至碰撞的過程，無論是受到擠壓、地殼均衡作用或其他等等因素的影響，在晚中新世，這些位在聚合板塊邊界的岩體或岩層都開始隆起，形成了脊樑山脈。

輕度變質的廬山板岩帶分布在脊樑山脈西翼與東翼南側，而中度變質的玉里帶出露在東翼。上新世以來，脊樑山脈隨著碰撞隆起並朝西推進，廬山板岩帶向西逆衝至雪山山脈極輕度變質的硬頁岩與變質砂岩岩層上，兩座山脈以逆斷層為界，由北而南為牛鬥斷層、武陵斷層、地利斷層與陳有蘭溪斷層（圖 4–75）。

脊樑山脈地質構造區隸屬歐亞板塊（不包括玉里帶），而與菲律賓海板塊的海岸山脈地質構造區在花東縱谷以縱谷斷層相鄰。隨著弧陸碰撞運動進行，海岸山脈仰衝到脊樑山脈上，縱谷斷層成為兩個板塊聚合的邊界。在碰撞擠壓作用下，脊樑山脈中下部地殼受到壓縮增厚形成了山根，同時造成上部地殼拱起形成了山脈。此受到碰撞而拱起的構造（pop-up; Yen, 1967）在山脈西翼產生朝西逆衝與傾向朝東的斷層與褶皺，於東翼形成傾向朝西的褶皺與朝東背衝的斷層－中央山脈斷層（Biq, 1965；何春蓀，1986；圖 4-76）。

弧陸碰撞使花東縱谷成為火山弧與歐亞大陸的碰撞邊界，原位在兩板塊間的弧前盆地已逐漸地閉合消失。然而，台東市以南的東南海域，北呂宋海槽仍處於南中國海岩石圈地殼向東隱沒的狀態，綠島－蘭嶼火山弧尚未與大陸碰撞，弧前盆地尚未閉合。相反，花蓮市以北，菲律賓海板塊已轉向朝北隱沒。這一由北至南的琉球隱沒帶至縱谷斷層，再至馬尼拉隱沒帶，全長 300 公里的聚合板塊邊界，不論是隱沒或碰撞引起的地震，占臺灣全年地震總量的 60~70%，這複雜的板塊邊界構造還存在著許多有待釐清的孕震構造（圖 4-75）。

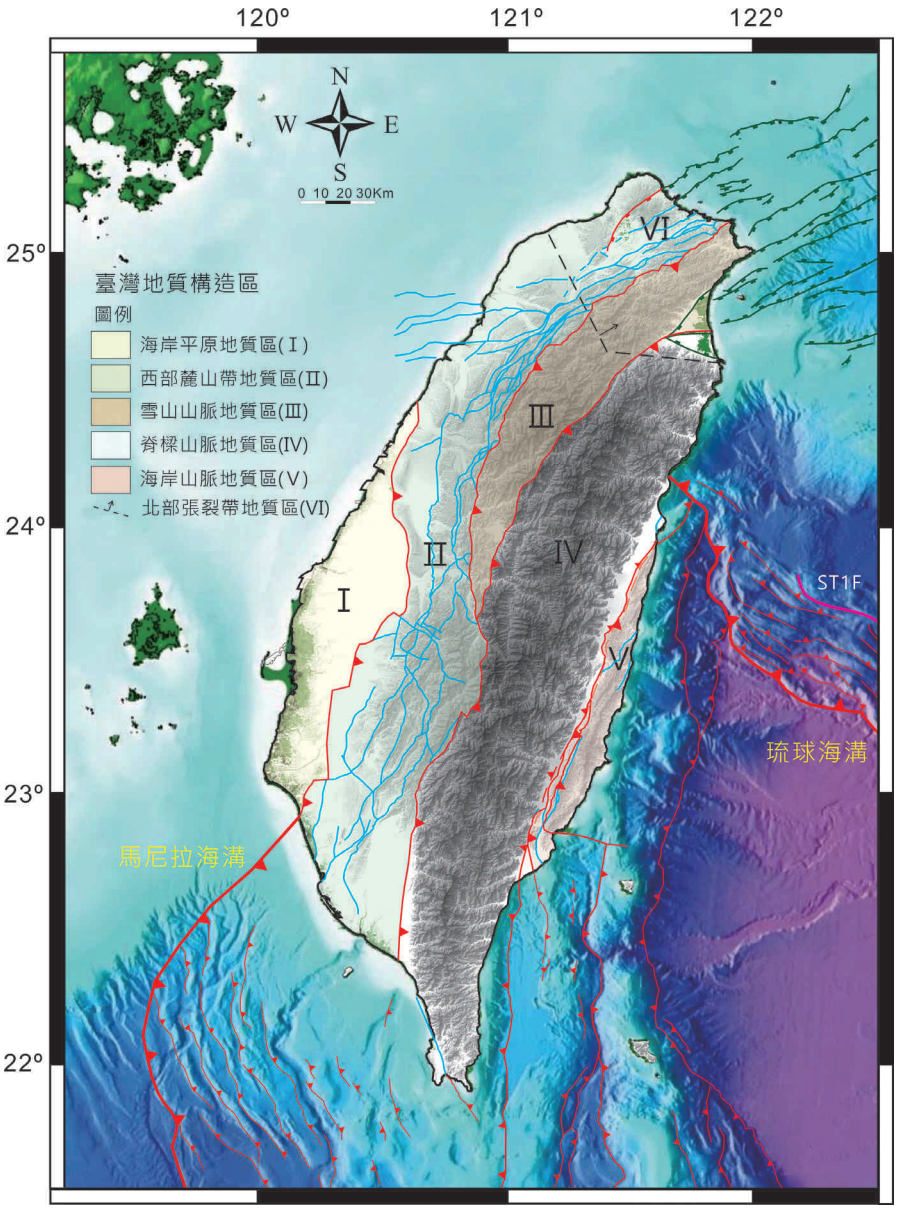


圖 4-75 脊樑山脈（Ⅳ）北從蘇澳，南至恆春半島，北段與雪山山脈以牛鬥斷層、武陵斷層、地利斷層及陳有蘭溪斷層接壤，而南段與西部麓山帶以潮州斷層銜接。脊樑山脈東側位於兩板塊的聚合邊界，與海岸山脈以中央山脈斷層接觸。板塊邊界從東北海域的琉球海溝至縱谷斷層，再連接馬尼拉海溝。

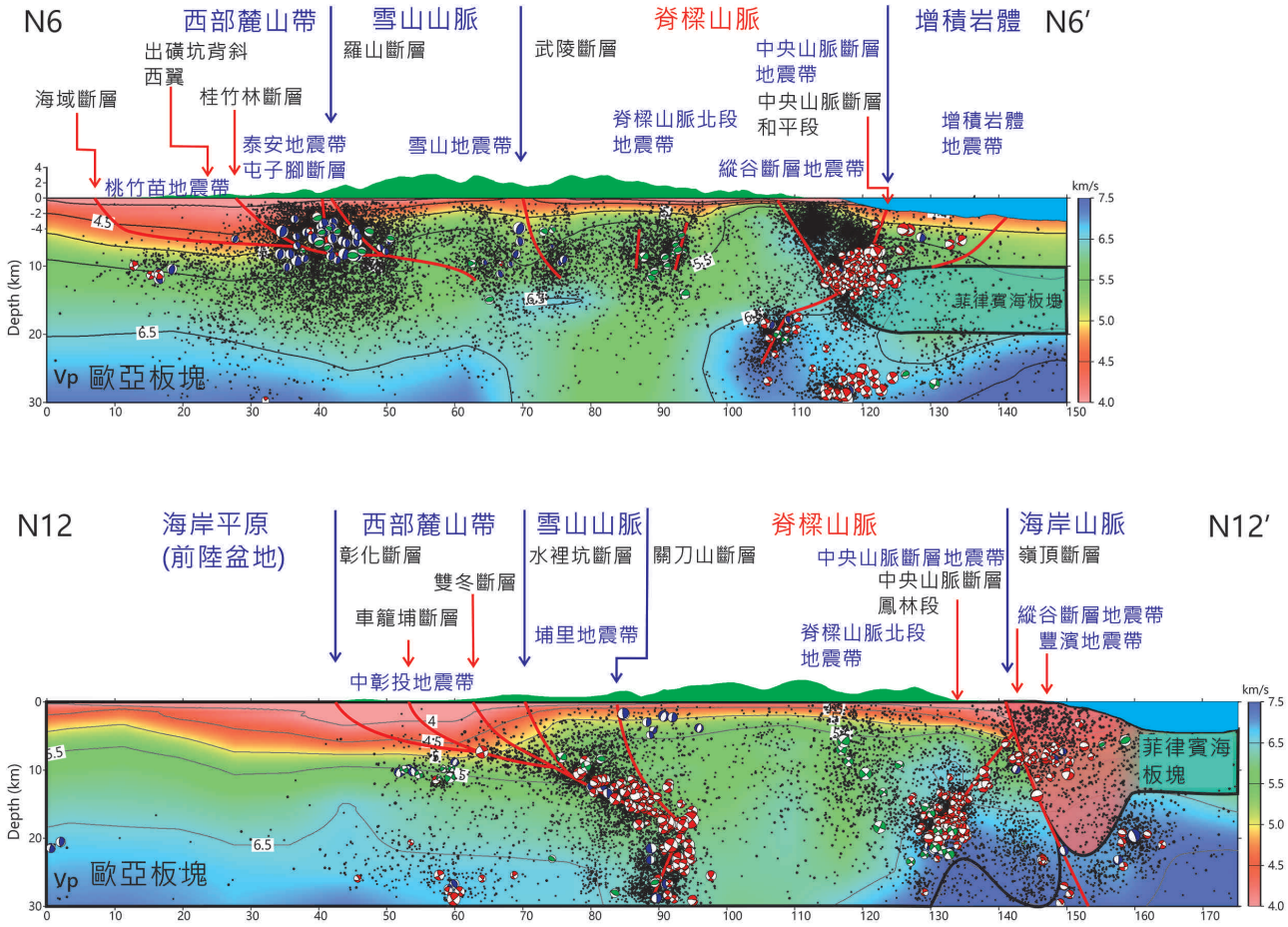


圖 4–76、脊樑山脈西側與雪山山脈的邊界斷層（N6—N6`武陵斷層與N12—N12`關刀山斷層或地利斷層）已經沒有明顯的地震活動跡象，而東側與海岸山脈接壤的中央山脈斷層的地震則非常頻繁。剖面位置見**圖 3–1**。

從蘇澳至恆春半島的脊樑山脈是蓬萊造山運動最早形成的山脈，形成於晚中新世（Chen et al., 2018）。自更新世以來，脊樑山脈經歷了快速的隆起與剝蝕，成為現今臺灣山脈的脊梁。由於弧陸碰撞導致地殼壓縮，不僅造成山脈的崛起，還形成了深達 50 公里的山根（mountain root; Rau and Wu, 1995; Lin et al., 1998; Kim et al, 2005, 2006; Wu et al., 2007, 2014; Kuo–Chen et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Huang et al., 2014; Goyal and Hung, 2021）。此外，脊樑山脈因受到厚重山根浮力影響產生的地殼均衡作用（isostasy），導致山脈的拱起。此作用在脊梁區域產生了東北－西南的拉張作用，並形成正移作用形式的地震（Crespi et al., 1996; Lin, 2000; Hsu et al., 2009, 2022；陳文山等，2018）；另外，拱起作用也使山脈兩翼受到擠壓，產生了逆移作用形式的地震（陳文山等，2018）。

4.4.1 脊樑山脈地震帶

脊樑山脈的拱起在脊梁區域產生大規模的地震，分為北段與南段地震帶，但其間存在一少地震區域，而劃為中段地震帶（a highly attenuative aseismic zone；圖 4–77）；全段地震帶的地震深度 <15 公里（圖 4–78，圖 2–1）。脊樑山脈淺部地殼的速度構造呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值，而部分區域呈現低 Vp/Vs 值的高速層。然而，地震帶主要分布在高 Vp/Vs 值的低速層（圖 4–82），此地殼速度構造特性可能與含水的破碎岩層或地溫梯度較高有關。另外，雪山山脈的地震也發生在相對較高 Vp/Vs 值的區域（綠色）（圖 4–82），顯示淺層地殼屬於破碎的富含水岩層。反之，低 Vp/Vs 值區域（深藍色）可能反映不含水的完整岩層，少有地震（圖 4–82）。

脊樑山脈底下具有深達 50 公里的山根，呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值。此增厚地殼存在一超厚的 Vp=5.5~6.5 km/s 速度層，厚度是西部麓山帶底下同樣速度構造層的 2 倍以上，顯示脊樑山脈中下部地殼受造山擠壓呈現增厚現象，且造成上部地殼的上拱（圖 4–81，圖 4–83；Rau and Wu, 1995; Lin et al., 1998; Kim et al., 2005; Wu et al., 2007, 2014; Kuo–Chen et al., 2012; Huang et al., 2014; Goyal and Hung, 2021）。然而，此具高 Vp/Vs 值的中下部地殼，應該與高溫有關，表示脊樑山脈底下具高地溫梯度的特性。

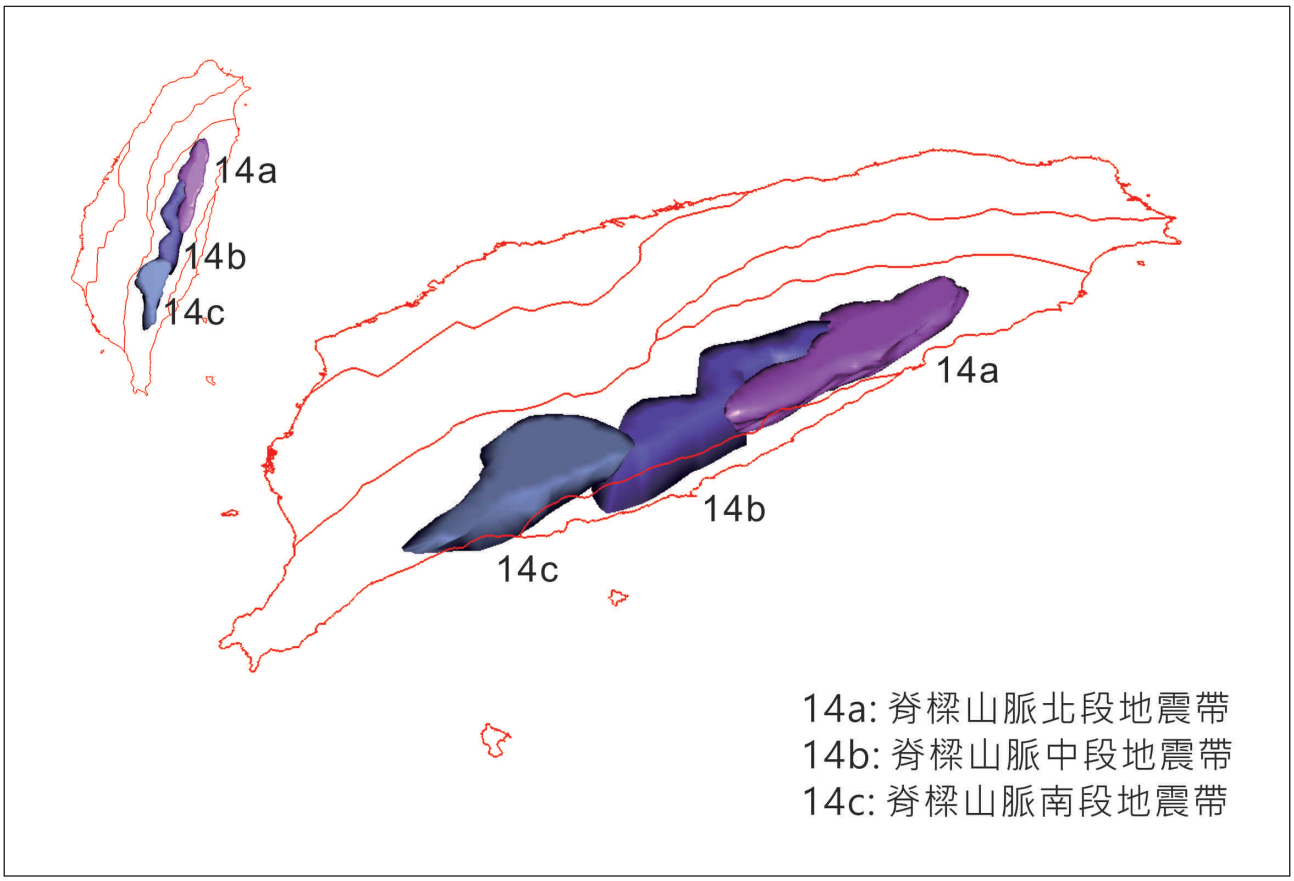


圖 4–77、脊樑山脈地震帶的北段、中段、南段分布位置。

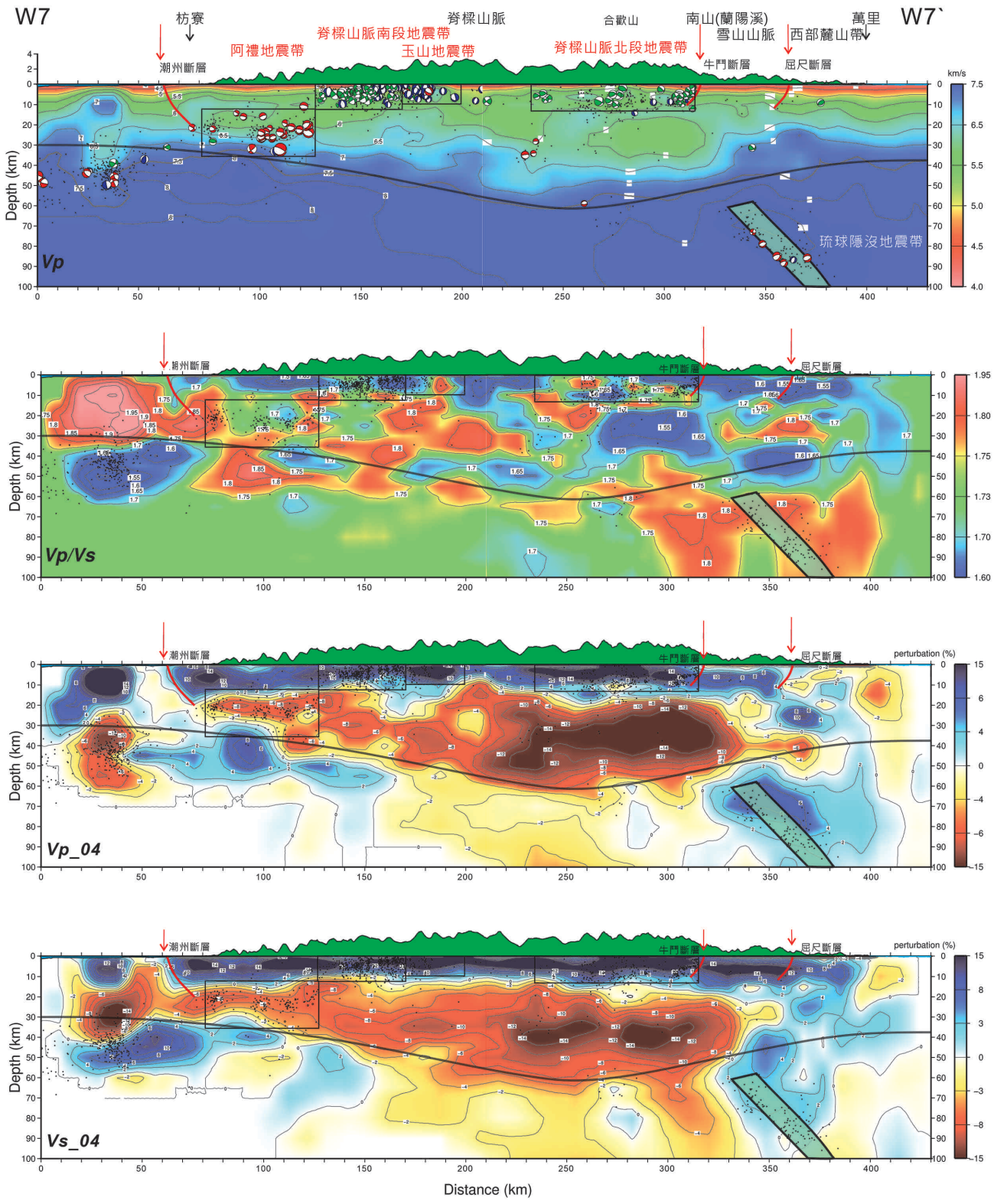


圖 4–78、脊樑山脈地震帶的南段與北段，地震主要發生在 15 公里以上的淺部地殼，呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值與低 Vp/Vs 值的岩層。而脊樑山脈地震帶底下的中下部地殼則呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值，且高 Vp/Vs 值，少有地震發生。剖面位置見圖 3–3。

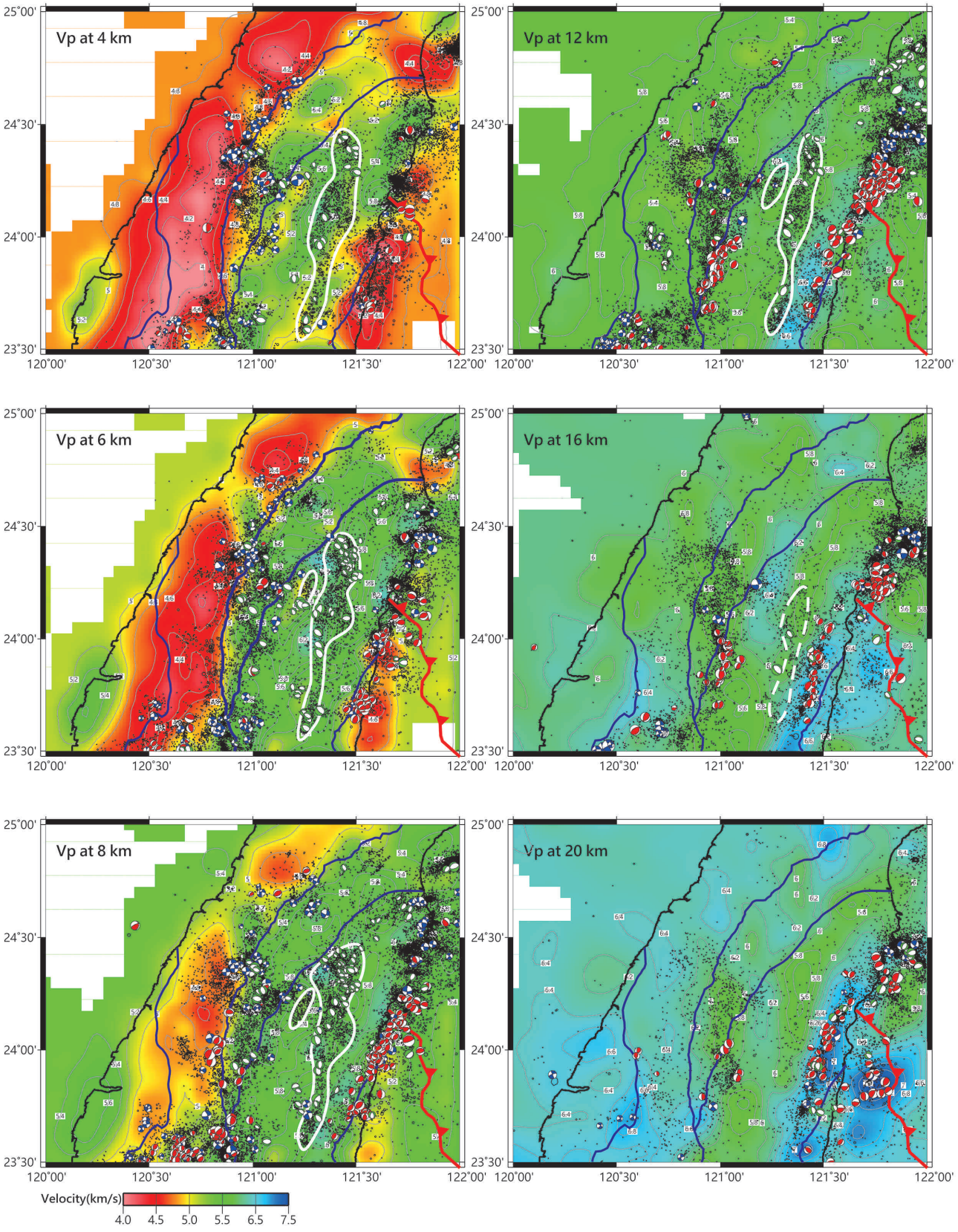


圖 4–79、脊樑山脈北段地震帶位在脊梁區域（白框），走向 N10° E，地震深度 <15 公里，由四個地震群集組合。

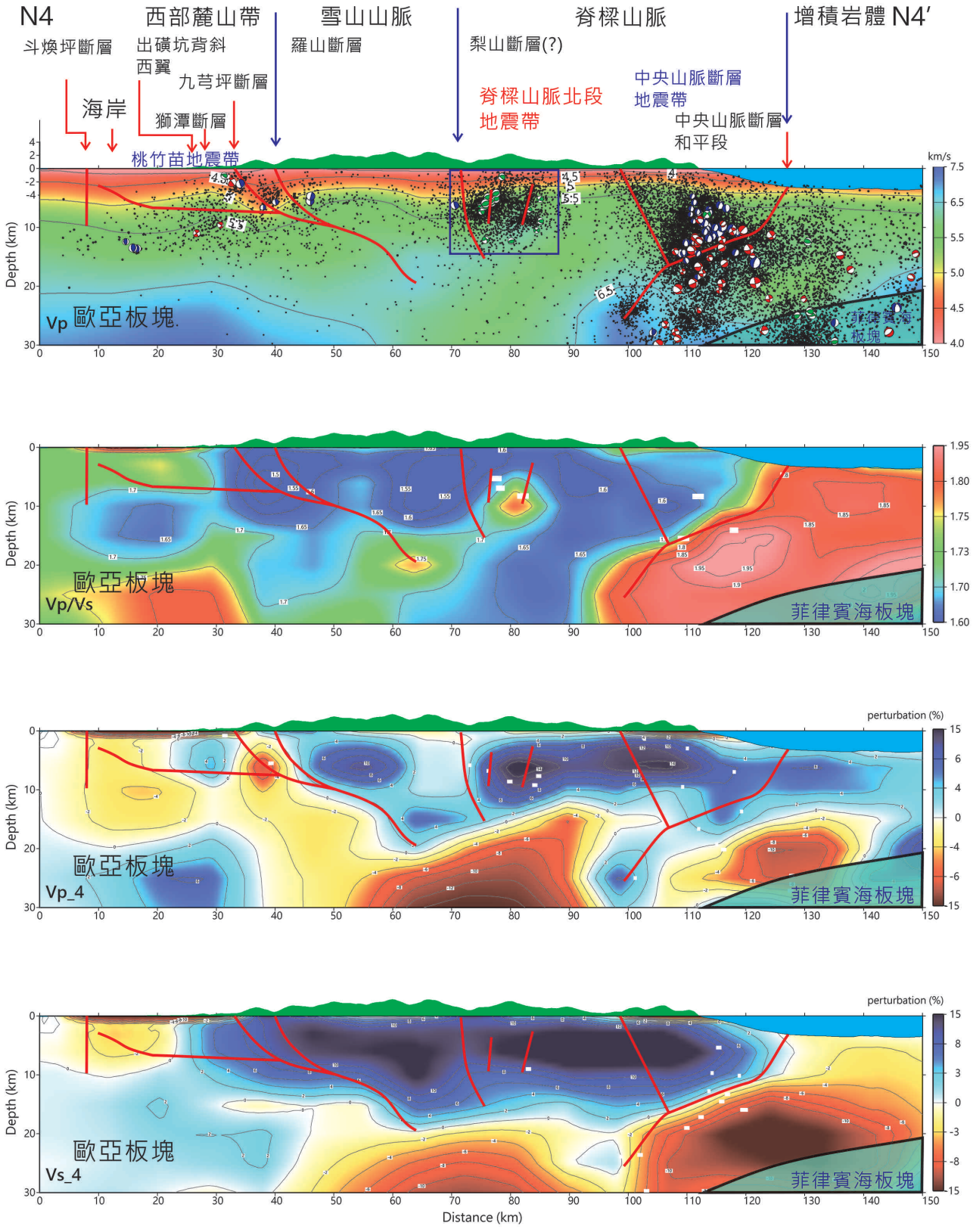


圖 4–80、脊樑山脈北段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（黑框），地震深度 <15 公里。N4 剖面，脊樑山脈北段地震帶位在 Vp/Vs 值相對較高的區域（藍框）。剖面位置見圖 3–1。

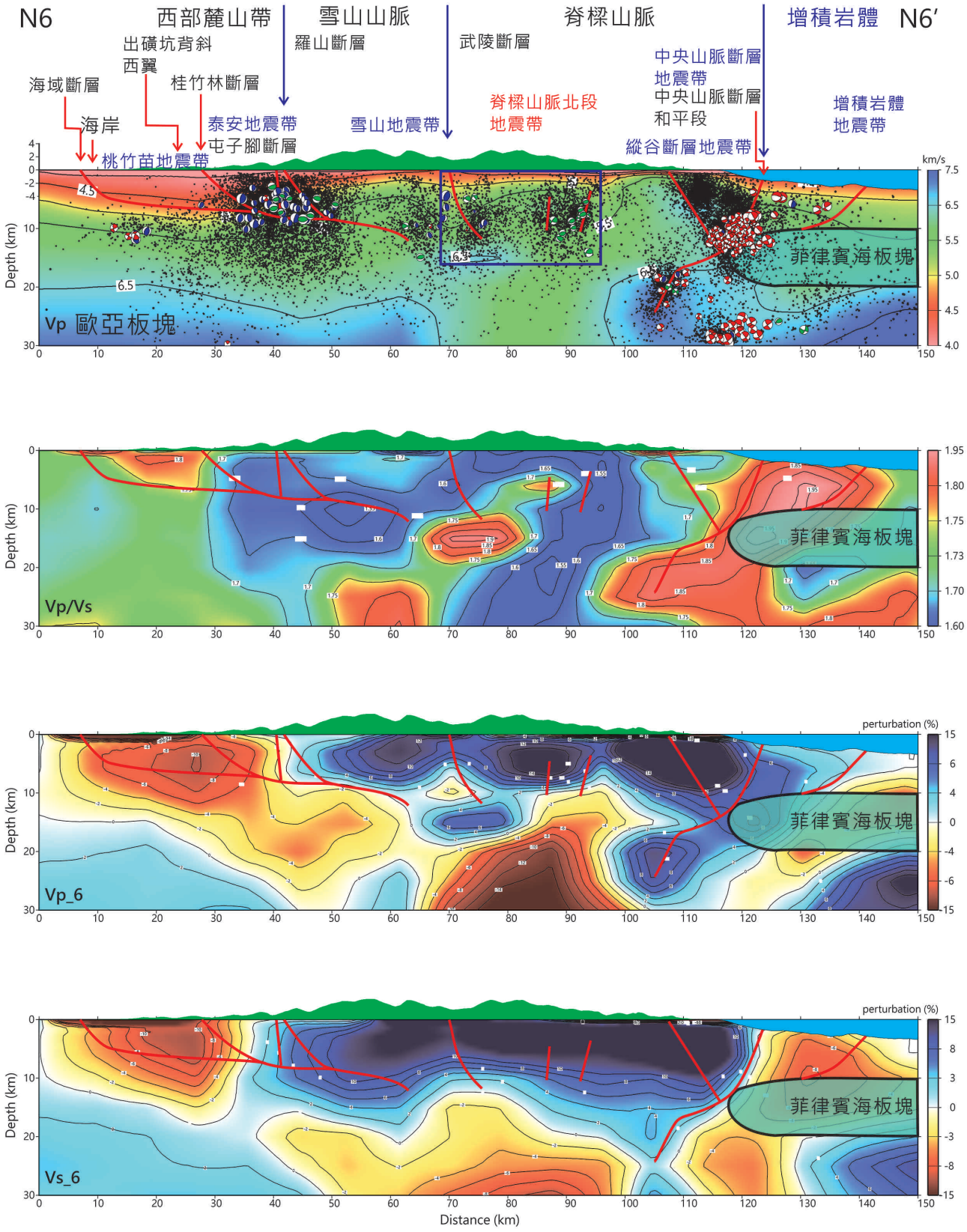


圖 4–81、脊樑山脈北段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（黑框），地震深度 <15 公里。N6 剖面，脊樑山脈北段地震帶位在 Vp/Vs 值相對較高的區域（藍框）。剖面位置見圖 3–1。

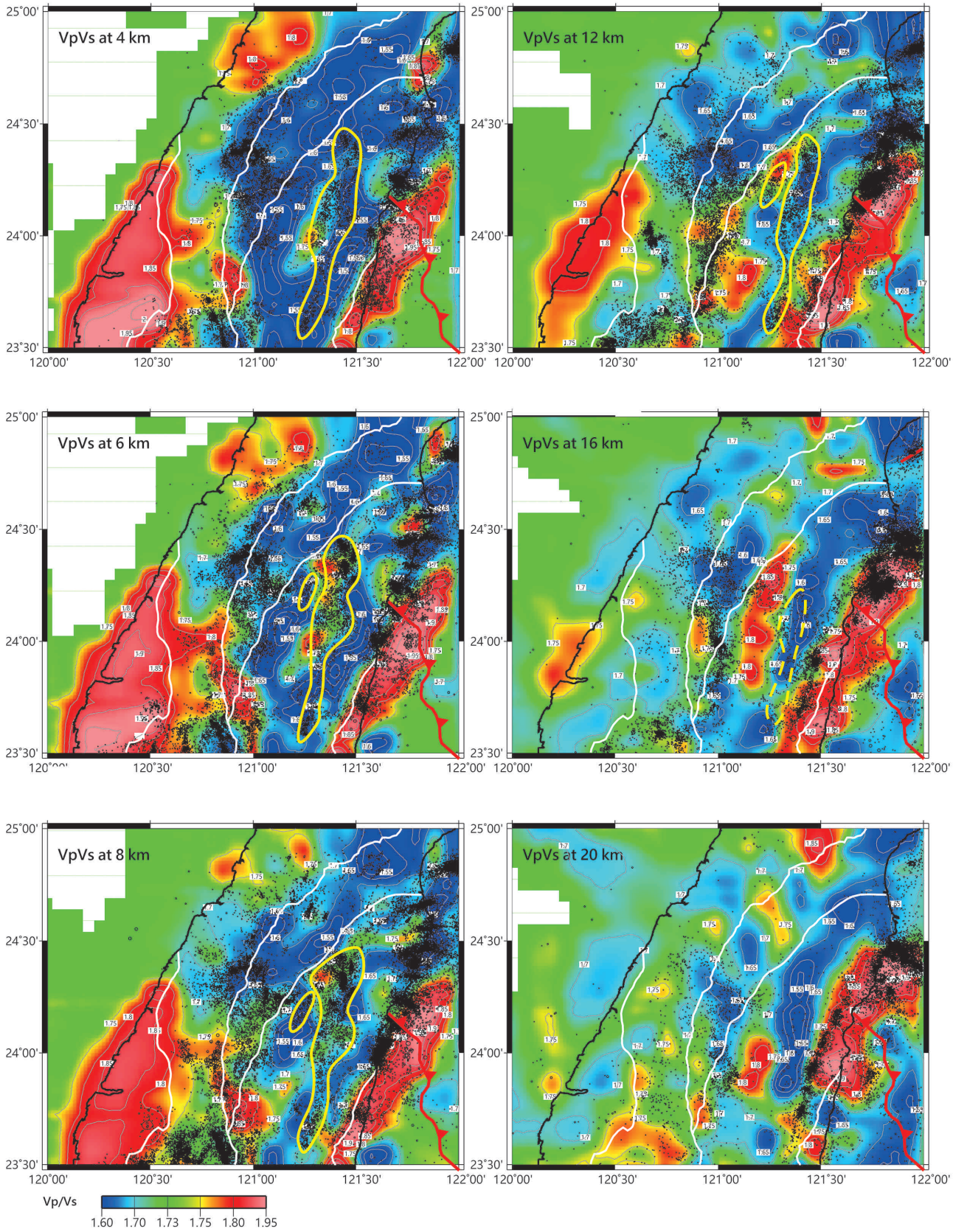


圖 4–82、脊樑山脈北段地震帶 (黃線) 的地震主要分布在較高 Vp/Vs 值區域。

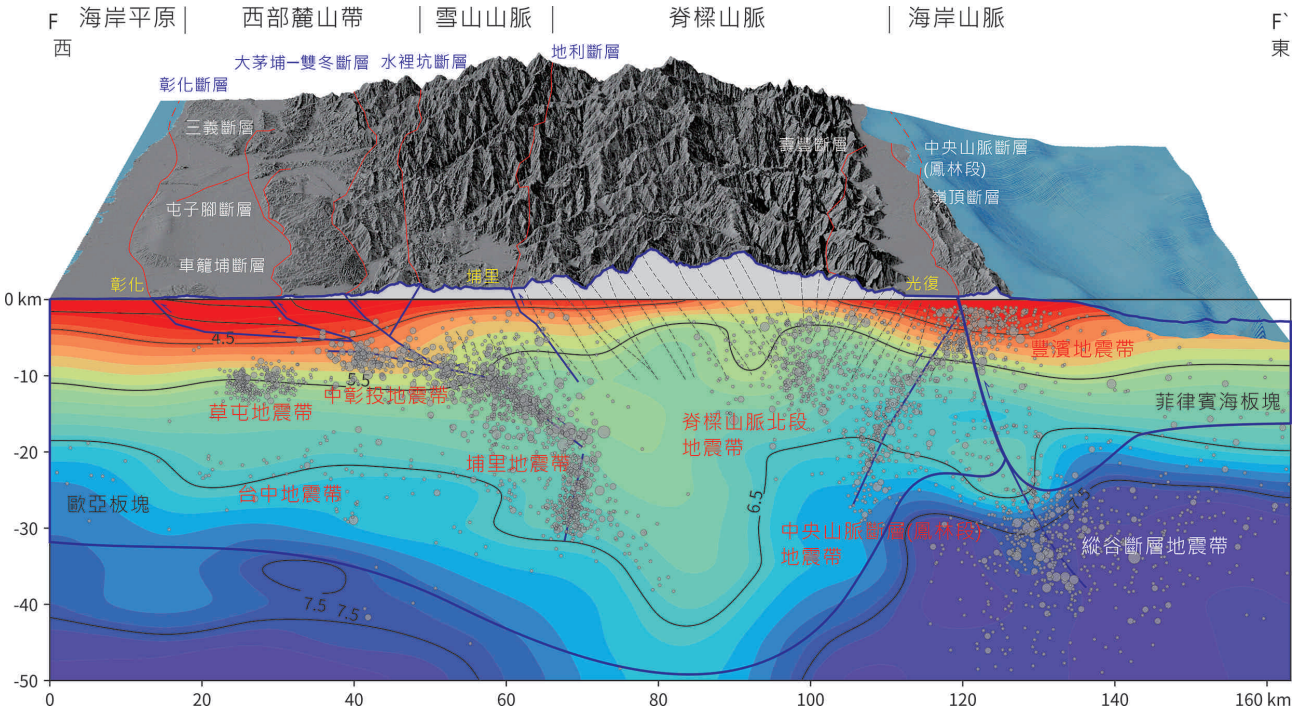


圖 4–83、脊梁山脈具有超厚的中下部地殼（Vp=5.5~6.5 km/s 速度層），厚度是西部麓山帶兩倍以上；並具約 50 公里深的山根。

4.4.1.1 脊梁山脈北段地震帶

脊梁山脈北段地震帶走向為 N10° E，由四個面狀地震群集組合（圖 4–79）；分別為一、南湖大山群集：地震深度 <15 公里，走向 N30° W，震源機制為正移作用的形式，最小（伸張）應力方向 N45° E。二、奇萊山 — 能高山群集：地震較零散，深度 <15 公里，呈南北走向，震源機制為正移作用形式，最小（伸張）應力方向 N45~60° E。三、丹大山群集：地震深度 <15 公里，走向 N20° E，震源機制為正移作用形式，最小（伸張）應力方向 N60° E。四、合歡山群集：地震深度 <15 公里，走向 N30° E，震源機制為正移作用形式，最小（伸張）應力方向 N30~45° E（圖 4–79，圖 4–80，圖 4–81）。

脊梁山脈北段屬於地震頻率高的地震帶，921 集集地震震後一年期間的地震頻率明顯增加，每月平均發生數十起地震。此外，北段地震帶還受到影響，引發了 10 起 M_L 5.0~6.0 地震。然而，1990 年以來的地震紀錄分析，顯示脊梁山脈地震帶的地震規模皆 <M_L 6.0，僅 1 起 1983/05/10 太平山地震 M_L 6.0（圖 4–67）。此地震帶經常受到鄰近地震帶的影響，誘發地震群集事件，例如 2013/03/27 南投仁愛地震 M_L 6.2（埔里地震帶）、2013/03/07 花蓮秀林鄉地震 M_L 5.9（中央山脈斷層地震帶）、2015/07/23 花蓮壽豐地震 M_L 4.2（中央山脈斷層地震帶），都誘發了數千起地震，平均每月數量達 600~3400 起，每日數量最高可達 981 起（圖 4–89，表二）。這表明脊梁山脈北段地震帶會受到周邊地質構造活動的影響，導致誘發群集地震事件。

4.4.1.2 脊樑山脈南段地震帶

脊樑山脈南段地震位於南橫公路以南至南迴公路之間，地震廣佈分散在脊樑山脈南段，沒有形成群集現象（圖 4–84）。地震深度 <15 公里，震源機制為正移作用形式，僅少部分為橫移形式（圖 4–85）。大部分地震分布在 Vp/Vs 值相對較高的區域（圖 4–86），可能與富含水的破碎岩層有關。深度 <15 公里的範圍，Vp 已達到 6.0 km/s，可能表示該深度的地溫較高。此區域的構造是受到造山擠壓影響，使得中下部地殼壓縮增厚，同時造成上部地殼（深度 <15 公里）產生拉張，產生正移作用形式的地震。

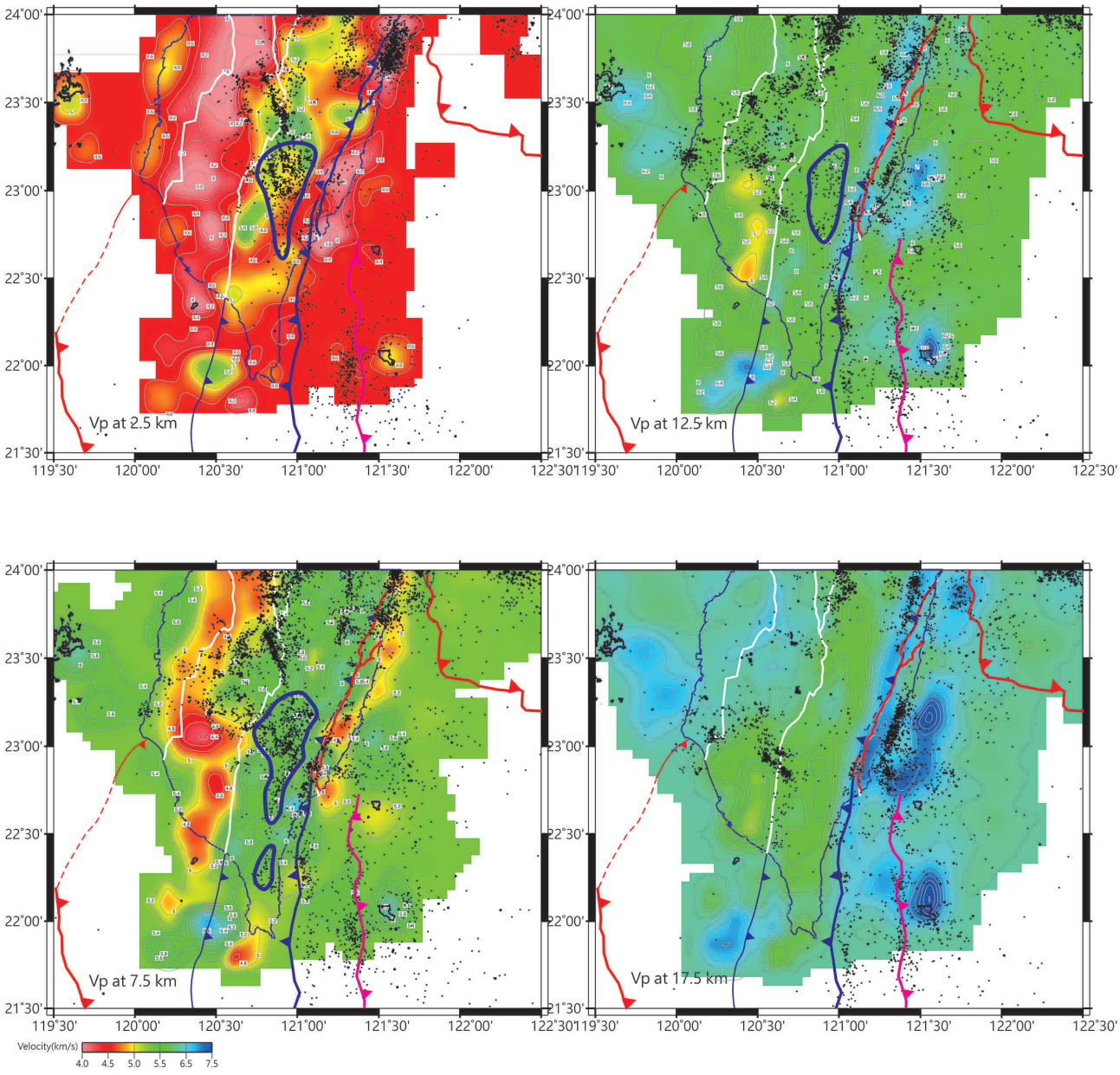


圖 4–84、脊樑山脈南段地震帶位在脊梁區域（藍線），地震分布較零散。

從脊樑山脈的地震與地質構造來看，顯示在山脈的東西兩側各存在一條逆衝斷層，東側是朝東逆衝的中央山脈斷層；而西側是朝西逆衝的潮州－陳有蘭溪斷層，並以脫底斷層連接西部麓山帶的一系列疊瓦狀逆斷層（圖 4–87，圖 4–88）。從大地觀測資料（GPS）與震源機制來看，碰撞造成的水平應力方向為 N50° W，最小（伸張）應力方向 N20~70° E（陳文山等，2018），顯示脊樑山脈確實受到西北－東南方向的擠壓作用，並且造成地殼的壓縮增厚與拱起。

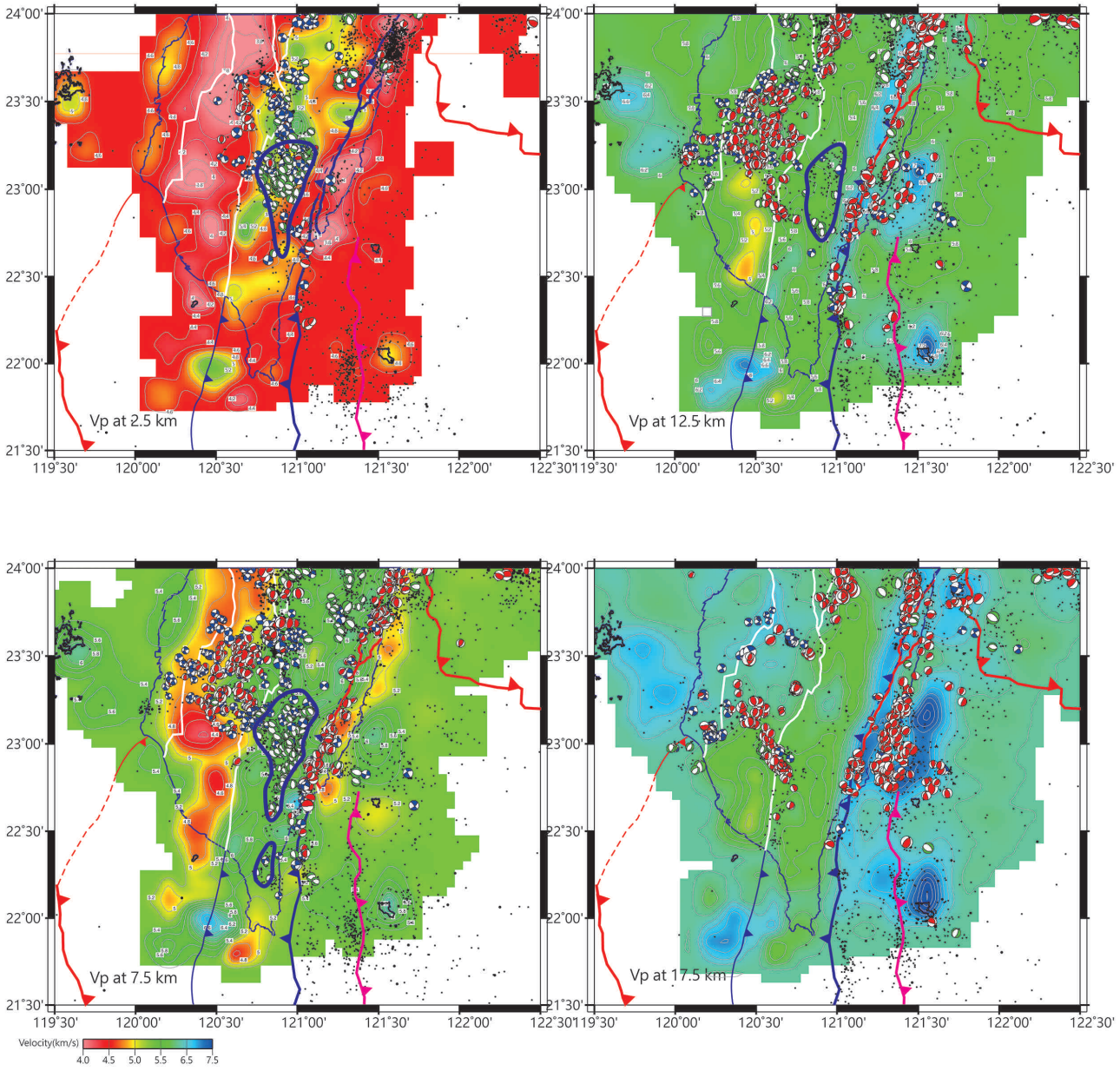


圖 4–85、脊樑山脈南段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（藍線）。

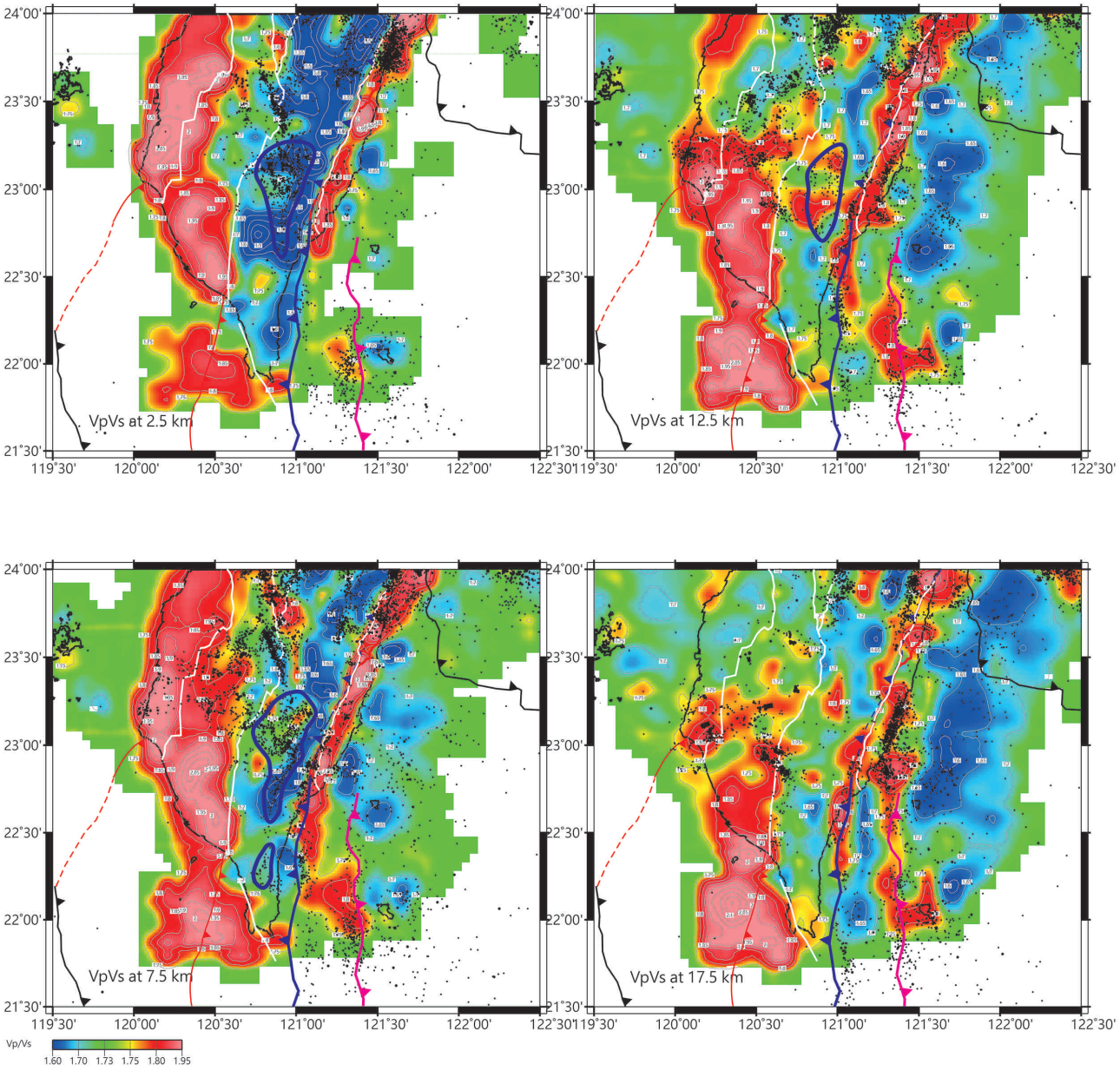


圖 4–86、脊樑山脈南段地震帶的地震分布在稍高 Vp/Vs 值區域（藍線）。

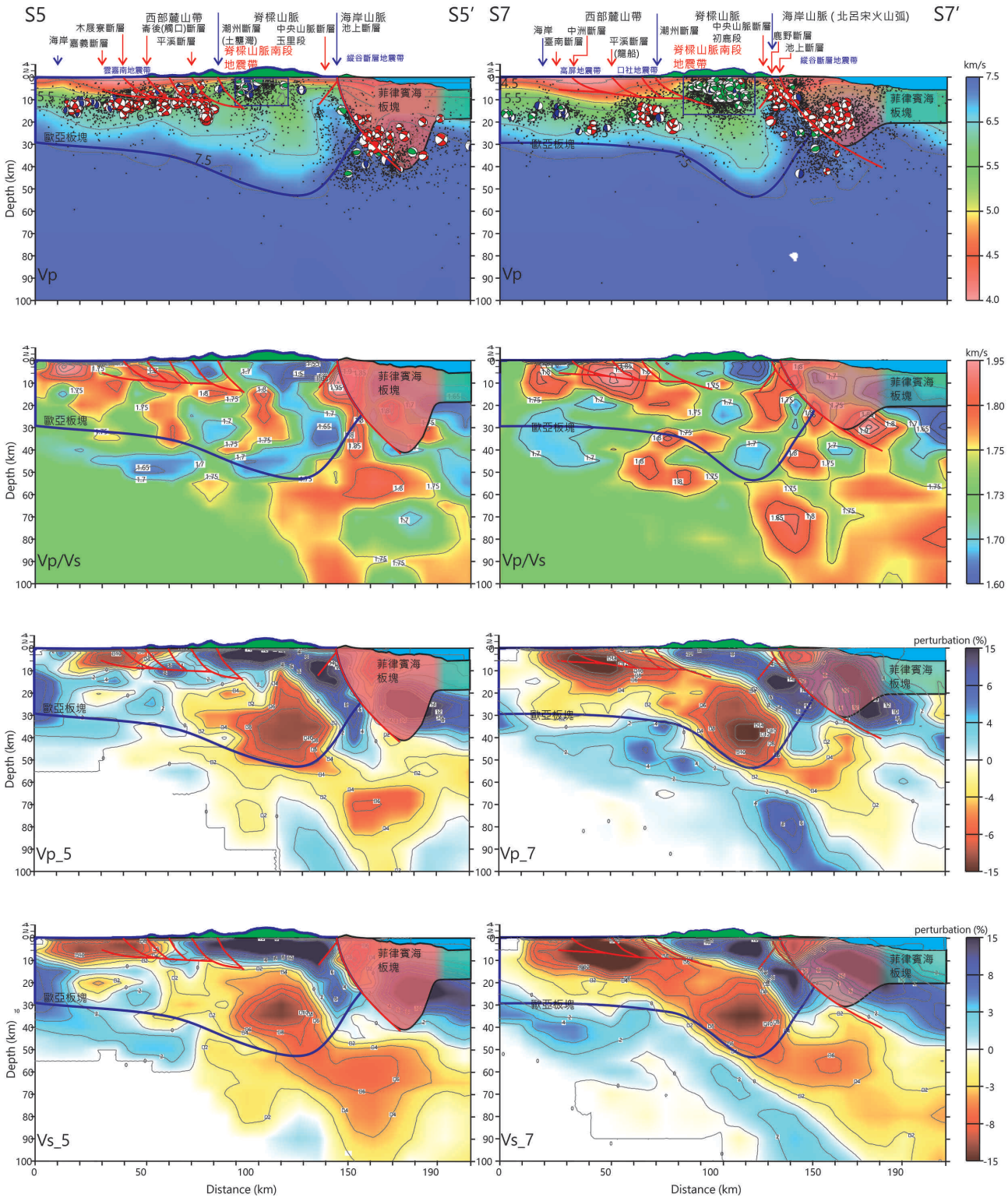


圖 4–87、脊樑山脈南段的地震發生在淺層地殼，具 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值，Vp/Vs 值稍高的區域，其下溫度較高的中下部地殼少有地震。剖面位置見圖 3–2。

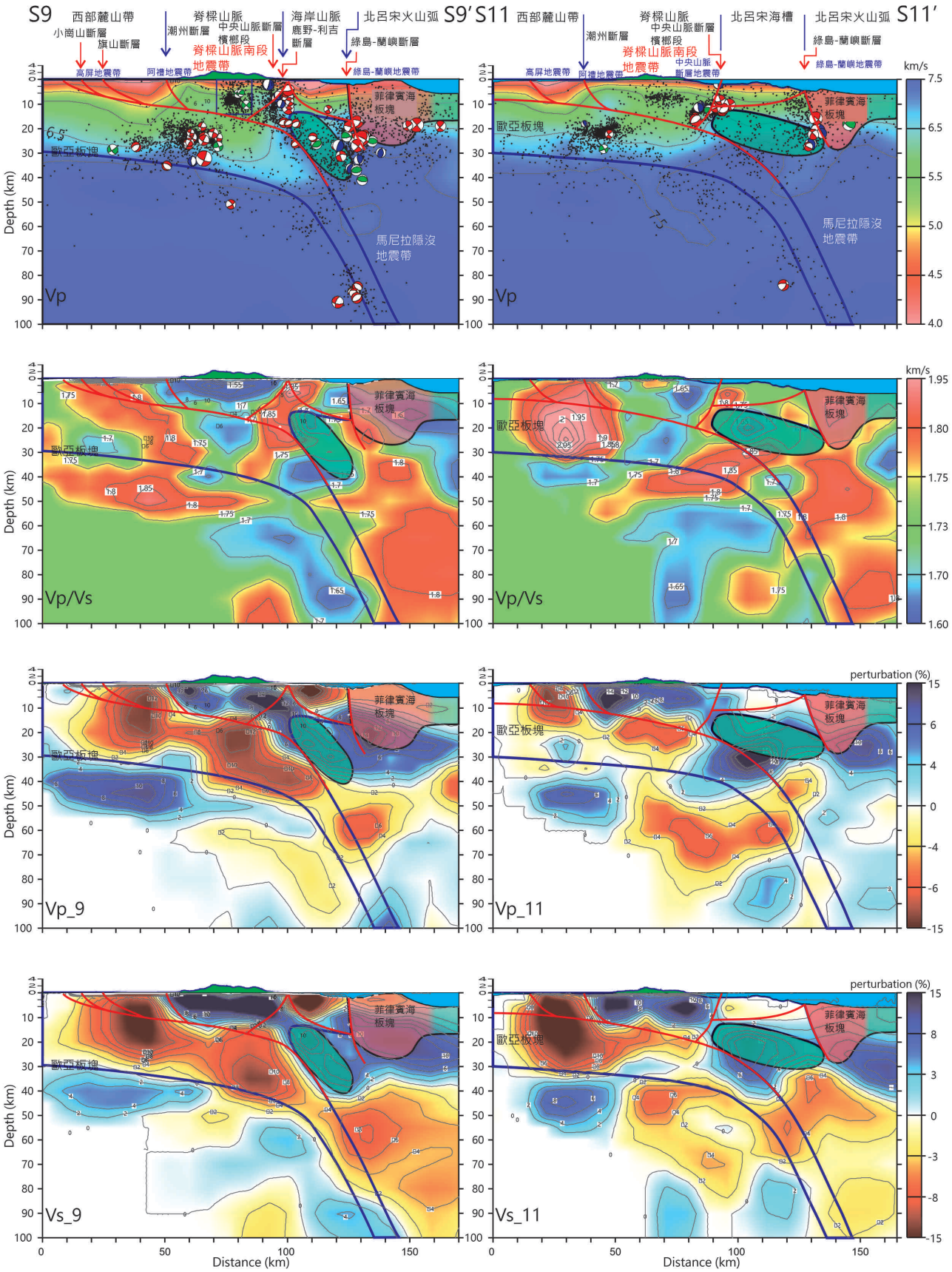


圖 4–88、脊樑山脈南段地震帶，地震發生在淺層 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的上部地殼，中下部地殼少有地震。剖面位置見圖 3–2。

脊樑山脈南段的地震頻率非常高，平均每月 100~150 起的 <M_L 4.0 地震，另外還有 134 起 M_L 4.0~6.0 地震。1990~2020 年觀測期間，北段共發生 27523 起地震，而南段發生 44004 起，顯示南北兩段地震帶頻率有顯著差異（**圖 4–90**，**表二**）。脊樑山脈南段地震帶相對沒有受到 921 集集地震明顯影響，只有一起 1999/09/26 利稻地震 M_L 5.0。然而，南段地震帶經常發生 M_L 5.0~6.0 地震，這些地震往往會觸發每月數百起的餘震，例如 2016/02/18 卑南主山地震 M_L 5.2 與 M_L 5.4，觸發 2000 起餘震；或每日數百起地震，卑南主山地震，當日就發生 387 起地震。從南北段的地震密度來看，都屬於密度高的地震帶（北段 1.68，南段 2.51 個 / 公里 ^{3}），雖然北段受到 921 集集地震影響。

4.4.1.3 脊樑山脈中段地震帶

中段地震帶的 Vp/Vs 值呈現較低，表示上部地殼屬於較不含水的完整岩盤。此地震帶的地震頻率非常低，自觀測期間以來的地震數量僅 2645 起，平均數日才發生一起地震以及 100~150 起的 <M_L 4.0 地震，134 起 M_L 4.0~6.0 地震，且 M_L 5.0~6.0 地震僅 1 起，1999/10/05 南投地震 M_L 5.0（**圖 4–91**，**表二**）。脊樑山脈中段地震帶的地震頻率非常低，地震密度非常低（0.11 個 / 公里 ^{3}），曾被視為無震帶（Lee et al., 2010）。

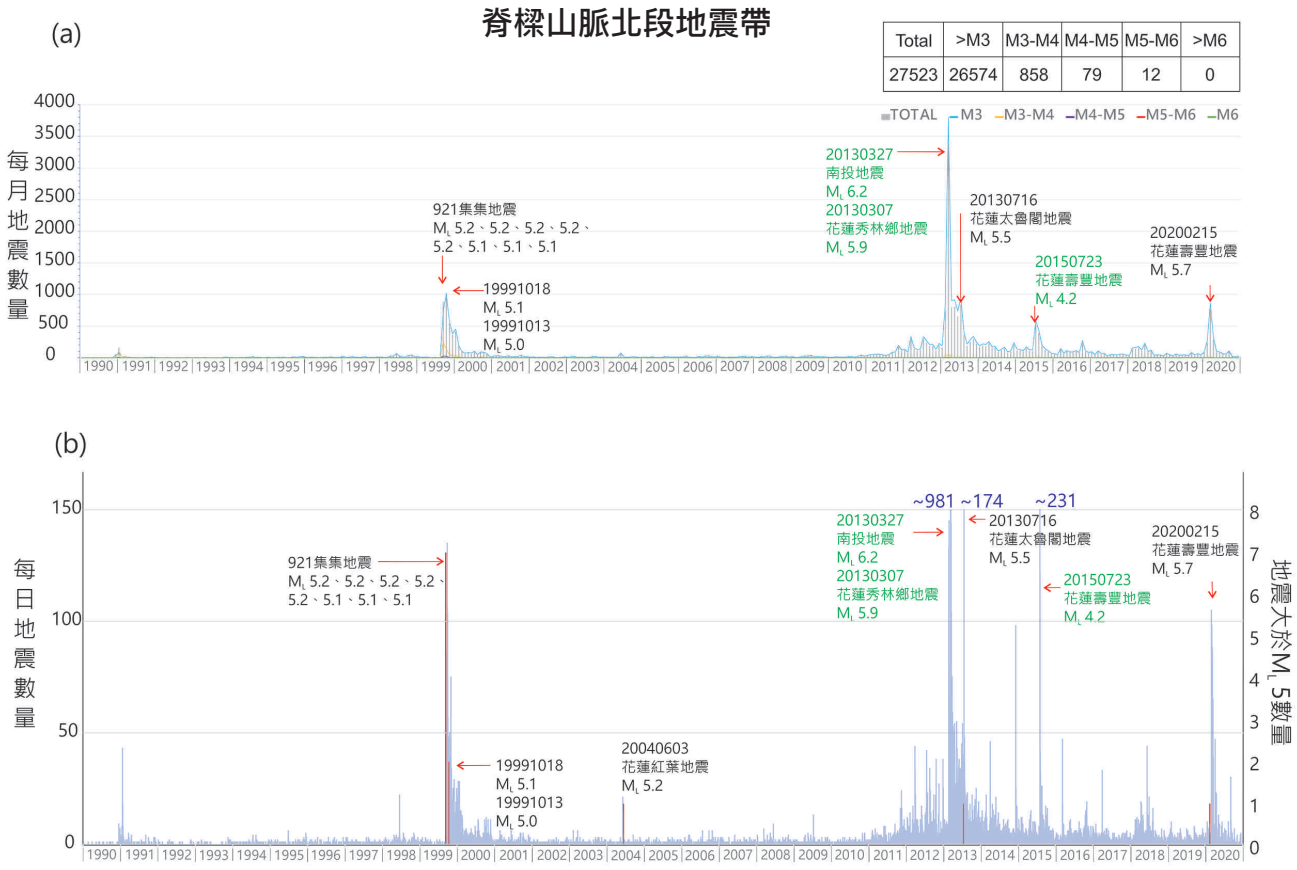


圖 4–89、1990~2020 年地震頻率。北段地震帶的地震頻率屬普通，但易受到鄰近地震影響，發生地震群集事件。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

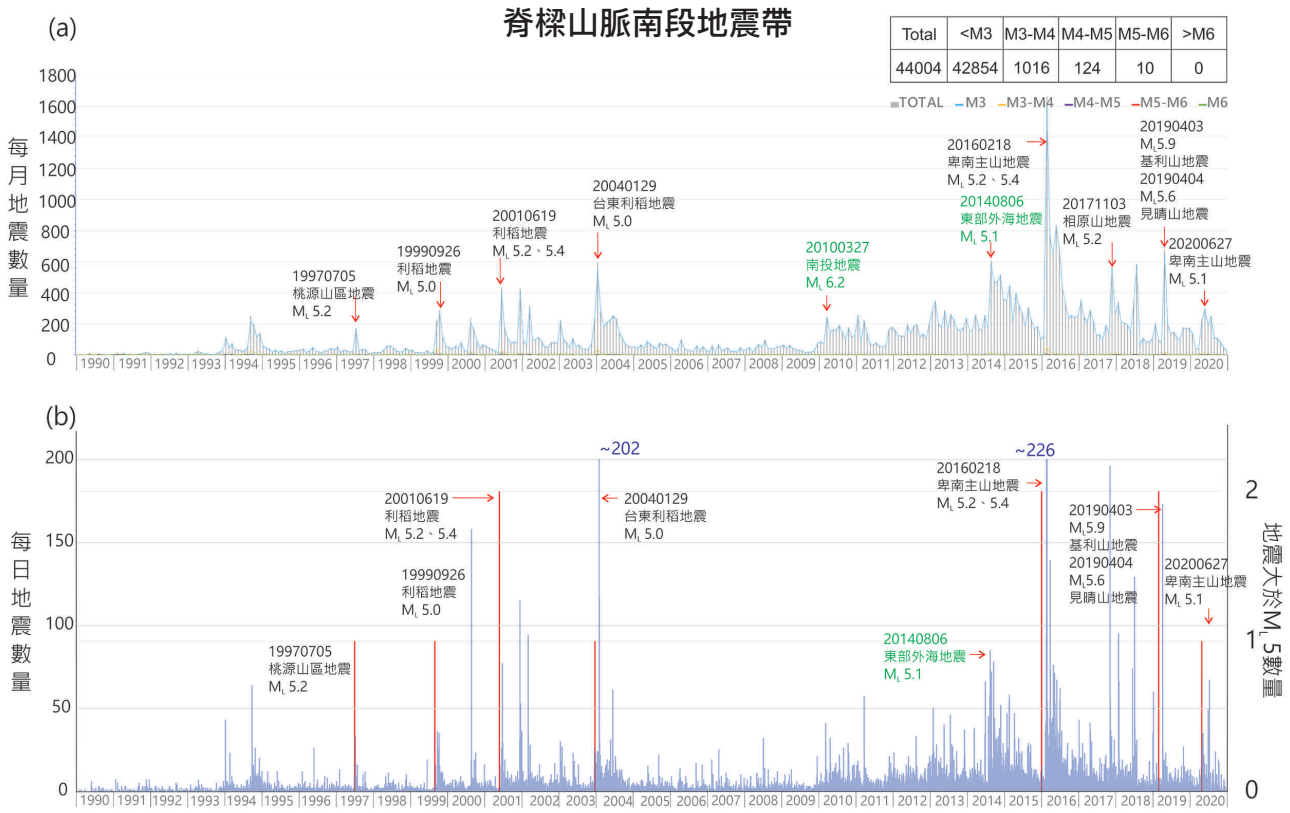


圖 4–90、1990~2020 年地震頻率。南段地震帶的地震頻率非常高，觀測期間，南段有 44004 起，遠多於北段的 27523 起，以及中段 2645 起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

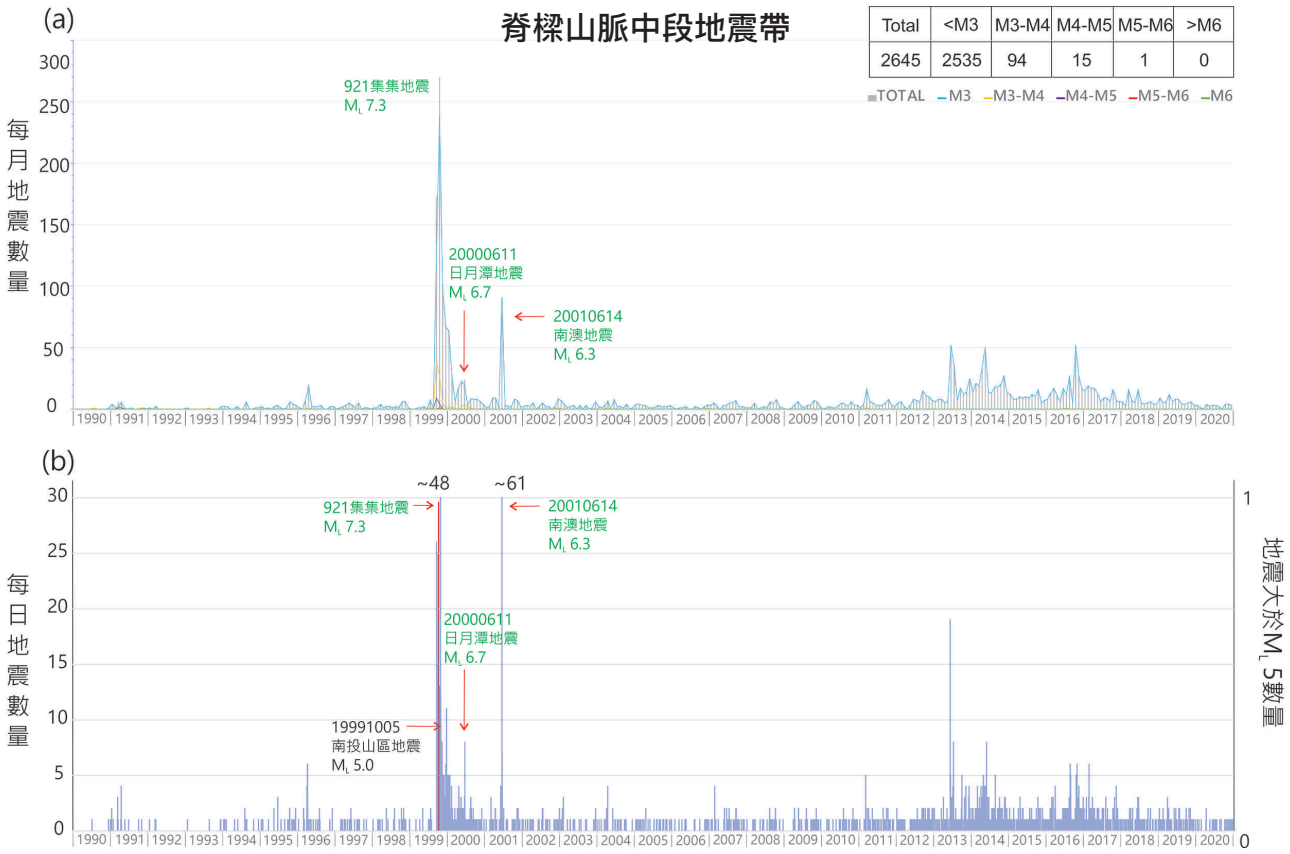


圖 4–91、1990~2020 年地震頻率。脊樑山脈中段地震帶的地震頻率非常低，平均數日才發生一起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2 中央山脈斷層地震帶

脊樑山脈是一受到碰撞拱起的山脈（Yen, 1967; Willett and Brandon, 2002; Willett et al., 2003; Van Arendonk et al., 2014），在兩側形成雙傾向（doubly vergent）逆斷層、片理與褶皺構造（Yen, 1967; Yui and Chu, 2000; Lallemand et al., 2001; Willett et al., 2003; Fisher et al., 2007; Malavieille, 2010; Molli and Malavieille, 2011）。山脈東翼有一朝東逆衝的背衝斷層，稱中央山脈斷層（何春蓀，1982，1986）。此斷層原由畢慶昌（Biq, 1965）命名，認為縱谷西側應存在一具左移兼逆衝斷層，為解釋花東縱谷為一地塹盆地的成因。然而，多年來的野外調查、地形判讀與地質鑽探似乎未能提供證據表示脊樑山脈東翼前緣存在一朝東逆衝的斷層（Chen et al., 2007）。此外，震波層析成像與地震分布的諸多研究也未曾報導有朝西傾斜的逆斷層或地震帶的存在（Tsai, 1986; Lin et al., 1998; Rau and Wu, 1998; Cheng and Wang, 2001; Kao and Jian, 2001; Cheng et al., 2002; Kuo-Chen et al., 2004, 2012）。

然而，根據近期一些的地震事件，如 2006/04/01 臺東地震 M_L 6.2（地震深度 7 公里）、2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4（深度 16.9 公里）、2014/05/21 鳳林地震 M_L 6.0（深度 16.5 公里）、2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2（深度 6.3 公里）（**表一**）的震源機制及地震分布，顯示脊樑山脈東翼底下存在一向西傾斜朝東逆衝的背衝斷層，但斷層尖端皆延伸至海岸山脈之下，未出露在脊樑山脈的前緣或縱谷中（Wu et al., 2006; Chuang et al., 2014; Lee et al., 2014; Canitano et al., 2015; Wen et al., 2016; Chen et al., 2024; Lu et al., 2024；陳文山等，2018）。

現今還持續活動的中央山脈斷層，所引發地震的深度介於 6~22 公里，地震帶呈朝西傾斜，並平行山脈走向 N20° E，震源機制屬於逆移形式（朝東逆衝），最大應力方向為 N80~50° W。斷層自和平外海向南延伸，由花蓮溪口進入花東縱谷向南延伸，從縱谷南端進入北呂宋海槽西側，延伸至恆春半島東側海域，全長約 300 公里（**圖 4–92**）。依據震波層析成像、地震分布、震源機制以及地質構造等資料，可以將中央山脈斷層（地震帶）分為五個區段，計有和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段與檳榔段（**圖 4–93**；陳文山等，2019；Chen et al., 2024）。依地質特性來看，最北側的和平段位在碰撞與隱沒的轉換帶，脊樑山脈向東逆衝至增積岩體之上，而菲律賓海板塊朝北隱沒至脊樑山脈東翼之下（**圖 3–10**）；中段的鳳林段（**圖 3–11**）、玉里段（**圖 3–12**）與初鹿段（**圖 3–13**）則位於碰撞帶。最南段的檳榔段屬於初期碰撞帶，此區域位於弧陸之間尚存弧前盆地，火山弧（綠島 – 蘭嶼）尚未與歐亞板塊碰撞（**圖 3–14**，**圖 3–15**，**圖 3–16**）。北側的和平段與南側檳榔段的斷層尖端已經出露海床，但是位於碰撞帶的三個區段，由於海岸山脈朝西逆衝，斷層尖端被掩覆在縱谷斷層之下，沒有出露於縱谷中。

除了上述諸多 >M_L 6.0 地震沿著中央山脈斷層地震帶發生（圖 4–94），印證了中央山脈斷層存在之外，從 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值的層析成像速度構造分析中也可以見到地震帶（斷層）兩側存在明顯的速度構造差異，上盤（脊樑山脈）呈現低 Vp/Vs 值的高速構造，顯示由變質岩帶組成的岩盤；下盤（海岸山脈）呈現高 Vp/Vs 值的低速構造，顯示是富含水的弧前與前淵盆地的沉積層，由於岩性明顯不同導致 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值的差異。此外，斷層下盤深度在 10~20 公里的 Vp 速度已達 6.0~7.5 km/s，可能顯示地函（Vp=7.5 km/s）已伸入至縱谷淺處 20 多公里深（Kuo–Chen et al., 2012; Goyal and Hung, 2021; 陳文山等，2018）。

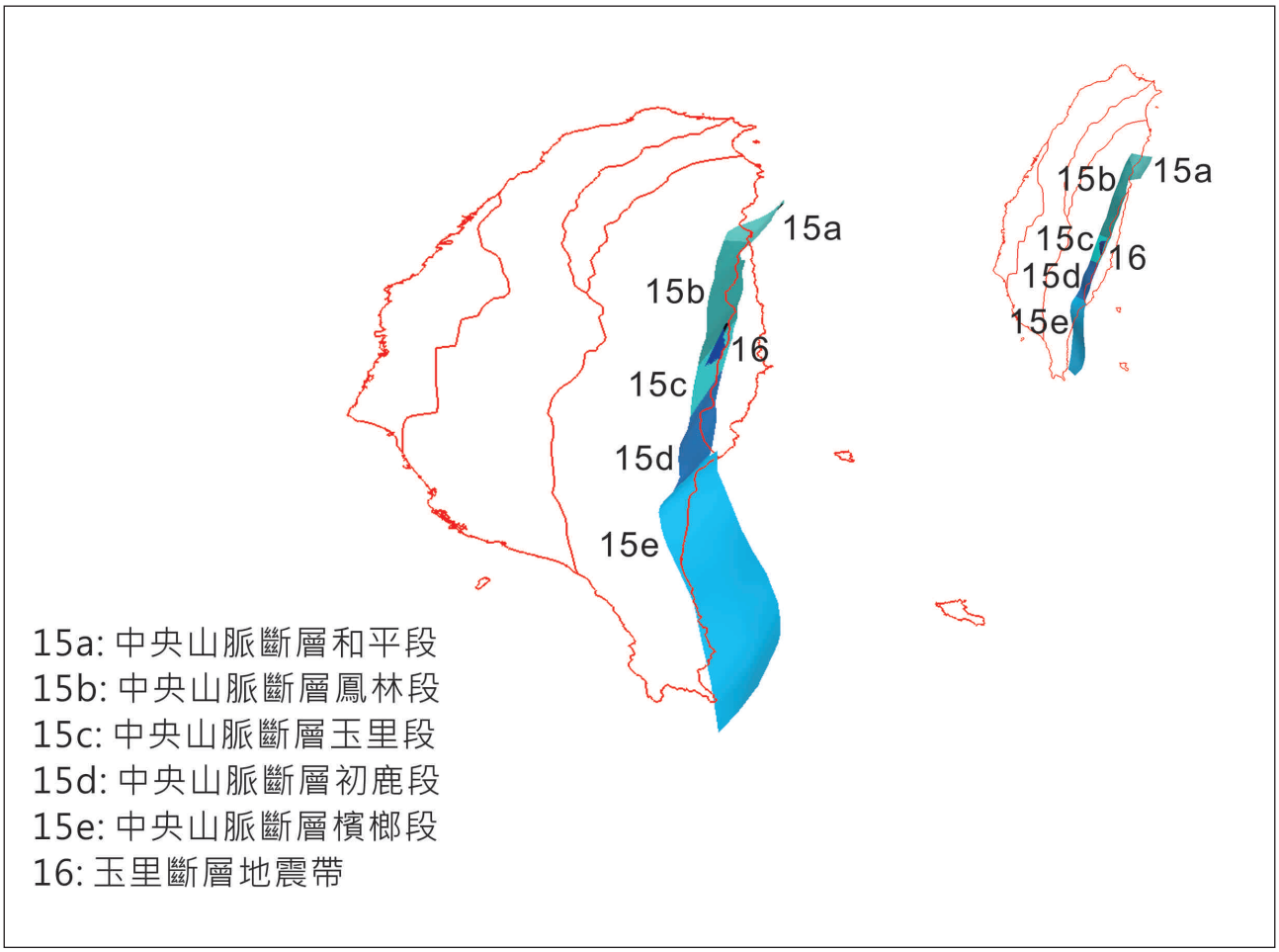


圖 4–92、中央山脈斷層地震帶分為五個區段，和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段以及玉里斷層地震帶位置。

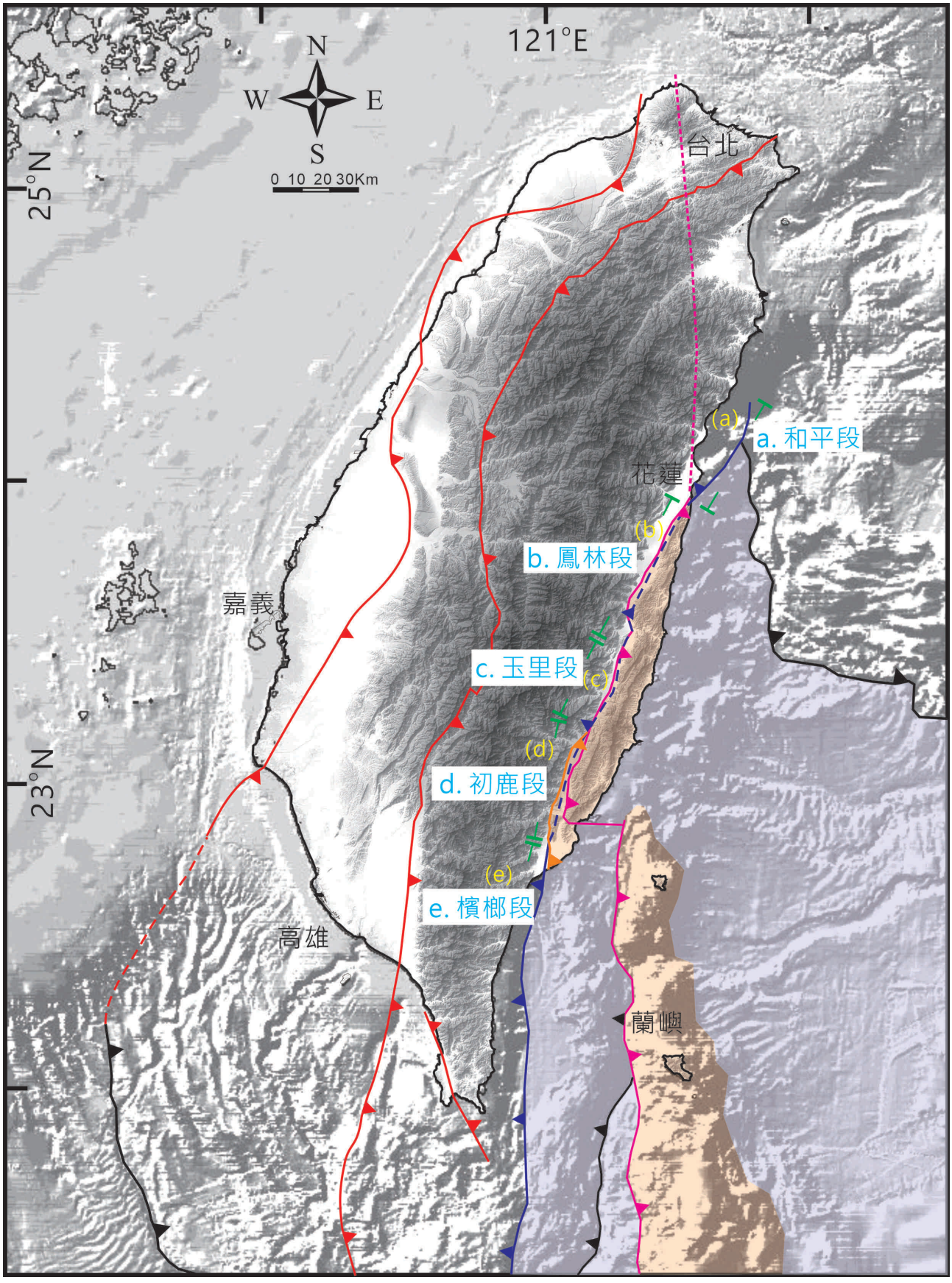


圖 4–93、藍色實線與虛線為中央山脈斷層，實線表示斷層尖端出露地表或海床，虛線表示斷層尖端被海岸山脈覆蓋。粉紅色短虛線為隱沒的菲律賓海板塊西側界限。

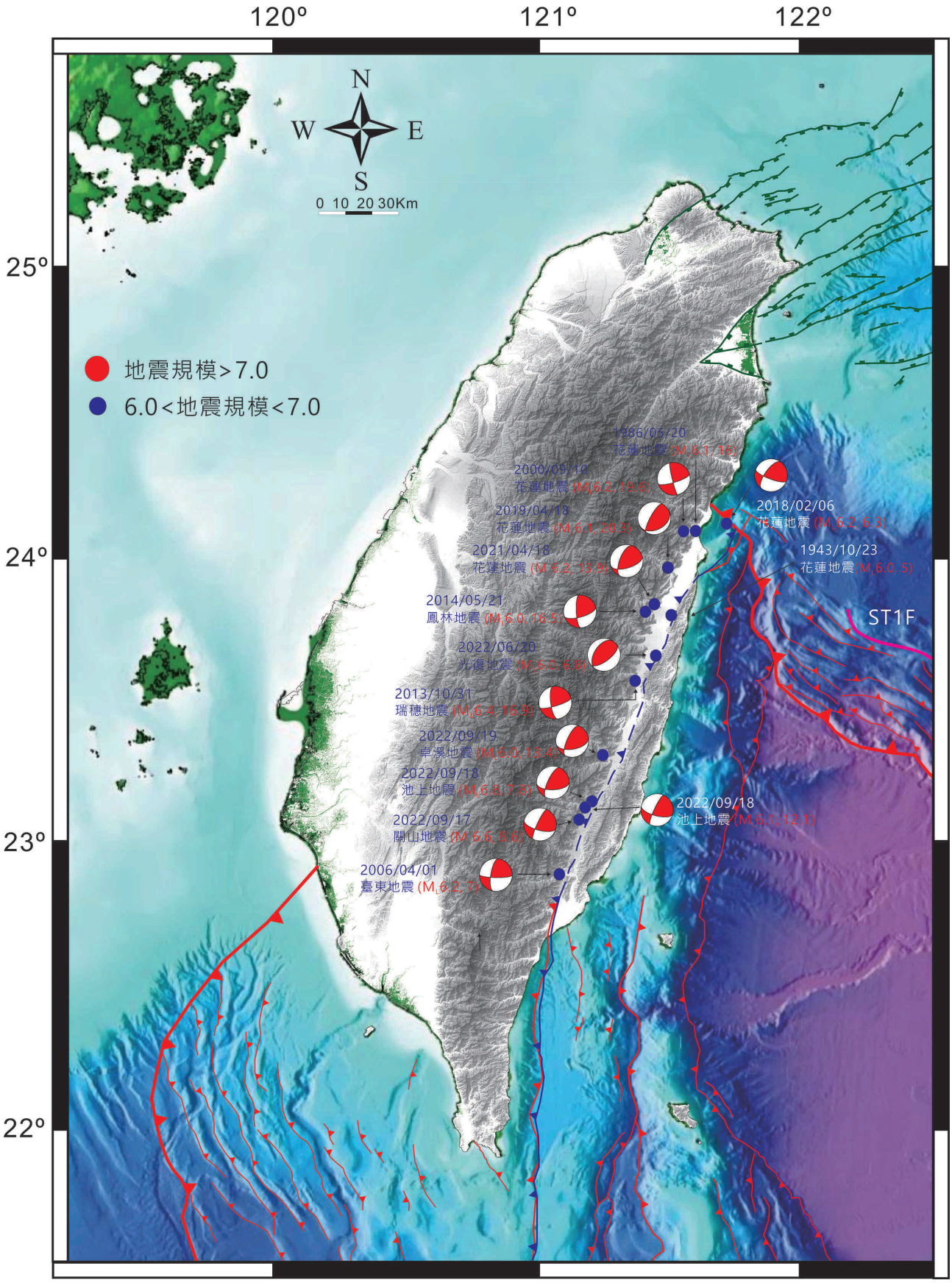


圖 4–94、1900 年以來，中央山脈斷層地震帶 >M_L 6.0 地震的分布。藍色圓圈為 M_L 6.0~7.0 地震。

4.4.2.1 中央山脈斷層地震帶和平段

和平段位於中央山脈斷層最北端，從立霧溪外海向南延伸至花蓮溪口，斷層尖端已出露海床（圖 4–92）。這區域位在菲律賓海板塊朝北隱沒與碰撞的轉換帶，因此構造與地震頗為複雜。為了確定斷層位置，本研究採用震波層析成像與地震分布等方法（圖 4–95，圖 4–96）。由於菲律賓海板塊沒入脊樑山脈東翼之下，導致歐亞板塊的中下部地殼受擠壓而增厚，造成脊樑山脈拱起，使山脈東翼沿著中央山脈斷層朝東逆衝至增積岩體之上（圖 3–9）。地震深度 <25 公里，地震帶向西傾斜 45~50°，震源機制為朝東逆衝；2018/02/06 花蓮地震主震 M_L 6.2（震源 6.3 公里）發生在此地震帶（圖 4–94）。地震分布顯示地震帶西側還形成一反向，朝東傾斜的邊界，形成朝西的逆衝斷層。此帶的地震都以逆移作用形式為主，規模較大的地震多發生在東側的中央山脈斷層。此外，這區域還存在另一重要的構造，即菲律賓海板塊朝北隱沒地震帶（圖 3–17，圖 3–18）；2018/02/04 花蓮地震 M_L 6.0（震源 8.7 公里）即屬於隱沒帶的地震（表一）。

根據震波層析成像分析顯示中央山脈斷層位在兩個不同速度構造的地殼界面上（朝西傾斜），西側（上盤）存在 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值以及低 Vp/Vs 值的高速層，這與脊樑山脈變質岩地塊的特性相符；而東側地殼呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層，指示存在隱沒形成的增積岩體。總體而言，淺層地殼構造是脊樑山脈變質岩帶向東逆衝至增積岩體上，而深層地殼是菲律賓海板塊朝北隱沒，同時向西擠壓至脊樑山脈底下（圖 3–9，圖 4–97）。

和平段位在菲律賓海板塊朝北隱沒至脊樑山脈下的交會處，因此地震非常頻繁。觀測期間，此區段總共發生 17306 起地震，是中央山脈斷層地震帶五個區段中地震最頻繁，也是發生中大規模地震（>M_L 6.0）最多的區段（圖 4–98，表二），包括 1986/05/20 花蓮地震 M_L 6.1、2000/09/10 花蓮地震 M_L 6.2，2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 以及 2019/04/18 花蓮地震 M_L 6.3，其中 2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 並觸動位在上盤的米崙斷層產生位移。此外，2024/04/03 地震的部分餘震也發生此區段上。從地震密度分析，此地震帶是臺灣地震密度最高的區域，為 5.14 個 / 公里 ^{3}（表二），其中之一原因是此區域正位在兩板塊碰撞與隱沒的轉換帶，導致地震頻繁且複雜。

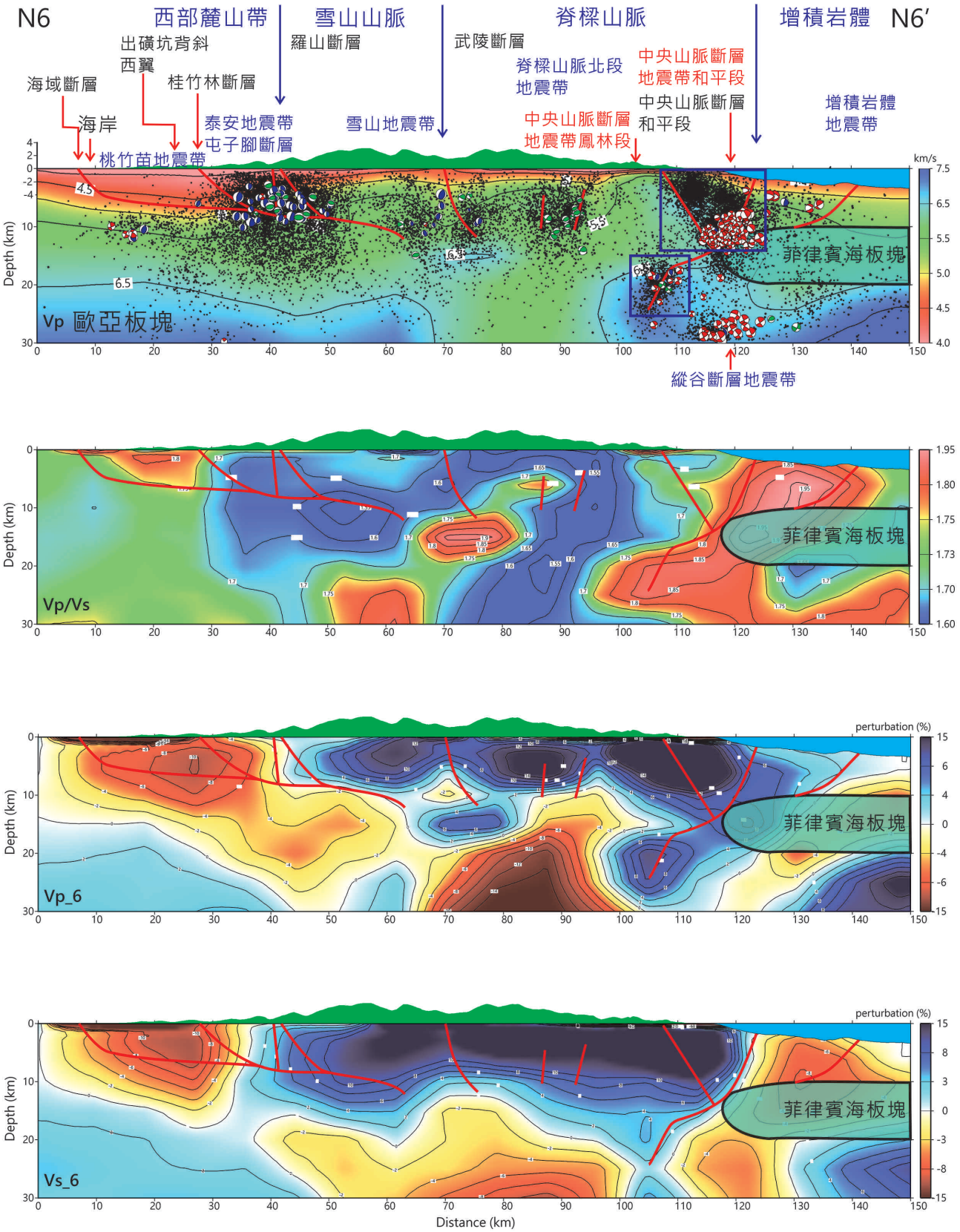


圖 4–95、N6 剖面，和平段位在兩板塊的碰撞與隱沒轉換帶，西側為脊梁山脈，東側為增積岩體。剖面位置見圖 3–1。

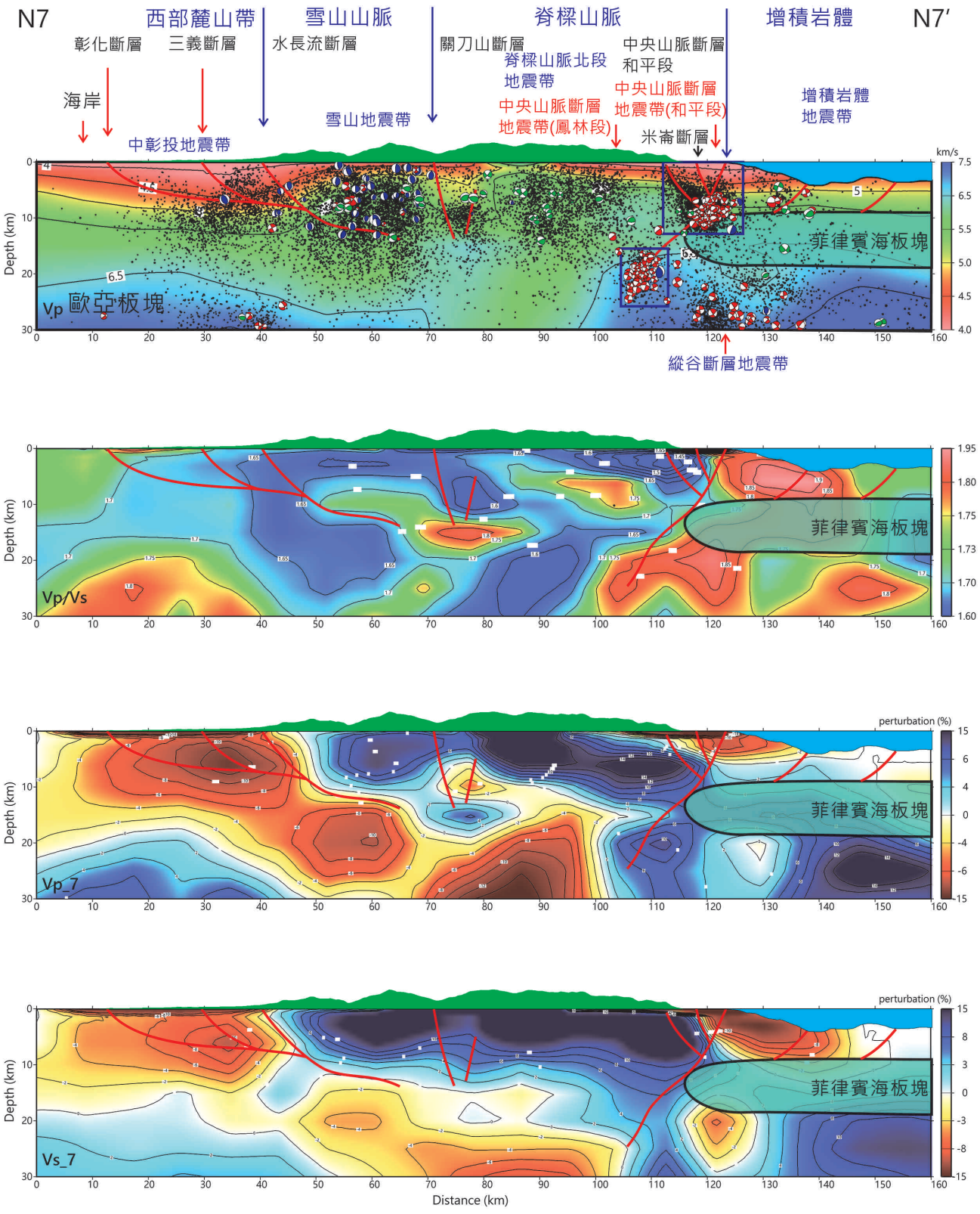


圖 4–96、N7 剖面，和平段位在兩板塊的碰撞與隱沒轉換帶，西側為脊梁山脈，東側為增積岩體。剖面位置見圖 3–1。

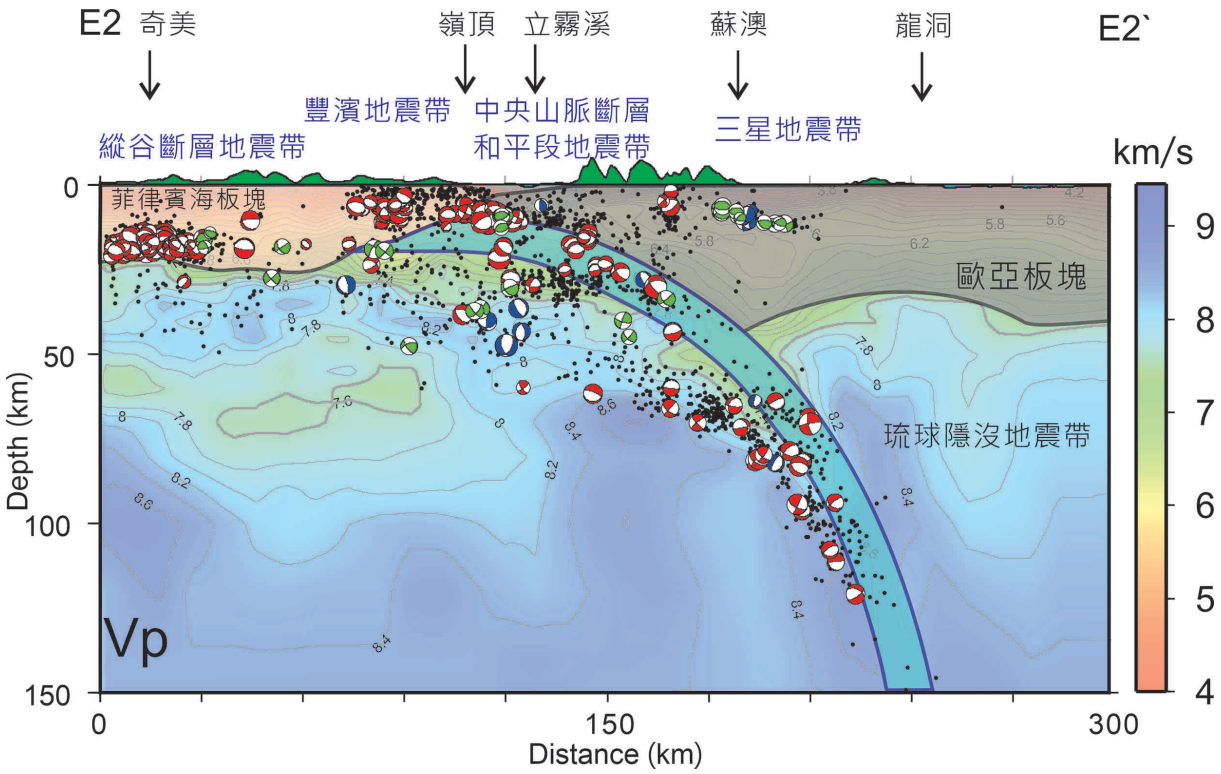


圖 4–97、菲律賓海板塊朝北隱沒伸入脊樑山脈東翼下。剖面位置見圖 3–4。

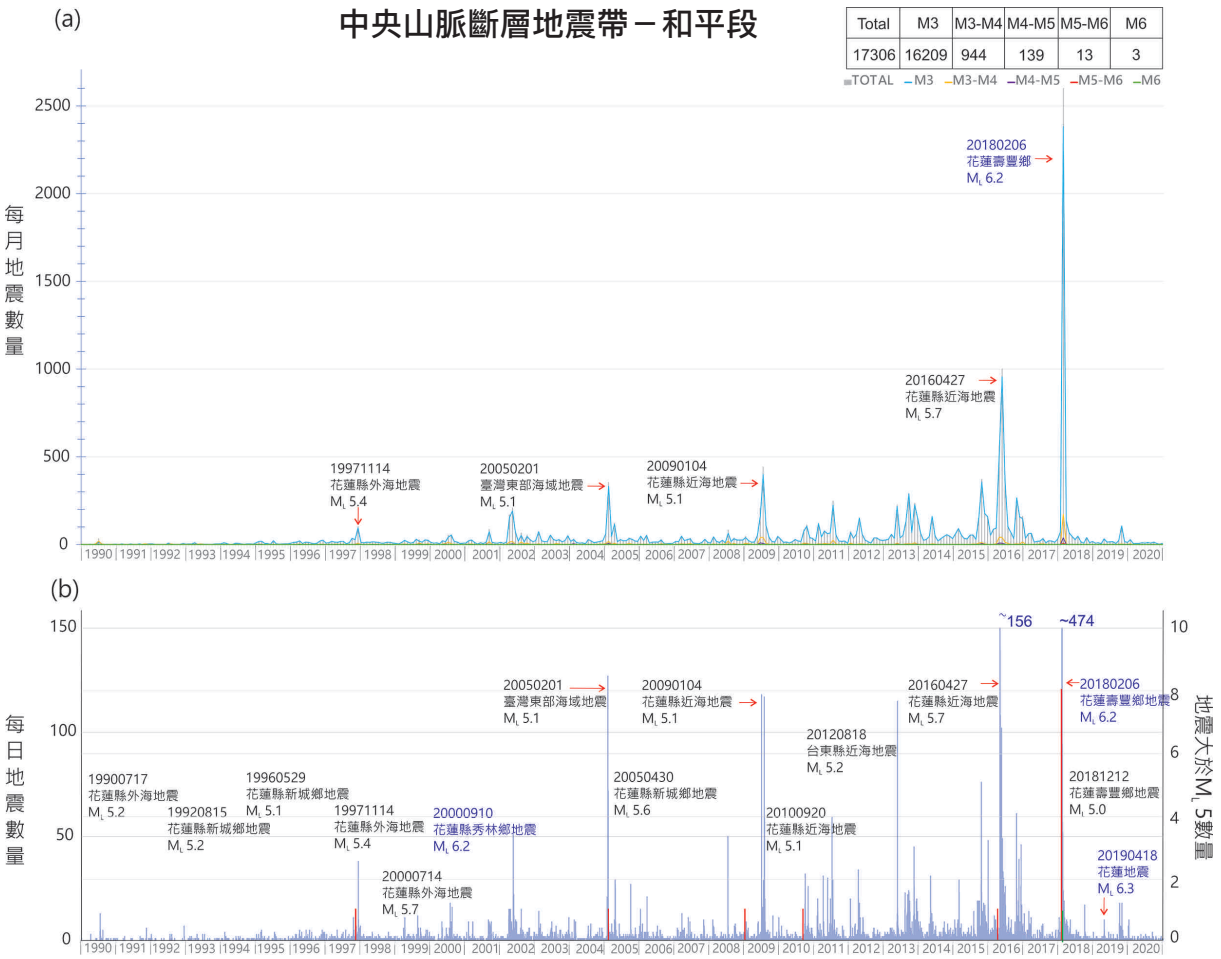


圖 4–98、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層和平段的地震頻率高，但發生中大規模地震（>M_L 5.0）較頻繁。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.2 中央山脈斷層地震帶鳳林段

鳳林段從花蓮溪口向南延伸至瑞穗（圖 4–92），海岸山脈朝西仰衝至脊樑山脈上，導致中央山脈斷層被縱谷斷層覆蓋（圖 3–11，圖 4–94）。脊樑山脈東翼底下，存在一朝西傾斜 55~60°地震帶，地震深度 8~25 公里。近二十多年來，此地震帶發生多次 >M_L 6.0 地震，包括 2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4、2014/05/21 鳳林地震 M_L 6.0、2019/04/18 花蓮地震 M_L 6.3、2021/04/18 花蓮地震 M_L 6.2、2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，總共 6 起（圖 4–94，表一）。震源機制皆呈現逆移與逆移兼左移，最大主應力方向約 N55° W。從主震與餘震分布來看，

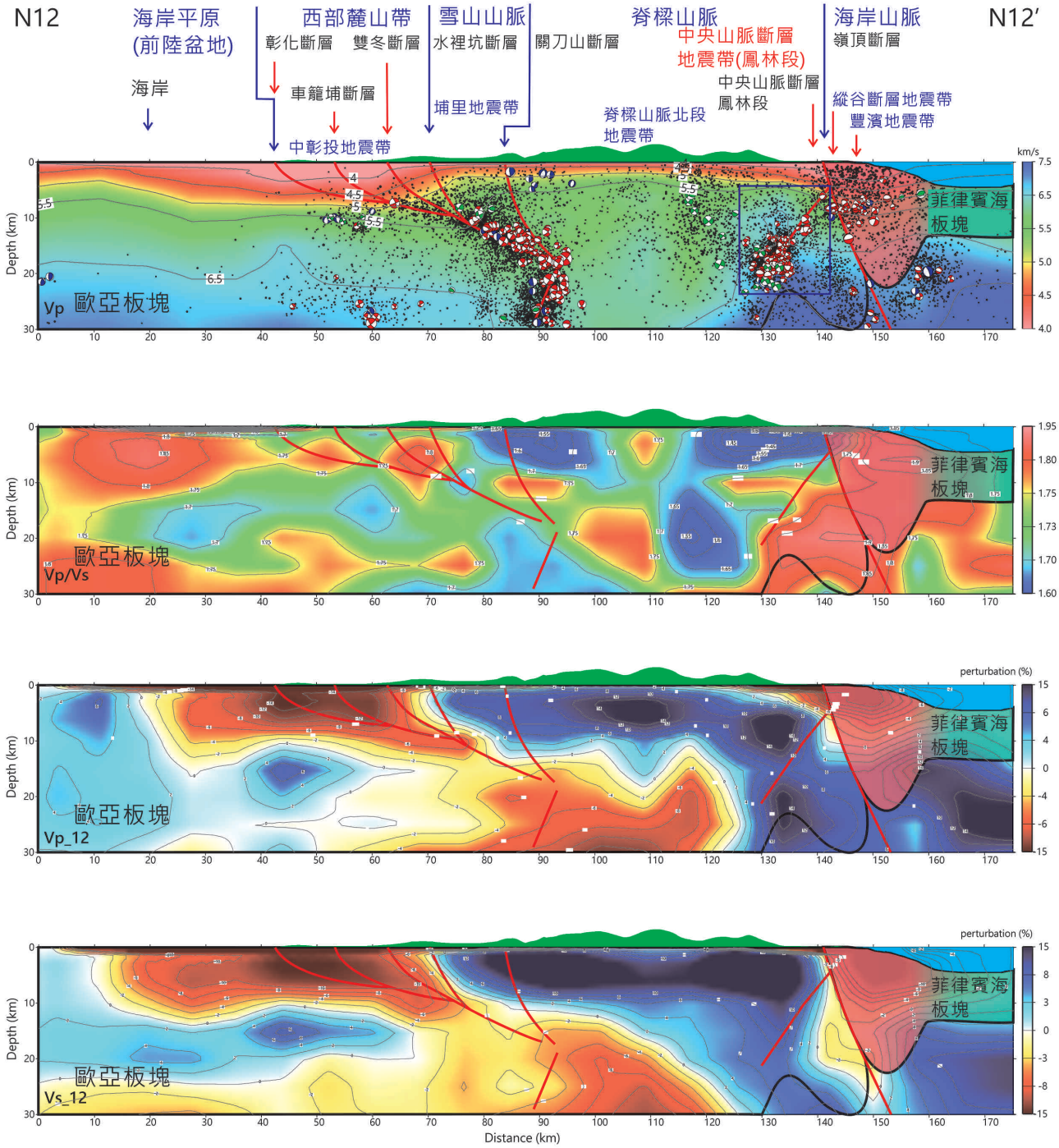


圖 4–99、黑框為鳳林段，地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在嶺頂斷層之下。剖面位置見圖 3–1。

嶺頂斷層與瑞穗斷層（北段縱谷斷層）之下存在一朝西傾斜的地震帶，震源機制以逆移作用形式為主。地震帶位在高 Vp/Vs 值的低速層與低 Vp/Vs 值的高速層的界面，高速層（脊樑山脈變質帶）逆衝覆蓋在低速層之上（前淵盆地沉積層或混同層）（**圖 4–99**，**圖 4–100**）。

鳳林段在 2013/10/31 花蓮瑞穗地震 M_L 6.4 之後，每月地震數量顯增加至 30~50 起，並陸續發生 5 起 M_L 5.0~6.0 地震，以及 2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，可能受此地震事件影響，而導致地震密度變高（1.35 個 / 公里 ^{3}）（**表二**，**圖 4–101**）。

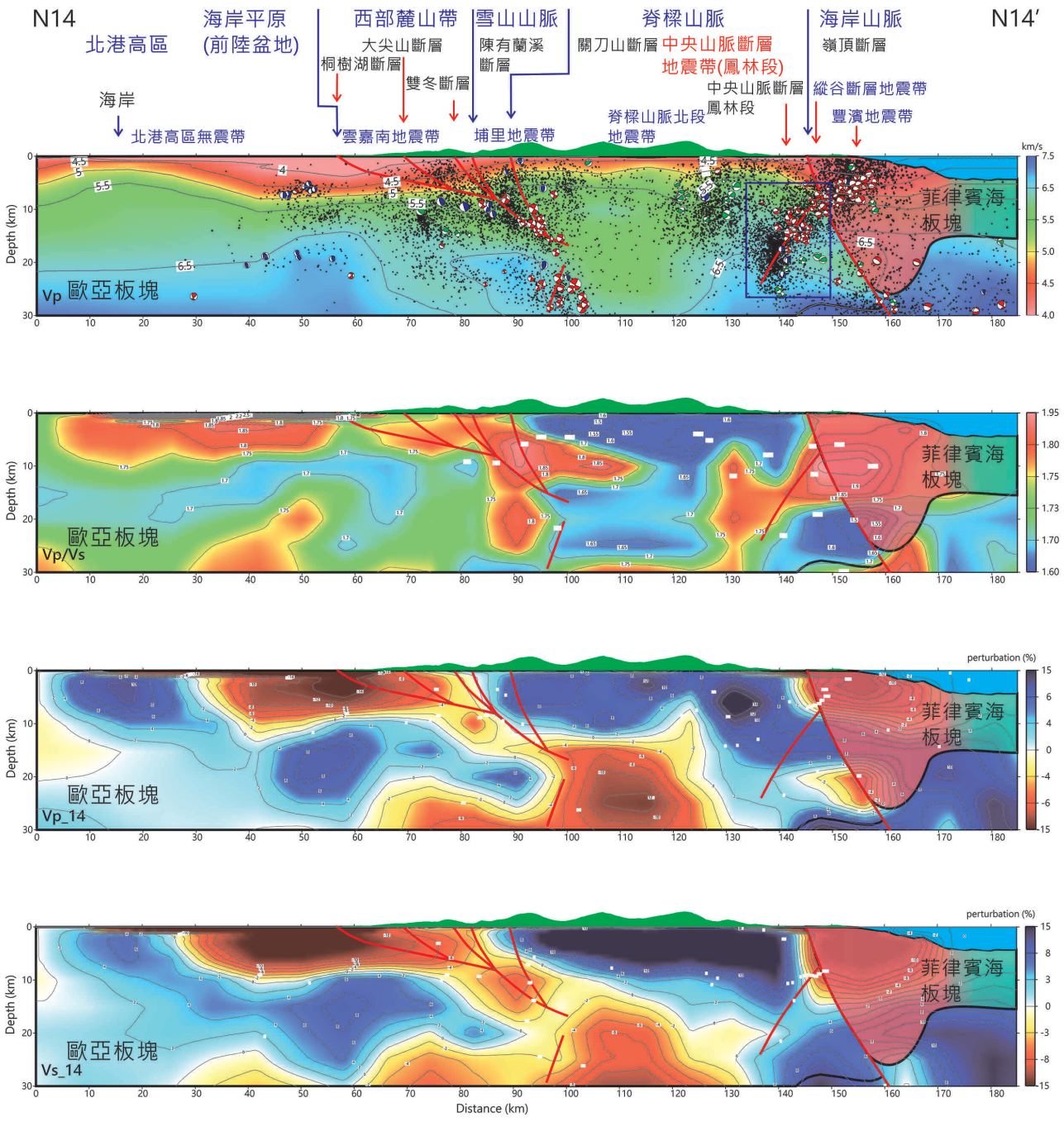


圖 4–100、黑框為鳳林段地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在嶺頂斷層之下。剖面位置見**圖 3–1**。

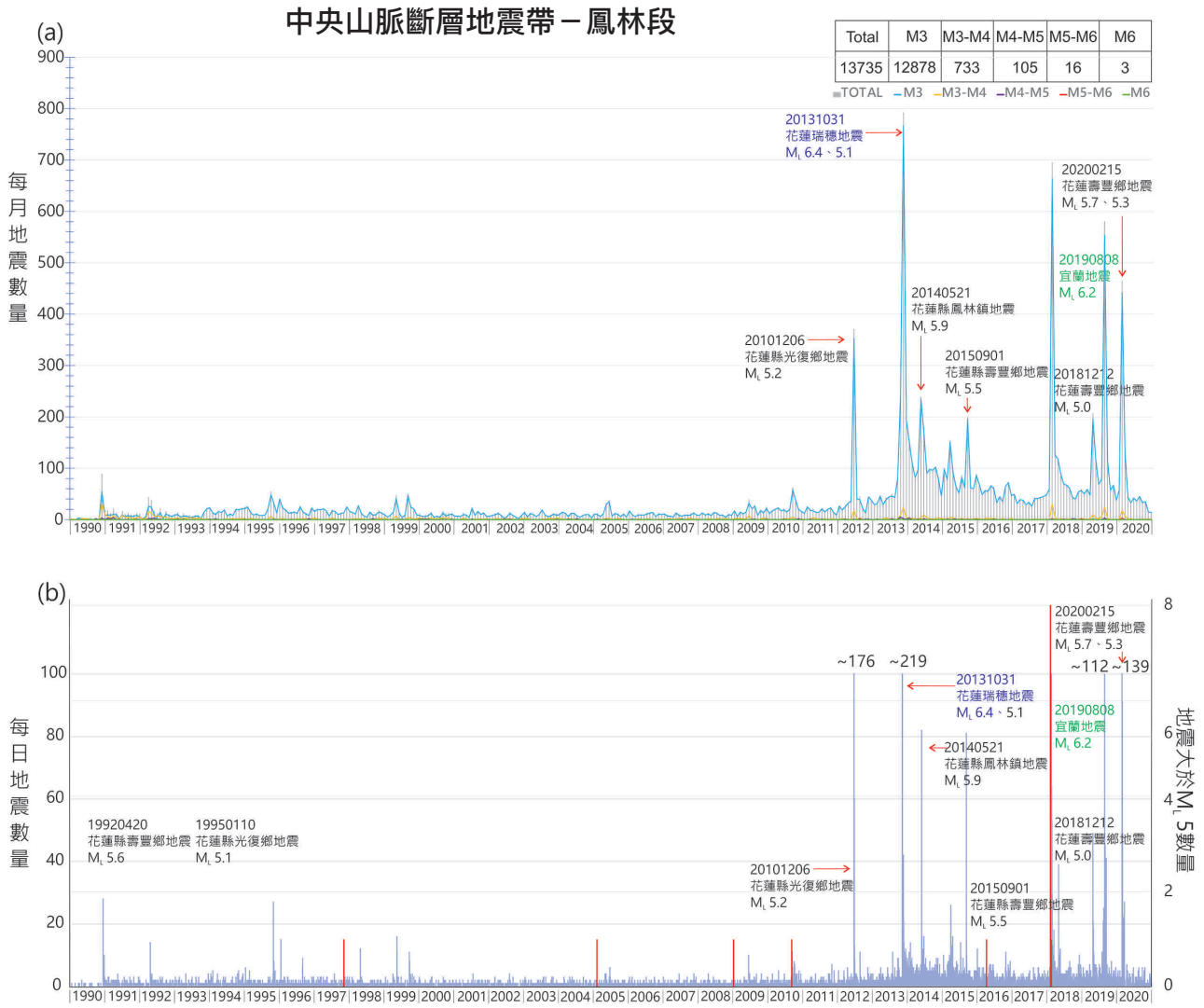


圖 4–101、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層鳳林段的地震頻率低，但中大規模地震（>M_L 5.0）較頻繁。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.3 中央山脈斷層地震帶玉里段

玉里段位於瑞穗至池上之間（圖 4–92；圖 3–12，圖 4–94），1990 年以來此區段地震活動極少，難以依據地震分布判定是否存在朝西傾斜的斷層。然而，從震波層析成像結果顯示，縱谷下存在一朝西傾斜的速度構造界面。儘管玉里段極少有地震活動，但北側的鳳林段與南側的初鹿段都曾發生 >M_L 6.0 地震，或有頻繁的 M_L 4.0~6.0 地震。由於玉里段的地震活動相當少，推測處於鎖定狀態（陳文山等，2018）。震波層析成像分析顯示玉里段的地殼構造與其它中央山脈斷層區段相似，地震發生在 Vp/Vs 值變化的界面。地震帶朝西傾斜，上盤的高速層（脊樑山脈變質帶）覆蓋在低速層之上（圖 4–102）。

2022/09/18 玉里段發生 M_L 6.8（M_W 7.0）與 M_L 6.1 的池上地震，震央位在池上，地表出現多處破裂。隨後 2022/09/19 玉里又發生 M_L 6.0 的卓溪地震（餘震）（圖 4–94，表一）。除了玉里段產生地表破裂之外，位在玉里段上盤的玉里斷層也產生地表錯移。

之前，玉里段的地震頻率極低，是整段中央山脈斷層地震帶中頻率最低的區段。觀測期間，地震數量僅 995 起，每月地震數量僅有數起；且 M_L 5.0~6.0 地震僅 1 起，地震分布密度僅 0.26 個 / 公里^3（**表二**，**圖 4–103**）。於 2022/09/18 池上地震之前，本研究即已認為玉里段呈現鎖定狀態，亦提醒於近期有可能發生＞M_L 6.0 地震（陳文山等，2018）。

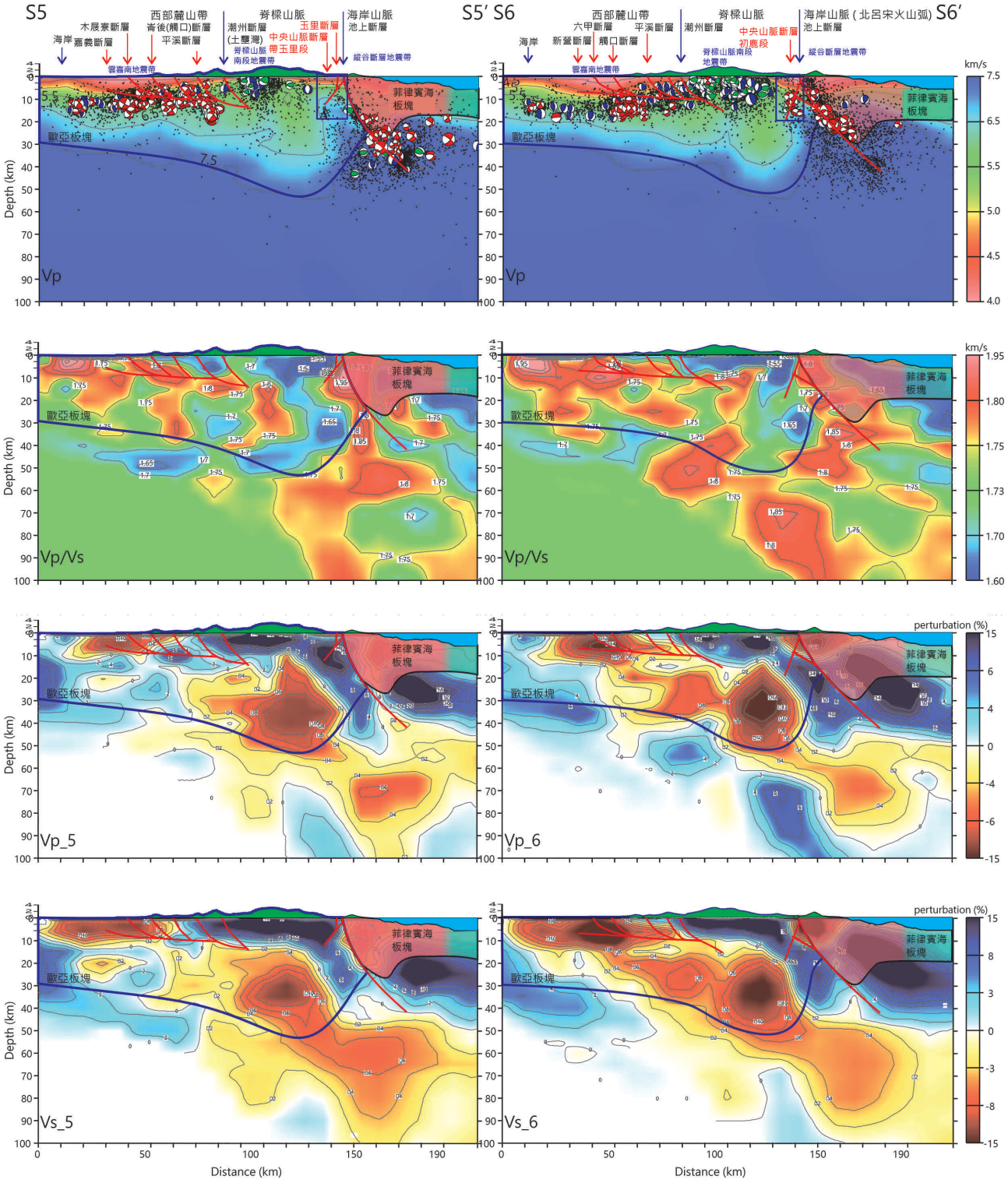


圖 4–102、玉里段地震數量非常少（S5 剖面），地震帶朝西傾斜，斷層尖端位在縱谷斷層（池上斷層）下。剖面位置見**圖 3–2**。

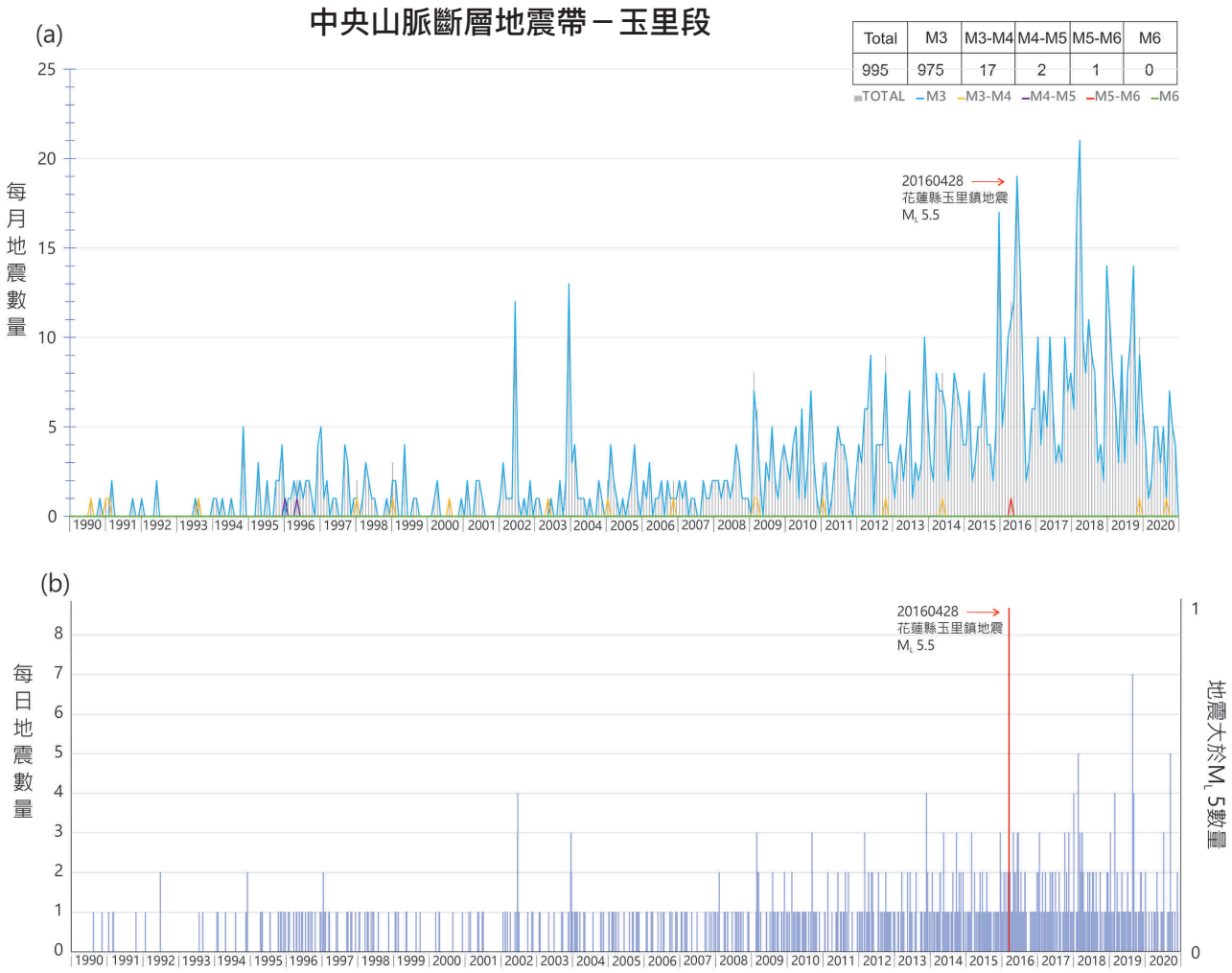


圖 4–103、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層玉里段的地震頻率極低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.4 中央山脈斷層地震帶初鹿段

初鹿段位於池上至初鹿之間（圖 4–92；圖 3–13，圖 4–94），地震深度 8~20 公里，形成一朝西傾斜 70°的地震帶，也是位在 Vp/Vs 值高低變化的界面（圖 4–104）。初鹿段屬於中央山脈斷層地震帶南段，斷層尖端延伸至鹿野斷層之下，未露出地表（圖 4–104）。震源機制為逆移與逆移兼左移，最大主應力方向為 N80~25° W。2006/04/01 臺東地震 M_L 6.2 即發生在此地震帶（Wu et al., 2006）；研究期間，初鹿段發生一次重大地震，即 2022/09/17 關山地震 M_L 6.6（圖 4–94，表一）。

初鹿段的地震頻率低，平均每月地震數量僅數起，2006/04/01 台東地震 M_L 6.2 之後，地震頻率略有升高；但中大規模地震仍然相對較少，2022/09/17 關山地震位於此區段的北端（表二，圖 4–105）。此段的地震分布密度屬於普通（0.79 個 / 公里 ^{3}），有受到 2003/12/18 卑南地震與 2006/04/01 臺東地震事件影響。從地震的數量與規模的評估，未來還是須注意 >M_L 6.0 地震。

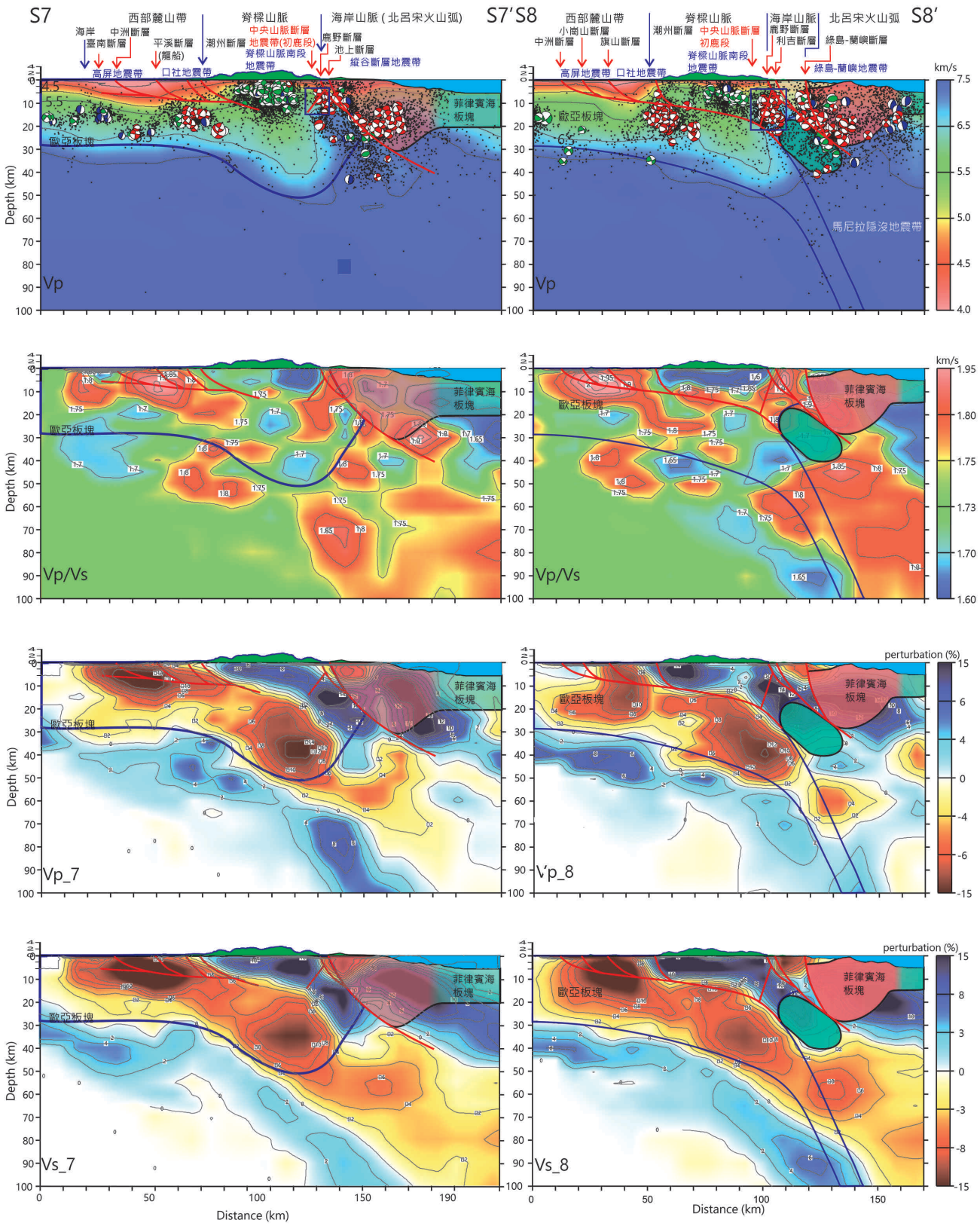


圖 4–104、初鹿段位置接近縱谷西側被鹿野斷層覆蓋。剖面位置見圖 3–2。

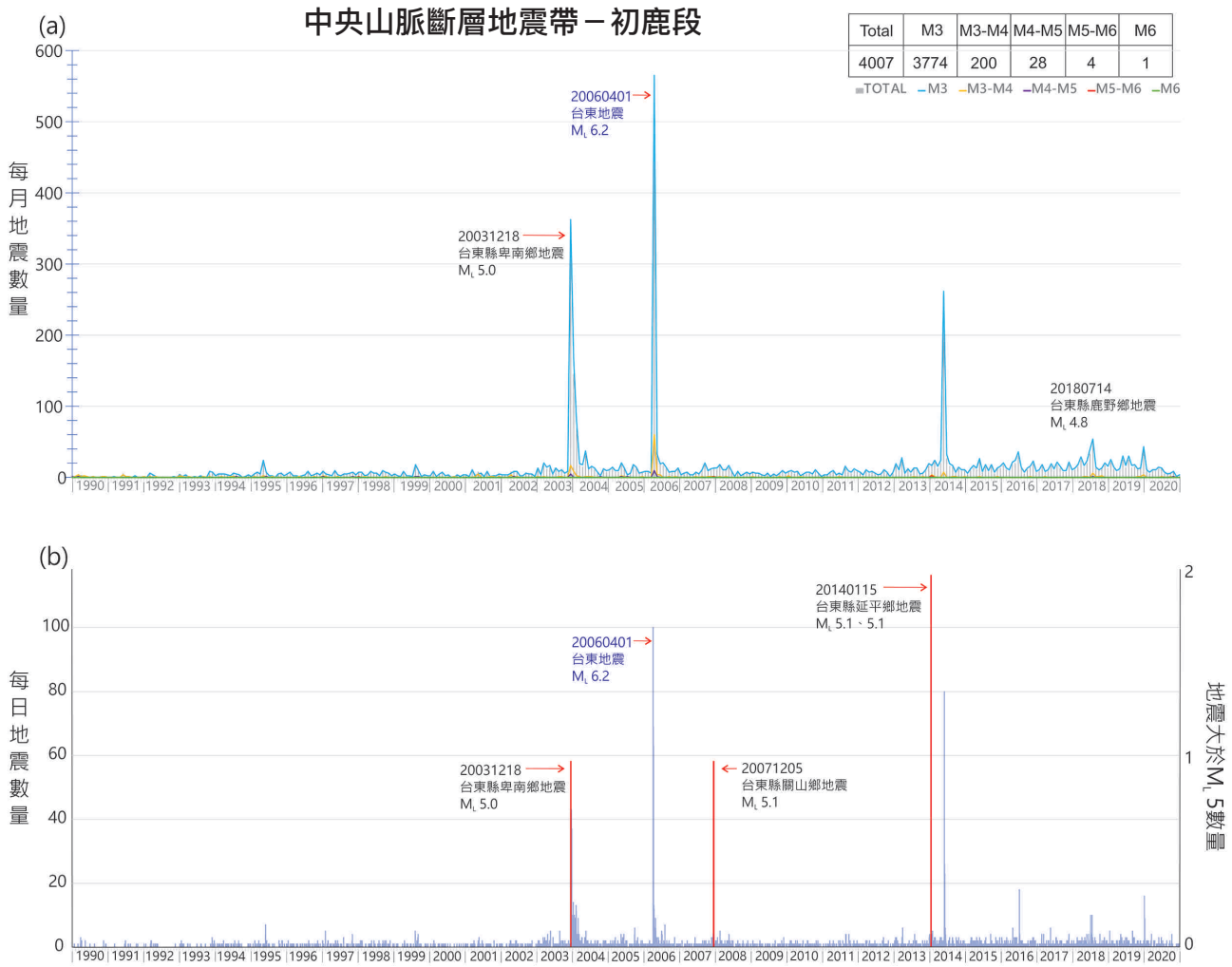


圖 4–105、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層初鹿段的地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.2.5 中央山脈斷層地震帶檳榔段

檳榔段位於初鹿以南延伸至東南海域（圖 4–92；圖 3–14，圖 4–94），斷層尖端已出露地表，形成線形崖地形，稱檳榔線形（楊貴三，1986）。此區段向南沿著北呂宋海槽西側與臺灣島之間的海底形成線型崖，顯示斷層尖端已露出海床。檳榔段地震帶同樣呈現朝西傾斜 60~70°的地震帶，地震深度 <20 公里，震源機制為逆移與橫移作用形式（圖 4–106），而最大主應力方向為 N90~50° W（陳文山等，2019）。

此區域處於隱沒與碰撞轉換帶，弧前盆地（北呂宋海槽）未完全閉合。脊樑山脈與弧前盆地之間同樣以中央山脈斷層接觸，脊樑山脈朝東逆衝到北呂宋海槽之上（圖 3–15，圖 3–16，圖 4–107）。海槽東側屬於北呂宋火山弧（綠島 － 蘭嶼），之間已經產生綠島 － 蘭嶼斷層形成顯著的地震帶，呈現北呂宋火山弧朝西逆衝至北呂宋海槽上。因此，這隱沒與碰撞轉換帶構造在殘留弧前盆地（北呂宋海槽）的兩側各存在一相向的逆衝斷層（中央山脈斷層與綠島 － 蘭嶼斷層）。此外，弧前盆地與火山弧底下還存在馬尼拉隱沒帶，時有地震發生，深度可以達到 150 公里（圖 4–106，圖 4–107）。

檳榔段的地震頻率非常低，觀測以來的地震總數僅 3898 起，M_L 5.0~6.0 地震僅 3 起，2003/12/10 近海的 M_L 6.4 地震之後，略有提高；但在觀測期間未曾發生 >M_L 6.0 地震，也是值得注意的區段（圖 4–108）。此區段的地震密度較低，為 0.34 個 / 公里 ^{3}。

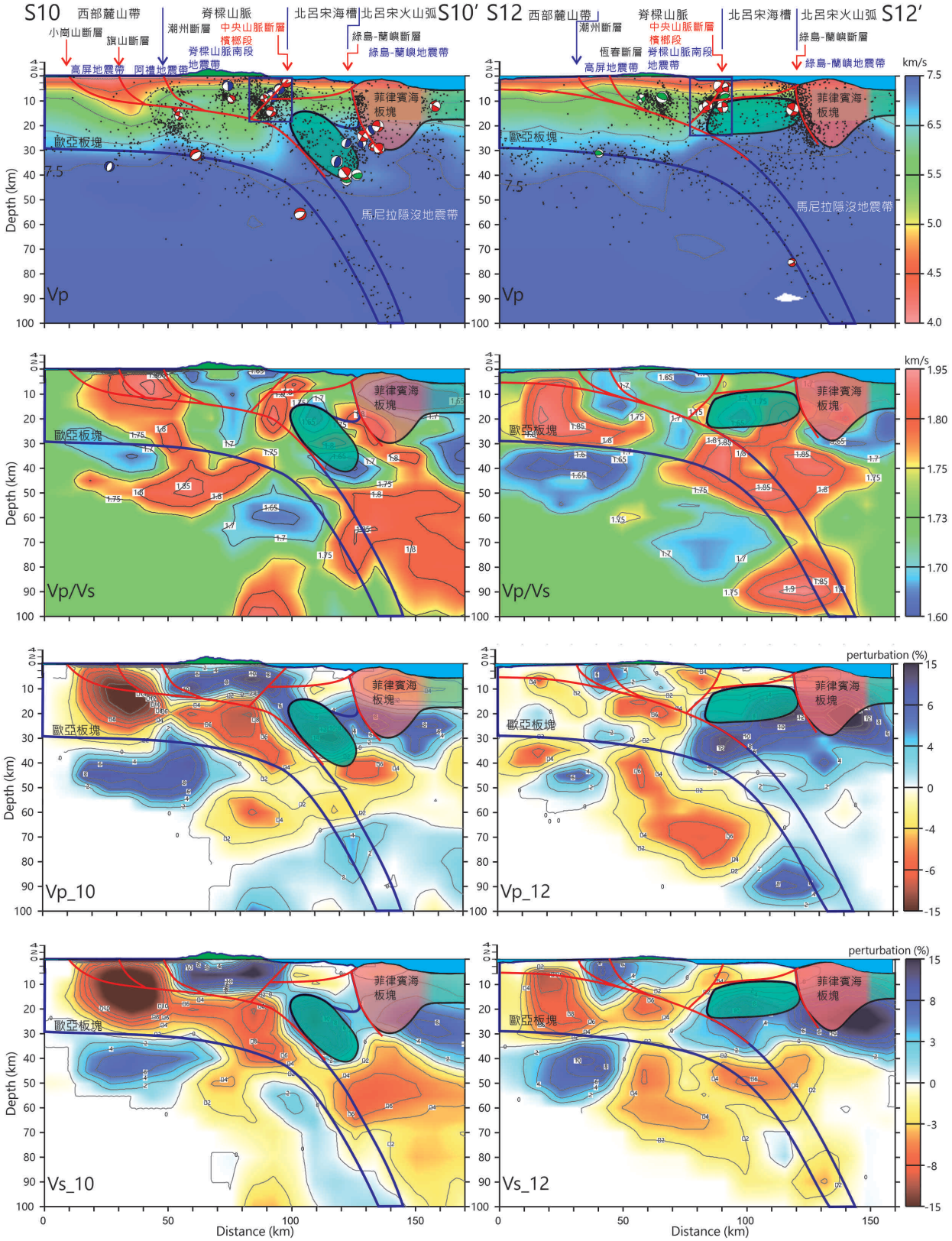


圖 4–106、北呂宋海槽兩側各形成一傾向相向的地震帶，西側為中央山脈斷層地震帶檳榔段，東側為綠島 ─ 蘭嶼地震帶。剖面位置見圖 3–2。

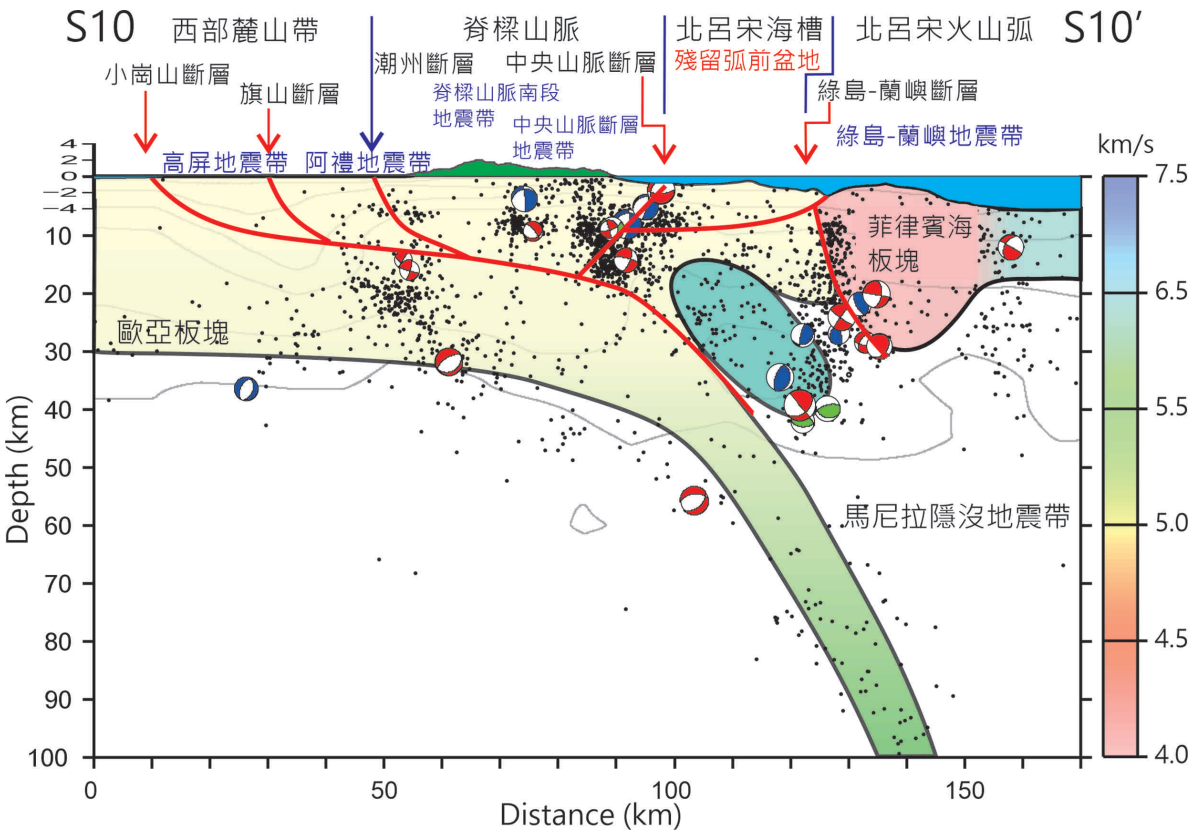


圖 4–107、北呂宋海槽是殘留弧前盆地，兩側各以中央山脈斷層與綠島 ─ 蘭嶼斷層的反向逆斷層為邊界。剖面位置見圖 3–2。

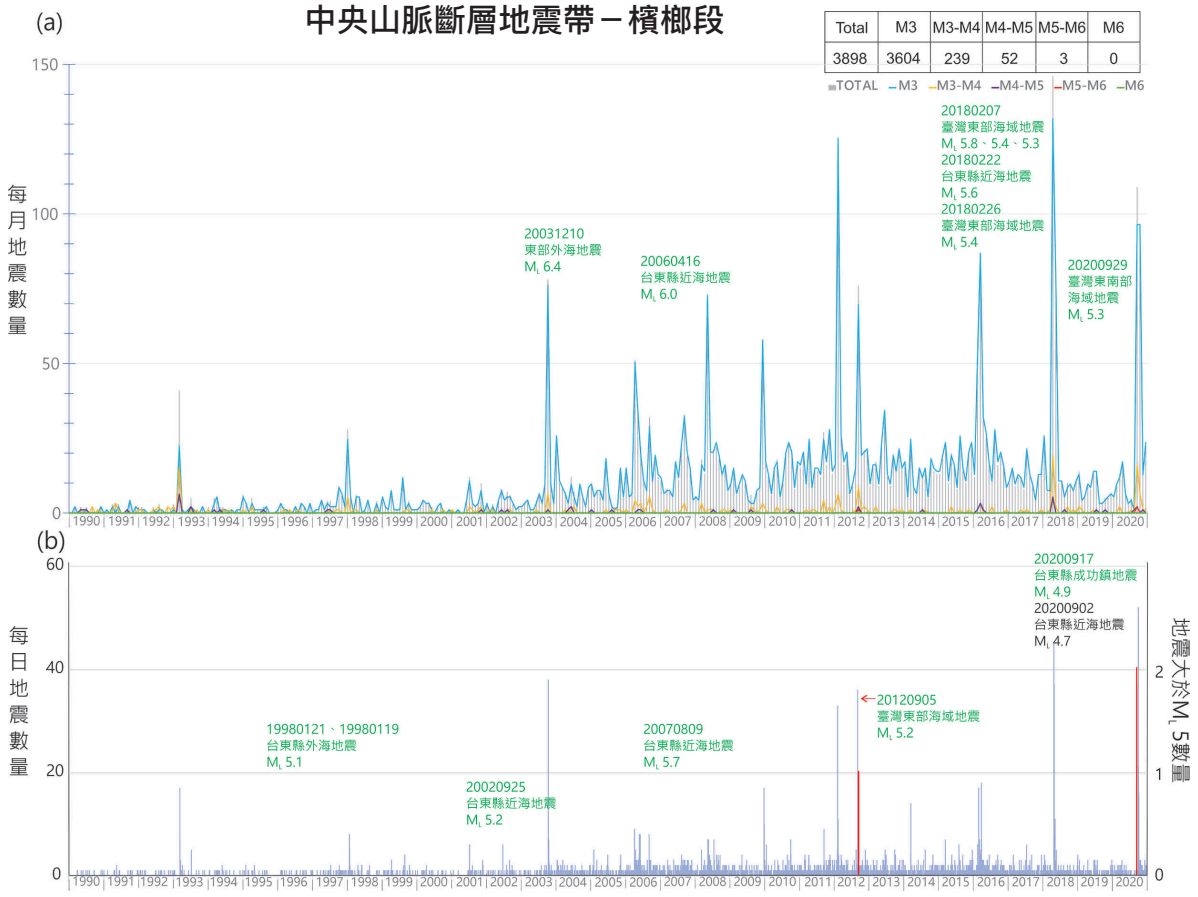


圖 4–108、1990~2020 年地震頻率。中央山脈斷層檳榔段的地震頻率低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.3 玉里斷層地震帶

1951/11/25 台東地震，玉里斷層是其中之一發生地表破裂的斷層，當時紀錄的斷層跡通過玉里鎮。2022/09/18 池上地震 M_L 6.8（M_W 7.0），地震位在中央山脈斷層玉里段，同時亦牽動玉里斷層發生地表破裂，全長 16 公里，斷層跡從台東縣東里村向北延伸經玉里鎮、玉里高中、玉里醫院至秀姑巒溪河床（觀音）（**圖 4–92**）。地表破裂呈現左向橫移斷層，水平最大錯移量可達 80 公分（Chen et al., 2024）。玉里斷層是位於中央山脈斷層玉里段的上盤，屬於中央山脈斷層的分支斷層，因此當中央山脈斷層發生逆衝兼左移錯動時，也牽動位在上盤的玉里斷層產生左向橫移的錯移。

1990~2020 年觀測期間，玉里斷層地震帶的地震頻率極低，僅 213 起地震，其中僅 1 起 M_L 4.0~5.0，平均每月 0~1 起；地震分布密度低，為 0.21 個 / 公里 ^{3}（**圖 4–109**，**表二**）。

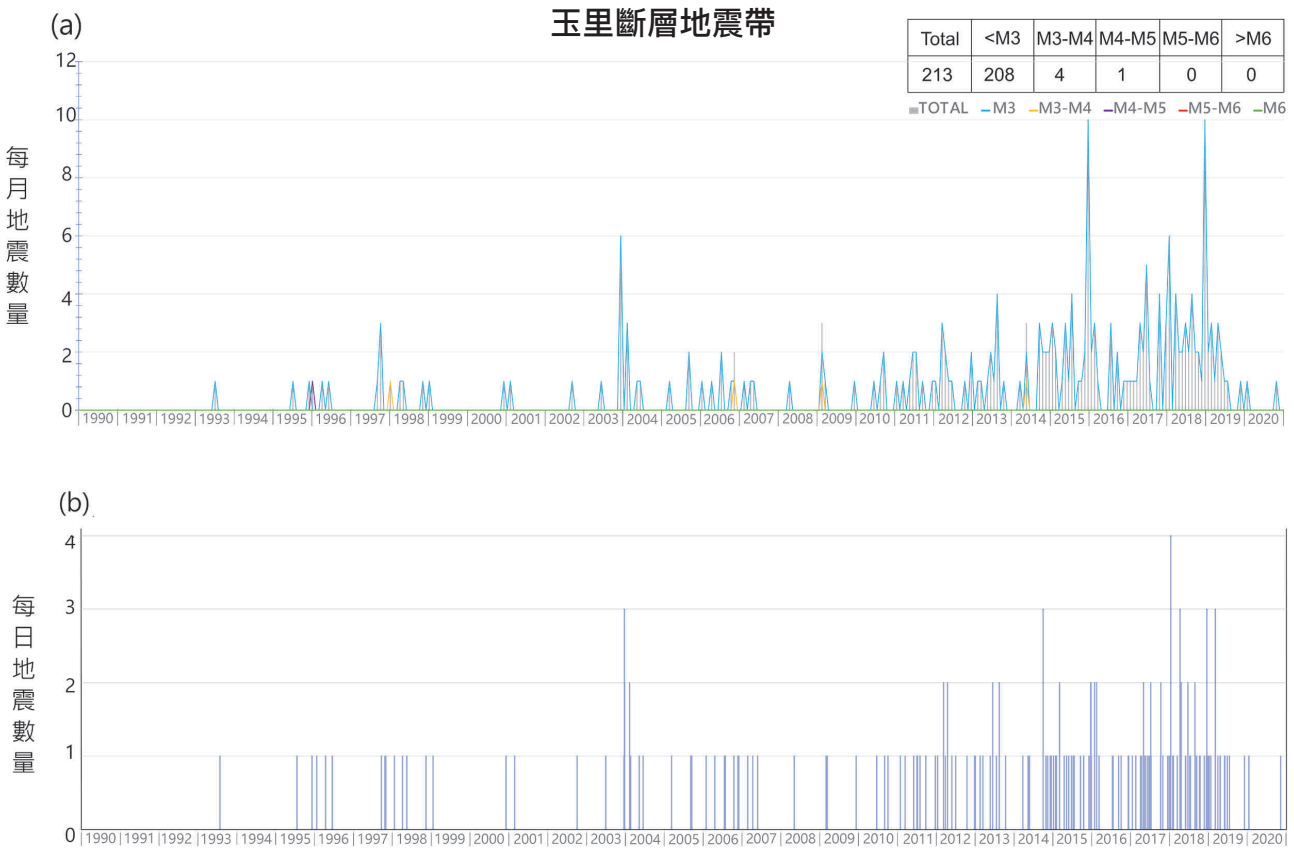


圖 4–109、1990~2020 年地震頻率。玉里斷層地震帶的地震頻率極低，平均每月地震僅 0~1 起。

4.4.4 南澳地震帶

南澳地震帶位於北段脊樑山脈東翼，從東澳至和平，地震深度 5~35 公里（圖 4–110），震源機制以左向橫移形式為主，部分為逆移形式，最大應力方向為 N50~70° E（圖 4–111）（陳文山等，2018）。這地震帶受到菲律賓海板塊向北隱沒擠壓影響，導致淺部地殼（歐亞板塊）產生北東向的走滑地震（圖 3–17，圖 3–18，圖 4–112，圖 4–113）。然而，此區域還存在另一更深層的地震帶，深度 >50 公里，是菲律賓海板塊隱沒產生的琉球隱沒地震帶（圖 4–111）。

自地震觀測以來，臺灣的地震帶中，南澳地震帶的地震頻率屬於第二高，地震總數 51026 起，平均每年地震約 1700 起（每月地震頻率約 150 起），>M_L 5.0 地震約 16 起（圖 4–114）。而 >M_L 6.0 地震僅 3 起，分別是 1994/06/05 南澳地震 M_L 6.5、2001/06/14 南澳地震 M_L 6.3、2019/08/08 宜蘭地震 M_L 6.2（圖 4–113）。其地震分布密度亦非常高，為 3.07 個 / 公里^3。

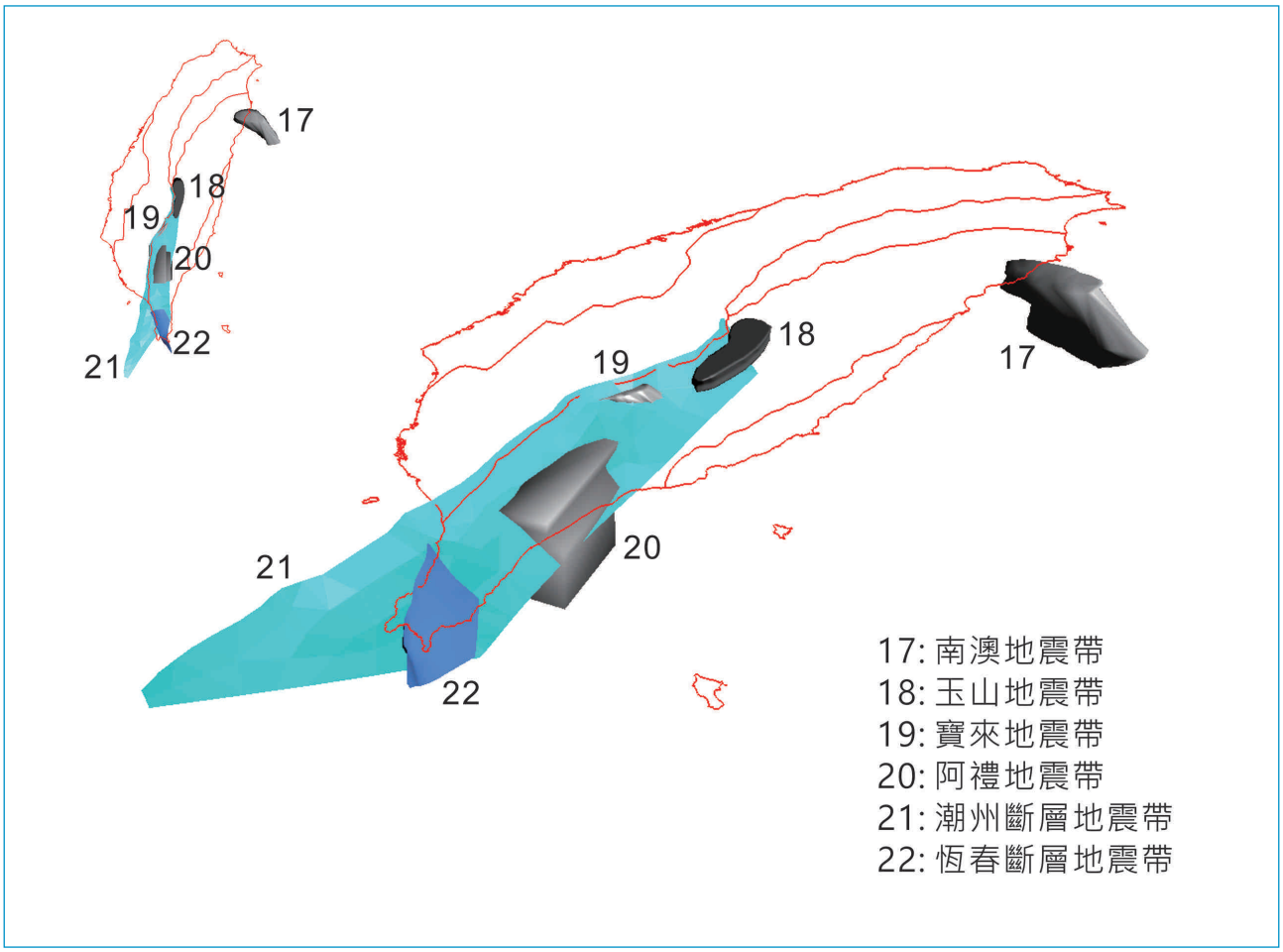


圖 4–110、脊樑山脈地質構造區的地震帶，東北側的南澳地震帶，以及西側的玉山地震帶、寶來地震帶、阿禮地震帶、潮州斷層地震帶與恆春斷層地震帶。

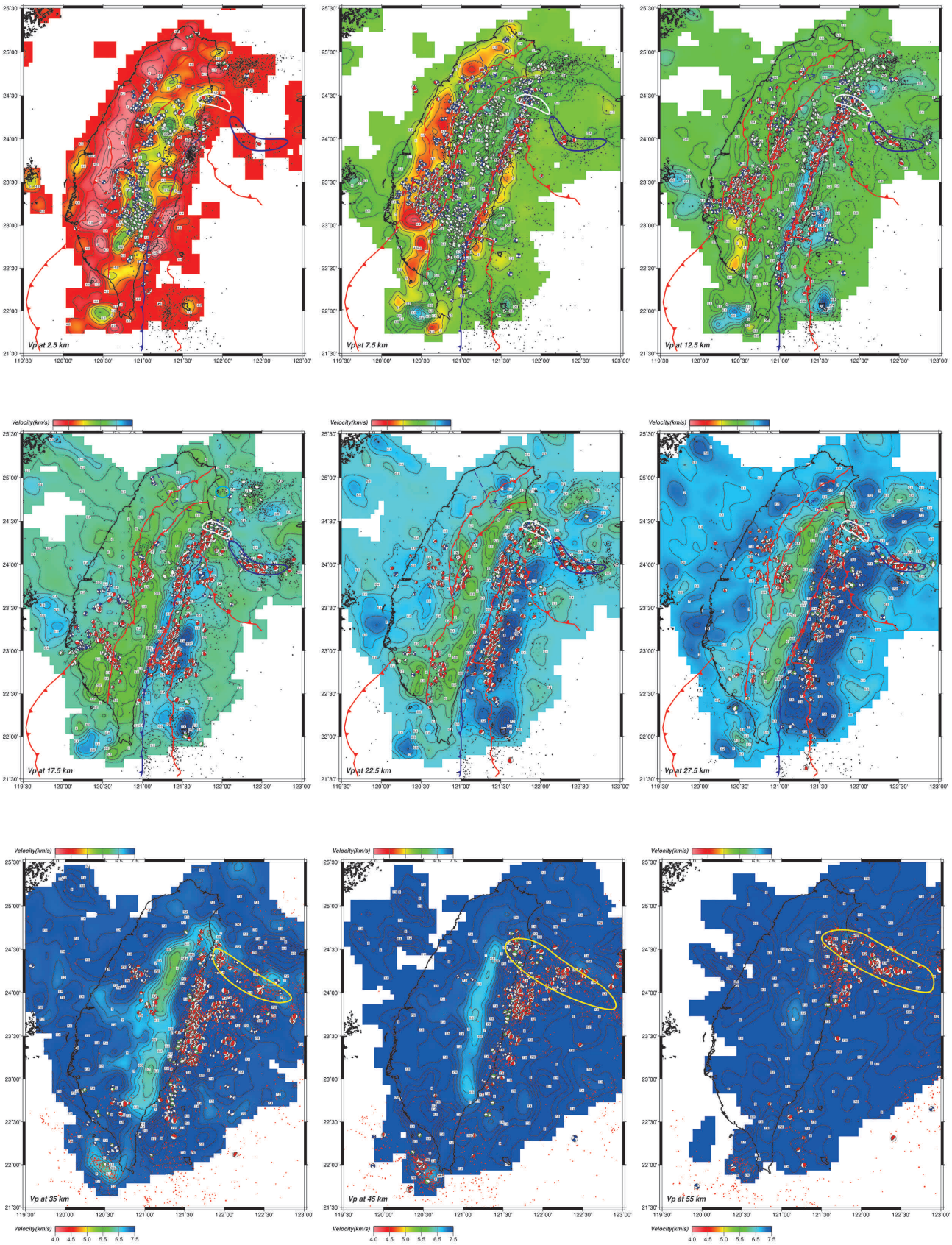


圖 4–111、南澳地震帶（白圈），弧前盆地地震帶（藍圈）；隱沒帶地震（黃圈）。深度 >35 公里的地震與隱沒作用有關。

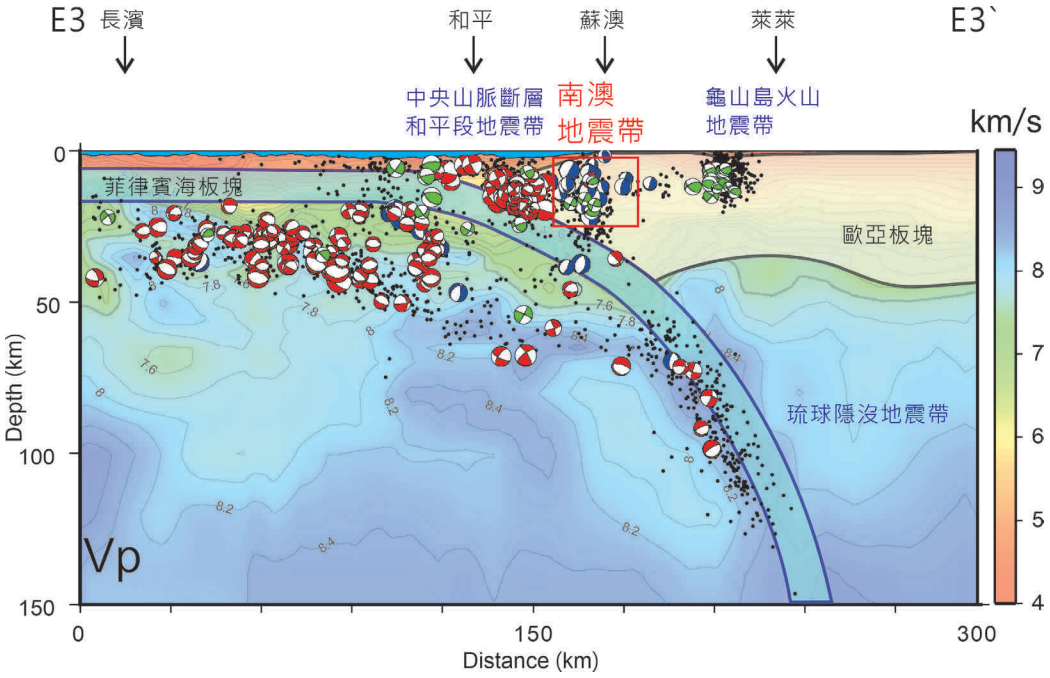


圖 4–112、沿東部海岸的南北剖面，南澳地震帶是菲律賓海板塊朝北隱沒在歐亞板塊內擠壓產生的。剖面位置見圖 3–4。

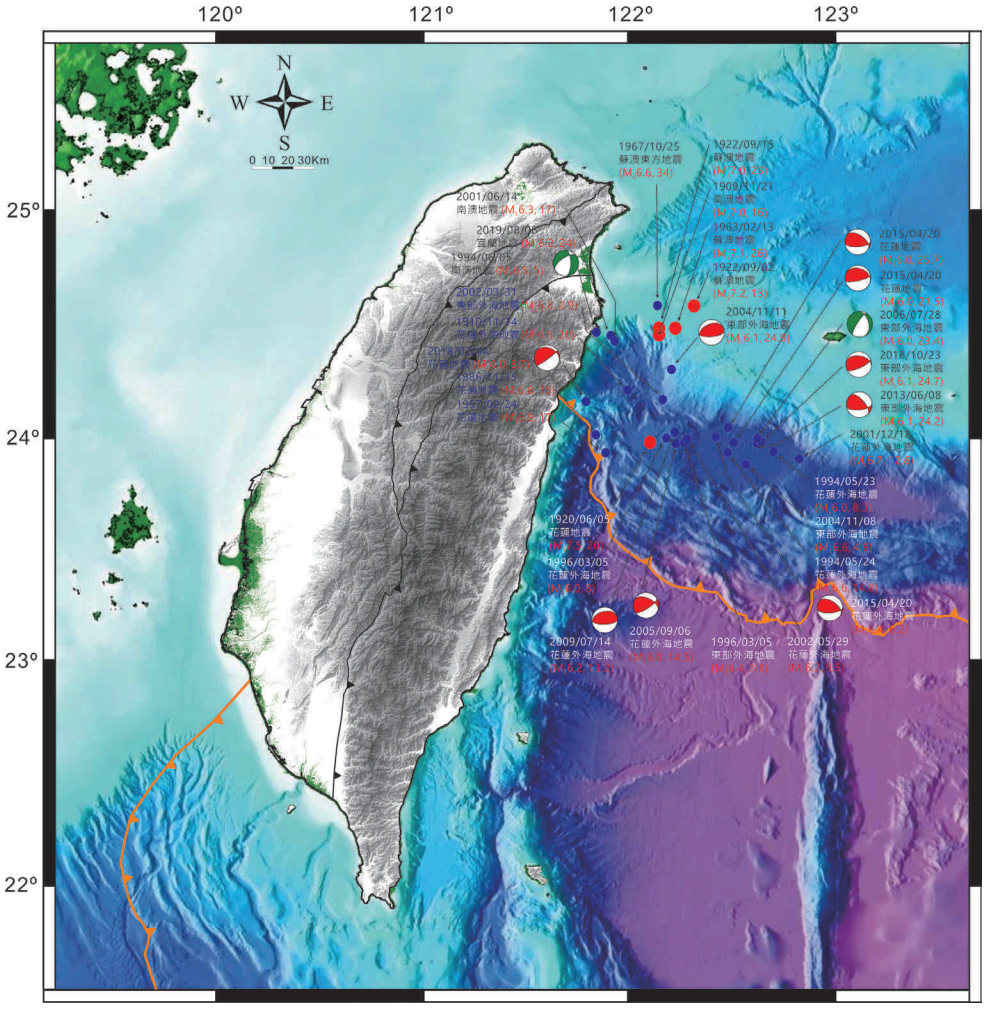


圖 4–113、1900 年以來，南澳地震帶 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

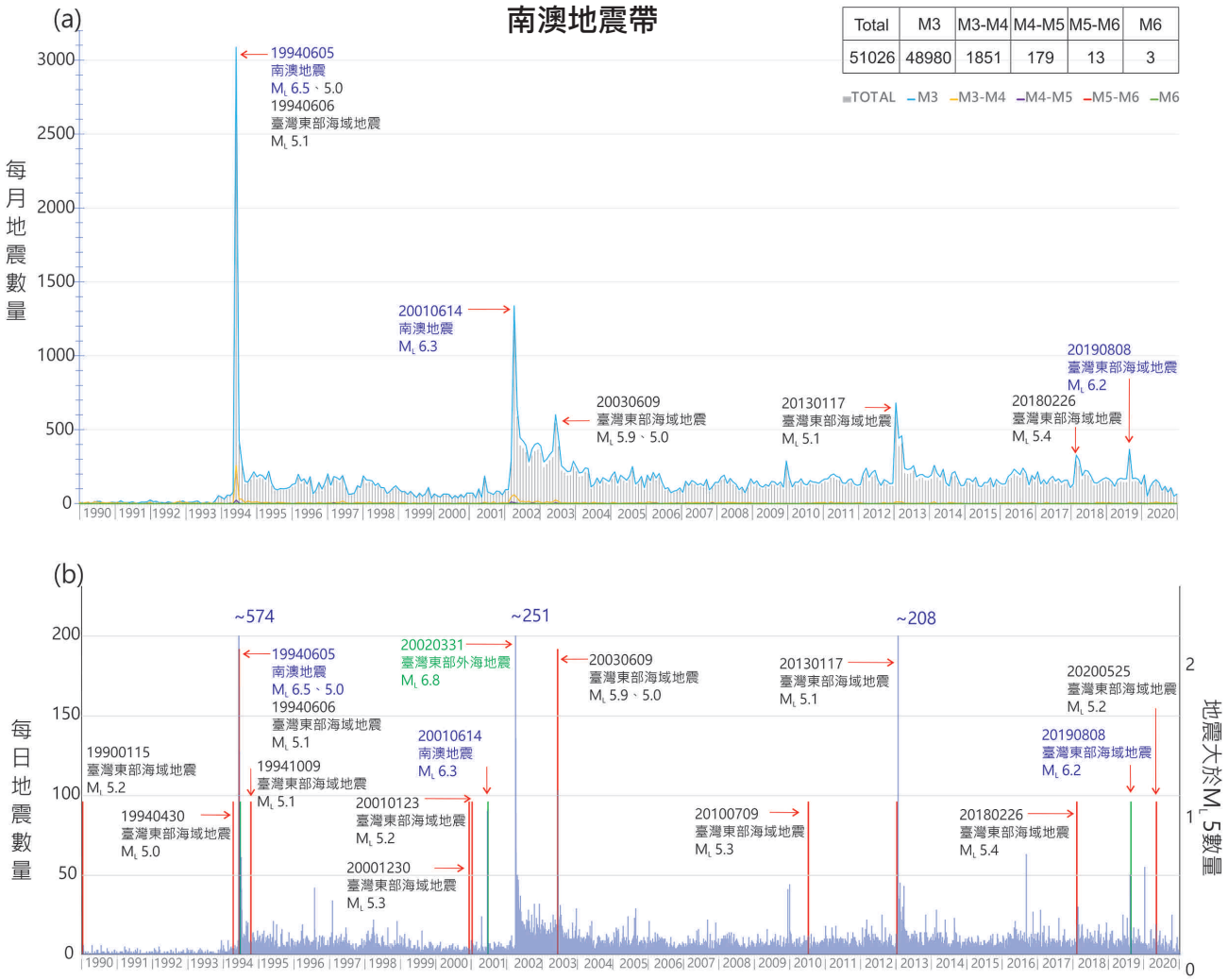


圖 4–114、1990~2020 年地震頻率。南澳地震帶的地震頻率非常高，但發生中大規模（>M_L 5.0）地震較少，共 16 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.5 玉山地震帶

脊樑山脈板岩帶沿著陳有蘭溪斷層與潮州斷層朝西逆衝到西部麓山帶上，斷層上盤形成寬約十數公里的地震帶，從玉山北側一直延伸至南橫，形成一南北走向，為橫移作用形式的地震帶，深度 <10 公里，屬於極淺層地震帶（圖 4–110）。其西側是西部麓山帶雲嘉南地震帶，以陳有蘭溪斷層為界；東側為脊樑山脈中段地震帶，是一處少有地震區域。玉山地震帶北側的埔里地震帶，此兩者在震源機制與地震的空間分布沒有直接關係。埔里地震帶的深度從 10 至 40 公里，朝東傾斜，以逆移作用形式為主（圖 4–115，圖 4–84）。

玉山地震帶的地震頻率極低，平均每月僅數起，大部分地震 <M_L 4.0。然而，921 集集地震明顯影響玉山地震帶的頻率，震後一年多期間，地震數量達到 2000 多起，占觀測以來總地震數量約 50%，並誘發一起於 2000/07/29 玉山地震 M_L 6.1（圖 4–116，圖 4–113，表一，表二）。從地震密度來看屬於較高（0.9 個 / 公里^3），顯然受到 921 集集地震事件的影響；若排除此事件，其地震分布密度稍低（0.5 個 / 公里^3）。

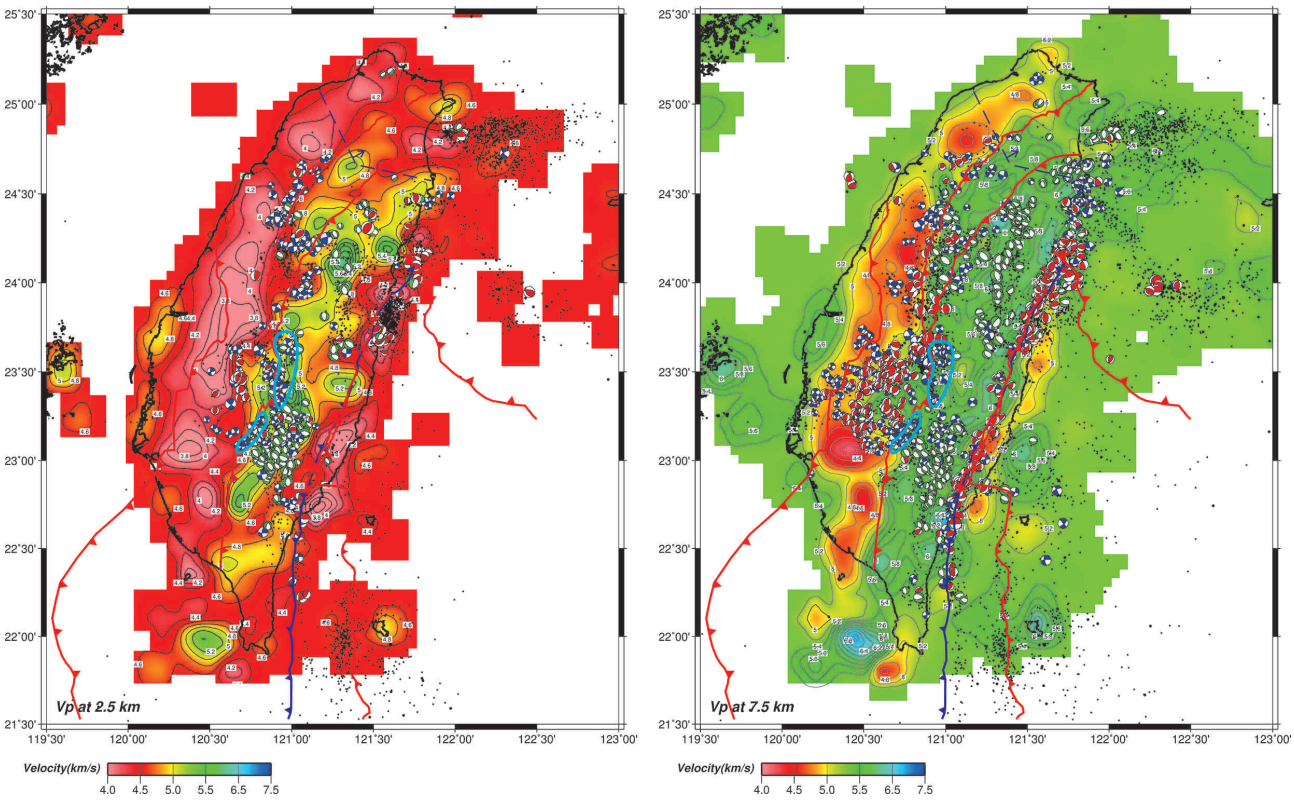


圖 4–115、玉山地震帶與寶來地震帶 (藍線) 都位在近潮州斷層上盤。

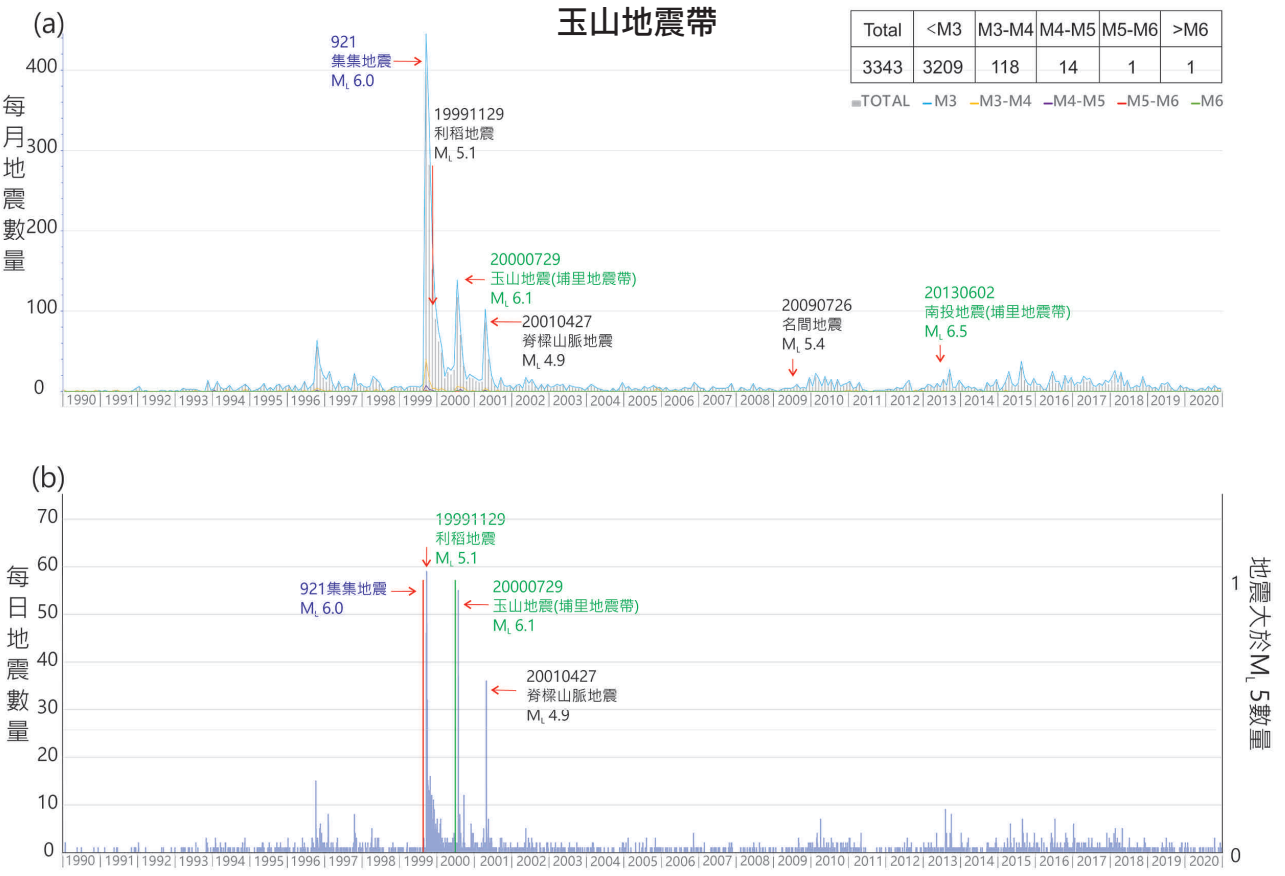


圖 4–116、1990~2020 年地震頻率。玉山地震帶的地震頻率低，平均每月地震僅數起，大部分 <M_L 4.0 地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.6 寶來地震帶

此地震帶位在玉山地震帶南側，從桃源延伸至寶來一帶，地震以橫移作用形式為主，地震深度 <10 公里，屬於極淺層地震帶（圖 4–110）。潮州斷層西側（下盤）屬於雲嘉南地震帶，東側為寶來地震帶（上盤），此地震帶可能與潮州斷層活動有關（圖 4–117）。然而，六龜以南的潮州斷層上盤的淺層地殼中（<15 公里）少有地震，不像寶來與玉山地震帶有密集的地震群集。

寶來地震帶的地震頻率低，平均每月 10~30 起，大部分地震 <M_L 4.0，未曾發生 >M_L 5.0，偶有 M_L 4.0~5.0 地震事件，地震數量可達百餘起（圖 4–118，表二），地震密度較低，為 0.65 個 / 公里 [3]。其與相鄰的玉山地震帶皆位在潮州與陳有蘭溪斷層的上盤，震源機制皆為橫移作用形式，可能屬於同一地震帶（圖 4–115）。

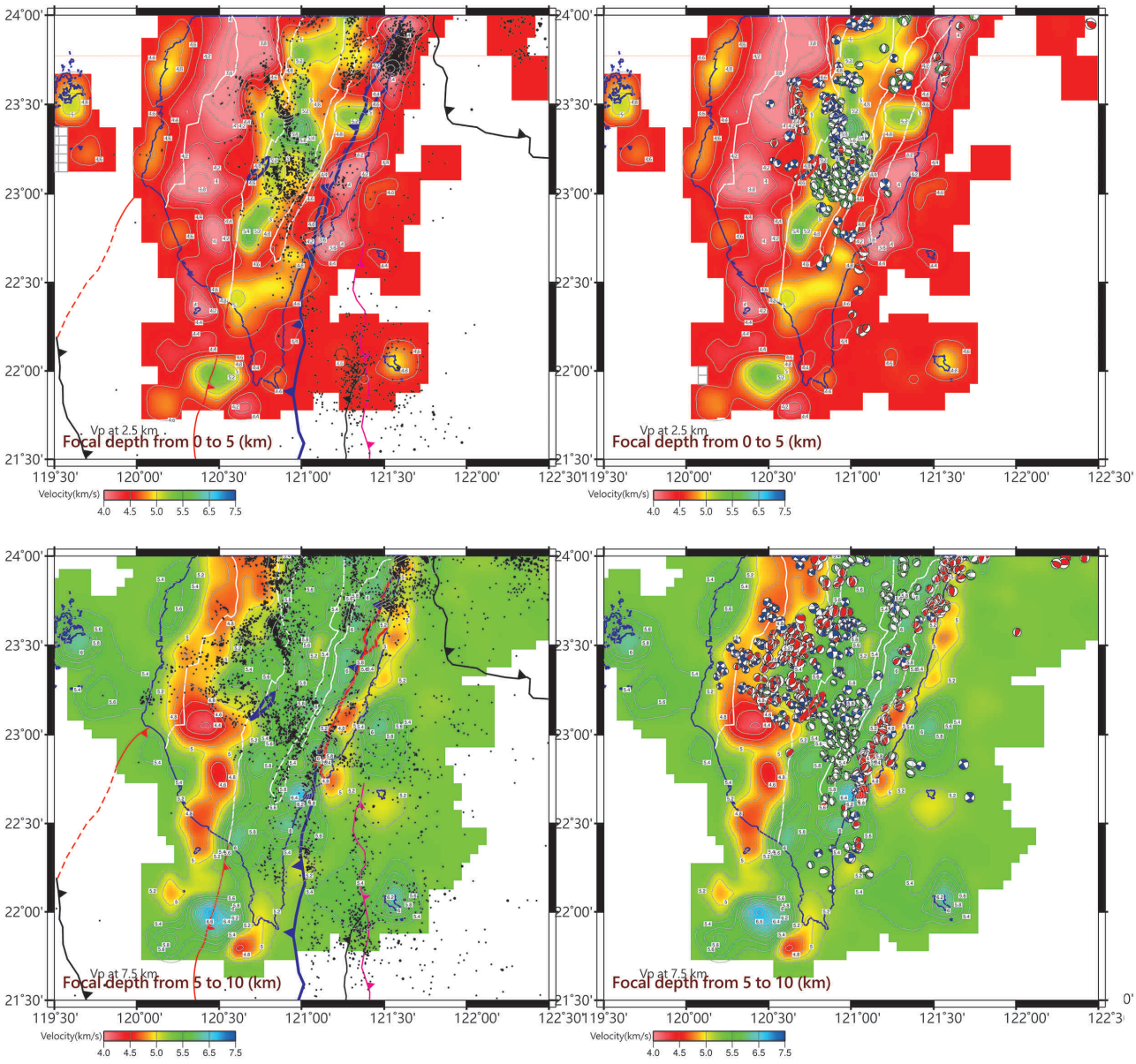


圖 4–117、寶來地震帶（黑與紅框）位在玉山南側，潮州斷層上盤，震源深度 <10 公里。

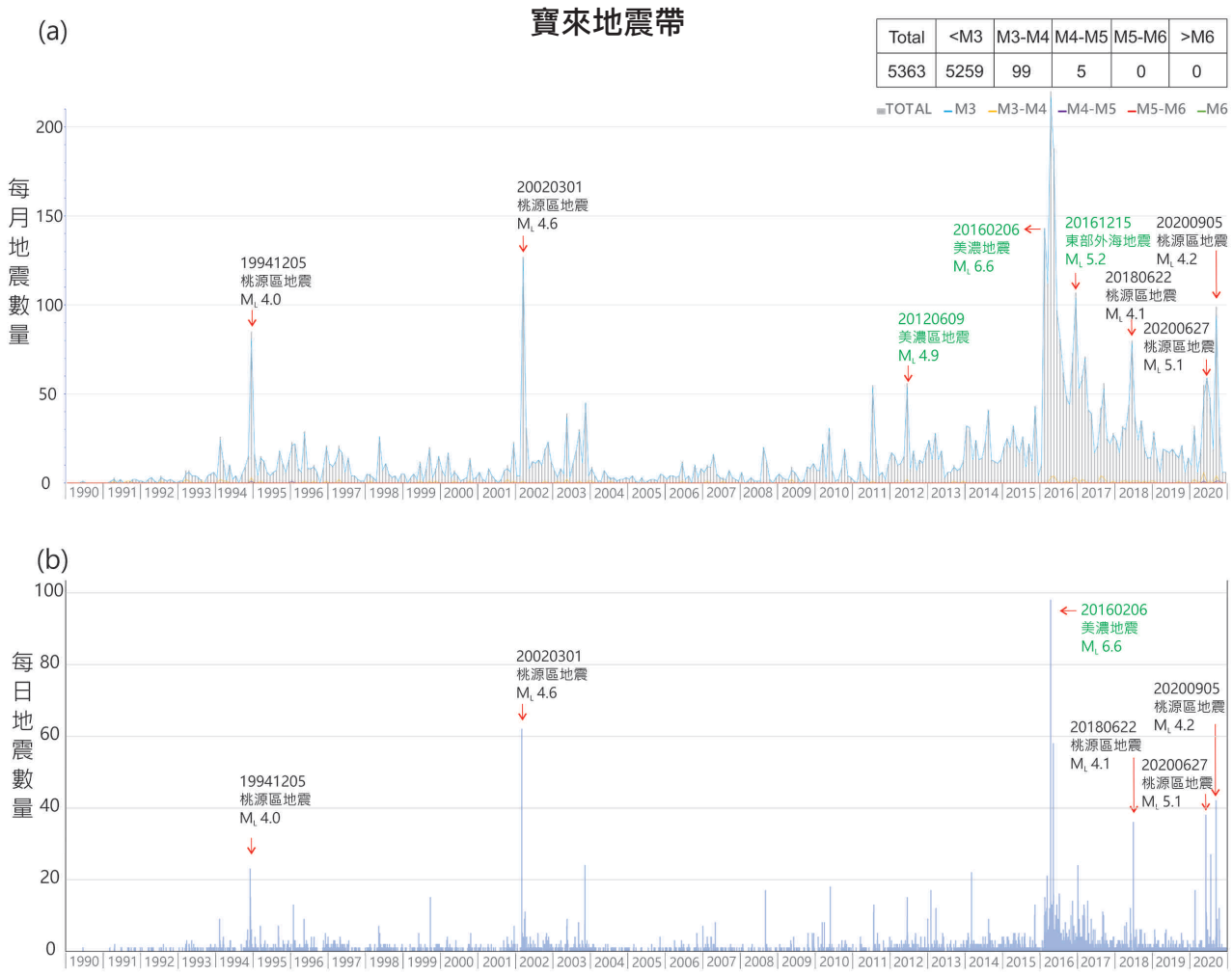


圖 4–118、1990~2020 年地震頻率。寶來地震帶的地震頻率低，平均每月 10~30 起，大部分地震 <M_L 4.0。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.7 阿禮地震帶

脊樑山脈板岩帶向西逆衝到西部麓山帶之上，而潮州斷層下盤的屏東平原屬於背負盆地（piggy–back basin）。潮州斷層形成於晚上新世，至今仍持續活動，但在近數十年來，該斷層卻鮮少發生地震。

阿禮地震帶的地震深度介於 15 至 35 公里，位於潮州斷層下盤的中下部地殼（圖 4–110），地震以逆移作用形式為主。地震帶位在高 Vp/Vs 值的低速層，且 Vp 與 Vs 異常擾動值呈現負值的地殼（圖 4–119，圖 4–120）；可能是歐亞板塊向東隱沒產生的地震帶（厚皮構造模式）。

2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4 之前，此地震帶的頻率較低，平均每月 20~30 起。然而，此地震事件之後，地震頻率上升至每月 60~100 起。2012/02/26 霧台地震 M_L 6.4 之後（圖 4–113，表一），亦維持高頻率狀態。阿禮地震帶經常受到鄰近地震帶的中大規模地震影響，發生群震現象（圖 4–121，表二）。此帶的地震密度稍低，為 0.39 個 / 公里^3。

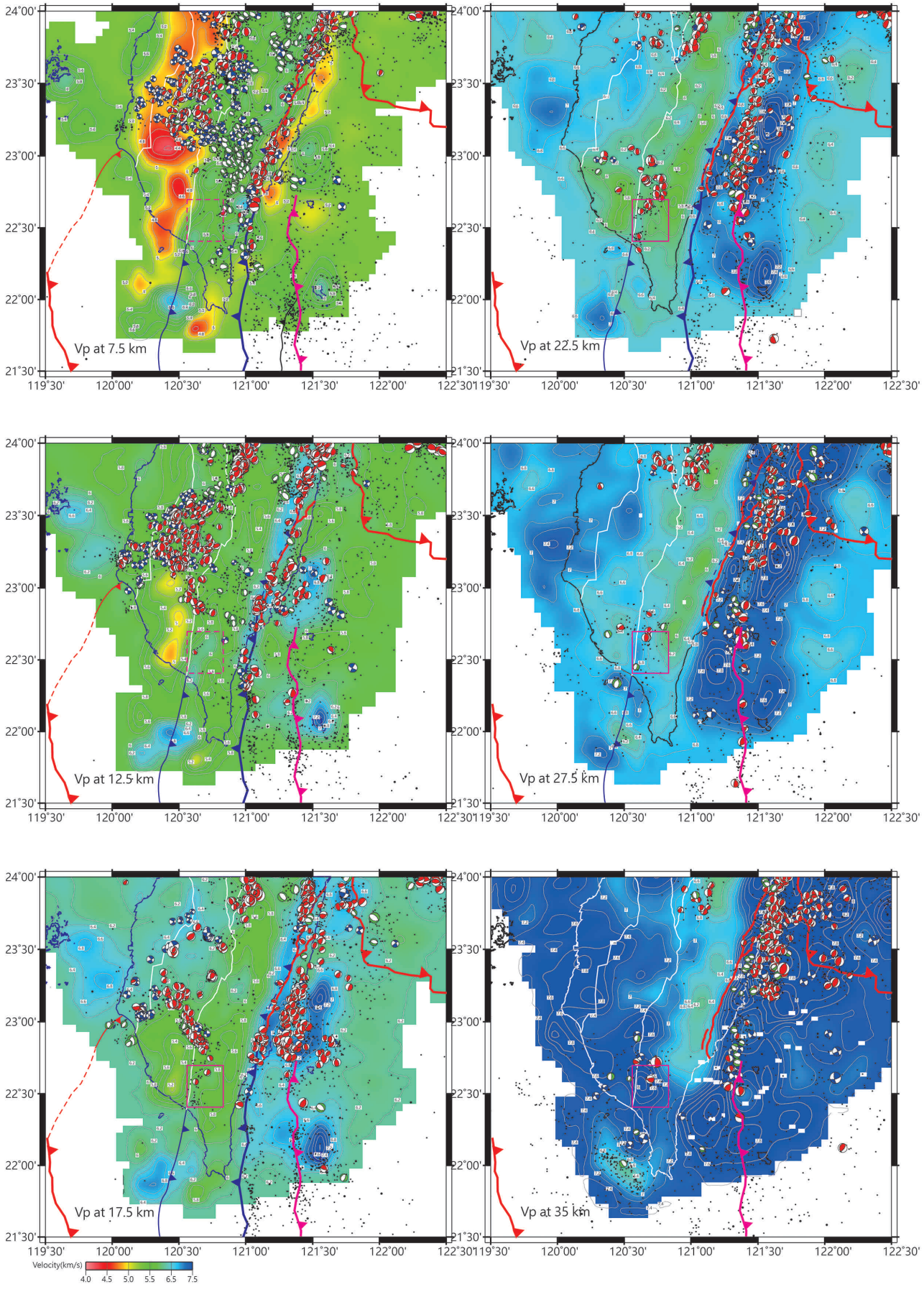


圖 4–119、阿禮地震帶深度在 15~35 公里的中下部地殼。

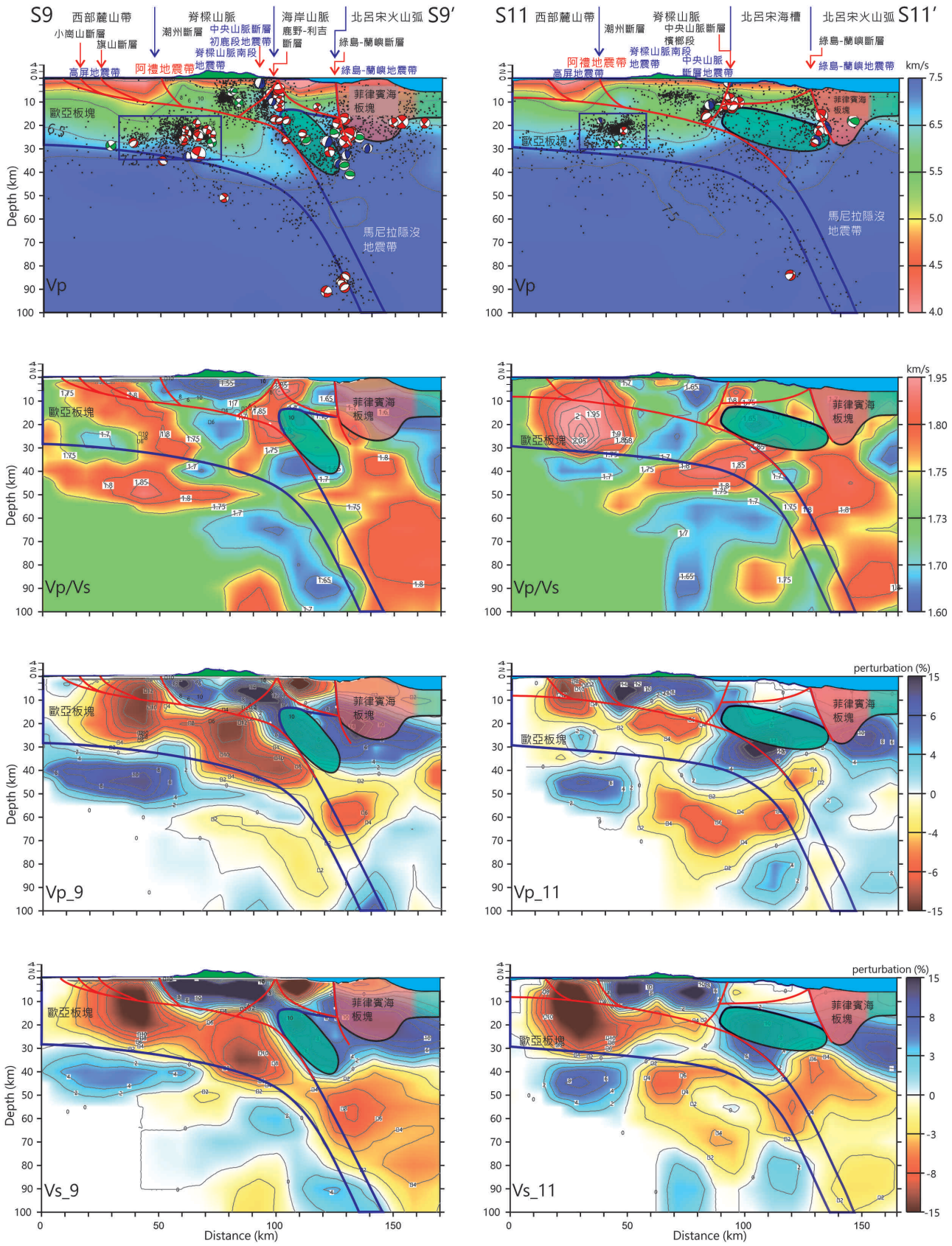


圖 4–120、阿禮地震帶地震以逆斷層形式為主，位於 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

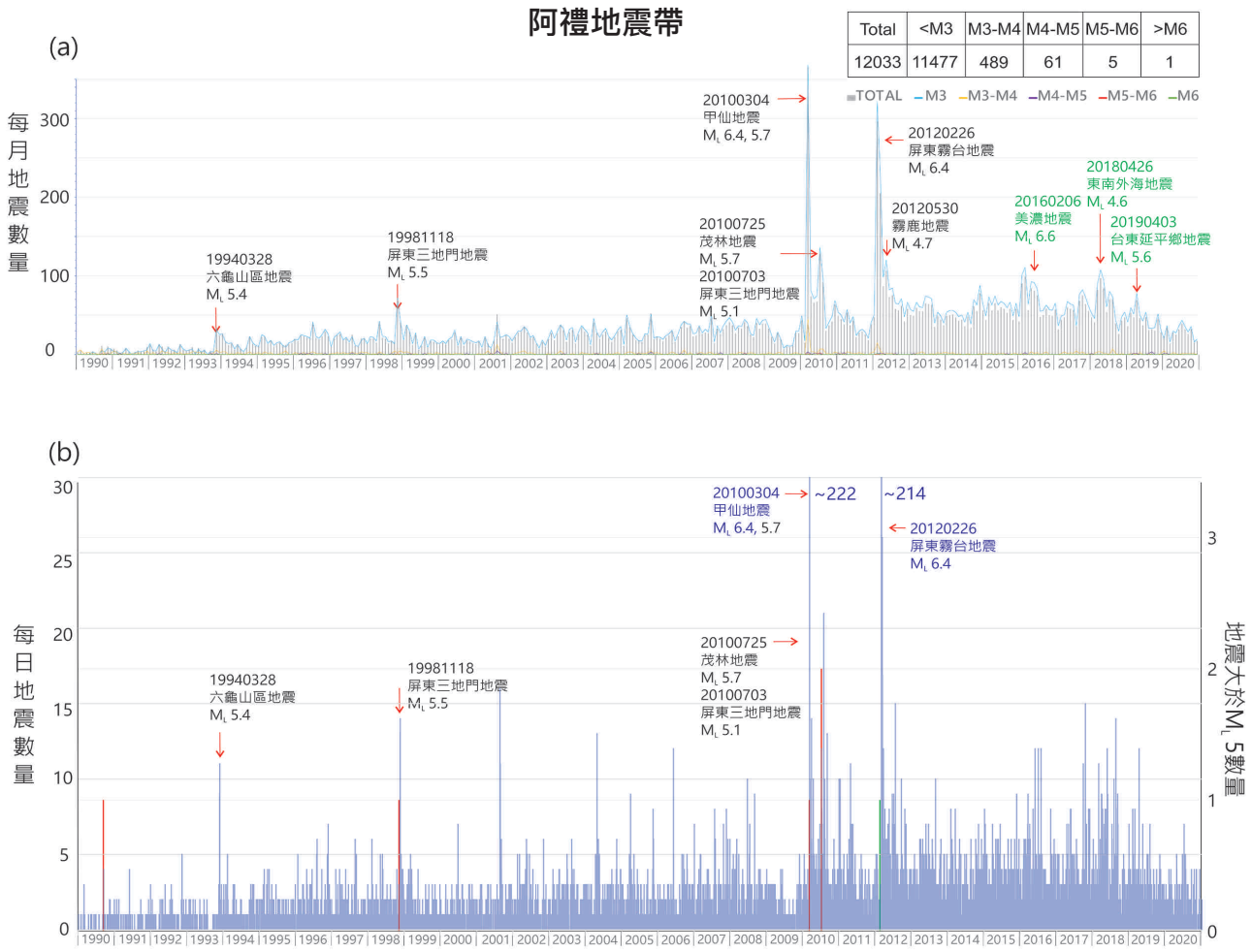


圖 4–121、1990~2020 年地震頻率。阿禮地震帶的地震頻率較低，平均每月地震 20~30 起，之後升高至 60~100 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.4.8 潮州斷層地震帶

潮州斷層分隔了脊樑山脈與西部麓山帶，東側的變質岩帶逆衝到年輕的沉積岩帶上，此在陸域長達約 140 公里的邊界斷層，屬於逆斷層型態（圖 4–110）。從磷灰石的核飛跡年代來看，南段脊樑山脈開始隆起年代在晚上新世至早更新世期間，此年代亦可能是潮州斷層開始活動時間。從 GPS 的水平觀測資料分析（Ching et al., 2011），在斷層兩側地塊沒有明顯的速度場變化，顯示斷層可能處於鎖定狀態。另外，從 1990~2020 年的地震觀測資料來看，潮州斷層的地震頻率非常低，僅有 720 起地震，其中僅 1 起 M_L 4.0~5.0；並且地震密度非常低，為 0.08 個 / 公里 ^{3}（圖 4–122，表二）。

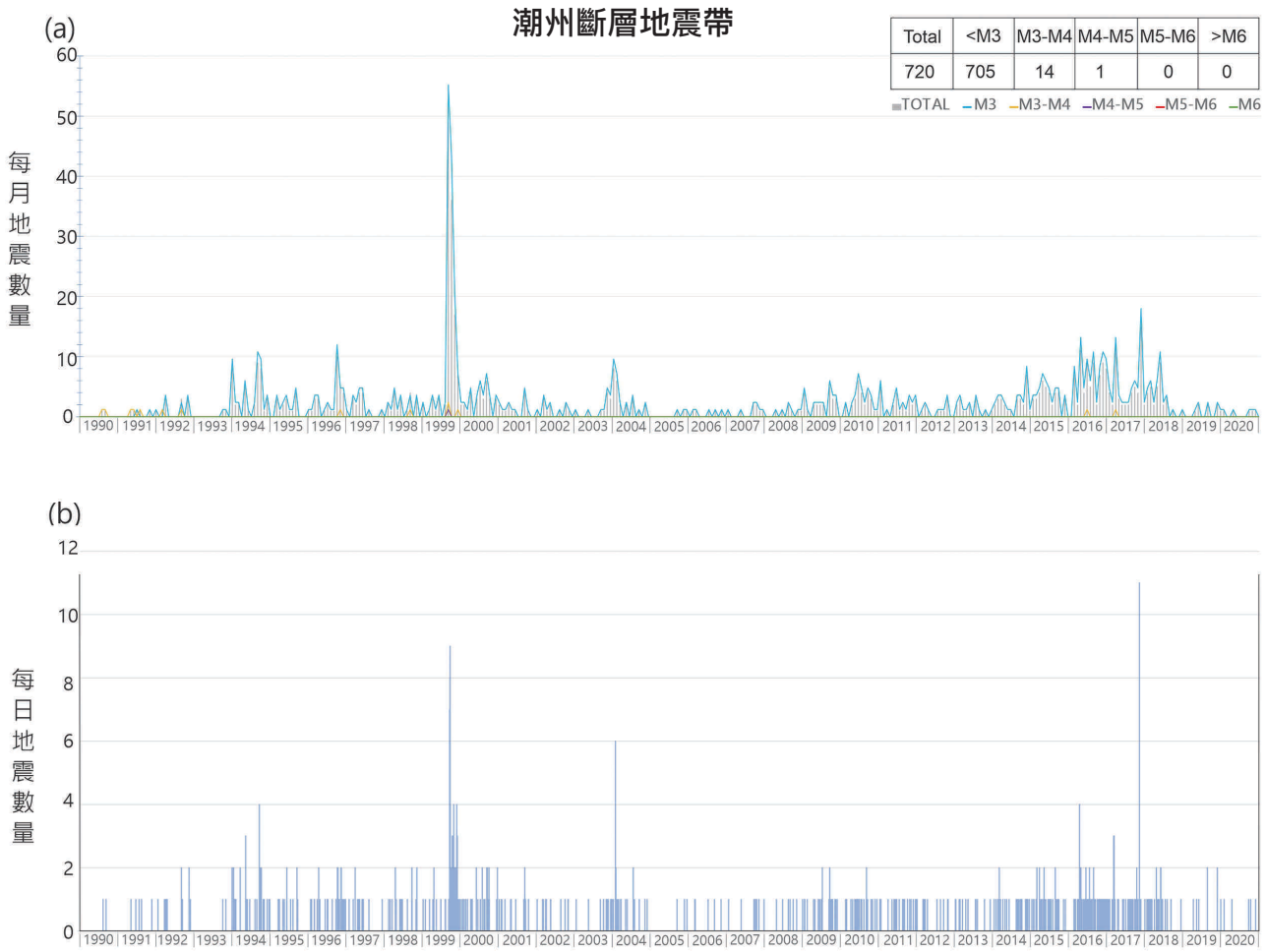


圖 4–122、1990~2020 年地震頻率。潮州斷層地震帶的地震頻率非常低，平均每月地震僅 2 起。

4.4.9 恆春斷層地震帶

恆春斷層位於臺灣最南端，是恆春海脊向北延伸的構造，同屬於南中國海岩石圈地殼朝東隱沒形成的增積岩體。此斷層是脊樑山脈與更新世恆春西台地的界限斷層，脊樑山脈向西逆衝至西台地之上，於下盤形成恆春谷地（豬背盆地）。斷層全長約 50 公里（包括海域），斷層朝東傾斜約 55°（圖 4–110）。依據磷灰石核飛跡年代，恆春半島隆起的起始年代為晚上新世至早更新世（呆紹伊，2020）。另外，利用全新世海階，估算斷層的長期滑移速率為 6.3±1.5 mm/yr（陳文山等，2014）。

從 1990~2020 年的地震觀測資料來看，恆春斷層的地震頻率非常低，僅 53 起地震，其中僅 2 起 M_L 3.0~4.0，其餘皆 <M_L 3.0，並且地震密度非常低，為 0.01 個 / 公里 ^{3}；顯示恆春斷層呈現鎖定狀態（圖 4–123，表二）。1959/09/25 於恆春地區發生一起 M_L 6.1 地震，地震深度僅 10 公里，震央位置不明，因此還無法研判是否為恆春斷層或與增積岩體相關的地震。

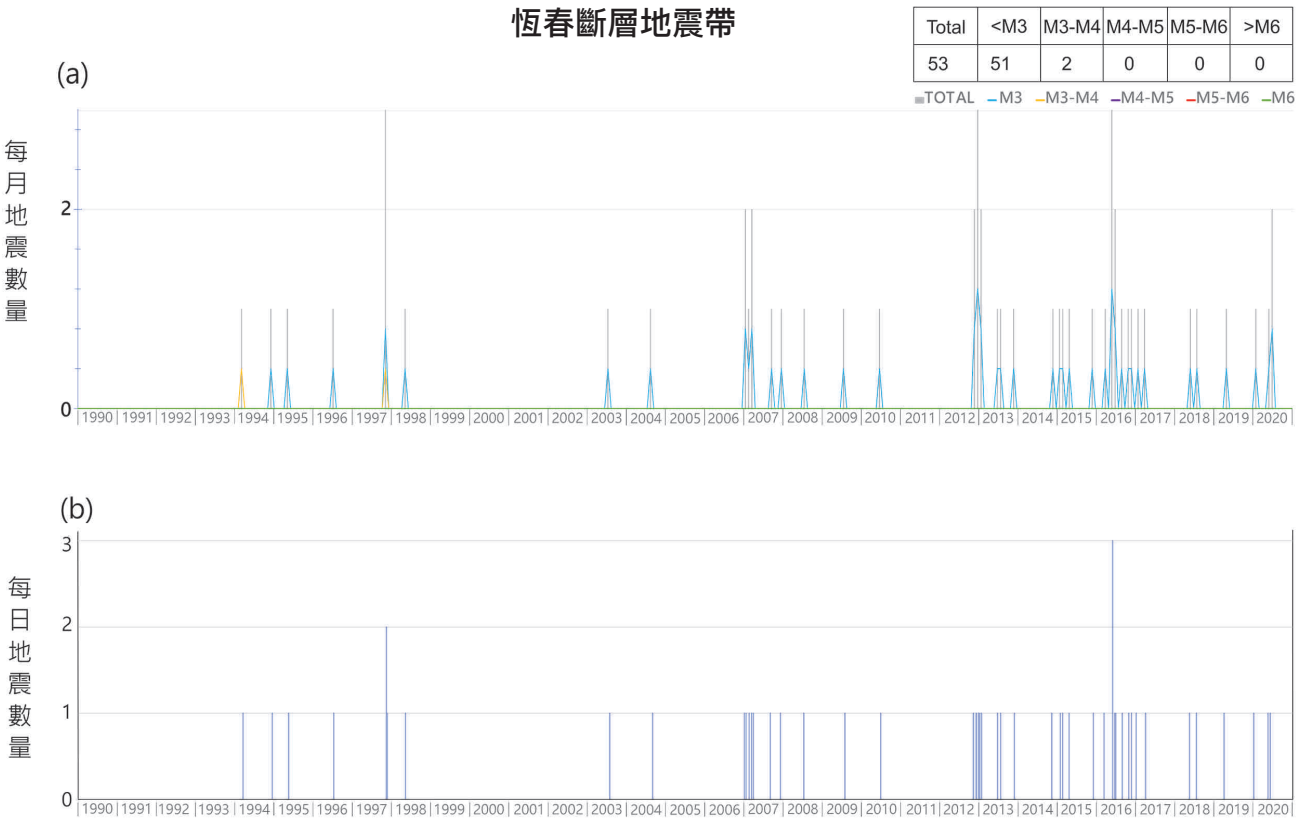


圖 4–123、1990~2020 年地震頻率。恆春斷層地震帶的地震頻率極低，平均每年地震僅 0~1 起。

4.5 海岸山脈地質構造區

1500 萬年前，南中國海岩石圈地殼（歐亞板塊）開始朝東隱沒，在菲律賓海板塊西緣形成了北呂宋火山弧。約 500 萬年前，火山弧隨著菲律賓海板塊順時鐘旋轉，而與歐亞板塊發生碰撞，使火山弧沿著縱谷斷層向西仰衝（obduction）並推覆到歐亞板塊（脊樑山脈）之上。此弧陸碰撞邊界的縱谷斷層（圖 4–124，圖 4–125），由北至南自花蓮溪口（北緯 24° 10'）延伸至臺東平原。花蓮溪口以北的菲律賓海板塊轉向北隱沒，伸入脊樑山脈東翼底下（Kao and Jian, 2001；陳文山等，2017，2018）。火山弧由北向南的碰撞也導致弧前盆地閉合消失，使長達 144 公里的縱谷斷層的構造活動與地震特性產生明顯的差異，可以分為四個區段，由北向南分別為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉 — 鹿野斷層（陳文山等，2008a；Chen et al., 2007）。海岸山脈地質構造區是根據地質構造來定義，本研究進一步利用震波層析成像、地震分布、震源機制等資料深入探討海岸山脈與花東縱谷的深部構造，以及板塊邊界的兩側地殼的差異。

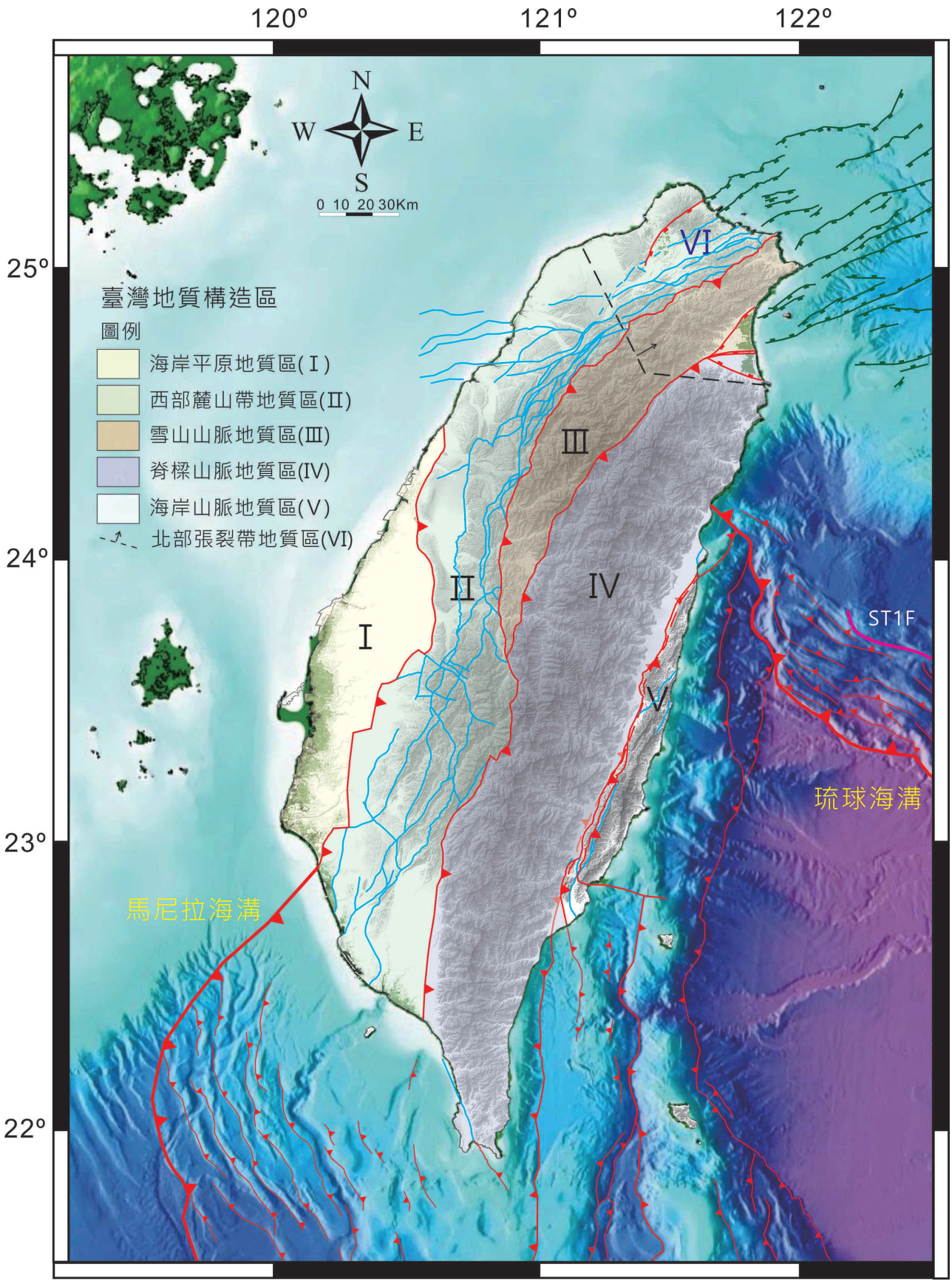


圖 4–124、海岸山脈地質構造區(Ⅴ)。

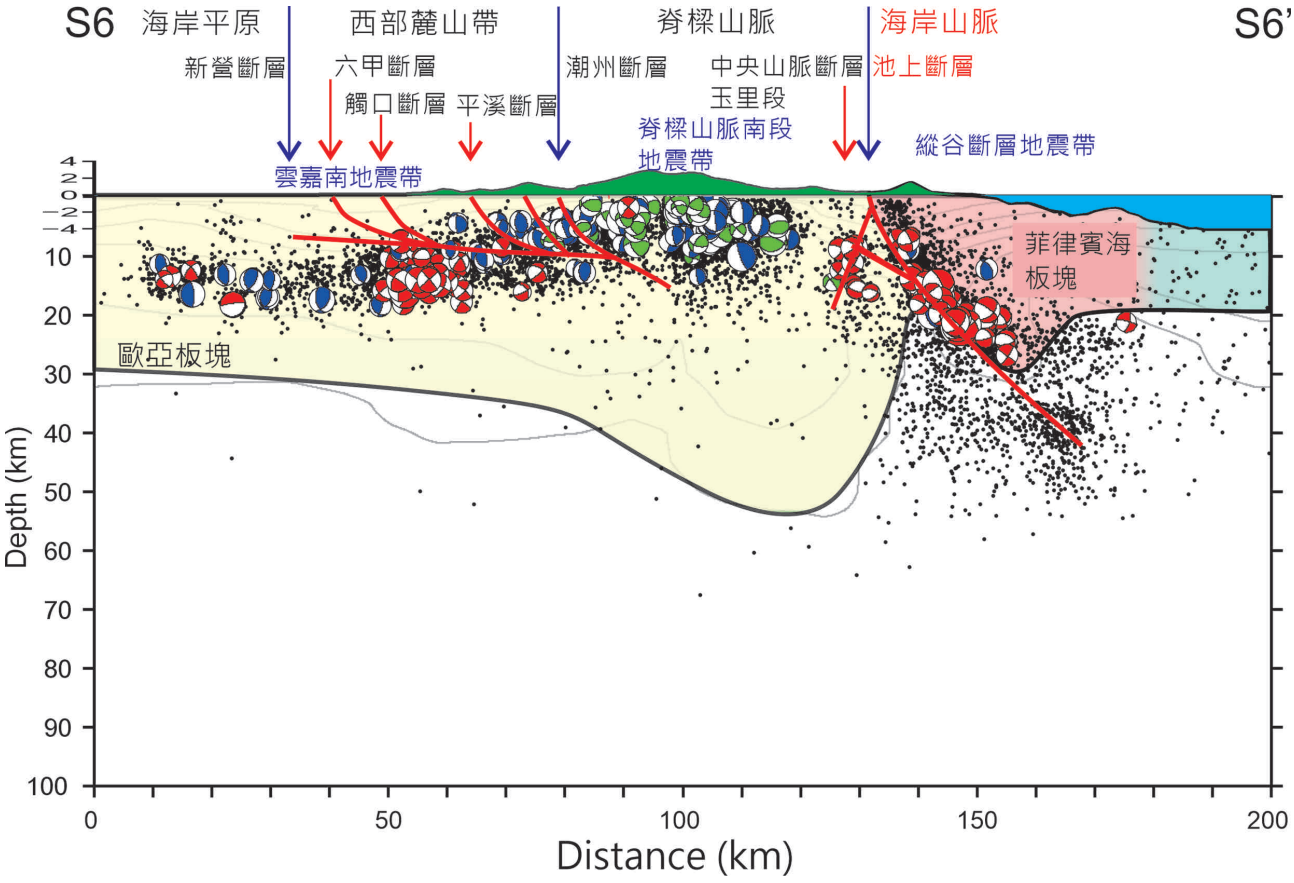


圖 4–125、海岸山脈逆衝至脊梁山脈之上，以縱谷斷層（池上斷層）為碰撞邊界。剖面位置見圖 3–2。

4.5.1 縱谷斷層地震帶

縱谷斷層全長約 144 公里，根據地質與斷層活動特性，分為四個區段，由北而南計有嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉 — 鹿野斷層（圖 4–126）。南段的池上斷層與利吉斷層的下盤分岔形成了鹿野斷層（圖 4–126；陳文山等，2018；Chen et al., 2007）。數十年來約 50% 以上地震與板塊邊界斷層有關，因此縱谷斷層的地震頻率極高。

歷史地震記錄了一些顯著的大地震事件，1951/10/22 花蓮地震 M_L 7.0 與 M_L 7.1，導致米崙斷層產生地表破裂；1951/11/25 臺東地震 M_L 6.5 與 M_L 7.0，造成玉里、瑞穗及池上斷層地表破裂；以及 2003/12/10 成功地震 M_L 6.4，造成池上斷層地表破裂（表一）。另外，2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.2 也誘發米崙斷層產生位移（圖 4–127，圖 4–128）。近百年來的地震紀錄顯示，縱谷斷層是一條非常活躍的板塊邊界斷層，顯示 M_L 6.5~7.0 的大地震週期僅五十至百年（Chen et al., 2007; Yen et al., 2008；陳文山等，2008a；顏一勤等，2014）。另外，在本書撰寫期間，2024/04/03 於嶺頂斷層發生 M_L 7.2 花蓮磯崎地震，且一個月之內發生千餘次的餘震。

縱谷斷層是一條朝西逆衝的板塊邊界斷層，地震頻率非常高，尤其具潛移特性的池上斷層，經常發生 >M_L 5.0 地震（圖 4–129）。另外，東部外海也常有地震，屬於板塊內地震，由於海域缺乏海底地震儀的佈設，因此無法精確定位，成因仍有待進一步了解。

本研究透過震波層析成像分析，海岸山脈地殼呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層。縱谷斷層沿著這個朝東傾斜的速度構造界面，地震也發生在此斷層界面，嶺頂斷層在深度 <30 公里的斷層面朝東傾斜約 75°，以下則變緩為 60~70°（圖 4–130）。瑞穗斷層於深度 <25 公里的斷層面向東傾斜 65~70°，以下變緩為 60~65°（圖 4–130）。池上斷層於深度 <20 公里的斷層面朝東傾斜約 65°，以下變緩為 45~55°（圖 4–131）。利吉 — 鹿野斷層於深度 <20 公里的斷層面向東傾斜 60~65°，以下變緩為 40~45°（圖 4–132）。各區段斷層的傾角變化呈現由北至南逐漸變緩的趨勢，深度 <20 公里的斷層面在北段的傾角約 75°，轉變至南段約 60°，深度 >20 公里的斷層面在北段為 60~70°，至南段為 40~45°。斷層面角度的變化與海岸山脈順時針旋轉的碰撞有關，北側較早發生碰撞，導致傾角越大，也造成左移的走滑分量較大。

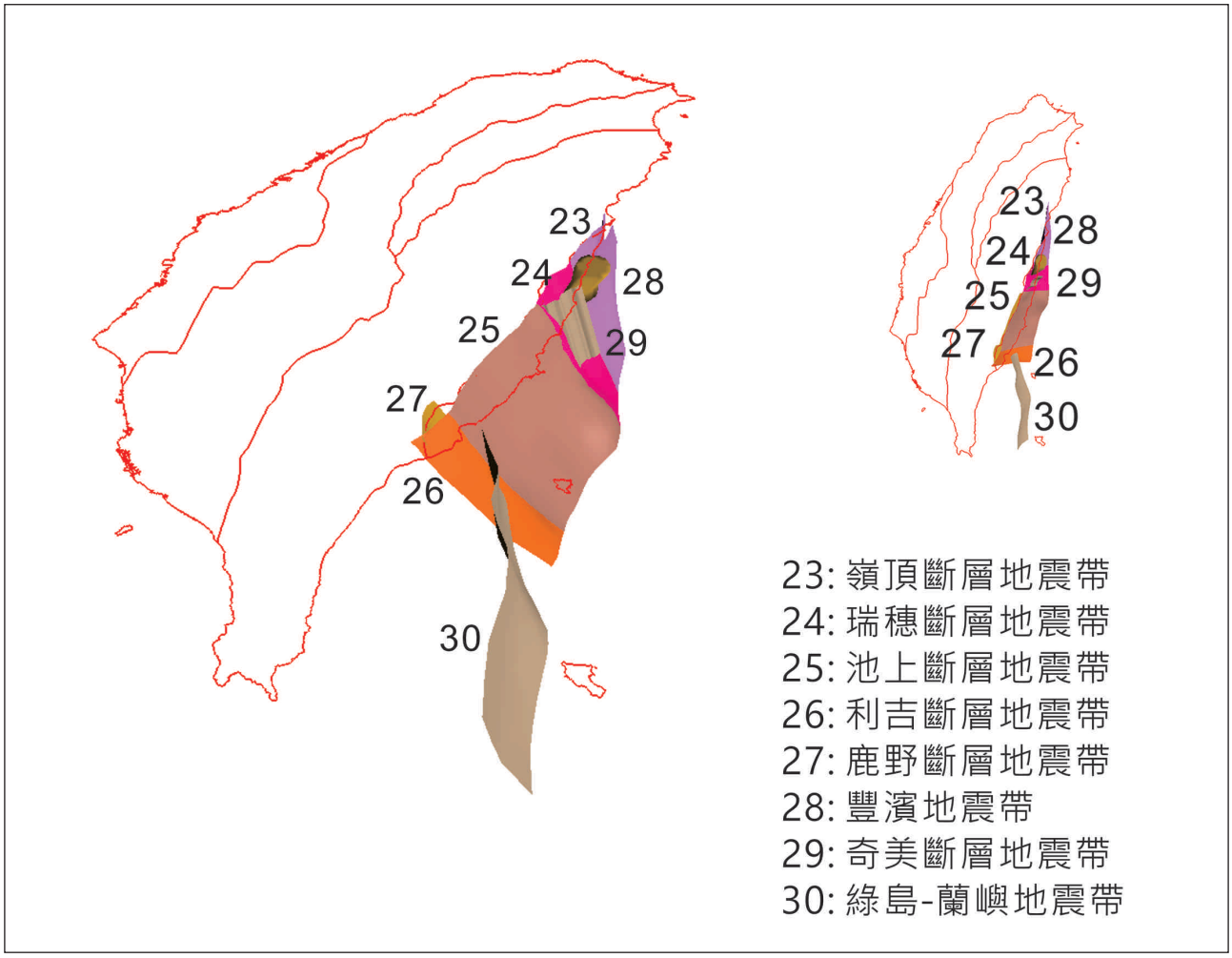


圖 4–126、縱谷斷層地震帶分為四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層、利吉 — 鹿野斷層地震帶，海岸山脈還包括豐濱地震帶、奇美斷層地震帶，以及東南海域的綠島 — 蘭嶼地震帶。

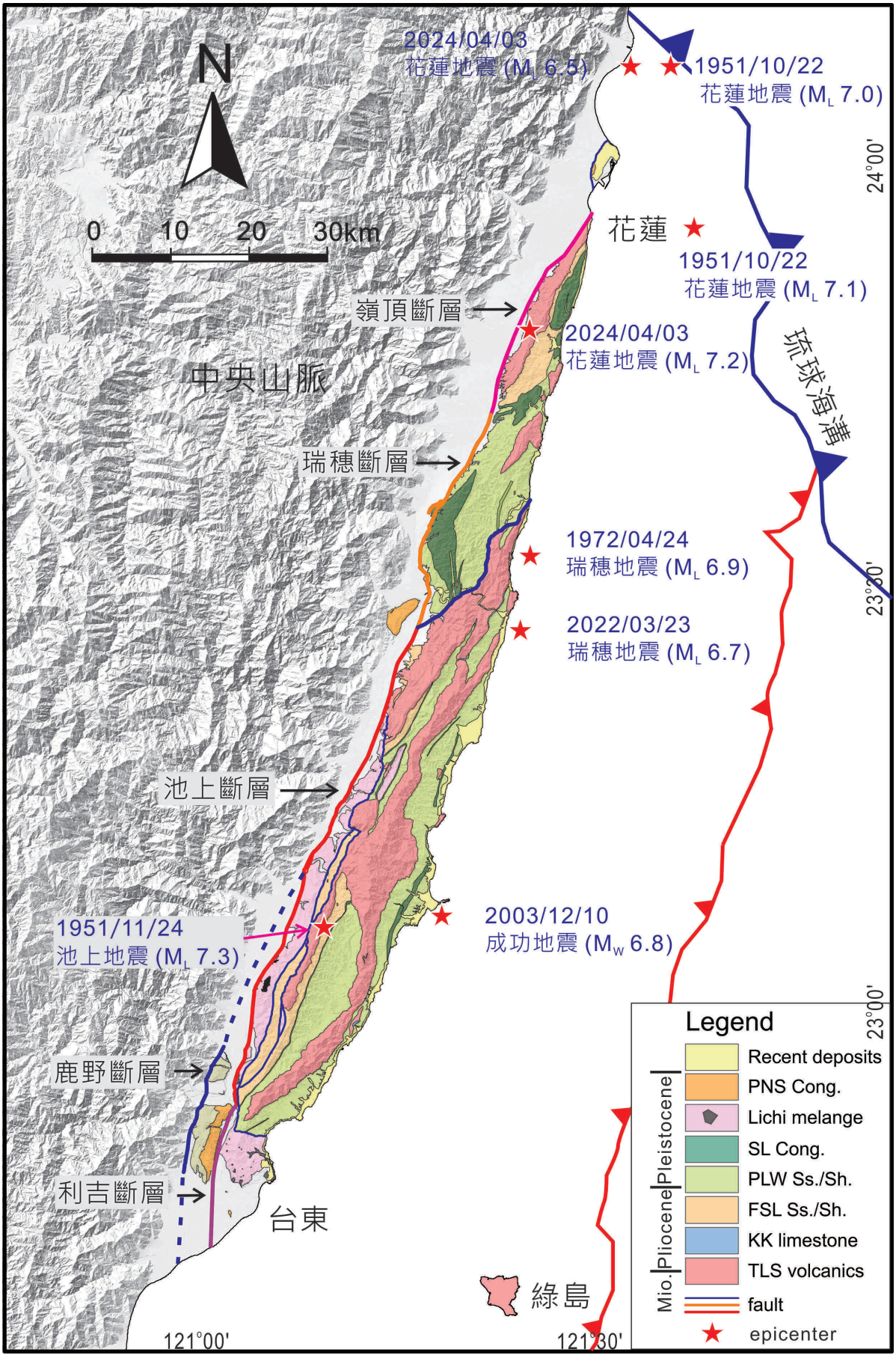


圖 4–127、縱谷斷層四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層以及利吉 — 鹿野斷層。星號為歷年來發生 >M_L 6.5 地震。

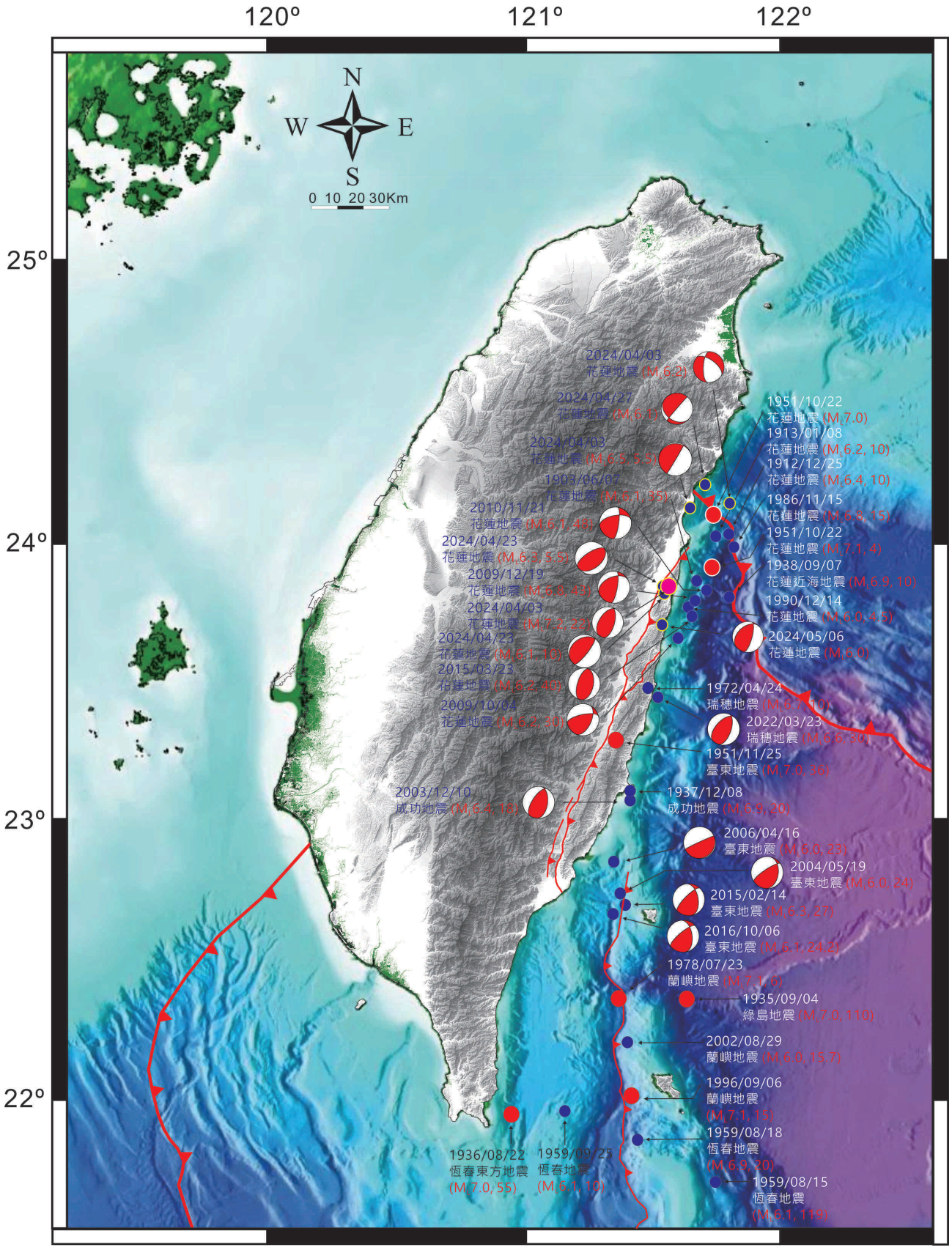


圖 4–128、1900 年以來，海岸山脈 >M_L 6.0 地震的分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

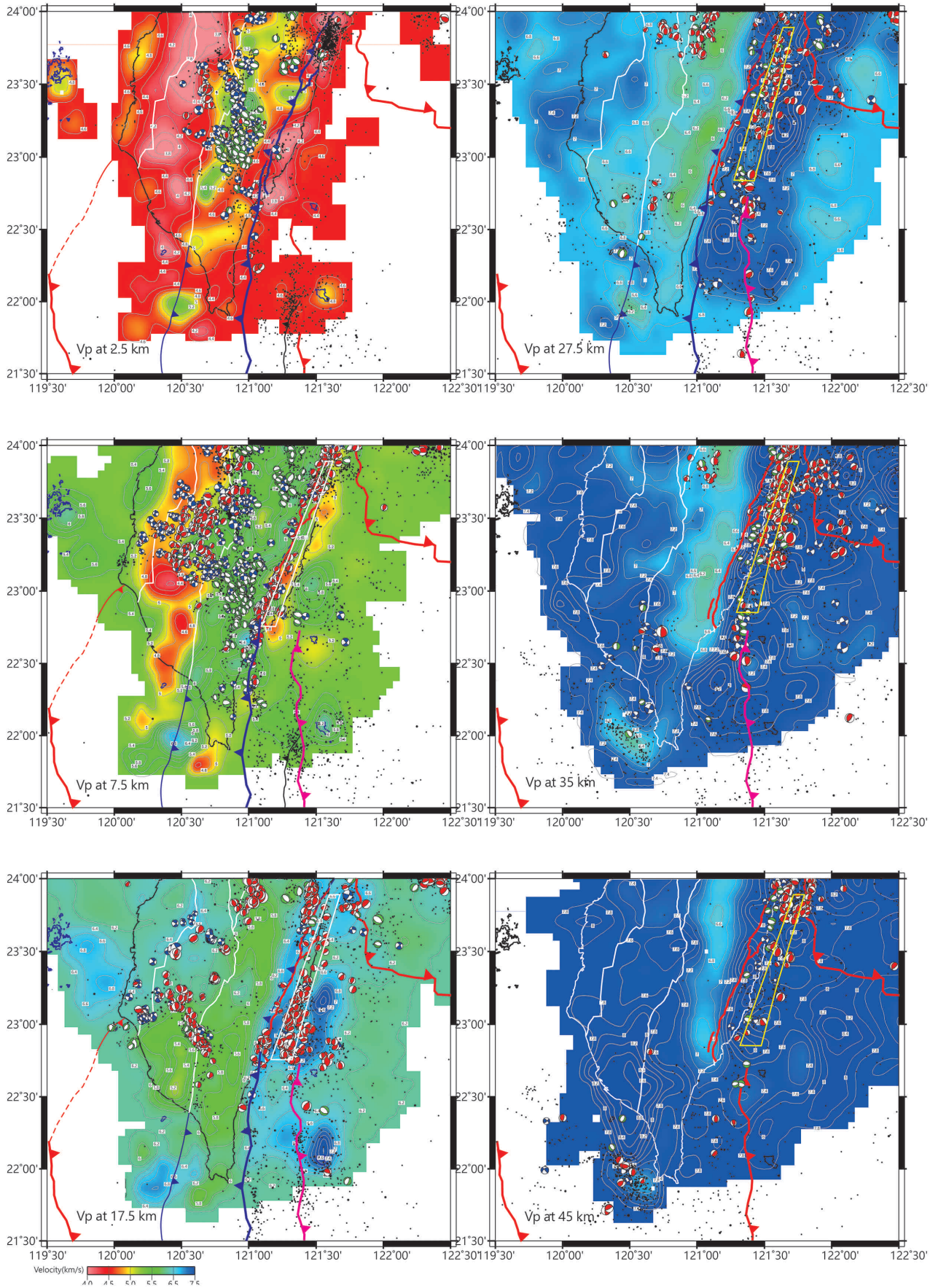


圖 4–129、縱谷斷層朝東傾斜，隨著震源越深的地震（震央）逐漸朝東移。

4.5.1.1 嶺頂斷層地震帶

海岸山脈北段在深度 <50 公里的地震分為兩個主要群集，一震央位於嶺頂斷層上盤，深度 <10 公里呈現團塊狀地震群集，稱豐濱地震帶；另一沿著嶺頂斷層的地震群集，淺部少有地震，推測呈現鎖定狀態，然而深度 20~50 公里，有許多地震（**圖 4–128**），震源機制以逆斷層形式為主，最大主應力方向為 N80~25° W（陳文山等，2018）。沿嶺頂斷層的深層地震經常具較大規模地震（>M_L 6.0），震央位在東側海域的地震，如 1903/06/07 花蓮地震 M_L 6.1、2009/10/04 花蓮地震 M_L 6.2、2009/12/19 花蓮地震 M_L 6.8、2010/11/21 花蓮地震 M_L 6.1、2015/03/23 花蓮地震 M_L 6.2，以及 2024/04/03 花蓮磯崎地震 M_L 7.2（**表一**，**圖 4–128**）。另外，還有一群遠離海岸的地震位於東側海域，地震深度 <15 公里，屬於板內地震，可能與碰撞有關，如 1912/12/25 花蓮地震 M_L 6.4、1938/09/07 花蓮近海地震 M_L 6.9、1986/11/15 花蓮地震 M_L 6.8、1990/12/14 花蓮地震 M_L 6.0（**表一**，**圖 4–128**）。

嶺頂斷層地震帶的地震頻率屬普通，平均每月十幾起地震。自 2009/10/04 花蓮近海地震之後，地震頻率上升至平均每月 20~30 起，而 M_L 5.0~7.0 地震數量略有增加（**圖 4–133**）。自觀測以來共有 20276 起地震，M_L 5.0~6.0 地震有 14 起，地震密度較高，為 1.01 個 / 公里^3。然而，2024/04/03（本書即將付印前）發生花蓮地震 M_L 7.2，震源 22.5 公里，位在不常發生地震的斷層帶下部（<20 公里）；自有紀錄以來嶺頂斷層沒有發生 >M_L 7.0 地震。

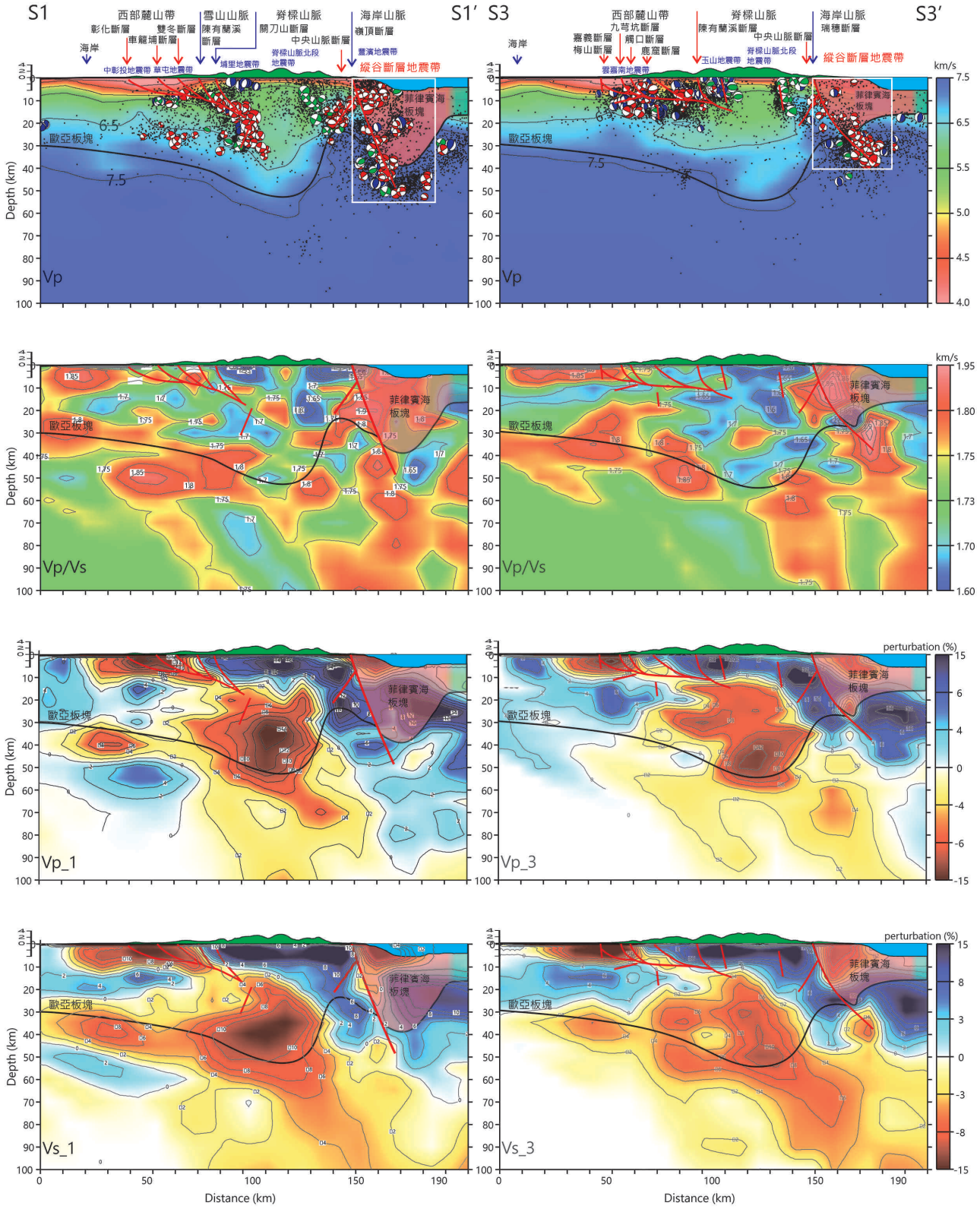


圖 4–130、嶺頂斷層與瑞穗斷層的地震分布（白框）。海岸山脈呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

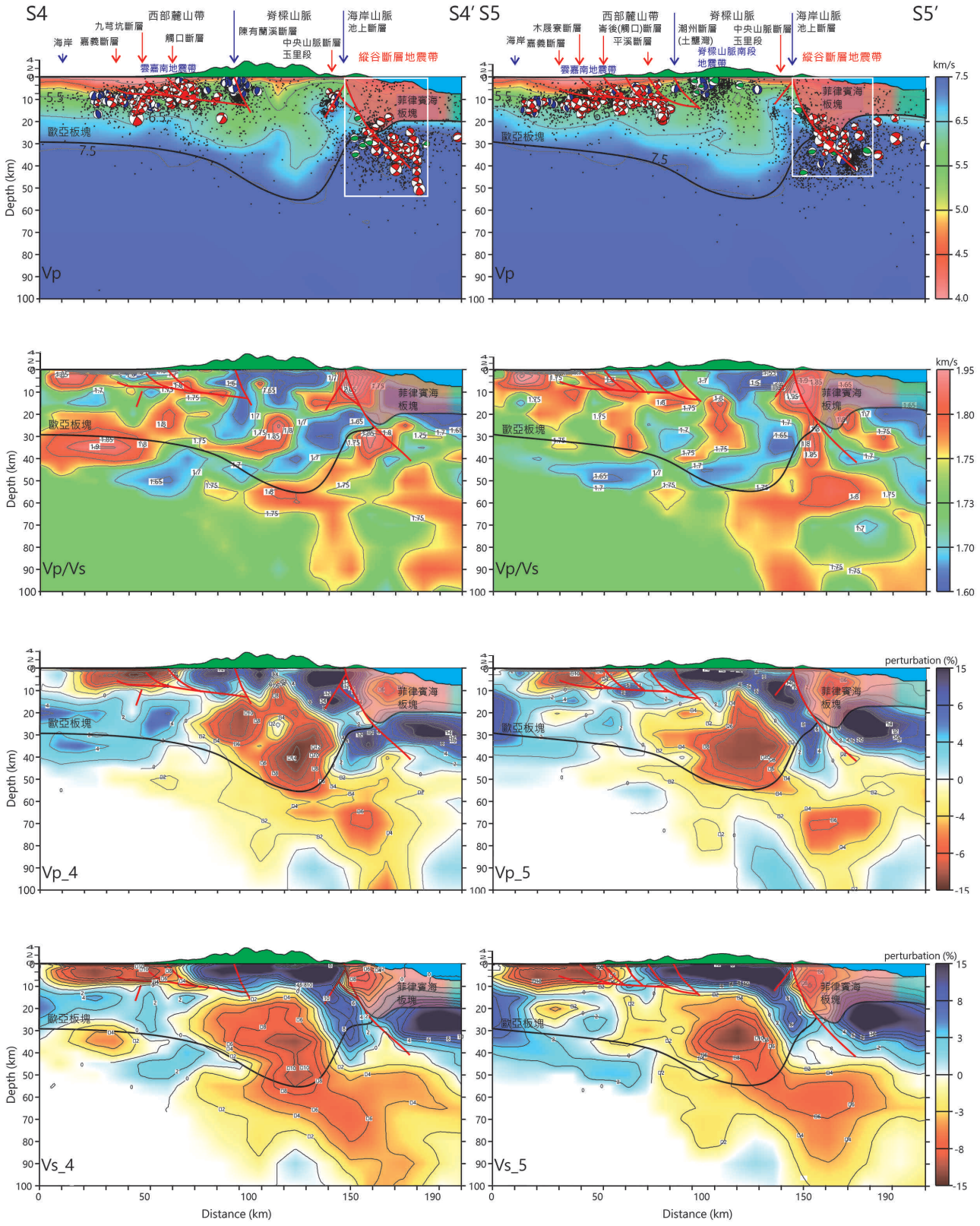


圖 4–131、池上斷層的震源主要分布在 >30 公里深（白框）。上盤（海岸山脈）呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值與高 Vp/Vs 值的低速層。剖面位置見圖 3–2。

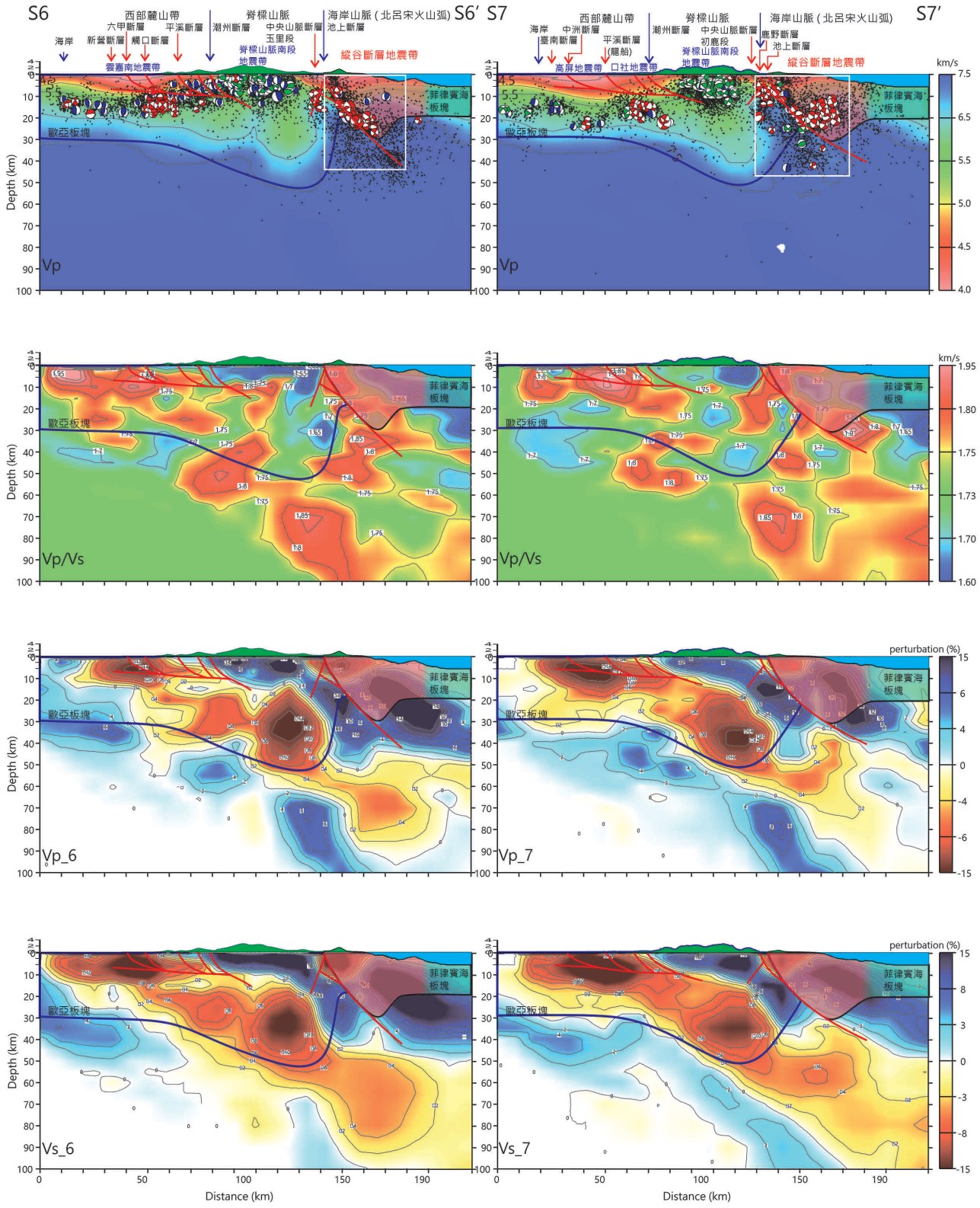


圖 4–132、池上斷層的震源分布 >5 公里深，下盤有一分支斷層 — 鹿野斷層（白框）。剖面位置見圖 3–2。

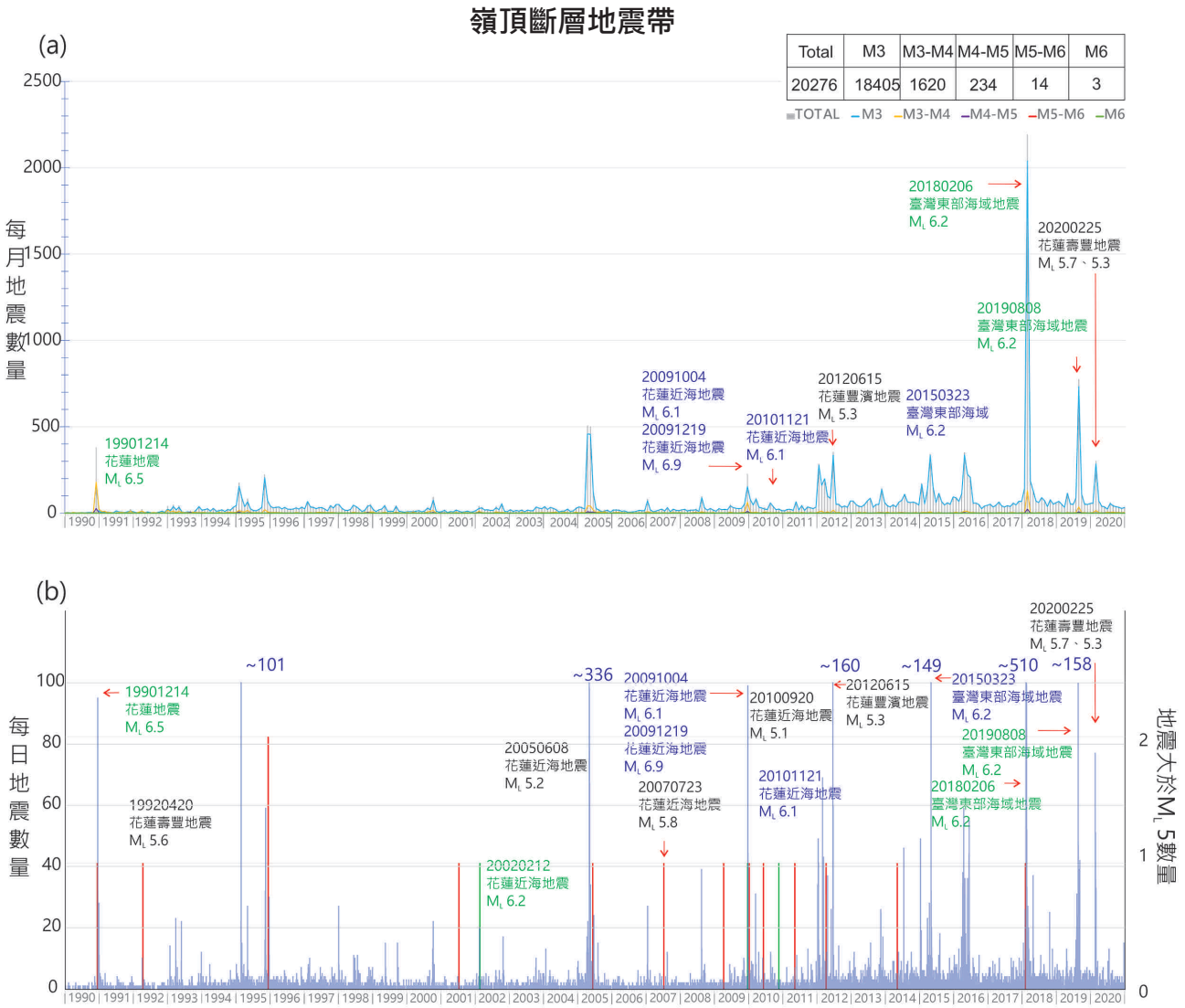


圖 4–133、1990~2020 年地震頻率。嶺頂斷層地震帶的地震頻率屬普通，平均每月十幾起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.1.2 瑞穗斷層地震帶

1951/11/25 發生 ML 7.1 地震，其中之一的地表破裂沿著瑞穗斷層，最大垂直抬升量約 1 公尺。古地震槽溝挖掘研究，表示 600 年以來的大地震週期約 190 年（Chen et al., 2007; Yen et al., 2008）。瑞穗斷層地震帶的地震頻率極低，自觀測以來的地震數量僅 2554 起，平均每月僅數起地震，斷層活動性質與嶺頂斷層不同，屬於鎖定狀態的斷層。自觀測以來，ML 5.0~6.0 地震共 7 起，1 起 ML 6.0~7.0 地震；地震頻率相較於嶺頂斷層的差異非常大（**圖 4–134**）。瑞穗斷層的大部分地震發生深度 >20 公里（**圖 4–130**），1990 年以來，未發生 >ML 6.0 地震（**表一**，**圖 4–128**）。地震密度較低，為 0.29 個 / 公里 ^{3}。



圖 4–134、1990~2020 年地震頻率。瑞穗斷層地震帶的地震頻率極低，平均每月僅幾起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.1.3 池上斷層地震帶

池上斷層屬於潛移的斷層，相對於下盤每年抬升約 2.7 公分，水平壓縮量約 3 公分。震源機制爲逆移作用形式，最大主應力方向平均 N50° W，與斷層走向 N20° E 約 70°夾角（陳文山等，2018）。歷史地震資料顯示，池上斷層南段與北段在不同時段內各有兩起 >ML 6.4 地震。北段於 1972/04/24 發生瑞穗地震 ML 6.7，造成瑞穗大橋斷裂；2022/03/23 發生瑞穗地震 ML 6.6（圖 4–127，圖 4–135），兩起地震相距 50 年。南段於 1937/12/08 發生成功地震 ML 6.9，1951/11/25 台東地震 ML 7.0，以及 2003/12/10 成功地震 ML 6.4（圖 4–127，圖 4–128，表一），近兩起地震相距 52 年；顯示池上斷層南北段各發生 >ML 6.4 地震的週期約 50 年。1990~2020 年觀測期間，池上斷層北段的地震主要發生在較深的斷層面，地震深度 >20 公里，淺部較少地震（圖 4–131）；相反的，池上斷層南段的地震主要發生在較淺的斷層面，地震深度 <20 公里（圖 4–132）。

1990 年觀測以來，池上斷層地震帶的地震頻率較高，平均每月 40~50 起，2003/12/10 成功地震 ML 6.4 之後，地震頻率由十數起升高為每月 30~50 起，ML 5.0~6.0 地震數量也變多，共 10 起（圖 4–136）。池上斷層地震帶共發生 15277 起地震，有 11 起 ML 5.0~6.0 與 1 起 >ML 6.0

地震；地震頻率較高。此外，亦屬於高密度的地震帶，為 0.85 個 / 公里^3，常有 >M_L 5.0 的地震群集事件（圖 4–136，表二）。

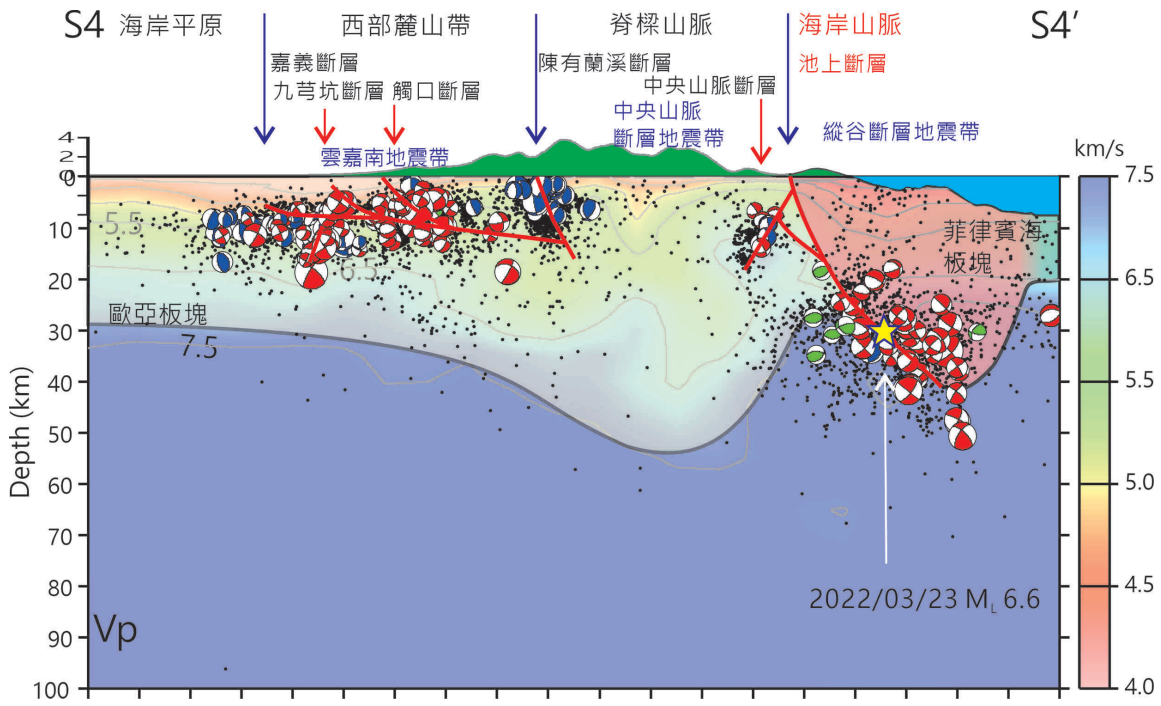


圖 4–135、2022/03/23 瑞穗地震，M_L 6.7 發生在池上斷層北段，地震深度 30 公里，震源機制為逆移作用。剖面位置見圖 3–2。

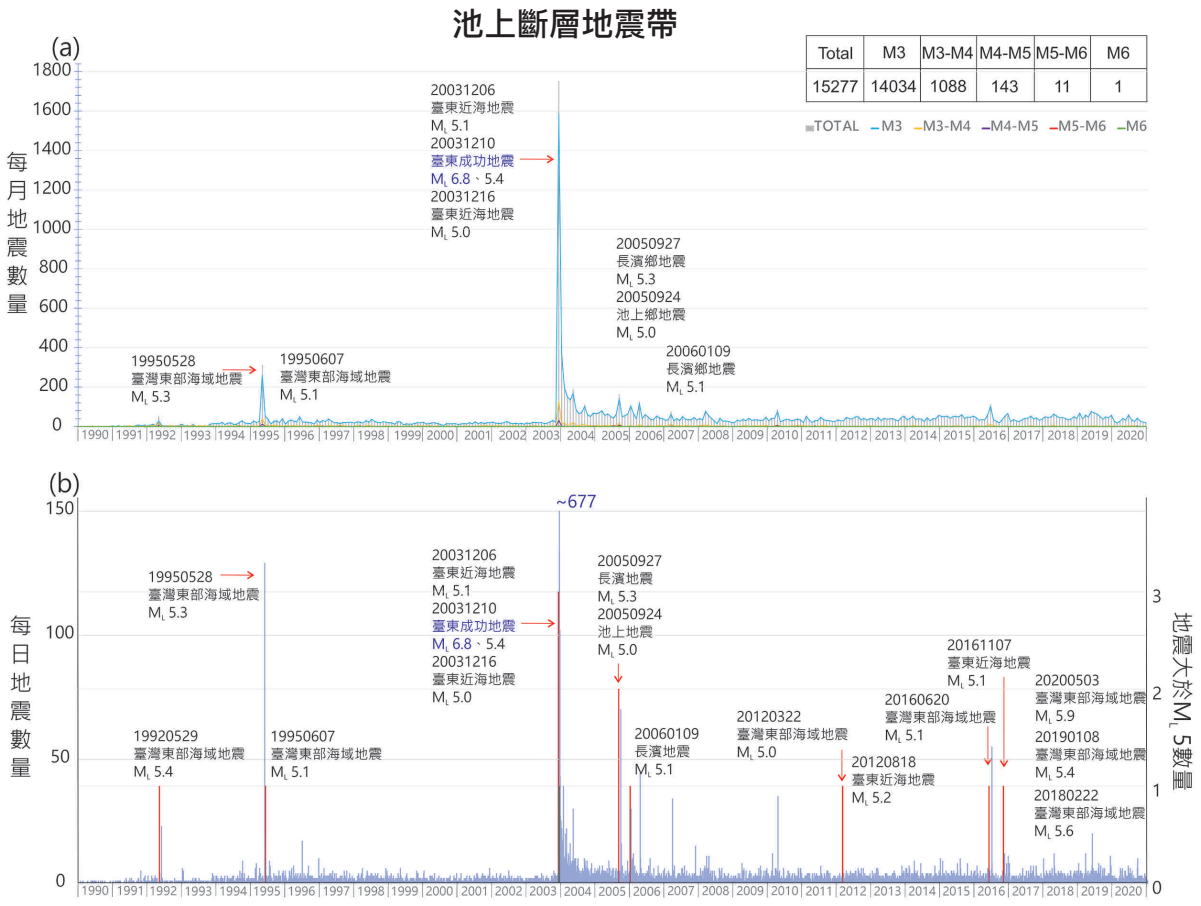


圖 4–136、1990~2020 年地震頻率。池上斷層地震帶的地震頻率較高，平均每月 40~50 起地震。

4.5.1.4 利吉 – 鹿野斷層地震帶

池上與利吉斷層的傾斜角度相對較緩，而且下盤還存在一低速構造岩層，Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值（圖 4–131，圖 4–132，圖 4–137）。此低速層可能是更新世位在前淵盆地沉積層，可對比鹿野斷層上盤的卑南山礫岩。從地質結構來看鹿野斷層屬於利吉斷層的分支，因此板塊邊界應該以鹿野斷層為界（之前以利吉斷層為板塊邊界）。利吉斷層與鹿野斷層都屬於潛移性斷層，跨越利吉斷層的水平變形速率 13 mm/yr，鹿野斷層 13.8 mm/yr。

利吉斷層地震帶的地震頻率極低，自觀測以來的地震數量共 1893 起，平均每月數起地震，自 2006/04/01 台東地震 M_L 6.2 以來，僅 1 起 2006/04/16 台東地震 M_L 6.0；地震密度低，為 0.4 個 / 公里 ^{3}（圖 4–138，表二）。鹿野斷層地震帶的地震頻率也低，地震數量較利吉斷層地震帶還高，有 4047 起（地震帶與中央山脈斷層初鹿段非常接近，因此圈繪時可能會重疊，造成數量增加），皆 <M_L 5.0；地震密度普通，為 0.73 個 / 公里 ^{3}（圖 4–139，表二）。另外，利吉 – 鹿野斷層與池上斷層都屬於潛移性斷層，但池上斷層地震帶的地震總數較利吉 – 鹿野斷層地震帶還高 2.5 倍（圖 4–138）。

1900 年以來，利吉 – 鹿野斷層地震帶發生 >M_L 6.0 地震有 4 起，2004/05/19 臺東地震 M_L 6.0、2006/04/16 臺東地震 M_L 6.0、2015/02/14 臺東地震 M_L 6.3、2016/10/06 臺東地震 M_L 6.1。由於利吉 – 鹿野斷層面傾角較緩，所以震央多位在外海（表一，圖 4–128）。

花東縱谷底下的速度構造在嶺頂、瑞穗與鹿野斷層的下盤（圖 4–131，圖 4–132，圖 4–135）呈現 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，顯示變質岩帶延伸至縱谷之下，僅在縱谷表層 1~2 公里呈現 Vs 異常擾動值為負值的沖積層。嶺頂斷層、瑞穗斷層與北段池上斷層的地震大多分布在深度 20~50 公里（圖 4–130，圖 4–131）。但是，南段池上斷層與利吉 – 鹿野斷層（圖 4–137）的地震分布較淺，深度 5~30 公里（圖 4–132）。顯示嶺頂斷層、瑞穗斷層與北段池上斷層的淺部呈現鎖定狀態，而南段池上斷層與利吉斷層的淺部呈現潛移狀態（Lee and Angelier, 1993; Chen et al., 2007; 陳文山等，2008a）。

潛移：中小規模地震經常發生在同一區域，具高度相似的波形（重複地震），如此特殊的地震群被認為斷層潛移的指標（Thomas et al., 2014; Chen et al., 2020）。

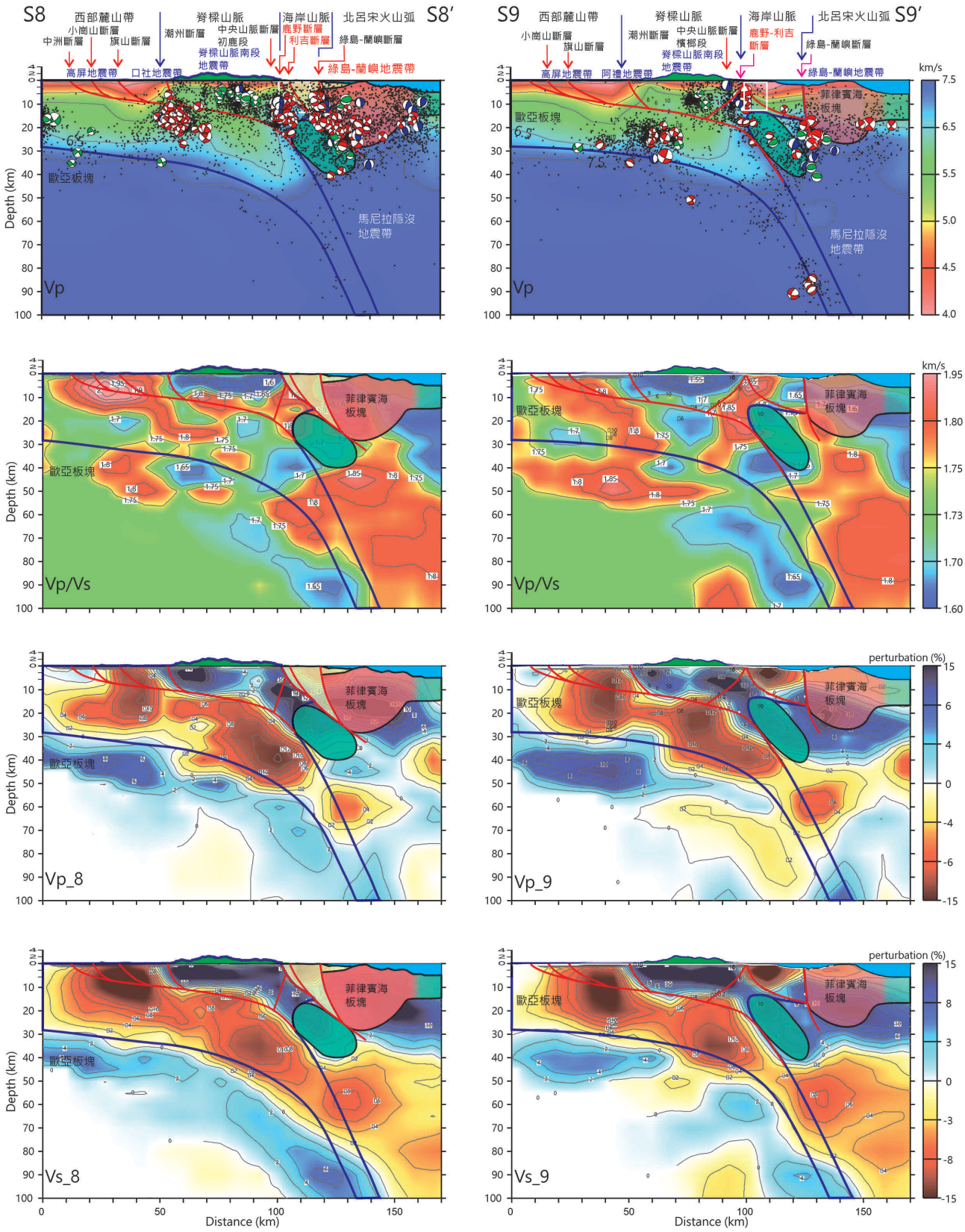


圖 4–137、利吉 ─ 鹿野斷層的地震頻率非常低（白框），此區域地震也發生在另一位在外海的綠島 ─ 蘭嶼斷層。剖面位置見圖 3–2。

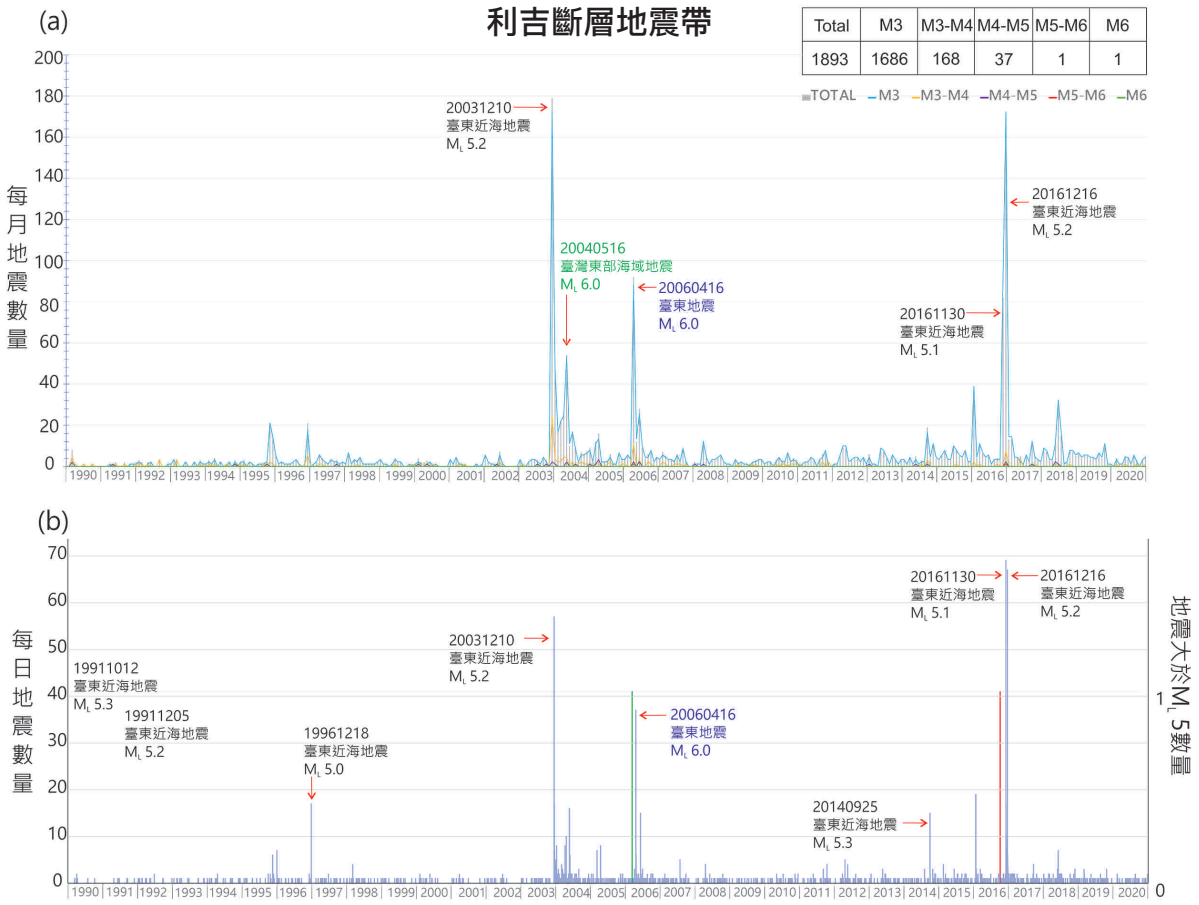


圖 4–138、1990~2020 年地震頻率。利吉斷層地震帶的地震頻率較低，平均每月僅數起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

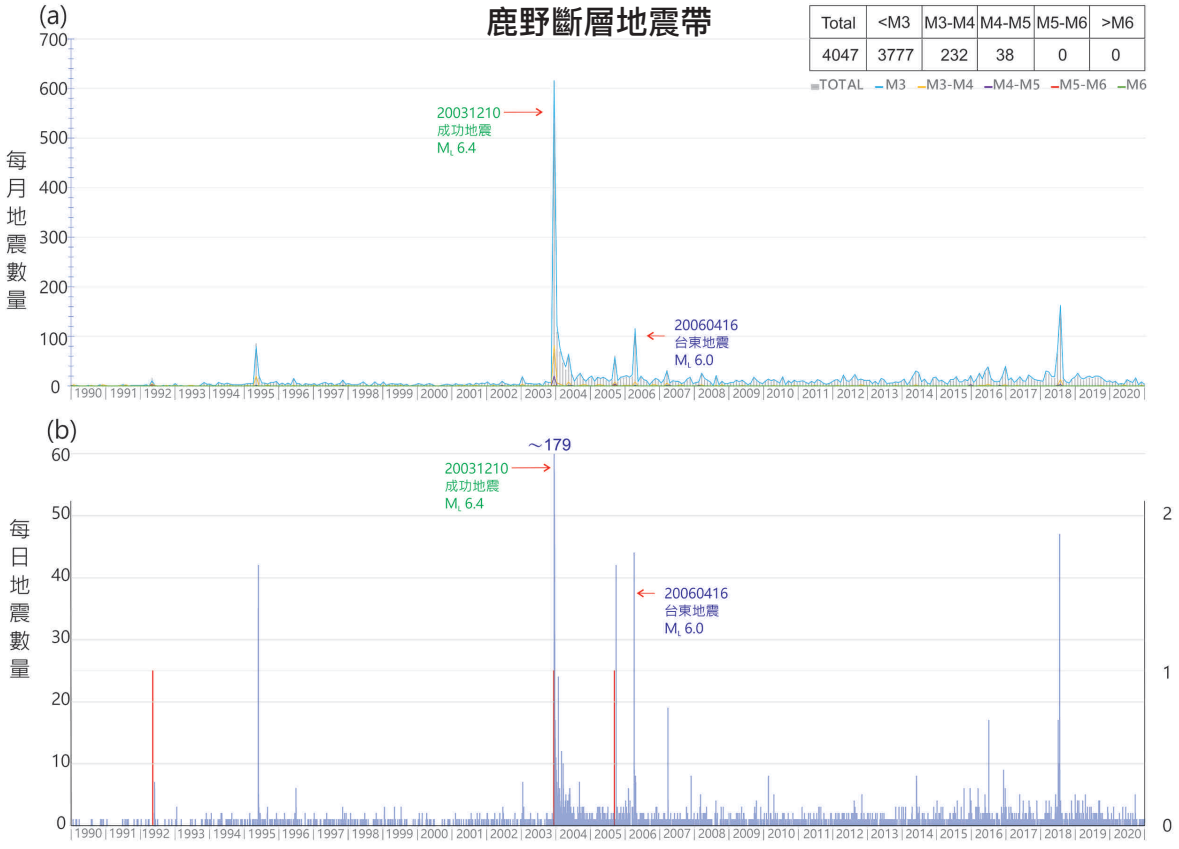


圖 4–139、1990~2020 年地震頻率。鹿野斷層地震帶的地震頻率低，平均每月數起地震。

4.5.2 豐濱地震帶

豐濱地震帶位在嶺頂斷層上盤，範圍從磯崎至嶺頂，位在海岸山脈內部，屬於板內的地震帶（圖 4–126；圖 3–11，圖 4–140），地震深度 <10 公里，最大主應力方向約 N25° W，朝西北的逆移作用形式。然而，有研究認為是中央山脈斷層截切縱谷斷層後，形成的地震帶（Huang and Wang, 2022）。若是如此，斷層上盤的海岸山脈地塊在震間期間的地殼活動應受到中央山脈斷層朝東產生移動的影響。但是，GPS 水平觀測結果呈現朝北移動（Ching et al., 2011），顯然此區域的震間滑移還是受到嶺頂斷層活動的影響。本研究認為豐濱地震帶的變形（地震）可能已受到中央山脈斷層逆衝作用（同震）的影響（Lu et al., 2024），但是地質構造上還是屬於海岸山脈地塊，受到菲律賓海板塊活動影響。

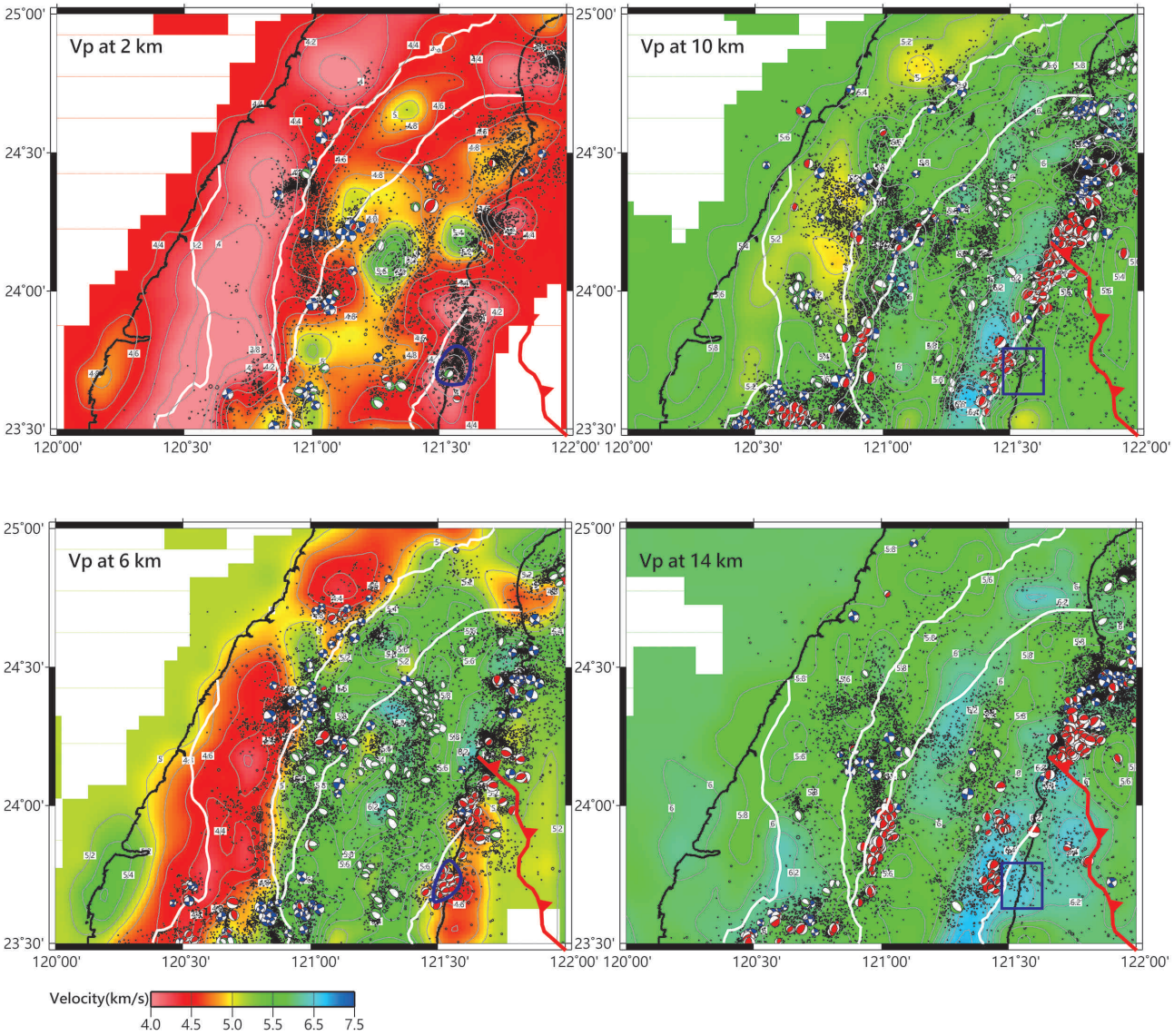


圖 4–140、豐濱地震帶位在海岸山脈北段，屬於板內地震，以逆移形式為主。

豐濱地震帶地震頻率極低，每月地震數量低於 5 起，但偶有群集地震事件，數天內數十起，如 2012/06/14 豐濱地震 M_L 5.3，觸動一系列地震約 116 起。然而，有些群集地震是受到鄰近地震帶發生較大規模地震的影響，如 1990/12/14 花蓮豐濱外海地震 M_L 6.0、2019/08/08 宜蘭外海地震 M_L 6.2。西側的中央山脈斷層發生 >M_L 6.0 地震，也會觸發一系列群震，如 2013/10/31 瑞穗地震 M_L 6.4，2022/06/20 瑞穗地震 M_L 6.0（**表一**），數天內被觸發十幾起 <M_L 5.0 地震（**圖 4–141**）。最明顯是 2014/04/23 磯碕地震 M_L 6.3 與 M_L 6.0，當日共發生二百多起地震，以及 10 起 M_L 5.0~6.0 地震。

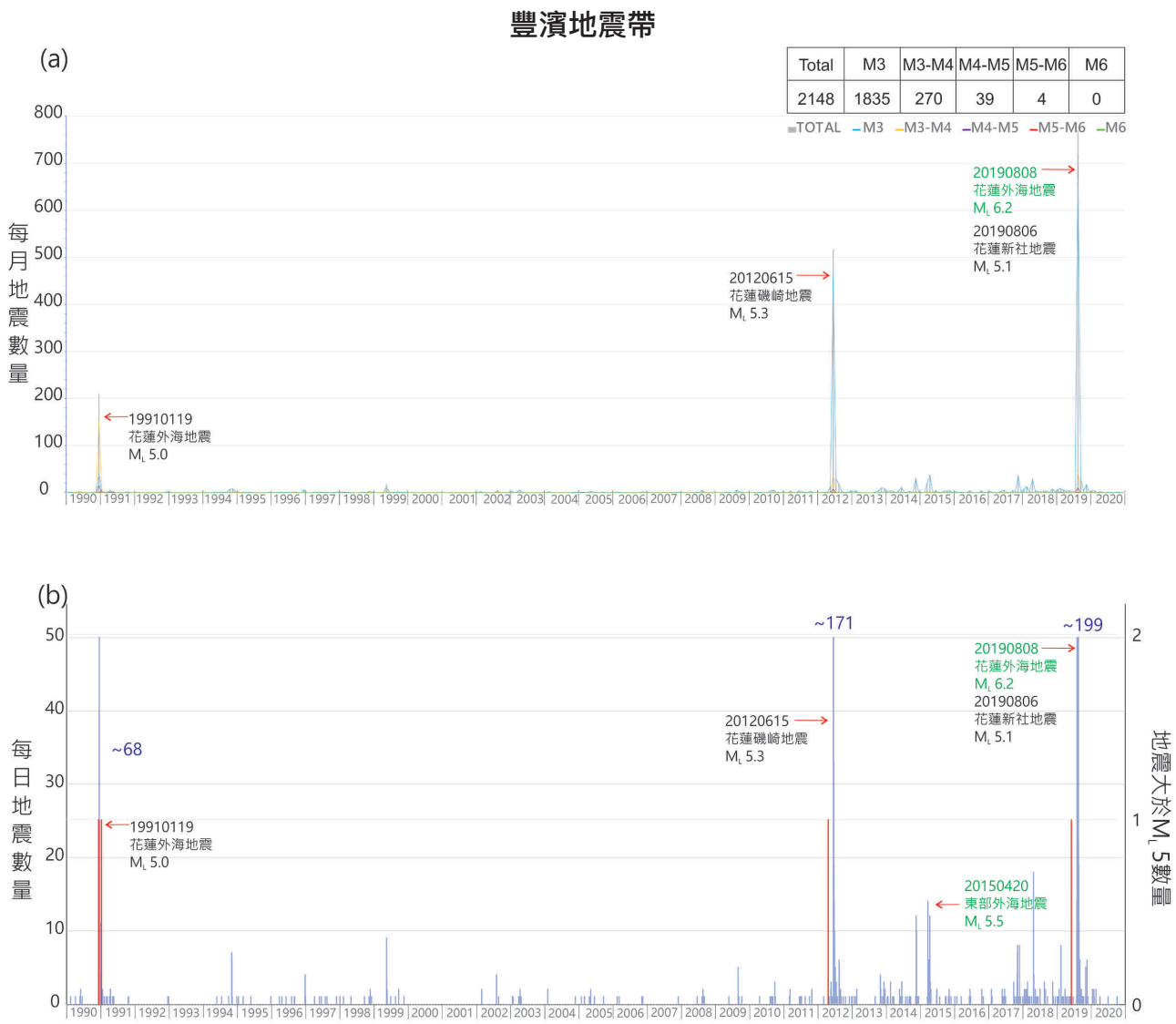


圖 4–141、1990~2020 年地震頻率。豐濱地震帶地震頻率極低，少有地震，每月地震數量低於 5 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.5.3 奇美斷層地震帶

更新世以來，奇美斷層將海岸山脈分割為南北兩段（圖 4–126），北段海岸山脈已經與歐亞大陸產生碰撞，但南段還持續以逆時鐘旋轉接近大陸邊緣，此過程使弧前盆地或前淵盆地逐漸地閉合。直至今日，奇美斷層還是縱谷斷層的重要分界，北側是處於鎖定狀態的瑞穗斷層，而南側的池上斷層則處於潛移狀態。新期活動構造上，奇美斷層是一重要的分界斷層。

奇美斷層於八里灣溪河口處截切晚全新世的河階沖積層，顯然還處於活動狀態（Chen et al., 1991）。然而，從地震頻率分析，是處於活動非常低的斷層，觀測以來僅發生 512 起地震，每月地震數量僅有數起，且地震皆 <M_L 5.0；另外地震密度低，為 0.22 個 / 公里^3（圖 4–142，表二）。

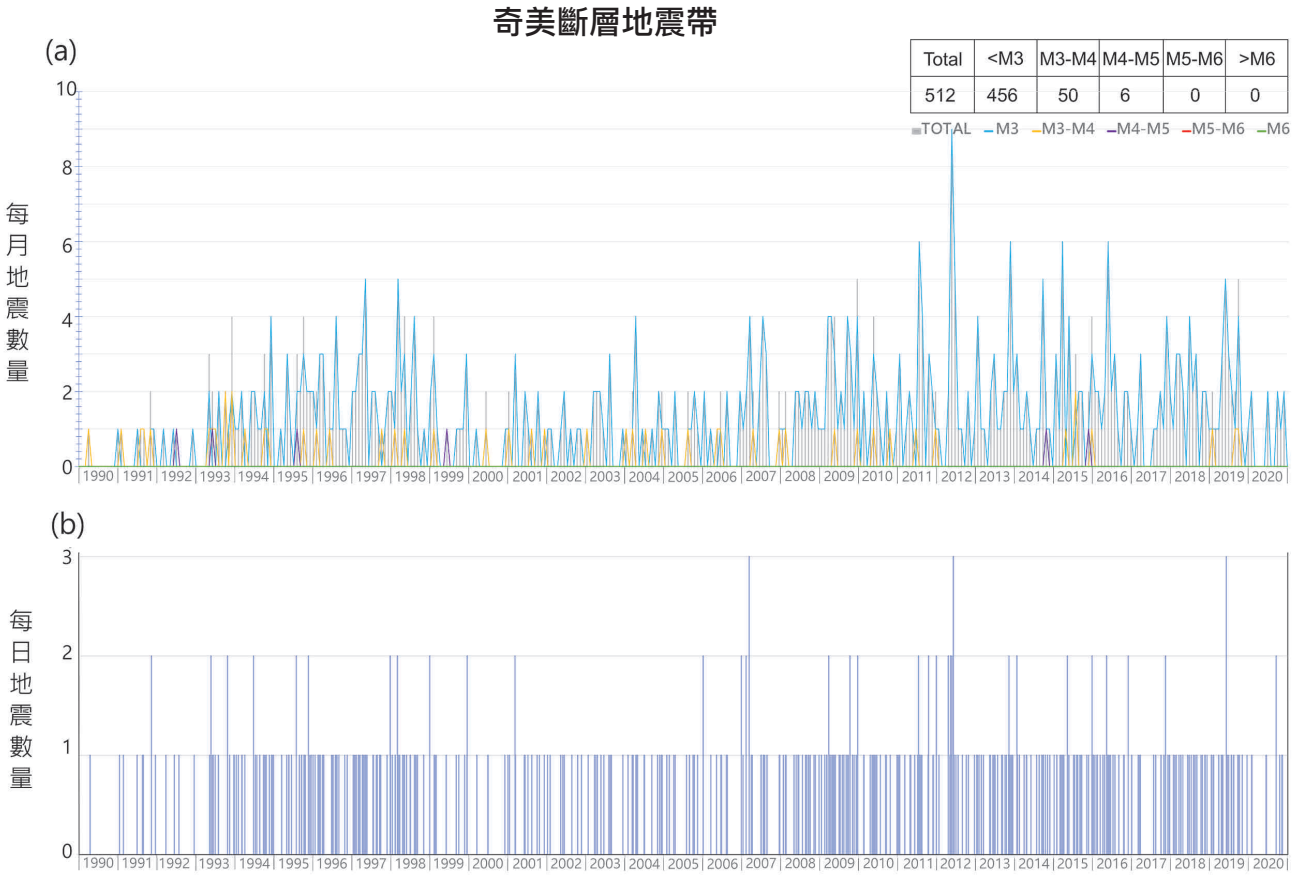


圖 4–142、1990~2020 年地震頻率。奇美斷層地震帶地震頻率非常低，每月地震數量僅數起。

4.5.4 綠島 — 蘭嶼地震帶

綠島 — 蘭嶼地震帶位在北呂宋海槽東側的綠島 — 蘭嶼火山弧前緣（圖 4–126），震源機制屬於逆移作用形式（圖 4–143）。地震深度 5 至 30 公里，斷層面（地震帶）朝東傾，朝西逆衝。地震帶（綠島 — 蘭嶼斷層）向北延伸僅至綠島北側（台東市東側海域），推測與利吉斷層之間可能存在一條東西走向的左向橫移斷層，將利吉斷層與綠島 — 蘭嶼斷層連接（圖 3–14，圖 3–15，圖 3–16）。

從東南海域的地形來看，在綠島 ─ 蘭嶼火山弧與脊樑山脈之間呈現一南北走向的海盆地形，稱北呂宋海槽，向北延伸即與花東縱谷連接。地質構造顯示北呂宋海槽位在北呂宋火山弧與脊樑山脈之間，顯然海槽是弧陸尚未碰撞閉合時的前淵盆地（foredeep basin），前身是弧前盆地（圖 4–136，S8 剖面；圖 4–143，S9 剖面）（Huang et al., 1992）。相較下，花東縱谷是已經閉合的前淵盆地，屬於成熟的碰撞帶（圖 3–13，圖 4–135）。

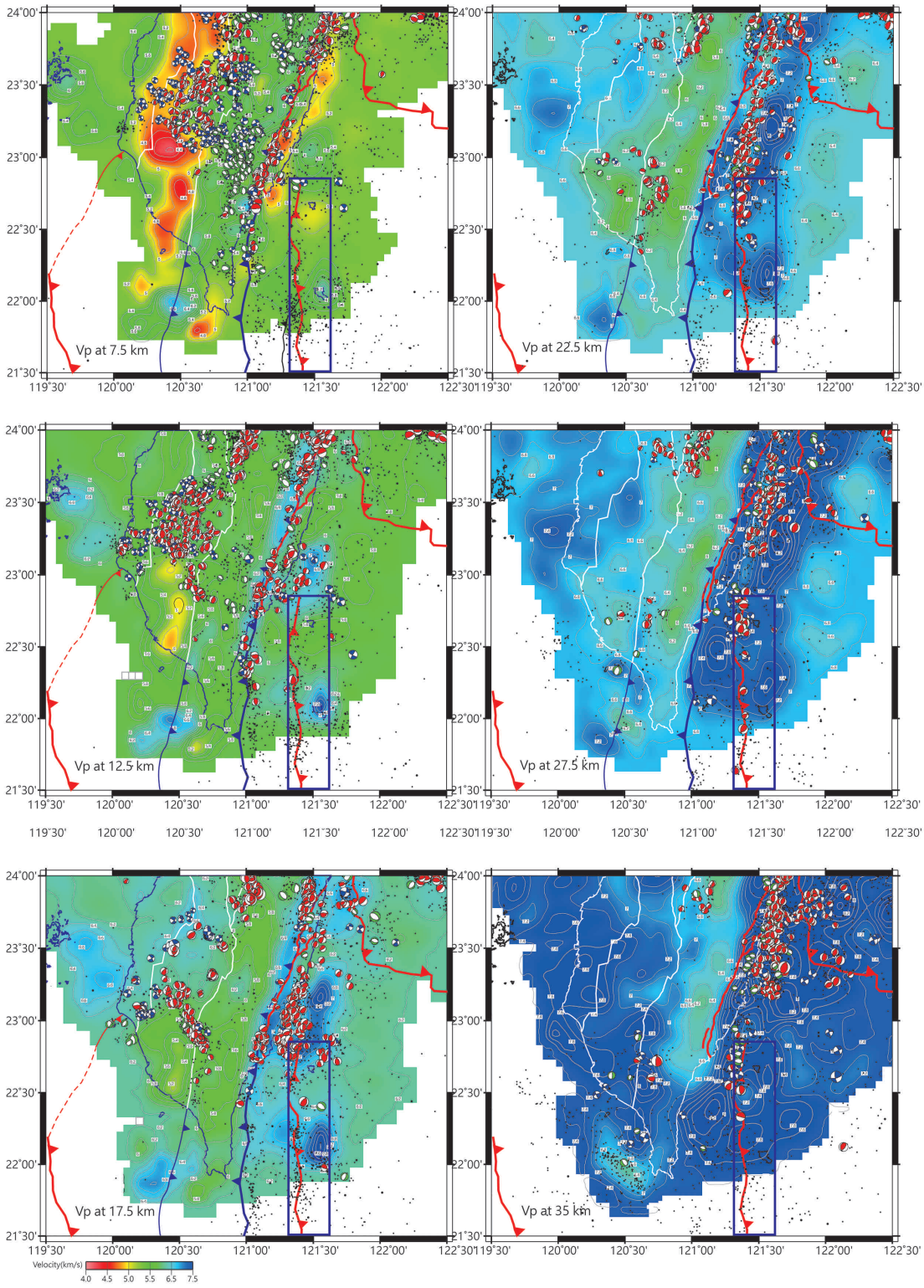


圖 4–143、綠島 ─ 蘭嶼地震帶（藍框），由於海域東側沒有地震站的約制，地震定位產生較大誤差，以及速度構造解析度亦較不準確。

北呂宋海槽被視為殘留的弧前盆地或前淵盆地，堆積厚 8~10 公里的沉積層（圖 4–143，S10 剖面），海槽基底仍保留弧前盆地地殼（McIntosh et al., 2005；陳文山等，2019）。海槽東側以中央山脈斷層與脊樑山脈為界，西側以綠島 – 蘭嶼斷層與北呂宋島弧為界（圖 3–15，圖 3–16；陳文山等，2019）。

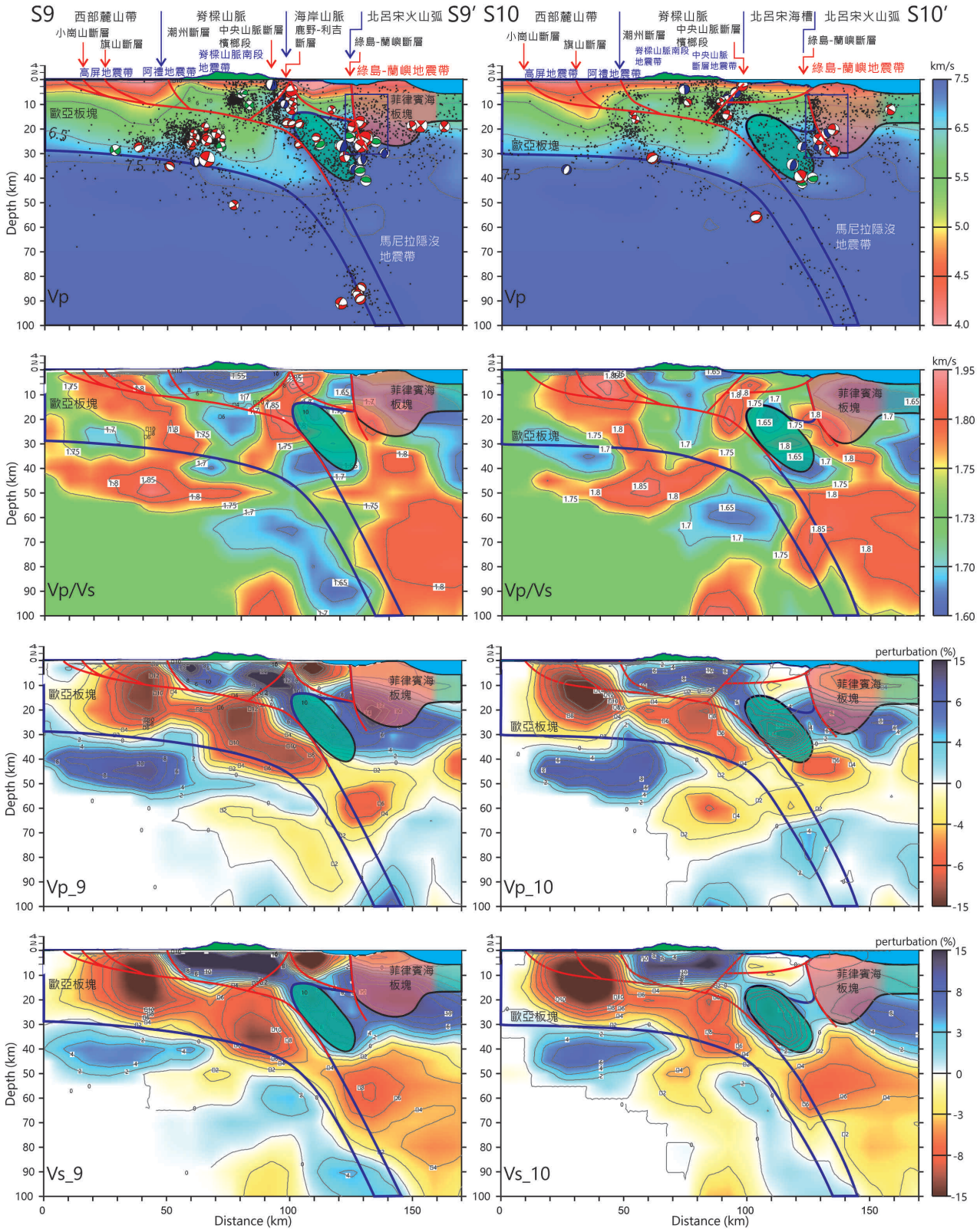


圖 4–144、綠島 – 蘭嶼地震帶的地震可達 30 公里，地震帶兩側速度構造呈現明顯差異。北呂宋海槽兩側呈現兩個反向逆斷層，西側中央山脈斷層與東側綠島 – 蘭嶼斷層。剖面位置見圖 3–2。

北呂宋海槽的結構呈現兩層的不同速度構造（圖 4–144，圖 4–145），上層在深度 8~10 公里以上的 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值且高 Vp/Vs 值的低速層，屬於弧前盆地與前淵盆地的沉積層（Fuh et al., 1997; Lallemand et al., 2001; Hirtzel et al., 2009）。下層為深度 8~10 公里以下，Vp 與 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，推測為弧前盆地地殼（陳文山等，2019）。

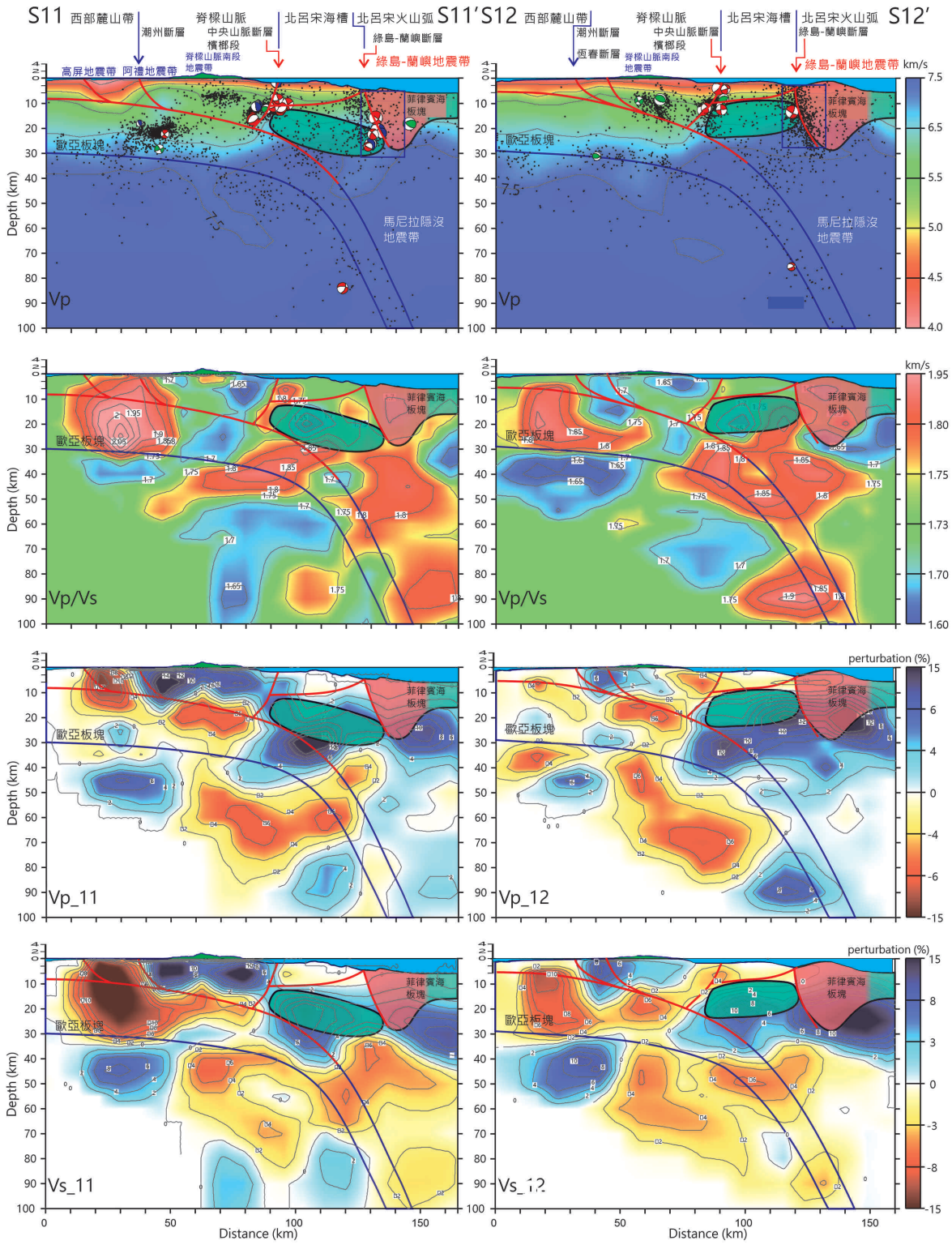


圖 4–145、綠島 — 蘭嶼地震帶的地震達 30 公里（藍框），地震帶兩側的速度構造有明顯差異。剖面位置見圖 3–2。

綠島 ─ 蘭嶼斷層位在北呂宋火山弧前緣（西側）與北呂宋海槽銜接處，海底地形明顯呈現一南北走向線形崖，北從綠島向南延伸至鵝鑾鼻南側，全長至少 100 公里（圖 3–5.1）；地形崖位置大致是地殼速度構造的界限（圖 4–144，圖 4–145）。

綠島 ─ 蘭嶼地震帶經常發生 M_L 4.0~6.0 地震，為逆移形式，最大主應力方向約 N50° W，與縱谷斷層地震帶的震源機制相似。根據上述各種地震與地質資料顯示，綠島 ─ 蘭嶼斷層應該是縱谷斷層在弧前盆地未完全關閉時的前身（陳文山等，2019）。

綠島 ─ 蘭嶼地震帶的地震頻率較低，自觀測以來共發生 2926 起地震，2000 年之前每月十數起，之後上升至數十起，平均每 2 年約有 1 起 >M_L 5.0 地震，此特性與池上斷層地震帶相似。1900 年以來，共有 5 起 >M_L 6.0 地震，1959/08/08 恆春地震 M_L 6.9、1996/09/06 蘭嶼地震 M_L 7.0、2002/08/29 蘭嶼地震 M_L 6.0、2015/02/14 東部海域地震 M_L 6.3、2016/10/25 東部海域地震 M_L 6.2（圖 4–146，圖 4–128，表一，表二）。

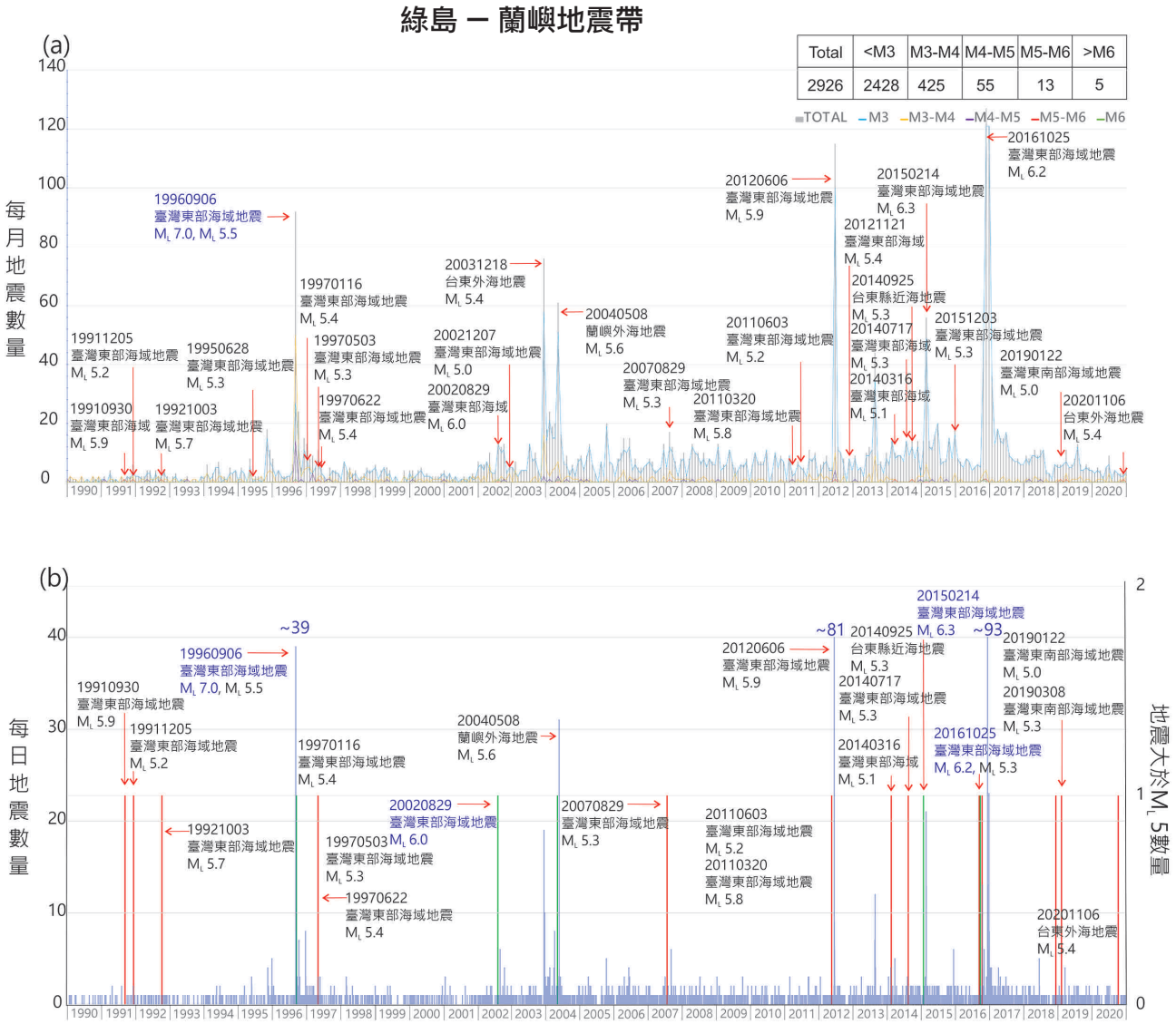


圖 4–146、1990~2020 年地震頻率。綠島 ─ 蘭嶼地震帶屬於中大型地震頻率稍高的地震帶，平均每 2 年約有 1 起 M_L 5.0~6.0 地震。

4.6 北部張裂帶地質構造區

中更新世之後，約 90 萬年前，北部臺灣歷經了碰撞造山到板塊隱沒環境，同時也受到沖繩海槽朝西伸張擴展影響，地殼構造由造山擠壓轉變為後造山拉張的環境（Teng and Lee, 1996; Chung et al., 2001; Wang et al., 2004）。此後，北部山脈不再抬升，反而呈現拉張沉陷，形成了臺北與蘭陽盆地，以及東北海域的一系列東北東走向正斷層與半地塹盆地。

另外，地殼的伸張導致軟流圈地函上湧，形成了大屯火山群、基隆火山群、北方四島火山及鄰近海域的火山，合稱北臺灣火山帶（Wang et al., 2004）。此外，菲律賓海板塊向北隱沒，也形成了龜山島火山弧。從各種地質現象來看，北部張裂帶地質構造區並沒有明顯界限。若根據地塹盆地、正斷層及火山分布，最西側應位於桃園大溪的草嶺山（白榴基玄武岩；Chung et al., 2001）；東側涵蓋蘭陽平原與沖繩海槽，北側涵蓋大屯火山群至東北海域。

從震源機制分析，北段脊樑山脈東翼，東澳至花蓮立霧溪口的地震以逆移作用形式為主，部分區域則呈現橫移作用形式。顯然北段區域仍然持續受到菲律賓海板塊隱沒與碰撞作用的影響。因此，本研究將北部張裂帶的邊界設定在蘭陽盆地南側（圖 4–147）。雖然北段脊樑山脈的脊梁區域呈現拉張作用，但與北部張裂帶的成因不同。

由於臺灣北部的地震頻率極低，尤其桃園至雙北市區域（北緯 25°以北），因此無法透過現有地震資料準確地反演地殼速度構造，以及大屯火山或拉張構造形成的地震帶。因此，對於此構造區的討論僅限於蘭陽盆地與沖繩海槽西側區域。

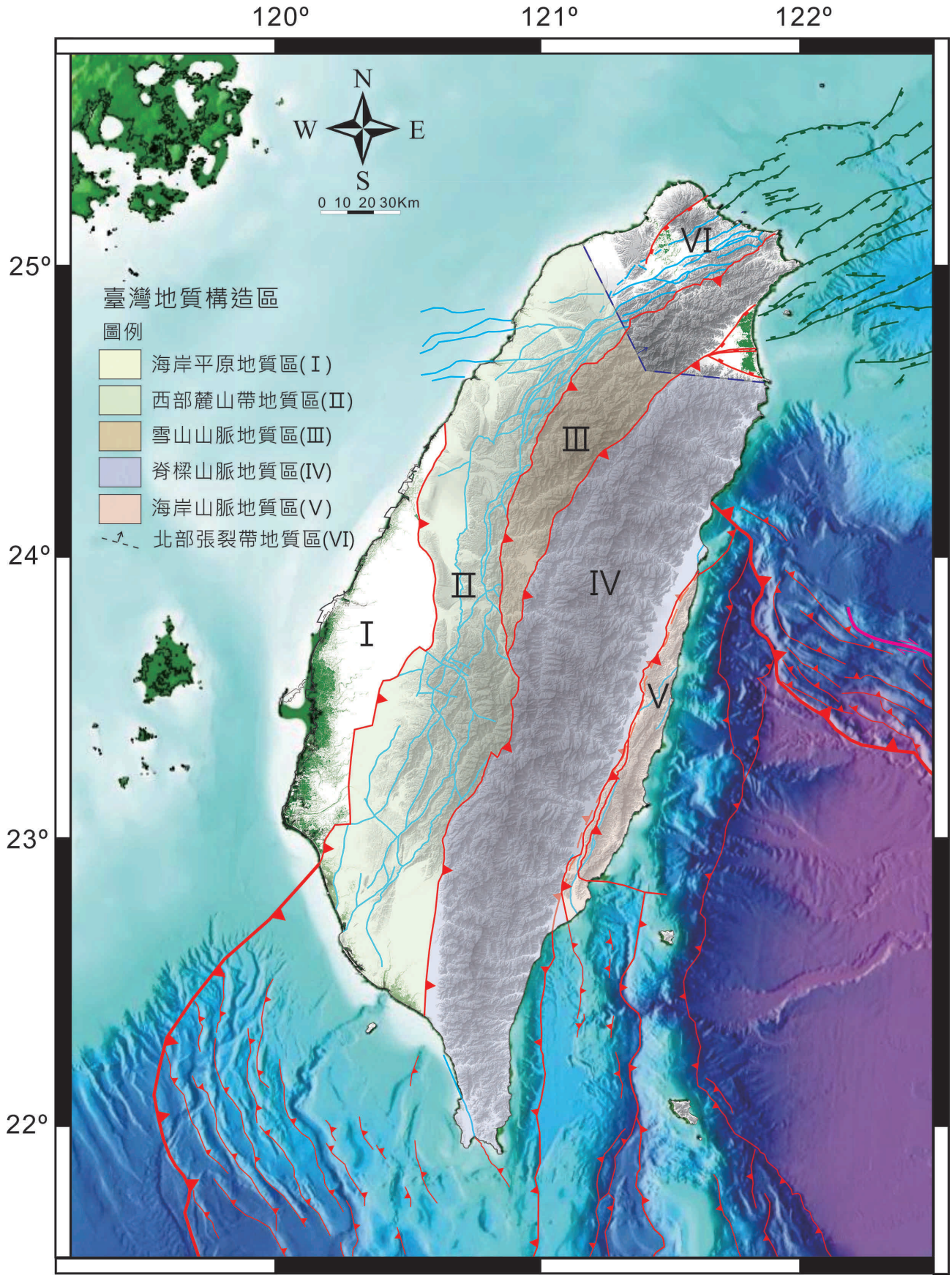


圖 4–147、北部張裂帶地質構造區（Ⅵ），虛線以北區域。綠色鋸齒線為東北海域的正斷層系統。

4.6.1 龜山島火山地震帶

龜山島火山地震帶位於雪山山脈地塊，儘管構造環境已轉為北部張裂帶。值得注意是，龜山島火山是一座由隱沒作用形成的火山弧，位於沖繩海槽中，地震侷限於龜山島半徑 5 公里以內（圖 4–148），地震深度 <20 公里，震源機制為正移作用形式（Lin et al., 2004, 2007; Lin et al., 2019; Lin et al., 2024）（圖 4–149，圖 4–150）；火山活動引發的地震規模不高，通常 <M_L 5.0。

龜山島火山地震帶的地震頻率相當高，自觀測以來，共發生 10134 起地震，平均每年發生 <M_L 4.0 地震約 335 起，M_L 4.0~5.0 地震約 20 起，偶有地震群集事件，每日 50 起以上。推測許多群集地震事件可能與火山活動有關，如 2015/10/19 M_L 5.3 地震，當日地震 382 起，當月地震數量 800 多起，龜山島火山地震帶的地震規模絕大部分 <M_L 4.0，有 53 起 M_L 4.0~5.0，2 起 M_L 5.0~6.0（圖 4–151，表二），此特性與火山活動產生的地震規模大多 <M_L 5.0 相吻合。從地震次數以及地震密度分析，顯示龜山島火山是目前臺灣最活躍的火山。龜山島火山的噴發形式屬於猛爆型，因此對於火山災害潛勢評估需特別關注。

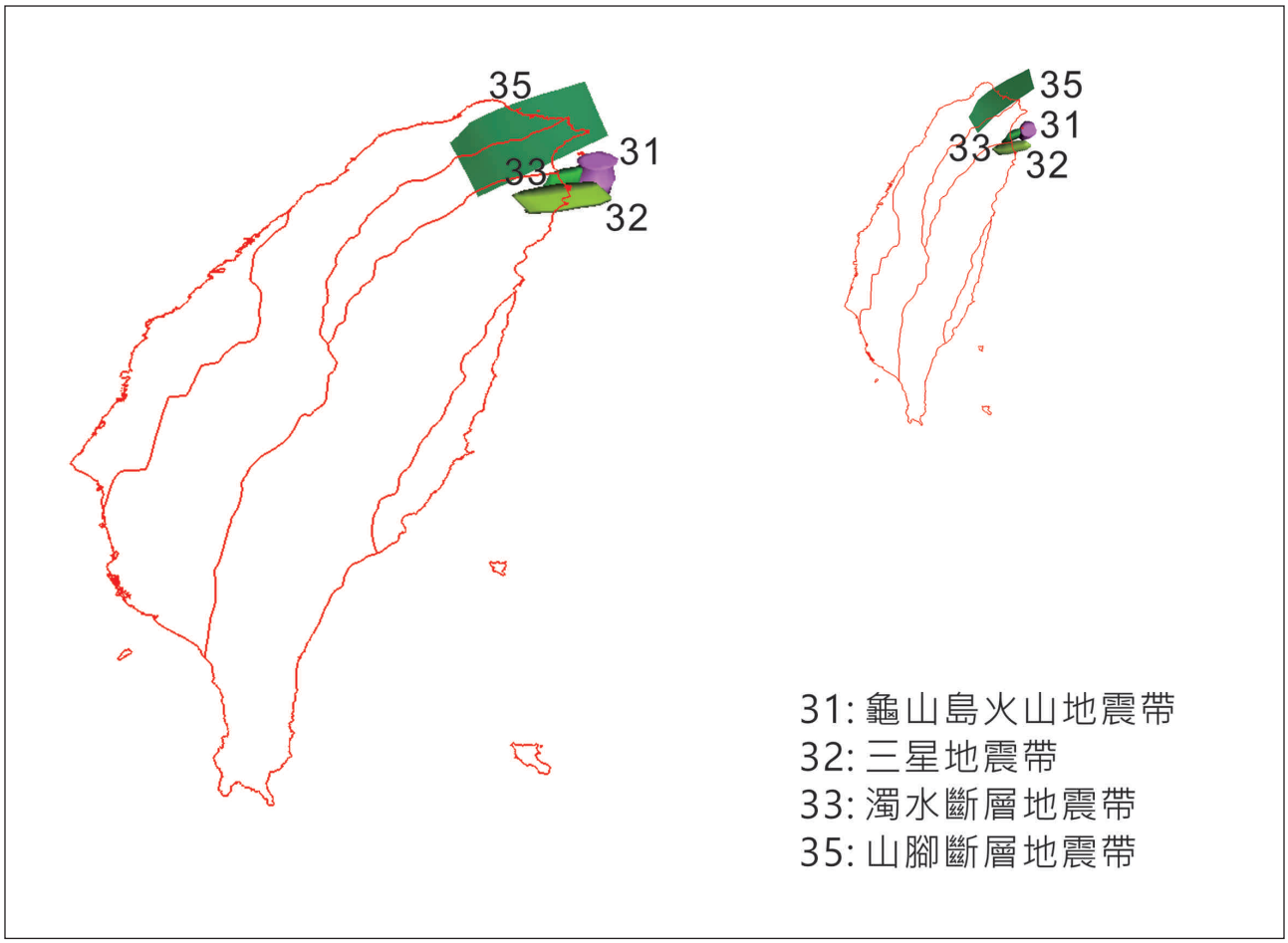


圖 4–148、北部張裂帶地質構造區有龜山島火山地震帶、三星地震帶、濁水斷層地震帶、山腳斷層地震帶。

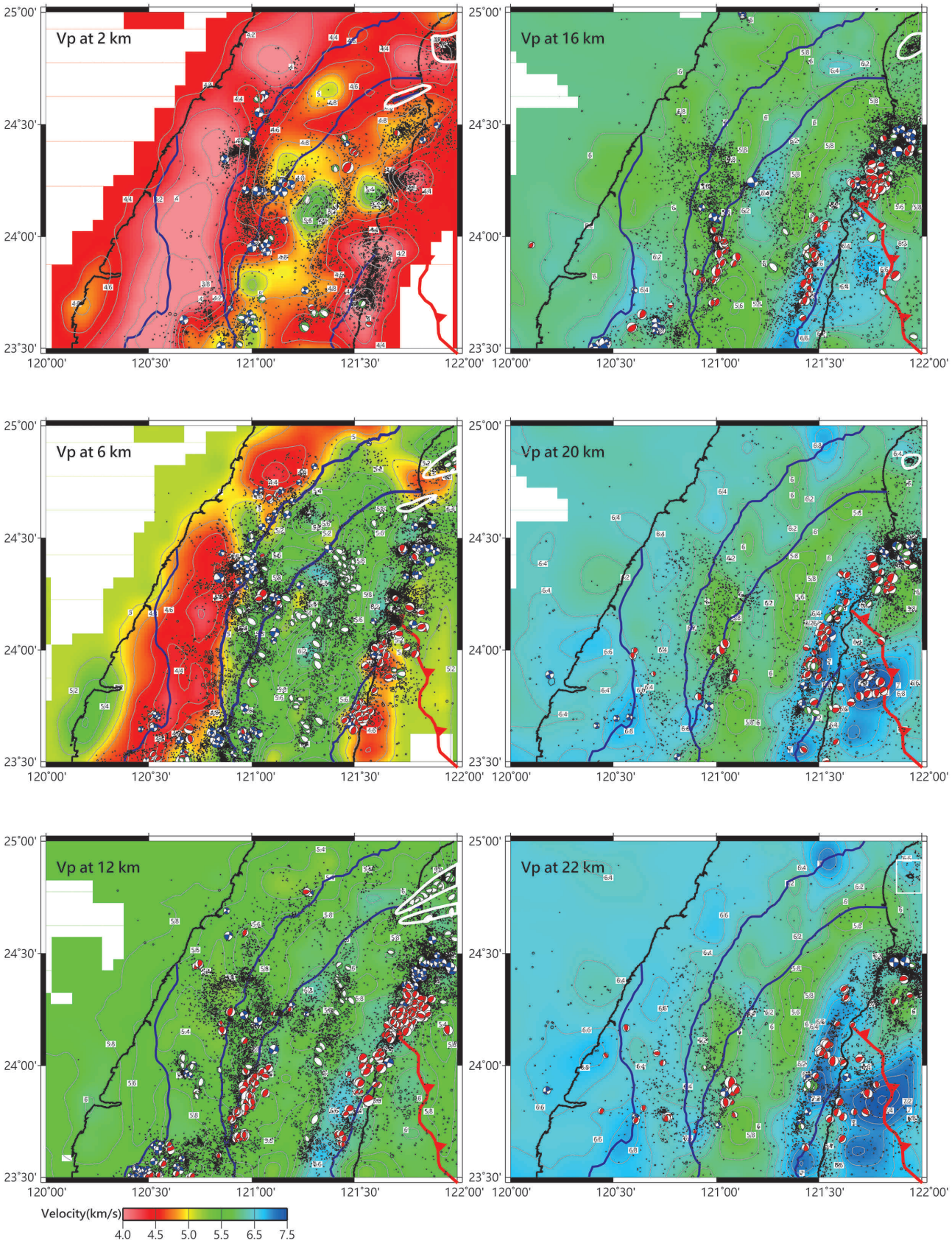


圖 4–149、龜山島火山地震帶的地震深度 <20 公里，白框為地震帶範圍，下側長條白框為三星地震帶。

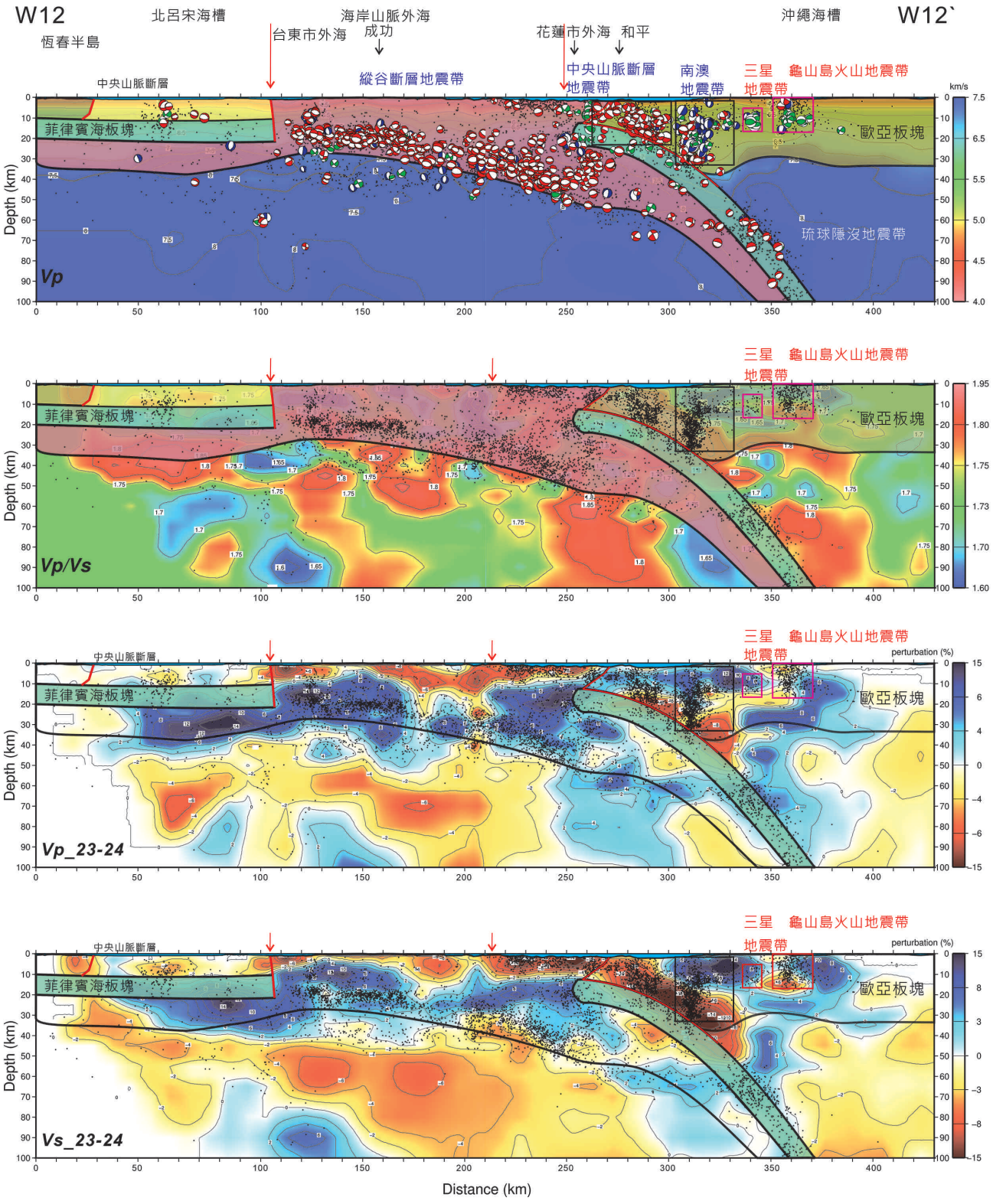


圖 4–150、龜山島火山地震帶（右側紅框）位在沖繩海槽西側，地震深度 <20 公里。三星地震帶（右側紅框）位在蘭陽平原南側。剖面位置見圖 3–3。

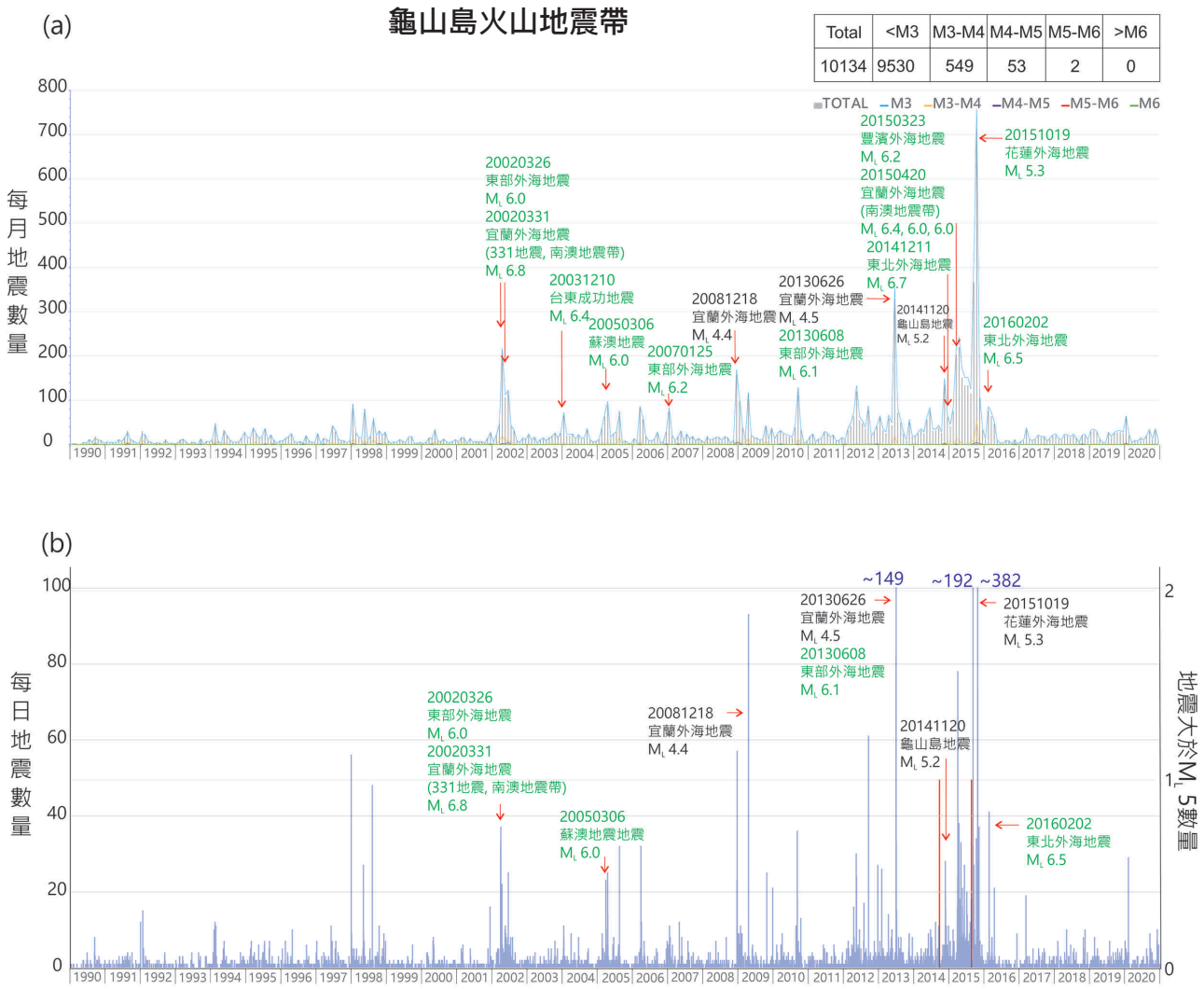


圖 4–151、1990~2020 年地震頻率。龜山島火山地震帶的地震頻率非常高，平均每年 <M_L 4.0 地震約 335 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.6.2 三星地震帶

三星地震帶位於蘭陽溪南側的脊樑山脈（**圖 4–148**），屬於北部張裂帶。該地震帶的地震深度 <14 公里，走向 N80° E，震源機制以右向橫移作用的形式，與部分正移作用形式，最小（伸張）應力方向為 N10° E（**圖 4–150**，**圖 4–152**）。地震帶範圍從蘭陽盆地延伸至沖繩海槽，全長 25 公里；地震帶兩側的速度構造並沒有明顯的差異。

三星地震帶的地震頻率極低，觀測以來共發生 3807 起地震，平均每月僅十起，>M_L 6.0 地震僅 2 起，分別是 2002/05/15 宜蘭蘇澳 M_L 6.2 以及 2005/03/06 蘇澳雙地震 M_L 6.0（**表一**，**圖 4–153**）。這兩次地震事件都引發約 700 起的群集地震（**圖 4–154**，**表二**）。根據地質構造與震源機制分析，此地震帶與沖繩海槽的拉張活動有關，屬於橫移兼正移作用。

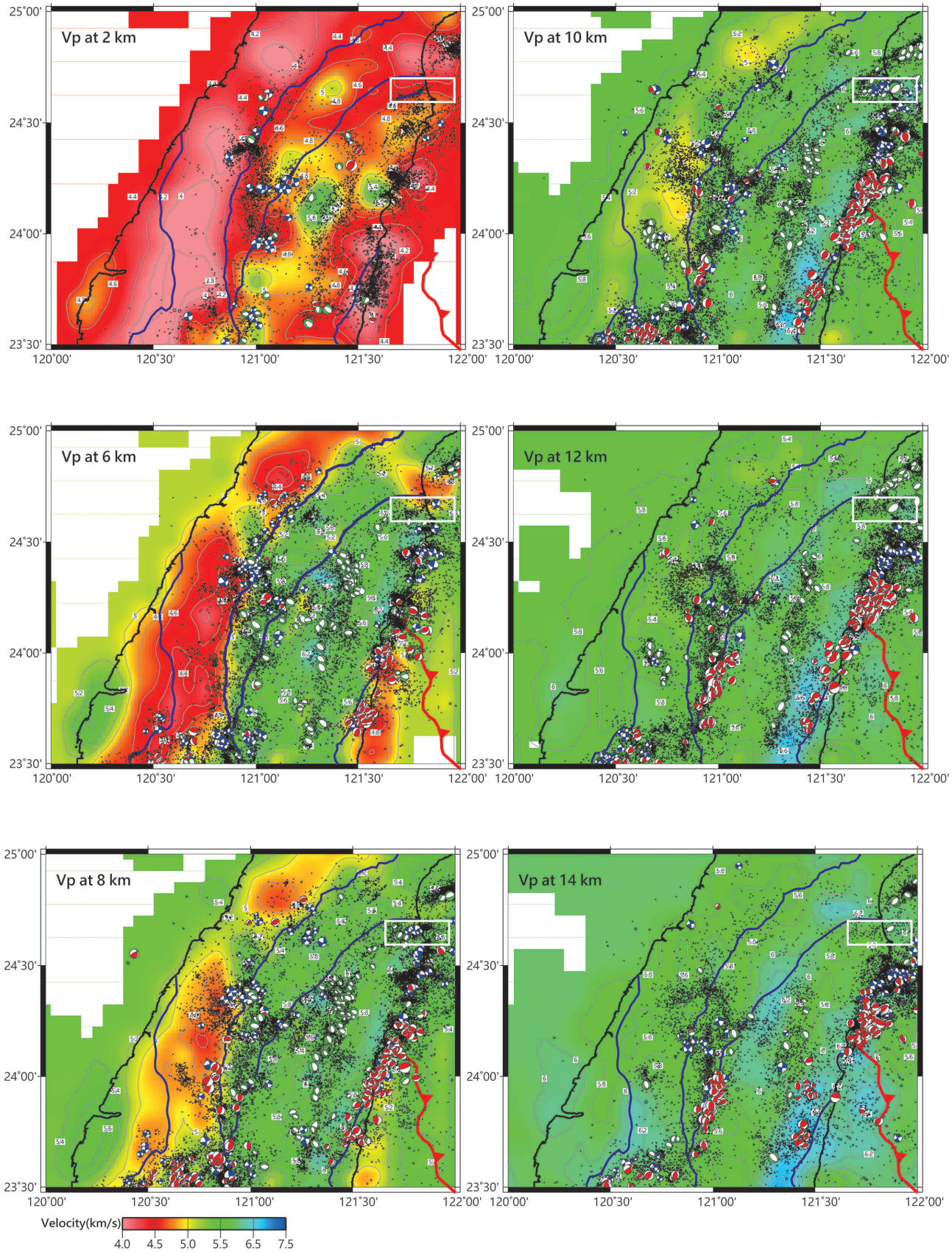


圖 4–152、三星地震帶地震深度 <14 公里，白框為地震帶範圍。

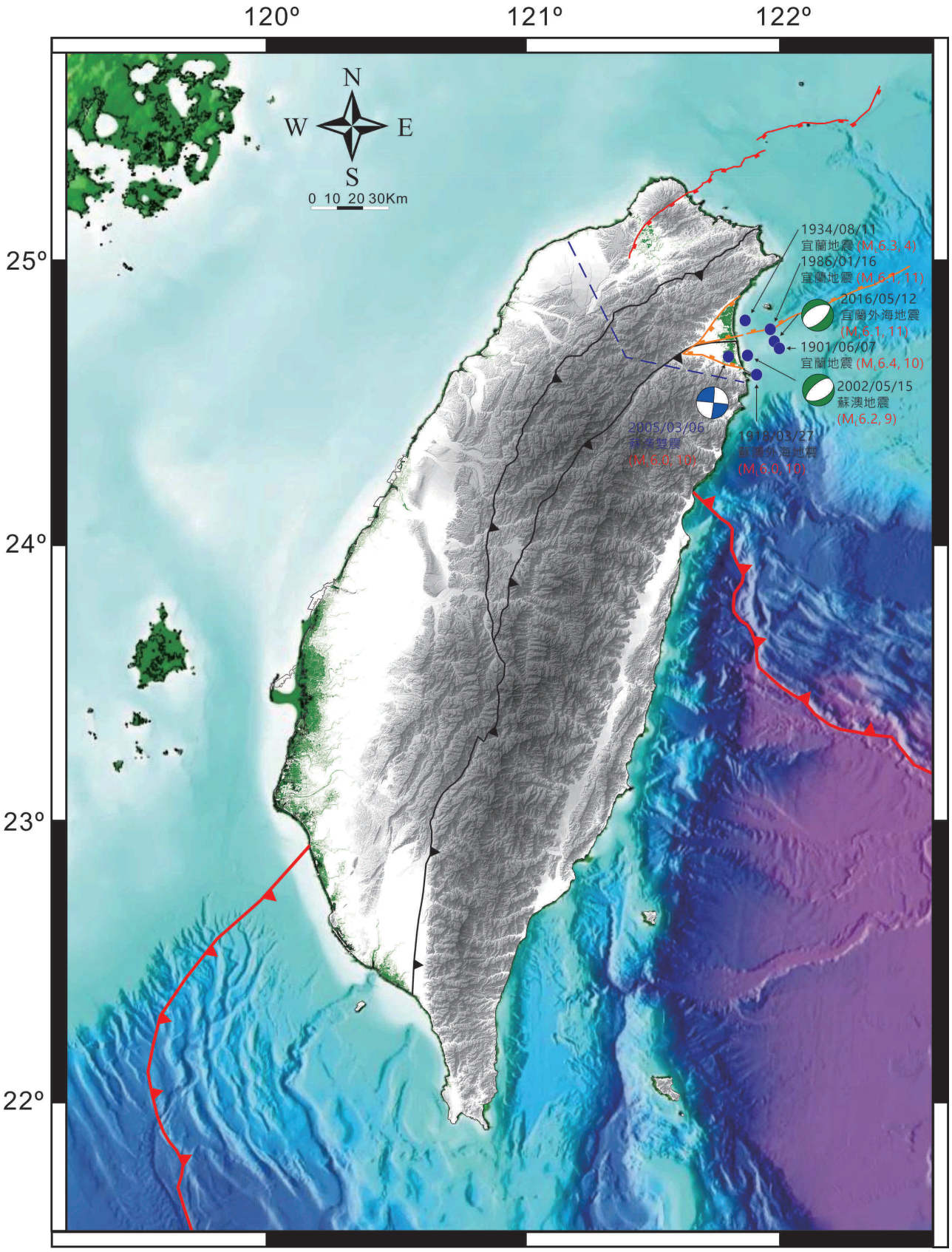


圖 4–153、1900 年以來，位在北部張裂帶的 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0。



圖 4–154、1990~2020 年地震頻率。三星地震帶的地震頻率極低，平均每月僅十起地震。

4.6.3 濁水斷層地震帶

濁水斷層是雪山山脈與脊樑山脈的界限斷層，為一朝北傾正斷層，雪山山脈位於上盤。晚更新世以來，蘭陽溪北側的雪山山脈沉降速率遠大於下盤的脊樑山脈（蘭陽溪南側）。濁水斷層地震帶從蘭陽平原向東延伸至沖繩海槽，穿越龜山島火山地震帶，地震深度 8~14 公里，走向 N70° E（圖 4–148），震源機制為正移作用形式，最小（伸張）應力呈西北向（圖 4–155）。地震帶北側深度 8~18 公里的地殼 Vp/Vs 值較高（圖 4–156），顯示此地震帶與沖繩海槽的正斷層活動有關。濁水斷層是蘭陽盆地張裂形成錯距最大的斷層，可達 600 公尺，斷層跡大致沿著蘭陽溪，被晚更新世以來的沖積層覆蓋，最厚達到 1000 公尺。地震帶位置沿著濁水斷層走向，由濁水斷層活動所引起，而該區域曾發生一次較大的地震，1986/01/16 宜蘭地震 M_L 6.1（表一，圖 4–153）。

沖繩海槽形成於晚中新世（Miki, 1995; Kodama et al., 1995），海槽向西擴張產生了蘭陽盆地，在盆地中心堆積的沉積層厚達 1000 公尺，沉降速率約 18 mm/yr。蘭陽盆地的拉張作用形成了一系列 N60~80° E 至 E–W 走向的正斷層，包括礁溪斷層、濁水斷層與冬山斷層（**圖 4–157**，E3 剖面）。同時，在海槽中也發生許多正移作用形式的地震，統稱沖繩海槽地震帶（**圖 4–157**，E4 剖面）。

濁水斷層地震帶的地震頻率非常低，自觀測以來共發生 2219 起地震，平均每月僅發生數起地震，在觀測期間每月偶而會發生 40~100 起的小規模地震群集事件，且這些事件常受到鄰近海域發生 >M_L 5.0 地震的影響（**圖 4–158**，**表二**）。

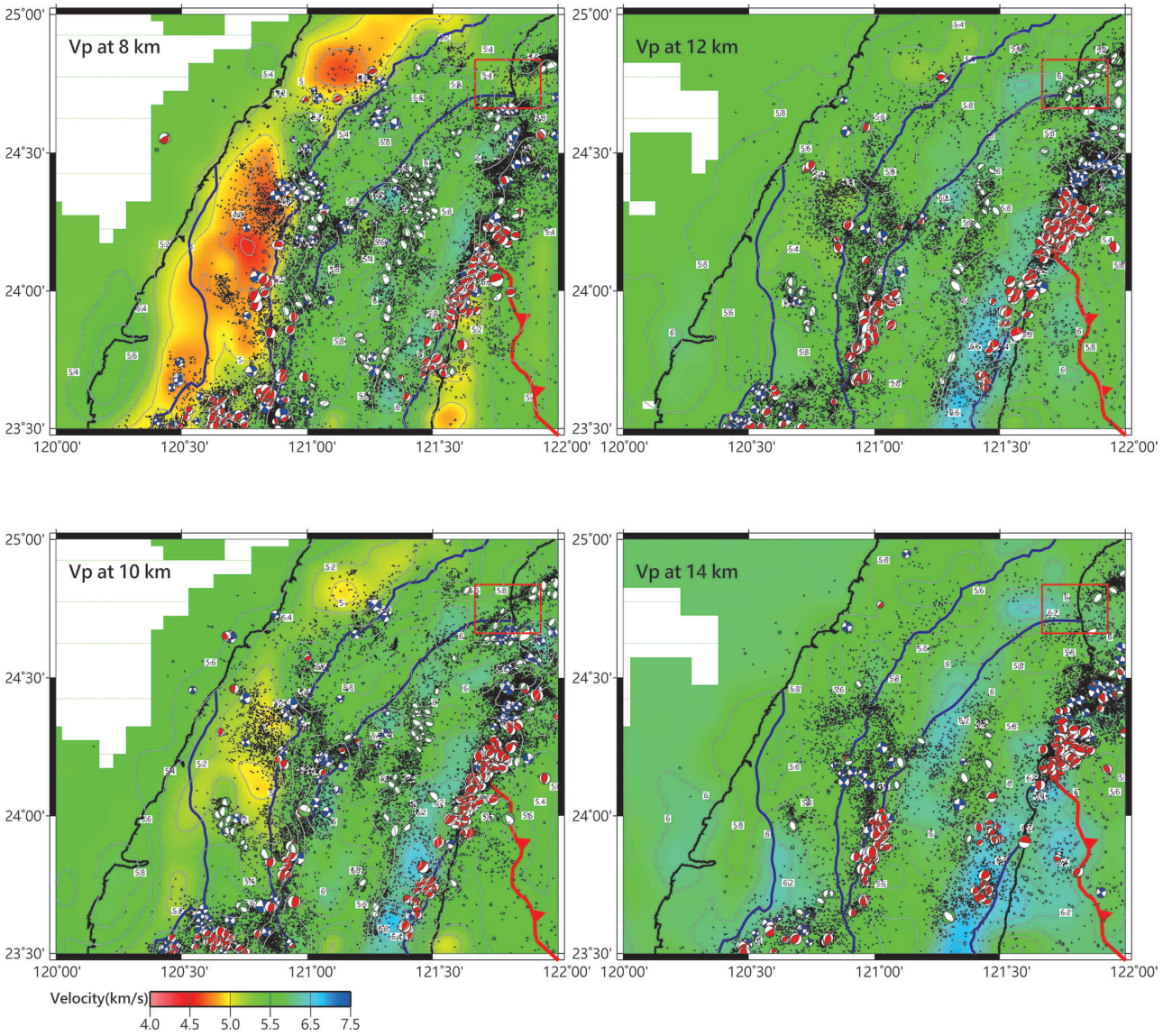


圖 4–155、濁水斷層地震帶（紅框）的震源機制為正移作用形式，地震帶向東北可以連接至龜山島火山地震帶。

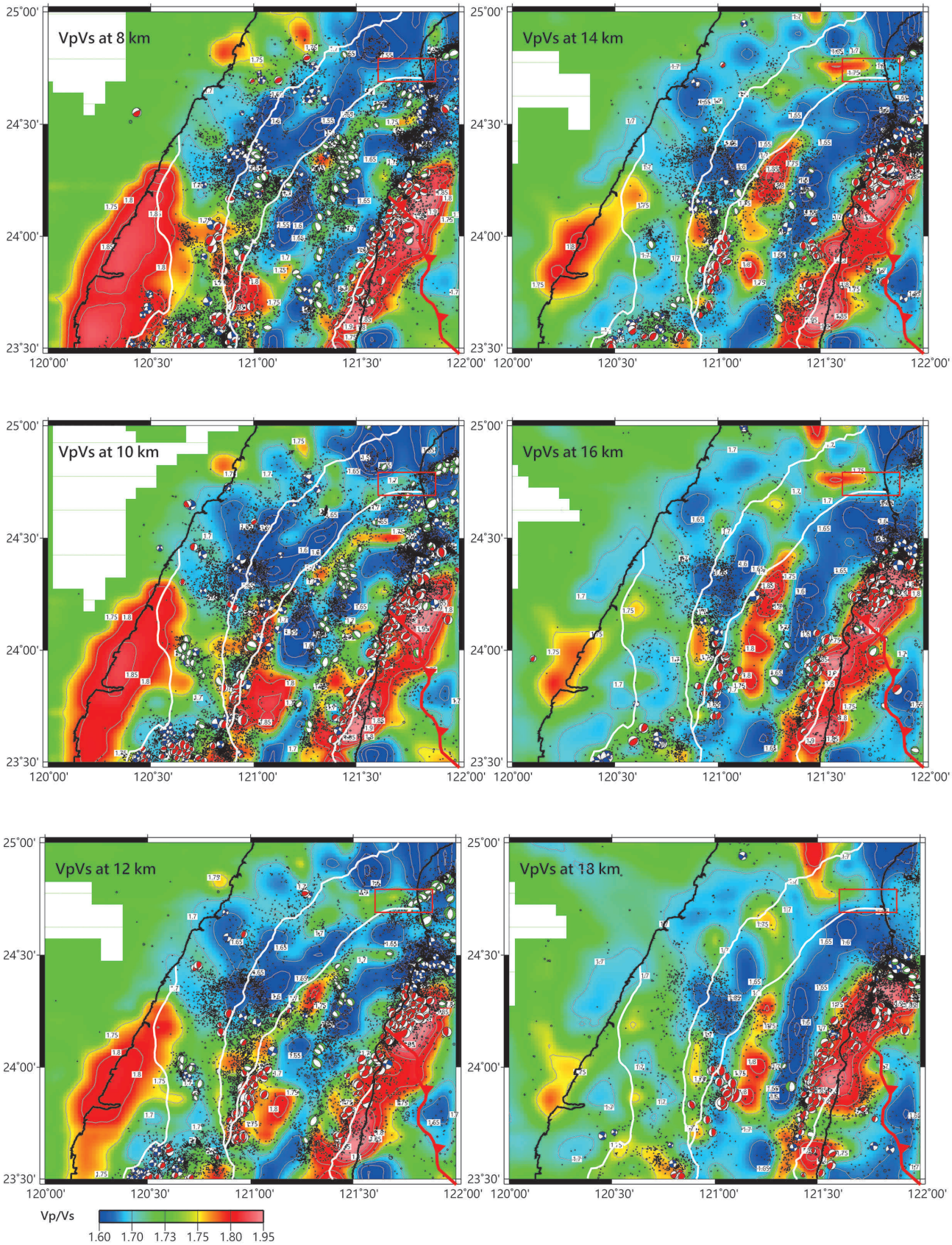


圖 4–156、濁水斷層地震帶 (紅框) 北側岩盤 (雪山山脈) 於深度 8~18 公里的 Vp/Vs 值較高。地震主要分布在 8~14 公里。

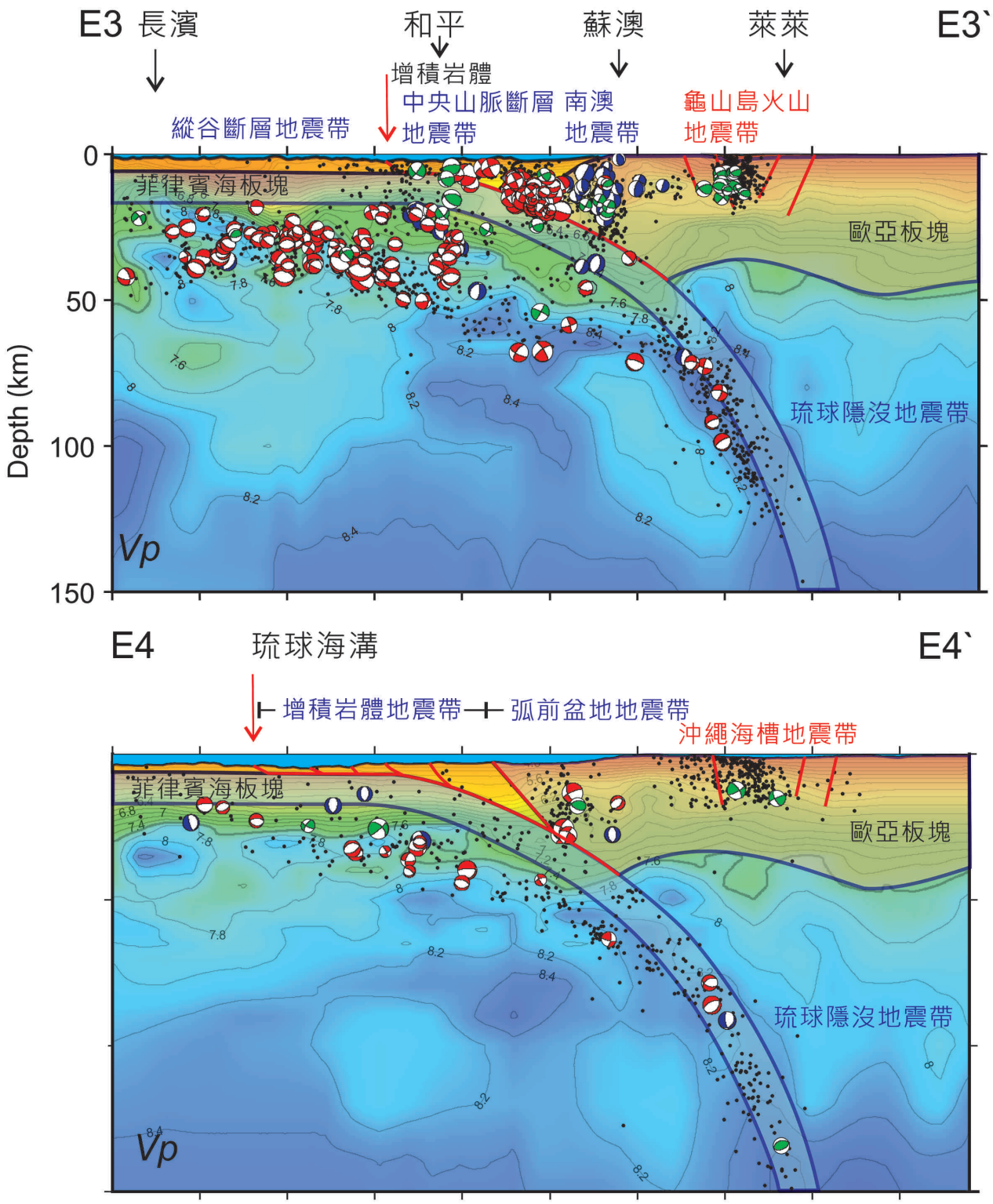


圖 4–157、東部外海南北剖面，龜山島火山與沖繩海槽地震帶的地震以正移作用形式為主。剖面位置見圖 3–4。

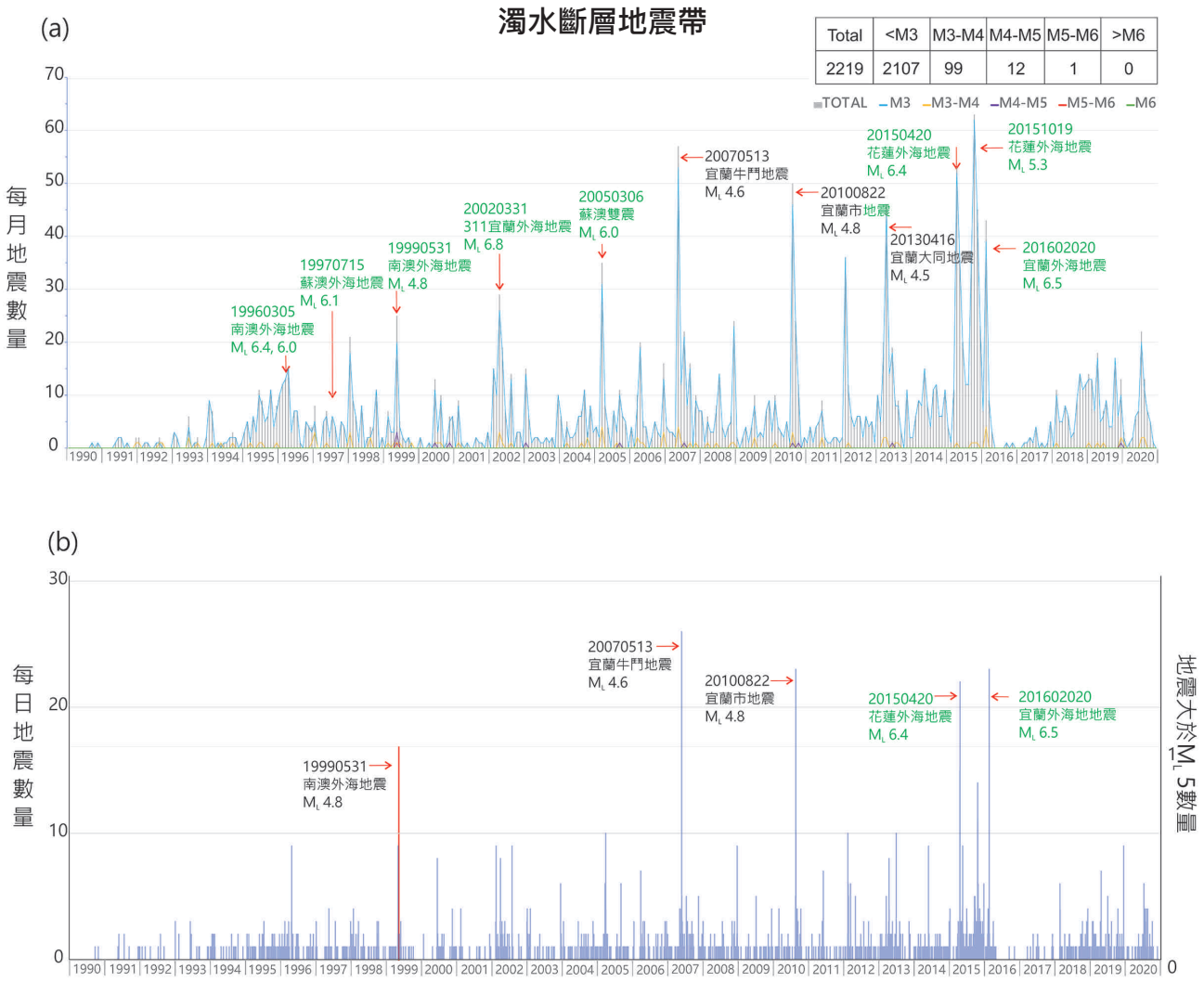


圖 4–158、1990~2020 年地震頻率。濁水斷層地震帶的地震頻率非常低，平均每月僅數起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.6.4 沖繩海槽地震帶

菲律賓海板塊朝北隱沒時，導致歐亞板塊拉張形成了沖繩海槽（Okinawa Trough）。自中至晚更新世以來，沖繩海槽朝西擴張延伸至臺灣東北部，同時隱沒產生的龜山島火山弧也位於海槽當中（圖 4–148）。沖繩海槽中產生一系列正斷層（Mamoru and Hiroshi, 2003; Ku et al., 2009），以及 <25 公里的 <ML 6.0 地震（圖 4–157，圖 4–159）。地震帶呈現平面狀分布，顯示與斷層活動有關，如濁水斷層地震帶與三星地震帶。由於宜蘭外海缺乏地震站的約制，因此地震定位誤差較大，速度構造與地震帶的解析度相對較低。

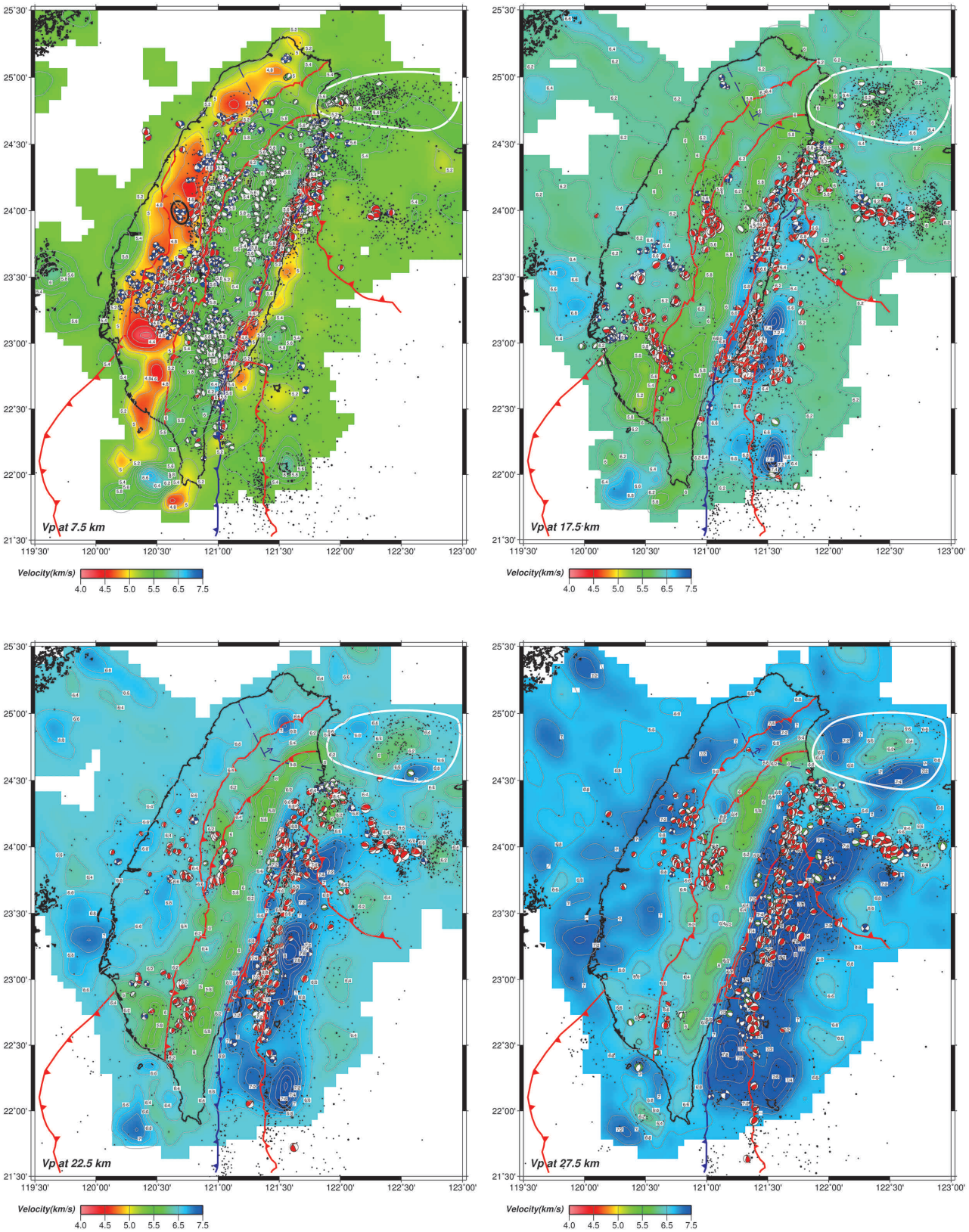


圖 4–159、沖繩海槽地震帶 (白線) 的地震深度 <25 公里。

4.6.5 山腳斷層地震帶

90 萬年前，臺灣北部由造山擠壓反轉為地殼伸張環境，原來西部麓山帶的逆斷層轉換為正斷層活動。新莊（逆）斷層轉為山腳（正）斷層，斷層跡位在林口台地與台北盆地的交會處（圖 4–148）。台北盆地就位在山腳斷層上盤，由正斷層活動產生的沉陷盆地。晚更新世以來，台北盆地的長期沉降速率 1~1.2 mm/yr（陳文山等，2008b）。

山腳斷層跡從迴龍朝東北延伸，經新莊、五股、蘆洲、關渡、北投、大屯山，沿北磺溪至金山盆地北側的中角出海，朝東北方延伸經彭佳嶼南側海域，斷層在陸域長度 35 公里，海域全長至少 80 公里（圖 3–7）。1990~2020 年觀測期間，此斷層發生 1176 起地震，皆 <M_L 3.0，僅 1 起 M_L 4.2 地震（圖 4–160，表二）。此外，山腳斷層地震帶的地震密度非常低，僅 0.14 個 / 公里 ^{3}。

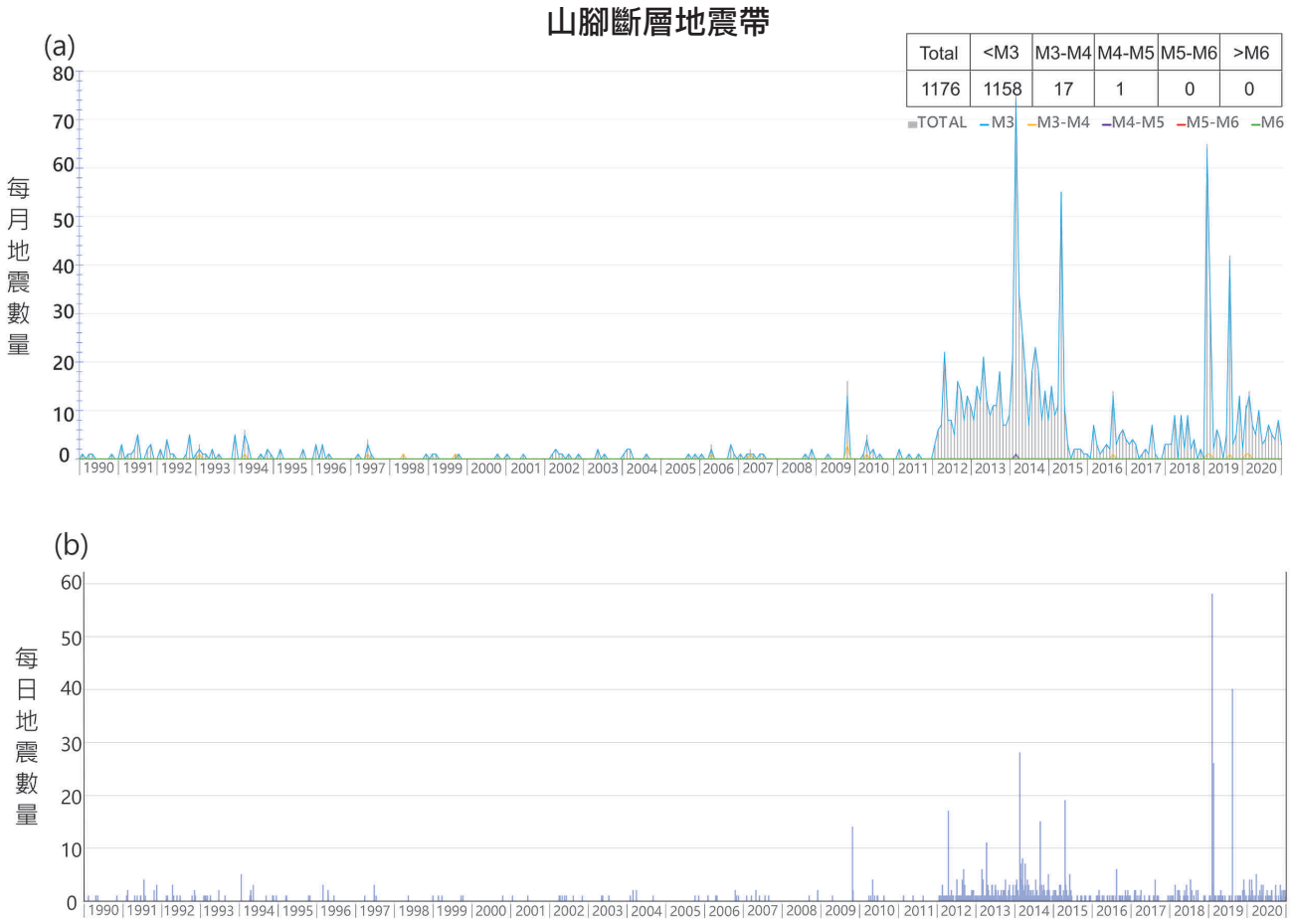


圖 4–160、山腳斷層的地震頻率非常低，每月地震僅數起，皆 <M_L 3.0。於 2012 年以來的地震數量明顯增加原因，是新一代中央氣象署地震觀測網開始運作，即時觀測站的數目超過 170 個，導致地震監測數量大幅增加 1 倍。

4.6.6 桃園台地無震帶

早古近紀，歐亞板塊東緣處於拉張環境，形成一系列東北－西南走向的地塹盆地與地壘高區。觀音高區位於臺灣西北海域，而林口台地與桃園台地原本位在觀音高區東南側的台西盆地（圖 4–7）。始新世至中新世期間，盆地堆積了厚層沉積層。然而，晚期新近紀以來，此區域轉為造山帶前緣的前陸盆地，堆積了大量源自造山山脈的碎屑沉積物。

中更新世，褶皺－逆衝斷層帶的變形前緣（新莊斷層）僅發展到林口與桃園台地東側，台地屬於前陸盆地環境。然而，約 90 萬年前以來，後造山時期的北臺灣轉為拉張環境，一系列北東東走向的正斷層發育在台地以東區域。林口與桃園台地似乎未受到這些構造變動的影響，仍處在穩定的環境，極少發生地震。本研究將此區域稱為桃園台地無震帶，涵蓋山腳斷層以西與湖口斷層以北區域（圖 4–161）。

桃園台地無震帶的地震頻率極低，每月僅發生 0~1 起地震，1990~2020 年觀測期間，此區域僅發生 108 起地震，最大地震為 M_L 4.2（圖 4–162，表二）。

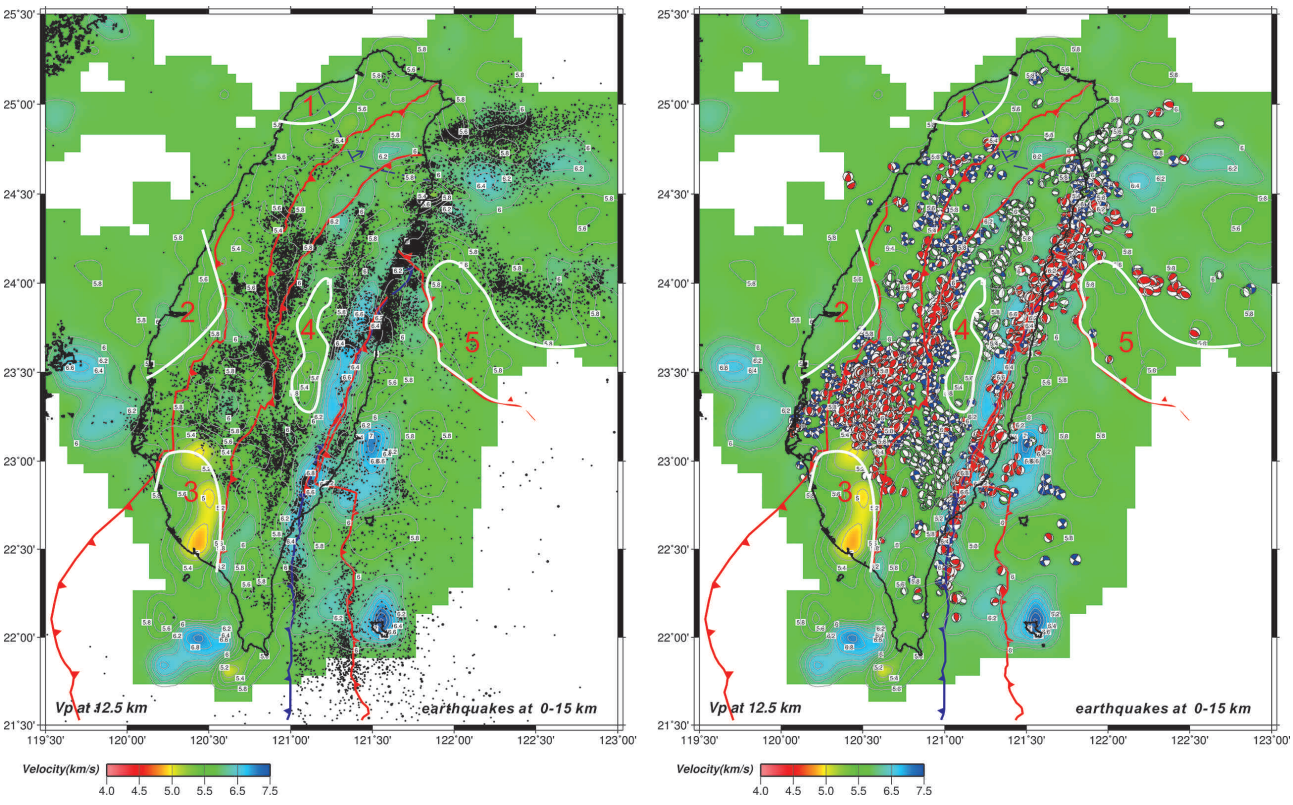


圖 4–161、深度 <15 公里的地震分布，顯示長期以來臺灣有五處沒有或少發生地震區域，1、桃園台地無震帶，2、北港高區無震帶，3、高屏地震帶，4、脊樑山脈中段地震帶，5、琉球隱沒地震帶。

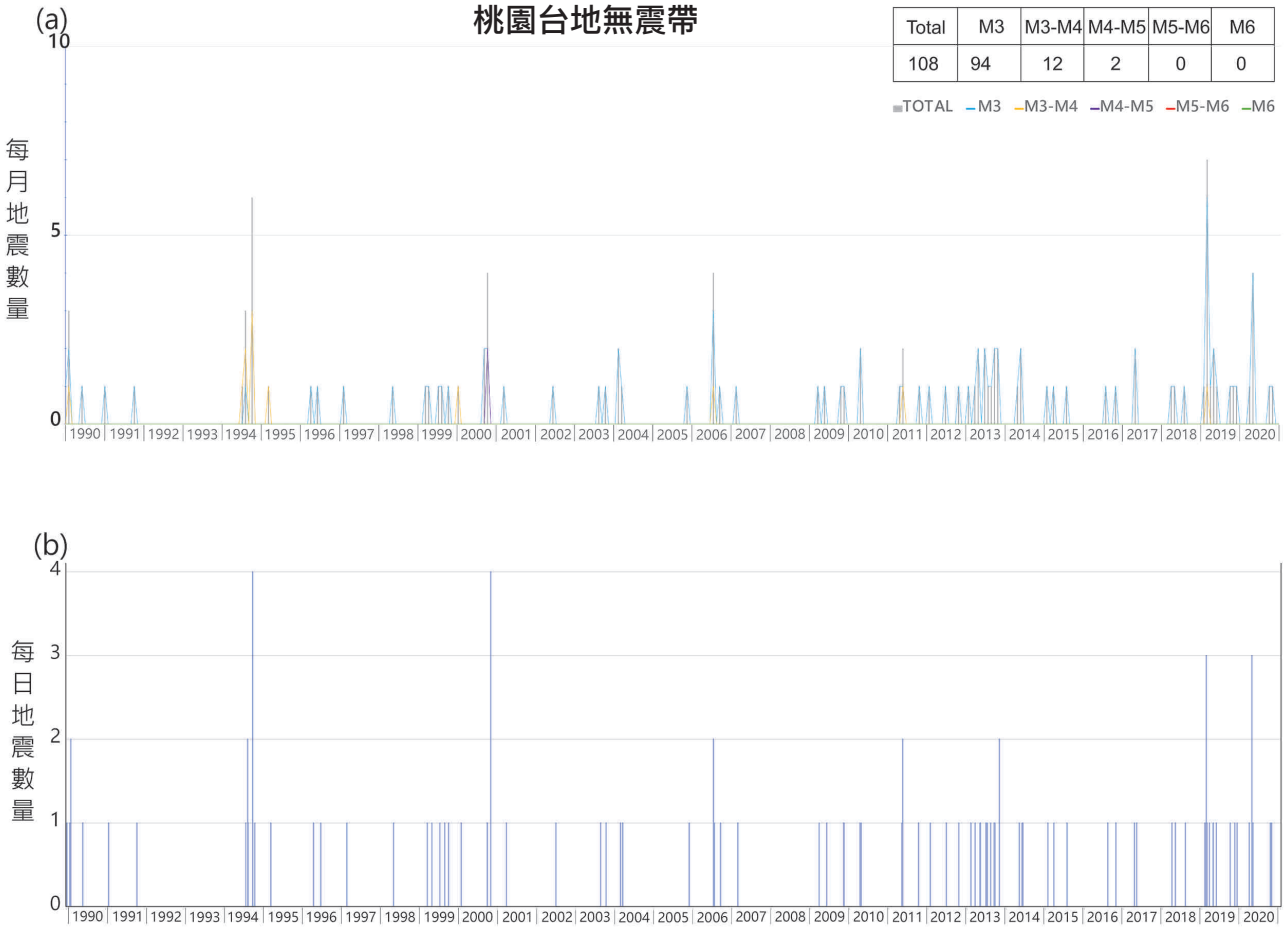


圖 4–162、1990~2020 年地震頻率。桃園台地無震帶的地震頻率極低，每月地震 0~1 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

4.7 馬尼拉隱沒帶

4.7.1 馬尼拉隱沒地震帶

南中國海岩石圈地殼沿馬尼拉海溝朝東隱沒至菲律賓海板塊下，形成了增積岩體（恆春海脊與恆春半島）、弧前盆地（北呂宋海槽）與北呂宋火山弧（綠島 ─ 蘭嶼火山）。南中國海岩石圈地殼在北呂宋海槽底下逐漸變陡，朝東伸入到綠島 ─ 蘭嶼火山弧底下（圖 4–163）。原先的北呂宋海槽屬於弧前盆地（forearc basin），隨著菲律賓海板塊逆時鐘旋轉朝西北移動時，板塊聚合作用導致火山弧停止活動，弧前盆地也轉變為前淵盆地，大量堆積來自造山山脈的沉積物，大地構造環境由隱沒轉為碰撞作用。中更新世以來，北呂宋海槽一直處在隱沒與碰撞的轉換帶（圖 4–164）。

從地震分布及機制分析，馬尼拉海溝至北呂宋海槽之間的增積岩體（恆春海脊），於觀測期間極少發生地震，這種特性與琉球增積岩體地震帶非常相似，呈現幾乎無地震現象，表示增積岩體與隱沒板塊界面呈現鎖定狀態，然而此界面卻是發生巨大地震的潛勢區域。

此外，從北呂宋海槽至綠島－蘭嶼火山弧底下，存在朝東傾斜約 60°的地震帶；臺東市（北緯 22° 45`N）以南可以明顯觀察到此朝東傾斜的地震帶（Tsai, 1986; Ustaszewski et al., 2010）。歷史紀錄有三起較大的地震，分別為 1935/09/04 綠島地震 M_L 7.0，震源深度 110 公里；1936/08/22 恆春東方地震 M_L 7.0，震源深度 55 公里；以及 1959/08/15 恆春地震 M_L 6.1，震源深度 119 公里（**表一**，**圖 4–128**）。

北呂宋海槽底下在深度 8~20 公里處存在一 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值且低 Vp/Vs 值的高速層，推測是殘留的弧前盆地地殼（**圖 4–144**，**圖 4–145**，**圖 4–165**）。綠島－蘭嶼火山弧約 120 萬年前終止岩漿活動，然而火山弧底下仍有隱沒產生的地震活動，深度達 150 公里。由於東側沒有地震站約制，定位誤差較大，速度構造解析度相對不夠準確。

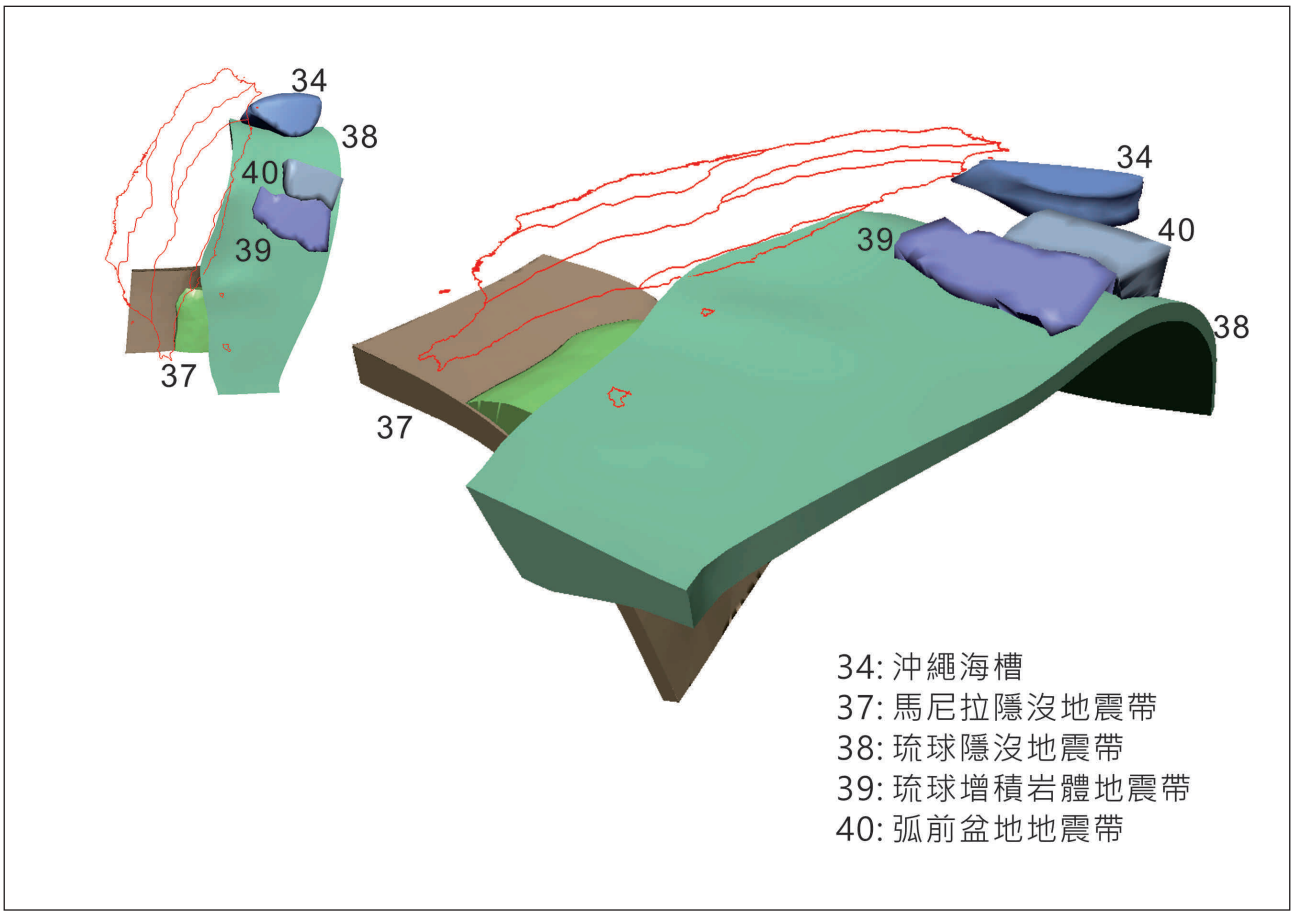


圖 4–163、馬尼拉隱沒地震帶與琉球隱沒地震帶，以及琉球隱沒帶的琉球增積岩體地震帶、弧前盆地地震帶與沖繩海槽地震帶。

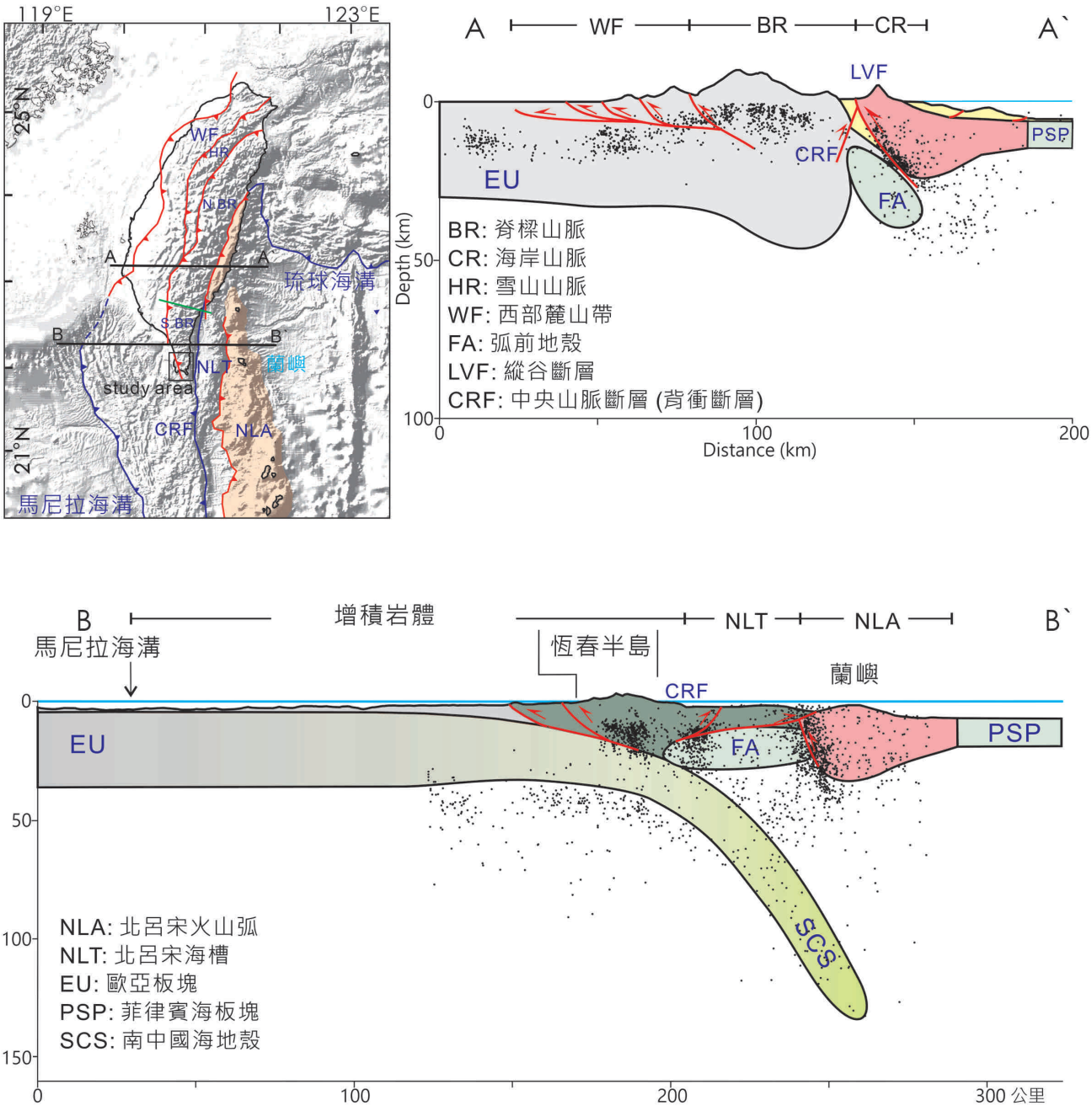


圖 4–164、脊樑山脈南段 (恆春半島) 位於碰撞與隱沒的轉換帶，朝東隱沒的南中國海岩石圈地殼還存在北呂宋火山弧之下。

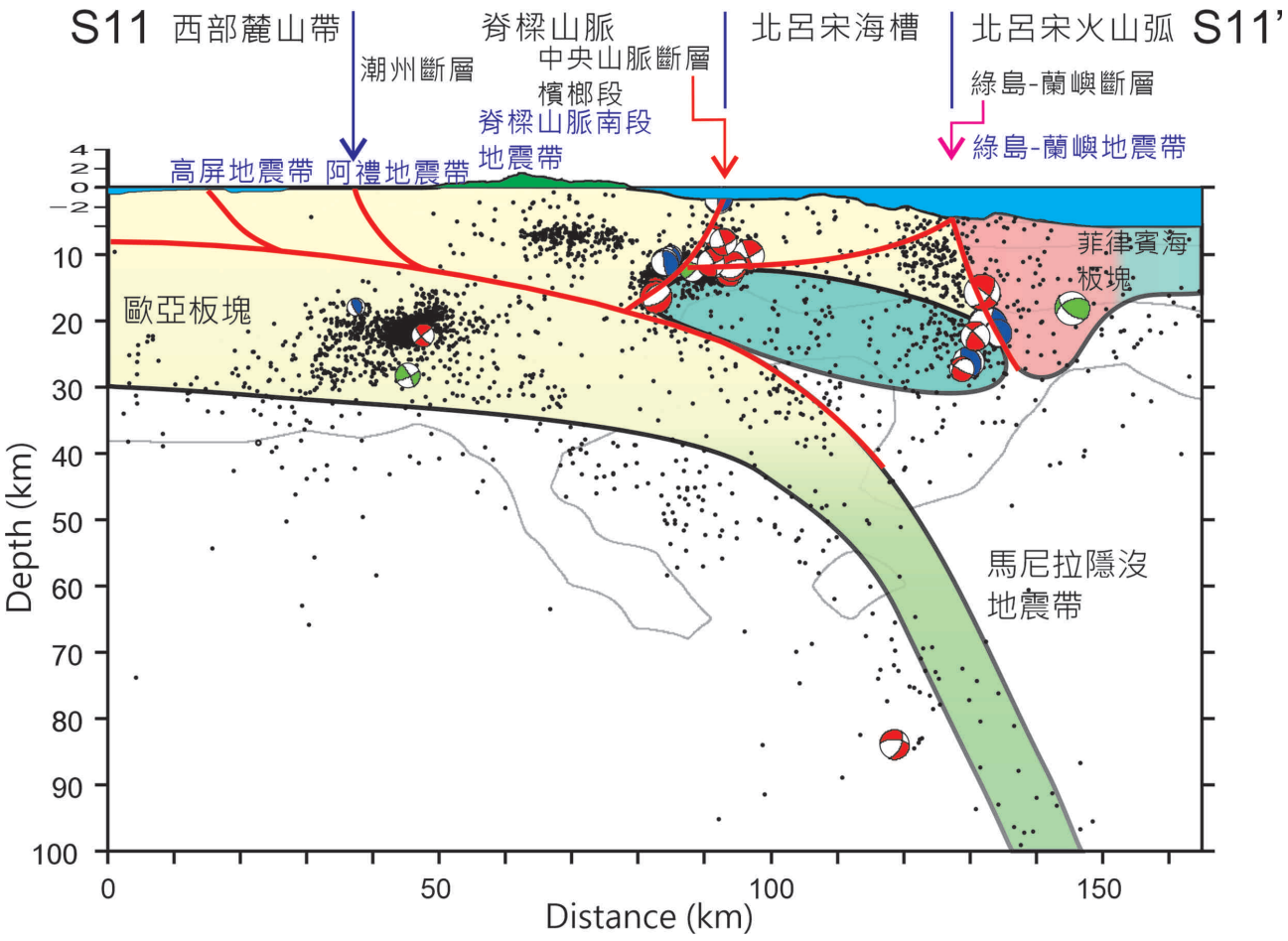


圖 4–165、北呂宋海槽兩側呈現兩個反向的逆斷層，中央山脈斷層與綠島 — 蘭嶼斷層。馬尼拉隱沒地震帶朝東傾斜約 60°，地震深度達 150 公里。

4.8 琉球隱沒帶

沖繩海槽是從歐亞板塊分裂出來的邊緣海（弧後盆地），分離的大陸地殼成為琉球群島的基盤，接近臺灣的与那國島、西表島、石垣島、宮古島都出露與脊梁山脈相同的中生代大南澳片岩（然而不整合上覆的新生代岩層未產生變質作用）。從地質與地殼速度構造來看，南北地質剖面的地體構造單元包括琉球海溝、增積岩體、弧前盆地（和平、南澳盆地）、沖繩海槽、龜山島火山至弧後拉張盆地（台北盆地與東北海域的半地塹盆地；圖 3–17，圖 3–18，圖 4–163）。

根據地質構造與地震分布深度將琉球隱沒帶（界面）分為三個區塊；1. 海溝至弧前盆地之間的增積岩體與隱沒菲律賓海板塊的界面，地震深度 <20 公里，稱琉球增積岩體地震帶；2. 弧前盆地的下部地殼（歐亞板塊）與隱沒板塊的界面，地震深度 20~40 公里，稱弧前盆地地震帶；3. 上部地函與隱沒板塊的界面，地震深度 >40 公里，稱琉球隱沒地震帶（圖 3–18）。

4.8.1 琉球隱沒地震帶

菲律賓海板塊沿著琉球海溝朝北隱沒至歐亞板塊下（Suppe, 1984; Wu et al., 1997），在東北海域形成的地質構造單元，包括增積岩體（Lallemand et al., 1997, 1999, 2013; Font and Lallemand, 2009; Klingelhoefer et al., 2012; Hsu et al., 2013）、弧前盆地、火山弧（Lin et al., 2004, 2007）、沖繩海槽張裂帶（Kao, 1998; Kao et al., 1998; Kubo and Fukuyama, 2003; Sibuet and Hsu, 2004; Wu Y.M. et al., 2008; Wu et al., 2010; Huang et al., 2012）以及琉球隱沒帶（Rau and Wu, 1995; Chemenda et al., 1997; Kao, 1998; Kao and Rau, 1999; Font et al., 1999; Kao and Jian, 2001; Lin et al., 2004; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2008, 2009; Wu F.T. et al., 2009; Theunissen et al., 2012; Klingelhoefer et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Chen et al., 2013; Huang et al., 2014；**圖 4–163**，**圖 4–166**，**圖 4–167**）。此外，菲律賓海板塊的西緣伸入至北段脊樑山脈東翼底下，產生碰撞擠壓，導致脊樑山脈的拱起（Huang et al., 2012; Theunissen et al., 2012; Lallemand et al., 2013; Harm et al., 2016；陳文山等，2017）。

垂直海溝走向的 Vp 速度構造與地震分布，顯示深度 >50 公里的地函中由菲律賓海板塊形成朝北傾斜的隱沒地震帶（**圖 4–167**）。隱沒板塊與大陸地殼的界面在深度 40~50 公里呈朝北傾斜 26~30°，深度 70 公里以下，朝北傾斜約 60°。此外，隱沒板塊往北逐漸變深，至大屯火山群底下，深度達到 150 公里（陳文山等，2017；**圖 4–167**）。

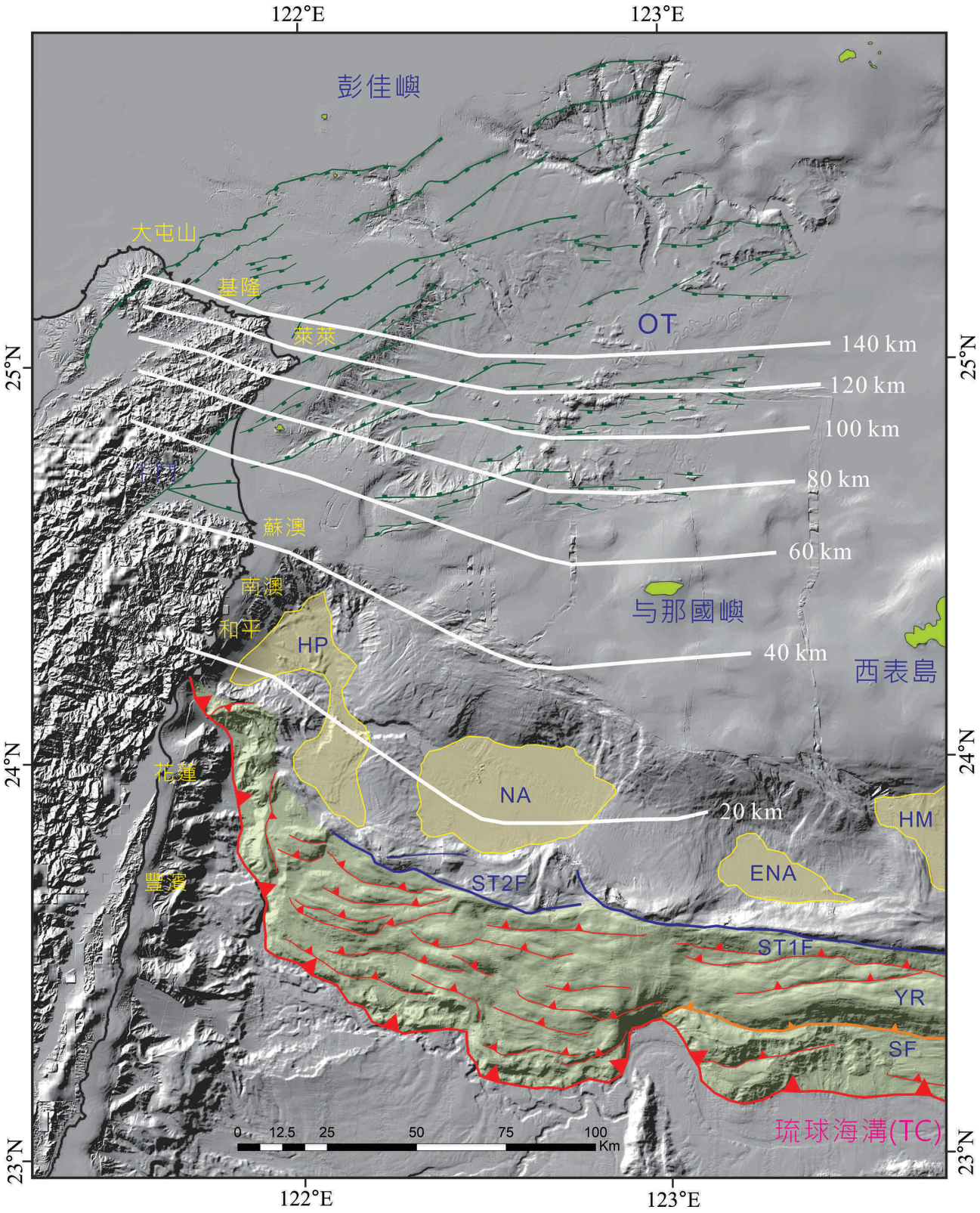


圖 4–166、臺灣東北海域琉球海溝（TC）、琉球增積岩體（淺綠色）、弧前盆地（HP、NA、ENA、HM；淺黃色）與沖繩海槽（OT）。白線為菲律賓海板塊隱沒帶上部界面的等深線。SF 分歧逆斷層（橘線）、YR 八重山海脊；HP 和平海盆、NA 南澳海盆、ENA 東南澳海盆、HM 波照間海盆。ST1F、ST2F 逆移兼橫移斷層（藍線）為分隔增積岩體與弧前盆地的界限。

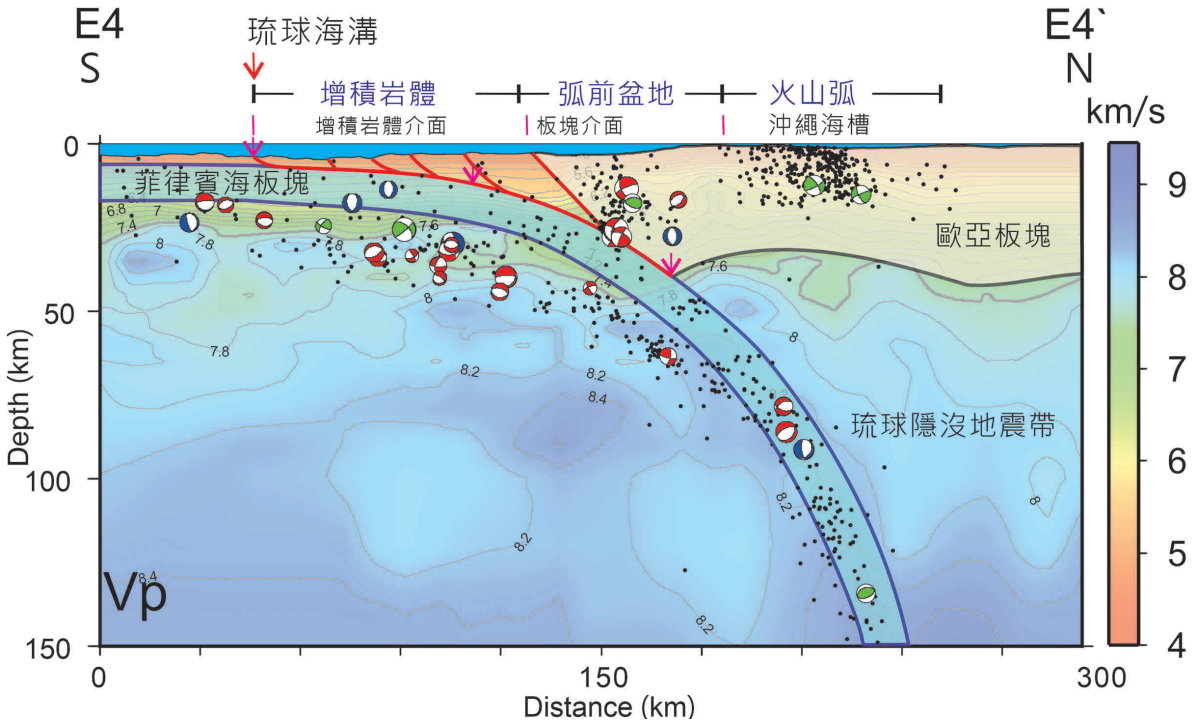


圖 4–167、東部海域的南北剖面，琉球海溝、增積岩體、弧前盆地與火山弧。

由隱沒產生的地震大多發生在高速層（海洋地殼），地震帶寬度約 20 公里。先前研究認為隱沒地震帶分上下兩層，稱雙地震隱沒帶（圖 4–167，圖 4–168；double seismic zone; Kao and Rau, 1999; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2009; Huang et al., 2014; Chin et al., 2016）。環太平洋隱沒帶也呈現雙地震帶結構，但成因有不同的解釋（Engdahl and Scholz, 1977; Fujita and Kanamori, 1981; Meade and Jeanloz, 1991; Peacock, 2001）。琉球雙地震隱沒帶的成因可能與菲律賓海板塊的斜向隱沒有直接關聯（Kao and Rau, 1999; Chou et al., 2006; Wu Y.M. et al., 2009）。

此地震帶震源機制以逆移作用形式為主，最大主應力呈南北向是與菲律賓海板塊隱沒方向有關，若呈東西向可能與斜向隱沒有關（Kao and Rau, 1999）。當菲律賓海板塊隱沒深度 >40 公里時，其上界面與上覆的歐亞板塊產生剪切作用，地震多呈現逆移形式，然而此界面曾經發生多起 M_L 7.0~7.5 地震（圖 4–168，圖 4–169；Kao, 1998; Theunissen et al., 2010）；高弘等（Kao et al., 1999）稱為界面地震帶。

菲律賓海板塊西側延伸至脊樑山脈（歐亞板塊）底下，然後朝北隱沒至大屯火山群，於地函深度 50~150 公里存在一朝北傾斜的地震帶（圖 4–166，圖 4–170）。1909/04/15 臺北地震 M_L 7.0，震央位在台北盆地西北側，震源深度約 72 公里，屬於琉球隱沒地震帶（Hsu, 1971; Wang et al., 2011）（表一，圖 4–171）。另一看法認為震央位於大屯火山北側，震源深度為 80 公里，屬於板塊內部地震（Kanamori et al., 2012）。琉球隱沒地震帶經常發生 >M_L 7.0 地震，由於震央位在東北海域，地震深度通常達到 >100 公里（圖 4–168，圖 4–169）。因此，在台北盆地的地震震度較小，相較不引人注意。

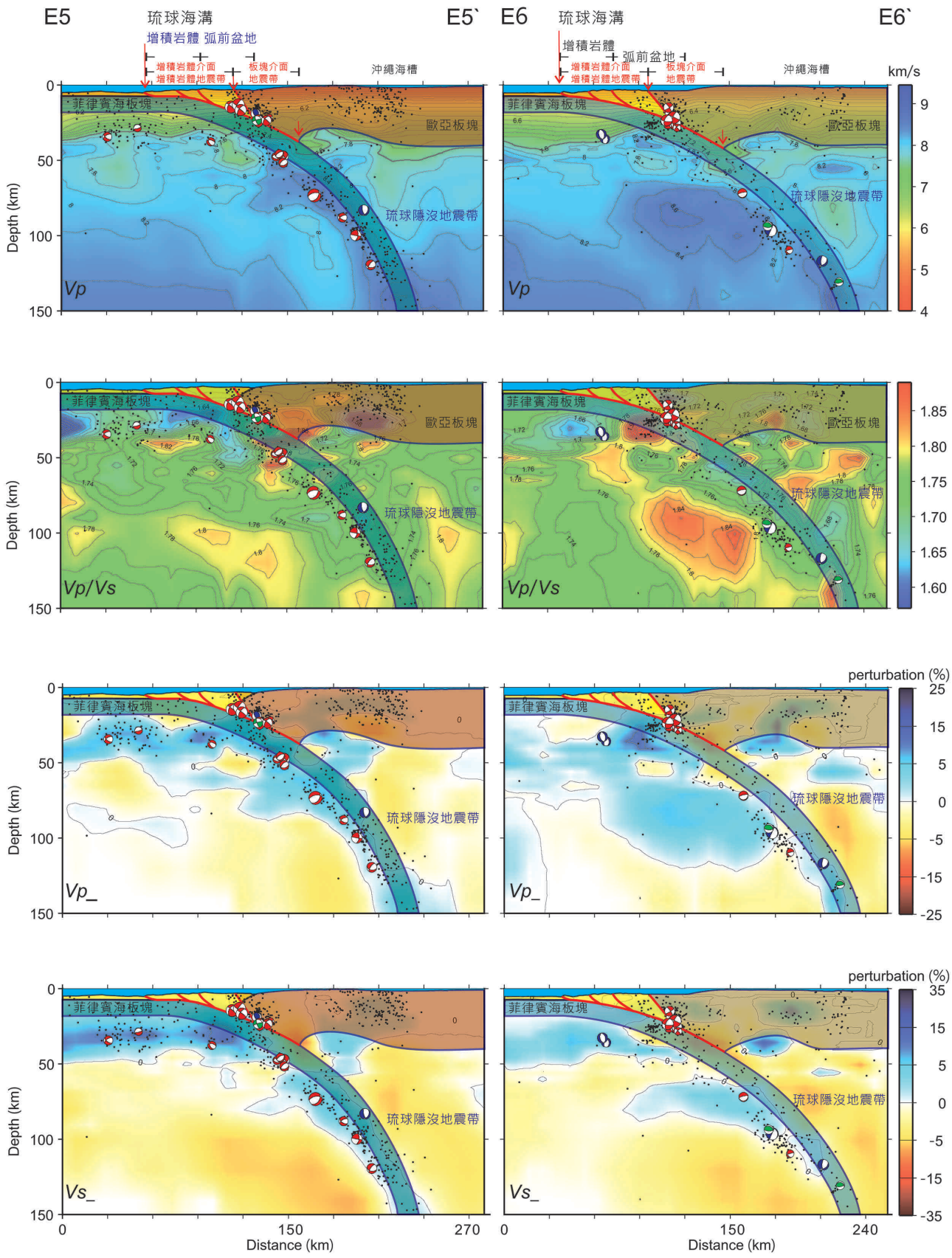


圖 4–168、菲律賓海板塊朝北隱沒，在臺灣東北側海域形成海溝、增積岩體、弧前盆地與沖繩海槽中的火山弧。震間時期的增積岩體構造區呈現無震狀態，稱琉球增積岩體地震帶（E5 與 E6 剖面）。剖面位置見圖 3–4。

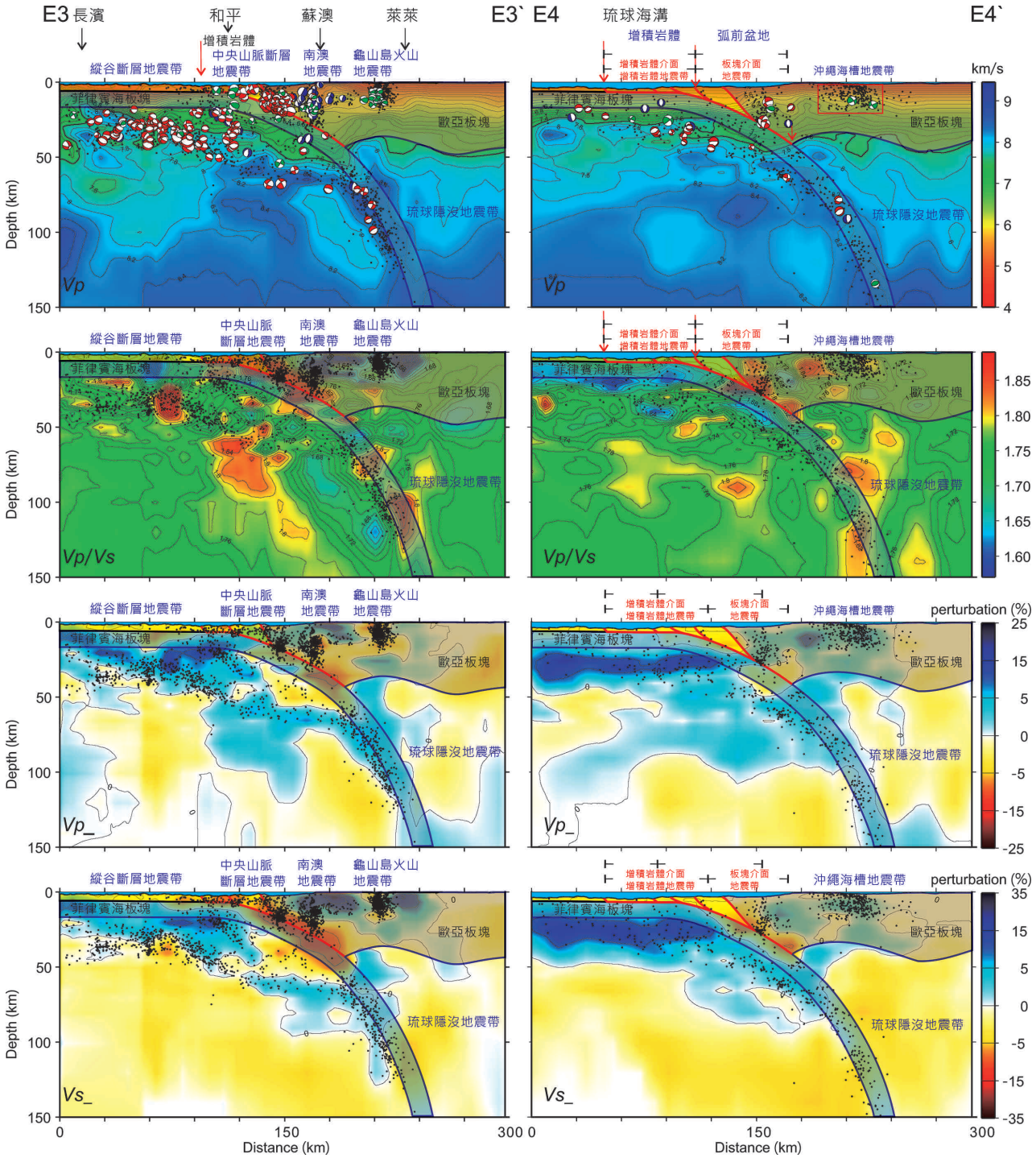


圖 4–169、震間時期的增積岩體構造區呈現無震狀態（E4 剖面），但其下側的板塊界面經常發生地震。剖面位置見圖 3–4。

4.8.2 琉球增積岩體地震

增積岩體地震帶，地震深度 <20 公里，稱琉球增積岩體地震帶（圖 4–163）。從 1990~2020 年的地震紀錄顯示與其它地區增積岩體呈現同樣在震間時期極少發生地震，其與隱沒板塊界面呈現鎖定狀態。值得注意的是，儘管地震頻率低，卻是發生巨大地震的潛勢區域，並會誘發大海嘯（圖 4–166，圖 4–168，圖 4–169）。之前針對隱沒帶的研究還發現具

有一些特殊的地震特性，包括(a)地震頻率非常低；(b)地震深度淺，位在增積岩體與隱沒板塊界面；(c)震源機制屬於逆移作用形式；(d)產生超低頻地震與慢地震(very low-frequency earthquake，slow slip earthquake; Dragert et al., 2001; Miller et al., 2002; Obara, 2002; Obara et al., 2004; Ito and Obara, 2006; Ide et al., 2007; Scholz and Campos, 2012; Nakajima and Akira, 2016; Arai et al., 2016; Audet and Kim, 2016)。儘管臺灣東部海域尚未針對超低頻地震與慢地震進行監測，但長期沒有發生地震卻是事實。況且，東側日本宮古島海域的增積岩體研究已證實是一潛在發生大地震與引發海嘯的環境(Heki and Kataoka, 2008; Ando et al., 2012; Arai et al., 2016)。

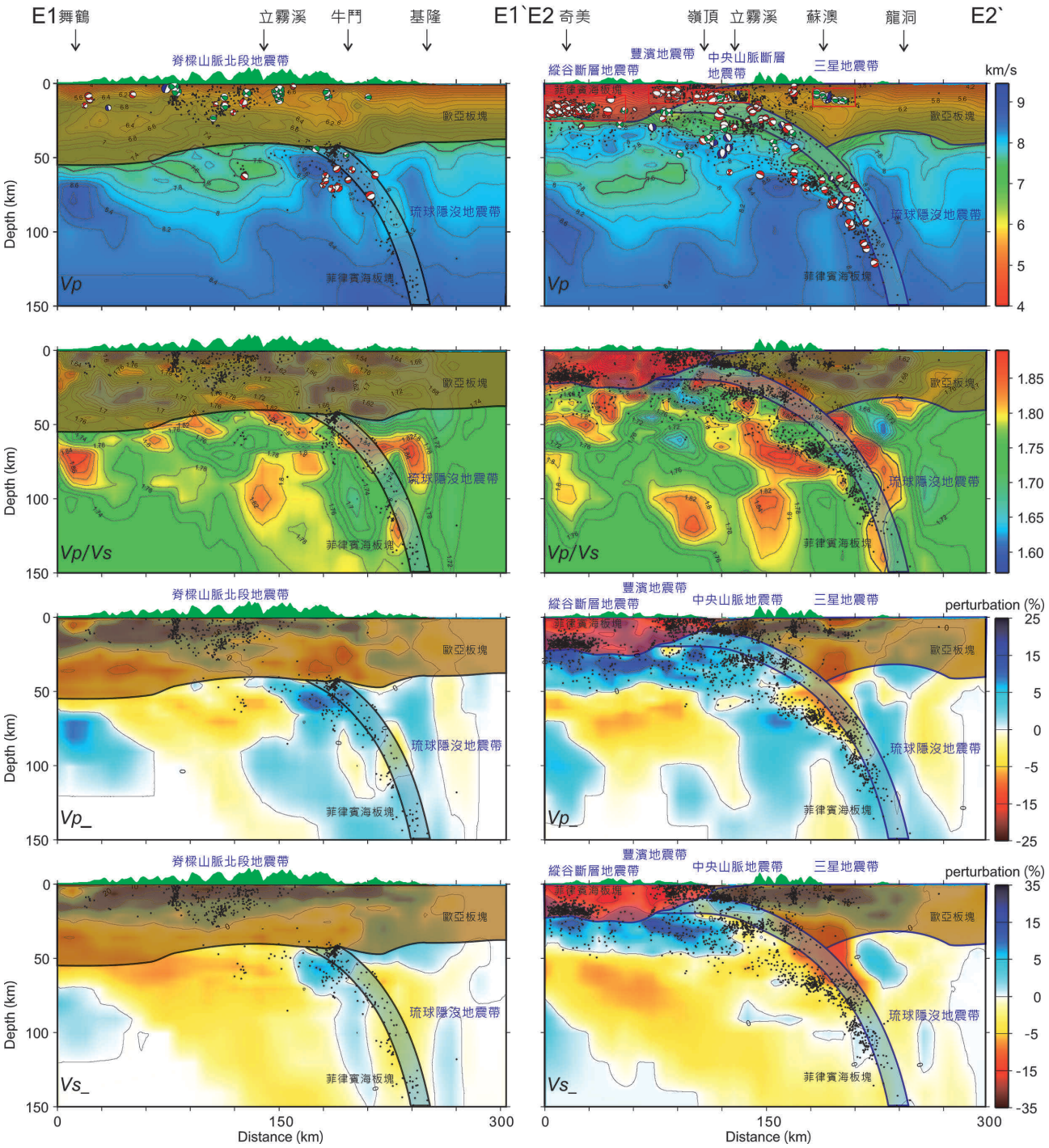


圖 4–170、菲律賓海板塊隱沒至脊梁山脈北段之下，並延伸至大屯火山群底下。剖面位置見圖 3–4。

琉球增積岩體地震帶發生地震的頻率極低，平均每年僅數起地震，30 年的觀測期間僅發生 16 起 M_L 4.0~5.0 地震，但未曾發生 >M_L 5.0 地震（圖 4–172，表二），顯示隱沒帶界面（深度 <20 公里）呈現鎖定狀態。

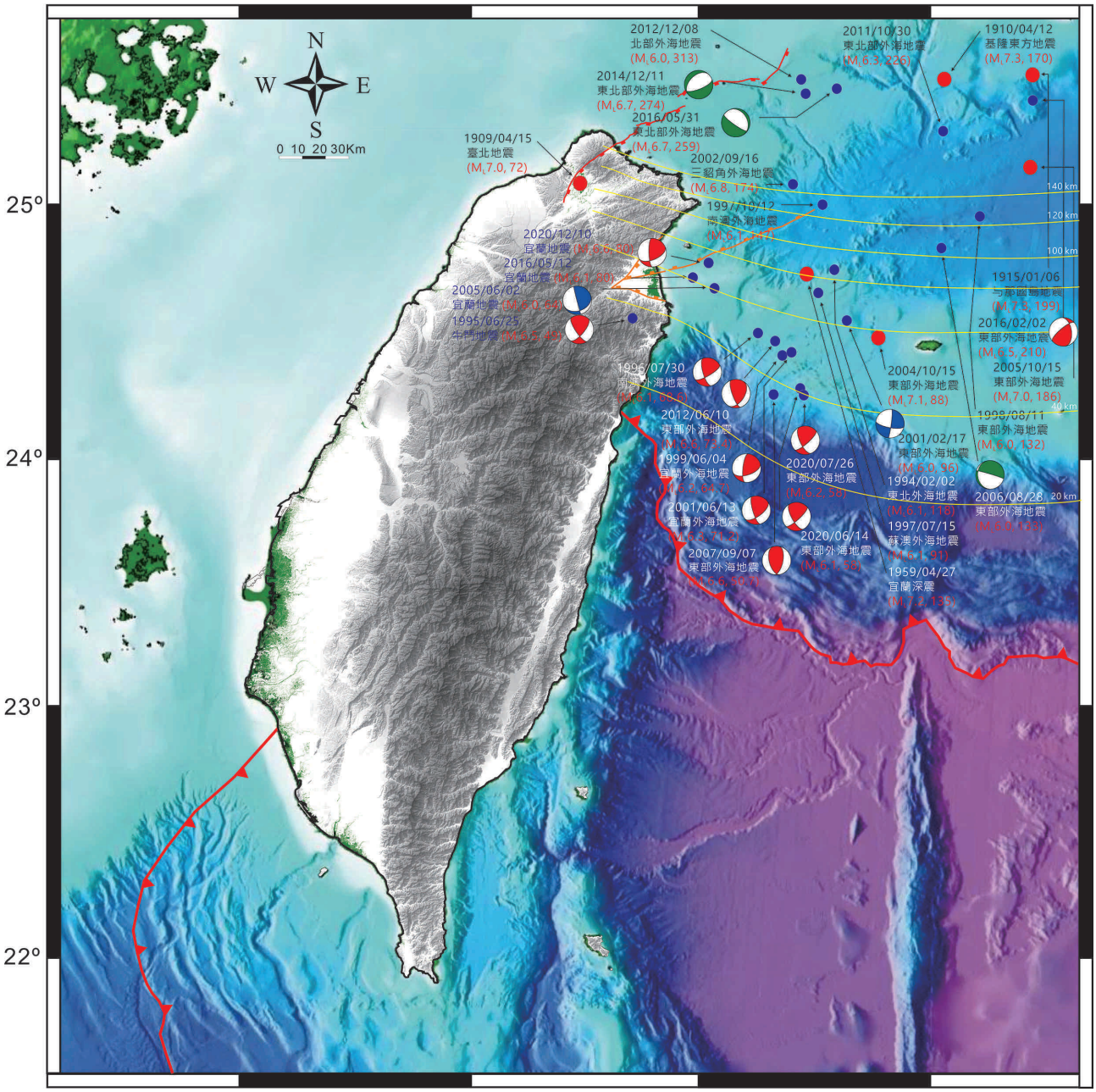


圖 4–171、1900 年以來，琉球隱沒地震帶的 >M_L 6.0 地震分布。依據大部分地震深度來界定菲律賓海板塊隱沒帶上部界面的等深線（黃線）。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。

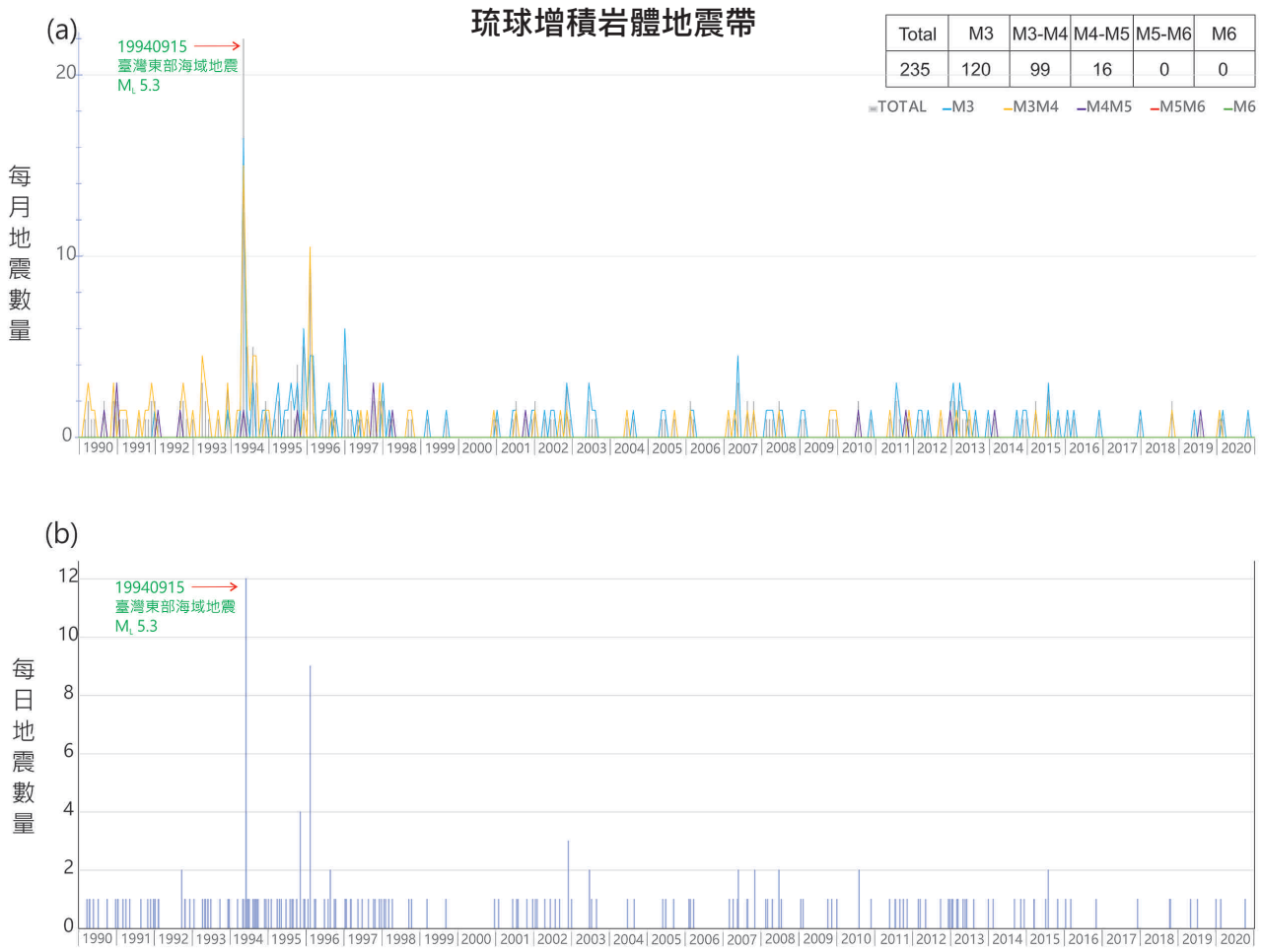


圖 4–172、1990 年以來，琉球增積岩體地震帶的地震頻率較低，未曾有 >M_L 5.0 地震，顯示淺層隱沒帶界面呈現鎖定狀態。

4.8.3 弧前盆地地震帶

弧前盆地位於增積岩體北側，兩者之間由一橫移斷層分隔（ST1F、ST2F，圖 4–166）（transcurrent or tear fault; Lallemand et al., 1997, 1999; Font and Lallemand, 2009）。這地震帶位在菲律賓海板塊向北隱沒與歐亞板塊接觸的界面，以及地殼內（歐亞板塊）的地震（圖 4–163），界面地震與隱沒有關，深度 20~40 公里，而地殼內的地震與板塊擠壓有關（ST1F、ST2F），震源機制爲逆移作用的形式（圖 3–18，圖 3–4.33）。

值得注意是，弧前盆地地震帶的地震頻率相對較低，平均每年約 100 起地震，但卻是臺灣發生 >M_L 5.0 地震頻率最高的地震帶，1990~2020 年以來，共發生 48 起。此外，>M_L 6.0 地震有 7 起，也是臺灣發生大地震（M_L 6.0~7.0）頻率最高的地震帶（圖 4–173；表二）。這高頻率的地震活動與處在兩板塊的隱沒帶界面的擠壓作用有關（圖 3–18）

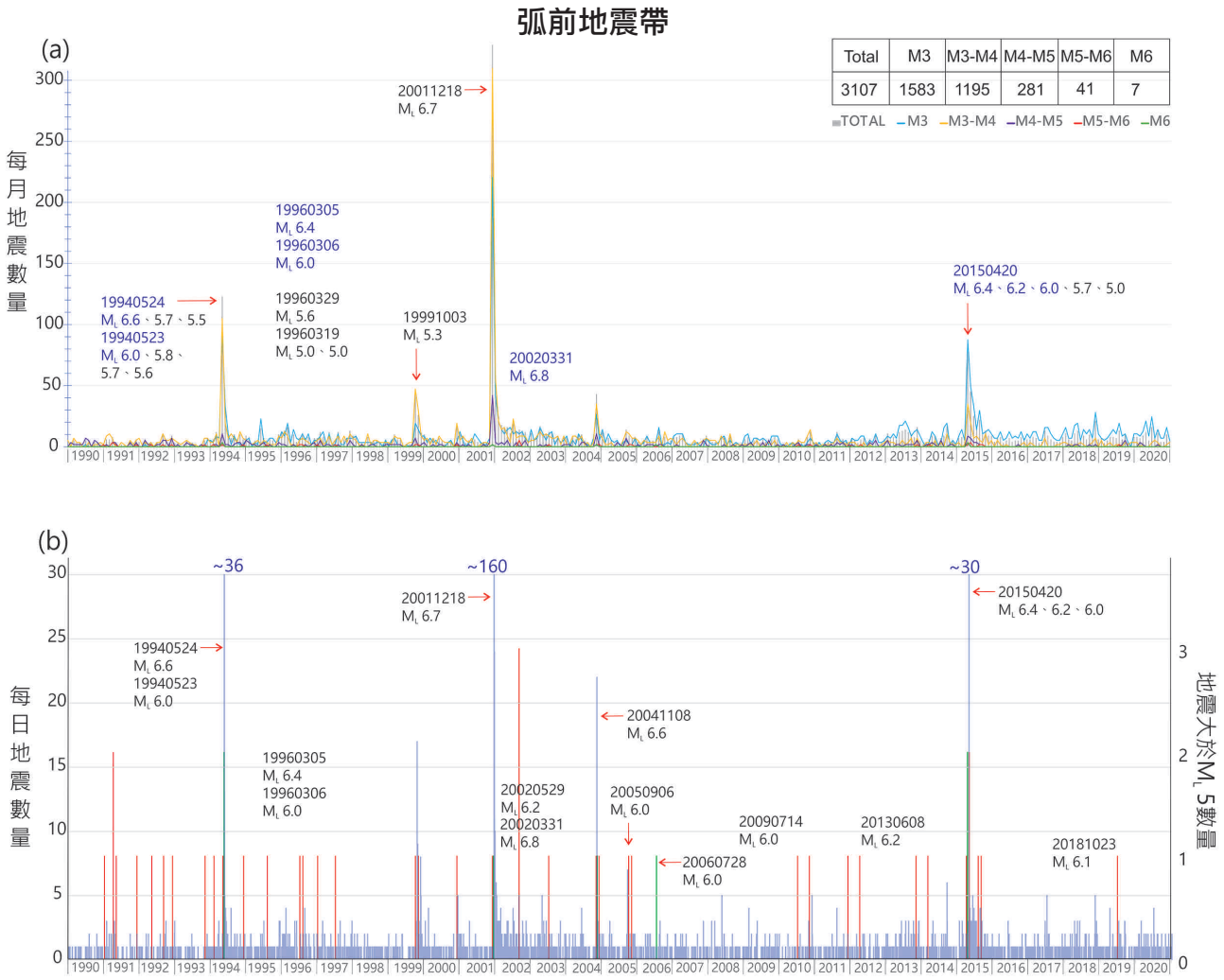


圖 4–173、1990~2020 年地震頻率。弧前盆地地震帶的頻率較低，但相對中大規模地震（>M_L 5.0）的數量非常高，共 48 起。

05 章
孕震帶地震分布

本節將利用地震熱點與地震個數圖來呈現各地震帶的地震分布，其可以展示陸域與海域在不同深度的地震分布，並以此來探討好發地震區域與地質構造的關係。地震資料來自中央氣象署地震資料庫，從 1990 年至 2020 年 8 月期間的資料，地震規模範圍 <M_L 1.0 至 M_L 8.0，地震深度由數公里至 200 公里，總計 82 萬多筆。為了盡可能保留各方面的資料，即使部分資料是透過歷史文獻推測震央位置與規模，但總數僅約 3000 筆，占整體資料的 0.36%，此比率對結果的影響甚微，因此未予以刪除。為了考量地震定位的誤差（Wu et al., 2013），地震統計的網格大小設定為 2.5x2.5 公里，範圍為 119°~125°E、19°~25°N，深度 0~50 公里，每 5 公里為一區間，產製的地震統計圖包括 0~5、5~10、…45~50 公里的深度區間，地震熱點圖與地震個數圖各 10 張。

地震個數圖以每個網格的地震個數進行統計，使用不同顏色來標示不同的個數區間。顏色由深至淺分五個等級，分別表示全體網格內地震個數的 100%、50%、20%、10%、2%，而無地震資料的網格（0 個地震）不著色。地震熱區圖透過 ArcGIS 的熱點分析方法（hotspot analysis）進行統計，其基本概念是比較所有網格的地震個數資料。當單一網格的地震個數多（數值高），且被同樣高數值的網格包圍時，該網格就會被視為有統計意義的熱區。在跨網格間進行比較時，單一網格與鄰近網格的地震個數總和會與整體網格的地震個數總和進行比較，以判斷該網格在整體網格中的排序。最後，熱點圖以鐘形分布方式呈現，並使用不同的顏色表示不同的熱區等級，顏色由深至淺分別為 99%、95%、90% 信心水準與一般資料。這兩種圖的組合可以提供更深入的洞察，幫助我們了解地震在不同深度範圍的分布情形與趨勢。

地震帶（孕震構造）的劃設除了根據高頻率或高密度的地震特性之外，還必須考慮發震構造的活動性。當斷層處於鎖定狀態時，導致極低的地震發生頻率或無震，因而沒有被劃設為地震帶。但是，若依據地質構造或理論而認為某些斷層屬於活動斷層，即可將其劃設為地震帶。如桃竹苗地區，截切外麓山帶中更新世地層的斷層，可能是晚更新世之後才形成的活動斷層，然而地震頻率（密度）非常低，依據上述的地質構造特性，這些斷層多應被劃為活動斷層（孕震構造）。

以下將依據不同深度的地震熱點圖與地震個數圖說明陸域與鄰近海域地震帶的熱點分布，但處於鎖定的地震帶可能無法呈現。地震熱點或地震個數占比大（50%）的區域指示1990~2020 年期間的地震發生率較高，但形成高頻率的地震帶（構造）有兩種狀況，一由規模大的地震事件與餘震造成，或是觀測期間發生頻繁的中小規模地震所致。

首先，討論上部地殼的地震帶與地質構造的關係，深度界定在 20 公里內。此位在淺層地殼內的地震帶包括大屯火山地震帶、山腳斷層地震帶、龜山島火山地震帶、沖繩海槽地震帶、濁水斷層地震帶、三星地震帶、桃竹苗地震帶、泰安地震帶、中彰投地震帶、草屯地震帶、雲嘉南地震帶、阿里山地震帶、高屏地震帶、口社地震帶、李棟山地震帶、雪山地震帶、埔里地震帶、脊樑山脈地震帶（南段、北段、中段）、玉山地震帶、寶來地震帶、潮州斷層地震帶、恆春斷層地震帶、南澳地震帶、中央山脈斷層地震帶（和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段）、縱谷斷層地震帶、豐濱地震帶、奇美地震帶、琉球與馬尼拉增積岩體地震帶，以及弧前盆地地震帶（**圖 5–1**，**圖 5–2**）。

以下分別探討位於上部地殼中的地震帶特性。首先，北部張裂帶地質構造區包括兩處與火山活動有關的地震帶，即大屯與龜山島火山地震帶，以及四處與拉張作用有關的地震帶，即山腳斷層地震帶、濁水斷層地震帶、三星地震帶與沖繩海槽地震帶。龜山島火山地震帶在深度 5~20 公里形成柱狀的高頻率地震帶，並呈現熱點，成因與岩漿活動有關，震源機制以正移作用形式為主（Lin et al., 2004, 2007, 2019, 2024）。另外，大屯火山地震帶於深度 <5 公里形成高頻率地震帶，並呈現熱點，大多數地震 $<M_L$ 1.0，其成因與熱液的氣爆有關（Lin et al., 2016; Huang et al., 2021；**圖 5–1**）。濁水斷層地震帶與三星地震帶從蘭陽平原向東延伸至沖繩海槽，地震帶走向呈 N80° E（**圖 5–1**，**圖 5–2**）。震源機制屬於正移與橫移作用形式，高頻率地震帶的深度 <15 公里，並呈現熱點，地震成因與沖繩海槽向南拉張作用有關，而濁水斷層地震帶與三星地震帶的地震分布呈現北東東向的平面狀排列，成因與斷層活動有關。沖繩海槽地震帶的地震分布深度達 40 公里，成因與地殼張裂產生的正移作用（正斷層活動）有關（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**，**圖 5–4**）。山腳斷層地震帶的地震頻率極低，沒有呈現熱點，零星的地震分布至深度 15 公里，活動機制應該與斷層正移作用有關。

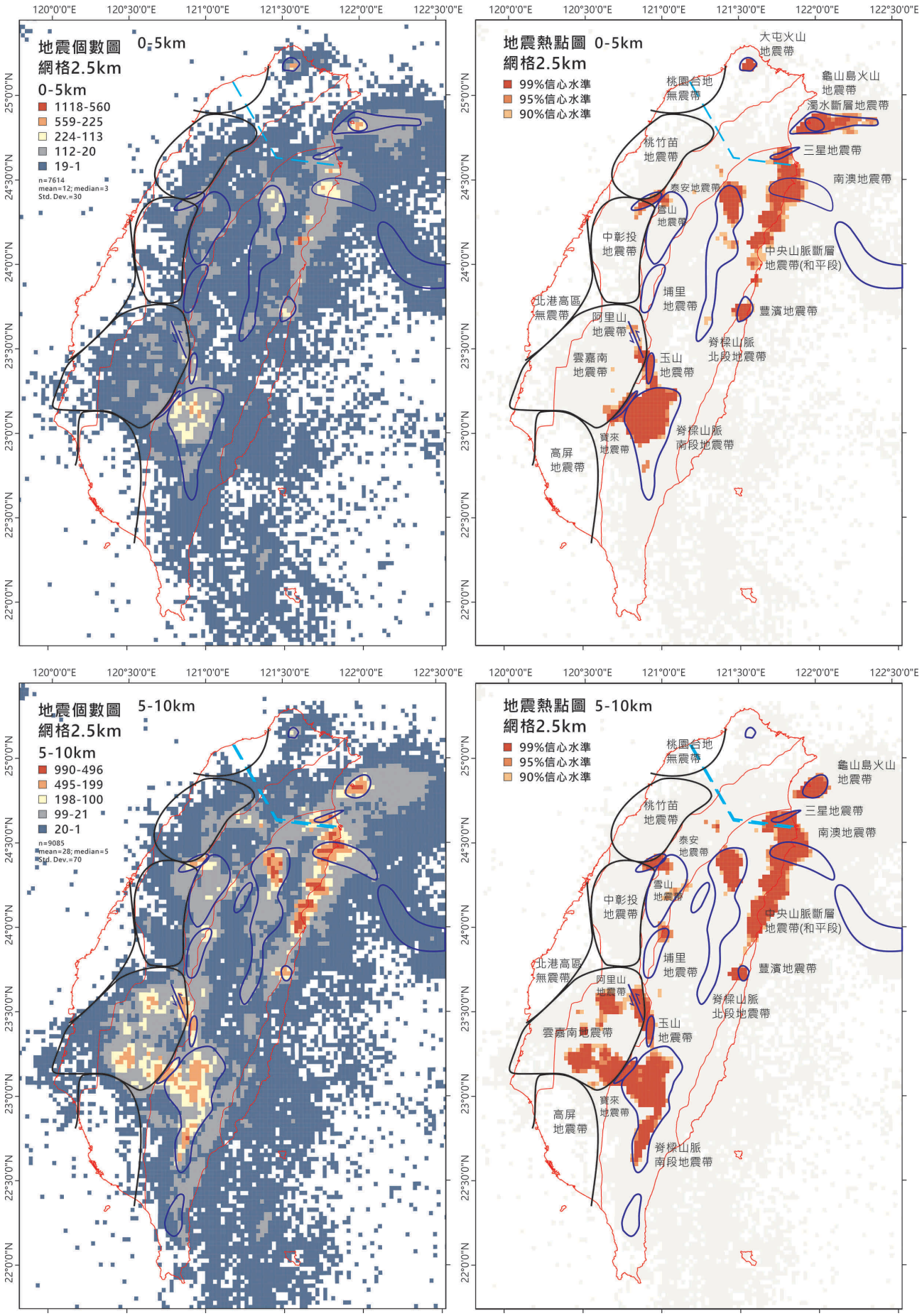


圖 5–1、地震深度 0~10 公里的地震個數圖與地震熱點圖。

西部麓山帶地質構造區包括桃竹苗地震帶、中彰投地震帶、雲嘉南地震帶、高屏地震帶等四個地震帶，並以脫底斷層分為上下兩層。上層地震帶的成因與褶皺－逆衝斷層帶的逆斷層與橫移斷層活動有關。四個地震帶中僅雲嘉南地震帶在深度 5~20 公里呈現大範圍的地震熱點與高地震頻率（其中之一的地震熱點有阿里山地震帶）；此外，西部麓山帶呈現較高的地震頻率，而海岸平原區地震頻率較低（**圖 5–1**，**圖 5–2**）。桃竹苗地震帶與中彰投地震帶中僅有兩處熱點是泰安地震帶（震間頻繁地震形成的熱點）與草屯地震帶（受 921 集集地震與 1999/09/28 嘉義地震事件影響形成的熱點），其餘區域都呈現低地震頻率。高屏地震帶的地震頻率非常低，反而深度 20~30 公里的中部地殼呈現稍高的地震頻率，其中由美濃地震事件形成的口社地震帶呈現的熱點區（**圖 5–2**）。西部麓山帶的四個地震帶中以高屏地震帶的地震頻率最低，雖然高屏地震帶的地表變形速率非常大（淺部岩層以泥岩為主），且斷層大多呈現潛移現象。相對地，桃竹苗與中彰投地震帶的地表變形速率非常小，然而斷層也多處於鎖定狀態。除了斷層呈現鎖定狀態之外，導致地殼呈現低地震頻率原因，是否與地殼的岩石力學特性有關，是值得深入探討的議題。

雪山山脈地質構造區有兩個重要的地震帶，雪山地震帶在深度 5~15 公里呈現高的地震頻率，但僅形成小範圍的熱點，呈現團塊狀分布，其成因可能是區域岩體破裂造成的（**圖 5–1**，**圖 5–2**）。埔里地震帶形成明顯的地震熱點區，深度從 5 至 35 公里，呈現平面狀分布，隨著深度變深，地震熱點區逐漸向東遷移至脊樑山脈底下，呈現朝東微傾斜的帶狀分布，顯然與脫底斷層有關，與 921 集集地震屬於同一脫底斷層（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**，**圖 5–4**）。

脊樑山脈地質構造區位在兩板塊的碰撞邊界，地殼變形速率快且地震活躍，形成了許多成因迥異的地震帶，有脊樑山脈地震帶（南段、中段、北段）、南澳地震帶、中央山脈斷層地震帶（和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段）、玉山地震帶、寶來地震帶、潮州斷層地震帶、阿禮地震帶、恆春斷層地震帶（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**）。脊樑山脈地震帶位在脊樑山脈脊梁區域，深度 <15 公里的上部地殼中，北段與南段各形成了高頻率的地震帶與地震熱點區，北段地震帶呈現帶狀分布，南段呈現團塊狀分布，中段區域僅呈現零散的地震分布且無熱點。南澳地震帶位於脊樑山脈北段東翼，地震深度達到 30 公里（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**），從深度數公里以下形成大範圍的高頻率地震帶與熱點區，顯示受到板塊隱沒與碰狀擠壓的影響。中央山脈斷層地震帶位於脊樑山脈東翼，地震深度 <20 公里，地震帶朝西傾斜，板塊碰撞產生的背衝斷層（**圖 5–1**，**圖 5–2**）。地震帶全長約 300 公里，分為五個區段；和平段與鳳林段的地震頻率較高，呈現熱點，地震深度 <25 公里。玉里段地震頻率極低，初鹿段與檳榔段的地震頻率較低，沒有呈現熱點，地震深度 <20 公里（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**）。此外，脊樑山脈西翼有五個地震帶，玉山地震帶、寶來地震帶、阿禮地震帶、潮州斷層地震帶、恆春斷層地震帶。玉山與寶來地震帶特性相似，屬於極淺層地震帶，地震深度 <10 公里形成高頻率地震帶與熱點。阿禮地震區在深度 15~30 公里形成的高頻率地震帶與熱點。潮州斷層與恆春斷層地震帶的地震頻率極低且無熱點。

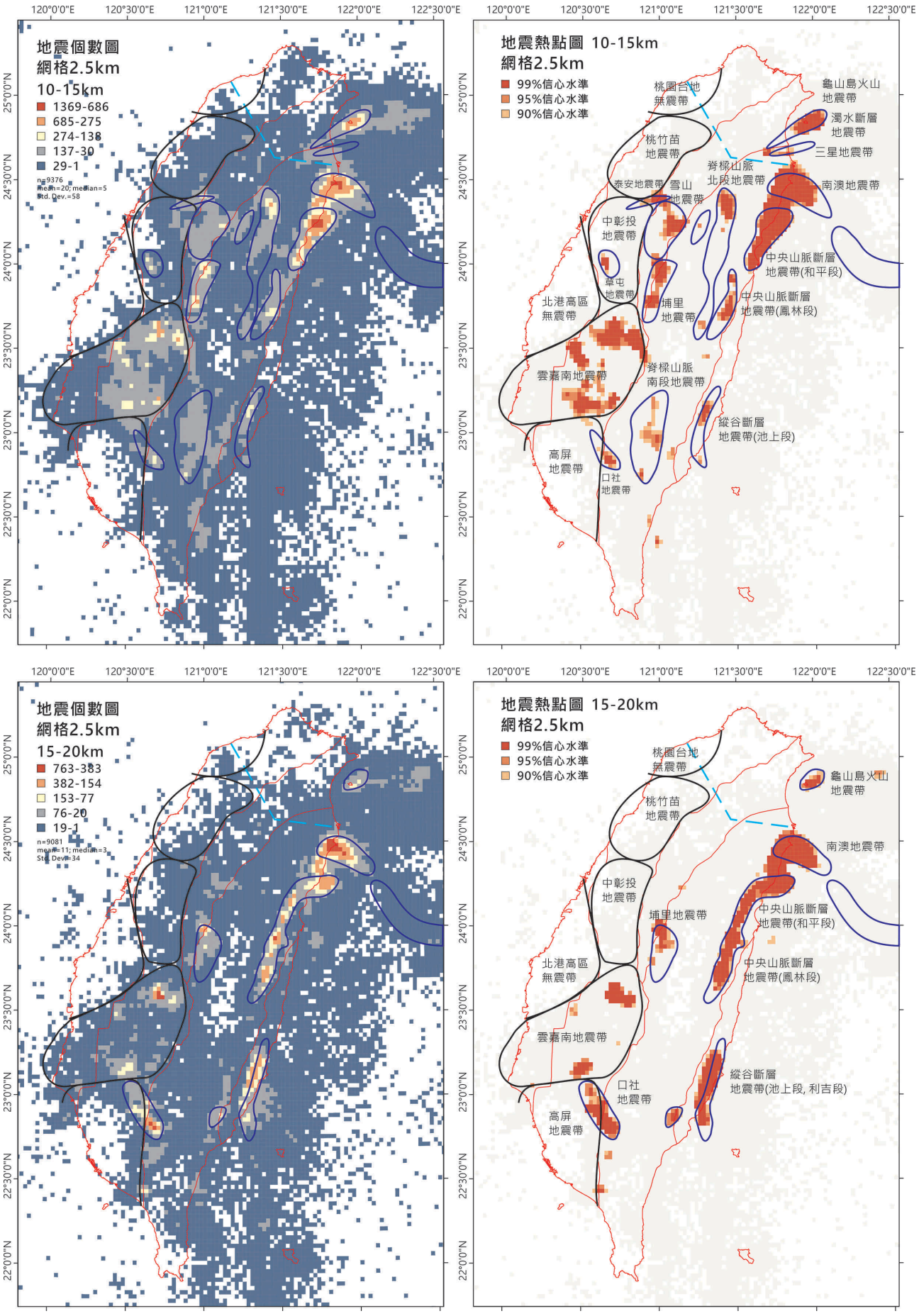


圖 5–2、地震深度 10~20 公里的地震個數圖與地震熱點圖。

縱谷斷層地震帶是海岸山脈逆衝上覆到脊樑山脈的斷層邊界，是地震頻率較高的地震帶之一，由北而南分為四個斷層地震帶，包括嶺頂、瑞穗、池上、利吉－鹿野斷層地震帶（**圖 4–127**；陳文山等，2018）。近 30 年觀測期間，各地震帶的特性略有不同，北段的嶺頂斷層與瑞穗斷層在深度 >20 公里形成高頻率地震帶與熱點，深度 >20 公里的地震頻率低且無熱點。池上斷層在深度 15~45 公里呈現高頻率地震帶與熱點區，其地震分布明顯異於北側兩個地震帶（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**，**圖 5–4**，**圖 5–5**）。利吉－鹿野斷層在深度 15~35 公里形成高頻率地震帶與熱點（**圖 5–1**，**圖 5–2**，**圖 5–3**，**圖 5–4**，**圖 5–5**）。另外，豐濱地震帶位於海岸山脈北段，屬於淺部地殼破裂產生區域的地震帶，深度 <10 公里，形成高頻率地震帶與小範圍的熱點（**圖 5–1**）。另一位於東南海域的綠島－蘭嶼地震帶，其地震頻率較低且無熱點。

菲律賓海板塊隱沒形成的琉球隱沒地震帶依深度分為三個地震帶，一位於淺層（<20 公里）的琉球增積岩體地震帶，隱沒介面呈現鎖定狀態，極少發生地震，此帶呈現極低的地震頻率且無熱點。其次是弧前盆地地震帶，深度介於 20~40 公里，常發生地震，在深度 20~35 公里呈現小範圍熱點區（**圖 5–3**，**圖 5–4**）。其三是琉球與馬尼拉隱沒地震帶，地震深度 >40 公里，可達到 150 公里以上。隱沒帶西緣與歐亞板塊產生碰撞擠壓，因此其西緣的地震頻率較高，如位在脊樑山脈北端底下，深度 30~50 公里，形成一熱點區（**圖 5–4**，**圖 5–5**）。

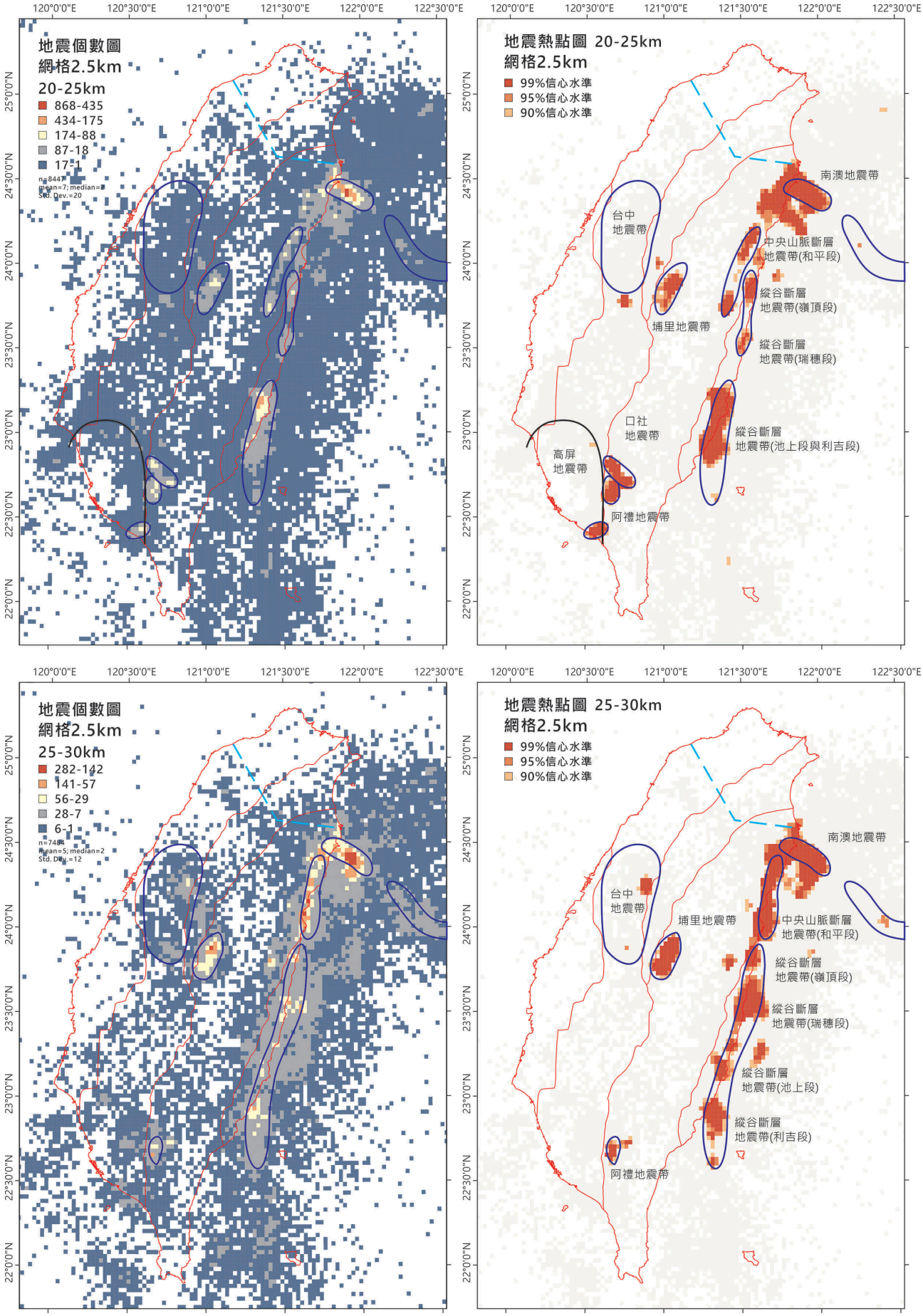


圖 5–3、地震深度 20~30 公里的地震個數圖與地震熱點圖。

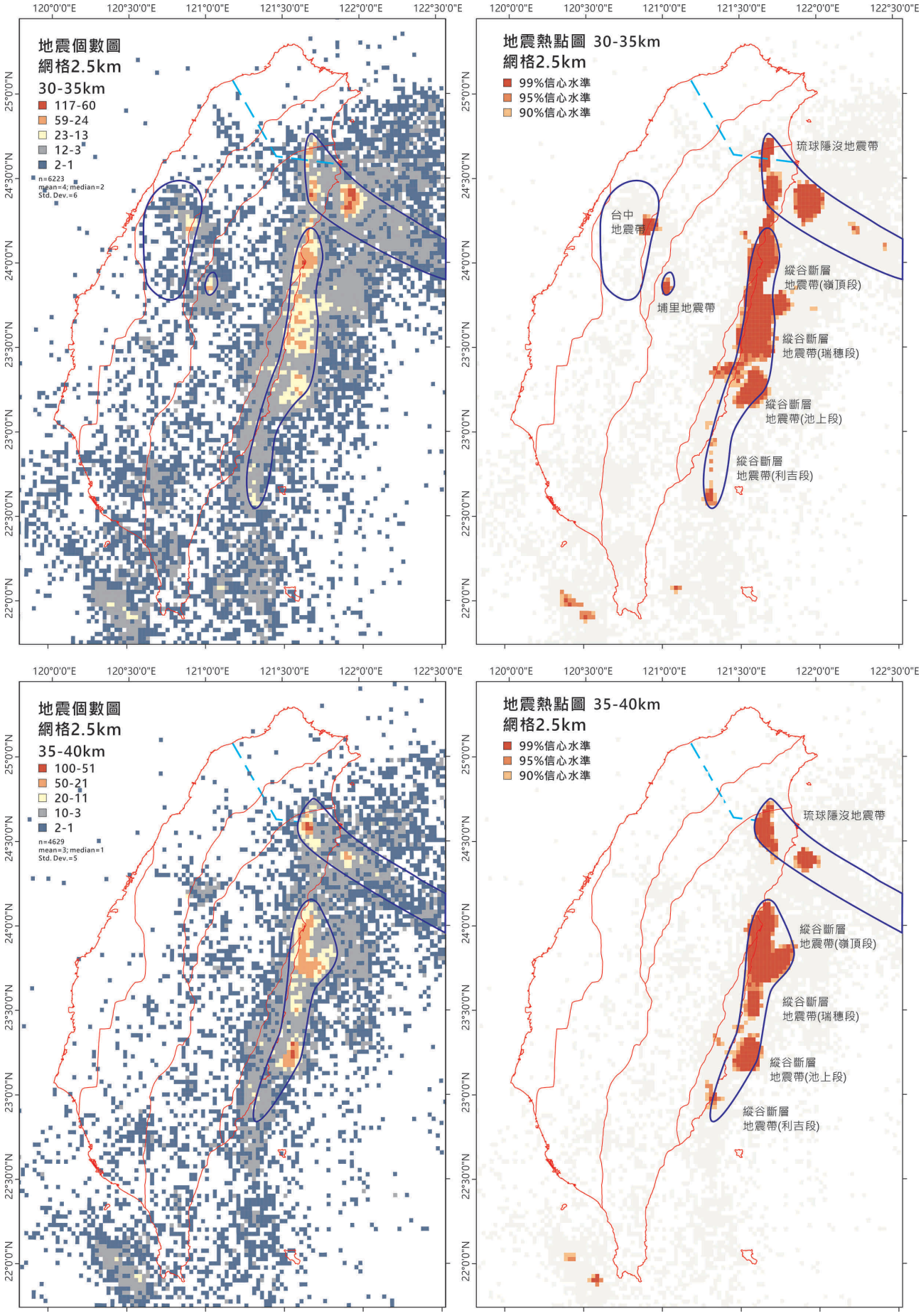


圖 5–4、地震深度 30~40 公里的地震個數圖與地震熱點圖。

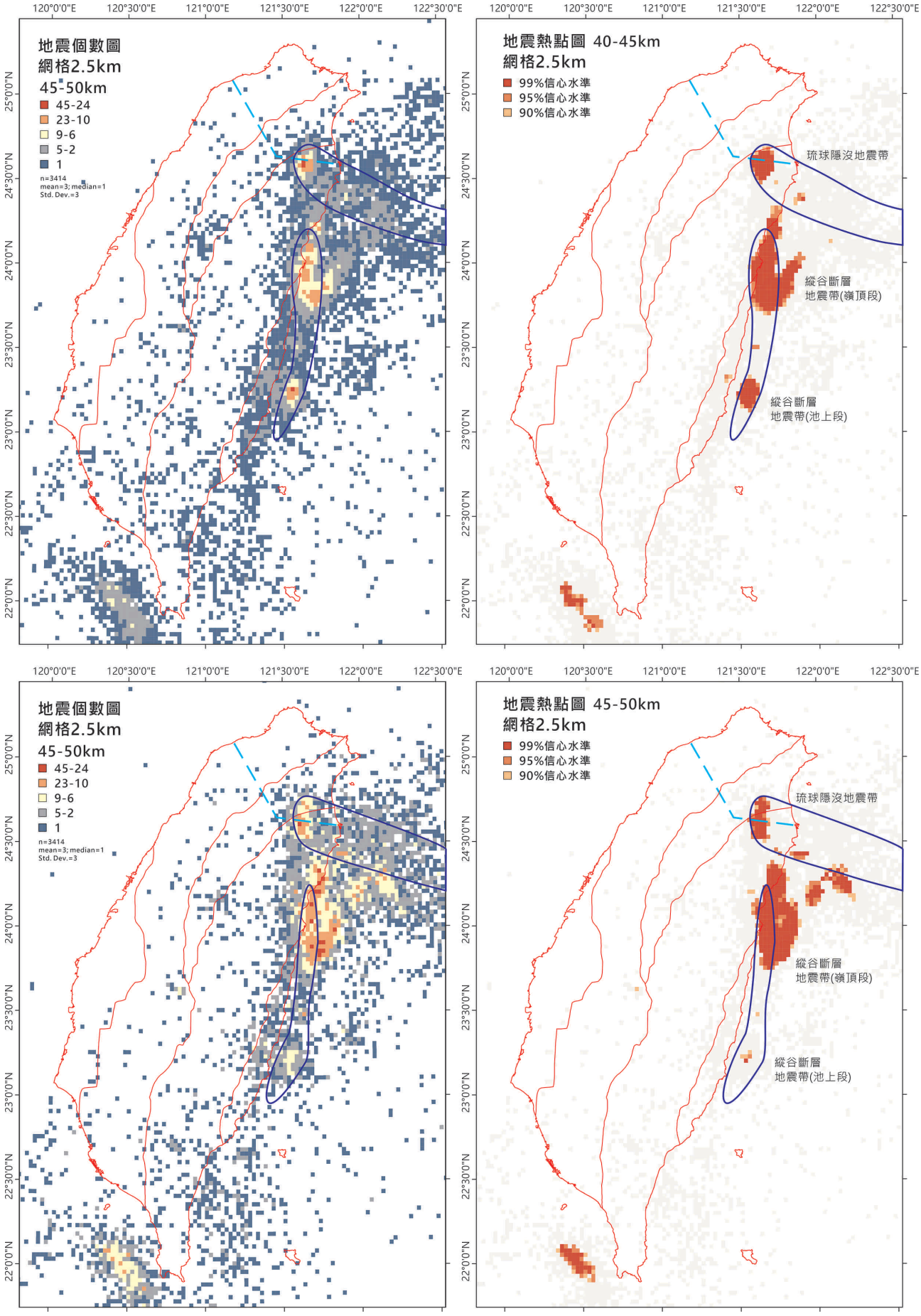


圖 5–5、地震深度 40~50 公里的地震個數圖與地震熱點圖。

從地殼速度構造來看，臺灣中下部地殼在深度 >20 公里區域，除了雪山山脈與脊樑山脈以外（Vp <6.4 km/s），其它區域的 Vp 均 >6.4 km/s（圖 5–6）。因此，深度 >20 公里的中下部地殼的地震帶分布，除了碰撞邊界兩側的南澳地震帶與縱谷斷層地震帶之外，還有分布在西部的台中地震帶、部分的埔里地震帶與阿禮地震帶，以及琉球與馬尼拉隱沒地震帶。唯有脊樑山脈與雪山山脈的中部地殼未有地震帶，此現象可能受到高地溫與高熱流的影響，導致中部地殼的塑性較高，使得地震發生率降低（Qs 值；Wang et al., 2010）。台中地震帶、埔里地震帶與阿禮地震帶是位於西部中下部地殼的地震帶，震源機制都呈現逆移作用形式，顯示受造山運動影響導致中下部地殼產生向東的俯衝。

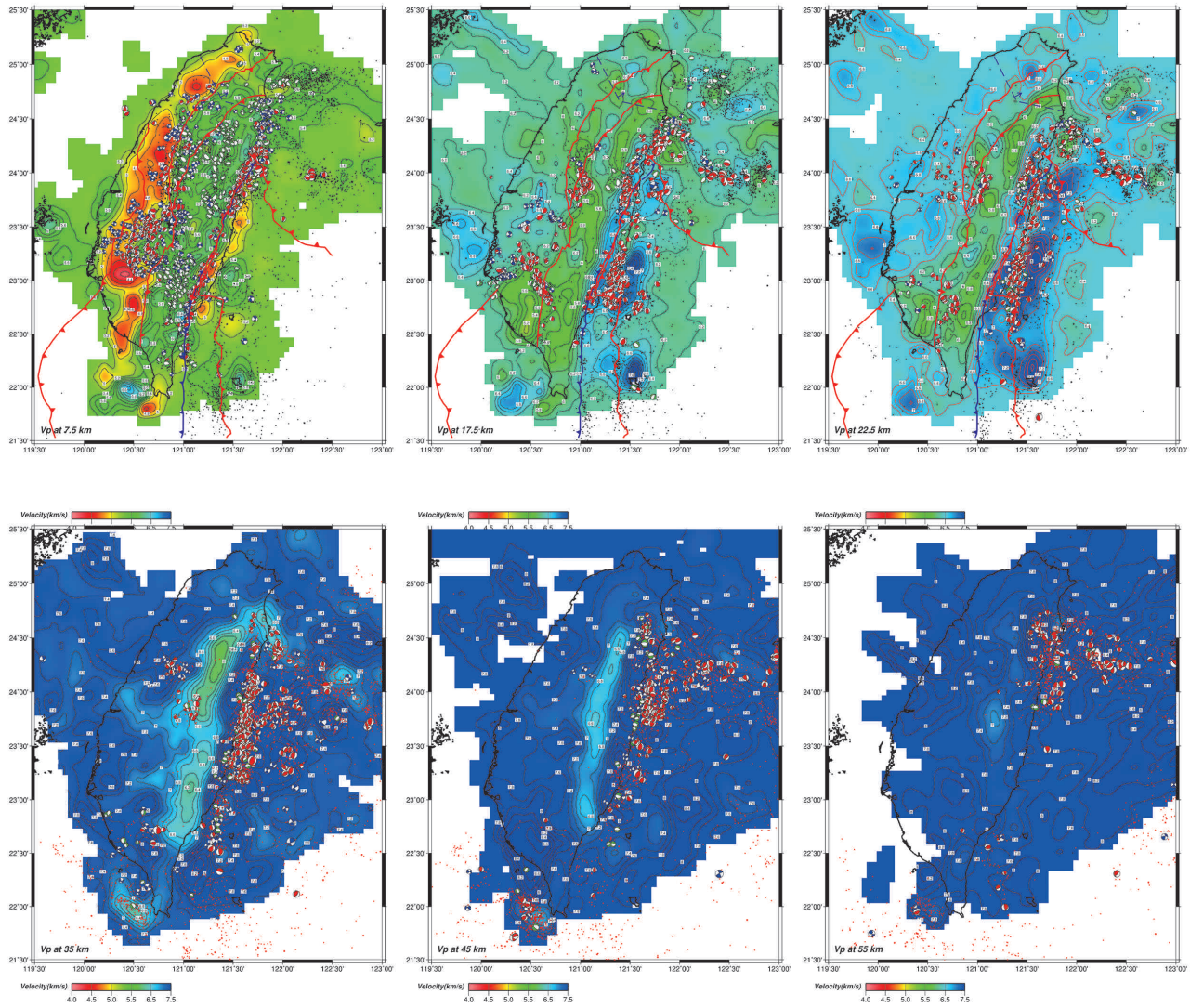


圖 5–6、中下部地殼在深度 >20 公里的地震震源機制一致以逆移作用形式為主。反之，上部地殼（<20 公里）屬於剛性體，地震發生率較高，產生各種破裂形式的地震。

06 章
討論與結論

歷經 1500 萬年的蓬萊運動，臺灣是歐亞與菲律賓海板塊碰撞形成的造山帶，受到強烈的變質、變形、抬升與剝蝕作用，而形成了地質複雜的山脈。為了深入了解地殼的構造活動與地震帶分布，本研究利用震波層析成像水平剖面（Vp/Vs 值，**圖 6–1**；Vp，**圖 6–2**；Vs，**圖 6–3**；Vp 異常擾動值，**圖 6–4**；Vs 異常擾動值，**圖 6–5**）、地震分布以及震源機制分析，配合地質構造的解釋，對陸海域的八個地質構造區進行研究，包括陸域的海岸山脈、脊樑山脈、雪山山脈、西部麓山帶、海岸平原與北部張裂帶地質構造區，以及海域的琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒帶。以下簡述並討論各構造區的地震與地質特性。

6.1 海岸平原地質構造區

海岸平原地質構造區屬於前陸盆地環境，位於麓山帶前緣斷層（彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義斷層、新營斷層、台南斷層）的下盤，範圍自大安溪至曾文溪。曾文溪以南的海域已轉為隱沒帶增積岩體，盆地型態也由前陸盆地轉變為楔頂盆地（wedge–top basin; Chiang et al., 2004）。

晚新近紀以來，海岸平原大量堆積來自造山山脈的碎屑沉積物。由於快速的沉積速率，短暫的第四紀期間就堆積超過 3000 公尺的巨厚沉積層（Chen et al., 2001, 2018, 2023）。原因是前陸盆地地殼受到板塊擠壓與沉積物荷重的影響，導致地殼產生撓曲作用，盆地除了快速沉陷之外，部分盆地還引發地震；如雲嘉南地震帶，從西部麓山帶延伸至嘉南平原（前陸盆地），在淺層地殼中發生頻繁的地震，以橫移作用為主（**圖 6–6**）。然而，大安溪至八掌溪之間的中彰海岸平原則呈現無震狀態，屬於北港高區無震帶（**表三**）。

依據淺層地殼的 Vp 異常擾動值（**圖 6–4**），顯示深度 10~20 公里，在古近紀拉張時期形成的地壘與地塹。如北港高區呈現高 Vp 異常擾動值（正值）的高速層，將海岸平原分隔成南北兩區的低 Vp 異常擾動值（負值）的低速層，即台南與台西地塹盆地（**圖 6–4**）。此外，深度約 7.5 公里以上的 Vp 與 Vs 的速度構造（**圖 6–2**，**圖 6–3**），也顯示北港高區南北兩側呈現低速的盆地結構。

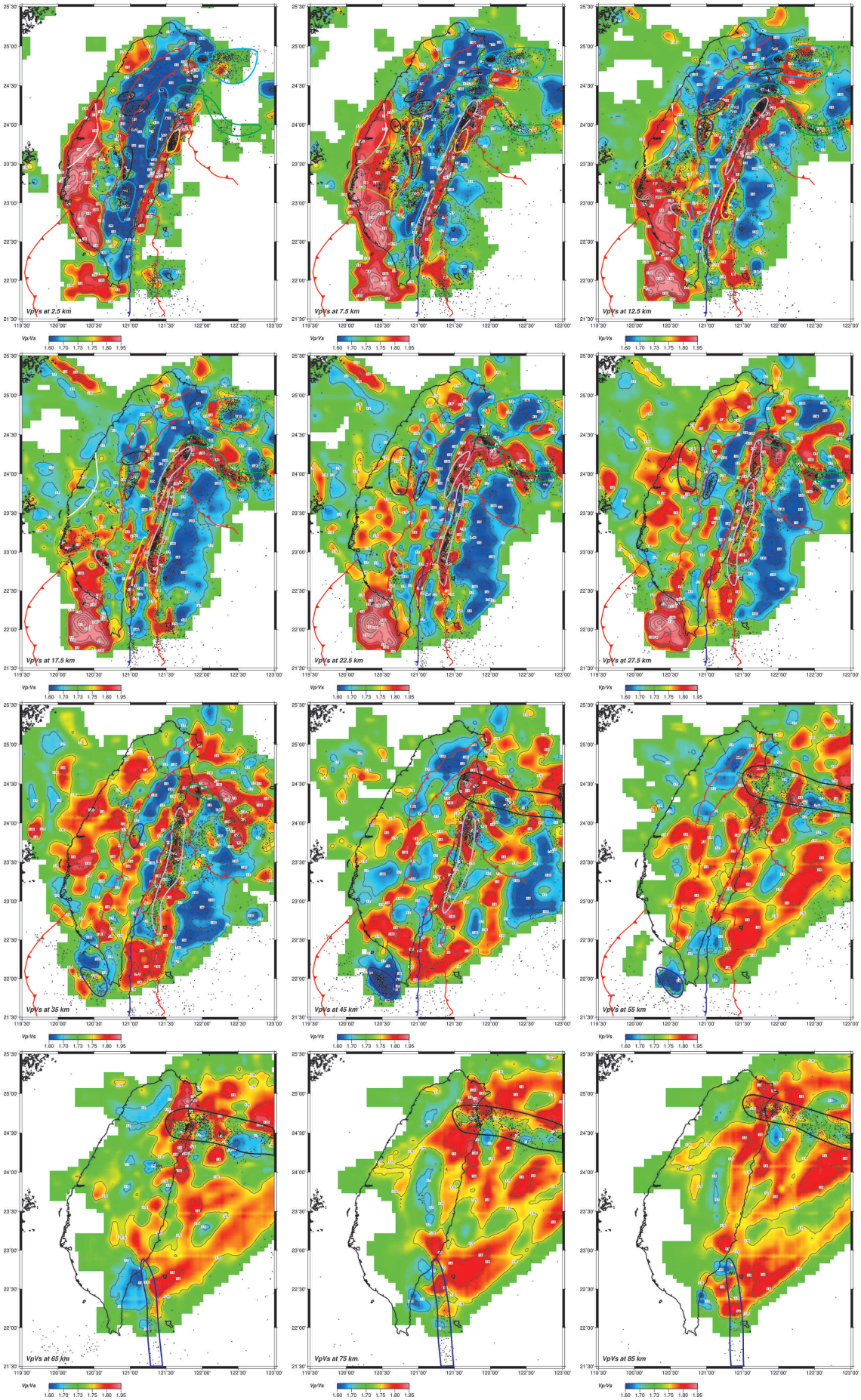


圖 6–1、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp/Vs 值。

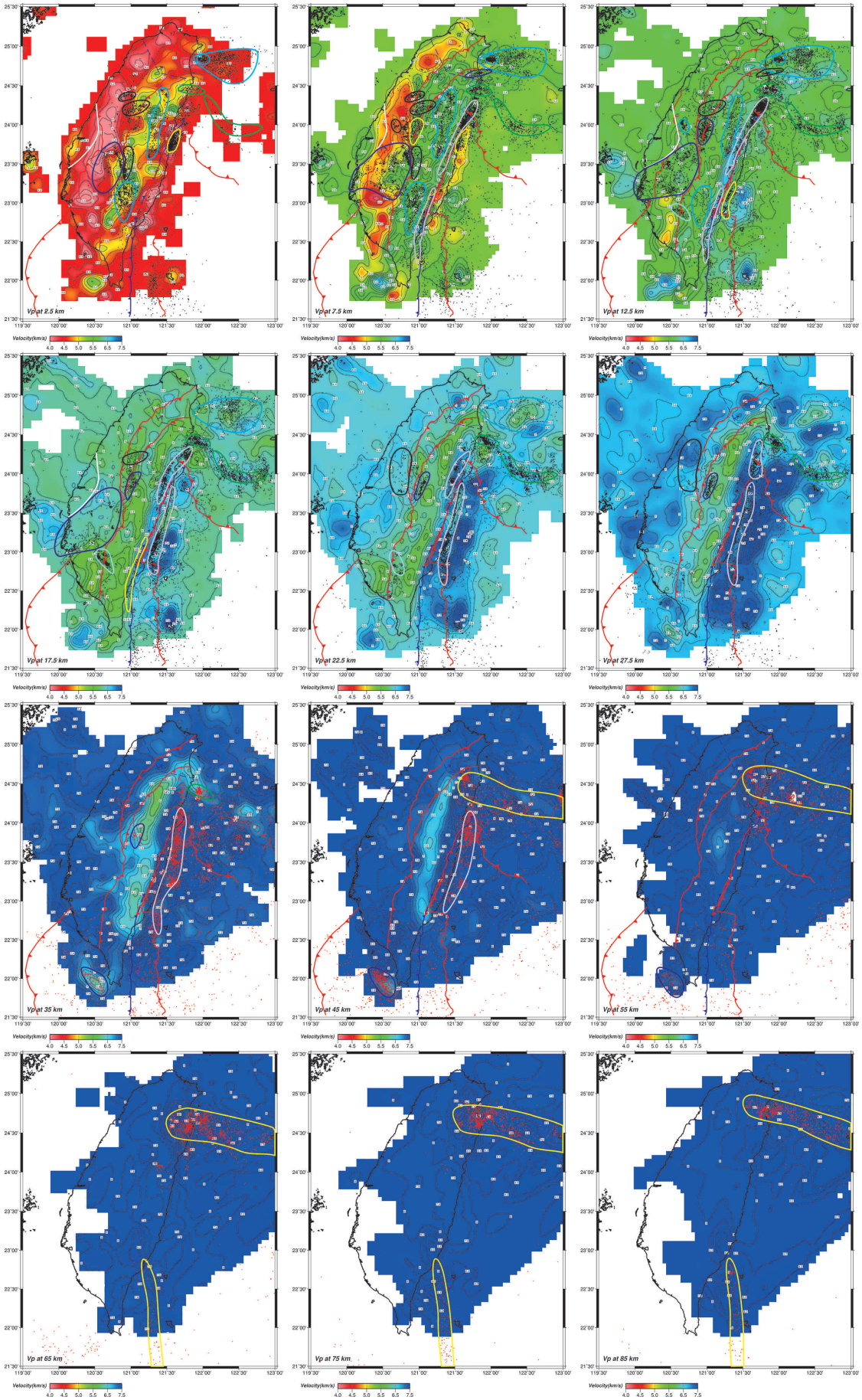


圖 6–2、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp 速度。

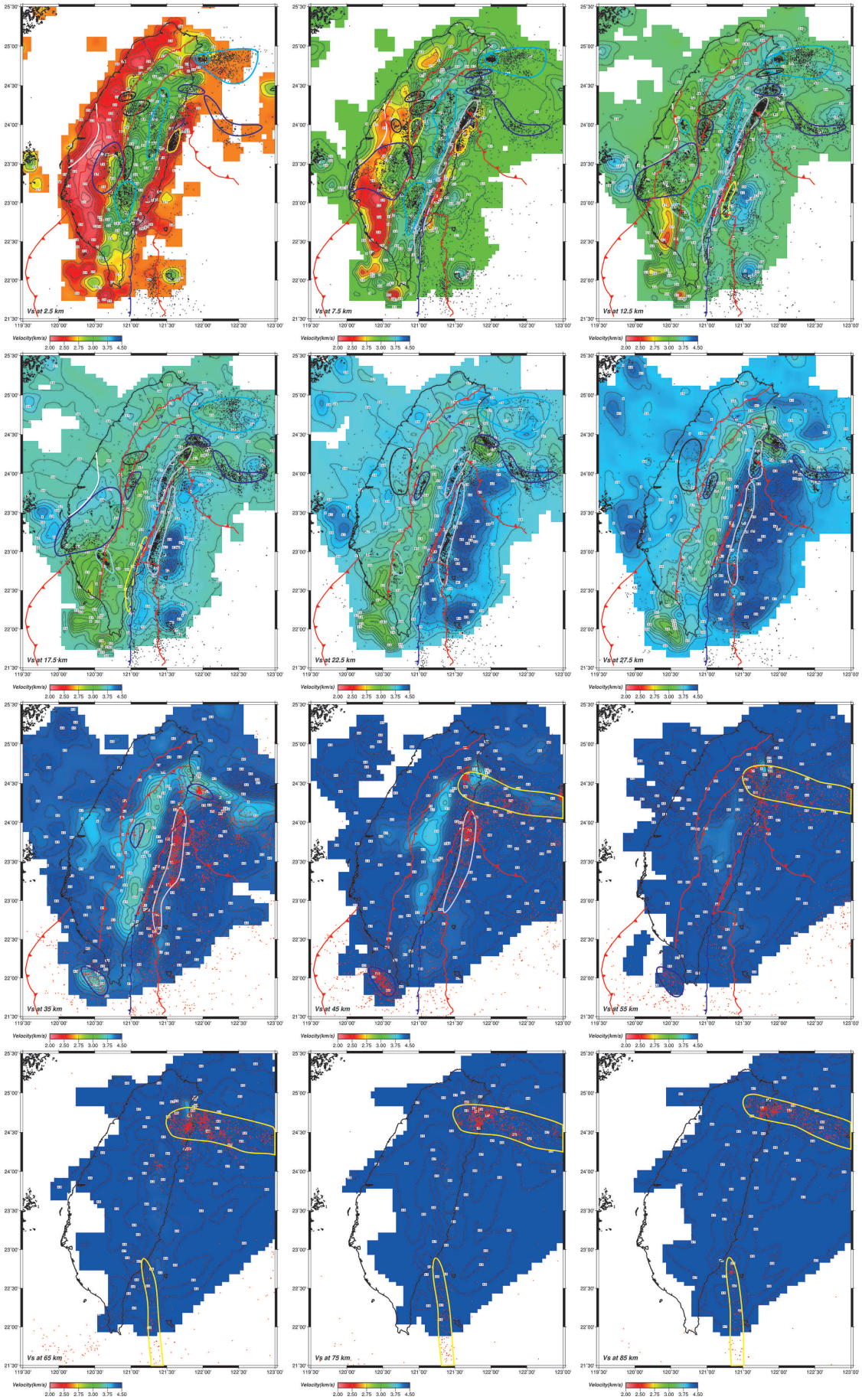


圖 6–3、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vs 速度。

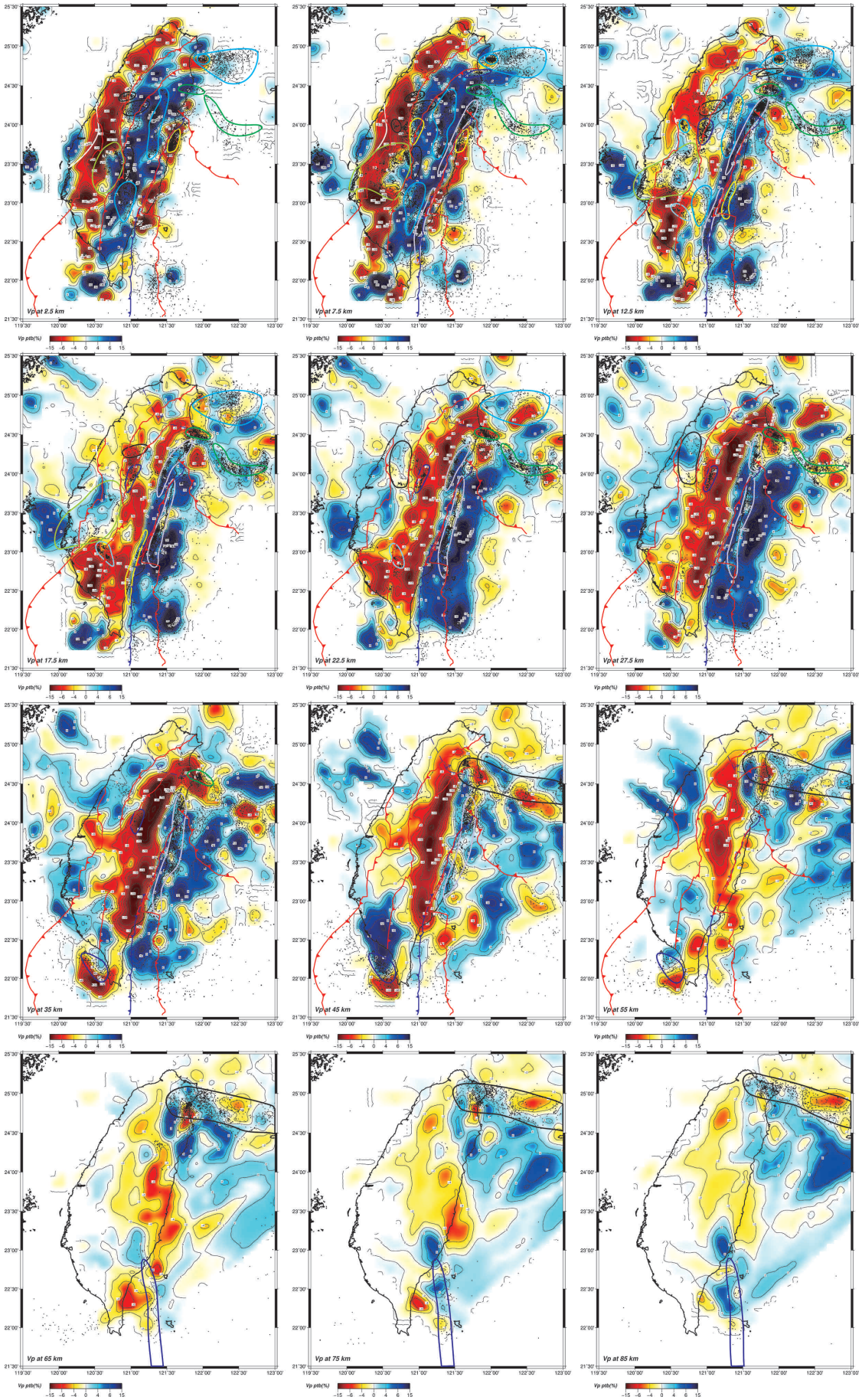


圖 6–4、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vp 異常擾動值。

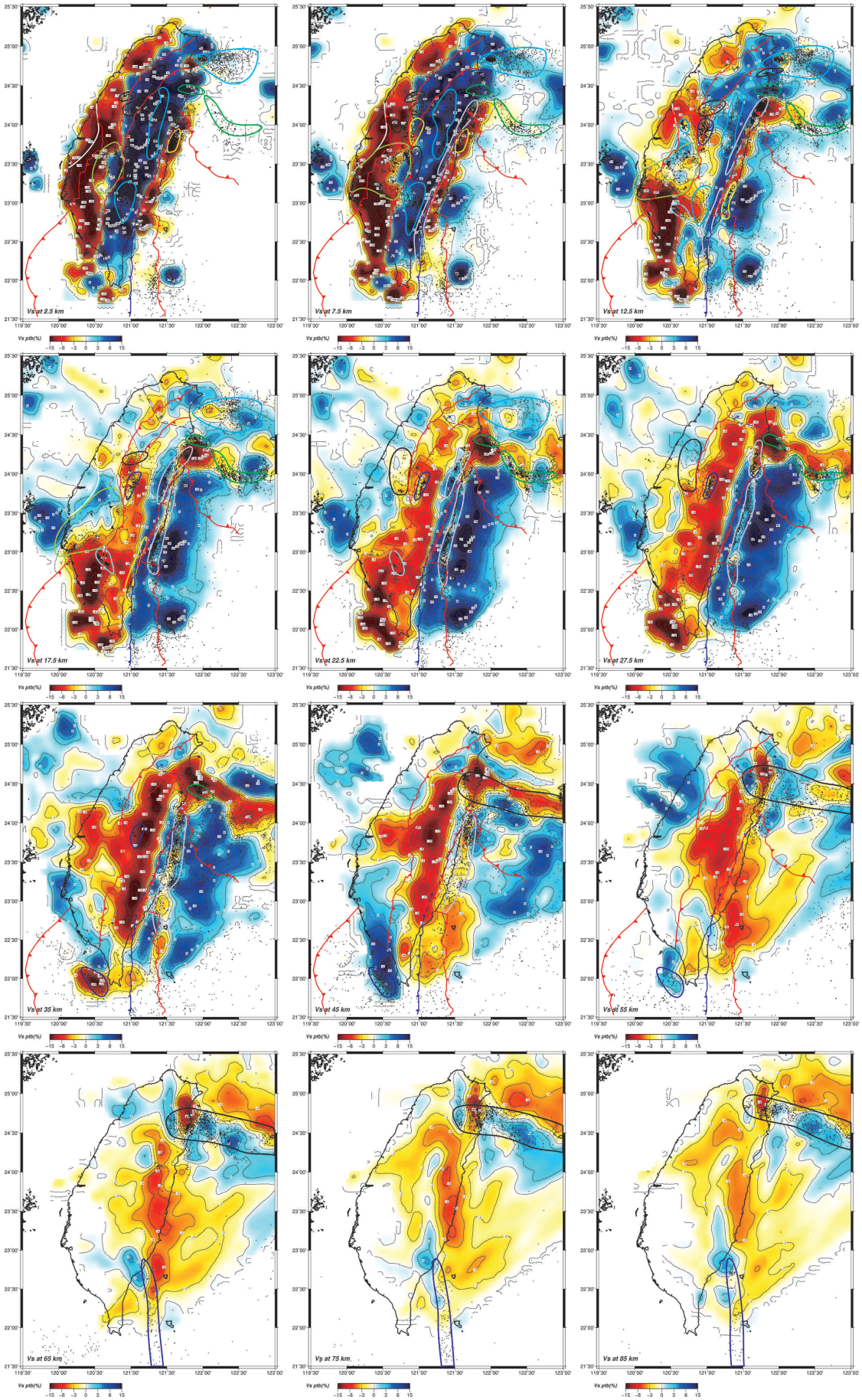


圖 6–5、臺灣全島深度 2.5~85 公里的 Vs 異常擾動值。

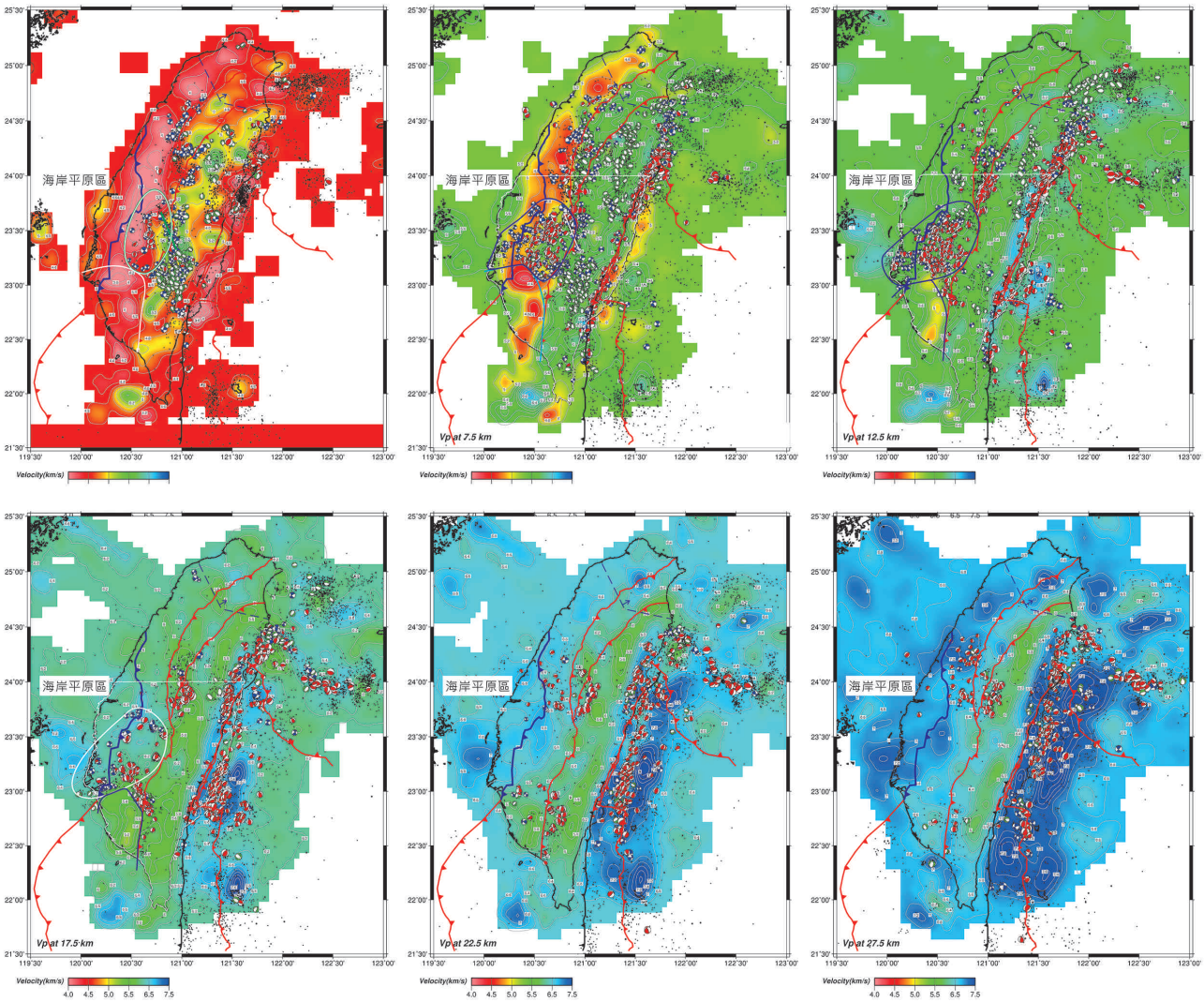


圖 6–6、海岸平原地質構造區位於前緣斷層 (藍線) 西側。

6.2 西部麓山帶地質構造區

更新世以來，西部麓山帶是褶皺與逆衝斷層構成的褶皺山脈，根據岩層時代、地形與構造等特性，可進一步再分為內麓山帶與外麓山帶。內麓山帶岩層以中新統為主，褶皺的波長約數公里，外麓山帶岩層以上 ー 更新統為主，褶皺的波長數至十數公里，呈現開放性褶皺。從山脈的剝蝕與構造的作用，顯示西部麓山帶也是與臺灣造山帶由東向西形成的時序一樣，先形成內麓山帶，再形成外麓山帶。利用震波速度構造分析先後形成的內外麓山帶的地層結構，顯示 Vp/Vs 值 (圖 6–1) 在內與外麓山帶存在顯著的差異，內麓山帶呈低 Vp/Vs 值 (<1.75) 的高速層，而外麓山帶呈高 Vp/Vs 值 (>1.75) 的低速層，指示較晚形成的外麓山帶是相較鬆軟含水的沉積岩層。

西部麓山帶是臺灣造山帶中最年輕的山脈，大多數的活動斷層都分布在此地質構造區。從總體地質構造區的地震頻率來看，西部麓山帶的地震數量相對較低，約 15%，遠低於東部碰撞帶的約 65%，原因是東部處於聚合板塊邊界，地殼應變量大。此外，依據地震地質特

性分析，西部麓山帶可以劃分為四個大尺度的地震帶，由北而南分別為桃竹苗、中彰投、雲嘉南與高屏地震帶。由地震空間分布來看，西部麓山帶的地震主要發生在淺部地殼，約 5~20 公里深（Vp <5.5 km/s；**圖 6–2**），並以脫底斷層分為上下兩層的地震帶，斷層面微朝東傾斜，從深度約 5 公里向東變深至約 10 公里（**圖 6–7**，**表三**）。上層由數條呈疊瓦狀逆斷層連結至脫底斷層構成的褶皺－逆衝斷層山脈，而下層屬於堅硬岩盤，存在受近期造山擠壓而再活動的構造，由張裂時期產生的正斷層反轉為逆斷層或橫移斷層的活動。因此，脫底斷層的上下層地震帶中，包含了許多斷層構成的小尺度地震帶，如泰安地震帶、草屯地震帶、阿里山地震帶、口社地震帶等等（**表二**）。然而，雖然這些小尺度地震帶在近 30 年期間有明顯的地震活動，但還有許多斷層處於鎖定狀態，未形成地震群集，未被劃為地震帶。因此，在進行地震災害評估時，應關注這些小尺度地震帶（各斷層或斷層區段）的存在與地震地質特性。

雖然西部麓山帶地震發生頻率較東部碰撞帶還低，但根據災害性地震的頻率來看，此區域是屬於高潛勢區域。除了災害與人口密度有關之外，淺層孕震構造（<10 公里）的活動頻

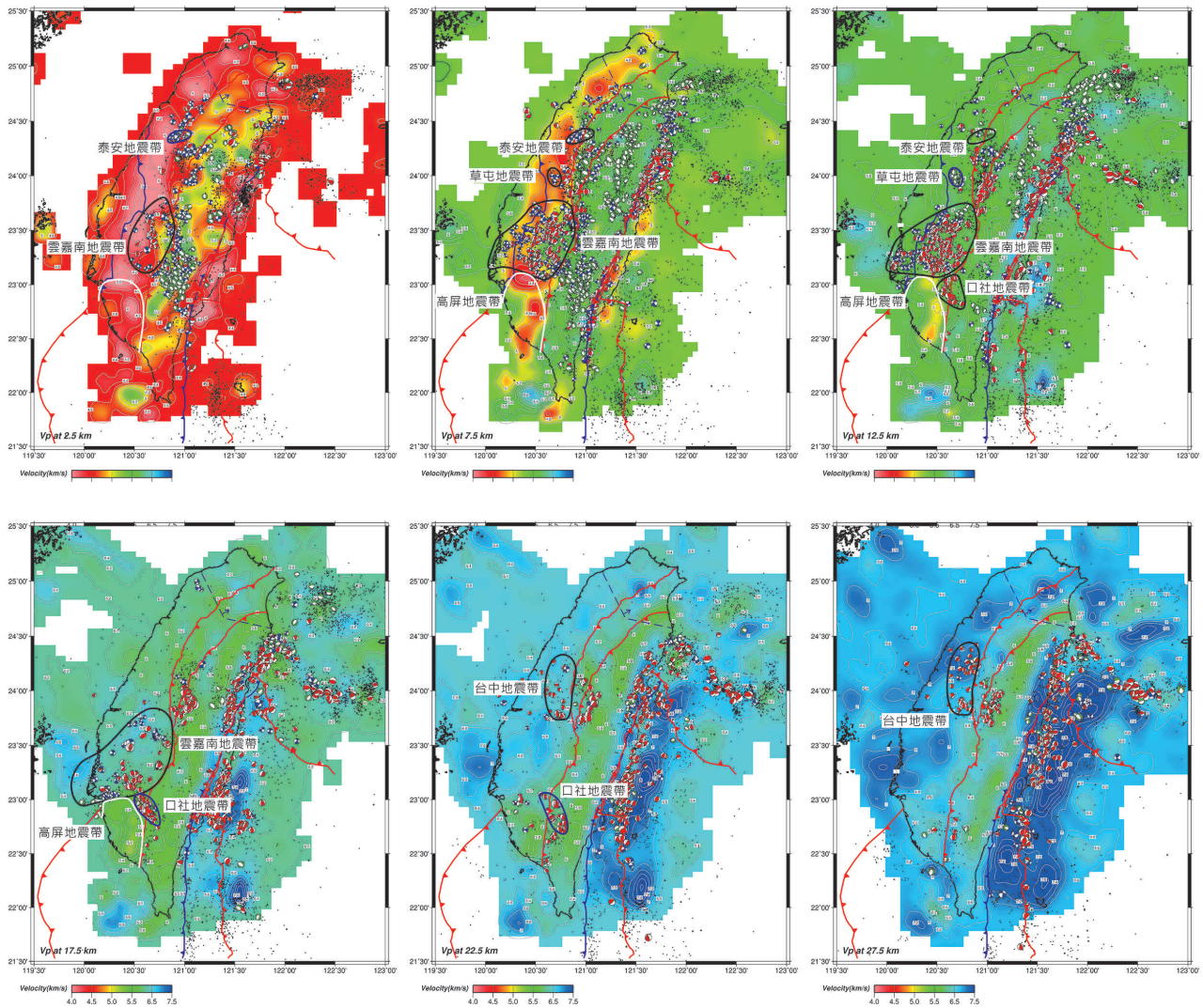


圖 6–7、西部麓山帶中位於深度 >10 公里的地震帶（黑線）。

率與近期發生機率也有密切關係。百餘年來，西南部麓山帶曾發生一些較大的災害性地震，包括 1906 年梅山地震 M_L 6.7、1941 年中埔地震 M_L 7.0、1946 年新化地震 M_L 6.1、1964 年白河地震 M_L 6.3，2016 年美濃地震 M_L 6.6。這些屬於雲嘉南地震帶的極淺層地震，大多與褶皺－逆衝帶中位於深度 <10 公里的逆斷層活動有關（圖 4–8）。

6.3 雪山山脈地質構造區

雪山山脈與西部麓山帶的地質特性有顯著差異，雪山山脈屬於輕度變質岩帶，而西部麓山帶則屬於沉積岩帶，兩者在變質度上呈現明顯的差異。從地殼速度構造來看，雪山山脈在 <10 公里地殼的 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層，而西部麓山帶為負值的低速層。此外，另從新期構造特性來看，中更新世以來，北段雪山山脈地質構造區已轉為地殼拉張環境（北橫公路以北）；南段還處於碰撞造山環境，存在三個地震帶為李棟山、雪山與埔里地震帶（圖 6–8，表三）。

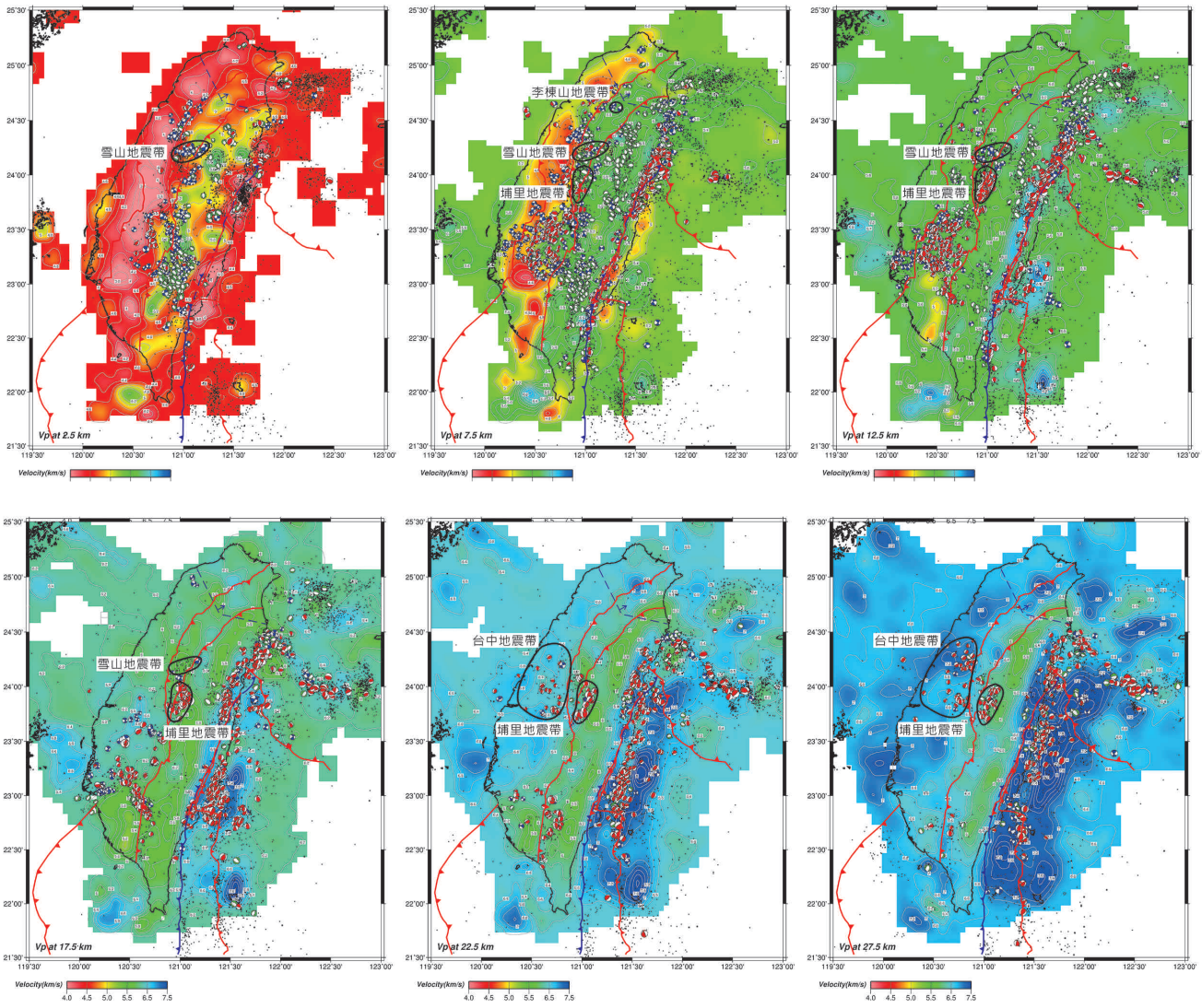


圖 6–8、南段雪山山脈地質構造區分布有三處地震帶，李棟山地震帶、雪山地震帶與埔里地震帶。

雪山地震帶的地震群集呈現團塊狀分布，地震以橫移作用形式為主（圖 6–9，圖 6–10）。雪山地震帶大多位在 Vp/Vs 值（1.7~1.75）略高且 Vs 異常擾動值較低的低速層，深度 6~14 公里（圖 6–1，圖 6–5）。相較下，雪山山脈北段的淺層地殼屬於 Vp/Vs 值（1.6~1.7）的高速層，極少發生地震。從 Vp/Vs 與 Vs 的速度構造，以及地震呈現團塊狀分布（6.8.5 節），顯示雪山地震帶屬於具裂隙的含水岩層。然而，當地殼深度>20 公里時，速度構造呈現低速帶，表示雪山山脈在深逾 20 公里的地殼可能具高熱流（高地溫梯度）且具塑性，因此少有地震。

埔里地震帶是西部麓山帶的脫底斷層向東延伸至雪山山脈底下的地震帶，此帶產生一朝東傾斜的斷坡構造，形成一深度 10~35 公里的地震帶，921 集集地震之後常發生 >M_L 6.0 地震，震源機制以逆移作用為主。

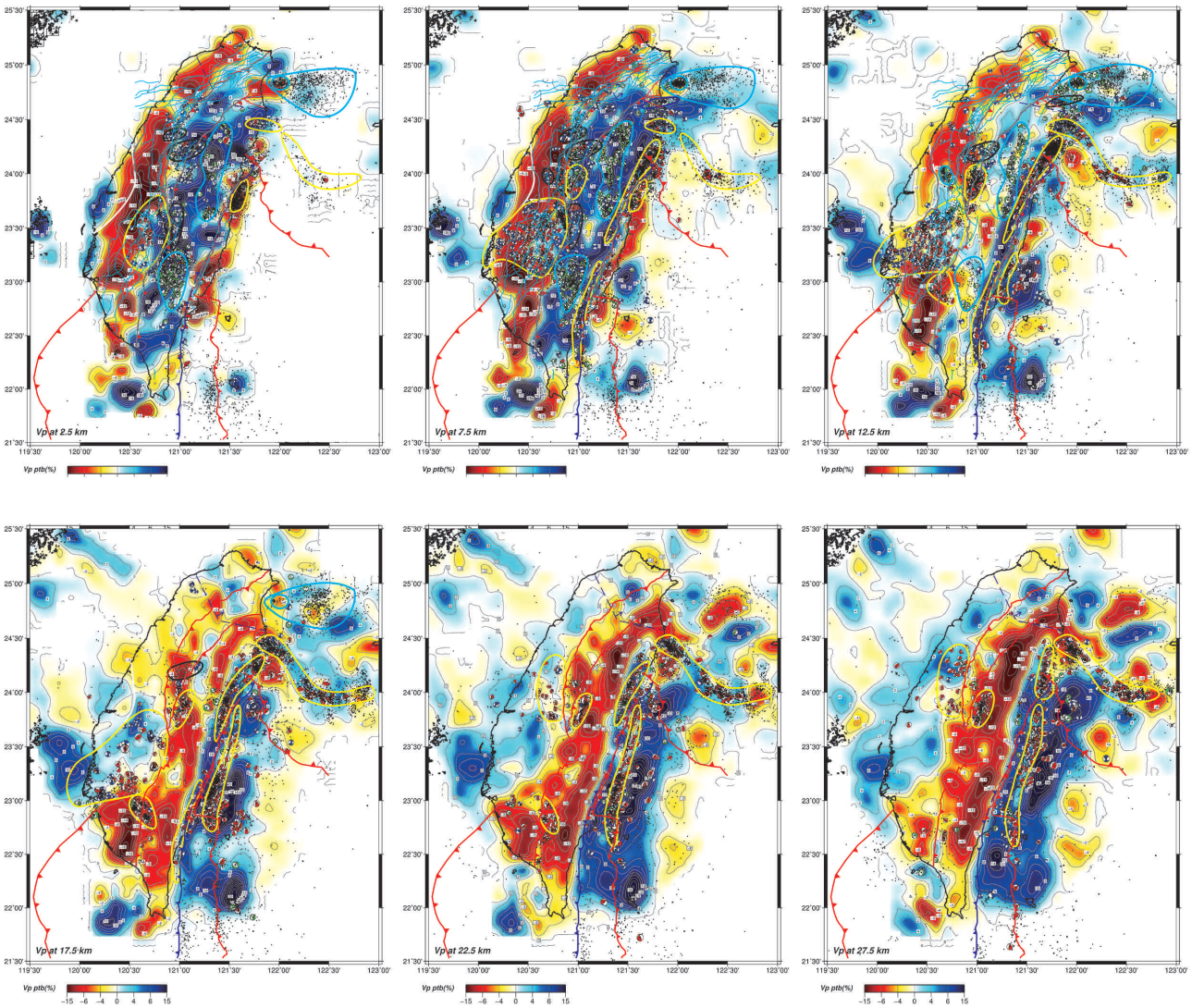


圖 6–9、雪山山脈地殼在深度 >20 公里時，Vp 異常擾動值明顯轉變為正值。

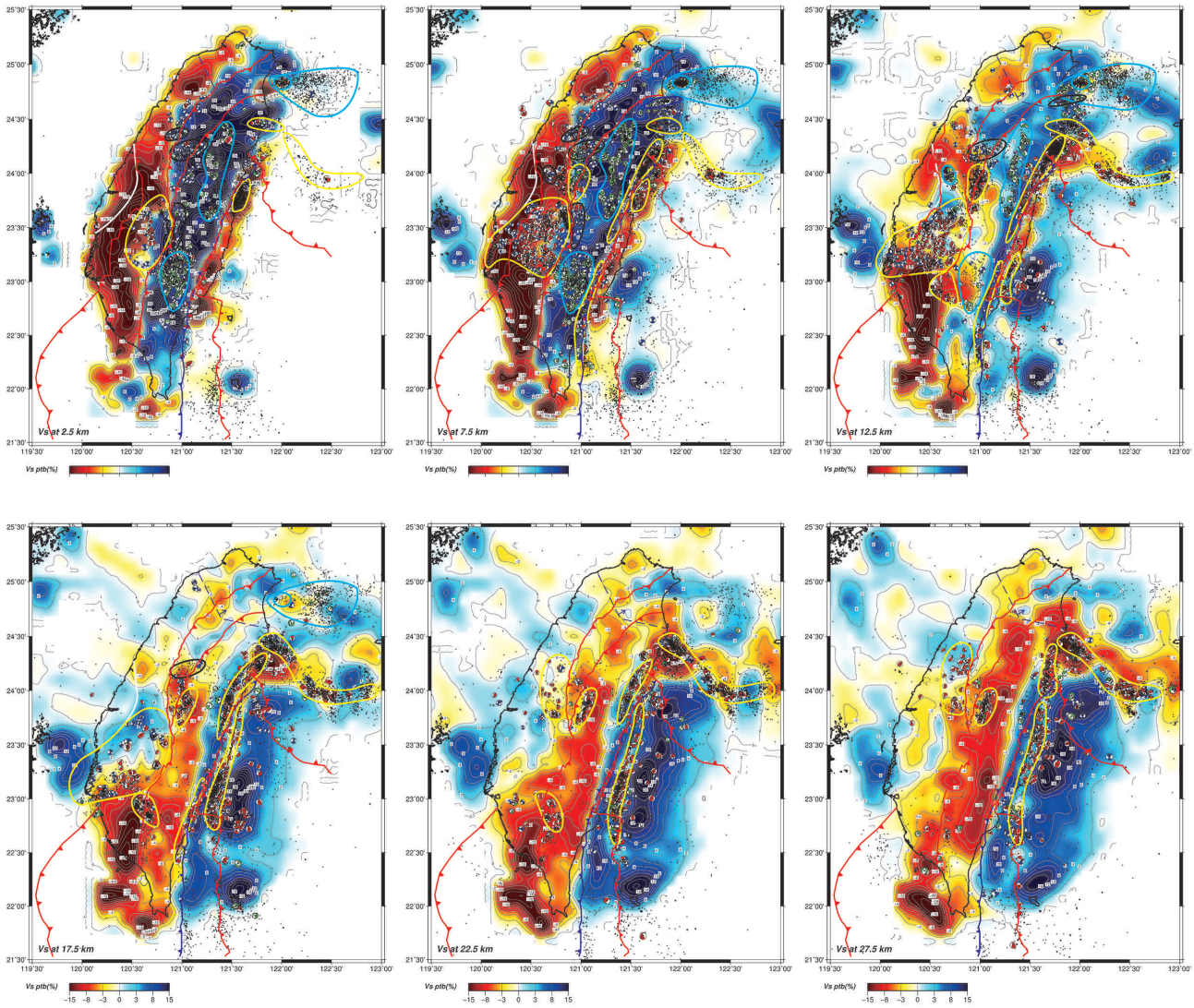


圖 6–10、雪山山脈地殼在深度 >20 公里時，Vs 異常擾動值明顯轉變為負值。

6.4 脊樑山脈地質構造區

臺灣山脈中海拔高度超過 3500 公尺的山岳大多分布在脊樑山脈。無論從地形、岩層年代、變質度、形成年代以及抬升與剝蝕速率等多方面的地質特徵來看，脊樑山脈代表了臺灣造山山脈的核心。蓬萊運動的過程，脊樑山脈形成於晚中新世，是最早形成的山脈，範圍北從蘇澳南至恆春半島，東側以兩板塊的碰撞邊界（縱谷斷層）鄰接海岸山脈。

透過 Vp 與 Vs 速度構造分析（圖 6–2，圖 6–3），顯示深度 20~50 公里的速度構造與西側的雪山山脈與西部麓山帶有顯著不同，脊樑山脈形成一 N20° E 走向的低速構造帶。針對 Vs 分析呈現相似結構，速度構造較兩側地殼還低，且 Vp 與 Vs 異常擾動值呈現較低的負值（圖 6–4，圖 6–5）。這些特性顯示在脊樑山脈（稜脊）底下存在一深達約 50 公里的山根構造，並呈現無震狀態。

另外，從 S 波衰減率（Qs）分析顯示，脊樑山脈底下呈現低 Qs 構造，此特性可能與該區域存在高地溫有關（Wang et al., 2010）。脊樑山脈山根深達 50 公里，Vp 與 Vs 異常擾動值呈現負值（圖 6–4，圖 6–5）且具高 Vp/Vs 值的低速層（圖 6–1）。此外，增厚的地殼具超厚 Vp = 5.5~6.5 km/s 的速度層，厚度是西部麓山帶具同速度構造地殼的 2 倍以上。這顯示在造山擠壓作用下，脊樑山脈的中下部地殼呈現增厚且具山根，導致上部地殼呈現上拱作用，並具高地溫的特徵。

更新世以來，山脈在快速隆起與剝蝕作用下，成為臺灣島脊梁，並形成複雜的活動構造。為了解脊樑山脈形成機制，可透過小尺度構造區塊的震源機制分析來進行探討。本研究將脊樑山脈的七個地震帶分為三個區域來討論，1. 脊樑山脈脊梁：脊樑山脈地震帶（南段、中段、北段）；2. 脊樑山脈東翼：中央山脈斷層地震帶（和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段）與南澳地震帶；3. 脊樑山脈西翼：玉山地震帶、寶來地震帶、潮州斷層地震帶、阿禮地震帶與恆春斷層地震帶。

蓬萊造山過程，地殼的擠壓形成厚達約 50 公里的山根，均衡作用也使脊樑山脈快速隆起，同時在山脈脊梁引發淺部地殼產生拉張作用。脊樑山脈地震帶的深度 5~15 公里，位於高 Vp/Vs 值的低速層，地震帶北段的 Vp/Vs 值約 1.7~1.75，南段的 Vp/Vs 值約 1.7~1.8（圖 6–1），顯示脊樑山脈地震帶處於具裂隙的富含水的地殼，同時也具高地溫梯度；相反的，周圍沒有地震活動區域的 Vp/Vs 值較低，約為 1.6~1.7，反映不含水的完整地殼。地震多呈現正移作用的形式，北段的拉張方向約 N45~60° E，南段約 N20~70° E（表三）。此外，在深度 15~35 公里的中部地殼，脊樑山脈北段的 Vp/Vs 值較低（<1.7），而南段較高（>1.7）（圖 6–1）。另外，南段在此深度產生了一種特殊的慢地震現象，成因可能與高地溫以及高孔隙水壓有關（Peng et al., 2019）。

脊樑山脈東翼鄰近板塊邊界，中央山脈斷層地震帶是主要的地震帶，全長約 300 公里，地震深度 <20 公里，震源機制為朝東逆衝與逆衝兼左移作用形式，水平擠壓應力方向約 N55° W。另一是南澳地震帶位於脊樑山脈北端，以左向橫移作用為主，最大主應力方向約 N60° E（表三；圖 6–11），此地震帶是菲律賓海板塊的碰撞與隱沒所導致的。

南段脊樑山脈的西翼，以陳有蘭溪 — 潮州斷層與雪山山脈及西部麓山帶為界，玉山地震帶與寶來地震帶多以橫移作用形式的地震為主，最大主應力方向約 N40° W，地震深度 <10 公里。相對地，阿禮地震帶則以逆移作用形式的地震為主，地震深度為 15~35 公里。地震機制與地震分布，顯示脊樑山脈受到板塊的碰撞，使上部地殼產生拱起，中下部地殼則產生壓縮增厚的現象。拱起作用使山脈脊梁產生拉張，而兩翼形成背向的逆衝作用。

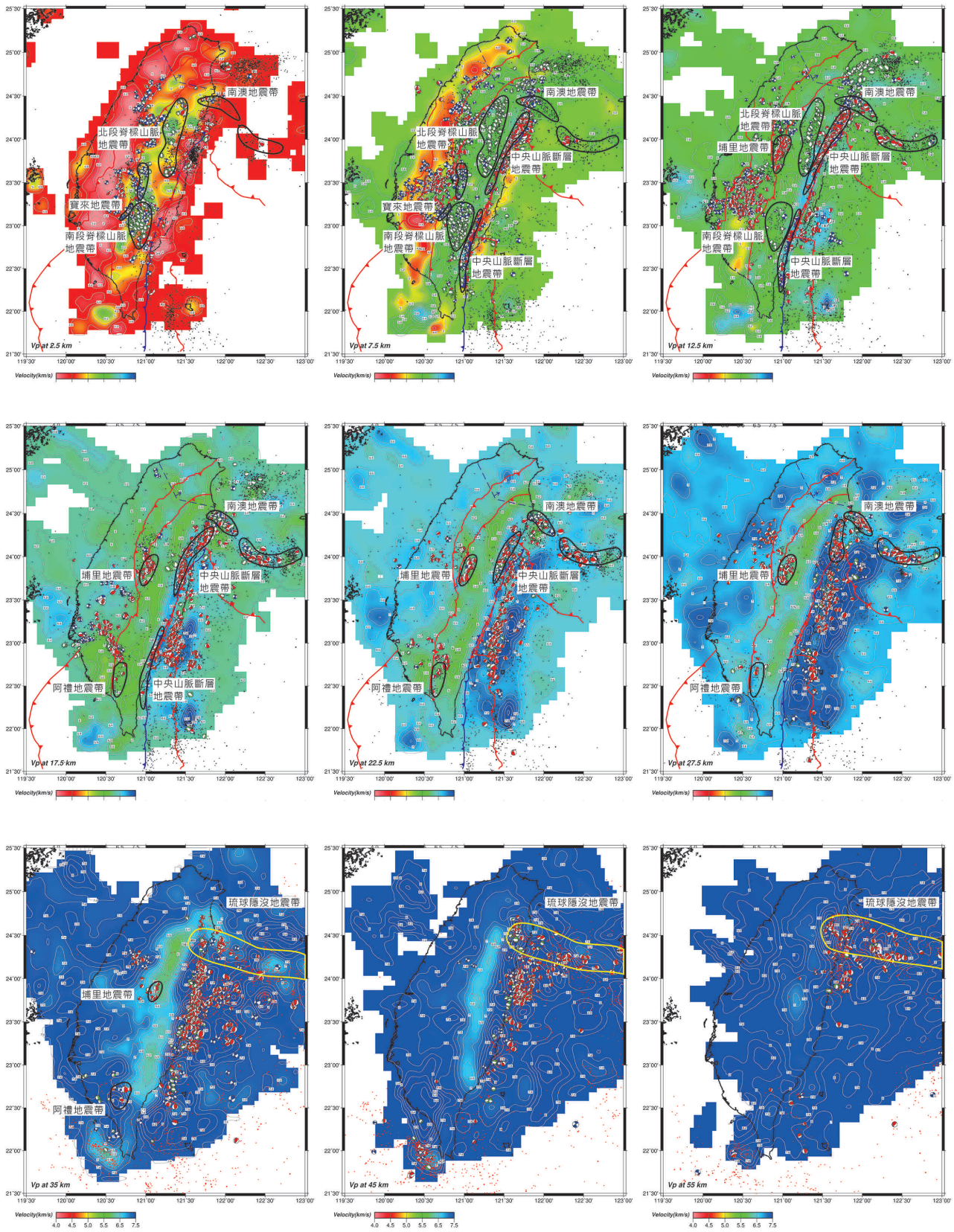


圖 6–11、脊樑山脈地質構造區的地震特性，分為脊梁區域以正移作用形式為主，兩翼以逆移與部分橫移作用形式為主。

6.5 海岸山脈地質構造區

菲律賓海板塊與歐亞板塊聚合形成了複雜的板塊邊界構造，在南側，南中國海岩石圈地殼向東隱沒，形成了馬尼拉隱沒地震帶；在北側，菲律賓海板塊向北隱沒，形成了琉球隱沒地震帶。縱谷斷層構成的碰撞帶成為兩個隱沒帶的轉形斷層（transform fault），連結了南北的隱沒地震帶，稱縱谷斷層地震帶（**表三**，**圖 6–12**）。

海岸山脈地質構造區位在菲律賓海板塊西緣的北呂宋火山弧，自上新世以來，火山弧與歐亞板塊產生碰撞，形成了長約 144 公里的碰撞邊界 — 縱谷斷層，至今仍然是地震最頻繁的地震帶之一（**圖 6–12**）。從花蓮市南延至台東市的南側海域，地震帶向東傾斜，分為四個區段斷層構成的地震帶，北段由性質較為相似的嶺頂斷層地震帶與瑞穗斷層地震帶構成，地震深度 20~50 公里，震源機制屬於逆移作用的形式。南段地震帶由池上斷層與利吉斷層地震帶構成，地震深度主要 <30 公里，震源機制屬於逆移作用的形式。

台東市以南的北呂宋海槽，處於碰撞與隱沒的轉換帶，綠島 — 蘭嶼火山弧尚未與歐亞板塊發生碰撞，之間尚存著殘留的弧前盆地。並於北呂宋海槽與綠島 — 蘭嶼火山弧之間形成了一向東傾斜的綠島 — 蘭嶼地震帶（斷層），震源機制同為逆移作用形式。此地震帶應該是火山弧與歐亞板塊產生聚合時，弧前盆地閉合消失後形成的縱谷斷層地震帶的前身。此外，北段海岸山脈存在一形成於板塊內的豐濱地震帶，地震深度 <10 公里，震源機制為逆移形作用式，受到脊樑山脈朝東逆衝作用影響的地震帶。

6.6 北部張裂帶地質構造區

約 90 萬年前，菲律賓海板塊由碰撞轉為隱沒，導致北臺灣的構造環境由擠壓轉為拉張。地殼拉張造成軟流圈地函上湧，形成了大屯火山群、基隆火山群、東北海域火山（北方四島）以及隱沒形成的龜山島火山弧（Chu et al., 2018）。同時，拉張作用也形成了台北盆地、金山盆地、蘭陽盆地以及東北海域的半地塹盆地。隱沒形成的龜山島火山仍處於活躍狀態，半徑約 5 公里內經常發生 >M_L 3.0 地震，深度 <20 公里，震源機制為正移作用形式，頻繁的地震可能與岩漿活動有關（**圖 6–13**，**表三**）。

當地殼轉為拉張作用時，地震的活動機制也隨之轉變為正移作用的形式。北臺灣形成了幾處地震帶，有蘭陽盆地中的濁水斷層地震帶與三星地震帶，走向 N70~80° E，地震深度 <15 公里，地震以正移與橫移作用形式為主。此外，沖繩海槽也產生正移作用為主的地震，深度 <25 公里，稱沖繩海槽地震帶（**圖 6–13**）。另外，形成台北與金山盆地的山腳斷層地震帶，處於鎖定狀態，極少發生地震。

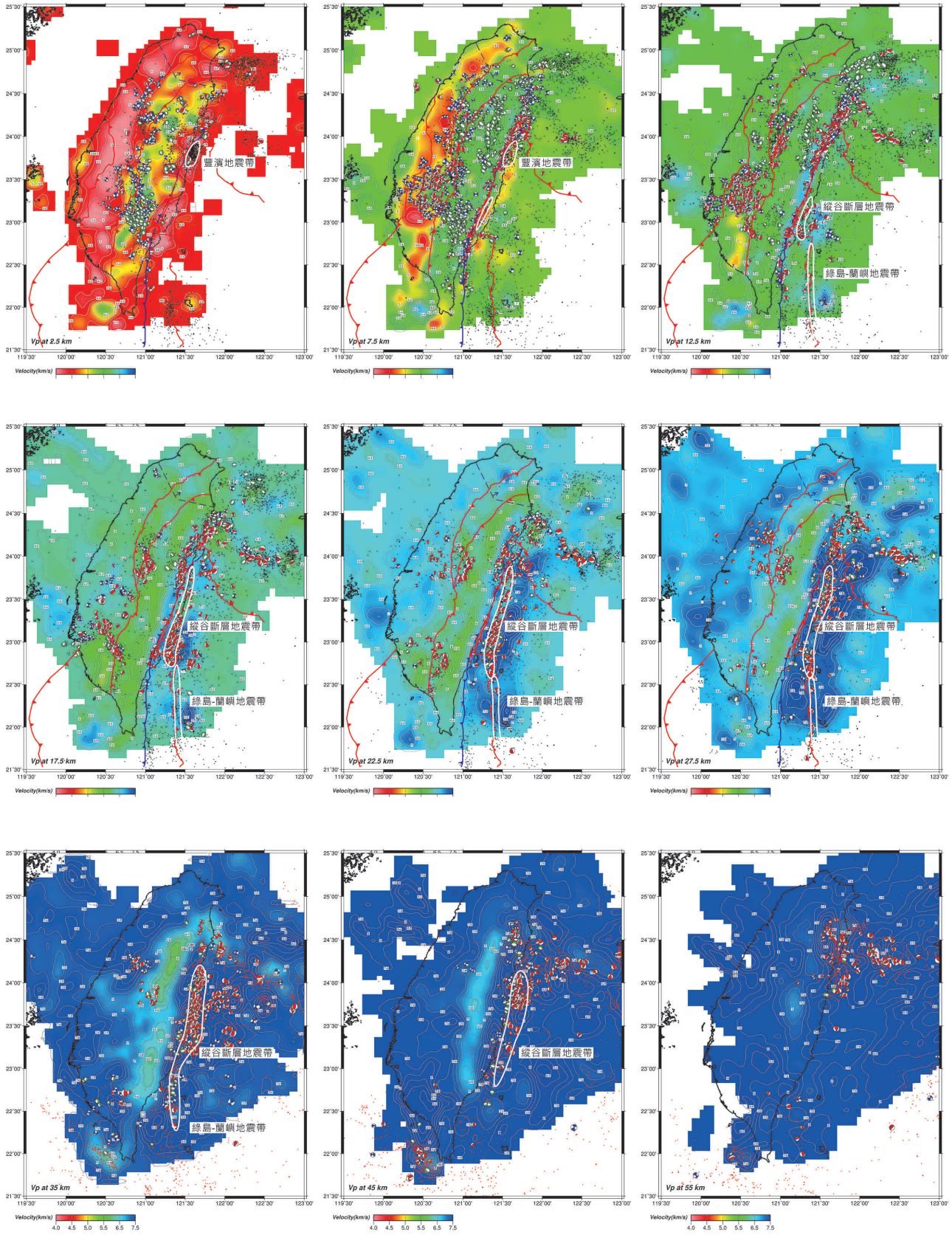


圖 6–12、海岸山脈地質構造區的地震大多位於縱谷斷層地震帶，向南連接至綠島 ─ 蘭嶼地震帶，地震深達 50 公里，呈朝西逆移作用的形式。

此外，北臺灣還存有一群深度 >40 公里的地震，以逆移作用為主，不同於淺部地殼內以正移作用形式為主的地震。這些地震是菲律賓海板塊隱沒所產生，深度可達 150 公里，稱琉球隱沒地震帶，此地震帶範圍大致由台北盆地東側（經度 121° 30'）延伸至沖繩海槽（圖 6–13，表三）。

6.7 琉球與馬尼拉隱沒帶

菲律賓海板塊朝北隱沒時，在東北海域形成了一傾向朝北的隱沒地震帶，地震深度達 150 公里以上（圖 6–13）。隨著隱沒板塊從海溝向北俯衝，隱沒界面逐漸變深，不同深度的隱沒界面上方的地殼特性有顯著差異，導致地震成因與活動機制不同。本研究根據地質結構與地震深度將隱沒帶劃分為三個地震帶：1. 琉球增積岩體地震帶：增積岩體與隱沒板塊界面，深度 <20 公里，震間時期呈現鎖定狀態，極少發生地震，但卻是發生超大地震的地震帶（陳文山等，2017）。2. 弧前盆地地震帶：弧前盆地與隱沒板塊的界面（菲律賓海板塊與歐亞板塊接觸界面），深度位於 20~40 公里，除了隱沒界面的地震之外，還有部分地震發生在歐亞板塊內部。此地震帶經常發生 >M_L 6.0 地震，走向與海溝平行。3. 琉球隱沒地震帶：地函與隱沒板塊的界面，地震發生在隱沒界面與隱沒板塊內部，深度 >40 公里，可達 150 公里以上。板塊在 40~50 公里深朝北傾斜約 30°，而地震帶隨著深度愈深時傾角逐漸變陡，至深度 80 公里以下呈朝北傾斜 60°（Wu Y.M. et al., 2009；陳文山等，2017）。地震帶的地震頻率普通，有時發生 >M_L 6.0 地震。

東南海域的馬尼拉隱沒帶是南中國海岩石圈地殼向東隱沒形成的，在恆春半島東側的馬尼拉隱沒地震帶呈朝東傾斜約 60°，深度可達 150 公里。其與琉球隱沒帶呈現相似現象，在增積岩體（恆春海脊）底下（馬尼拉增積岩體地震帶），少有地震，也是引發超大地震與海嘯的潛勢地震帶（圖 5–13；陳文山等，2019）。

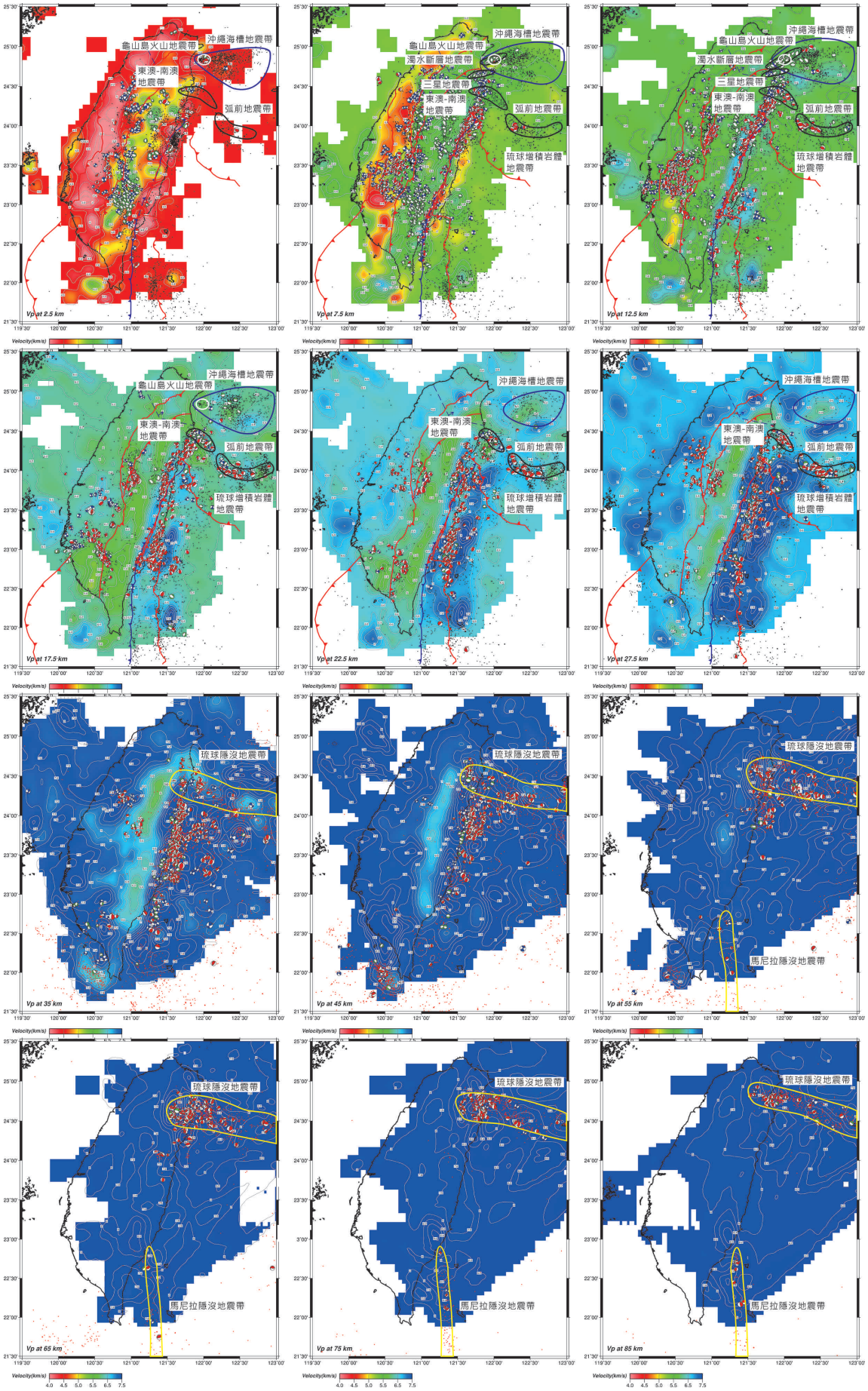


圖 6–13、北部張裂帶因拉張作用形成的淺層地震帶有濁水斷層地震帶、三星地震帶與沖繩海槽地震帶，山腳斷層地震帶，以及大屯火山與龜山島火山地震帶；另由隱沒形成的琉球隱沒地震帶。

6.8 其它

6.8.1

台中地震帶位在深度 20~40 公里的中下部地殼，Vp 為 6.5 ～ 7.0 km/s（**圖 6–2**）。震源機制與西部麓山帶的地震相似，屬於逆移作用形式，最大主應力方向朝西或西北。這顯示歐亞板塊在中下部地殼同樣受到造山運動影響，也具有朝東俯衝作用（厚皮構造模式）。值得討論是，儘管在一些區域（如桃竹苗與雲嘉南地震帶）的中下部地殼並未見此種地震特性，是否因觀測時間太短而未見此類型地震，是值得探討的議題。

6.8.2

1990~2020 年觀測期間，中央山脈斷層地震帶的五個區段中，僅玉里段的地震頻率極低（995 起），且未曾發生 >M_L 6.0 地震（**表二**）。認為該區段處於鎖定狀態（陳文山等，2018），然而 2022/09/18 發生 M_L 6.8 地震。因此，本研究中許多區域的地震頻率呈現極低的現象，代表斷層處於鎖定狀態，是否代表震前時期（pre–seismic period）階段，即將發生較大地震的前兆？

從**表二**檢測 1990~2020 年期間各地震帶的總地震數量，以西部麓山帶的四個地震帶做比較，桃竹苗地震帶（上層 4853 起，下層 4130 起；共 8983 起）、中彰投地震帶（上層 2453 起，下層 6093 起；共 8546 起）、雲嘉南地震帶（上層 34720 起，下層 54912 起；共 89632 起）（**圖 6–14**）、高屏地震帶（上層 133 起，下層 3596 起；共 3729 起），顯示高屏地震帶的地震頻率極低，數量是雲嘉南地震帶的 1/24。然而，高屏區域是臺灣淺層地殼變形速率最快地區。這是否意味著高屏地震帶已經蓄積了大量能量，處於震前時期？此外，桃竹苗與中彰投地震帶的地震數量也僅是雲嘉南地震帶的 1/10，地震頻率屬於較低的區域，是否也應值得關注？

6.8.3

1999 年發生集集地震 M_L 7.3，是自 1896 年有地震紀錄以來的最大規模地震。通常規模大的地震會影響或牽動鄰近地震帶，造成地震頻率變高。然而，影響的範圍為何？影響時間多長？

透過對各地震帶的地震時序分析（比較震前與震後平均每月或每日地震頻率的變化），顯示 921 集集地震的影響範圍涵蓋北部與中南部的麓山帶與雪山山脈地質構造區。影響的地震帶有桃竹苗地震帶、泰安地震帶、中彰投地震帶、草屯地震帶、台中地震帶、雲嘉南地震帶、阿里山地震帶、李棟山地震帶、雪山地震帶、埔里地震帶、玉山地震帶等；影響時間約 1 至 1.5 年。此外，921 集集地震誘發鄰近地震帶產生 >M_L 6.0 地震，包括雪山地震帶（2 起）、埔里地震帶（6 起）、阿里山地震帶（1 起）、玉山地震帶（1 起）、雲嘉南地震帶

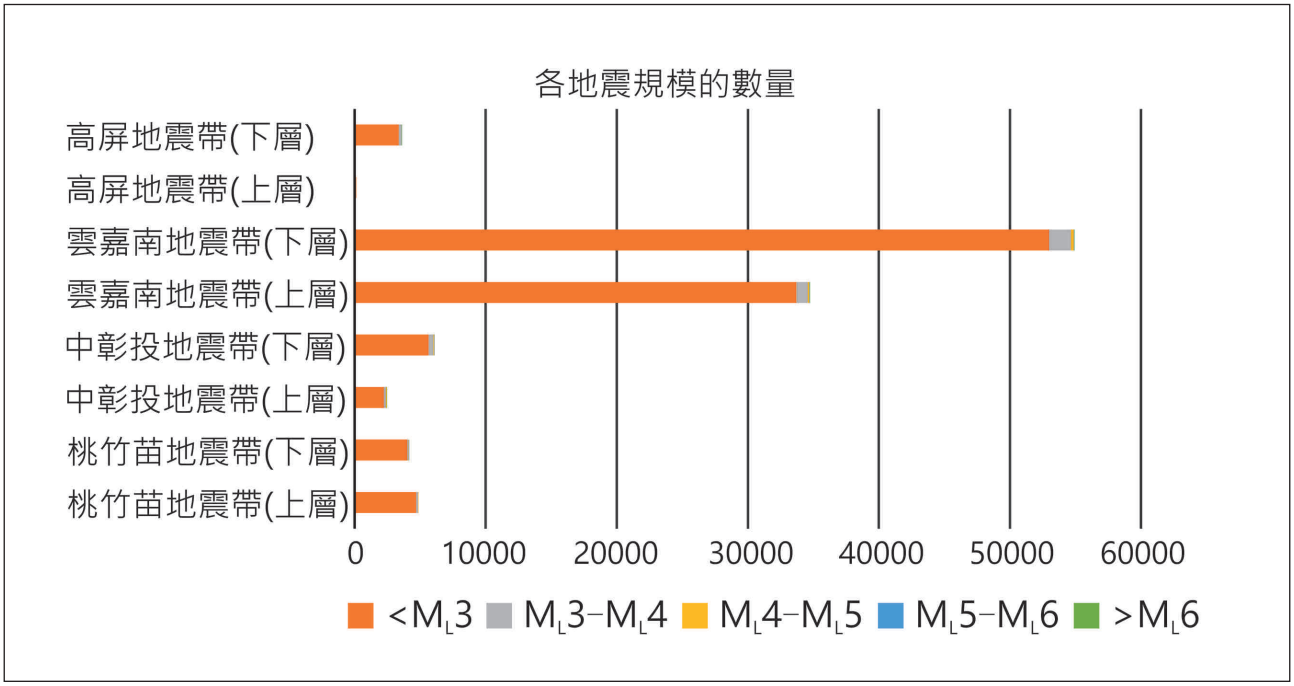


圖 6–14、觀測期間，西部麓山帶的四個地震帶上下層的各地震規模數量。

(1起)、中央山脈斷層地震帶和平段(1起)。這些被誘發的中大規模地震(震後)的震央距離集集地震震央半徑約 50 公里，此範圍內在地震時的地表加速度為 PGA>400 cm/sec2 (Wu et al., 2001)。而高屏地震帶、脊樑山脈、海岸山脈與北部張裂帶地質構造區以及兩處無震帶沒有受到影響。此結果可以做為未來大地震震後的防災風險評估與策略的參考。

6.8.4

本研究發現地震帶的分布型態有兩種，可能與其成因有密切關係。一、岩體破裂形成的地震帶，呈現區域性團塊狀分布；二、斷層錯動形成的地震帶，呈現平面狀分布。臺灣的 38 個地震帶中，有些呈現團塊狀分布，屬於岩體破裂形成的地震帶，例如雪山地震帶、豐濱地震帶、脊樑山脈地震帶(北段、中段、南段)以及火山活動產生的地震帶，如大屯火山地震帶與龜山島火山地震帶。觀測期間，這些區域岩體破裂型的地震帶極少發生 >M_L 6.0 地震。這暗示岩體破裂型地震分布與岩體強度有關，當存在眾多裂隙的岩體受力時，應力(或應變)會分散到岩體中，不會集中在某處的岩體中，因此發生 >M_L 6.0 地震的機率相對較低。此外，斷層錯動型的地震受到斷層面積大小影響，長度較長(面積較大)的斷層會蓄積較大能量(應力)，產生較大規模的地震(>M_L 6.0)，並且會重複蓄積能量，重複發生大地震。

6.8.5

目前訂定的 38 個地震帶中有 2 處火山成因的地震帶，大屯火山與龜山島火山地震帶。從地震數量與地震規模分析，兩處火山地震帶的地震特性有很大差異。大多大屯火山群的地震規模都 <M_L 1.0，深度 <10 公里，其地震成因可能是熱液作用產生的氣爆（Lin et al., 2016; Huang et al., 2021）。龜山島火山的地震經常 >M_L 3.0，深度 <20 公里。觀察期間，龜山島火山地震帶共發生 55 起 >M_L 4.0 地震，且地震頻率高，計有 10134 起，這特性顯然與岩漿活動有關（**表二**）。

6.8.6

縱谷斷層與中央山脈斷層位於花東縱谷碰撞帶兩側，處於板塊邊界的斷層，長度各約 144 公里與 300 公里。如此巨大長度的斷層結構可能會有差異，形成不同的地震與地質的活動特性。因此，需要探討地震帶的活動特性時，就必須依地震與地質特性的差異劃分為不同區段（小尺度地震帶）。因此，中央山脈斷層地震帶分為五個區段，和平段、鳳林段、玉里段、初鹿段、檳榔段；縱谷斷層地震帶分為四個區段，嶺頂斷層地震帶、瑞穗斷層地震帶、池上斷層地震帶、利吉 — 鹿野斷層地震帶。

6.8.7

當全體網格內地震個數超過 50% 與地震熱點達到 90% 信心水準時，表示 1990~2020 年間，地震頻率屬於較高的區域。然而，形成高發生率的地震帶可能有兩種狀況，一由規模大的地震引起餘震所形成的群集，或是鄰近的大地震誘發的地震群集，例如口社地震帶受到 2010/03/04 甲仙地震 M_L 6.4 的誘發，以及 2016/02/06 美濃地震 M_L 6.6 的影響。另一由頻繁的中小規模地震形成的，例如龜山島火山地震帶或泰安地震帶。對於這些在震間頻繁發生中小規模地震的構造，可能與斷層或岩體的潛移行為有關。

6.8.8

西部麓山帶與兩側的海岸平原區（西側），以及雪山與脊樑山脈地質構造區（東側）都以逆斷層為界，顯示山脈的形成與成長過程與逆斷層活動有密切關係，也導致每一山脈的岩性、變質度、構造型態產生明顯的差異。從淺層地殼（深度 <10 公里）速度構造來看，西部麓山帶的 Vp 與 Vs 相對較低（**圖 6–2**，**圖 6–3**），Vp 與 Vs 異常擾動值為負值（**圖 6–4**，**圖 6–5**），且 Vp/Vs 值較高（>1.7）（**圖 6–1**），表示較年輕的西部麓山帶由含孔隙水的沉積岩所組成。雪山及脊樑山脈的 Vp 與 Vs 較高，Vp 與 Vs 異常擾動值為正值，而 Vp/Vs 值較低（<1.7），表示較老的山脈由不含孔隙水的變質岩所構成。此外，海岸平原與具背負盆地的外麓山帶（深度 <10 公里）的 Vp/Vs 值較高（>1.75）（**圖 6–1**）；而不具背負盆地的外麓山帶與內麓山帶的 Vp/Vs 值較低（<1.75），兩者的岩層速度構造存在顯著差異。原因是背負盆地與海岸平原堆積了巨厚的第四紀含有大量孔隙水的沉積層，因此 Vp/Vs 值呈現明顯的差異。

6.8.9

脊梁山脈與海岸山脈以花東縱谷（縱谷斷層）為界，依據淺層地殼（深度 <10 公里）的速度構造分析，兩側 Vp/Vs 值與 Vs 異常擾動值呈現明顯差異。海岸山脈的 Vp/Vs 值 >1.75（圖 6–1），且 Vs 異常擾動值為負值（圖 6–5），顯示由富含水的沉積岩與火山岩地層所構成；相對地，脊梁山脈的 Vp/Vs 值 <1.75，Vs 異常擾動值為正值，顯示由堅硬緻密的變質岩所構成。Vp/Vs 值的變化邊界，成為訂定縱谷底下的中央山脈斷層位置。

6.8.10

恆春半島與呂宋海槽以中央山脈斷層檳榔段為界，深度 15~30 公里的 Vp 與 Vs 異常擾動值在斷層兩側呈現顯著差異，斷層西側的恆春半島呈現負值的低速層，而東側呂宋海槽與火山弧呈現正值的高速層（圖 6–4，圖 6–5）。呂宋海槽底下在深度 10~25 公里處呈現低 Vp/Vs 值（<1.7）的高速構造，代表弧前盆地的海洋地殼（圖 6–1）。

6.8.11

2018/02/06 花蓮地震 M_L 6.3，地震發生在中央山脈斷層和平段（圖 6–15，圖 6–16）。此地震牽動位在上盤的米崙斷層產生錯移，地表形成數十公分的左向橫移，以及數公分至十數公分的垂直錯動（圖 6–17）。此外在主震之前，於 2018/02/04 發生一起前震 M_L 6.0，震源機制為朝北俯衝（圖 6–15，圖 6–16），顯然是琉球隱沒地震帶引發的地震。

6.8.12

1990~2020 年觀測資料分析，顯示各區段中央山脈斷層的地震頻率有顯著不同，尤其位在瑞穗至池上之間的中央山脈斷層玉里段的地震頻率極低，極少發生地震，僅 995 起，且 M_L 5.0~6.0 地震僅 1 起，地震密度僅 0.26 個 / 公里 ^{3}。本研究認為此區段於近期內應注意，可能發生 >M_L 6.0 地震（陳文山等，2018）。

本研究利用地震分布以及震波層析成像分析（陳文山等，2018；Chen et al., 2024），認為中央山脈斷層尖端並未出露在花東縱谷中，其斷層尖端皆位在縱谷斷層底下，被海岸山脈地塊覆蓋（圖 6–18，圖 6–19）。數十年以來，未曾有研究者在縱谷中發現中央山脈斷層跡，亦未見任何的線型崖地形。

然而，2022/09/17 發生關山地震 M_L 6.6，隔日 2022/09/18 發生池上地震 M_L 6.8 與 M_L 6.1，2022/09/19 又發生卓溪地震 M_L 6.0（圖 6–18）。四起地震都是沿著中央山脈斷層產生，關山地震發生在中央山脈斷層初鹿段，之後的三起地震皆發生在玉里段。關山地震造成初鹿段朝東逆衝，牽動了池上斷層南端產生錯移，造成約數公分的地表抬升與破裂。2022/09/18 池上地震則因玉里段朝東逆衝，導致中段至北段的池上斷層的尖端在地表產生

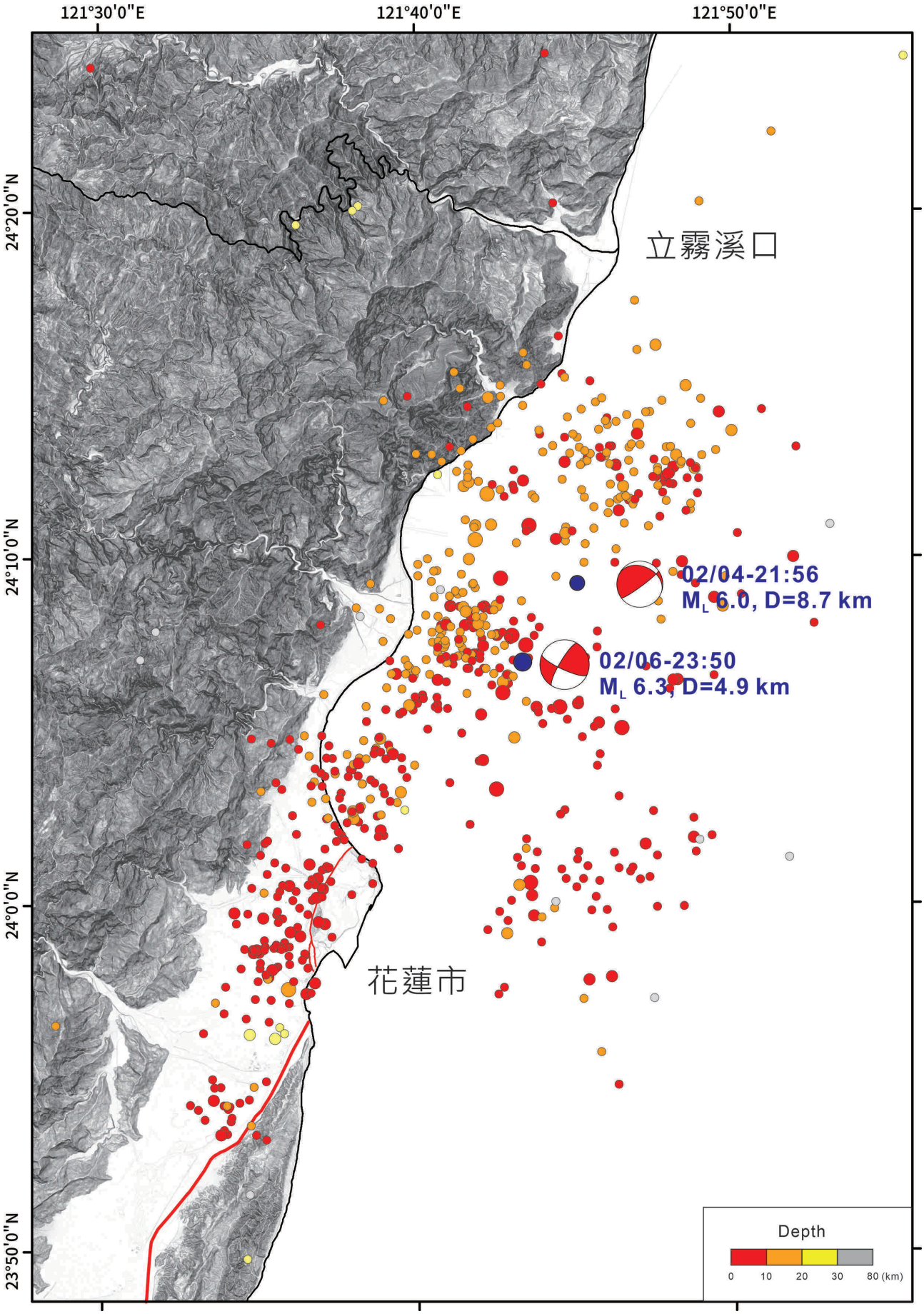


圖 6–15、2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.3）的主震、前震（2018/02/04 M_L 6.0）與餘震分布。

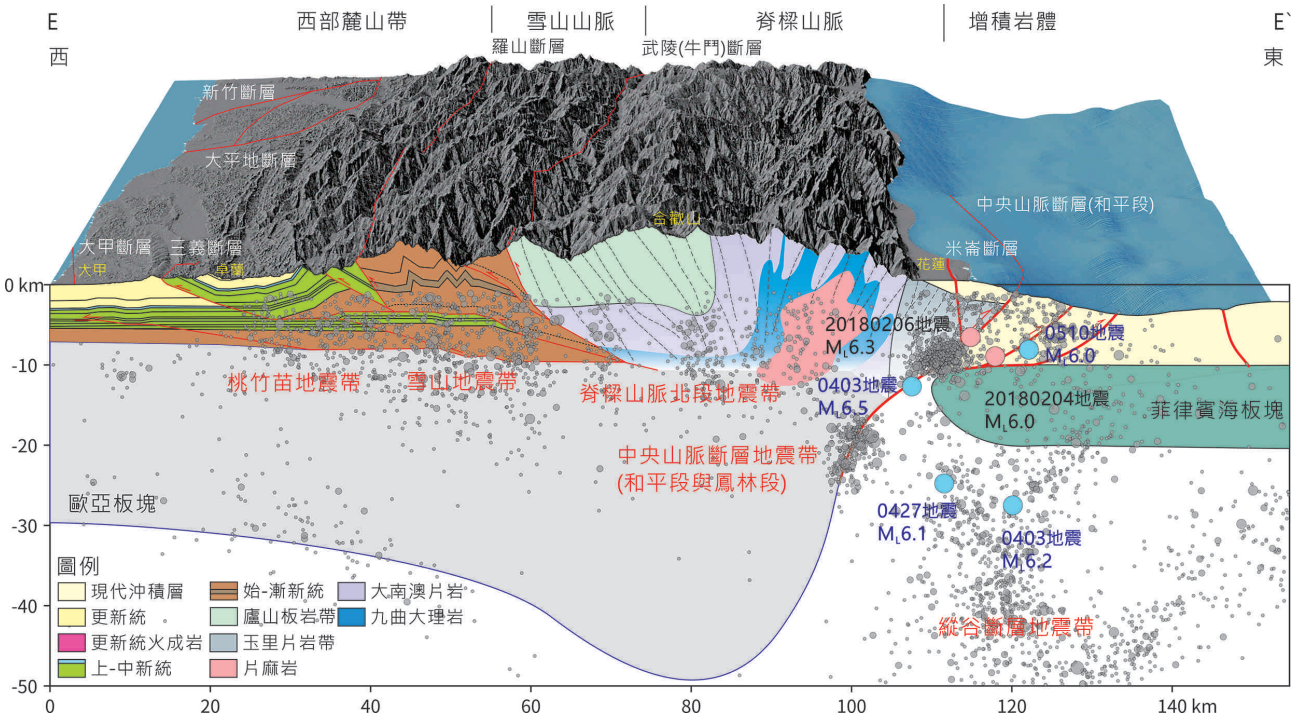


圖 6–16、2018/02/06 花蓮地震（M_L 6.3）與 2024/04/03 花蓮地震（M_L 7.2）系列的 >M_L 6.0 地震與構造關係。



圖 6–17、2018/02/06 花蓮地震牽動米崙斷層產生地表錯移。七星潭沙灘形成一呈南北走向的左移斷層，西側抬升 22 公分。

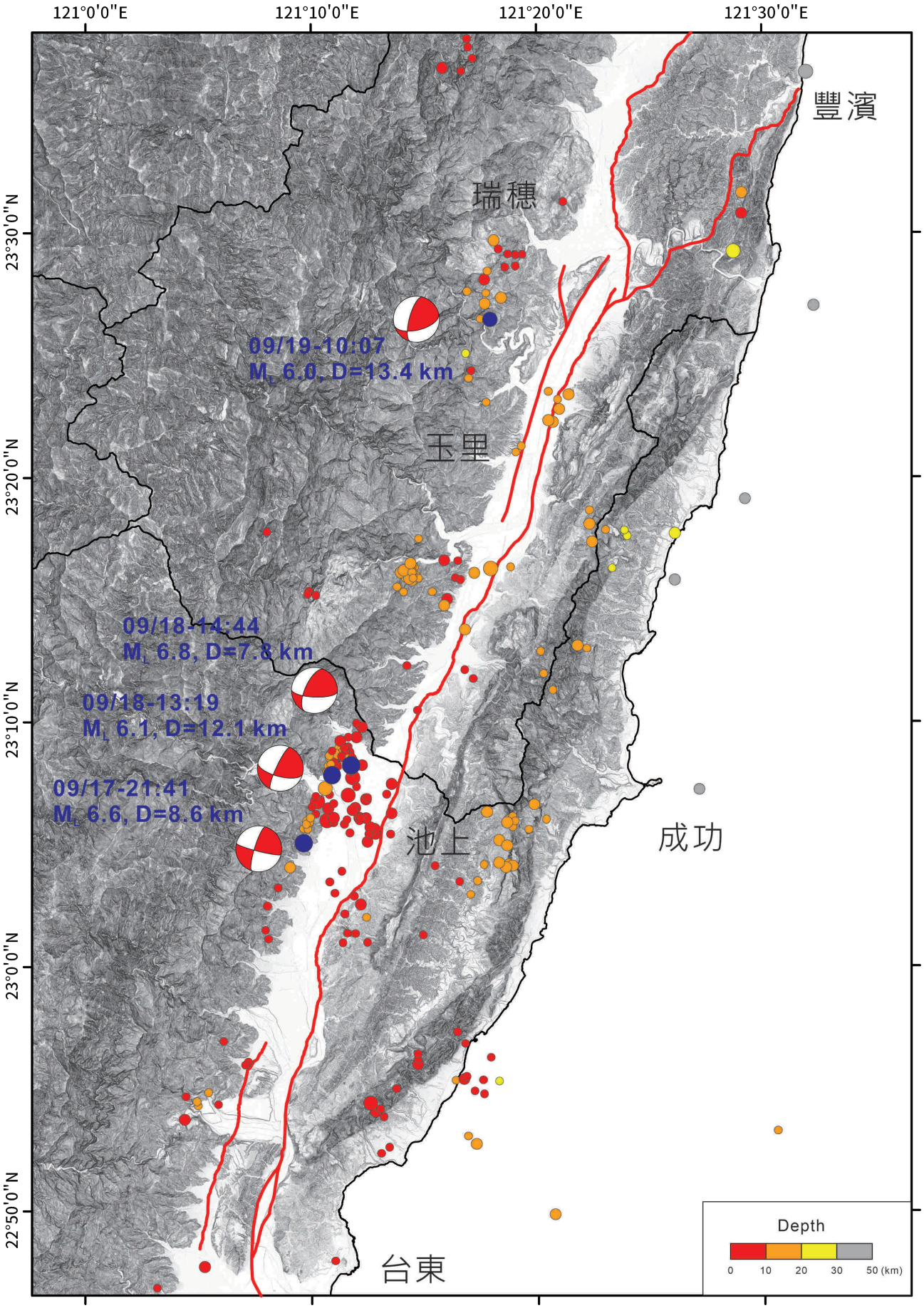


圖 6–18、2022/09/17 關山地震（M_L 6.6）、2022/09/18 池上地震（M_L 6.8 與 M_L 6.1）、2022/09/19 卓溪地震（M_L 6.0）與餘震分布。

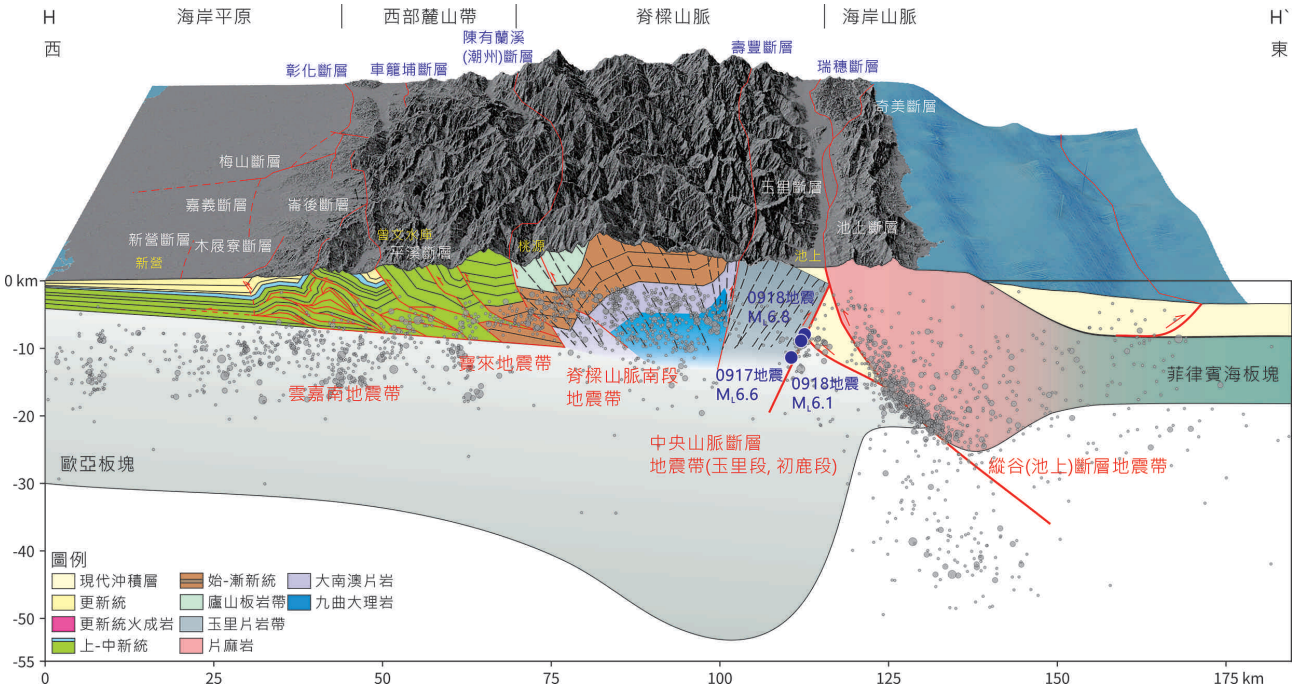


圖 6–19、2022/09/17 關山地震（M_L 6.6）、2022/09/18 池上地震（M_L 6.8 與 M_L 6.1）與構造關係。

左向橫移或逆移作用，或呈現伸張的正移作用，因此沿著池上斷層跡有數十公分的地表抬升與破裂（圖 6–20，圖 6–21）。另外，也觸動了玉里斷層產生數十公分的左向橫移與十至數公分的抬升（左盤）。此次地震因為中央山脈斷層朝東南的逆衝作用，上頂到海岸山脈地塊，而導致海岸山脈的抬升並產生地表變形。此現象也發生在 2022/06/20 光復地震 M_L 6.0，地震發生在中央山脈斷層鳳林段，同樣的脊梁山脈地塊朝東南逆衝，造成海岸山脈約 20 公分的抬升（Lu et al., 2024）。

2022/09/18 池上地震在池上斷層跡產生的地表破裂與變形，從台東縣池上鄉錦園村向北延伸，經花蓮縣富里、東里、玉里大橋、觀音（圖 6–21）。由於地表破裂大致沿著池上斷層跡分布，當時有些研究者認為是池上斷層活動所造成。然而，從主餘震系列來看，主震發生在縱谷西側（池上斷層下盤）且主震與大部分餘震沿著中央山脈斷層分布，僅少部分 <M_L 5.5 餘震發生於池上斷層。因此，本研究可以確定主震是中央山脈斷層玉里段所觸發的地震，沿池上斷層跡的地表破裂與變形是受到中央山脈斷層的逆衝作用所觸動。何況池上斷層產生 <M_L 5.5 地震，是不足以造成池上斷層產生數十公分的地表垂直變形。

地震時，脊梁山脈的逆衝作用除了造成上盤抬升之外（主要涵蓋池上斷層以西的縱谷區域），也驅動位於上盤地塊內的玉里斷層產生左向橫移，水平最大錯移 80~100 公分，垂直最大錯移 80 公分（圖 6–22）（Chen et al., 2024）。玉里斷層破裂跡從東里車站北側朝北經樂樂溪、長良農場、玉里鎮圓環、玉里高中、玉里醫院至觀音，全長約 16 公里（圖 6–21），大致與 1951/11/25 玉里地震 M_L 6.8 產生的玉里斷層跡相似。此外，2022/09/17 關山地震的震源位於中央山脈斷層初鹿段，同樣也造成南段池上斷層上盤的上舉，在台東縣瑞源的坪頂階地前緣產生數公分的地表變形。

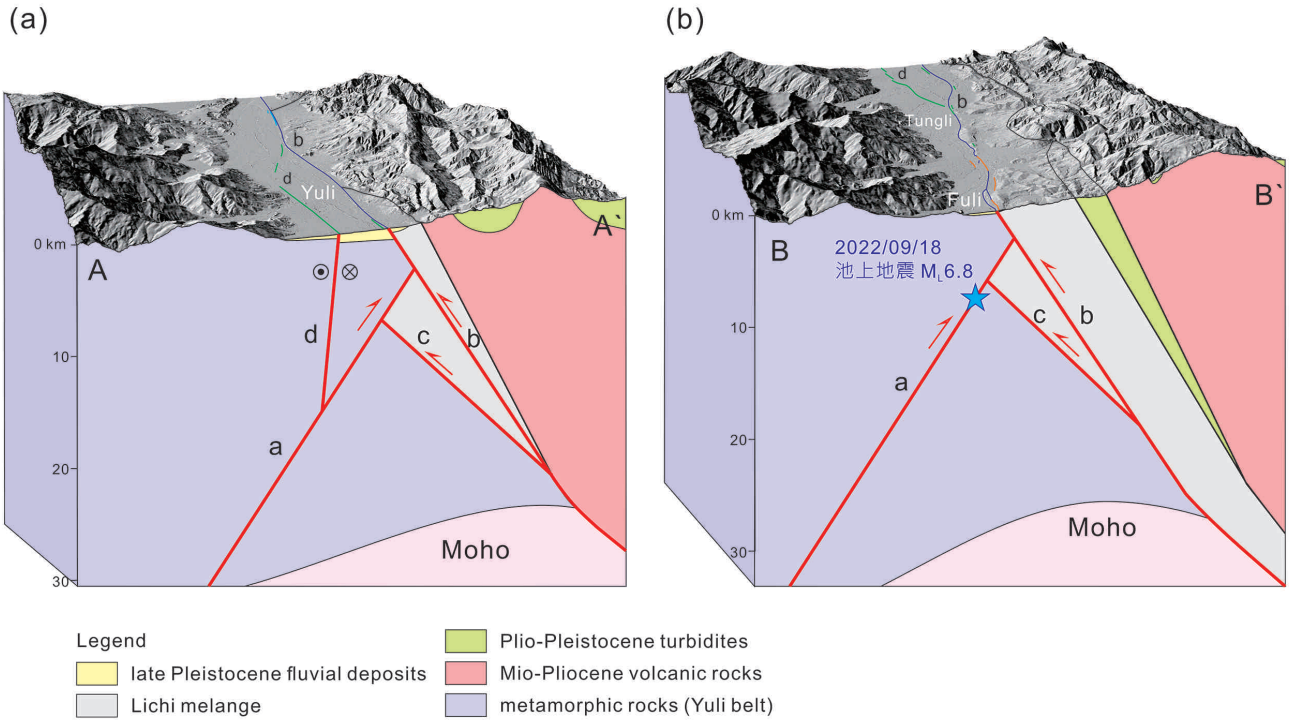


圖 6–20、透過地質構造與震波層析成像分析以及地震分布，顯示花東縱谷兩側的地下構造，以及 2022/09/18 地震位置。a, b, c, d 各代表中央山脈斷層、縱谷斷層（池上斷層）、鹿野斷層、玉里斷層。A–A` 與 B–B` 剖面位置見圖 6–21。

6.8.13

2024/04/03 花蓮地震 M_L 7.2（震央位於磯崎），震源位於縱谷斷層北段的嶺頂斷層，深度 22.5 公里（圖 6–23，圖 6–24）。當日另有 2 起 M_L 6.5 與 M_L 6.2 餘震，位在新城外海，M_L 6.5 地震是中央山脈斷層和平段引發的，M_L 6.2 地震是縱谷斷層產生的（圖 6–16）。此地震斷層的破裂由南向北，長度達 45 公里，背側的破裂面深度達 30~40 公里。餘震分布由磯崎至花蓮市北側外海，南側餘震深度較淺，大部分分布在 10 公里以上，北側較深，可達 40 公里（圖 6–25）。地表變動量從 GPS 測量結果，顯示花蓮港的抬升量最大，約 45 公分。

然而，2024/04/22–23 發生另一起群震事件（圖 6–26），地震分布於磯崎至嶺頂，一日內共發生二百多起地震，包括 2 起 M_L 6.3 與 M_L 6.1 地震（圖 6–23，圖 6–24）以及 10 起 M_L 5.0~6.0 地震。此群震事件是 2024/04/03 花蓮地震的餘震，部分地震沿著嶺頂斷層，部分淺於 10 公里地震發生在豐濱地震帶。

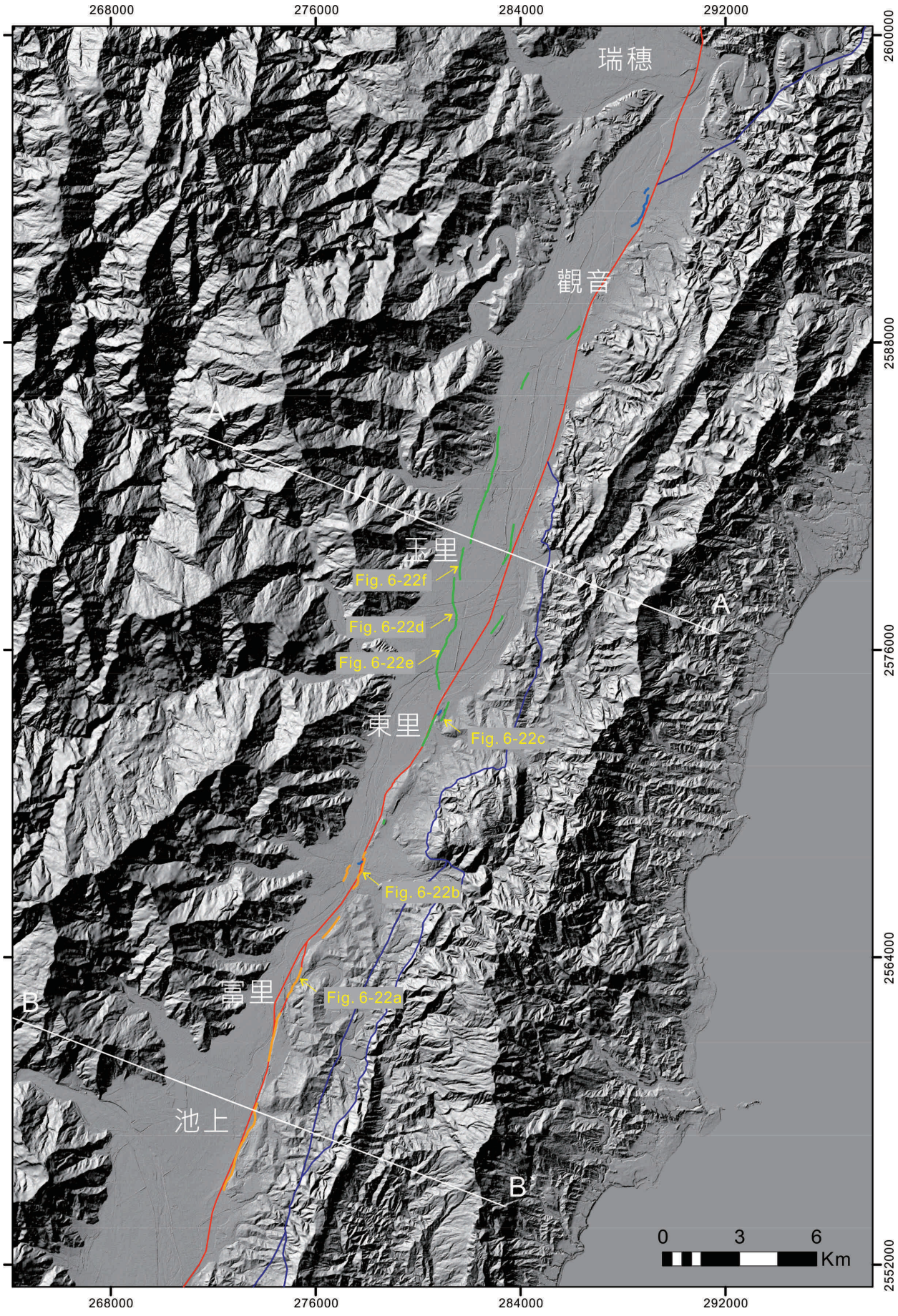


圖 6–21、2022/09/18 池上地震形成的地表破裂跡，主要沿著玉里斷層與池上斷層。橘線、綠線、藍線分別代表正斷層、橫移斷層、逆斷層。紅線代表縱谷斷層 (池上斷層) 位置。

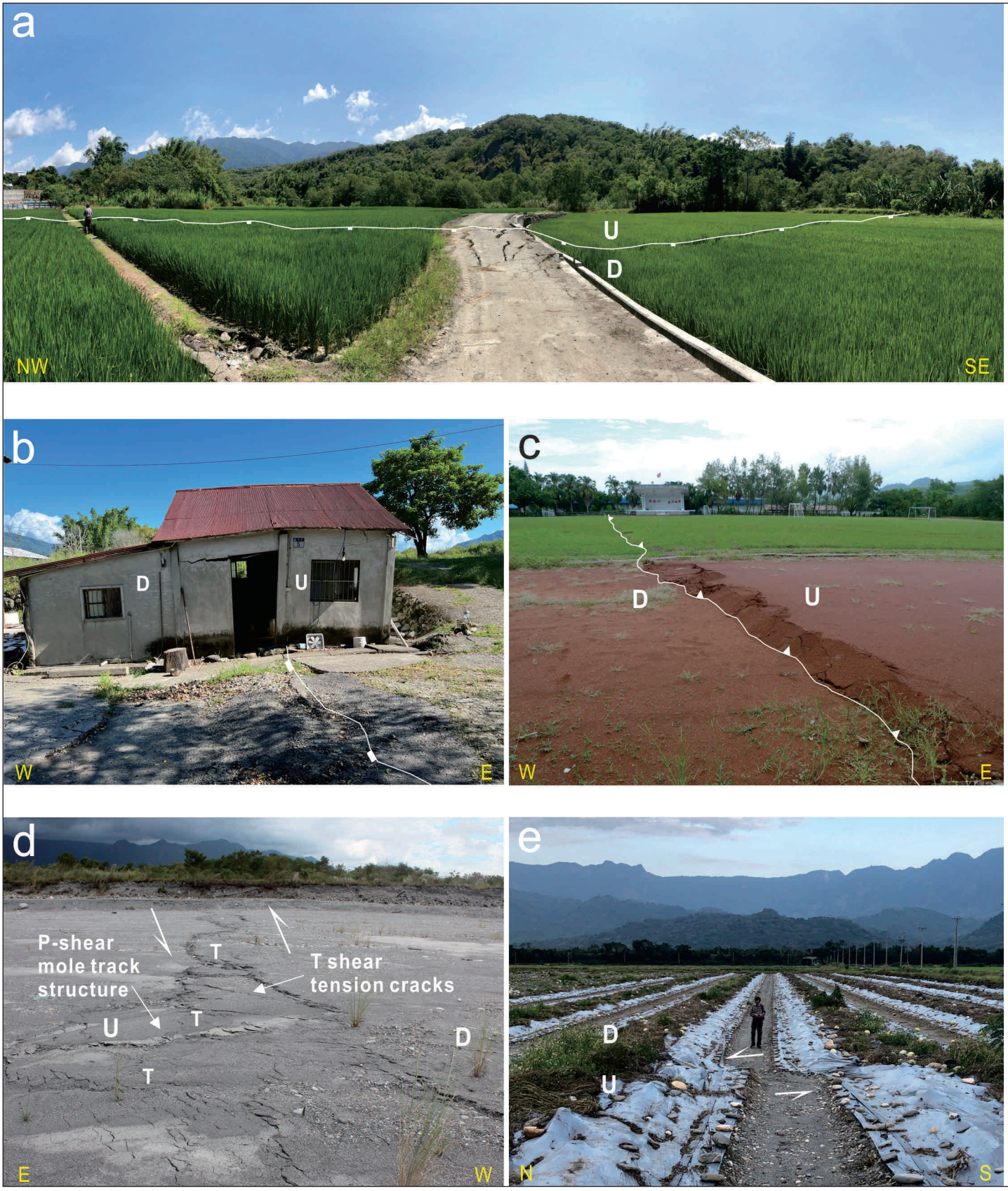
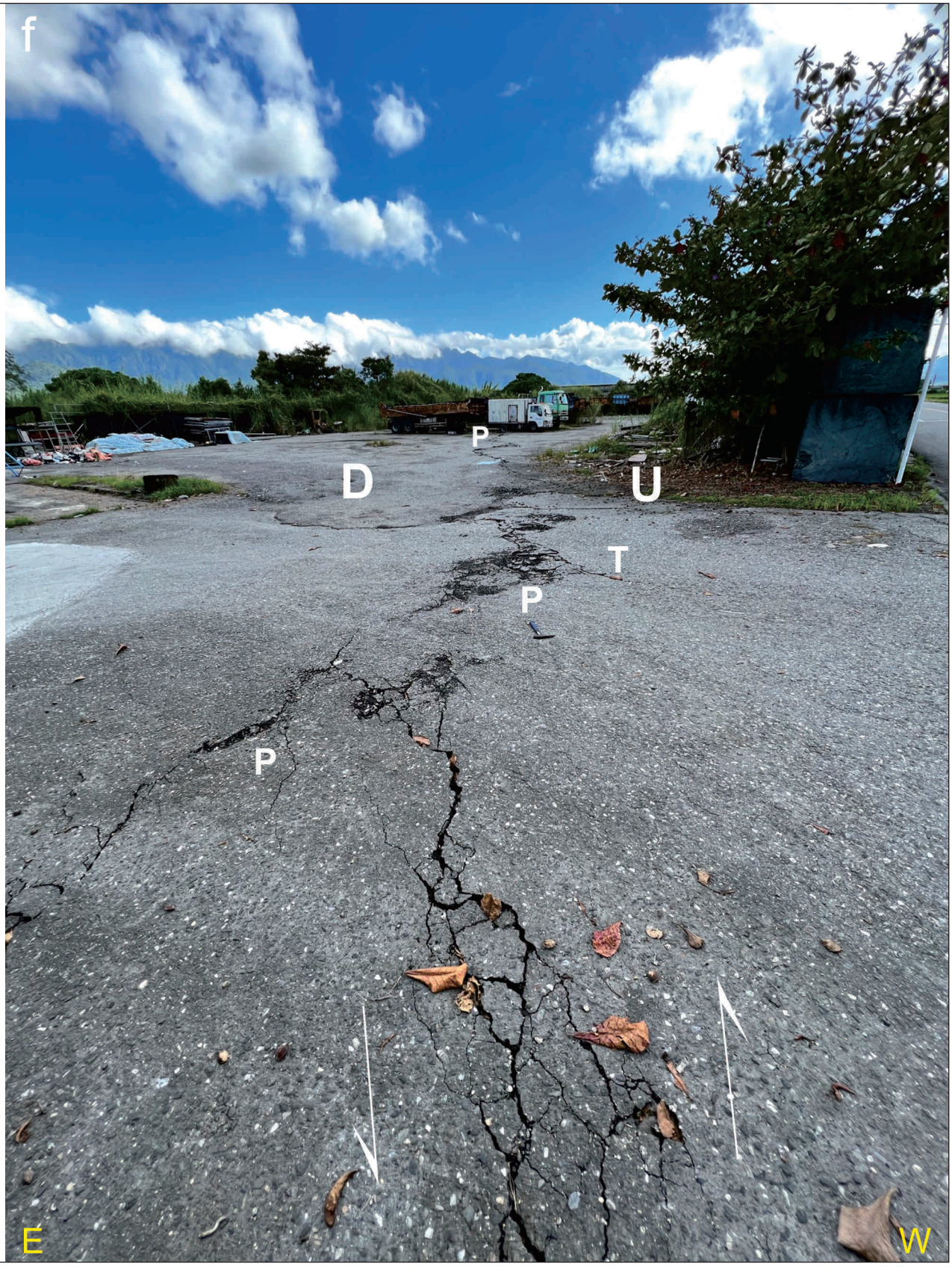


圖 6–22、野外照片顯示中央山脈斷層與玉里斷層產生的地表破裂。照片 (a), (b), (c) 沿著池上斷層跡，地表破裂是受到中央山脈斷層錯動所引起的。照片 (d), (e), (f) 沿著玉里斷層產生的地表破裂，以橫移作用為主。照片位置見圖 6–21。



照片 (a) 是正斷層作用造成西盤下陷，形成線型崖，高差 23 公分 (富里鎮南側至鱉溪之間)。照片 (b) 沿池上斷層跡產生的正斷層作用，西盤下陷。照片 (c) 沿池上斷層形成逆斷層破裂跡 (東里國小)，上盤抬升 8 公分。照片 (d) 沿玉里斷層形成左向橫移的破裂跡 (樂樂溪河床)。照片 (e) 沿玉里斷層產生左向橫移的破裂跡，水平錯移 100 公分，西側抬升 80 公分 (長良農場西瓜田)。照片 (f) 沿玉里斷層產生左向橫移的破裂跡，形成雁型裂隙 (玉里鎮南側)。

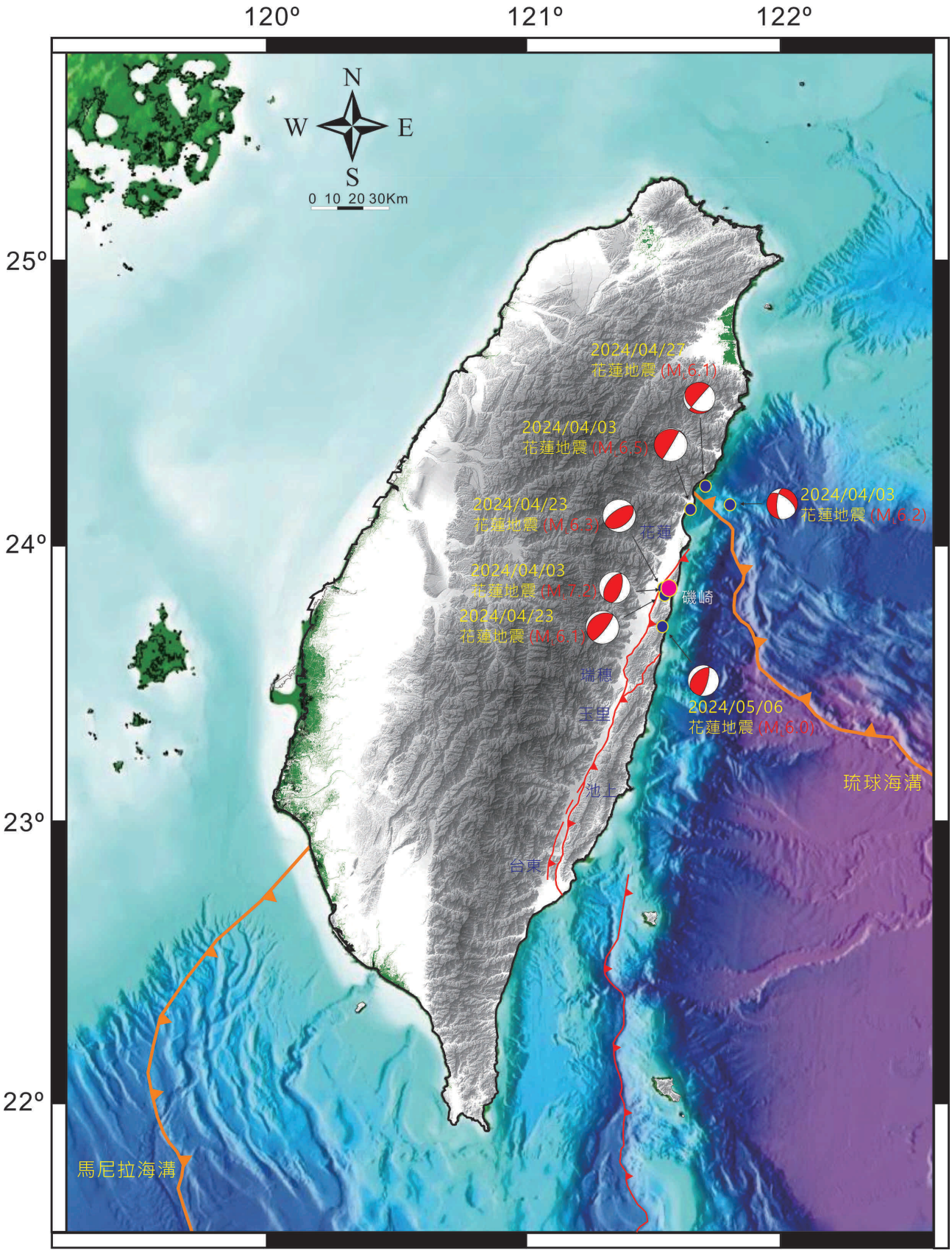


圖 6–23、2024/04/03 至 2024/05/06 花蓮地震系列，>M_L 6.0 地震分布。

1896 年臺灣首次設置地震儀以來，已經可以較準確訂定地震規模與位置，如 1906 年嘉義梅山地震 M_L 6.7 與 1935 M_L 6.9 年新竹 – 台中地震。從縱谷斷層四個區段斷層的大地震（>M_L 6.5）歷史紀錄來看，1951/10/22 花蓮地震 M_L 7.1 與 M_L 7.0 造成米崙斷層地表破裂，1951/11/25 玉里地震 M_L 7.0 與台東地震 M_L 6.5 造成瑞穗斷層與池上斷層（南段）地表破裂，1972/04/24 瑞穗地震 M_L 6.7 發生於池上斷層北段，2003/12/10 成功地震 M_L 6.8 造成池上斷層南段地表破裂，2024/04/03 花蓮地震 M_L 7.2 造成嶺頂斷層活動。然而，近百年以來，利吉 – 鹿野斷層未曾發生 >M_L 6.5 地震，且此斷層（地震帶）較其他三個斷層地震帶的地震活動頻率還低，是值得注意的。

本研究認為 1951 年花蓮與台東地震的重定位與地表調查結果不慎吻合，重新定位的結果顯示 1951/10/22 花蓮地震有兩起 M_L 7.1 與 7.0 地震，但地表僅有米崙斷層產生地表破裂，1951/11/25 台東地震有兩起 M_L 7.0 與 M_L 6.7 地震，但是震源位置似乎與瑞穗斷層，玉里斷層與池上斷層的地表破裂無關。

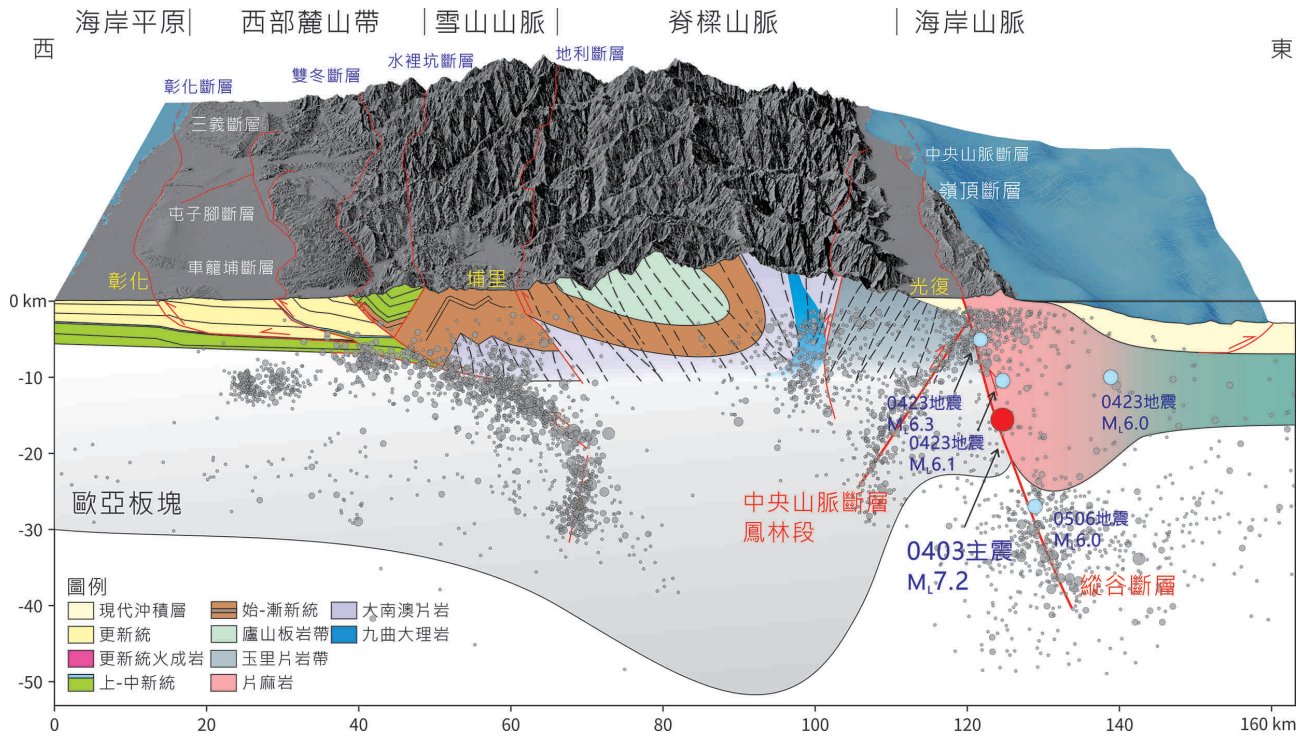


圖 6–24、2024/04/03、2024/04/23、2024/05/06 花蓮地震系列，磯崎區域的 >M_L 6.0 地震（包括主震）與構造關係。

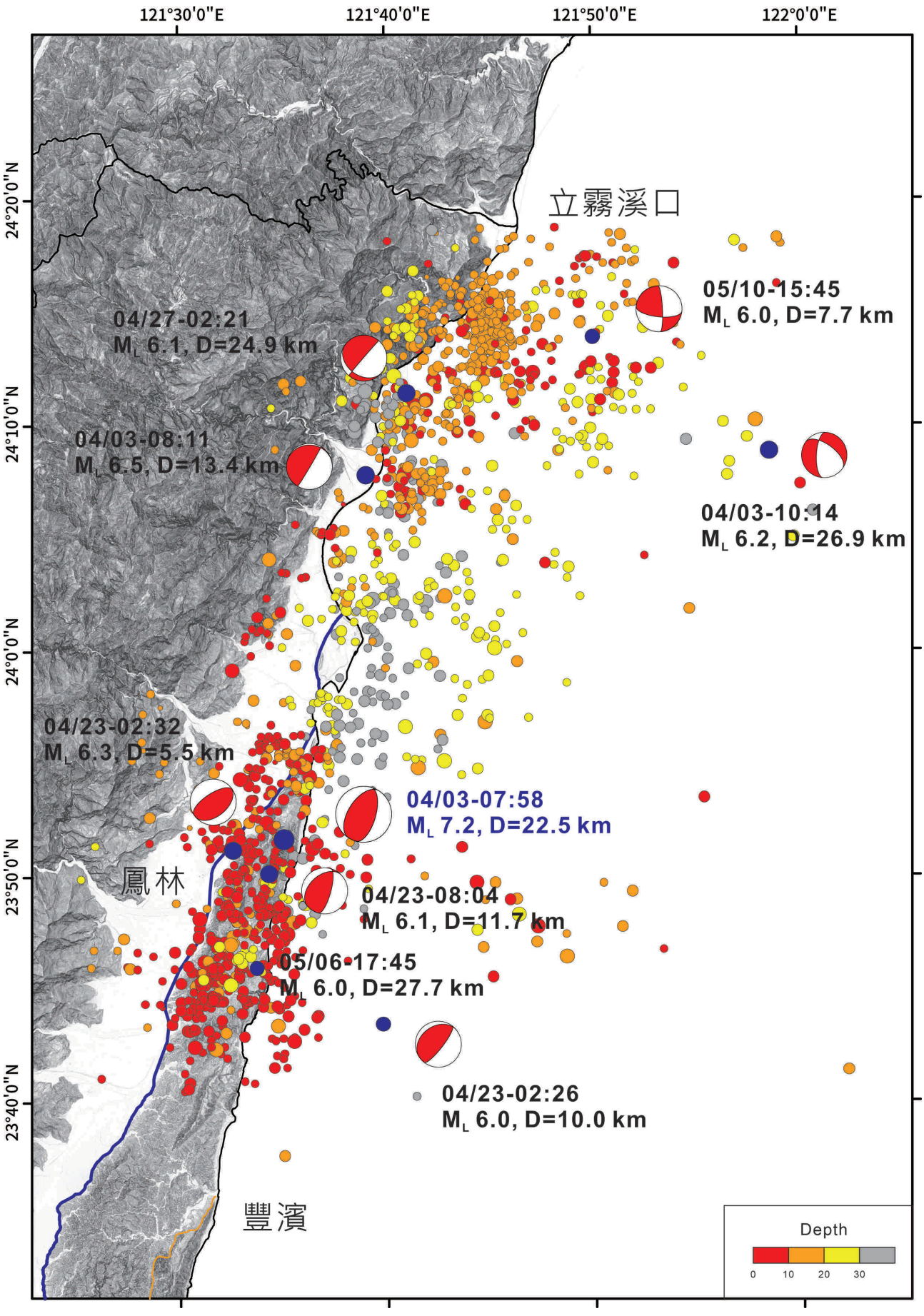


圖 6–25、2024/04/03 至 2024/05/06 花蓮地震系列，>M_L 6.0 地震與餘震分布。

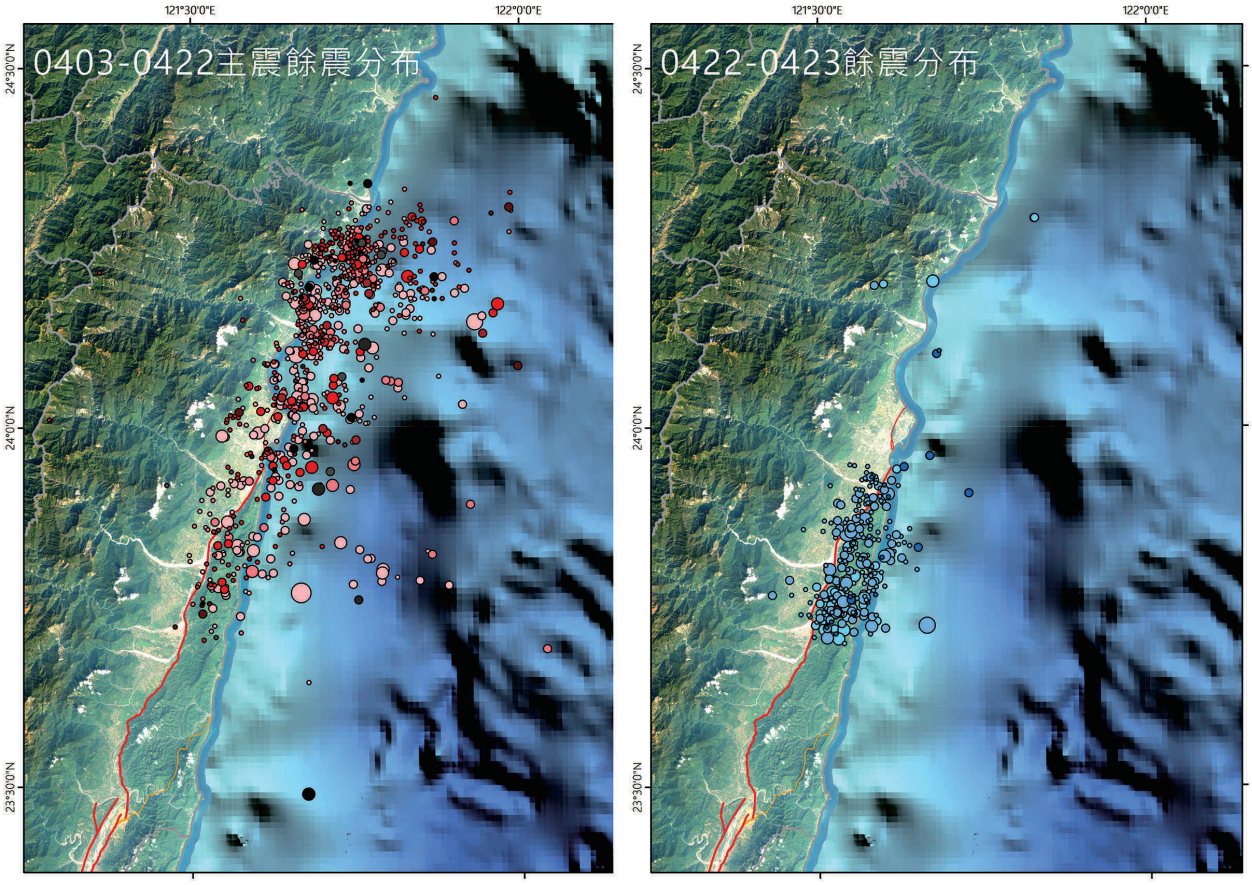


圖 6–26、2024/04/03 與 2024/04/23 花蓮地震系列的地震分布。

6.9 總結

本研究資料來自中央氣象署即時地震網（CWASN）、自由場強震站（TSMIP）以及部分日本氣象廳地震網（JMA）。透過吳逸民等（Wu et al., 2008）與黃信樺等（Huang et al., 2014）建立的震波層析成像的地殼構造模型。本研究融合地質構造模型的探討之後，建置了 38 個地震帶與 2 處無震帶（**表三**）。儘管目前已建立的孕震帶，但有些區域受制於短暫的觀測時間或處在鎖定狀態的構造，而缺乏完整的地震資訊。為了解地震帶的成因與特性，未來不僅需要增強地震資料的解析度，還要對臺灣地體構造以及 1900 年以來災害性地震分布（**圖 6–27**）作更深入的研究。

本研究僅透過大地構造模型對於海域地震帶進行了初步的探討，而位於海域的馬尼拉與琉球隱沒地震帶、東南海域的中央山脈斷層地震帶與綠島 — 蘭嶼地震帶，以及沖繩海槽地震帶與龜山島火山地震帶都是有待進一步研究的地震帶。雖然海域地震大多發生在遠離人口密集的都會區，但隱沒帶是引發超大地震與海嘯的潛勢地震帶，因此對於隱沒地震帶的了解與研究急具迫切性。

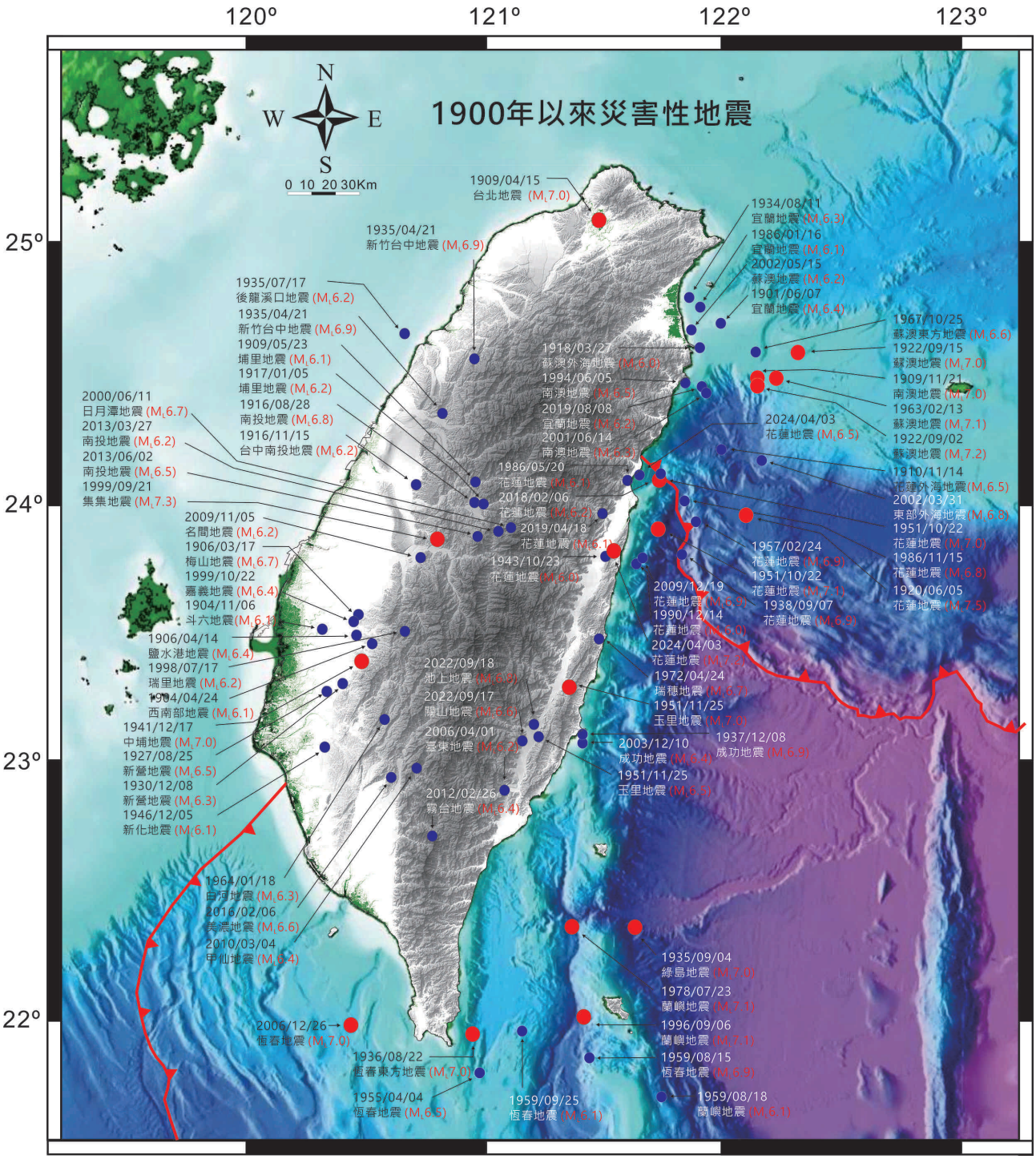


圖 6–27、1900 年以來災害性地震 (>M_L 6.0) 分布，主要發生在西部麓山帶、東部碰撞帶 (中央山脈斷層與縱谷斷層) 以及東部海域的地震帶。藍色圓圈為 M_L 6.0~7.0 地震，紅色圓圈為 >M_L 7.0 地震。

參考文獻

- 何春蓀 (1982) 台灣地體構造的演變：台灣地體構造圖說明書。經濟部中央地質調查所，共 110 頁。
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論：台灣地質圖說明書 (增訂第二版)。經濟部中央地質調查所，共 164 頁。
- 陳文山、楊志成、楊小青、吳樂群、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元希、石同生、盧詩丁 (2004) 從構造地形探討嘉南地區的活動構造。經濟部中央地質調查所彙刊，第十七號，53–77 頁。
- 陳文山、宋時驊、吳樂群、徐澔德、楊小青 (2005) 末次冰期以來台灣海岸平原區的海岸線變遷：國立臺灣大學考古人類學刊，第 62 期，40–55 頁。
- 陳文山、林益正、顏一勤、楊志成、紀權窅、黃能偉、林啟文、林偉雄、侯進雄、劉彥求、林燕慧、石同生、盧詩丁 (2008a) 從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所特刊，第二十號，165–191 頁。
- 陳文山、林朝宗、楊志成、費立沅、謝凱旋、龔慧敏、林佩儀、楊小青 (2008b) 晚期更新世以來台北盆地沉積環境與構造演化的時空演變。經濟部中央地質調查所彙刊，第二十一號，61–106 頁。
- 陳文山、黃能偉、楊志成 (2011) 臺灣西南部更新世沉積層序特性與前陸盆地演化。經濟部中央地質調查所特刊，25 號，1–38 頁。
- 陳文山、松多信尚、朱曜國、游能悌、楊小青 (2014) 從全新世隆起珊瑚礁海階分析恆春斷層的活動特性。經濟部中央地質調查所特刊，第二十八號，第 1–18 頁。
- 陳文山等 (2016) 臺灣地質概論。陳文山主編，中華民國地質學會出版。204 頁。
- 陳文山、吳逸民、 賴奕修、 葉柏逸、柯明淳、 柯孝勳、 林義凱 (2017) 臺灣東北海域隱沒帶地震地體構造分析及形成海嘯源區的評估。經濟部中央地質調查所彙刊，第三十號，第 25–54 頁。
- 陳文山、吳逸民、 葉柏逸、 賴奕修、柯明淳、 柯孝勳、 林義凱 (2018) 臺灣東部碰撞帶孕震構造。經濟部中央地質調查所特刊，第三十三號，第 102–123 頁。
- 陳文山、吳逸民、葉柏逸、賴奕修、柯明淳、柯孝勳、林義凱 (2019) 臺灣東南海域隱沒至碰撞轉換帶的孕震構造。經濟部中央地質調查所特刊，第三十四號，第 125–140 頁。
- 陳文山、黃奕彰、洪嘉佳、林虹志、馮翰亭、劉承浩 (2020) 「大南澳片岩」太魯閣帶的變質事件與中生代大地構造演化。經濟部中央地質調查所特刊，第三十五號，第 113–127 頁。
- 彭冠皓 (2015) 利用臨時地震網探討中央山脈東南段地震特性。中央大學地球科學系碩士論文，共 104 頁。
- 杲紹伊 (2020) 從晚中新世里龍山層磷灰石核飛跡定年研究探討恆春半島隆起的起始年代。國立臺灣大學理學院地質科學研究所，碩士論文，共 145 頁。
- 楊貴三 (1986) 臺灣活斷層的地形學研究 – 特論活斷層與地形面的關係。私立中國文化大學地學研究所博士論文，共 178 頁。
- 楊耿明、黃旭燦、吳榮章、丁信修、梅文威、徐祥宏 (2002) 斷層活動性觀測與地震潛勢評估調查研究：台灣陸上斷層帶地質構造與地殼變形調查研究 (3/5) – 新城斷層及其附近地區。經濟部地質調查所，共 52 頁。
- 蕭力元、黃旭燦、鄧屬予、林國安 (1998) 臺灣新畿褶皺帶南段的構造特徵。台灣 石油地質，第 32 號，第 133–153 頁。
- 顏一勤、陳文山、宋時驊、黃能偉、楊志成、劉彥求、林啟文 (2014) 臺灣東部池上斷層於錦園至萬安地區間的古地震學研究。經濟部中央地質調查所特刊，第二十八號，第 43–70 頁。

- Ando, M., Tu, Y., Kumagai, H., Yamanaka, Y. and Lin, C.H. (2012) Very low frequency earthquakes along the Ryukyu subduction zone. Geophys. Res. Lett., 39.
- Arai, R., Takahashi, T., Kodaira, S., Kaiho, Y., Nakanishi, A., Fujie, G., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Ishihara, Y., Miura, S. and Kaneda, Y. (2016) Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench. Nature Communications, 7, doi: 10.1038/ncomms12255.
- Audet, P. and Kim, Y.H. (2016) Teleseismic constraints on the geological environment of deep episodic slow earthquakes in subduction zone forearcs: A review. Tectonophysics, 670, 1—15.
- Biq, C. (1965) The east Taiwan rift. Petroleum Geology of Taiwan 4, 93—106.
- Brown, D., Alvarez-Marron, J., Schimmel, M., Wu, Y.M., and Camanni, G. (2012) The structure and kinematics of the central Taiwan mountain belt derived from geological and seismicity data. Tectonics, 31, TC5013.
- Canitano, A., Hsu, Y.J., Lee, H.M., Linde, A.T., and Sacks, S. (2015) Near-field strain observations of the October 2013 Ruisui, Taiwan, earthquake: Source parameters and limits of very short-term strain detection. Earth Planets and Space, 67, 125.
- Chai, B.H.T. (1972) Structure and tectonic evolution of Taiwan. Am. J. Sci., 272, 5, 389—422.
- Chen, K.H., Kennett, B.L.N. and Furumura, T. (2013) High-frequency waves guided by the subducted plates underneath Taiwan and their association with seismic intensity anomalies. J. Geophys. Res., 118, 1—16.
- Chen, K.H., Wu, Y.M., Hsu, Y.J., and Chan, Y.C. (2017) Current crustal deformation of the Taiwan orogen reassessed by cGPS strain-rate estimation and focal mechanism stress inversion. Geophys. J. Int., 210, 228—239.
- Chen, T.W., Chu, M.F., Chen, W.S., Chung, S.L., Lee, H.Y., and Iizuka, Y.Y. (2023) Zircon U—Pb and Hf Isotopic constraints from the Coastal Range on the retro-foreland basin evolution in Taiwan Orogeny. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 24, e2022GC010787.
- Chen, W.S., Huang, M.T., Liu, T.K. (1991) Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range, Eastern Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, 34(1), 43—56.
- Chen, W.S., Ridgway, K.D., Horng, C.S., Chen, Y.G., Shea, K.S., and Yeh, M.G. (2001) Stratigraphic architecture, magnetostratigraphy, and incised-valley systems of the Pliocene-Pleistocene collisional marine foreland basin of Taiwan: Eustatic and tectonic controls on deposition, Geol. Soc. Am. Bull., 113(10), 1249—1271.
- Chen, W.S., Yang, H.C., Wang, X., and Huang, H. (2002) Tectonic setting and exhumation history of the Pingtan-Dongshan metamorphic belt along the coastal area, Fujian province, southeast China, J. Asian Ear. Sci., 20, 828—840.
- Chen, W.S., Yen, I.C., Fengler, K.P., Rubin, C.M., Yang, C.C., Yang, H.C., Chang, H.C., Lin, C.W., Lin, W.H., Liu, Y.C., and Lin, Y.H. (2007) Late Holocene paleoearthquake activity in the middle part of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan, Ear. Planet. Sci. Lett., 264(3/4), 420—437.
- Chen, W.S., Huang, Y.C., Liu, C.H., Feng, H.T., Chung, S.L., and Lee, Y.H. (2016) U—Pb Zircon Geochronology Constraints on the Ages of the Tananao Schist Belt and Timing of Orogenic Events in Taiwan: Implications for a New Tectonic Evolution of the South China Block during the Mesozoic, Tectonophysics, 686, 68—81.

- Chen, W.S., Chung, S.L., Chou, H.Y., Zugeerbai, Z., Shao, W.Y., and Lee, Y.H. (2017) A reinterpretation of the metamorphic Yuli belt: Evidence for a middle–late Miocene accretionary prism in eastern Taiwan. Tectonics, 36, 188—206.
- Chen, W.S., Yeh, J.J., and Syu, S.J. (2019) Late Cenozoic exhumation and erosion of the Taiwan orogenic belt: New insights from petrographic analysis of foreland basin sediments and thermochronological dating on the metamorphic orogenic wedge, Tectonophysics, 750, 56—69.
- Chen, W.S., Wu, Y.M., Yeh, P.Y., Lai, Y.X., Ke, S.S., Ke, M.C., Yang, C.Y. (2024) Insights into the seismogenic structures of the arc–continent convergent plate boundary in eastern Taiwan, TAO, DOI: https://doi.org/10.21203/rs.3.rs–3726139/v1
- Chen, Y., Chen, K.H., Hu, J.C. and Lee J.C. (2020) Probing variation in aseismic slip behavior in a reverse fault system: Observation from repeating earthquakes in eastern Taiwan, J. Geophys. Res., 125, https://doi.org/10.1029/2019JB018561
- Cheng, W.B., Wang, C., Shyu, C.T., and Shin, T.C. (2002) Crustal structure of the convergent plate–boundary zone, eastern Taiwan, assessed by seismic tomography, in Geology and Geophysics of an Arc–Continent Collision, Taiwan, edited by T.B. Byrne and C.S. Liu, pp. 161—175, Geological Society America Special Paper, 358, Boulder, Colorado.
- Cheng, W.B., 2009, Tomographic imaging of the convergent zone in Eastern Taiwan— a subducting forearc sliver revealed? Tectonophysics, 466, 170—183.
- Chiang, C.S., Yu, H.S. and Chou, Y.W. (2004) Characteristics of wedge–top depozone of the southern Taiwan foreland basin. Basin Research, 16, 65—78.
- Chin, S.J., Lin, J.Y., Chen, Y.F., Wu, W.N. and Liang, C.W. (2016) Transition of the Taiwan–Ryukyu collision–subduction process as revealed by ocean–bottom seismometer observations. J. Asian Ear. Sci., 128, 149—157.
- Chou, H.C., Kuo, B.Y., Hung, S.H., Chiao, L.Y., Zhao, D. and Wu, Y.M. (2006) The Taiwan–Ryukyu subduction–collision complex: Folding of a viscoelastic slab and the double seismic zone. J. Geophys. Res., 111.
- Chu, M.F., Lai, Y.M., Li, Q., Chen, W.S., Song, S.R., Lee, H.Y., Lin, T.H. (2018) Magmatic pulses of the Tatun Volcano Group, northern Taiwan, revisited: Constraints from zircon U—Pb ages and Hf isotopes, Journal of Asian Earth Sciences, 167, 209—217.
- Chuang, R.Y., Johnson, K., M. Wu, Y.M. Ching, K.E., and Kuo, L.C. (2013) A midcrustal ramp–fault structure beneath the Taiwan tectonic wedge illuminated by the 2013 Nantou earthquake series, Geophys. Res. Lett., 40, 5080—5084.
- Chuang, R.Y., Johnson, K.M., Kuo, Y.T., Wu, Y.M., Chang, C.H., and Kuo, L.C. (2014) Active back thrust in the eastern Taiwan suture revealed by the 2013 Rueisuei earthquake: Evidence for a doubly vergent orogenic wedge? Geophys. Res. Lett., 41, 3464—3470.
- Chung, S.L., Wang, K.L., Crawford, Anthony J., Kamenetsky, V.S., Chen, C.H., Lan, C.Y., and Chen, C.H. (2001) High–Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. Lithos, 59, 4, 153—170.
- Clift, P.D., Lin, A.T., Carter, A., Wu, F., Draut, A.E., Lai, T.H., Fei, L.Y., Schouten, H., Teng, L.S. (2008) Post–collisional collapse in the wake of migrating arc–continent collision in the Ilan Basin, Taiwan. in Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds) Formation and Applications of Sedimentary Record in Arc Collision Zones, Geological Society of America Special Papers, 436, 257–278.

- Covey, M. (1984) Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio–Pleistocene western Taiwan foredeep. Petrol. Geol. Taiwan, 20, 53—83.
- Dragert, H., Wang, K. and James, T.S. (2001) A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. Science, 292, 1525—1528.
- Engdahl, E.R. and Scholz, C.H. (1977) A double Benioff zone beneath the central Aleutians: An unbending of the lithosphere. Geophys. Res. Lett., 4, 473—476.
- Ernst, W.G. (1983) Mineral parageneses in metamorphic rocks exposed along Tailuko Gorge, Central Mountain Range, Taiwan. J. Metamorph. Geol. 1, 305—329.
- Ernst, W.G., Harnish, D. (1983) Mineralogy of some Tananao greenschist facies rocks, Mu–kua Chi area, eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China. 26, 99—112.
- Fisher, D.M., Willett, S., E., E.C. and Clark, M.B. (2007) Cleavage fronts and fans as reflections of orogen stress and kinematics in Taiwan. Geology, 35, 65—68.
- Font, Y., Lallemand, S. and Angelier, J. (1999) Etude de la transition entre l'oroge`ne actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu—Apport de la sismicite´. Bull. Soc. Ge´ol. Fr., 170, 271—283.
- Fuh, S.C., Liu, C.S., Lundberg, N. and Reed, D. (1997) Strike–slip faults offshore southern Taiwan: Implications for the oblique arc–continent collision processes. Tectonophysics, 274, 25—39.
- Fujita, K. and Kanamori, H. (1981) Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 66, 131—156.
- Goyal, A., and Hung, S.H. (2021) Lateral variations of Moho depth and average crustal properties across the Taiwan orogen from H–V stacking of P and S receiver functions. Geochemistry, Geophysics, Geosystem, 22, e2020GC009527.
- Harm J.A., Avendonk, V., McIntosh, K.D., Kuo–Chen, H., Lavier, L.L., Okaya, D.A., Wu, F.T., Wang, C.Y., Lee, C.S. and Liu, C.S. (2016) A lithospheric profile across northern Taiwan: from arc–continent collision to extension. Geophys. J. Int., 204, 331—346.
- Heki, K. and Kataoka, T. (2008) On the biannually repeating slow–slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan. J. Geophys. Res., 113, B11402.
- Hirtzel, J., Chi, W.C., Reed, D., Chen, L., Liu, C.S. and Lundberg, N. (2009) Destruction of Luzon Arc and Its Forearc Basin from Subduction to Taiwan Arc–Continent Collision. Tectonophysics, 479, 1—2, 43—51.
- Ho, C.S., 1986. An Introduction to the Geology of Taiwan: Explanatory Text of the Geologic Map of Taiwan. Center Geological Survey, Taipei.
- Horng, C.S., 2014. Age of the Tananwan Formation in northern Taiwan: a reexamination of the magnetostratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 25 (2), 137—147.
- Hsu, S.K., Yeh, Y.C., Sibuet, J.C., Doo, W.B. and Tsai, C.H. (2013) A mega–splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone. Ear. Planet. Sci. Lett., 362, 99—107.
- Huang, C.Y., Shyu, C.T., Lin, S.B., Lee, T.Q., and Sheu, D.D. (1992) Marine geology in the arc—continent collision zone off southeastern Taiwan: implications for late Neogene evolution of the Coastal Range. Marine Geology, 107, 183—212.
- Huang, H.H., Shyu, J.B.H., Wu, Y.M., Chang, C.H. and Chen, Y.G. (2012) Seismotectonics of northeastern Taiwan: Kinematics of the transition from waning collision to subduction and postcollisional extension. J. Geophys. Res., 117, B01313.

- Huang, H.H., Wu, Y.M., Song, X.D., Chang, C.H., Lee, S.J., Chang, T.M. and Hsieh, H.H. (2014) Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: implications for subduction collision orogeny. Ear. Planet. Sci. Lett., 392, 117—191.
- Huang, T.Y., Gung, Y., Kuo, B.Y., Chiao, L.Y., and Vhen, Y.N. (2015) Layered deformation in the Taiwan orogen, Science, 349, 720—723.
- Ide, S., Beroza, G.C., Shelly, D.R. and Uchide, T. (2007) A scaling law for slow earthquakes. Nature, 447, 76—79.
- Ito, Y. and Obara, K. (2006) Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes. Geophys. Res. Lett., 33, L02312.
- Jahn, B.M., Chen, P.Y., and Yen, T.P. (1976) Rb—Sr ages of granitic rocks in southeastern China and their tectonic significance. Bull. Geol. Soc. Am., 86, 763—776.
- Lallemand, S.E., Liu, C.S. and Font, Y. (1997) A tear fault boundary between the Taiwan orogen and the Ryukyu subduction zone. Tectonophysics, 274, 171—190.
- Lallemand, S., Liu, C.S., Dominguez, S., Schnürle, P. and Malavieille, J. (1999) Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus; a case of strain partition caused by oblique convergence. Tectonics, 18(2), 231—247.
- Lallemand, S., Font, Y., Bijwaard, H. and Kao, H. (2001) New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. Tectonophysics, 335, 229—253.
- Lallemand, S., Theunissen, T., Schnürle, P., Lee, C.S., Liu, C.S., and Font, Y. (2013) Indentation of the Philippine Sea plate by the Eurasia plate in Taiwan: details from recent marine seismological experiments. Tectonophysics, 594, 60—79.
- Lan, C.Y., Lee, T., Mertzman, S.A., Wu, T.W., Jahn, B., Yui, T.F., and Shen, J.J. (1991) Geochemical and isotopic study of gneiss-associated metabasites at the Central Range, Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 34, 233—266.
- Le Béon M., Marc, O., Suppe, J., Huang, M.H., Huang, S.T., and Chen W.S. (2019) Structure and Deformation History of the Rapidly Growing Tainan Anticline at the Deformation Front of the Taiwan Mountain Belt, Tectonics, 38, 3311—3334.
- Lee, C.P., Hirata, N., Huang, B.S., Huang, W.G., Tsai, Y.B. (2010) Evidence of a highly attenuative aseismic zone in the active collision orogen of Taiwan, Tectonophysics, 489, 128—138.
- Lee, J.C. and Angelier, J. (1993) Location of active deformation and geodetic data analyses: An example of the Longitudinal Valley fault, Taiwan, Bull. Soc. Geol. Fr., 164(4), 533—570.
- Lee, S.J., Huang, H.H., Shyu, J.B.H., Yeh, T.Y., and Lin, T.C. (2014) Numerical earthquake model of the 31 October 2013 Ruisui, Taiwan, earthquake: Source rupture process and seismic wave propagation. Journal of Asian Earth Sciences, 96, 374—385.
- Lee, T.Q., Lue, Y.T., Chi, W.R., Teng, L.S., 2002. Paleomagnetic study of the Kuanyinshan and Tanawan Formations, northern Taiwan. West. Pac. Earth Sci. 22 (1), 27—36.
- Liang, W.T., Chiu, J.M., Kim, K.H. (2007) Anomalous Pn Waves Observed in Eastern Taiwan: Implications of a Thin Crust and Elevated Oceanic Upper Mantle beneath the Active Collision-Zone Suture. Bulletin of the Seismological Society of America, 97, 4, 1370—1377.
- Lin, A.T., Watts, A.B., and Hesselbo, S.P. (2003) Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. Basin Res., 15, 453—478.

- Lin, C.H., Yeh, Y.H., Yen, H.Y., Chen, K.C., Huang, B.S., Rocker, S., and Chiu, J.M. (1998) Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Hualien region of Taiwan: evidence of active crustal exhumation. Tectonics, 17, 1, 89—103.
- Lin, J.Y., Hsu, S.K. and Sibuet, J.C. (2004) Melting features along the western Ryukyu slab edge (northeast Taiwan): Tomographic evidence. J. Geophys. Res., 109, B12402.
- Lin, J.Y., Sibuet, J.C., Lee, C.S., Hsu, S.K. and Klingelhoefer, F. (2007) Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa Trough. Earth Planets Space, 59, 221—225.
- Lin, J.Y., Wu, W.N., Su, C.C., Tsai, C.H., Sun, H.H., Chen, Y.F., Chin, S.J., and Lin Y.C. (2019) Spatial and temporal distribution of low frequency volcanic earthquakes in the southern Okinawa Trough back-arc basin, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 30, 5, 621—631.
- Lin Y.P., Ko, J.Y., Huang, B.S., Lin, C.H., and Shih, M.H. (2024) Unveiling attenuation structures in the northern Taiwan volcanic zone, Scientific Reports, 14, 4716.
- Lu, C.H., Hsu, Y.C., Chang C.P., and Chen, Y.G. (2024) A conjugated structure discloses interaction between two fault systems in eastern Taiwan during 2022 Guangfu earthquake. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 35, 9.
- Lu, C.Y., Hsu, and K.J. (1992) Tectonic evolution of the Taiwan mountain belt. Petro. Geol. Taiwan, 27, 21—46.
- Kanamori, H., Lee, W.H.K., Ma, K.F. (2012) The 1909 Taipei earthquake—implication for seismic hazard in Taipei, Geophysical Journal International, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05589.x
- Kao, H. (1998) Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region? Terr. Amos. Oceanic Sci., 9, 487—508.
- Kao, H., Shen, S.S.J. and Ma, K.F. (1998) Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. J. Geophys. Res., 103, 7211—7229.
- Kao, H. and Rau, R.J. (1999) Detailed structures of the subducted Philippine Sea platebeneath northeast Taiwan' a new type of double seismic zone. J. Geophys. Res., 104, 1015—1033.
- Kao, H. and Jian, P.R. (2001) Seismogenic patterns in the Taiwan region: Insights from source parameter inversion of BATS data. Tectonophysics, 333, 179—198.
- Kuo, C.H., Wen, K.L., Hsieh, H.H., Lin, C.M., Chang, T.M., Kuo, K.W. (2012) Site classification and Vs30 estimation of free-field TSMIP stations using the logging data of EGDT. Eng. Geol., 129—130, 68—75.
- Kuo-Chen, H., Wu, F.T., Okaya, D., Huang, B.S., and Liang, W.T., 2009. SKS/SKKS splitting and Taiwan orogeny. Geophysical Research Letters 36, L12303.
- Kuo-Chen, H., Wu, F.T. & Roecker, S.W., 2012. Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic datasets, J. geophys. Res., 117, B06306.
- Kuo-Chen H., Wu, Francis, Chang, W.L., Chang, C.Y., Cheng, C.Y., and Hirata, N. (2015) Is the Lishan fault of Taiwan active? Tectonophysics, 661, 210—214.
- Kim, K.H., Chiu, J.M., Pujol, J., Chen, K.C., Huang, B.S., Yeh, Y.H., and Shen, P. (2005) Three-dimensional VP and VS structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region. Geophys. J. Int., 162, 204—220.

- Kim, K.H., Chiu, J.M., and Chen, K.C. (2006) Polarity Reversal of Active Plate Boundary and Elevated Oceanic Upper Mantle beneath the Collision Suture in Central Eastern Taiwan. Bull. Geol. Soc. Am., 96, 3, 796—806.
- Klingelhoefer, F., Berthet, T., Lallemand, S., Schnurle, P., Lee, C.S., Liu, C.S., McIntosh, K. and Theunissen, T. (2012) P-wave velocity structure of the southern Ryukyu margin east of Taiwan: Results from the ACTS wide-angle seismic experiment. Tectonophysics, 578, 50—62.
- Kodama, K., Tashiro, H. and Takeuchi, T. (1995) Quaternary counterclockwise rotation of south Kyushu, southwest Japan. Geology, 23, 823—826.
- Ku, C.Y., Hsu, S.K., Sibuet, J.C., Tsai, C.H. (2009) The Neo-Tectonic Struc ture of the South west ern Tip of the Okinawa Trough, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 20, 5, 749-759.
- Kubo, A. and Fukuyama, E. (2003) Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes. Ear. Planet. Sci. Lett., 210, 305—316.
- Malavieille, J., and Konstantinovskaya, E. (2010) Impact of surface processes on the growth of orogenic wedges: Insights from analog models and case studies. Geotectonics, 44, 541—558.
- Mamoru N., Hiroshi K. (2003) Microearthquakes and faulting in the southern Okinawa Trough, Tectonophysics, 372,167— 177.
- Matsumoto T. (1979) Restudy of a Phylloceratid Ammonite from Peikang, Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, 16, 51—57.
- McIntosh, K., Nakamura, Y., Wang, T.K., Shih, R.C., Chen, A. and Liu, C.S. (2005) Crustal-scale seismic profiles across Taiwan and the western Philippine Sea. Tectonophysics, 401, 23—54.
- Meade, C. and Jeanloz, R. (1991) Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle. Science, 252, 68—72.
- Miki, M. (1995) Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc. J. Geophys. Res., 100, 8169—8184.
- Miller, M.M., Melbourne, T., Johnson, D. J. and Sumner, W.Q. (2002) Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. Science, 295, 2423.
- Molli, G. and Malavieille, J. (2011) Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: Insights from Taiwan. International Journal of Earth Sciences, 100(5), 1207—1224.
- Nakajima, J. and Akira, H. (2016) Tremor activity inhibited by well-drained conditions above a megathrust. Nature Communications, 7, doi: 10.1038/ ncomms13863.
- Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. Science, 296, 1679—1681.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. and Kasahara, K. (2004) Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. Geophys. Res. Lett., 31, L23602.
- Peacock, S. M. (2001) Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? Geology, 29, 293—302.
- Peng, W., Chen, K.H. and Toda, S. (2019) Evaluating the Association Between Tectonic tremors and earthquakes in Taiwan from 7 years catalogs. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124, 4, 3950—3965.
- Rau, R.J., and Wu, F.T. (1995) Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. Ear. Planet. Sci. Lett., 133, 517—532.

- Rau, R.J., and Wu, F.T. (1998) Active tectonics of Taiwan orogeny from focal mechanisms of small–to–moderate–sized earthquakes. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 9, 755—778.
- Scholz, C.H. and Campos, J. (2012) The seismic coupling of subduction zones revisited. J. Geophys. Res., 117, B05310.
- Shao, W.Y., Chung, S.L., Chen, W.S., Lee, H.Y., and Xie, L.W. (2015) Old continental zircons from a young oceanic arc, eastern Taiwan: implications for Luzon subduction initiation and Asian accretionary orogeny. Geology, 43, 479—482.
- Sella G.F., Dixon T.H. and Mao, A. (2002) REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. J. Geophys. Res., 107(B4).
- Shyu, J.B.H., Sieh, K., and Chen, Y.G. (2005) Tandem suturing and disarticulation of the Taiwan orogen revealed by its neotectonic elements. Ear. Planet. Sci. Lett., 233, 167—177.
- Sibuet, J.C., Deffontaines, B., Hsu, S.K., Thareau, N., Le Formal, J.P., Liu, C.S., ACT party (1998) Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. Journal of Geophysical Research 103(B12), 30245—30267.
- Sibuet, J.C. and Hsu, S.K. (2004) How was Taiwan created? Tectonophysics, 379, 159—181.
- Suppe, J. (1980) A retrodeformable cross section of northern Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, 23, 46—55.
- Suppe, J. (1981) Mechanics of mountain building in Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 4, 67—89.
- Teng, L.S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. Geology, 24, 949—952.
- Teng, L.S. and Lee, C.T. (1996) Geomechanical appraisal of seismogenic faults in Northeast Taiwan. J. Geol. Soc. China, 39, 125—142.
- Theunissen, T., Lallemand, S., Font, Y., Gautier, S., Lee, C.S., Liang, W.T., Wu, F. and Berthet, T. (2012) Crustal deformation at the southernmost part of the Ryukyu subduction (East Taiwan) as revealed by new marine seismic experiments. Tectonophysics, 578, 10—30.
- Thomas, M.Y., Avouac, J.P., Champenois, J., Lee, J.C., and Kuo, L.C. (2014) Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 119(6), 5114—5139.
- Tsai, Y.B., Teng, T.L., Chiu, J.M. and Liu, H.L (1977) Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region. Memoir Geol. Soc. China, 2, 13—41.
- Tsai, Y.B. (1986) Seismotectonics of Taiwan. Tectonophysics, 125, 17—37.
- Uyeda, S. and Miyashiro, A. (1974) Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis. Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1159—1170.
- Wang, J.H., Chen, K.C., Lee, S.J., Huang W.G. (2011) The 15 April 1909 Taipei Earthquake, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 22, 1, 91—96.
- Wang, K.L., Chung, S.L., Chen, C.H., and Chen, C.H. (2002) Geochemical constraints on the petrogenesis of high–Mg basaltic andesites from the Northern Taiwan Volcanic Zone, Chem. Geol., 182, 2—4, 513—528.
- Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., Chen, C.H. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post–collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. J. Petrol. 45 (5), 975—1011.

- Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., and Chen, C.H. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution in the northern Taiwan region. J. Petrol., 45, 975—1011.
- Wang, Y. J., Ma, K. F., Mouthereau, F., Eberhart-Phillips, D. (2010) Three-dimensional Qp- and Qs-tomography beneath Taiwan orogenic belt: implications for tectonic and thermal structure. Geophy. J. International, 180, 891—910.
- Weber-Diefenbach, K., Cheng, Y.M., and Schmidt, K. (1980) The greenstones of the Tananao Schist belt, Central Range, Taiwan. Neues Jb. Geol. Paleont. Abh., 160, 258—285.
- Wen, S. and Wang, W.H. (2018) Origin of a foreland-dipping seismogenic zone and its basal decollement in southwestern Taiwan, Earth and Planetary Science Letters, 494, 117—123.
- Wen, Y.Y., Yen, Y.T., Wen, S., Lee, S.J., Kuo, C.H., and Lin, Y.Y. (2016) Hybrid Ground Motion Simulation for the 2013 ML 6.4 Ruisui, Taiwan Earthquake. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 27, 3, 407—414.
- Willett, S. D., Fisher, D., Fuller, C., Yeh, E.C., and Lu, C.Y. (2003) Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. Geology, 31(11), 945—948.
- Wu, F.T., Liang, W.T., Lee, J.C., Benz, H. and Villasenor, A. (2009) A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan: A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries. J. Geophys. Res., 114, B07404.
- Wu, F.T., Kuo-Chen, H., and McIntosh, K.D. (2014) Subsurface imaging, TAIGER experiments and tectonic models of Taiwan. Journal of Asian Earth Sciences, 90, 173—208.
- Wu, Y.M., Shin, T.C., and Chang, C.H. (2001) Near Real-Time Mapping of Peak Ground Acceleration and Peak Ground Velocity Following a Strong Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 5, 1218—1228.
- Wu, Y.M., Chen, Y.G., Chang, C.H., Chung, L.H., Teng, T.L., Wu, F.T., and Wu, C.F. (2006) Seismogenic structure in a tectonic suture zone: With new constraints from 2006 Mw 6.1 Taitung earthquake. Geophys. Res. Lett., 33, L22305.
- Wu, Y.M., Chang, C.H., Kuo-Chen, H., Huang, H.H., and Wang. C.Y. (2013) On the use of explosion records for examining earthquake location uncertainty in Taiwan. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 24(4), 685-694.
- Wu, Y.M., Chang, C.H., Zhao, L., Shyu, J.B.H., Chen, Y.G., Sieh, K., and Avouac, J.P. (2007) Seismic tomography of Taiwan: Improved constraints from a dense network of strong motion stations. J. Geophys. Res., 112, B08312.
- Wu, Y.M., Chang, C.H., Zhao, L., Teng, T.L. and Nakamura, M. (2008) A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005. Bull. Seismol. Soc. Am., 98, 1471—1481.
- Wu, Y.M., Shyu, J.B.H., Chang, C.H., Zhao, L., Nakamura, M. and Hsu S.K. (2009) Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan: Implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu. Geophys. J. Int., 178, 1042—1054.
- Yang, K.M., Huang, S.T., Wu, J.C., Ting, H.H. and Mei, W.W. (2006) Review and insights on foreland tectonics in Western Taiwan. Int. Geol. Rev., 48, 910-941.
- Yen, I.C., Chen, W.S., Yang, C.C. Barry, Huang, N.W., and Lin, C.W. (2008) Paleoseismology of the Rueisuei segment of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan, Bull. Seism. Soc. Am., 98, 4, 1737—1749.

- Yen, T.P. (1967) Structural analysis of the Tananao Schist of Taiwan. Bulletin of the Geological Survey, Taiwan, 18, I—110.
- Yu, H.S. and Chou, Y.W. (2001) Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin. Tectonophysics, 333, 277—291.
- Yu, N.T., Teng, L. S., Chen, W.S., Yue, L.F., Chen, M.M. (2013) Early post-rift sequence stratigraphy of a Mid-Tertiary rift basin in Taiwan: Insights into a siliciclastic fill-up wedge. Sedimentary Geology, 286—287, 39—57.
- Yue, L.F., Suppe, J., Hung, J.H. (2005) Structural geology of a classic thrust belt earthquake: the 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan (Mw=7.6), Journal of Structural Geology, 27, 2058—2083.
- Yui, T.F. (2005) Isotopic composition of carbonaceous material inmetamorphic rocks from the mountain belt of Taiwan. Int. Geol. Rev. 47, 310—325.
- Yui, T.F. and Lan, C.Y. (1991) Isotopic compositions of Tananao marble in the Tungao area, northeastern Taiwan: a chronological consideration. Spec. Pub. Cent. Geol. Surv. (Taiwan), 5, 161—172.
- Yui, T.F., Lu, C.Y., and Lo, C.H. (1988) A speculative tectonic history of the Tananao Schist of Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 31, 7—18.
- Yui, T.F., Lu, C.Y., and Lo, C.H. (1990) Tectonic evolution of the Tananao Schist Complex of Taiwan. In "Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins", (eds. J. Aubouin and J. Bourgois), VSP, The Netherlands, pp. 193—209.
- Yui, T.F., and Chu H.T. (2000) Possible factors affecting the topography of the Backbone Range of Taiwan. Western Pacific Earth Sciences, 2, 105—118.
- Yui, T.F., Okamoto, K., Usuki, T., Lan, C.Y., Chu H.T., and Liou, J.G. (2009) Late Triassic-Late Cretaceous accretion/subduction in Taiwan region along the east margin of South China-evidence from zircon SHRIMP dating. Int. Geol. Rev., 51, 304—328.

附錄

表一、1900~2024 年 >M_L 6.0 地震目錄

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
1901/06/07	宜蘭地震	6.4	10		沖繩海槽地震帶
1903/06/07	花蓮地震	6.1	35		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
1904/04/24	西南部地震	6.1	2	3	雲嘉南地震帶
1904/11/06	斗六地震	6.1	5	145	雲嘉南地震帶
1906/03/17	梅山地震	6.7	6	1258	雲嘉南地震帶 梅山斷層
1906/04/14	鹽水港地震	6.4	10	15	雲嘉南地震帶
1909/04/15	臺北地震	7.0	72		琉球隱沒地震帶
1909/05/23	埔里地震	6.1	5		雪山地震帶
1909/11/21	南澳地震	7.0	16		南澳地震帶
1910/04/12	基隆東方地震	7.3	20		琉球隱沒地震帶
1910/11/14	花蓮外海地震	6.5	170		琉球隱沒地震帶
1912/12/25	花蓮地震	6.4	10		琉球增積岩體地震帶 (?)
1913/01/08	花蓮地震	6.2	10		琉球增積岩體地震帶 (?)
1915/01/06	与那國島地震	7.3	199		琉球隱沒地震帶
1916/08/28	南投地震	6.8	39	16	雪山地震帶
1916/11/15	台中南投地震	6.2	2	1	中彰投地震帶
1917/01/05	埔里地震	6.2	5	53	雪山地震帶
1918/03/27	蘇澳外海地震	6.0	10		沖繩海槽地震帶
1920/06/05	花蓮地震	7.5	20	5	弧前盆地地震帶
1922/09/02	蘇澳地震	7.2	13		沖繩海槽地震帶
1922/09/15	蘇澳地震	7.0	23		沖繩海槽地震帶
1927/08/25	新營地震	6.5	10	11	雲嘉南地震帶

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
1930/12/08	新營地震	6.3	20	5	雲嘉南地震帶
1934/08/11	宜蘭地震	6.3	4		沖繩海槽地震帶
1935/04/21	新竹－臺中地震	6.9	5	3279	桃竹苗地震帶 泰安地震帶 獅潭斷層、屯子腳斷層
1935/07/17	後龍溪口地震	6.2	9	44	桃竹苗地震帶
1935/09/04	綠島地震	7.0	110		馬尼拉隱沒地震帶
1936/08/22	恆春東方地震	7.0	55		馬尼拉隱沒地震帶
1937/12/08	成功地震	6.9	20		縱谷斷層地震帶（池上斷層地震帶）
1938/09/07	花蓮近海地震	6.9	10		琉球增積岩體地震帶
1941/12/17	中埔地震	7.0	9	360	雲嘉南地震帶
1943/10/23	花蓮地震	6.0	5	1	中央山脈斷層地震帶（鳳林段）
1946/12/05	新化地震	6.1	4	74	雲嘉南地震帶 新化斷層
1951/10/22	花蓮地震	7.1	4	68	琉球增積岩體地震帶 (?)
1951/10/22	花蓮地震	7.0	10		米崙斷層 (?)
1951/11/25	玉里地震	7.0	16	17	中央山脈斷層地震帶（玉里段） 玉里斷層（瑞穗斷層）
1951/11/25	臺東地震	6.5	36		縱谷斷層地震帶（池上斷層地震帶） 池上斷層
1955/04/04	恆春地震	6.5	10		中央山脈斷層地震帶（檳榔段）
1957/02/24	花蓮地震	6.9	17	11	琉球增積岩體地震帶
1959/04/27	宜蘭深震	7.2	135		琉球隱沒地震帶
1959/08/15	恆春地震	6.1	119		馬尼拉隱沒地震帶
1959/08/18	蘭嶼地震	6.9	20	16	綠島－蘭嶼地震帶
1959/09/25	恆春地震	6.1	10		(?)
1963/02/13	蘇澳地震	7.1	26		南澳地震帶
1964/01/18	白河地震	6.3	13	106	雲嘉南地震帶

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
1967/10/25	蘇澳東方地震	6.6	34		
1972/04/24	瑞穗地震	6.7	10	5	縱谷斷層地震帶（池上斷層地震帶）
1978/07/23	蘭嶼地震	7.1	6		綠島－蘭嶼地震帶
1983/05/10	太平山地震	6.0	1		脊樑山脈北段地震帶
1986/01/16	宜蘭地震	6.1	11		濁水斷層地震帶
1986/05/20	花蓮地震	6.1	16	1	中央山脈斷層地震帶（和平段）
1986/11/15	花蓮地震	6.8	15		琉球增積岩體地震帶 (?)
1990/12/14	花蓮地震	6.0	4.5	2	海岸山脈海域斷層 (?)
1994/02/02	東北外海地震	6.1	91		琉球隱沒地震帶
1994/05/23	花蓮外海地震	6.0	8.3		弧前盆地地震帶
1994/05/24	花蓮外海地震	6.6	14.8		弧前盆地地震帶
1994/06/05	南澳地震	6.5	5	1	南澳地震帶
1995/06/25	牛鬥地震	6.5	48.9		琉球隱沒地震帶
1996/03/05	花蓮外海地震	6.4	3.8		弧前盆地地震帶
1996/03/05	花蓮外海地震	6.0	8		弧前盆地地震帶
1996/07/30	南澳外海地震	6.1	68.6		琉球隱沒地震帶
1996/09/06	蘭嶼地震	7.1	15		綠島－蘭嶼地震帶
1997/07/15	蘇澳外海地震	6.1	91		琉球隱沒地震帶
1997/10/12	南澳外海地震	6.1	147		琉球隱沒地震帶
1998/07/17	瑞里地震	6.2	3	5	雲嘉南地震帶
1998/08/11	東部外海地震	6.0	132		琉球隱沒地震帶
1999/06/04	宜蘭外海地震	6.2	64.7		琉球隱沒地震帶
1999/09/21	集集地震	7.3	8	2415	中彰投地震帶 車籠埔斷層
1999/09/21	埔里地震	6.1	9.2		雪山地震帶

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
1999/09/21	南投地震	6.6	7.4		埔里地震帶
1999/09/21	埔里地震	6.0	25.5		雪山地震帶
1999/09/21	阿里山地震	6.7	19.1		阿里山地震帶
1999/09/22	埔里地震	6.0	25.5		埔里地震帶
1999/09/22	埔里地震	6.8	17		埔里地震帶
1999/09/22	埔里地震	6.2	24.1		埔里地震帶
1999/10/22	嘉義地震	6.4	17		雲嘉南地震帶
1999/10/26	埔里地震	6.8	12.6		埔里地震帶
2000/07/29	玉山地震	6.1	3		玉山地震帶
2000/06/11	日月潭地震	6.7	16	2	埔里地震帶
2000/09/10	花蓮地震	6.2	19.6		中央山脈斷層地震帶（和平段）
2001/02/17	東部外海地震	6.0	96		琉球隱沒地震帶
2001/06/13	宜蘭外海地震	6.3	71.2		琉球隱沒地震帶
2001/06/14	南澳地震	6.3	17		南澳地震帶
2001/12/18	花蓮外海地震	6.7	12.6		弧前盆地地震帶
2002/03/31	東部外海地震	6.8	2.9		弧前盆地地震帶
2002/05/15	蘇澳地震	6.2	9	1	三星地震帶
2002/05/29	花蓮外海地震	6.2	9.5		弧前盆地地震帶
2002/08/29	蘭嶼地震	6.0	15.7		綠島－蘭嶼地震帶
2002/09/16	三貂角外海地震	6.8	174		琉球隱沒地震帶
2003/12/10	成功地震	6.4	18		縱谷斷層地震帶（池上斷層地震帶）池上斷層
2004/05/19	臺東地震	6.0	24		縱谷斷層地震帶（利吉－鹿野斷層地震帶）
2004/10/15	東部外海地震	7.1	88		琉球隱沒地震帶
2004/11/08	東部外海地震	6.6	4.9		弧前盆地地震帶

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
2004/11/11	東部外海地震	6.1	24.9		弧前盆地地震帶
2005/03/06	蘇澳雙震	6.0	10		三星地震帶
2005/06/02	宜蘭地震	6.1	80		琉球隱沒地震帶
2005/09/06	花蓮外海地震	6.0	14.5		弧前盆地地震帶
2005/10/15	東部外海地震	7.0	186		琉球隱沒地震帶
2006/04/01	臺東地震	6.2	7		中央山脈斷層地震帶（初鹿段）
2006/04/16	臺東地震	6.0	22.6		縱谷斷層地震帶（利吉斷層地震帶）
2006/07/28	東部外海地震	6.0	21.5		弧前盆地地震帶
2006/08/28	東部外海地震	6.0	44	2	（地函）?
2006/12/26	恆春地震	7.0	133		琉球隱沒地震帶
2007/09/07	東部外海地震	6.6	50.7		琉球隱沒地震帶
2009/07/14	花蓮外海地震	6.2	13.2		弧前盆地地震帶
2009/10/04	花蓮地震	6.2	30		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2009/11/05	名間地震	6.2	24		雲嘉南地震帶
2009/12/19	花蓮地震	6.8	43		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2010/11/21	花蓮地震	6.1	48		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2010/03/04	甲仙地震	6.4	23		?
2011/10/30	東北部外海地震	6.3	226		琉球隱沒地震帶
2012/02/26	霧台地震	6.4	32.3		阿禮地震帶
2012/06/10	東部外海地震	6.6	73.4		琉球隱沒地震帶
2012/12/08	北部外海地震	6.0	313		琉球隱沒地震帶
2013/03/27	南投仁愛地震	6.2	19.4	1	埔里地震帶
2013/06/02	南投魚池地震	6.5	14.5	4	埔里地震帶
2013/06/08	東部外海地震	6.1	24.2		弧前盆地地震帶

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
2013/10/31	瑞穗地震	6.4	16.9		中央山脈斷層地震帶（鳳林段）
2014/05/21	鳳林地震	6.0	16.5		中央山脈斷層地震帶（鳳林段）
2014/12/11	東北部外海地震	6.7	274		琉球隱沒地震帶
2015/02/14	臺東地震	6.3	27		縱谷斷層地震帶（利吉－鹿野斷層地震帶）
2015/03/23	花蓮地震	6.2	40		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2015/04/20	花蓮外海地震	6.0	25.7		弧前盆地地震帶
2015/04/20	花蓮外海地震	6.0	21.5		弧前盆地地震帶
2015/04/20	花蓮外海地震	6.4	6.2		弧前盆地地震帶
2016/02/02	東部外海地震	6.5	210		琉球隱沒地震帶
2016/02/06	美濃地震	6.6	14.6	117	口社地震帶
2016/05/12	宜蘭地震	6.1	80		琉球隱沒地震帶
2016/05/12	宜蘭外海地震	6.1	11		沖繩海槽地震帶
2016/05/31	東北部外海地震	6.7	259		琉球隱沒地震帶
2016/10/06	臺東地震	6.1	24.2		縱谷斷層地震帶（利吉－鹿野斷層地震帶）
2018/02/04	花蓮地震	6.0	8.7		琉球隱沒地震帶
2018/02/06	花蓮地震	6.2	6.3	17	中央山脈斷層地震帶（和平段） 中央山脈斷層
2018/10/23	東部外海地震	6.1	24.7		弧前盆地地震帶
2019/04/18	花蓮地震	6.3	20.3	1	中央山脈斷層地震帶（和平段）
2019/08/08	宜蘭地震	6.2	24	1	南澳地震帶
2020/06/14	東部外海地震	6.1	58		琉球隱沒地震帶
2020/07/26	東部外海地震	6.2	58		琉球隱沒地震帶
2020/12/10	宜蘭地震	6.6	80		琉球隱沒地震帶
2021/04/18	花蓮地震	6.2	13.9		中央山脈斷層地震帶（鳳林段）
2022/03/23	瑞穗地震	6.6	30		縱谷斷層地震帶（池上斷層地震帶）

日期	地震名稱	規模 M_L	震源深度（公里）	死亡人數	地震帶
2022/06/20	光復地震	6.0	6.8		中央山脈斷層地震帶（鳳林段）
2022/09/17	關山地震	6.6	8.6		中央山脈斷層地震帶（初鹿段） 中央山脈斷層
2022/09/18	池上地震	6.8	7.8	1	中央山脈斷層地震帶（玉里段） 中央山脈斷層 玉里斷層
2022/09/18	池上地震	6.1	12.1		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶） 嶺頂斷層
2022/09/19	卓溪地震	6.0	13.4		中央山脈斷層地震帶（玉里段）
2024/04/03	花蓮地震	7.2	22.5	20	縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶） 嶺頂斷層
2024/04/03	花蓮地震	6.5	13.4		中央山脈斷層地震帶（和平段）
2024/04/03	花蓮地震	6.2	26.9		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2024/04/23	磯崎地震	6.3	5.5		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2024/04/23	磯崎地震	6.0	10		? 板塊內
2024/04/23	磯崎地震	6.1	11.7		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2024/05/06	磯崎地震	6.0	27.7		縱谷斷層地震帶（嶺頂斷層地震帶）
2024/05/10	花蓮地震	6.0	7.7		中央山脈斷層地震帶（和平段系統）

註解：歷史地震資料來自中央氣象署。地震帶為本研究劃分與命名。

表二、1990~2020 年期間，地震帶發生各地震規模的數量

	地震帶	各地震規模數量						每月 <M_L 4 地震頻率與密度
		Total	<M_L 3	M_L 3–4	M_L 4–5	M_L 5–6	>M_L 6	密度單位（個數 /km^3）
1. 海岸平原地質構造區								
1	北港高區無震帶	94	88	6	0	0	0	極低、0~1 起 0.003
2. 西部麓山帶地質構造區								
2	桃竹苗地震帶（上層）	4853	4677	161	15	0	0	低、集集地震前數起，震後 10~20 起 0.3
	桃竹苗地震帶（下層）	4130	4005	111	13	1	0	低、集集地震前數起，震後 10~20 起 0.2
3	泰安地震帶	1886	1802	76	7	1	0	極低、數起 2.46（地震分布具集中性）
4	中彰投地震帶（上層）	2453	2226	140	79	6	2	極低、數起 0.16
	中彰投地震帶（下層）	6093	5635	388	63	7	0	低、十數起 0.24
5	草屯地震帶	1478	1225	229	22	2	0	極低、數起 1.26 (<0.7)
6	台中地震帶	2257	2078	158	18	2	1	極低、數起 0.1
7	雲嘉南地震帶（上層）	34720	33699	867	146	6	2	非常高、約 100 起 0.92
	雲嘉南地震帶（下層）	54912	52994	1664	228	24	2	非常高、約 150 起 0.86
8	阿里山地震帶	13350	12688	563	91	6	2	低（不考慮集集地震影響） 3.7
9	高屏地震帶（上層）	133	133	0	0	0	0	極低、0~1 起 0.006
	高屏地震帶（下層）	3596	3379	195	19	3	1	極低、數起 0.11
10	口社地震帶	5999	5691	265	41	2	0	低、10~20 起 1.22
3. 雪山山脈地質構造區								
11	李棟山地震帶	1881	1848	32	1	0	0	極低、數起 0.7

	地震帶	各地震規模數量						每月 <M_L 4 地震頻率與密度
		Total	<M_L 3	M_L 3–4	M_L 4–5	M_L 5–6	>M_L 6	密度單位（個數 /km^3）
12	雪山地震帶	12786	11927	727	117	14	1	集集地震前數起，地震後 40~100 起 1.23
13	埔里地震帶	13737	12573	933	194	27	10	高、20~30 起 1.32
4. 脊樑山脈地質構造區								
14	脊樑山脈北段地震帶	27523	26574	858	79	12	0	高、數十起 1.68
	脊樑山脈南段地震帶	44004	42854	1016	124	10	0	非常高、>200 起 2.51
	脊樑山脈中段地震帶	2645	2535	94	15	1	0	極低、數起 0.11
15	中央山脈斷層地震帶和平段	17306	16209	944	139	13	1	低、十數起 5.14
	鳳林段	13735	12878	733	105	16	3	極低、數起 1.35
	玉里段	995	975	17	2	1	0	極低、數起 0.26
	初鹿段	4006	3774	200	28	4	0	極低、數起 0.79
	檳榔段	3898	3604	239	52	3	0	極低、數起 0.34
16	玉里斷層地震帶	213	208	4	1	0	0	極低、數起 0.21
17	南澳地震帶	51026	48980	1851	179	13	3	非常高、200 起 3.07
18	玉山地震帶	3343	3209	118	14	1	1	極低、數起 0.9
19	寶來地震帶	5363	5259	99	5	0	0	低、10~30 起 0.65
20	阿禮地震帶	12033	11477	489	61	5	1	高、20~30 起 甲仙地震後 60~100 起 0.39
21	潮州斷層地震帶	720	705	14	1	0	0	極低、數起 0.08
22	恆春斷層地震帶	53	51	2	0	0	0	極低 0.01
5. 海岸山脈地質構造區								
23	嶺頂斷層地震帶	20276	18405	1620	234	14	3	2009 年之後地震頻率變高 1.01

	地震帶	各地震規模數量						每月 <M_L 4 地震頻率與密度
		Total	<M_L 3	M_L 3–4	M_L 4–5	M_L 5–6	>M_L 6	密度單位（個數 /km^3）
24	瑞穗斷層地震帶	2554	2232	279	35	7	1	極低、數起 0.29
25	池上斷層地震帶	15277	14034	1088	143	11	1	高，2003 年成功地震後 20~40 起 0.85
26	利吉斷層地震帶	1893	1686	168	37	1	1	極低、數起 0.4
27	鹿野斷層地震帶	4047	3777	232	38	0	0	極低、數起 <0.73
28	豐濱地震帶	2148	1835	270	38	4	0	極低、數起 1.9
29	奇美地震帶	512	456	50	6	0	0	極低、0~2 起 0.22
30	綠島 — 蘭嶼地震帶	2926	2428	425	55	13	5	極低、數起 0.18
6. 北部張裂帶地質構造區								
31	龜山島火山地震帶	10134	9530	549	53	2	0	高、20~40 起 3.22
32	三星地震帶	3807	3648	130	24	3	2	極低、數起 2.17
33	濁水斷層地震帶	2219	2107	99	12	1	0	極低、數起 4.19（涵蓋部分龜山島火山帶地震）
34	沖繩海槽地震帶							
35	山腳斷層地震帶	1176	1158	17	1	0	0	極低、數起 0.14
36	桃園台地無震帶	108	94	12	2	0	0	極低、0~1 起 0.009
7. 馬尼拉隱沒帶								
37	馬尼拉隱沒地震帶							極低
8. 琉球隱沒帶								
38	琉球隱沒地震帶							極低
39	琉球增積岩體地震帶	235	120	99	16	0	0	極低、數起 0.004
40	弧前盆地地震帶	3107	1583	1195	281	41	7	極低、數起 0.05

註解：地震每月數起屬於極低頻率（觀測期間總地震數量 <5000 起），每月 <10 起屬於極低頻率，每月 10~20 起屬於低頻率（總地震數量 5000~10000 起），每月 20~100 起屬於高頻率（總地震數 10000~30000 起），每月大於 100 起屬於非常高頻率（總地震數量 >30000 起）。地震資料來自中央氣象署。

表三、地震帶的地震與地質特性

	地震帶	空間分布	震源機制	範圍
1. 海岸平原地質構造區				
1	北港高區無震帶	深度 <30 公里幾無地震。		大安溪至八掌溪，大甲－彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義斷層以西，梅山斷層以北。
2. 西部麓山帶地質構造區				
2	桃竹苗地震帶	少有地震，地震深度 5~20 公里。<10 公里的地震發生在逆斷層斷坡或脫底斷層；>10 公里的地震發生在脫底斷層之下。 歷史紀錄三起大地震，深度 <10 公里，屬於逆移作用形式。	逆移與橫移形式	湖口斷層至大安溪。
3	泰安地震帶	走向 N65°E，傾角 90°，地震深度 <18 公里。	右向橫移形式	屯子腳斷層。
4	中彰投地震帶	少有地震，地震深度 5~20 公里。<10 公里的地震發生在逆斷層斷坡或脫底斷層；>10 公里的地震發生在脫底斷層之下。	逆移與橫移形式	大安溪至濁水溪。
5	草屯地震帶	走向 N15°W，地震深度 6~14 公里。	正移與部分右向橫移形式	車籠埔斷層與彰化斷層之間，脫底斷層底下。
6	台中地震帶	地震深度 20~40 公里，位於中彰投地震帶（或脫底斷層）底下的中下部地殼。	逆移形式	大安溪至濁水溪，車籠埔斷層與彰化斷層之間，脫底斷層之下。
7	雲嘉南地震帶	地震深度 5~20 公里，<10 公里的地震發生在逆斷層斷坡或脫底斷層；>10 公里的地震發生在脫底斷層之下。	海岸平原以橫移形式為主；西部麓山帶以逆移形式為主與部分橫移形式	濁水溪北岸至曾文溪，桐樹湖斷層與嘉義斷層以東（上盤），陳有蘭溪斷層以西（下盤）；南北長 100 公里，東西最寬 85 公里。
8	阿里山地震帶	走向 N22°W，地震深度 <10 公里。	左向橫移形式	阿里山地區。
9	高屏地震帶	深度 <20 公里的上部地殼內幾無地震。	逆移與橫移形式	新化斷層以南，潮州斷層以西（下盤）。

	地震帶	空間分布	震源機制	範圍
10	口社地震帶	走向 N20W°，地震深度 10~20 公里，脫底斷層底下。	逆移形式為主，部分為橫移形式	屏東平原東北側。
3. 雪山山脈地質構造區				
11	李棟山地震帶	走向 N15° E，地震深度 6~12 公里，脫底斷層之上。	左向橫移形式	李棟山。
12	雪山地震帶	地震深度 <14 公里，團塊狀分布，脫底斷層之上。	橫移形式為主，主應力方向 N30~60° W	大安溪上游以南，雪山山脈南段。
13	埔里地震帶	走向 N10° E，地震深度 10~35 公里。一為朝東傾斜 30° 斷坡，地震深度 10~20 公里；另一朝西傾斜 70~80°斷坡，地震深度 20~35 公里。	逆移形式	埔里盆地以南至玉山。
4. 脊梁山脈地質構造區				
14	脊梁山脈地震帶	脊梁山脈北段地震帶：地震深度 <15 公里，分四個地震群集，南湖大山群集 (走向 NS)、奇萊山至能高山群集 (走向 N30° W)、丹大山群集 (走向 N20° E)、合歡山群集 (走向 N30° E)。 脊梁山脈中段地震帶：脊梁山脈地震帶南北段之間，少有地震。 脊梁山脈南段地震帶：地震深度 <15 公里，沒有明顯的地震群集現象，分散在南段脊梁山脈脊梁。	北段：震源機制為正移形式，南湖大山群集 (最小主應力方向 N45° E)、奇萊山至能高山群集 (N45~60° E)、丹大山群集 (N60° E)、合歡山群集 (N30~45° E) 南段：震源機制為正移形式，最小主應力方向 N20~70° E	北段：從南湖大山、奇萊山、能高山至丹大山。 中段：玉山東側。 南段：南橫公路以南至南迴公路。
15	中央山脈斷層地震帶	脊梁山脈東翼，由北而南分五個區段： 和平段：地震深度 <25 公里，朝東逆衝，地震帶朝西傾斜 45~50°。 鳳林段：地震深度 <25 公里，朝西傾斜 55~60°。	和平段：震源機制為逆移形式 鳳林段：震源機制為逆移與逆移兼左移形式，主應力方向 N55° W 玉里段：2022/09/18 發生 M_L 6.8 與 M_L 6.1	脊梁山脈東翼，全長 300 公里，北從立霧溪外海向南延伸經花東縱谷，由臺東平原進入北呂宋海槽至恆春半島東側海域。

	地震帶	空間分布	震源機制	範圍
15	中央山脈斷層地震帶	玉里段：少有地震，2022/09/18發生 M_L 6.8 地震。 初鹿段：地震深度<20 公里，朝西傾斜 70°。 檳榔段：地震深度<20 公里，朝西傾斜 60~70°。	初鹿段：震源機制為逆移兼左移形式，主應力方向 N80~25° W 檳榔段：地震機制為逆移形式，主應力方向 N90~50° W	
16	玉里斷層地震帶	位於中央山脈斷層玉里段上盤，全長 16 公里。	左向橫移形式	花蓮縣春日至台東縣東里。
17	南澳地震帶	地震深度 <35 公里。	左向橫移形式為主，部分為逆移形式，最大應力方向 N50~70° E	東澳至南澳至海域。
18	玉山地震帶	地震深度 <10 公里，陳有蘭溪斷層上盤。	橫移形式	玉山北側至南橫。
19	寶來地震帶	地震深度 <10 公里，潮州斷層上盤。	橫移形式	桃源至六龜。
20	阿禮地震帶	地震深度 15~35 公里，潮州斷層下盤。	逆移形式	屏東平原與脊樑山脈。
21	潮州斷層地震帶	陸域全長約 140 公里。	逆移形式	桃源經寶來，沿荖濃溪至屏東平原與脊樑山脈交會處。
22	恆春斷層地震帶	斷層朝東傾斜約 55°，陸海域全長 50 公里。	逆移形式	脊樑山脈與恆春谷地交會處，陸域從海口至核三廠門口。海域：楓港至海口，南灣以南。
23	嶺頂斷層地震帶	深度 <30 公里的斷層面朝東傾斜約 75°，以下變緩為 60~70°。 地震深度約 20~50 公里，深度 <20 公里內少有地震。	震源機制為逆移形式，最大主應力方向 N80~25° W（平均 N50W°）	花蓮溪口至豐濱，朝東地震越深。
24	瑞穗斷層地震帶	深度 <25 公里的斷層面向東傾斜 65~70°，以下變緩為 60~65°。 地震深度 20~50 公里，深度 <20 公里內少有地震。	震源機制為逆移形式，最大主應力方向 N80~25° W（平均 N50W°）	豐濱至春日。
25	池上斷層地震帶	深度 <20 公里的斷層面朝東傾斜約 65°，以下變緩為 45~55°，潛移性斷層。 地震主要分布在深度 10~25 公里。	震源機制爲逆移形式，最大主應力方向平均 N50° W	花蓮春日至台東瑞源。

	地震帶	空間分布	震源機制	範圍
5. 海岸山脈地質構造區				
26	利吉斷層地震帶	深度 <20 公里的斷層面向東傾斜 60~65°，以下變緩為 40~45°，潛移性斷層。 地震主要分布在深度 10~25 公里。	逆移形式	台東瑞源至台東市以南。
27	鹿野斷層地震帶	深度 <20 公里的斷層面向東傾斜 60~65°，以下變緩為 40~45°，潛移性斷層。 地震主要分布在深度 10~25 公里。	逆移形式	台東瑞源至台東市以南。
28	豐濱地震帶	深度 <10 公里，團塊狀分布。	逆移形式，最大主應力方向 N25° W	磯崎至豐濱。
29	奇美地震帶		逆移形式	豐濱至春日。
30	綠島－蘭嶼地震帶	斷層面朝東傾，地震深度約 5~30 公里。	逆移形式；最大主應力方向 N80~25° W（平均 N50W°）	北呂宋海槽與綠島－蘭嶼火山弧邊界；綠島向南延伸至鵝鑾鼻南側，全長至少 100 公里。
6. 北部張裂帶地質構造區				
31	龜山島火山地震帶	地震深度 <20 公里，團塊狀分布。	正移形式	侷限於龜山島半徑 5 公里內。
32	三星地震帶	地震深度 <14 公里，走向 N80° E。	右向橫移形式為主與部分正移形式；最小應力方向 N10° E	蘭陽盆地延伸至海域，長度約 25 公里。
33	濁水斷層地震帶	地震深度 8~14 公里，走向 N70° E。	正移形式，最小應力方向呈北西向	蘭陽平原東側延伸至海域，與龜山島火山地震帶連接。
34	沖繩海槽地震帶	地震深度 <25 公里。	正移形式	沖繩海槽。
35	山腳斷層地震帶	極少地震。	正移形式	陸域從迴龍至金山（中角）。
36	桃園台地無震帶	極少地震。		山腳斷層以西，湖口斷層以北。
7. 馬尼拉隱沒帶				
37	馬尼拉隱沒地震帶	隱沒帶朝東傾斜 60°，地震深度達 150 公里。	逆移形式	臺東市（北緯 23°）至恆春半島以南。

	地震帶	空間分布	震源機制	範圍
8. 琉球隱沒帶				
38	琉球隱沒地震帶	隱沒板塊介面在深度 <40 公里朝北傾斜約 26~30°，之下至深度 70 公里的隱沒帶角度逐漸變陡；深度 >70 公里，隱沒帶朝北傾斜約 60°。 向北逐漸變深至大屯火山群之下，地震深度達到 150 公里以下。隱沒板塊西側邊界可延伸至脊樑山脈之下。地震深度 >40 公里。	逆移形式	琉球海溝向北延伸至大屯火山群以北，深度 >150 公里。 西側延伸至脊樑山脈東翼與北端雪山山脈底下。
39	琉球增積岩體地震帶	菲律賓海板塊朝北隱沒，板塊介面在深度 <20 公里呈現鎖定狀態，震間時期呈現無震狀態。	逆移形式	板塊介面深度 <20 公里。
40	弧前盆地地震帶	地震深度 20~40 公里屬於碰撞與隱沒介面的地震。	逆移形式為主	東部海域。

表四、中英對照表

中文	英文	中文	英文
阿爾卑斯型造山運動	Alpine orogeny	安地斯型造山運動	Andean orogeny
弧－陸碰撞	arc–continent collision	孕震構造	seismogenic structure
震波層析成像法	seismic tomography	孕震帶，地震帶	seismogenic zone
Vs 異常擾動值	Vs perturbation	鎖定斷層	locked fault
無震帶	aseismic zone	依序	in–sequence
前陸盆地	foreland basin	疊瓦狀構造	imbricate structure
地壘	horst	地塹	graben
褶皺－逆衝斷層帶	fold–and–thrust belt	脫底斷層	detachment
再活化	reactive	拱起構造	pop–up structure
山根	mountain root	拱起	pop–up
仰衝作用	obduction	後前淵盆地	retro–foredeep basin
沖繩海槽	Okinawa Trough	弧前盆地	forearc basin
雙地震隱沒帶	double seismic zone	超低頻地震	very low–frequency earthquake
慢地震	slow slip earthquake	熱點分析	hotspot analysis
楔頂盆地	wedge–top basin		

致 謝

本書之地震帶分析資料由國家科學及技術委員會研究計畫提供（計畫編號：MOST–109–2124–M865–002、MOST–110–2124–M865–002、MOST–111–2124–M865–002、NSTC–112–2124–M865–001）。感謝交通部中央氣象署提供地震原始資料。

國家圖書館出版品預行編目（CIP）資料

臺灣地震帶 The seismic zones of Taiwan
陳文山 , 吳逸民 , 楊耿明 , 葉柏逸 , 洪嘉佳 , 楊清淵 ,
柯明淳 , 柯孝勳作 .
-- 第一版 . -- 新北市 : 國家災害防救科技中心 ,
民 113.09
280 面 ; 29.7×21 公分

ISBN 978-986-5436-55-1（ 平裝 ）
1.CST: 地震帶 2.CST: 臺灣

354.4 113012537

臺灣地震帶 The Seismic Zones of Taiwan

發 行 人：陳宏宇
作　　者：陳文山、吳逸民、楊耿明、葉柏逸、洪嘉佳、楊清淵、柯明淳、柯孝勳
編輯審查：石瑞銓、林正洪、林哲民、林啟文、洪淑蕙
　　郭陳澔、黃柏壽、詹忠翰、顏君毅、饒瑞鈞
執行編輯：楊清淵
美術設計：黃雲華
出版機關：國家災害防救科技中心
地　　址：新北市新店區北新路三段 200 號 9 樓
電　　話：02-8195-8600
製版印刷：磐古印刷科技 (股) 公司
電　　話：02-2244-7000
傳　　真：02-2244-7700
出版年月：中華民國 113 年 09 月
初版再刷：中華民國 114 年 08 月

非　賣　品

臺灣地震帶

The Seismic Zones of Taiwan

NCDR
國家災害防救科技中心