NCDR
國家災害防救科技中心

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

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。

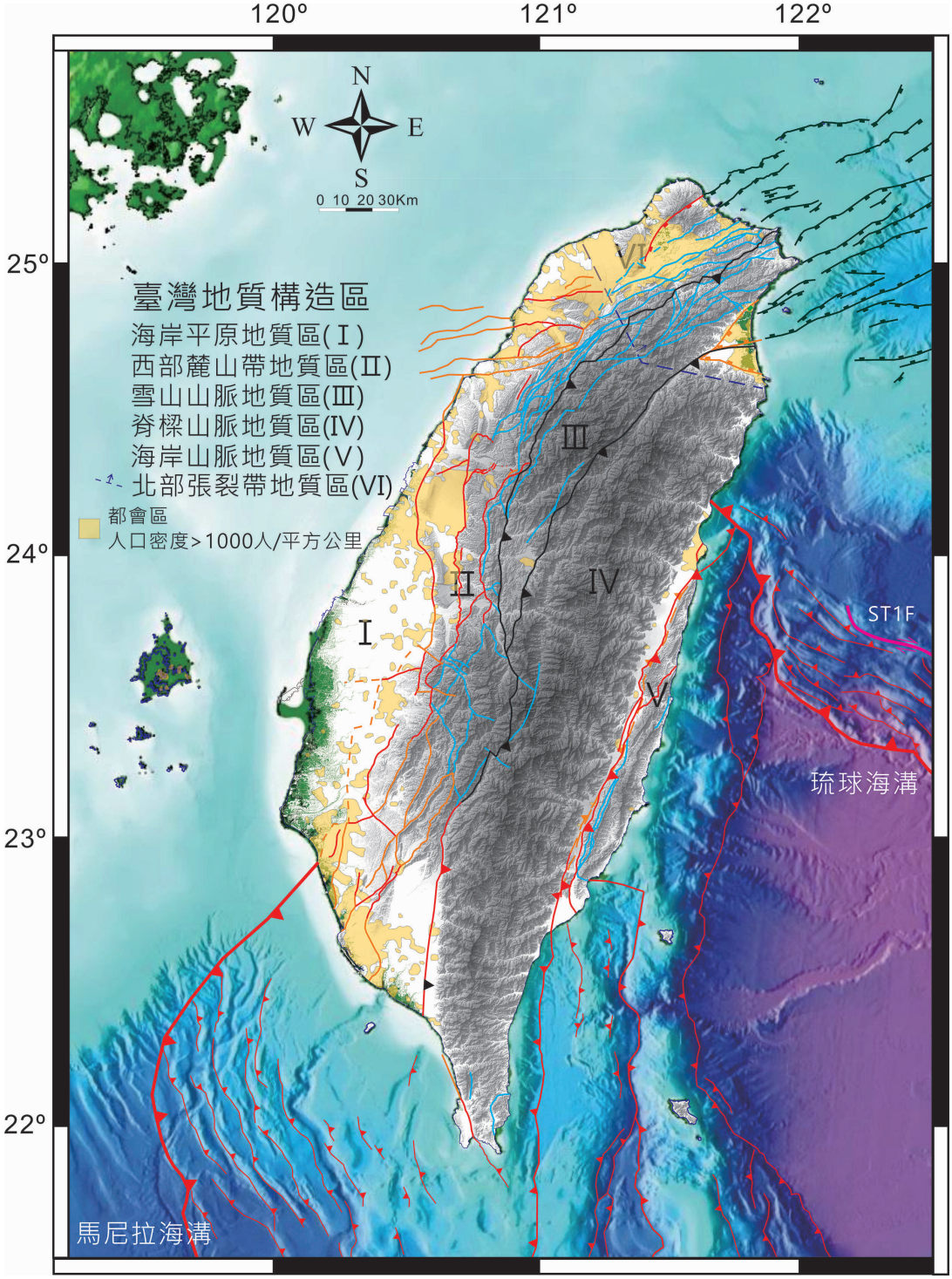


圖 4–1、西部麓山帶大多斷層形成於第四紀。陸域紅線為經濟部地質調查及礦業管理中心公告的活動斷層，橘線為本研究依據地質資料與學理認定的活動斷層（修改自陳文山等，2016）。淡藍線為陸域未被劃為活動斷層的其他斷層，主要分布在內麓山帶與雪山山脈。墨綠色鋸齒線為分布於東北海域的活動正斷層；紅色鋸齒線為東部與南部海域的活動逆斷層。

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。

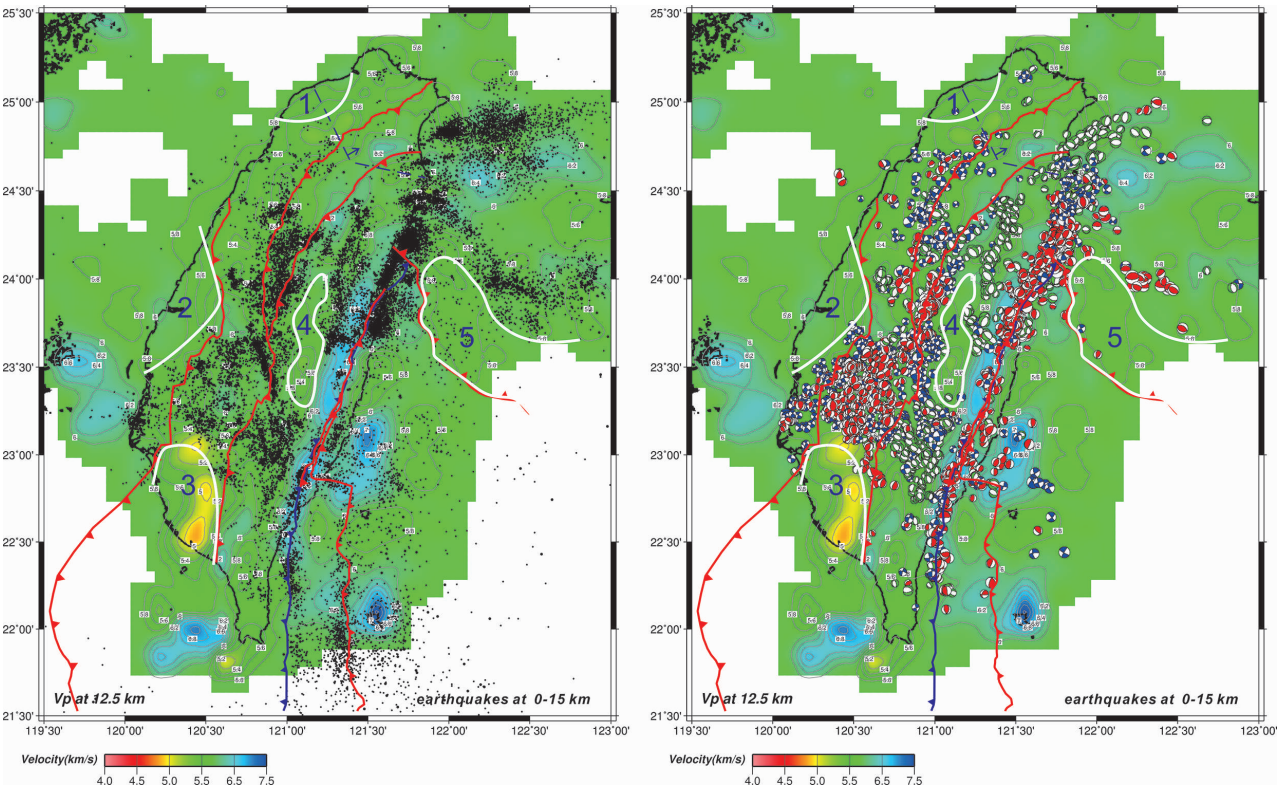


圖 4–2、臺灣與鄰近海域在深度 <15 公里的地震分布與震源機制解，顯示 1990~2020 年間有五個區域極少發生地震（白線）：1. 桃園台地無震帶，2. 北港高區無震帶，3. 高屏地震帶，4. 脊樑山脈中段地震帶，5. 琉球增積岩體地震帶。

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）。

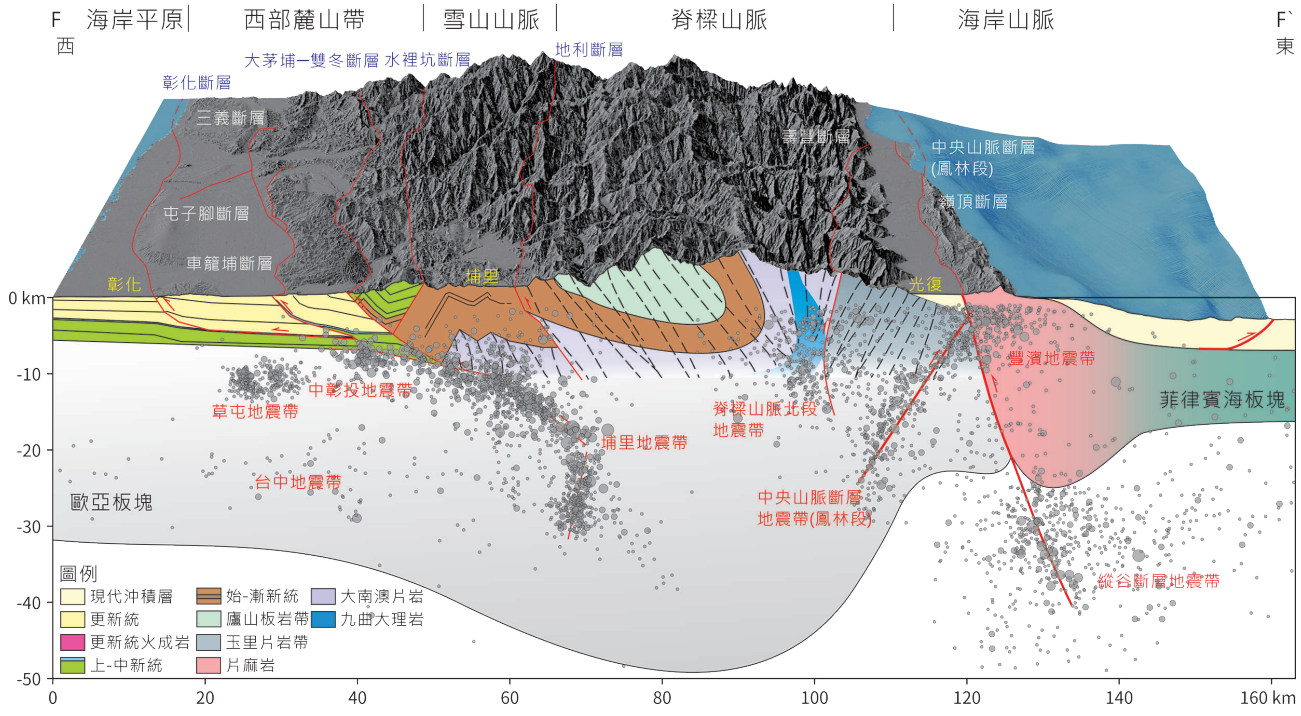


圖 4-3、中部地質構造剖面，西部麓山帶的大茅埔－雙冬斷層、車籠埔斷層與彰化斷層依序向西發展，彰濱海岸平原位在彰化斷層下盤。

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）。

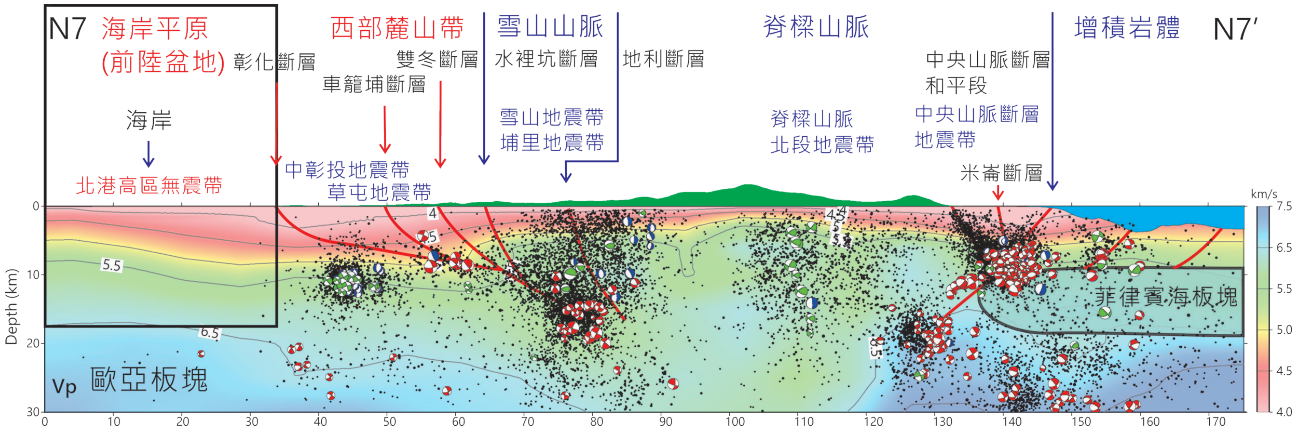


圖 4–4、Vp <5.0 km/s 低速層呈現楔型構造（橘色），顯示前陸盆地堆積厚層的沉積層（黑框），剖面位置見圖 3–1。

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。

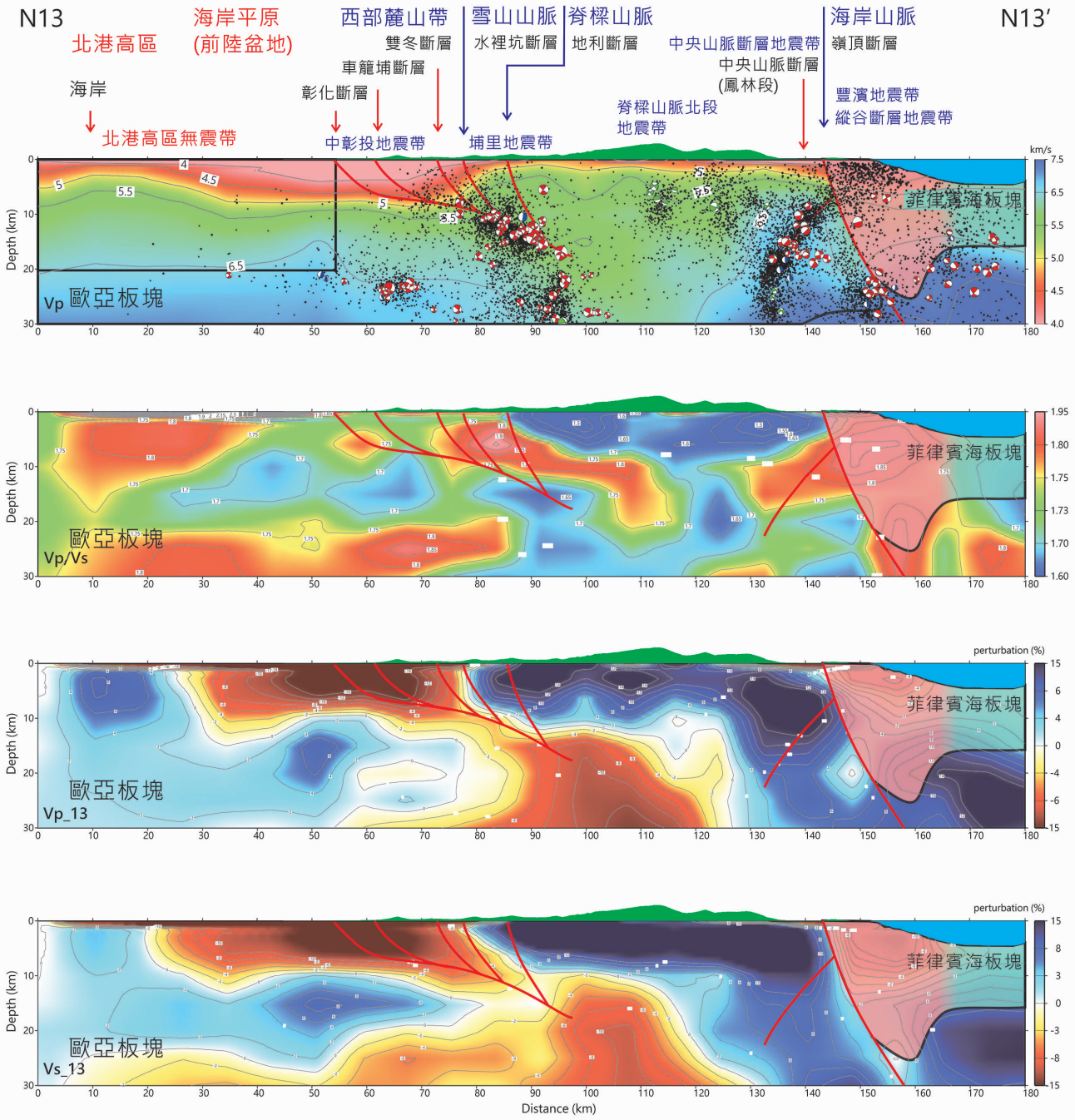


圖 4–5、北港高區與前陸盆地底下的速度構造（黑框），Vp <5.5 km/s 速度層呈現半透鏡狀。剖面位置見圖 3–1。

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。

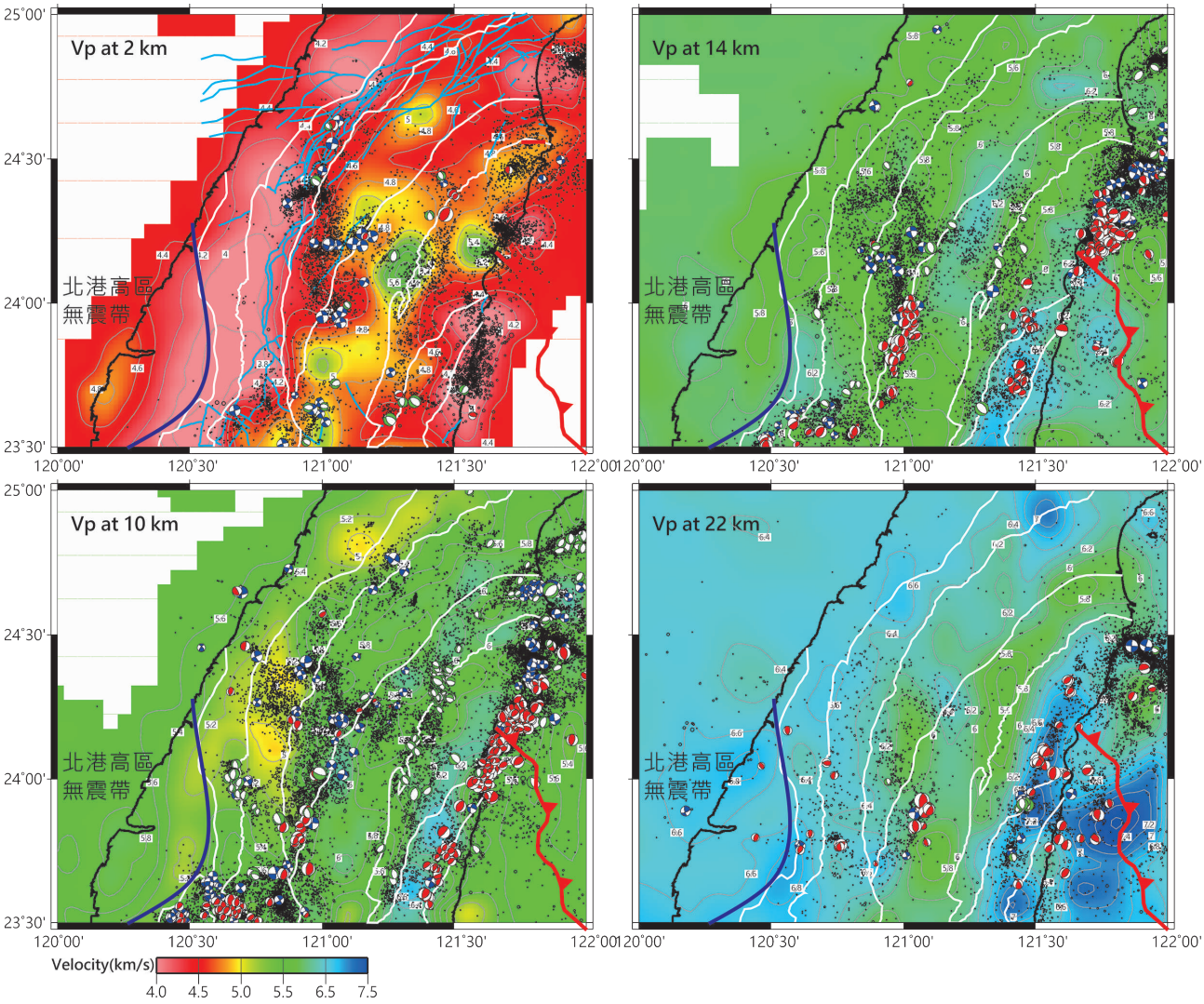


圖 4–6、北港高區無震帶 (藍線) 顯示深度 <10 公里的地殼較周圍呈現高 Vp 構造，10 公里以下的速度構造變化不大。

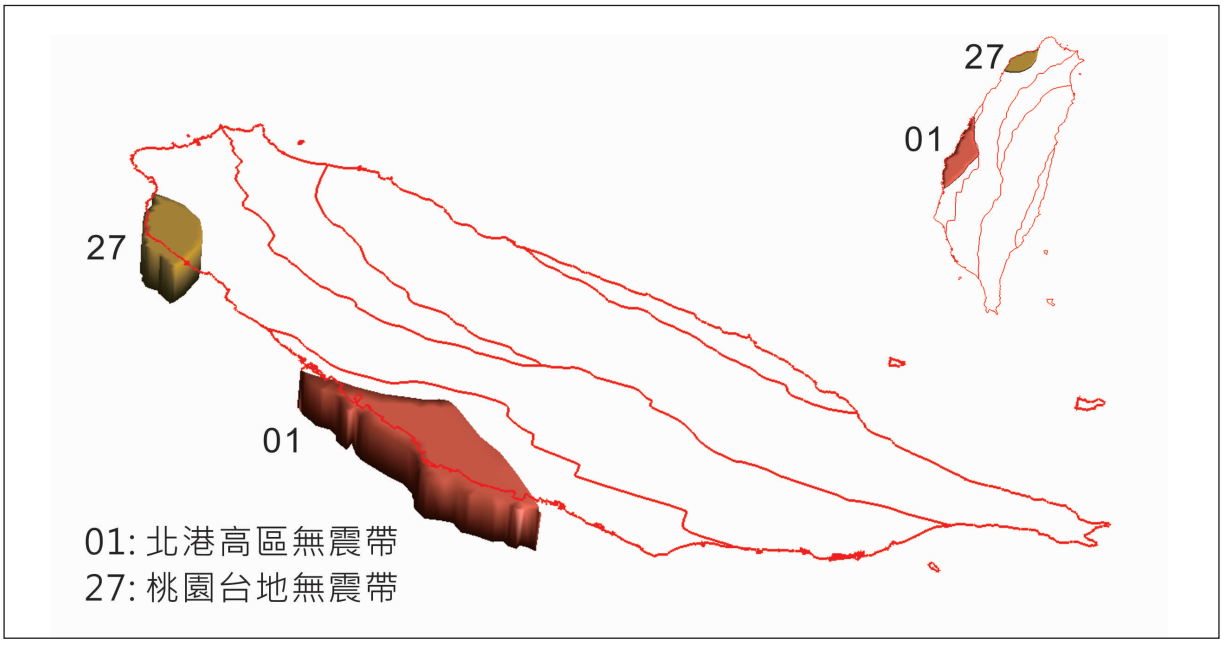


圖 4–7、北港高區無震帶與桃園台地無震帶位置。

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。

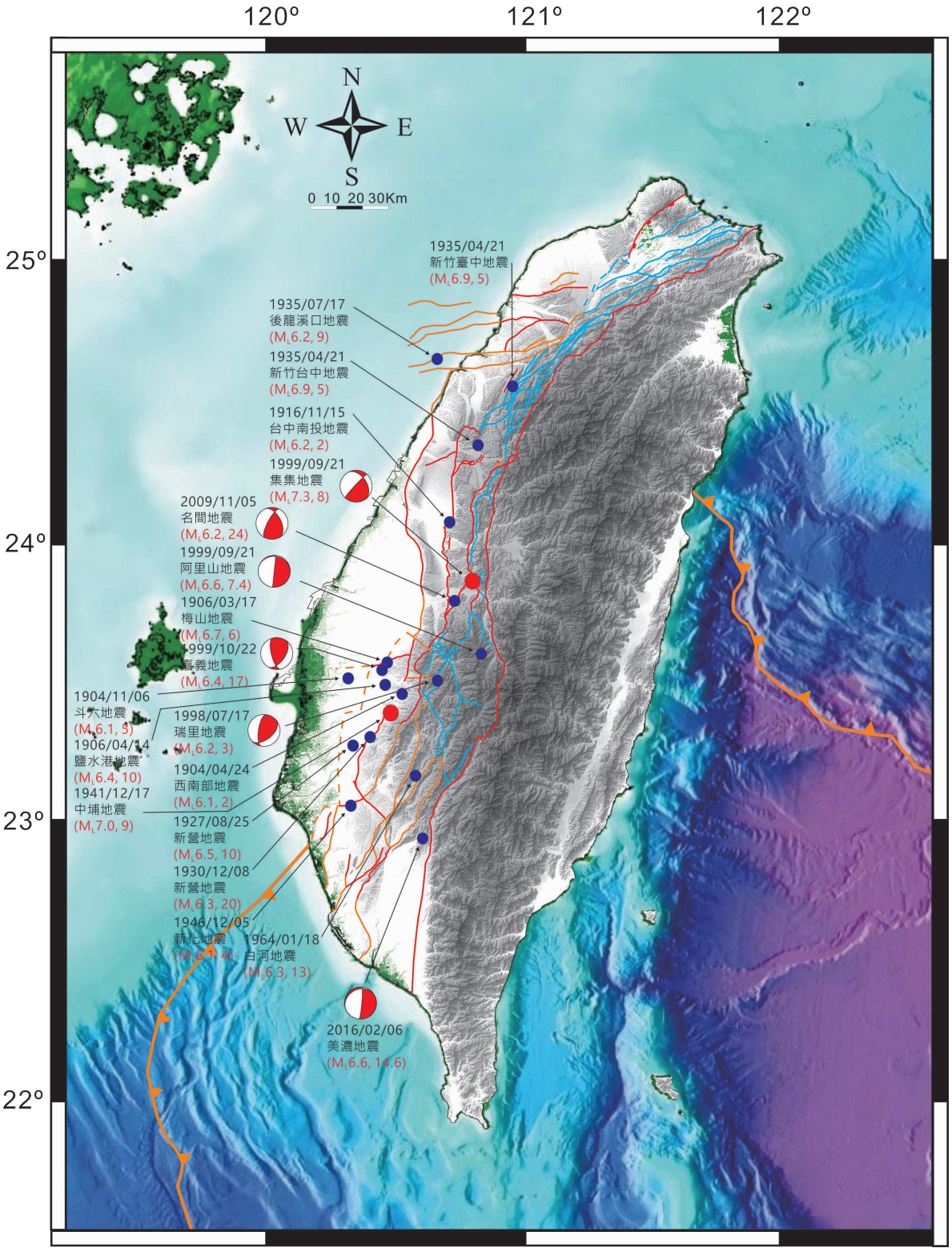


圖 4–8、1900 年以來，西部麓山帶的 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0，紅色圓圈為地震 >M_L 7.0。從震源機制分析（紅色海灘球）表示地震大多呈現朝西的逆移作用形式。

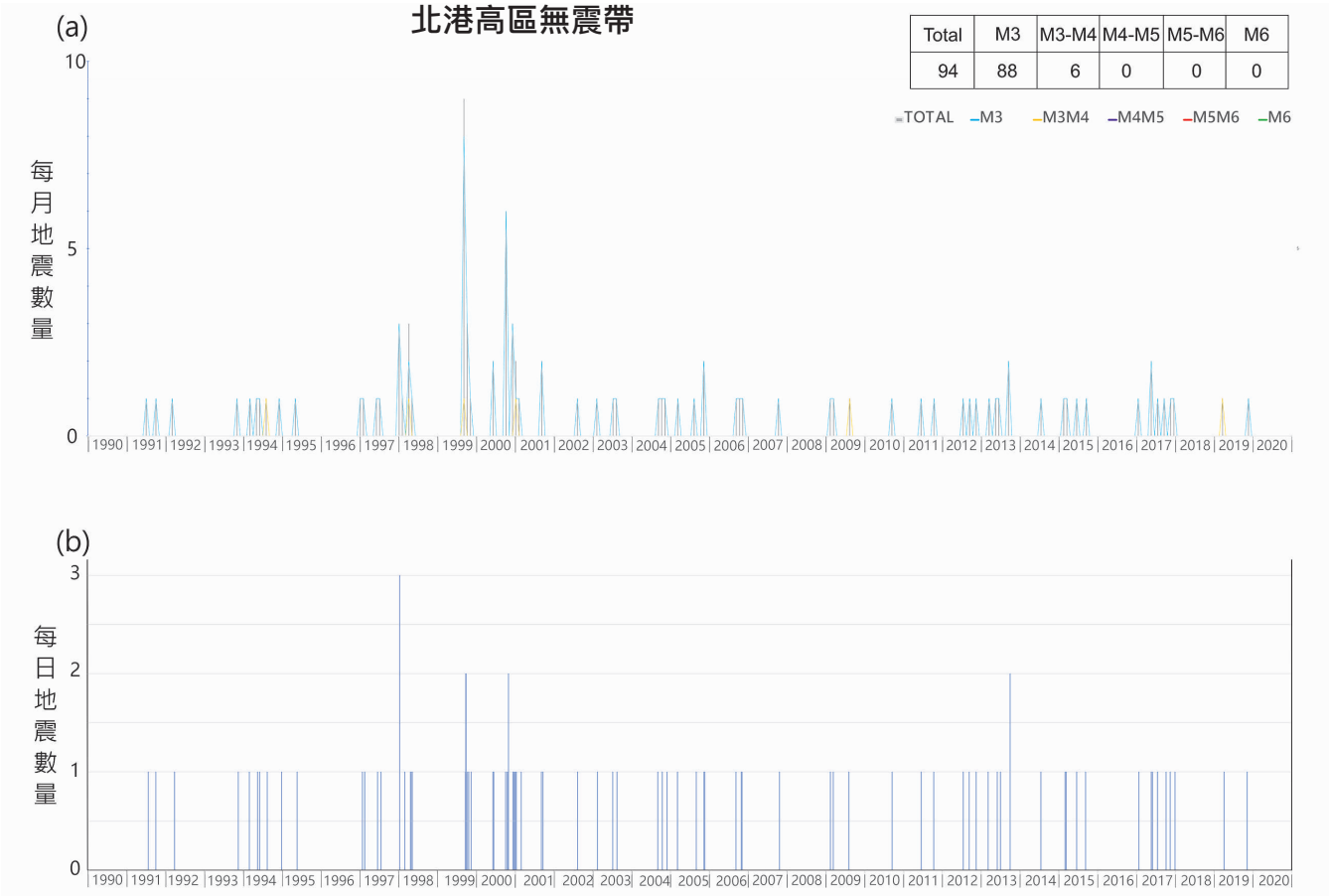


圖 4–9、1990~2020 年地震頻率。北港高區無震帶的地震頻率極低，地震皆 <M_L 4.0。

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）。

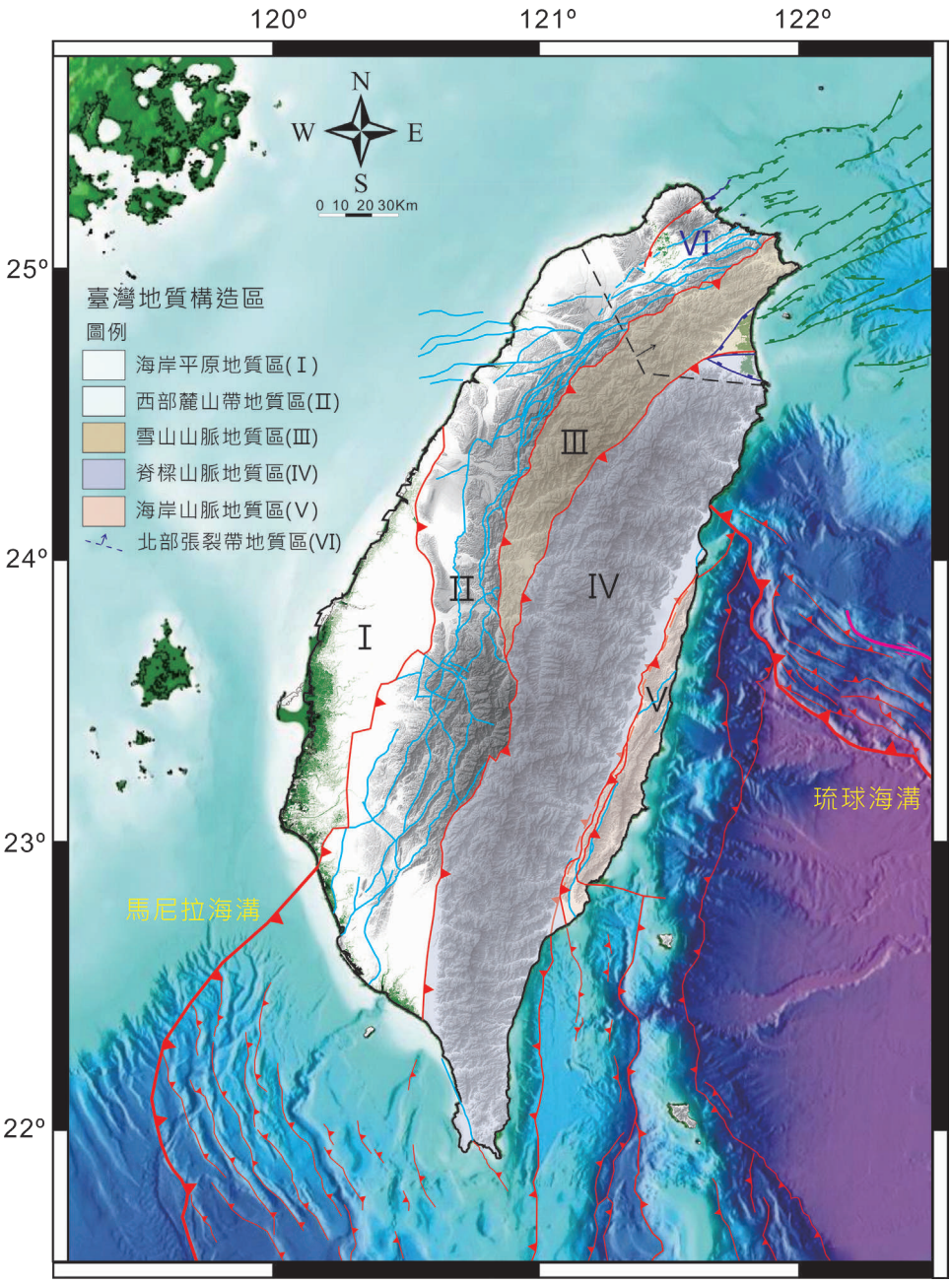


圖 4–10、紅線為各地質構造區的界限斷層，西部麓山帶（Ⅱ）西側的紅線為造山帶前緣斷層，西部麓山帶東側紅線為與雪山及脊樑山脈的界限斷層。淡藍線為斷層。海域區域的細紅線為增積岩體的逆斷層，粗紅線為海溝，綠線為東北海域的正斷層。

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。

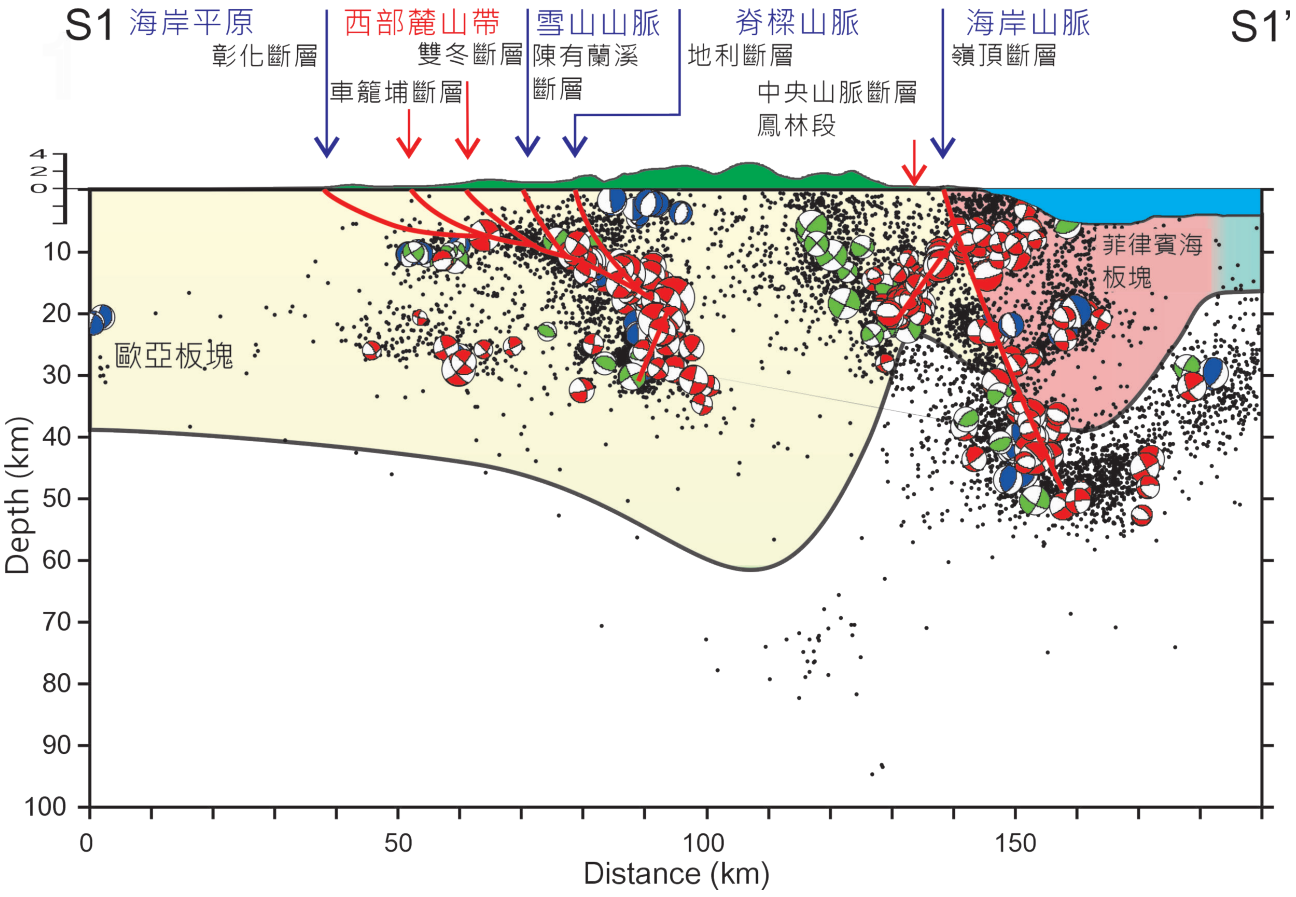


圖 4–11、中部的西部麓山帶由陳有蘭溪斷層、雙冬斷層、車籠埔斷層、彰化斷層等疊瓦狀逆斷層構成的褶皺－逆衝斷層帶。剖面位置見圖 3–2。

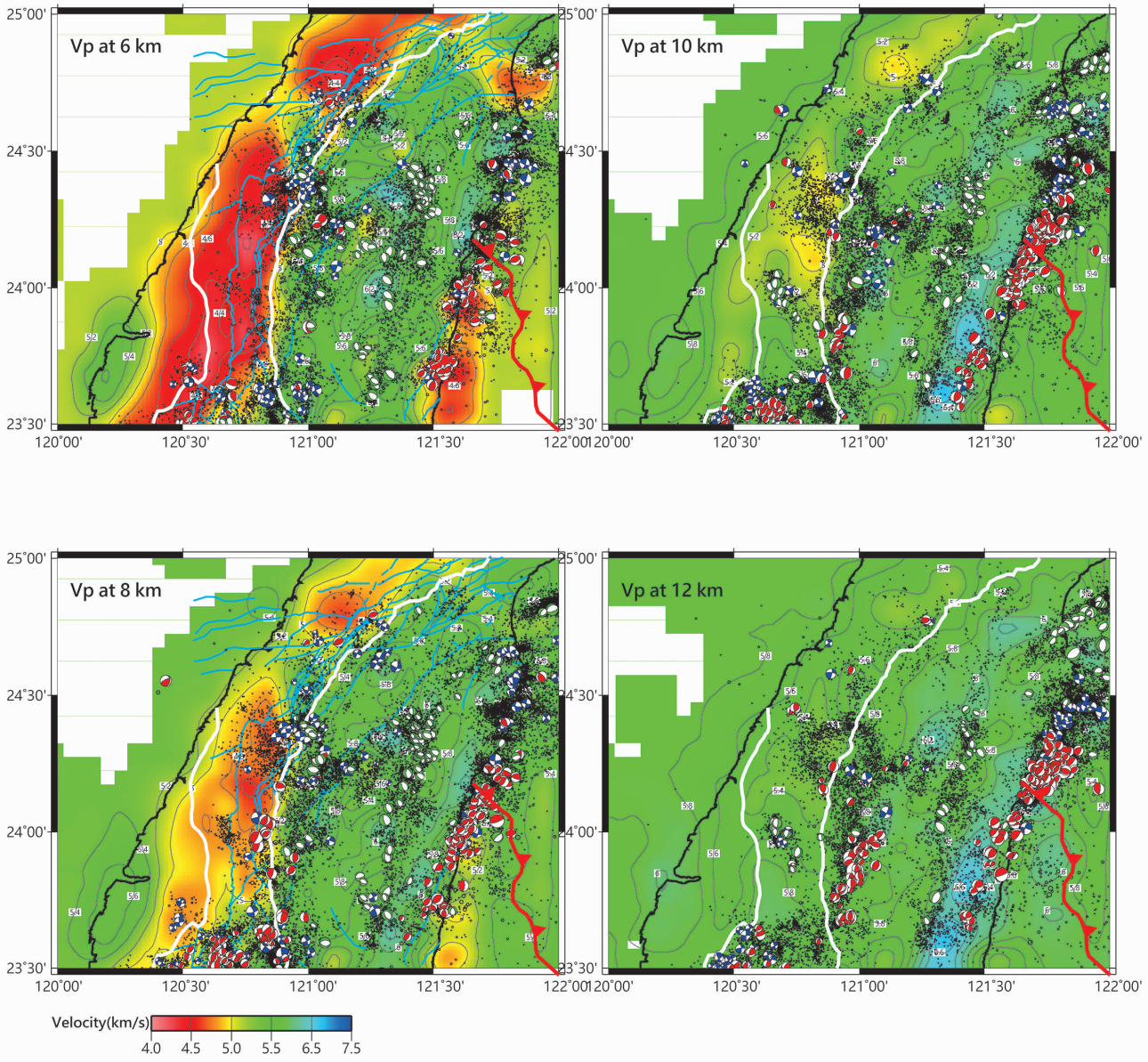


圖 4–12、中北部的西部麓山帶沉積岩區與雪山山脈輕度變質岩區在深度 <10 公里地殼的 Vp 構造呈現很大差異，邊界明顯沿著兩地質構造區的界限斷層 ─ 羅山斷層、水長流斷層、水裡坑斷層、陳有蘭溪斷層。

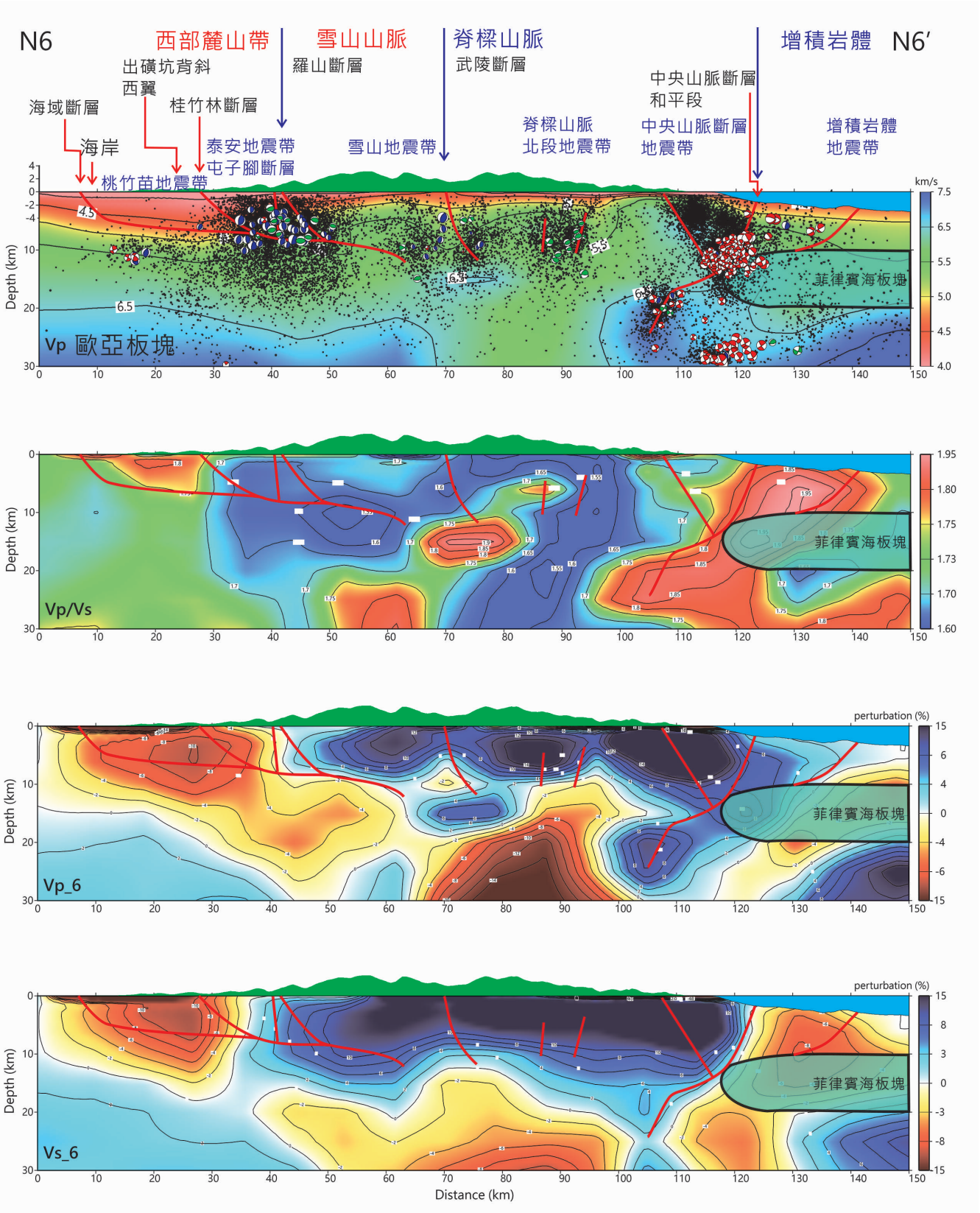


圖 4–13、N6 剖面。西部麓山帶與雪山山脈邊界，在深度 8~10 公里的 Vp 或 Vs 速度構造（異常擾動值）呈現明顯變化。剖面位置見圖 3–1。

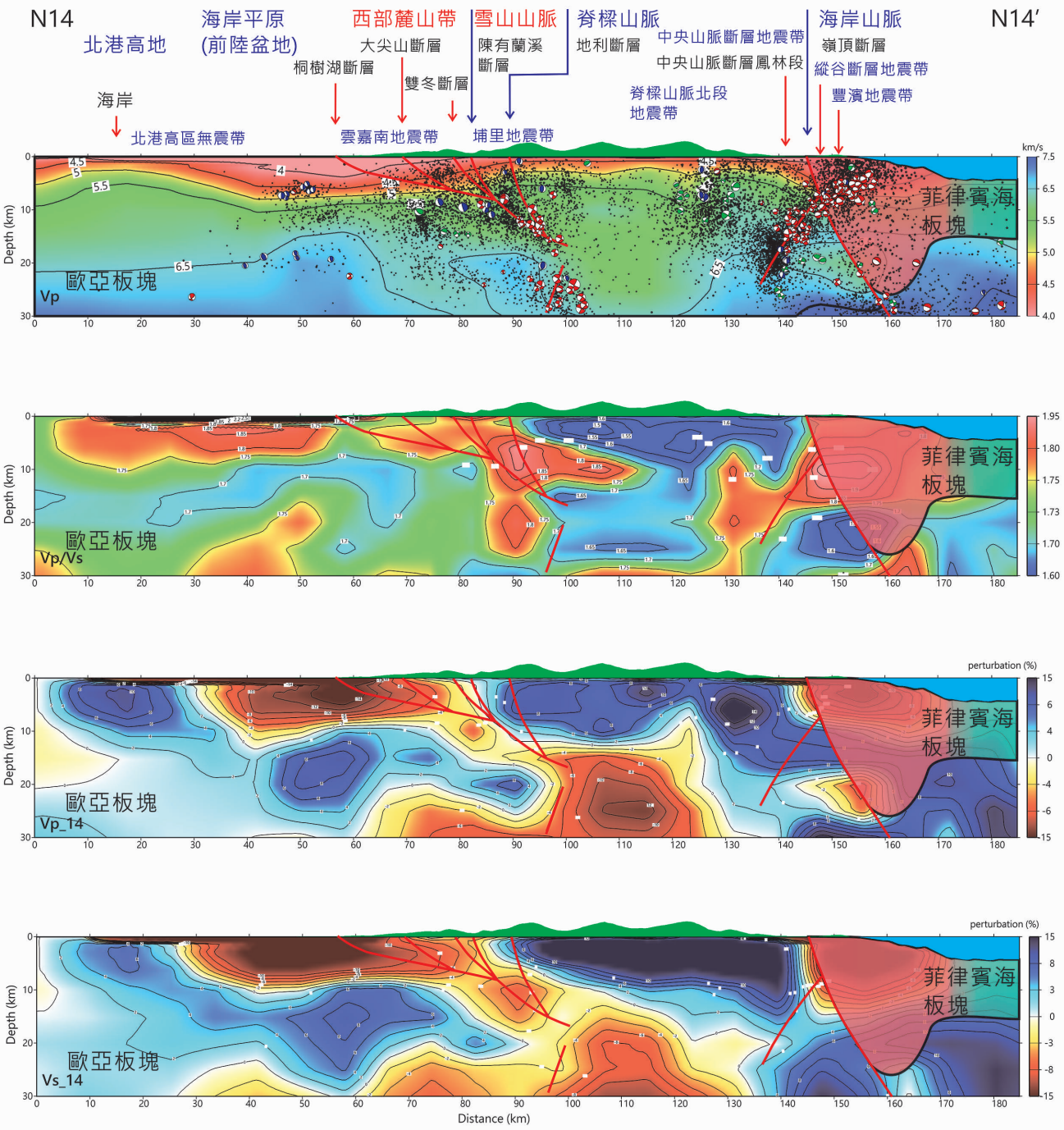


圖 4–14、N14 剖面。西部麓山帶與雪山山脈邊界，深度 8~10 公里的 Vp 或 Vs 速度構造 (異常擾動值) 呈現明顯變化。剖面位置見圖 3–1。

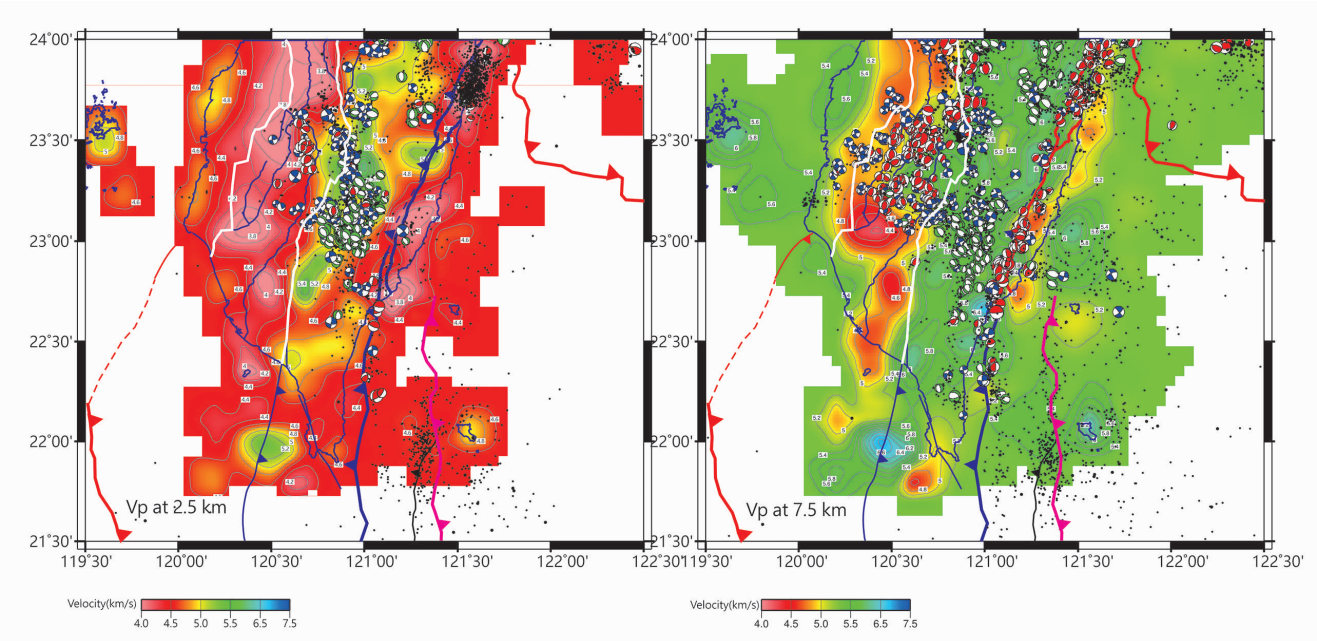


圖 4–15、南部的西部麓山帶沉積岩區與雪山及脊樑山脈輕度變質岩區的淺部地殼 Vp 速度構造明顯在深度 8 公里之上呈現很大的差異，其界限以陳有蘭溪斷層與潮州斷層為界。

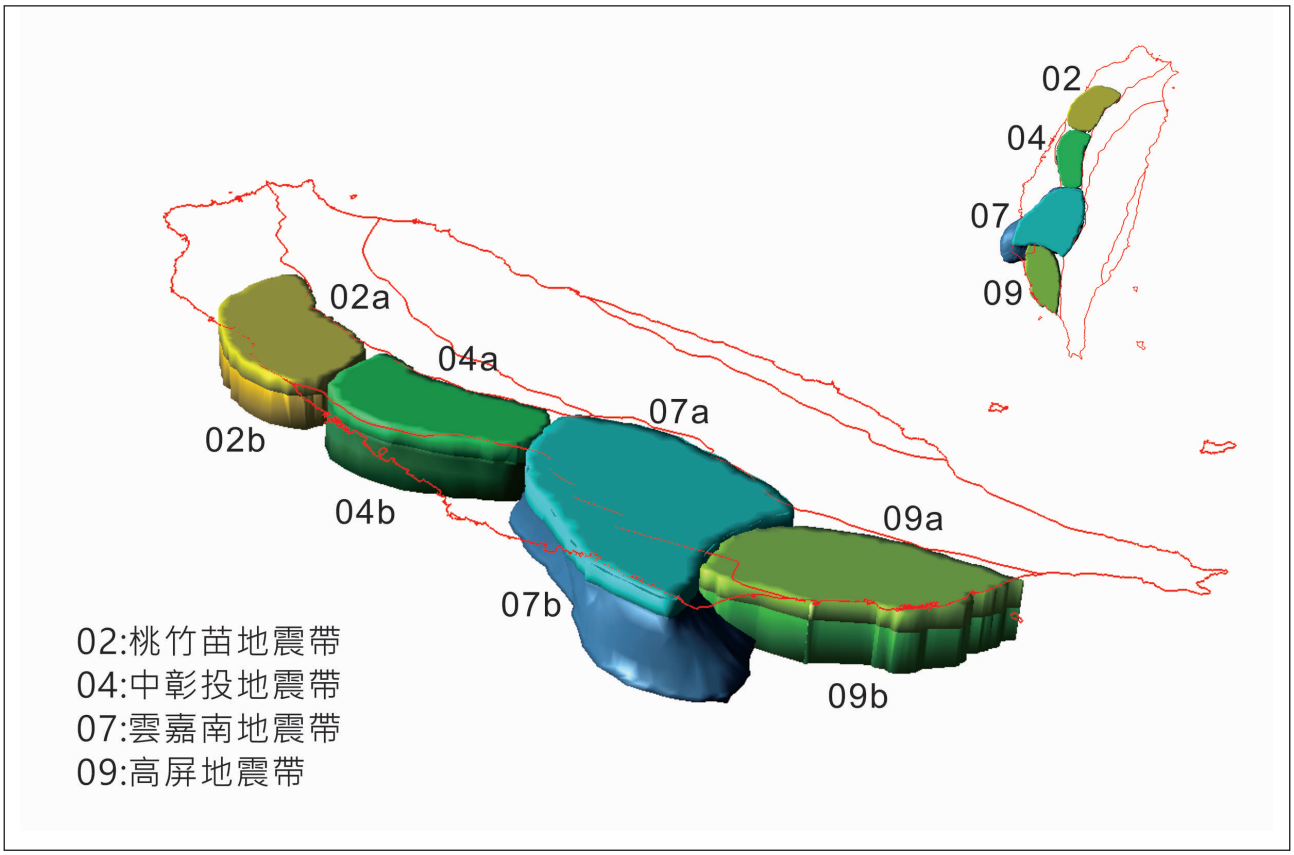


圖 4–16、西部麓山帶四個地震帶，桃竹苗地震帶、中彰投地震帶、雲嘉南地震帶與高屏地震帶分布位置。

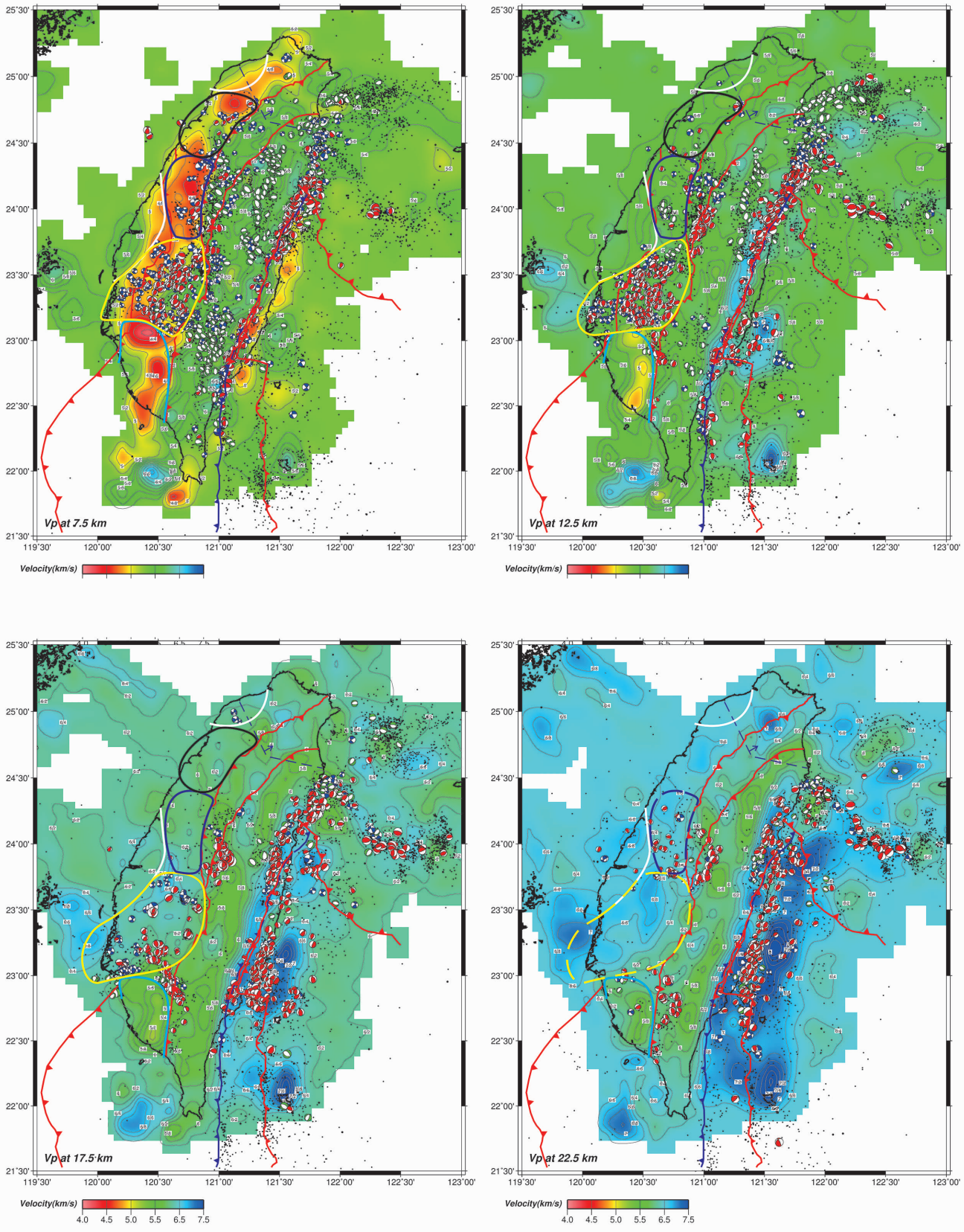


圖 4–17、西部麓山帶分為四個地震帶，由北而南為桃竹苗地震帶（黑線）、中彰投地震帶（深藍線）、雲嘉南地震帶（黃線）、高屏地震帶（淡藍線）。深藍虛線在深度 20 公里以下的中下部地殼屬於台中地震帶，黃色虛線在深度 20 公里以下已不屬於雲嘉南地震帶。

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。

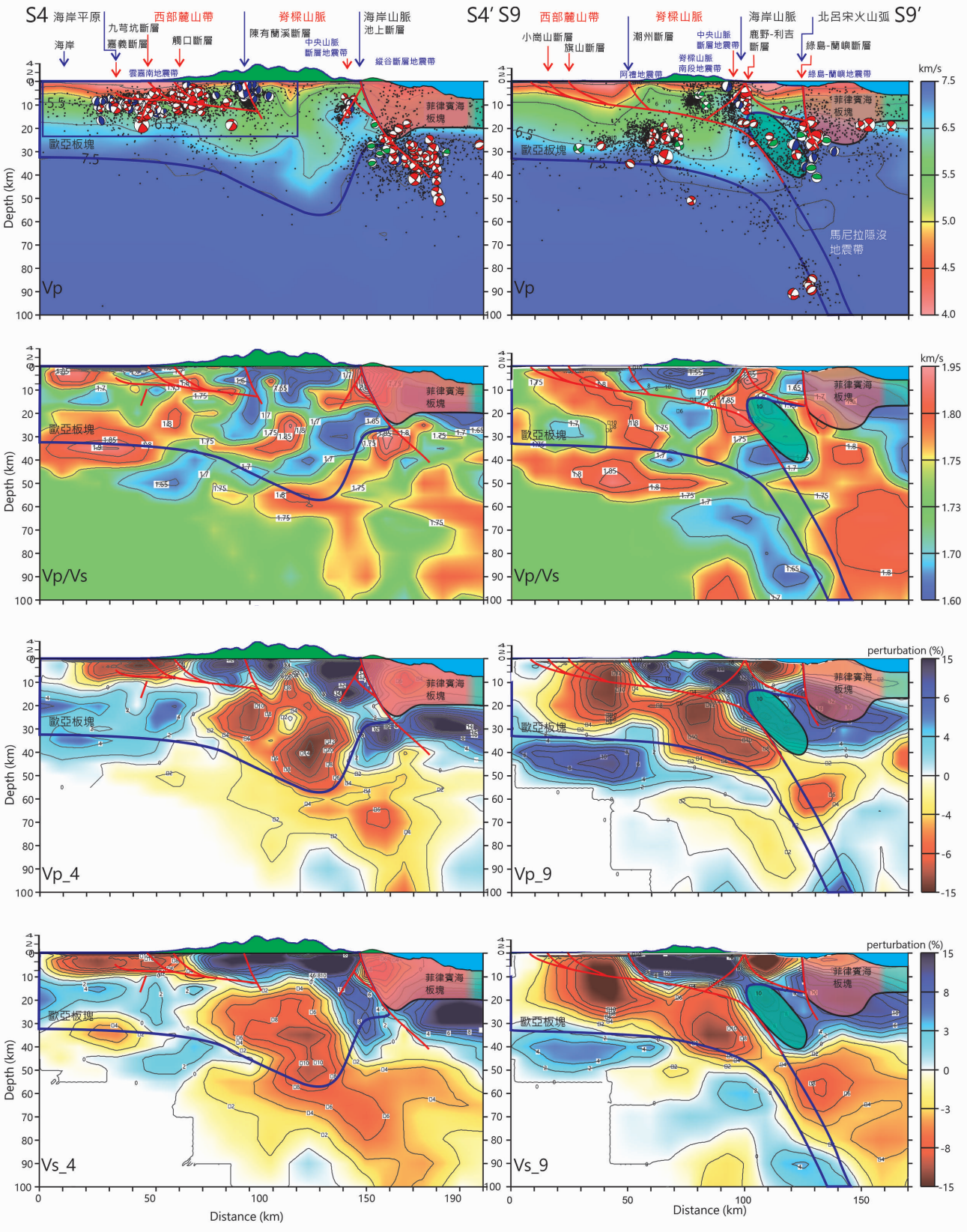


圖 4–18、南部的西部麓山帶在深度 8~10 公里的地殼速度構造 Vp 與 Vs 異常擾動值有很大變化，之上的異常擾動值為負值的低速層，以下為高異常擾動值屬於正值的高速層（S4 剖面）。S4 剖面截切雲嘉南地震帶，S9 剖面截切高屏地震帶。剖面位置見圖 3–2。

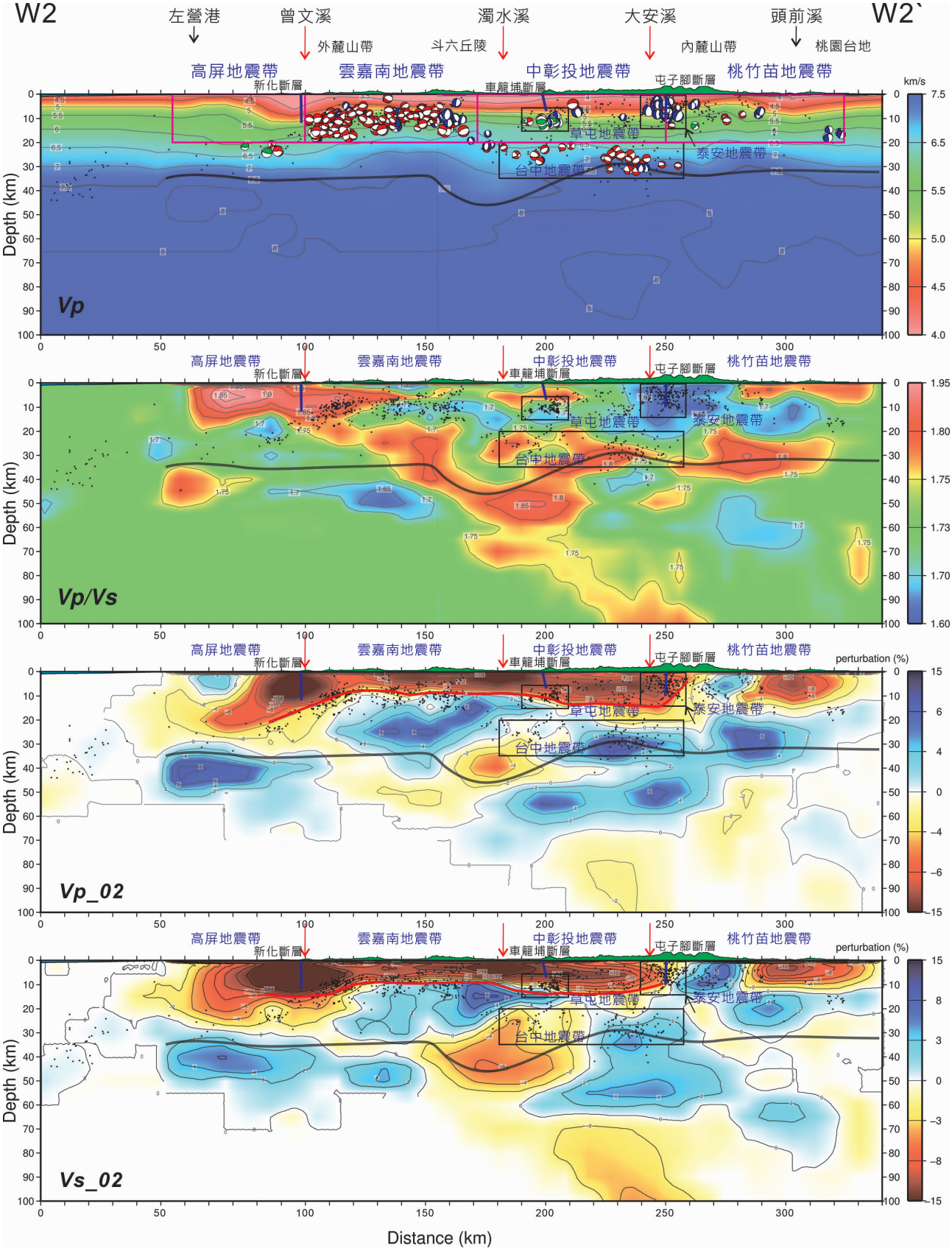


圖 4–19、南部的西部麓山帶（雲嘉南地震帶）地震頻率（>M_L 3.0）相較北部高，主要發生在速度構造變化界面（紅線；Vp 與 Vs 異常擾動值）；但北部西部麓山帶（中彰投與桃竹苗地震帶）的界面附近少有地震。剖面位置見圖 3–3。

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

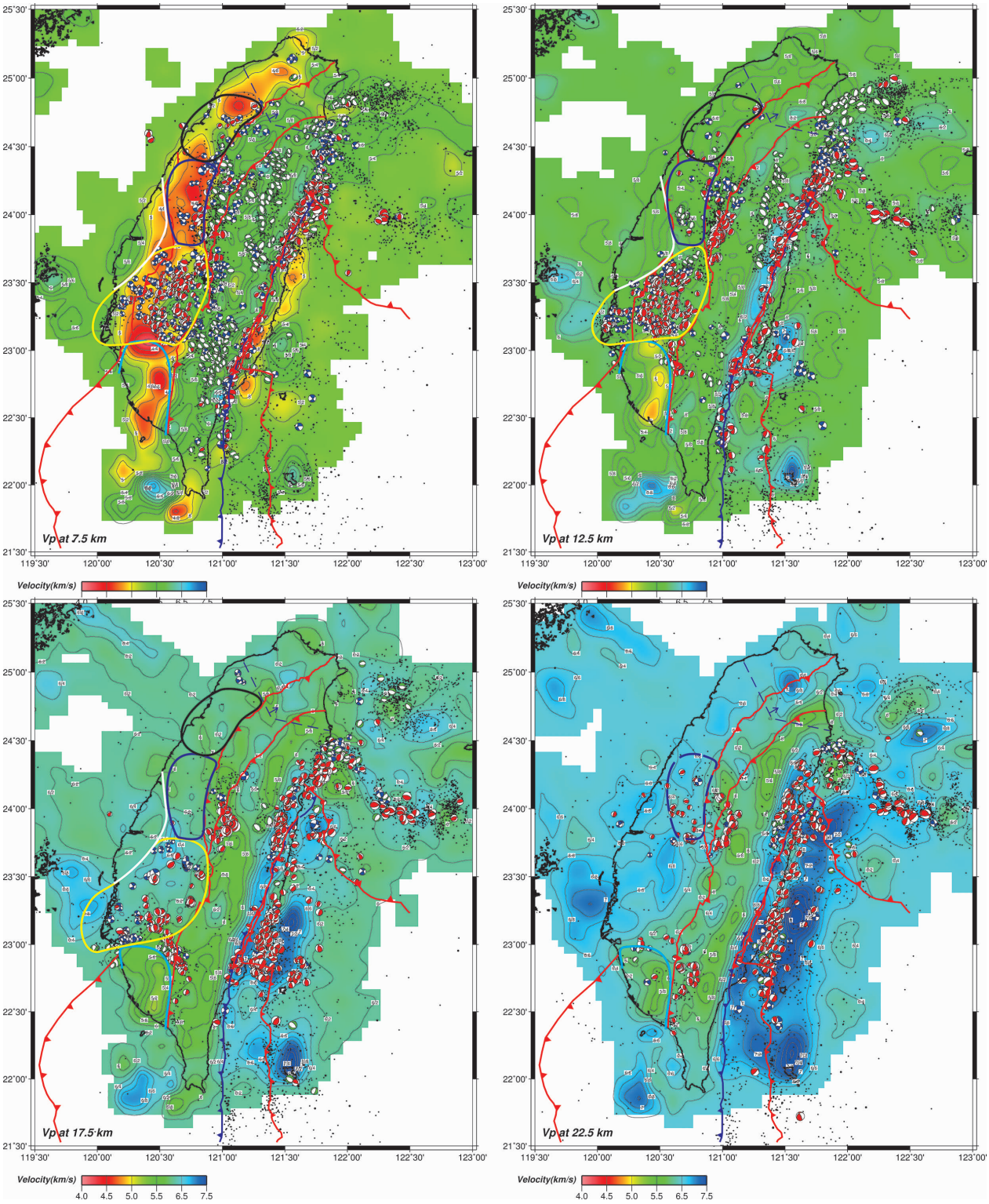


圖 4–20、桃竹苗地震帶（黑框）相較雲嘉南地震帶（黃框）在西部麓山帶的地震頻率非常低。白線為北港高區的邊界。

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。

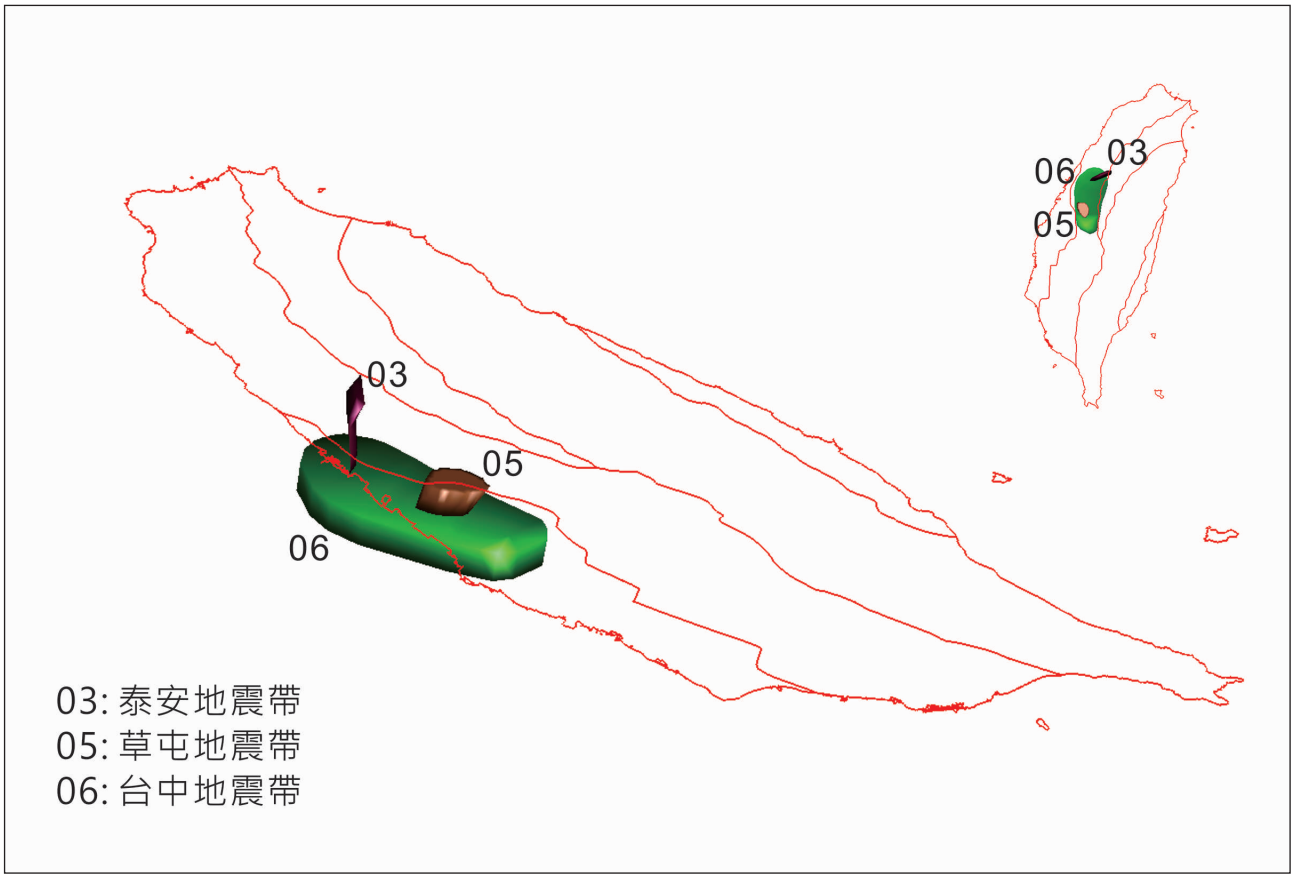


圖 4–21、桃竹苗地震帶的次級地震帶有泰安地震帶，以及中彰投地震帶的草屯與台中地震帶的分布位置。

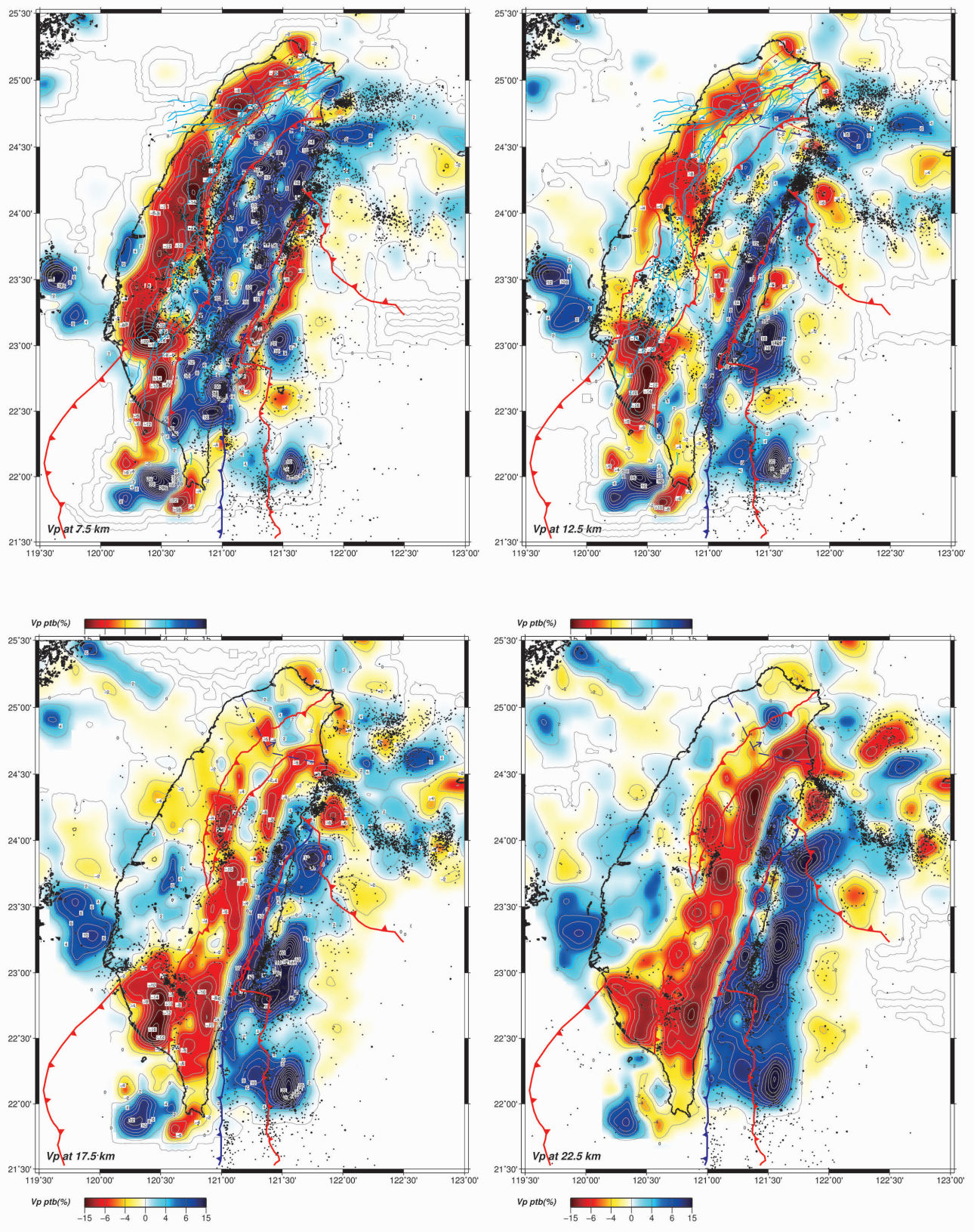


圖 4–22、南北的西部麓山帶淺部地殼的 Vp 異常擾動值變化。深度 15 公里以下，高屏地區 (地震帶) 的 Vp 異常擾動值為負值，為富含水岩層。

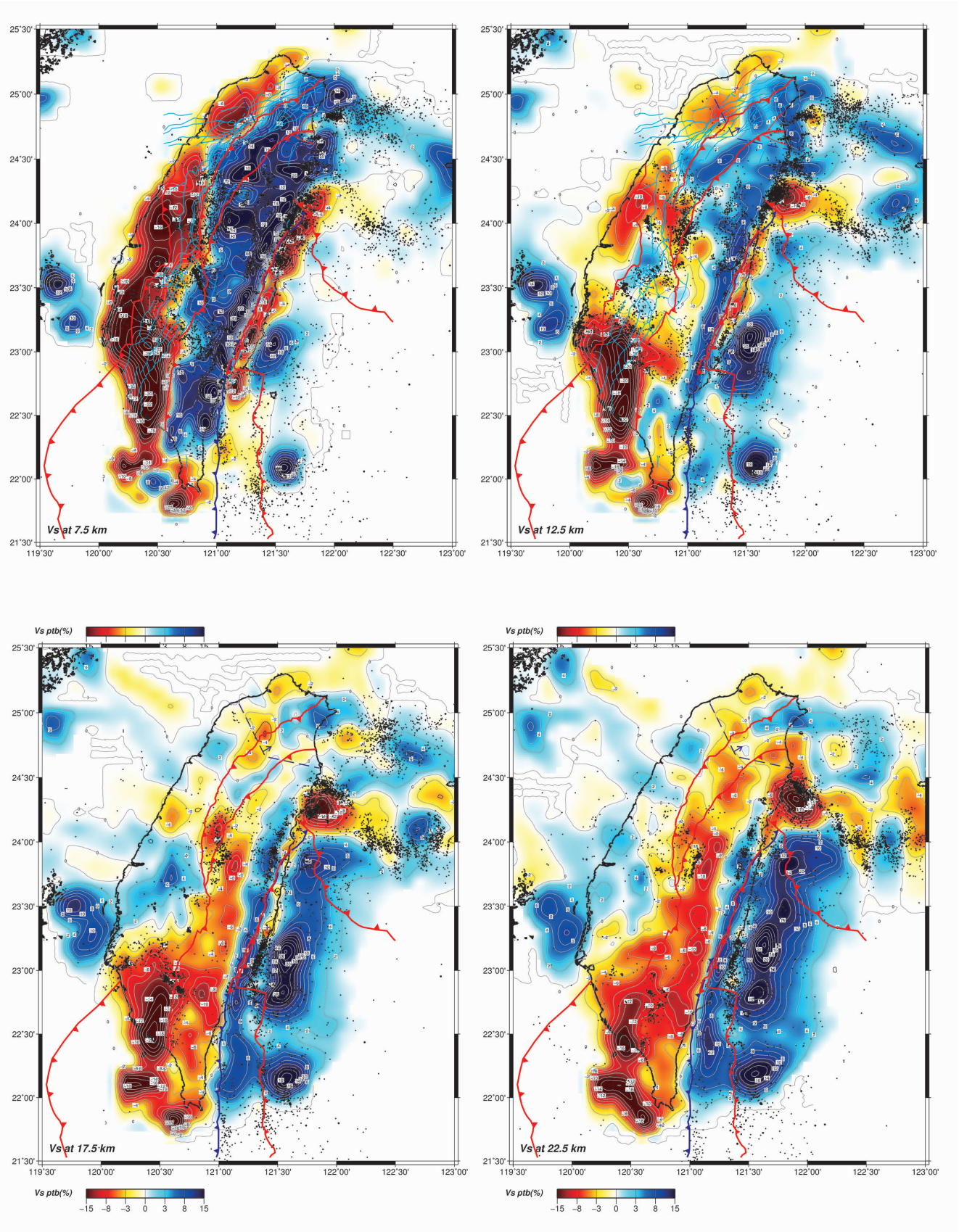


圖 4–23、南北的西部麓山帶淺部地殼的 Vs 異常擾動值變化。深度約 15 公里以下，高屏地區 (地震帶) 的 Vs 異常擾動值為負值，為富含水岩層。

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。

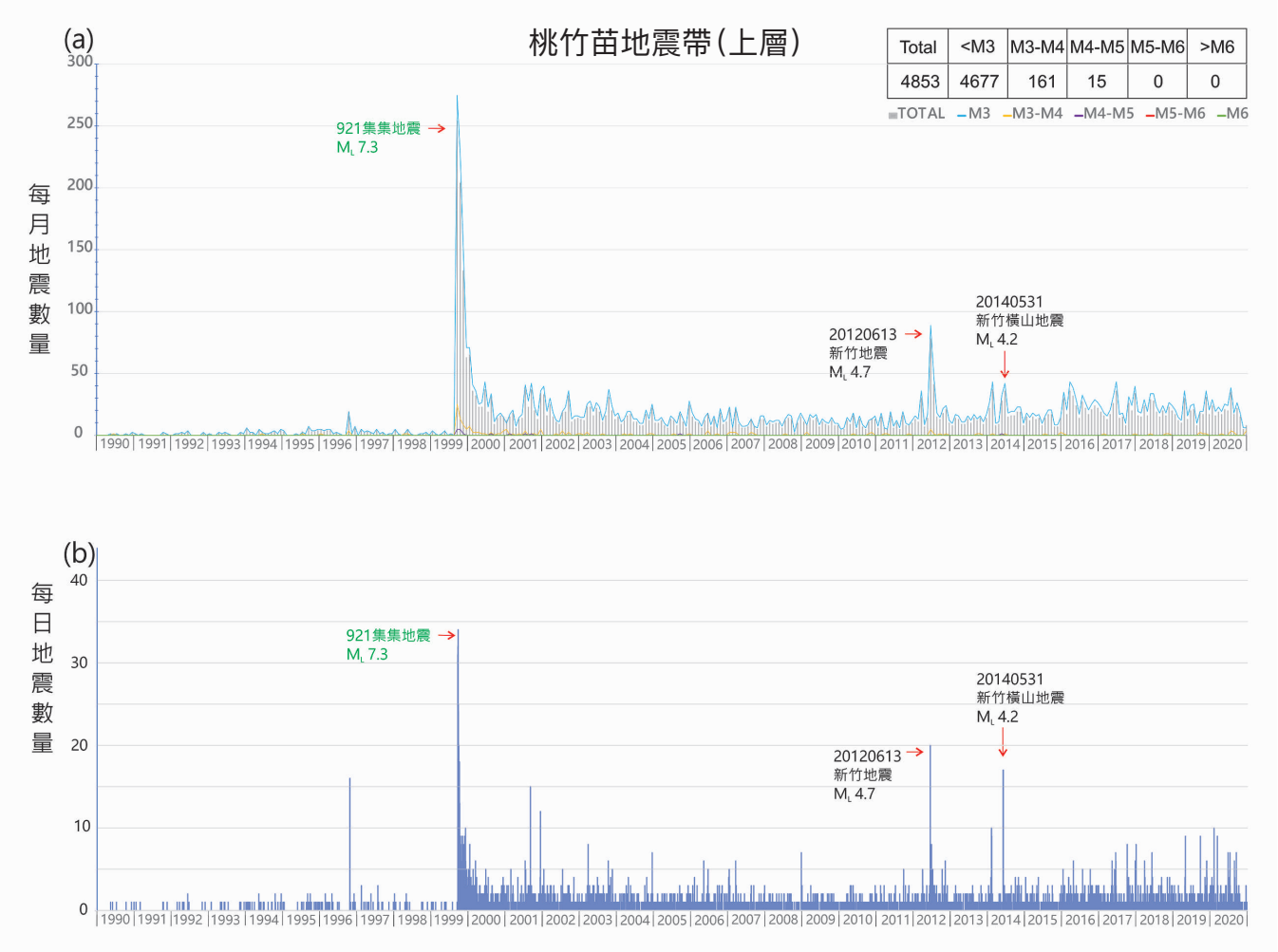


圖 4–24、1990~2020 年地震頻率。桃竹苗地震帶上層（脫底斷層以上）的地震頻率較低，921 集集地震之後，平均每月 10~20 起，且沒有發生 >M_L 5.0 地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

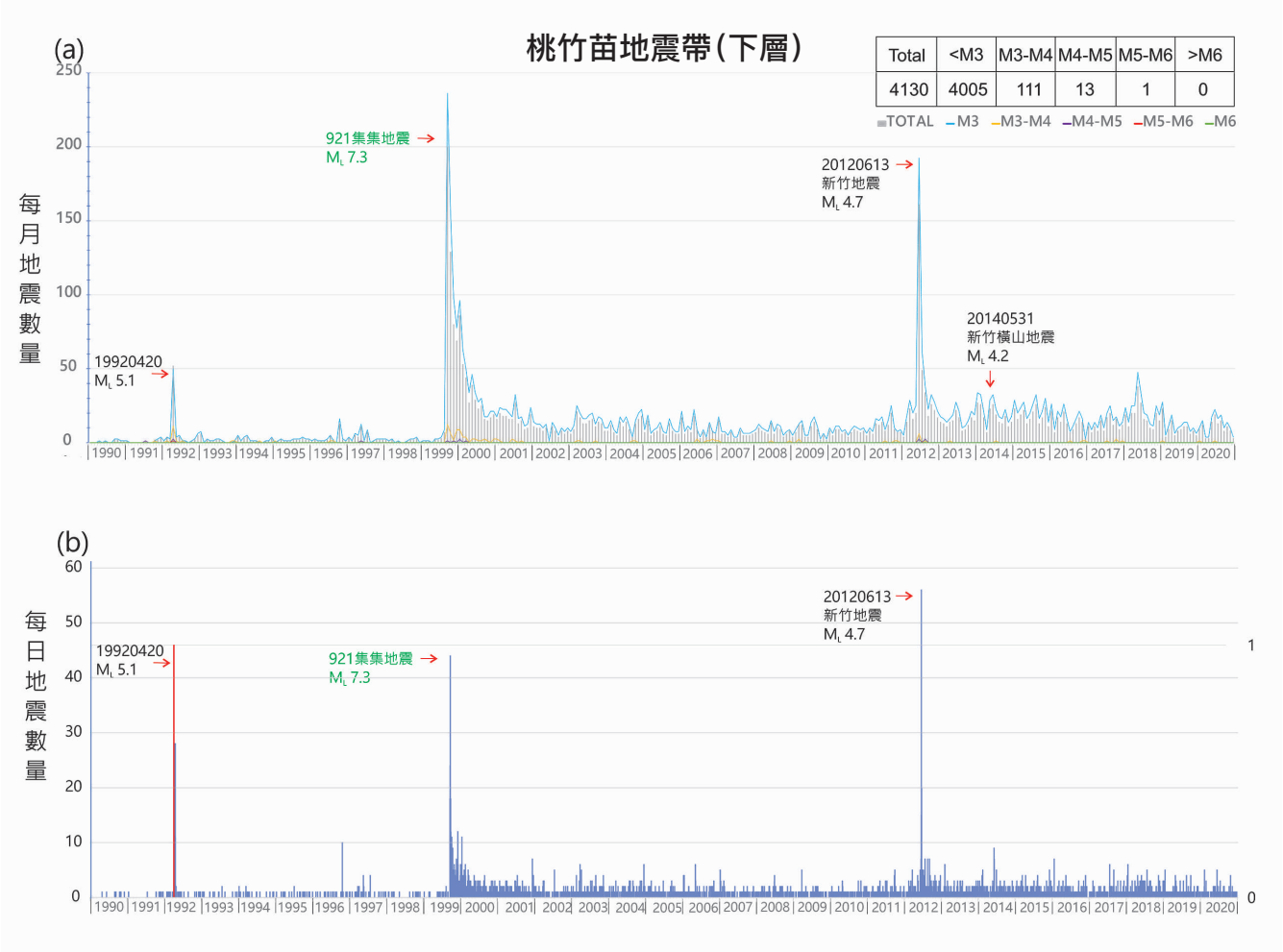


圖 4–25、1990~2020 年地震頻率。桃竹苗地震帶下層 (脫底斷層以下) 的地震頻率較低，921 集集地震之後，平均每月 10~20 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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。

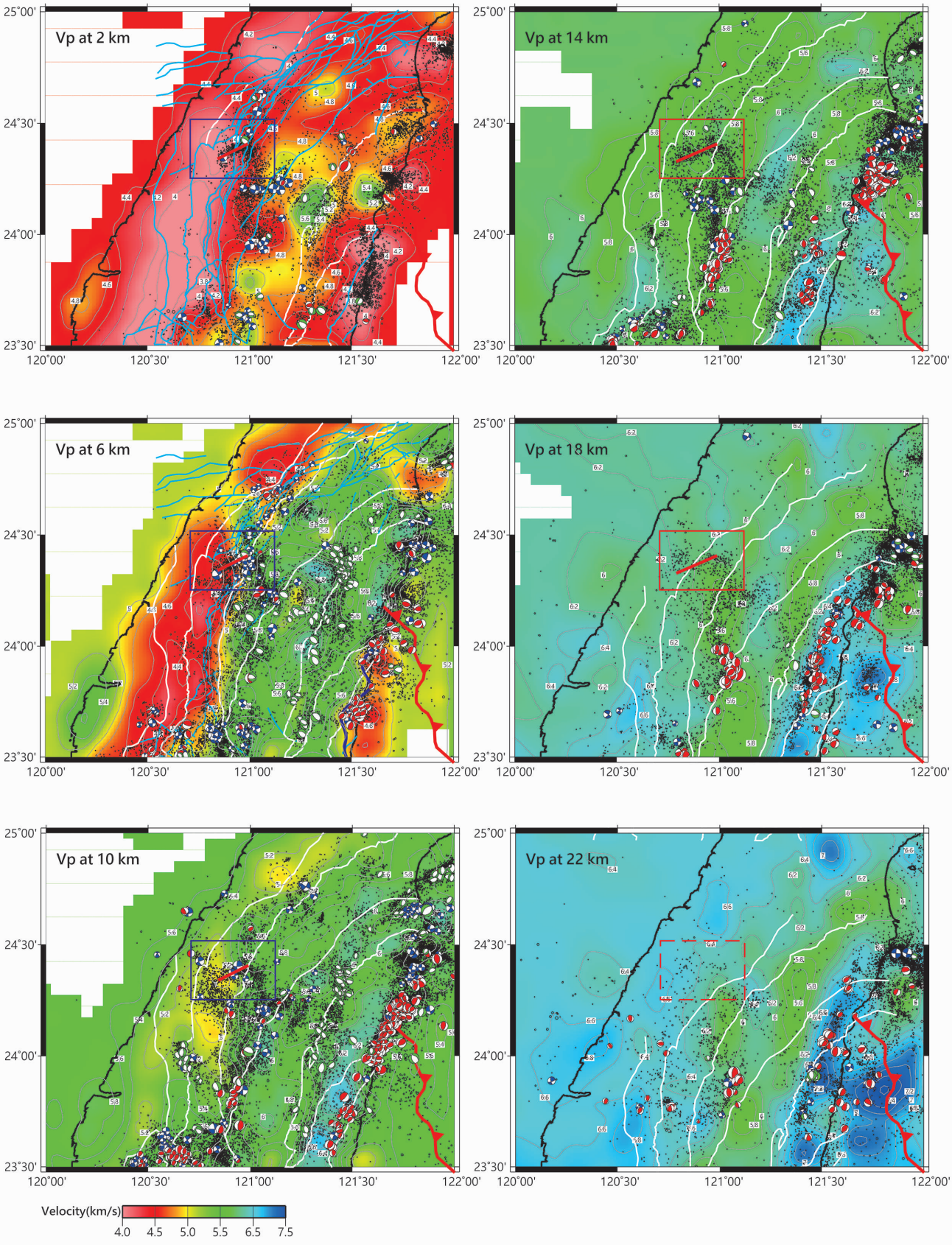


圖 4–26、泰安地震帶的地震深度 <18 公里，紅線為斷層走向。深度 >18 公里少有地震 (紅色虛線)。淡藍線為褶皺 ─ 逆衝斷層帶的斷層。

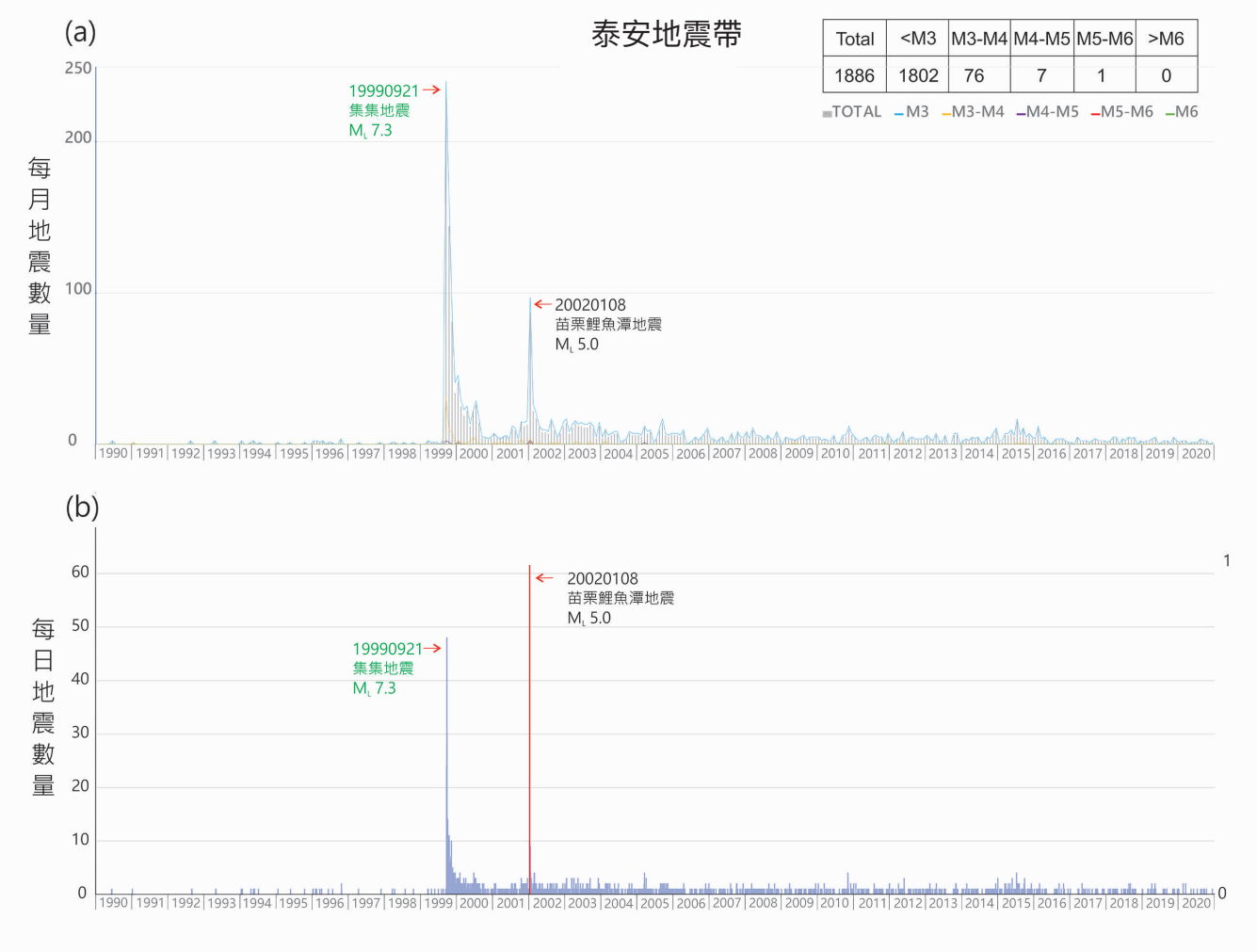


圖 4–27、1990~2020 年地震頻率。921 地震之後，泰安地震帶每月十數起地震，大多 <M_L 4.0。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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。

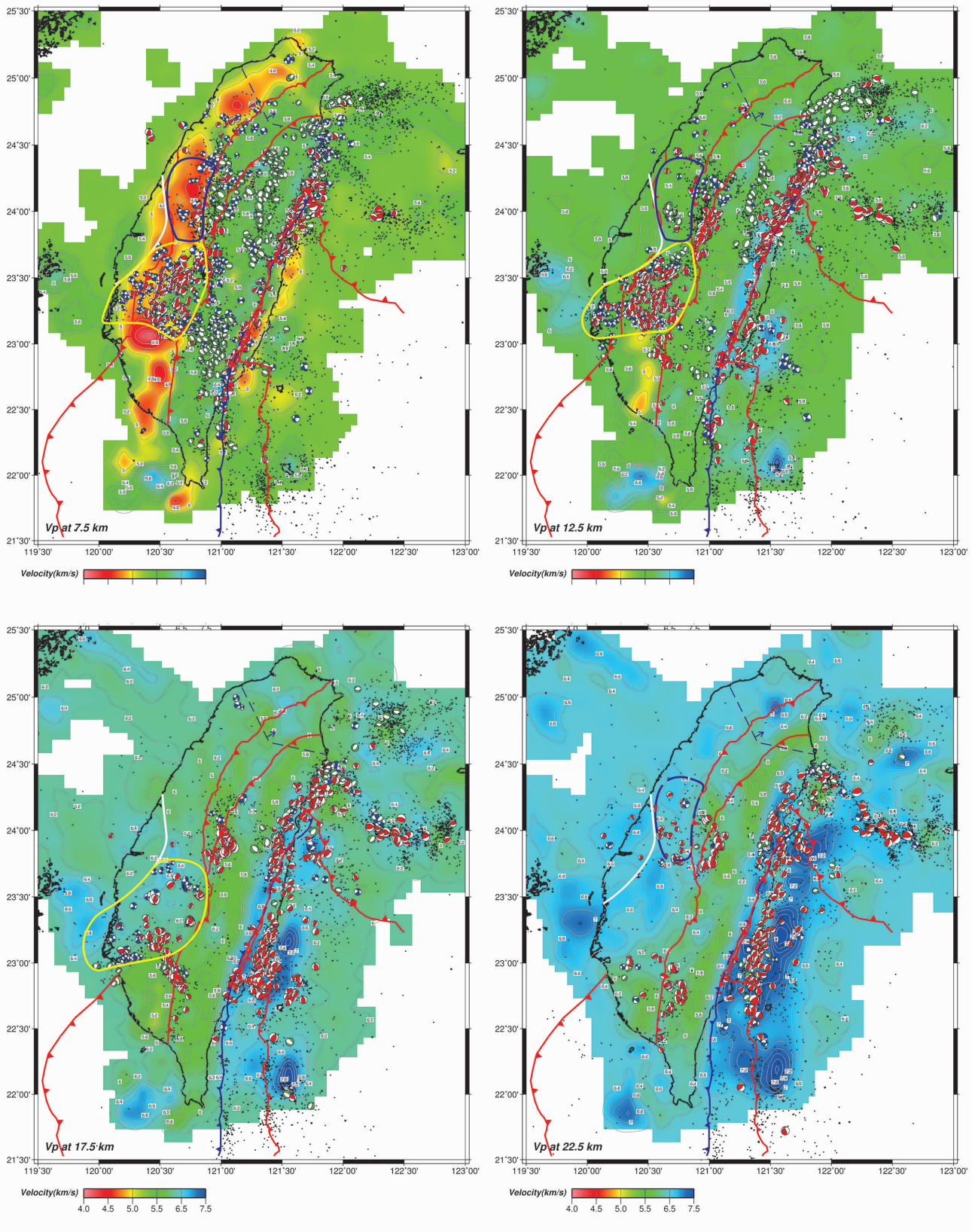


圖 4–28、中彰投地震帶（藍框）較雲嘉南地震帶（黃框）的地震頻率還低。白線為北港高區邊界。中彰投地區在深度 20~40 公里，另存一台中地震帶，但雲嘉南地區在此深度以下已少有地震。

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。

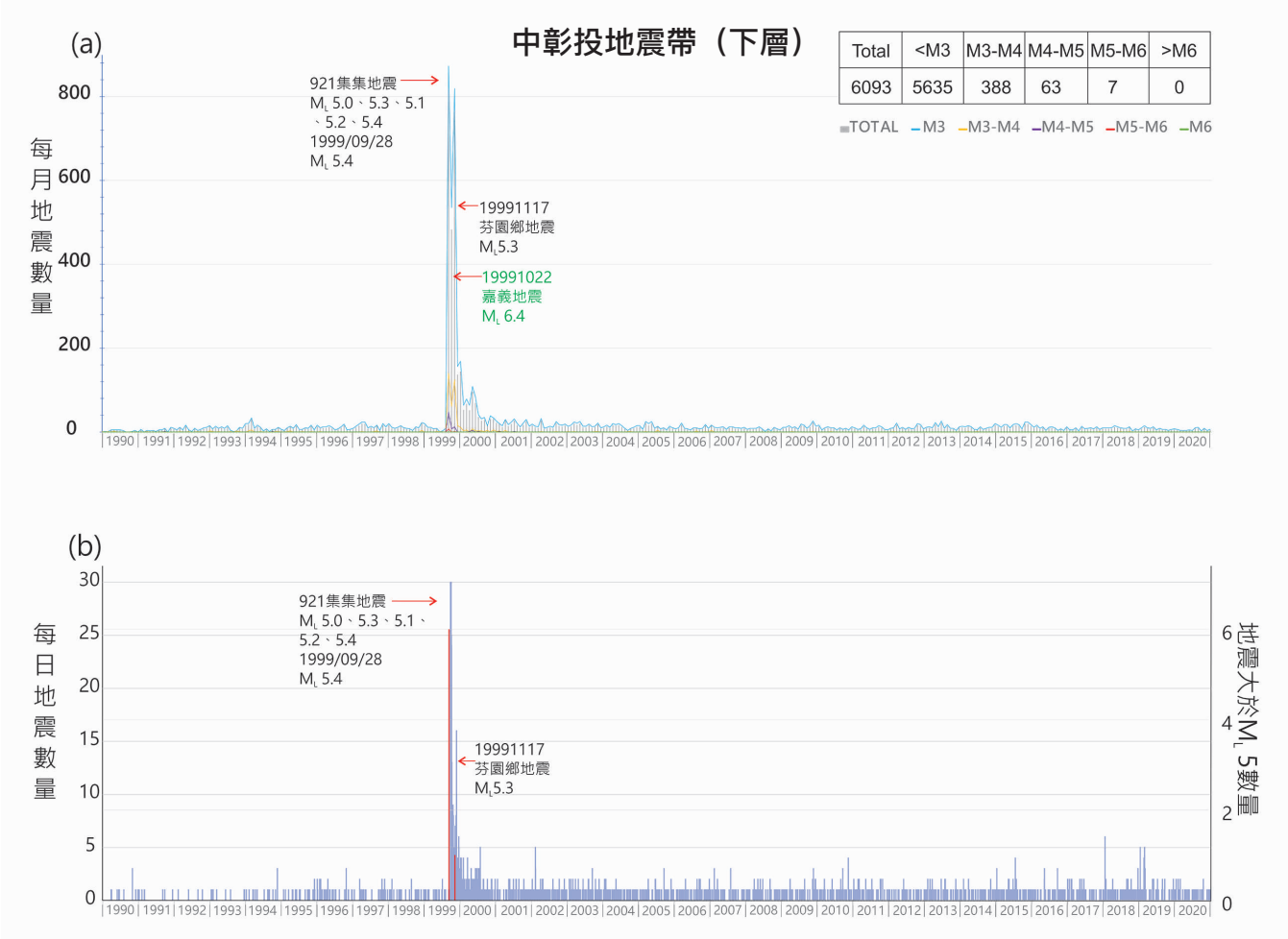


圖 4–30、1990~2020 年地震頻率。中彰投地震帶下層的地震頻率較上層高，下層每月地震 10~20 起（雲嘉南地震帶每月平均 150 起），觀測期間的 M_L 5.0~6.0 地震共發生 7 起，皆受到 921 集集地震的觸發。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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）。

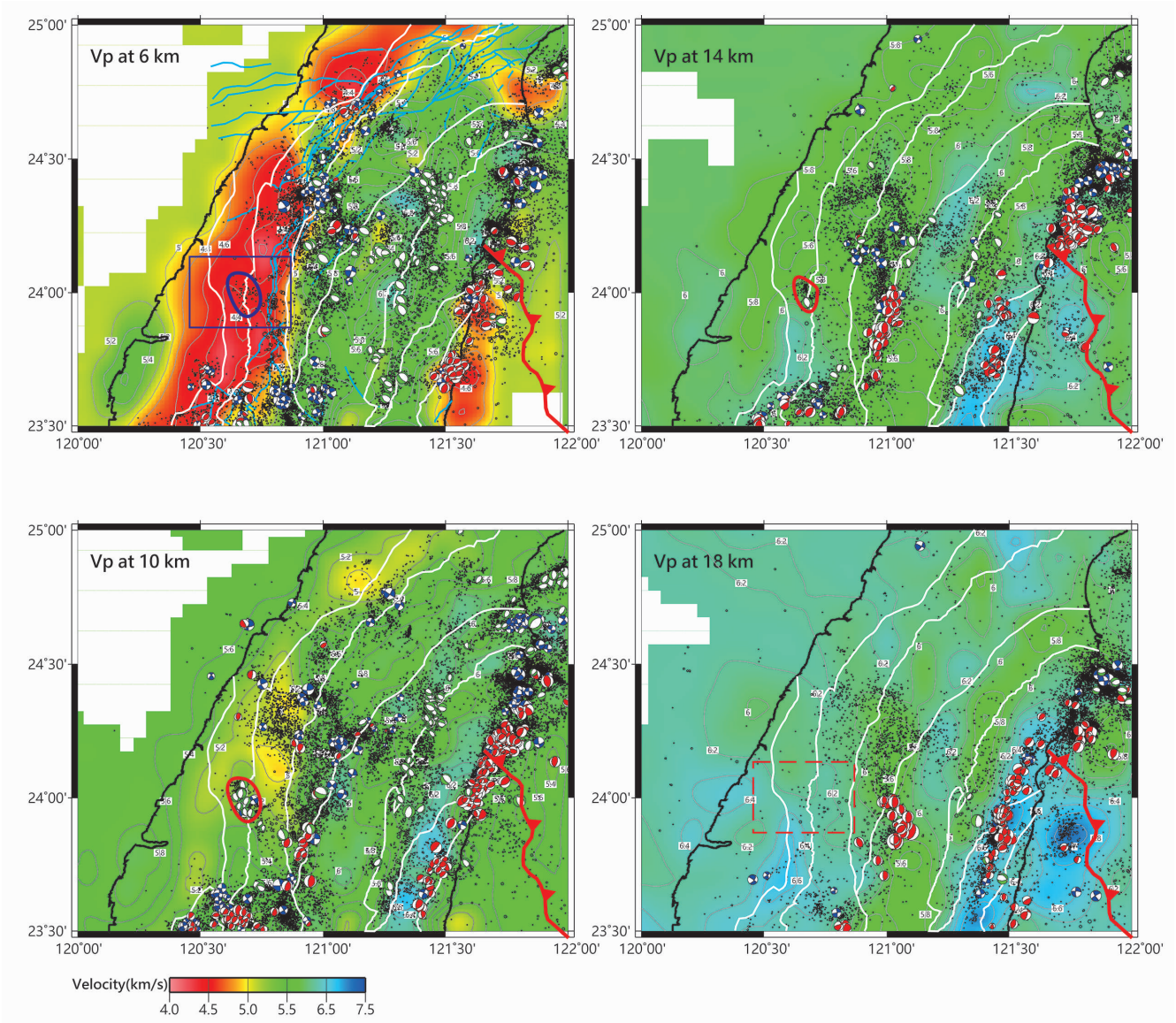


圖 4–31、草屯地震帶地震分布在深度 6~14 公里，以下少有地震。

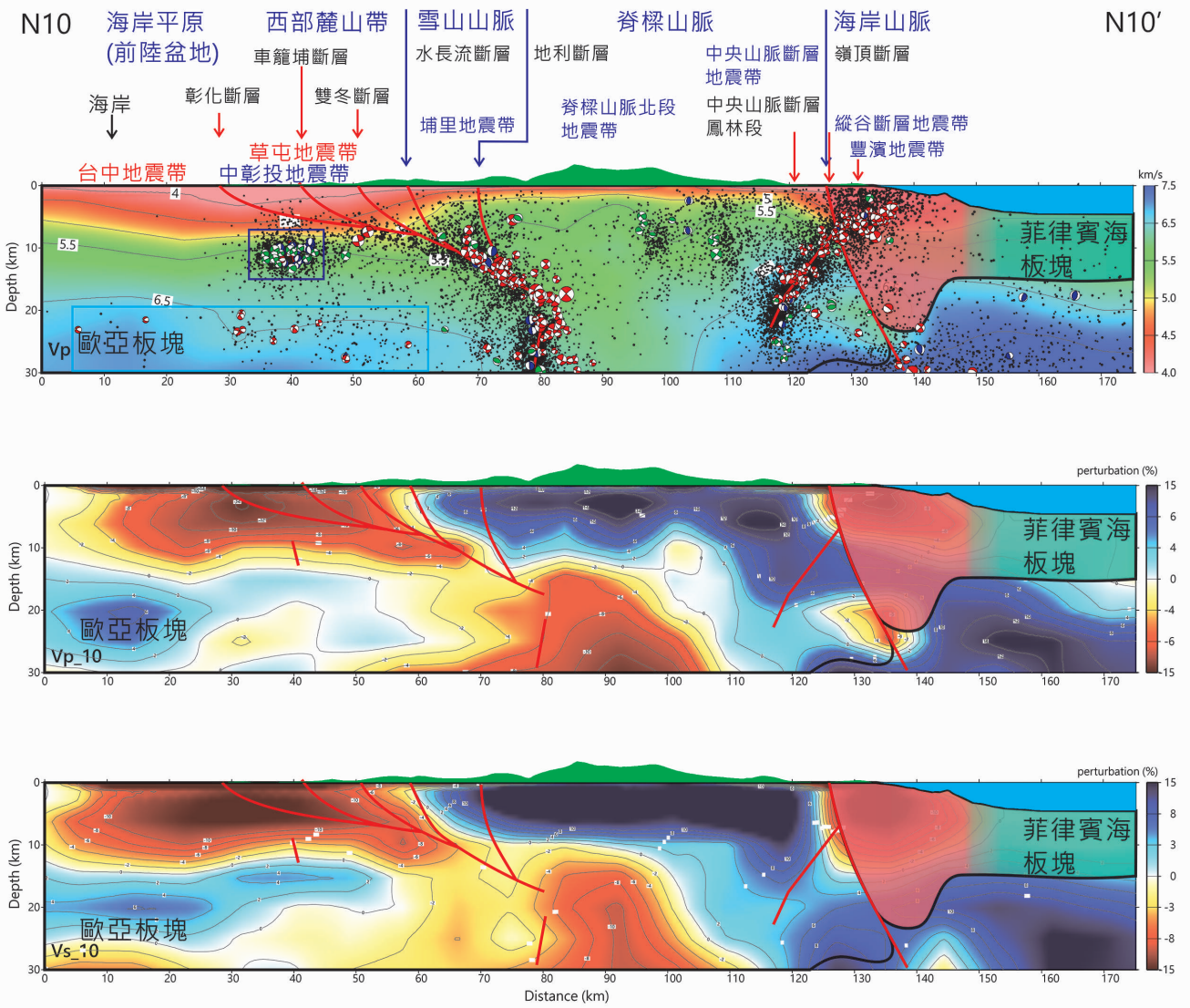


圖 4–32、草屯地震帶（藍框）位在脫底斷層以下，地震深度 6~14 公里，處於 Vp 與 Vs 異常擾動值與 Vp/Vs 值變化界面，界面以下地殼為 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的高速層。台中地震帶（淡藍框）深度 20~40 公里，屬於高速層。剖面位置見圖 3–1。



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**）。

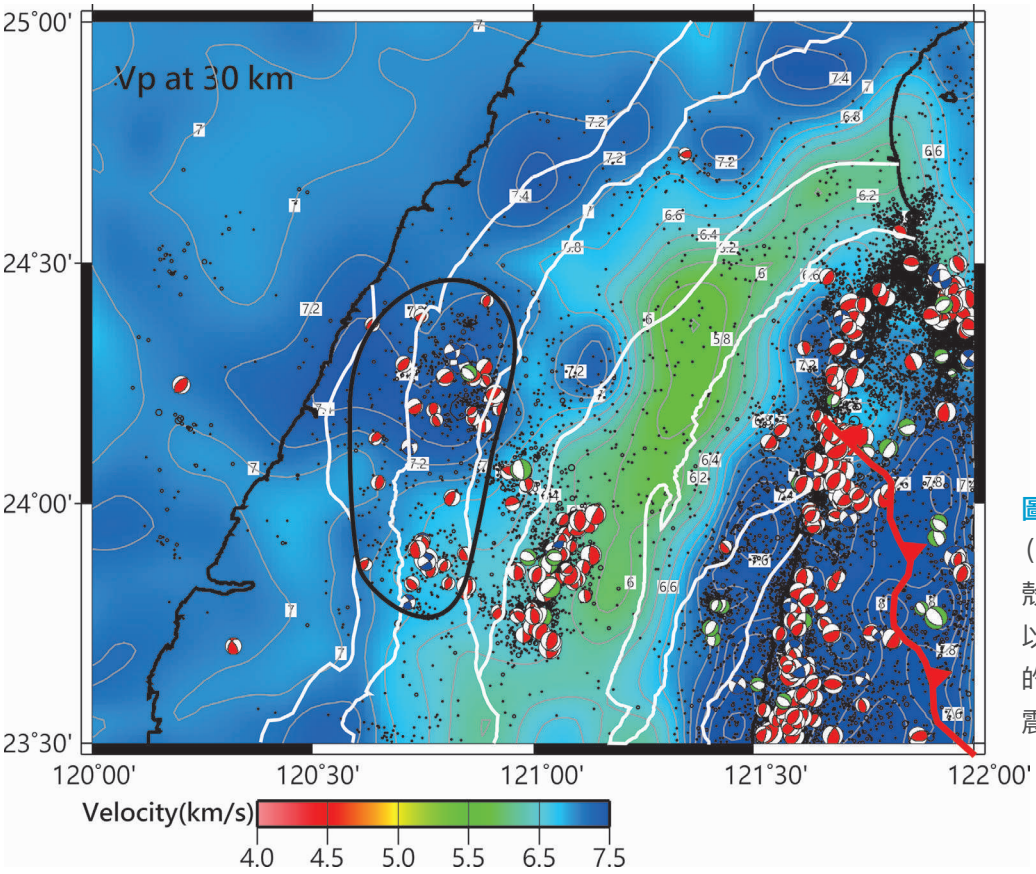


圖 4–34、台中地震帶（黑線）位於中下部地殼，深度 20~40 公里，以逆移作用為主。東側的地震群集屬於埔里地震帶。

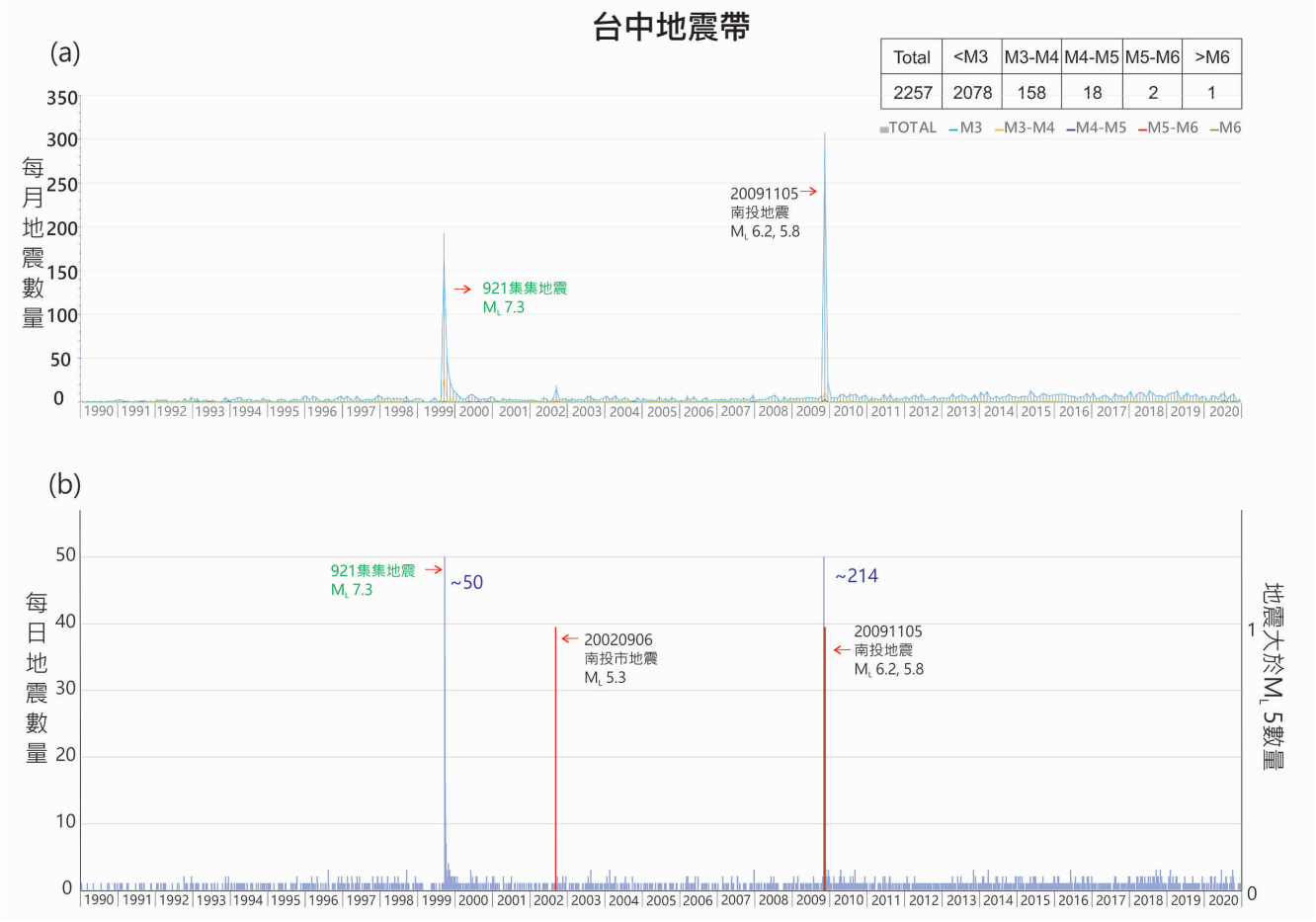


圖 4–35、1990~2020 年地震頻率。台中地震帶的地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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）。

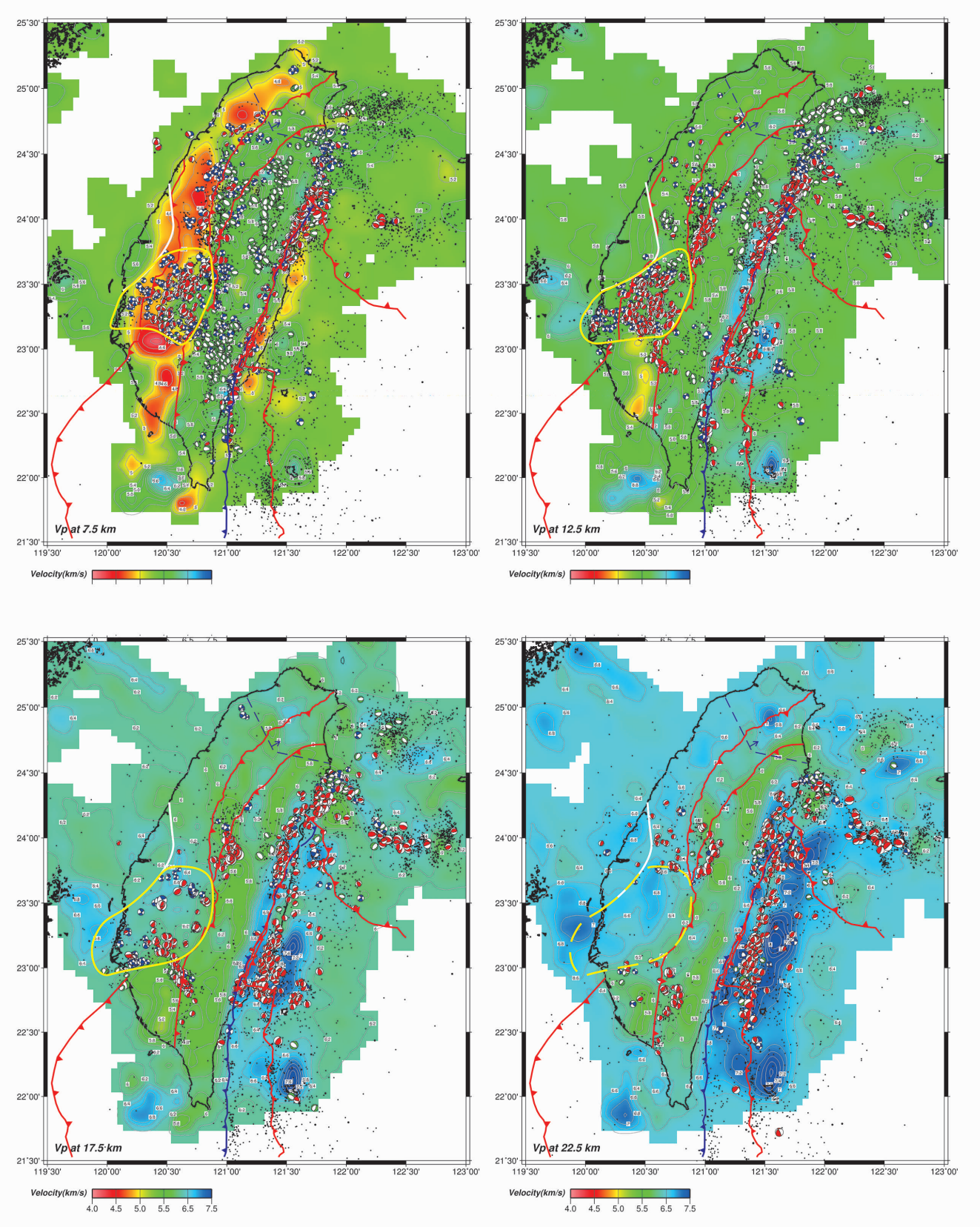


圖 4–36、西部麓山帶與雪山及脊樑山脈的界限，Vp 速度構造在深度 10 公里呈現明顯的分界。黃線框為雲嘉南地震帶，深度 5~20 公里，而 >20 公里幾無地震 (黃虛線框)。雲嘉南地震帶 (黃框) 是西部麓山帶當中地震頻率最高的地震帶。白線為北港高區的邊界。

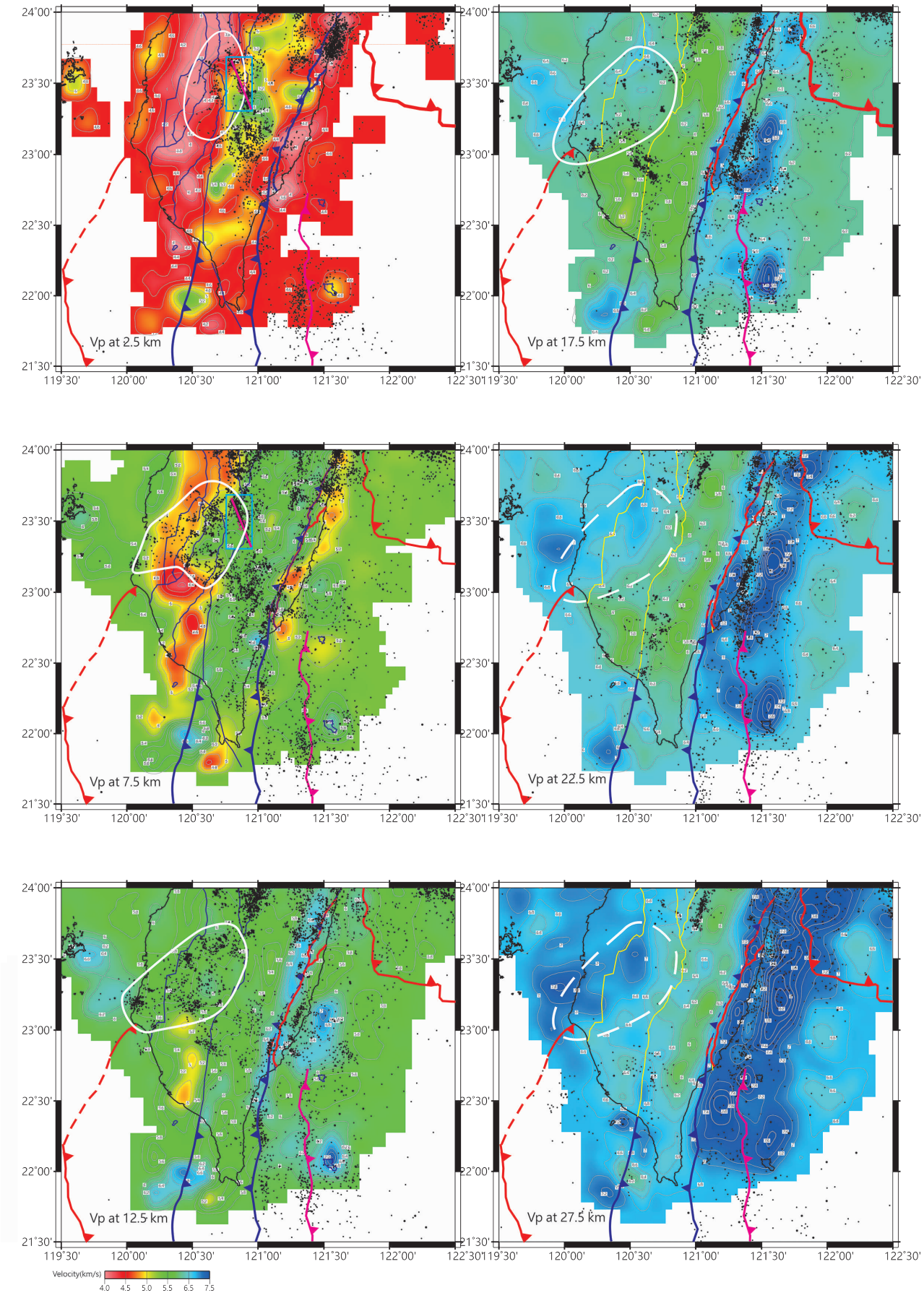


圖 4–37、雲嘉南地震帶於各深度的地震帶分布（白線），>20 公里（白虛線）已經少有地震。藍框內地震帶為阿里山地震帶，深度 <10 公里。

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。

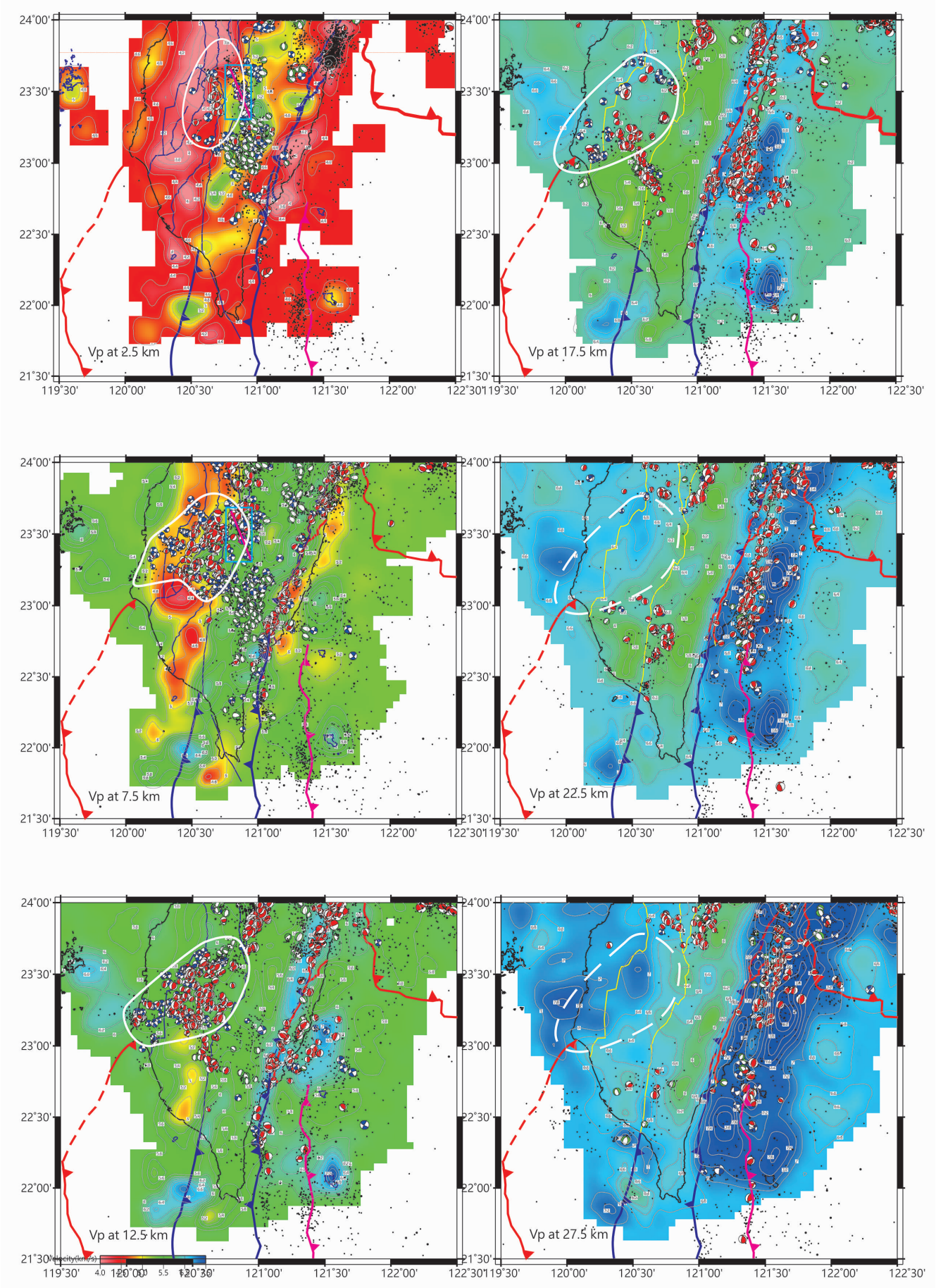


圖 4–38、雲嘉南地震帶（白線）的震源機制。深度 >20 公里（白虛線）已經少有地震。藍框內為阿里山地震帶，分布深度 <10 公里。

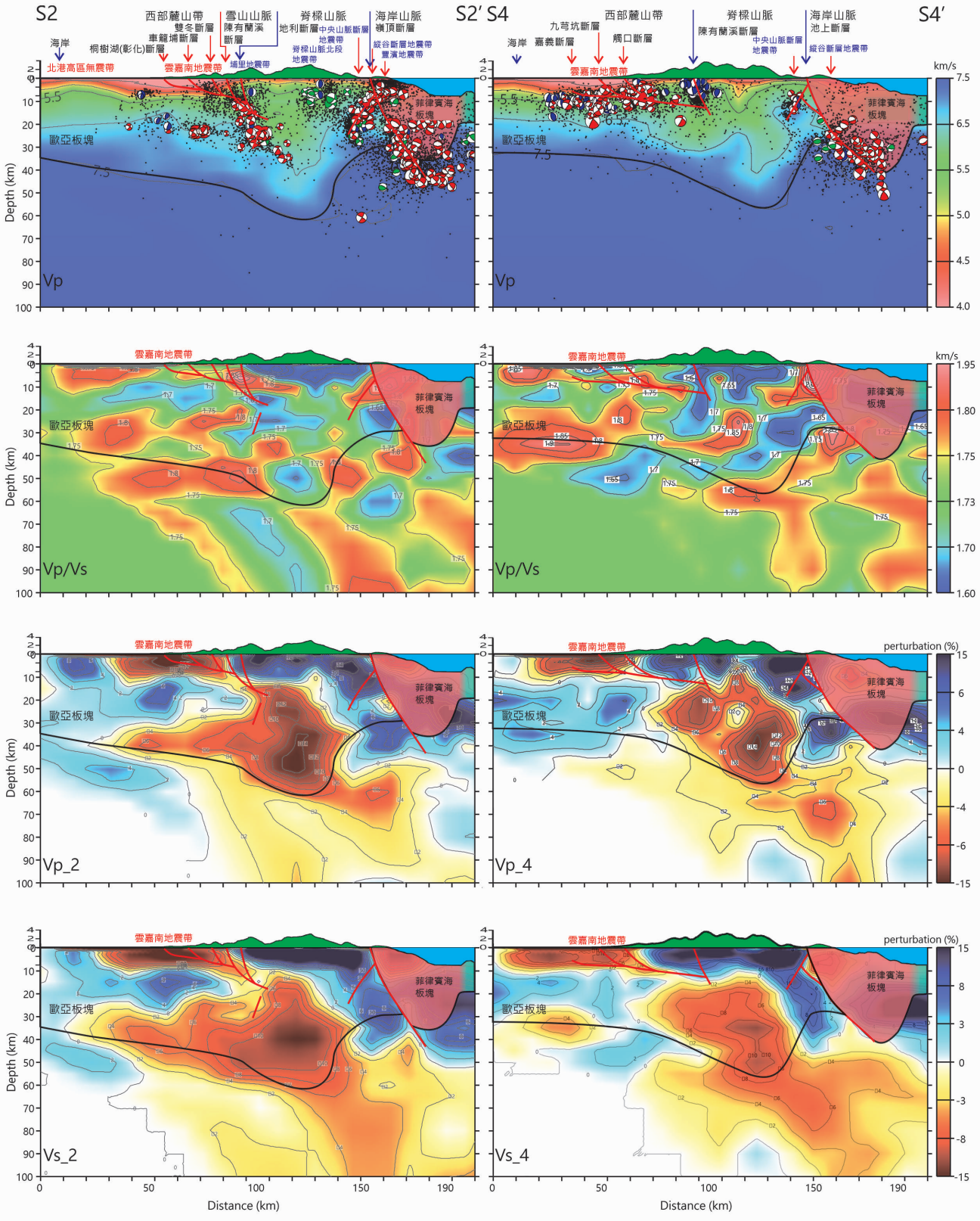


圖 4–39、S2 剖面，西側為北港高區無震帶，稍東側為雲嘉南地震帶。S4 剖面，雲嘉南地震帶範圍從海岸平原至西部麓山帶，深度大致沿著地殼速度構造變化界面上下。剖面位置見圖 3–2。

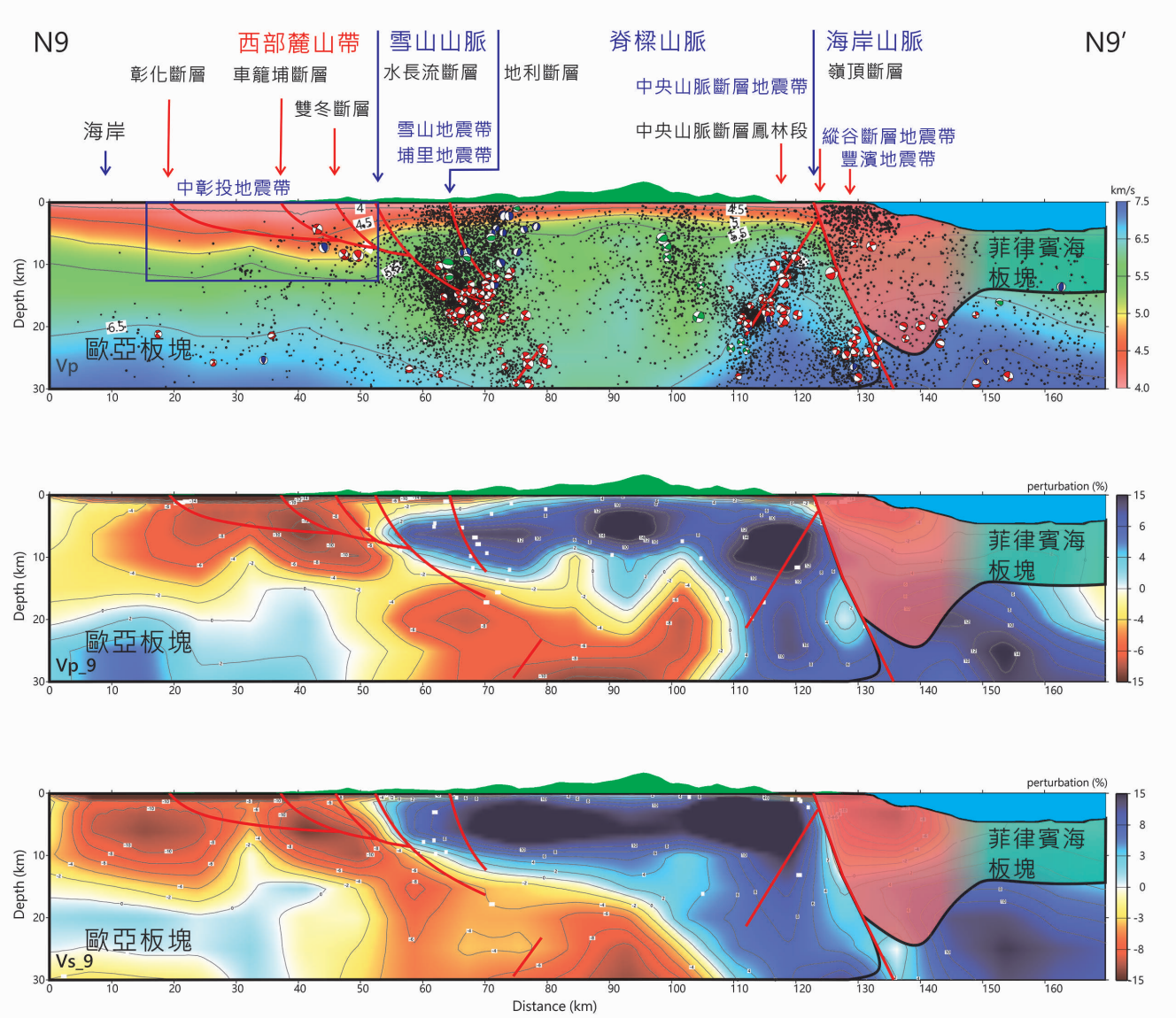


圖 4–40、N9 剖面。中彰投地震帶的脫底斷層上下的地震非常少，且少有 >M_L 3.0 地震。剖面位置見圖 3–1。

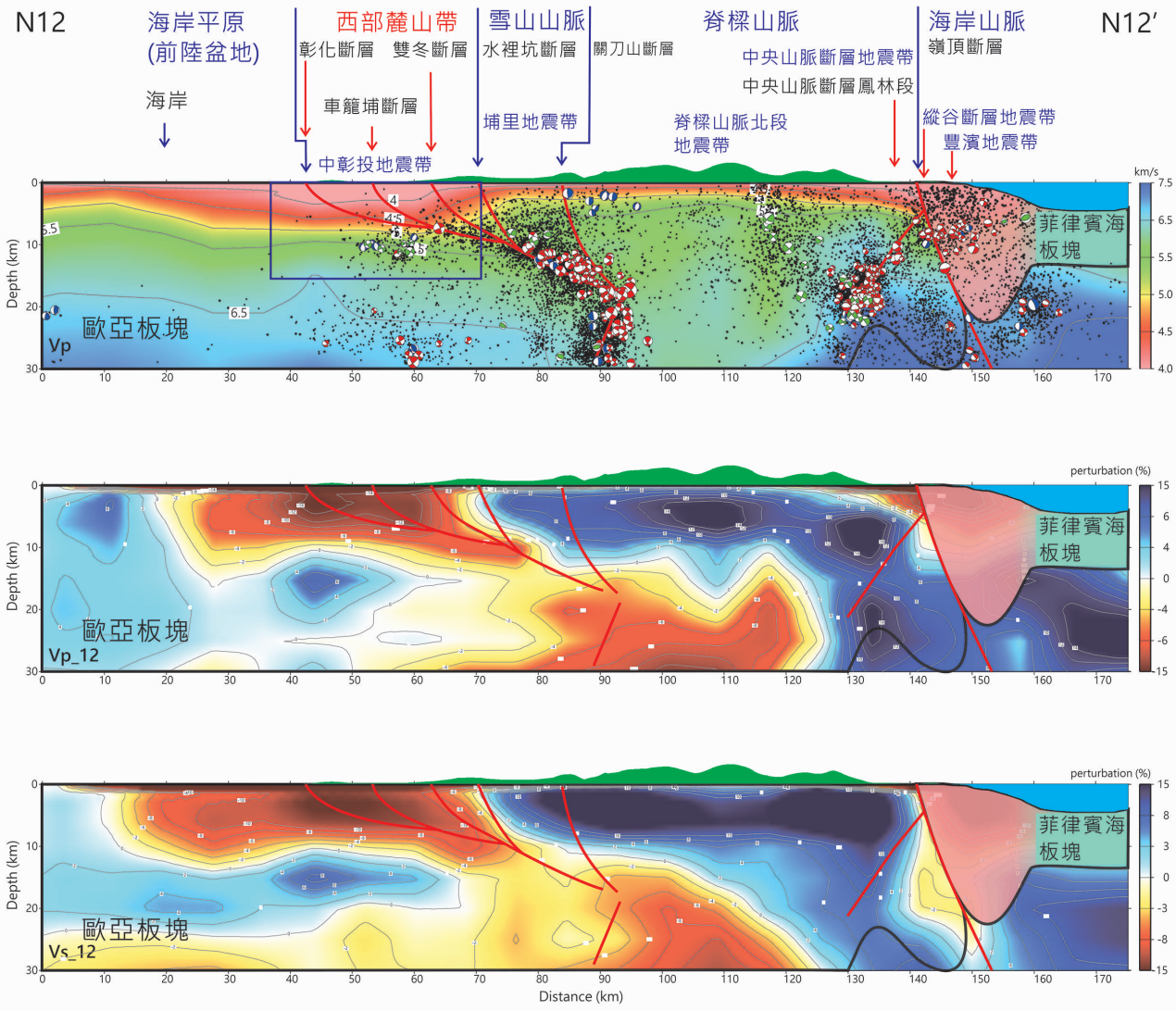


圖 4–41、N12 剖面。中彰投地震帶的脫底斷層上下的地震非常少，且少有 >M_L 3.0 地震。N12 剖面明顯可見埔里地震帶，剖面位置見圖 3–1。

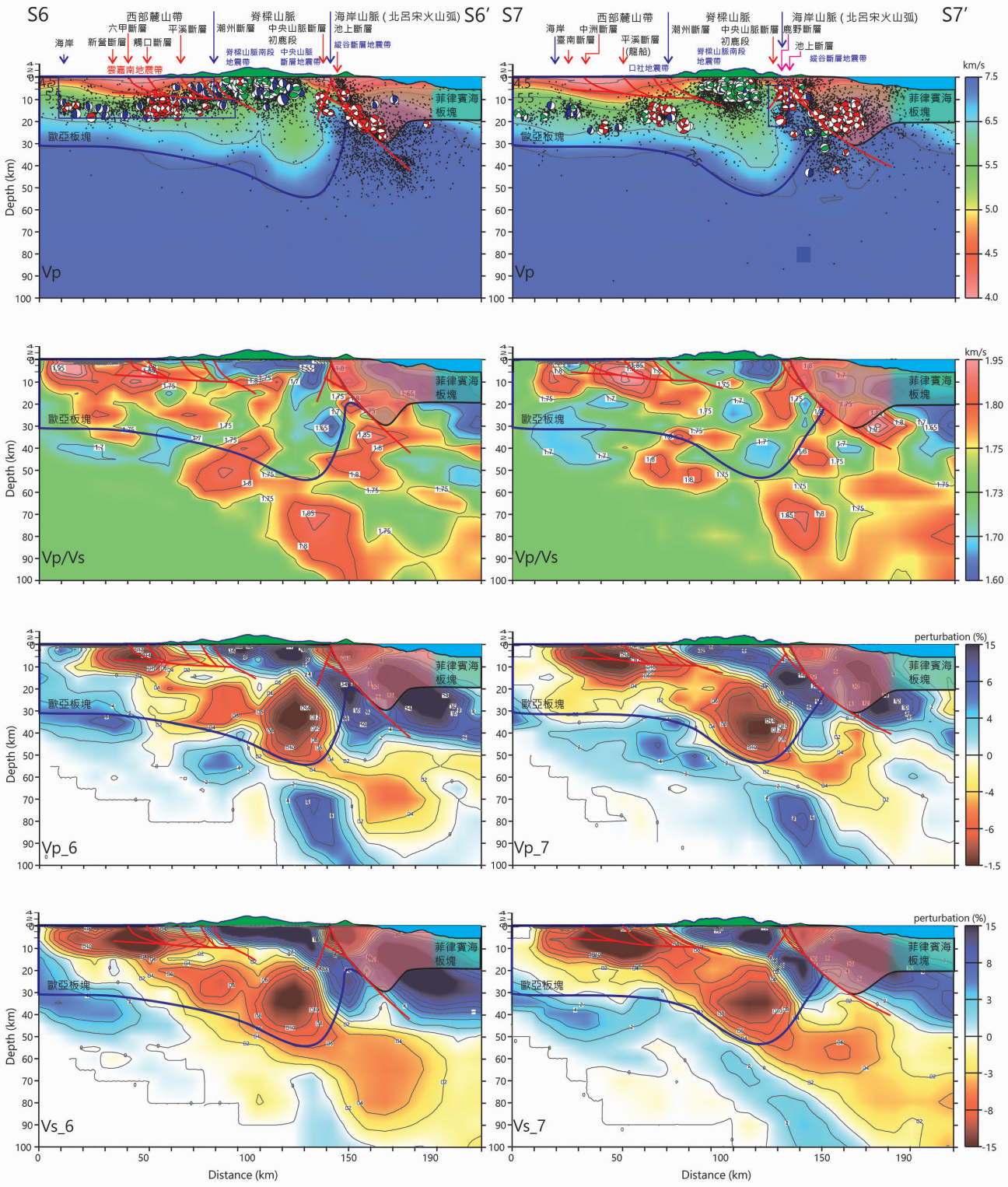


圖 4–42、S6 剖面，雲嘉南地震帶的地震分布在脫底斷層上下。S7 剖面不再出現大範圍地震帶，僅呈現小規模的地震群集，如口社地震帶。剖面位置見圖 3–2。

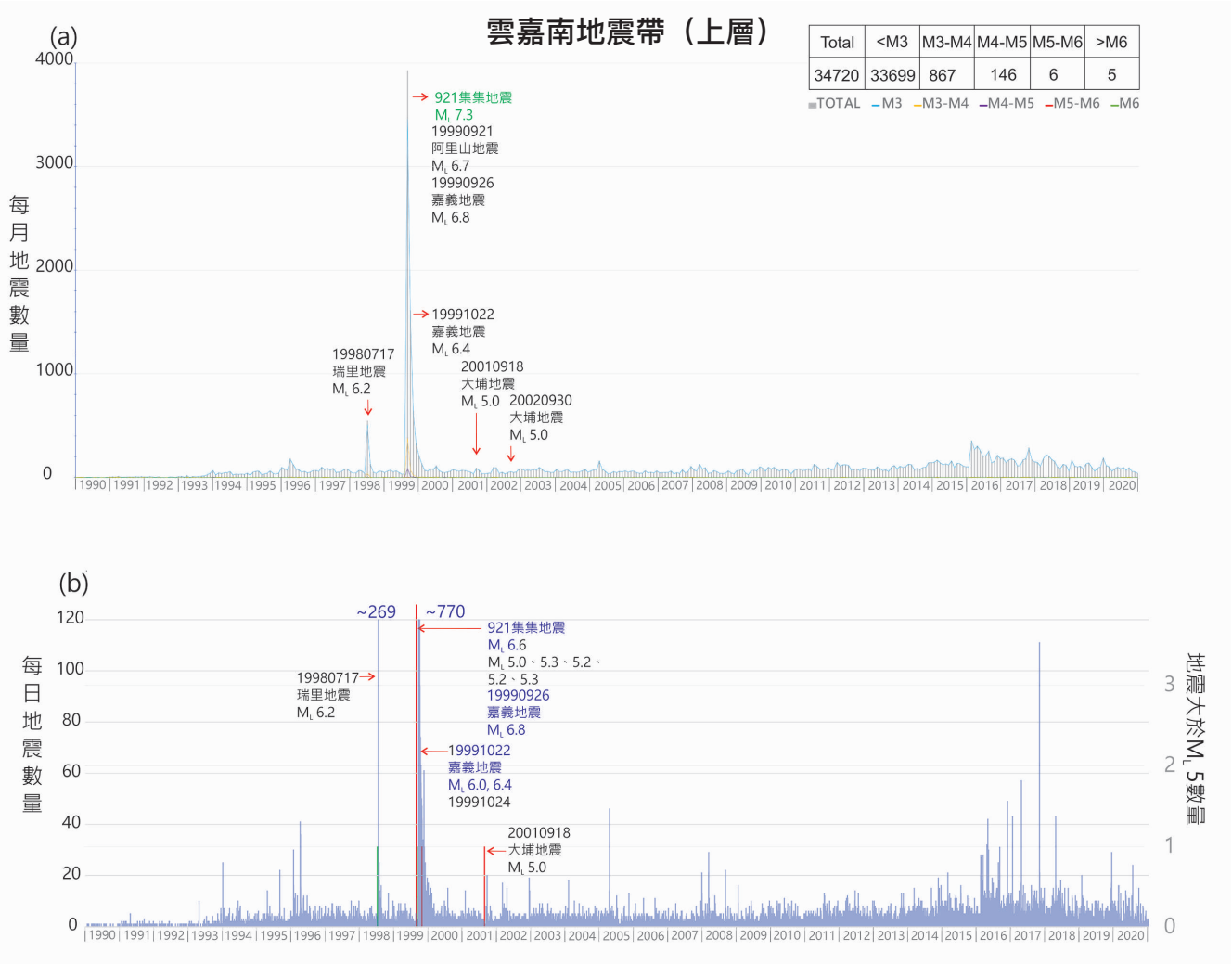


圖 4–43、1990~2020 年地震頻率。雲嘉南地震帶上層的地震頻率非常高，發生 <M_L 4.0 地震頻率約每月 100 起，遠高於桃竹苗約 14 起、中彰投約 7 起與高屏地震帶 0~1 起。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

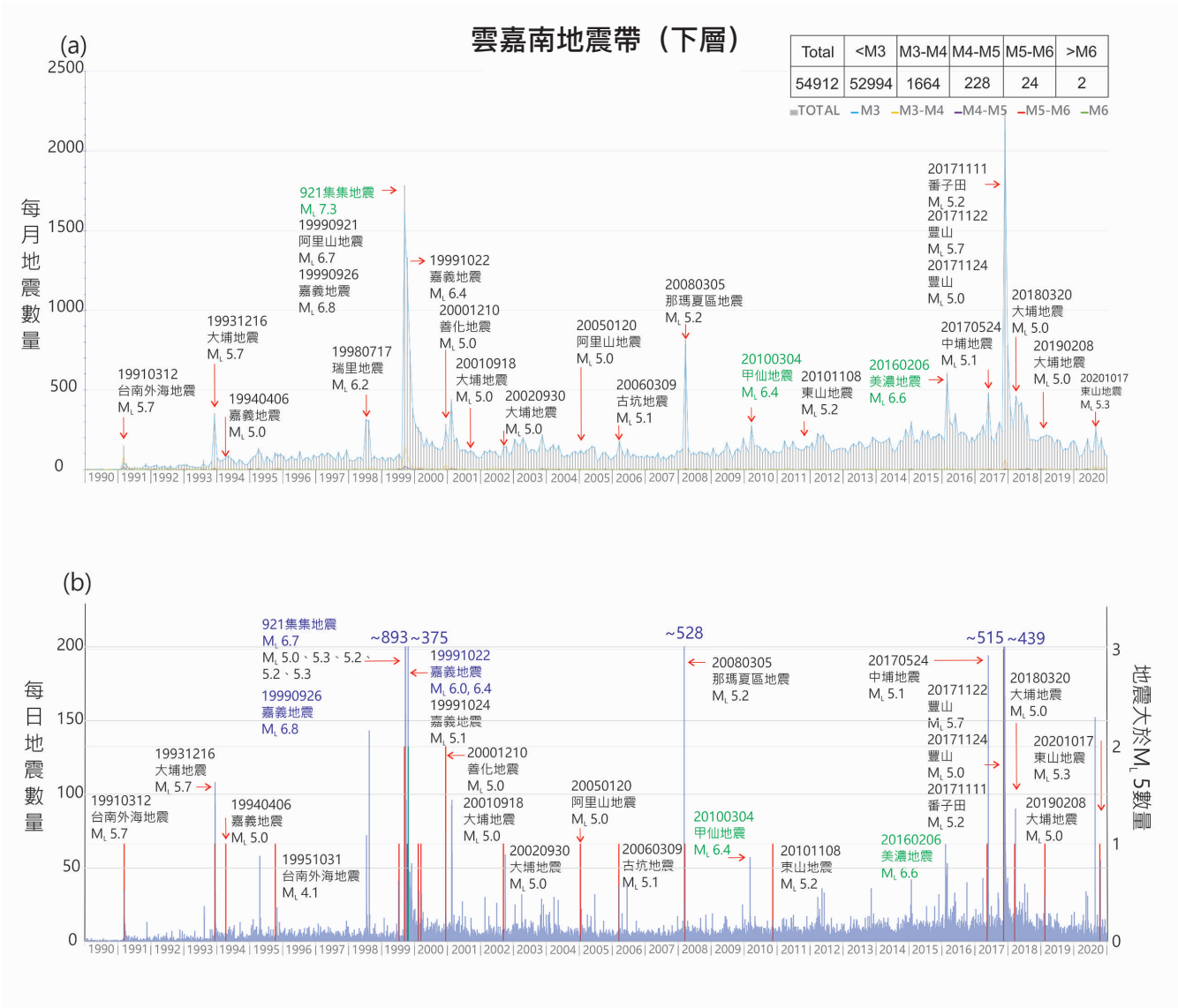


圖 4–44、1990~2020 年地震頻率。雲嘉南地震帶下層的地震頻率非常高，<M_L 4.0 地震頻率每月約 150 起。

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。

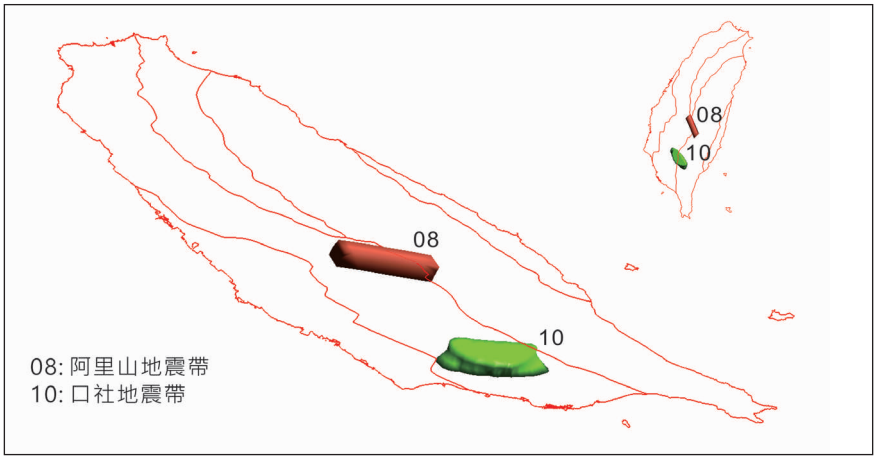


圖 4–45、雲嘉南地震帶的次級地震帶，阿里山地震帶，以及高屏地震帶的口社地震帶的分布位置。

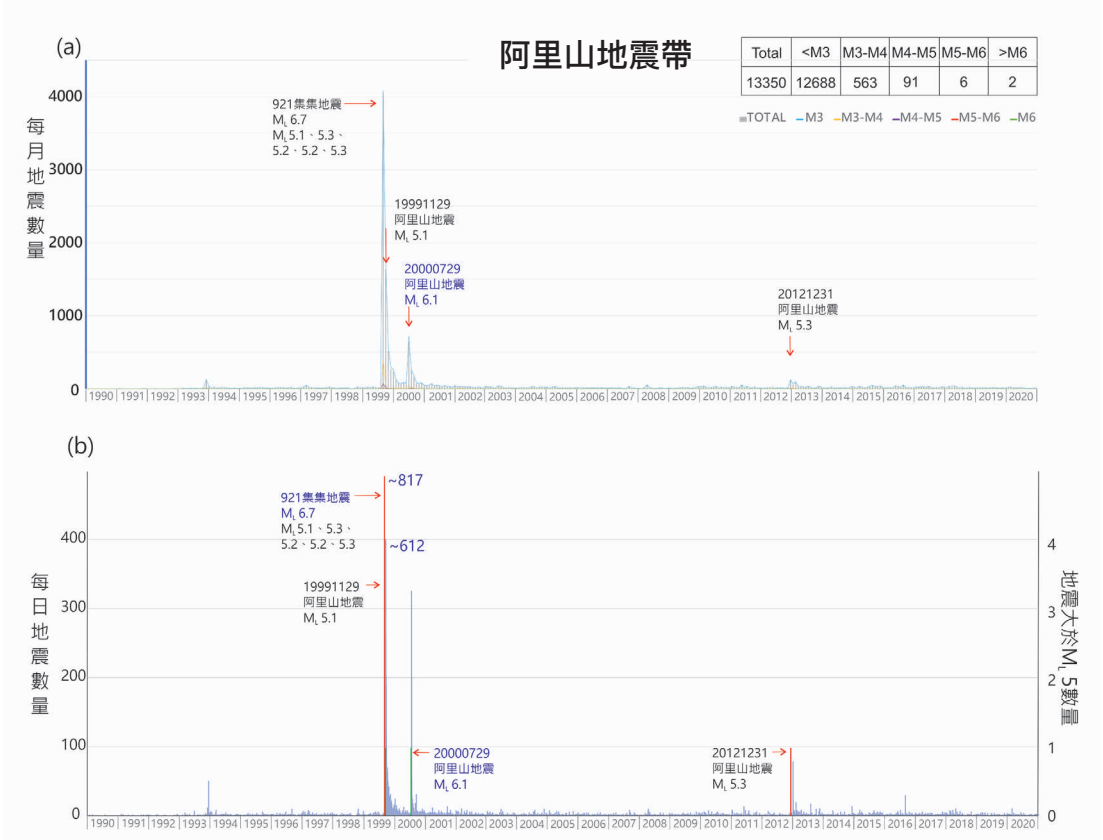


圖 4–46、1990~2020 年地震頻率。阿里山地震帶的地震頻率非常低，大多地震發生於 921 集集地震的同震與震後期間。

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。

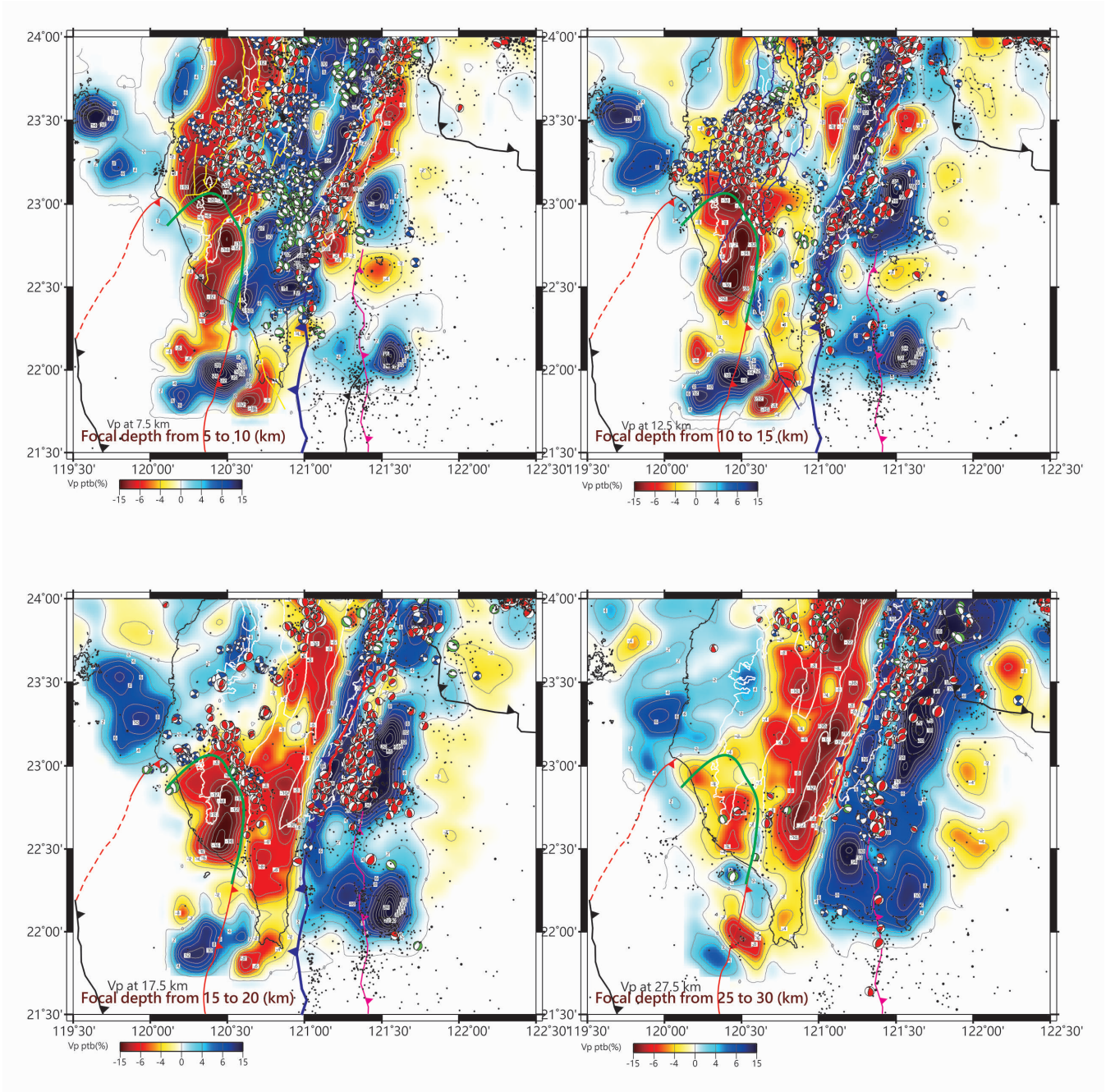


圖 4–47、高屏地震帶 (綠線) 於深度 15~30 公里的 Vp 異常擾動值明顯較北側雲嘉南地震帶還低，表示低速構造的地殼較厚。

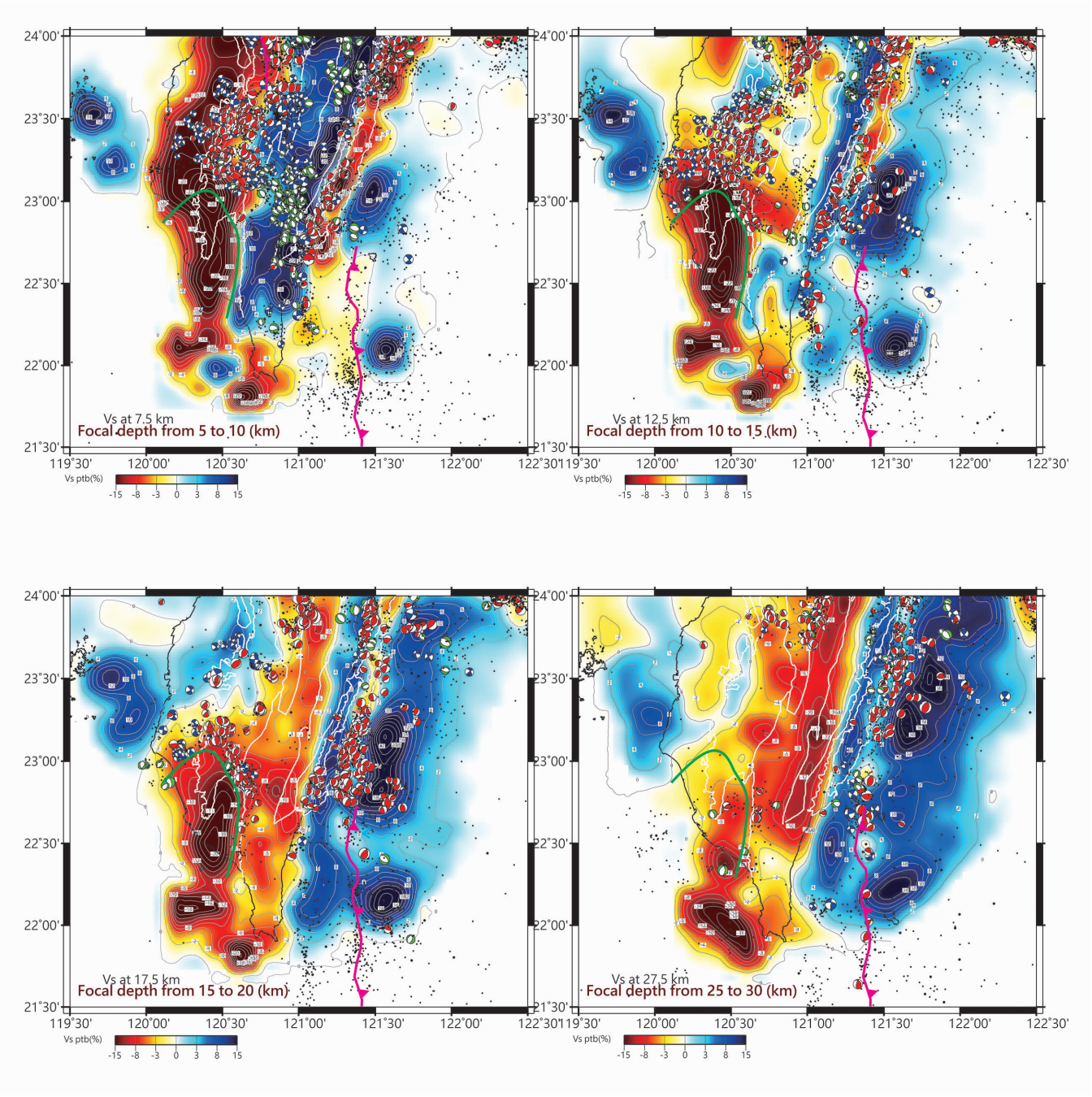


圖 4–48、高屏地震帶 (綠線) 於深度 10~30 公里的 Vs 異常擾動值明顯較北側雲嘉南地震帶還低，表示低速構造較厚。

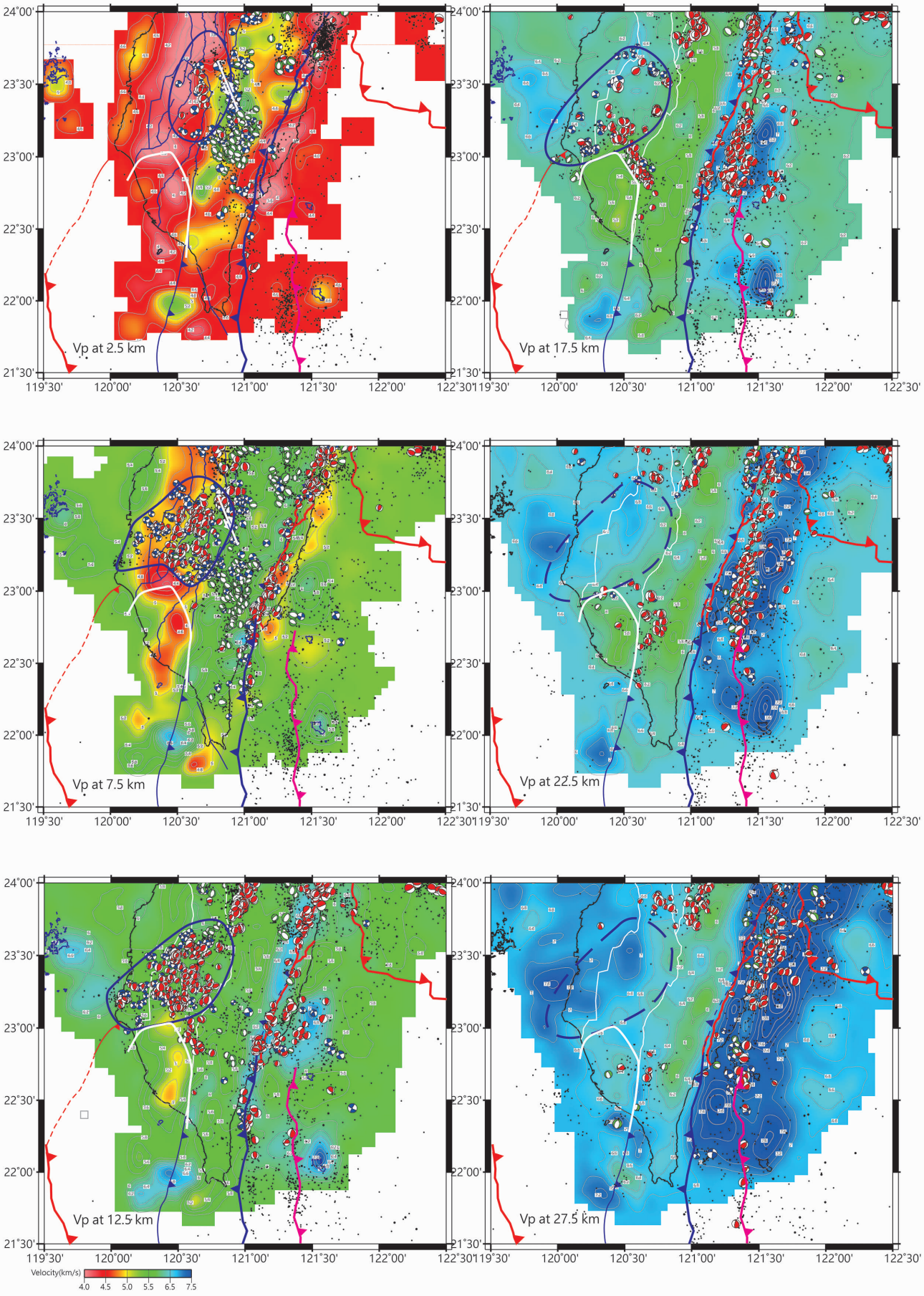


圖 4–49、高屏地區 (白線) 深度 <20 公里的地殼中幾無地震，而 >20 公里也少有地震。

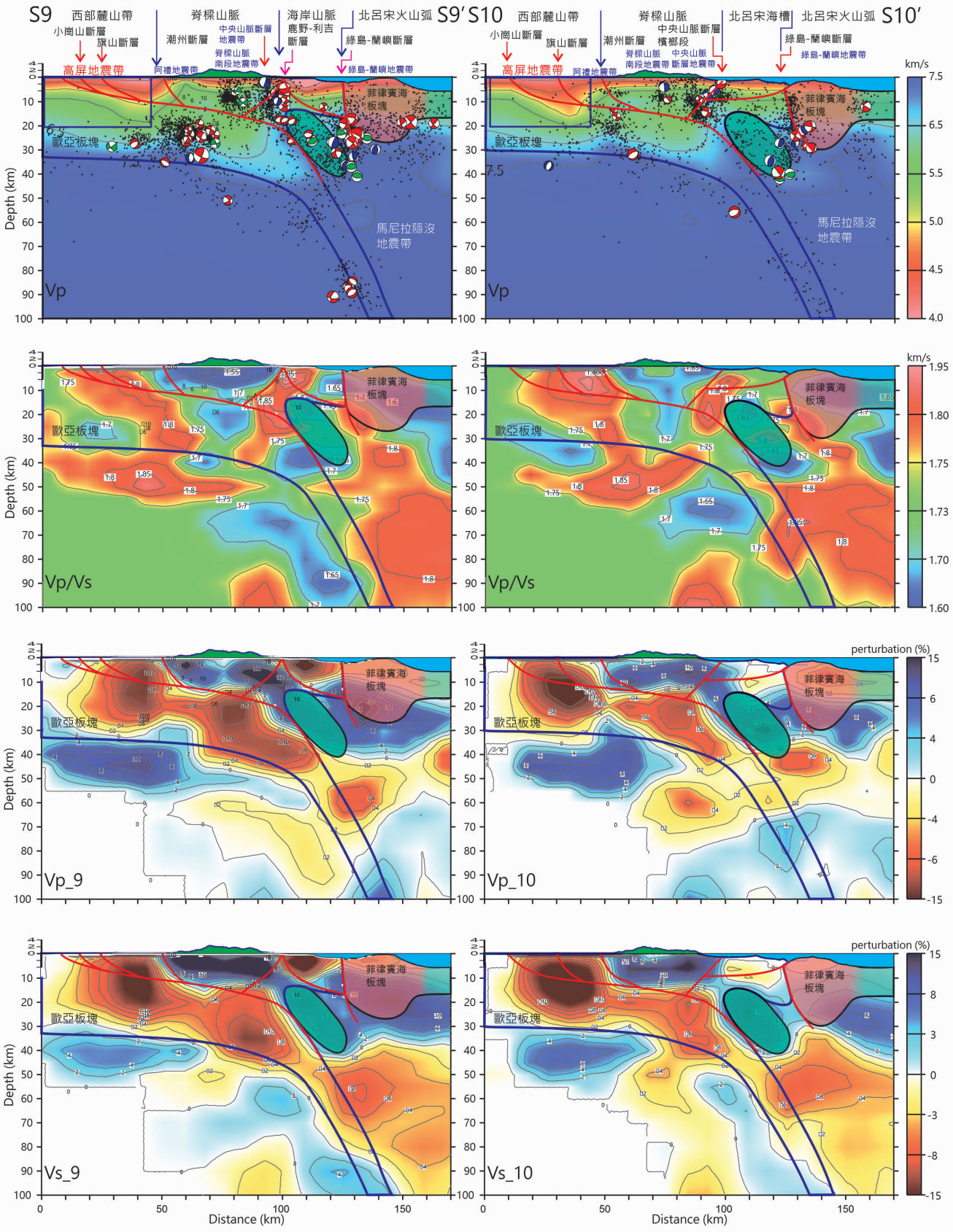


圖 4–50、高屏地震帶（藍框）位在西部麓山帶與屏東平原的背負盆地環境。西部麓山帶由一系列活動逆斷層所構成。剖面位置見圖 3–2。

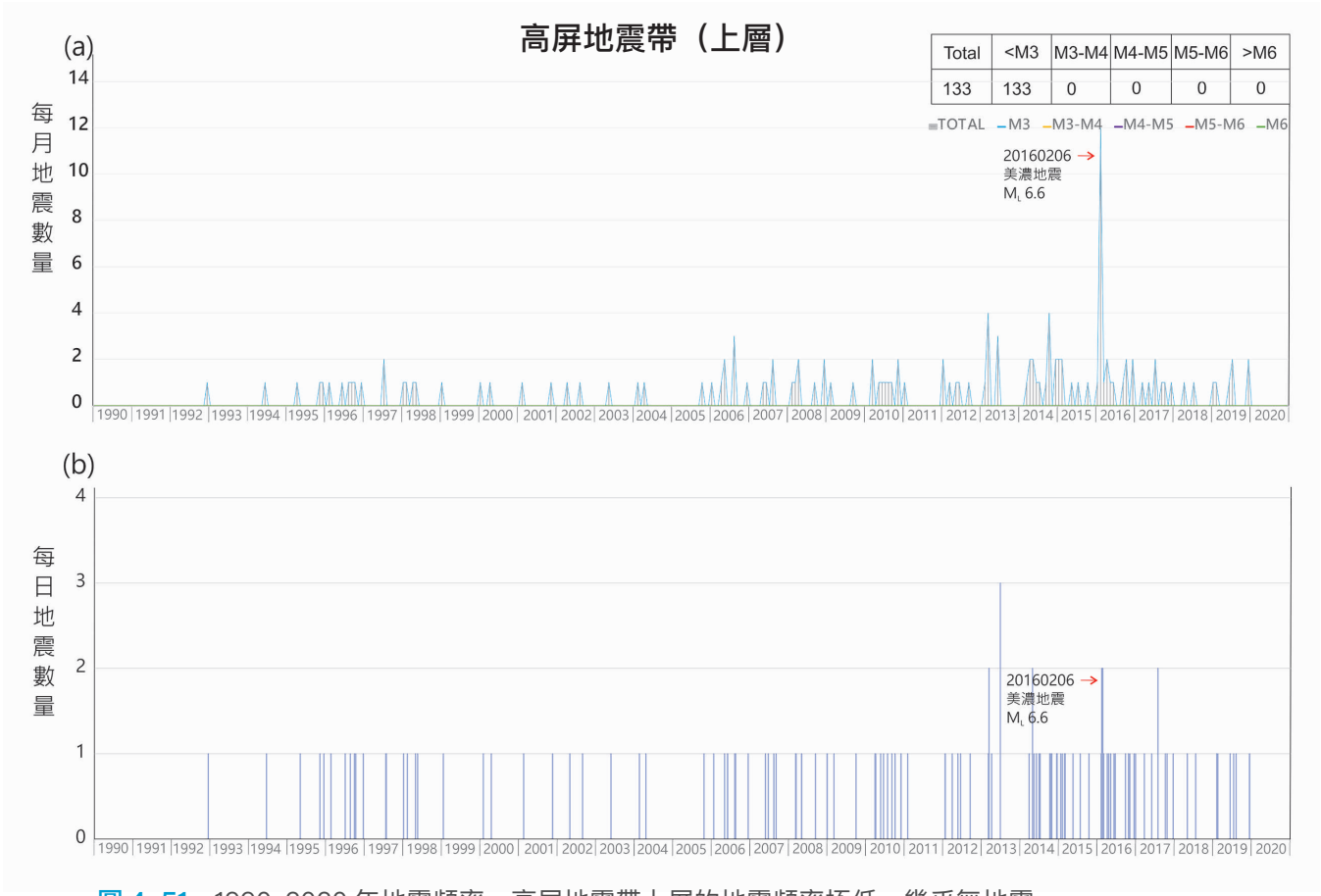


圖 4–51、1990~2020 年地震頻率。高屏地震帶上層的地震頻率極低，幾乎無地震。

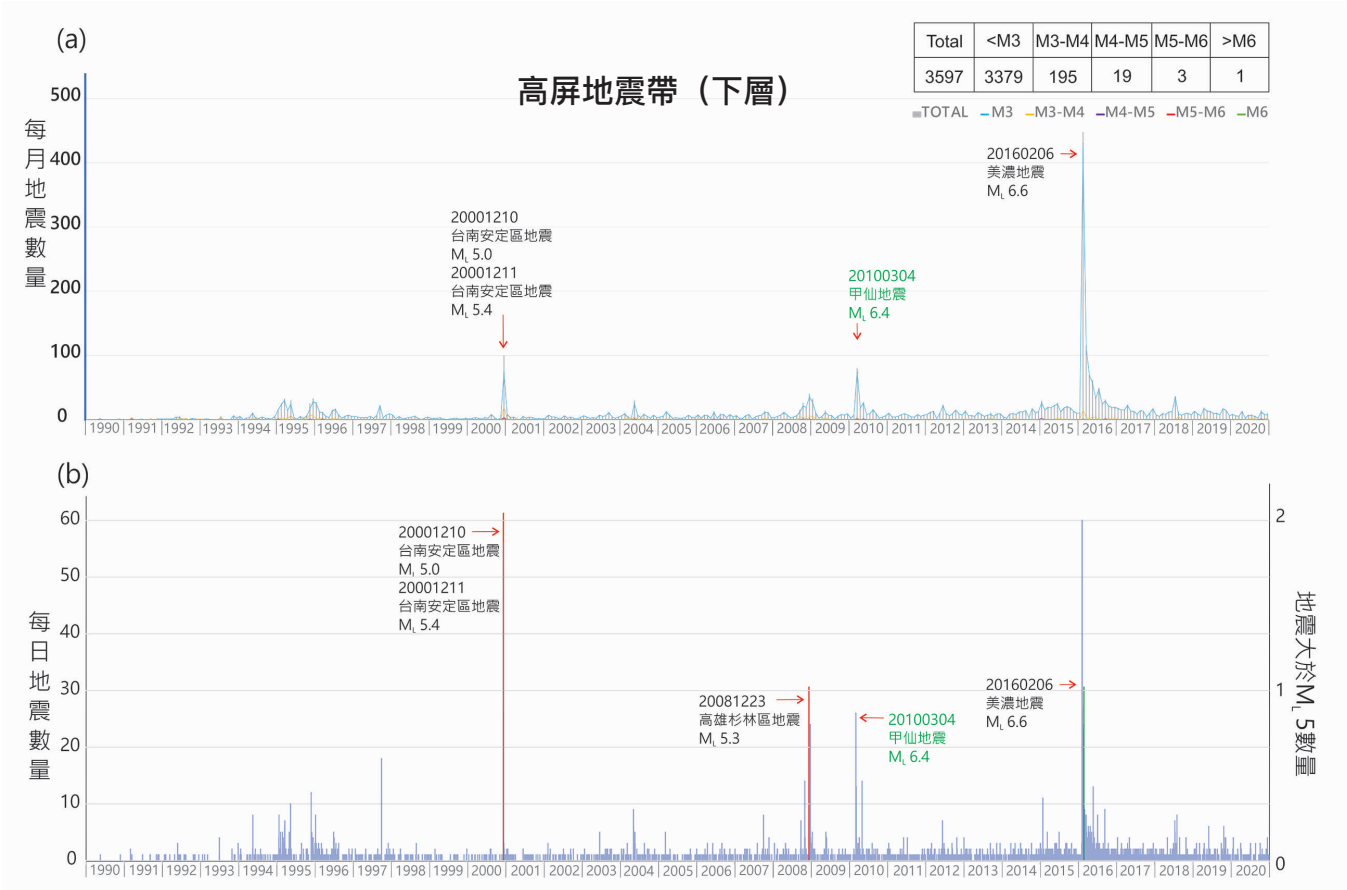


圖 4–52、1990~2020 年地震頻率。高屏地震帶相較西部麓山帶其它地震帶屬於地震頻率非常低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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。

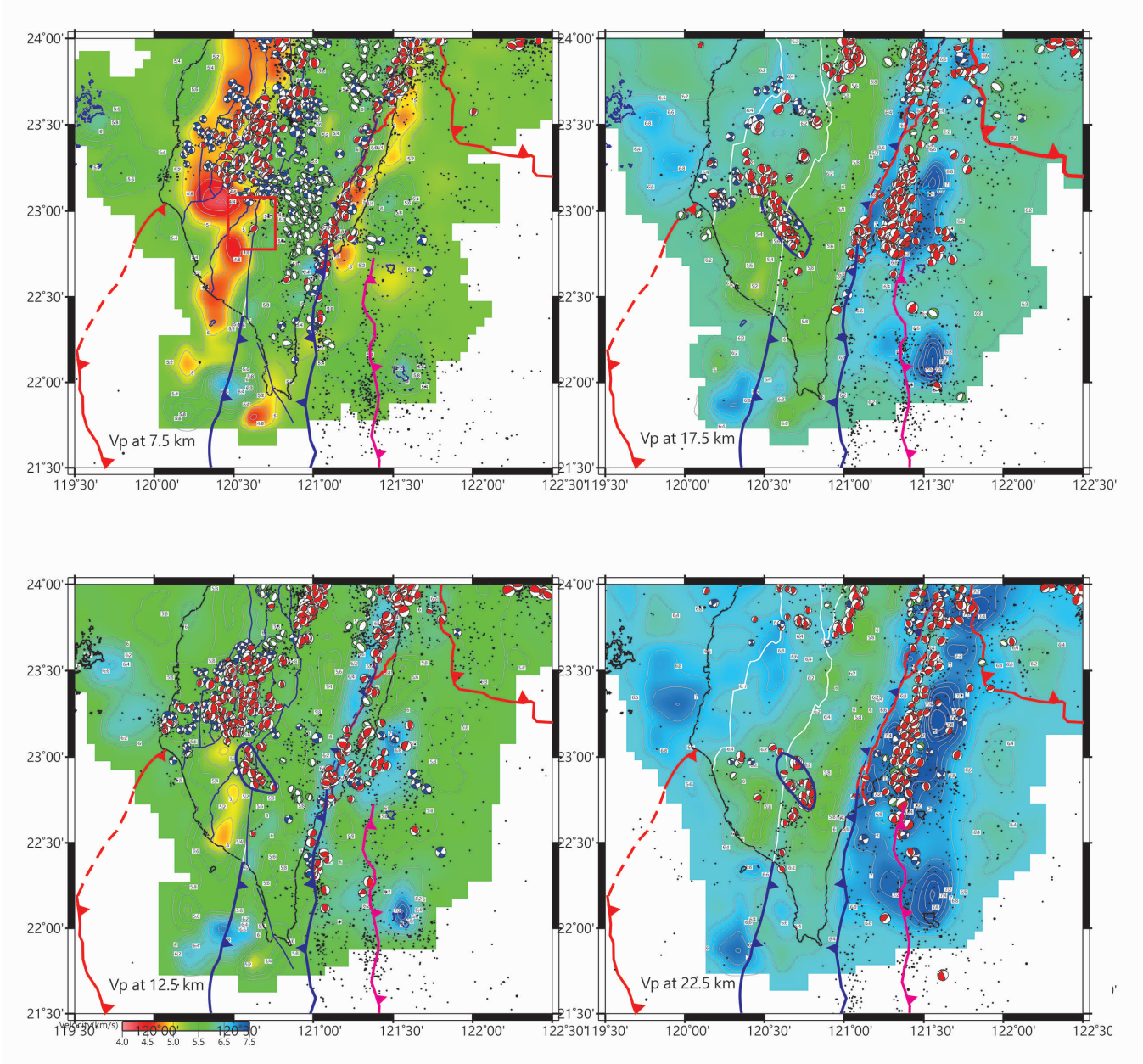


圖 4–53、口社地震帶（藍線）範圍非常小，限於屏東平原東北部。

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。

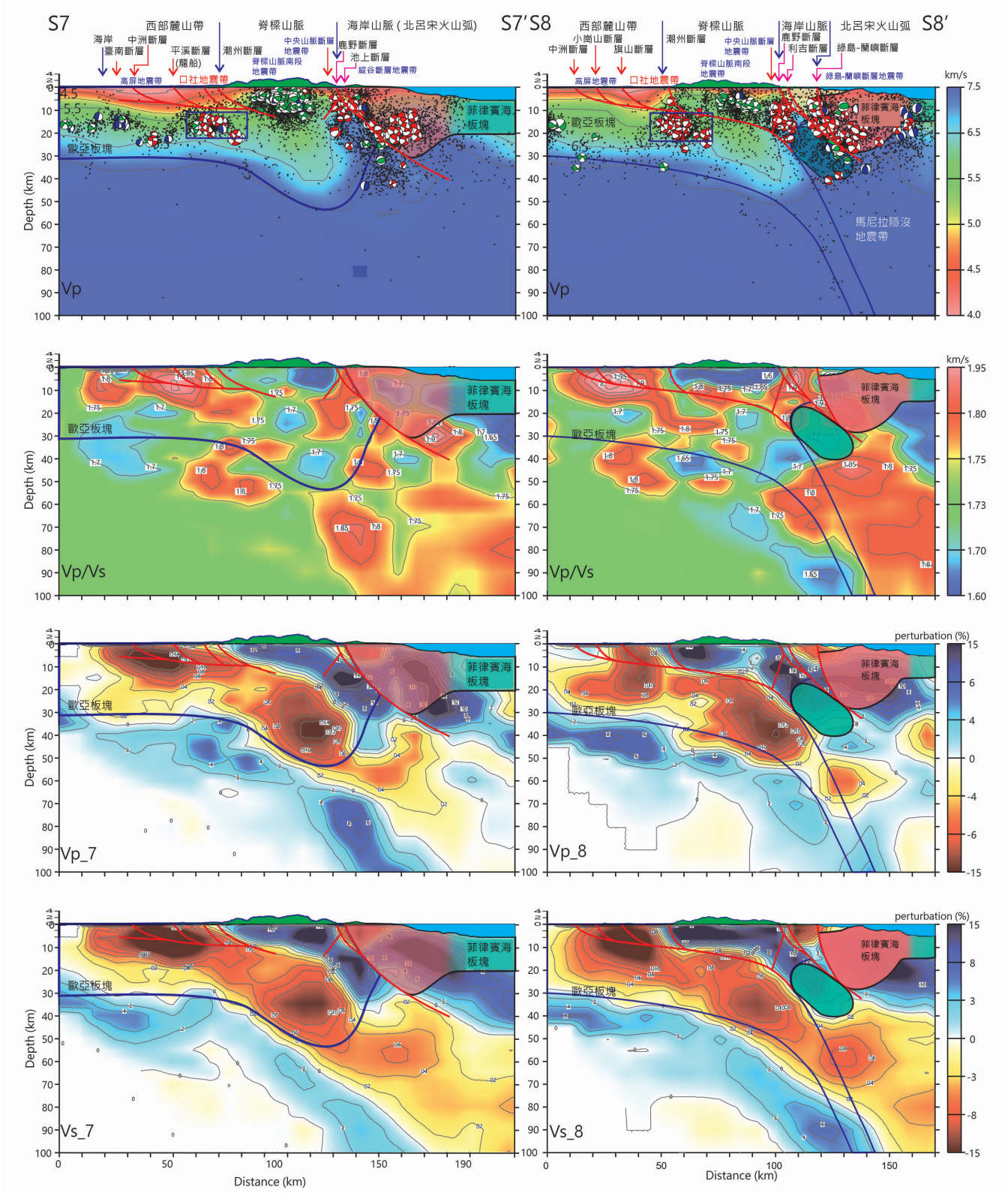


圖 4–54、口社地震帶（藍框）地震以逆移作用形式為主，位於脫底斷層之下。剖面位置見圖 3–2。

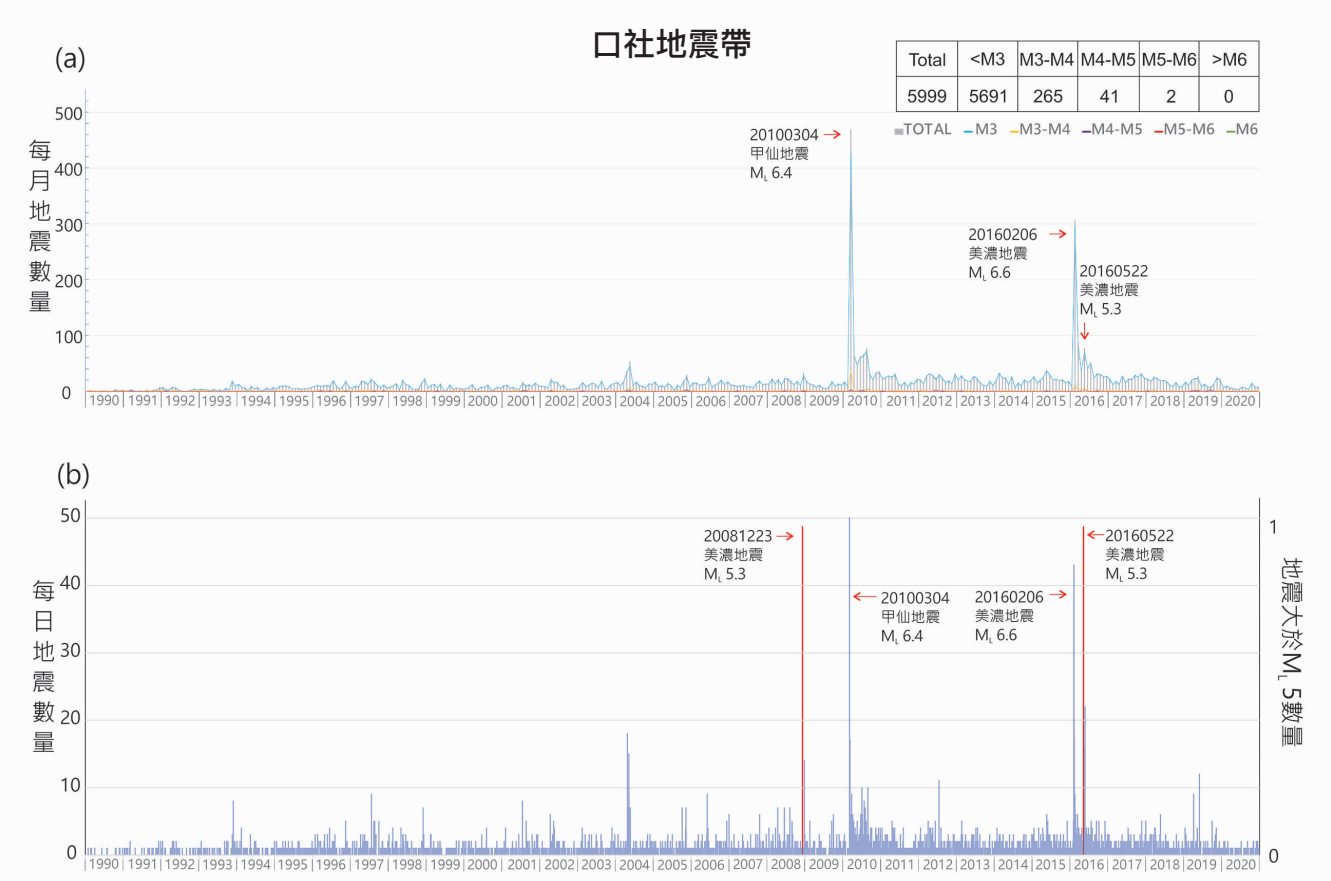


圖 4–55、1990~2020 年地震頻率。口社地震帶的地震頻率較低。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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。

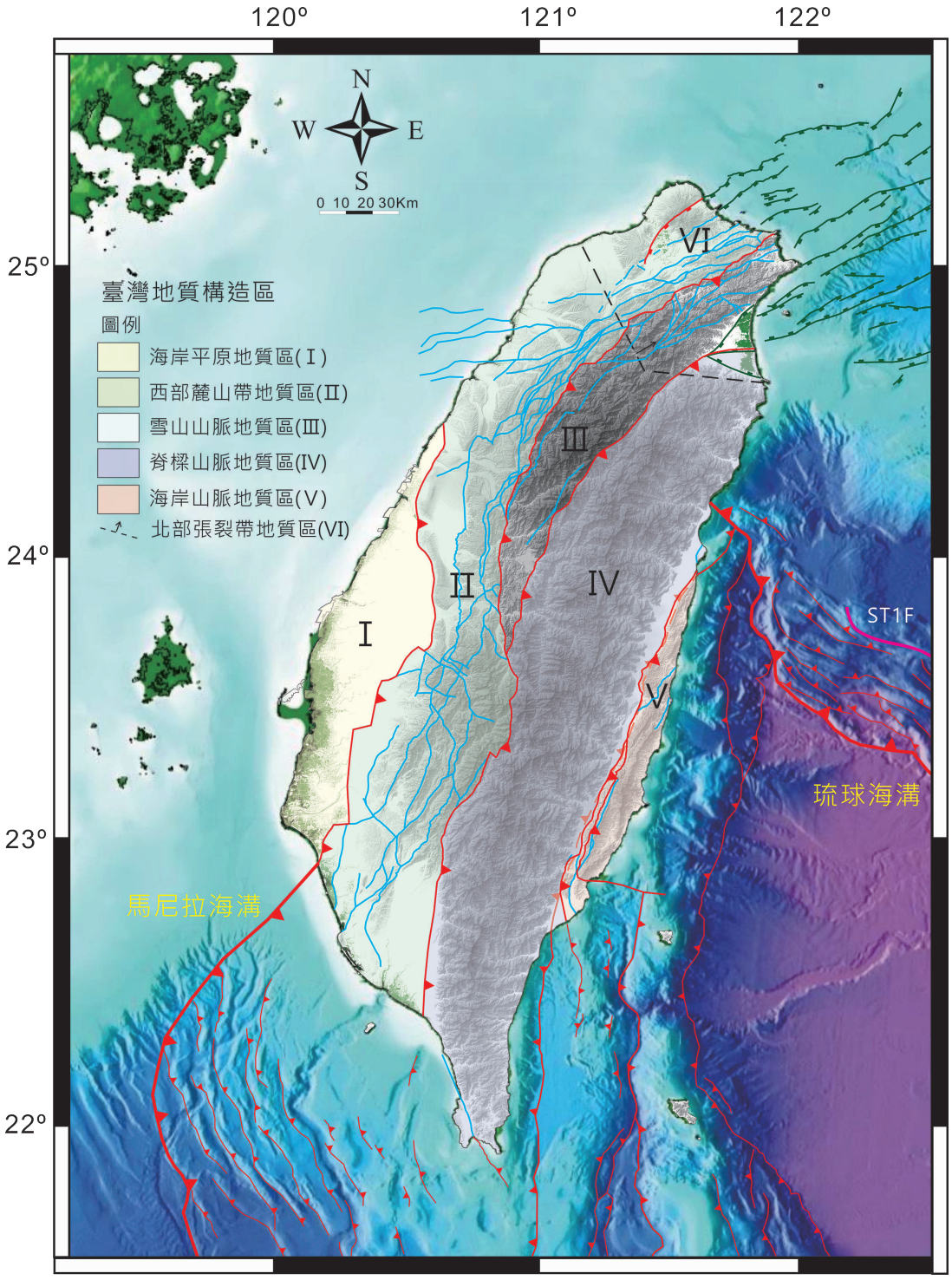


圖 4–56、雪山山脈（Ⅲ）兩側皆以逆斷層與西部麓山帶及脊樑山脈接觸。雪山山脈北段（黑色虛線以北）屬於北部張裂帶地質構造區。

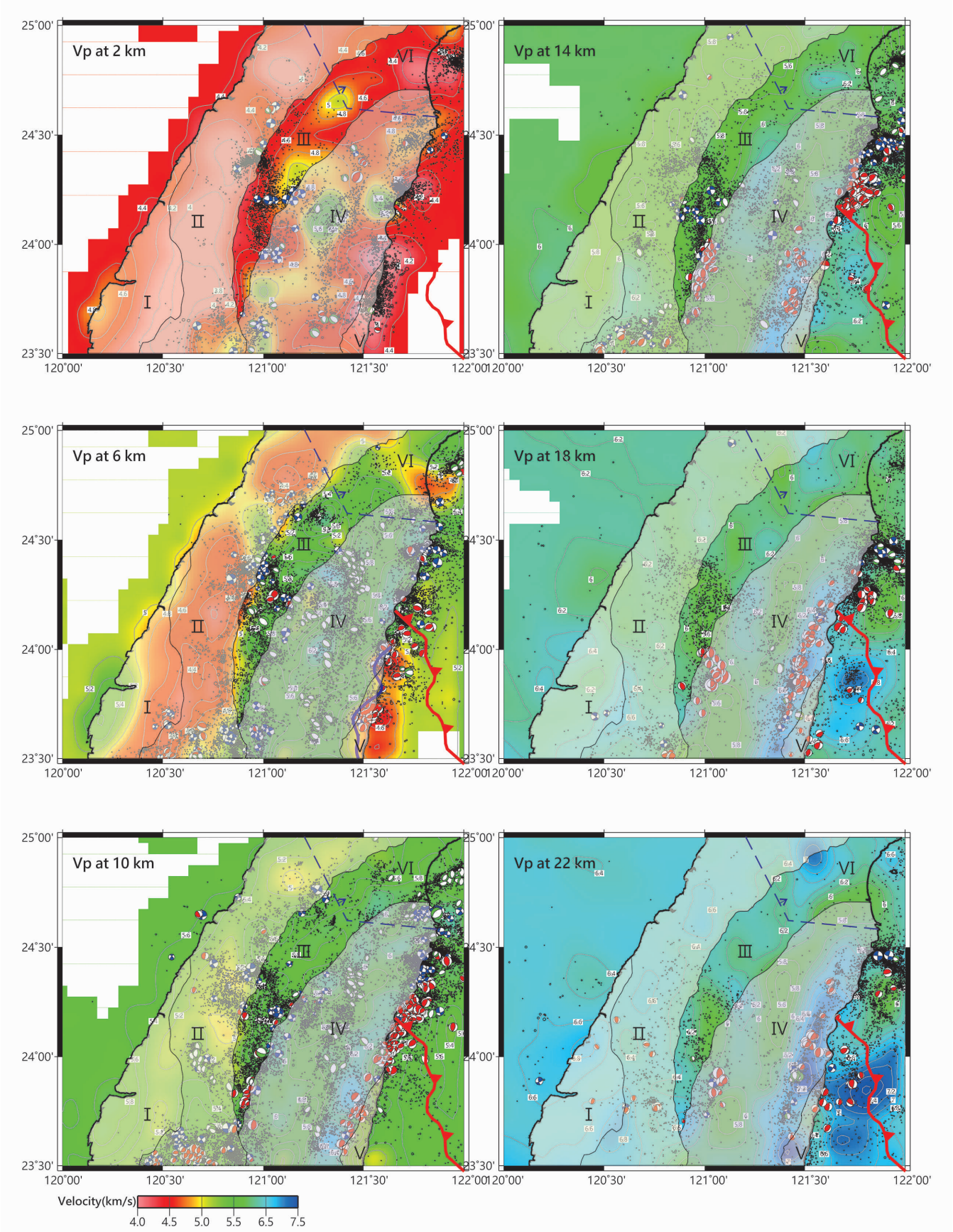


圖 4–57、地震主要分布在南段雪山山脈，地震深度 <22 公里，藍色虛線以北屬於北部張裂帶。

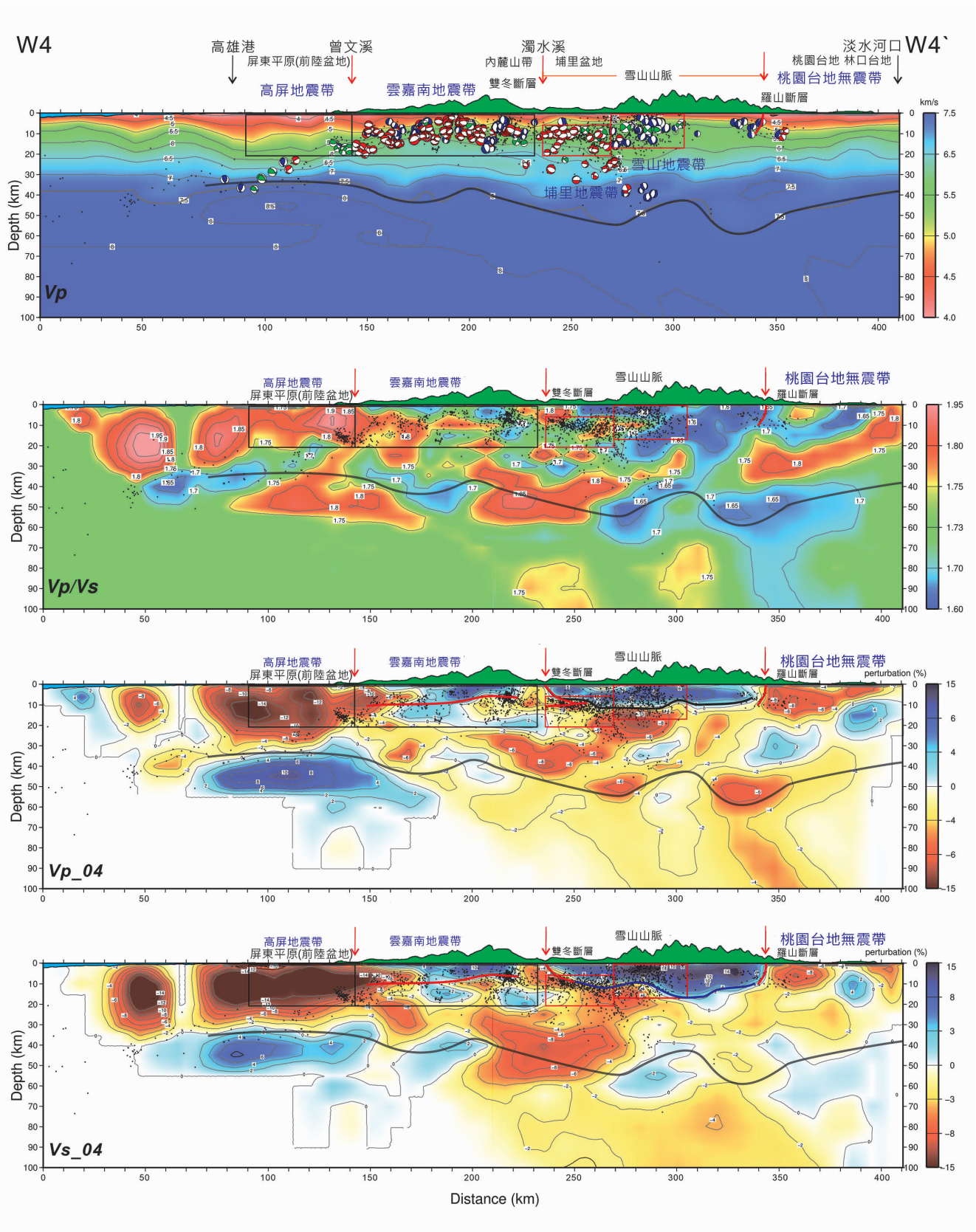


圖 4–58、地震主要發生在雪山山脈南段的雪山地震帶與埔里地震帶（紅框），雪山山脈北段少有地震；埔里地震帶的地震深度達 35 公里。剖面位置見圖 3–3。

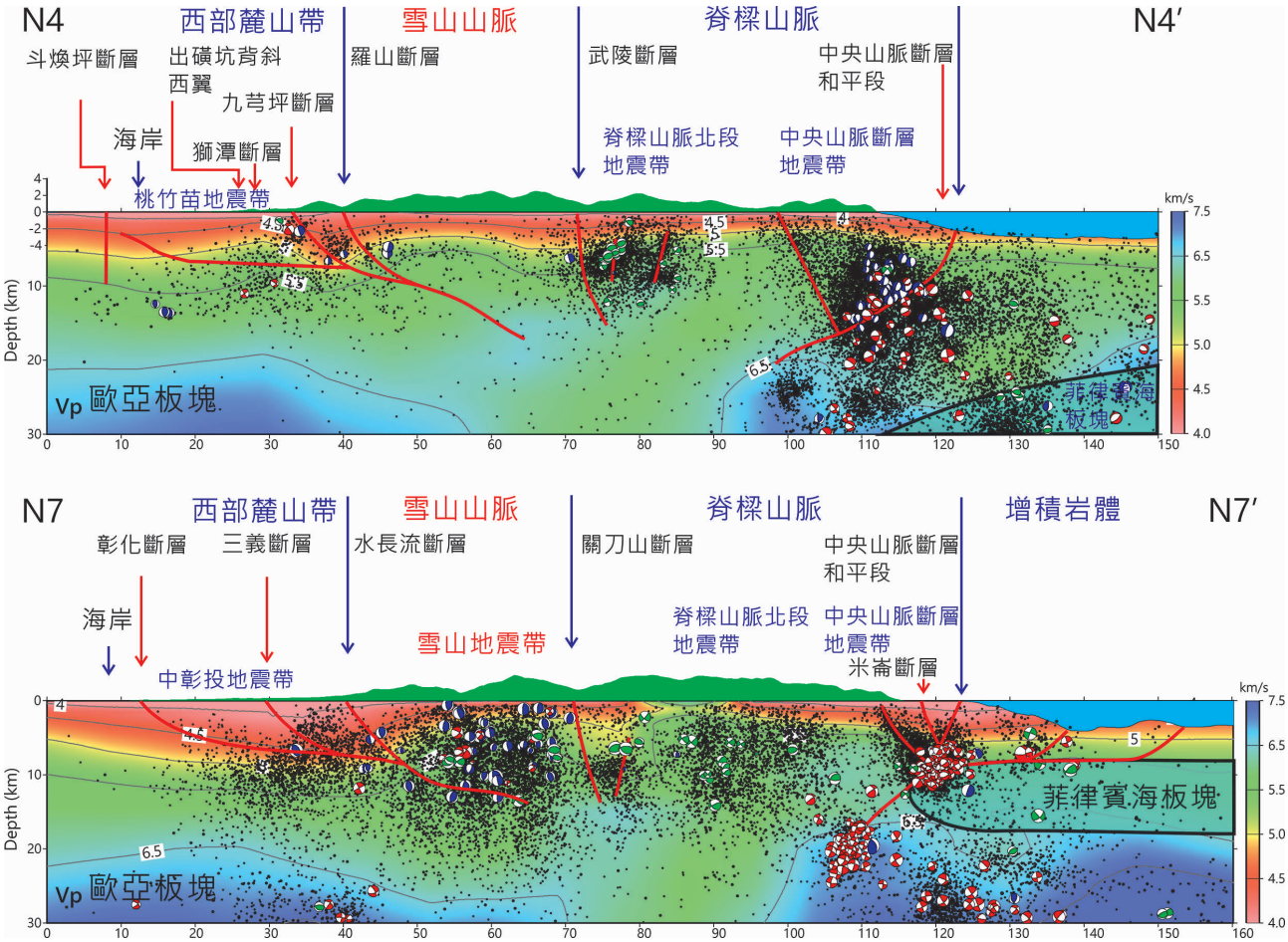


圖 4–59、雪山山脈北段少有地震（N4 剖面），雪山山脈南段（N7 剖面）形成地震密集的雪山地震帶。剖面位置見圖 3–1。

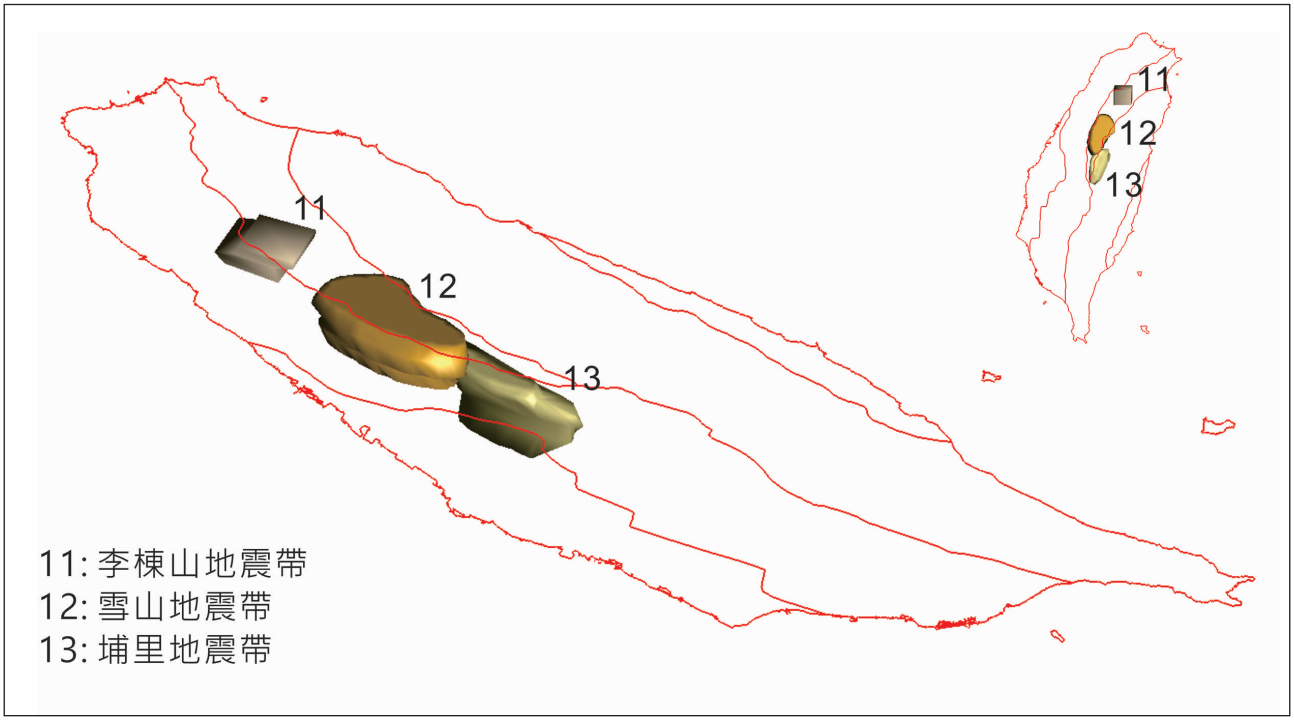


圖 4–60、雪山山脈地質構造區有李棟山地震帶、雪山地震帶與埔里地震帶。

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。

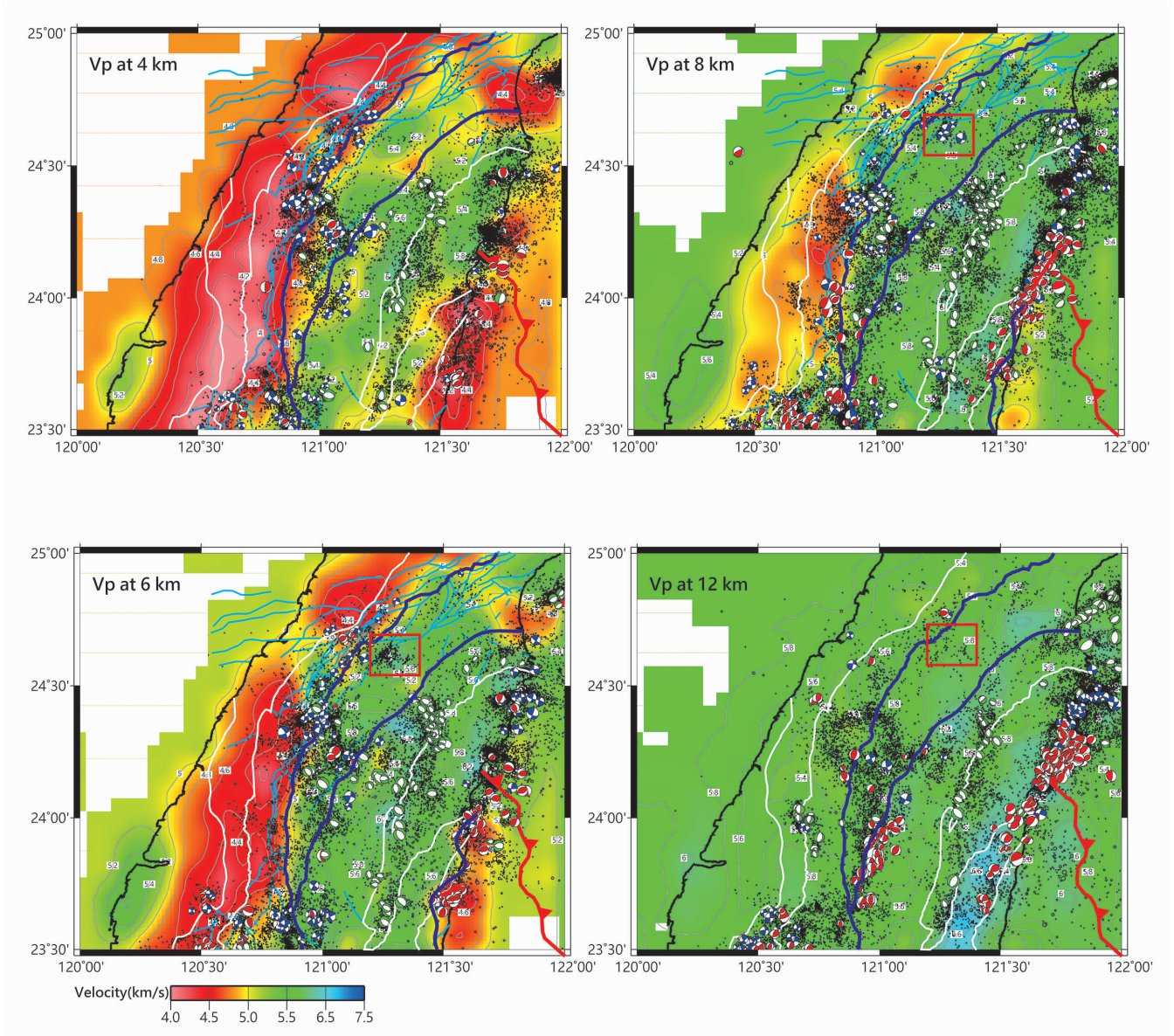


圖 4–61、雪山山脈於大甲溪流域以北區域的地震頻率非常低，李棟山地震帶（紅框）是唯一產生地震群集的區域。

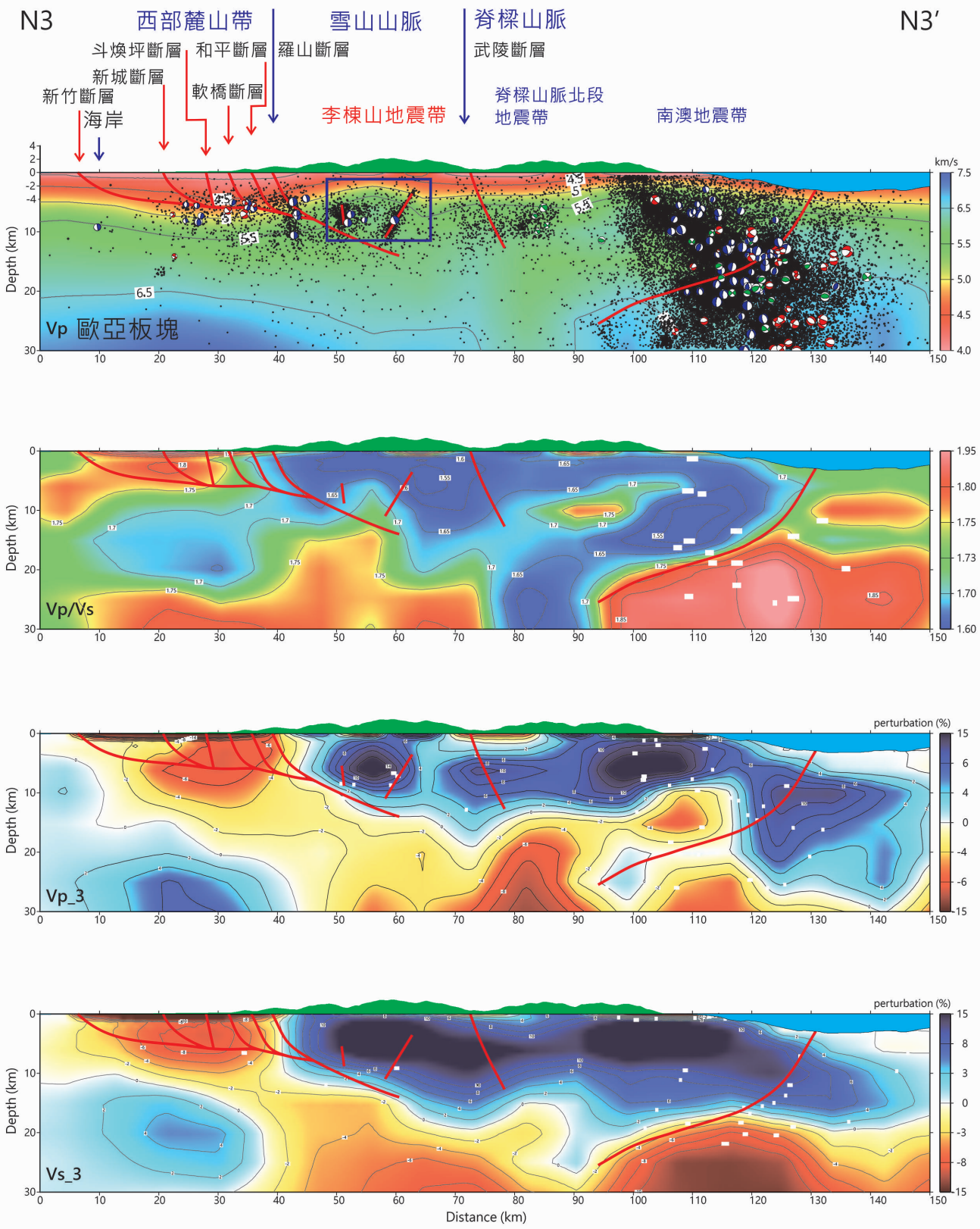


圖 4–62、李棟山地震帶（藍框）位在雪山山脈淺層地殼，形成兩處小範圍的地震群集。剖面位置見圖 3–1。

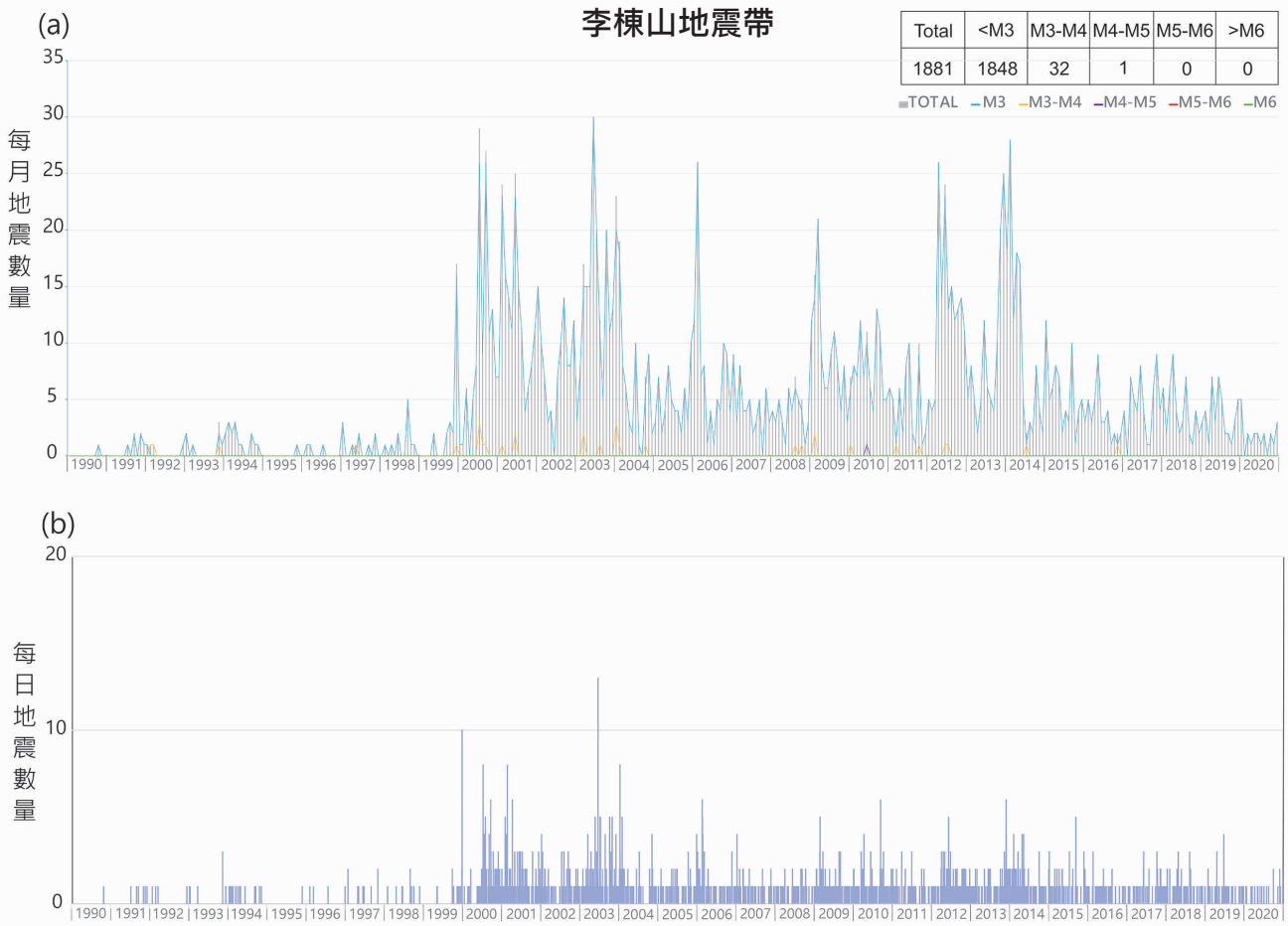


圖 4–63、1990~2020 年地震頻率。李棟山地震帶的地震頻率極低，絕大部分地震 <M_L 4.0。

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。

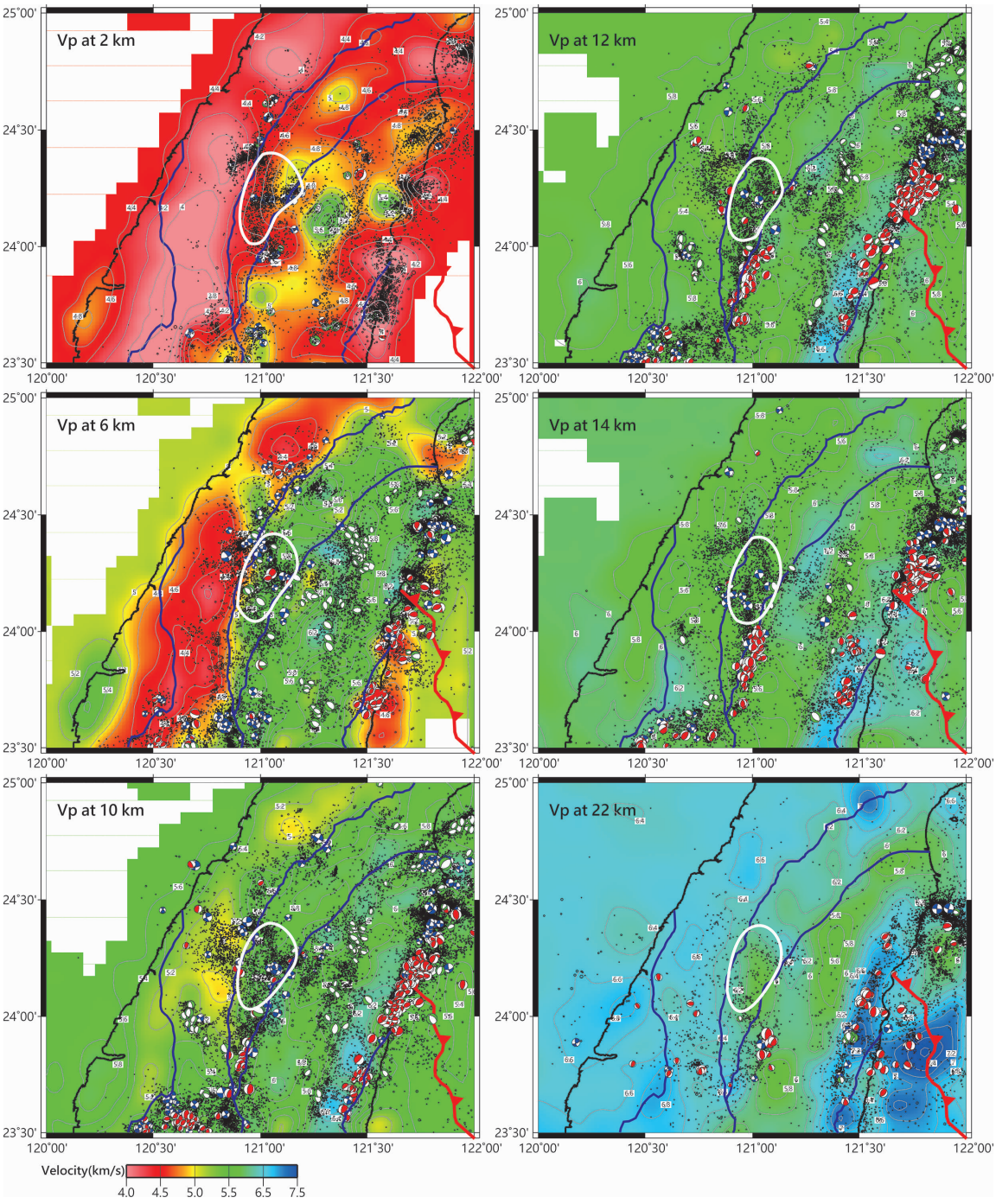


圖 4–64、雪山地震帶深度 2~14 公里，白框為雪山地震帶。深度 >22 公里少有地震，尤其規模較大的地震。

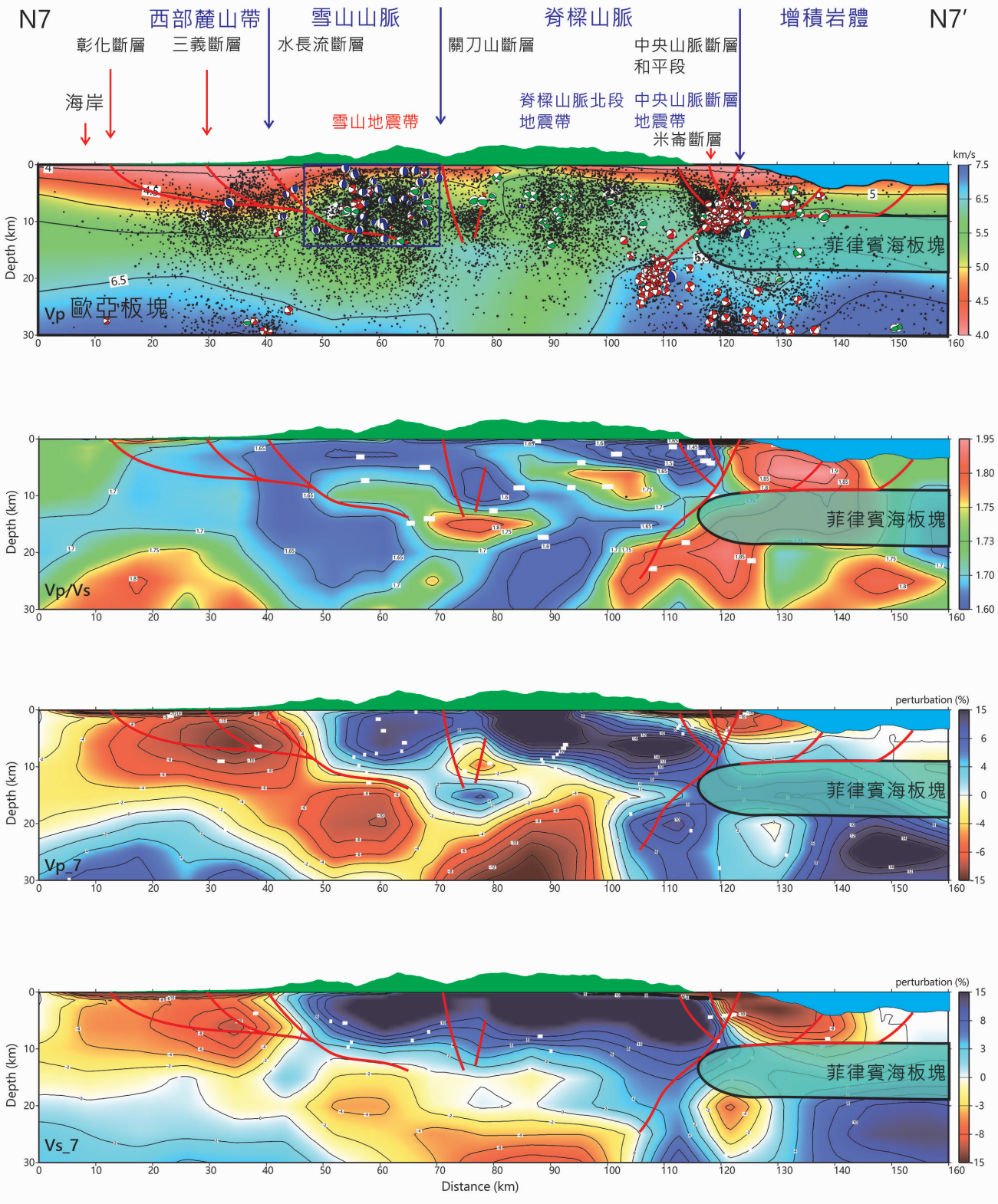


圖 4–65、雪山地震帶 (藍框) 位在脫底斷層之上，地震呈現區域性分布，發生在 Vp/Vs 值較高區域。剖面位置見圖 3–1。

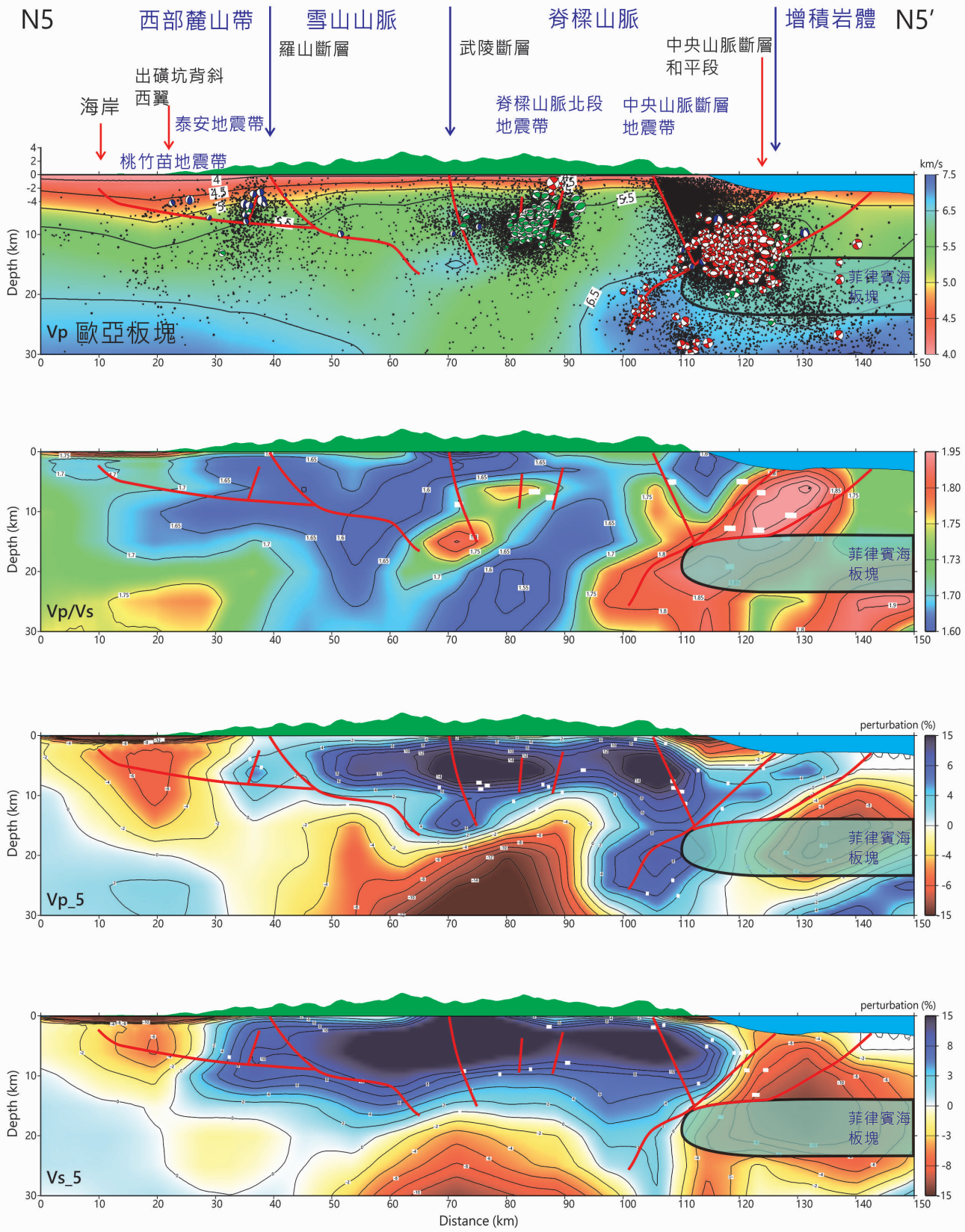


圖 4–66、雪山山脈北段位於北部張裂帶，極少發生地震。剖面位置見圖 3–1。

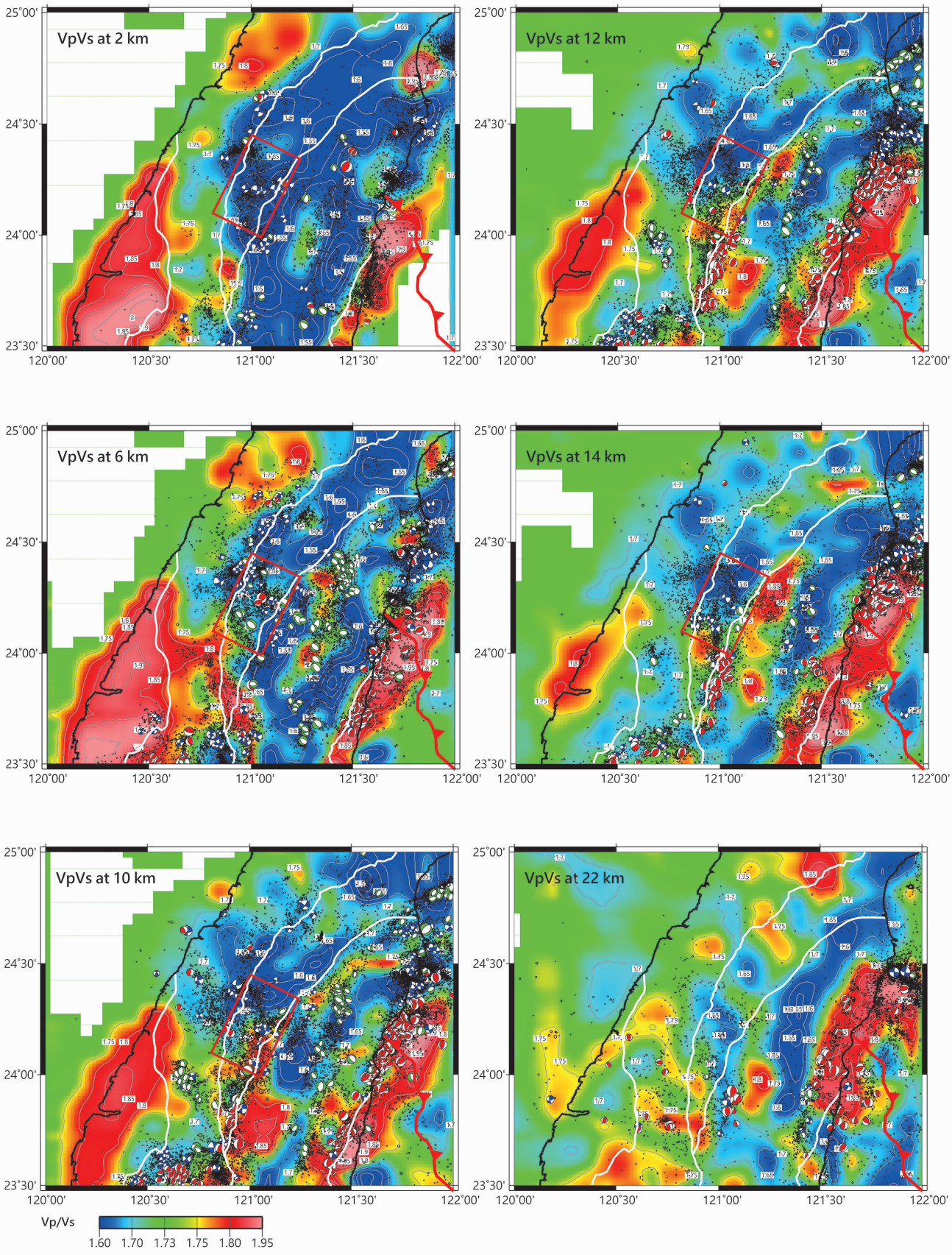


圖 4–67、雪山地震帶 (紅框) 的地震大部分發生在 Vp/Vs 值 (1.68~1.75) 稍低的區域。

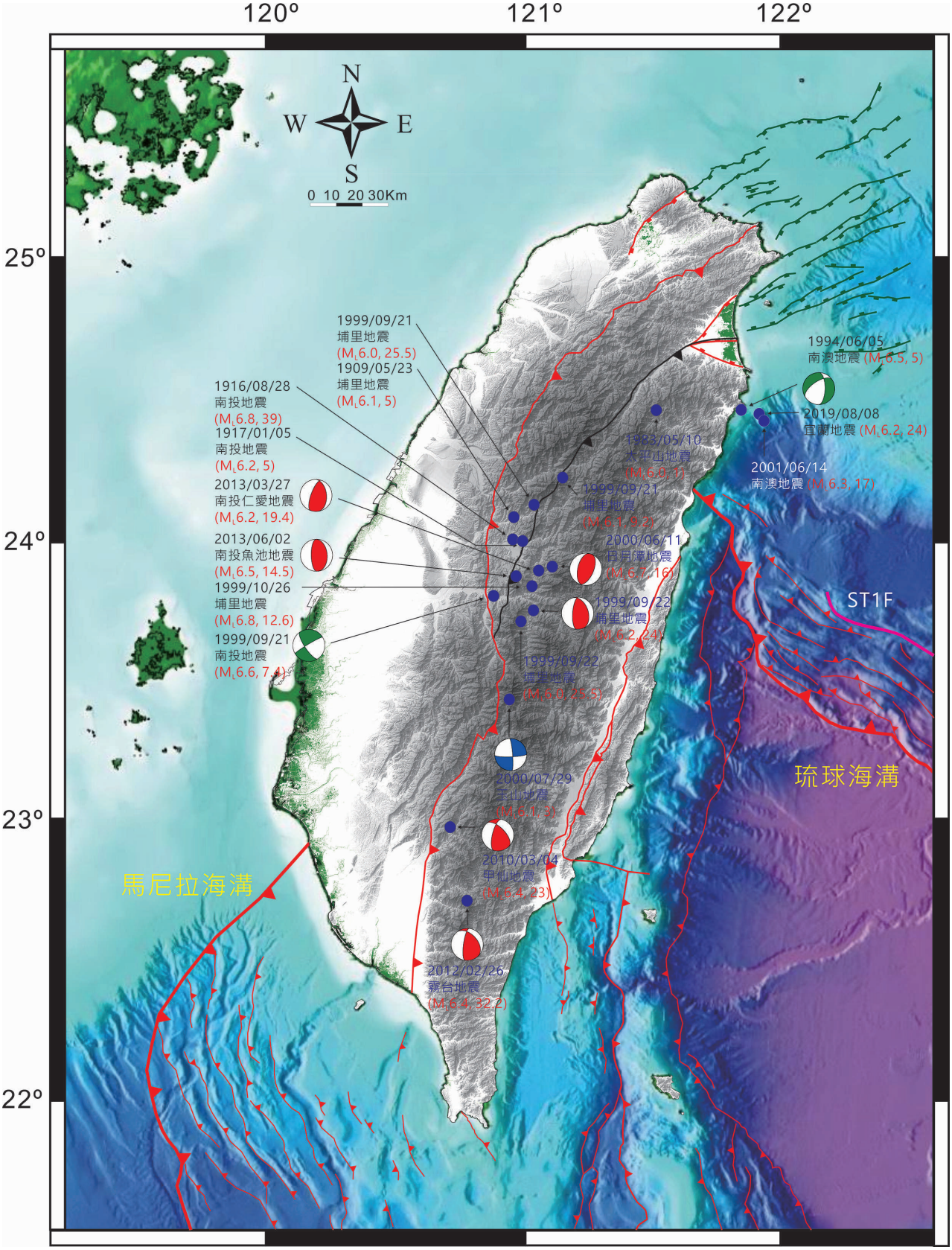


圖 4–68、1900 年以來，雪山山脈與脊樑山脈 >M_L 6.0 地震分布。藍色圓圈為地震 M_L 6.0~7.0。

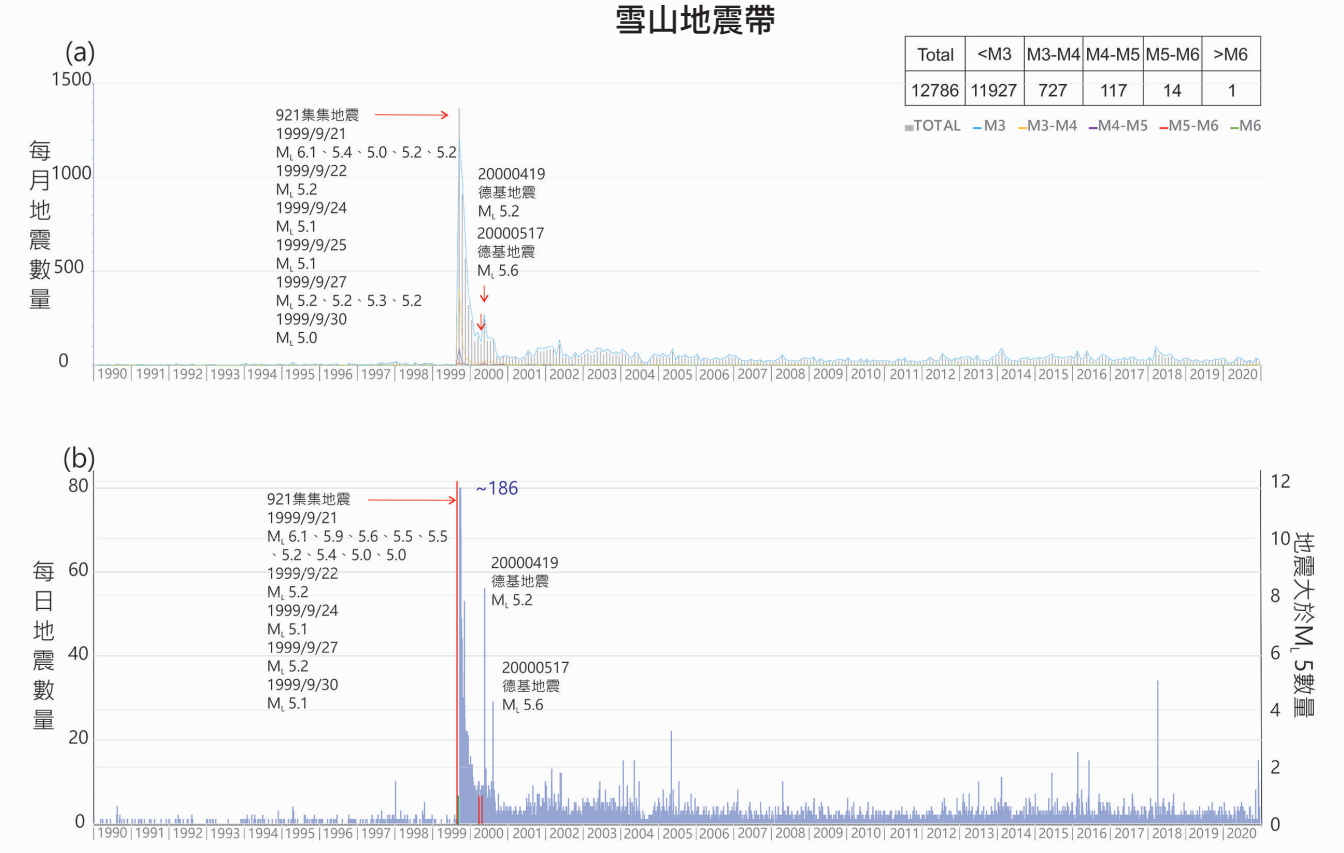


圖 4–69、1990~2020 年地震頻率。除 921 集集地震的同震與震後時期之外，雪山地震帶的地震頻率較低，且少有 >M_L 5.0 地震。

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。

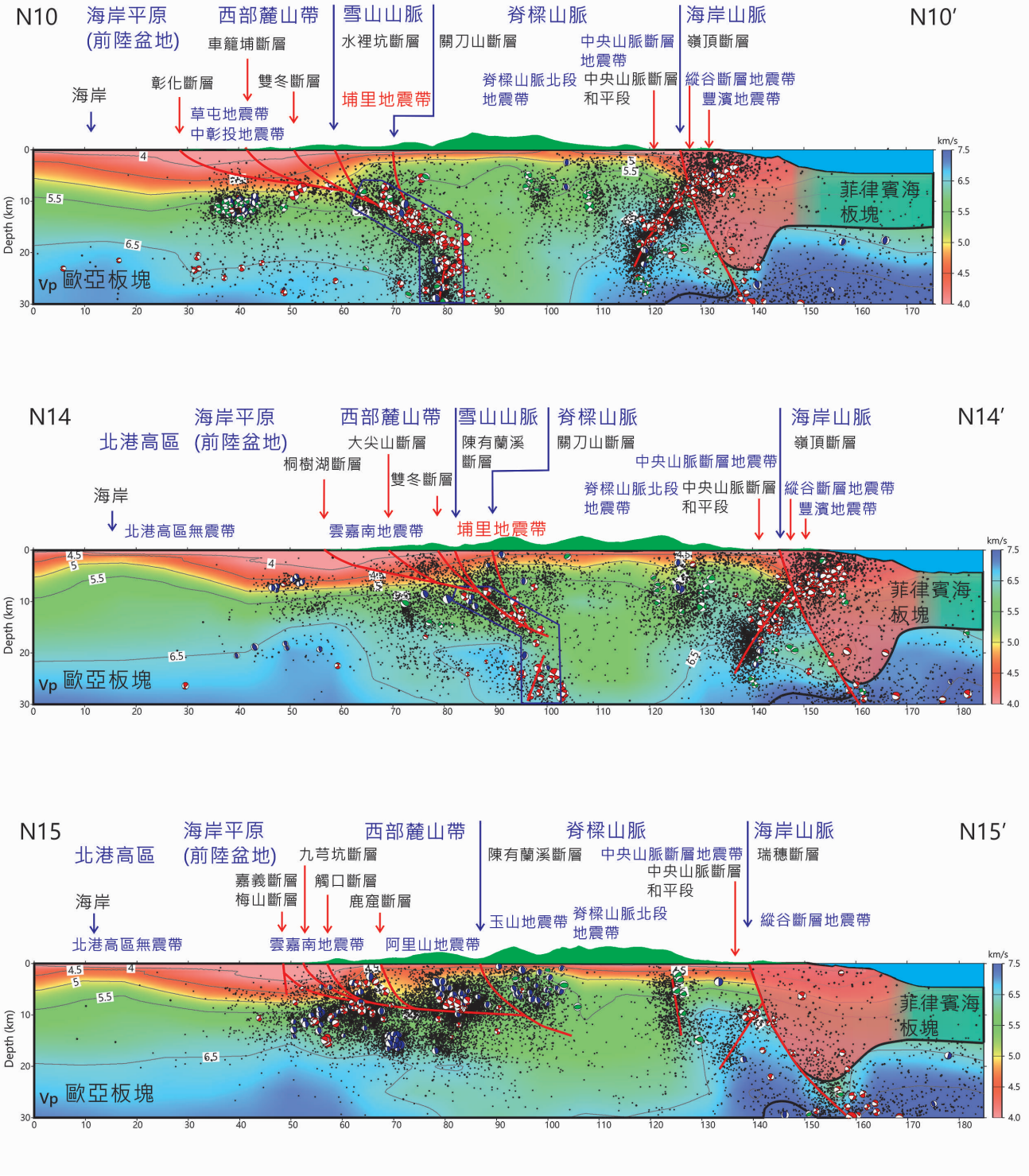


圖 4–70、埔里地震帶（藍框）位於脫底斷層向西延伸的斷坡構造，位在雪山山脈底下；南側的 N15 剖面就不存在此地震帶。剖面位置見圖 3–1。

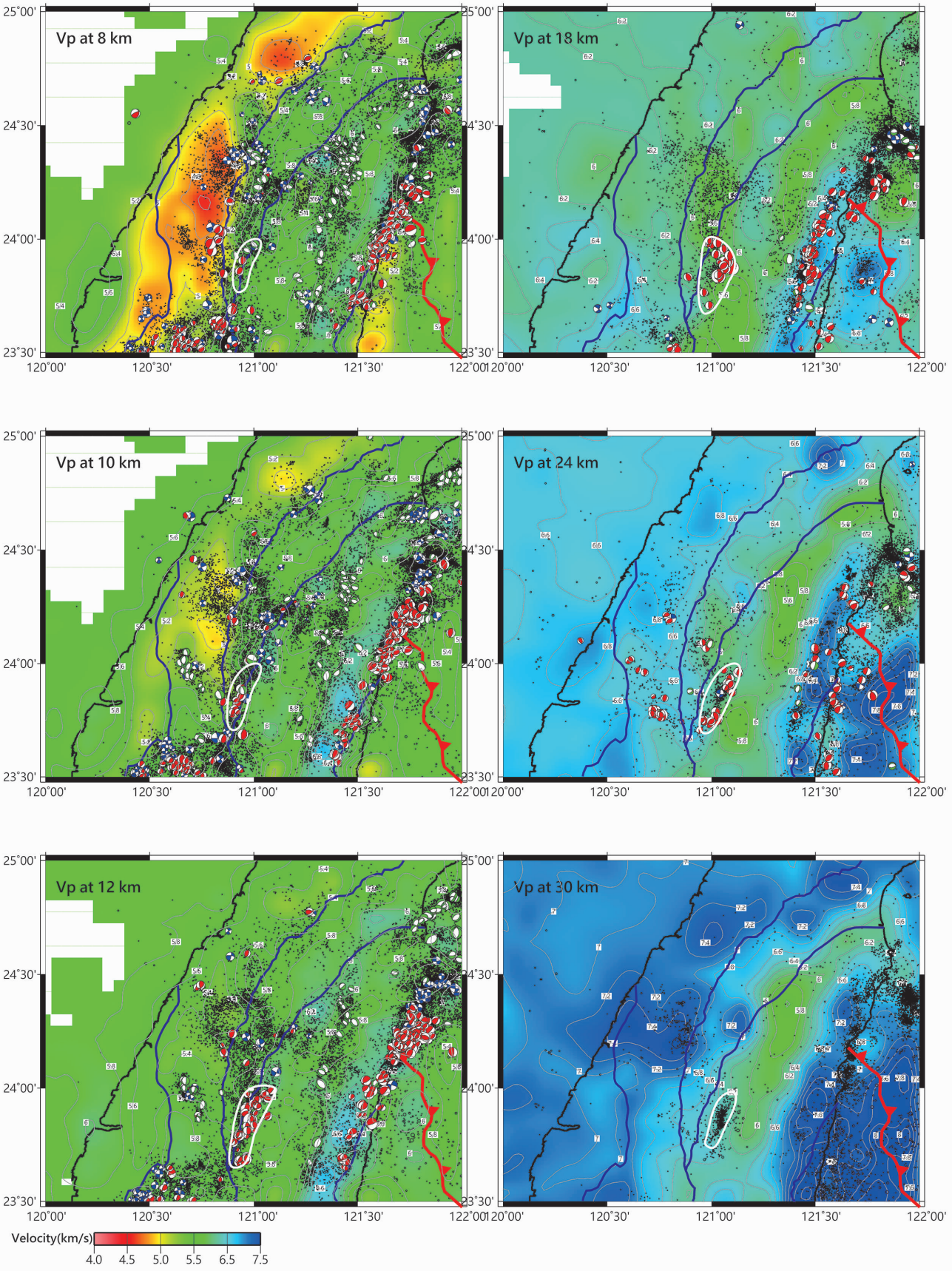


圖 4–71、埔里地震帶 (白框) 位在雪山山脈與脊樑山脈交匯處之下，深度達到 35 公里。

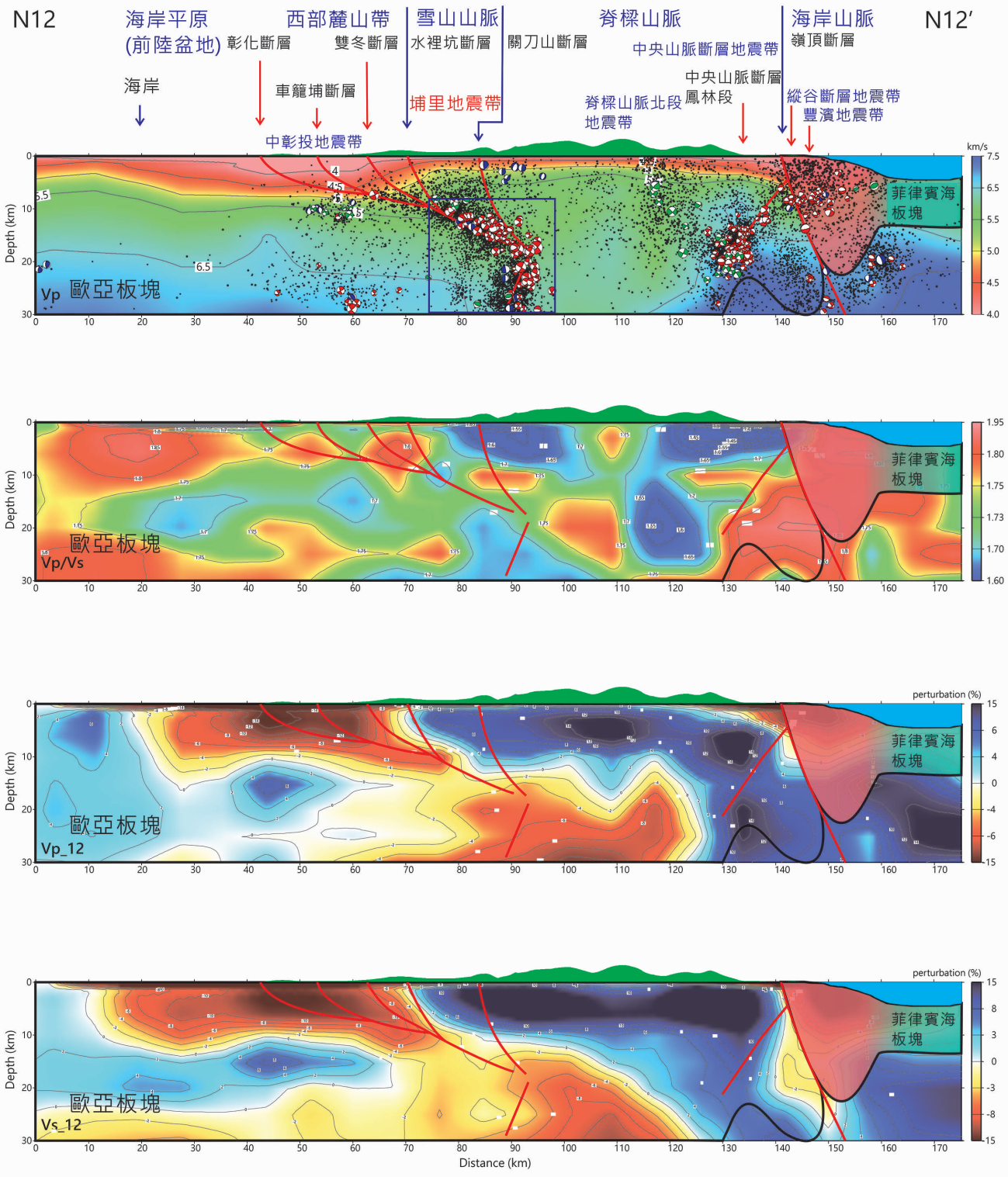


圖 4–72、埔里地震帶位在 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的區域，也是 Vp/Vs 值變化界面。剖面位置見圖 3–1。

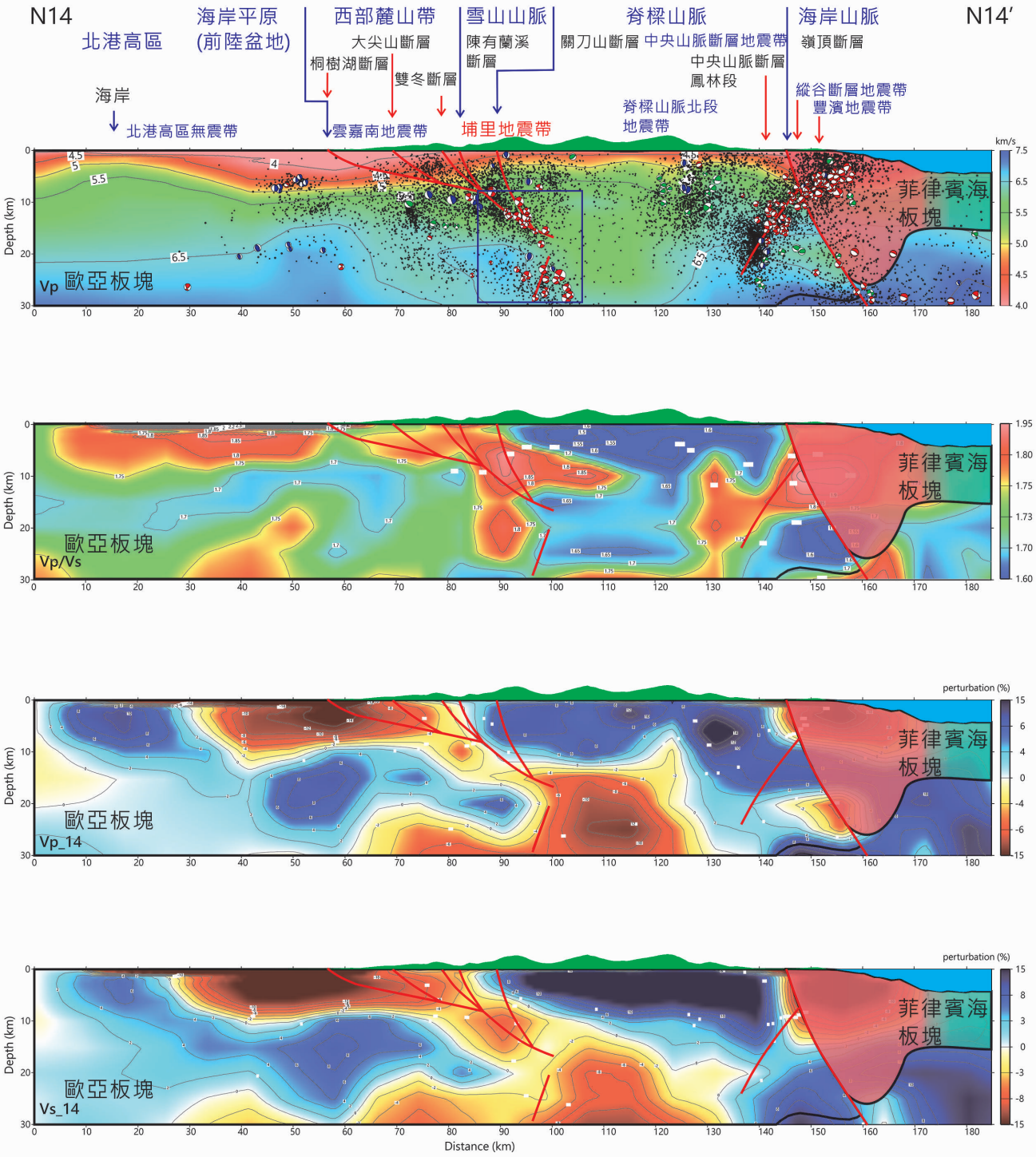


圖 4–73、埔里地震帶位在 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值的區域，也是 Vp/Vs 值變化界面。剖面位置見圖 3–1。

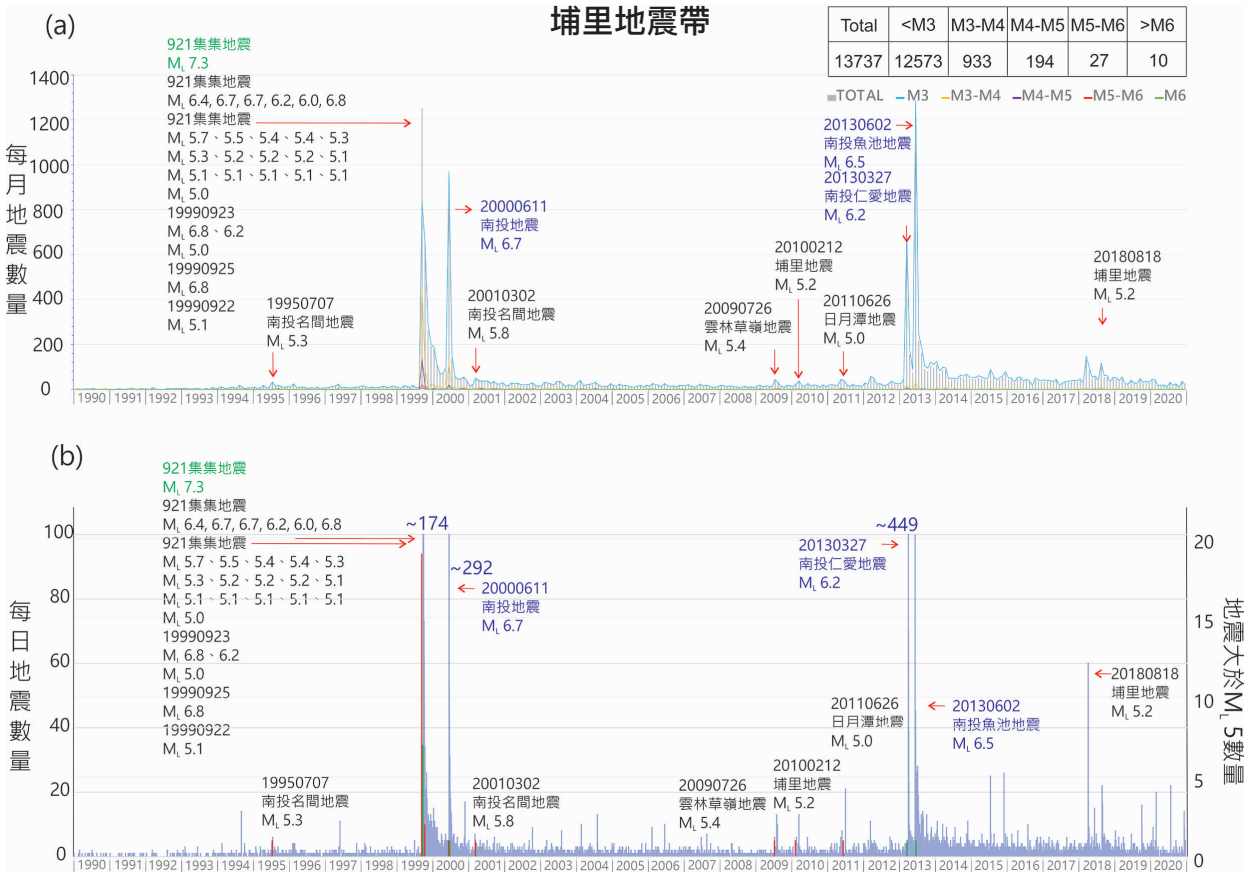


圖 4–74、1990~2020 年地震頻率。921 集集地震觸發 >M_L 6.0 地震主要發生在埔里地震帶。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

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）。

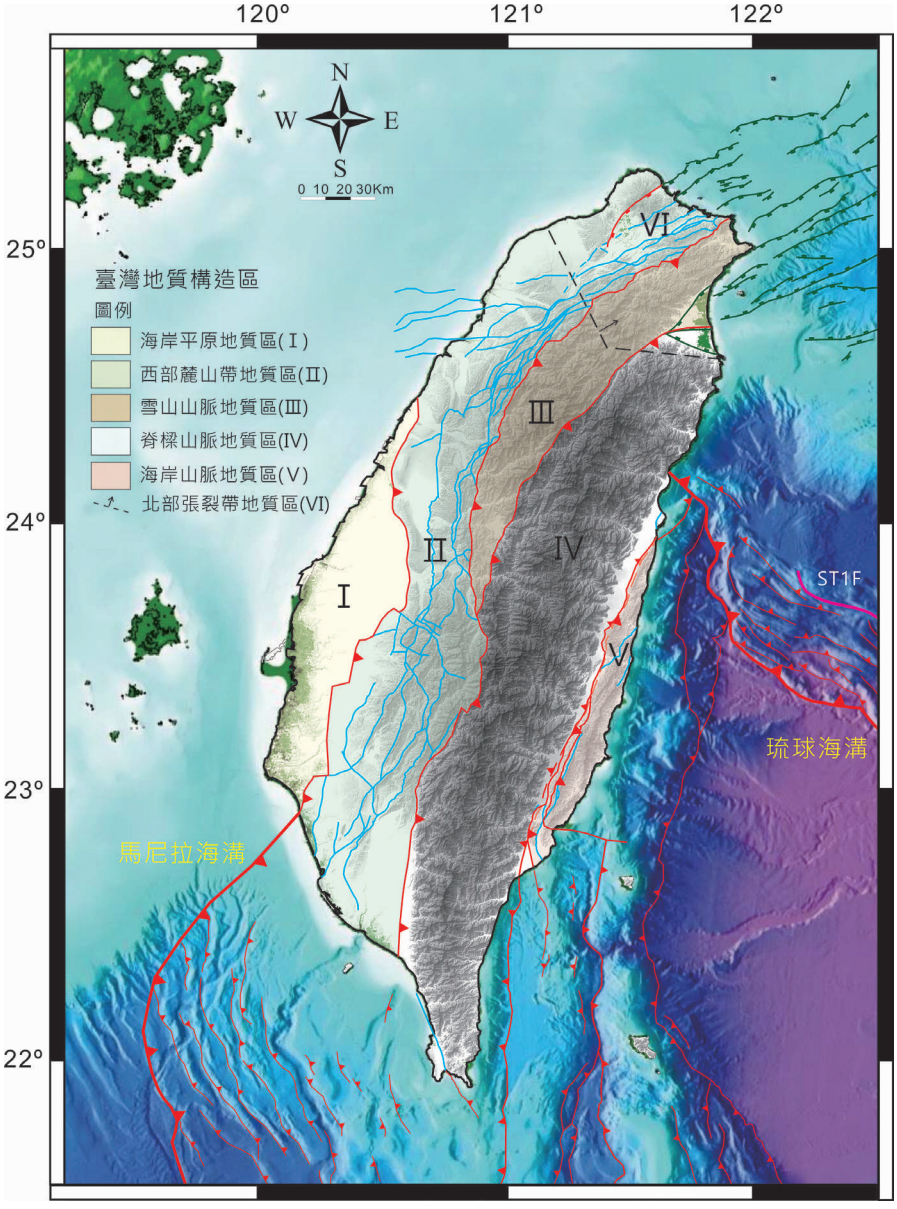


圖 4–75 脊樑山脈（Ⅳ）北從蘇澳，南至恆春半島，北段與雪山山脈以牛鬥斷層、武陵斷層、地利斷層及陳有蘭溪斷層接壤，而南段與西部麓山帶以潮州斷層銜接。脊樑山脈東側位於兩板塊的聚合邊界，與海岸山脈以中央山脈斷層接觸。板塊邊界從東北海域的琉球海溝至縱谷斷層，再連接馬尼拉海溝。

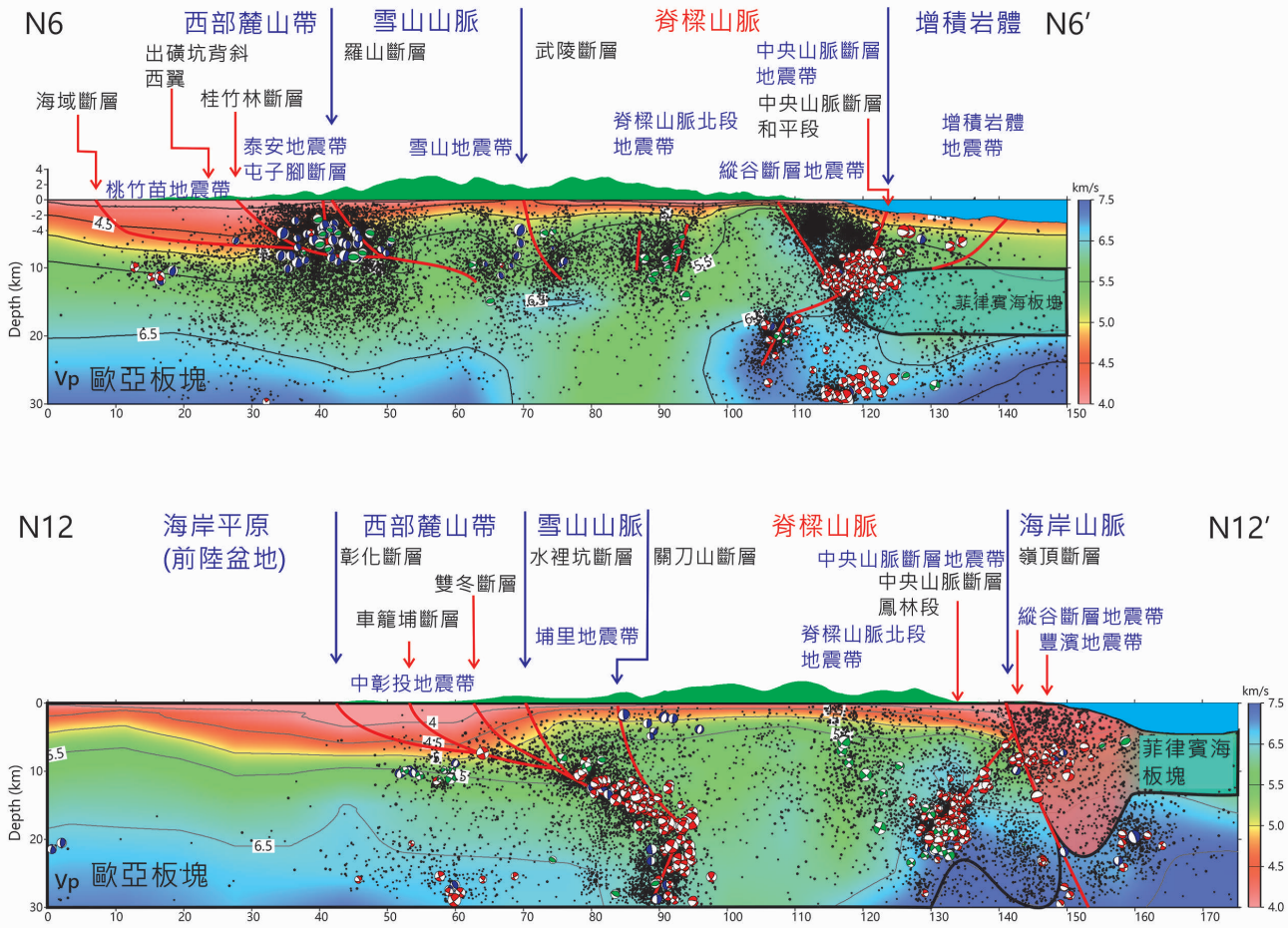


圖 4–76、脊梁山脈西側與雪山山脈的邊界斷層（N6—N6`武陵斷層與N12—N12`關刀山斷層或地利斷層）已經沒有明顯的地震活動跡象，而東側與海岸山脈接壤的中央山脈斷層的地震則非常頻繁。剖面位置見**圖 3–1**。

從蘇澳至恆春半島的脊梁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，脊梁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，脊梁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。

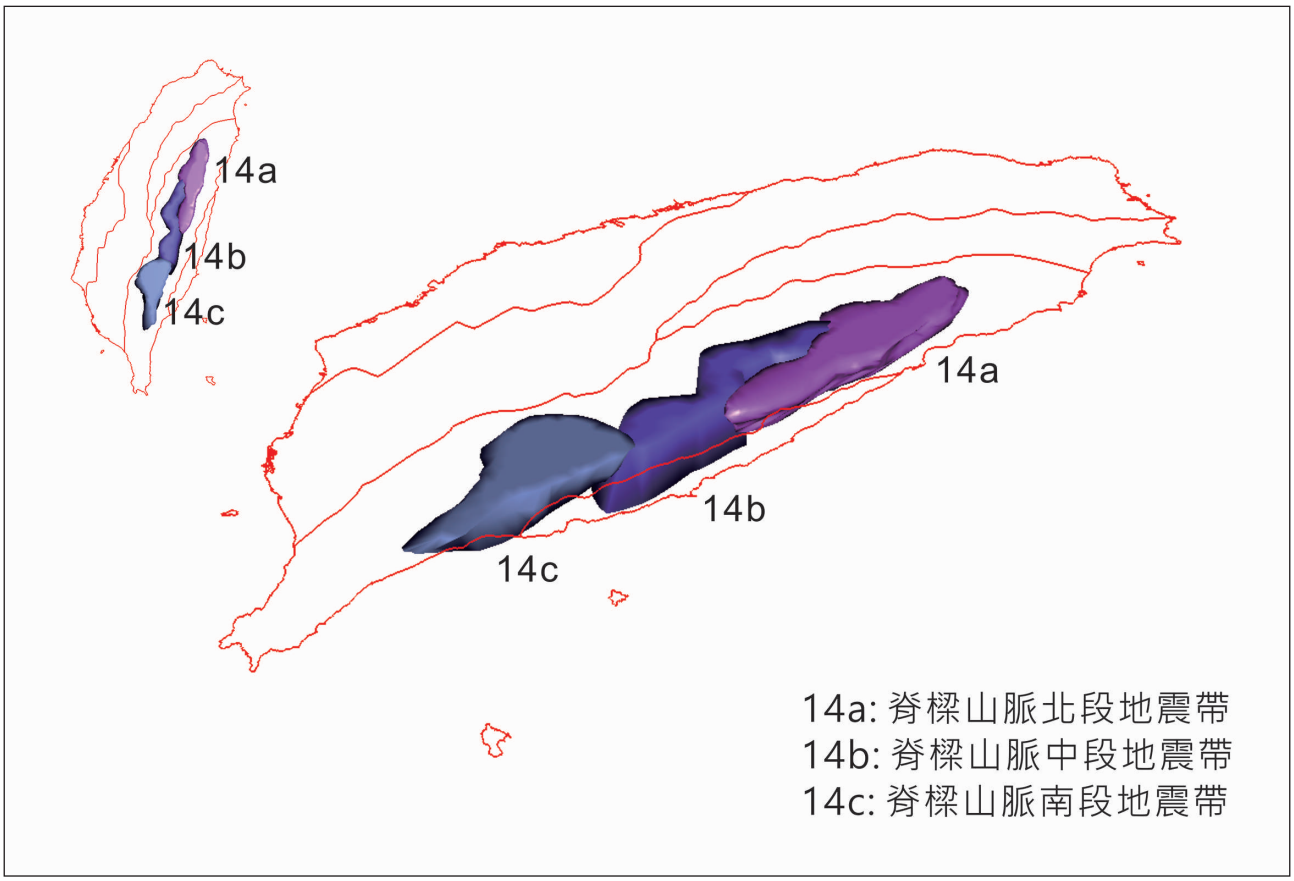


圖 4–77、脊樑山脈地震帶的北段、中段、南段分布位置。

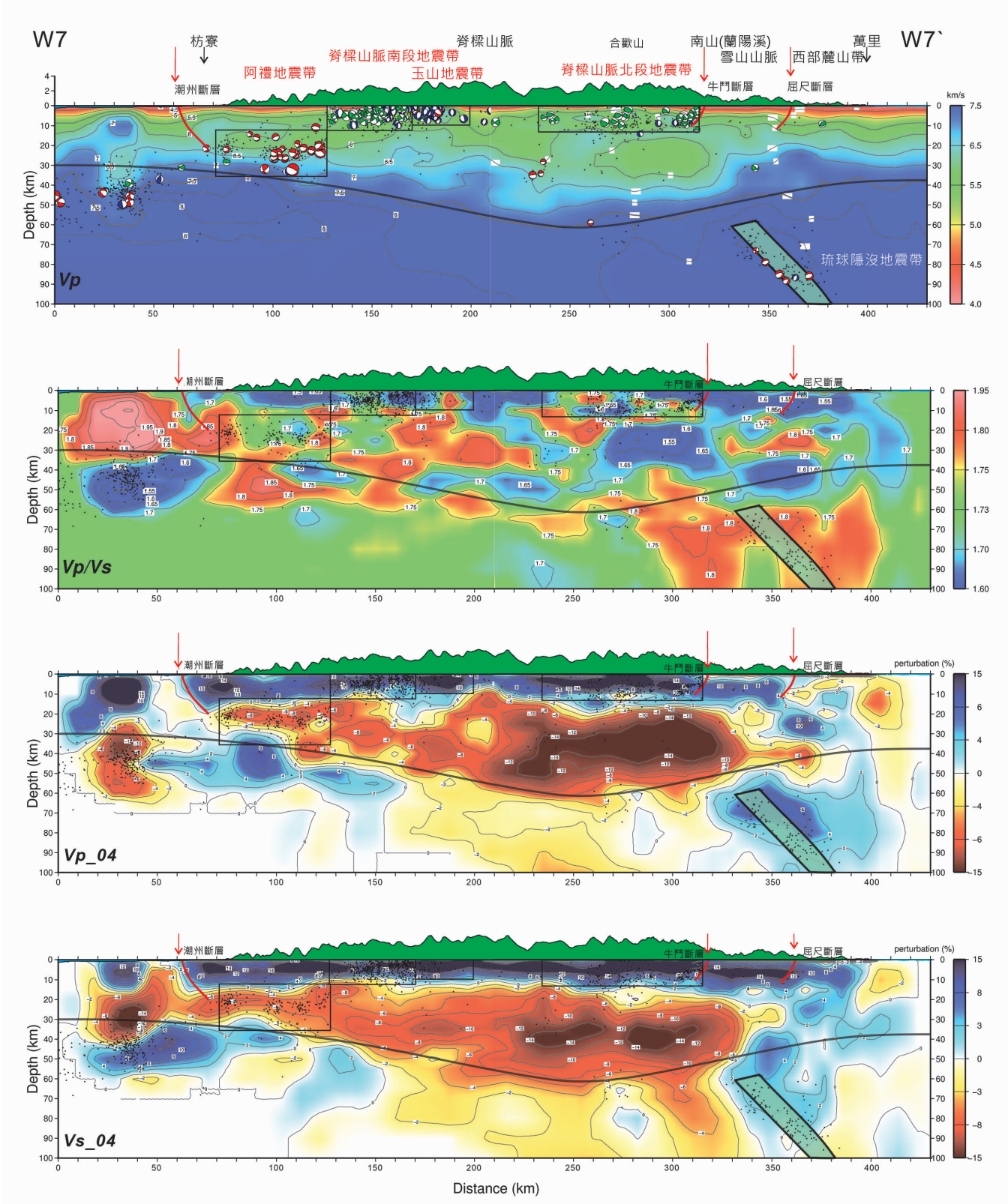


圖 4–78、脊樑山脈地震帶的南段與北段，地震主要發生在 15 公里以上的淺部地殼，呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值與低 Vp/Vs 值的岩層。而脊樑山脈地震帶底下的中下部地殼則呈現 Vp 與 Vs 異常擾動值為負值，且高 Vp/Vs 值，少有地震發生。剖面位置見圖 3–3。

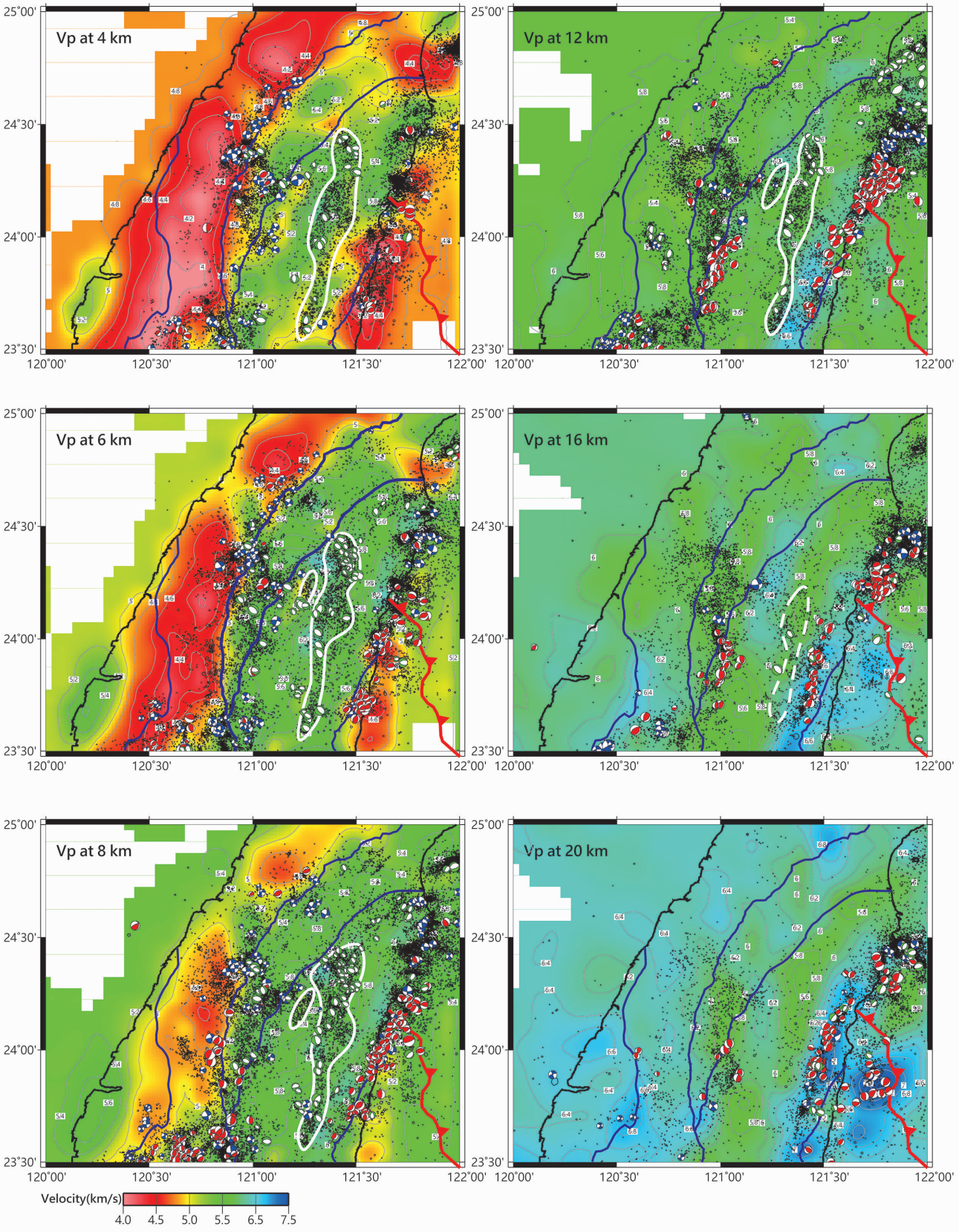


圖 4–79、脊樑山脈北段地震帶位在脊梁區域（白框），走向 N10° E，地震深度 <15 公里，由四個地震群集組合。

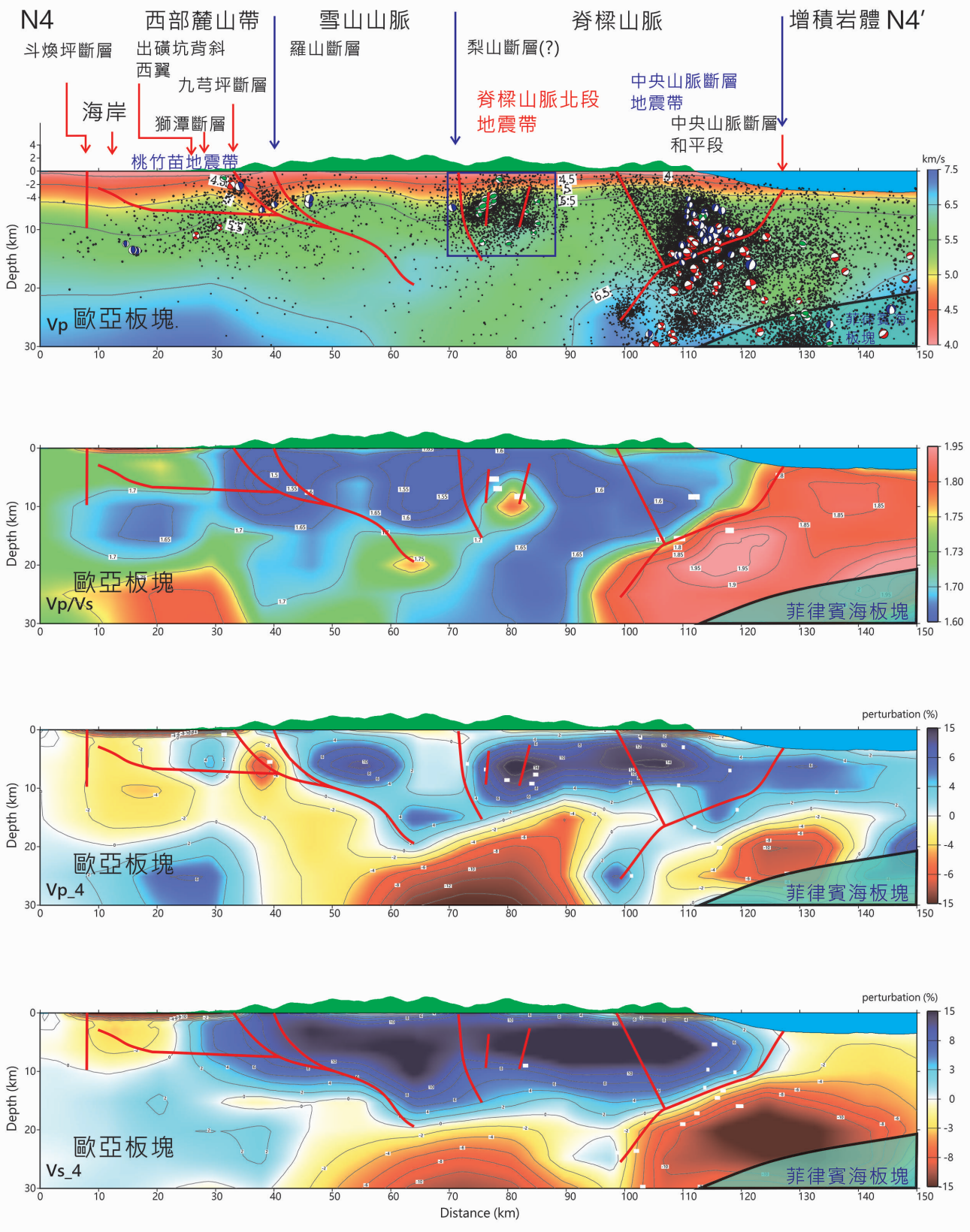


圖 4–80、脊樑山脈北段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（黑框），地震深度 <15 公里。N4 剖面，脊樑山脈北段地震帶位在 Vp/Vs 值相對較高的區域（藍框）。剖面位置見圖 3–1。

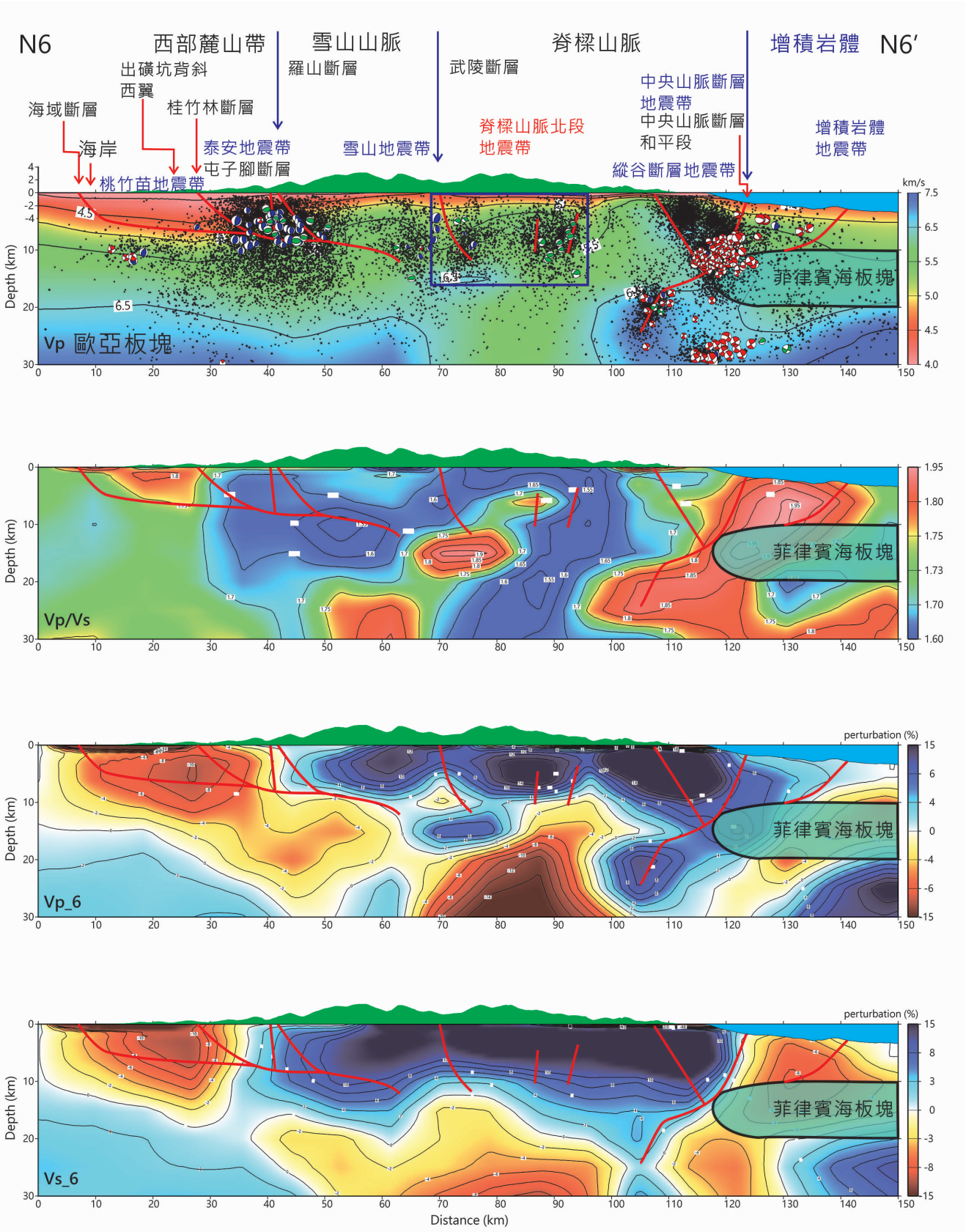


圖 4–81、脊樑山脈北段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（黑框），地震深度 <15 公里。N6 剖面，脊樑山脈北段地震帶位在 Vp/Vs 值相對較高的區域（藍框）。剖面位置見圖 3–1。

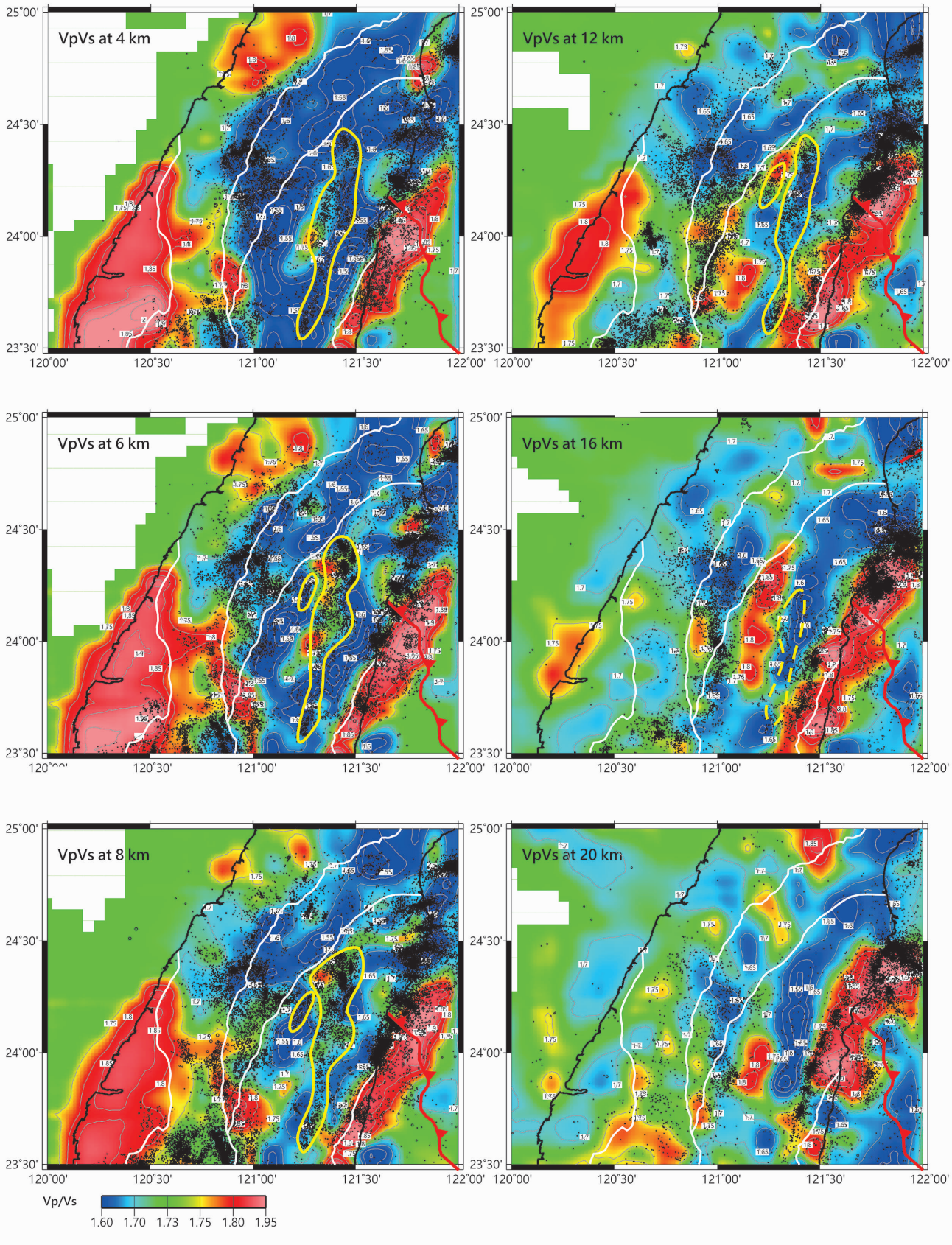


圖 4–82、脊樑山脈北段地震帶 (黃線) 的地震主要分布在較高 Vp/Vs 值區域。

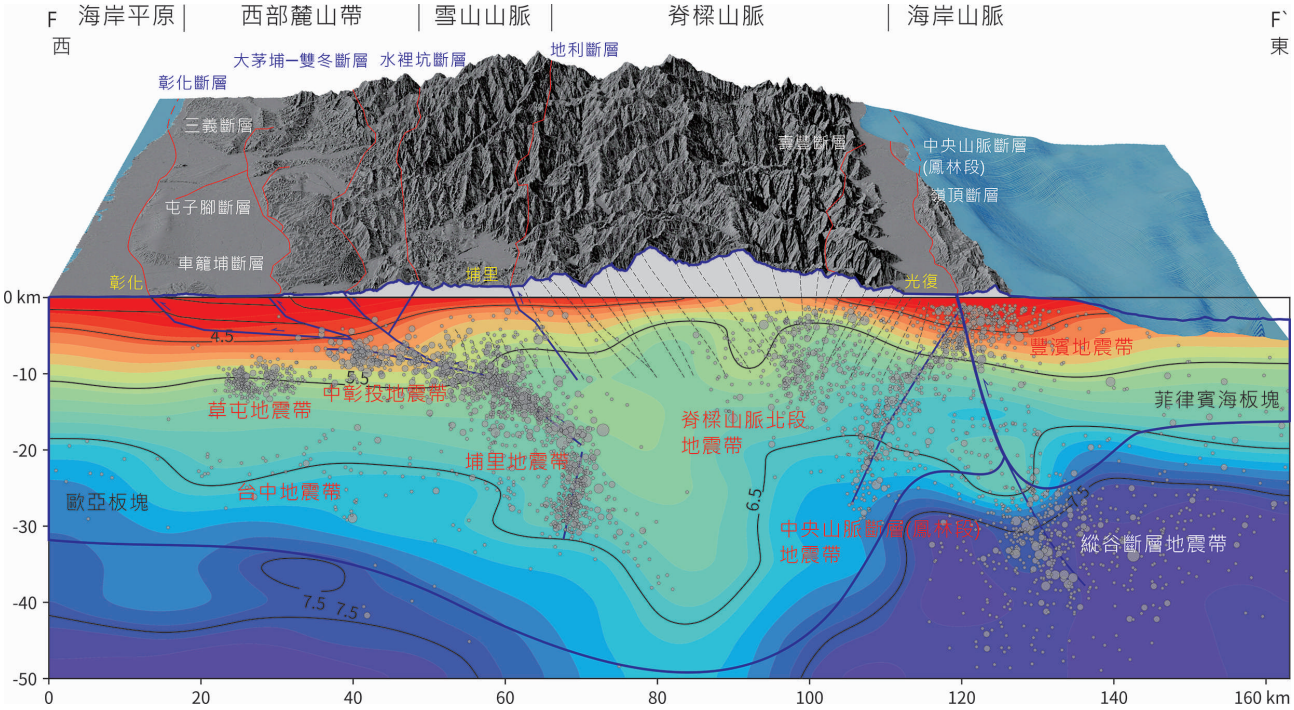


圖 4–83、脊梁山脈具有超厚的中下部地殼（Vp=5.5~6.5 km/s 速度層），厚度是西部麓山帶兩倍以上；並具約 50 公里深的山根。

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。

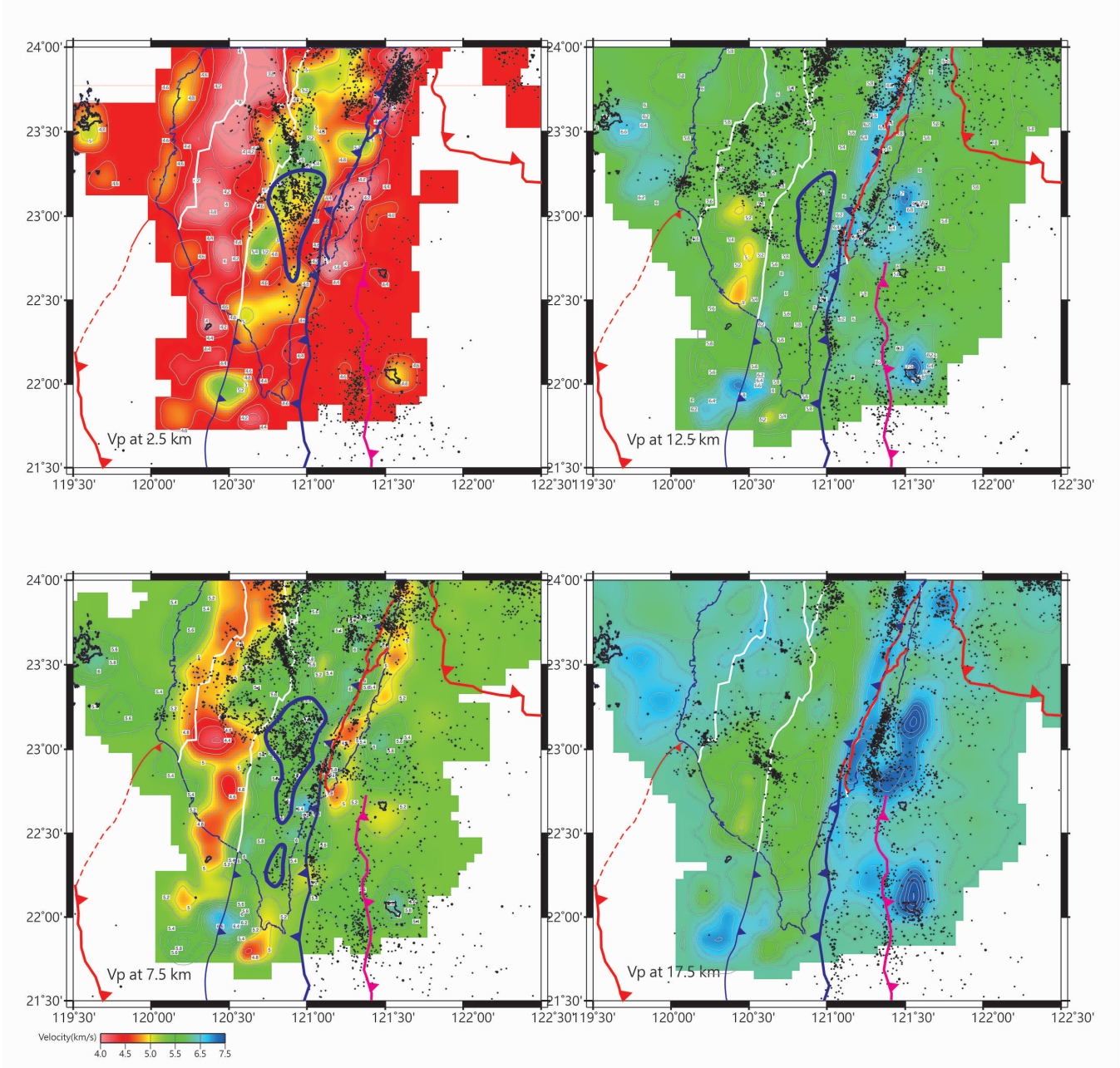


圖 4–84、脊樑山脈南段地震帶位在脊梁區域（藍線），地震分布較零散。

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。

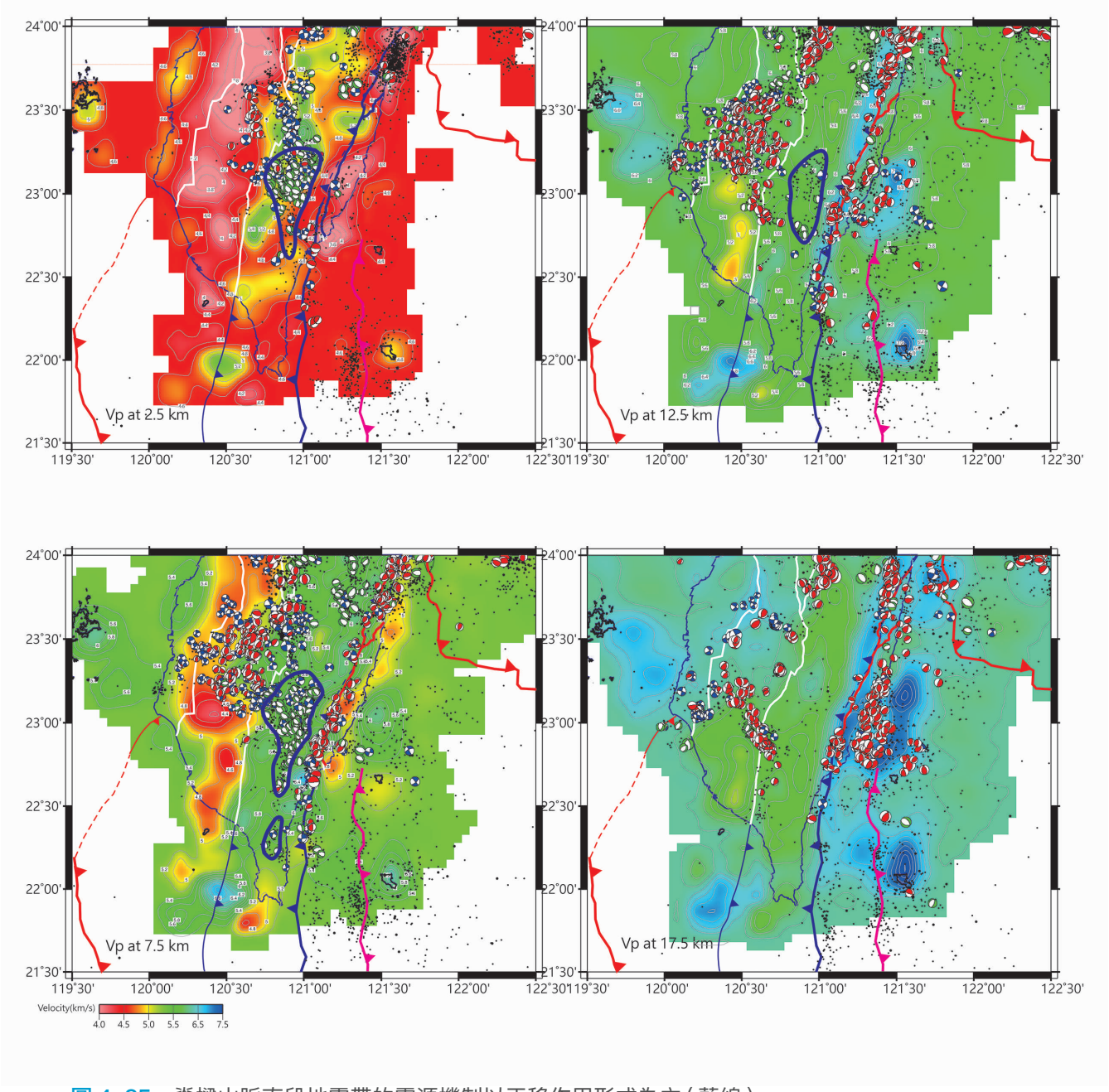


圖 4–85、脊樑山脈南段地震帶的震源機制以正移作用形式為主（藍線）。

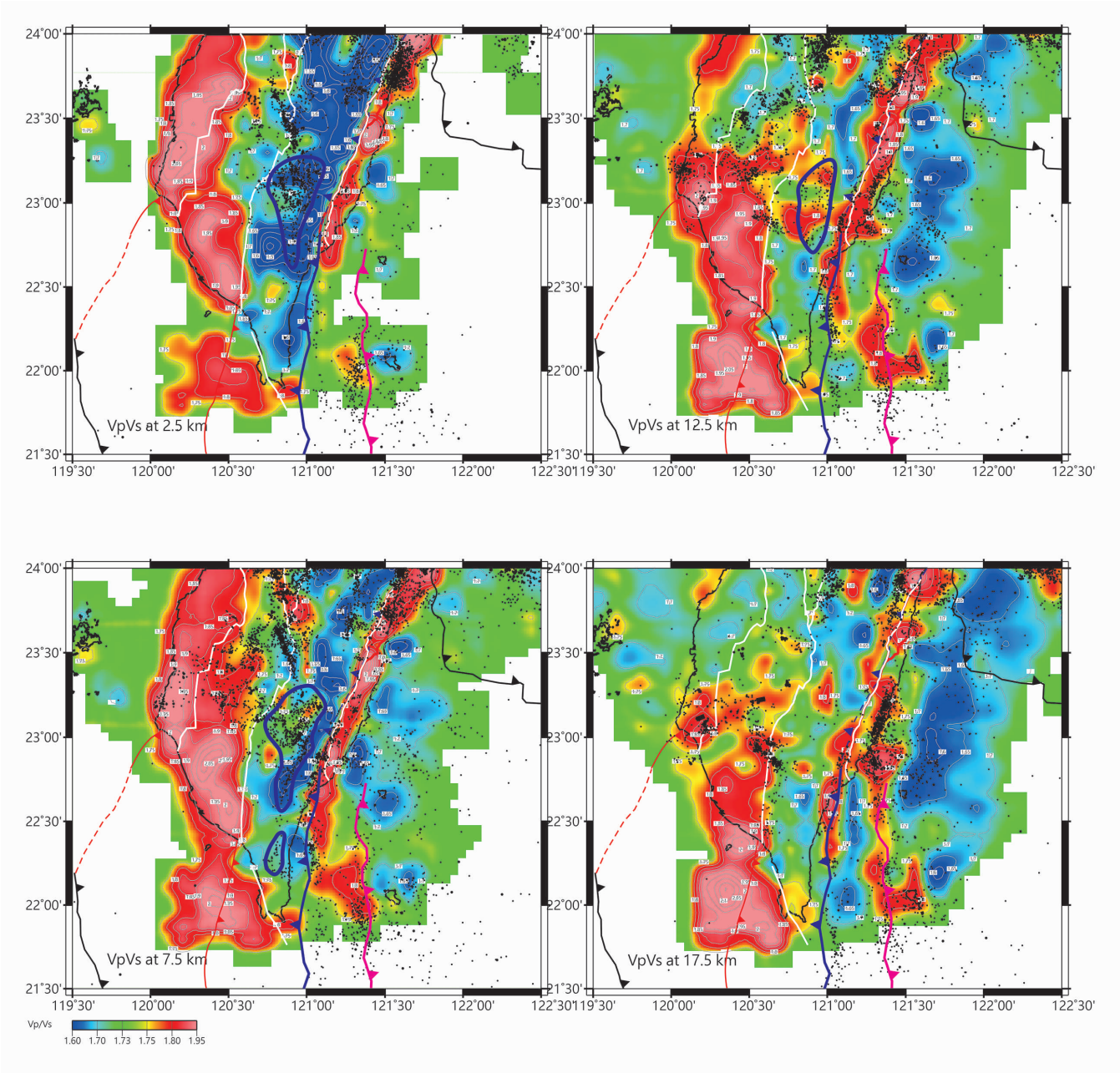


圖 4–86、脊樑山脈南段地震帶的地震分布在稍高 Vp/Vs 值區域（藍線）。

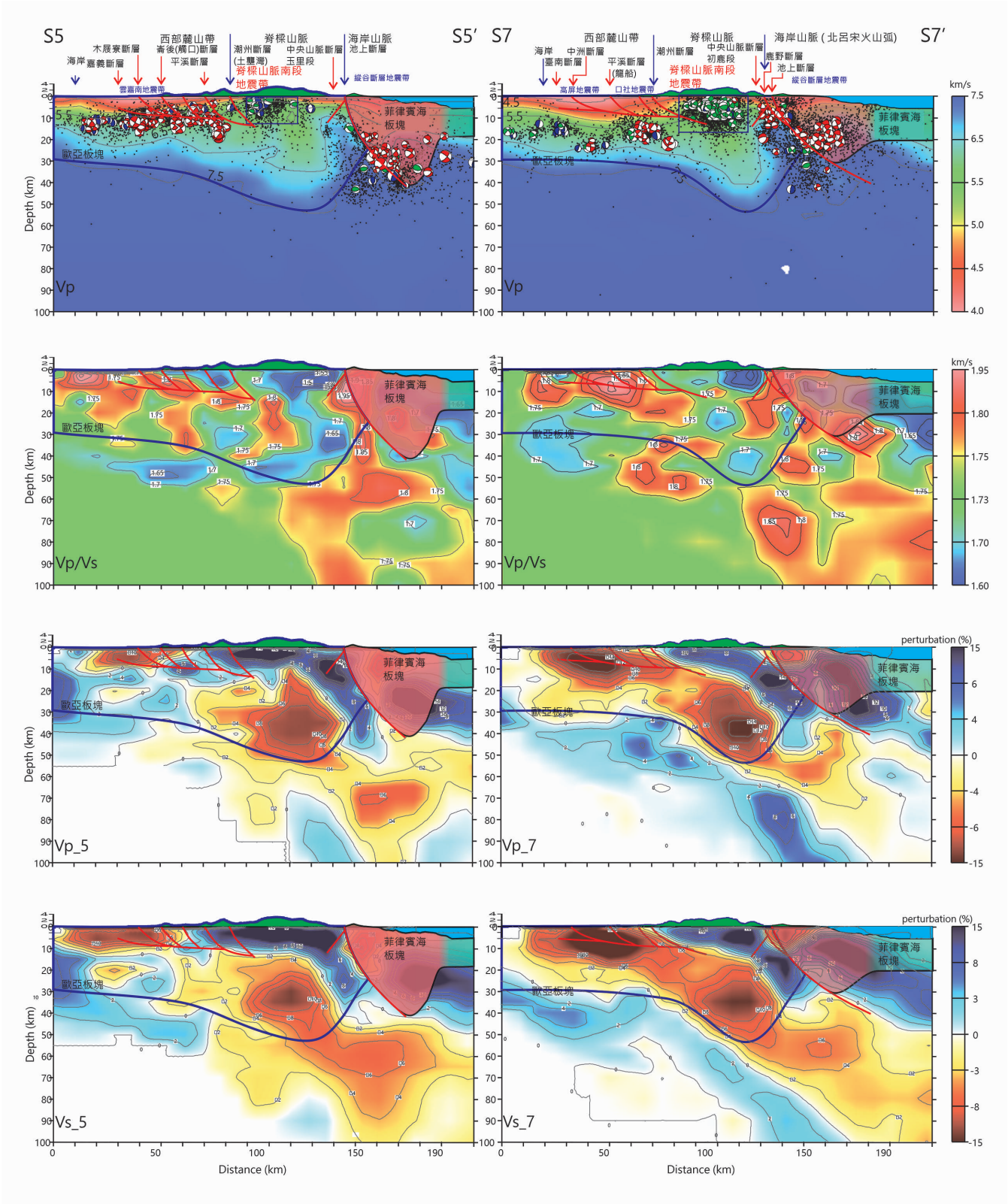


圖 4–87、脊樑山脈南段的地震發生在淺層地殼，具 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值，Vp/Vs 值稍高的區域，其下溫度較高的中下部地殼少有地震。剖面位置見圖 3–2。

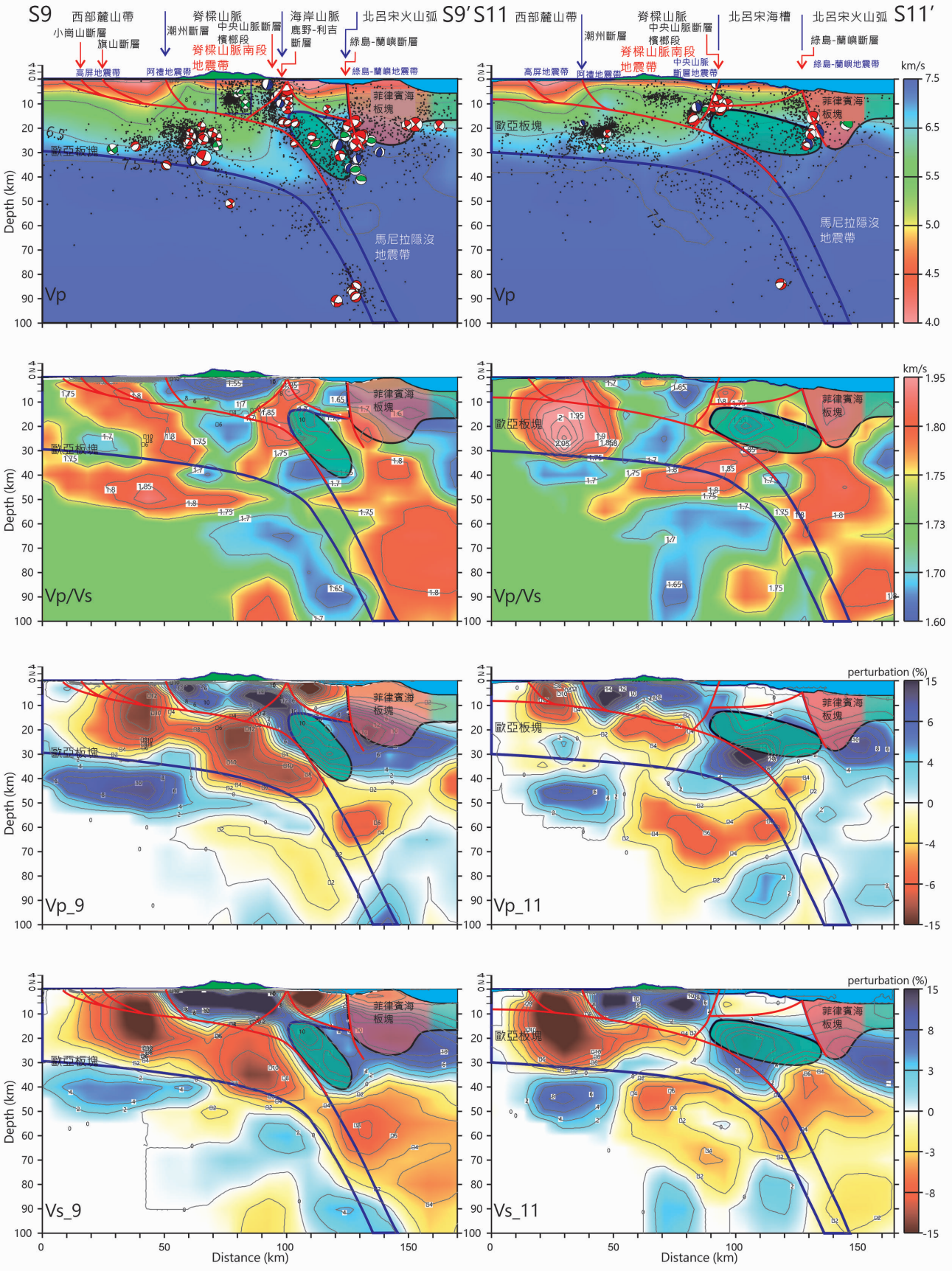


圖 4–88、脊樑山脈南段地震帶，地震發生在淺層 Vp 與 Vs 異常擾動值為正值的上部地殼，中下部地殼少有地震。剖面位置見圖 3–2。

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）。

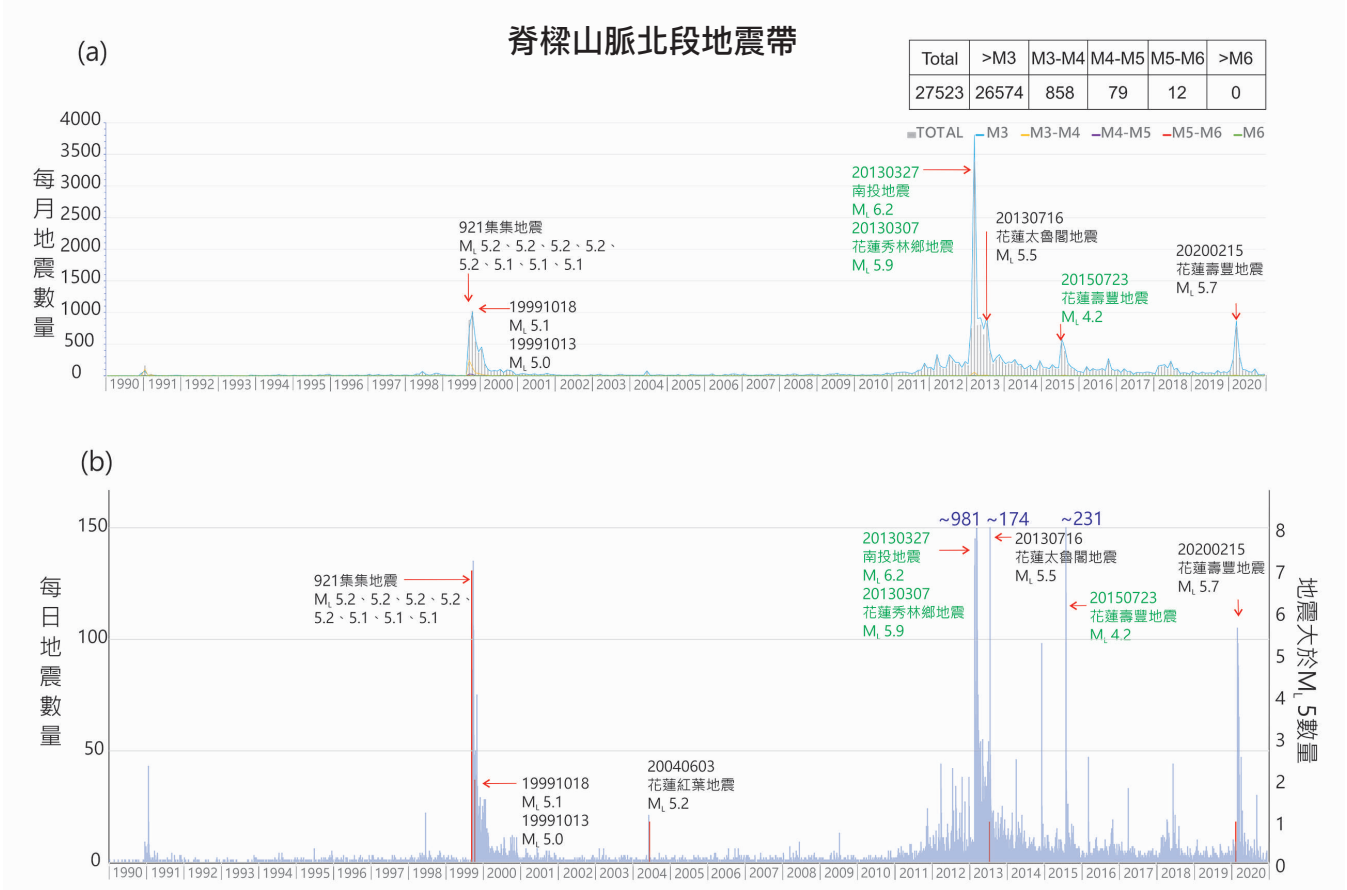


圖 4–89、1990~2020 年地震頻率。北段地震帶的地震頻率屬普通，但易受到鄰近地震影響，發生地震群集事件。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

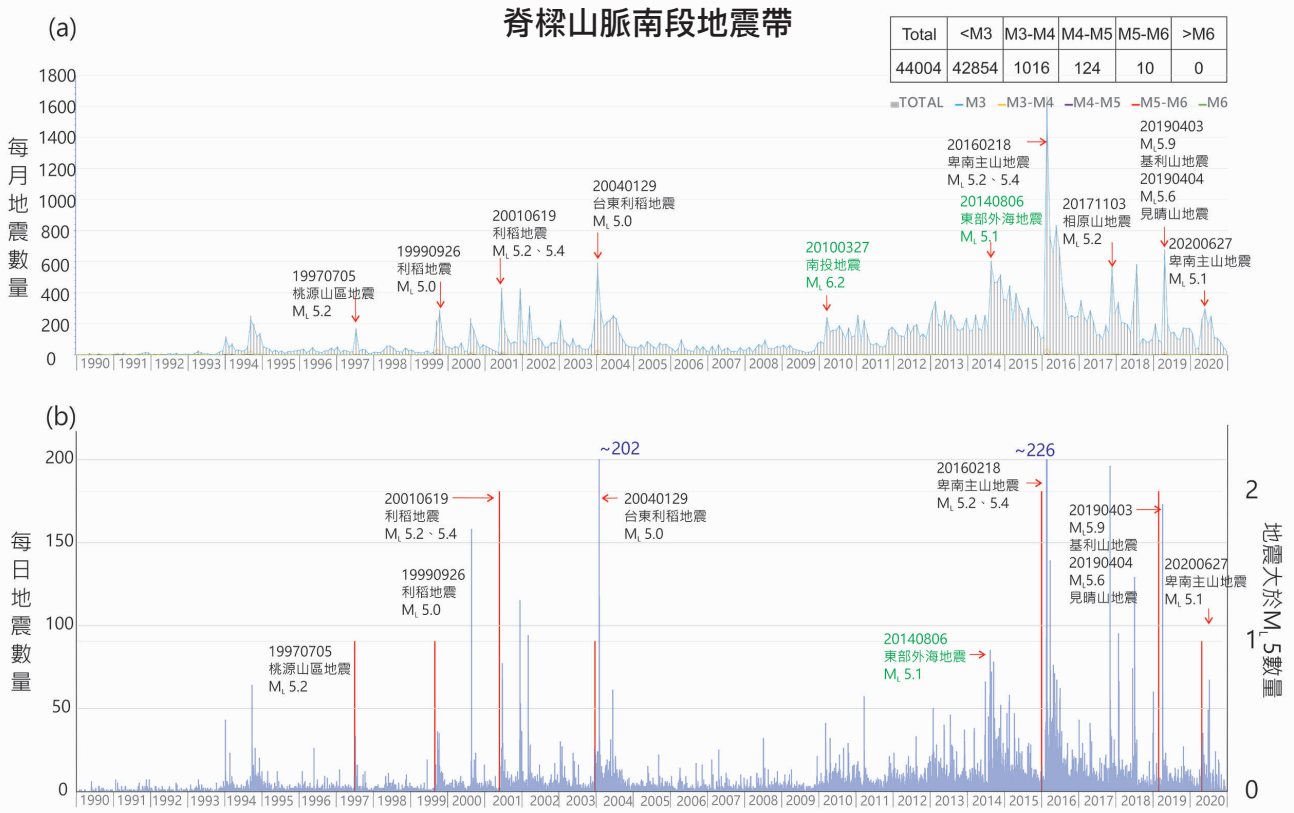


圖 4–90、1990~2020 年地震頻率。南段地震帶的地震頻率非常高，觀測期間，南段有 44004 起，遠多於北段的 27523 起，以及中段 2645 起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。

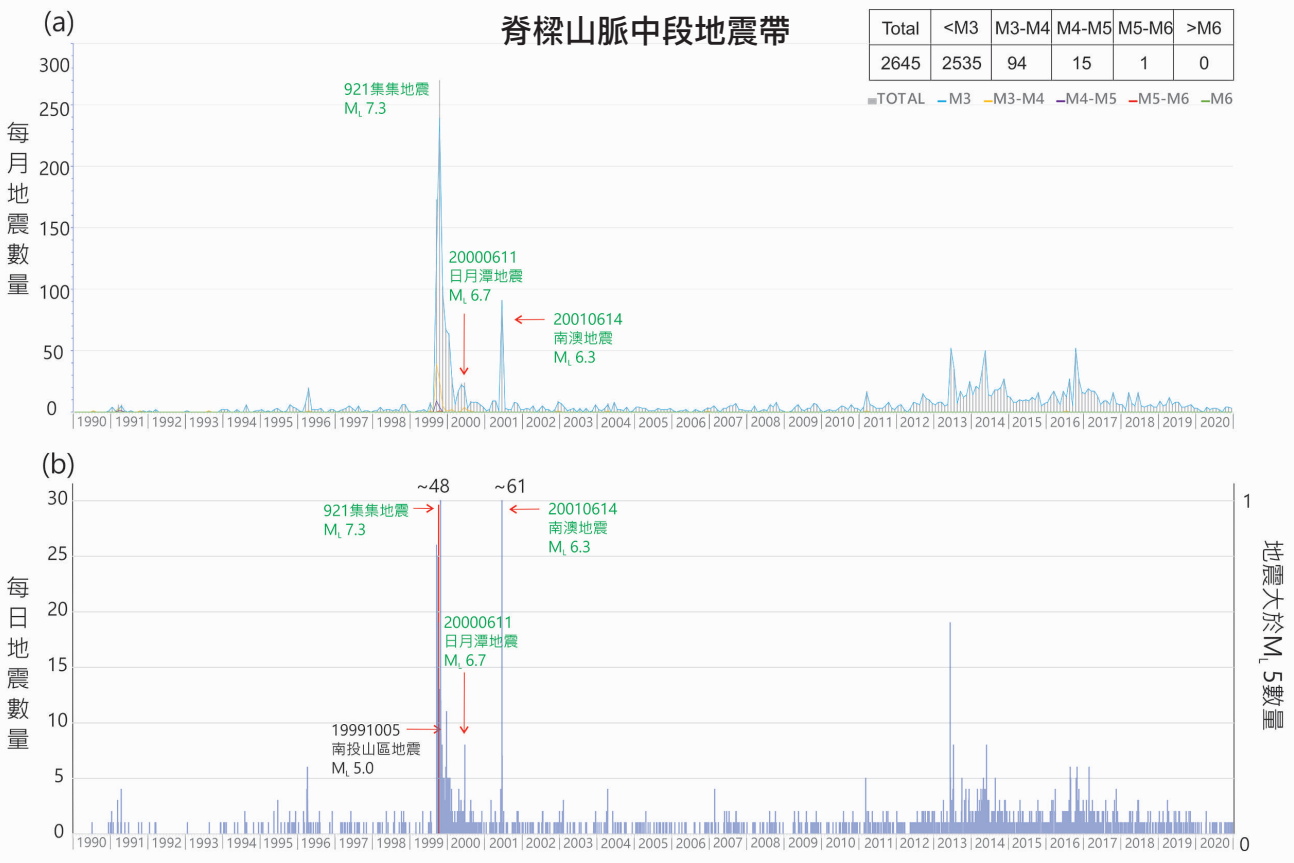


圖 4–91、1990~2020 年地震頻率。脊樑山脈中段地震帶的地震頻率非常低，平均數日才發生一起地震。綠字表示地震沒有發生在此地震帶。