NCDR
國家災害防救科技中心

The Seismic Zones of Taiwan

臺灣地震帶

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）。

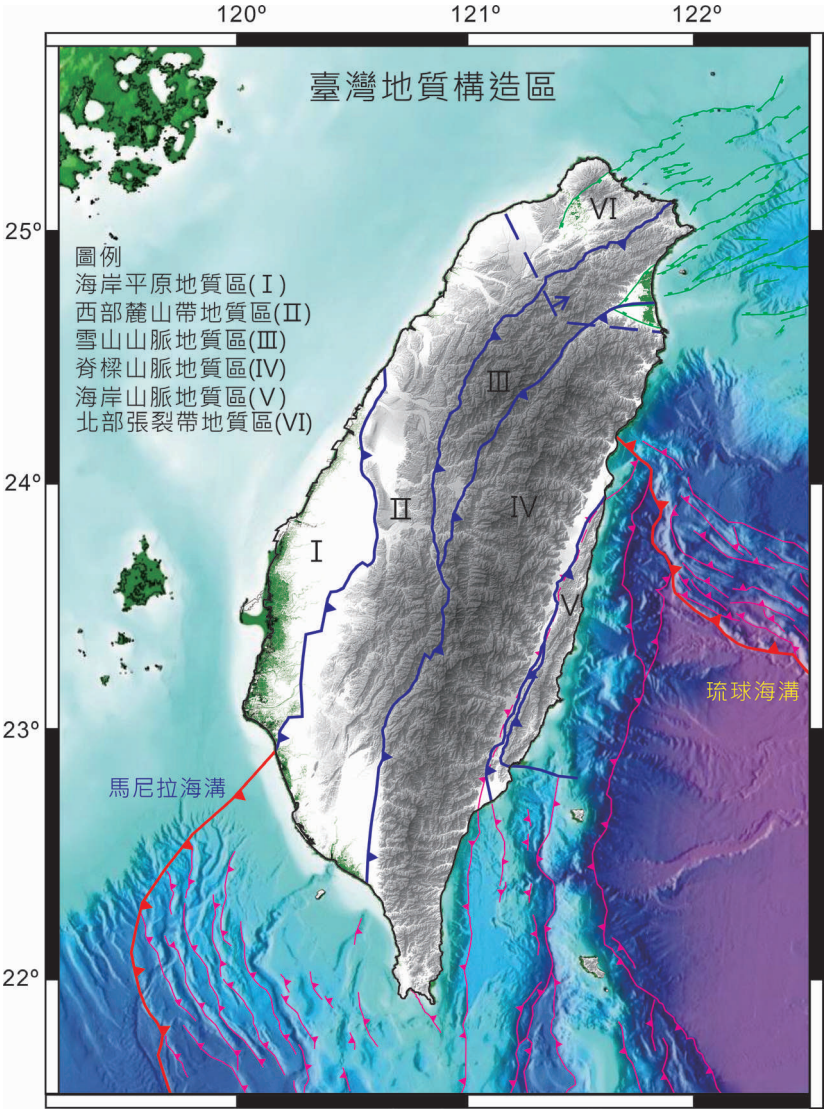


圖 2–1、臺灣陸域地質構造區與鄰近海域的琉球與馬尼拉海溝（隱沒帶）。

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）。

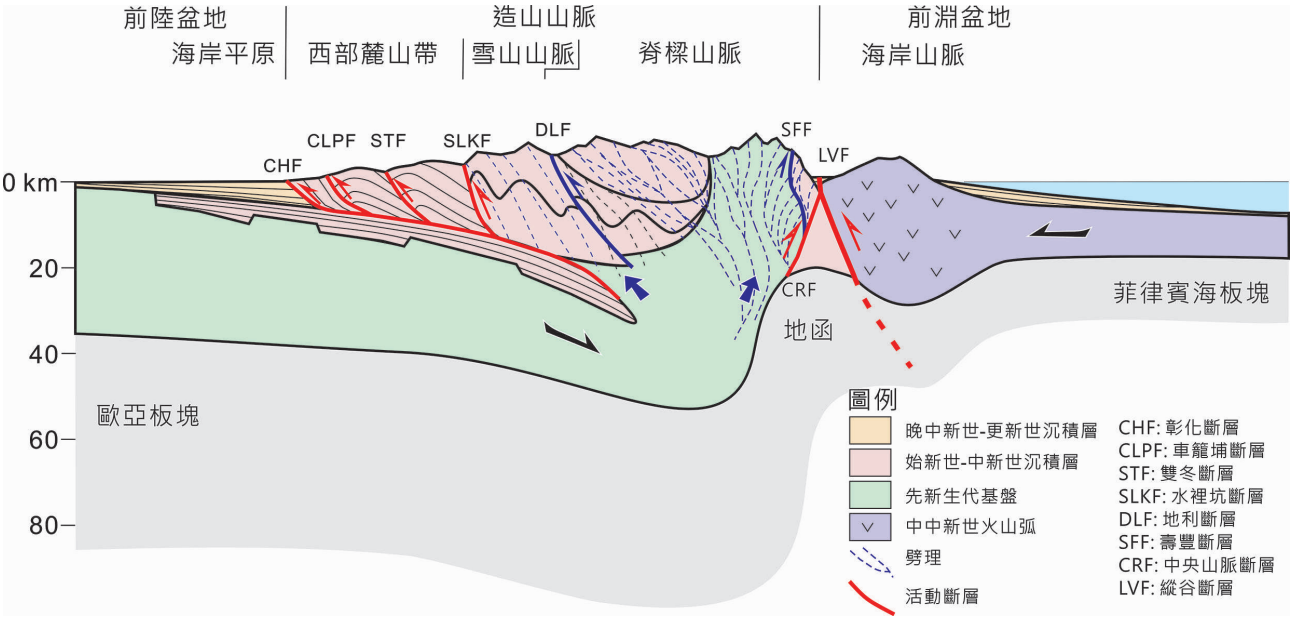


圖 2–2、中部臺灣的東西向地質構造示意剖面，橫跨兩個板塊與五個地質構造區。

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。

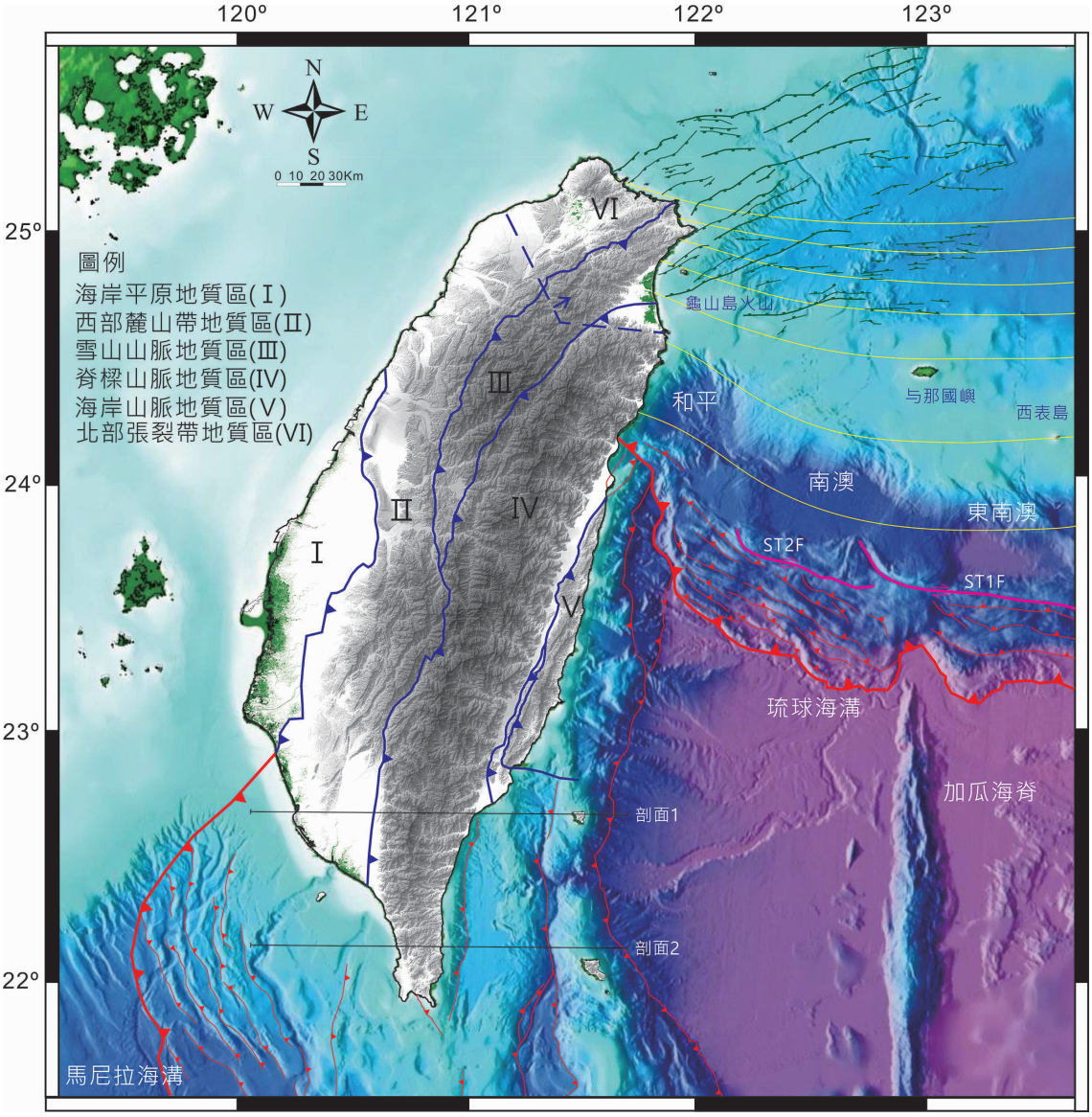


圖 2–3、臺灣東部海域的琉球隱沒帶系統，由南向北地體構造有琉球海溝、增積岩體、弧前盆地、火山弧（龜山島火山）。ST1F 與 ST2F 分別稱為弧前斷層東段與弧前斷層西段。

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。

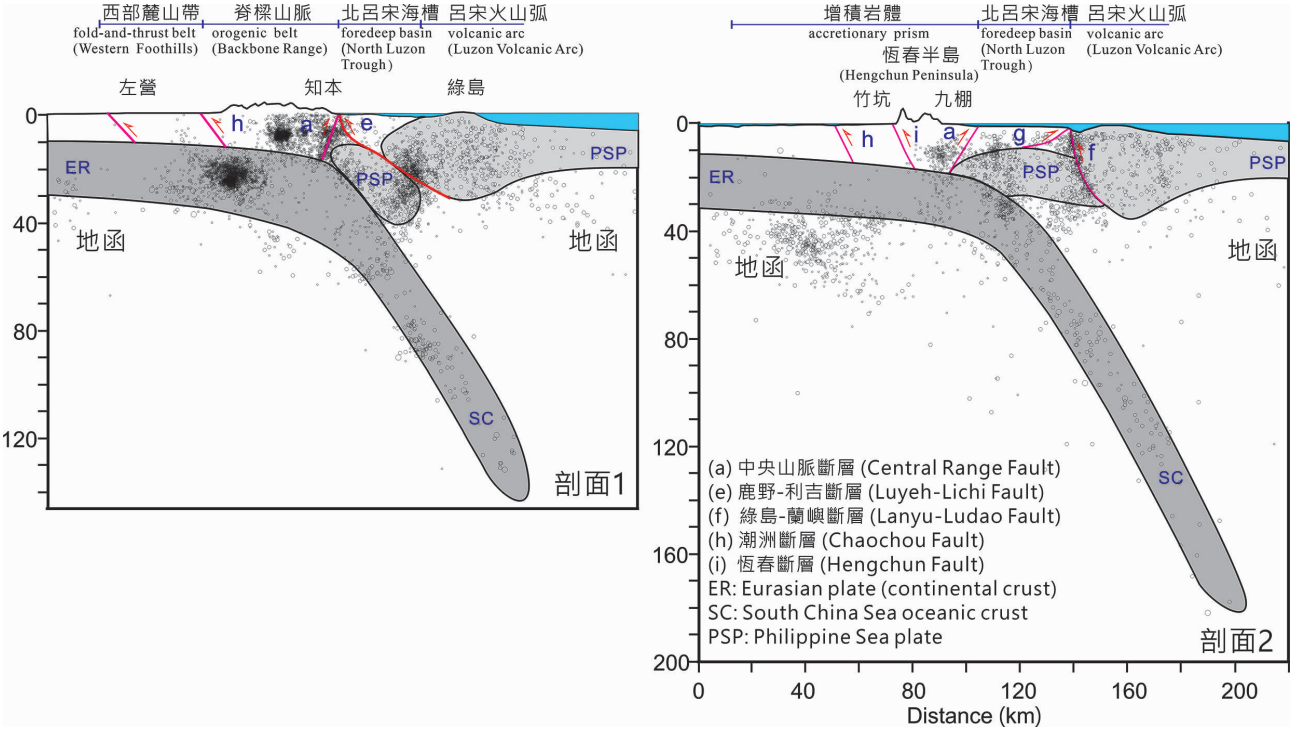


圖 2–4、馬尼拉隱沒帶由西向東的地體構造有馬尼拉海溝、增積岩體、弧前盆地、火山弧。剖面位置見圖 2–3。