

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣地區孕震深度及 b 值的研究

A study of the seismogenic thickness and b values
in Taiwan

蔣小羽

Xiao-Yu Jiang

指導教授：吳逸民 博士

Advisor: Yih-Min Wu, Ph.D.

中華民國 106 年 7 月

July 2017



國立臺灣大學碩士學位論文

口試委員會審定書

台灣地區孕震深度及 b 值的研究
A study of the seismogenic thickness and b values
in Taiwan

本論文係蔣小羽君（學號 R04224115）在國立臺灣大學地質科學系完成之碩士學位論文，於民國 106 年 07 月 28 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

吳逸凡 (簽名)
(指導教授)

張建良

黃信樺

吳文男

系主任、所長 _____ (簽名)

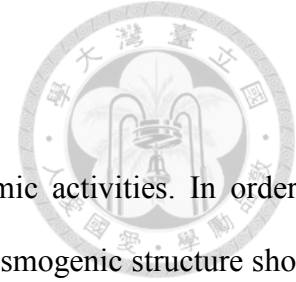
中文摘要



臺灣位於板塊邊界，地震活動相當頻繁，為了能夠減輕大地震所帶來的危害，研究其發震構造就顯得尤為重要，其中孕震深度在很大程度上控制著地震的大小，對於地震學研究有著重大的意義。岩層在累積受力超過其彈性限度後釋放其累積應力能量導致岩層快速破裂錯動進而引起地震。由於岩性、溫度、壓力等多因素的影響，在某一深度後，岩石會由脆性向塑性發生轉變，變得難以累積應力能量，地震次數就會減少，這一深度即可作為孕震深度。本研究使用臺灣地區 1990 年至 2015 年重新定位後的地震目錄資料，用 D95 的方法描繪出了台灣地區孕震深度在空間上的變化。由於臺灣地質構造的特殊性，本研究對孕震深度的探討分為淺部與深部，淺部的孕震深度表現在岩石脆-塑性轉變帶，深部的孕震深度則可表現出隱沒板塊的板塊介面。本研究在對淺部孕震深度的研究中引入了 b 值，b 值大小不僅僅能反映大小地震之間的比例關係，也在一定程度上受地溫和應力形式等條件的影響，本研究分區域繪製了 b 值隨深度的變化圖，發現 b 值在岩石從脆性向塑性轉變的深度會有明顯的低值，其變化可以反映出臺灣造山帶的地殼流變性。

關鍵詞： 孕震深度、D95、脆塑性轉變帶、b 值

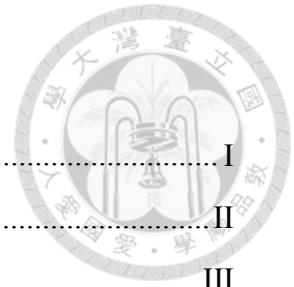
Abstract



Taiwan is located at the plate boundary, where has frequent seismic activities. In order to mitigate the seismic hazard caused by large earthquakes, studies of the seismogenic structure should be a matter of urgent concern. Among the seismogenic structure, the thickness relates to the size of the earthquake which is of great significance to seismology. The earthquake occurred is related to the energy release after the accumulated stress energy exceeding its elastic limit. Due to the influence of rock formation, temperature condition and pressure, below a certain depth, rocks will become more ductile and more difficult to accumulate stress energy, where make the earthquake numbers diminish. The depth is so-called seismogenic thickness. The seismicity data is collected from CWB between 1990 and 2015 and then be relocated. Then the variation of seismogenic thickness has been delineated by using the D95 method with the relocated catalog in this study. Since the special geological structure of Taiwan, the study of seismogenic thickness is then divided into two parts, the shallow part and the deep part. The seismogenic thickness of shallow part is manifested in the transition of brittle-plastic. The seismogenic thickness of deep part is manifested in the plate interface. In addition, b values are introduced for the shallow part in this study. The b value is not only known to be a proper index to reflect the ratio of large and small earthquakes, but is also varying with temperature condition and pressure forms. In this study, the results show that b values varying with depth have a low value at the depth of the brittle-ductile transition. The changes of b values can reflect the crustal rheology of the Taiwan orogenic belt.

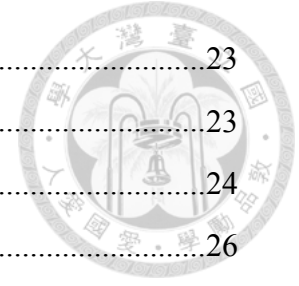
Keywords: seismogenic thickness, D95, brittle-ductile transition, b value

目 錄



論文口試委員審定書.....	I
中文摘要.....	II
Abstract.....	III
目錄.....	IV
圖目錄.....	VI
表目錄.....	VII
第一章 緒論	1
1.1 研究背景與動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
第二章 文獻回顧	4
2.1 臺灣地區構造.....	4
2.2 地震的成因.....	7
2.2.1 斷層與淺部地震的生成.....	7
2.2.2 隱沒板塊與深震的生成.....	7
2.3 孕震深度.....	8
2.4 b 值.....	9
第三章 研究資料與研究方法	10
3.1 研究資料來源與選取.....	10
3.1.1 資料來源.....	10
3.1.2 淺部地震資料的選取.....	10
3.1.3 深部地震資料選取.....	13
3.1.4 計算 b 值所用的地震資料.....	13
3.2 D95 方法介紹.....	14
3.3 b 值回歸方法.....	14
第四章 研究成果與分析討論	16
4.1 淺部 D95 深度成果.....	16
4.2 深部 D95 深度成果.....	17
4.3 規模 6 以上的地震震源深度與孕震深度的關係.....	19

4.4 構造剖面.....	23
4.4.1 東北部隱沒剖面.....	23
4.4.2 南部隱沒剖面.....	24
4.4.3 中部山脈淺部孕震構造.....	26
4.4.4 西部地區淺部孕震構造.....	27
4.4.5 東部海域淺部孕震構造.....	28
4.5 b 值隨深度的變化.....	29
4.5.1 不同區域 b 值隨深度變化.....	29
4.5.2 全臺灣 b 值在不同深度範圍的變化.....	32
第五章 結論.....	35
參考文獻.....	36
附錄 A 震源深度隨時間的分佈示意圖.....	39



圖目錄

圖 1.1	臺灣地區 1990 年到 2015 年重新定位後的地震活動震央分佈.....	2
圖 2.1	臺灣附近板塊碰撞三維模型(修改自 Angelier, 1986).....	5
圖 2.2	臺灣斷層構造分區圖(Shyu et al., 2005).....	6
圖 2.3	隱沒帶地體構造概念圖(曾泰琳等, 2016).....	8
圖 3.1	台灣地區分區示意圖.....	11
圖 3.2	震源深度隨時間的分佈示意圖(zone1, zone10).....	12
圖 3.3	震源在深度的投影示意圖.....	13
圖 3.4	花蓮地區全深度 b 值回歸結果示意圖.....	15
圖 4.1	臺灣地區淺部孕震深度圖.....	16
圖 4.2	臺灣地區深部孕震深度圖.....	18
圖 4.3	臺灣地區中大地震深部與孕震深度關係圖.....	20
圖 4.4	A-A' 剖面孕震深度與速度模型圖.....	24
圖 4.5	B-B' 剖面孕震深度與速度模型圖.....	25
圖 4.6	A-A' 剖面孕震深度與速度模型圖.....	26
圖 4.7	B-B' 剖面孕震深度與速度模型圖.....	27
圖 4.8	C-C' 剖面孕震深度與速度模型圖.....	28
圖 4.9	中央氣象局淺層地震分區圖.....	30
圖 4.10	各分區 b 值隨深度變化值.....	31
圖 4.11	全臺灣 b 值在不同深度範圍內的變化值.....	33

表目錄

表 4.1 規模 >6.0 的地震資訊彙整表.....	21
表 4.2 各區 b 值低值所在深度與該區孕震深度對比表.....	32



第一章 緒論



1.1 研究背景與動機

板塊構造學說 (Plate tectonics) 認為地球的岩石圈是由多個大大小小的板塊拼合而成，板塊與板塊間的相互運動致使板塊邊緣和板塊內部受力，岩層在累積受力超過其彈性限度後產生錯動和破裂，引發了地震。臺灣位於西環太平洋地震帶上，且處在歐亞板塊和菲律賓海板塊的聚合交界處，是典型的由於板塊碰撞產生的大陸邊緣島嶼，它受擠壓碰撞作用，不僅地質構造與地形變化劇烈，地震活動亦相當頻繁，圖 1.1 所示為臺灣地區從 1990 年到 2015 年重新定位後的地震活動的震央分佈，點的顏色代表震源深度。從圖上可以看到地震十分密集，根據發震深度，在台灣本島以淺層地震為主，島外地震的深度分佈範圍則較廣。大規模的地震會在短短數十秒內給人類的生命與財物帶來巨大的損失，1906 年的梅山地震造成 1258 人死亡，6769 棟房屋全毀，1935 年的新竹臺中地震造成 3276 人死亡，17907 棟房屋全毀，1999 年的集集地震造成 2415 人死亡，51711 棟房屋全毀，為了規避災害性地震帶來的災害，有關地震的探測工作不容忽視。

中央氣象局自 1990 年陸續開始了地震觀測網 (Central Weather Bureau Seismic Network; CWBSN) 和台灣強地動觀測計劃 (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program; TSMIP) 的建置後，便能夠對觀測到的大小地震進行有效的監測與記錄，記錄的內容包含地震發生的時間、震央位置、規模大小、震源深度等等。隨著觀測技術的發展、設備品質的改進和測站數量的增加，臺灣的地震觀測計劃也在持續進步中，目前陸地地震的定位精度可達 2 km (Wang and shin, 1998)。臺灣地震觀測網提供的這些地震資料可將不同的地體構造所引發的斷層構造顯露出來，對災害評估、地質構造與工程建設大有裨益。

從地震資料鑒定地震活動構造的位置應是直接合理的途徑，特別是對於難以通過勘探知曉的盲斷層 (Roering et al., 1997)，本研究的動機便是希望能經由這些高質量的地震資料，系統的研究出臺灣各地區的孕震深度，探討孕震深度與地質形貌的關係，並探討中大規模地震的發震深度與孕震深度的聯繫，再結合 b 值分析台灣地區大小地震隨深度的分佈情況，希望能夠藉助對發震深度的分析為臺灣地區的地震研究貢獻一份力量。

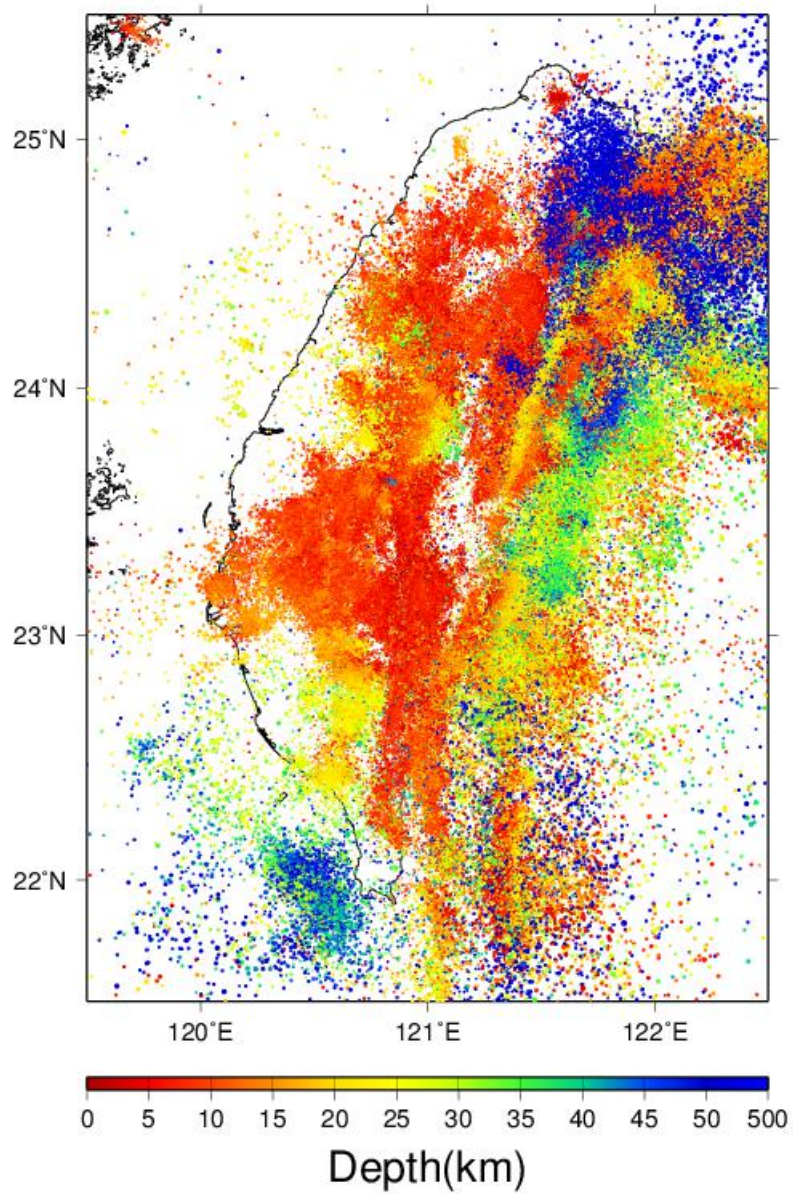


圖 1.1 臺灣地區 1990 年到 2015 年重新定位後的地震活動震央分佈。



1.2 研究目的

無論是發生在淺層的地殼地震還是發生在深層的隱沒板塊中的地震，地震的發生需要同時具備三個條件：一是要具備應力來源、二是要有能夠累積應力的介質、三是要有能使得岩層瞬間釋放能量的觸發機制。由於板塊的相對運動岩石受到擠壓，當其累積的剪切彈性位能超過其岩石強度時，岩石會在瞬間發生破裂或在原有的斷層面上產生滑移，觸發地震。當岩層能夠累積較多的應力能量，就可能導致大規模地震的發生，隨著深度的增加，地下岩層所處的溫度和圍壓也會越來越大，當溫度愈發接近岩石的熔點時，岩石會逐漸由脆性轉為塑性，變得難以累積彈性應變；而圍壓的增強則會導致斷層錯動所需剪切應力的門檻值變大。所以深度越深，其溫壓環境越有礙地震的產生，即根據不同的岩石性質和地下環境的溫度及壓力，在某一深度後孕震條件就變得極為苛刻，這一深度被稱為孕震深度 (Seismogenic Thickness)。

對於淺部地震，地震常常發生於地殼內，但亦會發生在地幔中，淺部的孕震深度通常代表著地震轉變帶的深度，也是岩石脆-塑性轉變帶的深度；在深部地震中，地震的發生主要是由於板塊隱沒擠壓碰撞的作用，所以大部分地震會發生在板塊介面，一般是在海洋板塊的地殼處，深部的孕震深度通常代表著海洋板塊的隱沒趨勢。本研究的目的旨在探討台灣各地區深部與淺部的孕震深度與地體構造、地質環境的聯繫。

此外，於 1944 年由 Gutenberg and Richter 提出的反映地震頻率-規模的基本假設：

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

是在地震學研究中的重要公式，簡稱 GR-law，b 值是由回歸分析得到的常數，是該式斜率的相反數，對 b 值計算方法的詳細介紹見 3.3 章節。不同時空尺度所計算的 b 值在大小上會有所變化，其變化有助於對地震活動特性與地質地體構造的研究。應力改變會對 b 值大小有影響，而岩石在脆塑性轉變帶處其能累積的應力能量會變小，本研究還探討了 b 值隨深度變化的特性是否可以用作孕震深度的指標。

第二章 文獻回顧



2.1 臺灣地區構造

臺灣是一個造山作用活躍的活動構造區，臺灣地區由弧陸碰撞形成 (Huang et al., 2000) ，在臺灣南方，歐亞板塊朝東隱沒到菲律賓海板塊之下，形成馬尼拉海溝及其東側的呂宋火山島弧，在臺灣東北方，菲律賓海板塊則是朝北隱沒到歐亞板塊之下，造成琉球海溝及其北側的琉球火山島弧和沖繩海槽 (DeMets et al., 2010; Yu et al., 1997) ，大陸島弧示意圖見圖 2.1 。

Shyu et al., (2005) 將臺灣地震區域分為東部和西部兩個帶狀區和琉球以及宜蘭地區，如圖 2.2。台灣主要的活動斷層按不同的破裂機制由不同類型的紅色線表示，圖中用綠色和粉色的線條將台灣各區域分隔開：高屏區域，為初期弧陸碰撞區 (Incipient collision)；嘉義地區，為早期的弧陸碰撞 (Early collision)；臺中地區，為活躍的弧陸碰撞區 (Full collision)；苗栗地區，為成熟的弧陸碰撞區 (Mature collision)；新竹地區，為減弱中的弧陸碰撞區 (Waning collision)；臺北地區，在此區之弧陸碰撞早已結束 (Post collision)；臺東地區，為弧陸碰撞之縫合帶；花蓮地區，為較早的縫合帶；宜蘭地區，蘭陽平原為沖繩海槽弧後張裂的陸上延伸，為一張裂陷落區；琉球隱沒系統，菲律賓海板塊在此隱沒形成琉球海溝，造成了大面積的地下破裂。

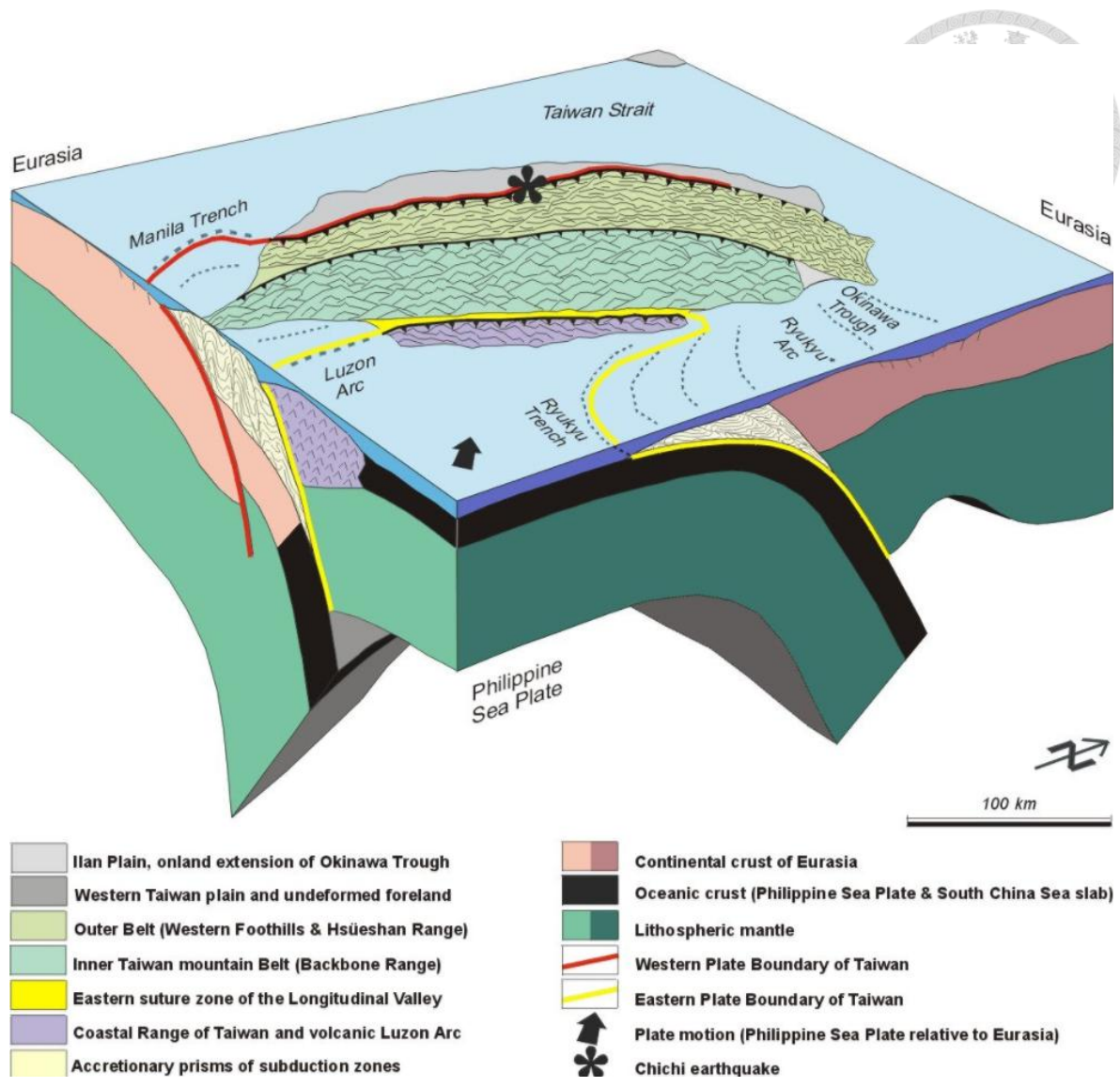


圖 2.1 臺灣附近板塊碰撞三維模型(修改自 Angelier, 1986)

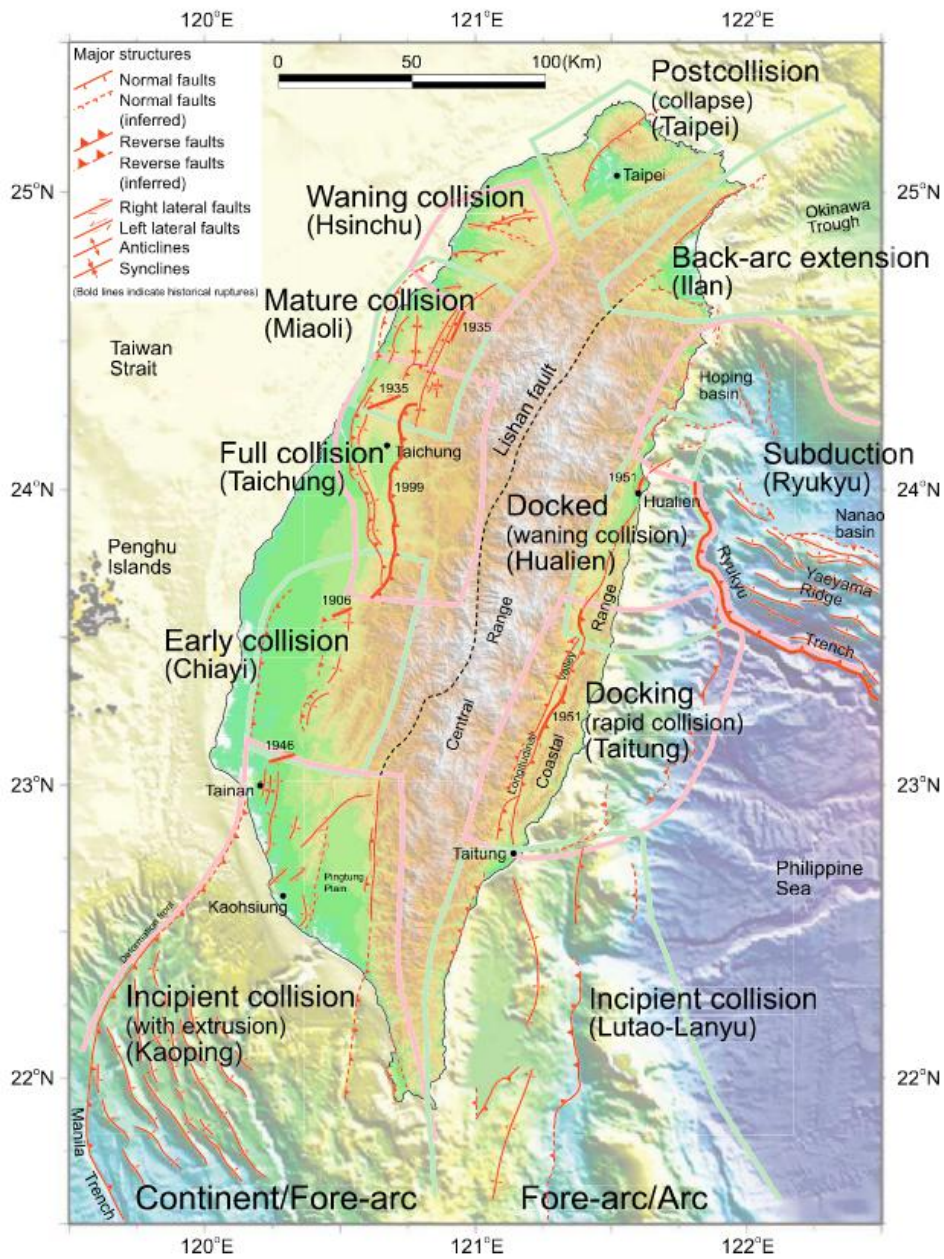


圖 2.2 臺灣斷層構造分區圖(Shyu et al., 2005)



2.2 地震的成因

2.2.1 斷層與淺部地震的生成

脆性岩石在受到應力作用時會發生彈性形變，當受力超過彈性限度後會產生破裂以此釋放累積的能量，形成斷層；而塑性物質在受到應力作用時則藉助連續的形變來釋放能量，形成地層褶皺。近地表的岩石大多表現為脆性，形成岩石圈；較深處的岩石因為溫度增高、應力增大，逐漸表現為塑性，形成軟流圈。淺層的地震大部分是由脆性岩石釋放能量致使斷層面錯動造成的，一般發生在地殼和地函上部。根據 Kuo-Chen et al. (2012) 的研究， V_p 值 = 7.5 km/s 可用來定義 Moho 面，以速度構造模型分佈的結果顯示，臺灣的大陸地殼厚度約略在 30 km 處。

2.2.2 隱沒板塊與深震的生成

隱沒帶 (Subduction Zone) 的形成是指聚合板塊邊界中密度較大的海洋板塊因重力作用而沒入地函，此板塊稱為隱沒板塊 (Subduction Slab)。由於隱沒作用，常伴有地震沿著隱沒板塊發生，這個處於深部的地震活動區域被稱為班尼奧夫帶 (Wadati-Benioff Zone)，圖 2.3 為隱沒帶地體構造概念圖，雙箭頭是由地震斷層面解得知的板塊內應力狀態。

環太平洋地震帶就是由一連串的隱沒帶所構成，台灣所在的太平洋西側下邊的隱沒板塊較老，隱沒的角度較為陡峭，地震能持續向下延伸至 600 多 km 處 (曾泰琳等，2016)。

中深層地震只會發生在隱沒的海洋板塊，所以中深層地震活動可以用來描述隱沒板塊形貌，如隱沒板塊的傾角、發生地震的最大深度等等。

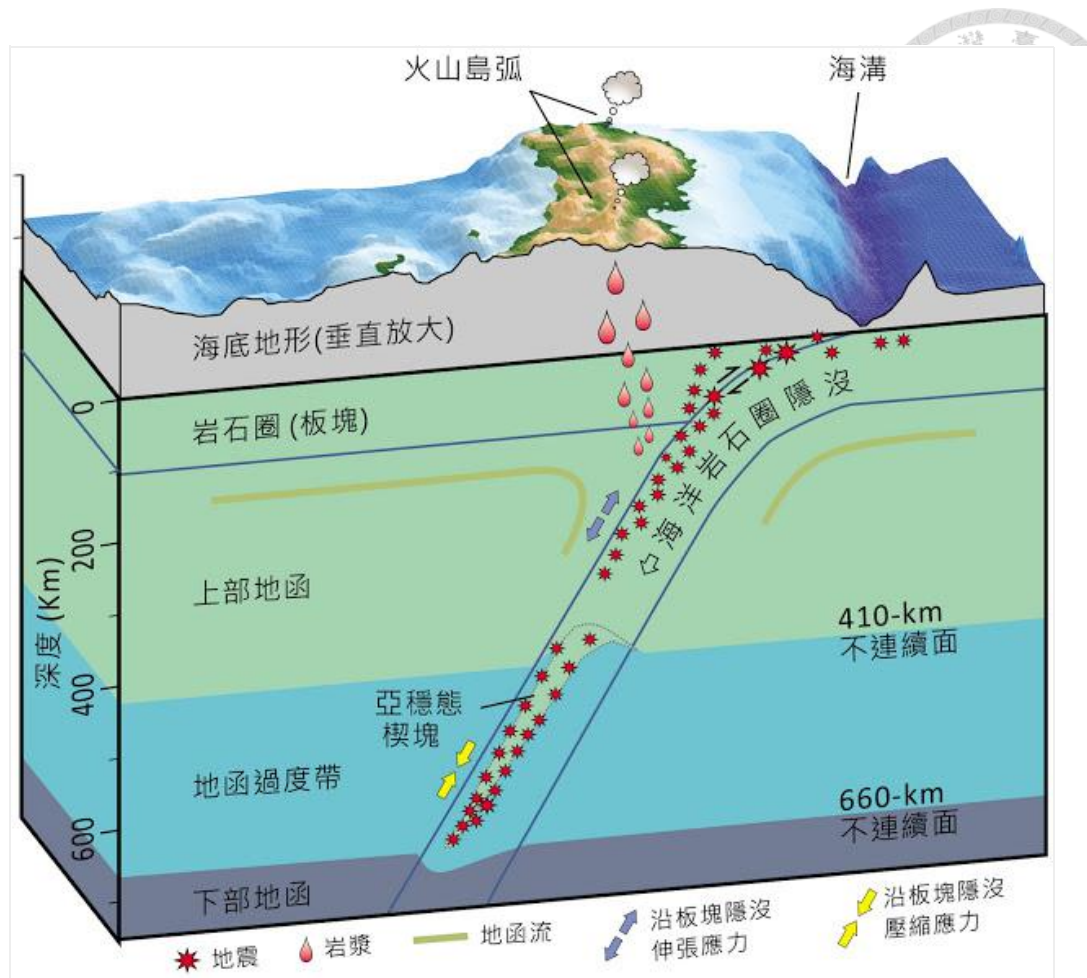



圖 2.3 隱沒帶地體構造概念圖 (曾泰琳等, 2016)

2.3 孕震深度

Chen and Molnar (1983) 認為多數地震發生在大陸地殼的上半部和地函的最上部，在地殼的下半部僅有少數地震發生，會形成兩層地震多而中間少的深度分佈。往後由於地震學與地殼流變學的發展，逐漸有一些新的模型以及觀測數據出現，Jackson (2002) 提出在有些地方地殼下半部也會有不少地震產生。依賴於不同岩石本身的性質，雖然隨著深度的增加溫壓增大，但岩石在該環境下並未軟弱，仍能繼續累積應力能量，所以有些地區的地震在深度上會遍佈整個大陸地殼，其發震區域會由上部地殼一直延伸至地函最上部，形成一整個連續的發震層，若在地殼與地函的交界處含有水或者岩石由於不耐溫壓變得軟弱，則連續的發震層會中斷。

由於對於莫荷面深度的探測結果和震源深度重新定位的進步，促進了發震層的找尋，發震層的這個深度即為孕震深度。Magistrale (2002) 提出了孕震深度的估計方式: D95，將某一



地區的所有地震按震源深度由淺至深順序排列，第 95%個地震的深度可視作孕震深度，即 95% 的地震會發生在該深度以上，由於孕震深度存在範圍性，難以準確定義，該 D95 深度可作為孕震深度的廣泛估計。利用深度頻率的分佈關係得出的 95%深度在前人研究中已普及到加州、日本、義大利等地。Ma and Song (2004) 也利用 D95 研究了臺灣地區的孕震深度，但由於他們的研究區域有限，且由於當時地震定位的精度不夠，地震目錄準確度不高，研究的結果存在局限性。

2.4 b 值

b 值是將某一特定區域中規模 M 與大於規模 M 地震事件數量 N 取 \log 後的回歸線的斜率的絕對值，b 值較小表示大地震所佔比例大，反之亦然。b 值反映了大小地震之間的比例關係，會隨不同的地震分佈、地體構造與應力形式等條件的不同而變化，一定程度上代表著該地區的地震活動特性。

陳培善等在 2003 年利用全球 24 年的地震資料研究了 b 值，得出全球 b 值平均值約為 1，一般來說，b 值在板塊內部為 0.4-0.7，在板塊邊界為 0.7-1.0，在中洋脊為 1.0-1.8，在火山地區由於群震的影響可高達至 2.5。Schorlemmer 等人在 2005 年指出 b 值與應力大小有關，在有較高剪應力的地區 b 值會較低。根據 Gerstenberger 等在 2001 年對美國加州地區 b 值隨深度變化的研究，得出 b 值隨震源深度的增加有明顯減小的趨勢，被認為 b 值與應力和物質的不均勻程度有關，當震源深度越深，其岩石靜壓力越大物質越趨於均勻，岩層易發生較大的破裂造成較大的地震。Amitrano 在 2003 年根據實驗室的岩石破壞實驗得出隨圍岩壓力的增加 b 值出現系統性減小的結果。蔣海昆等人在 2000 利用花崗岩在不同溫度下進行破壞變形實驗，得出隨溫度升高，岩石強度降低，b 值在高溫時較小的結論。根據 Scholz 在 2015 年的研究，b 值可以用來反映大陸地殼和隱沒帶間的應力的變化。

第三章 研究資料與研究方法



3.1 研究資料來源與選取

3.1.1 資料來源

本研究所使用的地震資料來自中央氣象局地震觀測網 (CWBSN)、自由場強震站 (TSMIP) 及日本氣象廳地震網 (JMA) 鄰近臺灣地震站的走時資訊，將其重定位後得到新的地震目錄，此目錄之重定位方式為三維速度結合測站修正定位法 (3DCOR)，係以三維速度模型定位程式優化改良並導入聯合震源定位法 (Joint Hypocenter Determination, JHD) 之測站修正值概念做定位分析 (Wu et al., 2003; Wu et al., 2009)，資料選取自 1990 年 1 月至 2015 年 12 月，一共 547120 筆地震資訊。

3.1.2 淺部地震資料的選取

地殼深度介於 5-70 km，地函深度介於 35-2890 km，一般將震源深度在 0-30 km 的地震稱為極淺層地震，震源深度在 30-70km 的地震稱為淺層地震，難以有一個明確的深度界定。故本研究期望能從震源深度隨時間的分佈作圖去觀察震源深度分佈的大致範圍以及是否為連續破裂，若發震層中間有中斷的話，則不可能是從地表往下的連續破裂。由於地震目錄資料數量多，不便於直接觀察震源深度的分佈情況，故將臺灣分割為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的小區域，如圖 3.1，共 14 個區塊。將重定位後的地震目錄按震央位置分入 14 個小區域內，並利用各小分區內各自的地震資料按震源深度隨時間的分佈作圖，藉以觀察發震層的厚度和震源深度的分佈是否為連續，示例見圖 3.2，其餘區塊資料見附錄。從 zone 1 的震源深度對時間分佈圖可以看到，上方和下方的地震占多數，而中間的地震很少，有一明顯的間隔，地震數目銳減、不連續的狀況出現在 50 km 以下；從 zone 10 的地震深度分佈看到地震從地表至深部連續發生，沒有明顯的間隔，在 50km 以上分佈較密集，且在 2004、2006、2008 年有明顯的地震集中，從地表連續至 30-40km 深，50 km 以下地震數目相對不集中，只有零星的分佈出現。結合附錄中地震深度的分佈來看，地震數目皆在 50km 深度以上時出現銳減或中斷的現象，為了使孕震深度的計算更為準確，將震源深度大於 50 km 的地震資料剔除，作為淺層地震目錄用以後續孕震深度的研究。

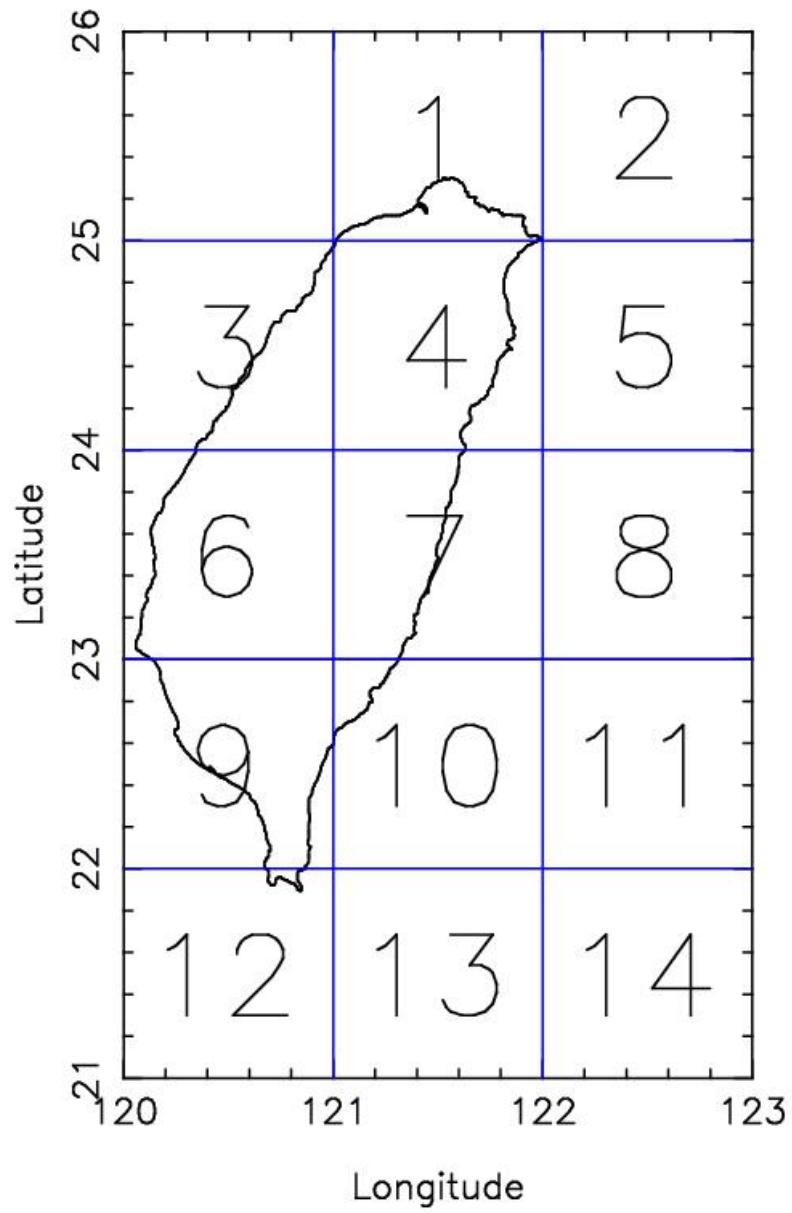
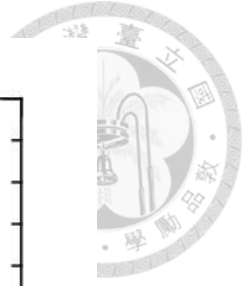


圖 3.1 台灣地區分區示意圖

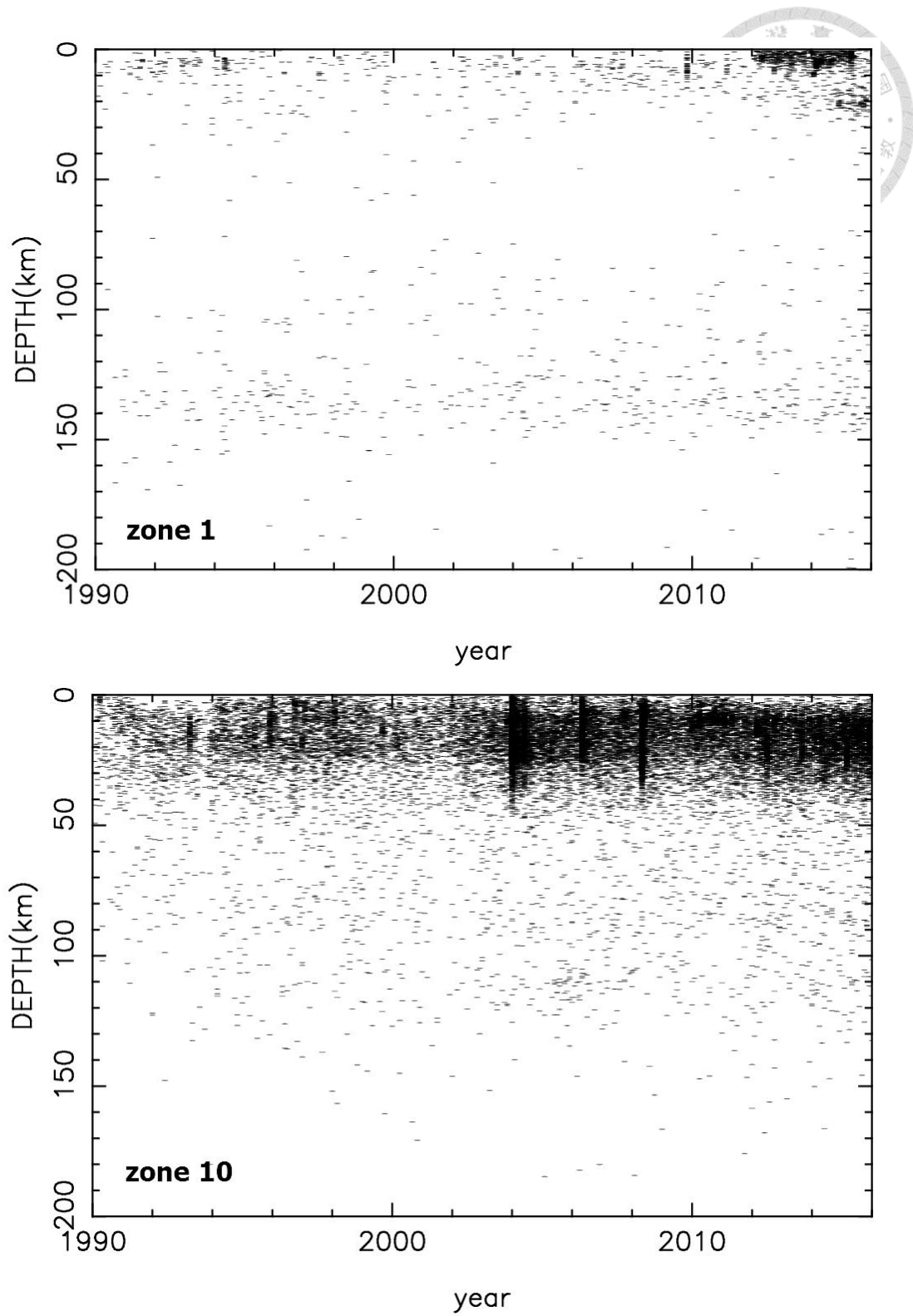


圖 3.2 震源深度隨時間的分佈示意圖，zone1，zone10



3.1.3 深部地震資料選取

發生在班尼奧夫帶的地震的成因與淺部不同，臺灣的大陸地殼厚度約略在 30 km 處，即 30 km 以內的淺層地震會影響對於隱沒深度的探究，故在研究隱沒深度時，將 30 km 以上的地震剔除，留下 30 km 以下的地震作為深部地震目錄用以後續的研究。圖 3.3 為震源在深度上的投影分佈情況，可以看到在臺灣地區大部分中深層地震都沿東北與東南邊隱沒帶分佈。

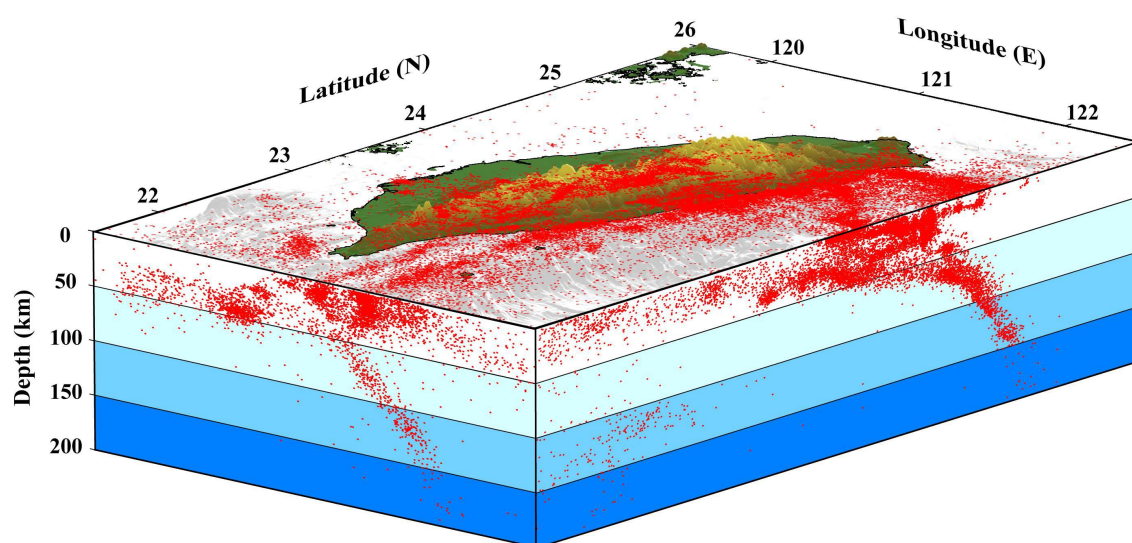


圖 3.3 震源在深度的投影示意圖(使用重定位後的地震目錄，投影規模 ≥ 2 的地震，經度 121.5 以東的地震向東邊投影、緯度 22.5 以南的地震向南邊投影)

3.1.4 計算 b 值所用的地震資料

地震的發生會伴隨著一系列的前震和餘震，稱之為地震序列。同一地震序列中，規模最大的為主震，發生在主震之前的為前震，發生在主震之後的為餘震。前震和餘震的存在會嚴重的影響地震活動度的分析，而通常對前震的判斷比較模糊且在大地震中餘震的個數遠多於前震，因此為了增加 b 值計算的可信度，在分析資料時必須移除餘震，這樣 b 值才能夠反應出真正的地震活動度。故將地震目錄中的餘震去除作為研究 b 值的獨立地震目錄。

本研究去餘震使用的方法是時間域與空間域雙鍵結地震序列分析法 (time and spatial double-link cluster-analysis) (Wu and Chiao, 2006; Wu and Chen, 2007; Wu et., 2009)，使用的時間鍵結參數為 3 天，空間鍵結參數為 5 公里，將規模大於 4.0 的主震找出，藉以刪去餘震序列，從而獲得獨立的地震目錄。前人研究結果表明此方法及設定的鍵結參數能有效的將臺灣



地區的地震目錄餘震序列去除。此方法具體來說就是首先在原始地震目錄中找到第一個規模 4.0 以上的地震，把它當做主震，然後將此震源在 3 天內與 5 公里內發生的地震視為餘震，重複以上步驟，找出下一個地震規模大於 4.0 的主震，繼續按 3 天 5 公里的條件搜尋餘震，直至按此條件搜尋不到餘震。

3.2 D95 方法介紹

以 D95 計算出的孕震深度是指在該深度以上的地震個數占地震總個數的 95%，在該深度以下的地震個數占總數的 5%。具體計算方法為：將臺灣地區劃分為 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的小格，並深部或淺部的地震目錄按經緯度 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ 的規格置於每一個 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 小格中，為符合統計意義，若每個 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的小格中的地震個數大於 50 個，則進行 D95 的計算，計算方法為將地震總數除以 20 得到 5% 的地震個數，然後將由淺至深排列後的地震資料從下方減去此地震個數，則可得到位於 95% 的那個地震，它的深度就作為該小格的孕震深度，若 5% 的地震個數不為整數則用內插法做計算。

3.3 b 值回歸方法

b 值的計算使用去除餘震後的地震目錄，去餘震方法在本章 3.1.4 中介紹。

GR-law 呈現線性關係，最小平方方法 (Least squares method; LSQ) 是為最直接求得 b 值的回歸方法。利用最小平方方法可以求得與實際數據之間誤差的最小平方和，線性式為：

$$y = x_0 - x_1 t \quad (2)$$

$$x_1 = \frac{\sum_{i=1}^n t_i y_i - n \bar{t} \bar{y}}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - n (\bar{t})^2} \quad (3)$$

$$x_0 = \bar{y} - x_1 \bar{t} \quad (4)$$

$$\bar{t} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i \quad (5)$$

$$x_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad (6)$$

其中 x_0 代表截距，即 a 值， x_1 表示斜率，即 b 值， t_i 為地震規模， y_i 為地震累計發生個數， \bar{t} 為平均地震規模， \bar{y} 為平均地震規模的地震累計發生個數。

本研究在進行線性回歸計算 b 值時採用最小平方法，但此方法依賴於完整的地震目錄，由實際觀察地震資料導出的關係曲線常常在小地震規模和大地震規模處偏離線性，考慮到完整規模以下的地震目錄是必須捨棄的樣本，因為只有當小規模的地震資料完整時，回歸結果才會好，而大地震的分佈不均亦會影響回歸，故在本研究中捨棄兩端地震數據，只對規模 3 到 5 的地震進行統計分析，採樣間隔為 0.1。以花蓮地區的 b 值計算為示例，見圖 3.4。左圖得到的 b 值為 1.01，略大於右圖得到的 b 值 0.92，右圖捨去了大規模地震對地震活動度分析帶來的影響，誤差更小。

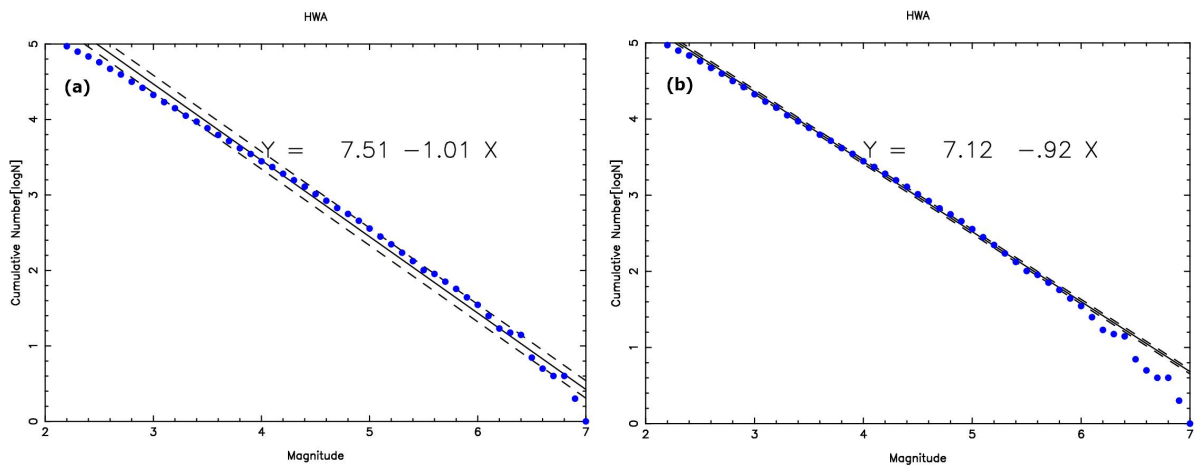


圖 3.4 花蓮地區全深度 b 值回歸結果示意圖，虛線為一個標準差，(a)對地震規模大於完整規模的地震進行回歸得到的曲線，(b)僅對規模在 3-5 的地震進行回歸得到的曲線。

第四章 研究成果與分析討論



4.1 淺部 D95 深度成果

由 D95 方法得出的臺灣地區淺部孕震深度反應在圖 4.1 上，每個小格的大小為經緯度 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ，為了使反映出的孕震深度更加平滑，其內的孕震深度由周圍 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ 內的地震計算所得，若 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ 的網格內的歷史地震個數少於 50 則不予計算，其中藍色為孕震深度較淺的區域，紅色則代表孕震深度較深。

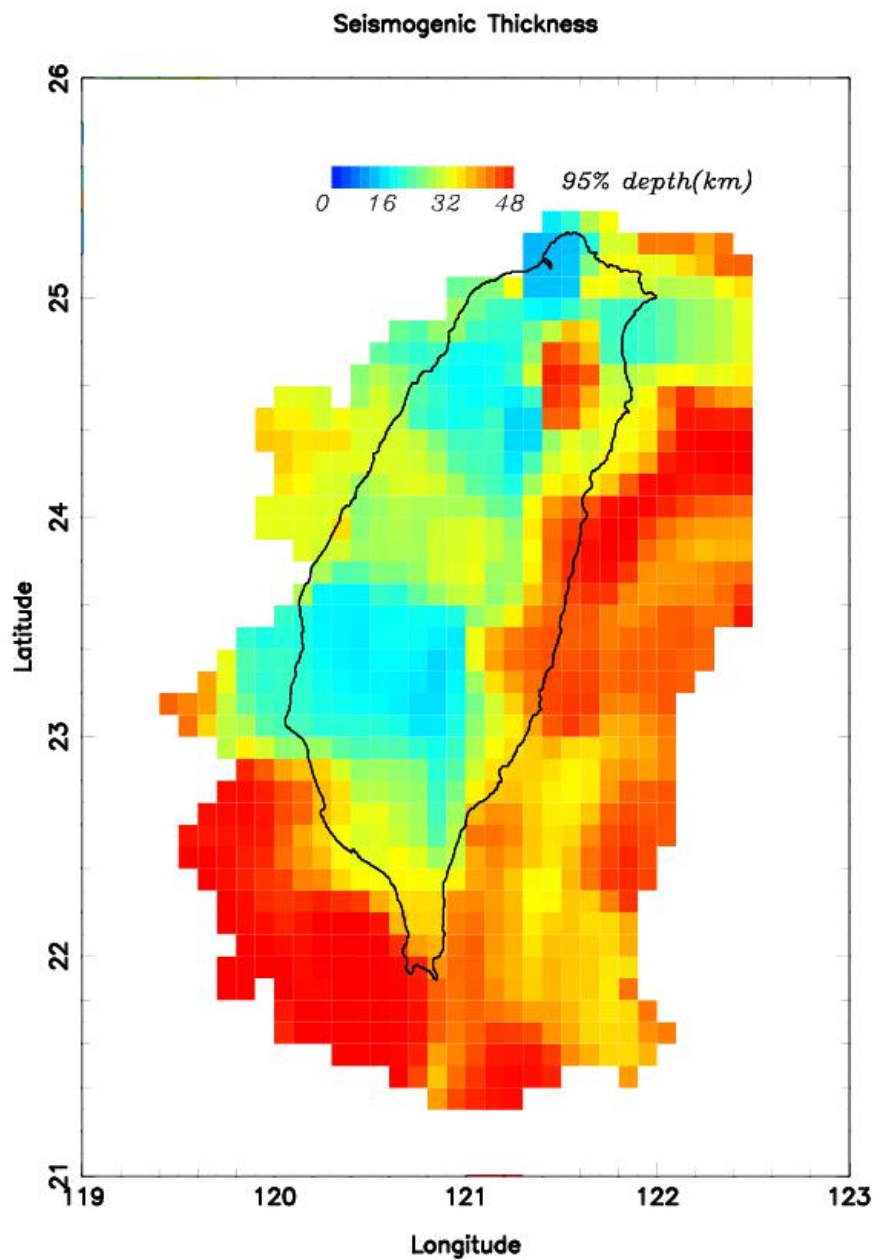


圖 4.1 臺灣地區淺部孕震深度圖



由圖 4.1 可以看出臺灣地區東部地震帶的孕震深度明顯要高於西部地震帶，中央山脈處的孕震深度要深於西部，由南向北不管是東部地震帶還是西部地震帶都有從淺變深，再由深變淺的趨勢。東部孕震深度較西部深是因為臺灣東部地區為碰撞與縫合帶，其孕震深度會深一些。其中在經度 121.4 度，緯度 24.6 度附近有一異常深區，可能是受造山運動影響，地殼增積變厚的緣故。東部海域，在菲律賓海板塊隱沒到歐亞板塊之下的地方，其孕震深度普遍呈紅色，遠大於海洋性岩石圈的地殼厚度，是因為在計算淺部孕震深度時篩選 50km 以上的地震，其中不乏有班尼奧夫帶的地震，影響了孕震深度的計算。

臺灣孕震深度最深的地方位於東部沿海，呈帶狀分佈，可能是由於呂宋島弧和歐亞板塊猛烈碰撞導致該地區的地殼受到強大應力作用進而變厚的緣故。東北部孕震深度變淺可能是由於沖繩海槽中廣布許多淺層的地殼伸張擴張活動 (Lee et al., 1980)，使得許多地震集中在淺層，導致孕震深度變淺。東南部的孕震深度亦變淺，其原因可能是此處呂宋島弧和歐亞板塊的碰撞還不顯著 (Tsai, 1986)，所以呈現島弧特徵。

台灣西部地震帶的孕震深度由南向北也有從淺變深再變淺的現象，也呈帶狀分佈，這是因為受到臺灣造山運動的影響，由南向北，是從初期碰撞進入活躍造山時期，再往北進入成熟期，而後慢慢減弱，最後消失的弧陸碰撞過程，見圖 2.2。台中地區的孕震深度較深，該區為磁力高區，Hsu et al., 在 2008 指出該區域的地殼相對剛性，故其地殼脆塑性轉變深度較深，因而有更深的孕震深度。

最南部的孕震深度較深與南邊的隱沒帶有關隱沒系統的存在會影響孕震深度的計算。

4.2 深部 D95 深度成果

由 D95 方法計算出的臺灣地區深部孕震深度反應在圖 4.2 上。

由圖 4.2 看來，臺灣地區的孕震深度主要集中在 50 km 左右(為 30km 以上的地震目錄計算所得)，較淺，而有隱沒帶存在的地方，東北部，西南部，孕震深度較深且可以從深度明顯看出逐漸變深的趨勢，這代表著隱沒板塊介面。最南部的孕震深度基本同淺層一樣，並沒有向深處去的趨勢，與馬尼拉海溝有關。在臺灣本島西部的大部分地區都不會產生深層地震，可能與地函岩性和所受應力有關，臺灣西部所承受應力可能不足以使深部的岩石產生破裂或是因為流變學的關係，深部岩石呈塑性，不易積累應力，箇中原因值得探討與深究。

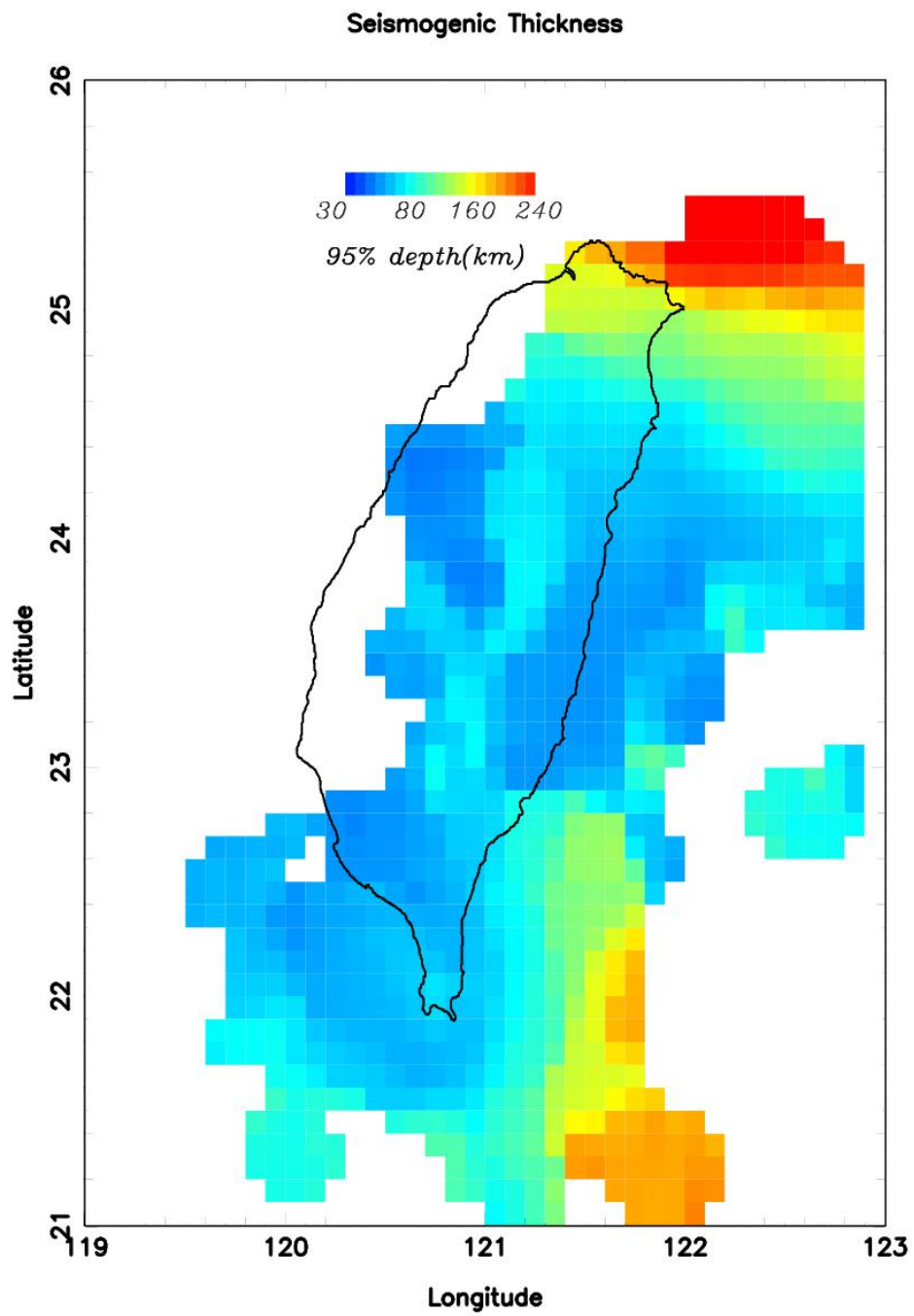
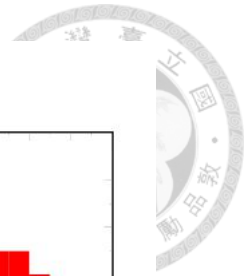


圖 4.2 臺灣地區深部孕震深度圖



4.3 規模 6 以上的地震震源深度與孕震深度的關係

地震規模正比於破裂面積，而破裂面積為破裂長度與破裂長度（深度）的乘積 (Hanks and Kanamori, 1979; Kanamori and Anderson, 1975)，所以發震深度在一定程度上影響著地震的大小。孕震深度越深，斷層能破裂的長度也就越長，產生地震的規模就可能越大，因此本研究嘗試去探討大地震震源深度與孕震深度的關係。因為深部的中大地震所造成的災害沒有淺層地震嚴重，故在此只討論淺部的地震，即發震深度小於 50km。

由圖 4.3 為臺灣地區 1990 年至 2015 年期間規模 ≥ 6.0 的地震的震源深度對應於發震地區孕震深度的佔比圖，表 4.1 為規模 >6.0 的地震資訊的具體參數，表中的經度緯度不是大地震發生真實經緯度，為轉換到網格的經緯度。可以看到大規模的地震並非都是發生在發震區底部的，在臺灣地區規模大於 6.0 的地震的震源深度分佈較為零散。

由於用 D95 計算出的孕震深度只是廣泛估計，所以會出現發震深度比孕震深度還深的情況，即地震深度占孕震深度的比例會出現大於 1 的情況。

統計上 28% 的大地震發生在孕震深度底部，12% 的大地震發生在極淺的地層，60% 的地震發生在孕震深度的一半左右。

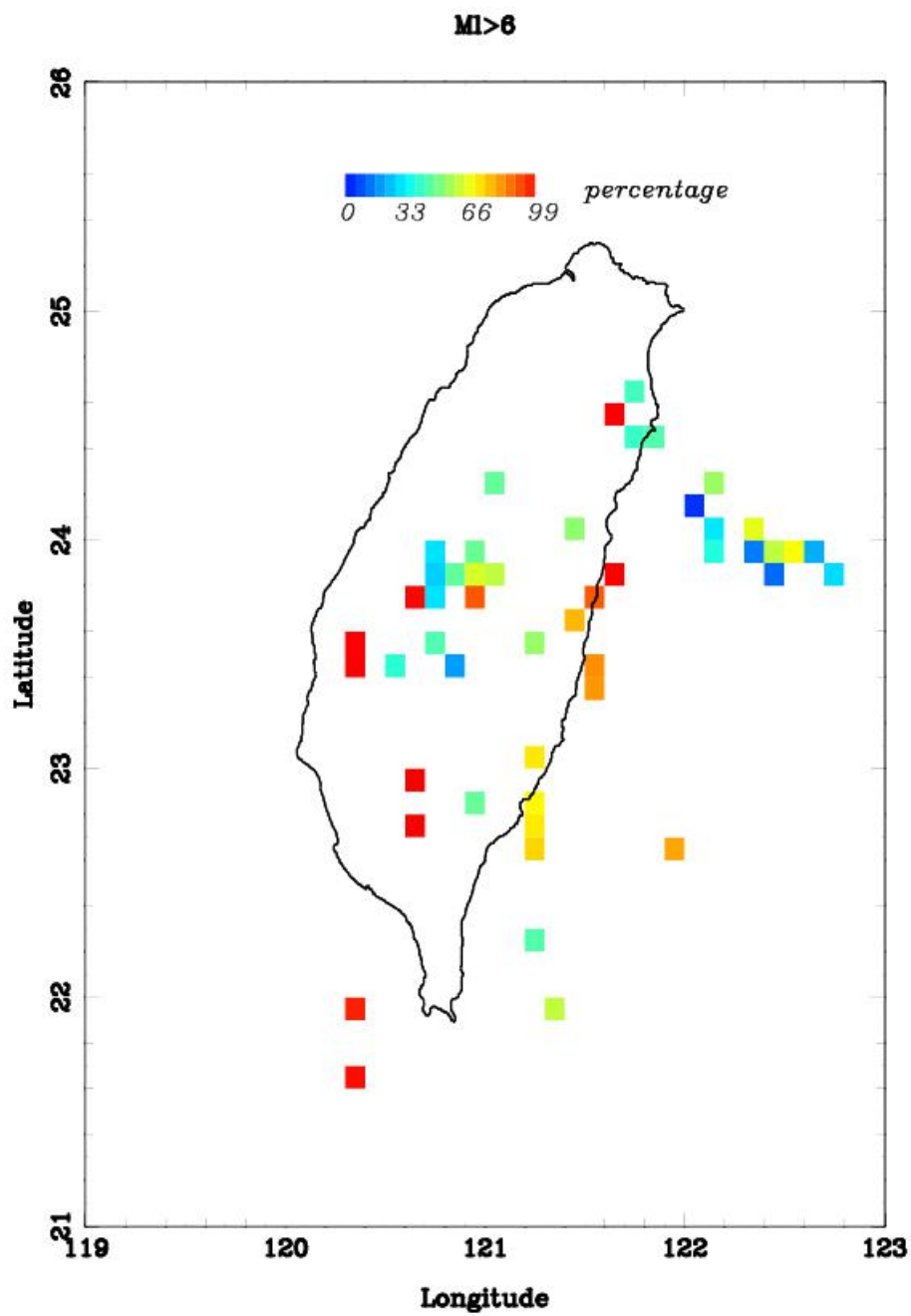
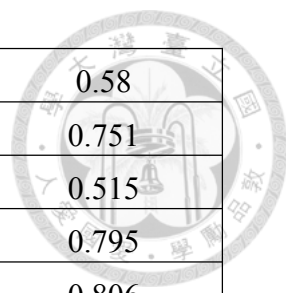


圖 4.3 臺灣地區中大地震深部與孕震深度關係圖

表 4.1 規模 ≥ 6.0 的地震資訊彙整表

經度	緯度	地震規模	地震深度(km)	孕震深度(km)	地震深度占孕震深度的比例
120.45	21.65	6.96	46.76	48	0.974
120.45	21.95	6.99	45.52	48	0.948
120.45	23.45	6.4	18.8	15	1.253
120.45	23.55	6	16.01	15	1.067
120.65	23.45	6.43	6.18	16	0.386
120.75	22.75	6.35	32.27	26	1.241
120.75	22.95	6.42	22.43	20	1.122
120.75	23.75	6	23.55	24	0.981
120.85	23.55	6.59	6.94	16	0.434
120.85	23.75	6.6	7.39	25	0.296
120.85	23.85	7.3	6.96	26	0.268
120.85	23.95	6.07	7.67	26	0.295
120.95	23.45	6.1	3.06	15	0.204
120.95	23.85	6.8	12.58	29	0.434
120.95	23.85	6.49	13.24	29	0.457
121.05	22.85	6.23	9.71	21	0.462
121.05	23.75	6.2	24.12	29	0.832
121.05	23.75	6	25.47	29	0.878
121.05	23.85	6.7	22.15	29	0.764
121.05	23.85	6.66	19.08	29	0.658
121.05	23.85	6.8	16.95	29	0.584
121.05	23.85	6.23	17.73	29	0.611
121.05	23.95	6.44	13.55	29	0.467
121.15	23.85	6.7	17.38	30	0.579
121.15	24.25	6.07	9.19	20	0.459
121.35	22.25	6.03	15.7	36	0.436
121.35	22.65	6.27	27.04	38	0.712
121.35	22.75	6.03	24.03	35	0.687
121.35	22.85	6.04	22.61	34	0.665
121.35	23.05	6.42	22.03	32	0.688
121.35	23.55	6.43	16.91	32	0.528



121.45	21.95	7.07	19.73	34	0.58
121.55	23.65	6.18	30.05	40	0.751
121.55	24.05	6.2	19.56	38	0.515
121.65	23.35	6.9	33.37	42	0.795
121.65	23.45	6.48	33.87	42	0.806
121.65	23.75	6.2	42.7	45	0.949
121.65	23.75	6.83	43.05	45	0.957
121.65	23.75	6.16	39.49	45	0.878
121.75	23.85	6.14	47.74	47	1.016
121.75	24.55	6.5	48.86	36	1.357
121.85	24.45	6.5	12.43	31	0.401
121.85	24.65	6.2	11.63	28	0.415
121.95	24.45	6.3	13.49	31	0.435
122.05	22.65	6.24	32.55	42	0.775
122.15	24.15	6.8	2.94	47	0.063
122.25	23.95	6.4	3.83	39	0.098
122.25	23.95	6.2	9.5	39	0.244
122.25	23.95	6	14.46	39	0.371
122.25	24.05	6.17	13.21	43.7	0.302
122.25	24.25	6.09	24.91	47	0.53
122.45	23.95	6.6	14.78	38	0.389
122.45	23.95	6.43	6.18	38	0.163
122.45	24.05	6.01	25.7	41	0.627
122.55	23.85	6.58	4.94	36	0.137
122.55	23.95	6.01	21.46	37	0.58
122.65	23.95	6.02	23.37	37	0.632
122.65	23.95	6.08	24.22	37	0.655
122.75	23.95	6	8.38	37	0.226
122.85	23.85	6.7	12.59	44	0.286



4.4 構造剖面

對於深部的隱沒情況，由速度變化可以分辨陸板塊與海板塊的介面，在地殼的傳播速度較地函快，由速度的變化分界可以判斷海板塊的地殼位置。

在淺部根據東西兩個地震帶及東部海域孕震深度分佈繪製 3 條東北西南走向的剖面，藉以觀察孕震深度與地形地貌，地質構造的關係。

使用的速度模型為 Huang et al., 在 2014 發表的三維速度模型，該速度模型相比於 Wu et al., 2009 和 Kuo-Chen et al., 2012 對於隱沒板塊的描繪更加連續。

4.4.1 東北部隱沒剖面

因為由圖 4.2 可以明顯看出在菲律賓海板塊隱沒至歐亞板塊的地方，由南往北的孕震深度是持續增加的(A 至 A')，可以看出隱沒的趨勢。

利用速度模型繪製了 A-A' 剖面圖，見圖 4.4，左側為孕震深度的分佈及剖面位置，黑色方塊為孕震深度超出 250km，圖中右邊速度模型中黑色小方格為沿剖面的 D95 孕震深度。由圖 4.4 可以看到孕震深度隨海板塊的隱沒趨勢而逐漸變深，由 Vs 的速度模型可以更明顯看到孕震深度基本是沿著板塊介面的走向，在速度模型的顏色深淺上可以看出，黑色方格下邊就是海板塊的地函，而顏色較深的就是板塊俯衝下去的地殼走向，上面顏色較淺的可認為是歐亞板塊，即證明 D95 所得出的孕震深度可以反映出隱沒帶的形貌，該深度在海板塊地殼與地函的交接深度附近。

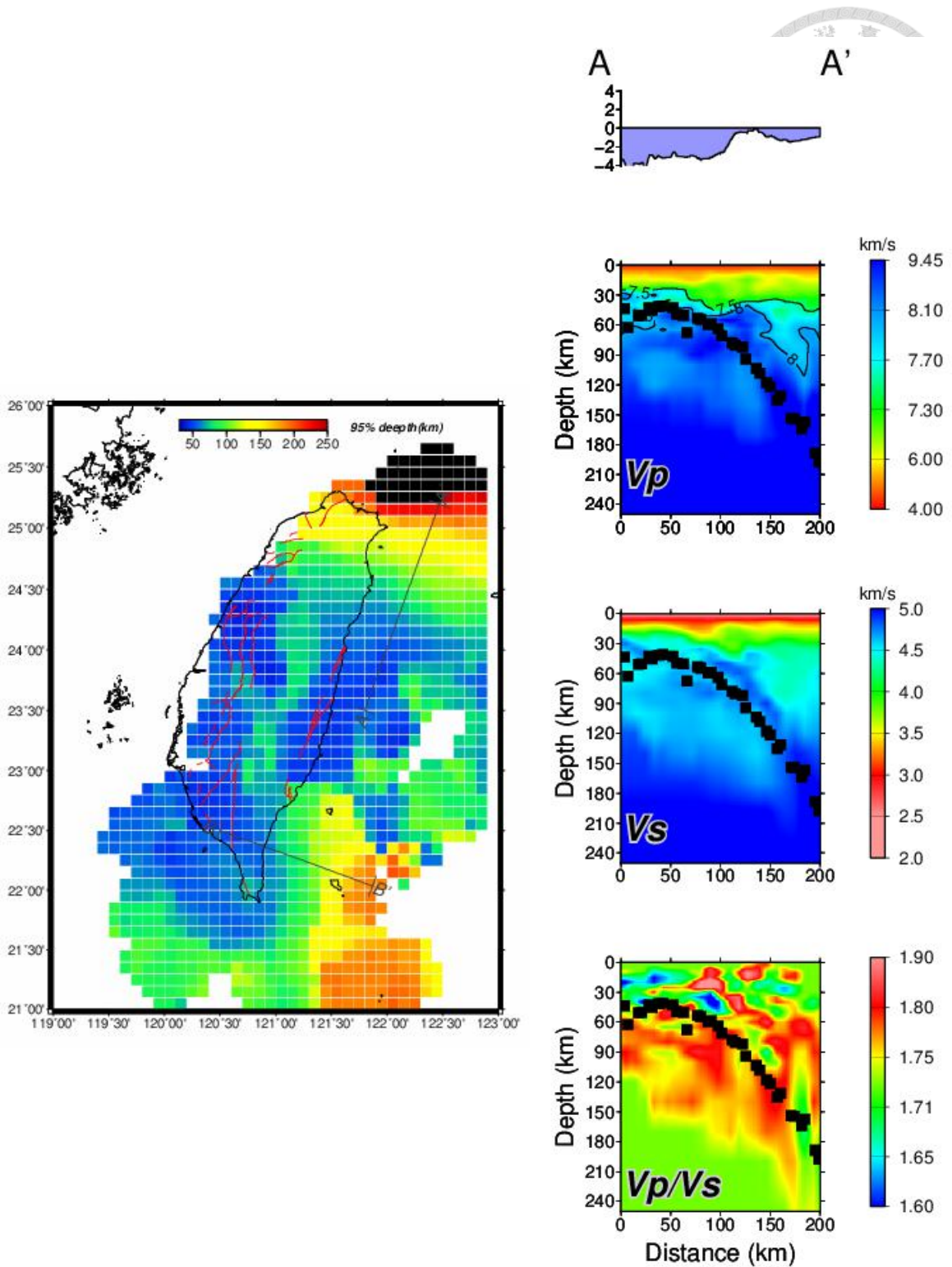


圖 4.4 左:剖面位置;右:A-A' 剖面孕震深度與速度模型圖

4.4.2 南部隱沒剖面

同 A-A' 剖面， B-B' 剖面是解釋歐亞板塊隱沒至菲律賓板塊的剖面圖，雖然圖 4.5 不

及圖 4.4 可以明顯看出海板塊的地殼地函分界，但在 V_s 的速度模型上仍可看到孕震深度處在速度不連續處，亦證實了 D95 的孕震深度是同隱沒的趨勢的。該隱沒的角度更為陡一些。

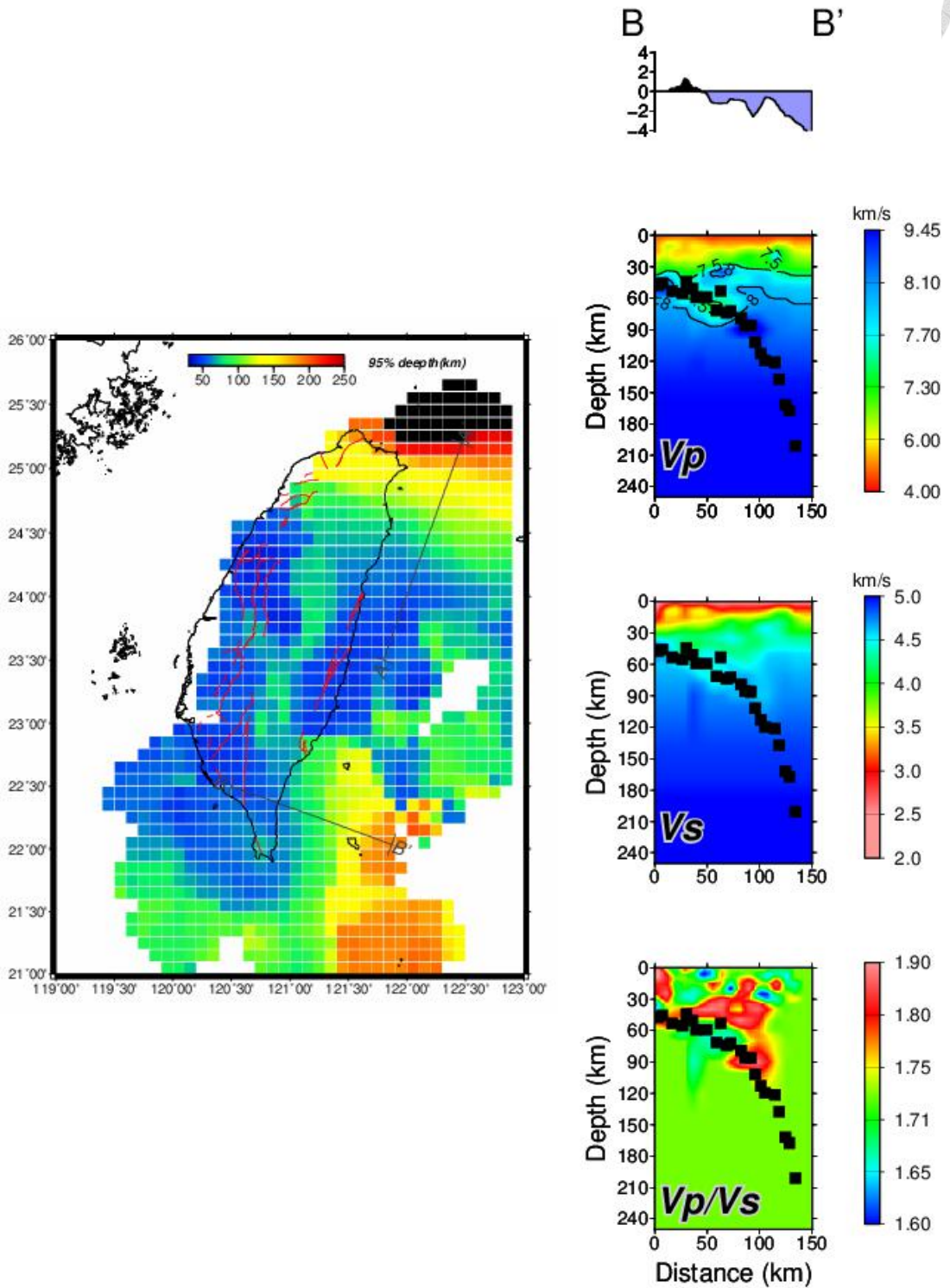
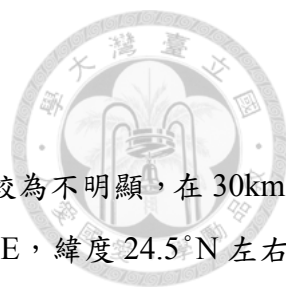


圖 4.5 左:剖面位置；右: B-B' 剖面孕震深度與速度模型圖



4.4.3 中部山脈淺部孕震構造

淺部的孕震深度與臺灣的地殼構造相關，A-A' 剖面的孕震關係較為不明顯，在 30km 左右，中段較深，兩端略淺。有一異常深區，在宜蘭附近，經度 121.5°E，緯度 24.5°N 左右，該處的孕震深度一直延伸到莫荷面處($V_p=7.5\text{km}$)。

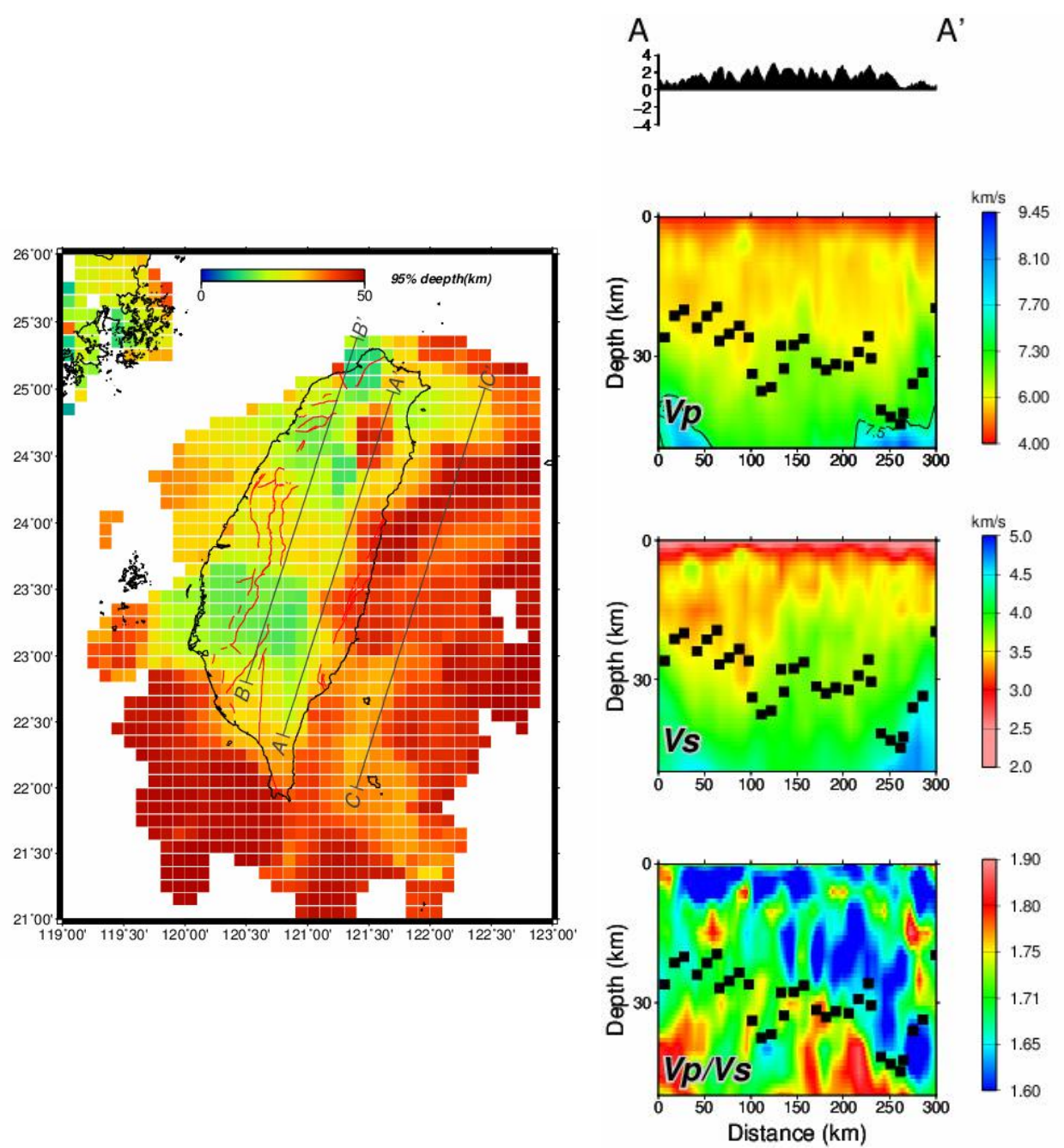


圖 4.6 左:剖面位置;右:A-A' 剖面孕震深度與速度模型圖



4.4.4 西部地區淺部孕震構造

B-B' 剖面的規律性則強一些，在臺灣西部的孕震深度與地形存在一致性，高山處的孕震深度較淺，位於 $V_p=6.0$ 附近，在中部平原區的孕震深度較深，且此處也是斷層繁多的地區，較易發生大地震，是值得重點關注的地區。

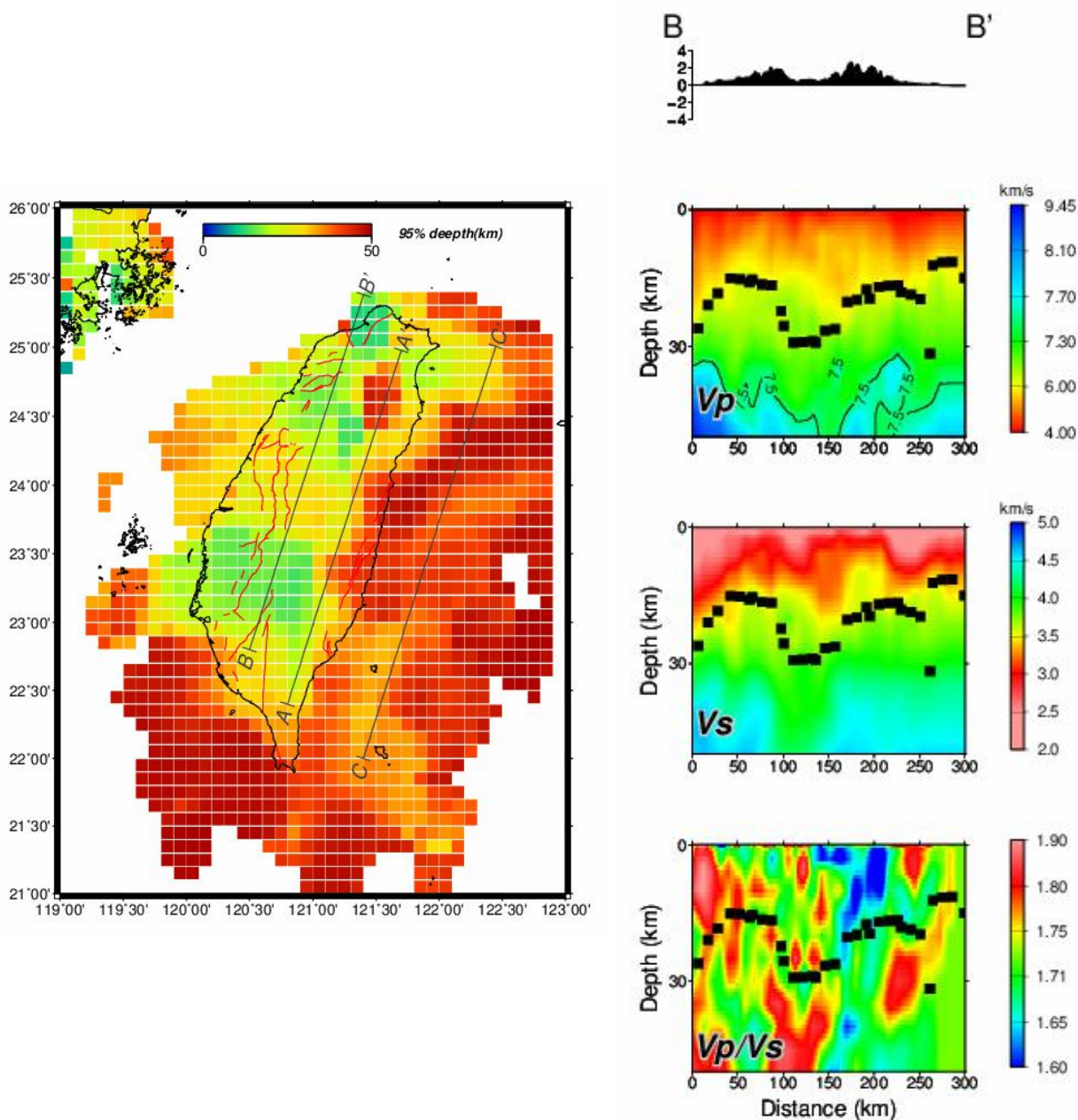


圖 4.7 左:剖面位置;右:B-B' 剖面孕震深度與速度模型圖



4.4.5 東部海域淺部孕震構造

東部海域的孕震深度較臺灣本島都要深，根據孕震深度與莫荷面的關係，可以看到東部海域的孕震深度都位於地殼底部或者更深的上部地函，唯獨在沖繩海槽處較淺，是因為此區域多淺層的張裂型地震。

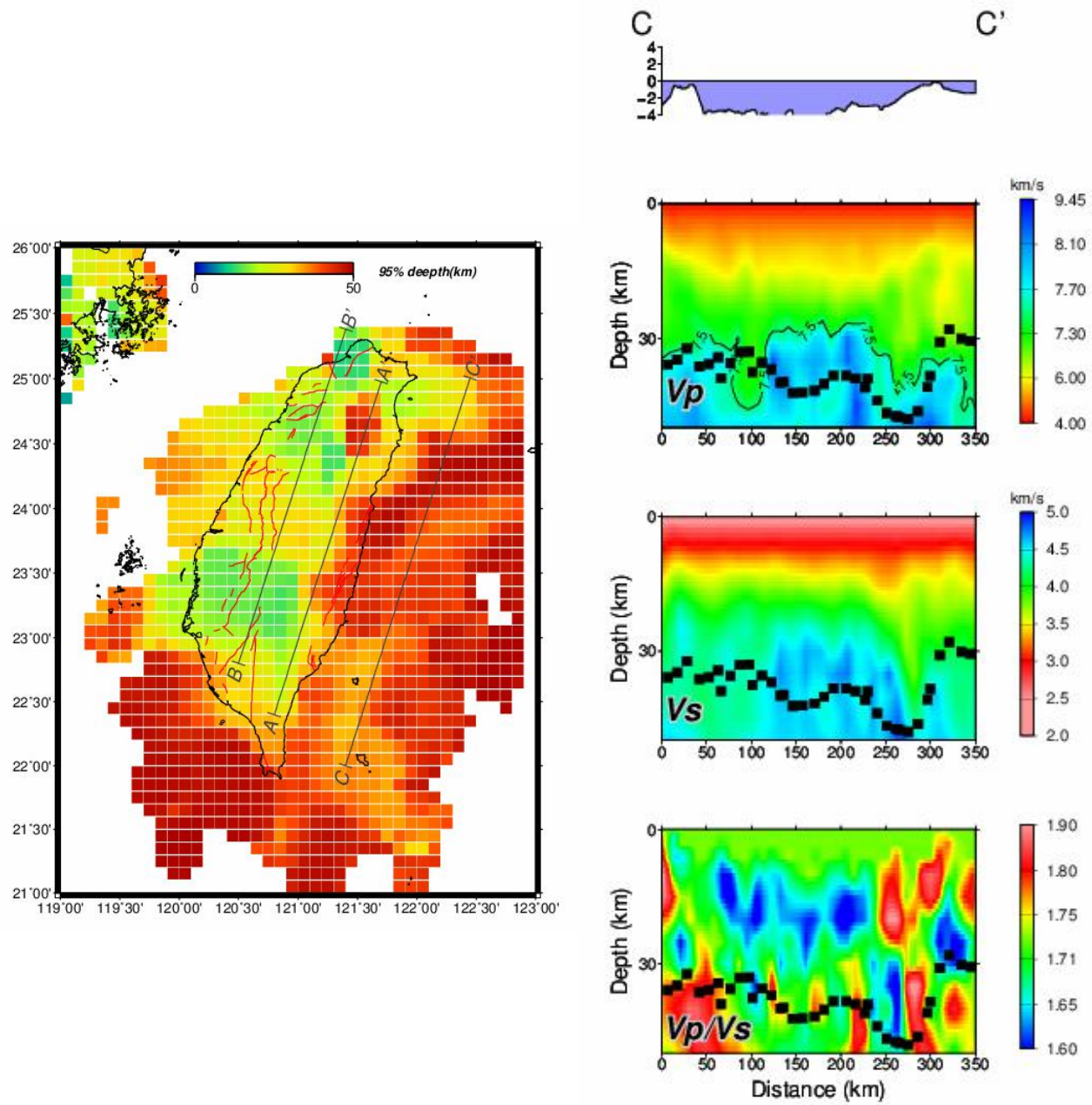


圖 4.8 左:剖面位置;右:C-C' 剖面孕震深度與速度模型圖



4.5 b 值隨深度的變化

4.5.1 不同區域 b 值隨深度變化

b 值隨深度的變化趨勢理論上應與壓力隨深度的變化趨勢相同，本研究計算不同深度的 b 值時採用的深度區間為 6 km，每次的移動距離為 2 km，按中央氣象局淺層地震的分區進行分區，詳細分區見圖 4.9，由於台北地區地震較少，規模大於 4 的更是不足，故不計入 b 值討論。各分區計算後的 b 值隨深度的變化情況如圖 4.10 所示，其中臺東，高屏，嘉南，臺中 4 個孕震深度較淺的地區，研究深度取 30 km 以內，花蓮，宜蘭兩區孕震深度較深，研究範圍取 50 km 以內。從圖上看，臺東地區 b 值隨深度先變小後增大，在 18 km 處 b 值最小，高屏，嘉南，臺中三個地區在 22 km 處 b 值最小且為變化趨勢的轉折點，花蓮，宜蘭地區 b 值變小的深度在 30 km 左右。這個突然變小的 b 值可以推論為岩石所受應力變小，即岩石在此處呈現出脆塑性的轉變，且這個轉變的深度與該區孕震深度差不多，具體參數見表 4.2，除台東地區孕震深度較深，其餘地區轉變帶的深度與孕震深度相接近，誤差範圍在 20% 以內。本研究合理的推論 b 值隨深度有先變小後變大的趨勢，其轉折處的深度為岩石脆塑性的轉變帶。

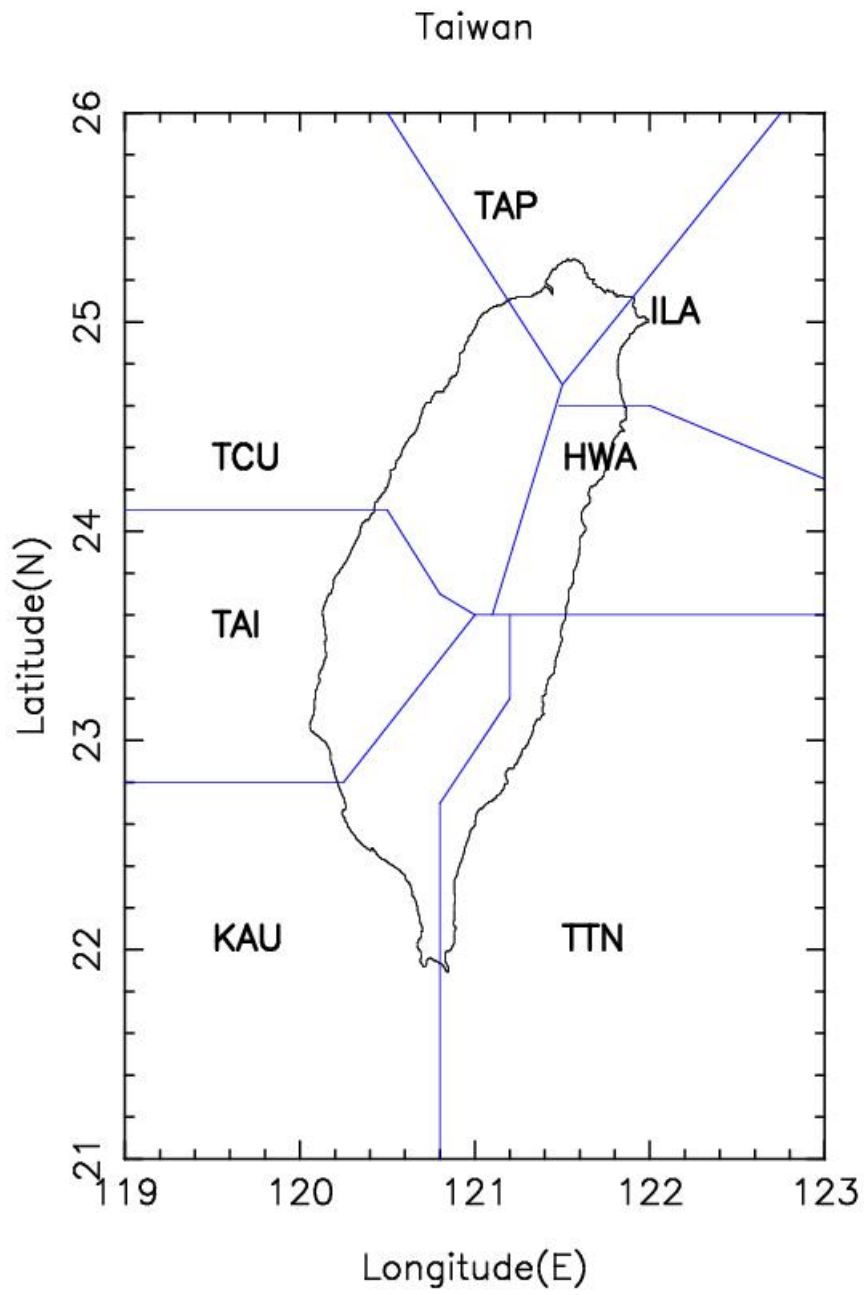
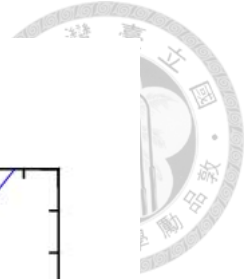


圖 4.9 中央氣象局淺層地震分區圖

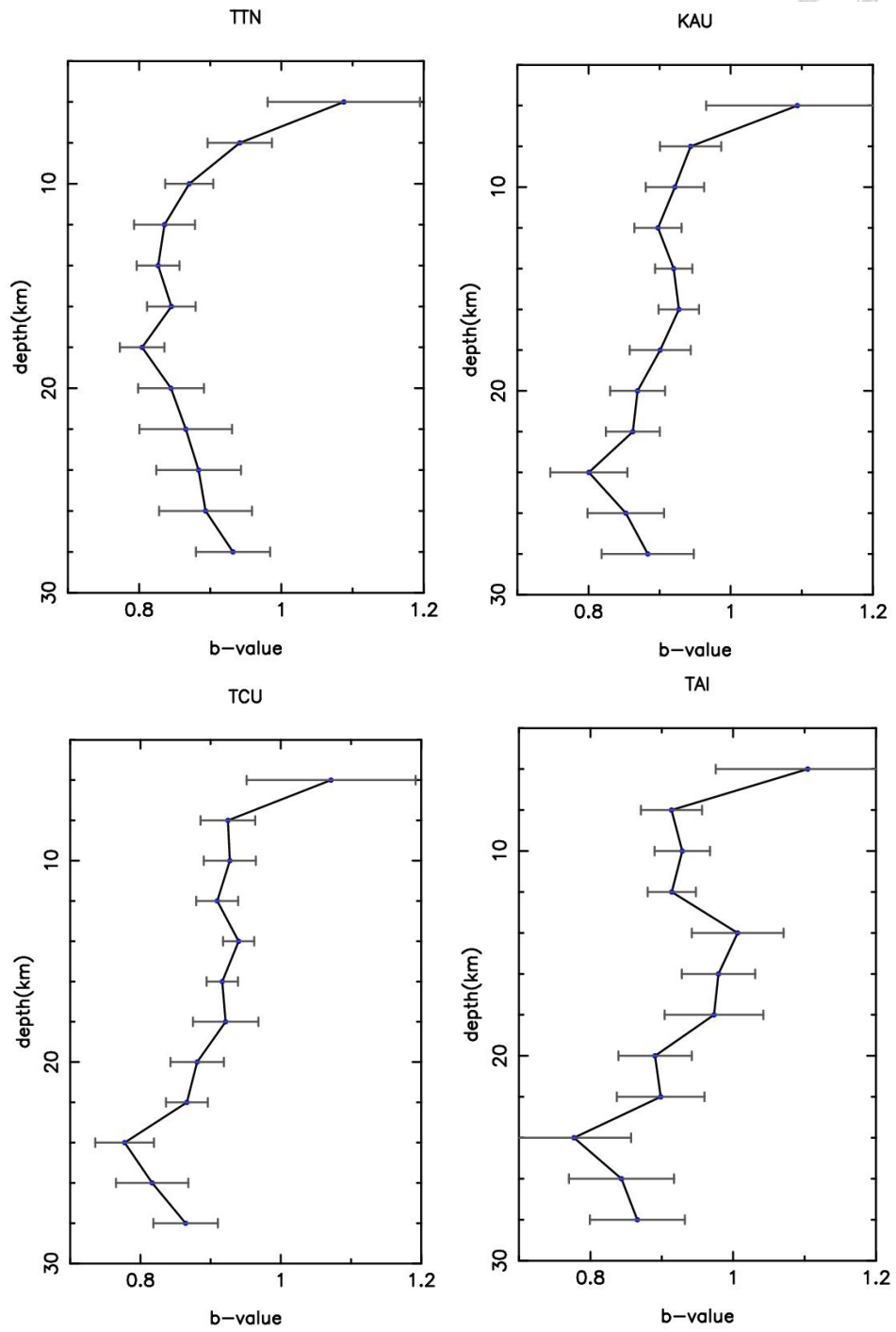
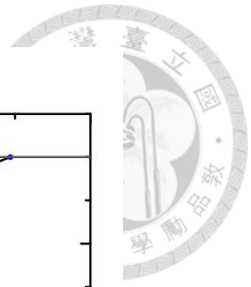


圖 4.10 各分區 b 值隨深度變化值 (續接下一頁)

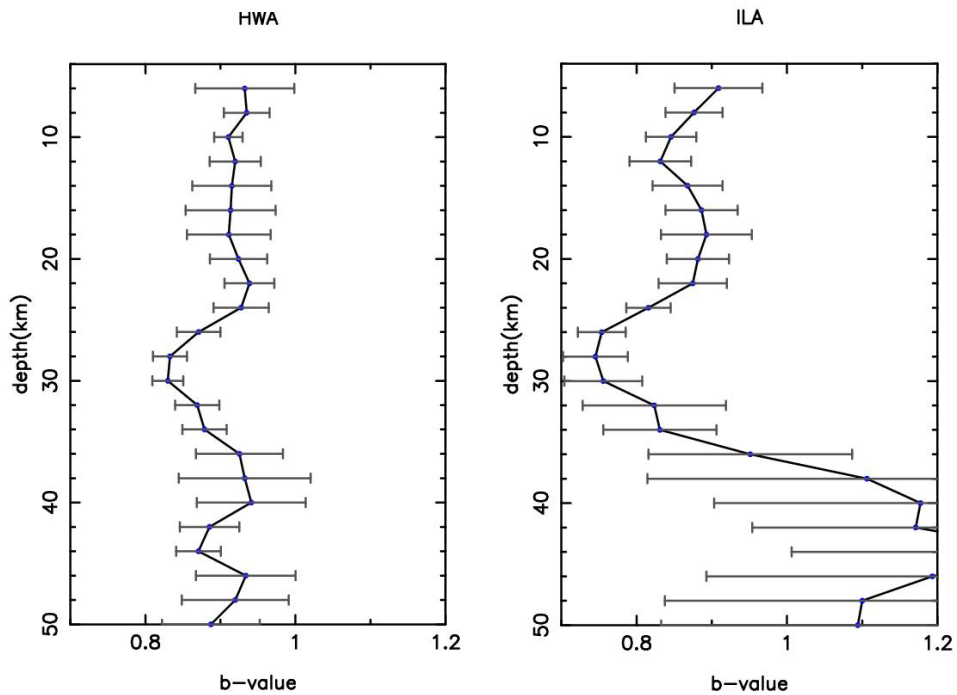


圖 4.10 各分區 b 值隨深度變化值(從左上至右下依次為台東、高屏、嘉南、台中、花蓮、宜蘭地區)

表 4.2 各區 b 值低值所在深度與該區孕震深度對比表

地區	b 值低值所在深度	平均孕震深度	誤差
台東	18	29.8	-65.6%
高屏	24	23.07	3.8%
嘉南	24	26.44	-10.2%
台中	24	18.89	21.3%
花蓮	30	36.5	-21.7%
宜蘭	28	33.6	-20%

4.5.2 全臺灣 b 值在不同深度範圍的變化

水平距離每隔 10 km 對臺灣地區做 b 值計算得到結果，如圖 4.11，從左上到右下依次為 0-10 km 範圍內 b 值大小分佈圖，10-20 km 範圍內 b 值大小分佈圖，20-30 km 範圍內 b 值大小分佈圖，30-40 km 範圍內 b 值大小分佈圖：

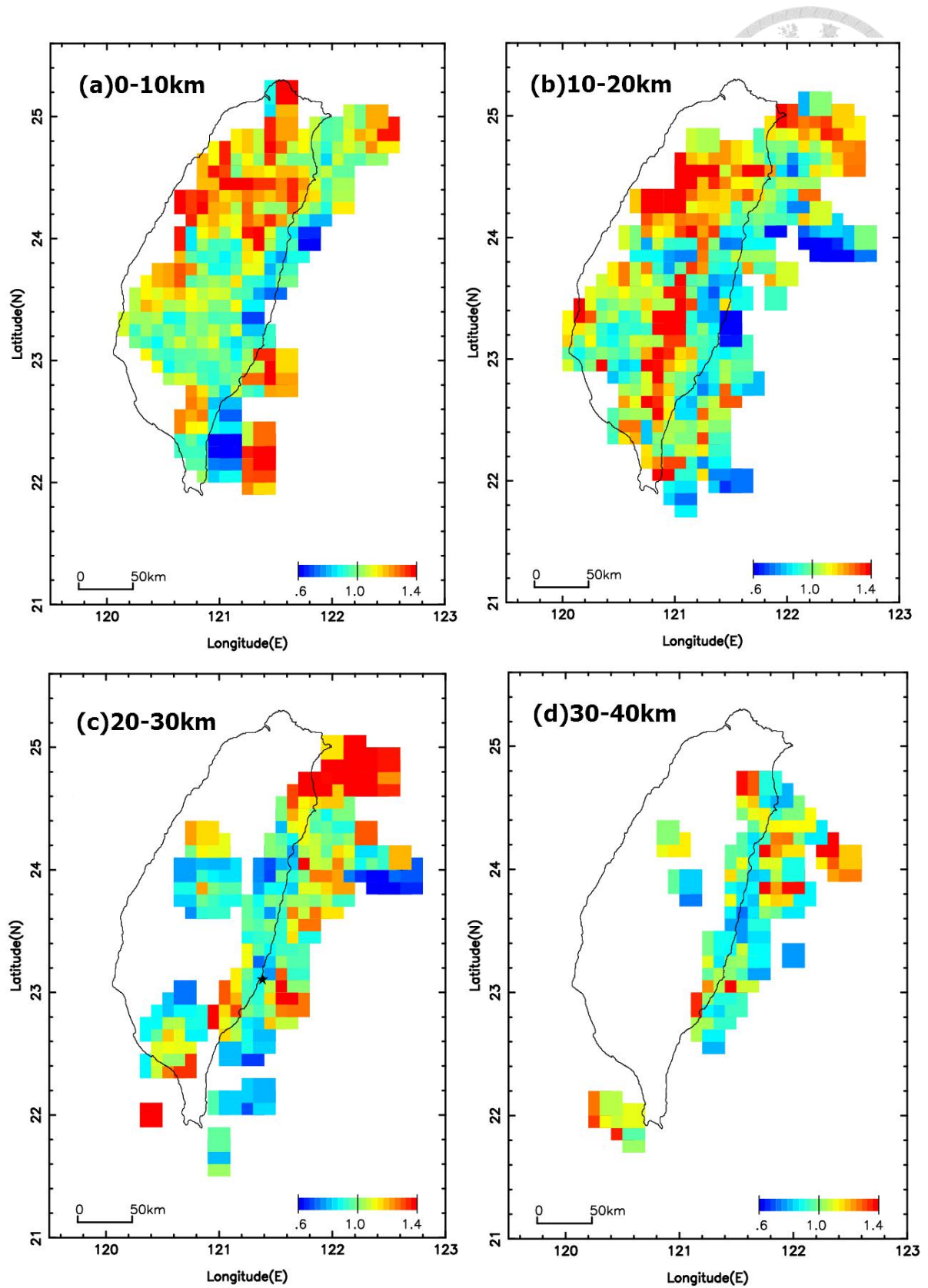



圖 4.11 全臺灣 b 值在不同深度範圍內的變化值



深度 0-10 km: 在臺灣中部和北部有較高的 b 值，代表該區在 0-10km 處以小規模地震為主，在東部沿海地區有著較低的 b 值，在東部海岸易發生淺層的大地震；深度 10-20 km: 在臺灣的中部和花東縱谷處 b 值呈現較大值，相較於更淺部，花東縱谷處在該深度有更多的較小地震發生；深度 20-30 km: 沖繩海槽的 b 值增大，為地震活動頻率高區，地震發生為菲律賓海板塊向北隱沒所致，所引起的地震深度在 20km 附近，為淺層地震；深度 30-40km: 該深度的地震主要集中在臺灣東部，位於菲律賓海板塊上，在該深度屬於地震活動頻率高區在臺灣中部也有不少地震在該深度發生，相較而言在臺灣本島其他地區在這個深度一般不常發生地震。

第五章 結論

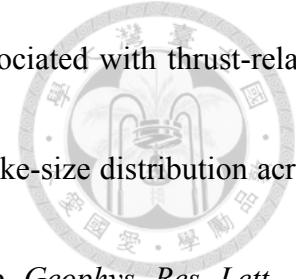


1. 用 D95 方法可有效分析出臺灣地區地殼地震的孕震深度，孕震深度圖上由南向北呈現淺-深-淺的變化趨勢，同緯度上東邊深度高於西邊，與造山運動呈現一致性。
2. 淺部孕震深度在西部地震帶與地形呈現相同的趨勢，在東部海域的孕震深度接近地殼底部，西部地震帶的平均孕震深度為 28km，東部孕震帶的平均深度為 35km。
3. 台灣地區約 28%的中大地震是從孕震深度底部開始破裂的，12%的中大地震發生在極淺的地層。
4. 深部 D95 孕震深度代表著隱沒板塊介面，可以反映隱沒板塊的形貌。
5. b 值隨深度的變化可以反映出岩石所受應力大小的變化，且 b 值隨深度有先變小後變大的趨勢，除台東地區孕震深度大於 b 值低值所在深度，其他地區 b 值最小值所在深度接近孕震深度，誤差在 20%以內，b 值可以有效分析出臺灣地區岩石脆塑性的轉變帶，在 18-30 km 處。
6. 研究結果顯示在 0-10 km 範圍內 b 值在臺灣的中部和北部較大，在臺灣的東部有較小值；在 10-20 km 範圍內 b 值在臺灣的中部和花東縱谷處呈現較大值；在 20-30 km 範圍內 b 值在沖繩海槽處有較大值；在 30-40 km 範圍內無明顯特徵。

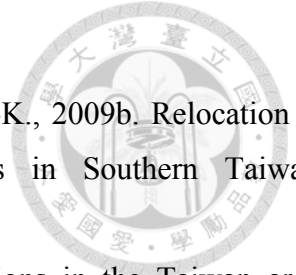
參考文獻



- Amitrano, D., 2003. Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value. *Journal of Geophysical Research*, **108(B1)**, 2044.
- Angelier, J., 1986. Preface for special issue on Geodynamics of the Eurasia Philippine Sea plate boundary, *Tectonophysics*, **125**, IX-X.
- Chen, W. P., P. Molnar, 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 4183-4214.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* **181**, 1-80.
- Gerstenberger, M., S. Wiemer, and D. Giardini., 2001. A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California, *Geophys Research Letters*, **28**, 57-60.
- Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* **84**, 2348-2350.
- Hsu, S.-K., Yeh, Y.-C., Lo, C.-L., Lin, A.T., Doo, W.-B., 2008. Link between crustal magnetization and earthquakes in Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.* **19**, 445-450.
- Huang, C. Y., Yuan, P. B., Lin, C. W., Wang, T. K. and Chang, C. P., 2000. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. *Tectonophysics*, **325**, 1-21.
- Huang, H. H., Y. M. Wu, X. Song, C.-H. Chang, S. J. Lee, T. M. Chang, and H. H. Hsieh. 2014. Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: Implications for subduction-collision orogeny, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **392**, 177-191.
- Jackson, J. 2002. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, **12(9)**, 1-8.
- Kanamori, H., Anderson, D. L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073-1095.
- Kuo-Chen, H., F. T. Wu, and S. W. Roecker, 2012. Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets. *J. Geophys. Res.*, **117**, B06306.
- Lee, C. S., Shor, G. G., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W.C., 1980. Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, **35**, 219-241.
- Roering, J. J., M. L. Cooke, and D. D. Pollard, 1997. Why blind thrust faults do not propagate to the



- Earth's surface: Numerical modeling of coseismic deformation associated with thrust-related anticlines. *J. Geophys. Res.*, **102**, 11901-11912
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss, 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, **437**, 539-542.
- Scholz, C. H., 2015. On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1399–1402.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G. and Liu, C. S., 2005. Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **110**, 1-33.
- Ma, K. F., T. R.A. Song, 2004. Thermo-mechanical structure beneath young orogenic belt of Taiwan. *Tectonophysics*. **388**, 21-31.
- Maggi, A., J. A. Jackson, D. McKenzie, and K. Priestley, 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, **28**, 6, 495-498.
- Magistrale, H., 2002. Relative contributions of crustal temperature and Composition to controlling the depth of earthquakes in southern California. *Geophysical Research Letters*, **29(10)**, 1447.
- Tsai, Y. B., 1986. Seismotectonic of Taiwan. *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- Wang, C. Y., and T. C. Shin, 1998. Illustrating 100years of Taiwan seismicity. *TAO*, **9(4)**, 589-614.
- Wang, J. H., 1998. Studies of earthquake seismology in Taiwan during the 1897-1996 period. *J. Geol. Soc. China*. **41**, 291-336.
- Wu, W. N., Yen, Y. T., Hsu, Y. J., Wu, Y. M., Lin, J. Y., Hsu, S.-K., 2017. Spatial variation of seismogenic depths of crustal earthquakes in the Taiwan region: Implications for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*. **708**, 81-95.
- Wu, Y. M., and C. C. Chen. 2007. Seismic reversal pattern for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Mw7.6 earthquake. *Tectonophysics*, **429**, 125–132.
- Wu, Y. M., C.C. Chen, L. Zhao, and C.H. Chang. 2008. Seismicity characteristics before the 2003 Chengkung, Taiwan Mw6.8 earthquake. *Tectonophysics*, **457**, 177–182.
- Wu, Y. M., C. H. Chang, L. Zhao, T. L. Teng, and Nakamura, M. 2008. A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 1471-1481.
- Wu, Y. M., C. H. Chang, N. C. Hsiao, and F. T. Wu. 2003. Relocation of the 1998 Rueyli, Taiwan, earthquake sequence using three-dimensions velocity structure with stations corrections. *TAO*, **14**, 421-430.
- Wu, Y. M. and L. Y. Chiao. 2006. Seismic quiescence before the 1999 Chi-Chi, Taiwan Mw7.6 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 321-327.
- Wu, Y. M., L. Zhao, C. H. Chang, and Y. J. Hsu, 2008. Focal mechanism determination in Taiwan



by genetic algorithm. *Bull. Seism. Soc. Am.* **98**, 651–661.

Wu, Y.-M., Zhao, L., Chang, C.-H., Hsiao, N.-C., Chen, Y.-G., Hsu, S.-K., 2009b. Relocation of the 2006 Pingtung Earthquake sequence and seismotectonics in Southern Taiwan. *Tectonophysics* 479, 19-27.

Yu, S.-B., Chen, H.-Y., Kuo, L.-C., 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, **274**, 41-59.

陳培善、白彤霞、李保昆，b 值和地震復發週期，*地球物理學報*，**46**（4）： 510-519, 2003。

蔣海昆、張流、周永勝，不同深度溫壓條件下花崗岩變形破壞過程中的 AE 序列特征，*地震學報*，**22**（4）： 395-403, 2000。

曾泰琳、陳伯飛、龔慧貞，隱沒板塊與深震的生成，*科學月刊*，**562**： 764-769, 2016。

附錄 A 震源深度隨時間的分佈示意圖



以下為按圖 3.1 所示分區後區域 1-14 的震源深度隨時間的分佈示意圖

