

台灣地區三維速度構造

陳燕玲 辛在勤

中央氣象局地震測報中心

摘要

本研究選用中央氣象局地震觀測網在1991年9月至1995年1月所收錄台灣地區之地震資料逆推一維速度構造模型，再據以探討台灣地區之三維速度構造模型。逆推所得之一維初始模型由深度0公里至240公里共分16層，以下為半空間。而三維速度構造在淺層2至4公里之速度構造表現出地層之構造，西部平原為低速區，中央山脈高山區為高速帶，東南部海域上之海相沈積物區則為低速區；愈向深度9至17公里處是速度構造較為散亂之區域，西部台中、苗栗與高雄、屏東附近兩低速區，中間為北港高速區，西南部馬尼拉海溝向北延伸之低速帶深至17公里均有跡可尋，東北部沖繩海槽擴張尖端延伸至北緯24度附近之低速帶都已形成，台東縱谷向北延伸到北緯24度至24.5度深度13至25公里之間亦可發現P波S波比值高之菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之邊緣痕跡，東南部之高速海板塊亦非常明顯，皆屬於大構造作用下之形貌。地震活動大都發生於相對高速區邊緣之速度梯度高的區域與速度比稍低於平均值2-6%之處。

在東北部之隱沒帶部分，自北緯24度起向北隱沒，傾角由淺部之20-30度向深部轉為50-60度，深至180公里；此隱沒帶自東經121.6度起有逐漸向東傾斜（約10度）至東經122.2度，地震活動大多發生於相對速度高之板塊上緣，但自東經121.8度以東地震活動多發生於兩相對高區之間。而南部之隱沒帶並不如東北部隱沒帶完整，自東經120.5度起向東傾沒，傾角由淺部之20-30度至深部約40-50度且有愈向北緣傾沒角度愈平緩之趨勢，伴隨地震發生於板塊上緣之較高速地區並有向南逐漸變深之趨勢。

本研究初步獲得有三項結論，其一是三維速度模型在台灣地區地震定位分析上均方根值之分布明顯降低，可以解決傳統一維模型忽略震波側向不均性而造成誤差偏大之現象。其二是三維速度模型在走時分析上解決了隱沒帶深層地震震波傳遞效應在中央山脈東西部測站所造成之分歧特性，其三是三維速度模型計算之走時極為符合東西部測站之P波波相初達時間。

關鍵詞：三維速度構造

一、前言

地震監測網的首要目的為地震定位，而地震定位則需要藉由精確的速度構造模型以計算震波傳遞走時才能準確求得。由精確速度構造模型與對應的地震定位結果所得的地震活動空間分布特性，則為研究構造運動的重要依據。

震波速度構造掃描(seismic tomography)可提供高解析度的速度構造空間分布，其原因在於區域性的地震觀測資料具有高密度的波線取樣(ray

sampling)和測站分布，以及在短距離內所收錄的高頻震波波相品質相當良好。震波速度構造掃描是根據均布在地表所有測站的震波波相初達時間的走時差異，應用波線追跡(ray tracing)的技術，同時決定震源參數（發震時間和震源座標）與震波速度構造模型。由於實際震源和速度構造的複雜性，在求解過程中需要針對不同的研究對象和目的，將震源與速度模型作相應的簡化，由此產生各種實際的逆推方法。各種方法的主要差異在於設定速度模型的表示方式以及波線追跡的技

術。

在震波速度構造模型的表示方式上，Crosson (1976)採用一維常速層，Pavlis(1980, 1983)在各常速層中引入連續函數；Hawley等(1981)則在各常速層中加入側向變化速度層；Aki和Lee(1976)、Aki (1980)採用三維常速區塊；Thurber (1983, 1984, 1985, 1986, 1992, 1993) 則採用三維網格速度節點之設定方式。每一種模型都各有其優缺點，選用方式需依照測站密度、地震分佈、地質構造的複雜程度以及實際的研究目的來決定。

使用波線追跡的技術是爲了決定震源與測站之間的傳遞波徑和計算走時。傳統的波線追跡方法有波線射出法(shooting method)和彎曲法(bending method)(Julian and Gubbins, 1977) (Pereyra et. al., 1980) (Prothero et al., 1988)，其模擬震波傳遞波徑，使其符合波線方程(ray equation)或最短時間波徑的基本原理(Fermat's principle)。在實際的應用上，近年來的研究大都採用近似(approximate)波線追跡的方法，例如Thurber and Ellsworth (1980)、Horie (1980)、Thurber (1983)、Eberhart-Phillips (1986, 1989, 1990, 1993)、Kissling et al. (1988)、Um and Thurber (1986)與Moser (1991)。

以往受地震資料品質與數量的限制，台灣地區大都沿用Yeh and Tsai (1981)所發表的台灣中部地區一維平均速度構造模型。但就台灣地區構造運動之複雜性與側向不均質的地質環境而言，一維模型難以詳細描述台灣地區之構造運動。

近年由於中央氣象局地震觀測網(Central Weather Bureau Seismic Network, CWBSN)快速成長，在測站分布密度與地震資料品質方面都有很大的改善，足以提供台灣地區三維速度構造之逆推研究，近年來已有若干學者使用CWBSN之資料進行此項研究工作，諸如 Roecker et.al(1987)、葉義雄(1994)、Rau(1992, 1994)、馬國鳳、何美儀(1994)與陳燕玲(1995)等。其中Roecker et. al (1987) 以TTSN(Taiwan Telemetered Seismographic Network)之1260個地震資料，設定三維常速區塊爲逆推模型；Rau(1994)使用Thurber(1983)之方法進行台灣地區岩石圈震波速度構造掃描之研究；馬國鳳使用Zhao(1990)應用於日本地區之原理；何美儀(1994)

使用Thurber(1983)之方法，逆推台灣西部地區之三維速度構造。

本研究應用Thurber(1983)之方法，使用中央氣象局地震觀測網(CWBSN)近年所收錄的地震資料，首先逆推一維之初始速度模型，再依此模型進行三維速度構造逆推，期望能以三維速度模型探討台灣地區地下構造之特性與形貌，並且利用此三維模型進行地震定位分析、走時分析、平面與剖面速度分析，在剖面分析方面著重在東北部與南部之隱沒帶上之速度形貌。本研究之目的在於推求精確的台灣地區三維速度構造模型，用以求得較準確的地震活動空間分布特性，分析地震活動特性及其與速度構造、地體構造活動的關係。

二、理論與方法

理想的三維波線追跡可以研究較真實的波線傳遞問題，但由於計算費時而不適於實際的常式工作。本研究之近似波線追跡法係採用Um and Thurber (1986) 所發展的類彎曲法(pseudo-bending method)，其基本原理是修正一維圓弧波線路徑傳遞方式的側向變化，使其較趨近於三維空間的實際波線傳遞路徑。

本研究之速度模型的設定方式是採用三維網格速度節點(Thurber, 1983)，其優點是設定速度模型在任何方向都具有連續函數方式的變化，因此較趨近於真實的地球速度構造。在三維速度構造內的任意點由其相鄰的8個網格節點速度值以簡單的線性內插方式求得，在沿每一波徑元素計算速度模型偏導量時，則根據鄰近速度網格點給予不同的權值。

地震定位與三維速度模型之同時逆推(simultaneous inversion)是僅以觀測的測站波相初達時間爲已知資料參數(data parameter)，而將震源參數與震波速度構造模型都視爲未知模型參數(model parameter)，以極小化波相初達時間之觀測值與理論值間的殘值方式，同時進行逆推的工作。

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal}$$

殘值 r 可由震源參數與速度模型之偏導量(partial derivative) H, M 以及擾動量(perturbation)，以參數離散化(discrete)方式表示如公式(1)

$$r = H\Delta h + M\Delta m \quad (1)$$

或者以發震時間與震波走時 τ_i, T_{ij} 方式表示如公式(2)

$$r_{ij} = \Delta\tau_i + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (2)$$

由於震源參數與速度模型都會產生計算理論波相初達時間的誤差，所以同時逆推可推求較準確的地震定位與速度模型結果。

由於同時逆推方程是經過參數離散化的方式，因此可應用參數分離(parameter separation)的方法(Lawson and Hanson, 1974)，以正交轉換矩陣(orthogonal transformation matrix) U_0 將同時逆推方程進行正交轉換以消除震源參數偏導項H，即

$$\text{令 } U_0^T H_i = 0$$

$$\text{則 } r_i' = U_0^T r_i = U_0^T M_i \Delta m = M_i' \Delta m$$

其優點在於簡化逆推方程以方便計算工作。在實際的應用上，通常使用一維速度模型所決定的適當震源參數作為重複嘗試的初始地震定位結果，如此可在重複求解的過程中僅專注於三維速度模型的逆推工作。

對於經過正交轉換後的簡化逆推方程可以使用地球物理逆推方法(Menke, 1984)求解，廣義的逆推方程式可表示如公式(3)

$$d = Gm \quad (3)$$

其中d, m, G分別為資料參數、模型參數與廣義媒介(generalized kernel)。應用阻尼最小方差(damped least-squares)技術所求得的速度模型矩陣m與解析度(resolution)矩陣R分別為

$$m = (G^T G + \epsilon^2 I)^{-1} G^T d$$

$$R = (G^T G + \epsilon^2 I)^{-1} G^T G$$

其中 ϵ, I 分別為阻尼因子與單位矩陣。阻尼因子是為了避免當偏導矩陣含有很小的特徵值(eigenvalue)所引起的奇異值問題，而以限制最大擾動量的方式避免，解析度矩陣則顯示逆推解所估計的速度模型參數與平滑(smooth)後的品質範圍。

地球物理逆推結果所面臨的基本問題是解析度與準確度(fidelity)的消長(trade-off)關係：在推求低解析度(即長波長)的構造形貌時，可以得到較高的準確度，而在推求高解析度(即短波長)的構造形貌時，所得到的準確度就會變差。解析度品質的評估方式是根據其平均向量(解析度矩陣的每一列

元素)與delta函數的相似程度而定，理想的解析度矩陣是趨近於單位矩陣，此時每一個平均向量都是一個delta函數。在實際應用上，解析度分析的方法是使用與解析度矩陣具有對等特性的擴張函數(spread function)(Backus and Gilbert, 1967; Menke, 1984)與導數權值總合(derivative weight sum)(Toomey and Foulger, 1989)。

$$\text{擴張函數 } S(p) = \sum_{q=1}^L \omega(p, q) R_{pq}^2$$

其中p, q為模型節點(node)、L為模型參數個數、w為權值函數(weighting function)、R為解析度矩陣。

$$\text{導數權值總合 } DWS(\alpha_n) = N \sum_i \sum_j \sum_{P_{ij}} \omega_n(x) ds$$

其中i, j, x, $\alpha_n, \omega_n, P_{ij}, N$ 分別為震源、測站、座標位置、速度參數、權值、波線路徑與歸一化因子(normalization factor)。擴張函數是用以估計模型節點的解析度，如果擴張函數值愈小(最理想的擴張函數值是趨近於0)，代表逆推解愈集中性的受小區域鄰近模型節點所影響(較遠的模型節點影響力很小)，故解析度較高；如果擴張函數值偏大，代表逆推解的結果是較大區域的相鄰模型節點的平均效應，故解析度較低，所得的模型較模糊(smear)。導數權值總合DWS是用以估計在模型節點附近之波線取樣密度的平均相對測量，導數權值總合愈大表示波線取樣密度愈大，故解析度愈高。本文對於逆推結果所使用的品質指標因子，是採用導數權值總合DWS與初達時間的均方根(RMS; root mean square)誤差，分別用以量化模型參數與震源參數的求解品質。

三、資料蒐集與處理

(一) 資料蒐集

本文使用CWBSN自1991年至1995年1月所收錄之地震資料，由於地震網測站數目多，地震偵測率大為提高，蒐集了相當多的地震資料。研究三維速度構造，豐富的波線穿過台灣地區地下構造是必須的，CWBSN提供了充分的條件。

本文研究範圍為台灣地區北緯21.5度至25.5度、東經119.9度至122.2度之範圍，選取之地震至少有15個測站收到紀錄；同時注意選取之地震在區域與深度上均勻分佈，以期三維速度構造模型可真

正表現出各區域之速度構造變化。本文共選用了999個高品質之地震，其中最大之規模為6.2，總計29364個P波、16468個S波之走時資料；其中包含

了東北部與南部之深震，希望對隱沒帶之速度構造、構造運動做深入研究，最深地震達218.6公里。震源分佈如圖1。

3D inversion data (999 EQs)

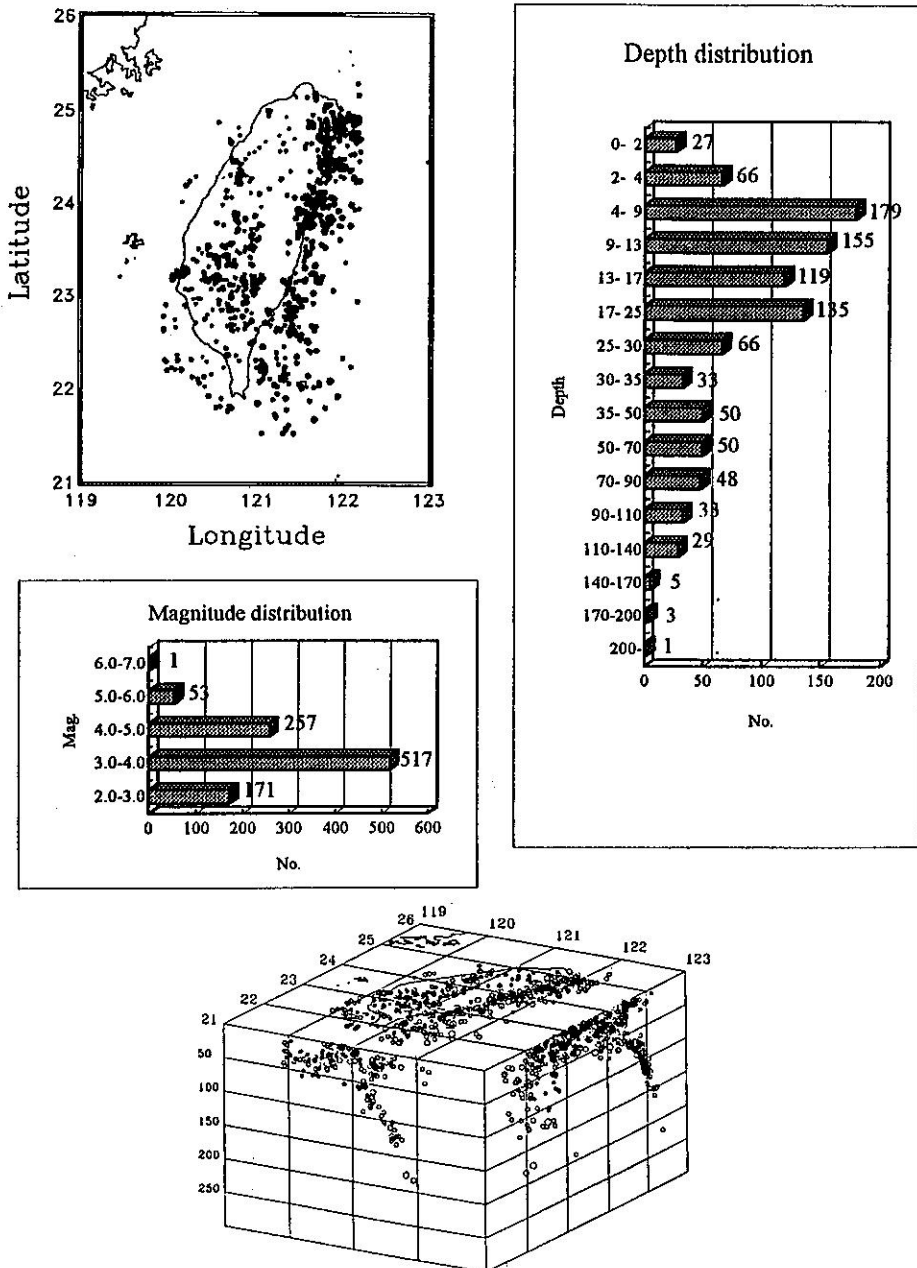


圖 1. 本文所選用參與逆推資料之震央分布圖、深度分布柱狀圖、規模分布柱狀圖與震源分布立體圖(共999個)。

Fig 1. The epicenter, depth distribution and magnitude distribution of 3-D inversion data.

(二) 資料處理

資料處理流程如圖2。三維速度構造逆推中,最重要的參數是P波、S波之觀測達時,用大量之觀測達時資料同時逆推震源參數(震源位置與發震時間)與速度模型;於是P波、S波的觀測到達時間與權重值是整個逆推過程中最重要的依據,為避免逆推出之新速度模型受舊模型之影響,而且為求資料之一致性,重新檢視波相是必須的。

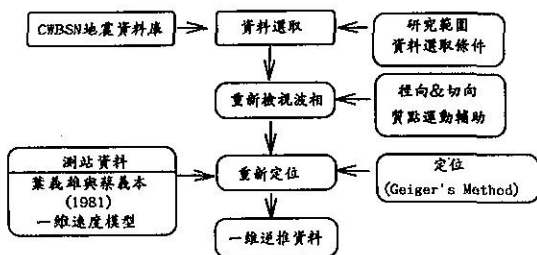


圖 2. 資料處理流程。

Fig 2. Data processing flow.

檢視波相時, P波為初達波辨識較容易, S波之波相較不清楚,容易誤挑P-S轉換波,為了降低檢視波相時之不確定性與主觀成分,引入徑向、切向與垂直方向之質點運動做為輔助,繪出徑向-垂直方向與切向-垂直方向兩個座標之質點運動,若為S波其質點運動方向為徑向與切向,垂直方向幾乎沒有運動(圖3下);相對地,若為P波則質點運動只有在垂直方向(圖3上)。

重新檢視波相後,利用檢視的P波與S波觀測到達時間重新定位,使用Yeh and Tsai (1981)之台灣中部地區之平均P波地殼速度模型。經過挑選200個地震,做為一維模型逆推之逆推資料,這200個地震必須平均分布在台灣各區域,各個深度,震央平均分布於台灣各區域,其中200個地震規模均大於3.0,各個深度均有地震篩選出來,其中不乏東北部與南部班氏地震帶上之地震,如此嚴格篩選期望一維模型能表現出各個層次之平均速度效應。這200個地震經過資料格式轉換後,就是一維速度模型逆推之初始資料。

四、一維與三維速度模型逆推與分析

(一) 一維速度模型逆推與分析

一維速度逆推流程如圖4。在一維速度模型逆推中,使用Kissling(1988)所發展出之一維速度模型逆推程式, 200個分布均勻的地震為逆推資料進行逆推。首先是最初一維模型之設定,以Yeh and Tsai (1981)之速度模型為參考模型,在各層次內再增加層次, 240公里以下為半空間, P波速度參考舊模型, S波速度之設定準則為P波S波速度比為1.73,大致設定一個初始模型進行逆推,逆推過程使用嘗試錯誤的方法進行遞疊逆推。

最後得到之一維速度模型(表1),在深度0-50公里之間速度梯度較大, P波速度由3.48 km/sec增加到7.77 km/sec,尤其在0-9公里部分,速度隨深度跳升很快,與舊模型比較是差異較大的部分;深度50公里以上P波速度到達8.05 km/sec以上,延伸到模型深度邊界240公里P波速度為8.51 km/sec。P波S波速度比除了在地表0-2公里較大為1.78以外,其餘大約在1.72-1.74之間接近柏松物質(Poisson's material)之P、S速度比 $\sqrt{3}$ 。圖5所示為各測站之測站修正值範圍,圖中以灰階方式表現,各站之測站修正值為右下角灰階所示值之正負0.04之間,而括弧內之數值為測站修正值在該範圍內之測站數。由圖中可知道大部分之測站均有較小之修正值,測站修正值較大的有介於 0.2 ± 0.05 之間測站有5個,合歡山(WHF)、阿里山(ALS)、台東(TTN)、新化(CHN3)、九如(SGL),另外,測站修正值最大介於 0.3 ± 0.05 之間有1個玉山(YUS),明顯可看出其中不乏高山站,其較高之測站修正值可能是因高層造成,其他不在高山上的站,但卻有較高之測站修正值,推測可能因淺層有較大之震波速度構造變化造成。

(二) 三維速度構造逆推與分析

三維速度逆推流程如圖6。一維初始速度模型產生後,進入三維速度模型逆推之前必須先將999個地震資料先以一維新模型重新定位,然後設定逆推之參數便可進行三維速度構造之逆推。

三維速度模型之設定使用Thurber(1983)所提出網格節點之方式,以北緯21.5度、東經119.9度為原

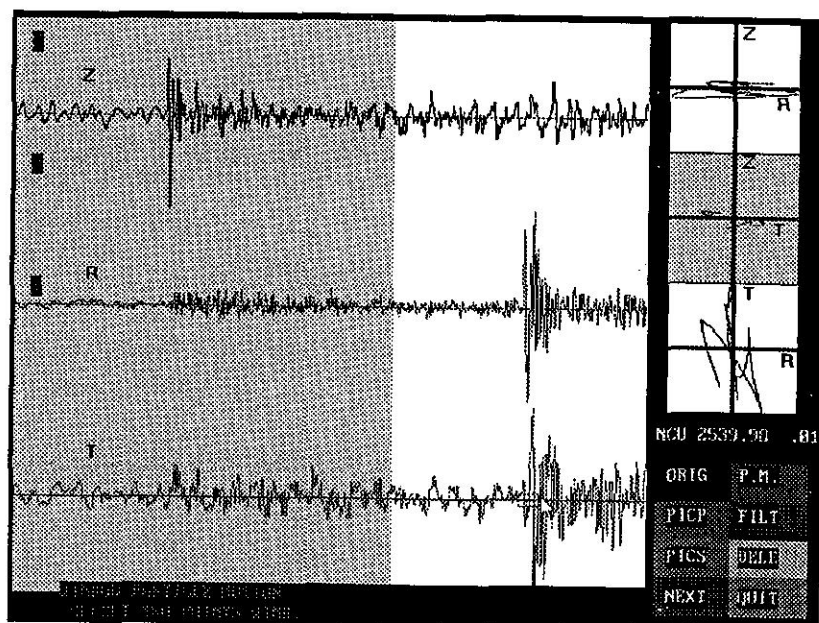
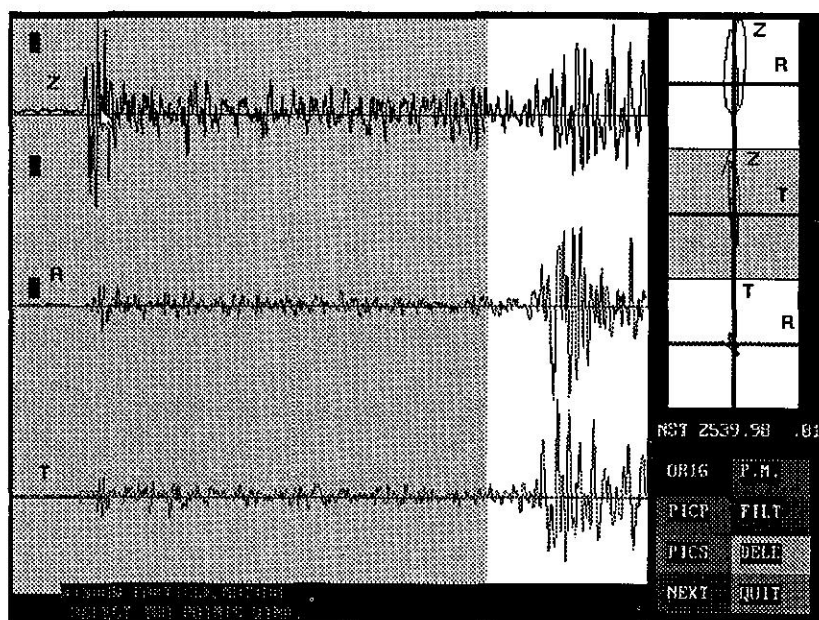


圖 3. P 波(上圖)、S 波(下圖)在徑向(R)、切向(T)與垂直方向(Z)質點運動之特性。
 Fig 3. The radial and tangential particle motion of P wave and S wave.

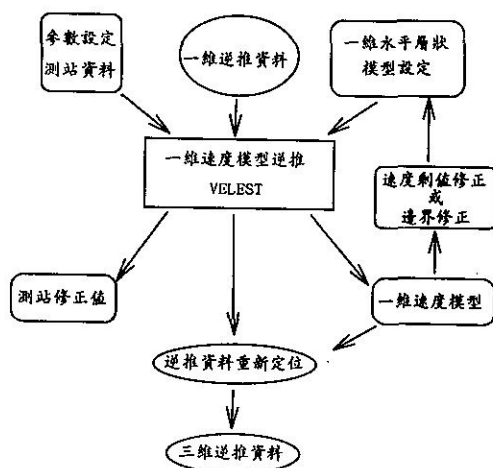


圖 4. 三維速度逆推流程。

Fig 4. 3-D velocity model inversion flow.

表 1. 本研究所得之一維速度模型，1995。

Table 1. 1-D velocity model, 1995.

thick	depth	Vp (km/sec)	dVp (km/sec)	Vs (km/sec)	dVs (km/sec)
2	0 - 2	3.48	-0.013	1.96	-0.017
2	2 - 4	4.48	-0.013	2.62	0.006
5	4 - 9	5.25	0.020	3.03	0.014
4	9 - 13	5.83	0.014	3.35	0.003
4	13- 17	6.21	0.003	3.61	0.000
8	17- 25	6.41	0.004	3.71	0.001
5	25- 30	6.83	0.012	3.95	0.007
5	30- 35	7.29	0.007	4.21	-0.008
15	35- 50	7.77	0.015	4.49	-0.008
20	50- 70	8.05	0.001	4.68	0.000
20	70- 90	8.16	0.00.	4.72	0.002
20	90- 110	8.34	0.002	4.79	-0.007
30	110-140	8.35	0.020	4.80	0.004
30	140-170	8.20	-0.013	4.74	-0.009
30	170-200	8.40	-0.003	4.86	-0.001
40	200-240	8.51	0.003	4.92	0.008
half space	240-	8.70	0.000	5.49	0.000

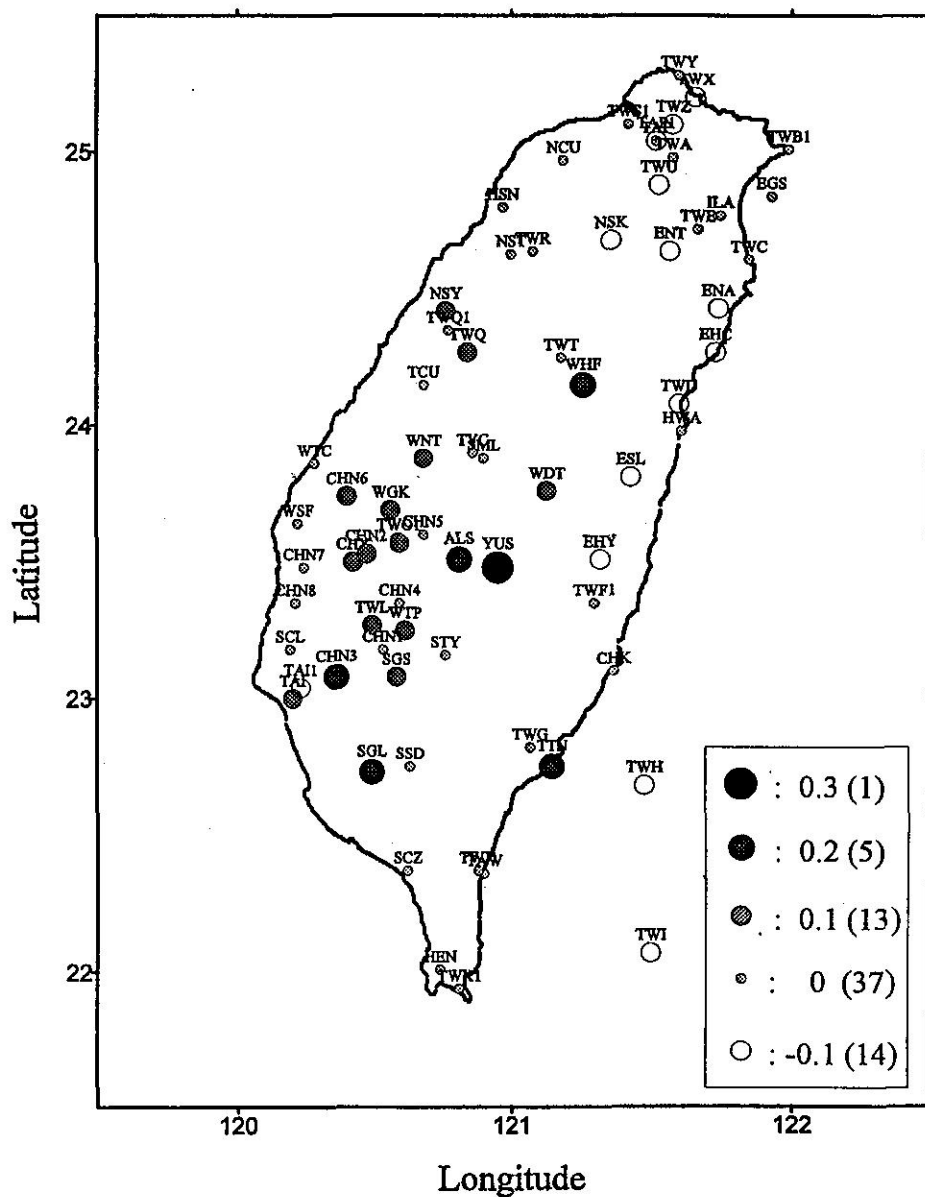


圖 5.. 一維速度模型逆推所得之測站修正值分布圖，圖中各測站修正值範圍為右下角圖例灰階所示數值之正負 0.05 之間，括弧內之數值為測站修正值在該範圍內之測站數。

Fig 5. Station correction was produced by 1-D velocity inversion.

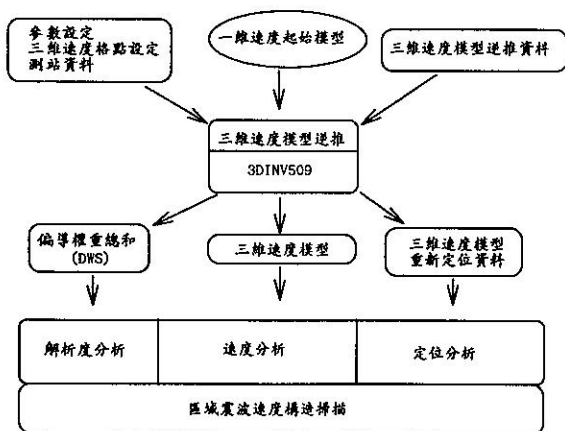


圖 6. 三維速度逆推流程。

Fig 6. 3-D velocity model inversion flow.

點，向經度、緯度、深度（一維模型層次）設定格點，且在三個方向兩端之邊界各設一向外延伸很遠之格點，以防止波線超出模型範圍產生錯誤，一共是 $(13 \times 16 \times 17)$ 個點，其平面格點(x-y平面)之分布如圖7，圖上所標示為格點之x、y軸座標值，單位是公里。

三維速度構造逆推是使用Thurber(1983)發展之逆推程式，經由辛在勤修改為適用於台灣觀測網之程式。逆推地震一共999個，使用P波之走時資料與S波減P波觀測走時之資料，總計有29364個P波與16468個S波之資料。

三維速度模型逆推完成後，999個地震震源參數均與三維速度模型同時逆推完成，利用這999個三維速度逆推後之地震和一維初始模型之震源參數與均方根值做一比較。圖8為定位結果之震央位置差異，圖中小方塊為一維模型定出之位置，較大之圓為三維模型定出之位置，深黑色表示該地震三維模型定出之深度較深，淺灰色表示變淺。島內西部之地震震央位置幾乎不變，深度變化較散亂，外海之地震震央大部分向島內集中，這是因為速度構造更符合海板塊高速之特性，但是發生在東北部與南部隱沒帶深部之深震其震央變化較散亂沒有一定規則，因為位於隱沒帶板塊傾沒之複雜地區，速度側向變化劇烈，影響波徑路線，故發生於隱沒帶附近之地震以三維模型重新定位後震源參數變化大。

一維與三維震源參數差異值之統計，深度、經度與緯度上之變化最大到正負9公里之間，其中以緯度上之變化較小，由發震時間差異 0.0 ± 0.05 之間最多，顯示初始模型已達平均效果。在均方根值之分布上，三維速度模型明顯地降低了均方根值，初始模型之均方根值大部分介於 (0.3 ± 0.05) 與 (0.4 ± 0.05) 之間，而三維模型之均方根值最多在 (0.2 ± 0.05) 之間，其次是 (0.3 ± 0.05) 之間，不乏介於 (0.1 ± 0.05) 之間之地震，三維速度構造成功地解決地震定位上一維速度模型無法完全表達各區域側向不均性所造成誤差之結果。

(三) 三維速度模型走時分析

深層地震其波傳效應在東部與西部測站中所表現出分歧之特性，這現象較早已由辛在勤(1992)提出。這些地震在三維速度模型重新定位後，討論其震源參數之變化與波相理論達時之情形。以1994年12月10日9點8分發生在宜蘭外海之地震為例，其震央在北緯24.81度。東經122.03度，深度為75.96公里，規模5.67。圖9是以新一維模型與三維模型計算走時之地震紀錄，上圖為中央山脈西邊測站南投站(WNT)所收到之地震紀錄，而下圖為東邊之測站玉里站(TWF1)所收到之地震紀錄。分別以新一維模型(細線)與三維模型(粗線)表示計算理論之P波初達時間。上圖中三維模型理論初達時比一維模型更偶合初達之波相。下圖新一維模型理論初達時所指波相為一明顯振幅但並非初達波相，真正之P波初達波相則在之前約2-3秒之微弱波相，而三維速度模型計算出之理論P波初達時，則能偶合初達波相，三維速度模型將隱沒帶上來自海洋板塊之高速區域波向描繪出來，改善一維速度模型無法解決震波側向不均性之困擾。

(四) 分區一維速度模型

將三維速度模型分A、B、C三區，其分區情形如圖10所示，將各區內之速度格點平均，速度隨深度變化之情形如圖，其P波速度、S波速度與P波S波速度比列於表2。淺層0-17公里以西部地區速度最低，是西部平原沖積層之表現；淺層0-9公里以東北部地區速度最高；9-35公里東南部地區之速度高出其他兩區約百分之六，明顯之較高速區域，應是来自菲律賓海板塊之高速海板塊；深度70

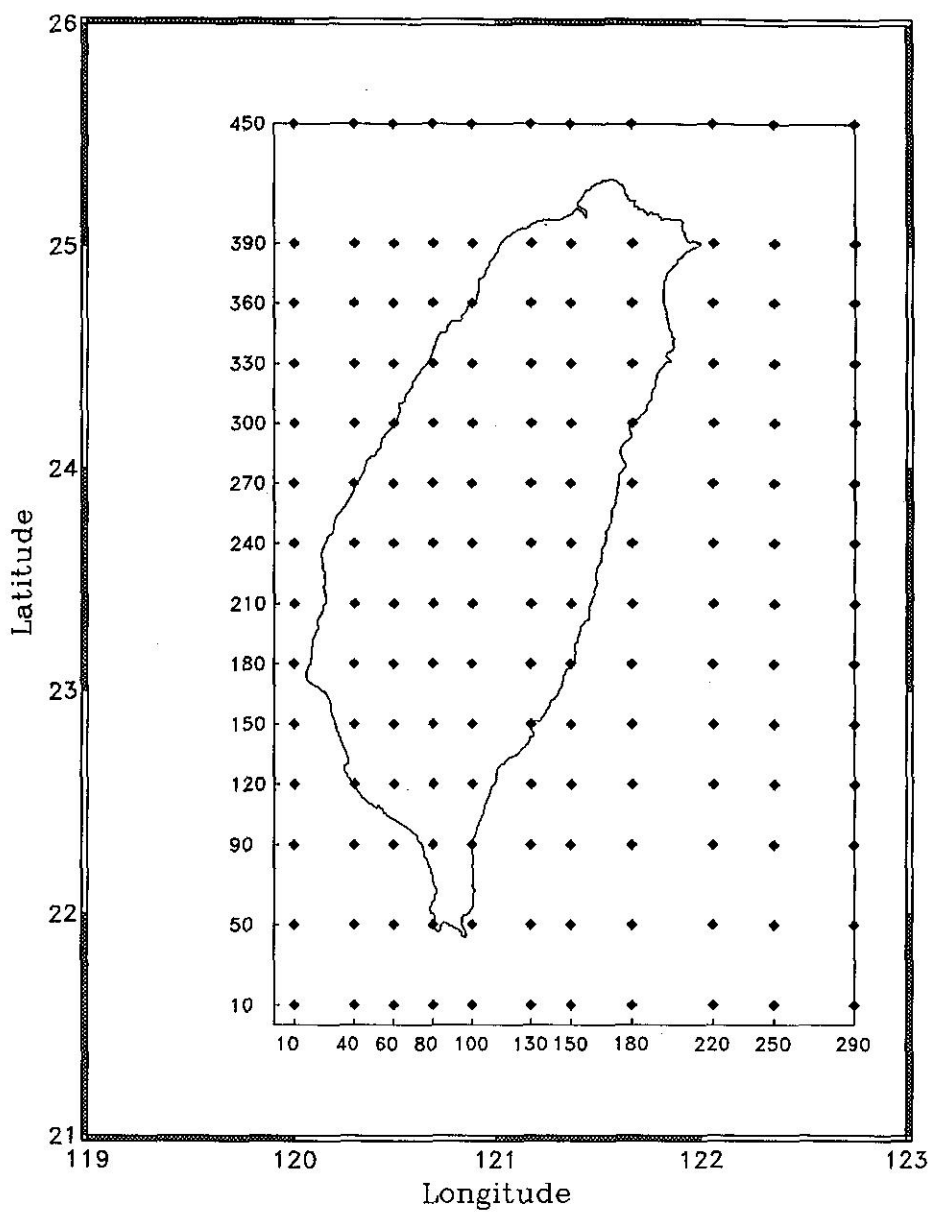


圖 7. 三維速度模型格點設定之平面分布圖。

Fig 7. The grid points distribute for 3-D velocity model.

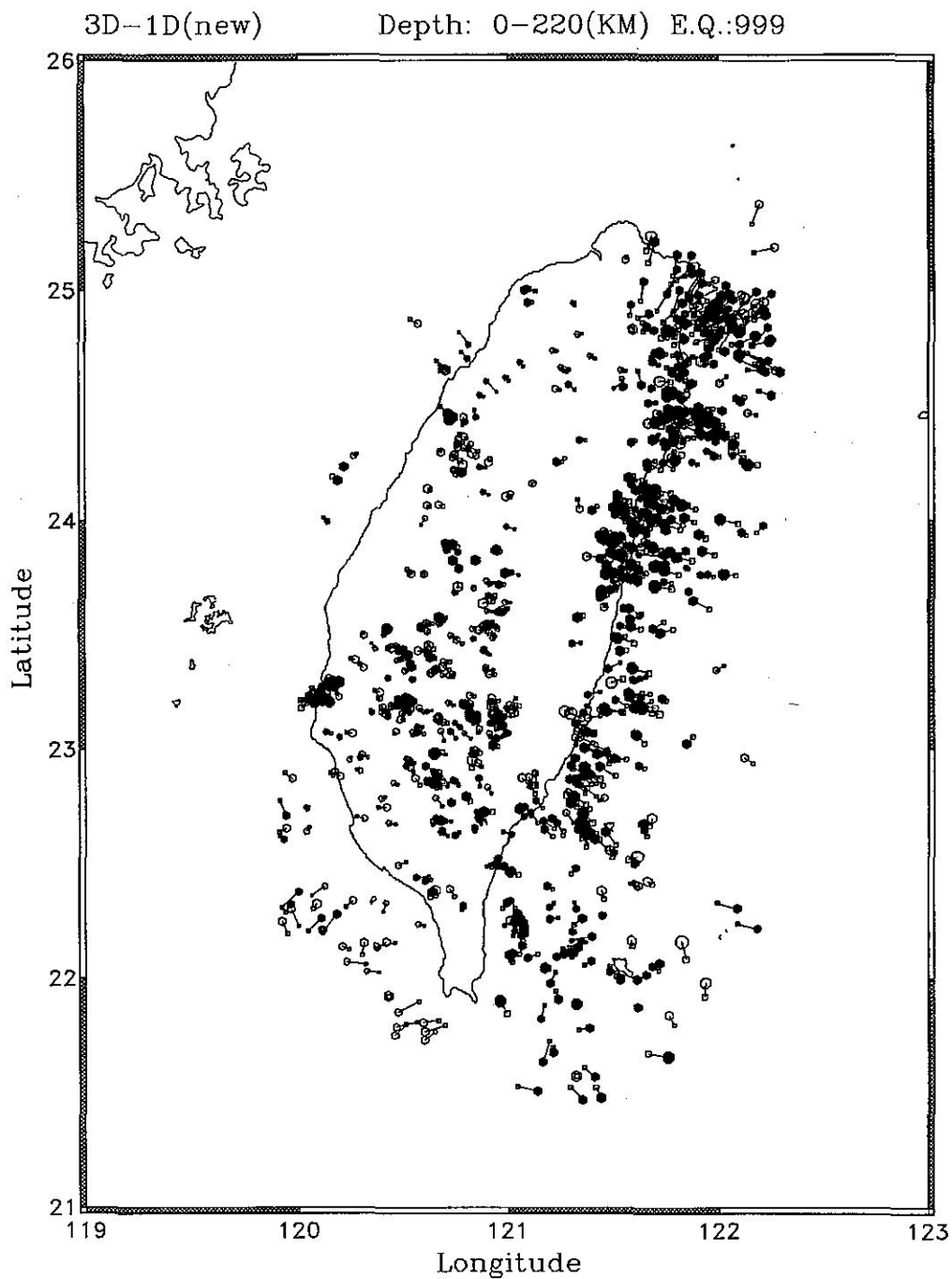


圖 8. 999個地震之三維速度模型與一維新模型震央差異分布圖。圖中方塊與圓分別代表一維與三維模型定出之震央位置，深黑色與淺灰色分別表示該地震三維模型定出之深度變深或變淺。

Fig 8. The difference of epicenters from located by 1-D velocity model to located by 3-D velocity model.)

19941012 9 8 24.81 122.03 75.96 5.67
T-DIST/8.0

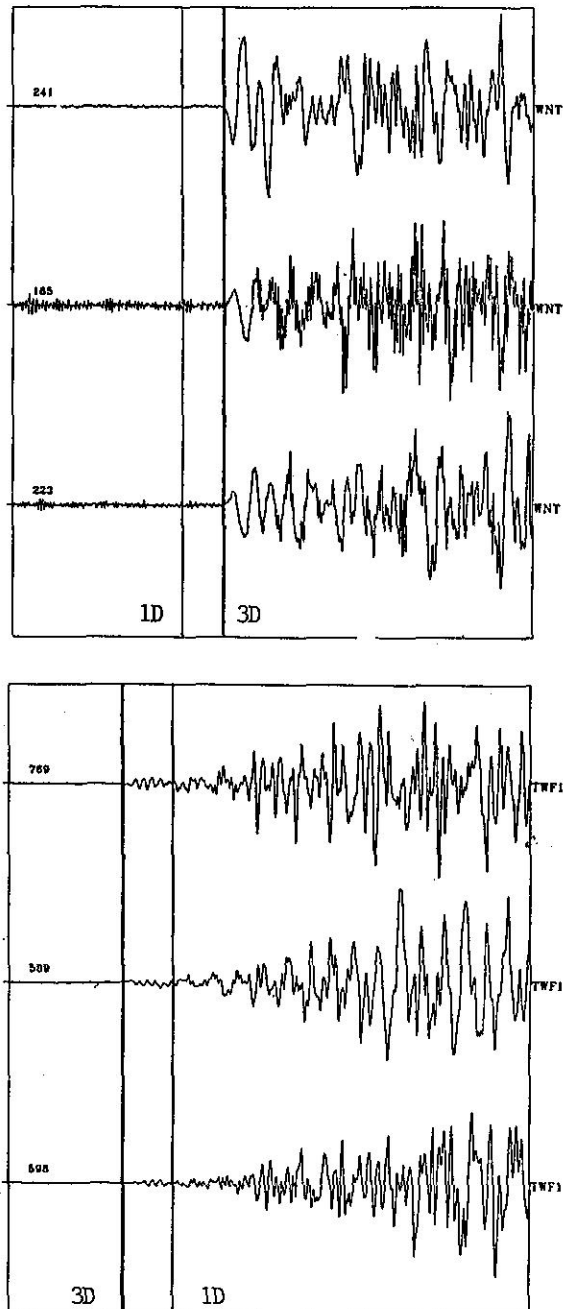


圖 9. 一維起始速度模型與三維速度模型在西部測站(上圖)與東部測站(下圖)之理論走時與地震紀錄。

Fig 9. The theoretical travel time calculated by 1-D and 3-D velocity model wave and seismogram(upper: western station, lower: eastern station).

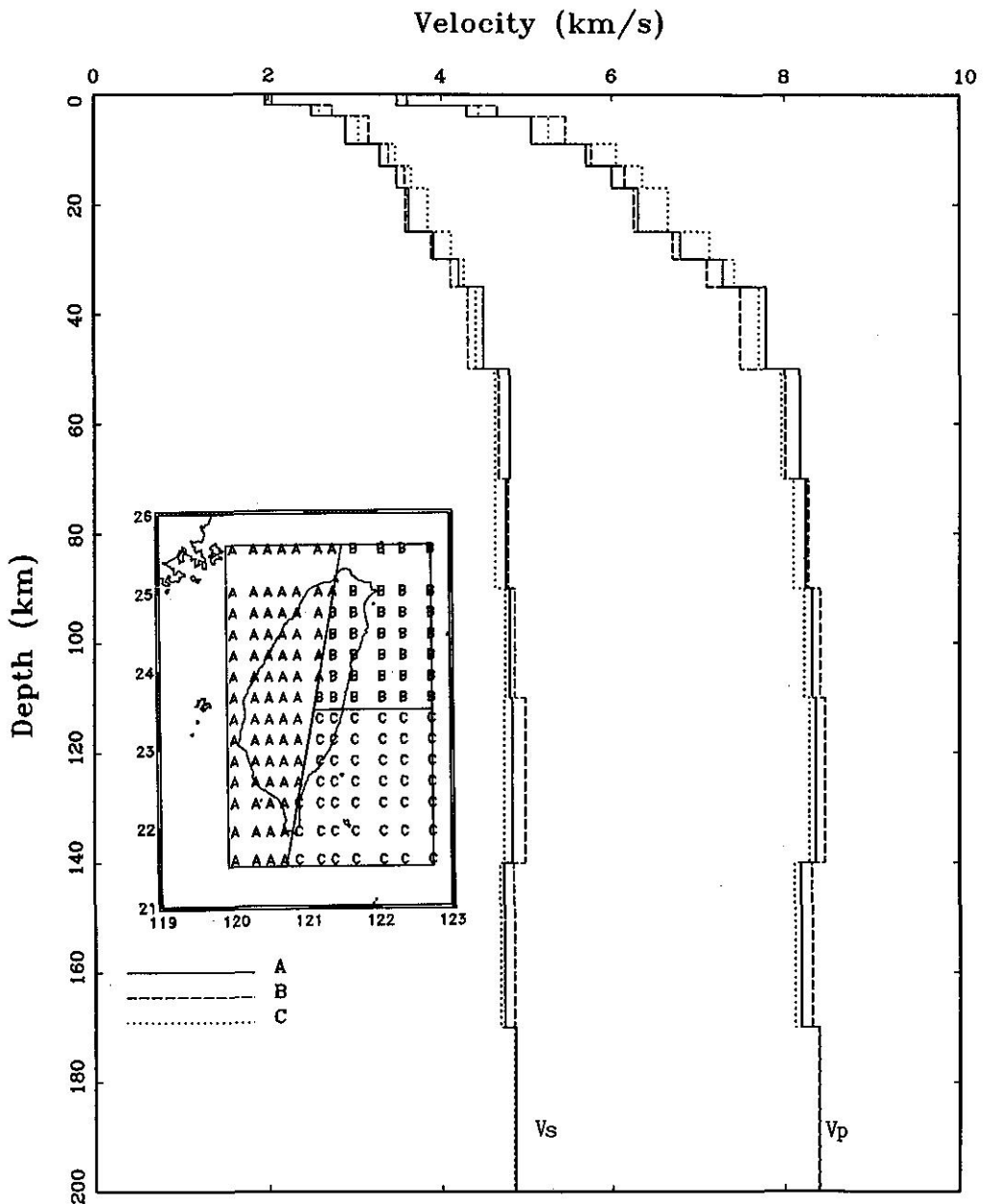


圖 10. 三維速度模型分區各平面深度之平均速度隨深度變化圖，如圖所示共分三區，分別為A區：西部地區，B區：東北部地區，C區：東南部地區。

Fig 10. The averaged 1-D velocity model from 3-D velocity model in three subarea, area A: western Taiwan, area B: north-eastern Taiwan, area C: south-eastern Taiwan.

表 2. 三維速度模型分區各平面深度之速度平均值，分別為A區：西部地區，B區：東北部地區，C區：東南部地區。

Table 2. 3-D velocity model average into three subarea A, B and C, area A indicate western Taiwan, area B indicate north-eastern Taiwan and area C indicate south-eastern Taiwan.

Depth (km)		V _p (km/sec)			V _s (km/sec)			V _p /V _s		
		A	B	C	A	B	C	A	B	C
0-	2	3.49	3.61	3.50	1.96	2.04	1.97	1.78	1.77	1.78
2-	4	4.30	4.66	4.44	2.49	2.73	2.58	1.74	1.71	1.73
4-	9	5.05	5.45	5.25	2.89	3.16	3.04	1.75	1.73	1.73
9-	13	5.70	5.76	6.05	3.29	3.39	3.47	1.74	1.70	1.75
13-	17	6.00	6.15	6.36	3.49	3.58	3.66	1.72	1.72	1.74
17-	25	6.31	6.26	6.66	3.63	3.59	3.85	1.74	1.75	1.73
25-	30	6.80	6.71	7.14	3.91	3.89	4.12	1.74	1.73	1.74
30-	35	7.30	7.11	7.43	4.21	4.11	4.27	1.74	1.73	1.74
35-	50	7.79	7.50	7.71	4.50	4.32	4.41	1.74	1.74	1.75
50-	70	8.18	8.01	7.96	4.79	4.67	4.63	1.71	1.72	1.72
70-	90	8.24	8.27	8.10	4.75	4.77	4.63	1.74	1.74	1.75
90-	110	8.32	8.41	8.23	4.79	4.85	4.74	1.74	1.73	1.74
110-	140	8.36	8.47	8.29	4.82	4.97	4.73	1.73	1.70	1.75
140-	170	8.19	8.31	8.12	4.73	4.84	4.68	1.73	1.72	1.73
170-	200	8.40	8.39	8.40	4.86	4.85	4.84	1.73	1.73	1.73
200-		8.51	8.51	8.51	4.92	4.92	4.92	1.73	1.73	1.73

-170公里以東北部最高，高約百分之二，此現象表現出東北部海板塊傾沒至深部之高速度作用。

(五) 三維速度構造平面分析

將三維速度構造依一維模型之層次切平面，自深度2公里至140公里一共13個層次（分別列於圖11—圖17）其中圖11包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)與P波S波速度比(V_p/V_s)與導數權值總合(DWS; derivative weight sum)，而圖12—17只繪出P波速度(V_p)與S波速度(V_s)。圖中V_p、V_s與V_p/V_s以相對於平均值之百分比差值表示。另外圖中深黑色星形標記表示發生於各層次深度（其厚度依各層次間距而定）之間所發生之地震，這些地震是999個逆推資料三維逆推後之位置。

首先討論淺層深度2公里、4公里與9公里三個平面層次速度構造變化。西部平原在深度2、4公里均可看到比平均值低8%之震波低速區，但在嘉南地區為V_p/V_s之相對高值區，顯示出西部平原沖積層鬆軟S波低速之特性，而且配合地震活動本區淺層地震似乎發生於震波高速區圍繞著低速區（速度梯度大之地區）之速度比值梯度較高之破碎地區，即

褶皺衝斷帶上。2公里之西部平原低速現象深至4公里仍存在，但在9公里處則消失，低速區在此深度內分裂成南北兩區，北部為台中、苗栗、南投附近，南為高雄、屏東地區，其間為北港高區，此區在2公里處於北緯23.5度東經120.0度即顯現，隨深度增加漸向東北延伸至濁水溪附近、向南延伸至台南附近，在9至17公里處最為明顯，直到25公里處則變模糊，而此區之地震活動隨著速度變化圍繞在其周圍發生，故北港地區在西部地區之地震發生機制中扮演的角色是值得的深入探討的問題。至於東北部淺層之宜蘭平原與西部平原類似為速度比高區之平原沖積層，但相對於西部平原，宜蘭平原有較高之震波速度，地震活動亦發生於速度與速度比梯度大之區域，且與速度構造線大致平行。

由台灣西南方海域向北延伸至西南部高雄屏東一帶均可發現速度構造低區且為速度比值較高之區域，此現象由深度2公里一直深至17公里均有跡可尋。許多學者曾提出台灣西部構造前緣是馬尼拉海溝向北延伸之處（何春蓀，1982，1986），本文不敢斷言在西部構造前緣發現之速度低區即為馬尼

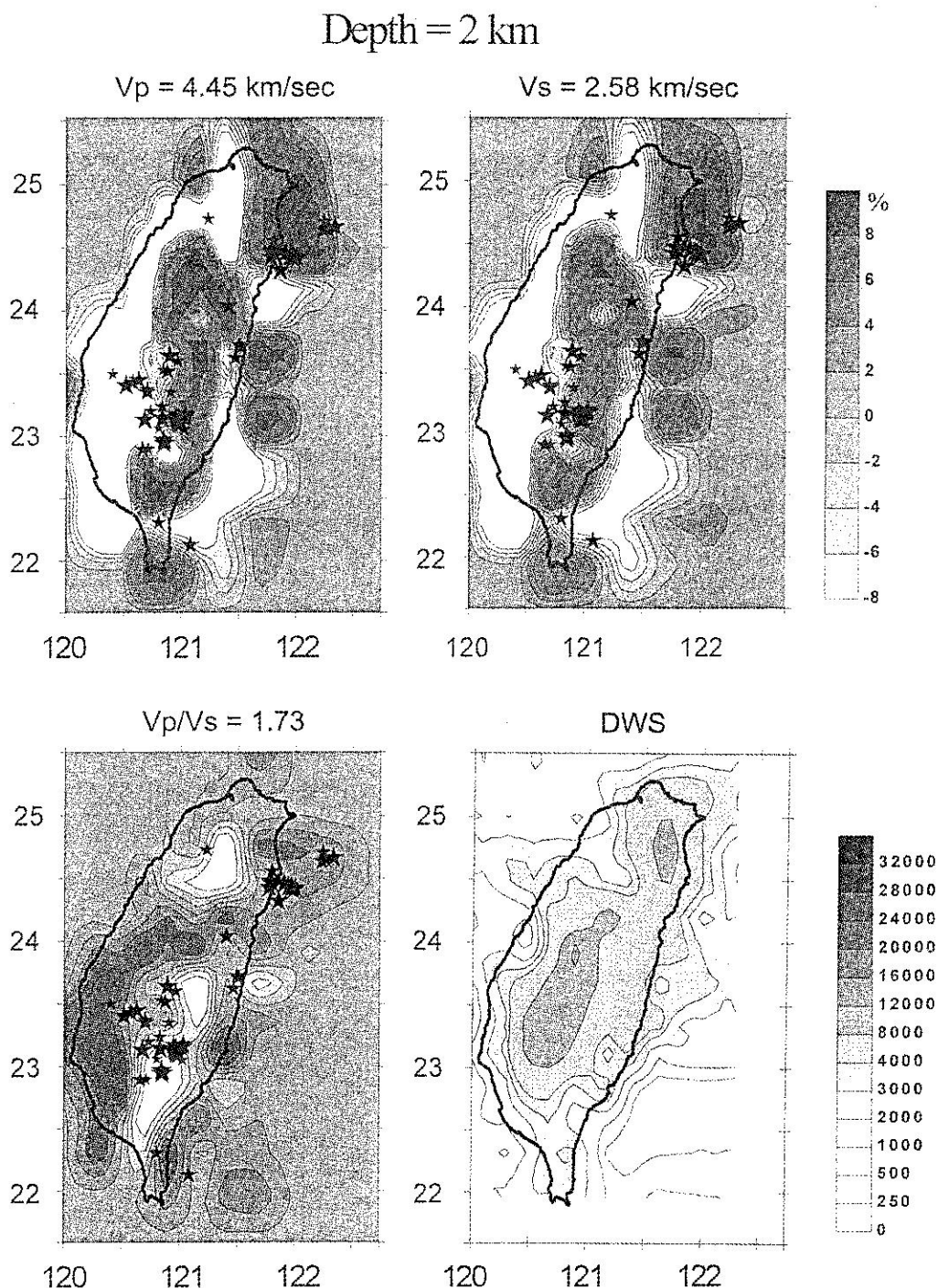
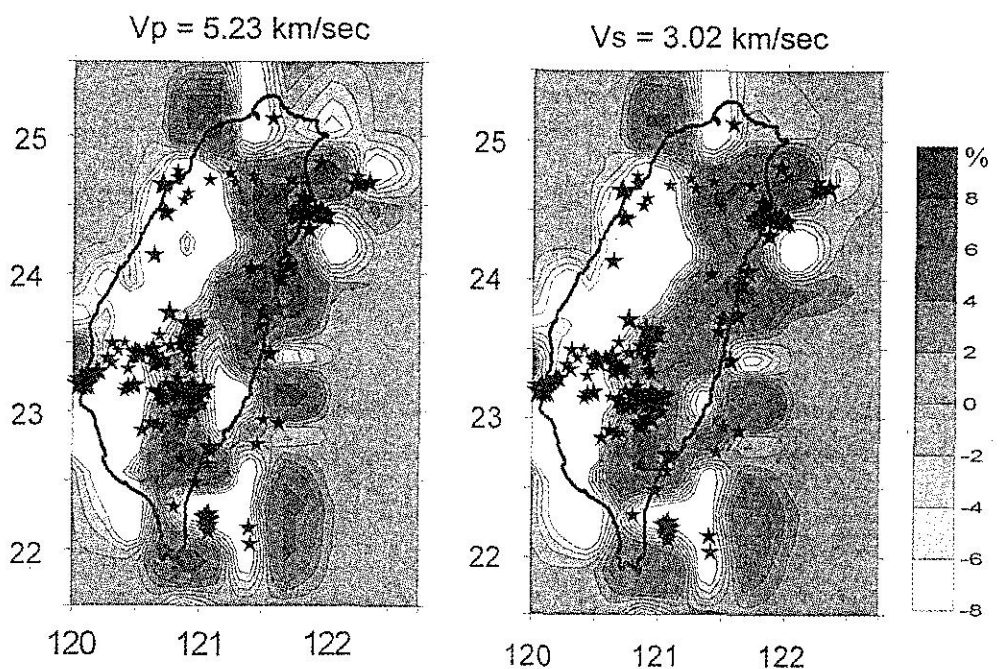


圖 11. 三維速度構造平面分析，包括 P 波速度(V_p)、S 波速度(V_s)、P 波 S 波速度比(V_p/V_s)與導數權值總和(DWS;derivative weight sum)，深度2公里。

Fig 11. The 3-D velocity structure in 2 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity, V_p/V_s : V_p and V_s ratio, DWS: derivative weight sum.

Depth = 4 km



Depth = 9 km

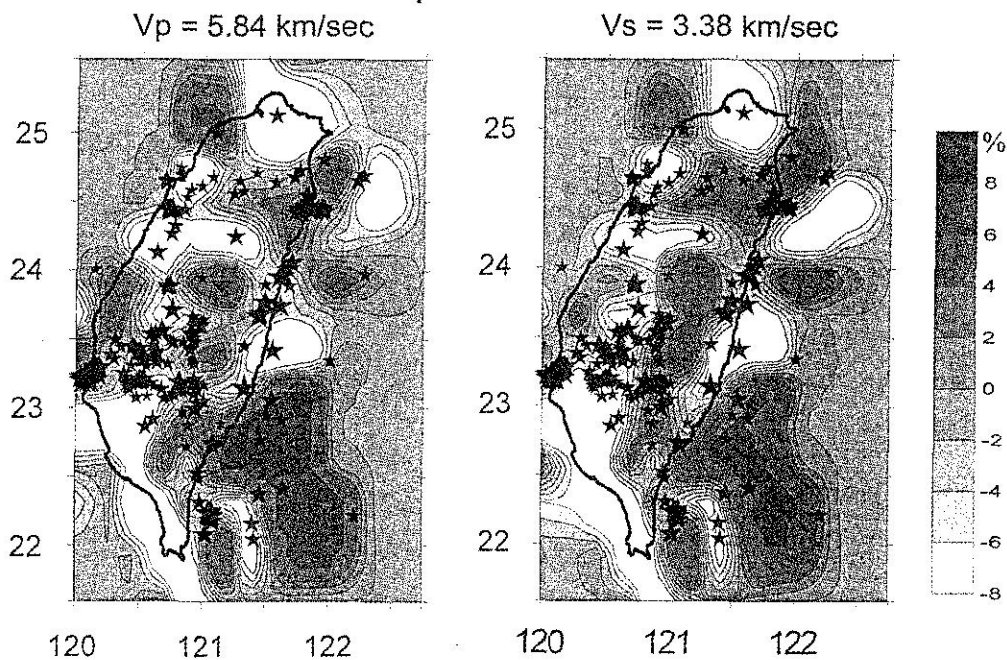
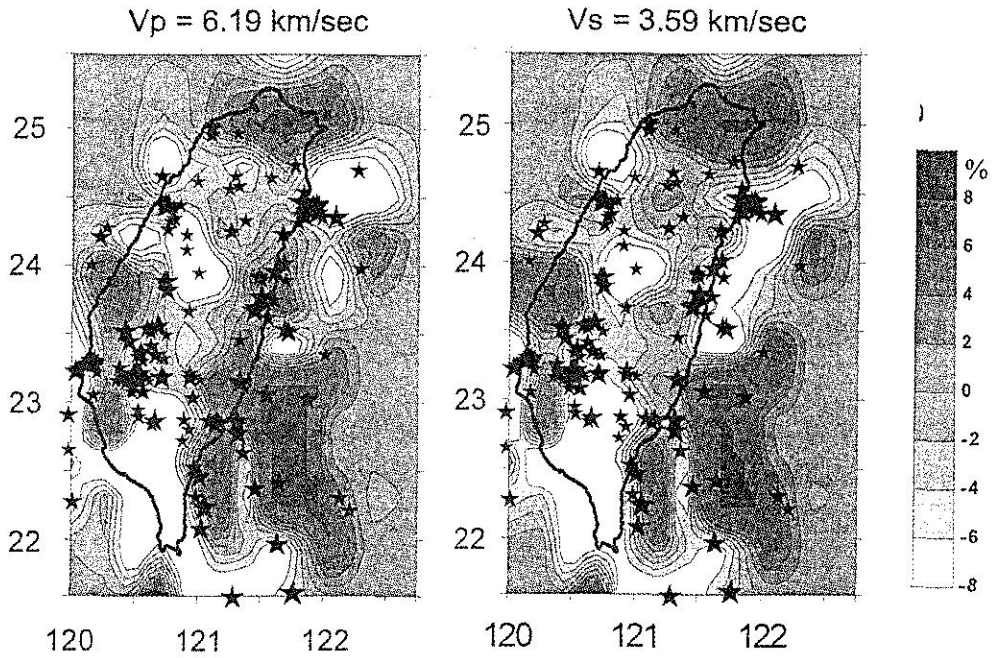


圖 12. 三維速度構造平面分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)，深度4公里、9公里。

Fig 12. The 3-D velocity structure in 4 and 9 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

Depth = 13 km



Depth = 17 km

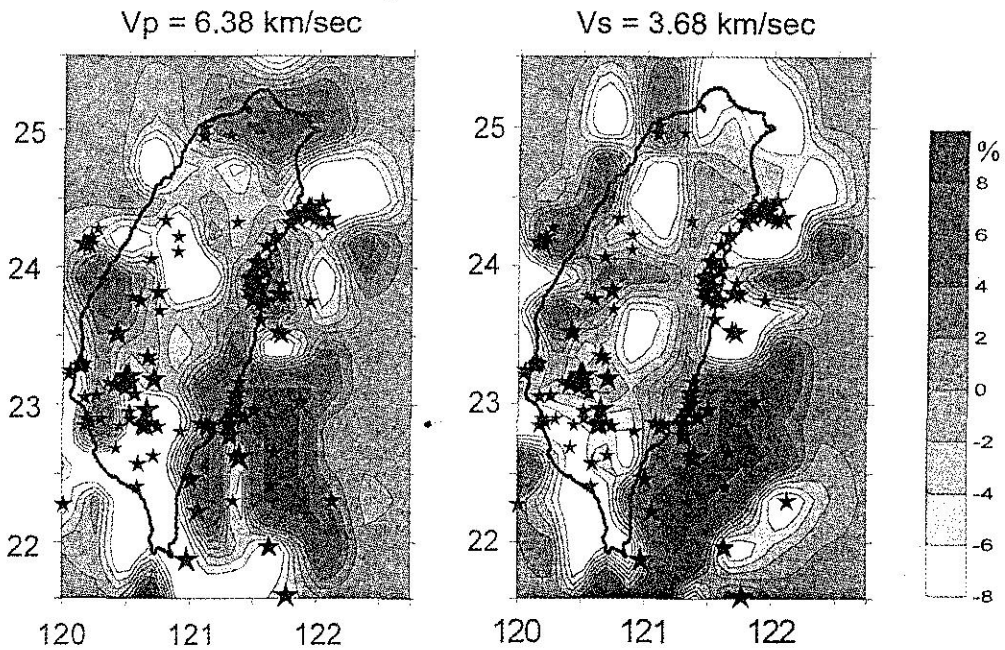
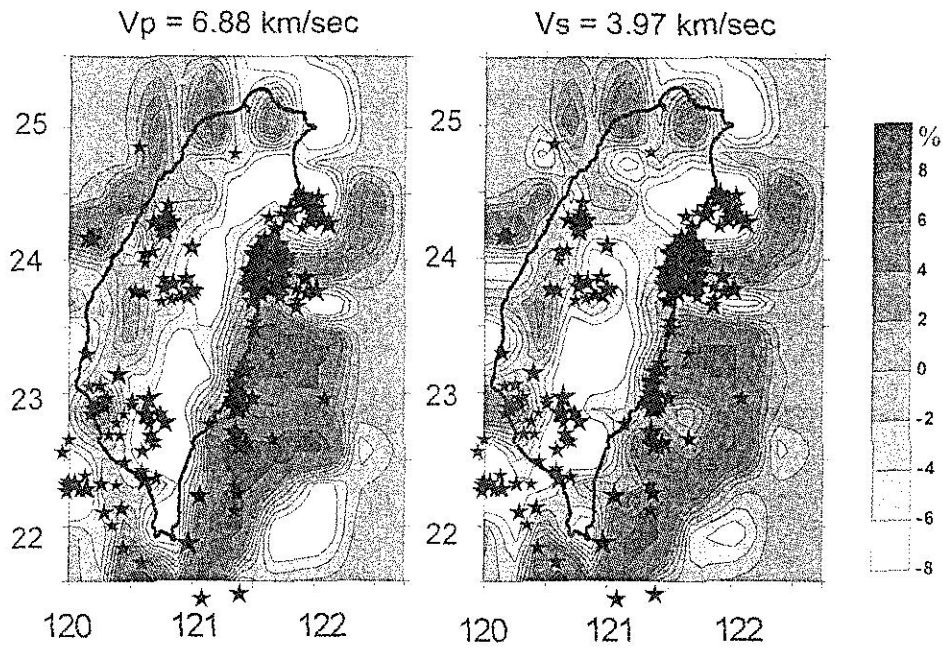


圖 13. 三維速度構造平面分析，包括 P 波速度(V_p)、S 波速度(V_s)，深度13公里、17公里。

Fig 13. The 3-D velocity structure in 13 and 17 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

Depth = 25 km



Depth = 30 km

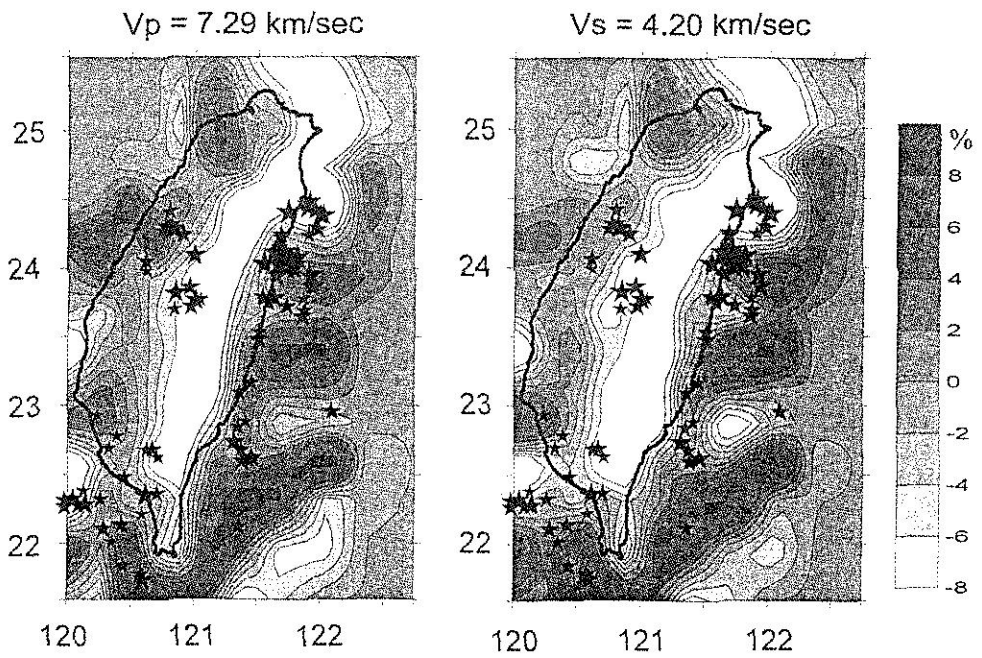


圖 14. 三維速度構造平面分析，包括 P 波速度(V_p)、S 波速度(V_s)，深度25公里、30公里。

Fig 14. The 3-D velocity structure in 25 and 30 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

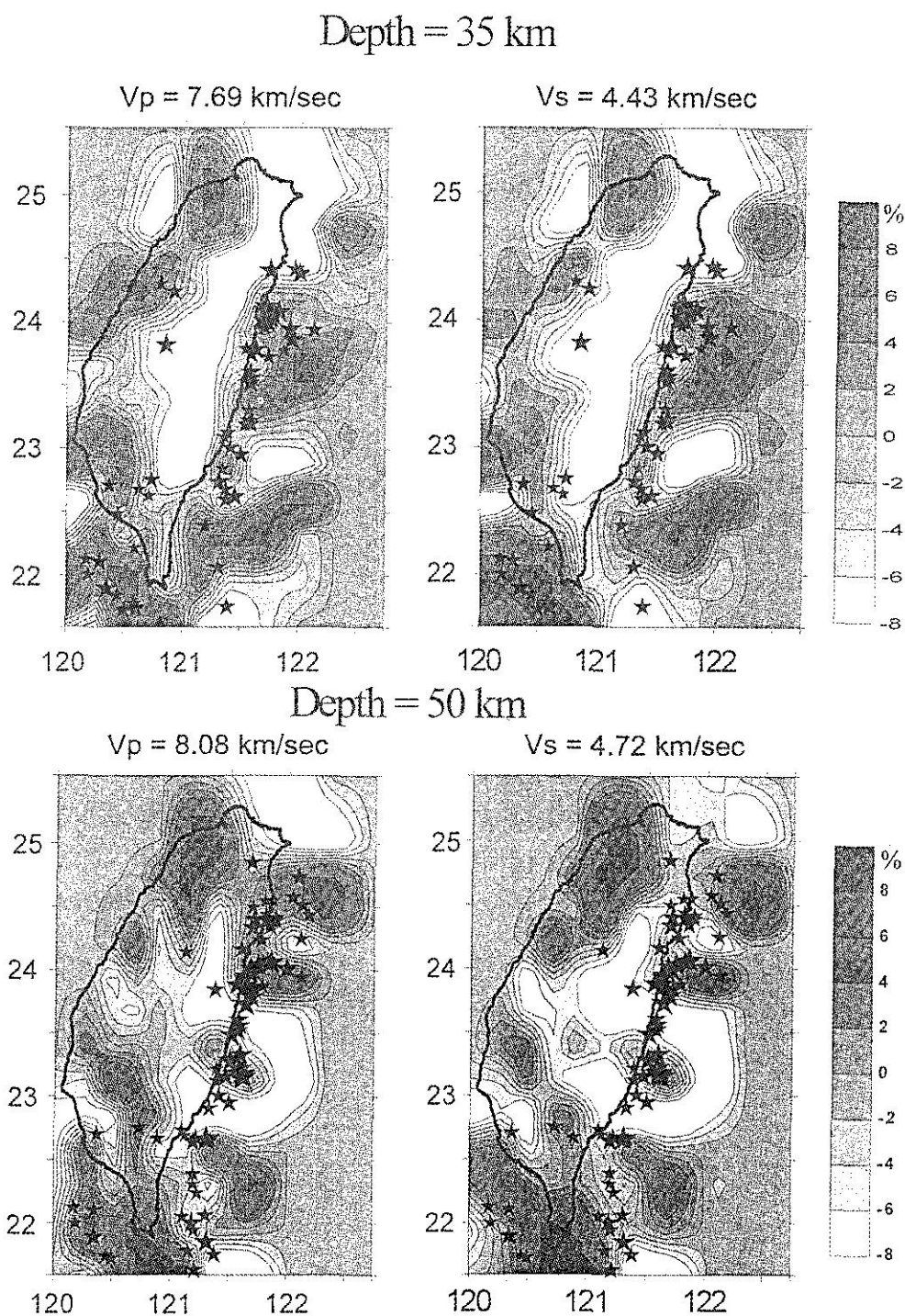


圖 15. 三維速度構造平面分析，包括 P 波速度(V_p)、S 波速度(V_s)，深度 35 公里、50 公里。

Fig 15. The 3-D velocity structure in 35 and 50 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

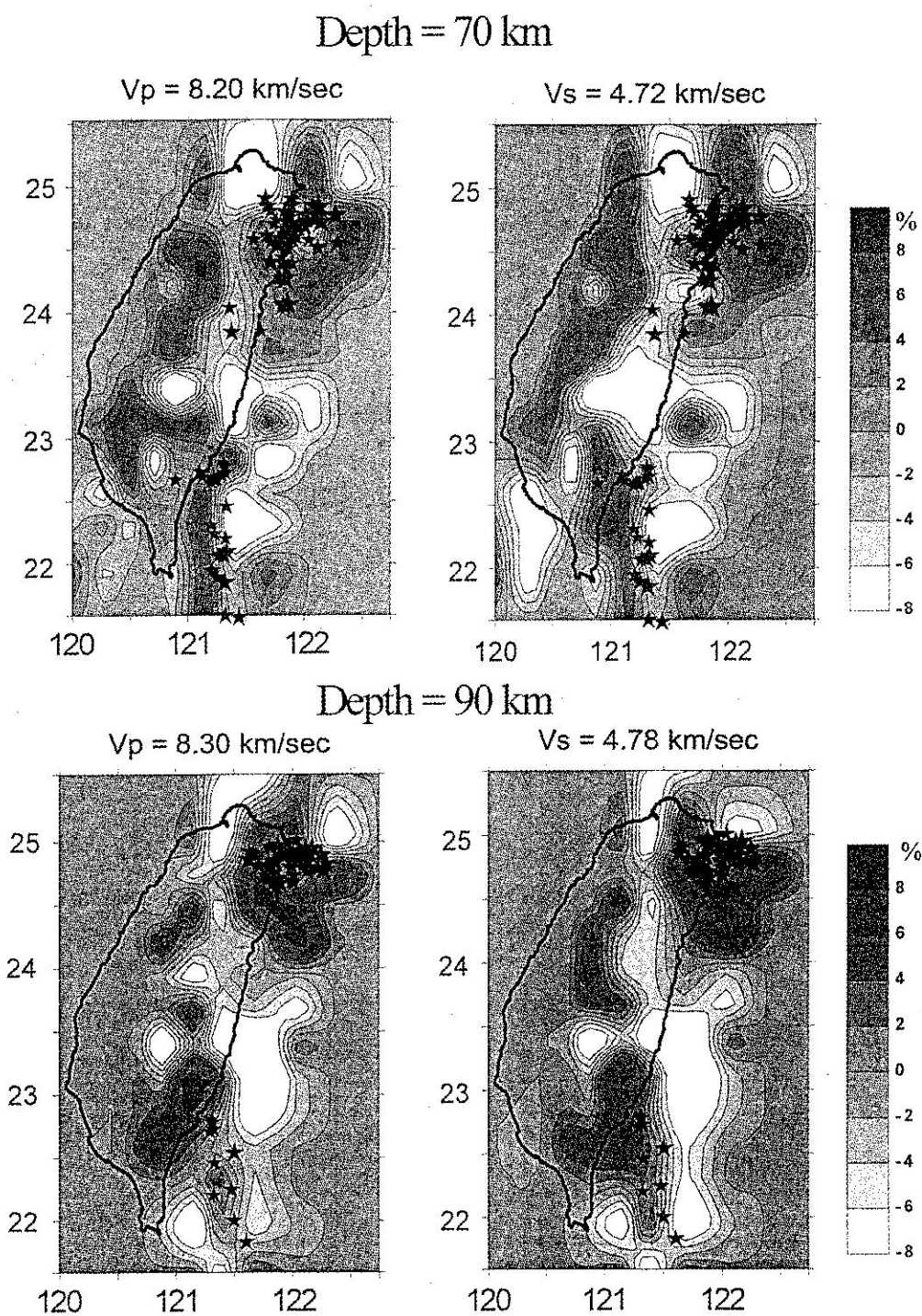


圖 16. 三維速度構造平面分析，包括 P 波速度(V_p)、S 波速度(V_s)，深度70公里、90公里。

Fig 16. The 3-D velocity structure in 70 and 90 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

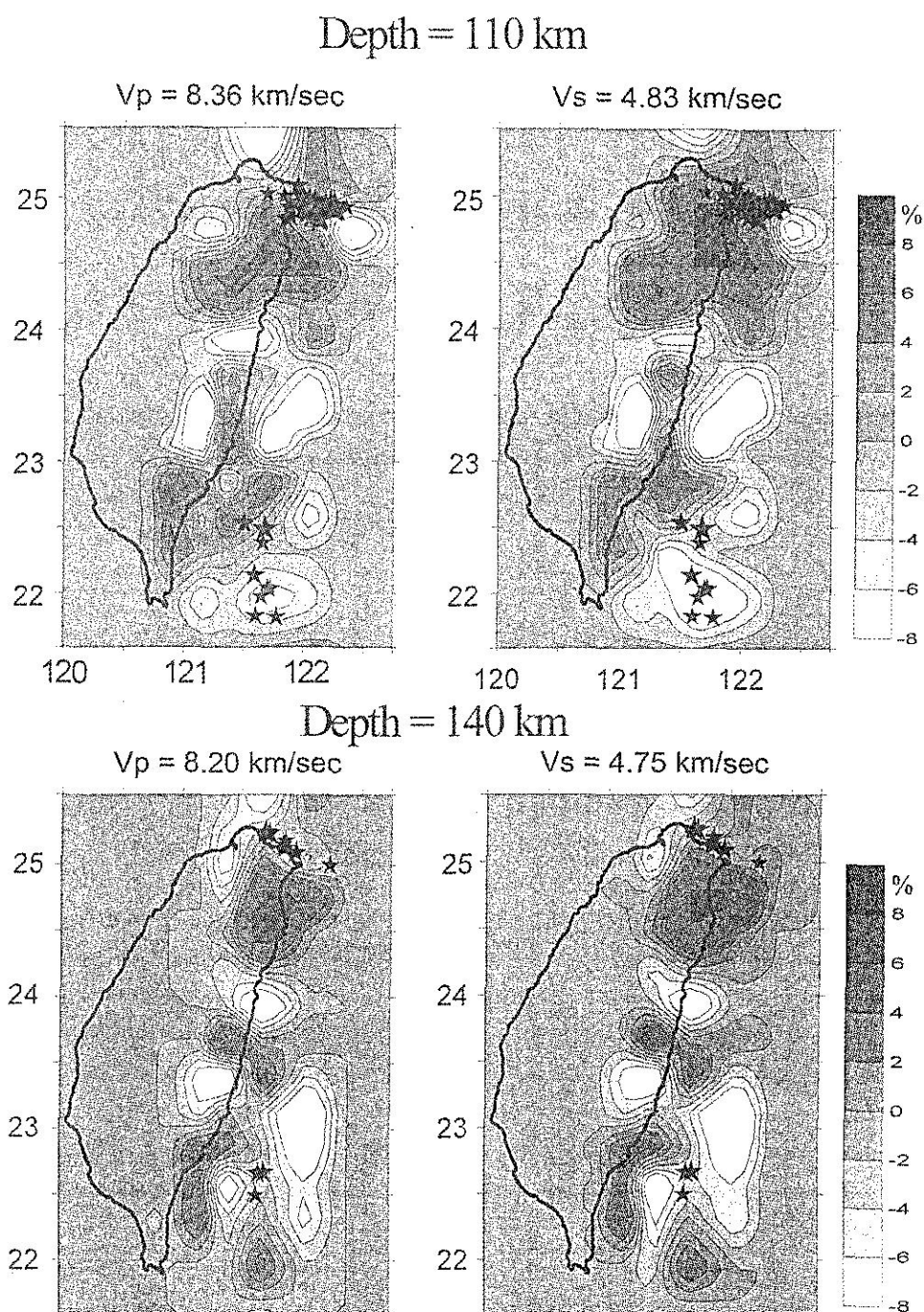


圖 17. 三維速度構造平面分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)，深度110公里、140公里。

Fig 17. The 3-D velocity structure in 110 and 140 km depth, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

拉海溝向北延伸之處，只提出三維速度所見到之現象供參考、研究。地震活動即圍繞著速度低區周圍之速度變化大之地區發生。

前一節地震定位分析時曾提到在花蓮蘇澳外海之淺層地震經三維速度逆推後深度變深，由三維速度平面構造本文發現在深度2-17公里之間，尤其在13、17公里處花蓮蘇澳外海為震波低區且為速度比高區，該地區之現象是否因為沖繩海槽擴造成琉球弧南移，使弧陸碰撞圈退縮到花蓮北緯24度附近，而造成該區之震波低速現象，提供參考。地震活動與西南部之低速區特性相同，均發生於低速區外圍速度梯度大之區域發生。

中央山脈在淺層是屬於震波高速區，且為速度比偏高之區域，是造山運動向上抬升擠壓之高山地區，地震活動即發生於西部平原與山脈地區之褶皺衝斷帶上；隨著深度增加至25、30、35公里，中央山脈下可明顯看到由北至南與台灣地質構造線平行之震波低速區，顯示其為較厚的地殼岩層，此現象有可能是因地溫梯度造成深度30公里處之地熱活動造成之低速現象，而且在此低速度帶上幾乎沒有地震活動。

綜合4-35公里之平面構造上，在東部北緯24度以南隱約可看到一較完整之高速區且為速度比高值，為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞之海板塊。此地區之震波速度高，地震活動發生於局部速度變化較大之地區，圍繞著速度比大之梯度大的區域，是屬於小構造之地震。

綜合各層次速度構造與地震活動之關係發現在35公里以內大多數地震活動均發生於速度梯度高區，也就是速度變化較快，較不穩定之位置，有時亦圍繞著速度比較高(即稍低於平均值2-6%之處)之區域。例如深度9公里處嘉南地區之地震、東南部地震；深度30、35、50公里之花蓮蘇澳地震皆有上述之特性，而在深度50公里之下P波S波之速度分布較趨於相似，其地震活動大都發生在相對高區之邊緣，在東北部的隱沒區發生於高區偏北之處，在南部的隱沒區則發生於高區偏東之區域，顯示較深的隱沒帶地震發生在相對速度高區之隱沒板塊與低區之間。

整體來說淺層2至4公里之速度構造表現出地層

之構造，西部平原為低速區，中央山脈高山區為高速帶，東南部海域上之海相沈積物區則為低速區；愈向深度9至17公里處是速度構造較散亂之區域，處於淺部地形構造與更深部地函構造交界處之地殼部分，在此深度區域內西南部馬尼拉海溝向北延伸之低速帶與東北部沖繩海槽擴張至北緯24度附近之低速帶都已形成，在35公里至25公里之間，由P波S波速度比之分布在北緯24度至24.5度之間可找到兩板塊邊緣之痕跡，從台東縱谷處向北延伸隨深度增加有相對P波S波速度比值較大之區域，為板塊邊界處較破碎之區域存在之現象，東南部之高速帶亦非常完整且明顯，皆屬於大構造作用下之形貌。其餘地區之散亂構造是地表地形構造過渡到地函構造之現象；深至25公里至35公里部分，速度構造相當一致，呈南北向之速度構造線，縱貫台灣中央山脈下明顯之速度低區，東西兩側速度高區亦大致呈南北向分佈。在50公里以下之P波S波速度之相對速度分布有非常相似之趨勢，即高低速區出現之位置相同。

區域小構造之地震在深度大於30公里後因為上層覆蓋愈厚而逐漸消失，台灣地區大於30公里之中深度地震最後只有在大構造運動之作用才可能發生。

(六) 三維速度構造剖面分析

本節將三維速度構造剖面，一共切了AA'、BB'、CC'三種剖面，圖18為剖面AA'、BB'、CC'剖面位置之平面示意圖，深度為-4至200公里之範圍，其中剖面繪出Vp、Vs、Vp/Vs與DWS，而剖面BB'與CC'繪出Vp、Vs，其中Vp、Vs、Vp/Vs均以相對於平均值之百分比差值表示，深黑色星形標記表示發生於各剖面厚度正負15公里內三維速度逆推後之地震投影於剖面上之位置。

剖面AA' (圖19) 縱切台灣東經121度之剖面，剖面切經中央山脈底下有一深度25-120公里呈Y字型之低速區，在淺部25-35公里之間，其低速帶窄長介於北緯22.5度向北延伸至北方海域，愈向深部其低速帶愈向北緯23.5度集中縮小，直至深度120公里處亦可看到較低速之區域，且為速度比值高之較軟物質，為地熱活動而造成之低速區。

東北部之隱沒帶綜合圖20至21判斷，大約於北

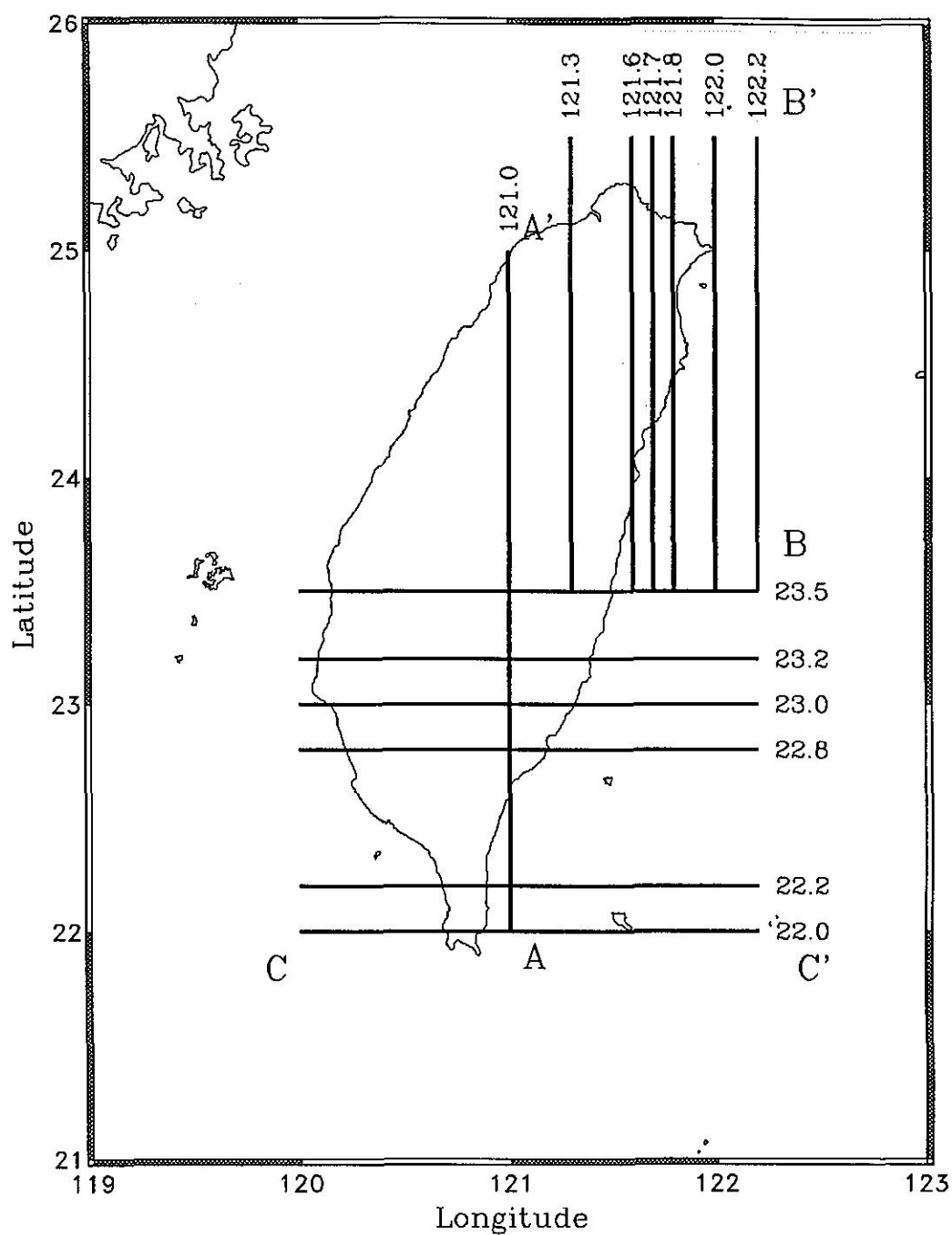


圖 18. 本文所選速度構造剖面位置之平面示意圖，共切三種剖面AA'、BB'、CC'。

Fig 18. Present the profile position for cross section AA'、BB' and CC'.

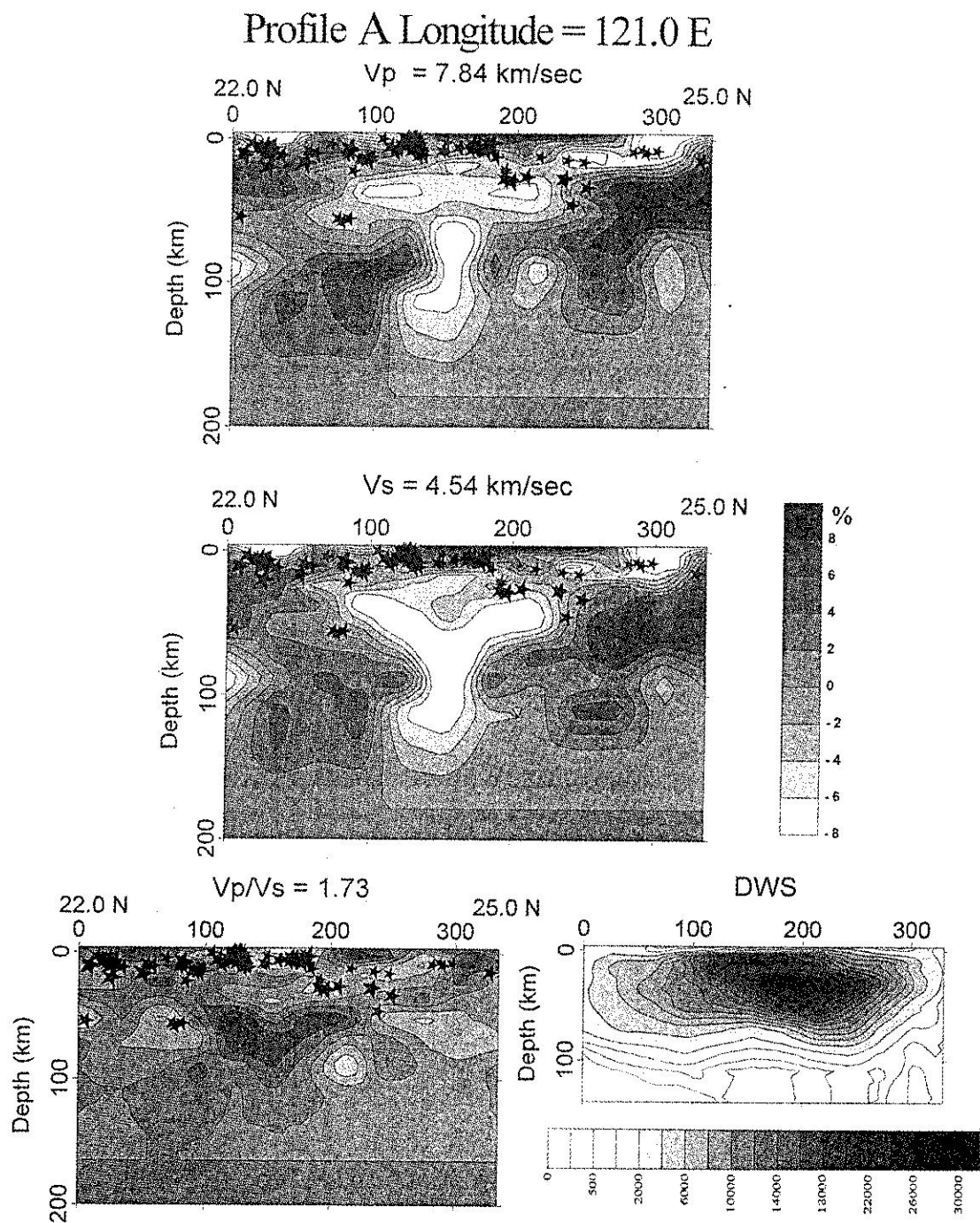


圖 19. 剖面AA'之三維速度構造分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)、P波S波速度比(V_p/V_s)與導數權值總和(DWS)，剖面AA'切北緯22.0度、東經121.0度(A)至北緯25.0度、東經121.0度(A')。

Fig 19. The 3-D velocity structure in cross section , V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity, V_p/V_s : V_p and V_s ratio, DWS: derivative weight sum.

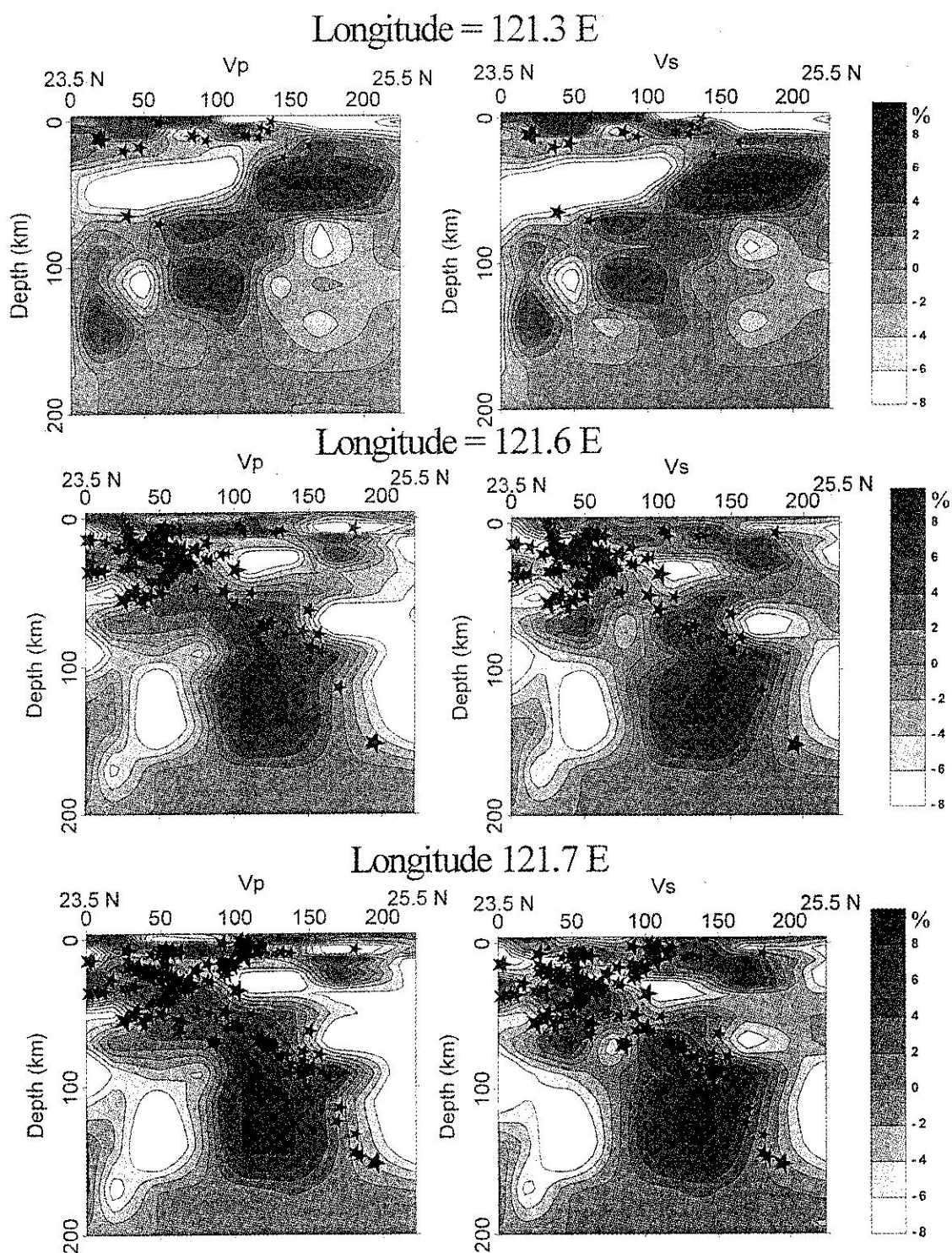


圖 20. 剖面 BB' 之三維速度構造分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)，剖面 BB' 切北緯21.5度(B)至25.5度(B')，東經分別為121.3、121.6、121.7度。

Fig 20. The 3-D velocity structure in cross section BB' , north latitude 121.3, 121.6 and 121.7 degree, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

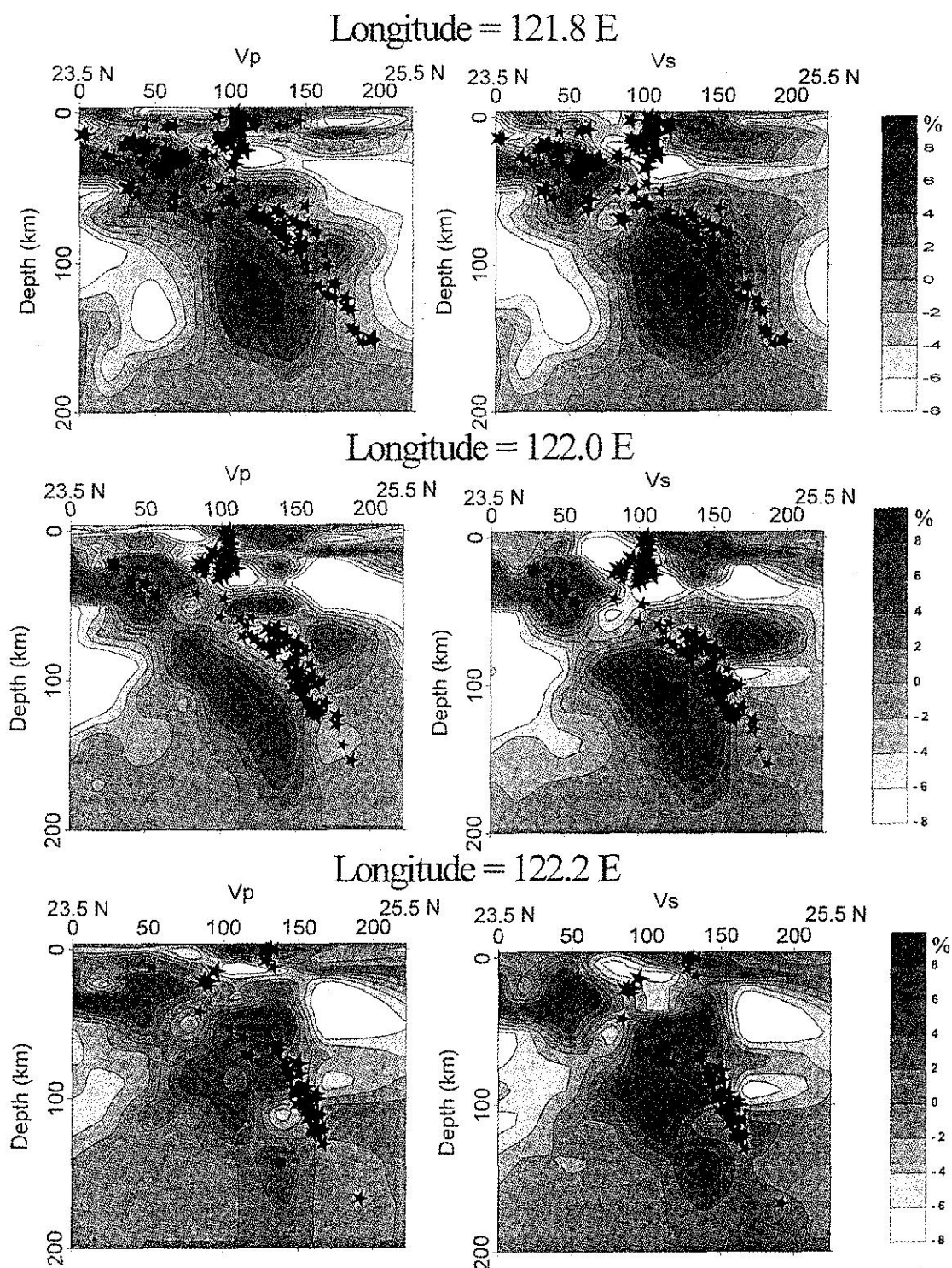


圖 21. 剖面BB' 之三維速度構造分析，包括P波速度(Vp)、S波速度(Vs)，剖面BB' 切北緯21.5度(B)至25.5度(B')，東經分別為121.8、122.0、122.2度。

Fig 21. The 3-D velocity structure in cross section BB', north latitude 121.8, 122.0 and 122.2 degree, Vp: P wave velocity, Vs: S wave velocity.

緯24度為板塊傾沒之初始緯度，其寬度上在西側約於東經121.5度隱約有雛形但並不明顯，至東經121.6度起至東經122.1度均可明顯看到傾沒之板塊震波高速區，東側至東經122.2度仍有隱沒帶跡象但已較不明顯。傾沒之角度由西側至東側略有變化，基本上是一向東傾斜之趨勢，此現象辛在勤(1992)從地震分布剖面發現台灣東北部的隱沒帶向東傾斜之結果一致。在東經121.6度至121.7度附近，傾沒之板塊分兩個部分以50至60公里分界，淺部傾角較低約20-30度厚約50公里，深部向下延伸至約170-180公里深，傾角約40-50度厚度更厚之傾沒板塊，深度大於180公里以下，由於受限於觀測資料的缺乏而無法再看到板塊之痕跡。繼續向東自東經121.8度至東經122.1度，板塊深部與淺部傾角一致約45度，且愈向東傾角略大且厚度愈薄。

東北部隱沒帶速度構造與地震活動之偶合現象，在淺部50公里以內之地震活動屬於花蓮附近之淺震，地震發生在板塊內；至於深部大於50公里之地震發生於板塊上緣，速度梯度大之區域，但從東經121.8度以東之剖面地震卻發生於兩相對高區之間，直到東經122.2度以東侷限於測站分布，波線較少，其解析度相對亦較差。

南部之隱沒帶(圖22至圖23)大致上之形態與東北部隱沒帶之形貌不同，基本上南部之隱沒帶速度高區比較破碎，不如東北部隱沒帶明顯，南部隱沒帶由東經120.5度起向東傾沒，其寬度由南緣之北緯22.0度起隱約可看到傾角40度左右之破碎高速帶，向北延伸至北緯22.8度隱沒帶之形貌較完整，高速帶傾沒之傾角大約50度，厚約30-40公里，傾沒之深度約170公里而且板塊上方速度梯度大覆蓋了一層厚約20-30公里明顯之震波低速帶，而地震活動便位於速度梯度大之板塊上方區域，此低速板塊可能是海相沈積物受傾沒板塊牽引而形成，另一種推測為此低速板塊本身即為較重之板塊，藉著重力之牽引而傾沒形成。繼續向北至北緯22.9度與23.0度板塊呈較平緩之角度20-30度之間，最北緣至北緯23.3度仍可見到高速之傾沒板塊，直到北緯23.5度傾沒板塊就幾乎模糊消失。有一點提出討論的是，在北緯23.0度至23.3度之間有清晰之板塊形貌，但是在該地區附近卻沒有伴隨著板塊發生之深

震，對於這一點曾經懷疑較北緣之板塊可能是南緣高速板塊向北內插而平均出來之高速區，但配合DWS在北緣之板塊確實有比南緣更高之DWS值，而且模型逆推之初設定走時計算路線間距為1.25公里，所以誤差不致於大於10里以上，所以本文認為在北緯23.0度至23.3度之間仍有隱沒帶存在，至於沒有地震活動之原因是個值得進一步探討之問題。深度達120公里以下因DWS值較低，解析度較差。

五、討 論

比較台灣地區的布蓋重力異常圖(葉義雄與顏宏元, 1992, 圖24)與本文之三維速度構造之異同發現，台灣東部布蓋重力異常為正值之區域輪廓相當清楚為東部北緯24度以南沿著中央山脈東側之部分，其布蓋異常值由0向東增至+70毫伽(Milligals)完整地描繪出菲律賓海板塊之輪廓，與速度模型所看到一完整之速度高區完全吻合。布蓋異常絕對低區有兩處，台中、苗栗、南投附近異常值低至-50毫伽，速度構造上由深度9公里、13公里至17公里亦可看到比平均值低了百分之八之速度低速區；高雄屏東地區附近異常值低至-40毫伽，速度構造上從9公里深至25公里都可看到由西南海域延伸上來之低速帶，符合本文中所提到之馬尼拉海溝向北延伸至台灣西南部之情形。東北部宜蘭、蘇澳、花蓮地區有相對之重力低區，大約在-10至-30毫伽之間，推測與速度構造深至35公里均可見之速度低區符合，為沖繩海槽擴張尖端延伸至台灣東北部附近造成之現象。北部有相對重力高區+20毫伽，速度構造上17至25公里亦可見較高之速度構造，為地熱活動之區域。

Roecker et.al.(1987)曾使用TTSN所收錄之1260個地震以三維常速區塊逆推，一維逆推時把每一層僅使用一個區塊的方式處理，再分小區塊逆推台灣地區三維速度構造；Rau(1994)以CWBSN之地震資料，利用Thurber(1983)網格節點之方式逆推台灣地區三維速度構造。Roecker et.al. (1987)與Rau(1994)之結果皆分三個地區表示，本文藉著這三個區域討論與Roecker et.al. (1987)與Rau(1994)結果之異同。一、東部菲律賓海板塊由南向北隱沒入歐亞大陸板塊的形態，可藉由地震活動與震波高速區描繪出

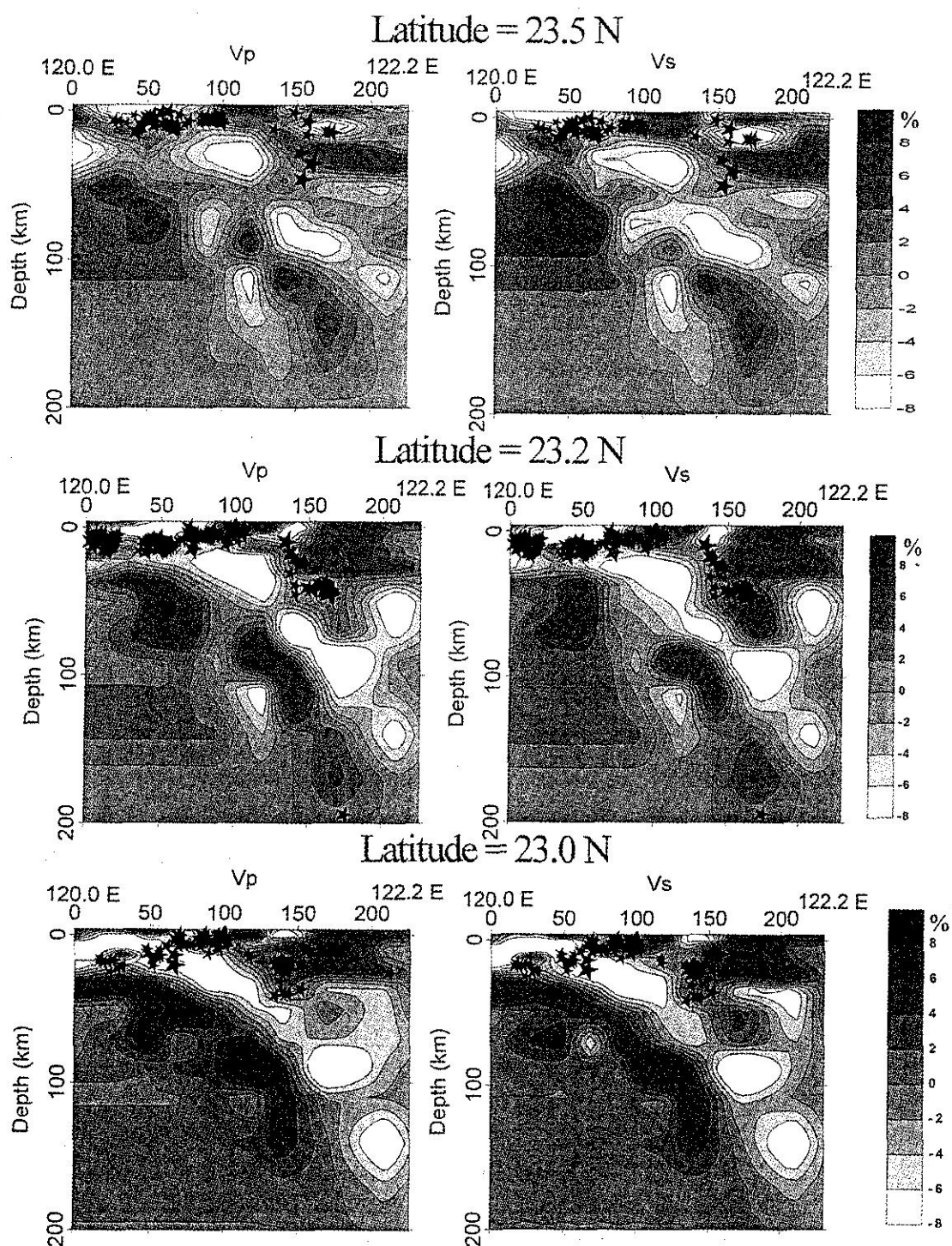


圖 22. 剖面CC' 之三維速度構造分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)，剖面CC'切東經120.0度(C)至122.2度(C')，北緯分別為23.5、23.2、23.0度。

Fig 22. The 3-D velocity structure in cross section CC', east longitude 23.5, 23.2 and 23.0 degree, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

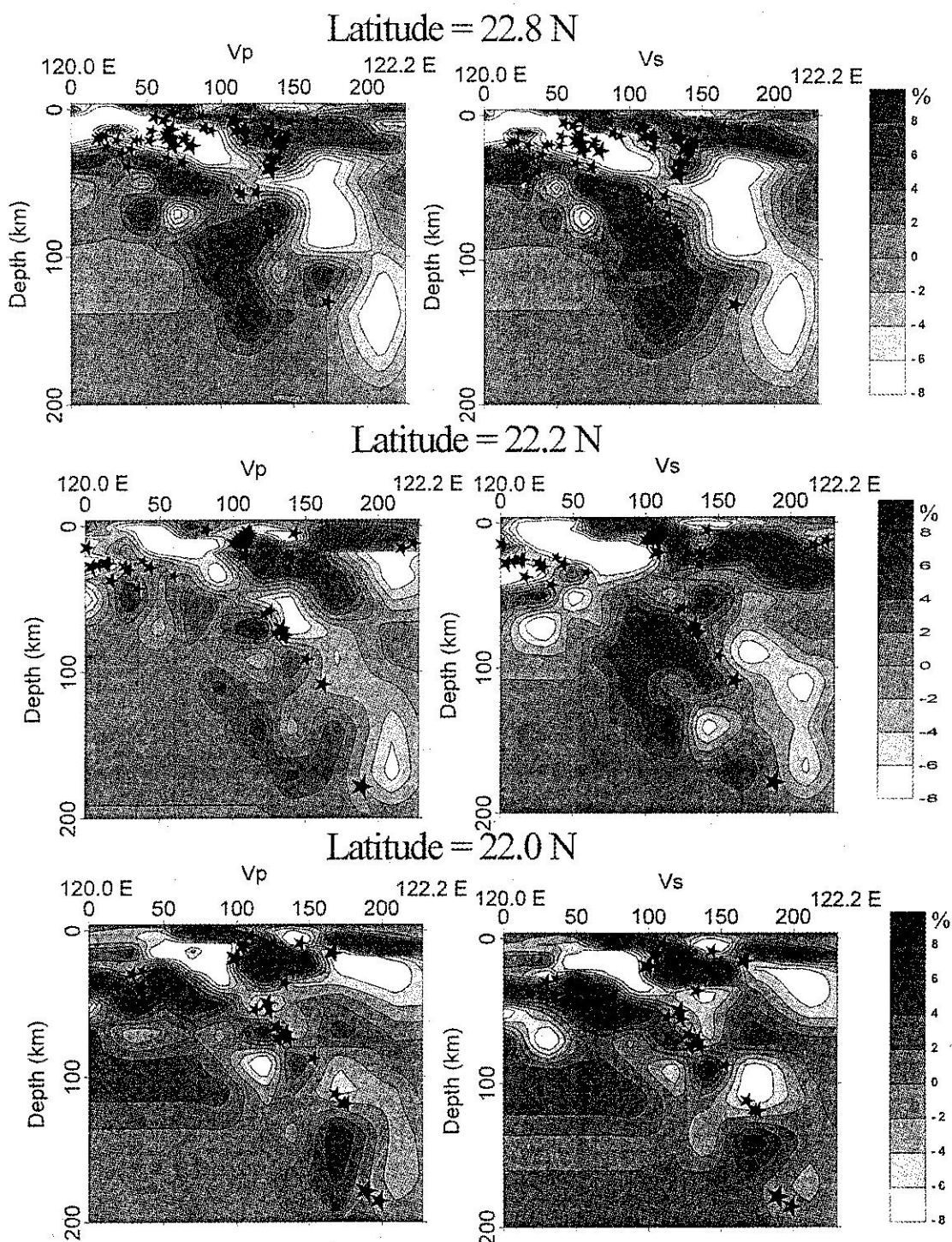


圖 23. 剖面CC'之三維速度構造分析，包括P波速度(V_p)、S波速度(V_s)，剖面CC'切東經120.0度(C)至122.2度(C')，北緯分別為22.8、22.2、22.0度。

Fig 23. The 3-D velocity structure in cross section CC', east longitude 22.8, 22.2 and 22.0 degree, V_p : P wave velocity, V_s : S wave velocity.

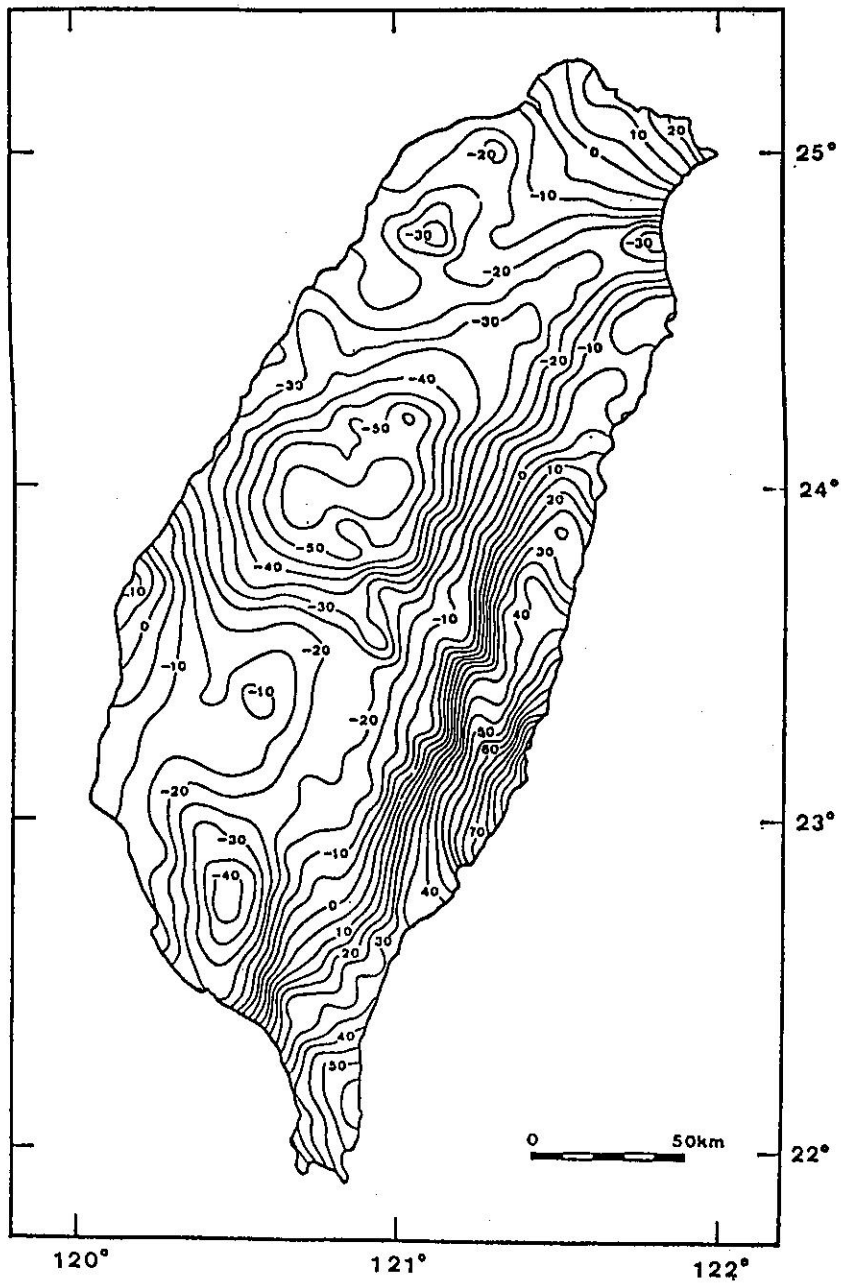


圖 24. 台灣地區布蓋重力異常圖(等值線間隔：5毫伽，葉義雄與顏宏元，1992)。
 Fig 24. The bouguer gravity anomaly in Taiwan. (Yeh and Yen, 1992).

來。根據Roecker et.al. (1987)之結果，其地震活動並非發生於傾沒板塊內之高速區，但理論上常速區塊之解析度問題並不易瞭解地震活動之精確位置。另外Rau(1994)之結果表示，傾沒板塊之初始位置為北緯24度、東經121.6度以傾角40度傾沒至深度120公里處，板塊內速度比初始模型高出4-8%，其地震活動發生於板塊內高速區。本文逆推所得之結果傾沒板塊之初始位置亦為北緯24度、東經121.6度，傾沒深度約自20-30公里起，而傾角在深度50至60公里之間由20-30度轉為50-60度，深部向下延伸至約170-180公里，速度比平均高約4-8%，地震活動於高速板塊之上緣，有別於Rau(1994)與Roecker et.al. (1987)之結果。二、南部歐亞大陸板塊隱沒入菲律賓海板塊，可由地函地震活動與低速帶描述，根據Roecker et.al. (1987)之結果表示其隱沒角度淺緩直到台灣東部約50公里處之呂宋島附近消失，北緣至北緯23度，傾沒深度至少50公里。而Rau(1994)之結果表示南部板塊傾沒之初始位置約北緯23度、東經120.5度深度40公里處，傾角為較平緩之20度傾沒至80公里處。本文之結果板塊傾沒起點為東經120.5度，北緣至23.3度仍有板塊之存在，似乎比Rau(1994)之結果更北，傾沒角度平緩向南緣角度愈大，深至170公里附近，深度亦較深，板塊上覆蓋一層厚約20-30公里之低速度帶，而地震活動即發生於板塊與其上覆之低速帶之間之速度變化大之區域（約在北緯22.8度至22.0度之間可看到），板塊南緣至北緯22.0度附近。三、台灣本島，在Roecker之結果中北緯23度以北有淺緩的傾斜低速帶，西部中央山脈下20至50公里深度有窄狹的低速帶，外圍輪廓以地震活動包圍。Rau(1994)之結果顯示在中央山脈下50至80公里北緯22.7度至24度之間有一高速帶，其速度高於一維模型4-8%，高速帶上方深度20-45公里處有一低速帶，低於一維模型約2-12%，地震活動在40公里之內除了中央山脈以外之區域。Rau(1994)之結果在深部45公里以下與本文有較大之不同，本文之低速帶在中央山脈下北緯23.5度附近可深至120公里附近，更深之地區因解析度不夠而不加以討論。

南部隱沒帶之形貌不如東北部隱沒帶清晰，有幾點特徵提出討論：一、明顯之低速帶厚約20-30

公里上覆於南部傾沒板塊之上，其來源推測為受傾沒板塊牽引而下插之海相沉積物；另一推測為因本身之密度大（為較重之物質），受重力之牽引而傾沒形成。二、南部隱沒帶之較北緣（北緯22.9度至23.3度）有明顯之傾沒板塊高速區，但沒有地震活動。所以板塊存在與否或是地震活動形態之特殊性值得深入探討。

本文於CWBSN之資料庫中挑選出至少有30個測站收到紀錄之地震，由1991年9月至1995年3月中一共篩選出2326個地震，大部分為規模3.0至4.0之地震，每一層次均有地震選出，這些地震由CWBSN資料庫選取後，並未重新檢視波相，以不同模型重新定位後做地震定位之分析。圖25是震源參數變化之分布柱狀圖與均方根值分布柱狀圖，從發震時間（圖25(c)）變化分布上顯示大部分為 0.5 ± 0.25 sec之間可看出三維速度模型定出較晚之發震時間，縮短了走時，因為三維模型表現出震源側向不均性，提供波線高速度之波徑路線，故縮短了走時。在深度變化（圖25(d)）與經度變化（圖25(e)）分布較廣，即變化大；在緯度上之變化（圖25(f)）明顯較小在正負4.5公里之間；由圖25(a)(b)中可見三維速度模型明顯地降低了均方根值之分布。三維速度構造可以合理的解釋各區地震定位上震源差異之變化與速度構造之偶合關係。

六、結 論

逆推一維速度模型時以增加層次之方式，逆推出一個可以表現出三維速度模型側向不均性之平均效應模型；在定位分析上顯示一維速度模型提供東部與西南部地區之地震更高之速度效應，縮短了走時，更提供了隱沒帶高速度構造發展空間。

三維速度模型以網格節點之方式設定模型表示參數，逆推出之三維速度模型依一維速度模型之層次平均層內網格點之速度，所得之模型比較於初始一維速度模型差異極小，最多不過1%之變化，顯示一維初始模型之三維平均效應。

三維速度模型地震定位分析之結果顯示三維速度模型大幅降低了均方根值之分布。

三維速度模型在走時分析上解決了隱沒帶深震波傳效應在中央山脈東西部測站所造成之分歧特

For 2326 EQs

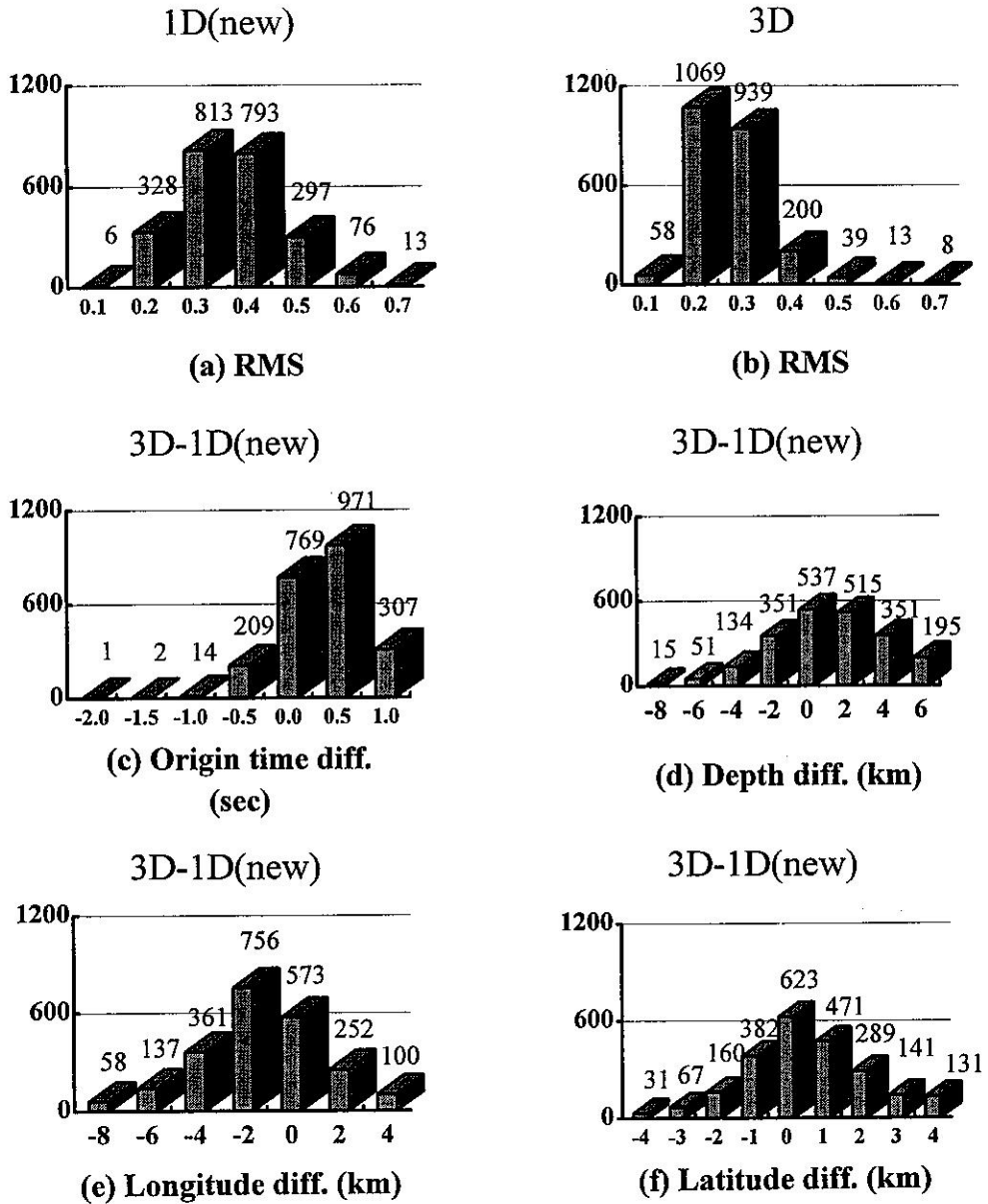


圖 25. 2326個地震三維速度模型與一維新模型震源參數差異與均方根值分布統計圖柱狀統計圖，圖(a)(b)則為新一維模型與三維模型均方根值之分布圖，其區間範圍為正負0.05，圖(c)為發震時間分布圖，其中每個區間範圍為正負0.5秒，圖(d)(e)(f)分別為深度、經度與緯度之分布圖，其區間範圍分別為正負1公里、正負1公里與正負周0.5公里。

Fig 25. The root mean square (a, b) and the different of seismic parameter (c, d, e, f) were located by 3-D and 1-D velocity model.

性，計算之走時能符合東西部測站之P波初達波相。

由三維速度構造之平面分析上淺層2至4公里之速度構造表現出地形之構造，西部平原之低速區，中央山脈高山高速帶，東南部海域上之海相沈積物之低速區；愈向深度9至17公里處是速度構造較為散亂之區域，西部台中、苗栗與高雄、屏東附近兩低速區，中間為北港高速區，西南部馬尼拉海溝向北延伸之低速帶深至17公里均有跡可尋，東北部沖繩海槽擴張尖端延伸至北緯24度附近之低速帶都已形成，台東縱谷向北延伸到北緯24度至24.5度深度13至25公里之間亦可發現P波S波比值高之菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之邊緣痕跡，東南部之高速海板塊亦非常明顯，皆屬於大構造作用下之形貌。地震活動大都發生於相對高速區邊緣之速度梯度高的區域與速度比稍低於平均值2-6%之處。

東北部之隱沒帶自北緯24度起向北隱沒，傾角由淺部之20-30度向深部轉為50-60度，深至180公里；其寬度西起東經121.6度向東傾斜至東經122.2度，地震活動於相對速度高區之板塊上緣，但自東經121.8度以東地震活動於兩相對高區之間。南部之隱沒帶不如東北部隱沒帶完整，自東經120.5度起向東隱沒，傾角由淺部之20-30度至深部約40-50度且有愈向北緣傾沒角度愈平緩之趨勢，其寬度北起北緯23.3度至北緯22.0度均可見高速板塊之蹤跡，其上覆蓋一層厚約20-30公里明顯之低速帶，地震活動集中於北緯22.9度以南之相對高速板塊上緣，而板塊北緣沒有地震活動是值得深入探討之問題。

六、參考文獻

辛在勤，1992 中央氣象局地震監測網資料對台灣地震的研究，氣象學報，第三十八卷第一期，23-48。

何春燕，1982，台灣地體構造的演變 - 台灣地體構造圖說明書，經濟部出版。

何春燕，1986，台灣地質概論 - 台灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所出版。

何美儀，1994，台灣西部地區三維速度構造，中央大學地球物理研究所碩士論文。

陳燕玲，1995，台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討，中央大學地球物理研究所碩士論文。

葉義雄，顏宏元，1992，台灣布蓋重力異常圖(1:500,000)，中央研究院地球科學研究所。

Aki, K. and Lee, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1, a homogeneous initial model, J. Geophys. Res., 81, 4381-4399.

Aki, K., and Richards P. G., 1980. Quantitative Seismology, W.H. Freeman, San Francisco, 1, 63-121.

Backus, G. E., Gilbert, F., 1967. Numerical application of a formalism for geophysical inverse problem, Geophys. J. R. Astron. Soc., 13, 247-276

Crosson, R.S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, J. Geophys. Res., 81, 3036-3046.

Eberhart-Phillips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges for inversion of local earthquakes arrival times, Bull. Seismol. Soc. Am., 76, 1025-1052.

Eberhart-Phillips, D., 1989. Active faulting and deformation of the Coalinga anticline as interpreted from three-dimensional velocities structure and seismicity, J. Geophys. Res., 94, B11, 15565-15586.

Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California, J. Geophys. Res., 95, B10, 15343-15363.

Eberhart-Phillips, D. and Michael, A.J., 1993. Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, central California, J. Geophys. Res., 98, B9, 15737-15758.

Eberhart-Phillips, D., 1993. Local earthquake tomography : earth-quake source regions, in Seismic Tomography : Theory and Practice,

- edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, 613-643.
- Hawley, B. W., Zandt, G. and Smith, R. B., 1981. Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model. *J. Geophys. Res.*, 86, 7073-7076.
- Julian, B. R. and Gubbins, D., 1977, Three-dimensional seismic ray tracing. *J. Geophys. Res.*, 43, 95-113
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, 26, 659-698.
- Lawson, C. L. and Hanson, R. J., 1974. *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall. Englewood Cliffs. NJ.
- Menke, W., 1984, *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*, Academic Press Inc., Orlando, 260.
- Moser, T.J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays, *Geophysics*, 56, 59-67.
- Pavlis, G.L., and Booker, J.R., 1980. The mixed discrete continuous inverse problem : application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Pavlis, G.L., and Booker, J.R., 1983. A study of the importance of nonlinearity in the inversion of earthquake arrival time data for velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 5047-5055.
- Pereyra, V., Lee, W.H.K., and Keller, H.B., 1980. Solving two-point seismic ray-tracing problems in heterogeneous medium, Pt. 1. A general adaptive finite difference method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 79-99.
- Prothero, W.A., Taylor, W.J., and Eickemeyer, J.A., 1988. A fast two-point three-dimensional ray tracing algorithm using a simple step search method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1190-1198.
- Rau, R.J., 1992. Flexure modeling and Taiwan tectonics, Master thesis in Geology, State Univ. of New York at Binghamton.
- Rau, R.J., and Wu, F.T., 1994. Tomography images of lithosphere under Taiwan, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Roecker, S.W., Yeh, Y.H., and Tsai, Y.B., 1987. Three-dimensional P and S wave velocity structure beneath Taiwan : deep structure beneath an arc-continent collision, *J. Geophys. Res.*, 92, B10, 10547-10570.
- Thurber, C.H., and Ellsworth, W.L., 1980. Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 1137-1148.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, central California, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C.H., 1984. SIMUL3, in documentation of earthquakes algorithms, (ed. E.R. Engdahl), Report SE-35, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Boulder, CO, 15-17.
- Thurber, C.H., 1985. Nonlinear earthquake location : theory and examples, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 779-790.
- Thurber, C.H., 1986. Analysis methods for kinematic data from local earthquakes, *Rev. Geophys.*, 24, 793-805.
- Thurber, C.H., 1992. Hypocenter-velocity coupling in local earthquake tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 55-62.
- Thurber, C.H., 1993. Local Earthquake Tomography : velocities and V_p/V_s theory, *Seismic Tomography : Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, 563-583.
- Thurber, C.H., and Atre, S.R., 1993. Three-dimensional V_p/V_s variations along the Loma Prieta rupture zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 717-736.
- Toomey, D.R., and Foulger, G.R., 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,497-17,510.

- Um, J., and Thurber, C.H., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 972-986.
- Yeh, Y.H., and Tsai, Y.B., 1981. Crustal structure of central Taiwan from inversion of P-wave arrival times, *Bull. Inst. Earth. Sci., Aca. Sinica*, 1, 83-102.
- Zhao, D., 1990. A tomographic study of seismic velocity structure in the Japan islands, Tohoku Univer. Ph. D. Thesis.

STUDY ON THE EARTHQUAKE LOCATION OF 3-D VELOCITY STRUCTURE IN THE TAIWAN AREA

Tzay-Chyn Shing and Yen-Ling Chen

Seismology Center, Center Weather Bureau

ABSTRACT

The inversion of local earthquake data (LED) for three-dimensional velocity structure requires the simultaneous solution of the coupled hypocenter-model problem. The investigations of kinematic in the Taiwan area included seismicity, velocity structure, and fault plane solution. We imaged the earthquake distribution jointly with the 3D velocity structure by investing 29364 P and 16468 S arrival times from 999 selected events using the method developed by Thurber (1983). In northern Taiwan, a high velocity zone corresponding to the subducted Philippine sea plate is identified from 121.6°E to 122.2°E longitude. The imaged zone extends northward with a dip of 50° - 60° to 180 km in depth. The seismicity located at the upper part of the subducted high velocity plate where the velocity gradient value is large. In southern Taiwan, under the Central Range, an inclines high velocity zone can be seen at depths of 40 - 120 km with a dip of 40° - 50° toward the east. Along the Central Range, at 121.0°E longitude, there are an elongated low velocity zone at depth 25 - 35 km, a low velocity zone at depth 4 - 35 km under the Ilan Plain of northern Taiwan (north of 24°N latitude) at the west end of Okinawa Trough, and a low velocity zone at depth 4 - 17 km of the west by south of Taiwan at the north end of Manila Trench.

Key words: 3-D velocity structure.