

異常震波走時與振幅之分析(II)

Anomalous travel time and amplitude for seismic waves (II)

主管單位：交通部中央氣象局 計畫編號：MOTC-CWB-100-E-05

鍾仁光¹ 陳榮裕² 李伊婷²

1. 清雲科技大學通識教育中心
2. 中央氣象局地震測報中心

摘 要

本計畫分析 CWB/TSMIP 強震波形紀錄發現，龜山島海域淺層地震之震波傳遞至宜蘭平原時，推測部分 S 波能量受到淺層低速層之波陷作用，產生之導波會比 S 波落後 1.7~2.5 秒左右，此導波之起始波形相當清晰，振幅可能大於 S 波，波形延續時間不超過 1 秒。一般來說，這種速度較慢的震波經常出現在羅東、冬山及蘇澳地區，其中以蘇澳地區最為明顯，因此，在檢拾 S 波的波相時，最好參考理論的 S 波到時，不應該只用振幅大小來決定，以免造成誤判。

關鍵詞：走時、導波、低速層

Abstract

In this study, the obvious guided waves were indicated about 1.7~2.5 s behind the S arrival when surveying the TSMIP strong-motion accelerograms at the Ilan plain for the shallow earthquakes near the Kueishan island. These phases, in general, get a clear onset and may have prominent amplitude larger than S-wave, which could be originated with the S-waves trapped in the low-velocity layer beneath the southern part of Ilan plain. To avoid the misreading of S-phase, the theoretical arrival times are better referred in picking the S-phase particularly for the recordings in Suao area

Keywords: travel time, guided wave, low-velocity layer

一、前言

中央氣象局地震消息發布的方式與效率方面在最近幾年明顯地提升。基於快速（30秒內）發布的目的，相關的地震參數必須仰賴自動化電腦系統正確地判讀與準確的計算，包括：P波及S波的到達時間（onset）之自動檢拾（e.g. Bose et al., 2009; Hsiao et al., 2009）、P波或S波振幅之自動量測（e.g. Wu and Zhao, 2006）。傳統上，有了S-P時間差，震源位置便可逆推決定出來，加上S波振幅的檢拾，模擬Wood-Anderson標準地震儀的振幅，進而推算出芮氏規模。因此，P波及S波到達時間及振幅（波形）分析的自動快速判讀應該是地震預警系統成功與否的最主要關鍵。

台灣地體構造複雜，地區性地震之震波傳遞比較容易受到側向不均勻構造之影響而產生複雜的行為以及特定的現象，諸如：波相振幅明顯偏小或偏大、波形頻率內涵改變、波相到達時間過早或過晚、出現直達體波和表面波之外的波相等。精準的P、S波到時及S波振幅等參數在定位過程中是要相當謹慎挑選的。然而，針對S波到時的偵測卻可能面臨一些誤判的情形，在側向構造有明顯變化的區域，或者垂直方向存在強烈反射層面時（Chen, 2003; Langston, 2003），S-to-P轉換波以及波陷情形可能改變振幅大小，而波傳速度也可能有明顯變化，因此極容易誤認為直接S波。由於台灣地區各類型地震觀測網往往涵蓋了不同地形、不同地質條件的區域，同一地震卻在不同測站產生差異性很大的地動行為，因此如前述之觀測資料對於地震觀測工作者而言可視為異常震波，亦即與理論預測值有明顯差異者，有必要事先釐清其成因，做出正確的判讀。未來可將此經驗適當地置入地震預警系統之自動波相檢拾作業程序，降低誤判的機率。

二、觀測資料

為了保有完整的振幅變化，本計畫分析的地震資料為CWB/TSMIP強震波形紀錄，選擇地震之條件為：芮氏地震規模 M_L 須在4~6之間、需有至少10個測站紀錄、震源深度屬於極淺層（約15公里以上）等三個條件。理由是：東北部地震的深度明顯分為極淺層與深層兩部分，分別由沖繩海槽末端之擴張應力以及板塊隱沒作用所造成（Wang and Shin, 1998）。本區之淺層地震規模甚少超過6以上，樣本取得較為困難，另一方面，淺層大規模地震通常伴隨明顯的斷層破裂效應，波形相對複雜，對於探討異常波相之到時與振幅較為不利。反之，深層地震之紀錄大多符合理論波形，波相則較為單純，故不在本研究討論範圍。根據以上條件篩選結果，用以分析之地震震央分布如圖1所示。所有地震依震波傳遞至宜蘭、蘇澳地區所經路徑之不同，分為龜山島海域地震以及蘇澳南側地震兩群，前者個數有18個，路徑涵蓋宜蘭外海淺層構造，後者計有27個，多數位於南澳外海和平海盆西北側邊緣，震波路徑穿越蘇澳地區之大南澳變質雜岩構造。本計畫總共分析了542筆強震波形紀錄，震央距離大多涵蓋於10~40公里範圍。

對於龜山島海域附近的淺層地震，蘇澳地區的測站於S波之後經常出現一個明顯的波相，而且在三個分量紀錄中具有相同的到達時間，水平分量振幅或許明顯大於S波。由於該波相可能被誤認為直達S波，二者之間的走時差大約為2秒左右，因為錯誤的檢拾對於地震定位的測站殘餘值影響可能甚為巨大，故有必要仔細釐清。欲在兩個水平分量上（同時亦可參考垂直分量）檢拾S波，依據S波的波形特徵（頻率內涵降低、振幅

突增、明顯的 onset...等) 之外, 提示理論的 S 波到時是個更安全的作法。中央氣象局地震定位程序使用的地層模型原則上以一個 16 層一維模型 (NVEL) 為主, 做為最適合之台灣地區平均地殼模型。本研究考慮震波傳遞路徑僅限於台灣東北部地區, 因此也參考區域性地層模型, 在此另參考陳燕玲 (1995) 所提之 B 區 (東北部地區) 模型, 本文稱之為 NE1995B 模型。表 1 為二者之比較, 顯然地, NE1995B 模型在大約 13 公里以上之淺部地殼的速度大於 NVEL 模型, 13 公里以下的部分則略微減小。利用一維波線追跡法計算震源深度於 5 公里、10 公里和 15 公里時, 分別在兩個模型中之理論 S-P 時間差, 結果顯示兩個計算值的差距在震央距離小於 50 公里下不超過 0.3 秒, 距離愈近, 差距愈小。故而本文採用中央氣象局之標準 NVEL 模型所計算之理論 S 波到時為檢拾之提示值, 以做為資料分析之輔助。

三、震波走時分析

經過所有強震波形一一檢視結果後發現, 龜山島海域的 18 個地震中, 僅有 3 個地震之強震紀錄中未出現 S 波之後的明顯波相, 該等震央均位於龜山島東北側相當近的距離, 火山地質構造是否會影響震波傳遞特性, 是一個可能的原因, 有待進一步研究。至於其他地震發生後, 似乎均會產生比 S 波更慢之震波到達宜蘭平原南部之羅東、冬山一帶, 尤其是蘇澳地區。對於此類震波的觀測結果有以下三點共同特性: (1) 該波相的到達時間在兩水平分量地震歷時中均可容易地在相當一致的時間點檢拾, 同一時間上之垂直分量波形亦可獲得佐證。(2) 由於 S 尾波的干擾不大 (主要是地震規模不太大之故), 所以大多數該波相之 onset 波形相當清晰, 波形延續時間很少超過 1 秒以上, 其頻率成分與 S 波相當。(3) 該波相與 S 波的走時差大約為 2 秒左右, 而且對龜山島海域地震而言, 此種較慢的震波僅出現在羅東、冬山及蘇澳地區, 其中尤以蘇澳地區的九個強震測站最為明顯, 它們分別是 ILA052 (TWC)、ILA068、ILA007、ILA031、MND014、TRB041、MTN131、ILA032 和 ILA060。

為了釐清該較慢震波之來源, 透過 NVEL 模型計算之理論 P、S 波走時與觀測質之比對, 加上蘇澳地區沖積層厚度約 100~200 公尺之間, 甚至可能僅數十公尺, 相差符合預期的厚度太多, 因此可以排除將領先之波相視為 S-to-P 轉換波、而較慢波相當成直達 S 波之可能性。另外, 由目前所知宜蘭地區淺層速度構造之理論震波走時差異亦可判定, 可以排除將領先波視為經由較深部地層折射上來之 head wave、而較慢波相視為直達 S 波之可能性。剔除前述兩個可能性, 因此可以確定領先波即為直達 S 波, 剩下的問題便是討論較慢波相之來源與成因。圖 2 為其中一個東北方較遠之地震 (編號 EQ024) 各測站 P 波分別與該波相和 S 波時間差的觀測結果, 蘇澳與冬山地區的十個測站所觀測到之慢速波平均於 S 波到達後 2.18 秒出現, 其餘測站則無此現象。可以發現, NVEL 一維速度構造模型無法同時模擬個別的地震波走時, 原因有二: 第一是宜蘭地區從山區、平原到海域的側向地層構造變化非常大, 加上地形因素, 進一步加大了測站的走時殘餘值; 第二個原因在於深度方向的地層特性變化是漸進式抑或有高反差之明顯層面存在一直無法確立。不過觀察所有測站之 S 波到時, 與震央距離間的趨勢變化可以確定領先波即為直達 S 波, 走時殘餘值僅是影響地震定位的準確度, 非本研究的重點, 未來可藉由三維速度構造模型加以改進。

然而, 分析了 15 個龜山島海域地震的觀測資料卻顯示, 這種波相極少出現在蘭陽溪以北的地區, 僅在羅東、冬山及蘇澳地區的測站可以被觀測到, 其中又以蘇澳地區的九個強震測站最為明顯。為比較區域性的變化, 本研究將宜蘭平原內以及其邊界附近的強震測站分為 A、B、C 三群, 相關區域範圍如圖 3 所示。由所有龜山島附近地震之波

相走時分析可知，S 波與其後的慢速波之走時差 (T_{gs}) 大致上是介於 1.7~2.5 秒之間，並有隨著震央距離增加而增長之趨勢 (圖 4)。此結果也說明了，由於震源深度有將近 10 公里的變化以及振幅較 S 波為大的觀測例子等兩個因素，這個波相是由震源下方之層面強烈反射上來之機制即不可能存在。因此，可以推論此種慢速波應該是屬於淺層地質構造中傳遞之可能性大為提升，若不是表面波，就是陷波 (trapped wave) 或稱導波 (guided wave)。

為進一步確認慢速波之成因，及可能之傳遞路徑，針對蘇澳地區以東和以南地區類似規模、類似距離的 27 個淺層地震 (見圖 1，本文稱為蘇澳南側地震) 進行強震資料整理與分析。蘇澳地區的 A 群測站已幾乎不見此種慢速波，然而，羅東至冬山河一帶以及蘭陽溪以北地區的測站則時能觀測到，不過，S 波與其後的慢速波之走時差約落在 1.0~2.0 秒之範圍，在相似的震央距離之下，這結果比起龜山島海域地震的觀測資料來得短。由於多數蘇澳南側地震震波的傳遞路徑經過堅硬地層以及山區的比率較高，因此震波在傳遞初期不可能產生地表沖積層的波導效應，可以推論由南方或東南方而來之震波可能在進入宜蘭平原南部邊緣處，始逐漸由此構造引發表面波，導致震央距離較遠的 C 群測站有較大的機會可以觀測到此慢速震波。不過，走時差與震央距離之間看不出有相關性，況且，27 個蘇澳南側地震中有 13 個地震在宜蘭平原的強震紀錄中沒有這些明顯的慢速震波，顯示震波由平原南方進入後波傳特性之變異性很大，目前仍無法有明確的解釋。

四、振幅及頻率分析

對於龜山島海域地震在蘇澳地區 (A 群測站) 與羅東和冬山地區 (B 群測站) 普遍形成一個落後 S 波約 2 秒的慢速波相，會導致檢拾 S 波時可能之誤判，主要是因為在某些波形紀錄中該慢速震波之振幅異常地放大，同時 S 波振幅卻相對較小。將所有此類的觀測結果做一統計得知，超過半數的慢速震波振幅 (A_g) 至少是 S 波振幅 (A_s) 的兩倍以上，有少數例子甚至可高達 8 倍左右。此處的振幅採用兩個水平分量最大加速度之幾何平均值，垂直分量的振幅比也有類似之結果，顯示這種慢速震波是某種特殊地下構造所造成，與一般沖積層構造產生的 S 波與其短距離內形成的表面波振幅關係有所不同，本文初步推論這可能是一種傳遞在淺部沖積層特定深度內的導波 (guided wave)。而此種構造或許只存在蘭陽溪以南之宜蘭平原下，並且可能往東延伸至外海，也就是龜山島海域地震之震波傳遞路徑穿越的區域，不過需要進一步探討。

大部分慢速導波之 onset 波形相當清晰，且波形延續時間均在 1 秒以內，而對應之 S 波波包 (envelope) 也在 1 秒左右，因此可以比較其震波能量之關係，本文採用各一秒長度之波形依下式計算：

$$E = \int_t^{t+1} a^2(t) dt \quad (1)$$

其中 $a(t)$ 為水平向加速度歷時， t 為 S 波 (導波) 之最初到達時間。震波能量仍舊採用兩個水平分量之幾何平均值，慢速導波與 S 波能量比 (E_g/E_s) 隨震央距離之分布型態和振幅比之型態類似，稍微呈現出波傳遞愈遠，導波之振幅及能量相較於 S 波則愈大。另一個不可忽視的現象是，若從 S 波的絕對振幅來看，其實是減小的，使得振幅比或能量比增大，這代表一種震波能量重新分配的型態，意味著在波傳路徑上必定有特殊的構造使然。

由兩個波相頻率內涵之分析或許可以推論此慢速導波之成因。本文選擇龜山島海域地震所形成的慢速導波與 S 波之振幅比大於 2 以上之 48 組 (96 筆水平分量) 震波資料進行分析, 利用 1 秒寬的視窗分別擷取導波與 S 波之主要部分分析其傅氏頻譜, 並將頻譜經過 5 個取樣點寬之移動平均平滑化。結果顯示, S 波的主要頻率成分在 5~11 Hz 的範圍, 而導波的主要頻率也在此範圍內, 幾乎沒有變化, 並且沒有頻散現象, 這點和近距離表面波之偏向低頻特性不同, 雖然震央距離為震源深度 1~2 倍以上即可以形成表面波 (Chung and Yeh, 1997), 但是其振幅在短距離內不太可能超越 S 波振幅數倍以上。再者, 如果所觀測到的慢速導波是 S 波由平原底部進入鬆軟沖積層後, 經過宜蘭平原南側邊緣構造之聚集效應而形成, 然而蘭陽溪以北的沖積層厚度約為蘇澳、冬山、羅東一帶的兩倍左右, 可達 1300 公尺厚 (江新春, 1976; 張峻瑋, 2010), 卻無法觀測到此效應, 顯不合理, 同時高達 2 秒的時間落後在此距離範圍內似乎也不容易有合理之解釋。

根據以上之觀測與驗證, 本文推論此種慢速波應該是屬於淺層地質構造中傳遞之導波, 地層中的低速層是理想的孕育環境之一, 其作用有如海洋中的 SOFAR Channel 一樣, S 波陷入其中傳遞愈遠, 落後直達 S 波的時間則愈長, 這點特性與本文觀測之結果相符合 (見圖 4)。另一方面, 波陷環境可以使震波能量隨傳遞距離之衰減減緩, 因而可以產生較強的振幅, 這也符合本研究之分析結果。某些例子顯示 S 波振幅有異常減小的現象, 導致導波與 S 波之振幅比變得很大, 這可能是在特殊構造下, 部分 S 波在進入低速層之前產生散焦 (defocusing) 的現象形成震波輻射能量在該構造中重新分配, 而這不是一個普遍會發生的情形, 只有在適當的震波入射角度與其他多方面的因素配合, 這在宜蘭平原地下構造是可能存在的, 觀測結果也顯示一般情形下, S 波仍然可以清楚地判別出來。根據近期宜蘭平原地下構造之研究 (黃有志, 2003), 從微地動資料的表面波頻散特性逆推淺層 S 波速度構造發現, 在蘭陽溪下游、冬山河下游以及出海口附近之地區有明顯的低速層存在, 深度約在 150~450 公尺深, 最低速度約為 0.5 km/s。形成之原因可能與平原之大地構造發展歷程有關, 而蘭陽溪所攜帶下來之材料在不同時期可能有很大的變化。因此, 推測此低速層可能會往東方近海繼續延伸, 也就是龜山島海域地震之震波往蘇澳地區與羅東和冬山地區傳遞之路徑上。至於蘇澳地區並未發現低速層, 然而此區域靠近山區, 基盤深度最深也不超過 200 公尺, A 群測站卻多位在平原之外, 明顯的導波是否源自基盤下的低速層, 或者是近地表低速層延伸而來, 目前尚無法得知。

五、結論與建議

龜山島附近海域淺層地震之震波往南方或西南方傳遞至宜蘭平原時, 推測部分 S 波能量受到淺層低速層之波陷作用, 產生之慢速導波會比 S 波落後 1.7~2.5 秒之間, 此導波之 onset 波形相當清晰, 波形延續時間很少超過 1 秒以上, 其頻率成分與 S 波相當。此種較慢的震波僅出現在羅東、冬山及蘇澳地區, 其中尤以蘇澳地區的九個強震測站最為明顯, 它們分別是 ILA052 (TWC)、ILA068、ILA007、ILA031、MND014、TRB041、MTN131、ILA032 和 ILA060。從觀測結果統計得知, 多數的慢速導波振幅至少是 S 波振幅的兩倍以上, 甚至可達 8 倍左右。本文推測在某種特殊構造下, 部分 S 波在進入低速層之前產生散焦的現象形成震波輻射能量重新分配, 使得 S 波振幅產生異常減小的現象, 容易被忽略。

因此, 本研究建議地震定位工作者在檢拾 S 波到時之時, 仍然必須參考理論的 S 波到時之提示, 而不應該只用振幅大小來決定, 以免造成誤判。尤其這種容易混淆的現象最容易發生在即時測震網的蘇澳站 (TWC), 如果是地震速報系統的自動作業, 強震測

站只要是包含在羅東、冬山及蘇澳區域者，均可能有此情形。由於產生導波後，S 波能量重新分配，目前尚無法瞭解其行為，觀測結果顯示 S 波振幅的變化為不可預測，因此建議該等測站之觀測振幅宜從地震規模演算的程序中剔除，降低平均規模的不確定性。

參考文獻

- 江新春(1976).宜蘭平原之震測。礦業技術，第 14 卷，第 6 期，215-221 頁。
- 張峻璋(2010).利用反射震測探討宜蘭平原南部之基盤深度及斷層分佈。國立中央大學地球物理研究所碩士論文，104 頁。
- 黃有志(2003).蘭陽平原場址效應及淺層 S 波速度構造。國立中央大學地球物理研究所碩士論文，257 頁。
- 陳燕玲(1995).台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討，國立中央大學地球物理研究所碩士論文，172 頁。
- Bose, M., E. Hauksson, K. Solanki, H. Kanamori, Y. M. Wu, and T. H. Heaton (2009). A new trigger criterion for improved real-time performance of on-site earthquake early warning in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, 897-905.
- Chen, K.C. (2003). Strong ground motion and damage in the Taipei basin from the Moho reflected seismic waves during the March 31, 2002, Hualien, Taiwan earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), doi:10.1029/2003GL017193.
- Chung, J. K. and Y. T. Yeh (1997). Shallow crustal structure from short-period Rayleigh-wave dispersion data in southwestern Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 370-382.
- Hsiao, N.C., Y. M. Wu, T. C. Shin, L. Zhao, and T. L. Teng (2009). Development of earthquake early warning system in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00B02.
- Langston, C. A. (2003). Local earthquake wave propagation through Mississippi Embayment sediments, Part I: Body-wave phases and local site responses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2664-2684.
- Wang, C. Y. and T. C. Shin (1998). Illustrating 100 years of Taiwan seismicity, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 589-614.
- Wu, Y. M. and L. Zhao (2006) Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312.

表 1、台灣東北部地區常用的地層速度構造模型之比較

D(km)	H(km)	V _P (km/s)		V _S (km/s)		V _P /V _S	
		NVEL	NE1995B	NVEL	NE1995B	NVEL	NE1995B
0-2	2	3.48	3.61	2.01	2.04	1.73	1.77
2-4	2	4.48	4.66	2.59	2.73	1.73	1.71
4-9	5	5.25	5.45	3.03	3.16	1.73	1.72
9-13	4	5.83	5.76	3.37	3.39	1.73	1.70

13—17	4	6.21	6.15	3.59	3.58	1.73	1.72
17—25	8	6.41	6.26	3.70	3.59	1.73	1.74
25—30	5	6.83	6.71	3.94	3.89	1.73	1.72
30—35	5	7.29	7.11	4.21	4.11	1.73	1.73
35—50	15	7.77	7.50	4.49	4.32	1.73	1.74
NVEL: model used by Central Weather Bureau							
NE1995B: model proposed by Y.L. Chen(1995)							

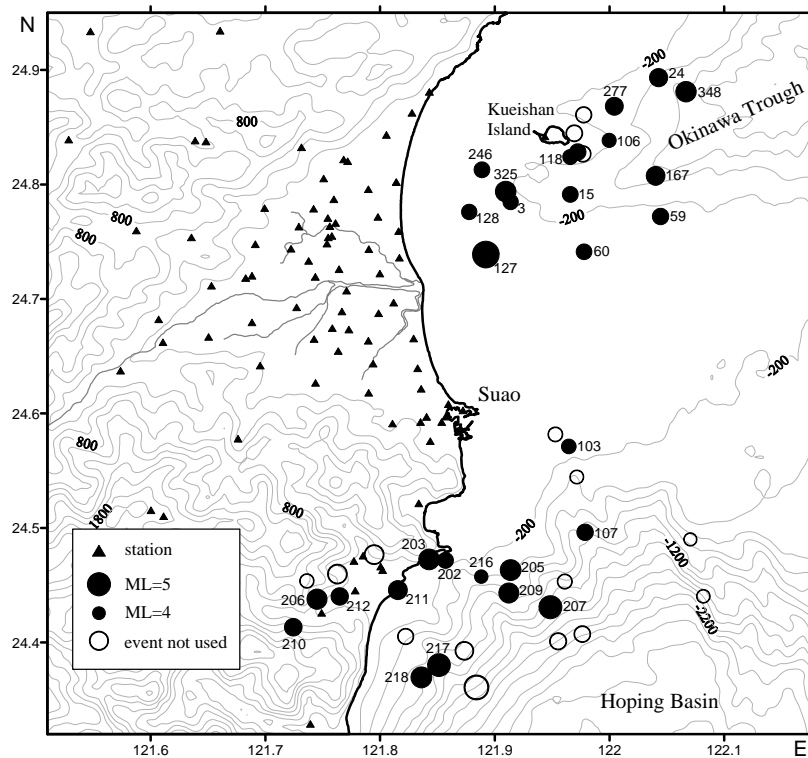


圖 1、本計畫所分析之地震震央分布及 TSMIP 測站分布圖。所有地震分為龜山島海域地震以及蘇澳南側地震兩群。震央符號旁標示地震編號；震央符號為空心圓者代表地震紀錄中無明顯波相出現在 S 波之後的地震。

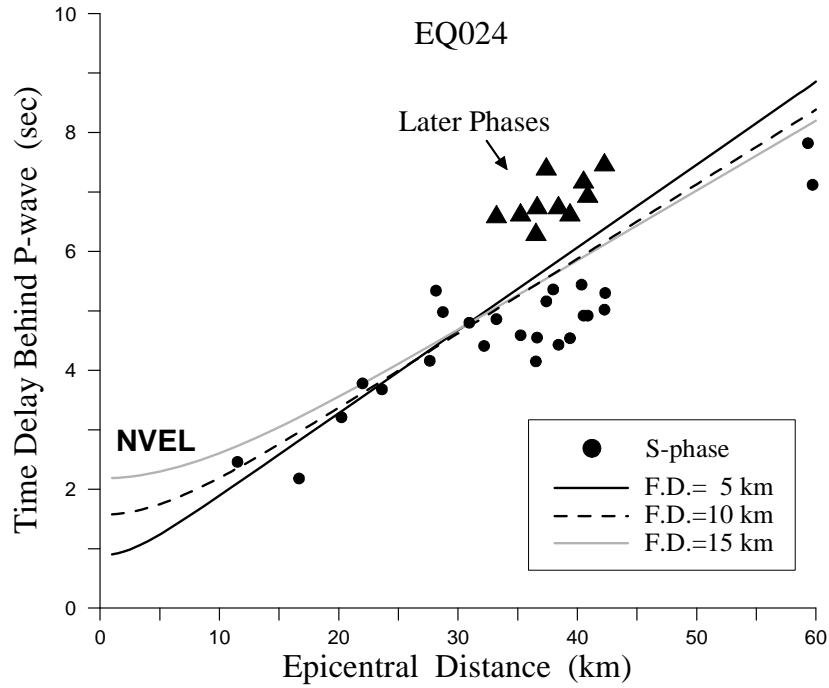


圖 2、EQ024 地震之 S - P 時間差 (圓形) 與 S 及導波走時差 (三角形) 與震央距離之關係，並與 5、10、15 公里三個震源深度之理論 S - P 時間差曲線作比較。

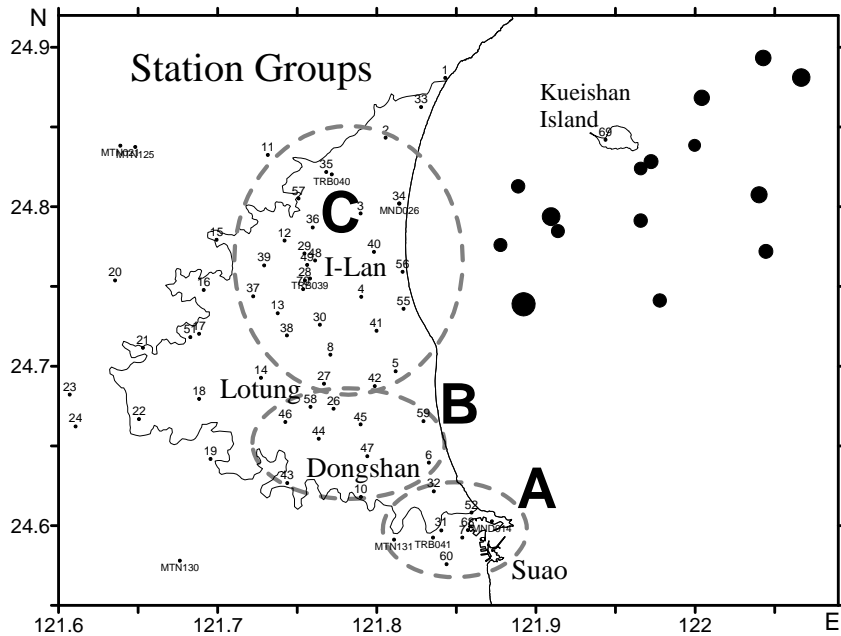


圖 3、宜蘭平原內強震測站分群。海上之圓形符號為龜山島海域地震之震央位置。

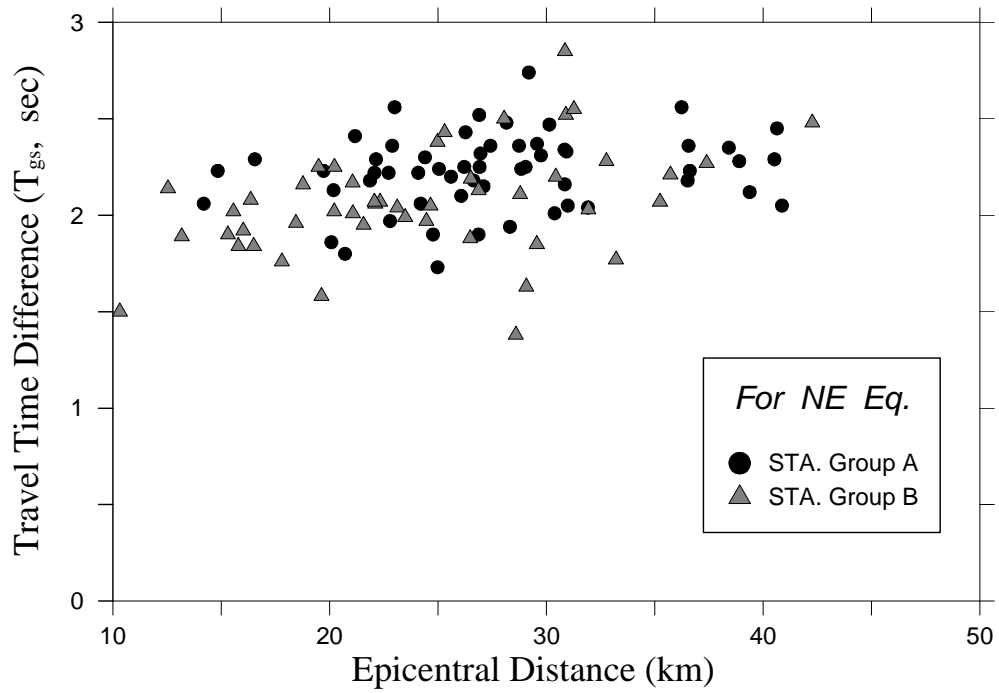


圖 4、龜山島海域地震於不同震央距離下之 S 波與其後導波之走時差的關係。A 群測站（圓形）為蘇澳地區；B 群測站（三角形）則為羅東、冬山地區。