

強地震與弱地震起始波相探討(I)

馬國鳳

國立中央大學地球物理研究所

郭鎧紋 陳達毅

中央氣象局地震測報中心

摘要

了解集結及破裂傳遞的物理過程有助於了解板塊邊界斷層為何較為脆弱，特別當動態弱化機制具有重要影響力時。此外，藉由活斷層鑽探與觀測小範圍重複地震，我們能夠觀測規模 $M \sim 1$ 或更大的地震的近場現象，這可為地震源的研究帶來新的視野。理論上，除了在斷層帶鑽井孔內設置地震儀外，在緊接斷層滑移帶的地表放置儀器也能理想地監測到斷層位移、變形、孔隙壓力以及滑移產生的熱能等。在震源附近數百公尺內設置感應器便可完成許多近場的觀測，短距離內，小規模地震 ($M \geq 0$) 的波形振幅會比遠場來得明顯許多，且穩定的應變在井下應變儀也會有良好的解析度。

Abstract

In order to obtain in-situ information on slip zones of the 1999 Chi-Chi earthquake, the Taiwan Chelungpu-fault drilling project (TCDP) drilled two vertical boreholes (A, B) and a branch hole (C) through the fault where a displacement of 12 m had occurred. The TCDP hole A is 2 km deep, and a slip zone was identified at a depth of 1111 m. Hole B (with side track, hole C) is 1.3 km deep with an identified slip zone at 1138 m. In July 2006, a 7-level vertical borehole seismic array (TCDP BHS) was installed in hole A covering a depth from 946 m to 1274 m with 50- 60 m depth intervals. For this layout, three seismometers were placed in the hanging wall and four in the footwall. The fourth one is located at the depth of 1110.28 m, close to the identified slip zone. Microearthquakes with magnitude down to -0.5 were detected by the TCDP BHS. A real-time location software (MIMO) (Oye and Roth, 2003) was used to automatically determine P- and S-wave onset times, incidence and azimuth angles and locations of the

microearthquakes. The microearthquakes clustered at a depth of 10 km, where the 30 degree dipping of the Chelungpu thrust fault becomes flat to a decollement of the Taiwan fold-and-thrust tectonic structure. As a continuous GPS survey did not observe post-slip at the large slip region, and as no seismicity was observed near the drill site, we suggest that the thrust belt above the decollement during the interseismic period seems to be locked. A Fluid Injection Test (FIT), pumping high pressure fluid into hole B and C with hole A as observation well was carried out at the TCDP boreholes in November 2006, and January, March and April, 2007 to improve the understanding of the fault permeability. We use the monitoring data from the TCDP BHS recorded during the FIT to examine potential seismicity changes associated with FIT and the observation of potentially triggered events. The source parameters of the microearthquakes were also investigated with regard to the understanding of scaling relationships between small and large earthquakes within earthquake physics

壹、簡介

了解斷層如何產生不穩定與動態破裂傳遞的起始過程，有助於了解地震如何發生。近年來提出，規模 $M_w=1\sim 8$ 的地震，在破裂一開始可觀察到一段期間，地震矩明顯緩慢地增加，此便為地震集結相 (Iio, 1992、1995, Ellsworth and Beroza, 1995、1998, Beroza and Ellsworth, 1996)，而非破裂集結與成長等自相象的模型 (包括動態裂隙成長標準模型) (Kostrov, 1964)。雖然目前已提出一定範圍的假設用以解釋地震前的緩慢開始，遠場的觀測更證實了確定地震集結相是否代表一系列的小地震的不足，也就是動態延展裂隙模型可能應用，或假若它代表了一個由微震 (穩定) 滑移到動態破裂之間的過渡區，如同實驗室與理論破裂起始模型所要求的 (Dieterich, 1992, Ohnaka, 1992)。有關集結過程的觀測造成井孔近場通過接近或穿透活動斷層的孕震帶深度有可能解決此過程，當他們沒有因為衰退或散射而扭曲，便有足夠資料來解釋。地震破裂的物理機制也是近年來密集討論的主題(如：Heaton, 1990, Brune et al., 1993, Melosh, 1996, Peyrat et al., 2004, Harris, 2004) 此研究的成果將提供以上破裂物理機制重要的觀測依據。

此研究計畫將分三年期，針對 1.3 公里深井下地震儀資料(圖一)，逐一分析確保其資料品質，在本年度的計畫中，首先將針對井下地震儀其地震能量分布由於設置時的特殊性，造成分量的偏差作修正。此修正將以中央氣象局位於井下地震

儀場址附近的測站為參考站，對其作分量修正。井下地震儀，由於深達 1.3 公里，其波形得以保持完整，正確的方位修正，可進而提供未來井下地震資料的優質分析品質。

貳、 井下地震儀儀器觀測

TCDP 井下地震儀，於 2006 年 11 月開始穩定記錄。由於其高敏感度的特性，及為了能觀測此井下地震儀所記錄的特殊記錄，所以所有訊號皆以人為方式檢視，以期能判讀重要的波相地震訊號。圖二為 TCDP BHS 在 11 月中記錄與氣象局記錄比較對於外海近一百公里地震，其可記錄至規模二，近震則在微震中，顯示至規模約-2。圖三為從 2006 年 11 月 5 日至 2007 年 1 月份 TCDP BHS 記錄的統計情形。在 2007 年 1 月份，其記錄 975 個事件，其中 270 個事件為 t_s-t_p 小於 2 秒的近震及微震。考慮 TCDP BHS 場址為 1999 集集地震，滑移量高達 12 公尺的區域，背景地震活動相對應該比較高。但目前記錄顯示，大部分地震的 t_s-t_p 為 1.5 秒左右，目前在發展的定位方法以 t_s ， t_p 及 t_s-t_p 的時間及 P 波粒子振動及入射方向，以 Oye and Roth (2003) 所發展的方法作定位 (MIMO)，發現微地震活動大部分發生在構造的滑脫面下，在 2006 年 12 月 26 日的記錄中，明顯記錄屏東外海地震的序列活動，圖四 (a) (b) 為 TCDP BHS 記錄此地震序列的最大及最小地震記錄。由於 TCDP BHS 為深達一公里的井下地震儀，因此其地震訊號相當清楚，沒有地震雜訊的影響。此地震序列的訊號，將可提供此計畫下一年度計畫目標中，小地震至大地震起始波相的探討。

在判讀記錄過程中，我們特別針對 $t_s-t_p < 2$ sec 的記錄做判讀，並依其品質及波形特性，將其分類為 1A、1B、1C、1D 及 2F。其中 1A 為一般近震、1B 為一般近震但 P 波大於 S 波、1C 為遠震、1D 為連續地震、2F 為特殊訊號，其僅表現清楚的 P 波波相，並無明顯 S 波波相。TCDP 井下地震儀的另一重要的紀錄為定義為 F 型的紀錄。其只明顯顯示 P 波，但無明顯的 S 波波相。圖五為 2006 年 12 月 5 日垂直分量所記錄的 F 型事件，目前分析中，顯示其為車籠埔斷層及其下方三義斷層，破壞帶的破裂波相，此破裂波相，訊號微弱且無明顯 S 波，暗示其非一般斷層帶潛移的訊號，而是斷層破壞帶，板塊擠壓應力直接釋放的 open crack 波相事件。我們將持續關注此波相事件，已了解其與斷層活動的關係。

為了解 TCDP BHS 可能記錄的斷層面 trapped wave 的特性，我們針對車籠埔斷層西南方區域地震作篩選分析 (圖六)，其中有七個事件，規模 1-2.4 的地震，在 TCDP BHS 有明顯紀錄 (圖七)，此記錄明顯記錄反射波相及可能的斷層 trapped

wave 的波散波相。此波相將可用於分析斷層面的特性及其復癒行為。

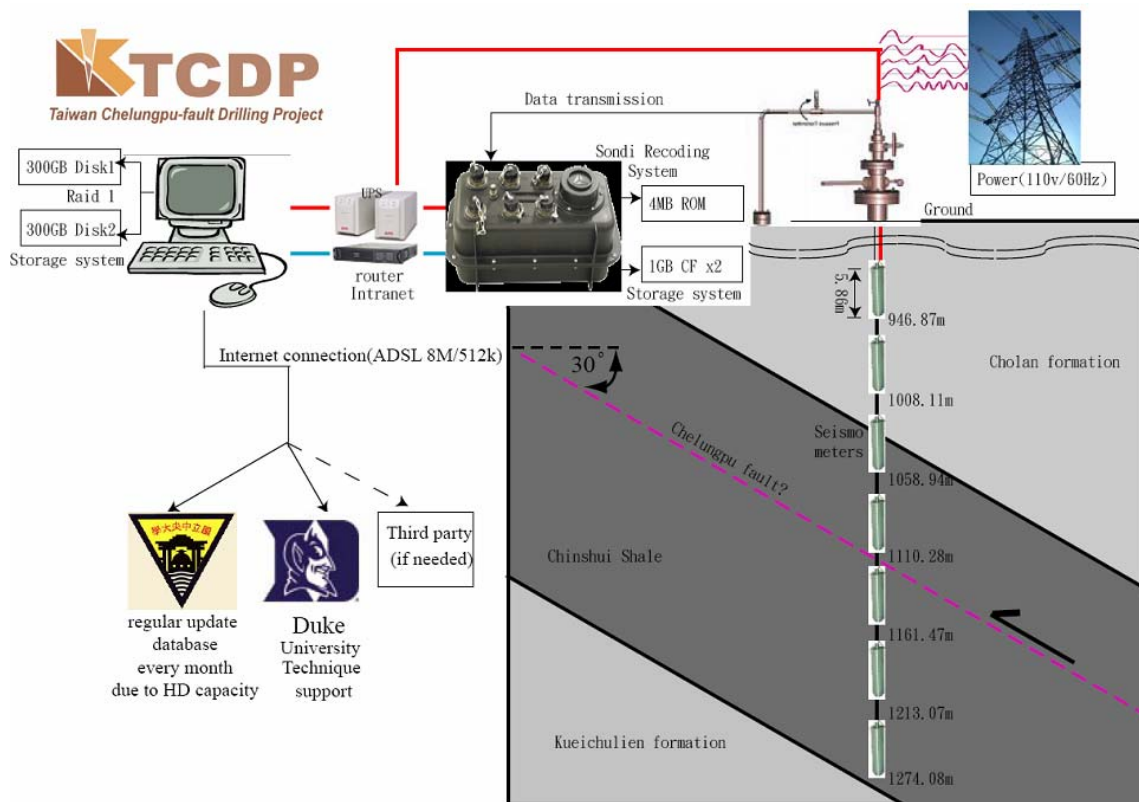
肆、結論

深達 1.3 公里的井下地震儀有著減少地面雜訊干擾，保持波形完整的特性，對於瞭解斷層如何產生不穩定與動態破裂傳遞的起始過程有著莫大的幫助。目前已完成儀器修正，並以人為方式檢視紀錄，依照品質及波形特性進行分類，至今已完成 2006 年 11 月至 2007 年 1 月的資料檢視。

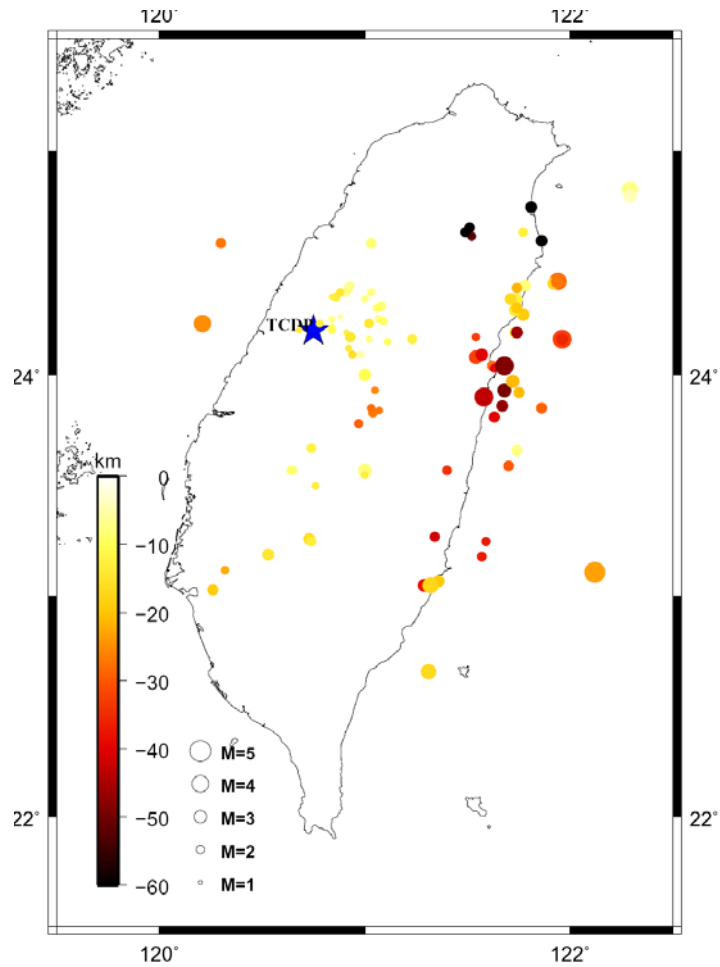
井下地震儀藉由與氣象局的地震記錄比較得知外海近一百公里的地震可記錄至規模二，近震為規模-2；而將地震數量進行統計後則發現微地震多發生在構造滑脫面下。此外，2006 年 12 月 26 日紀錄著屏東外海地震的地震序列，可作為小地震至大地震起始波相的探討。

而定義為 F 型的地震波暗示著斷層破壞帶，板塊擠壓應力直接釋放的 open crack 波相事件同時也是我們關注的焦點；斷層面 trapped wave 特性分析方面，針對車籠埔斷層西南方區域進行研究，記錄有明顯波散波相，能幫助分析斷層面的特性及其復癒行為。

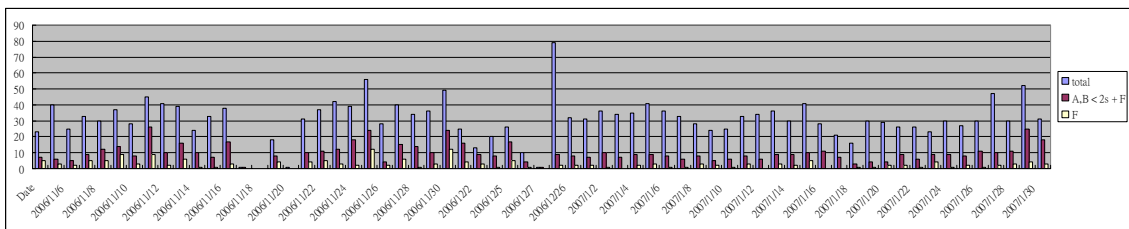
井下地震儀已正常運作，資料檢視也按進度進行中，已完成本年度計畫目標，未來將針對上述各研究議題逐步完成。



圖一 井下地震儀分布示意圖

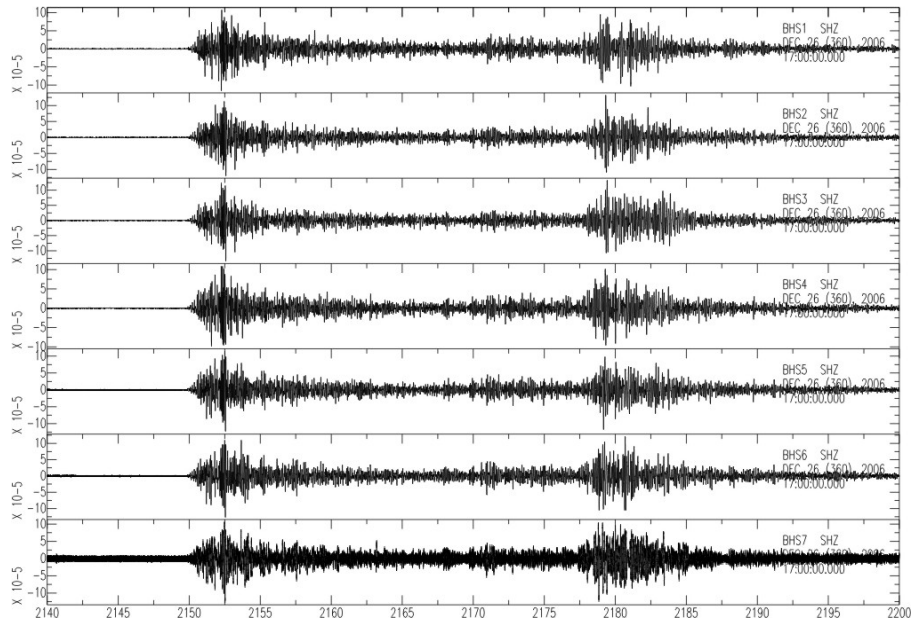


圖二 井下地震儀與氣象局紀錄比對圖，圖中顯示 2006 年 11 月共同所觀測到的地震深度、規模及分佈

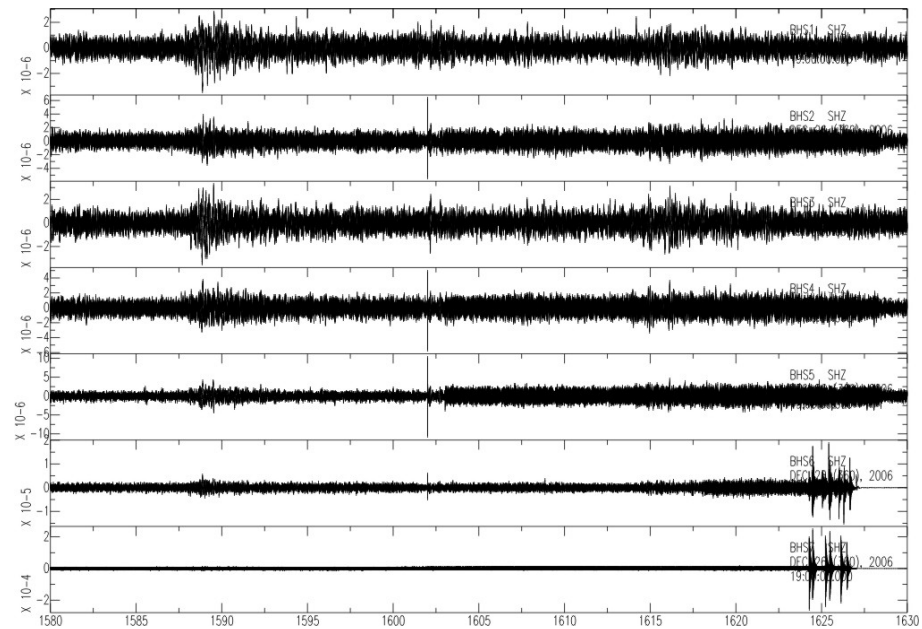


圖三 2006 年 11 月 5 日至 2007 年 1 月 31 日井下地震儀地震記錄統計圖，三色條分別表示所有地震記錄數量、近震地震數量、單一 P 波 (F 型) 地震紀錄數量

(a)

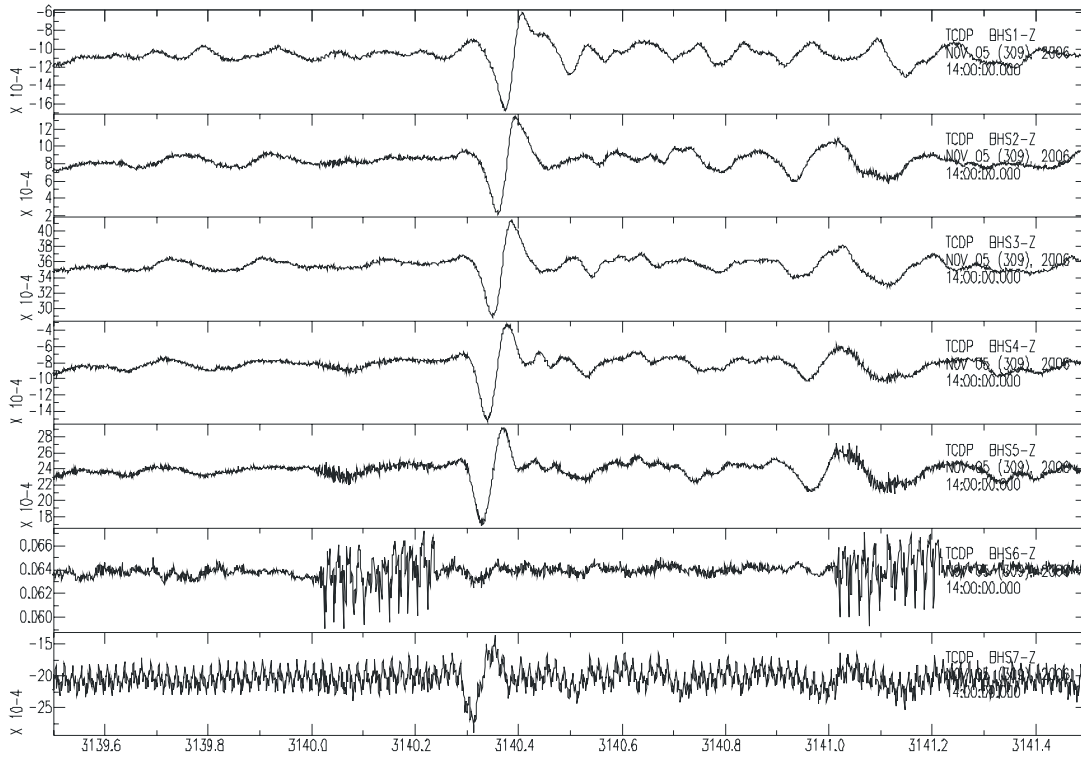


(b)

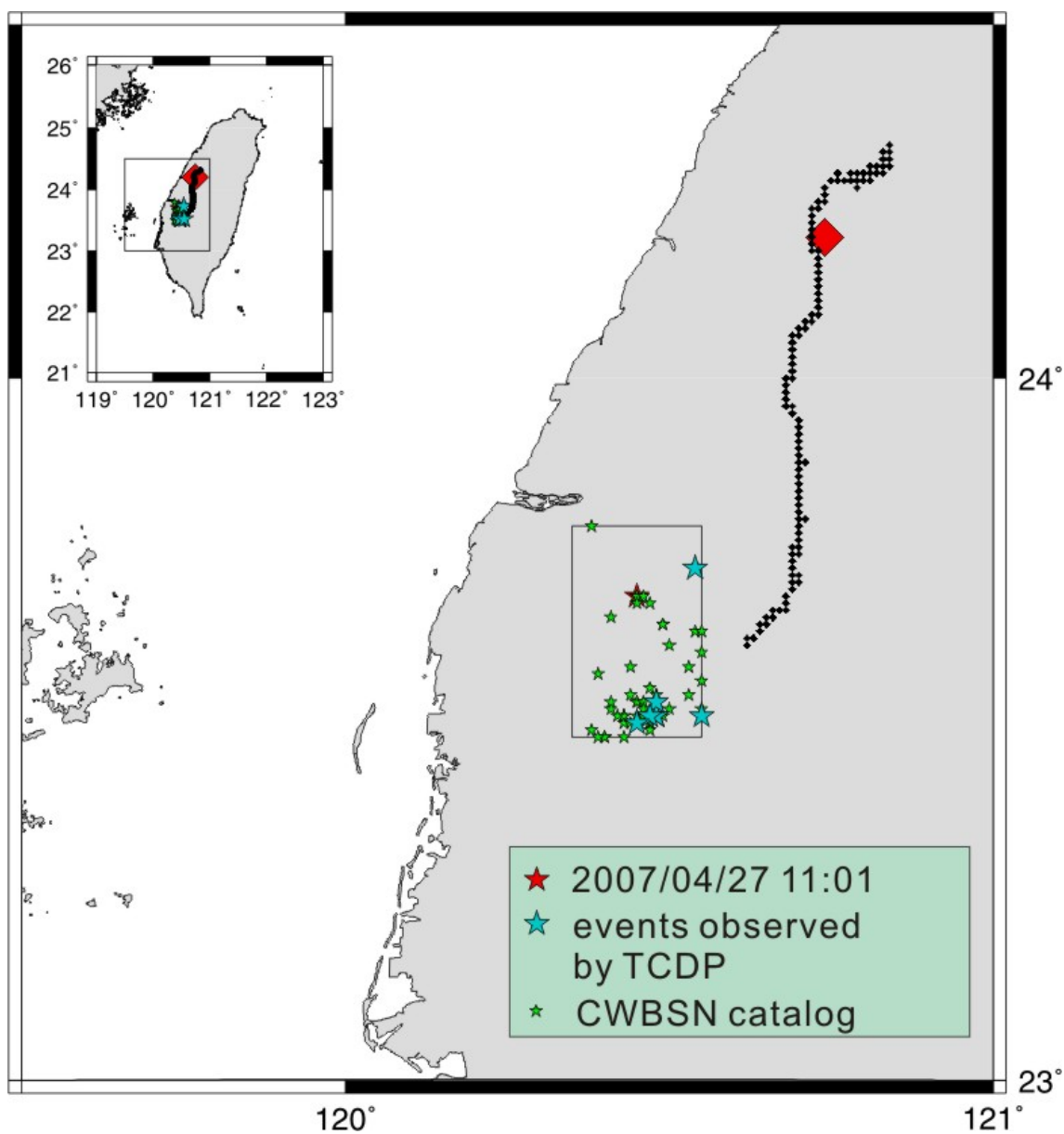


圖四 2006年12月26日當天地震記錄，(a)為該序列地震震幅最大紀錄，(b)為最小紀錄

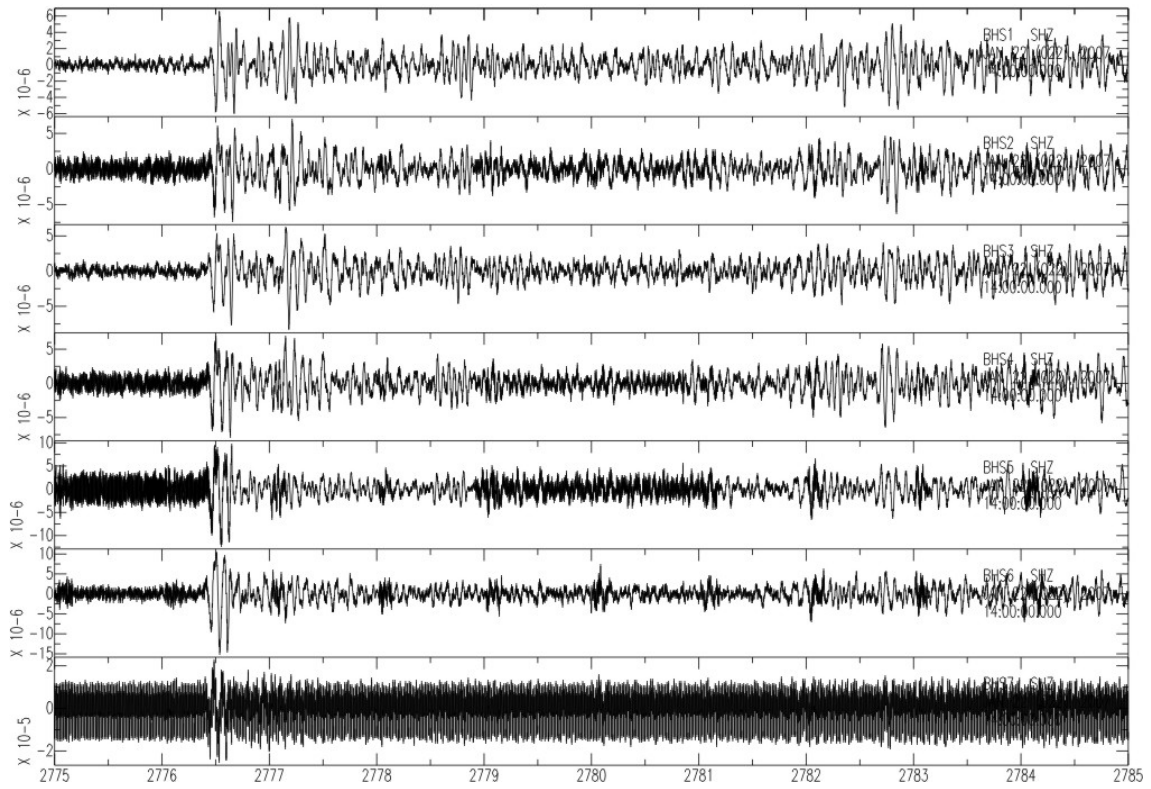
2006/11/05 3140sec Z-Comp Ftype



圖五 F型地震紀錄範例，為明顯記錄P波但無明顯S波之記錄



圖六 斷層面 trapped wave 特性分析。針對車籠埔西南方區域進行篩選分析，本區域中，2006 年 11 月至 2007 年 1 月氣象局地震網所記錄到的地震有七個同時為井下地震儀所記錄



圖七 井下地震儀地震記錄範例，此為七個記錄中的其中一個，

參考文獻：

- Beroza, G.C., and W.L. Ellsworth, Properties of the seismic nucleation phase, *Tectonophysics*, 261, 209-227, 1996.
- Brune, J. N., S. Brown and P.A. Johnson, Rupture mechanism and interface separation in foam rubber models of earthquakes: A possible solution to the heat flow paradox and the paradox of large overthrusts, *Tectonophysics*, 218, 59-67, 1993.
- Dieterich, J.H., Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134, 1992.
- Ellsworth, W.L., and G.C. Beroza, Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science*, 268, 851-855, 1995.
- Ellsworth, W.L., and G.C. Beroza, Observation of the seismic nucleation phase in the Ridgecrest, California earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 401-404, 1998.
- Harris, R. A., Numerical simulations of large earthquakes: Dynamic rupture propagation on heterogeneous faults, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 2171–2181, doi:10.1007/s00024-004-2556-8, 2004.
- Heaton, T.H., Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 64, 1-20, 1990.
- Iio, Y., Slow initial phase of the S-wave velocity pulse generated by microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 477-480, 1992.
- Iio, Y., Observation of the slow initial phase of microearthquakes implications for earthquake nucleation and propagation, *J. Geophys. Res.*, 100, 15333-15349, 1995.
- Kostrov, B.V., Self-similar problem of propagation of shear cracks, *J. Applied*

Mathematics and Mechanics, 28, 1077-1087, 1964.

Melosh, H.J., Dynamic weakening of faults by acoustic fluidization, *Nature*, 379, 601-606, 1996.

Oye, V., and M. Roth, Automated seismic event location for hydrocarbon reservoir, *Computers and Geosciences*, 29, 851-863, 2003.

Ohnaka, M., Earthquake source nucleation: a physical model for short-term precursors, *Tectonophysics*, 211, 149-178, 1992.

Peyrat, S., K. B. Olsen, and R. Madariaga, Which dynamic rupture parameters can be estimated from strong ground motion and geodetic data?, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 2155–2169, doi:10.1007/s00024-004-2555-9, 2004.