經濟部

經濟部中央地質調查所報告第 99-11 總號
委辦計畫編號（99-5226904000-01-03）

地震地質與地變動潛勢分析
斷層帶地下構造調查研究
總報告

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行機關：國立中正大學
中華民國 100 年 3 月

摘要

活動斷層地下構造之調查與研究為研究地震地質與分析地變動潛勢的一項重要工作。本研究利用地表地質調查與鑽探資料、淺層震測、及已有之地質及構造分析資料來進行活動斷層之地下構造研究，並進行斷層運動學分析。研究成果除了可以作為地震地質與地變動潛勢研究之基礎外，並可提供其他相關研究計畫作為重要參考，並為國土規劃及地震防災減災之規劃與教育使用。

本計畫所研究之斷層包括位於台灣西部之湖口斷層、新竹斷層、大甲與鐵砧山斷層、清水斷層、大尖山斷層、木屐寮斷層、六甲斷層、小崗山斷層與旗山斷層等。研究結果摘要如下：

湖口斷層主要係既有正斷層形態，受後來構造運動影響而呈現出不同的形態構造。由淺層震測及既有的鑽探結果顯示，湖口斷層在地表變形表徵主要為向斜崖，斷層尖端未出露至地表，湖口斷層較可能為盲斷層。湖口線形在東西兩側的構造截然不同，在評估地震危害度時宜將湖口斷層分為東西兩段，但分段的確切位置，仍有待更進一步的調查。

新竹斷層是台灣北部新竹地區的主要活動斷層之一，因已存在正斷層受後來壓應力的影響而復活形成，並且沿著新竹斷層之走向而有斷層構造形態之改變。在新竹斷層東段，地表變形特徵以向斜崖為主，斷層尖端並未出露至地表；斷層西段則已切穿地表，然新竹斷層應未延伸至外海，在海域出現的高角度背衝斷層，應該是其他向北傾斜的老正斷層受擠壓復活所致。

大甲斷層應為一低角度斷層，但斷層尖端未出露地表，由平衡剖面法推估斷層位移量約 500-600 公尺。大甲斷層東側的鐵砧山斷層，為調適大甲斷層位移的背衝斷層，斷層傾角約 20 度，切過不同時期階地並具位移累積性，亦為活動性斷層。

清水斷層以沙鹿為界可分為南北兩段，北段為低角度逆衝斷層，其性質與大甲斷層近似，南段大致為一弧形斷層，斷層傾角較大，位移量約 500-600 公尺，南北段的分界在沙鹿附近。大甲斷層與清水斷層南段的斷層傾角與構造特性不同，但總位移量近似，控制斷層形態的主要差異為前陸盆地沈積時期不等量的沈陷量所致。

大尖山斷層與初鄉斷層原為相連接之斷層，但後來被鹿寮斷層所截切，由地質圖上我們大致估計鹿寮斷層位移量約 1.3 公里。大尖山斷層可能為一系列的斷坪與斷坡所組成，它可能截切大窩細砂岩，並在近地表出分支出檳榔宅斷層。

木屐寮斷層較可能與關子嶺背斜前之向斜軸附近所發育之向斜軸變形有關，木屐寮斷層似乎較應以木屐寮線形稱之。

六甲斷層則較可能為牛山背斜前緣發育之盲斷層。木屐寮-六甲地形崖雖是西南部麓山帶前緣明顯的地表特徵，但成因並不相同，兩者之前也可能存在另一橫切構造。

小崗山斷層較可能為因泥貫入後受到擠壓而形成的盲斷層。由於缺乏長期地形變化監測，小崗山構造現今的活動性並不清楚，小崗山盲斷層仍需要進一步研究來瞭解其構造及演化。

旗山斷層為一犁型斷層，在近地表處傾角甚高，在深部可能與龍船斷層合而為一。旗山斷層西側的龍船斷層位於泥貫入體褶皺或斷層擴展褶皺的軸部，在斷層兩側形成緊密褶皺。旗山斷層在大社一帶及其往南區域，出現的位置應較現認為的位置往東，與地形的變化處更貼近。旗山斷層往北的延伸，因為無岩性的控制，由震測剖面中仍無法進一步區別。

關鍵詞：地下構造、活動斷層、地質調查、地質鑽探、淺層震測、運動學分析

ABSTRACT

Clear subsurface structure image and long-term behaviors of an active fault are crucial for studying its seismic potential and corresponding hazard. In this study, we investigate the near surface structures and the long-term behaviors of the active faults by integrating the data from geomorphic and geologic surveys, core borings, seismic reflection surveys, and kinematic analysis. In the past four years, we have finished our studies about the Hukuo fault, the Hsinchu fault, the Tachia fault, the Tiehchanshan fault, the Chingshui fault, the Tachienshan fault, the Muchiliao fault, the Liuchia fault, the Hsiaokangshan fault, and the Chishan fault. The results are briefed as followings:

The Hukuo fault is a reverse fault that reactivated from a pre-existing normal fault. The Hukuo fault is a blind fault with a distinct synclinal fold scarp above its fault tip. Subsurface structures at the east and west sides of the Hukuo fault are different, which suggests a necessity to subdivide the Hukuo fault into two segments for seismic hazard mitigation. However, the exact location of the fault division is still to be studied.

Hsinchu fault is one of the major faults in the Hsinchu fault area. The Hsinchu fault is a reverse fault reactivated from a pre-existing normal fault. Along its strike, different subsurface structures are recognized: at the east segment of the Hsinchu fault, the fault tip was not exposed to the surface, but only a synclinal fold scarp is found; at the west segment of the fault, the fault has pierced the ground surface but was not extended further westward to offshore. The faults in the offshore area are that reactivated from other pre-existing normal faults, dipping northward.

The Tachia fault is a low angle thrust fault, but the fault tip is not exposed to the surface. Shortening of the Tachia fault is about 500-600m. The Tiechanshan fault was developed at east of the Tachia fault, a back thrust to adjust the displacement of the Tachia fault. The Tiechanshan fault is dipping 20-degree to the west, cut through different stages of the river terraces with displacement accumulated, indicating the Tiechanshan fault is an active fault as well.

The Chingshui fault can be separated into two segments. The north segment is a low angle thrust similar to the Tachia fault and the south segment is a listric fault. Shortening of

the south segment of the Chingshui fault is about 500-600 m as well. Boundary between the south and north segment of the Chingshui fault is at the Salu area. Although characteristics of the Tachia fault and the south segment of the Chingshui fault is different, they both have been similar shortening, which could be resulted from the different subsidence rate at the different foreland basin geometry.

The Tachienshan fault was originally connected to the Chushian fault, which was later truncated by the Luliao fault. From the geologic map, offset of the Luliao fault is estimated around 1.3 km. Tachienshan fault may be made up with a series of flat and ramp structures. The fault might cut the Tawuo Sandstone and branches off the Binlungtsai fault at shallow depth.

The Muchiliao fault should be a deformation developed near the axis of the syncline in front of the Guanziling anticline. The Muchiliao fault may not exist, and the fault should be better named lineation.

The Liuchia fault should be a blind fault beneath the Niushan anticline. Although surface topography shows significant patterns of lineation at west of the Muchiliao lineation and Liuchia fault, the two structures were formed by different mechanisms, and there might have another transect structure existed in between.

The Hsiaokangshan fault could be a blind fault that was formed by a mud intrusion and followed by lateral compression during orogeny. Activity of the Hsiaokangshan fault is still unknown, and further studies are still needed to verify the fault structure and its evolution.

The Chishan fault is a listric fault with very high dipping angle at shallow depth. The Chishan fault and the Longchuan fault may merge together at depth. The Longchuan fault situated at west of the Chishan fault and is sub-parallel to the axis of an anticline. The tight anticline was created by a mud intrusion or fault-propagation fold, with its axial plane breached by an active fault. Location of the Chishan fault in the Dashe and southward area should be moved eastward, closer to the surface topography varying area. Without lithological control, we are still unable to define the northward extension of the Chishan fault from our seismic profiles.

KEYWORDS: active fault, subsurface structure, geological survey, core boring, shallow seismic survey, kinematic analysis

目錄

摘　要……II
ABSTRACT……IV
目　錄……VI
圖目錄……IX
表目錄……XV
第 1 章、前言……1
一、計畫緣起……1
二、實施方法……2
三、成果統計……3
第 2 章、斷層帶地下構造調查研究方法概述……14
一、地質鑽探……14
二、淺層震測……14
三、斷層運動學分析……15
第 3 章、調查成果……16
一、湖口斷層……16
（一）深部地下構造分析……17
（二）淺層震波測勘……20
（三）地表及井下地質調查……20
（四）斷層運動學分析……23
（五）小結……26
二、新竹斷層……28
（一）深部地下構造分析……28
（二）淺層震波測勘……30
（三）地表及井下地質調查……34
（四）斷層運動學分析……39
（五）小結……45
三、大甲與鐵砧山寮斷層……49

（一）深部地下構造分析.....50
（二）淺層震波測勘.....52
（三）地表及井下地質調查.....54
（四）斷層運動學分析.....70
（五）小結.....71
四、清水斷層.....72
（一）深部地下構造分析.....74
（二）淺層震波測勘.....75
（三）地表及井下地質調查.....79
（四）斷層運動學分析.....82
（五）小結.....85
五、大尖山斷層.....86
（一）深部地下構造分析.....88
（二）地球物理與大地測量.....88
（三）地表及井下地質調查.....88
（四）斷層運動學分析.....92
（五）小結.....95
六、木屐寮斷層.....96
（一）深部地下構造分析.....97
（二）淺層震波測勘.....98
（三）地表及井下地質調查.....100
（四）斷層運動學分析.....105
（五）小結.....111
七、六甲斷層.....113
（一）深部地下構造分析.....114
（二）淺層震波測勘.....117
（三）地表及井下地質調查.....119
（四）斷層運動學分析.....125

（五）小結.....128
八、小崗山斷層.....130
（一）深部地下構造分析.....132
（二）淺層震波測勘.....133
（三）地表及井下地質調查.....137
（四）斷層運動學分析.....137
（五）小結.....140
九、旗山斷層.....142
（一）深部地下構造分析.....145
（二）淺層震波測勘.....146
（三）地表及井下地質調查.....156
（四）斷層運動學分析.....164
（五）小結.....168
第 4 章、結論與建議.....169
一、結論.....169
二、建議.....173
參考文獻.....176

圖目錄

圖 3.1.1、湖口斷層附近地質圖.....16
圖 3.1.1.1、湖口地區地形特徵..... 19
圖 3.1.1.2、本研究中所引用的震測及構造剖面位置..... 19
圖 3.1.1.3、湖口斷層附近的深部構造剖面.....20
圖 3.1.3.1、湖口斷層沿線淺層鑽探位置.....22
圖 3.1.3.2、跨湖口斷層兩側 2 公里內的構造剖面.....22
圖 3.1.4.1、湖口線形東側之構造運動學分析圖.....24
圖 3.1.4.2、湖口線形西側之構造運動學分析圖.....25
圖 3.2.1.1、(A)新竹地區地質.....29
(B)新竹斷層附近剖面.....29
(C)新竹斷層地質構造剖面.....29
圖 3.2.2.1、新竹斷層之 4 條淺層震測測線配置.....31
圖 3.2.2.2、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-1.....32
圖 3.2.2.3、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-2.....32
圖 3.2.2.4、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-3.....33
圖 3.2.2.5、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-4.....33
圖 3.2.3.1、新竹斷層沿線地質鑽探位置.....36
圖 3.2.3.2、新竹三號井與四號井的剖面圖.....37
圖 3.2.3.3、新竹斷層東側跨斷層兩側 2 公里內的構造剖面.....38
圖 3.2.3.4、新竹斷層西側跨斷層兩側 2 公里內的構造剖面.....38
圖 3.2.4.1、新竹線形東側之 trishear 分析圖.....42
圖 3.2.4.2、新竹線形西側之 trishear 分析圖.....42
圖 3.2.4.3、掩埋的高角度斷層（弱面）受到水平擠壓後的應變圖.....43
圖 3.2.4.4、同圖 3.2.4.3，唯斷層與右壓縮邊界距離 15 公里.....44
圖 3.2.5.1、新竹斷層沿線階地分布以及由 40DTM 所判識的斷層.....48
圖 3.3.1、后里台地地質圖.....49
圖 3.3.1.1、本研究所使用的深部震測剖面位置.....51

圖 3.3.2.1、測線 07P-TCF-TC-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置.....52
圖 3.3.2.2、測線 07P-TCF-TC-1 之 24 重合同中點重合剖面.....53
圖 3.3.3.1、圖(A)為大安溪地區地層層序特性.....57
圖(B)為 Unit A 與 Unit B 之近照.....57
圖 3.3.3.2、大甲一號與二號井的地層柱及地層對比.....58
圖 3.3.3.3、圖(A)為斷層上盤變形行為.....59
圖(B)為近斷層的上盤岩層.....59
圖 3.3.3.4、圖(A)為斷層上盤變形特性.....60
圖(B)為近斷層處的斷層上盤.....60
圖 3.3.3.5、圖 3.3.3.3 與圖 3.3.3.4 中的構造間之關係.....61
圖 3.3.3.6、圖(A)為三清宮斷層上盤變形現象.....62
圖(B)中可見紅土礫石與下伏礫石層為交角不整合.....62
圖 3.3.3.7、圖(A)為大甲三號井位置圖.....63
圖(B)為斷層帶地下構造剖面.....63
圖 3.3.3.8、大安溪旁的鐵砧山斷層露頭位置及上盤層位.....63
圖 3.3.3.9、圖(A)鐵砧山斷層在此處有兩個分支斷層.....64
圖(B)中可見鐵砧山斷層為低角度逆斷層.....64
圖 3.3.3.10、圖(A)為位移量較大的斷層.....65
圖(B)為斷層近照.....65
圖 3.3.3.11、圖(A)為鐵砧山斷層的另一小分支斷層.....66
圖(B)為斷層近照.....66
圖 3.3.3.12、鐵砧山分支斷層的關係.....67
圖 3.3.3.13、大甲斷層與鐵砧山斷層的構造剖面.....67
圖 3.3.3.14、大甲斷層沿線的淺層震測資料與鑽探位置.....68
圖 3.3.3.15、董倫道等的震測剖面之重新解釋.....69
圖 3.3.4.1、利用 Trisher 4.5.4 程式可以模擬大甲斷層上盤構造行為.....70
圖 3.4.1、大肚台地地質圖.....73
圖 3.4.1.1、利用陳太山與蘇福欽震測剖面的解釋構造.....74

圖 3.4.2.1、測線 07P-CSF-CS-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置.....76
圖 3.4.2.2、測線 07P-CSF-CS-1 之重合剖面.....76
圖 3.4.2.3、測線 07P-CSF-TD-1 與 07P-CSF-TD-2 於 1/25,000 地形圖中之配置位置.....77
圖 3.4.2.4、測線 07P-CSF-TD-1 之重合剖面.....77
圖 3.4.2.5、測線 07P-CSF-TD-2 之重合剖面.....78
圖 3.4.3.1、為清水斷層南段震測資料.....80
圖 3.4.3.2、清水斷層中段地下構造型態.....80
圖 3.4.3.3、清水斷層南段的地下構造剖面.....81
圖 3.4.4.1、清水斷層南段由面積平衡法估算位移量.....83
圖 3.4.4.2、利用 Trishear 4.5.4 模擬清水斷層南段的褶皺形貌.....84
圖 3.5.1、大尖山斷層附近地質圖.....87
圖 3.5.3.1、中油地質圖套疊數值地形圖.....90
圖 3.5.3.2、大尖山一號井位置與剖面圖.....91
圖 3.5.3.3、大尖山斷層兩側構造剖面圖.....92
圖 3.5.4.1、大尖山斷層的運動學分析.....94
圖 3.6.1、木屐寮斷層與六甲斷層附近地形圖.....96
圖 3.6.1.1、木屐寮斷層與六甲斷層相關位置圖.....97
圖 3.6.2.1、測線 08P-MCLF-BH-1 之 24 重合同中點重合剖面.....99
圖 3.6.2.2、測線 08P-MCLF-BH-2 之重合剖面.....99
圖 3.6.3.1、圖(A)為中油十萬分之一地質圖與震測剖面位置.....102
圖(Ｂ)為為本研究震測剖面.....102
圖(Ｃ)為為本研究震測剖面.....102
圖(Ｄ)為王宏霖年淺層震測結果.....102
圖(E)為中油深部震測剖面.....102
圖 3.6.3.2、圖(A)地形圖與六重溪一號與二號井鑽探位置.....103
圖(B)鑽探附近的地形剖面.....103
圖 3.6.3.3、六重溪一號、二號井與白河五號井的 1:1 井錄比較.....104

圖 3.6.4.1、木屐寮至關子嶺地區地下構造重力分析之剖面位置圖.....107
圖 3.6.4.2、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Suppe1 的構造模型所計算出的重力異常.....108
圖 3.6.4.3、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據黃旭燦等的構造模型所計算出的重力異常.....108
圖 3.6.4.4、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Hung et al.的構造模型所計算出的重力異常.....109
圖 3.6.4.5、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Chang et al.的構造模型所計算出的重力異常.....109
圖 3.6.4.6、木屐寮－關子嶺構造演化模擬.....110
圖 3.6.4.7、木屐寮－關子嶺構造演化模擬.....110
圖 3.6.5.1、跨越疑似木屐寮線形兩側之構造剖面.....112
圖 3.7.1.1、測線 08P-LCAF-LY-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置.....116
圖 3.7.2.1、測線 08P-LCAF-LY-1 之重合剖面.....118
圖 3.7.3.1、圖(A)為六甲斷層地質圖.....122
圖(Ｂ)為圖（Ａ）中剖面 A 之震測剖面.....122
圖（Ｃ）為剖面 B 之震測剖面.....122
圖 3.7.3.2、圖(Ａ)為池口一號井與二號井之鑽探位置與地形圖.....123
圖(Ｂ)為六甲斷層地形崖面與鑽探位置.....123
圖 3.7.3.3、池口一號井與二號井的地層對比與地下構造形態.....124
圖 3.7.4.1、六甲－南寮構造演化模擬.....126
圖 3.7.4.2、六甲－南寮構造演化模擬.....126
圖 3.7.4.3、六甲－南寮構造演化模擬.....127
圖 3.7.4.4、六甲－南寮構造演化模擬.....127
圖 3.7.5.1、跨越六甲盲斷層兩側之構造剖面.....129
圖 3.8.1、小崗山斷層鄰近區域地質圖.....131
圖 3.8.1.1、小崗山斷層一帶本計畫所使用之相關位置圖.....132
圖 3.8.2.1、剖面 08P-HKSF-AL-1 之解釋.....135

圖 3.8.2.2、測線 08P-HKSF-AL-2 之剖面解釋.....135
圖 3.8.2.3、測線 08P-HKSF-AL-3 之剖面解釋.....136
圖 3.8.4.1、泥貫入體與珊瑚礁發育示意圖.....139
圖 3.8.5.1、跨越小崗山盲斷層兩側之構造剖面.....141
圖 3.9.1、旗山斷層附近地質圖.....143
圖 3.9.2、旗山斷層條帶地質圖.....144
圖 3.9.2.1、旗山斷層南段之震測測線於 1/25,000 地形圖中配置位置.....149
圖 3.9.2.2、測線 10P-CHNF-DS-01 之重合剖面.....150
圖 3.9.2.3、測線 10P-CHNF-DS-02 之重合剖面.....151
圖 3.9.2.4、測線 10P-CHNF-RW-01 之重合剖面.....151
圖 3.9.2.5、整合本研究於旗山斷層南端之淺層震測結果.....152
圖 3.9.2.6、旗山斷層北端測線 10P-CHNF-YT-01 與 10P-CHNF-YT-02 的配置位置.....153
圖 3.9.2.7、測線 10P-CHNF-YT-01 之解釋剖面.....154
圖 3.9.2.8、測線 10P-CHNF-YT-02 之解釋剖面.....154
圖 3.9.2.9、本研究淺層震測結果所研判之斷層位置.....155
圖 3.9.3.1、本研究區之數值地形圖.....157
圖 3.9.3.2、旗山斷層鑽探位置.....158
圖 3.9.3.3、(A)旗山一號井位置.....159
(B)下盤為泥岩的古亭坑層.....159
(C)為淺層構造剖面.....159
圖 3.9.3.4、(A)旗山二號井位置.....160
(B)二重溪層以泥岩為主夾變質礫岩.....160
(C)為烏山層.....160
(D)為剖面構造.....160
圖 3.9.3.5、(A)旗山三號井位置.....161
(B)為二重溪層以泥岩為主夾變質礫岩.....161
(C)為剖面構造.....161

圖 3.9.3.6、旗山斷層地下構造模型剖面位置.....162
圖 3.9.3.7、本研究所推測旗山斷層由北向南的四條構造剖面.....163
圖 3.9.4.1、旗山斷層的運動學分析.....167

表目錄

表 1.3.1、地質鑽探成果統計表.....3
表 1.3.2、淺層震測成果統計表.....5
表 1.3.3、斷層模型成果統計.....8

第 1 章、前言

一、計畫緣起

斷層活動對於鄰近斷層附近的地表建物影響很大，隨著經濟發展而人口日增，為了確保人民生命財產安全，活動斷層調查日趨重要。由車籠埔斷層活動的案例來看，人命的傷亡和建物的損毀並非只有發生在斷層線上，整個斷層帶皆是可能發生災害的範圍。經濟部中央地質調查所自民國 86 年起即進行活動斷層之相關研究，至今對於活動斷層的研究已累積許多資料與經驗，亦出版了五十萬分之一活動斷層分布圖說明書第一版（張徽正等，1998）、第二版（林啟文等，2000a）、台灣北部的活動斷層、台灣西南部的活動斷層、台灣中部的活動斷層及臺灣東部與南部的活動斷層（林啟文等，2007、2008、2009）、之二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書、與相關的研究成果，對於各活動斷層已有基礎的瞭解與認識。斷層位置雖然可以對地震防災提供重要的資訊，但於地震減災以及國土規劃利用上，仍需相關之地震地質研究與地變動潛勢分析來配合，斷層帶地下構造調查研究即為非常重要的一項研究主題。為此，經濟部中央地質調查所提出了四年期程（96-99 年）的「地震地質與地變動潛勢分析-斷層帶地下構造調查研究」計畫，希望能朝地震防災減災與國土規劃利用方向上再往前邁進一步。

在這 4 年期程(96 年-99 年)的研究中，針對了以下四組活動斷層的斷層帶地下構造進行調查研究，每年調查一組斷層，測繪斷層帶的地下構造幾何型態，以及瞭解斷層的活動特性。各組（年期）的目標斷層如下：

第 1 組：大甲斷層、清水斷層；

第 2 組：木屐寮斷層、六甲斷層、小崗山斷層；

第 3 組：湖口斷層、新竹斷層；

第 4 組：旗山斷層、大尖山斷層。

分年分組預定完成的主要內容為：

1、 各標的斷層之斷層帶的範圍、斷層帶內各分支斷層的位置與性質；

2、 各標的斷層帶地表沉積物的厚度，以及各地層的厚度與界面；

3、 繪製跨斷層上下盤的地質剖面或構造剖面；以及

4、 建立斷層幾何模型與進行運動學分析。

二、實施方法

計畫進行時，除了整理既有的相關研究成果並研判外，並以區域性的地下構造資料為基礎，進行斷層帶野外地質調查，及利用淺層震測來瞭解斷層帶於近地表處的構造形貌，並以地質鑽探來瞭解斷層帶地表沈積物的厚度與地質與地球物理的相關資料。上述資料整合以後，再進行繪製跨越斷層的地質或構造剖面，並建立斷層幾何模型以進行運動學分析。

本研究屬於基礎科學研究，研究成果除了可以提供斷層的通過位置、斷層的延展、斷層帶的地下構造與特性外，並將提供斷層的地下構造模型與進行運動學分析。這些地震地質研究資料，可以作為地變動潛勢評估的重要依據，以及其他相關研究計畫之重要參考，並為地震防災減災與國土規劃利用所使用。此外，並可提供研究人員以及學生寶貴的研究訓練機會，並與合作單位進行研究互訪與交流，配合國際學術合作促進國際交流。

本計畫依合約完成的工作項目及具體成果如下：

1. 各目標斷層既有相關資料的研究評估。
2. 各目標斷層斷層帶的範圍、斷層帶內各分支斷層的位置與性質，及其解析精度。
3. 完成所規劃地質鑽探。
4. 記錄與分析於各目標斷層所進行的地質鑽探岩芯樣本，包含地表至地下 150 公尺以上岩層的岩性柱狀圖。
5. 完成所規畫之淺層震測線。
6. 研判各目標斷層斷層帶地表沉積物厚度，及各地層的厚度與界面。
7. 繪製跨各目標斷層含主斷層兩側 2 公里內的構造剖面。
8. 建立各目標斷層的斷層幾何模型與運動學分析。
9. 成果報告 30 份，成果光碟 10 份，並製作中英文網頁及教育推廣海報。

三、 成果統計

表 1.3.1、地質鑽探成果統計表

斷層名稱	井名	x	y	井深(m)	高程（m）	直井/斜井（方位/角度）	成果簡述	年度
大甲斷層	大甲三號井	212460	2694912	160	65	直井	地層位態在 0-90m 之間大約 40-50 度傾斜，向下地層傾角漸緩約 20-30 度之間。未鑽遇斷層，反應構造崖面以褶皺作用為主。	96
	大甲四號井	210083	2692023	60	67.7	直井	主要岩性以礫岩為主層理不易判識。	96
清水斷層	大肚一號井	202686	2667853	50	8.6	直井	0-15 公尺為礫岩層，15-32 公尺為砂岩層偶夾泥岩，32-50 公尺為礫岩層。地層大致水平。研判應位於清水斷層下盤。	96
	大肚二號井	202686	2667853	160	12.6	直井	鑽探岩性以礫岩夾砂岩為主。在淺處地層近乎水平，在 120-140 公尺處地層傾斜約 5-10 度。由於未發現地層位態有劇烈變化，研判此處位於斷層變形前緣附近。	96
木屐寮斷層	六重溪 1 號井	191835	2580829	200	52	直井	六重溪 1 號井的岩芯中並未見到斷層的證據，井下地層傾斜約 5-10 度，說明了木屐寮斷層於下盤處仍有變形因此本研究較傾向該地形崖面為向斜軸的變形所形成。	97
	六重溪 2 號井	191688	2581047	70	45	直井	六重溪 2 號井未發現斷層存在的證據。	97
六甲斷層	池口一號井	188577	2577585	200	45	直井	位於斷層上盤。井中岩芯顯示在 0-51 公尺處，地層傾角約 40-50 度，在 55 公尺以下之地層傾角約為 10-15 度，但在地層傾角變化處未見斷層構造，研判通過向斜軸部。	97
	池口二號井	188450	2577516	70	34	直井	此井位於六甲斷層下盤，地層之傾角約在 5-10 度之間。可見礫石層及古土壤面間為泥質岩層。	97
湖口斷層	湖口一號井	251354	2753328	150	59.6	直井	淺層的礫石層為石英質，可能為店子湖層。地層傾角大致平緩。44.6 公尺處後平緩的海相沉積物開始出現。70-150 公尺之間以灰色的砂為主。未見斷層。	98

新竹斷層	新竹一號井	251775	2744023	150	35.1	直井	在約 100 公尺以上地層傾角約 20-30 度，100-150 公尺地層傾斜約 5 度，鑽探處通過斷層變形前緣附近，但斷層尖端並未在此出露地表，在地表發育出向斜構造。	98
	新竹二號井	244459	2743174	150	32.4	直井	0-76.2 公尺為礫石為主。以下海相沉積物也從此處開始出現，傾角約 20-30 度。	98
	新竹三號井	243243	2742729	150	35.6	直井	新竹三號井在 61 公尺處發育斷層帶，此斷層帶之下有約 1 公尺厚的礫石層，可能為斷層逆衝至此礫石層之上。70 公尺為主要斷層帶，70 公尺以下至 150 公尺間大致以砂至泥質岩層為主，間夾礫石層，地層傾角約 0-5 度。	98
	新竹四號井	243255	2742679	200	44	直井	在 96.4-97.4 公尺為主要斷層帶。100 公尺以下至 200 公尺大致為砂與泥質岩層為主，地層傾角約 0-5 度。海相沉積物從 110 公尺開始出現。斷層傾角約 30 度。	98
旗山斷層	旗山一號井	191465	2526899	150	204	直井	全井由上至下遍佈剪切帶，許多剪切帶角度極高，並多處發現斷層角礫岩，代表已鑽遇旗山斷層帶。斷斷層傾角極高。	99
	旗山二號井	186506	2519648	150	49	直井	主要斷層帶位於 139 公尺至 150 公尺間，有較密集的剪切帶發育。在 45 至 139 公尺間以粉砂至細砂為主，研判可能為烏山層。	99
	旗山三號井	190908	2526245	150	227	直井	旗山三號井位於一號井南側。由於未鑽遇高角度傾斜地層，因此判斷此井岩芯仍為烏山層，並未鑽穿旗山斷層。	99
大尖山斷層	大尖山一號井	214163	2616488	150	223	直井	整段岩心皆位於斷層帶之中，斷層帶內剪切面傾角約 70-90 度間。整口岩心為桂竹林層的大窩細砂岩段，並未鑽至頭嵙山層。	99

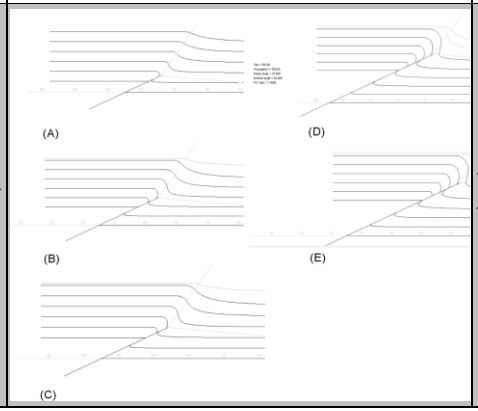
表 1.3.2、淺層震測成果統計表

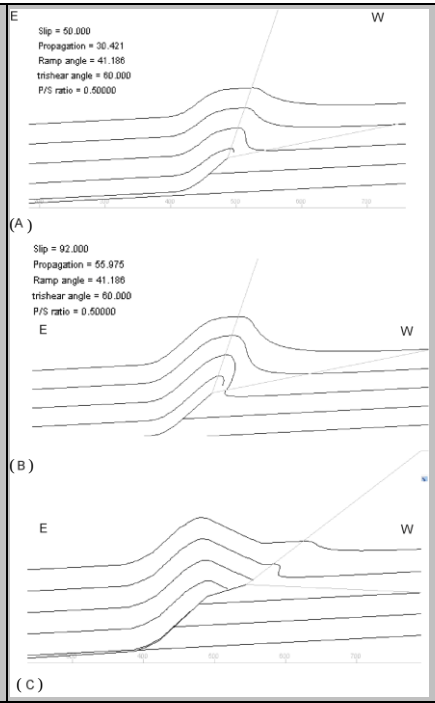
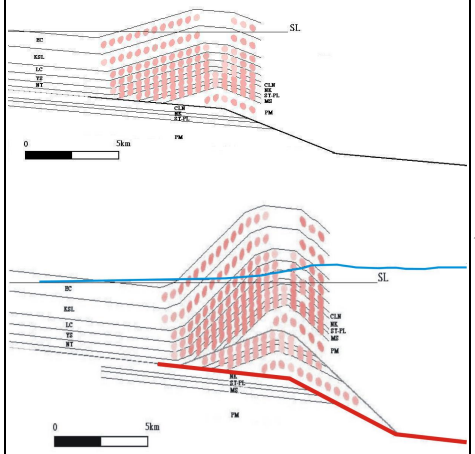
斷層名稱	測線編號	長度	地點	成果簡述	年度
大甲斷層與鐵砧山斷層	07P-TCF-TC-1	1,035 公尺	鐵砧山北邊的大安溪南岸	地層連續性極佳，並且地層以低角度往西北傾斜，並無斷層通過的現象出現，而剖面東南端約 80 公尺的範圍雖因地層陡峭，而造成震測影像成像不佳，但可作為為斷層前端於地下較深處存在位置的指標。	96
清水斷層	07P-CSF-CS-1	1,385 公尺	大甲溪南岸河堤旁道路	剖面中並無斷層穿越之現象。	96
	07P-CSF-TD-1	605 公尺	大肚溪北岸	地層往西傾斜，無斷層通過，測線中地表之地形崖並非斷層所造成。	96
	07P-CSF-TD-2	1,095 公尺	大肚溪北岸，測線 07P-CSF-TD-1 之西北側	地層平坦，並未有主斷層切過地表的跡象，地面位置應屬盲斷層下盤處，而 0.2 秒以上的幾處小型落差可能為鬆軟地層受擠壓而造成的局部現象或河道切割。斷層在地底下的前緣位置，較可能位於本測線的東端不遠處。	96
木屐寮斷層	08P-MCLF-BH-1	1,490 公尺	白河鎮六重溪北方，沿鄉道南 97 施測	西北側地層連續性極佳，至 1,000 毫秒仍可看見連續地層，並且地層以低角度往東南抬昇。剖面中有高角度的斷層現象，剖面東南側地層經擠壓抬升而較西北側地層混亂。	97
	08P-MCLF-BH-2	1,400 公尺	白河水庫西側，白河溪的南方，沿鄉道南 93 進行施測	剖面中地層持續向東南方抬昇，並無斷層穿越之現象。	97
六甲斷層	08P-LCAF-LY-1	1,473 公尺	台南柳營鄉尖山埤水庫西北側，沿鄉道南 107 進行施測	剖面中間偏又處可以見到地層往東上升，由較深部的地層可以發現越往東邊傾角越大。	97
小崗山斷層	08P-HKSF-AL-1	1,600 公尺	阿蓮復安村，沿縣道高 14-1 道路施測，測線跨越	剖面中西半部剖面之地層連續性良好，而東半部之地層僅出現於淺部。泥岩與西部地層的交界深至 1 秒時仍可看見。測線中地表之地形崖並非斷層	97

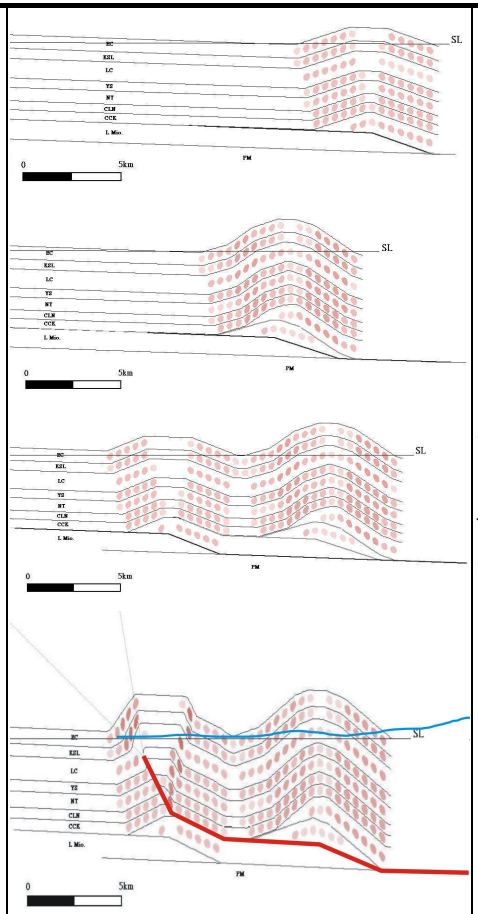
			南北向之台 19 甲線	所造成，而地底下斷層的前緣仍可能位於測線的西邊。	
	08P-HKSF-AL-2	733 公尺	大崗山與小崗山之間，沿阿蓮鄉道高 37 施測	基盤往東逐漸升高，未見斷層通過。	97
	08P-HKSF-AL-3	475 公尺	阿蓮鄉道高 13-1 施測	基盤往東逐漸升高，未有斷層的跡象。	97
新竹斷層	09P-HCUF-HS-1	1,010 公尺	新竹市香山區西側，沿西濱快速道路西側的堤防，以南北走向擺設測線	剖面中南側平整且連續的地層向北微傾，往北傾斜的斷層北側地層經擠壓抬升，使斷層處地層呈現往南傾斜的型態。	98
	09P-HCUF-HS-2	972 公尺	新竹市香山區西側，於測線 09P-HCUF-HS-1 之北側，沿釣魚場東側的道路擺設測線	剖面中可見往北傾斜之向斜與背斜軸。	98
	09P-HCUF-HS-3	360 公尺	新竹市東側新竹縣竹北，頭前溪北邊高鐵新竹站西南側，沿隘口二路由西南往東北擺設測線	剖面中淺部地層平整連續。	98
	09P-HCUF-HS-4	700 公尺	位於測線 09P-HCUF-HS-3 之東方，沿高鐵五路由南往北施測。該測線南端始於頭前溪北岸，北端接於高鐵新竹站南邊不遠處	剖面中地層平整且連續並無斷層出現於 1 秒以上的地層。	98
旗山斷層	10P-CHNF-DS-01	1,320 公尺	高雄縣大社鄉大社東北側，沿馬禮遜學校前面道路（嘉誠路）施測	剖面西側約 30 公尺以上可能為地表沖積層，沖積層下方至約 60 公尺深處可能為二重溪層，更下方無信號區極可能為古亭坑層泥岩。剖面東半部的高傾角反射層應即為南勢崙砂岩。斷層旗山應通過本剖面。	99
	10P-CHNF-DS-02	525 公尺	高雄大社鄉大社東北	資料品質不好，加上測線大幅蜿蜒，無法於剖面中看出地層層面。	99

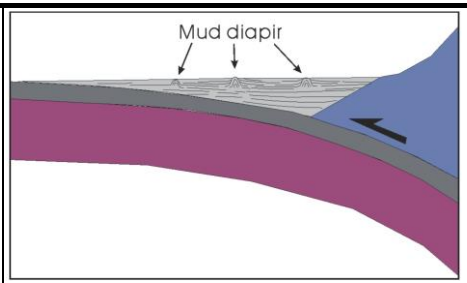
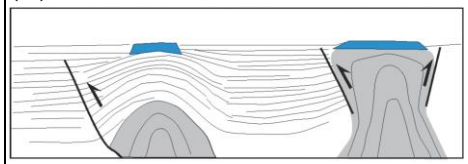
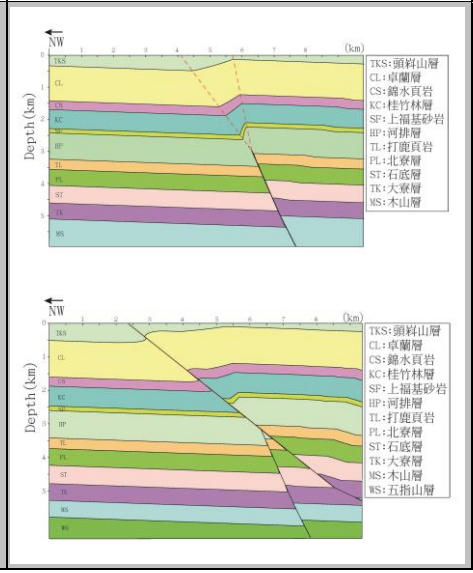
			側，在測線 10P-CHNF-DS-01（嘉誠路）西南方，沿著大社路進行		
	10P-CHNF-RW-01	600 公尺	高雄縣仁武北邊，於國道 10 西側沿水管路施測	剖面中無法辨認地表沖積層，僅能看出 0.3 秒以上往東傾斜的地層。	99
	10P-CHNF-RW-02	965 公尺	高雄縣仁武北邊，於國道 10 東側沿水管路施測	剖面中無法辨認地表沖積層，僅中間部分可見往東傾斜的地層。	99
	10P-CHNF-YT-01	550 公尺	高雄縣旗山鎮東北側圓潭一帶，沿富興路施測	剖面中間有一向東傾斜的地層，地表沖積層並未看見。	99
	10P-CHNF-YT-02	1,120 公尺	高雄旗山東北邊圓潭，在測線 10P-CHNF-YT-01（富興路測線）的東北方	剖面上方 0.1 秒以上為地表沖積層，其下方出現高傾角往東傾斜的地層。	99

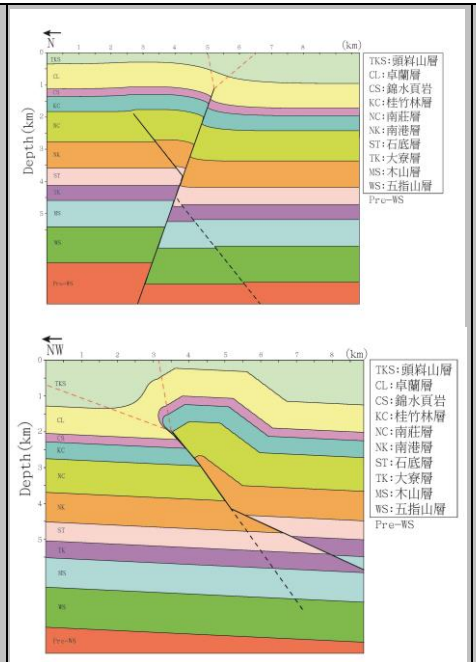
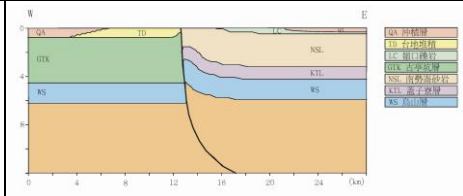
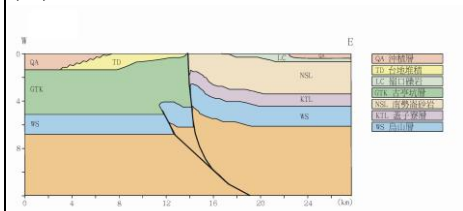
表 1.3.3、斷層模型成果統計

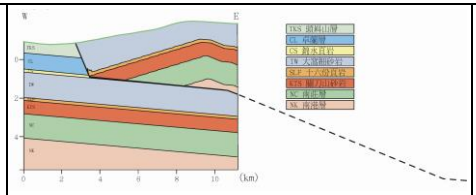
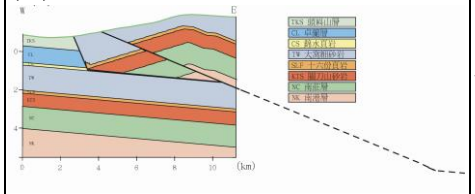
斷層名稱	縮圖	成果簡述	年度
大甲斷層與鐵砧山斷層		大甲斷層為一低角度斷層，但斷層尖端未出露地表，由平衡剖面法推估斷層位移量約 500-600 公尺。大甲斷層東側的鐵砧山斷層，為調適大甲斷層位移的背衝斷層，斷層傾角約 20 度，切過不同時期階地並具位移累積性，亦為活動性斷層。此外在大甲斷層之下並有一活動的滑脫面斷層，此斷層為形成鐵砧山背斜的主要構造。	96

清水斷層		清水斷層以沙鹿為界可分為南北兩段，北段為低角度逆衝斷層，其性質與大甲斷層近似，南段大致為一弧形斷層(listric fault)，斷層傾角較大，位移量約 500-600 公尺，南北段的分界在沙鹿附近，右移的泰安斷層為分隔南北段的構造。	96
木屐寮斷層		第一階段，斷層由先中新世地層內向上爬升至中崙層內部，並在今日關子嶺背斜處形成斷層彎曲褶皺。第二階段，在原斷層彎曲褶皺上發育出疊置斷塊構造。木屐寮線形可能為背斜西翼的向斜所形成的褶皺崖地形。	97

六甲斷層		第一階段，斷層由先中新世地層內向上爬升至長枝坑層底部，並在今日南寮背斜處形成斷層彎曲褶皺。第二階段，在原斷層彎曲褶皺上發育出疊置斷塊構造。第三階段，新的斷層彎曲褶皺在今日牛山背斜處形成。第四階段，六甲斷層在之前的斷層彎曲褶皺上形成，並在其上發育出斷層擴展褶皺。	97

小崗山斷層	 (A)  (B)	(A)為在隱沒環境及造山帶環境，沈積巨厚沈積物，由於迅速沈積及水平壓應力造成高壓環境因此形成泥貫入體。(B)圖顯示此泥貫入體受水平壓應力影響伴隨褶皺及逆斷層，當泥貫入體發育至近海水面開始發育珊瑚礁。	97
新竹斷層		新竹線形東側，高角度之新竹斷層在其頂端發育出明顯的三角剪切帶，另在斷層上盤，因新竹斷層的些許折彎，形成開放褶皺；新竹線形西側，高角度之新竹斷層在其頂端被另一低角度的逆衝斷層截切，形成地表在圖上3公里與5公里附近出現兩個背斜（香山與青草湖背斜），兩者之間則為香山向斜構造。	98

湖口斷層		湖口線形西側，主要以向北傾斜的高角度逆斷層為主，可能是過去正斷層的復活，另向南傾斜斷層的錯動量甚小，可能是反向支斷層或被截切的老斷層；湖口線形東側，湖口斷層約在地下 3.2 公里處與一低角度的逆衝斷層相連，形成湖口背斜後翼的彎曲。湖口背斜的前翼彎曲主要有兩個機制：一由湖口斷層在地下約 2.3 公里處折彎所致，另一由湖口斷層向上發育出斷層擴展褶皺。	98
旗山斷層	 (A)  (B)	旗山斷層的運動學分析：(A) 第一階段：旗山斷層為犁型斷層，其滑動造成斷層上盤向東傾斜。(B) 第二階段：龍船斷層為旗山斷層的分支盲斷層，由於擴展滑移比小，造成古亭坑層形成緊密的褶皺。	99

大尖山斷層	 (A)  (B)	大尖山斷層的運動學分析：(A) 第一階段：大尖山斷層為由斷坪-斷坡所組成之斷層，其滑動造成斷層上盤產生石崁湖背斜與其西側向斜構造，同時大尖山斷層截切大窩細砂岩層。(B) 第二階段：檳榔宅斷層為大尖山斷層在淺部的分支斷層，截切向斜東翼。	99

第 2 章、斷層帶地下構造調查研究方法概述

一、地質鑽探

淺層地質鑽探除了可以獲得近地表沉積物的厚度外，還可了解淺部斷層面傾角，與斷層上下盤兩側的地層對比。湖口斷層與新竹斷層鄰近斷層區域都被礫石層覆蓋，淺層鑽探是研究斷層活動性最可行的方法之一。本計畫的地質鑽井將全程取樣，建立鑽探岩芯的地層柱狀圖，紀錄內容包括岩性、沉積構造、構造、與岩層位態。紀錄岩芯資料後，若鑽遇岩盤再判讀岩芯的地層層位，並解釋沉積環境。兩孔以上的鑽井並作地層對比，解讀斷層的活動性。

二、淺層震測

震測法能夠解析詳細的地下構造形貌，其應用在地下資源探勘上已極具成效。早期之工程和學術界主要用折射震測法來探測淺層地下構造。由於近年來微電腦處理技術、高頻受波器以及高採樣率震測儀的快速發展，目前工程界和學術單位已常以同中點反射技術來探測幾公尺至幾百公尺深的高解析度淺層地下構造，並以折射資料作為靜態修正的資料。本計畫主要利用 P 波反射，反射震測能夠探測的深度除了與震源能量有關外，亦與測線的展距有關，探測深度通常為測線展距的 1 至 2 倍。以本團隊使用 120 波道震測系統，受波器間距 5 公尺，以兼顧淺部資料以及加深目標深度，並能於傾角較大的岩層獲得較良好的資料。受波器將採用 40Hz 垂直受波器陣列，3 個為一組並聯，以提高信噪比。

本研究之震測作業方法以同中點炸測方式進行。震測資料處理時先定義於野外施測時所使用的施測幾何，然後刪除原始炸點資料內之不良波線，之後再以頻率濾波濾除低頻地滾波及其他高頻雜訊以提高信噪比，濾波之頻率範圍則由頻譜分析決定。頻率濾波後再以速度濾波過濾低速度之地滾波，經濾波後的資料接著依野外作業幾何，續行各種不同聚合之搜尋，將不同的炸點資料中凡是對應於同一反射點的各波線都收集並組合成同中點聚合剖面。由原始測點資料的震波走時異常估計，近地表處的風化層效應造成震波訊號到達地面時間不一致，各測線再進行靜態修正，去除高程變化與風化層或造成的走時異常。

經過靜態修正後之同中點聚合資料，再經速度分析找出各時段之最佳的重合速度，並利用該速度，經垂直隔距時差修正將同中點聚合內之各波線修正至支距為零再互相重合成為同中點重合剖面。

本研究於資料處理過程中採用了速度聚合分析、等速度重合分析、以及速度頻譜分析等三種速度分析工具以獲得準確的速度。速度分析完成後便可得到重合速度模型，依此速度模型進行垂直隔距時差修正並做同中點資料重合。重合速度經過轉換至區間速度後，作為將時間剖面轉換至深度之參考。

受到地形與交通的影響，測線可能無法獲得單純的直線剖面，本計畫已將所有剖面利用工業級專業的資料處理軟體Claritas進行蜿蜒測線處理以及具浮點基準面的修正，以適合本研究的需要。P波反射震測之靜態修正常為剖面優劣之關鍵，本計畫於執行時一併利用折射資料以走時逆推的方式來分析，並用以作為靜態修正之用。

淺層震測施測步驟含：

1. 測線測量：繪製測線之地形剖面並打樁標示，測線以衛星定位定點，作為資料庫建立之基準，並於資料交換或公開時提供一定的標準；
2. 震測作業：反射作業與折射作業一併實施；
3. 震測資料處理：以同中點重合方式處理震測資料；
4. 震測剖面分析：解釋地下構造，研判斷層之位置與延伸。

三、斷層運動學分析

斷層型態與地層褶皺的關係一旦明確界定後，斷層長期的運動行為就可透過斷層運動學分析來判定，幫助了解斷層與褶皺的演化過程，及評估未來地震發生的風險。常見的斷層與褶皺關係包含斷層彎曲褶皺（fault-bend folding）、斷層擴展褶皺（fault-propagation folding）與基底滑脫褶皺（detachment folding）等。此外，斷層端點前緣也可能產生三角剪切變形（trishear），造成地層層厚與傾角的改變。最近研究顯示，在褶皺的後翼也可能因斷層滑動所造成的剪切作用而改變地層形貌，由於不同研究地區會因地質材料特性與受力狀態不同而產生不同形式的褶皺。因此，本計畫中，將依實際的觀測資料，利用正演模擬，求出每一地區最可能的褶皺機制。結合深部震測剖面、淺層震測、鑽井資料以及地表地質，繪製地下構造剖面分析可能區域性構造形成機制。

第 3 章、調查成果

一、湖口斷層

湖口斷層，為逆移斷層，呈東北東走向，由新竹縣湖口向東延伸至桃園縣平鎮（圖 3.1.1），長約 21 公里（花井重次，1930；中國石油公司，1978；林啟文等，2007）。林啟文等(2007)認為湖口斷層可能至少在距今 70,000 年內曾經活動過，故將其暫列為第二類活動斷層。

在湖口斷層一帶出露的地層包括楊梅層、店子湖層、中壢層、階地堆積層與沖積層。楊梅層分為厚度超過 800 公尺的下段照鏡段，與約 350 公尺厚的上段照門段。店子湖層為台地礫石層，厚度約數公尺至 30 公尺，以不整合覆於照門段之上，在湖口背斜軸部較厚。中壢層為礫石與砂所組成，厚度約 20~30 公尺。階地堆積層，主要為礫石、砂與泥所組成。沖積層則主要由砂、礫石及泥組成(塗明寬與陳文政，1990； Tang，1963)。

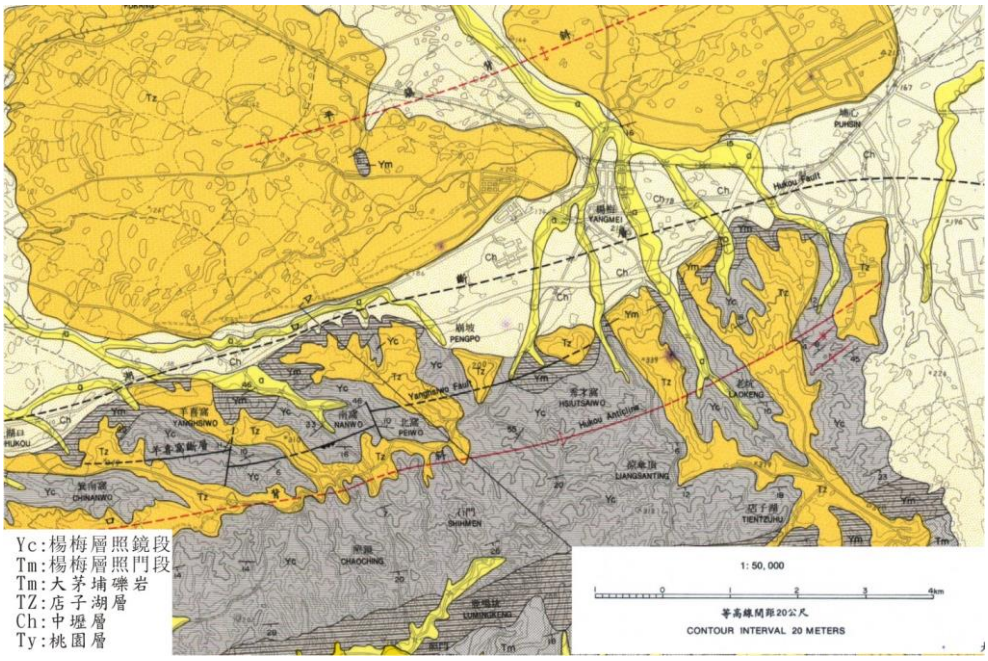


圖 3.1.1、湖口斷層附近地質圖 (塗明寬，1984)。

(一)深部地下構造分析

本區域主要構造有雙連坡向斜(線形)、平鎮背斜、楊梅北斷層(線形)、湖口斷層、湖口背斜。這些構造多切過不同時期的地形面，且多具位移累積性，由地形學角度常稱為斷層，但若由震測或淺層鑽探分析，則常僅見褶皺，因此未能稱為斷層，但這些構造皆為活動構造應無疑義。

本區位於桃園台地群（林朝棨，1957），包括湖口、桃園、中壢、平鎮與伯公岡等 5 個台地（圖 3.1.1.1）。湖口台地北緣為向北傾斜的線狀崖，高差約 80 公尺，台地東緣與中壢台地相接。伯公岡台地南緣為向南傾斜的線狀崖，高差約 50 公尺，北側與中壢台地相為高差約 20 公尺的崖。平鎮台地呈不完整的扇狀台地，地勢由東南向西北逐漸降低，南側與中壢台地相接處為高差約 30~40 公尺的崖，台地尚保存完整的沖積扇面。中壢台地的地勢由東南向西北逐漸降低。桃園台地與中壢台地的沉積年代約距今 50,000~70,000 年前，平鎮台地與湖口台地之間的楊梅面的沈積年代則老於 60,000 年前（Chen，2004）。

圖 3.1.1.2 為本研究中所分析的剖面位置，其中 Lim(1971)結合震測、地表地質與鑽井資料所繪製的湖口背斜與湖口斷層剖面，對褶皺軸部附近構造有較精確的描繪，但對前翼地層變陡的特性並未著墨。Suppe (1979)利用斷層彎曲褶皺模型重新繪製此區的地下構造剖面，剖面中卓蘭層在前翼急速變薄，他認為可能是受到抬升時侵蝕作用影響，而在前翼部份發育的另一小的背斜軸與深部另一斷坡構造有關，因此湖口斷層並不存在。楊耿明等(2002)認為湖口背斜由斷層彎曲褶皺作用所造成，湖口斷層並不存在。

在湖口斷層附近的深部震測剖面中可見湖口背斜形態，該背斜為不對稱褶皺，南翼較長。湖口斷層(線形)的邊界呈高角度傾斜，剖面深部的信號不佳，但仍可見湖口斷層與南側地層邊界呈高角度傾斜，湖口斷層北側地層大致呈水平，湖口斷層(線形)主要應為向斜軸部。

平鎮背斜大致形態已經清楚，但其成因及其是否與楊梅北線形有關連則尚待釐清。本研究再解釋中油震測剖面 以釐清兩者關係。震測剖面中可見平鎮背斜為背衝褶皺形態，南翼較陡，北翼較緩。北翼的向斜軸部即為雙連坡線形處，南翼的向斜軸即為楊梅北線形，此背衝褶皺形態與地形顯示楊梅北地形面向北傾斜的形態一致。當 Suppe and

Chang（1983)解釋此剖面時，認為平鎮背斜為斷層彎曲褶皺所形成。由於北翼的轉折軸呈楔形，向上逐漸寬廣，並非如斷層彎曲褶皺轉折軸寬度上下一致，而與 Trishear 變形模式極為接近，本研究認為高角度逆衝斷層的尖端呈三角變形帶所致，平鎮背斜可能為由於斷層的彎曲所造成，而此高角度斷層可能為已存在的老正斷層，因為再度被復活而成。

坑子口背斜位於湖口背斜西側，目前雖然未有太多的研究，但坑子口背斜與湖口背斜一樣傾動店子湖層，因此亦極可能為活動構造。在地形上可見到店子湖層向北傾斜，與楊梅北線形有相同的特性，震測剖面中亦顯示類似的特性。震測剖面中可見南翼較陡，北翼緩，北翼變形為楔形。本研究亦認為此褶皺解釋與平鎮背斜成因近似，為向北傾斜的高角度正斷層被復活所致。在更西側的震測剖面中，我們亦可發現坑子口背斜的存在，坑子口背斜仍為背衝褶皺形態，帶在軸部發育高角度斷層。在更西側海域的震測剖面中仍可見坑子口背斜，但形態稍有改變，這可能反應正斷層形態已有改變。剖面中可見許多正斷層及沿正斷層復活的褶皺。此剖面形態可以說明湖口背斜附近，由於既有的正斷層在被復活後，即產生褶皺作用，這種褶皺作用，難以利用斷層彎曲褶皺等模型解釋。

圖 3.1.1.3 為本研究橫跨湖口背斜與平鎮背斜的構造剖面，在此剖面中我們認為平鎮背斜可能由於向北傾斜的正斷層被觸發所致。Suppe and Chang(1983)以斷層彎曲褶皺解釋此以剖面，但本研究認為在震測剖面中可見轉折帶的寬度並非平行，而是楔形的形態，向上逐漸變寬，這種變形形式可用 Trishear 的變形模式加以解釋。且這種變形模式顯示為高角度斷層所致，而平鎮背斜的形成可能與此斷層的彎曲有關。由於本區域存在許多正斷層，因此考慮正斷層在被觸發的模式，應較符合。否則以最大主應力在西北向的應力形態，所形成的構造應為北東走向。對於湖口背斜構造形態，在淺處由於有鑽探資料與震測剖面，相差不大，但對深部構造，斷層彎曲褶皺模式可以解釋，但利用正斷層的再活動似乎也可以解釋，目前仍難有共識。

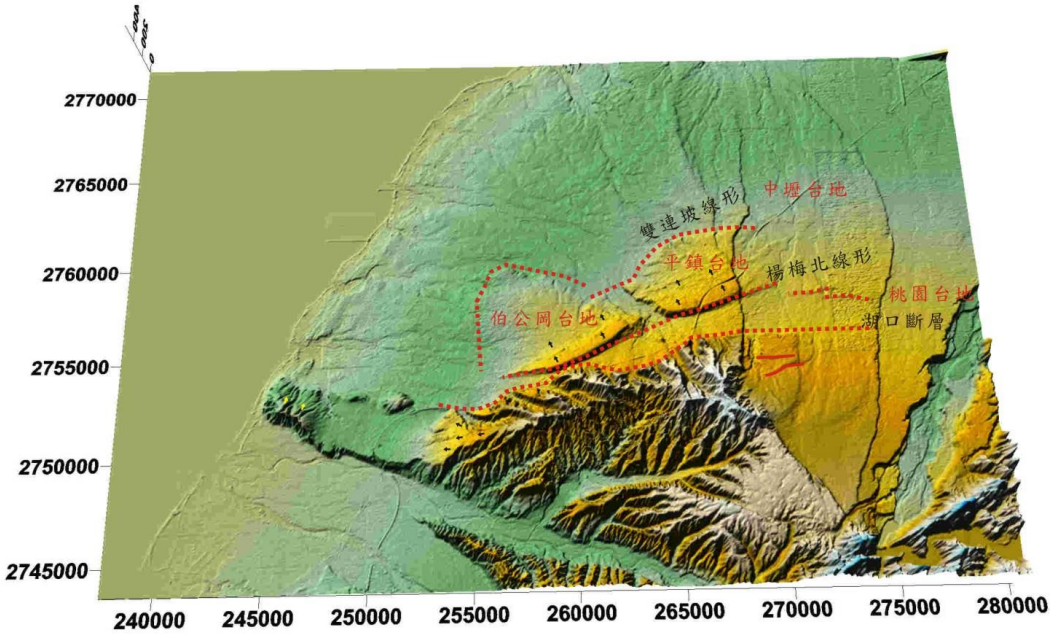


圖 3.1.1.1、湖口地區地形特徵，黑色箭頭為地形傾斜方向。

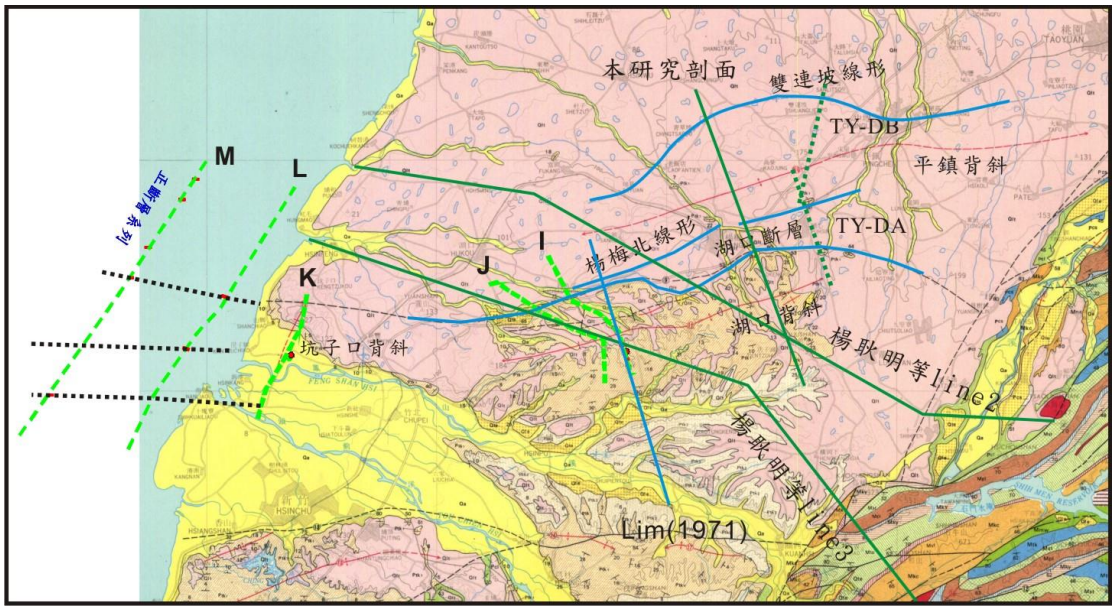


圖 3.1.1.2、本研究中所引用的震測及構造剖面位置，黑色點線為將震測中發現斷層位置相連所得的可能斷層位置（底圖為中油十萬分之一桃園-新竹圖幅，1978）。

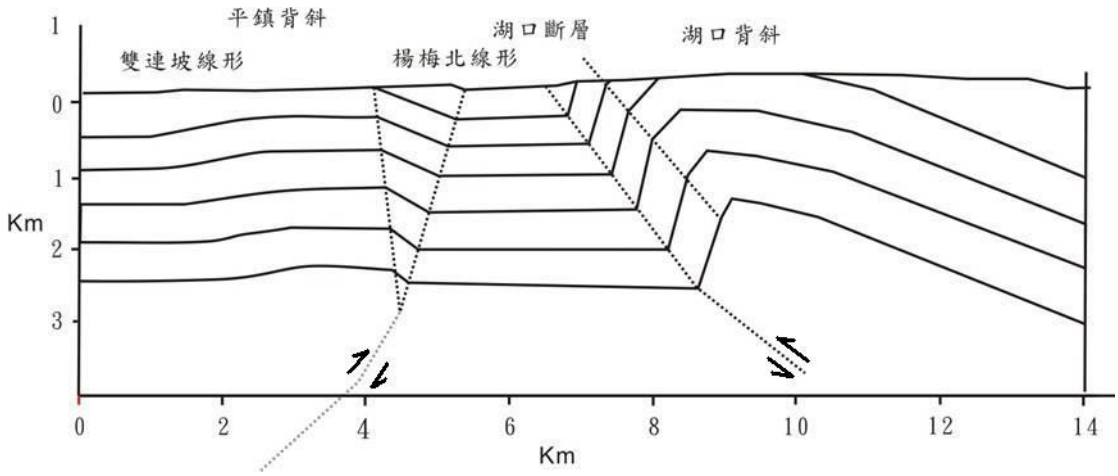


圖 3.1.1.3、湖口斷層附近的深部構造剖面，剖面位置如圖 3.1.1.2 所示。

（二）淺層震波測勘

由於有關於湖口斷層的淺層震測已有相當數量，而能夠進一步測的位置也有限，本計畫僅整理湖口斷層相關淺層震測資料，而計畫中主要的淺層震測作業均針對相對缺乏淺層震測資料的新竹斷層施測，以達到最大效益。經整理湖口斷層已有之淺層震測資料，可歸納整理為：對於斷層前緣的變形，石瑞銓等(1999)經由淺層震測發現在通過湖口斷層地層發生轉折，並認為是有 40 公尺落差的正移斷層；而林良安(1999)的淺層震測結果認為湖口斷層淺部僅為向斜軸。

（三）地表與井下地質調查

地調所在湖口斷層東側的上下盤的三口地質探井（圖 3.1.3.1），顯示湖口斷層為於向斜軸部的變形為主。本研究因此選在圓山小丘上進行湖口一號井的地質鑽探，以分析湖口斷層西側的延展與了解圓山小丘前緣的線性成因。湖口一號井淺層岩芯的礫石層為石英質，可能為店子湖層。岩芯中淺部可見地層傾斜，僅見小滑動面，深部地層較平緩，泥層中多見近水平地層，砂層常有傾斜，可能為交錯層理。在野外附近的礫石中，可見地層向北緩傾斜，由於其傾角不像東側湖口線型崖附近地層般有明顯的傾斜，因此此處地表的崖面可能僅為向斜軸部變形或被侵蝕的崖面。

羊喜窩 1 號井於 1-16 公尺處為店子湖層，以下則為楊梅層照門段。湖口一號井中，

淺部 40 公尺可能為店子湖層。店子湖層雖然受河流侵蝕作用，但其曾經完整分布於湖口背斜之上。店子湖層目前高程最接近 400 公尺，若以卓蘭層頂部當基準面，已抬升約 1,000 公尺，顯示此構造形成早期河流侵蝕速率較快或構造發育速率較慢，因此湖口背斜上盤被侵蝕約 600 公尺，當店子湖層沈積後，逐漸發育台地地形。

由淺層震測及既有的鑽探結果顯示，湖口斷層主要為向斜軸部的變形。在鑽探中可見局部剪切帶，如在大金山一號井中的 80-100 公尺處，可以見到較密集的剪裂面，但剪裂面多以層面滑動為主，顯示為褶皺作用所調適之構造。由淺層震測剖面及鑽探結果顯示，斷層尖端未出露至地表，地表僅為向斜構造。

由震測剖面分析顯示湖口斷層變形主要受控於原先既有正斷層形態，包括斷層出露深度，斷層傾角及方向，這些正斷層受後來構造運動影響，呈現出不同形態構造，當正斷層向南傾斜則造成向北逆移斷層，向南傾斜則造成背衝斷層。

圖 3.1.3.2 為本研究所建構之跨湖口斷層兩側 2 公里內的構造剖面，湖口斷層並未出露至地表，地表變形特徵主要為向斜崖。

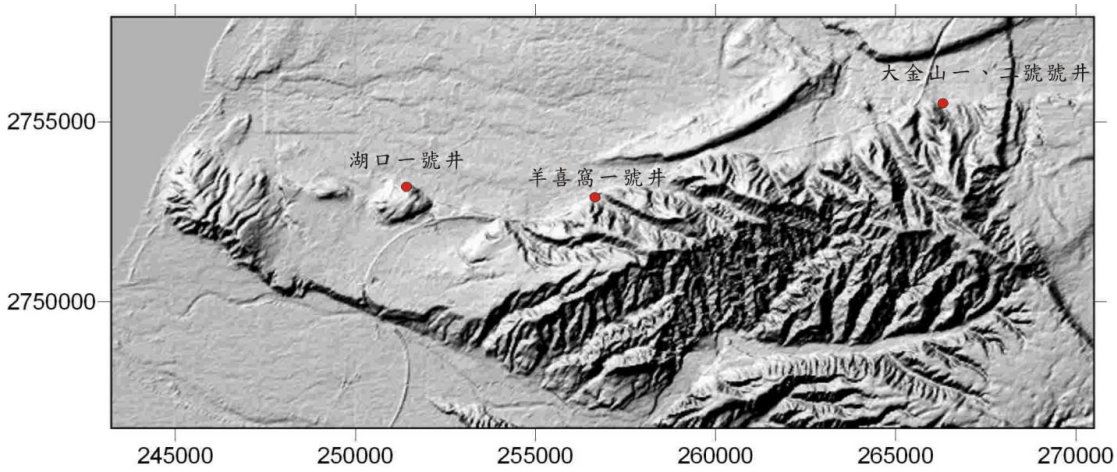


圖 3.1.3.1、湖口斷層沿線淺層鑽探位置，本研究新鑽湖口一號井。

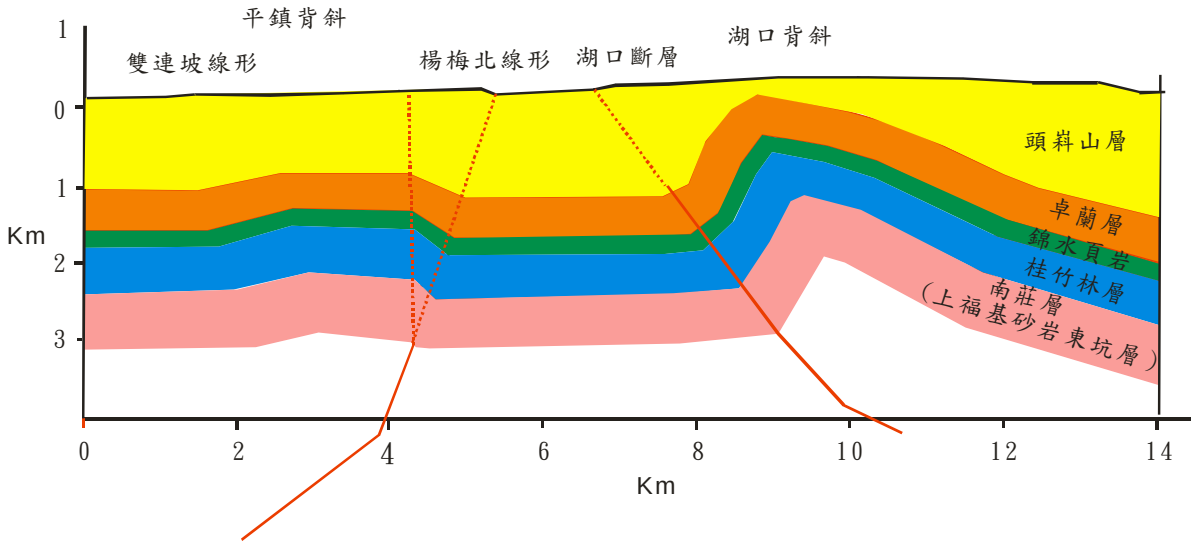


圖 3.1.3.2、本研究所建構之跨湖口斷層兩側 2 公里內的構造剖面。湖口斷層並未出露至地表，地表變形特徵主要為向斜崖。

（四）斷層運動學分析

對於湖口線形東側測線 I 的運動學分析，我們利用斷坪與斷坡之間的夾角、位置、長度等關係，計算出斷層的位態與滑移量。圖 3.1.4.1 為模擬的結果，我們可以發現，一個低角度的逆斷層連接至先存的高角度正斷層使其復活，其所產生的彎曲造成後翼的褶皺。至於斷層前翼的背斜，主要有兩個機制：一為由一個發生在約 2.3 公里的斷層小轉折所形成，此轉折僅約 5 度，形成約 30 度的傾斜面，另一由湖口斷層尖端向上以約 60 度的三角剪切帶發育出高角度傾斜或甚至倒轉的斷層擴展褶皺。由此看來，湖口線形崖應當不會是湖口斷層出露的地點，盲斷層是比較可能的推斷。

湖口線形西側的地殼變形行為與東側不同，可能是原本向南傾斜的正斷層，在被擠壓復活後接著又被一個向北傾斜的高角度逆斷層所截切（圖 3.1.4.2），此反向逆斷層本身也可能是過去正斷層的復活，且其原位於約 5 公里以下，以極大的擴展滑移比 p/s=6 的比值將破裂向上傳遞，圓滑的褶皺可能反應三角剪切帶的變形結果。另外一個可能是向南傾斜的逆斷層，僅是發育在向北傾斜主斷層上的反向支斷層，果真如此，則湖口斷層就不曾延伸至此。無論是何種情況，我們在評估地震危害度時，都應該將湖口斷層分東西兩段，至於分段確切的位置，仍有待更精密的調查。

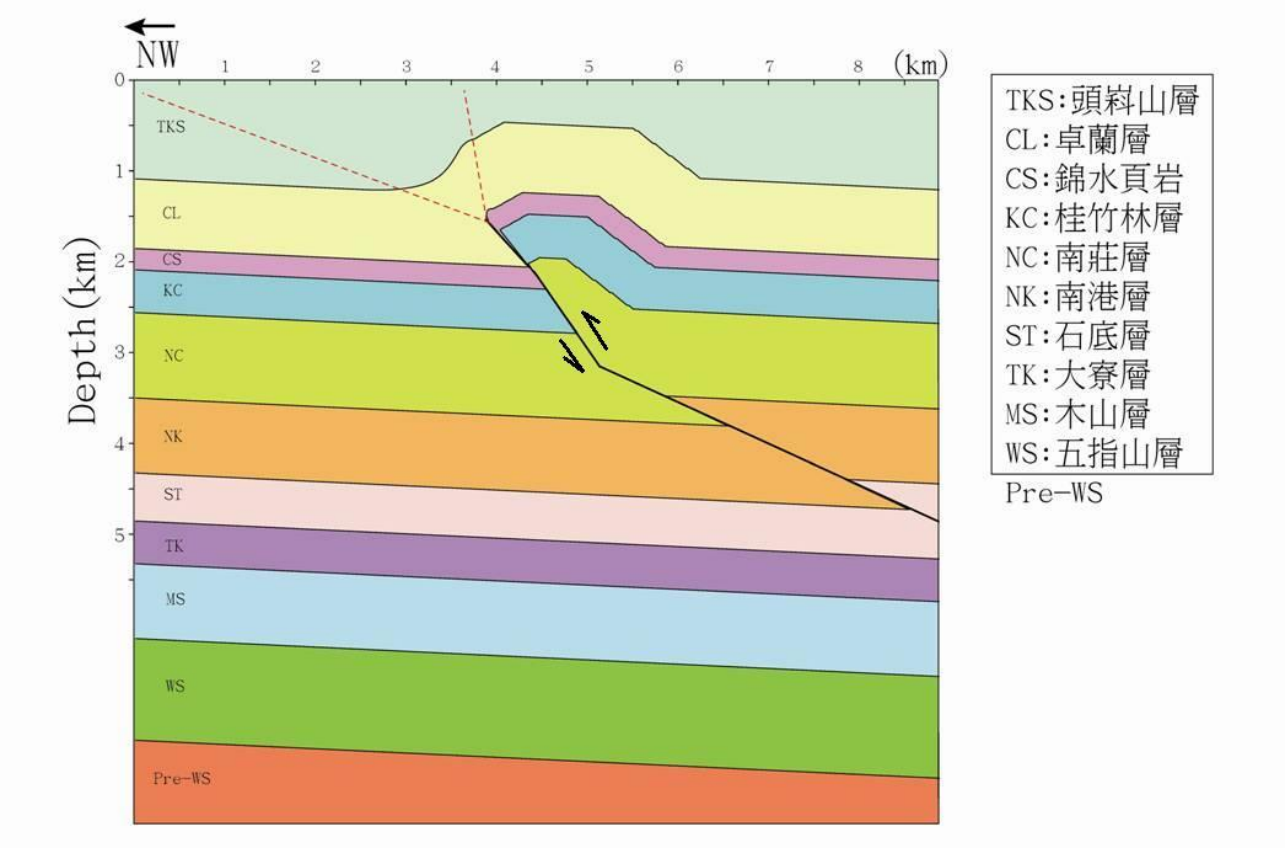


圖 3.1.4.1、湖口線形東側之構造運動學分析圖。湖口斷層約在地下 3.2 公里處與一低角度的逆衝斷層相連，形成湖口背斜後翼的彎曲。湖口背斜的前翼彎曲主要有兩個機制：一由湖口斷層在地下約 2.3 公里處折彎所致，另一由湖口斷層向上發育出斷層擴展褶皺。

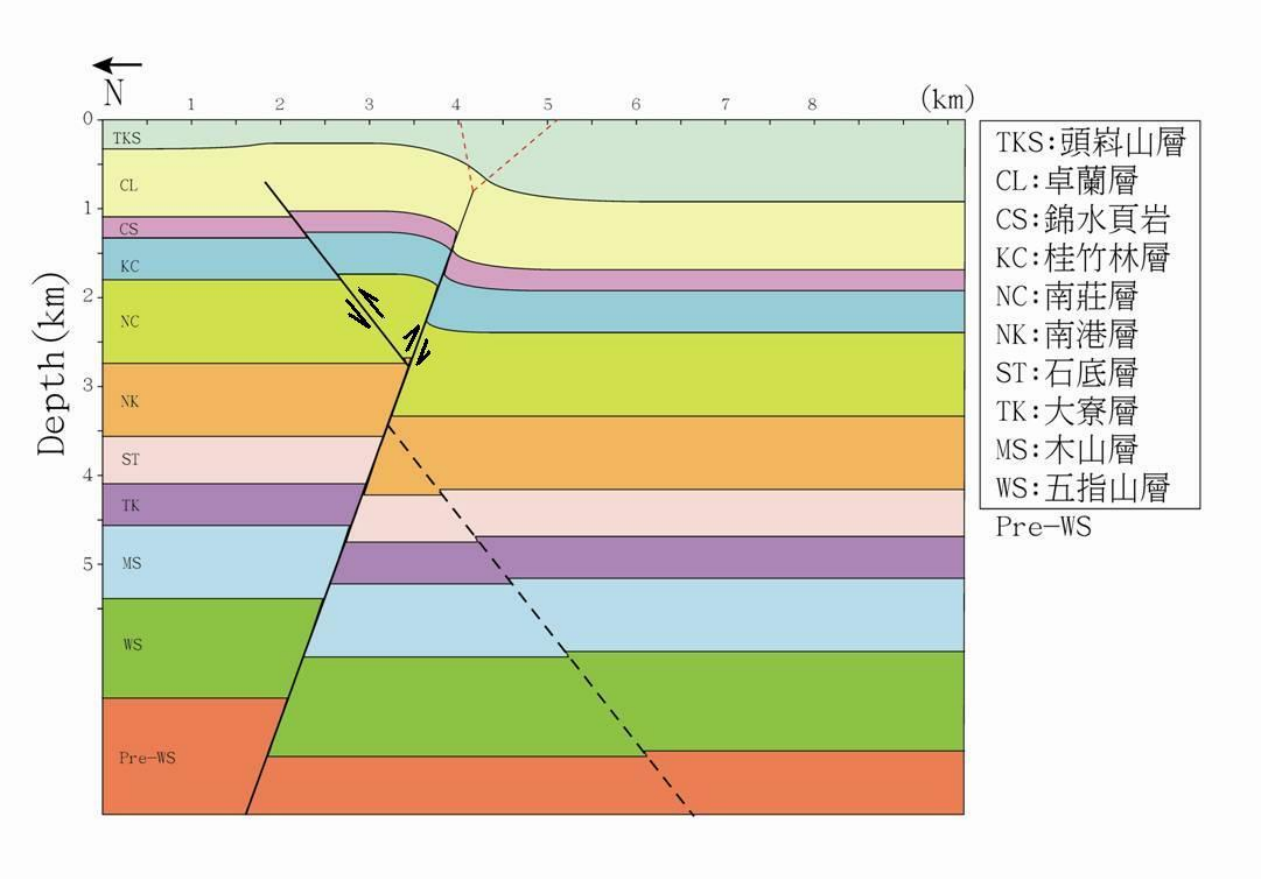


圖 3.1.4.2、湖口線形西側之構造運動學分析圖。此處主要以向北傾斜的高角度逆斷層為主，可能是過去正斷層的復活，另向南傾斜斷層的錯動量甚小，可能是反向支斷層或被截切的老斷層。

（五）小結

湖口斷層是否出露地表以及本地區如雙連坡向斜(線形)、平鎮背斜、楊梅北斷層(線形)、湖口斷層、以及湖口背斜等這些明顯地形崖所代表的意義至今仍有許多爭議。然這些構造多切過不同時期的地形面，且多具位移累積性，由地形學角度常稱之為斷層，但由震測或淺層鑽探分析卻常僅見褶皺，而未能稱之為斷層，但這些構造皆為活動構造應無疑義。

中央地質調查所在湖口斷層東側的上下盤所完成三口地質探井顯示，湖口斷層為以向斜軸部變形為主。由於湖口斷層的線性一直可以延伸至圓山小丘，本研究在圓山小丘上進行湖口一號井的地質鑽探，結果顯示，淺部地層傾斜，而深部地層較平緩。在野外調查中可以見到向北緩傾的地層，但由於其傾角不像東側湖口線型崖附近地層般有明顯的傾斜，此處地表的崖面可能僅為向斜軸部變形或被侵蝕的崖面。而由淺層震測及既有的鑽探結果顯示，湖口斷層主要為向斜軸的變形，斷層尖端未出露至地表，地表僅為向斜構造。

本研究由深部震測剖面分析發現，湖口斷層變形主要受控於原先既有正斷層形態，這些正斷層受後來構造運動影響，呈現出不同形態構造，當正斷層向南傾斜則造成向北逆移斷層，向南傾斜則造成背衝斷層。

在湖口斷層東側，橫跨湖口背斜與平鎮背斜的構造剖面中，Suppe and Chang(1983)以斷層彎曲褶皺來解釋，但本研究認為在震測剖面中出現的向上逐漸變寬之楔形轉折帶，可以用 Trishear 的變形模式加以解釋。平鎮背斜可能為向北傾斜的正斷層被觸發所致，而平鎮背斜的形成可能與此斷層的彎曲有關。由於本區域存在許多正斷層，因此考慮正斷層在被觸發的模式，應較為合理，否則以西北向的最大主應力形態所形成的構造應為北東走向。對於湖口背斜構造形態，在淺處由於有鑽探資料與震測剖面，相差不大，但對深部構造，斷層彎曲褶皺模式可以解釋，但利用正斷層的再活動似乎也可以解釋。

湖口線形在東西兩側的構造截然不同。在線形東側，湖口背斜主要由深部的斷層彎曲褶皺構造與淺部的斷層尖端的三角剪切帶所組成，前翼的長度僅約後翼的一半，同時後翼的傾角也較斷層傾角為小，背斜平頂在地表約寬 2 公里，湖口斷層呈高角度向南傾斜，但並未有明顯出露地表的證據。

湖口線形東側可以由一個低角度的逆斷層連接至先存的高角度正斷層使其復活，湖口背斜為其所產生的彎曲造成後翼的褶皺。斷層前翼的背斜，主要有兩個機制：一為由一個發生在約 2.3 公里的斷層小轉折所形成，此轉折僅約 5 度，形成約 30 度的傾斜面，另一由湖口斷層向上以約 60 度的三角剪切帶，發育出高角度傾斜或甚至倒轉的斷層擴展褶皺，不過精確的斷層擴展滑移比值與三角剪切角仍有賴更多的淺層構造調查才能確定。

湖口線形西側則呈現一個較圓滑的背斜，主要斷層為一向北傾斜的反向逆斷層，另外在其北側有一錯動較小、向南傾斜的逆斷層存在，因此湖口線形西側的湖口斷層可能無法延伸至此，或被反向的逆斷層所截切。

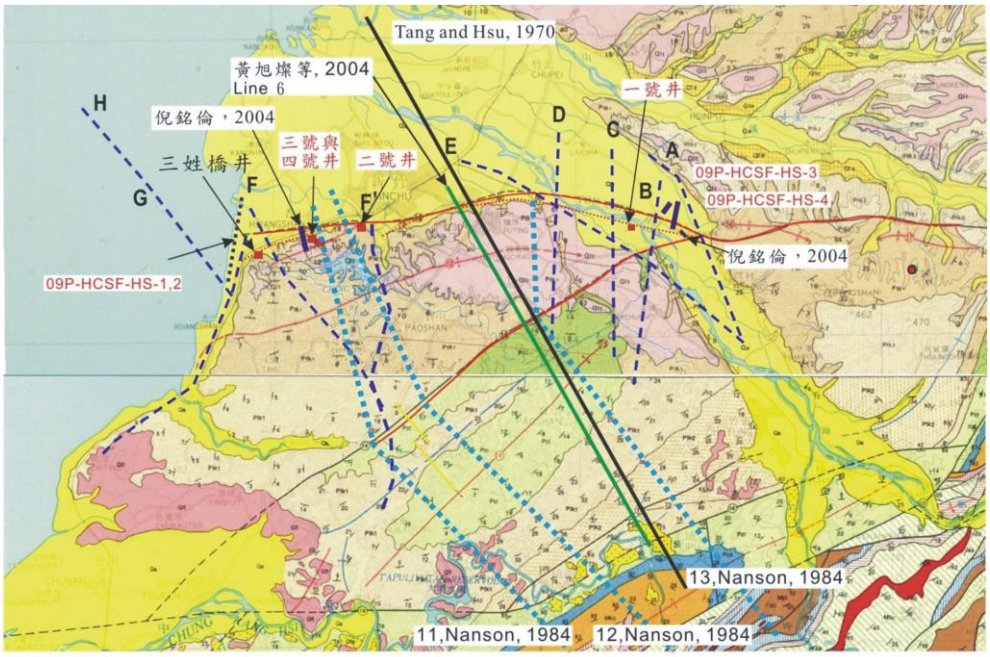
湖口線形西側的地殼變形行為有可能是原本向南傾斜的正斷層，在被擠壓復活後又被一個向北傾斜的高角度逆斷層所截切，而此反向逆斷層本身也可能是老正斷層的復活，且其原位於約 3 公里以下，圓滑的褶皺可能是反應三角剪切帶的變形結果；或者，也有可能向南傾斜的逆斷層僅是發育在向北傾斜主斷層上的反向支斷層，若此，那湖口斷層就不會延伸至此。

二、新竹斷層

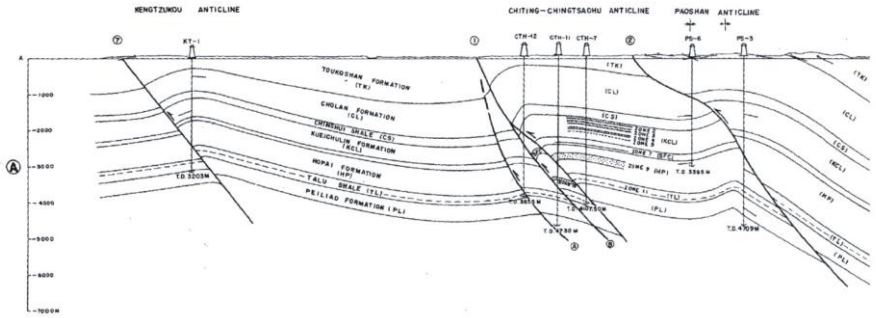
新竹地區位於西部麓山帶地質區(何春蓀，1986)，出露的地層包括以砂岩、粉砂岩及砂頁岩互層為主的頭嵙山層、由紅土、礫石、砂及粉砂所組成的紅土台地堆積層、主要以礫石、砂及粉砂所組成的階地堆積層及由礫石、泥、砂所組成。

（一）深部地下構造分析

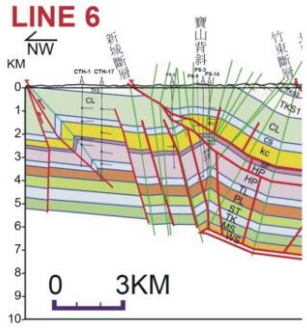
本計畫執行時所使用之構造剖面、深部震測剖面、淺層震測剖面以及地質鑽探等位置標示於圖 3.2.1.1A 中。由中油震測及鑽井資料顯示新竹斷層切過青草湖背斜北翼的逆斷層，斷層傾角 50 度向南，北側為下盤，其可能向東延伸至飛鳳山丘陵(Chiu，1970)。Tang and Hsu（1970）利用震測與鑽井等資料顯示新竹斷層為高角度斷層 (圖 3.2.1.1B)。楊耿明等(Yang et al.，1994)則認為新竹斷層為一由兩條分支斷層所組成的高角度斷層，於地下合併為一條層間滑移斷層，並且斷層會穿出地表。黃旭燦等 (2004)建構之地質構造剖面(圖 3.2.1.1C)中，新竹斷層則呈現高角度構造反轉特徵，深部為高角度正斷層，而淺部為較平緩的逆斷層。Namson(1984)則認為沒有新竹斷層，青草湖背斜是斷層彎曲褶皺，逆斷層在青草湖下方因角度變緩使上覆的岩層因而彎曲形成的背斜。



(A)



(B)



(C)

圖 3.2.1.1、(A)新竹地區地質(中油十萬分之一桃園-新竹圖幅，1978；苗栗圖幅，1994)，以及本研究相關之測線、剖面與地質井位位置圖。

(B)新竹斷層附近剖面(Tang and Hsu，1970)，新竹斷層為高角度斷層。

(C)新竹斷層地質構造剖面（黃旭燦等，2004)，新竹斷層呈高角度構造反轉特徵。

（二）淺層震波測勘

新竹斷層除了斷層現有位置以及斷層兩側構造外，斷層是否往西延伸入海以及往東深入山區是本研究另一重要的議題。本計畫於新竹斷層實施之淺層震測測線共有4條，2條位於新竹市西側，測線長度分別為1,010及972公尺；另外2條位於新竹高鐵站西側，長度分別為360及700公尺。震測測線之編號分別為09P-HCUF-HS-1、09P-HCUF-HS-2、09P-HCUF-HS-3、及09P-HCUF-HS-4，圖3.2.2.1為這4條震測測線之位置。

測線09P-HCUF-HS-1位於新竹市香山區西側，沿西濱快速道路西側的堤防，以南北走向擺設，測線全長1,010公尺。圖3.2.2.2為測線09P-HCUF-HS-1之24重合同中點重合剖面，剖面中南方之地層平整連續，輕微向北傾斜；剖面北方之地層亦為平緩連續；剖面中可見往北傾斜的斷層(紅色線條)，斷層北側地層經擠壓而抬升，靠近斷層處地層呈現往南傾斜的型態。剖面中往北傾斜之斷層與所預期之往南傾斜的新竹斷層並不一致。

測線09P-HCUF-HS-2位於新竹市香山區西側，於測線09P-HCUF-HS-1之北側，沿釣魚場東側的道路擺設測線，測線全長972公尺。圖3.2.2.3為測線09P-HCUF-HS-2之24重合同中點重合剖面。本剖面中地層平緩且連續性極佳，僅中間部分有出現小量的變形。剖面中南側之地層平整連續且些微向北傾斜；北側的地層亦為平緩並連續；剖面中可見軸面往北傾斜的摺皺(紅色虛線)。該剖面中並無往南傾斜之斷層，亦即新竹斷層亦未經過本剖面中。

測線09P-HCUF-HS-1與09P-HCUF-HS-2已涵蓋新竹斷層往西延伸可能的範圍，淺層震測結果顯示新竹斷層往西延伸入海的可能性極低。

測線09P-HCUF-HS-3位於新竹市東側，於新竹縣竹北，頭前溪北邊之高鐵新竹站西南側，沿隘口二路擺設，測線全長360公尺。圖3.2.2.4為測線09P-HCUF-HS-3之24重合同中點重合剖面，剖面中於0.1秒至0.3秒間可見連續且平緩的地層，並無地層不連續的現象出現。

測線09P-HCUF-HS-4位於測線09P-HCUF-HS-3之東方，沿高鐵五路由南往北施測，測線之全長為700公尺。圖3.2.2.5為測線09P-HCUF-HS-4之24重合剖面。圖中可見平緩且極連續的地層，斷層並未出現於1秒以上的地層。

深部震測剖面顯示新竹斷層南邊有一向北傾斜的單斜，淺層震測結果顯示，新竹斷層最北可能出現在本剖面南邊信號不好處，甚或往南出現於頭前溪北岸南邊。

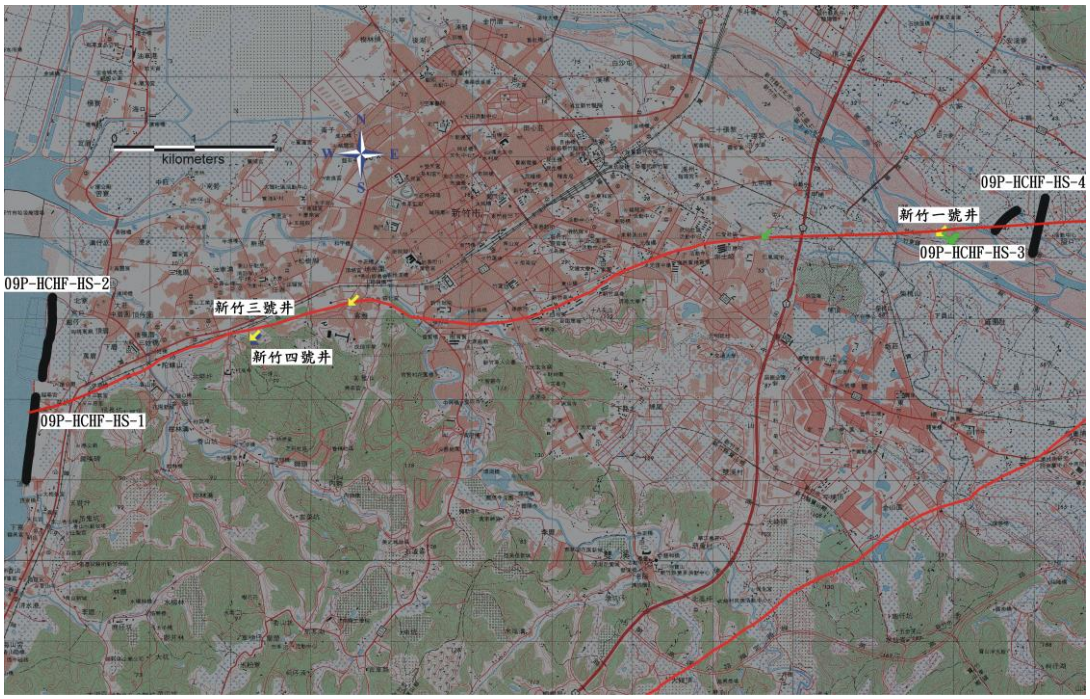


圖 3.2.2.1、新竹斷層之 4 條淺層震測測線配置。圖中黃色箭頭為本計畫之淺層鑽探新竹 1 號至 4 號井位置；綠色箭頭為陳文山(2009)之頭前溪 1 號至 4 號井位置。

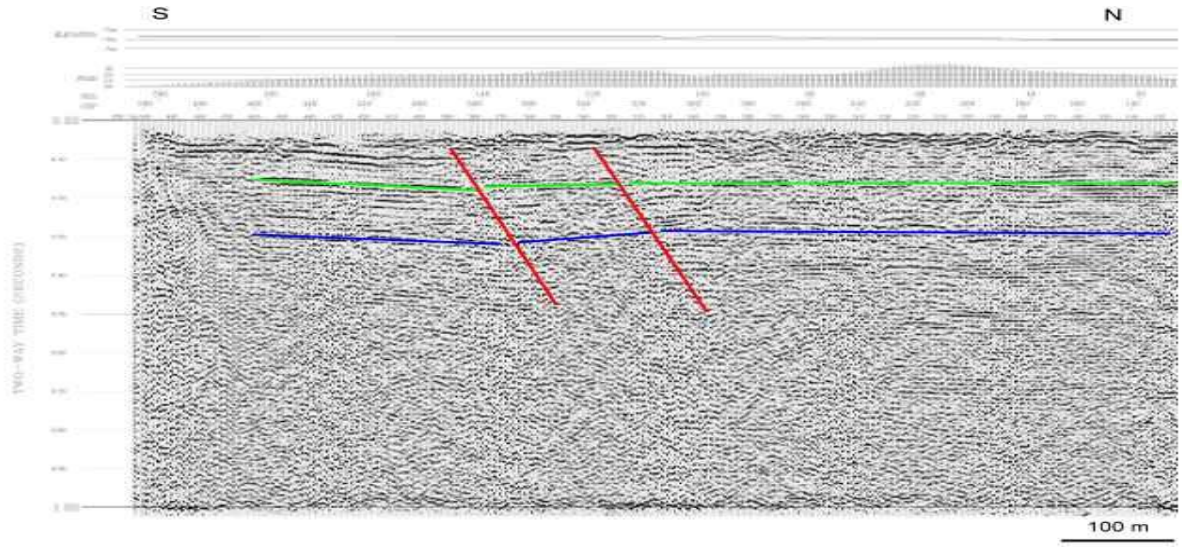


圖3.2.2.2、淺層震測剖面09P-HCUF-HS-1。剖面中南側平整且連續的地層向北微傾，往北傾斜的斷層北側地層經擠壓抬升，使斷層處地層呈現往南傾斜的型態。

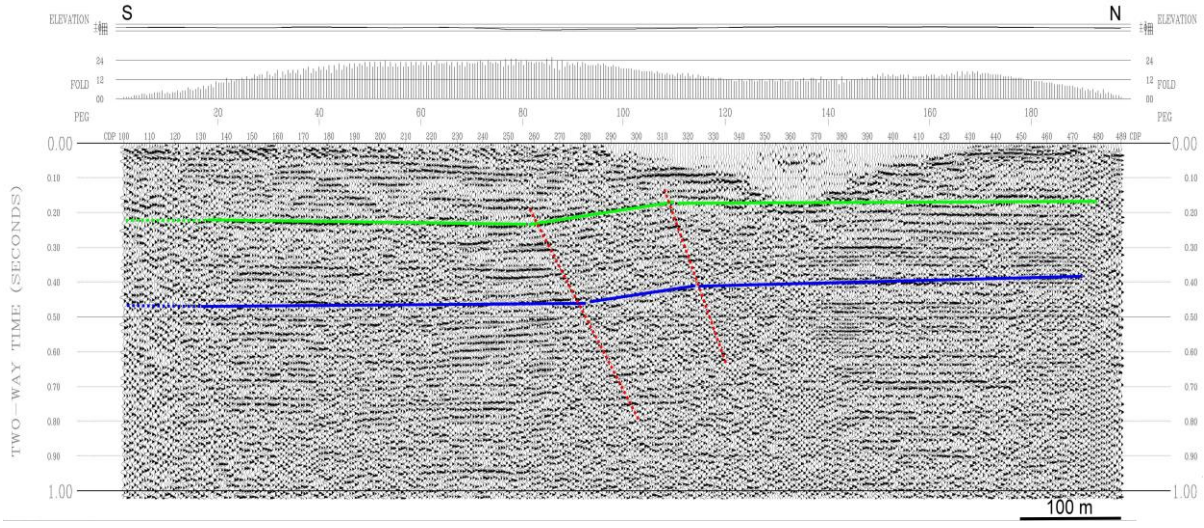


圖 3.2.2.3、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-2。剖面中可見往北傾斜之向斜與背斜軸(紅色線)。

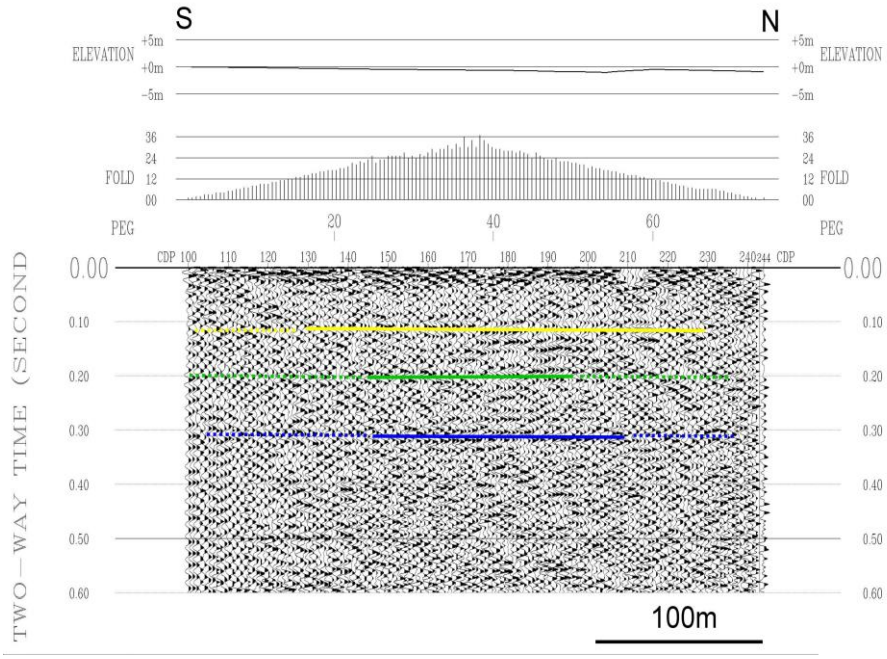


圖 3.2.2.4、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-3。剖面中淺部地層平整連續。

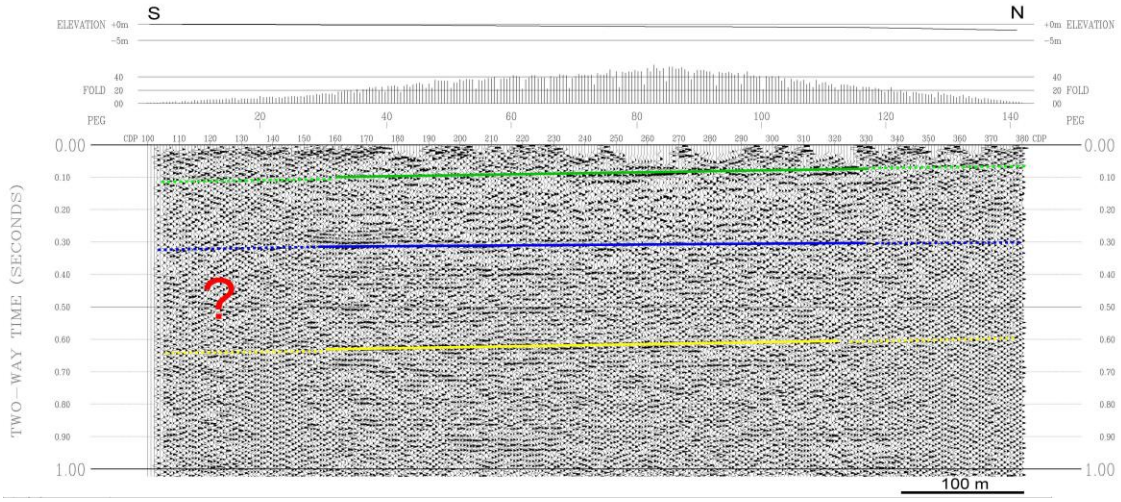


圖 3.2.2.5、淺層震測剖面 09P-HCUF-HS-4。剖面中地層平整且連續並無斷層出現於 1 秒以上的地層。

（三）地表與井下地質調查

本研究所鑽探之新竹一至四號井的位置如圖 3.2.3.1(A)與(B)所示。新竹一號井位於新竹斷層東段之頭前溪南岸，由於井位附近並無地形特徵，因此，推測公道五路接水利路附近的崖面應為原始崖面，利用岩層走向位態與崖面向東延伸至頭前溪處來決定鑽探位置。鑽探結果顯示，在約 100 公尺以上的地層約呈 20-30 度傾斜，但於 100-150 公尺之間的地層則傾斜僅約 5 度，井錄時可發現許多以層面滑動為主的小斷層，層面位態轉折處則未見斷層。

新竹一號井 100 公尺以上的地層位態與井位以南地表的地層位態近似，由於地表調查時未在井位以南發現斷層，本研究認為新竹一號井鑽探處僅通過新竹斷層變形前緣附近，亦即新竹斷層尖端並未在此出露地表，僅在地表發育向斜構造。

倪銘倫(2004) 在新竹一號井東側曾進行淺層震測探勘，將新竹一號井投影至該震測剖面上時，兩者有極好的對比。井下資料顯示新竹斷層前緣在頭前溪僅為向斜，而淺部震測剖面亦顯示相同結果，且兩者的傾角近似。配合跨越新竹斷層東段之部分深部震測剖面解釋，由於較西側的剖面有明顯變形帶，而再往東時變形前緣已轉為向斜構造，因此我們認為新竹斷層的尖端在頭前溪處仍未出露地表。

本研究亦重新檢視地調所過去於新竹斷層西段所鑽探的赤土崎公園井岩芯（林啟文，2007）。根據原先之井錄，該井在深度 37-52.3 公尺處為剪切的泥質岩層，但由於岩芯狀態較差，本研究僅在赤土崎公園井岩芯 48.4 公尺處發現平行於層面之剪切帶，仍然難以確定有斷層帶的存在。本研究因此於該井西側進行了新竹二號井鑽探。

新竹二號井位於新竹斷層西段崖面上，此處崖高約 5 公尺，距地形崖約 40 公尺，鑽探結果顯示井中地層傾斜角度僅約 5 度，加上 13-56 公尺處皆為礫石層，不易判識斷層。

新竹三號與四號井均位於新竹二號井西方的新竹斷層西段。新竹三號與四號井皆鑽遇斷層，並且可以結合鑽探位置、斷層深度及地表崖跡，顯示斷層傾角約 30 度，且斷層已切穿地表。根據新竹三號井與四號井的剖面圖（圖 3.2.3.2），主要斷層帶連接後位置恰位於地形崖處。對比地層發現淺部店子湖層的礫石層厚度一致，礫岩以下緊接出現

泥岩層，由於相對位置相同，但高度不同，因此礫石層出現高度的差別反應地層的抬升，也就是說斷層發生於店子湖層沈積之後。

新竹斷層是原先已存在正斷層受後來壓應力的影響被復活所形成，由於每條正斷層延展不長，因此形成區段，而正斷層傾斜方向亦有變化，向南傾斜則發育出伸向向北的褶皺與斷層，斷層面傾角向南，則形成伸向向南的背衝斷層。在新竹斷層東段，地表形成向斜褶皺崖，部份地區，小斷層也許沿向斜軸部發育並切至近地表。但大體而言形成上寬下窄的三角剪切帶，在近斷層處的淺部，地層傾斜較大。

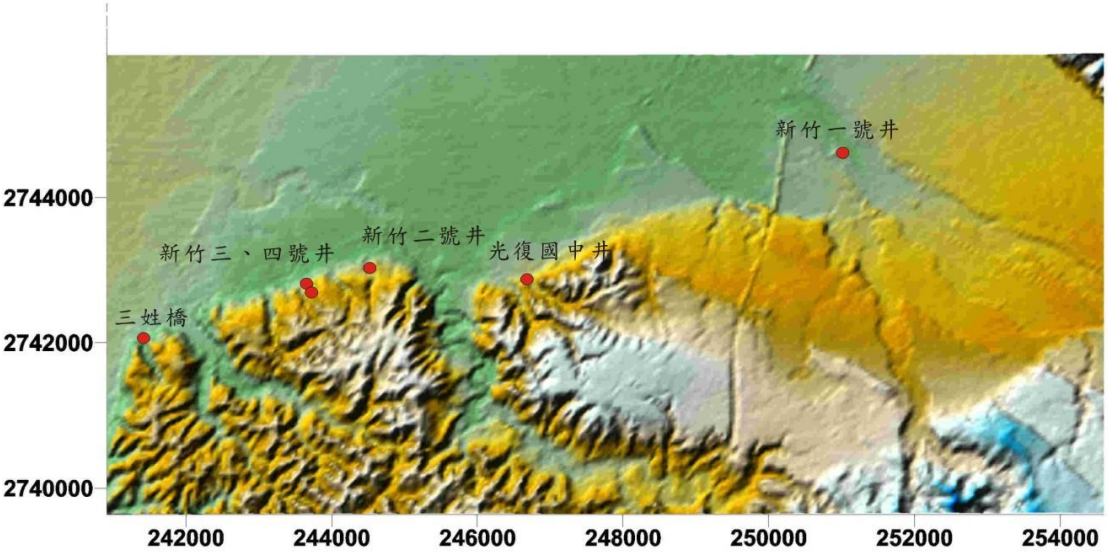
在新竹一號井中新竹斷層僅可見向斜軸，而軸部位置在約 100 公尺處，以上的地層傾斜約 20 度，以下的地層則近水平，且向斜內部多層面滑動斷層。新竹二號井中則未見斷層帶，待進一步的定年資料來輔助鑑定。新竹三號井在 14.2 公尺處與 37.9-38.1 公尺處有剪切帶，在 13-20 公尺處與 28-40 公尺處則發育許多層面滑動斷層。在 61 公尺處發育斷層帶，此斷層帶之下有約 1 公尺的礫石層。新竹三號井中主斷層在 70 公尺處，70 公尺以下之地層近水平。新竹四號井中有三處擾動的痕跡，分別位於 47-50 公尺、77.5-86 公尺、以及 91.8-95.4 公尺處。新竹四號井中主斷層在 96.4 至 97.4 公尺處，主斷層之下地層近水平。

新竹斷層地表沈積物以礫石層而言厚度不一，由於此礫石層為古大漢溪的形成的石門沖積扇，而沖積扇的沈積環境變化甚大，因此礫石厚度因地而異。在新竹一號井中，主要礫石層厚約 90 公尺，但在 110 公尺仍有薄礫石層。在新竹二號井中厚約 70 公尺。新竹三號及四號井除了淺部礫石層外，於深部僅見夾薄層礫石層；然而，在更西側的三姓橋，礫石層厚約 50 公尺。一般而言，在礫石層之下為砂層與泥層互層，多含貝殼化石及碎片，顯示為海相地層。

新竹斷層沿著斷層走向構造形態有所變化，在斷層東段有較好的控制顯示斷層尖端並未出露至地表，僅在地表形成向斜軸。在新竹斷層西側的構造形態則與東段不同，高角度斷層出現在較深處向南傾斜，淺部則為低角度斷層，且斷層已切出地表。在新竹斷層的更西側，新竹斷層在此變形不大，淺部已不易判識，新竹斷層在此接近終止。

圖 3.2.3.3 以及圖 3.3.4 則為本研究依據上述研究資料所架構之跨新竹斷層兩側 2 公里內的構造剖面。東側構造剖面中（圖 3.2.3.3）斷層未出露至地表，近地表出現三角剪

切帶，而西側構造剖面中（圖 3.2.3.4）斷層已出露至地表。



(A)



(B)

圖 3.2.3.1、新竹斷層沿線地質鑽探位置。

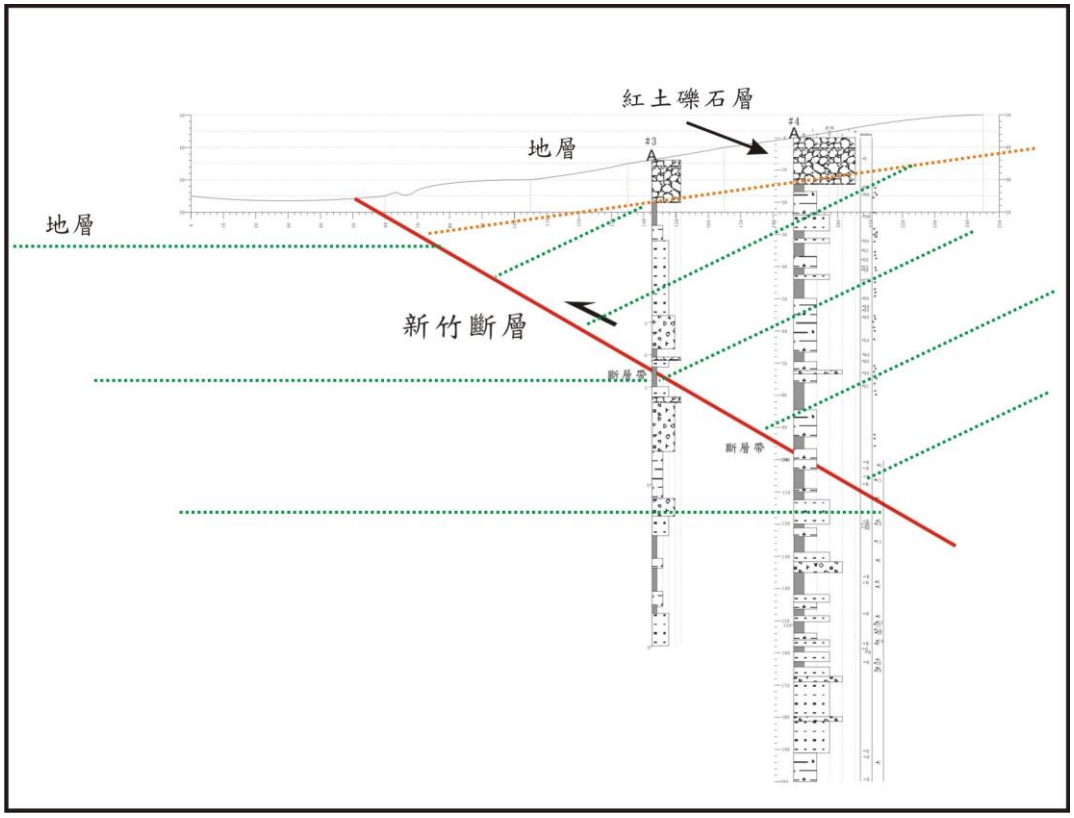


圖 3.2.3.2、新竹三號井與四號井的剖面圖。主要斷層帶延伸至地表處位於地形崖。斷層傾角約 30，地層向西傾斜約 30 度，但淺部礫石層傾角較緩。

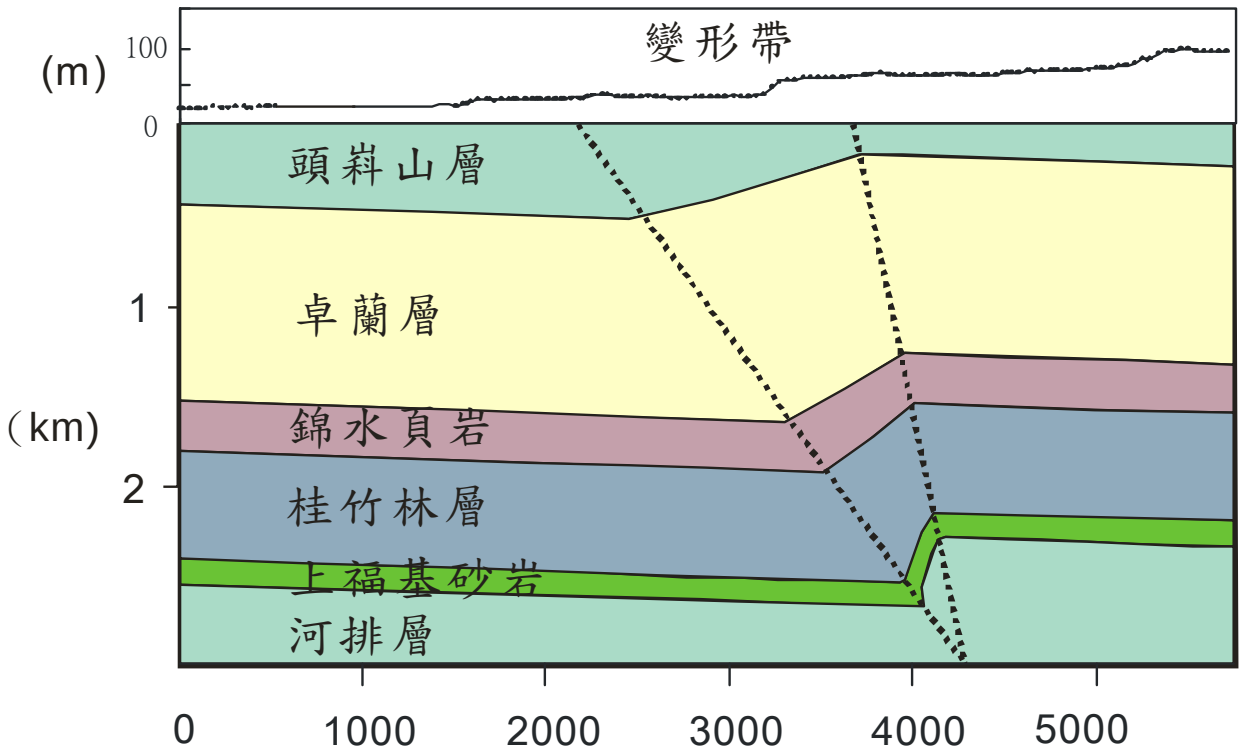


圖 3.2.3.3、新竹斷層東側跨斷層兩側 2 公里內的構造剖面，剖面線位置見圖 3.2.1.1A 中的 D，斷層未出露至地表。

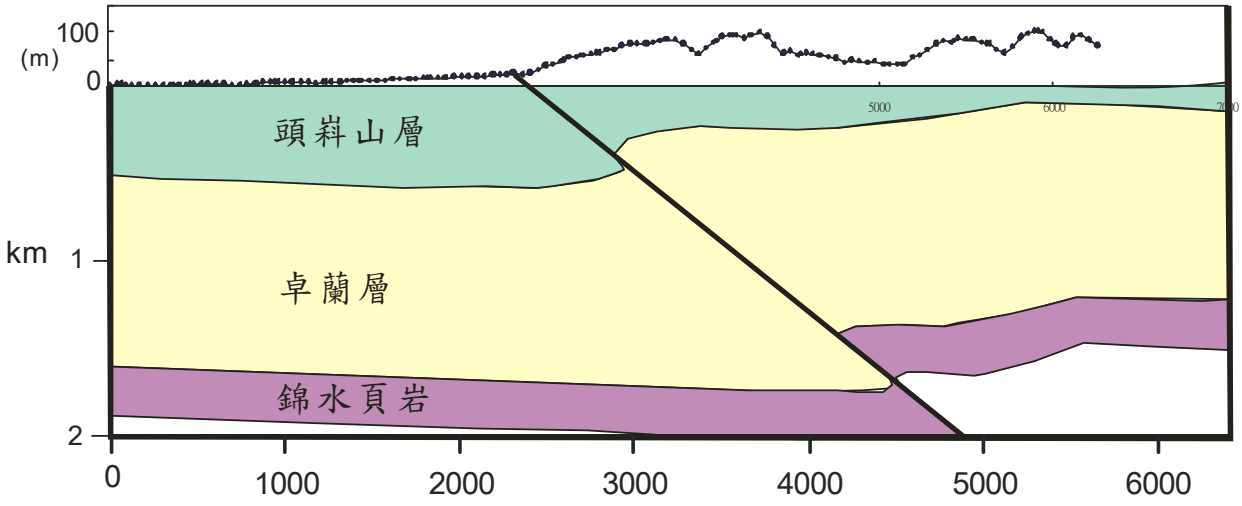


圖 3.2.3.4、新竹斷層西側跨斷層兩側 2 公里內的構造剖面，剖面線位置見圖 3.2.1.1A 中的 F，斷層已出露至地表。

（四）斷層運動學分析

由於新竹斷層的東西走向與台灣北北東的主要構造線以大角度相交，且其高角度的傾角也與一般褶皺斷層帶的逆衝斷層明顯不同，因此其生成原因引起廣泛的研究。Suppe(1984)根據新竹地區的震測資料提出沿老正斷層發生逆衝復活的複雜構造活動機制，這樣的論點也受到黃旭燦等人的支持(Huang et al.，1993)，他們分析了新竹外海與陸上的地質構造，他們發現在始新世早期至漸新世時期，竹苗外海為一張裂盆地，由東西向正斷層架構成一系列地塹－地壘構造，這些正斷層可延伸至今日新竹與湖口斷層的位置。當中新世晚期造山運動發生後，這些在陸上以及部分海域早期發育的正斷層受到擠壓而復活成逆斷層或走向滑移斷層。雖然這種斷層再滑動機制為多數人所肯定，但研究人員對再滑動後的斷層特性卻有不一致的看法：如 Namson (1984)認為新竹斷層是一條具斷坪－斷坡－斷坪構造的盲斷層，在其上出現斷層彎曲褶皺；而湯振輝與徐兆祥（Tang and Hsu，1970）根據鑽井資料推斷新竹斷層僅是一條高角度的逆斷層，楊耿明等人（2002）在利用平衡剖面法分析此處構造時，也同意這樣的看法，根據此一解釋，發育在其上的褶皺當屬斷層擴展褶皺。不過江婉綺（2005）卻有不同看法，她利用砂箱模擬推測新竹斷層主要是左移斷層的 P shear，與右移的斗換坪斷層共同作為新城斷層、鹿廚坑斷層的發育界線，不過因為由井孔延展方向所推估的大地應力方向幾乎垂直新竹斷層（Suppe，1985），而且 GPS 所測量到的速度場也顯示新竹斷層為逆移帶有右移的運動機制（饒瑞鈞等，2008），因此對於新竹斷層為左移斷層的看法，仍有待商榷。此外最近林啟文等（2007）利用淺層鑽探證實新竹斷層西段已出露地表，因此 Namson 所提出的盲斷層解釋必須修正，我們將在下段中討論新竹斷層上盤的變形帶沿其走向產生的明顯變異，這種轉變或許反應斷層位態與滑動行為在空間上的差異。

根據中油公司的震測資料顯示，在接近新竹斷層與新城斷層交接處，新竹斷層上盤出現明顯的背斜構造，褶皺後翼傾角小於斷層面傾角；在淺處傾角較大，但隨深度增加而遞減，在 1.6 秒附近此背斜構造已不復見。此外，後翼之翼寬亦隨深度增加而減小。雖然由中油震測資料很難直接判斷新竹斷層是否在此出露地表，但因為前翼地層的反射訊號具有相當的連續性，因此即使斷層在此出露，其位移量也應極為有限。往西，新竹斷層上盤出現了截然不同的褶皺構造，在此，褶皺幾乎是以單斜形式出現，僅有較狹小

的前翼發育，呈尖頂褶皺。此褶皺向下逐漸減小，在 2 秒附近消失。更往西，在海岸線附近，新竹斷層已難以辨識，取而代之的是向北傾斜的高角度逆斷層，此逆斷層亦出現明顯的由正斷層反轉的訊號，應證前人的研究結果。

我們先對新竹斷層在頭前溪以西的單斜尖頂褶皺進行模擬，因為此處震測訊號良好，新竹斷層尖端約出現在地下 3 公里處，同時其尖端發育出明顯的三角剪切帶，此與 Namson(1984)認為由斷層彎曲褶皺所產生的等寬前翼的情形不盡相同，因此我們傾向以在斷層尖端形成三角剪切帶的斷層擴展褶皺來模擬此地區的變形。此外，針對斷層上盤出現平頂的開放背斜，我們以斷層彎曲的方式來模擬，結果顯示於圖 3.2.4.1。當假設新竹斷層位移量為 400 公尺以及斷層擴展與滑距的比值 p/s=0.5 時，模擬結果與觀測之震測剖面所顯示之地下構造極為相似，且也與新竹一號井下資料吻合，此暗示在頭前溪西側附近，新竹斷層未出現於地表，可能也沒有被其他低角度的逆斷層截切，至於在其上盤的開放褶皺，可能僅是新竹斷層在深度 5 公里附近發生些微轉折之故。

然而當新竹斷層向西延伸至香山附近時，在斷層上盤，除青草湖背斜外，另在其北側接近新竹斷層處出現另一個背斜軸，本研究稱之為香山背斜，與青草湖背斜以香山向斜相隔，這顯非單一三角剪切帶所能解釋，加以此處鑽探得知斷層以接近 30 度角逆衝出地表，因此我們以一個通過新竹斷層頂點的逆衝斷層來模擬此地區的變形，亦即在新竹斷層發生三角剪切帶後（如圖 3.2.4.1），一個新的低角度斷層再逆衝至地表（圖 3.2.4.2），我們估計此低角度逆斷層的最大滑移量約 600 公尺。

無論是湖口斷層或新竹斷層都與先存正斷層的復活有關，為進一步了解在壓縮帶內正斷層對地殼變形的影響，我們根據 Moresi 等人(2003)所轉寫的應用程式分析了應變的演化情形。假設地殼為一高黏滯度物質，並遵從 Drucker-Prager 屈服準則以及應變弱化行為，我們假設一個寬 500、向東傾斜 70 度的斷層面，此斷層由地下 5 公里的水平滑脫面上延伸到地下 1 公里，斷層面與水平滑脫面的摩擦係數相同但較週遭地殼介質的摩擦係數小 0.1。

本研究探討了兩個壓縮模型，模型一的壓縮邊界距正斷層 2 公里，模型二的壓縮邊界距正斷層 10 公里。在第一個模擬中，當水平壓縮進行時，應變先經由底部的滑脫面傳遞至先存的弱面上，造成正斷層的復活（圖 3.2.4.3B），隨著壓縮量的增加，應變逐

漸由斷層尖端向前以較小的傾角向上發育（圖 3.2.4.3C），最後集中在由斷層頂點向上發育的部份（圖 3.2.4.3D）。第二個模擬得到類似的結果（圖 3.2.4.4），不過最後一個新的斷坡產生，並連結斷層尖端所發育的新斷裂成為主要活動斷裂，至此，原正斷層已不再發生錯動。

根據此一模式，我們可以重新檢視新竹斷層由西向東的變化以及它與青草湖背斜之間的關係。我們認為，在新城斷層以西的頭前溪附近，新竹斷層的頂點大約仍在地下 3 公里處，這時新竹斷層與底部滑脫面應在更深處相交，此時屬於新竹斷層復活逆移的第一階段，斷層擴展使其上方出現三角變形帶，形成近乎單斜褶皺，其間或有小斷層沿三角變形帶軸部發育，但應非主斷層。在香山附近，新竹斷層線形與新城斷層之間的距離增大，這時新的逆衝斷層開始在新城斷層前緣發育，並從底部滑脫面上形成向上爬升的斷坡，一如圖 3.2.4.4C 所示，這個新的斷層以低角度切過新竹斷層頂部並出露地表，終止新竹斷層繼續活動。

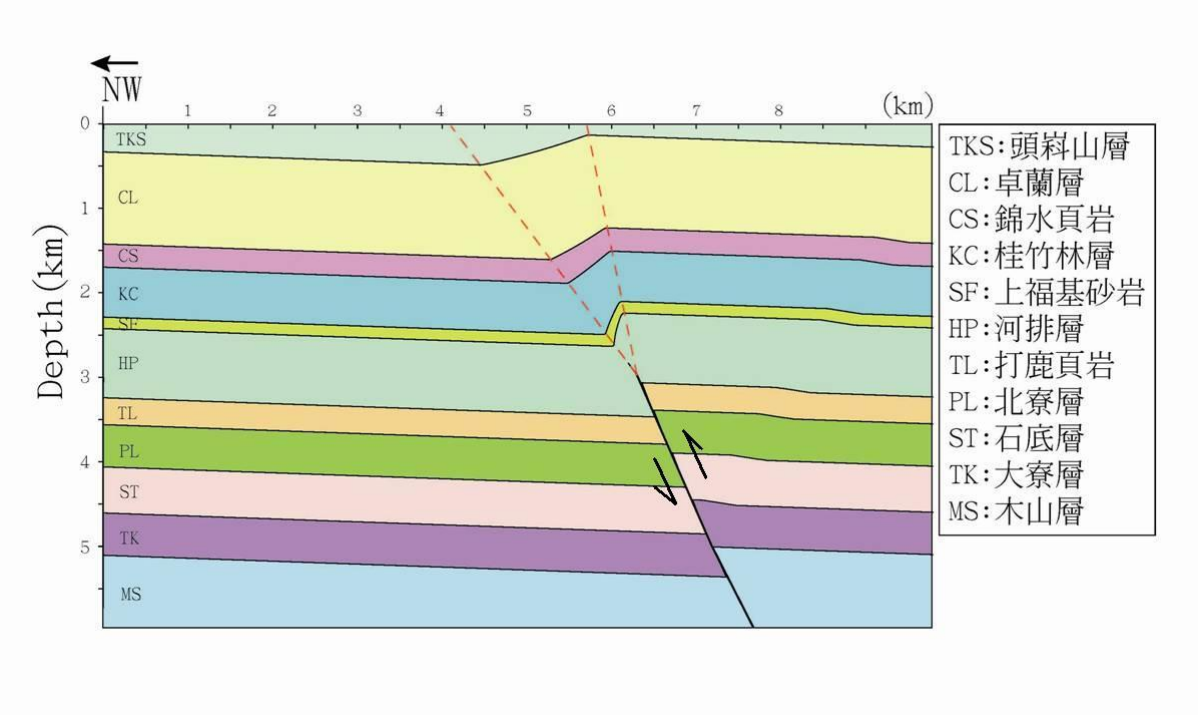


圖 3.2.4.1、新竹線形東側之 trishear 分析圖。高角度之新竹斷層在其頂端發育出明顯的三角剪切帶，另在斷層上盤，因新竹斷層的些許折彎，形成開放褶皺。

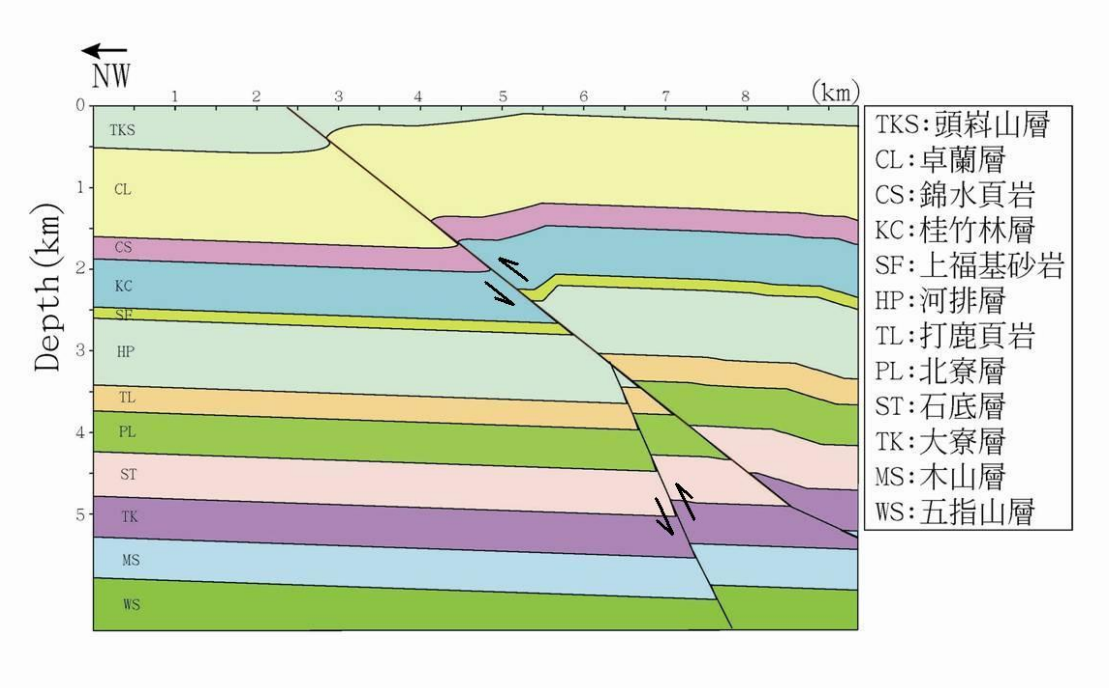
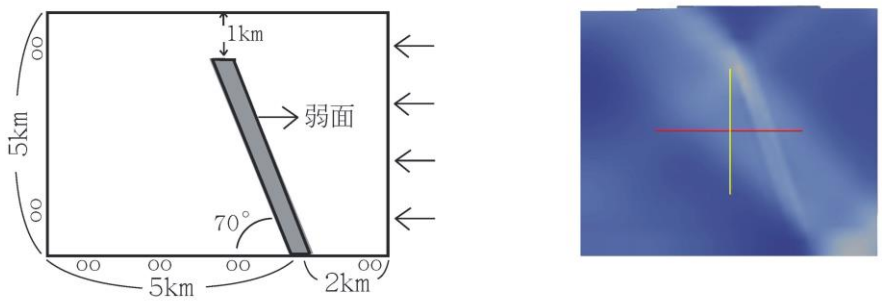


圖 3.2.4.2、新竹線形西側之 trishear 分析圖。高角度之新竹斷層在其頂端被另一低角度的逆衝斷層截切，形成地表在圖上 3 公里與 5 公里附近出現兩個背斜（香山與青草湖背斜），兩者之間則為香山向斜構造。

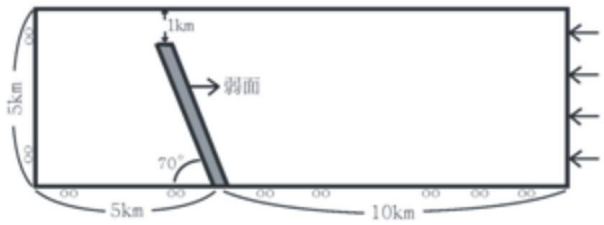


(A) (B)

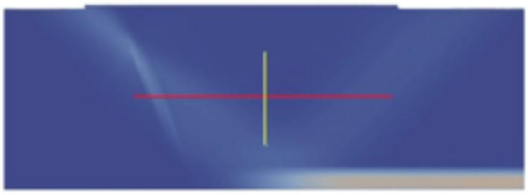


(C) (D)

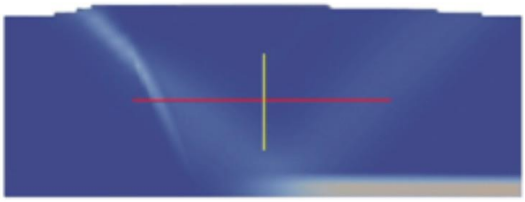
圖 3.2.4.3、掩埋的高角度斷層（弱面）受到水平擠壓後的應變圖。(A)初始模型設定：一向東傾斜的弱面埋藏在地下 1 公里深處。模型左邊界固定，右邊界距斷層底部 2 公里，向左以 3 mm/yr 水平壓縮，紅色區域表高應變區域。(B)初始壓縮時，應變集中於高角度斷層帶，並向上逆移。(C)隨著壓縮量增加，應變逐漸向斷層尖端集中。（D）較緩的新斷層在原高角度斷層前緣發育，在此同時，斷層右側亦開始由底部滑脫面發展出新的斷坡。



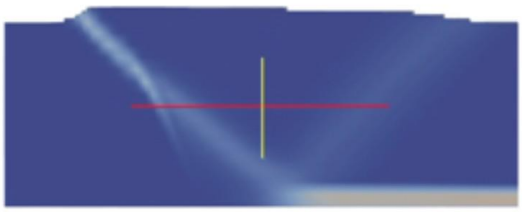
(A)



(B)



(C)



(D)

圖 3.2.4.4、同圖 3.2.4.3，唯斷層與右壓縮邊界距離 15 公里。應變演化過程相似，唯在（D）階段時，高角度的老斷層已停止活動，取而代之的是由底部滑脫面上直接爬升出的新斷坡。

（五）小結

新竹斷層的走向與台灣北北東的主要構造線以大角度相交，而其高角度的傾角也與一般褶皺斷層帶的逆衝斷層明顯不同，Suppe(1984)提出了沿老正斷層發生逆衝復活的複雜構造活動機制，也受到黃旭燦等人的支持(Huang et al.，1993)。新竹斷層是原先已存在正斷層受後來壓應力的影響被復活所形成，由於每條正斷層的延展性並不相同，因而形成了區段性變化，且因正斷層傾斜方向亦有變化，向南傾斜者成為伸向向北的褶皺與傾角向南的斷層，而向北者則形成伸向向南的背衝斷層。

沿著新竹斷層之走向，斷層構造形態亦隨之而有改變。在新竹斷層東段，地表變形以向斜軸變形為主，部份地區也許會發育向斜軸部的斷層切近至近地表處，大體而言形成上寬下窄的三角剪切帶，且在近斷層處的淺部地層傾斜較大。在，在東側有較好的控制顯示斷層尖端並未出露至地表，僅在地表形成向斜軸。

新竹斷層東段在頭前溪一帶的特徵可由深部震測剖面中明顯看出。在較西側剖面中可見到明顯的變形帶，但更往東時，變形前緣已轉為向斜構造，而新竹斷層尖端在頭前溪處並未出露至地表。

本研究在這一帶除進行深部地下構造分析與野外地質與地形調查外，並完成了新竹一號井鑽探，以及測線 09P-HCUF-HS-3 及測線 09P-HCUF-HS-4 兩條淺層震測剖面，以調查新竹斷層於東段之近地表特性。

新竹一號井位於頭前溪南岸，井深 150 公尺。鑽探結果顯示，地層在約 100 公尺以上之傾角約 20-30 度，而更深在 100-150 公尺處地層則傾斜僅約 5 度。井錄中可發現許多小斷層，但大多以層面滑動為主，層面位態轉折處並未見斷層。100 公尺以上的地層之位態與地表於井位以南的地層位態近似，且地表調查時亦未在井位以南發現斷層出露。因此，新竹一號井鑽探處應已通過新竹斷層變形前緣附近，但新竹斷層尖端並未在此出露至地表，僅在地表發育出向斜構造，其軸部位置在約 100 公尺處，以上地層傾斜約 20 度，以下近水平。

中油深部震測以及倪銘倫(2004)之淺部震測剖面亦顯示相同結果。淺層震測剖面中在 0.25 秒處似有錯動，但錯動量僅 0.05 秒，若震波速度近 3,000m/sec，則其錯動約僅 15 公尺，相較於深部地層約 600 公尺，相差甚大，因此本研究認

為此僅為小斷層沿其軸部破裂，且淺部地層連續，斷層並未穿出地表。

本研究在頭前溪東北岸亦進行了兩條淺層震測線，走向大致與該測線以直角相交。測線 09P-HCUF-HS-3 位於頭前溪北邊高鐵新竹站西南側，沿隘口二路由西南往東北擺設。測線 09P-HCUF-HS-3 之同中點重合剖面中並無地層不連續的現象出現，但因測線展距太短，信號穿透的深度以及強度均不足以解釋。本區域之另一測線 09P-HCUF-HS-4，位於測線 09P-HCUF-HS-3 之東方，沿高鐵五路由南往北施測。由該測線中可以看出平緩且具極佳連續性的地層，斷層並未於本剖面中 1 秒處以上出現。由深部震測資料，野外地質以及鑽探資料可知，此處斷層南邊的地形為向北傾斜的變形帶，因此，新竹斷層可能出現最北的位置應在本剖面南端信號不佳處，或甚更往南而進入頭前溪北岸之南邊，但沒有通過這兩條淺層震測剖面位置。

新竹斷層東段有較好的控制顯示斷層尖端並未出露至地表，僅在地表形成向斜軸。為瞭解新竹斷層中段的淺部地層特性，本研究重新檢視了中央地質調查所（2007）所鑽探的赤土崎公園井岩芯，並僅在 48.4 公尺處發現平行層面之剪切帶，而難以確定存在的斷層帶。此外，本研究亦於其西側進行了新竹二號井鑽探。新竹二號井位於新竹斷層西側崖面上，原預期應可鑽到斷層，但鑽探結果則顯示地層之傾斜角度約為 5 度，加上 13-56 公尺為礫石層，但仍未見有斷層帶。

新竹斷層西段的地下構造特徵可由深部震測剖面中看出，新竹斷層在深部呈高角度向南傾斜，但淺部呈近 30 度傾斜。而在更西側，新竹斷層在此的變形不大，於淺部已不容易判識，新竹斷層在此接近終止。而由海域的資料顯示，這地區背衝斷層的發育更為明顯，新竹斷層的蹤跡似乎已經終止。

本研究於新竹斷層西側亦完成了新竹三號與四號井的鑽探。這兩口鑽井皆鑽遇斷層，且斷層已切穿地表。根據新竹三號井與四號井的剖面圖，主要斷層帶連接後位置恰位於地形崖處，而斷層傾角約 30 度。新竹三號井主斷層在 70 公尺處，70 公尺以下地層近水平。新竹四號井主斷層在 96.4 至 97.4 公尺之間，主斷層之下地層近水平。對比地層發現淺部店子湖層的礫石層厚度一致，礫岩以下緊接出現泥岩層，由於相對位置相同，但高度不同，因此礫石層出現高度的差別反應地層的抬升，也就是說斷層發生於店子湖層沈積之後。

本研究除了使用區域性震測剖面影像外，亦利用淺層震測技術調查新竹斷層西側斷層帶之近地表地下構造。施測之淺層震測線共2條，分別為測線09P-HCUF-HS-1及測線09P-HCUF-HS-2。由測線09P-HCUF-HS-1之同中點重合剖面中可以看出，南方之地層平整且連續，並有輕微向北傾斜的現象；而剖面北方也呈現平緩且連續性極高之地層；剖面中之斷層處斷層往北傾斜，北側地層末端靠近斷層處出現往南傾斜的型態。剖面中之斷層往北傾斜，與所預期之往南傾斜的新竹斷層並不一致，由於該剖面之品質極佳，可知新竹斷層往西延伸入海的可能性已大為減低。

測線 09P-HCUF-HS-2 位於測線 09P-HCUF-HS-1 之北側，原期望能擴大範圍搜尋可能的新竹斷層。由測線 09P-HCUF-HS-2 之同中點重合剖面中可以看出，剖面中於南方之地層平整且連續，出現些微向北傾斜的現象；剖面北方的地層也呈現平緩並具極佳的連續性；剖面中之向斜與背斜軸軸面往北傾斜，北側地層經由擠壓抬升，使北側地層末端靠近背斜軸處出現往南傾斜的變形帶。由淺層震測資料以及深部震測剖面皆顯示，新竹斷層往西延伸入海的可能性極低。

新竹斷層沿線地形的活動特徵過去已有許多研究，如楊貴三（1986）辨認出頭前溪、客雅溪及三姓公溪的階地上有斷層小崖，斷層東側的十八尖山似因推起而成的壓力脊，定其確實度為 I 級。楊貴三與蔡怡真(2004)認為在三姓公溪口斷層切過 FT1 及 FT2。Chen et al. (2004)亦利用 40DTM 分析新竹地區活動構造特徵。沈淑敏等(2005)認為在客雅溪處斷層切過溪口沖積扇。由階地分布以及 40 米 DTM 所判識的斷層顯示(Chen et al.，2004)，新竹斷層切過不同時期的階面（圖 3.2.5.1），斷層亦有位移累積之特性。雖目前尚未有定年的資料，但考量新竹斷層切過三姓公溪口時斷層切過 FT1 及 FT2，客雅溪切過溪口沖積扇以及鑽探顯示斷層出露地表等特性，本研究建議將新竹斷層改為第一類活動斷層。

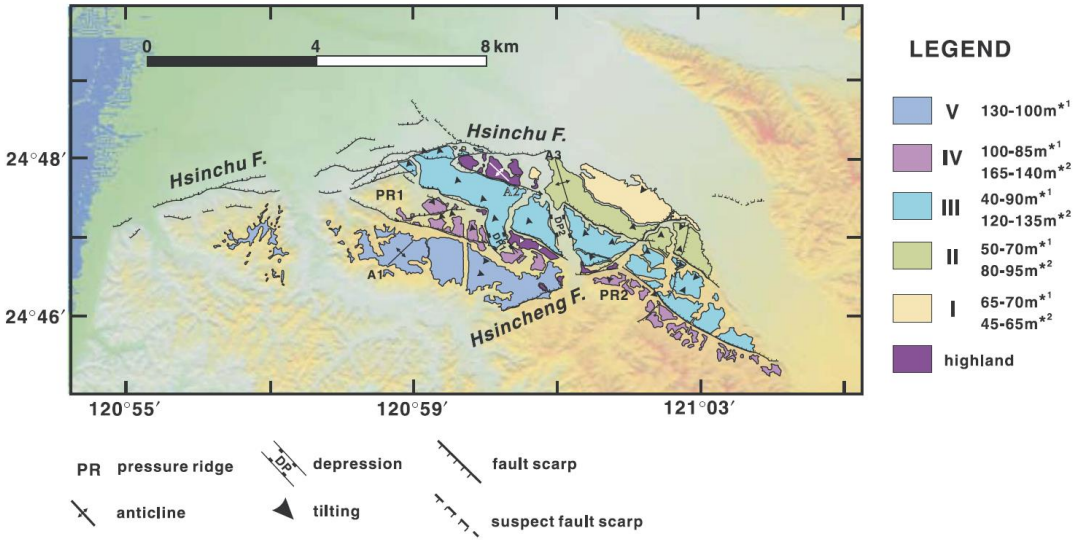


圖 3.2.5.1、新竹斷層沿線階地分布以及由 40 米 DTM 所判識的斷層(Chen et al.，2004)。圖中可見新竹斷層切過不同時期階面。

三、大甲斷層與鐵砧山斷層

后里台地的主要地質構造，除大甲斷層外，尚包括鐵砧山斷層與屯子腳斷層。屯子腳斷層位於后里台地及大肚台地北端，斷層約呈東西走向，為 1935 年臺灣中部地震所伴生的地震斷層，鐵砧山斷層又稱為大甲東斷層，斷層呈北北東走向，可能為逆移斷層，由鐵砧山北緣經大甲東聚落西緣，向南延伸至清水斷層東側。

大甲與鐵鈷山斷層一帶出露的地層包括頭嵙山層、紅土台地堆積層與沖積層。頭嵙山層下部以厚層砂岩及砂頁岩互層為主，分布於鐵砧山斷層以東的大甲溪南岸；上部以礫岩為主，偶夾砂岩透鏡體，分布於鐵砧山、后里台地西緣、大肚台地西緣及北緣。紅土台地堆積層主要為礫石、砂及泥所組成，礫石粒徑由數公厘至數十公分不等，頂部具紅土化現象，主要分布於后里台地與大肚台地。階地堆積層由未膠結之礫石所組成，分布於后里台地西北角，沖積層以礫石及砂為主，分布於清水沖積平原、大安溪及大甲溪河床（中油，1974；林啟文，2001a）（圖 3.3.1）。

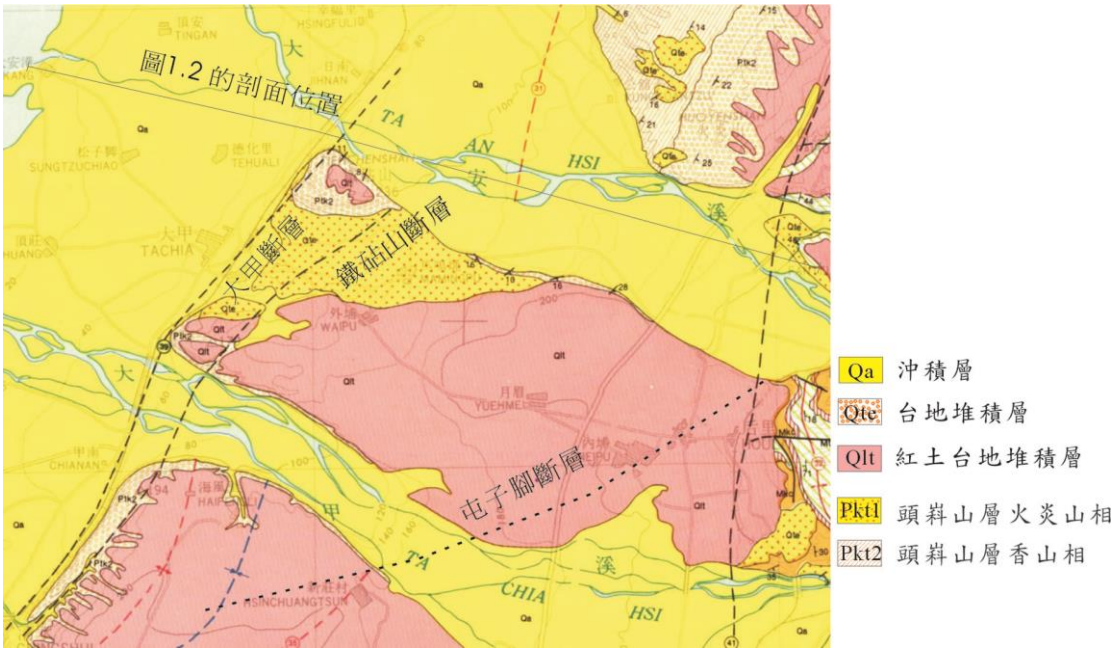


圖 3.3.1、后里台地地質圖(修改自中油，1974)。

（一）深部地下構造分析

大甲斷層北起於大安溪，並以橫移斷層為界，與北側構造分隔，往南則延至沙鹿一帶尖滅。大甲斷層之下另有隱伏於深部的斷層，此滑脫面斷層在大甲斷層之下可能發育一斷坪與斷坡構造，此構造形成鐵砧山背斜，而大甲斷層乃截切此鐵砧山背斜西翼的斷層，此深部斷層向南結束於大甲溪一帶。大甲斷層在大安溪一帶由深部震測剖面可見近地表處伴隨褶皺構造發育，由大安溪向南位移量逐漸變大，斷層尖端近於地表。斷層位移量在約為 500-600 公尺，為一向東傾斜約 17-25 度的逆斷層。鐵砧山背斜以東另有一活動向斜-月眉向斜，此月眉向斜似為銅鑼向斜之南延，月眉向斜的成因，可能與另一斷坪-斷坡構造相關。

本研究所使用之中油震測剖面位置見於圖 3.3.1.1 中（修改自陳太山與蘇福欽，2002）。在大甲斷層北延位置的剖面中並未見大甲斷層。在較往南的剖面中，可見大甲斷層尖端並未出露地表，僅造成撓曲現象，由此可界定大甲斷層北界的範圍。大甲斷層在深部明顯可見，但較淺處(0~0.4 秒)斷層上盤岩層位態變陡，藉由追蹤上下盤地層的落差，可測得約 0.15~0.17 秒的層位落差，此外大甲斷層淺部可見地層變陡有拖曳現象。除大甲斷層外震測剖面中亦可觀察到鐵砧山背斜構造。由於大甲斷層於近地表處位移量甚小，且大甲斷層下盤亦可見背斜西翼岩層向西傾斜，可知大甲斷層與鐵砧山背斜的形成並無直接關連，此背斜的形成應與更深部斷層的活動有關。鐵砧山背斜向南逐漸尖滅，在大甲溪南岸已不復見此一背斜，因此我們認為造成鐵砧山背斜的深部斷層，終止於大甲溪一帶。剖面中可見大甲斷層向南延伸至沙鹿一帶，由泰安斷層（陳太山與蘇福欽， 2002）將清水斷層分隔為南北兩段。

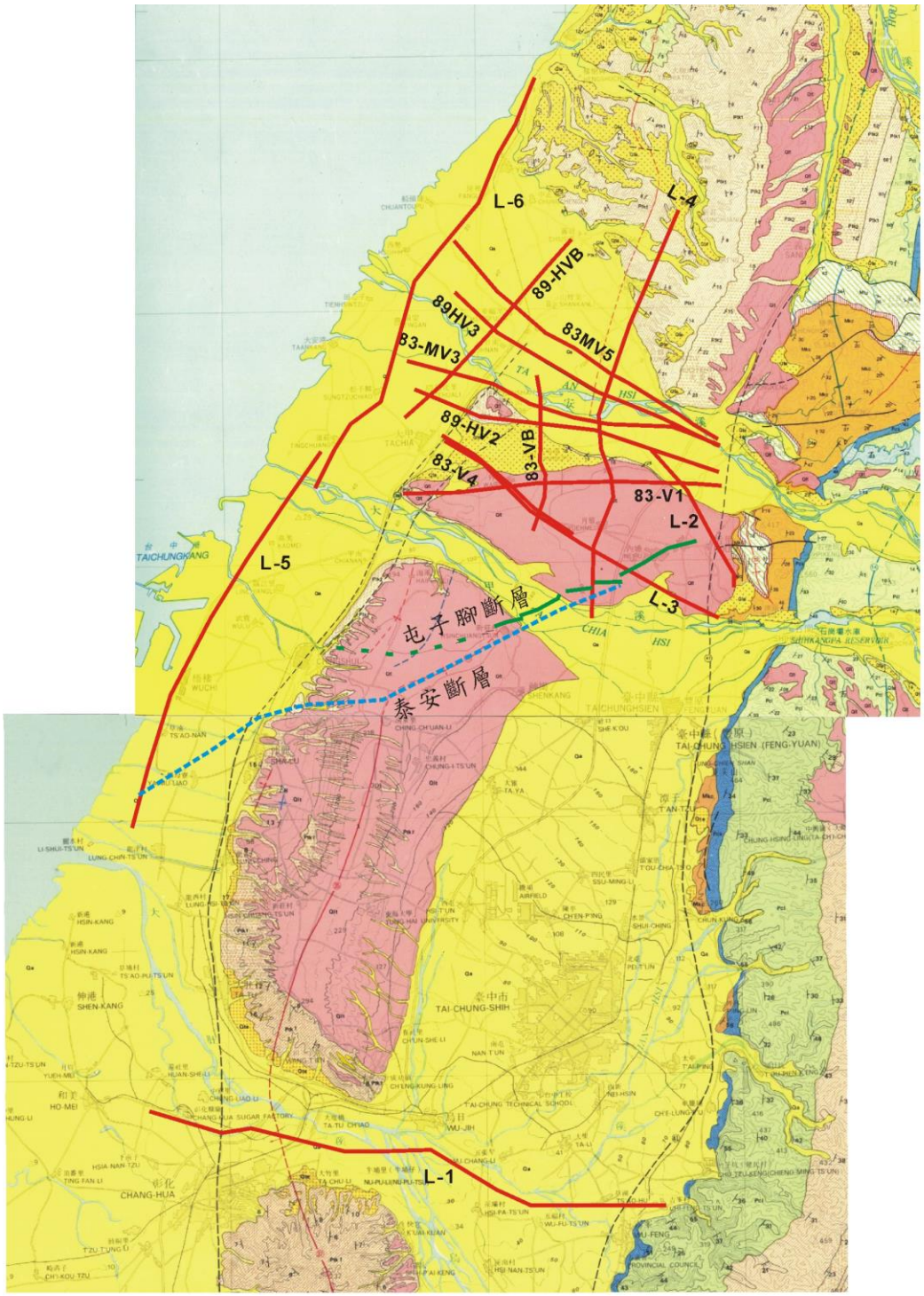


圖 3.3.1.1、本研究所使用的深部震測剖面位置（修改自陳太山與蘇福欽，2002）。底圖為中油十萬分之一苗栗與台中圖幅(中油公司，1982、1974)。

（二）淺層震波測勘

本研究於大安溪南岸完成一條淺層震測測線（07P-TCF-TC-1），長度為 1,035 公尺。測線 07P-TCF-TC-1 位於鐵砧山北邊的大安溪南岸(見圖 3.3.2.1)。本次炸測之設計，係配合中油公司及地質調查所已有的震測資料，以淺部地層為目標，將測線往西側延伸直至地層無變動區域，以探測大甲斷層是否穿透至地表。圖 3.3.2.2 為測線 07P-TCF-TC-1 之 24 重合同中點重合剖面。圖中可看以出淺部的地層連續性極佳，並且地層以低角度往西傾斜。剖面中地層連續地由西北往東南逐漸上升，並無斷層通過的現象出現，而剖面東南端約 80 公尺的範圍雖因地層陡峭，而造成震測影像成像不佳，但可作為為斷層前端於地下較深處存在位置的指標。

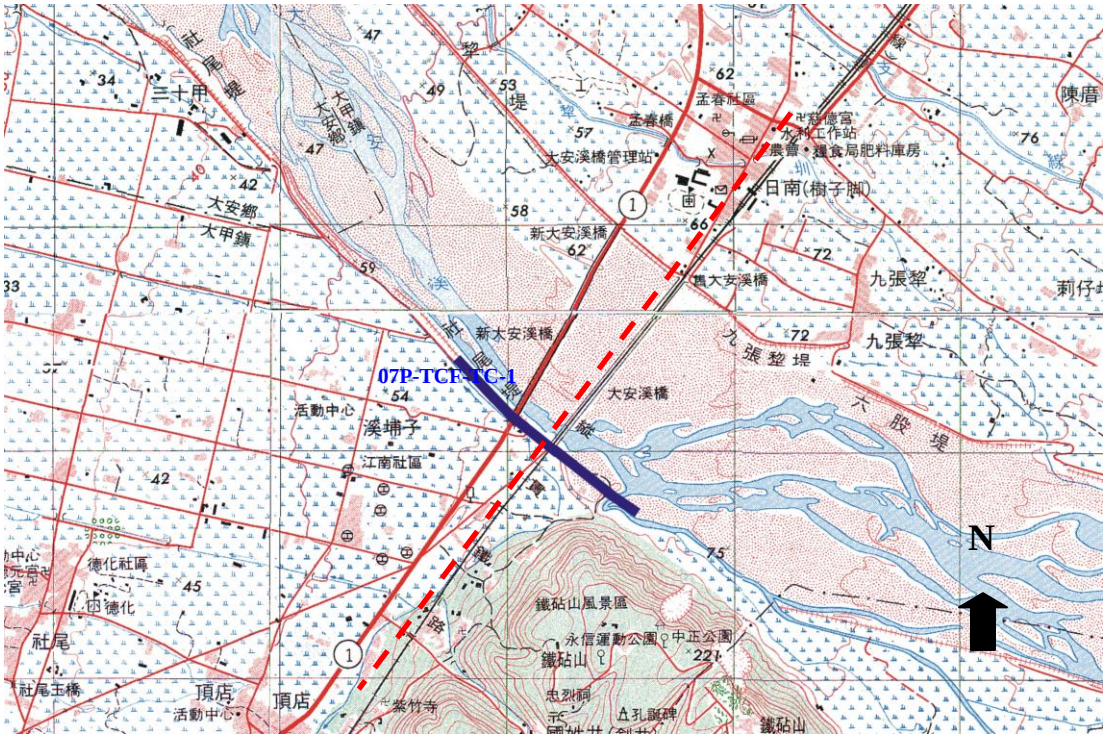


圖 3.3.2.1、測線 07P-TCF-TC-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置（藍色實線），而紅色虛線為斷層可能通過位置。

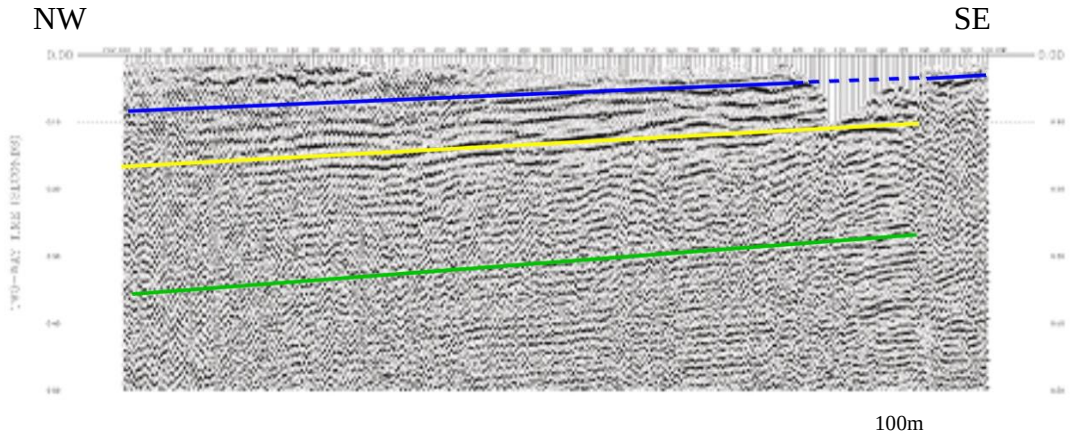


圖 3.3.2.2、測線 07P-TCF-TC-1 之 24 重合同中點重合剖面。圖中淺部的地層連續性極佳，並且地層以低角度往西北傾斜，並無斷層通過的現象出現，而剖面東南端約 80 公尺的範圍雖因地層陡峭，而造成震測影像成像不佳，但可作為為斷層前端於地下較深處存在位置的指標。

（三）地表及井下地質調查

在大安溪畔及大甲一號及二號井中有較完整的上盤層序出露，在大安溪河畔，可將地層分為兩個層序，上部層序以礫石為主間夾砂層，下部層序以頁岩砂及岩互層為主。圖 3.3.3.1 中在 Unit A 與 Unit B 的交界處有厚約 14 公尺的頁岩層，往下為砂岩層，這個層序在大甲一號及二號井中亦皆發現相同現象，顯示此在三個地方為相同層位。

在大甲二號井中 0-68 公尺為 Unit A 以膠結不佳的變質礫岩為主間夾砂泥層，地層傾角約 60 度，68-225 公尺為 Unit B。Unit B 可分為 B-1 與 B-2，B-1 主要為灰黑色泥質砂或砂質泥互層，並在 92-94 公尺之間發育平行層面的剪切帶，岩層傾角約 45-60 度。B-2 以黃棕色極厚層砂與厚層砂質泥互層為主，岩層傾角約 20-30 度，砂質泥中常有層間滑動斷層。225 公尺之後為 Unit C，Unit C 以下主要為極細砂偶夾中砂或泥層，位態漸趨水平，常含海相貝類化石碎屑。

大甲一號井中 0-130 公尺為 Unit A，以黃棕色的變質礫岩偶夾砂泥岩層為主，在 Unit A 中應可細分為現代沖積層與頭嵙山層。Unit B 為頁岩夾砂岩，亦可分為 B-1 與 B-2， B-1 由 130-150 公尺以泥岩層為主，B-2 以砂岩與泥岩互層為主。Unit C 主要為極細砂偶夾中砂或泥層，常含海相貝類化石碎屑，此層序與大甲二號井相同。Unit B 在一號及二號井的真實厚度約 134 公尺。由於 Unit B 的岩性及厚度在兩井中近似甚至與地表一致，Unit B 成為極好的指準層。圖 3.3.3.2 為兩井的地層柱及地層對比，投影至垂直走向方向的距離為 200 公尺，可以看出 Unit B 底部在大甲一號及二號井中的高程相差約 40 公尺，加上地層傾斜的關係，我們認為兩者可直接相連。

在大安溪岸近斷層崖邊可以看見斷層拖曳現象，深部的地層傾角愈大，上覆地層的傾角逐漸變小(圖 3.3.3.3 及圖 3.3.3.4)。此剖面中有兩個不整合面，底部地層向西傾斜約 60 度，上覆地層轉為向西傾斜 45 度，更年輕的地層則更減為 25-30 度。上述現象為典型的生長層序，在更靠近斷層處地層則近乎垂直（圖 3.3.3.5）。因地層為生長層序，可知斷層活動與這些地層沈積年代相同。這種因生長層序而造成的不整合現象，在大甲斷層南側的三清宮剖面中亦可發現。在三清宮剖面，下覆地層向西傾斜 60 度，上覆紅土礫石層向西傾角 20 度（圖 3.3.3.6）。

大甲三號井位於大甲斷層上盤，地點在三清總道院旁，深度 160 公尺(圖 3.3.3.7)，岩性為礫岩夾砂岩及泥岩為主。大致層序可分為 0-77.5m 以變質礫岩為主，偶夾砂岩；77.5-106m 以砂岩及間夾泥岩為主，偶夾變質礫岩；106-160m 為變質礫岩;地層位態在 0-90m 之間大約 40-50 度傾斜,向下地層傾角漸緩約 20-30 度之間；破裂面在淺部發育較多，大致在 40-50 度傾角；主要剪切帶為平行層面的斷層，集中在 84-90m 之間，另有局部近水平的剪切帶及少數與層面斜交斷層。

斷層帶地下構造剖面如圖 3.3.3.7B 圖所示，由於井位離地形崖僅有十餘公尺，若斷層已至地表，則應發現切過地層的斷層。由於在 90 公尺依然可見地層明顯傾斜，應非下盤構造，本研究因此認為構造以褶皺作用為主。在岩心中發現主要斷層為層面滑動斷層，可能為褶皺作用中伴隨的層間滑動。圖 3.3.3.7B 中的黃色砂層可在三清總道院旁的露頭見到。

大甲四號井位於大甲斷層上盤，地點在紫竹寺附近，鑽探深度 65 公尺(圖 3.3.3.8)，主要岩性以礫岩為主，層理不易判識。陳文山教授在此鑽探地點西側，緊臨地形崖處上盤及下盤分別進行淺層鑽探，岩性亦以礫岩為主。

鐵砧山斷層為大甲斷層的伴隨斷層，為一斷面向西的逆斷層，此斷層由大安溪畔向南延伸至沙鹿一帶。在大甲溪至大安溪之間由於切過不同階地，明顯有位移累積特性（楊貴三，1986）。過去並未發現鐵砧山斷層露頭，甚至由淺層震測研究顯示此斷層並不存在(王乾盈與郭炫祐，2003)。本研究首次發現鐵砧山斷層為傾角約 20-30 度向西傾斜逆斷層（圖 3.3.3.9~圖 3.3.3.12），且有不同分支。斷層位置與地形判釋位置相同，且分支現象在地形上中亦發現相同現象（楊貴三，1986）。在鐵砧山斷層東側我們發現 Unit A 的紅土化礫石層較西側區域厚，推測此由於鐵砧山斷層活動所致。

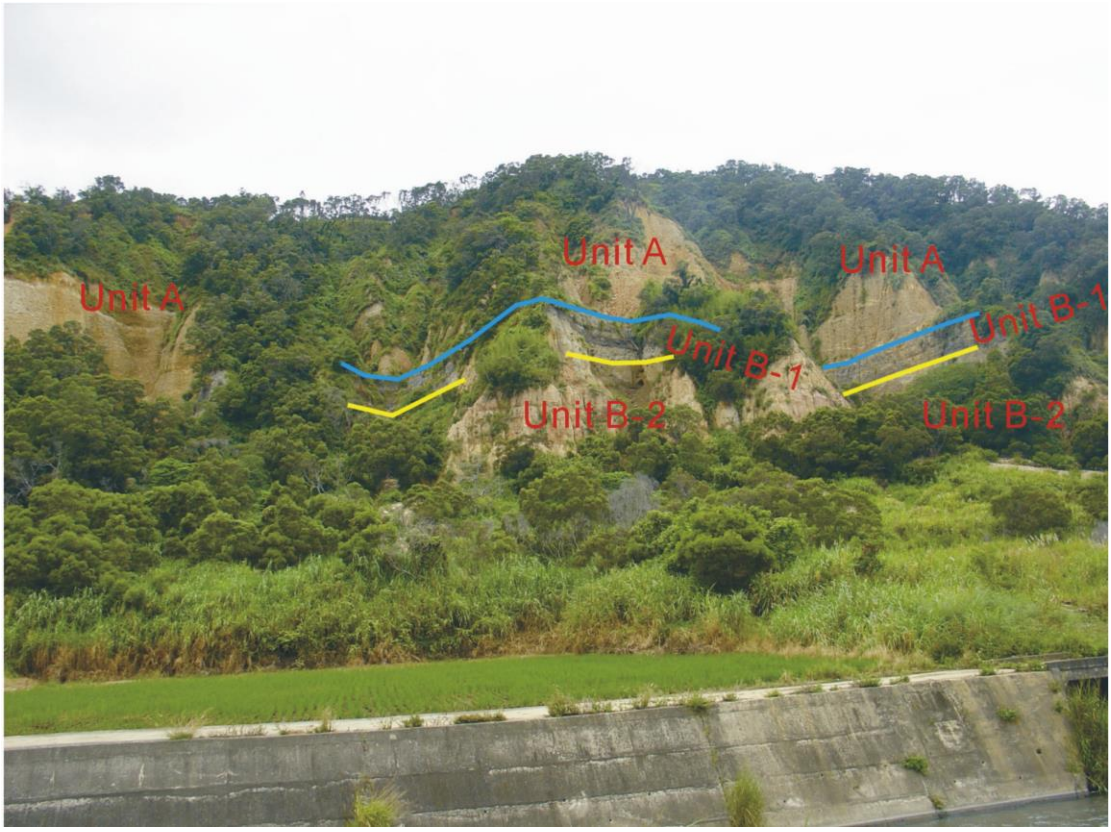
圖 3.3.3.9 位於大安溪旁的鐵砧山斷層露頭位置及上盤層位。上盤在野外可分為二個層序，Unit A 及 Unit B，Unit A 以礫石層為主，Unit B 為砂岩與泥岩互層，Unit B 向西傾斜約 10 度，與 Unit A 之間為一夾甚小角度的不整合面，在 Unit A 中在東側有較厚的礫岩層，且紅土化嚴重，礫石層厚度變化位置與鐵砧山斷層位置相同，推測由於鐵砧山斷層為一向西傾斜的背衝斷層，因此斷層西側的岩層被持續抬升，因此沈積較薄的礫石層，而斷層東側由於相對構造較穩定，因此發育較厚且紅土化的礫石層。

大甲二號井的地層位態在 0-93 公尺附近為高角度傾斜，傾斜角度約 60-70 度之間，在 93 公尺附近出現斷層帶，主要斷層為平行層面的斷層，少數為高傾角斷層。在 93 公尺以下地層位態逐漸變緩，由 30 度向下變緩至 10-25 度之間，因此 91-95 公尺附近為主要擾動帶。劉彥求(2007a)認為此擾動帶為大甲斷層，本研究認為這應是鐵砧山斷層的斷層帶，因為此處地層向西傾斜，而非如大甲斷層般向東傾斜。若此擾動帶為大甲斷層，則斷層應與層面近正交，而非沿著層面發育。但大甲二號井中並未發現此類型的斷層。由於 91-95 公尺一帶為層面斷層，而地層向西傾斜，表示此斷層為向西傾斜的逆斷層，與鐵砧山斷層相同。該深度若向東延伸，其位置與鐵砧山斷層近似，本研究因此認為此斷層較可能為鐵砧山斷層。大甲二號井在 91-95 公尺附近上下地層位態不同，本研究認為此處為向斜軸位置，因此岩層上下傾角不同，而大甲斷層尖端位置仍在較深處。

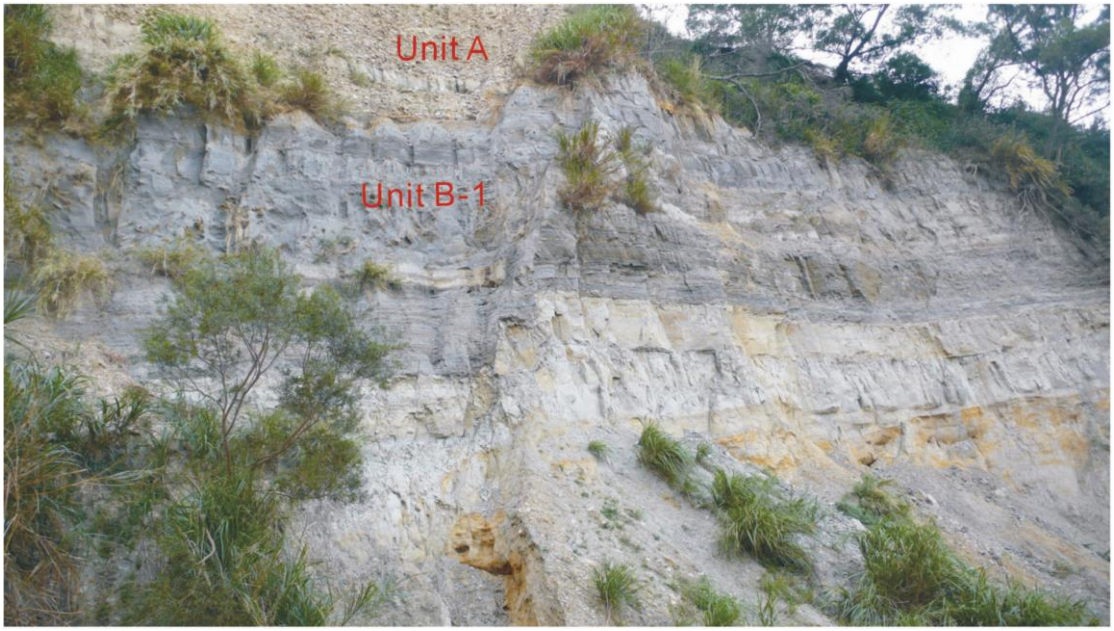
圖 3.3.3.13 為大甲斷層與鐵砧山斷層的構造剖面，深部震測資料顯示大甲斷層未出露地表，鑽探結果亦然，加上變形前緣發育緊密褶皺，本研究因此認為大甲斷層上盤發育斷層傳遞褶皺，由於褶皺日趨緊密，褶皺前翼地層近乎垂直，造成褶皺作用無法消耗更多的大甲斷層的位移量，且斷層尖端不易向前推展。當深部的大甲斷層持續活動，背衝的鐵砧山斷層便開始發育。

圖 3.3.3.14 為大甲斷層附近已有的淺層震測與鑽探井位，由大安溪旁的露頭加上鑽探結果顯示，大甲斷層的變形帶寬度約小於 100 公尺，在此定義的變形帶為地層急速變陡的區域，由地調所的震測剖面(董倫道等，2006)亦可發現此一現象（圖 3.3.3.15）。經重新解釋該震測剖面，在 1560-1650 公尺附近的反射訊號極差，而兩側的反射訊號立刻變好。由於此變形帶約 70 度向東傾斜，可能因地層變陡而無法有良好的反射訊號，在震測剖面中形成向東的高角度變形帶。由此剖面中本研究推估斷層尖端約在地下 470 公尺處(圖 3.3.3.15)。

震測、鑽探及野外調查結果皆顯示大甲斷層尖端並未出露至地表，為一盲斷層形式。斷層上盤由於要調適斷層深部的滑移量，發育斷層傳遞褶皺作用，而在近斷層處發育褶皺。因此，大甲斷層帶在此處指的是褶皺變形帶，此變形帶寬度約 100-200 公尺，其精度在數十公尺之間。斷層尖端的位置，在不同剖面位置稍有差異，如在最北端的剖面中，淺部岩層僅見褶皺作用，斷層尖端在較深處。在緊臨大安溪剖面中，斷層尖端約在深度 400 公尺附近，此精度當在數十公尺之間。



(A)



(B)

圖 3.3.3.1、圖(A)為大安溪地區地層層序特性，Unit A 為礫石層，Unit B-1 為頁岩層，Unit B-2 為砂頁岩互層，圖(B)為 Unit A 與 Unit B 之近照。

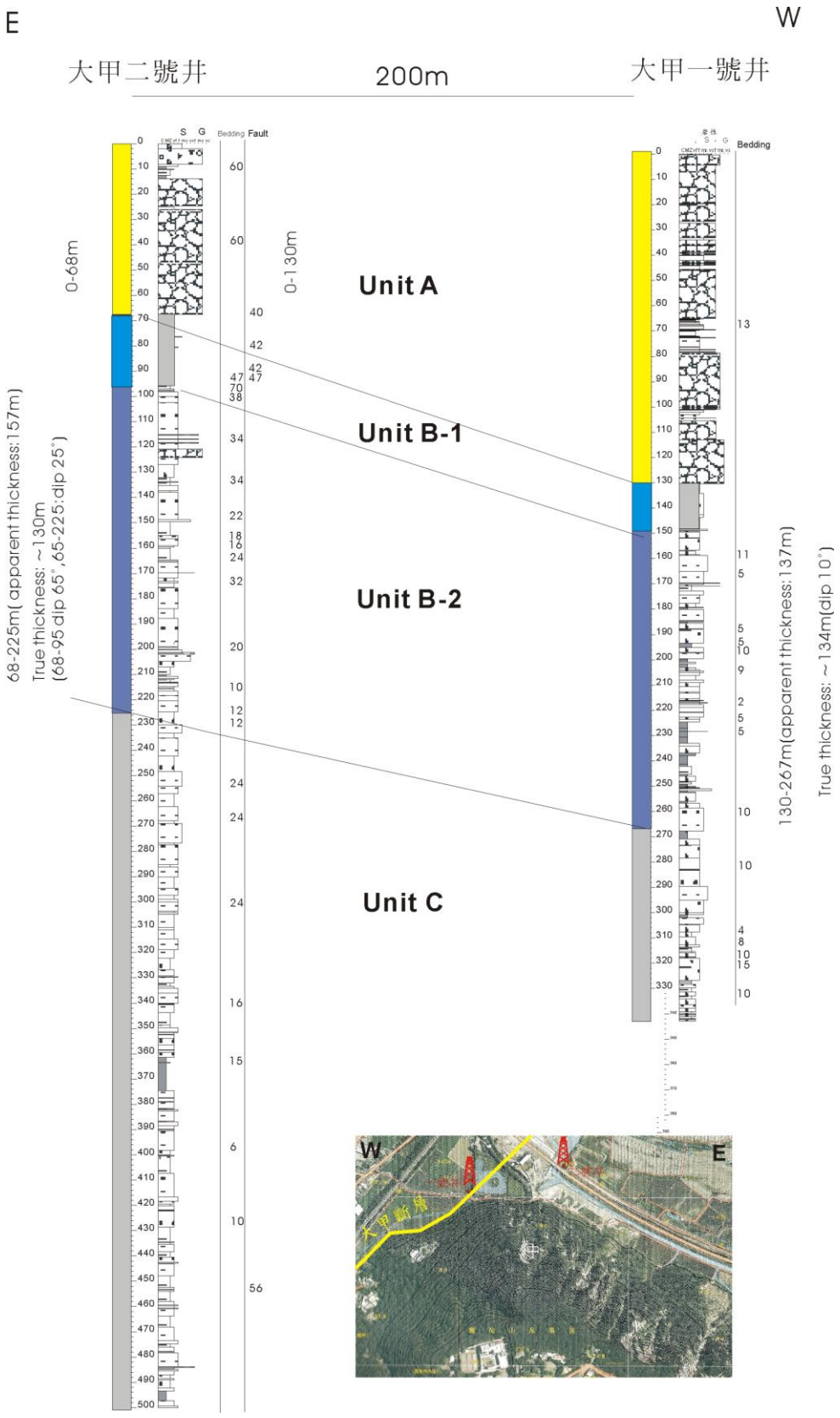
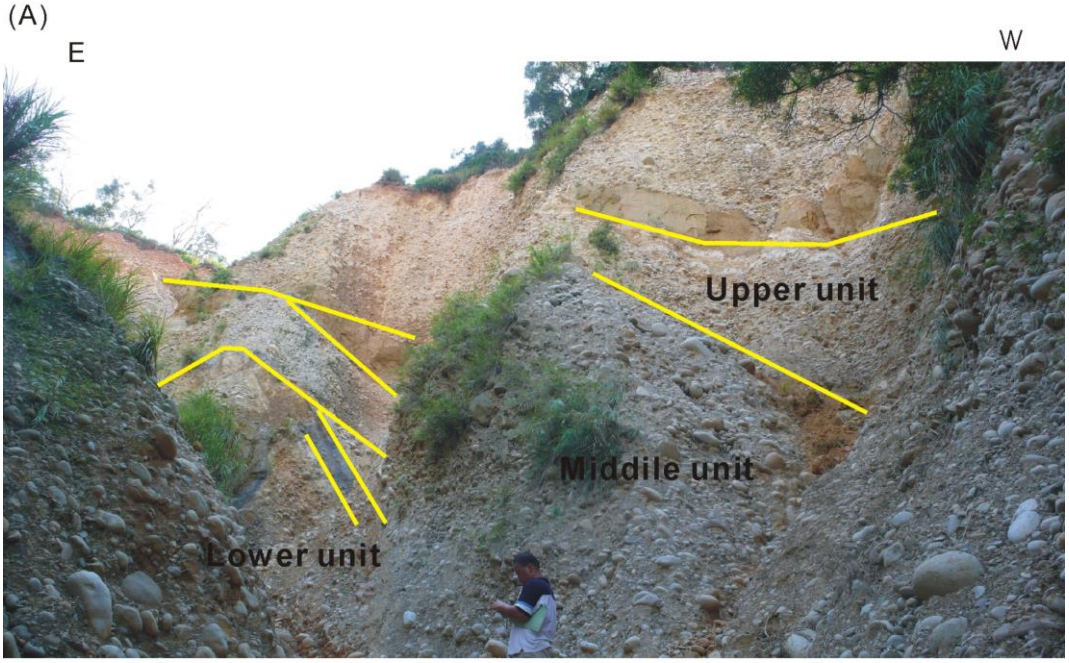


圖 3.3.3.2、大甲一號與二號井的地層柱及地層對比。



(A)



(B)

圖 3.3.3.3、圖(A)為斷層上盤變形行為，圖框處為下圖位置。圖(B)為近斷層的上盤岩層，其中較老的地層向西傾斜位態 60-90 度，中段地層約 45 度，上部地層 25 度。地層間為交角不整合，顯示為一生長層序。

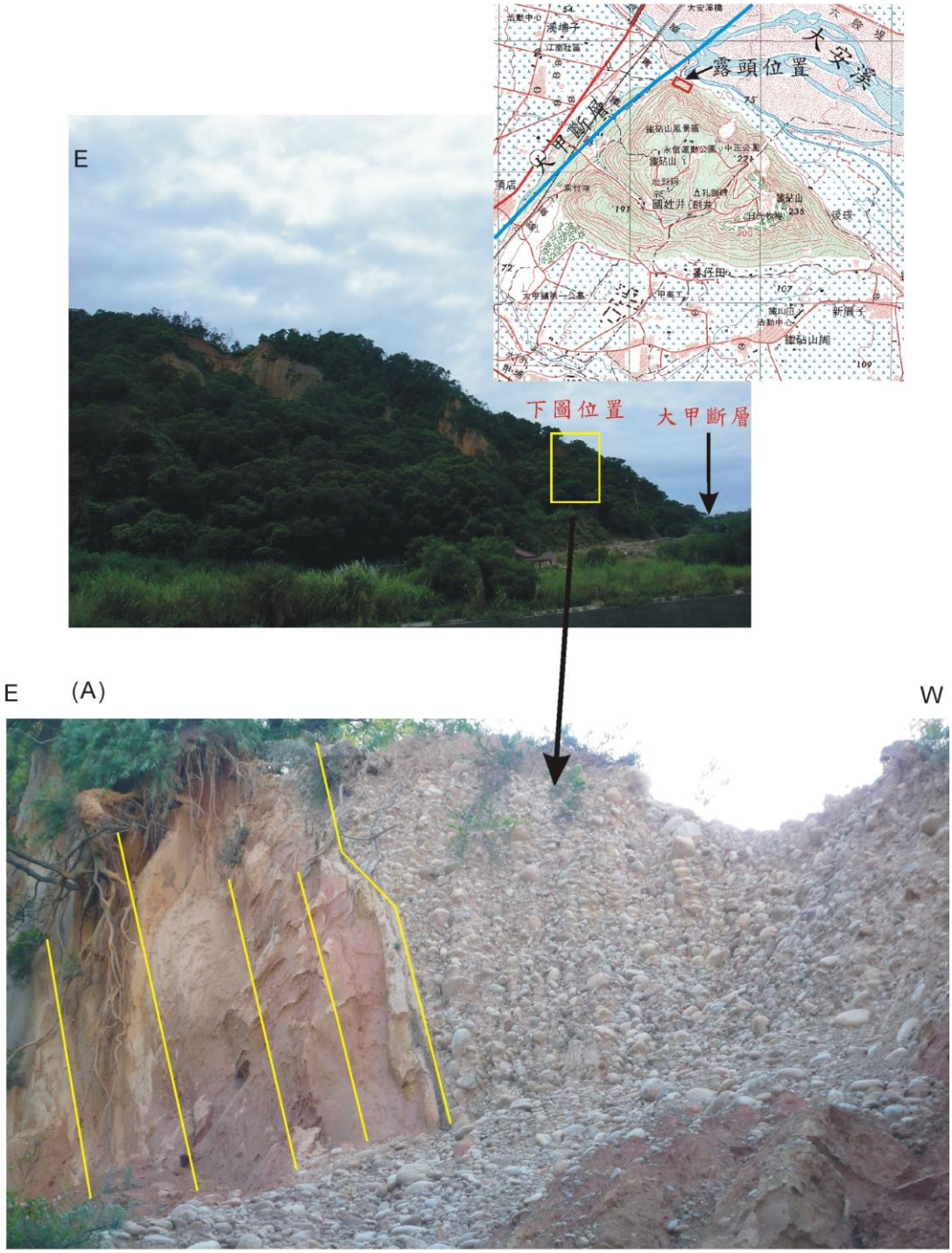


圖 3.3.3.4、圖(A)為斷層上盤變形特性，框選處為下圖位置。圖(B)為近斷層處的斷層上盤，其位態近乎垂直。

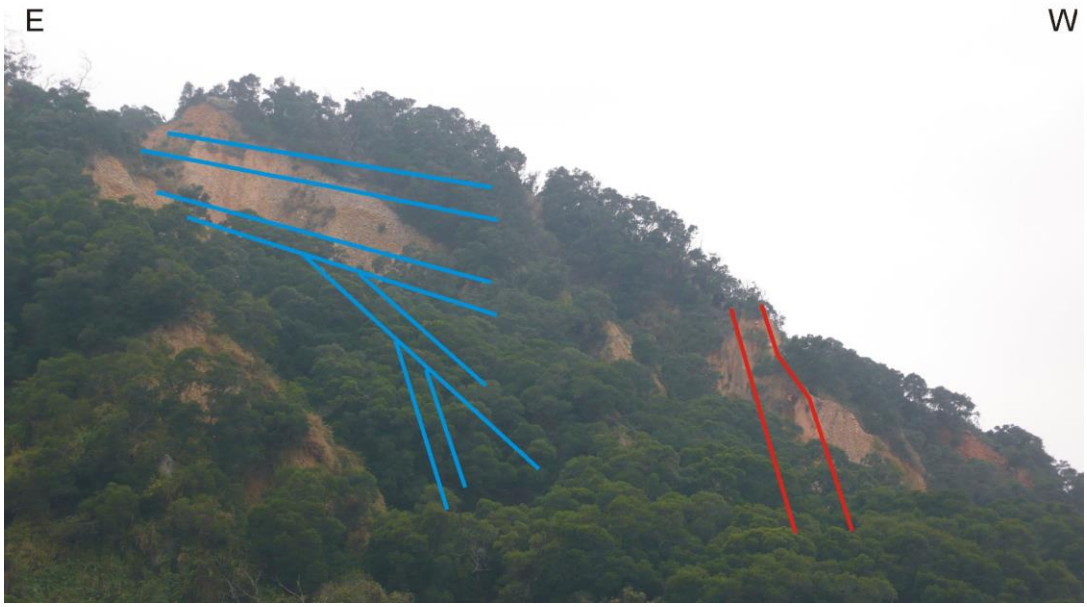


圖 3.3.3.5、圖 3.3.3.3 與圖 3.3.3.4 中的構造間之關係，斷層前緣地層傾角近乎垂直。



(A)

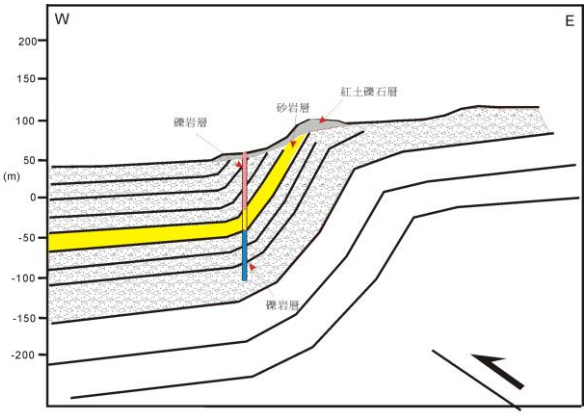


(B)

圖 3.3.3.6、圖(A)為三清宮斷層上盤變形現象。紅土礫石層向西傾斜約 20 度，下伏的礫石層向西傾斜約 60 度。圖(B)中可見紅土礫石與下伏礫石層為交角不整合。

(A)





(B)

100m

圖 3.3.3.7、圖(A)為大甲三號井位置圖，井位緊臨大甲斷層。圖(B)為斷層帶地下構造剖面，黃色砂層可延伸至地表露頭。



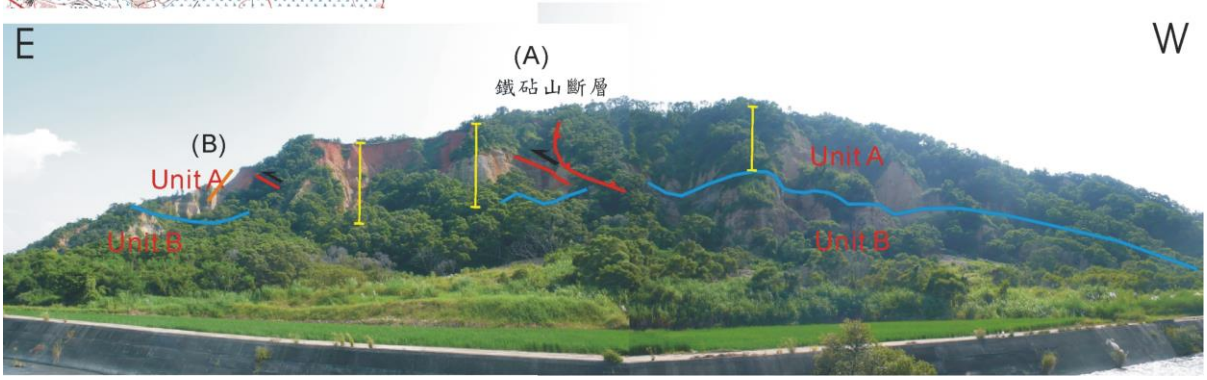


圖 3.3.3.8、大安溪旁的鐵砧山斷層露頭位置及上盤層位。圖中可見鐵砧山斷層西側 Unit A 較厚，且上部礫石層皆紅土化。

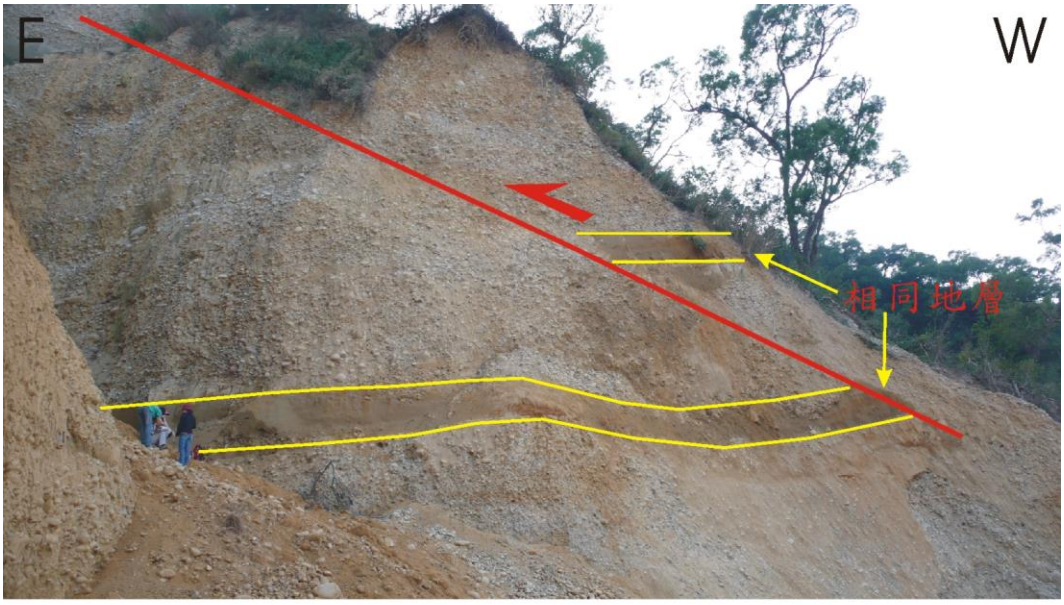


(A)

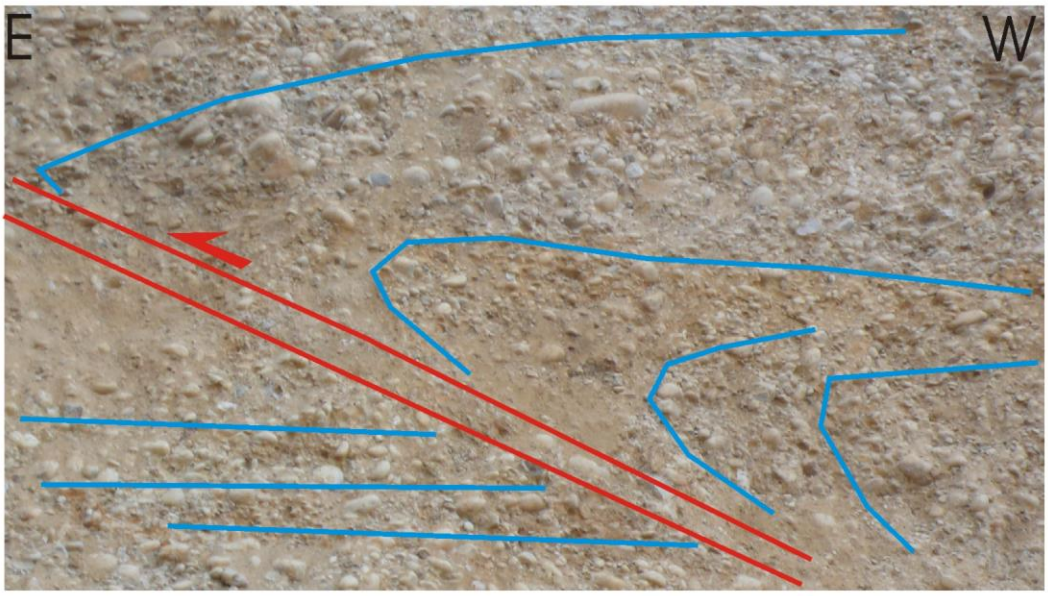


(B)

圖 3.3.3.9、圖(A)鐵砧山斷層在此處有兩個分支斷層，位移量較小的斷層近照。圖(B)中可見鐵砧山斷層為低角度逆斷層且岩層受斷層作用而形成褶皺。



(A)

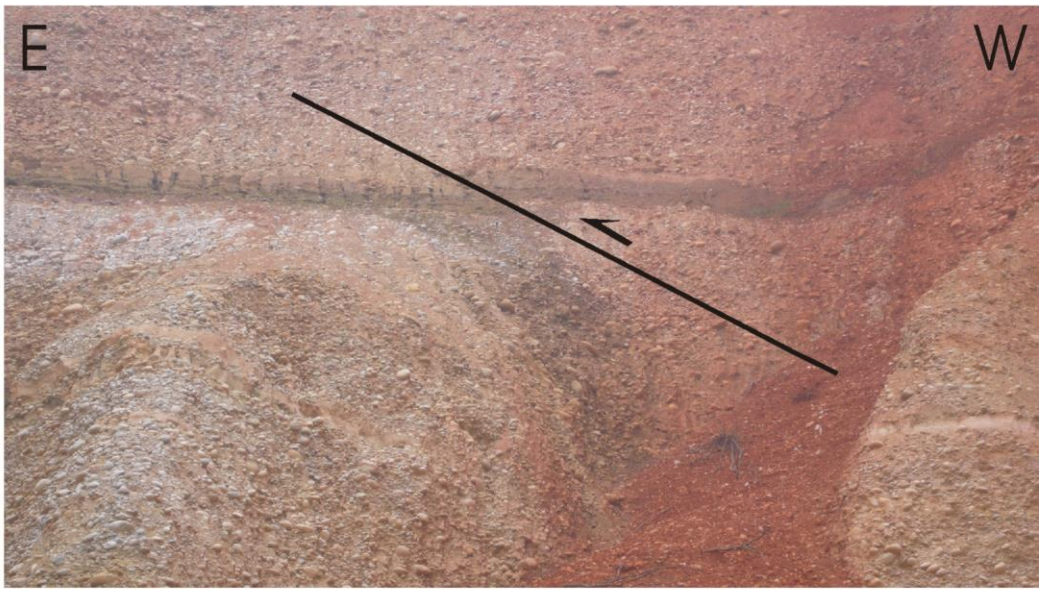


(B)

圖 3.3.3.10、圖(A)為位移量較大的斷層，圖中黃色地層為相同層位。圖(B)為斷層近照，礫石層受斷層作用上盤形成拖曳褶皺。



(A)



(B)

圖 3.3.3.11、圖(A)為鐵砧山斷層的另一小分支斷層。圖(B)為斷層近照。此分支斷層亦為向西傾斜的低角度逆斷層。



圖 3.3.3.12、鐵砧山分支斷層的關係，此處有兩條分支斷層，虛線為斷層可能延伸方向。

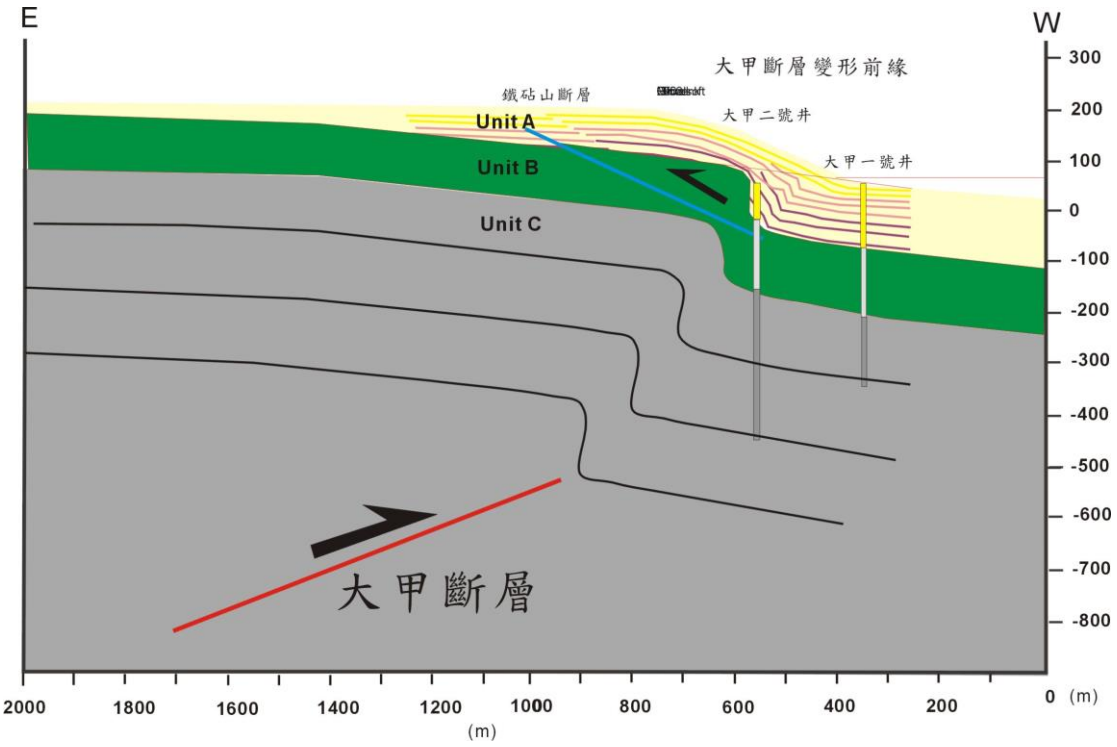


圖 3.3.3.13、大甲斷層與鐵砧山斷層的構造剖面，斷層尖端未出露地表，鐵砧山斷層為調適深部大甲斷層位移所形成的構造。

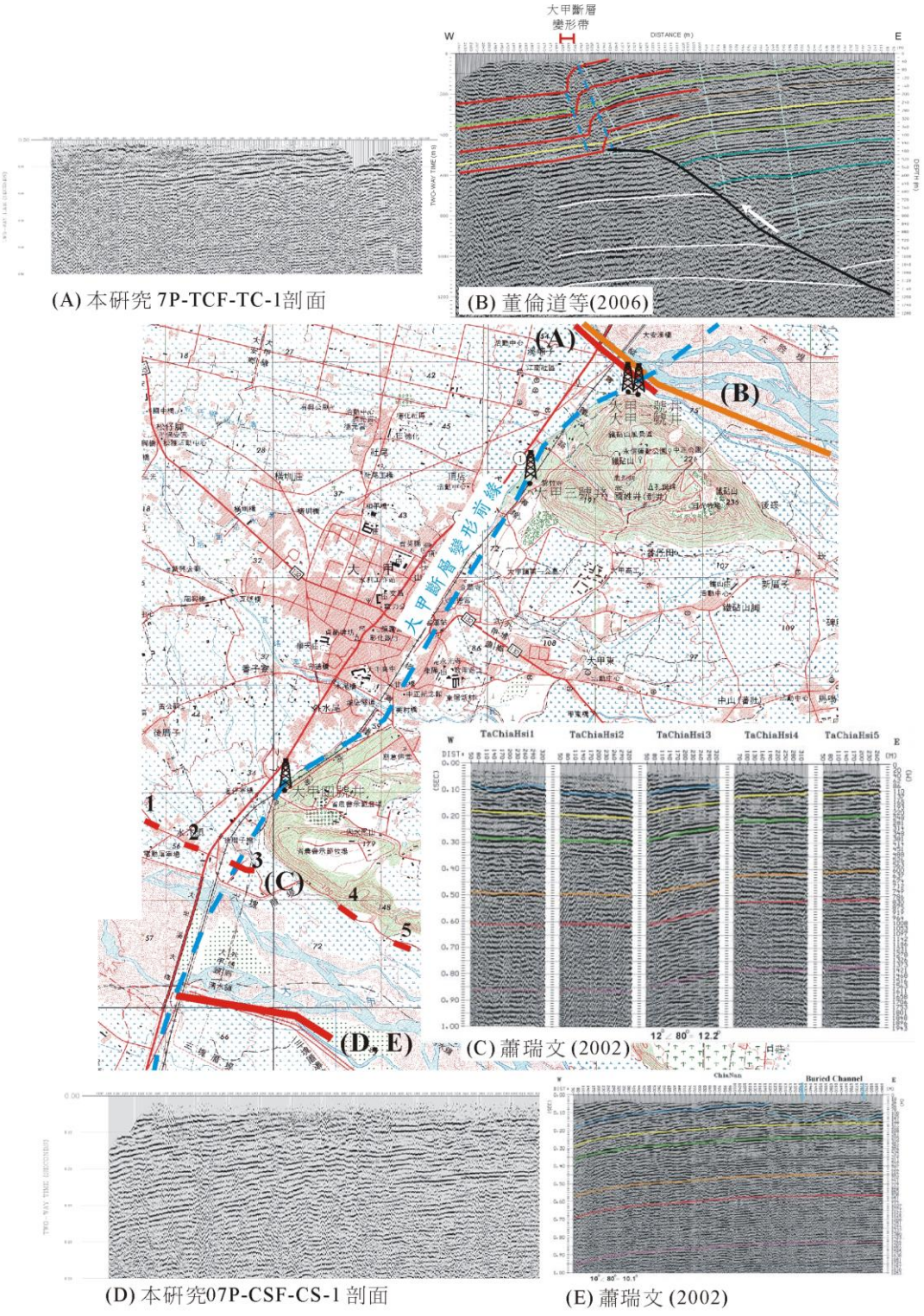


圖 3.3.3.14、大甲斷層沿線的淺層震測資料與鑽探位置。

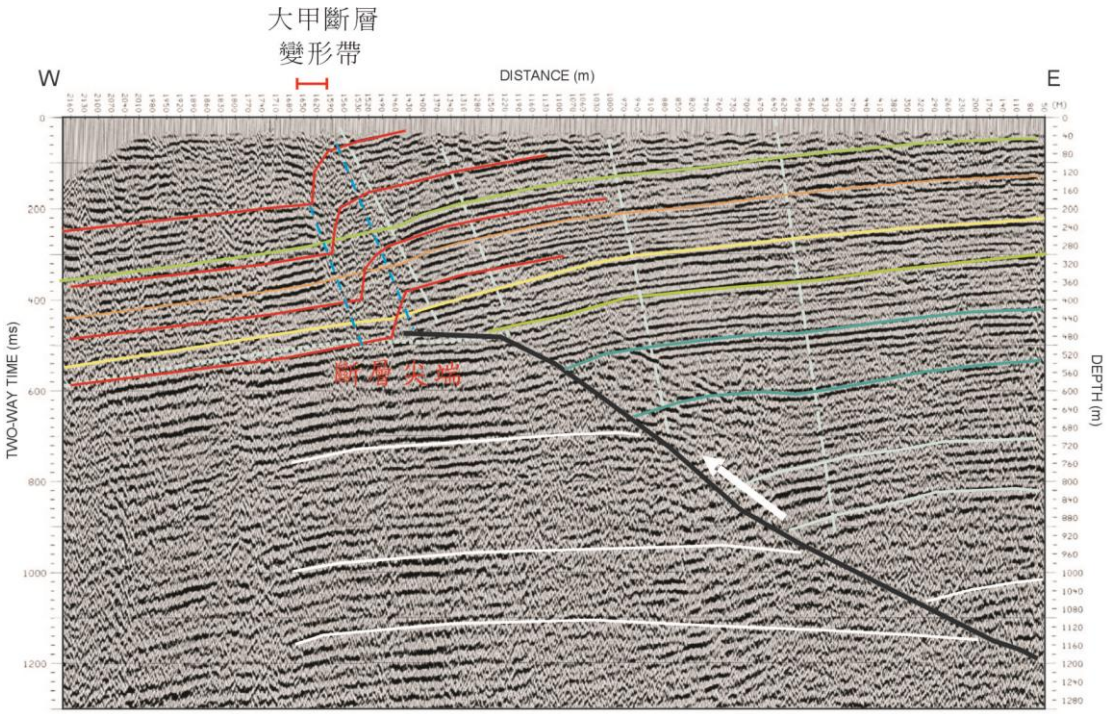


圖 3.3.3.15、董倫道等(2006)的震測剖面之重新解釋。我們認為斷層尖端約在 470 公尺深。

（四）斷層運動學分析

Trishear 4.5.4 程式不僅可模擬斷層上盤三角變形帶的變形行為，亦可模擬斷層傳遞褶皺、斷層彎曲褶皺、平行狀褶皺或相似形褶皺的行為，但僅有變形前緣的三角變形模式可以逆推，其餘模式僅可正演。圖 3.3.4.1 為利用 Trishear 4.5.4 程式模擬大甲斷層上盤之構造行為。由模擬中可知要形成褶皺的斷層面行為極為重要，大甲斷層平直，因此斷層上盤平直，不會形成褶皺，斷層尖端的斷層尖端 P/S ratio 為 1.5 時，即會在尖端處形成褶皺。在此模擬中可見近斷層尖端處傾角愈陡，遠離斷層尖端處傾角較緩，此與大安溪旁構造近似（圖 3.3.4.1A）。由於此程式無法模擬侵蝕作用，此處僅模擬隨著斷層發展生長層序的變形特性。圖 3.3.4.1B~圖 3.3.4.1E 即為生長層序的變形特性，圖中可見生長層序傾角較緩，類似於不整合現象，亦與大安溪旁構造近似。

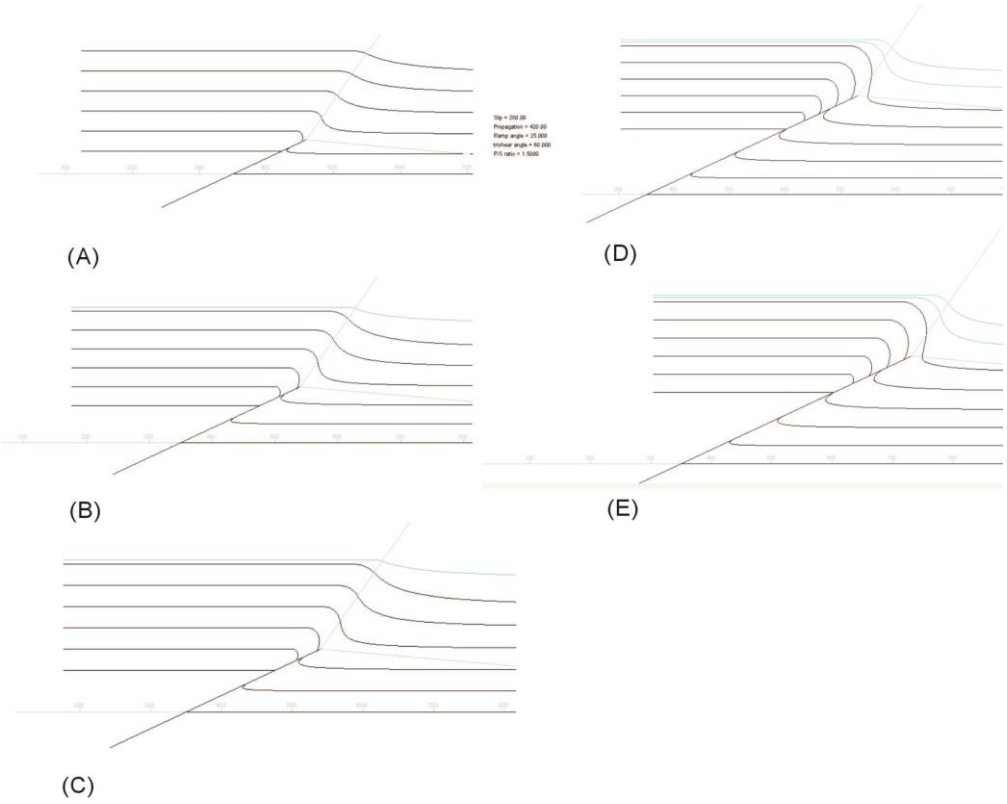


圖 3.3.4.1、利用 Trisher 4.5.4 程式可以模擬大甲斷層上盤構造行為，圖(B)~圖(E)的藍色線表生長層序。圖中可見斷層尖端地層傾角在深部較陡向上變緩，此與在野外所見構造一致。模擬條件為斷層傾角 25 度，P/S ratio 為 1.5。

（五）小結

大甲斷層為向東傾斜約 17-25 度低角度逆斷層，北起於大安溪，南至沙鹿附近，北端的邊界受控於東西向正斷層，南端邊界為泰安斷層，斷層尖端未出露地表，近地表處岩層受斷層傳遞褶皺作用，地層呈現高角度向東傾斜，並發育生長層序。大甲斷層之下尚有一深部的滑脫面斷層，滑脫面以五指山層為滑脫面，此斷層為形成鐵砧山背斜主要的斷層，此深部斷層向南終止於大甲溪。

鐵砧山斷層特性過去僅限於地形證據，缺乏斷層露頭，本研究首次發現此斷層為向西傾斜的低角度斷層，此斷層在北側分散為數條斷層，斷層的發育是由於大甲斷層尖端的地層由於斷層伴隨的褶皺作用造成地層高角度傾斜，此造成斷層尖端不易向前推進，而深部的大甲斷層持續滑動，因此為調適深部斷層的活動，鐵砧山背衝斷層開始發育。由於鐵砧山斷層位移量較小，崖高較低，因此進行槽溝開挖較為容易因此也建議可在鐵砧山斷層進行槽溝開挖，同時可藉由分析鐵砧山斷層進而分析大甲斷層系統的活動歷史。

大甲斷層與大肚斷層以泰安斷層為界，泰安斷層為一右移斷層（陳太山與蘇福欽， 2002），1935 年屯子腳斷層為泰安斷層的一部分。泰安斷層的發育為前陸盆地發育時期為調適地殼南北撓曲程度不同所形成的正斷層，後來當大甲與大肚斷層斷層持續活動，為調適南北構造形態的差異，原先的正斷層觸發為橫移斷層。

四、清水斷層

清水斷層一帶主要出露地層包括頭嵙山層、紅土台地堆積層、階地堆積層與沖積層(Sun，1965；中油，1982)（圖 3.4.1）。頭嵙山層下部以厚層砂岩及砂頁岩為主，分布於大肚以東的大肚台地西南緣；上部以厚層礫岩為主，局部夾砂岩透鏡體，分布於大肚台地。紅土台地堆積層主要為礫石、砂及泥所組成，礫石粒徑由數公厘至數十公分不等，頂部具紅土化現象。階地堆積層由未膠結之礫石及砂所組成，分布於大肚以東的大肚台地西南緣。沖積層以礫石及砂為主，分布於清水沖積平原、大甲溪及大肚溪河床（中油，1974，1982；Sun，1965；林啟文等，2001）。黃旭燦等(2004)及 Yang et al.(2007)利用平衡剖面法繪製斷層地下構造，其認為此清水斷層應為高角度逆衝斷層（圖 1.7）。林啟文等(2001)經由野外調查認為由於在沿線並未發現疑似斷層露頭，野外無法確認斷層的位置，斷層很可能未出露地表。楊貴三(1986)由地形分析認為此斷層具明顯位移累積性。

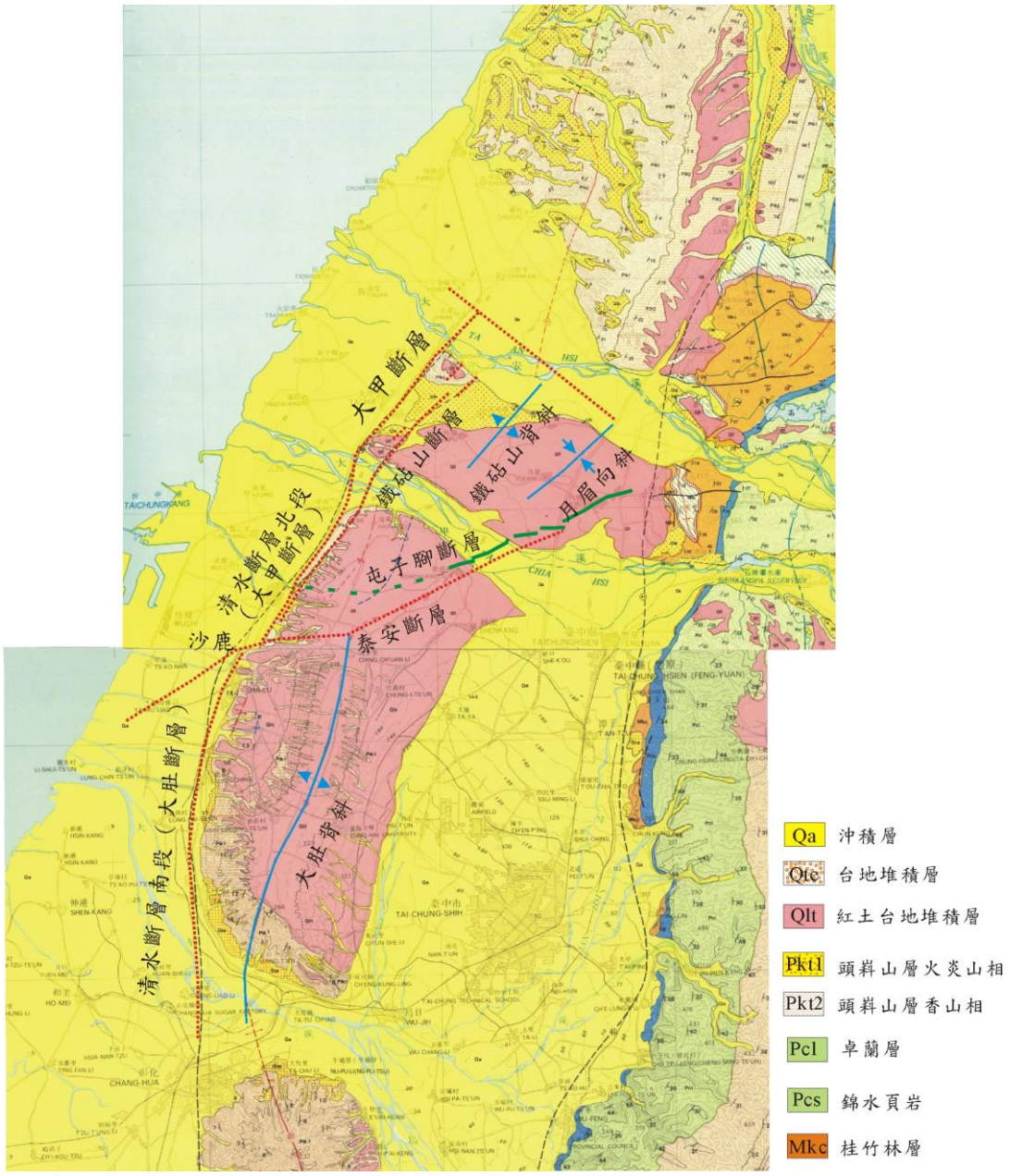


圖 3.4.1、大肚台地地質圖(修改自中油 1/10000 苗栗及台中地質圖幅，1982、1984)。

（一）深部地下構造分析

清水斷層的深部震測僅在大肚溪一帶有資料，但地形及構造上由大安溪至大肚溪之間以沙鹿為界有極大的變化。地形上沙鹿以北前緣地形傾角較大且平直，以南變形前緣地形低緩多為河流所切割，構造上大肚背斜在沙鹿以北中斷，本研究因此認為清水斷層應從沙鹿以南開始。雖清水斷層沿線無深部震測剖面，最近的深部剖面皆在大肚溪南岸附近，如 Chang (1971)，Chen (1978)與陳太山及蘇福欽 (2002)。由於大肚溪南岸構造與北岸近似，因此此剖面大致可代表清水斷層南段構造形態。Simoes et al. (2007)並分析 Chen (1978)的震測剖面，得到大肚溪南岸剖面的縮短量為 800 公尺。由於中油有新的震測剖面且剖面訊號極為清晰，因此本研究利用此剖面繪製斷層幾何（陳太山與蘇福欽，2002）。為得到真實地下構造，本研究利用 PKS-1 號井的井下地質及速度構造，描繪出斷層幾何形態。圖 3.4.1.1 顯示斷層幾何形態，雖然淺層剖面較為模糊，但仍可判識出大約在 800 公尺以下有明顯斷層作用，800 公尺以上地層大致連續。本研究因此認為變形前緣的崖面可能為褶皺崖，斷層尖端可能在 800 公尺附近。由淺層震測抬升層序的對比（Wang et al.，2003）及深層震測剖面，本研究認為大肚背斜在大肚溪附近的抬升量約 300 公尺。

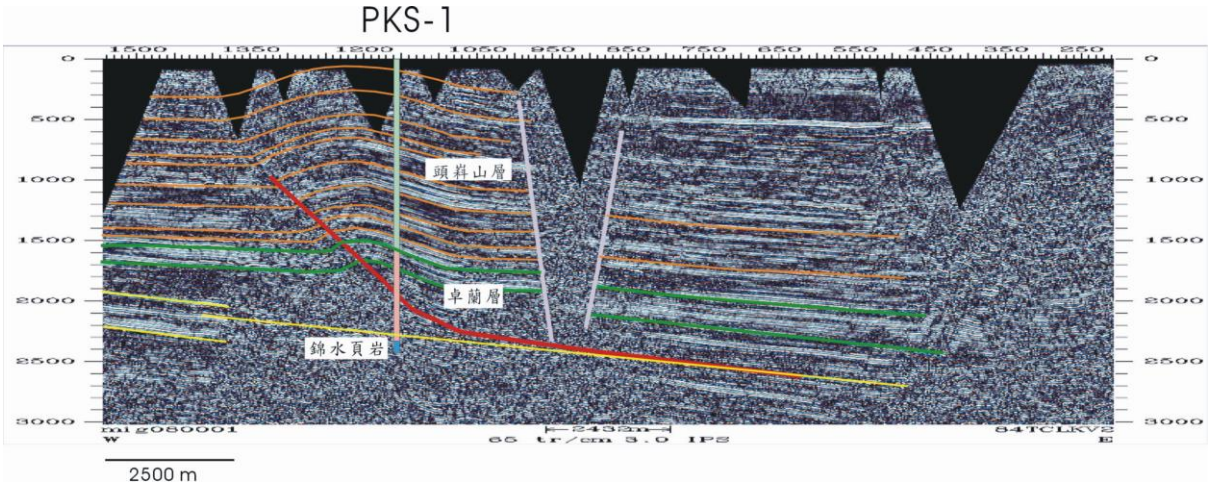


圖 3.4.1.1、利用陳太山與蘇福欽(2002) 震測剖面的解釋構造。PKS-1 底部黃顏色為錦水頁岩，顯示斷層的滑脫面最後大致沿著錦水頁岩面滑動。

（二）淺層震波測勘

本計畫於清水斷層共研究共完成三條淺層震測剖面。測線由北至南分別位於大甲溪南岸（編號：07P-CSF-CS-1）以及大肚溪北岸（編號：07P-CSF-TD-1 與 07P-CSF-TD-2）。

測線 07P-CSF-CS-1 位於大甲溪南岸河堤旁道路，測線全長 1385 公尺(見圖 3.4.2.1)。圖 3.4.2.2 為測線 07P-CSF-CS-1 之同中點重合剖面。剖面中 500 毫秒以上影像清晰，地層連續地由東往西彎曲下降，測線東邊地層的傾角較小，而測線西邊地層的傾角則較大。剖面中並無斷層穿越之現象，亦即斷層並未切穿至地表，而地底下斷層的前緣仍可能位於測線的西邊。

測線 07P-CSF-TD-1 係針對清水斷層南段於大肚一帶所布置的測線(見圖 3.4.2.3)，全長 605 公尺。本測線中間跨過一約 2 公尺高之南北走向地形崖，該崖面之前被認為可能為斷層崖，本測線的目標即為探測斷層是否穿越當地。圖 3.4.2.4 為測線 07P-CSF-TD-1 之同中點重合剖面。剖面中可以看出地層連續性良好，並以低角度往西北方傾斜，無斷層穿越之現象，測線中地表之地形崖並非斷層所造成。

由於測線 07P-CSF-TD-1 並未跨越斷層，該剖面中地層仍往西傾斜，為探測清水斷層可能出現的位置，故於該測線西側再布置測線 07P-CSF-TD-2 目標為探測地層由傾斜轉為平坦之轉折點。測線 07P-CSF-TD-2 位於大肚溪北岸，測線 07P-CSF-TD-1 之西北側，測線全長 1,095 公尺(見圖 3.4.2.3)。

圖 3.4.2.5 為測線 07P-CSF-TD-2 的同中點重合剖面。剖面中地層平坦，往東很緩慢的升高，但在 0.2 秒以上有幾處小型的落差現象出現。地層平坦並未有主斷層切過地表的跡象，應屬於盲斷層下盤的位置，而 0.2 秒以上的幾處小型逆衝斷層則可能為鬆軟地層受到東側小量的擠壓而造成局部現象，斷層在地底下的前緣位置，較可能位於本測線的東端不遠處。

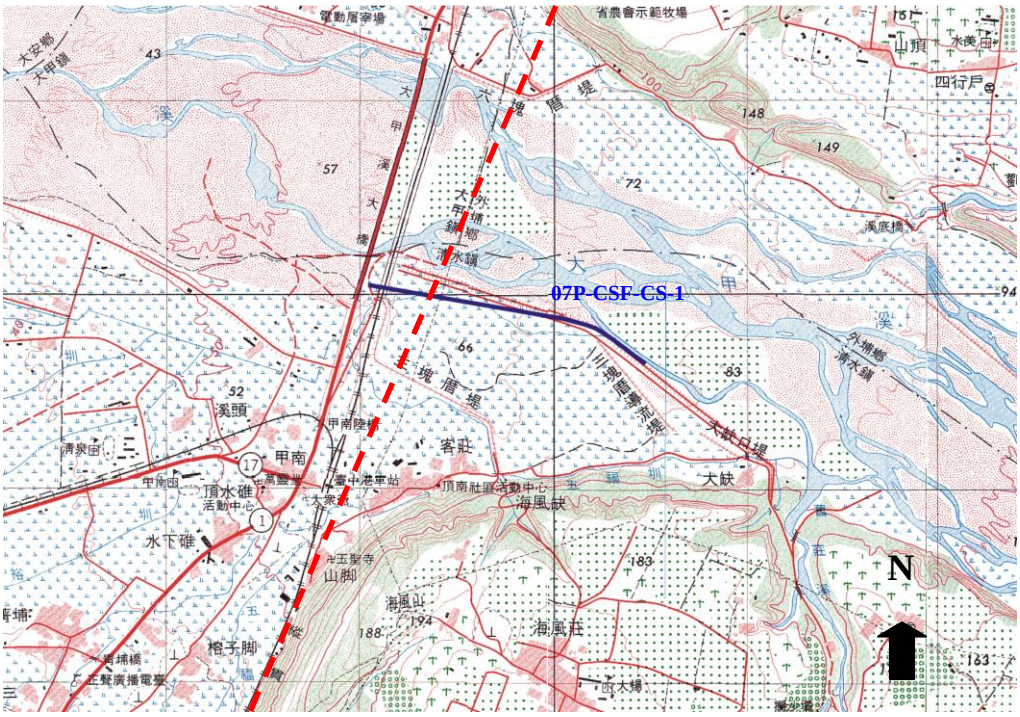


圖 3.4.2.1、測線 07P-CSF-CS-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置（藍色實線），紅色虛線為清水斷層可能通過之地表位置。

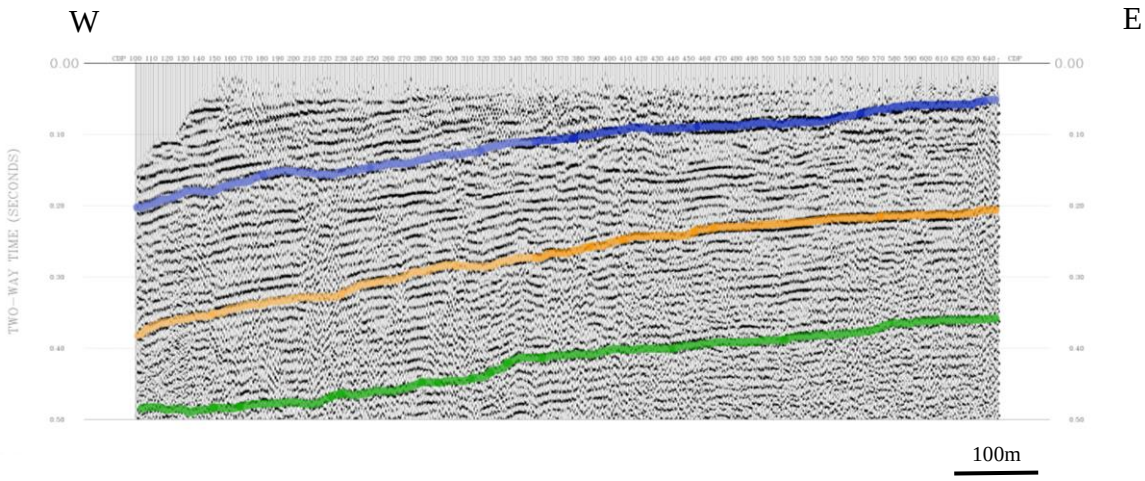


圖 3.4.2.2、測線 07P-CSF-CS-1 之重合剖面，剖面中並無斷層穿越之現象。

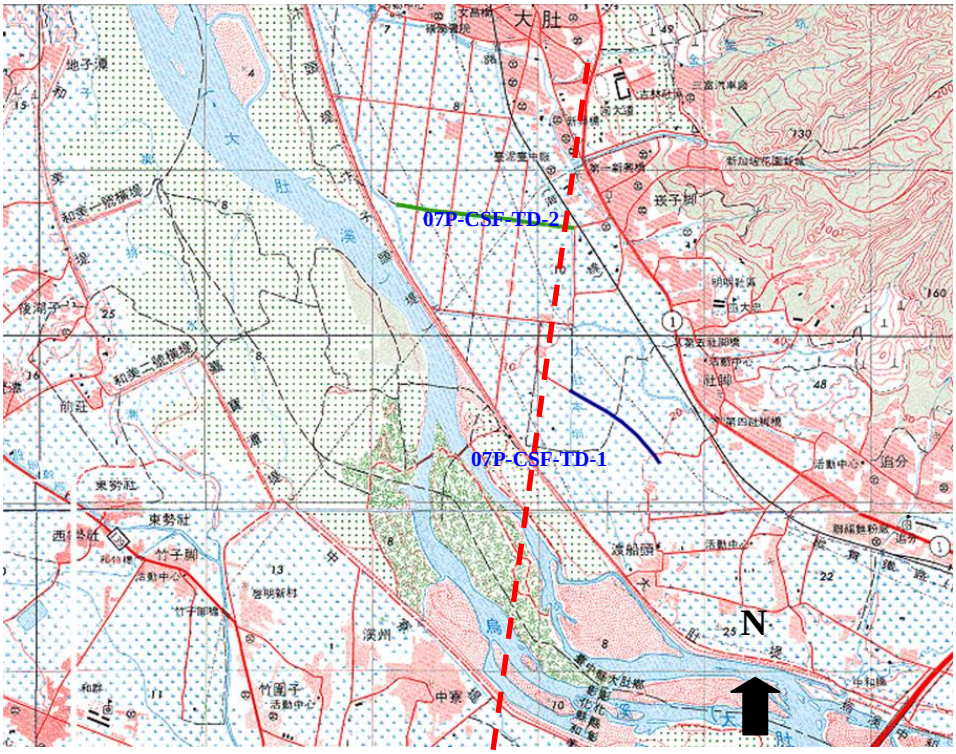


圖 3.4.2.3、測線 07P-CSF-TD-1 與 07P-CSF-TD-2 於 1/25,000 地形圖中之配置位置。

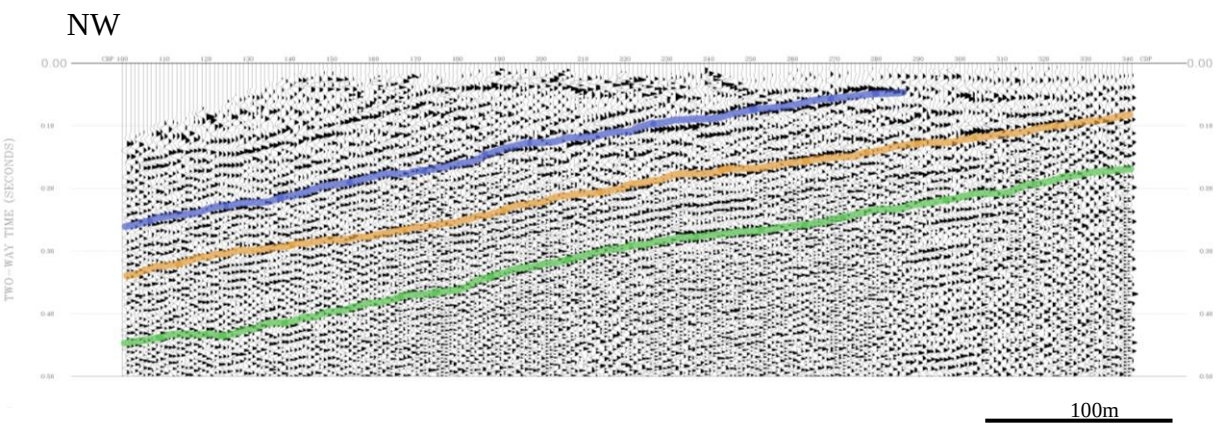


圖 3.4.2.4、測線 07P-CSF-TD-1 之重合剖面。其中地層往西傾斜，無斷層通過，測線中地表之地形崖並非斷層所造成。

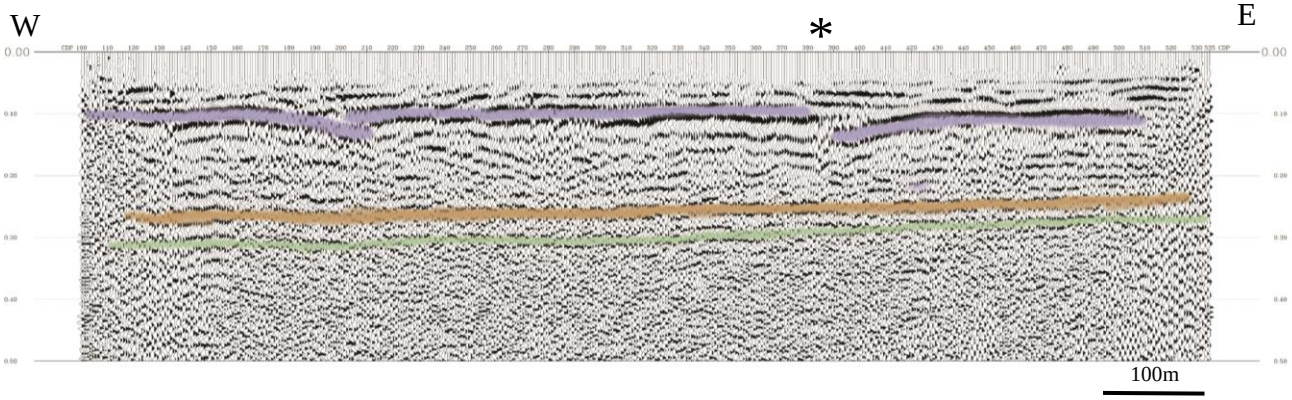


圖 3.4.2.5、測線 07P-CSF-TD-2 之重合剖面。地層平坦，並未有主斷層切過地表的跡象，地面位置應屬於盲斷層的下盤處，而 0.2 秒以上的幾處小型落差可能為鬆軟地層受擠壓而造成的局部現象或河道切割，斷層在地底下的前緣位置，較可能位於本測線的東端不遠處。

（三）地表及井下地質調查

本研究利用已有的淺層與深部震測剖面以及井錄資料，繪製清水斷層南段的地下構造(圖 3.4.3.1)。淺部震測資料顯示 600 公尺以上皆未見明顯斷層，顯示斷層在 600 公尺以下(許文立，2001)。由深部震測剖面我們認為斷層尖端在 600-1000 公尺之間（陳太山與蘇福欽，2002）。在此剖面北側的清水斷層，斷層之上亦發育褶皺構造，但其主要褶皺作用在變形前緣東側，在變形前緣處地形低緩，我們認為可能由於斷層面在近地表處變緩以致發育低緩地形面（圖 3.4.3.2）。

本研究認為清水斷層南段的斷層帶亦未出露地表，斷層尖端約約於地下 600 至 1,000 公尺處。近地表處僅見褶皺，此精確度當在 1-3 百公尺之間。本研究中未鑽遇斷層帶，在大肚一號井中，120 公尺後可見岩層傾角約 5-10 度，壓密程度較佳，上部岩層較為鬆散，層理近水平，研判為現代沖積層。考量淺層震測及鑽探結果，我們認為變形前緣岩層呈現急速的轉折形式（圖 3.4.3.3），對於變形前緣位置誤差應在數十公尺至百公尺的範圍之間。在清水斷層南段的大肚溪剖面中，可見淺層變形前緣為現代沖積層所覆蓋，厚度約 120 公尺，以下岩層亦以礫岩及砂泥岩互層為主。

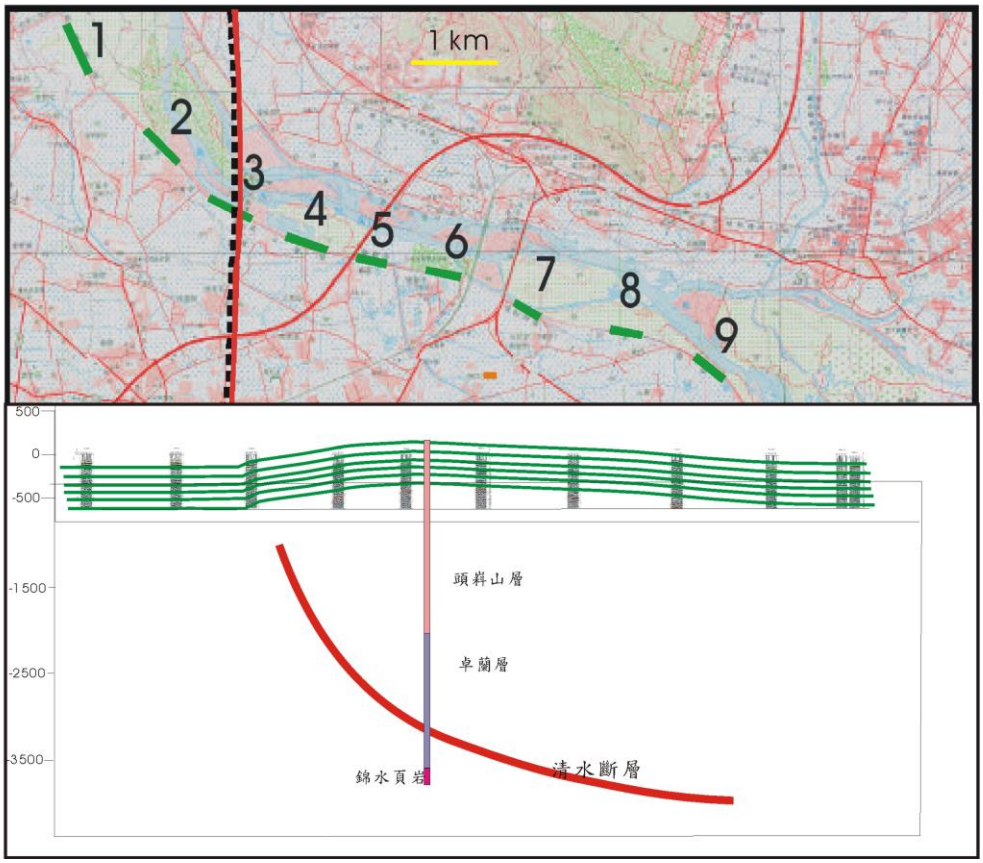


圖 3.4.3.1、為清水斷層南段震測資料，淺層震測結果摘自許立文(2001)，大肚二號井在剖面編號 3 西側約 200 公尺處。

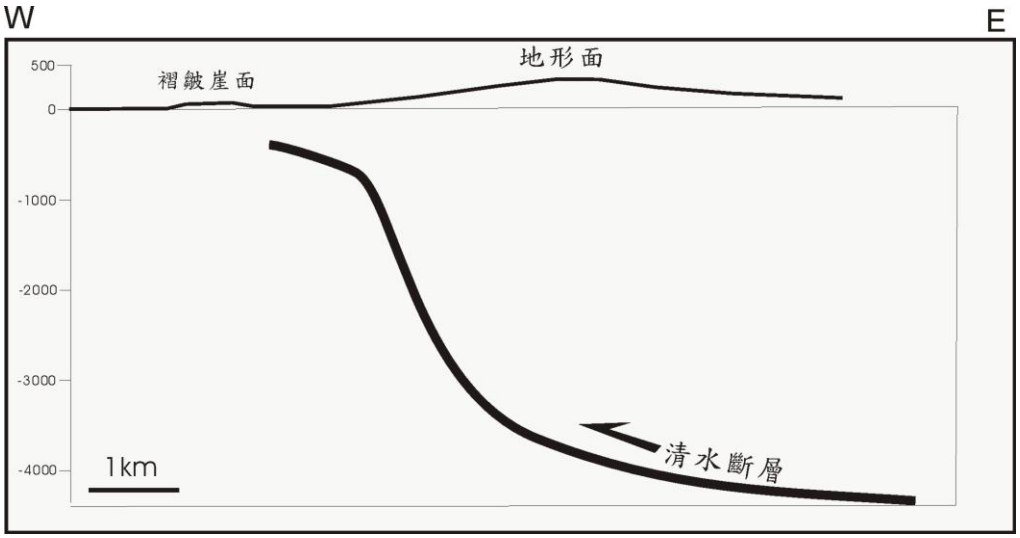
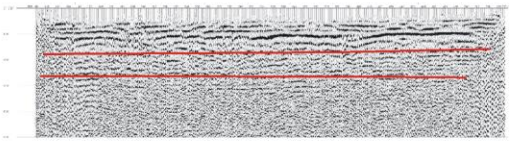
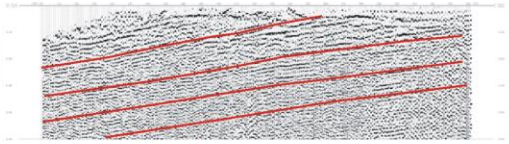


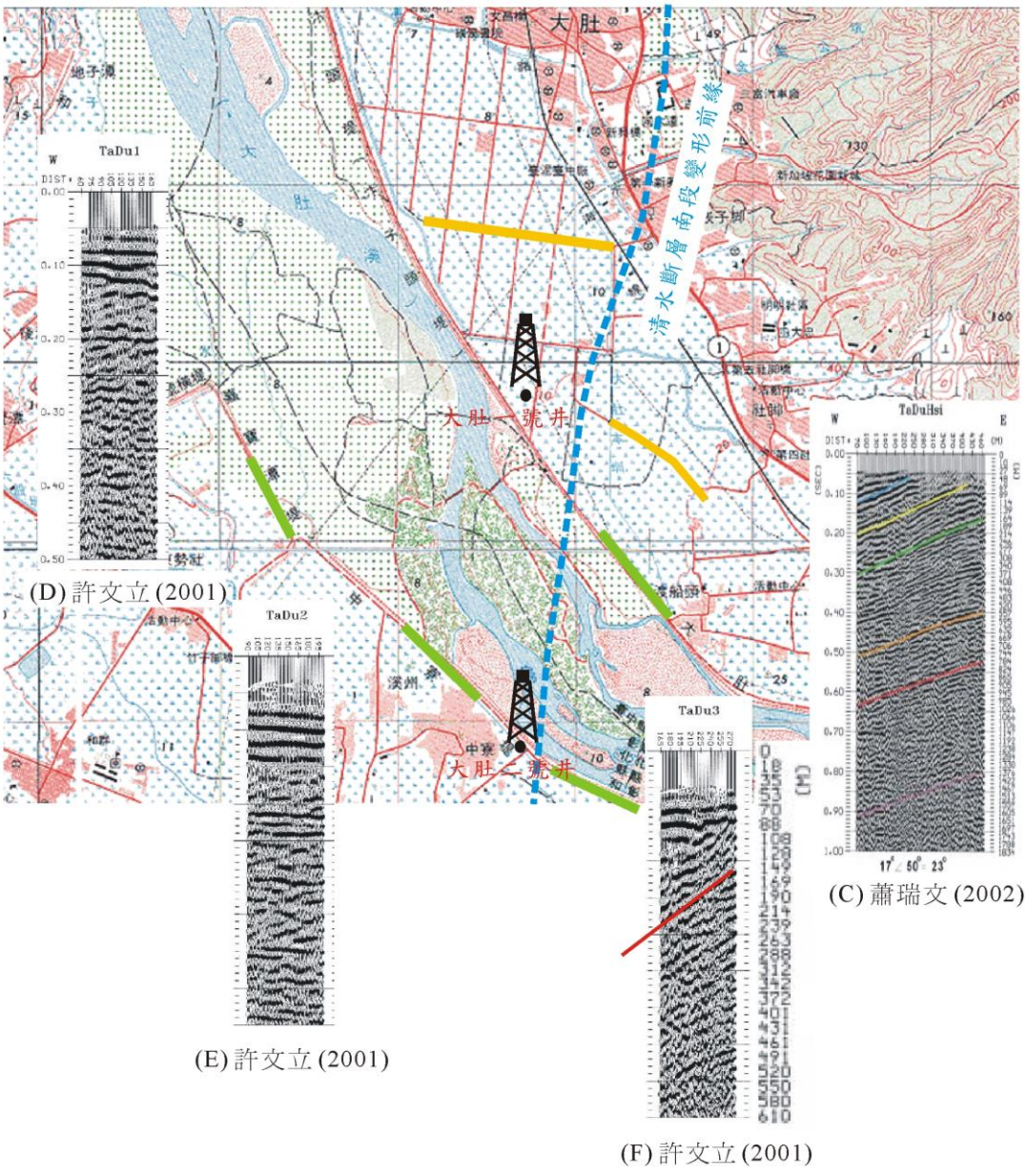
圖 3.4.3.2、清水斷層中段地下構造型態，此剖面中變形前緣地形低緩，但在最西緣發育褶皺崖，此褶皺崖由於斷層於深處位移所形成。



(A) 本研究07P-CSF-TD-1剖面



(B) 本研究07P-CSF-TD-2剖面



(D) 許文立 (2001)

(C) 蕭瑞文 (2002)

(E) 許文立 (2001)

(F) 許文立 (2001)

圖 3.4.3.3、清水斷層南段的地下構造剖面，上圖震測剖面為本研究成果，下圖震測剖面摘自許文立 (2002)。

（四）斷層運動學分析

本研究利用面積平衡法計算清水斷層南段的位移量，圖 3.4.4.1 為進行平衡剖面法的構造形態。本研究利用頂部四層進行面積平衡以計算位移量。由於原始剖面為時間剖面，調整剖面長寬比後相信仍有誤差。利用淺部層序，面積平衡法假設體積不變，位移量由上至下四層的位移量估算，由此剖面估算清水斷層南段位移量約 550 公尺，若假設彰化斷層開始活動時間為 62.2±9.6 千年 (Simoes et al., 2007)，則平均位移量約為 8.8mm/yr。

本研究由新的剖面認為斷層尖端並未出露至地表，但亦未沿著水平延伸形成斷層彎曲褶皺，反而接近斷層傳遞褶皺形態。本研究因此利用 Trishear 4.5.4 的程式斷層傳遞褶皺特性，分析 listric fault 的幾何形態所伴隨形成的褶皺形態 (Allmendinger and shaw，2000)。圖 3.4.4.2 為假設 P/S ratio 為 0.5，triangle zone 為 60 度，斷層傾角近於清水斷層南段剖面形態。圖 3.4.4.2A 及 B 中可以發現斷層上盤發育褶皺構造，類似於清水斷層南段。此模擬中顯示後翼有旋轉現象，此亦與地形剖面近似。在清水斷層南段的褶皺形貌由南向北改變，如北端褶皺較對稱形態，且變形前緣在褶皺更前方，南端較不對稱，在地形上變化極為明顯。我們認為底下斷層行為的改變，會造成構造形態有這些變化。圖 3.4.4.2C 即為我們利用 Trishear 4.5.4 程式模擬當斷層傾角由高傾角轉為低傾角時的褶皺形態，圖中可見此形態類似的形態，此時褶皺較為對稱，且在褶皺前方另有一褶皺崖面，由此模擬結果，我們認為清水斷層南段中，褶皺形態的變化導因於底下斷層傾角改變所致。

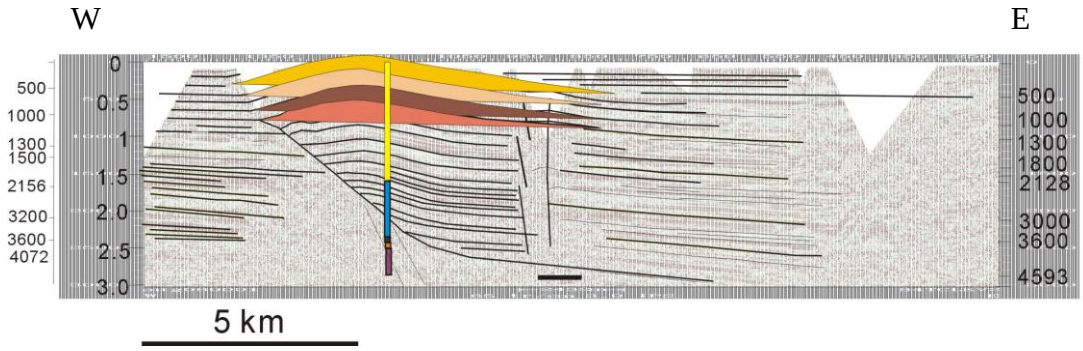
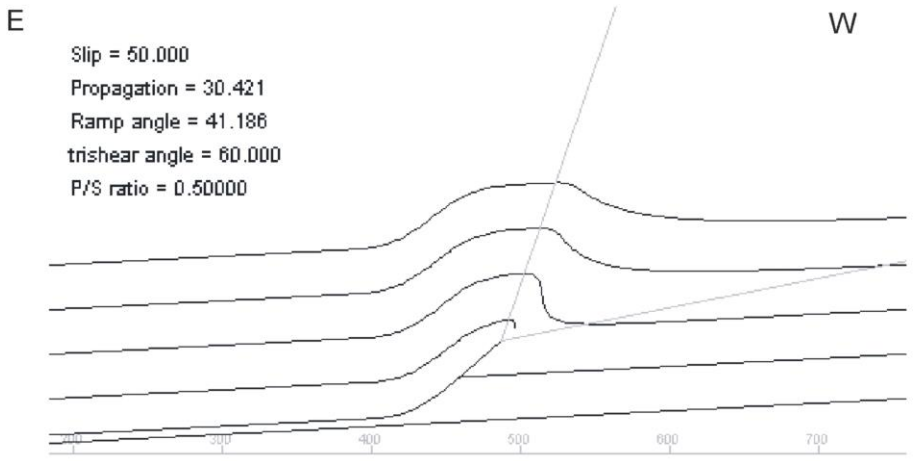
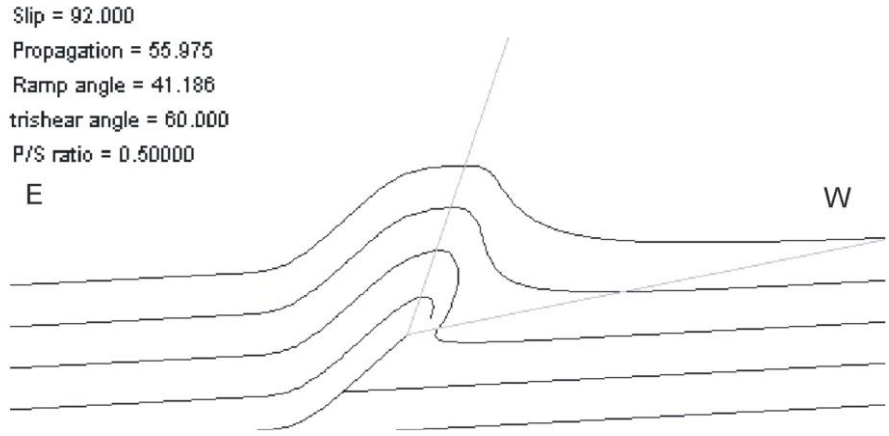


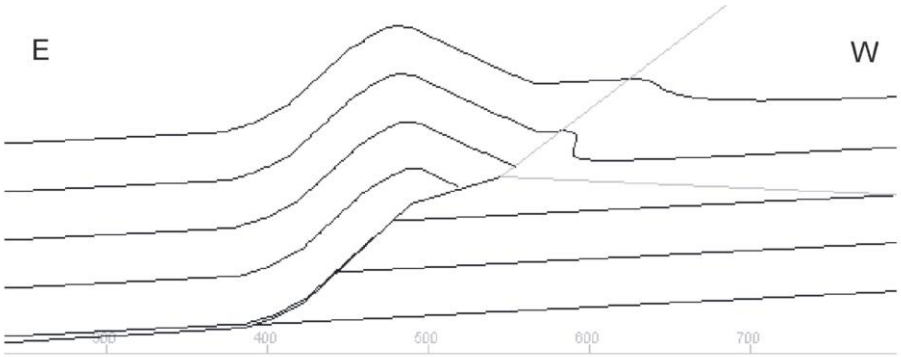
圖 3.4.4.1、清水斷層南段由面積平衡法估算位移量，我們利用頂部四層的地層進行分析，顯示斷層位移量約為 550 公尺。



(A)



(B)



(C)

圖 3.4.4.2、利用 Trishear 4.5.4 模擬清水斷層南段的褶皺形貌(Allmendinger, 2000)。圖(A)的形貌類似於大肚溪南岸，圖(B)為斷層位移量增加時的褶皺形貌。圖(C)為模擬較對稱的褶皺形態且褶皺前緣尚有另一褶皺崖面，此時斷層須從高傾角轉為較低傾角。

（五）小結

清水斷層過去定義北起大安溪南至大肚溪之間，但由本研究顯示清水斷層以沙鹿（泰安斷層）為界南北構造形態有別，北端構造近似於大甲斷層，因此考慮斷層區段作用，加上清水在沙鹿以北，因此沿用舊有名稱而僅改其定義並不妥，因此建議重新定義一新的斷層-大肚斷層，大肚斷層北起沙鹿南至大肚溪，由淺層及深部震測研究顯示，最南段的大肚斷層為一犁形斷層(listric fault)，斷層向下延伸，最後接到以錦水頁岩為滑動面的滑脫面，斷層尖端未出露至地表。

五、大尖山斷層

大尖山斷層長約 25 公里，位於斗六丘陵與竹山丘陵的交會處，依特性可分為南北兩段：北段北以鹿寮斷層與車籠埔斷層以及初鄉斷層分界，南以古坑斷層與大尖山斷層南段分野，為高角度逆移斷層兼具右移性質，約呈東北走向，在 1999 年集集地震時出現明顯的右移活動（林啟文等，2000）。大尖山斷層南段則以竹崎斷層與觸口斷層相接，為一低角度逆移斷層，斷層由東北走向轉東南走向，由古坑鄉樟湖延伸至嘉義縣竹崎鄉金獅寮（圖 3.5.1，中國石油公司，1986；黃鑑水等，1994；劉桓吉與李錦發，1998；張徽正等，1998；林啟文等，2000 與 2007）。大尖山斷層上盤出露南莊層、桂竹林層、錦水頁岩以及卓蘭層，下盤為頭嵙山層、階地堆積層與沖積層，斷層兩側層位落差約 2,400 公尺。

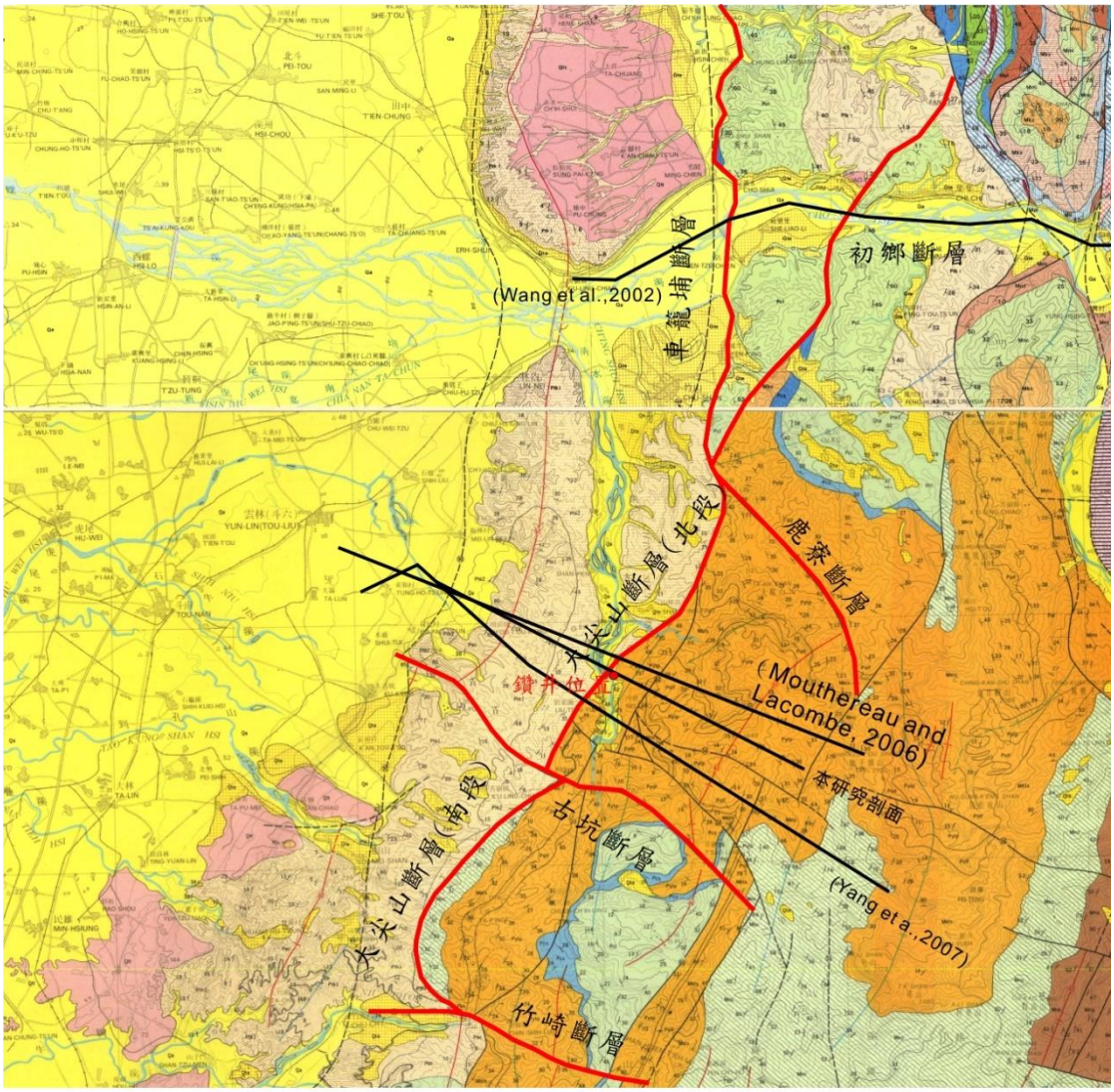


圖 3.5.1、大尖山斷層附近地質圖（中油十萬分之一台中與嘉義地質圖，1982，1986），黑線標示各研究之剖面位置。

(一) 深部地下構造分析

雖然大尖山斷層在集集地震時以右移走向滑移形式為主，且地質鑽探亦顯示其為高角度斷層，但斷層上盤為桂竹林層逆衝於頭嵙山層之上，顯示此斷層在過去以逆衝為主要的變形機制。目前尚缺乏大尖山斷層北段的深部震測研究，但我們可利用構造相似的初鄉斷層來一窺端倪。本研究重新解釋沿濁水溪通過初鄉斷層的深部震測剖面(Wang et al., 2002)，認為初鄉斷層斜切地層層面而非沿錦水頁岩發育，因此斷層上盤出現桂竹林層。這種解釋符合地質圖所顯示在初鄉斷層南段上盤有桂竹林層出露。由於斷層位移量向北漸減，桂竹林層在初鄉斷層北段上盤未出露地表，但在深部的斷層上盤仍應有桂竹林層。初鄉斷層在近地表呈高角度傾斜，此與大尖山斷層近似（如楊耿明，2000；Mouthereau and Lacombe, 2006）。

(二) 地球物理與大地測量

中央地質調查所亦曾對大尖山斷層進行淺層震測、地電測勘與大地測量。桶頭社區淺層震測結果顯示，在桶頭階地下斷層帶寬近 300 公尺，斷層帶中可見到岩層受到強烈擾動，形成緊密的小波長褶皺與破碎帶，具數組高角度的分支斷層，呈現走向滑移斷層於接近地表開叉的花狀構造特徵。

地電測勘結果顯示在大尖山斷層下盤出現高視電阻率層的頭嵙山礫岩層，及上覆的低視電阻率與地表之中電阻率層現代沖積層。而在斷層上盤則出現之低視電阻率之上新世地層。此高、低視電阻率之界面以高角度向東傾斜，它是大尖山斷層面位置或是斷層前緣的疊合面。在集集大地震之前的斷層面曾超覆早期斷層前緣疊合面，而集集地震之斷層帶前緣與早期斷層前緣疊合面相近。

由地殼變形的監測結果顯示，大尖山斷層在 1996~1999 年間，上下盤的水平位移變化量不大，為左移兼具逆移性質，但 1999 年集集地震後上下盤的水平位移變化量超過 100 公厘/年，至 2005 年之後，斷層上下盤的水平位移變化量逐漸回復至 5~30 公厘/年，並呈逆移形式兼具右移方式運動。另 2003~2005 年的精密水準測量結果顯示高程變化量約在 10~20 公厘之間；這些資料指示大尖山斷層仍具相當的活動潛勢。

(三) 地表及井下地質調查

大尖山斷層一帶的地形明顯反應構造與岩性特徵。在桂竹林層、南莊層與卓

蘭層等較堅硬的砂岩出露處，地形較高（圖 3.5.3.1）。砂岩層的出露受控於斷層作用，而階地的分布亦反應斷層的活動性，東埔蚋溪在通過初鄉斷層兩側，階地沈積物厚度有極大的差別。

中央地質調查所曾在桶頭附近進行地質鑽探，其結果顯示大尖山斷層上盤的桂竹林層大窩細砂岩段，在近斷層帶處為均已受剪切的砂頁岩互層，傾斜約 60 度至 70 度，由地表地質資料推測其應為近北北東走向，向東傾斜。剪切帶主要以層間滑動為主，滑動面亦多大於 72 度，並以走向滑移形式擦痕為主，與集集地震地表破裂於大尖山斷層北段表現出的右移形貌符合，顯示現今大尖山於此由逆衝轉為以右移形式的走向滑移斷層活動為主，地表上斷層帶由一系列疊置斷塊構造與分支斷層聯合交錯而成。

本研究在桶頭橋南側進行鑽探，鑽探深度為 150 公尺，鑽探位置與地質剖面如圖 3.5.3.2 所示。大尖山一號井整段岩心皆位於斷層帶之中，斷層帶內剪切面傾角約 70-90 度間，此與在桶頭橋旁的露頭觀察一致。此鑽探位置緊臨於集集地震地表破裂 20 餘公尺之處，與槽溝開挖位置相鄰，但整口岩心為桂竹林層的大窩細砂岩段，並未鑽至頭嵙山層。綜合大尖山一號井以及以前曾經在附近鑽探的節拐顯示，井中的剪切帶皆成高角度，斷層為高傾角斷層。

在大尖山一號井地表沈積物僅約 7 公尺厚，其餘皆在斷層帶中，在 DH-10 井中沈積物厚度為 12.7 公尺，DH20 中為 15.1 公尺，在桶頭橋中可見在斷層帶之上約有數公尺的階地堆積物。由於大尖山斷層為高角度斷層，因此近斷層的地層皆為桂竹林層。

大尖山斷層早期為逆斷層形式，總位移量約十餘公里，因此形成約 200 公尺的斷層帶，後期以走向滑移斷層為主，帶有些微的逆衝分量，此導致在井中的斷層帶皆為高角度傾斜。

在桶頭橋附近並無深部震測剖面，因此地下剖面由地表地質資料所建立，圖 3.5.3.3 為本研究所建立剖面，大尖山斷層目前近地表為高角度斷層，其後接內寮向斜與檳榔宅斷層，由於檳榔宅斷層長度僅約 4 公里，因此為一位移量相對較小的斷層。向東側為寬廣的石崁湖背斜。在 Yang et al.(2007)的研究中繪製的石崁湖背斜唯一較為緊密的背斜，但此構造形態似乎僅見於檳榔宅斷層南段。在

Yang et al.(2007)的研究中認為檳榔宅斷層為位移量較大的斷層，但考慮斷層長度僅約 4 公里，與區域性構造形態，本研究認為檳榔宅斷層位移量並不大。

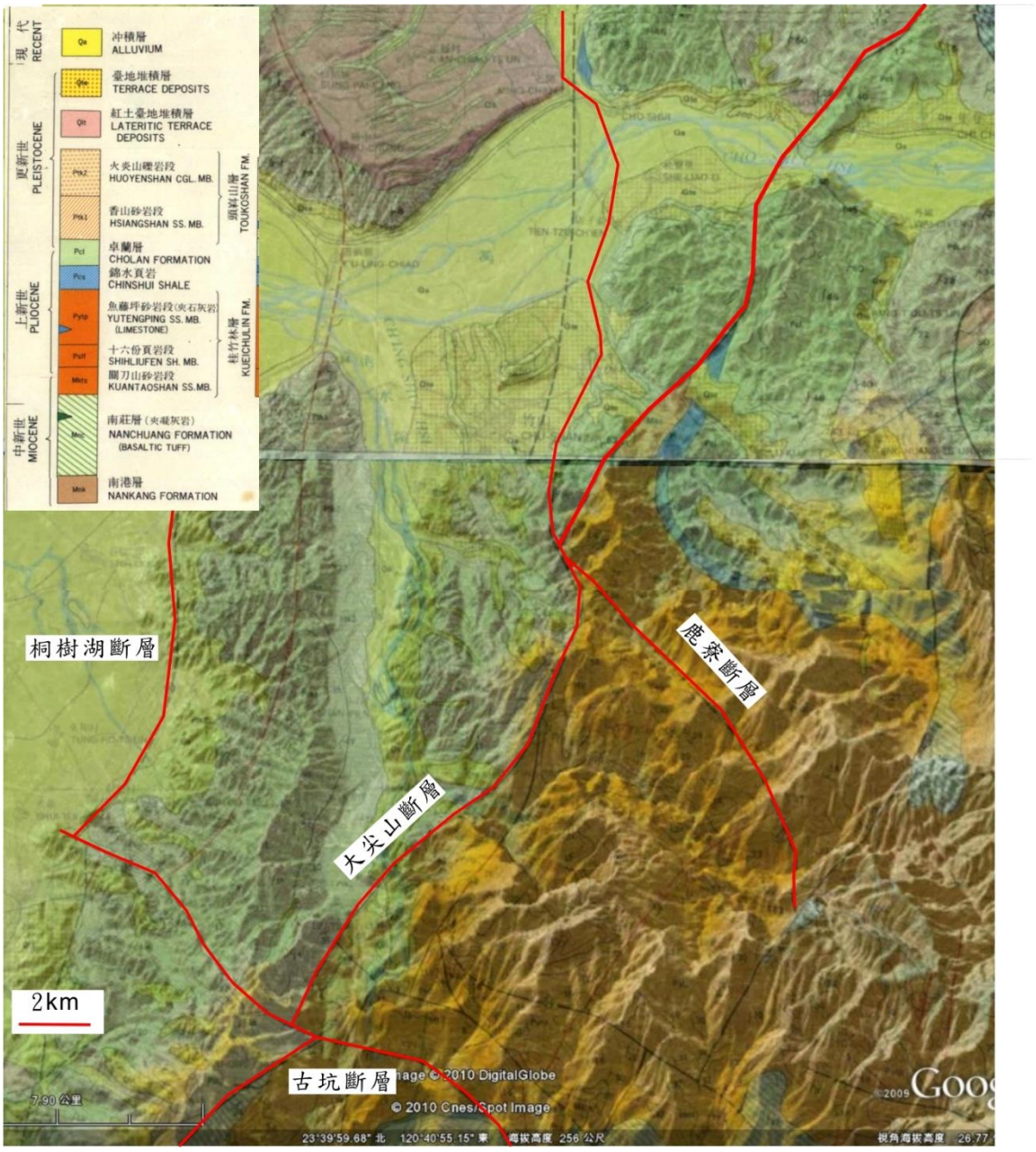
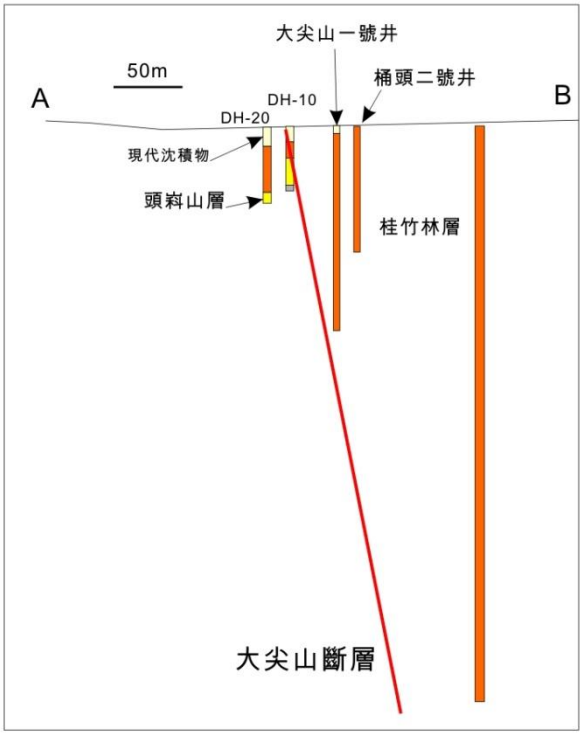


圖 3.5.3.1、中油地質圖套疊數值地形圖，可見岩性與地形之間息息相關。



(a)



(b)

圖 3.5.3.2、大尖山一號井位置與剖面圖。綜合各鑽探結果皆顯示近期的大尖山斷層為一高角度橫移斷層。

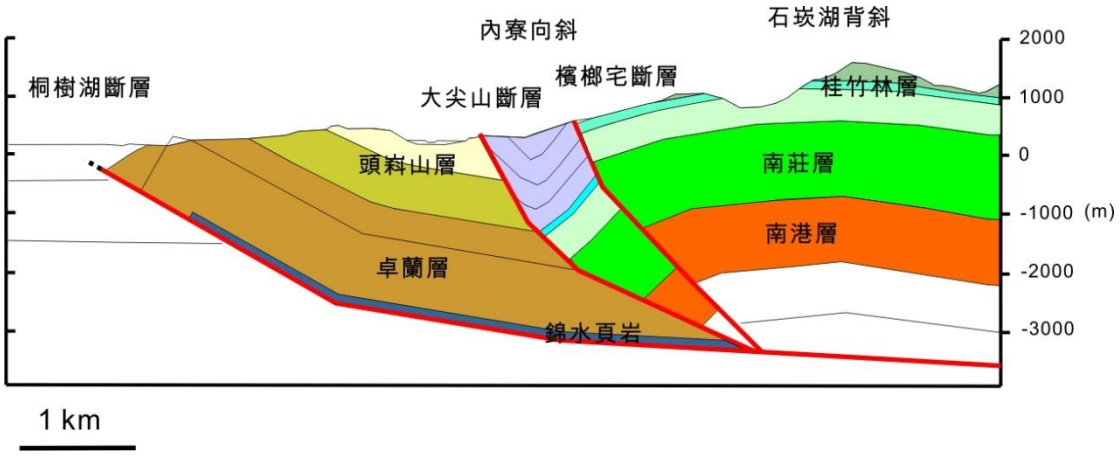


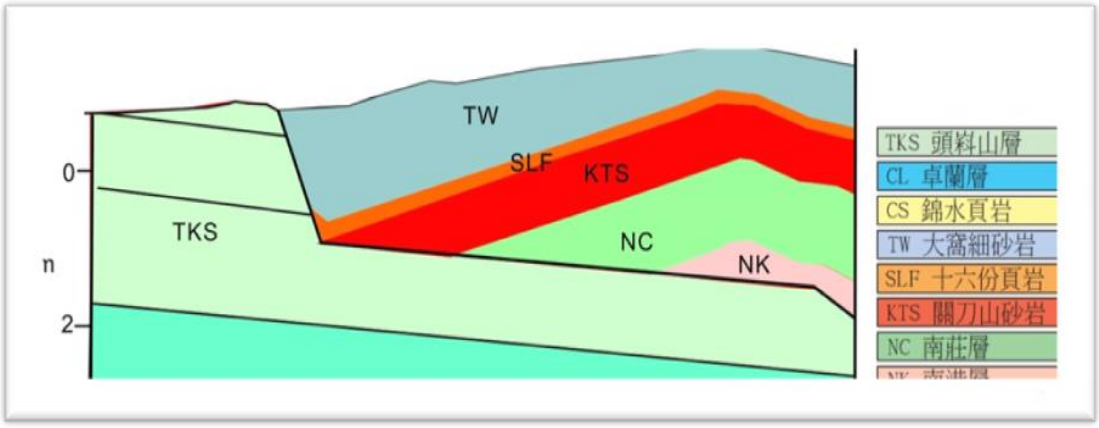
圖 3.5.3.3、大尖山斷層兩側構造剖面圖。剖面位置參見圖 3.5.3.2。大尖山斷層近斷層為高角度傾斜，檳榔宅斷層為位移量較小的斷層。

(四) 斷層運動學分析

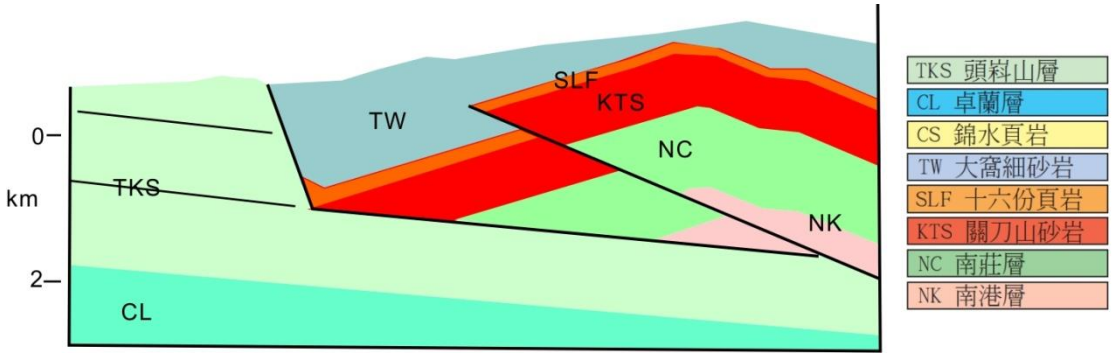
對於大尖山斷層的地下構造解釋，楊耿明等（2000）與 Mouthereau 及 Lacombe（2006）在斷層形貌的看法上大致相似，但對其運動學上的解釋則不相同。楊耿明等（2000）認為大尖山斷層是沿著大窩細砂岩的層面滑動，因此地層面與斷層面的傾角一致，且大窩細砂岩在大尖山斷層形成前可能深達 6 公里以上。Mouthereau 及 Lacombe 則認為大尖山斷層截切了桂竹林層，因此桂竹林層的傾角較大尖山斷層為小。對於檳榔宅斷層，楊耿明等（2000）認為它與大尖山斷層同屬主斷層，但 Mouthereau 及 Lacombe（2006）則認為檳榔宅斷層僅為大尖山斷層在淺部的分支斷層。由於缺乏震測資料，對於深部構造不易直接判斷，但根據中油地質圖顯示，檳榔宅斷層的長度遠小於大尖山斷層，並在大尖山斷層北段與其合而為一，依此研判檳榔宅斷層為支斷層的可能性較大。另外，郭正隆（1997）分析石崁湖背斜上 SKH-1 的岩芯，發覺南港層的鏡煤素反光率約為 0.6-0.7，以此推論，大窩細砂岩被深埋至 6 公里以下的機會可能不大。

本研究利用斷層彎曲褶皺來模擬大尖山斷層附近的地質構造，剖面位置如圖 3.5.3.1 所示。圖 3.5.4.1 為模擬結果，本研究認為大尖山斷層存在數個斷坪與斷坡，由於斷層的彎曲，造成石崁湖背斜與其西側向斜構造。我們也推測大尖山斷層截切地層面，因此大窩細砂岩埋藏深度不超過 4 公里，這可以符合鏡媒素反

光率的研究。根據我們的模型，大尖山斷層的最大累積位移量可達 13 公里，而檳榔宅斷層僅為大尖山斷層在淺部的分支斷層。



(a)



(b)

圖 3.5.4.1、大尖山斷層的運動學分析：(a)第一階段：大尖山斷層為由斷坪-斷坡所組成之斷層，其滑動造成斷層上盤產生石崁湖背斜與其西側向斜構造，同時大尖山斷層截切大窩細砂岩層。(b)第二階段：檳榔宅斷層為大尖山斷層在淺部的分支斷層，截切向斜東翼。

(五) 小結

大尖山斷層沿線大多為山區，淺層震測測線不易擺設，而且當地的地層反射情形也因跨斷層之地質因素而沒有良好的信號，因此，本計畫於大尖山斷層之研究把重點放在深部地下構造解釋、野外地質調查、以及斷層運動學模擬等。

大尖山斷層的北界在竹山附近，北接車籠埔斷層。車籠埔斷層上盤以單斜構造為主，但大尖山斷層上盤為一系列背斜與向斜，顯示兩斷層特性不同。兩斷層之間存在左移的鹿寮斷層，而在鹿寮斷層北側有初鄉斷層，且初鄉斷層上盤亦發育向斜構造，上盤之桂竹林層與大尖山斷層相同。初鄉斷層斷層走向與大尖山亦一致，因此我們認為大尖山斷層與初鄉斷層原為相連接斷層，但後來被鹿寮斷層所切，鹿寮斷層位移量由地質圖上估計約為 1.3 公里。

雖然大尖山斷層在集集地震時以右移走向滑移形式為主，且地質鑽探亦顯示為高角度斷層，但斷層上盤為桂竹林層逆衝於頭嵙山層之上，顯示過去以逆斷層為主要的變形機制。由於大尖山斷層北段可能與初鄉斷層構造相近，本研究因而重新解釋沿濁水溪之深部震測剖面(Wang et al.，2002)，該剖面中顯示初鄉斷層為斜切地層層面斷層，斷層上盤出現桂竹林層，這與地質圖顯示在初鄉斷層南段上盤有桂竹林層出露之情形相符。

根據運動學分析，我們認為大尖山斷層存在數個斷坪與斷坡，由於斷層的彎曲，造成石崁湖背斜與其西側向斜構造。我們也推測大尖山斷層截切地層面，因此大窩細砂岩埋藏深度不超過 4 公里。根據我們的模型，大尖山斷層的最大累積位移量可達 13 公里，而檳榔宅斷層僅為大尖山斷層在淺部的分支斷層。

六、木屐寮斷層

木屐寮斷層位於嘉南平原與丘陵的交接帶，為一逆移斷層。該斷層呈北北東走向，由台南縣白河鄉頭崎內里向南延伸至六重溪北岸，長約 7 公里，地形特徵極為明顯(Sun，1970， 1971；石再添等，1986；張徽正等，1998；林啟文等，2000a、2000b；陳文山等，2004)(見圖 3.6.1)。由於全新世岩層受到傾動，且 GPS 監測的資料顯示有明顯位移，木屐寮斷層目前被暫列為第二類活動斷層（林啟文等，2007)。

木屐寮斷層沿線一帶出露的地層包括崁下寮層、二重溪層、六雙層、階地堆積層與沖積層。崁下寮層主要由暗灰色泥岩所組成；二重溪層以灰色砂質泥岩與泥質砂岩為主；六雙層下段為棕黃色砂岩和厚層泥岩，上段以棕黃色砂岩為主；階地堆積層與沖積層，均以礫石、砂與泥為主（林啟文等，2000b)。

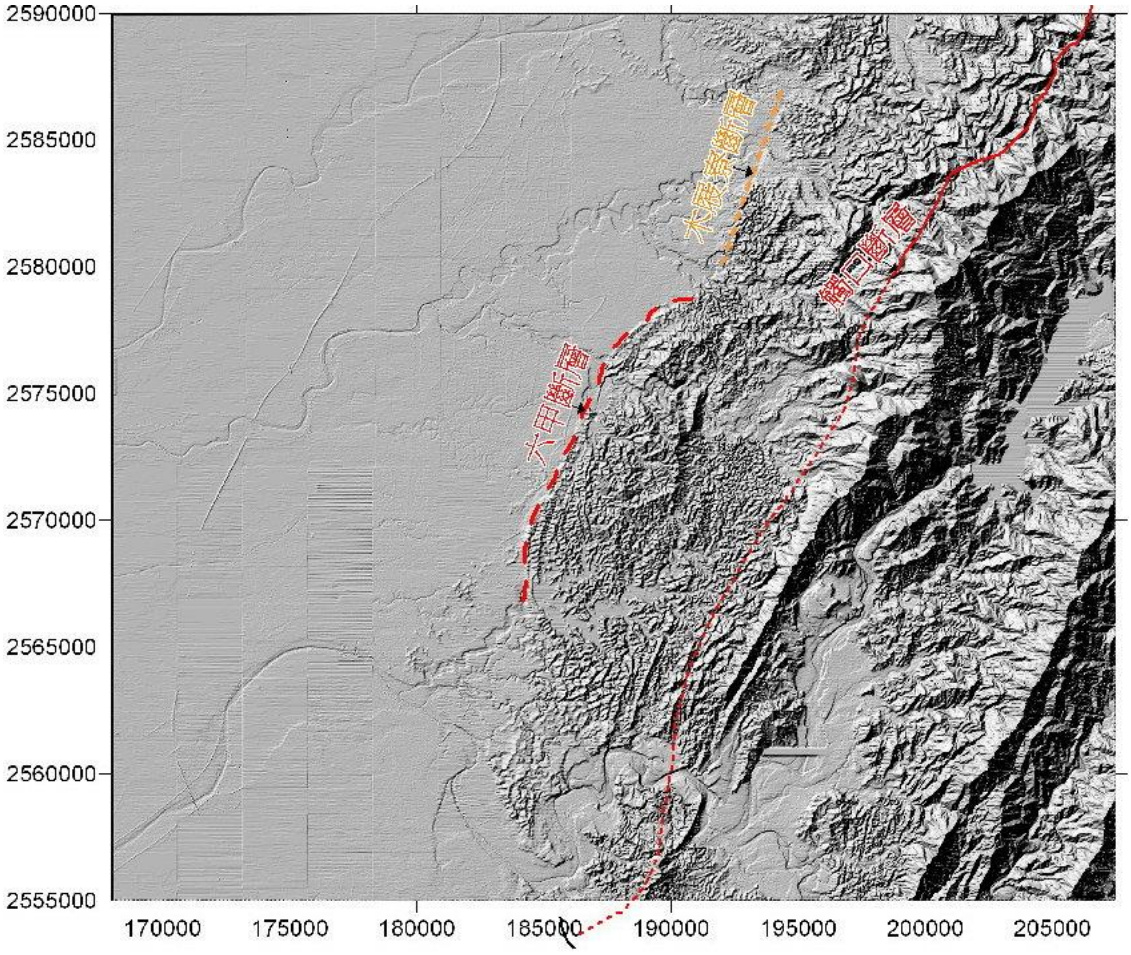


圖 3.6.1、木屐寮斷層與六甲斷層附近地形圖。

（一）深部地下構造分析

圖 3.6.1.1 為木屐寮斷層與六甲斷層一帶，本計畫所使用之深部地下構造剖面分布、本計畫執行之淺層震測線配置、以及相關地質鑽井井位。由位於木屐寮斷層南部之剖面深部地下構造中可以見到木屐寮線形在東山地區呈現的圓弧形褶皺構造。該構造為關子嶺背斜的西翼，翼寬約十餘公里，傾角約在 5-40 度之間，該剖面已接近木屐寮線形的最南端，剖面中並無明顯斷層錯動跡象。

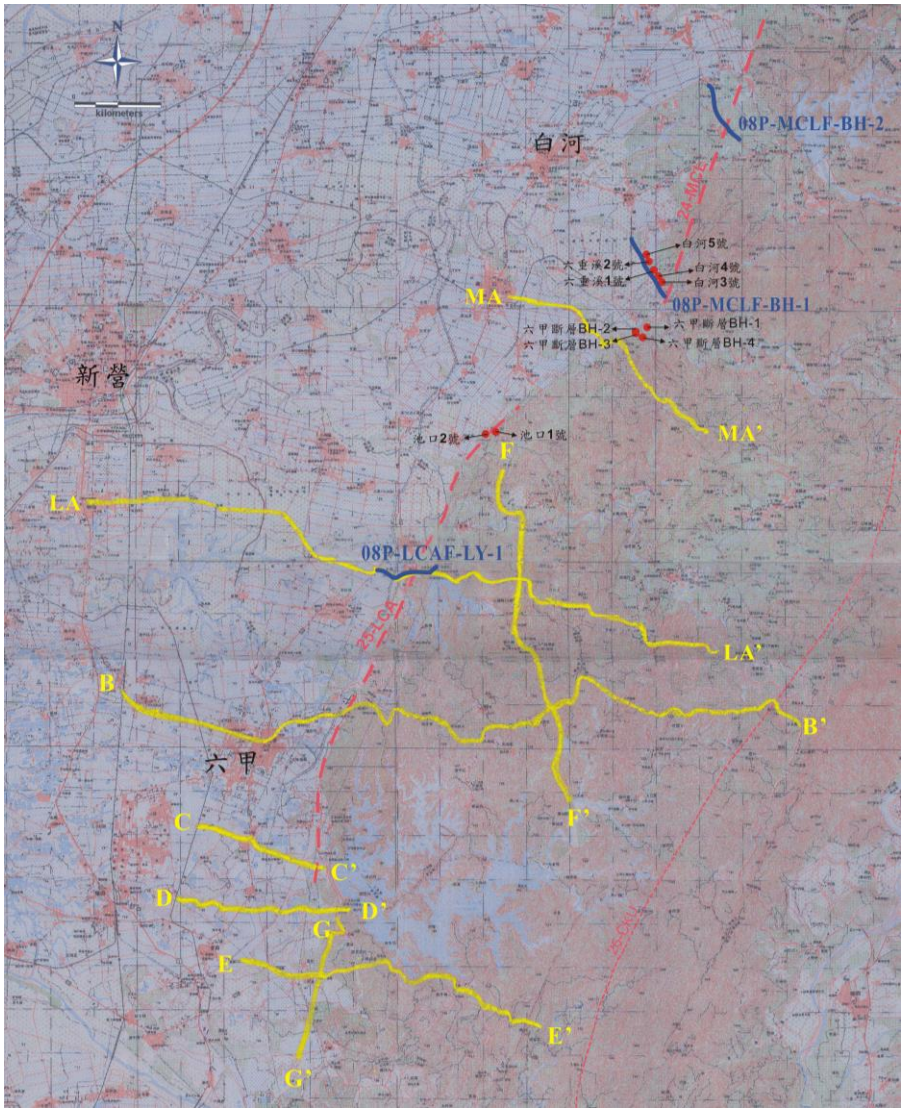


圖 3.6.1.1、本計畫於木屐寮斷層與六甲斷層（紅色線）一帶使用之深部地下構造測線分布（黃色線），以及本計畫執行之淺層震測線配置（藍色線），與相關鑽井位置圖（紅色圓點）。

（二）淺層震波測勘

本計畫於木屐寮斷層沿線所實施的淺層震測共有二條，分別位於南 97 鄉道(08P-MCLF-BH-1)以及南 93 鄉道(08P-MCLF-BH-2)，長度分別為 1,490 公尺及 1,400 公尺(見圖 3.6.1.1)。

測線 08P-MCLF-BH-1 位於白河鎮六重溪北方，沿鄉道南 97(西北-東南走向)施測，測線全長 1,490 公尺。該測線東南端東側的嘉宏橋旁出露傾角 45° 的六雙層，其上由一水平的全新世海相砂層交角不整合覆蓋。本測線由西北往東南大致呈直線前進，但在測線東南側末端則沿道路以蜿蜒的方式進行。

圖 3.6.2.1 為測線 08P-MCLF-BH-1 之 24 重合同中點重合剖面。圖中可看見西北側地層的連續性極佳，並且岩層以低角度往西北向傾斜，而剖面中間則出現地層不連續現象，不連續帶東南方的震測信號開始受到擾動，且越往東南方信號漸不明顯。剖面中西北方 CDP330 處出現之高角度斷層現象以紅色線表示，斷層東南側地層經擠壓抬升而較西北側地層混亂，但大致上可以於整個剖面中見到地層往東南方抬昇。

測線 08P-MCLF-BH-2 位於白河水庫西側，白水溪的南方，沿鄉道南 93 進行施測，測線全長 1,400 公尺。本測線呈西北-東南走向，沿線道路蜿蜒，地形由西北往東南持續升高，測線東側與西側端點高差約 25 公尺。本測線切過木屐寮斷層可能通過位置。

圖 3.6.2.2 為測線 08P-MCLF-BH-2 之同中點重合剖面。重合剖面中地層影像清晰，連續性地層由西北方以水平狀往東南逐漸向上升，但越往東南，因受到地形與岩層傾角影響，震測影像漸不清楚。剖面中可以見到一向上彎曲的向斜，但並無斷層穿越之現象。

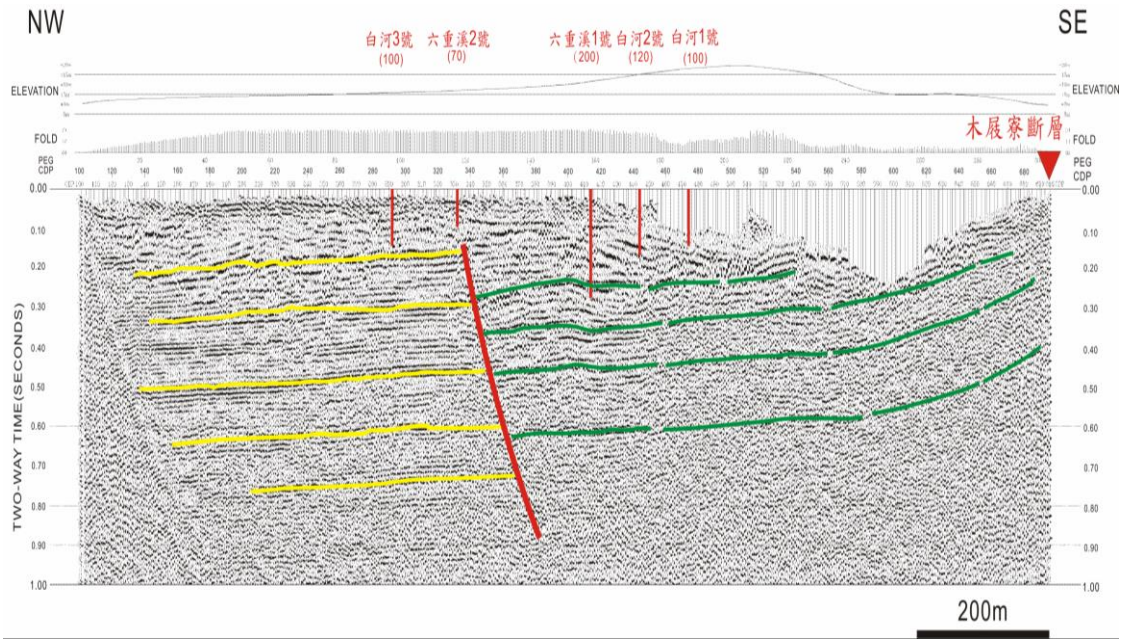


圖 3.6.2.1、測線 08P-MCLF-BH-1 之 24 重合同中點重合剖面。西北側地層連續性極佳，至 1,000 毫秒仍可看見連續地層，並且地層以低角度往東南抬昇。CDP330 處有高角度的斷層現象，剖面東南側地層經擠壓抬升而較西北側地層混亂，剖面中紅色直線標記鑽井位置及深度

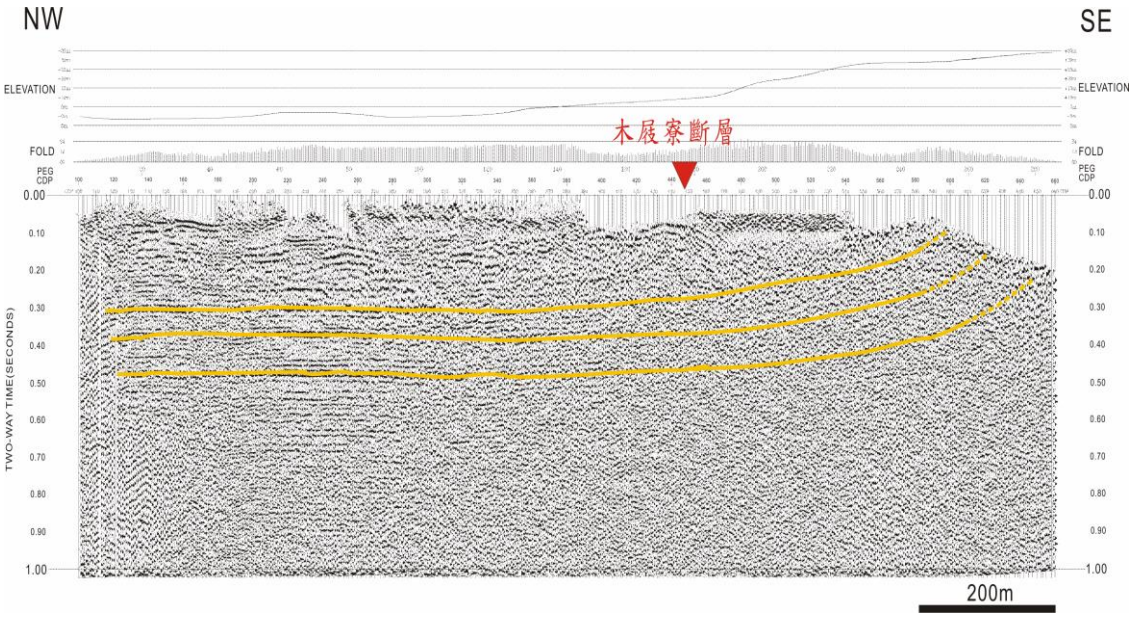


圖 3.6.2.2、測線 08P-MCLF-BH-2 之重合剖面。剖面中地層持續向東南方抬昇，並無斷層穿越之現象。

（三）地表及井下地質調查

中油之震測剖面（黃旭燦等，2004）、地質的平衡剖面（Suppe， 1980）、以及早期的淺層震測剖面（王宏霖，2006）皆顯示木屐寮斷層為向斜變形所致，淺層震測剖面(08P-MCLF-BH-2)亦顯現一向斜構造，因此本研究認為木屐寮斷層的線形可能與關子嶺背斜西側的向斜變形較為相關(見圖 3.6.3.1)。雖然淺層震測剖面 08P-MCLF-BH-1 亦發現在木屐寮斷層的西側仍有斷層的證據。為確定該未知斷層的特性及其可能消耗的位移量，我們在該震測剖面中斷層位置附近進行了兩口地質鑽探，分別為六重溪一號與二號井（圖 3.6.3.2）。六重溪一號井位置位於震測剖面斷層上盤地形崖面上，深度 200 公尺，以確定該崖面是否為斷層作用造成。六重溪二號井的位置則規劃緊臨震測剖面所研判的斷層上盤處，希望能鑽穿斷層。受到預算限制，六重溪二號井僅鑽探 70 公尺。本計畫並參考陳文山等（2008）所於另一子計畫所進行的地質鑽探資料以進行比對。

六重溪一號井位於地形崖東側（圖 3.6.3.2），其中 0-30 公尺處以細砂、中砂和泥為主，岩層傾角約 5 度，且有許多碳碎塊存在；30-31.4 公尺處為礫石層，傾角約 10 度，且有 25 度左右斷層面；31.4-63 公尺處為細砂到中砂為主之砂岩層，中夾有泥層或砂質泥層，傾角約 10-20 度，局部有與層面平行之斷層面，此外，在 40 公尺以及 50-63 公尺處有連續且傾角略變之層面，經研判為交錯層，而 43 與 45 公尺處有礫石層，且 44 公尺處有零碎的貝殼化石；63-81 公尺處為細砂質泥層，並在 64、70 以及 71 公尺處有夾薄泥層，傾角約 10 度，而 65-77 公尺處有連續且傾角略變之層面，研判為交錯層，且 70-72 公尺處有貝殼碎片；81-141 公尺處以泥層以及細砂為主，136-138 公尺處有交錯層，而在 89 公尺處有傾角 60 度且傾向相反之薄泥層，其餘層面約 5-30 度，斷層面多以 10-20 度角平行於層面破裂，唯於 137.1 公尺有一 70 度與層面斜交之斷層面，100-110 公尺處有交錯層，且多處有含有機碳質；141-149 公尺處為由細砂到粗砂所組成，142.2 公尺處有一 50 度平行於層面之斷層，而在 145 公尺處有交錯層理；149-171 公尺處則以細砂為主，且夾數層泥層，160 公尺處則為粗砂，這部分還可看見傾斜 20-40 度之斷層面；171-200 公尺處則以泥層混細砂為主，夾數層砂層，傾角約 5-10 度，且有 50 度高傾角的斷層，而 197 公尺處有交錯層理以及碳。

六重溪一號井中雖有小斷層但地層大致保持良好。由於該井之鑽探位置緊臨地形崖

邊，且深度達 200 公尺，若此地形崖面為斷層活動所致，則鑽探岩芯中應可發現斷層存在之證據。但六重溪 1 號井的岩芯中並未見到斷層的證據，因此本研究較傾向該地形崖面為向斜軸變形所形成。而由地層岩芯記錄中可以見到岩層傾斜約 5-10 度，說明了木屐寮斷層於下盤處仍有變形。該地形崖面較可能係位於向斜軸附近形成的崖面，而非斷層面。

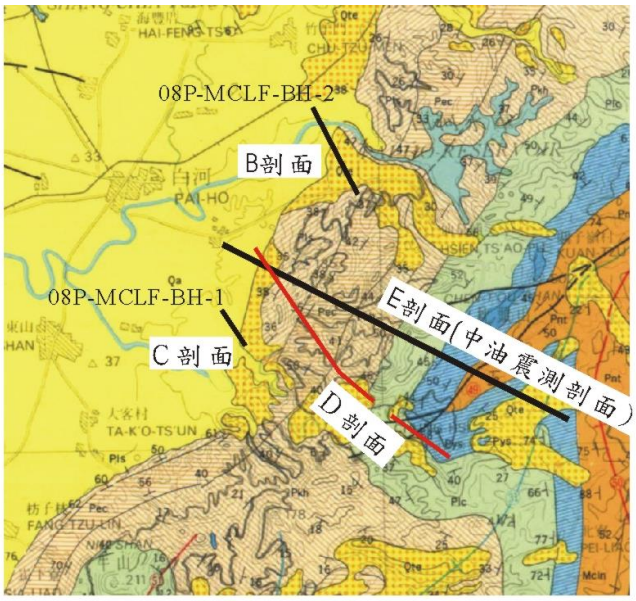
六重溪二號井位於上述地形崖之西北側。該井在 0~3 公尺處為地表風化層；6-16 公尺處則以泥岩為主；16-35 公尺處以細至中砂為主，並在 23.3~26.8 公尺處有黃棕色風化層出現；35-46 公尺處以泥岩為主；46-55 公尺間以泥至中砂為主，且在 52 公尺處夾薄層粗砂，而在 25 公尺至 55 公尺間有貝殼及貝殼碎片出現；55 公尺後之層序變粗，岩性以細沙至粗砂為主，而在 65.5 公尺及 66.6-67.4 公尺處有較粗的砂岩層並有泥塊出現。

六重溪二號井中亦未發現斷層存在的證據。由震測剖面 08P-MCLF-BH-1 顯示該新發現斷層之尖端並未切穿至地表位置，加上斷層傾角甚大，六重溪二號井並未鑽穿該斷層。

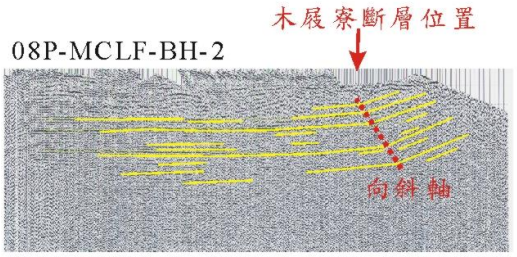
六重溪一號井與二號井分別位於地形崖上下盤，但均在震測剖面 08P-MCLF-BH-1 中斷層的上盤。然而六重溪一號與二號井之井下岩芯資料並無法對比(見圖 3.6.3.3)，這可能是兩口井之間有斷層通過或是沈積相變化造成。由於六重溪一號與二號井下的反射信號不相同，本研究目前傾向沈積相變化的成因。一號井中淺部的粗粒沈積物可能為河流沈積岩相，而二號井中較細顆粒之沈積物應為較安靜環境下所產生。由於兩者沈積相有極大的差異，震測信號亦有差異。

六重溪二號井與陳文山教授所鑽探之白河五號井的岩性較為類似(見圖 3.6.3.3)，在淺部及深部皆有近似地層，但淺部對比層序在二號井較深，但深部對比層序卻是二號井較淺，這兩口井之間的關係目前尚不易釐清，待定年後應有較明確結果。

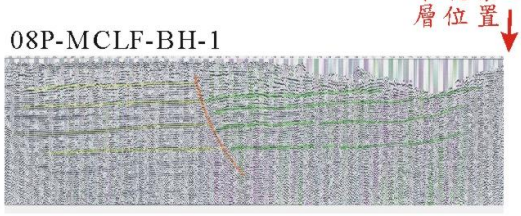
楊志成（2005）在近斷層處未鑽遇基盤，近斷層處大多被近代沈積物所覆蓋。本研究與陳文山教授分別沿著淺層震測測線 08P-MCLF-BH-1 鑽了五口地質探井，深度由 70 公尺至 200 公尺不等。由於最深的 200 公尺井尚未有定年資料，但從陳文山教授鑽探之 120 公尺岩芯定年顯示並未深達基盤，亦即沈積厚度至少可達 120 公尺厚。



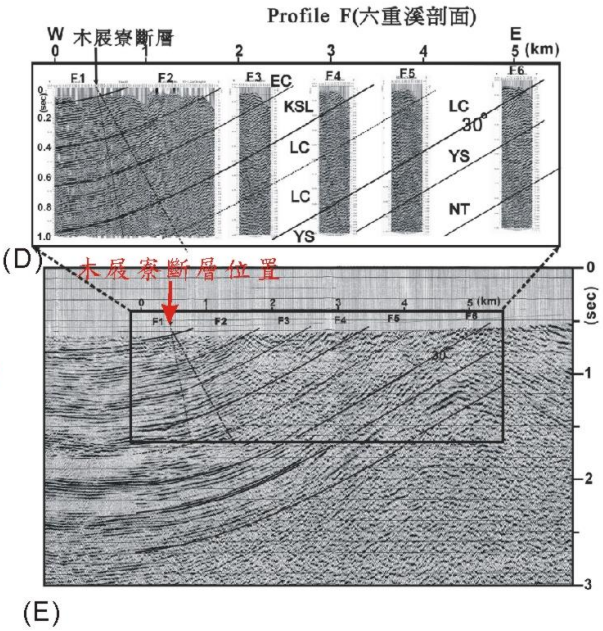
(A)



(B)

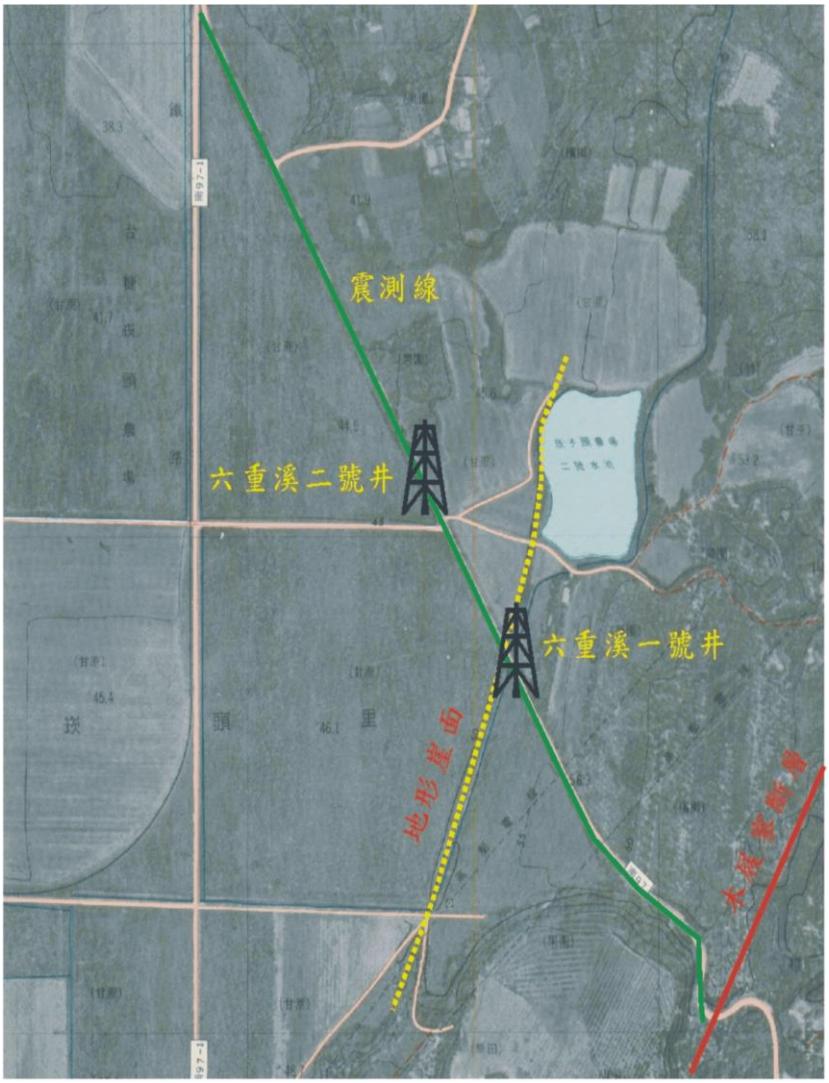


(C)

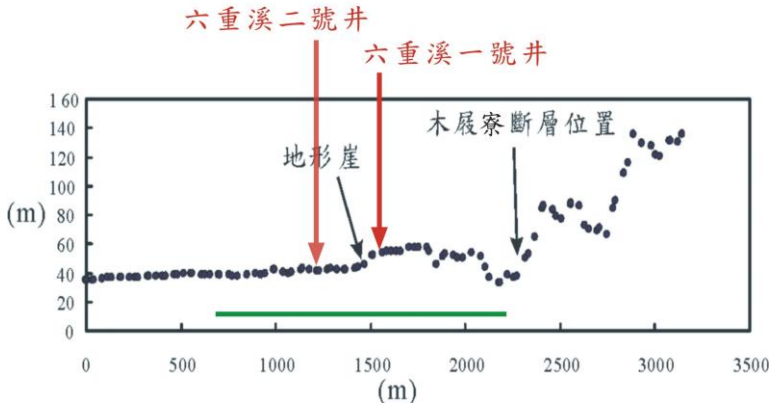


(E)

圖 3.6.3.1、圖(A)為中油十萬分之一地質圖與震測剖面位置(中國石油公司，1986，1989)。圖(B)與(C)為為本研究震測剖面。圖(D)為王宏霖(2006)年淺層震測結果。圖(E)為中油深部震測剖面。震測剖面皆顯示木屐寮斷層為向斜變形所致。



(A)



(B)

圖 3.6.3.2、圖(A)地形圖與六重溪一號與二號井鑽探位置。圖(B)鑽探附近的地形剖面。淺層震測線 08P-MCLF-BH-1 位於圖(B)中之綠色線段處。

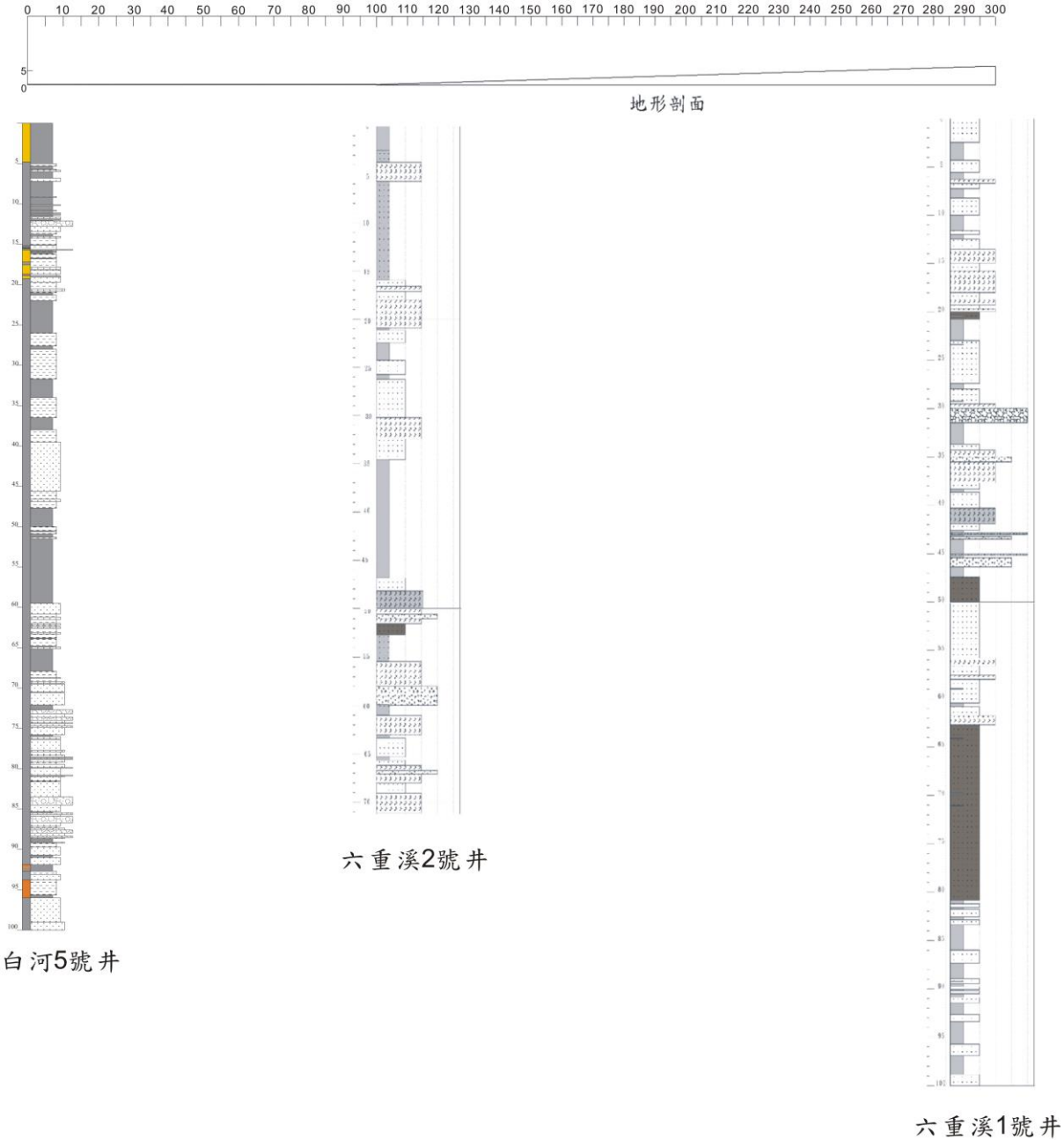


圖 3.6.3.3、六重溪一號、二號井與白河五號井（陳文山等，2008）的 1:1 井錄比較。圖上方為地形剖面。六重溪一號與二號井之岩性相差甚多，可能反應沈積相的變化。

（四）斷層運動學分析

木屐寮線形構造發育在關子嶺背斜西翼，此線形在中油震測剖面中並未出現明顯斷層訊號，但在接近木屐寮與六甲斷層交接處，變形前緣明顯向海岸平原突出，暗示地下構造在此發生變化；根據最近在莿桐崎附近的鑽探顯示，此處出現明顯的剪切帶（楊志成等，2005）。另由本研究震測結果（測線 08P-MCLF-BH-1）顯示，在木屐寮線形構造前緣，可能存在一高角度斷層切穿淺部地層。不過，因為這些現象在其他區域並未發現，且根據周錦德等（1986）的研究，在新營白河間存在數條東西走向的正斷層，因此我們懷疑這些剪切帶並非存疑的「木屐寮斷層」，而是沿著早期正斷層發育的撕裂斷層，將木屐寮與六甲線形構造分隔，但這推測仍有待進一步的研究來釐清。

根據 GPS 的研究結果顯示（饒瑞鈞等，2008），木屐寮線形兩側並未出現明顯的速度不連續；相反的，在木屐寮線形與觸口斷層間，地殼水平相對運動速度由西往東呈線性增加，這暗示木屐寮線形構造與關子嶺背斜西翼的抬升與旋轉有關，而此線形可能代表發育在關子嶺背斜西翼的向斜變形褶皺崖。

過去對關子嶺構造的解釋可分為：背斜疊置構造(Suppe，1980; 黃旭燦等，2004)、三角帶構造（Hung et al.，1999）以及正斷層再活動（Chang et al.，1996）等三類。雖然這三種解釋基本上都能符合地表地質的觀測，但在運動學上卻存在相當大的差異，如 Chang et al.（1996）的模型，其水平縮短量僅 4 公里，而 Suppe（1980）的構造模型的斷層滑距卻高達 26 公里；另黃旭燦等人（2004）假設在關子嶺背斜處的基底滑脫面深度約為 7-9 公里，但 Suppe（1980）卻認為僅在地下約 4 公里附近。在缺乏清晰的震測剖面情況下，這些差異並不易分辨。

本研究嘗試利用重力觀測資料，研判較合理的解釋。我們利用中油公司在研究區域的重力測勘資料，經過內插得到前述剖面的布蓋重力異常值，各地層密度則是參考中油公司（如 Hsieh and Hu，1972a）的研究。我們利用 Grav2dc 重力計算軟體進行重力異常分析，各剖面之位置如圖 3.6.4.1 所示。圖 3.6.4.1 中不同的構造剖面位置以不同顏色的線條表示，其中 Suppe（1980）以綠色線表示，黃旭燦等（2004）以黃色線表示，Hung et. al（1999）以藍色線表示，而 Chang et al.（1996）則以紅色線條表示。各剖面中之兩個小同色線段中的位置為重力分析所選用的範圍。雖然圖中各條構造剖面的長度與涵蓋

範圍不完全一致，但重力分析所選用的位置大致上一致。

圖 3.6.4.2 至 3.6.4.5 為各剖面之重力模擬結果，研究結果顯示 Suppe（1980）的構造模型最能符合重力的觀測，而其餘的構造模型則會造成背斜軸部重力異常偏高。但由於 Suppe（1980）的構造模型假設木山層為基底滑脫面，亦即逆衝構造僅發生於中新統以上的地層，與實際鑽井出現先中新統地層結果不符，因此我們以 Suppe（1980）的構造模型為基礎架構，但做了局部的修改，使基底滑脫面落在先中新統地層，距其頂部不整合約 1 公里處。

地下構造模型經過修正後，本研究利用 Allemendinger（1998）所研發的程式 FaultFold 進行構造演化模擬。模擬的結果則如圖 3.6.4.6 與圖 3.6.4.7 所示。構造演化的第一階段（圖 3.6.4.6），斷層由先中新世地層內向上爬升至中崙層內部，並在今日關子嶺背斜處形成斷層彎曲褶皺；第二階段（圖 3.6.4.7），在原斷層彎曲褶皺上再發育出疊置斷塊構造。木屐寮線形可能為背斜西翼受侵蝕後所形成的向斜軸所造成的褶皺。圖 3.6.4.7 中紅色線代表斷層線，而藍色線則為現今的地形面。

由於本研究主要目標是針對木屐寮線形構造，因此關子嶺背斜東翼的構造並未被模擬。相較於 Suppe（1980）的構造模型，此模型減少了疊置斷塊數量，因此總斷層滑距也降低到約 13 公里，也大幅減小斷塊沿底部滑脫面向西傳遞至平原區的位移量。在本研究中，我們並未模擬前述傳遞至平原區的位移量所可能造成的變形，它可能由背衝斷層所吸收（如 Hung et al.，1999），也有可能造成平原區內的變形，詳細的應變分布情形，仍有待進一步的研究。

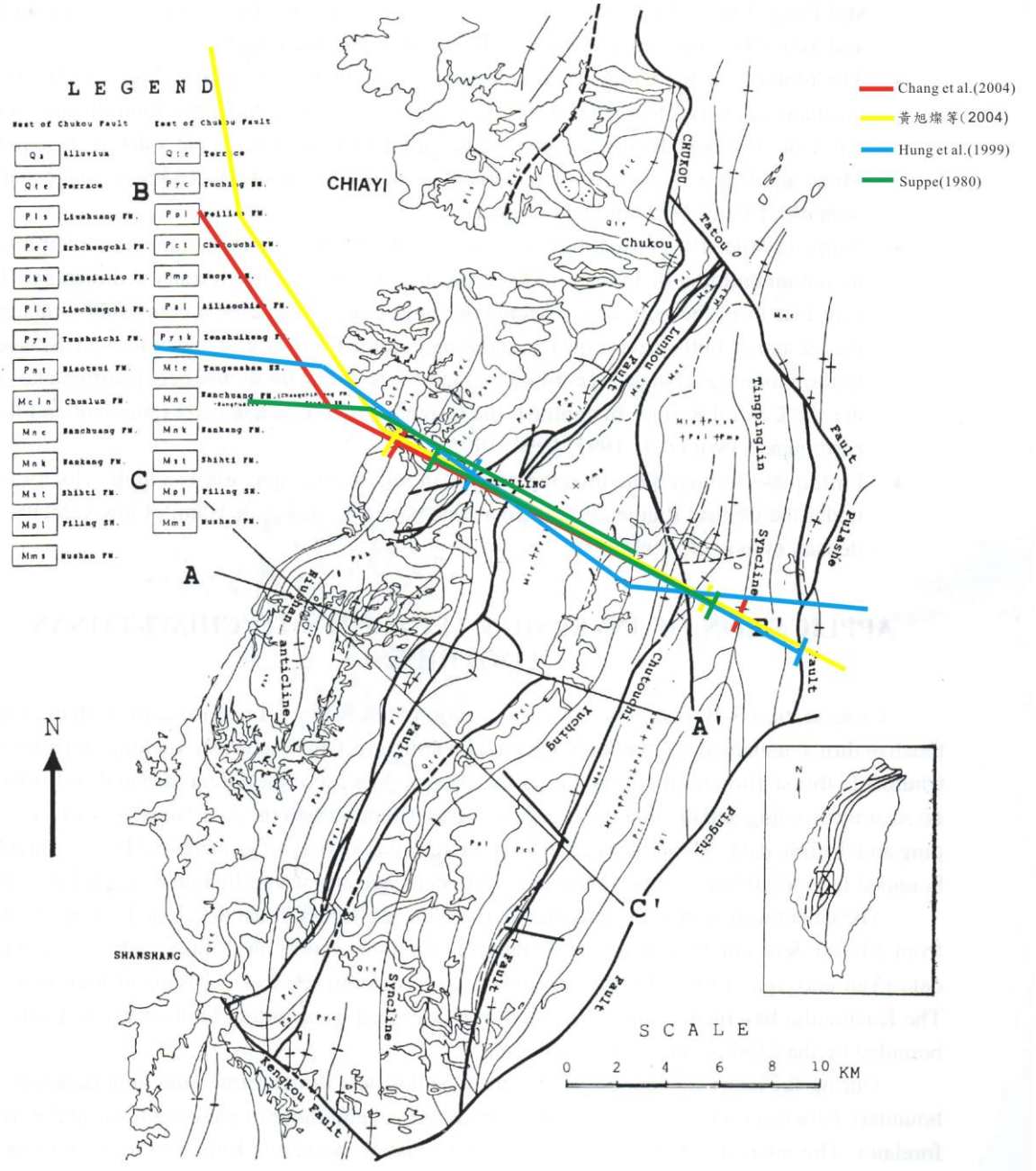


圖 3.6.4.1、木屐寮至關子嶺地區地下構造重力分析之剖面位置圖。Suppe，1980（綠色線），黃旭燦等，2004（黃色線），Hung et al，1999（藍色線），以及 Chang et al.，1996（紅色線），各重力分析剖面所選用的位置大致相同（各剖面兩個同色短線段中間的範圍）。

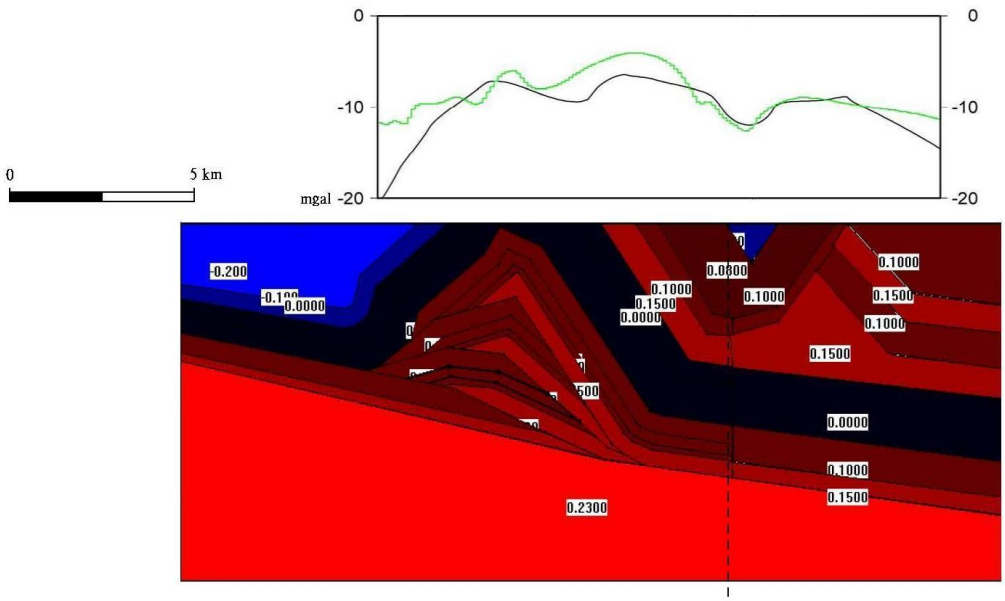


圖 3.6.4.2、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Suppe（1980）的構造模型所計算出的重力異常。上圖為觀測值（綠線）與計算值（黑線）的比較。下圖為根據 Suppe（1980）的構造模型所推估的地下密度構造，圖中數值代表相對平均密度 2.3 之密度對比。虛線以東為根據黃旭燦等（2004）所延伸的構造。

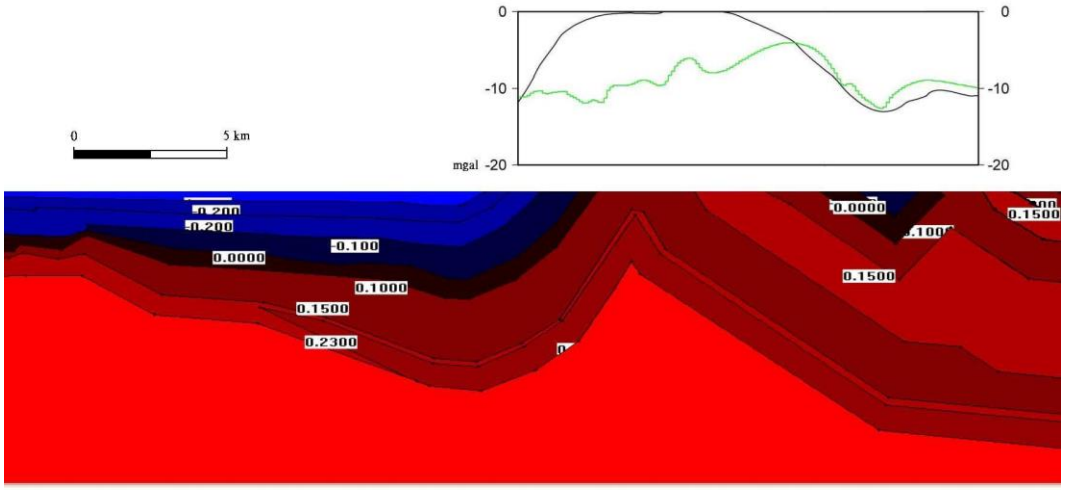


圖 3.6.4.3、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據黃旭燦等（2004）的構造模型所計算出的重力異常。上圖為觀測值（綠線）與計算值（黑線）的比較。下圖為根據黃旭燦等人（2004）的構造模型所推估的地下密度構造，圖中數值代表相對平均密度 2.3 之密度對比。

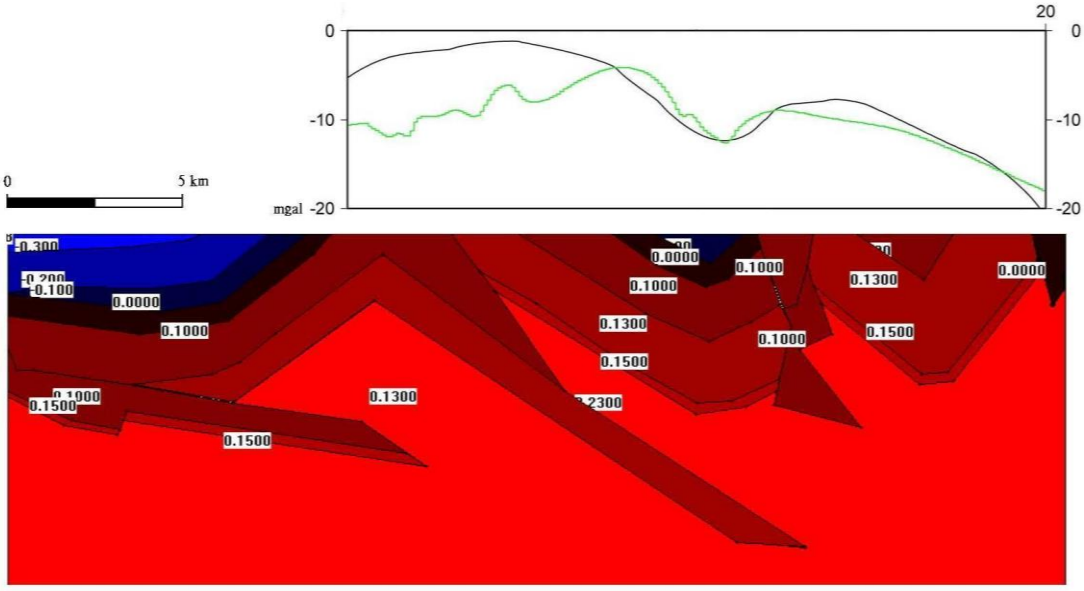


圖 3.6.4.4、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Hung et al.（1999）的構造模型所計算出的重力異常。上圖為觀測值（綠線）與計算值（黑線）的比較。下圖為根據 Hung et al.（1999）的構造模型所推估的地下密度構造，圖中數值代表相對平均密度 2.3 之密度對比。

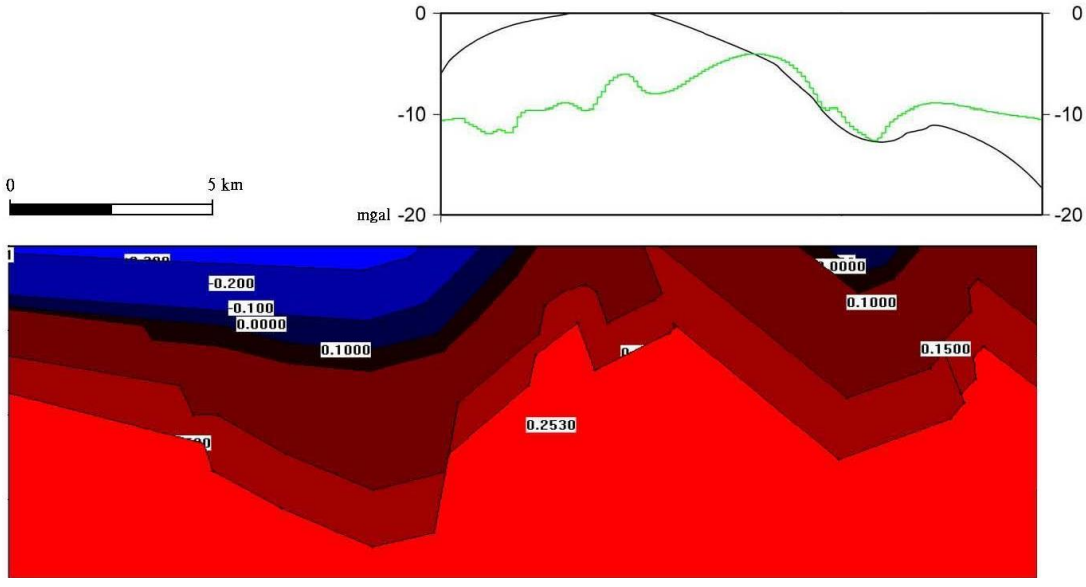


圖 3.6.4.5、木屐寮至關子嶺地區的觀測布蓋重力異常與根據 Chang et al.（2004）的構造模型所計算出的重力異常。上圖為觀測值（綠線）與計算值（黑線）的比較。下圖為根據 Chang et al.（2004）的構造模型所推估的地下密度構造，圖中數值代表相對平均密度 2.3 之密度對比。

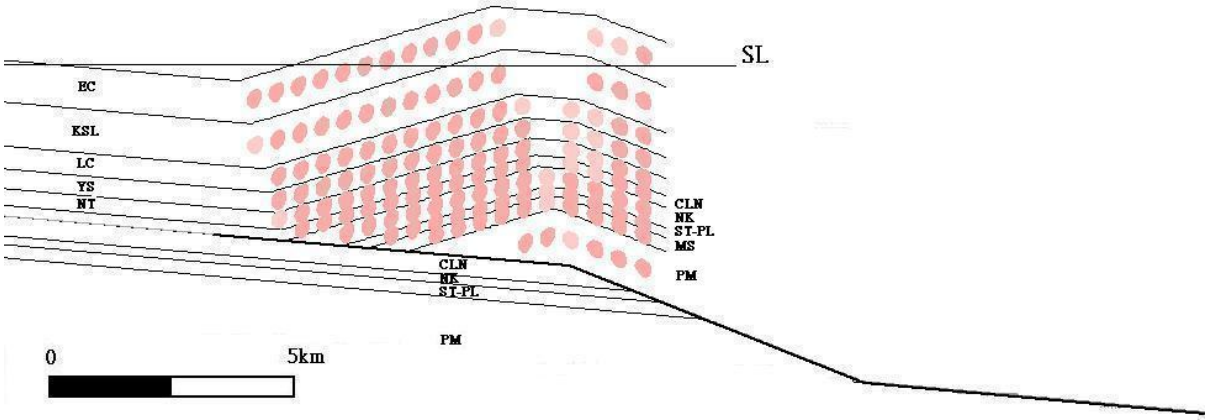


圖 3.6.4.6、木屐寮－關子嶺構造演化模擬：第一階段。在此階段，斷層由先中新世地層內向上爬升至中崙層內部，並在今日關子嶺背斜處形成斷層彎曲褶皺。圖中地層 EC 為二重溪層、KSL 為崁下寮層、LC 為六重溪層、YS 為沄水層、NT 為鳥嘴層、CLN 為中崙層、ST-PL 為石底-碧靈層、MS 為木山層，而 PM 為先中新世地層。紫色橢圓為應變橢圓。

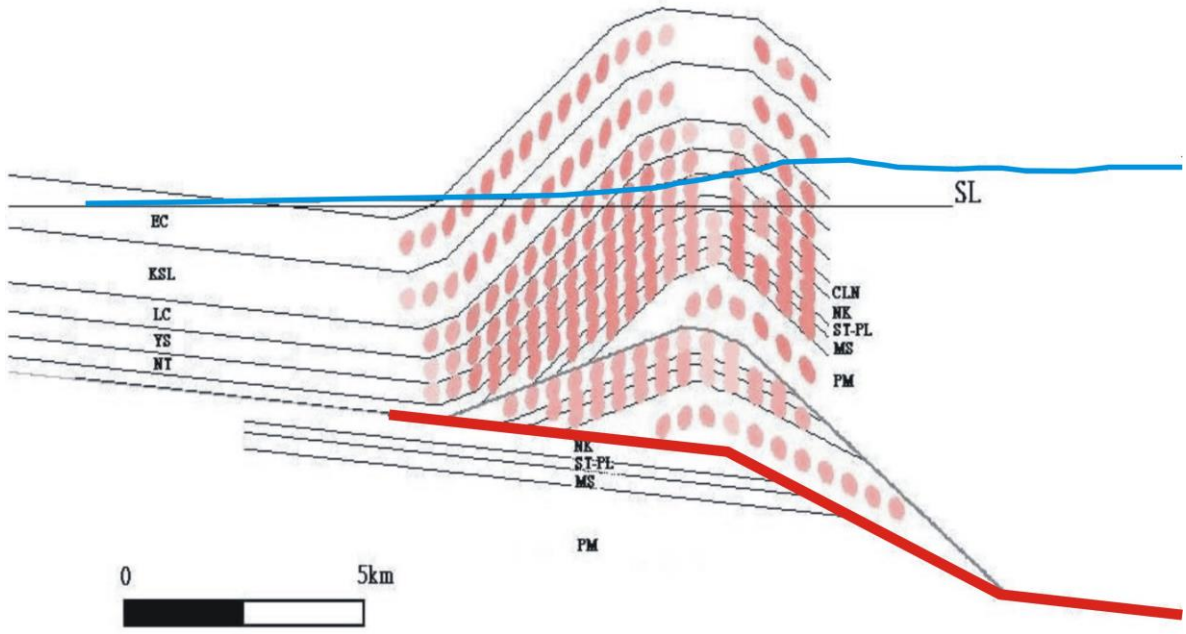


圖 3.6.4.7、木屐寮－關子嶺構造演化模擬：第二階段。在原斷層彎曲褶皺上發育出疊置斷塊構造。木屐寮線形可能為背斜西翼的向斜所形成的褶皺崖地形。圖中紅色線為斷層線，藍色線為地形面。註：關子嶺背斜東側構造並未被模擬。

（五）小結

從深部地下構造影像中可以見到木屐寮線形在東山地區呈現的圓弧形褶皺構造，該構造為關子嶺背斜的西翼。從淺層震測測線 08P-MCLF-BH-1 之同中點重合剖面中可看出本剖面西北側地層的連續性極佳，並且地層以低角度往東南方，而剖面中 CDP330 處出現高角度斷層，斷層東南側地層經擠壓抬升且較西北側地層信號混亂，但大致仍可以於整個剖面中見到地層往東南方抬昇，且越往東南方抬昇越大，但信號漸不明顯。測線 08P-MCLF-BH-2 之同中點重合剖面中，連續性地層由西北方以水平狀往東南逐漸向上升，可以見到一向上彎曲的向斜，越往東南震測影像漸不清楚，但並無斷層穿越之現象。

木屐寮斷層最早由 Sun（1970，1971）由航照判釋地形特徵，認為可能與木屐寮斷層有關。石再添等（1986）研判白水溪河床處有斷層。沈淑敏等（2006）亦由航照判釋木屐寮斷層跡具有數個三角切面與梯形階面。然而在中油震測剖面中，木屐寮線形並未出現明顯斷層訊號（黃旭燦等，2004）。中央地質調查所調查顯示（林啟文等，2007），木屐寮斷層於地表上的線形崖約呈南北走向，崖線兩側高差數公尺，且有數條東西向河流及道路與其正交。林啟文等（2000b）的地質調查結果顯示，木屐寮附近沖積扇緣的地形面雖均向西傾斜，且高度呈階梯式下降，然並未觀察到斷層露頭。位於協進橋東側，出露疏鬆細粒砂岩層與橋西側出露的礫石層之間，也未能觀察到接觸的關係。因此，木屐寮斷層於地表雖有崖狀特徵，且更新世晚期的六雙層也有傾動現象，但斷層較可能僅於地表下存在，並未出露地表。

木屐寮斷層由淺層震測及中油震測剖面結果皆顯示為一向斜變形所致，地形上木屐寮斷層有極好的線性構造。由於此向斜為一寬廣圓弧形，下盤亦有抬升，目前在木屐寮線形西側部份地區尚保留此地形面因此反應地層的抬升。本研究在木屐寮線形西側進行了六重溪一號及二號地質鑽探，目前認為主要受控於沈積環境的變化而造成兩孔岩性難以對比。關子嶺背斜為疊置斷塊構造所發育出的褶皺構造，木屐寮線形較可能為背斜西翼的向斜變形所形成的褶皺崖地形。圖 3.6.5.1 為跨越疑似木屐寮線形兩側之構造剖面，剖面中木屐寮斷層可能不存在，而疑似木屐寮斷層造成之線形較可能為關子嶺背斜西翼的向斜構造所致。

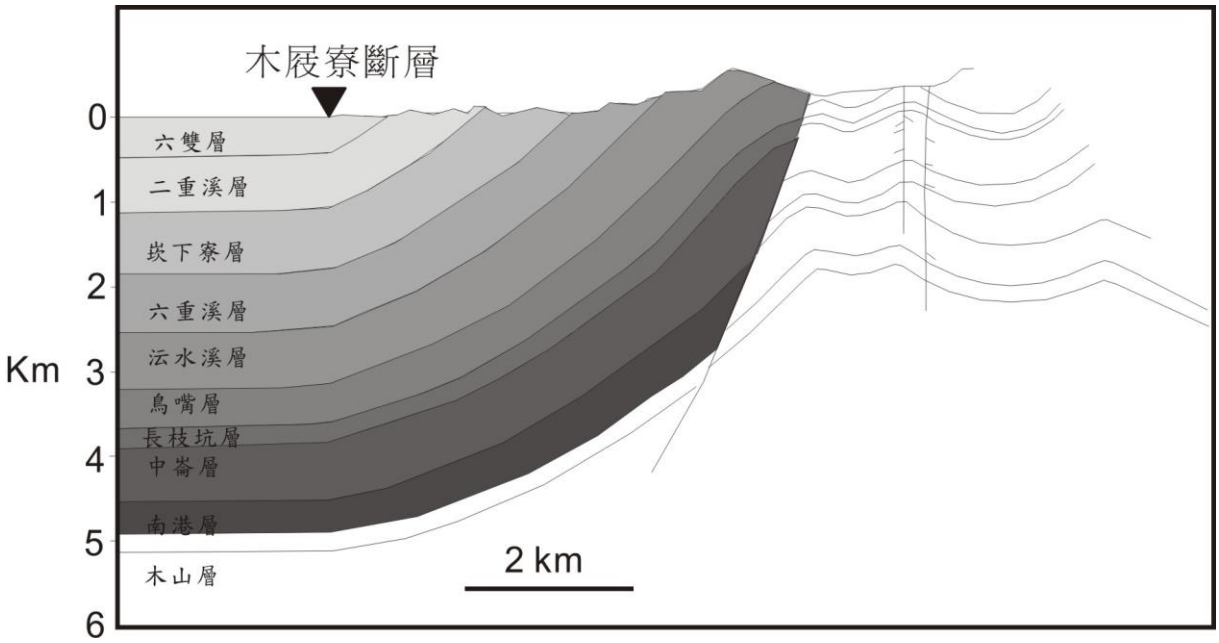


圖 3.6.5.1、跨越疑似木屐寮線形兩側之構造剖面。疑似木屐寮斷層造成之線形可能為背斜西翼的向斜構造所形成的褶皺崖地形。

七、六甲斷層

六甲斷層位於木屐寮斷層的南方，呈北北東轉南北走向，由台南縣白河鄉崁內里的六重溪南岸向南延伸至台南縣官田鄉社子 (圖 3.6.1)，長約 21 公里，為逆移斷層（石再添等，1986；張徽正等，1998；林啟文等，2000a、2007；楊志成等，2005）。六甲斷層經確認截切更新世晚期地層，且在地下淺部截切全新世地層，目前被暫列為第一類活動斷層。

六甲斷層亦同木屐寮斷層位於丘陸與平原的交接帶，地勢東高西低，丘陵區西緣為古沖積扇，構造特性與木屐寮斷層類似，在麓山帶前緣形成一南北走向的斷層線形崖。六甲斷層上盤出露的地層包括六重溪層、崁下寮層、二重溪層與六雙層。六重溪層以暗灰色細至中粒泥質砂岩及粉砂質泥岩為主；崁下寮層主要由暗灰色泥岩所組成；二重溪層以灰色砂質泥岩與泥質砂岩為主；六雙層下段為棕黃色砂岩和厚層泥岩，上段以棕黃色砂岩為主（林啟文等，2007）。斷層上盤為牛山背斜，斷層西側為以礫石、砂與泥為主的階地堆積層零星分布，平原區則覆蓋亦以礫石、砂與泥為主的沖積層。

石再添等（1986）由航照判釋研判六甲斷層的可能存在。在數值地形圖及衛星遙測影像上，從六重溪南岸的山腳附近往南至烏山頭附近，六甲斷層亦呈現明顯向西方凸出的弧形，區隔了丘陵區與海岸平原區，地勢高差約數十公尺。沈淑敏等（2006）亦由航照判釋發現六甲斷層跡沿山麓線的谷口有斷層崖或撓曲崖。楊志成等（2005）在東山鄉東方約 3 公里處的薊桐崎，發現一個已傾動的全新世海相沉積層不整合於下伏的六雙層。其中海相沉積層以及平原區鑽井紀錄，研判海相沉積層曾經覆蓋且侵蝕六甲線崖，且全新世緊鄰線崖處為一近海河口相的沉積環境，河流沉積物覆蓋於線崖西側，而後沉積物向西加積，海水面退至現今位置。由於海水曾經覆蓋且侵蝕向西高角度傾斜的六雙層，六甲斷層呈現直線狀崖特徵。

中油公司在牛山背斜軸部，於深度約 3,350 公尺處鑽遇一傾角約 43º 的斷面（Hu and Sheen，1989），斷坡大致以 30º-45º 的傾角向西逆衝到地表，而斷坪則約位於地下 4-5 公里處，不對稱的牛山背斜的發育可能與六甲斷層的發展有關。楊志成等（2005）與陳文山等（2006）在六甲斷層的薊桐崎附近進行了 4 口淺層鑽井，皆鑽遇斷層帶，研判斷層面傾角為 30 度，顯示斷層尖端已甚為接近地表，但六甲斷層可能尚未穿出地表，而

斷層的形成方式可能是沿著向斜軸部發育的逆移斷層。

楊志成等(2005)分析了斷層上下盤岩層對比與定年，顯示斷層上盤相對下盤的長期滑移速率，其抬升速率為 5.5 公厘/年，而相對水平滑移速率約 11 公厘/年。陳文山等(2006)另整合野外露頭、鑽井及定年資料，估計六甲斷層的長期滑移速率；其中，於六甲斷層可能的斷層線跡，其東側相對西側的平均垂直錯移速率為 3.0± 0.03 公厘/年，而於斷層線跡西方約 300 公尺的線形，其相對平均垂直位移速率為 3.3 ±0.03 公厘/年。由於上述線形與六甲斷層跡距離僅約 300 公尺，可能為六甲斷層的分支斷層，若合計，六甲斷層的長期垂直滑移速率約為 6.3±0.06 公厘/年，由斷層面傾角約 30 度計算，其長期水平滑移速率約為 12.7 公厘/年。

而依據饒瑞鈞等（2006）的地殼變形監測結果顯示，六甲斷層兩側水平位移於 2003-2004 年間均向西南位移約 10-20 公厘，上盤相對下盤的位移量差約 5 公厘/年。但綜合 2002-2008 年的結果(饒瑞鈞等，2008)，橫跨六甲斷層的速度場變化量，平行斷層走向的分量為-2.0 公厘/年，呈右移形式；而垂直斷層走向的分量為 2.3 公厘/年，呈壓縮形式，高程方向抬升量為 9.3 公厘/年。

六甲地形崖出現在牛山背斜的西翼，也是存疑的六甲斷層崖。對於六甲斷層的看法，至今仍相當分歧；Suppe（1980）認為牛山背斜是由地下深處一系列的疊置構造所構成，並無六甲斷層在此發育；黃旭燦等（2004）則認為牛山背斜是單純的滑離褶皺，因此也不認為有六甲斷層存在；Chang et al.（1996）同樣的不認為有六甲斷層存在，不過他們認為牛山背斜為早期的地壘構造上發育出的背斜構造而非壓縮褶皺。但 Mouthereau et al.（2001）則認為六甲斷層確實存在，而且是由早期的正斷層反轉的逆斷層；洪日豪等（Hung et al.，1999）則認為六甲斷層是一條未出露的逆衝盲斷層。由於中油公司在牛山背斜底下約 3,350 公尺處鑽遇斷層，因此 Suppe（1980）、黃旭燦等（2004）與 Chang et al.（1996）的構造模型有修正的必要。

（一）深部地下構造分析

六甲斷層一帶，本計畫所使用之區域性地下構造剖面分布、淺層震測測線與相關之地質鑽井位置見於圖 3.7.1.1 中。深部震測剖面中六甲斷層下盤地層在接近疑似斷層處開始向上拱起，顯然受到斷層發育的影響，但斷層上盤則缺乏明顯的反射信號。此乃因

牛山背斜的西翼極為陡峭，傾角可超過 70 度，翼寬也僅約數公里，因此無法由此震測剖面判斷斷層的所在位置。牛山背斜的東翼則較緩，傾角約在 30-40 度之間。於切過六甲線形崖的剖面中可發現地層向東逐漸抬升，但未見明顯斷層錯動。接近台南藝術大學北側的剖面亦切過六甲線形崖，六甲線形崖顯然與地層在此處向東拱起有關，但依然未見明顯斷層錯動。於接近台南藝術大學南側的剖面中，牛山背斜西翼以不再如北段般的陡峭，傾角約在 30 度附近，在其向斜軸軸部，出現疑似地層不連續的訊號，但還有待進一步確認。若檢視通過牛山背斜北段的南北向震測剖面，牛山背斜在此向北與向南傾沒，顯示牛山背斜褶皺的強度並非均一。而於平行六甲線形崖南段的南北向震測剖面中，線形崖東側地層在此向南微微抬升。

比較木屐寮線形與六甲線形可發現，木屐寮線形發育在一寬廣關子嶺背斜西翼的前緣，關子嶺背斜兩翼較為對稱，這與牛山背斜兩翼極端不對稱的構造有極大的區別，而且這兩個線形崖連接處也出現明顯的轉折。雖然在地表地質並未顯示任何橫移構造截切這兩條線形構造，但它們在深部構造很可能並不相同，至於為何會發生這樣的轉變，仍有待進一步釐清。

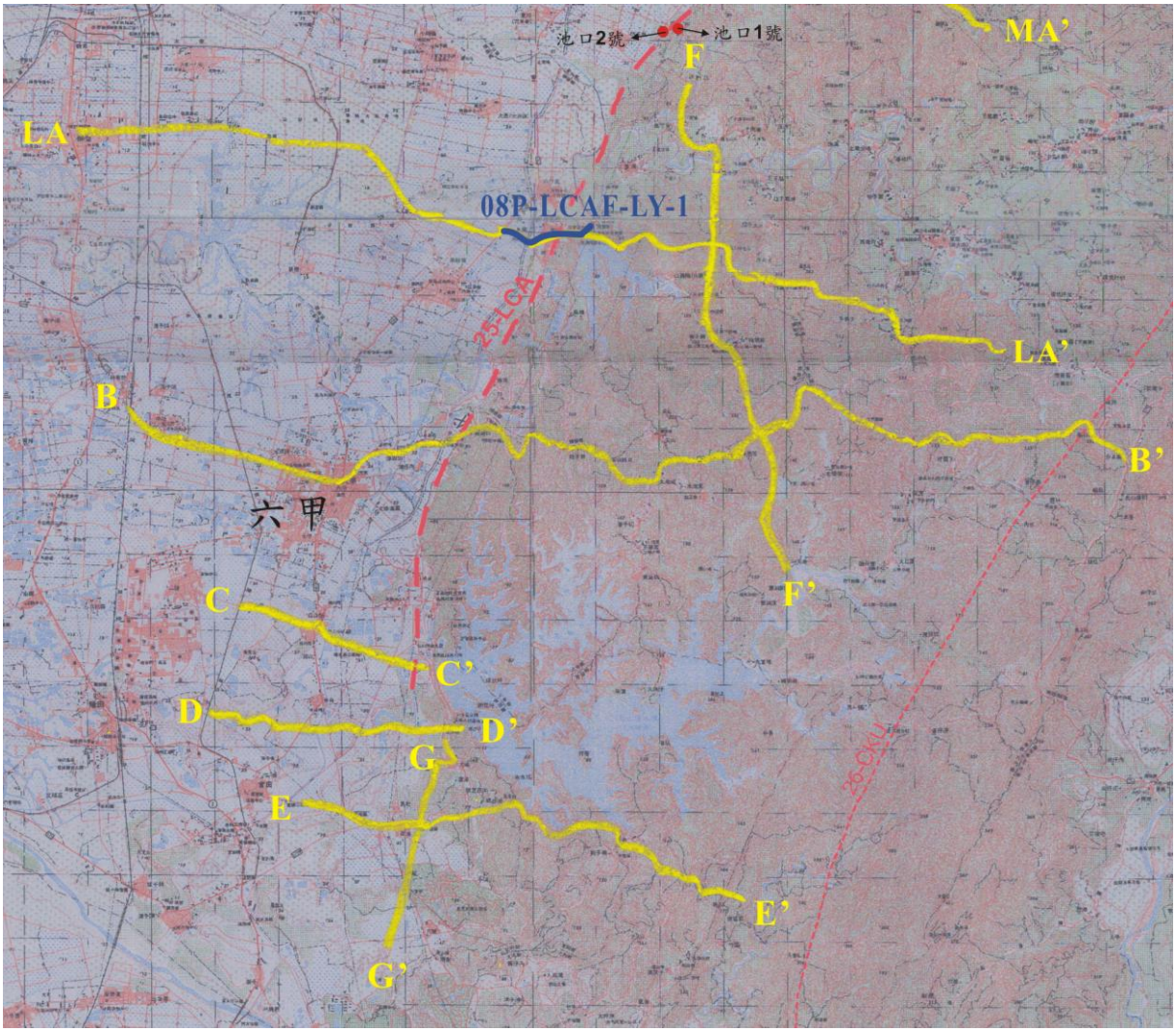


圖 3.7.1.1、測線 08P-LCAF-LY-1 於 1/25,000 地形圖中配置位置（藍色實線），而紅色虛線為六甲斷層可能通過位置。

（二）淺層震波測勘

本研究於六甲斷層北邊之新吉庄南邊，沿著南 106 鄉道施測沿線實施了一條長 1,473 公尺的淺層震測測線 08P-LCAF-LY-1(見圖 3.7.1.1)。石再添等(1986)曾在六甲東方的檨仔腳與果毅東方的新吉庄發現六雙層向西引曳的構造，岩層向西傾斜 50-90 度，本測線即設計跨越上述地形崖，同時，本測線也可彌補中油公司之深部構造剖面 LAA’於跨越新吉庄時因跳炸而產生的影像缺口。

圖 3.7.2.1 為測線 08P-LCAF-LY-1 之 24 重合同中點重合剖面，剖面中西半部可以看到連續性極佳的地層，可見深度約達 800 毫秒，並於較西側出現明顯的繞射信號，這常為斷層的重要指標。剖面中越往東反射信號越不清楚。剖面中西側高角度斷層通過的位置以紅色線條表示，斷層兩側地層落差不大。上述斷層在中油公司剖面 LAA’也可以發現。剖面中間偏右處可以見到地層往東上升，由較深部的地層可以發現越往東邊傾角越大，但在較淺處則因為地層傾角過大，超越測線展距所能涵蓋的範圍而變不清楚。

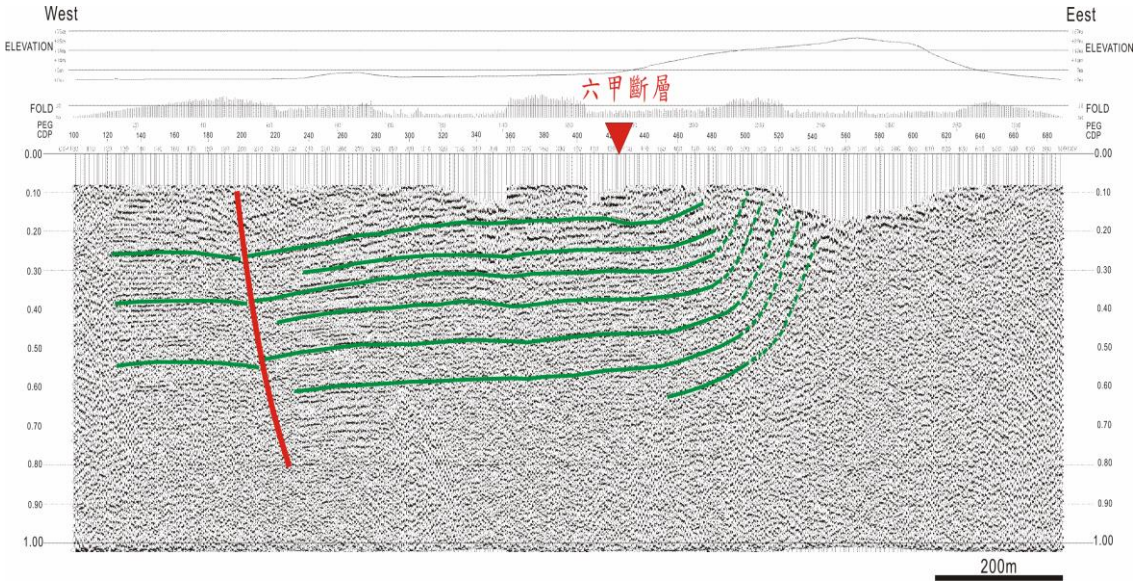


圖 3.7.2.1、測線 08P-LCAF-LY-1 之重合剖面。斷層通過的位置以紅色線條表示。剖面中間偏又處可以見到地層往東上升，由較深部的地層可以發現越往東邊傾角越大。

（三）地表及井下地質調查

六甲斷層呈北北東轉南北走向，為牛山背斜的前翼變形所致(圖 3.7.3.1)。由牛山背斜軸上的鑽探顯示其深部有斷層發育（Hu and Sheen，1989），但對於斷層是否切穿地表則較有爭議。在薊桐崎附近的鑽探結果顯示斷層切穿地表（楊志成等，2005），但薊桐崎恰位於木屐寮斷層與六甲斷層交界處，對於薊桐崎地區的構造究竟為木屐寮斷層或六甲斷層，或者兩者之間的調適構造仍有疑義。為釐清此一特性，本研究在薊桐崎南側位於六甲斷層上盤與下盤進行鑽探，此處地形崖跡明顯(圖 3.7.3.2)，且為牛山背斜位移量最大之處。這兩口井的編號分別為池口一號井與二號井。

池口一號井位於六甲斷層上盤，深度 200 公尺。井中岩芯顯示在 0-51 公尺處大致為由中砂至粗砂為主的陸相地層所組成，岩層傾角約 40-50 度，在砂岩中常見高傾角地層，研判為交錯層，而在淺部多處含有小規模斷層，如 5.7-6.7 公尺處、28-28.5 公尺、31.6-32.7 公尺、34-34.2 公尺、35.75 公尺以及 37 公尺處，斷層傾角大多在 30-60 度之間，5.1-9.3 公尺處之砂岩層中夾礫岩層，此礫石層在旁邊的露頭中亦可見，0-57 公尺間之地層大多呈黃棕色地層，顯示為淺部氧化環境所沈積，而在 51.6-57 公尺處有礫岩層，此礫岩層中含貝殼碎片；57-82 公尺之間以泥至細沙為主，地層為黃棕色，此地層中可以看見古土壤，在 55 公尺以下之岩層傾角約為 10-15 度，但在岩層傾角變化處未見斷層構造；82-100 公尺之間以細砂到中砂為主，其中 85-90 公尺間夾有三層薄泥層，傾角為 0-20 度，而在 91-95 公尺間有高傾角之岩層，研判為交錯層，並有貝殼化石；100-144 公尺處以泥到細砂、中砂所組成，部分為泥質砂或砂質泥，在 129 公尺處有一薄層礫石，層面傾角約為 0-20 度，而在 105 公尺則有與層面斜交的 20 度斷層面，於 110 及 138 公尺處有零碎的貝殼碎片，並夾有少許的碳；144-158 公尺處為黃棕色泥至細砂岩層，與淺部 57-77 公尺同為古土壤環境，並含有珊瑚碎片；158-165 公尺處為細砂到中砂組成，並夾有薄泥層、泥塊與碎石，傾角約-10 度；165-200 公尺處以泥至細砂為主，並有細砂與泥相混之海相地層，層面傾角約 0-10 度，並有零星的貝殼碎片與碳分布。

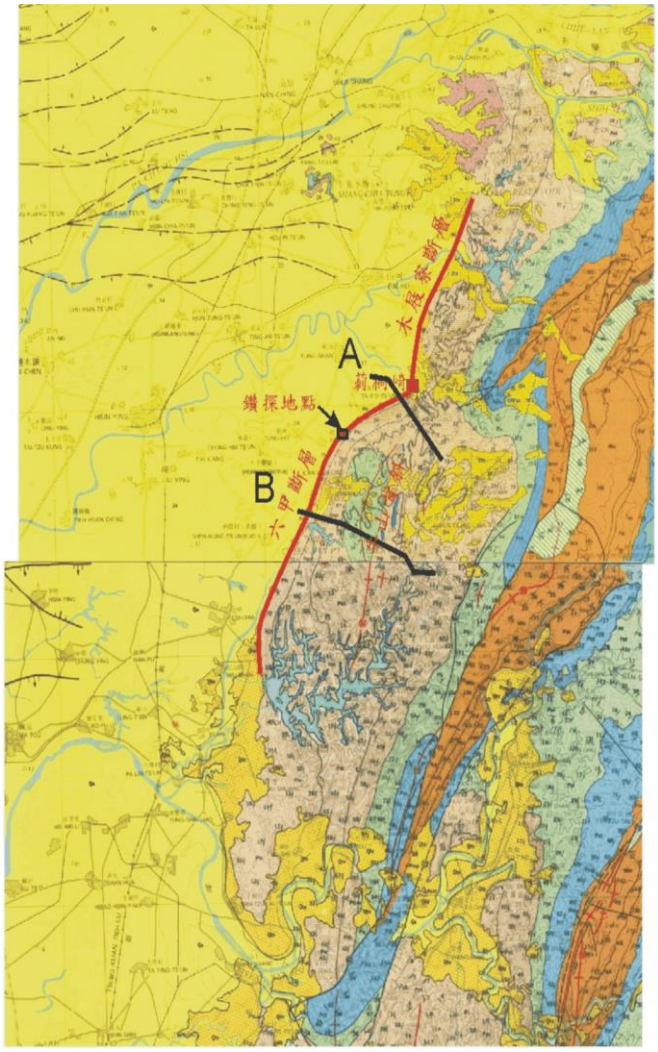
池口二號井位於六甲斷層下盤，深度 70 公尺。岩芯 0~2.7 公尺處為地表風化層；2.7~7 公尺間為泥質岩層；7~9.4 公尺處地層有向下變粗趨勢；9.4~11.7 公尺處為黃棕色

礫石層；11.7~14 公尺處為黃棕色古土壤；14~51 公尺處大致有向下變粗層序，而在 28.7 公尺處有近 40 公分厚的木頭出現，且在 46.5~51 公尺處為礫石層，礫石層中夾有貝殼碎屑；51~70 間為黃棕色泥至細沙的地層，可見古土壤。下盤地層之傾角約在 5-10 度之間。

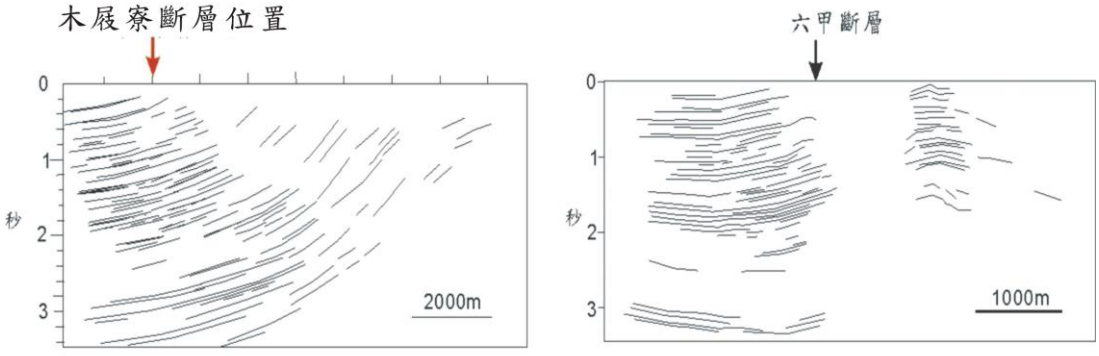
六甲斷層上盤鑽井中之淺部岩芯為陸相地層，分別在 5.1-9.3 公尺及在 51.6-57 公尺處出現礫岩層，且較深的礫岩層中夾貝殼碎屑，緊接而來為古土壤層。在下盤中我們亦發現相同的層序，淺部為陸相的河流沈積，有兩層礫石層分別位在 9.4-11.7 公尺以及 46.5-51 公尺處，而深部礫石層中夾有貝殼碎屑，緊接為古土壤層。由於礫石層及土壤層的層序近似，我們認為兩者可以互相對比（圖 3.7.3.3）。再比對地形面，上盤地形面較下盤高約 12 公尺，而對比淺部礫石層，高程差卻約 15 公尺，若對比深部礫石層及古土壤面高程相差約 5-6 公尺。對比結果之地形面高差較少，這可能是因為上盤受到侵蝕，因此相較上層礫石層高程差 15 公尺小。但對比深部礫石層及古土壤層其高程差卻降至 5-6 公尺，這種的高程差變化可以用褶皺來加以解釋。圖 3.7.3.3 中上下井岩芯的對比，由於上盤岩心在鑽探位置深 55 公尺處改變傾角，此位置為向斜軸軸部的位置。在上盤的岩芯中，愈淺處愈遠離向斜軸，因此在上盤有相同的逆時針旋轉角度，而旋轉半徑愈大，造成的垂直位移也愈大。這解釋了我們從岩芯中發現淺部與深部有不同垂直位移的機制。這種現象無法利用斷層作用加以解釋，同時我們在地層轉折處也沒發現斷層，因此我們認為六甲斷層並未出露至地表，垂直位移機制以褶皺為主。由於變形前緣可能為末次冰期之後海水面入侵的沈積物所覆蓋，為確定皆在末次冰期時斷層尖端是否已經露出地表，建議在池口一號井的更東側進行另一地質鑽探。

此外，我們認為目前 15 公尺的垂直位移是在淺部礫石層沈積之後所發生。比對其他地區下盤的淺部地層，我們由其年代約 8,000 年推估，這 15 公尺的垂直位移發生在 8,000 年以後，因此垂直抬升速率至少達 1.875 mm/yr。但 8,000 年為其他地區之年代資料，待本研究定年結果得到後應會有較好的速率。此推估之垂直位移速率為近斷層處之結果，由於向斜軸變形愈向東垂直位移會愈大，在水準資料中也可發現此一現象。饒瑞均等(2008)的水準測量顯示，近斷層處抬升速率在斷層上盤近斷層處垂直抬升速率向東增高，顯示了由褶皺機制所造成的可能性。

由於池口一號井在斷層近地表處皆為近代沈積物，並未鑽遇基盤，基盤界面還在更深處，超過 200 公尺。

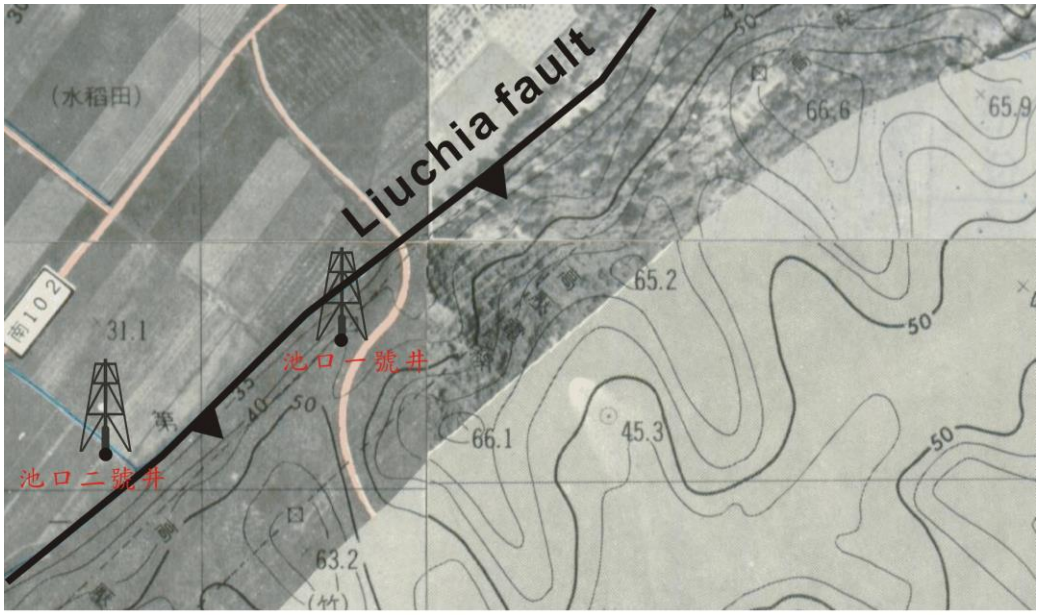


(A)



(B)　(C)　六甲斷層

圖 3.7.3.1、圖(A)為六甲斷層地質圖(中油十萬分之一嘉義及台南地質圖，中油，1986，1989)與鑽探位置。圖(B)為圖（A）中剖面 A 之震測剖面。圖（C）為剖面 B 之震測剖面。震測剖面可以見到原六甲斷層下盤亦為抬升區域。



(A)



(B)

圖 3.7.3.2、圖(A)為池口一號井與二號井之鑽探位置與地形圖，地形圖中可見六甲斷層有極為清楚的地形特徵。圖(B)為六甲斷層地形崖面與鑽探位置。

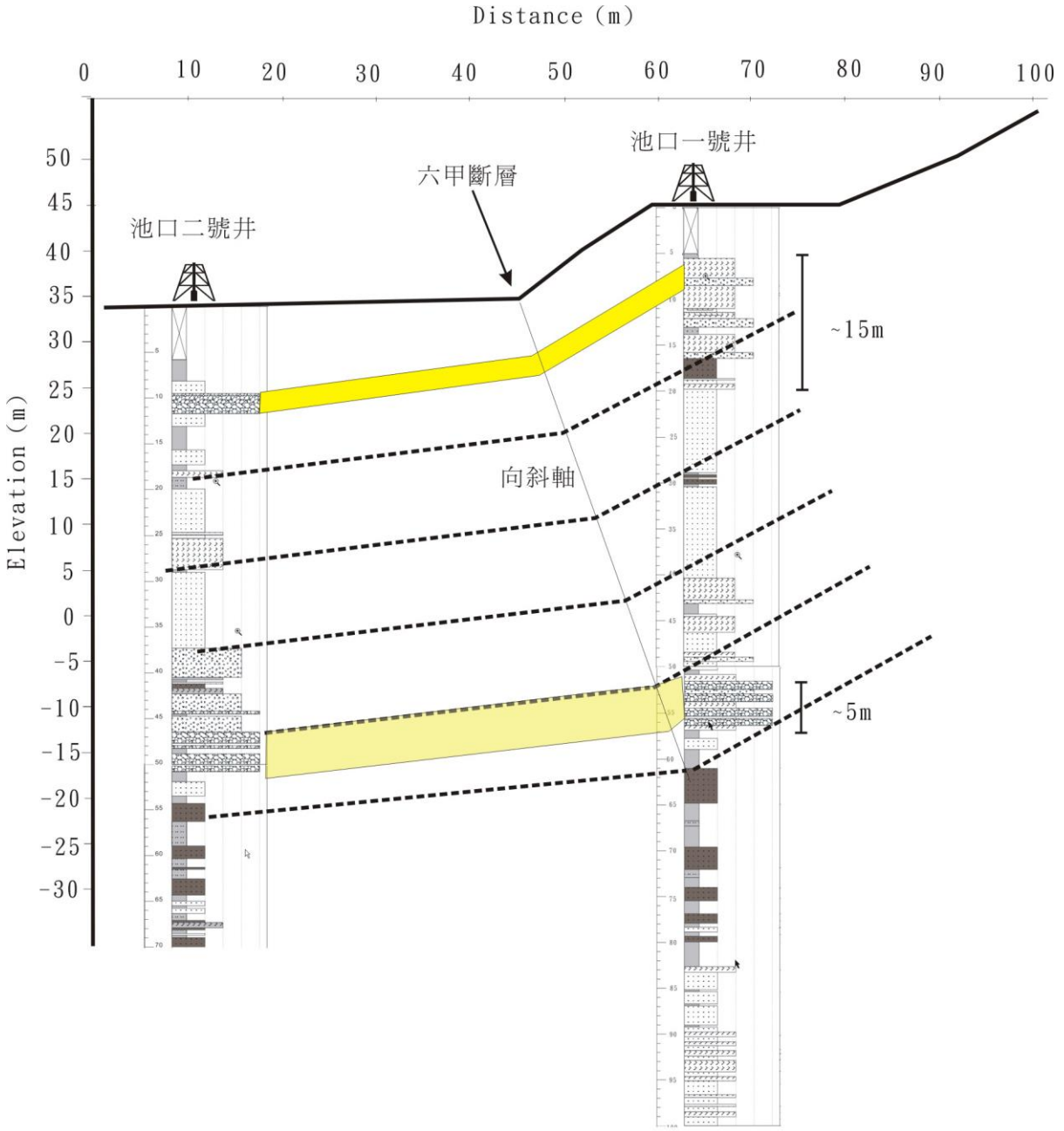


圖 3.7.3.3、池口一號井與二號井的地層對比與地下構造形態，向斜軸部通過池口 1 號井，由圖中構造可知，對比淺部礫石層相對有 15 公尺垂直位移，比對深部礫石層與古土壤則僅約 5 公尺。

（四）斷層運動學分析

六甲地形崖出現在牛山背斜的西翼，也是存疑的六甲斷層崖。不同學者對於六甲斷層的看法至今仍相當分歧；Suppe（1980）認為牛山背斜是由地下深處一系列的疊置構造所構成，並無六甲斷層在此發育；黃旭燦等（2004）則認為牛山背斜是單純的滑離褶皺，因此也不認為有六甲斷層存在；Chang et al.（1996）同樣的不認為有六甲斷層存在，不過他們認為牛山背斜為早期的地壘構造上發育出的背斜構造而非壓縮褶皺。Mouthereau et al.（2001）則認為六甲斷層確實存在，而且是由早期的正斷層反轉的逆斷層；洪日豪等（Hung et al.，1999）則認為六甲斷層是一條未出露的逆衝盲斷層。由於中油公司在牛山背斜底下約 3,350 公尺處鑽遇斷層，因此 Suppe（1980）、黃旭燦等（2004）與 Chang et al.（1996）等的構造模型有修正的必要；此外，根據 Mouthereau et al.（2001）的構造模型，他們推斷在最近 0.4~0.5 百萬年來，六甲地區的平均水平縮短量為 2.4-3mm/yr，這與最近 GPS 觀測每年可達一公分以上的壓縮速率相差甚遠（Hung et al.，1999；饒瑞鈞等，2005），因此正斷層反轉在活動的模式，仍有待商榷。由於本研究的鑽井資料顯示，六甲斷層並未出露地表，且牛山背斜呈西陡東緩的形貌，因此我們認為六甲斷層可能是發育在一個斷層彎曲褶皺上的盲斷層。

本研究模擬了六甲至南寮間構造的演化，可能的發育過程則如圖 3.7.4.1 至圖 3.7.4.4 所示。在構造演化的第一階段（圖 3.7.4.1），斷層由先中新世地層內向上爬升至長枝坑層底部，並在今日南寮背斜處形成斷層彎曲褶皺；第二階段時（圖 3.7.4.2），在原來斷層彎曲的褶皺上發育出疊置斷塊構造；第三階段（圖 3.7.4.3），新的斷層彎曲褶皺在今日牛山背斜處形成；而第四階段（圖 3.7.4.4），六甲斷層在之前的斷層彎曲褶皺上形成，並在其上發育出斷層擴展褶皺。圖 3.7.4.4 中海平面（SL）上之曲線為現今之實際地形線，以藍色線條表示，而圖中紅色線條為斷層線。進行構造演化模擬時，南寮背斜東側構造並未被模擬。

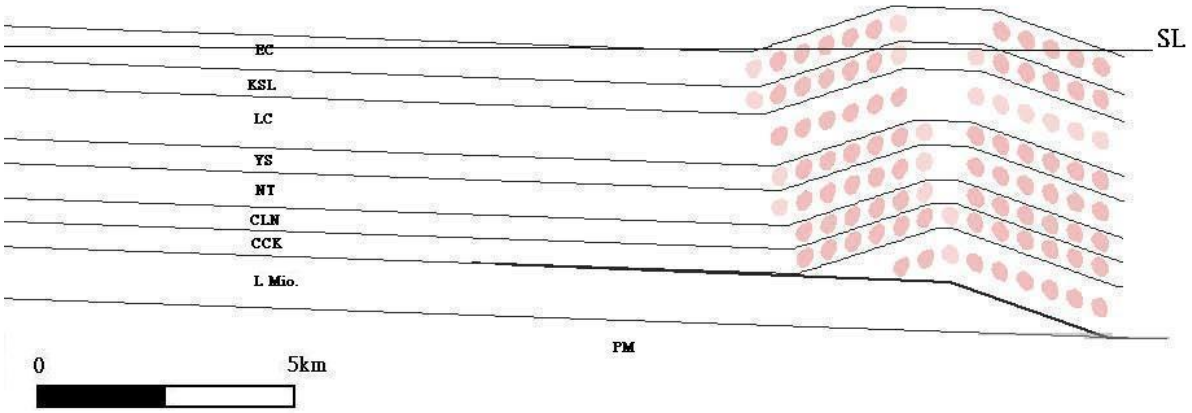


圖 3.7.4.1、六甲－南寮構造演化模擬：第一階段。在此階段，斷層由先中新世地層內向上爬升至長枝坑層底部，並在今日南寮背斜處形成斷層彎曲褶皺。圖中地層 EC 為二重溪層、KSL 為崁下寮層、LC 為六重溪層、YS 為沄水層、NT 為鳥嘴層、CLN 為中崙層、CCK 為長枝坑層，而 PM 為先中新世地層。紫色橢圓代表應變橢圓。

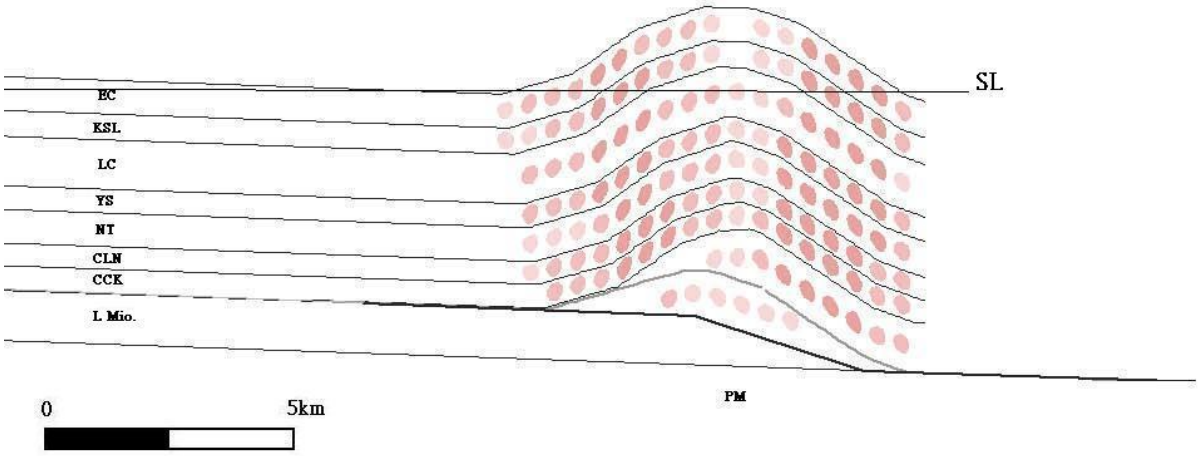


圖 3.7.4.2、六甲－南寮構造演化模擬：第二階段。在原斷層彎曲褶皺上發育出疊置斷塊構造。

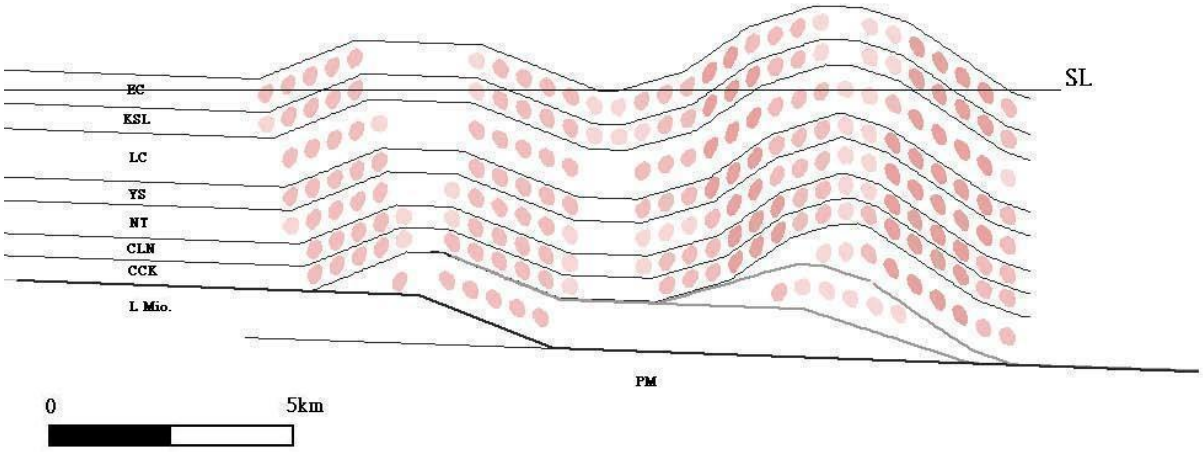


圖 3.7.4.3、六甲－南寮構造演化模擬：第三階段。新的斷層彎曲褶皺在今日牛山背斜處形成。

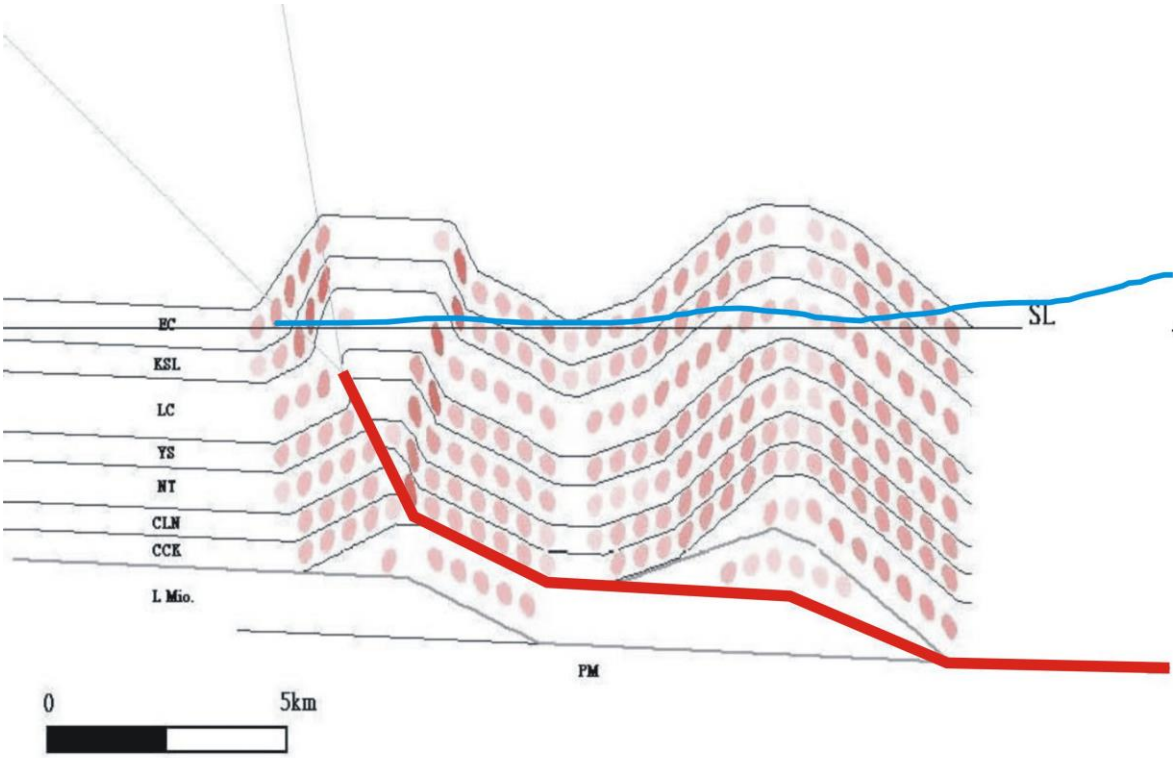


圖 3.7.4.4、六甲－南寮構造演化模擬：第四階段。六甲斷層在之前的斷層彎曲褶皺上形成，並在其上發育出斷層擴展褶皺。圖中海平面（SL）上之曲線為現今之實際地形線，以藍色線條表示，而紅色線條為斷層線。註：南寮背斜東側構造並未被模擬。

（五）小結

牛山背斜的西翼極為陡峭，傾角可超過 70 度，翼寬也僅約數公里，因此無法由深部震測剖面判斷斷層的所在位置。淺層震測測線 08P-LCAF-LY-1 之同中點重合剖面顯示西半部地層連續性極佳，可見深度約達 800 毫秒，並於較西側出現高角度斷層但落差不大，上述斷層在中油公司剖面 LAA’中也可以發現，但並非六甲斷層。剖面中間偏右處地層往東上升，由較深部的地層可以發現越往東邊傾角越大，但在較淺處則因為岩層傾角過大，超越測線展距所能涵蓋的範圍而變不清楚。

六甲斷層為牛山背斜西翼的向斜軸變形所造成，本次研究在上下盤各進行一孔地質鑽探，上下盤層序有極好的對比，顯示垂直位移量隨深度變化，淺部較大，深部較小，此反應向斜軸部變形，上盤並在 55 公尺處通過軸部。斷層尖端未出露至地表。六甲斷層有極好的地質線性，研判此地形線性為海進時海蝕所致。

牛山背斜為南寮背斜前端發育出的構造，在此先發生斷層彎曲褶皺，接著在其上發育出六甲斷層與斷層擴展褶皺。由於本研究的鑽井資料顯示，六甲斷層並未出露地表，且牛山背斜呈西陡東緩的形貌，因此我們認為六甲斷層較可能是發育在一個斷層彎曲褶皺上的盲斷層。圖 3.7.5.1 即為本研究認為跨越六甲盲斷層兩側之構造剖面，其中，六甲斷層可能在之前的斷層彎曲褶皺上形成，並在其上發育出斷層擴展褶皺。

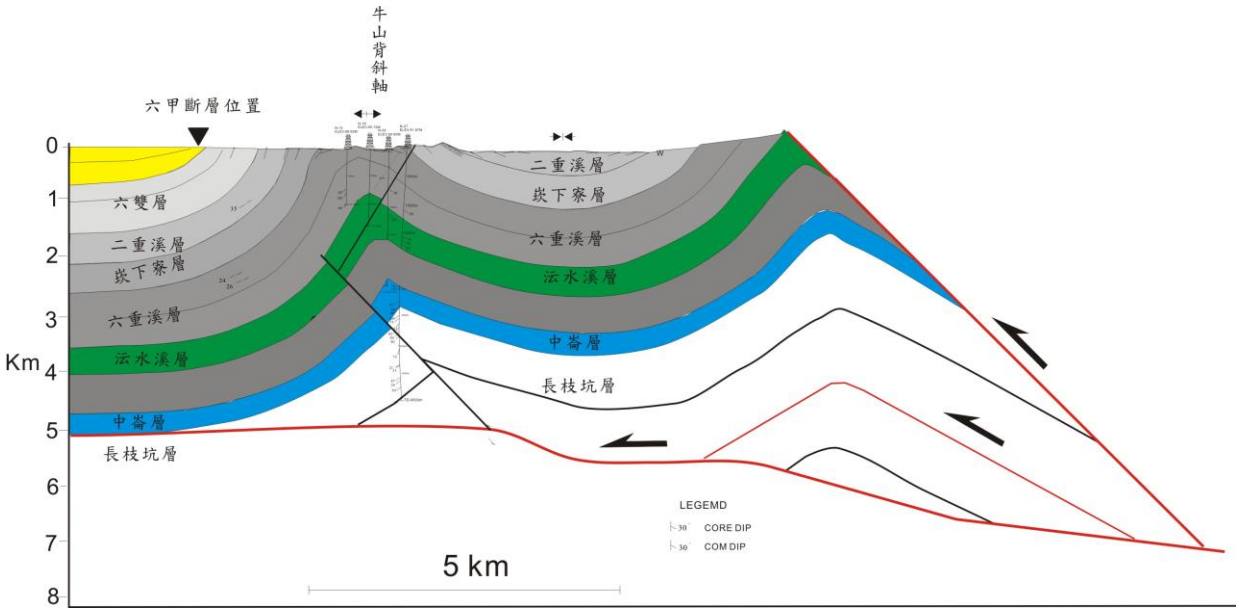


圖 3.7.5.1、跨越六甲盲斷層兩側之構造剖面。六甲斷層在之前的斷層彎曲褶皺上形成，並在其上發育出斷層擴展褶皺。

八、小崗山斷層

小崗山斷層位於高雄縣小崗山西北方，呈南北走向，且北端漸轉呈東北走向，全長約 8 公里，可能為逆移斷層（林啟文等，2000a；Sun，l964）。由於小崗山斷層目前尚未有明確的地質證據，被暫列為存疑性活動斷層。

小崗山斷層的判識主要由地形而來，Sun(1964)由航照上判釋，徐鐵良與張憲卿(Hsu and Chang，1979)則指出小崗山斷層在小崗山及阿蓮間形成斷層線崖，但現今斷層崖地形已不明顯(楊貴三，1986)。欠缺地表露頭證據，又無詳盡的地球物理方面探勘，張徽正等（1998）將小崗山斷層列為存疑性活動斷層。

林啟文等（2000a）所繪製的小崗山斷層線上與兩側已無露頭，且人為開發程度較高，尚未有明確的地質證據。翁群評等(1999)由震測結果指出小崗山斷層錯動的擾動帶極為明顯，為正斷層形態，認為小崗山斷層應屬於緩慢變形作用的蠕動斷層。本團隊曾於小崗山斷層南端進行了兩條的淺層震測測線，其中較西側的測線信號品質極佳，而位於可能斷層延伸位置的剖面則信號較差，但無法看出如正斷層現象。

小崗山斷層周遭主要構造有大崗山背斜、古亭坑斷層、中州背斜。中州背斜背斜呈北北東走向，寬約 10 公里寬。中油在軸部進行三口鑽井，深部皆為古亭坑層泥岩。Hsieh(1972b)及 Pan（1968）認為其可能係由泥貫入體的構造有關。

大崗山背斜未見於中油十萬分之一地質圖（圖 3.8.1）中，但內部報告顯示為一背斜，並命名為大崗山背斜。小崗山與大崗山以珊瑚礁為主，珊瑚礁最高高度約 300 公尺，顯示垂直抬升量約至少超過 300 公尺，此珊瑚礁不整合覆蓋在下伏的古亭坑層之上。由於古亭坑層為大陸斜坡的沈積環境，水深可達 1,000~2,000 公尺範圍，因此若古亭坑層水深為 1,000 公尺，則大崗山背斜的垂直抬升量至少超過 1,300 公尺。

地質調查所於 2007 年於小崗山斷層進行了一孔 200 公尺深的探井，利用地形特徵將場址定為地形崖上緣位置，地形崖兩側高差約有 4 公尺，其組成物質為疏鬆之現代沖積層，植生嚴重，顏色為棕黃色（劉彥求，2007b）。岩心初步觀察均為泥質偶夾貝類化石，在 98 公尺處可見剪裂構造現象。由鑽探岩心並未見到明確之區域斷層活動證據，岩層位態未見受擾動的改變，本團隊也進行了新的淺層震測，並配合地調所既有鑽探以

及區域性地下構造，分析小崗山斷層地下構造特性。

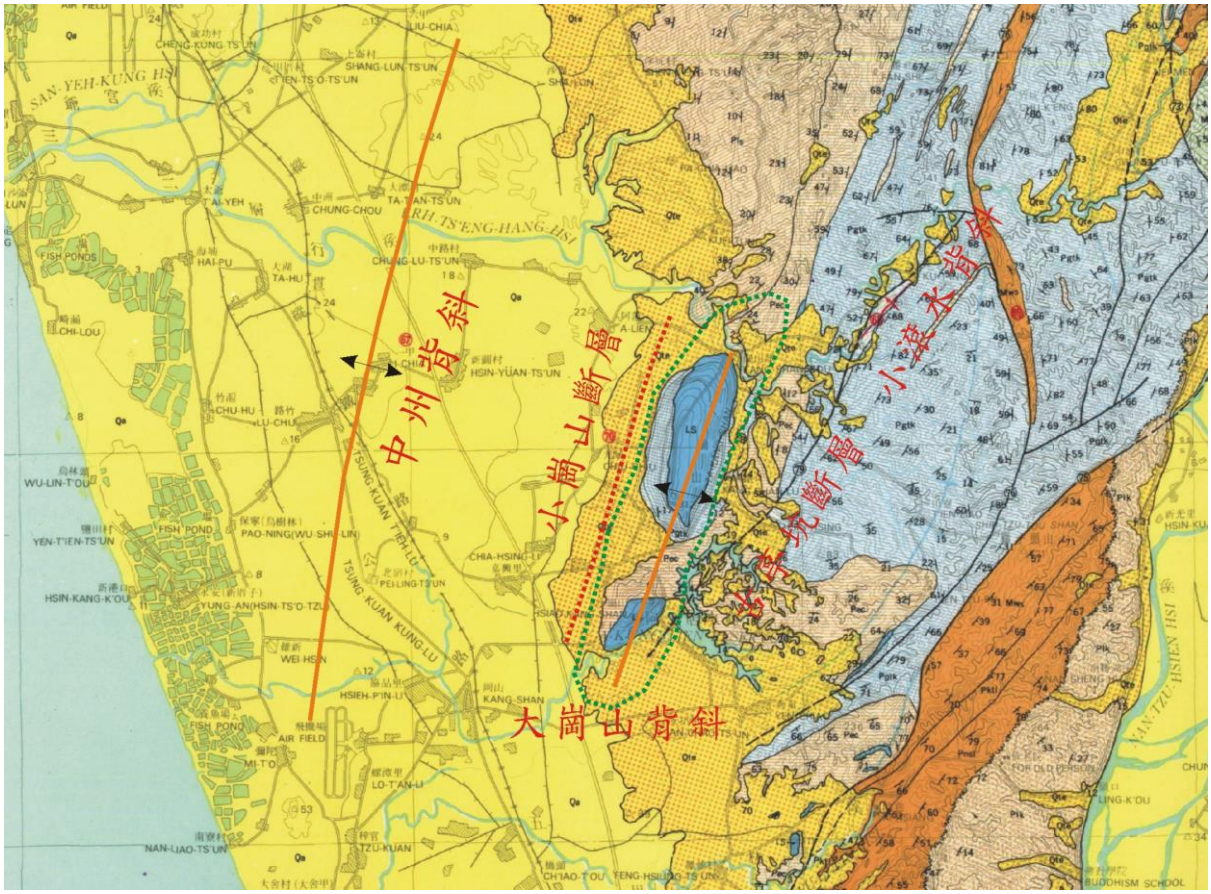


圖 3.8.1、小崗山斷層鄰近區域地質圖。修改自中油十萬分之一台南地質圖（中油公司，1989）。

（一）深部地下構造分析

圖 3.8.1.1 為小崗山斷層一帶，本研究所使用之區域性地下構造剖面分布，已執行之淺層震測線配置，以及相關鑽井井位分布。區域性地下構造主要利用中油震測剖面進行分析，北部剖面通過中州背斜，剖面的東側並且通過可疑的地形崖面以及過去地調所所繪的小崗山斷層位置。由震測剖面中可見地調所所描繪之斷層線跡之下並無斷層。翁群評（2000）認為小崗山斷層為向西傾斜的正斷層，但在此剖面中已可排除此可能性，至於向東傾斜逆斷層則由於缺乏反射訊號判識而尚無法排除。南部剖面中則可以見到中州背斜軸部並無反射信號出現，反射信號出現在軸部兩側，這主要是因為軸部為古亭坑泥岩層，而兩側則為砂頁岩互層岩相，因此有較好的反射信號出現。在背斜兩側的淺部地層還可見到遠離背斜沈積物，顯示了褶皺發育時的生長層序。

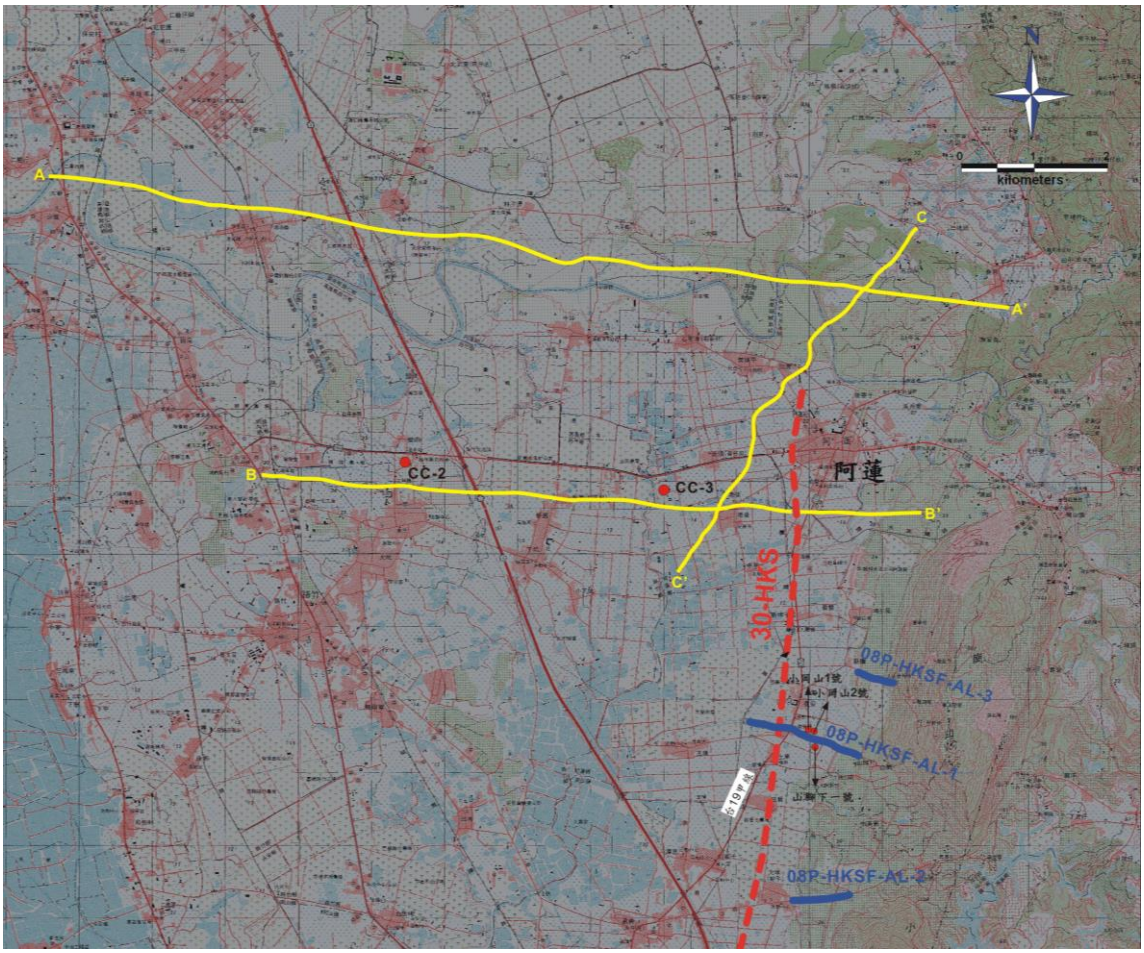


圖 3.8.1.1、小崗山斷層一帶本計畫所使用之區域性地下構造剖面（黃色線）、本研究執行之淺層震測線配置（藍色線）、以及相關井位圖。

（二）淺層震波測勘

本研究在小崗山斷層沿線共實施 3 條的淺層震測測線，測線位置分別為：一、沿穎源路(地質調查所已完成之鑽井旁道路)施測（測線 08P-HKSF-AL-1），該測線長度 1,600 公尺，跨越被疑為小崗山斷層的地形崖；二、於較南邊沿阿蓮鄉道高 37 施測（測線 08P-HKSF-AL-2），測線長度 733 公尺；三、於斷層較北段沿縣道高 13-1 施測（測線 08P-HKSF-AL-3），測線長度 475 公尺。這三條測線之配置位置分別見於圖 3.8.1.1 中。

測線 08P-HKSF-AL-1，沿地調所已完成之山腳下 1 號井旁道路(高 14-1)施測，全長 1,600 公尺，道路上即可看見被疑為小崗山斷層有關之明顯地形崖。測線 08P-HKSF-AL-1 之同中點重合剖面見於圖 3.8.2.1。剖面中可以看出西半部剖面之地層連續性良好，而東半部之地層僅出現於淺部。配合鑽井資料解釋，其中橫向棕色線條為基盤面，基盤往東升高，但於測線東端，則因為基盤面太淺而無法由剖面中看出。剖面中間往東傾斜的棕色線條為泥岩與西部地層的交界，泥岩西邊的地層深至 1 秒時仍可看見。剖面中東側基盤以下所解釋的藍色信號相當清楚，其頻率（約 50hz）比基盤面反射信號(約 75Hz)低，但由於基盤內泥岩並無層狀現象出現，這可能是泥岩中較為破碎帶之飽和含水而來。由於山腳下 1 號井所解釋的井錄中並無法看出含水的現象，該藍色信號的成因仍待進一步研究，但不應當成地層。比對剖面與地形可以看出，測線中地表之地形崖並非斷層所造成，而地底下斷層的前緣仍可能位於測線的西邊，約在台 19 甲線處(見圖 3.8.1.1)。

測線 08P-HKSF-AL-2 位於大崗山與小崗山之間，沿阿蓮鄉道高 37 施測，全長 733 公尺。小崗山斷層可能由泥灌入體形成，其形狀若如鹽丘狀，則本測線應可如測線 08P-HKSF-AL-1 一般，於剖面中看到清楚之地層。該測線（08P-HKSF-AL-2）的同中點重合剖面見於圖 3.8.2.2 中，地層可見深度約 200 毫秒，與測線 08P-HKSF-AL-1 東側之影像一致。本測線與測線 08P-HKSF-AL-1 東側之影像一般，基盤往東逐漸升高，類似水層的低頻信號亦可看見。由本圖中可見泥灌入體非為圓丘形，而且泥岩與西部地層的交界應還在剖面之西邊。

為檢視泥岩邊界往北延伸之行為，測線 08P-HKSF-AL-3 針對小崗山斷層北段於復安村一帶所佈置的第三條測線，位於阿蓮鄉道高 13-1 施測，測線全長 475 公尺。該測線（08P-HKSF-AL-3）的同中點重合剖面見於圖 3.8.2.3 中，可見深度約 120 毫秒，僅

於剖面西側可見。剖面中棕色線，本剖面之基盤面較淺，且往東逐漸升高，而泥岩與西部地層之交界仍在本剖面之西側。

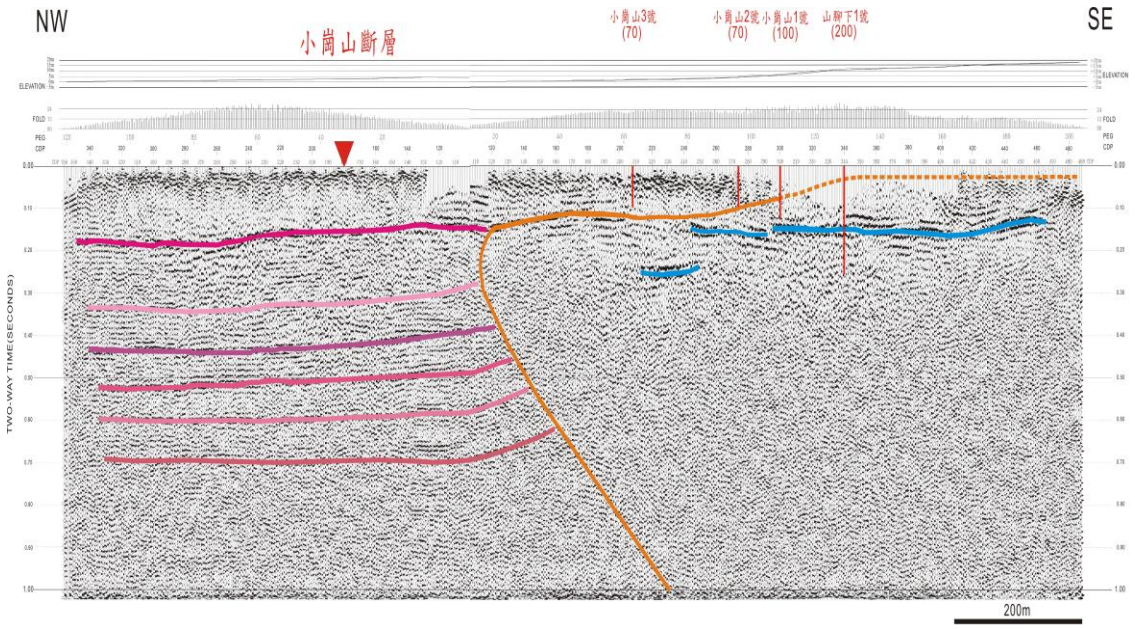


圖 3.8.2.1、剖面 08P-HKSF-AL-1 之解釋。棕色線條應為基盤面，藍色信號較可能為含水層，而不是地層反射。

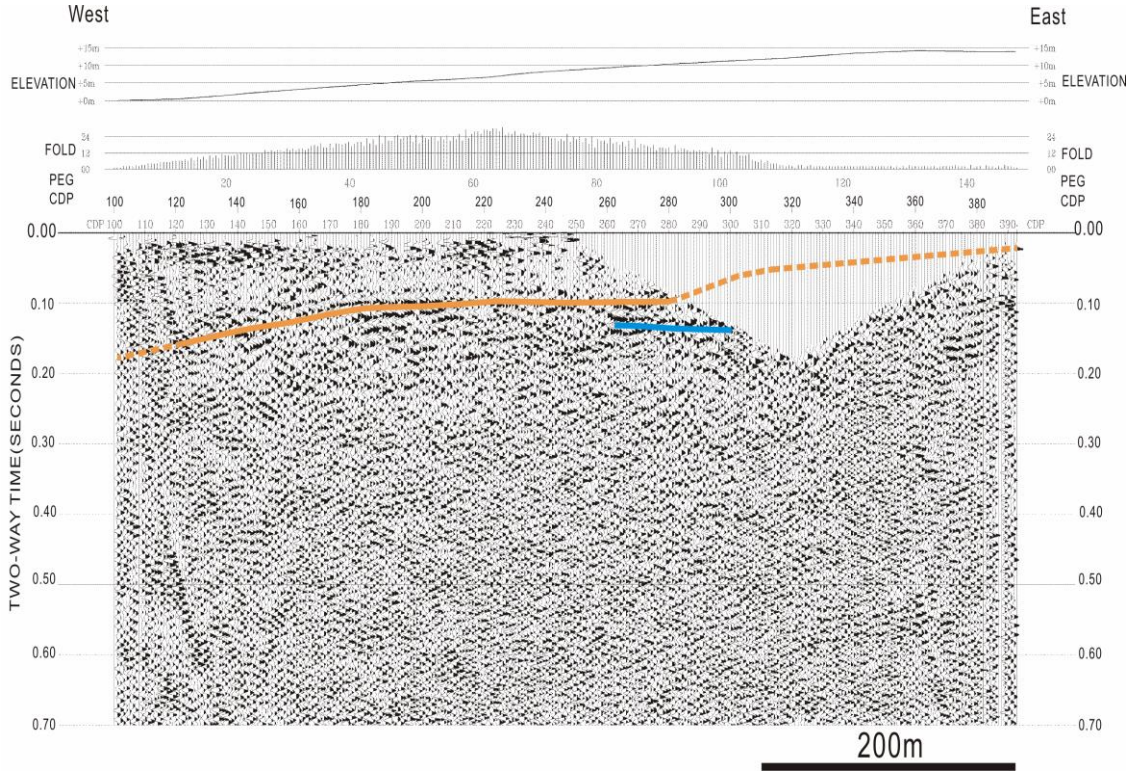


圖 3.8.2.2、測線 08P-HKSF-AL-2 之剖面解釋。基盤往東逐漸升高，類似水層的低頻信號亦可看見。

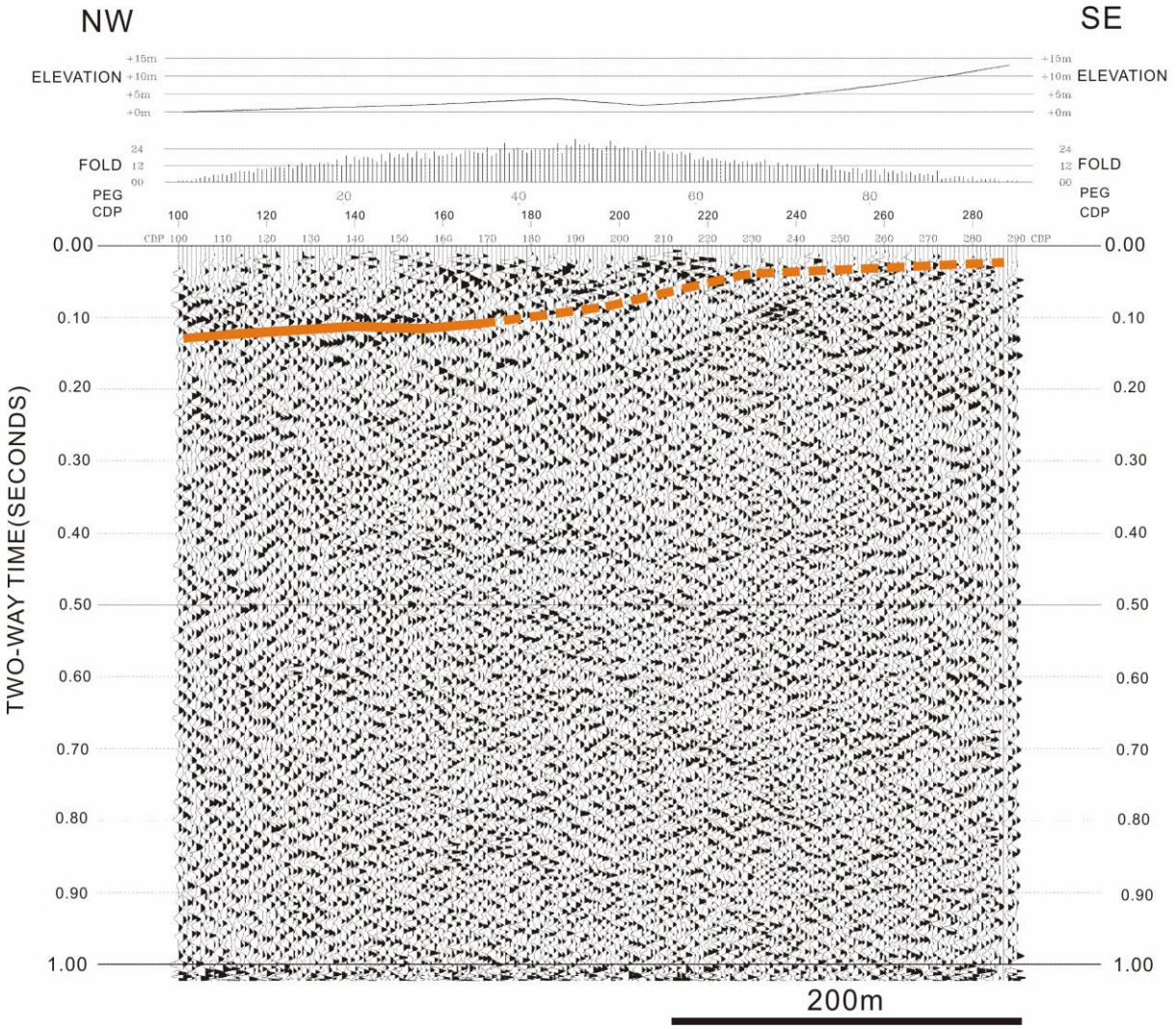


圖 3.8.2.3、測線 08P-HKSF-AL-3 之剖面解釋。未有斷層的跡象。

（三）地表與井下地質調查

山腳下一號井位於地形崖東側約 200 公尺處，地形崖兩側高差約有 4 公尺，地表組成物質為疏鬆之現代沖積層，植生嚴重（劉彥求，2008）。岩芯中 0~36 公尺處為全新世海相地層，傾角低緩，不整合於下伏的古亭坑層之上。古亭坑層呈高角度傾斜，角度約 50-70 度之間。古亭坑層中發育許多小斷層，井錄中可發現斷層傾角大致在 20-90 度之間，低傾角的斷層多為逆斷層，部份為斜滑斷層，高傾角斷層大多為正斷層形式。岩心紀錄顯示以低角度至中高角度壓縮性構造為主，近乎垂直斷層大致以正斷層為主，顯示最大主應力在鉛直方向。

由山腳一號井岩心資料可見 0~36 公尺為全新世海相地層，傾角低緩，不整合於下伏的古亭坑層之上，36 公尺以下皆為古亭坑層。由陳文山教授之鑽井資料顯示，淺部的沈積物由山腳下一號井處往西漸深，厚度可達 70 公尺以上。

（四）斷層運動學分析

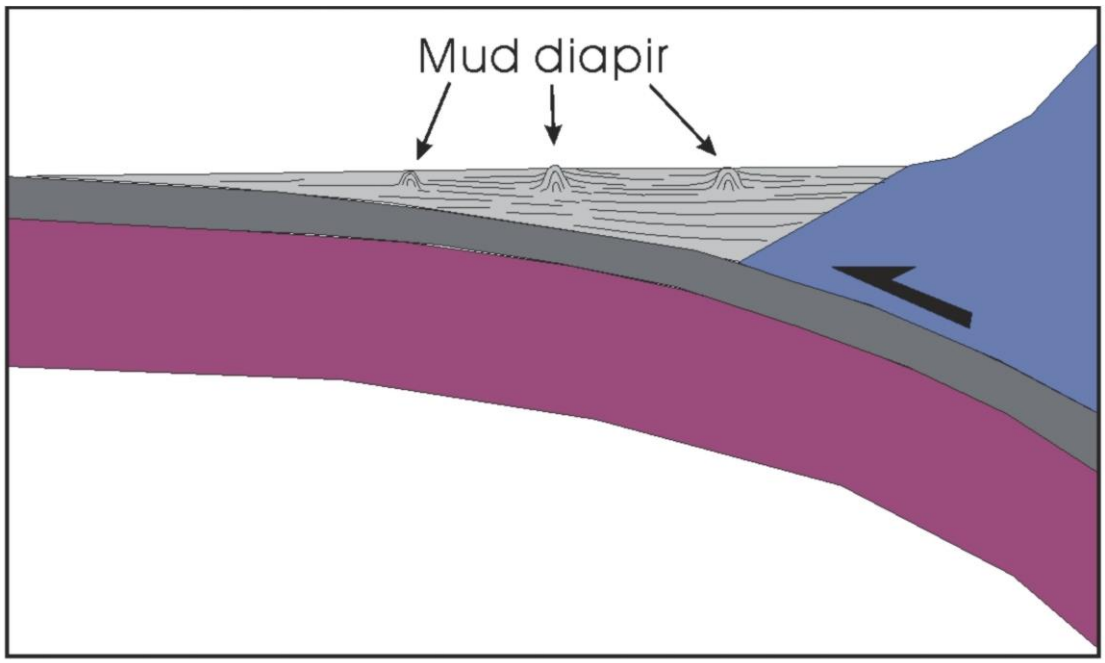
古亭坑層沈積於大陸斜坡之上，水深約 1,000-2,000 公尺，因此大崗山背斜垂直抬升量至少約 1,300 公尺。小崗山線形發育在大崗山背斜的西緣，地表的石灰岩以交角不整合的形式覆蓋在古亭坑泥岩之上。井下記錄顯示背斜西翼的古亭坑泥岩傾角可達 50°-70 °，背斜東翼雖然缺乏震測資料，不過因為其具有很高的重力異常梯度（Hsieh，1972b），因此推論背斜東翼也應該是高角度傾斜的地層，而緊密的翼間角正是典型滑脫褶皺或泥貫入構造的特性之一。重力資料顯示在大崗山背斜之下存在小規模重力高區，此高區大小與大崗山及小崗山石灰岩分布範圍近似。此外，震測剖面中也可清楚看到在大崗山背斜軸部，泥貫入體截切週遭岩層的構造。然而根據岩芯記錄顯示，在泥岩中除了垂直流動構造外，還伴隨水平壓縮所產生的剪切構造，因此大崗山背斜並非單純的泥貫入構造，而可能是伴隨滑離褶皺的泥貫入構造。至於滑脫面的深度，根據中洲背斜處的鑽井資料，滑脫面的深度應在 4,000 公尺以下。我們推測，滑脫面可能位於古亭坑層與烏山層的交接面，因為此處為岩性對比最大的地方，也可能是岩層強度對比最大處，深度可能在 5,000 公尺左右。

由於泥岩的流動行為會受到許多局部因素的影響而發生變化，因此很難用簡單的數值分法來定量解釋它所形成的構造。不過我們可以定性的推測，在古亭坑層沉積的後

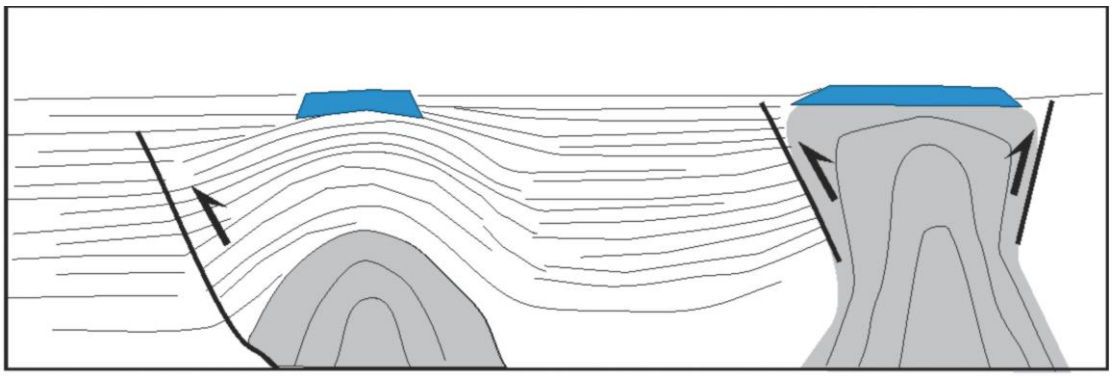
期，泥貫穿作用造成包括台南台地、中洲以及大崗山背斜等地區向上隆起。突出的地形受到長期的侵蝕，造成上部古亭坑層的缺失，後來在此侵蝕面上再沉積珊瑚礁石灰岩；爾後的造山運動造成古亭坑層內發生滑離褶皺，褶皺軸部則沿早期的泥貫穿體發育，最終形成今日之構造，其可能的構造演化如下所示。

由台灣西南部至海域的地體構造圖中可見，左鎮以南沈積環境由棚裂逐漸轉為大陸斜坡至深海的環境。由於此區域位於造山帶前緣，沈積物得以大量由中央山脈供應，累積巨厚的古亭坑泥岩。在快速的沈積作用下，伴隨的壓密作用導致水無法迅速排出及受水平壓應力下而形成高壓的環境，此亦導致泥貫入體的形成。由西南部至海域的地體構造圖中可見，現今的大陸斜坡已在高雄外海(Chiu et al，2006)。

由現今高雄外海的泥貫入體分布區域（Chiu et al.，2006）可見過去的西南部亦在相同環境下，而有許多的泥貫入體。圖 3.8.4.1 為泥貫入體與珊瑚礁發育示意圖。在增積楔形體中發育的泥貫入體，由於位處於隱沒環境，因此這些泥貫入體及其上覆岩層轉為褶皺作用，並持續增長震幅。由於發育位置處於熱帶環境，因此當泥貫入體增長至近水平面時，開始發育珊瑚礁，由於珊瑚礁相對於堅硬的蓋層較不易風化，當褶皺與泥貫入體作用持續並同時在泥貫入體周圍發育逆斷層，因此逐漸將珊瑚礁抬升造成如現今的大小岡山石灰岩。



(A)



(B)

圖 3.8.4.1、泥貫入體與珊瑚礁發育示意圖。圖(A)為在隱沒環境及造山帶環境，沈積巨厚沈積物，由於迅速沈積及水平壓應力造成高壓環境因此形成泥貫入體。圖(B)顯示此泥貫入體受水平壓應力影響伴隨褶皺及逆斷層，當泥貫入體發育至近海水面開始發育珊瑚礁。

（五）小結

深部構造剖面可以見到中州背斜軸部並無反射信號出現，反射信號出現在軸部兩側，這主要是因為軸部為古亭坑泥岩層，而兩側則為砂頁岩互層岩相，因此有較好的反射信號出現。小崗山線形發育在大崗山背斜的西緣，地表的石灰岩以交角不整合的形式覆蓋在古亭坑泥岩之上。大崗山背斜的形成可能由泥貫入體所伴隨的褶皺作用所形成，震測剖面也可能會有類似中洲背斜之影像特性。

淺層震測測線 08P-HKSF-AL-1 之剖面中可以看出西半部剖面之地層連續性良好，而東半部之地層僅出現於淺部。剖面中基盤由東往西漸深，泥岩與西部地層以一向東傾斜的界線交接，西部地層的深度可達 1 秒處。剖面 08P-HKSF-AL-2 之影像與測線 08P-HKSF-AL-1 東側之影像一致，基盤往東逐漸升高。而測線 08P-HKSF-AL-3 的剖面也有同樣的特性。

大崗山背斜形成初期，可能因為泥質沉積物受到增積楔形體壓密與脫水的影響，局部地區水壓增加，觸發泥貫入作用，造成大崗山背斜隆起。之後在背斜頂端發生侵蝕作用，造成上部古亭坑層缺失，並在其上生成珊瑚礁岩體。爾後造山運動在此形成滑離褶皺，擴大背斜褶皺振幅，並在泥貫入體中造成壓縮剪切帶。小崗山線形崖即為在泥貫入體西緣所發育出的地形特徵。

圖 3.8.5.1 即為本研究認為之跨越小崗山盲斷層兩側的構造剖面。圖中紅色倒三角形為小崗山斷層之疑似位置，本研究認為小崗山斷層為一盲斷層，因泥貫入後受到側向擠壓而形成。剖面中古亭坑泥岩西側地層為六雙層，上層覆蓋現代沖積層，厚度由西邊約 180 公尺後往東邊漸薄，剖面東方古亭坑泥岩上層為珊瑚礁。

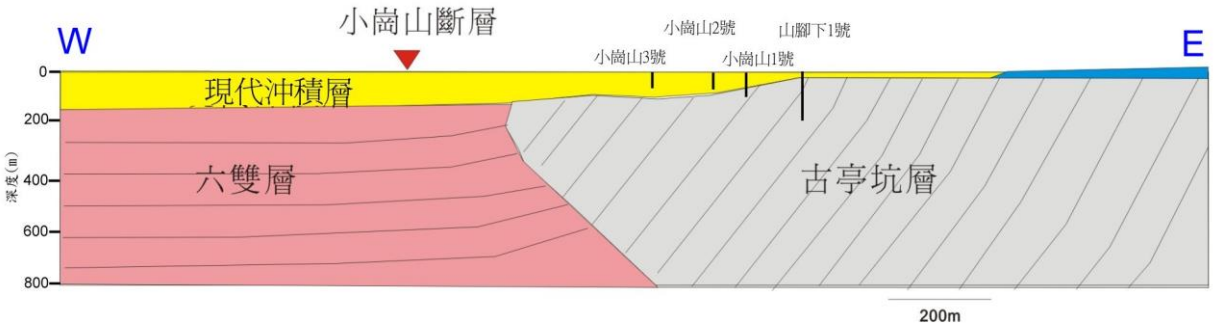


圖 3.8.5.1、跨越小崗山盲斷層兩側之構造剖面。圖中紅色倒三角形為小崗山斷層之疑似位置，本研究認為小崗山斷層為一盲斷層，因泥貫入後受到側向擠壓而形成。剖面中古亭坑泥岩西側地層為六雙層，上層覆蓋現代沖積層，厚度由西邊約 180 公尺後往東邊漸薄，剖面東方古亭坑泥岩上層為珊瑚礁。

九、旗山斷層

旗山斷層由高雄縣旗山鎮附近向西南延伸至高雄縣仁武附近，長約 26 公里（吉田要，1932；鳥居敬造，1933；耿文溥，1967；Tsan and Keng，1968；陳文山等，2005；林啟文等，2009）。斷層上盤（以東）主要由中新世晚期砂岩與泥頁互層的烏山層，以及更新世礫岩所組成；而旗山斷層下盤（西側）主要由中-早期更新世泥岩所構成古亭坑層，旗山斷層延伸至燕巢鄉後隱伏於全新世的沖積層之下（Tsan and Keng，1968；Hsieh，1970；中國石油公司台探總處台南地質圖，1989；陳文山等，2005；林啟文等，2009）。

旗山斷層為一以逆斷層為主，並兼具走向滑移的分量。由野外證據顯示旗山斷層可能兼具左移分量;如詹新甫與耿文溥根據地層和區域褶皺線推論旗山斷層為左移斷層（Tsan and Keng, 1968）；陳柏村(2005)追蹤旗山斷層的地表露頭後，也認為旗山斷層為一逆移兼具左移分量的斷層。然而 Chiang et al.（2004）、Lacombe et al.（2001）、侯進雄等（2004）與胡植慶（2004）利用 GPS 觀測與模擬分析顯示，旗山斷層應為逆斷層兼具右移形式。除了上述左移或右移的爭議外，旗山斷層之傾角目前仍亦有不同的看法；陳柏村等與林慶偉(2005)由野外證據顯示約 50 度向東傾斜，但部份學者則認為旗山斷層為較高角度的斷層。

經濟部中央地質調查所認為旗山斷層為第一類活動斷層(林啟文等，2009)，而旗山斷層近期活動的證據也陸續的被發現（宋國城，2005；陳文山，2005），顯示旗山斷層近期有活動跡象。

中油十萬分之一地質圖顯示(圖 3.9.1)，旗山斷層由高雄縣三民鄉向南延伸，經杉林鄉東側、旗山鎮東側，穿過中寮山西麓於燕巢附近進入海岸平原。然而，近年來經由較詳細的調查，對於該斷層長度與特性的看法已有改變（如圖 3.9.2，林啟文等，2009）。陳文山等（2005）由地質構造與第四紀活動構造觀點認為，旗山鎮以北的北段旗山斷層較適合以原有的內英斷層（飯塚保五郎，1928）稱之。旗山斷層在旗山至仁武附近大致位置明確，由仁武再往南之延伸則看法不一。

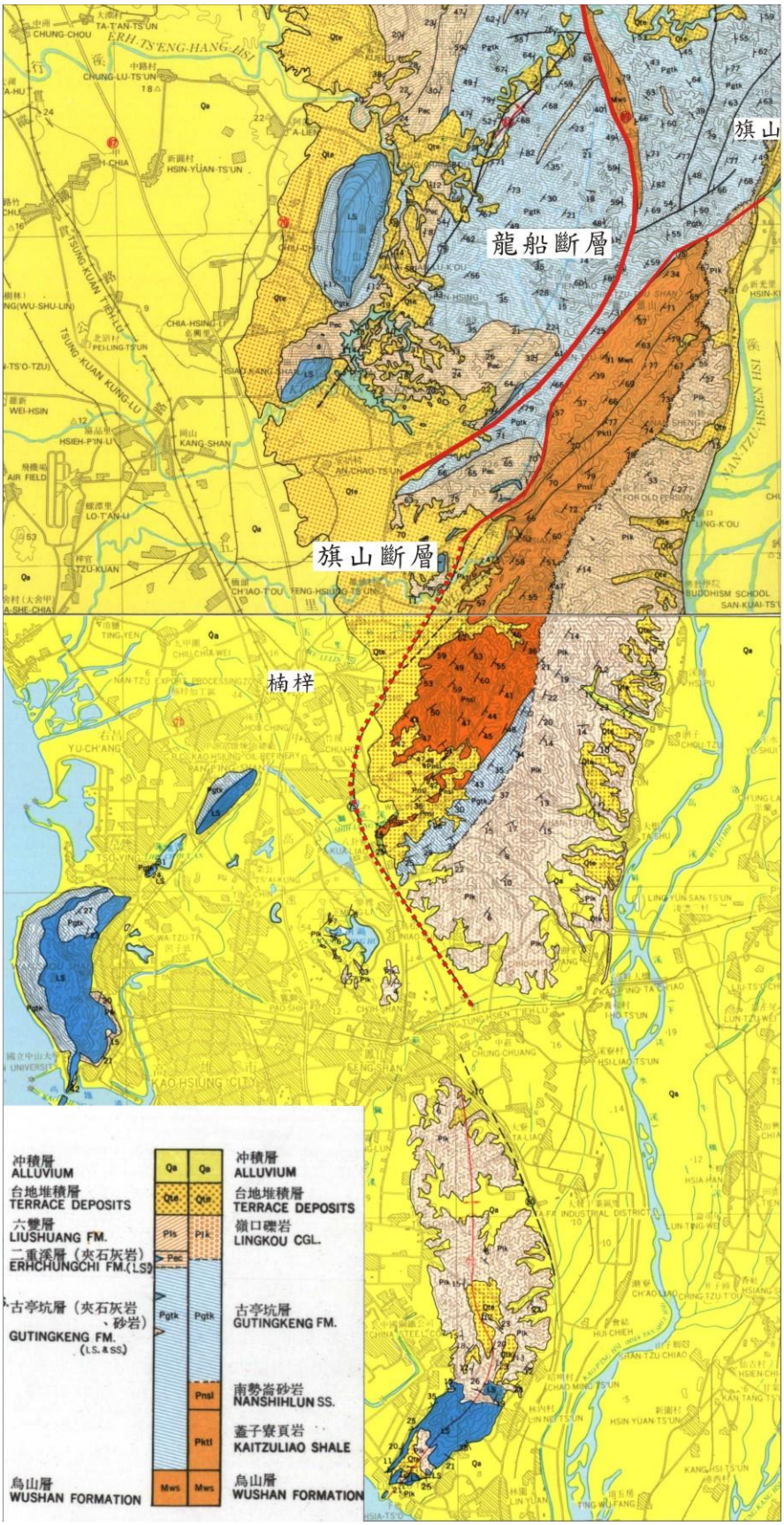


圖 3.9.1、旗山斷層附近地質圖(中國石油公司台南、高雄地質圖，1989，1992)。

旗山斷層由旗山東側，向西南延伸至楠梓附近進入海岸平原。

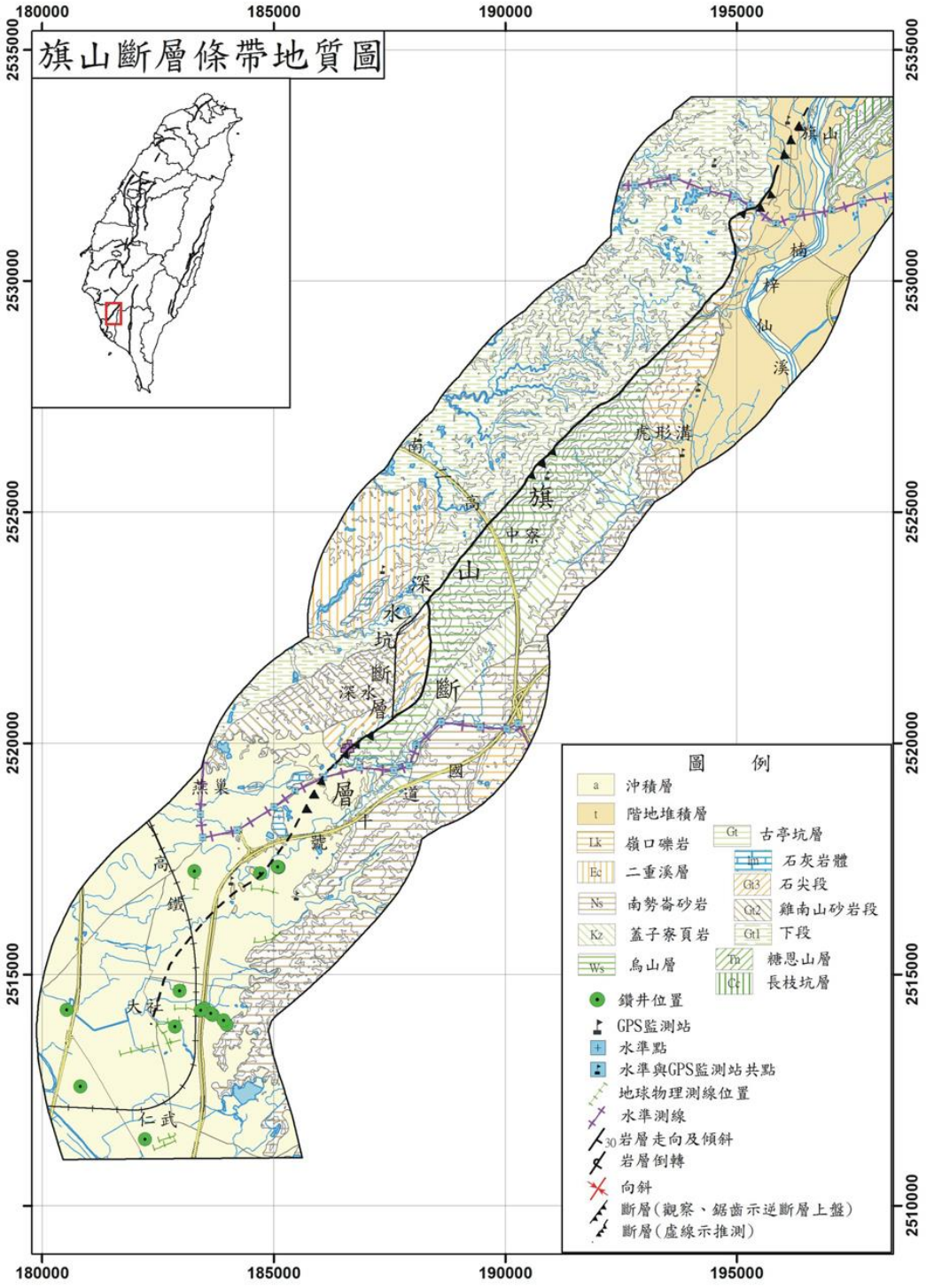


圖 3.9.2、旗山斷層條帶地質圖（林啟文等，2009）。此圖與圖 3.9.1 之斷層位置已有些許差異。

(一) 深部地下構造分析

有關於旗山斷層一帶之構造模型，Lacombe et al. (2001) 根據 GPS 資料認為西南部為一逃逸構造，其中旗山斷層為其中之一的右移斷層，中洲斷層、高雄斷層、潮州斷層及變形前緣斷層等皆類似。Ching et al. (2007)利用更密集的 GPS 測站，提出類似於 Lacombe et al. (2001)的逃逸構造，但認為旗山斷層與鳳山斷層構成一共軛斷層系統。

對於旗山斷層地下構造模型，亦有許多不同的解釋。鄭宏祺(2000)認為旗山斷層、龍船斷層與古亭坑斷層為疊瓦狀構造，滑脫面深度約在 10-12 公里；Chiang et al.(2004)認為旗山斷層原為一正斷層，而後轉為逆斷層；黃旭燦等(2004)認為旗山斷層北段（內英斷層）傾角約 50 度，與龍船斷層位於一斷坡構造之上，並發育雙坪構造，具三角構造帶構造特徵；洪日豪(2006)則亦認為旗山斷層是疊瓦狀構造，但與鄭宏祺(2000)的解釋不同。由於本區域古亭坑層的反射信號欠佳，深部震測結果不易辨識，造成學者對本區域的深部地下構造解釋不同。此外，上述的構造解釋尺度較大，並未描述其細部構造。

(二) 淺層震波測勘

本計畫實施之淺層震測測線計 5 條共長 5,080 公尺，其中 3 條位於旗山斷層南側，2 條位於旗山斷層北側。

旗山斷層南側的剖面，由北往南分別位於高雄縣大社東北邊以及仁武北邊。測線 10P-CHNF-DS-01（嘉誠路）與 10P-CHNF-DS-02（大社路）分別為以東西走向沿嘉誠路以及大社路跨越旗山斷層施測，測線長度分別為 1,320 公尺及 525 公尺。測縣 10P-CHNF-RW-01（水管路）則位於仁武北邊的水管路上，全長 1,565 公尺。該測線以國道 10 號分隔，東西側測線長度分別為 965 公尺及 600 公尺，中間存在間距 110 公尺。這 3 條測線之配置位置分別見於圖 3.9.2.1 中。

測線 10P-CHNF-DS-01 位於高雄縣大社鄉大社東北側，沿馬禮遜學校前面道路（嘉誠路）施測。本測線西半段大致呈直線狀往東微幅上升，經過嘉誠國小後道路開始蜿蜒並往東降低高度，高差約 5 公尺。從中油地質圖研判，本測線基本上布置於台地堆積層上，測線的東方為往東傾斜的高傾角南勢崙砂岩，北邊則有較為平坦的二重溪層。

由於測線 10P-CHNF-DS-01 受到地形與地質等多方面的影響，資料品質並不甚理想。圖 3.9.2.2 為測線 10P-CHNF-DS-01 之 24 重合剖面。剖面中僅在測線中間以西的部分有極淺部（0.1 秒以內）的反射信號出現，信號的連續性尚佳，然而在測線中間以東的部分，該反射信號便逐漸消失，而出現往東傾斜的較高角度反射信號，且這些傾斜反射在 0.3 秒以下便不復見。由本測線所在的位置研判，最上層的反射面可能為地表沖積層的界線，而其下方的反射面有可能為二重溪層在當地的底部。下方無信號區極可能為古亭坑層泥岩，因受岩性的影響而無反射信號出現。剖面東半部出現的高傾角反射層應即為往東傾斜的南勢崙砂岩（紅色系線段)，這些地層的角度最大的約為 50 度。因為測線可能並非與構造線正交，本測線所得到的地層傾角有可能比地表地質所得到的傾角低。由於本地區地層的傾角較高，加上測線蜿蜒而且本次震測時所達的最大遠支距僅 480 公尺，因而造成 0.3 秒（約 400 公尺）以下的反射信號即無法看出。

在本測線東方出現了南勢崙砂岩，而位於旗山斷層上盤之烏山層在本測線並未出露。亦即在本測線所觀測到之旗山斷層應截切包括了烏山與南勢崙等地層，

而且斷層角度應較剖面中之南勢崙砂岩層面更為傾斜。綜合震測剖面以及斷層沿線之地表與地下地質資料，研判旗山斷層於本測線出現之高角度型態應如圖 3.9.2.2 中黑色線段所示，而斷層出露於地表出處應位於圖 3.9.2.2 中紅色星號處。該地點位於嘉誠國小校園西邊，於地形圖上可見嘉誠國小位於一地形的高區，斷層出露地點即位於該校西側不遠處。經由本測線所得知的旗山斷層出露地點較現有資料估計的位置偏東。

測線 10P-CHNF-DS-02 位於測線 10P-CHNF-DS-01 西南方，沿著大社路進行。本測線基本上布置於台地堆積層上，測線東方的山區為往東傾斜的高傾角南勢崙砂岩。測點紀錄中在 0.2 秒以下便很難分辨信號，而且在支距 100 公尺以外的波線亦很難看到信號。圖 3.9.2.3 為測線 10P-CHNF-DS-02 之 24 重合剖面。剖面中僅在最東側 0.1 秒以上有疑似的信號出現。可能因為測線全部擺設於旗山斷層的古亭坑泥岩上，加上測線有大幅度的蜿蜒，該剖面幾乎仍無法看出其層面。綜合本側線與測線 10P-CHNF-DS-01 的結果，本測線較可能是位於旗山斷層的下盤。

測線 10P-CHNF-RW-01 位於高雄縣仁武北邊，沿水管路施測。本測線研判位在台地堆積層上，大致呈直線狀往東微幅上升，高差約 6 公尺，測線的東方與東北方為往東傾斜的高傾角南勢崙砂岩。水管路為交通要道，大小車輛進出頻繁，施測時干擾極大，加上國道 10 東側有台電仁武超高壓變電所，持續性的雜訊干擾極大，因此本測線的信號與雜訊比極差。圖 3.9.2.4 為測線 10P-CHNF-RW-01 之 24 重合剖面，西側剖面中淺部沖積層或台地堆積並無法看出，僅有往東傾斜的岩層，研判應為南勢崙砂岩。東側剖面中淺部沖積層無法看出，僅中間可見往東傾斜的岩層，亦即本測線下方的岩層應亦為南勢崙砂岩。由於在測線 10P-CHNF-RW-01 中的東西側剖面中皆可見到往東傾斜的南勢崙砂岩，本測線配置的地點應該都還位在旗山斷層的上盤。若旗山斷層有延伸至此，它並未跨過本測線，斷層在仁武一代的可能位置應還在水管路測線 10P-CHNF-RW-01 的西邊。

整合本研究於旗山斷層南端之震測結果，旗山斷層截切過測線 10P-CHNF-DS-01，斷層出露位置應位於大社鄉嘉誠國小西側不遠處。旗山斷層並未切過測線 10P-CHNF-DS-02，斷層位置應較往東靠近山邊。旗山斷層若有延

伸至仁武，則斷層亦未截切測線 10P-CHNF-RW-01，而應位於測線的西邊。整合後之斷層延伸位置如圖 3.9.2.5 中黃色實線與虛線所示，紅色線則為目前所認知之旗山斷層位置。

旗山斷層北段的測線則分別位於旗山北邊之富興路(10P-CHNF-FS-01)及圓潭路上(10P-CHNF-YT-02)，測線長度分別為 550 公尺以及 1,120 公尺。測測線之配置位置分別見於圖 3.9.2.6 中。

測線 10P-CHNF-FS-01 位於旗山鎮東北側圓潭一帶，沿富興路施測。本測線大致呈直線狀往東微幅下降，高差約 3 公尺，測線東端止於台 21 線公路。基本上，本測線布置於台地堆積層上，測線的西邊為高傾角往東傾斜的隘寮腳層。測點紀錄中可以見到淺部的反射信號以及強烈的地滾波，但較深部的反射信號不易區別。

圖 3.9.2.7 為測線 10P-CHNF-YT-01 之 24 重合剖面。該剖面中間部分可見一往東傾斜地層界面，較可能為與其西側相同的隘寮腳層。由本測線所在的位置研判，本測線最上層的地表沖積層或台地堆積應有機會看見，但可能因為層厚較薄而並無法區別。

測線 10P-CHNF-YT-02 位在測線 10P-CHNF-YT-01 的東北方，大致為東西走向，但隨道路蜿蜒。本測線布置於台地堆積層上，測線的西側較遠處為高傾角往東傾斜的隘寮腳層，東側接楠梓仙溪，再往東為往東傾斜的糖恩山層。圖 3.9.2.8 為測線 10P-CHNF-YT-02 之重合剖面。剖面中上方的水平地層應為沖積層，其下方地層往東傾斜，但 0.3 秒以下，極可能因為地層傾斜，而測線的展距不夠長而無法看出。

剖面 10P-CHNF-YT-01 以及 10P-CHNF-YT-02 之中，均可見到往東傾斜的地層。剖面 10P-CHNF-YT-01 因比較靠近西側山區，台地堆積層因此較薄而不易區別。剖面 10P-CHNF-YT-02 因比較靠近河床中間，台地堆積較厚而清楚可見。因缺乏岩性的比對，這兩條剖面影像是屬於隘寮腳或糖恩山層仍無法進一步區別，但台地堆積層以下的岩層以位置而言亦較可能為隘寮腳層。從地質圖以及圓潭的這兩條震測剖面的結果研判，斷層（內英斷層）有可能還在測線的東邊。圖 3.9.2.9

為經本研究淺層震測結果所研判之斷層位置（內英斷層），斷層位置如圖中黃色實線所示。該圖中紅色線則為旗山斷層之位置。

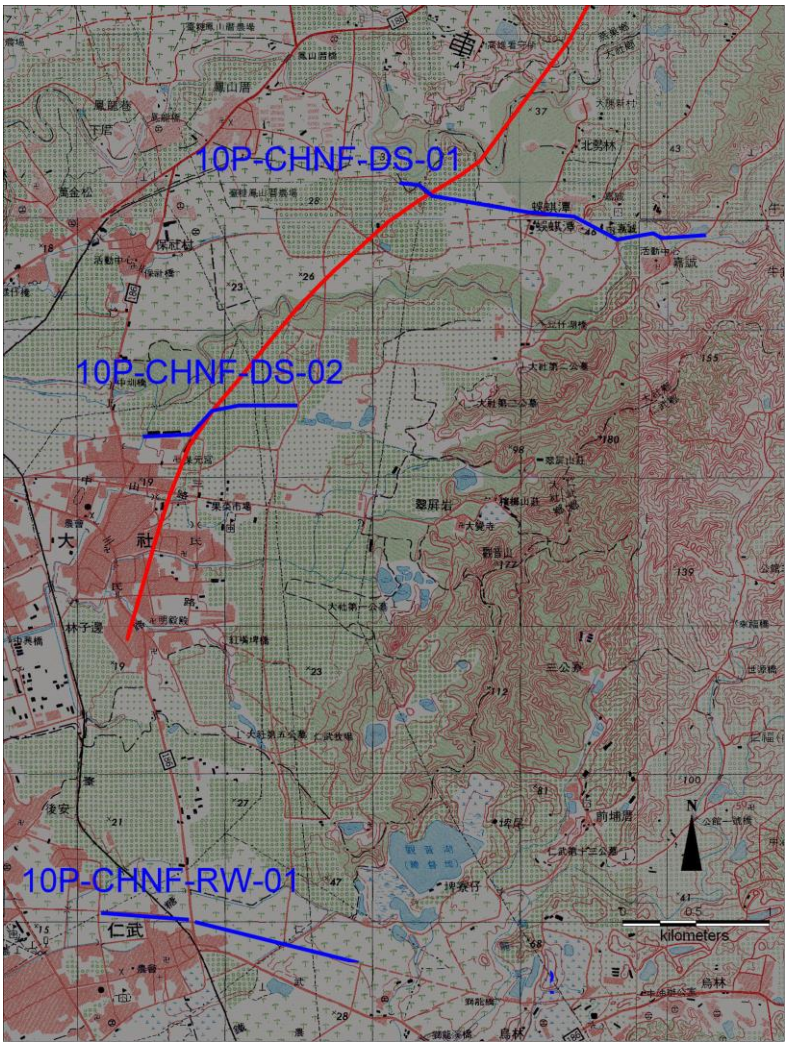


圖3.9.2.1、旗山斷層南段之震測測線於1/25,000地形圖中配置位置（圖中藍色實線），而紅色實線為現認為旗山斷層通過位置。

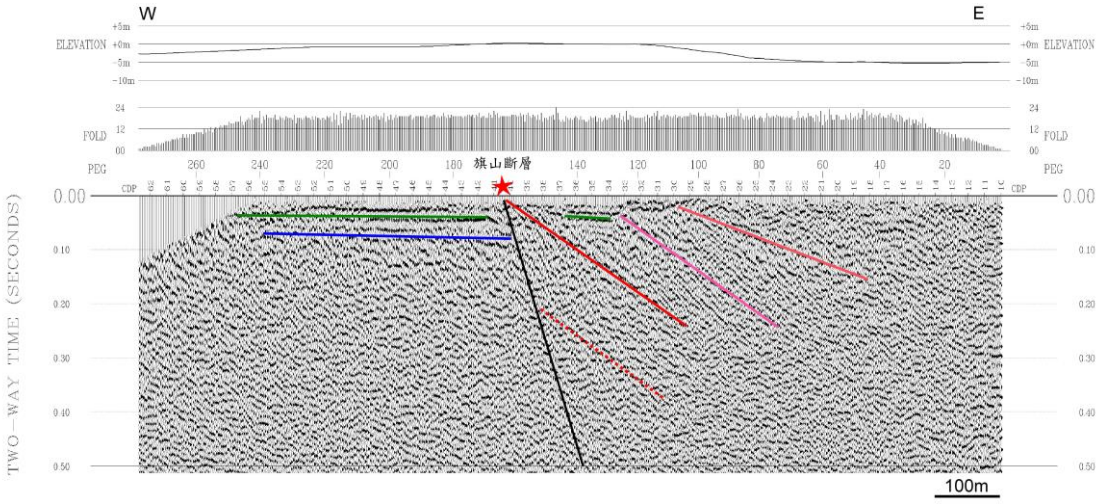


圖3.9.2.2、測線10P-CHNF-DS-01之重合剖面。剖面西側約30公尺(綠色線段)以上可能為地表沖積層，沖積層下方至約60公尺深處(藍色線段)可能為二重溪層，更下方無信號區極可能為古亭坑層泥岩。剖面東半部的高傾角反射層應即為南勢崙砂岩，黑色線段所示為高角度之旗山斷層。

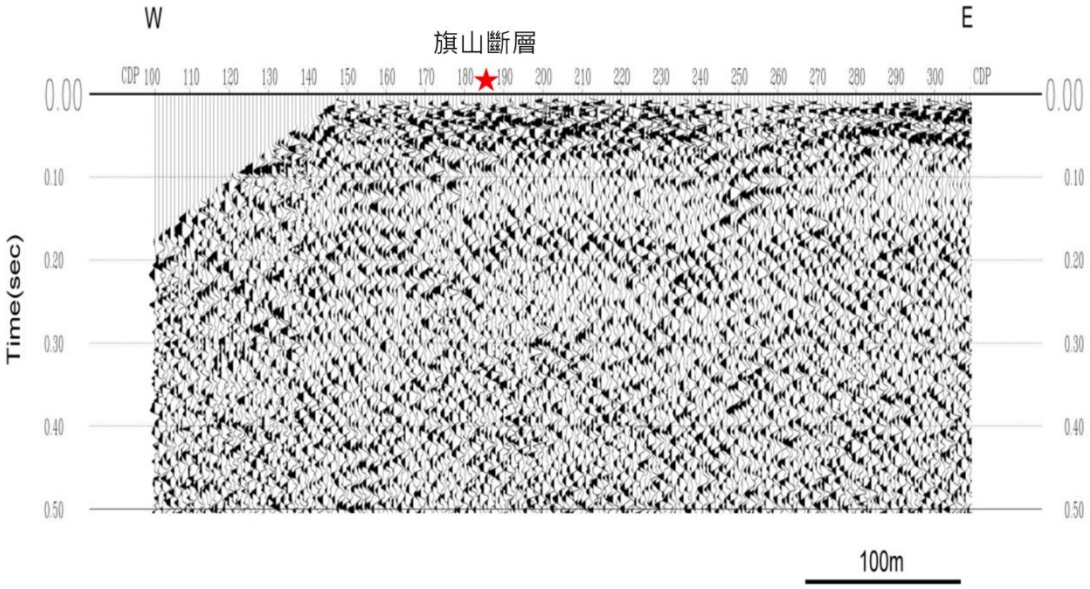


圖 3.9.2.3、測線 10P-CHNF-DS-02 之重合剖面。由於資料品質不好，加上測線有大幅度的蜿蜒，無法於剖面中看出地層層面。

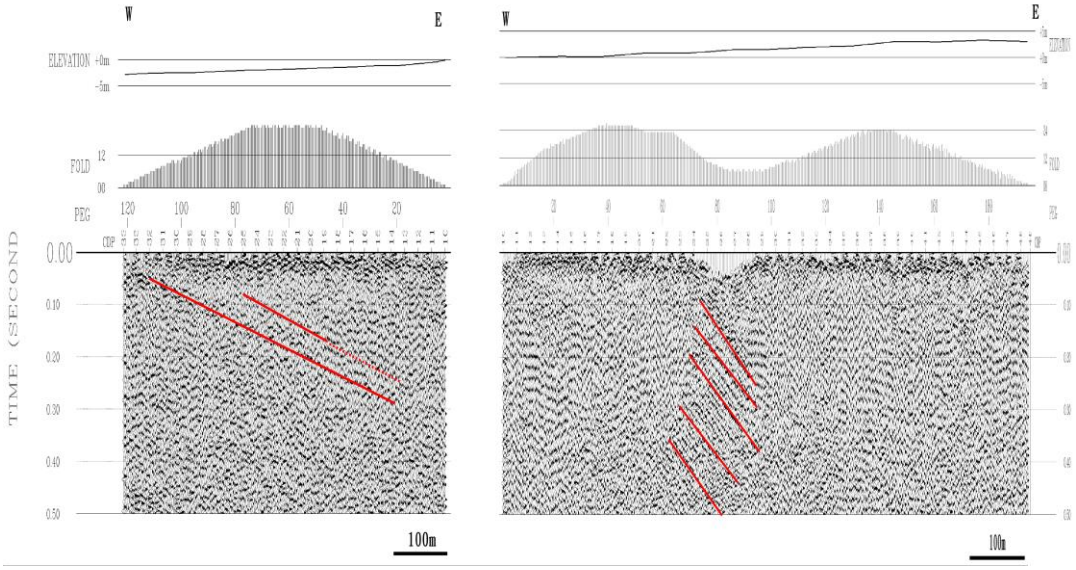


圖 3.9.2.4、測線 10P-CHNF-RW-01 之重合剖面。西側剖面中無法辨認地表沖積層，僅能看出 0.3 秒以上往東傾斜的地層，東側剖面中亦僅中間可見往東傾斜的岩層。

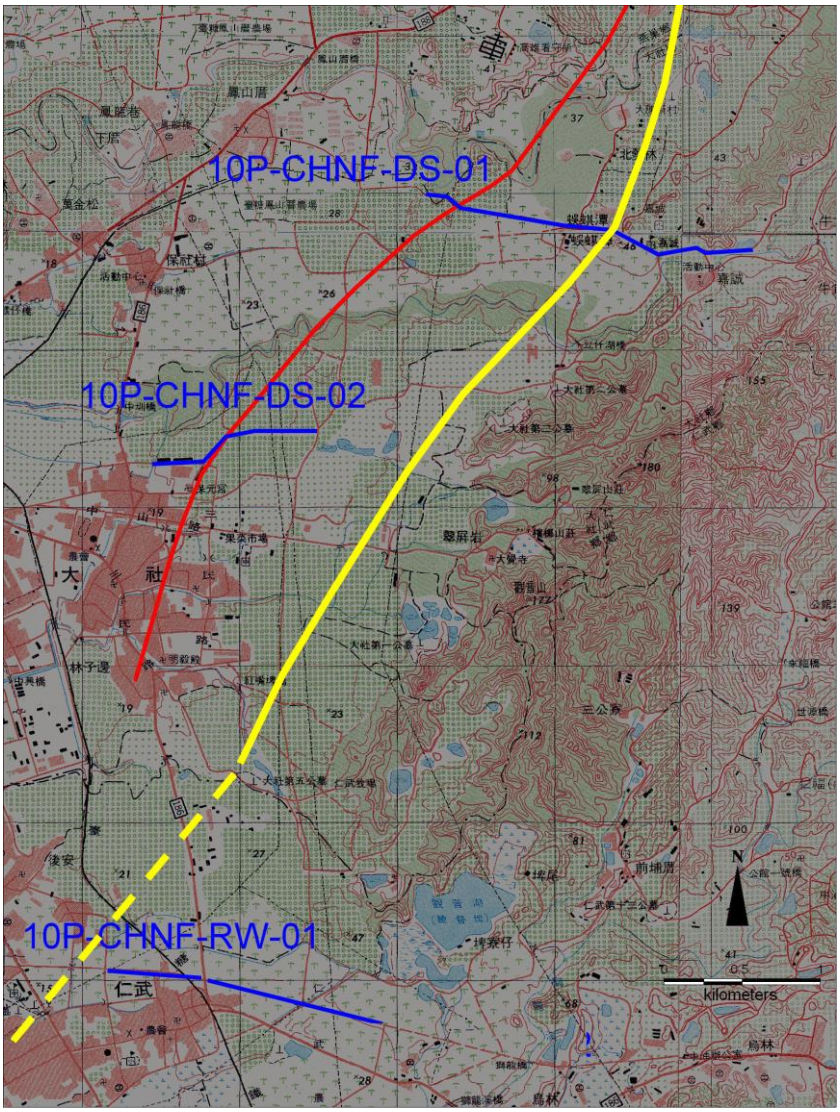


圖 3.9.2.5、整合本研究於旗山斷層南端之淺層震測結果，斷層延伸位置如圖中黃色實線與虛線所示，紅色線為目前所認知之旗山斷層位置。

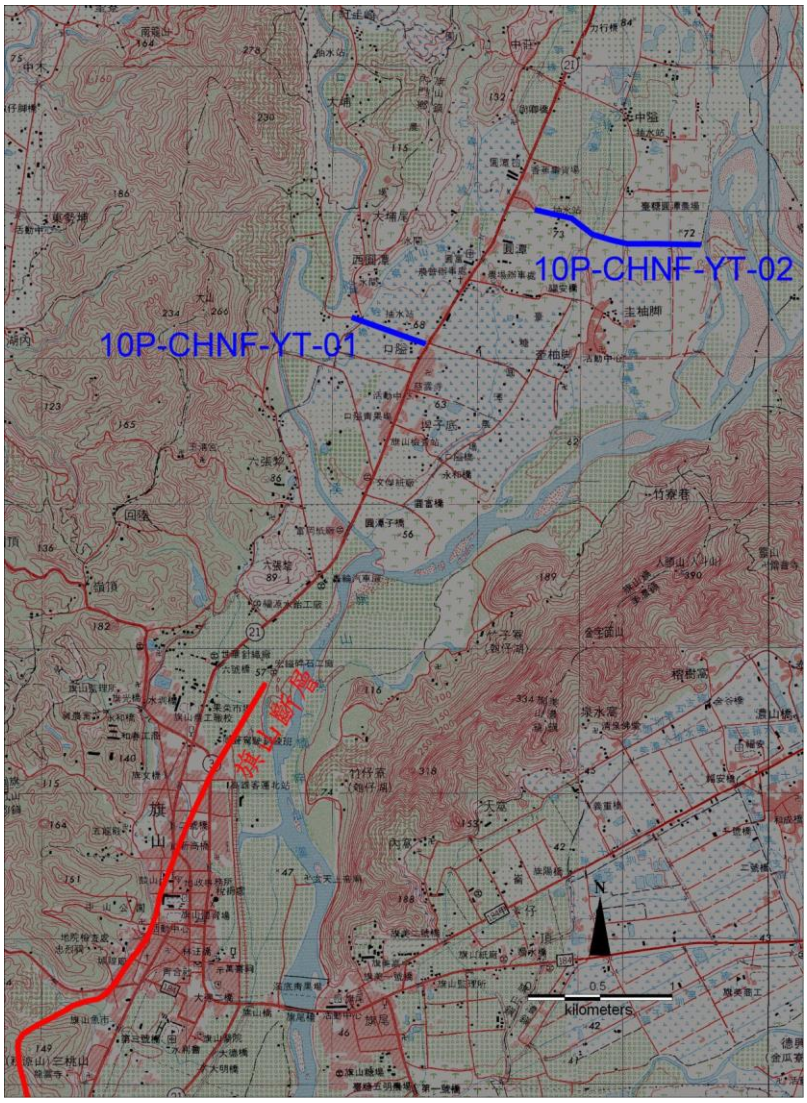


圖 3.9.2.6、旗山斷層北端測線 10P-CHNF-YT-01 與 10P-CHNF-YT-02 的配置位置。

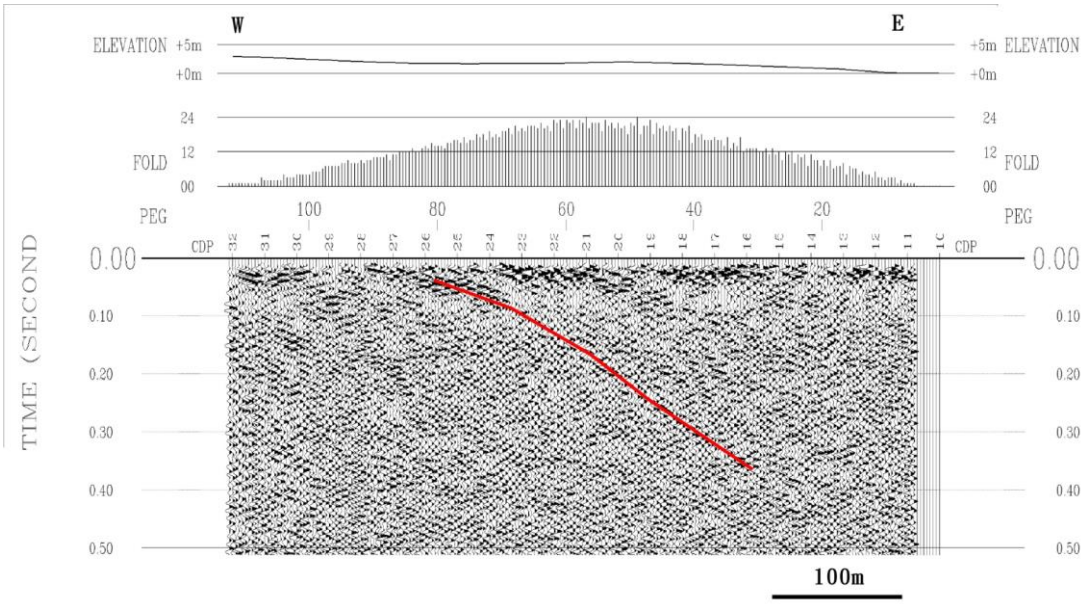


圖3.9.2.7、測線10P-CHNF-YT-01之解釋剖面。剖面中間有一向東傾斜的地層，地表沖積層並未看見。

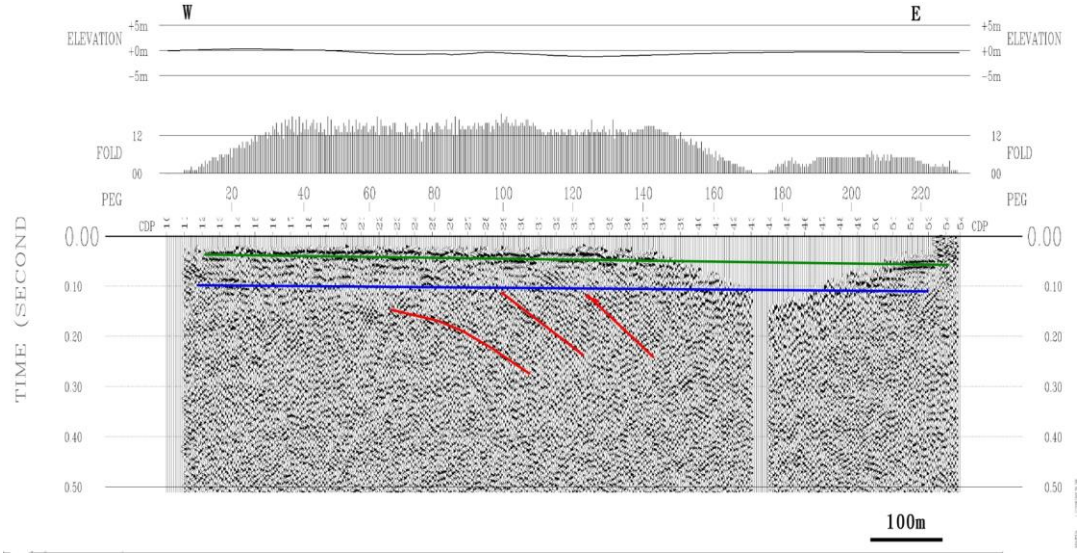


圖3.9.2.8、測線10P-CHNF-YT-02之解釋剖面。剖面上方0.1秒以上為地表沖積層，其下方出現高傾角往東傾斜的地層。

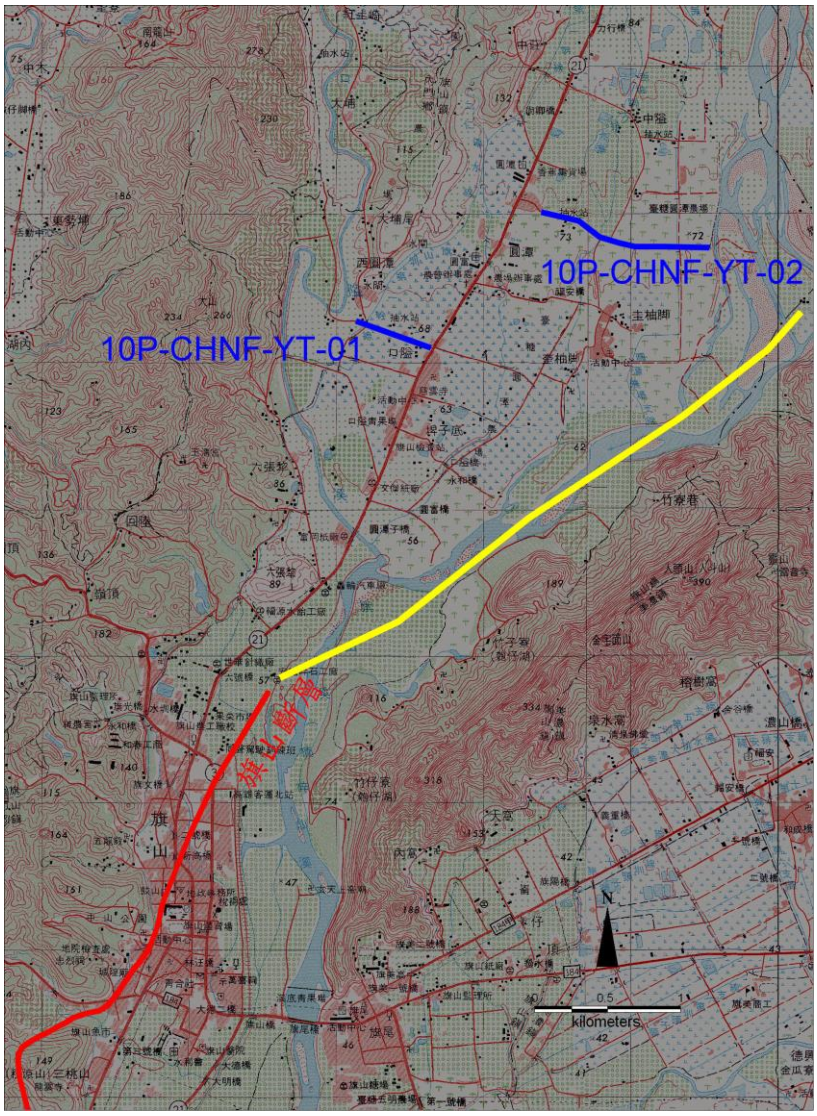


圖 3.9.2.9、本研究淺層震測結果所研判之斷層位置如圖中黃色實線所示，圖中紅色線為旗山斷層之位置。

(三)地表及井下地質調查

西南部地區的地形特徵大多受岩性控制：突出的地形為砂岩及石灰岩，低窪地區為泥岩及頁岩區。以旗山斷層為例，旗山斷層上盤為以砂岩為主的烏山層，下盤為泥岩質的古亭坑層，因此在斷層線附近往往形成地形上的陡坡。斷層上盤的地形亦復如此；蓋子寮頁岩被侵蝕為低矮丘陵，而南勢崙砂岩出露處則為山丘。因此地形上可明顯反應地層走向，甚至不整合的交界（圖 3.9.3.1）。由於石灰岩大多出現於褶皺軸部或近軸部處，地形特徵明顯，故在野外，旗山斷層位置極易追蹤。

為分析斷層帶地下構造，本研究先選在近斷層上盤處進行鑽探，在旗山斷層上盤一共鑽了三口井，鑽探位置與地表地質如圖 3.9.3.2 所示。

旗山一號井全井由上至下遍佈剪切帶，許多剪切帶角度極高，並多處發現斷層角礫岩，代表已鑽遇旗山斷層帶（圖 3.9.3.3）。從岩性研判本井鑽遇地層為烏山層，由於斷層下盤之古亭坑層在地表離鑽井位置僅約十餘公尺，依此判斷斷層傾角極高。

旗山二號井位於旗山斷層南段，離斷層線約 20-30 公尺之間，淺處岩芯可見剪切帶，顯示近期有活動跡象。井中分布許多剪切面，包括層間滑動與高角度剪切帶。主要斷層帶以 139 公尺至 150 公尺間，有較密集的剪切帶發育，可能已進入二重溪層，不過仍須由生物地層確定其年代。此井位置極靠近斷層，由斷層位置與岩芯構造推測旗山斷層為高傾角斷層(圖 3.9.3.4)。

旗山三號井位於一號井南側，此處斷層下盤地層以砂頁岩互層為主，地層傾角 60-90 度間；斷層上盤的烏山層以砂岩為主，地層傾角約 40 度，在野外極易區分，因此希望藉由此井判斷斷層通過位置。由於在三號井中未鑽遇高角度傾斜地層，因此判斷此井岩芯仍為烏山層，並未鑽穿旗山斷層，至於確切的層位，仍有待未來生物地層的研究。由於此井距離斷層應僅有數公尺到十餘公尺間，但仍未鑽穿主要斷層，因此研判旗山斷層為約 80~85 度的高傾角斷層(圖 3.9.3.5)。

陳柏村等(2005)於南二高中寮隧道北口(南勢湖剖面)直接見到斷層出露，斷層傾角向東約 50 度，斷層帶以斷層泥為主要組成，寬度約 10 公尺，上盤破裂帶寬約 50 公尺，下盤的破裂帶則由旗山斷層與其支斷層共組一寬廣的斷層帶，

影響的範圍近 400 公尺，斷層帶內包含烏山層與古亭坑層地層。由斷層擦痕以及斷層剪動的跡象顯示，旗山斷層為一具左移分量的逆斷層；在深水溪剖面，可觀察到全新世砂礫石層被旗山斷層錯移的情形。

旗山斷層的地下構造模型有許多不同的解釋，相關位置請見圖 3.9.3.6。受到古亭坑層反射信號欠佳的影響，深部震測結果不易辨識，不同學者對本區域的深部地下構造解釋亦不同。由於這些大尺度的構造解釋對於細部構造皆未描述，本研究依研究資料提出淺部地下構造型態。圖 3.9.3.7 為由北向南的四個剖面，剖面中顯示旗山斷層上盤有不整合構造，且不整合型態在北側可見不整合面上下地層傾角相差較大，向南不整合面上下的傾角差距逐漸變小，旗山斷層下盤則為龍船斷層(背斜)。

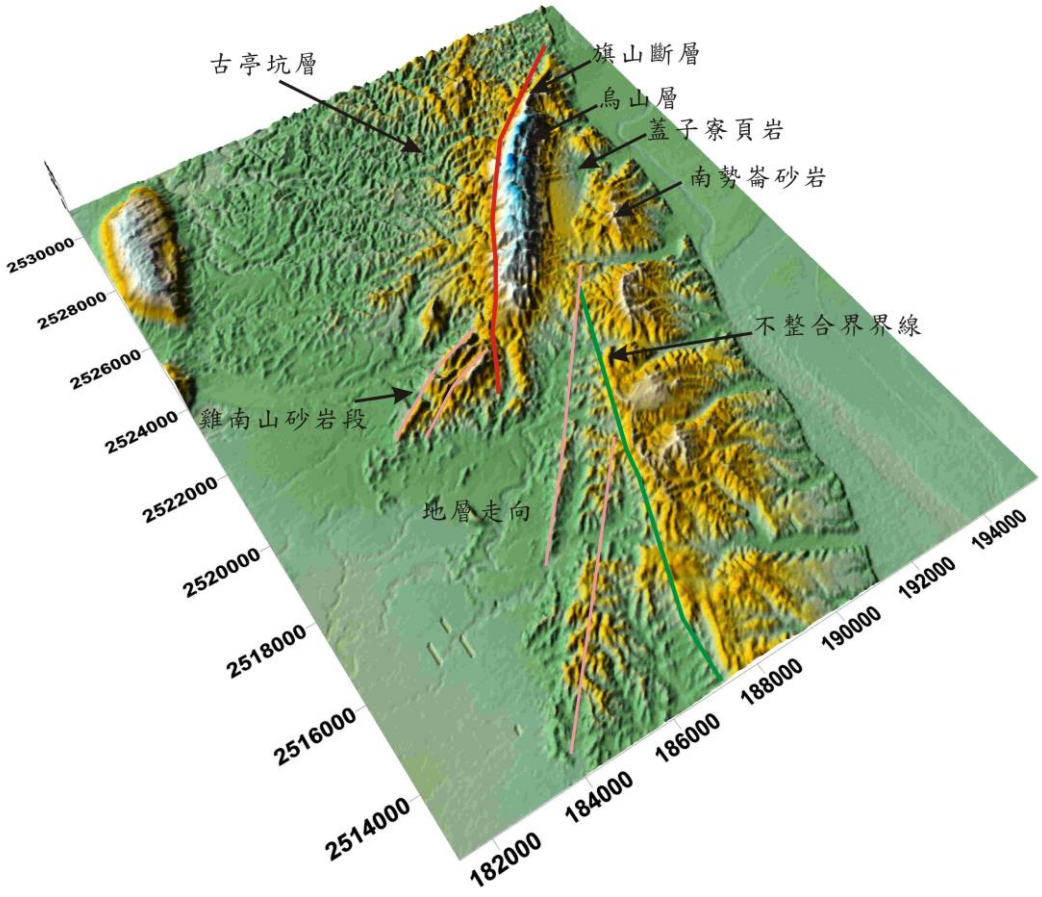


圖 3.9.3.1、本研究區之數值地形圖。圖中地形線性大多反應砂岩層的走向。地形突起處多為砂岩或石灰岩。由地層走向可明顯觀察到旗山斷層上盤的不整合構造。

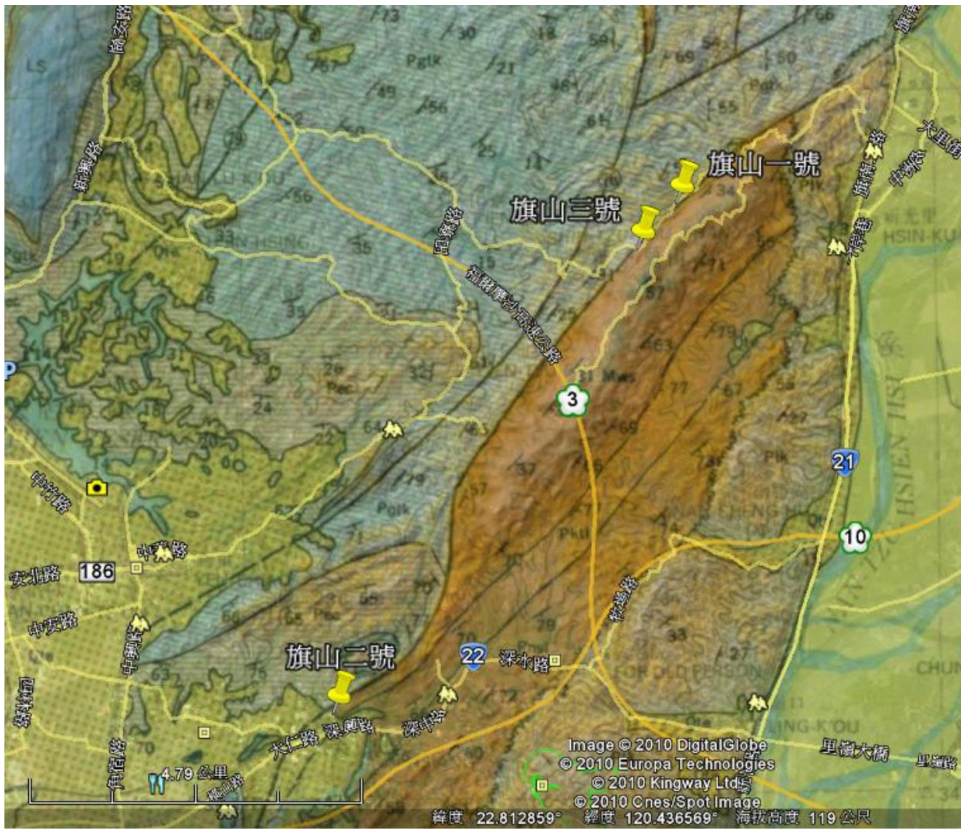


圖 3.9.3.2、旗山斷層鑽探位置。(黃色記號為鑽探位置。底圖為中油十萬分之一台南圖幅與 Google earth map)。

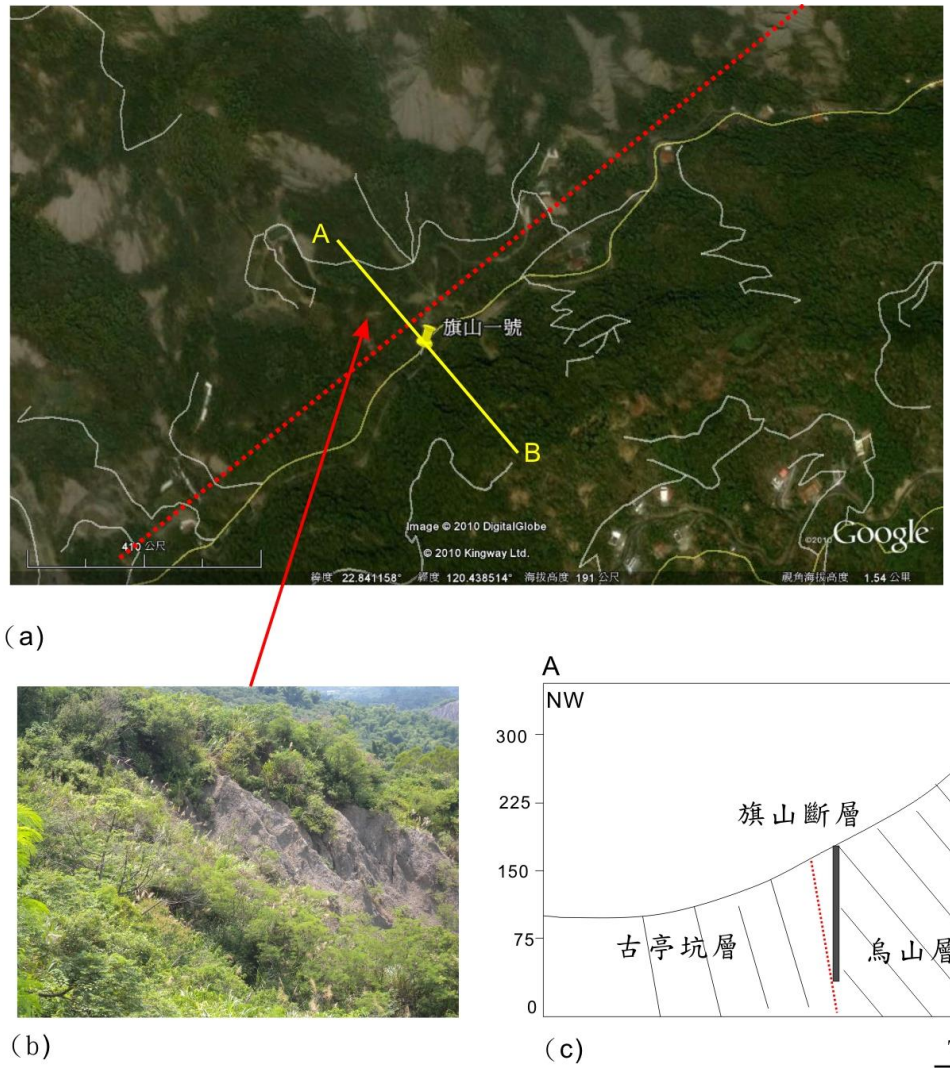


圖 3.9.3.3、(a)旗山一號井位置。

(b)下盤為泥岩的古亭坑層。

(c)為淺層構造剖面。由斷層可能位置與岩芯判斷，旗山斷層為高傾角斷層。



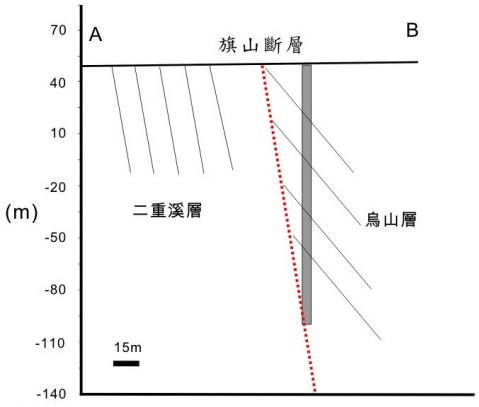
(a)



(b)



(c)



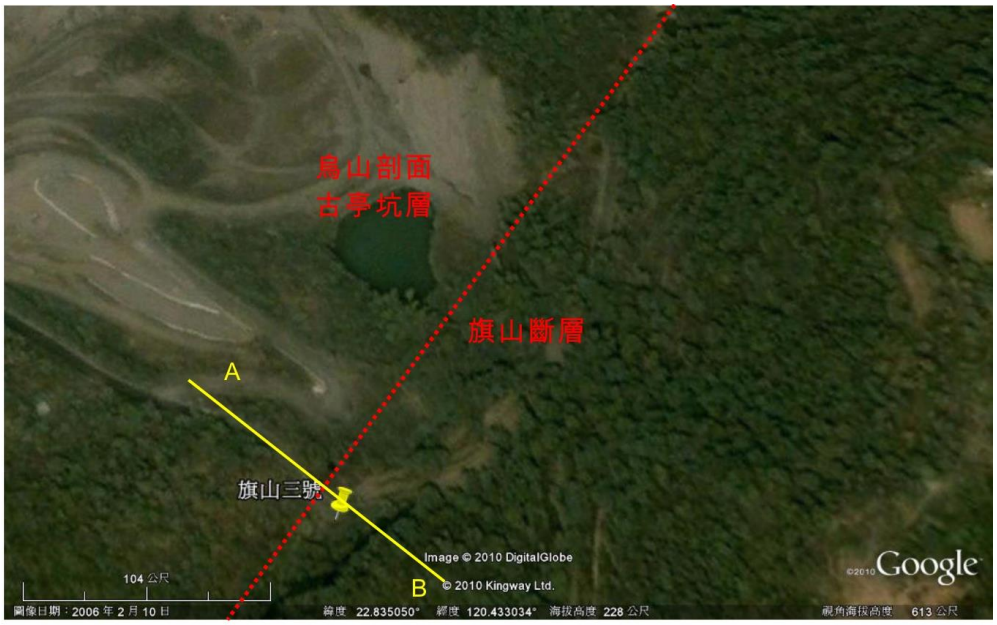
(d)

圖 3.9.3.4、(a)旗山二號井位置。

(b)二重溪層以泥岩為主夾變質礫岩。

(c)為烏山層。

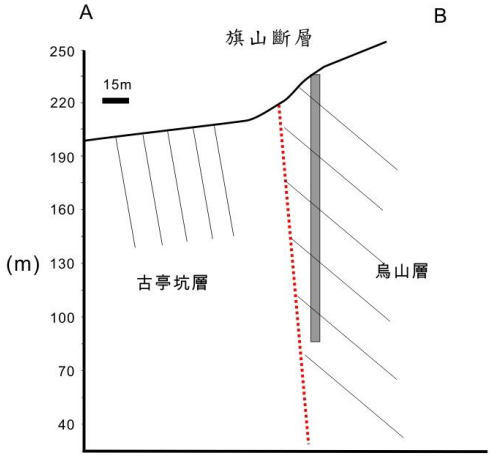
(d)為剖面構造。由斷層位置與岩心推測，旗山斷層為高傾角斷層。



(a)



(b)



(c)

圖 3.9.3.5、(a)旗山三號井位置。

(b)為二重溪層以泥岩為主夾變質礫岩。

(c)為剖面構造。由斷層位置與岩心推測，旗山斷層為高傾角斷層。

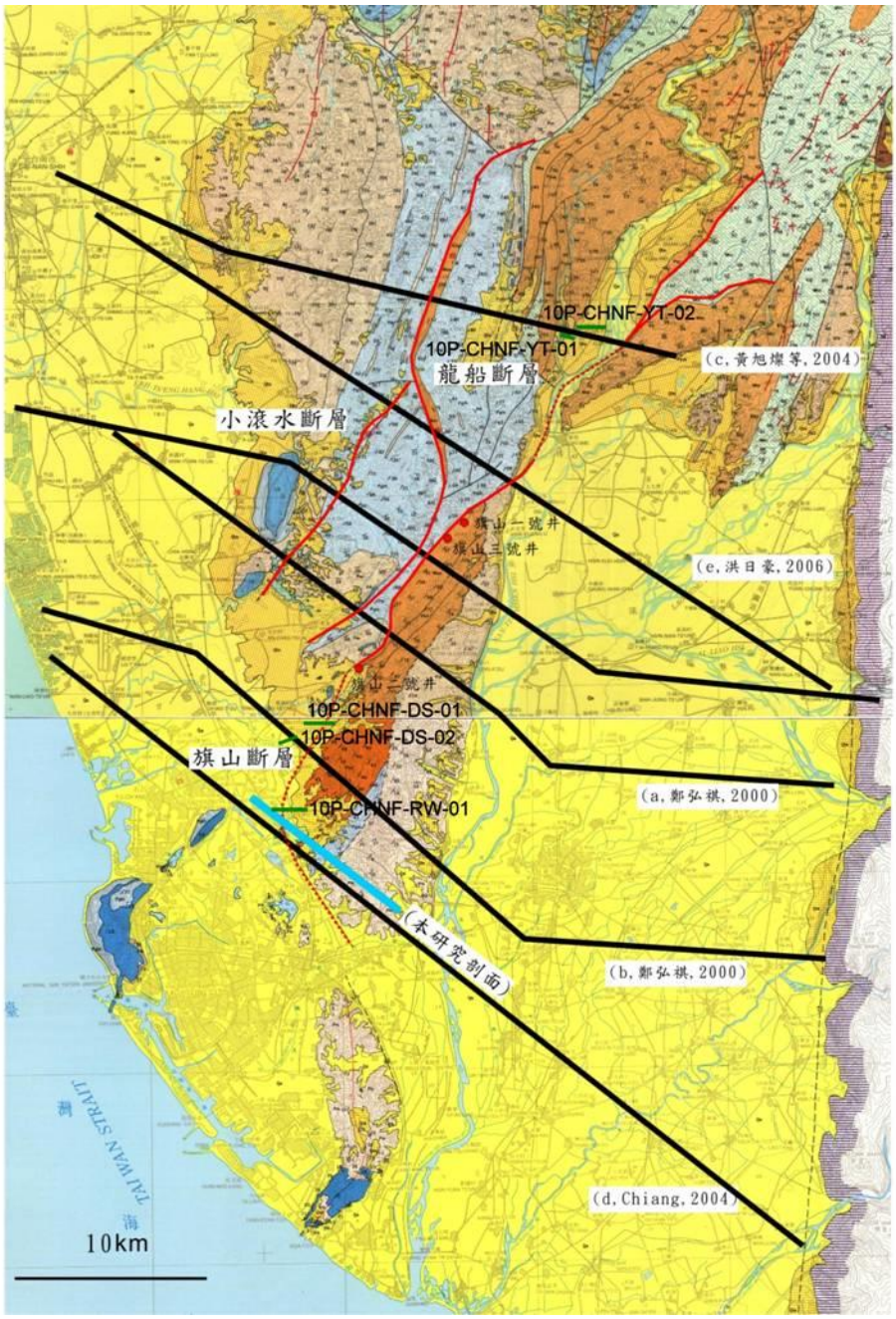


圖 3.9.3.6、旗山斷層地下構造模型剖面位置，黑色實線為前人研究之地質剖面位置，藍色實線為本研究運動學分析剖面位置。

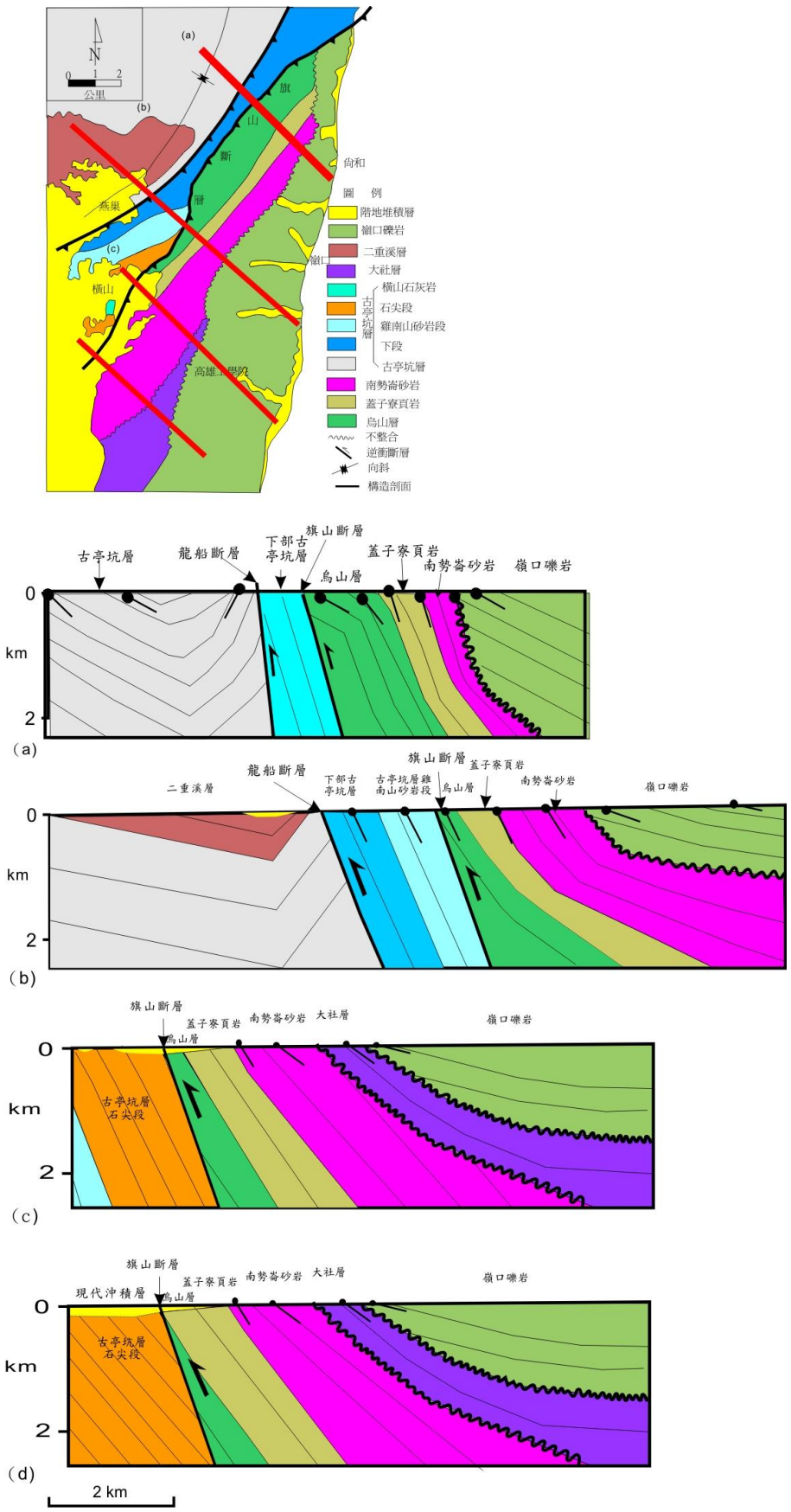


圖 3.9.3.7、本研究所推測旗山斷層由北向南的四條構造剖面。

(四)斷層運動學分析

對旗山斷層的運動學研究大多以討論斷層性質較多，如陳柏村(2005)由野外資料認為旗山斷層為兼具左移的逆斷層，但根據大地測量結果顯示現今的旗山斷層約具有右移分量（林啟文等，2008）。但因為 GPS 控制點的分布位置並非僅侷限在旗山斷層上下盤，而是涵蓋龍船斷層與旗山斷層，亦即所觀測到的地殼變形包含旗山斷層以及龍船斷層的位移量，故建議未來在旗山斷層斷層上下盤建立近斷層控制點，以確定旗山斷層特性。

為釐清旗山斷層運動學模型，我們先針對鄰近地區進行分析。由於西南外海的沈積環境與陸上西南部地區的環境近似，西南外海中存在許多泥貫入體構造。這些泥貫入體的構造特徵包括：寬度約 2-4 公里之間，單一泥貫入體延展約數公里至 20 公里之間；貫入體深部為緊密褶皺，兩側為盆地，盆地兩側常見不整合；貫入體兩翼的地層有對稱與不對稱兩種形態，不對稱形態常見一側地層拖曳，另一側為不整合或斷層構造，兩側構造差異可能源自於泥貫入體生長速率與沈積速率之間的差異所致，也就是背斜兩側可能為各自獨立盆地，沈積速率並不相同。

黃偉倫(1995)認為這些泥灌入體可能延伸至陸上。過去陸上一些構造如中洲背斜、台南背斜與半屏山背斜亦被認為可能是泥貫入體構造(Hsieh，1970；Pan，1968)，但對這些構造成因亦有不同解釋，如 Fruneau et al.(2001)認為可能有三種滑脫斷層構造模型可以解釋台南台地的形成。但若檢視台南台地的震測與鑽井資料，則可發現主要構造為一褶皺，頂部的上部古亭坑層褶皺波長較寬廣，而其下的下部古亭坑層褶皺較為緊密(Hsieh，1970；Pan，1968)。台南台地構造應較可能為泥貫入體所形成的褶皺。Hsieh (1970)亦認為中洲背斜為泥貫入體構造。石瑞銓等(2009)認為大岡山背斜亦為泥貫入體構造。在剩餘重力圖上亦反應出這種泥貫入體的背斜構造形態。

旗山斷層是否亦受到泥貫入體構造的影響？在海域中的泥貫入體構造常見褶皺兩翼發育生長層序並伴隨不整合構造，類似的不整合構造我們也在龍船斷層的古亭坑層與二重溪層交界處發現；在古亭坑層地層為高角度傾斜，二重溪層傾較緩。過去繪製地質剖面時皆將此位態的改變認為是受構造作用所形成的褶皺作用，但在野外發現此位態改變應為不整合接觸。本研究亦在旗山斷層上盤本研究發現有兩個不整合面與生長層序，這些構造特徵皆與泥貫入體近似，但也不能排

除為斷層擴展褶皺的可能，因此本研究認為龍船背斜與泥貫入體的生成或斷層擴展褶皺的形成，或兩者同時影響有關。旗山斷層則發生在此構造的東翼，因持續的擠壓作用，導致烏山層或南勢崙砂岩逆衝於古亭坑層之上。

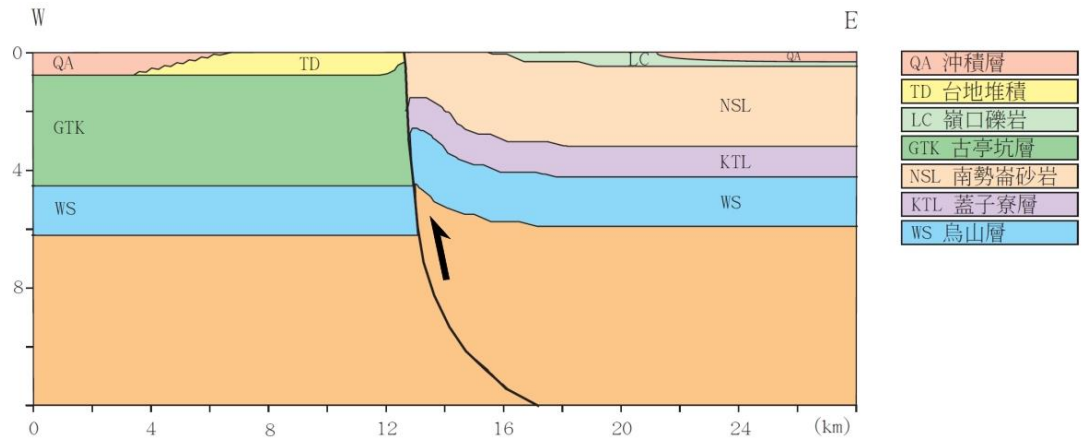
旗山斷層上盤為烏山層、蓋子寮頁岩、大社層與南勢崙砂岩，下盤在斷層中北段為以泥岩為主的古亭坑層，但在斷層南段下盤的古亭坑層則分為三段。旗山斷層南段層位落差估計超過 2,000 公尺，此乃因考慮旗山斷層南段的烏山層逆衝於橫山石灰岩之上。但在旗山斷層中北段則為烏山層逆衝於古亭坑層。由於中北段下盤的古亭坑層為龍船斷層上盤，而龍船斷層背斜軸部的古亭坑層年代與烏山層近似，且旗山斷層中段的龍船斷層其位置與旗山斷層僅有數百公尺之遙，因此此處上下盤層位落差是否一如斷層南段，尚須近一步藉由古生物資料確定年代。陳柏村等(2005) 在旗山斷層下盤的泥岩中發現許多高角度分支斷層，對於高角度斷層究竟反應旗山斷層或龍船斷層，亦須進一步釐清，以了解其層位落差關係。

旗山斷層南延位置，林啟文等(2009)整理地質調查所在本區域的地質鑽井認為旗山斷層南延通過保安宮一號井與二號井，並結合平原區域鑽井資料認為旗山斷層南延轉為南北向定向東傾斜高角度斷層。經由本研究鑽探與地調所過去鑽探結果均顯示旗山斷層為高角度斷層，在壓應力為水平方向若要讓高角度逆斷層仍為活動構造有其力學上難度，因此可能方式為泥貫入體提供垂直方向的應力，如此方能使高角度斷層活動。

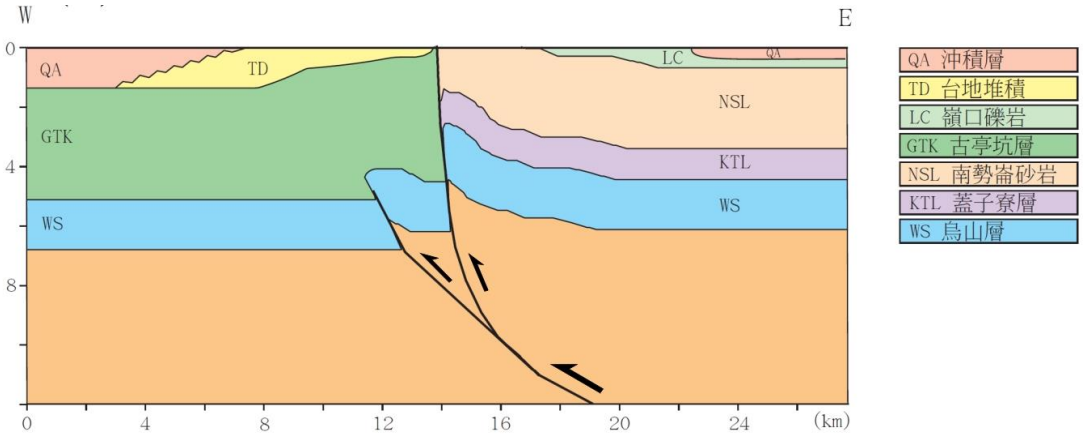
由於旗山斷層角度甚大，因此未能完整分析構造特性，建議未來進行斜井鑽探，方能鑽穿斷層帶。由於垂直向運動在本區域構造扮演重要角色，建議未來能再緊臨斷層上盤建立連續觀測站與通過斷層中段區域的水準測線長期觀測旗山斷層活動特性。

我們根據本研究所實施之淺層震測剖面(10P-CHNF-DS-01)進行旗山斷層之運動學模擬（剖面位置見圖 3.9.3.6 中之淺藍色線段）。在此剖面龍船斷層未出露地表，也無明顯的背斜在旗山斷層西側發育。我們認為旗山斷層是一個上陡下緩的犁形逆斷層（listric reverse fault；圖 3.9.4.1(a)），由於斷層的圓滑彎曲，使得近斷層上盤的地層發生向東傾斜，估計沿斷層傾角逆衝的滑移量約 0.6 公里。高傾角的近地表斷裂與向東傾斜的上盤岩層與本研究鑽井及淺層震測結果相符。至於龍船斷層（圖 3.9.4.1(b)），在此剖面並未出露至地表，我們認為它可能潛伏於地

下，是發育在旗山斷層西側的分支盲斷層。比較不同的是，龍船斷層可能切入古亭坑層，並以極小的擴展-滑移比向上發育，此意味其上的斷層擴展褶皺近似基底滑脫褶皺，也不排除它觸發了泥貫入構造，當然，我們也不能排除先有泥貫入構造的形成，再引發龍船斷層的切入。由於受到模擬程式 ShearFold 的限制，無法定量模擬泥貫入構造的生成，也無法加入力學條件做力學模擬，因此本模擬結果與實際情況仍有些差距。無論如何，古亭坑層可能控制了龍船斷層向上擴展的速度，造成潛伏的背斜褶皺，一如我們在野外的觀察。龍船斷層在此處的沿傾角滑移量約 0.8 公里。



(a)



(b)

圖 3.9.4.1、旗山斷層的運動學分析：(a)第一階段：旗山斷層為犁形逆斷層，其滑動造成斷層上盤向東傾斜。(b)第二階段：龍船斷層在此剖面為旗山斷層的分支盲斷層，造成古亭坑層形成背斜褶皺。

(五)小結

由旗山斷層的鑽探結果研判，旗山斷層的傾角極高。為餘大社鄉的測線10P-CHNF-DS-01之重合剖面中，西半部最上層的反射面可能為地表沖積層的界線，而其下方的反射面有可能為二重溪層在當地的底部，再往下之無信號區極可能為古亭坑層泥岩。剖面東半部出現的高傾角反射層應即為往東傾斜的南勢崙砂岩，這些地層的角度最大的約為 50 度。因為測線可能並非與構造線正交，本測線所得到的地層傾角有可能比地表地質所得到的傾角低。由於本地區地層的傾角較高，加上測線蜿蜒而且本次震測時所達的最大遠支距僅 480 公尺，因而造成 0.3 秒（約 400 公尺）以下的反射信號即無法看出。旗山斷層在此估計的出露地點可能位於嘉誠國小校園西側不遠處，斷層出露地點較現有資料估計的位置偏東。

綜合測線10P-CHNF-DS-01與10P-CHNF-DS-02的結果顯示，旗山斷層有切過測線10P-CHNF-DS-01，但未經過測線10P-CHNF-DS-02，旗山斷層應在測線10P-CHNF-DS-02的東側。

於仁武鄉的測線10P-CHNF-RW-01中可見到往東傾斜的地層，非如古亭坑層般的無層狀影像。亦即這兩條斷層應皆為在旗山斷層的上盤，若旗山斷層有延伸至此，其在仁武的可能位置應在測線10P-CHNF-RW-01的西側。

旗山斷層北段的測線10P-CHNF-YT-01以及側線10P-CHNF-YT-02中，均可見到往東傾斜的地層。剖面10P-CHNF-YT-01因比較靠近西側山區，台地堆積層因此較薄而不易區別。剖面10P-CHNF-YT-02因比較靠近河床中間，台地堆積較厚而清楚可見。因缺乏岩性的比對，這兩條剖面影像是屬於隘寮腳或糖恩山層仍無法進一步區別，但台地堆積層以下的岩層以位置而言亦較可能為隘寮腳層。從地質圖以及圓潭的這兩條震測剖面的結果研判，旗山斷層有可能還在測線的東邊。

由構造分析顯示，龍船斷層為沿泥貫入體褶皺的軸部發育的斷層構造或為擴展滑移比甚小之斷層擴展褶皺軸部斷層，或兩者兼而有之。此構造可能與西南外海的泥貫入體構造或陸上的中洲背斜、台南背斜與半屏山背斜類似。旗山斷層上盤地層可能為龍船背斜東翼的梨型斷層，由於持續擠壓，導致旗山斷層上盤地層向東傾斜。

第 4 章、結論與建議

一、結論

斷層活動對於鄰近斷層附近的地表建物影響很大，而目前都會區隨著經濟發展而人口日增，為了確保人民生命財產安全，第四紀覆蓋層下的活動斷層調查日趨重要。由車籠埔斷層活動的案例來看，人命的傷亡和建物的損毀並非只有發生在斷層線上，整個斷層帶皆是可能發生災害的範圍。因此，單純繪設斷層位置，雖可對於地震防災提供重要的資訊，但對地震減災害及國土利用規劃上，仍需進一步進行地震地質研究與地變動潛勢分析，而斷層帶地下構造調查與研究則為其中非常重要的一項研究主題。本研究除了利用已有地質及構造分析資料外，亦詳細進行地表與井下地質調查，並利用深部以及淺層震測資料以及斷層動力學分析來研究斷層帶的地下構造。

本計畫於過去四年來所研究之斷層包括位於台灣西部之湖口斷層、新竹斷層、大甲與鐵砧山斷層、清水斷層、大尖山斷層、木屐寮斷層、六甲斷層、小崗山斷層與旗山斷層等。各斷層之研究結論如下：

湖口斷層呈東北東走向，由新竹縣湖口延伸至桃園縣平鎮，目前亦暫被列為第二類活動斷層。本研究認為湖口斷層如同新竹斷層一般，變形主要受控於原先既有正斷層形態，受後來構造運動影響而呈現出不同形態構造。由淺層震測及既有的鑽探結果顯示，湖口斷層尖端未出露至地表，但在地表形成向斜褶皺崖。湖口線形在東西兩側的構造截然不同，由於湖口斷層沿線人口稠密，災害評估甚為重要。在評估地震危害度時本研究認為宜將湖口斷層分為東西兩段，但分段的確切位置，仍有待更進一步的調查。

新竹斷層是台灣北部新竹地區的主要活動斷層之一，約呈東西走向，該斷層沿線為我國的科技重鎮所在，斷層帶之地下構造調查與研究甚為重要。本研究認為新竹斷層是因已存在正斷層受後來壓應力的影響而復活形成，並且沿著新竹斷層之走向而有斷層構造形態之改變。在新竹斷層東段，地表為一向斜褶皺崖，本計畫的新竹一號鑽井僅鑽遇向斜軸部，顯示新竹斷層尖端並未出露至地表；斷層西段，則於本計畫的新竹三號與四號兩口鑽井中鑽遇斷層，且斷層已切穿地表，然而新竹斷層應未延伸至外海，在海域出現的高角度背衝斷層，該應是其他向北傾斜的老正斷層受擠壓復活所致。

大甲斷層為向東傾斜約 17-25 度低角度逆斷層，北起於大安溪，南至沙鹿附近，北端的邊界受控於東西向正斷層，南端邊界為泰安斷層，斷層尖端未出露地表，近地表處岩層受斷層傳遞褶皺作用，地層呈現高角度向東傾斜，並發育生長層序。大甲斷層之下尚有一深部的滑脫面斷層，滑脫面以五指山層為滑脫面，此斷層為形成鐵砧山背斜主要的斷層，此深部斷層向南終止於大甲溪。

鐵砧山斷層特性過去僅限於地形證據，缺乏斷層露頭，本研究首次發現該斷層為向西傾斜的低角度斷層。鐵砧山斷層在北側分散為數條斷層，斷層的發育是由於大甲斷層尖端的地層由於斷層伴隨的褶皺作用造成地層高角度傾斜，因此造成斷層尖端不易向前推進，而深部的大甲斷層持續滑動。為了調適深部斷層的活動，鐵砧山背衝斷層因此開始發育。

清水斷層過去定義北起大安溪南至大肚溪之間，但本研究顯示清水斷層以沙鹿（泰安斷層）為界南北構造形態有別。北端構造近似於大甲斷層，南段斷層北起沙鹿南至大肚溪，由淺層及深部震測研究顯示，為一犁型斷層(listric fault)。該斷層斷層向下延伸，最後接到以錦水頁岩為滑動面的滑脫面，然斷層尖端未出露至地表。

大甲斷層以及原清水斷層延伸至沙鹿的這一段斷層其與清水斷層南段以右移泰安斷層為界，(陳太山與蘇福欽， 2002)。泰安斷層的發育為前陸盆地發育時期為調適地殼南北撓曲程度不同所形成的正斷層，後來當大甲斷層以及清水斷層持續活動，為調適南北構造形態的差異，原先的正斷層觸發為橫移斷層。

大甲斷層與清水斷層南段的斷層縮短量近似，約在 500-600 公尺之間，但構造形態不同。這主要的控制機制為前陸時期南北盆地沈陷量不同，北側錦水頁岩之上沈積厚度約 2,500 公尺，泰安斷層以厚度急速增加至近 4,500-5,000 公尺。因沈積物厚度的不同導致北側深部滑脫面層位為五指山層，而南側為錦水頁岩。亦即前陸時期沈積厚度不同為控制本區斷層形態及斷層區段最主要的因素。

本研究認為大尖山斷層與初鄉斷層原為相連接之斷層，但後來被鹿寮斷層所截切，由地質圖上地層的錯位估計，鹿寮斷層位移量約 1.3 公里。大尖山斷層存在數個斷坪與斷坡，由於斷層的彎曲，造成石崁湖背斜與其西側向斜構造。本研究同時推測大尖山斷層截切地層面，大窩細砂岩埋藏深度不超過 4 公里。由模型顯示，大尖山斷層的最大累

積位移量可達 13 公里，而檳榔宅斷層僅為大尖山斷層在淺部的分支斷層。

大尖山斷層被古坑斷層切割為南北兩段，北段斷層為高角度傾斜，南段為 25-30 度向東度傾斜，南北段上盤的構造形態亦不同，集集地震同震時僅北段活動。大尖山斷層南界為竹崎斷層，亦為一左移斷層，這些斷層的分段可能反應沈積盆地的差別，因為沈積盆地的差異不僅伴隨正斷層的發育，沈積物的厚度亦造成構造形態的差異 (Lee et al.，2010) 。

木屐寮斷層最早乃經由地形的特徵而研判其存在（Sun，1970，1971；石再添等，1986；沈淑敏等，2006）。由本文之淺層震測研究以及中油公司之震測剖面（Suppe，1980；Hung et al.，1999；黃旭燦等，2004）皆顯示，木屐寮斷層一帶為關子嶺背斜西側之向斜變形。配合本研究之地表與井下地質研究，之前被認定的地形崖面較可能與向斜構造所形成的褶皺崖有關，木屐寮斷層似乎較應以木屐寮線形稱之。由於這一向斜為一寬廣的圓弧形，木屐寮線形西側的地區亦屬於抬升的區域。目前我們在木屐寮線形西側見到的抬升地層，其主要形成機制即可能為向斜的變形所致。

淺層震測測線 08P-MCLF-BH-1 中之高角度斷層，由於傾角極高，較不可能是逆衝斷層。由於本文認為木屐寮線形較可能為背斜西翼的向斜構造所形成的褶皺崖地形，亦即該斷層並非為木屐寮斷層或其分支，也有可能為屬於這一地區的橫切構造。陳文山等（2008）經由鑽探資料認為這一斷層也可能是屬於木屐寮斷層的一支分支斷層。這區域為於木屐寮線形與其南方六甲斷層的交接地帶，地形上便顯示這一區域有可能出現較複雜的構造。

牛山背斜的西翼極為陡峭，傾角可超過 70 度，翼寬也僅約數公里，因此無法由此無法由深部震測剖面判斷斷層的所在位置。本研究六甲斷層淺層震測測線 08P-LCAF-LY-1 之同中點重合剖面顯示其西半部的地層連續性極佳，可見深度約達 800 毫秒，並於較西側出現高角度斷層但落差不大。上述斷層在中油公司剖面 LAA’中也可以發現，但並非六甲斷層。震測剖面中間偏右處地層往東上升，由較深部的地層可以發現越往東邊傾角越大，但在較淺處則因為岩層傾角過大，超越測線展距所能涵蓋的範圍而變不清楚。

六甲斷層為牛山背斜西翼的向斜軸變形所造成，本次研究在上下盤各進行一孔地質

鑽探，上下盤層序有極好的對比，顯示垂直位移量隨深度變化，淺部較大，深部較小，此反應向斜軸部變形，上盤並在 55 公尺處通過軸部。斷層尖端未出露至地表。六甲斷層有極好的地質線性，研判此地形線性為海進時海蝕所致。

綜合區域性地下構造資料、淺層震測以及地表與井下地質分析，本研究認為牛山背斜為南寮背斜前端發育出的構造，這個區域先發生了斷層彎曲褶皺，之後在其上發育出六甲斷層與斷層擴展褶皺。由本研究的鑽井資料顯示，六甲斷層並未出露地表，且牛山背斜呈西陡東緩的形貌，因此我們認為六甲斷層較可能是發育在一個斷層彎曲褶皺上的盲斷層。

木屐寮－六甲地形崖雖是西南部麓山帶前緣明顯的地表特徵，但兩者成因並不相同。木屐寮斷層較不可能存在，較適宜以木屐寮線形稱之，至於斷層為何不在此處發育，這或許與其滑脫面的強度有關。根據 Bonini（2003）的研究，當滑脫面的強度較低時，造山帶較易形成背斜疊置斷塊系統，反之，若滑脫面的強度較高時，則較容易發育出疊瓦狀斷層系統。

六甲斷層地形崖的出現則可能如同關子嶺背斜般，在南寮背斜下同樣發育出類似的疊置構造。但不同的是，隨著地殼被進一步擠壓，新的斷層出現在牛山背斜之下，而六甲盲斷層則仍持續向上發育中，造成地形崖與六甲斷層的發育息息相關。

小崗山斷層淺部為近代沈積物，與其下的古亭坑層不整合接觸，古亭坑層內變隨許多斷層，層面傾角極大，並有向上流動構造。綜合區域性地下構造、淺層震測資料以及井下資料分析，我們認為小崗山斷層較可能為為泥貫入體加上褶皺作用所致。

從小崗山斷層之淺層震測測線 08P-HKSF-AL-1 之剖面中可以看出，位於台 19 甲線以西之西半部剖面的地層連續性良好，而東半部剖面之地層僅出現於淺部。該剖面中其基盤由東往西漸深，古亭坑泥岩及其西部六雙層以一向東傾斜的界面交接，該界面即為本文所推論的小崗山盲斷層。

由本文所推論，跨越小崗山盲斷層之構造剖面顯示，大崗山背斜形成初期，可能因為泥質沉積物受到增積楔形體壓密與脫水的影響，局部地區水壓增加，觸發泥貫入作用，造成大崗山背斜隆起。之後在背斜頂端發生侵蝕作用，造成上部古亭坑層缺失，並在其上生成珊瑚礁岩體。爾後造山運動在此形成滑離褶皺，擴大背斜褶皺振幅，並在泥

貫入體中造成壓縮剪切帶。小崗山線形崖可能即為在泥貫入體西緣所發育出的地形特徵。

陳文山等（2008）認為小崗山斷層較可能為淺處岩盤由多條分支或密集剪切帶構成的寬大斷層帶，斷層尖端未穿透至地表，並造成上覆疏鬆沈積層產生不等量變形。陳文山等（2008）與本研究皆認為小崗山斷層屬於逆移盲斷層，斷層尖端並未截穿至地表，但地下構造及其演化也有差異存在，這差異可能與鑽探資料仍不足及震測剖面中泥岩區之成像解釋有關。

旗山斷層為龍船背斜東翼的犁型斷層，由於持續擠壓，導致旗山斷層上盤地層向東傾斜。旗山斷層下盤的龍船斷層為沿泥貫入體褶皺或斷層擴展褶皺軸部發育的斷層，亦或兩者兼而有之。旗山斷層沿線之震測資料品質不佳，可能主要是受到古亭坑層泥岩以及南勢崙砂岩等高角度傾斜岩層的影響。旗山斷層在大社一帶及其往南區域，出現的位置應較現認為的位置往東，與地形面貼近。旗山斷層往北的延伸，因為缺乏岩性的控制，由震測剖面中仍無法進一步區別。

旗山斷層上盤為烏山層、蓋子寮頁岩、大社層與南勢崙砂岩，下盤在中北段為以泥岩為主的古亭坑層，但在斷層南段的下盤的古亭坑層則分為三段。旗山斷層南段層位落差估計超過 2000 公尺，此乃因烏山層於此逆衝於橫山石灰岩之上。但在旗山斷層中北段則為烏山層逆衝於古亭坑層。由於旗山斷層中北段下盤的古亭坑層為龍船斷層上盤，而龍船斷層背斜軸部的古亭坑層年代為 NN11，此與烏山層近似，且旗山斷層中段的龍船斷層其位置與旗山斷層僅有數百公尺之遙，因此此處上下盤層位落差究竟與旗山斷層南段是否類似，尚須近一步藉由古生物資料比對來推斷。

二、建議

本研究於過去四年針對 10 條斷層進行斷層帶之地下構造研究，除了解決了許多以往未能釐清的問題外，也於研究進行中發掘了許多可於未來進行的研究方向，讓本研究之成果進一步擴充。本研究所建議的未來研究方向如下：

湖口斷層的活動年代，由於店子湖層的年代已不合適利用碳 14 來定年，而仍無法順利的找出。本研究建議貴所針對湖口斷層附近的老階地進行定年，以釐清湖口斷層之活動年代。

新竹斷層目前被暫列為第二類活動斷層，然鑽探資料已顯示新竹斷層已出露至地表，再考量新竹斷層於三姓公溪口切過 FT1 及 FT2、以及於克雅溪切過溪口沖積扇等特性，本研究建議可將新竹斷層改列為第一類活動斷層。至於在新竹斷層西段所出露的低角度逆衝斷層，究竟斷層是向南延伸至何處，則值得進一步做深鑽研究。由於新竹斷層接近科學園區與都會區，重要性很高，更完整的調查仍建議繼續進行。

鐵砧山斷層由於位移量較小且崖高較低，進行槽溝開挖較為容易，因此本研究建議可在鐵砧山斷層進行槽溝開挖，如此亦可藉由分析鐵砧山斷層，而來分析大甲斷層系統的活動歷史。

清水斷層過去定義北起大安溪南至大肚溪之間，但本研究顯示清水斷層以沙鹿（泰安斷層）為界南北構造形態有別。北端構造近似於大甲斷層，因此考慮斷層區段作用，加上清水在沙鹿以北，因此沿用舊有名稱而僅改其定義並不妥，因此建議重新定義一新的斷層-大肚斷層，大肚斷層北起沙鹿南至大肚溪。

大尖山斷層被古坑斷層切割為南北兩段，北段斷層為高角度傾斜，南段為 25-30 度向東度傾斜，南北段上盤的構造形態亦不同，集集地震同震時僅北段活動。因斷層特性不同，因此未來討論斷層名稱時，可建議分為兩條斷層。大尖山斷層南界為竹崎斷層，亦為一左移斷層，由於大尖山斷層為第一類活動斷層，依此邏輯，則古坑斷層、竹崎斷層與鹿寮斷層皆建議列為未來加強調查斷層。

木屐寮斷層似乎較應以木屐寮線形稱之。木屐寮斷層之淺層震測測線所發現之高角度斷層，由於傾角極高，較不可能是逆衝斷層。亦即該斷層並非為木屐寮斷層或其分支，也有可能為屬於這一地區的橫切構造。這區域為於木屐寮線形與其南方六甲斷層的交接地帶，地形上便顯示這一區域有可能出現較複雜的構造，因此，該斷層是否可能為屬於這一地區的橫切構造，則仍需要進一步地探討。

木屐寮斷層雖然較可能不存在，但也不排除有其他活動構造的可能性。以地震防災的觀點，其震災之威脅也不可輕忽，進一步調查有無其他活動構造，如陳文山（2008）所推論之斷層構造或本研究推論之可能橫切構造皆宜再持續進行。

小崗山地形崖較可能與泥貫入與滑離褶皺有關，但由於缺乏觀測數據，而這區域的地震活動也不顯著，小崗山構造於現今的活動性並不清楚，需要長期的水準與經緯度測

量，來分析究竟泥貫入的垂直運動與滑離褶皺的水平擠壓的影響為何，藉此也可以重新評估本研究構造解釋的正確性。為了進一步釐清小崗山盲斷層此外也建議未來在泥貫入體邊緣鑽一口深井來確定斷層位置，若再加上定年資料，則應能更清楚的了解這一地區的構造演化史。

目前對於旗山斷層的運動學分析以定性討論居多，但若檢視 GPS 控制點的位置，發現控制點位置並非僅在旗山斷層上下盤，且控制點涵蓋龍船斷層與旗山斷層，因此 GPS 所顯示的縮短量不僅包含旗山斷層的位移，亦包含龍船斷層的活動量，因此建議未來在近旗山斷層兩側建立控制點，以確定旗山斷層特性。而龍船斷層的活動特性也需要進一步來認定。

在上述的建議之外，為了使民眾能進一步了解斷層與民眾間之關係，本研究建議建構以 Google Earth 為基礎的資訊系統，以方便未來資訊的傳遞與更有效地教育民眾。

參考文獻

1. Allemendinger, R. W. “Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds”, *Tectonics*, 17, 1998: pp. 640-656.
2. Allmendinger, R. W. and Shaw, J. H., “Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment”, *Geology*, 28, 2000: pp. 1099-1102.
3. Chang, S. L., “Subsurface geologic study of the Taichung Basin, Taiwan”, *Pet. Geol. Taiwan*, 8, 1971: pp. 21-45.
4. Chang, Y. L., Lee, C.I., Lin, C.W., Hsu, C.H. and Map, E.W., “Inversion tectonics in the fold-thrust belt of the foothills of the Chiayi-Tainan area, southwestern Taiwan”, *Petrol. Geol.. Taiwan*, 30, 1996: pp. 163-176.
5. Chen, J. S., “A comparative study of the refraction and reflection seismic data obtained on the Changhua plain to the Peikang Shelf, Taiwan”, *Pet. Geol. Taiwan*, 15, 1978: pp. 199-217.
6. Chen, Y. G., Shyu, J. B., Ota, Y., Chen, W. S., Hu, J. C., Tasi, B. W., W. Y., “ Active structures as deduced from geomorphic features: a cas in Hsinchu Area, northwestern Taiwan”, *Quaternary International*, 2004: pp. 115-116, 189-199.
7. Chiang, C.S., Yu, H.S. and Chou, Y.W., “Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system”, *Basin Research*, 16, 2004: pp. 65-78.
8. Ching, K.E., Rau R.J., Lee J.C. and Hu J.C, “Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 2007: pp. 601-619, doi:10.1016/j.epsl.2007.08.017.
9. Chiu, H.T., “Structure Features of the area between Hsinchu And Taoyuan, northern Taiwan”, *Memoir of the Geological Society of China*, no. 13, 1970: pp. 63-75.
10. Chiu, J. K., Tseng, W. H. and Liu, C. S., “Distribution of Gassy Sediments and Mud Volcanoes Offshore Southwestern Taiwan”, *TAO*, v. 17, No. 4, 2006: pp. 703-722.
11. Fruneau, B., Pathier, E. Raymond, D., Deffontaines, B., Lee, C.T., Wang, H. T., Angelier, J., Rudant, J. P. and Chang, C.P., “Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry”, *Geophy. Res. Lett.*, 16, 2001: pp.3071-3074.
12. Hsieh, S.H., “Geology and gravity anomalies of the Pingtung Plain, Taiwan”, *Proc, Geol. Soc. China*, 13, 1970: pp.76-89.

13. Hsieh, S.H. and Hu, C.C., ”Gravity and agnetic studies of Taiwan”, *Petrol. Geol. of Taiwan*, no. 10, 1972a: pp. 283-321.
14. Hsieh, S.H., “Subsurface geology and gravity anomalies of the Taiwan and Chungchou structures of the Coastal Plain of southwestern Taiwan”, *Petrol. Geol. Taiwan*, 10, 1972b: pp. 323-338.
15. Hsu, T.L. and Chang, H.C., “Quaternary faulting in Taiwan”, *Mem. Geol. Soc. China*, no. 3, 1979: pp. 155-165.
16. Hu, C.C. and Sheen, H.C., “An evaluation on the hydrocarbon potential of the Niushan and Luntien structure in the tainan area”, *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 25, 1989: pp. 11-34.
17. Huang, S. T., Chen, R. C. and Chi, W. R., “Inversion tectonics and evolution of the northern Taihsi basin, Taiwan”, *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 1993: pp. 15-46.
18. Hung, J. H., Wiltschko, D. V., Lin, H. C., Hickman, J. B., Fang, P. and Bock, Y., “Structure and motion of the southwestern Taiwan fold and thrust belt”, *TAO*, 3, 1999: pp. 543-568.
19. Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J. and Deffontaines, B., “Structural, geodeticand seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan”, *Tectonophysic*, 333, 2001: pp. 323-345.
20. Lim, Y. K., “A Petrographic Study of the Miocene Formation of the Hokou Structure in Northern Taiwan”, *Proc. Taiwan*, 9, 1971: pp. 67-78.
21. Moresi, L.N., Dufour, F., Mühlhaus, H. B., “A Lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials”, *J. Comp. Phys.*, 184 , 2003: pp. 476-497.
22. Mouthereau, F., Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J. and Brusset, S., “Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt: insight from tectonon-sedimentary analyses and balanced cross-sections”, *Tectonophysics*, 333, 2001: pp. 293-322.
23. Mouthereau, F. and Lacombe, O., “Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan”, *J. Struc. Geol*, 28, 2006: pp. 1877-1993.
24. Namson, J., “Structure of the western foothills belt, Miaoli-Hsinchu area, Taiwan: （III）central part”, *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 20, 1984: pp. 35-52.

25. Pan, Y.S., "Interpretation and seismic coordination of the Bouguer gravity anomalies over southwestern Taiwan", *Petrol. Geol. Taiwan*, no.5, 1968: pp. 99-115.
26. Simoes, M., Avouac, J. P., Chen, Y. G., Singhvi, A. K., Wang, C. Y., Jaiswal, M., Chan, Y. C. and Bernard, S., "Kinematic analysis of the Pakuashan fault tip fold, west central Taiwan: Shortening rate and age of folding inception", *J. Geophys. Res.*, 112, 2007. B03S14, doi:10.1029/2005JB004198.
27. Sun, S.C., "Photoeologic study of the Tainan-Kaohsiung coastal plain, Taiwan", *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 3, 1964: pp. 39-51.
28. Sun, S. C., "Geology and petroleum potentialities of the Chingshui-Yuanlin area, Taiwan", *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 4, 1965: pp. 161-173.
29. Sun, S.C., "Photoeologic study of the Tainan-Hsinying coastal plain, Taiwan", *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 7, 1970: pp. 133-144.
30. Sun, S.C., "Photoeologic study of the Hsinying-Chiayi coastal plain, Taiwan", *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 8, 1971: pp. 65-75.
31. Suppe, J. and Namson, J., "Fault-Bend Origin of Frontal Folds of the Western Taiwan Fold-and-Thrust Belt", *Petrol. geol. Taiwan*, 16, 1979: pp. 1-18.
32. Suppe, J., "Imbricated structure of western foothills belt, southcentral Taiwan", *Petrol. geol. Taiwan*, 17, 1980: pp. 1-16.
33. Suppe, J. and Chang, Y. L., "Kink Method Applied To Structural Interpretation Of Seismic Sections, Western Taiwan", *Petrol. geol. Taiwan*, 1983: pp. 29-49.
34. Suppe, J., "Seismic interpretation of the compressively reactivated normal fault near Hsinchu, western Taiwan", *Petrol. geol. Taiwan*, 2, 1984: pp. 85-96.
35. Suppe, J., "Present-Day stress directions in western Taiwan inferred from borehole elongation", *Petrol. Geol. Taiwan*, 21, 1985: pp. 1-12.
36. Tang, C. H., "Geology and Oil Potentialitites of the Hukou Anticline, Hsinchu", *Petrol. geol. Taiwan*, 2, 1963: pp. 241-252.
37. Tang, C.H. and Hsu, C.H., "Subsurface geology and petroleum deposits in the Hsinchu area", *Petrol. Geol. Taiwan*, no. 7, 1970: pp. 89-101.
38. Tsan, S.F. and Keng, W.P., "The Neogene rocks and major structural features of southwestern Taiwan", *Proc. Geol. Soc. China*, 11, 1968: pp.45-49.
39. Wang, C.Y., Li, C.L., Su, F.C., Leu, M.T., Wu, M.S., Lai, S.H. and Shern, C.C.,

"Structural mapping of the 1999 Chi-Chi earthquake fault, Taiwan, by seismic reflection methods", *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 13, 2002: pp.211-226.

40. Wang, C. Y., Kuo, S. Y., Shyu, W. L. and Hsiao, J. W., "Investigating near-surface structures under the Changhua fault, west-central Taiwan by the reflection seismic method", *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 14, 2003: pp. 343-367.
41. Yang, K.M., Wu, J.C., Ting, H.H., Wang, J.B. and Chi, W.R., "Sequential deformation in foothills belt, Hsinchu and Miaoli areas: Implications in hydrocarbon accumulation", *Petrol. Geol. Taiwan*, 29, 1994: pp. 47-74.
42. Yang, M., Rau, R.J., Yu, J.Y. and Yu, T.T., "Geodetically observed surface displacements of the 1999 Chi-Chi, Taiwan", *earthquake Earth Planets Space*, 52, 2000: pp.403-413.
43. Yang, K. M., Huang, S. T., Wu, J. C., Ting, H. H., Mei, W. W., Lee, M., Hsu, H. H. and Lee, C. J., "3D geometry of the Chelungpu Thrust System in central Taiwan: its implications for active tectonics", *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 18, 2007: pp. 143-181, doi: 10.3319/TAO.2007.18.2. 143(TCDP).
44. 中國石油公司台探總處，"苗栗地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1974。
45. 中國石油公司台探總處，"桃園-新竹地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1978。
46. 中國石油公司台探總處，"台中地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1982。
47. 中國石油公司台探總處，"嘉義地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1986。
48. 中國石油公司台探總處，"台南地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1989。
49. 中國石油公司台探總處，"高雄地質圖（1:100,000）"，*中國石油公司出版*，1992。
50. 王宏霖，"以反射震震測法研究木屐寮斷層及其附近構造"，*國立中央大學地球物理研究所碩士論文*，2006。
51. 石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得、楊貴三，"臺灣活斷層的地形學研究"*國立臺灣師範大學地理研究所研究報告*，第 12 期，1986，頁 1-44。
52. 石瑞銓、王乾盈、林正洪、顏宏元，"活動斷層地球物理探勘計畫 88 年度報告-北部地區活動斷層地球物理探勘"，*經濟部中央地質調查所研究報告*，1999。
53. 石瑞銓、王維豪、李元希，"地震地質與地變動潛勢分析-斷層帶地下構造調查研究（3/4）"，*經濟部中央地質調查所*，2009。
54. 吉田要，"高雄州旗山南西部油田調查報告及旗山南西部油田地質圖（三萬分之

一）”，*台灣總督府殖產局*，第610號，1932：共162頁。

55. 江婉綺，”竹苗地區地質構造之砂盒物理模型研究”，*國立成功大學地球科學系碩士論文*，2005：共 104 頁。
56. 何春蓀，”臺灣地質概論，臺灣地質圖說明書”，*經濟部中央地質調查所*，1986：共 169 頁。
57. 沈淑敏、張瑞津等，”地震地質調查及活動斷層資料庫建置－活動構造地形及資料庫建置分析（1/2）”，*經濟部中央地質調查所研究報告 94-6 號*，2005：共 80 頁。
58. 沈淑敏、張瑞津、楊貴三，”地震地質調查及活動斷層資料庫建置-活動構造地形及資料庫建置分析（2/2）”，*中央地質調查所研究報告 95-13*，2006。
59. 宋國城、陳力、陳彥傑，”有關旗山斷層的一些新觀察”，*地質*，23 卷，第三期，2005：頁 31-40。
60. 花井重次，”台灣桃園台地之活斷層”，*地理學評論*，v. 6，no.7，1930：頁 226-237。
61. 林良安，”湖口斷層淺層反射震測之研究”，*國立中央大學地球物理研究所碩士論文*，1999：共 109 頁。
62. 林啟文、盧詩丁、黃文正、石同生、張徽正，“臺灣中部濁水溪以南地區的集集地震斷層與構造分析”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第十二號，2000：頁89-112。
63. 林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正，“台灣活動斷層概論第二版─五十萬分之一台灣活動斷層分布圖說明”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第十三號，2000：共 122 頁。
64. 林啟文、盧詩丁、石同生、張徽正、石瑞銓，”從野外觀察探討台灣西南部四條存疑性活動斷層的存在”，*經濟部中央地質調查所彙刊*，第十三號，2000： 頁 77-102。
65. 林啟文、林燕慧，”大甲與鐵砧山斷層”，*經濟部中央地質調查所活動斷層報告*，2001。
66. 林啟文、林燕慧，”清水斷層”，*經濟部中央地質調查所活動斷層報告*，2001。
67. 林啟文、盧詩丁、石同生、劉彥求、林偉雄、林燕慧，“台灣西南部活動斷層─二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第十七號，2007。
68. 林啟文、盧詩丁、石同生、陳致言、林燕慧，”臺灣北部的活動斷層：二萬五千分

之一活動斷層條帶圖說明書”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第十九號，2007，共130 頁。

69. 林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村，“台灣東部與南部的活動斷層一二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第二十三號，2009：共178頁。
70. 林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村，“旗山斷層”，*經濟部中央地質調查所特刊-Special Publication of the Central Geological Survey*，第二十三號，2009：頁111-132。
71. 林朝棨，”台灣地形”，*台灣省文獻委員會，台灣省通誌稿*，卷一，第一冊，1957：共 423 頁。
72. 周錦德、原振維、楊耿明，”新營地區震測資料所顯示的地質意義及可能的油氣儲集”，*探採研究彙報*，第 7 號，1986：頁 1-19。
73. 洪日豪，“台灣西南部前陸地區斷層演化與具油氣潛能之地塊構造”，*行政院國家科學委員會經濟部能源局九十五年度能源科技學術研討暨成果發表會*，2006。
74. 侯進雄、陳建良、王菁穗、謝中敏、鍾瑋、鍾令和、陳彥甫，“台南西南地區地表斷層監測之近況與成果”，*2004 年台灣活動斷層與地震災害研討會*，2004：頁46-61。
75. 胡植慶，“高屏地區活動斷層之衛星定位系統測量”，*2004年台灣活動斷層與地震摘害研討會*，2004：共10頁。
76. 耿文溥，“台灣南部民生及甲仙間之地質”，*台灣省地質調查所彙刊*，第十六號，1967：頁3-15。
77. 翁群評、李俊廷、王乾盈，”小崗山斷層及其附近構造”，*中國地球物理年會 88 年年會論文集*，1999：頁 305-310。
78. 翁群評，”小崗山斷層及其附近構造”，*國立中央大學地球物理研究所碩士論文*，2000。
79. 倪銘倫，”新竹苗栗地區活動斷層地下構造震測調查研究”，*國立中央大學地球物理研究所碩士論文*，2004。
80. 陳文山、楊志成、楊小青、吳樂群、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元希、石同生、盧詩丁，”從構造地形探討嘉南地區活動構造與構造分區”，*經濟部中央地質調查所彙刊*，第十七號，2004：頁 53-77。

81. 陳文山、陳于高、游能悌，“槽溝開挖與古地震研究計畫（4/5）”，*經濟部中央地質調查所94年度研究報告*，2005。
82. 陳文山、陳于高、楊小青，”從構造地形探討嘉南地區活動構造與構造分區，地震地質調查及活動斷層資料庫建置-槽溝開挖與古地震研究計畫（5/5）”，*中央地質調查所研究報告95-7*，2006。
83. 陳文山、游能悌、松多信尚、楊小青，”斷層長期滑移速率與再現週期研究(2/4)”，*中央地質調查所研究報告*，2008。
84. 陳太山、蘇福欽，”彰化斷層北端之構造形態報告”，*中國石油公司*，2002。
85. 陳柏村，“旗山斷層南段變形特性研究”，*國立成功大學地球科學研究所碩士論文*，2005：共109頁。
86. 陳柏村、林慶偉，“里港地區旗山斷層特性研究”，*中國地質學會九十四年年會暨學術研討會*，2005：頁104。
87. 許文立，”彰化斷層之淺部構造”，*中央大學地球物理研究所碩士論文*，2001：共106頁。
88. 郭正隆，“鏡煤素反光率在台灣西部油氣探勘的應用”，*國立台灣大學地質學研究所博士論文*，1997：共302頁。
89. 鳥居敬造，“高雄州旗山油田調查報告及旗山油田地質圖（三萬分之一）”，*台灣總督府殖產局*，第633號，1933：共36頁。
90. 張徽正、林啟文、陳勉銘、盧詩丁，“台灣活動斷層概論，五十萬分之一臺灣活動斷層分布圖說明書”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第十號，1998：共103頁。
91. 黃旭燦、楊耿明、吳榮章、丁信修、李長之、梅文威、徐祥宏，“斷層活動性觀測與地震潛勢評估調查研究，台灣陸上斷層帶地質構造與地殼變形調查研究(5/5)-台灣西部麓山帶地區地下構造綜合分析”，*經濟部中央地質調查所報告*，第93-13號，2004：共59頁。
92. 黃偉倫，“臺灣西南部海域泥貫入體之分布與陸上諸背斜之關係及其對沈積環境之影響”，*海洋研究所碩士論文*，1995：共68 頁。
93. 黃鑑水、張憲卿、劉桓吉，“台灣南部觸口斷層地質調查與探勘”，*經濟部中央地質調查所彙刊*，第九號，1994：頁29-50。

94. 塗明寬、陳文政，”台灣地質圖說明書，圖幅第七號”，*經濟部中央地質調查所*，1990：頁 53。

95. 飯塚保五郎，“台灣油田地質概查報告－第六區油田”，*日本海軍省編*，1928：頁 115-146。

96. 董倫道、陳文山、李奕亨，”地震地質及活動斷層資料庫建置計畫，地球物理探勘研究計畫（5/5）”，*經濟部中央地質調查所*，2006。

97. 楊志成、顏一勤、宋時驊、黃能偉、陳勇全、陳文山、陳于高、吳樂群、張徽正、侯進雄、林啟文，”六甲斷層近萬年來滑移速率之探討”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第 16 號，2005：頁 1-16。

98. 楊耿明、黃旭燦、吳榮章、丁信修、梅文威、徐祥宏等，”斷層活動性觀測與地震潛勢評估調查研究-台灣陸上斷層帶地質構造與地殼變形調查研究(3/5)-新城斷層及其附近地區”，*經濟部中央地質調查所第 91-4 號*，2002：共 52。

99. 楊貴三，”臺灣活斷層的地形學研究-特論活斷層與地形面的關係”，*私立中國文化大學地學研究所博士論文*，1986：共 178 頁。

100. 楊貴三、蔡怡真，”臺灣北部新竹與新城斷層之地形學研究”，*經濟部中央地質調查所特刊*，第 14 號，2004：頁 25-35。

101. 劉彥求，”大甲斷層鑽探報告”，*經濟部中央地質調查所*，2007a。

102. 劉彥求，”小崗山斷層鑽探初步報告”，*經濟部中央地質調查所*，2007b。

103. 劉彥求，”小崗山斷層鑽探資料”，*經濟部中央地質調查所*，2008。

104. 劉桓吉、李錦發，“雲林圖幅及說明書，五萬分之一臺灣地質圖”，*經濟部中央地質調查所出版*，第三十八號，1998。

105. 鄭宏祺，“台灣西南部台南至屏東地區地質構造之研究”，*國立中央大學應用地質研究所碩士論文*，2000：共192頁。

106. 饒瑞鈞、胡植慶、洪日豪、余致義，”地震地質調查及活動斷層資料庫建置-活動斷層監測系統計畫（5/5）”，*中央地質調查所研究報告 95-10*，2006。

107. 饒瑞均、李元希、胡植慶，”地震地質與地變動潛勢分析－地變動監測分析（2/4）”，*經濟部中央地質調查所 97 年度研究報告*，2008：共 118 頁。