

沉降環境的山麓河谷地形特性一 探討臺北盆地、蘭陽平原 與屏東平原鄰近山麓地形 與構造的關係

陳文山 ¹	楊志成 ¹	吳樂群 ²	楊小青 ¹
陳勇全 ¹	顏一勤 ¹	劉立豪 ¹	黃能偉 ¹
林啟文 ³	張徽正 ³	石瑞銓 ⁴	林偉雄 ³

節 要

臺灣正處於晚新生代褶皺造山帶環境，隆起地區山脈的河谷都呈現 V 型谷，但是部分地區處於沉降環境的山麓河谷卻呈現堆積型態的 U 型谷。堆積型河谷主要的特徵是埋積厚層沉積物，河谷橫剖面呈寬平的 U 型谷，因大量沉積物埋積作用造成河谷中或山麓前緣經常呈現孤立於寬平谷中的獨立山地形。從河谷地形來看，屬於堆積型河谷的區域有臺北盆地與蘭陽平原周圍的山麓河谷以及屏東平原東側中央山脈前緣的河谷。堆積型河谷的形成決定於沉積速率與沉降速率，沉積速率大於沉降速率就會形成堆積型河谷；反之，則在盆地周圍形成侵蝕型的山麓河谷。

另外，山麓前緣邊界的彎曲度也可以反應此種關係，當盆地沉降速率大於沉積速率時，會明顯呈現山前斷層崖地形，崖線彎曲度值約接近 1，如臺北盆地西側邊界的山腳斷層崖，呈現直線型斷層崖。這種環境下的河寬與山高比率 (R) 一般都在 0.5 以上，甚至遠大於 1.0。但是，當沉積速率大於沉降速率時，沉積物堆積超覆斷層帶時，造成山前崖線的彎曲度變大，崖線彎曲度值都大於 2，且山麓河谷呈現堆積型的 U 型谷，河寬與山高比率大都小於 0.5，甚至小於 0.1，如蘭陽平原南北兩側的山麓前緣邊界。

關鍵詞：臺北盆地、蘭陽平原、屏東平原、山腳斷層、潮州斷層

-
1. 國立臺灣大學地質科學系
 2. 私立中國文化大學地質學系
 3. 經濟部中央地質調查所
 4. 國立中正大學地球與環境科學系

前 言

晚第三紀以來，菲律賓海板塊與歐亞板塊產生碰撞，菲律賓海板塊每年以 7 公分速度擠壓臺灣（Seno *et al.*, 1993）。根據數十年來大地測量資料的分析（陳佳元，1974；陳惠芬，1981；Yu *et al.*, 1997；Hung *et al.*, 1999；侯進雄等，2002），大略可以了解臺灣島的地殼變動主要呈現抬升狀態；但有些區域則呈現沉降的環境，如臺北盆地屬於後造山期（post-orogenic）的張裂盆地（Teng, 1996）；蘭陽平原處於弧後的張裂盆地（Lee *et al.*, 1980；Suppe, 1984）；屏東平原的脫逃構造形成拉張盆地（Chan *et al.*, 2002；Hu *et al.*, 2002）。另外，平移斷層造成的拉張盆地（pull-apart basin），目前臺灣尚未有文獻探討此類型的構造盆地，但從大地測量的應變分析，北段花東縱谷的構造似乎具此可能性。

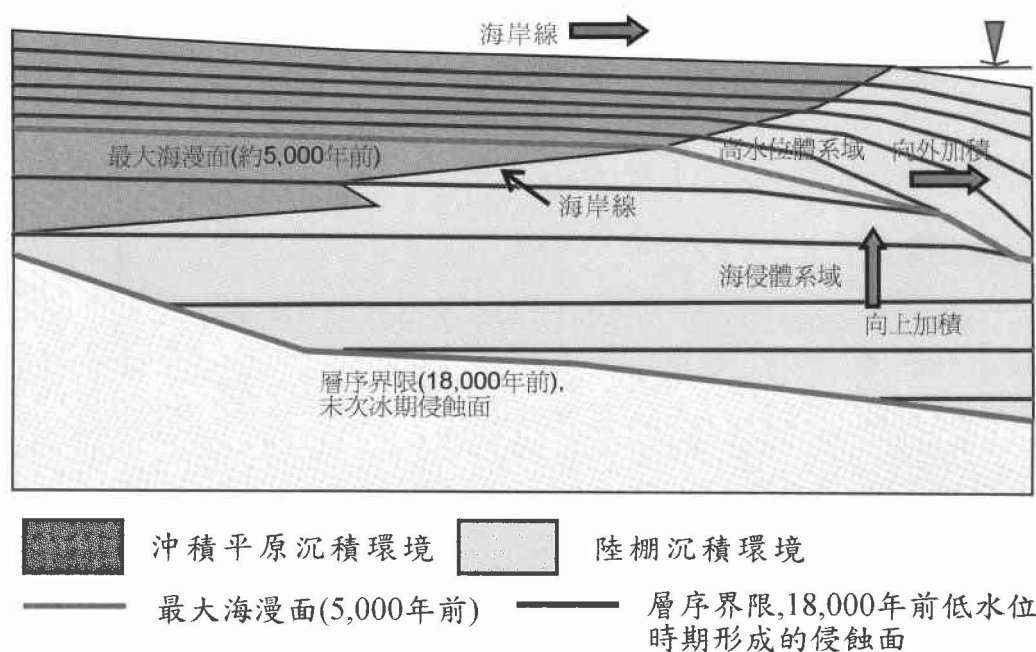
上述這些盆地大都與斷層作用有密切關係，因此在沉降盆地周圍經常存在斷層構造，如臺中前陸盆地東側的車籠埔斷層（逆衝斷層），臺北盆地的山腳斷層（正斷層），以及許多尚未調查清楚且可能存在盆地周圍的斷層，如蘭陽平原、屏東平原、埔里盆地、花東縱谷等等。本研究希望由盆地周圍的河谷與山脈的地形特徵，來推測山麓與盆地之間是否存在斷層，以及探討構造活動性與沉積作用的關係。首先藉由分析臺北盆地與蘭陽平原等明確屬於沉降環境的山麓河谷等地形特性，以此來探討其他具此類似型態地形區域的構造特性。

地形演育因素

同樣的地形處在不同構造環境時會呈現不同的特徵，其中以河流地形最常被利用來探討構造特性與活動性，如河流的彎曲度、河系型態、河床坡度、河谷剖面型態、山麓前緣彎曲度等等地形特徵（Keller and Pinter, 1996）。地表的升降變化雖與侵蝕堆積速率有密切關係，但是處於造山帶環境的構造因素影響地形變化的尺度往往遠大於其他因素所造成的變化，而且更能影響侵蝕與沉積速率（Burbank and Anderson, 2001）。從臺灣造山環境來看，數百萬年來山脈的平均抬升速率約每年 5—10 公厘，侵蝕速率約 2.5—5 公厘（Liu *et al.*, 2000）；前陸盆地的沉降速率每年約 6—10 公厘（Chen *et al.*, 2001）。如此快速的變動速率，地形特徵往往強烈反應與活動構造的密切關係（陳文山等，2001，2004；宋國城等，2000；Chen *et al.*, 2002a；Chen *et al.*, 2002b；Chen *et al.*, 2003）。

除了構造作用是地形演育過程中非常重要的影響因素之外，第四紀氣候變遷對

於地形演化更產生重大的影響（Molnar and England；1990；Schumm *et al.*, 2000）。晚更新世以來，10 萬年的周期性氣候變化造成海水面變動的幅度可達百餘公尺（Shackleton *et al.*, 1990；Naish and Kamp, 1997；Scott *et al.*, 1998）。如末次冰期海水面較現今低 100－120 公尺，之後氣候逐漸變暖，海水面隨之快速上升，約在 5,000 年前海水面達到現今的位置（Fairbanks, 1989；Pillans *et al.*, 1998）。如此海水面巨幅的變動使得地表的侵蝕與堆積作用產生快速與大幅度的變化，同時也造成地形巨大的改變。此時期地形的變動大致劃分為兩個階段，第一階段：海侵時期（約 18,000－5,000 年前），海水面急速上升，侵蝕基準面以下（海相盆地）的堆積空間急速增大，此階段的沉積層呈現向上加積（aggradation）的作用。從全新世蘭陽平原、嘉南平原與屏東平原的古沉積環境分析結果得到印證（吳樂群，1996，1998，1999；徐濞德，1999；陳文山，2000；黃郁婷，2001）。第二階段：晚全新世至今（約 5,000 年前－現今），海水面不再大幅度變動，沉積空間僅受到構造沉降作用影響，而不再急速增加。因此，沉積物快速將盆地填滿，之後沉積物向海側堆積（progradation），此時海岸線快速向海側遷移（圖一）。從海岸平原之下的全新世



圖一 蘭陽平原為例，末次冰期以來沈積層序演化示意圖。

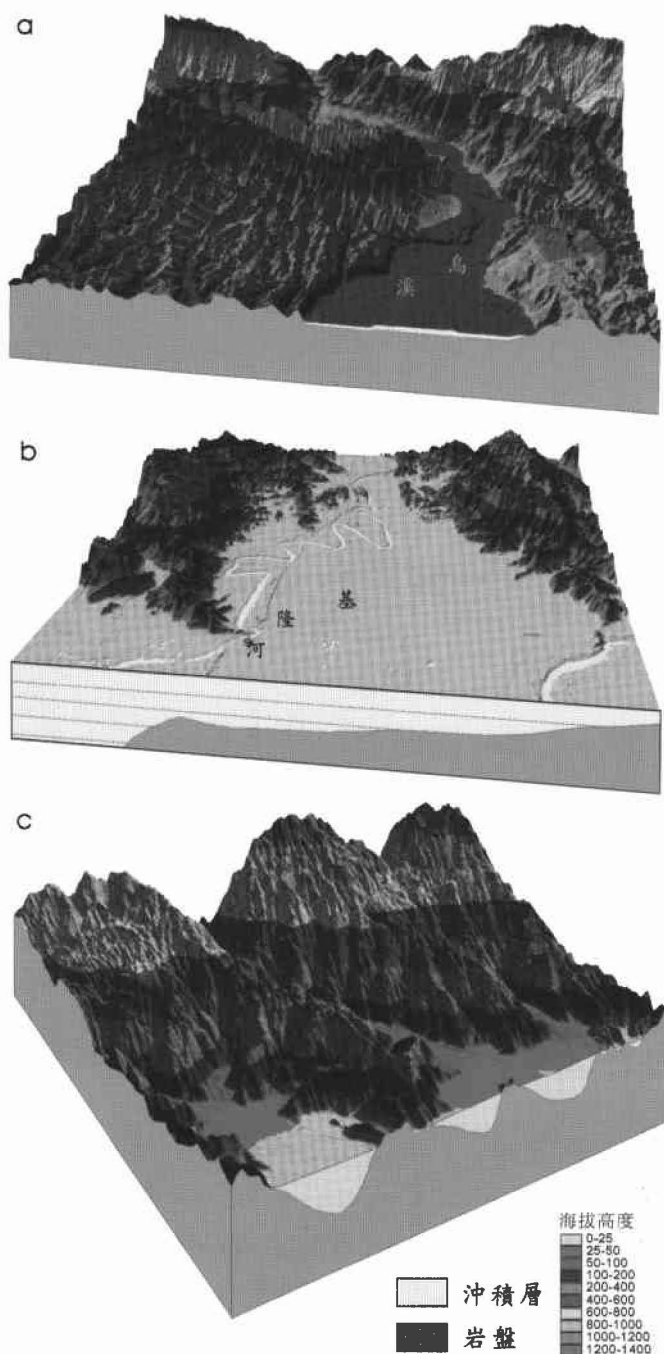
地層層序分析，顯示臺灣各海岸平原主要形成於此階段（吳樂群，1996，1998，1999；徐浩德，1999；陳文山，2000；黃郁婷，2001；宋時驊，2001）。假如沉積速率快於盆地的沉降速率時，沉積物除了向海側堆積之外，在山麓前緣沖積扇的沉積物則會朝向上游的山麓河谷堆積，使得山麓河谷由侵蝕型的 V 型谷轉變堆積型的 U 型河谷。因此，在探討麓山帶與平原區的地形時，必須慎重考慮全新世海水面的變動速率與沉積速率的關係。本文主要將嘗試以定量方式來描述堆積型河谷的特性，首先分析臺北盆地與蘭陽平原兩個沉陷盆地周圍的山麓河谷地形，並以此來探討其他地區堆積型山麓河谷與構造的關係。

侵蝕型河谷

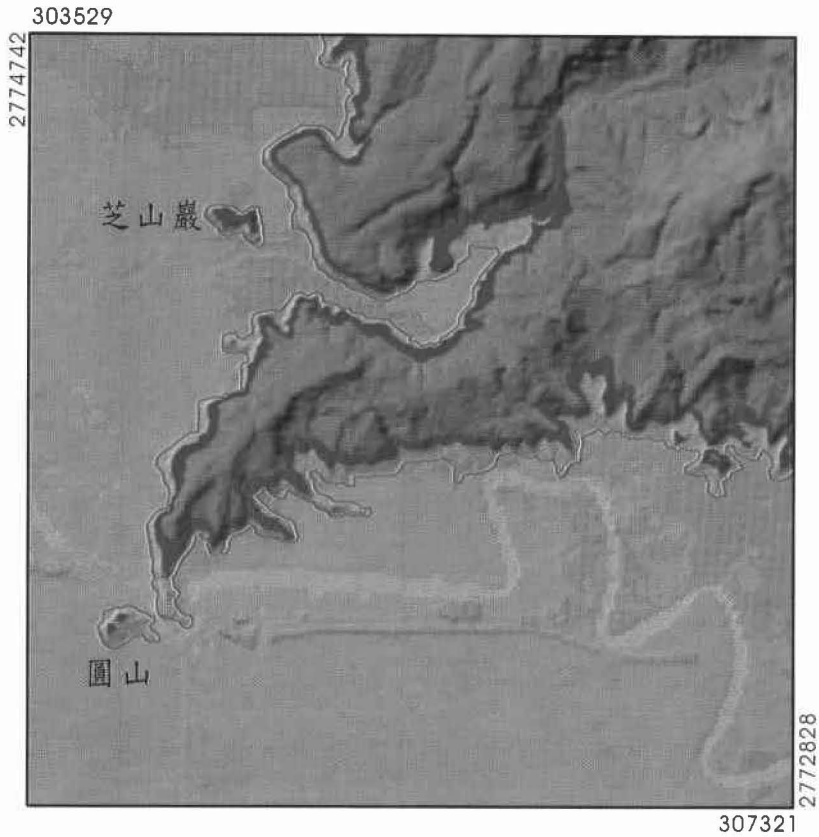
當河床剖面未達侵蝕基準面（base level of erosion）時，河谷還持續受到向下、向源與側向的侵蝕作用，因此河床大都出露岩盤或僅堆積薄層的沉積物。換言之，當河床坡度大於侵蝕基準面的坡度時，河流還會持續向下切割侵蝕，沉積物繼續往下游搬運並堆積在侵蝕基準面以下（Bull, 1991）。臺灣地區除北部之外，大都處於褶皺—逆衝斷層帶的構造環境。山脈還處在抬升環境，河床坡度大於侵蝕基準面坡度，因此河谷型態多屬於侵蝕型河谷。侵蝕型河谷的地形特徵是河床為裸露的岩盤或堆積薄層沉積物，河谷橫剖面大都呈 V 型，下游河谷（河流尚未進入平原區的河段）的河床坡降約 10 公尺/公里。雖然臺灣部分的主要河流在下游河谷的橫剖面亦呈 U 型，但是河床都為岩盤，並且沒有厚層沉積物堆積，如大甲溪、烏溪與濁水溪等河流在前緣斷層上盤的河床僅堆積數公尺礫石層（圖二 a）。

堆積型河谷

當河床坡度小於侵蝕基準面坡度時，谷中會堆積大量沉積物，沉積物除了向外持續堆積之外，還會向上游擴展堆積並逐漸掩埋上游河谷。因而位於山麓中的堆積型河谷的河床坡度較平緩，與下游盆地的河床坡度相當，河谷橫剖面則呈現寬平的 U 型谷特徵（圖二 b, c）。堆積型河谷所呈現的地形特徵與水庫淹沒區之上的地形相似（水庫淹沒區如同河谷中的堆積區）。水庫淹沒區的範圍可涵蓋至支流，山峰在淹沒區中形成孤島。堆積型河谷的特徵同樣是沖積層堆積範圍可涵蓋至支流，即使在支流橫剖面也同樣展現寬平的 U 型谷地形。堆積型河床的坡度相當平坦，堆積型河谷的河床坡度約為 1—3 公尺/公里。此外堆積型河谷另具有一種特殊的地形，就是在寬平河谷中經常出現獨立山地形，顯示厚層沉積物堆積於河谷時將較低矮的山脊掩埋，而凸起山峰便在河床中形成孤立的獨立山地形（圖三）。



圖二 a. 烏溪河河谷呈狹窄河床，河谷剖面呈 V 型，屬於侵蝕型河谷。b. 基隆河河谷呈寬平河床，河谷剖面呈 U 型，谷中具有孤立的獨立山，屬於堆積型河谷。c. 蘭陽平原北側雪山山脈與平原交會處，沉積物大量堆積於山麓河谷中，河谷中具有孤立的獨立山。水平與高度比率呈 1：3。



圖三 堆積型河谷特徵是沖積層覆蓋主流與支流，支流橫剖面也呈寬廣的 U 型谷。寬平河道中經常出現獨立山地形，如圓山與芝山巖位在臺北盆地中的孤丘。

河谷型態與山麓前緣界線的定量評估

本研究以定量方法分析河谷的型態與山麓前緣的彎曲度（sinuosity of mountain-piedmont junction；mountain-front sinuosity），嘗試區分侵蝕型與堆積型河谷，以及探討山麓前緣斷層的活動性。為評估構造活動與沉積速率對河谷地形的影響，利用河谷橫剖面的河床寬度與山高的比率來區別河谷型態（valley-floor width-to-height ratio； $R = wdf / (hr + hl) / 2$ ；Bull and McFadden, 1977）。

wdf	河床寬度
hr	河谷右側分水嶺與河床高差
hl	河床左側分水嶺與河床高差
$R = wdf / (hr + hl) / 2$	河谷橫剖面的河床寬度與山高比率

因為，抬升環境的河流以下切侵蝕作用為主，造成河床寬度較窄 (wdf)，河谷兩側分水嶺與河床高差較大，所以河床寬度與山高比率較小 ($R = wdf / (hr + hl) / 2$)。反之，沉降區或構造穩定區的河流以側蝕作用為主，河床寬度較寬，分水嶺與河床高差較低，河床寬度與山高比率較大。以 R 值探討構造的活動性，應侷限於同一構造區與岩性相似的河谷較為恰當，且所量測的河谷橫剖面位置應在河口約 1 公里範圍內河谷。

另外，山麓前緣與平原交界的彎曲度也可以反映山前斷層（假如山麓前緣具有斷層）的長期活動性，尤其屬於沉降環境（Bull and McFadden, 1977）。山前彎曲度是受到斷層兩側地塊相對的升降運動以及沉積物堆積速率所影響。假如山麓前緣與平原的沉降速率差異大，山麓前緣界線的彎曲度則較小。若兩側沉降速率差異愈小，彎曲幅度則較大；尤其處在臺灣如此高沉積速率環境之下，沉積物會朝向山區河谷堆積，河谷逐漸被沉積物掩埋，使得前緣界線向谷內彎曲造成彎曲度變大。此種山前邊界的型態猶如溺谷海灣呈現高彎曲度的海岸線型態。沖積平原的沉積物會朝向山麓河谷中延伸，因此河床坡度會與平原坡度相當。假如山前斷層的活動性大，盆地沉降速率大於沉積速率時，則河床剖面處在基準面以上時，河谷呈現侵蝕作用，山麓河谷坡度必會在山前產生較大的變化。另一因素是沉降區河流以側向侵蝕作用為主，使得河谷變寬，造成彎曲度變大（Burbank and Anderson, 2001）。因此，山麓前緣邊界的彎曲度通常可以顯示長期構造的活動性（Bull and McFadden, 1977；Burbank and Anderson, 2001）。山麓前緣彎曲度 (S) 是由山麓與平原交線的長度 (Lmp) 與山麓前緣的山脊前端連接線長度 (Lr) 的比值 ($S = Lmp / Lr$)。因此， Lmp 的界線是計算彎曲度的關鍵問題。所以在利用彎曲度探討構造的活動性時，建議在同一沉積盆地相互比較最為適合。

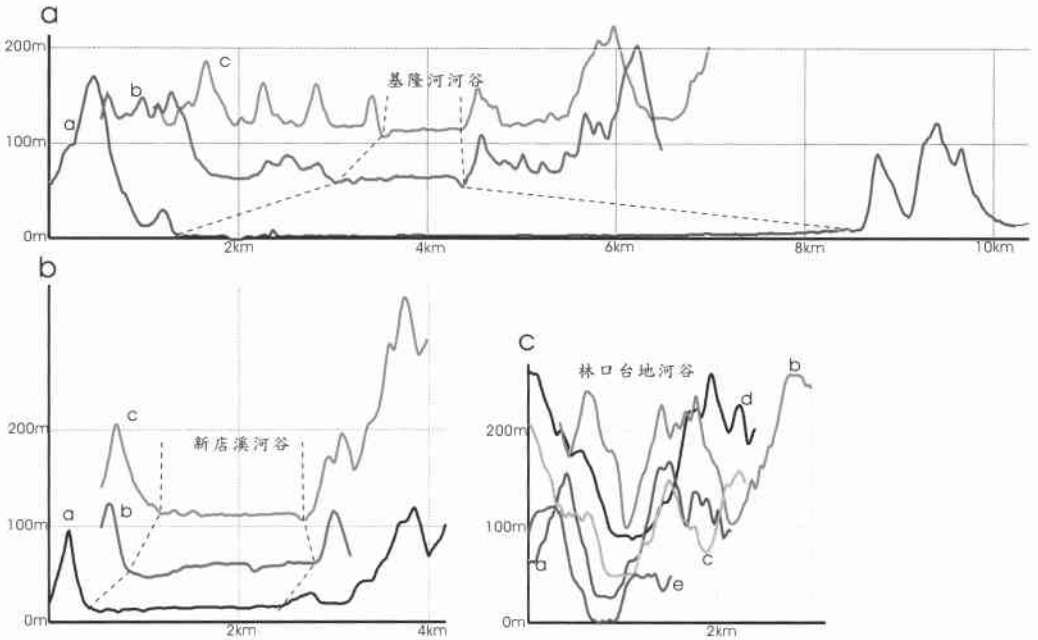
Lmp	山麓與平原交線的長度
Lr	山前的山脊前端連接線長度
$S = Lmp / Lr$	山麓前緣彎曲度

以下就從構造較清楚的臺北盆地與蘭陽平原屬於下陷區的河谷型態與山前彎曲度分析，來看沉降區的地形特性。之後，以此探討屏東平原兩側中央山脈與麓山帶的河谷型態與山前彎曲度的地形意義。

臺北盆地

臺北盆地西側被山腳斷層所截切，東側上盤下陷形成臺北盆地，下盤為林口台

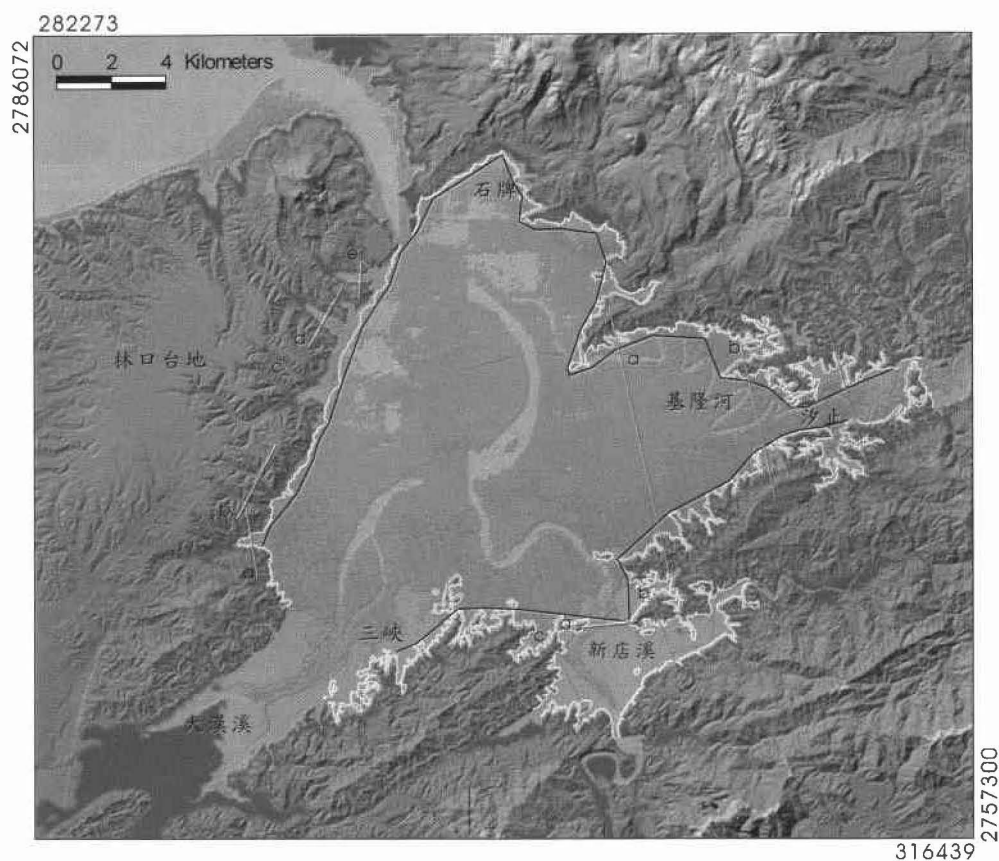
地，南側以臺北斷層與麓山帶為界（許誠，1992；林朝宗等，1999；Teng *et al.*, 2001；陳文山等，2003）。盆地周圍規模較大的河流計有基隆河、新店溪與大漢溪，上述河流位在盆地周圍山麓河谷橫剖面的型態都呈現寬平的 U 型谷，且盆地周邊形成許多孤立的獨立山，最顯著的如圓山、芝山巖、公館、中和尖山等都是位在盆地當中出露岩盤的獨立山。首先從河床橫剖面寬度與山高比率（ R ）來看，盆地東側基隆河與南側新店溪與磺溪流域的 R 值皆小於 0.1（圖四 a, b），河谷剖面型態呈 U 型谷。但位於山腳斷層下盤河流的 R 值皆大於 0.4，部分河系可以大於 2，河谷剖面型態呈 V 型谷（圖四 c），顯示盆地西側位在山腳斷層下盤桃園台地河流的河床寬度與山高比值較臺北盆地東側與南側山麓河谷形態有很大的差異。



圖四 河谷橫剖面，高度放大 10 倍，a. 基隆河河谷剖面，河谷型態為 U 型谷。
b. 新店溪河谷屬於 U 型谷。c. 山腳斷層下盤林口台地河谷為 V 型谷。

臺北盆地呈三角形盆地外形，以下將盆地邊界分為三個區段分析山前的彎曲度（圖五），西側與林口台地邊界的彎曲度為 1.2，東北側石牌—汐止的山前彎曲度為 2.7，南側為汐止—三峽的彎曲度為 4.1（圖五）。從臺北盆地三邊的山前彎曲度

分析，結果以西側邊界的彎曲度最小且彎曲度值接近 1，其與東側以及南側的彎曲度有很大的差異。從上述的山前彎曲度 S 值與河流剖面的寬度與高差比值 R 值分析，可以發現臺北盆地西側山腳斷層沿線有明顯的差異。



圖五 臺北盆地呈三角形盆地，西側林口台地邊界的彎曲度為 1.2，東北側為石牌—汐止山麓邊界，彎曲度為 2.7，南側為汐止—三峽山麓邊界，彎曲度為 4.1。黃線為山麓與平原交線 (Lmp)，黑線為山脊前端連接線 (Lr)。紅線為圖四的河谷剖面位置。

蘭陽平原

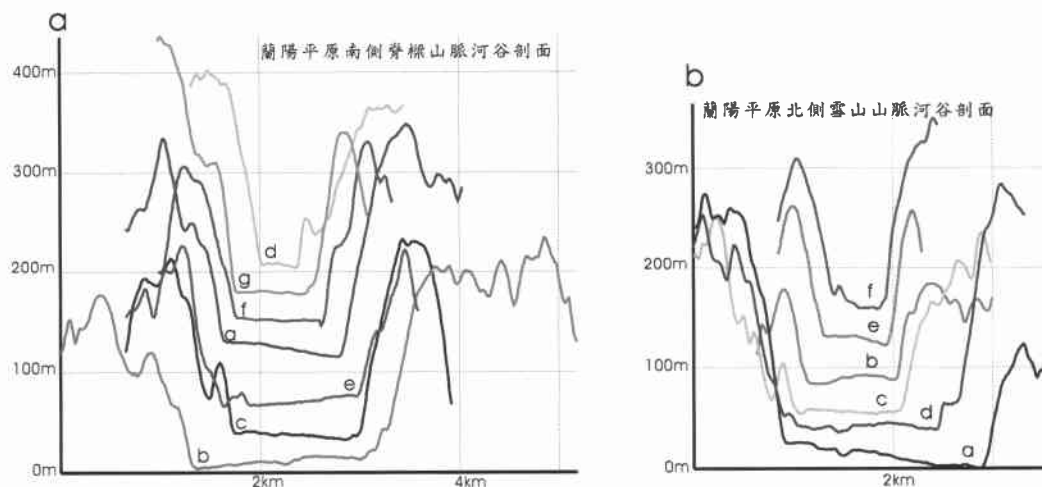
蘭陽平原位在脊樑山脈與雪山山脈之間呈向東開展的三角形盆地，位於沖繩海槽西側尖端，隨著海槽向西擴張，更新世以來蘭陽平原在此作用至今還持續張裂的

盆地（許華杞，1987）。但目前對於蘭陽盆地週邊的構造並沒有詳細的資料，一般推測地下呈現對稱形狀的地塹構造；從盆地的下陷速率以及鑽探資料可發現愈接近盆地中央的沉積層愈厚且下陷量愈大（Liu, 1995；陳文山，2000）。

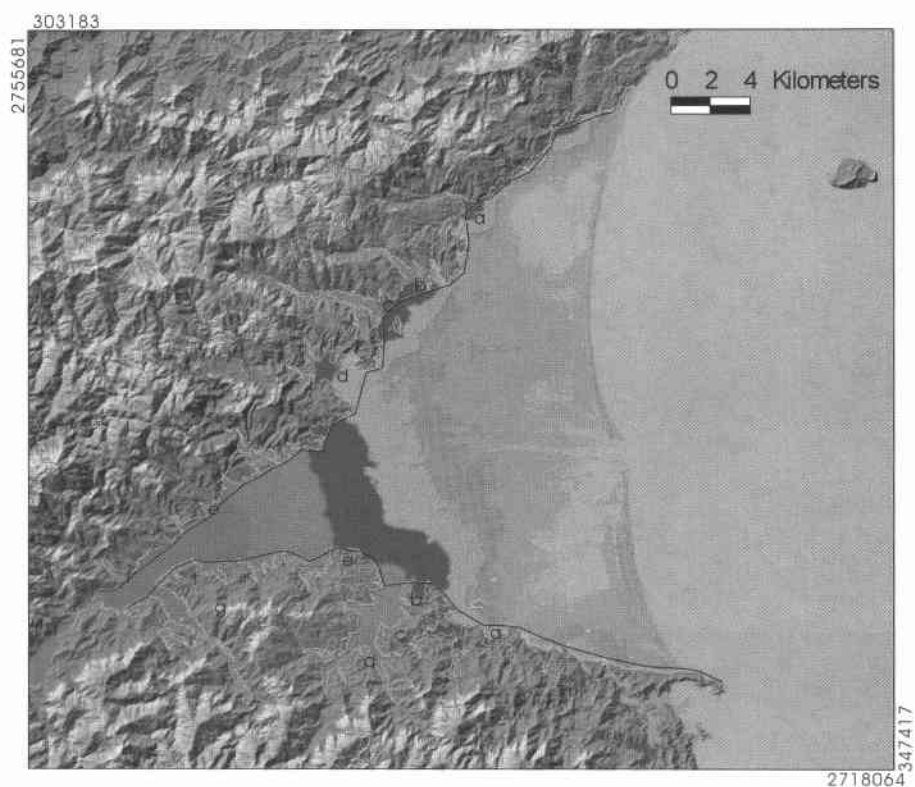
蘭陽平原北側屬於雪山山脈，南側為脊樑山脈，兩側河流進入平原之前的河谷地形都呈現寬平的 U 型谷，並且位在山麓前緣沖積平原中也出現許多獨立山的地形，如冬山與圓山等，顯示部分山脊已經被掩埋在厚層沖積層之下（圖六）。從河床寬度與山高比率分析，盆地北側雪山山脈河谷剖面的 R 值約 0.1–0.6 之間，南側脊樑山脈河谷 R 值約為 0.1–0.5（圖七 a, b）。平原兩側山麓前緣都呈現大彎曲度，北側雪山山脈的彎曲度為 2.7，南側脊樑山脈的彎曲度為 3.6（圖八）。



圖六 蘭陽溪支流河谷型態呈 U 型，寬平的河床地形，以及河谷中經常可見孤立於河床的獨立山，顯示河谷中堆積厚層沉積物。



圖七 河谷橫剖面，高度放大 10 倍。a. 蘭陽平原南側脊樑山脈山前河谷剖面，呈 U 型谷。b. 蘭陽平原北側雪山山脈山前河谷剖面，呈 U 型谷。

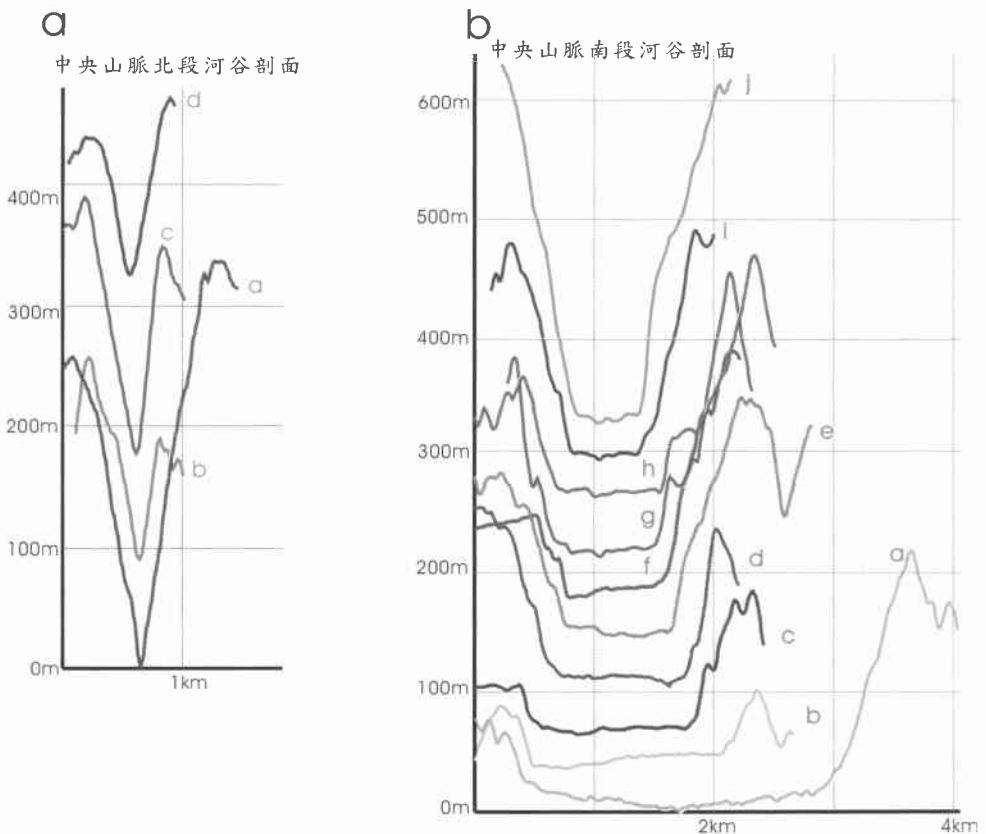


圖八 蘭陽平原南側脊樑山脈邊界的彎曲度為 3.6，北側雪山山脈邊界的彎曲度為 2.7。黃線為山麓與平原交線 (L_{mp})，黑線為山脊前端連接線 (L_r)。紅線為圖七的河谷剖面位置。

屏東平原

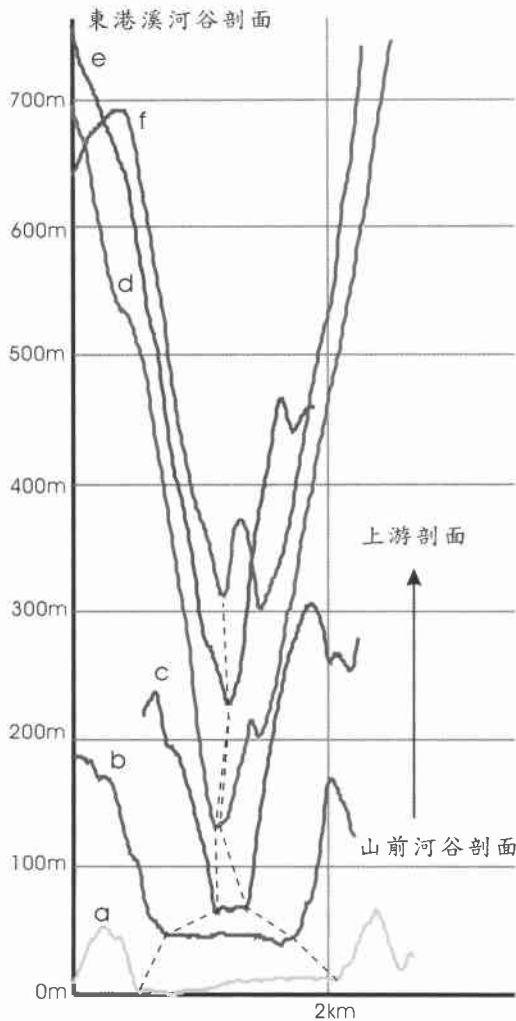
屏東平原位在中央山脈與外麓山帶之間的盆地，盆地東側中央山脈出露板岩與硬頁岩等輕度變質岩，以潮州斷層與西側的晚第三紀—第四紀沉積岩為界 (Tsan and Keng, 1968)，一般認為潮州斷層屬於高角度的逆斷層 (Hsieh, 1970; Yen and Tien, 1986; Yu *et al.*, 1983; 石再添、鄧國雄, 1983; 石再添等, 1984)。

本研究根據中央山脈山麓前緣河谷地形劃分為兩個地形區段，北段 (茂林以北) 的河谷型態呈 V 型河谷。南段河谷呈 U 型河谷，寬平河床並堆積厚層沉積物且河谷中時而出現獨立山地形。從地形分析，兩區段的河谷型態與彎曲度差異非常大，北段河谷的 R 值都大於 10，屬於侵蝕型的河谷 (圖九 a)；南段的比值都小於 0.6 或部分河谷的 R 值小於 0.01，屬於堆積型河谷 (圖九 b)。但由同一河流 (東港溪)



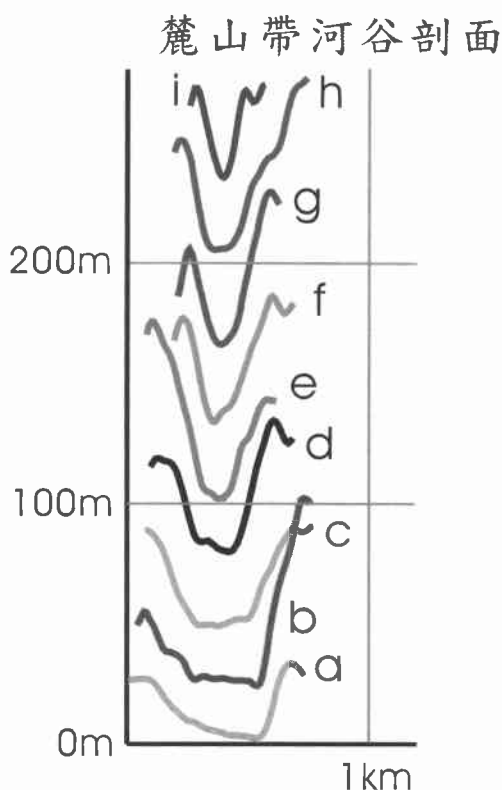
圖九 河谷橫剖面，高度放大 10 倍。a. 屏東平原北段中央山脈山前河谷剖面，呈 V 型谷。b. 屏東平原南段中央山脈山前河谷剖面，呈 U 型谷。

的河谷型態來看（圖十），接近山前河谷剖面的 R 值為 $0.1-1.0$ ，屬於堆積型河谷，而上游河谷剖面 R 值大於 10 ，屬於侵蝕型態河谷，顯然同一河流具有兩種類型河谷。從源於中央山脈同一河流的河床坡降分析，接近山前的河谷都屬於堆積型河谷，河床坡降為 10 公尺/公里（坡度 0.6 度），與西側平原區的河床坡度相同，顯然山麓中河流的河床面是外側沖積扇面的延伸；而上游的河谷則屬於侵蝕型河谷，河床坡降突然變大，約為 25 公尺/公里（坡度 1.5 度）。中央山脈山前邊界亦分為兩段，北段（茂林以北）的彎曲度為 1.1 ，南段彎曲度為 2.8 （圖十一）。



圖十 東港溪河谷剖面，中央山脈山前河谷型態呈 U 型谷，上游河谷剖面呈 V 型谷，高度放大 10 倍。

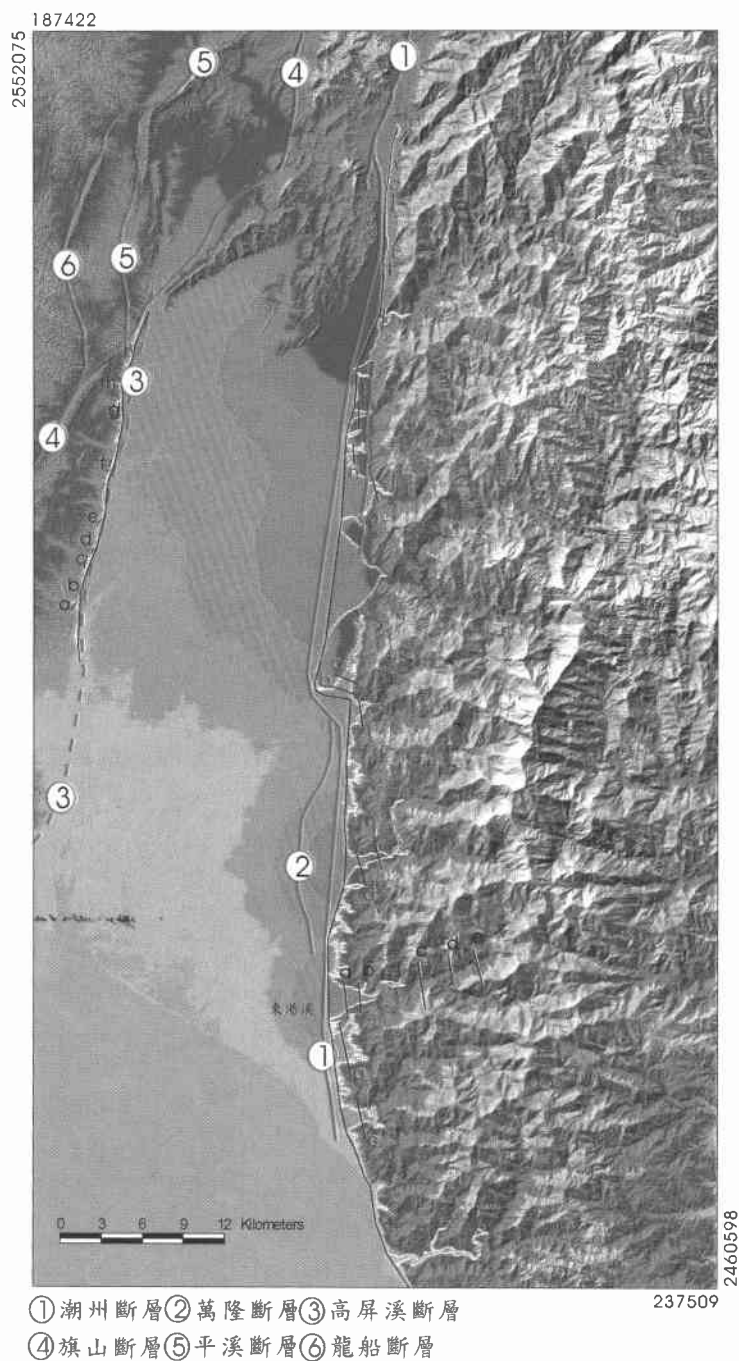
另外，位於屏東平原西側外麓山帶地區（高屏溪西側），河流的河床寬度與山高比率約為 0.2—1.2（圖十二），因岩層屬於上一更新世的泥岩，河谷型態屬於稍微寬闊的 V 型谷，而沿著高屏溪的山前邊界彎曲度為 1.2（圖十一）。



圖十一 屏東平原西側外麓山帶河谷剖面，南側河谷型態呈 U 型谷，北側河谷剖面呈 V 型谷，高度放大 10 倍。

討 論

雖然可以利用計量方式分析河谷型態以及山前彎曲度來評估位在山麓前緣斷層的活動性（Bull and McFadden, 1977），但是地形除了受到構造因素影響之外，還會受到山前盆地的沉積速率所影響。因此，本研究以臺北盆地與蘭陽平原兩個區域的地形分析盆地的沉降速率與沉積速率的關係，並以此來討論屏東平原兩側斷層的活動特性。



圖十二 屏東平原東側中央山脈北段邊界的彎曲度為 1.1，南段中央山脈邊界的彎曲度為 2.8，平原西側外麓山帶邊界彎曲度為 1.2。白線為山麓與平原交線 (L_{mp})，黑線為山脊前端連接線 (L_r)。紅線為圖九、十、十一的河谷剖面位置。

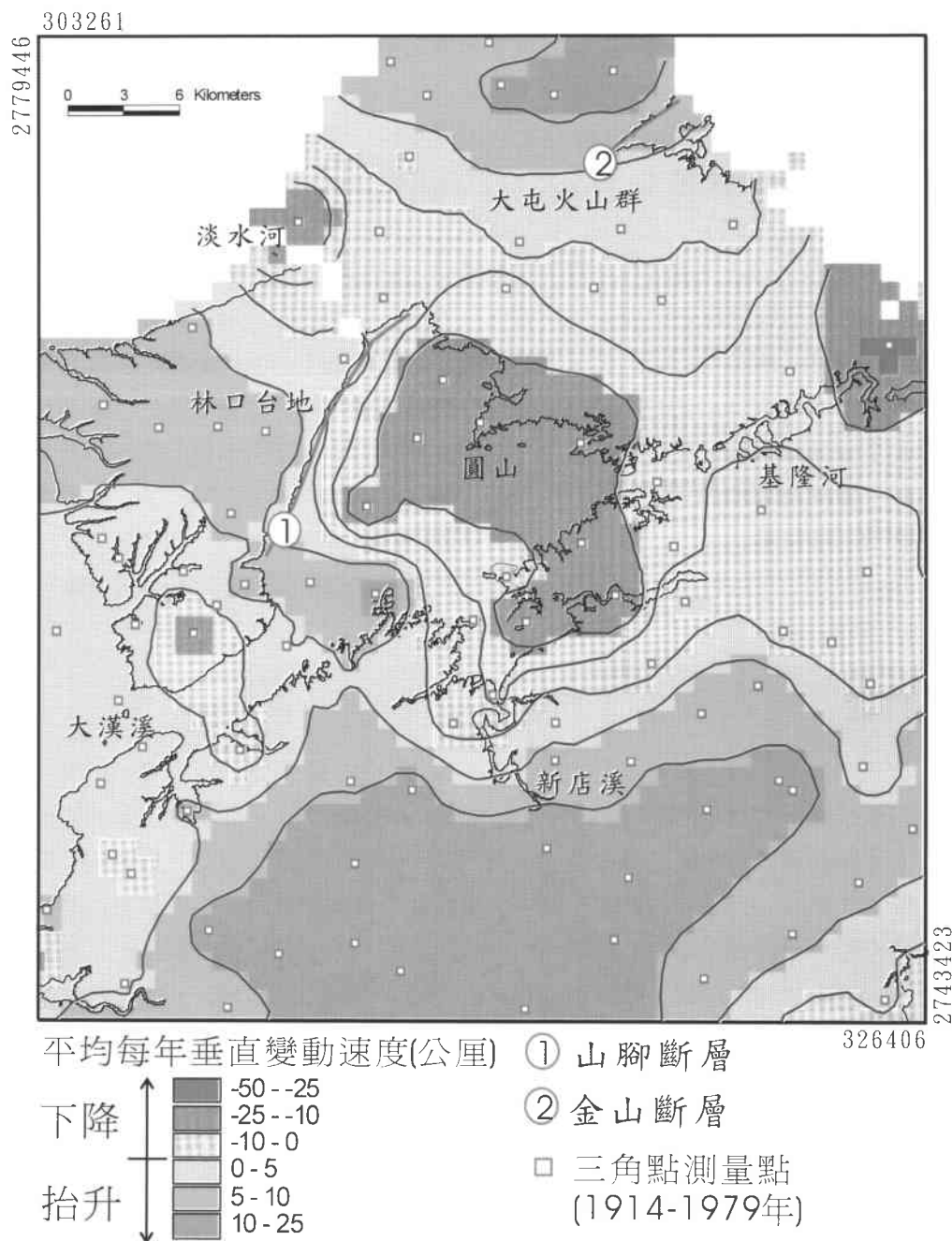
臺北盆地

臺北盆地與林口台地以山腳正斷層為界，南側與麓山帶之間有臺北斷層；山腳斷層屬於第一類的活動斷層，臺北斷層則不屬於活動斷層（林啓文等，2000）。目前資料顯示臺北盆地至少在 40 萬年以前就已經開始張裂形成下陷盆地，盆地構造屬於半地塹的型態（Teng, 1996；Teng *et al.*, 2001；陳文山等，2003），主要斷層即為西側的山腳斷層，長期以來盆地西側屬於沉陷速率較快的環境。由臺北盆地的層序與定年資料分析（Liu, 1990；許誠，1992；林朝宗等，1999；Teng *et al.*, 2001），全新世以來在西側的沉降速率每年約 3.3—2 公厘（尚未考慮沉積物壓密，真正的構造沉降速率應該更小），在盆地東側的沉降速率平均每年小於 1 公厘，沉降速率遠小於臺北盆地西側。但由 1914—1979 年之間兩次大地測量結果分析平均每年地殼變動速率約 15—25 公厘（陳惠芬，1981），亦顯示臺北盆地與基隆河流域都處於沉降環境，雖然以近 60 年的兩次觀測量差的分析與長期變動量或 GPS 觀測值（余水倍等，1999）有很大的差異，但都顯示為沉降的構造環境（圖十三）。本研究認為此差異的主要原因與 70 年代之前臺北地區抽取地下水造成地層大規模的下陷有關。

山腳斷層下盤山前界線的彎曲度為 1.2；河谷屬於侵蝕型的 V 型谷，其河床寬度與山高比率大於 0.4，此比率相較於東北側基隆河與南側新店溪與橫溪河谷的 R 值（小於 0.1）還大，顯示山腳斷層下盤河谷尚屬於幼壯年期的侵蝕型河谷；其餘臺北斷層（逆斷層）所在之上盤河谷都有厚層沉積物堆積，屬於堆積型的 U 型谷，由此亦證明臺北斷層應該已不再活動。從彎曲度（1.2）來看，顯示山腳斷層是具有活動性的斷層。其餘兩側山前界線的彎曲度非常大，也證明東南側山麓前緣的臺北斷層已不具活動性。另外從山前彎曲度以及下盤河谷地形特徵，亦顯示臺北盆地西側的沉積速率小於盆地的沉降速率（每年約 3.3—2 公厘）。

蘭陽平原

蘭陽平原兩側山前界線呈現大彎曲度且河谷屬於堆積型態，如此地形特徵是否表示蘭陽平原兩側斷層的活動性較低？陳文山（2000）利用蘭陽平原之下的晚更新世—全新世沖積層計算平原區的下陷速率，約每年為 5—10 公厘，顯示蘭陽平原屬於快速下陷的構造環境，並推測蘭陽平原兩側應具有活動性極高的正斷層。但為何平原兩側山前呈現高彎曲度，以及山麓前端河谷呈現堆積型態。本研究認為與沉積速率有密切的關係，當沉積速率大於盆地沉降速率時，沉積物會超覆堆積在斷層兩側並將斷層掩埋，形成堆積型河谷，導致地表無法呈現猶如臺北盆地西側山腳斷層



圖十三 臺北盆地 1914—1979 年兩次大地測量結果分析平均每年地殼變動速率約下陷 5 公分以下，沉降量遠大於全新世長期的沉降量以及 1992—1996 年間 GPS 的觀測值，其主要原因是 70 年代之前抽取地下水造成地層大規模的下陷有關。但以全區來看，臺北盆地是呈現沉降的構造環境。金山沖積平原因沒有測量點，所以無法顯示是否屬於沉降環境。

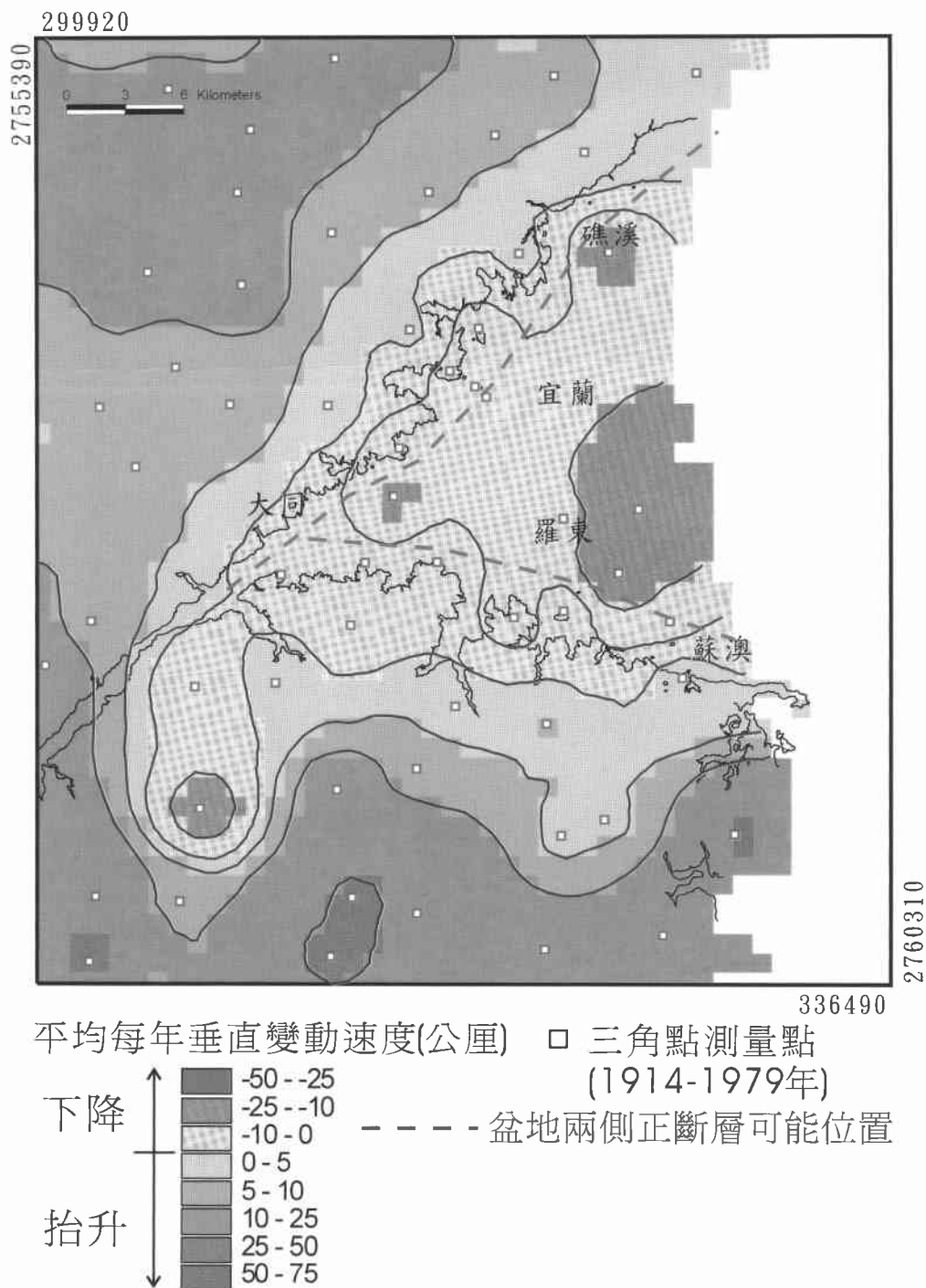
形成的斷層崖地形；岩心資料已顯示兩側變質岩岩盤被埋積在平原之下（陳文山，2000）。

從蘭陽盆地沖積層的層序分析（陳文山，2000），顯示末次冰期以來（18,000 年以來）的沉降速率約每年 5—10 公厘。於 18,000—5,000 年前，沉積物堆積方式為向上加積；但於 5,000 年前以來，沈積物開始向海側（東）側向堆積，造成海岸線快速向東遷移。顯示 5,000 年之後，蘭陽平原上游區域沉積速率已大於盆地的沉降速率，造成沉積物向海側以及盆地周圍河谷堆積。盆地周圍地形並未發現明顯由斷層造成的地形（線型地形），此可能在蘭陽平原兩側是由一系列平行的正斷層所構成，雪山山脈與脊樑山脈的山麓前緣同屬於沉降環境，只是山麓地區的下陷速率小於盆地中央區域。從三角點測量結果（陳惠芬，1981），亦顯示蘭陽平原以及周圍山麓帶都處於沉降環境（圖十四），大部分測量點的沉降量與全新世的沉降速率相似。因此，當沉積物的堆積速率大於蘭陽平原的構造沉降速率時，即使斷層仍繼續產生沉降作用，沉積物仍然朝向上游河谷堆積，形成堆積型河谷以及構成大彎曲度的山前邊界。

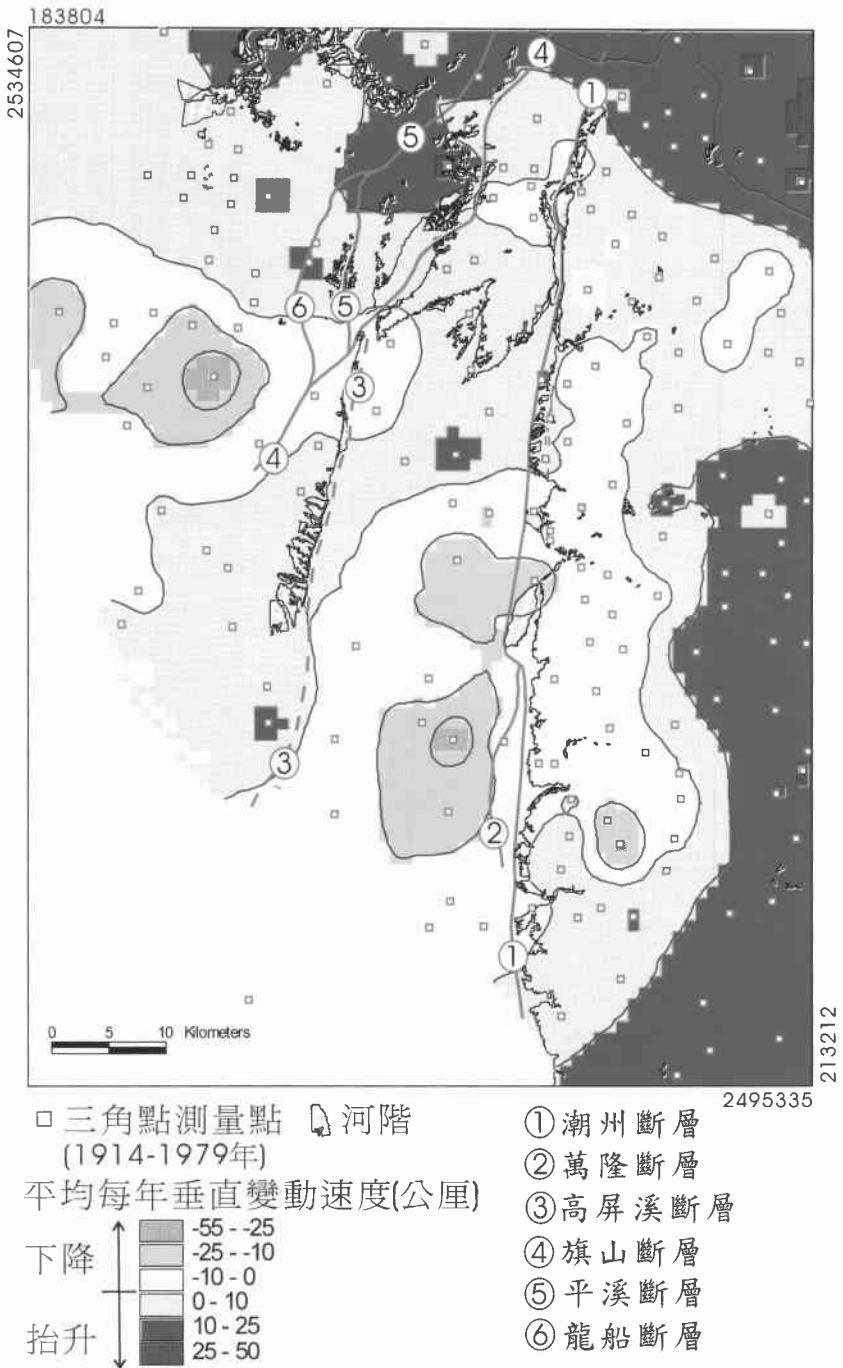
屏東平原

屏東平原兩側具明顯的線型山麓前緣，東側中央山脈山麓前緣為潮州斷層，西側亦可能以斷層（高屏溪斷層）為界（Lacombe *et al.*, 1999）。從兩側出露的岩層來看，潮州斷層屬於逆斷層的構造型態，震測剖面亦顯示潮州斷層為向東傾斜呈高角度的斷層（Yen and Tien, 1986）。另外，從盆地中堆積物來看，晚更新世以來屏東平原的沉積物來自荖濃溪與楠梓仙溪，厚度已超過一千公尺，顯示第四紀以來屏東平原屬於沉降的構造環境（吳樂群，1996，1998；徐濤德，1999）。從全新世沉積層的分析，結果顯示南側屏東平原的下陷速率每年小於 7 公厘；屏東平原北側沉積層屬於陸相環境，盆地的變動速率較難估算，但從更新世的厚層沉積層不整合堆積在中新世岩盤之上來看（吳樂群，1998），長期而言應屬於沉降環境。

另外由三角點測量的結果（陳惠芬，1981），顯示茂林以南的中央山脈西緣呈現一寬約 5 公里的沉降帶（圖十五），從地形分析亦顯示茂林以南的中央山脈前緣河谷呈現寬平的 U 型谷地形，且谷中具有獨立山地形，山前邊界呈現高彎曲度（ $S=2.8$ ），岩心資料顯示河谷沉積物厚度可達 100 公尺以上（吳樂群，1996，1998），與蘭陽平原兩側地形特徵非常相似。反之，假若潮州斷層目前的活動型態屬於逆斷層作用，位於上盤中央山脈的河谷應呈現侵蝕型的 V 型谷，但由上述特徵顯然目前在南段潮州斷層（茂林以南）兩側的構造應屬於沉降的環境。此外，假若現今尚處



圖十四 蘭陽平原 1914—1979 年兩次大地測量結果與全新世長期沉降量相當，大部分的下陷速率約 10 公厘以下，盆地呈地塹型態，兩側可能呈一系列平行的正斷層向盆地中心沉陷。



圖十五 屏東平原鄰近地區 1914—1979 年兩次大地測量結果與全新世長期沉降量相當，大部分下陷速率約 10 公厘以下。屏東平原南側與南段潮州斷層西側的中央山脈同屬於沉降環境，屏東平原北側與北段潮州斷層西側的中央山脈同屬於抬升環境，高屏溪斷層西側的外麓山帶地區則屬於抬升環境。

於壓縮的構造環境，位在潮州斷層南段的西側平原區之下的萬隆斷層（逆斷層，Chiang, 1971）應呈現逆斷層作用，同時造成上盤的隆起。但現今地形並未呈現如此特徵，而大地測量結果顯示此區域是呈現沉降環境。雖然目前尚無直接資料證明中央山脈的西側具有正斷層的構造，但本研究認為從地形特徵以及大地測量結果來看，現今潮州斷層南段的活動可能轉變為具有正斷層作用的伸張環境。從近年來經濟部中央地質調查所 GPS 觀測資料亦顯示南段潮州斷層的兩側呈現沉陷的作用（沈里俊，2003；Hu *et al.*, 2003）。

潮州斷層北段在茂林以北的山前彎曲度接近 1，河谷型態屬於侵蝕型 V 型谷，由三角點測量結果亦顯示中央山脈區域屬於抬升環境（陳惠芬，1981；沈里俊，2003；Hu *et al.*, 2003）。本研究量測潮州斷層、六龜斷層以及鄰近斷層的擦痕，顯示此區域的斷層都呈左向橫移並具逆衝的型態，此現象可能代表近期位在北段潮州斷層區域屬於擠壓作用。

屏東平原西側與外麓山帶丘陵接觸邊界的彎曲度為 1.2，外麓山帶河谷都屬於侵蝕型態，山前彎曲度與河谷型態等地形特徵與山腳斷層兩側地形非常相似。從屏東平原堆積上千公尺晚更新世—全新世沉積物來看，屬於沉降環境（吳樂群，1996，1998）。三角點測量資料表示麓山帶屬於抬升環境，而屏東平原屬於沉降環境（陳惠芬，1981），平原區與丘陵區之間地殼變動有明顯差異。另外 GPS 量測資料亦顯示外麓山帶丘陵與平原之間水平位移速率有很大的差異，外麓山帶向西南的位移速率大於東側平原區，高屏溪西側外麓山帶呈現向西南側脫逃現象（Hu and Yu, 2001；Hu *et al.*, 2003；沈里俊，2003）。從這些現象看來，其之間應存在一左向橫移斷層（Lacombe *et al.*, 1999；Hu *et al.*, 2003；沈里俊，2003）。

結 論

從上述幾個沉降盆地的地形分析，顯示構造活動速率與沉積速率是影響沉降盆地鄰近地形的重要因素。當沉積速率小於盆地的沉降速率時，盆地邊界會呈現幾近線形的線崖地形，山前彎曲度接近 1，且在山麓前緣形成三角面崖，山麓河谷呈侵蝕型河谷等等的地形特徵，如林口台地與臺北盆地間的斷層崖，以及屏東平原西側與麓山帶的邊界。假如沉積速率大於盆地的沉降速率時，盆地邊界則會具有大彎曲度的邊界，山麓河谷呈堆積型態的 U 型谷，如蘭陽平原兩側以及潮州斷層南段的山前邊界。

誌 謝

本研究於此特向經濟部中央地質調查所致謝，提供多方之支持與贊助，才能使本研究順利進行與推展。本研究經費來自經濟部中央地質調查所九十二年『地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫』—槽溝開挖與古地震研究計畫（2/5）（計畫編號：92ECA380204）。

參 考 文 獻

- 石再添、鄧國雄（1983）潮州斷層帶的活動斷層與地形。國立臺灣師範大學地理研究，第七期，第 17—34 頁。
- _____、_____、張瑞津、石慶得、楊貴三、許民陽（1984）臺灣西部與南部活動斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究，第十期，第 49—94 頁。
- 余水倍、陳宏宇、郭隆晨、侯進雄、李錦發（1999）臺北盆地斷層活動之觀測研究。經濟部中央地質調查所特刊，第十一號，第 227—251 頁。
- 宋國城、陳彥傑、蔡衡（2000）河流坡降指標反應之地殼變形—以車籠埔斷層為例。中國地質學會八十九年度年會暨學術研討會論文摘要，第 157—159 頁。
- 宋時驊（2001）末次冰期以來高雄地區沉積層序之研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 122 頁。
- 沈里俊（2003）利用 GPS 衛星測量在屏東—高雄地區地殼變形觀測之研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 114 頁。
- 吳樂群（1996）屏東平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究。經濟部中央地質調查所報告第 85—017 號，共 95 頁。
- _____（1998）屏東平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究。經濟部中央地質調查所報告第 87—016 號，共 123 頁。
- _____（1999）嘉南平原沉積物與沉積環境分析及地層對比研究。經濟部中央地質調查所報告第 88—015 號，共 212 頁。
- 林啓文、盧詩丁、石同生、張徽正、石瑞銓（2000）從野外觀察探討臺灣西南部四條存疑

性活動斷層的存在，經濟部中央地質調查所彙刊，第十三號，第 77—101 頁。

林朝宗、賴典章、費立沅、劉桓吉、紀宗吉、蘇泰維（1999）臺北盆地八十一至八十五年

度地質深井鑽探取樣成果。經濟部中央地質調查所特刊，第十一號，第 7—39 頁。

侯進雄、王菁穗、費立沅（2002）臺灣西南地區地殼變形監測。第 21 屆測量學術及應用
研討會論文集，第 687—694 頁。

徐浩德（1999）上次冰期以來屏東平原南部之沉積環境。國立臺灣大學地質科學研究所碩士
論文，共 212 頁。

許誠（1992）臺北盆地全新世松山層之層序地層初探。國立臺灣大學地質科學研究所碩士
論文，共 59 頁。

許華杞（1987）沖繩海槽南端與臺灣宜蘭地區之地殼變動。測量工程，第二十九卷，第三
期，第 1—6 頁。

陳文山（2000）沈積物與沈積環境分析及地層對比研究—蘭陽平原。臺灣地區地下水觀測
網第二期計畫水文地質調查研究，共 50 頁。

_____、楊志成、黃柏壽、陳于高、石瑞銓、李元希、張徽正、黃能偉、林清正、宋
時驊、李昆杰（2001）從臺灣中部地區西部麓山帶的地質構造來看集集地震斷層的特
性。地質，第二十一卷，第一期，第 19—36 頁。

_____、_____、楊小青、劉進金（2003）從火山地形探討大屯火山群的地層層序
與構造。經濟部中央地質調查所彙刊，第十六號，第 99—123 頁。

_____、_____、_____、吳樂群、林啓文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元
希、石同生、盧詩丁（2004）從構造地形探討嘉南地區活動構造及構造分區。經濟部
中央地質調查所彙刊，第十七號，第 53—77 頁。

陳佳元（1974）由三角點檢測證實東臺灣海岸山脈向北北東移動。臺灣省地質調查所彙刊
二十四號，第 119—123 頁。

陳惠芬（1981）臺灣當今地盤的上升與下降。私立中國文化大學地學研究所碩士論文，共
80 頁。

黃郁婷（2001）嘉南平原曾文溪流域晚第四系之沉積環境暨層序初探。國立臺灣大學地質

科學研究所碩士論文，共 187 頁。

- Bull, W.B. (1991) *Geomorphic responses to climatic change*. London, Oxford University Press, 326p.
- _____ and McFadden, L.D. (1977) Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *In*: Doebling, D.O. (ed.), *Geomorphology*, 10, 253-264.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S. (2001) *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, 274p.
- Chan, Y.C., Lee, J., Lu, C., Hu, J., Hou, C., Rau, R. and Ching, K. (2002) Neotectonic and structural characteristics along the Chaochou Fault system in SW Taiwan: implications for tectonic escape during oblique plate convergence. 2002 AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, F1298.
- Chen, W.S., Ridgway, K.D., Horng, C.S., Chen, Y.G., Shea, K.S. and Yeh, M.G. (2001) Stratigraphic architecture, magnetostratigraphy, and incised-valley systems of the Pliocene-Pleistocene collisional marine foreland basin of Taiwan: eustatic and tectonic controls on deposition. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 10, 1249-1271.
- _____, Chen, Y.G., Shih, R.C., Liu, T.K., Huang, N.W., Lin, C.C., Sung, S.H. and Lee, K.J. (2003) A modern analog of the out-of-sequence thrust system in relation with the Chi-Chi earthquake ruptures in the Western Foothills, central Taiwan. *Jour. Asian Earth Sciences*, 21, 473-480.
- Chen, Y.C., Sung, Q.C. and Cheng, K.Y. (2002a) Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. AGU 2002 Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Chen, Y.G., Chen, W.S., Wang, Y., Lo, P.W., Lee, J.C. and Liu, T.K. (2002b) Geomorphic evidence for prior earthquakes: lesson from the 1999 Chichi earthquake in central Taiwan. *Geology*, 30, 2, 171-174.

- Chiang, S.C. (1971) Seismic study of the Chaochou structure, Pingtung, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8, 281-294.
- Fairbanks, R.G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record, influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Hsieh, S.H. (1970) Geology and gravity anomalies of the Pingtung Plain, Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 13, 76-89.
- Hu, J.C. and Yu, S.B. (2001) Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. *Jour. Geol. Res.*, 106, B2, 2265-2280.
- _____, Shen, L.C., Hou, C. and Chan, Y. (2002) Current crustal deformation in southwestern Taiwan from GPS measurements. AGU 2002 Fall Meeting, San Francisco, USA, F1280-1281.
- _____, _____, Hou, C.S., Rau, R.J. and Lai, T.C. (2003) Crustal deformation of a transition zone between collision and subduction: GPS measurements in southwestern Taiwan. AGU 2003 Fall Meeting, San Francisco, USA, F1348-1350.
- Hung, J.H., Wilschko, D.V., Lin, H.C., Hickman, J.B., Fang, P. and Bock, Y. (1999) Structure and motion of the southwestern Taiwan fold and thrust belt. *TAO*, 10, 543-568.
- Keller, E.A. and Pinter, N. (1996) Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 338pp.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Defontaines, B. and Angelier, J. (1999) Geomorphology and Quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern Taiwan. *Tectonics*, 18, 6, 1198-1223.
- Lee, C.S., Shor, G.G., Bibee, L.D., Lu, R.S. and Hilde, T. (1980) Okinawa Trough: origin of a back-arc. *Mar. Geol.*, 35, 219-241.
- Liu, C.C. (1995) The Ilan Plain and the southwestward extending Okinawa Trough. *Jour.*

- Geol. Soc. China, 38, 111-119.
- Liu, T.K. (1990) Neotectonic crustal movement in northeastern Taiwan inferred by radiocarbon dating of terrace deposits. *Proc. Geol. Soc. China*, 33, 1, 65-84.
- _____, Chen, Y.G., Chen, W.S. and Jiang, S.H. (2000) Rates of cooling and denudation of the early Penglai orogeny, Taiwan, as assessed by fission-track constraints. *Tectonophysics*, 320, 69-82.
- Molnar, P. and England, P. (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic changes. *Nature*, 346, 29-34.
- Naish, T.R. and Kamp, P.J.J. (1997) Sequence stratigraphy of 6th order (41 k.y.) Plio-Pleistocene cyclothems, Wanganui Basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 978-999.
- Pillans, B., Chappell, J. and Naish, T.R. (1998) A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 122, 5-21.
- Schumm, S.A., Dumont, J.E. and Holbrook, J.M. (2000) Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, 276pp.
- Scott, R.W., Combes, J.M. and Nissen, S.E. (1998) High-precision chronostratigraphy of a Late Pleistocene shelf-edge delta, Louisiana. *J. Sed. Res.*, 68, 4, 596-602.
- Seno, R., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993) A mode for the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, 98, 17941-17948.
- Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W.R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Royal Society Edinburgh Transactions*, 81, 251-261.
- Suppe, J. (1984) Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 6, 21-33.
- Teng, L.S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*,

24, 949-952.

_____, Lee, C.T., Peng, C.H., Chen, W.F. and Chu, C.J. (2001) Origin and geological evolution of the Taipei Basin, northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences*, 1, 2, 115-142.

Tsan, S.F. and Keng, W.P. (1968) The Neogene rocks and major structural features of southwestern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 11, 45-49.

Yen, T.P. and Tien, P.L. (1986) Chaochou Fault in southern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 29, 9-22.

Yu, S.B., Yeh, Y.T. and Tsai, Y.B. (1983) Microearthquake activity in southwestern Taiwan. *Bull. Inst. Earth Sci. Academia Sinica*, 3, 71-85.

_____, Chen, H.Y. and Kuo, L.C. (1997) Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274, 41-59.

GEOMORPHIC CHARACTERISTICS OF THE MOUNTAIN-VALLEY IN THE SUBSIDENCE ENVIRONMENT OF THE TAIPEI BASIN, LANYANG PLAIN AND PINGTUNG PLAIN

Wen-Shan Chen¹, Chi-Cheng Yang¹, Hsiao-Chin Yang¹, Neng-Ti
Yu, Yong-Chuan Chen, Leh-Chyun Wu², Chii-Wen Lin³,
Hui-Cheng Chang³, Ruey-Chyuan Shih⁴
and Wei-Hsiung Lin³

ABSTRACT

The Taiwan orogenic belt related to the ongoing arc-continent collision has been an active tectonic environment throughout the late Quaternary. Whereas the geomorphologic characters, such as shapes of mountain valley, depends strongly on the tectonic activity. Therefore, subsidence mountain tends to result in a U-shaped of depositional valley characterized by broadly flat valley-floor and lower relief (lower valley-floor width-to-height ratio), lower stream-gradient, isolated mound within fluvial and alluvial plain, and thick-bedded fluvial deposits within the mountain valley. The depositional mountain-valley can be observed in the vicinity of the Taipei Basin, the Lanyang Plain, and the eastern part of the Pingtung Plain where the geomorphic features commonly response to a tectonically subsidence environment.

Sinuosity of mountain fronts has been also used to delineate the tectonic activity, and the distribution of mountain fronts is associated with the depositional and subsidence rates. If the rate of deposition less than subsidence, the ground surface will display a linear mountain-front, such as fault scarp of the Shanchiao Fault and the western boundary of the Pingtung Plain. On the other hand, it shows an embayment of mountain-front creating higher sinuosity, such as the vicinity of the Taipei Basin, the Lanyang Plain, and the eastern boundary of the Pingtung Plain.

Key words: Taipei Basin, Lanyang Plain, Pingtung Plain, Shanchiao Fault, geomorphology

1. Department of Geosciences, National Taiwan University

2. Department of Geology, Chinese Culture University

3. Central Geological Survey, MOEA

4. Department of Earth and Environment Sciences, National Chung Cheng University