

從構造地形探討嘉南地區 活動構造及構造分區

陳文山¹ 楊志成¹ 楊小青¹ 吳樂群² 林啟文³ 張徽正³
石瑞銓⁴ 林偉雄³ 李元希⁴ 石同生³ 盧詩丁³

節 要

嘉南地區是臺灣島地殼變動最活躍區域之一。本研究依據麓山帶至海岸平原的構造地形特徵劃分為三個構造地形區：分別為麓山帶、隆起台地與海岸平原區。本研究由河流地形型態以及綜合前人針對井下岩心層序比對、河階定年（長期變動速率）、大地測量（短期變動速率）等方法計算三個地形構造區水平與垂直的地殼變動速率分別如下，麓山帶構造地形區平均每年抬升速率為 7—5 公厘，向西水平移動速率約 55—15 公厘。隆起台地構造地形區平均每年抬升速率為 4.4—0.5 公厘，向西水平移動速率約 20—10 公厘。海岸平原構造區屬於前陸盆地的下陷環境，平均每年沉陷速率為 11—1 公厘，向西水平移動速率約 10—5 公厘。另由嘉南海岸平原的沉降速率又可以劃分為兩個沉降速率不同的區域，一位於八掌溪流域以北，平均每年沉降速率為 2.2—1 公厘；另一八掌溪流域以南至鹽水溪以北區域平均每年沉降速率為 11—5 公厘，此區域的沉降速率遠大於八掌溪以北區域，而鹽水溪以南區域屬於麓山帶與隆起台地構造地形區的抬升環境。嘉南海岸平原區不等量沉降因素是受控於沿著八掌溪以及鹽水溪流域發育的東西走向平移斷層。

褶皺—逆衝斷層帶沿著數公里深的脫底斷層向西逆衝，淺處岩層褶皺變形經常受制於盆地深部的構造。尤其約呈東西走向的正斷層構造經常受近期的擠壓而再度活躍，轉變以橫移作用為主的平移斷層。因此，臺灣西南部褶皺—逆衝斷層帶經常被東北走向的平移斷層分割，形成數個獨自活動的構造塊體。本研究依據晚更新世以來之地形、構造特性以及從長期與短期的地殼變動速率，將西南部地區劃分為四個構造區塊如下，臺中、嘉義、臺南與高雄；各區塊大都以西南或西北走向的平移斷層為界；古坑斷層、義竹斷層與新化斷層即為上述構造區塊的主要分界。

關鍵詞：構造地形、褶皺—逆衝斷層帶、平移斷層、古坑斷層、新化斷層

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

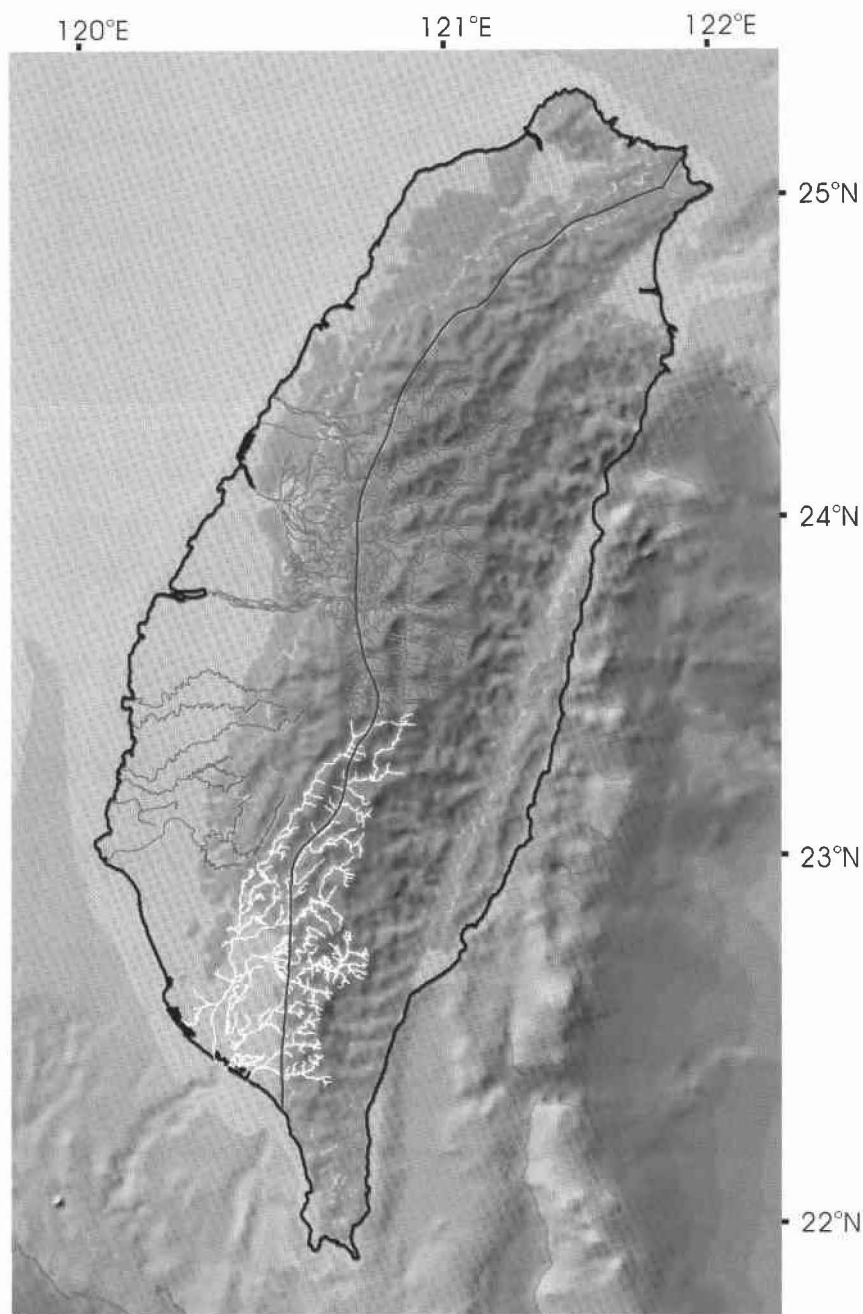
從嘉南地區的地體構造演化來看，麓山帶是更新世之後才隆起的山脈，西側丘陵地區是在晚更新世之後才隆起（陳文山等，2000a, b；Chen *et al.*, 2001）。另外由全新世河階與海階分布、大地測量結果與 400 年來地震紀錄顯示臺灣西南地區無論從長期或近期都屬於地殼變動非常活躍的區域（Hsu *et al.*, 1968；Hashimoto *et al.*, 1972；Chen and Liu, 1996；Yu and Chen, 1994；Yu *et al.*, 1997；Hung *et al.*, 1999；Hsieh and Knuepfer, 2001）。因此，地表明顯呈現受構造活動造就的各種地形特徵，所以嘉南地區的地形是提供探討地震地質與活動構造最佳的研究區域。

西部麓山帶是第四紀以來形成的造山帶，主要河流於造山之前即已經形成的先成河（陳文山等，1994）。河流型態大致以濁水溪為界分為兩種類型；濁水溪以北屬於瓣狀河（Covey, 1984；柯炯德，1997），以南大都呈現曲流型態（Sun, 1964, 1970, 1971, 1972；張瑞津等，1996，1997；圖一）。河流型態與地形及沉積物特性有密切關係，但構造作用對於河流的演育更有著絕對的影響（Schumm *et al.*, 2000）。尤其處於新期造山帶環境，隨著構造活動、地形與沉積物的變動造成河流地形的多變性最為顯著。本研究先討論嘉南地區曲流的成因，並從河流地形特徵探討與構造活動的關係。最後藉由新期構造地形來看晚更新世以來嘉南地區褶皺－逆衝斷層帶的構造特性，並由地形與構造特徵劃分不同的構造區塊。

嘉南地區曲流的成因與地形特性

曲流形成具備有下列幾種環境背景，一、細粒沉積物，二、河床荷重低（bed load），三、河床坡度緩（Schumm and Khan, 1972；Schumm, 1986）。第四紀以來中南部處於劇烈的造山環境，快速隆起的山脈形成陡峭的地形，大量粗粒沉積物傾瀉至造山帶前緣的前陸盆地。這種構造環境演育下河流都呈現瓣狀河的型態，如高屏溪、濁水溪、烏溪、大甲溪與大安溪（Covey, 1984；柯炯德，1997；陳文山等，1994）。為何嘉南地區河流都呈現曲流型態，將是本文探討的主題之一。

現今嘉南平原的河流特性，沉積物都以泥沙為主，河床坡度平緩約每公里下降數公尺至數十公分，集水面積小。從地質與地形特性來看都吻合形成曲流的條件。但為何嘉南地區河流沉積物都以砂泥為主，與濁水溪以北河流沉積物以礫石為主的特性截然不同，其實從供應沉積物的來源區岩性就可以清楚了解此一問題。嘉南地區河流發源於外麓山帶，來源區岩層屬於更新世膠結不良的砂頁岩層，僅八掌溪與曾文溪上游



—— 雪山山脈與麓山帶界線

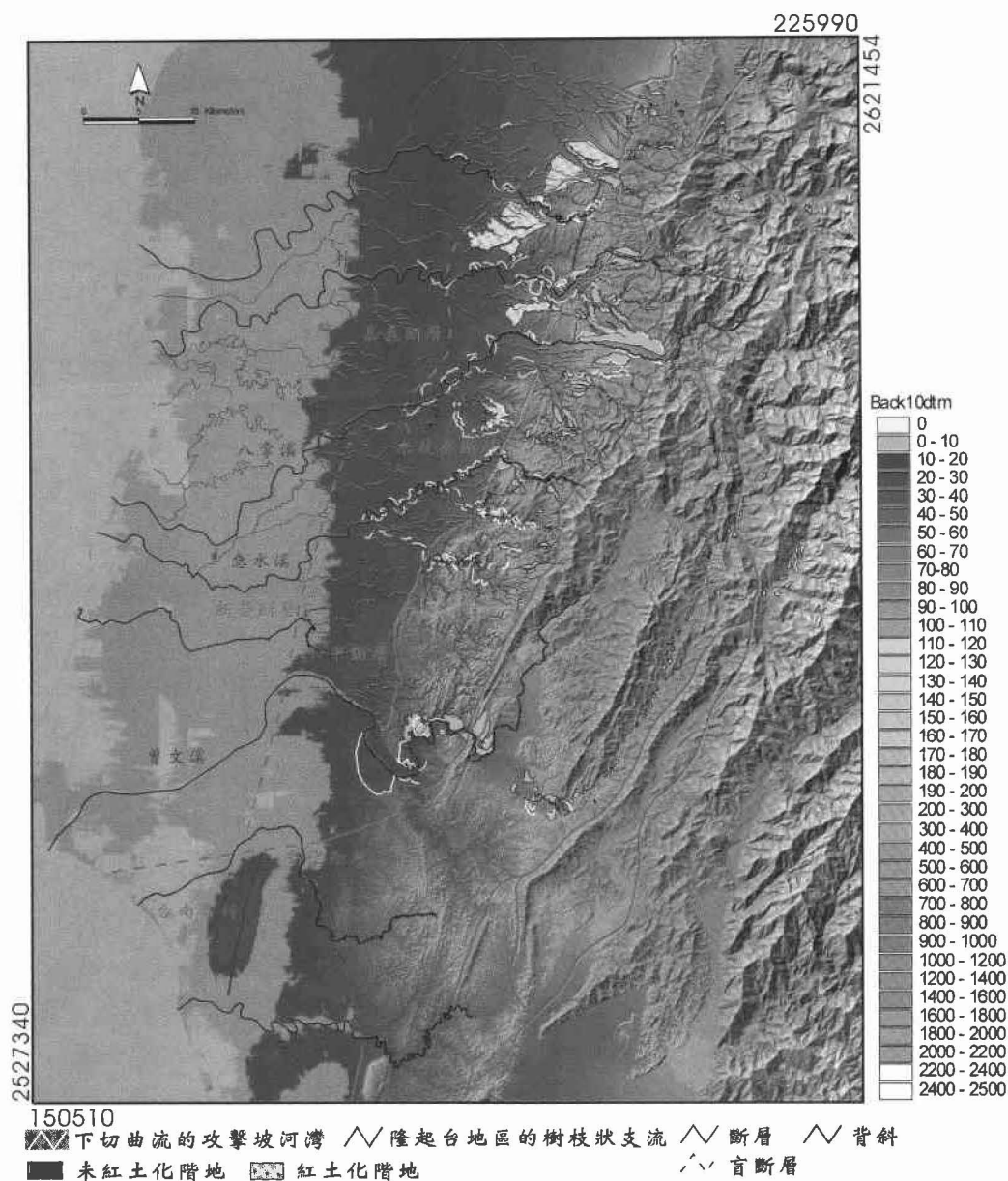
圖一 臺灣西部不同河流型態分布圖。大甲溪，大安溪，大肚溪，濁水溪，楠梓仙溪與荖濃溪屬於瓣狀河；上游流域涵蓋雪山山脈與中央山脈變質岩區，河床沉積物以變質砂岩的礫石為主。嘉南地區河流屬於曲流與下切曲流型態，上游僅發育於麓山帶沉積岩區。

地區出露局部的中新統砂岩層。但濁水溪以北的辮狀河都源於中央山脈，來源區岩層以最具抗蝕性的變質砂岩為主，因此河床沉積物大都為變質砂岩的礫石。另一因素是上述辮狀河的集水面積約從 760 平方公里至 3160 平方公里，是嘉南地區河流集水面積的 2—10 倍以上。另外上述辮狀河的河床坡度大，坡降約每公里下降 10 公尺，平原區坡降約每公里下降 10—0.5 公尺。從以上的地質條件來看便可以了解洪水期水流的河床荷重必定非常大，所以河流呈現辮狀河的型態（Covey, 1984；柯炯德，1997）。從古沉積環境研究結果亦表示更新世時期上述河流即以辮狀河型態堆積了頭料山層的礫岩層（楊志成，1997；陳文山等，1994，2000a）。

嘉南地區曲流沉積物是來自抗蝕性弱的更新統砂岩與頁岩，現今中下游河床都堆積砂泥質沉積物。此外河流集水面積都小於 350 平方公里（除曾文溪約為 800 平方公里）；河床坡度約每公里下降數公尺至數十公分，尤其海岸平原區的坡降每公里下降數十公分，遠小於辮狀河的坡度。從上述地質條件可以預知洪水期河流的河床荷重應遠低於辮狀河。以二仁溪的河流地形即可以得到印證，二仁溪流域岩層以古亭坑層泥岩為主，現今河床沉積物都為砂泥，河床坡度平緩，主流至三級支流都呈現曲流型態，顯示後期發育的支流在此種環境條件下也都發育成為曲流。

嘉南平原河流共計有北港溪、朴子溪（牛稠溪）、八掌溪、急水溪與曾文溪，上述河流都發源於麓山帶西緣，位於觸口斷層附近，河流總長度較其他地區為短，長度約 50 公里，僅曾文溪深入觸口斷層的上盤。本研究依據各河段的地形分為上游，中游與下游三個區段，以下分別敘述各區段河流的地形特性。

河流的上游區段都位在外麓山帶，由地質構造來看是位於木屐寮斷層與六甲斷層的上盤，河流型態屬於下切曲流（*incised meander river*），部分支流亦屬於下切曲流的型態，其餘的支流的型態都呈樹枝狀河系；河流兩側都具有多階末紅土化河階（圖二）。西南部麓山帶前緣斷層為九芎坑斷層、木屐寮斷層與六甲斷層。本研究將斷層下盤的河流歸為中游河段，河流型態亦都為下切曲流，但河岸兩側目前大都未形成河階，但都已經在局部河段開始發育樹枝狀支流（圖二）。現生的曲流是不會發育支流，尤其樹枝狀的支流。另外從此地區的地形來看，曲流都已屬於下切曲流的型態，河流兩側地表面呈現向西傾斜，傾斜面呈帶狀緩起伏面與東側麓山帶平行，非為沖積扇地形。九芎坑斷層下盤的地形面（急水溪以北）發育較早已呈隆起向西傾斜的紅土台地地形，急水溪以南地區地表則微向西傾斜且呈隆起的緩坡面並與河床的高度差在 50 公尺以內，愈向西的緩坡面與河床高度差逐漸變小，緩坡面的坡度約每公里下降 3—5 公尺。此隆起的緩坡面僅有九芎坑斷層下盤的紅土台地區域（小梅背斜）的河流兩側形成河階，主流與支流已發育為樹枝狀河系，此地區地形的演化程度較急水溪以南區域成熟。



圖二 九芎坑斷層、木屐寮斷層與六甲斷層位於麓山帶的最西緣，斷層西側約十數公里寬區域內的河流都有樹枝支流，並且已具下切曲流的地形特徵，因此曲流兩側保存高約 5—20 公尺舊有河道的攻擊坡河灣地形。盲斷層（新營斷層）以西海岸平原區的河流兩側都尚未形成河階，嘉南地區河階都形成在木屐寮斷層與六甲斷層斷層以東麓山帶地區。

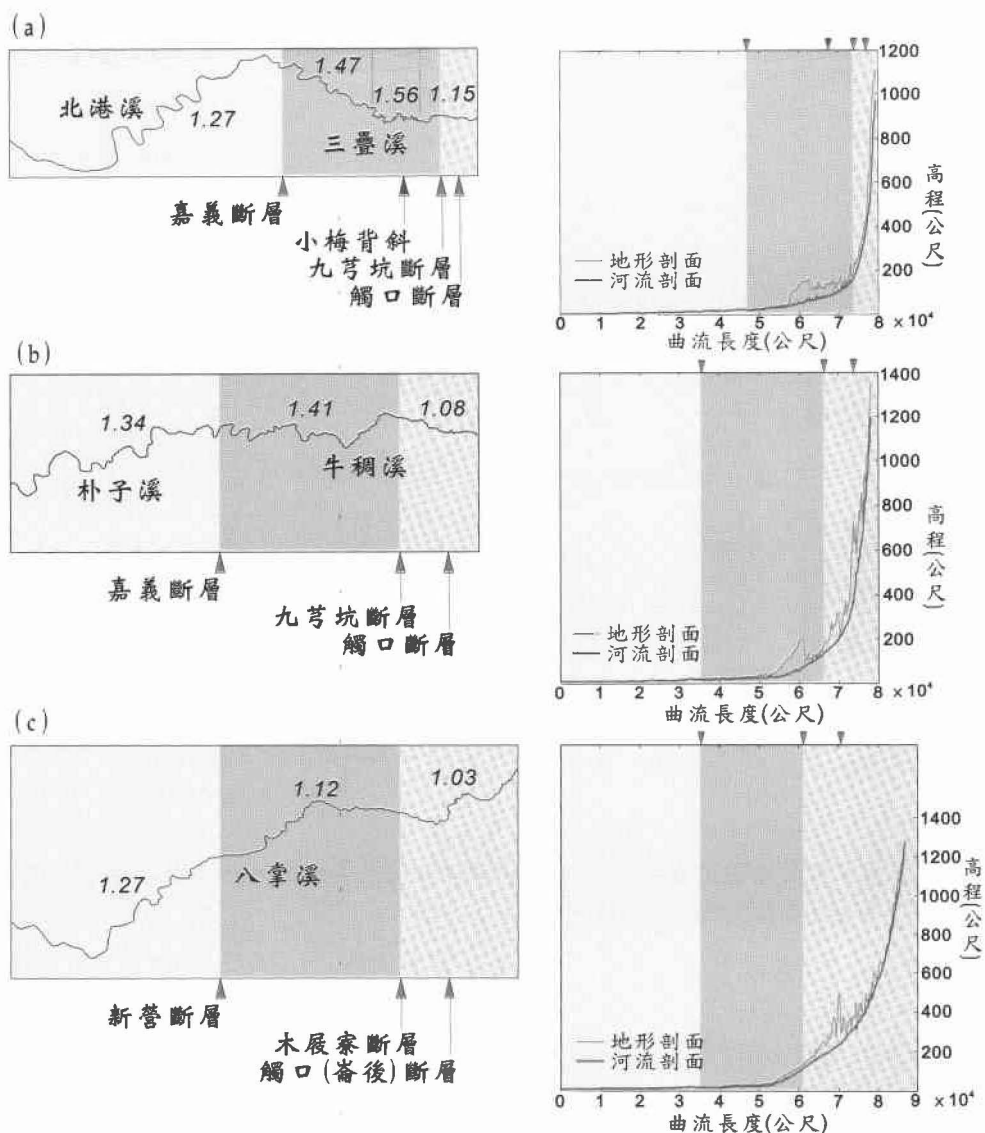
本研究將緩坡面以西的區域劃為曲流的下游區段，此區域的地形平緩，坡度約每公里下降 0.8—0.5 公尺，河流屬於曲流型態，兩側未發育河階與樹枝狀河系，屬於現生的曲流與海岸的沖積平原環境（圖二）。

十九世紀以來海岸平原區的曲流經常有大幅度的河道遷移（張瑞津等，1996，1997），從航照地形也顯示緩坡面以西下游區段區域存在許多廢棄河道地形，現今已成為牛軋湖或小水塘（Sun, 1964, 1970, 1971, 1972）。近數十年以來下游地區為防範河道遷移造成的洪氾，部分曲流被截彎取直，造成許多河段已無法顯見曲流的原來形貌。但由日治時代（1921—1928 年）測繪 1/25000 地形圖還可以清楚呈現曲流地形。因此，以下本研究在計算曲流的彎曲度時則依照 1921—1928 年所測繪的河流地形。

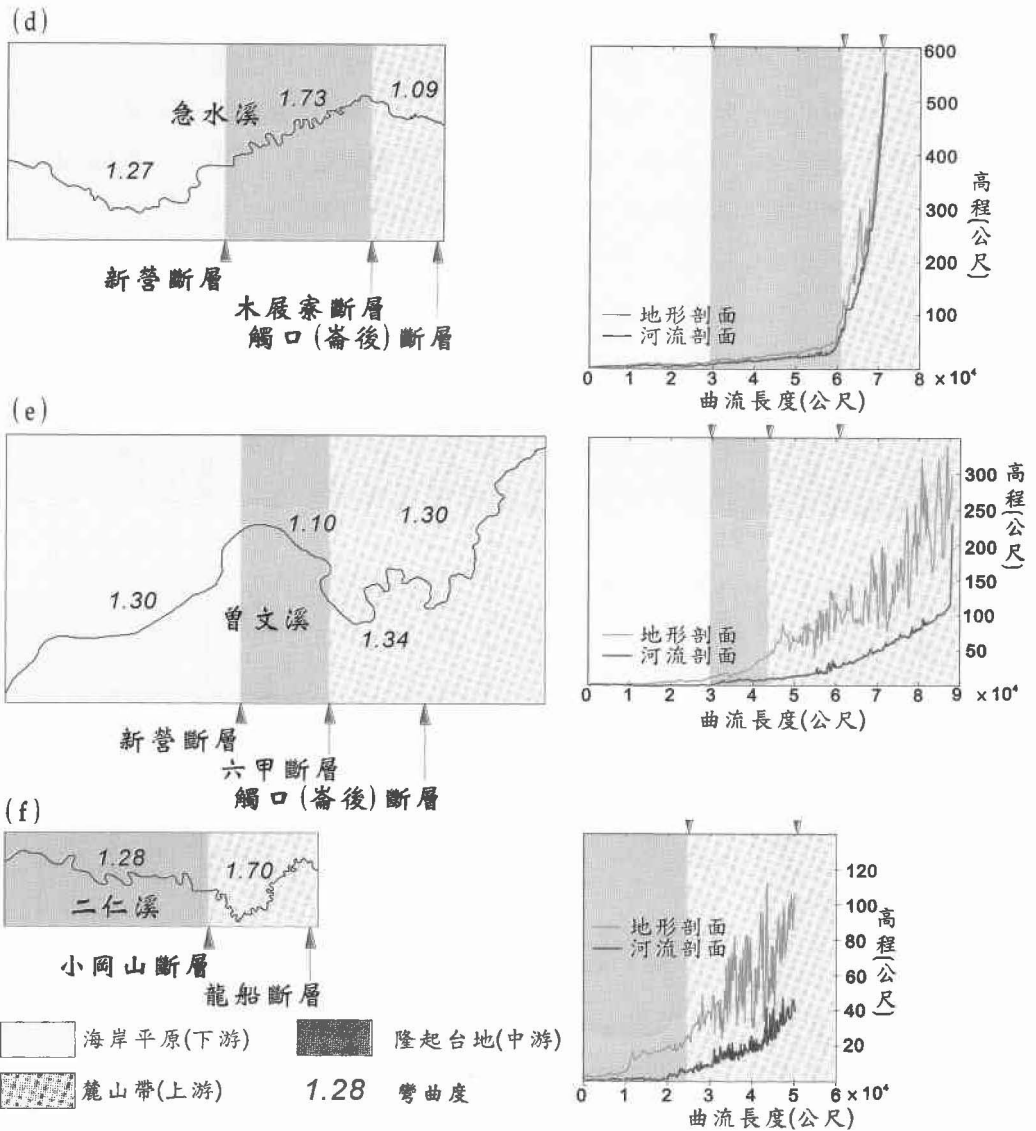
曲流形成條件之一是河床坡度平緩，現今嘉南的海岸平原區地表坡度約每公里下降 0.5—0.8 公尺，曲流河床坡度約每公里下降 0.1—0.4 公尺（圖三）。隆起的緩坡面區域的地表坡度約每公里下降 3—5 公尺（圖三），地形坡度大於海岸平原區的坡度，下切曲流河床坡度約每公里下降 1—3 公尺。地形特徵顯示中游區段的地形已呈現隆起現象，以湖口溪與急水溪之間的隆起紅土台地地形最為顯著（圖二）。

除了以地形坡度可以大略了解地形特徵之外，利用曲流的彎曲度（sinuosity）亦可以顯示沿河流東西剖面的地形特性。從水工實驗以及野外的實例顯示構造抬升區的河流彎曲度較大，主要因素是河流為了降低河道坡度即採取側向侵蝕以增加河流長度，造成河床坡度的降低，因此形成河流彎曲度變大的現象（Schumm and Khan, 1972；Schumm *et al.*, 2000；Ouchi, 1985）。以下本研究就由北港溪、朴子溪、急水溪與二仁溪等曲流彎曲度的變化來看其與地質構造的關係（圖三）。海岸平原區河流的曲流彎曲度約 1.27—1.34，除了八掌溪與曾文溪之外，隆起台地區曲流彎曲度約 1.41—1.73（圖三）。九芎坑斷層、木屐寮斷層與六甲斷層上盤麓山帶河流屬於下切曲流，彎曲度約為 1.03—1.15（圖三）。從水工實驗或實例來看，構造抬升地區的彎曲度應變大，但為何牛稠溪、八掌溪、急水溪上游麓山帶區域（九芎坑斷層、木屐寮斷層與六甲斷層上盤）的河流彎曲度反而變小。本研究認為麓山帶河流彎曲度變小的原因乃受到河床岩盤的岩性影響。之前水工實驗（Schumm and Khan, 1972；Schumm *et al.*, 2000；Ouchi, 1985）都是設定相同岩性的侵蝕區，因此各河段的下蝕與側蝕速度相似，所以河流彎曲度的變化僅受到構造的作用。本區域海岸平原以及隆起台地區的河床岩性相似都屬於全新世疏鬆的沖積層，因此可以相較河流彎曲度的變化與構造活動的關係。但上游麓山帶河床岩性屬於上一更新世的砂頁岩岩盤，因此河流的側蝕能力必會較中下游區域弱且緩慢。因而處在急速抬升的構造環境之下，河流的侵蝕作用必以下蝕作用為主，而側蝕作用則較中下游區緩慢；所以造成河流的彎曲度變小。

但二仁溪流域的岩性與上述河流不同，上游區段的岩層為泥岩層，河流沉積物都屬於細粒砂泥，河床坡度平緩，麓山帶地區的主流與部分支流都呈現曲流型態，且麓山帶河流彎曲度（1.70）大於中下游隆起台地（1.28）。彎曲度的變化與構造作用有正相關性，原因是泥岩（古亭坑層）岩性與沖積層岩性較為相似，因此岩性影響側蝕作用的變因相似，所以河流發育過程可視為僅受到構造作用影響。



圖三 說明見續頁。



圖三 嘉南地區主要河流的彎曲度、河床坡度以及河流兩側的地形特徵，並由地形的特徵來看與各活動構造的關係。

本研究認為麓山帶的主河流大都形成於山脈隆起之前，樹枝狀的河系都是地表抬升之後發育的河流。從隆起台地區與海岸平原曲河流彎曲度來看，隆起台地區大於海岸平原區，顯示彎曲度的變大是受到地殼抬升作用的影響。另外從北港溪支流三疊溪的河流彎曲度也顯見受構造影響的變化。三疊溪上游截切小梅背斜，之後切穿向西傾

斜的紅土台地，再流入海岸平原區。平原區的河流彎曲度為 1.27，背斜西翼紅土台地區的彎曲度為 1.47，小梅背斜軸部的河流彎曲度則為 1.56，顯示抬升區河流彎曲度逐漸變大（圖三），顯示河流彎曲度的變化明顯受到構造抬升作用的影響。

從上述各河流區段的地形特徵來看具有很大差異，本研究將其分為三個構造地形區為麓山帶（foothills）、隆起台地（uplifting terrain）與海岸平原（coastal plain）。麓山帶與隆起台地以麓山帶前緣斷層為分界（九芎坑斷層、木屐寮斷層、六甲斷層與小岡山斷層）。隆起台地與海岸沖積平原的分界位於斗南—大林—嘉義市—後壁—六甲—新化，以西地區屬於海岸平原；此分界的地質意義將於下兩節中詳細討論。

嘉南地區第四紀的活動構造

麓山帶地區由覆瓦狀逆衝斷層構成的褶皺帶，當斷層沿著斷坡（ramp）向上逆衝時造成上盤地塊的隆起，尤其斷坡上方的地塊會快速隆起。因此由覆瓦狀逆衝斷層構成的麓山帶地殼抬升是直接受到逆衝斷層或褶皺構造的作用。從河階與現生河床的高差可反應出長期地殼的抬升速率。因此本區域全新世河階所估算的隆起速率來看，麓山帶的抬升速率遠大於隆起台地區，每年平均隆起速率約為 7—5 公厘（陳于高，1993；Chen and Liu, 1996；Hsieh and Knuepfer, 2001）。

湖口溪與急水溪之間紅土台地礫石層的碳 14 年代為 $38,750 \pm 750$ 年（黃鑑水等，1994）。因此，民雄地區的紅土台地隆起年代應更為年輕，三疊溪主流亦呈現下切曲流型態，急水溪以南則未見紅土台地。急水溪以南的河流型態亦屬於下切曲流，曲流才開始發育樹枝狀支流，表示此區段河流剛受到抬升作用。從下切曲流兩側地形尚保持平坦的沖積平原面來看，顯示是近期才隆起的構造區。由地下地層層序與沉積環境來看，位在隆起台地區之下十數公尺深的沉積層（高於海平面）屬於晚全新世江灣環境，且局部地區已出露全新世的海相沉積層，尤其位於新化斷層以南區域（吳樂群，1999；黃郁婷，2001；陳于高，1993；Chen and Liu, 1996；Hsieh and Knuepfer, 2001），顯示近千年來這些區域正處於隆升的構造環境。由上述資料表示隆起的緩起伏面約形成於晚全新世，平均每年抬升速率約 4.4—0.5 公厘，由東向西抬升量逐漸變小，到達海岸沖積平原區則轉變為下陷的構造環境。

從井下的地層層序來看，全新世時期海岸平原區每年平均下陷速率約為 11—1 公厘，由東向西有增加的趨勢；下陷帶可以分為兩個不同下陷速率的區域，急水溪以北約平均每年下陷速率為 2.2—1 公厘，以南約為 11—5 公厘；南北兩處不等量下陷區的界線大致以義竹斷層為界。八掌溪與急水溪偏向西南流入臺灣海峽，也可能是受到南

側海岸平原區快速下陷造成河流的偏向。目前此兩處不等量下陷區的地表雖無法發現明顯的構造，但沿此界線於麓山帶地區具有一系列東西走向的左向平移斷層。八掌溪以南的沉陷區南側界線位於鹽水溪，新化斷層的延伸大致沿著鹽水溪流域。

新化斷層南側地形明顯呈現褶皺隆起的丘陵地，以北屬於沉降的海岸平原；南側丘陵地形是由於右移的新化斷層作用形成南側地塊向西突出平原區並褶皺隆起，1946年新化斷層的破裂型態來看也屬於右移的平移斷層。鹽水溪（新化斷層）以南隆起地形屬於臺南台地與中洲台地，台地構造為臺南與中洲背斜，是由盲斷層作用形成褶皺構造（Fruneau *et al.*, 2001）。褶皺構造向北僅延伸至鹽水溪，北側以新化斷層為界屬於海岸平原下陷區。隆起區地表出露沉積層都屬於早全新世（ $>5,000$ yr B.P.）海相沉積層與海相階地，顯示其隆起時代為晚全新世（Hsu *et al.*, 1968；Hashimoto *et al.*, 1972；吳東錦，1990；陳于高，1993）。由考古遺址的年代來看也可以間接推論此構造區形成年代，目前在鹽水溪以南發現最老的遺址為牛稠子文化，年代約為 4,500—3,500 yr B.P.（臧振華等，1993）。由於必須在台地隆起形成陸地環境之後，先民才開始進入此地區活動，因此本研究推論抬升年代約在 5,000 年前。鹽水溪以北至急水溪以南的隆起台地區主要的遺址屬於大湖文化，依據碳 14 定年表示最老年代約為 2,860 yr B.P.（臧振華等，1993）。另外，由井下地層層序與沉積環境來看，位在隆起台地區井下晚全新世江灣環境沉積層的海拔高度都位在海平面以上（吳樂群，1999；黃郁婷，2001），顯示近千年來此區域正處於隆升的構造環境，由上述資料表示隆起的緩起伏面約形成於 5,000—3,000 yr B.P.之間。

從目前嘉南平原地區河流發育的範圍來看，下切曲流都發育在觸口斷層（崙後斷層）的下盤，僅樹枝狀支流才發育至斷層上盤（圖二）。本研究推測嘉南平原的曲流在觸口斷層形成時就已經存在斷層西側的沖積平原。麓山帶前緣斷層（九芎坑斷層、木屐寮斷層、六甲斷層）開始活動之後，現今麓山帶的河段才開始成為下切曲流，同時向兩側發育樹枝狀支流。全新世晚期，麓山帶前緣斷層的西側開始形成隆起台地，此河段的曲流也開始下蝕形成下切曲流。鹽水溪以北區域，隆起台地與海岸平原區大致以斗南—大林—嘉義市—後壁—六甲—新化為界。

褶皺—逆衝斷層帶的構造特性

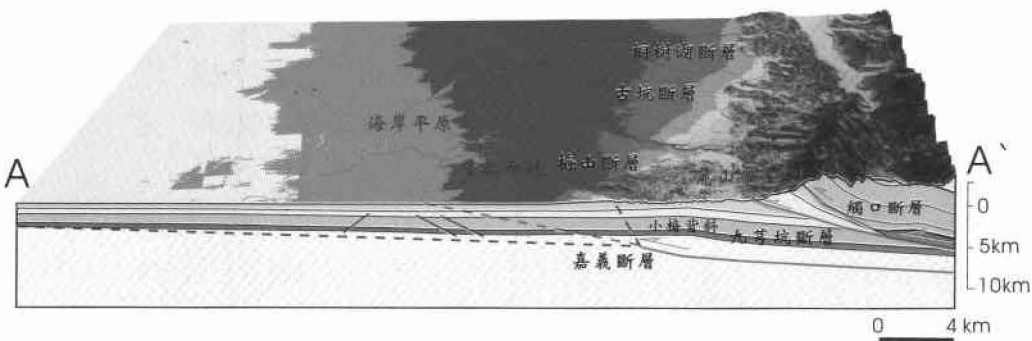
西南部麓山帶地區由一系列覆瓦狀逆衝斷層與褶皺構成的褶皺—逆衝斷層帶，構造帶沿著一個脫底斷層（detachment）向西逆衝（Suppe, 1986；Yang *et al.*, 1996；Hung *et al.*, 1999；楊耿明等，2001）。地表變形如同集集地震所產生的同震變形，位在車籠

埔斷層的斷坡地表抬升量較大，而位在斷坪（脫底斷層）之上地塊的運動以向西移動為主（Chen *et al.*, 2001）。麓山帶西側的隆起台地與海岸平原也因地下盲斷層的作用產生地表變形，地表作用也呈現向西移以及地表的升降活動，隆起台地位在斷坡之上形成抬升，海岸平原則位於下盤形成下陷作用。

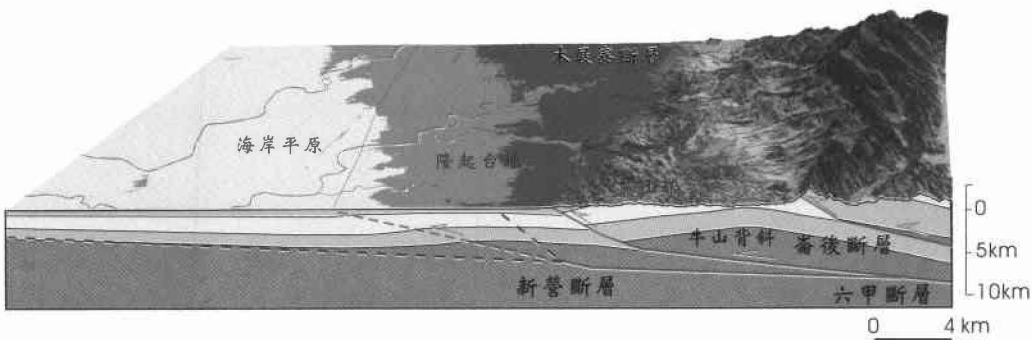
近十年來以全球衛星定位系統監測地殼變形，顯示西南區地殼產生極大的變形（Yu and Chen, 1994；Yu *et al.*, 1997；Hung *et al.*, 1999；侯進雄等，2002）。本研究依照三個構造地形帶重新整理量測結果顯示麓山帶構造區的水平位移速率（相對於澎湖白沙）平均每年約 55—15 公厘，隆起台地區的水平位移速率平均每年約 20—10 公厘，海岸平原區的水平位移速率約 10—5 公厘。從以上資料表示麓山帶的水平位移速率遠大於隆起台地與海岸平原區，愈西側水平位移速率愈小。從水平位移的應變率來看顯示麓山帶相對於隆起台地區是處於壓縮的變形區域，而隆起台地區相對於海岸平原區也是處於壓縮環境。另外以全新世河階或以嘉南平原下各時代沉積層的堆積深度來計算地殼垂直的變動速率，晚全新世麓山帶構造平均每年抬升速率約 7—5 公厘；隆起台地區平均每年抬升速率約 4.4—0.5 公厘，部分地區可達 6—8 公厘（陳于高，1993；Hsieh and Knuepfer, 2001）；而海岸平原區則呈現下陷現象，每年下陷速率約為 11—1 公厘。

從隆起台地與海岸平原之間由應變率來看，此兩個地形構造區處在擠壓變形的構造環境，壓縮量平均每年約 10—5 公厘；而麓山帶與隆起台地之間的壓縮量平均每年約 30—10 公厘。從地表變形來看，隆起台地的形成可解釋受到一存在地下的逆衝盲斷層作用，造成地表的隆起變形。此盲斷層構造可以由震測剖面印證，如嘉義地區紅土台地的前緣斷層（Hung *et al.*, 1999；葉明官等，2000），此盲斷層稱為嘉義斷層（圖四）。楊耿明等（2001）亦認為嘉南平原區的東側存在一盲斷層構造。而本研究所訂定的隆起台地區正是位在盲斷層斷坡之上；而海岸平原區則位於盲斷層下盤，本文將此一盲斷層構造暫稱為新營斷層（圖五）。

西南部麓山帶的岩層主要為砂頁岩與泥岩層，變形時地表淺部岩質可以視之為剛性體，因此褶皺形式採用折疊褶皺模式（kink bend model）來解釋（Suppe, 1985；Hung *et al.*, 1999；楊耿明等，2001）。但是，隆起台地與海岸平原區地表淺層地層屬於晚更新世至全新世未膠結的沉積層，岩性則視為塑性體。塑性體受應力作用時會產生不均質的應變（heterogeneous strains），造成同一沉積層產生不等厚的變形，而且在同一變形區域中會使岩層傾斜角度產生逐漸的變陡（Mitra, 1990；Erslev, 1991）。因此產生塑性變形區的模擬變形時不適合採用折疊褶皺模式，因為折疊褶皺模式是適用於剛性變形的岩體（Suppe, 1985）。本文認為探討海岸平原與隆起台地區的變形應採用三

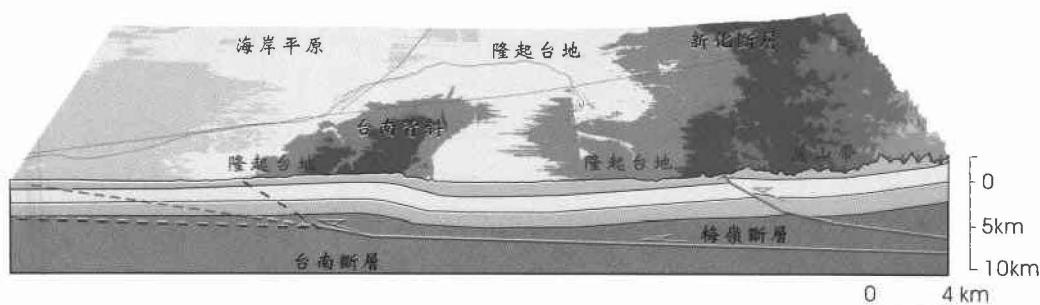


圖四 嘉義東西走向地下構造剖面圖。麓山帶前緣斷層為九芎坑斷層與桐樹湖斷層，嘉義斷層為隆起台地下的盲斷層並於上盤形成小梅背斜。盲斷層延伸線至地表的交線為界約為在嘉義市的東側至民雄，斷層延至東北側時被西北走向的古坑斷層截切。古坑斷層以北麓山帶前緣斷層為桐樹湖斷層。嘉義盲斷層形成的三角剪切變形帶（藍色虛線範圍，紅色虛線為嘉義斷層的延伸線）上盤造成隆起的紅土地地，下盤則為海岸平原下陷區。剖面構造依 Hung *et al.*, 1999 修改。



圖五 嘉南平原東西走向地下構造剖面圖。麓山帶前緣以六甲與木屐寮斷層為界，隆起台地與海岸平原構造地形區新營斷層延伸（紅色虛線）至地表的交線為界。沿新營斷層的尖端向斷層延伸線兩側形成一個三角形的剪切變形帶（藍色虛線範圍），變形帶的範圍涵蓋斷層上下盤。上盤為隆起台地構造地形區，下盤為海岸平原構造地形區。剖面位置請見圖七。

角剪動變形模式 (trishear model) 較為合適。折疊褶皺模式與三角剪動變形模式在解釋褶皺變形時會產生很大的差異，尤其斷層帶下盤的變形。折疊褶皺模式的下盤是不產生變形，但三角剪動模式會在剪切帶兩側形成一個涵蓋上下盤的三角形剪動帶 (trishear zone)，所以上下盤岩層會同時受到剪切變形，愈接近剪動帶中心的變形量愈大 (Erslev, 1991; Wickham, 1995; Allmendinger, 1998)。若以三角剪動帶的變形模式來解釋西南部海岸平原區為何從大地量測資料來看有向西位移現象。假若採用折疊褶皺模式時，隆起台地與海岸平原區是不會產生變形，但此結果與大地測量資料不吻合，因此楊耿明等 (2001) 假設麓山帶的脫底斷層延伸至隆起台地與海岸平原區之下以解釋此區域的變形。但本研究認為隆起台地與海岸平原區的變形是因為新營斷層活動形成的三角剪動變形帶所產生的變形，同時形成隆起台地區的變形抬升 (圖四，五，六)。



圖六 臺南市地區東西走向地下構造剖面圖。麓山帶前緣為梅嶺斷層。臺南台地可能受到盲斷層的作用而形成隆起台地。盲斷層形成的三角剪切變形帶在上盤產生臺南台地，而下盤造成的下陷區位於臺灣海峽。

討 論

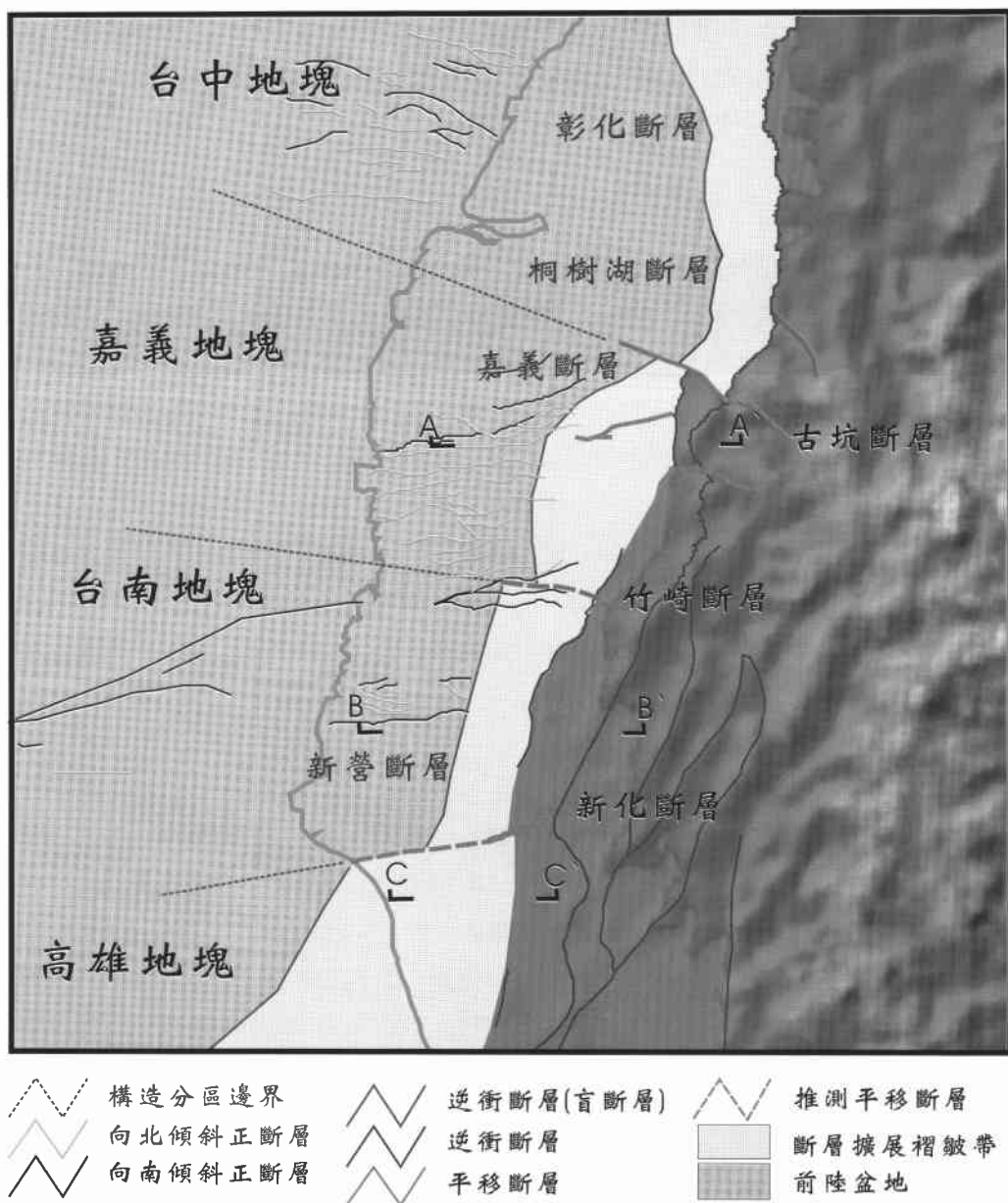
本研究依照地形與構造特性將嘉南地區劃分為三個南北走向的構造地形帶 (圖四，六，七)。麓山帶前緣平原區淺層都屬於鬆軟的沉積層，因此在平原區受擠壓並於地下形成盲斷層的初期，地表產生的褶皺變形模擬，應屬於三角剪動的褶皺變形模式 (trishear fold)。變形模式的特徵是沿盲斷層向上延伸形成一個三角性的剪切變形帶，變形帶的範圍涵蓋了斷層的上下盤，因此上下岩盤都會產生變形，上盤形成的脫逸背斜構造呈一弧狀的褶皺外形 (Erslev, 1991)。從目前西南地區地表所呈現的

地形以及地殼的變動速度來看，即可了解此地區的變形型態。隆起台地區地形呈一微微向西傾斜的緩起伏面，由大地測量以及地形資料來看晚全新世以來已屬於地殼抬升的構造環境。海岸平原區則屬於沉降區，並且地表有向西產生位移現象（侯進雄等，2002）。從 GPS 資料也發現隆起台地區每年平均的向西水平位移量大於海岸平原區，兩構造區塊之間約有 10 公厘的地殼壓縮量。從上述資料而言，部分的隆起台地區與海岸平原區都以涵蓋在地下盲斷層所造成的三角剪動變形帶之內。

經由嘉南平原地下全新世沉積層與麓山帶階地推算地殼抬升速率，以及利用 1914—1979 年之間兩次大地測量（陳惠芬，1981）與全球衛星定位系統監測（Yu and Chen, 1994；Yu *et al.*, 1997；Hung *et al.*, 1999）評估的地殼變動速率，顯示麓山帶的抬升速率以及水平向西的移動速率都大於隆起台地與海岸平原區，隆起台地的水平變動速率亦大於海岸平原區。麓山帶的抬升與水平變動速率之所以大於前緣的隆起台地與海岸平原，與麓山帶由多條活動的逆衝斷層作用有關。這些疊瓦狀逆斷層底部的斷坪都連接至脫底斷層，當其中之一逆斷層活動時就會帶動上盤地塊沿脫底斷層向西移動，因此造成水平以及垂直的變動速率大於麓山帶前緣僅受到盲斷層作用的隆起台地區與海岸平原區。

褶皺—逆衝斷層帶的褶皺型態雖可以分為斷層轉折褶皺與斷層展延褶皺兩種型態（Suppe, 1983），但以變形型態而言則區分為折疊褶皺與三角剪動褶皺兩種模式（Erslev, 1991）。臺灣的造山帶是由許多互相平行的逆斷層呈疊瓦狀構成的褶皺—逆衝斷層帶，斷層的發育由東向西，因此最西側的斷層都屬於近期才開始形成的新期斷層。中部地區褶皺—逆衝斷層帶的演化最具代表性，車籠埔斷層以東褶皺帶形成於中期更新世之前，最西側的彰化斷層是晚更新世才形成（陳文山等，2000a, b；Chen *et al.*, 2001）。因此，最西側的褶皺型態屬於斷層擴展褶皺型態，但變形型態屬於三角剪動的褶皺變形，隆起台地與海岸平原等構造地形區是受到三角剪動的褶皺變形所影響。

臺灣南北長達 300 多公里的褶皺—逆衝斷層帶向西移動過程經常被西北與西南走向的平移斷層所切割（Lu, 1994）。因此，褶皺—逆衝斷層帶常以西北與西南走向的平移斷層分成數個構造區塊，並造成平移斷層兩側構造的不連續或地形的差異。平移斷層的形成可以由竹苗海域震測剖面清楚的發現平移斷層與逆衝斷層都是沿著正斷層再產生活動（Huang, 1986, 1987；Lee, 1986；Lee *et al.*, 1993；Chen and Tang, 1993；Yang *et al.*, 1994, 1996；Shen *et al.*, 1996；Lin and Huang, 1998）；嘉南地區也是具有同樣特性（Chang *et al.*, 1996）。因此，長達 300 多公里的褶皺—逆衝斷層帶被平移斷層分割成為數個塊體，形成各塊體獨自的活動與變形。徐浩德等（Shyu *et al.*, 2001；Mouthereau *et al.*, 2002）將西部地區由北而南劃分為 5 個新期構造區，為新竹、苗栗、



圖七 西南部褶皺—逆衝斷層帶的新期構造分區，依照各區塊的構造與地形特性分為4個地塊，由北而南為臺中、嘉義、臺南以及高雄等地塊。這些地塊被西南或西北走向的平移斷層分隔。各構造地塊最西緣斷層是由正發育尚未出露地表的斷層所構成由北而南如下，彰化斷層、桐樹湖斷層、嘉義斷層、新營斷層以及高屏外海一系列盲斷層。

臺中、嘉義與臺南。本研究依照更新世的構造，並綜合全新世以來地形與地殼變動速率等結果，將西南部的褶皺－逆衝斷層帶由北至南劃分為臺中、嘉義、臺南與高雄等 4 個區塊（圖七）；以下敘述各區塊的構造特性。

臺中構造區塊

臺中區塊北側從地表地質來看此帶並無明顯平移斷層的構造線。從構造來看，鐵鉆山背斜構造延伸至大甲溪，大肚－八卦台地的大肚山背斜亦延伸至大甲溪（中國石油公司，1994），因此本研究認為近期構造的北界可能沿著大甲溪。南側界線以古坑斷層為界，古坑斷層呈北西西向的右向平移斷層。彰化斷層向南延伸可與桐樹湖斷層連接，之後被古坑斷層截斷。臺中構造區塊與北側竹苗地區（竹苗構造區塊）在構造上有很大差異，臺中區塊不具有竹苗地區的北東東向的逆斷層－平移斷層構造。從此地區的震源機制與 GPS 監測地殼水平變形結果，顯示地殼應變方向也不同於竹苗地區，大致呈東西向的擠壓（Yu *et al.*, 1997）。臺中區塊最西側的斷層為彰化斷層與桐樹湖斷層，大肚與八卦台地與海岸平原至海域地區都屬於三角剪動帶的變形範圍（圖七）。

嘉義構造區塊

嘉義構造區塊北側以古坑斷層為界，南側以竹崎的平移斷層系統為界，沿著牛稠溪、八掌溪與急水溪，其地下構造具有造山運動前期所形成的一系列約東西走向且向南傾斜的正斷層構造，其中最主要的正斷層為義竹斷層（圖七）。造山時期受擠壓作用時沿著此地帶形成一系列約東西走向的平移斷層，如竹崎斷層。全新世以來沿義竹斷層帶的南北兩側海岸平原區的下陷速率即有很大差異。同時也造成兩側地形有很大的變化，隆起台地構造區在斷層以北地區於晚更新世已隆起形成紅土台地，南側的隆起台地構造區於晚全新世才隆起，顯示之間可能有一東西走向的構造形成兩側的構造與地形不連續，此構造可能沿著義竹斷層帶發育，本研究亦發現數條東西向的平移斷層（如竹崎斷層）沿著此區域發育。九芎坑斷層是此構造區塊麓山帶的前緣斷層，嘉義區塊與南北兩側構造區塊在構造上有些差異（圖四）。構造區塊中具有許多北西西方向的平移斷層，區塊北側的斷層屬於右向平移斷層，南側為左向平移斷層。地形特徵上可以發現嘉義區塊東側的麓山帶地形沿著觸口斷層向西突出，同時麓山帶的前緣（九芎坑斷層西側）形成西南部平原區唯一的紅土台地，此台地是嘉義盲斷層上盤撓曲造成的紅土台地（葉明官等，2000；Hung *et al.*, 1999）。嘉義區塊大致位在北港高地的東側，從震測剖面資料顯示此地區地下具有許多約呈東西向的正斷層構造，此地

區部分的地震震源機制與 GPS 監測地殼變形結果，顯示地殼的應變大致呈東西向的擠壓（Yu *et al.*, 1997；Chen and Yen, 1998）。地震的震源機制解釋具有逆衝與平移等兩種作用，與此地區具有平移與逆衝斷層的構造特性非常吻合。正斷層的走向與此區域最大主應力方向大致平行，因而擠壓時造成正斷層的再活動形成橫移斷層的作用。

紅土台地沉積年代為 $38,750 \pm 750$ yr（黃鑑水等，1994），推估盲斷層可能是於晚更新世才開始活動；紅土台地並未延伸至南北兩個構造區塊。盲斷層西側屬於下陷的構造環境（圖四），下陷速率平均每年約為 2.2—1 公厘，遠低於義竹斷層以南臺南區塊的下陷速率（11—5 公厘）。

臺南構造區塊

臺南構造區塊北側以義竹斷層為界，南側以新化斷層與高雄區塊為分界。新化斷層屬於右向平移斷層，南側高雄區塊的臺南與中洲背斜構造未能延伸至斷層北側的臺南區塊。臺南區塊的麓山帶前緣斷層為木屐寮與六甲斷層塊（圖五）。林啓文等（2000）認為麓山帶的前緣未必形成斷層，可能為向斜構造，僅在向斜軸產生小錯移，因此稱為木屐寮與六甲線形。但本研究認為麓山帶前緣的線型崖地形受到斷層形成的構造崖，地表可以發現木屐寮與六甲斷層的斷層帶。海岸平原與隆起台地區屬於三角剪動褶皺的構造變形區；隆起台地是全新世晚期才開始發育的地形，較南北側的嘉義與高雄區塊還晚形成。推測盲斷層（新營斷層）構造延伸至地表的位置約在嘉義市—後壁—六甲—新化—新市一線，以東屬於隆起台地區，以西為海岸平原下陷區（圖五）。臺南區塊位在北港高地的南側，義竹斷層以南，中生代基盤埋藏深度較深，新生代岩層較厚稱為北方凹陷盆地（Northern Depression；Yang, *et al.*, 1991；Lee and Ting, 1996；Lee *et al.*, 1996），凹陷盆地南側為中央構造高地（Central Structural High），南界的新化斷層可能是沿著中央構造高地北側的正斷層再發展形成的右向平移斷層（圖七）。臺南區塊的麓山帶也是由一系列呈覆瓦的褶皺與逆斷層所構成，但與北側嘉義區塊最大的差異是構造區塊內不具有東西向的平移斷層。此地區地震震源機制與 GPS 監測地結果，顯示地殼的應變也大致呈東西向的擠壓變形（Yu *et al.*, 1997；Chen and Yen, 1998）。

高雄構造區塊

高雄與臺南構造區塊以新化斷層為界，新化斷層以南屬於隆起台地具有臺南與中洲背斜；高雄區塊的褶皺—逆衝斷層帶較臺南區塊的構造還向西突出（圖七）。從 GPS 量測結果顯示位於新化斷層南側的高雄構造區塊向西位移速率遠較北側的臺南構造區

塊的速率還大（侯進雄等，2002），表示新化斷層在新期的構造活動佔有極重要的地位。新化斷層南側臺南台地地下的盲斷層構造延伸至地表的位置應位於臺南市西側海岸（Fruneau *et al.*, 2001）。海域震測剖面顯示高雄區塊北側為中央構造高地，以南為南方凹陷盆地，海域與平原區底下的正斷層呈北東東向（圖七；Southern Depression；Yang *et al.*, 1991；Lee and Ting, 1996；Lee *et al.*, 1996）。新化斷層大致與平原區底下的正斷層走向平行，可能沿著正斷層再活動的右向平移斷層。從震源機制與 GPS 監測結果，顯示此地區地殼的應力大致呈西南向的擠壓（Yu *et al.*, 1997；Chen and Yen, 1998），此構造區內的逆斷層具有向西南滑移運動（Lu, 1994；Shyu *et al.*, 2001）。

本研究依照臺灣西部褶皺－逆衝斷層帶的地形將其分成三個構造地形帶；主要目的是希望藉此了解各區域的變形型態、變動速率以及相較當區域內活動斷層的大地震發生機率。但長達 300 公里的褶皺－逆衝斷層帶的變形又受到新生代沉積層厚度與先期正斷層構造的影響，在擠壓過程經常沿著西南與西北向的正斷層產生平移斷層，並將南北走向的褶皺－逆衝斷層帶分割成為數個構造塊體。因此，在探討上述構造特性時須區分成為數個構造區塊來探討才能顯見各構造區塊的構造特性與構造活動性。

結 論

本研究從西南部地區晚更新世以來的地形、構造以及全新世以來地殼變動等等特性，將臺灣的褶皺變形帶分為三個構造地形區；麓山帶的逆衝斷層已發育出露地表（break through fault）麓山帶前緣大都正發育一條盲斷層，並造成前緣地區形成隆起台地與海岸平原的地形；前緣區域的變形則屬於逆斷層發育初期的三角剪動褶皺變形型態。這些構造地形特徵也是代表臺灣西部造山帶的構造特性，同時西南地區南北長約 100 公里的褶皺－逆衝斷層帶被約呈東西走向的平移斷層所分割，雖然大體的構造環境非常相似，但從平移斷層所分割區塊來看，晚全新世以來地形與構造活動性卻顯見極大的差異。因此本研究也由平移斷層將西南部地區分割成為四個構造區塊，為臺中、嘉義、臺南與高雄構造區塊。

參 考 文 獻

中國石油公司（1994）1:100000 苗栗地質圖。臺灣油礦探勘總處。

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。

柯烱德（1997）三義台地、大肚台地及八卦台地地區頭料山層之沉積環境研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 90 頁。

吳東錦（1990）臺南台地臺南層之碳十四定年研究及其在新構造運動上的意義。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，共 71 頁。

吳樂群（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。

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。

黃鑑水、張憲卿、劉恒吉（1994）臺灣南部觸口斷層之地質調查與探勘。經濟部中央地質調查所彙刊，第九號，第 51—76 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。

陳文山、何信昌、王源、楊昭男、高銘健、張益生、鄂忠信、陳勉銘（1994）臺灣西南部上新統至更新統的岩象學研究與地層對比。經濟部中央地質調查所特刊，第八號，第 83—99 頁。

_____、鄂忠信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯烱德、林清正、黃能偉（2000a）上一更新世臺灣西部前陸盆地的演化—沈積層序與沈積物組成的研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第十三號，第 137—156 頁。

_____、陳于高、劉聰桂、黃能偉、林清正、宋時驊、李昆杰（2000b）921 集集大地震的地震斷層特性與構造意義。經濟部中央地質調查所特刊，第十二號，第 139—154 頁。

陳于高（1993）晚更新世以來南臺灣地區海水面變化與新構造運動研究。國立臺灣大學地質科學研究所博士論文，共 159 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。

葉明官、陳文山、石文卿、陳若玲（2000）從震測剖面來看梅山斷層的特性。中國地質學會八十九年度年會，第 106—108 頁。

- 張瑞津、石再添、陳翰霖（1996）臺灣西南部海岸平原地形變遷之研究。國立臺灣師範大學地理系地理研究報告，第二十六期，第 19—56 頁。
- _____、_____、_____（1997）臺灣西部嘉義海岸平原地形變遷之研究。國立臺灣師範大學地理系地理研究報告，第二十七期，第 105—131 頁。
- 楊志成（1997）臺灣中部錦水頁岩、卓蘭層與頭料山層的沉積環境研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 120 頁。
- 楊耿明、洪日豪、饒瑞鈞、吳榮章、黃旭燦（2001）斷層活動性觀測與地震淺勢評估調查研究—臺灣陸上斷層帶地質構造與地殼變動調查研究（2/5）六甲、新化地區。經濟部中央地質調查所報告，第 90—4 號，共 122 頁。
- 臧振華、李匡悌、陳維鈞（1993）臺閩地區考古遺址—臺南縣、臺南市，臺閩地區考古遺址普查研究計畫（第二年）。內政部，共 138 頁。
- Allmendinger, R.W. (1998) Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17, 640-656.
- Chang, Y.L., Lee, C.I., Lin, C.W., Hsu, C.H. and Mao, E.W. (1996) Inversion tectonics in the fold-thrust belt of the foothills of the Chiayi-Tainan area, southwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 30, 163-176.
- Chen, C.H. and Yen, H.J. (1998) A preliminary study on crustal anisotropy in Chia-Nan area of Taiwan. *TAO*, 9, 573-588.
- 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. and Liu, T.K. (1996) Sea level changes in the last several thousand years, Penghu Islands, Taiwan Strait. *Quat. Res.*, 45, 254-262.
- Chen, Y.T. and Tang, S.L. (1993) A review of the petroleum geology of the Neogene basin, offshore Hsinchu-Taichung area, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 289-314.

- Covey, M. (1984) Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio-Pleistocene western Taiwan foredeep. *Petrol. Geol. Taiwan*, 20, 53-83.
- Erslev, E.A. (1991) Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.
- Fruneau, B., Pathier, E., Raymond, D., Deffontaines, B., Lee, C.T., Wang, H.T., Angelier, J., Rudant, J.P. and Chang, C.P. (2001) Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 16, 3071-3074.
- Hashimoto, W., Taira, K., Kurihara, K., Imai, T. and Makino, Y. (1972) Studies on the younger Cenozoic deposits in Taiwan (Formosa): part II. the younger Cenozoic deposits in south and east Taiwan. *Geol. Palaeont. Southeastern Asia* X, 265-303.
- Hsieh, M.L. and Knuepfer, P.L.K. (2001) Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen river basin, southwestern Taiwan-implications of river response to climate change and active tectonic uplift. *Geomorphology*, 38, 337-372.
- Hsu, Y.C., Huang, C.Y., Lin, S.Y., Hsu, Y.C., Chou, M.C., Lu, S.C. and Tai, Y.K. (1968) Low background counter for carbon-14 dating. *Chinese Jour. Physics*, III (1), 1-9.
- Huang, Frank F.W. (1986) Controlling factors for hydrocarbon accumulation in the Talu "Sands" of northwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 22, 1-18.
- _____ (1987) Wrench faults in western Taiwan and oil-gas accumulation. *Petrol. Geol. Taiwan*, 23, 1-12.
- Hung, J.H., Wiltshko, 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.
- Lee, C.I., Chang, Y.L., Mao, E.W. and Tseng, C.C. (1993) Fault reactivation and structural inversion in the Hsinchu-Miaoli area of northern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 47-58.
- _____, Hsu, H.F. and Yang, C.C. (1996) Fracture analysis of F block in the Tainan basin, offshore Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 30, 177-190.
- Lee, C.J. and Ting, H.H. (1996) Hydrocarbon exploration targets for the mid-western Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 30, 261-280.

- Lee, T.Y. (1986) Some structural implications of the high-angle reverse faults, offshore western Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 22, 19-25.
- Lin, C.W. and Huang, M.L. (1998) Influence of the Peikang basement high on the structural development of western foothills and coastal plain in south-central Taiwan: a sandbox approach. *Petrol. Geol. Taiwan*, 32, 105-122.
- Lu, C.Y. (1994) Neotectonics in the foreland thrust belt of Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 29, 1-26.
- Mitra, S. (1990) Fault-propagation folds: geometry kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 921-945.
- Mouthereau, F., Deffontaines, B., Lacombe, O. and Angelier, J. (2002) Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 358, 31-54.
- Ouchi, S. (1985) Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 504-515.
- Schumm, S.A. (1986) Alluvial river response to active tectonics, studies in geophysics, active tectonics. National Academy Press, Washington D.C., 80-94.
- _____ and Khan, H.R. (1972) Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1755-1770.
- _____, Dumont, J.E. and Holbrook, J.M. (2000) Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, 276pp.
- Shen, H.C., Huang, S.T., Tang, C.H. and Hsu, Y.Y. (1996) Geometrical characteristics of structural Inversion on the offshore of Miaoli, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 30, 79-110.
- Shyu, J.B.H., Sieh, K., Chen, Y.G., Lee, C.T., Wang, Y., Ota, Y., Lee, J.C., Sung, Q.C. and Rubin, C. (2001) A preliminary neotectonic map of Taiwan, and Its implications for future destructive earthquakes. *Plate Boundary Observatory-Taiwan Workshop*, 2001, 17-19.
- Sun, S.C. (1964) Photogeologic study of the Tainan-Kaohsiung coastal plain area, Taiwan.

- Petrol. Geol. Taiwan, 3, 39-51.
- _____ (1970) Photogeologic study of the Tainan-Hsinying coastal plain area, Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, 7, 133-144.
- _____ (1971) Photogeologic study of the Hsinying-Chiayi coastal plain area, Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, 8, 65-75.
- _____ (1972) Photogeologic study of the Peikang-Choshuichi coastal plain area, Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, 10, 187-199.
- Suppe, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding. Amer. Jour. Science, 283, 648-721.
- _____ (1985) Principles of structural geology. Prentice-Hall International, Inc., London, 537pp.
- _____ (1986) Reactivated normal faults in the western Taiwan fold-thrust belt. Geol. Soc. China Mem., 7, 187-200.
- Wickham, J. (1995) Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). Jour. Structural Geology, 17, 1293-1302.
- Yang, K.M., Ting, H.H. and Yuan, J. (1991) Structural styles and tectonic modes of Neogene extensional tectonics in southwestern Taiwan: implications for hydrocarbon exploration. Petrol. Geol. Taiwan, 26, 1-31.
- _____, Wu, J.C., Ting, H.H., Wang, J.B., Chi, W.R. and Kuo, C.L. (1994) Sequential deformation in foothills belt, Hsinchu and Miaoli areas: implications in hydrocarbon accumulation. Petrol. Geol. Taiwan, 29, 47-74.
- _____, _____, Wickham, J.S., Ting, H.H., Wang, J.B. and Chi, W.R. (1996) Transverse structures in Hsinchu and Miaoli areas: structural mode and evolution in foothills belt, northwestern Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, 30, 111-150.
- Yu, S.B. and Chen, H.Y. (1994) Global positioning system measurements of crustal deformation in the Taiwan arc-continent collision zone. TAO, 5, 477-498.

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

TECTONO-GEOMORPHOLOGIC STUDIES IN THE CHIAYI-TAINAN REGION IN SOUTHWESTERN TAIWAN AND ITS IMPLICATIONS FOR ACTIVE STRUCTURE

**Wen-Shan Chen¹, Chi-Cheng Yang¹, Hsiao-Chin Yang¹,
Leh-Chyun Wu², Chii-Wen Lin³, Hui-Cheng Chang³,
Ruey-Chyuan Shih⁴, Wei-Hsiung Lin³, Yuan-His Lee³,
Tung-Sheng Shih³ and Shih-Ding Lu³**

ABSTRACT

We analyze geomorphic evidence of Holocene crustal deformation in the Chiayi-Tainan region which has the most active fold-thrust belt in Taiwan. Based on the geomorphic characteristics, the region can be divided into three geomorphic terrains, namely the foothills, uplifting-terrain, and the coastal plain. The Mujiliao and Liuchia Faults, which mark the western edge of the foothills, are the most active deformation fronts. The foothills, however, are more complex, with several thrust faults assumed to be merging with a decollement at depth. The uplifting-terrain shows a gently inclined surface where a meandering river incises the warped topography. It is inferred that the topographic expression is a blind thrust under an uplifting-terrain which marks the frontal thrust of the fold-thrust belt in southwestern Taiwan. The coastal plain, which formed in front of the uplifting terrain, represents a subsided foreland basin where meandering channels flow onto a very flat coastal plain.

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

To derive the uplift rate from the geodetic data, dated fluvial terraces, and from core sediments, we obtained an average uplifted rate of 7-5 mm/yr for the foothills and, 4.4-0.5 mm/yr for the uplifted terrain, and the average subsided rate of 11-1 mm/yr of the coastal plain. The horizontal displacements recorded from the GPS observations show a western movement of about 55-15 mm/yr in the foothills, 20-10 mm/yr in the uplifted terrain, and 10-5 mm/yr in the coastal plain. Estimate of the shorting rate are about 10-5 mm/yr between the coastal plain and the uplifted terrain and about 30-10 mm/yr between the uplifted terrain and the foothills.

Geomorphic evidence indicated that active tectonics in the southwestern fold-thrust belt appear to have been concentrated between the foothills and the coastal plain since the Holocene period. The belt can be divided into 4 block domains: the Taichung, Chiayi, Tainan, and Gaoping domains separated by several strike-slip faults including the Gukeng, Chuji, and Hsinhua Faults.

Key words: meandering river, strike-slip fault, terrace, active fault