

台灣東南地區海陸地形特徵及其構造意義

劉佩琨¹、宋國士¹

摘要

有一系列的東西走向的弧形山脊位在台灣島中央山脈南部，在利用海上、陸上數位地形資料，經過弧形脊線定位、帶通濾波等處理後，顯示出脊線有向海延伸之現象，尤其和花東海脊有明顯的相關，在恆春海脊東方之南縱海槽下方，由震測剖面資料亦顯示此處基盤有相似山脊之起伏。另外由近年主要地震的震央分布，對比該弧形山脊的圓心，其相關性甚高，隱喻在台灣東南地區，歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊是以一鈍角之幾何形狀擠壓碰撞，並造成陸上應力集中，以弧形山脊型態出現。

(關鍵字：弧形山脊、地形線型、地形濾波、板塊運動)

前言

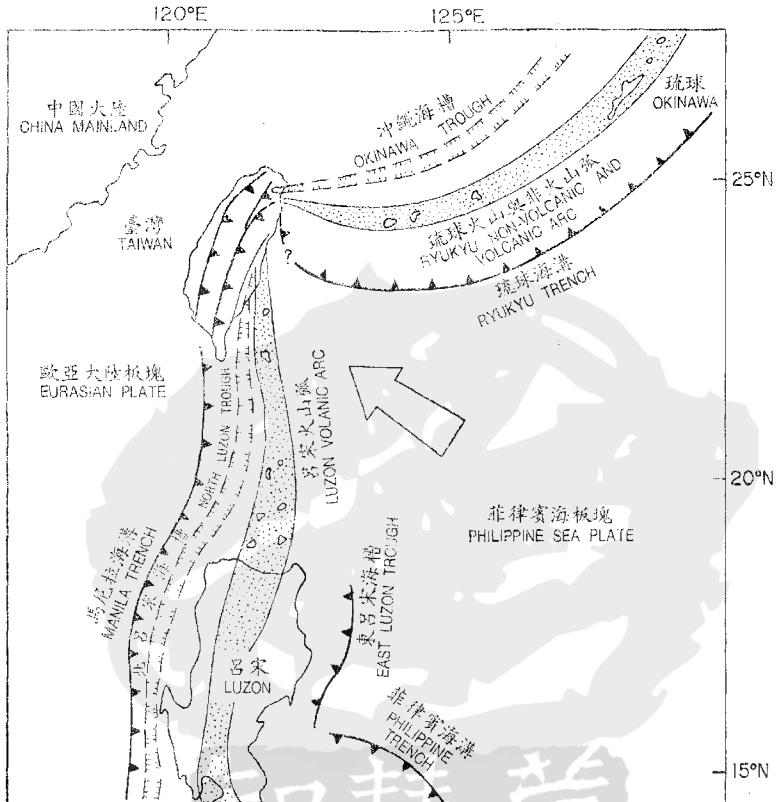
台灣位於西太平洋，為歐亞大陸之東南緣，居琉球—台灣—菲律賓島弧之中間位置。在西太平洋島弧的排列方向由北向南觀察，位在台灣東北部琉球島弧，其弧形排列凸向東南方的菲律賓海，在台灣南方的呂宋島弧則向東凸向菲律賓海，而台灣則位在琉球島弧及呂宋島弧之間非常奇特的中間轉折位置(圖一)。

由板塊架構的角度觀察台灣，此區位於歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊之間，以一碰撞聚合狀態呈現；多數學者認定該縫合線位於台灣東部的花東縱谷(Biq,1972; Barrier et al.,1984; Barrier et al.,1986; Bowin,1978; Tsai et al.,1977; Tsai,1978; Tsai et al.,1981; Wang et al.,1994)。在花東縱谷以西為歐亞大陸板塊，以東則屬菲律賓海板塊。而菲律賓海板塊則向西北方向，相對歐亞大陸板塊以每年七公分的速率運動(Seno,1977)。當菲律賓海板塊碰撞歐亞大陸板塊於花東縱谷後，沿縱谷向北轉至東北向，於琉球海溝隱沒至歐亞大陸板塊下，形成琉球島弧溝系統(Letouzey and Kimura,1986; Sibuet et al.,1987; Suppe,1984)。而台灣南部的呂宋弧溝系統，一般認定在馬尼拉海溝消失之前(北緯 22.5° 以南)，歐亞大陸板塊(南中國海板塊)在馬尼拉海溝向東隱於菲律賓海板塊以下，並形成呂宋弧溝系統(Hayes and Lewis,1984; Lewis and Hayes,1984;1989)(圖二)。

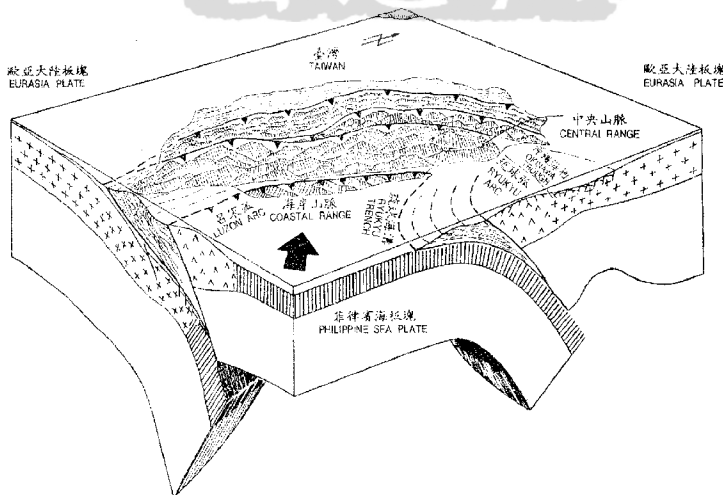
台灣地區的板塊邊界，最早由畢慶昌(Biq,1972)提出的雙軌深海槽谷構造、Bowin(1978)的活動及不活動板塊邊界、Lin and Tsai(1980)所提出台灣

¹ 台灣，台北市，106，國立台灣大學海洋研究所

南部海域產生大型右移斷層連接縱谷斷層及馬尼拉海溝，以及 Shyu, et al.(1998)提出的弧—弧碰撞假說等。再再指出瞭解台灣南部及東南部地體構造運動所代表之板塊特性及行為模式，是學者們一直重視的問題 (Bowin,1978; Chen,1986; Huang and Yin,1990; Liu et al.,1992; Yu and Chiao, 1994; Yu and Song ,1994; Teng, 1990)。



圖一、台灣位於琉球弧溝系統與呂宋弧溝系統之間，摘自何 (1982)。



圖二、台灣地區板塊構造立體圖，摘自何 (1982)。

本文嘗試利用地形、震測、地震等觀測資料，經過資料處理以顯示該弧形山脊在陸與海延伸的相關特性，並探討在主要板塊作用力之下所形成之地形變形及其相關機制。

地質背景及其地體架構

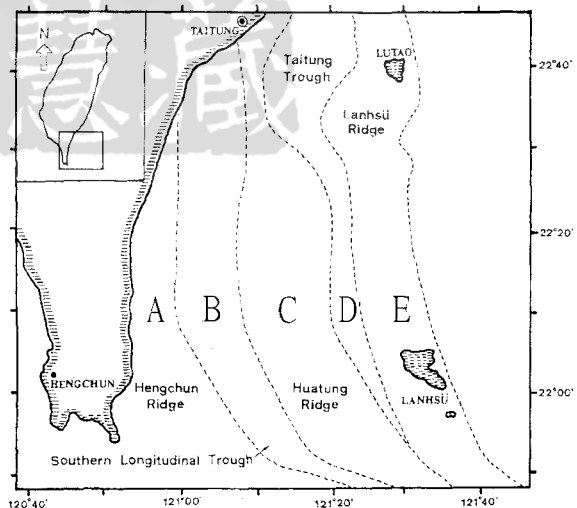
陸上地質背景

在中央山脈東南部的地層以中新世的廬山層、蘇樂層為主，構造上屬上衝板岩帶，岩性屬深色硬頁岩、板岩及千枚岩所構成(何,1982)。恆春半島位在中央山脈的最南端，主要由未變質的中新世地層所組成，並在中新世地層上局部覆蓋著上新—更新世和近代沉積物(紀,1982; Chen,1992; Huang and Yin, 1990; Huang,1993)。

花東縱谷位在中央山脈及海岸山脈間的狹長谷地，全長約一百五十公里，谷內寬度平均為四公里。縱谷分割兩個地質截然不同的山脈，西部為大陸型山脈，東部為島弧型山脈(何,1982)。在縱谷內具有地形起伏小，水系奇特，地震頻率高特性(Wu et al.,1989)。沿縱谷谷軸方向有一向東傾斜的左移逆衝橫移斷層，以每年數公分移動(Biq,1984; Hsu,1962; Yu et al.,1989; Yu et al.,1990)；海岸山脈主要由中新世及更新世火成基盤及島弧火成沉積物所構成的褶皺衝斷帶，地層分類有都巒山層，大港口層，卑南山礫岩及上新更新世蛇綠岩混同層(利吉層)(Hsu,1956; 何,1982; 陳等,1990)。海岸山脈岩層褶皺成一系列平行，傾斜而排成雁形的背斜及向斜，主要褶皺走向為北北東，大部份逆衝斷層構造發生在更新世早期以後(紀,1982)。

海域地質背景

台灣東南海域探勘在1973~1975年有台大海洋研究所的TFS和TAIJUNG計畫，其中的目的之一是為瞭解花東縱谷斷層出海後的位置及走向，以探究縱谷斷層在板塊構造上之意義。Bowin (1978) 利用上述航次磁力資料對台灣東南海域板塊聚合課題作出磁力分佈及其解釋。Chen and Juang (1986)根據海底地形特徵將東南海域，由西至東區分為A~F六個地形區，並對各區作構造



圖三、台灣東南地區海域地形單元，其中A~E，分別代表為恆春海脊、南縱海槽、花東海脊、台東海槽以及綠島蘭嶼海脊（修改自Chen and Juang,1986）。

上之探討；爾後 Chen et al. (1988) 將其中五區(A~E)依序命名為恆春海脊、南縱海槽、花東海脊、台東海槽及綠島—蘭嶼海脊(圖三)；這些地形分區延用至今。對台灣東南海域地形及構造特徵之課題研究還包括有陳等(1990)、劉等(1992、1993)、傅和劉(1997)、Chen (1992)、Huang et al. (1990)、Hung et al. (1992)、Huang (1993)、Liu et al. (1991)、Liu et al. (1992)、Lundgerg et al. (1988)、Shyu et al. (1991)、Shyu et al.(1996)等，以下分別述說各地形單位之特徵。

恆春海脊

恆春海脊是恆春半島南延入海的地形高區(Chen and Juang,1986; Chen and Shieh,1988)，而有些學者認為高區的延伸體可到達呂宋島西北方海域(Shyu et al,1991; Huang et al,1992)。在馬尼拉海溝以東的恆春海脊，被視為呂宋弧溝系統之增積岩體(Huang et al.,1992; Yu and Chiao ,1994 ; Yu and Song ,1994)。就構造上而言為南海板塊在馬尼拉海溝向東隱沒刮積形成的混雜岩體。就地形上而言，恆春海脊可對比於恆春半島及其向北延伸的中央山脈(表 1)(Chen, et al.,1992; Huang, et al.,1990)；但是中央山脈為摺皺衝斷帶，構造上以逆衝斷層及摺皺為主，而斷層面及軸面大都向東傾斜，乃是第三紀的沉積物受兩板塊西北—東南方向擠壓作用而成的構造變質帶(何,1982)，與恆春海脊的構造意義截然不同，所以 Yu and Chiao(1994)推論在馬尼拉海溝消失的地區不適合稱之為增積岩體，故恆春海脊至中央山脈之地質構造乃是漸變而成。

馬尼拉海溝在北緯 20.5° 以南，是單純的呂宋弧溝系統，而至恆春半島時漸變為碰撞型式並有碰撞情況所產生的特殊岩體(混同層)(紀, 1982)。在地球物理特性上恆春海脊為低密度物質所組成，與沉積物受壓或增積岩體的物理性質相似。(Bowin et al.,1978; Shyu et al.,1991; Huang and Yin,1990; Liu et al.,1992)。

表 1.陸上與海上地形單元解釋比較表

陸上地形		中央山脈	花東縱谷 (板塊邊界)	海岸山脈
作者				
Bowin ,1978		增積岩體	弧前盆地	火山島弧
Huang et al.,1992	對比地形	恆春海脊	南縱海槽	花東海脊、台東海槽、 綠島蘭嶼海脊
	構造意義	增積岩體	構造盆地	聚合隱沒混雜岩體
CHEN,1992		恆春海脊、南縱海槽、 花東海脊	台東海槽	綠島蘭嶼海脊

南縱海槽

南縱海槽位在台東外海南部，是恆春海脊與花東海脊之間的沉積盆地，盆地形狀為北寬南窄，並在北緯 21° 50' 完全封閉(Huang,1990)。多數學者認為在構造上屬於弧前棲止盆地，即盆地內的沉積物由西北方之中央山脈、海岸山脈供應而來，並由盆地北部向南部堆積，當沉積盆地內的沉

積物充盈，即穿過花東海脊向其東部的台東海槽溢出(Chen et al.,1988; Huang and Yin,1990; Lundberg,1988; Shyu et al.,1991; 李等,1992)。

Bowin(1978); Liu et al.(1992)由重力、磁力資料顯示南縱海槽為弧前構造盆地，與前述學者有相同看法。Chen et al. (1986); Huang(1990)認為南縱海槽向陸可與花東縱谷對比，而 Chen et al.(1992)則否定此種看法。傅等(1997)認為盆地內的構造，在其深部(早期沉積物)之週圍有兩組左移斷層分居盆地兩側，呈南北向分佈，並解釋此區屬拉張盆地。

花東海脊

花東海脊在地形上可與海岸山脈對比(Chen and Juang,1986; Chen et al.,1988; Huang, 1990; Huang et al.,1992)，是海岸山脈向南延伸之地形高區。其與南縱海槽屬構造上的弧間構造，受火山岩體擠壓而形成向東傾斜的逆斷層，而海脊西側與南縱海槽間也有向東傾斜逆斷層構造(李等,1992)。重力、磁力異常顯示，花東海脊為厚沉積物受擠壓形成的弧前構造(Bowin,1978; Shyu et al.,1991; Liu et al.,1992)。Huang et al.,(1992)由海岸山脈南部之利吉層與花東海脊上的沉積物作對比，發現沉積物性質類似，故推論花東海脊與海岸山脈南部的利吉層屬同種成因。Chen et al(1992)對此沉積物的對比提出不同看法，認為在恆春半島的墾丁層也有相同的沉積物性質，所以他推論花東海脊與恆春半島的墾丁層的成因相同(表 1)。

台東海槽

台東海槽位在花東海脊與綠島蘭嶼海脊之間，其形狀大致為南北窄中央寬並在北緯 22° 25' 變窄與北呂宋海槽相連接，在構造上屬弧前盆地(Huang,1990; Chen ,1992; Huang et al.,1992; Yu and Chiao ,1994)。Liu(1992)、李等(1992)對台東海槽的震測、重力、磁力資料顯示，台東海槽的下部是綠島蘭嶼火山脊的向西之延伸體，在上部由較薄的沉積物覆蓋。故台東海槽與綠島蘭嶼海脊之主體為火成岩體，表示弧前盆地由北呂宋海槽向北延伸有向西漸變的趨勢，所以台東海槽在台灣東南地區的弧前盆地，扮演為花東海脊及南縱海槽沉積物壓縮之前身。

綠島蘭嶼海脊

地形上綠島蘭嶼海脊為北呂宋海脊的向北之延伸，在海岸山脈在成功地方上陸，構造上屬火山島弧(Bowin,1978; Chen and Junag,1986; Teng,1990; Huang,1990; Huang et al.,1992; Chen,1992; Liu et al.,1992)。由 Yang et al.(1983)、Lee et al.(1991)所研究的古地磁方位角，判斷綠島蘭嶼海脊愈向北有順時針偏轉的趨勢，其與海岸山脈的位移方向也是愈北愈有向東北方向移動之趨勢(Biq ,1984)。二者有相似的運動模式。由此可知北呂宋火山弧在與歐亞大陸板塊在台灣東南地區發生碰撞後有順時針偏轉的趨勢(Lu et al.,1994)，隱喻著板塊邊界在台灣東南地區可能有彎曲的幾何形狀。

研究目的

花東縱谷為歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊的邊界，其向南入海後的位置及走向，與東南地區海陸地形及構造之發育密切相關。Yang et al. (1983)、Biq(1984)、Lee et al. (1991)，所提海岸山脈、綠島蘭嶼火山島弧碰撞至台灣東南部即發生順時針旋轉運動，與 Song(1993)利用有限元素分析的結果不謀而合；傅等(1997) 也提出南縱海槽曾經有張裂的行為，Chen and Juang(1986)認為台東海槽北段張裂現象，顯示板塊在發生碰撞及旋轉的過程中，主要以壓縮伴以局部張裂的行為以調節應力之平衡。本文檢視陸上山脊及海上山脊走向之關係以瞭解海域中板塊邊界可能的位置，並由地形分析所得的線型分佈及錯移關係並配合震測剖面及地震分佈探討板塊碰撞運動在台灣東南地區造成之地形特徵。

研究方法

海上地形資料之取得及處理

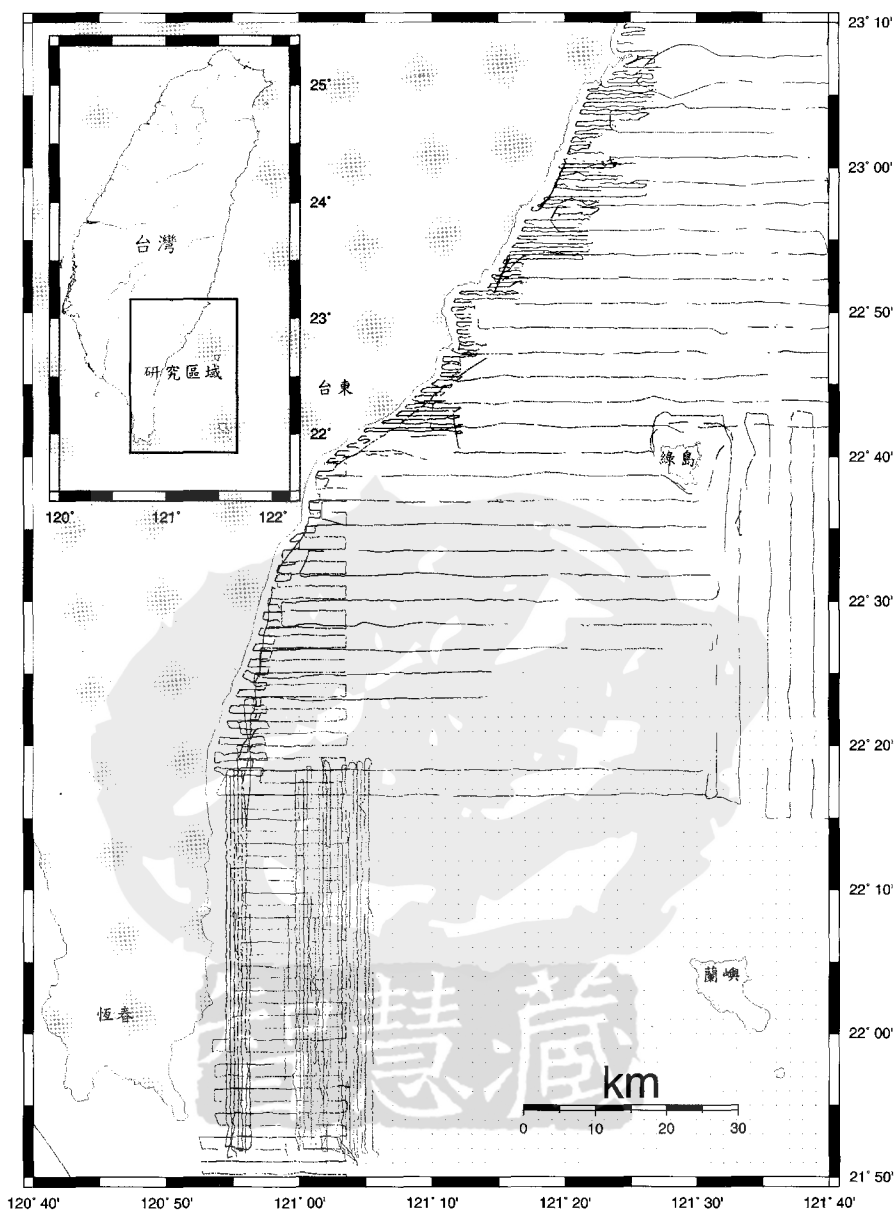
本研究區域的水深資料包括海研一號 393 及 426 兩航次之水深值、東南近岸水深資料、海軍測量局在東南外海之南北航向水深資料、台灣大學海洋研究所之水深資料庫（東南海域的水深值）（圖四）。

水深資料在平面上之定位是利用差分式全球衛星定位系統(DGPS)，其最小定位誤差範圍約為 5m(Song, 1992)。水深值的取得是利用水深機發出音波，並測量音波碰到海床的來回時間之一半，乘以該水體中音波的傳遞速度，而得到水面到海底的深度。隨著星體之間的引力作用，會使得水體表面升降，故在水深測量時必須作潮位修正；其目的是為了使測量面維持在一基準平面。水體中音波傳遞速度受水體物理性質影響，故在水深資料處理時必須對影響水層速度之鹽度、溫度等物理性質作校正。

陸上地形資料

陸上資料由中央大學遙測中心提供，是利用農林廳航空測量局所制定之航空照片，經過立體像對、控制樁校正而轉換成地形高度資料，原始轉換資料之格式以 UTM 座標為主，在座標轉換程式時將平面座標系統轉換成經緯座標系統，以利地形資料統一及處理，陸上地形資料之解析間距為 40m。

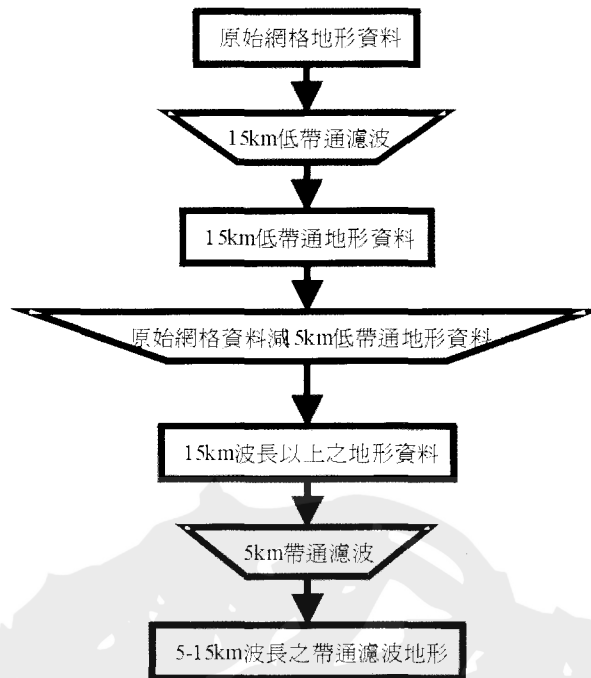
海上及陸上地形資料取得後，先將收集的座標系統一轉換成 GRS67 座標。利用 GMT(Generic Mapping Tools)繪圖軟體，將地形資料以 0.5'間距作網格化，以不規則點予以內差，並採用最小曲面法，其中選定張量參數為 0.7，製成麥卡脫投影之地形圖(Smith et al.,1990)。



圖四、研究區域資料分布圖

地形濾波

Deffontaines et al.(1994)對台灣島之地形分析中得到地質資料的支持。Song et al.(2000)亦利用地形線型來探討台灣東北海域基隆海谷的成因。本文採用 GMT 繪圖軟體之濾波指令，而濾波波長之決定，是由觀察區域的地形剖面來決定欲表現的波長域；其目的在於消除低頻的大地起伏和高頻的訊號，以突顯欲觀察之地形特徵，而後再利用不同角度梯度處理，模擬光源以觀察地形線型之分佈；帶通濾波(band-pass filter)的步驟如圖五所示。



圖五、地形帶通濾波處理流程圖

全向打光的方法

1. 將帶通濾波的地形資料，做 X 方向及 Y 方向的梯度，即為 dx 及 dy 。
2. 代入 $ds = \sqrt{dx^2 + dy^2}$ ， ds 的代表各網格點在各個方向之傾斜程度。
3. 再將 ds 之網格資料製成影像圖。

山脊的求法

1. 將網格資料取 3X3 之矩陣。
2. 運算三個方向，西北—東南向、南北向、及東北—西南向，比較兩端與中央網格高度大小。
3. 將各個方向作運算，符合中央高兩邊低的條件作一加權。
4. 當此加權大於或等於 2 時，即認定此點為局部高區之所在。

震測資料

本研究之震測資料取自 1973~1975 台大海洋研究所執行的 TFS 和 TAIJUNT 計畫，此計畫的目的之一是為了瞭解花東縱谷斷層在入海後之構造及台灣東南部地形特徵。震測資料為九連號所收集，其震源為火花放電，可觀測淺層的構造。資料是以類比的方式儲存，即將類比訊號縮圖展示並加以解釋。

地震資料

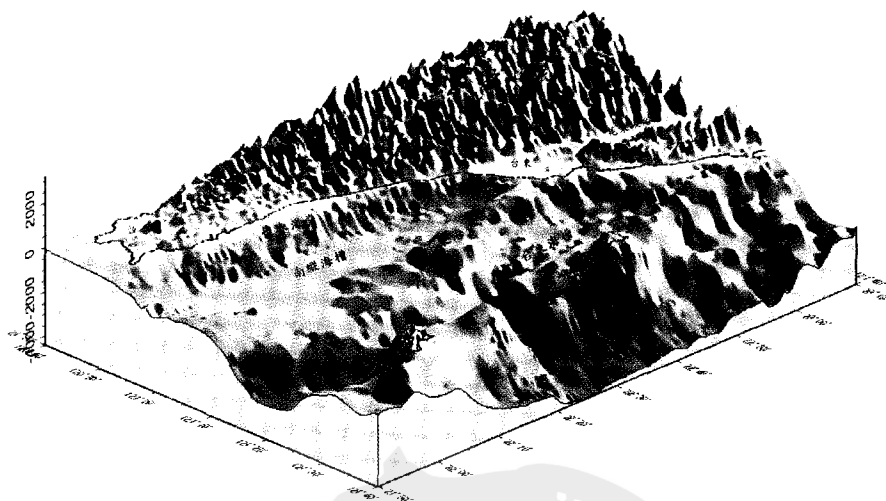
地震資料取自中央氣象局每月所發佈之地震資訊，地震資訊中包含地震規模、平面位置及深度。本研究所使用之地震資料包含 1991 年一月份至 1997 年五月份，規模分佈由一級至六級，深度在 40km 以內之地震。

陸上、海上之地形特徵及相關性

在台灣東南地區，陸上及海底地形上有明顯的差異，由圖六-a、六-b



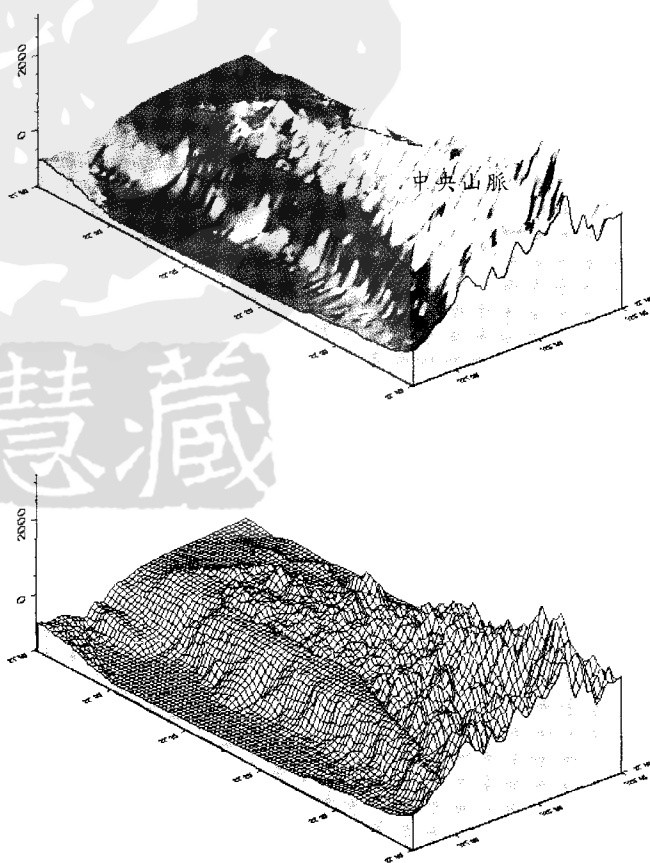
圖六-a、研究地區全域地形



圖六-b 研究地區立體圖

三維空間的立體圖及地形等高圖中，可明顯辨識到陸上山脈的走向及分佈與海底的海脊、海槽之走向相互交接；位在縱谷、海岸山脈地區與海底之地形走向平行，而在恆春半島、中央山脊處，東西向弧形山脈走向與海底地形走向互相斜交；尤其位在海陸交界處，其地形之特徵明顯地發生變化，可見海陸界面有不同的營力雕塑著大地形貌。

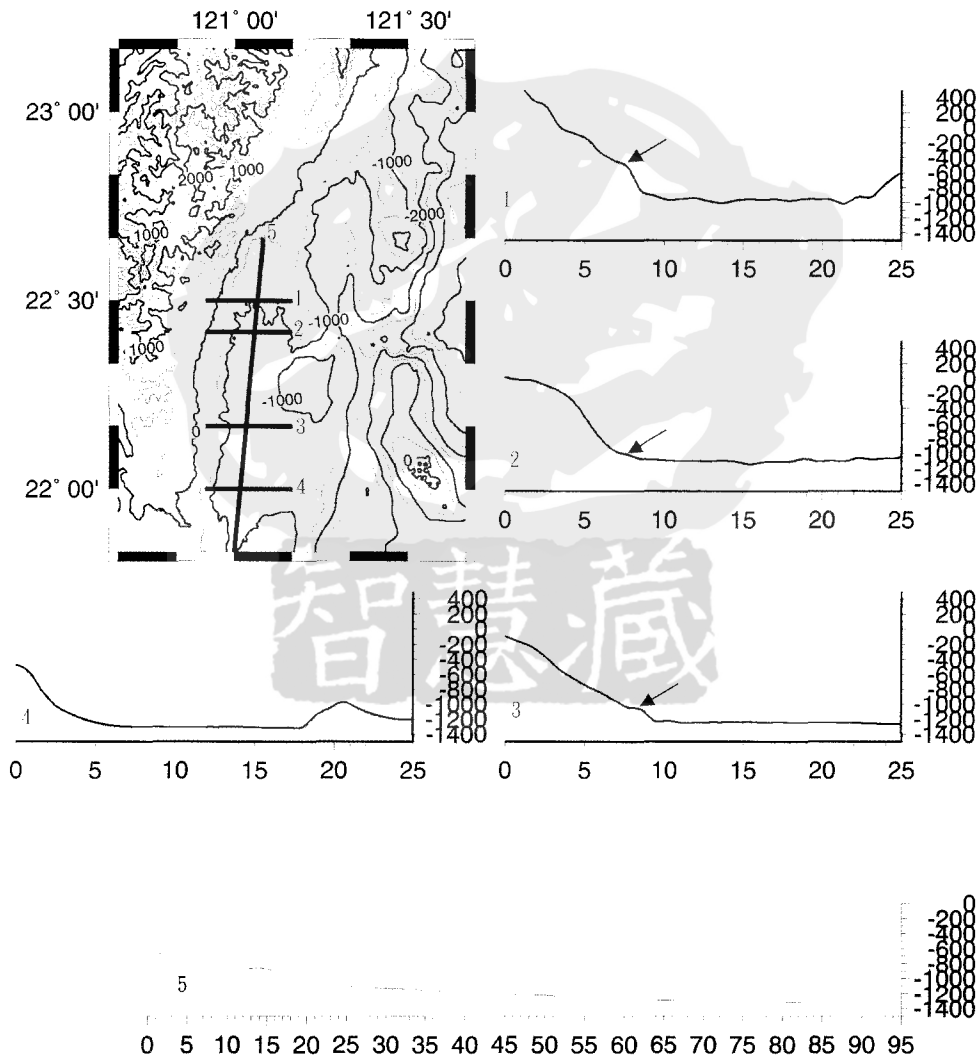
造就地形形貌之主因包括外營力之風化、侵蝕、沉積作用，以及內營力之板塊運動作用而引起的地殼運動；所以地形之形貌乃是地質作用後所留下的最終表面遺蹟；以下就研究地區內，各個地形單元之地形特徵作一定性、定量的描述，以探求在地體構造上的意義。



圖七、恆春海脊立體圖，上圖為彩色並標示相關地名，下圖為網格立體圖，其中可見在恆春海脊斜坡上，有明顯溝渠生成，並且北部相較南部為之明顯。

恆春海脊

在 Chen(1988)對台灣東南海域的地形分區中，恆春海脊位在南縱海槽之西方，為連接陸上與海槽的地形單位。由圖七中，大致可看出恆春海脊形貌上為一陡坡，在陡坡上分佈著東西方向的溝渠，而這些溝渠由海岸線向東延伸至南縱海槽；尤其是位在恆春海脊的北部，它的東西向溝渠發生地點與海岸線較為接近，並且延至南縱海槽的北部有良好的線型關係，而在恆春海脊之中段，其溝渠與海岸與海岸的距離較北段長，並且在斜坡上的地形起伏也較北段來得緩和，另外在東西向的溝渠在連接到南縱海槽底部時其蹤跡幾乎消失不見。



圖八、左上為各剖面位置圖，其中編號1~4為東西向剖面，5為南北向剖面，各剖面中的箭頭標示為階地位置，深度約為300或900公尺，剖面縱軸為公尺，橫軸為公里。

由地形剖面中來檢視恆春海脊與南縱海槽，我們發現恆春海脊為一個急劇向東傾斜的坡地，在水深 100m 左右為一界線，地形由較為平緩的 1/40 坡度，急速變成 1/5 的坡度，而平均的坡度為 1/8；就斜坡地形剖面上可看到有兩~三個的階梯狀地形，深度分別位在 300、900 m 左右，形貌的凸出性則在各剖面中大致相似且由等深圖中顯示其等深線大致與岸線平行。這些階梯狀地形許與來自中央山脈的沉積物堆積或地體運動而形成之構造有關（圖八）。

大致上看來恆春海脊上的溝渠與陸上的東西向山脈走向，似有一定的線型關係，並且由溝渠的崎嶇程度上來看，北部較南部劇烈且陡峭，似乎隱喻著在大地『力』的作用下呈現不同的表徵一意即北段較南段活動劇烈。

單純就地形而言，在研究區域內的恆春海脊是由台灣島連接至南縱海槽的陡坡狀地形；與一般海脊所描述之定義「為海底一長條狀的局部地形高區，為盆地或海槽之地形低區所圍繞」（Bouma, 1990），有所不同。

南縱海槽

位在恆春海脊及花東海脊之間的南縱海槽，由地形之形貌上來看(圖六-b)海槽的北段地形崎嶇程度大於海槽南部；北部的地形有東西向的線型關係，而深度較南部為淺且地勢平坦。在剖面中深度 1200m 即到達南縱海槽的底部(圖八)，此處地形起伏平緩，但愈北的地形剖面其盆地中央的起伏較大，而至 N22°10'剖面中盆地中央幾乎沒有什麼變化。

若由南縱海槽的縱向剖面中(圖八)，可見由北而南地形由陡漸變平坦；在深度 0~700m 處，其坡度為 1/7，深度 700~1200m 處坡度變緩，平均為 1/100。在縱剖面的 10~23km 處，地形顯示較為崎嶇，與一般的海底地形剖面中的大陸隆堆形貌類似，可能為陸源沉積物堆積而成。

花東海脊

花東海脊位在台東縱谷出海口之東南方向延伸(圖六)，圖中大致可看出花東海脊在與台灣島接觸後，即轉向東北與海岸山脈相連接，而向東南方向海脊的走向在北緯 22° 10'轉向西南向，並在 21° 50'與恆春海脊相連接，使得南縱海槽在此封閉。在沿著海脊軸向之剖面顯示(圖九-a)，海脊在 22° 20'處有一東西向的局部低區，而在北緯 22°10'~22°之間其深度約為 1200 m，且此處的地形平坦，似乎與南縱海槽相通。

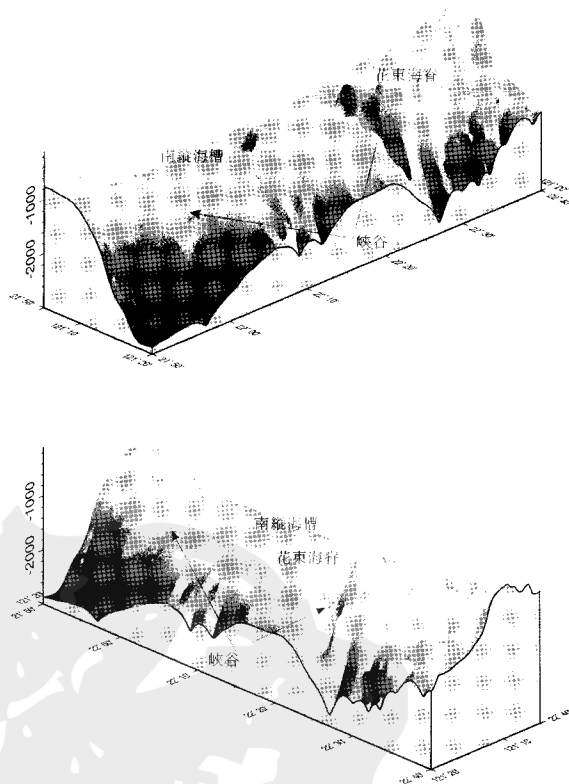
在北緯 22°20'處的花東海脊，存在著一個東西向 V 型峽谷，寬約 8 km，谷軸方向由 E 30°N 轉向 E 50°N 向台東海槽傾斜(圖九)，由 V 型峽谷之谷軸剖面得知其傾斜坡度為 1/33；這個峽谷提供著南縱海槽沉積物向東搬運的一個出口，使沉積物向東切割花東海脊搬運到台東海槽內(Shyu and Chen, 1991)。

在花東海脊的脊軸向剖面中顯示，花東海脊的深度由北向南遞增且有高達 1000m 的地形落差，軸向平均坡度約為 1/66，而在 $22^{\circ}10' \sim 22^{\circ}$ 之間深度約 1200m 此區地形之形貌相當平緩，並且在 22° 以南深度有變淺的趨勢，在 $22^{\circ}10' \sim 22^{\circ}$ 之間，約 20km 的花東海脊與其西方的南縱海槽之深度相似，似乎將海脊切分為二，此平坦處也扮演著南縱海槽沉積物向東傳遞的路徑，由坡度顯示此處的坡度較其北部之 V 型峽谷為小(圖九)，而就花東海脊的地形連續性來看，在此是否適宜將 22° 以南的海脊稱為花東海脊？是個值得探討的一個問題。

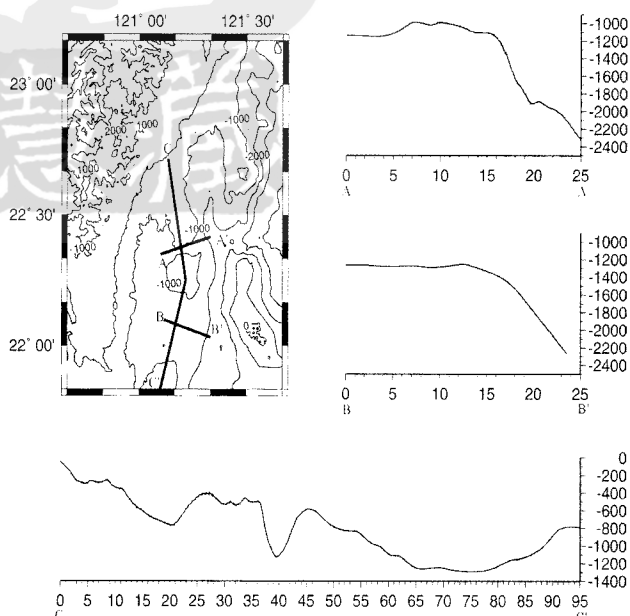
就立體圖中所示(圖六-b)，在海脊上有東西向的線型地形起伏及 V 型峽谷切穿的特徵，並且在海脊的東北部有一局部之低區向陸上接近的峽谷，並有發展與海岸山脈相連接的趨勢。

海岸山脈及花東海脊之連續性

單就地形圖的顯示，陸上及海上地形高區的連續性，海岸山脈之向南延伸應與花東海脊相接合，地形低區之花東縱谷應與南縱海槽相連，而台東海槽則是位在海岸山脈之東方，故台東海槽就地形上而言，應向北延伸至海岸山脈之東南部。而在分析此地區的剖面中發現，剖面中海域高區之

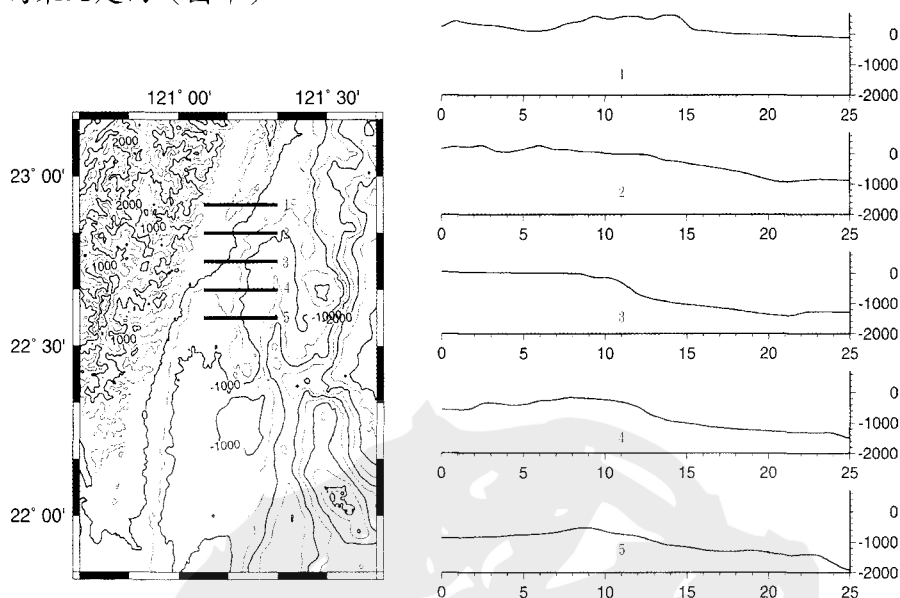


圖九-a、花東海脊立體圖，上下圖觀測方位角，各為 135 度及 45 度，如圖所示可見花東海脊明顯有兩處東西向峽谷生成，其存在扮演南縱海槽沉積物向東宣洩的溢口。



圖九-b、剖面 A 及 B 為此峽谷之谷軸剖面，C 剖面為花東海脊縱切剖面，可見明顯 V 型谷地，剖面縱軸為公尺，橫軸為公里。

花東海脊在連接陸上地形高區單元（海岸山脈），以原有南北走向漸漸轉為東北走向（圖十）。

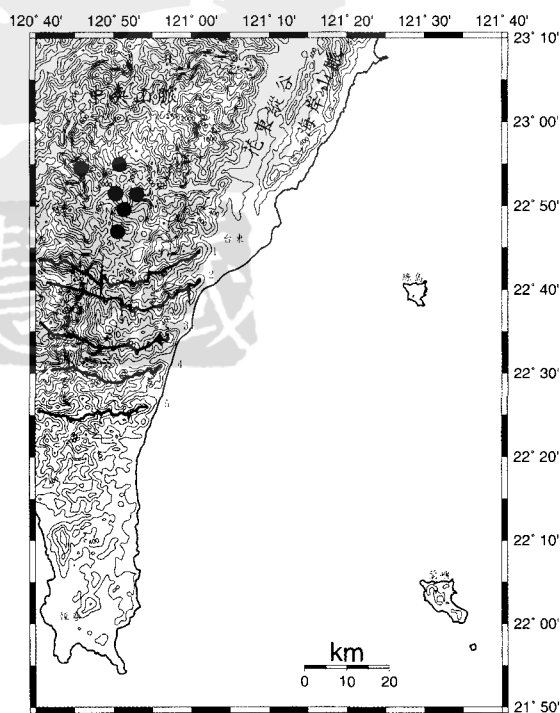


圖十、利用連續剖面檢視海岸山脈向南入海其地形特徵，由 1 剖面有山脈起伏，至 2 剖面較為不明顯，而 3 剖面可見海陸作用面之階地貌，4 剖面凸顯出花東海脊位置並連續至 5 剖面。

海陸山脊之相關性

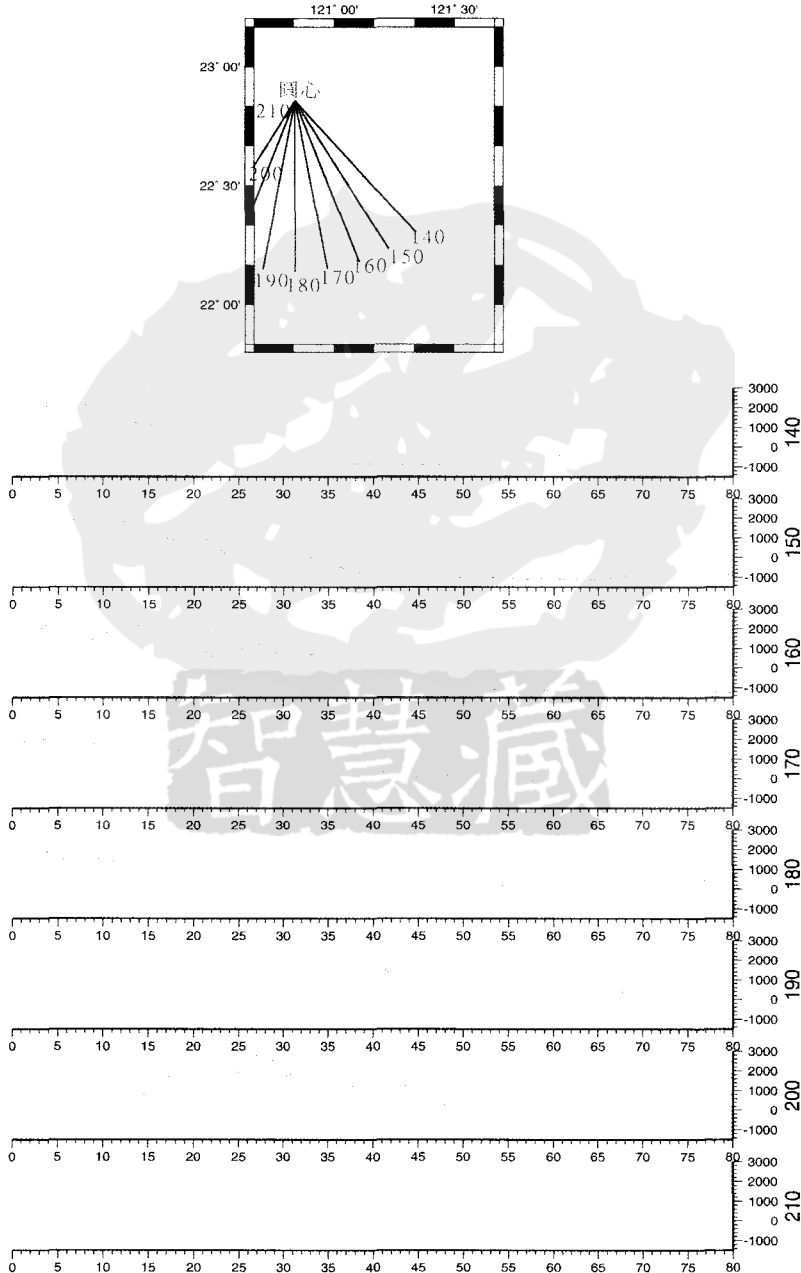
中央山脈東南翼，分佈著一系列的弧形山脈群，此弧形山脈群的走向，由西至東，由西北一東南走向轉至東西走向，而漸變至東北一西南走向；弧形山脈群的高度分佈由西向東，由北向南降低，顯示造山運動之程度由西北向東南遞減，有趣的是此弧形山脈群似乎有著相似的幾何圓心，利用程式將這地區的山脊找出，並求出各條山脊的幾何圓心，而結果顯示各個山脊的幾何圓心座落於相近的區域（圖十一），圖中指出這些弧形山脈群在圓形幾何上有很大的相關性。

在陸上發展明顯的弧形山脈，再加入海底地形資料後發現，此弧形山脈群在向東入海後



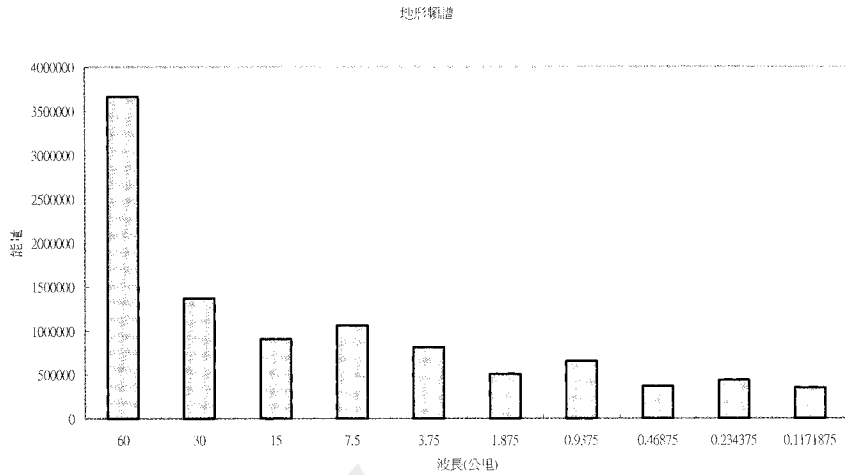
圖十一、利用程式追蹤山脊線，找出 1~5 條東西向弧形山脊，並個別就其弧形求出其圓心所在位置（紅色點，並標註各弧形編號），在由各圓心位置算出平均圓心所在（藍色圓點標示 A 處），該處可表示島上形成弧形山脊群主要的應力集中位置。

其地形之走向特徵就不清楚，而至南縱海槽後就完全消失。但是繼續沿著原來弧形山脈走向，向東延伸至南縱海槽東方的花東海脊，其弧形山脈之走向似乎隱以可見；基於上述的情況，我們將陸上及海上的地形資料作一線型分析，利用地形濾波方式，將地形之低頻大尺度地形起伏及高頻雜訊消除，以突顯欲觀察的主頻地形；而主要波長之決定乃是利用陸上地形所求到的幾何中心作向弧形山脈的放射狀地形剖面(圖十二-a、十二-b) 並決定 5~15 km 為觀察的地形波長 (圖十三)。

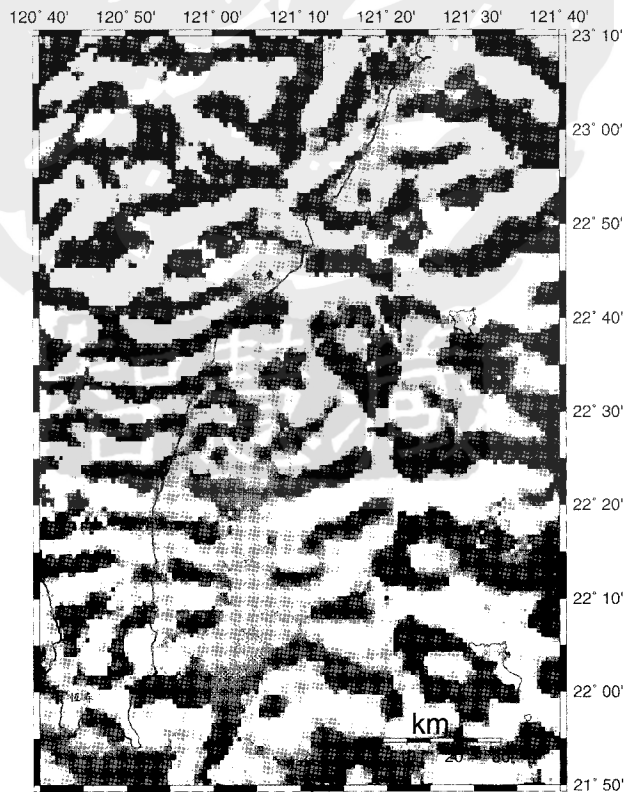


圖十二-a、由幾何圓心出發個別就方位角 140~210 度作八個剖面，以觀察此區主要的地形波長為何。

台灣東南地區海陸地形特徵及其構造意義



圖十二-b、將 12-a 圖各剖面訊號疊加，經過複立葉轉換得到主要的地形頻譜，在此可見主要能量坐落於 60~30 公里範圍，而參考 12-a 則發現，東西向弧形山脊波長坐落約 15 公里以下的範圍，故決定以 15~5 公里為帶通濾波波段。



圖十三、經過 5~15 公里之帶通濾波地形，去除 15 公里以上以及 5 公里以下地形，圖中模擬光源由北至南投射，可以觀察陸上弧形山脊向東方延伸至恆春海脊約略出現，但是在南縱海槽消失而又在花東海脊上復出，有其明顯之相關。

在陸上的弧形山脈群沿其走向，經由恆春海脊、南縱海槽向東與花東海脊的東西向弧形地形有高度的相關性；另外檢視花東海脊的弧形地形走向與陸上弧形山脊走向但略為右旋，隱喻著花東海脊與陸上弧形山脈之形成可能為相同的作用；其中發現地形線型分析中有西北—東南走向的橫移錯斷，切割過陸上及海上地形，而陸上弧形山脈群的幾何中心也坐落於此橫移斷面上。

討論

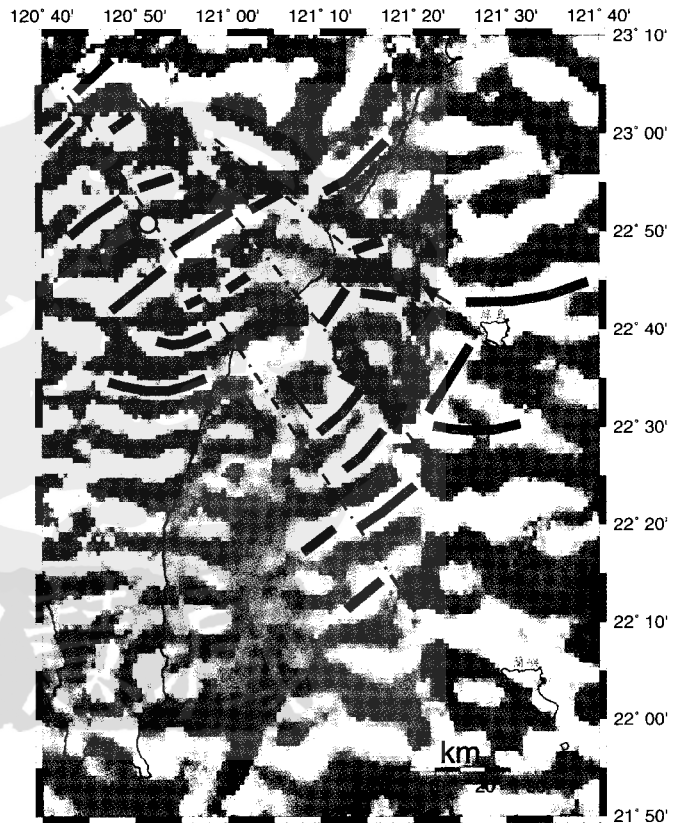
橫移斷層之生成討論及檢視

橫移斷層 (strike-slip faults) 是以水平移動為主的斷層，且其移動的方向與斷層面的水平走向平行。斷層的生成與應力大小及方向有關；任何一個空間的應力，可分解成三個相互垂直之應力分量，即為 S_1 、 S_2 、 S_3 三應力，而且 $S_1 \geq S_2 \geq S_3$ ，如果 S_1 、 S_3 平行水平面， S_2 垂直水平面即造成橫移斷層的生成。

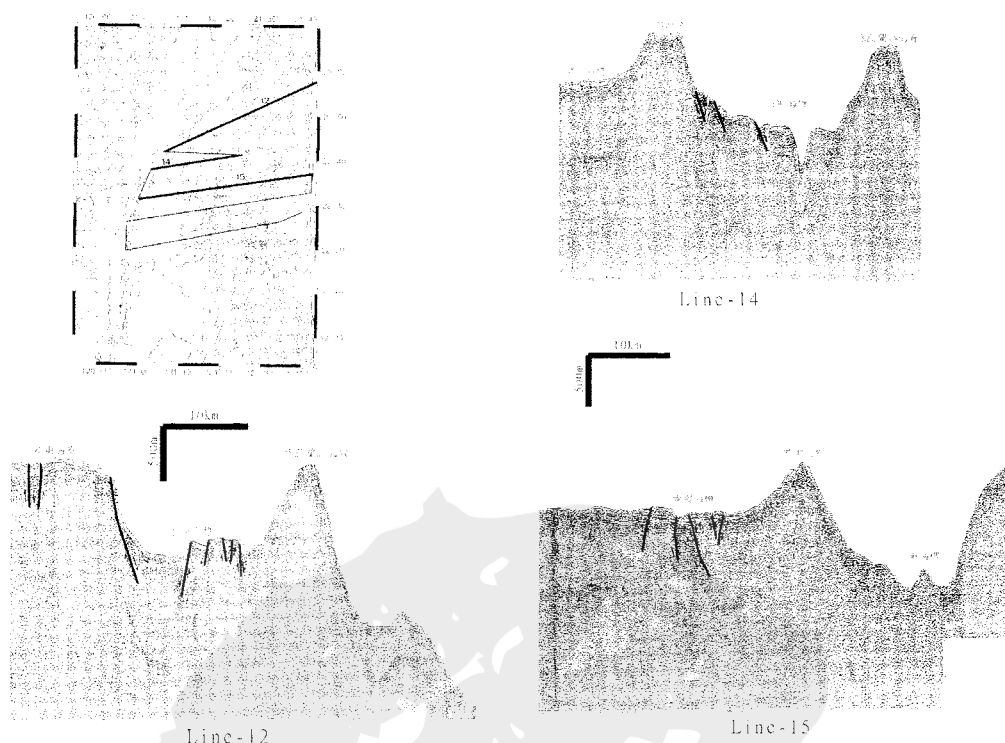
在台灣東南地區，菲律賓海板塊相對歐亞大陸板塊向西北方向運動提供 S_1 最大應力方向，而且發生傾斜碰撞及順時旋轉運動產生 S_3 最小應力之生成條件；由於 S_1 與 S_3 平行水平面，即利於在台灣東南地區容易發展出橫移斷層的生成條件及機制。

斷層的生成如切過地表應會留下其移動的痕跡。尤其當斷層切過一些與斷層走向相交之線型構造（例如大地受力變形產生斷層面，摺皺脊線等），線型構造會發生錯斷的現象，本研究即是利用地形上線型錯斷之特徵來決定橫移斷層的位置及生成方向。

本研究地區之橫移斷層其主要分佈的方向有三組，第一組為西北—東



圖十四、由帶通濾波地形判視，有三條西北—東南走向之線型錯斷以左移型態生成，其規模切過海陸，圖中藍色粗線表示可能錯斷之線型，黑色中心線表示線型錯斷發生位置，箭頭表示錯斷方向，黃色實心表示弧形山脊群之平均幾何圓心（與圖十一藍色圓點相同）。

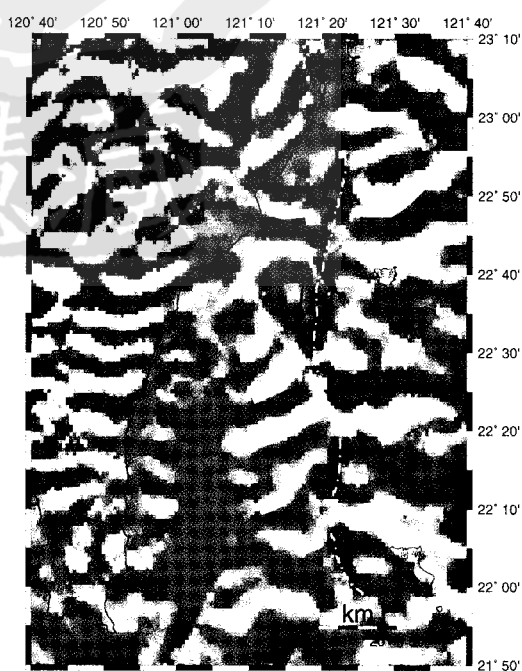


圖十五-a、震測剖面位置如上圖所示，台東海槽在此處主要以正斷層（拉伸應力環境）為主。

圖十五-b、震測剖面 line-14 台東海槽主要以張應力為主，line-15 南縱海槽以壓縮應力為主。

南方向的錯斷。尤其位在台灣陸上部份，沿著東南向海域可看出錯斷線型痕跡(圖十四)。但在海域部份其線型不似陸上明顯，主要是因為南縱海槽處，有沈積物覆蓋而使得錯斷痕跡降低其訊號強度。經過南縱海槽的北部的 Line-15 (圖十五-a、十五-b) 震測剖面即為線型錯斷所切過；在南縱海槽北段的位置上，可見沈積物發生較為強烈的擾動現象，海槽內的構造大都以逆斷層為主，在此為一壓縮型態，並可能為橫移斷層所產生的斷層構造。配合地形及線型的分析中指出，在此判斷為一壓縮性的橫移斷層。

由陸上向東南海域發展，形成一個如同左移的線型特徵，並且發展至海上的綠島南方海域；但在其左右不



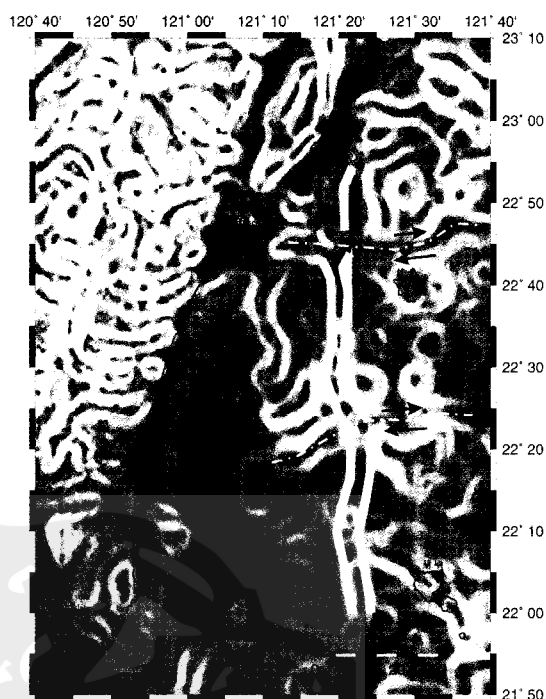
圖十六、第二組南北向分布之線型錯斷，其主要的位置與台東海槽位置相似。

易看出相對的錯移線型，應為一破裂帶。在線型切過的震測剖面圖(十五-a)所示之 line-12，在台東海槽處分佈一系列的高角度正斷層，所以認為此線型構造為一個張裂性質的橫移錯斷；第二組為南北向的橫移錯斷，主要分佈在台東海槽處有東西向分佈的線型構造被海槽所錯斷，且由其線型分析為左移斷層(圖十六)；第三組為東西向的斷層，分佈在台灣東南海域的 $22^{\circ} 45'$ 及 $22^{\circ} 25'$ 處。在 $22^{\circ} 45'$ 處有一右移的橫移斷層，將台東海槽右移錯開。在 $22^{\circ} 25'$ 之橫移斷層並未切過台東海槽，也是右移的形式錯開南北向的地形線型(圖十七)。

就本研究地區的地形線型分析，其線型的分佈往往不能完全指出它們連續性的錯移關係，且發現了一條線型遺跡並不能在這所有的線型上找出其線型兩旁之錯斷線段。但就其本身主要觀察的線型則有良好的連續性；另外由於台灣東南地區有非常強烈的地體塊狀運動及沈積物之堆積作用，造成原有的地形及構造被覆蓋而不易突顯其線型特徵，所以在地形上呈現的特徵，應可引導我們瞭解其構造意義。

弧形山脊的規模及形成機制

台灣東南陸上，中央山脈之東南地區，於中新世中期以來受到菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞聚合應力集中，提供主要的橫向應力，利於山脈的生成；檢視現今主要弧形山脊，顯示出為本區島上有擠壓集中現象而隨旋轉運動故形成一系列東西向弧形山脈群(圖十九)。山脈主要是由橫向擠壓或垂直應力作用而生成，在台灣東南地區歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊相對運動則提供主要橫向擠壓應力，所以將這些弧形山脈群的山脊找出，並求出對應的圓弧幾何中心則發現此弧形山脈群之幾何圓心座落於一相近的區域(圖十一)；而海上的花東海脊也有明顯的東西向弧形山脊，而且與陸上之弧形有良好的相關性(圖十三)。張(1996)在南縱海槽南北走向的震測剖面中顯示，在南縱海槽的底部也有此弧形構造的延伸地形，其發展規模約為 20 km 左右與陸上地形主要波長相似。推論此弧形構造的發展規模可能是由陸上向東至南縱海槽並連接至花東海脊。



圖十七、以雙向梯度表示帶通濾波地形，追蹤東西向線型錯斷，圖中黑色部分為梯度平緩處，可見南縱海槽內大都為此種表現，而灰階或白色為帶通濾波地形坡度傾緩程度，圖中黃色粗實線為斜坡走向，黃色中心線為可能錯斷地區，判是該區在 $22^{\circ} 45'$ 及 $22^{\circ} 25'$ 處有右移現象。

利用黏土實驗，將一個受力點向東南方向水平擠壓於黏土上，即形成東西方向的弧形摺皺，以及指向弧形幾何中心的破裂面。故由此實驗中證明得知，台灣中央山脈東南地區之弧形山脈之生成及指向幾何圓心的數條破裂面（圖十四），應與幾何圓心受力有關。

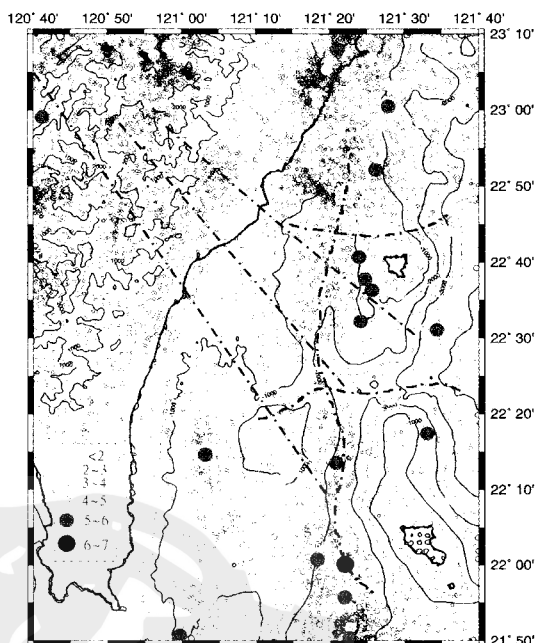
弧形山脈的形成機制，是由於菲律賓海板塊以一鈍角碰撞至歐亞大陸板塊，並在台灣陸地造成一應力集中地區；故陸上應力集中地區相對菲律賓海板塊向四週作應力釋放，以達到應力平衡，造就現今弧形山脊的生成。由弧形山脈的地形高度規模來看，愈靠近幾何中心的地勢愈高，說明其應力集中的現象愈大，反之離幾何中心愈遠則應力集中的效應愈低。

傾斜碰撞之效應(板塊擠壓之旋轉及位移)

在台灣東南地區，其整體的地形起伏及走向分佈，表現出菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊相互聚合碰撞的結果；在陸上的地形單位，中央山脈、台東縱谷、海岸山脈以及海上的地形單位，恆春海脊、南縱海槽、花東海脊、台東海槽及綠島—蘭嶼海脊，這些地形單位軸部的走向大都以南北向為主。而由南至北地形的走向分佈則由南北走向分佈，漸漸轉向東北—西南走向。

在 Yang et al.(1983)的古地磁分佈指出，由南向北分佈之蘭嶼綠島及海岸山脈，其古地磁的方向有順時針旋轉的趨勢。Biq (1984) 對海岸山脈的三角測量之位移分佈研究，同樣表現出愈向北部其順時旋轉的效應愈大，再再說明菲律賓海板塊相對歐亞大陸板塊之運動行為，由西北方向運動碰撞至台灣東南地區，是南向北運動而且發生順時針旋轉。

Song (1993) 利用有限元素分析，模擬台灣東部板塊狀的應力狀態指出，在台灣東南陸上地區之台東市西方，應有一個應力集中的現象，符合現今台灣陸上的地形高區。另外 Song 還指出在台東縱谷的出海口，其板塊的碰撞邊緣應該向右即東南方偏轉的現象，引導了板塊碰撞運動及現今應力分佈所顯示之地形高區。



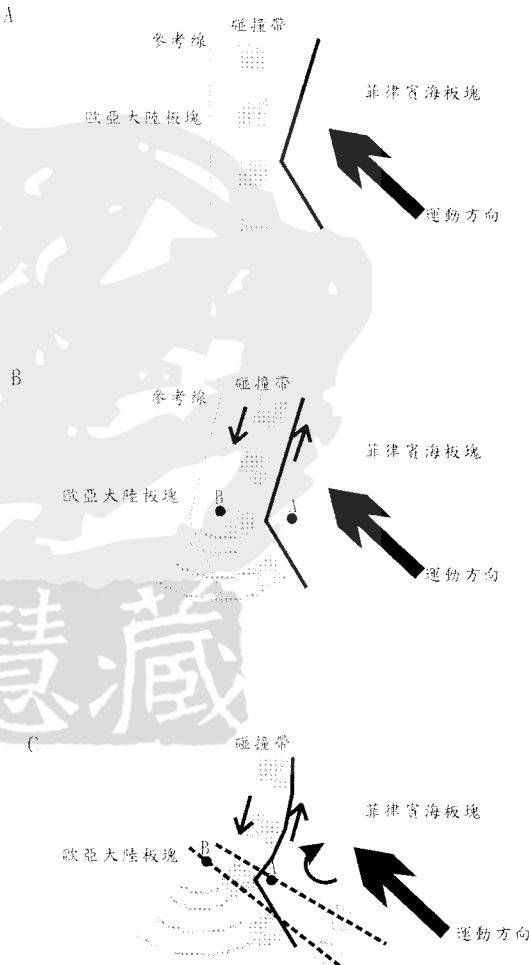
圖十八、近年震央分布圖，左下角為規模大小圖示，左上角黃色實心圓為平均幾何弧形圓心，如圖中所示較陸上發生地震頻率而言，其集中程度相較黃色實心圓有向北集中趨勢，另外可見在海岸山脈以及與綠島蘭嶼海脊相交處有明顯活動現象；海域上活動較強的地區有南縱海槽北部、台東海槽 22° 40' 及 22° 附近，可能與台東海槽南北向斷層活動有關，途中黑色中心線為帶通過濾地形判是可能之線型錯斷位置，可見其中西北方向之線型通過主要弧形幾何圓心（黃色實心圓）。

由台灣東南海域之台東海槽的地形及震測研究中指出，在台東海槽 $22^{\circ} 40'$ 以北處之台東海槽應為一張裂性的橫移斷層如 line-14 所示(圖十五-b)；而在 $22^{\circ} 40'$ 以南的台東海槽地區其地形形貌漸漸變窄，為一個壓縮性的橫移斷層；由這個現象說明在台東海槽 $22^{\circ} 40'$ 處可能為一個順時旋轉運動之旋轉軸，推測在旋轉軸以北為一個張伸環境，以南為一個壓縮環境。Song (1993) 同時也指出在台東以南有西南—東北方向的拉張力存在，調節了板塊運動。

由海陸地形線型分析指出，在台灣東南地區分佈著西北—東南向的裂面，其發展的規模是切割陸上及海上地形。由這組線型構造指出在陸上的應力集中處，除了第三條切過平均圓弧中心外，其他皆較陸上弧形山脈群的幾何中心位置，來得偏北(圖十四)；再由近年地震震央之分佈(圖十八)，指出地震發生次數之頻率，陸上北部也較幾何中心高。似乎說明陸上的應力集中區有向北移動的現象。

由觀察到台東海槽之壓縮及張裂行為，以及陸上應力集中以及向北移動的現象，指出菲律賓海板塊碰撞至歐亞大陸板塊時，在台灣東南地區有向北及順時針旋轉的運動，而且由陸上的應力集中區之產生及向北移動之現象，說明菲律賓海板塊碰撞之前原應呈一個鈍角的幾何形狀，使得在台灣島上有應力集中之現象。

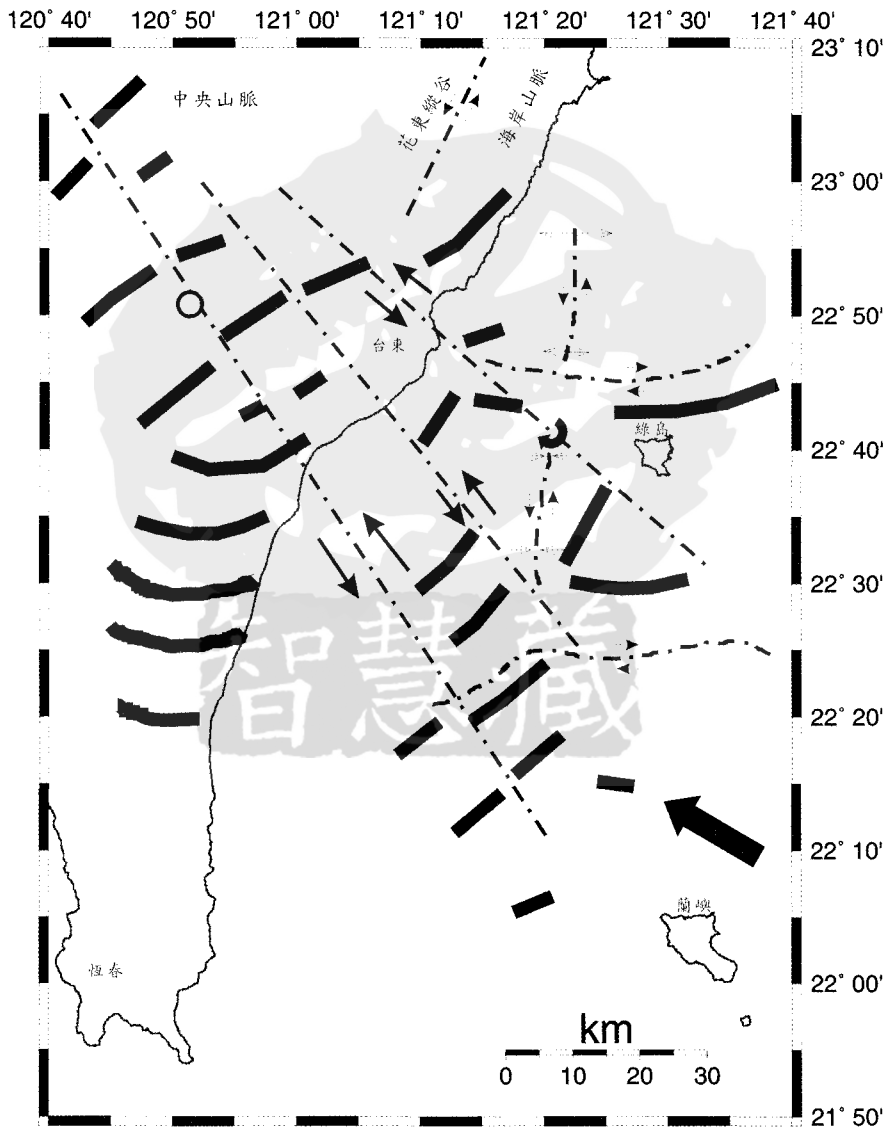
由陸上應力集中區的向北偏移運動，也可指出菲律賓海板塊之鈍角碰撞前緣有向北及順時旋轉的運動。故如果能對陸上的應力集中地區的運動路徑有所瞭解，則可指出鈍角碰撞前緣的運動行為，更可以對菲律賓海板塊在台灣東南地區碰撞至歐亞大陸板塊之移動路徑有所瞭解。



圖十九、圖 A 菲律賓海板塊以一鈍角相對歐亞大陸板塊向西北方向運動，圖 B 當菲律賓海板塊碰撞至歐亞大陸板塊時，產生兩個應力集中區(A、B點)，並且發生巨大的左移滑動使 B 造成應力向四周釋放，圖 C 鈍角碰撞後造成陸上相對產生一個應力集中產生數條西北方向的橫移斷層調節變形並且有順時旋轉運動發生。

台灣東南地區之構造分佈及其線型關係

由台灣東南地區的線型分析及震測剖面之特徵，判讀其線型之構造分佈，推論在菲律賓海板塊以一個鈍角幾何形狀之碰撞前緣，碰撞至歐亞大陸板塊的台灣東南地區時，在陸上及花東縱谷產生一個巨大的左移斷層，並持續地擠壓作用，使得菲律賓海板塊之前緣發生碰撞及變形行為。這個擠壓作用使得台灣東南海域產生數個南北向分部的海脊及海槽，包含有恆春海脊、南縱海槽、花東海脊、台東海槽及綠島蘭嶼海脊，而這些海脊及海槽在其北部與陸地接觸時皆有向右偏移旋轉的趨勢（圖十九）。



圖二十、碰撞運動發展三組走向橫移錯斷伴隨發生，第一組為西北-東南向的線型錯斷以左以為主，其中一條切過陸上弧形山脊弧形中心；第二組為南北走向的橫移線型錯斷，主要發生在台東海槽處，22° 40' 以北為張裂並伴隨左移運動，以南為壓縮伴隨左移錯斷；第三組為東西走向之右移橫移斷層。

在兩板塊相互碰撞擠壓的作用下，造成應力集中的現象。當應力超過地殼的內聚力時即產生一系列的破裂及斷層構造。其中在陸上因應力集中、變形、破裂並向外擴散，造成了東西向的弧形山脈群，向南發展至恆春半島，向東外海發展至南縱海槽以東的花東海脊處；在切過陸上及海上的西北—東南向的橫移錯斷，指向陸上的應力集中區，由最南部的弧形山脊之幾何中心向北偏移的趨勢(圖二十)。

由這些地形線型系統性的分佈指出，此等線型構造的走向及尺度是地殼受力變形及其程度所引起。故推測在菲律賓海板塊向西北擠壓到歐亞大陸板塊時，發生應力集中使弧形山脊生成並促進海上的海脊、海槽之第一組線型生成；而後持續擠壓並發生向北運動及順時旋轉運動，造成第二組及第三組線型的生成；第二組線型是受到菲律賓海板塊相對歐亞大陸板塊向北運動及旋轉運動造成局部的壓縮及張裂作用；而第三組為右移型態調節了板塊順時針旋轉運動。

結論

菲律賓海板塊相對歐亞大陸板塊向西北方向碰撞，在台灣東南地區形成了數個呈南北向分佈的海脊、海槽。地形分析、震測剖面及地震分佈指出其此等線型構造之意義如下：

1. 台灣東南地區的弧形山脊之發展，由陸地向東經過南縱海槽至花東海脊處；由弧形山脊的發展規模來看，陸上之歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的縫合帶，在台灣東南海域，可能向東延伸至花東海脊之東側。
2. 在台灣東南地區之線型分析中指出，有發展良好的三組線型，分別為(1)「西北」—東南向，切過陸上及海上，以左移運動為主。(2)南北向，位在台東海槽處，為左移運動。(3)東西向，切割並錯斷台東海槽，以右移運動為主。
3. 應力中心的形成及應力釋放，造就了弧形山脈及西北—東南向線型生成；由地震分佈、弧形山脊之幾何中心及西北—東南向線型構造，指出在陸上的應力中心有向北偏移的趨勢。
4. 台東海槽 $22^{\circ} 40'$ 為一個旋轉運動的旋轉軸，造成以北為一個張伸左移運動，以南為一個壓縮左移運動，顯示兩板塊碰撞時發生順時旋轉運動。

致謝

本文得以完成感謝台灣大學海洋研究所陳汝勤教授建議指教、俞何興教授督促指教、喬凌雲教授對於頻譜程式運作的細心說明，以及海研一號 393、426 號航次，所有的工作人員辛苦得收集資料；也感謝張逸中博士對於山脊搜尋程式的說明，溫曉江先生在震測影像處理的幫助，中央氣象局鄭文彬博士對於震央資料提供及說明。

參考文獻

- 何春孫 (1982) 台灣地體構造的改變；台灣地體構造圖說明書。經濟部出版，110 頁。
- 何春孫 (1986) 台灣地質概論；台灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所出版，164 頁。
- 李淑文，劉家瑄，唐瑞德，藍尼爾 (1992) 台灣東南外海地殼構造研究，第四屆台灣地區地球物理研討會論文集，587-592 頁。
- 紀文榮 (1982) 台灣利吉層與墾丁層內超微化石及其在地質構造上的意義，地質，第四卷，第一期，99-112 頁。
- 張中白 (1996) 海岸山脈利吉混同層與台灣東南海域花東海脊的成因比較，國立台灣大學地質學研究所碩士論文，120 頁。
- 馬中平 (1995) 地形線型分析對基隆海谷成因之探討研究，台灣大學海洋研究所碩士論文，共 70 頁。
- 陳中華、葉義雄和陳正宏 (1990) 台灣東南海域之地體構造模式及其在海岸山脈演化上的涵義，經濟部中央地質調查所特刊，第四號，295-306 頁。
- 陳文山、陳志雄，王源和黃敦友 (1990) 台灣海岸山脈之地層，經濟部中央地質調查所特刊，第四號，239-260 頁。
- 傅式齊、劉家瑄 (1997) 南縱海槽之形成機制及發育。中國地質年會八十六年年會大會手冊及論文摘要，379-382。
- 劉紹勇 (1993) 台灣-北呂宋間之海底地形、重力與磁力特性：正常引沒演變為弧陸碰撞的地體構造，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，168 頁。
- 劉紹勇、劉家瑄、郭本垣、藍尼爾和唐瑞德 (1992) 重磁資料於台灣南海域地體構造之研究，第四屆台灣地區地球物理研討會論文集。
- Barrier, E., and J. Angelier (1986) Active collision in Eastern Taiwan: the Coastal Range. *Mem. Geol. Soc. China*, **7**, 135-159.
- Barrier, E., and H.T. Chu (1984) Field trip guide to the longitudinal valley and the Coastal Range in eastern Taiwan: Sino-French colloquium on geodynamics of the Eurasian-Philippine Sea plate boundary, field guidebook, 303-326.
- Biq, Chingchang (1972) Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region, *Proc. Geol. Soc. China*, **15**, 65-75.
- Biq, Chingchang (1984) Present-day manner of movement of the Coastal Range, eastern Taiwan, as reflected by triangulation changes *Mem. Geol. Soc. China*, **6**, 35-40.
- Bouma, A. H. (1990) Naming of undersea features. *Geo-Marine Lett.* **10**, 199-127.

- Bowin, C., R.S. Lu, C.S. Lee, and H. Schouten (1978) Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**(9),1654-1672.
- Chen, C.H., Y.H. Yeh, and C.H. Chen (1992) Bathymetric ridges and troughs in the active arc-continent collision region off southeastern Taiwan, Discussion *J. Geol. Soc. China*, 35(4),:421-427.
- Chen, M. P., and W. S. Juang (1986) Seafloor physiography off the southeastern Taiwan, *ACTA. Oceanographica*, **16**, 1-7.
- Chen, M.P., Y. T. Shieh, and C. S. Shyr (1988) Seafloor physiography and surface sediments off southeastern Taiwan, *ACTA Geol. Taiwanica*, **26**, 333-353.
- Deffontaines, B., J.C. Lee, J. Angelier, J. Carvalho, and J.P. Rudant (1994) New geomorphic data on the active Taiwan orogeny- A multisource approach, *J. Geophys. Res.*, **99**, (10:B20), 243-20,266.
- Hayes, D.E., and Lewis, S.D. (1984) A geophysical study of the Manila trench, Luzon, Philippines, Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution. *Journal of Geophys. Res.*, **89**, 9171-9195.
- Hsu, T.L. (1956) Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, **8**, 39-63.
- Hsu, T.L. (1962) Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, **1**, 95-102.
- Huang, C.Y. (1993) Bathymetric ridges and troughs in the active arc-continent collision region off southeastern Taiwan: Reply and Discussions, *J. Geol. Soc. China*, **36**(1),: 91-109.
- Huang, C.Y., and Y.C. Yin (1990) Bathymetric ridges and troughs in the active arc-continent collision region off southeastern Taiwan. *Proceedings of The Geol. Soc. China*, **33**(4), 351-372.
- Huang, C.Y., C.T. Shyu, S.B. Lin, T.Q. Lee, and D.D. Sheu (1992) Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for Late Neogene evolution of the Coastal Range *Marine Geol.*, **107**, 183-212.
- Lee, T.Q., C. Kissel, E. Barrier, C. Lai, and W.R. Chi (1991) Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Earth Planet Soc. Lett.*, **104**, 245-257.
- Letouzey, J., and M. Kimura (1986) The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin, *Tectonophysics*, **125**, 209-230.
- Lewis, S.D., and D.E. Hayes (1984) A geophysical study of the Manila trench,

- Luzon, Philippines- Forearc basin, structural and stratigraphic evolution, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9196-9214.
- Lewis, S.D., and D.E. Hayes (1989) Plate convergence and deformation, north Luzon ridge, *Tectonophysics*, **168**, 221-237.
- Lin, M. T., and Y. B. Tsai (1981) Seismotectonics in Taiwan-Luzon area. *Bull. Inst. Earth Sci. Academia sinica*, **1**, 51-82.
- Liu, C.S., S.Y. Liu, B.Y. Kuo, N. Lundberg, and D. Reed (1992) Characteristics of the gravity and magnetic anomalies off southern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, **30**, 123-130.
- Liu, C.S., J.C. Su, and C.T. Shyu (1991) Sedimentary structure of the arc-continent collision zone off southeast Taiwan, *Proc. of the Third Taiwan Symp. on Geophys.*, 485-468.
- Lu, C.Y., and J. Malavieille (1994) Oblique convergence, indentation and rotation tectonic in the Taiwan mountain belt: insights from experimental modeling. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **121**, 477-494.
- Lundberg, N. (1988) Present-day sediment transport paths south of the Longitudinal Valley, southeastern Taiwan *Acta Geologica Taiwanica*, **26**, 317-331.
- Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian plate *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- Sibuet, J.C., J. Letouzey, F. Barrier, J. Charvet, J.P. Foucher, T.W.C. Hilde, M. Kimura, L.Y. Chiao, B. Marsset, C. Muller, and J.F. Stephan (1987) Back arc extension in the Okinawa trough. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14041-14063.
- Hsu, S.-K., C.-S. Liu, C.-T. Shyu, S.-Y. Liu, J.-C. Sibuet, S. Lallemand, C. Wang, and D. Reed (1998) New gravity and magnetic anomaly maps in the Taiwan-Luzon region and their preliminary interpretation. *TAO*, **9**, 509-532.
- Shyu, C. T., M. C. Chih, and S. K. Hsu (1996) Northern Luzon arc : Location and tectonic features from magnetic data off eastern Taiwan. *TAO*, **7**(4), 535-548.
- Shyu, C. T. and S. C. Chen (1991) A topographic and magnetic analysis off southeastern Taiwan. *ACTA oceanographica Taiwanica*, **27**, 1-20.
- Smith, W. H. F., and P. Wessel (1990) Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293-305.
- Song, G. S., C. Ma, P., and H. S. Yu (2000) Fault-genesis of the Chilung Sea Valley revealed by topographic lineaments. *Marine Geology*, **169**, 305-325.
- Song, G. S. (1993) Numerical simulations of the collision process in eastern

- Taiwan. *TAO*, **4**(1), 141-154.
- Song, G. S. (1992) Examination of accuracy and efficiency of the GPS as a shipboard navigator up to early 1992 in Taiwan region *ACTA Oceanographica Taiwanica*, **28**, 102-117.
- Suppe, J. (1984) Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction and back-arc spreading near Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, **6**, 21-34.
- Teng, L.S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, **183**, 57-76.
- Tsai, Y.B. (1978) Plate subduction and the Plio-Pleistocene orogeny in Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*. **15**, 1-10.
- Tsai, Y.B., Z.S. Liaw, T.Q. Lee, M.T. Lin, and Y.H. Yeh (1981) Seismological evidence of an active plate boundary in Taiwan area. *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 143-154.
- Tsai, Y.B., T.L. Teng, J.M. Chiu, , and H.L. Lin (1977) Tectonic implication of the seismicity in the Taiwan region. *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, 13-41.
- Wang, J.H., K.C. Chen, and T.Q. Lee (1994) Depth Distribution of shallow earthquakes in Taiwan. *Jour. Geol. Soc. China*, **37**(2), 125-142.
- Wu, F.T., K.C. Chen, J.H. Wang, R. McCaffrey, and D. Salqberg (1989) Focal mechanisms of recent large earthquakes and the nature of faulting in the Longitudinal Valley of Eastern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **32** (2), 157-177.
- Yang, K., M., Y. Wang, Y.B. Tsai, and V. Hsu (1983) Paleomagnetic studies of the Coastal Range , Lutao and Lanhsu in the eastern Taiwan and their tectonic implications. *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, **3**, 179-190.
- Yu, H. S., and L. Y. Chiao (1994) The physiography off the southern Taiwan coast, Morphology and Its implication for Trench-continent convergence. *ACTA oceanographica Taiwanica*, **33**, 21-37.
- Yu, H. S., and G. S. Song (1994) Oblique convergence between trench-arc system and continent-implications for the formation of the submarine physiography off southern Taiwan *ACTA oceanographica Taiwanica*, **32**, 45-53.
- Yu, S. B., D. D. Jackson, G. Y. Yu, and C. C. Liu (1990) Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan *Tecnophysics*, **183**, 97-109.
- Yu, S.B., and C.C. Liu (1989) Fault creep on the central segment of the Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan. *Proceedings of the Geol. Soc. China*, **32** (3) 209-231.

Topographic characteristic in Southeastern Taiwan and Its Tectonic Implication

Pei-Kun Liu¹ and Gwo-shyh Song¹

ABSTRACT

A series of hinge-arc'd mountains located in the southern part of Central Ridge in the southeastern Taiwan. The eastward extension of the hinge-arc'd mountains through Southern Longitudinal Trough to Hautung Ridge was proved by hinge arc trace, hinge arc locating center, band pass filter topographical data procedures and the seismic profiles. Recent major epicenter data showed that there is high correlation between epicenter distribution and hinge-arc'd center. That phenomenon implied that the Eurasia continental plate colliding with the Philippine sea plate in a geometry of obtuse angle concentrated the stress on the Taiwan island and created the hinge-arc'd mountains.

(**Key words:** hinge-arc'd mountain, topographical lineation, topographical filter, plate motion.)

智慧藏

¹ Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taipei 106, Taiwan.