

# 中華民國第 60 屆中小學科學展覽會

## 作品說明書

---

高級中等學校組 地球與行星科學科

第三名

051906

以小見大—從大小礁溪沖積扇群窺視蘭陽平原  
的演育

學校名稱：新北市私立時雨高級中學

作者：  高一 吳沛儒  高一 陳昱豪  高一 陳薪羽	指導老師：  葛滿龍  黃文志
---	-----------------------------

關鍵詞：沖積扇(Alluvial Fan)

## 摘要

蘭陽沖積扇及其平原的演育，一直是地球科學界所注目的焦點。許多的學者或由地質、或由地形、或由地球物理提出他們卓越的論點；本研究嘗試換另一個角度：以沖積扇去推測宜蘭二萬年前至今的平原變遷史；在整個研究中，結合平原內的地質、地球物理及古海平面資料，藉由文獻探討、GIS、多元迴歸與物理原理，去推測它們之間的關聯性。結果修正以往的看法，認為導致宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較大的說法，可能是受斷層作用及陡降的基盤面等控制因子影響所致；另外利用多元迴歸分析，預測8000年前至3000年前海岸線的位置與陳文山(2005)推測海岸線位置相當吻合；並提出：宜蘭平原古沖積扇演育大致可分成四個時期的新模型。

## 壹、緒論

### 一、研究動機與目的

礁溪位於在台灣東北部的宜蘭平原(又稱蘭陽平原)上，該平原的西北緣接雪山山脈處有許多大大小小的沖積扇，如圖一(a)，這些大大小小的沖積扇早年就被許多的學者根據地形學的觀點觀察到了，他們認為這一系列的沖積扇群可能是由於不等量的隆升量或基盤地質或斷層等所致使形成(張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝，1995)至於是何種構造力，就不得而知。但近年來，由於宜蘭開發地熱的緣故，在宜蘭平原開挖了許多地質井以及密集的地球物理探勘；頓時間，累積許多珍貴的地質與地物的資料，讓後人有機會再窺蘭陽地區的地質構造。於是激發了我們對於這些沖積扇形成機制的好奇；想去一探這些沖積扇是隆升量形成呢？或者是基盤呢？還是斷層所致呢？或者說，它的形成是受到一連串複雜的內、外營力影響所致；另一方面，我們也想嘗試整理該地區的地質及地球物理資料，藉由它們與沖積扇的關聯性，試圖解釋該這些大小沖積扇的演育過程，一窺蘭陽平原的變遷地史。

### 二、研究架構與方法

(一)利用文獻整理與探討，得以了解前人對宜蘭平原沖積扇的分布、地質構造及地球物理的解釋。

(二)利用GIS(地理資訊系統)將數值高程資料進行對沖積扇的形貌分析。

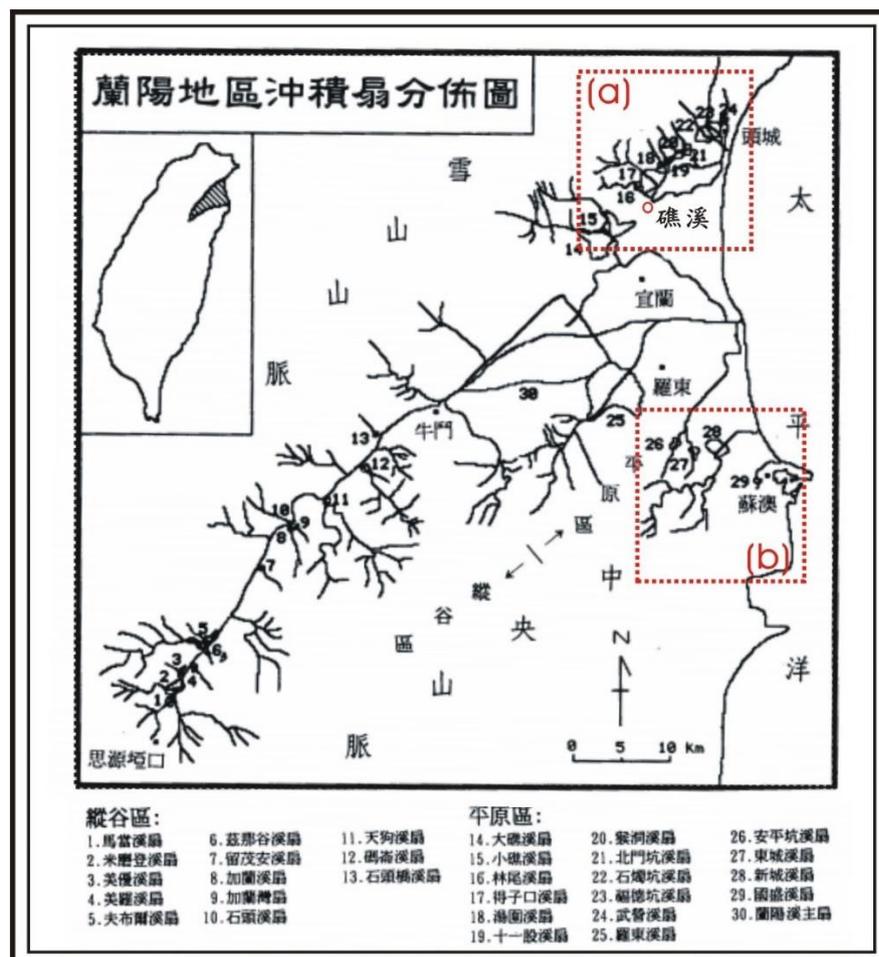
(三)配合沖積扇坡度、坡向、高程與基盤深度等因子進行量化與權重計算，分析研究區沖積扇與基盤深度相關性。

(四)整理沖積扇、地質彼此的關聯後，前往研究區實察、比對、使用多元迴歸驗證；進而推測研究區沖積扇的演育。

(五)本研究地區使用器材及其拍測的參數、座標、高度，如附圖二；研究的架構及其流程，如附圖三。

### 三、研究區域概況

礁溪位於蘭陽沖積扇位內，地屬台灣宜蘭縣。在古早古早以前，礁溪原稱為『礁坑』、『旱坑』，是一塊河水乾涸後所形成的河階台地，所謂『礁』，指的是乾的意思，而『礁溪』則是代表乾旱缺水的河床地（礁溪鄉公所，2018）。現在的礁溪以境內的碳酸溫泉聞名，為宜蘭縣重要的溫泉風景區。另就宜蘭縣而言，位於北緯 24.3 度到 25 度之間，大部分屬於平原地形，北、西、南三面為雪山山脈和中央山脈包圍，只有東面



圖一：蘭陽沖積扇分布圖（修改自張瑞津等，1995）

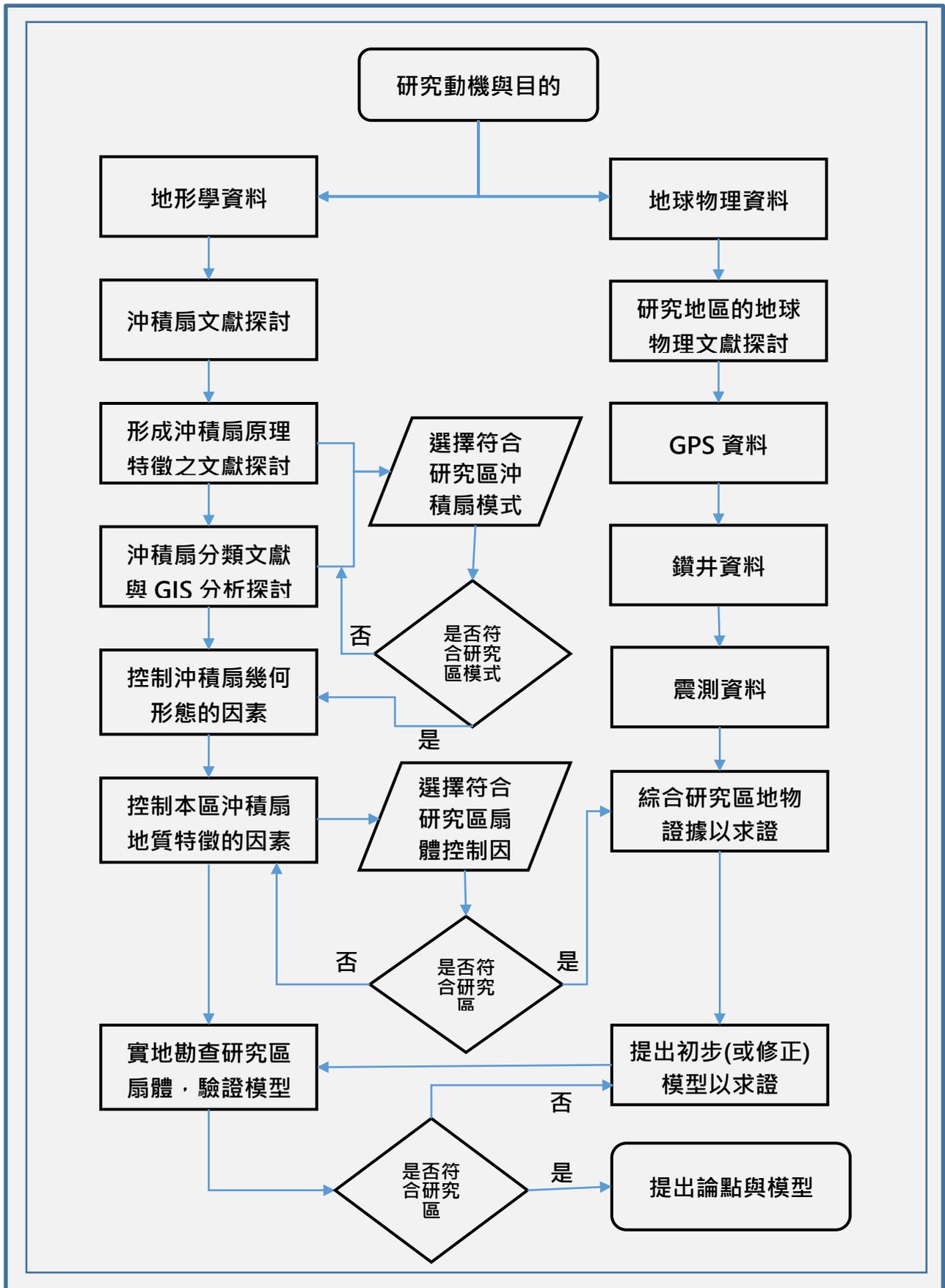
面向太平洋，兩山之間蘭陽溪、冬山河和宜蘭河橫互其間，其中以蘭陽溪為主要河川。而蘭陽沖積扇及其平原則是以蘭陽溪、冬山河 和宜蘭河等河流在山麓出海處漸次沖積而成的，故為一複合型的沖積扇三角洲（delta fan）平原（張政亮，2002）。

在氣候概況方面：宜蘭位處副熱帶季風區，屬於高溫多雨的氣候型態。受雪山山脈的地理位置緣故，宜蘭氣候深受地形與東北季風的影響。在東北季風的主導之下，此地自古即以多雨著稱，有「竹風蘭雨」的俗稱。尤其在秋冬季節，東北季風挾帶豐沛的水氣，受到宜蘭周圍高山峻嶺的阻擋，雨水凝結而降，多雨成為宜蘭的最大氣候特徵，不僅終年無旱，雨量特別集中在秋、冬的現象更是特殊（姜善鑫，1995）。

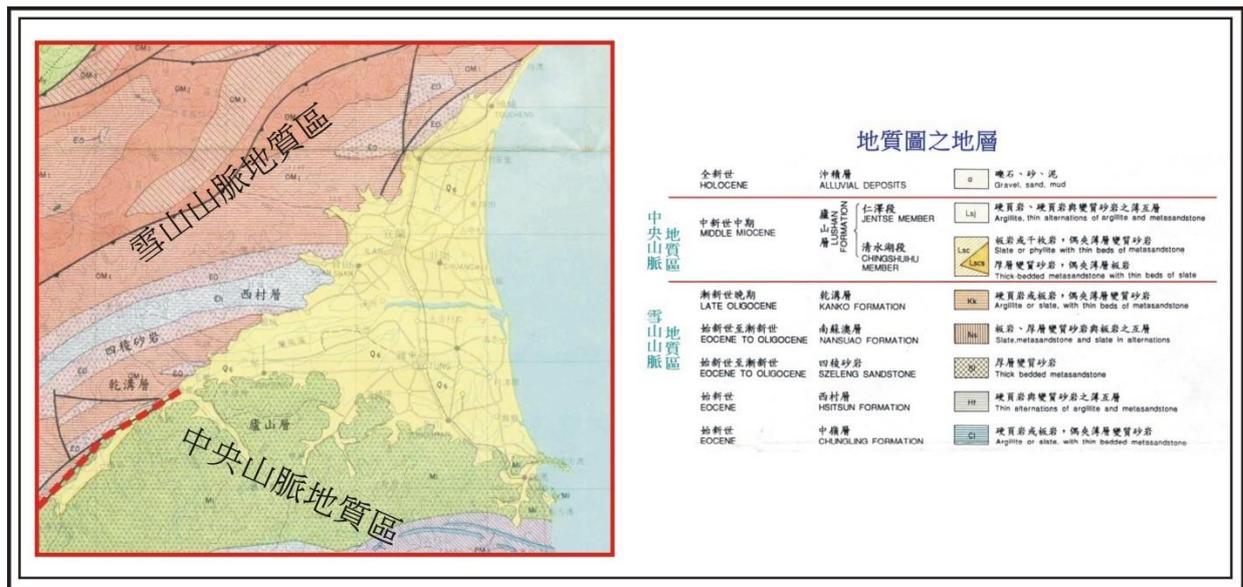
由中央地質調查所（1994）的地質圖，如圖四，大概可將宜蘭平原分為三個地質分帶，一為幾乎占據宜蘭平原地表的現代沖積層，為礫石、沙、泥組成；二為北側雪山山脈所形成的漸新世晚期岩層，如乾溝層（硬頁岩或板岩，偶夾薄層變質砂岩）、始新世至漸新世時期岩層，如南蘇澳層（板岩、厚層變質砂岩與板岩互層）、四稜砂岩（厚層變質砂岩），或始新世時期岩層，如西村層（硬頁岩與變質砂岩互層）或中嶺層（硬頁岩或板岩偶夾薄層變質砂岩）；最後則是中央山脈於中新世中期擠壓變質的變質岩層，如廬山層（板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩）。



圖二：野外實察研究方法。(a)、(b)大湖沖積扇及大礁溪沖積扇。(c)、(d)拍測的參數、座標、高度及器材。



圖三：本研究架構及研究流程圖



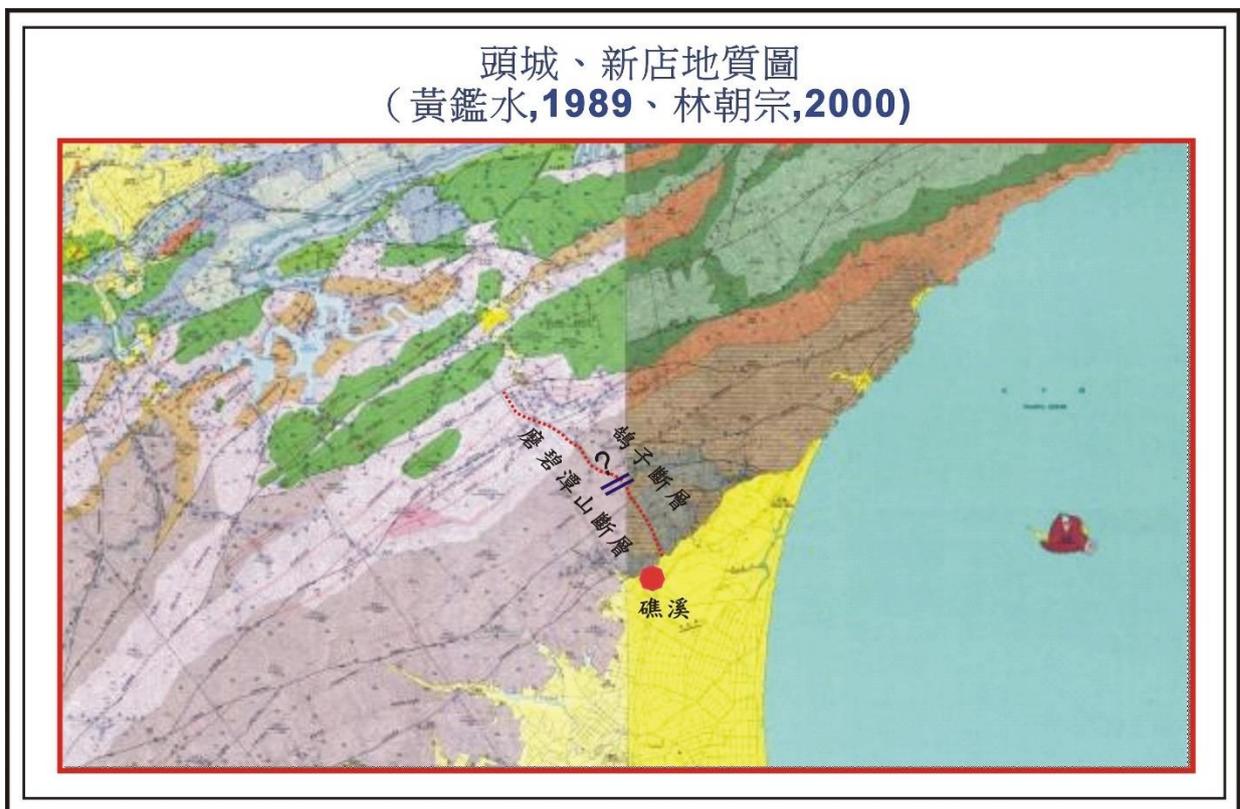
圖四：地調所二十五萬分之一地質圖（何春蓀，1975）

## 貳、文獻探討

### 一、研究區地形學方面相關文獻探討：

林朝榮（1969）曾以地形學的觀點，認為宜蘭平原之西北緣接雪山山脈，呈直線狀陡崖，因而提出礁溪斷層通過其中，並形成礁溪斷層崖；惟黃鑑水等（1989）、林朝宗（2000）地質圖幅均未見該斷層；但他們卻在礁溪附近卻標有一磨碧潭山斷層，如圖五所示，但該磨碧潭山斷層卻與1976年江新春提出之鴿子斷層地點相似；因此，鴿子斷層可能是磨碧潭山斷層（王乾盈等，2018，已證實）。無論如何，由地形學的觀點來看，福德坑溪、金面溪、得子口溪、小礁溪、大礁溪、五十溪等切割陡崖之小溪谷，各形成的沖積扇，於此斷層崖下連成一連串的聯合沖積扇群，此聯合沖積扇群的規模在宜蘭平原的地形上格外顯眼與密集，如圖一（a）。值得一提是，在中央山脈山麓線、羅東、冬山、新城等河流同樣亦於谷口堆積成沖積扇群，如圖一（b）；張瑞津等（1995）很早就以地形學的觀點觀察到它們的存在；他們指出：宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較中央山脈側者為大；甚至詳細為何種因素所致，不得而知。由於缺乏地球物理資料下，他們推測這一系列的沖積扇可能是不等量的隆升量；或基盤地質；或斷層所致；但按高中所習得的板塊碰撞理論而言，中

央山脈比雪山山脈更接近板塊邊界的地方(花東縱谷)；就理論上來說，接近板塊邊界的山脈隆升量應該比遠離者還來得大，但為何離板塊邊界較遠的雪山山脈，其山麓所形成的沖積扇規模卻比較大且集中呢？相信這是地球科學學者所關心的事，也代表著地下構造一定有某種的特殊構造變化。另外，值得注意的是，由於河流出宜蘭平原的山麓後，沒多久就流入大海，即是山麓與海的距離相當地接近，意味著地形學上沖積扇與三角洲的關聯性可能有著跟以往不同的蘊意；因此，E.J.Tarbuck and F.K.Lutgens(1997)根據這類沖積扇形成的沉積環境提出上升的隆起區或者是山麓與平地之間往往會有同生斷層發育，當斷層持續活動時，往往會發育很厚的沖積扇，形成獨特的沉積層序，因而提出在山區向內陸盆地或平原過渡的地形轉變為帶有沖積扇發育的情形；甚至，這些沖積扇會直接進入湖或海中形成水下扇或扇三角洲(delta fan)沉積體。所以，張政亮(2002)對宜蘭平原提出一複合的沖積扇三角洲(delta fan)平原的看法作為附和。



圖五：頭城、新店地質圖（黃鑑水，1989；林朝宗，2000）

## 二、研究區地球物理方面相關文獻探討

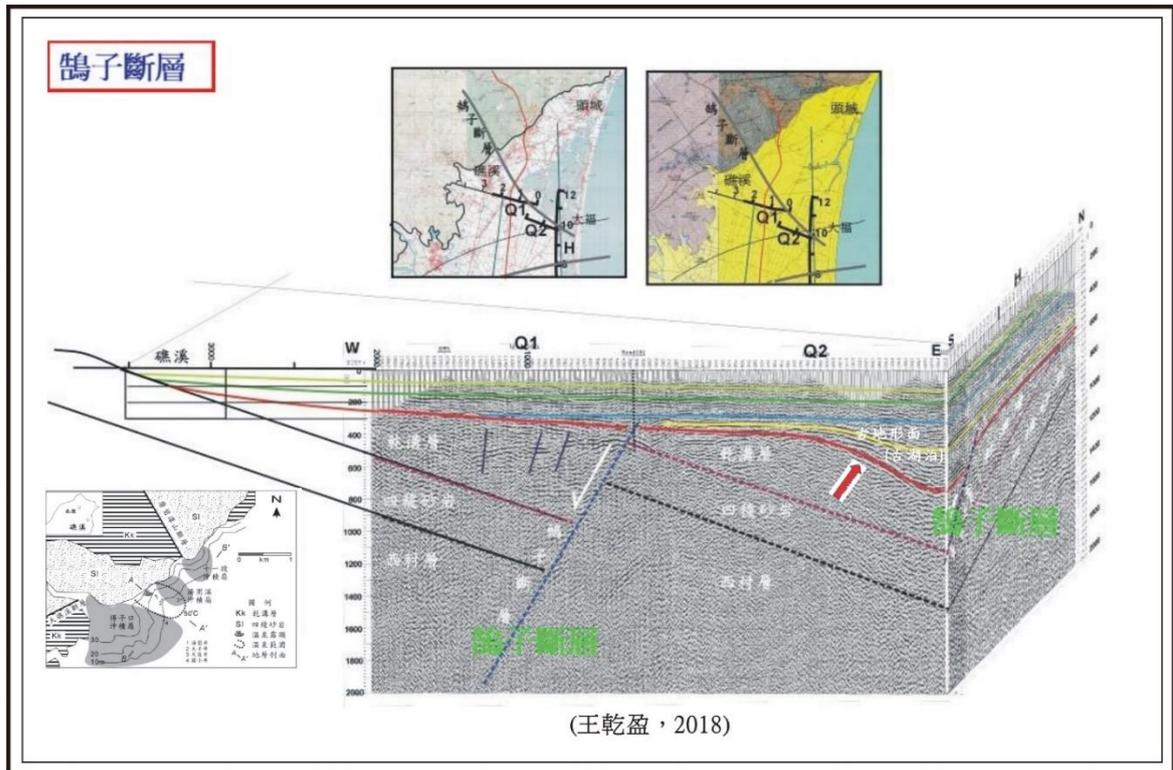
至於地球物理資料，宜蘭平原最早有關地下構造的地球物理資料始於1976年的江新春先生利用反射震測研究，所發表之「宜蘭平原之震測」(江新春，1976)。該文獻，不但描繪出宜蘭平原的基盤深度，並指出平原下的地層構造、皺褶以及斷層所在。2000年陳文山根據蘭陽平原的12口鑽井岩心的資料，推測蘭陽平原沉積環境大致是在18000年前是屬於全球海水位較低的時期，近海側的沉積環境是由河口灣或濱面環境轉變為遠濱環境，之后再轉變為濱面至沖積平原。接近山側的沉積環境是由下游沖積平原轉變為沖積扇環境；並初步勾劃末次冰期以來蘭陽平原古環境的變遷圖(陳文山，2005)。林哲民(2003)、黃有志(2003)利用S波的資料，描繪出蘭陽平原下更新統與基盤之界面等深度分布圖，如圖六。他們發現宜蘭市、羅東市東邊的基盤深度呈凹槽狀分佈，至於這凹槽狀如何出現並未說明。

2010年後，中央大學張峻瑋(2010)及石政為(2011)分別在宜蘭平原進行反射震測研究時，他們發現在靠近雪山山脈的剖面中，其基盤深度大約為250至350公尺；而靠海的剖面基盤深度則深至1400公尺，蘭陽溪附近則深760公尺。石政為(2011)甚至發現宜蘭市東北方等深線形成一梯度面，可能為古地形面，且基盤深度有受更新世斷層的影響。2009至2014年中央大學王乾盈教授帶一批研究生利用高解析度反射震測測繪出平原內的基盤等深度圖，如圖七，該圖完成宜蘭地區的基盤等深度圖，並發現礁溪附近有鵝子斷層及勾畫出該斷層附近的地層型態，如圖八(王乾盈等，2018)。

## 參、沖積扇原理

沖積扇(Alluvial Fan)是發育在山谷出口處，主要由暫時性洪水水流沖刷形成、範圍局限、形狀近似於圓錐狀的碎屑堆積物。它由山谷口向河口方向呈放射狀散開，其平面形態呈扇狀，如圖九(a)。通常是許多沖積扇彼此會相連和重疊，形成沿山麓分佈的帶狀或裙邊狀的沖積扇群，如圖九(b)。





圖八：王乾盈（2018）以高解析度的反射震測法發現礁溪附近地下有一陡降的古地形面，並證實鴿子斷層以正斷層的形態存在。

根據 Brown(1973)的說法：就河流沉積體系而言，河流不僅是侵蝕、改造大陸地形和搬運風化物質到湖或海中的主要地質營力，而且也是陸地重要的沉積營力，在適宜的構造條件和沉積背景下；或者侵蝕基準下移，有時甚至可發育上千米厚的河流沉積地層。通常一個河流體系可分為上游、中游及下游(包含河口)三個部分。上游主要分佈於山區。其水源可以由山區的水系供給，或由冰川融化而來，或是潮濕地區的豐沛雨量，經由許多小支流彙集形成的河流，同時為沖積扇發育的主要地區。

#### 一、沖積扇的基本特徵

沖積扇的形成必須有充足的陸源碎屑供應、高差大的地形或侵蝕基準下移 (McGowen and Groat, 1971)。沖積扇大致可以分成三個部分，詳如圖九(c)；一在扇頂(即扇頂的部位)，它是為沖積扇的源頭，多為混雜礫岩及疊瓦狀礫岩層沉積，以水流沖積及泥石流(碎屑流)的沉積作用為特徵；二在扇央的部分，它位於沖積扇的扇面部分，

以砂質及礫石質河流的沖積作用沉積；三是在扇端，它位於沖積扇的末端部位，主要為粉砂質及泥質岩沉積物(McGowen & Groat, 1971；E.J.Tarback and F.K.Lutgens, 1997)。

## 二、控制扇體幾何形態的因素

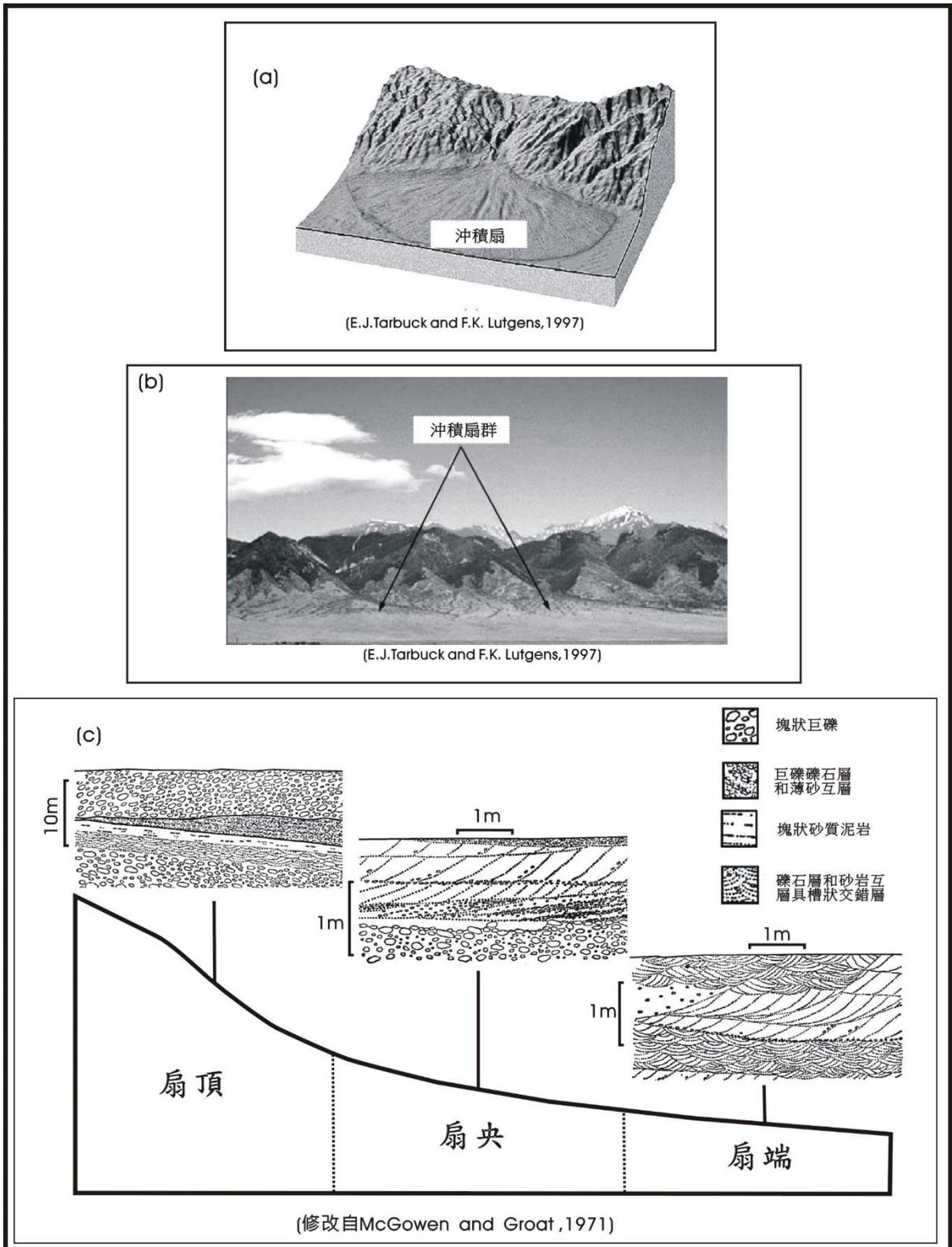
W. B. Bull (1972) & A. P. Heward (1978) 認為控制沖積扇幾何形態特徵的因素主要有三個方面：(一)構造活動、(二)氣候條件、(三)物源供給量及岩性。構造活動主要控制著扇體的形態、沉積規模、沉積速率及垂向層序特徵，氣候條件則主要控制著沖積扇的類型、沉積物的結構及分佈；物源性質決定著扇體內部的組成及分佈範圍等。

## 三、沖積扇幾何形態與構造間的關係

沖積扇體系的縱向剖面幾何形態主要取決於山麓邊緣的構造，最粗最厚的沉積常常緊鄰山麓邊緣的斷裂體系(Bull, 1972；Heward, 1978)。他們分別從不同角度對沖積扇體與山麓邊緣的斷裂體系進行了詳細的研究，Bull 主要是討論單一扇體在縱向剖面上的形態特徵，如圖十(a~c)；而 Heward 則是重點研究邊緣斷層性質對沖積扇的控制及其所形成的縱向形態，如圖十(d~g)。以下整理節錄 Bull(1972)、Heward(1978)、Ethridge (1984)闡述沖積扇與構造間不同類型模式，說明沉積構造控制了山麓或盆地內沖積扇體系的幾何形態，如下(圖十)。

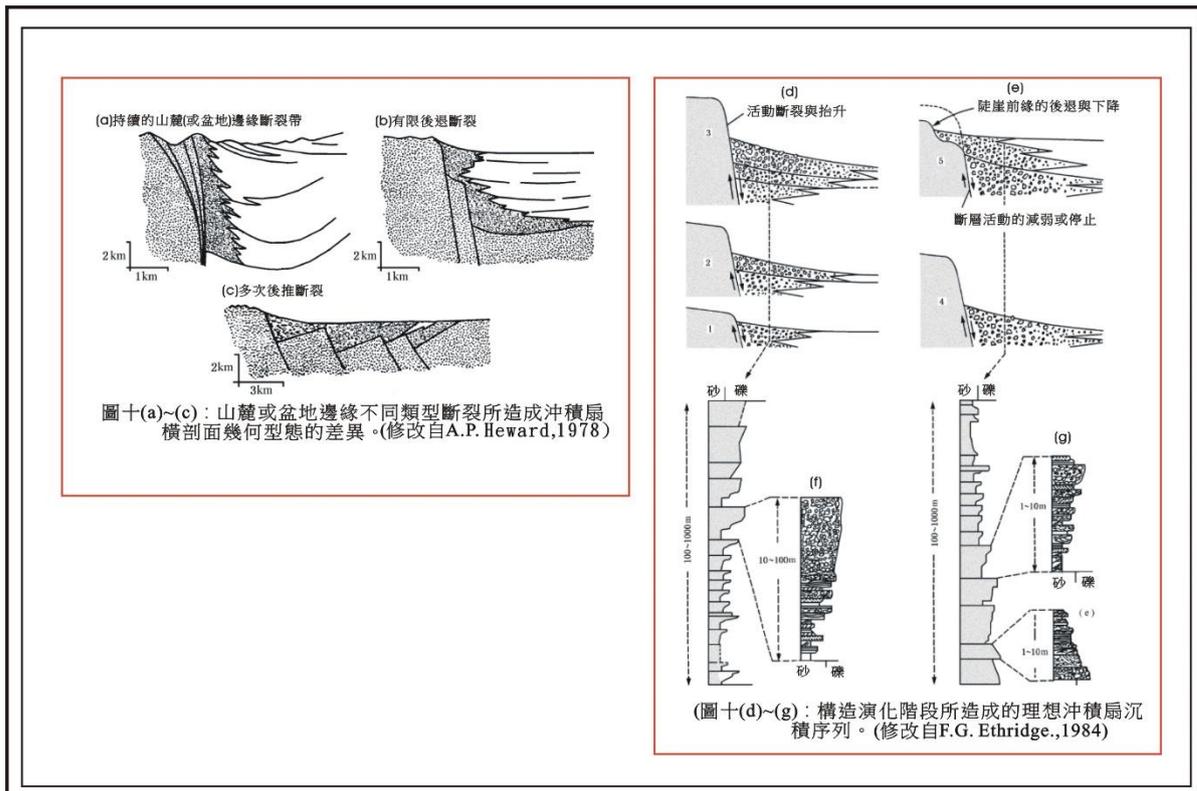
現代和古代的沖積扇通常發育在山麓(或盆地)邊緣的斷層附近；地質構造的活動對沖積扇的發育及內部層序的結構具有重要的控制作用。可分三種類型：

- (一)持續活動的山麓邊緣(或盆地)斷裂：主要與走向滑動帶有關，它導致沿相對窄的地帶出現巨厚的堆積層(圖十 a)。其特點是沉降速率快，堆積的速率也很快，在沖積扇向河口方向側的沖積扇礫石層變化相會如同耶誕樹般。
- (二)有限後退斷裂：在地塹或山麓邊緣(或盆地)斷裂中，這類正斷層的活動常產生相當厚度的沖積扇體系(圖十 b)。連續的抬升和下切可能產生碎屑型的“疊置沖積扇礫石層”。
- (三)多次後退斷裂：可產生階梯狀、廣泛分佈及厚度不規則的沖積扇礫岩(圖十 c)，最大的特點就是延伸範圍廣，幾何形態多樣，且內部構造及層序結構越複雜。



圖九：沖積扇的可分為扇頂、扇央、扇端三部分及其與沉積岩石的關係。

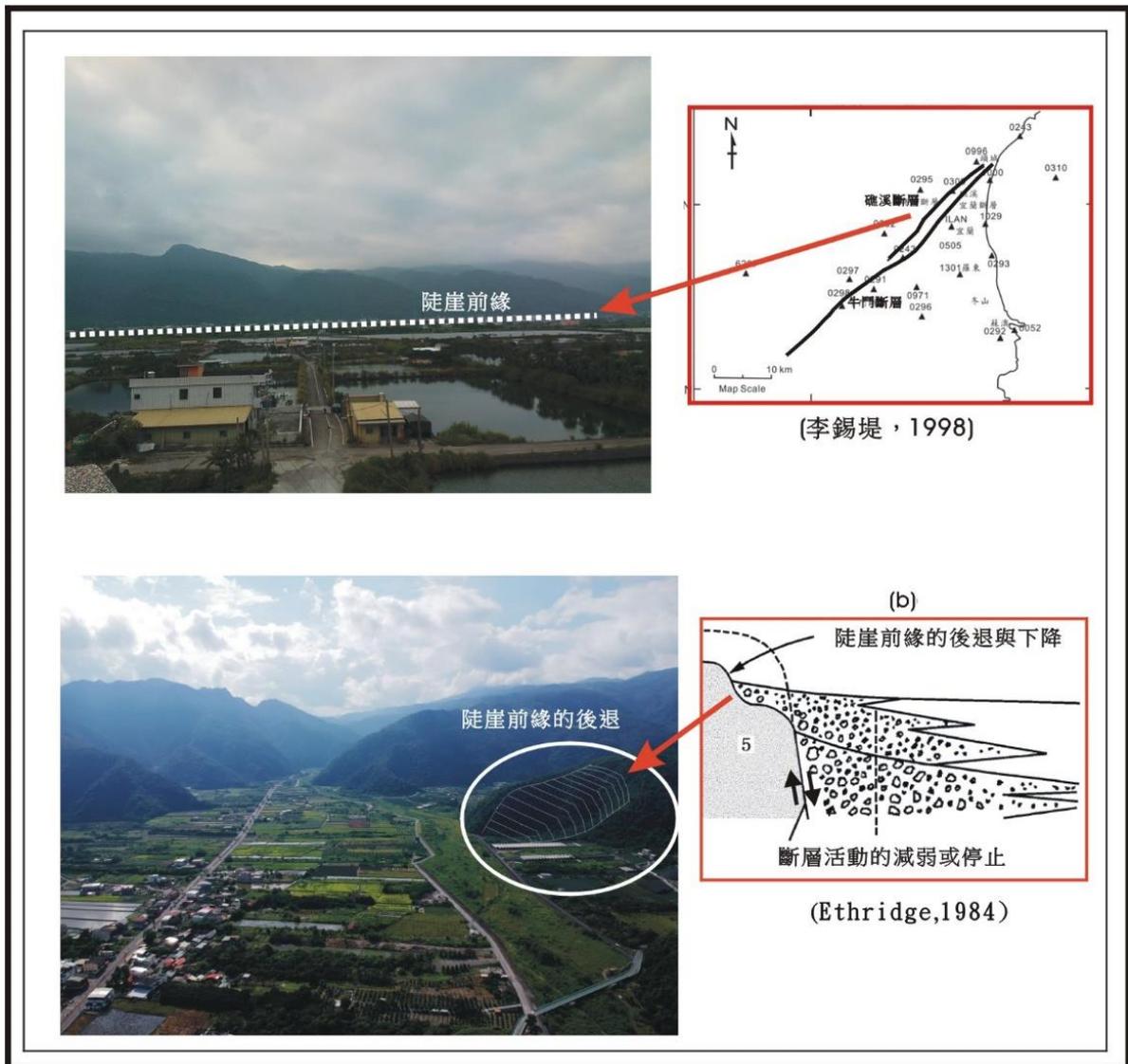
Ethridge(1984)更加闡述伴隨著山麓(或盆地)邊緣斷層的活動，沖積扇會不斷遷移、退縮或推進。不同時期並且相鄰的沖積扇體也將相互切割或疊置，從而形成沖積扇群，且結構複雜的層序。它們可以是向上變粗變厚的序列，也可以是向上變細變薄的序列;可以是近端相疊置在遠端相之上，也可以是相反的沉積序列。而經常見到的是更為複雜的由多個向上變粗或變細所組成的大型沉積序列(圖十 d~g)。



圖十：山麓(或盆地)邊緣斷層的活動與沖積扇遷移的關係。

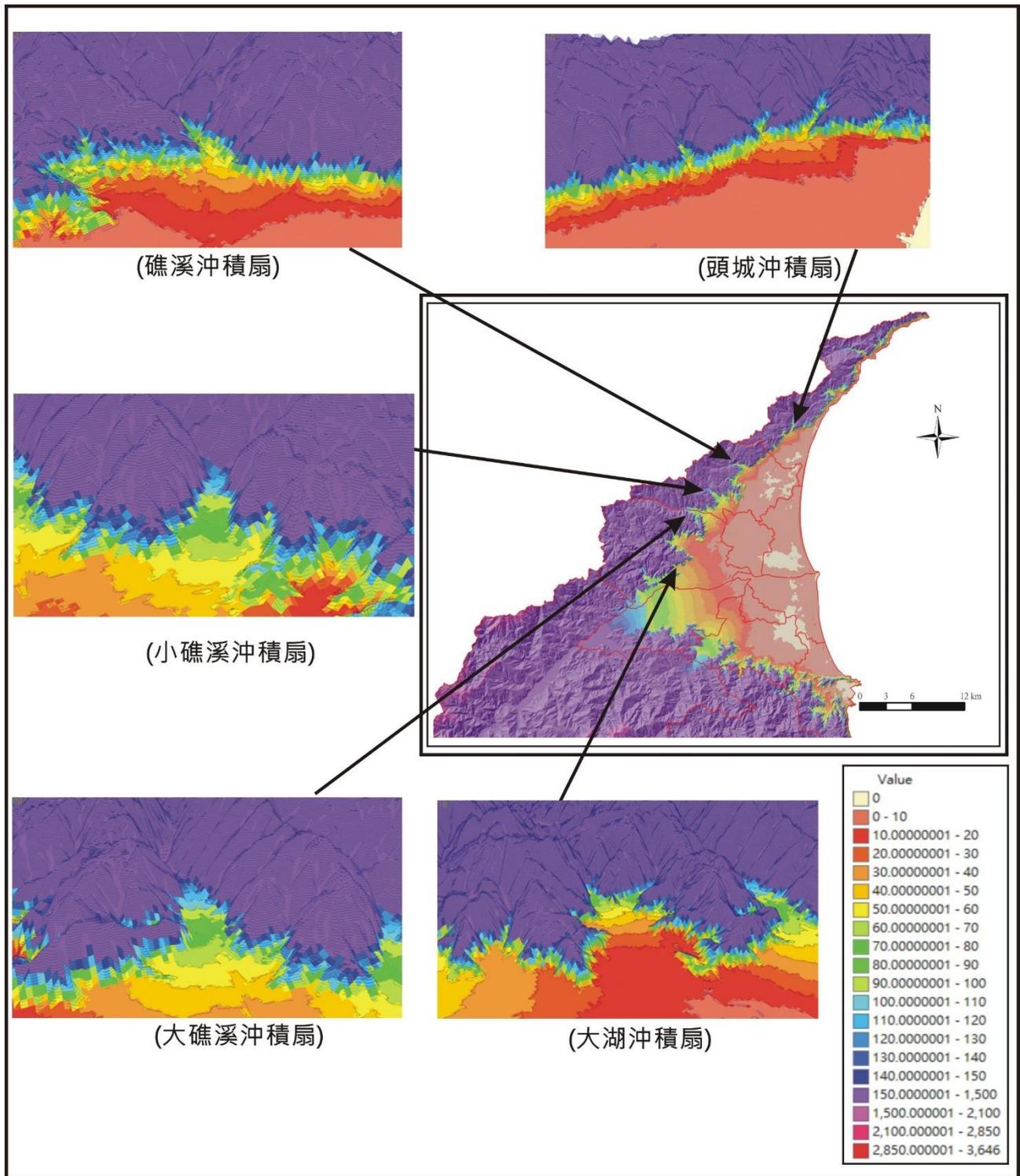
## 肆、野外資料

本研究主要是利用文獻整理與探討，得以了解前人對宜蘭平原沖積扇的分布、地質構造及地球物理的解釋後，進而使用arcGIS地圖分析研究區的沖積扇形貌與特徵，比對相關地質與彼此間的關聯後，再前往研究區實察及驗證，如圖十一、圖十二、圖十三，所使用器材及其拍測的參數、座標、高度，如先前說明的附圖三。茲將各沖積扇的地形特徵說明如下：

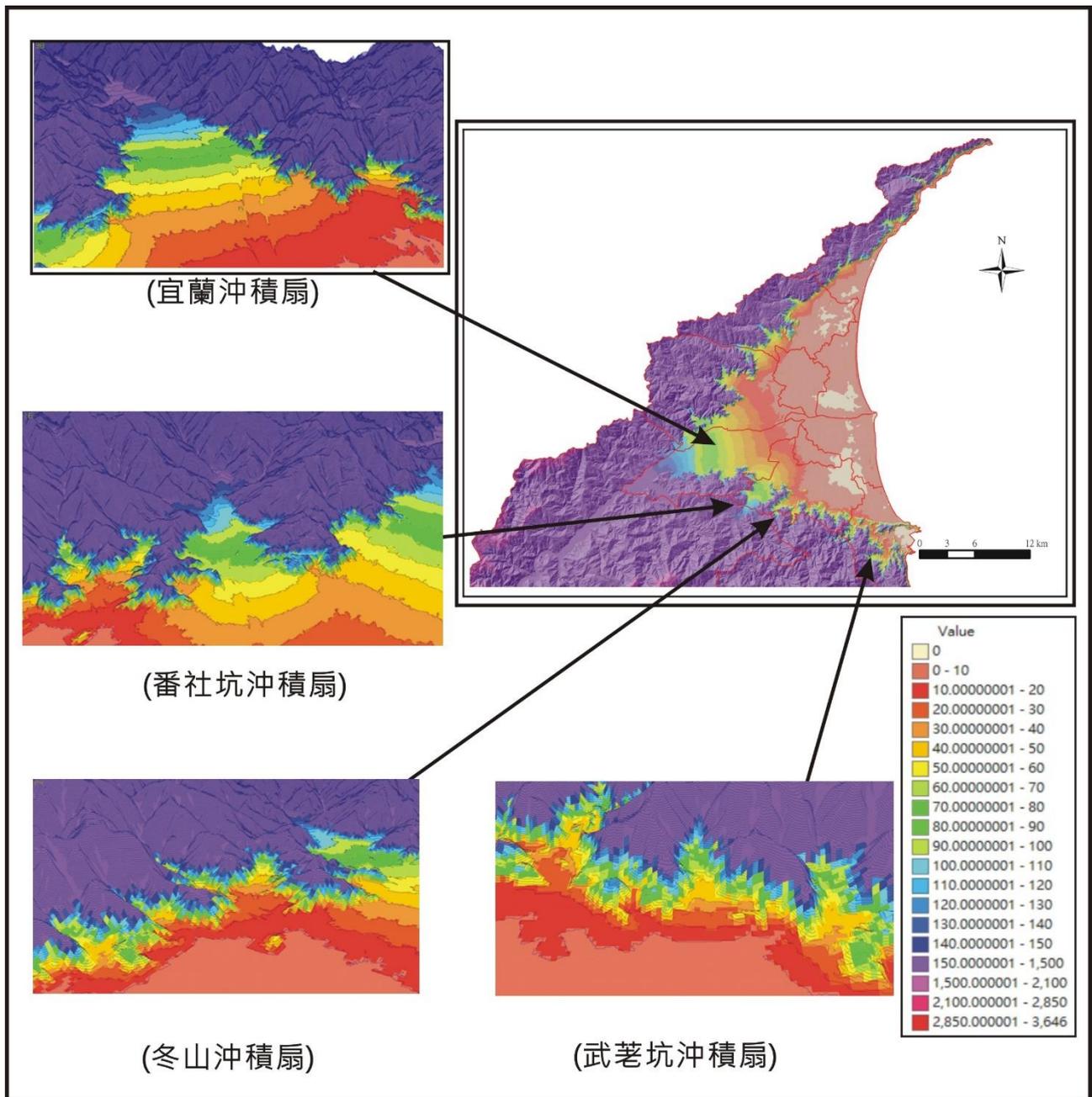


圖十一：礁溪沖積扇群中大湖沖積扇之陡崖前緣與可疑的陡崖前緣後退。

圖十一(a)野外實地觀測到的大湖沖積扇的陡崖前緣(由東往西看)；圖十一(b)則為本研究利用空拍機高度為200m，由大湖沖積扇扇面往扇頂方向拍攝大湖沖積扇的形貌，觀察陡崖前緣有後退現象。至於這個後退現象有可能是由斷層作用或是風化作用所致。若是風化作用則陡崖前緣應該有風化作用下所形成的堆積岩屑，但現地並無觀察到；另外，我們觀察到該位置與林朝榮(1969)、李錫堤(1998)提出礁溪斷層位置頗為接近；再者，若依Ethridge F G, W A Wescott.(1984) 沖積扇構造演化模式，該陡崖後退現象可能是斷層所致的成分就相當的高了。各個沖積扇的形貌大致如下說明：



圖十二：雪山山脈側之沖積扇。



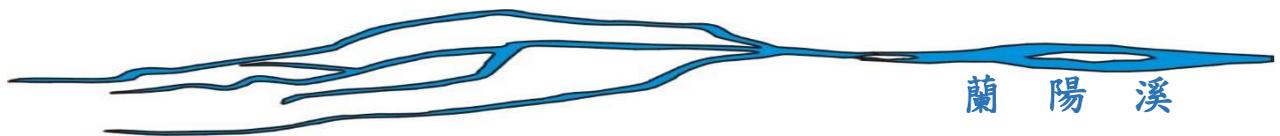
圖十三：中央山脈側之沖積扇。

頭城沖積扇：由金面、福德坑兩溪聯合形成，扇頂高度50公尺，扇端5公尺，扇徑約2公里。得子口溪沖積扇：扇頂高度60公尺，扇端10公尺，扇徑約2.5公里。大礁溪與小礁溪之聯合沖積扇：大礁溪沖積扇扇頂高度120公尺，扇端約10公尺，扇徑約5公里。小礁溪沖積扇扇頂高度約100公尺，扇端亦約10公尺，扇徑約4公里；大湖沖積扇扇頂高度約100公尺，扇端亦約15公尺。蘭陽溪沖積扇：扇頂高度約205公尺，扇端高度約10公尺，扇徑約20公里。羅東溪沖積扇扇頂高約150公尺；扇端高約10公尺，扇徑達11公里，冬山河沖積扇扇頂高度約

50公尺，扇端高度10公尺，扇徑1公里。新城溪沖積扇扇頂高度約20公尺，扇端高度約10公尺，扇徑約1公里。彙整如表1

表1：宜蘭平原各沖積扇的地形特徵

雪山山脈	扇名	扇頂高(m)	扇端(m)	扇徑長(km)	扇面積(km <sup>2</sup> )	備註
	頭城沖積扇	50	5	2	1.822	
	礁溪沖積扇	90	20	2.5	2.846	
	大礁溪沖積扇	120	10	5	7.996	
	小礁溪沖積扇	100	10	4	5.090	
	得子口溪沖積扇	60	10	2.5	2.68	
	大湖沖積扇	100	15	5.2	8.186	



中央山脈	蘭陽溪沖積扇	205	10	20	69.934	
	冬山河沖積扇	50	10	1	3.440	
	羅東沖積扇	150	10	11	25.002	
	武荖溪沖積扇	95	10	2	0.950	
	新城溪沖積扇	20	10	1	0.525	

## 伍、討論

張瑞津等(1995) 提出宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較中央山脈側者為大的說法，一直是我們所關注的，也是地球科學家所關心的。那這個說法到底是隆升量所形成

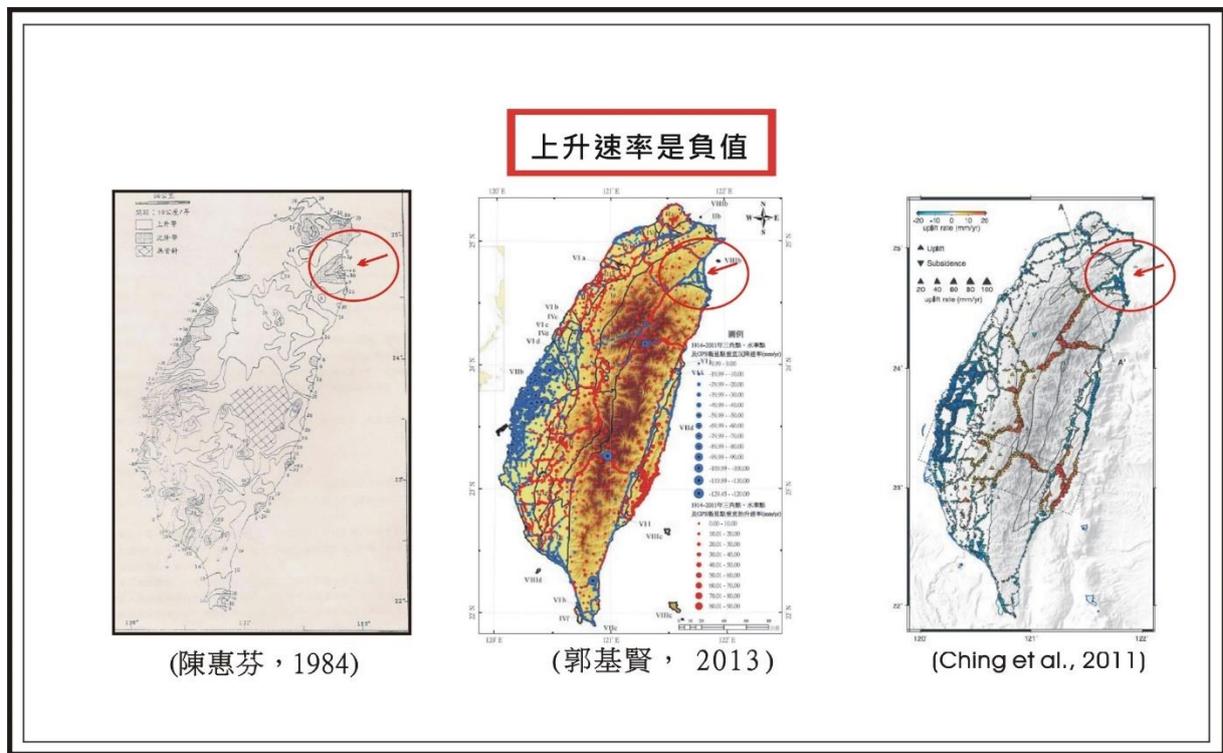
呢？或者是基盤呢？還是斷層所致呢？或者說，它的形成是受到一連串複雜的內、外營力影響所致呢？但可以確定的是，解開這個謎題，也是通往解釋宜蘭沖積扇演育的一把鑰匙，可以一窺蘭陽平原滄海桑田的變遷地史。

沖積扇形成主要是因為河流出谷口後，流速減緩及流幅變寬所致，但造成流速減緩及流幅變寬的因子很多；根據Heward(1978)認為控制沖積扇特徵的因素主要有三：分別是構造活動、氣候條件及物源供給量(岩性)。而齋藤享治(1988)認為形成沖積扇的控制因子有第四紀隆升量、基盤地質、活動斷層的有無等。張瑞津等(1995)以航照判釋及野外資料，依據沖積扇之特徵計測，提出：宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較中央山脈側者為大的說法，認為可能是受第四紀隆升量、基盤地質、活動斷層的有無等。因此，彙整學者認為形成研究區沖積扇的控制因子主要有第四紀隆升量、第三紀基盤地質、活動斷層有無、氣候條件、物源供給量(岩性)等五個方面有關；但論及氣候條件方面，因為宜蘭平原雪山山脈側沖積扇及宜蘭平原中央山脈側沖積扇均位於宜蘭地區，緯度變化不大，因此，在氣候條件方面差異不大，因此，可以忽略，至於物源供給量(岩性)都跟上述研究區沖積扇的控制因子有關連，因此，我們可以一起與沖積扇的控制因子相互討論。以下是我們的討論：

#### 一、第四紀隆升量

首先是宜蘭平原的地盤是上升還是下降呢？陳惠芬(1984)從三角點檢測成果看到台灣的地盤升降一文指出：宜蘭平原的地盤是下降的；Ching et al. (2011)利用水準點及GPS衛星連續站相對於澎湖白沙站(S01R)呈現之地殼垂直位移速度場，發現2000-2008年宜蘭平原地殼垂直位移速度場是負值；郭基賢(2013)比對台灣地區三角點、水準點及GPS衛星控制點疊合台灣地形圖亦發現宜蘭平原現階段地盤亦是呈現下降的態勢，如圖十四。賴慈華等(2003)計算台灣各沖積平原兩萬年來地塊垂直運動速率的結果，也顯示宜蘭平原為全台灣沉陷速率最快的區域；另外，根據地質與地震的研究顯示，宜蘭平原正處於伸張的應力狀態，在長期以來的拉張作用下，使原本的基盤開裂下沉，現被第四紀堆積的沉積層所覆蓋(Teng, 1996；陳文山等，2004；鄧屬予，2007)；甚至謝孟龍(2011)利用研究區鑽井岩芯定年資料推測一萬六千年前、一萬年以前至今，宜蘭的地盤也是下降的趨勢；若是如此，我們認為若是以隆升量來解釋大小礁溪沖積扇群的成因，力量就稍顯薄弱點。；甚至謝孟龍(2011)利用研

究區鑽井岩芯定年資料推測一萬六千年前、一萬年以前至今，宜蘭的地盤也是下降的趨勢；若是如此，我們認為若是以隆升量來解釋大小礁溪沖積扇群的成因，力量就稍顯薄弱點。



圖十四：陳惠芬（1984）從三角點檢測；Ching et al.（2011）以水準點及GPS衛星連續站相對於澎湖白沙站（S01R）地殼垂直位移速度場；郭基賢（2013）比對台灣地區三角點、水準點及GPS衛星控制點疊合台灣地形圖均發現宜蘭現階段地盤呈現下降的態勢。

## 二、斷層的有無

1976年的江新春先生利用反射震測描繪出宜蘭平原的基盤深度，並指出平原下的地層構造、皺褶以及斷層所在，其中接近宜蘭平原雪山山脈側沖積扇有頭城斷層、鶺鴒斷層、隘界斷層、宜蘭斷層等，而宜蘭平原中央山脈側沖積扇，則無任何斷層存在，如圖十五(a)；李錫堤(1998)發表宜蘭地區存疑性活動層中，也僅列礁溪斷層與牛鬥斷層，這兩條斷層均是接近宜蘭平原雪山山脈側沖積扇內，如圖十五(b)。2014年中央地質調查所在平原內調查地下水補注地質敏感區，也提出接近宜蘭平原雪山山脈側沖積扇有頭城斷層、鶺鴒斷層、隘界斷層、宜蘭斷層及大礁溪斷層等，特別引人關注地是大礁溪斷層直

接穿過大小礁溪沖積扇群，而在宜蘭平原中央山脈側沖積扇，僅有三星斷層的存在，如圖十五(c)。2009 至 2018 年中央大學王乾盈教授帶一批研究生利用廣域佈線的方式，測線佈滿整個宜蘭平原可以佈線的位置，以高解析度反射震測法，更細膩地測繪出平原內的地下構造，同時證實接近宜蘭平原雪山山脈側沖積扇有鴿子斷層、宜蘭斷層存在，如圖十五(d)，其中在礁溪附近的鴿子斷層就是磨碧潭山斷層，並以正斷層的形態存在，且利用交角的震測剖面勾畫出該斷層附近的地層型態，如圖八；由圖八可清楚到鴿子斷層的正斷層位態與鄰近礁溪的關係；並且進一步闡述宜蘭斷層及坑四斷層，其斷層破裂已上切至第四紀地層；如此一來，礁溪沖積扇群受斷層的影響，就非常確定了；但無論如何，我們由宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的頭城斷層、鴿子斷層、隘界斷層、宜蘭斷層以及大礁溪斷層等斷層分別由學者提出，而宜蘭平原中央山脈側沖積扇，則僅有三星斷層存在，就整體的斷層長度與數量來看，推測接近宜蘭平原雪山山脈側沖積扇受斷層的影響確實大於平原內中央山脈側沖積扇受斷層的影響。或許有人會問，說不定三星斷層一條斷層的規模可能比雪山山脈側沖積扇的頭城斷層、鴿子斷層、隘界斷層、宜蘭斷層以及大礁溪斷層等斷層加起來的規模還要大？我們的看法有二：第一是，就學者們所劃出接近雪山山脈側沖積扇內各斷層的長度與面積總和來看，目前確實比三星斷層大；第二是，就第四紀的地質年代來看，若是三星斷層規模真的比較大，那第四紀地質年代中，由它促成沖積扇的規模早已大於雪山山脈側的沖積扇了，然事實上，我們並沒有看到這樣的現象。

### 三、第三紀基盤

江新春先生(1976)首先利用震測法繪出宜蘭地區地下基盤的幾何形狀為一不規則的盆狀低窪凹形面；而此低窪凹形的基盤面，大致的形貌皆為學者認同，並咸認該基盤面在宜蘭一帶下陷最快，且其形貌大致呈一北陡南緩趨勢以及向東開口的不對稱凹型基盤面(林哲民等，2003；黃有志，2003；王乾盈等，2018)。值得一提是，王乾盈等(2018) 對此低窪凹形的基盤面及其形貌有鉅細靡遺的勾畫與解釋，根據此基盤形貌我們分別將雪山山脈沖積扇側與中央山脈沖積扇側的扇徑垂直於基盤等深度做微分求取兩者的斜率，可以明顯看到雪山山脈沖積扇側的斜率明顯大於中央山脈沖積扇，如圖十六(a)，顯見雪山山脈側的沖積扇行徑的能量比較強；另外，就物理學的角度而言，假設兩區(雪山山脈區

與中央山脈區)沖積扇的物源供給量(m)相同，則在理想的狀況下，物源供給物到達海岸線時的動能應該等於開始下滑時的位能等於  $m \times g \times h$  (物源供給量)X g (重力加速度)X h (基盤深度)，且正比於 h (基盤的深度)；即  $mgh \propto h$ ，如此可以推導物源供給物深受基盤深度的影響；再者，我們將兩區的斜率仿人口率的算法，予以放大比較(採千分比率)，發現兩區在基盤深度 300m 處沉積環境大致相同，但在宜蘭東北方附近，基盤深度在 300m 以後，可以看到明顯的差異，如圖十六(b)，顯見從該地區以後，接近河口部分沉積環境受到外力很大的衝擊，而這部分的解釋：王乾盈等(2018)根據震測反射面與鑽井資料，認為宜蘭東北方附近(約在奇立丹附近)的基盤等深線有一陡降的梯度斜面，平行山緣，可能為古地形面，而這古地形面的前身是古湖泊，至於平原底下之地層朝向基盤面最深處彎曲，乃是板塊運動致使宜蘭地區的基盤面向下撓曲，形成槽谷，並為礫石或粗砂填充；因此，我們認為此陡降的梯度斜面(基盤面)的驟降，可能進一步造成侵蝕基準面的下降，因而促使沖積扇再度向河口前進堆積。

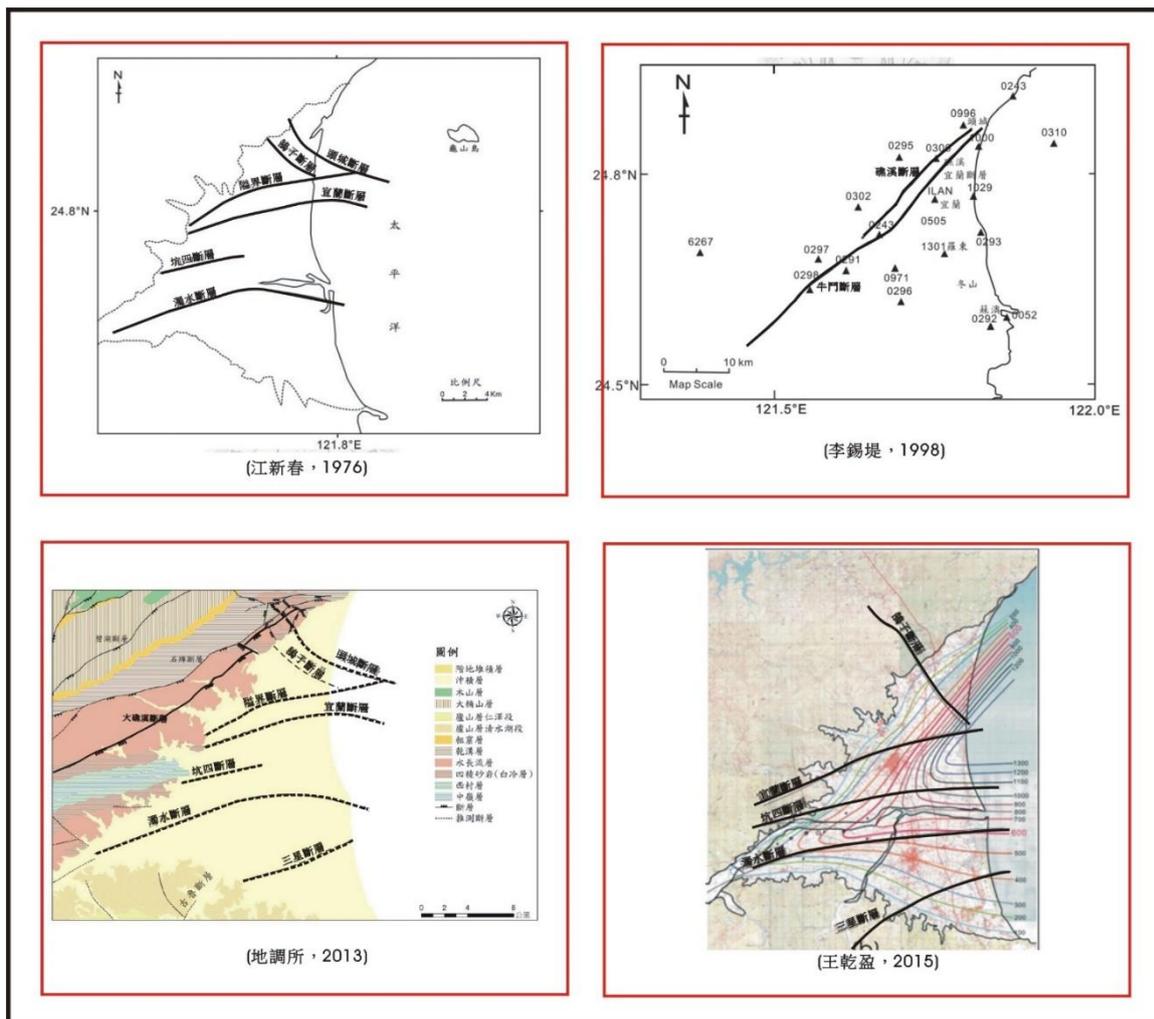
綜合上述的論點，我們可以確定張瑞津等(1995)提出：宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較中央山脈側者為大的說法是正確的；並且造成此現象可能是受斷層作用及陡降的第三紀基盤梯度斜面(即古地形面=古湖泊)等控制因子的影響，而導致雪山山脈側沖積扇的侵蝕基準面的改變比中央山脈側沖積扇來得大，以致該地區的沖積扇規模也比較大，比較發達密集。

#### 四、模型推測

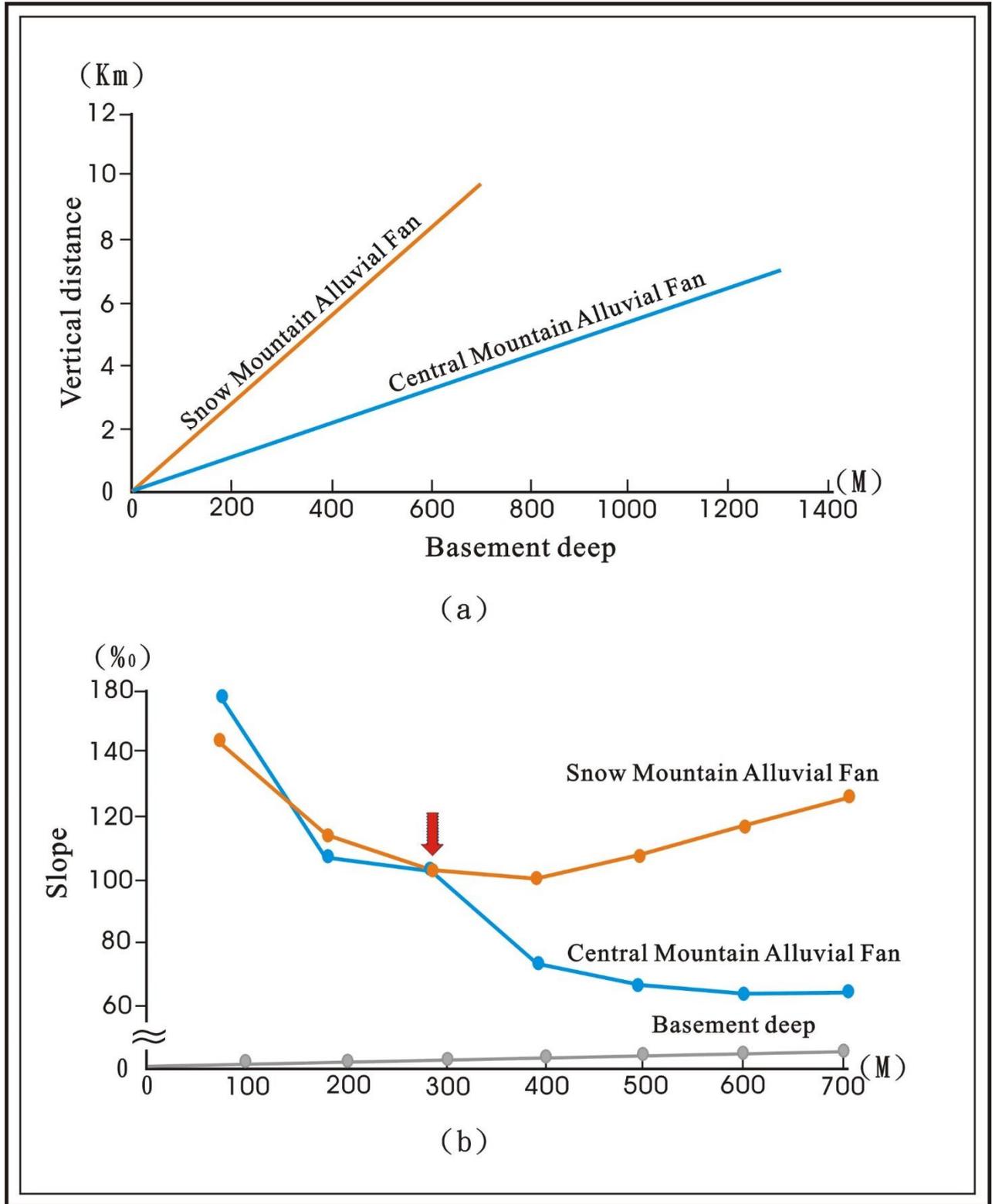
另一方面，我們整理該地區的地質、地球物理資料及古環境(古海水面的變化)的資料，試圖解釋該大小礁溪沖積扇的演育過程，於是我們加入全球海水面的變化，因為海面變化象徵著終極侵蝕基準面的變化，如此就能一窺礁溪沖積扇群的變遷史。

首先是地質及地球物理資料，根據中央地調所(2013)的地質與鑽井資料、王乾盈(2018)反射震測以及 GIS 資料推論：二萬年前，宜蘭平原第三紀基盤受鴿子斷、宜蘭斷層及坑四斷層的破裂作用影響；甚至他們認為平原底下之地層朝向基盤面最深處彎曲，乃是板塊運動致使宜蘭地區的基盤面向下撓曲，形成槽谷，並為礫石或粗砂填充。此一說法，我們認為正是促致古沖積扇大量的物源供給量(礫石、粗砂)堆積於平原內的證據。

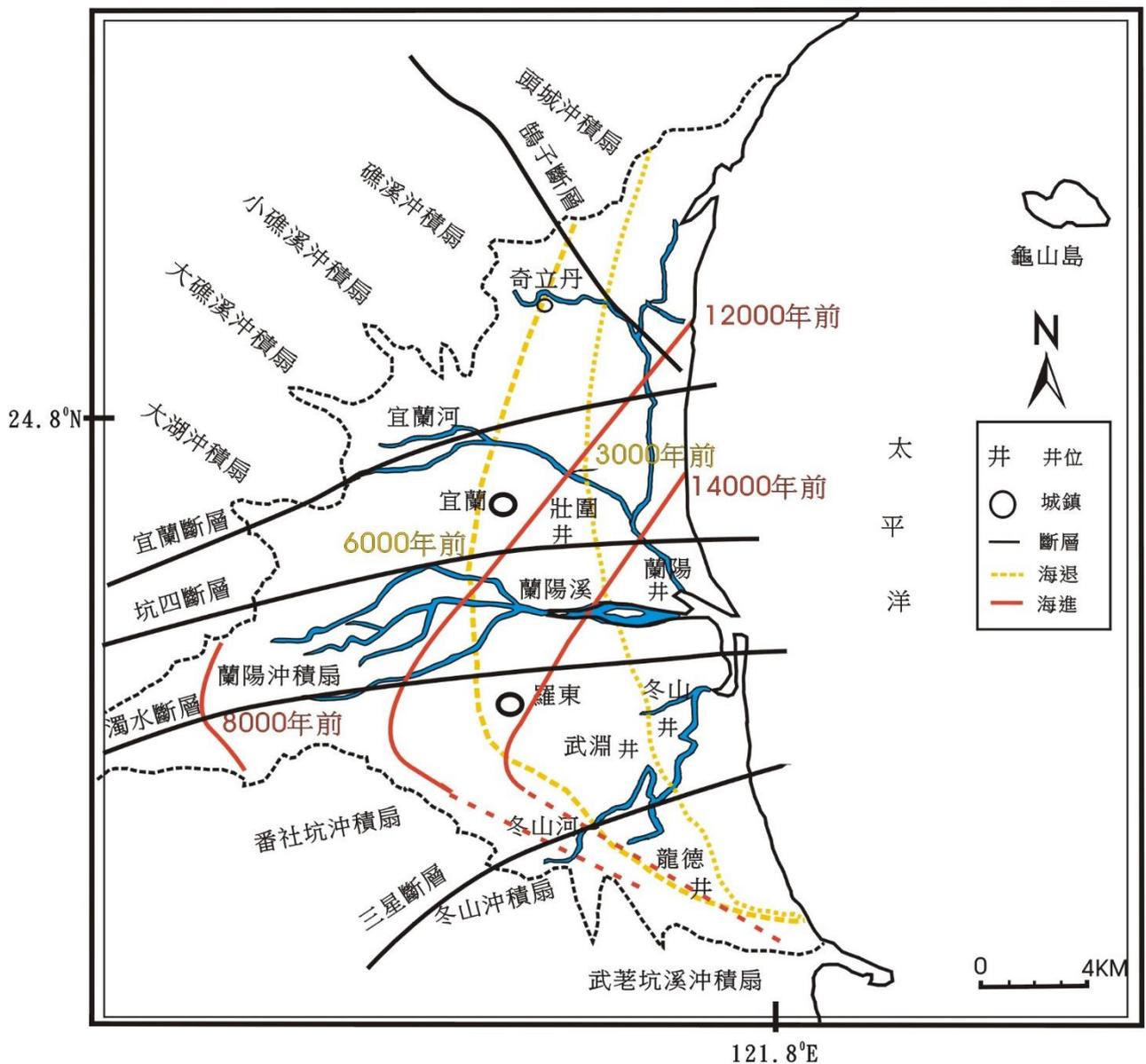
其次是，二萬年前以來，宜蘭的古沖積扇演育大致受控於全球海水面變化。根據經濟部中央地質調查所長期研究宜蘭地區地下地質的結果，宜蘭平原在二萬年以來曾經有大規模的海進、海退事件，如圖十七（陳文山、王時驊、吳樂群、徐皓德、楊小青，2005）。陳文山等(2005)依據鑽井資料認為在 8000 年前左右，平原區幾乎全面被海水所淹沒，形成海灣環境，當時的海岸線位在平原最西側的山麓前緣；在 6000 年前左右海岸線已大致向東退至宜蘭平原的中部(依圖十七所示的奇立丹附近位置)；而 3000 年前的海岸線則位大塭附近位置；他們更進一步指出當時的物源供給量(礫石沉積物)大量堆積使得沿岸堆積速率快速，致使海退速率約每年 3.5 公尺。然後我們將這些資料做多元迴歸分析，以預測海岸線的位置，如附表二及圖十八。該附表二的 ANOVA 欄顯示 P 值(顯著值)小於 0.05，即表示該結果顯著，具有解釋能力。於是根據預測海岸線位置我們將地質、地球物理資料、古海水面的變化的資料等做彙整，提出模型如下(如圖十九)：



圖十五：宜蘭平原內可能的斷層分布。



圖十六：雪山山脈沖積扇側與中央山脈沖積扇側垂直於基盤等深度及距離之斜率

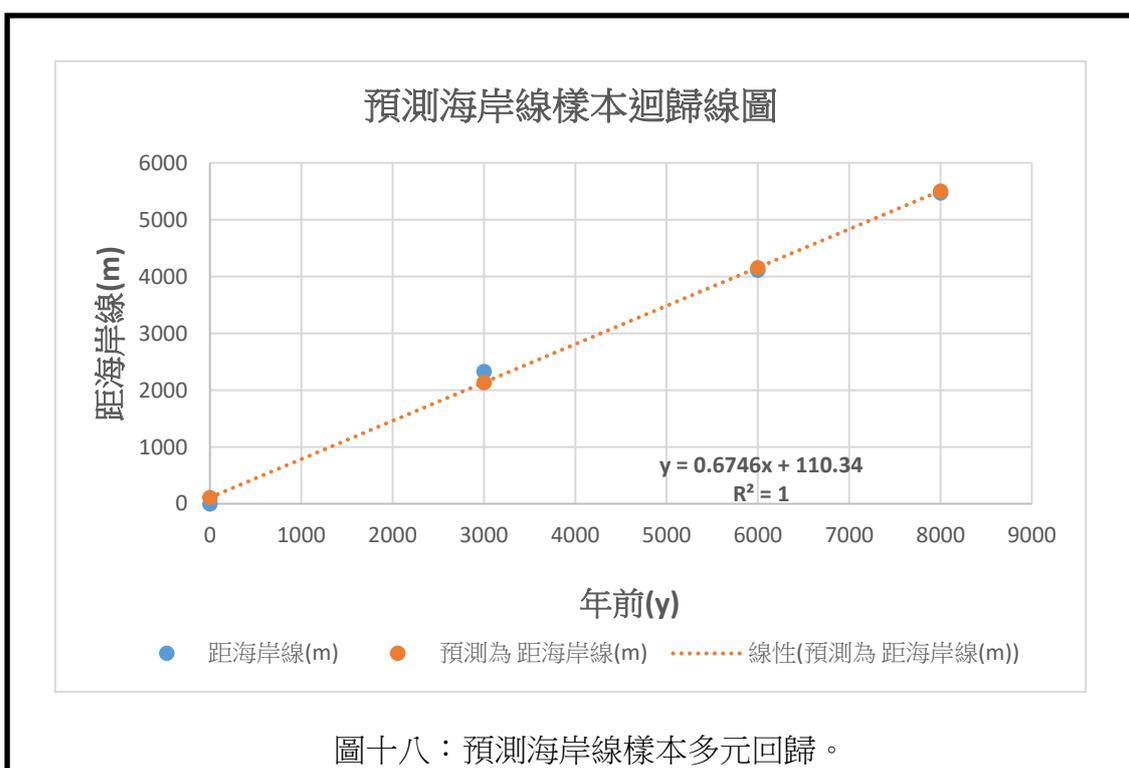


圖十七：二萬年以來宜蘭曾經歷有大規模的海進、海退事件（陳文山等，2005）。

二萬年前，宜蘭平原第三紀基盤受斷層破裂錯動，且基盤面受板塊撓曲影響，促使古沖積扇大量的物源供給量(礫石層)堆積整個平原內，如圖十九(a)。末次冰河期後，宜蘭的古沖積扇演育大致在全球海水面變化的架構中進行(林淑芬，2007)，在 8000 年前左右平原區幾乎全面被海水所淹沒，形成海灣環境，當時的海岸線位在平原最西側的山麓前緣，平原內形成海相堆積的環境，古沖積扇堆積退回山麓附近，如圖十九(b)；在 6000 年前左右海岸線因平原周遭地形陡峭，蘭陽溪的物源堆積物快速堆積(陳文山，2005)，古沖積扇再度向海口堆積前進，此時受阻於古湖泊(暫時侵蝕基準面)或淺海(海岸線)的影響，致使古沖積扇僅發育至宜蘭平原的中部(依圖十七所示奇立丹附近位置)，如圖十九(c)；而

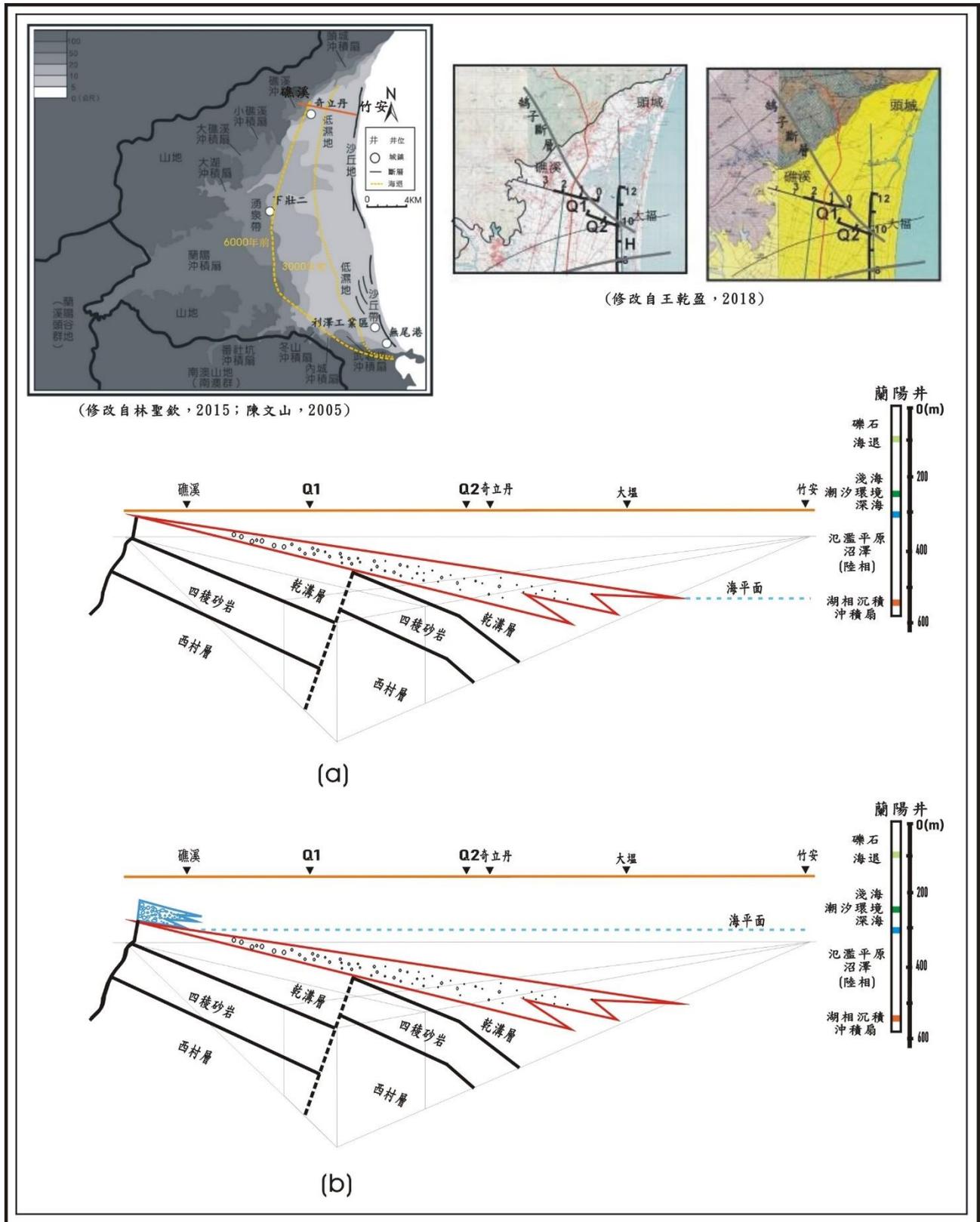
表二：預測海岸線樣本多元回歸資料表

摘要輸出								
迴歸統計								
R 的倍數	0.998383							
R 平方	0.996769							
調整的 R 平方	0.995154							
標準誤	164.6414							
觀察值個數	4							
ANOVA								
	自由度	SS	MS	F	顯著值			
迴歸	1	16725661	16725661	617.0282	0.001617			
殘差	2	54213.61	27106.8					
總和	3	16779875						
	係數	標準誤	t 統計	P-值	下限 95%	上限 95%	下限 95.0%	上限 95.0%
截距	110.3401	141.7731	0.778287	0.517858	-499.66	720.3404	-499.66	720.3404
年前(y)	0.674626	0.027159	24.84005	0.001617	0.557771	0.791481	0.557771	0.791481

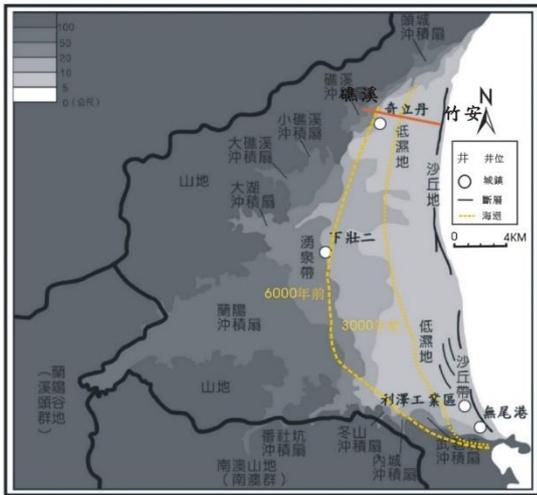


圖十八：預測海岸線樣本多元回歸。

3000 年前的海岸線因迅速的海退，估計當時的海退速率約為每年 3.5 公尺(陳文山，2005)，造成侵蝕基準面的下移，提供河流下切的力量，沖積扇再度發育，到目前的位置，如圖十九(d)。



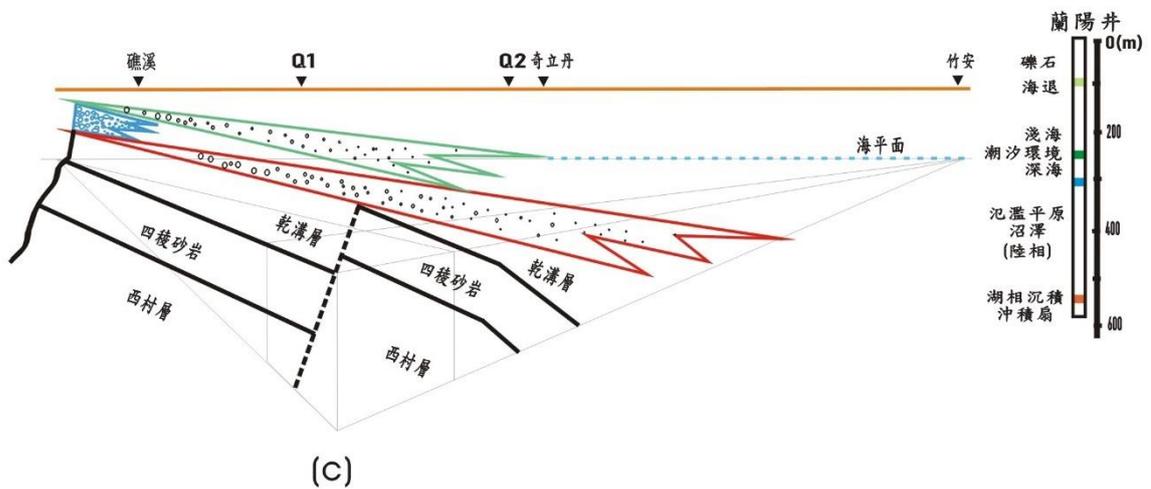
圖十九：本研究推測礁溪沖積扇群演育的模式。



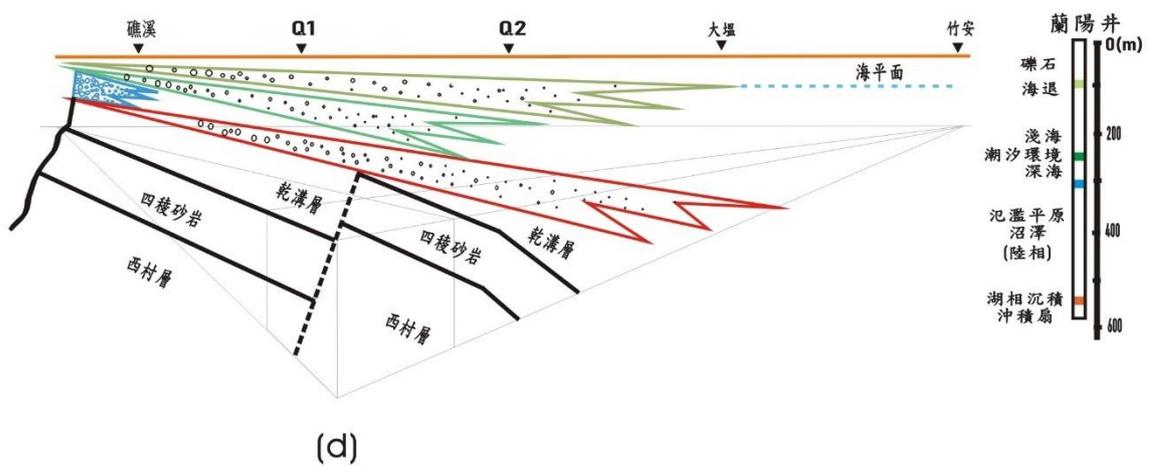
(修改自林聖欽, 2015; 陳文山, 2005)



(修改自王乾盈, 2018)



(c)



(d)

(接續)圖十九：本研究推測礁溪沖積扇群演育的模式。

## 陸、結論

綜合宜蘭平原的GIS、地形、地質、地球物理、鑽井資料、古海水面的變化、學者的研究的資料與實地野外資料，我們有以下的結論如下：

- 一、關於本研究雪山山脈、中央山脈兩區沖積扇的比較提出新的看法，認為導致宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較大的說法，可能是受斷層作用及陡降的第三紀基盤面等控制因子影響所致。
- 二、利用多元迴歸分析，預測8000年前、6000年前以及3000年前海岸線的位置與陳文山(2005)推測海岸線位置相當吻合，P值(顯著值)小於0.05，表示該結果顯著，具有解釋能力。
- 三、提出宜蘭平原古沖積扇演育大致可分成四個時期的新模型：
  - (一) 二萬年前，受板塊撓曲影響，沖積扇堆積整個平原內。
  - (二) 在8000年前左右平原區幾乎全面被海水所淹沒，古沖積扇堆積退回山麓附近。
  - (三) 在6000年前左右海岸線因平原周遭地形陡峭，河川的物源堆積物快速堆積，致使古沖積扇發育至宜蘭平原的中部。
  - (四) 3000年前至今，因快速的海退，造成侵蝕基準面的下移，提供河流下切的力量，導致沖積扇再度發育。

## 誌謝

本研究得以完成必須感謝國立中央大學地球物理研究所地震室提供部分資料及震測剖面的解釋。

## 柒、參考文獻

王乾盈、陳建志、陳洲生、顏宏元、石瑞銓 (2018)。宜蘭平原深層地熱鑽井及地球物理探勘。第二期能源國家型科技計畫。

- 石為政（2011）。利用反射震測探討宜蘭平原之基盤深度及構造演化。國立中央大學地球物理研究所，碩士論文，頁70-110。
- 江新春（1976）。宜蘭平原之震測。礦業技術，第十四卷，第六期，215-221頁。
- 李錫堤、鄭錦桐、廖啟雯、張原賓(1998)。台灣活動層圖，中央大學應用地質研究所，工程及地質防災科技研究室。
- 林哲民（2003）。利用接收函數法推估蘭陽平原淺層速度構造，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 林朝宗，《五萬分之一臺灣地質圖說明書—新店》，9號（經濟部中央地質調查所，2000），頁39-40。
- 林朝榮（1969）。〈臺灣地形〉，《臺灣省通志稿》，卷一，第1冊，頁423。
- 姜善鑫（1995）《臺灣西部地區都市熱島效應之研究》。國立臺灣大學理學院地理學系地理學報，18：23-24。
- 張正亮（2002）。地理資訊系統應用於蘭陽地區環境地質災害分布之調查分析。宜蘭文獻叢刊，no.22，73-108頁。
- 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝（1995a）。〈蘭陽地區沖積扇的地形學研究〉，師大地理研究報告，23期，頁151-191。
- 張峻瑋（2010）。利用反射震測探討宜蘭平原南部之基盤深度及斷層分佈。國立中央大學地球物理研究所碩士論文，共104頁。
- 陳惠芬（1984）。從三角點檢測成果看到台灣的地盤升降。經濟部中央地質調查所特刊。第三號，第127-140頁。
- 陳文山（2000）。沉積物與沉積環境分析及地層對比研究—蘭陽平原。經濟部中央地質調查所。台灣地區地下水觀測網第二期計畫，水文地質調查研究，八十九年度報告書。
- 陳文山、宋時驊、吳樂群、徐濤德、楊小青（2005）。末次冰期以來台灣海岸平原區的海岸線變遷〉，《國立臺灣大學考古人類學刊》。62：40-55。
- 陳文山、楊志成、吳樂群、楊小青、陳勇全、顏一勤、劉立豪、黃能偉、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄（2004）。沉降環境的山麓河谷地形特性—探討台北盆地、宜蘭平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係。經濟部中央地質調查所彙刊，第十七號，第79-106

頁。

黃有志（2003）。蘭陽平原場址效應及淺層S波速度構造，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。

黃鑑水、何信昌（1989）。《五萬分之一臺灣地質圖說明書—頭城》。經濟部中央地質調查所。

鄧屬予（2007）。台灣第四紀大地構造。經濟部中央地質調查所特刊，第 18 號，第 1 - 24 頁。

齋藤享治（1988）。日本的扇狀地。古今書院，東京，共 288 頁。

齊士崢、宋國城、陳邦禮、謝孟龍、蔡衡、傅炯貴（1998）。蘭陽溪上游沖積扇的地形演育。環境與世界，第二期，第 137-150 頁。

賴慈華、謝孟龍（2003）。台灣各沖積平原兩萬年來地塊垂直運動速率，中國地質學會九十二年會暨學術研討會，第 119 頁。

A. P. Heward (1978) Alluvial fan sequence and mega sequence models: with example from Westphalian D- Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* Ed. By A.D. Maill, pp.669-702. Mem. Can. Soc. Petrol., 5 Calgary

Ching K. E., R. J. Rau, K. M. Johnson and J. C. Lee. (2011) Present-day kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995-2005, *Journal of Geophysical Research*, 116, B09405.

Ethridge F G, W A Wescott. (1984). recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits Sedimentology of Gravels and Conglomerates. *Tectonic setting*.

E. J. Tarbuck and F.K. Lutgens (1997) . Ban Horn Sandstone, west Texas: *an alluvial fan model for mineral exploration*. Rep. Bureau Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, Invest. 72.

W. B. Bull (1972) Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record in Hambin, W.K., and Rigby, J.K., eds. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 16 P.63~83

## 【評語】 051906

本研究分析文獻中蘭陽平原與沖積扇相關之地質、地形、地球物理、古海平面變化資料，將此等資料彙整，提出蘭陽平原古沖積扇之發育模式。藉由文獻探討、GIS、無人機空拍及野外實地踏勘收集沖積扇形貌資訊並透過多元迴歸與物理原理，去推測它們之間的關聯性。本研究之主題具體、參考文獻收集完整，有效的應用多種資料進行分析研究，對於沖積扇成因及其演化立論清楚，最終提出宜蘭平原古沖積扇演育的新模型。文中確認文獻所提蘭陽平原近雪山山脈及中央山脈兩區之沖積扇規模及發育控因皆不同，若能討論此二地區沖積扇演育之異同則更能提升本作品之科學意義。

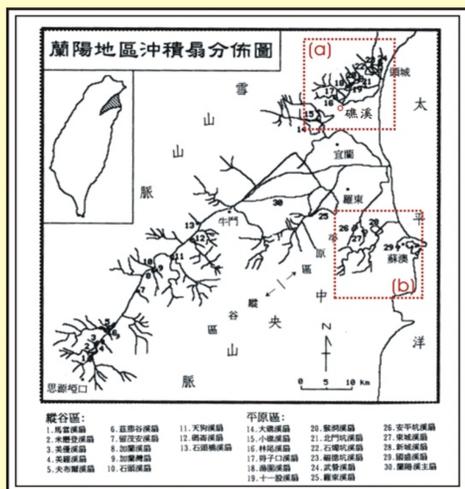
# 摘要

蘭陽沖積扇及其平原的演育，一直是地球科學界所注目的焦點。許多的學者或由地質、或由地形、或由地球物理提出他們卓越的論點；本研究嘗試換另一個角度：以沖積扇去推測宜蘭二萬年前至今的平原變遷史；在整個研究中，結合平原內的地質、地球物理及古海平面資料，藉由文獻探討、多元迴歸與物理原理，去推測它們之間的關聯性。結果修正以往的看法，認為導致宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較大的說法，可能是受斷層作用及陡降的基盤面等控制因子影響所致；另外利用多元迴歸分析，預測8000年前至3000年前海岸線的位置與陳文山(2005)推測海岸線位置相當吻合；並提出：宜蘭平原古沖積扇演育大致可分成四個時期的新模型。

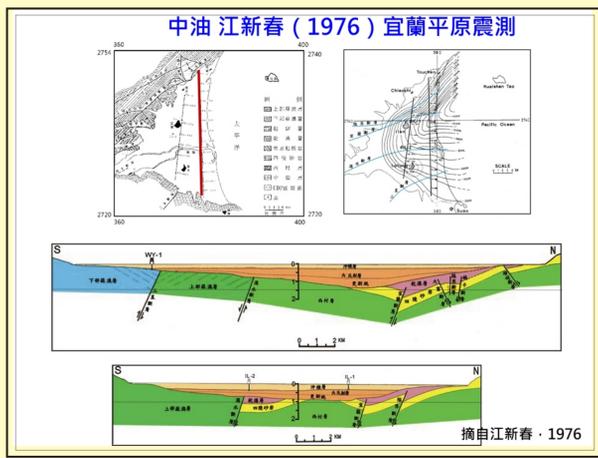
# 研究動機

是隆升量？是斷層？是基盤？亦或是皆有？

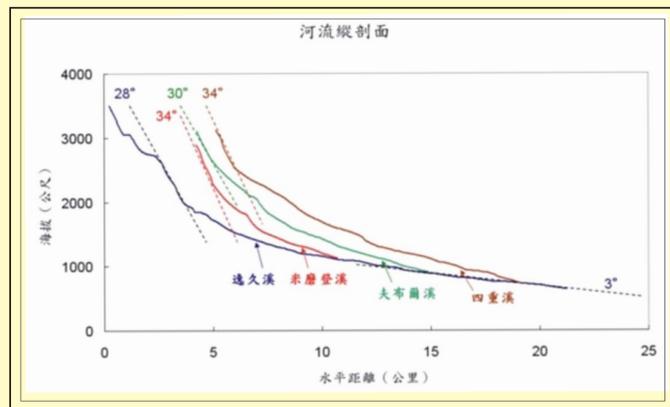
林朝榮(1957)：蘭陽沖積扇多形成於左岸，左岸沖積扇之規模亦比右岸者大。斷層線似經過溪之左側。



(張瑞津等, 1995)

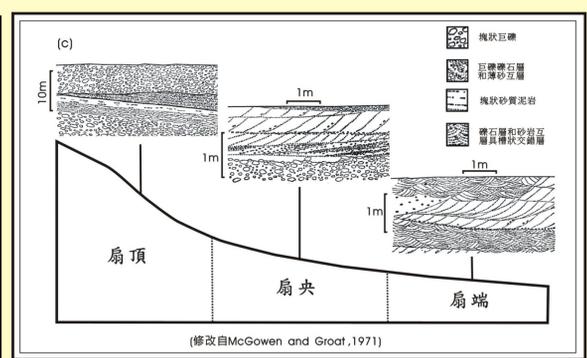
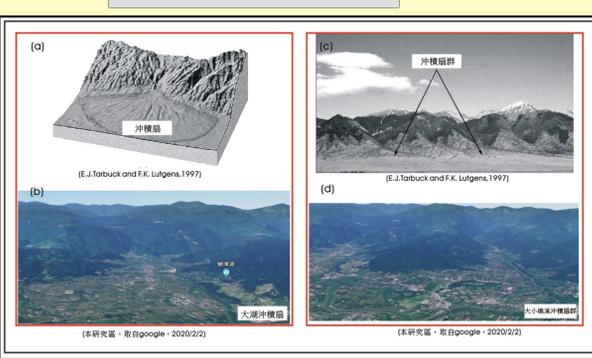


(江新春, 1976)



(陳邦禮, 1996)

# 沖積扇與原理



# GIS與野外資料

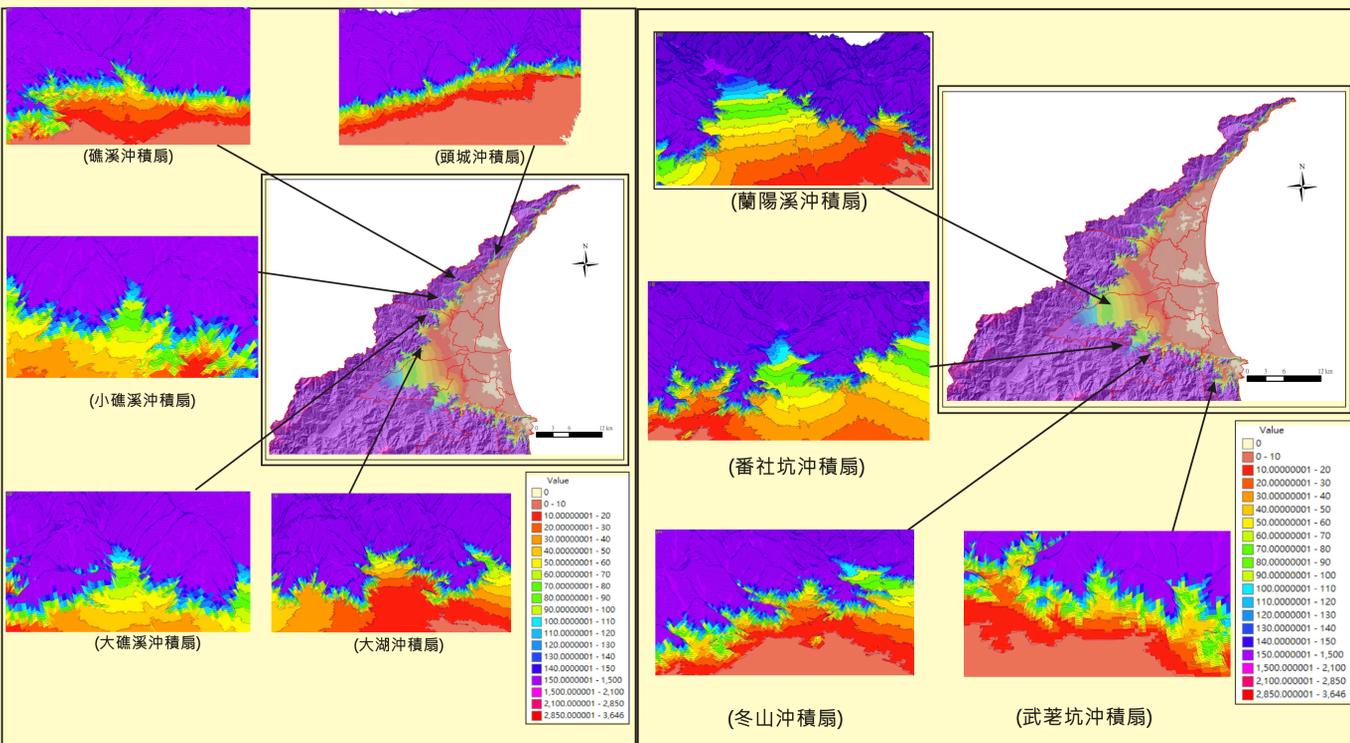


表1：宜蘭平原各沖積扇的地形特徵

扇名	扇頂高(m)	扇端(m)	扇徑長(km)	備註
頭城沖積扇	50	5	2	〃
礁溪沖積扇	90	18	2.5	〃
大礁溪沖積扇	120	10	5	〃
小礁溪沖積扇	100	10	4	〃
得子口沖積扇	60	10	2.5	〃
大湖沖積扇	100	15	5.2	〃

蘭陽溪

沖積扇	扇頂高(m)	扇端(m)	扇徑長(km)	備註
蘭陽溪沖積扇	205	10	20	〃
冬山河沖積扇	50	10	1	〃
羅東沖積扇	150	10	11	〃
新城溪沖積扇	20	10	1	〃

宜蘭平原內山麓地帶沖積扇十分發達，大略可分為沖積扇數量較大之雪山山脈側沖積扇與數量較少之中央山脈側沖積扇。



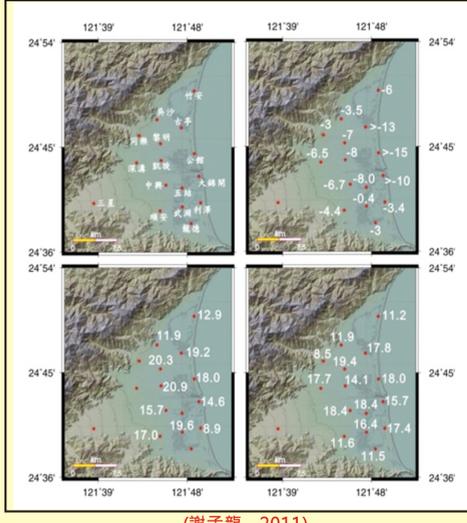
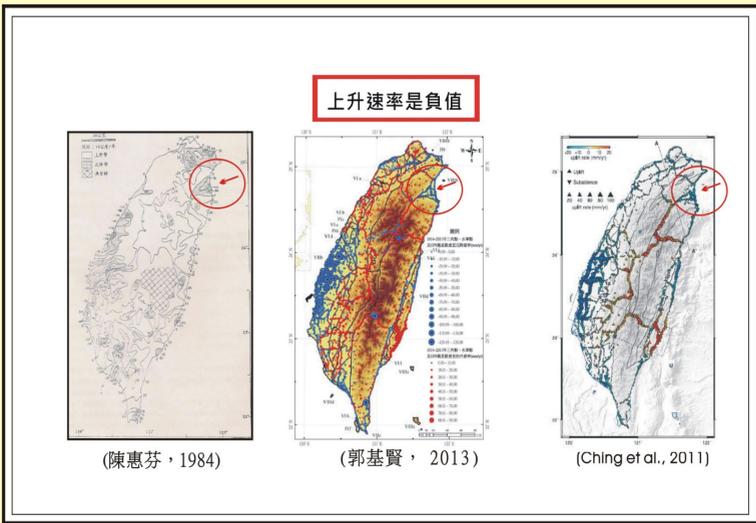
地點名稱	緯度	經度	海拔高度(m)
01-大湖沖積扇_地點 A	24.749737	121.709528	200
01-大湖沖積扇_地點 B	24.751460	121.693997	200
02-大礁溪沖積扇_地點 A	24.783372	121.691178	100、200
02-大礁溪沖積扇_地點 B	24.777565	121.722720	200
02-大礁溪沖積扇_地點 C	24.782129	121.730441	200
03-小礁溪沖積扇_地點 A	24.782129	121.730441	200



頭城沖積扇有明顯的陡崖，疑似頭城斷層(江新春, 1976)經過的崖面，崖下為頭城沖積扇；大湖沖積扇經空拍後，可以看出沖積扇之扇頂、扇央、扇端的位置及河流侵蝕造成的地形落差。

# 討論

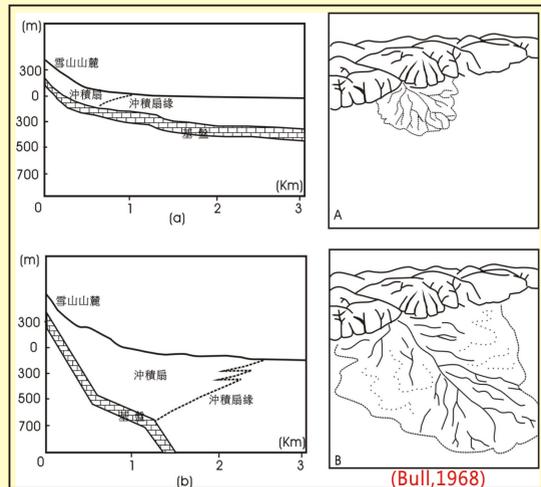
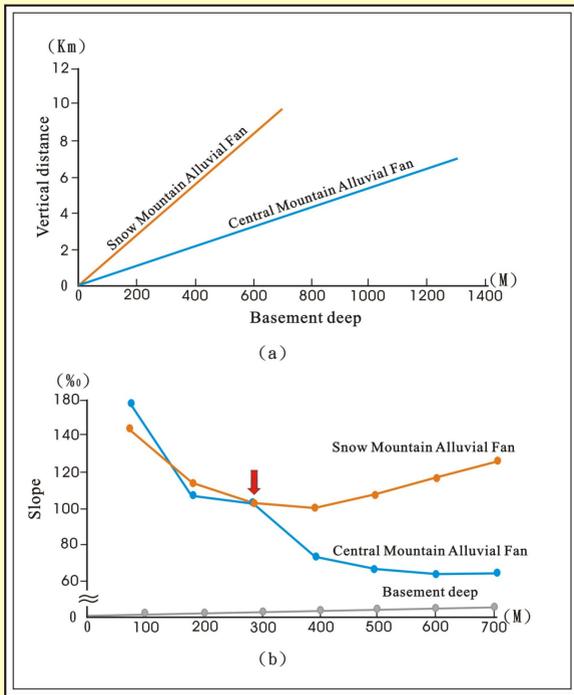
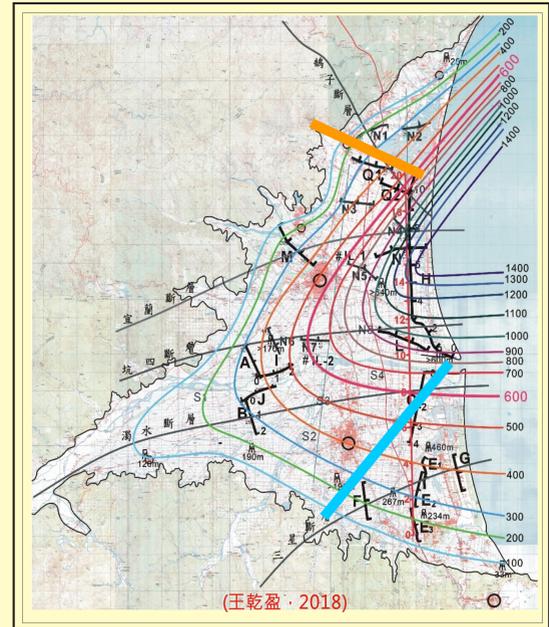
## 一、隆升量造成嗎？



陳惠芬 (1984) 從三角點檢測成果看到台灣的地盤升降一文指出：宜蘭平原地盤是下降的Ching et al. (2011) 利用水準點及GPS衛星連續站相對於澎湖白沙站 (S01R) 呈現之地殼垂直位移速度場，發現2000-2008年宜蘭平原地殼垂直位移速度場是負值。

小結：以隆升量來解釋礁溪沖積扇群的成因，力量就稍顯薄弱點

## 二、基盤的影響與否？

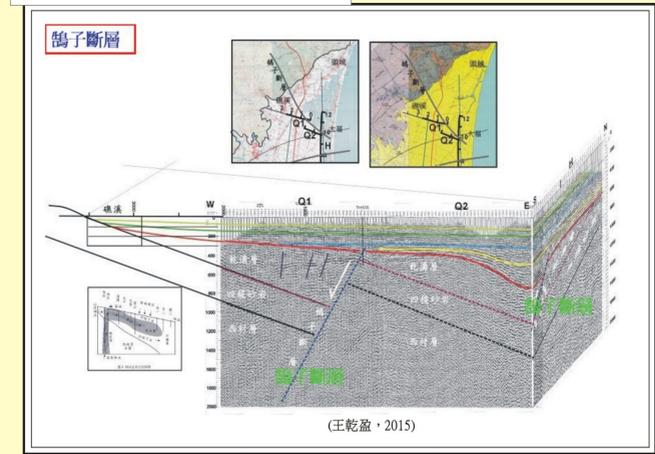


小結：急陡的基盤陷落提供給雪山山脈側更多發育成沖積扇群的機會

本研究利用空拍機高度200m，由大湖沖積扇扇面往扇頂方向拍攝大湖沖積扇的形貌，觀察陡崖前緣有後退現象。至於這個後退現象有可能是由斷層作用或是風化作用所致。若是風化作用則陡崖前緣應該有風化作用下所形成的堆積岩屑，但現地並無觀察到，研判可能為宜蘭斷層一部分。

小結：沖積扇群發育在斷層上，因斷層作用，致地形落差加大，則雪山山脈側沖積扇規模也逐漸變大

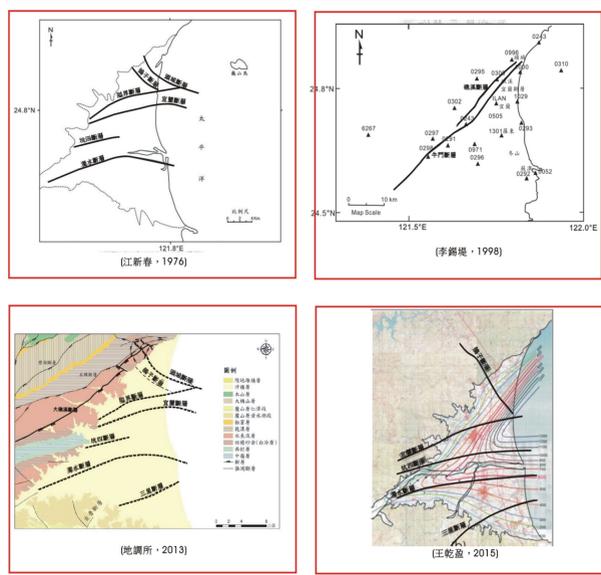
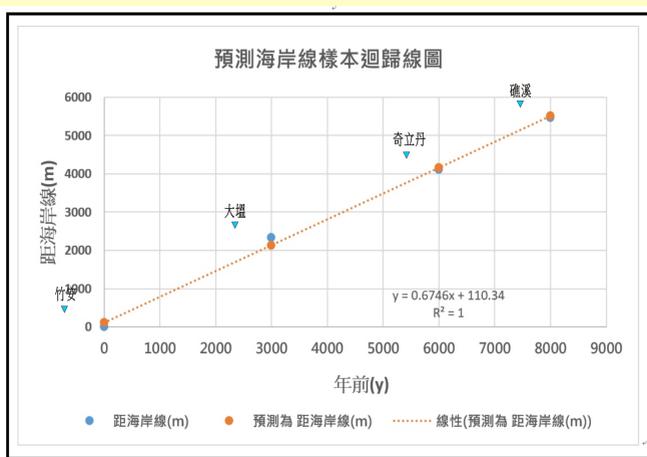
## 三、斷層的有無？



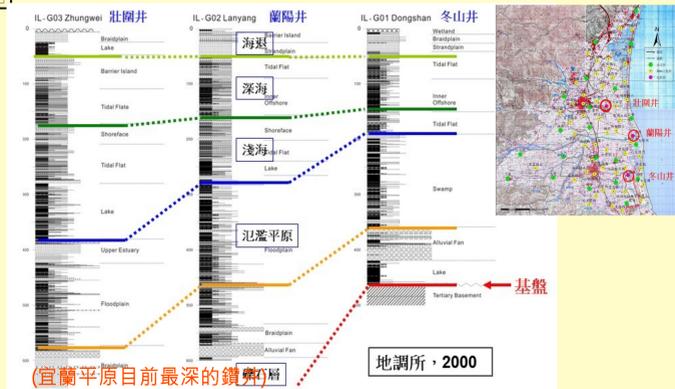
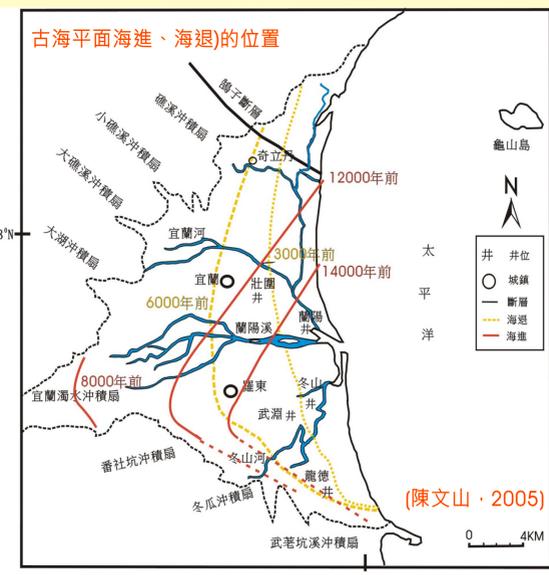
## 四、多元迴歸驗證

表二：預測海岸線樣本多元迴歸資料表

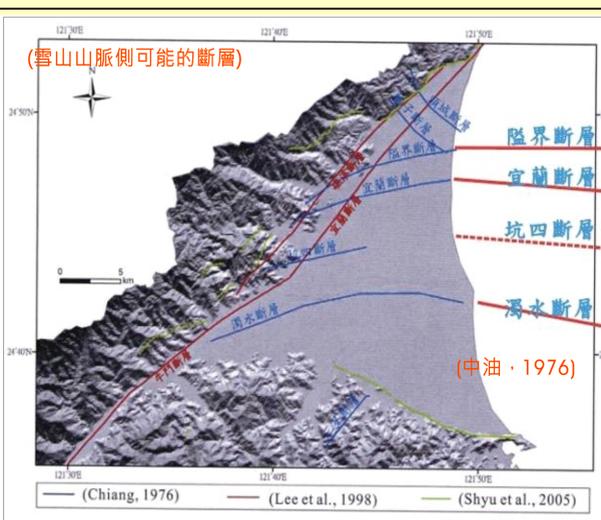
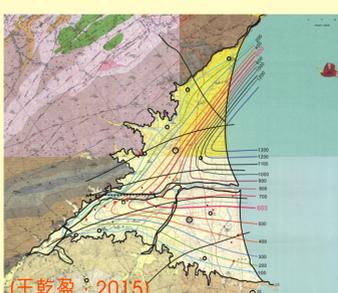
摘要輸出								
迴歸統計								
R 的倍數	0.998383	$R^2 = 0.996769$						
R 平方	0.996769	顯著值 < 0.05						
調整的 R 平方	0.995154							
標準誤	164.6414							
觀察值個數	4							
ANOVA								
	自由度	SS	MS	F				
迴歸	1	16725661	16725661	617.0282				
殘差	2	54213.61	27106.8	0.001617				
總和	3	16779875						
係數 標準誤 t 統計 P-值 下限 95% 上限 95% 下限 95.0% 上限 95.0%								
截距	110.3401	141.7731	0.778287	0.517858	-499.66	720.3404	-499.66	720.3404
年前(y)	0.674626	0.027159	24.84005	0.001617	0.557771	0.791481	0.557771	0.791481



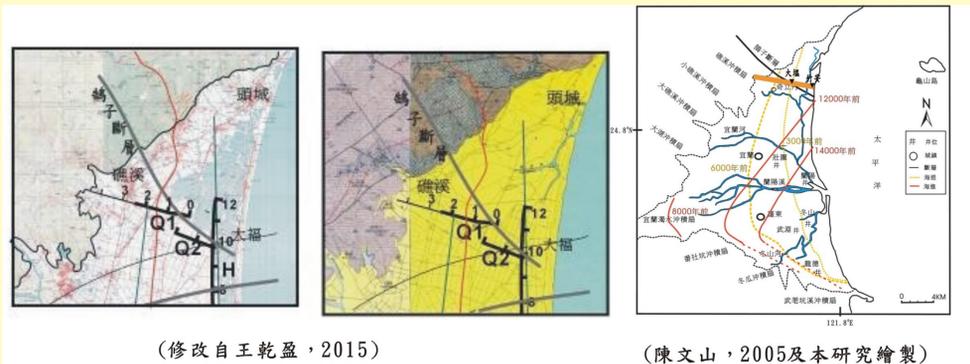
## 五、模型推測的依據



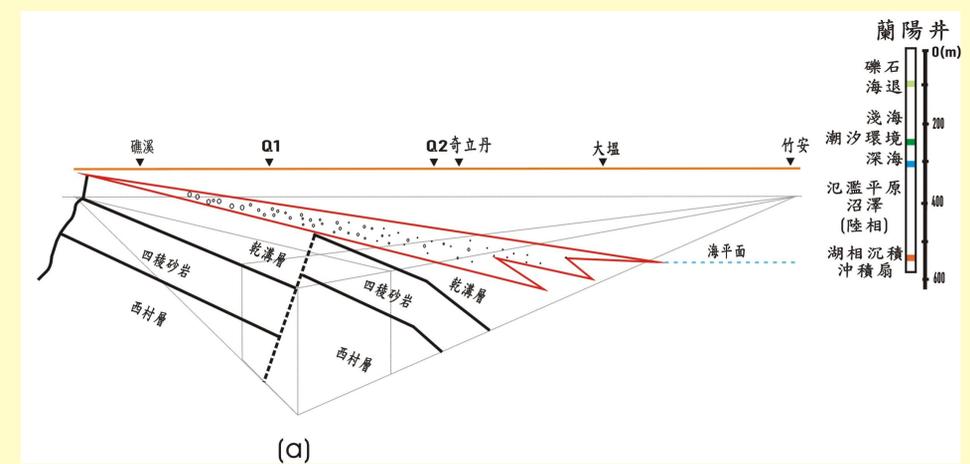
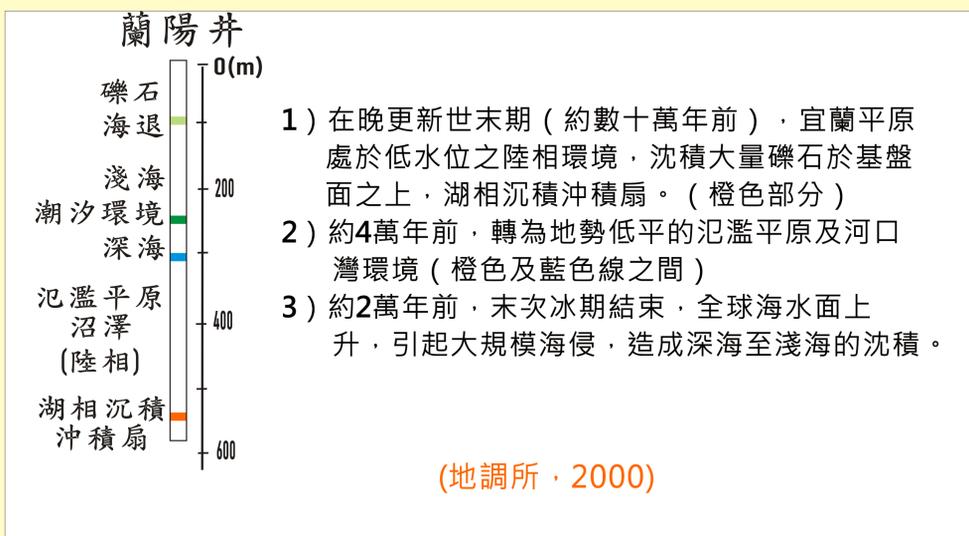
地質圖與基盤等深度圖



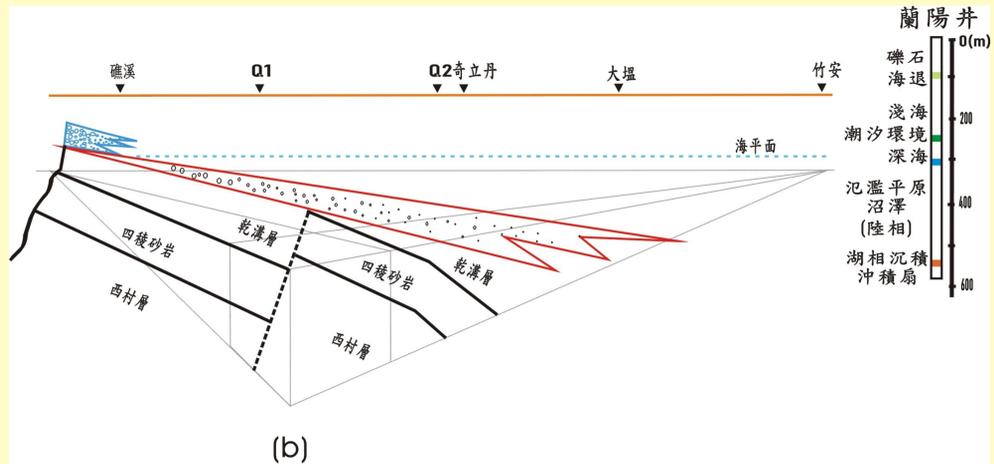
# 模型推測



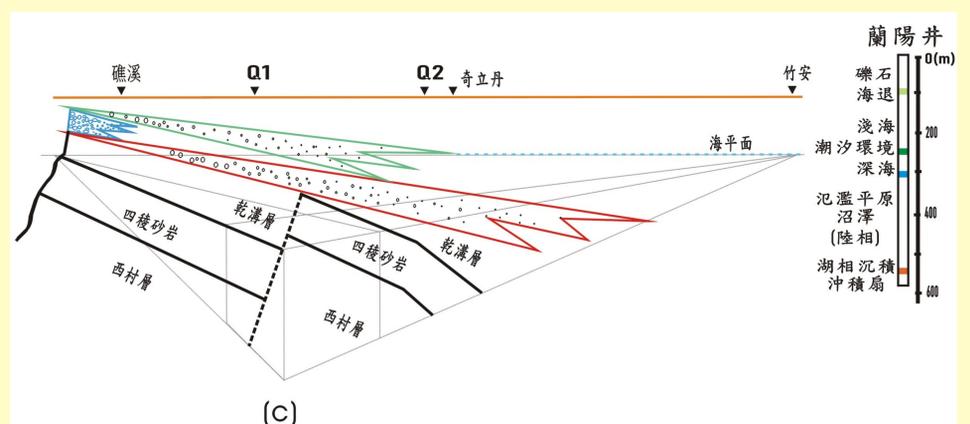
礁溪沖積扇扇頂向竹安海岸線推測。



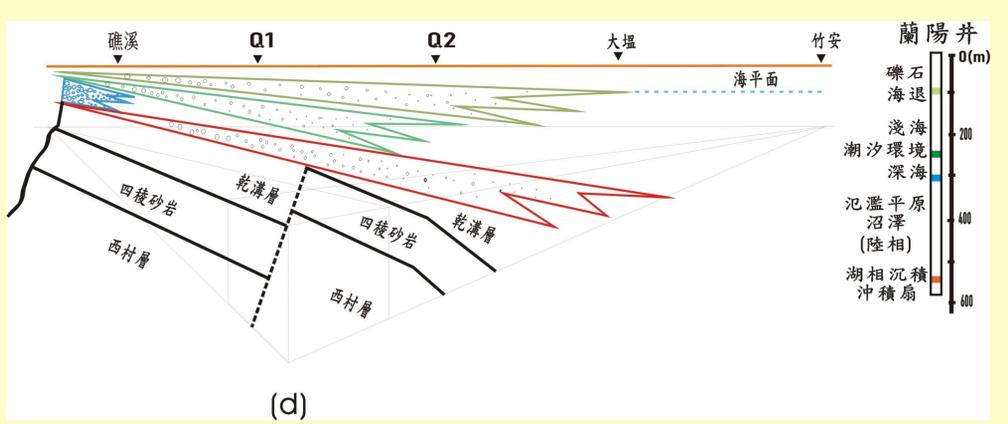
末次冰期前, 受板塊撓曲影響, 沖積扇堆積整個平原內



在8000年前左右平原區幾乎全面被海水所淹沒, 古沖積扇堆積退回山麓附近。



在6000年前左右海岸線因平原周遭地形陡峭, 河川的物源堆積物快速堆積, 致古沖積扇發育至宜蘭平原的中部。



3000年前至今, 因快速的海退, 造成侵蝕基準面的下移, 提供河流下切的力量, 導致沖積扇再度發育。

## 結論

綜合宜蘭平原的地形、地質、地球物理、鑽井資料、古海水面的變化、學者的研究的資料與實地野外資料, 我們有以下的結論:

- 一、關於本研究雪山山脈、中央山脈兩區沖積扇的比較提出新的看法, 認為導致宜蘭平原雪山山脈側沖積扇的規模及數目較大的說法, 可能是受斷層作用及陡降的第三紀基盤面等控制因子影響所致。
- 二、利用多元迴歸分析, 預測8000年前、6000年前以及3000年前海岸線的位置與陳文山(2005)推測海岸線位置相當吻合, P值(顯著值)小於0.05, 表示該結果顯著, 具解釋能力。
- 三、提出宜蘭平原古沖積扇演育大致可分成四個時期的新模型:
  - (一)、末次冰期, 受板塊撓曲影響, 沖積扇堆積整個平原內
  - (二)、在8000年前左右平原區幾乎全面被海水所淹沒, 古沖積扇堆積退回山麓附近。
  - (三)、在6000年前左右海岸線因平原周遭地形陡峭, 河川的物源堆積物快速堆積, 致古沖積扇發育至宜蘭平原的中部。
  - (四)、3000年前至今, 因快速的海退, 造成侵蝕基準面的下移, 提供河流下切的力量, 導致沖積扇再度發育。

## 參考資料

- 江新春 (1976)。宜蘭平原之震測。礦業技術, 第十四卷, 第六期, 215-221頁。
- 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝, 〈蘭陽地區沖積扇的地形學研究〉, 師大地理研究報告, 23期 (1995a), 頁151-191。
- 陳文山、宋時驊、吳樂群、徐濬德、楊小青(2005)。末次冰期以來台灣海岸平原區的海岸線變遷, 《國立臺灣大學考古人類學刊》62: 40-55。
- 黃鑑水、何信昌, 《五萬分之一臺灣地質圖說明書 - 頭城》。經濟部中央地質調查所, 1989。
- Ethridge F G, W A Wescott. 1984. *Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits Sedimentology of Gravels and Conglomerates.*
- E. J. Tarbuck and F.K.Lutgens 1997 McGowen & Groat, 1971. Ban Horn Sandstorn, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Rep. Bureau Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, Invest. 72.*
- W. B. Bull 1972 Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record in Hambin, W.K., and Rigby, J.K., Eds. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16 P.63~83*