臺灣海洋環境問題——臺灣海岸後退變遷舉例

文／許民陽

前言

臺灣四周環海，海岸線長達 1139 公里，但因內陸約三分之二土地為丘陵及山地，可供利用的台地及平原不多，因此海岸地區成為主要的開發與利用對象。然而近年受到全球氣候暖化的影響，海平面不斷上升，海岸地帶直接受到衝擊，成為全球氣候變遷必須因應及調適的八大議題之一。

尤其是海岸地區位處陸地與海洋的交界地帶，其環境涉及陸上岩石圈、海洋的水圈及大氣圈三者交互作用的影響，為各種外營力地形變遷最複雜多變的一種。例如：它同時涉及建設性與破壞性地質作用，大量漂沙堆積或地殼抬升等建設性地質作用固然可增加新的土地，但強大的波浪或暴潮帶來的破壞性地質作用卻同時可能將這些土地侵蝕而無法復原，花東海岸即為實例。且海岸侵蝕後退是一種破壞性的地形變遷，隨著海水的入侵或風暴激浪的衝擊，沿海陸地淹沒或崩壞，造成國土流失、財物損毀，現已形成一種全球性的災害。因此，不管用工程防護或非工程措施因應海岸變遷，尤其是海岸侵蝕後退問題，先了解海岸變遷因素都是首要的步驟，讓解決方案有脈絡可尋。

許民陽（1997）綜合眾多學者的研究，發現影響最為顯著的因子有下列數項：

1　地質構造。
2　風化作用。
3　波浪作用。
4　地殼升降或海準變動。
5　陸源沉積物的供應。
6　海床坡度。
7　崩壞作用。
8　海岸的曲折度。
9　沿岸流產生的漂沙方向。
10　海灘的寬窄與物質組成。
11　人為因素。

由上述眾多因子可知，海岸後退是個十足的動態的營力—反應系統，在研究海岸後退時，上述因子的單一或交互作用，以及各因子重要性的排序均需加以考量。

臺灣四周環海，又在颱風經常侵襲的路徑上，海洋帶來的營力如波浪及風力等十分強烈，各海岸侵蝕後退現象十分顯著，本文先整理後退速率最快的花東及西北海岸讓大家了解臺灣海洋的環境問題。

壹、花東海岸的海岸後退

一、花東海岸的自然環境

（一）地形

花東海岸指海岸山脈分水嶺以東，花蓮溪口至卑南大溪口以北的海岸，濱線長 151.7 公里，海岸大致平直。依特性差異，可以秀姑巒溪為界分為南北兩段，北段山脈逼臨海岸，地塊平均上升速率較慢，在每年 0.3~0.5cm 之間，南段上升速率較快，每年在 0.5~1cm 之間。因此發育的海階較狹小，階數亦少。

全段海岸的河川大部份為短小流急的順向河，秀姑巒溪、馬武窟溪及豐濱溪為本區最大河川，但流量皆遠不如西部河川，因此輸沙量亦少。

（二）地質

在地質概況上，一般認為海岸山脈為菲律賓板塊呂宋島弧北延的一部份，隔花東縱谷與屬歐亞板塊的中央山脈相望，山脈的綿亙為弧陸碰撞下的產物。根據海岸山脈地質圖，出露在海岸山脈的地層主要有火山為主體的都巒山層，以火山集塊岩、凝灰岩及凝灰角礫岩為主，堅硬而耐蝕。另有弧前盆地沉積的蕃薯寮層，以砂頁岩互層的濁流岩和礫岩為主，以及陸源沉積物的八里灣層，以砂頁岩互層為主，間夾有崩積的礫岩。

鬆軟的地層容易受蝕後退

石梯坪堅硬的火山堆積層受蝕會形成海蝕崖，但海岸後退速率慢。

海底地形方面，花東海岸面臨深達 5000 公尺以上的琉球海溝，海床坡度陡峻。根據花東海岸沿海大陸棚等深線圖。發現花東海岸的大陸棚，最寬達 11 公里左右，少數地區如 28-29 號橋間外海，長濱北側之三間屋至真柄間外海，石雨傘東北側外海可達 7 公里外，其餘均在 5 公里以內。大部份海底在水深 100 公尺左右即臨陡峻的大陸斜坡，20 公尺等深線也臨近海岸。此外可看出在大陸斜坡上，有許多海底峽谷切割，這些海底峽谷的成因可能是由大陸棚邊緣所堆積的物質，因地震而形成濁流，在大陸斜坡上向下切割而成的。此等海底地形特徵將不利於沿岸沉積物的貯留與堆積。

（三）海岸水文

在海洋營力方面，花東海岸面臨寬闊太平洋，潮差並不大，花蓮港在 1.6~1.8 公尺之間。波浪方面，北端的花蓮港及南端的中央氣象局成功站均設有波浪儀，花蓮站平均波高為 1.82 公尺。夏季及秋季由於經常有颱風由本區通過或經過，常帶來猛烈的強風，導致異常的激浪，中央氣象局花蓮站曾測得的 1990 年歐菲莉颱風來襲時，最大波高為 20.5 公尺，這些激浪挾帶巨大的能量，當然會對本區的海岸後退有顯著的影響。

花東海岸沿岸海底坡度大，波浪近岸時無緩衝，平日浪高大。

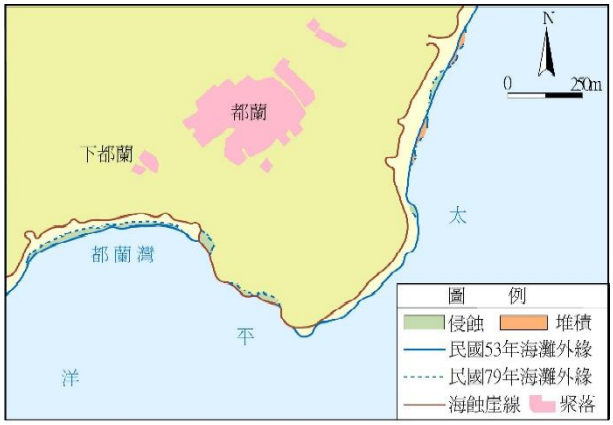
2005 年 10 月龍王颱風登陸前在蘇花公路海岸帶來的長浪。

二、花東海岸近四十年來的侵蝕後退量

本研究利用 1964、1990 及 1996，三個年代的航照圖相互比對，再輔以當地居民的訪談，得到花東海岸十三個顯著的後退地點及後退量（表一）

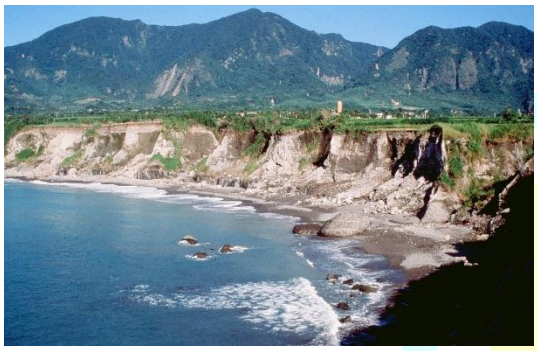
表 1. 花東海岸顯著後退地點 1964-1990 的後退量

編號	位置	長度（km）	後退狀況及近四十年來估計值
1	海岸山脈北端–大坑-11 號橋	7	最低位海階殘留小片，形成高 6m 以下小崖，海岸至少後退 30–40 公尺。
2	14-15 號橋	1.4	後退形成陡崖，上方路基常坍毀。
3	磯崎	0.8	沙灘內緣低位海階後退，碉堡陷入沙灘中，30 餘年來至少後退 30–40 公尺。
4	新社沖積扇	1.2	南北側僅少數低位階地殘留，末端成陡崖，30 多年來至少 50 公尺。
5	新社國小-29 號橋	5.5	低位海階僅存殘片，海岸向內凹入。
6	長濱沖積扇	2.3	至少 50 公尺，形成陡崖。
7	南石寧橋-鳥石鼻	1.2	海岸向內凹入，四十年來至少 70-80 公尺。
8	宜灣	0.4	海岸向內凹入，日據時期至今至少 50 公尺。
9	成功漁港至瀧乃橋	4	海岸向內凹入，三十年來至少 40 公尺。
10	瀧乃橋至福德橋	2.4	海岸向內凹入，三十年來至少 80-100 公尺。
11	半屏、養水橋間海灣	0.5	海岸向內凹入，四十年來至少 25 公尺。
12	金樽漁港-陸連島	0.7	海岸向內凹入，形成高 20m 陡崖。
13	大石橋-七里橋	2.5	低位海階受蝕消失，僅殘留高位海階，形成陡崖。
14	都蘭沖積扇南北緣	1.2	海崖向內凹入形成海灣，形成高 20 公尺陡崖。



1964及1994年都蘭灣海岸變化圖

圖 1. 都蘭沖積扇海岸南北緣海岸後退狀況圖



都蘭沖積扇南緣海岸後退

長濱沖積扇末端 海岸後退，形成陡崖。

長濱國中岬角民國 76.5.09（上），84.04（中），93.10.30（下），三個時間海岸後退比較。

三、花東海岸後退因子探討

（一）岩性

岩石種類不同產生對波浪抗蝕力和抗壓強度的差異，而產生不同的後退型態和速率。尤其在海崖的部分，成崖物質抗蝕力的強弱主要由硬度與裂面二者共同決定，其不但決定海崖後退的程度，也控制海崖坡面發育的型態。本研究自 1987 年至 1990 年實地觀察及測量，得到表二的花東海岸不同地質區後退速率比較表如下：

表 2. 花東海岸各地質區後退速率比較表

岩性	代表地點	每年平均後退速率（m）	近四十年來的後退量（m）	海崖堆積物的 C14 年代（Y.B.P.）
火山碎屑岩	石門洞	微量	難以估計	***
砂頁岩或泥岩	瀧乃橋（低位階崖）	2-3	約 80-100	990±45 及 790±50
	麒麟（高位階崖）	約 1	約 20-70	4330±50
	2 9 號橋	0.64	約 20	100±5
沖積扇堆積層	長濱沖積扇	0.43-1.1	約 50	8930±60
	新社沖積扇	約 1	約 50	1040±40 970±35
	都蘭沖積扇	1.3-1.6	約 30-40	8610±60 及 8640±60
海階堆積層及沖積層	鹽寮大坑	約 2.5	約 100-120	530±40
	鹽寮國小	約 5-10	約 80-100	340±45
沙丘堆積層	大坍來	約 1-2	***	***
	小馬	2-3	***	110+165 110-160

（二）強浪

強浪是花東海岸侵蝕後退的主要動力因素。花東海岸面臨廣大太平洋，沿海海底坡陡水深，波浪由外海襲向陸地時，無法如西部因海底平淺，可適度削弱波浪的力量。因此每當颱風由東部登陸或經過時，每每造成高大的波浪，本研究彙整中央氣象局設在成功氣象站波浪儀所測得的波高資料，加上歷年的颱風來襲的其他氣象資料，發現各級颱風均可造成 6 公尺以上的浪高。歷年來成功站最大浪高為 1990 年的歐菲莉颱風造成的 15.25 公尺，此等浪高不但可攻擊低位海階的全部崖面，甚至可到達前述長濱、新社等高大海崖的中段或頂部，使海岸快速侵蝕後退。本研究自 1990 年至 1997 年在花東海

岸選擇數個定點實測個颱風年造成的後退量如下表三所示。

表 3. 花東海岸各定點於颱風年的後退量

定點編號	地點名稱	主要颱風年的後退速度（m）					
		1990 年	1992 年	1993 年	1994 年	1996 年	1997 年
1	大坑	2-3	2	*	3-3.5	3.5-4.0	2-3
2	麒麟	*	4.5	0.5	不顯著	1-2	2
3	瀧乃橋	4	3-4	1	2-3	2-3	2
4	八邊橋	2	3	0.4	不顯著	2-3	5.5

1990 歐菲莉颱風侵襲花蓮，南濱海岸受侵蝕，花蓮港船隻斷纜損毀擱淺。

（三）崩壞作用

如前所述，崩壞作用在海岸後退也扮演角色，花東海岸南段海崖，最重要的崩壞現象通常發生於颱風向內陸推進，豪雨伴隨而至時。集中的逕流由陸地流向海岸，沿海地層的結構經海浪衝擊，已呈脆弱狀態，再經逕流的沖刷，雨水滲入使海崖堆積物的重量增加，乃造成重大崩壞災害。

（四）沉積物收支

海岸地區必然有河流注入泥沙、海崖受蝕後的碎屑等沉積物的供應，這些沉積物的收支，會影響海岸的穩定。若沉積物的供應多於海水帶走的搬運量，海岸自然向外伸展。反之，海岸則後退。

對花東海岸而言，沉積物供應最主要的來源為：

1. **河流的輸沙**：花東海岸南北走向，幅員狹窄，河川皆為短小流急的順向河，河流的集水面積都很小，且個別入海，因此輸沙亦少。輸沙量最大的秀姑巒溪每年輸沙約 1587 萬立方公尺，約為臺灣最大輸沙量河川濁水溪的四分之一。

2. **海崖崩壞物質的供應**：大部分在颱風帶來的強浪及豪雨沖蝕下產生大規模崩壞，但強浪隨即把崩壞鬆軟的物質沖蝕而去，不易在海灘貯留。因此實際上海崖崩壞物質供應海灘沉積的功能也有限。

除上述兩種沉積物源供應有限外，花東海岸面臨深達 5000 公尺的琉球海溝與花東海盆，海床坡度陡峻，不利堆積物的貯留。因此整體而言，花東海岸現今沉積物的收支，呈現支大於收的不平衡狀態，當為導致侵蝕後退的主要因素之一。

崩壞作用在海岸後退也扮演角色，波浪侵蝕海崖崖腳，使海岸崩壞後退。

貳、西北海岸的海岸後退

本文研究區所指的臺灣西北海岸乃指北起淡水河口，南至新竹頭前溪口，全長約 65 公里，形狀略成弧形的海岸。數十年來由於受到自然與人為因素的影響，使得海岸發生明顯的變遷。以下僅就地形、地質、氣象、海岸環境等方面說明其自然環境。

一、地形

西北海岸在地形上位於林口、桃園及湖口台地的末端。全區地形高度大致東南側地形較高，西北側地形較低。在臺地上的河流均發源於臺地的東南側，向西、西北或北注入臺灣海峽，此等小溪流平時流量均不大，只有在雨季或大雨過後始有較大的水量發生。在海底地形方面，除林口一帶海底較深外，其餘海底地形大致平淺，在退潮時，沙灘寬

度最寬可達約 200 公尺左右，除了林口、桃園臺地西緣靠海側及部分海岸段的海灘上有礫灘堆積外，其餘均以沙灘為主，另有 27 公里長有藻礁分布。由於海岸走向與東北季風風向斜交，東北季風搬運灘沙於海岸內側形成發達的海岸沙丘，以大園及觀音兩區最高大，最寬可達百餘公尺，高可達 20 公尺左右，形成海岸最重要的地形景觀，也成為防止海岸侵蝕的第一道防線，民國 110 年 6 月已公告成立地方級「草漯沙丘地質公園」。

二、地質

本研究區海岸地質多屬沖積層。海岸沙丘堆積層覆蓋沖積層之上，野外觀察，發現沙丘通常是以黃色細粒至中粒的石英沙組成，含有少量的板岩岩屑、重沙及貝類殘骸。在颱風或強勁東北季風吹襲之下，部分沙丘可以見到紋層及交錯層的構造。沙丘下方由紅土及礫層構成，越靠海岸紅土及礫層越薄。在沿海沖積層與沙丘堆積層間有一層藻礁及珊瑚礁堆積層。

三、氣象

分根據淡水、中正機場、新竹氣象測站 1979-1989 年風向頻率及風速統計顯示，淡水、中正機場及新竹全年最常出現的風向為東北季風，風向頻率皆高於 20%以上，新竹更可高達 35%以上。而在淡水、中正機場及新竹出現次高的風向分別為東南風、東北東風及北風。由此可知東北季風在本研究區中扮演著相當重要的角色。而中正氣象臺測站之東北季風平均風速為 5.6m/s，最大風速可高達 45.9m/s，新竹平均風速則為 2.5m/s，最大風速則可高達 33.4m/s。由以上二組資料可以得知，其最大風速都已達到中度颱風的風力大小，這種風力強度皆可引相當大的波浪，而對海岸、沙丘及河口等地形變遷會造成顯著的影響。

四、海岸水文環境

（一）沿岸漂沙量

桃園外海沿岸漂沙量，由東北往西南流向的漂沙量為 76 萬 4 千立方公尺，而由西南往東北流向之漂沙量為 9 萬 2 千立方公尺，由此可知東北往西南流向的淨漂沙量為 67 萬 2 千立方公尺，由此數據得知其受盛行季風的影響甚鉅。

（二）波浪

西北海岸的波浪特性，依據中央氣象局新竹浮標觀測波高之統計，冬季平均示性波高介於 0.92-1.3 公尺間，主要波向為北方；而夏季平均示性波高介於 0.62-0.83 公尺之間，主要波像為西方，觀測期間測得的最大示性波高為 12.45 公尺，發生於 2008 年 9

月 28 日薔蜜颱風侵襲期間。

（三）西北海岸近二十年來的侵蝕後退狀況

本研究利用前述的研究方法，得到西北海岸主要海岸段的後退情形如表五所示：

表 4. 西北海岸主要後退海岸段

編號	海岸段別	海岸長度	代表地點	1978-1998 這 20 年的海岸線變化估計量		海岸防護措施	備註說明
				變化狀況	變化量		
1	八里挖子尾至淡水新港段	5.7km	八里挖子尾	後退	-175m	拋設石塊、巨礫	三個碉堡距沙丘崖腳已達 24m、45m 及 49.5m
			淡水出海口至淡水新港	後退	-（50-306）m	突堤、離岸堤	淡水新港北側防波堤內側已有堆積
			淡水新港	前進	+（620-690）m	南、北防波堤	北防波堤 1510m 南防波堤 650m
2	淡水新港至南崁溪口段	14km	八仙樂園一帶	前進	+（60-145）m	消波塊	八仙樂園圍堤造陸
			下罟尾至瑞平	後退	-（30-60）m	無	南灣頭後退量可達 130m
			林口火力發電廠	前進	+260m	消波塊與防波堤	突堤效應造成北側堆積
3	南崁溪口至老街溪口段	8km	下海湖	後退	-（20-40）m	無	
			埔心溪口至新街溪口	後退	-（20-80）m	消波塊	碉堡距沙丘崖腳 24.5m
			內海	穩定	---	消波塊與防波堤	因拋置 350-400m 的消波塊以及建築海堤長達 645m 而使海岸維持穩定
4	老街溪口至永安漁港段	20km	潮音	後退	-（20-75）m	無	沙丘侵蝕後退
			草漯海濱	後退	-（35-95）m	無	沙丘侵蝕後退
			海湖底	後退	-（20-70）m	無	沙丘侵蝕後退
			樹林子	後退	-（30-75）m	無	沙丘侵蝕後退
			白玉至觀音溪口	前進	+（30-125）m	無	觀音溪口生成沙嘴
			觀音海水浴場	後退	-（15-60）m	無	沙丘侵蝕後退
			塘尾	後退	-（15-47）m	無	沙丘侵蝕後退
5	永安漁港至蚵殼漁港	6km	社子溪口以南	後退	-（15-55）m	消波塊與防波堤	舖設約 1km 的消波塊與防波堤
			榕樹下至吳厝	後退	-（40-50）m	無	
			吳厝至蚵間	後退	-（30-70）m	突堤與防波堤	

編號	海岸段別	海岸長度	代表地點	1978-1998 這 20 年的海岸線變化估計量		海岸防護措施	備註說明
				變化狀況	變化量		
			蚵間至蚵殼港	後退	-（30-70）m	突堤與消波塊	舖設 1km 以上的消波塊
6	蚵殼港至復興漁港	1.8km	樹林子至復興漁港	後退	-（20-60）m	無	
7	復興漁港至紅毛港段	2km	復興漁港至新豐	後退	-（20-50）m	消波塊	碉堡距沙丘崖腳 20m
			紅毛港沙嘴	後退	-975m	消波塊	
8	紅毛港至南寮漁港段	7.5km	紅毛港至南寮漁港段	穩定	---	消波塊及煉鋼爐渣*	舖設 4km 以上的消波塊

（四）西北海岸後退因子探討

1. 季風及颱風帶來的波浪侵蝕

西北部海岸由於海底較為平淺，破浪帶距海濱線甚遠，因衝濺的力量大於回濺，故能將海底的沙石帶往海灘堆積，而形成寬廣平坦的沙泥質海岸，但較強大的湧浪則反之，它會造成海岸的侵蝕。

臺灣地區每年平均受 3 至 4 個颱風侵襲，如此高的侵襲機率，自然對本研究區海岸造成嚴重的衝擊。伴隨颱風而來的低壓、強風，往往在海岸地區引起高大的波浪，進而造成海岸結構物的破壞。據中央氣象局海象測報中心（1998）的資料，民國 83-86 年受到強烈颱風的侵襲，研究區中的淡水、竹圍及新竹測站都曾出現明顯的水位異常升高狀況。根據推估，本區的颱風帶來的波浪高度可達 8 公尺左右。

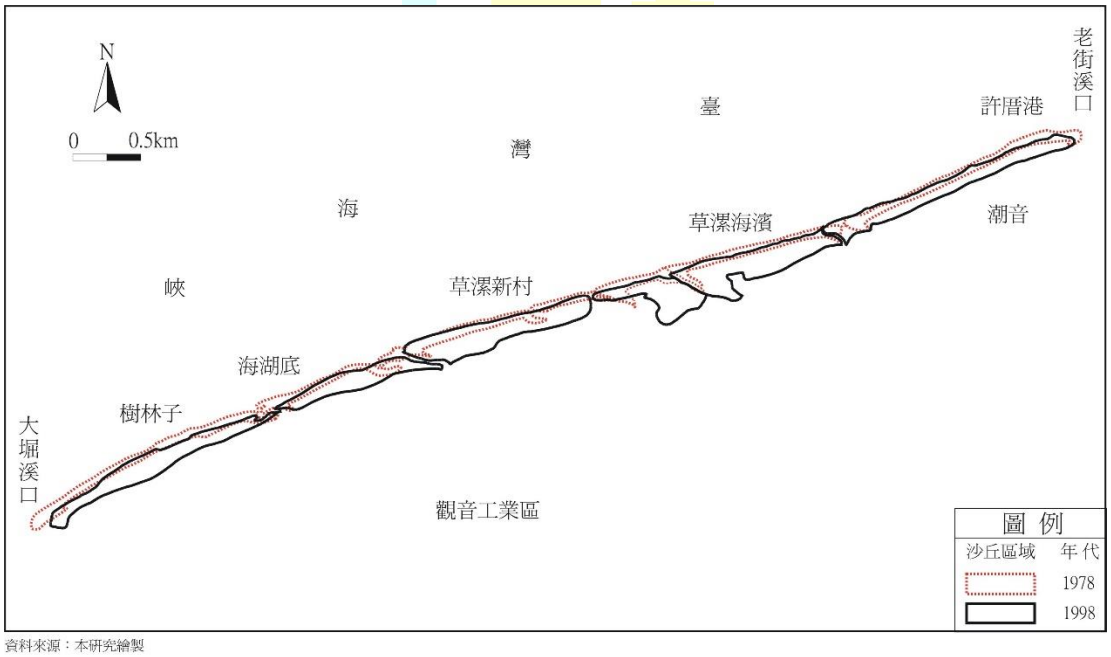
受上述強烈東北季風及颱風即可引起如此高大的波浪，此波浪攜帶強大的能量即可抵達沙丘前緣崖腳，並將崖腳侵蝕 2-3 公尺以上，因崖腳被侵蝕而失去支撐，而使得上方沙丘隨之崩落，造成海岸顯著後退，在八里挖子尾及潮音沙丘都是典型的例子。

強烈東北季風帶來高大波浪侵蝕沙丘崖腳，使沙丘後退。

桃園市大園區許厝港南側潮音海岸侵蝕後退，沙丘前緣被侵蝕，海防工事掉落海中，至少後退 60-75 公尺。

2. 季風對沙丘的侵蝕

本海岸東北季風影響時間長可達 8 個月之久，再者其風力又比夏季季風風力大了許多，在此長期且強風的影響下，沙丘前緣的沙層被風刮蝕並往下風側（向陸側）堆積，致使沙丘前緣不斷後退與矮化，且防沙離因沙丘刮蝕失去支撐而傾倒，被風刮蝕的沙粒被強風帶往後方堆積。由此可見東北季風對於本研究區海岸後退有其相當顯著的影響力。老溪街口至大堀溪口段的沙丘變化主因也是如此（圖二）。



資料來源：本研究繪製

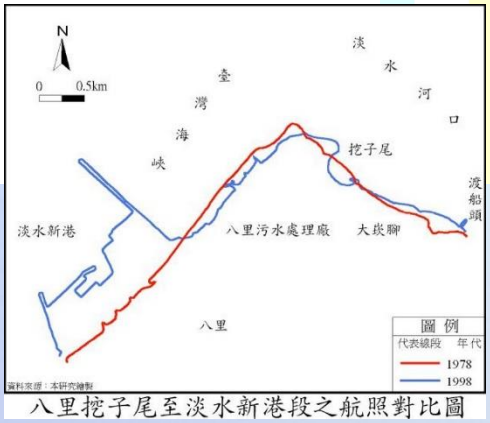
圖 2. 老街溪口至大堀溪口段沙丘變化之航照對比圖

3. 陸源沉積物供應減少，海岸收支不平衡

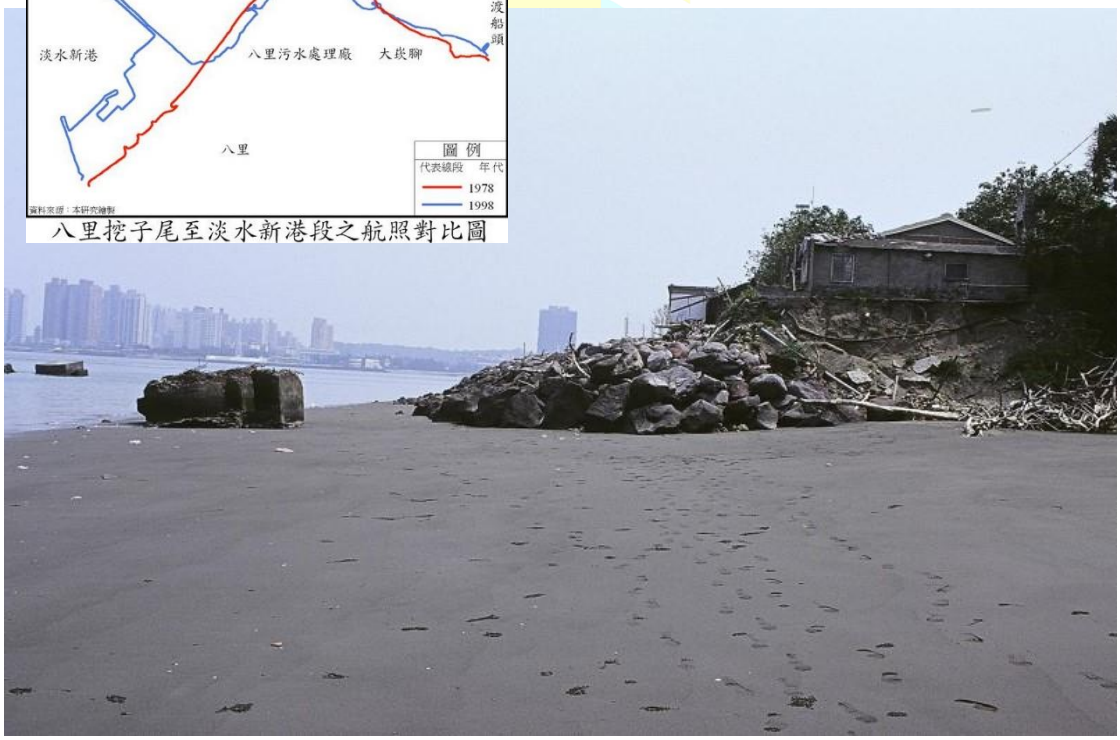
陸源沉積物主要指河川中、上游隨水攜帶入海的漂沙，若河川攜入海水的漂沙多於海水侵蝕所帶走的漂沙時，海岸即會增長，反之則會後退，此即為海岸收支平衡的觀念。

本區陸源沉積物最大供應源為淡水河系，據估計淡水河全流域輸沙量每年約 928 萬立方公尺，惟測站係位於河川上游，且由於受石門及翡翠水庫修建攔沙影響，其輸沙量大幅度減少，據其推估淡水河中游實際輸沙量只約為 185 萬立方公尺。1981 年左右，臺北盆地內淡水河內仍允許抽砂，直到 1989 年才全面禁採砂石，據估計淡水河及蘭陽溪年抽砂量約各為 500 萬立方公尺，加上其餘注入本研究區的小河川如新街、老街溪、南崁溪等也曾在河床中開採建築用砂石，因此造成研究區整體輸沙量有明顯性的減少。以臺北縣八里鄉為例，由於淡水河上游興建石門水庫、翡翠水庫、清潭堰等水庫，造成近年來八里海岸，近二十年內縮量達 306 公尺以上。整體而言，上述因素致使本段海岸輸沙量大減，亦為海岸後退的主因。

因此在本研究中所採用的研究方法才會藉由各年代地圖及航照圖的套疊、對比，以了解中長期的海岸變遷狀況。若以 100 年期淡水新港至南崁溪口段的地形圖比對為例，1904-1966 年海岸大致呈現外移，但至 1966-1996 年這 30 年來，海岸線則不斷向內入侵，在時間軸上恰與石門水庫、翡翠水庫興建之攔沙、及抽砂、採砂等工程有關。



八里挖子尾至淡水新港段之航照對比圖


八里海岸近二十年（1978-1998）海岸後退達 306 公尺以上，碉堡凋落海中，房屋損毀。

4. 沿岸流與海岸結構物

海岸結構物改變原本波浪及潮流運動情形，進而引起漂沙方向及量的改變，造成此種在海岸結構物上游側堆積，下游側侵蝕的現象，常稱為突堤效應（圖三）。當結構物深入海中的長度越長，其所造成的影響也就愈趨明顯，影響範圍也就愈廣。此外，在臺灣西北部海岸所受的風向主要是以北方到北北東方向為主，致使波浪形成往南的沿岸流，就先前所提，其由東北往西南流向的淨漂沙量約為 67 萬 2 千立方公尺，受到海岸結構物阻擋，將使沿岸流下游方向的漂沙量減少，進而造成海岸後退。就研究區過去興建之大小商、漁港而言，均出現此種結果，如淡水新港北側防波堤內側受突堤影響，現在已呈堆積的狀態，而受竹圍漁港突堤效應的影響，竹圍漁港以南則呈現侵蝕的現象。據比對結果發現，20 年來後退量竟達 20-40 公尺，另外，大潭火力發電廠冷卻水引入口突堤以南的新屋溪口南北側海岸每年均後退 2 公尺，致海岸沙丘被侵蝕消失，觀新藻礁得以露出。由此可說明海岸變遷與海岸結構物具有顯著的關係。

大潭火力發電廠冷卻水引入口突堤造成突堤效應，使新屋溪口南北側海岸每年均後退 2 公尺，致海岸沙丘被侵蝕消失，觀新藻礁得以露出。

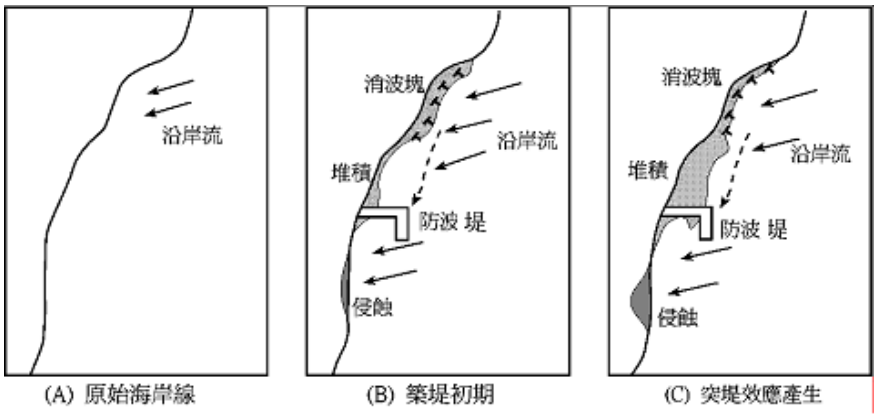


圖 3. 突堤效應過程

參、結論與討論

由上述的研究結果分析可知，臺灣花東海岸及西北海岸均有嚴重的海岸侵蝕後退狀況，兩地區的海岸侵蝕後退差異，主要有下列數項：

一、波浪

波浪為花東及西北海岸後退的主因，但由於沿海岸海底地形的差異（西北部海底平淺，花東海岸陡峭），花東海岸颱風帶來的波浪高度，可達西北海岸的二倍，造成颱風帶來的波浪侵蝕為花東海岸侵蝕後退的主要動能，且形成的海蝕崖高度也比西北海岸高大許多。

二、風蝕與風積效應

西北海岸強烈的東北季風將沙丘前緣迎風面的沙層刮蝕，向搬運至下風側（背風面）堆積，使整列沿海沙丘不斷向內陸移動，沙丘線內移，導致海岸線後退（圖二）。此種現象為東部海岸所無，在世界各地也甚為少見。

強風將向海側的沙向後搬運至沙丘後方堆積，使沙丘逐漸向後遷移，防沙離倒伏。

三、海岸沉積物收支不平衡

如前所述，花東及西北海岸均有海岸沉積物收支不平衡的現象。花東海岸的沉積物收支不平衡主要為河流短促、輸沙少、海底坡度陡峭等。而西北海岸的沉積物收支不平衡主因為人為的水庫攔沙及河床開採砂石，導致海岸由進夷轉為退夷。

面對海岸後退的威脅，臺灣西北與花東海岸的主要對策為構築海堤與拋擲消波水泥塊，但受限於沿海海床坡度、沿岸流方向及波浪能量的轉移，全球海水面因氣候暖化不斷升高及造價昂貴等因素，此些工程設施是否適當，尚需整合與海岸有關的海岸工程學者、地質學者、地形學者、海洋學者等綜合對各地的海岸環境作妥當的診斷，才可找到妥善的辦法，防止國土進一步消失。

花東海岸颱風時波浪高度常高於消波水泥塊，導致公路侵蝕受損。

許民陽

臺北市立大學地球環境暨生物資源學系名譽教授

延伸閱讀

[1] 中央氣象局海象測報中心（2006）。1991-2005 年潮汐觀測資料年報。

[2] 中央氣象局海象測報中心（2006）。1997-2005 年潮汐表。

[3] 宋國士（1994）。花蓮外海地球物理探測（二）高解析度反射震測剖面，國科會專題計畫成果報告，台大海洋研究所。

[4] 范光龍（1993）。臺灣海岸之環境品質現狀及問題，工程環境特刊，no.13，pp.35-54。

[5] 徐鐵良（1962）。臺灣海岸地形之研究，中國地質學會會刊，no.5，pp.29-45。

[6] 許民陽（1993）。桃園縣的地形與地質景觀，桃園縣：桃園縣政府教育局。

[7] 許民陽、沈淑敏（1995）。花東海岸後退機制-成崖物質與風暴激浪特性的初步探討，地理學報，no.19，pp.71-90。

[8] 許民陽（1996a）。花東海岸不同地質區海岸後退特性的差異，中日地形聯合大會論文集,師大地理系，PP.100~113.。

[9] 許民陽（1996b）。花東海岸風暴激浪特性及對海岸地質環境的衝擊，臺灣之第四紀第六次研討會論文集，中國地質學會第四紀研究會，PP.164~169.。

[10] 許民陽（1997）。海岸後退研究的概觀,中國地理學會會刊，no.25，pp.89-102。

[11] 許民陽、高慶珍、高鵬飛、鄭紹龍（1998）。花東海岸後退的研究---花蓮至長濱段，中國地理學會會刊，no.6，pp.-98。

[12] 許民陽、張智原（2007）。臺灣西北海岸後退之研究---淡水河口至頭前溪上段，中國地理學會會刊，no.38，pp.1-22。

[13] 許泰文（1999）。港灣開發對海岸影響，土木技術，vol.2，no.3，pp.46-61。

[14] 陳文山（1988）。臺灣海岸山脈沈積盆地之演化及其在地體構造上的意義，臺灣大學地質研究所博士論文，304P.。

[15] 陳汝勤、林斐然（1990）。臺灣附近之海洋地質，經濟部中央地質調查所，79P.。

[16] 張石角（1993）。臺灣海岸之自然環境及國土資源評估，工程環境特刊，no.5，pp.1-24。

[17] 湯麟武（1962）。臺灣海埔地之漂砂，臺銀季刊，vol.13，no.2，pp.189-214。

[18] 湯麟武（1964）。臺灣河川河口問題之研究，臺銀季刊，vol.15，no.1，pp.66-76。

[19] 鄭瑞王（1993）。桃園臺地海岸沙丘形態與土地利用，中國文化大學地理研究所研究報告，no.6，pp.147-203。

[20] 簡仲璟（1995）。臺灣四周波浪特性,臺灣省政府交通處港灣技術研究所,臺灣四周海象、氣象調查研究（八），PP.3-1 至 3-10.。