

以衛星影像探討外傘頂洲的海灘變遷

張憲國¹ 陳蔚璋²

摘要

本研究利用 11 年衛星影像探討外傘頂洲的海灘變遷。本文提出兩種衛星影像中灘線修正至平均灘線處的方法，可克服衛星影像中的灘線由於拍攝時的潮位不同而無法直接進行比較的困擾。由外傘頂洲 11 年來的面積以及灘線位置的變化的分析，發現近 11 年內外傘頂洲面積逐漸增大，且沙洲整體逐漸向台灣本島靠近，呈現陸化現象。

Beach monitoring in Waisandin using satellite imagery

Hsien-Kuo Chang Wei-Wei Chen

ABSTRACT

This paper investigates the coastline evolution of Waisanding by using 11-year satellite remote sensing images. Hybrid methods of boundary detection are used to detect the coastlines. The shooting time of each image is different in response to tide level variation so that shifting the detected coastlines to the position of mean water level by two proposed methods is needed to compare these coastlines in a standard. The result shows that the seaward coastlines are suffering from withdrawing, but the landside coastlines are moving to Taiwan. That the whole area of Waisanding is increasing is found in this paper.

一、前言

本研究基地為台灣西岸雲林嘉義海岸之外側的外傘頂洲，此沙洲為台灣本島最大之離岸沙洲，從雲林金湖村沿海往南延伸到嘉義與台南交界處，呈東北西南走向，長度約達二公里，臨近濁水溪出海口，故主要沙源應是由濁水溪不斷帶著砂土往海裡沖刷而形成。早在西元 1926 年，外傘頂洲就已正式標示在台灣地圖上，經由外海波浪作用以及濁水溪帶來的龐大泥沙相互作用下經年累月造成目前的外傘頂洲，示如圖 1。

此沙洲為雲林嘉義海岸地區之天然屏障，防止外海波浪對海岸之直接衝擊影響，減少災害之發生。嘉義縣海岸一帶因受其屏障保護得以擁有廣大的濕地可提供多種生物棲息或進行復育。由此見外

傘頂洲具有對海岸安全及生態保育之雙重功效。此外，外傘頂洲目前也是當地著名的觀光遊憩區，未來政府及民間也有研議開發外傘頂洲之舉。但是，因西北方向受到外海波浪的作用，且雲林一帶常年有地層下陷的影響，外傘頂洲是否有逐漸縮小或者陸化現象是值得研究的。黃與郭(1985)提出外傘頂洲則在東北季風及沿岸流帶動下，往西南方向延伸，砂洲主體高程降低，砂洲內部之潟湖正在逐年淤淺，砂洲本身開始陸化。何與陳(2002)發現濁水河流域懸浮載輸砂量之變化於 8 年內會影響到外傘頂洲面積的變化。且 1993 年以後因濁水溪砂石量的減採，在 4 年後其乾砂洲面積即有增大的趨勢；說明砂石之採取對外傘頂洲之變遷具有明顯之影響。

監測海灘線變遷的探討，往昔使用人力由傳統的測量方法定位及量測高程(如 GPS)，不僅費時、費力，而且測量經費亦高。傳統的人力量測在短時間內量測大區域的海岸線亦有所困難，此外潮汐對海水位有時間性上的變化，空間加時間上兩種交互

1. 國立交通大學土木工程系副教授

2. 國立交通大學土木工程系博士班研究生

影響的誤差使得海岸線位置的量測會嚴重受到潮汐的影響。此誤差對於進一步的分析與研究會造成困難。故本研究利用人造衛星之影像資料來擷取出海岸線之位置，並進一步由衛星影像探討海岸線的變遷，嘗試建立海岸線變遷模式。海岸地區的開發應該追求全面性的規劃。利用海岸線變遷模式充分了解台灣海岸受到風、波浪、地形等因素影響的情況，作為未來台灣海岸地區整體開發的環境影響評估；或是海岸防護的指標，在天然的海岸資源遭受破壞前予以適當的保護以及規劃。



圖 1 位於台灣雲林嘉義海岸地區之外傘頂洲

二、由衛星影像擷取海灘線

經中央大學太空遙測中心張中白副教授團隊蒐集 1993 年至 2004 年一系列的 SPOT 無雲影像，時間分佈如表 1 所示，再進行幾何及光學校正。校正後的影像並無法直接用以辨識海岸線或地形線，由於外傘頂洲地形高程 分接近海平面，潮濕的砂岸與海水的光學性質 分接近，因此必須針對每張影像施作不同的分析工作，才能從事海岸線辨識。經由 Histogram Equalization, Threshold, Zero Crossing Filter (ZCF) ，以及 Laplacian of Gaussian filter 進行分析；分析之基本原理是利用不同波段光線對海水的不同反應，再以影像演算強化海岸線的分辨度，以達到可供後續處理之灘線位置。

表 1 SPOT 衛星觀測時間及 Nao.99b 推測潮位

時間(GMT+0)	推估潮位 (cm)
1993/07/13 02:47:16	-97.078
1994/08/25 02:55:57	51.835
1995/04/21 02:59:06	-58.500
1996/08/04 02:58:34	-34.538
1997/11/12 02:59:50	65.172
1998/11/12 02:41:39	-114.100
2000/05/15 02:37:32	101.693
2001/03/30 03:01:32	3.843
2002/01/10 03:04:36	54.698
2003/10/30 02:49:10	-73.245
2004/01/14 03:00:12	-105.973

由中央大學太遙中心團隊所作的影像前制處理後，所產生一系列的海岸邊界位置點如圖 2 所示。首先先將影像作旋轉，使外傘頂洲的東岸及西岸約平行於 x 軸，而灘線的侵淤可視為 y 方向的變化，方便分析與討論，再對 x 方向平移-1812803.92 公尺； y 方向則平移-1861111.72 公尺，平移的目的在於使原本外傘頂洲的二度分帶座標(示如圖 2)平移至原點附近以便於分析與繪圖，調整後之觀測灘線如圖 3 所示。

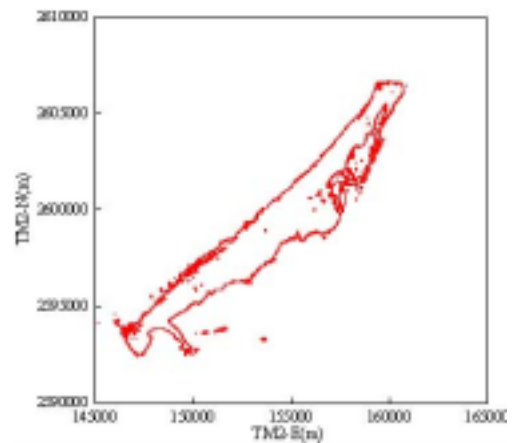


圖 2 原太遙中心處理之衛星影像(二度分帶)

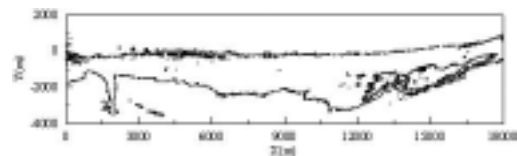


圖 3 經旋轉平移後的灘線資料

由圖 3 可發現海岸邊界仍有許多的像素點，因此必須刪除額外點只剩代表性的邊界點，在此首先利用 GIS 軟體將較無意義的海面部分的雜點以及離岸島塊剔除，接著由外海部分為起點向外傘頂洲內部循序推算，當推算點的周圍 20 公尺內出現有代表性的岸線辨識點時則定位為目前的灘線點，推算得到的代表點如圖 4 所示。

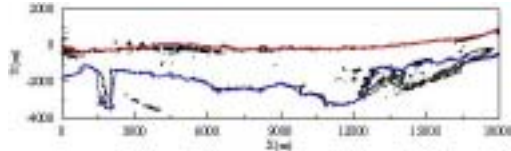


圖 4 由辨識點中定義出有代表性的灘線位置

三、平均灘線之修正

3.1 潮位之決定

因為擷取影像時間並不一定全為平均水位，所以定位之灘線應平移至平均水位上方能作為灘線變遷之參考基準。因此擷取影像當時之潮位，需正確之評估。對外傘頂洲而言，自然且多變的淺灘地形在潮位變化的影響下，對於海岸線位置的誤差影響可達 200~400 公尺。因此如何正確預測潮汐是相當重要的。

往昔利用潮位測站實際量測水位，利用調和分析法(harmonic method)分析組合潮位的各分潮的特性。調和分析法始自 Darwin(1907)發展至今已近百年，當潮位數據夠長（一般為一年以上），以調和分析法推算水位的精度頗高，因此常被工程人員及科學家使用。

不管調和分析法或正交潮法均需實測資料方能分析出分潮特性，但在無測站時便無法利用調和分析法推估潮汐。因此，便有學者利用空間分佈廣的人造衛星測高資料加上水動力學模式，發展出可預測任何空間一點及時間段的潮汐特性，如 Cartwright 和 Ray (1990)利用 Geosat 衛星測高資料，利用正交潮法分析出各分潮特性，並與潮位站實測數據分析結果比較頗為一致。Matsumoto 等人(1995)利用高度測量誤差約為 4.7 公分的 TOPEX/POSEIDON (T/P) 衛星資料，發展出可計算全球各主要分潮特性分佈的數值模式。Matsumoto 等人(2000)進一步改善包括

更多分潮的潮汐模式，其預測潮汐能力更高。Hwang 和 Chen (2000)利用 ERS1、ERS2、T/P 等衛星資料分析南海的海水位特徵。Chang 和 Hwang(2001)提出衛星測高 T/P 潮汐模式可直接計算潮位資料，發現 T/P 潮汐模式具有與調和分析 9 個分潮的能力相當的預測能力。在工程應用上 T/P 潮汐模式可以克服沒有實測潮汐，卻可計算出潮位高低的問題。

在本研究區域的外傘頂洲一帶，僅在 1976 年之前設有潮位站，但 1976 年之前的資料品質及長度無法確定，若利用 1976 年之前實測資料作 1993 年至 2004 年的推算可能有累積的誤差或是一些長期的天文誤差。另外在東石港雖設有長期的潮位測站，但由於考慮兩點間地形的差異以及之間的距離影響故不採用。針對以上條件選用不需要實測潮位的 NAO.99b 模式來對本研究 11 年內選取的時間點推算潮位高。

本研究提出兩種定位平均灘線的方法，將各個不同潮位所拍攝的海岸線位置統一修正至平均水位處，使每年海岸線的變遷能夠以一定的基準來評斷。

3.2 平移定位法

假設相鄰三年間的底床剖面相似，如圖 5 所示。

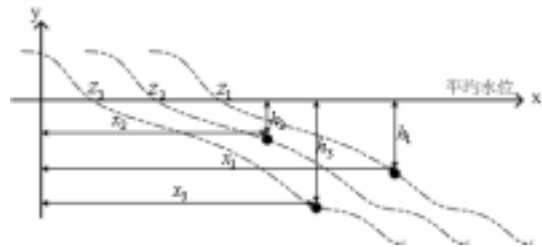


圖 5 鄰近三年的地形剖面以及潮位示意圖

灘線之地形若視為均勻坡度，則時間 某剖面之幾何關係可決定

$$\frac{h_i}{x_i - z_i} = s, \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1)$$

其中 z_i 平均水位情況下的海岸線位置， x_i 是該 t_i 時間下衛星影像辨識出的海岸線位置， h_i 為 t_i 時間時的潮汐水位， s 為底床坡度。

若假設相近幾年之灘線變化相似，則定義移動速度為

$$V = \frac{z_j - z_i}{t_j - t_i} = \frac{\Delta z_{ji}}{\Delta t_{ji}}, \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2)$$

由式(1)及式(2), 取連續三年之資料則可獲得平均坡度為

$$s = \frac{\Delta h_{32} - \frac{\Delta t_{32}}{\Delta t_{21}} \Delta h_{21}}{\Delta x_{32} - \frac{\Delta t_{32}}{\Delta t_{21}} \Delta x_{21}} \quad (3)$$

將式(3)帶入式(1)可得各年的平均灘線位置為

$$z_i = x_i - \frac{h_i \left(\Delta h_{i+1,i} - \frac{\Delta t_{i+1,i}}{\Delta t_{i,i-1}} \Delta h_{i,i-1} \right)}{\Delta x_{i+1,i} - \frac{\Delta t_{i+1,i}}{\Delta t_{i,i-1}} \Delta x_{i,i-1}}, \quad (i=1,2,3) \quad (4)$$

經由式(4)即可決定出平均灘線。

3.3 侵淤修正定位法

侵淤修正定位法首先定義一組具有代表性的 y 方向剖面資料, 以此剖面資料當作基準剖面, 將衛星觀測灘線位置修正至平均水位處, 每次修正灘線位置時同時調整該剖面至合理位置以作為次年的基準剖面。第一次的基準剖面資料可由下列三種方法定義:

1. 若有傳統的海岸地形量測資料, 可透過數值網格化建立一組用來修正潮位變化的基本剖面, 此種方法對修正潮汐變化時最為準確。

2. 任選兩次衛星觀測的灘線位置間除了時間上的空間上的潮位差異之外仍有侵淤變化, 假設兩年間的剖面地形無侵淤變化, 而灘線位置處為均勻坡度, 可利用兩次的衛星觀測灘線位置來定義出灘線附近的坡度, 如圖 6。

3. 利用假設的多項式或指數函數分佈描述基準剖面地形。

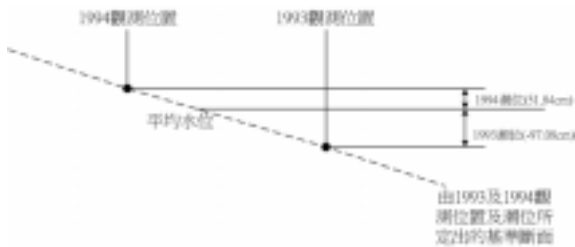


圖 6 利用起始兩年衛星觀測地形描述基準剖面

式(5)表示三種基準剖面地形的建立機制:

$$d(t,i,j) = \begin{cases} \text{observed mesh data} & \\ j \times (h_i - h_{i+1}) / (y_{i,j} - y_{i+1,j}), i=1 \sim M, j=1 \sim N & \\ \text{Function}(j) & i=1 \sim M, j=1 \sim N \end{cases} \quad (5)$$

其中 i 代表為 M 個斷面中的第 i 個, j 為 N 等分每個剖面的第 j 個, $d(t,i,j)$ 為 t 時間第 i 斷面第 j 位置的斷面水深, h_i 代表 t 時間的潮位高程。本文以上述三種方式經過測試發現, 外傘頂洲因多變的淺灘沙洲地形較難使用式(5)中第 3 方法中簡單函數分佈來描述, 且外傘頂洲海岸地形量測資料取得之不易, 故本研究中選用式(5)中第 2 方法來定義基準剖面。

在建立一系列的基準剖面後, 依衛星觀測時間依序對次年的灘線位置與基準剖面進行分析及討論。次年的灘線位置對應前一年的基準剖面後可求出兩年間地形變遷所造成的底床高程差量 Δd_i 示如式(6)。

$$\Delta d_i = h_{i+1} - d(t,i,y_{i+1,i}) \quad (6)$$

其中 $y_{i+1,i}$ 則為 $t+1$ 時間衛星觀測第 i 斷面的 y 方向灘線位置, $d(t,i,y_{i+1,i})$ 為前一年在 $y_{i+1,i}$ 處的基準剖面高程。

若 Δd_i 為負值, 則代表兩年間地形變化為淤積; 反之, 若 Δd_i 為正值, 則兩年間地形變化趨勢為侵蝕, 如圖 7 所示。針對上述底床高程差量, 本研究提出以次年衛星觀測的灘線位置為中心, 將原來基準剖面疊加上一餘弦函數分佈如式(7)。

$$d(t+1,i,j) = d(t,i,j) - \Delta d_i \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{j - y_{i+1,i}}{L/2}\right) \quad (7)$$

其中 L 為侵淤 y 方向的影響範圍。

將前一年的基準剖面地形資料經過式(7)計算後, 會使原有的高層差量歸零, 便會形成次年的基準剖面地形, 即可利用此基準剖面對 y 方向位置進行修正, 使次年之衛星觀測灘線位置修正至平均水位的情況, 如圖 8 中虛線及箭號為次年所需修正的底床高程差量, 其中在 $y_{i+1,i}$ 處的修正土方量即為 Δd_i 。

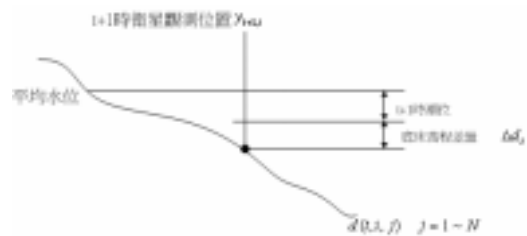


圖 7 基準剖面地形與次年觀測灘線位置關係圖

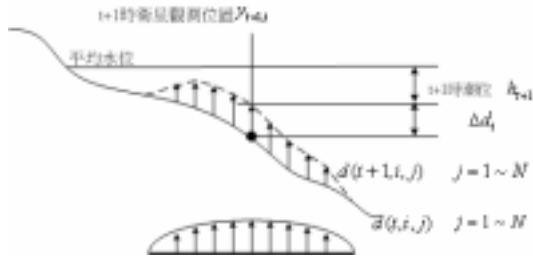


圖 8 修正底床高程差量示意圖

3.4 兩種定位方法之比較

由以上兩種潮位修正方法所產生的結果，可發現兩種方法各有優缺點。平均灘線平移定位法是以相鄰三筆觀測資料間的關係作為潮位修正的基準，所以在一時序列的資料中，最首筆資料及最末筆資料的推算，只能由最相近的一筆資料及次相近的第二筆資料來作推算，如圖 9 所示。這種推算方式雖然滿足平移定位法但由於三筆資料間的時間距離被拉長，故最首筆資料及最末筆資料兩筆資料所作的潮位修正的正確性會稍微受到影響。另外在以 2003 年為中心作潮位修正時，由於 2002 年、2003 年以及 2004 三年之間的灘線位置關係，不滿足平均平移定位法所作的假設，而會推算出較不合理的底床坡度 s ，故嚴重影響 2003 年及 2004 年潮位修正結果。

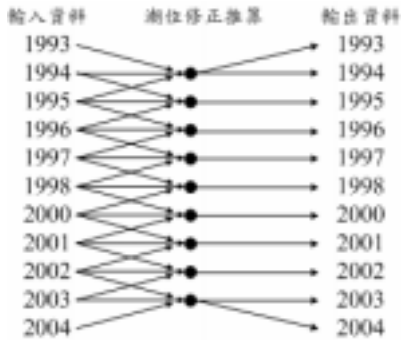


圖 9 平移定位法計算方式

而斷面侵淤修正法在 1996 年及 1998 年在沿岸 x 方向 2000 公尺處的突堤形地形處；以及 2001 年沿岸 x 方向 16000 公尺的下方處，由於地形變遷太大而出現較為不平滑的修正結果。此外斷面侵淤修正法由於每年基準斷面的沿用，若衛星觀測灘線位置大部分皆分佈於退潮時，則漲潮時潮位修正的正確率會受到影響。

以上兩種潮位定位平均灘線方法各有其優缺點，本文結合兩種方法優點做適當的選擇。若平均平移定位法所推算出的底床坡度與該斷面實際斜率正負號相反，或推算之底床坡度絕對值小於 $1/700$ ，即採用侵淤修正定位法進行二次推算。而二次推算後若修正值與原衛星觀測值的差值大於 $(\text{潮位}/(1/700))$ ，則以兩種推算方式選擇與實際觀測值差異小的進行與周圍推算點的移動平均，來代表最終潮位修正結果。

四、模式驗證

本研究中所進行的潮位修正方式雖無實測數據可供驗證，但可利用 1994 年與 2002 年之間的灘線變化程度來驗證潮位修正方法的正確性，因 1994 年及 2002 年衛星觀測時近乎同一個潮位高(約為 51~54cm)，故假設衛星影像觀測時灘線的變化應與潮位推估平均灘線之變化接近。圖 10 為 1994 至 2002 年間的海側部分灘線變化推估量；圖 11 則為 1994 至 2002 年間的陸側灘線推估變化量，圖 10 中可發現經過潮位修正後的海側灘線位置變化量，與衛星觀測灘線之變化量 分接近。而在圖 11 中陸側灘線變化量雖趨勢相近，但在 $x = 6000$ 至 $x = 12000$ 有較大的差量。

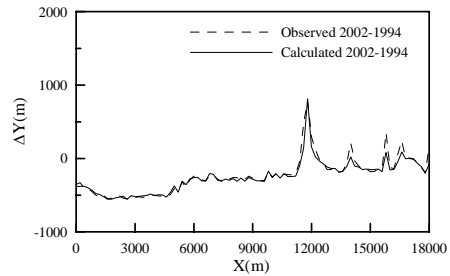


圖 10 1994 至 2002 年間的海側灘線變化量

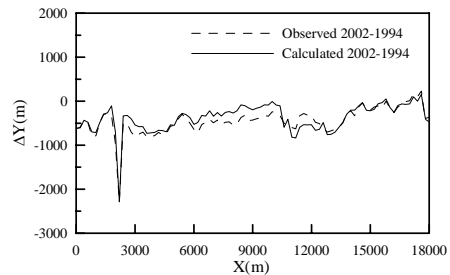


圖 11 1994 至 2002 年間的陸側灘線變化量

圖 12 及圖 13 分別為 1994 年至 2002 年海側與陸側灘線變遷量與推估平均灘線變化量之離散圖。圖中顯示海側灘線變化量原觀測值以及推估值十分接近，其 RMS 值為 65.30m，而其 $R^2 = 0.904$ ；而陸側部分灘線變化量維持趨勢相近，其 RMS 值為 153.54m，而其 $R^2 = 0.763$ 。由圖 12 至圖 13 低的 RMS 以及高的 R^2 證實本文所提出的潮位修正法是可行的。

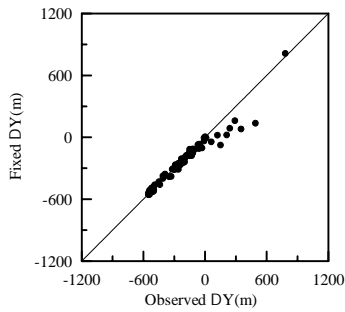


圖 12 海側灘線修正後與影像觀測值之灘線變化量關係圖(2002-1994)

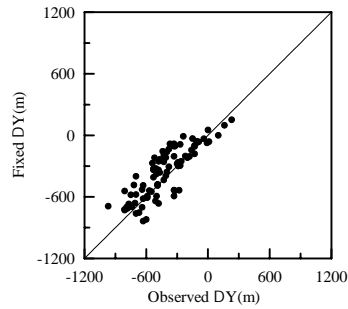


圖 13 陸側灘線修正後與影像觀測值之灘線變化量關係圖(2002-1994)

五、結果與討論

5.1 平均灘線之變化

由於 1993 至 2004 之觀測資料有 11 筆，考慮海側及陸側的變化程度不一，且在不同位置所受風浪影響也不同，故取代表性的斷面進行分析與討論。將每年衛星所觀測之灘線定位繪圖，示如圖 14。選取海側以及陸側的 $x = 4000$ 以及 $x = 15000$ 處的一共四個斷面作灘線變化的分析，四個斷面的位置如圖 14 中的 P1~P4 所示。

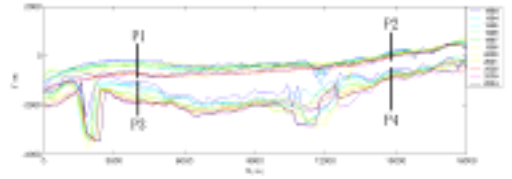


圖 14 1993 至 2004 外傘頂洲平均灘線之變化

圖 15 為選擇四處灘線歷年變化。圖 15 可看出 P2 及 P4 的灘線變化較小，而 P1 及 P3 的變化較大；此顯示外傘頂洲的下游側陸化的情況較為嚴重，而上游處的陸化不明顯。截至 2004 年為止四處均有陸化的趨勢，但 P1、P2 在 1996 至 1998 年間的 y 方向有短暫的前進趨勢；P3、P4 在 1996 至 1998 年則相反，在 y 方向有較大的後退趨勢。若將四處之灘線位置以線性迴歸分析可得灘線之變化率，其值示於圖說明內。

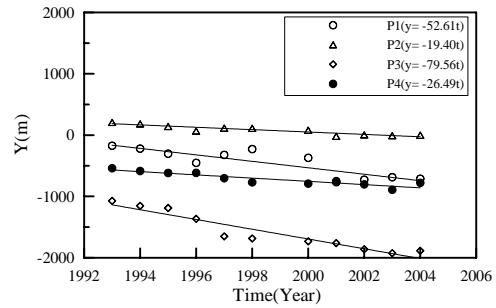


圖 15 P1 至 P4 斷面的平均灘線位置及其變化率

圖 15 說明欄中顯示 P1 至 P4 的灘線變化率，除了下游側較上游變化較快外，在下游 P3 變化率 (-79.56) 較 P1 者 (-52.61) 大；而上游的 P4 變化率 (-26.49) 也較 P2 者 (-19.40) 大。此可推估出外傘頂洲雖有逐年向台灣本島陸化的趨勢，但由於灘線在陸側的後退較海側者為快，故以長期觀點來評估外傘頂洲面積變化並不一定會縮小，可能還會有稍微增加。

5.2 全島面積之變化

本文利用梯形法計算外傘頂洲計算平均灘線所為的全島面積，結果示如圖 16。圖 16 中顯示自 1993 至 2004 年外傘頂洲的面積為逐漸遞增的情況，與前節海、陸側的灘線變化的分析結果符合，其面積每年平均增加 0.35 km^2 。

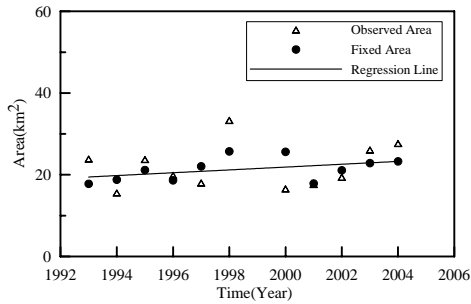


圖 16 外傘頂洲影像觀測灘線及平均灘線所圍之面積比較圖

5.3 陸化預測推估

由 5-1 節中分析結果可發現外傘頂洲 1993 年至 2004 年之間的變化趨勢海側及陸側皆有向台灣本島靠近的陸化現象。其中海側的陸化速度較陸側為快；西南側的陸化速度較東北側為快。故外傘頂洲本體由目前的走向正以逆時鐘方向旋轉，並有向東南延伸的趨勢。就目前台灣本島與外傘頂洲的幾何位置關係來說，外傘頂洲將逐漸與台灣本島的西海岸平行而漸漸貼近台灣西海岸，若此變遷趨勢不改變的情況下外傘頂洲將成為台灣西海岸的一部分。此外，利用目前外傘頂洲的灘線變遷趨勢在外傘頂洲西南側的部分，如同往昔的研究調查，外傘頂洲有逐漸南移的趨勢。

假設未來外傘頂洲灘線的變化趨勢不變的情況下，利用 4-1 節中的圖 4-3 中的 y 方向變化趨勢，2004 年外傘頂洲的陸側灘線的上游部分離台灣約 2624 公尺，以平均 $26.49m/year$ 之速度，可推算出再 99 年後會與台灣本島相連；而下游部分 2004 年時陸側灘線的下游部分離台灣本島約 13837 公尺，以平均 $79.56m/year$ 之速度，可推算出再 174 年後會與台灣本島相連。但此種統計模式的推算無法考慮到當外傘頂洲與台灣本島的夾角改變後季節性波浪對外傘頂洲的影響的改變，故僅能當做一個參考的指標，需再進行統計學及漂沙力學模式來確任。

六、結論

本研究目前發展出將衛星影像的觀測灘線修正至平均灘線之方法，應用至緩坡沙洲地形的外傘頂洲。由本文所搜集外傘頂洲之影像中，因 1994 及 2002 年兩年之潮位相近，故將兩年間的灘線變化視

為不受潮位變化影響而當作基準，驗證本文所提出推估平均灘線方法，其結果證明是可行的。

本文發現外傘頂洲自 1993 年至 2004 年的面積變化趨勢為遞增，增加速率為 $0.35km^2/year$ 。而外傘頂洲的陸化現象明顯，除了整體向台灣本島逐漸靠近之外，下游側較上游變化較快，使外傘頂洲作逆時鐘的運動。若外傘頂洲灘線變遷趨勢不改變的情況下，上游及下游部份將分別於 2103 年及 2178 年與台灣本島相連。且在海側灘線的變化較陸側者為大，使外傘頂洲整體面積增加。

在海岸線變遷模式的發展，因為外傘頂洲附近的波浪或是風場資料取得不易，故目前無法利用風浪與海岸漂沙之間的相互關係建立可良好預測未來灘線位置的海岸線變遷模式，故目前僅針對現有資料做統計模式的推算，對於目前外傘頂洲的變化趨勢做基本的分析以及推估。提供對未來進一步研究的參考，或工程上基本的評估。

謝誌

本研究承蒙台灣聯合大學系統跨校研究中心—『環境與能源研究中心』93E013 專題計畫贊助，特此致謝。

參考文獻

1. 郭金棟、陳文俊、黃重誠(1997)「台南縣海岸線砂洲變遷分析」，第九屆海洋工程研討會論文集，台中，pp.553-560
2. 張憲國，黃金維(2001)「以 NAO99b 潮汐模式預測台灣西岸潮汐之評估」，2001 海洋工程研討會論文集
3. 何育廷，陳文福(2002)「外傘頂洲乾砂洲面積變化影響因子之探討」，第二屆水利工程研討會 D-190-195
4. Cartwright, D. E. and R. D. Ray (1990) "Oceanic Tides Form Geosat Altimetry," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. C3, pp. 3069-3090.
5. Darwin, G. H., "The harmonic analysis of tidal observations," *Oceanic tides and lunar disturbances of gravity*, pp.463, Cambridge Univ. Press, London, 1907.
6. Matsumoto, K., M. Ooe and T. Sato (1995) "Ocean

Tide Model Obtained from TOPEX/POSEIDON Altimetry Data,” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C12, pp. 25319-25330.

7. Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe (2000) “Ocean Tide Model Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimetry Data into Hydrodynamical Model: A Global and a Regional Model around Japan,” *Journal of Oceanography*, Vol. 56, pp. 567-581.
8. Hwang, C. and S-A. Chen (2000) “Fourier and Wavelet Analyses of TOPEX/POSEIDON-derived Sea Level Anomaly over the South China Sea Altimetry Data,” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, pp. 28785-28804.